

# 天然气水合物区多相流体运移模型：以南海神狐海域为例

叶 鸿<sup>1,2</sup>, 杨 涛<sup>1</sup>, 朱国荣<sup>2\*</sup>, 蒋少涌<sup>3</sup>

1. 内生金属矿产成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学 地球科学与工程学院, 南京 210023;

2. 南京大学 地球科学与工程学院 水科学系, 南京 210023;

3. 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 中国地质大学(武汉), 武汉 430074

**摘要:** 天然气水合物是重要的海洋油气资源, 近年来利用孔隙水地球化学手段结合流体反应运移模型对水合物进行勘探已成为研究热点。文章针对南海神狐海域钻探GMGS-1航次的的数据资料, 用孔隙水溴碘摩尔数比值拟合全新世流体运移速率, 构建了二期次非稳态水合物多相流体运移模型, 并以SH7站位作为应用, 发现自更新世以来研究区水合物成藏系统处于衰退状态。通过模型参数敏感性分析, 了解到影响模型输出的参数权重从高到低依次是沉积物孔隙度、有机质含量和沉积埋藏速率。进一步数值分析表明, 在水合物成藏系统中, 有机质含量与水合物饱和度满足线性相关, 其他主要参数与饱和度的关系并非单调函数, 且主导水合物稳定区内的甲烷物源是深部外源流体所携带的甲烷。多相流体运移模型对水合物资源勘查具有一定的理论意义。

**关键词:** 天然气水合物; 流体运移模型; 水合物饱和度; 孔隙水; 多相流; 南海

**中图分类号:** P618.13    **文献标识码:** A    **文章编号:** 1006-7493 (2018) 05-0734-13

## Modeling Multiphase Flow and Transport of Gas Hydrate Zones: A Case Study from the Shenhu Area of the South China Sea

YE Hong<sup>1,2</sup>, YANG Tao<sup>1</sup>, ZHU Guorong<sup>2\*</sup>, JIANG Shaoyong<sup>3</sup>

1. State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210023, China;

2. Department of Hydrosociences, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210023, China;

3. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074, China

**Abstract:** Gas hydrates are one of the significant offshore petroleum resources. The exploration of hydrates using combined porewater geochemistry and fluid reaction-transport modelling has become an important proxy in researches of recent years. Based on the data of GMGS-1 drilling project from the Shenhu area of the South China Sea, the advection velocity of porewater during the Holocene was fitted by the molar ratio of bromine to iodine, and a two-stage non-steady state multiphase fluid transport model of the gas hydrate zone was constructed. We found that the hydrate accumulation in the study area, i.e. Site SH7, was in decline since the Pleistocene. Through sensitivity analysis of model parameters, it was learned that the parameter weights affecting the output were sediment porosity, organic matter content and sediment burial rate in descending order. Further numerical analysis shows that in the hydrate accumulation system, hydrate saturation is proportional to organic matter content, but shows a non-monotonic dependence on other main parameters. Besides, it is the external methane from deep below dominates the

收稿日期: 2018-03-27; 修回日期: 2018-04-19

基金项目: 中国地质调查局南海天然气水合物资源勘查项目 (DD20160211) 资助

作者简介: 叶鸿, 男, 从事流体运移模型与海洋地质研究; E-mail: nergenda@gmail.com

\*通讯作者: 朱国荣, 教授, 主要从事地下水数值模拟技术方面的研究; E-mail: gwflow@nju.edu.cn

methane source in the hydrate stability zone. The multiphase fluid transport model of this study provides theoretical basis for the exploration of hydrate resources.

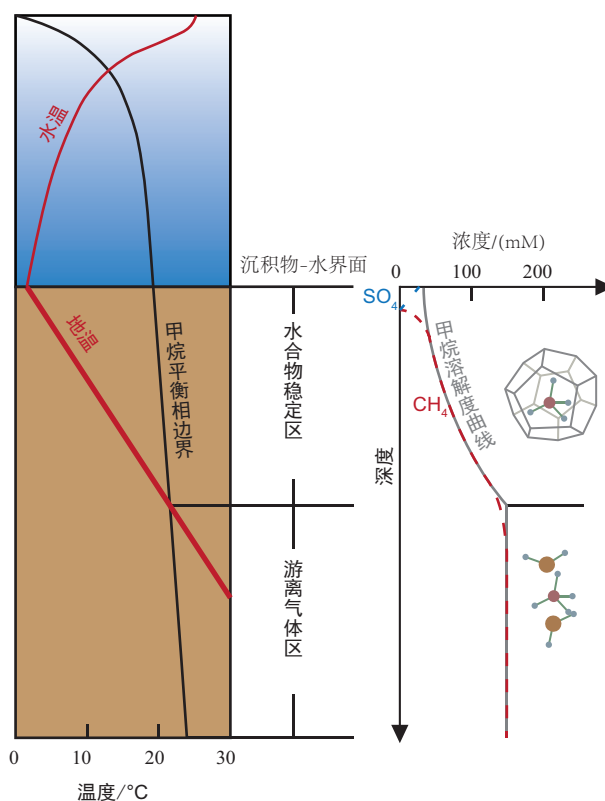
**Key words:** gas hydrate; fluid transport model; hydrate saturation; porewater; multiphase flow; the South China Sea

**Corresponding author:** ZHU Guorong, Professor; E-mail: gwflow@nju.edu.cn

天然气水合物(简称水合物)是由甲烷和水在一定的温度和压力条件下形成的具有笼形包合结构的结晶化合物(Sloan and Koh, 2007)。甲烷以客体分子位于水分子构筑的笼中。水合物只能在低温、高压的热力学条件下才能稳定存在(Paull et al., 1994)。除此之外,形成和维持水合物还依赖足够的甲烷气源与合适的地质条件,因此,水合物成矿区与油气成藏系统往往具有高度相关性(吕宝凤和袁亚娟, 2008),它在自然界中比较理想的赋存环境是海洋中的陆缘沉积物和陆地上的冻土带(Sloan and Koh, 2007)。作为一种高效、清洁的油气资源,天然气水合物正在引起国际社会的高度关注(贾承造等, 2014)。

受温压条件的控制,海洋沉积物中的水合物赋存区域自下而上可以粗略划分成游离气体区和水合物稳定区(Liu and Flemings, 2007)(图1)。沉积物-海水界面(即海底)以上是海洋水体以及不断下落的沉积物质,界面以下则是多孔介质沉积物。由于不断接受沉积,沉积物-水界面深度动态变化。在水合物稳定区内,甲烷气以水合物固体形态稳定存在;当深度超过稳定区底界,水合物就会因地温升高而分解为甲烷气(Taylor et al., 2000; Milkov et al., 2004)。因此,从水合物稳定区底部再向下就是游离气体区。两者之间的界面可以用热力学方法计算得到,即天然气水合物三相平衡点的深度(Sloan and Koh, 2007)。该界面的上、下两侧分别是固体与气体,密度差异导致地震波反射速率不同,形成一个近似平行海底的强反射层,称为似海底反射界面(Bottom-simulating reflection, BSR)(Hyndman and Spence, 1992)。

关于水合物勘探现已积累了丰富经验,识别技术主要包括地球物理、地球化学、生物地质等手段。地球物理手段主要是用地震回波探测水合物稳定区底界的位置,即BSR深度(Bangs et al., 1993)。地球化学手段对沉积物、孔隙水以及气体样品进行化验分析,找出和水合物相关的证据



天然气水合物稳定存在的热力学条件由温度、压力和盐度等要素共同决定。当深度超过稳定区底界,水合物就会因温度升高而分解为甲烷气,从而出现典型的固相与气相之区隔,可通过似海底反射界面(BSR)得以反映。通过热力学方法计算的甲烷溶解度曲线确定了孔隙水溶解甲烷能够达到的浓度最大值,超出这个浓度,在水合物稳定区和游离气体区分别形成甲烷水合物和游离甲烷气

图件改编自Liu和Flemings(2007)

图1 海洋环境天然气水合物稳定区示意图

Fig. 1 Schematic of marine gas hydrate stability zone

(Jiang et al., 2008)。其中,孔隙水对水合物勘探的意义重大:一方面,许多地球化学反应发生在溶液相,孔隙水提供了反应场所。另一方面,水自身也会参与到部分化学反应或物理过程之中(Hesse and Harrison, 1981; Emerson and Hedges, 1988)。

孔隙水是指占据岩石和沉积物颗粒之间孔隙的水溶液(薛禹群和吴吉春, 2010)。对于大多数海洋沉积环境而言,孔隙水就是困入沉积物间

隙的海水, 它被埋藏时继承了海水的化学成分 (Schulz and Zabel, 2006; Chester, 2012)。孔隙水取样手段相对其他方法既经济又方便, 并且可以从化学组分的空间分布推断取样位置正在发生或已经完成的主要流体过程。因此, 用孔隙水地球化学方法研究水合物形成过程具有灵敏指示意义 (Hesse, 2003)。

反应运移模型包括研究对象的平流、扩散和反应过程的含时变化, 可用来定量分析海洋沉积物孔隙介质及其中的主要地球化学反应引起的状态改变。其既可以模拟沉积物和孔隙水在特定地质阶段的历时演化, 又可以探索浅表层沉积物孔隙水地球化学特征与深部水合物成藏状态之间的空间联系 (Bhatnagar et al., 2011)。

自20世纪以来, 对水合物成矿区孔隙流体的研究不断影响着反应运移模型的发展。例如: Egeberg和Dickens通过反应项耦合了一组平流反应扩散方程 (氯离子和水合物), 定量解释水合物生长的排盐效应 (Egeberg and Dickens, 1999)。Rempel-Buffett模型分别在水合物稳定区底界之上、之下考虑固液、固气之间的相变, 并同时建立组分的动量守恒、物料守恒和能量守恒, 简化为Stefan问题而给出了解析解 (Rempel and Buffett, 1997)。此后Xu-Ruppel模型大胆假设三相共存系统, 从而认为分情况讨论相变的Rempel-Buffett模型只是其中一个特例 (Xu and Ruppel, 1999)。Davie-Buffett分模型亦从一组守恒方程出发, 把沉积物、流体、天然气、水合物等都当成组分看待, 各物理、化学和生物过程以子模型的形式展现 (Davie and Buffett, 2003)。从水合物地球化学勘探的实际应用角度看, 水合物的形成过程并不是人们关心的重点, 其空间分布和饱和度(水合物占沉积物孔隙的体积分数)才是, 这直接关乎资源储量。因此, Davie-Buffett模型, 即热力学计算和反应运移模型的弱耦合方法, 是一个行之有效的思路。事实上, 后续发展的数个水合物反应运移模型框架, 如Hensen模型 (Hensen and Wallmann, 2005), Bhatnagar-Chatterjee模型 (Bhatnagar et al., 2011; Chatterjee et al., 2011), Malinverno模型 (Malinverno et al., 2008) 均采用这种处理方式。

然而, 这些模型很少应用于中国南海。尽管我国在水合物模型研究方面起步较晚, 随着近年

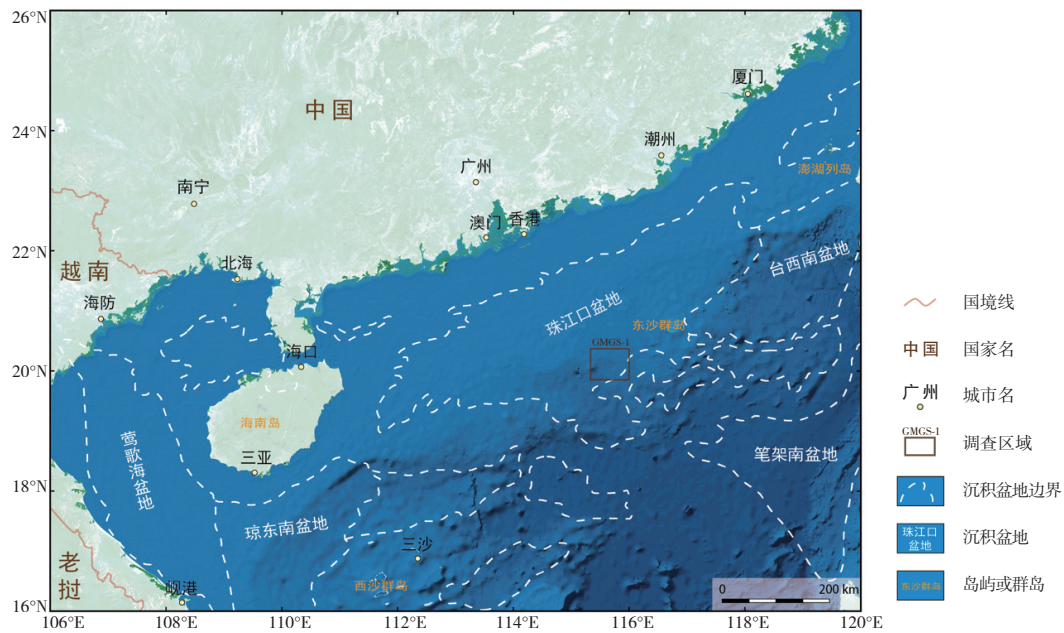
来水合物勘探项目积累的丰富资料, 水合物模型已经取得一定的发展。不过, 现有的模型很大程度受制于数据质量, 并且对水合物成藏理论本身贡献不大。为此, 我们开发水合物区多相流体运移模型, 着重于反应运移模型在天然气水合物成矿过程的应用。并用南海北部陆坡区的神狐海域钻探资料为应用, 阐述模型的理论内涵、参数意义和实践价值。

## 1 区域地质背景

南海在构造上位于欧亚板块、太平洋板块和印度板块的交汇处, 是西太平洋最大的边缘海之一。南海西北部是典型的被动陆缘, 东北部则带有主动陆缘的聚敛性质 (姚伯初, 1996)。中新世以后, 南海北部陆坡区在构造沉降作用下, 形成了以海相沉积为主的区域性沉积层, 自西向东发育了琼东南盆地、珠江口盆地和台西南盆地等多个大中型新生代盆地 (Lüdmann and Wong, 1999) (图2)。区域构造主要为NEE和NW向两组断裂, 前者为张性断层, 后者为张剪性断层 (吴能友等, 2009)。南海北部陆坡区现已积累了丰富的海洋地质资料, 为验证反应运移模型提供了有利条件 (黄永祥, 2008; Wu et al., 2011; Zhang et al., 2014; Yang et al., 2015, 2017)。现有资料包括已获水合物实物样品的钻探区和处于勘探阶段的成矿远景区。钻探区站位所提供的沉积物岩芯比较完整地展现了各沉积阶段的信息, 包括沉积物年龄、成分、结构、孔隙度等理化性质, 从中我们可以在宏观上把握从浅表层到深部的沉积物及孔隙水特征。

研究区神狐海域位于南海北部陆坡中段的神狐暗沙和一统暗沙以东, 即西沙海槽与东沙群岛之间海域 (图2), 地质构造上属于珠江口盆地珠二坳陷白云凹陷 (吴能友等, 2009)。研究区水深1000~3000 mbsl (图3), 是南海北部陆坡和中央海盆的过渡带, 沉积速率大, 新生代沉积厚度达1000~7000 m, 以海相为主的巨厚沉积体中有有机碳含量约0.2%~1.9% (何丽娟等, 2011; Su et al., 2012)。有机质含量在浅层较低, 到深部则相对较高。神狐海域是南海北部新构造运动最活跃的地区之一, 新生代断层极其发育。晚中新世活动的NW向断层向下可延至古近纪地层, 为深部流体

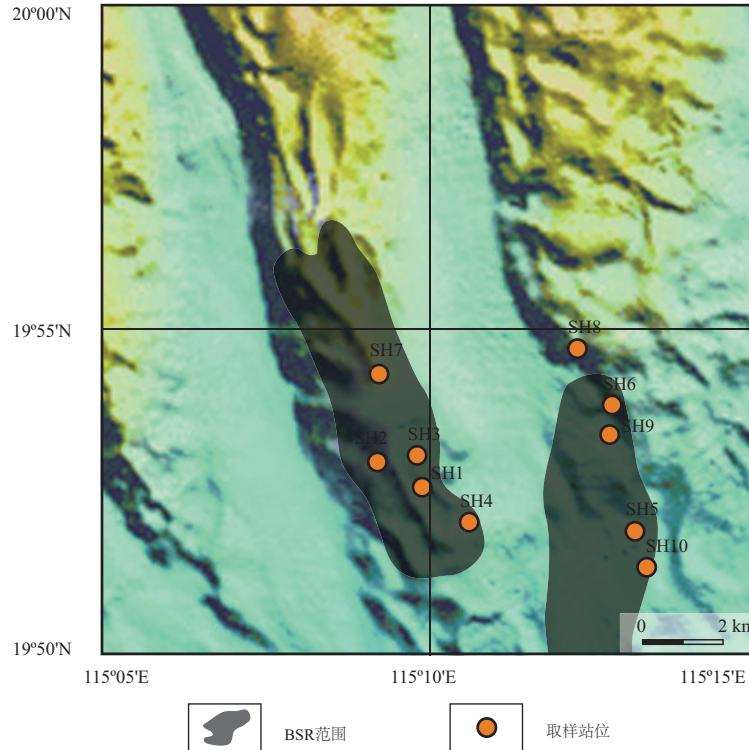




中中新世以后，南海北部陆坡区在构造沉降作用下，形成了以海相沉积为主的区域性沉积层，自西向东发育了琼东南盆地、珠江口盆地和台西南盆地等多个大中型新生代盆地，盆地边界参考广州海洋地质调查局《南海地质地球物理图系》(个人交流)；由广州海洋地质调查局主导的GMGS-1航次于2007年在神狐海域开展海上钻探，调查区位置参考Yang等, 2017

图2 南海北部陆坡区新生代盆地和GMGS-1航次调查区域示意图

Fig. 2 Schematic map of the Cenozoic basins and the GMGS-1 survey area in the northern slope of the South China Sea



神狐地区位于南海北部陆坡中段的神狐暗沙和一统暗沙以东海域(图2)，属于珠江口盆地，沉积速率大，深部有机质含量较高；广州海洋地质调查局的水合物航次GMGS-1在该海域内对SH1, SH2, SH3, SH5与SH7共5个站位进行取样；其中位于BSR范围之内的SH2, SH3和SH7站位，成功钻获天然气水合物实物样品，以均匀分散状态成层分布在未固结的细粒黏土或沙质黏土中；图件改编自Wu et al., 2011和Su et al., 2016

图3 神狐钻探区及取样站位

Fig. 3 Shenhu drilling area and sampling sites

向高位运移提供了通道,而浅部广泛分布着数量众多的NE向小断层进一步提供含烃流体运移上升的可能性(Su et al., 2016)。此外,该海域底辟构造广泛发育,气体渗漏作用十分强烈,对天然气水合物成藏也有影响(吴能友等, 2009)。

## 2 分析方法和数值模型

### 2.1 取样与分析方法

为了探明南海北部陆坡区天然气水合物赋存与分布情况,由广州海洋地质调查局主导的GMGS-1航次于2007年在神狐海域开展了海上钻探,在SH1, SH2, SH3, SH5与SH7共5个站位进行取样,其中SH2, SH3与SH7站位成功钻获天然气水合物实物样品,以均匀分散状态成层分布在未固结的细粒黏土或沙质黏土中(Wu et al., 2011)(图3)。孔隙水样取自沉积物小段的中部,以压榨方式获得。孔隙水的盐度和氯离子浓度分别用折光仪(精度 $\pm 0.5 \times 10^{-9}$ )和银量法(重复性 $\pm 0.5\%$ )在船上进行测试。水合物饱和度通过孔隙水氯离子实测浓度和通过氯离子浓度曲线推导的基线浓度的差值来计算。

溴(Br)、碘(I)含量使用Finnigan Element II高分辨率电感耦合等离子体质谱仪测定。由于在传统的酸性介质中,碘的稳定性极差;同时,内标铯只有在酸性与中性介质中稳定。为了兼顾溴、碘、铯的稳定性,测试时使用低浓度氨水( $0.1\% \text{NH}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ )作介质,具有记忆效应低、淋洗时间短、稳定性高、检测精度高的优点。

### 2.2 数值模型

作为反应溶质的流体,孔隙水地球化学组分会随着时间和空间发生变化。无论是流体化学特征示踪源区,还是沉积物早期成岩引起的孔隙水成分变化均是动态过程,流体的平流和扩散会改变其中的组分(Bear, 1972)。水合物多相流体运移模型包括水合物稳定性的热力学计算和描述早期成岩过程的质量守恒方程。

水合物的稳定性用甲烷溶解度表示,其稳定区底界可以用地温曲线和水合物三相平衡的温度曲线相交得到(Miller et al., 1991; Gorman et al., 2002)。在三相平衡点,天然气水合物可以与液相、气相共存;当温度低于三相平衡曲线、或压力高于三相平衡曲线时,水合物保持稳定。从海

底到稳定区底界的沉积物区段,水合物与液相共存,缺失气相;从稳定区底界再往下,游离气与液相共存,缺失固相(Liu and Flemings, 2007)。水合物的三相平衡温度曲线可以用拟合公式求得(Brown et al., 1996)。甲烷在三相平衡时的溶解度是温度、压力和海水/孔隙水盐度的函数,一种比较实用的简化计算方法可以用线性化状态方程(Davie et al., 2004):

$$C_3(T, P) = C_3(T_0, P_0) + \frac{\partial C_3}{\partial T}(T - T_0) + \frac{\partial C_3}{\partial P}(P - P_0)$$

式中 $C_3$ 代表甲烷在三相平衡点的浓度, $T$ 和 $P$ 分别是温度和压力, $T_0$ 和 $P_0$ 分别是表示参考状态下的温度和压力。

根据质量守恒,早期成岩过程可以用物质质量的平流、扩散和反应来表示,它们满足方程(Berner, 1980):

$$\frac{\partial \hat{C}_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \hat{C}_i}{\partial z} \right) - \frac{\partial (v \hat{C}_i)}{\partial z} + \Sigma \hat{R}_i$$

式中 $\hat{C}_i$ 代表单位体积总沉积物中的某物质质量(质量浓度), $D$ 和 $v$ 分别表示该物质的扩散系数和平流速率, $\Sigma \hat{R}_i$ 表示反应引起的单位体积总沉积物中的质量产出率。根据方程参数是否随时间 $t$ 发生变化,模型分为稳态和非稳态两类(Boudreau, 1997)。钻探区水合物多相流体运移模型应包括固相沉积物中的物质守恒方程、甲烷的多相单组分方程以及指示水合物成藏变化的盐度变化方程。

有机质分解反应项采用对有机质浓度的一阶依赖表示。因此,固相的有机质输入过程可以表示为:

$$\frac{\partial ((1-\phi)\rho_s w_G)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D_B (1-\phi) \frac{\partial \rho_s w_G}{\partial z} \right) - \frac{\partial (u_s \rho_s w_G)}{\partial z} - (1-\phi)\rho_s k_G w_G$$

式中符号见附表。

用 $\theta$ 表示水合物饱和度(Zheng and Bennett, 2002),则水合物稳定区中的二相共存状态甲烷质量守恒表示为:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\phi(1-\theta)\rho_f w_m^f + \phi\theta\rho_h w_m^h) = \frac{\partial}{\partial z} \left( \phi D_m (1-\theta) \frac{\partial \rho_f w_m^f}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} (u_f \rho_f w_m^f + u_s \theta \rho_h w_m^h) + \Sigma R_m$$

模型运行时,二相共存体系中的主变量可以

切换。当流体相中的甲烷浓度小于甲烷溶解度，此时水合物相并没有生成，因此  $\theta=0$ ，方程可简化为关于主变量  $w_m^f$  的二阶偏微分方程：

$$\frac{\partial \phi \rho_f w_m^f}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \phi D_m \frac{\partial \rho_f w_m^f}{\partial z} \right) - \frac{\partial u_f \rho_f w_m^f}{\partial z} + \Sigma R_m$$

当流体相中的甲烷浓度超过局部甲烷溶解度时，在水合物稳定区生成固相水合物，从而方程主变量分别切换为  $\theta$ ；同时根据状态方程计算甲烷溶解度，把质量分数  $w_m^f$  换算成流体相中最大甲烷质量分数  $w_m^{eq}$  (Bhatnagar et al., 2011)。此时关于  $\theta$  是一个一阶偏微分方程，不妨视作纯平流问题，从中可以解得非流体相组分的饱和度。

含有饱和度  $\theta$  的二相水合物方程中的角标  $h$  改成  $g$ ，即可表示水合物稳定区之下的游离气体带，方程不再赘述。由此模型的多相实际包括固相水合物、孔隙流体和气体甲烷三相。

天然气水合物形成和分解引起孔隙水地球化学组分产生变化，其中最显著的即是盐度异常（杨涛等, 2017）。用保守元素如氯、钠、钾的质量分数作为指标即可代表盐度。以氯离子为例，其反应运移方程如下：

$$\frac{\partial \phi (1-\theta) \rho_f w_c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \phi D_c (1-\theta) \frac{\partial \rho_f w_c}{\partial z} \right) - \frac{\partial u_f \rho_f w_c}{\partial z}$$

氯离子的化学保守性体现在方程并无额外源汇项，其变化主要依赖平流和扩散作用，以及水合物饱和度  $\theta$  引起的变化。氯离子观测值与实际值的关系采用 Hesse 的表达式（Hesse and Harrison, 1981）：

$$C_c = (1-\theta) \rho_f w_c$$

式中  $C_c$  是氯离子浓度观测值，可以用来与实验分析结果相比较。

笔者对 GMGS-1 航次的 SH7 水合物站位应用模型考察水合物钻探区孔隙水地球化学特征的变化（Wu et al., 2011）。通过综述文献数据和实测资料，该站位模型参数见表1。各溶液相组分的边界条件均为 Dirichlet 边界，其中氯离子的上、下边界采用对应的 SH7 基线值。溶解甲烷的上边界是硫酸盐-甲烷过渡带，这里由于发生微生物介导的甲烷厌氧氧化而致使甲烷在此过渡带之上变为痕量（Iversen and Jørgensen, 1985; Reeburgh, 2007）。因此其上边界可设为零，下边界由于存在外源流体，于是设为该深度处的甲烷溶解度。水合物是

表1 神狐海域SH7站位天然气水合物区多相流体运移模型参数

Table 1 Parameters of the multiphase fluid transport model for gas hydrate zone at Site SH7 of Shenhu area

参数	取值	单位	参考文献
水深(海底深度)	1105	mbsl	(Wu et al., 2011)
海底温度	6.44	°C	(Su et al., 2016)
地温梯度	43.65	°C km <sup>-1</sup>	(Su et al., 2016)
海水盐度	30.5	ppt	(Wu et al., 2011)
沉积物固体密度	2650	kg m <sup>-3</sup>	(Davie and Buffett, 2001)
水合物固体密度	930	kg m <sup>-3</sup>	(Davie and Buffett, 2001)
孔隙水密度	1030	kg m <sup>-3</sup>	(Davie and Buffett, 2001)
游离气密度	930	kg m <sup>-3</sup>	(Davie and Buffett, 2001)
海底处孔隙度	56	%	(Su et al., 2012)
无穷深处孔隙度	36	%	(Su et al., 2012)
上新世沉积埋藏速率	3.8	cm ky <sup>-1</sup>	(Wu et al., 2013)
更新世之后沉积埋藏速率	11.0	cm ky <sup>-1</sup>	(Wu et al., 2013)
有机质分解反应速率常数	3 × 10 <sup>-7</sup>	yr <sup>-1</sup>	(Davie and Buffett, 2001)
溶解甲烷扩散系数	309.9	cm <sup>2</sup> yr <sup>-1</sup>	(Boudreau, 1997)
氯离子扩散系数	374.2	cm <sup>2</sup> yr <sup>-1</sup>	(Boudreau, 1997)
溴离子扩散系数	386.9	cm <sup>2</sup> yr <sup>-1</sup>	(Boudreau, 1997)
碘离子扩散系数	379.4	cm <sup>2</sup> yr <sup>-1</sup>	(Boudreau, 1997)
模拟时长	5	Ma	
模拟深度	350	m	
沉积物初始有机质含量	2.4	wt %	
外源流体中甲烷质量分数	0.0017	wt %	

固相组分，只有溶解甲烷超过对应深度的溶解度才会生成，该组分的边界条件设为自由边界。关于模型初始条件，溶液组分取海水值，并假设初始时刻不存在固相有机质，之后随模型运行而逐渐积累，以此呈现水合物形成的非稳态过程。从盐度和纵波推算的SH7站位水合物赋存情况表明，该站位在地质历史上发生过流体活跃性的改变（Wu et al., 2011; 宁伏龙等, 2013）。因此模型中的平流速率参数分为两个不同期次。通过拟合溴离子和碘离子的摩尔数之比，可以得到该站位现阶段流体速率（Egeberg and Dickens, 1999）。流体运移模型用Python编程迭代求解。

### 3 结果

溴碘离子分析结果见表2，模型输出结果如图4所示。在更新世之前为低埋藏速率时期，此时细粒沉积物中由于深部含烃流体活跃，积累了平均饱和度达18.3 %的天然气水合物；之后流体活动强度逐渐降低至现代值约20 cm kyr<sup>-1</sup>，水合物生成速率变缓，同时向更深部埋藏，当超过稳定区底



表2 神狐海域SH7站位溴与碘离子分析结果  
Table 2 Analytical results of bromide and iodide at Site SH7 of Shenhu area

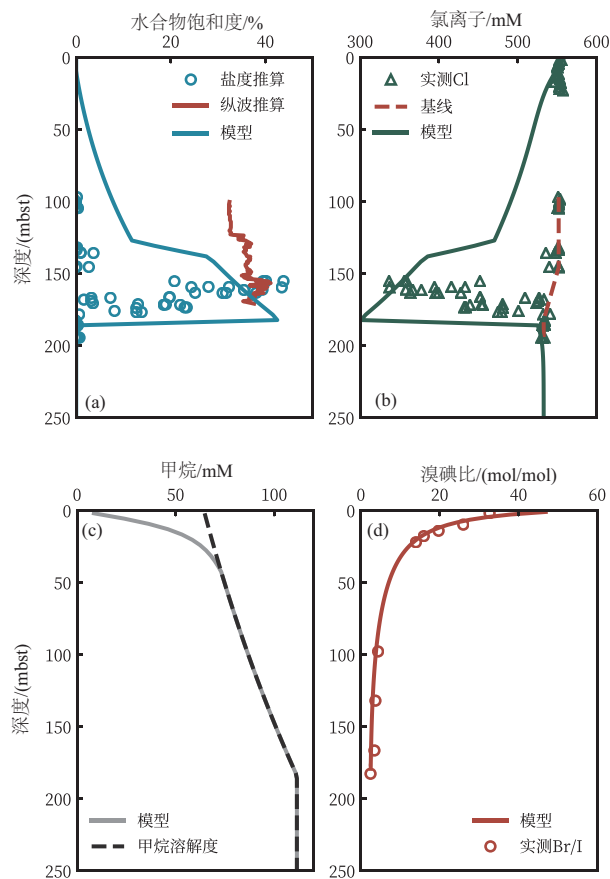
样品编号	深度/(mbsf)	Br/mM	I/ $\mu$ M
GMGS1-SH7-1	1.75	0.70	21.5
GMGS1-SH7-2	5.95	0.55	7.5
GMGS1-SH7-3	9.7	0.92	35.3
GMGS1-SH7-4	13.95	0.84	42.5
GMGS1-SH7-5	17.7	0.76	47.4
GMGS1-SH7-6	21.95	0.85	61.2
GMGS1-SH7-7	97.7	0.93	212.2
GMGS1-SH7-8	131.85	0.79	214.0
GMGS1-SH7-9	166.4	0.59	171.6
GMGS1-SH7-10	182.55	1.06	431.0

界深度后分解产生甲烷气,因而在水合物稳定区底部有少量水合物继续生成 (Garg et al., 2008)。最终,模型运行时长为5 Ma 时,水合物饱和度匹配文献推算值 (宁伏龙等, 2013), 拟合度较好 (图4a实线)。钻探取样得到的水合物实物样品赋存层位处于我们的模型预测范围之内 (Wu et al., 2011)。

## 4 讨论

### 4.1 水合物形成的非稳态过程

神狐海域浅表层全新世沉积物中的有机质含量并不算高,如果用现代溴碘比拟合的速率值代入稳态模型试算,得到的水合物饱和度与通过盐度基线和测井推算结果拟合度很差。一种可能的解释是外源流体带来大量深部甲烷,另一种解释认为地质历史上已埋藏高有机质含量的沉积物,从而形成高饱和度水合物。南海北部陆坡构造活动较多,浅部发育有数量众多但规模不大的断裂系统,外源含烃流体很容易通过这些导水断裂而继续运移上升。第二种解释实际上假设了一个衰退的水合物成藏系统,早期的高饱和水合物在甲烷供给不足的情况下向更深处埋藏从而超出水合物稳定区底部而分解,因之形成的游离甲烷被上覆水合物封盖,造成稳定区内靠近底部处局部饱和度增大。本文认为,在参数设置符合地质事实的前提下,以SH7站位为代表的神狐海域应该同时考虑两种观点,即分更新世之前和更新世以来两个期次作非稳态模拟:前期是有机质的积累和水合物大量成藏,后期水合物成藏系统开始衰退。



(a) 水合物饱和度采用非稳态模拟,最终结果与盐度基线和测井数据推算的结果较为吻合。虚线表示上新世以来早期积累的水合物,实线表示流体速率改变后的水合物状态;(b) 氯离子浓度在水合物发育层位出现负异常,与实测数据对应较好;(c) 甲烷浓度(实线)一旦超过其溶解度曲线(虚线)就会产生水合物;(d) 通过拟合溴离子和碘离子的摩尔数之比得到的目前该站位的流体速率

图4 神狐海域SH7站位水合物分布的非稳态模拟结果  
Fig. 4 Non-steady state simulation results of gas hydrate distribution at Site SH7 of Shenhu area

两个期次的主要区别是流体通量和有机质含量。对于流体通量,一方面沉积埋藏速率从上新世到更新世发生改变,另一方面深部外源流体速率也有变化。由于水合物的形成和分解不影响孔隙水溴、碘离子的相对分布,所以其摩尔比值可以用来估计平流速率 (Egeberg and Dickens, 1999)。维持SH7现阶段(全新世)沉积物埋藏速率数值不变,在5~50 cm kyr<sup>-1</sup>范围内对深部外源流体速率调参以拟合实测孔隙水溴、碘数据 (图5a)。结果表明该站位全新世流体速率约21.5 cm kyr<sup>-1</sup>,与埋藏速率11cm kyr<sup>-1</sup>数量级相当。

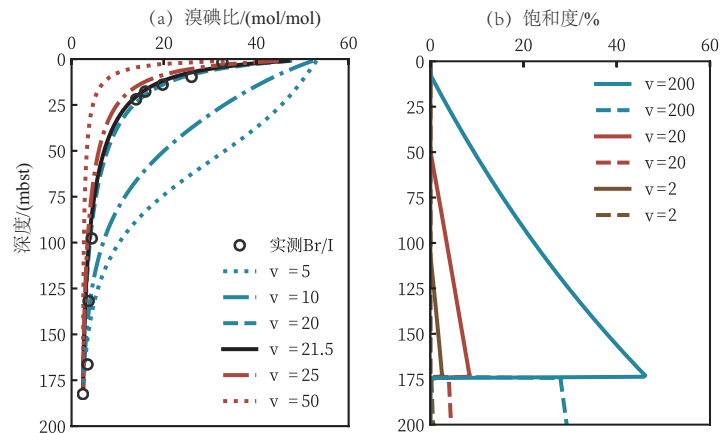
然而地质历史上的平流速率不能通过现代孔隙水溴碘比来确定,这里采用模型参数率定的方

法得到。显然，以SH7站位的全新世深部流体速率量级和沉积物有机质含量（0.2%~1.9%），难以形成局部层位饱和度接近50%的水合物分布现状。可能的气源是上新世至更新世存在高通量深部甲烷输入。鉴于孔隙水中甲烷溶解度的制约，我们认为比较合理的解释是上新世以来存在数量级较高的深部孔隙流体（图5b蓝色线），从而带来更多甲烷，以均匀分散状态在沉积物颗粒之间积累了大量水合物。这种假设是合理的，与神狐地区的断裂活动时间相互印证（吴能友等, 2009）。之后（即更新世以来），沉积物埋藏速率增大，水合物随沉积物一起向深部推移而分解为游离气。除了在稳定区底界附近因游离气回流，水合物饱和度稍有增长，其他层位饱和度随时间变化逐渐降低。该过程与同一研究区附近站位SH2的模拟结果接近（Su et al., 2012）。最后，晚更新世至全新世以来，研究站位的断裂系统不再导水，流体速率降至现阶段溴碘比拟合的数值。在上述SH7站位非稳态反应运移模型中，埋藏速率随时间的改变是通过沉积物测得的实测参数，但是深部外源流体速率是通过模型率定得到的，它从流体活跃期开始逐渐降到现阶段值。模型结果肯定了沉积物埋藏速率和深部外源流体速率的改变影响神狐地区水合物分布层位。在稳态模型中，由于无法动态反映沉积速率或外源流体速率随模拟时间的改变，也就不能模拟水合物成藏系统演化。

## 4.2 参数敏感性分析

反应运移模型属于物理定律驱动模型，其中大部分参数属于实测性质。敏感性分析可以帮助确立模型调参的范围，对模型识别和校正的意义较大。作者构建的反应模型主要包含孔隙度、初始有机质含量、有机质分解反应速率常数、埋藏速率、外源流体速率和外源甲烷浓度等需要模型率定的参数，构成一组输入参数。n组输入参数即可张成一个参数空间（图6）。用这些参数运行模型，得到n个输出结果。若在参数空间上随机取样并代入模型计算，用输出结果对每个输入参数的作散点图可视化敏感性（Saltelli et al., 2005）。相比于单纯用输出结果对输入参数求偏导数的方法，散点图更便于直观、全局地得到参数敏感性信息（Saltelli et al., 2008）。一般来说，如果散点表现出明显的线性特征，说明参数敏感性越大。

作者以模型运行至水合物稳定区充满水合物为终止时刻（即稳态），通过参数敏感性分析考察影响饱和度的输入参数。使用500组随机参数，输出结果用稳定区的水合物饱和度均值表示。散点图呈现线性程度从高到低依次是沉积物孔隙度、有机质含量和埋藏速率三个参数。孔隙度体现了沉积物孔隙体积对其总体积的占比，水合物形成会占据孔隙体积，因此孔隙度影响了稳态模型的水合物饱和度上限值。有机质是水合物赖以形成的最终物源，其含量对水合物生长产生

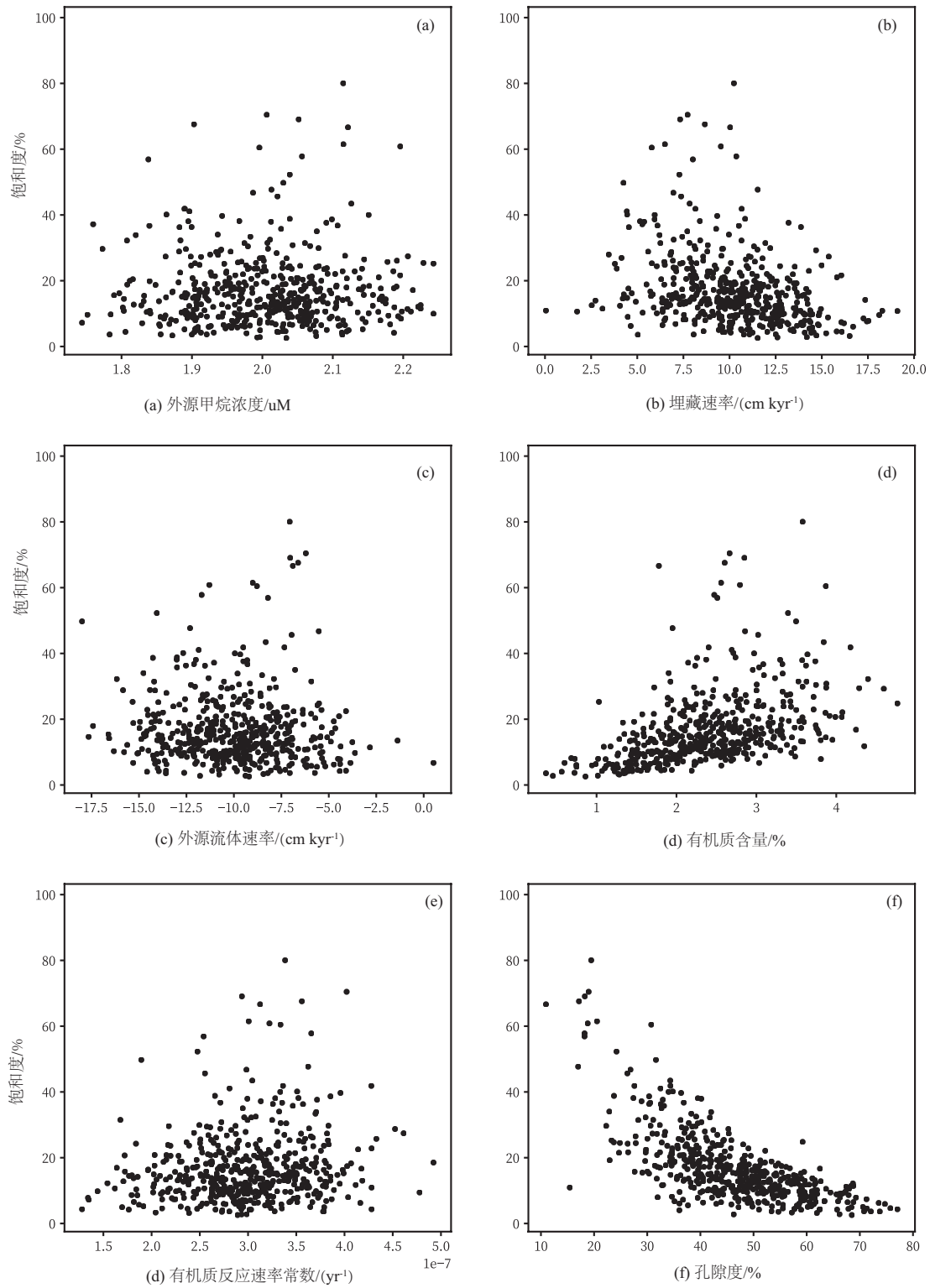


全新世和上新世两个阶段的外源流体速率采用不同方式确定：(a) 用孔隙水溴离子和碘离子的摩尔数之比拟合全新世深部外源流体速率(v)，结果表明现阶段速率大小约21.5 cm/kyr；(b) 用参数率定的方法推测上新世深部外源流体速率(v)，在上新世沉积物埋藏速率为3.8 cm/kyr的前提下，外源流体速率高达200 cm/kyr，流体所携甲烷气源才能积累至SH7站位水合物层位的平均饱和度。图中实线表示水合物稳定区之内的固相水合物饱和度，虚线表示水合物稳定区之下的游离气饱和度

图5 SH7站位全新世、上新世的外源流体速率拟合

Fig. 5 Fitting the advection velocity of porewater at Site SH7 during the Holocene and Pliocene, respectively





(a) 外源甲烷浓度对模型运行至稳态时的解几乎不敏感；(b) 埋藏速率既影响有机质的输送通量，又影响生成的水合物向稳定区底部推移的速率；  
(c) 外源流体速率决定了外源甲烷输送的平流通量，但对模型运行至稳态的结果影响不大；(d) 有机质含量决定了系统内部生成甲烷的总量；  
(e) 有机质分解速率敏感性不大；(f) 反应运移模型中的孔隙度是敏感性最大的参数

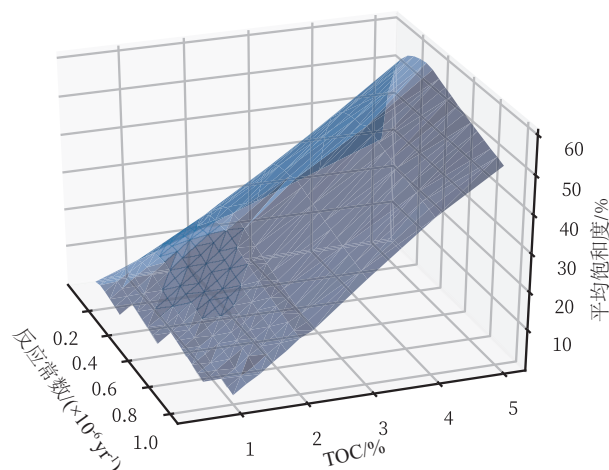
图6 天然气水合物多相流体运移模型参数敏感性分析结果

Fig. 6 Results of parameters sensitivity analysis of multiphase fluid transport model for gas hydrate

较大影响 (Burdige, 2006)。对稳态模型而言, 表征有机质活性的分解反应速率常数对模型最终结果输出不敏感。若是非稳态模型, 则反应速率可能影响达到稳态的模型运行时间。埋藏速率是一个反映区域沉积过程的参数, 对沉积物 (包括其中的水合物固相物质) 和孔隙水均产生作用 (Boudreau, 1997)。直观来说, 它仅使输出结果在空间上整体向深部“平移”, 当模型运行到稳态作为评判时, 对结果不会构成显著影响。然而, 由于存在水合物稳定区这一空间限制, 当水合物埋藏超出范围就会分解, 所以不同埋藏速率仍然可以影响稳定区内的水合物饱和度均值。

### 4.3 水合物饱和度

结合前文对水合物流体运移模型的非稳态过程与参数敏感性分析, 本节具体讨论这些参数如何影响水合物理论饱和度。图7用曲面图形象地展示了有机质初始含量、有机质反应活性分别与水合物饱和度的关系。在其他参数不变的条件下, 有机质含量和水合物饱和度的关系近似线性正相关。天然气水合物归根到底是埋藏有机质在早期成岩作用下形成的固相烃类资源, 有机质含量及其反应活性和烃产量有着直接的因果联系。如果固定有机质初始含量这个参数, 则有机质分解反应速率常数和饱和度的关系并非线性, 通



如果把水合物饱和度视为有机质初始含量与分解反应速率常数的二元函数, 采用三维曲面表示, 可以发现水合物饱和度和有机质初始含量近似线性正相关, 然而它和反应速率常数的关系存在函数极大值

图7 有机质初始含量、有机质反应活性与

水合物饱和度的关系

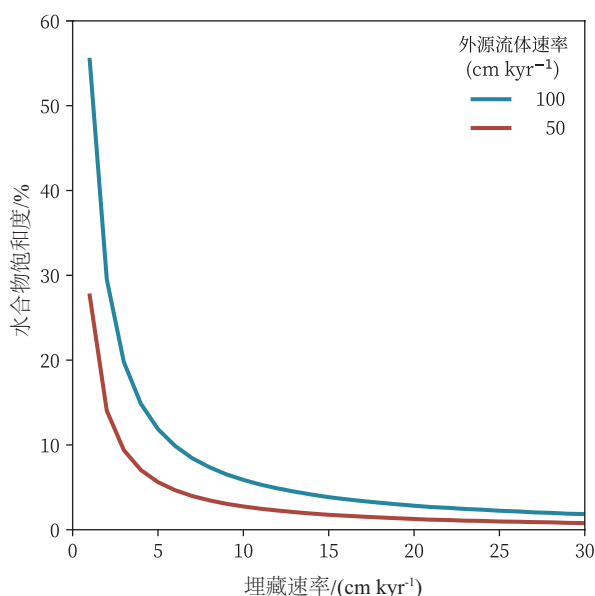
Fig. 7 Relationship between initial organic matter content, organic matter reactivity and hydrate saturation

常饱和度随着速率常数增加而达到某一极大值随后继续增加速率常数只会导致饱和度下降。

对同一区域相似地质条件的站位模拟时, 有机质初始含量与反应活性、沉积物孔隙度不是率定参数, 流体运移通量成为建模过程中应该重点关注的变量。本文模型使用体积运移通量, 它具有速度的量纲。运移通量包括沉积物埋藏通量 $u_s$ 、压实孔隙造成的流体通量 $u_{f,in}$ 以及来自深部的流体通量 $u_{f,ex}$ :

$$\begin{aligned} u_s &= (1 - \phi_0) \omega \\ u_{f,in} &= \frac{\phi_\infty (1 - \phi_0)}{1 - \phi_\infty} \omega \\ u_{f,ex} &= -v_{f,ex} \phi_\infty \end{aligned}$$

埋藏通量 $u_s$ ,  $u_{f,in}$ 中起主要作用的参数是埋藏速率 $\omega$  (Berner, 1971)。在固相平移过程中只有 $u_s$ 起作用, 水合物生成后随沉积物以相同速率埋藏, 当埋藏深度大于水合物稳定区底界就会分解, 因而影响水合物饱和度。在通常的参数组合中 (图8), 饱和度随着沉积物埋藏速率增大而减小。流体通量由 $u_{f,in}$ 和 $u_{f,ex}$ 两个分量组成, 前者同样受 $\omega$ 制约。假设不存在深部流体, 当 $\omega$ 较小时扩散占优, 有机质转化的甲烷停留时间较长, 因此能够原位生成水合物。 $\omega$ 较大时,  $u_s$ 和 $u_{f,in}$ 同时增大,



存在外源流体的情况下, 维持其他参数不变, 沉积物埋藏速率越大, 水合物饱和度越低

图8 沉积物埋藏速率和水合物饱和度的关系

Fig. 8 Relationship between sediment burial rate and hydrate saturation

造成水合物在稳定区留存时间缩短。不过,由于还受有机质反应活性的影响,埋藏速率和水合物饱和度的关系并不总是单调函数。对于复杂的水文地质条件,深部上升流体通量 $u_{f,ex}$ 及其中所含甲烷质量分数的参数范围更广。在缺失原位产甲烷反应的虚设场景模拟中,可以观察到深部外源含烃流体独立形成天然气水合物(Bhatnagar et al., 2011)。然而当模型运行至稳态时,水合物饱和度并不依赖于外源甲烷浓度。因此深部流体向海底的流动速率起到输送甲烷的主导作用。

## 5 结论

天然气水合物流体运移模型可用来研究水合物的物源、产量等实用信息,也可以通过拟合观测值来推断水合物成藏系统当前所处演化阶段。水合物的形成和分解是动态的,利用非稳态模型可以研究其变化过程。南海北部陆坡区神狐海域GMGS-1航次的SH7站位为例,对水合物饱和度和、氯离子及甲烷浓度建立非稳态数值模型。并深入讨论模型主要参数对结果的影响。本文结论如下:

(1) 通过站位实测溴碘比值确定现代沉积物中的流体速率,通过参数率定估算历史时期的流体速率,构建二期次非稳态模型,对SH7站位水合物成藏系统演化阶段作出判断,即自更新世以来处于衰退状态;

(2) 以水合物稳定区饱和度均值为输出参数,通过模型参数敏感性分析,得出影响模型结果的主要参数从高到低依次是沉积物孔隙度、有机质含量和埋藏速率;

(3) 以数值模型作理论分析,结果表明,在SH7站位水合物成藏系统中,有机质含量和水合物饱和度近似线性正相关,有机质分解反应速率常数、沉积物埋藏速率和水合物饱和度的关系并非单调函数,深部外源流体速率主导水合物稳定区内的甲烷物源。

多相流体运移模型对水合物成矿区资源勘查具有一定的理论参考价值。以流体模型为工具评估孔隙水地球化学组分的空间分布和历时演化,是今后海洋地质研究的发展方向之一。

感谢:中国地质调查局南海天然气水合物资源勘

查项目(DD20160211)资助。

## 参考文献 (References)

- 何丽娟,雷兴林,张毅. 2011. 南海北部神狐海域天然气水合物形成聚集的数值模拟研究[J]. 地球物理学报, 54: 1285.
- 黄永祥. 2008. 南海北部陆坡甲烷和天然气水合物地质: 中德合作SO-177航次成果专报[M]. 北京: 地质出版社.
- 贾承造,张永峰,赵霞. 2014. 中国天然气工业发展前景与挑战[J]. 天然气工业, 34: 1.
- 吕宝凤,袁亚娟. 2008. 南海北部深水盆地沉积-构造的差异性及其油气意义[J]. 大地构造与成矿学, 441-447.
- 宁伏龙,吴能友,李实,等. 2013. 基于常规测井方法估算原位水合物储集层力学参数[J]. 石油勘探与开发, 507-512.
- 吴能友,杨胜雄,王宏斌,等. 2009. 南海北部陆坡神狐海域天然气水合物成藏的流体运移体系[J]. 地球物理学报, 52: 1641.
- 薛禹群,吴吉春. 2010. 地下水动力学[M]. 北京: 地质出版社.
- 杨涛,叶鸿,赖亦君. 2017. 南海北部陆坡天然气水合物的沉积物孔隙水地球化学研究进展[J]. 海洋地质与第四纪地质, (5): 48-58.
- 姚伯初. 1996. 南海海盆新生代的构造演化史[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1-13.
- Bangs L N, Dale S S and Xenia G. 1993. Free gas at the base of the gas hydrate zone in the vicinity of the Chile triple junction [J]. *Geology*, 21: 905-908.
- Bear J. 1972. *Dynamics of Fluids In Porous Media* [M]. American Elsevier Publishing Company: 764.
- Berner A R. 1980. *Early Diagenesis: A Theoretical Approach* [M]. Princeton University Press: 256.
- Berner A R. 1971. *Principles of Chemical Sedimentology* [M]. McGraw-Hill: 240.
- Bhatnagar G, Chatterjee S, Chapman G, et al. 2011. Analytical theory relating the depth of the sulfate-methane transition to gas hydrate distribution and saturation [J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 12.
- Boudreau P B. 1997. *Diagenetic Models and Their Implementation: Modelling Transport and Reactions in Aquatic Sediments* [M]. Springer: 414.
- Brown M K, Bangs L N, Froelich N P, et al. 1996. The nature, distribution, and origin of gas hydrate in the Chile Triple Junction region [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 139: 471-483.
- Burdige J D. 2006. *Geochemistry of Marine Sediments* [M]. Princeton University Press: 624.
- Chatterjee S, Dickens R G, Bhatnagar G, et al. 2011. Pore water sulfate, alkalinity, and carbon isotope profiles in shallow sediment above marine gas hydrate systems: A numerical modeling perspective [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116.
- Chester R. 2012. *Marine Geochemistry* [M]. Springer Netherlands: 420.
- Davie K M, Zatsepina Y O and Buffett A B. 2004. Methane solubility in marine hydrate environments [J]. *Marine Geology*, 203: 177-184.
- Davie K M and Buffett A B. 2001. A numerical model for the formation of gas hydrate below the seafloor [J]. *Journal of Geophysical Research*:



- Solid Earth, 106(B1): 497–514.
- Davie K M and Buffett A B. 2003. A steady state model for marine hydrate formation: Constraints on methane supply from pore water sulfate profiles [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108.
- Egeberg K P and Dickens R G. 1999. Thermodynamic and pore water halogen constraints on gas hydrate distribution at ODP Site 997 (Blake Ridge) [J]. *Chemical Geology*, 153: 53–79.
- Emerson S and Hedges I J. 1988. Processes controlling the organic carbon content of open ocean sediments [J]. *Paleoceanography*, 3: 621–634.
- Garg S K, Pritchett J W, Katoh A, et al. 2008. A mathematical model for the formation and dissociation of methane hydrates in the marine environment [J]. *Journal of Geophysical Research*, 113, B01201.
- Gorman R A, Holbrook S W, Hornbach J M, et al. 2002. Migration of methane gas through the hydrate stability zone in a low-flux hydrate province [J]. *Geology*, 30: 327–330.
- Hensen C and Wallmann K. 2005. Methane formation at Costa Rica continental margin—constraints for gas hydrate inventories and cross-décollement fluid flow [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 236: 41–60.
- Hesse R. 2003. Pore water anomalies of submarine gas-hydrate zones as tool to assess hydrate abundance and distribution in the subsurface [J]. *Earth-Science Reviews*, 61: 149–179.
- Hesse R and Harrison E W. 1981. Gas hydrates (clathrates) causing pore-water freshening and oxygen isotope fractionation in deep-water sedimentary sections of terrigenous continental margins [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 55: 453–462.
- Hyndman D R and Spence D G. 1992. A seismic study of methane hydrate marine bottom simulating reflectors [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97: 6683–6698.
- Iversen N J and rgensen B B. 1985. Anaerobic methane oxidation rates at the sulfate-methane transition in marine sediments from Kattegat and Skagerrak (Denmark) 1 [J]. *Limnology and Oceanography*, 30(5): 944–955.
- Jiang S Y, Yang T, Ge L, et al. 2008. Geochemical anomaly of pore waters and implications for gas hydrate occurrence in the South China Sea [C]// *Proceedings of the 6th International Conference on Gas Hydrates*. ICGH
- Lüdmann T and Wong K H. 1999. Neotectonic regime on the passive continental margin of the northern South China Sea [J]. *Tectonophysics*, 311: 113–138.
- Liu X and Flemings B P. 2007. Dynamic multiphase flow model of hydrate formation in marine sediments [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112.
- Malinverno A, Kastner M, Torres E M, et al. 2008. Gas hydrate occurrence from pore water chlorinity and downhole logs in a transect across the northern Cascadia margin (Integrated Ocean Drilling Program Expedition 311) [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113.
- Milkov V A, Dickens R G, Claypool E G, et al. 2004. Co-existence of gas hydrate, free gas, and brine within the regional gas hydrate stability zone at Hydrate Ridge (Oregon margin): evidence from prolonged degassing of a pressurized core [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 222: 829–843.
- Miller J J, Lee W M and von Huene R. 1991. An analysis of a seismic reflection from the base of a gas hydrate zone, offshore Peru [J]. *Aapg Bulletin*, 75: 910–924.
- Paul K C, Ussler III W and Borowski S W. 1994. Sources of biogenic methane to form marine gas hydrates in situ production or upward migration [J]. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 715: 392–409.
- Reeburgh W S. 2007. Oceanic methane biogeochemistry [J]. *Chemical Reviews*, 107(2): 486–513.
- Rempel W A and Buffett A B. 1997. Formation and accumulation of gas hydrate in porous media [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102: 10151–10164.
- Saltelli A, Ratto M, Andres T, et al. 2008. *Global Sensitivity Analysis: The Primer* [M]. Wiley: 304.
- Saltelli A, Ratto M, Tarantola S, et al. 2005. Sensitivity Analysis for Chemical Models [J]. *Chemical Reviews*, 105: 2811–2828.
- Schulz D H and Zabel M. 2006. *Marine Geochemistry* [M]. Springer Berlin Heidelberg: 574.
- Sloan D E and Koh C. 2007. *Clathrate Hydrates of Natural Gases* [M]. CRC Press: 752.
- Su M, Yang R, Wang H, et al. 2016. Gas hydrates distribution in the Shenhu Area, northern South China Sea: comparisons between the eight drilling sites with gas-hydrate petroleum system [J]. *Geologica Acta*, 79–100.
- Su Z, Cao Y, Wu N, et al. 2012. Numerical investigation on methane hydrate accumulation in Shenhu Area, northern continental slope of South China Sea [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 38: 158–165.
- Taylor H M, Dillon P W and Pecher A I. 2000. Trapping and migration of methane associated with the gas hydrate stability zone at the Blake Ridge Diapir: new insights from seismic data [J]. *Marine Geology*, 164: 79–89.
- Wu L, Yang S, Liang J, et al. 2013. Variations of pore water sulfate gradients in sediments as indicator for underlying gas hydrate in Shenhu Area, the South China Sea [J]. *Science China Earth Sciences*, 56(4): 530–540.
- Wu N, Zhang H, Yang S, et al. 2011. Gas hydrate system of Shenhu area, Northern South China Sea: geochemical results [J]. *Journal of Geological Research*, Vol. 2011.
- Xu W and Ruppel C. 1999. Predicting the occurrence, distribution, and evolution of methane gas hydrate in porous marine sediments [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104: 5081–5095.
- Yang S, Liang J, Lei Y, et al. 2017. GMGS4 gas hydrate drilling expedition in the South China Sea [J]. *Fire in the Ice: Methane Hydrate Newsletter*, 17: 1–5.
- Yang S, Zhang M, Liang J, et al. 2015. Preliminary results of China's third gas hydrate drilling expedition: A critical step from discovery to development in the South China Sea [J]. *Fire in the Ice: Methane*

Hydrate Newsletter, 15: 1–5.

Zhang G, Yang S, Zhang M, et al. 2014. GMGS2 expedition investigates rich and complex gas hydrate environment in the South China Sea [J].

Fire in the Ice: Methane Hydrate Newsletter, 14: 1–5.

Zheng C and Bennett D G. 2002. Applied Contaminant Transport Modeling [M]. Wiley: 656.

附表 本文数学符号说明

符号	量纲	说明	符号	量纲	说明
$C$	$\text{NL}^{-3}$	(摩尔)浓度	$v$	$\text{LT}^{-1}$	速率
$C_3$	$\text{NL}^{-3}$	甲烷三相平衡点浓度	$v_{f,ex}$	$\text{LT}^{-1}$	外源流体相对海底速率
$C_c$	$\text{NL}^{-3}$	氯离子浓度的观测值	$w$	$\text{MM}^{-1}$	质量分数
$\hat{C}_i$	$\text{ML}^{-3}$	单位体积总沉积物中的组分 <i>i</i> 质量(质量浓度)	$w_c$	$\text{MM}^{-1}$	氯离子质量分数
$D$	$\text{L}^2\text{T}^{-1}$	扩散系数	$w_G$	$\text{MM}^{-1}$	有机质质量分数
$D_B$	$\text{L}^2\text{T}^{-1}$	生物扩散系数	$w_m^{eq}$	$\text{MM}^{-1}$	甲烷达到溶解度时的质量分数
$D_c$	$\text{L}^2\text{T}^{-1}$	孔隙水中氯离子的扩散系数	$w_m^f$	$\text{MM}^{-1}$	甲烷在流体相的质量分数
$D_m$	$\text{L}^2\text{T}^{-1}$	孔隙水中甲烷的扩散系数	$w_m^h$	$\text{MM}^{-1}$	甲烷在水合物相的质量分数
$e$	—	孔隙比	$w_m^g$	$\text{MM}^{-1}$	甲烷在气相的质量分数
$k_G$	$\text{T}^{-1}$	有机质分解(一阶)反应速率常数	$z$	$\text{L}$	深度
$P$	$\text{ML}^{-1}\text{T}^{-2}$	压强	$\theta$	$\text{L}^3\text{L}^{-3}$	饱和度
$P_0$	$\text{ML}^{-1}\text{T}^{-2}$	参考状态的压强	$\omega$	$\text{LT}^{-1}$	沉积埋藏速率
$\hat{R}$	$\text{ML}^{-3}\text{T}^{-1}$	反应引起的单位体积总沉积物中的质量产出率	$\rho$	$\text{ML}^{-3}$	密度
$R_m$	$\text{ML}^{-3}\text{T}^{-1}$	涉及甲烷物质变化的反应	$\rho_f$	$\text{ML}^{-3}$	孔隙水流体密度
$T$	$\Theta$	温度	$\rho_h$	$\text{ML}^{-3}$	水合物密度
$T_0$	$\Theta$	参考状态的温度	$\rho_g$	$\text{ML}^{-3}$	游离气密度
$t$	$\text{T}$	时间	$\rho_s$	$\text{ML}^{-3}$	沉积物固体颗粒密度
$u_f$	$\text{LT}^{-1}$	流体体积通量	$\phi$	$\text{L}^3\text{L}^{-3}$	孔隙度
$u_{f,ex}$	$\text{LT}^{-1}$	外源流体体积通量	$\phi_0$	$\text{L}^3\text{L}^{-3}$	海底处的孔隙度
$u_{f,in}$	$\text{LT}^{-1}$	埋藏流体体积通量	$\phi_\infty$	$\text{L}^3\text{L}^{-3}$	无穷深处的孔隙度
$u_s$	$\text{LT}^{-1}$	固体体积通量			