

李泽, 陶春辉, 朱忠民, 等. 深海多金属硫化物瞬变电磁激电效应初探[J]. 海洋学报, 2019, 41(12): 39–50, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2019.12.004

Li Ze, Tao Chunhui, Zhu Zhongmin, et al. Primary study on transient electromagnetic induced polarization effects of deep-sea polymetallic sulfides[J]. Haiyang Xuebao, 2019, 41(12): 39–50, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2019.12.004

# 深海多金属硫化物瞬变电磁激电效应初探

李泽<sup>1,2</sup>, 陶春辉<sup>1,2,3\*</sup>, 朱忠民<sup>1,2,4</sup>, 邓显明<sup>1,2</sup>

(1. 自然资源部第二海洋研究所, 浙江 杭州 310012; 2. 国家海洋局海底科学重点实验室, 浙江 杭州 310012; 3. 上海交通大学海洋学院, 上海 200240; 4. 中国石油大学(北京)地球物理学院, 北京 102249)

**摘要:** 瞬变电磁法是深海多金属硫化物勘探的有效手段。海底多金属硫化物中高品位的金属组分会引起极强的激电效应, 且对瞬变电磁响应产生显著影响。本文通过实验室测量和数值模拟对深海多金属硫化物的激电效应进行了探讨和分析。首先对西南印度洋中脊热液区的岩矿石样品进行了较为系统的电性测试, 典型硫化物的复电阻率在频率域有最大达 160 mrad 相位移动, 时间域与频率域的测量结果表明, 极化率参数可以很好地区分硫化矿物与围岩。利用 Cole-Cole 模型对实测复电阻率进行解释, 得到复电阻率的特征参数, 分析各参数与块状硫化物组分和结构的关系, 并根据极化率参数对典型硫化物进行了分类。将典型硫化物的激电参数用于计算层状介质的瞬变电磁响应, 计算结果表明, 在海底多金属硫化物矿床瞬变电磁法响应的最佳观测时窗内可同时观测到激电效应的影响。虽然在采集时窗晚期瞬变响应发生畸变, 但在信号接收早期, 激电效应能有效增强瞬变电磁法对深海多金属硫化物的探测能力, 为瞬变电磁实测数据提供解释依据。

**关键词:** 瞬变电磁法; 激电效应; Cole-Cole 模型; 深海多金属硫化物

中图分类号: P744

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2019)12-0039-12

## 1 引言

海底矿产资源丰富, 且具很高的科学研究价值和潜在的经济价值<sup>[1]</sup>。深海多金属硫化物是未来最赋潜力的海底矿产资源之一, 其潜在资源量超出人们所预期<sup>[2]</sup>。对海底大规模硫化物矿床的开采的技术准备已经激起了关于这一新资源的可持续利用的争论。自发现黑烟囱以来, 已经确定了 300 多个热液区, 估计硫化物总量约  $6 \times 10^8$  t, 包含了  $3 \times 10^7$  t 铜和锌, 这相当于自新生代以来陆地上发现的全部铜和锌的总和, 而其陆地上的储量不足以满足当今全球发展的需求<sup>[3]</sup>。2007 年, Tao 等<sup>[4]</sup>于中国大洋 19 航次在西南印度洋中

脊首次发现了活动热液区, 伴生有较大规模的硫化物堆积体。2011 年, 国际海底管理局第 17 次会议核准了中国位于西南印度洋中脊中段 ( $49^\circ \sim 53^\circ \text{E}$ ), 总面积  $1 \times 10^4 \text{ km}^2$  硫化物勘探合同区的申请。自此, 中国在该合同区开展了多个航次的海底热液活动调查。本文所用样品均来自中国大洋科考历年航次。

多金属硫化物与其围岩有较大的电性差异。岩矿石的电阻率和极化率特征可以通过实验室测量获得, 而描述深海多金属硫化物电性特征的文章较少, 较为传统的方法是用直流电测量岩矿石的直流电阻率。2013 年 Tao 等<sup>[5]</sup>对西南印度洋中脊采集的部分硫化物和玄武岩样品进行了直流电阻率测量, 测得硫

收稿日期: 2018-12-15; 修订日期: 2019-03-13。

基金项目: 国家重点研发计划项目(2018YFC0309901, 2017YFC0306203); 国家自然科学基金(41706042); 国际海域资源调查与开发“十三五”课题(DY135-S1-1-01, DY135-S1-1-06)。

作者简介: 李泽(1993—), 男, 陕西省汉中市人, 主要从事深海多金属硫化物电磁法勘探研究。E-mail: lize@sio.org.cn

\* 通信作者: 陶春辉, 研究员, 主要从事深海多金属硫化物研究。E-mail: taochunhuimail@163.com

化物的电阻率( $\sim 8 \Omega \cdot m$ ), 相比玄武岩电阻率( $\sim 200 \Omega \cdot m$ )小 1 到 2 个数量级。2015 年, 德国基尔亥姆霍兹海洋研究中心(Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, GEOMAR)等研究机构对海底不同构造环境下的块状硫化物和玄武岩进行了复电阻率测量, 除电阻率差异外, 还发现可以用电阻率随频率变化的特性反映金属硫化物的矿物组成<sup>[6]</sup>。有关金属导体复电阻率的解释, 美国克罗拉多矿业学院 Andre Revil 课题组做了大量物理模型来解释骨架导电岩矿石的激电特征<sup>[7]</sup>。Komori 等<sup>[8]</sup>对位于冲绳海槽上某活动热液区内 3 个钻孔的沉积物和岩心样品进行了复电阻率测量, 研究电阻率和激电效应随硫化物含量、黏土含量和孔隙度变化的规律。美国犹他大学 Zhdanov 等<sup>[9]</sup>通过对合成岩样的实验室, 建立了矿石激电参数和矿物组成间的等效介质关系, 并利用实测激电数据定量评价金属硫化物的矿化类型和矿物种类。

本文对西南印度洋中脊  $49^\circ \sim 53^\circ E$  合同区内的岩矿石样品进行了较为系统的电性参数测试, 分析了多金属硫化物及其围岩的直流电阻率及复电阻率特征, 并利用 Cole-Cole 模型对复电阻率测量结果进行了解释, 得到了研究区多金属硫化物激发极化效应的特征参数及其分布特征。最后将该结果用于 1D 层状模型的瞬变电磁正演模拟, 分析了深海多金属硫化物的激电效应对瞬变电磁响应及数据解释的影响, 理论上论证了激发极化特征可有效增强瞬变电磁法(Transient Electromagnetic Method, TEM)对多金属硫化物的可探测性。

## 2 样品来源及地质背景

本文中用于物性测试的岩石样品主要来自西南印度洋中脊的玉皇和龙旗热液区。玉皇热液区位于西南印度洋脊 29 洋脊段南侧的裂谷壁上, 水深  $1\ 400 \sim 1\ 600\ m$ <sup>[4]</sup>。该区主要分布玄武岩及玄武质角砾岩, 偶见超基性岩, 目前该热液区已发现两个硫化物分布区, 分别为西南区块和东北区块, 直径均约  $500\ m$ 。表层发育大量的富 Zn 型和富 Si 型等中低温硫化物, 主要矿物为黄铁矿、闪锌矿、白铁矿、黄铜矿以及无定型硅等, 其中西南区块的 Cu、Zn、总 Fe 的含量范围分别为  $0.1\% \sim 0.77\%$ 、 $0.09\% \sim 39.77\%$  和  $5.26\% \sim 38.33\%$ , 西北区块的 Cu、Zn、总 Fe 的含量范围分别为  $0.02\% \sim 2.96\%$ 、 $0.11\% \sim 45.44\%$ , 和  $6.80\% \sim 44.48\%$ <sup>[10]</sup>。龙旗热液区位于合同区内第 28 洋脊段西部边缘, 水深为  $1\ 500 \sim 2\ 800\ m$ , 区内发育洋底核杂岩及相关构造, 穹隆状海山表面为拆离断层的拆离面, 拆离面延伸至近轴的 2 座玄武岩断块海山之

下, 并在脊轴边缘出露超基性岩。区内基岩主要为玄武岩, 中国大洋 30 航次首次在该区取得蛇纹岩样品。近底观察表明, 该区硫化物主要分布于 2 个区域。多个航次的采样结果表明, 该区硫化物以 Cu-Zn 多金属硫化物为主。Cu 的平均品位为  $2.40\%$ , Fe 的平均品位为  $31.90\%$ , Zn 的平均品位为  $3.05\%$ <sup>[4]</sup>。

本文选取了玉皇、龙旗 2 个矿化区不同岩矿石类型样品共 44 块, 其中块状硫化物 4 块、胶结硫化物的角砾岩 2 块、辉长岩 1 块、蛇纹岩 2 块、蛋白石 1 块, 角砾岩及玄武岩 34 块。热液区及样品在西南印度洋中脊的位置分布如图 1 所示。

## 3 测量原理与方法

为测量需要, 块状岩石样品被切割成约  $2\ cm \times 2\ cm \times 4\ cm$  的长方体。实验室用排水法测量岩石样品的孔隙度, 即先将岩石样品置于烘箱中烘干  $24\ h$ , 测量其干燥情况下的密度, 后将所有岩样用海水浸泡  $18\ h$  至饱和, 并测量其饱和海水时的密度, 然后换算得到岩样的孔隙度。完成孔隙度测量后, 在饱和海水的情况下, 首先利用岩芯激电测量仪测量岩石的直流电阻率和充电率, 然后用日置(HIOKI)阻抗分析仪来测量海底岩石样品的复电阻率, 饱和海水的样品被放置在 Cu 电极之间, 电极与样品之间放置饱和  $CuSO_4$  溶液的海绵, 以达到最佳的耦合状态。在时间域测量时, 在岩石两端通周期为  $2\ s$  的双极性方波, 叠加 8 次, 充电电压为  $12\ V$ ; 在频率域测量时, 频率按对数取样, 扫描范围为  $0.01 \sim 5.00\ MHz$ , 阻抗分析仪输出的参数为随频率变化的相位和电阻, 由电阻值除以岩样的几何因子(横截面积、长度)换算得到相应的电阻率或电导率。每块岩石样品的测量时间约  $5\ min$ , 所有测试在室温下( $\sim 25^\circ C$ )进行。为滤除测量初期的噪声和高温条件下的 Maxwell-wagner 效应, 仅用  $0.1 \sim 10.0\ kHz$  做后续的拟合和分析。

一般说来, 在频域中观察到的浸染状金属导体的复电阻率可以表示为

$$\rho^*(\omega) = |\rho(\omega)|e^{i\phi(\omega)} = \rho' + i\rho'', \quad (1)$$

式中, \*表示复数单位,  $|\rho(\omega)|$ 是复电阻率的振幅,  $\phi(\omega)$ 表示发射电流和测量电压之间的相位差。实部  $\rho'$ 表示岩矿石导电性, 虚部  $\rho''$ 表示岩矿石介电性。为估算出激电参数, 可以用 Cole-Cole 模型<sup>[11]</sup>拟合实测激电数据, 金属导体的频域激电特征可以用经典 Cole-Cole 模型表示如下:

$$\rho^*(\omega) = \rho_0 \left[ 1 - m \left( 1 - \frac{1}{1 + (i\omega\tau)^c} \right) \right], \quad (2)$$

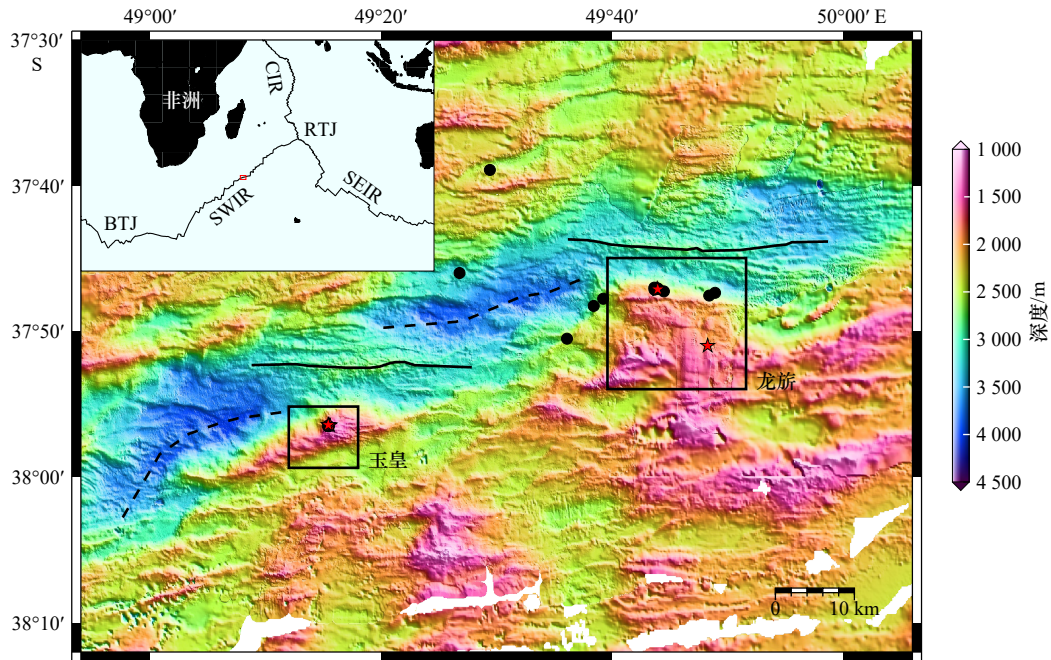


图1 西南印度洋脊玉皇热液区及龙旗热液区采样点分布

Fig. 1 Distribution of the samples collected from Yuhuang hydrothermal vent field and Longqi hydrothermal vent field on the southwest Indian Ocean Ridge

红色五角星代表块状硫化物采样点, 黑色圆点代表围岩采样点; BTJ代表布韦三联点; SWIR代表西南印度洋脊; SEIR代表东南印度洋脊; CIR代表中印度洋脊; RTJ代表罗德里格斯三联点

The red stars represent the massive sulfide sampling stations and the black dots represent the surrounding rock sampling stations; BTJ represents Bouvet Triple Junction; SWIR represents Southwest Indian Ridge; SEIR represents Southeast Indian Ridge; CIR represents Central Indian Ridge; RTJ represents Rodrigues Triple Junction

$$\sigma^*(\omega) = \sigma_0 \frac{1 + (i\omega\tau)^c}{1 + (1-m)(i\omega\tau)^c}, \quad (3)$$

式中,  $\omega$ 是角频率, 单位: rad/s;  $i = \sqrt{-1}$ 是虚数单位;  $\rho_0$  [ $\Omega \cdot m$ ]和 $\sigma_0$  [S/m], 分别表示直流情况下的电阻率(单位:  $\Omega \cdot m$ )和电导率(单位: S/m)。  $m$ 、 $c$ 、 $\tau$  [s]为 Cole-Cole 的特征参数: 充电率 $m$ 表示岩石的极化强度, 取值介于0~1; 频率指数 $c$ 与金属颗粒粒度分布相关; 驰豫时间 $\tau$ 是平均半径和体积的函数<sup>[7, 12]</sup>, 单位: s。

本文采用非线性最小二乘反演方法来估算 Cole-Cole 参数, 最小化目标函数定义为

$$\psi(\rho_0, m, c, \tau) = \sqrt{\frac{1}{N_{\text{obs}}} \sum_{\omega} [(\rho_{\text{obs}}(\omega) - \rho_{\text{fit}}(\omega))^2 + (\phi_{\text{obs}}(\omega) - \phi_{\text{fit}}(\omega))^2]}, \quad (4)$$

式中,  $N_{\text{obs}}$ 是被测样品的个数,  $\rho_{\text{obs}}(\omega)$ 是实测复电阻率,  $\rho_{\text{fit}}(\omega)$ 是拟合得到的复电阻率,  $\phi_{\text{obs}}$ 是实测相位差,  $\phi_{\text{fit}}$ 是拟合得到的相位差, 当残差 $\psi$ 小于0.05时拟合结果最佳。

为了计算海底热液硫化物含激电效应的 TEM 响应, 将 Cole-Cole 模型引入 Swidinsky 等的一维层状介质正演程序, 用复数 $s$ 替换 Cole-Cole 模型中的 $i\omega$ , 用复电导率 $\sigma(s)$ 代换层状介质的电导率 $\sigma$ 得到水平线圈中感应电动势的拉普拉斯域表达式为

$$V(s) = \pi I a b \int_0^{\infty} \left[ \frac{P_1(s) Q_1(s)}{P_1(s) + Q_1(s)} \right] \lambda J_1(\lambda a) J_1(\lambda b) d\lambda, \quad (5)$$

式中,  $a$ 为发射线圈的半径,  $b$ 为接收线圈的半径, 发射线圈和接收线圈中心重合,  $I$ 为发射电流,  $P_1(s)$ 和 $Q_1(s)$ 分别为发射回线上方和下方的反射系数<sup>[13]</sup>。当 $b = a$ 时, 观测装置为重叠回线装置, 当 $b < a$ 时, 观测装置为中心回线装置。将上式做逆拉普拉斯变换得到含激电效应的 TEM 时间域响应。在 Swidinsky 的公式中不含激电效应的 TEM 响应, 对于不同的 $s$ 值, 电导率保持不变, 本文通过公式(2)和公式(5), 将随频率变化的电导率引入 TEM 响应, 因此, 可以通过改变 Cole-Cole 中的激电参数来计算海底热液硫化物层状模型含激电效应的瞬变电磁响应特征。

## 4 测量结果分析

### 4.1 直流电阻率和孔隙度特征

本文对所有岩矿石样品进行了时间域直流电阻率、充电率和频率域的复电阻率测量, 并利用排水法测量了岩矿石的孔隙度(表1)。从测量结果看, 矿化岩石与非矿化岩石直流电阻率的变化范围较大, 从0.5~1500.0  $\Omega \cdot m$ , 跨4个数量级。致密的块状玄武岩

表 1 岩矿石样品物性测量表  
 Tab. 1 Physical properties of rock ore samples

| 编号  | 岩性         | 样品       | 孔隙度<br>$\Phi$ | 饱和海水<br>$\rho_0/\Omega\cdot m$ | 饱和海水<br>充电率/ $mV\cdot V^{-1}$ | 复电阻率<br>虚部/ $S\cdot m^{-1}$ | $\Phi$ 平均值 | $\rho_0$ 平均值<br>/ $\Omega\cdot m$ |
|-----|------------|----------|---------------|--------------------------------|-------------------------------|-----------------------------|------------|-----------------------------------|
| 9   | 含硫化物岩石(5块) | 胶结硫化物角砾岩 | 15.56%        | 11.48                          | 51.40                         | $8.8\times 10^{-3}$         | 13.90%     | 9.88                              |
| 57  |            | 胶结硫化物角砾岩 | 24.23%        | 18.54                          | 49.58                         | $8.1\times 10^{-3}$         |            |                                   |
| 61  |            | 块状硫化物    | 4.01%         | 11.61                          | 72.07                         | $1.0\times 10^{-2}$         |            |                                   |
| 62  |            | 块状硫化物    | 13.93%        | 5.45                           | 99.12                         | $3.7\times 10^{-2}$         |            |                                   |
| 63  |            | 块状硫化物    | 11.78%        | 2.33                           | 112.20                        | $5.3\times 10^{-2}$         |            |                                   |
| 213 | 矿化岩石(3块)   | 矿化蛋白石    | 7.60%         | 10.65                          | 8.11                          | $2.2\times 10^{-3}$         | 5.81%      | 59.12                             |
| 217 |            | 矿化玄武岩    | 4.02%         | 128.71                         | 50.58                         | $5.8\times 10^{-4}$         |            |                                   |
| 241 |            | 矿化玄武岩    | 5.80%         | 38.00                          | 10.48                         | $5.0\times 10^{-4}$         |            |                                   |
| 1   | 玄武岩(23块)   | 玄武岩      | 6.38%         | 78.32                          | 5.81                          | $1.0\times 10^{-4}$         | 3.54%      | 308.25                            |
| 7   |            | 玄武岩      | 8.52%         | 58.16                          | 6.11                          | $1.9\times 10^{-4}$         |            |                                   |
| 17  |            | 玄武岩      | 3.46%         | 242.79                         | 7.34                          | $3.3\times 10^{-5}$         |            |                                   |
| 21  |            | 玄武岩      | 2.25%         | 418.42                         | 7.46                          | $1.8\times 10^{-5}$         |            |                                   |
| 45  |            | 玄武岩      | 4.15%         | 123.90                         | 6.90                          | $6.3\times 10^{-5}$         |            |                                   |
| 69  |            | 玄武岩      | 4.94%         | 74.55                          | 8.27                          | $1.3\times 10^{-4}$         |            |                                   |
| 83  |            | 玄武岩      | 4.16%         | 114.06                         | 9.63                          | $9.2\times 10^{-5}$         |            |                                   |
| 89  |            | 玄武岩      | 3.36%         | 42.77                          | 5.43                          | $2.1\times 10^{-4}$         |            |                                   |
| 101 |            | 玄武岩      | 4.24%         | 52.08                          | 7.06                          | $2.0\times 10^{-4}$         |            |                                   |
| 105 |            | 玄武岩      | 3.06%         | 38.04                          | 5.97                          | $2.3\times 10^{-4}$         |            |                                   |
| 109 |            | 玄武岩      | 1.97%         | 579.47                         | 7.56                          | $1.4\times 10^{-5}$         |            |                                   |
| 113 |            | 玄武岩      | 4.69%         | 42.04                          | 7.15                          | $3.1\times 10^{-4}$         |            |                                   |
| 123 |            | 玄武岩      | 1.94%         | 158.59                         | 6.37                          | $2.5\times 10^{-5}$         |            |                                   |
| 129 |            | 玄武岩      | 0.82%         | 1537.10                        | 7.05                          | $5.5\times 10^{-6}$         |            |                                   |
| 137 |            | 玄武岩      | 2.43%         | 142.82                         | 5.88                          | $2.8\times 10^{-5}$         |            |                                   |
| 145 |            | 玄武岩      | 1.71%         | 238.30                         | 7.34                          | $6.0\times 10^{-5}$         |            |                                   |
| 165 |            | 玄武岩      | 2.02%         | 326.53                         | 10.73                         | $3.6\times 10^{-5}$         |            |                                   |
| 169 |            | 玄武岩      | 3.24%         | 76.20                          | 4.79                          | $7.7\times 10^{-5}$         |            |                                   |
| 201 |            | 玄武岩      | 2.28%         | 202.70                         | 6.96                          | $4.1\times 10^{-5}$         |            |                                   |
| 211 |            | 玄武岩      | 11.02%        | 27.84                          | 9.17                          | $8.0\times 10^{-4}$         |            |                                   |
| 221 |            | 玄武岩      | 3.86%         | 66.01                          | 7.27                          | $1.5\times 10^{-4}$         |            |                                   |
| 229 |            | 玄武岩      | 0.50%         | 1 261.00                       | 37.30                         | $4.2\times 10^{-5}$         |            |                                   |
| 267 |            | 玄武岩      | 0.51%         | 1 188.00                       | 7.60                          | $9.8\times 10^{-6}$         |            |                                   |
| 49  | 蚀变玄武岩(7块)  | 蚀变玄武岩    | 5.11%         | 108.93                         | 6.92                          | $5.7\times 10^{-5}$         | 6.74%      | 56.36                             |
| 53  |            | 蚀变玄武岩    | 10.32%        | 31.49                          | 9.53                          | $5.6\times 10^{-4}$         |            |                                   |
| 147 |            | 蚀变玄武岩    | 3.40%         | 68.44                          | 6.28                          | $1.4\times 10^{-4}$         |            |                                   |
| 149 |            | 蚀变玄武岩    | 7.83%         | 26.82                          | 9.27                          | $7.6\times 10^{-4}$         |            |                                   |

续表 1

| 编号  | 岩性       | 样品    | 孔隙度<br>$\phi$ | 饱和海水<br>$\rho_0/\Omega\cdot m$ | 饱和海水<br>充电率/ $mV\cdot V^{-1}$ | 复电阻率<br>虚部/ $S\cdot m^{-1}$ | $\phi$ 平均值 | $\rho_0$ 平均值<br>$\Omega\cdot m$ |
|-----|----------|-------|---------------|--------------------------------|-------------------------------|-----------------------------|------------|---------------------------------|
| 153 |          | 蚀变玄武岩 | 7.46%         | 18.48                          | 7.72                          | $1.3\times 10^{-3}$         |            |                                 |
| 157 |          | 蚀变玄武岩 | 10.79%        | 19.30                          | 10.70                         | $1.0\times 10^{-3}$         |            |                                 |
| 237 |          | 蚀变玄武岩 | 2.24%         | 121.06                         | 6.38                          | $7.1\times 10^{-5}$         |            |                                 |
| 37  | 蛇纹岩(2块)  | 蛇纹岩   | 6.53%         | 30.32                          | 8.76                          | $5.8\times 10^{-4}$         | 15.39%     | 18.41                           |
| 117 |          | 蛇纹岩   | 24.26%        | 6.50                           | 14.86                         | $4.7\times 10^{-3}$         |            |                                 |
| 29  | 其他岩类(4块) | 角砾岩   | 7.97%         | 42.60                          | 8.90                          | $4.1\times 10^{-4}$         | 4.42%      | 278.41                          |
| 33  |          | 角砾岩   | 5.96%         | 84.97                          | 5.42                          | $1.3\times 10^{-4}$         |            |                                 |
| 225 |          | 角砾岩   | 0.76%         | 824.46                         | 5.65                          | $6.7\times 10^{-6}$         |            |                                 |
| 273 |          | 辉长岩   | 3.01%         | 161.62                         | 12.10                         | $9.5\times 10^{-5}$         |            |                                 |

具有较高的电阻率, 约  $1\ 500\ \Omega\cdot m$ , 其次是角砾岩, 约几十  $\Omega\cdot m$ , 含硫化物的角砾岩电阻率在  $10\ \Omega\cdot m$  左右, 而块状的硫化物具有最低的电阻率, 约  $0.5\sim 2.0\ \Omega\cdot m$ 。被测岩石样品中, 含硫化物岩石和蛇纹岩都具有较高的孔隙度, 孔隙度最大可达 24%, 其次为蚀变玄武岩、矿化岩石、角砾岩和玄武岩, 块状玄武岩的孔隙度最小, 低至 0.5%。本次实验电阻率的整体变化反映出, 随硫化物含量的增加, 电阻率不断降低。但也有例外, 部分蛇纹岩的电阻率也可以达到几  $\Omega\cdot m$ , 与块状硫化物的电阻率值相当, 这与蛇纹岩蛇纹石化过程中产生铁磁性矿物有关, 同时蛇纹石化过程中吸水膨胀, 使岩石的孔隙度增大, 孔隙度增大和铁磁性矿物增加是蛇纹石电阻率低的主要原因。

#### 4.2 多金属硫化物的复电阻率特征

图 2 为不同岩性电阻率振幅和相位在频率  $0.01\sim$

$10.00\ kHz$  范围内的变化, 即复电阻率。总体而言, 电阻率随频率增大而减小, 不同岩性电阻率大小的相对关系(见图 2a,  $\rho^{\oplus} 1\ Hz(\Omega\cdot m)$ , 注:  $\rho^{\oplus} 1\ Hz(\Omega\cdot m)$  表示不同岩性电阻率大小的相对关系), 与直流情况下( $f\rightarrow 0$ )的测量结果一致(见表 1), 虽然未矿化岩石和块状硫化物的电阻率可能存在重叠, 但依旧可以从电阻率随频率的整体变化中将不同岩性加以区分。例如, 岩石电阻率随频率升高而减小, 而硫化物含量越高, 电阻率减小的越快, 低频与高频的电阻率差异越大, 因此可以用高频和低频的电阻率比值  $\rho_{f\max}/\rho_{f\min}$  作为指示来区分硫化物和围岩。

而相位的变化(图 2b)对硫化物含量则更为敏感。玄武岩和火山角砾岩, 以及蛇纹岩等未矿化岩石在全频带( $0.01\sim 10.00\ kHz$ )上相位移动均小于  $50\ mrad$ , 块状硫化物(61 号和 63 号)随频率变化有较大的相位

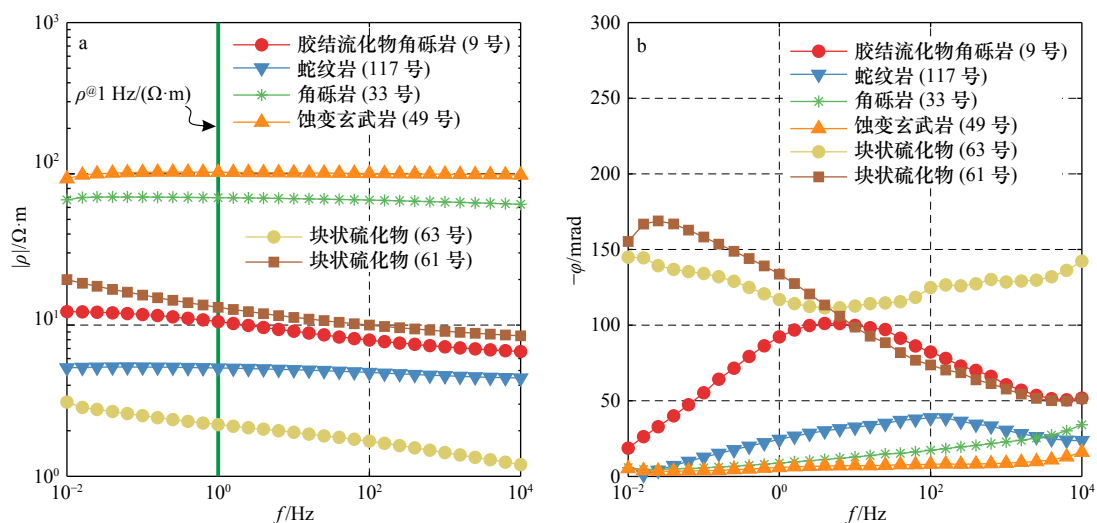


图 2 不同岩性复电阻率特征。电阻率随频率变化(a), 相位随频率变化(b)

Fig. 2 Different lithologic complex resistivity characteristics. Resistivity changes with frequency (a), phase changes with frequency (b)

移动, 硫化物的相位谱有两个特征: (1) 在全频带上, 尤其是低频段有较大的相位移动, 相位移动均大于 100 mrad, 最大可达 160 mrad; (2) 相移在可观测频段范围内出现极值, 且极值出现的位置对应的特征频率  $f_{\max}$  有所不同, 61 号样品对应的  $f_{\max}$  约 0.05 Hz, 63 号样品对应的  $f_{\max}$  比测量频率的最小值还低, 未探测到峰值的位置。胶结硫化物角砾岩也会出现上述特征, 但在低频段其相位移动较小。

## 5 讨论

### 5.1 硫化物激电效应特征分析

为对比西南印度洋中脊地区硫化物样品与其他地区的区别, 我们将本文实测的块状硫化物样品与 Axial 海山 (29 号)<sup>[6]</sup>、南东太平洋海隆 (34 号)<sup>[6]</sup> 及冲绳海槽 (C09023 号) 等地的硫化物样品进行了对比 (图 3)。与前人测试结果相比, 本文中硫化物样品的电阻率值偏高, 61 号块状硫化物与 Axial 海山的富铜烟筒体具有类似的特征, 特征频率出现在 0.10~0.01 Hz 之间, 63 号块状硫化物与南东太平洋海隆具有类似的特征, 在全频带内都有明显的相位移动特征频率  $f_{\max}$  小于 0.01 Hz, 超出待测的最低频率。  $f_{\max}$  出现位置不同反映出西南印度洋热液区硫化物矿物组成和结构的多样性。

硫化物的复电阻率特征与其围岩有显著的差异, 为总结不同类型岩矿石激发极化效应的特征规律, 并评价激发极化效应的影响因素, 本文分析了直流电阻率、复电阻率与孔隙度及 Cole-Cole 模型特征参数之

间的关系。

总体而言, 对不同类型的岩矿石, 其孔隙度与电阻率之间有很强的相关性, 被测样品的直流电阻率  $\rho_0$  与孔隙度之间在双对数坐标系中具有很强的线性关系, 即: 随着孔隙度的增大, 岩石的电阻率减小 (图 4a)。如比较致密的玄武岩, 孔隙度低至 0.83%, 电阻率高达 1 500  $\Omega \cdot \text{m}$ , 中等孔隙的蚀变玄武岩, 孔隙度约 10%, 电阻率约 50  $\Omega \cdot \text{m}$ , 而孔隙发育较高的蛇纹岩, 其电阻率低至 6.5  $\Omega \cdot \text{m}$ , 这与经典阿尔奇经验公式一致。但部分块状硫化物偏离了整体的线性趋势, 这可能意味着硫化物中除了孔隙流体导电外, 块状硫化物的骨架基质也是重要的导电媒介。

岩石的激发极化效应主要体现在复电导率的虚部  $\sigma''$  上, 岩石的相移越小, 电阻率越大,  $\sigma''$  值越小; 岩石的电阻率越小, 相移越大,  $\sigma''$  值越大, 从图 4b 为 1 Hz 时复电导率  $\sigma''$  随孔隙度的变化, 可以看出,  $\sigma''$  跨 5 个数量级, 其变化比电阻率更为明显, 含硫化物的岩石具有最大的  $\sigma''$ , 玄武岩等激发极化效应较弱的岩石其  $\sigma''$  很小。蛇纹岩因其铁磁性矿物含量较高, 也具有较高的复电导率值。

在时间域测量岩石的激发极化效应时, 充电率的大小会受一次场电压、通电周期和岩石电阻率的影响, 相同测量条件下, 岩矿石电阻率的电阻率越大, 其极化率也越大, 在给定观测参数的情况下, 为了去除电阻率的影响, 定义了“金属因子”:

$$m = 1000 \frac{M}{\rho_0}, \quad (6)$$

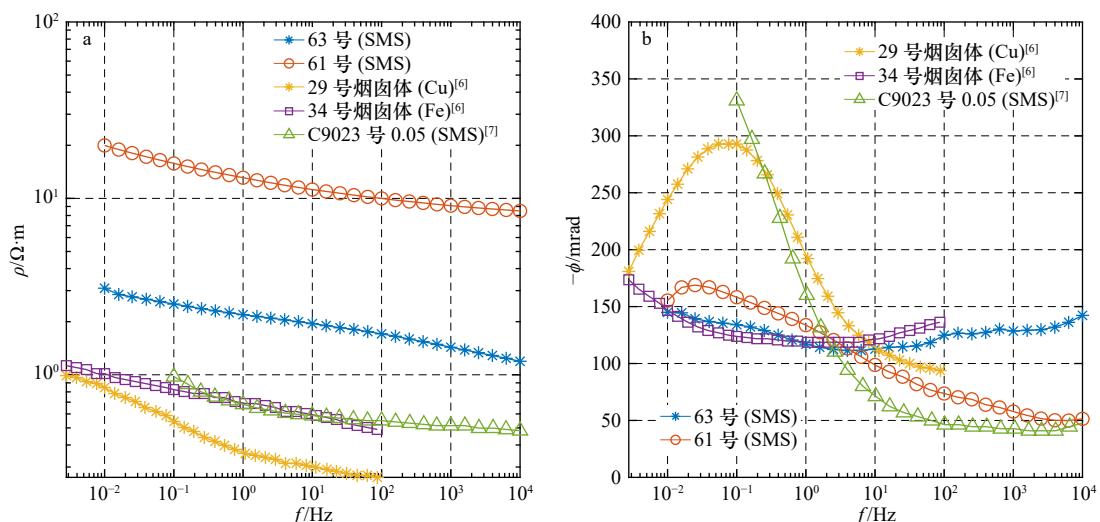


图 3 本文实测复电阻率曲线与前人研究对比

Fig. 3 The measured complex resistivity curve in this study comparing with data from previous studies

SMS 表示海底块状硫化物

SMS is seafloor massive sulfide

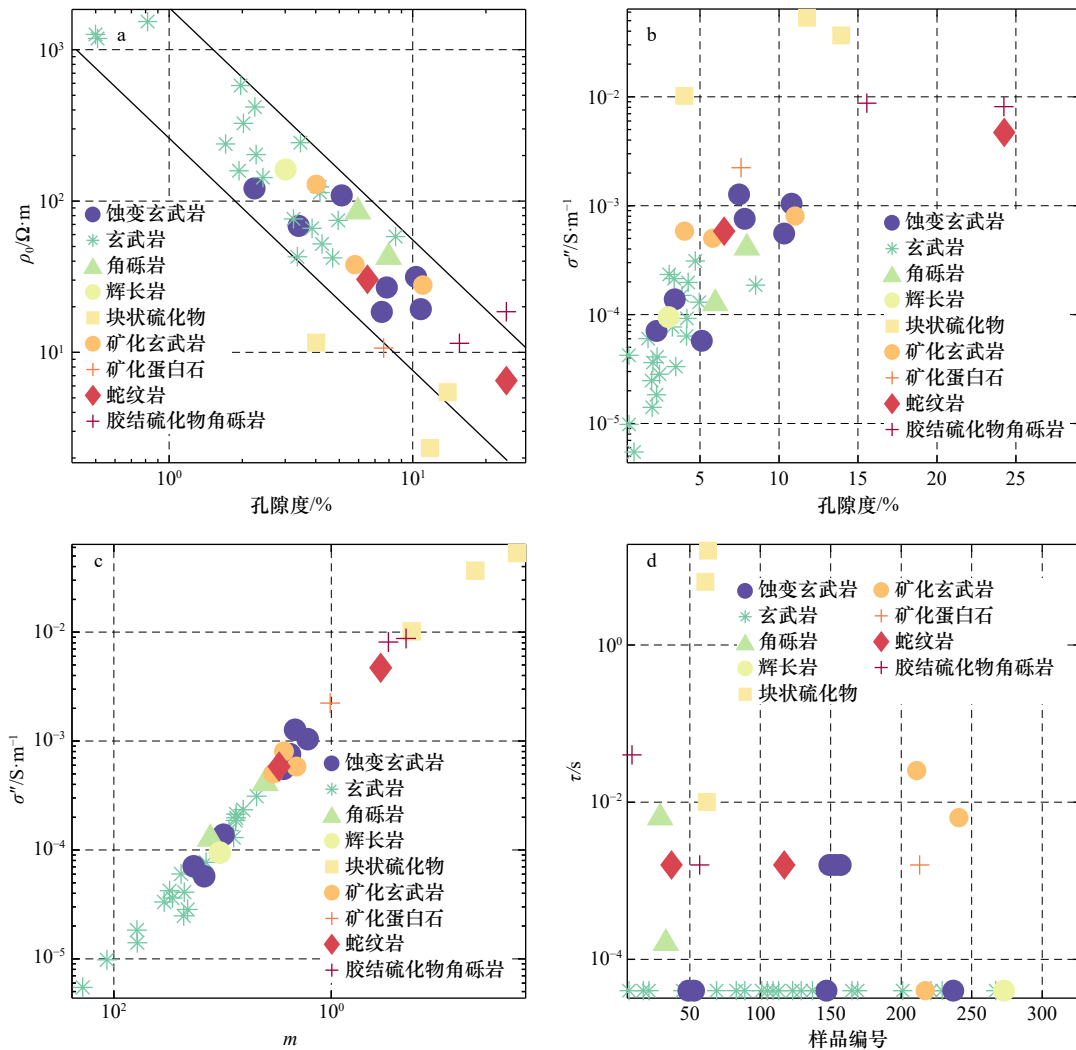


图4 岩矿石激电特征与样品参数交会图

Fig. 4 Intersection diagram of induced polarization characteristics and sample parameters of rock ores

式中,  $M$  是时间域测量换算得到的充电率,  $\rho_0$  为直流电阻率。图 4c 为复电导率  $\sigma''$  和“金属因子”的交会图, 在双对数坐标系中二者表现出很强的正相关关系, 因此可将频率域测量中  $\sigma''$  等效为时间域测量中的“金属因子”, 用来表征岩石激发极化效应, 与直流电阻率相比, 它能更好的区分矿化和非矿化的岩石。

除了分析单频复电阻率和直流电阻率、孔隙度之间的关系, 本文还可以通过 Cole-Cole 模型对整个频带上的谱极化规律进行拟合, 来提取与激电效应相关的特征参数, 这里用只含一组 Cole-Cole 参数 ( $m$ 、 $c$ 、 $\tau$ ) 的模型(公式(2))对实测数据进行了非线性最小二乘拟合。并根据反演结果划分了几种典型的硫化物特征曲线。

大部分岩矿石样品的谱极化特征都可以用单峰的 Cole-Cole 模型来近似, 反演结果收敛, 拟合误差小于 5%, 反演所得的参数分布如图 5 所示。其中  $m$  为极

化率, 分布范围介于 0~1, 大部分被测岩样为非矿化的玄武岩, 其反演所得极化率小于 0.2, 块状硫化物取值可高达 0.8;  $c$  为指数因子, 反演结果比较集中, 绝大部分样品  $c$  的取值都小于 0.5, 硫化物样品的取值介于 0.2~0.3 之间, 与其他玄武质围岩取值重合, 不能作为指示硫化物矿的标志;  $\tau$  为弛豫时间, 前人的研究指出  $\tau$  值的大小与岩石中金属颗粒的大小和结构相关, 而与岩石中的金属组分的含量关系不大<sup>[7]</sup>。而本文的测试结果发现,  $\tau$  值本身也能区分多金属硫化物和围岩。如图 4d 所示, 块状硫化物的  $\tau$  值最大可达 80 s, 与其他岩石相差近两个数量级, 从反演分布的直方图中也说明,  $\tau$  值是除极化率  $m$  外区分度最大的参数, 虽然本文未对硫化物样品进行详细的粒径测试, 但  $\tau$  值不失为区分矿化岩石指示性参数, 确定为矿化岩石后, 再根据  $\tau$  值的大小对硫化物内部结构进行解释。综上所述,  $m$  和  $\tau$  的分布可以明显区分围岩和硫化物,

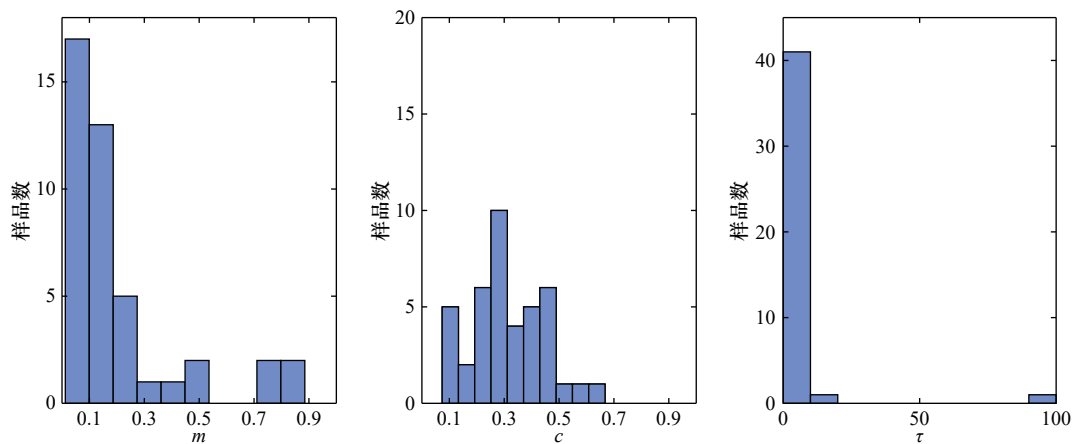


图5 实测样品 Cole-Cole 参数分布

Fig. 5 Cole-Cole parameter diagram of measured samples

是识别硫化物的主要特征参数。

为进一步分析矿化岩石的激发极化效应,本文选取了编号9号、61号、62号的岩石典型的含硫化物样品进行详细分析。岩石类型和 Cole-Cole 参数如表2所示。Cole-Cole 模型拟合结果如图6所示,其中蓝色原点为实测数据,红色实线为 Cole-Cole 模型拟合值。这3块含硫化物岩石分别对应了3种不同的类型:

**I 型:** 胶结硫化物的角砾岩(9号),其组成大部分为岩石角砾,硫化物含量少,相移相对于非矿化岩石大,但与块状硫化物相比其相移幅度较小,且出现明显相移的频带较窄,主要出现在峰值 $f_{max}$ 附近,在低频段( $<0.1$  Hz)和高频段(1 000 Hz)其相移均小于50 mrad,其峰值频率出现于90 Hz附近,有较小的弛豫时间和极化率。其与 Cole-Cole 模型在测量频带上有很好的对应关系,可以用单峰的 Cole-Cole 模型进行解释。

**II 型(粗粒):** 块状硫化物(61号和63号),电阻率受孔隙度影响很大,致密的孔隙结构导致硫化物电阻率相对偏高,如61号硫化物,孔隙度低至4%,导致电阻率值比胶结硫化物的角砾岩还大。但激电效应很

强,相移在整个频带上均较大,大于50 mrad,最大相移可达160 mrad,相移最大值对应频率小于0.1 Hz,约0.03 Hz,相比I型硫化物,峰值频率向低频移动,该类块状硫化物与 Cole-Cole 拟合有较大差异,尤其是在 $f_{max}$ 附近;63号在探测频带内未出现峰值,因此没有用 Cole-Cole 对其进行拟合,但按相移谱趋势推测其 $f_{max}$ 应小于实测的最低频率,并取 $\tau = 1/f_{min}$ 来等效计算该样品的弛豫时间。该类样品较大的弛豫时间和峰值频率向低频段移动的现象可能与硫化物中较大金属颗粒有关。

**III 型(细粒):** 块状硫化物(62号),这一类块状硫化物,其相移在全频带上均较大,但出现了双峰现象,不能用单峰的 Cole-Cole 模型拟合,且峰值出现位置在中间频段,20 Hz,这可能与硫化物中的细粒颗粒相关。

综上,利用单峰 Cole-Cole 的模型可以对部分复电阻率数据可以进行解释,并可能用反演参数直接对硫化物进行分类,但是就本实验的测量频率范围(0.01~10.00 kHz),还有些样品的峰值位置低于探测频率,或在探测频率内出现双峰,也就是说硫化物内部存在更复杂的结构,需要更复杂的等效介质模型来解释。

表2 硫化物物性及激电特征参数

Tab. 2 Physical properties and induced polarization effects characteristics of sulfides

| 编号 | 岩石类型     | $\rho^{@1\text{ Hz}}(\Omega \cdot \text{m})$ | 孔隙度/% | $m$  | $c$  | $\tau/\text{s}$ |
|----|----------|--|-------|------|------|-----------------|
| 9  | 胶结硫化物角砾岩 | 10.52  | 15.56 | 0.52 | 0.34 | 0.040           |
| 61 | 块状硫化物    | 13.10  | 4.01  | 0.63 | 0.38 | 23.418          |
| 62 | 块状硫化物    | 3.88   | 13.93 | 0.88 | 0.19 | 0.870           |
| 63 | 块状硫化物    | 2.19   | 11.78 | -    | -    | 100.000         |

注: $\rho^{@1\text{ Hz}}(\Omega \cdot \text{m})$ 表示不同岩性电阻率大小的相对关系。

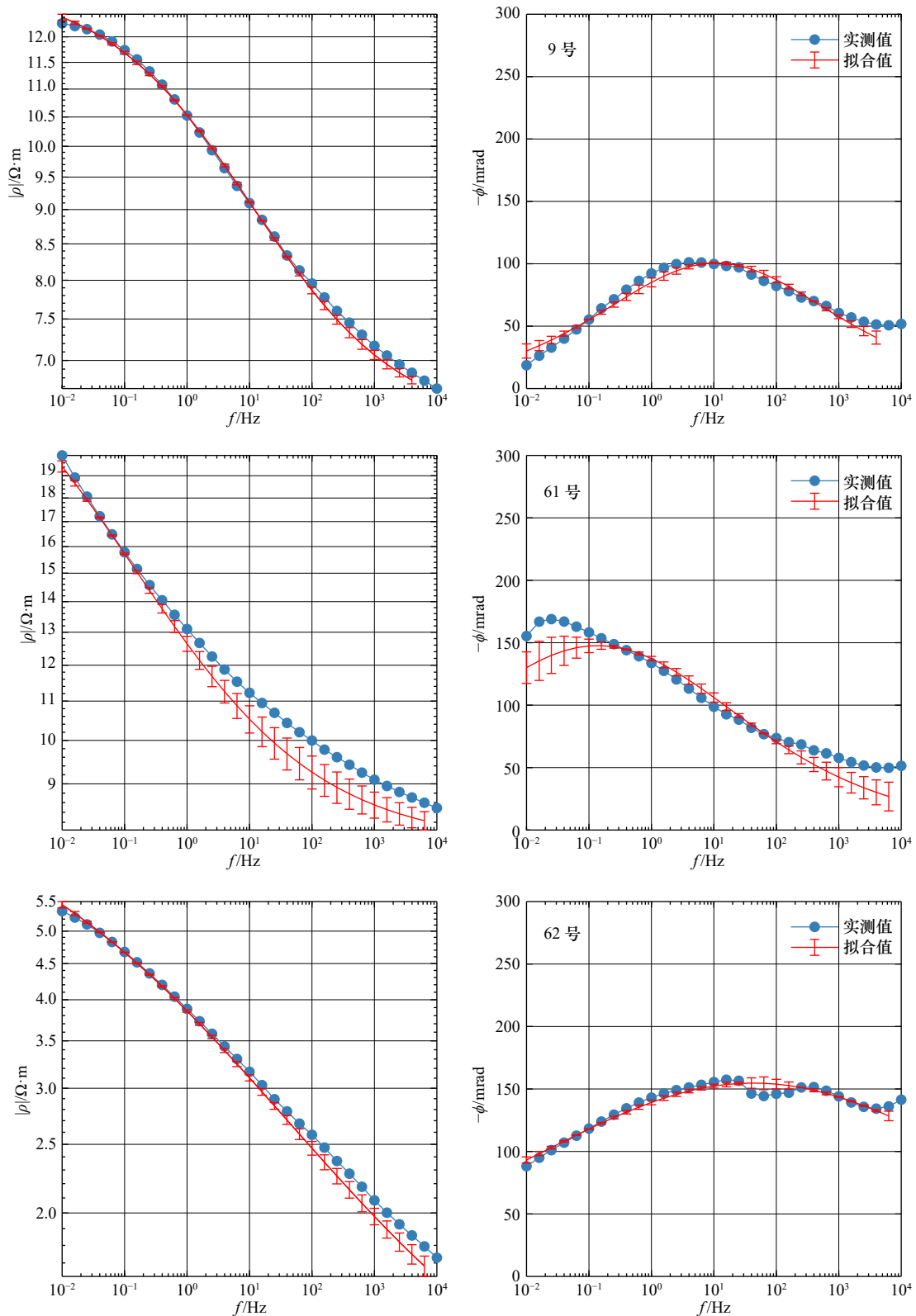


图6 含硫化物岩石 Cole-Cole 模型拟合

Fig. 6 Coal-Cole model fitting of sulfide-containing rock

5.2 海底瞬变电磁的激发极化效应

多金属硫化物的电阻率随频率变化的性质会对瞬变电磁响应产生影响,了解含激电效应的瞬变电磁

响应特征,对后续的数据处理和资料解释都大有裨益。为此,我们依据海底硫化物矿床的分布特点设计了如图7的海底层状模型,海底第一层为1m的沉积

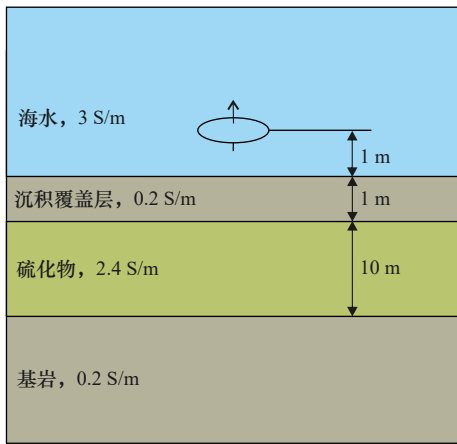


图7 深海层状硫化物模型  
Fig. 7 Deep-sea layered sulfide model

物覆盖层,下覆 10 m 的多金属硫化物,底层为向下无限延伸的基岩。考虑到渗透率和温度的影响,目标层位多金属硫化物的电导率定为 2.4 S/m,其上覆围岩和基底围岩的电导率取为 0.2 S/m。在分析激发极化效应对瞬变电磁响应的影响时,沉积层和基岩的极化率很小,其 Cole-Cole 模型的各项参数均为 0。根据实验室测量的块状多金属硫化物复电阻率谱,及 Cole-

Cole 模型拟合结果,取典型多金属硫化物的激电参数分别为  $m = 0.74$ 、 $c = 0.38$ 、 $\tau = 23$  s,将公式(2)带入公式(5)中模拟含激电效应的瞬变效应。为模拟深海环境,海水层的厚度设为 2 000 m,电导率取 3 S/m,垂直磁偶极子源在近海底上方 1 m 处,分别观测中心回线和重叠回线两种装置的瞬变电磁响应。其中发射线圈的半径  $a = 3$  m,接收线圈的半径为  $b = \sqrt{1/\pi}$  m,电流  $I = 1$  A,计算所得的感应电动势  $V$  用等效的偶极矩  $I\pi a^2$  做归一化。

层状模型上方的瞬变电磁响应如图 8 所示,图中黑色实线表示不含硫化物层的均匀半空间背景场,红色实线表示含有硫化物层,不考虑激电效应的瞬变电磁响应,蓝色实线和原点表示含有硫化物层,且考虑激电效应的瞬变电磁响应。对应归一化振幅用相同颜色的实线表示。除在早期,感应电动势形态略有区别外,中心回线和重叠回线产生的瞬变响应基本一致,以中心回线(图 8a)为例,  $10^{-5} \sim 10^{-1}$  s 为瞬变响应的最佳观测时窗,当考虑激电效应时,在瞬变响应的早期( $10^{-5} \sim 10^{-2}$  s),利用背景场归一化后的相对异常比值由 1.5 倍增强到 4 倍;并在 10 ms 左右瞬变响应

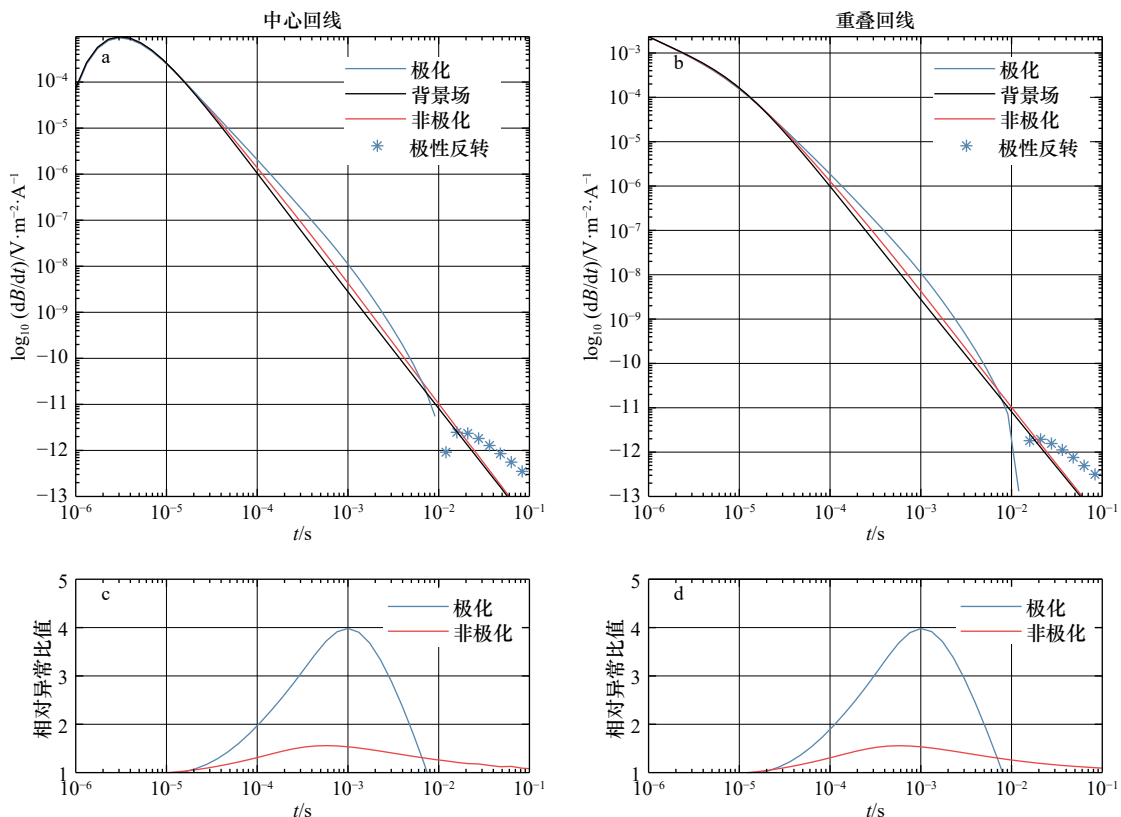


图 8 不同装置下含激电效应的瞬变电磁响应及其相对异常比值

Fig. 8 Transient electromagnetic response and its relative anomaly ratio with induced polarization effects using different devices

$dB/dt$ : 感应电压

$dB/dt$ : induced voltage

发生极性反转, 感应电动势的符号由正值变为负值, 极性反转时对应的瞬变响应的幅值约  $10^{-12} \text{ V}/(\text{m}^2 \cdot \text{A})$  量级, 如果海底的电磁噪声高于  $10^{-12} \text{ V}/(\text{m}^2 \cdot \text{A})$ , 那么采集系统就观测不到负的电压值。因此, 激电效应对瞬变电磁探测的影响表现为: (1) 激电效应在瞬变电磁探测的早期 ( $10^{-5} \sim 10^{-2} \text{ s}$ ), 会增强多金属硫化物的可探测性; (2) 激电效应会在瞬变电磁探测的晚期造成瞬变响应畸变, 使其极性反转, 但反转后的响应幅值与采集系统的噪声相当 ( $10^{-12} \text{ V}/(\text{m}^2 \cdot \text{A})$ ), 对早期有效信号的采集影响较小。

## 6 结论

(1) 对西南印度洋中脊热液区的岩矿石样品进行了直流电阻率和复电阻率测量, 其中硫化物矿在时间域表现出高极化特征, 在频率域有明显的相位移动。

### 参考文献:

- [1] Rona P A. Resources of the sea floor[J]. *Science*, 2003, 299(5607): 673–674.
- [2] Cathles L M. What processes at mid-ocean ridges tell us about volcanogenic massive sulfide deposits[J]. *Mineralium Deposita*, 2011, 46(5/6): 639–657.
- [3] Hannington M, Jamieson J, Monecke T, et al. The abundance of seafloor massive sulfide deposits[J]. *Geology*, 2011, 39(12): 1155–1158.
- [4] Tao Chunhui, Lin Jian, Guo Shiqin, et al. First active hydrothermal vents on an ultraslow-spreading center: Southwest Indian Ridge[J]. *Geology*, 2012, 40(1): 47–50.
- [5] Tao Chunhui, Wu Tao, Jin Xiaobing, et al. Petrophysical characteristics of rocks and sulfides from the SWIR hydrothermal field[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2013, 32(12): 118–125.
- [6] Spagnoli G, Hannington M, Bairlein K, et al. Electrical properties of seafloor massive sulfides[J]. *Geo-Marine Letters*, 2016, 36(3): 235–245.
- [7] Revil A, Florsch N, Mao Deqiang. Induced polarization response of porous media with metallic particles—Part 1: a theory for disseminated semiconductors[J]. *Geophysics*, 2015, 80(5): D525–D538.
- [8] Komori S, Masaki Y, Tanikawa W, et al. Depth profiles of resistivity and spectral IP for active modern submarine hydrothermal deposits: a case study from the Iheya North Knoll and the Iheya Minor Ridge in Okinawa Trough, Japan[J]. *Earth, Planets and Space*, 2017, 69(1): 114.
- [9] Zhdanov M S, Burtman V, Endo M, et al. Complex resistivity of mineral rocks in the context of the generalised effective-medium theory of the induced polarisation effect[J]. *Geophysical Prospecting*, 2018, 66(4): 798–817.
- [10] Liao Shili, Tao Chunhui, Li Huaiming, et al. Bulk geochemistry, sulfur isotope characteristics of the Yuhuang-1 hydrothermal field on the ultraslow-spreading Southwest Indian Ridge[J]. *Ore Geology Reviews*, 2018, 96: 13–27.
- [11] Archie G E. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics[J]. *Petroleum Transactions of the AIME*, 2007, 146(1): 54–62.
- [12] Dias F B, Plomp L, Veldhuis J B J. Trends in polymer electrolytes for secondary lithium batteries[J]. *Journal of Power Sources*, 2000, 88(2): 169–191.
- [13] Swidinsky A, Hölz S, Jegen M. On mapping seafloor mineral deposits with central loop transient electromagnetics[J]. *Geophysics*, 2012, 77(3): E171–E184.

(2) 极化率参数可以更好地区分硫化矿物与围岩, 西南印度洋块状硫化物相移集中在低频段, 组成硫化物的颗粒较大, 利用低频的频率域激发极化法在西南印度洋进行多金属硫化物探测中具有一定的可行性。

(3) 模拟结果表明, 海底多金属硫化物存在激电效应异常, 且在瞬变电磁的最佳可观测时窗内, 可利用近底拖曳式瞬变电磁系统接收激电效应使瞬变电磁响应增强的早期信号, 提高对深海多金属硫化物的探测能力。

**致谢:** 感谢“向阳红 10”号 DY39、DY40 航次所有船员和科考队员。感谢浙江大学王华军老师和董传万老师为论文撰写提供指导。

## Primary study on transient electromagnetic induced polarization effects of deep-sea polymetallic sulfides

Li Ze<sup>1,2</sup>, Tao Chunhui<sup>1,2,3</sup>, Zhu Zhongmin<sup>1,2,4</sup>, Deng Xianming<sup>1,2</sup>

(1. *Second Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, Hangzhou 310012, China*; 2. *Key Laboratory of Submarine Geoscience, State Oceanic Administration, Hangzhou 310012, China*; 3. *School of Oceanography, Shanghai Jiao Tong University, Shanghai 200240, China*; 4. *College of Geophysics, China University of Petroleum, Beijing 102249, China*)

**Abstract:** Transient electromagnetic method (TEM) is an effective method for deep-sea polymetallic sulfide exploration. High-grade metal components in seafloor polymetallic sulfides cause extremely strong induced polarization effects and have a significant impact on transient electromagnetic response. In this paper, the inductive effects of deep-sea polymetallic sulfides were analyzed through laboratory measurement and numerical simulation. First, systematic electrical tests were carried out on rock ore samples from the hydrothermal vent fields on the southwest Indian Ocean Ridge. The complex resistivity of typical sulfides has a phase shift of up to 160 mrad in the frequency domain. The time domain and frequency domain measurements show that the polarizability parameter is a good indicator to distinguish sulfide minerals and surrounding rocks. Using the Cole-Cole model to interpret the complex resistivity to obtain the characteristic parameters of complex resistivity, the relationship between parameters and the composition and structure of the massive sulfide was analyzed, and the typical sulfides were classified based on the polarizability parameter. The induced polarization parameters of the typical sulfides were used to calculate the transient electromagnetic response of the layered medium, which show that the influence of induced polarization effect can be observed simultaneously in the best observation window of the TEM response of the deep-sea polymetallic sulfide deposit. Although the transient response is distorted in the late stage of the acquisition window, in the early stage of signal reception, the induced polarization effect effectively enhances the detection capability of the TEM for deep-sea polymetallic sulfides, which provides an explanation basis for the transient electromagnetic measurement data.

**Key words:** transient electromagnetic method; induced polarization effects; Cole-Cole model; deep-sea polymetallic sulfide