

北京一柏各庄剖面连续介质 大地电磁反演解释*

赵国泽 刘国栋 王家映

(国家地震局地质研究所) (武汉地质学院)

摘 要

在华北地区大地电磁测深工作的基础上,本文对北京一柏各庄剖面上的大地电磁观测资料,使用连续介质反演方法进行反演解释,获得了电性结构的最新结果。对构造的可接受地电模型的评价表明,本剖面内地壳中部普遍存在高导电带,上地幔内高导电带的深度变化较大,电阻率为 $1\Omega \cdot m$ 的等值线深度,在沧县隆起为 70 多 km,其西侧和东侧分别在 60km 和 50km 左右。上地幔高导电带的电阻率值由西而东有减小的趋势。这些结果与表层构造的对应关系说明,上地幔软流圈及地热场的横向不均一性,对地壳内部发生的构造运动有重要意义。

一、引言

对大地电磁(MT)观测资料的反演解释,通常遇到两方面的问题,一是横向非均匀的电性结构的影响,即二维或三维地电结构可能使大地电磁响应曲线发生的畸变,二是由于有限的观测资料及其包含的误差给反演结果带来的非唯一性问题。

关于二、三维 MT 问题的反演,目前尚未较好解决,但是二维模型使响应曲线畸变的规律已经比较清楚,在进行一维解释时,一般是可以识别和克服的^[1,2]。因此,当前对大地电磁观测资料仍主要采用一维反演方法进行解释。

地球物理资料反演的不唯一性是普遍存在的^[3],但自从 Backus-Gilbert 理论中的分辨概念引入之后,使地球物理反演有了较大进展^[4]。关于大地电磁一维反演,已有多种层状均匀模型反演方法,似乎没有必要再花很大精力进行研究。电阻率随深度连续变化的反演方法是由 Bostick (1977) 较早提出的^[5],而 Oldenburg (1979) 首先将 B-G 理论应用于大地电磁资料的反演当中^[6]。在非线形反演问题中,不能期望精确地确定某一深度上的电阻率数值,但通过电阻率(或电导率)平均的概念,可确定某一深度范围有意义的结果,从理论上讲,这个解是唯一的。

基于 B-G 理论的连续介质反演方法,不仅能得到电性参数出现极大、极小的范围,而且可获知其连续变化的趋势,这或许很适于研究地壳深处和上地幔内的实际电性结构,因为这里有较高的温度,岩石电性主要受温度的影响,在这个深度范围内,可能已不存在电性或岩性上截然分开的界面。

本文 1984 年 8 月 20 日收到,1985 年 3 月 21 日收到修改稿。

* 本文系由编委刘国栋推荐。

在北京到渤海周边地区,已进行了大量的大地电磁研究,并获得了区域内层状模型电阻率的反演结果^[2,7]. 本文采用连续介质反演方法,反演得到一条横跨华北平原北部较完整的电性剖面,为这一地区深部结构和地震构造的研究提供了有意义的资料.

二、模型反演和评价方法

连续介质大地电磁反演方法包括模型构制和评价两个部分,其基本原理概述如下^[6].

设电磁波场源是含有不同频率成分(圆频率为 ω)的平面电磁波,电导率模型是以深度 z 为自变量的任意函数 $\sigma(z)$. 由麦克斯韦方程求得通常的 MT 波动方程为

$$\frac{d^2 E_y(z, \omega)}{dz^2} + i\omega\mu_0\sigma(z)E_y(z, \omega) = 0 \quad (1)$$

其中 μ_0 是自由空间和地球模型的磁导率,下标 y 表示电场沿任一水平方向 y 极化. 定义与任一频率 ω_i 对应的函数

$$R_i(z, \omega_i) = \frac{B_x(z, \omega_i)}{E_y(z, \omega_i)}, \quad i = 1, 2, \dots, N \quad (2)$$

当 $z = 0$ 时, $R_i^0 = R_i(0, \omega_i)$ 即构制模型所需的响应函数. 由于大地电磁响应函数是 Frechet 可微的^[8], 用规范扰动技术可求出微分核满足的积分方程. 将复数形式的响应函数写成 $R_i^0 = |R_i(0, \omega_i)|e^{i\phi_i(0)}$, 经过复数运算分别求出振幅和相位的响应函数及它们满足的本构方程. 不失一般性,省略下标 y , 令 T_i 代表某一频率的振幅或相位响应, $m(z)$ 代表电阻率模型, 且 $m(z) = \ln \rho(z) = \ln \left(\frac{1}{\sigma(z)} \right)$, 则本构方程可写成

$$\delta T_i = \int_0^\infty \mathcal{K}_i \delta m(z) dz \quad (3)$$

其中, \mathcal{K}_i 代表它们的微分核. 振幅的响应函数为

$$T_i(0, \omega_i) = |R(0, \omega_i)|$$

微分核为

$$\mathcal{K}_i(z, \omega_i) = \mu_0\sigma(z)\omega_i |R_i(0, \omega_i)| I_m \left[-\frac{E^2(z, \omega_i)}{E(0, \omega_i) \frac{dE}{dz}(0, \omega_i)} \right] \quad (4)$$

相位的响应函数为

$$T_i(0, \omega_i) = \phi_i(0)$$

微分核为

$$\mathcal{K}_i(z, \omega_i) = -\mu_0\sigma(z)\omega_i R_i \left[\frac{E^2(z, \omega_i)}{E(0, \omega_i) \frac{dE}{dz}(0, \omega_i)} \right] \quad (5)$$

于是, 构制模型的过程包括, 对于给定的初始模型 $\sigma_0(z)$, 由方程(1)解出各个深度 z 处及地表的与各频率相应的电场 $E(z, \omega_i)$, 结合麦克斯韦方程求出振幅和相位的响应函数及微分核, 计算观测响应 T_i^0 与理论响应 T_i 之差 δT_i , 由方程(3)解出模型的扰动 $\delta m(z)$, 用它对初始模型 $m_0(z) = \ln \frac{1}{\sigma_0(z)}$ 进行修正, 得到新的更接近于真实模型的初

模, 即 $m_1(z) = m_0(z) + \delta m(z)$, 重复上述过程, 直至相对均方根误差

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_i^N (\delta T_i / T_i^0)^2}$$

小于某一规定的小常数, 过程终止。

通常观测资料含有误差, 设其具有独立的高斯分布特点, 令与任一频率 ω_j 对应资料的标准偏差为 v_j , 则 $\delta T_j / v_j$ 也是具有高斯分布特点、且标准偏差数值接近于 1 的随机变量。这时, 变量

$$\chi^2 = \sum_{j=1}^N \left(\frac{\delta T_j}{v_j} \right)^2 = \sum_{j=1}^N \left(\frac{T_j^0 - T_j}{v_j} \right)^2 \quad (6)$$

可作为判断理论响应 T_j 和观测的 T_j^0 之间拟合程度的指标。 χ^2 是具有 N 个自由度的 χ^2 -分布, 当 $N > 4$ 时, 期望值近似等于 N 。所以, 当把计算的响应代入方程(6), 而满足 $\chi^2 \simeq N$ 时, 则认为构制模型的响应与资料的拟合达到可接受的程度。

对构制模型评价的基本内容包括^[9], 计算在任一有意义深度 z_0 模型的平均 $\langle m \rangle$, 平均的标准偏差 $v(z_0)$ 及其有关的平均函数 $A(z, z_0)$, 即

$$\langle m(z_0) \rangle = \int_0^\infty m(z) A(z, z_0) dz \quad (7)$$

$$A(z, z_0) = \sum_{j=1}^N a_j \mathcal{K}_j(z, \omega_j) \quad (8)$$

$$v(z_0) = \left(\sum_{j=1}^N a_j^2 v_j^2 \right)^{1/2} \quad (9)$$

其中 a_j 是一组常数。平均函数好象观察模型的“窗口”, 并满足单模条件, 由于误差的存在, 一般它不等于 δ 函数, 为判别其宽度, 使用宽度标准, 即分辨宽度 $s^{[4]}$

$$s(z_0) = 12 \int_0^\infty (z - z_0)^2 A(z, z_0) dz \quad (10)$$

s 越小, 平均函数越窄, 即该点分辨越好, 信息越可靠。但实际上 s 与 v 是一对矛盾的量, s 较小时, v 较大, 这时有较好的分辨, 但误差较大, 反之亦然。所以, 我们在二者之间取一折中值, 选择一个标准, 以达到既有较好的分辨, 又具有可以容许的偏差。在大地电磁问题中, 分辨能力随深度增加而减小。所以, 取 $s(z_0) = z_0$ 做为标准。当 $s(z_0) < z_0$ 时, 说明在该深度有较好的分辨, 模型信息可靠; 当 $s(z_0) \gg z_0$ 时, 在该深度上不存在适当窄的平均函数, 分辨能力较低。

在计算时, 对于各个频率求出电磁波衰减到接近于零时的深度, 做为最大深度, 它一般相当于趋肤深度的 5, 6 倍以上。对于振幅和相位资料, 既可联合使用, 也可单独使用进行反演。若观测资料为视电阻率, 先经简单代数运算, 化为以 R 为响应的反演问题。

三、资料及反演结果

北京南郊狼堡至渤海北岸柏各庄剖面, 穿越冀中拗陷、沧县隆起和黄骅拗陷等华北平原区内几个主要构造单元, 构造走向与剖面近于直交(图 1)。 MT 模型试验表明, 对纵向

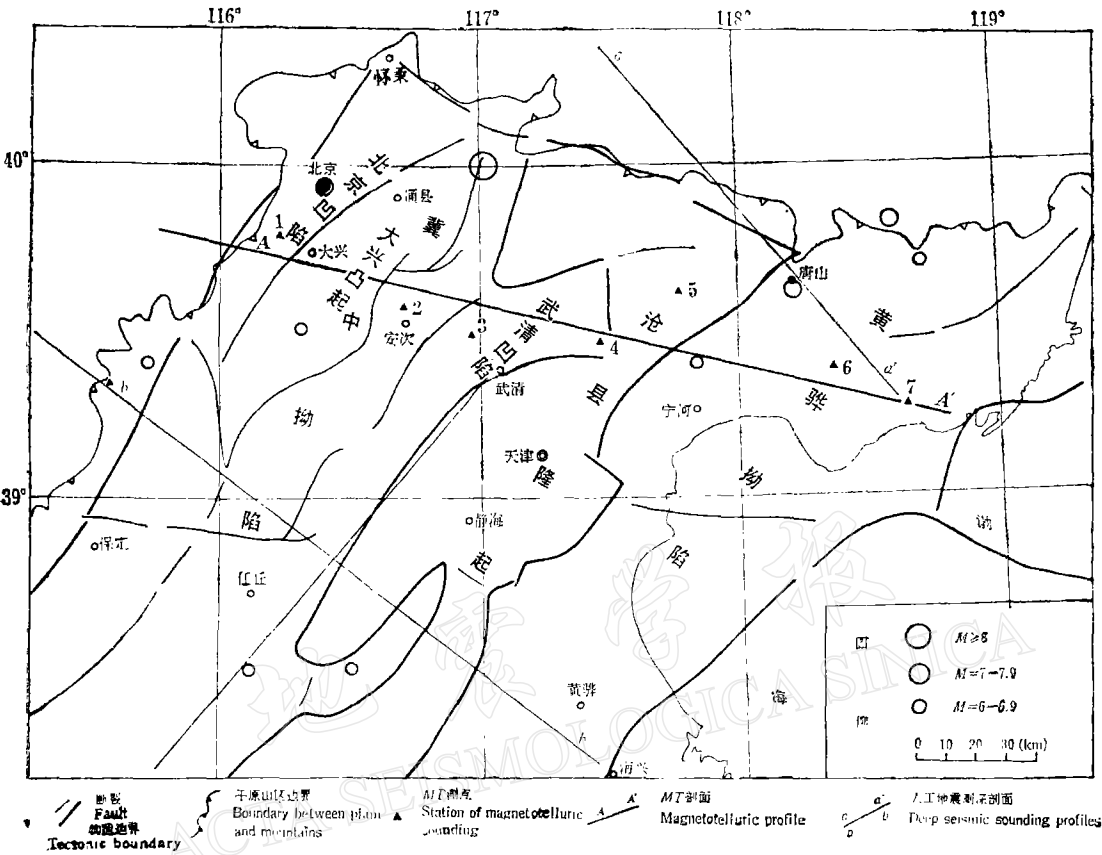


图 1 大地电磁剖面及测点位置
a— a' 丰宁柏各庄地震剖面, b—b' 海兴阳原地震剖面
Fig. 1 Magnetotelluric profile and the observation stations

视电阻率曲线进行一维解释,有利于研究深部电性结构。以下介绍剖面上 7 个测点的观测资料及反演结果(图 2),其中观测响应即纵向视电阻率曲线。

不同的初始模型可能导致不同的反演结果,我们对每个测点分别用差别较大的初模进行反演,在所得到的能与观测资料拟合的模型中,选用相对均方根误差 ϵ 最小的结果做为最佳结构或最小结构(图 2)。各测点的 ϵ , χ^2 变量及资料点数 N 列于下表。

	测点 1	测点 2	测点 3	测点 4	测点 5	测点 6	测点 7
ϵ	0.045	0.048	0.036	0.018	0.057	0.049	0.034
χ^2	28.0	20.09	36.7	23.85	50.0	28.38	31.7
N	21	24	23	21	26	21	23

图 2 中最小结构的响应曲线在资料误差范围内展布,上表中 χ^2 变量与 N 之差除测点 3 较大外,其余测点均在 30% 以内,这表明所构制的模型(最小结构),能产生与观测拟合的响应函数,是可以接受的。

为了评价构制模型的唯一性,对每个测点可接受的模型,计算了各个深度上的模型平

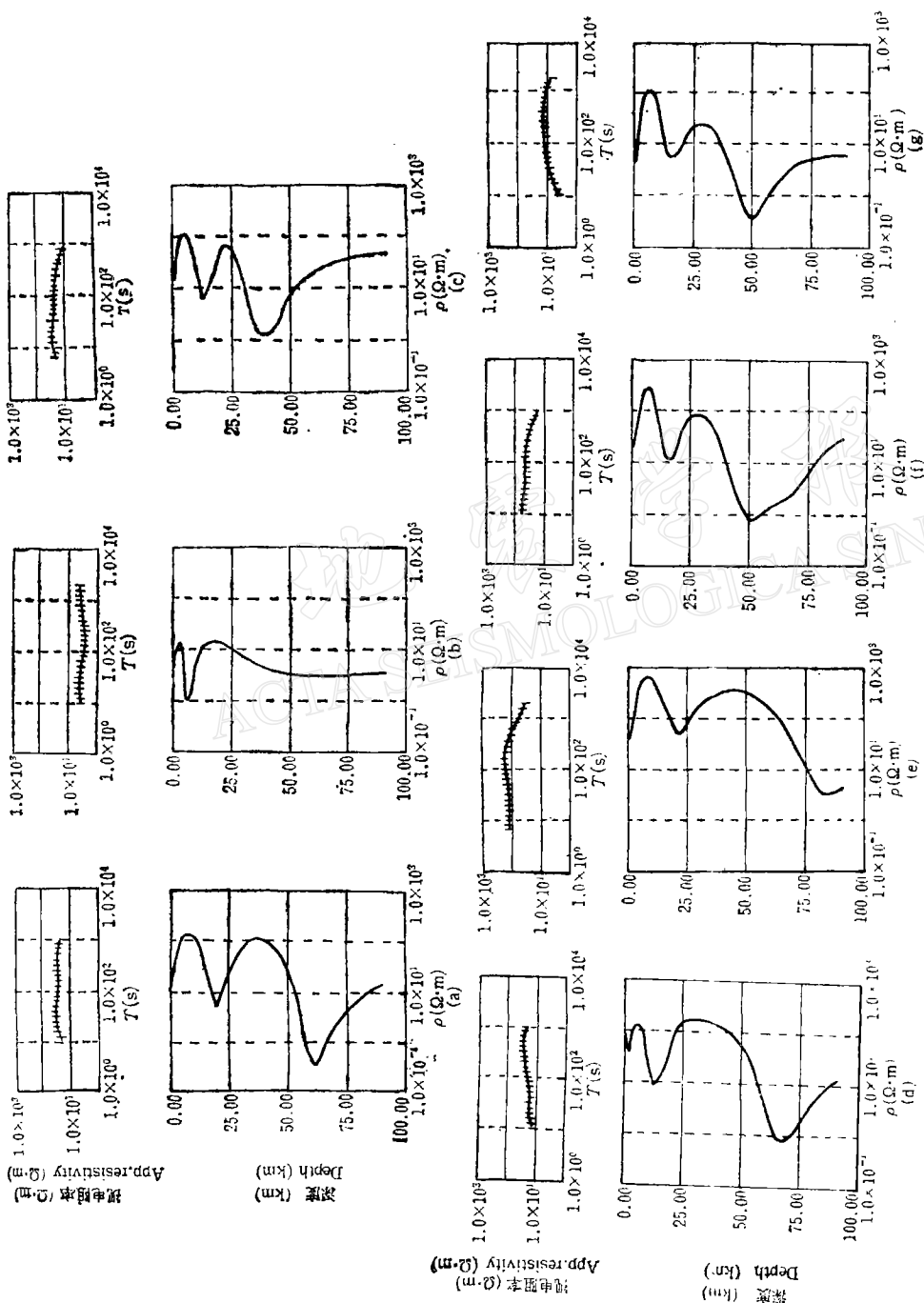
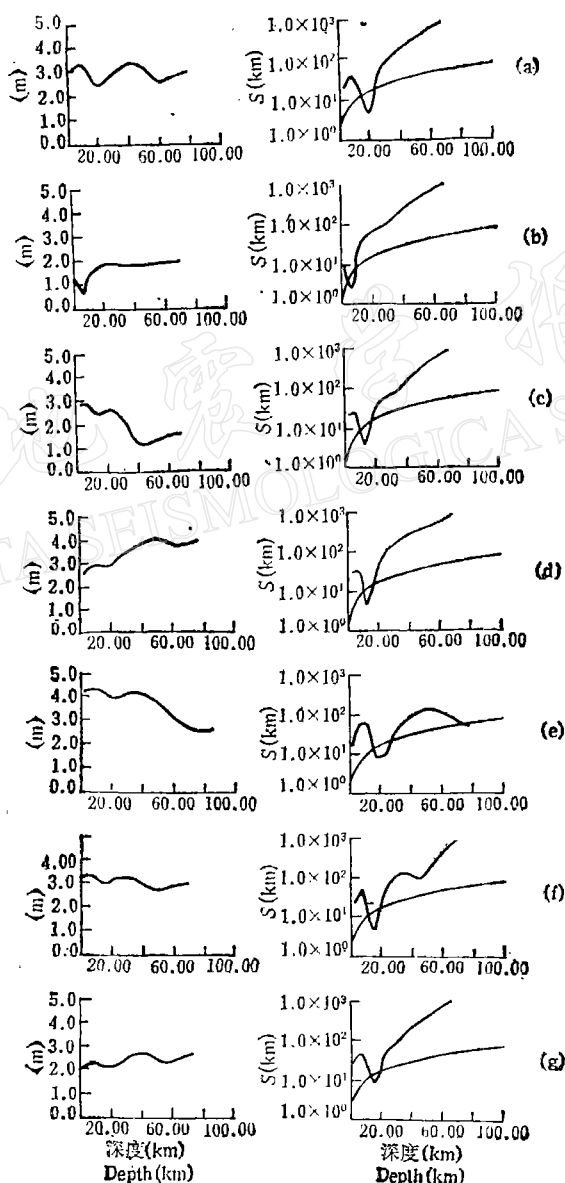


图 2 测点 1—7 的观测资料及构制的模型

Fig. 2 Response resistivity of the constructed models (solid curves) and the observed apparent resistivity with errors (vertical bars) at the seven stations (top), and their corresponding constructed models (bottom)

均和分辨宽度. 根据 B-G 理论, 所有线性逼近构制模型, 并能重现观测资料者, 都应具有相同的平均. 当然若地球模型与构制模型成线性关系, 它也具有同一的平均. 前已述及, 模型的平均是有误差的, 不能片面追求偏差的极小而不顾分辨能力. 所以, 我们选择可以容忍的偏差标准, 对各测点绘制了平均及相应的分辨宽度曲线 (图 3). 测点 1—7 平均的标准偏差分别为 0.2, 0.2, 0.2, 0.3, 0.1, 0.3 和 0.2.

由图 3 可见, 模型平均的标准偏差一般都小于平均的 10%. 如测点 1, 平均曲线在 20



• 图 3 对于测点 1—7 构制模型计算的平均 $\langle m \rangle$ (左侧), 分辨宽度 S (右侧)

Fig. 3 The averages, generated from the constructed models, are shown in the left.

The resolution widths corresponding to the averages are shown in the right

km 左右的极小值深度附近, 平均为 2.5 ± 0.2 。在 60km 左右, 平均为 2.2 ± 0.2 。此外, 将图 3 的平均曲线与图 2 的最小结构曲线进行对比, 它们分别具有相似的形态, 一般说, 二者的极小值深度是分别相当的, 说明模型的平均反映了构制模型的信息, 它代表所有可接受模型的共同特点。

通过观察分辨曲线 s (图 3), 看出分辨能力具有如下特点: 在各测点出现第一个电阻率极小值的深度范围内, 分辨宽度 $s(z_0)$ 的值都小于相应的深度数值 z_0 , 说明这里有较好的分辨能力。此时, 平均函数的中心也在 z_0 深度上, 且宽度较窄(图 4)。这就进一步证明, 对这个深度范围内出现的低阻, 是有着足够好的分辨能力的, 所得到的模型平均的信息也是可靠的。在这个电阻率极小值深度以上(即高阻范围), $s > z$, 说明它们的分辨较差, 同时它们的平均函数的中心向着极小值深度 z_0 聚集(图 4), 这是因为在高阻范围内, 电磁波衰减很小, 导致分辨能力降低。在第一个电阻率极小值深度和第二个电阻率极小值深度之间, 又有 $s > z$, 且平均函数的中心向低阻区偏移, 显然这也是由于同样的原因所致。然而, 在这些深度上的平均函数曲线(图 4)向两个低阻范围的迁移, 则恰好说明这里是高阻区。

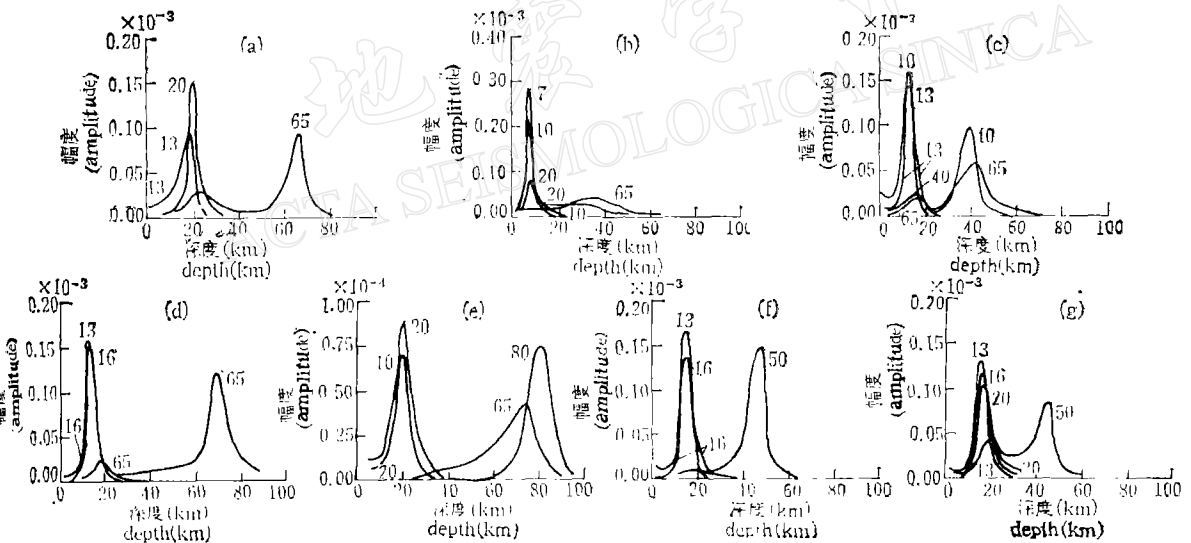


图 4 在测点 1—7 对不同深度计算的平均函数曲线
(曲线上的数字代表计算平均函数的深度)

Fig. 4 Averaging function curves corresponding to averages. The numbers on each curve are the depths at which the averaging functions are calculated

至于第二个低阻区深度上(该低阻特点在极小结构和模型平均曲线上都有显示), 尽管就所选取的标准偏差, 大部分测点呈现 $s > z$, 似不能得到该深度较好的分辨和平均信息, 但平均函数曲线(图 4)向我们显示, 这里有较窄的平均函数, 且其它深度(高阻区)的平均函数也向这里聚集, 说明这里与高阻区具有不同的性质, 它是低阻引起的。而在测点 5 的这个深度上出现 $s < z$, 可能是由于高阻区分布的深度间隔较大, 电阻率又较高, 使电磁波在低阻区的聚集和衰减更加突出, 因而有更好的分辨。

为寻找各种可接受模型的共同特征, 检验上述结果, 把显示不同特点的四个测点由不

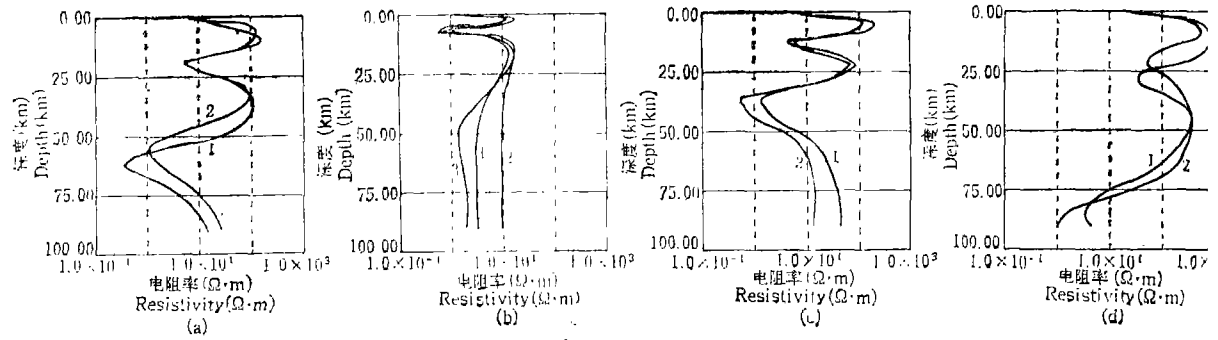


图 5 测点 1, 2, 3 和 5 几种可接受模型

(a) 测点 1, 初模分别为 $\rho(x) = 13$ 和 $20 \Omega \cdot m$ (b) 测点 2, 初模为 2, 3, 4 和 $10 \Omega \cdot m$
(c) 测点 3, 初模为 10 和 $40 \Omega \cdot m$ (d) 测点 5, 初模为 50 和 $80 \Omega \cdot m$

Fig. 5 The acceptable models obtained from different starting models for the 1st, 2nd, 3rd and 5th stations

同初模构制的曲线示于图 5。由图可见, 对每个测点, 虽然初模相差较大, 但反演的结果却基本一致, 低阻区深度较稳定。而且, 对不同测点的资料, 即使利用相同的初模, 如测点 2 和 3 都使用 $10 \Omega \cdot m$, 反演结果却迥然不同。这些结果向我们表明, 构制的极小结构模型和模型的平均是可靠的, 反映了真实地球模型。

四、连续变化的电性结构

基于上述分析, 区内的电性结构模型可以由极小结构 (图 2) 本身和模型的评价两个方面加以确定, 其主要特征如下: (1) 地壳浅部, 随着深度的增加, 普遍显示电阻率逐渐增大, 由几 $\Omega \cdot m$ 到几十或几百 $\Omega \cdot m$ 之间变化, 大约在 5 到 10 km 左右达到极大 (第一个极大)。这反映了表层沉积岩系列到高阻基底或古老变质带的过渡。电阻率极大值深度与高阻基底或变质带对应。(2) 电阻率出现极大以后开始减小, 并于十几公里到二十公里之间分别达到极小 (第一个极小)。电阻率的极小值在几到几十 $\Omega \cdot m$ 范围内变化。在测点 5 (沧县隆起北端) 极小值的深度最大 (22 km), 电阻率值也最大 ($50 \Omega \cdot m$ 左右)。该测点以西变化复杂, 由测点 3 (武清凹陷) 的 12 km 左右到测点 1 (北京凹陷) 的 18 km 左右。而测点 2 最浅, 说明这一区域 (冀中拗陷) 上地壳有着复杂的构造环境。东侧的测点 6 和 7 电性特征一致, 极小值深度在 15 km 左右, 向东有电阻率变小深度变浅的势趋。(3) 随深度增加, 电阻率又逐渐增大, 大约在 30 km 左右达到极大 (第二个极大)。但对各测点, 其深度有较大变化。这个电阻率极大值一般比第一个电阻率极大值小。这反映了下地壳及岩石圈的地幔部分的特点。(4) 然后, 随深度增加, 电阻率大幅度减小, 并达到第二个极小, 电阻率减小约二、三个数量级, 比第一个极小值更小。该极小值深度对各测点有较大差别, 测点 5 最深, 测点 3 最浅。

以上结果与先前用层状模型反演结果^[7]对比发现, 第一个极小值深度与层状模型的壳内高导层相当, 第二个极小值深度在层状模型上地幔高导层顶界附近。将它们与连续变化的波速剖面进行比较 (图 6), 测点 5 和 6 分别与丰宁—柏各庄地震剖面内 $Sp30$ 和

$Sp0$ 反映的速度结构对应^[10]，测点 1 与海兴—阳原地震剖面内西支的速度结构对应^[1]。电阻率与速度变化不仅形态相同，而且它们的极小值深度也几乎一致，说明二者可能有共同的岩石学起因。

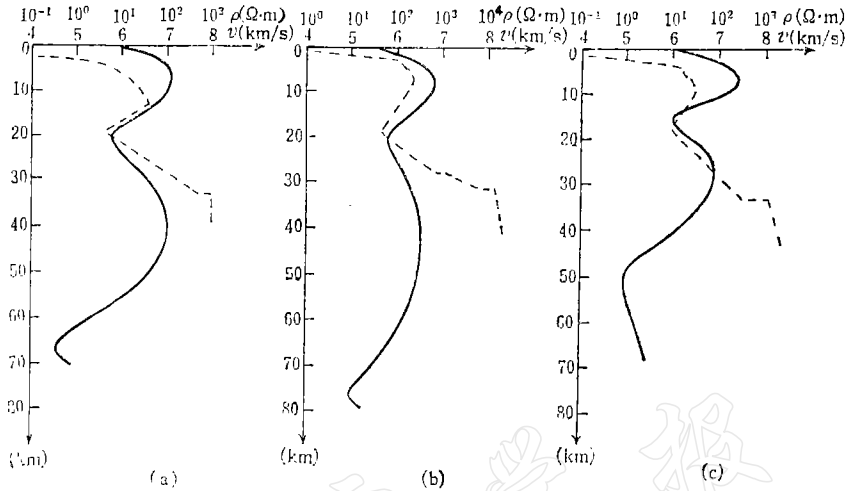


图 6 电阻率与波速结构对比

(实线表示电阻率,虚线表示速度)

(a) 冀中拗陷内测点 1 (b) 测点 5 (c) 测点 6

Fig. 6 Comparison of resistivity structures (solid curves) with seismic wave velocity structures (dashed curves)

此外,第二个电阻率极小值深度位于上地幔内,说明这里有低阻带存在,这一结果与华北平原区 60km 以下出现的地震波速度逆转现象相吻合^[11,12]。

为全面观察地壳上地幔电性的横向变化,根据电阻率-深度连续曲线,绘制出整个剖面范围的电性连续变化结构(图 7)。其中一个显著特点是,上地幔低阻区(由电阻率等值线表示)有明显的横向起伏,波动幅度由西向东变大,波峰与北京凹陷、武清凹陷和黄骅拗陷分别对应,波谷与大兴凸起和沧县隆起对应。在沧县隆起的下地壳上地幔内有较大范围的高阻圈闭。另一特点是地壳内出现低阻带,电阻率小于 $25\Omega \cdot m$ 的范围呈香肠状结构,拗陷区厚,隆起区薄。地壳表层的低阻分布范围与区内的新生代沉积发育状况基本一致。应该指出,测点 2 及其西侧处于复杂构造部位上,这里有近三维特征的大兴凸起(高阻),而测点 2 位于凸起侧翼的低阻凹陷内。对三维模型的研究指出^[4],低阻凹陷区的集流效应和 S 效应使顺低阻体长轴方向的视电阻率曲线向左移,即向高频方向移动,在进行一维解释时,可能使电性剖面内的低阻层变浅,电阻率变小。所以,测点 2 下面的电阻率值普遍比周围小,壳内低阻带比周围浅,图中这一部分的画法(如测点 1 和 2 之间,壳内低阻带没有连通),只是一种可能。另外,在剖面内上地幔某一深度(如 60km),与各凹陷区对应的电阻率值由西而东逐渐变小。

1) 张先康等,文安—坝县地壳结构的初步研究,1982。

并表示感谢。

参 考 文 献

- [1] Berdichevsky, M. N., I. V. Dmitriev, Basic principles of interpretation of MTS curves, *Geoelectric and Geothermal Studies*, 165—221, Akademiai Kiado Budapest, 1976.
- [2] 刘国栋、赵国泽, 华北地区的壳内高导层和壳内低速层, 第一次全国地壳与上地幔物理学术讨论会论文集, 162—169, 中国地球物理学会, 1984.
- [3] 刘福田、李强、胡小幸, 走时反演及其应用, *地球物理学报*, **25**, 增刊, 696—710, 1982.
- [4] Backus, G., and Gilbert, F., The resolving power of gross Earth data, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **16**, 169—205, 1968.
- [5] Bostick, F. X. Jr., Workshop on electrical methods in geothermal exploration, U. S. G. S., contract No. 14-08-001-G-359, 1977.
- [6] Oldenburg, D. W., One-dimensional inversion of natural source magnetotelluric observations, *Geophysics*, **44**, 1218—1244, 1979.
- [7] 刘国栋、顾群、史书林、孙洁、石障松、刘金汉, 京津唐渤和周围地区地壳上地幔电性结构及其与地震活动性的关系, *地球物理学报*, **26**, 149—157, 1983.
- [8] Parker, R. L., The Frechet derivative for the one-dimensional electromagnetic induction problem, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **49**, 543—547, 1977.
- [9] Backus, G., and F. Gilbert, Uniqueness in the inversion of inaccurate gross Earth data, *Trans. Phil. Roy. Soc.*, A266, 123—192, 1970.
- [10] 刘国栋、刘吕铨, 华北北部地区地壳上地幔构造及其与新生代构造活动的关系, *中国科学 (B)*, 1982, 12: 1132—1140.
- [11] 赵珠, 华北地区上地幔速度结构, *地球物理学报*, **26**, 341—354, 1983.
- [12] 宋仲和、朱介寿、安昌强、张丽娟, 北京—萨哈林剖面的地幔纵向速度结构, *地球物理学报*, **24**, 310—318, 1981.
- [13] Xinhua Zhou and L. R. Armstrong, Cenozoic volcanic rocks of eastern China, *Earth and Planetary Science Letters*, **58**, 301—329, 1982.
- [14] 赵国泽、赵永贵, 地壳上地幔结构和地球内部热事件的相关研究, *地震地质*, **6**, 49—58, 1984.
- [15] Ma Xingyuan, Deng Qidong, Wang Yipeng and Liu Hefu, Cenozoic graben systems in North China, *Z. Geomorph. N. F.*, suppl-Bd, **42**, 99—116, 1982.
- [16] Hermance, J. F., Magnetotelluric and geomagnetic deep-sounding studies in rifts and adjacent areas: constraints on physical processes in the crust and upper mantle, Continental and Oceanic rifts, 169—192, AGU, 1982.

INVERSION AND INTERPRETATION OF MAGNETOTELLURIC DATA ALONG THE BEIJING—BAIGEZHUANG PROFILE: A CONTINUOUS VARIATION MODEL IN RESISTIVITY

ZHAO GUOZE AND LIU GUODONG

(*Institute of Geology, State Seismological Bureau*)

WANG JIAYING

(*Wuhan College of Geology*)

Abstract

A method of continuous resistivity variation is used for the inversion of the magnetotelluric sounding data along the Beijing-Baigezhuang profile in the northern part of North China, and the latest result is obtained about the electrical structure of the crust and the upper mantle. To test the reliability of the acceptable models the Backus-Gilbert appraisal method is applied. In the electrical structure obtained the shallow low resistivity zones correspond to Cenozoic sediments. The high conductivity zones occur at the middle crust in the studied region, and they are thicker beneath depressions than those beneath uplifts. The depth of high conductivity zones in the upper mantle varies laterally and significantly. For example, the depth of resistivity contour of one ohm-meter is more than 70 km beneath the Cangxian uplift, about 60 km beneath the central Hebei depression, and about 50 km beneath the Huanghua depression. The resistivity value of the high conductivity zone in the upper mantle tends to decrease from west to east.

The resistivity-depth curves within the crust are in good agreement with the velocity-depth curves for three principal tectonic units: the central Hebei depression, the Cangxian uplift and the Huanghua depression. The high conductivity zones in the upper mantle coincide with inverted velocity layers obtained by teleseismic data. The difference in electrical resistivity between uplift and depression reflects a lateral inhomogeneity in the deep structure, and also has close relation to the temperature distribution in the depth. These results are interesting for further investigation of the tectonic movement and the evolution of the basins and the earthquake background of the North China plain.