海洋地质与第四纪地质
MARINE GEOLOGY & QUATERNARY GEOLOGY

海洋CSEM法探测海底淡水资源可行性初探

吴晓婷，李予国，段双敏

The feasibility of marine CSEM method for detecting offshore freshened groundwater reservoirs

WU Xiaoting, LI Yuguo, and DUAN Shuangmin

在线阅读 View online: https://doi.org/10.16562/j.cnki.0256-1492.2023071902

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

冷泉羽状流多波束水体声学探测技术与应用

Acoustic detecting technology based on multibeam water column imaging and its application to cold seep plume

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(4): 222-231

海洋天然气水合物储层特性及其资源量评价方法

Characteristics of marine gas hydrate reservoir and its resource evaluation methods

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(5): 44-57

基于ERT技术的含水合物沉积物可视化探测模拟实验

An experimental study on visual detection of hydrate-bearing sediments based on ERT

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(6): 206-212

海底泥火山的甲烷迁移与转化及其对海洋碳输入的影响

Methane migration and consumption in submarine mud volcanism and their impacts on marine carbon input

海洋地质与第四纪地质. 2020, 40(6): 1-13

中国近海新构造活动断裂调查与地震勘探方法

Seismic survey and exploration methods for Neotectonic active faults in the area off China continent

海洋地质与第四纪地质. 2020, 40(6): 121-132

海洋沉积过程的铀系放射性核素示踪技术：物源识别、沉积、再悬浮

Using uranium-series radionuclides as tools for tracing marine sedimentary processes: Source identification, sedimentation rate, and sediment resuspension

海洋地质与第四纪地质. 2020, 40(1): 60-70

关注微信公众号，获得更多资讯信息

吴晓婷, 李予国, 段双敏. 海洋 CSEM 法探测海底淡水资源可行性初探——以长江口崾泗古河道为例 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 2024, 44(6): 204-215.
WU Xiaoting, LI Yuguo, DUAN Shuangmin. The feasibility of marine CSEM method for detecting offshore freshened groundwater reservoirs[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2024, 44(6): 204-215.

海洋 CSEM 法探测海底淡水资源可行性初探——以长江口崾泗古河道为例

吴晓婷[1], 李予国[1,2], 段双敏[1]
1. 中国海洋大学海洋地球科学学院, 青岛 266100
2. 海洋油气勘探国家工程研究中心, 北京 100000

摘要: 海底淡水是一种天然淡水资源, 主要位于近海大陆架区域, 来自陆地渗透水或是由海平面升降所形成的古河道中。传统地震方法在储层流体盐度变化的识别中存在一定的局限性, 而海洋可控源电磁法(CSEM)对高阻薄层敏感, 有利于通过观测淡水储层和围岩电阻率差异引起的电磁异常来探测淡水资源。本文研究区域位于长江口崾泗古河道, 基于“崾泗一井”水文地球物理测井数据建立长江口崾泗古河道淡水储层地电模型, 并利用数值模拟方法分析该区域淡水储层海洋可控源电磁响应特征。结果表明, 利用海洋 CSEM 方法对高阻薄层强敏感度的特征探测海底淡水资源具有一定的优势, 能够有效探测到高阻薄层引起的电磁场异常响应, 具有较好的淡水储层识别能力。因此, 该方法应用于长江口崾泗古河道淡水储层探测是可行的。

关键词: 海洋可控源电磁法; 海底淡水; 可探测度; 崾泗
中图分类号: P736 **文献标识码:** A **DOI:** 10.16562/j.cnki.0256-1492.2023071902

The feasibility of marine CSEM method for detecting offshore freshened groundwater reservoirs

WU Xiaoting[1], LI Yuguo[1,2], DUAN Shuangmin[1]
1. College of marine geosciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China
2. National Engineering Research Center of Offshore Oil and Gas Exploration, Beijing 100000, China

Abstract: Offshore freshened groundwater (OFG) is a natural freshwater resource located mainly in the continental shelf region, from either onshore coastal aquifers or paleo-channels formed in sea-level lowstands. Conventional seismic methods have certain limitations in identifying salinity changes. Fortunately, the marine CSEM (controlled source electromagnetic method) is sensitive to high-resistivity thin layers, which is beneficial for detection of OFG by analyzing electromagnetic anomalies caused by the contrast of resistivity between the freshwater reservoirs and surrounding sediments. Paleo-channels in Shengsi in the Yangtze River estuary were studied. Based on the hydrogeological and logging data of "Shengsi No. 1 Well", a geoelectric model was established to analyze the marine CSEM responses. Results indicate that the marine CSEM could effectively detect electromagnetic anomalies caused by high-resistivity thin layers, and has good ability to locate underground freshwater reservoirs; its application for the detection of OFG in the Shengsi paleo-channel is feasible.

Key words: marine CSEM; OFG; detectivity; Shengsi

沿海城市庞大的人口和巨大的经济压力导致沿海城市淡水资源严重短缺, 海岛作为国家的海防前线以及海洋资源开发和利用的基地, 缺水情况更为严重。20 世纪中后期, 研究者在海底古河道发现了淡水资源[1], 从海底地层寻找淡水成为解决淡水资源短缺问题的新途径。

海底淡水(offshore freshened groundwater, 简称 OFG)是存在于海底沉积物孔隙和岩石裂缝中的天然淡水资源, 其盐度低于海水[2]。全球海底淡水的容量高达一百万 km^3, 主要分布在距离海岸线 55 km、

资助项目: 国家重点研发计划政府间国际科技创新合作项目“海底淡水资源的海洋地球物理探测技术”(2021YFE0108800); 中国博士后科学基金资助项目(2022M712986)
作者简介: 吴晓婷(1998—), 女, 硕士研究生, 地质资源与地质工程专业, E-mail: wu_xiao_ting@163.com
通讯作者: 李予国(1965—), 男, 博士, 教授, 主要从事电磁场正反演方法和海洋电磁法研究, E-mail: yuguo@ouc.edu.cn
收稿日期: 2023-07-19; **改回日期:** 2023-11-01. 张现荣编辑

水深 100 m 以内的区域。OFG 类型分为两类, 即连通型和不连通型。前者含水层连通陆地与大陆边缘, 通过地表降水补充, 而后者是封闭且不流通的[3]。随着时间的推移, 这两种类型的海底淡水层都会受到盐水入侵的影响。探测海底淡水储层的地球物理方法主要有海洋大地电磁测深法(MT)、海洋可控源电磁法(CSEM)、高分辨率浅层反射地震[4] 等勘探方法[5-7]。

淡水储层存在流体盐度和孔隙度差异。地震速度对孔隙度和岩性变化敏感, 而对盐度变化不够敏感, 但电阻率对孔隙度和盐度变化均较敏感。淡水储层孔隙水的电阻率要比高盐度孔隙水的电阻率高许多, 因而淡水储层通常显示高电阻率值。海洋 CSEM 方法通过观测围岩与储层电阻率差异引起的电磁异常[8] 有效地探测 OFG 分布, 并绘制淡水和咸水界面的入侵机制与空间变化。此外, 储层电阻率越高, 电磁场振幅衰减越慢, 因此 CSEM 对高阻薄层尤其敏感。

近年来, 国外研究者已在北大西洋、地中海等区域利用海洋 CSEM 方法[9] 实现了近海淡水储层成像[10-14] 以及淡水储层参数估算[15-16]。研究者还通过模型构建和数值模拟方法, 分析了海洋 CSEM 在探测 OFG 储层的可行性[17-18], 也将海洋 CSEM 数据与岩芯样品、地质模型联合解释, 识别岩性边界、局部孔隙异常或 OFG 发生的异常特征[19]。通常采用近海面拖曳式海洋 CSEM 探测方法, 以实现更快速的数据采集[20-21], 并且近海面拖曳方式可以避免因地形起伏造成的施工限制[22]。在浅水区, 空气波的影响严重[23-24], 而空气波对可探测度的影响较小, 可以利用可探测度来分析 CSEM 对高阻薄层的探测能力。

1　长江口嵊泗古河道淡水储层地电模型

1.1　区域地质概况

本文研究区位于浙江舟山群岛北部的嵊泗列岛, 属于海上列岛,与内陆相距较远, 淡水匮乏, 居民生活用水问题严峻。20 世纪 90 年代, 浙江舟山嵊泗群岛北部开展了电火花浅地震路线调查、水文地质钻探及水文物探测井、高分辨率地震调查及单道浅地震调查工作, 获取了含水层的埋深、厚度、水量和水质等信息[25]。距嵊泗岛礁约 10 海里的“嵊泗一井”(30°53′34.88″N、122°25′25.05″E)深约 300 m(图 1), 在 155～195 m 深处是微咸水储层, 厚度约 40 m, 属于下更新统地层; 淡水储层大致在 235～255 m 深处, 厚度约 20 m, 属于下更新统地层。经过对长江口嵊泗海域海底物探和钻探勘察, 发现在下更新统地层中存在 5 个承压含水层, 其中淡水储层总厚度可达 60 m, 日出水量约 3 000 t, 初步估算海底淡水总资源量约 38×10^8 m^3[26]。

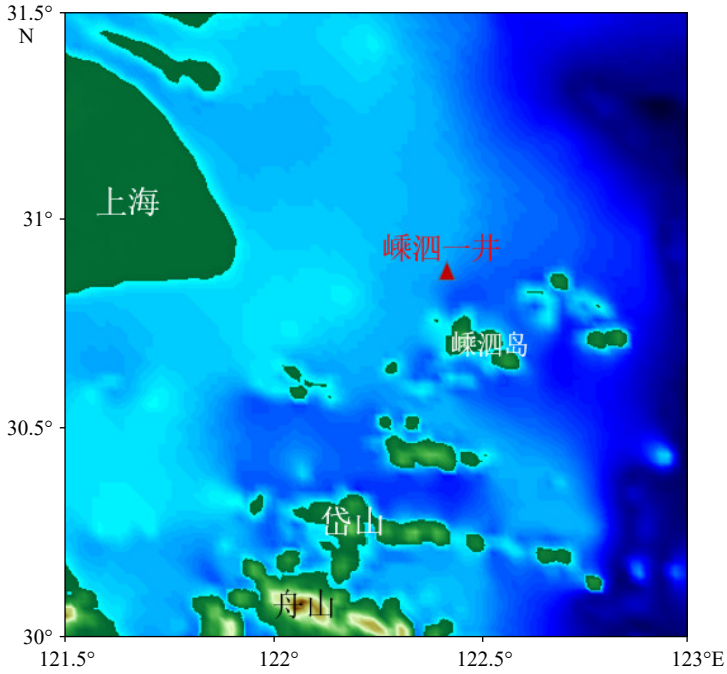

图 1　舟山北部海域测井点位图[27]

Fig.1　Location of the logging sites in the northern Zhoushan sea area[27]

1.2 阿尔奇公式及其参数估算

根据 Archie 在 1942 年发表的关于砂岩电阻率的定律，对于纯净的、无泥质且 100% 含水的砂岩，即含水饱和度 S_w=100% 时的砂岩，砂岩电阻率ρ_m与孔隙水电阻率ρ_f成正比，其比例因子为Φ^{-m}[28]：

$$\rho_m = \rho_f \Phi^{-m} \tag{1}$$

式中，Φ为孔隙度，m 是与孔隙度有关的胶结指数。在海底沉积岩中，m 取值范围为 1.5～2.5 [29]。将式 (1) 左右两边同时取以 10 为底的对数，可得：

$$\lg\rho_{m_i} = -m_i \cdot \lg \Phi_i + \lg\rho_{f_i} \quad (i = 1,2,3) \tag{2}$$

在$\lg\rho_m$为纵轴，$\lg\Phi$为横轴的双对数坐标系中，方程 (2) 表示一条直线，m 为该直线的斜率，$\lg\rho_f$为截距。由于m>0，故该直线沿左上-右下方向延伸。当$\lg\rho_f$≥0时，ρ_f≥1 Ω·m；当$\lg\rho_f$<0时，ρ_f<1 Ω·m。

参照嵊泗一井深度 95.6～274.2 m 区间沉积层水文测井数据（表 1）提供的岩层孔隙度和电阻率信息，利用阿尔奇公式构建岩石物理模型，可以计算得到长江口嵊泗古河道淡水储层地电模型参数，从而建立淡水储层地电模型。

根据表 1 中咸水、微咸水和淡水的孔隙度Φ和电阻率ρ_m，分别取它们的对数，并分别将咸水、微咸水和淡水 3 种性质的测井解释数据绘制于图 2 中。

根据一次线性回归拟合方法，分别对咸水、微咸水和淡水 3 种性质的测井解释数据进行线性回归拟合，绘制成 3 条$\lg\rho_m$-$\lg\Phi$直线（图 2），得到孔隙度与地层电阻率的耦合关系。m 是直线斜率的绝对值，截距是ρ_f的对数，从而可以根据直线方程确

表 1 嵊泗一井水文测井解释成果表[30]

Table 1 Results of hydrological logging interpretation of Shengsi No. 1 well

岩性	深度/m	厚度/m	$\bar{\rho}_s$/(Ω·M)	Φ/%	含水层性质
中细粗砂互层	95.6～139.1	43.5	1.6～4	5.7～48	咸水
细砂	140.6～142.8	2.2	1.0	5.7～30	咸水
粉细砂	145.6～151.4	5.8	2	30	咸水
亚砂土	155.4～158.0	2.6	3	46	咸水
粉细砂夹亚黏土	158.0～173.3	15.3	6.6～10.6	7～25	淡（微咸）水
中砂	173.3～179.6	6.3	14	20	淡（微咸）水
粉细砂	179.6～180.8	1.2	10.50	15	淡（微咸）水
中细砂	180.8～184.4	3.6	12	15～20	淡（微咸）水
粉细砂	184.4～185.0	0.6	6	15	淡（微咸）水
粉细砂	186.1～192.3	6.2	6	10～29	淡（微咸）水
亚砂土	192.3～198.4	6.1	3	28	咸水
中粗砂	198.4～219.0	20.6	1.2～2.8	20.9	咸水
粉砂（土）	229.0～231.4	2.4	2.40	0～32	咸水
细砂	231.4～233.1	1.7	8.80	0～53	咸水
粉砂（土）	233.1～234.5	1.4	4	23	咸水
砂砾石	234.5～245.0	10.5	76	13～32	淡水
含砾粗砂	246.2～248.0	1.8	20	27～45	淡水
中细砂	248.0～250.8	2.8	11	6～27	淡水
砂砾石	250.80～256.00	5.2	76	6～30	淡水
泥质粗砂	263.0～266.6	3.6	16	0～27	咸水
泥质中砂	266.6～270.8	4.2	10	13～40	咸水
含砾泥质中砂	270.8～274.2	3.4	15	13	咸水

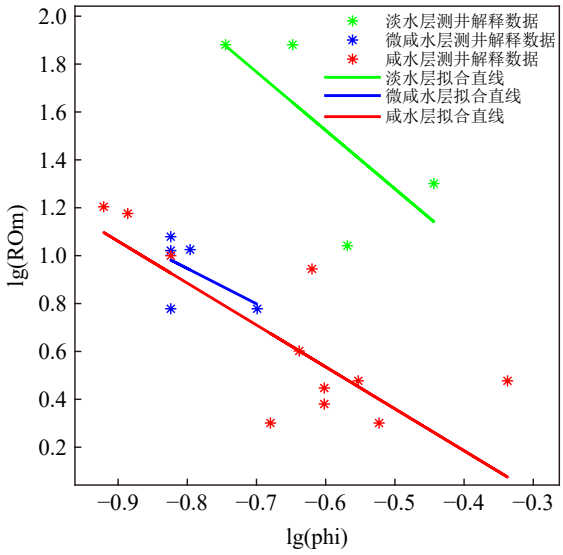

图 2　孔隙度和地层电阻率耦合关系

Fig.2　Coupled relationship between porosity and ρ_m

定 3 种性质沉积层的 m 值和孔隙水电阻率ρ_f。最终可以得到含淡水砂层(绿色直线)的 $m_1 = 2.4$, $\rho_{f_1} = 1.15\ \Omega\cdot$m; 含微咸水砂层(蓝色直线)的$m_2 = 1.5$, $\rho_{f_2} = 0.58\ \Omega\cdot$m; 含咸水砂层(红色直线)的$m_3 = 1.8$, $\rho_{f_3} = 0.31\ \Omega\cdot$m。

1.3　长江口崵泗古河道淡水储层 1D 地电模型

“崵泗一井”区域水深 13.5 m[31], 结合表 1 沉积层埋深和含水层性质等数据, 建立如图 3a 所示含水层地电模型, 可以看作为各个相同含水性质薄地层的等效地电模型。包括空气层(假定电阻率为 $10^{12}\ \Omega\cdot$m), 该模型由 7 个水平地层组成。第 2 层为海水层, 电阻率为0.3 Ω·m。结合表 1 实际测得的孔隙度范围, 假定第 3—7 层孔隙度分别为 30%、20%、20.9%、20% 和 20%, 根据图 2 所示拟合后的直线方程, 分别计算得到第 3—7 层电阻率(图 3a)。图 3b 是不含淡水层和微咸水层的背景模型, 假定 171.5～269.5 m 深度处是电阻率为5.2 Ω·m的咸水层。

2　模型分析

基于一维淡水储层地电模型进行海洋 CSEM 一维正演模拟, 探究海洋 CSEM 探测淡水储层的可行性。首先, 利用一维 CSEM 正演模拟, 分析长江口崵泗古河道淡水储层地电模型的可探测度。然后, 改变淡水储层的埋深、厚度以及间距, 利用正演模拟分析淡水储层参数对海洋 CSEM 正演响应的影响。

观测系统设置为轴向(inline)模式, 坐标系遵循右手定则。水平激发电偶极子源拖曳于水下 0.5 m 处, 沿 y 方向在(0、0、0.5 m)到(0、5 000、0.5 m)之间每隔 100 m 激发 1 次, 总共激发 51 次, 激发频率范围为 1～49 Hz, 以 1 Hz 为基频, 共 25 个频率。电磁采集站位于海底(0、0、13.5 m)处。以该观测系统进行正演模拟时, 水平电场E_y方向能量最强, 后文主要计算和分析水平电场响应E_y。

2.1　海洋 CSEM 磁异常特征参数

为了直观地解释海洋 CSEM 资料, 通常计算含有储层模型电场振幅与不含储层背景模型电场振幅的比值, 又称归一化振幅:

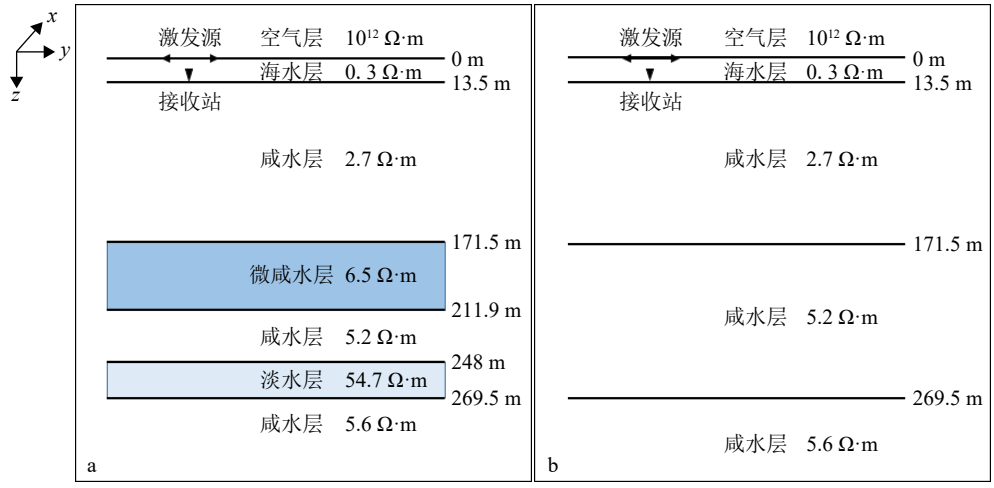

图 3　长江口崵泗古河道淡水储层地电模型示意图

a: 含淡水和咸水储层模型, b: 背景模型。

Fig.3　Schematic diagram of geoelectric models of OFG in paleo-channels in Shengsi in Yangtze River.

a: Model of fresh and brackish reservoirs, b: background model.

$$N = \frac{|E_{\text{total}}|}{|E_{\text{back}}|} \tag{3}$$

式中 N 表示归一化振幅，$|E_{\text{total}}|$ 和 $|E_{\text{back}}|$ 分别表示含有储层模型和背景模型的电场幅值。振幅比 N 大于 1，意味着海底介质可能存在高阻储层。

在计算归一化振幅时，由于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声等干扰因素的影响，故而依据归一化异常解释海洋 CSEM 资料时有可能产生较大的偏差。此外，电磁场为复数场，只有利用振幅和相位两个场量才能正确描述电磁场的特征。综合考虑电磁场相位信息以及观测噪声等因素对电场响应的影响，刘婷婷和李予国[32]定义了一个可以反映目标层可探测程度的物理量-可探测度，其计算公式为：

$$D = \frac{|E_{\text{total}} - E_{\text{back}}|}{|E_{\text{noise}}|} \tag{4}$$

$$E_{\text{noise}} = \sqrt{E_{\text{rel}}^2 + \Delta E_{\text{rot}}^2 + E_{\text{abs}}^2} \tag{5}$$

式中 D 表示可探测度，$|E_{\text{total}} - E_{\text{back}}|$ 表示含有储层模型的电场与背景模型电场之差的幅值，$|E_{\text{noise}}|$ 表示电场的噪声水平。E_{rel} 为电场振幅的相对误差，通常假定相对误差为振幅值的 5%。ΔE_{rot} 为由海底电磁采集站电场测量臂方向的不确定性引起的误差。E_{abs} 为绝对误差，即海底电磁记录仪的本底噪声，假定 $E_{\text{abs}} = 10^{-14}$ V/Am^2。

2.2 模型响应分析

利用一维海洋 CSEM 正演程序，我们模拟长江口崾泗古河道淡水储层地电模型（图 3）海洋 CSEM 电磁响应，并计算归一化振幅和可探测度（图 4）。图 4 中横坐标是发射场源和电磁采集站之间的水平距离，即收发距，纵坐标是对数频率。黑色线表示淡水储层地电模型水平电场幅值等值线。

由图 4 可见，频率为 1～3 Hz 时，归一化振幅和可探测度峰值都较小；频率为 3～49 Hz 时，归一化振幅峰值最大能达到 2，可探测度峰值可以达到 20，相差将近 10 倍。从可探测度峰值的对比上来看，可探测度数值越大，可探测度对储层的识别能力越强。另外，归一化振幅异常的频率范围和收发距范围更大，而可探测度异常的更为集中，利用可探测度更有利于分析淡水储层异常响应。激发频率过高时，电磁场衰减快，数据信噪比低，因此结合图 4 大致确定该研究区域探测海底淡水的最优频率范围为 3～30 Hz，收发距范围为 1～2 km。

为了更直观地对比各种频率可控源电场响应特征，图 5 展示了 6 个激发频率（3、9、15、21、27 和 33 Hz）的归一化电场响应曲线和可探测度。

从图 5a 可见，所有 6 个频率的归一化曲线都有一个极大值和一个极小值。当收发距很小时，淡水储层的影响很小，海洋 CSEM 响应接近于背景模型的情况，故归一化趋近于 1。随着收发距的增大，高阻淡水储层的影响逐渐呈现，归一化幅值大于 1 并愈来愈大，直至到极大值，之后随着收发距的继续增大归一化值逐渐减小，直至小于 1，并达到极小值，然后逐渐增大，最后趋近于 1。归一化振幅之所以出现小于 1 的情况是由于海洋 CSEM 响应受到

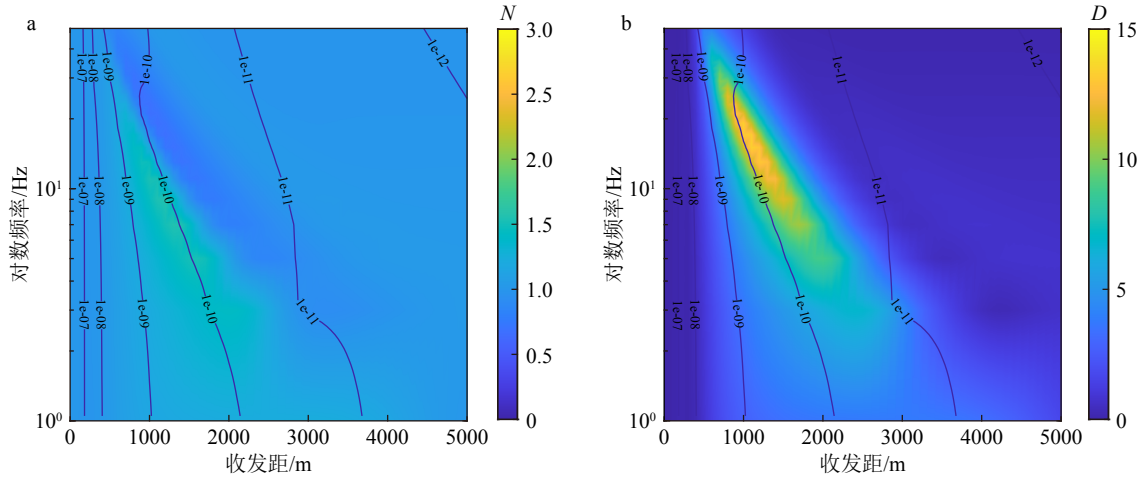

图 4 淡水储层地电模型海洋 CSEM 响应

a: 归一化振幅，b: 可探测度。

Fig.4 Marine CSEM response of the OFG resistivity model

a: Normalized amplitude, b: detectivity.

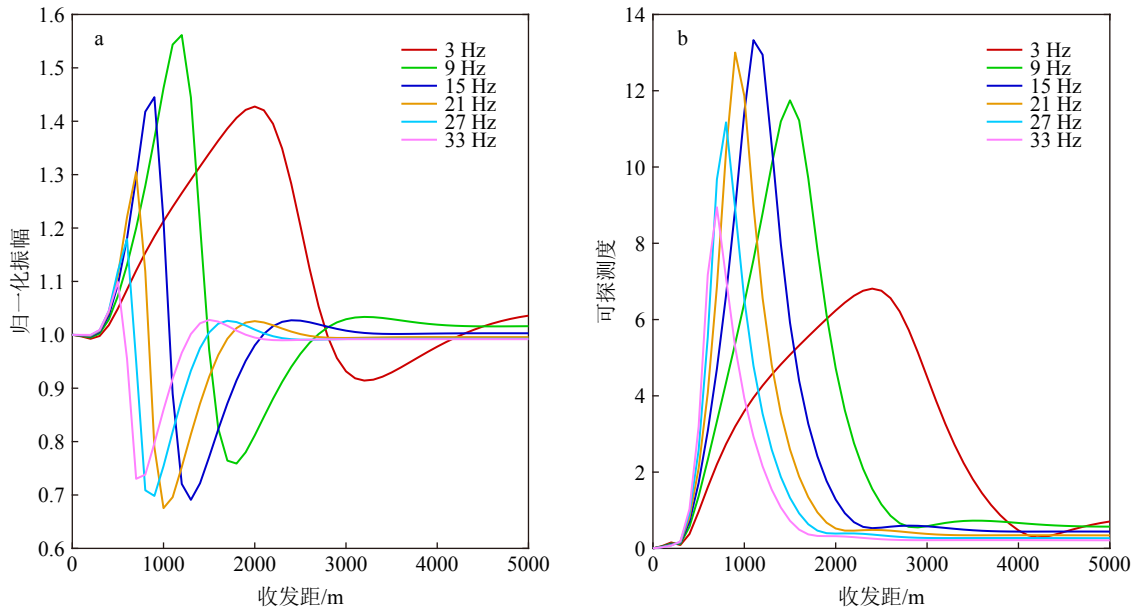

图 5　6 个激发频率的淡水储层模型 CSEM 电场响应曲线

a: 归一化振幅, b: 可探测度。

Fig.5　electric field response curves of CSEM for the OFG resistivity model in 6 excited frequencies

a: Normalized amplitude, b: detectivity.

空气波的影响。频率越大, 电场归一化振幅受空气波的影响愈大。

从图 5b 可见, 各频率的可探测度曲线仅有一个极大值, 可见可探测度对空气波有一定的抑制作用。当收发距很小时, 淡水储层的影响很小, 可探测度趋于 0。收发距大于 300 m 时, 淡水高阻储层的影响逐渐显现, 可探测度从 0 开始逐渐增大, 并随着收发距的增大而增大直至达到极大值。随着收发距的进一步增大, 可探测度开始减小, 并趋于 0。因此, 依托可探测度的显著优势, 后文直接利用可探测度来研究电磁响应。

此外, 由图 5b 可知, 频率为 3 Hz 时, 可探测度响应曲线相对更“宽”, 表现为对应的收发距范围较大, 而频率升高到 15 Hz 后, 响应曲线趋近于尖脉冲, 异常范围进一步缩小, 有利于确定某一频率对应的最优收发距范围。针对该研究区域, 继续提高频率, 可探测度峰值开始减小, 电磁异常逐渐变小。因此, 以可探测度峰值大小为依据可以确定较为合适的激发频率, 从而探测到淡水储层。

2.3　仿真模型分析

为探究淡水储层埋藏深度、厚度和储层间距对海洋可控源电磁响应的影响, 以前述长江口崵泗古河道淡水储层地电模型为例, 讨论淡水储层的埋藏深度、厚度和间距变化对可探测度的影响。

2.3.1　储层埋深

通常情况下, 随着目标层埋藏深度的增大, 海洋 CSEM 电磁响应减弱, 可探测度减小。本节详细分析淡水储层埋藏深度对海洋 CSEM 电场响应的影响。为了便于讨论, 假定咸水层电阻率均为 2.7 Ω·m, 假定微咸水层埋藏深度分别为 50、100 和 200 m, 如图 6 所示。

我们对于不同埋深的淡水储层地电模型进行一维海洋 CSEM 正演模拟, 计算频率为 1～49 Hz, 收发距为 1～5 000 m, 埋藏深度为 50、100 和 200 m 淡水储层地电模型的海洋 CSEM 可探测度(图 7a-c), 并根据 CSEM 可探测峰值响应特征, 绘制 15、25 和 35 Hz 三个频率的可探测度随收发距变化曲线(图 7d-f), 用于进一步对比不同埋深淡水储层地电模型的电场响应差异, 分析如下。

淡水储层埋深 50 m 时, 随着收发距的增大, 可探测度先增大后减小; 频率在 3～49 Hz 范围内收发距为 500～1 500 m, 可探测度均大于 10(图 7a)。图 7b 展示淡水储层埋深为 100 m 时海洋 CSEM 可探测度, 相比于图 7a, 可探测度大于 10 的收发距范围缩小了。当淡水储层埋深为 200 m 时, 可探测度大于 10 的收发距和频率范围最小(图 7c)。这说明埋深越浅, 含淡水高阻储层引起的电磁异常愈大, 可探测度异常范围越大; 淡水储层埋深愈大, 可探测度异常越小。如果储层埋深较大, 需用低频、大

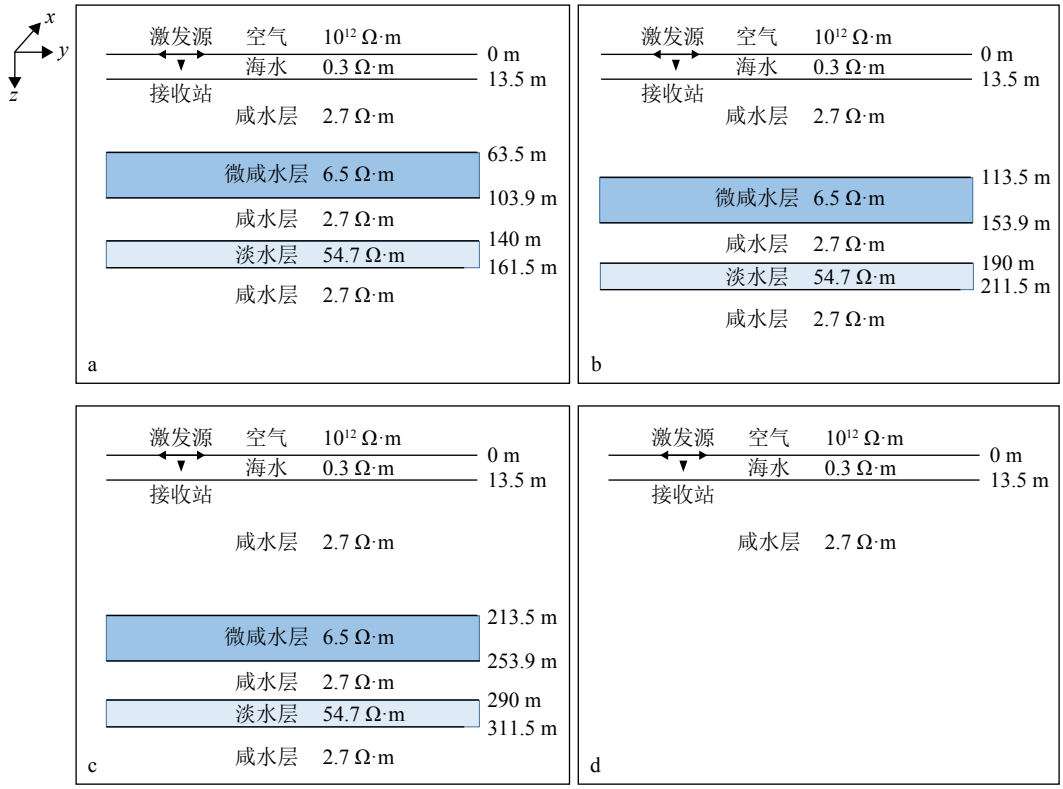

图 6 不同埋深的淡水储层地电模型示意图

a: 50 m, b: 100 m, c: 200 m, d: 背景模型。

Fig.6 Schematic diagram of resistivity model of OFG with different burial depths

a: 50 m, b: 100 m, c: 200 m, d: background model.

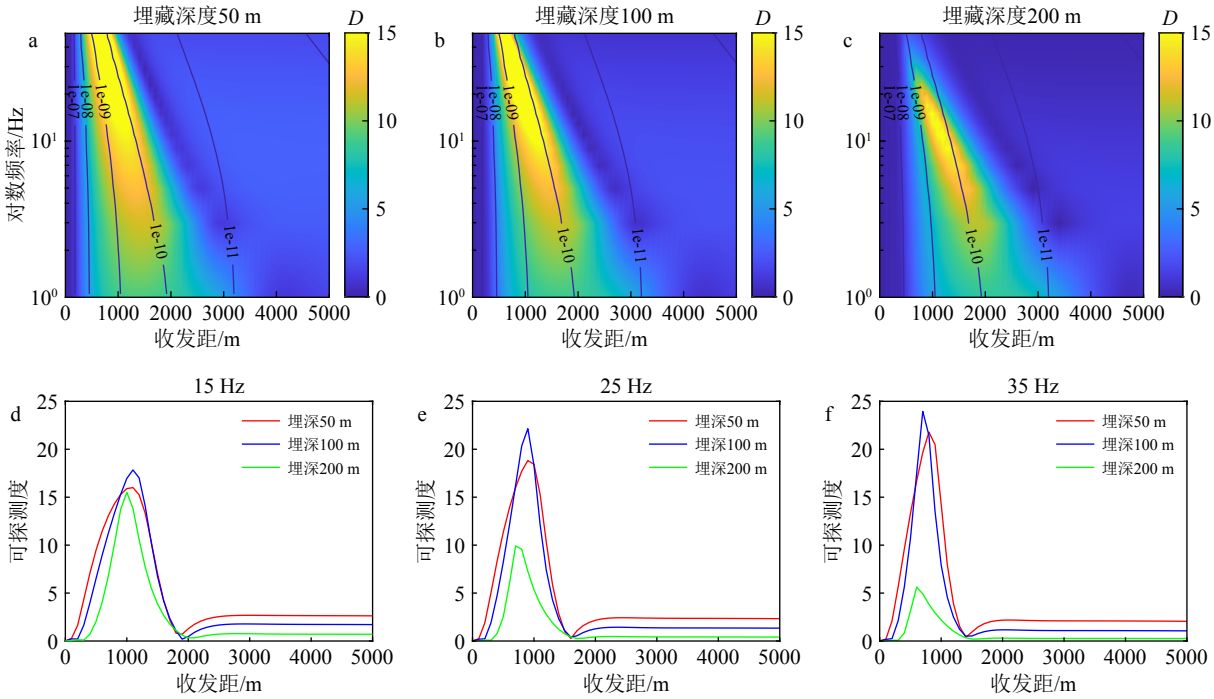

图 7 不同埋深淡水储层地电模型海洋 CSEM 可探测度

黑色线表示淡水储层模型水平电场幅值等值线。

Fig.7 Marine CSEM detectivity in resistivity model of OFG at different burial depths

The black lines in a～c are contours of the horizontal electric field amplitude in the freshwater reservoir model.

收发距的观测系统探测淡水。

从图 7d 可见, 频率为 15 Hz 时, 三条可探测度曲线峰值异常基本接近, 所对应的收发距大致为 1 000 m。频率为 25 Hz 时, 三条曲线明显分离, 绿色曲线(埋深为 200 m)可探测度峰值异常最小, 其值为 10, 蓝色曲线(埋深为 100 m)可探测度峰值异常最大, 其值为 22, 所对应的收发距大致为 900 m(图 7e)。频率为 35 Hz 时, 绿色曲线峰值明显变小, 其值为 6, 蓝色曲线峰值为 24(图 7f)。虽然随着频率提高, 可探测度的峰值进一步增大, 但是频率提高时电磁场衰减尤其严重, 应当结合电磁场衰减情况和可探测度异常确定最优频率。一般来说, 淡水储层埋藏越浅, 激发频率越大, 电磁异常越显著, 但是选择激发频率时需要考虑高频电磁场衰减快、信噪比低的因素。

2.3.2　储层厚度

海底淡水储层厚度存在差异性, 这与近海地质环境、地层演变、海水侵入、淡水输送机制等因素有关。本节分析淡水储层厚度对海洋 CSEM 电场响应的影响。同样的, 为了便于讨论, 假定咸水层电阻率均为 2.7 Ω·m, 且假定微咸水层和淡水层厚度分别为 10、20 和 40 m, 其淡水储层地电模型如图 8 所示。

我们模拟上述不同厚度淡水储层地电模型的海洋 CSEM 响应, 计算频率在 1～49 Hz 范围内收发距为 1～5 000 m, 储层厚度分别为 10、20 和 40 m 淡水储层地电模型的海洋 CSEM 可探测度(图 9a-c), 并绘制 5、15 和 25 Hz 可探测度随收发距变化曲线(图 9d-f), 用于详细对比不同层厚淡水储层地电模型的可探测度响应差异, 分析如下。

淡水储层厚度为 10 m 时, 随着收发距增大, 可探测度先增大后减小; 频率在 5～23 Hz 内收发距为 1 000～1 200 m, 可探测度均大于 10(图 9a)。图 9b 和图 9c 展示了淡水储层厚度分别为 20 和 40 m 时可探测度。储层厚度越大, 可探测度异常越明显, 分布范围越大。

从图 9d 可以看出, 当激发频率为 5 Hz 时, 绿色曲线(层厚为 40 m)可探测度峰值异常最大, 其值为 15, 所对应的收发距是 1 800 m; 红色曲线(层厚为 10 m)可探测度峰值最小, 其值为 7, 所对应的收发距是 1 400 m。激发频率为 15 Hz 时, 可探测度曲线形状看起来更“瘦”(图 9e), 可探测度异常幅值更

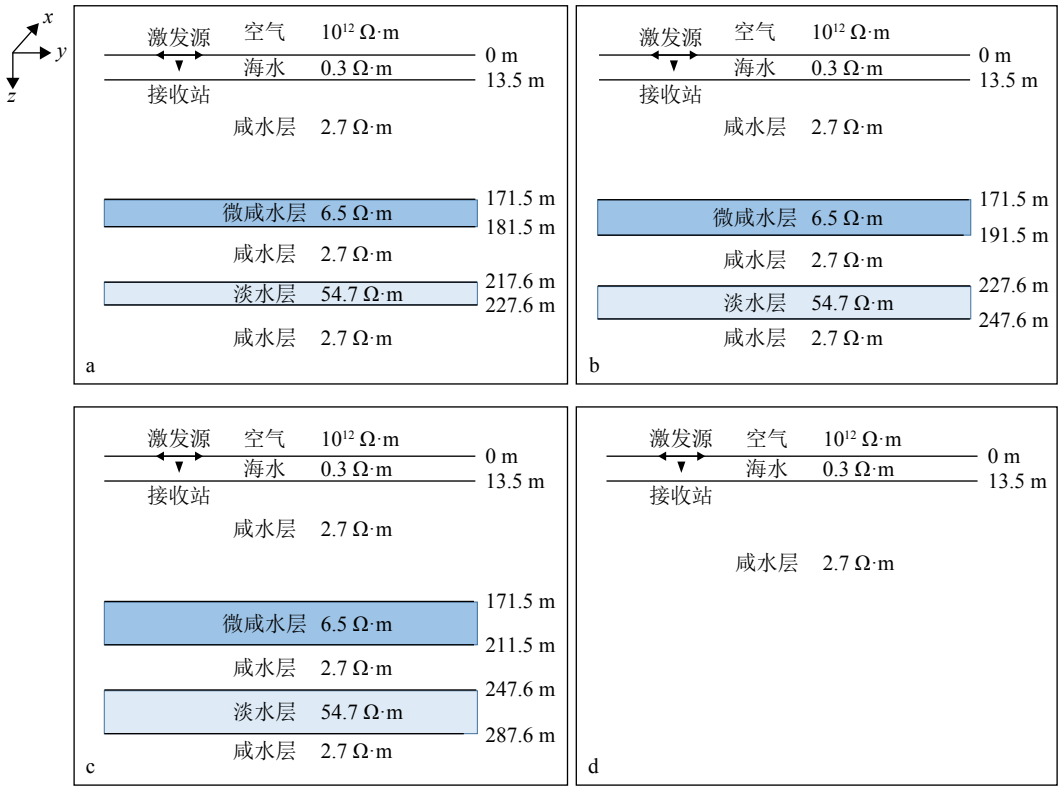

图 8　不同层厚的淡水储层地电模型示意图

a: 10 m, b: 20m, c: 40 m, d: 背景模型。

Fig.8　Schematic diagram of resistivity model of OFG in different layer thicknesses

a: 10 m, b: 20 m, c: 40 m, d: the background model.

大, 其中绿色曲线峰值异常最大, 其值为 24, 所对应的收发距是 1 400 m; 红色曲线峰值最小, 其值为 10, 所对应的收发距是 1 000 m。激发频率为 25 Hz 时, 可探测度曲线看起来最“瘦”(图 9f)。频率越大, 可探测度峰值异常所对应的收发距越小。可探测度对淡水储层厚度变化较敏感, 储层厚度越大, 可探测度峰值越大, 海洋 CSEM 响应越显著, 淡水储层越容易被探测到。

2.3.3 储层间距

为了探究两个淡水储层间距对海洋 CSEM 响应的影响, 我们改变微咸水层和淡水层之间的距离, 研究储层间距对可探测度的影响。为了便于讨论, 假定咸水层电阻率均为 2.7 Ω·m, 微咸水层和淡水层之间的距离分别为 50、100 和 200 m, 其淡水储层地电模型如图 10 所示。

我们模拟不同间距淡水储层地电模型的海洋 CSEM 响应, 计算频率在 1～49 Hz 范围内收发距为 1～5 000 m, 储层间距分别为 50 、100 和 200 m 淡水储层地电模型的海洋 CSEM 可探测度(图 11a-c), 并绘制 5、15 和 25 Hz 可探测度随收发距变化曲线(图 11d-f), 分析如下。

当淡水储层间距为 50 m, 频率在 3～37 Hz 范围内收发距为 1 000～1 500 m 时, 可探测度大于 10(图 11a)。当淡水储层间距为 100 m, 频率在 3～19 Hz 范围内收发距为 1 000～1 500 m 时, 可探测度均大于 10(图 11b)。淡水储层间距为 200 m, 频率在 3～7 Hz 范围内收发距在 1 800～1 900 m 时, 可探测度均大于 10(图 11c), 此时可探测度大于 10 的收发距和频率范围最小。淡水储层间距越小, 海洋 CSEM 响应越显著, 可探测度异常越大。

从图 11d 可以看出, 红色(间距为 50 m)和蓝色(间距为 100 m)曲线基本重合, 可探测度变化趋势相似, 绿色曲线(间距为 200 m)峰值异常最小, 其值为 10, 所对应的收发距为 1 500 m。激发频率为 15 Hz 时(图 11e), 3 条可探测度曲线之间的差异变得明显, 其中红色曲线峰值异常最大, 其值为 17, 所对应的收发距是 1 200 m; 绿色曲线峰值最小, 其值为 7, 所对应的收发距为 900 m。激发频率为 25 Hz 时(图 11f), 可探测度曲线变化趋势与图 11e 相同, 但曲线形状变得更“瘦”。储层间距越大, 相应的埋深越大, 可探测度异常越小。从图 11d-f 可以看出, 随着激发频率的增大, 不同储层间距地电模型可探测度曲线愈来愈分离, 峰值差异更为明显, 分层能力更强。

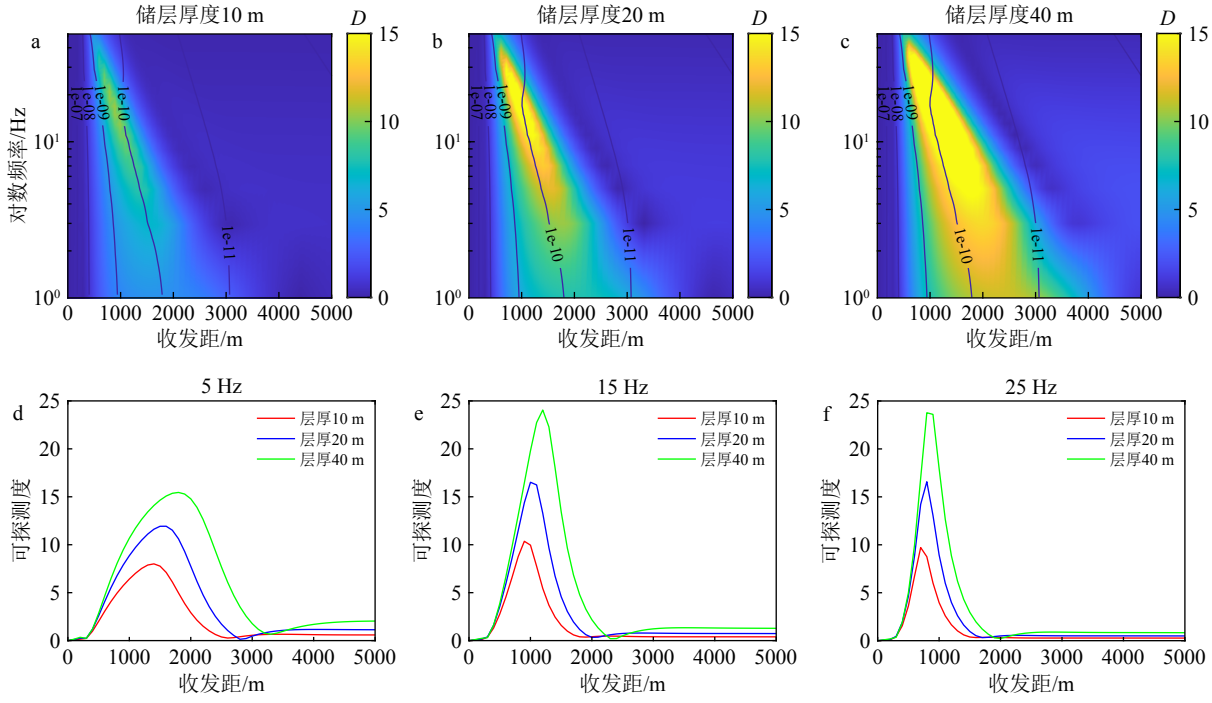

图 9 不同层厚淡水储层地电模型海洋 CSEM 可探测度

黑色线表示淡水储层模型水平电场幅值等值线。

Fig.9 Marine CSEM detectivity of resistivity model of OFG in different layer thicknesses

Black lines are contours of the horizontal electric field amplitude in the freshwater reservoir model.

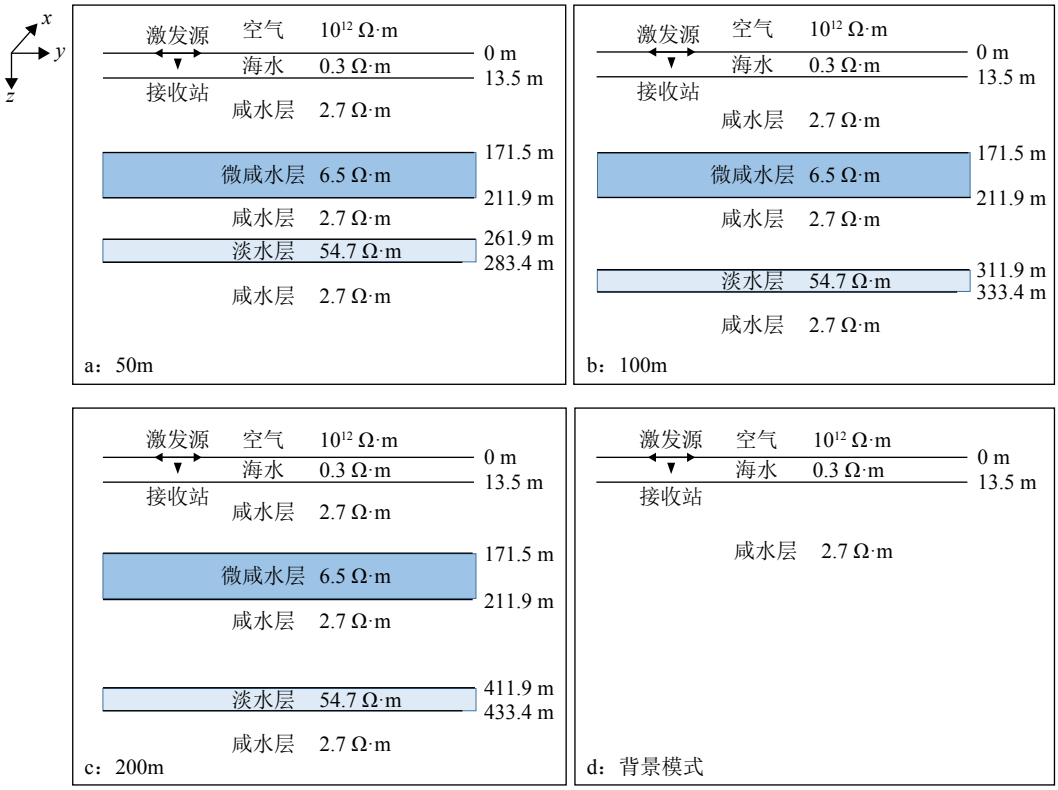

图 10　不同间距的淡水储层地电模型示意图

Fig.10　Schematic diagram of resistivity model of OFG in different layer intervals

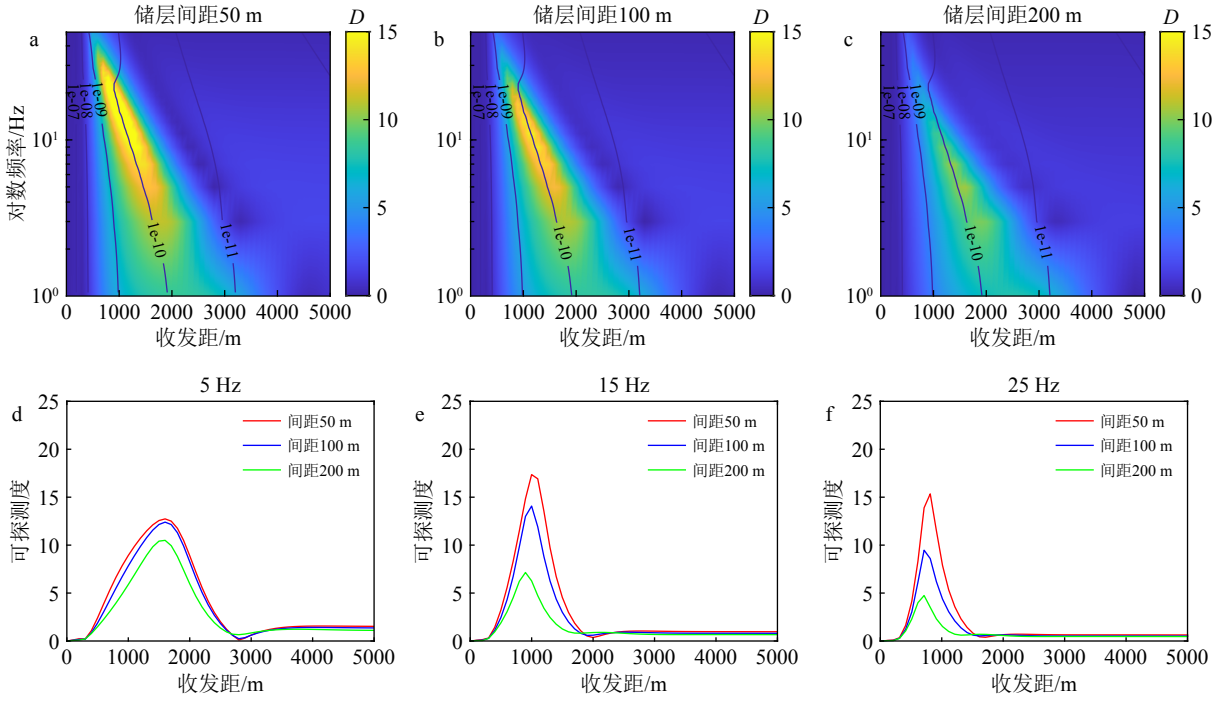

图 11　不同间距淡水储层地电模型海洋 CSEM 可探测度

黑色线表示淡水储层模型水平电场幅值等值线。

Fig.11　Marine CSEM detectivity of resistivity model of OFG in different layer intervals

Black lines are contours of the horizontal electric field amplitude in the freshwater reservoir model.

3 结论

本文基于“嵾泗一井”水文地球物理测井数据，建立了长江口嵾泗古河道淡水储层一维地电模型，通过计算海洋 CSEM 信号对海底淡水电阻率模型的可探测度，详细分析了海洋 CSEM 探测该淡水储层的可行性。对于嵾泗海域海底淡水储层地电模型的可行性分析表明，埋深为 158 m、厚度为 40.4 m 和埋深为 234.5 m、厚度为 21.5 m 的两个淡水储层，其最优 CSEM 激发频率为 3～30 Hz、收发距范围是 1～2 km，此时可探测度高达 13。

海洋 CSEM 响应特征与发射频率、淡水储层埋深、厚度以及储层间距等因素的关系表明，淡水储层埋藏深度越浅，其可探测度总体越高，在激发频率为 25 Hz，储层埋深 100 m 时的可探测度是埋深 200 m 时的 2 倍，如果储层埋深继续增大，则需用更低频、大收发距的观测系统进行观测；淡水储层厚度越大，海洋 CSEM 可探测度峰值相应越大，当储层厚度分别为 10、20 和 40 m 时，其可探测度峰值分别为 9、17 和 24。相邻的两个淡水高阻储层，其间距的变化对于最优激发频率的选择有重要影响，间距越大，相应的储层埋深也越大，较低的频率可以获得更大的可探测度，在实际作业中应根据测区地电结构予以选择。

参考文献 (References)

[1] Kohout F A. Cyclic flow of salt water in the Biscayne aquifer of southeastern Florida[J]. Journal of Geophysical Research, 1960, 65(7): 2133-2141.

[2] Micallef A, Person M, Berndt C, et al. Offshore freshened groundwater in continental margins[J]. Reviews of Geophysics, 2021, 59(1): e2020RG000706.

[3] Weymer B A, Wernette P A, Everett M E, et al. Multi-layered high permeability conduits connecting onshore and offshore coastal aquifers[J]. Frontiers in Marine Science, 2020, 7: 531293.

[4] Bertoni C, Lofi J, Micallef A, et al. Seismic reflection methods in offshore groundwater research[J]. Geosciences, 2020, 10(8): 299.

[5] Lippert K, Tezkan B. On the exploration of a marine aquifer offshore Israel by long‐offset transient electromagnetics[J]. Geophysical Prospecting, 2020, 68(3): 999-1015.

[6] Dimova N T, Swarzenski P W, Dulaiova H, et al. Utilizing multichannel electrical resistivity methods to examine the dynamics of the fresh water-seawater interface in two Hawaiian groundwater systems[J]. Journal of Geophysical Research:Oceans, 2012, 117(C2): C02012.

[7] Karabulut S, Cengiz M, Balkaya Ç, et al. Spatio-Temporal Variation of Seawater Intrusion (SWI) inferred from geophysical methods as an ecological indicator; A case study from Dikili, NW İzmir, Turkey[J]. Journal of Applied Geophysics, 2021, 189: 104318.

[8] Constable S. Review paper: instrumentation for marine magnetotelluric and controlled source electromagnetic sounding[J]. Geophysical Prospecting, 2013, 61(S1): 505-532.

[9] De Biase M, Chidichimo F, Micallef A, et al. Past and future evolution of the onshore-offshore groundwater system of a carbonate archipelago: the case of the Maltese Islands, central Mediterranean Sea[J]. Frontiers in Water, 2023, 4: 1068971.

[10] Cambareri T C, Eichner E M. Watershed delineation and ground water discharge to a coastal embayment[J]. Groundwater, 1998, 36(4): 626-634.

[11] Levi E, Goldman M, Tibor G, et al. Delineation of subsea freshwater extension by marine geoelectromagnetic soundings (SE Mediterranean sea)[J]. Water Resources Management, 2018, 32(11): 3765-3779.

[12] Pondthai P, Everett M E, Micallef A, et al. 3D characterization of a coastal freshwater aquifer in SE Malta (Mediterranean Sea) by time-domain electromagnetics[J]. Water, 2020, 12(6): 1566.

[13] Attias E, Thomas D, Sherman D, et al. Marine electrical imaging reveals novel freshwater transport mechanism in Hawai'i[J]. Science Advances, 2020, 6(48): eabd4866.

[14] Attias E, Constable S, Taylor B, et al. Deep submarine fresh water: a new resource for volcanic islands?[J]. Eos, 2021, 102: 1-6.

[15] Evans R L, Law L K, St. Louis B, et al. Buried paleo-channels on the New Jersey continental margin: channel porosity structures from electromagnetic surveying[J]. Marine Geology, 2000, 170(3-4): 381-394.

[16] King R B, Danskin W R, Constable S, et al. Identification of fresh submarine groundwater off the coast of San Diego, USA, using electromagnetic methods[J]. Hydrogeology Journal, 2022, 30(3): 965-973.

[17] Hoefel F G, Evans R L. Impact of low salinity porewater on seafloor electromagnetic data: a means of detecting submarine groundwater discharge?[J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 2001, 52(2): 179-189.

[18] Ishizu K, Ogawa Y. Offshore-onshore resistivity imaging of freshwater using a controlled-source electromagnetic method: a feasibility study[J]. Geophysics, 2021, 86(6): E391-E405.

[19] Haroon A, Micallef A, Jegen M, et al. Electrical resistivity anomalies offshore a carbonate coastline: evidence for freshened groundwater?[J]. Geophysical Research Letters, 2021, 48(14): e2020GL091909.

[20] Sherman D, Kannberg P, Constable S. Surface towed electromagnetic system for mapping of subsea Arctic permafrost[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2017, 460: 97-104.

[21] Gustafson C, Key K, Evans R L. Aquifer systems extending far offshore on the U. S. Atlantic margin[J]. Scientific Reports, 2019, 9(1): 8709.

[22] Constable S, Kannberg P K, Weitemeyer K. Vulcan: a deep-towed CSEM receiver[J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2016, 17(3): 1042-1064.

[23] Dell'Aversana P. Improving interpretation of CSEM in shallow water[J]. The Leading Edge, 2007, 26(3): 332-335.

[24] Mittet R. Normalized amplitude ratios for frequency-domain CSEM in

very shallow water[J]. First Break, 2008, 26(11)：47-54.

[25] 何良军, 张藻, 楼颂平, 等. 物探在长江水下三角洲勘查淡水资源的重要作用和意义 [J]. 上海地质, 2006(1)：1-4.［HE Liangjun, ZHANG Zao, LOU Songping, et al. The important function and significance of geophysical surveying technique in freshwater exploration in Changjiang underwater delta[J]. Shanghai Geology, 2006(1)：1-4.］

[26] 李珍, 李杰, 李贞, 等. 浙江崾泗海域第四纪沉积层序及承压水层位特征初探 [J]. 上海地质, 2008(2)：7-13,38.［LI Zhen, LI Jie, LI Zhen, et al. The primary research on the Quaternary stratigraphic sequence and the characteristics of the water-bearing stratum in the sea of Shengsi Area Zhejiang Province[J]. Shanghai Geology, 2008(2)：7-13,38.］

[27] 韩月. 舟山北部海域海底第四系水文地质条件研究 [D]. 中国海洋大学硕士学位论文, 2012.［HAN Yue. Study on quaternary hydrogeology conditions in Northern Zhoushan Sea Area[D]. Master Dissertation of Ocean University of China, 2012.］

[28] 孙建国. 阿尔奇 (Archie) 公式: 提出背景与早期争论 [J]. 地球物理学进展, 2007, 22(2)：472-486.［SUN Jianguo. Archie's formula: historical background and earlier debates[J]. Progress in Geophysics, 2007, 22(2)：472-486.］

[29] Salem H S, Chilingarian G V. The cementation factor of Archie's equation for shaly sandstone reservoirs[J]. Journal of Petroleum Science and Engineering, 1999, 23(2)：83-93.

[30] 王振宇. 浙江崾泗海域海底淡水资源初探 [J]. 上海地质, 2005(3)：16-21.［WANG Zhenyu. The offshore fresh water exploration in Chengsi, Zhejiang Province[J]. Shanghai Geology, 2005(3)：16-21.］

[31] 韩月, 张志忠, 何兵寿. 舟山北部海域海底淡水资源研究现状 [J]. 海洋地质前沿, 2012, 28(8)：43-48.［HAN Yue, ZHANG Zhizhong, HE Bingshou. Preliminary research of submarine freshwater resources off northern Zhoushan islands[J]. Marine Geology Frontiers, 2012, 28(8)：43-48.］

[32] 刘婷婷, 李予国. 海洋可控源电磁法对天然气水合物高阻薄层的可探测度 [J]. 海洋地质前沿, 2015, 31(6)：17-22.［LIU Tingting, LI Yuguo. Detectivity of high-resistivity gas hydrate layers with marine CSEM method[J]. Marine Geology Frontiers, 2015, 31(6)：17-22.］