

非胶结合水合物沉积物修正等效介质速度模型 及其地震波场特征研究^{*}

李红星¹⁾²⁾³⁾ 陶春辉²⁾³⁾ 周建平²⁾³⁾ 邓居智¹⁾ 邓显明²⁾³⁾ 方根显¹⁾

1) 东华理工大学核工程技术学院, 抚州 344000)

2) 国家海洋局第二海洋研究所, 杭州 310012)

3) 国家海洋局海底科学重点实验室 杭州 310012)

(2009 年 1 月 6 日收到 2009 年 2 月 11 日收到修改稿)

通过数值分析, 发现对应于悬浮模式、颗粒接触模式的等效介质模型 A、B 预测的含水合物沉积物纵波速度、横波速度及泊松比存在物理认识上的缺陷, 单独考虑水合物微观模式为悬浮模式或颗粒接触模式并不合理. 认为非胶结合水合物的微观模式与其饱和度存在关联, 并运用拉格朗日插值方法建立了新的非胶结合水合物沉积物修正等效介质速度模型. 该模型体现了水合物饱和度对于水合物微观模式的影响, 数值分析结果表明新模型预测结果更合理. 基于新模型对非胶结合水合物沉积物的地震波场进行了数值模拟, 探讨了似海底反射及空白带的形成机理, 对实际水合物地震勘探中发现的不同地震波场特征对应的水合物分布模式进行了解释.

关键词: 水合物, 等效介质模型, 似海底反射, 空白带

PACC: 9150, 9165, 9130F

1. 引 言

海底天然气水合物是巨大的潜在能源^[1-2], 且其圈闭的甲烷可能会对全球气候产生重要影响^[3-6], 因此具有重要的经济和社会意义. 上世纪 70 年代在海底发现天然气水合物后^[7], 各国都投入了大量的人力、物力支持天然气水合物的研究与勘探开采^[8-9]. 天然气水合物的生成必须有一定的温、压条件. 大量生物气生成的巨厚浅沉积层系, 水深大于 300 m, 温度约 0 度至 10 度, 压力大于 10 MPa. 就赋存位置而言, 海底天然气水合物常分布于剖面上近似平行海底的带状海底沉积物内, 形成所谓的天然气水合物稳定带, 且主要分布在地球浅部, 最大埋深约为 2000 m. 此带之下还常圈闭着游离甲烷气体, 从而导致在地震反射剖面上产生特征的识别标志: 似海底反射波. 因此, 虽然水合物调查的地球物理技术很多, 但绝大多数是由地震勘探发现的^[10-20]. 地

震方法的任务, 一是通过地震资料确认是否存在似海底反射(BSR); 二是通过速度分析, 估算含水合物介质的孔隙度、饱和度等参数; 三是用振幅随炮检距关系分析(AVO)或全波形反演等方法来更精确地估算水合物体系的弹性参数; 四是提供调查区的水合物分布特征、储量和机理^[21-25]. 周围介质物性参数的差异是地震勘探的基础, 因此含水合物沉积物弹性参数研究对通过地震探测方法寻找水合物很重要. 例如 AVO 技术、地震似海底反射现象和空白带现象的研究均与含水合物沉积物速度参数有密切关系^[26]. 由于水合物在自然界存在要求有特殊的温度、压力条件, 且水合物在孔隙中存在方式具有多样性^[27], 所以仍然需要深入地研究含水合物沉积物的弹性和速度参数估计方法以及水合物地震反射特征与形成机理. 水合物在沉积物中的微观模式对于含水合物沉积物的物理力学参数尤其是弹性参数有很大影响, 进而会影响地震波场特征. 在沉积物孔隙中, 水合物与颗粒可能接触, 也可能不接触, 从目前

^{*} 中国地质大学(北京)地下信息探测技术与仪器教育部重点实验室开放课题项目(批准号:GDL0802), 国家自然科学基金(批准号:40776038), 海洋公益性行业科研专项经费项目(批准号:200805005)和国家海洋局海底科学重点实验室开放基金(批准号:KCSG0803)资助的课题.

[†] E-mail: redstar-li@sina.com, lihongxingniran@163.com

所取得的岩心样品来看水合物可以多种方式存在: 占据大的岩石粒间孔隙, 以球粒状散布于细粒岩石中, 以固体形式填充在裂缝中. 目前主要有三种水合物微观模式模型: 悬浮模式、颗粒接触模式、胶结模式. 不同的微观模式会导致不同的介质的物理力学参数估计. 在悬浮模式中, 水合物悬浮在孔隙中, 作为孔隙流体的一部分, 改变了孔隙流体弹性参数, 进而影响沉积物弹性参数, 且只对沉积物的体积模量产生影响. 在颗粒接触模式中, 水合物则作为沉积物骨架的一部分, 这使得孔隙度减小, 沉积介质骨架刚度下降, 介质宏观体积模量会有一定增大. 在胶结模式中, 水合物与沉积物胶结良好, 这在降低孔隙度的同时, 极大地改变了沉积物的刚度. 目前认为水合物在沉积介质中赋存形式的差异, 极有可能是在不同沉积环境中由于毛细管作用对结晶水合物的形成方式产生不同影响所造成的. 水合物的存在及其不同赋存状态会对沉积物物理力学及弹性参数产生影响, 进而影响其地震波场响应. 水合物对沉积物弹性参数以及对地震波场的影响研究主要基于孔隙介质和多相介质模型展开. 孔隙介质理论整体分为“Biot 和组分”两个并行的分支理论体系, 两者既有共同的波动物理学和岩石物理学基础且彼此相互融合, 两者也存在着数学表述手段和研究方式上的差异性且彼此相互借鉴. Biot 理论以及后续出现的比奥喷射流(BISQ)等模型由于参数过多, 实际应用有一定的限制. 前人对含水合物沉积物速度的估算从方法上主要有: 经验公式法(主要有时间平均方程^[28, 29]、伍德方程^[30]和李权重方程^[31])、等效介质法^[32]和 Kuster-Toksoz 方程^[33]. 等效介质法是基于等效介质理论建立的, 考虑了岩石弹性力学和统计学, 兼顾了波传播介质的微观和宏观两个方面, 研究成果也相对较新, 因而等效介质法具有较宽的适用性. 根据水合物在介质孔隙中的微观模式, 等效介质法可形成具体的三种模型: 模型 A、模型 B 和模型 C, 分别对应于悬浮、颗粒接触和胶结三种模式^[32-39]. 其中, 模型 A 和模型 B 都属于非胶结合水合物沉积物等效介质速度模型. 本文没有从生物、化学、物理等角度对水合物的生成过程及其稳定机理进行探讨, 而是致力于分析非胶结合水合物沉积物中水合物的存在及其微观模式对沉积物物理力学参数尤其是弹性参数的影响, 进而分析其对地震波场响应的影响, 为通过地震方法寻找水合物提供支持. 通过对非胶结合水合物沉积物等效介质速度模型进行了再研究, 认

为其微观模式是悬浮和颗粒接触模式共同影响的结果, 且与孔隙中水合物的饱和度有关联: 当水合物饱和度接近 0 时, 水合物悬浮在孔隙流体中, 微观模式为悬浮模式, 而当水合物饱和度接近 1 时, 水合物必然与周围沉积物颗粒产生接触, 可以作为沉积物骨架的一部分, 微观模式为颗粒接触模式; 单纯认为水合物微观模式仅为悬浮模式(模型 A)或颗粒接触模式(模型 B)并不合理. 对水合物饱和度为 0 和 1 时的两种极限情形进行分析, 并运用拉格朗日插值方法建立了新的非胶结合水合物沉积物修正等效介质速度模型. 新模型体现了水合物饱和度对于水合物微观模式的影响, 数值分析结果表明新模型比模型 A、B 预测结果更合理. 并基于修正速度模型, 通过饱和水沉积物、含水合物沉积物以及含游离气沉积物的不同空间分布以及水合物和游离气饱和度的梯度分布建立了不同类型的模型, 分析其地震波场特征. 由于不同地区特有的构造作用、沉积作用、水合物含量和游离气含量等多种因素对 BSR 都有重要影响, 因此可能存在比较复杂的情况, 值得仔细研究. 实际地震勘探过程中, 存在发现 BSR 而没有发现水合物, 没有明显 BSR 却发现水合物, 发现不同形式的双 BSR 以及空白带等多种情况. 通过各种模型地震波场正演, 解释了实际观测中的一些现象, 阐述了各种实测地震波场特征对应的水合物可能分布模型, 对通过地震方法寻找水合物具有一定的指导意义.

2. 修正等效介质速度模型

海洋沉积物可看成“颗粒系统”, 其弹性波速度与孔隙度、有效压力、矿物组成、孔隙充填物的弹性性质, 以及水、游离气与水合物的饱和度有关. 为估算天然气水合物对沉积物弹性模量的影响, 可考虑两种模型: 第一种模型假定水合物是孔隙流体的一部分, 并影响孔隙流体的压缩系数(模型 A); 第二种模型假定水合物是固体骨架的一部分, 水合物的存在降低了孔隙度, 改变了矿物组成的弹性模量(模型 B).

等效介质理论将含水合物沉积物作为等效均匀介质研究其弹性波特征, 而其微观模式则影响其弹性参数. 根据等效介质理论, 非胶结合水合物沉积物的速度及弹性参数估计公式^[32]为

$$V_p = \sqrt{\frac{3K_c + 4G_c}{3\rho_c}}, \quad (1a)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{G_c}{\rho_c}}, \quad (1b)$$

$$\sigma = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)}, \quad (1c)$$

V_p , V_s , σ 分别为含水合物沉积物等效介质纵波速度、横波速度以及泊松比. K_c , G_c , ρ_c 分别为含水合物沉积物等效介质体积模量、剪切模量和密度. 根据 Gassmann 方程^[40],

$$K_c = K \frac{\phi K_d - (1 + \phi) K_f K_d / K + K_f}{(1 - \phi) K_f + \phi K - K_f K_d / K}, \quad (2a)$$

$$G_c = G_d, \quad (2b)$$

$$\rho_c = (1 - \phi) \rho_s + \phi s \rho_h + (1 - s) \phi \rho_w, \quad (2c)$$

ϕ 为孔隙度, s 为水合物饱和度, ρ_s , ρ_h , ρ_w 分别为沉积物颗粒、水合物和海水密度, K , K_f , K_d , G_d 分别为固相体积模量、液相体积模量、沉积物骨架体积模量和沉积物骨架剪切模量, 根据 Hashin-Shtrikman-Hertz-Mindlin 理论^[41],

当 $\phi > \phi_c$ 时,

$$K_d = \left[\frac{(1 - \phi)(1 - \phi_c) + (\phi - \phi_c)(1 - \phi_c)}{K_{HM} + \frac{4}{3} G_{HM}} + \frac{(\phi - \phi_c)(1 - \phi_c)}{\frac{4}{3} G_{HM}} \right]^{-1} - \frac{4}{3} G_{HM}, \quad (3a)$$

$$G_d = \left[\frac{(1 - \phi)(1 - \phi_c)}{G_{HM} + Z} + \frac{(\phi - \phi_c)(1 - \phi_c)}{Z} \right]^{-1} - Z. \quad (3b)$$

当 $\phi < \phi_c$ 时,

$$K_b = \left[\frac{\phi/\phi_c}{K_{HM} + \frac{4}{3} G_{HM}} + \frac{1 - \phi/\phi_c}{K_s + \frac{4}{3} G_{HM}} \right]^{-1} - \frac{4}{3} G_{HM}, \quad (4a)$$

$$G_b = \left[\frac{\phi/\phi_c}{G_{HM} + Z} + \frac{1 - \phi/\phi_c}{G_s + Z} \right]^{-1} - Z. \quad (4b)$$

其中

$$Z = \frac{G_{HM}}{6} \left[\frac{9K_{HM} + 8G_{HM}}{K_{HM} + 2G_{HM}} \right], \quad (5a)$$

$$K_{HM} = \left[\frac{G^2 n^2 (1 - \phi_c)^2}{18\pi^2 (1 - \nu)^2} P \right]^{1/3}, \quad (5b)$$

$$G_{HM} = \frac{5 - 4\nu}{5(2 - \nu)} \left[\frac{3n^2 (1 - \phi_c)^2 G^2}{2\pi^2 (1 - \nu)^2} P \right]^{1/3}. \quad (5c)$$

P 为异常压力, $P = (1 - \phi)(\rho_s - \rho_f)gh$. ν 为固相泊松比. n 是人造球粒岩心内每个颗粒连接的平均点数, 在 7—9 之间. ϕ_c 为人造球粒岩心孔隙度, 取值为 0.36—0.40. ρ_s , ρ_f 分别为固相与液相的体积

密度. g 为重力加速度. h 为沉积物所处海底以下的深度. K , G 分别为固相的体积模量与剪切模量.

含水合物沉积物等效介质 A 模型: 水合物是孔隙流体的一部分. 此时, 孔隙流体体积模量为水的体积模量与水合物体积模量的等应力平均

$$K_f = \left(\frac{s}{K_h} + \frac{(1 - s)}{K_w} \right)^{-1}. \quad (6)$$

含天然气水合物沉积物模型 B: 水合物是沉积骨架的一部分. 此时, 天然气水合物的存在会降低孔隙度, 并改变固相的弹性模量. 减小的孔隙度为

$$\phi_r = \phi(1 - s). \quad (7)$$

根据 Hill^[42]的平均固相弹性模量改变为

$$K = \frac{1}{2} \left[f_h K_h + (1 - f_h) K_s + \left(\frac{f_h}{K_h} + \frac{1 - f_h}{K_s} \right)^{-1} \right], \quad (8a)$$

$$G = \frac{1}{2} \left[f_h G_h + (1 - f_h) G_s + \left(\frac{f_h}{G_h} + \frac{1 - f_h}{G_s} \right)^{-1} \right], \quad (8b)$$

$$f_h = \frac{\phi s}{1 - \phi(1 - s)}, \quad (8c)$$

其中, K_s , G_s 分别为原固相的体积模量与剪切模量, K_h , G_h 分别为纯水合物的体积模量与剪切模量. 改变后的孔隙度和弹性模量用于沉积物骨架弹性模量的计算.

认为当含水合物沉积物水合物饱和度趋近零时, 水合物悬浮在孔隙流体中, 微观模式应更接近悬浮模式, 也即接近等效介质模型 A, 而当水合物饱和度增加并趋近一时, 水合物必然与周围沉积物颗粒产生接触, 可以作为沉积物骨架的一部分, 水合物微观模式应更接近颗粒接触模式, 也即接近等效介质模型 B. 所以水合物的微观模式应和水合物饱和度存在联系. 因此, 含水合物沉积物等效介质更合理的模型应该是介于模型 A 和模型 B 之间, 并且可以体现出水合物饱和度对水合物微观模式和沉积物弹性参数的影响(图 1). 为了简化模型, 认为水合物饱和度对于非胶结水合物微观模式的影响为简单的线性关系, 利用数学朗格朗日插值法便可以建立新的等效介质模型. 插值节点则分别对应于非胶结水合物微观模式的两种极限情况(模型 A 与模型 B).

(2c) 式可以写为

$$\rho_z = \frac{\rho_c - (1 - \phi)\rho_s}{\phi} = s\rho_h + (1 - s)\rho_w,$$

则水合物饱和度可以表示为密度分数形式:

$$s = \frac{\rho_z - \rho_w}{\rho_h - \rho_w} \quad (9a)$$

$$1 - s = \frac{\rho_z - \rho_h}{\rho_w - \rho_h} \quad (9b)$$

当 $\rho_z \rightarrow \rho_w$, 即 $s \rightarrow 0$ 时, 水合物趋近悬浮模式, 含水合物沉积物等效体积模量 K_c 和剪切模量 G_c 应利用模型 A 进行计算(令 $s = 0$), 分别记为 K_{cA} , G_{cA} .

当 $\rho_z \rightarrow \rho_h$, 即 $s \rightarrow 1$ 时, 水合物趋近颗粒接触模式, 含水合物沉积物等效体积模量 K_c 和剪切模量 G_c 应利用模型 B 进行计算(令 $s = 1$), 分别记为 K_{cB} , G_{cB} .

符号“ \rightarrow ”表示无限趋近.

根据数学的插值函数理论, $s = \frac{\rho_z - \rho_w}{\rho_h - \rho_w}$, $1 - s = \frac{\rho_z - \rho_h}{\rho_w - \rho_h}$ 是一组正交基函数, 称为线性拉格朗日插值基函数. 则由线性拉格朗日插值方法可以构建更加合理的修正等效介质模型, 称之为等效介质模型 X. 新模型预测的含水合物沉积物等效体积模量与剪切模量分别记为 K_{cX} , G_{cX} . 由线性拉格朗日插值可得新模型等效介质体积模量与剪切模量计算公式为

$$K_{cX} = K_{cA}(1 - s) + sK_{cB}, \quad (10a)$$

$$G_{cX} = G_{cA}(1 - s) + sG_{cB}. \quad (10b)$$

利用(10)式计算得到的含水合物沉积物等效介质体积模量和剪切模量后根据(1)式计算可以得到新模型的速度和泊松比预测值.

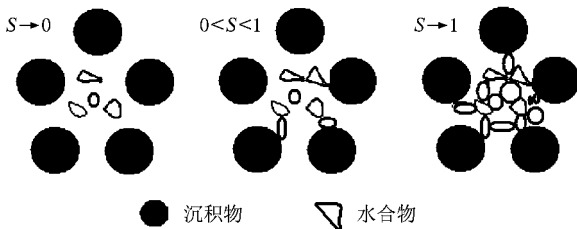


图1 非胶结水合物微观模式

3. 等效介质速度模型数值分析

为了更好的对比分析三种非胶结含水合物沉积物速度模型, 建立含水合物沉积物模型, 分析速度模型预测速度和泊松比随水合物饱和度及孔隙度的变

化规律. 含水合物沉积物介质模型参数见表1. 首先分析孔隙度 $\phi = 0.4$ 时, 含水合物沉积物纵波速度、横波速度与泊松比随水合物饱和度的变化曲线(图2); 其次分析水合物饱和度 $s = 80\%$ 时, 含水合物沉积物纵波速度、横波速度与泊松比随孔隙度的变化曲线(图3); 最后分析水合物饱和度 $s = 20\%$ 时, 含水合物沉积物纵波速度、横波速度与泊松比随孔隙度的变化曲线(图4). 图例中 V_{pea} , V_{peb} , V_{pex} 分别表示模型 A、模型 B、模型 X 预测的含水合物沉积物纵波速度, V_{sea} , V_{seb} , V_{sex} 分别表示模型 A、模型 B、模型 X 预测的含水合物沉积物横波波速度, σ_{ea} , σ_{eb} , σ_{ex} 分别表示模型 A、模型 B、模型 X 预测的含水合物沉积物泊松比.

表1 弹性参数表

物质	密度(kg/m^3)	体积模量/GPa	剪切模量/GPa
沉积物颗粒	2630	35	13.8
海水	1032	2.5	0
水合物	900	5.6	2.4

由图2可知, 三种模型预测的纵波速度都随饱和度增加而增加, 且在 $s \rightarrow 0$ 纵波速度一致, 而当 $s \rightarrow 1$ 时, 模型 X 与模型 B 一致, 在 $0 < s < 1$ 时, 模型 X 预测纵波速度介于模型 A 和模型 B 之间; 当 $s \rightarrow 1$ 时, 孔隙中全部为水合物, 含水合物沉积物等效介质横波速度应该增大, 而模型 A 对于横波速度的预测值基本不随饱和度增大而变化, 这和实际情况明显不相符合, 这是由于模型 A 将水合物作为流体一部分, 因此忽略了水合物饱和度增大时其对沉积物剪切模量的影响, 模型 X 预测横波速度在 $s \rightarrow 0$ 时与模型 A 保持一致, 而在 $s \rightarrow 1$ 时与模型 B 保持一致, 在 $0 < s < 1$ 时介于两者之间, 这与当水合物饱和度很小时, 水合物应更接近悬浮模式, 而当水合物饱和度很大时, 水合物应更接近颗粒接触模式是一致的; 模型 A 预测的泊松比随着水合物饱和度增大而增大, 明显违背了沉积物物理模型的一般认识: 孔隙中水合物饱和度增加, 沉积物流体特征应该是随之减小, 因此泊松比应该随之减小; 模型 X 与模型 B 预测泊松比与水合物饱和度的变化规律一致, 但在 $s \rightarrow 0$ 时模型 X 与模型 A 一致, 这与当水合物饱和度很小时, 水合物应更接近悬浮模式一致, 因此, 模型 X 无论在预测参数随水合物饱和度变化的总体趋势上还是在水合物饱和度的极限情况下结果都更加合理, 这是由于模型 X 考虑了水合物饱和度对于水合

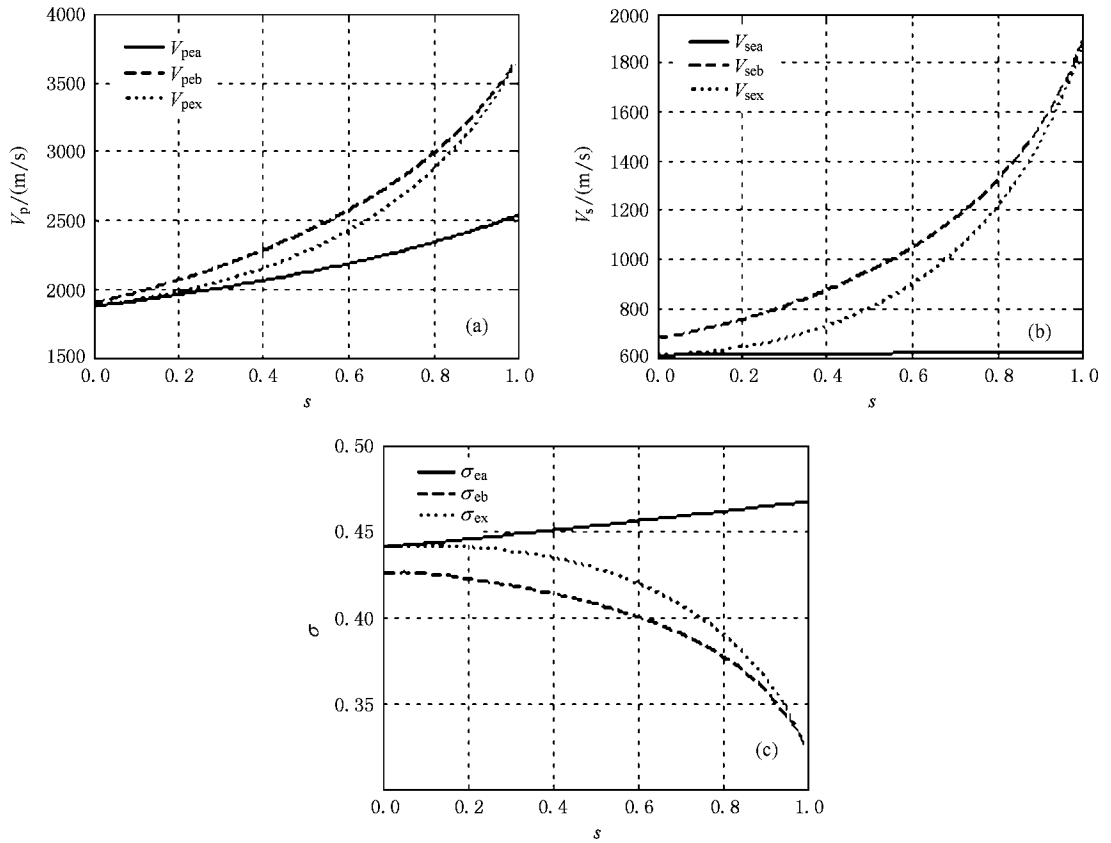


图2 含水合物沉积物弹性参数随水合物饱和度变化曲线 (a)预测纵波速度 (b)预测横波速度 (c)预测泊松比

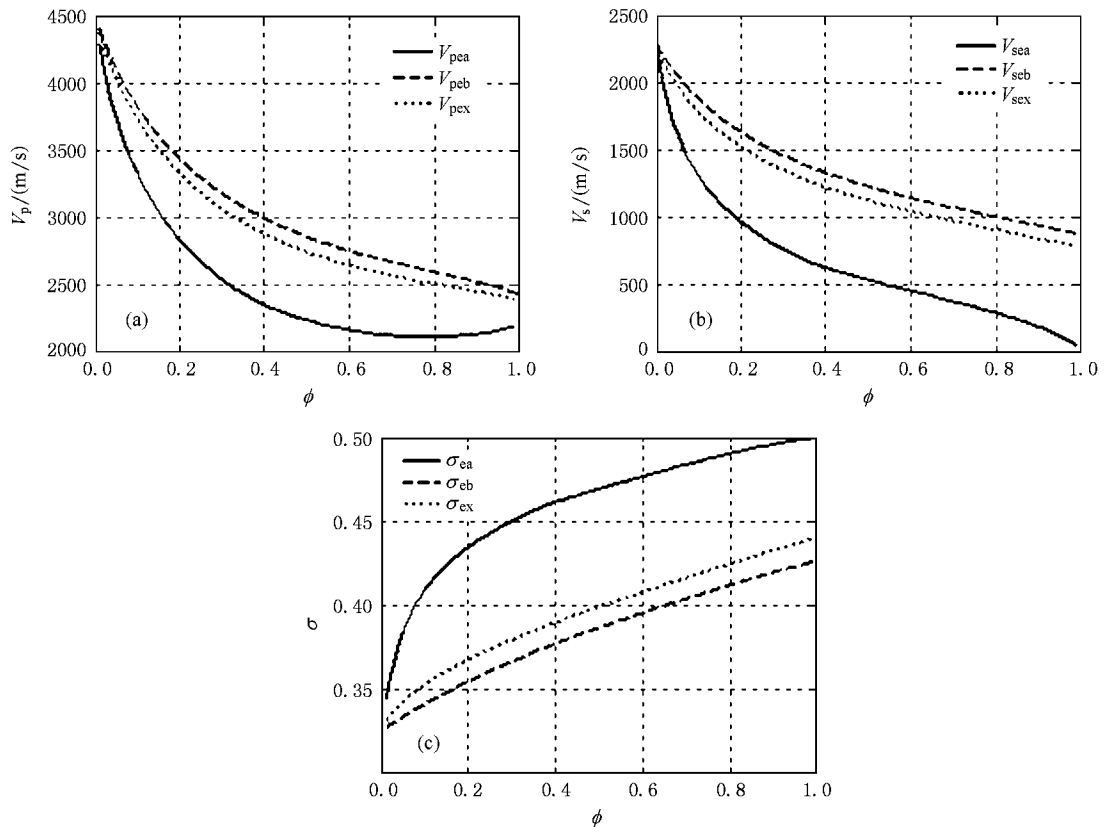


图3 含水合物沉积物弹性参数随孔隙度变化曲线 ($s = 80\%$) (a)预测纵波速度 (b)预测横波速度 (c)预测泊松比

物微观模式及等效介质弹性参数的影响.

由图 3 可知,在 $s = 80\%$ 时,模型 X 预测参数曲线更接近于模型 B;当 $\phi \rightarrow 1$ 时模型 A 预测横波速度趋于 0 m/s ,预测泊松比趋于 0.5 ,这和实际情况明显不符,因为当 $s = 80\%$, $\phi \rightarrow 1$ 时,孔隙填充物显然并不能被等效为完全流体.

由图 4 可知在 $s = 20\%$ 时模型 X 预测参数曲线更接近于模型 A,而当 $\phi \rightarrow 1$ 时模型 B 预测横波速度趋于 250 m/s 左右,模型 B 预测泊松比明显小于 0.5 ,模型 B 预测结果也不合理,因为当 $s = 20\%$, $\phi \rightarrow 1$ 时,孔隙填充物 80% 为海水,水合物应该更接近于悬浮模式,沉积物总体上应呈现完全流体特征.

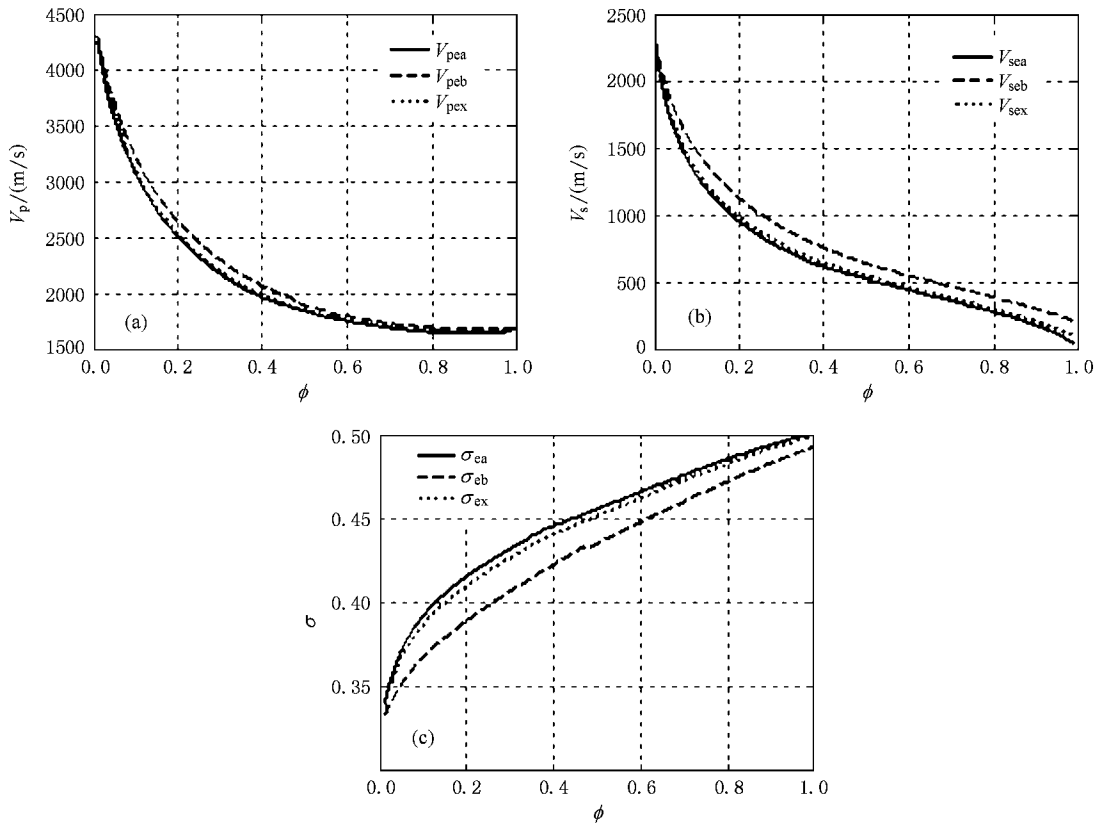


图 4 含水合物沉积物弹性参数随孔隙度变化曲线 ($s = 20\%$) (a) 预测纵波速度 (b) 预测横波速度 (c) 预测泊松比

由成果图分析可知,模型 X 在饱和度零极限时预测参数与模型 A 一致,在饱和度一极限时预测参数与模型 B 一致,而在一般情况下介于两者之间,体现了水合物饱和度对于水合物微观模式和等效介质弹性参数的影响,且其弹性参数预测结果也更加合理.

4. 非胶结合水合物沉积物地震波场特征分析

在地震剖面上与海底大致平行、强振幅、负极性的所谓似海底反射界面 (BSR) 被认为是天然气水合物的底界,是其存在的最显著标志.迄今确认的海洋天然气水合物区域多数是通过地震剖面上 BSR 的识别并推断出来的.但是水合物含量多少以及下伏地层中是否含游离气仍然存在争议.目前通过地震方

法和其他地球物理资料研究的 BSR 特征如下: 负极性,反射系数大,且很少发现可以代表 BSR 上方含水合物沉积物层上界和 BSR 下方的含游离气地层底界的反射.此外,现实中也发现了双 BSR 类型.振幅空白带被定义为由于沉积物声波阻抗差小而引起的地震振幅小.它也是水合物沉积物地震技术识别的一个重要特征,同时也是目前水合物沉积物地震识别方法研究的热点问题.水合物地震空白带现象往往与似海底反射 BSR 现象相伴生.基于非胶结合水合物沉积物修正等效介质模型,对不同水合物模型进行了地震波场的数值模拟,探讨了 BSR、双 BSR 以及空白带的生成机理.基于修正速度模型,通过饱和水沉积物、含水合物沉积物以及含游离气沉积物的不同空间分布以及水合物和游离气饱和度的梯度分布建立了六种不同类型的模型(表 2—表 7),分析

其地震波场特征(图 5).以对实际水合物地震观测中发现的地震波场特征所对应的水合物可能的分布模式进行解释.

表 2 模型 1 参数

层位	厚度/ m	密度/ (kg/m ³)	纵波速度/ (m/s)	横波速度/ (m/s)
海水	600	1032	1556.4	0
一般沉积物	400	1831	1723.5	464.5
含水合物沉积物 (饱和度 20%)	300	1817.8	1869.3	579.8
一般沉积物	700	1831	1811.7	612.4

表 3 模型 2 参数

层位	厚度/ m	密度/ (kg/m ³)	纵波速度/ (m/s)	横波速度/ (m/s)
海水	600	1032	1556.4	0
一般沉积物	400	1831	1723.5	464.5
含游离气沉积物 (饱和度 5%)	300	1827.7	1354.1	552.6
一般沉积物	700	1831	1811.7	612.4

表 4 模型 3 参数

层位	厚度/ m	密度/ (kg/m ³)	纵波速度/ (m/s)	横波速度/ (m/s)
海水	600	1032	1556.4	0
一般沉积物	400	1831	1723.5	464.5
含水合物沉积物 (饱和度 20%)	300	1817.8	1869.3	579.8
含游离气沉积物 (饱和度 5%)	700	1827.7	1408.9	615.4

表 5 模型 4 参数

层位	厚度/ m	密度/ (kg/m ³)	纵波速度/ (m/s)	横波速度/ (m/s)
海水	600	1032	1556.4	0
含游离气沉积物 (饱和度 0.5%)	400	1830.7	1648.9	464.7
含水合物沉积物 (饱和度 20%)	300	1817.8	1869.3	579.8
含水合物沉积物 (饱和度 2%)	100	1829.7	1798.6	580.9
含游离气沉积物 (饱和度 5%)	10	1827.7	1385.2	588.8
一般沉积物	590	1831	1815.2	617.6

表 6 模型 5 参数

层位	厚度/ m	密度/ (kg/m ³)	纵波速度/ (m/s)	横波速度/ (m/s)
海水	600	1032	1556.4	0
一般沉积物	400	1831	1723.5	464.5
含水合物沉积物 (饱和度 20%)	300	1817.8	1869.3	579.8
含游离气沉积物 (饱和度 0.5%)	100	1830.7	1719.1	579.3
含游离气沉积物 (饱和度 5%)	600	1827.7	1413.2	620.2

表 7 模型 6 参数

层位	厚度/ m	密度/ (kg/m ³)	纵波速度/ (m/s)	横波速度/ (m/s)
海水	600	1032	1556.4	0
一般沉积物	400	1831	1723.5	464.5
含水合物沉积物 (饱和度 2%)	80	1829.7	1768.6	531.5
含水合物沉积物 (饱和度 5%)	80	1827.7	1790.6	549.4
含水合物沉积物 (饱和度 8%)	80	1825.7	1812.1	556.2
含水合物沉积物 (饱和度 11%)	80	1823.7	1833.5	582.4
含水合物沉积物 (饱和度 15%)	80	1821.1	1858.6	597.8
含水合物沉积物 (饱和度 20%)	80	1817.8	1892.4	619.7
含游离气沉积物 (饱和度 3%)	80	1829	1501.7	598.6
含游离气沉积物 (饱和度 2.5%)	80	1829.3	1543.2	606.9
含游离气沉积物 (饱和度 2%)	80	1829.7	1588.4	614.6
含游离气沉积物 (饱和度 1.5%)	80	1830	1638.2	621.8
含游离气沉积物 (饱和度 1%)	80	1830.3	1694	628.5
含游离气沉积物 (饱和度 0.5%)	80	1830.7	1757.5	634.9
一般沉积物	240	1831	1836.1	648.4

模型 1 的 BSR(图 5(a))是由上覆含水合物沉积物和下伏饱水沉积物构成,相对海底反射,BSR 的反射波极性为负,振幅较弱,意味着在没有明显 BSR 的地方可能有水合物.对比模型 1 和模型 3 地震记录,可以看出,当含水合物沉积物下伏沉积物中含有游离气时 BSR 反射振幅较强(图 5(c)).因此,目前地震勘探发现的强振幅 BSR 应该是由下伏沉积物含有游离气的缘故,实测地震数据的波形反演和 ODP 钻探也显示强振幅 BSR 下伏游离甲烷气体^[43].模型 2 的 BSR(图 5(b))是由上覆饱水沉积物和下伏含游离气沉积物构成,其极性为负,振幅也较强,意味着强振幅 BSR 可能仅仅是由于含游离气沉积物造成,不存在水合物.模型 4 和模型 5 分别对双 BSR 的两种表现特征和机理进行了研究,模型 4 中 BSR₁ 为含水合物沉积物层与下伏残余水合物沉积物(饱和度很低)层产生,而在 BSR₁ 之下还有一正极性的强振幅反射 BSR₀,BSR₀ 是残余水合物沉积物层与下伏游离气层产生,但由于下伏含游离气层为薄层,其顶界面与底界面干涉导致 BSR₀ 极性为正.此

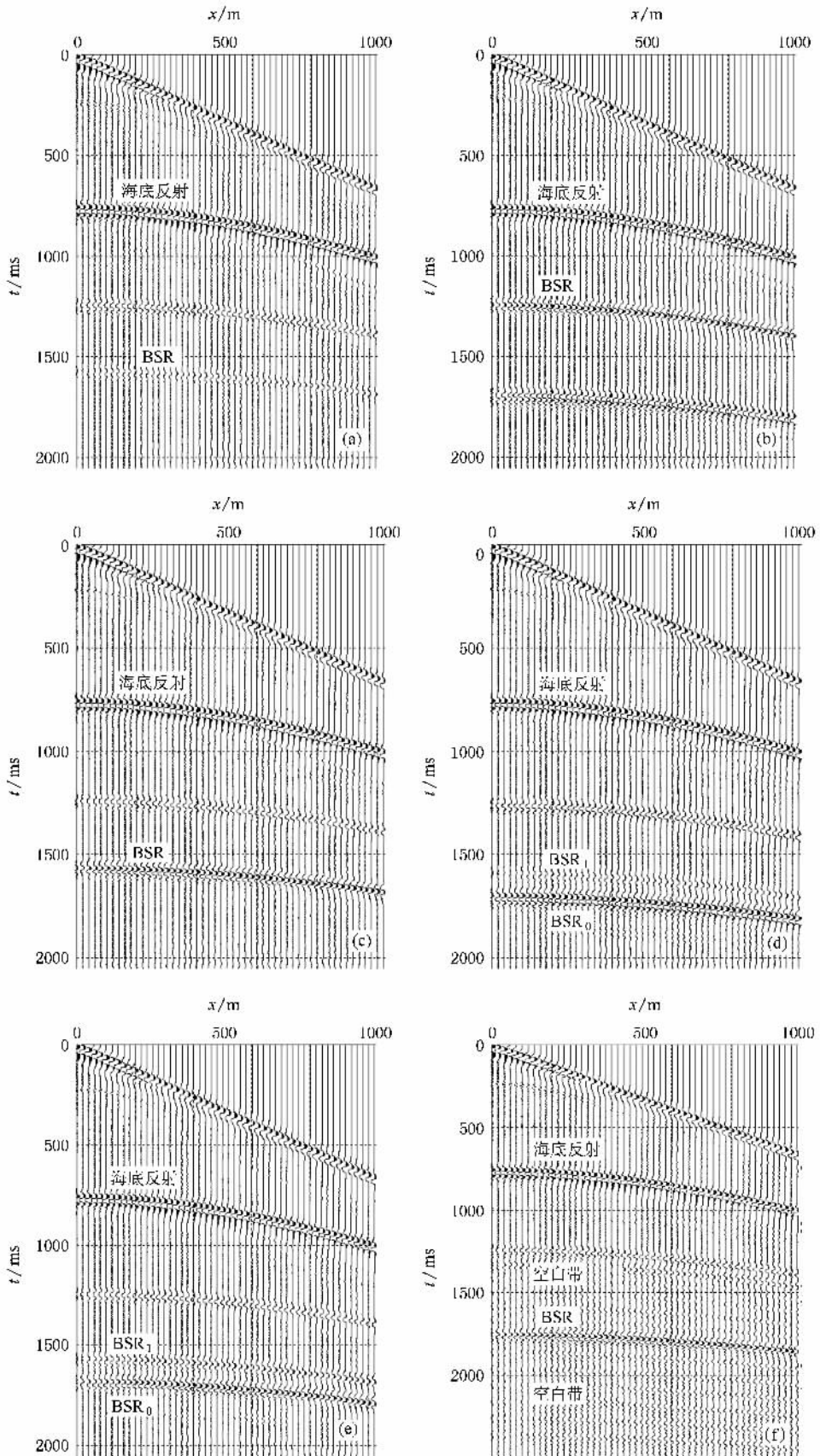


图 5 含水合物沉积物模型合成地震记录 (a)模型 1 (b)模型 2 (c)模型 3 (d)模型 4 (e)模型 5 (f)模型 6

外由于含水合物沉积物上层上伏沉积物中含有很少量的游离气,导致水合物顶界面也为强反射.模型 4 的地震波场模拟结果可以解释在挪威西部 Storegga 滑塌区^[44]发现的双 BSR 特征.除了存在负极性的对应水合物底部的似海底反射界面 BSR_1 之外,在上部还存在一个正极性强反射对应水合物的顶部,在 BSR_1 之下还存在另一个正极性的反射界面 BSR_0 ,它对应游离气顶部,其上为饱水沉积物或水合物残余,界面波阻抗为负,反射波极性应该为负,但由于含游离气沉积物层为薄层,其上下界面的地震波反射产生干涉造成观测极性为正.模型 5 中, BSR_1 为含水合物沉积物层和下伏含很少量游离气沉积物层产生,在 BSR_1 之下还存在一强振幅、负极性的拟海底反射 BSR_0 , BSR_0 为含很少量游离气沉积物层与下伏含游离气沉积物层产生.模型 5 可以解释在日本东南海海槽发现的双 BSR^[45].模型 5 和模型 4 形成双 BSR 的机理是明显不同的,同时,模型 4 中含游离气沉积物由于是薄层导致 BSR_0 极性为正.模型 6 探讨了水合物与游离气的梯度分布对于 BSR 以及空白带形成的影响.目前关于 BSR 上方天然气水合物的分布还缺少认识,从多个大陆边缘的情况看 BSR 之上水合物深度分布是渐增的,模型 6 设计了递增的水合物饱和度,而其下伏含游离气沉积物中游离气含量为随深度递减分布.上覆含水合物沉积物层和下伏含游离气沉积物层产生强振幅、反极性拟海底反射 BSR,而由于含水合物沉积物中水合物饱和度的梯度分布导致水合物沉积物内部波阻抗相差很小,从而内部反射为弱反射,产生空白带,并且水合物顶界面反射也为弱反射.而下伏含游离气层由于游离气饱和度也为梯度分布,也会产生空白带,且含游离气层底界面反射也为弱反射.模型 6 可以解释目前通常发现的水合物地震波场特征:BSR 为负极性且反射系数大,且很少发现可以代表 BSR 上方含水合物沉积物层上界和 BSR 下方的含游离气地层底界的反射,且空白带通常伴随 BSR 产生.

5. 结 论

认为当含水合物沉积物水合物饱和度趋近零

时,水合物悬浮在孔隙流体中,微观模式应更接近悬浮模式,也即接近等效介质模型 A,而当水合物饱和度增加并趋近 1 时,水合物必然与周围沉积物颗粒产生接触,可以作为沉积物骨架的一部分,水合物微观模式应更接近颗粒接触模式,也即接近等效介质模型 B.水合物的微观模式与水合物饱和度存在关联,单独考虑水合物为悬浮模式或颗粒接触模式并不合理.将水合物饱和度为 0 和 1 时作为两种极限情况进行分析,并运用拉格朗日插值方法建立了新的修正等效介质速度模型:模型 X,该模型体现了水合物饱和度对于水合物微观模式的影响.数值分析结果表明模型 A 预测的横波速度和泊松比随水合物饱和度的变化规律存在明显缺陷,模型 B 对于水合物小饱和度时的预测结果也存在缺陷;在水合物饱和度取极限值 0 时模型 X 预测参数与模型 A 预测结果一致,在水合物饱和度取极限值 1 时模型 X 预测参数与模型 B 一致,而在一般情况下模型 X 预测结果介于模型 A 和模型 B 预测结果之间,而且模型 X 预测参数随水合物饱和度的变化规律也符合物理认识.模型 X 体现了水合物饱和度对于水合物微观模式和等效介质弹性参数的影响,更加合理.基于新的速度估计模型模拟了水合物地震波场特征,探讨了 BSR 与空白带的形成机理:当水合物下伏介质为饱和水沉积物时 BSR 振幅较小,对应于没有明显 BSR 也发现水合物的情况;当水合物下伏介质为含游离气沉积物时 BSR 振幅较强,与实测地震数据的波形反演和 ODP 钻探显示强振幅 BSR 下伏游离甲烷气体一致,含游离气沉积物顶界面也可以形成强振幅 BSR.双 BSR 形成存在两种机理:含水合物沉积物和含游离气沉积物之间存在残留水合物沉积物层或者残留游离气沉积物层;薄层游离气沉积物层的存在可以导致 BSR 极性为正;含水合物沉积物层中水合物饱和度的递增梯度分布以及下伏含游离气沉积物层中游离气的递减分布可以产生强振幅 BSR,且伴生空白带,水合物顶界面和游离气沉积层底界面都为弱反射,不易发现,这与通常发现的水合物地震波场特征一致.本研究对于通过地震勘探寻找水合物具有一定的指导意义.

- [1] Kvenvolden K A 1988 *Chem. Geol.* **71** 41
- [2] Macdonald G J 1990 *Annu. Rev. Energy.* **15** 53
- [3] Kvenvolden K A 1988 *Global Biogeochem Cycles* **2** 221
- [4] Nisbet E G 1990 *Can. J. Earth. Sci.* **27** 148
- [5] Leggett J 1990 *The Greenpeace Report* (New York : Oxford Univ. Press) p14
- [6] Paull C K , Ussler W III , Dillon W P 1991 *Geophys. Res. Lett.* **18** 432
- [7] Markl R G , Bryan G M , Ewing J I 1970 *Journal of Geophysical Researches* **75** 4539
- [8] Yan K F , Li X S , Chen Z Y , Li Gang , Tang L G , Fan S S 2007 *Acta Phys. Sin.* **56** 4994(in Chinese) [颜克凤、李小森、陈朝阳、李刚、唐良广、樊栓狮 2007 物理学报 **56** 4994]
- [9] Yan K F , Li X S , Chen Z Y , Li G , Li Z B 2007 *Acta Phys. Sin.* **56** 6727(in Chinese) [颜克凤、李小森、陈朝阳、李刚、李志宝 2007 物理学报 **56** 6727]
- [10] Paull C K , Matsumoto R , Wallace P J , Dillon W P 2000 *Proc. ODP , Sci. Results* (TX :College Station) **164** 247
- [11] Diaconescu C C , Kieckhefer R M , Knapp J H 2001 *Marine Petroleum Geology* **18** 209
- [12] Markl R G , Bryan G M , Ewing J I 1970 *J. Geophys. Res.* **75** 4539
- [13] Stoll R D , Ewing J , Bryan G M 1971 *J. Geophys. Res.* **76** 2090
- [14] Shipley T H , Houston M H , Buller R T 1979 *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* **63** 2204
- [15] Lodolo E , Camerlenghi A , Brancolini G 1993 *Antarctic. Sci.* **5** 207
- [16] Andreassen K , Hart P , Grantz A 1995 *J. Geophys. Res.* **100** 12659
- [17] Holbrook W S , Hoskins H , Wood W T , Stephen R A , Lizzaralde D 1996 *Science* **273** 1840
- [18] Kvenvolden K A , Lorenson T D A 2001 *American Geophysical Union , Geophysical Monographs* **124** 3
- [19] Zhang G X , Huang Y Y , Chen B Y 2003 *Seismology of Natural Gas Hydrate in the Sea* (Beijing : Ocean Press) p225 (in Chinese) [张光学、黄永祥、陈邦彦 2003 海域天然气水合物地震学(北京 : 海洋出版社) 第 225 页]
- [20] Ma Z T , Geng J H , Dong L G , Song H B 2002 *Marine Geology and Quaternary Geology* **22** 1(in Chinese) [马在田、耿建华、董良国、宋海斌 2002 海洋地质与第四纪地质 **22** 1]
- [21] Ecker C 2001 *Seismic Characterization of Methane Hydrate Structures* (US : Stanford University) p36
- [22] Song H B , Matsubayashi O , Kuramoto S 2003 *Chinese J. Geophys.* **46** 42(in Chinese) [宋海斌、Matsubayashi O. Kuramoto S 2003 地球物理学报 **46** 42]
- [23] Sun C Y , Zhang M Y , Niu B H , Huang X W 2003 *Geoscience* **17** 337(in Chinese) [孙春岩、章明昱、牛滨华、黄新武 2003 现代地质 **17** 337]
- [24] Ruan A G , Li X Y 2006 *Journal of Marine Sciences* **24** 22 (in Chinese) [阮爱国、李湘云 2006 海洋学研究 **24** 22]
- [25] Wu Z Q , Chen J W , Gong J M , Xiao G L , Wen L 2004 *Marine Geology Letter* **20** 25(in Chinese) [吴志强、陈建文、龚建明、肖国林、文丽 2004 海洋地质动态 **20** 25]
- [26] Sun C Y , Zhang C Y , Niu B H , Huang X W 2003 *Earth Science Frontiers* **10** 191(in Chinese) [孙春岩、章明昱、牛滨华、黄新武 2003 地学前缘 **10** 191]
- [27] Sloan E D 1990 *Clathrate Hydrate of Natural Gases* (New York : Marcell Decker , Inc) p64
- [28] Wyllie M R J , Gregory A R , Gardner L W 1956 *Geophysics* **21** 41
- [29] Peason C F , Halleck P M , Mergulre P L , Hermes R , Mathews M 1983 *J Phys. Chem.* **87** 4180
- [30] Wood W T , Stoffa P L , Shipley T H 1994 *J. Geophys. Res.* **99** 9681
- [31] Lee M W , Hutchinson D R , Dillon W P 1996 *J. Geophys. Res.* **101** 20347
- [32] Helgerud M B , Dovorkin J , Nur A , Sakai A , Collett T 1999 *Geophys. Res. Lett.* **26** 2021
- [33] Kuster G T , Toksoz M N 1974 *Geophysics* **39** 587
- [34] Prasad M , Dvorkin J 2001 *Petrophysics* **42** 429
- [35] Williams K L , Jackson D R , Thorsos E I , Tang D , Schock S G 2002 *IEEE Journal of Oceanic Engineering* **27** 413
- [36] Dvorkin J , Nur A 1993 *Geol. Surv. Prof.* **1579** 293
- [37] Hyndman R D , Davis E E 1992 *J. Geophys. Res.* **97** 7025
- [38] Hyndman R D , Spence G D 1992 *J. Geophys. Res.* **97** 6683
- [39] Ecker C , Dvorkin J , Nur A 2000 *Geophysics* **65** 565
- [40] Gassmann F 1951 *Geophysics* **16** 673
- [41] Dvorkin J , Nur A 1996 *Geophysics* **61** 1363
- [42] Wood A M 1955 *A textbook of sound* (New York : The Macmillan Company) p360
- [43] Singh S C , Minshull T A , Spence G D 1993 *Science* **260** 204
- [44] Posewang J , Miener J 1999 *Geo-Marine Lett.* **19** 157
- [45] Foucher J P , Nouze H , Henry P 2002 *Marine Geology* **187** 161

Modified effective medium modeling and seismic wave field in un-cemented marine sediments with hydrates^{*}

Li Hong-Xing^{1,2,3)†} Tao Chun-Hui^{2,3)} Zhou Jian-Ping^{2,3)} Deng Ju-Zhi¹⁾ Deng Xian-Ming^{2,3)} Fang Gen-Xian¹⁾

1) *College of nuclear engineering and technology, East China Institute of Technology, Fuzhou 344000, China*

2) *Second Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Hangzhou 310012, China*

3) *Key Lab of Submarine Geoscience, State Oceanic Administration, Hangzhou 310012, China*

(Received 6 Januar 2009 ; revised manuscript received 11 February 2009)

Abstract

Elastic-wave velocity estimation in marine sediments with hydrates is an important part of hydrate seismic survey method and engineering. Suspending model and grain contact model are two main hydrate microscopic patterns for the non-cemented sediments with hydrates. Through numerical analysis, we discovered the velocity of compression wave and transverse wave and the Poisson's ratio forecasted by suspending model and grain contact model have bugs in physical understanding. Considering the hydrate microscopic model as the suspending model or grain contact model singly is unreasonable. We point out that the hydrate microscopic model is related with the hydrate saturation and established a modified effective medium modeling of non-cemented sediments with hydrates using the Lagrange interpolation method. This model considers the effect of hydrate saturation on the hydrate microscopic model, and the numerical analysis indicated that the new model is more reasonable. We made numerical simulation of seismic wave field based on the modified effective medium model and studied the characteristics and mechanism of BSR and blanking zone, and then expounded some phenomena observed practically based on the possibly existing models.

Keywords: hydrate, effective medium model, BSR, blanking zone

PACC: 9150, 9165, 9130F

^{*} Project supported by the Open Fund of Key Laboratory of Geo-detection (China University of Geology, Beijing), Ministry of Education (Grant No. GDL0802), the National Natural Science Foundation of China (Grant No. 40776038), the Ocean Public Welfare Scientific Research Special Appropriation Project (Grant No. 200805005), and the Open Fund of Key Laboratory of Submarine Geoscience, State Oceanic Administration (Grant No. KCSG0803).

[†] E-mail: redstar-li@sina.com, lihongxingniran@163.com