第 47 卷 第 2 期
2004 年 3 月

地 球 物 理 学 报
CHINESE JOURNAL OF GEOPHYSICS

Vol. 47, No. 2
Mar., 2004

Zhan Y, Zhao G Z, Chen X B, et al. Crustal structure from magnetotelluric profiling in the Haiyuan earthquake area, Ningxia Hui Autonomous Region, China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2004, **47**(2): 274～281

宁夏海原大震区西安州—韦州剖面大地电磁探测与研究

詹 艳 赵国泽 陈小斌 汤 吉 王继军 邓前辉

中国地震局地质研究所,北京 100029

摘 要 对穿过宁夏海原大震区西安州(106.5°,E105.5°)北至同心县韦州(N37.28°,E106.48°)的大地电磁测深剖面,采用远参考道大地电磁方法进行测量和资料处理,得到高精度的数据如视电阻率、阻抗相位、二维偏离度、最佳主轴方位角等. 依据这些数据,对测区的电性结构进行了定性分析和二维定量反演解释. 结果表明,沿剖面可以分成 5 个电性区块,与西、南华山隆起(Ⅰ)、兴仁堡—海原盆地(Ⅱ)、中卫—清水河盆地(Ⅲ)、中宁—红寺堡盆地(Ⅳ)和鄂尔多斯西缘带(Ⅴ)对应,各区块的边界由大断裂构成. 地表到深度 10km 左右,西、南华山隆起和鄂尔多斯西缘带呈高阻特性,兴仁堡—海原、中卫—清水河、中宁—红寺堡三个盆地的电阻率较低且呈盆地凹陷形状,盆地基底显示为西南深东北浅的簸箕状起伏形态,基底最深约为 8km. 西、南华山隆起、中卫—清水河盆地和鄂尔多斯西缘带的下地壳为"正常"电阻率结构. 兴仁堡—海原和中宁—红寺堡盆地的下地壳上部为"异常"低电阻率带. 1920 年的海原大震区存在明显的电性结构差异,震区西南侧和上部区域为相对高阻,东北侧和下部区域为相对低阻.

关键词 大地电磁测深 电性结构 海原地震区

文章编号 0001-5733(2004)02-0274-08 **中图分类号** P315 **收稿日期** 2003-03-07,2003-11-12-01收修定稿

CRUSTAL STRUCTURE FROM MAGNETOTELLURIC PROFILING IN THE HAIYUAN EARTHQUAKE AREA, NINGXIA HUI AUTONOMOUS REGION, CHINA

ZHAN Yan ZHAO Guo-Ze CHEN Xiao-Bin TANG Ji
WANG Ji-Jun DENG Qian-Hui

Institute of Geology, China Seismological Bureau, Beijing 100029, *China*

Abstract Magnetotelluric (MT) data have recently been obtained at 82 sites along a profile of about 134km long and approximately N-E strike (from N36.5°, E105.5° to N37.28°, E106.48°) in the Haiyuan earthquake area of Ningxia Hui Autonomous Region in China. The high-resolution apparent resistivity, impedance phase, skewness and azimuths were obtained using the remote reference technique, which is a powerful tool for improving the MT data quality. The 2-D inversion method RRI was employed for the data interpretation. The results show that the crust of this area can be divided into 5 electrical sections, which separately correspond to the uplift of Xihuanshan and Nanhuanshan Mountains (Ⅰ), Xingrenbao—Haiyuan Basin (Ⅱ), Zhongwei—Qingshuihe Basin (Ⅲ), Zhongning—Hongsibao Basin (Ⅳ) and western marginal zone of Ordos (Ⅴ) from southwest to northeast. The boundaries of these sections are coincident with the known deep faults. At the

基金项目 国家重点基础研究发展规划 973 项目(95-13-02-02)和地震科学联合基金项目(102088).

作者简介 詹 艳,女,1969 年生,副研究员. 1989 年毕业于成都地质学院应用地球物理系,现为中国地震局地质研究所在职博士研究生. 主要从事电磁方法理论与应用研究工作. E-mail: zhanyan-1@263.net

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

depth of 10km, the resistivity is high in sections Ⅰand Ⅴwhich are located near the two ends of the profile, while it is relatively low in the other sections. The other three sections (Ⅱ, Ⅲand Ⅳ) exhibit a dustpan-shaped basin with electrical basement which is deeper in the southwest part and shallower in the northeast part. The maximum sediment basement is about 8km deep. The high conductivity zone reflects the discontinuous characteristics in the middle or lower crust along the profile. The conductivity structure in sections Ⅱand Ⅳ has an anomalous low resistivity zone in the upper part of the lower crust. The resistivity distribution in the Haiyuan earthquake focus area is significantly heterogeneous, and the high conductivity zone is offset obviously near the hypocenter region.

Key words　Magnetotelluric sounding, Electrical structure, Haiyuan earthquake area.

1　引　言

青藏高原东北边缘与鄂尔多斯西缘接触带发育一系列复杂的弧形构造带,海原断裂带是其中一条主要活动断裂带. 1920 年海原 8.6 级大地震(震源深度 17km)发生于海原断裂带内的南、西华山北麓断层段上[1]. 地震波及范围广、破坏程度大. 宏观震中大致确定在西安州、大沟门至干盐池、哨马饮一带. 对于该区的地质构造前人已进行了较深入的研究,但对地壳深部构造探测研究的程度较低[1].

近年来,用电磁方法和其他地球物理方法对大震区的深部结构探测研究表明,在一些大震区深部中下地壳都存在低速-高导层[2~5]. 这种现象可能反映了中下地壳深浅构造变形或构造活动之间的联系,它与现代地震活动有着密切的关系[6,7]. 但每个大震区所处构造位置不同,其发震构造也不尽相同.

为了研究海原地震孕育和发生的地质构造条件和深部构造背景. 2001 年我们在海原地区沿北东向穿过海原地震的宏观震中西安州布设了一条密集测点的大地电磁测深剖面,目的在于研究海原大震区及其邻区的深部电性结构. 剖面(图 1)南起甘肃与宁夏交界的赵家曲(N36.52°, E105.29°),穿过西安州,北至宁夏同心县韦州(N37.28°, E106.48°). 自西南向东北跨越海原断裂带(F_1)、香山—天景山断裂带(F_2)、烟筒山断裂带(F_3)以及罗山—云雾山断裂

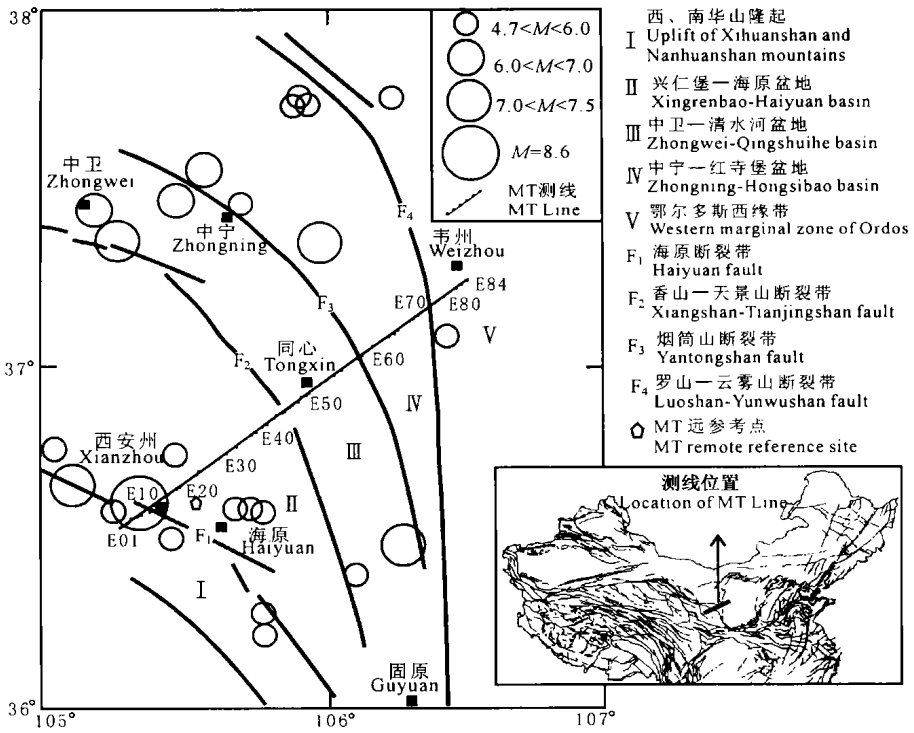


图 1　测区构造略图及 MT 测线位置

Fig. 1　Tectonic sketch of the study area and the location of MT profile

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

带(F_4). 横跨的构造单元有西、南华山隆起(Ⅰ)、兴仁堡—海原盆地(Ⅱ)、中卫—清水河盆地(Ⅲ)、中宁—红寺堡盆地(Ⅳ)和鄂尔多斯西缘带(Ⅴ). 剖面全长约134km,布设了82个大地电磁测点,测点间距1～2km,在断裂带附近测点的点距较密. 本文主要介绍本剖面的探测结果.

2 资料处理与分析

2.1 资料处理

野外观测使用加拿大V5-2000仪器. 剖面测点附近人文干扰较大,为得到高质量的野外数据,在野外资料的观测中使用了远参考道大地电磁观测技术.

远参考道大地电磁技术[8]是一种消除局部相关噪声的有效方法,它需要在距测区较远而人文干扰较小、地质构造相对简单的地方设定一个参考站,并与测区测点进行同步记录. 本区的远参考点设置在海原县高台乡武塬村(图1),位于工区中西部,该点地形平坦,附近无明显干扰源,相距最近的测点约30km. 参考站的数据观测长期连续记录,直至测量工作结束.

设参考站的水平磁场分量的谱分别为 H_{xr}、H_{yr},由于参考站与工区测点相距较远,使得这些分量中的噪声与测区的测点五个场的谱分量 E_x、E_y、H_x、H_y 和 H_z 的噪声可认为是不相关的. 用它参与阻抗张量元素计算,可得:

$$\langle E_x H_{xr}^* \rangle = Z_{xx}\langle H_x H_{xr}^* \rangle + Z_{xy}\langle H_y H_{xr}^* \rangle,$$
$$\langle E_x H_{yr}^* \rangle = Z_{xx}\langle H_x H_{yr}^* \rangle + Z_{xy}\langle H_y H_{yr}^* \rangle,$$
$$\langle E_y H_{xr}^* \rangle = Z_{yx}\langle H_x H_{xr}^* \rangle + Z_{yy}\langle H_y H_{xr}^* \rangle,$$
$$\langle E_y H_{yr}^* \rangle = Z_{yx}\langle H_x H_{yr}^* \rangle + Z_{yy}\langle H_y H_{yr}^* \rangle,$$

求解上面方程组可得 Z_{xx}、Z_{xy}、Z_{yx} 和 Z_{yy}.

对每个测点的野外观测资料进行远参考处理,得到了高质量的视电阻率、阻抗相位、二维偏离度和最佳主轴方位角等数据. 图2给出了E11、E37测点未采用和采用远参考处理的视电阻率和阻抗相位曲线的比较,由图可见,远参考处理后的数据品质得到了改善.

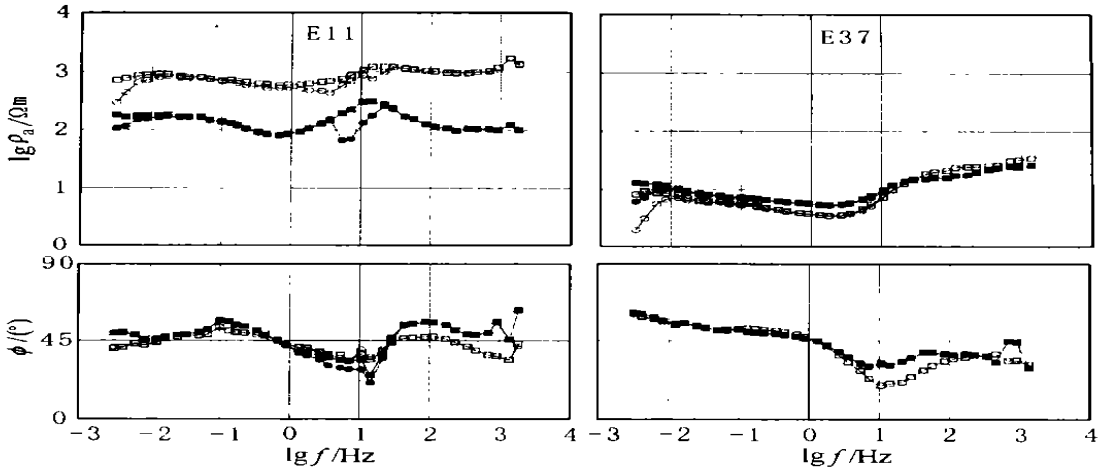


图2 E11、E37测点未经远参考处理(圆形)、远参考处理后(方形)的视电阻率和阻抗相位曲线对比图
空心:TE模式;实心:TM模式.

Fig. 2 Comparison of apparent resistivity and impedance phase curves of no-using (circle) and using (square) remote reference process for sites E11 and E37

图2中的E11测点两个极化模式的视电阻率曲线基本是平行分开,说明该测点发生了静位移,综观全剖面共82个测点的视电阻率曲线,发生静位移的测点除E11测点外,还有E06、E07、E08、E10和E12测点(无E09测点),上述测点都位于西、南华山隆起带上. 在本区由于缺少其他如大定源瞬变电磁测深资料和测井资料,我们采用邻近处于同一构造单元的测点的视电阻率数值对发生静位移的测点进行校正[9].

2.2 资料分析和反演

2.2.1 视电阻率曲线分析

图3显示了曲线形态有一定代表性的测点E04、E23、E35、E55、E65、E83的视电阻率(ρ_a)和阻抗相位(φ)曲线. 6个测点从南西至北东分布在不同构造部位,其中测点E04、E83分别位于西、南华山隆起带和鄂尔多斯西缘带上,E23和E35测点位于兴仁堡—海原盆地内,E55测点位于中卫—清水河盆地内,E65测点位于中宁—红寺堡盆地内. 可以看出,测点E04、

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

E83 的视电阻率值总体上比测点 E23、E35、E55、E65 的大,且视电阻率曲线极小点的周期小,表明 E04、E83 测点处地下介质电阻率较 E23、E35、E55 和 E65 测点处的高. 比较测点 E23 和 E35、E55、E65 的视电阻率曲线,可知 E23 测点视电阻率曲线出现极小点的周期最晚,说明兴仁堡—海原盆地地下介质电阻率最低且电性基底最深,沉积盖层的总纵向电导最大. 对剖面所有测点的视电阻率曲线分布特征分析得知,位于西、南华山隆起和鄂尔多斯西缘带内视电阻率曲线变化较大,说明该地段电性结构复杂;分别位于三个盆地内的测点,视电阻率曲线呈连续性变化且变化幅度较小,说明电性结构相对简单.

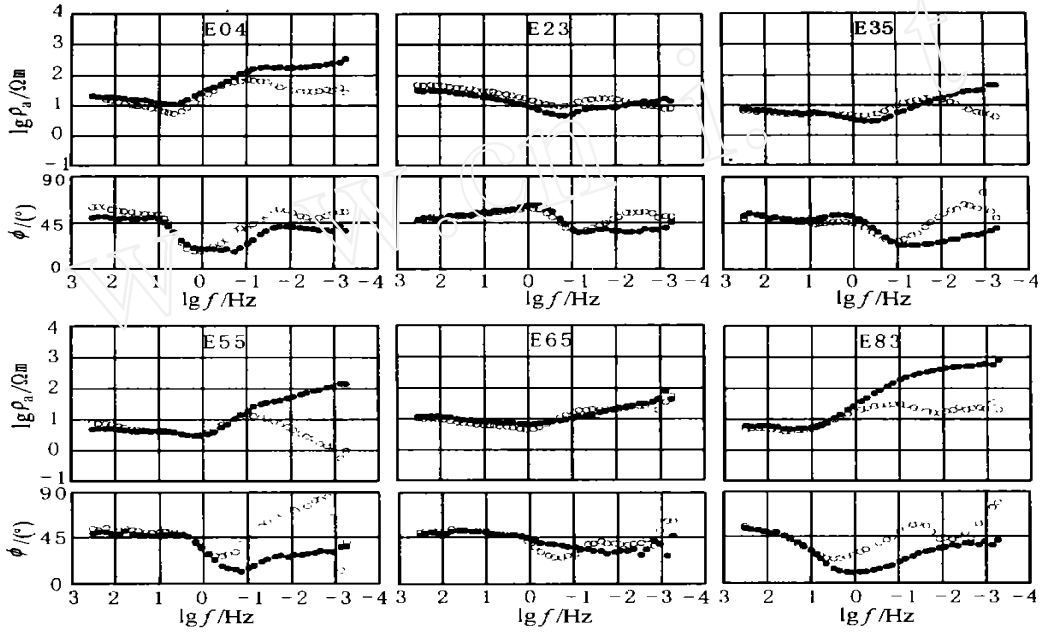


图 3　E04、E23、E35、E55、E65、E83 测点的视电阻率和阻抗相位曲线

空心圆:TE 模式;实心圆:TM 模式.

Fig. 3　Curves of apparent resistivity and impedance phase for sites E04, E23, E35, E55, E65 and E83

2.2.2　区域电性构造的二维性分析

图 4 给出沿剖面所有测点随频率变化的二维偏离度(Skewness)[10]立体示意图. 由图可见,沿剖面的二维偏离度在大多数测点的大部分频段的二维偏离

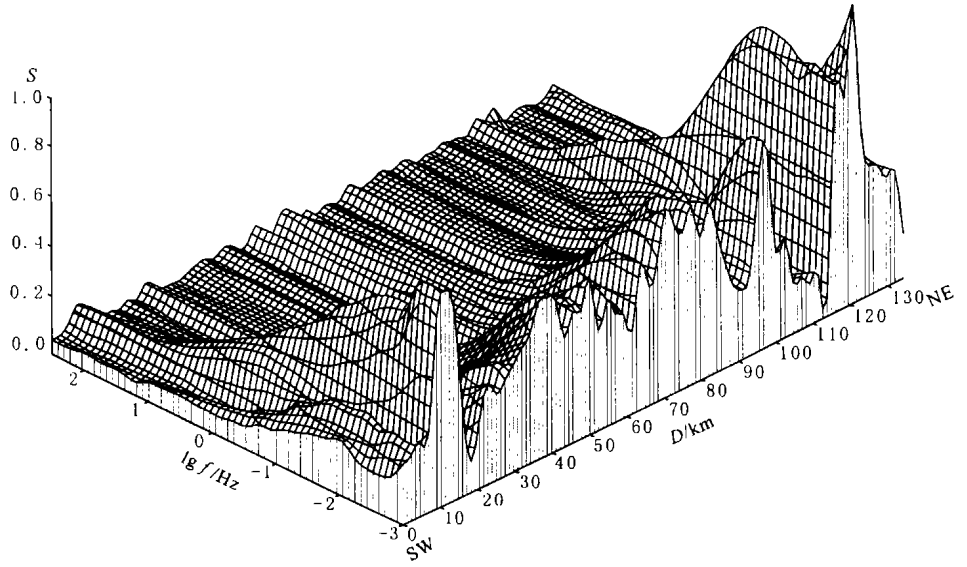


图 4　二维偏离度图

S 表示二维偏离度的数值,lgf 表示频率的对数,D 表示沿剖面方向的距离

Fig. 4　Skewness along the profile

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

度都小于0.3,说明沿剖面的电性结构总体上可以用二维模型近似. 但是在水平距离9～20km附近的E08至E20测点和110～115km附近的E69至E74测点的较长周期段(频率低于0.01Hz)的二维偏离度较大,该两区段分别与海原断裂带和罗山—云雾山断裂带对应,说明在海原断裂带和罗山—云雾山断裂带附近区域电性结构较复杂,具有一定程度的三维特征. 所以,这两个区段较低频段资料的二维模型的可信度相对低一些,但对区域构造解释影响不会太大.

沿剖面的二维偏离度数值的变化也显示了与视电阻率曲线分布所反映的相同的分布特征,在海原断裂带和罗山—云雾山断裂带附近的深部电性结构复杂;3个盆地内部在周期小于100s的频段二维偏离度分布均匀且较小,在周期大于100s二维偏离度分布有一定起伏,但对于大部分周期段,它们都小于0.3,可以用二维模型近似. 由此可见,该区在中、浅部二维特征明显,在某些区段深部具有三维特性.

2.2.3 区域电性构造走向的分析

分析测区电性构造主轴方位的主要参数是最佳主轴方位角,同时结合区域地质资料,可以判断区域电性构造的走向. 图5给出了2个周期(1s和100s)的Swift最佳主轴方位角[10]分布图. 由图可见,绝大部分测点的主轴方位角为北东向,结合测区的地质构造走向(主要为北西向)分析,可以判断测区的电性构造走向为北西向,剖面的方位基本沿着电性构造的倾向,适于进行二维反演研究.

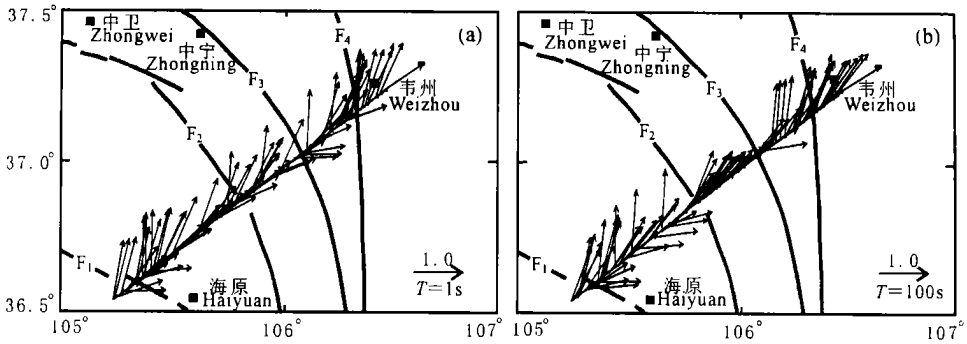


图5 周期为1s(a)和100s(b)的最佳主轴方位角

Fig. 5 Azimuths of period 1s (a) and 100s(b)

2.2.4 二维反演

以上的二维性和电性构造主轴分析说明,大地电磁剖面范围的电性结构可以用二维模型近似,二维电性结构的走向基本与剖面垂直,因此沿剖面方向进行二维反演是基本可行的. 二维反演采用了快速二维大地电磁反演方法(RRI)[11～13]对资料进行了反演,反演中采用了TE和TM两种极化方式的视电阻率和阻抗相位数据的联合反演方法,以增加对反演模型的约束,提高反演结果的可靠性.

图6a、b(图版Ⅰ)分别给出了TE、TM模式实测数据和二维反演模型的理论响应数据等值线对比. 由图可见,资料拟合较好,说明二维反演模型是基本可行的. 由图可见沿剖面可以分成5个电性区段,各区段的分界部位视电阻率等值线较密集. 视电阻率和阻抗相位等值线也都显示了沿剖面电性基底呈西南深东北浅的格局.

3 电性结构分析

图7(图版Ⅰ)是二维反演得到的电性结构. 电性结构显示出与地表地质结构相同的构造格局,海原断裂带(F_1)、香山—天景山断裂带(F_2)、烟筒山断裂带(F_3)和罗山—云雾山断裂带(F_4)在电性结构图中表现为明显的电性边界,由此把沿剖面的结构分为5个电性构造区块,即西、南华山隆起(Ⅰ)、兴仁堡—海原盆地(Ⅱ)、中卫—清水河盆地(Ⅲ)、中宁—红寺堡盆地(Ⅳ)和鄂尔多斯西缘带(Ⅴ). 由于本剖面具有高密度点距,图中不仅显示沿剖面的地下介质电性在横向上具有明显的分块特征,而且在较浅部也较清晰的呈现该区各弧形断裂带及其控制的弧形山系和断陷盆地的深部展布形态,现将沿剖面的电性结构特征分为浅部(约10km以上)和深部(10km以下)两部分来表述:

3.1 地壳浅部结构

深度10km以上的地壳电性结构,在第Ⅰ区块,即西、南华山隆起(E15测点以西),电阻率值总体较大(>500Ω·m),同时也显示出电阻率沿水平方向高、低变化的复杂性. 特别是在海原断裂带内部(E05～E15测点之间)电性横向不均匀性严重,推

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

测它与前寒武纪高电阻率岩层受强烈挤压并逆冲到地表有关. 第 II区块,兴仁堡—海原盆地(E16～E49 号测点),电阻率值是剖面中最低的,小于 30Ωm. 表层的低阻层与盆地内的沉积物相对应,基底总体呈南西深东北浅簸箕状,基底最深处约 8km. 在 E38 测点附近电阻率等值线有断错,表明该地段存在一隐伏电性边界. 第 III区块,中卫—清水河盆地(测点 E50～E60),与第 II区块相比该区块电性基底明显变薄,而且横向变化大. 电性结构图中显示该区块可分成 3 个亚段,在第 1 亚段(测点 E48～E54)电阻率等值线密集且成斜坡状,在第 2 亚段(测点 E54～E56)向下弯曲,呈凹陷盆地状,第 3 亚段(测点 E58～E60)电阻率等值线又上隆. 第 IV区块,中宁—红寺堡盆地(E62 至 E71 测点),本区块电阻率值、电性基底与兴仁堡—海原盆地基本相同,但盆地内低阻层明显增厚. 第 V区块在 E72 测点以东,对应鄂尔多斯西缘带. 在浅部 1～2km 深度范围内电阻率较低,2km 深度以下为高电阻率,与第 I区块基本相同.

3.2　地壳深部结构及其与海原地震的关系

地壳深部电性结构仍显示了 5 个区段的分块特征. 为了便于叙述,基于图 7(图版 I)的电性结构,把电阻率的分布范围进行了归纳,并结合地表地质和断裂出露的情况,绘制了剖面电性构造图(图 8),以 ①～⑥示意电阻率的分布范围,其中 M 界面是依据深地震探测结果绘制的[14,15].

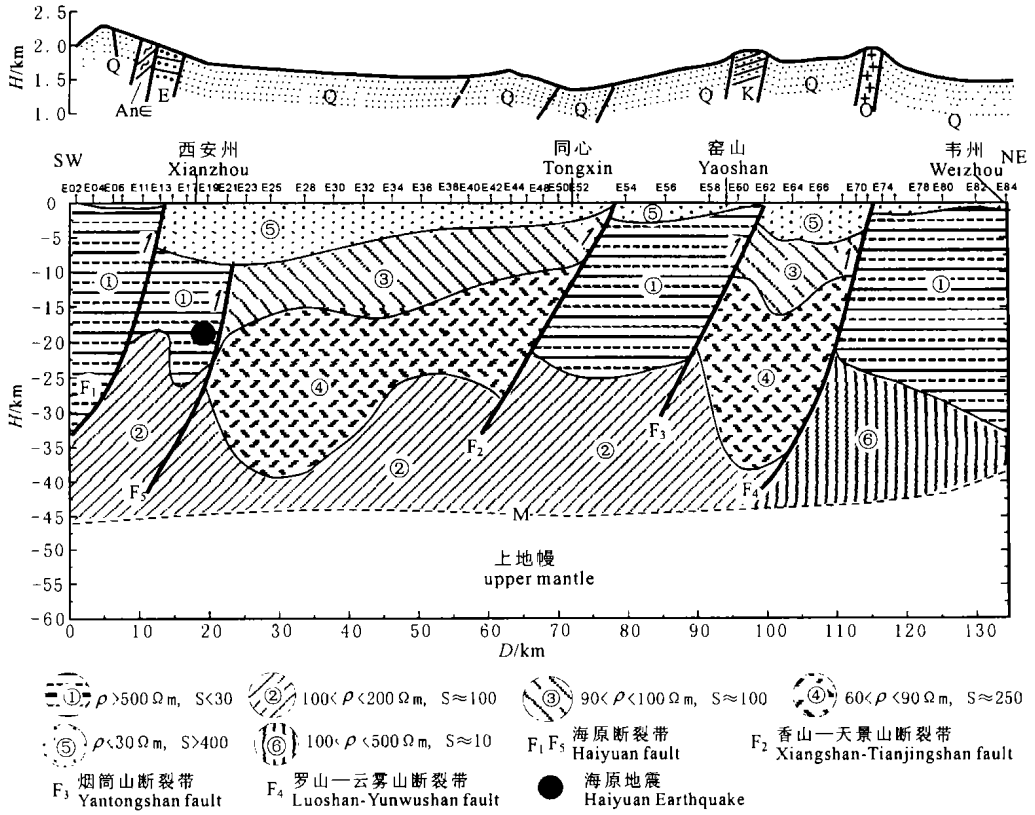


图 8　地表地质(上)和深部电性构造(下)剖面图

Fig. 8　Surface geological section (above) and deep electrical structure (below) along the profile

图中显示,第 I和第 III区块电性结构相似,除了表层较薄的低阻层之外,大体分为两层,即上地壳 ①和下地壳 ②. 上地壳 ①表现为高阻特征,电阻率值大于几百到上千欧姆米之上,总纵向电导较小,小于 30S(西门子). 在下地壳(②)深约 20km 以下至 M 面深度范围,出现相对低阻带,其顶界深度有一定变化. 在下地壳内,除了局部的低阻外,大体在 100～200Ωm 之间,总纵向电导为 100S 左右. 该层顶面深度的变化和局部出现的低阻,反映了下地壳结构的复杂性. 地球物理界对于地壳电性结构的这种特点存在共识[16],即大陆上地壳温度小于 400 ℃,由于在岩石孔隙中存在流体,但孔隙中的流体是互不连通的,或连通性较差,所以尽管电阻率较大,但仍低于在相当温压条件下的干燥岩石(硅质岩或碱性岩石)的电阻率. 而下地壳岩石孔隙中流体连通性好于上地壳,所以其电阻率低于上地壳.

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

第 II和第 IV区块除了表层较厚的低阻盖层外,地壳电性结构大体分为三层. 自盆地基底到 15～20km 深度范围为上地壳 ③,之下分为下地壳上部 ④和下部 ②. 电阻率数值显示,上地壳 ③和下地壳上部 ④电阻率相近,都为几十到上百欧姆米,下地壳下部 ②电阻率较大. 下地壳下部 ②的顶面深度也变化较大,电阻率数值与第 I、第 III区块的下地壳电阻率数值接近,可以用同样的成因进行解释.

我们注意到第 II和第 IV区块盆地基底以下的上地壳 ③厚度较小,最厚处小于 10km,而电阻率数值小于第 I和第 III区块上地壳 ①的电阻率. 关于该层的电阻率存在两种可能的解释,一种解释是,它们处于较厚低阻盖层的下方,而低阻盖层的电阻率很低(电阻率小于 30Ωm,纵向电导大于 400 S),含较多的孔隙流体,且连通性较好,而其下方的上地壳也发育较大的裂隙,即孔隙度较大,使地壳表层较丰富的流体渗入到该层内,导致电阻率较低. 另一种解释是,其电阻率应该如区块 I和区块 III一样为高电阻率,但由于上层电阻率很小,而其下层(即下地壳上部)也为低阻层(电阻率为几十欧姆米,总纵向电导为 250S 左右),所以它可能是由于低阻盖层屏蔽作用使其电阻率值变小. 如果假设该层为高电阻率(如 1000Ωm),而其厚度小于 10km,那么该层纵向电导为 10S. 由于大地电磁场对高阻层不灵敏,且其纵向电导远小于其上、下层的 400S 和 250S,高阻层不能在视电阻率曲线上反映,视电阻率曲线呈 A 型,因而在反演时,使该层显示为较低的电阻率,而不是上地壳应有的高阻层. 地震测深结果与后一种解释较一致[14].

第 V区块的整个地壳范围都显示为较高电阻率,但其中下地壳 ⑥电阻率仍然较小,多在 500Ωm 以下,而上地壳电阻率较大为 1000Ωm 左右或更大. 这种电阻率的分布特点与文献[15]提出的地壳正常电阻率结构相似.

按照文献[16]的划分特征,可以认为第 II、第 IV区块的下地壳上部 ④为"异常"低电阻率带(电阻率范围在 60～90Ωm,纵向电导约为 250S),而第 I、III、V区块的地壳 ①为"正常"电阻率结构(电阻率大于 500Ωm,纵向电导约为 30S). 由图 8 可见,海原大震震源区位于地壳正常电阻率结构 ①(其西南侧)和异常地壳电阻率结构 ④(其东北侧)的接触带附近. 正常地壳结构和异常地壳结构接触带与海原断裂带北麓断裂(F_5)相对应. 正是这种电性结构的不均匀性和地壳结构的复杂性导致了海原地震的发生.

总之,由于剖面位于青藏高原东北缘和鄂尔多斯地块的边界带附近,来自青藏高原的作用力,在该区形成强烈的构造变形,现代构造运动和地震活动都较活跃,所以地壳的结构较复杂,电性结构也较复杂,呈现明显的横向不均匀.

4 结论与讨论

在海原大震区采用较密集测点的远参考道大地电磁探测,得到高质量的原始数据,通过反演得到沿剖面的地壳精细电性结构. 电性结构呈现了与地表地质相一致的构造格局,由西南到东北可以分为 5 个电性区块,即西、南华山隆起(I)、兴仁堡—海原盆地(II)、中卫—清水河盆地(III)、中宁—红寺堡盆地(IV)和鄂尔多斯西缘带(V),其边界分别对应海原断裂带(F_1、F_5)、香山—天景山断裂带(F_2)、烟筒山断裂带(F_3)以及罗山—云雾山断裂带(F_4). 电性结构还较清晰的给出了 5 个电性区块以及各断裂带的深部展布形态. 第 I区块、第 III区块和第 V区块基本属于正常地壳电阻率结构,第 II区块和第 IV区块电性基底最深可达 8km,且存在壳内低阻带. 海原断裂带和罗山—云雾山断裂带规模大于香山—天景山断裂带(F_2)和烟筒山断裂带(F_3).

强震的发生是新生代强烈造山带活动的直接表现,含有低速、高导层的复杂的深部结构是地震的物质基础,壳内低速层、高导层的存在表明地质构造活动强烈,是地震带的重要标志之一[6]. 海原大地震震源深度为 17km,正处于电性结构发生变化的地方,并与较大规模断裂带相对应. 其西南侧为高阻,东北侧为低阻,上部为高阻,下部为低阻. 可见深部构造特点决定了海原大地震发生的深部动力学环境.

尽管沿剖面的电性结构中第 II、IV区块下地壳上部的低阻带的成因尚需进一步研究,但构造的复杂性是可以肯定的,电阻率沿横向的剧烈变化可能是构造活动区的特点之一,它不同于构造稳定区地壳结构相对简单[16]. 关于不同程度构造活动地区的地壳内的电阻率结构及异常低阻带的成因,需要结合更多的探测结果进行深入研究.

本课题在执行过程中得到了邓起东、张培震、李松林、张先康等的指导和帮助,在成文过程中也得到朱艾斓和高祥林的帮助,几位审稿人对本文提出了重要建议,在此一并表示感谢.

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

参考文献

[1] 国家地震局地质研究所,宁夏回族自治区地震局. 海原活动断裂带. 北京:地震出版社,1990
Institute of Geology, State Seismological Bureau, Seismological Bureau of Ningxia Hui Autonomous Region. Haiyuan active fault (in Chinese). Beijing: Seismological Press, 1990

[2] 赵国泽,刘国栋,詹　艳等. 张北—尚义地震区及其邻区地壳上地幔结构. 地震地质,1998,**20**(2):155～162
Zhao G Z, Liu G D, Zhan Y, et al. The structure of the crust and upper mantle for the Zhangbei-Shangyi seismic area and its neighbouring region. *Seismology and Geology* (in Chinese), 1998, **20**(2): 155～162

[3] 邓前辉,张木生,詹　艳等. 邢台 7.2 级地震震源区的电磁阵列剖面法测量与电性特征研究. 地球物理学报,1998,**41**(2):218～225
Deng Q H, Zhang M S, Zhan Y, et al. The observation of electromagnetic array profiling and electrical characteristics of the crust in Xingtai M_S7.2 earthquake area. *Chinese J. Geophys.* (*Acta Geophysica Sinica*), 1998, **41**(2): 218～225

[4] 邓前辉,王继军,汤　吉等. 三河—平谷 8 级大震区地壳上地幔电性结构特征研究. 地震地质,2001,**23**(3):178～185
Deng Q H, WANG J J, Tang J, et al. Electrical structures of the crust and upper mantle in Sanhe-Pinggu *M*8 earthquake area China. *Seismology and Geology* (in Chinese), 2001, **23**(3): 178～185

[5] 詹　艳,赵国泽,汤　吉等. 新疆玛纳斯大震区地壳深部的电性结构. 地震地质,1999,**21**(2):159～167.
Zhan Y, Zhao G Z, Tang J, et al. Preliminary investigation on the crust structure beneath the Manas earthquake area in Xinjiang Autonomous Region by MT. *Seismology and Geology* (in Chinese), 1999, **21**(2): 159～167

[6] 杨晓平,顾梦林,孙振国等. 1906 年新疆玛纳斯大震区的多层次拟冲构造与深部结构. 地震地质,2002,**24**(3):303～314
Yang X P, Gu M L, Sun Z G, et al. Multilayered reverse faults and deep structures in the Manas earthquake area, North Tianshan. *Seismology and Geology* (in Chinese), 2002, **24**(3): 303～314

[7] 马宗晋,赵俊猛. 天山与阴山—燕山造山带的深部结构和地震. 地学前缘,1999,**6**(3):95～102
Ma Z J, Zhao J M. Contrast research on Tianshan oroigenic belt and Yisharn-Yanshan orogenic belt. *Earth Science Frontiers* (in Chinese), 1999, **6**(3): 95～102

[8] Gamble T D, Goubau W M, Clarke J. Magnetotellurics with a remote reference. *Geophysics*, 1979, **44**(1): 53～68

[9] BAI Deng-Hai, Maxwell A Meju, LIAO Zhi-Jie. Magnetotelluric images of deep crustal structure of the Rehai geothermal field near Tengchong, southern China. *Geophys. J. Int.*, 2001, **147**: 677～687

[10] 陈乐寿,王光锷. 大地电磁测深法. 北京:地质出版社,1990
Cheng L S, Wang G E. Magnetotelluric Method (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 1990

[11] Smith J T, J R Booker. Rapid inversion of two- and three-dimensional magnetotelluric data. *J. Geophys, Res*, 1991, **96**: 3905～3922

[12] Wu N, Booker J R, Smith J T. Rapid two-dimensional inversion of COPROD2 data. *J. Geomag. Geoelectr*, 1993, **45**: 1073～1087

[13] 赵国泽,刘铁胜,江钊等. 山西阳高—河北容城剖面大地电磁资料的二维反演解释. 地球物理学报,1997,**40**(1):38～46
Zhao G Z, Liu T S, Jiang Z, et al. Investigation on MT data along Yanggao-Rongcheng profile by two-dimensional inversion. *Chinese J. Geophys.* (*Acta Geophysica Sinica*), 1997, **40**(1): 38～46

[14] 李松林,张先康,张成科等. 海原 8.5 级大震区地壳结构探测研究. 中国地震,2001,**17**(1):16～23
Li S L, Zhang X K, Zhang C K, et al. Study on crust structure of Haiyuan strong earthquke region. *Earthquake Research in China* (in Chinese), 2001, **17**(1): 16～23

[15] 李松林,张先康,张成科等. 玛沁—兰州—靖边地震测深剖面地壳速度结构的初步研究. 地球物理学报,2002,**45**(2):210～217
Li S L, Zhang X K, Zhang C K, et al. A preliminary study on the crustal velocity structure of Maqin-Lanzhou-Jingbian by means of deep seismic sounding profile. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2002, **45**(2): 210～217

[16] Alan G Jones. Electrical Conductivity of the Continental Lower Crust. In: Continental Lower Crust. Amsterdam: Elsevier Science Publishers, 1992. 81～144

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

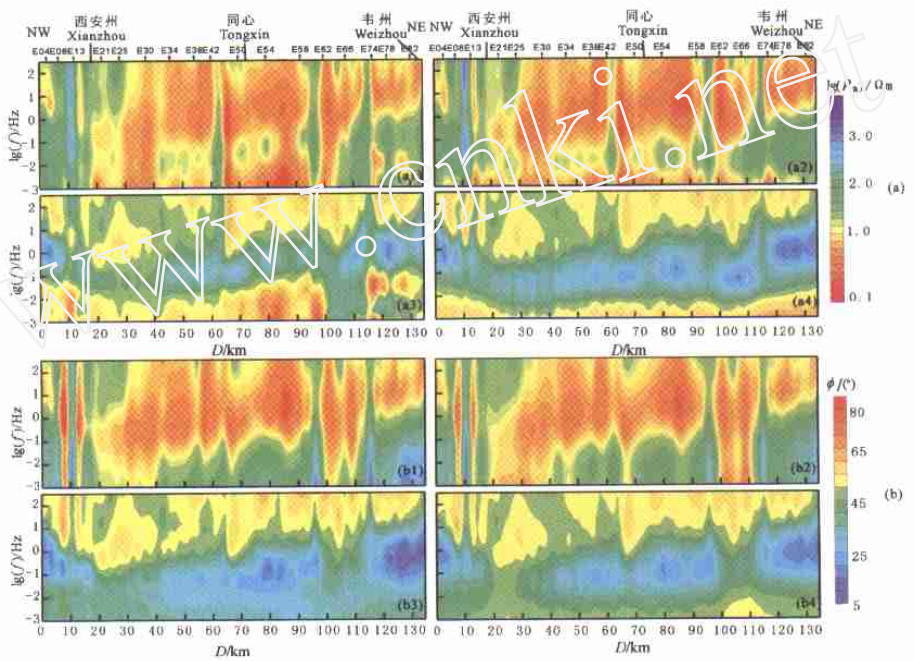


图 6　沿剖面观测的 TE（a）和 TM（b）极化视电阻率和阻抗相位与 2-D 模型理论响应值的比较

(a1) 观测的视电阻率; (a2) 计算的视电阻率; (a3) 观测的阻抗相位; (a4) 计算的阻抗相位. (b)图中的说明与(a)相同.

Fig.6　Comparison of TE (a) and TM (b) apparent resistivity and impedance phase of measured values and calculated values from 2-D theoretical response along the profile

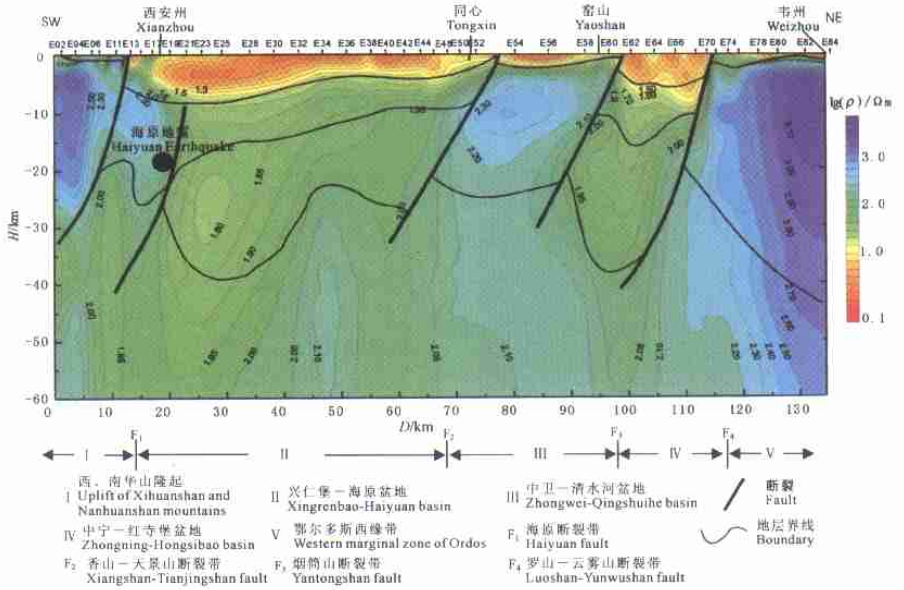


图 7　由二维反演得到的二维电性结构（等值线上的数值代表电阻率的对数）

Fig.7　2-D electrical model obtained using RRI method along the profile

© 1994-2008 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net