

海洋可控源电磁法对天然气水合物高阻薄层的可探测度

刘婷婷¹, 李予国^{1,2*}

(1 中国海洋大学海洋地球科学学院, 青岛 266100; 2 海底科学与探测技术教育部重点实验室, 青岛 266100)

摘 要: 为了便于分析海洋可控源电磁法(CSEM)对天然气水合物高阻薄层的探测能力, 定义了一个反映目标层可探测程度的量——可探测度, 目标层可探测度越大, 表明越容易被探测到。计算了不同水深情况下一维水合物模型的海洋 CSEM 归一化场、有效异常和可探测度。结果表明, 在深水环境下, 利用归一化场、有效异常和可探测度均可以识别水合物高阻薄层, 但在浅水环境下, 归一化场和有效异常受空气波畸变影响严重, 不能很好地识别高阻薄层, 而空气波对可探测度影响较小, 在浅水区利用可探测度有利于识别水合物高阻薄层。

关键词: 海洋 CSEM 法; 天然气水合物; 可探测度; 储层厚度; 储层电阻率; 储层埋深

中图分类号: TE53; P618.21

文献标识码: A

DOI: 10.16028/j.1009-2722.2015.06003

海上地震勘探是目前最常用的海底天然气水合物探测方法。天然气水合物储层的底边界在地震剖面上有明显的反映(似海底反射层, BSR)^[1], 但是, 其顶边界则不易确定。勘探实践发现, 并不是所有的天然气水合物储层都存在 BSR, 也并不是所有的 BSR 都预示着存在天然气水合物储层。因此, 在天然气水合物资源调查中, 需要应用多方法综合地球物理勘探手段。天然气水合物与冰类似, 是一种绝缘体, 其电阻率很高。因而, 天然气水合物储层和其低阻沉积围岩之间存在着明显的电阻率差异。海洋可控源电磁法(CSEM)正是观测这种电阻率差异所产生的电磁异常, 从而可以确定天然气水合物的分布范围, 进而可以估计其

饱和度和估算资源量^[2]。

目前, 国际上用于探测天然气水合物的海洋 CSEM 方法分为频率域方法和时间域(瞬变)方法。2004 年, 美国加州大学 Scripps 海洋研究所在美国 Oregon 海域成功地进行了频率域海洋可控源电磁法探测天然气水合物试验^[3], 最近又在墨西哥湾进行了海底天然气水合物探测工作^[4], 用于探测天然气水合物储层的海洋 CSEM 系统与用于深海油气资源的探测系统相同。2000 年, 多伦多大学研制成功一套用于天然气水合物探测的时间域电偶极—偶极测量系统^[5], 该系统已在加拿大 Vancouver 岛海域和新西兰海域天然气水合物探测中得到成功应用, 发现高电阻率异常区和地震空白带在空间上相吻合^[6,7]。

目前常用的海洋 CSEM 资料解释方法是计算含有油气或天然气水合物储层模型的电磁场振幅与不含有储层背景模型的电磁场振幅的比值, 根据振幅比(归一化场)进行含油气(或天然气水合物)性解释。在计算归一化场时, 由于没有考虑到观测误差和噪声干扰等因素的影响, 故而依据归一化场解释海洋 CSEM 资料时有可能产生较

收稿日期: 2015-03-09

基金项目: 中国地质调查局国家海洋地质专项(GZH201100308); 国家科技重大专项课题(2011ZX05019-007); 国家高技术研究发展计划(863 计划)(2012AA09A20101)

作者简介: 刘婷婷(1990—), 女, 在读硕士, 主要从事海洋可控源电磁法研究工作。E-mail: tingtingliu0510@foxmail.com

*** 通讯作者:** 李予国(1965—), 男, 教授, 博士生导师, 主要从事电磁场正反演方法和海洋电磁法研究工作。E-mail: yuguo@ouc.edu.cn

大的偏差,甚至会得到错误的解释。鉴于此,裴建新等^[8]把观测误差和噪音等干扰等因素考虑在内,计算目标模型与背景模型电磁场振幅之差与背景噪音的比值,称为有效异常。在深水环境下,基于有效异常进行海洋可控源电磁响应分析非常有效,但在浅水环境效果欠佳。有效异常最明显的弱点是其没有包含相位的信息。

笔者对海洋可控源电磁法有效异常计算公式进行了改进,将相位信息考虑在内,定义了一个新的反映目标层可探测程度的物理量——可探测度(detectivity),并详细讨论了天然气水合物储层参数(如厚度、电阻率和埋深等)变化时可探测度的特征。

1 可探测度

最常用和最简单的频率域海洋可控源电磁资料处理方法是绘制电磁场振幅或相位随收发距变化的曲线(MVO 曲线和 PVO 曲线)。根据这些振幅(相位)一收发距曲线的特征,可以大体推测海底目标层的电性特点。为了更直观地解释海洋 CSEM 资料,通常计算含有目标储层模型电磁场振幅与不含有储层背景模型电磁场振幅的比值(又称归一化场)^[9]:

$$A_0 = \frac{|E^{\text{res}}|}{|E^{\text{back}}|} \quad (1)$$

式中: $|E^{\text{res}}|$ 为含有目标储层模型的电场或磁场的振幅;

$|E^{\text{back}}|$ 为背景模型电场或磁场的振幅。

振幅比 >1 , 意味着海底可能存在高阻储层。在计算海洋可控源电磁场振幅比(归一化场)时,没有考虑观测误差和海底电磁数据记录仪及其测量系统噪音等干扰因素的影响,故而依据振幅比解释海洋 CSEM 资料时有可能产生较大的偏差。裴建新等^[8]综合考虑海底电磁采集站方位观测误差、数据记录仪和系统测量误差等噪音因素的影响,定义如下有效异常^[10]:

$$S_0 = \frac{|E^{\text{res}}| - |E^{\text{back}}|}{|E_{\text{noise}}|} \quad (2)$$

$$E_{\text{noise}} = \sqrt{E_{\text{rel}}^2 + E_{\text{rot}}^2 + E_{\text{abs}}^2} \quad (3)$$

式中: $|E_{\text{noise}}|$ 为电场、磁场的噪音水平;

E_{rel} 为电磁场振幅的相对误差,通常假定相对

误差为振幅值的 5%;

E_{abs} 为绝对误差,即海底电磁站数据记录仪的本底噪声,依据目前海底电磁仪的技术水平,常假定其为 $E_{\text{abs}} = 10^{-16} \text{ V/Am}^2$;

E_{rot} 为由海底电磁采集站电场测量臂或磁场传感器方向的不确定性引起的误差。

众所周知,电磁场为复数场,只有利用振幅和相位 2 个场量才能正确表示电磁场的特征。但是,在归一化场和有效异常定义中,都没有考虑相位的信息。而在有些情况下,相位有可能含有非常有用的信息^[11]。因此,对有效异常计算式(2)进行了修正,定义如下新的物理量:

$$D = \frac{|E^{\text{res}} - E^{\text{back}}|}{|E_{\text{noise}}|} \quad (4)$$

式中: D 为一个反映目标层可探测程度的物理量——可探测度,目标层可探测度越大,表明越容易被探测到。

以图 1 所示一维水合物模型为例,分析讨论不同水深环境下归一化场、有效异常和可探测度的特点,并探讨水合物储层厚度、电阻率和埋深对可探测度的影响。一维水合物模型由 4 层水平地层组成。第 1 层海水电阻率 $\rho_1 = 0.3 \text{ } \Omega\text{m}$, 深度为 h_1 ; 第 2 层海底围岩电阻率 $\rho_2 = 1.5 \text{ } \Omega\text{m}$, 厚度为 h_2 ; 第 3 层水合物储层电阻率为 ρ_3 , 厚度为 h_3 ; 第 4 层下半空间电阻率 $\rho_2 = 1.5 \text{ } \Omega\text{m}$, 厚度无限。假设发射源位于海底上方 50 m 处与海底平行的剖面上,电磁采集站位于海底。

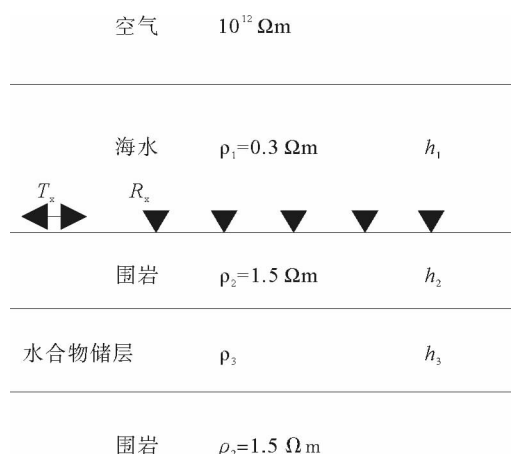


图 1 一维水合物模型

Fig. 1 1D gas hydrate model

首先,讨论深水环境(假定水深 $h_1 = 1\,200\text{ m}$)下归一化场、有效异常和可探测度的特点。为此,分别计算水合物储层模型和背景模型(不含水合物储层,假定 $\rho_3 = \rho_2 = 1.5\ \Omega\text{m}$)水平电场的振幅和相位,并进而计算得到归一化场、有效异常和可探测度。图 2 为 $h_2 = 190\text{ m}$ 、 $h_3 = 40\text{ m}$,激发频率为 25 Hz 时的电场水平分量的归一化场、有效异常和可探测度。由图 2 可见,当收发距 $> 400\text{ m}$ 时,水合物高阻薄层的影响开始逐渐显现出来,归一化场值 > 1 ,并随着收发距的增大而增大;当收发距大约为 $2\,900\text{ m}$ 时,归一化场值达到最大值 2.7 ,之后归一化场值开始逐渐减少;当收发距在 800 m 和 $1\,750\text{ m}$ 之间时,有效异常值 > 1 ;当收发距大约为 $1\,500\text{ m}$ 时,有效异常值达到最大值约 2.8 。可探测度的曲线形状与有效异常的曲线形状类似,当收发距在 800 m 和 $1\,800\text{ m}$ 范围内时,可探测度值 > 1 ;当收发距大约为 $1\,550\text{ m}$ 时,达到最大值 4.1 。与归一化场值相比,有效异常和可探测度对高阻薄层的识别能力似乎要强些。

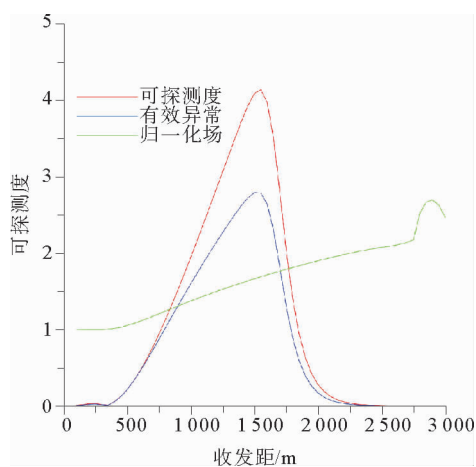


图 2 深水环境下($h_1 = 1\,200\text{ m}$),一维水合物模型的归一化场、有效异常和可探测度

Fig. 2 Normalized field, effective anomaly and detectivity of the 1D model in deep water ($h_1 = 1\,200\text{ m}$)

其次讨论浅水环境下(假定水深 $h_1 = 200\text{ m}$)归一化场、有效异常和可探测度的特点。与深水情形类似,分别计算水合物储层模型和背景模型水平电场的振幅和相位,并计算得到归一化场、有效异常和可探测度。图 3 为 $h_2 = 190\text{ m}$ 、 $h_3 = 40\text{ m}$ 、激发频率为 25 Hz 时电场水平分量的归一化值、有效异常和可探测度。由图可见,当收发距

$> 400\text{ m}$ 时,水合物高阻薄层的影响开始逐渐显现出来,归一化场值 > 1 ,并随着收发距的增大而增大;当收发距大约为 $1\,100\text{ m}$ 时,归一化场值达到最大值 1.6 ,之后归一化场值快速减小,当收发距 $> 1\,150\text{ m}$ 后,归一化场变得 < 1 ,即水合物模型电磁场振幅小于背景模型的电磁场振幅,这是因为浅水环境空气波影响太强的缘故。有效异常具有 2 个峰值,收发距 $1\,100\text{ m}$ 处的峰值为水合物高阻薄层的影响所致,而 $1\,300\text{ m}$ 处的峰值反映了空气波的影响。可探测度的曲线形态与深水环境时相类似,当收发距在 800 m 和 $1\,500\text{ m}$ 范围内,可探测度 > 1 ;当收发距大约为 $1\,250\text{ m}$ 时达到最大值 2.8 ;在可探测度曲线上没有观察到明显的空气波畸变。可见,利用可探测度,在一定程度上可以减弱空气波的影响,有利于识别水合物高阻薄层。

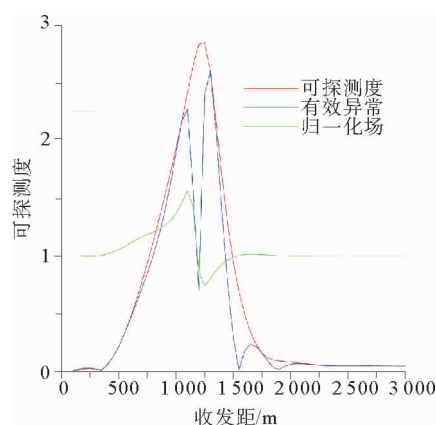


图 3 浅水环境下($h_1 = 200\text{ m}$),一维水合物模型的归一化场、有效异常和可探测度

Fig. 3 Normalized field, effective anomaly and detectivity for the 1D model in shallow water ($h_1 = 200\text{ m}$)

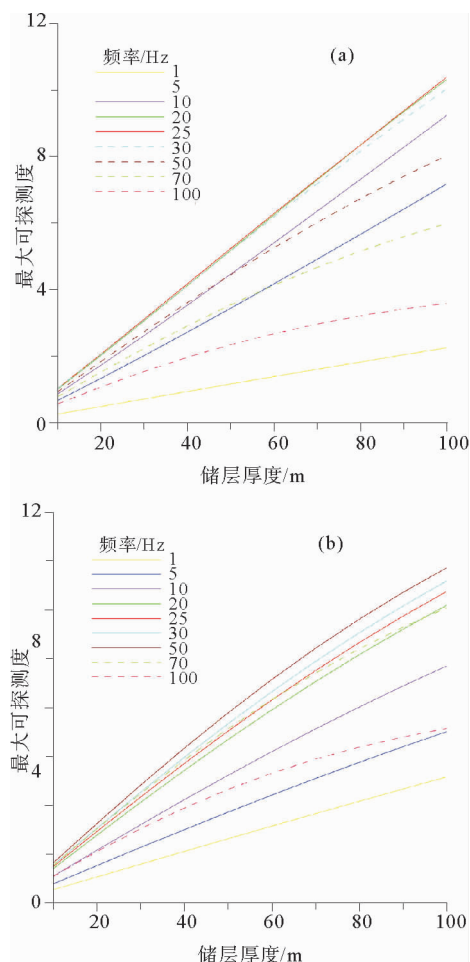
2 储层参数变化可探测度的影响

以图 1 所示一维水合物模型为例,通过分别改变 h_2 、 h_3 和 ρ_3 来探讨深水环境(水深 $h_1 = 1\,200\text{ m}$)和浅水环境(水深 $h_1 = 200\text{ m}$)下水合物储层厚度、电阻率和埋深对可探测度的影响。

2.1 储层厚度变化时的可探测度

针对图 1 所示的一维水合物模型,在其他参数完全相同的情况下($h_2 = 190\text{ m}$, $\rho_3 = 3.0\ \Omega\text{m}$),分别计算深水环境($h_1 = 1\,200\text{ m}$)和浅水环境($h_1 = 200\text{ m}$)下各种储层厚度 h_3 的电场水平分量(E_x)

可探测度。图 4 表示不同频率时电场水平分量 E_x 的最大可探测度(指某一频率可探测度—收发距曲线上的最大值)随储层厚度变化的曲线。



(a)深水环境($h_1=1\ 200\text{ m}$);(b)浅水环境($h_1=200\text{ m}$)

图 4 不同频率时最大可探测度随储层厚度变化的曲线

Fig. 4 The maximal value of detectivity versus the thickness of the reservoir layer

由图 4a、b 可知,深水环境和浅水环境下储层电阻率对最大可探测度的影响类似:

(1)当频率固定时,最大可探测度随着储层厚度的增大而增大;当频率 $<1\text{ Hz}$ 时,最大可探测度基本上 <2 ,即目标模型与背景模型电磁场之间的最大差值低于噪音水平的 2 倍,水合物储层可能难以被探测到。

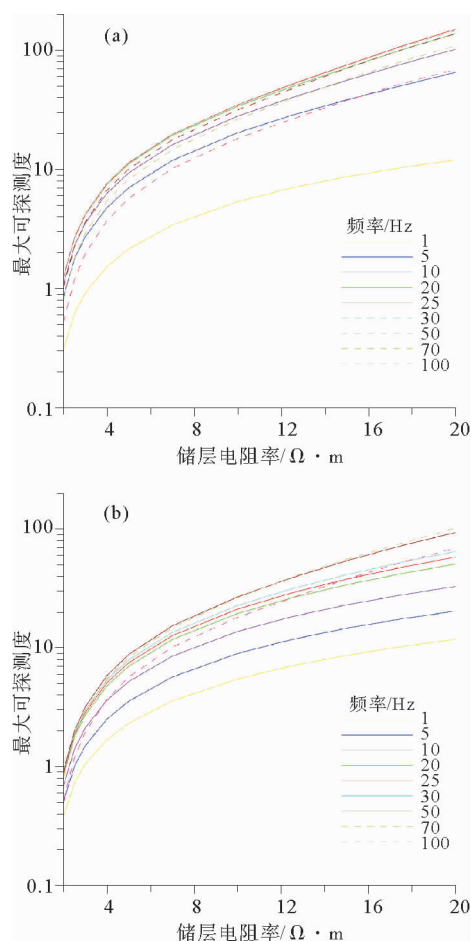
(2)在深水环境下,当频率位于 $1\sim 25\text{ Hz}$ 范围时,最大可探测度随着频率的增大而增大;当储层厚度 $<20\text{ m}$ 时,最大可探测度 <2 ,这意味着厚度 $<20\text{ m}$ 的水合物储层可能难以被探测到;而当

频率 $>25\text{ Hz}$ ($30\sim 100\text{ Hz}$)时,最大可探测度随着频率的增大而减小。

(3)在浅水环境下,当频率在 $1\sim 50\text{ Hz}$ 范围内时,最大可探测度随着频率的增大而增大;当储层厚度 $<30\text{ m}$ 时,最大可探测度均 <2 ,这意味着厚度 $<30\text{ m}$ 的水合物储层可能难以被探测到;而当频率 $>50\text{ Hz}$ ($50\sim 100\text{ Hz}$)时,最大可探测度随着频率的增大而减小。

2.2 储层电阻率变化时的可探测度

针对图 1 所示的一维水合物模型,在其他参数完全相同的情况下($h_2=190\text{ m}$, $h_3=40\text{ m}$),分别计算深水环境($h_1=1\ 200\text{ m}$)和浅水环境($h_1=200\text{ m}$)下各种储层电阻率 ρ_3 的电场水平分量(E_x)可探测度。图 5 为不同频率时电场水平分



(a)深水环境($h_1=1\ 200\text{ m}$);(b)浅水环境($h_1=200\text{ m}$)

图 5 不同频率时最大可探测度随储层电阻率变化的曲线

Fig. 5 The maximal value of detectivity versus the reservoir's resistivity

量 E_x 的最大可探测度随储层电阻率变化的曲线。

由图 5a、b 可知,深水环境和浅水环境下储层电阻率对最大可探测度的影响类似:

(1)当频率固定时,最大可探测度随着储层电阻率的增大而增大;当储层电阻率 $< 6 \Omega\text{m}$ 时,最大可探测度增幅较快,而当它超过 $6 \Omega\text{m}$ 时,其增幅变慢。

(2)在深水环境下,当频率 $< 25 \text{ Hz}$ 时,最大可探测度随着频率的增大而增大;当频率 $> 25 \text{ Hz}$ ($30 \sim 100 \text{ Hz}$) 时,最大可探测度随着频率的增大而减小。

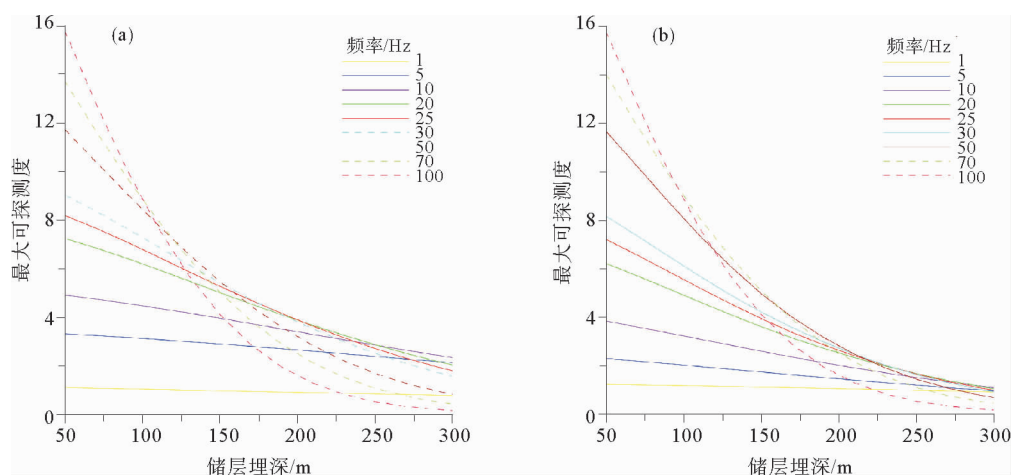
(3)在浅水环境下,当频率 $< 50 \text{ Hz}$ 时,最大

可探测度随着频率的增大而增大;当频率 $> 50 \text{ Hz}$ ($50 \sim 100 \text{ Hz}$) 时,最大可探测度随着频率的增大而减小。

2.3 储层埋深变化时的可探测度

针对图 1 所示的一维水合物模型,在其他参数完全相同的情况下 ($h_3 = 40 \text{ m}$, $\rho_3 = 3.0 \Omega\text{m}$),分别计算深水环境(水深 $h_1 = 1200 \text{ m}$)和浅水环境(水深 $h_1 = 200 \text{ m}$)下各种储层埋深 h_2 的电场水平分量 (E_x) 可探测度。图 6 为不同频率时电场水平分量 E_x 的最大可探测度随储层埋深变化的曲线。

由图 6a、b 可知,深水环境和浅水环境下储层



(a) 深水环境 ($h_1 = 1200 \text{ m}$); (b) 浅水环境 ($h_1 = 200 \text{ m}$)

图 6 不同频率时最大可探测度随储层埋深变化的曲线

Fig. 6 The maximal value of detectivity versus the burial depth of the reservoir layer

埋深对最大可探测度值的影响类似:

(1)当频率固定时,最大可探测度随着储层埋深的增大而减小;而当频率 $< 1 \text{ Hz}$ 时,最大可探测度均 < 2 ,则含有水合物的储层很难被探测到。当储层埋深 $< 100 \text{ m}$ 时,最大可探测度随着频率的增大而增大。

(2)在深水环境下,当频率 $< 25 \text{ Hz}$ 时,最大可探测度减小的幅度较慢,而当频率超过 25 Hz 后,最大可探测度减小的幅度变快。

(3)在浅水环境下,当频率 $< 50 \text{ Hz}$ 时,最大可探测度减小的幅度较慢,而当频率超过 50 Hz 后,最大可探测度减小的幅度变快。

3 结论

将电磁场振幅和相位信息综合考虑在内,定义了一个反映目标层可探测程度的量——可探测度,并对一维水合物模型进行了海洋 CSEM 正演计算,比较了深水环境和浅水环境下的归一化场、有效异常和可探测度对高阻薄层的探测能力,并具体分析了天然气水合物储层厚度、电阻率和埋深变化时可探测度的特点。

(1)目标层可探测度越大,表明越容易被探测到。较之归一化场和有效异常,可探测度受空气

波的影响最弱。在浅水环境下,归一化场和有效异常受空气波影响畸变严重,而可探测度受空气波影响较小,易于识别高阻薄层。

(2)可探测度与水合物储层厚度、电阻率和埋深有关,可探测度随着储层厚度的增加和电阻率的增大而增大,但它随着其埋深的增大而减小。

(3)对于一定的水合物模型,存在一个最佳探测频率范围,并且最佳探测频与海水深度有关。

参考文献:

- [1] 史斗,郑军卫.世界天然气水合物研究开发现状和前景[J].地球科学进展,1999,14(4):330-338.
- [2] 沈金松,陈小宏.海洋油气勘探中可控源电磁探测法(CSEM)的发展与启示[J].石油地球物理勘探,2009,44(1):119-129.
- [3] Weitemeyer K, Constable S, Key K, et al. First results from a marine controlled-source electromagnetic survey to detect gas hydrates offshore Oregon[J]. Geophysical Research Letters, 2006, 33: 629-632.
- [4] Weitemeyer K, Constable S. Mapping gas hydrates and shallow sedimentary structure in the Gulf of Mexico using marine controlled source electromagnetics[C]// 20th IAGA WG 1. 2 Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth, 2010.
- [5] Yuan J, Edwards R N. The assessment of marine gas hydrates through electronic remote sounding: Hydrate without a BSR[J]. Geophysical Research Letters, 2000, 27(16): 2 397-2 400.
- [6] Schwalenberg K, Willoughby E, Mir R, et al. Marine gas hydrate electromagnetic signatures in Cascadia and their correlation with seismic blank zones[J]. First Break, 2005, 23(4): 57-63.
- [7] Schwalenberg K, Haeckel M, Poort J, et al. Evaluation of gas hydrate deposits in an active seep area using marine controlled source electromagnetics: results from Opouawe Bank, Hikurangi Margin, New Zealand[J]. Marine Geology, 2010, 272(1-4): 79-88.
- [8] 裴建新,王启,张秀丽.海洋 CSEM 探测海底天然气水合物的有效异常研究[J].石油地球物理勘探,2015,50(1): 177-183.
- [9] Ellingsrud S, Sinha C, Constable S, et al. Remote sensing of hydrocarbon layers by Sea Bed Logging(SBL): results from a cruise offshore Angola[J]. The Leading EDGE, 2002, 21(10): 972-982.
- [10] Brown V, Hoversten M, Key K, et al. Resolution of reservoir scale electrical anisotropy from marine CSEM data[J]. Geophysics, 2012, 77(2): E147-E158.
- [11] Mittet R. Normalized amplitude ratios for frequency-domain CSEM in very shallow water[J]. First Break, 2008, 26(11): 47-54.

DETECTIVITY OF HIGH-RESISTIVITY GAS HYDRATE LAYERS WITH MARINE CSEM METHOD

LIU Tingting¹, LI Yuguo^{1,2*}

(1 College of Marine Geosciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China;

2 Key Laboratory of Submarine Geosciences and Prospecting Techniques, Ministry of Education, Qingdao 266100, China)

Abstract: In this paper, we investigated the resolution of marine Controlled-Source Electro-Magnetic (CSEM) data for thin high resistivity gas hydrate layer. We introduced the term of detectivity that incorporates both the amplitude and phase information in this discussion. The analyses of the 1D CSEM data show that in deep water environment, the three diagnostic tools (the normalized amplitude ratio, the effective anomaly and the detectivity) can give a reliable diagnostic signature of gas hydrate. In shallow water, however, both the normalized field and the effective anomaly are poor diagnostic tools, heavily affected by air waves. The detectivity is hardly affected by air waves. For all water depths, it is a good diagnostic tool for a thin reservoir of high resistivity.

Key words: marine CSEM; gas hydrates; detectivity; reservoir thickness; reservoir resistivity; reservoir buried depth