

藏南岩石圈导电性结构与流变性

——超宽频带大地电磁测深研究结果

魏文博^{①②③*}, 金胜^{①③}, 叶高峰^{①③}, 邓明^{①③}, 景建恩^{①③}, Unsworth MARTYN^④,
Jones G. ALAN^⑤

① 地下信息探测技术与仪器教育部重点实验室, 北京 100083;

② 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083;

③ 中国地质大学地球物理与信息技术学院, 北京 100083;

④ Department of Physical, University of Alberta, Edmonton, Alberta T6G, 2J1, Canada;

⑤ School of Cosmic Physics, Dublin Institute of Advanced Studies, 5 Merrion Square, Dublin 2, Ireland

* E-mail: wwb5130@cugb.edu.cn

收稿日期: 2008-12-15; 接受日期: 2009-05-27

国家自然科学基金(批准号: 40674045)和国家专项项目(编号: SinoProbe-01)资助

摘要 为了比较全面、客观地认识青藏高原岩石圈深部结构, 探讨高原岩石圈形变特征、应变状态、热结构、板块(或地体)运动和壳、幔物质流变等重要科学问题, 必须研究高原内部各个地质构造区域壳、幔电性结构沿东西方向的变化; INDEPTH-MT 在喜马拉雅-西藏南部地区完成了 6 条超宽频带大地电磁深探测剖面研究. 通过这 6 条剖面的电性结构成像, 讨论了研究区地壳和上地幔导电性三维结构特点; 发现西藏南部沿东西方向超出 1000 km 范围, 较普遍存在中、下地壳高导层, 这高导层并不完全是连续的, 向雅鲁藏布江大拐弯处高导层变薄、变浅、电阻率升高. 讨论了藏南岩石圈的流变性问题, 认为藏南中、下地壳具有良导电性, 可以证明西藏巨厚的地壳中确实存在部分“熔融体”和“热流体”, 藏南巨厚的中、下地壳的物质状态是热的、软弱的、塑性的, 甚至可能是“流变”的; 结合岩石物理实验结果的讨论认为, 与藏南大地电磁资料相适应的地壳部分熔融百分比应能达到 5%~14%; 对于地壳中的细晶岩来说, 在这个熔融百分比下引起黏度的降低量有可能达到引起地壳“流变性”的要求; 但对于花岗岩来说, 也许不足以引起地壳产生“流变”.

关键词

西藏高原南部
超宽频带大地电磁测深
地壳
导电性
流变性

1992 年, 中国和美国的一些地质和地球物理学家开始一项合作计划, 在西藏用地震勘探方法的近垂直深反射技术, 从地震特征的角度获取反映地壳精细结构的信息, 这即是“国际喜马拉雅和西藏高原深剖面探测及综合研究”计划(简称 INDEPTH).

INDEPTH(I)在西藏南部的地震近垂直深反射探测结果清晰地显示出印度板块在其上“俯冲”的滑脱面及莫霍面的踪迹^[1], 这可能为印度次大陆的“俯冲”提供比较可靠的依据; 它有力地证明了在西藏高原采用高新技术进行深部地球物理调查的作用和前景,

引用格式: Wei W B, Jin S, Ye G F, et al. Conductivity structure and rheological property of lithosphere in Southern Tibet inferred from super-broadband magnetotelluric sounding. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2009, doi: 10.1007/s11430-010-0001-7

因而决定在INDEPTH(II)阶段增加大地电磁深探测研究计划(即INDEPTH-MT)。这从1995年开始,具体由中国地质大学(北京)和美国华盛顿大学(西雅图)、加拿大地质调查局的地球物理学家合作,用大地电磁探测技术探测西藏地壳的导电性结构,从导电性的角度研究西藏地壳的结构、构造、热结构与深部物质状态。这一阶段的研究到1997年结束,共完成亚东-雪古拉(100线)、达孜-巴木错(200线)和雪古拉-当雄(300线)等3条深探测剖面的超宽频带(320~0.00005 Hz)大地电磁测深(MT)研究^[2-4]。随后开始实施的INDEPTH(III)-MT又于1998年和1999年分别完成了德庆-龙尾错(500线)和那曲-格尔木(600线)MT深探测剖面的数据采集、处理和反演^[5-7]。

这些新的数据证实,藏南的地壳里可能存在部分“熔融层”,因而表现出高电导率的异常体。进一步的研究发现,在康马和昆仑山之间数10 km深度以下的中、下地壳确实是良导电性的,其电导在3000~20000 s范围内,比稳定大陆区的地壳,在相同深度上的标准高1~2个数量级;这表明青藏高原的中、下地壳可能普遍存在热流体。地壳中电导率最高的高导异常体,位于西藏南部的雅鲁藏布江附近和西藏北部的北羌塘地块。这一系列有重要意义的科学成果已分别在1996和2001年发表在美国*Science*杂志274^[8,9]和292期^[10]。

但是,上述这些探测都是沿南北方向布置并主要集中在高原中间地带。因此,对高原岩石圈结构沿东西方向的横向变化规律并没有多少认识;而青藏高原内部广泛发育着近南北向裂谷的事实^[11,12]似乎又预示了高原岩石圈电性结构除存在南北向差异之外,东西方向也可能有剧烈的变化。为了比较全面、客观地认识青藏高原岩石圈深部结构,必须进一步研究高原内部各个地质构造区域壳、幔电性结构沿东西方向的变化;这将为探讨高原岩石圈形变特征、应变状态、热结构、板块(或地体)运动和壳、幔物质流变等重要科学问题提供基础。

为此,我们分别于2001和2004年又横跨雅鲁藏布江布置4条南北方向和1条东西向的超宽频带大地电磁深探测剖面,用以从电性角度对藏南地壳、上地幔及雅鲁藏布江缝合带结构进行横向控制。

通过藏南雅鲁藏布江缝合带地区6条剖面(包括

100线资料)的电性结构成像,提出雅鲁藏布江缝合带地区岩石圈电性结构沿东西向和南北向的变化规律,研究雅鲁藏布江缝合带地区构造的空间格局。

1 野外实验

本项研究从2001年开始,到2005年底完成,共进行二期野外实验观测。

1.1 测线布置

如图1所示,从研究内容出发,在藏南由西向东共布置5条南北方向,横跨雅鲁藏布江的MT深探测实验剖面,即1995年完成野外数据采集的亚东-雪古拉(100线)剖面;2001年完成的错那-墨竹工卡(700线)剖面 and 吉隆-措勤(800线)剖面;2004年完成的定日-措麦(900线)剖面和下察隅-昌都(1000线)剖面。还布置1条东西方向的MT探测实验剖面,即拉孜-芒康(2000线)剖面。

其中,亚东-雪古拉(100线)剖面长250 km,布置29个宽频带MT测点,24个长周期(LIMS)MT测点;错那-墨竹工卡(700线)剖面长250 km,布置31个宽频带MT测点,15个长周期(LIMS)MT测点;吉隆-措勤(800线)剖面长230 km,布置22个宽频带MT测点,9个长周期(LIMS)MT测点;定日-措麦(900线)剖面长218 km,布置23个宽频带MT测点;下察隅-昌都(1000线)剖面长280 km,布置24个宽频带MT测点;拉孜-芒康(2000线)剖面长1046 km,布置39个宽频带MT测点。

由于地形恶劣,交通极不便利,使剖面上的MT测点不可能按等距离布置;但一般来说,在南北向剖面上点距均小于15 km,而在东西向剖面上点距小于30 km。需要指出,2000线在曲水(2034号点)以西,测线沿着雅鲁藏布江南岸布置;而在曲水以东,则测线沿雅鲁藏布江北岸布置。到2066号点位置,雅鲁藏布江向南拐弯。

为了精确定位,对全部测点均使用手持GPS在实地测定其地理坐标。通常,点位误差均小于100 m。对于这类以实际观测为基础的研究,至关重要的问题是保证采集到所需要的高质量大地电磁场数据,这要求拥有先进的、性能优良的仪器设备和与之相匹配的数据采集方法及处理技术。

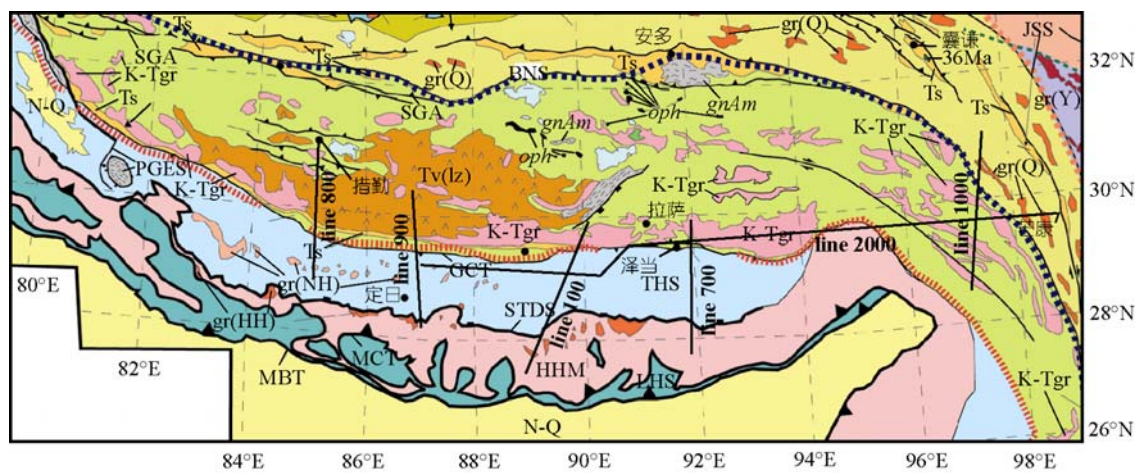


图 1 藏南地区大地电磁深探测剖面位置示意图(据文献[13]修改)

1.2 仪器设备

以往, 国内开展的大地电磁探测(MT), 观测信号的最低频率通常只达到 0.0005 Hz, 但这对于研究西藏巨厚的地壳来说, 探测深度可能不够, 因而需要采集周期长达数万秒的 MT 信号. 另一方面, 由于西藏特殊的构造演化史造就了极为复杂的深层和浅层构造环境, 为了压制浅层局部构造和电性非均匀体的畸变作用, 又需要采集频率高达数百赫兹的大地电磁场信号. 然而, 目前并没有任何型号的大地电磁数据采集系统有如此宽的频带; 因此, 在西藏的大地电磁深探测研究中, 选用美国 EMI 公司引进的 MT-24NS 局域网络型大地电磁系统和长周期智能化大地电磁系统(LIMS)配套使用.

(1) MT-24NS 大地电磁系统. 在 2001 年和 2004 年的野外数据采集时, 都使用了 2 套 MT-24NS 局域网络型大地电磁系统, 其电场观测灵敏度为 $0.02 \mu\text{V} \cdot \text{m}^{-1}$, 磁场观测灵敏度为 $0.3 \text{ V} \cdot \text{nT}^{-1}$; 采集信号的频率范围为 $3.2 \times 10^{-2} \sim 4.6 \times 10^{-4} \text{ Hz}$. 仪器可同时观测 E_x , E_y 两个电场水平分量和 H_x , H_y , H_z 3 个磁场分量的时间序列, 还可利用 GPS 与不同测站进行同步采集, 从而实现 MT 远参考道测量技术, 以提高数据采集质量.

(2) LIMS 大地电磁系统. LIMS 大地电磁系统是目前用于观测长周期大地电磁场信号性能最好的仪器, 根据中国、美国、加拿大合作协议, 在研究工作中由美国、加拿大提供所需要的 LIMS 系统. 2001 年投入使用的 LIMS 系统共 14 套.

和 MT-24NS 一样, LIMS 也同时观测电场和磁场 5 个分量的时间序列, 并用 GPS 校正仪器时钟进行同

步测量, 实现远参考道数据采集技术. 其电场观测灵敏度为 $0.02 \mu\text{V} \cdot \text{m}^{-1}$, 磁场观测灵敏度为 $100 \text{ nT} \cdot \text{V}^{-1}$; 采集信号的频率范围在 $0.1 \sim 3 \times 10^{-5} \text{ Hz}$ 之间.

1.3 观测方法、技术

如前所述, 面临西藏巨厚的地壳, 研究岩石圈结构要求采集超宽频带的 MT 数据, 这必需把宽频带的 MT-24NS 和长周期的 LIMS 系统结合起来使用. 在同一测点上, 先布设宽频带测站, 分别用 1000, 60 和 15 Hz 采样率, 采集 1 min, 1 和 20 h 以上的时间序列; 之后, 使用同一套测量电极系统布设长周期测站, 分别用 1 和 0.2 Hz 采样率观测 2~3 周的时间序列. 经过时间序列处理之后, 把两套 MT 系统的频率域数据通过 Rhoplus 分析拼接起来, 即得到如图 2 所示的超宽频

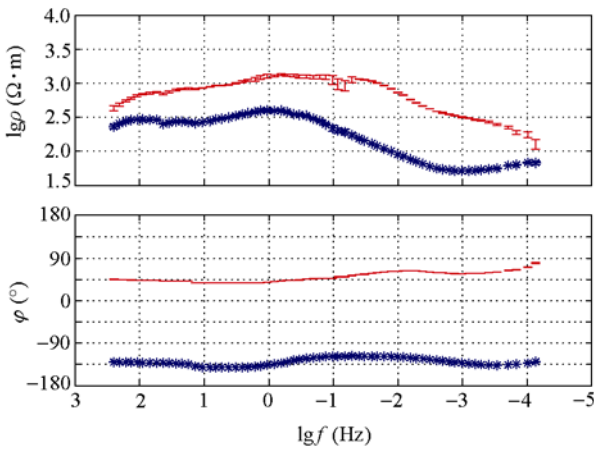


图 2 tbt573 号点超宽频带大地电磁测深曲线 (MT-24+LIMS)
红色, xy 极模式; 蓝色, yx 极模式化

带(即: $3.2 \times 10^2 \sim 3 \times 10^5$ Hz)大地电磁响应资料。

但采用这种观测方法, 要求两套系统在相同频点的观测结果应该是可以对比的; 这即需要高质量数据, 因而在数据采集时必须严格执行相关技术规程, 并实现远参考道数据采集技术。

为了确保达到足够大的探测深度, 通常沿着测线每隔一个宽频带测站, 布置一个超宽频带测站, 采集超长周期 MT 信号。

1.4 数据质量

为了获得可靠的地下信息, 要求尽量提高野外观测数据质量。而衡量 MT 数据质量的标准有两条, 即数据误差和测深曲线(频率响应曲线)的连续性; 因此, 必须对数据误差限和测深曲线连续性做出要求。数据误差限规定 80%以上的测点, 视电阻率方差大于 5%、阻抗相位误差大于 5°的频点数不超过总频点的 25%; 测深曲线的连续性要求, 视电阻率和阻抗相位随频率变化的规律性明确, 曲线形态清晰, 成形性好。

实际评价野外观测质量时即是按照上述标准判定的, 既考察数据误差的情况, 又考虑曲线的成形性。按这标准衡量, 本项研究的 MT 观测数据合格率达 83%, 这表明我们的 MT 野外观测质量良好, 野外实验是成功的。

2 数据处理与反演

在野外取得高质量MT数据的基础上, 室内数据处理与反演便是至关重要的环节。现代大地电磁法的发展, 形成了一套较精细的MT数据处理技术和多种反演方法, 如: 大地电磁场分量时间序列的Robust处理^[14]、Rhoplus分析^[15]、复阻抗张量分解^[16]等MT数据处理技术和MT二维快速松弛(RRI)^[17]、二维Occam^[18]和二维共轭梯度反演^[19]等方法。

对所获取的青藏高原南部大地电磁测深资料(包括 MT-24 数据和 LIMS 数据)进行处理和反演时, 系统运用了这些 MT 数据处理及反演方法技术, 以保证得到较精确的 MT 响应及可靠的解释结果。

在对藏南 100, 700, 800, 900 和 1000 线超宽频带 MT 数据进行二维反演时, 分别运用了这 3 种大地电磁数据二维反演方法, 反复用单模式和双模式进行

反演; 并结合地质和其他地球物理资料^[20-36]对 3 种方法多次反演获取的导电性结构模型进行对比、分析, 结果认为 TM 模式的二维共轭梯度反演模型相对较为合理。图 3(a)~(e)所示, 即是这 5 条 MT 深探测剖面的二维反演模型, 它们反映了西藏南部地区岩石圈导电性三维结构的特点。

图 4 和 5 分别是采用共轭梯度法对 900 线和 1000 线 TM 模式的数据进行二维反演的拟合结果。如图所示, 由上而下依次为 2 条测线上 TM 模式实测视电阻率拟断面、TM 模式反演模型理论计算视电阻率拟断面、TM 模式实测阻抗相位拟断面和 TM 模式反演模型理论计算阻抗相位拟断面。仔细比较实测和理论计算的资料, 可以看出两者十分相似。进一步考察拟断面上拟合差的分布和测线上测点综合拟合差的分布发现, 在 900 线和 1000 线上对于所有测点全部频点来说, 视电阻率和阻抗相位的理论计算结果与实测资料拟合的最大均方根误差都小于 ± 4 , 全部测点的最大综合拟合差(rms)也都小于 2。

上述评价反演结果, 衡量模型质量的资料是判断由 MT 反演方法得到的探测剖面范围内地壳和上地幔导电性结构可信度的重要“标准”; 但由于存在着地球物理反演的“多解性”, 这些“标准”并不是唯一“标准”。确定一个可靠的电性结构模型, 还需要在此基础上根据基本的地质理论和其他地质、地球物理资料做一系列比较、分析, 才可能做出较正确的判断。根据大地电磁测深方法的经典理论, 当地下介质导电性满足二维条件时, 大地电磁场只有沿着构造方向才可能分解成互不相关的二组“线性偏振波”。这时构造的“走向”和“倾向”可以看成相互正交的二个电性主轴方向。而在西藏, 通常认为区域地质构造方向以东西向为主, 地壳电性分布则是沿东西向相对稳定的二维结构。所以, 藏南沿南北方向横跨雅鲁藏布江的 5 条深探测剖面均以南北向为 X 测量轴, 东西向为 Y 测量轴; 处理 MT 资料 and 进行二维反演时也都把 XY 模式定义为 H 极化模式, 而把 YX 模式定为 E 极化模式。这样, 所获得的这些深探测剖面的二维导电性结构模型主要突出东西向构造沿南北方向的变化特征。

然而, 考虑到大量地质学研究成果和地球物理探测结果都说明, 青藏高原内部存在南北或近南北

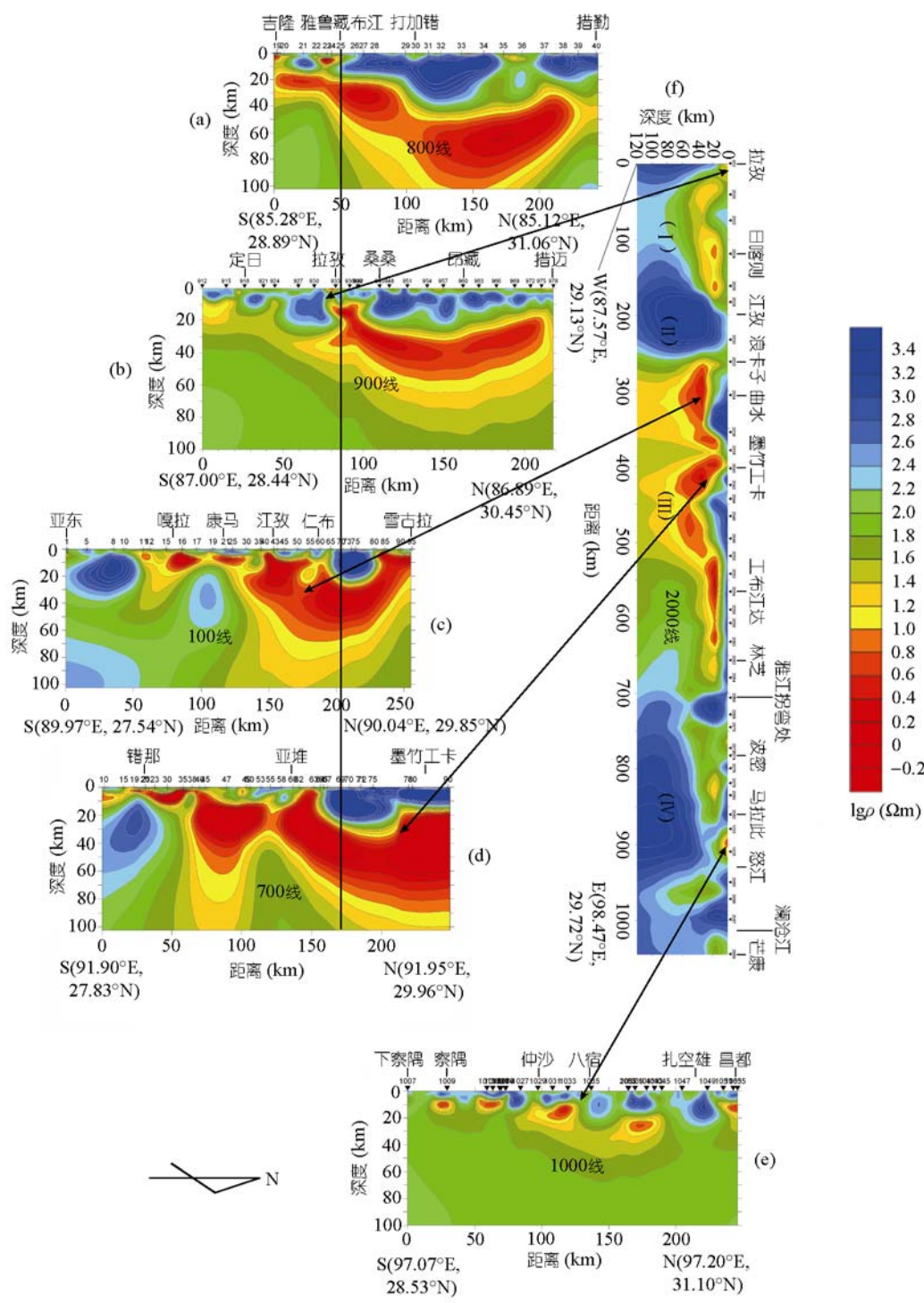


图 3 西藏南部地区岩石圈导电性结构模型

图上箭头所指, 即东西向和南北向剖面相交的部位. 图上充填的颜色反映岩石圈介质的电阻率大小, 红色表示低电阻率, 蓝色表示高电阻率

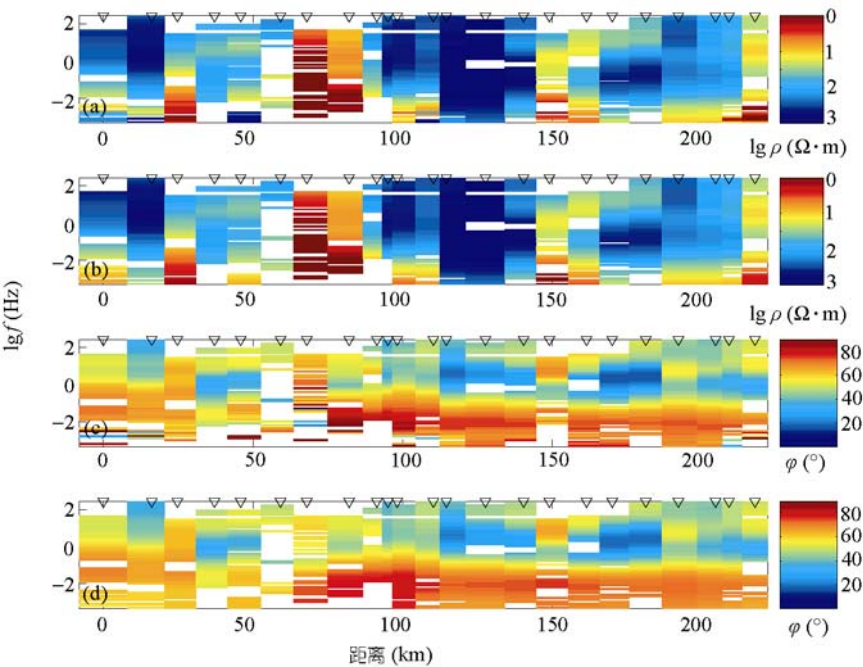


图4 900线TM模式反演模型拟合结果

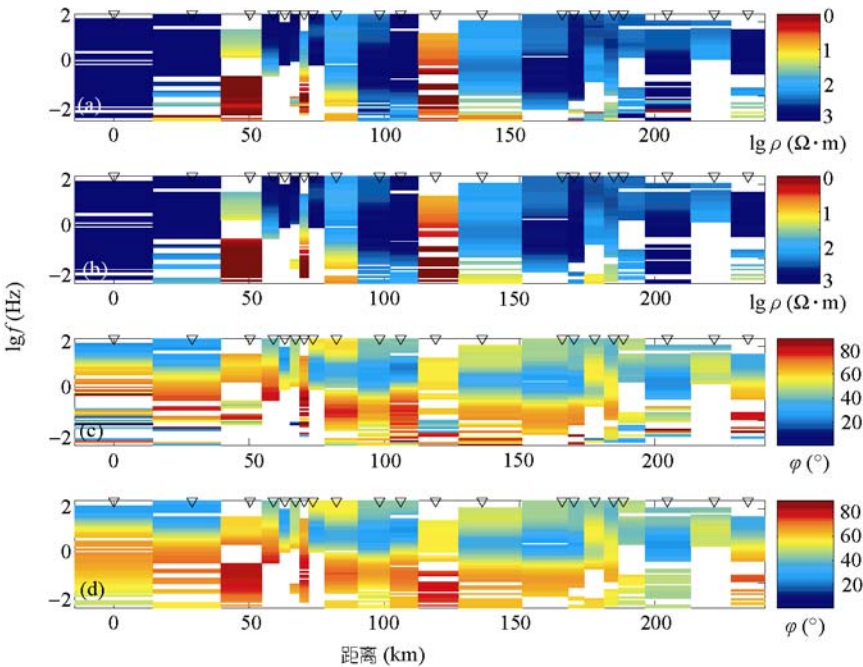


图5 1000线TM模式反演模型拟合结果

向断裂，它们的影响不可忽略，这导致高原地壳的导电性沿东西和南北方向表现出强烈的各向异性。而当地下介质导电性为均匀各向异性时，这时也存在两个彼此正交的“电性主轴”沿着这两个方向大地电

磁场也可以分解成互不相关的二组“线性偏振波”^[37]。因此，为了便于研究藏南南北或近南北向断裂带的构造特征和沿东西方向地壳结构的横向变化，我们沿东西向布置了拉孜-芒康(2000线)MT探测剖面。

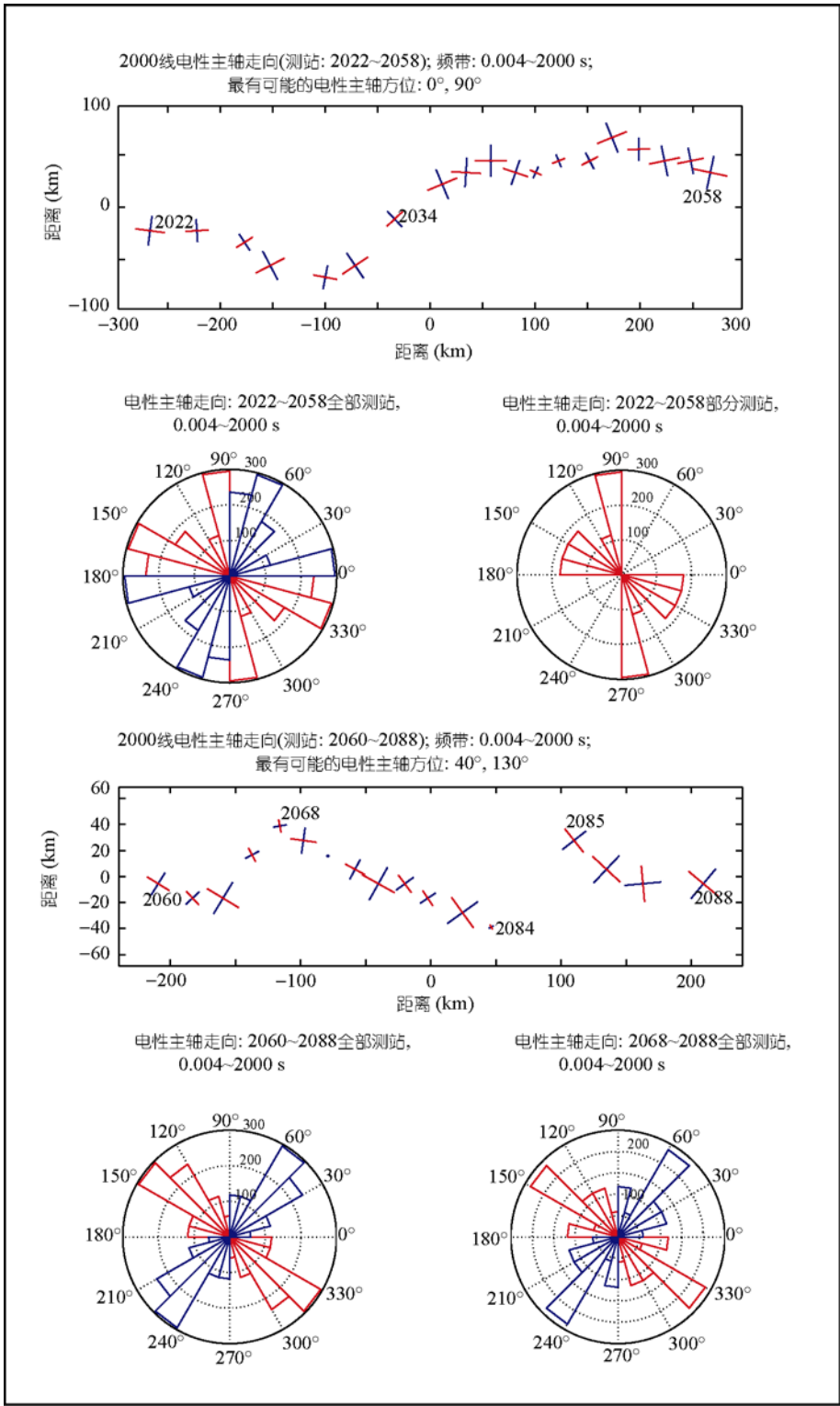


图 6 2000 线地下介质电性主轴分析结果

图 6 是根据阻抗张量分解得出的 2000 线地下导电介质电性主轴方位分布. 如图所示, 2000 线为东西向测线, 在测线上 2058 号测站以西范围内, 地下介质相互正交的二个电性主轴方位大约为 0° (南北向)和 90° (东西向); 而以东范围内, 大约为 40° (北东-南西)和 130° (南东-北西)方位.

考虑到藏南地下介质的电性主轴方向大致为近南北与近东西向, 为了突出南北向构造, 处理 MT 资料时把实测坐标系旋转 90° , 之后用共轭梯度法进行 MT 二维反演, 即得到如图 3(f)所示的 2000 线壳-幔导电性结构模型.

图 7 即是 2000 线 TM 模式反演模型的拟合结果. 同样仔细地比较实测和模型正演计算资料, 考察拟断面上拟合差的分布和测线上测点综合拟合差的分布, 并比较与南北向剖面相交部位的反演结果(见图 3, 箭头所指的部位), 这些都可以说明 2000 线反演模型有相当高的可信度.

从 2000 线的电性结构模型(图 3(f))可以清楚地看到, 藏南地区岩石圈导电性结构沿东西方向, 确实存在十分强烈的横向非均匀性, 一些南北向构造的痕迹在模型上都有相应的特征显示.

3 青藏高原南部岩石圈导电性结构

图 3 所示是 100, 700, 800, 900, 1000 和 2000 线电阻率断面等值线图, 它给出“深度”和地下介质“导电性”的“定量”关系. 图上横坐标轴表示测线, 纵坐标轴则表示深度, 断面上的等值线为电阻率等值线.

一般来说, 电阻率等值线密集、扭曲或畸变即反映电性急剧变化的地方, 这往往是不同导电介质间界面或断裂带的标志. 等值线稀疏、平稳说明电性层稳定、电性均匀; 而等值线沿剖面方向的起伏则反映电性层的断面构造形迹, 等值线数值的分布规律指示了电性断面的结构特征. 因此, 断面电阻率等值线的图像可以反映沿测线地下半空间介质电阻率的分布规律, 即剖面的电性结构模型.

假若西藏岩石圈的平均电阻率以 $10\ \Omega\cdot\text{m}$ 计算, 根据平面波场在均匀各向同性介质中“穿透深度(H)”的表达式 $H = \sqrt{10\rho T}/2\pi$ (km) 估算^[37], 周期为 20000 s 的大地电磁场信号, 其“穿透深度”将超出 225 km. 这即是说, 在藏南所布置的大地电磁深探测剖面的最大探测深度可能达到 225 km. 但是, 考虑到地下实际电性条件的复杂性, 在讨论藏南电性结构特征时, 只选取 100 km 深度以上的反演结果.

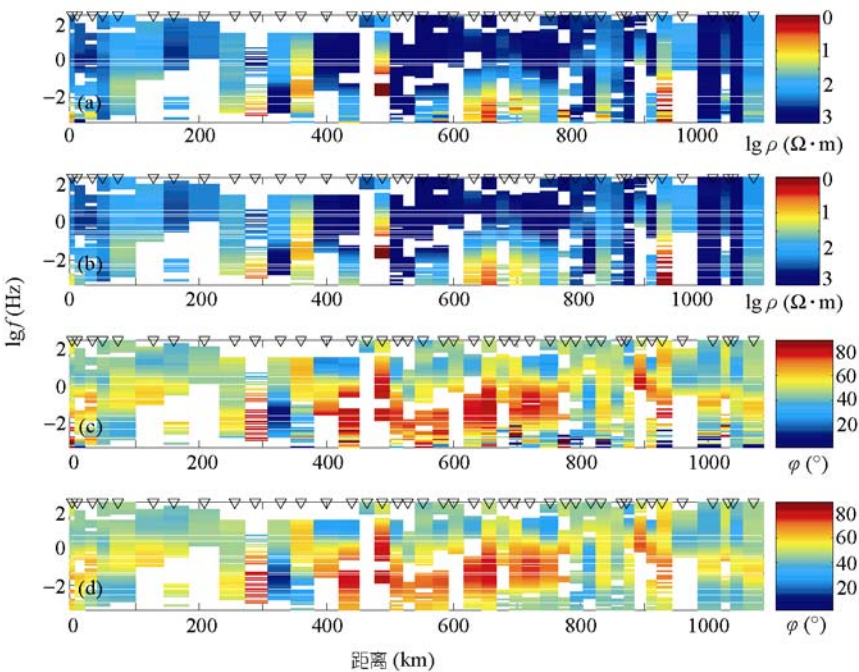


图 7 2000 线 TM 模式反演模型拟合结果

3.1 藏南横穿雅鲁藏布江的南北向剖面

3.1.1 吉隆-措勤剖面(800 线)

图 3(a)是吉隆-措勤剖面(800 线)MT 共轭梯度二维反演模型,它反映了藏南吉隆至措勤地区(85.28°E, 28.89°N 至 85.12°E, 31.06°N)地下 100 km 深度之内地壳及上地幔顶部的导电性结构。

如图 3(a)所示,从吉隆到措勤之间,上地壳主要为高阻区,电阻率在 200~3000 $\Omega \cdot m$ 之间;其顶面大范围出露,底面深一般在 15~20 km,而在 30~35 号点之间,底界下凹深度大致达 30 km。向北,高阻区的底界深度变浅。

但在雅鲁藏布江以南,大约 19, 20, 22~25 号点和以北的 35~36 号点位置却发现规模不大的上地壳局部高导体,电阻率小于 10 $\Omega \cdot m$,顶面深度大约在 3~5 km,底面深度 7~10 km。

沿着剖面从南到北,地下 15~45 km 深度范围内存在一组电性梯度带。之下,发现一组硕大的高导层,即中-下地壳高导层。其电阻率小于 10 $\Omega \cdot m$,底面下凹,中心位于 32~34 号点之间,深度达 100 km。

从宏观上看,高导层顶面向北倾斜。在雅鲁藏布江以南,高导层厚度小、产状平缓,位于中地壳深度;向北越过雅鲁藏布江进入拉萨-冈底斯地块,高导层的主体位于下地壳,呈凹陷形态;下凹中心具有向上地幔延伸的趋势。

穿过中-下地壳高导层,地下介质的电阻率随深度增大,具有中等导电性。

显然,沿吉隆-措勤区间,岩石圈导电性结构呈现出沿深度分层,沿南北分块的特点。剖面内,中-下地壳高导层的主体位于雅鲁藏布江以北的拉萨-冈底斯地块;其顶面深度大,厚度也大。

3.1.2 定日-措麦剖面(900 线)

从 800 线向东大约 170 km 即是定日-措麦剖面(900 线)(见图 1)。图 3(b)是这剖面的地壳和上地幔二维电性结构模型。如图 3 所示,从定日到措麦(87.00°E, 28.44°N 至 86.89°E, 30.45°N)之间,上地壳范围内介质的电阻率以高阻为主,在 100~3000 $\Omega \cdot m$ 之间,顶面大范围出露,底面下凹,最大深度达 30 km,位于雅鲁藏布江北岸的 954~960 号点之间。但上地壳高阻层的结构较 800 线复杂,一系列南倾和北倾

的电性梯度带交错一起,把高阻层分割成多个不连续的高阻块体,使藏南的上地壳,尤其在雅鲁藏布江以南,呈现出“断块”结构特征。

在雅鲁藏布江以南,918 和 933 号点邻近地区发现存在 2 个小规模的上地壳高导体,其电阻率小于 10 $\Omega \cdot m$;与 800 线上地壳局部高导体相比,其规模变小、埋深变浅。

沿着剖面从南到北,在高阻的上地壳之下,也同样发现存在大规模的中-下地壳高导层,电阻率小于 10 $\Omega \cdot m$ 。其断面形态类似 800 线的高导层、呈凹陷形,下凹中心位于雅鲁藏布江以北 954~960 号点之间,具有向上地幔延伸的趋势。

在雅鲁藏布江以南,中-下地壳高导层的厚度、产状及埋深与 800 线相近,但电阻率升高为 20~100 $\Omega \cdot m$;以北,高导层厚度、顶面深度与 800 线相比,相对变薄、变浅;高导层主体也位于拉萨-冈底斯地块。

总体上看,沿定日-措麦剖面岩石圈导电性结构也表现出沿深度分层,沿南北分块的特点,但结构却远比 800 线复杂,尤其是雅鲁藏布江以南地区,上地壳的深断裂更发育。

剖面上发现的中、下地壳大规模高导层,其导电性、空间分布以及断面结构,都和 800 线上发现的中、下地壳高导层相近,只是厚度略小,顶面深度变得浅些。

3.1.3 亚东-雪古拉剖面(100 线)

从 900 线继续向东大约 200 km 即是亚东-雪古拉剖面(88.97°E, 27.54°N 至 90.04°E, 29.85°N)(图 1),这是我们在 1995 年完成野外数据采集的第一条 MT 超宽频带深探测剖面。图 3(c)所示即是这条剖面的数据重新用共轭梯度二维反演获得的地壳和上地幔二维电性结构模型。

和 800 线、900 线的比较发现,壳-幔电性结构格局是相近的(图 3(a)~(c)所示)。地壳上部是高阻区,其电阻率在 150~3000 $\Omega \cdot m$ 之间;除了帕里(8~10 号点之间)附近及雅鲁藏布江北岸(65~80 号点之间)发现的 2 个高阻异常体的底界深度分别是 38 和 25 km 之外,其余部分的底面深度都大约在 3~8 km 之间。显然,在这剖面的探测范围内,上地壳高阻层的厚度远比 800 线、900 线小得多。所以,位于上地壳高阻层下面的大规模高导体的顶面深度也变浅,大约在 5~25 km 之间。

在这剖面上发现的中、下地壳大规模高导层也是由多个不连续的高导体集合而成的, 其形态特征、电阻率都和 800 线、900 线的中-下地壳高导层类似; 其底界下凹的最大深度近 70 km, 位于 55 号点附近, 同样具有向上地幔延伸的趋势。

但这高导层的主体却位于 35 号点(江孜附近)以北地区, 并不像 800 和 900 线一样, 以雅鲁藏布江为界(见图 3(c)). 而在 35 号点以南地区, 上地壳范围内发现有 3 个规模不等, 但远比 800 和 900 线上地壳高导体大得多的不连续高导体, 它们分别位于 11, 12, 15~17 和 19~30 号点的位置; 其中, 位于 15~17 的上地壳高导体规模相对较大, 伴随的低阻异常带具有向地壳深部延伸的趋势。

对剖面电性结构模型的分析结果表明, 藏南岩石圈与 800 和 900 线一致, 也表现出横向分块、沿深度分层的结构特征。剖面上中-下地壳高导层的顶面深度与 800, 900 线相比, 有大幅度减小, 其主体横跨雅鲁藏布江两岸, 南界向南偏移; 上地壳局部高导体的规模陡然增大; 所有这些特点可能都蕴含着藏南构造变形动力学过程的信息。

3.1.4 错那-墨竹工卡剖面(700 线)

错那-墨竹工卡剖面(91.90°E, 27.83°N 至 91.95°E, 29.95°N)位于 100 线以东约 200 km 处(图 1), 图 3(d)所示即是该剖面的岩石圈二维电性结构模型。

总体上看, 模型也仍然表现出南北方向分块, 深度方向分层的特点。地壳上部主要为高阻区, 位于雅鲁藏布江以南的高阻体厚度较小, 并具有向南变薄的趋势, 但仍然比 100 线上发现的藏南高阻体略厚些; 雅鲁藏布江以北, 位于 67~80 号点之间的高阻体底界在 25 km 深处。

上地壳高阻区之下, 也发现有大规模的中-下地壳高导层, 其形态、结构和位于该剖面以西的 3 条剖面上发现的中-下地壳高导层一致, 但规模比 100 线大; 尤其分布在雅鲁藏布江以南 10~15, 19~35 和 38~55 号点之间的上地壳高导体的规模远比 100, 900 和 800 线类似的高导体规模大, 而且顶面深度也略微增大。其中, 位于 38~55 号点之间的上地壳高导体顶面深度约 10 km, 底面深度大于 50 km, 其伴随的低阻异常带也表现出向上地幔延伸的趋势。

根据剖面上中-下地壳高导层的分布不难看出, 其主体的南界落在 55 号点上, 向北即是这高导层的主体。与 100 线的比较发现, 这剖面上的中-下地壳高导层主体也是横跨雅鲁藏布江两岸, 南界同样向南偏移, 而且埋深增大, 底界深达 90 km。

3.1.5 藏南雅鲁藏布江地区岩石圈导电性结构

纵观 800, 900, 100 和 700 线的二维导电性结构模型(图 3(a)~(d)), 对藏南雅鲁藏布江地区的岩石圈导电性结构特点有如下的认识:

① 藏南雅鲁藏布江地区岩石圈导电性呈南北分块, 沿深度分层的结构。

② 位于地壳上部的介质主要为高阻体, 其电阻率在 $100\sim 3000\ \Omega\cdot\text{m}$ 之间; 厚度由南向北增大, 由西向东在 900~100 线之间急剧变薄。

③ 地壳上部的高阻体之下覆盖着规模巨大、由不连续高导体集合而成的中-下地壳高导层, 其电阻率小于 $10\ \Omega\cdot\text{m}$; 在西部(800, 900 线)高导层主体的南界位于雅鲁藏布江附近, 而东部(100, 700 线)则向雅鲁藏布江南岸偏移; 由此可见, 藏南雅鲁藏布江地区中-下地壳高导层的主体在东部横跨特提斯喜马拉雅和冈底斯-拉萨构造带, 在西部则位于冈底斯-拉萨构造带。

④ 藏南雅鲁藏布江地区中-下地壳高导层的顶面起伏大, 由东向西、由南向北倾伏; 沿东西向绵延超出 1000 km, 其主体沿南北方向延伸大于 100 km。

⑤ 雅鲁藏布江以南, 发现上地壳存在多个高导体, 其规模小, 埋深浅; 中、下地壳以中等导电性为主, 电阻率约 $150\ \Omega\cdot\text{m}$, 随深度增大。

3.2 藏东南地区的南北向测线: 下察隅-昌都剖面(1000 线)

向东距离 700 线 475 km 的地方已进入藏东南“大拐弯”地区, 雅鲁藏布江不流经这里。因此, 沿南北方向布置的下察隅-昌都剖面(97.07°E, 28.53°N 至 97.20°E, 31.10°N)没有横穿雅鲁藏布江, 但横跨怒江和澜沧江(图 1)。图 3(e)是由共轭梯度二维反演获得的 1000 线岩石圈二维电性结构模型。如图所示, 沿剖面的岩石圈电性结构特征与其西边的 4 条剖面有较大差别。

根据断面电阻率等值线的分布看出, 上地壳范围内为南北分块、规模不等的高阻体, 电阻率在 $90\sim 3000\ \Omega\cdot\text{m}$ 之间, 厚度由南向北增大, 底界面深度大约在 $5\sim 30\ \text{km}$ 之间变化。

在上地壳高阻层之下发现由 5 组规模不大、不连续高导体构成的中地壳低阻层, 它沿剖面方向呈不对称凹陷形态。剖面南边(1007~1021 号点之间)见有 2 组局部高导体, 电阻率小于 $10\ \Omega\cdot\text{m}$, 其顶面深度约 $5\ \text{km}$ 左右, 底面深度大约在 $12\sim 16\ \text{km}$; 在剖面中部(1027~1045 号点之间), 同样存在 2 组电阻率小于 $10\ \Omega\cdot\text{m}$ 的高导体, 其顶面深度在 $10\sim 20\ \text{km}$ 之间, 底面深度大约在 $25\sim 40\ \text{km}$ 之间, 它们构成低阻层下凹中心; 位于剖面北端(1051~1055 号点之间)的高导体, 顶面深度 $10\ \text{km}$, 底面深度 $20\ \text{km}$ 。和其他测线上发现的壳、幔高导层相比, 这里发现的这些局部高导体的规模较小。

在上述中地壳低阻层以下, 地壳电阻率随深度增大而上升, 电阻率在 $30\sim 180\ \Omega\cdot\text{m}$ 之间。

显然, 1000 线岩石圈导电性结构特征清楚表明, 藏南雅鲁藏布江地区发现的大规模中-下地壳高导层并没有直接向东延续到藏东南“大拐弯”地区; 这里发现的中地壳高导层可能并不属于青藏高原普遍存在的中-下地壳高导层的主体部分。

3.3 雅鲁藏布江地区东西向剖面: 拉孜-芒康剖面(2000 线)

剖面西起拉孜(87.57°E , 29.13°N), 东至芒康(98.47°E , 29.72°N), 长 $1046\ \text{km}$ 。从拉孜到曲水, 测线布置在雅鲁藏布江南岸, 曲水以东则布置在北岸(见图 1)。图 3(f)即是 2000 线岩石圈二维电性结构模型。图上电阻率断面等值线的分布清楚地表明, 藏南雅鲁藏布江地区岩石圈导电性结构沿东西方向具有强烈的非均匀性。

沿剖面由西往东, 地壳及上地幔顶部可大体划分为高、低阻相间的 4 个电性区, 即 933~2028, 2028~2032, 2032~2066 和 2066~2088 四个区(见图 3(f)), 它们依次为 I, II, III 和 IV 号电性区。其中, I, III 号为低阻区, 而 II 和 IV 号为高阻区。

I 号电性区内, 地壳表层分布的主要是中等导电性的地质体, 其电阻率在 $30\sim 250\ \Omega\cdot\text{m}$ 之间, 厚度

由西向东变薄; 中地壳存在一组低阻层, 它由 3 个不连续的低阻体组成, 其电阻率均小于 $30\ \Omega\cdot\text{m}$, 顶面深度在 $8\sim 12\ \text{km}$ 之间, 产状向西缓倾, 底界在 $40\sim 52\ \text{km}$ 之间; 与低阻层相伴随的低阻异常带向下地壳延伸。

II 号电性区内, 从地壳到上地幔顶部都表现出高阻的性状, 其电阻率大约为 $3000\ \Omega\cdot\text{m}$ 。

III 号电性区, 即藏南雅鲁藏布江地区主要的低阻区。其东边界与雅鲁藏布江大拐弯的位置相符, 区内岩石圈电性结构远比 I 号电性区复杂得多, 表现出沿东西分块的特点; 而沿深度方向, 断面上电阻率等值线的分布规律如同 5 条南北向剖面一样, 也表现出分层结构的特点。

区内地壳上部是高阻层, 电阻率为 $150\sim 3000\ \Omega\cdot\text{m}$; 在 2032~2050 之间, 高阻层的厚度变化大, 最厚达 $28\ \text{km}$, 位于 2034~2036 和 2044~2046 号点之间; 从 2050~2066 号点, 高阻层的厚度较稳定, 大约为 $8\ \text{km}$ 。

在这里发现, 地壳中部存在大规模高导层, 其电阻率小于 $10\ \Omega\cdot\text{m}$, 由 7 个不连续的高导体集合而成, 结构较复杂。高导层的顶面起伏大, 深度在 $8\sim 40\ \text{km}$ 之间变化; 底面深度变化也大, 在 $24\sim 70\ \text{km}$ 之间。

在 2032~2050 号点之间, 高导层的断面形态犹如“W”型, 但在 2050~2064 号点之间, 高导层埋深浅, 厚度薄, 产状近于水平; 当靠近雅鲁藏布江大拐弯时, 高导层的电阻率增大到 $25\ \Omega\cdot\text{m}$ 。

在这低阻区范围内, 2032~2050 号点之间, 伴随高导层的低阻异常带同样表现出向上地幔延伸的趋势。

IV 号电性区, 即进入藏东南的三江拐弯区, 是藏东南高阻区; 其岩石圈电性结构远比 II 号电性区复杂得多。剖面上电阻率等值线的分布规律也大体表现出地壳东西分块, 沿深度分层的特点; 而地壳和上地幔顶部的导电性则以高阻和中等导电性为主, 电阻率在 $25\sim 3000\ \Omega\cdot\text{m}$ 之间。在电性区内, 地壳中部没发现大规模的高导层, 只存在 4 个不连续的低阻异常体, 其电阻率在 $25\sim 150\ \Omega\cdot\text{m}$ 之间, 分别位于 2070~2082, 2085~2086 和 2088 号点附近; 这一切与 1000 线的 MT 探测结果基本相符。

把 2000 线和 800, 900, 100, 700 和 1000 线的 MT 探测结果结合起来分析, 可以发现一个有趣的事实, 即藏南雅鲁藏布江地区所发现的中-下地壳大规模高

导层沿东西方向具有强烈的非均匀性;宏观上看,其东西向延伸超出 1000 km,但局部地区仍存在不连续的现象;而靠近雅鲁藏布江大拐弯,这高导层即局限于中-上地壳范围内,顶面平稳,埋深浅,厚度薄,产状近乎水平,电阻率上升.当向东越过雅鲁藏布江大拐弯,即进入藏东南地区,中-下地壳具有中等导电性特点,只发现存在一些不连续的局部低阻体,这表明藏南雅鲁藏布江地区的中-下地壳高导层的分布受雅鲁藏布江大拐弯的限制,不可能延伸到藏东南地区,因而这两者在成因上可能不完全一致.

把 2000 线的岩石圈电性结构模型叠合在藏南区域构造图上(见图 8)发现, I 区内的壳内高导体正与申扎-定结南北向深断裂吻合, III 区内的壳内高导体则分别与羊八井-亚东和桑日-错那深断裂一致^[11]. 由于 900 线和 100, 700 线分别与 I 区和 III 区相交(见图 3 所示), 相应的中-下地壳高导层的特征相近, 可见藏南雅鲁藏布江地区的中-下地壳高导层的分布与南北向深断裂有关.

4 西藏高原南部壳内高导体——地壳局部熔融及流变学特征

在西藏南部大地电磁深探测最显著,也是最引人注目的发现是中-下地壳存在规模巨大的高导体.这是在目前所完成的全部 MT 深探测剖面上都很容易看到的特点(图 3 所示). 亚东-雪古拉(100 线)沿线地区岩石圈导电性结构模型最早证实,在西藏南部和中部地壳中存在多处彼此不连续的高电导率异常体,它们的电阻率小于 $10 \Omega \cdot \text{m}$,顶部在地下 15~20 km 深处(图 3(c));这与地震勘探发现的“亮点”(强反射体)和“低速带”的顶部很一致. 这些信息帮助我们认识到:藏南的地壳里存在部分“熔融层”或“热流体”,因而表现出高电导率的异常体^[2,7].

后来布置的 700, 800, 900, 1000 和 2000 线(图 1) MT 深探测剖面的研究结果也都进一步表明,在喜马拉雅-藏南地区地壳中广泛分布有十分明显的高导层,其顶部埋深约为 10~25 km,可延伸到雅鲁藏布江的南边和北边(图 3). 但 1000 和 2000 线的探测结果却显示,藏南所发现的中-下地壳大规模高导层主体的东部边界大致局限在雅鲁藏布江大拐弯的地方. 这即表明,藏南地壳里可能存在的部分“熔融层”或

“热流体”向东收敛于雅鲁藏布江大拐弯,即大约 94.88°E , 30.01°N 的位置.

关于这些高导体的本质目前还存在争论.但是,如上所述,最可能的解释是部分熔融或含水热流体.地震反射数据表明这个高导层的顶部可能是含水的热流体^[38],而面波研究则指示了存在较宽的部分熔融带^[2]. 含水流体的存在降低了地壳的熔融点,结合藏南出现的高热流值^[39],进一步证实了在地壳 20~30 km^[40]深度上可能出现部分熔融.因此,在部分熔融层上覆盖含水层的组合模型能够给出与 MT 数据与地震数据相一致的合理解释^[38,41]. 另外,高导层的几何形态与根据地球动力学模型^[40]预测部分熔融层的几何形态是一致的.

位于雅鲁藏布江南边的部分熔融带,深度大约为 20~30 km. 在实验室中,对含水花岗岩熔融体电阻率的测量进一步给出了藏南地壳出现熔融的条件^[42]. 假设地壳的高电导率特征主要是由于部分熔融引起,在好的连通条件下,计算了熔融体电阻率为 $0.1\sim 0.3 \Omega \cdot \text{m}$ 时部分熔融体电阻率与熔融百分比的关系^[43,44]. 依此推测,若典型的藏南中-下地壳高导体的电阻率为 $3 \Omega \cdot \text{m}$,则需要达到的熔融百分比为 5%~14%(图 9(a)).

地壳发生“流变”需要存在低黏度地层,并且黏度要低于某一绝对门限值,这个门限值视层厚而定.曾经有人认为,超过 30%的部分熔融需要足够低的岩石黏度^[44]. 但是,实验室反复观察数据表明,当部分熔融百分比为 5%~7%时,熔融部分形成了相互连通的网路,因此出现了黏度的大幅度降低^[45~47]. 实验中,细晶岩样品出现 0~7%熔融时,其有效黏度降低了一个数量级^[47],这是藏南地球动力学模型产生“流变”和区域化应变所需要的黏度数值^[40].

藏南地壳是否真正出现了产生“流变”的条件?如前所述,与藏南 MT 资料相适应的地壳部分熔融百分比应能达到 5%~14%. 这对于细晶岩来说,已足够使地壳的黏度产生一个数量级的降低,并且其绝对黏度低于形成青藏高原地貌^[48]所需的黏度($10^{16}\sim 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$),因而有可能产生“流变性”.但对于花岗岩来说^[46],在这个熔融百分比下引起黏度的降低量也许不足以引起地壳“流变”的产生.

必须指出,根据实验室数据对低应变条件下地

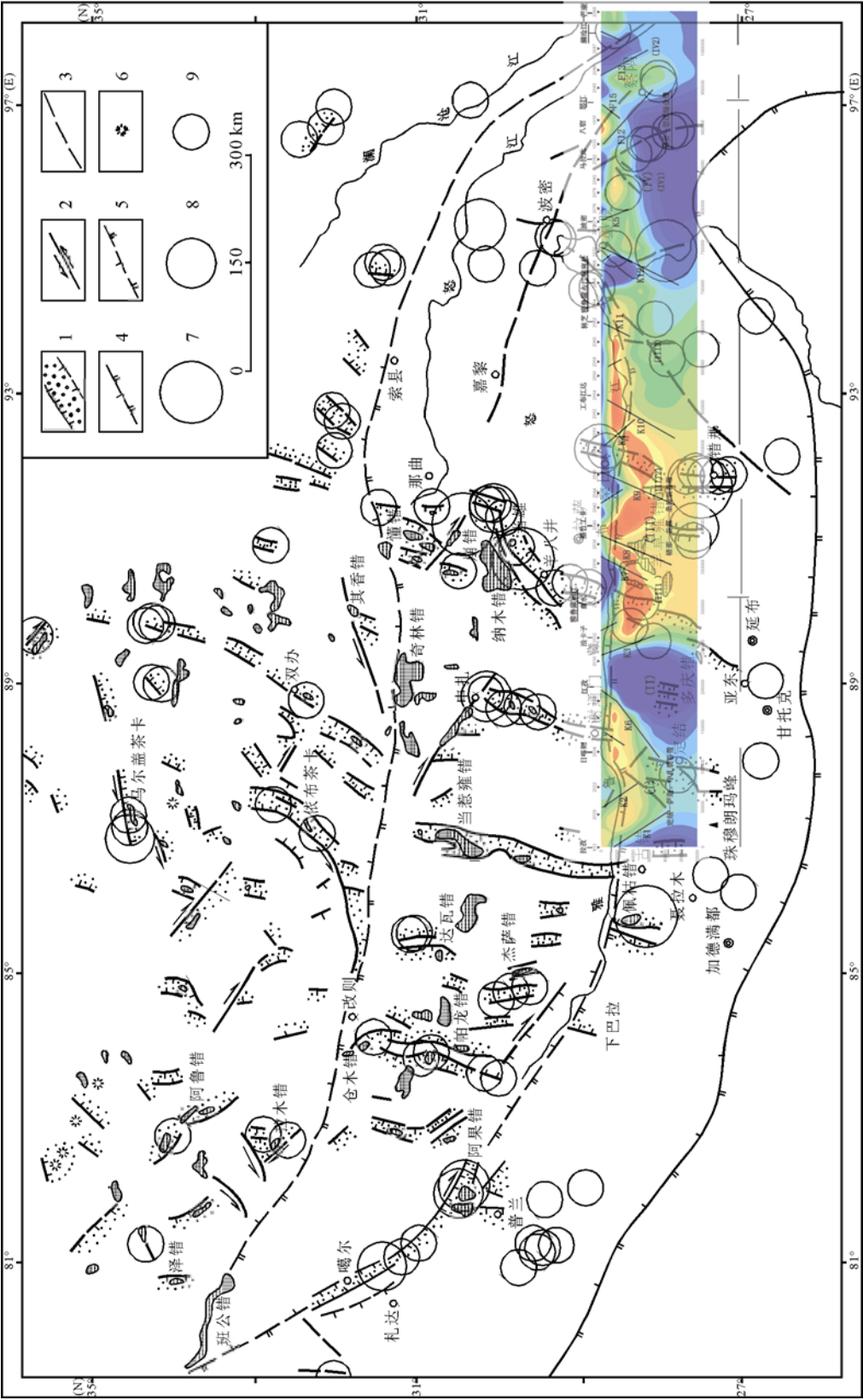


图 8 2000 线岩石圈电性结构模型及藏南南北向构造叠合图(据文献[11])

1, 正断层性质边界断裂及断陷带; 2, 走滑性质边界断裂及断陷带; 3, 推测活动断裂; 4, 锡瓦利克主边界深断裂; 5, 早期压性深断裂; 6, 早期压性深断裂; 7, $M \geq 8$; 8, $M = 7 \sim 7.9$; 9, $M = 6 \sim 6.9$

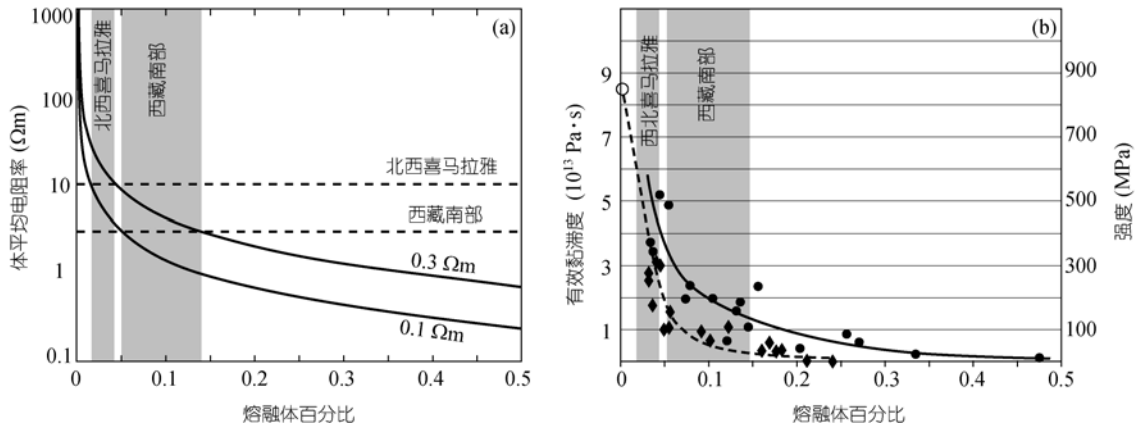


图9 部分熔融岩石电阻率和力学性质的实验室观测结果^[49]

(a) 部分熔融岩石的体电阻率与熔融百分比的函数关系, 熔融体的电阻率为 $0.1, 0.3 \Omega \cdot m$; (b) 来自喜马拉雅西部和藏南的花岗岩(圆点)与细晶岩(菱形点)的有效黏度和强度与熔融百分比的函数关系^[45]. 图中没有给出误差棒, 实线、虚线分别表示两类岩石^[46,47]实验数据的拟合趋势. 图中的强度是应变为 $10^{-5} s^{-1}$ 时的计算结果

壳的黏度进行外推, 存在很大的不确定性(图 9(b)). 但对于低黏度中-下地壳层的观测结果, 却有可能引出一系列地球动力学有意义的推论.

5 结束语

在西藏南部的这项研究取得有创新意义的主要科学成果如下:

① 在获得 6 条剖面更可靠的二维电性结构模型的基础上, 讨论了藏南地区岩石圈导电性三维结构特点.

② 发现西藏南部沿东西方向超出 1000 km 范围, 较普遍存在中、下地壳高导层, 这高导层并不完全是连续的, 向雅鲁藏布江大拐弯处高导层变薄、变浅、电阻率升高.

③ 以雅鲁藏布江为界, 藏南东、西两边的中、下地壳高导层的特征有较大差别, 雅鲁藏布江大拐弯以东的中-下地壳高导层的分布与南北向深断裂有关, 这表明两者在成因上可能不完全一致.

④ 讨论了藏南岩石圈的流变性问题, 认为藏南中、下地壳具有良导电性, 可以证明西藏巨厚的地壳中确实存在部分“熔融体”和“热流体”, 藏南巨厚的中、下地壳的物质状态是热的、软弱的、塑性的, 甚至可能是“流变”的.

⑤ 结合岩石物理实验结果的讨论认为, 与藏南大地电磁资料相适应的地壳部分熔融百分比应能达到

到 5%~14%; 对于地壳中的细晶岩来说, 在这个熔融百分比下引起黏度的降低量有可能达到引起地壳“流变性”的要求; 但对于花岗岩来说, 也许不足以引起地壳产生“流变”.

这项研究, 阐述了藏南岩石圈三维电性结构特征, 这对于讨论印度次大陆与亚洲大陆的碰撞、俯冲模式, 认识高原近南北向裂谷带的深部构造、成因机理, 证明西藏高原南部地壳物质状态的特殊性和存在“流变性”的可能等重要科学问题都具有重要意义. 它虽然没有直接找矿的目的, 但研究的结果对西藏的矿产、油气和地热资源调查有指导意义.

无论是多金属矿床, 还是油气田, 它们的成因都与地下深部构造, 特别是地下热结构和物质状态有密切关系. 通过研究地壳的电性结构可以间接了解深部热结构及物质状态, 因而对研究西藏多金属成矿条件和矿床分布规律, 以及藏北成油条件有一定指导意义.

研究结果表明, 藏南地壳中存在部分熔融体和热流体, 这对多金属成矿是有利的. 因此认为西藏南部可能有大型的多金属矿床.

然而, 就目前的研究而言, 离真正解答西藏高原诸多地球科学问题还有相当遥远的距离, 还有待于大量地质学、构造学、岩石学、力学和地球物理学更广泛的调查、探测和更深入的研究, 还需要做艰苦卓绝、不懈的努力.

致谢 感谢审稿专家提出的宝贵意见.

参考文献

- 1 Zhao W J, Nelson K D, Che J, et al. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet. *Nature*, 1993, 366(6455): 557—559[doi]
- 2 魏文博, 陈乐寿, 谭捍东, 等. 青藏高原大地电磁深探测——亚东-巴木措沿线地区壳幔电性结构. *现代地质*, 1997, 11(3): 366—374
- 3 魏文博, 陈乐寿, 谭捍东, 等. 关于印度板块俯冲的探讨——据 INDEPTH-MT 研究结果. *现代地质*, 1997, 11(3): 379—386
- 4 魏文博, 陈乐寿, 谭捍东, 等. 西藏中、南部壳内高导体与热结构特点——INDEPTH-MT 提供的证据. *现代地质*, 1997, 11(3): 387—392
- 5 魏文博, 谭捍东, 邓明, 等. 青藏高原地壳的导电性——大地电磁深探测发现西藏的地壳普遍存在流体. *中国地质学会 80 周年学术文集*. 北京: 地质出版社, 2002. 487—493
- 6 Wei W B, Unsworth M, Jin S, et al. Conductivity structure of crust and upper mantle beneath the northern Tibetan Plateau: results of super-wide band magnetotelluric sounding. *Chin J Geophys*, 2006, 49(4): 1098—1110
- 7 Wei W B, Jin S, Ye G F, et al. Features of faults in the central and northern Tibetan Plateau based on results of INDEPTH (III)-MT. *Earth Sci China*, 2007, 2(1): 1—8
- 8 Nelson K D, Zhao W J, Brown L D, et al. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: synthesis of project INDEPTH results. *Science*, 1996, 274: 1684—1688[doi]
- 9 Chen L S, Booker J R, Jones A G, et al. Electrically conductive crust in Southern Tibet from INDEPTH magnetotelluric surveying. *Science*, 1996, 274: 1694—1696[doi]
- 10 Wei W B, Unsworth M, Jones A, et al. Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies. *Science*, 2001, 292: 716—718[doi]
- 11 韩同林. 喜马拉雅岩石圈构造演化——西藏活动构造. 北京: 地质出版社, 1987
- 12 周华伟, Michael A M, 林清良. 西藏及其周围地区地壳、地幔地震层析成像——印度板块大规模俯冲于青藏高原之下的证据. *地学前缘*, 2002, 9(4): 285—292
- 13 尹安. 喜马拉雅-青藏高原造山带地质演化——显生宙亚洲大陆生长. *地球学报*, 2001, 22(3): 195—229
- 14 Gber G D, Booker J R. Robust estimation of geomagnetic transfer functions. *Geophys Roy Ast Soc*, 1986, 87: 175—194
- 15 Weidelt P, Kaikkonen P. Local 1D interpretation of magnetotelluric B-polarization impedance. *Geophys J Int*, 1994, 117: 733—748[doi]
- 16 Gary W M, Alan G J. Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics*, 2001, 66(1): 158—173[doi]
- 17 Smith J T, Booker J R. Rapid inversion of two- and three-dimensional magnetotelluric data. *J Geophys Res*, 1996, 96(B3): 3905—3922[doi]
- 18 Degroot-hedlin C, Constable S C. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 1990, 55: 1613—1624[doi]
- 19 Rodi W, Mackie R L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 2001, 66: 174—187[doi]
- 20 Molnar P, Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asian: effects of a continental collision. *Science*, 1975, 189: 419—426[doi]
- 21 Tapponnier P. The Ailao Shan-Red Rive metamorphic belt: tertiary left-lateral shear between Indochina and South China. *Nature*, 1990, 343: 431—437[doi]
- 22 崔作舟, 尹周勋, 高恩元, 等. 青藏高原地壳结构构造及其与地震的关系. *中国地质科学院院报*, 1990, 21: 215—226
- 23 沈显杰, 张文仁, 杨淑贞, 等. 青藏高原南北地体壳幔热结构差异的大地热流证据. *中国地质科学院院报*, 1990, 21: 203—214
- 24 Owenst T J, Zandt G. Implications of crustal property variations for models of Tibetan Plateau evolution. *Nature*, 1997, 387: 37—43[doi]
- 25 Kosarev G K R, Kind R, Sobolev S V, et al. Seismic evidence for detached Indian lithosphere mantle beneath Tibet. *Science*, 1999, 283: 1306—1309[doi]
- 26 Kola-ojo O, Meissner R. Southern Tibet: its deep seismic structure and some tectonic implications. *J Asian Earth Sci*, 2001, 19: 249—256[doi]
- 27 崔作周, 尹周勋, 高恩元, 等. 青藏高原速度结构和深部构造. 北京: 地质出版社, 1992
- 28 熊绍柏, 刘宏兵, 于桂生, 等. 青藏高原岩石圈结构与构造的人工地震探测研究. 见: 潘裕生, 孔祥儒, 编. 青藏高原岩石圈结构演化和动力学. 广州: 广东科技出版社, 1998. 1—35
- 29 孔祥儒, 王谦生, 熊绍柏. 青藏高原西部综合地球物理与岩石圈结构研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1996, 26(4): 308—315
- 30 曾融生, 丁志峰, 吴庆举, 等. 喜马拉雅及南藏的地壳俯冲带——地震学证据. *地球物理学报*, 2000, 43(6): 780—797

- 31 Li S H, Li M J, Unsworth M, et al. Partial melt or aqueous fluid in the mid-crust of Southern Tibet? Constraints from INDEPTH magnetotelluric data. *Geophys J Int*, 2003, 153: 289—304[[doi](#)]
- 32 赵国泽, 詹艳, 汤吉, 等. 青藏高原东北缘地壳电性结构和地块变形关系的研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2004, 34(10): 908—918
- 33 赵志丹, 莫宣学, 罗照华, 等. 印度-亚洲俯冲带结构——岩浆作用证据. *地质前缘*, 2003, 10(3): 149—157
- 34 孙洁, 晋光文, 白登海, 等. 青藏高原东缘地壳、上地幔电性结构探测及其构造意义. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2003, 33(增刊): 173—180
- 35 马晓冰, 孔祥儒, 刘宏兵, 等. 青藏高原东北部地区地壳电性结构特征. *地球物理学报*, 2005, 48(3): 689—697
- 36 赵国泽, 陈小斌, 王立凤, 等. 青藏高原东边缘地壳“管流”层的电磁探测证据. *科学通报*, 2008, 53(3): 345—350
- 37 石应骏, 刘国栋, 吴广耀, 等. 大地电磁测深法教程. 北京: 地质出版社, 1985. 44—45
- 38 Makovsky Y, Klempner S L. Measuring the seismic properties of Tibetan bright spots: evidence for free aqueous fluids in the Tibetan middle crust. *J Geophys Res*, 1999, 104: 10795—10825[[doi](#)]
- 39 Armijo R, Tapponnier P, Mercier J L, et al. Quaternary extension in southern Tibet: field observations and tectonic implications. *J Geophys Res*, 1986, 91: 13803—13872[[doi](#)]
- 40 Beaumont C, Jamieson R A, Nguyen M H, et al. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 2001, 414: 738—742[[doi](#)]
- 41 Schilling F, Partzsch G, Brasse H, et al. Partial melting beneath the magmatic arc in Central Andes deduced from geoelectromagnetic field data and laboratory experiments. *Phys Earth Planet Int*, 1997, 103: 17—31[[doi](#)]
- 42 Gaillard F, Scaillet B, Pichavant M. Evidence for present-day leucogranite pluton growth in Tibet. *Geology*, 2004, 32: 801—804[[doi](#)]
- 43 Li S, Unsworth M, Booker J R, et al. Partial melt or aqueous fluids in the Tibetan crust: constraints from INDEPTH magnetotelluric data. *Geophys J Int*, 2003, 153: 289—304[[doi](#)]
- 44 Renner J, Evans B, Hirth G. On the rheologically critical melt fraction. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 181: 585—594[[doi](#)]
- 45 Rosenberg C, Handy M R. Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust. *J Metamorph Geol*, 2005, 23: 19—28[[doi](#)]
- 46 Rutter E, Neumann D H K. Experimental deformation of partially molten Western granite under fluid absent conditions with implications for the extraction of granitic magmas. *J Geophys Res*, 1995, 100: 15697—15715[[doi](#)]
- 47 Van der Molen I, Paterson M S. Experimental deformation of partially molten granite. *Contrib Mineral Petrol*, 1979, 70: 299—318[[doi](#)]
- 48 Clark M K, Royden L H. Topographic ooze: building the Eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 2000, 28: 703—706[[doi](#)]
- 49 Unsworth M, Jones A G, Wei W B, et al. Crustal rheology of the Himalaya and Southern Tibet inferred from magnetotelluric data. *Nature*, 2005, 438: 78—81[[doi](#)]