

文章编号: 0253-3782(2005)04-0431-10

青藏高原东北缘海原弧形构造区 地壳电性结构探测研究^{*}

詹 艳 赵国泽 王继军 汤 吉
陈小斌 邓前辉 宣 飞 赵俊猛

(中国北京 100029 中国地震局地质研究所)

摘要 对青藏高原东北缘海原弧形构造区($105^{\circ}\sim 107^{\circ}\text{E}$, $36^{\circ}\sim 37.5^{\circ}\text{N}$)的 5 条大地电磁测深剖面进行处理分析和二维反演, 得到研究区内东西宽约 160 km、深约 60 km 范围的地壳电性细结构。结果表明: 研究区呈现南西—北东的带状分布特征。由南西—北东可分为 6 个电性区块, 依次为西吉盆地(I)、西、南华山隆起(II)、兴仁堡—海原盆地(III)、中卫—清水河盆地(IV)、中宁—红寺堡盆地(V)和鄂尔多斯西缘带(VI)。各区块在平面上呈北西散开、南东收缩的“扫帚状”形态; 弧形构造区弧顶附近构造完整、规模大, 自弧顶向北西、南东两端构造规模逐渐减小。地表到深度 10 km 左右, 西、南华山隆起和鄂尔多斯西缘带呈高阻特性, 西吉、兴仁堡—海原、中卫—清水河和中宁—红寺堡 4 个盆地的电阻率较低且呈盆地凹陷形状。其中兴仁堡—海原盆地电性基底最深, 显示为南西深北东浅的“簸箕状”起伏形态。研究区发育不连续的壳内低阻带, 与该区中、强震活动密切相关。1920 年海原大震区存在明显的电性结构差异, 震区南西侧和上部区域为相对高阻, 北东侧和下部区域为相对低阻。

关键词 海原弧形构造 大地电磁测深 电性结构

中图分类号: P315.72⁺2 **文献标识码:** A

引言

青藏高原是亚洲乃至全球大陆岩石圈变形最为强烈的地区之一(马宗晋等, 2001), 其在晚第三纪以来的强烈抬升是印度大陆与亚洲大陆碰撞的产物。这两大陆会聚的影响范围超出青藏高原之外, 在更大的地域引起新构造变形, 控制了大地貌的发育(汪一鹏, 1998)。随着变形过程的不断加强, 青藏高原的边缘和远程效应也越来越明显。高原物质向东挤出引起相邻地体的变形响应, 也随历史进程发生着变化(张家声等, 2003)。青藏高原东北缘是青藏高原块体与鄂尔多斯、阿拉善块体的交接区, 为青藏高原东北缘向东北方向生长的区域。青藏高原向东北方向生长受到鄂尔多斯地块阻挡, 在该区形成了一系列向北东凸出的北西走向的弧形断裂带及其控制的弧形山系和断陷盆地(图 1)。该区还是第四纪地壳运动构造变动十分强烈的地震活动区。据历史记载, 该区在 1561 年、1622 年、1709 年和 1920 年都曾发生过 7 级以上地震, 其中 1920 年海原 8.6 级大地震(震源深度 17 km)是中

* 国家自然科学基金(40374032)、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)共同资助。

2004-06-07 收到初稿, 2005-02-28 收到最后修改稿并决定采用。

国大陆上有历史记载以来最为强烈的地震之一(国家地震局地质研究所, 宁夏回族自治区地震局, 1990). 可见, 在该区开展地表活动构造调查和地壳深部探测等研究, 对认识中国大陆地壳变形动力学、地震灾害发生机制和灾害趋势预测具有十分重要的科学意义(徐锡伟等, 2003).

多年来, 围绕这些弧形断裂构造带和强震的地面地质调查, 以及活动构造等研究取得了大量成果(邓起东等, 1987, 1989; 闵伟等, 1988, 2001a, b; 田勤俭, 1998). 田勤俭等(2002)基于地表地质构造的演化特征, 通过对该区应变分配和断裂分段的研究, 建立了该区地震构造模型. 迄今为止, 已有许多学者利用多种地球物理方法, 对该区的深部地壳上地幔结构进行了探测研究(屈健鹏等, 1998; 殷秀华等, 1999; 周民都等, 2000), 但是这些探测研究基本是基于大区域、或为单一剖面且测点间距较大, 不能满足现今对该区更深入的研究. 为此, 国家重点基础研究发展规划“973”项目, 支持在该区进行速度、电性和磁性结构的高分辨率探测成像. 本文介绍的是在该研究区实施的5条大地电磁剖面的探测结果.

1 测线位置

5条大地电磁剖面位置及地质构造(国家地震局地质研究所, 宁夏回族自治区地震局,

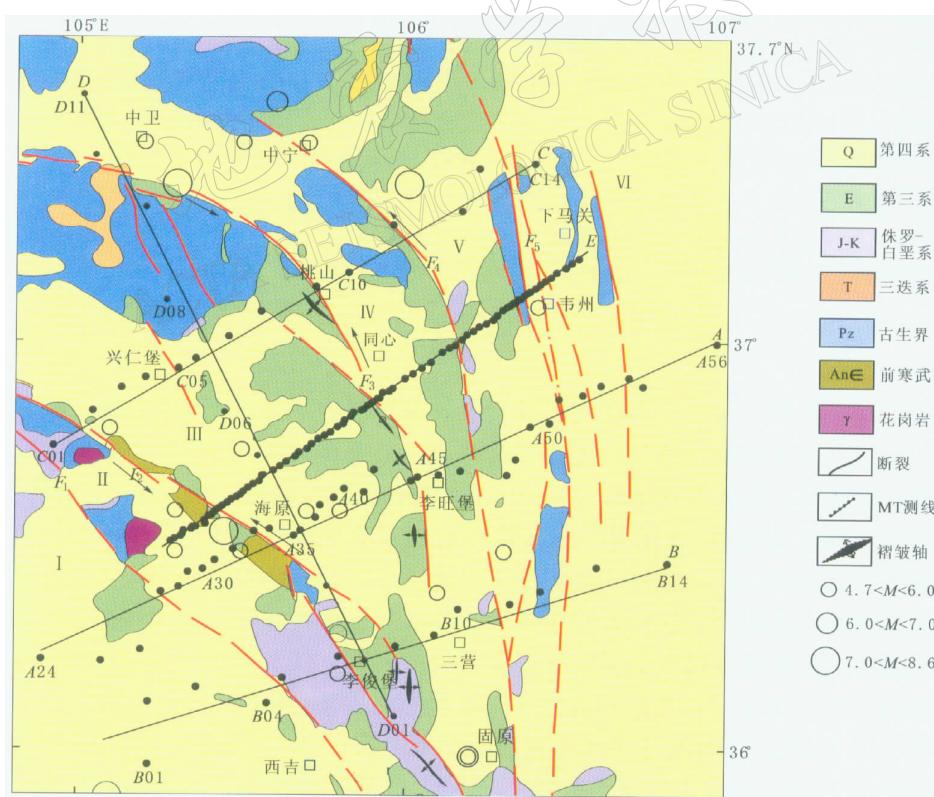


图1 大地电磁测深剖面及地质构造图

I. 西吉盆地; II. 西、南华山隆起; III. 兴仁堡-海原盆地; IV. 中卫-清水河盆地; V. 中宁-红寺堡盆地; VI. 鄂尔多斯西缘带; F_1 . 月亮山南麓断裂带; F_2 . 海原断裂带; F_3 . 香山一天景山断裂带; F_4 . 烟筒山断裂带; F_5 . 罗山-云雾山断裂带

1990)如图1所示,以A, B, C, D和E来定义。1999年9~12月完成A, B, C和D剖面的野外数据采集工作。其中A剖面南起青海的达日,穿过玛沁、泽库、夏河、兰州、海原,北至甘肃的靖边,剖面全长约1000 km,布置测点61个。本文仅选用穿过海原弧形构造区的A24测点~A56测点的结果。B剖面位于研究区南端,南西起宁夏三房庄,穿过李俊堡、三营,北东至甘肃省夏崔崾崄,剖面长约150 km,布置14个测点。C剖面位于研究区北端,南西起甘肃省磁窑,穿过兴仁堡、桃山,北东至宁夏大罗山,剖面长约150 km,布置14个测点。D剖面为北西向剖面,南起宁夏吴家庄,北到内蒙古白盐池,剖面长190 km,布置11个测点,其中D02, D04和D07测点为与其它测线共用测点。

以上4条剖面的测点间距比较大,为了进一步得到海原大震区较细致的深部电性结构,2001年5月又实施了一条高密度点距的大地电磁测量,即穿过海原大震宏观震中西安州的E剖面。它位于A剖面以北5 km,基本与A剖面平行,横穿弧形断裂带的弧顶。该剖面南起甘肃与宁夏交界的赵家曲,穿过西安州,北至宁夏同心县韦州。剖面全长约134 km,布设82个测点,测点间距1~2 km,在断裂边界上测点间距较密。

4条(A, B, C和E)北东向剖面自南西至北东横跨月亮山南麓断裂带(F_1)、海原断裂带(F_2)、香山一天景山断裂带(F_3)、烟筒山断裂带(F_4)和罗山—云雾山断裂带(F_5),穿过西吉盆地(I区块),西、南华山隆起(II区块),兴仁堡—海原盆地(III区块),中卫—清水河盆地(IV区块),中宁—红寺堡盆地(V区块),以及鄂尔多斯西缘带(VI区块)等构造单元,基本控制了海原弧形构造区($105^{\circ}\sim107^{\circ}\text{E}$, $36^{\circ}\sim37.5^{\circ}\text{N}$)南北长约100 km、东西宽约160 km范围的区域。

2 资料定性分析和反演

野外资料采集分两期实施,其中,A, B, C和D剖面数据为第一期采集。在第二期E剖面的野外数据采集中,使用了远参考道大地电磁观测技术(Gamble *et al*, 1979),得到了较好品质的野外观测数据(詹艳等, 2004)。综观5条剖面共154个测点的视电阻率曲线,存在静位移的测点仅有E剖面上的E06, E07, E08, E10, E11和E12测点。上述测点都位于西、南华山隆起带上。采用比较相邻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了校正(Bai *et al*, 2001)。

2.1 视电阻率曲线分析

图2给出了曲线形态有一定代表性的测点A25, A31, A38, A46, A49和A54的视电阻率(ρ)和阻抗相位(φ)曲线。6个测点从南西—北东分别位于I, II, III, IV, V和VI构造单元内。

从图2中可见,位于I, III, IV和V区块的A25, A38, A46和A49测点,其曲线类型都为HK型。其视电阻率曲线高频端的数值基本都为十几欧姆米; A25, A46和A49测点的曲线极小值在1 s左右出现,而位于III区块内A38测点曲线的极小值在10 s左右出现。说明该区块的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;视电阻率曲线出现极小值后数值又增大,位于IV区块内A46测点视电阻率曲线尾端的数值大于位于I, III和V区块的A25, A38和A49测点,说明IV区块较深部电阻率较其它区块的大。A31测点位于I区块,其视电阻率曲线极小值在1 s之前出现,表明该区块电性基底较盆地内浅;分布在该区块的各测点的视电阻率曲线形态变化较大,说明本区块电性结构复

杂。A54 测点位于Ⅵ区块, 视电阻率曲线高频端的数值基本为十几欧姆米, 但很快就增大到上千欧姆米, 说明该区块自地表到深部基本为高电阻率特性。

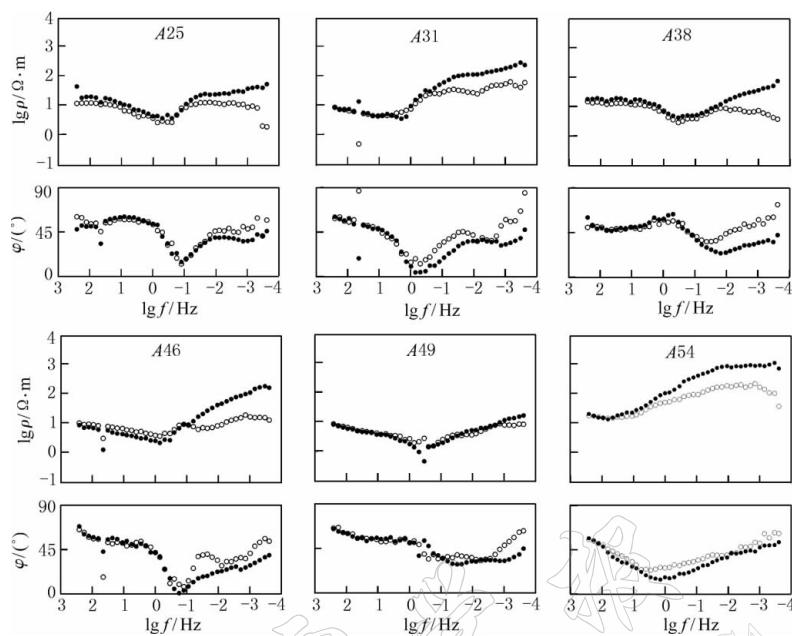


图 2 A25, A31, A38, A46, A49 和 A54 测点的视电阻率和阻抗相位曲线
空心圆代表 TE 模式; 实心圆代表 TM 模式

对全部剖面所有测点的视电阻率曲线分布特征分析可知, 处于同一构造单元测点的视电阻率曲线形态大体一致, 反映了各构造单元区域上构造格局的统一性; 但是各剖面经过地区的电性基底、电性边界等方面存在差异, 说明各构造单元在垂向上是有差异的。4 个盆地内测点的视电阻率曲线呈连续性变化且变化幅度较小, 表明盆地内电性结构较均匀, 但 4 个盆地深部的电性结构仍然有差异。西、南华山隆起带电性构造较复杂。鄂尔多斯西缘带除表层有较薄的低阻层外, 深部总体为高电阻特征。海原断裂带和罗山—云雾山断裂带内部及其两侧的视电阻率曲线变化较大, 说明这两个断裂带规模较大。

2.2 区域电性构造的二维特性和走向分析

对资料进行定量反演之前需对数据的维数和电性构造走向进行分析。图 3 给出 A 和 C 剖面所有测点随频率变化的二维偏离度(skewness)(陈乐寿, 王光锷, 1990)立体示意图, 其中垂直坐标表示二维偏离度的数值, 左侧水平坐标表示频率的对数, 右侧水平坐标表示沿剖面方向的距离。由图 3 可见, 两个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 A 剖面水平距离 130 km 附近和 C 剖面水平距离 45 km 附近, 测点的较长周期段(频率低于 0.01 Hz)的二维偏离度较大, 表明在较深部构造较复杂, 具有一定程度的三维特征。E 和 B 剖面的二维偏离度也具有与 A 和 C 剖面类似的特点。上述分析表明, 4 条剖面尽管在较长周期段具有三维特征, 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。

电性构造走向可以利用最佳主轴方位角, 并结合研究区已知的地质资料来判断(陈乐寿, 陈光锷, 1990)。图 4 给出了测区所有测点两个周期(10 s 和 100 s)的最佳主轴方位角

分布图。由图4可见,绝大部分测点的最佳主轴方位角总体为北东东-北东。该测区的地质构造走向是北西西-北西(邓起东等,1989)。表明最佳主轴方位角是指向构造的倾向,A,B,C和E剖面的方位基本沿着电性构造的倾向,沿剖面方向进行二维反演是适宜的。

2.3 二维反演

上述的二维特性和电性构造主轴分析表明,测区构造呈现出比较好的二维特性,构造的总体走向为北西向,A,B,C和E四条北东向的剖面基本沿着电性构造的倾向。据此,将数据直接旋转到测线方向,垂直测线方向的 ρ_{xy} 和 φ_{xy} 为TE极化模式的参

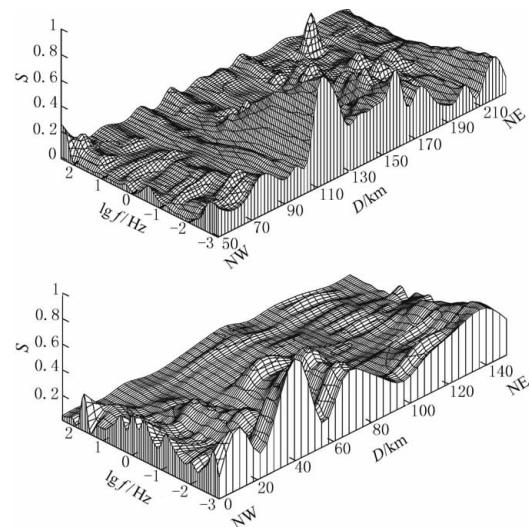


图3 A(上图)和C(下图)剖面二维偏离度图

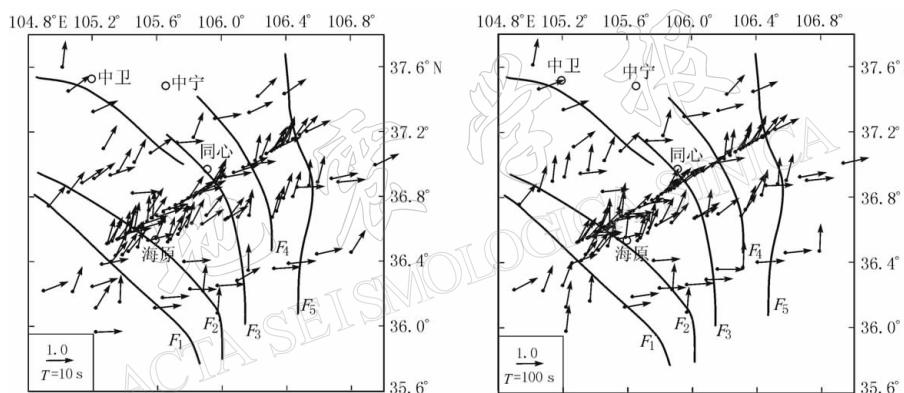


图4 周期为10 s和100 s的最佳主轴方位角

数,沿测线方向的 ρ_{xy} 和 φ_{xy} 为TM极化模式的参数。使用二维快速松弛反演算法(RRI)(Smith, Booker, 1991)对4条剖面进行二维反演,采用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5给出了A剖面的TE和TM模式实测数据以及二维反演模型的理论响应数据等值线对比图。由图可见,除沿剖面某些地段较长周期具有三维特性,使得这些地段较长周期二者拟合程度相对较差一些外,其余部分拟合程度还比较好,说明二维反演结果基本反映了地下结构特征。对B,C和E剖面使用了同样的方法得到沿剖面的二维电性结构。图6是4条剖面的二维反演电性结构图。断面上电阻率等值线的分布反映了二维电性结构图象。

3 弧形断裂构造区电性结构特征分析

3.1 弧形断裂构造区电性特征

C,E,A和B剖面的二维电性结构(图6)显示 F_2 和 F_5 为主要的电性边界,断裂两侧电性结构差异较明显,规模和切割深度较大,为比较陡立的超壳断裂。 F_1 是隐伏断裂带,下切深度较浅。 F_3 和 F_4 断裂两侧电性结构差异较小,切割深度不大,属基底断裂。与地面

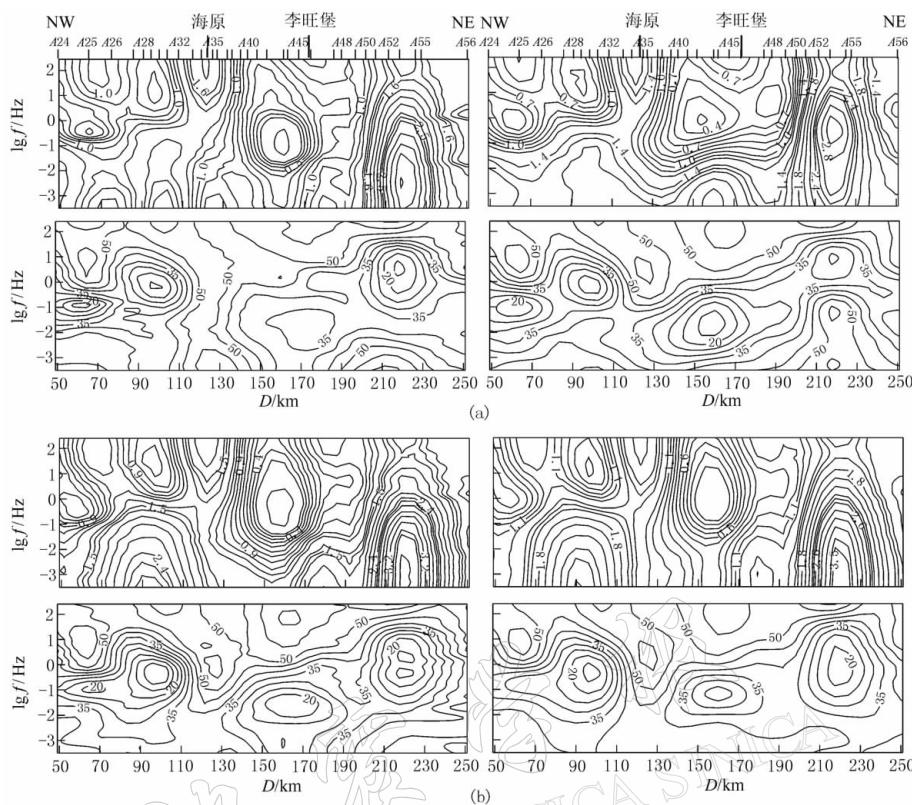


图 5 A 剖面观测的 TE 和 TM 极化视电阻率以及阻抗相位与二维模型理论响应值的比较

(a) TE 模式. 左上图为观测的视电阻率, 左下图为观测的阻抗相位; 右上图为计算的视电阻率,

右下图为计算的阻抗相位; (b) TM 模式. 图中说明与(a)同

地质调查结果相一致(田勤俭, 1998). 5 条断裂带从南西到北东把该区分割为 6 个区块.

I 区块. A, B 剖面的南西端穿过, 两个剖面结果显示本区段内电性成层性较好, 从地表到下地壳电阻率呈低—高—低—高分布, 深度约 2 km 以上电阻率偏低, 约十几欧姆米. 随着深度增大, 电阻率增大到几百欧姆米, 到深度约 20~40 km, 电阻率较小约为十几欧姆米, 其下电阻率再增大.

II 区块. 4 条剖面的电性结构显示该构造单元分为两段, 在 C, E 和 A 剖面的电性结构显示电阻率值总体为高阻, 电阻率值大于几百~上千欧姆米, 这与前寒武系地层受强烈挤压并逆冲到地表有关(邓起东等, 1989). B 剖面的电性结构不同于 C, E 和 A 剖面, 其电阻率值相对较小, 在 15 km 深度左右的下地壳上部出现了电阻率约为十几欧姆米的低阻带. 从地质构造图中可见, 该段地表出露的是第三纪和侏罗、白垩纪地层(图 1), 也是 F_2 从北西向左旋走滑构造向南北向挤压构造转折位置(邓起东等, 1989).

III 区块. 电阻率值是全区最低的, 约为十几欧姆米. 在 A 和 E 剖面, 盆地总体呈南西深北东浅似“簸箕状”的盆地形状, 电性基底在 A 剖面最深, 可达约 8 km. 往北到 C 剖面呈现南西浅北东深的格局, 说明在 A, E 剖面地段该盆地主要受 F_2 控制, 到 C 剖面则主要受 F_3 控制. 往南到 B 剖面其横向宽度和垂向深度都减小. 该区块仅在 A 和 E 剖面地段深度约 20 km 左右发育电阻率值约为几十欧姆米的低阻带.

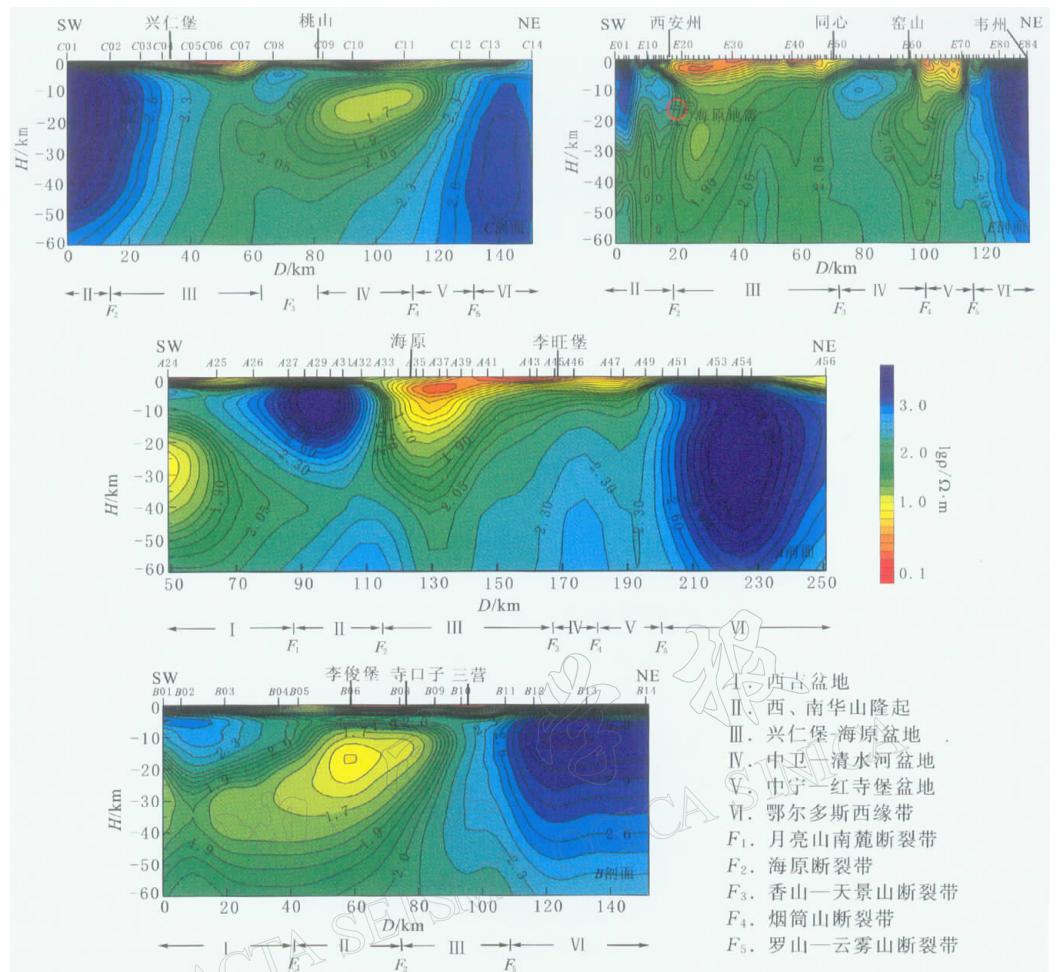


图 6 C, E, A 和 B 剖面的二维电性结构(等值线上的数值表示电阻率的对数)

IV 区块. 与 III 区块相比电性基底明显变薄, 而且横向变化大, 较密集测点的 E 剖面电性结构图中显示该区分成 3 段: 电阻率等值线在第一段(测点 E48 ~ E54)密集堆积成斜坡状; 在第二段(测点 E54 ~ E56)向下弯曲, 成盆地凹陷; 第三段(测点 E58 ~ E60)电阻率等值线又上隆. 该区块向北在 C 剖面上较浅, 约为 1 km; 向南在 B 剖面上基本没有盆地特征. 本区块在 C 剖面上深度 10 ~ 25 km 出现电阻率值约为几十欧姆米的低阻带.

V 区块. 在 A, E 剖面地段电阻率

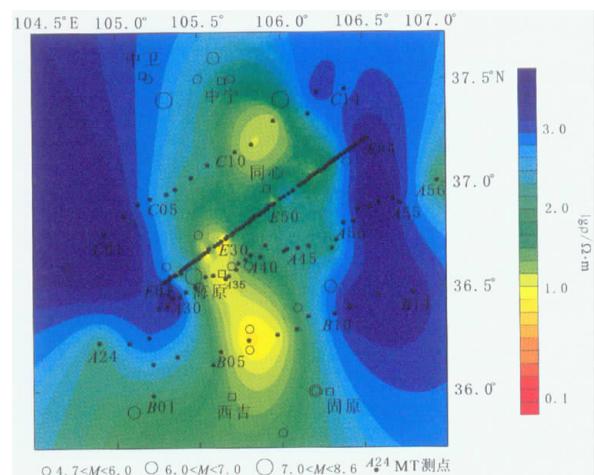


图 7 15 km 深度的电性结构水平切片与中、强震(879 年~1987 年 8 月)分布图

值和电性基底均与Ⅲ区块基本相同,较Ⅳ区块明显增厚,显示盆地凹陷形态。在C剖面上电性基底变浅;在B剖面,该区块和Ⅳ区块都收敛到Ⅲ区块。

VI区块,各剖面显示的电性特征一致,浅层1~2 km深度电阻率较低;2 km深度以下电阻率呈高阻,与地表出露的古生代地层有关。

以上分析表明,海原弧形构造区的电性结构存在东西分带、南北分块的特征,显示了该区弧形断裂带及其控制的断陷盆地的深部展布形态,揭示了与地面地质调查相同的构造样式。

3.2 海原弧形构造区电性特征与中、强震分布

E剖面穿过1920年海原大地震的宏观震中西安州,震源深度17 km。把海原地震震中位置示于E剖面的电性结构图中,可以清楚地发现海原大震南西、北东两侧电阻率差异较大,上、下地层电阻率差异也较大,震源体位置靠近高阻一侧。与E剖面紧邻的A剖面上,尽管测点点距相对较大使得反演得到的二维电性结构较平滑,但仍然反映了与E剖面相似的电性结构特征。

通过对海原弧形构造区电性结构特征的分析,发现研究区内壳内低阻带发育不连续。我们绘制了15 km深度的电性结构平面图,并叠加了研究区内中、强震震中位置(国家地震局地质研究所,宁夏回族自治区地震局,1990)(图7)。尽管只有4条剖面的结果,但是图中仍然清楚地显示了研究区内中、强震震中与电性结构分布存在密切关系。中、强震基本位于电阻率变化带附近,并靠近高电阻一侧。图7中特别突出的是无明显壳内低阻带发育的同心附近区域,即是中、强地震空白区,也是弱震空白区。

4 讨论和结论

通过对布设在海原弧形构造区内5条大地电磁测深剖面数据的处理分析,并对4条北东向剖面的二维反演,揭示了研究区内地壳电性结构特征如下:

1) 海原弧形构造带在平面上呈现北西撇开、南东收缩的“扫帚状”分布形态;在垂向上,构造带中的海原断裂带(F_2)和罗山—云雾山断裂带(F_5)是构造区内的主要断裂带,其电性结构显示为比较陡立的超壳断裂;而月亮山南麓断裂带(F_1)、香山一天景山断裂带(F_3)和烟筒山断裂带(F_4)规模较小,为基底断裂。香山一天景山断裂带(F_3)和烟筒山断裂带(F_4)在研究区南端基本没有电性边界特征。

2) 深部电性结构揭示了与地表地质调查一致的构造样式,研究区可分为6个区块,呈现南西—北东的带状分布特征。受控弧形断裂带的断陷盆地,自南西—北东基底深度逐渐变浅,规模逐渐变小。弧形构造区在弧顶附近构造完整规模大,自弧顶向北西、南东两端构造规模相对较小。

3) 4条剖面的二维电性结构显示了弧形构造区内发育不连续的壳内低阻带。与该区中、强震震中分布对比研究表明,中、强震的分布与壳内低阻带分布密切相关,中、强地震位于发育壳内低阻带附近并靠近高电阻率区域。胥颐等(2000)认为,地震的能量释放往往发生在速度较高、电阻较高的区域,而破裂的起始和终止通常位于低速、低阻区附近,说明发震构造主要分布在岩石强度较大的地区。相反,低速、低阻区因自身具有较低的抗剪能力,不利于应力的积累,但是它可以通过形变将较大的能量传递到相邻的较高速度、较高电阻块体周围,促使脆性岩体发生破裂。1920年海原大震即位于壳内低阻带和低速层的边

缘(李松林等, 2001)及断裂的附近。这样的深部结构和构造背景导致了海原大震的发生。

尽管在设计大地电磁测点位置时充分结合地质资料, 在不同构造区块布置了测点, 4条剖面的二维电性结构基本反映了该区构造在平面上的延展性, 但是比较E和A剖面的二维电性结构, 可以看到测点较密的E剖面比A剖面更细致地揭示了深部电性结构特征。因此, 在研究区进行较密点距的大地电磁测量, 可以更详细地揭示深部电性细结构及其壳内低阻带的分布情况, 为真正确定潜在地震危险区提供详细的深部资料。

研究过程中得到了张培震、李松林、张先康和邓起东等教授的指导和帮助, 在此一并表示感谢。

参 考 文 献

- 陈乐寿, 王光锷. 1990. 大地电磁测深法[M]. 北京: 地质出版社, 121~123
- 邓起东, 张维歧, 汪一鹏, 等. 1987. 海原断裂带和1920年海原地震断层的基本特征及其形成机制[A]. 见: 蒋浩旋主编. 现代地壳运动研究(3)[C]. 北京: 地震出版社, 9~25
- 邓起东, 张维歧, 张培震, 等. 1989. 海原走滑断裂带及其尾端挤压构造[J]. 地震地质, 11(1): 1~14
- 国家地震局地质研究所, 宁夏回族自治区地震局. 1990. 海原活动断裂带[M]. 北京: 地震出版社, 1~2, 34~38
- 李松林, 张先康, 张成科, 等. 2001. 海原8.5级大震区地壳结构探测研究[J]. 中国地震, 17(1): 16~23
- 马宗晋, 汪一鹏, 张燕平. 2001. 前言[A]. 见: 马宗晋, 汪一鹏, 张燕平主编. 青藏高原岩石圈现今变动与动力学[C]. 北京: 地震出版社, 251~262
- 闵伟. 1988. 香山一天景山断裂带的构造演化及走滑断层尾端挤压构造的形成机制[D]: [学位论文]. 北京: 中国地震局地质研究所, 1~33
- 闵伟, 张培震, 邓起东. 2001a. 中卫—同心断裂带全新世古地震研究[J]. 地震地质, 23(3): 357~366
- 闵伟, 张培震, 邓起东. 2001b. 海原活动断裂带破裂行为特征研究[J]. 地质论评, 47(1): 75~81
- 屈健鹏, 朱佐全, 杨国栋, 等. 1998. 鄂尔多斯地块西缘定边—景泰地壳和上地幔电性结构分析[J]. 西北地震学报, 20(2): 70~75
- 田勤俭. 1998. 老龙湾拉分盆地演化与海原断裂带走滑活动[D]: [学位论文]. 北京: 中国地震局地质研究所, 45~101
- 田勤俭, 丁国瑜, 申旭辉. 2002. 青藏高原东北隅强震构造模型[J]. 地震, 22(1): 9~22
- 汪一鹏. 1998. 有关塔波尼亞的青藏高原运动学模型的要点及评述[J]. 国际地震动态, (1): 9~14
- 徐锡伟, 于贵华, 马文涛, 等. 2003. 中国大陆中轴构造带地壳最新构造变动样式及其动力学内涵[J]. 地学前缘, 10(特刊): 160~167
- 胥顾, 刘福田, 刘建华, 等. 2000. 天山地震带的地壳结构与强震构造环境[J]. 地球物理学报, 43(2): 184~191
- 殷秀华, 黎益仕, 刘占坡. 1999. 南北构造带北段重磁异常的对应分析[J]. 地震地质, 21(4): 370~376
- 张家声, 李燕, 韩竹军. 2003. 青藏高原向东挤出的变形响应及南北地震带构造组成[J]. 地学前缘, 10(特刊): 166~175
- 詹艳, 赵国泽, 陈小斌, 等. 2004. 宁夏海原大震区西安州—韦州剖面大地电磁探测与研究[J]. 地球物理学报, 47(2): 274~281
- 周民都, 吕太乙, 张元生, 等. 2000. 青藏高原东北缘地质构造背景及地壳结构研究[J]. 地震学报, 22(6): 645~653
- Bai Denghai, Maxwell A Meju, Liao ZhiJie. 2001. Magnetotelluric images of deep crustal structure of the Rehai geothermal field near Tengchong, Southern China[J]. *Geophys J Int*, 147: 677~687
- Gamble T D, Goubau W M, Clarke J. 1979. Magnetotellurics with a remote reference[J]. *Geophysics*, 44(1): 53~68
- Smith J T, Booker J R. 1991. Rapid inversion of two- and three-dimensional magnetotelluric data[J]. *J Geophys Res*, 96: 3 905~3 922

CRUSTAL ELECTRIC STRUCTURE OF HAIYUAN ARCUATE TECTONIC REGION IN THE NORTHEASTERN MARGIN OF QINGHAI-XIZANG PLATEAU, CHINA

Zhan Yan Zhao Guoze Wang Jijun Tang Ji Chen Xiaobin
Deng Qianhui Xuan Fei Zhao Junmeng

(Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China)

Abstract: Through the analysis and 2-D inversion for the 5 profiles in Haiyuan arcuate tectonic region ($105^{\circ} \sim 107^{\circ}$ E, $36^{\circ} \sim 37.5^{\circ}$ N) in the northeastern margin of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau, we have obtained the electric structure within a range of 160 km in width (east-west) and 60 km in depth in the studied area. The results show that the crustal electric structure can be divided into 6 sections, corresponding respectively to Xiji Basin (I), Xihuashan-Nanhuashan uplift (II), Xingrenbu-Haiyuan basin (III), Zhongwei-Qingshuihe basin (IV), Zhongning-Hongsibu basin (V) and west-margin zone of Ordos (VI) from the southwest to the northeast. The crustal electric structure is characterized by a broom-shaped pattern, which scatters to the northwest and shrinks to the southeast. The structures in the top part of Haiyuan arcuate tectonic region are complete and large, however, they diminish from the arc top to the northwest and southeast ends. In the depth from 0 to 10 km, the resistivity is high in the sections II and VI, but relatively low in the other four sections, showing a similar pattern of basin depression. The electrical basement in the section III is the deepest, displaying a “dustpan” shape that is deep in the southwest and shallow in the northeast. A series of discontinuous zones with high conductivity exist in the middle-lower crust in Haiyuan arcuate tectonic region, which is possibly related to the moderate and strong earthquakes in the region. The resistivity distribution in the focal area of the 1920 Haiyuan earthquake is significantly heterogeneous with an obviously high conductivity zone near the hypocenter region.

Key words: Haiyuan arcuate tectonic region; magnetotelluric sounding; crustal electric structure