

А.В. Щербаков<sup>1</sup>, В.В. Малахова<sup>2</sup>

## Моделирование пространственного распределения метангидратов Мирового океана и потока метана в атмосферу

<sup>1</sup> Югорский НИИ информационных технологий, г. Ханты-Мансийск

<sup>2</sup> Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, г. Новосибирск

Поступила в редакцию 18.01.2006 г.

На основе трехмерной квазигеострофической модели климата Мирового океана, дополненной моделью переноса растворенного метана океаническими течениями, построена модель, описывающая последствия возможной дестабилизации поддонных метангидратов Мирового океана. Для формирования гидратов метана необходимыми являются присутствие метана и определенные термодинамические условия, так называемые  $p, T$ -условия гидратообразования. Предполагается, что метангидраты существуют в осадочном слое всюду, где выполняются термобарические условия их существования. Для оценки масштаба дестабилизации метангидратов важным является модельный параметр – глубина залегания гидрата в осадках Мирового океана. Поддонная глубина определяется с учетом толщины зоны стабильности метангидратов, геотермического градиента, пористости осадочного слоя и процента осадочных пород, в поровом пространстве которых содержатся газогидраты.

Газовые гидраты – твердые кристаллические соединения газа и воды, образующиеся при определенных термобарических условиях, в которых молекулы газа (обычно метана) размещаются внутри молекул воды, приобретая вид снега. При этом объем метана в газогидрате уменьшается почти в 200 раз. При разрушении газогидрата, а происходит это при уменьшении давления или увеличении температуры, выделяется большой объем газа. Исследование газогидратов метана тесно связано

с проблемами окружающей среды из-за способности метана вызывать парниковый эффект в атмосфере Земли.

В целом по результатам исследования керна, геофизическим и другим данным на акваториях морей и океанов было выделено свыше 60 районов распространения газовых гидратов в поддонных отложениях (рис. 1). Накоплен большой объем информации по распространению скоплений газа в твердом гидратном состоянии [1–3].

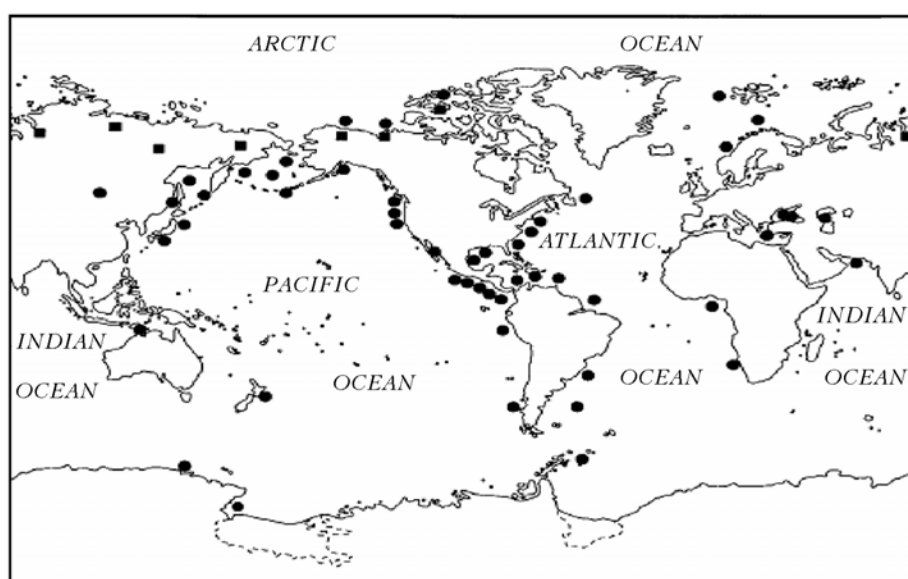


Рис. 1. Известные районы залегания газовых гидратов на Земле [1]

Как показывают натурные исследования, газовые гидраты в морских условиях могут залегать практически в любых породах, заполняя поровое пространство, трещины, раздвигая слои пород при накоплении. Газовые гидраты могут образовываться в земной коре при определенных термодинамических условиях. При этом под термином «зона стабильности газогидратов» (ЗСГ) принято понимать часть литосферы и гидросферы Земли, термобарический и геохимический режим которой соответствует условиям устойчивого существования гидратов газа определенного состава. Исследования температурного режима морских вод показали, что кровля ЗСГ метана находится на глубине 250–300 м в полярных морях и 500–650 м в тропических. На глубину залегания подошвы ЗСГ, помимо состава газа, влияют также высота столба воды над дном, геотермический градиент (тепловой поток) в поддонных отложениях, минерализация поровых вод. В последнее время многие исследователи сходятся во мнении, что наиболее перспективными в гидратоносном отношении являются отложения зон сочленения шельфа и континентального склона, а также склонов и подножий континентальных окраин, где отмечаются наибольшие толщины осадочного чехла, сравнительно высокое содержание в нем органического вещества, метана, отсутствие сильных придонных течений [3].

Метангидраты образуются и существуют вблизи границы своей термодинамической устойчивости, и даже относительно небольшие изменения термобарических условий могут привести к разложению этих соединений и высвобождению огромных количеств метана, удельный вклад которого в парниковый эффект, как известно, в 20 раз выше, чем углекислого газа [4, 5].

Данные о распределении океанских метангидратов показывают, что они, как правило, залегают в осадочном слое на поддонных глубинах порядка сотен метров. Поэтому для разложения метангидратов необходимо проникновение потепления не только до дна, но еще и в осадочный слой. В работах [6, 7] рассматривалась модель переноса метана от разлагающихся газогидратов, находящихся в слое осадков на глубине от 100 до 300 м под дном океана. Трехмерная квазигеострофическая модель динамики Мирового океана была дополнена моделью переноса тепла в донном слое осадков для изучения процесса распространения теплового сигнала в глубь океана и в осадочный слой. Серия сценарных экспериментов показала, что для оценки масштаба дестабилизации метангидратов важным является модельный параметр  $H_{hyd}$  (глубина залегания гидрата). Любое моделирование возможного потока метана в атмосферу в результате разложения поддонных газогидратов требует более точной информации относительно их пространственного распределения. В данной статье мы находим распределение газогидратов метана и глубину их залегания с учетом геотермического градиента и пористости осадочного слоя океанского дна.

Климатическое состояние океана было получено из трехмерной модели динамики Мирового океана, включающей сезонную изменчивость, с учетом реальной топографии дна [8]. Модель основана на решении трехмерных уравнений переноса тепла и соли на равномерной 5-градусной широтно-долготной сетке и неравномерной, сгущающейся к поверхности сетке по вертикали. По горизонтальной координате применяется консервативная девятиточечная разностная схема второго порядка аппроксимации, основанная на экстраполяции Ричардсона, по вертикальной координате используется вторая схема с разностями против потока, которая имеет первый порядок аппроксимации. Задача решалась в полигональной области Мирового океана на 5-градусной сетке от 72,5° ю.ш. до 87,5° с.ш. с 24 вертикальными уровнями до достижения квазистационарного состояния через время порядка нескольких тысяч лет [9].

Для каждой точки широтно-долготной сетки было рассчитано климатическое поле тепла в донном осадочном слое толщиной 1000 м с помощью уравнения теплопроводности с шагом 20 м по вертикали. В качестве граничных условий на верхней границе осадочного слоя, совпадающей с дном океана, задана температура придонной воды  $T_{s,b}$ , которая получена из модели динамики океана, на нижней границе осадочного слоя задан геотермический поток тепла  $Q_t$ :

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k_s \frac{\partial T_s}{\partial z}, \quad (1)$$

$$z = H : T_s = T_{s,b}, \quad (2)$$

$$z = H + d : k_s \frac{\partial T_s}{\partial z} = Q_t, \quad (3)$$

$$t = 0 : T_s = T_{s,cl}(z), \quad (4)$$

где  $k_s = 10^{-2} \text{ см}^2/\text{с}$  — коэффициент теплопроводности осадочного слоя;  $Q_t$  — геотермический поток тепла в осадках;  $T_s(z)$  — температура в осадочном слое;  $T_{s,cl}(z)$  — решение стационарного уравнения (1).

Климатическое распределение растворенного метана получено из решения трехмерного адвективно-диффузионного уравнения переноса метана с заданными значениями концентраций метана на поверхности океана и нулевыми потоками метана через дно и боковую поверхность:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \theta} \frac{\partial C}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial C}{\partial \theta} + w \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \kappa \frac{\partial C}{\partial z} + \frac{\mu}{a^2} \Delta C \quad (5)$$

с граничными условиями:

$$z = 0 : C = C^*(\lambda, \theta, 0),$$

$$z = H : \kappa \frac{\partial C}{\partial z} = 0; \quad (6)$$

$$\text{на } \Gamma : \mu \frac{\partial C}{\partial n} = 0.$$

Здесь  $C$  — концентрация растворенного метана,  $C^*(\lambda, \theta, 0)$  — заданные значения концентраций метана на поверхности океана, которые изменяются зонально от 50 ppb в южных до 100 ppb в северных высокоширотных областях океана, 1 ppb =  $10^{-6}$  мл/л. Также использованы следующие обозначения:  $u, v, w$  — компоненты вектора скорости по координатам  $\lambda, \theta, z$  ( $\lambda$  — долгота;  $\theta$  — дополнение широты до  $90^\circ$ ;  $z$  направлена вертикально вниз);  $t$  — время;  $k, \mu$  — коэффициенты вертикальной и горизонтальной турбулентной диффузии растворенного метана;  $a$  — средний радиус Земли;  $H(\lambda, \theta)$  — рельеф дна;  $\Gamma$  — боковая поверхность области.

Для выделения акватории с достаточными для гидратообразования термобарическими условиями и оценки мощности зоны стабильности газовых гидратов необходимо знать следующие параметры: давление, температуру придонного слоя воды и величину геотермического градиента в пределах первых сотен метров осадков. Зона образования гидрата является толща пород, в которой давление и температура соответствуют термодинамическим условиям стабильности существования гидрата газа. Зона гидратообразования может быть определена математически путем совместного решения уравнения изменения термического градиента в разрезе пород и уравнения равновесного стабильного существования гидрата в данной пористой среде. Предполагается, что метангидраты существуют в осадочном слое всюду, где выполняются термобарические условия их существования, которые рассчитываются по формуле [10]:

$$\frac{1}{T_{stab}} = 3,79 \cdot 10^{-3} - 2,83 \cdot 10^{-4} \lg p_{stab}, \quad (7)$$

где  $T_{stab}$  — температура стабильности газогидрата, К;  $p_{stab}$  — давление, МПа. Определим диаграмму стабильности для системы «метан — морская вода — осадки», основанную на измерениях [11].

Кривая термобарических условий гидратообразования (7) накладывается на линию гидротермического и геотермического градиентов, по точкам пересечения этих двух линий определяются верхняя и нижняя границы ЗСГ, причем верхняя граница ограничена дном океана. Фазовая диаграмма получена для всех точек океана. На рис. 2 приведена диаграмма стабильности метангидрата, полученная для глубины 1700 м. Геотермальный градиент в осадках равен  $30^\circ\text{C}/\text{км}$ , температура на дне  $1,9^\circ\text{C}$ . При таких условиях толщина зоны возможной стабильности газогидрата равна 144 м. Так мы определяем  $\Delta z$  для всех точек модельной области океана.

Верхняя граница зоны образования гидрата в акваториях всегда находится в толще воды, нижняя — в разрезе пород. Исходя из термической характеристики глубоководных районов океана, а также из фактов накопления большей части осадочных пород и органического вещества в периферических районах океана, охватывающих шельфы, континентальные склоны и приконтинентальные глубоководные желоба, следует считать наиболее перспек-

тивными зонами накопления гидрата газов глубоководные шельфовые осадки и осадки континентального склона. Что касается абиссальных зон огромнейшего океанского ложа, то имеющиеся здесь осадки очень бедны органическим веществом, геотермические градиенты высоки, поэтому нет оснований связывать с ними области существования гидратов. Условием газонакопления в отложениях является значительное содержание органического вещества при высокой скорости седиментации. Исходя из этого, к негидратоносным отнесены акватории, где нет достаточного для гидратообразования количества газа, где глубина океана более 3000 м [12].

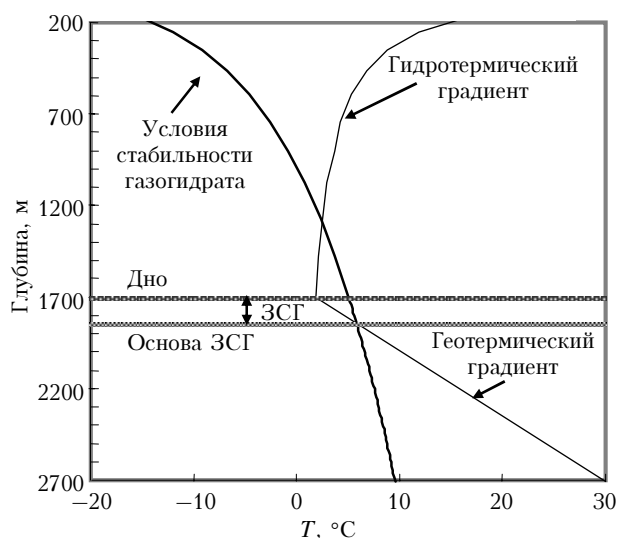


Рис. 2. Фазовая диаграмма стабильности метангидратов

Температура в осадочном слое океана, толщина газогидратной зоны сильно зависят от вертикального температурного градиента в осадках  $Q_t$ . Данных о величине геотермического градиента в пределах различных акваторий Мирового океана крайне мало. В предыдущих расчетах [6] геотермический поток был постоянный и равнялся  $30^\circ\text{C}/\text{км}$ . В данной работе поток тепла  $Q_t(\theta, \lambda)$  задается различным для 22 регионов на основании [13]: от  $30^\circ\text{C}/\text{км}$  в южной части Тихого океана до  $87^\circ\text{C}/\text{км}$  в северной его части.

Газогидраты не лежат сплошным пластом в термодинамической зоне гидратообразования — соответствия только температуры и давления недостаточно. Необходимы высокое содержание органического вещества в породах (от 0,5 до 4% и выше), а также активная генерация и миграция углеводородов в зону образования гидрата. Исследования керны показывают, что гидраты не занимают всю зону стабильности, а скорее существуют как слои главным образом около основания зоны стабильности [11]. Пористость осадочного слоя дна  $P(z)$  может изменяться линейно или нелинейно, в зависимости от состава осадка. Мы принимаем простое уменьшение пористости с поддонной глубиной по экспоненте, полученной из эмпирических данных [11, 13]:

$$P = P_0 \exp[-(\Delta z)]/L, \quad (8)$$

где  $P_0 = 0,7$  — пористость осадков дна океана;  $L = 1500$  м — толщина осадочного слоя в соответствии с [11];  $\Delta z$  — толщина ЗСГ.

Гидратонасыщенность отложений, т.е. процент порового пространства, занятого газогидратами, была принята равной 50% порового пространства непосредственно у подошвы зоны стабильности и плавно уменьшающейся до нуля в направлении морского дна. Это допущение основано на уменьшении концентрации хлорид-ионов в поровой воде (которая рассматривается как мера гидратосодержания) с глубиной, что наблюдалось на станциях 496 и 497 Deep Sea Drilling Project (Центральноамериканский желоб, побережье Гватемалы) [2]. Такой подход основан на модели гидратообразования Хидмана и Девиса [11] и предложен в [13]:

$$HP(z) = 100\% \cdot 0,5P(\Delta z)(z - z_0)/\Delta z, \quad (9)$$

где

$$z_0 < z < z_0 + \Delta z;$$

$HP(z)$  увеличивается линейно от 0 на дне океана  $z_0$  до  $P/2$  на дне зоны стабильности.

Если  $HP(z)$  составляет не менее 10% [14], то параметр модели — глубина залегания газогидрата —  $H_{hyd}(\lambda, \theta) = z$ . В результате получено распределение глубины залегания метангидратов от 20 до 320 м в осадочном слое под океанским дном. Распределение газогидратов метана на глубине 100 м показано на рис. 3, в основном это северная часть Атлантического океана и континентальный шельф.



Рис. 3. Модельное распределение газогидратов метана в осадках на глубине от 20 до 100 м под дном океана

На рис. 4 представлено распределение метангидратов на глубине 300 м под океанским дном.

Проведены два сценарных эксперимента с различными зонами распространения и глубиной залегания метангидратов. Для сравнения в первом эксперименте «Hydrat1» глубина залегания метангидратов предполагалась, как и ранее, равной 100 м для всего континентального шельфа, Арктического и Антарктического бассейнов и 300 м для остальной акватории океана, где выполняются термобарические условия их существования. Во втором экспе-

рименте «Hydrate2» поддонная глубина  $H_{hyd}(\lambda, \theta)$  определяется с учетом толщины зоны стабильности метангидратов и составила от 20 до 320 м, как описано ниже.

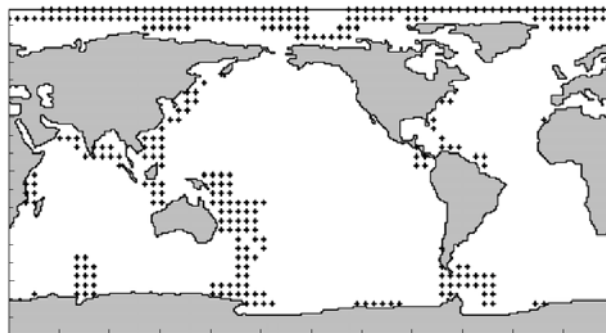


Рис. 4. Модельное распределение газогидратов метана в осадках на глубине 300 м под дном океана

Каждый эксперимент начинался с одних и тех же рассчитанных начальных климатических полей. В каждом эксперименте находится время до начала дестабилизации метангидратов, определяется, какая часть дна содержит такие источники и каков диффузионный поток метана в атмосферу. Сезонно изменяющаяся температура поверхности океана всюду, за исключением полярных областей, которые весь год покрыты льдом, сначала линейно увеличивалась на  $1,5^\circ$  за первые 50 лет эксперимента, а потом также линейно уменьшалась на  $1,5^\circ$  до первоначальных значений тоже за 50 лет.

Далее температура поверхности океана продолжала меняться в соответствии с сезонными климатическими данными. Тепловой сигнал от поверхности океана конвективным перемешиванием и течениями транспортировался в глубь океана до придонных слоев. Далее с помощью одномерного уравнения теплопроводности (1) с условиями (2)–(4) моделировалось увеличение температуры осадочного слоя по сравнению с начальными климатическими значениями. Как только это увеличение превысит некоторое допустимое значение — допуск (tolerance [15]),  $dT_h = 0,01^\circ$ , и может произойти это на поддонной глубине  $H_{hyd}(\lambda, \theta)$ , где залегают метангидраты, предполагается, что начинается их разложение.

Это разложение поддерживает придонную концентрацию растворенного метана, равную 5000 ppb. При этом считается, что высвободившийся при разложении метан полностью растворяется в морской воде. Это значение далее используется как граничное условие переноса метана вместо использовавшегося при получении климатических данных граничного условия с нулевым потоком метана. Таким образом, в модели «включается» источник метана. Если же далее в процессе эксперимента приращение тепла в осадочном слое на глубине залегания метангидратов станет меньше заданного параметра  $dT_h$ , то

предполагается, что дестабилизация прекратилась и источник «выключается». Это значит, что опять происходит обратная замена граничного условия для уравнения переноса метана от заданного значения 5000 ppb на условие с нулевым потоком метана. В экспериментах время интегрирования модели, дополненной уравнением переноса растворенного метана, составило 2000 лет.

Время до начала дестабилизации гидратов метана в первом эксперименте «Hydrate1» составило 68 лет. Суммарный поток метана в атмосферу достиг максимального значения 5 Тг/год через 409 лет от начала эксперимента. Источники «включились» на площади не более 11% дна океана и обеспечили максимум средней концентрации растворенного метана 957 ppb через 492 года. В численном эксперименте «Hydrate2» дестабилизация начинается уже через 10 лет от начала потепления поверхностных вод океана. Источники «включились» на площади не более 6% дна океана и обеспечили максимум средней концентрации растворенного метана только 500 ppb через 1000 лет. Максимальный поток метана уменьшился в 2,5 раза и составил 2,02 Тг/год через 500 лет модельного времени.

На рис. 5 приведено распределение растворенного метана в океане на глубине 250 м через 100 лет от начала эксперимента «Hydrate2». Можно видеть, что через 100 лет климатических изменений начинают дестабилизироваться метангидраты Арктического шельфа, у берегов Гренландии, а также в дальневосточных морях, прилегающих к России и Японии. Через 400 лет площадь декомпозиции гидратов увеличивается. Наиболее насыщенным метаном оказывается более проветриваемый систе-

мой течений Атлантический океан, за ним следует Индийский.

В целом результаты экспериментов дают разумное совпадение по потокам метана и времени начала дестабилизации с имеющимися оценками [16]. Основной результат заключается в том, что модель дает реальные значения потока метана в атмосферу от дестабилизированных метангидратов.

Работа выполнена при поддержке по Интеграционному гранту СО РАН № 147 «Природные и синтетические газовые гидраты».

1. *Kvenvolden K.A.* Potential effects of gas hydrate on human welfare // Proc. Nat. Acad. Sci. USA. 1999. V. 96. P. 3420–3426.
2. *Соловьев В.А.* Природные газовые гидраты как потенциальное полезное ископаемое // Рос. хим. ж. 2003. Т. XLVII. № 3. С. 59–69.
3. *Истомин В.А., Якушев В.С.* Газовые гидраты в природных условиях. М.: Недра, 1992. 236 с.
4. *Scherbakov A.V., Malakhova V.V.* Mathematical simulation of methane inflow into the atmosphere from decomposed subbottom methane hydrates // Bull. Novosib. Comput. Cent. Ser. Numer. Model. Atmos., Ocean and Environ. Stud. 1998. Iss. 3. P. 77–82.
5. *Scherbakov A.V., Malakhova V.V.* Mathematical simulation of the methane inflow into the atmosphere from the ocean methane hydrates // Bull. Novosib. Comput. Cent. Ser. Numer. Model. Atmos., Ocean and Environ. Stud. 2000. Iss. 5. P. 63–68.
6. *Scherbakov A.V., Malakhova V.V.* On possible increase of the methane flux into the atmosphere from the destabilized methane hydrates under changes of the ocean surface temperature // Bull. Novosib. Comput. Cent. Ser. Numer. Model. Atmos., Ocean and Environ. Stud. 2002. Iss. 8. P. 51–58.

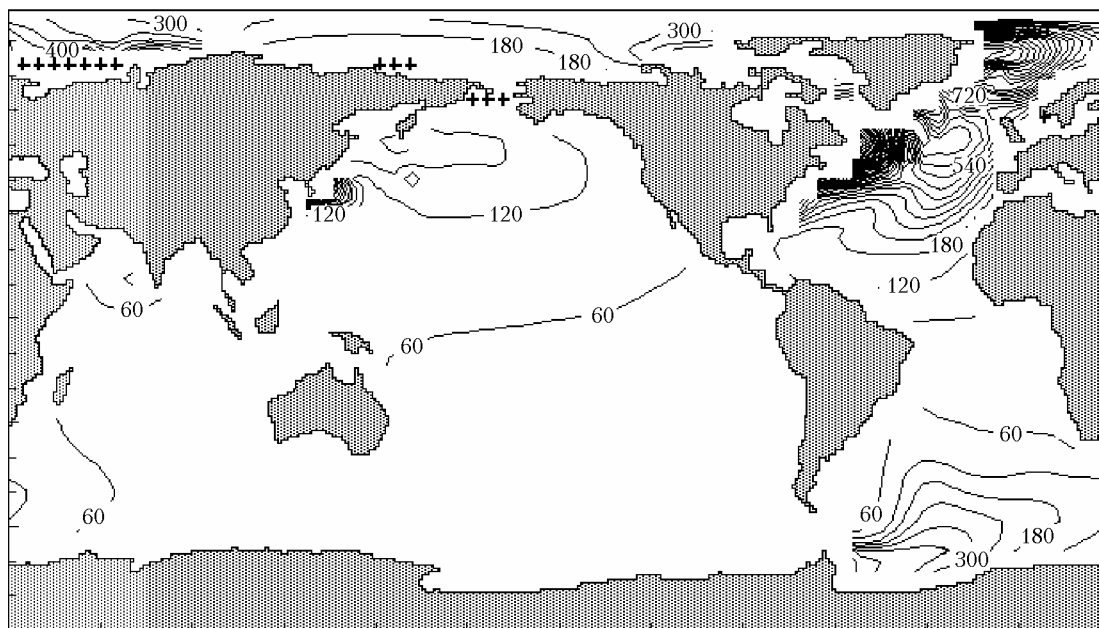


Рис. 5. Изолинии растворенного метана на глубине 250 м через 100 лет после начала климатических изменений в эксперименте «Hydrate2» (ppb). Максимальная концентрация метана 2400 ppb

7. Щербаков А.В., Малахова В.В. Математическое моделирование потока метана в атмосферу в результате разложения метангидратов Мирового океана // Оптика атмосф. и океана. 2005. Т. 18. № 5–6. С. 485–489.
8. Scherbakov A.V., Malakhova V.V. On the deep water formation in the World Ocean model // Bull. Novosib. Comput. Cent. Ser. Numer. Model. Atmos., Ocean and Environ. Stud. 2000. Iss. 6. P. 73–78.
9. Щербаков А.В., Малахова В.В. Моделирование реакции океана на потепление и похолодание поверхностных вод // Тр. Междунар. конф. RDAMM-2001. «Вычислительные технологии». Т. 6. № 2. Спец. вып. на CD-ROM. С. 714–718.
10. Mienert J., Andreassen K. Changes of the Hydrate Stability zone of the Norwegian margin from glacial to interglacial times // Annals of the New York Academy of Science / Gas Hydrates challenges for the future. 2000. V. 912. P. 200–210.
11. Hyndman R.D., Davis E.E. A mechanism for the formation of methane hydrate and seafloor bottom-simulating reflectors by vertical fluid expulsion // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 7025–7041.
12. Buffett B., Archer D. Global inventory of methane clathrate sensitivity to changes in the deep ocean // Earth and Planetary Sci. Lett. 2004. N 227. P. 185–199.
13. Gornitz V., Fung I. Potential distribution of methane hydrates in the world's oceans // Global Biogeochem. Cycles. 1994. N 8. P. 335–347.
14. Harvey L.D.D., Huang Z. Evaluation of the potential impact of methane clathrate destabilization on future global warming expulsion // J. Geophys. Res. D. 1995. V. 100. N 2. P. 2905–2926.
15. Hatzikiriakos S.G., Englezos P., The relationship between global warming and methane gas hydrates in the earth // Chem. Eng. Sci. 1993. V. 48. N 23. P. 3963–3969.
16. Kvenvolden K.A. Gas hydrates – geological perspective and global change // Rev. Geophys. 1993. V. 31. N 2. P. 173–187.

**A.V. Shcherbakov, V.V. Malakhova. Simulation of methane hydroxides spatial distribution in the World ocean and the methane flow into atmosphere.**

Based on a 3-D geostrophic model of the World ocean climate supplemented with the model of the dissolved methane transport by ocean streams, the model describing consequences of possible destabilization of subbottom methane hydrates in the World ocean is constructed. The presence of methane and some definite thermodynamic conditions, so called,  $p,T$ -conditions of forming hydrates, are necessary for formation of methane hydrates. It is supposed that methane hydrates exist throughout the sedimentary layer, where thermobaric conditions for their existence are favorable. To estimate the scale of their destabilization, the model parameter – the depth of the methane hydrates occurrence in the World ocean depositions – is of importance. The subbottom depth is determined with accounting for the depth of the methane hydrate stable zone, geothermal gradient, the deposition layer porosity, and the proportion of the deposition rocks, in the porous space of which the gas hydrates occur.