

УДК 550.31

АККУМУЛЯЦИЯ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ В ОКРЕСТНОСТЯХ ПОДВОДНЫХ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ

© 2016 г. Е.И. Суетнова

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Разработана математическая модель, теоретически обосновывающая механизм образования значительных объемов газовых гидратов, ассоциированных с подводными грязевыми вулканами. Модель описывает процесс аккумуляции газовых гидратов, происходящий в зоне их термодинамической стабильности из насыщенного газом порового флюида, который фильтруется в окрестностях жерла грязевого вулкана над питающим его резервуаром с повышенным давлением насыщающих флюидов.

Модельные расчеты показали, что скорость гидратонакопления зависит от гидродинамических свойств осадков над питающим резервуаром вулкана, их пористости, физических свойств, температурного градиента в них, а также от давления в резервуаре питания, его глубины от поверхности осадков, глубины дна. Получена зависимость времени достижения установившегося режима фильтрации от перечисленных параметров.

В рамках модели проведен анализ влияния проницаемости и глубины питающего вулкан резервуара на скорость накопления газовых гидратов. Модельные расчеты показывают, что максимальная скорость гидратонакопления составляет 2.6 % порового пространства за 100 лет при проницаемости осадков $k=10^{-14}$ м², градиенте температуры 0.05 К·м⁻¹, глубине питающего резервуара 1000 м от поверхности дна и глубине моря 1200 м. За сотни лет такая скорость может обеспечить в окрестностях грязевых вулканов значительную гидратонасыщенность, соответствующую экспериментальным данным.

Впервые количественно характеризуется процесс накопления ассоциированных с грязевыми вулканами газовых гидратов. Полученная зависимость максимальной скорости их накопления от фильтрационных характеристик окружающих осадков и геофизических параметров среды в окрестностях грязевого вулкана может быть использована для моделирования накопления значительной (более первых процентов порового пространства) гидратонасыщенности в период между извержениями.

Ключевые слова: газовые гидраты, грязевые вулканы, математическое и численное моделирование.

Введение

Формирование газовых гидратов в субаквальных осадках – один из важных геофизических процессов, изучение которого необходимо как в фундаментальных, так и в прикладных аспектах. В естественных условиях газовые гидраты представляют собой кристаллические образования из газа (главным образом метана) и воды, подобные льду, которые формируются и стабильны в определенном диапазоне давления и температуры [Sloan, 1998]. Благоприятные для образования и стабильности газовых гидратов давление и температура широко представлены в структурах океанского дна, однако для формирования гидратов необходимо также поступление достаточного количества газа в зону их стабильности, что в основном реализуется в зонах континентальных окраин и окраинных морей [Гинсбург, Соловьев, 1994; Davie, Buffett, 2001]. Значительную часть гидратных скоплений на пассивных континентальных окраинах составляют площадные скопления гидратов, рассеянных в порах осадков, гидратонасыщенность которых

не превышает первые проценты [Haacke, Westbrook, Hyndman, 2007]. Многочисленными исследованиями было показано также, что фильтрогенный механизм образования газовых гидратов оказывается более мощным, чем диффузионный [Гинсбург, Соловьев, 1994; Davie, Buffett, 2001; Суетнова, 2008].

Ранее автором [2007, 2008] были проведены количественные исследования механизмов образования и эволюции площадных рассеянных гидратных скоплений с низкой и умеренной гидратонасыщенностью (первые проценты порового пространства). Исследования выполнялись в рамках нестационарной модели, учитывающей зависимость скорости фильтрации от истории накопления и уплотнения осадков, т.е. от скорости накопления осадков и их реологических и гидродинамических свойств. Результаты моделирования удовлетворительно соответствовали результатам экспериментальных оценок современной гидратонасыщенности в гидратных регионах континентальных окраин. На значительных площадях этих регионов, как правило, поровое содержание рассеянных газовых гидратов в донных осадках не превышает первых процентов. В работах [Суетнова, 2008, 2011] на основе моделирования описывается вероятная эволюция наблюдаемых региональных газогидратных скоплений в течение геологической истории осадконакопления. Однако эти расчеты, выполненные с использованием типичных физических параметров морских осадков и скоростей их накопления, а также результатов термодинамических расчетов гидратообразования, показали, что поток гидратообразующего флюида, поступающего в зону стабильности гидратов за счет фильтрации, обусловленной уплотнением накапливающихся осадков, недостаточен для образования значительных скоплений газовых гидратов.

Известен ряд находок и более объемных скоплений гидратов в зонах разгрузки коровых флюидов в окрестностях подводных грязевых вулканов [Mazurenko et al., 2002; Tinivella, Giustiniani, 2007]. Так, результаты наблюдений и анализа образцов в окрестностях подводного грязевого вулкана Хаакон Мосби в Норвежском море свидетельствуют, что гидратонасыщенность может достигать 25 % [Ginsburg et al., 1999; Egorov et al., 1999].

Можно предположить, что скорости фильтрации в окрестностях подводных грязевых вулканов зонах существенно превышают скорости, обусловленные процессом уплотнения осадков. Это указывает на то, что скорость фильтрации к поверхности дна в окрестностях грязевых вулканов обусловлена гидродинамическими условиями, определяемыми процессами грязевого вулканизма и, что наиболее вероятно, фильтрацией газонасыщенного флюида над питающим резервуаром вулкана в окрестностях грязевого канала в области низких температур. Площадь дна акватории, связанная с грязевым вулканом в области разгрузки газов и флюидов, может составлять до нескольких десятков квадратных километров [Tinivella, Giustiniani, 2007].

В окрестностях грязевых вулканов скорость разгрузки (высачивания) коровых флюидов может достигать метров в год. При этом объем разгружающегося флюида в зависимости от размеров полей разгрузки может быть порядка 10^5 – 10^6 м³/год [Гинсбург, Соловьев, 1994; Mazurenko et al., 2002].

Для гидратонакопления в окрестностях подводных грязевых вулканов необходимо поддержание термобарических условий существования гидрата, т.е. определенные интервалы температуры и давления, и необходима достаточная концентрация газа, соответствующая равновесию гидрата с флюидом в термобарических условиях разгрузки флюидов. Прямое обнаружение локальных скоплений газовых гидратов и их признаков в ряде зон грязевых вулканов на дне акваторий показывает, что в них выполняются вышеперечисленные необходимые условия накопления и стабильности газовых гидратов [Tinivella, Giustiniani, 2007].

Таким образом, актуальным представляется построение не только качественных, но и количественных моделей образования и эволюции газовых гидратов в окрестностях грязевых вулканов.

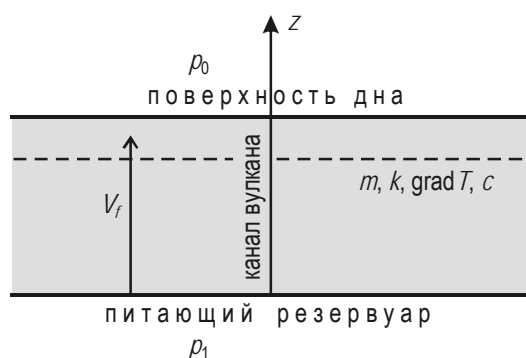
Математическая модель

Математическая модель образования и накопления газовых гидратов в окрестностях жерла подводного грязевого вулкана основывается на представлениях о фильтрации газонасыщенных флюидов через зону их термобарической стабильности в морском дне [Суетнова, 2007]. В окрестностях подводных грязевых вулканов при достаточной глубине моря зона стабильности газовых гидратов расположена на некоем расстоянии от центра вулкана, зависящем от температуры в нем. Несмотря на низкотемпературный характер активности грязевых вулканов [Ginsburg et al., 1999], в зависимости от внешних условий интервал термобарической стабильности в жерле вулкана может выклиниваться. Измерений температуры и оценок теплового потока в ближних окрестностях рассматриваемых вулканов чрезвычайно мало в связи с техническими сложностями их проведения [Ginsburg et al., 1999; Perez-Garcia et al., 2009]. Однако имеющиеся данные позволяют принять, что на расстоянии ~100 м от центральной зоны грязевого вулкана температурные возмущения, связанные с его каналом, затухают и тепловой поток близок к фоновым значениям для окрестности подводных грязевых вулканов [Ginsburg et al., 1999; Perez-Garcia et al., 2009].

Будем исходить из предположения, что при извержении грязевого вулкана происходит реструктуризация пор в слое осадков, после чего процесс фильтрации начинается в новых условиях. Из современных представлений о грязевых вулканах следует, что их очаги расположены в толще осадков и представляют собой линзовидные тела, которые сложены глинами (реже песками), разжиженными гомогенизированными газоводными флюидами (водой, нефтью, газами разного состава), часто содержащими большое количество твердых обломков вмещающих пород, и в которых поддерживается аномально высокое давление [Холодов, 2012].

С учетом данных геофизических наблюдений можно предположить, что помимо собственно вулканической активности в центре вулкана, на его периферии происходит фильтрация к поверхности газонасыщенного флюида (высачивание) в осадках над протяженным слоем с аномальным высоким поровым давлением. Этот слой находится на некоторой глубине внутри осадков и является источником грязевулканической деятельности (питающим резервуаром) [Mazzini, 2009]. Газонасыщенный флюид, движимый повышенным давлением флюида в питающем резервуаре, фильтруется сквозь пористый насыщенный проницаемый слой осадков к поверхности. В интервале глубин, где выполняются термобарические условия стабильности газовых гидратов, происходит их аккумуляция по мере доставки в эту зону газа, растворенного в фильтрующемся флюиде. Учитывая данные наблюдений [Гинсбург, Соловьев, 1994], предполагается, что такая система фильтрации над резервуаром грязевого вулкана существует в периоды между активизациями и извержениями вулкана. При этом можно считать, что фильтрация в пористой среде осадков над резервуаром питания грязевого вулкана оказывает малосущественное по сравнению с извержениями вулкана влияние на давление флюида в резервуаре (в котором предполагается аномально высокое поровое давление [Mazzini, 2009; Холодов, 2012]).

Принципиальная схема рассматриваемого процесса приведена на рисунке, где z – пространственная координата; p_0 – гидростатическое давление на дне акватории; p_1 – давление насыщенного флюида; m – пористость осадков; k – проницаемость осадков;



Принципиальная схема условий фильтрации газонасыщенного флюида и зоны устойчивости газовых гидратов в окрестностях грязевого вулкана

$\text{grad}T$ – температурный градиент в осадках; c – концентрация газа; V_f – скорость фильтрации; пунктиром отмечена граница зоны устойчивости газовых гидратов.

Предлагаемая математическая модель описывает комплексный процесс аккумуляции газовых гидратов в зоне их термобарической стабильности из насыщенного газом порового флюида, фильтрующегося в окрестностях жерла над резервуаром питания грязевого вулкана с повышенным давлением насыщающих флюидов.

Для расчета гидратонасыщенности необходимо решить систему уравнений в частных производных, которая состоит из уравнения Дарси (1), описывающего фильтрацию поддонного флюида, уравнений неразрывности насыщающего флюида (2) и сохранения газа (3) с соответствующими граничными условиями. Следуя [Davie, Zatsepina, Buffet, 2004; Zatsepina, Buffett, 1997, 1998], принимается условие локального термодинамического равновесия гидрат–флюид в области стабильности газовых гидратов:

$$v(z, t) = -\frac{k}{\mu m} \left(\frac{\partial p_f(z, t)}{\partial z} - \rho_f g \right), \quad (1)$$

$$\frac{\partial \rho_f m}{\partial t} + \frac{\partial \rho_f v(z, t) m}{\partial z} = 0, \quad (2)$$

$$m \frac{\partial h(z, t)}{\partial t} = -\frac{\rho_f \nabla (mv(z, t)c_{eq})}{\rho_h c_h}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial m}{\partial t} = m_0 (1/K) \frac{\partial p_f}{\partial t}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial f}{\partial t} + A_1 \frac{\partial m \cdot V_f \cdot f}{\partial z} = \kappa \frac{\partial^2 f}{\partial z^2}. \quad (5)$$

Уравнение (3) получено из уравнения сохранения газа в предположении локального термодинамического равновесия гидрат–флюид в порах [Rempel, Buffett, 1997; Davie, Zatsepina, Buffet, 2004]. Уравнение (4) замыкает систему, описывая реакцию пористой среды на изменение давления флюида [Чарный, 1963]. В уравнении (5) отсутствует член, описывающий источник, обусловленный образованием гидратов, так как в работе [Davie, Buffett, 2001] показано, что накопление гидратов из газа, растворенного в поровом флюиде, не вносит значимых возмущений в профиль температуры в осадках. В приведенных уравнениях и далее использованы следующие обозначения: m – пористость осадков; ρ_f – плотность флюида; ρ_h – плотность гидрата; k – проницаемость осадков, являющаяся в общем случае функцией пористости и гидратонасыщенности [Суетнова,

2007]; μ – вязкость флюида; f – температура; g – ускорение силы тяжести; K – коэффициент сжимаемости пористой среды [Чарный, 1963; Николаевский и др., 1970]; h – гидратонасыщенность; t – время; z – пространственная координата; v_f – скорость фильтрации; c_{eq} – концентрация газа в насыщающем флюиде в условиях присутствия гидрата газа; c_h – концентрация газа в гидрате; c – концентрация газа; p_f – давление флюида.

Для локализации зоны стабильности гидратов в осадках в зависимости от давления и температуры использовались известные соотношения, полученные из решений уравнений термодинамики [Sloan, 1998; Davie, Zatsepina, Buffet, 2004].

Система (1)–(4) становится полной и замкнутой после формулировки следующих граничных и начальных условий. На нижней границе на контакте с резервуаром питания (глубина L) давление флюида поддерживается постоянным и равным p_L , на верхней границе давление равно давлению на дне акватории p_1 . Температура на верхней границе поддерживается постоянной и равной нулю; на нижней границе задается постоянный градиент температуры, соответствующий региональному значению в окрестностях грязевого вулкана. Для газового гидрата ставится условие равенства нулю его содержания в порах вне границ стабильности. В начальный момент ($t=0$) пористость принимается постоянной – $m(z)=m_0$; поровое давление в слое равно гидростатическому p_0 . Система сформулирована в одномерном приближении, следуя предположению об однородности потока флюида к поверхности от резервуара питания и отсутствии горизонтальных перетоков [Басниев, Кочина, Максимов, 1993].

В данном исследовании мы сосредоточимся на гидродинамической задаче фильтрации, приводящей к накоплению газовых гидратов. При этом для упрощения мы вводим предположение о постоянстве градиента температуры в модели, т.е. пренебрегаем эффектом прогрева от извержения грязевого вулкана, который может влиять на положение границы стабильности газовых гидратов. Следует отметить, что хотя извержения грязевых вулканов являются низкотемпературными, они могут вносить кратковременные возмущения в распределение температур в поверхностном слое осадков в ближней окрестности, учет которых в будущем будет требовать дополнительных данных натуральных наблюдений.

Сформулированные уравнения описывают нестационарный процесс аккумуляции газовых гидратов в областях разгрузки поровых флюидов в окрестностях грязевых вулканов над питающим резервуаром грязевого вулкана в промежутке между его извержениями. Предполагается, что границы питающего резервуара вулкана вне жерла проницаемы для ламинарной фильтрации газонасыщенного флюида к поверхности. Сформулированная система уравнений и граничные условия позволяют определить скорости накопления газовых гидратов из растворенного в поровом флюиде газа в окрестностях грязевого вулкана.

Решение и обсуждение результатов

После преобразований уравнения (1), (2) вместе с (4) сводятся к уравнению пьезопроводности

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \chi \frac{\partial p}{\partial z}, \quad (6)$$

в котором $\chi = kK/m_0\mu$ и используется приведенное давление ($p=p_f$).

Уравнение (6) является аналогом уравнения Фурье, которое было получено для потока тепла и именуется уравнением температуропроводности. Это уравнение с начальными и граничными условиями дает возможность рассчитать эволюцию порового

давления путем вычисления на каждом шаге по времени скорости по (1) и гидратонасыщенности по (3).

Однако для вычисления максимальной скорости накопления газовых гидратов будем использовать предположение о постоянстве значения проницаемости осадков. В таком случае решение даст оценку сверху возможной скорости накопления газовых гидратов в окрестностях грязевого вулкана для моментов времени в периоды между активизациями. В этом случае уравнение (6) запишется как

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \chi \frac{\partial^2 p}{\partial z^2}. \quad (7)$$

Аналитическое решение уравнения (7) согласно [Карслоу, Егер, 1964] имеет вид

$$p(z, t) = p_1 + (p_L - p_1) \cdot (z/L) + \sum_1^{\infty} a_n \sin(n\pi z/L) \exp\left(-\frac{n^2 \pi^2 \chi t}{L^2}\right), \quad (8)$$

где

$$a_n = \frac{2}{L} \int_0^L \left[p_0(\hat{z}) - \left[p_1 + (p_L - p_1) \cdot (\hat{z}/L) \right] \right] \sin(n\pi \hat{z}/L) d\hat{z}. \quad (9)$$

Подставляя в уравнение (9) принятое значение начального распределения порового давления в осадках (гидростатическое), после интегрирования определяем коэффициенты a_n :

$$a_n = \frac{2L}{\pi} \rho_f g \frac{(-1)^{n-1}}{n} + \frac{2}{\pi} \frac{(p_L \cos n\pi - p_1)}{n}. \quad (10)$$

Учитывая условие на верхней границе, получаем решение для давления в виде сходящегося ряда:

$$p(z, t) = p_1 + (p_L - p_1) \cdot (z/L) + \sum_1^{\infty} \frac{2}{\pi n} (\rho_f g L (-1)^{n-1} + p_L \cos n\pi - p_1) \sin(n\pi z/L) \exp\left(-\frac{n^2 \pi^2 \chi t}{L^2}\right). \quad (11)$$

Члены этого ряда уменьшаются быстро из-за быстрого уменьшения экспоненты с ростом n , в связи с чем обычно для оценки численного решения используется первый член ряда. Пренебрегая вкладом членов низших порядков и используя граничные условия, решение можно записать в виде

$$p(z, t) = p_1 + (p_L - p_1) \cdot (z/L) + \frac{2}{\pi} (\rho_f g L - p_L - p_1) \sin(\pi z/L) \exp\left(-\frac{\pi^2 \chi t}{L^2}\right). \quad (12)$$

Из уравнения (7) также следует, что характерный масштаб длины равен глубине от поверхности дна до контакта с резервуаром (L), а характерный масштаб времени задачи – L^2/χ ; масштабом давления удобно выбрать $\rho_f g L$. Уравнение (12) показывает, что при $t \approx L^2/\chi = t^*$ в силу быстрого затухания экспоненты ($\exp(-\pi^2) = 0.000046$) давление флюида выходит на квазистационарный режим с градиентом $(p_L - p_1)/L$. В этом случае второй член уравнения (12) с ростом величины z монотонно растет от 0 до величины порядка 10^7 Па, а третий – от 0 до величины порядка 10^2 Па в размерных переменных (в предположении литостатического давления в питающем резервуаре). Это свойство решения дает нам возможность вычислить максимальную скорость накопления газовых гидратов для различных геофизических и гидродинамических параметров системы.

Ниже используются типичные значения характеристик флюида, осадков и гидрата: $m_0 = 0.3$, $\mu = 2.6 \cdot 10^{-3}$ Па·с, $\rho_f = 1.0 \cdot 10^3$ кг·м⁻³, $\rho_s = 2.65 \cdot 10^3$ кг·м⁻³, $K = 10^{10}$, $c_h = 0.12$, $k = 10^{-13} - 10^{-14}$ м², градиент температуры равен 0.05 К·м⁻¹ и градиент концентрации метана

в поровом флюиде в присутствии гидрата $5 \cdot 10^{-3}$ Моль·К⁻¹ для внешнего давления 12 МПа (глубина моря около 1200 м); аппроксимация равновесной концентрации метана в флюиде $\nabla c_{eq} = \frac{\partial c_{eq}}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial z}$ [Davie, Zatsepina, Buffet, 2004]. Остальные параметры: мощность слоя осадков над питающим слоем – $L=500$ м; давление на дне – $(1200 \text{ м})\rho_g g$; давление в резервуаре – $(1200 \text{ м})\rho_g g + (500 \text{ м})\rho_s g$.

Вычисления, выполненные по представленной модели с указанными значениями параметров, показали, что характерное время выхода на установившийся режим при $k=10^{-13}$ м² составляет $\approx 2 \cdot 10^5$ с; в этом случае скорость фильтрации V (скорость Дарси) будет равна $0.64 \cdot 10^{-6}$ м/с, а скорость накопления газовых гидратов составит ~ 2.6 % порового пространства за 10 лет.

При большей глубине питающего резервуара увеличивается характерное время выхода течения на установившийся режим. Для $L=1000$ м это время составляет примерно $7.8 \cdot 10^5$ с, скорость фильтрации V (скорость Дарси) – около $0.64 \cdot 10^{-6}$ м/с, скорость накопления газовых гидратов – также порядка 2.6 % порового пространства за 10 лет.

При других значениях проницаемости меняется не только время достижения установившегося течения, но и скорость фильтрации, что сказывается на скорости накопления газовых гидратов.

Для проницаемости $k=10^{-14}$ м² получаем $t_x \approx 2 \cdot 10^6$ с (23 дня) для $L=500$ и $t_x \approx 7.8 \cdot 10^6$ с (90 дней) для $L=1000$ м. Скорость фильтрации V в этом случае будет равна $0.64 \cdot 10^{-7}$ м/с, а скорость накопления газовых гидратов составит около 2.6 % порового пространства за 100 лет. Такая скорость гидратонакопления за сотни лет может обеспечить в окрестностях грязевых вулканов значительную гидратонасыщенность, соответствующую наблюдаемым данным.

Принятое в настоящем исследовании допущение о независимости проницаемости от гидратонасыщенности можно обосновать результатами моделирования, представленными в [Суетнова, 2009, 2011; Nimblett, Ruppel, 2003]. В этих работах показано, что накопление 1 % газовых гидратов в порах приводит к изменению скорости фильтрации примерно на 1.3 % от её величины при принятых моделях проницаемости. Поэтому связанная с этим допущением возможная ошибка расчетов тем больше, чем больше гидратонасыщенность. При отсутствии измерений проницаемости осадков в окрестностях подводных грязевых вулканов и экспериментальных данных о влиянии на нее различных форм газовых гидратов в порах для вычислений используются типичные параметры осадков. Имея ввиду возможную относительную ошибку, слабо растущую с ростом получаемых значений гидратонасыщенности, можно считать допустимым использование модельных расчетов роста гидратонасыщенности.

Результаты моделирования позволяют объяснить наличие наблюдаемых при исследовании морского дна значительных объемов газовых гидратов, ассоциированных с грязевыми вулканами. Однако следует иметь в виду возможность влияния извержения грязевого вулкана на гидратонасыщенность в окрестностях его канала, так как процесс извержения может вносить возмущения в распределение фильтрационных свойств осадков в окрестностях грязевого вулкана и давления в питающем резервуаре и вышележащей среде, помимо возмущений температуры в канале вулкана [Гольмиток, 2014]. Все эти возмущения могут приводить к разрушению накопленных газовых гидратов из-за нарушения условий их стабильности вследствие извержения.

Таким образом, полученная зависимость максимальной скорости накопления газовых гидратов в окрестностях подводных грязевых вулканов от фильтрационных характеристик окружающих осадков и геофизических параметров среды в окрестностях

грязевого вулкана (глубина дна, глубина питающего резервуара, давление в питающем резервуаре, градиент температуры, пористость, физические свойства осадков) может быть использована для моделирования накопления значительной гидратонасыщенности в период между извержениями грязевых вулканов.

Выводы

Разработанная модель теоретически обосновывает механизм образования значительных объемов газовых гидратов, ассоциированных с подводными грязевыми вулканами и впервые количественно описывает процесс их накопления. Модельные расчеты показали, что скорость накопления гидратов в зоне их термобарической стабильности зависит от гидродинамических свойств осадков над питающим резервуаром, их пористости и от температурного градиента в осадках, давления в резервуаре питания и его глубины от поверхности, физических свойств осадков, глубины дна.

Полученные в результате моделирования количественные оценки скоростей накопления газовых гидратов теоретически обосновывают данные экспериментальных наблюдений о их значительных объемах в зонах грязевых вулканов и могут применяться для оценки гидратонасыщенности в зонах грязевого вулканизма в периоды между извержениями. Представленная модель может быть также использована для теоретического прогнозирования образования и разложения газовых гидратов в окрестностях подводных грязевых вулканов с отличными от использованных в настоящей работе параметрами.

Работа выполнена при частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № а14-05-00368).

Литература

- Басниев К.С., Кочина И.Н., Максимов В.М. Подземная гидромеханика. М.: Недра, 1993. 416 с.
- Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты. М.: ВНИИОкеангеология, 1994. 199 с.
- Гольмиток А.Я. Разломообразование и условия стабильности газовых гидратов в осадках озера Байкал // Физика Земли. 2014. № 4. С.70–85.
- Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964. 488 с.
- Николаевский В.Н., Басниев К.С., Горбунов А.Т., Зотов Г.А. Механика насыщенных пористых сред. М.: Недра, 1970. 338 с.
- Суетнова Е.И. Накопление газгидратов и уплотнение накапливающихся осадков: проблема взаимовлияния процессов // Докл. РАН. 2007. Т. 415, № 6. С.818–822.
- Суетнова Е.И. Влияние режима осадконакопления и уплотнения осадков в субаквальных условиях на аккумуляцию газгидратов в зоне их стабильности // Физика Земли. 2008. № 9. С.65–70.
- Суетнова Е.И. Особенности аккумуляции газовых гидратов при различных уровнях флюидного давления, формирующегося в осадках при их накоплении // Геофизические исследования. 2009. Т. 10, № 2. С.69–76.
- Суетнова Е.И. Аккумуляция газовых гидратов в морском дне при последовательном накоплении осадков с различными транспортными свойствами // Докл. РАН. 2011. Т. 438, № 6. С.813–816.
- Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 3. С.227–241.
- Чарный В.А. Подземная гидрогазодинамика. М.: Гостехиздат, 1963. 396 с.

- Davie M.K., Buffett B.A.* A numerical model for the formation of gas hydrate below the seafloor // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106, N B1. P.497–514.
- Davie M.K., Zatsepina O.Ye., Buffet B.A.* Methane solubility in marine hydrate environments // *Marine Geology.* 2004. V. 203. P.177–184.
- Egorov A.V., Crane K., Vogt P.R., Rozhkov A.N.* Gas hydrates that outcrop on the sea floor: stability models // *Geo-Marine Letters.* 1999. V. 18. P.68–75.
- Ginsburg G.D., Milkov A.V., Soloviev V.A., Egorov A.V., Cherkashev G.A., Vogt P.R., Crane K., Lorenson T.D., Khutorskoy M.D.* Gas hydrate accumulation at the Haakon Mosby Mud Volcano // *Geo-Marine Letters.* 1999. V. 19. P.57–67.
- Haacke R.R., Westbrook G.K., Hyndman R.D.* Gas hydrate, fluid flow and free gas: Formation of the bottom-simulating reflector // *Earth and Planetary Science Letters.* 2007. V. 261. P.407–420.
- Mazzini A.* Mud volcanism: Processes and implications // *Marine and Petroleum Geology.* 2009. V. 26. P.1677–1680.
- Mazurenko V., Soloviev A., Belenkaya I., Ivanov M.K., Pinheiro L.M.* Mud volcano gas hydrates in the Gulf of Cadiz // *Terra Nova.* 2002. V. 14, N 5. P.321–329.
- Nimblett J., Ruppel C.* Permeability evolution during the formation of gas hydrates in marine sediments // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108, N B9. EPM 2-1, Cite ID 2420, DOI 10.1029/2001JB001650.
- Perez-Garcia C., Feseker T., Mienert J., Berndt C.* The Håkon Mosby mud volcano: 330 000 years of focused fluid flow activity at the SW Barents Sea slope // *Marine Geology* 2009. V. 262. P.105–115.
- Rempel A.W., Buffett D.A.* Formation and accumulation of gas hydrate in porous media // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102, N B5. P.10151–10164.
- Sloan E.D.* Clathrate Hydrates of Natural Gases. N.Y.: Marcel Dekker, 1998. 705 p.
- Tinivella U., Giustiniani M.* An Overview of Mud Volcanoes Associated to Gas Hydrate System. <http://dx.doi.org/10.5772/51270>. 2007.
- Zatsepina O.Ye., Buffett B.A.* Phase equilibrium of gas hydrate: implication for the formation of hydrate in the deep sea floor // *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24, N 13. P.1567–1570.
- Zatsepina O.Ye., Buffett B.A.* Thermodynamic conditions for the stability of gas hydrate in seafloor // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103, N B10. P.24127–24139.

Сведения об авторе

СУЕТНОВА Елена Ивановна – доктор физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123242, Москва, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: +7(499) 254-92-95. E-mail: Elena_suetnova@mail.ru

GAS HYDRATE ACCUMULATION ASSOCIATED WITH MARINE MUD VOLCANO

E.I. Suetnova

Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. The presented mathematical model is developed as a theoretical basis of the mechanism of gas hydrate accumulation in vicinity of marine mud volcano. The model accounts for gas hydrate forming in the PT stability zone due to filtration of gas saturated pore fluid in the vicinity of mud volcano above high pressure mud source layer. The model calculations show that hydrate accumulation rate depends on hydrodynamic properties of sediments above mud source layer, their porosity, thermal gradient, and physical properties. Also hydrate accumulation rate depends on the depth of the source layer and the pressure inside it. It is shown that a time to reach the steady state filtration depends on the same parameters.

In frames of the model, the influence of permeability and mud source depth on the accumulation rate was analyzed. The calculations show that the maximum rate of gas hydrate accumulation is 2.6 % of the porous space

during 100 years with permeability equal to $k=10^{-14}$ m², temperature gradient 0.05 K·m⁻¹, mud source depth 1000 m, and sea depth 1200 m. Such a high hydrate accumulation rate during centuries can provide significant gas hydrate saturation in vicinity of mud volcano, which is consistent with experimental data.

The process of gas hydrate accumulation associated with mud volcanoes is qualitatively characterized. The dependence of maximum rate of accumulation on the filtration characteristics of sediments and geophysical parameters of medium is obtained. It can be applied to model the gas hydrate saturation in vicinity of mud volcanoes during a time period between eruptions.

Keywords: gas hydrate, mud volcano, mathematical and numerical modeling.