

青藏高原东北缘地壳电性结构和地块变形关系的研究*

赵国泽** 汤吉 詹艳 陈小斌 卓贤军
王继军 宣飞 邓前辉 赵俊猛

(中国地震局地质研究所, 北京 100029)

摘要 对青藏高原东北缘大地电磁剖面电性结构的研究表明, 沿剖面可以区分为 4 个电性区块, 分别与巴颜喀拉地块(BK 区块), 秦祁地块(QQ 区块), 南北地震构造带(HY 区块)和鄂尔多斯地块(OD 区块)对应. 区块 BK, QQ 和 OD 的地壳电性结构具有相似的特点, 上地壳为高阻层, 下地壳上部为低阻层, 下地壳下部到上地幔的电阻率随深度增加逐渐增大. 上述 3 个地块的电性结构特点与青藏高原南边缘、东边缘等其他较完整地块的地壳电性结构相似, 属于大陆内部变形不严重或较完整地块的正常地壳电性分层. HY 区块属于地壳发生严重变形的边界区, 电性成层性遭到破坏, 结构复杂, 是现今构造活动和地震活动较强烈的地区. 青藏高原东北缘各地块相互间的接触关系既有向外围的仰冲作用, 又有走滑作用, 不同于高原的南边缘带和东边缘带. 对地壳内的低阻层成因进行了分析, 对岩石圈厚度进行了估测.

关键词 青藏高原 地块 地壳电性结构 构造变形

青藏高原是由不同地质发育历史的微大陆拼合起来的, 自南而北形成喜马拉雅、拉萨、羌塘、昆仑、柴达木和祁连等一系列的地块. 受印度板块向北的推挤和北侧塔里木地块等的阻挡, 各地块的运动方向自南而北由向北北东方向, 继而向北东方向, 最后转为向北东东或近东方向, 运动速率由喜马拉雅地块的 35~42 mm/a 自南而北逐渐减小, 最后到祁连地块为 7~14 mm/a^[1]. 受喜马拉雅碰撞带和塔里木地块

南边界的联合侧向夹挤作用, 高原内部块体边界断裂带表现为走滑特点, 而在高原东边缘呈向东的挤出运动^[2]. 地球物理研究结果显示, 青藏高原边缘带是地壳厚度由内部巨厚的 70 多公里, 向外明显减薄的重要地区^[3]. 这些现象说明高原周围边缘地区对高原的运动、变形和演化具有重要作用.

自 20 世纪 70~80 年代以来, 对青藏高原及其边缘地区进行了大量的地球物理探测研究, 是当今的

2003-12-29 收稿, 2004-02-03 收修改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目(编号: 95-13-02-02)和国家自然科学基金项目(批准号: 40274017)共同资助

** E-mail: zhaogz@public.bta.net.cn

热点研究课题之一^[1-2]。其中,沿若干条剖面进行的地壳上地幔电性结构探测,为研究该区域的各个地块的深部结构、变形和运动特点提供了重要依据^[3,7-9]。例如,20世纪80年代初的中法合作探测^[10]、狮泉-叶城大地电磁剖面探测^[11]、国际地学断面计划中东亚-格木-额济纳旗剖面探测^[12-14]、青海门源-福建宁德^[15]、四川黑水-泉州等剖面的电性结构研究,以及在羌塘盆地的多条石油勘探剖面的探测^[16]。近些年,在高原西部对喜马拉雅和羌塘地块等的探测研究^[13]、国际INDEPTH合作计划在高原南边缘带沿200测线和100测线的探测研究^[17,18]、海原大震区大地电磁探测研究^[1]和在高原东边缘四川巴塘-资中剖面等的探测研究^[19]得到了关于研究区地壳电性结构的新结果(图1)。这些探测研究,不仅对于认识青藏高原及其周围各地块的运动方式、深部过程有重要的意义,而且所得到的关于地壳深部的电阻率分布成为研究地壳

变形、地壳温度和物理状况的主要参数之一。东北边缘带在青藏高原边缘构造研究中具有特殊的意义,它是西南侧的青藏高原和东北侧华北板块、鄂尔多斯地块的接触带地区,是以走滑运动为主的高原北边界转为具有明显逆冲分量的东边界的转折区,是组成高原各地块的运动方向和运动速率发生明显变化的地区,其断裂活动性质也有别于高原北边缘和东边缘。本文所介绍的在东北边缘的大地电磁探测剖面,是在该地区进行的较详细的电性结构研究(图1)。其结果可以与青藏高原南边缘带和东边缘带的电性结构进行有益的对比。

依据所获得的地壳上地幔电性结构,结合地震测深得到的速度结构等进行综合分析,对测区各地块的地壳分层特点、块体划分和变形、低阻层的成因,以及电性结构在研究构造变形和地震活动性等方面的作用进行探讨分析。

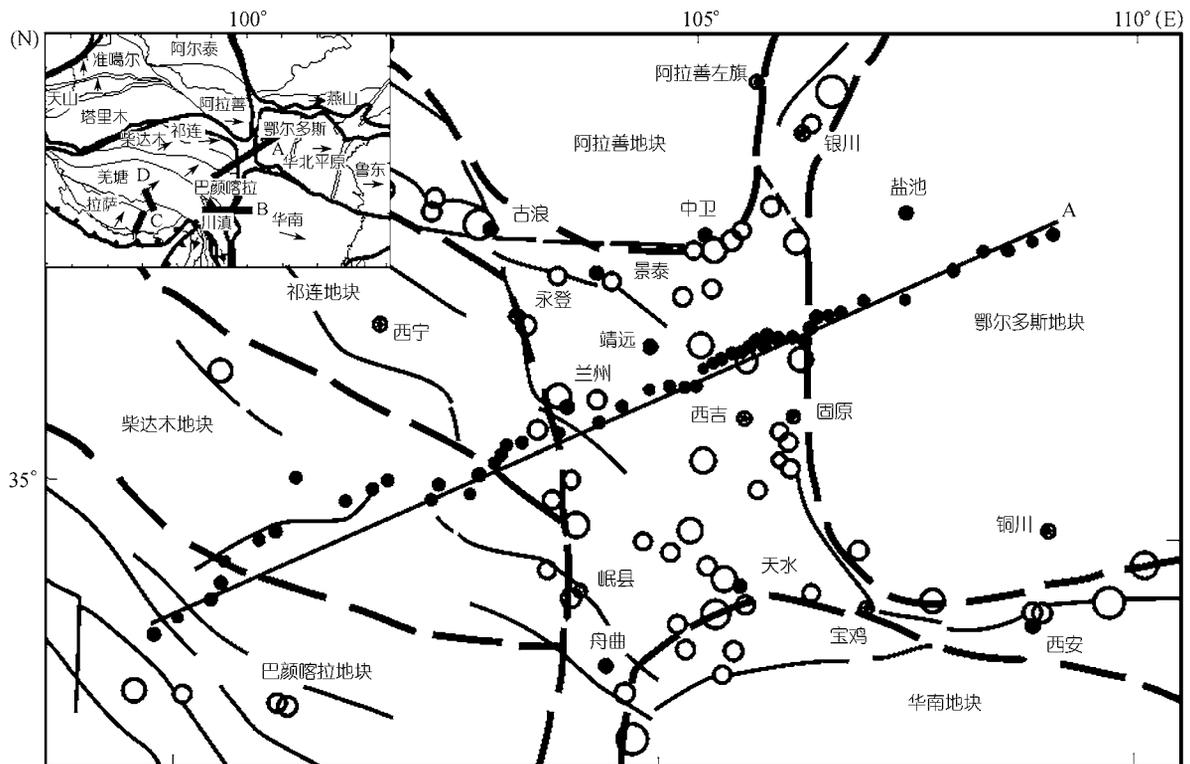


图1 青藏高原及边缘带地块分布(据文献^[1, 2]修改)和电性结构剖面位置

A 示达日-靖边剖面; B 示巴塘-资中剖面; C 示 100 线; D 示 200 线; 黑点示大地电磁测线位置和测点分布

1) 詹 艳, 赵国泽, 陈小斌, 等. 宁夏海原大震区西安州-韦州剖面大地电磁探测与研究, 2003

1 电磁资料观测和解释

在青藏高原东北缘地区沿 5 条剖面进行了大地电磁测深探测, 其中自巴颜喀拉地块的达日, 向东北方向经秦祁地块和南北地震构造带, 到鄂尔多斯地块的靖边剖面是其中最长的剖面, 全长约 950 km, 北东方向展布. 沿剖面在 62 个测点进行了大地电磁测深测量, 在南北地震构造带测点间距较小, 约 5 km 左右, 向两侧点距加大, 一般为 10~20 多千米(图 1). 其他几条剖面主要分布在南北地震构造带及其附近地区.

大地电磁观测资料的频率范围大于 256 ~ 0.00025 Hz. 对观测的时间域数据经过使用 robust 等先进的资料处理技术计算后, 得到 5 个电场、磁场分量的频谱, 进而估算大地电磁张量阻抗和磁感应矢量, 最后得到两种极化方式(TE 和 TM)的视电阻率和阻抗相位. 通过对沿测线各测点的曲线畸变特征、维数特征和倾子矢量的分析, 说明在所观测的频率范围内, 沿着剖面方向电性结构总体上呈现二维特征, 测线方向与构造的倾向基本一致. 通过阻抗张量分解的分析表明, 沿测线的大多数测点的视电阻率曲线受局部畸变的影响不严重. 因此, 在三维模型技术尚不成熟的情况下, 用先进的二维反演技术 RRI^[20,21] 对沿剖面的各测点观测的视电阻率和相位进行反演, 得到了较可信的地壳上地幔电性结构.

图 2 是对 TE 和 TM 两种极化的资料进行联合反演得到的达日-靖边剖面的二维电性结构. 误差分析显示, 每种极化方式视电阻率和相位的拟合误差大都在 6% 以内, 少数测点的拟合误差达 10%. 本文所用的 RRI 反演方法与青藏南边缘 INDEPTH 计划中 200 线和 100 线^[17]和青藏东边缘巴塘-资中测线大地电磁资料^[19,22]所用的反演方法基本相同, 因此可以进行有说服力的对比分析.

以前的研究中多使用一维反演方法得到地壳上地幔的电性分层结构. 一维反演难以分别准确确定地层的电阻率和厚度, 例如夹持在高阻层中间的低阻层, 它既可能是高导薄层, 也可能是中导厚层, 不利于不同地区的对比分析, 故有时用纵向电导表示地层电性. 而且, 纵向电导参数比电阻率具有更高的

灵敏度, 它受到近地表局部不均匀体的影响比电阻率小. 因此, 在下面的讨论中, 除给出地层的电阻率数据外, 有时也给出地层的总纵向电导数据^[23].

2 青藏高原东北缘地壳电性结构和地块划分

2.1 电性分区块特点

二维电性结构剖面(图 2)清楚地显示, 沿剖面可分为 4 个区块, 自西南向东北分别为巴颜喀拉地块(BK 区块)、秦祁地块(QQ 区块)、南北地震构造带(HY 区块)和鄂尔多斯地块(OD 区块), 它们之间的边界分别与玛沁断裂带、兰州断裂带、马家滩-大水坑断裂带相对应. 它们在剖面上的长度分别约为 90, 370, 280 和 200 km.

() 巴颜喀拉地块. 自地表到约 15 km 深度, 电性显示为高阻性质, 电阻率数值为几百到上千欧姆米, 总纵向电导约 20 S, 称为上地壳. 随深度进一步增加, 电阻率减小, 自 20 ~ 45 km 左右出现低阻层, 电阻率数值为几十欧姆米, 总纵向电导约几百西门子, 称为下地壳上部低阻层. 低阻层之下, 电阻率随深度增加逐渐增大, 直到上地幔的最上部.

() 秦祁地块. 该地块包括地质上划分的柴达木地块和祁连地块. 由于二个地块的电性结构相似, 它们之间的边界(与秦岭地轴北缘断裂带对应)也不象其他边界那样电阻率有明显变化, 边界影响的深度也较小, 故把它们统一作为秦祁地块进行分析. 该区块近地表横向上断续发育有与新生代盆地对应的厚几百米的低阻盖层, 之下为高阻层, 且厚度有一定变化, 这两层构成上地壳. 上地壳最薄处出现在靠近秦岭地轴北缘断裂带的两侧, 厚度约 13 km 左右. 自断裂带向外, 厚度逐渐增加, 最厚处达约 20 km. 在柴达木地块一侧的厚度稍大于在祁连地块一侧的厚度. 上地壳的电阻率和总纵向电导与 BK 区块相近. 上地壳高阻层之下直到 40 多千米深度总体上为低阻层, 其中在秦岭地轴北缘断裂带附近出现了两个电阻率小于 10 Ωm 的局部圈闭. 该低阻层总体电阻率数值略大于 BK 区块的低阻层的电阻率, 整体上总纵向电导与 BK 区块的低阻层相似. 低阻层之下, 电阻率随深度增加而增大, 直至上地幔顶部.

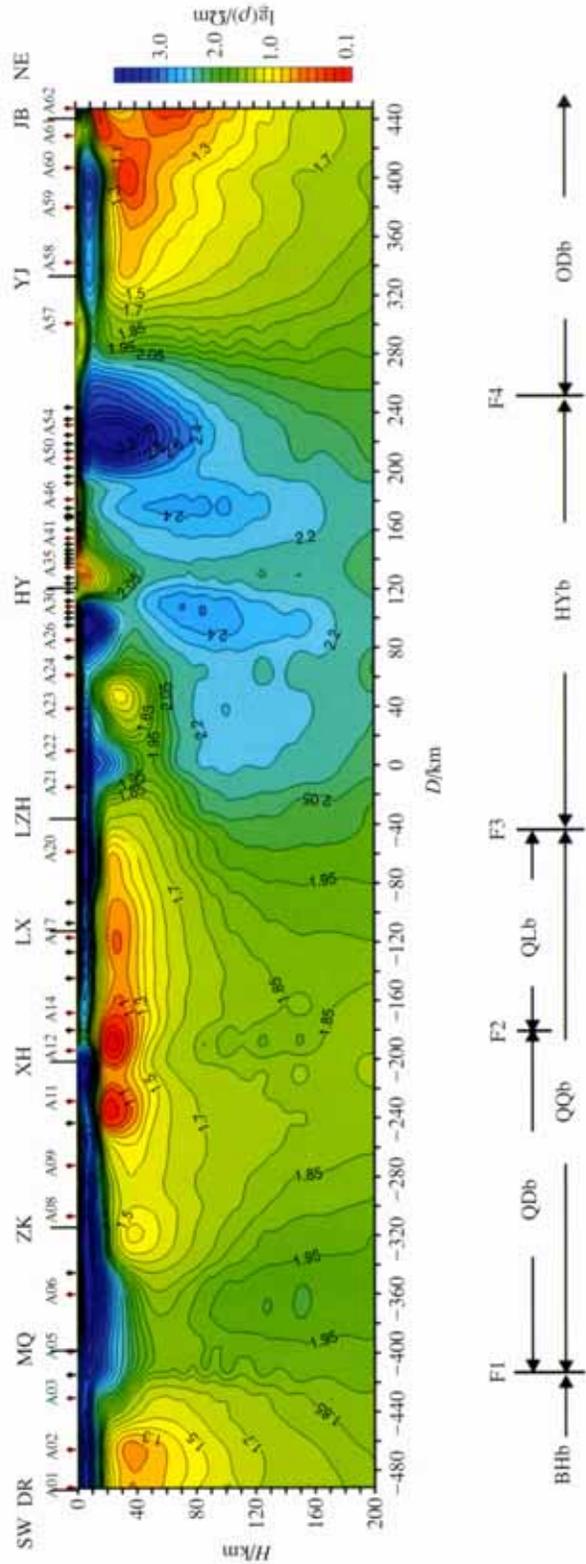


图 2 达日-靖边剖面的二维电性结构

等值线上的数字示电阻率的对数；DR 示达日；MQ 示玛沁；ZK 示泽库；XH 示夏河；LX 示临夏；LZH 示兰州；HY 示海原；YJ 示杨井；JB 示靖边；F1 示秦岭断裂带；F2 示秦岭地轴北缘断裂带；F3 示兰州断裂带；F4 示马家滩-大水坑断裂带；BHb 示巴颜喀拉地块；QOb 示秦祁地块；HYb 示南北地震构造带(边界带)；ODdb 示鄂尔多斯地块；QDb 示柴达木地块；QLb 示祁连地块

() 南北地震构造带. 该区块在位置上与张培震等人^[24]建议的秦祁地块和鄂尔多斯地块之间的边界带对应. 区块的电性结构明显不同于其他3个区块, 地壳内不再有大范围连续的电性水平层和连续的低阻层, 而在地壳范围内出现了高阻和低阻块体的“堆积”, 甚或有较陡的电性边界. 由于与海原盆地对应的地壳表层较厚的沉积盖层的影响, 出现自地表至深十几千米的相对低阻区, 其电阻率数值为几十欧姆米. 此外, 该地块含有3个范围较大的高电阻率区, 在23号测点下方20 km以下出现一个低阻块区, 推测它可能是原下地壳上部低阻层遭受破坏后残留的低阻体. 本区块的下地壳和上地幔顶部总体显示为相对高阻区.

() 鄂尔多斯地块. 地壳电性结构与QQ区块大体相似. 上地壳为高阻层, 厚度接近20 km. 下地壳上部为低阻层. 与QQ区块的差别在于, 表层的低阻盖层厚度较大, 可达2 km, 这可能与中生代沉积

有关. 在OD区块和HY区块之间的边界处, 可能由于受到马家滩-大水坑断裂的影响, 在表层出现厚度达3 km多的低阻层, 深部出现较陡的电性边界. 下地壳显示随深度增加电阻率增大的特点, 但在剖面端点附近出现了一个较大范围的低阻圈闭, 使得下地壳上部低阻层与下部相对高阻层的界限不清楚, 这一现象与同一位置的地震测深剖面中相应深度不能确定 C_4 界面的原因可能相似(图3)^[25].

BK 区块和 QQ 地块之间还出现了横向长度较小的电性边界带, 其位置与玛沁断裂带对应. 边界带的电阻率分布不同于其两侧区块内的电阻率分布, 地壳内没有明显的低阻层存在, 自浅而深似有一个高阻的岩墙把两个区块分隔.

2.2 地壳电性分层特征及对比分析

图3表示沿剖面的电性分层和结构图. 其中 C_1 , C , C_4 和莫霍界面(M)的深度是根据同一测线位置的

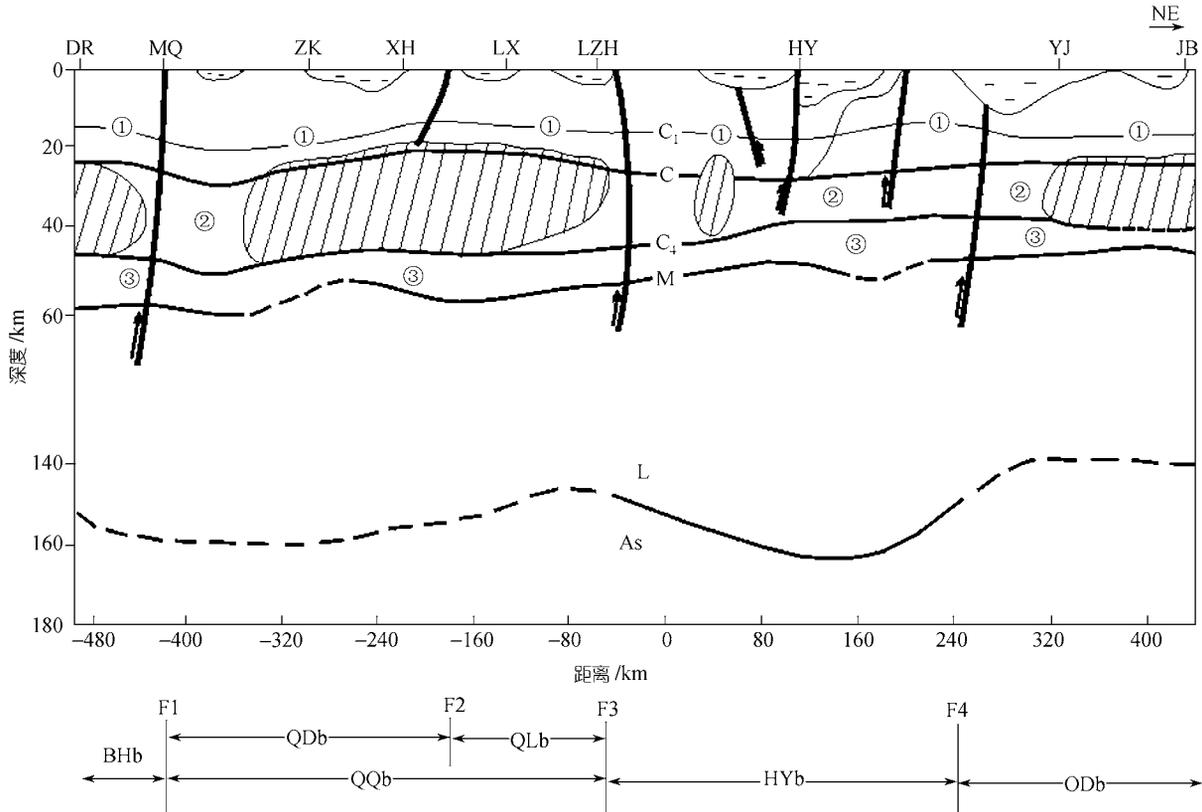


图3 依据电性分布解释的达日-靖边剖面的地壳地层结构

C_1 , C , C_4 和莫霍界面(M)据文献^[25]的地震测深结果; C_1 示上地壳内的速度界面; C 示上、下地壳之间的康氏面; C_4 示下地壳内的速度界面; L 示岩石圈; As 示软流圈; 示上地壳; 示下地壳上部; 示下地壳下部; 其他图例说明同图2

地震测深结果确定的。莫霍界面深度由剖面西南端巴颜喀拉地块的约 60 km 向东北逐步变浅，到鄂尔多斯地块约为 40 km^[25]。

区块 BK, QQ 和 OD 的电性分层相似，显示了相对完整的或者说构造变形不严重地块内部的地壳电性结构。除表层相对低阻盖层外，上地壳总体为高阻层，电阻率数值为几百到上千欧姆米，总纵向电导为几十西门子，厚度为 15~20 km。上地壳的底界深度沿剖面的变化与地震测深确定的 C_1 界面深度沿剖面的起伏变化基本一致^[25]，但 C_1 界面的深度小于电性上地壳底界的深度。地震测深确定的康氏界面(C界面)沿剖面的变化，总体上与 C_1 界面的变化趋势相同，但在兰州及其以东的部分区段出现了与 C_1 界面反向即变深的现象，而这里正是电性结构复杂的 HY 区块的位置。C 界面在地质学上被确定为上、下地壳的分界面，其深度在区块 BK, QQ 和 OD 内比界面 C_1 深约 7 km 左右，接近于电性上地壳底界的深度。为了分析方便起见，把 C 界面视为上地壳高阻层的底界面，或者视为下地壳低阻层的顶界面。

下地壳上部的低阻层在区块 BK, QQ 的底界深度为 45~40 km 左右，与地震确定的 C_4 界面深度相当，故称其为下地壳上部地层。而在 OD 区块东端附近，下地壳上部和下部电性地层界线不清，恰在这里地震测深没能给出 C_4 界面。推测在 OD 区块电性界线不清的原因，可能与这里地壳结构的特殊性有关，是值得进一步研究的问题，但在下地壳上部仍然显示为低阻特点，所以对于 BK, QQ 和 OD 区块，把 C_4 界面视为下地壳上部低阻层底界是合理的，低阻层厚度约为 20~25 km，电阻率为几十欧姆米，总纵向电导约为几百西门子。把低阻层底界到莫霍面即 C_4 界面以下的地壳部分称为下地壳下部地层，电阻率为数十到数百欧姆米，总纵向电导为约几十西门子。总之，对于变形不严重的地块区，地壳可分为 3 层，即上地壳、下地壳上部地层和下地壳下部地层，其中下地壳上部地层电阻率较小。

HY 区块所显示的电性结构与其他几个地块(BK, QQ 和 OD)明显不同，这一特点在同位置测线由地震测深得到的速度结构也表现出来^[25]。除前述的康氏界面(C界面)深度与其他几个区块相比出现异常外，

HY 区块的地壳平均速度也比其他区块小。其他区块的大部分地区的莫霍界面是尖锐的速度界面，而这里却不再是尖锐的速度界面，显示为复杂的过渡带特点。在 HY 区块的 C_1 界面和 C 界面之间还出现了低速异常，低速异常出现的深度为 10 km 左右，可能与在海原盆地出现的自地表到深达十多公里的相对低阻层有关。这些现象在中国大陆其他地块边界也表现出来，例如在阿拉善和鄂尔多斯之间的边界带，出现了与两侧地块明显不同的速度结构和电性结构，下地壳出现了低速层，而两侧是较均匀连续的地层^[26]。

除此之外，HY 区块的速度结构异常现象，在区块 BK 和 QQ 之间的边界带附近(即玛沁断裂带附近)也有所表现，地壳平均速度低，莫霍面显示为过渡带特点，而且在较深的地方(20 km 以下)出现了多个低速层，恰与区块 BK 的低阻层较深的特点相对应^[25]。这些现象说明，对于地块边界带(或称变形严重的地带)，不论其规模如何，电性结构和速度结构都显示了与其他地区明显不同的特点。

把这些结果与青藏高原南边缘 100 线和 200 线^[17]和东边缘巴塘-资中剖面^[19]的结果进行对比发现，后者也显示了完全类似的电性结构特点。例如，沿 100 线和 200 线的结构中，拉萨地块上地壳为相对高阻层(几百到几千欧姆米)，在 10~20 km 以下出现电阻率降低(200 Ωm)的地层，变形不严重。但在喜马拉雅主逆冲带地壳电性结构复杂，层状结构不明显，并有较陡峭的电性边界存在，具有边界带特点。在测线穿过当雄裂谷带时，显示高阻体和含流体的低阻倾斜地层^[17]。同样，在东边缘的川滇地块和扬子地块区，地壳成层性特点明显，而在龙门山断裂和鲜水河断裂交汇的地段出现高、低阻交混区，电性成层性很差^[19]，速度结构出现明显异常，莫霍面等界面深度出现陡变^[22]。

这些结果再次说明，在稳定地块区或变形不严重的完整地块区，地壳中部存在电阻率为 10~100 Ωm 的相对低阻层的现象较普遍，符合全球范围许多地区的电性分布规律^[23]，属正常地壳结构，而大于 1000 Ωm 的电阻率和小于 10 Ωm 的地层为异常地层^[23]。HY 区块等边界带则属于正常地层遭受构造变

动后的构造现象。

2.3 地块划分和变形分析

地壳电性结构不仅反映地块的变形和遭受破坏的程度,而且可作为划分地块的标志之一。依据电性结构,剖面划分了 3 个地块和 1 个边界带。

() 鄂尔多斯地块(OD)和巴颜喀拉地块(BK)。鄂尔多斯地块虽然被周围的新生代断陷盆地所围限,但内部结构较完整,没发生大规模的构造变形,地震活动也比较弱,具有较好的整体性。地块内相邻的 GPS 站点之间没有发生大规模的相对位移^[1]。同样,巴颜喀拉地块内部虽然有一定程度的构造变形作用,但是并不严重。两个地块内电性成层性较好。

() 秦祁地块(QQ)和南北地震构造带(HY)。秦祁地块包括了地质上的柴达木地块和祁连地块。其中柴达木地块内部 3 个 GPS 站点的运动方向和速率是相同的,显示地块具有较好的完整性^[1],因此地壳的电性结构成层性较好。

祁连地块被认为是青藏高原北边缘晚第四纪以来发生构造变形的主要地区, GPS 测量表明,地块在东北方向发生了明显缩短,其中祁连山北麓河西走廊和龙首山地区变形较为严重^[1]。以前的研究一般认为祁连地块南部的东侧边界为海缘断裂或者西华山断裂^[27,28],而在其西侧的南祁连和中祁连之间不存在大型的边界。

但是,电性结构剖面显示,在兰州附近存在一较大的电性边界。该边界的西南侧的 QQ 区块表现为较完整的地壳结构,东北侧 HY 区块(南北地震构造带)则显示为强烈的构造变形区。在该边界附近发育有近北北西向的庄浪河-马衔山断裂等^[29],张培震等人^[24]称其为阿尔金-海原断裂(青藏高原北边界),本文称其为兰州断裂带。地震记录显示,在兰州断裂带以东至马家滩-大水坑断裂之间(与 HY 区块对应),地震活动明显强于兰州断裂带以西^[30]。HY 区块的位置和东西方向的宽度与马宗晋等人^[31]划定的南北地震构造带基本一致。张培震等人^[24]称 HY 区块为地块之间

的边界带,边界带西侧为秦祁地块,东侧为鄂尔多斯地块,其北侧是阿拉善地块,南侧是华南地块。

此外,布格重力异常显示,自兰州附近约为 103.5°E 向东到约为 106.5°E 附近(其范围与 HY 区块对应)的异常特点与其西、东两侧不同,在其内部发育有较小尺度不同形状的交错异常,说明深部有明显的密度不均匀性。而它两侧则显示为宽缓的异常,在兰州附近还存在密度变化的边界带¹⁾。垂直形变数据也显示,兰州断裂带以西出现了陡变形带,以东则相对平缓²⁾。

() 关于秦岭地轴北缘断裂。习惯上认为该断裂是祁连地块和柴达木地块的边界,是重要地块边界。但电性结构显示,它两侧的电性差异和影响的深度都明显小于其他地块边界。它切穿地壳上部尖灭于地壳中的低阻层,上地壳高阻的脆性地壳被分开,但两侧的下地壳差别不大。在断裂附近约 20 km 以下存在低电阻率的圈闭,可能是这里存在流体的相对聚集,但没有影响低阻层水平方向延伸的总形态,使得贯通祁连地块和柴达木地块的地壳低阻层水平延伸达 300 多公里。大地测量结果也显示,该断裂未出现活动性^[32]。所以我们把柴达木地块和祁连地块统一称为秦祁地块。

() 青藏东北缘地块接触关系。青藏高原东北缘虽然存在各地块之间的逆冲,但不如高原南边缘带和东边缘带逆冲明显。在南边缘 100 测线地壳内的低阻部分熔融体向北倾,200 线与当雄裂谷对应的浅部低阻层偏向裂谷带北侧,均说明这里受到印度板块的向北推挤作用使地壳物质发生了向北的运移。在东边缘的川滇地块壳内的低阻层和鲜水河、龙门山汇合的边界带,都显示随深度增加向东倾的现象,说明青藏高原向东的挤出和俯冲作用。而东北边缘的各区块之间的边界(与断层对应)显示出向东北方向的仰冲,但倾角较陡,与地质上确定的该区断裂既有走滑、又有仰冲的性质相一致。这说明,青藏高原东北缘的各地块受到高原的向北推挤、高原北侧地块边界的向东的侧向挤出和东侧鄂尔多斯地块的阻挡等共

1) 陕西第四测绘大队。银川-宝鸡布格异常图,1982

2) 张培震. 973 项目阶段总结报告, 2001

同作用，使各地块之间既有逆冲，又有走滑的接触关系。而 HY 区块即边界带，由于受到四周 4 个一级地块(西侧青藏地块、东侧华北地块、南侧华南地块和北侧西域地块)的共同作用，发生了明显的构造变形，断裂发育，破碎严重，地震较多，成为构造和电性异常区。根据上述分析，图 4 给出沿剖面的青藏高原东北缘各地块的相互接触关系和运动方向示意图。

3 下地壳上部低阻层成因探讨

如何解释大陆稳定区或完整地块区地壳中下部出现的低阻层，一直是最受关注的问题之一。关于下地壳上部电阻率降低的成因，主要的建议有：含盐流体；颗粒界面的碳膜；导电矿物；部分熔融。关于建议 和 的成因假设，在一些局部地

区可能被接受，但能否连续地存在于上百甚至数百千米的横向范围内经常被质疑^[23]。关于建议 的成因，在一些大地热流较高的地区是可能发生的，如青藏高原南边缘 100 测线康马以北发现的向北倾的低阻层，电阻率最低达 1~10 Ωm，被认为是部分熔融的物质，这里的大地热流值^[17,18]高达 242 mW/m²。本文剖面经过的地区不存在区域的高热流区，在中祁连地区几个测点的平均热流为 60 mW/m²左右^[33]，用部分熔融解释有一定难度。

在干燥条件下，下地壳岩石的电阻率一般为 10⁴~10⁵ Ωm 以上。但根据世界各地对地壳电性结构的大量探测结果发现，下地壳上部电阻率普遍降低，即使在构造稳定区也是如此。降低的幅度与构造的活动性有一定关系，构造活动区导电性较好，古老地

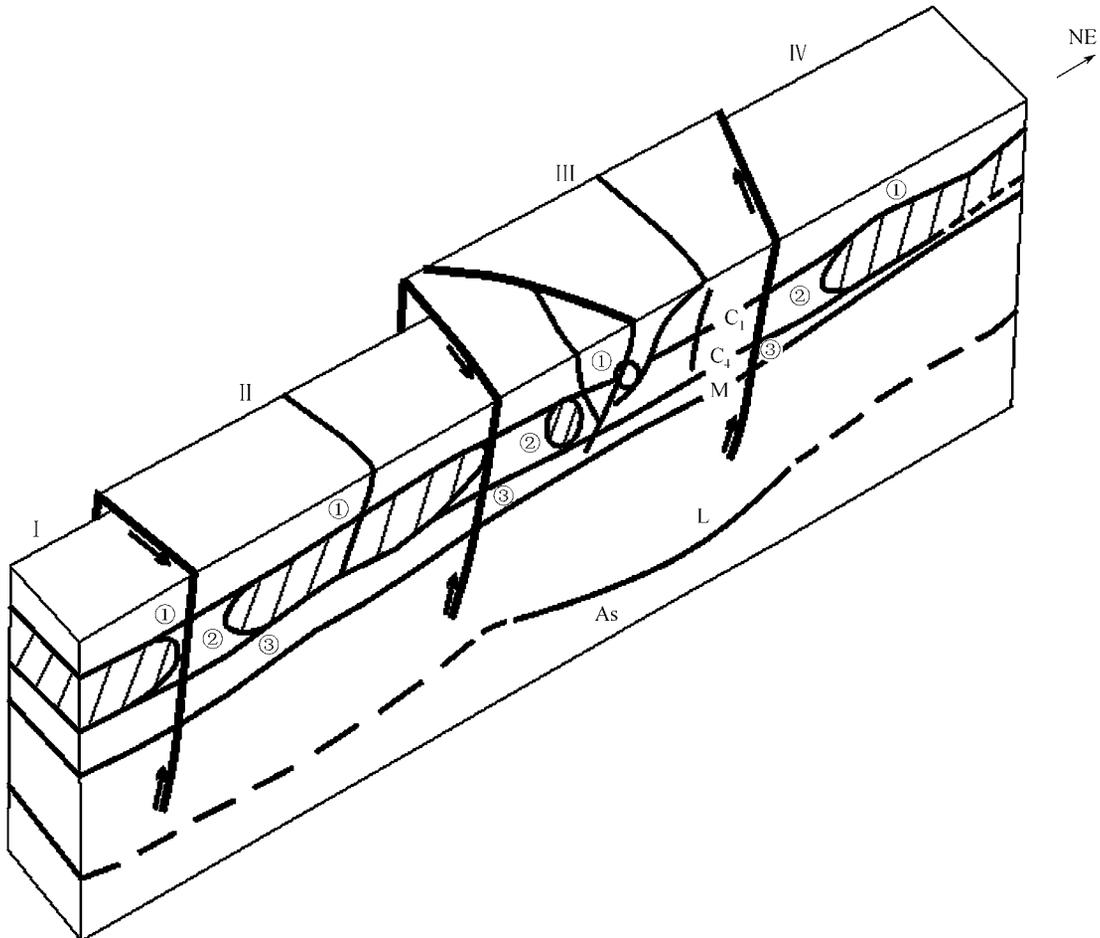


图 4 由电性结构推测青藏高原东北缘及其附近地块接触关系示意图
示区块 BK; 示区块 QQ; 示区块 HY; 示区块 OD; 其他图例说明同图 3

盾区导电性较差。例如,对于显生宙构造区,总纵向电导一般为约 400 S,对于前寒武纪构造区一般为 20 S^[23]。本文剖面经过的祁连-柴达木地块、巴颜喀拉地块和鄂尔多斯地块等是加里东期以来曾经活动的地块^[2],地块内部变形不严重,壳内存在相对低阻层,总纵向电导约为几百西门子,与世界其他地区的电性分布规律一致。

所以,本区下地壳上部的低阻层主要还是由于含盐流体引起的。根据 Archie 定律,岩石电导率 σ_s 与孔隙内饱和流体的电导率 σ_f 的关系为 $\sigma_s = \sigma_f \eta^m$,其中 η 是孔隙度, m 是经验常数,对于地壳中部, m 一般取为 2。而流体的电阻率又与含盐度有关,例如,5%浓度的 NaCl 盐水的电阻率约是 0.02 Ωm ,含盐度增加一个量级,电阻率则减小约一个量级。实际上,连通性较好的孔隙流体,在孔隙度相当低的情况下,也可使电阻率降低几个量级。进一步的问题是:下地壳流体是否能够存在?是什么样的流体?流体的迁移和滞留性质如何?

早在 20 世纪 70 年代中期,一些地质学家和地球化学家研究了各种变质过程,认为下地壳可以存在流体。例如,深部地壳的深熔作用需要外部流体^[34],变质作用的动力学物理过程需要流体的参与^[35]。根据一些地方的实际资料发现,在 20~25 km 深度,流体确实可存在于几千平方千米范围^[36]。

变质岩的碳-氧-氢(C-O-H)系统的研究表明,地壳内流体分为 3 层,即富含甲烷的上层,以水为主的中层和以 CO_2 为主的下层^[37-39]。地壳中部的温度约为 450~550 ,地壳下部为 600~800 。而 CO_2 在硅溶液中的可溶性比 H_2O 差,所以富含 CO_2 的熔浆在较高温度结晶,而富含 H_2O 的熔浆在较低温度结晶^[40]。在温度超过 650 的地壳深部,由于硅熔浆的置换作用,不存在富含水的流体。所以,较高温度的下地壳下部的流体中贫 H_2O 而富 CO_2 ,地壳中部(或下地壳上部)的温度接近 450 ,这里能够存在富含 H_2O 的流体^[23],而下地壳下部是富 CO_2 的相对高层。

含盐流体能否在地壳中长期存在?一种假说认为,在中地壳存在一层不透水的高阻“帽”(或称“岩石盖层”),流体储存在封闭的“帽”之下。但当岩石盖层顶部压力超过静岩压时,不透水层的“帽”则不能承

受,水压致裂作用将其打破,流体逃逸,向上迁移。研究表明^[41],流体在地壳内的滞留时间与温度有关,初始 1%孔隙度的岩层,在 30 km 深度时,对于 800 和 400 温度,上升到地面的时间分别是 100 和 3×10^8 a。假设平均地壳温度是 400 ,那么滞留时间是 0.1~1 Ga。一旦“帽”被打破,流体逃逸,减少了压力,封闭的帽将重新形成。“帽”的存在反映地块处于相对稳定或变形不太严重的状态,至于“帽”被破坏后重新形成需要的时间,仍然需进一步研究。

另外的假说认为,流体可以连续不断地从地幔补充^[42],但需要解释,如果流体也通过上地壳,上地壳为什么是高阻的。还有人认为地壳的电性与应力有关,渗透到整个地壳的流体,在上地壳的压力下孤立地存在于孔隙内,而下地壳的流体附着在晶体表面形成相互连通的膜,于是上地壳是电阻性的,对地震波是透明的,并且是脆性的。相反,下地壳是导电性的,有地震反射的,是韧性的^[43]。

普遍认为,地壳内流体驱动的物质迁移是矿物积淀于断层和破裂带内的先决条件,来自表面的流体经常可以到达大陆地壳的深处(10~20 km)^[44]。地震爆破就是驱使流体沿走滑断层到达地面的一种机制。一种地壳流体循环模式认为,在孔隙和裂隙内的沉淀作用形成封闭的不透水层的“帽”,帽下的循环速率与深度有关^[45]。多数人认为,由于流体的作用而发生地壳内快速的、无处不在的大尺度的物质迁移^[46]。

实际上,地壳内的流体迁移有两种速率。在没有发生明显破碎的岩层内,运动速率很小。而一旦流体进入到破裂/断层“系统”,速率将变大。这个“系统”可以存在于地壳中部的“韧-脆”过渡带中,系统之上受静水压力,系统之下受静岩压力。所以,系统之上的上地壳,流体不能存在很长的地质时间,而被快速驱出,因此导致上地壳是电阻性的^[47]。

总之,区块 BK, QQ 和 OD 下地壳上部的低阻层虽然内部存在不均匀性,但总体连续性较好,在区块 QQ 和 OD 其水平延伸范围都在百公里以上,在区块 BK,由于测线短,水平延伸较短,但也超过 50 km。所以,把下地壳上部的相对低阻层解释为连通性较好的流体成因是合理的。

边界带(对应于 HY 区块)处于几个地块之间,现

今曾发生剧烈构造运动,地震活动频繁^[48]。由于断裂和裂隙发育,地壳中部不透水层的“帽”被破坏,其下的含水层内的流体发生扩散和逃逸,大范围连续的水平低阻层不复存在,而沿着一些孔隙度较大的区域(或区带)相对聚集,形成低电阻率区带。而其他区带所含流体明显减少,形成贫水区,电阻率相对较高。海原地震及其附近地区的电性探测剖面的研究表明,在这里除两侧的边界断裂带之外,在内部还有多条规模较大的断裂带。而这些断裂带把地壳沿横向分成多个电阻率高、低相间的区带。

4 结论和讨论

(1) 通过青藏高原东北缘及邻区地块和边界带的电性结构探测研究,以及对比分析高原南边缘和东边缘的电性结构剖面,表明在青藏高原及其周围地区,较完整的或变形不严重的地块内部,下地壳上部存在电阻率为几十到几百欧姆米或总纵向电导为几百西门子的低阻层,属于正常的地壳电性结构。而在地块边界带,地壳电性结构出现了明显的复杂状况,大范围成层性不再存在,高阻体和低阻体相互交织,其中的低阻体(区带)往往与断裂或破碎带对应。因此,电性结构的成层性或复杂性特征可以作为地块划分和研究变形程度的依据之一。

(2) 地块之间的边界带与地震构造带对应性较好。边界带(HY区块)所对应的南北地震构造带,高、低电阻率体相互交错,断层发育,是地壳应力和地震能量既容易积累、又易释放的地区,成为地震多发区。并发现强地震多发生在低阻体和高阻体的边界附近,其中含流体的低阻体起到了重要作用^[49]。例如,边界带内海原断裂附近 1920 年发生的 8.6 级地震;又如区块BK和QQ之间的边界与玛沁断裂对应,该断裂向西的昆仑断裂带西段 2001 年 11 月 21 日发生了 8.1 级昆仑山口西地震。

(3) 关于青藏高原及其周围地区的岩石圈厚度是人们关心的另一个问题。在以前的大地电磁探测研究中已经给出了一些结果。根据这些结果,对于高原和边缘附近的地块,岩石圈厚度大约在 100~200 km 之间变化,不同研究者给出的结果之间有较大的差别。

在确定岩石圈厚度即上地幔软流圈深度时,考虑到青藏高原及周围的一些地块区,虽然地块变形不太严重,地壳的成层性仍然存在,但是在地块内的地壳浅层断层或裂隙较发育,孔隙流体较丰富,使得地壳电阻率较低。由于大地电磁观测资料的信号周期长度有限,穿透深度受到限制,使对深层岩石圈的底界面反应不灵敏,分辨率较低,因而在电性结构剖面上,对岩石圈底界反应不明显。但是,在测线穿过较高电阻率区时,视电阻率较大,穿透深度明显加大,通过二维反演对这些地方上地幔低阻层的深度(一般视为岩石圈底界深度)确定性较好,再结合视电阻率和相位曲线等的形态进行综合分析,则可以粗略估算沿剖面的岩石圈厚度。所以,沿着本文剖面的岩石圈厚度总体在 140~160 km 左右,其中区块 BK 和边界带(HY 区块)较厚,区块 QQ 和 OD 较薄。

为了更好地确定岩石圈的厚度,需要在测点上进行更长时间的观测,获得更长周期的信号和资料,例如INDEPTH计划中的一些长周期观测点上测量的时间达到 4~5 周^[17]。

致谢 张培震、邓起东、马宗晋和杨晓松等多位专家给予帮助,在此表示衷心感谢。

参 考 文 献

- 1 张培震,王 琪. 中国大陆现今地壳运动和构造变形. 见: 马宗晋,王一鹏,张燕平,主编. 青藏高原原岩圈现今变动与动力学. 北京:地震出版社,2001. 21~35
- 2 汪一鹏. 青藏高原活动构造基本特征. 见: 马宗晋,王一鹏,张燕平,主编. 青藏高原原岩圈现今变动与动力学. 北京:地震出版社,2001. 251~262
- 3 孔祥儒,王谦身,熊绍柏. 青藏高原西部综合地球物理剖面和岩石圈结构与动力学. 科学通报,1999,44(12): 1257~1265
- 4 Molnar P, Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. Science, 1975, 189: 419~426
- 5 王椿镛. 中国岩石圈结构研究的回顾与展望. 地球物理学报, 1997, 40(增刊): 82~108
- 6 滕吉文,熊绍柏,张中杰. 青藏高原深部结构与构造地球物理研究的回顾和展望. 地球物理学报, 1997, 40(增刊): 121~139
- 7 刘国栋,朱 英. 中国岩石圈的非均匀性及结构的基本特征. 见: 丁国瑜,主编. 中国岩石圈动力学概论. 北京:地震出版社, 1991. 76~90
- 8 王家映. 我国大地电磁测深研究新进展. 地球物理学报, 1997, 40(增刊): 206~216
- 9 袁学诚. 中国地球物理图集. 北京:地质出版社,1996. 1~200
- 10 肖序常,李廷栋,袁学诚,等. 喜马拉雅岩石圈构造演化总论.

- 北京: 地质出版社, 1988. 147~149
- 11 秦国卿, 陈九辉, 刘大建, 等. 昆仑山脉和喀喇昆仑山脉地区的地壳上地幔电性结构特征. *地球物理学报*, 1994, 37(2): 193~199
 - 12 吴功建, 高 锐, 余钦范, 等. 青藏高原“亚东-格尔木”地质断面综合地球物理调查与研究. *地球物理学报*, 1991, 34: 552~562
 - 13 高 锐, 成湘洲, 丁 谦. 格尔木-额济纳旗地质断面地球动力学初探. *地球物理学报*, 1995, 38(增刊): 3~14
 - 14 崔作洲, 李秋生, 吴朝东, 等. 格尔木-额济纳旗地质断面地壳结构与深部构造. *地球物理学报*, 1995, 38(增刊): 15~28
 - 15 国家地震局地质断面编委会. 青海门源至福建宁德地质断面(B). 北京: 地震出版社, 1992. 1~44
 - 16 鲁 宾. 藏北羌塘地区的地壳电性结构及其意义. *地质前缘*, 2003, 10(特刊): 153~159
 - 17 Chen L, Booker J R, Jones A G, et al. Electrically conductive crust in southern Tibet from INDEPTH magnetotelluric surveying. *Science*, 1996, 274: 1694~1696[DOI]
 - 18 赵文津, 黄立言, 熊嘉育. 喜马拉雅和青藏高原深剖面研究的进展. *地球物理学报*, 1997, 40(增刊): 140~151
 - 19 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*, 2003, 33(增刊): 173~180
 - 20 Smith J T, Booker J R. Rapid inversion of two and three dimensional magnetotelluric data. *J Geophys Res*, 1991, 96(B3): 3905~3922
 - 21 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.
 - 22 王椿镛, 吴建平, 楼 海, 等. 川西藏东地区的地壳 P 波速度结构. *中国科学, D 辑*, 2003, 33(增刊): 181~189
 - 23 Jones A G. Electrical conductivity of the continental lower crust. In: Fountain D M, Arculus R, Kay R W, eds. *Continental Lower Crust*. Elsevier, 1992. 81~143
 - 24 张培震, 邓起东, 张国民, 等. 中国大陆强震活动与活动地块. *中国科学, D 辑*, 2003, 33(增刊): 12~20
 - 25 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
 - 26 国家地震局地质断面编委会. 上海奉贤至内蒙古阿拉善左旗地质断面. 北京: 地震出版社, 1992. 1~66
 - 27 郑剑东. 西藏地震构造. 见: 马杏垣, 主编. *中国岩石圈动力学地图集*. 北京: 中国地图出版社, 1989. 52
 - 28 郑柄华, 向光中, 蒋能强. 青藏地区岩石圈动力学特征. 见: 马杏垣, 主编. *中国岩石圈动力学地图集*. 北京: 中国地图出版社, 1989. 68
 - 29 邹谨敬, 吴增益. 甘肃地震构造. 见: 马杏垣, 主编. *中国岩石圈动力学地图集*. 北京: 中国地图出版社, 1989. 54
 - 30 马杏垣, 主编. *中国及邻近海域岩石圈动力学图*. 北京: 地质出版社, 1986. 1
 - 31 马宗晋, 陈章立, 薛 峰. 中国及邻区浅源强震活动时序. 见: 马杏垣, 主编. *中国岩石圈动力学地图集*. 北京: 中国地图出版社, 1989. 29
 - 32 王 敏, 沈正康, 牛之俊. 现今中国大陆地壳运动和活动地块模型. *中国科学, D 辑*, 2003, 33(增刊): 21~32
 - 33 梁恕信. 大地热流. 见: 林中洋, 徐 杰, 杨主恩, 等. *青海门源至福建宁德地质断面(B)*. 北京: 地震出版社, 1991. 15~18
 - 34 Wickham S M, Taylor H P J. Stable isotope constrains on the origin and depth of penetration of hydrothermal fluids associated with Hercynian regional metamorphism and crustal anatexis in the Pyrenees. *Contrib Mineral Petrol*, 1987, 95: 255~268
 - 35 Rumble D. Evidences for fluid flow during regional metamorphism. *Eur J Mineral*, 1989, 1: 731~737
 - 36 Rumble D, Duke E F, Hoering T C. Hydrothermal graphite in New Hampshire: Evidence for carbon mobility during regional metamorphism. *Geology*, 1986, 14: 452~455
 - 37 Frey M, Bucher K, Frank E, et al. Alpine metamorphism along the Geotransverse Basel-Chiasso—a review. *Eclogae Geol Helv*, 1980, 73: 527~546
 - 38 Touret J. Fluid distribution in the continental lithosphere. *Am Geophys Union, Geodynamics Series*, 1987, 17: 27~33
 - 39 Skippen G. Studies of fluids in the crust. *Geol Surv Can*, 1988, 4: 11
 - 40 Frost B R, Fyfe W S, Tazaki K, et al. Grain-boundary graphite in rocks and implications for high electrical conductivity in the lower crust. *Nature*, 1989, 340: 134~136[DOI]
 - 41 Bailey R C. Trapping of aqueous fluids in the deep crust. *Geophys Res Lett*, 1990, 17: 1129~1132
 - 42 Haak V, Hutton V R S. Electrical resistivity in continental lower crust. *The Nature of the Lower Continental Crust*, 1986, 24: 35~49
 - 43 Gough D I. Seismic reflectors, conductivity, water and stress in the continental crust. *Nature*, 1986, 323: 143~144
 - 44 McCaig A M. Fluid flow through fault zones. *Nature*, 1989, 340: 600[DOI]
 - 45 Etheridge M A, Wall V J, Vernon R H. The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *J Metamorph Geol*, 1983, 1: 205~226
 - 46 Torgersen T. Terrestrial helium degassing fluxes and the atmospheric helium budget: Implications with respect to the degassing processes of continental crust. *Chem Geol (Isotope Geosci Section)*, 1989, 79: 1~14
 - 47 McCaig A M. Deep fluid circulation in fault zones. *Geology*, 1988, 16: 867~870[DOI]
 - 48 邓起东, 尤惠川. 鄂尔多斯周缘断陷盆地的构造活动特征及形成机制. 见: 国家地震局地质研究所主编. *现代地壳运动研究*. 北京: 地震出版社, 1985. 58~87
 - 49 徐常芳. 壳内流体演化及地震成因. *地震学报*, 1997, 19(2): 139~144