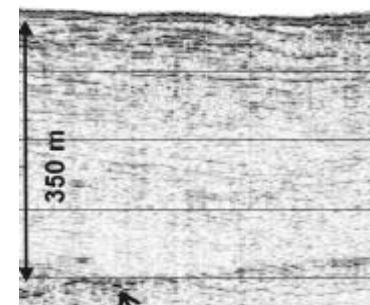


НЕКОТОРЫЕ ЗАДАЧИ ЭВОЛЮЦИИ СКОПЛЕНИЙ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ В МОРСКОМ ДНЕ

Суетнова Е.И.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук (ИФЗ РАН)





В осадках пассивных континентальных
окраин

$h = 3-7\%$, в активных разломах зон
субдукции больше (до 18%), очень редко
встречаются также отдельные
массивные скопления.

Накопление и Эволюция газовых гидратов

Фундаментальные аспекты

Строение и эволюция земной коры

Циклы углерода

Изменения климата

Прикладные

Газовые гидраты-потенциальный источник энергии

Экология

Безопасность работ на морском дне

P-T условия аккумуляции и стабильности газовых гидратов в естественных условиях.

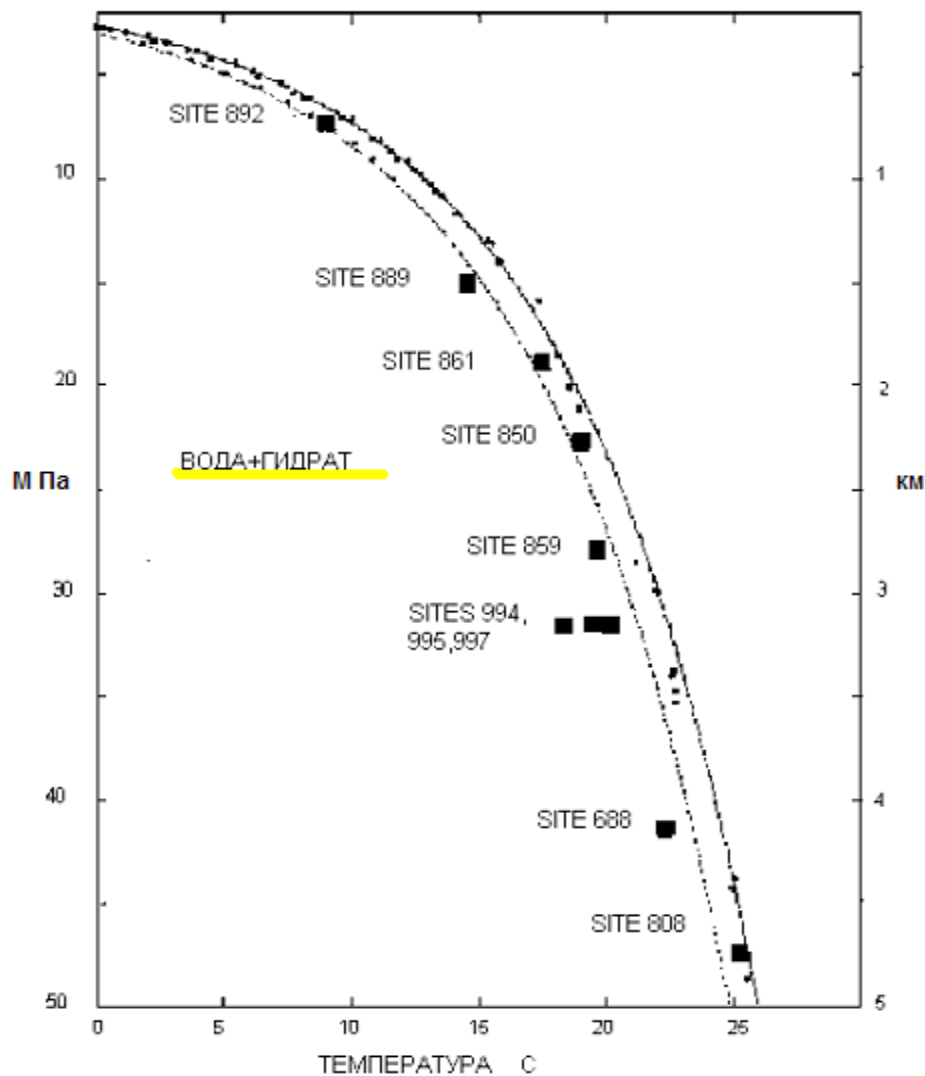
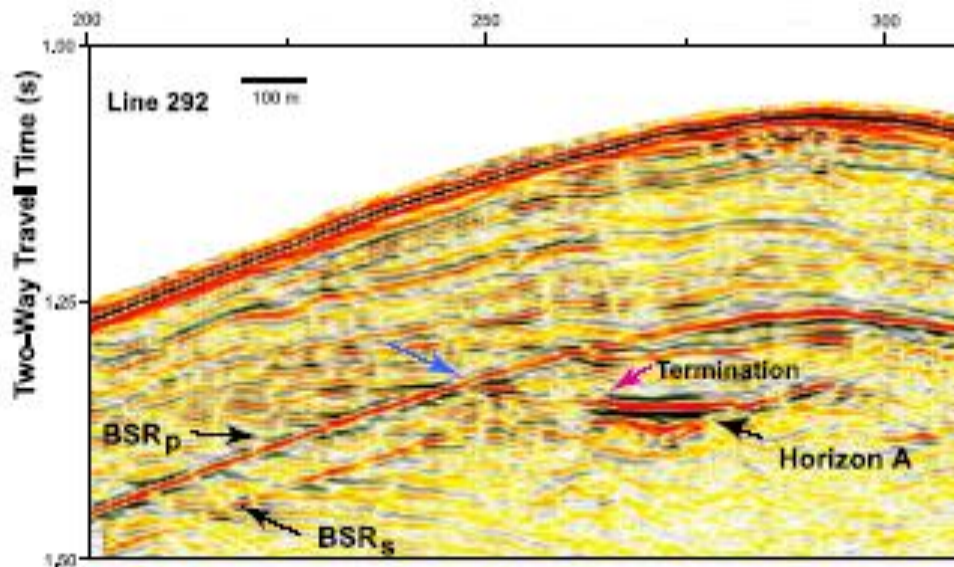
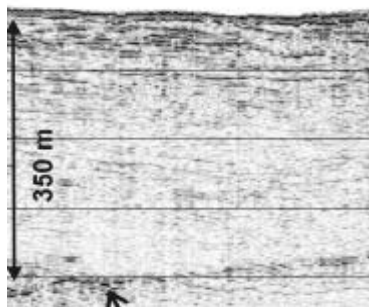


Рис. 1. Принципиальная схема, иллюстрирующая механические, гидродинамические и тепловые условия процессов накопления и уплотнения осадков и аккумуляции газгидратов в зоне их стабильности.

Необходимое количество газа доставляется в зону стабильности гидратов диффузией и фильтрацией газонасыщенного порового флюида

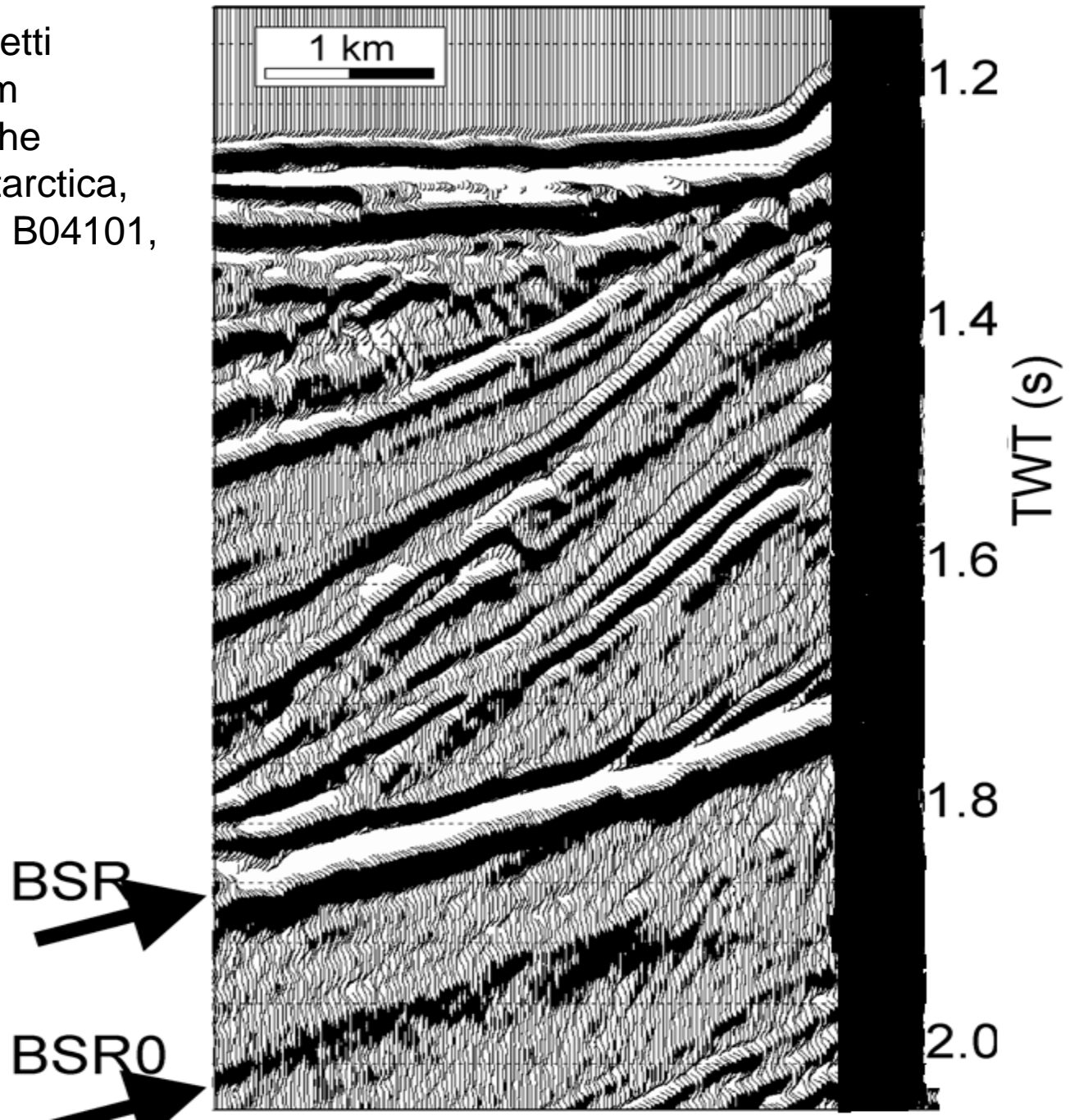
ГРАНИЦА BSR (bottom simulating reflections) В МОРСКИХ ОСАДКАХ – граница устойчивости и наличия газовых гидратов в осадках



southern Hydrate Ridge, offshore Oregon, 150 m below seafloor
Анализ сейсмических данных указывает на то, что эти BSR отражают границы разложения газовых гидратов [Thomas G. Thompson, 2000, Bangs, Musgrave, Tre'hu, 2005].

CDP 2900 2700

Geletti, R., and M. Busetti
(2011), A double bottom
simulating reflector in the
western Ross Sea, Antarctica,
J. Geophys. Res., 116, B04101,



Около 150 м.

BSR

BSR0

Стабильность газовых гидратов зависит от температуры и давления

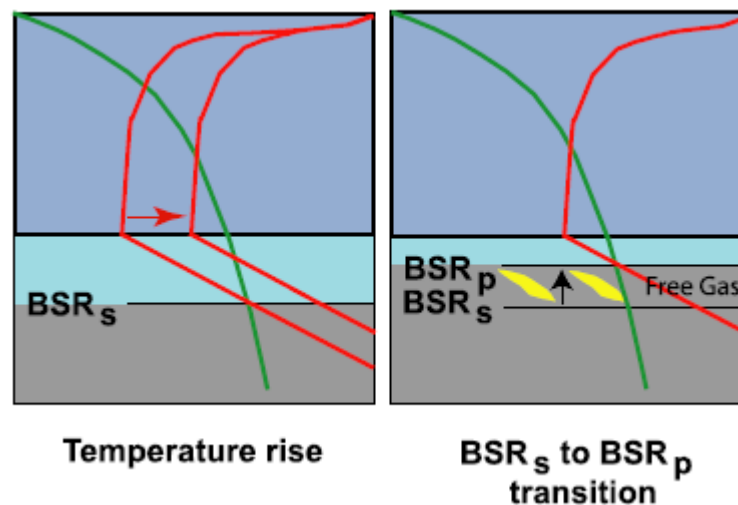
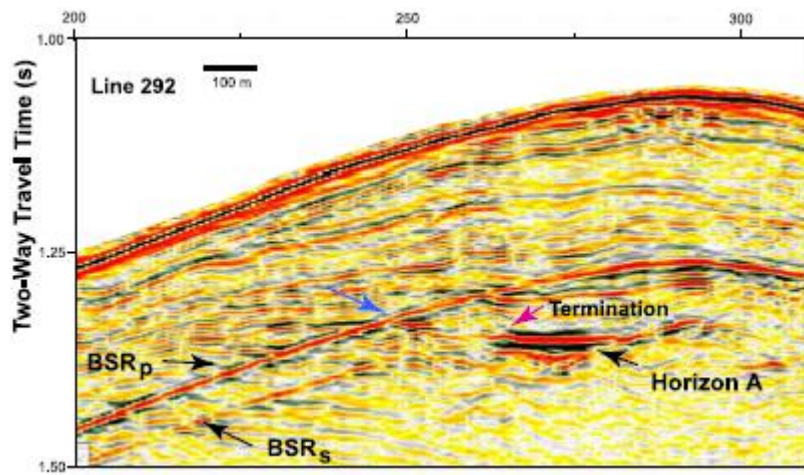
Причины изменений положения BSR

– изменения PТ условий в среде:
изменения температуры поверхности,
изменения глубины моря,
изменения концентрации растворенного в насыщающем флюиде газа

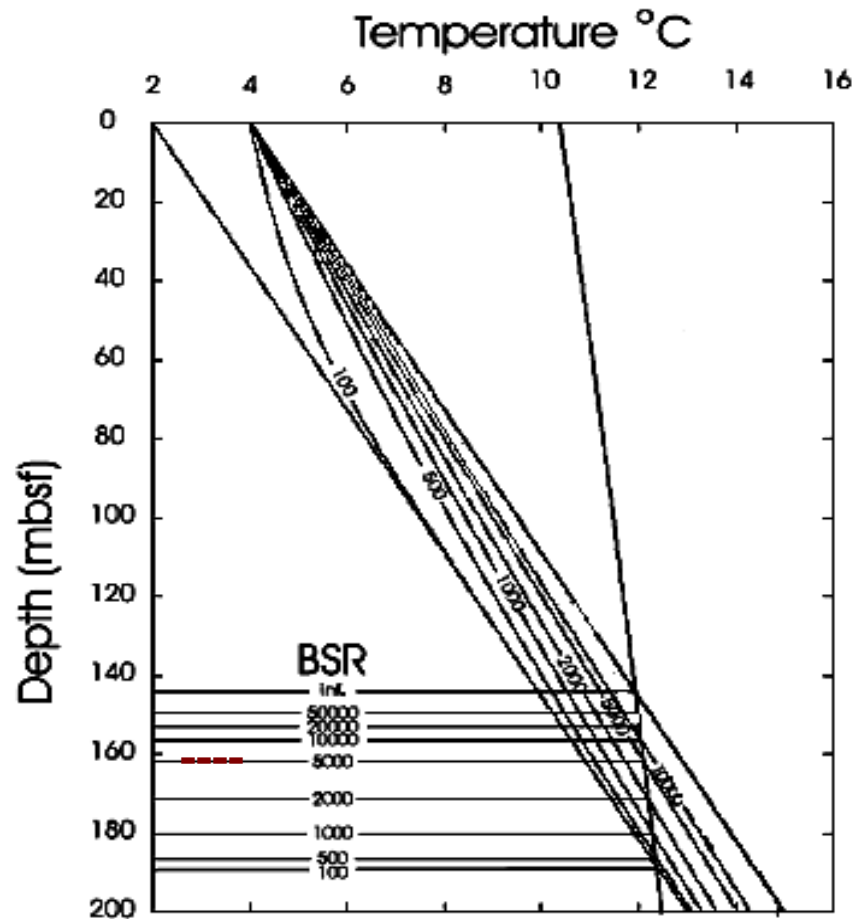
изменения свойств вмещающей среды осадков, создающие изменения PТ условий в среде в течение геологической истории осадконакопления.

Метод исследования - математическое моделирование с использованием геофизической информации

Возможное объяснение наличия двойных BSR изменением в прошлом температуры дна



Результаты расчетов распределения температуры в осадках в зависимости от времени, прошедшего после повышения температуры морского дна на 2°C



$$T(z, t) = T_0 + Gz + T_1 \operatorname{erfc}\left(\frac{z\sqrt{kt}}{2}\right)$$

Обозначения на линиях температуры и BSR соответствуют времени, прошедшему с момента изменения температуры дна. В правой части рисунка теоретическая кривая РТ предела стабильности газовых гидратов в осадках, пересечение геотерм с этой кривой определяет соответствующую геотермам позицию BSR в осадках.

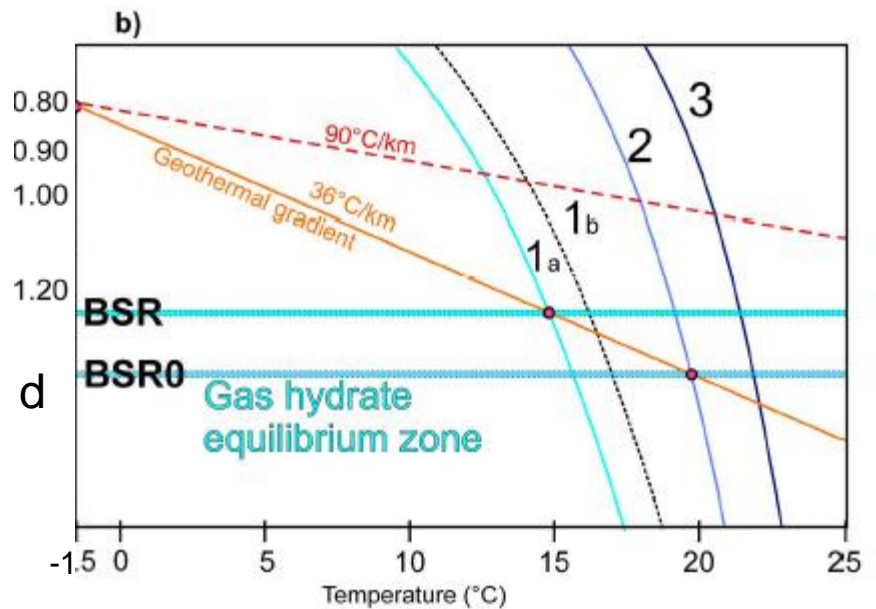
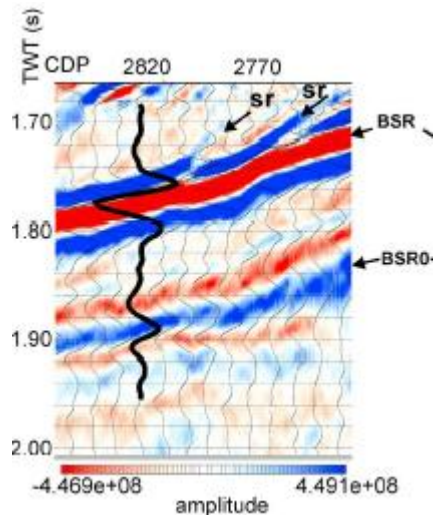
Скорость адвекции насыщенного газом порового флюида больше чем 1 см/год приводит к диссипации палео-BSR за время порядка 1000 лет. Однако уменьшение скорости адвекции (<1 м/1000 год, около $3 \cdot 10^{-11}$) приводит к увеличению времени существования палео-BSR до 5000 лет. Waelbroeck et al., 2002 указывает, что увеличение температуры морского дна происходило 10,000-18,000 лет назад. **Скорость адвекции** поровых флюидов зависит от скорости осадконакопления и реологических и флюидодинамических свойств осадков [Суетнова, 2009].

Учет в модели скрытой теплоты разложения гидратов при **значительной** гидратонасыщенности может значительно увеличить время существования палео-BSR, в зависимости от гидратонасыщенности (разложение гидратов при 6% гидратонасыщенности слоя мощностью 40 м требует $8.8 \cdot 10^9$ J тепла, которые могут быть обеспечены при тепловом градиенте 0.055 C/m (тепловой поток 0.55 J/m²) за 5000 лет.

Таким образом, для того чтобы уверенно объяснить наличие двойных BSR изменением в прошлом температуры дна, необходимо проводить дальнейшие исследования процесса осадконакопления в регионах, где эти явления наблюдались.

Возможное объяснение двойной BSR составом поступающего газа (чистый метан и метан и газы с большим молекулярным весом)

Suggested geological model with the distribution of gas hydrate and free gas of pure methane above and below the BSR and a thin gas layer of 96% methane plus heavier hydrocarbon in correspondence of the BSR0.



b) Gas composition curves (Sloan, 1990)

1a: 100% methane (seawater approximation)

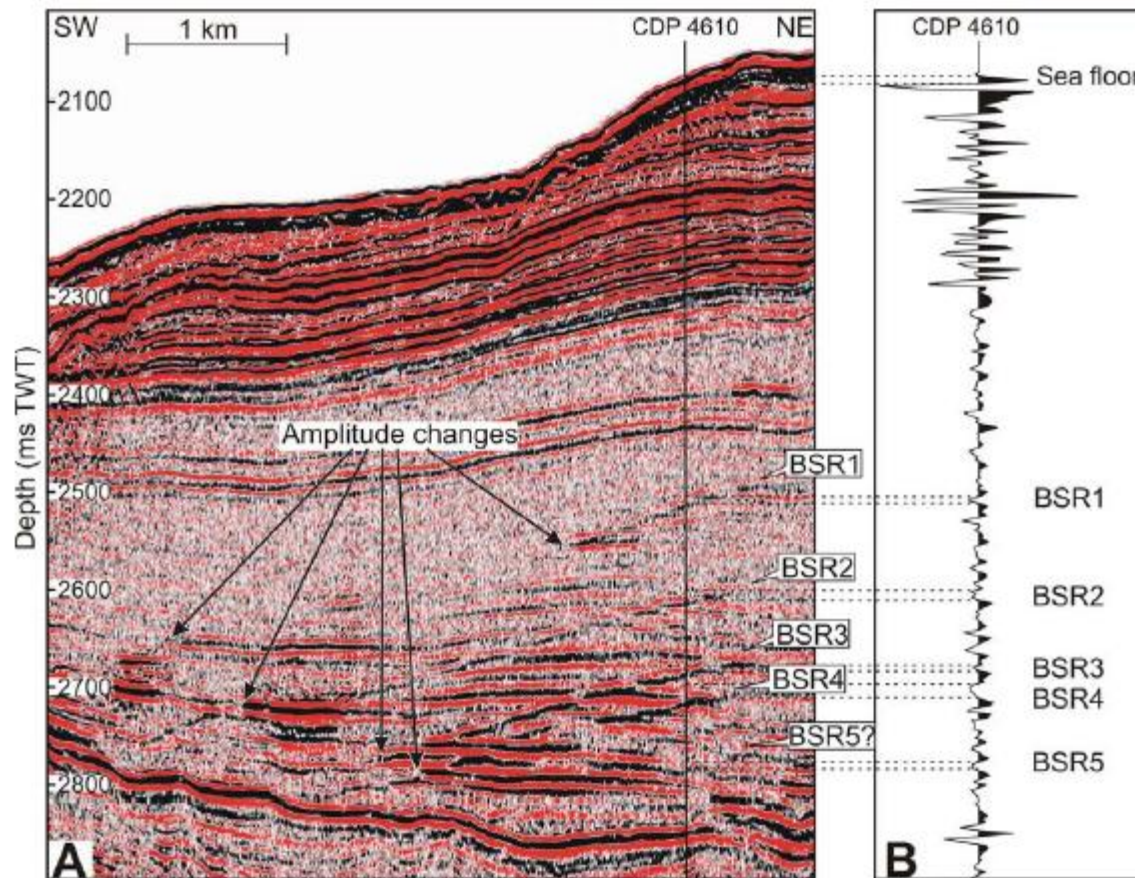
1b: 100% methane (pure water)

2: 96% methane, 3% ethane, 1% propane

3: 90% methane, 7% ethane, 3% propane

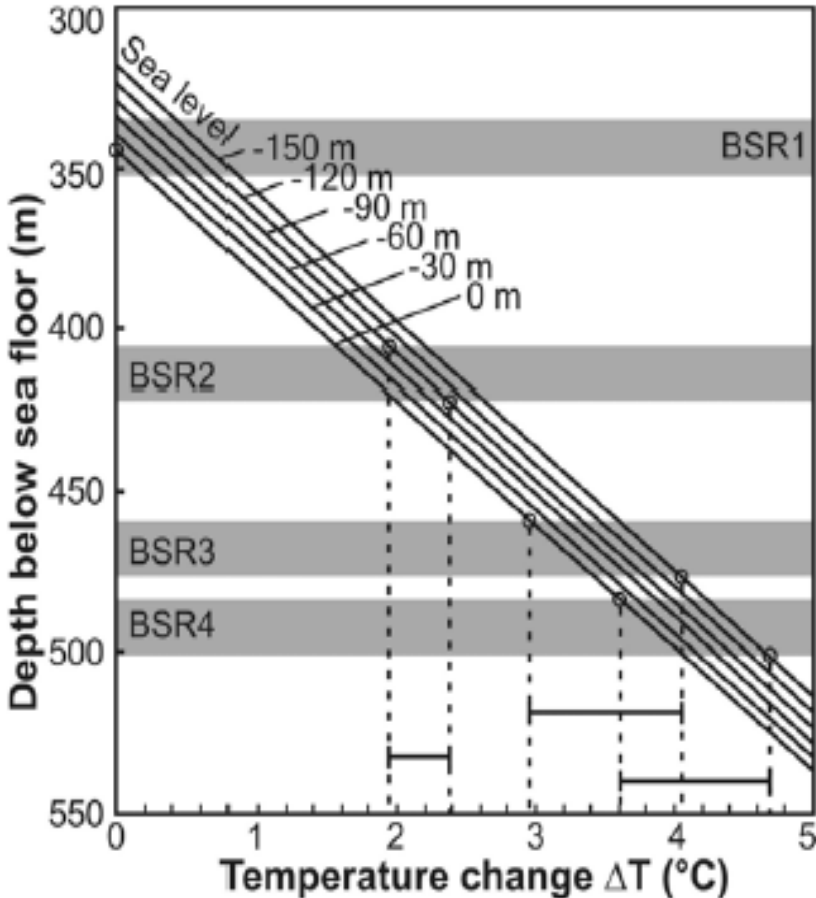
Multiple bottom-simulating reflections in the Black Sea: Potential proxies of past climate conditions

Irina Popescua,b, Marc De Batista, Gilles Lericolaïsc, Hervé Nouzéc, Jeffrey Poorta,
Nicolae Paninb, Wim Versteega and Hervé Gilletc *Marine Geology* March 2006; 227(3-4) : 163-176



Part of seismic reflection profile b039-GI. Danube deep-sea fan,

Интерпретация образования множественных BSR повышением уровня моря и изменением температуры морского дна



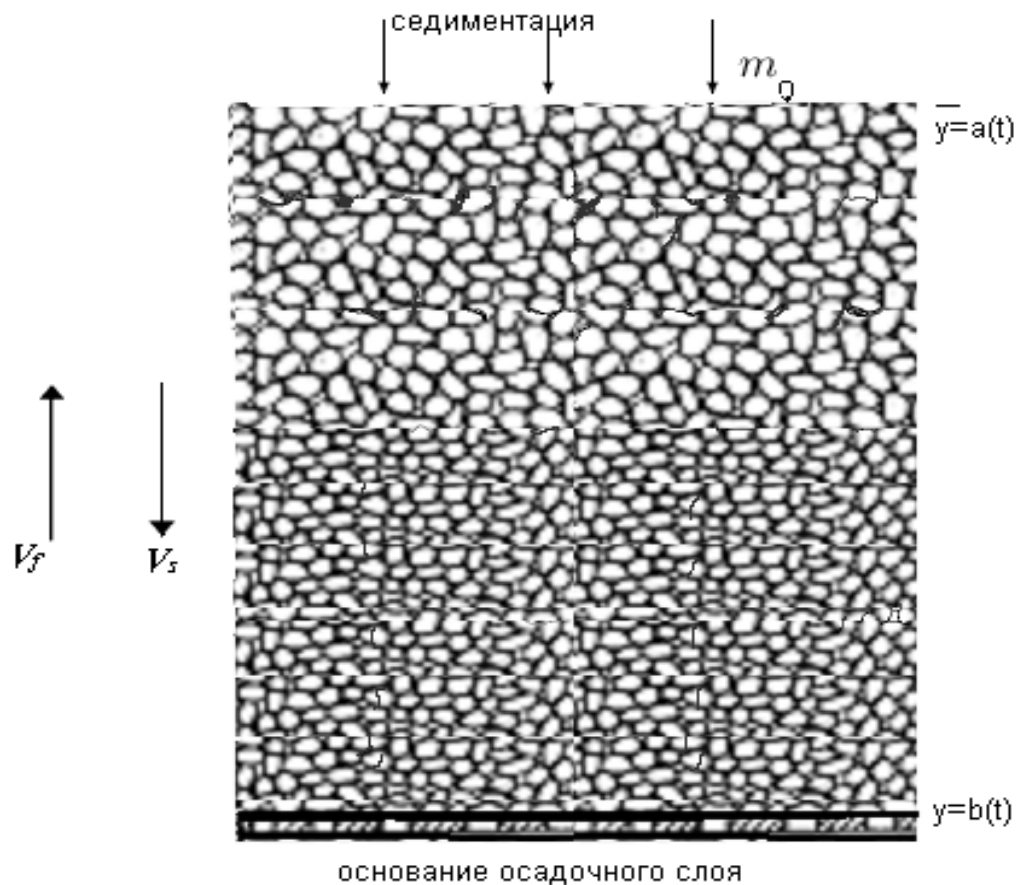
Model-derived depth of the BGHSZ for the multiple BSRs, under potential former P-T conditions. Curves are calculated for sea levels situated at 0, -30, -60, -90, -120 and -150 m, and for seafloor temperatures 0 to 5°C lower than today, considering a gas composition of 99% methane, 1% ethane. ΔT is the difference between the current temperature and the paleotemperature at the seafloor. Present conditions correspond to $\Delta T=0$ for a sea level at 0 m. Intersection of the BSR depth with the curve corresponding to a given sea level, indicates the seafloor paleotemperature. For a sea level at -90 m during the last lowstand (Popescu et al., 2004), BSR2 corresponds to a paleotemperature 1.9-2.4 °C lower than today. For any sea level between 0 and -150 m, BSR3 and BSR4 correspond to paleotemperatures lower than today by 2.9-3.9 °C and 3.6-4.6 °C respectively.

This diagram indicates that for any sea level between 0 and -150, a sea floor paleotemperature 3.6-4.6°C lower than today would correspond to the lowermost BSR4. Similarly, BSR3 represents the equilibrium BGHSZ for bottom temperatures 2.9-3.9°C below the present one, These model-derived temperature changes are in the range of values indicated by studies of the glacial bottom temperatures in the World Ocean (Labeyrie et al., 1992; Adkins et al., 2002).

different concentrations of gas above and below this surface probably account for the conservation of the acoustic impedance contrast.

**ИЗМЕНЕНИЕ ПОРОВОГО ДАВЛЕНИЯ ВСЛЕДСТВИЕ
ИЗМЕНЕНИЙ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОСАДКОВ
ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНО ПОСТУПАВШИХ НА МОРСКОЕ ДНО КАК
ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ СДВИГА ГРАНИЦЫ BSR В
МОРСКИХ ОСАДКАХ**

Условная схема, иллюстрирующая образование осадочного слоя в течение геологической истории осадконакопления.



Стрелками показаны направления осадконакопления и скоростей движения матрицы осадков и фильтрации насыщающего флюида.

Mathematical model

Dimensional

$$V_f - V_s = -\frac{k(m)}{\mu m(1-h)} \left(\frac{\partial p_f}{\partial z} + \rho_f g \right)$$

$$\frac{\partial \rho_f m(1-h)}{\partial t} + \frac{\partial \rho_f V_f m(1-h)}{\partial z} = -J_{gh} \rho_f$$

[Davie, Buffet, 2001].

$$\frac{\partial \rho_s(1-m)}{\partial t} + \frac{\partial \rho_s V_s(1-m)}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial \rho_h m \cdot h}{\partial t} + \frac{\partial \rho_h V_s m \cdot h}{\partial z} = J_{gh} \rho_h$$

$$\frac{\partial \rho_f m(1-h)c}{\partial t} + \frac{\partial \rho_f V_f m(1-h)c}{\partial z} = -\rho_h (c_h - c) m \frac{dh}{dt}$$

$$\frac{dm}{(1-m)dt} = -\frac{m}{\eta} p_e - m\beta \frac{dp_e}{dt}$$

$$\frac{\partial f}{\partial t} + A_1 \frac{\partial m V_f f}{\partial z} + A_2 \frac{\partial (1-m) V_s f}{\partial z} = \kappa \frac{\partial^2 f}{\partial z^2} + Q(z, t)$$

V_s	скорость матрицы осадков,
V_f	скорость флюида
t	время ,
z	координата глубины,
m	пористость,
ρ_f	плотность флюида,
C_f	теплоемкость флюида,
ρ_s	плотность осадков,
ρ_h	плотность гидрата
C_s	теплоемкость осадков,
k	проницаемость,
μ	вязкость флюида,
g	ускорение силы тяжести,
ρ	плотность осадочной среды,
f	температура,
κ	температуропроводность среды осадков,
C	теплоемкость среды осадков
p_e	эффективное давление
	$p_e = p_{tot} - p_f$, (p_{tot} -полное давление),
η	вязкость среды осадков [Stevenson, Scott .1991; Birchwood and Turcotte, 1994]
β	поросжимаемость[Gueguen, Palciauskas, 1994; Николаевский, Басниев, Горбунов, Зотов.,1970]
h	гидратонасыщенность

Mathematical model

dimensionless

$$\frac{\partial m}{\partial t} = (\alpha - m) \frac{\partial v}{\partial y}$$

$$\frac{\partial v}{\partial y} = -mp - mD \frac{\partial p}{\partial t}$$

$$v = -(m(1-h))^3 \left(\frac{\partial p}{\partial y} + 1 \right)$$

$$\frac{\partial m(1-h)c}{\partial t} + \frac{\partial v_f m(1-h)c}{\partial y} = -(c_h - c)m \frac{dh}{dt}$$

$$\frac{\partial f}{\partial t} + A_1 \frac{\partial m V_f f}{\partial y} + A_2 \frac{\partial (1-m) V_s f}{\partial y} = \kappa \frac{\partial^2 f}{\partial y^2} + Q(y, t)$$

Scales

$$\text{масштаб}_\text{длины}_\text{ } L = \sqrt{\frac{\eta_0 k_0 m_0^2}{\mu}}$$

$$\text{масштаб}_\text{времени}_\text{ } T = \frac{\eta_0}{P m_0}$$

$$P = \Delta \rho g L,$$

$$V = V_o / (L/T) = V_o \mu / \Delta \rho g k_0 m_0^3$$

$$\alpha = 1/m_0 \quad D = \eta_0 / \kappa P / T$$

Граничные условия и параметры

Нижняя,

непроницаемая граница осадков $y = b(t)$,

$$V_s = V_1$$

$$V_f = V_1$$

V_1 , - скорость погружения основания.

Верхняя граница дренажная

$$m((y=0), t) = m_b = m_0$$

эффективное давление $p_e = 0$.

Температура на поверхности осадков поддерживается постоянной, и на нижней границе задается
градиент температуры $25^\circ\text{C}/\text{км}$

Скорость погружения основания, V_1 оценивается как

$$10^{-10} - 10^{-12} \text{ м/сек}$$

Проницаемость, по экспериментальным наблюдениям - нелинейная функция пористости, обычно в моделях рассматривается как степенная функция пористости

$$k = k_0 \cdot m^l$$

, $l=2; 3$. Величина k_0 зависит от типа осадков.

Экспериментальные значения проницаемости для осадков могут варьировать в диапазоне

$$10^{-12} - 10^{-20} \text{ м}^2$$

Эффективная вязкость осадков η_0 принимается не зависящей от температуры и давления на масштабах исследуемых глубин и варьируется в диапазоне (Fowler 1999)

$$10^{20} - 10^{22} \text{ Па с.}$$

[Birchwood, Turcott 1994; Schneider, Potdevin, Wolf, Faille, 1996].

Параметр β эффективная поросжимаемость оценивается как

$$10^{-10} - 10^{-8} \text{ Па}^{-1}$$

[Hart and Wang, 1995; Berryman, 1992 ; Баренблатт, Ентов, Рыжик, 1984].

Концентрация метана в поровой жидкости при локальном термодинамическом равновесии с гидратом в зависимости от внешнего давления и градиента температуры

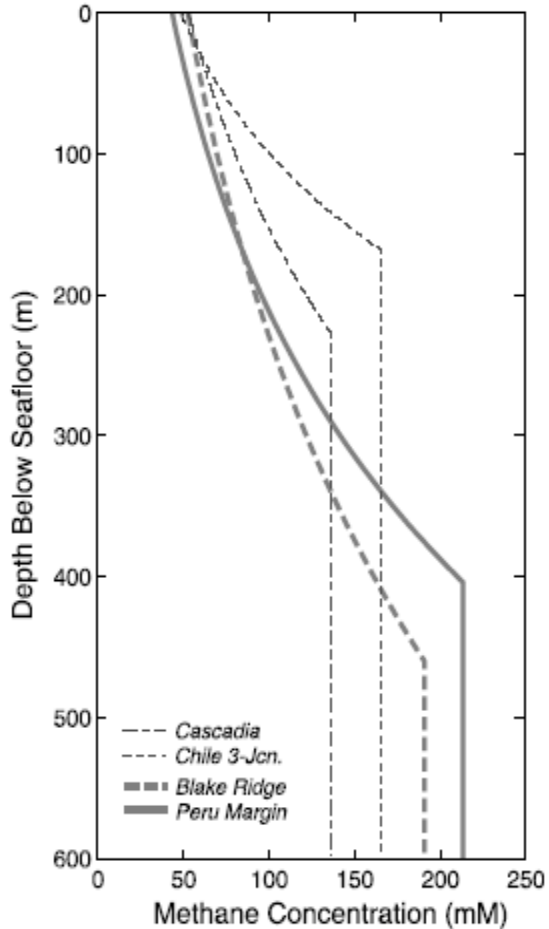


Fig. 4. Solubility profiles of four known hydrate locations. Pressure and temperature conditions at the Blake Ridge and Peruvian Margin result in thicker zones of hydrate stability and smaller slopes in the solubility profile within the HSZ (solid lines). On the other hand, the Cascadia Margin and Chile Triple Junction have thin HSZ's and a steeper slope of the solubility profile within the HSZ.

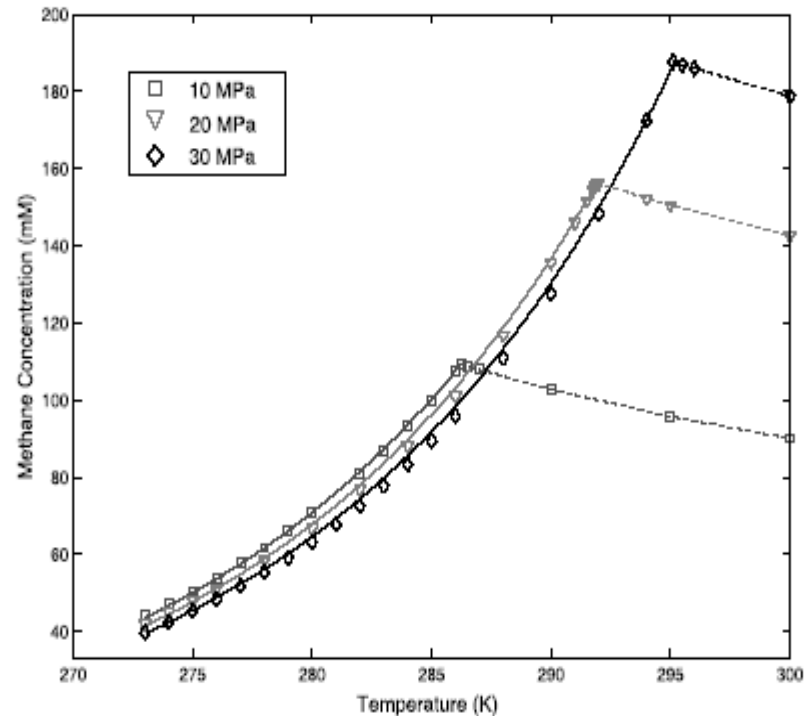
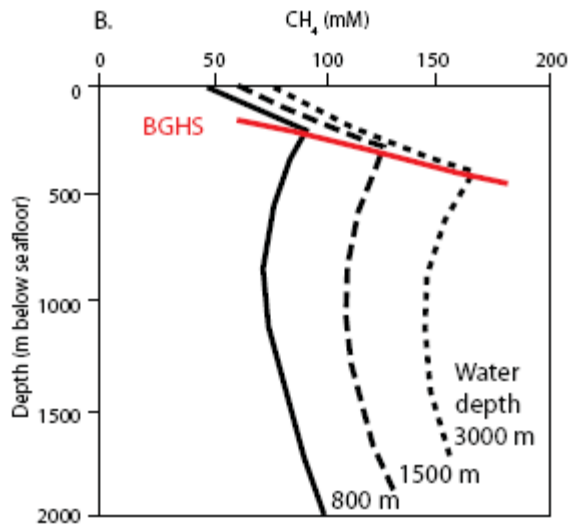
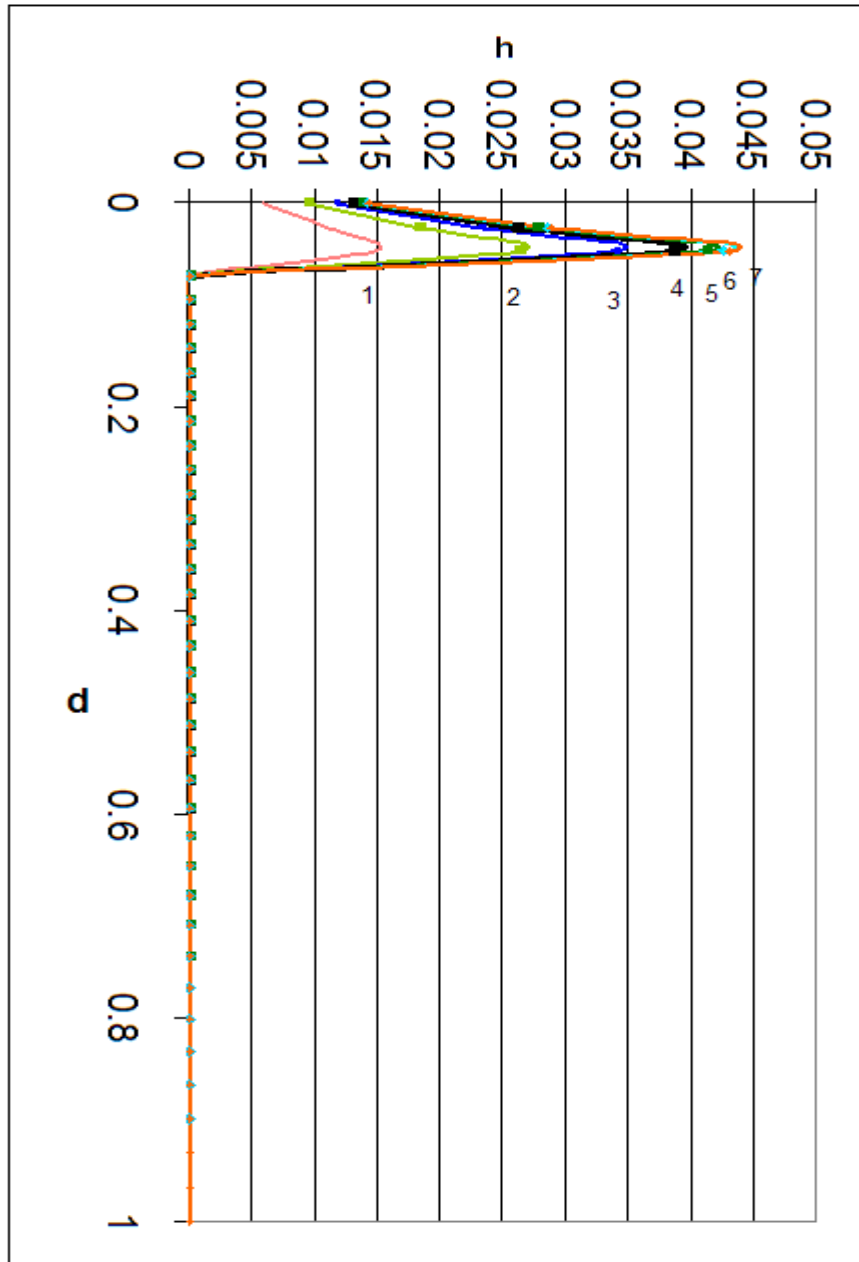


Fig. 3. Solubility of methane in pure water as a function of temperature at fixed pressures of 10 MPa (squares), 20 MPa (circles) and 30 MPa (crosses) calculated by Zatepina and Buffett (1997) (from Table 1). The peak in the solubilities occurs at $T_3(P)$, which coincides with the base of the HSZ. Good agreement between the results of Zatepina and Buffett (1997) and solubilities predicted according to 5 (solid lines) is observed at temperatures below $T_3(P)$ (dashed lines connect solubility data above $T_3(P)$).



(B) Effect of water depth on methane solubility. As a parcel of sediment is uplifted from 3000 to 800 meters below sea floor in an accretionary complex, methane solubility decreases by a factor of two (G. Claypool, U.S. Geological Survey, retired, personal communication, 2000). Similarly, solubility will decrease as pore water is expelled upwards as a result of sediment compaction. GAS HYDRATES LESSONS FROM SCIENTIFIC OCEAN DRILLING BY A. M. TRÉHU, C. RUPPEL, M. E. HOLLAND, G. R. DICKENS, M. E. TORRES, T. S. COLLETT, DGOLDBERG, M. RIEDEL, AND P. SCHULTHEISS Oceanography Vol. 19, No. 4, Dec. 2006

Evolution of Gas hydrate saturation during sedimentation



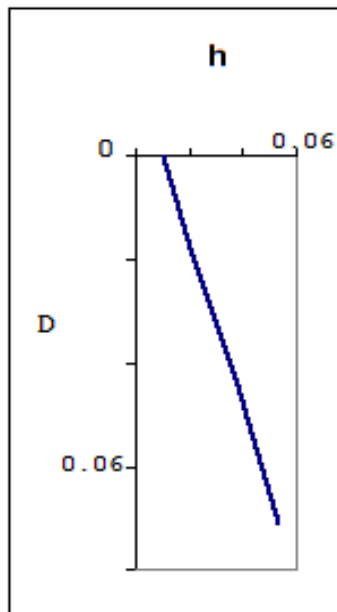
$V = 0,000577$
 $D = 0.646$

1. $t = 22,2$
 2. $t = 33,2$
 3. $t = 43,3$
 4. $t = 53,2$
 5. $t = 62,6$ (1,5 My, $d = 0,8$ (4,8 km))
 6. $t = 72$
 7. $t = 77,5$
- h reaches a steady state saturation after $t = 63$ (1,9 M y) o**

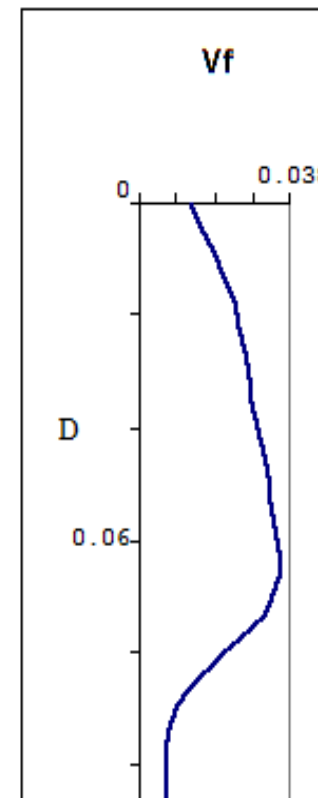
$V_0 = 10^{**(-10)}$ м/с, $\eta = 5 \cdot 10^{**20}$ Па с ,

$\beta = 10^{**(-9)}$ 1/Па, $\kappa_0 = 10^{**(-12)}$)м^{**2}

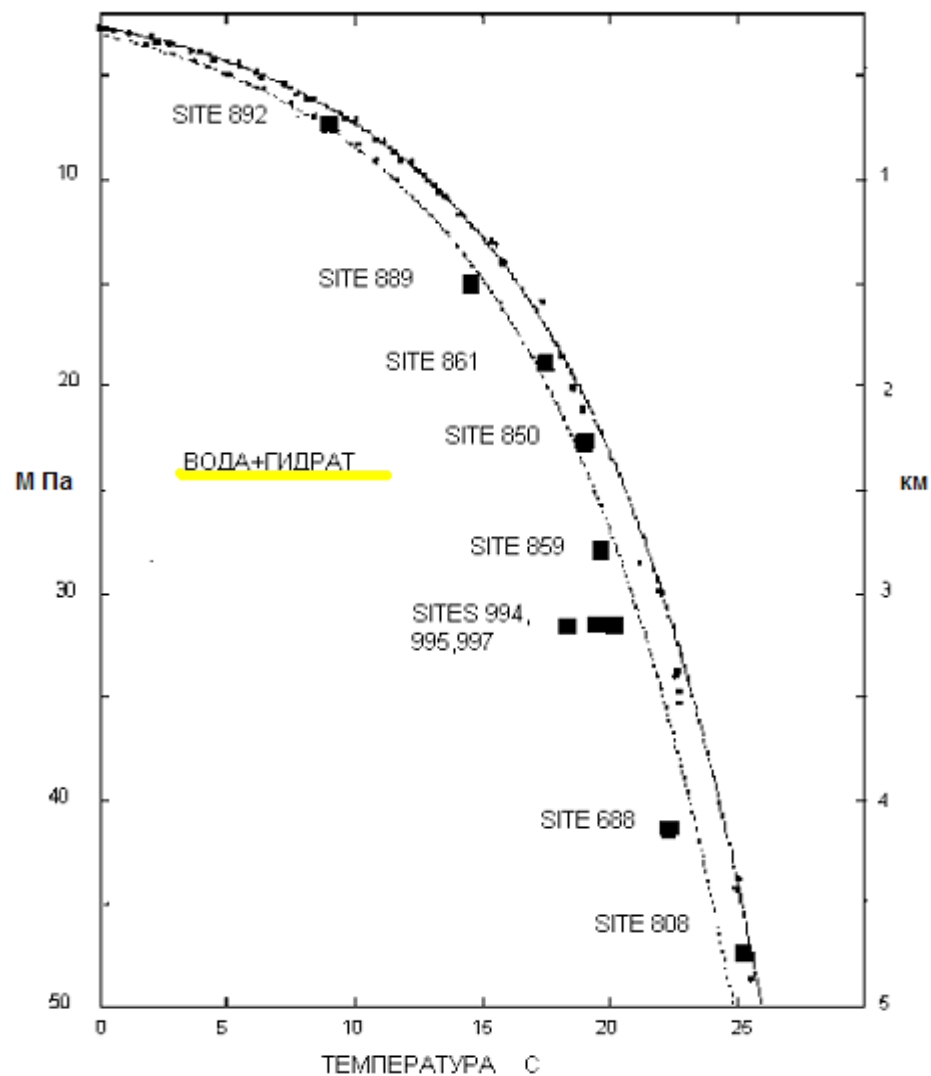
Распределение по глубине гидратонасыщенности и скорости фильтрующегося к поверхности осадков флюида при однородном процессе осадконакопления



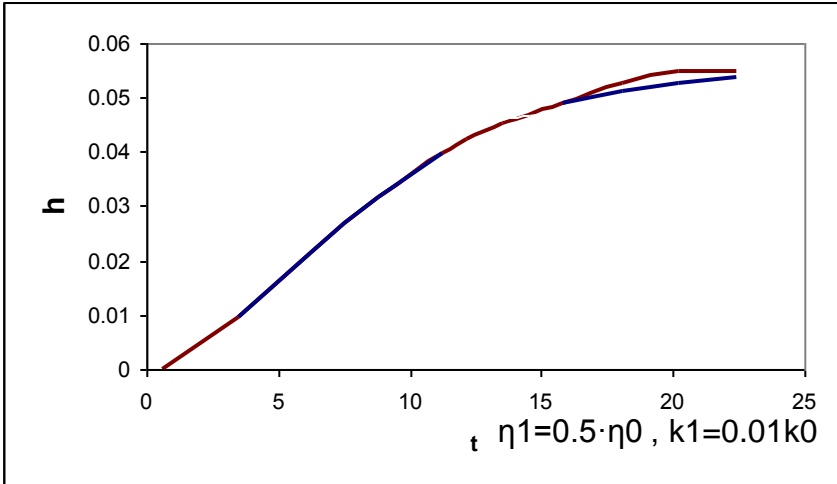
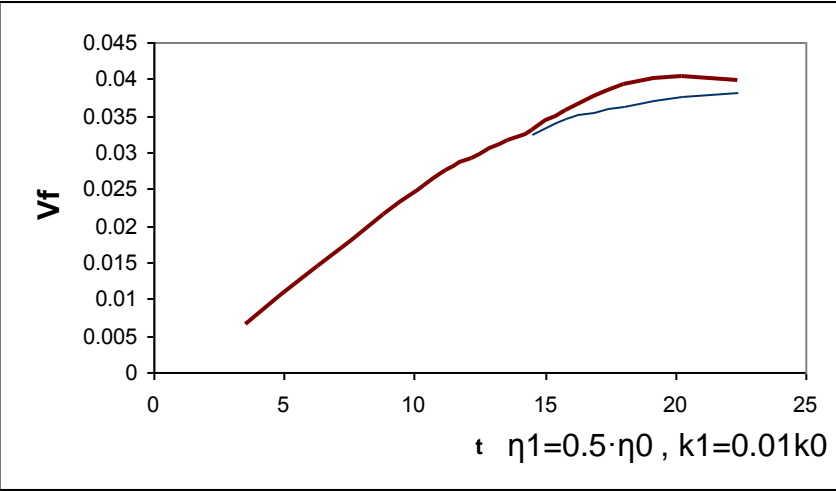
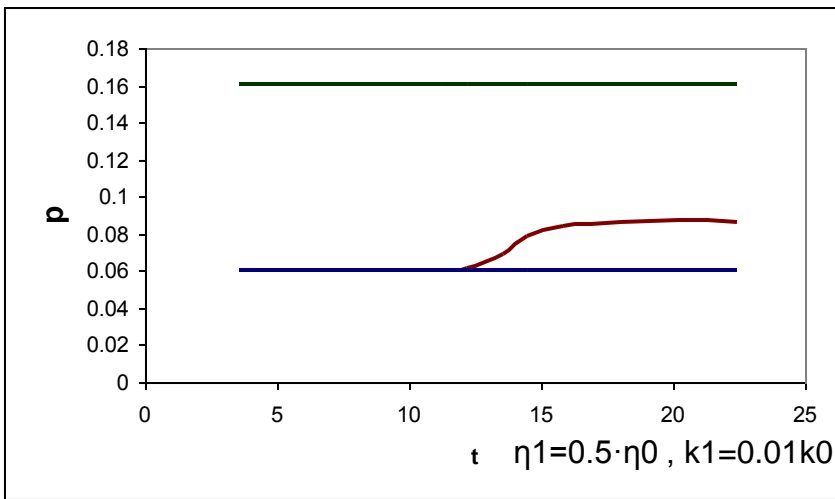
Для расчетов брались характерные базовые значения параметров осадконакопления:
плотность флюида $\rho_f = 10^3 \text{ кг/м}^3$
плотность вещества осадков $\rho_s = 2.6 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$
проницаемость поступающих осадков $k_o = 10^{-13} \text{ м}^2$,
вязкость флюида $\mu = 2.5 \cdot 10^{-3} \text{ Па}\cdot\text{с}$
вязкость поступающих осадков $\eta_0 = 10^{20} \text{ Па}\cdot\text{с}$
скорость осадконакопления 10^{-10} м/сек что соответствует репрезентативным значениям свойств осадков и скорости их накопления, известным по геофизическим данным. Эти значения параметров принимались как *базовые* для расчетов. Финальная мощность осадков в процессе скомпенсированного осадконакопления принималась 6000м. $T=1.9$ млн лет **Гидростатическое давление порового флюида.**



P-T условия аккумуляции и стабильности газовых гидратов в естественных условиях.

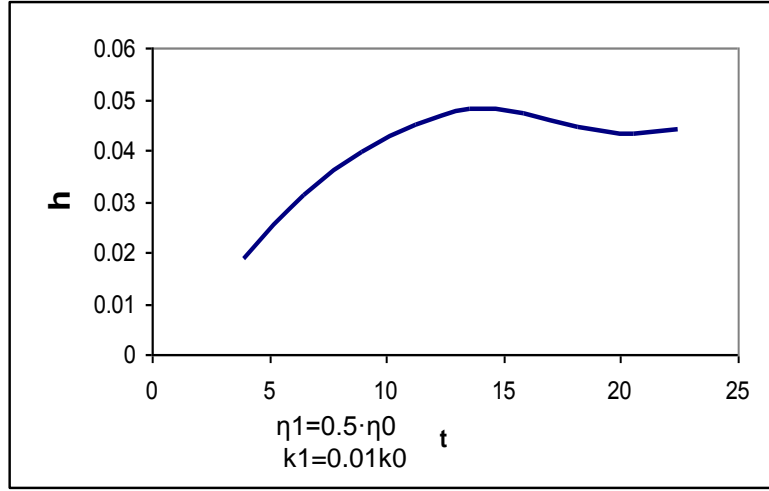
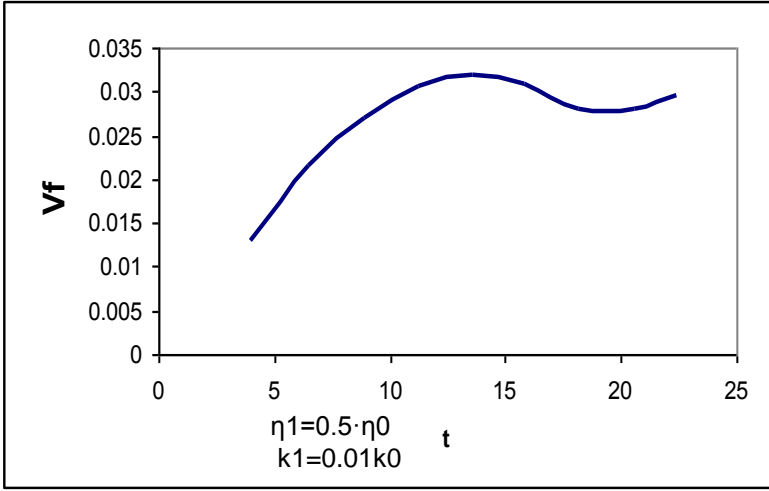
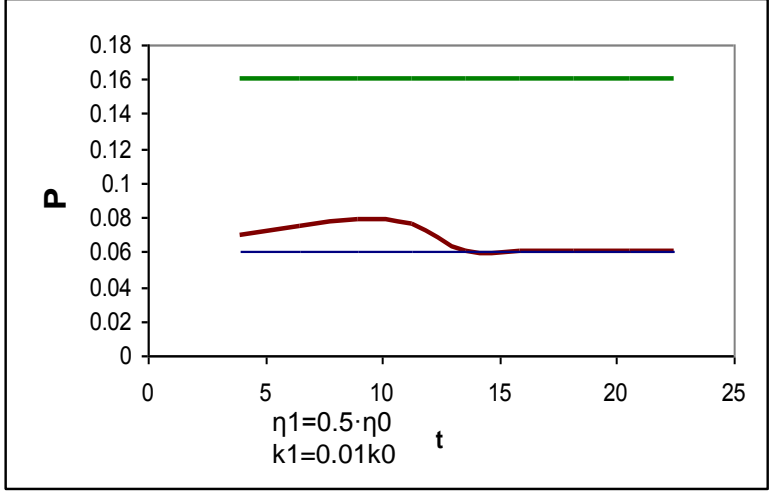


Эволюция порового давления, скорости фильтрации и гидратонасыщенности на нижней границе гидратного слоя при накоплении менее вязких и менее проницаемых осадков ($T \sim 1$ мл лет, $\eta_1 = 0.5 \cdot \eta_0$, $k_1 = 0.01k_0$) поверх осадков с базовыми значениями вязкости и проницаемости Глубина BSR увеличивается



Нижняя граница гидратов может опуститься на приблизительно 160 м

Эволюция порового давления, скорости фильтрации и гидратонасыщенности на нижней границе гидратного слоя при накоплении осадков с базовыми значениями вязкости и проницаемости поверх менее вязких и менее проницаемых осадков ($T \sim 1$ мл лет, $\eta_1 = 0.5 \cdot \eta_0$, $k_1 = 0.01k_0$) Глубина BSR уменьшается



Нижняя граница гидратов может подняться на приблизительно 160 м

Изменения в составе осадков, которые происходят в геологической истории осадконакопления, определяют количественные и временные рамки эволюции гидратонасыщенности морских осадков.

Уменьшение вязкости и проницаемости поступающих осадков приводит к **изменению порового давления** и его градиента в накапливающихся осадках.

Изменение порового давления и его градиента влечет за собой **смещение нижней границы зоны стабильности газовых гидратов**, определяемой по пересечению кривой термодинамического равновесия гидрат-флюид и кривой распределения температуры в зависимости от порового давления флюида в осадках. Это приводит к смещению BSR.

Изменение порового давления и его градиента приводит к **изменению скорости фильтрации** газонасыщенного флюида и **гидратонасыщенности** на нижней границе зоны стабильности газовых гидратов в морских осадках. Течение этих процессов нелинейно по времени.