

Углеводородные газы и криолитозона шельфа Арктики

Г. З. Перльштейн¹, доктор геолого-минералогических наук,
Д. О. Сергеев², кандидат геолого-минералогических наук,
Г. С. Типенко³, кандидат физико-математических наук
ФГБУН Институт геоэкологии им. Е. М. Сергеева РАН

В. Е. Тумской⁴, кандидат геолого-минералогических наук
Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, геологический факультет

А. Н. Хименков⁵, кандидат геолого-минералогических наук
ФГБУН Институт геоэкологии им. Е. М. Сергеева РАН

А. Н. Власов⁶, доктор технических наук
ФГБУН Институт прикладной механики РАН

В. П. Мерзляков⁷, кандидат технических наук,

Ю. В. Станиловская⁸
ФГБУН Институт геоэкологии им. Е. М. Сергеева РАН

Рассмотрена характеристика особенностей взаимовлияния процессов эмиссии углеводородных газов и эволюции геокриологических условий на шельфе арктических морей с учетом формирования и разложения газовых гидратов. Результаты исследований позволяют оптимизировать затраты на проведение инженерных изысканий.

Ключевые слова: многолетняя мерзлота, Арктика, шельф, газогидрат, эмиссия.

Введение

Зона стабильности гидратов газов (ЗСГГ), в частности, метана, преимущественно присутствующего в земной коре углеводородного газа, широко распространена в Мировом океане. На приполярных акваториях океана, где в приповерхностных слоях отрицательные температуры вод достигают приблизительно $-1,7^\circ$, газогидраты могут существовать в метастабильном состоянии и при относительно низких давлениях. Этому соответствуют сравнительно небольшие глубины (до 300—400 м от поверхности дна). Газовые гидраты метана образуют в породах текстуры, схожие с криотекстурами в мерзлых породах. Встречаются массивная, корковая, порфириовидная, линзовидная и слоистая газогидратные текстуры.

В холодные климатические эпохи, когда уровень океана падал на 100 м и более, значительные территории мелководного шельфа Северного Ледовитого океана переходили в субаэральное состояние и промерзали. Под слоем мерзлоты формировалась зона стабильности арктических газогидратов, которые

в отличие от океанических газогидратов характеризуются большей мощностью залегания пластов, высоким насыщением газогидратами порового пространства осадков (20—80% в отличие от 1—2% в океанических газогидратах) [1]. При трансгрессии моря происходило повышение температур грунтов и сокращение зоны стабильности газогидратов. Поняв в нестационарные термобарические условия после затопления шельфа, они разрушались, накапливаясь под субаквальной мерзлотой. Газ, образовавшийся при разрушении газогидратов, может через таликовые зоны поступать в водную толщу и далее в атмосферу. Таким образом, в пределах криолитозоны шельфа Арктики происходит существенное перераспределение углеродосодержащих газов и газогидратов, сформировавшихся в разное время на разных глубинах.

Наиболее детальные геокриологические исследования, результаты которых опубликованы, были выполнены на шельфе Восточной Сибири. Криолитозона здесь состоит в основном из трех ярусов. Ярус многолетнемерзлых пород (ММП) имеет сплошное распространение в интервале глубин моря от 0 до 50—60 м (в рифтовых зонах образование сквозных таликов возможно и на меньших глубинах), прерывистое и островное — при глубинах от 50—60 до 80—100 м, что соответствует бровке шельфа. Он перекрыт и подстилается ярусами охлажденных ниже 0°C осадков и пород мощностью 5—80 и 50—100 м соответственно.

¹ e-mail: george-perl@yandex.ru.

² e-mail: d.sergeev@geoenv.ru.

³ e-mail: gstipenko@mail.ru.

⁴ e-mail: vtumskoy@rambler.ru.

⁵ e-mail: ngfund@mail.ru.

⁶ e-mail: bah1955@yandex.ru.

⁷ e-mail: cryo2@yandex.ru.

⁸ e-mail: stanilovskaya@geoenv.ru.

Значительная по площади часть ММП является реликтовым образованием. Протаивание таких толщ происходит преимущественно снизу под влиянием потока внутриземного тепла. По современному состоянию можно выделить «твердомерзлые толщи ММП» с температурами ниже -2°C и «вялую мерзлоту» с безградиентным температурным разрезом и температурами около -2°C . Твердомерзлые породы распространены на участках недавно абрадированных островов и коренных берегов, сложенных ледяным комплексом. На остальной акватории существует «вялая мерзлота». В настоящее время ЗСГГ существует практически под всей акваторией шельфа моря Лаптевых, примерно совпадая с территорией распространения ММП. Кровля ЗСГГ находится внутри толщи многолетнемерзлых пород, а подошва — глубже залегания последних. Предположительно в верхней части ЗСГГ гидраты находятся в метастабильном состоянии и сохраняются благодаря эффекту криогенной консервации в реликтовой мерзлой толще, который был открыт одновременно группами канадских исследователей под руководством Д. Дэвидсона и российских ученых под руководством В. С. Якушева [2]. Сплошные мерзлые толщи и ЗСГГ на шельфе блокируют эмиссию парниковых газов в атмосферу или же существенно локализуют ее по узким каналам. Аномально высокие концентрации метана широко распространены на мелководном шельфе [3]. Термокарстовые озера на суше также играют важную роль как поставщики атмосферного метана. Под этими озерами со временем формируются области талых осадков (талики), где создаются анаэробные условия для продукции метана.

В разных частях арктического шельфа состояние и эволюция ММП и ЗСГГ различны вследствие различий теплового воздействия морских вод и гидростатического давления, зависящего от глубины моря.

В периоды трансгрессий эмиссия углеродосодержащих газов резко увеличивается через образующиеся сквозные талики и «разрывы» в ЗСГГ. При этом эмиссия газов происходит преимущественно во внешней части шельфа. В рифтах образуются антиклинальные (сводовые) структуры — поднятия на нижней поверхности толщ ММП и ЗСГГ. Эти структуры предположительно могут служить местами скопления газов или газогидратов в областях с высоким нефтегазовым потенциалом, выделяемых как «криогенные ловушки» [4]. «Криогенные ловушки» существуют постоянно как на этапах регрессии, так и на этапах трансгрессии моря, изменяются только их размеры.

В периоды регрессии моря и аградации мерзлоты на шельфе сквозные эндогенные талики, существовавшие в рифтовых или разломных зонах, промерзают, а возможная эмиссия газов через них прекращается. На всей территории арктического шельфа Восточной Сибири регрессии, вероятно, сопровождались накоплением газов ниже толщи ММП.

Эмиссия метана в атмосферу может занимать более 80% площади мелководного шельфа. На фоне глобального потепления ожидается деградация мерзлых толщ и массивное разрушение зоны стабильности шельфовых газогидратов. Существует вероятность, что подводная мерзлота мелководной части Восточно-Сибирского шельфа (до 60 м глубины) уже не будет выполнять роль «запорного клапана». Так как метановый потенциал этого шельфа огромен, залповый выброс газа в атмосферу способен вызвать труднопредсказуемые климатические последствия.

Математическое моделирование температурного режима многолетнемерзлых пород

В настоящее время для оценки процессов разложения газовых гидратов и прогноза температурного поля пород арктического шельфа математическое моделирование является наиболее эффективным методом исследования.

Основой модели служит энтальпийная формулировка задачи Стефана, предложенная в работе [5]. Обобщенное решение задачи Стефана является решением квазилинейного уравнения теплопроводности, выражающего закон сохранения энергии в области Ω_{τ} с учетом фазовых превращений:

$$\frac{\partial H(x, y, t)}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k_x(x, y, t) \frac{\partial t(x, y, \tau)}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y(x, y, t) \frac{\partial t(x, y, \tau)}{\partial y} \right), \quad (x, y) \in \Omega_{\tau}, \quad (1)$$

где $k_x(x, y, t)$ — температура; τ — время; $k_x(x, y, t)$ и $k_y(x, y, t)$ — коэффициенты теплопроводности в горизонтальном и вертикальном направлениях (т. е. среда может считаться анизотропной); $H(x, y, t)$ — энтальпия, которая выражается через удельную теплоемкость $c(x, y, t)$ и плотность $\rho(x, y)$ по формуле

$$H(E, y, t) = \int_0^t c(x, y, s) ds + Q(t, \tau). \quad (2)$$

Слагаемое $Q(t, \tau)$ в формуле (2) описывает фазовые превращения двух видов. Во-первых, это промерзание грунта в диапазоне температур, описываемое кривой незамерзшей воды $W = \Theta(t)$ с началом фазовых переходов при температуре $t_* < 0$ и пористости n . Эмпирическая формула для насыщенности незамерзшей водой имеет вид

$$\Theta(t) = \begin{cases} 1, & t \geq t_*, \\ \left(\frac{t}{t_*} \right)^{-\alpha}, & t < t_*, \end{cases} \quad (3)$$

где α — положительная константа, зависящая от типа грунта.

Во-вторых, это фазовые переходы, связанные с образованием (разложением) гидратов и описываемые равновесной кривой для температуры и давления. В данной модели предполагается, что разложение гидратов происходит в масштабе тысяч лет, система является открытой и скорости изменения поля давления несравнимо выше скоростей изменения температур для процессов гидратообразования. Поэтому давление предполагается гидростатическим, а равновесная температура разложения гидратов $t_e(y, \tau) = R_1 \ln[h(\tau) + y] + R_0$ зависит от глубины и времени, если учитывается изменение уровня $h(\tau)$ океана. Константы R_1, R_0 зависят от газового состава гидрата, например, для чистого метана они равны $R_1 = 8,027599, R_0 = 44,635899$. Таким образом, скрытое тепло фазовых переходов учитывается в энтакльпии аналитическим выражением

$$Q(t, \tau) = \begin{cases} -n(\rho_h L_h - \rho_{ice} L_{ice}), & t < t_e(y, \tau), \\ n\rho_{ice} L_{ice} \Theta(t), & t \geq t_e(y, \tau), t < t_*, \\ n\rho_{ice} L_{ice}, & t \geq t_e(y, \tau), t \geq t_*, \end{cases} \quad (4)$$

где L_{ice}, L_h — удельная теплота образования; ρ_{ice}, ρ_h — плотность льда и гидрата соответственно.

Следует отметить, что согласно нашей модели при температурах ниже t_* может происходить двухступенчатый процесс: сначала гидрат разлагается на воду и газ, затем мгновенно происходит замерзание воды и образуется мерзлота с включениями газа. Причем теплота фазовых превращений этого двухступенчатого процесса равна разности теплоты фазовых переходов гидрата и льда.

Уравнение (1) дополняется граничными и начальными условиями. Поверхности земли соответствует верхняя граница области Ω_r , которая может быть криволинейной. На этой границе задается краевое условие первого рода, т. е. температура, полученная из различных палеоклиматических сценариев.

Для перехода от физической области решения Ω_r к вычислительной Ω применяется метод фиктивных областей [6]. Область Ω_r дополнялась до прямоугольника Ω , и температура $t_s(x, \tau)$ задавалась на верхней границе прямоугольника. В новой, фиктивной части Ω_f в тензоре теплопроводности вертикальная компонента $k_y(x, y, t)$ выбирается достаточно большой, а горизонтальная $k_x(x, y, t)$ полагается близкой к нулю. Таким образом, в фиктивной области тепло не распространяется в горизонтальном направлении, а по глубине мы имеем практически безградиентную среду. Это позволяет продолжить с практически нулевым градиентом температурное поле с верхней границы прямоугольника на физическую границу Ω_r без особых потерь в точности (порядка 0,01°C). Отметим также, что верхняя граница может изменяться во времени, что позволяет включить в расчетную схему изменение глубины снежного покрова, динамику растительного слоя и другие переменные по времени процессы на зем-

ной поверхности. В качестве компенсации получаем возможность применить экономичные схемы решения многомерных параболических уравнений на прямоугольных сетках. Отметим, что метод конечных элементов в областях с переменной границей требует неоправданно больших затрат машинного времени на триангуляцию области и вычисление матриц жесткости.

В качестве вычислительной области $\Omega = \Omega_r \cup \Omega_f$ выбран прямоугольник $[0, \ell_1] \times [0, \ell_2]$. На боковых границах прямоугольника выполнены однородные условия Неймана (условие теплоизоляции), а на нижней границе задавался геотермический градиент:

$$\frac{\partial t(x, y, \tau)}{\partial x} = 0, \quad x = 0, \ell_1; \quad \frac{\partial t(x, y, \tau)}{\partial y} = g, \quad y = \ell_2. \quad (5)$$

Краевая задача для параболического уравнения требует задания начального распределения температур по глубине, информация о котором либо отсутствует, либо недостаточно достоверна. Начальное распределение температуры задавалось линейным в соответствии с градиентом, а затем проводился расчет до установления периодического по времени режима. Этого требовало проведения расчетов на временном интервале длиной не более 10 периодов в граничном условии (5).

Для получения разностной схемы мы использовали локально одномерные схемы на неравномерных пространственных сетках [7]. На каждом временном интервале вычисления осуществлялись в два этапа. На каждом этапе решалось уравнение теплопроводности по одному из пространственных направлений с помощью чисто неявной разностной схемы:

$$\frac{H(t_{i,j}^{n+1/2}) - H(t_{i,j}^n)}{\Delta \tau_n} = \frac{2}{(\Delta h_{i+1,x} + \Delta h_{i,x})} \times \left[k_{i+1/2,j}^{n+1/2} \frac{(t_{i+1,j}^{n+1/2} - t_{i,j}^{n+1/2})}{\Delta h_{i+1,x}} - k_{i-1/2,j}^{n+1/2} \frac{(t_{i,j}^{n+1/2} - t_{i-1,j}^{n+1/2})}{\Delta h_{i,x}} \right], \quad (6)$$

$$\frac{H(t_{i,j}^{n+1}) - H(t_{i,j}^{n+1/2})}{\Delta \tau_n} = \frac{2}{(\Delta h_{j+1,y} + \Delta h_{j,y})} \times \left[k_{i,j+1/2}^{n+1} \frac{(t_{i,j+1}^{n+1} - t_{i,j}^{n+1})}{\Delta h_{j+1,y}} - k_{i,j-1/2}^{n+1} \frac{(t_{i,j}^{n+1} - t_{i,j-1}^{n+1})}{\Delta h_{j,y}} \right], \quad (7)$$

где через $\Delta h_{i,x}$ и $\Delta h_{j,y}$ обозначены шаги пространственной сетки.

Полученная система уравнений является нелинейной, и для ее решения использовались итерационные методы. Ниже подробно рассмотрено решение

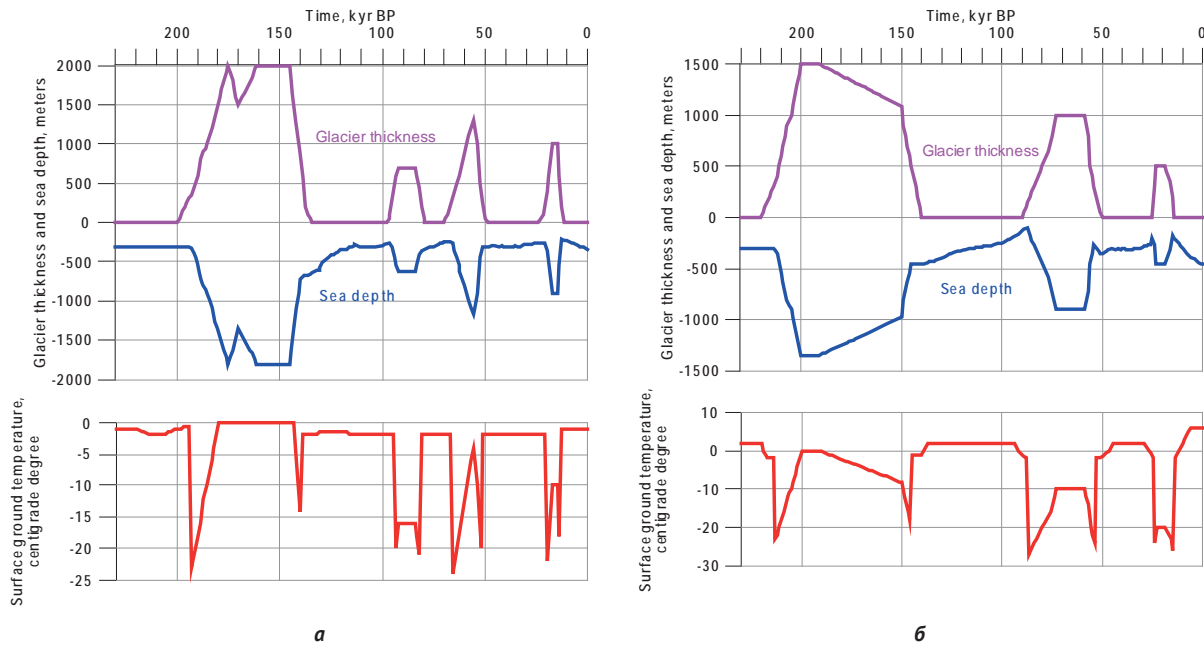


Рис. 1. Один из вариантов палеогеографической модели территории Штокмановского месторождения (а) и Норвежского моря (б)

уравнения (6), уравнение (7) решалось аналогично. Воспользовавшись разложением энтальпии в ряд по переменной t и обозначая временно $t^{n+1/2}$ через $u_{i,j}^{(s)}$, где (s) обозначает номер итерации, будем иметь итерационный процесс

$$\frac{\partial H(u_{i,j}^{(s)})}{\partial t} \frac{(u_{i,j}^{(s+1)} - u_{i,j}^{(s)})}{\Delta \tau_n} = \frac{2}{(\Delta h_{i+1,x} + \Delta h_{i,x})} \times \left[k_{i+1/2,j}^{n+1/2} \frac{(u_{i+1,j}^{(s+1)} - u_{i,j}^{(s+1)})}{\Delta h_{i+1,x}} - k_{i-1/2,j}^{n+1/2} \frac{(u_{i,j}^{(s+1)} - u_{i-1,j}^{(s+1)})}{\Delta h_{i,x}} \right] \quad (8)$$

В качестве начального шага итерации выбиралось решение с предыдущего слоя $u_{i,j}^{(0)} = t_{i,j}^n$, а для решения линейной системы (8) использовался метод прогонки. Итерации прекращались, когда равномерная норма разности соседних итераций становилась меньше наперед заданного параметра $\epsilon = 0,001$.

Такой метод решения квазилинейных параболических уравнений хорошо известен [7], а оригинальным является способ вычисления производной энтальпии $\frac{\partial H}{\partial t}$.

Проблема состоит в том, что для задачи Стефана энтальпия является разрывной функцией, введение кривой незамерзшей воды (3) позволяет сгладить разрыв. Однако при температурах, близких к значениям равновесных температур фазовых переходов

как воды, так и гидрата природного газа, производная по температуре энтальпии, заданной по формуле (4), может отличаться от среднего значения теплоемкости на два порядка. В этой ситуации на дискретной сетке можно «потерять» тот интервал, на котором происходят фазовые превращения, и разностная схема (8) будет фактически давать решение задачи без фазовых превращений. Один из возможных способов борьбы с потерей на дискретной сетке фазовых превращений состоит в том, что оценивается максимальное значение градиента температуры, и узлы пространственной сетки выбираются достаточно малыми, чтобы обеспечить попадание нескольких узлов в область фазовых превращений. Таким образом, до проведения расчетов необходимо оценить выбор параметра регуляризации энтальпии и шаг сетки. Неудачный выбор параметров, например, в ситуации с безградиентной средой, близкой к температуре фазовых превращений, может привести к значительным ошибкам в расчетах и даже полностью исказить динамику движения фронта промерзания.

Для устранения указанных трудностей был предложен и использован комбинированный способ вычисления производной энтальпии по температуре в соседних узлах. При наличии градиента температуры производная энтальпии вычислялась по разностным формулам:

$$\frac{\partial H(u_{i,j})}{\partial t} = 0,5 \left[\frac{H(u_{i,j}) - H(u_{i-1,j})}{(u_{i,j} - u_{i-1,j})} + \frac{H(u_{i+1,j}) - H(u_{i,j})}{(u_{i+1,j} - u_{i,j})} \right] \quad (9)$$

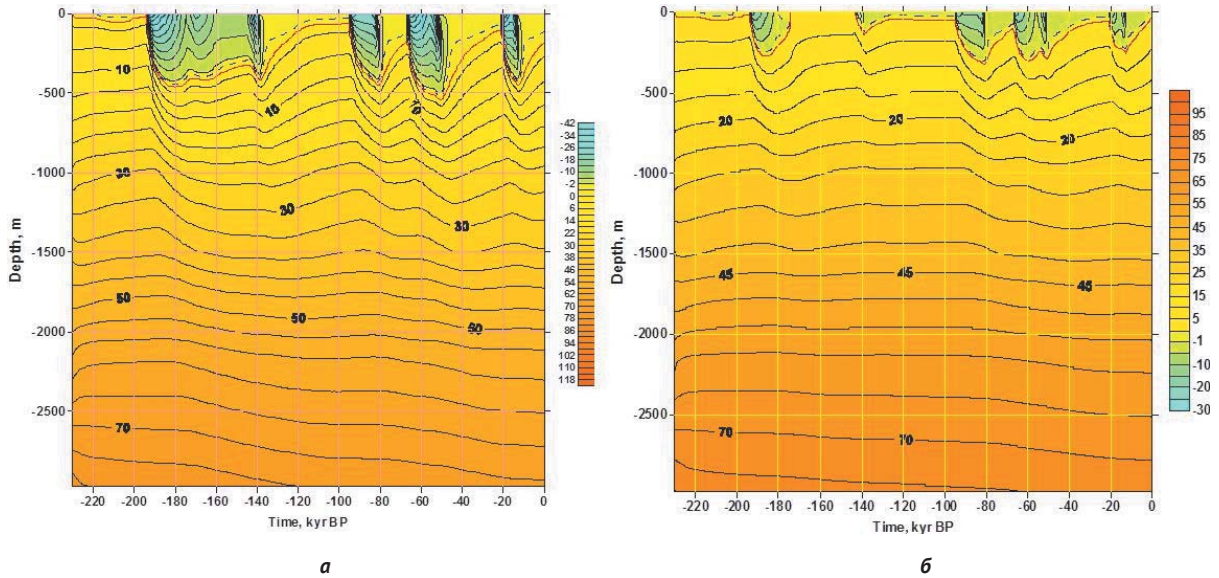


Рис. 2. Результаты математического моделирования криолитозоны Штокмановского месторождения с разными температурами на поверхности ледника: -50°C (а) и -30°C (б)

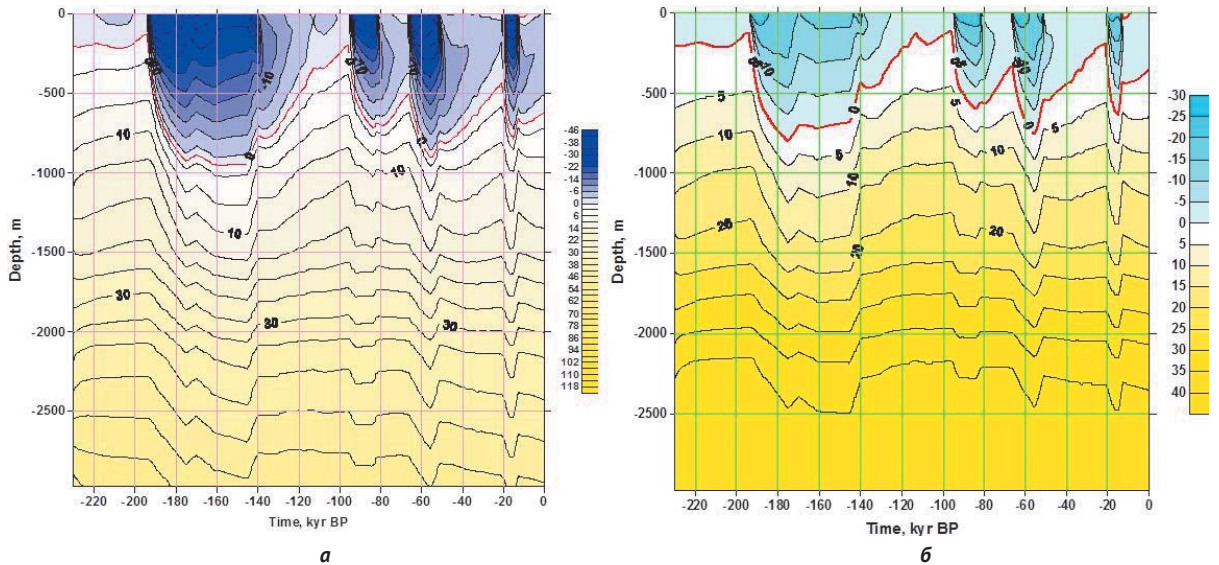


Рис. 3. Результаты моделирования динамики зоны стабильности гидрата чистого метана на Штокмановском месторождении с температурами на поверхности ледника -50°C (а) и -30°C (б)

Одним из преимуществ предложенного метода решения задачи с фазовыми переходами является возможность работать в расчетной области с движущимися границами. Следует отметить, что изложенный подход к моделированию задачи разложения гидратов не учитывает другие важные процессы и условия: наличие газа в виде пузырьков в поровом пространстве и движение этих пузырьков вместе с фильтрующей водой и растворенным в ней газом вне ЗСГГ. Также не учитывается влияние растворенных солей на диссоциацию гидратов, диффузию солей, динамику порового давления в зонах фазовых переходов. Многие из перечисленных механизмов привлекают исследования зарубежных авторов [8—13]. Однако для верификации получаемых при моделировании результатов необходимы натурные,

причем не столько лабораторные, сколько полевые наблюдения.

Постановка задач и результаты расчетов

Мы не проводим резкую границу между морскими и сухопутными многолетнемерзлыми толщами, учитывая зависимость состояния мерзлоты от истории ее развития, которая включала трансгрессии и регрессии моря, наступление и сокращение ледниковых покровов и существенную смену климатических условий. В разных секторах Арктики эта история заметно различалась, поэтому о единой модели развития криолитозоны всего арктического региона говорить преждевременно.

В качестве основных для геологических моделей были выбраны участки акватории Баренцева

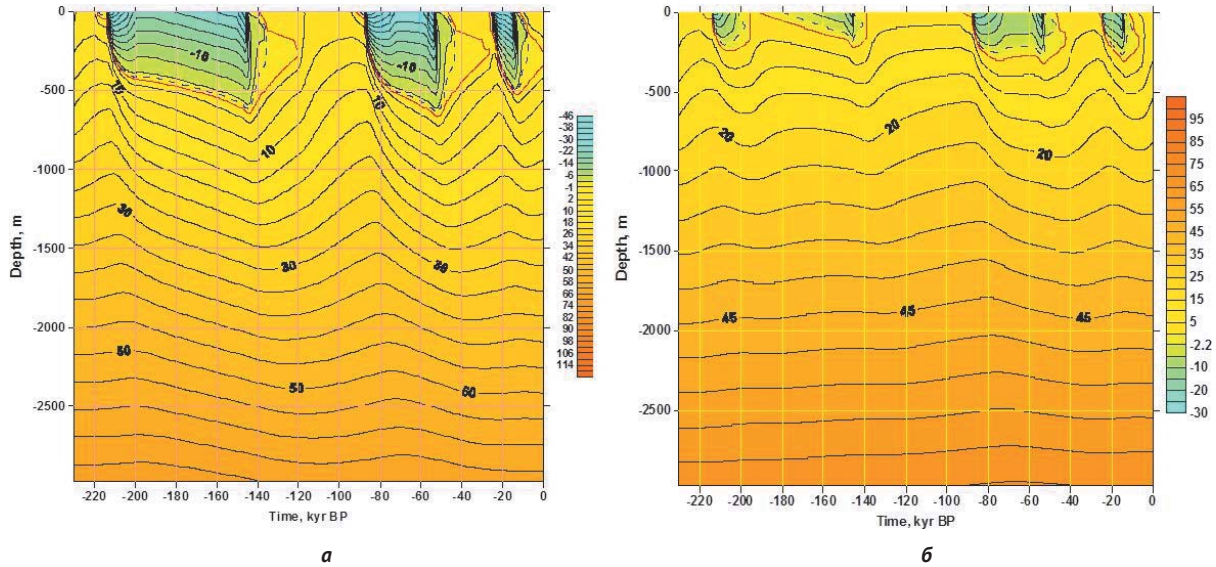


Рис. 4. Результаты математического моделирования криолитозоны Норвежского моря с разными температурами на поверхности ледника: -50°C (а) и -30°C (б)

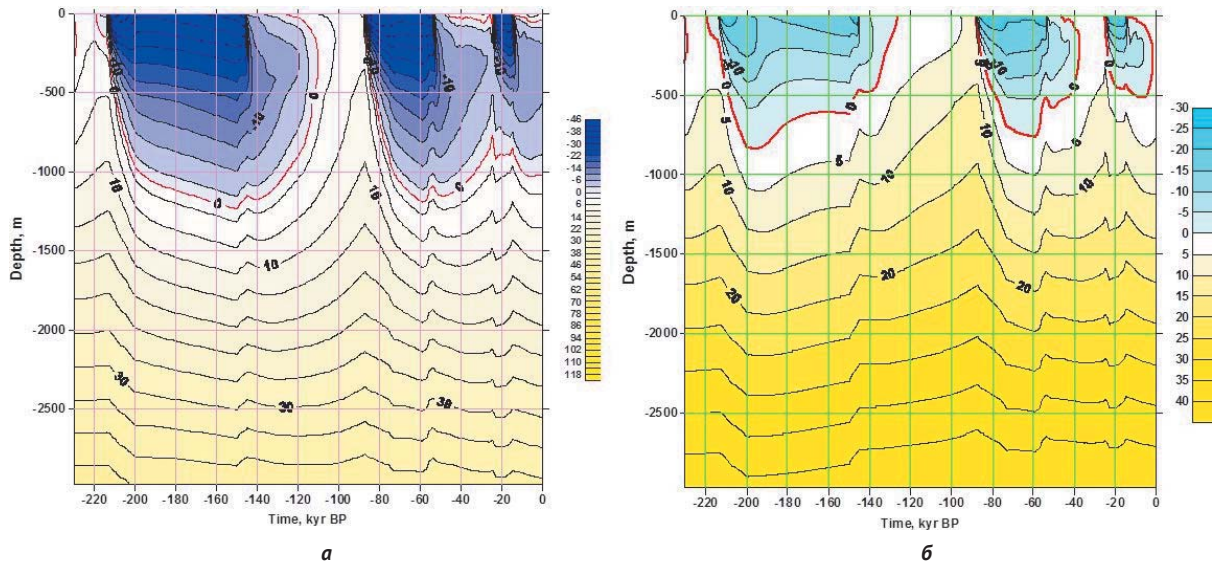


Рис. 5. Результаты математического моделирования зоны стабильности гидрата чистого метана в Норвежском море с разными температурами на поверхности ледника: -50°C (а) и -30°C (б)

и Карского морей, где имеются данные о криолитозоне и гидратах природных газов [14], а также территория центрального Ямала, по которой имеются временные ряды геотемпературных наблюдений ОАО «Газпром» [15].

Общий подход к исследованию эволюции многолетней мерзлоты основывался на взглядах Н. Н. Романовского, Г. Хуббертена, А. В. Гаврилова и В. Е. Тумского [16—19], рассматривавших эту эволюцию как продукт длительного геологического развития, обусловившего особенности ее итогового (наблюдаемого) состояния. В качестве верхних граничных условий задаются показатели климата, уровень моря, характеристики оледенения, тектонические колебания земной поверхности, параметры осадконакопления. Нижние граничные условия задаются в виде геотермического градиента. Из

учитываемых свойств моделируемой среды следует отметить влагосодержание, засоленность и поровое давление (условно принимаемое равным гидростатическому).

Баренцево море

Современные общие геологические условия соответствуют уровню моря от 320 до 340 м, придонной температуре -1°C , существованию ЗСГГ от 240 до 570 м, мощности донных отложений с температурой ниже 0°C от 10 до 15 м и расположением продуктивного пласта Штокмановского месторождения на глубинах от 1814 до 2317 м. Продуктивный горизонт представлен юрскими терригенными отложениями с пористостью 17—24%, начальным поровым давлением 20,0—23,9 МПа и температурой от 48°C до 60°C . Газ представлен смесью

метана (92,4—96,3%), его гомологами (1,9—3,4%), азотом (1,7—2,5%) и углекислым газом (0,2—0,7%). Среднее содержание конденсата составляет 9,7 г/см³. Соленость порового раствора (хлорида натрия) — 31,4—36,5 г/л. Теплофизические характеристики горных пород задавались обобщенно по литературным данным.

Основной целью численного эксперимента был анализ совокупной эволюции мерзлоты и зоны стабильности газовых гидратов в переменных условиях: с учетом изменения климата (температура на поверхности ледниковых покровов) и морских трансгрессий и регрессий (рис. 1). В модели исследовался теплоперенос в условиях фазовых переходов трех типов:

- вода + газ ↔ лед + газ (с учетом незамерзшей воды в поровых средах);
- вода + газ ↔ газогидраты (для термобарического соотношения природных газов);
- лед + газ ↔ газогидраты.

В результате моделирования были получены оценки мощности криолитозоны Штокмановского месторождения для двух вариантов температуры поверхности ледника (рис. 2 и 3). После этого были выполнены аналогичные расчеты для западной части Баренцева моря (условия скважины 7321), а также для вариантов оледенения с различной температурой поверхности (рис. 4 и 5).

Установлено, что мощность криолитозоны сильно зависит от температуры поверхности и толщины льда в ледниковые эпохи (в областях развития оледенения). Чем менее толстым является ледниковый покров, тем более мощная мерзлота и более мощная зона стабильности газовых гидратов формируются у его границ. Современная конфигурация зоны стабильности газовых гидратов Баренцева моря определялась в эпоху последнего оледенения (20—30 тыс. лет назад) и сильно зависит от состава газа. Мощность криолитозоны может

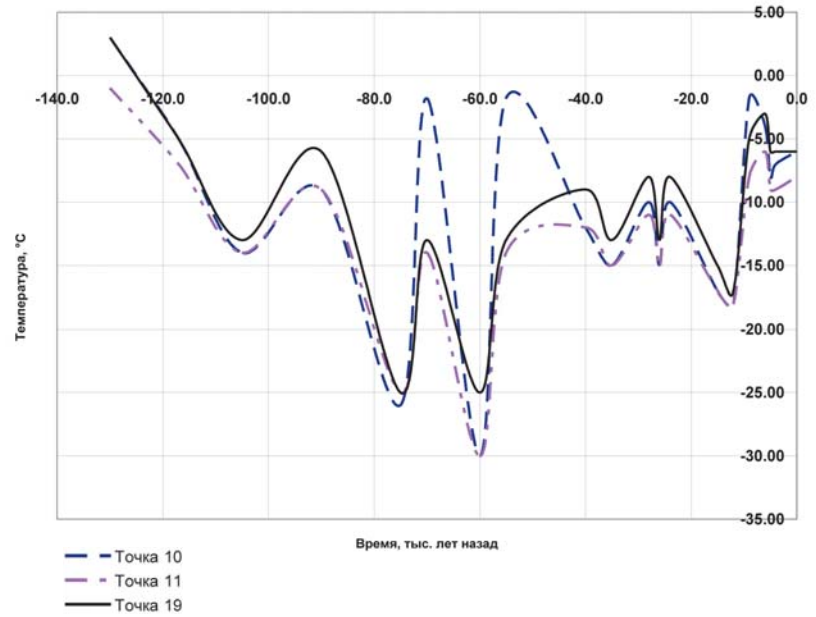


Рис. 6. Сценарные температурные кривые для акватории Карского моря (по А. В. Гаврилову)

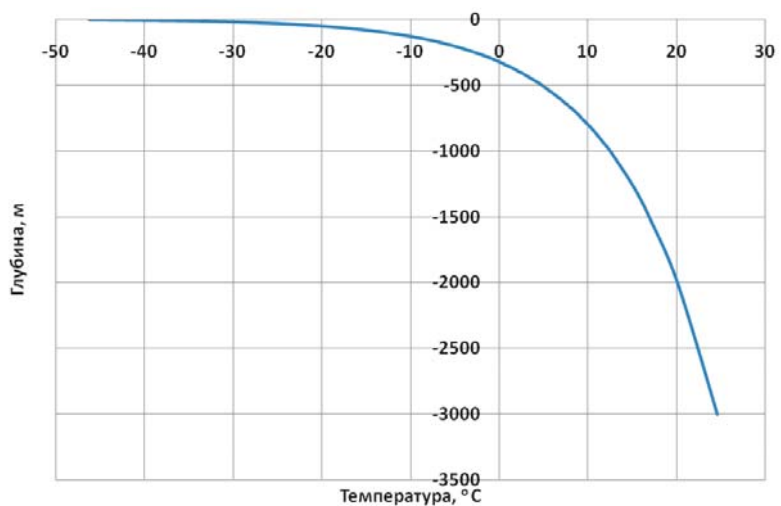


Рис. 7. Зависимость температуры образования гидрата метана от глубины

достигать 500 м на Штокмановском месторождении и 600 м в Норвежском море. Мощность зоны стабильности газовых гидратов может достигать 1200 м на Штокмановском месторождении и 1600 м в Норвежском море.

Карское море

В качестве верхнего граничного условия использовалось условие первого рода (Дирихле), где температура поверхности строилась по палеорекострукциям, подготовленным А. В. Гавриловым (рис. 6).

Изменение давления горных пород учитывалось с помощью кривой превышения уровня океана или ледника над поверхностью размахом до 300 м. Среда задавалась многослойной с теплофизическими свойствами пород, определенными по опубликованным результатам исследований [15]. На нижней границе задавался геотермический градиент 0,021 °С/м. Перенос тепла в горизонтальном направлении не учитывался.

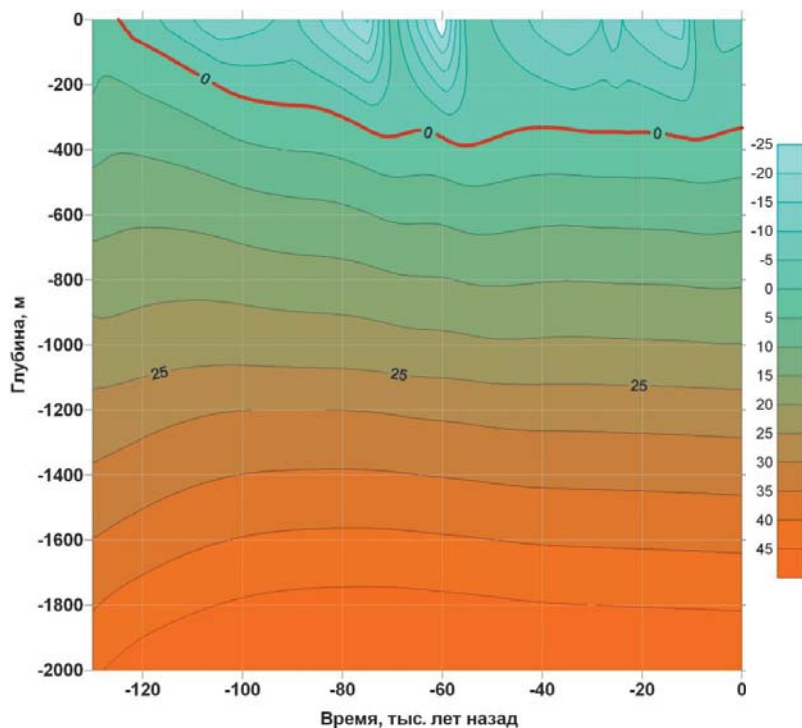


Рис. 8. Изолинии температурного поля. Точка 10 (см. рис. 6)

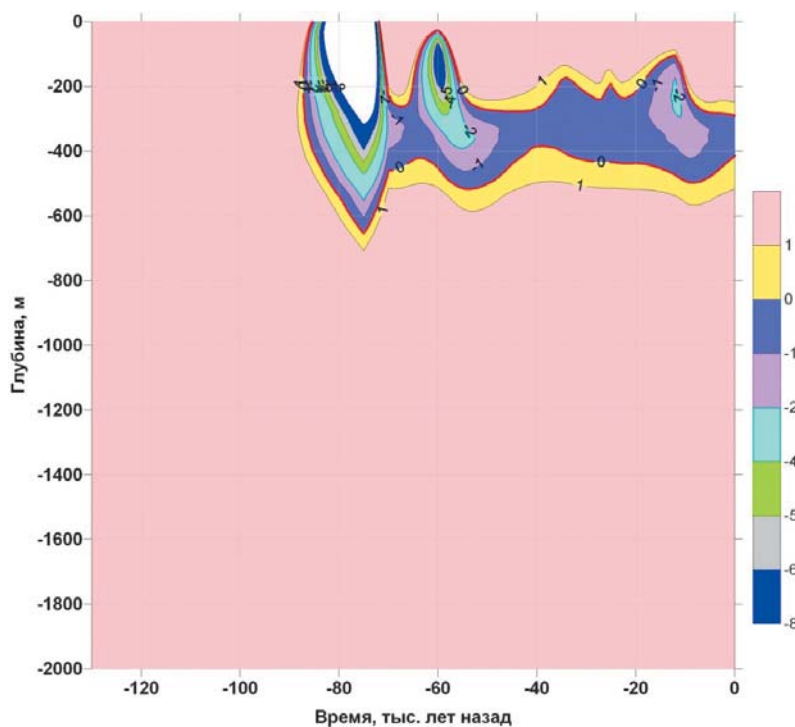


Рис. 9. Изолинии приведенного температурного поля. Точка 10 (см. рис. 6). Мощность мерзлоты достигает 400 м, мощность зоны стабильности гидрата зависит как от давления ледника 75 тыс. лет назад, так и от низких температур 60 тыс. лет назад

Равновесная кривая образования гидрата (метан) использовалась в виде зависимости температуры фазовых переходов от глубины (рис. 7) с учетом изменения гидростатического давления с глубиной.

Результаты расчетов приведены на рис. 8 и 9. Построены изолинии температурного поля и приведенная температура, т. е. разность

температуры и равновесной температуры образования гидратов. Зона отрицательных значений приведенной температуры соответствует зоне стабильности гидрата.

Из представленных результатов моделирования видно, что изменчивость палеоклимата оказывает существенное влияние на взаимодействие многолетней мерзлоты и газового компонента литосферы, включая как новообразование, так и деградацию многолетнемерзлых пород в субаквальных условиях.

Полуостров Ямал

Суша прибрежных районов Арктики представляется значительно лучше изученной в геокриологическом отношении, чем субаквальные области. Понимание геокриологических закономерностей здесь важно, учитывая то обстоятельство, что шельф Арктики в сравнительно недавнем геологическом прошлом был суше и промерзал в субэвальных условиях. В этом контексте наибольший интерес представляет изучение реакции ММП на климатические изменения. Нами были использованы результаты расчета по одной из версий инерционно-трендовой модели, основанной на простейшей экстраполяции тренда среднемесячных температур воздуха, зафиксированного за весь период метеонаблюдений. Выбор данного сценария обусловлен его близостью к прогнозу Росгидромета, опубликованному в «Оценочном докладе об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации» (2014 г.).

Анализ метеорологических наблюдений на севере России продолжительностью до 180 лет (в том числе станций Салехард, Марре-Сале, Харасавэй, Сеяха, Тазовское, Тамбей, Надым, Ямбург, Уренгой и др.) показал существование отчетливо выраженных циклов потепления-похолодания климата. Наиболее ярко выраженное потепление

Таблица 1. Региональные тренды повышения среднегодовой температуры воздуха на севере России за 1960—1995 гг., °С/год [20]

Регион	Летний период	Зимний период	Годовой тренд
Европейский Север	0,02	0,04	0,03
Север Западной Сибири	0,05	0,07	0,06
Якутия	0,01	0,10	0,06
Северо-восток Сибири	0,01	0,03	0,02

Таблица 2. Теплофизические характеристики отложений

№ слоя	$W_{\text{вес}}$	W , кг/м ³	n	Q_{ϕ} , МДж/м ³	Температура начала замерзания	Теплоемкость c , МДж/(м ³ ·К)		Теплопроводность, λ , Вт/(м·К)	
						Талая	Мерзлая	Талая	Мерзлая
1	0,31	434	0,48	14,53	-0,2	2,93	2,44	1,45	2,30
2	0,23	368	0,40	12,32	-0,5	2,81	2,05	1,80	2,75
3	0,27	405	0,44	13,56	-2,0	2,89	2,04	1,50	2,50
4	0,25	400	0,40	13,39	-2,5	2,95	2,11	1,60	2,70
5	0,27	405	0,446	13,56	-1,5	2,89	2,04	1,55	2,60
6	0,25	400	0,40	13,39	-1,9	2,95	2,11	1,60	2,70
7	0,29	435	0,446	14,56	-0,8	3,01	2,10	1,60	2,70
8	0,15	285	0,29	0,952	-0,5	2,70	2,11	1,70	2,60
9	0,21	336	0,42	11,25	-0,5	2,68	1,98	1,35	1,90

приходилось на период с конца XIX в. до начала 40-х годов XX в. (так называемое потепление Арктики). Последующее небольшое похолодание охватило период до середины 1960-х годов. За ним последовало потепление, начавшееся повсеместно на Севере в 60-х годах XX в. Наибольшие региональные тренды повышения температуры воздуха за последние 30—40 лет характерны для центральных районов севера Западной Сибири и Якутии, наименьшие — для европейского Севера и северо-востока Сибири (табл. 1). В среднем по всему северу России повышение температуры воздуха за последние 10 лет оценивается как очень слабое (около +0,1°C).

Входные данные для прогноза геотемпературных условий Центрального Ямала включали сценарий изменения верхних граничных условий и характеристики грунтов до глубины 300 м. Типичными были признаны условия «теплой» поймы, «холодной» поймы и «холодной» третьей морской террасы. В табл. 2 приведены теплофизические свойства пород, при этом использованы следующие условные обозначения: $W_{\text{вес}}$, W — соответственно весовая

и объемная влажность; n — пористость; c — удельная объемная теплоемкость; λ — коэффициент теплопроводности; Q_{ϕ} — полная теплота плавления льда в грунте.

Начальное распределение температур по глубине было взято по замеру 1989 г., а климатические характеристики задавались осредненными за указанный 20-летний период (в этот период климат существенно не менялся).

Малые изменения температур в результате расчетов (менее 0,1° за 10 лет) подтверждают правильность задания верхних граничных условий и характеристик горных пород.

На период 1990—2012 гг. температура горных пород рассчитывалась с использованием фактических климатических характеристик по данным метеостанции Маресале. Полученное распределение температур использовалось для прогноза температур горных пород на 2013—2062 гг. с выбранным климатическим сценарием на следующие 50 лет. В целом по разрезу изменения можно охарактеризовать как незначительные. Максимальный рост

температур приурочен к глубинам 25—30 м и составляет около 0,5°C. Ниже 115 м температура пород остается практически неизменной.

Выводы

Выполненное в 2012—2014 гг. численное моделирование показало заметную разницу в конфигурации криолитозоны и зоны стабильности газовых гидратов при разных палеогеографических сценариях и других условиях эволюции моделируемой системы.

Полученные результаты выдвигают на повестку дня ряд важных задач дальнейших исследований.

Прежде всего нужно обратить внимание на необходимость уточнения такого важного параметра, как внутривыводовое давление влаги. При неполном увлажнении мелкодисперсных грунтов оно будет существенно уменьшаться под влиянием капиллярно-сорбционного воздействия минерального скелета.

Вторым важным выводом является понимание, что фазовые переходы идут в настоящее время фактически во всей толще многолетнемерзлых пород. Это приводит к слабым реакциям температур на внешние воздействия, но не тормозит другие процессы (в том числе формирование и разложение гидратов газов), динамика которых зависит и от других факторов. Другими словами, одного мониторинга температур горных пород недостаточно для оценки динамики газоопасности.

Прикладное значение выполненной работы заключается в детализации понимания закономерностей взаимодействия газов с окружающими многолетнемерзлыми и охлажденными породами и динамики коллекторских свойств залежей. Полученная информация должна использоваться при уточнении оценок нефтегазоносности; кроме того, она позволяет обосновать ряд специальных требований к проведению разведочных и эксплуатационных работ на шельфе. Исследования предполагается продолжить с учетом полученных результатов и имеющихся современных представлений о динамике газов в таликовых коллекторах.

Литература

1. *Shakhova N.* Geochemical and geophysical evidence of methane release over the East Siberian arctic shelf // *J. Geophys. Res.-Oceans.* — 2010. — 115. — P. 190—193 (doi:10.1029/2009JC005602).
2. *Решетников А. М.* Экспериментальное изучение метастабильных состояний при диссоциации газовых гидратов ниже температуры 273 К: Автореф. дис. ... канд. техн. наук / Ин-т криосферы Земли СО РАН. — Тюмень, 2010. — 19 с.
3. *Шахова Н. Е.* Метан в морях Восточной Арктики: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук / Ин-т океанологии им. П. П. Ширшова РАН. — М., 2010. — 49 с.
4. *Елисеева А. А.* Современное состояние и эволюция криолитозоны и зоны стабильности газовых гидратов на арктическом шельфе Восточной Сибири в позднем кайнозое: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / МГУ. — М., 2007. — 26 с.

5. *Самарский А. А., Моисеенко Б. Д.* Экономичные схемы сквозного счета в многомерной задаче Стефана // *Журн. вычисл. математики и мат. физики.* — 1965. — Т. 5. — С. 816—817.

6. *Вабищевич П. Н.* Метод фиктивных областей в задачах математической физики. — М.: Изд-во Моск. ун-та. — 1991. — 320 с.

7. *Самарский А. А.* Теория разностных схем. — М.: Наука, 1977. — 656 с.

8. *Nazridoust K., Ahmadi G.* Computational modeling of methane hydrate dissociation in a sandstone core // *Chemical Engineering Science.* — 2007. — Vol. 62. — P. 6155—6177.

9. *Liu Y., Gamwo I. K.* Comparison between equilibrium and kinetic models for methane hydrate dissociation // *Chemical Engineering Science.* — 2012. — Vol. 69. — P. 193—200.

10. *Sun X., Mohanty K. K.* Kinetic simulation of methane hydrate formation and dissociation in porous media // *Chemical Engineering Science.* — 2006. — Vol. 61. — P. 3476—3495.

11. *Kimoto S., Oka F., Fushita T.* A chemo-thermo-mechanically coupled analysis of ground deformation induced by gas hydrate dissociation // *Intern. J. of Mechanical Sciences.* — 2010. — Vol. 52. — P. 365—376.

12. *Moridis G. J., Sloan E. D.* Gas production potential of disperse low-saturation hydrate accumulations in oceanic sediments // *Energy Conversion and Management.* — 2007. — Vol. 48. — P. 1834—1849.

13. *Davie M. K., Zatsepina O. Y., Buffett B. A.* Methane solubility in marine hydrate environments // *Marine Geology.* — 2004. — Vol. 203. — P. 177—184.

14. *Кульпин Л. Г.* Арктический шельф России. Штокмановское газоконденсатное месторождение в Баренцевом море как морской природно-техногенный объект // *Геоинформатика.* — 2010. — № 4. — С. 38—45.

15. Криосфера нефтегазоконденсатных месторождений полуострова Ямал: Монография: В 3 т. — Т. 2: Криосфера Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения / Под общ. ред. Ю. Б. Баду, Н. А. Гафарова, Е. Е. Подборного. — М.: ООО «Газпром экспо», 2013. — 424 с.

16. *Гаврилов А., Тумской В., Романовский Н.* Реконструкция динамики среднегодовых температур пород на приморских низменностях Якутии и арктическом шельфе за последние 420 тыс. лет // *Криосфера Земли.* — 2000. — Т. 4, № 4. — С. 3—14.

17. *Гаврилов А., Тумской В.* Современные процессы криолитолиза восточного побережья моря Лаптевых // *Криосфера Земли.* — 2002. — Т. 68, № 1. — С. 35—48.

18. *Романовский Н., Гаврилов А., Тумской В., Холодов А.* Криолитозона Восточно-Сибирского арктического шельфа // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология.* — 2003. — № 4. — С. 51—56.

19. *Романовский Н., Тумской В.* Ретроспективный подход к оценке современного распространения и строения шельфовой криолитозоны Восточной Арктики // *Криосфера Земли.* — 2011. — Т. 15, № 1. — С. 3—14.

20. *Павлов А. В.* Вековые аномалии температуры воздуха на Севере России // *Криосфера Земли.* — 2002. — Т. 6, № 2. — С. 75—81.