

华北地区大地电磁测深及岩石圈厚度讨论

魏文博 金 胜 叶高峰 邓 明 景建恩

(地质过程与矿产资源国家重点实验室, 地下信息探测技术与仪器教育部重点实验室,
中国地质大学地球物理与信息技术学院, 北京 100083)

提 要:近些年来,随着地球科学的进展,大陆岩石圈导电性结构的研究越来越引起人们的重视。这是因为固体地球物理学研究的结果告诉我们,有关大陆岩石圈导电性的研究有可能为当前地球科学各领域的进展提供重要的物理依据。大地电磁测深是从导电性的角度研究地壳和上地幔结构不可缺少的方法。长期以来,国内对此开展了大量工作;而当前,随着科学技术发展,无论是仪器、数据采集或数据处理和反演技术都有了长足的进步。中国的大地电磁测深已实现超宽频带、高精度测量技术;在数据处理和反演等方面也基本与国际先进技术接轨。因此,在 2001 年,沿着山西应县到山东商河,布置一条大地电磁测深剖面进行研究。采用现代先进的大地电磁数据处理技术和快速松弛二维反演方法获得该剖面二维电性结构模型,从而充分展示了华北地区岩石圈电性结构的特点。从电性特征上讲,华北岩石圈以太行山前断裂为界划分为东、西两区。东区为低阻区,上地壳电性结构基本与华北裂谷系的隆、坳构造格局相对应,岩石圈的电导最高达 30 000 S,远远大于强烈活动的安第斯山岩浆弧区和西藏高原岩石圈的电导。西区为高阻区,太行山和恒山的岩石圈为高阻块体,表现出稳定大陆区岩石圈导电性结构的特点。但恒山高阻块体之下发现一组向西缓倾的高导层,其电导率为 0.04~0.25 S/m,顶面在 20 km 深处,底面深约 40 km。研究结果表明,华北裂谷盆地范围内地壳的电阻率很低,属于良导电性的地壳,这可能是由华北裂谷盆地的壳、幔热结构、热状态所决定的。根据对大陆电阻率模型的讨论,推测鄂尔多斯地块的上地幔也许不存在前人所界定的“软流圈”的性状;而华北裂谷盆地虽然是中生代构造活动区,活动性较强,但与年轻的火山岛弧区或剧烈的构造活动区相比仍有一定差别,因而,上地幔“软流圈”的痕迹并不明显。这也许正是根据现今应县—商河剖面上大地电磁的探测结果看出来存在通常所说的反映“软流圈”电性特征的“上地幔高导层”的原因。不过,根据这结果还是可以得出:在华北地区西部的地壳和岩石圈厚度大于东部。但更准确的结果还有待于更深入、更精细的地球物理探测。

关 键 词:华北;大地电磁测深;电性结构;岩石圈厚度

中图分类号:P313.3 **文献标识码:**A **文章编号:**1000-3657(2006)04-0762-11

1 大陆岩石圈的导电性

近些年来,随着地球科学的进展,大陆岩石圈导电性结构的研究越来越引起人们的重视。大陆岩石圈的导电性除了与它的物质成分有关以外,还取决于许多因素,如大陆岩石圈内部的结构、构造、温度、压力,以及物质成分的物理状态等。因此,有关大陆岩石圈导电性的研究有可能为当前地球

科学各领域的进展提供重要的物理依据,其涉及的范围,从地壳运动过程及其动力学机制、地球层圈相互作用对全球变化的影响、以及地球演化理论等重大科学命题,到地质灾害、环境变迁、矿床成因研究、油气、矿产和水资源评价等与人们社会生活密切相关的地学研究方向。

人们早已认识到,随着深度增大,地球内部的温度和压力都将随之增大;因此,地壳和上地幔中干燥岩石变得更具

收稿日期:2005-12-27;改回日期:2006-5-28

基金项目:国土资源部重点科技专项计划项目(200101)和国家自然科学基金重点项目(40434010)联合资助。

作者简介:魏文博,男,1945年生,教授、博士生导师,长期从事地球物理学的教学与研究;E-mail:wwb5130@cugb.edu.cn。

导电性了。研究表明,压力对大陆地壳深部和上地幔顶部岩石导电性的影响小于温度的影响;这主要是因为温度升高引起地壳深部及上地幔顶部岩石发生化学反应,使造岩矿物中的化学束缚水析出,从而降低岩石的电阻率。由此可见,在正常状况下岩石圈的电阻率与温度有极为密切的关系,其电性结构特征主要取决于地下热状态。

对于前寒武纪稳定地台区,地下热流密度 $40\sim 45\text{ mW/m}^2$,其地温随深度增大而缓慢上升,并逐渐趋于稳定,但岩石圈内各个深度的地温始终低于对应深度上岩石的“熔点”。因此,在“冷”的地台区,随深度增大,岩石圈的电阻率呈线性下降趋势(图 1),不大可能出现局部熔融的“软流圈”。然而,对于年轻的火山岛弧区和构造活动区,地下热状态与稳定地台区有很大差别,其地下热流密度可能等于或大于 90 mW/m^2 ,

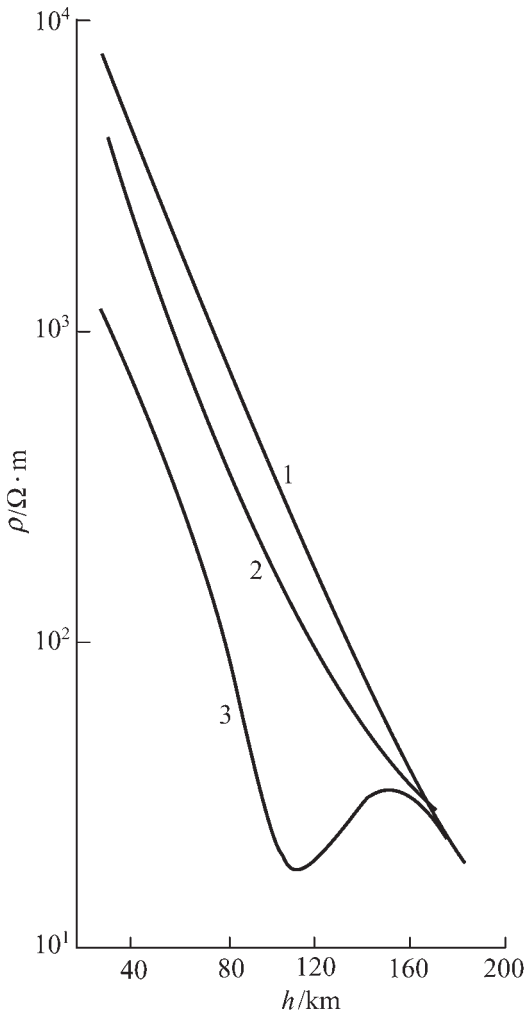


图 1 对于 3 种不同热流量密度得出的大陆电阻率模型^[1]
1— 40 mW/m^2 ; 2— 60 mW/m^2 ; 3— 90 mW/m^2

Fig.1 Continental resistivity models constructed by using three different heat-flow densities^[1]

1— 40 mW/m^2 ; 2— 60 mW/m^2 ; 3— 90 mW/m^2

相应的地温分布随深度增大上升较快,在 $70\sim 200\text{ km}$ 的深度范围内,地温超出该深度范围岩石的“熔点”,因而有可能存在上地幔局部熔融体^[1]。其结果使“热”的构造活动区的岩石圈电阻率明显低于“冷”的地台区岩石圈电阻率;在 70 km 深度以上,岩石圈电阻率急剧下降,于 $70\sim 200\text{ km}$ 深度范围内出现极小;当深度大于 200 km 时,岩石圈电阻率回升,并趋于稳定地台区同一深度的电阻率(图 1),这显然说明在 200 km 深度以下,上地幔范围内地温分布规律趋于一致,基本不受岩石圈尺度的地质构造运动的影响。但恰恰相反,软流圈、上地幔盖层,以致整个地壳的电性结构特征在很大程度上受到地质构造因素的制约,尤其是岩石圈尺度的构造运动有更明显的控制作用。

2 山西应县—山东商河大地电磁测深剖面研究

大地电磁测深是从导电性的角度研究地壳和上地幔结构不可缺少的方法。长期以来,国内对此投入了大量工作,在 GGT 地学大断面研究、华北地区地震预测、预报研究、青藏高原形成演化机理研究等方面都取得许多重要成果^[2-4]。但是,在华北地区,前人所完成的这些大地电磁测深的数据采集,多数是在 20 世纪 90 年代以前完成的,无论从所使用的仪器,或是数据采集、处理和反演技术上看,都不可能与现在的设备和技术相比。

20 世纪 90 年代,为了提高数据质量,现代化的大地电磁探测已普遍使用“远参考道”采集技术和时间序列的“Robust”处理技术。这时期的大地电磁仪器必须满足大地电磁场多分量和远参考点数据采集的需要,因此主要朝着多道、多功能、小型化、轻便化、具有卫星同步测量技术和智能化操作的方向发展。而在大地电磁测深数据处理和反演成像方面,则开始与国际先进技术接轨,推广、应用一系列新的大地电磁数据处理和二维反演方法。应用的结果表明,它具有快速、结果较合理、少受人为因素影响等特点,因此,大大提高了大地电磁探测结果的可靠性^[5]。

另一方面,除 4 条地学大断面以外,区内现有的大地电磁测深剖面通常较短,不利于研究大区域性的壳幔结构;而在地学大断面上大地电磁测深的点距较大,一般在 $30\sim 50\text{ km}$,有些地方甚至更大,这显然不可能对岩石圈电性结构有比较深入的认识。因此,有必要在华北选择重要区段重新布置大地电磁测深剖面,进一步详细查明岩石圈电性结构特点,探讨深部热结构特征和物质状态分布,为研究华北地区古大陆克拉通解体,岩石圈减薄的深部过程提供较可靠的依据。

2001 年 11—12 月,笔者从山西应县出发,向东南越过恒山、太行山脉,穿过河北平原,抵达山东商河,全程 600 余千米,直线距离 450 km ;共布置 34 个大地电磁测深点,平均点距为 $10\sim 15\text{ km}$,构成了“应县—商河大地电磁测深剖面”(图 2)。该剖面位置大致与“响水—满都拉”GGT 地学大断面

的中段(淄博—应县)重合,但测点较密(淄博—应县剖面,测深点平均点距约 50 km)。

此外,为了取得可靠的研究成果,首先必需保证野外数据采集质量,这除了需要先进的仪器之外,还需要先进的数据采集技术。故在进行应县—商河剖面的大地电磁数据采集时,选用美国 EMI 公司的 MT-24 局域网络型大地电磁系统。该系统是目前最先进的宽频大地电磁测深仪器,它包括电道采集箱(FAM-2)、磁道采集箱(FAM-3)、带 GPS 的控制存储单元(CSU-GPS)、磁传感器(BF-7、BF-4)和不极化电极等。仪器具有低噪声、大动态范围、多道多功能的特点;配置的磁传感器频带为 0.0001~1000 Hz,灵敏度为 0.3 V/nT。

在野外数据采集时,记录大地电磁场 5 个分量的“时间序列”,每个测点上记录时间均大于 20 h,所采集的 MT 信号的频率范围为 $3.2 \times 10^{-2} \sim 4.6 \times 10^{-4}$ Hz。为了改善野外数据采集质量,观测时以相邻测点互为参考,实施了远参考道技术,参考点与观测点距离 10~15 km。当取得可靠的野外数据后,即采用目前最先进的 MT 数据处理技术对数据进行处理;这包括时间序列的 Robust 估计, Rhoplus 分析和复阻抗张量分解。经过处理,得到高精度的大地电磁响应估计值。之后即运用二维快速松弛反演算法进行 MT 数据的二维反演,获得沿剖面的二维电性结构模型。因此,研究结果显然比“响水—满都拉”地学大断面关于地壳电性结构的研究成果更细致,也更接近真实。

2.1 华北中部岩石圈电性结构

应县—商河大地电磁测深剖面位于华北地区中部(图 2)。沿剖面方向的地势西高东低,剖面西部高程一般在海拔 1000~1500 m,东部在 40~50 m,落差超过 1000 m。自西向东,剖面跨越太行—五台地块和华北裂谷带 4 个基本构造单元,即冀中拗陷、沧县隆起、黄骅拗陷和埕宁隆起。研究沿剖面的壳、幔结构,基本能反映华北中部岩石圈的构造格局。

应县—商河剖面大地电磁二维反演模型(图 3),其横轴

表示剖面线,纵轴表示反演深度,断面上色块反映了反演模型的电性结构图像,红色表示“低阻体”,蓝色表示“高阻体”;“色标”表示的是电阻率的常用对数值,单位为 $\Omega \cdot m$ 。

从宏观上看,模型清楚地显示,以曲阳附近的太行山前断裂为界,剖面分为东西两部分,其壳、幔电性结构截然不同。剖面西部为高阻(低电导)区,东部为低阻(高电导)区;东部岩石圈的电导通常比西部高 2~3 个数量级,最高达 3×10^4 S。除导电性上的差异以外,导电性随深度的变化,以及沿剖面的分布也有明显的不同。

在剖面东部,地下介质的导电性大致呈“层状”分布,随深度增大,介质电导率逐渐减小;当深度大约超出 80 km 时,电导率趋于稳定,约 0.01 S/m。但在剖面西部,地下介质大多呈“高阻块体”,其电导率小于 4×10^{-3} S/m;而当深度大于 150 km 时,电导率呈单调增大的趋势,并趋于 6.25×10^{-3} S/m。显然,应县—商河剖面的壳、幔导电性结构,在东、西两边的这些区别足以说明,太行—五台地块与华北裂谷带的岩石圈构造和热状态有很大差别。仔细分析应县—商河壳、幔电性结构的特征不难看出,在曲阳存在一组向东倾斜,规模巨大的电性梯度带,其延深超出 50 km。这显然可以证明太行山前断裂是一组向东倾斜、岩石圈尺度的深断裂,它把华北岩石圈划分为两大单元,即东部的华北裂谷带,西部的太行—五台地块。

在华北裂谷带,地壳电阻率等值线的分布总体上表现出基底向东倾斜,东陡、西缓,规模巨大的箕状断陷,断陷内呈分层结构的特点;沿剖面方向等值线的起伏正反映了裂谷带内坳、隆相间的构造格局,其中规模最大的构造单元属冀中拗陷(图 3)。

根据应县—商河剖面地壳导电性分析的结果,冀中拗陷区内地下 10 km 深度以上(即地壳沉积表层)的电导远远大于其他构造单元,其最大值近 9 000 S;由此可见,区内沉积盖层属于良导电性地层。电性结构的特征表明,冀中拗陷为两翼略

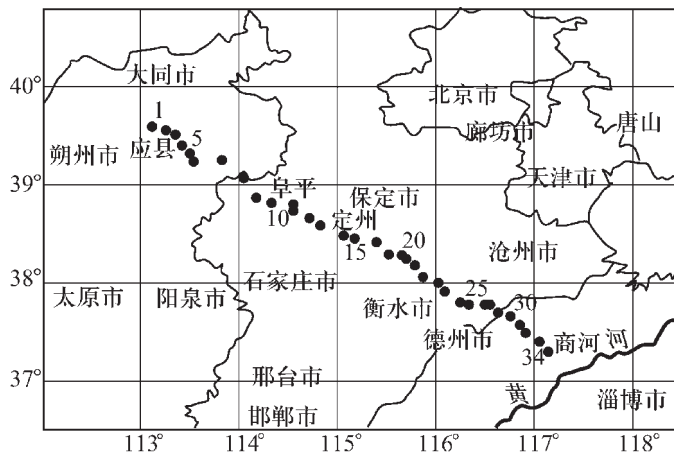


图 2 应县—商河大地电磁测深剖面位置图

Fig. 2 Location of the Yingxian-Shanghe MT profile

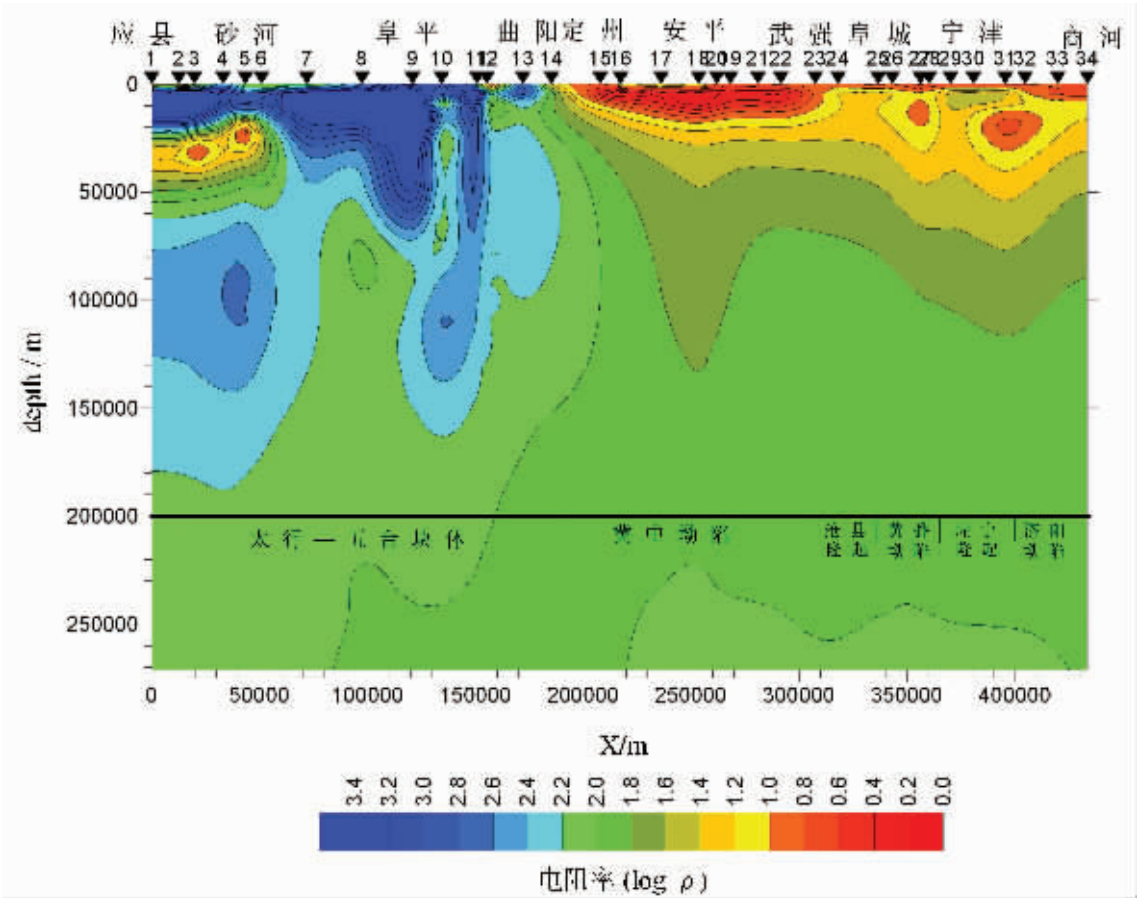


图 3 应县—商河大地电磁二维反演模型

Fig.3 2D model of MT inversion from Yingxian to Shanghe

不对称的断陷盆地,东陡、西缓,基底深度大于 15 km,电阻率 10~20 Ω·m(图 3)。盆地基底,随着深度增大,地壳电阻率缓慢上升,到上地幔深度,趋于 100 Ω·m;但区内岩石圈整体仍表现出良导电性特点,若以 100 km 深度计算,岩石圈的电导在 10 000~30 000 S,远比西藏高原相同深度岩石圈的电导大得多^[9],更远远大于稳定台台区岩石圈的电导^[7]。

从冀中拗陷沿剖面向东即沧县隆起、黄骅拗陷和埕宁隆起,其岩石圈的电导在 1 300~4 200 S,小于冀中拗陷但却远大于剖面西部的太行—五台地块。这里,在构造接合部位的地壳中见有不连续的高导体存在,电导率为 0.1~0.8 S/m;高导体之下,地壳导电性随深度的变化即完全与冀中拗陷区相同,但电阻率等值线明显下凹,在上地幔的深度(约大于 50 km),冀中拗陷和黄骅拗陷均出现向下延伸的相对低阻带(图 3)。

在剖面西部,即太行—五台地块,它包括太行山和恒山。区内地壳浅表的电导很低,一般在 0.1~13 S;即便是岩石圈整体,其电导也只有 10~780 S。这显然说明太行山和恒山地区的岩石圈属于高阻块体。如图 3 所示,阜平—砂河为太行山区,区内地壳的电导率为 $2.5 \times 10^{-3} \sim 2.5 \times 10^{-4}$ S/m,其电阻率断

面等值线的形态似乎显示出太行山下巨大“山根”的轮廓。“山根”的底界起伏大,最浅的地方底面深度小于 40 km,最大的深度近 70 km,位于阜平以西。在阜平的东侧,大地电磁测深还发现一组陡立的、狭窄的电性异常带,它把高阻的地壳割裂开。其西边即太行高阻块体,东边是一组向上地幔延伸,狭窄的高阻异常体。

沿剖面向西,砂河至应县之间即是恒山山脉,其地壳的电导率与太行山相近,断面上高阻块体的底界面起伏不大,深度约 20 km。在这高阻块体之下,发现一组向西缓倾的高导层;高导层的电导率为 0.04~0.25 S/m,底面约在 40 km 深处。越过高导层向下,地壳的电阻率增大,在 100 km 深处达到最大值,而后减小,并逐渐趋于稳定值。

但是,不论在剖面东部或西部,都没有发现上地幔存在前人所发现的、明显的“高导层”。这就使得利用岩石圈导电性特征划分华北“软流层”顶面的研究陷入了“困境”。显然,应县—商河大地电磁测深资料的二维反演给出了比较准确的壳、幔电性结构图像,这即从电性的角度展示了华北中部岩石圈构造的特点,其主要认识如下:

① 从电性特征上讲,华北地区中部,岩石圈以太行山前断裂为界划分为东、西两区;东区为低阻区,其岩石圈电导率由浅到深逐渐减小,这似乎与大陆区岩石圈的导电性结构(图1)相反;西区为高阻区,地壳表层岩石的电导率很低,但随着深度增大,岩石圈电导率逐渐增大,表现出正常大陆区岩石圈导电性结构(图1)的特点;

② 大地电磁探测结果证明,太行山前断裂为一组向东倾斜,岩石圈尺度的深断裂;

③ 在华北东部,上地壳电性结构基本与华北裂谷系的隆、拗构造格局相对应;其中,冀中拗陷的规模最大,拗陷区内岩石圈的电导高达 30 000 S,远远大于强烈活动的安第斯山岩浆弧区和西藏高原岩石圈的电导^[9];

④ 沧县隆起、黄骅拗陷和埕宁隆起,其岩石圈的电导为 1 300~4 200 S,小于冀中拗陷但却远大于剖面西部的太行—五台地块。这里,在构造接合部位的地壳中见有不连续的高导体存在,电导率 0.1~0.8 S/m;

⑤ 太行山和恒山,岩石圈为高阻块体;剖面上电阻率断面等值线的形态似乎显示出太行山下巨大“山根”的轮廓,“山根”的底面起伏大,最浅的地方底面深度小于 40 km,最大的深度近 70 km,位于阜平以西;

⑥ 恒山高阻块体之下发现一组向西缓倾的高导层,其电导率为 0.04~0.25 S/m,顶面在 20 km 深处,底面深度约 40 km。

2.2 关于华北地区电性结构特点的讨论

如上所述,华北中部地区以太行山前断裂为界分为东、西两区;东区为低阻区,西区为高阻区。

东区即对应着华北裂谷带,其岩石圈电阻率很低,在 1.25~100 $\Omega\cdot\text{m}$,随深度增大,电阻率逐渐增大;在人工地震探测确定的莫霍面深度为 32~42 km 上对应有明显的地壳电阻率随深度变化的梯度带,其上,地壳电阻率在 1.25~25 $\Omega\cdot\text{m}$,是一种普遍良导性的地壳。显然,在华北裂谷带地壳的电阻率分布规律与一般的大陆电阻率模型很不相同。华北的区域地质研究结果表明,华北裂谷盆地的基底由古生代地层及前震旦系结晶岩系组成,其上覆盖有新生代的侏罗纪、白垩纪和古近纪地层。中生代地层厚度多在 2 000~4 000 m,最厚达 10 000 m 以上;在古近系地层中夹有多层火山喷发的玄

武岩层,古近纪地层的岩性以富含有机质的砂泥岩为主^[9]。

中生代沉积岩的电阻率一般都在良导电性范围内(表1),在 1~100 $\Omega\cdot\text{m}$;而新生代的玄武岩,在含水条件下其电阻率在 10~200 $\Omega\cdot\text{m}$,略高于含水沉积岩的电阻率;古生代和前寒武纪地层的电阻率普遍较高。因此,从地层岩石的导电性特征分析,华北裂谷盆地内地壳上覆沉积盖层和玄武岩层在含水条件下都可能引起低电阻率异常;并且,在正常情况下古生代地层及前震旦系结晶岩基底应该表现出相对高阻的特征。实际探测的结果表明,在华北裂谷盆地内拗陷区确实具有很强的低阻特性,电阻率小于 10 $\Omega\cdot\text{m}$;而盆地基底的电阻率也不高(约 16 $\Omega\cdot\text{m}$ 左右),只略大于拗陷区沉积地层的电阻率;即使讨论的深度延伸到莫霍面深度或上地幔深度,地壳和上地幔的电阻率虽呈增大的趋势,但数值并不大,最大为 100 $\Omega\cdot\text{m}$ 。说明华北地区地壳和上地幔的电阻率是偏低的。

以往,众多学者的研究成果业已证明:岩石的电阻率与温度有密切的关系,随温度增大,电阻率明显降低。从华北裂谷盆地地下 3 000 m 深度的地温等值线图看出,在华北平原区地下 3 000 m 深度上地温已普遍超过 90 $^{\circ}\text{C}$,其平均地温在 90~100 $^{\circ}\text{C}$,最高达 120~130 $^{\circ}\text{C}$ ^[9]。实际 3 000 m 的深度上,有如此高而广的地温分布,这足以帮助解释在华北平原区大地电磁探测发现的地壳浅部沉积盖层的电阻率偏低的现象。

关于大陆地壳,目前认为上地壳主要是花岗质岩层,下地壳则是玄武质岩层^[9]。在地壳的深度上,由于承受的压力远比地表沉积盖层大,因而地壳岩层的孔隙度应比地表沉积盖层的孔隙度小得多;并且岩石的实验室测定结果显示,在 100~200 $^{\circ}\text{C}$ 的温度下,干燥花岗岩和粗玄岩的电阻率在 108~109 $\Omega\cdot\text{m}$ 数量级之间。所以,随着深度增加,地壳的电阻率本应有较高的电阻率值,并呈增大的趋势。但地面上实际探测的结果并非如此(图1),它表明上地壳的电阻率一般为 104~106 $\Omega\cdot\text{m}$,大大小于实验室测定结果;而且,随深度增大,地壳的电阻率急剧下降,并非呈上升趋势。看来,一个合理的解释是与地下温度、压力增大和充满微裂隙的高矿化“溶液”或“流质”有密切关系。

当地下深度增大,温度和压力随之增大(图4),地壳的电阻率则随之减小;但温度从 200 $^{\circ}\text{C}$ 增大到 800 $^{\circ}\text{C}$ 时,电阻

表 1 一些含水岩石的电阻率 ($\Omega\cdot\text{m}$)^[9]

Table 1 Resistivity ($\Omega\cdot\text{m}$) of some water-bearing rocks^[9]

地质年代	海相砂岩、 页岩、杂砂岩	陆相砂岩、 变粘 土岩、长石砂岩	火山岩(玄武岩、流 纹岩、凝灰岩)	花岗岩、 辉长岩等	石灰岩、白云岩、 硬石膏、盐
第四纪, 古近纪	1~10	15~50	10~200	500~2 000	50~5 000
中生代	5~20	25~100	20~500	500~2 000	100~10 000
石炭纪	10~40	50~300	50~1 000	1000~5 000	200~100 000
石炭纪以前的古生代	40~200	100~500	100~2 000	1000~500	10000~100 000
前寒武纪	100~2 000	300~5 000	200~5 000	5000~20 000	10000~100 000

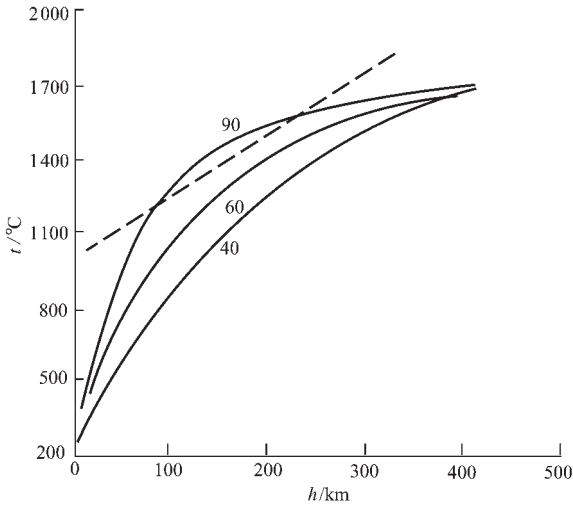


图 4 大陆的地温分布^[1]

虚线为熔化开始时的温度;曲线旁数字为以 mW/m^2 为单位的热流量
 Fig. 4. Distribution of continental subsurface temperatures^[1]
 The broken line denotes melting temperatures of rock; The numbers beside curves are heat flows (unit: mW/m^2)

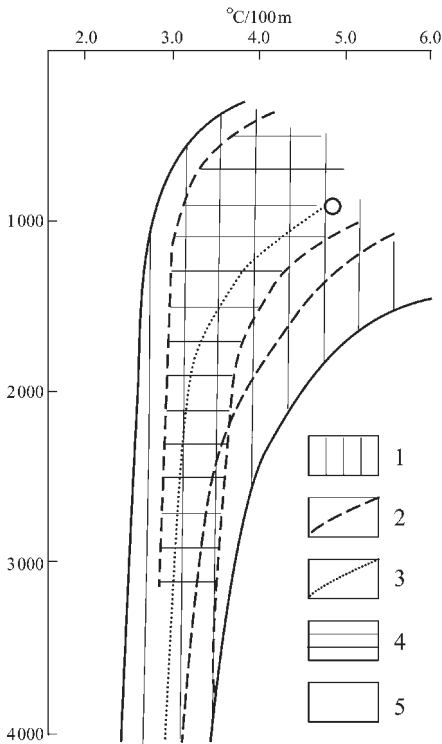


图 5 冀中、黄骅拗陷地温梯度随深度的变化曲线^[8]

1—冀中拗陷地温梯度—深度;2—震旦系顶深—梯度;3—奥陶系顶深—梯度;4—黄骅拗陷地温梯度—深度
 Fig.5 Geothermal gradient curves in the northern Hebei and Huanghua depressions^[8]
 1—Geothermal gradient of the northern Hebei depression;
 2—Geothermal gradient at the top of the Sinian; 3—Geothermal gradient at the top of the Ordovician; 4—Geothermal gradient of the Huanghua depression

率也减小约 4 个数量级,即从 $108\sim 109 \Omega\cdot\text{m}$ 减小到 $104\sim 105 \Omega\cdot\text{m}$ 。实际上,地壳岩层中可能存在大量的微细裂缝,当温度升高到数百度时,组成地壳的许多矿物所含有的化学束缚水由于化学反应从岩石中析出,成高矿化度的“溶液”或“流质”充填到微细裂缝中,形成地壳岩层的导电通道,这将更明显地降低地壳,特别是下地壳岩石的电阻率。

由此可见,华北裂谷盆地范围内地壳的电阻率很低,为 $1.25\sim 25 \Omega\cdot\text{m}$,属于良导电性的地壳,这应该也是由华北裂谷盆地的壳、幔热结构、热状态所决定的。华北裂谷盆地内冀中、黄骅拗陷地温梯度随深度的变化曲线(图 5)可看出,在 $2\ 000\sim 3\ 000 \text{ m}$ 深处,冀中拗陷的地温梯度为 $2.61\sim 4.5 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$, $2.59\sim 3.8 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$;而黄骅拗陷的地温梯度为 $3.0\sim 3.73 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ 和 $2.94\sim 3.61 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ 。在 $4\ 000 \text{ m}$ 深,冀中拗陷的地温梯度下降到 $2.50\sim 3.57 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ ^[8]。由地温梯度与深度的关系曲线还看出,当深度大于 $3\ 000 \text{ m}$ 时,地温梯度随深度的下降十分缓慢;因此,不妨把它近似地看成常数。若取 $4\ 000 \text{ m}$ 深处地温梯度的下限 $2.50 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ 来对下地壳和上地幔(估计深度取 40 km)的地温进行估算,那么,在华北裂谷盆地内,下地壳和上地幔的地温已接近和超过 $1\ 000 \text{ }^\circ\text{C}$ 。在这样的温度条件下,下地壳和上地幔岩层的电阻率值有可能下降到几十至上百欧姆·米。

此时,由于区内地表沉积盖层的电阻率仅几个欧姆·米,明显小于其下伏地壳岩层的电阻率,因而导致华北裂谷盆地内地壳的电阻率表现出随深度增大而单调增大的趋势。

从图 5 可以看出,虽然大陆的地温分布总体上是随深度增大而单调上升的,但具体的规律却与大地热流值密切相关。对于稳定的前寒武纪地台区,相应的大地热流值小于 $40 \text{ mW}/\text{m}^2$,其地温随深度的变化较缓慢;“地温—深度曲线”始终处在上地幔岩石的“固液相曲线”之下。而在年轻的火山岛弧区或剧烈的构造活动区,大地热流值大于 $90 \text{ mW}/\text{m}^2$,其地温随深度的变化则较快;并且“地温—深度曲线”在 $70\sim 80 \text{ km}$ 和 200 km 深处与上地幔岩石的“固液相曲线”相交,在这之间的深度上地温超出“固液相曲线”,超出“固液相曲线”的地温最大值位于 $130\sim 150 \text{ km}$ 深度上;大于这一深度时,地温随深度变化的梯度减小。

对于构造活动性介于古老的稳定地台区和年轻的火山岛弧区或剧烈的构造活动区之间的大陆区域,其大地热流值通常大于 $40 \text{ mW}/\text{m}^2$,小于 $90 \text{ mW}/\text{m}^2$,地温随深度的变化曲线也介于两者之间,但“地温—深度曲线”和古老的稳定地台区一样,也始终处在上地幔岩石的“固液相曲线”之下。

显然,大陆的地温分布规律表明,只有在年轻的火山岛弧区或剧烈的构造活动区才可能出现上地幔岩石的局部熔融现象,因而才存在前人所界定的上地幔“软流圈”明显的痕迹,即低速、高温和高电导率。对于古老的稳定地台区,上地幔岩石根本不可能出现局部熔融现象,所以也就不存在前人所界定的上地幔“软流圈”的性状。但对于一般的大陆构造区,要肯定上地幔是否存在前人所界定的“软流圈”的性状,

这还需要更多的事实来证明。

归纳起来,如整个大陆的电阻率模型(图 1)所示。与古老的稳定地台区对应的标准地电断面曲线是一条“斜线”,电阻率与深度近似成线性关系;在各个深度上,其电阻率始终高于其他构造区相应的电阻率。而与年轻的火山岛弧区或剧烈的构造活动区对应的标准地电断面曲线则存在一个电阻率很低的极小区,在各个深度上,其电阻率最低。与一般大陆构造区对应的标准地电断面曲线呈弧度很小的弯曲曲线,在各个深度上的电阻率始终介于前两者之间;一个有趣的特征是,这地电断面曲线“转折点”(即曲线上“梯度变化率最大”的点)的深度大致与年轻的火山岛弧区或剧烈的构造活动区的地电断面曲线的极小区深度相当;因此,这一特征也许能从电性的角度为估计一般大陆构造区“软流圈”的顶面深度(即岩石圈厚度)提供参考依据。

从区域构造地质学的研究知道,华北地区包括华北裂谷盆地、鄂尔多斯地块及介于其间的山西台隆和鲁西隆起。原本属于古老的前寒武纪稳定地台,应是较低的大地热流值分布区。但自中、新生代以来,特别是古近纪期间,华北地台经过剧烈的拉张运动,东部发生强烈的断陷,导致大量岩浆侵入和火山喷发,并发育了 7~8 km,甚至 10 km 以上厚度的古近纪沉积地层,形成了构造活动较强烈的中生代华北裂谷盆地;而鄂尔多斯地块仍保持较稳定的地台性质,两者由山西台隆分隔。因此,华北裂谷盆地和鄂尔多斯地块的大地热流值有明显的不同。华北裂谷盆地的大地热流值较高,平均为 60 mW/m² 左右,接近全球平均大地热流值;鄂尔多斯地块的平均大地热流值为 45 mW/m² 左右,低于全球大地热流平均值,属于稳定地台范畴^[9]。

根据上面对大陆电阻率模型的讨论,推测华北裂谷盆地虽然是中生代构造活动区,活动性较强,但与年轻的火山岛弧区或剧烈的构造活动区仍有一定差别,因而,上地幔“软流圈”的痕迹并不明显。这可能正是在山西应县—山东商河大地电磁探测剖面上,华北裂谷盆地地区段内没有发现通常所说的反映“软流圈”电性特征的“上地幔高导层”的原因。

由于华北裂谷盆地的平均大地热流值为 60 mW/m² 左右,其地电断面模型应与图 1 中的 2 号曲线相当。倘若按照上述方法,用地电断面曲线“转折点”的深度来大致估计岩石圈的厚度,那么,华北裂谷盆地区的岩石圈厚度约 80 km(图 3)。

虽然,根据应县—商河剖面的电性结构图像还很难令人信服地划分出华北中部地壳和上地幔的界面(莫霍面)及“软流层”顶面的位置,但可以认识到这两个界面的复杂性(包括性质的复杂性和空间分布的复杂性),它决不是以前人们所认识的,简单的“低速”、“高导”特征和“层状结构”的空间分布。究竟有什么样的特征?目前,还没有更直接、更准确的证据来说明这个问题。

笔者认为,能认识到这些问题,这已是关于“岩石圈”研究的一个进步。这些问题的解决,还有待于更深入、更精细的地球物理探测。但根据现在的大地电磁探测结果,还是可以

从宏观上定性地判断出,华北地区西部的地壳和岩石圈厚度都大于东部。

3 关于华北地区岩石圈厚度

3.1 界定“软流圈”的标志

讨论华北地区岩石圈的厚度,首先必须界定岩石圈的“底界”。按照通常的认识,人们把上地幔“软流圈”的顶面作为岩石圈的底界,那么,“软流圈”是怎么定义的?事实上,“软流圈”的概念最初是在 1914 年基于地壳均衡现象提出来的,认为在长期应力作用下地球物质会发生“流变”,导致上地幔存在一个可以缓慢流动、温度很高的软弱层^[10]。

傅承义等^[10]在“地球物理学基础”中写道,“现在不少人认为那个地方的温度已接近岩石的熔点,在有些晶体的边界上发生了部分的熔化,所以使波速降低。那里的介质仍是固体,但在长期力的作用下,可表现相当塑性而发生流动。这为板块运动提供了条件。有些人将低速层与地质学家的软流层等同起来,而把低速层以上这部分盖层叫做岩石层(或叫岩石圈)”。因此,对于软流圈的物理特征也就有了比较明确的想法,即上地幔软流圈具有低的地震波速、高电导率、高温炽热和相当强的塑性等特征。这些特征也便成了国内地质界公认的,识别软流圈的准则。但是,从目前地球物理探测技术的现状看,能达到上地幔深度的探测技术只有天然地震层析成像和大地电磁测深。因此,以往许多地球深部探测项目确定的软流圈顶面,都是根据天然地震面波层析成像发现的上地幔低速层,或是大地电磁探测圈定的幔内第一个高导层而确定的。事实上,问题并不是这么简单。

傅承义^[10]认为,低速层和软流圈“其实这两个名词来源不同,其物理涵义也可能不完全一样”。一般情况下,在低速层的地方介质并不一定发生局部熔融现象;所以,上地幔低速层和幔内第一个高导层以及软流圈之间并不是一种必然的联系。因而,也可以认为软流圈并不一定和上地幔低速层及幔内第一个高导层完全一致。在年轻的火山岛弧区或剧烈的构造活动区和古老的稳定地台区,还有介于两者之间、一般的大陆构造区,软流圈电性特征的表现可能都有较大的差别。

显然,根据壳、幔的导电性结构特征研究华北地区的软流圈决不是如同以前,简单地用“幔内第一个高导层”来识别它,而要根据区域构造的特点做具体的分析,从壳、幔的热结构分析其可能的物质状态和导电性的变化规律,从中寻求识别软流圈的电性依据。

那么,利用地震波速度结构研究软流圈的情况也有类似问题。傅承义认为,“近年来的地球物理学进展,特别是地震观测技术的进展,发现上地幔的结构也是很复杂的,速度分布各地区都有差异。”^[12]在古老的稳定地台区(图 6),上地幔低速层的顶面深度约 120 km,其下,S 波速度约 4.5 km/s,降低的幅度不大。

海洋地区上地幔低速层的顶面深度约 60 km,低速层 S

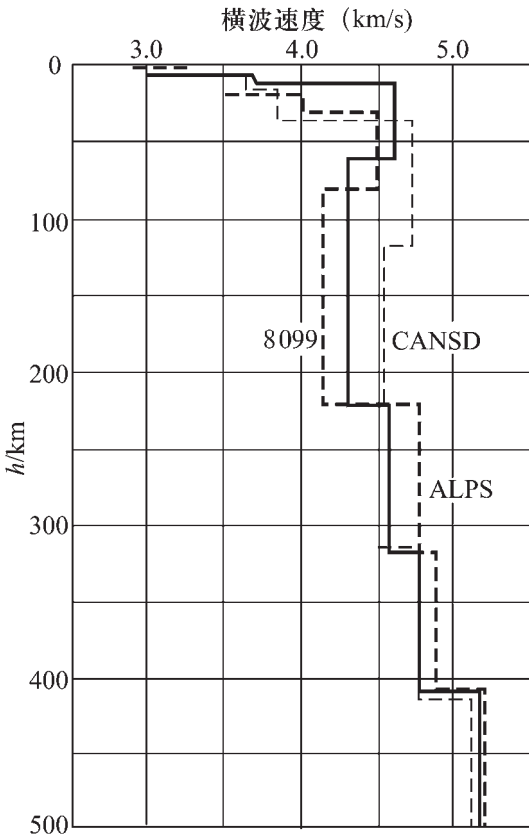


图 6 3 种不同地区壳幔 S 波速度

CANSD—加拿大地盾;ALPS—阿尔卑斯;8099—海洋

Fig.6 S-wave velocities of the crust and mantle in three different kinds of areas^[12]

CANSD—Canada shield; ALPS—Alps; 8099—ocean

波速度约 4.3 km/s。在构造活动区,如阿尔卑斯(图 6),上地幔低速层的顶面深度约 80 km,低速层 S 波速度约 4.1 km/s,比前两个地区都低。甚至,有些年轻的火山岛弧区或剧烈的构造活动区,上地幔分布图^[12]低速层的顶面却与莫霍面重合,即不存在地幔盖层。

从 3 种不同构造区壳幔 S 波速度分布的比较可以看出,在构造活动区和海洋地区,上地幔低速层的显示比较明显,而在古老的稳定地台区这低速层的特征则比较模糊。在不同的构造区识别软流圈的地震波速度特征可能有较大的不同;当利用地震波速度结构特征圈定软流圈时,那需要充分考虑不同构造区域的差别,就具体研究区的构造特征作具体的分析。但无论如何,上地幔低速层至今仍然被认为是识别软流圈的重要依据。因此,当讨论华北地区的软流圈时,区内的壳、幔速度结构也便占据着重要的地位。

前人有关壳幔速度结构的这些研究成果^[13-17],大多数都认为在华北东部上地幔低速层(即软流圈)的顶面深度较小,岩

石圈是减薄的;而在华北西部的鄂尔多斯地台区上地幔低速层(即软流圈)的顶面深度增大,岩石圈厚度大。但这些研究成果对于华北地区上地幔低速层(即软流圈)的顶面深度和岩石圈厚度的具体数据,及其分布规律的认识却各有不同。近年来,一些学者利用国内外大量新的、更加密集的地震台网资料和采用更精细的地震资料处理技术及高精度的层析成像反演方法,继续对中国大陆的壳幔速度结构进行更深入地研究,试图获得比较一致、更加准确的中国大陆高分辨率壳、幔速度结构模型,从而对华北地区的岩石圈构造有更深入的认识。

3.2 关于华北地区“岩石圈”底界的推断

沿着剖面(图 3)所观测的大地电磁场信号,最长周期为 2 000 s。剖面上以曲阳为界,划分为东、西两部分。东部为低阻区,西部为高阻区。如果东部地壳的平均电阻率以 15 Ω·m 计算,那么按照低频电磁场“趋肤深度”的表达式估算,大地电磁测深在华北东部的最大探测深度可能达到 87 km;而如果西部地壳的平均电阻率以 200 Ω·m 计算,大地电磁测深在华北西部的探测深度约为 320 km。这说明应县—商河剖面的电性结构模型在东部 87 km 深度以下(图 3),而在西部 320 km 深度以下,所展示的电性分布规律可能不可靠。

从剖面上地下介质导电性随深度的变化规律(图 3)可以看出:在剖面西部地壳的电阻率很高,但随着深度增大,地壳电阻率表现出减小的趋势;当深度达到约 130 km 时,地下介质的电阻率明显降低,这可能即是“软流圈”顶面的反映;由此推断,华北地区西部岩石圈厚度可能是 130 km。在剖面东部,由于上地壳的电阻率很低,导致地壳电阻率随深度始终成单调增大的趋势。因此,根据电阻率增大趋势变缓的深度来估计“软流圈”的顶面深度,进而推断华北地区东部岩石圈厚度可能为 80 km。

为了详细研究华北地区岩石圈结构,必须编绘岩石圈等厚度图。

如上所述,这显然需要从壳、幔速度结构进行分析,从而圈定华北地区软流圈的顶面。为此,利用华北地区 1°×1°平面网度,最大深度 400 km 的 P 波和 S 波速度数据矩阵,编绘了从地表到 400 km 深处的 P 波和 S 波速度平面等值线图,进行分析研究。为了寻找一种符合华北地区壳、幔速度结构特点,可操作,又比较合理的方法,在研究区内选取 30 个节点,在每个节点上取不同深度的 V_p 和 V_s 数据,作速度随深度分布曲线。

一般来说,在地壳范围内波速随深度增大,当到达莫霍面深度时, V_p 和 V_s 出现跃变,分别大于 7.9 km/s 和 4.1 km/s。随后,深度增大,一般都出现两个速度下降段;但在不同构造区内,波速下降的幅度、深度,以及波速随深度增大的快、慢都存在差别。在华北地区西部第一个波速下降段不明显,而第二下降段对应的深度大、波速下降幅度大。而在华北地区中部和东部,第一个波速下降段往往出现在莫霍面之下,对应的深度较小,波速下降幅度也小;在华北裂谷带,甚至有相当长的深度段内波速变化不大,并且第二个波速下降段,速度下降

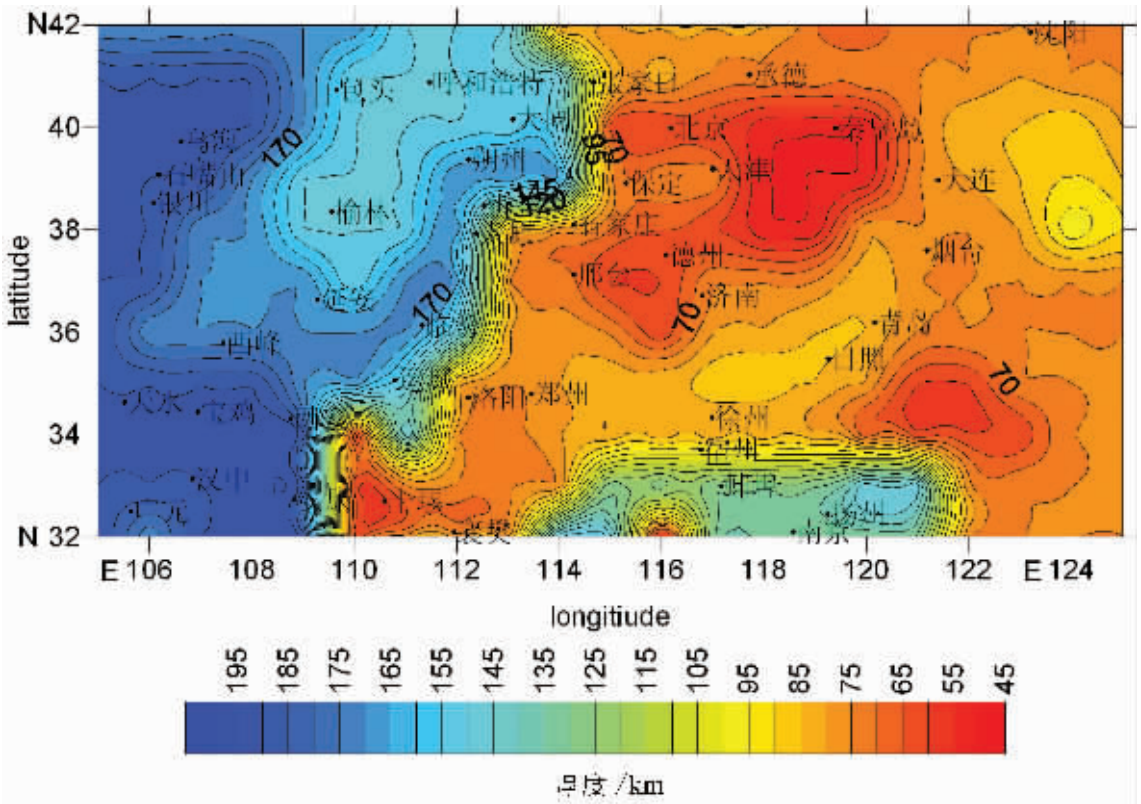


图 7 岩石圈等厚度图

Fig.7 Distribution of lithosphere thickness in North China

的幅度也较小,其对应的深度与华北地区西部相差不大。在分析了波速随深度的变化之后,设计了3组约束条件,即:深度 H 大于 50 km,小于 200 km, V_s 大于 4.2 km/s。编写了计算机程序,利用计算机自动取数,试验性地编绘出相应的岩石圈等厚度图草图(图 7)。

如图 7 所示,华北北部岩石圈变薄,而鄂尔多斯的岩石圈变厚。所有这些都是一些试验性工作。今后笔者还要将这项工作继续进行下去,希望能找到比较合理,效果更好的方法。

参考文献(References):

[1] Л.Л.万扬著,孔祥儒,曾治权,译.电磁测深[M].北京:海洋出版社,2001.4~10,57~61.
Wanyan L L. Electromagnetic Sounding [M].Beijing: China Ocean Press, 2001.4~10, 57~61(in Chinese with English abstract).
[2] 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[J].地球物理学报,1997,40(1):38~45.
Zhao Guoze, Liu Tiesheng, Jiang Zhao, et al. Two-dimensional inversion of MT data along Shanxi Yanggao—Hebei Rongcheng profile [J]. Acta Geophysica Sinica, 1997,40(1): 38~45 (in Chinese

with English abstract).
[3] 秦馨菱, L.B.Pedersen, 赵玉林, 等. 唐山地震区地壳电性结构及 MT 探索潜在震源的可能性[J]. 地震学报, 1991, 13(3):354~363.
Qin Xinling, Pedersen L B, Zhao Yulin, et al. Conductivity structure of crust in the Tangshan seismic area and the possibility of exploring potential seismic sources by magnetotelluric method [J]. Acta Seismologica Sinica, 1991,13 (3):354~363 (in Chinese with English abstract).
[4] 邓前辉, 张木生, 詹艳, 等. 邢台震区地壳上地幔电性结构及其构造意义[J]. 地震地质, 1997, 19(2):155~163.
Deng Qianhui, Zhang Musheng, Zhan Yan, et al. Geoelectrical structure of the crust and upple mantle in the Xingtai earthquake area and its tectonic implications [J]. Seismology and Geology, 1997,19(2):155~163(in Chinese with English abstract).
[5] 魏文博, 金胜, 叶高峰, 等. 大陆岩石圈导电性的研究方法 [J]. 地学前缘, 2003, 10(1):15~23.
Wei Wenbo, Jin Sheng, Ye Gaofeng, et al. Methods to study electrical conductivity of continental lithosphere [J]. Earth Science Frontiers,2003, 10(1):15~23(in Chinese with English abstract).
[6] Wenbo W, Martyn U, Jones A, et al. Detection of widespread fluids

- in the Tibetan crust by magnetotelluric studies[J]. *Science*, 2001,292: 716~718.
- [7] 石应骏, 刘国栋, 吴广耀, 等. 大地电磁测深法教程[M]. 北京:地震出版社, 1985. 20~23, 40~46, 83~90.
Shi Yingjun, Liu Guodong, Wu Guangyao, et al. A Course in Magnetotelluric Method [M]. Beijing:Seismological Press, 1985.20~23,40~46,83~90(in Chinese with English abstract).
- [8] 王钧, 黄尚瑶, 黄歌山, 等. 中国地温分布的基本特征 [M]. 北京:地震出版社, 1990. 77~86,98~111.
Wang Jun, Huang Shangyao, Huang Geshan, et al. Basic Characteristics of the Earth's Temperature Distribution in China[M]. Beijing:Seismological Press, 1990. 77~86, 98~111 (in Chinese with English abstract).
- [9] M B 多布林著, 吴晖译. 地球物理勘探概论[M]. 北京:石油工业出版社, 1983. 596~599.
Dobrin M B. Introduction to Geophysical Prospecting(translation) [M]. Beijing:Oil Industry Press,1983. 596~599 (in Chinese with English abstract).
- [10] 黄怀曾, 吴功建, 朱英, 等. 岩石圈动力学研究[M]. 北京:地质出版社, 1994. 3~5.
Huang Huaizeng, Wu Gongjian ,Zhu Ying, et al. Research Dynamics of the Lithosphere [M]. Beijing: Geological Publishing House,1994.3~5(in Chinese with English abstract).
- [11] 金性春. 漂移的大陆[M]. 上海:上海科学技术出版社, 2000. 111~136.
Jin Xingchun. Drifting Continent[M]. Shanghai: Shanghai Science and Technology Press, 2000. 111~136 (in Chinese with English abstract).
- [12] 傅承义, 陈运泰, 祁贵仲. 地球物理学基础[M]. 北京:科学出版社, 1985. 413~423.
Fu Chengyi, Chen Yuntai, Qi Guizhong. Fundamentals of Geophysics[M]. Beijing: Science Press, 1985.413~423(in Chinese with English abstract).
- [13] 刘福田, 曲克信, 吴华, 等. 中国大陆及其邻近地区的地震层析成像[J]. 地球物理学报, 1989,32(3):281~291.
Liu Futian, Qu Kexin, Wu Hua, et al. Seismic tomography of the Chinese continent and adjacent region [J]. *Acta Geophysica Sinica*, 1989, 32(3):281~291(in Chinese with English abstract).
- [14] 陈立华, 宋仲和. 华北地区地壳上地幔 P 波速度结构[J]. 地球物理学报, 1990,3(5):540~546.
Chen Lihua, Song Zhonghe. Crust-upper mantle P wave velocity structure beneath Northern China [J]. *Acta Geophysica Sinica*, 1990,33(5):540~546(in Chinese with English abstract).
- [15] 陈国英, 宋仲和, 安昌强, 等. 华北地区三维地壳上地幔结构[J]. 地球物理学报,1991,34(2):172~181.
Chen Guoying, Song Zhonghe, An Changqiang,et al. Three-dimensional crust and upper mantle structure of the North China region[J]. *Acta Geophysica Sinica*,1991,34(2):172~181 (in Chinese with English abstract).
- [16] 宋仲和, 陈国英, 安昌强, 等. 中国东部及其相邻海域 S 波三维速度结构[J]. 地球物理学报,1992, 35(3):316~330.
Song Zhonghe, Chen Guoying, An Changqiang, et al. The 3-D shear wave velocity structure beneath the eastern China and its adjacent seas [J]. *Acta Geophysica Sinica* ,1992, 35 (3):316~330(in Chinese with English abstract).
- [17] 朱介寿, 曹家敏, 李显贵, 等. 中国及其邻区地球三维结构初始模型的建立[J]. 地球物理学报,1997, 40(5):627~648.
Zhu Jieshou, Cao Jiamin, Li Xiangui, et al. The reconstruction of preliminary three-dimensional earth's model and its implications in China and adjacent regions[J]. *Acta Geophysica Sinica* ,1997,40(5): 627~648(in Chinese with English abstract).

MT sounding and lithosphere thickness in North China

WEI Wen-bo, JIN Sheng, YE Gao-feng, DENG Ming, JING Jian-en

(State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, Geo-detection Laboratory of the Ministry of Education, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: In recent years, with the development of geosciences, there has been a growing interest in the study of electrical conductivity structure of the continental lithosphere, which is because the results of solid geophysical research show that the study of electrical conductivity structure of the continental lithosphere can provide important physical grounds for research in other areas of geosciences. Magnetotelluric (MT) sounding is an indispensable geophysical method for the study of the structures of the crust and upper mantle in the context of electrical conductivity. For a long time, great efforts have been devoted to the study of MT technologies in China. At present, with the development of science and technology, major advances have been made in instrumentation, data acquisition or processing technology and inversion technology. In China, superwide-band and high-precision MT survey techniques have been applied and data processing and inversion technologies have been improved greatly and in the main are compatible with the world's advanced technologies. Therefore, an MT profile was run along the Yingxian, Shanxi, to Shanghe, Shandong, in 2001. A 2D conductivity structure model of the profile, obtained by using the advanced MT data processing method and rapid release inversion (RRI), shows the features of the conductivity structure of the lithosphere in North China. According to the electrical features, the North China lithosphere is divided into the eastern and western parts by the frontal fault of the Taihang Mountains. The eastern part is characterized by low resistivity and the western part by high resistivity. In the eastern part, the electrical structure of the upper crust corresponds roughly to a tectonic framework of alternating uplifts and depressions in the North China rift system and the lithosphere conductance reaches a maximum of 30 000 S, being far greater than that of the Andes magma arc area with strong volcanic activities and that of the Tibetan Plateau. In the western part, the lithosphere of the Taihang and Hengshan mountains, marked by high-resistance blocks, is characterized by the conductivity structure of the stable continental lithosphere. However, a group of gently west-inclined high-conductive layers, with a conductivity of 0.04—0.25 S/m and a top depth of 20 km and a bottom depth of 40 km, were discovered under the high-resistance block of Hengshan Mountain. Study indicates that the very low-resistivity feature of the crust below the North China rift basin is probably determined by the thermal structure and regime in the crust and mantle of the rift basin. According to a discussion on continental resistivity models, it can be inferred that the "asthenosphere" character defined by predecessors might not exist in the upper mantle below the Ordos block. Although the North China rift basin is a Meso-Cenozoic tectonically active area, its activity is weaker than that of younger volcanic arcs or zones with violent tectonic movement. Therefore, the asthenosphere character of the North China rift basin is not distinct. That is one of the possible reasons why there is no "high-conductive layer of the upper mantle" in the MT profile from Yingxian to Shanghe, which images the asthenosphere electrical characters. However, according to the survey results, it can be inferred that the crust and lithosphere of western North China are thicker than those of eastern North China. In order to obtain more accurate results, more intensive and precise geophysical surveys and studies remain to be conducted.

Key words: North China; magnetotelluric (MT); electric conductivity structure; thickness of the lithosphere

About the first author: WEI Wen-bo, male, born in 1945, professor, director of doctoral students, mainly engages in the teaching and study of geophysics; E-mail: wwb5130@cugb.edu.cn.