

数据干扰对重磁下延成像的影响研究



文百红^{1,*}, 徐凯军², 张连群¹, 刘展²

¹ 中国石油勘探开发研究院, 北京 100083

² 中国石油大学 (华东) 地球科学与技术学院, 山东青岛 266580

摘要: 重磁位场逐层优化截频及归一化下延是基于格林等效层位场叠加原理及逐层优化截频滤波建立的一种新的下延成像方法。由于实测数据中总是存在一定的干扰, 通过建立单一球体和多层块体的重力模型数据, 对不同干扰强度、不同测网密度、不同异常强度的情况进行了下延成像试验。对比表明, 不同测网密度和强度的数据干扰主要影响下延 1-2 个点距深度; 但干扰过大或网度过小时, 下延成像会出现能量发散和虚假异常现象; 增加深层场源物性差异可以增大异常强度, 提高数据的信噪比, 有利于提高下延成像精度和分辨率。通过川西南实测重磁数据下延成像试验, 确认数据干扰影响下延深度主要在 1-2 个点距, 中深部受观测误差影响较小。若原始数据干扰强度较大, 建议先进行数据滤波后, 再实施逐层优化截频下延成像; 若原始数据干扰强度不太大, 可直接应用逐层优化截频下延成像, 但不建议对下延深度小于 2 个点距的下延成像结果进行定性和定量解释。

关键词: 下延成像; 格林等效层; 随机干扰; 干扰强度; 测网密度; 异常强度

DOI: [10.57237/j.earth.2023.01.001](https://doi.org/10.57237/j.earth.2023.01.001)

Study of Noise Affect on Downward Continuation of Gravity and Magnetic Data

Wen Baihong^{1,*}, Xu Kaijun², Zhang Lianqun¹, Liu Zhan²

¹PetroChina Institute of Petroleum Exploration and Development, Beijing 100083 China

²Institute of Geoscience and Technology, China University of Petroleum (East China), Qingdao 266580, China

Abstract: Based on the superposition principle for potential field of Green's equivalent layers and frequency cutoff filtering by successive layer optimization, a new imaging method of normalized downward continuation of gravity and magnetic data by successive layer optimization (NDCSLO) is developed. Owing to noise interference is unavoidable in field gravity and magnetic data, the affect of noise interference is studied by NDCSLO tests with sphere and slab model data of different noise intensity, measurement grid spacing and anomaly strength. It is shown that the most affected interval is the first 1-2 grid spacing of continuation depth. Too small or big grid spacing will result in field energy dissipation and spurious imaging. With increasing source physical property and thus increasing anomaly strength, the signal-noise ratio will be enhanced and benefit improving the resolving power and accuracy of the downward continuation imaging. From NDCSLO test of field gravity and magnetic data in Southwest Sichuan, it is verified that the affect of measurement error is mainly on the first 2km of the continuation depth, and the middle to deep continuation imaging is less influenced. Therefore, it is suggested that if the field data is apparently affected by noise disturbance, a priori noise filtering be used before NDCSLO; otherwise the

基金项目: 中国石油集团重大科研项目专题“复杂目标重磁力异常分离与弱信号增强技术”(2021DJ370602);
中国石油集团关键核心技术攻关项目课题“氦气形成机制与富集规律及勘查技术研究”(2021ZG1301)。

*通信作者: 文百红, wenbh@petrochina.com.cn

收稿日期: 2023-06-08; 接受日期: 2023-07-14; 在线出版日期: 2023-07-24

<http://www.earthscieng.com>

NDCSLO can be utilized directly, although the continuation imaging of less than the first 2km depth is not recommended to interpret qualitatively or quantitatively.

Keywords: Downward Continuation Imaging; Green's Equivalent Layer; Random Disturbance; Noise Intensity; Grid Spacing; Anomaly Strength

1 引言

在任何实际观测数据中都包含有一定的干扰信号, 其中, 随机误差是最典型的一类数据干扰。在重磁归一化下延过程中数据干扰会不断向下传递, 影响重磁下延成像效果。徐世浙等提出空间域的位场延拓的积分-迭代法[11]和位场大深度向下延拓[12], 在无干扰的情况下, 可向下延拓 20 倍点距深度。综合位场分层切割法和大深度向下延拓, 徐世浙等[13]提出基于位场分离与延拓的视密度反演技术, 但未就数据干扰在分离和延拓中的传递扩散问题进行讨论。于波等[15]对空间域迭代下延中随机噪声的影响开展了模型试验和实际数据测试研究, 从平面数据上对干扰前后数据处理结果的误差特征进行了测试评价, 认为随着下延深度增大, 迭代次数增加, 噪声对下延精度的影响增大; 若先对观测数据进行平滑滤波后, 则削弱了噪声对下延精度的影响, 但随着光滑程度增加, 有效磁异常强度也受到削弱。刘东甲等[3]提出了位场向下延拓的波数域迭代法, 证明不论是空间域还是频率域迭代法, 均具有高通滤波特性, 迭代次数越多, 或向下延拓深度越大, 对位场观测数据中的噪声的放大也越大。因此建议对实际位场资料向下延拓前后, 最好分别进行圆滑处理。李金朋等[18]提出了利用 Chebyshev-Padé 逼近的正则化下延方案, 通过相关优选截止波数压制浅层短波干扰, 可有效提高不同信噪比条件下的下延精度和适应性, 稳定下延深度也可有效增加。M. Fedi 等[17]提出了联合垂向二阶导数的重磁下延算法 (ISVD), 有较稳定的重磁下延效果。虽然上述下延方案均能实现一定干扰条件下的重磁位场下延增强, 突出近场源的位场异常特征, 但均未能说明数据干扰在下延过程中的变化规律; 而且由于下延不能穿过场源, 无法揭示场源周边的异常特征及场源的分布特征; 此外, 除了数据干扰对下延成像有影响外, 地质体形态参数的影响也不可避免[8]。

本文基于逐层优化下延专利技术原理[5], [10], 首先提出基于逐层优化截频和归一化三维建模的位场下

延成像方法, 然后开展带随机干扰的单体模型和叠合模型重力异常的下延成像对比研究, 提出随机干扰对重力异常归一化下延的影响规律, 最后通过实例说明方法技术在实际中的应用。

2 重磁位场逐层优化截频及归一化下延成像

根据重磁位场叠加原理, 按图 1 方案将地下地质体剖分为 n 个格林等效密度层, 而地面的重磁位场 g 可用地下各格林等效密度层在地面产生的重力效应 $g_i (i=1, 2, 3, \dots, n)$ 叠加而成。格林等效层具有层块状形态和等效密度任意大小的特点[16]。下延至各等效层顶面的重力异常与该等效层及以下各等效层的重力效应之和相等。地面以上空间没有场源分布 (无密度体), 满足拉普拉斯方程, 可以进行向上延拓及各分量之间的转换。而由于地下空间存在场源 (密度体), 其位场不满足拉普拉斯方程 $\nabla^2 \varphi = 0$, 只能用泊松方程 $\nabla^2 \varphi = -4\pi G\rho(x, y, z)$ 表示。若能逐层剥离地下各格林等效层的重力效应, 即消除各层密度体的地面重力响应, 则可逐层下延到地下各格林等效层的顶面, 获得各层顶面重力位场分布, 从而构成地下空间重磁位场的三维数据体, 实现对任意的横向或垂向切片重磁成像特征的分析研究。

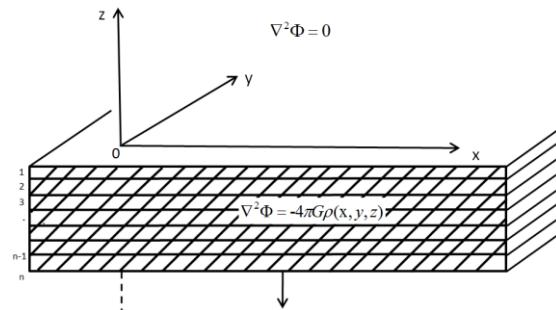


图 1 格林等效层剖分方案

按照上述层块剖分方案, 地面重力异常 g 等于地

下各格林等效层重力效应之和, 即

$$g = g_1 + g_2 + g_3 + \dots + g_n \quad (1)$$

两边均做傅里叶变换并求相应项的功率谱, 则有

$$P_g = \mathbf{G}\mathbf{G}^* = P_1 + P_2 + P_3 + \dots + P_n \quad (2)$$

\mathbf{G} 为重力异常 g 的频谱, \mathbf{G}^* 为其复共轭频谱, $P_1, P_2, P_3 \dots P_n$ 为对应的格林等效层重力效应 $g_1, g_2, g_3 \dots g_n$ 的功率谱。

实际数据功率谱具有宽频特征, 各层频谱相互叠加, 无法有效识别和划分。对多种简单形体的重磁异常的波谱特征的研究表明, 相对而言, 水平薄板重磁异常的振幅谱 $A(\mu)$ 具有较窄频宽的特征, 是用于表征复杂层状构造重磁异常波谱特征的最有效的数学工具之一[4]。

当满足厚层格林等效密度层条件时, 功率谱具有分段连续特征, 可利用功率谱斜率估算格林等效层的埋深 h :

$$h = -[\ln(P_2) - \ln(P_1)]/[4\pi(r_2 - r_1)] \quad (3)$$

其中, r_2 和 r_1 表示对于功率谱线性段高低频段圆频率 (圆波数)。 $r = \sqrt{u^2 + v^2}$, u, v 为对应 x 和 y 方向的波数 (频率)。对于一般情况, 可利用样条函数拟合功率谱曲线, 获得不同密度等效层的有效埋深。显然, 位场功率谱曲线特征与场源深度有密切的关系[4, 16]。

为了更精细地增强和分离重磁位场特征, 我们提出利用格林等效层逐层优化截频方案实现重磁场高分辨率正则化下延成像[6, 7, 9, 14]。

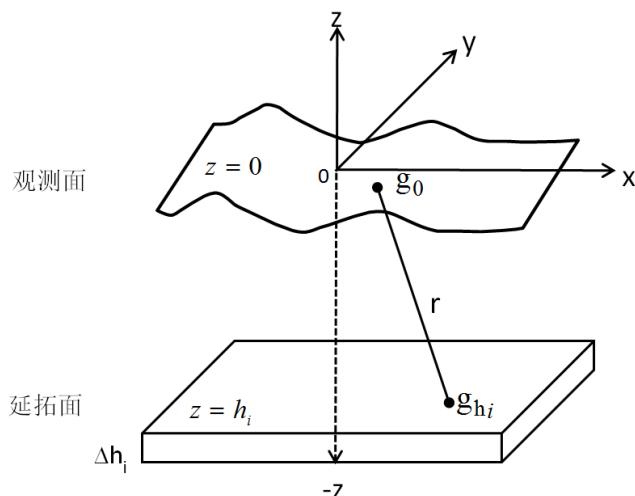


图 2 逐层优化下延格林等效层模型 Δh_i

下面以重力场下延算法为例, 说明逐层优化下延成像方法原理 (图 2)。

地面观测重力场 g_0 可通过地下各格林等效层的重力效应 g_i ($i=1, 2, 3 \dots N$) 的叠加场 g 和干扰场 n 来逼近, 即

$$g_0 = g + n = \sum_{i=1}^N g_i + n \quad (4)$$

经过付式变换后, 数据处理从空间域转换到波数域, $g_0(x, y)$ 转换为 $G_0(u, v)$ 。借鉴剥离干扰场的波数域正则化截频算子 $\Psi_{hi}(u, v)$ [1], 在剥离下延深度 h_i 以浅的场源地面位场响应后, 从位场理论上可将地面重力场 $G_0(u, v)$ 下延至地下第 i 层格林等效层 h_i 顶面的位场值 $G_{hi}(u, v)$ 为

$$G_{hi} = \Psi_{hi} G_0 \quad (5)$$

其中, Ψ_{hi} 为下延第 i 层的正则化下延算子

$$\Psi_{hi} = e^{2\pi r h_i} / [1 + \alpha_i e^{\beta_i(r - r_i) \lambda_0}] \quad (6)$$

其中, $r = \sqrt{u^2 + v^2}$ 为圆波数, λ_0 基波波长, α_i, β_i , 和 r_i 分别为对应 i 层的正则化参数、滤波指数和截频参数。下延过程中截频滤波可压制观测重力场中的高频率干扰。为了计算位场数据偏差泛函, 先将下延位场再上延至地面, 得到上延回返位场值 G_{i0} 。

$$G_{i0} = \Phi_{hi} G_{hi} \quad (7)$$

其中, Φ_{hi} 为上延算子:

$$\Phi_{hi} = e^{-2\pi r h_i} \quad (8)$$

经过反付式变换后, 数据处理从波数域回到空间域。设位场数据偏差泛函为

$$F_{misfit} = \|g_{i0} - g_0\|^2 \quad (9)$$

为了建立稳定泛函, 对下延至第 i 层格林等效层的位场值进行约束 g_{hi} 。设下延稳定泛函为

$$F_{downcont} = \|g_{hi} - \bar{g}_{hi}\|^2 \quad (10)$$

$$\bar{g}_{hi} = \sum_{i=1}^N g_{hi} / N \quad (11)$$

联合这两个泛函建立最优化目标函数

$$F_i = \min \left(\|g_{i0} - g_0\|^2 + \gamma_i \|g_{hi} - \bar{g}_{hi}\|^2 \right) = c_i \varepsilon^2 \quad (12)$$

其中, ε 重力观测误差, g_{hi} 和 \bar{g}_{hi} 为对应第 i 层的下延值及平均值, γ_i 和 c_i 对应第 i 层优化的阻尼因子(拉格朗日因子)和松弛系数($c_i \geq 1$)。

利用阻尼最小二乘法, 可实现自适应逐层求取第 i

$$T_g = \text{FFT}^{-1} \left[\frac{G\rho}{2\pi J} \times \left[\frac{\sqrt{u^2 + v^2} T_0(u, v)}{i(P_0 u + Q_0 v + R_0 \sqrt{u^2 + v^2})} \right] \right] \quad (13)$$

将磁异常 $T_0(u, v)$ 转换为波数域磁源重力异常, 再进行反付式变换得到空间域磁源重力异常 $T_g(x, y)$ 。其中, G 为万有引力常数, ρ 为地质体的密度, J 为地质体的磁化强度, (P_0, Q_0, R_0) 为地磁方向余弦, (P, Q, R) 为地质体磁化方向余弦, u 和 v 分别为对应 x 和 y 方向的波数。

然后利用上述公式(1)-(12), 获得磁源重力异常下延位场三维数据体, 从而实现对磁异常的逐层优化下延成像。

$$K_\varepsilon = \frac{\left[\int_0^{2\pi} \int_0^r |g_{hi}(u, v)|^2 du dv \right]^{1/2}}{\left[\int_0^{2\pi} \int_0^r |g_0(u, v)|^2 du dv \right]^{1/2}} \approx \left[\int_0^{2\pi} \int_0^r |\Psi_{hi}(u, v)|^2 du dv \right]^{1/2} \quad (14)$$

带入式(6), 简化被积函数并利用分部积分法计算, 当满足一定条件时可得到(另文论述)

$$K_\varepsilon \approx \left[\int_0^{2\pi} \int_0^r \frac{re^{4\pi d_i r}}{\left| 1 + \alpha_i e^{\beta_i(r-r_i)} \right|^2} dr d\theta \right]^{1/2} < 2\pi \left[\int_0^r \frac{re^{4\pi d_i r}}{\left| 1 + \alpha_i e^{\beta_i(r-r_i)} \right|} dr \right]^{1/2} < 1.0 \quad (15)$$

上式表明, 在一定条件下逐层优化下延中随机误差的传递系数小于 1, 即随机干扰得到一定程度压制。经归一化处理后, 下延位场中的随机干扰传递特征也不会改变。

通过理论模型测试和实例应用分析, 可总结出逐层优化正则化下延成像的技术流程(图 3)。

逐层优化下延成像的主要技术特点有:

- (1) 结合地震剖面和密度测井资料, 针对性确定初始参数;
- (2) 数据低通滤波, 压制干扰, 不用事先去噪;
- (3) 逐层优选下延参数, 无需人为干预;
- (4) 截频增强识别不同层段波谱异常特征, 具有一定的空间分辨率。

层的下延参数(r_i , a_i , β_i , γ_i 和 c_i)的最优值。最后, 利用对各层优化下延位场值进行归一化处理, 构建地下重力位场三维数据体, 从而实现任意水平面和垂直断面的重力位场下延成像。

对于波数域磁异常 $T_0(u, v)$ 可以先利用伪重力转换关系[2]。

值得注意的是, 由于磁异常是由含有磁性矿物的地质体所产生, 而实际上能产生磁异常的地质体主要是火山岩、侵入岩或相关的变质岩。因此, 磁异常下延层位需要结合钻井和地震资料来约束。

根据重磁异常波数域变换中随机误差的波谱估计[2], 对于二维圆形域的情况, 式(5)的随机观测误差的截频下延的传递系数 K_ε 可表述为

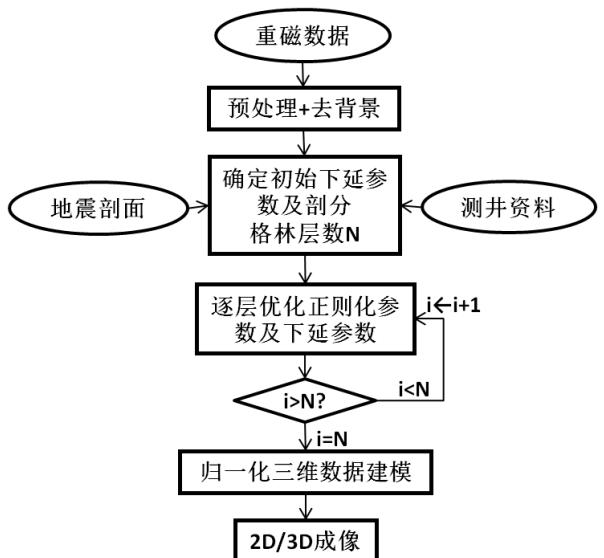


图 3 逐层优化下延成像技术流程

3 随机干扰对单一球体模型重力异常下延的影响特征

(1) 干扰强度的影响

图 4 是对叠加有不同随机干扰强度 (与信号强度之比) 的重力异常进行归一化下延成像的对比分析。重力异常是由深度 8km、半径 4km 和密度 $0.11\text{g}/\text{cm}^3$

的球体产生模型异常 (图 4a)。网格化点线距均为 1km。对比发现, 对于 1km 点线距的网格化数据, 不同随机干扰强度对重力场下延的主要影响深度是 1km (图 4b-e)。与无干扰模型异常下延成像 (图 4a) 相比, 随着干扰强度增大, 信噪比降低, 下延成像能量逐渐分散, 逐渐出现多个能量中心 (图 4d, e), 因此, 成像精度有所降低。

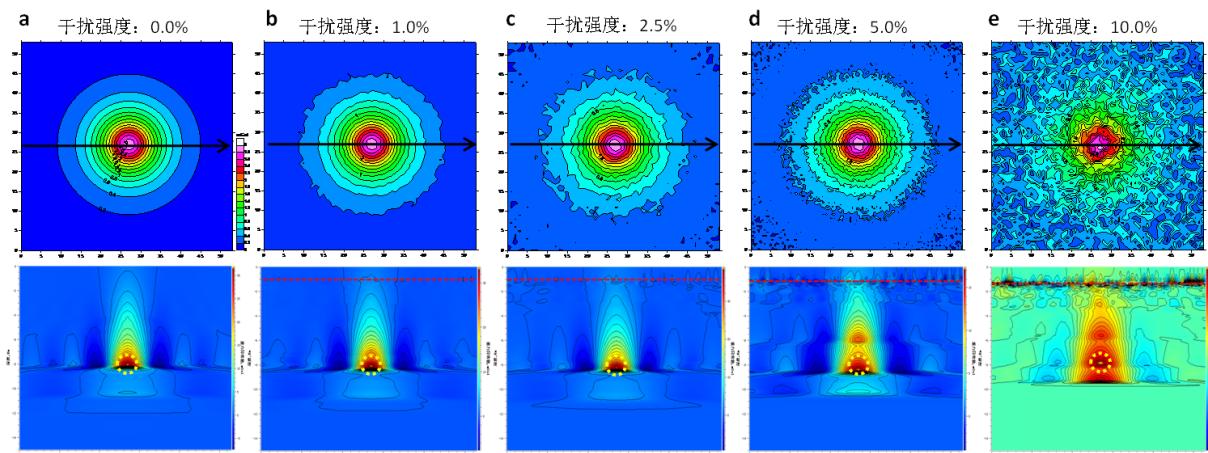


图 4 不同干扰强度的球体重力异常的下延成像

(2) 网格大小的影响

图 5 是对不同点线距网格化重力异常进行归一化下延的成像效果。测网密度增大 (点线距减小), 信息密度不断增大, 随机干扰的影响深度减小, 通常主要影响 1-2 个点距的下延深度。当测网过稀时, 由于信息

密度太小, 数据干扰导致下延成像能量分散, 不能有效聚焦, 呈现多个能量中心 (图 5a)。在波数域中, 这就是采样波数不够高, 出现几种波数信号的混叠效应。因此, 增加测网密度可以提高下延成像质量。

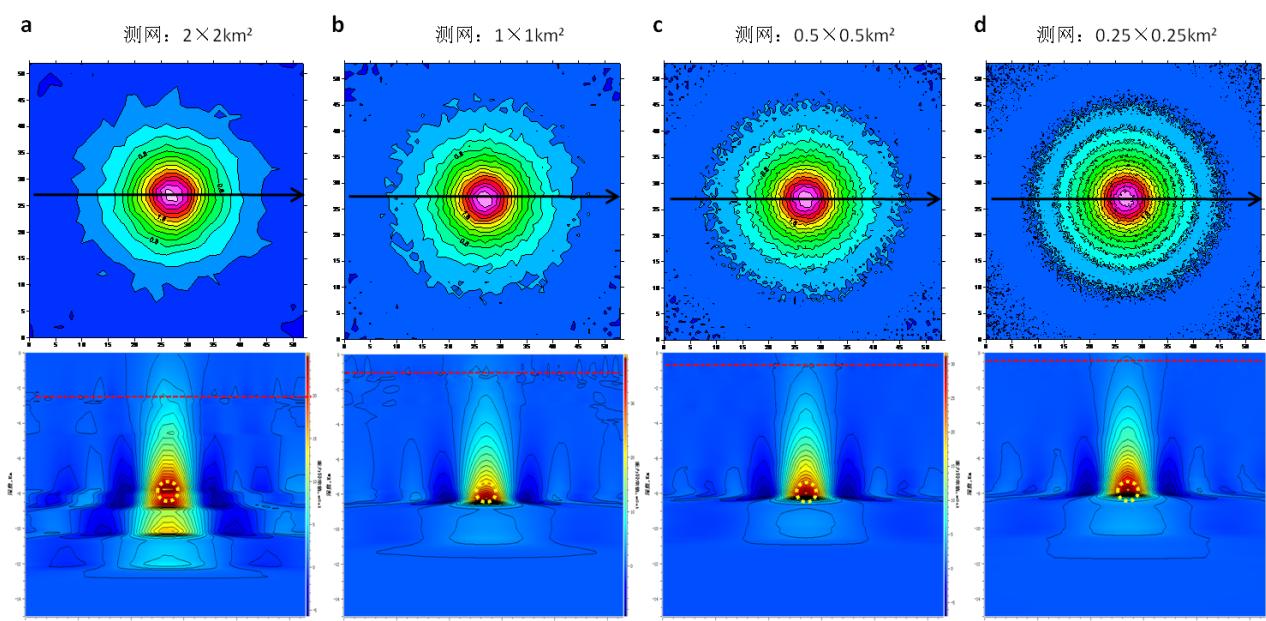


图 5 不同测网的球体重力异常的下延成像

4 随机干扰对多层次块体模型重力异常下延的影响特征

(1) 干扰强度的影响

图 6 是对叠加有不同随机干扰强度 (干扰水平与信号强度之比) 的多层次块体模型重力异常进行归一化下延成像的对比分析。多层次块体模型重力异常是由 2 个深度分别为 4 和 6km、宽度 5km、厚度 1km 和密度 $0.1\text{g}/\text{cm}^3$ 的正方块体及 2 个深度分别为 7 和 9km、宽度

7km、厚度 1km 和密度 $0.1\text{g}/\text{cm}^3$ 的正方块体产生的叠合重力异常 (图 6a)。图 6b-e 分别为叠加有机干扰强度为 1.7%、5.1%、8.5% 和 17.1% 的干扰后重力异常的下延成像效果。网格化点线距均为 1km。与无干扰模型异常下延成像 (图 6a) 相比, 随机干扰对重力异常下延的主要影响在 1-2 个点距的下延深度上。当随机干扰强度大于 10% 以后, 由于信噪比低, 深度在 9km 的块体异常已无法有效下延成像 (图 6e)。

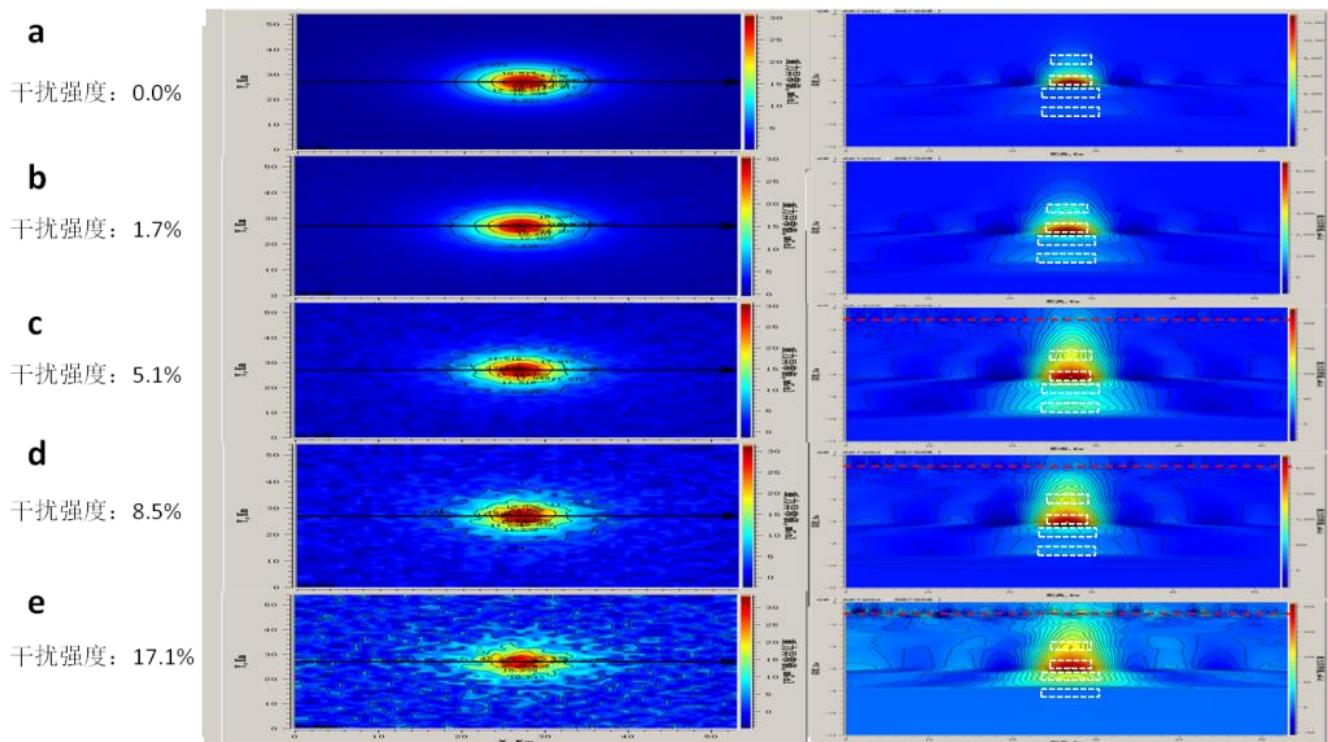


图 6 不同干扰强度的叠合块体重力异常的下延成像

(2) 信号强度的影响

以多层次块体模型中 9km 深的块体密度从 $0.10\text{g}/\text{cm}^3$ 逐步增加至 $0.30\text{g}/\text{cm}^3$ 的情况为例, 形成 5 个不同信息强度的叠合重力异常情形。在无干扰的情况下, 对这 5 个叠合异常进行下延, 随着 9km 深块体密度的增加及其异常增大, 该块体下延异常能量也增大, 成像效果逐渐清晰 (图 7a-e 左)。在保持总体较大干扰水平 (17.1%) 的情况下, 随该层密度的增加及其异常增大,

叠合异常的信噪比增加, 归一化下延成像效果逐步得到改善 (图 7a-e 右)。由于没有改变测网密度 (点线距均为 1km), 随机干扰主要影响到 1km 左右的下延深度。当该层密度增加 50% (由 $0.10\text{g}/\text{cm}^3$ 增加至 $0.15\text{g}/\text{cm}^3$) 及以上时, 该块体重力异常就可以得到有效下延成像 (图 7c-e 右)。因此, 增加信噪比可提高下延成像的分辨率和精度。

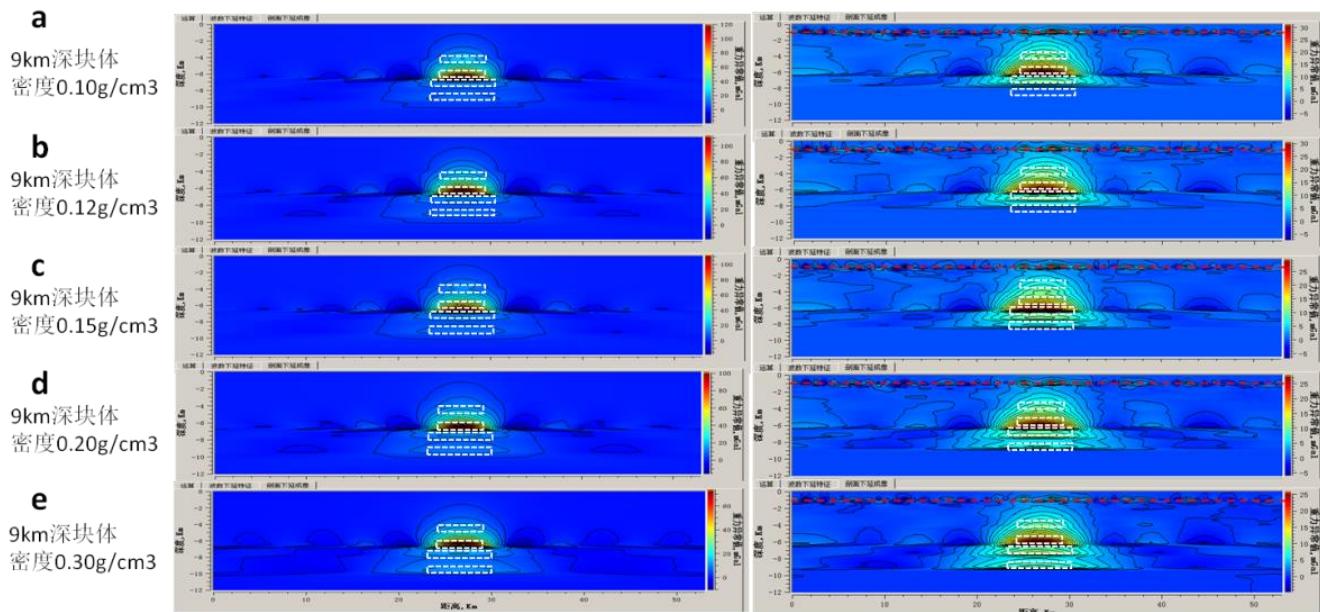


图 7 9km 深块体不同密度的叠合重力异常的下延成像

5 川西南火山岩发育区重磁下延应用试验

火山岩是近年油气勘探的新领域,但面临地质情况复杂,地震资料成像效果差,储层预测难度大等问题。2018 年简阳地区永探 1 井成功钻遇厚层火山岩并获高产工业气流,进一步证实了四川盆地川西南二叠系火山岩具有良好的勘探前景。

2019 年在雅安-三台地区开展了重磁面积测量和时频电磁剖面勘探(图 8)。重磁部署面积 16025 km^2 ,坐标点 64504 个,测网 $500\text{m} \times 500\text{m}$,测线 500 条;时频电磁部署测线 7 条,总长 747.6km,点距 200m。从地质调查结果来看,地面主要发育侏罗系和三叠系沉积碎屑岩,火山岩主要发育在二叠系,地面没有出露。因此,研究隐伏的二叠系火山岩分布是重磁电勘探的重点[7, 9, 14]。

针对过永胜 1-永探 1 的时频电磁 02 号剖面,开展了重磁下延成像与电阻率反演成像对比分析(图 9)。从图 9a 和图 9c 的下延成像结果来看,实测数据的干扰误差主要影响在高程-1km 左右,是观测点距(0.5km)的 2 倍左右。因此,在下面重磁数据下延成像成果的分析解释中,不对下延距离在 2 个点距以浅的成像结果进行讨论。

在图 9a 布格重力异常下延成像中, -5km 以浅有相

对独立的 4 个正异常,其中①号异常的主体在高程-1km 以下; -6km 至-14km 之间有 4 个正异常,其中,⑤和⑥号异常与⑦号异常西段有上下叠置关系;⑧号与⑦号异常也有部分上下叠置关系。在图 9c 磁源重力异常下延成像中,主要有 4 个正异常,均在在高程-1km 以下,③和④号异常上下叠置,①和②号异常也有一定的叠置关系。

在图 9b 时频电磁电阻率反演成像[14]中,高程在-4km 以浅有 1 个较为明显的局部高阻异常,与重力成像①号异常有较好的对应关系,无明显磁异常特征,是该区三叠系内一个局部构造隆起。高程在-3km 至-6km 之间有一条西低东高的高阻异常条带,是二叠系峨眉山组火山岩发育区带,与重力成像③号异常和地磁成像①号异常有较好的重叠关系。考虑到永探 1 井 4-5km 层段岩性为中基性火山岩及火山角砾岩为主,岩心测量磁化率和电阻率测井高值区均位于①号强磁异常西部边缘,而永胜 1 井 4km 附近层段岩性以火山岩和火山碎屑岩为主,电阻率测井也有较高值,推测地层成像①号强磁异常中心应以玄武岩和辉绿岩为主。

值得注意的是,在高程-7 至-12km 之间,重力成像的⑤和⑥号异常及⑦号西段异常上下叠置,与电阻率成像高阻异常区有一定的对应关系,推测为火山通道经由区段,分布有高密度和高电阻率的火成岩,并为上层地磁成像①号异常区发育玄武岩和辉绿岩提供深层物质来源。



图 8 重磁和时频电磁勘探部署方案

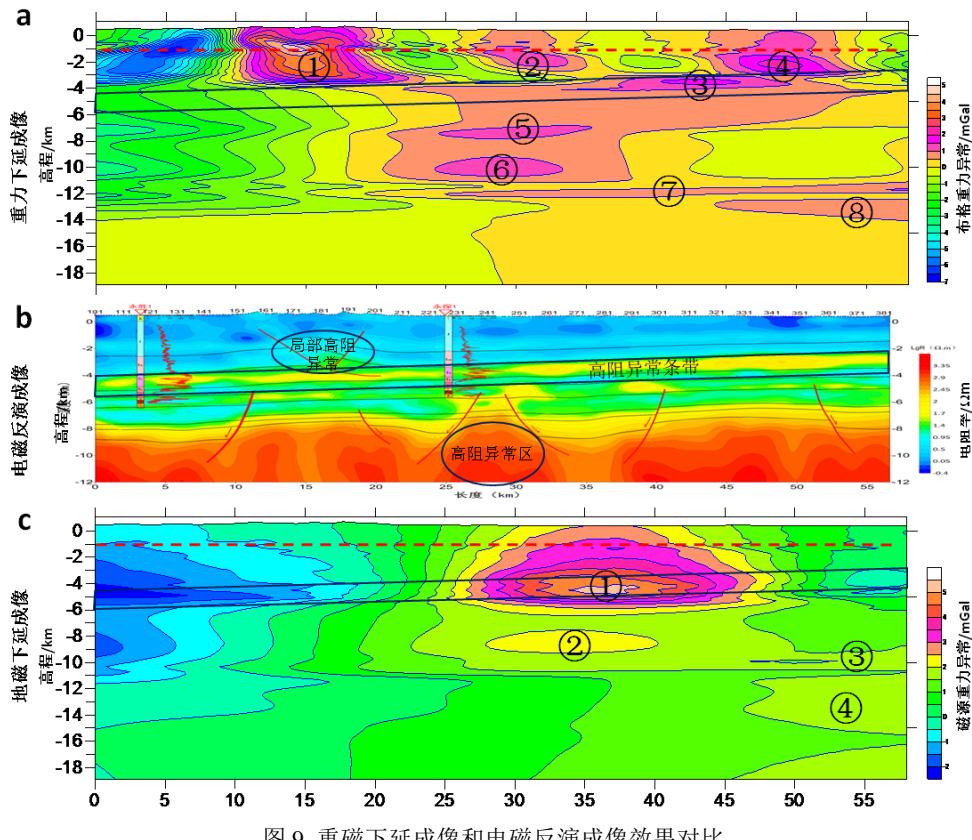


图 9 重磁下延成像和电磁反演成像效果对比

6 结论

- (1) 根据格林等效层重磁叠加原理, 通过逐层优化截频滤波各层重磁响应, 并归一化三维下延位场建模, 可实现任意水平或垂向重磁位场的成像分析, 研究地下空间分布的结构特征, 为深层密度和磁性结构研究提供新的技术手段。
- (2) 球体重力异常干扰数据的下延成像试验表明, 不同强度的随机干扰对下延成像的影响深度主要在 1-2 个点距; 增大测网密度, 可增大信息密度, 从而提高下延成像质量。但干扰强度过大, 可造成下延能量分散, 形成虚假成像异常。
- (3) 叠合块体重力异常干扰数据的下延成像试验表明, 若增大深层块体密度, 可改善干扰数据的信噪比, 提高下延成像分辨率和精度, 从而减小数据干扰对下延成像的影响。
- (4) 在实测重磁数据的下延成像中, 若原始数据中干扰强度较大, 则可先进行数据滤波, 削弱强干扰的影响; 若原始数据干扰强度不太大, 可直接应用逐层优化下延成像, 但通常不宜对下延深度小于 2 个点距的下延成像结果进行定性和定量解释。

致谢

前期研究得到国家重点研发计划子课题“三维正演剥层异常提取及正则化下延异常增强技术研究”(2016YFC060110408)及国家重点研发计划子课题“井中重力测量资料采集、处理和解释软件模块研发”(2018YFC060330103)的资助, 研究中得到中国石油勘探开发研究院杨辉教授高级工程师和中国石油集团东方地球物理公司刘云祥教授高级技术专家的指导。

参考文献

- [1] 安玉林, 管志宁. 1985. 滤除高频干扰的正则化稳定因子. 物化探计算技术. 7 (1): 13-23.
- [2] 程方道, 黄国祥. 重磁位场波谱理论及其应用. 长沙: 中南工业大学出版社, 1987.
- [3] 刘东甲等, 2009. 位场向下延拓的波数域迭代法及其收敛性. 2009, 52 (6): 1599-1605.
- [4] 王谦身. 重力学. 地震出版社, 北京: 2003.
- [5] 王纯, 张研, 文百红. 一种基于重力数据向下延拓的成像方法和装置 (CN107678068A), 2018.
- [6] 文百红, 杨辉, 张研. 2008. 双重正则化下延方法及其应用. 重磁数据处理解释应用研讨会论文集 (2008 年 4 月 15-18 日, 浙江, 杭州). 55-57.
- [7] 文百红, 杨辉, 张连群等. 2020. 重磁优化下延成像深部物性结构预测. 2020 年中国地球科学联合年会 (2020.10.18-21, 重庆). 6048-6051.
- [8] 文百红, 胡庆辉, 张连群. 2021. 地质体形状对逐层优化正则化下延成像的影响研究. 物探与化探, 45 (6): 1553-1558.
- [9] 文百红, 杨辉, 张连群. 盆地深部结构重磁位场下延成像应用——以四川盆地为例. 见《胡建义院士文集》. 北京: 石油工业出版社, 2023. 430-438.
- [10] 徐凯军, 刘展, 张旺. 一种基于深度变化的三维重力位场正则化下延方法及应用 (CN 103869376A). 2014.
- [11] 徐世浙, 2006a. 位场延拓的积分-迭代法. 地球物理学报, 49 (4): 1176-1182.
- [12] 徐世浙, 2006b. 位场大深度向下延拓. 中国地质学会 2006 勘探地球物理学术交流会 (2006.9.25. 乌鲁木齐), 29-31.
- [13] 徐世浙, 余海龙, 李海侠, 田钢, 杨金玉. 2009. 基于位场分离与延拓的视密度反演. 地球物理学报, 52 (6): 1592-1598.
- [14] 杨辉, 胡祖志, 文百红等编著. 深层重磁电联合反演方法与应用. 北京: 石油工业出版社, 2022.
- [15] 于波等, 2009. 噪声对磁场向下延拓迭代法的计算误差影响分析. 2009, 52 (8): 2182-2188.
- [16] Pawłowski R. S., 1994. Green's equivalent-layer concept in gravity band-pass filter design. Geophysics, 59 (1): 69-76.
- [17] M. Fedi and G. Florio. 2002. A stable downward continuation by using the ISVD method. Geophys. J. Int. 151, 146-156.
- [18] Li JP., Zhang YT., Fan HB. et al. 2020. A stable regularization method of downward continuation of potential field. Studia Geophysica et Geodaetica, 64 (2020): 391-406.