

江为为,郝天珧,胥 颐等. 中国中南地区综合地质地球物理研究. 地球物理学报, 2007, 50(1): 171 ~ 183

Jiang W W, Hao T Y, Xu Y, et al. Comprehensive geological and geophysical study in middle southern region of China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2007, 50(1): 171 ~ 183

## 中国中南地区综合地质地球物理研究

江为为, 郝天珧, 胥 颐, 刘振峰, 朱东英, 涂广红

中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

**摘 要** 利用重、磁和天然地震资料对中南地区进行了综合地质地球物理研究. 根据研究区的重、磁异常的分布特征, 可将其分为 4 个重力异常区、3 个航磁异常区. 根据重力资料反演计算得到的研究区的地壳厚度在 29.5 ~ 41 km 之间, 总的趋势为西厚东薄, 地壳厚度与地形起伏基本上呈镜像关系. 根据磁力资料计算得到的研究区居里界面在 12 ~ 40 km 之间变化. 地震层析成像结果表明研究区内的速度分布总体上体现了纵横交错的断块特征. 在纵向尺度上, 江汉 - 洞庭盆地以及周缘造山带的上地壳结构变化不大, 中地壳和下地壳则普遍受到现今构造活动的改造, 以致岩石的结构发生了一定的变化. 它们主要表现为低速区域的扩大, 尤其是在地壳下部尤为突出. 这与断陷盆地的拉张以及造山带岩石层的底侵和拆沉作用密切相关. 通过对研究区地球物理场的分析计算, 在研究区共提取主要断裂带 34 条. 根据岩石层板块大地构造理论, 依据岩石层结构、地壳结构和结晶基底等深部结构的不同, 将研究区中板内不同构造单元——块体作为一级构造单元, 块体之间的深大断裂带作为块体的边界——块体结合带, 据此原则在研究区中划分出两个一级构造单元, 五个二级构造单元.

**关键词** 地球物理场特征, 地壳结构, 地震层析成像, 断裂体系, 构造单元

**文章编号** 0001 - 5733(2007)01 - 0171 - 13 **中图分类号** P312, P315 **收稿日期** 2006 - 02 - 28, 2006 - 09 - 12 收修定稿

### Comprehensive geological and geophysical study in middle southern region of China

JIANG Wei-Wei, HAO Tian Yao, XU Yi, LIU Zhen-Feng, ZHU Dong-Ying, TU Guang-Hong

*Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

**Abstract** We use gravity, magnetic, and earthquake data to carry out a comprehensive geological and geophysical study in the middle southern region of China. According to the distribution of gravity and magnetic anomalies, four gravity anomalous zones and three magnetic anomalous zones are identified. According to calculations of gravity data, the crustal thickness ranges between 29.5 and 41 km with a general trend of being thick in the west and thin in the east. There is a mirror image relationship between crust thickness and terrain relief. According to magnetic data, the depth of Curie interface ranges between 12 and 40 km in the study area. The crust of study region is divided into four layers by velocity interfaces at 3, 13, 23 km and 36 km, and below the crust two velocity interfaces at 71 km and 120 km are adopted in seismic tomographic study. Tomographic imaging result indicates that velocity distribution generally reflects the characteristics of crossed fault blocks. Longitudinally, the upper crust structure in Jiangnan - Dongting basins and their marginal orogenic belts does not change much, the middle and lower crust were generally transformed by modern tectonic activities, leading to certain changes in lithospheric structure. Their main presentation is the enlargement of low velocity areas, it is particularly so in the lower part of the crust. This is closely related to the tension of depressive basins and lithospheric intrusion in orogenic belt. Analysis and calculations of geophysical fields reveal 34 principal fault

**基金项目** 中国科学院知识创新工程重大项目 (KZCX1 - SW - 18) 资助.

**作者简介** 江为为, 1955 年生, 男, 副研究员, 硕士, 1982 年毕业于中国科学技术大学地球与空间科学系, 主要从事综合地质与地球物理研究.

E-mail: wwjiang@mail.igcas.ac.cn

zones in the study area. According to geotectonic theory of lithospheric plate, as well as the variations of deep-seated structures of lithosphere, crustal structure and crystalline basement, the different tectonic units - massives in the study area can be taken as primary tectonic units. The deep grand fault zones between them can be taken as boundary contact zones. In light of this principle, two primary tectonic units and five secondary tectonic units are identified.

**Key words** Character of geophysical fields, Crustal structure, Seismic tomographic imaging, Fault system, Tectonic unit

## 1 研究区地质概况

研究区位于东经  $106^{\circ} \sim 116^{\circ}$ , 北纬  $28^{\circ} \sim 32^{\circ}$  范围内, 基本上包括湖北省全境及湖南省、江西省的北部地区和四川、重庆东部等部分地区. 处于刘光鼎<sup>[1,2]</sup>提出的中国大地宏观构造格架第二横“昆仑—秦岭—大别构造带”与第三横“南岭构造带”之间. 而第一竖“大兴安岭—太行山—武陵山构造带”在研究区中部以北东走向贯穿, 此带的西部为四川盆地, 东部为江汉盆地.

从地貌上看, 该区多山多湖. 湖北省西部、北部及东部为山地, 湖南省西部、南部、东部为山地, 江西省南部、西部、东部也为山地; 沿长江分布有洞庭湖、鄱阳湖两个大湖及一些中小湖泊.

本区在地层分区上分属于昆仑秦岭区的秦岭分区、扬子区. 秦岭分区在印支前的海相地层已大部分变质. 在印支期前、后的海陆相地层发育较为齐全, 是油气勘探的重要领域. 扬子区是以前震旦系变质岩为基底的地台型沉积. 下震旦统莲沱组和南沱组为扬子准地台最初的沉积盖层, 以大陆冲积相红色粗碎屑岩及冰川相碎屑岩为主; 上震旦统至下三叠统浅海碳酸盐岩及碎屑岩沉积发育, 总厚约 7000 ~

8000 m, 除泥盆系至石炭系发育不全, 其余层系发育良好; 中三叠统为海陆过渡滨岸碎屑岩沉积, 在鄂西、鄂中及鄂北部分地区保存较好; 上三叠统至侏罗系为内陆湖泊砂泥岩沉积, 主要见于鄂西、鄂中及鄂北地区.

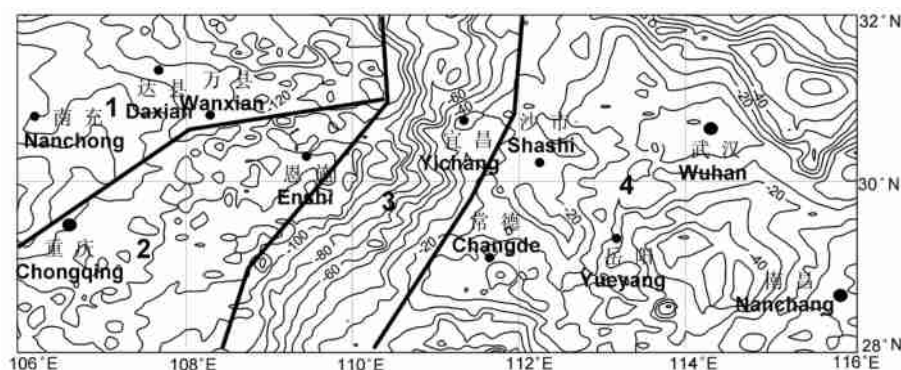
研究区跨越两个大地构造单元, 北部为秦岭褶皱系, 中、南部为扬子准地台中段. 两个分区的构造变动强度及运动性质差异较大. 自晚元古代以来, 大致可以划分为五个发展时期和相应的构造运动旋回<sup>[3~8]</sup>.

## 2 研究区地球物理场及地壳结构特征

### 2.1 重、磁场特征

由于在整个研究区还没有进行过大比例尺的重磁勘探, 仅有局部地区或盆地的大比例尺的重磁勘探, 因此为了对整个研究区统一进行探讨, 我们采集了国家测绘总局绘制的 1:1000000 布格重力异常图, 原地质矿产部航空物探地质总队编绘的 1:1000000 航空磁力异常平面图, 作为地球物理场的基本数据.

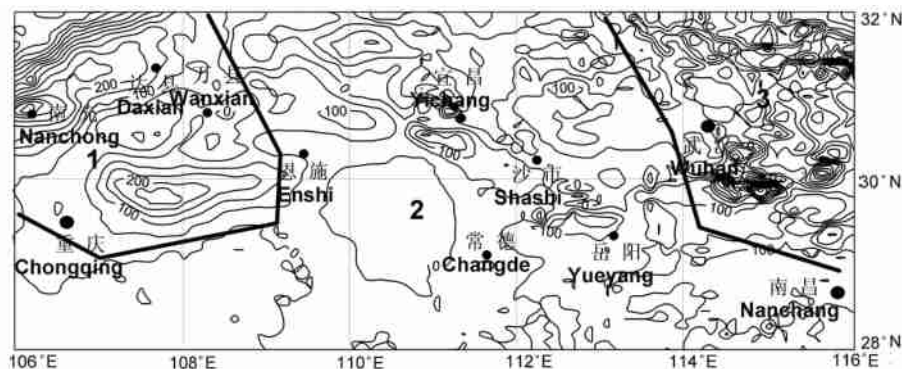
研究区的重力、航磁异常如图 1、图 2 所示. 根据异常的形态特征, 我们对研究区的重、磁异常场进行了分区.



1 重力异常渐变区 Gravity anomaly gradation zone; 2 重力异常平缓区 Gravity anomaly smooth changed zone; 3 重力异常陡变区 Gravity anomaly abrupt changed zone; 4 重力异常正负变化区 Gravity anomaly zone.

图 1 研究区布格重力异常图 (单位: mGal)

Fig. 1 Bouguer gravity anomaly map of the study area (unit: mGal)



1 航磁异常正负渐变区 Aeromagnetic anomaly gradation zone; 2 航磁异常平缓区 Aeromagnetic anomaly smooth changed zone; 3 航磁异常剧变区 Aeromagnetic anomaly abrupt changed zone.

图2 研究区航磁异常图(单位:nT)

Fig.2 Aeromagnetic anomaly map of the study area (unit: nT)

研究区布格重力异常总的趋势为自西向东逐渐增大,根据布格重力异常的分布,将研究区分为4个重力异常区(见图1)。

(1) 布格重力异常渐变区:该区主要为重庆—恩施以北地区,布格重力异常全部为负异常,在 $-66 \sim -160$  mGal之间变化,自西向东重力异常值逐渐减小,同地形起伏成负相关。在南充—重庆之间存在异常高值圈闭区,重力异常在 $-66 \sim -90$  mGal之间变化,该区为四川盆地的中部,为多低山丘陵地区。在达县—万县东北为重力异常低值区,重力异常在 $-90 \sim -160$  mGal之间变化,该地区位于四川盆地的东部边缘大巴山地区。

(2) 布格重力异常平缓变化区:该区主要为重庆—恩施以南地区,布格重力异常起伏变化相对不大,在 $-90 \sim -125$  mGal之间,局部存在异常低值圈闭。该区为四川盆地东南部及边缘地区(大娄山地区),重力异常同地形成负相关。

(3) 布格重力异常陡变区(带):从全国重力异常特征分布来看,该区是大兴安岭—太行山—武陵山重力梯级带的一部分。该带呈北东走向,重力异常变化较大、连续性好,自西向东重力异常值迅速增大,异常值在 $-20 \sim -120$  mGal之间变化,平均梯度大约为 $0.7$  mGal/km。是中国东、西部地壳结构特征的分界地带。

(4) 布格重力异常正负变化区:该地区重力异常以负异常为主,异常在 $-80 \sim +22$  mGal之间变化,起伏变化较为平缓,在东北部、南部地区存在低值圈闭区,大部分地区为负异常区,在大面积负异常的背景下叠加有正异常,正异常区主要在东南地区。该区基本上覆盖了江汉盆地。

根据研究区航磁异常的分布,将研究区分为3

个航磁异常区(见图2)。

(1) 航磁异常正负渐变区:该区的西北角存在磁异常的梯级带,走向北东,磁异常从 $-220$  nT增加到 $260$  nT,在南充附近有一航磁异常的高值圈闭区,最大值约为 $470$  nT,表明该地区为强磁性岩体。再向东南航磁异常减小到 $-50$  nT左右,接着又增大,在重庆—万县之间也存在一高值圈闭区,但幅度小于南充高磁场区,最大值为 $260$  nT。整个地区自西北向东南航磁异常呈现正负相间变化的趋势。

(2) 航磁异常平缓变化区:该地区磁场起伏变化不大,呈现出大面积的平缓变化的趋势。西部磁异常以负异常为主,南部以正异常为主,北部以负异常为主。仅在局部地区出现正、负异常的圈闭,正、负异常的绝对值在 $200$  nT左右。大面积的平缓变化,且磁场的强度不大,表明该地区主要为弱磁性岩石体。

(3) 航磁异常剧变区:该地区是研究区内磁场变化较为剧烈的地区,区内存在多处正负相间变化的圈闭,变化幅度也较大,在 $-400 \sim 600$  nT之间变化。根据该地区的地质调查结果<sup>[5]</sup>表明,该地区岩浆主要为酸性、中性侵入岩,局部地区存在超基性岩。根据对岩石磁性参数的统计结果,上述侵入岩的磁性一般较强,因此是磁异常变化剧烈的原因。

## 2.2 地壳结构特征

岩石物性资料是推断解释地球物理场异常的主要依据,是联系地质与地球物理资料之间的纽带。根据收集到的分散在研究区内不同地区6口录井密度资料、人工地震勘探解释剖面、GGT(青海门源至福建宁德地学断面)剖面等资料(图3),可知研究区下地壳平均速度为 $6.80$  km/s,上地幔平均速度为 $8.05$  km/s。根据速度与密度的经验公式可以得出研究区下地壳平均密度为 $2.85$  g/cm<sup>3</sup>,上地幔平均密度为

$3.27 \text{ g/cm}^3$ , 因此我们选取下地壳与上地幔的密度差  $0.42 \text{ g/cm}^3$  作为反演计算的密度参数。

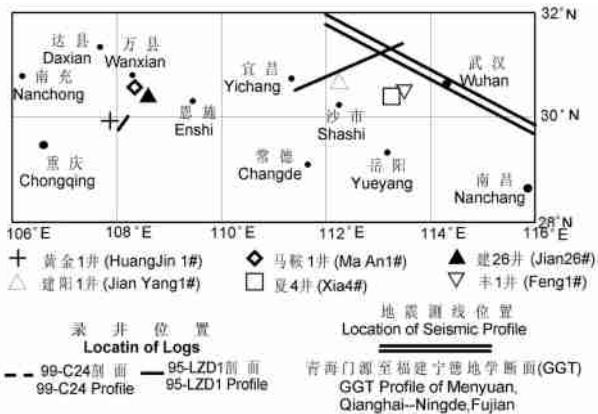


图3 研究区地震测线、GGT剖面、录井位置图

Fig.3 Seismic profile, GGT profile and location of logs in the study area

根据重、磁资料,结合穿过研究区的GGT剖面,反演计算了研究区莫霍、居里界面的深度变化。

应用调和级数方法<sup>[9]</sup>对该地区的莫霍界面(图4)进行了反演计算。计算所采用的重力资料采自国家测绘总局绘制的1:1000000布格重力异常图;全部区域内按  $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$  的网格距取重力值;选取标准地壳深度为  $33 \text{ km}$ ;地壳底部与上地幔顶部的界面密度差选用  $0.42 \text{ g/cm}^3$ ;水准高程采用黄海坐标系。

根据图4可以看出,研究区的地壳厚度在  $29.5 \sim 41 \text{ km}$  之间变化,总的趋势为西厚东薄,中部存在一条北东走向的地壳厚度梯级带,此带是大兴安岭—太行山—武陵山构造带的一部分,以该构造带为界,可以将研究区分为东、西两个具有不同地壳结构特征的区域。西部地区的地壳厚度一般较厚,大于  $36 \text{ km}$ ,仅在南充—重庆之间和恩施存在有上地幔隆起区,最薄处地壳厚度分别为  $34.1 \text{ km}$ ,  $35.6 \text{ km}$ 。东

部地区地壳厚度明显较西部减薄,一般小于  $36 \text{ km}$ ,在  $32 \sim 35 \text{ km}$  之间,个别地方超过  $36 \text{ km}$ 。在武汉东北部地壳厚度明显增厚,厚度达到  $39 \text{ km}$ ,该地区处于大别—桐柏山山脉。在武汉附近存在一上地幔隆起区,地壳厚度在  $30.5 \text{ km}$  左右。在岳阳—南昌之间存在两个上地幔拗陷区,地壳厚度分别为  $37.8 \text{ km}$  和  $37.5 \text{ km}$ 。地壳厚度与地形起伏基本上呈镜像关系。

采用遗传算法<sup>[10]</sup>反演计算了研究区居里界面(图5)的深度。磁力数据采自地质矿产部航空物探地质总队编绘的1:1000000航空磁力异常平面图;全部区域内按  $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$  的网格距取值;选取标准深度为  $20 \text{ km}$ ;磁化率采用指数变化的函数 ( $a^n e^{-bc} 10^{-6} \text{ SI}$ )。

由图5可以看出,研究区居里界面在  $12 \sim 40 \text{ km}$  之间变化。埋深最浅处在研究区的西北角,在  $12 \text{ km}$  左右。最深处在南充、武汉以东地区,可达到  $40 \text{ km}$  左右。同研究区的磁场分布特征相似,在研究的西北地区居里界面起伏变化较大,呈现出深度变化的陡变带。在研究区的中部地区,除去在宜昌西北部存在一居里界面圈闭区,厚度较薄,其他地区起伏变化不大,在  $20 \sim 26 \text{ km}$  之间变化。在研究区的东部地区,居里界面一般较厚,在  $28 \sim 40 \text{ km}$  之间变化,但在东北角变薄,在  $24 \sim 26 \text{ km}$  之间变化。

为探讨重力、磁力反演计算的可靠性,在研究区内选择了穿过研究区东北部的GGT(青海门源至福建宁德)地学断面进行了重、磁与地震正反演解释(图6,图7),剖面的坐标位置为自西向东,即剖面的坐标零点为剖面最西端的起始点。采取了重、磁分别进行建立模型及分别进行正反演模拟计算的形式。剖面的具体位置见图3。根据地震解释结果建立了用于正反演计算的初始模型,各层的密度根据

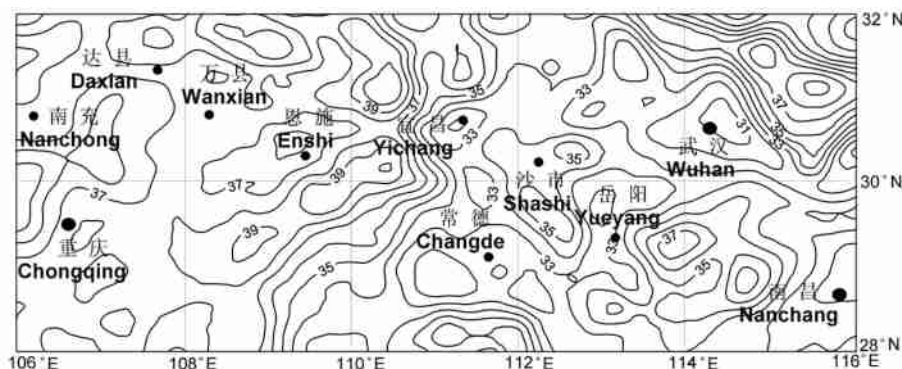


图4 研究区莫霍界面深度图(单位:km)

Fig.4 Moho interface depth map of the study area (unit: km)

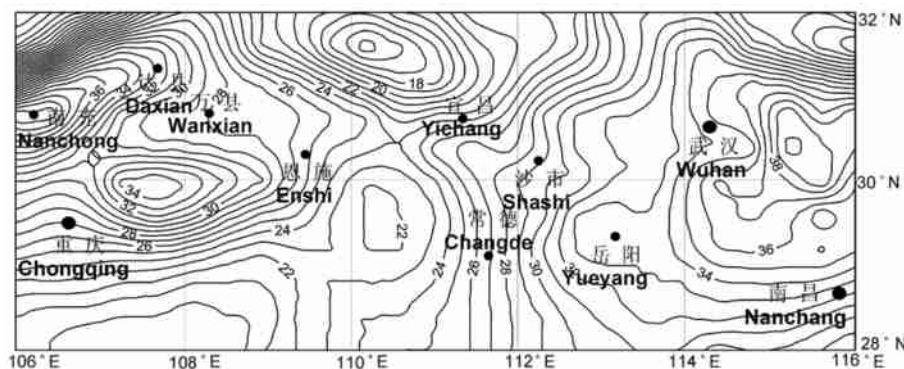


图5 研究区居里界面深度图(单位:km)

Fig. 5 Curie interface depth map of the study area (unit: km)

邻近录井的密度值和地震波速与密度的关系式确定,磁化率值由测井给出的磁性参数确定.在图中给出了各层的密度与磁化率值.图中实测重、磁异常值分别取自图4、图5相应的剖面.从图6、图7可以看出,莫霍界面和居里界面起伏与图4、图5相应的剖面吻合得很好.

### 3 研究区地震层析成像结果

#### 3.1 资料

地震层析成像研究使用了发生在湘、鄂、赣三省及其邻近地区的天然地震,根据各个地震台站记录的地震P波到时,通过走时反演建立地壳和上地幔顶部的三维速度图像.本次地震层析成像一共使用了研究区域内的85个地震台站的观测数据,并根据各省的地震目录将观测数据合并.地震台站的分布见图8.

研究区域内的地震活动比较弱,分布相对分散.湖北省的强震主要发生在鄂东北、鄂西北的秦岭-大别造山带和江汉沉降区的边缘,大部分属于浅源地震,震源深度在9~16 km.湖南省的地震活动具有分区性,震源深度多在10 km以上:湘西北的地震活动比较微弱,大多沿着花恒-慈利断裂分布;湘西和湘北的地震主要分布在沅麻盆地和洞庭湖盆地及其周缘地区,是湖南省地震活动强度最大、频度最高的地区;湘中南的地震多为水库诱发地震,主要集中在桃源县黄石水库和邵东县南冲水库一带;湘东南是全省地震活动最弱的地区.江西省的地震主要集中在赣南地区,其次是赣西北和赣东北,地震的活动与北北东和北东向的主干断裂密切相关,震源深度多在康氏面以上,属于浅源地震.除了上述三省的地震之外,还有一部分川东地区和陕西、河南的地

震,一共收集了1981~1999年的521个地震,经过筛选后使用了其中的410个地震.地震的震中分布见图9.

#### 3.2 速度模型和理论走时

本文采用刘福田等的地震成像方法<sup>[11]</sup>,假定地球由各向同性和完全弹性的水平分层介质组成,地震波在各层内的传播速度遵循梯度变化,即随着深度的增加而递增;地震被看作为点源,取地震波的高斯近似解;利用三维空间非均匀网格节点上的速度值来描述地球的内部结构,并以速度间断面模拟地壳和上地幔内存在的莫霍面等界面.

速度模型的选取在地震成像正反演过程中起着重要的作用.模型的选择按以下原则:首先根据台站密度和地震的震中分布进行网格划分,水平网格划分的原则是在满足分辨要求的前提下保证每个网格内有足够多的射线交叉通过,一般网格尺度要大于地震的射线宽度;第二,模型分为地壳和上地幔两部分,莫霍面以上壳内各层面的速度值主要参考已有的工作<sup>[12,13]</sup>,上地幔的界面和速度值则参照一维球状分层各向同性的地球模型,假定各深度之间的速度值按线性变化;第三,在参考模型的基础上计算地震波的理论走时并与实际地震的观测走时进行比较,根据走时残差的大小不断修正和调整参考模型,使其更加逼近真实的地球介质,走时残差的绝对值一般不超过2.0 s;第四,纵向网格划分应该保证各层具有足够的射线数量通过,此外还要考虑速度间断面的存在.

地壳分为3,13,23 km和36 km 4层速度界面,地壳以下分为71,120 km两层速度界面.深度划分和壳内各层顶、底面速度值的确定主要参考了研究区及邻区的地震测深资料,以及华北、华南和中国大陆的地震成像结果<sup>[14~16]</sup>,各层内的速度值随着深度

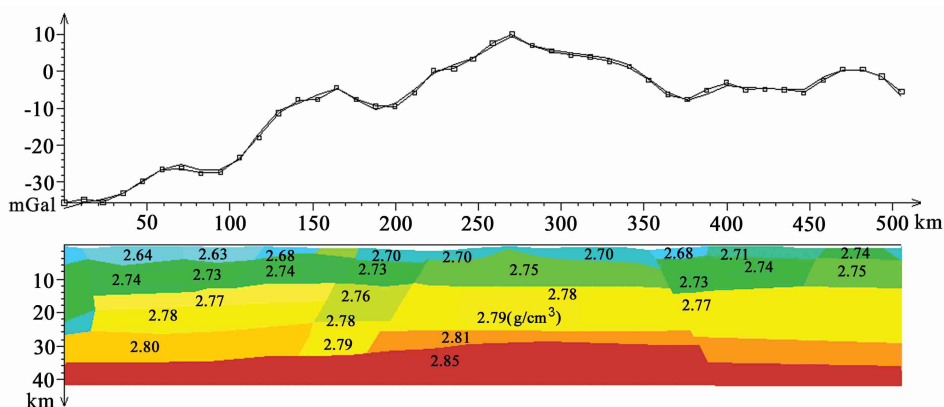


图6 GGT剖面重力地震约束反演结果(图中实线为实测异常值,点加实线为模拟计算值)

Fig. 6 The result of gravity and seismic inversion of GGT profile (Real line is surveyed value, dot plus real line is simulated value)

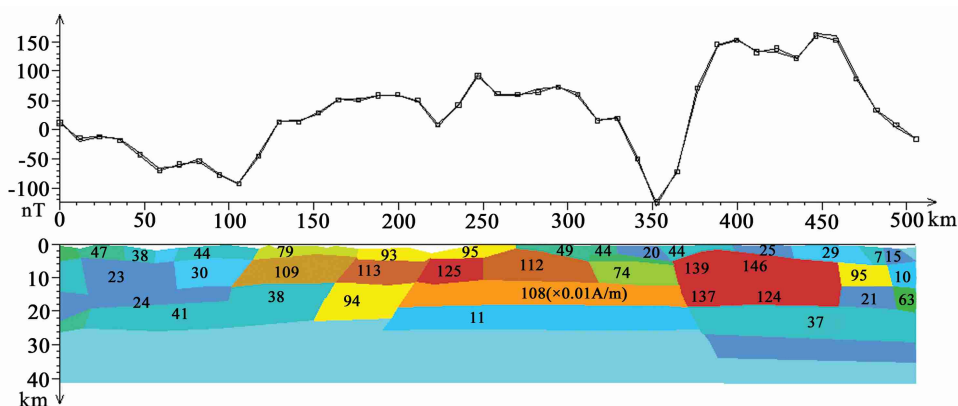


图7 GGT剖面磁异常反演结果(图中实线为实测异常值,点加实线为模拟计算值)

Fig. 7 The result of magnetic and seismic inversion of GGT profile (Real line is surveyed value, dot plus real line is simulated value)

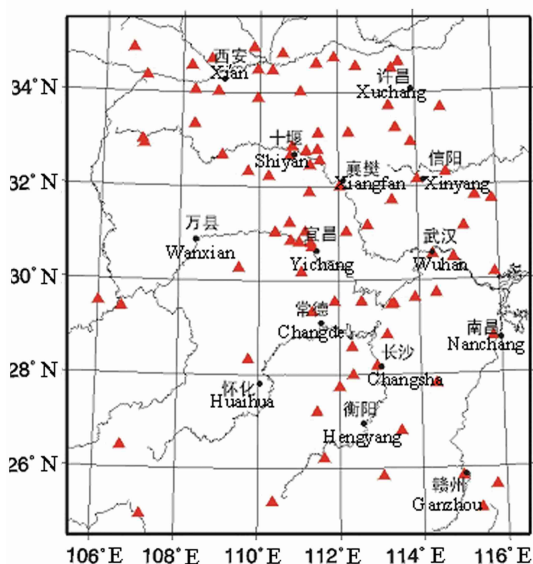


图8 研究区域内的地震观测台站

Fig. 8 Seismic stations in the study area

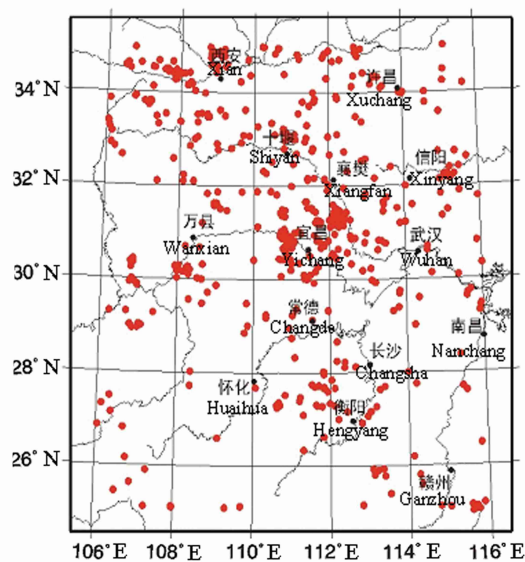


图9 研究区域内的地震震中分布

Fig. 9 Distribution of seismic epicenters in the study area



的增加线性递增.其中以 3 km 代表沉积盖层的平均厚度,3<sup>+</sup>~13<sup>-</sup> km 代表上地壳构造层、13<sup>+</sup>~23<sup>-</sup> km 代表中地壳构造层、23<sup>+</sup>~36<sup>-</sup> km 代表下地壳构造层.根据中国大陆莫霍面深度的分布<sup>[17]</sup>,江汉平原和扬子一带的地壳厚度在 34~36 km,接近中原地区的平均地壳厚度,向南至华南地区地壳厚度为 32~34 km,向西过渡到 38~40 km; 2.2 节根据重力资料反演的研究区的地壳厚度结果表明宜昌以西的川东地区地壳厚度为 37~39 km,大别山和赣西北一带为 35~37 km,江汉平原多为 33~35 km.综合各种因素,我们将 36 km 作为研究区莫霍面的平均深度,36 km 以下上地幔顶部的速度值取自全球分层模型<sup>[18]</sup> IASP91. 根据研究区内地震射线的分布和最大穿透深度以及对分辨尺度的要求,将 120 km 作为底界面深度,水平方向沿着地理经度和纬度采用 0.5°×0.5 的均匀网格剖分,垂直方向则将各层之间的速度界面作为水平网格面.表 1 给出了初始速度模型的界面深度和相应的速度值,上标“-”和“+”分别表示界面上、下方的速度值.

表 1 界面深度和速度值	
Table 1 Interface depth and velocity value	
界面深度 (km)	P 波速度 (km/s)
3 <sup>-</sup>	5.6
3 <sup>+</sup>	5.7
13 <sup>-</sup>	6.1
13 <sup>+</sup>	6.2
23 <sup>-</sup>	6.3
23 <sup>+</sup>	6.4
36 <sup>-</sup>	6.6
36 <sup>+</sup>	7.75
71	8.0
120	8.1

3.3 结果分析

从各个深度水平分辨矩阵对角元素的分布(图 10)来看,在地壳浅层它们与台站分布的密度有着较大的相关性,随着深度的增加,至上地幔顶部这一状况逐渐得到改善,这是由于地震射线向台站下方汇聚的结果.江汉平原及其周围分布有较多的地震台站,在地壳内部获得了较高的分辨,一般可达到 0.5 或 0.7 以上,江汉平原西北秦岭—大巴山、南面的洞庭湖盆地一带在地壳内也都具有大于 0.5 的分辨

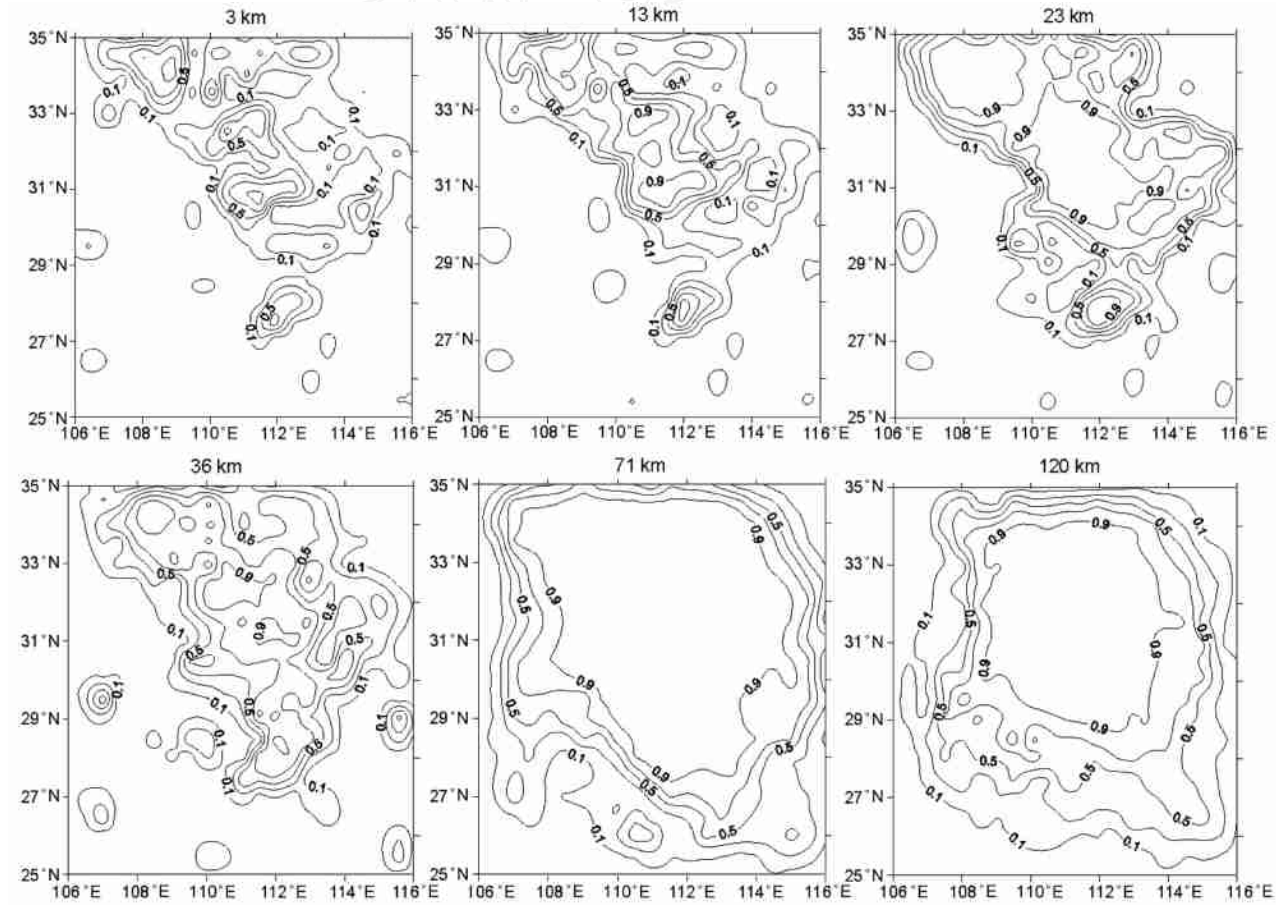


图 10 地壳和上地幔不同深度的分辨矩阵对角元素值

Fig. 10 Diagonal elements of resolving matrix at various depths of the crust and upper mantle

值,因此这些地区壳内结构的反演结果可靠性较强;相比之下,研究区东南部 and 西南部由于数据相对稀少的原因,分辨值较低,这些地区的壳内速度仅做参考.在莫霍面以下 71 ~ 120 km 的上地幔顶部,由于射线穿透深度的增加和 Pn 震相的贡献,除了研究区的西南角以外,多数地区的分辨值大于 0.5.

从上述对分辨矩阵对角元素的分析可见,在地壳深度内,江汉平原、洞庭湖盆地以及北部的秦岭—大巴山造山带等获得了比较理想的分辨;随着射线深度的加大,整个研究区的上地幔顶部都具备很好的分辨.

在以下各水平层的速度图像中,用相对于初始速度模型的扰动量来表示速度的差异(以百分比为单位),色标中蓝色的正扰动表明速度高于初始模型速度,反之,红色的负扰动表示速度低于模型速度.

3<sup>+</sup> km(图 11a)和 13<sup>-</sup> km(图 11b)的速度分布反映了地壳上部各个块体岩石的物性状态和构造差异,这两个深度的速度异常形态比较相似,与地表构造的走向基本一致.

沿着西安以南、至十堰、襄樊一带均为高速体,体现了秦岭—大别造山带表层基岩的构造特点,秦岭北部在西安、许昌、襄樊之间为低速区,可能与渭河拗陷和嵌入秦岭的南阳—襄樊盆地较厚的第三纪—第四纪沉积地层有关;与秦岭类似,大别山、桐柏山、大洪山也为高速区.以武汉、宜昌、常德和长沙围限的江汉平原以低速为主,这一地区位于扬子准地台的拗陷中心,存在着较多的小型盆地,圻春盆地、新洲盆地、潜江凹陷、枝江凹陷、江陵凹陷、洞庭湖盆地都有清晰的显示;然而在江汉平原的低速背景上出现了一个北北西方向的高速异常带,它沿着汉水和长江之间展布,随着深度的增加其东南端逐渐与幕阜山、九岭山相连.根据区域构造分析,该地带处于中扬子拗陷区、由一系列地堑和地垒组成的远安—钟祥断块带,高速的条带很可能代表了其中的乐关乡地垒,与周围的地堑区相比,它的基底在地垒的形成过程中被抬升,因此体现出高速特征.从速度图像上分析,这一构造可能通过江汉断拗的一些局部凸起地带与鄂东南褶皱带的幕阜山、九岭山相连,成为江汉平原中的一个明显的凸起带.由襄樊附近至宜昌西面方向存在一个北东方向展布的高速条带,这一位置正好处在秦岭—大巴山与川东—鄂西褶皱带的构造转折部位,与该地区断裂的构造走向基本相同;另外江南隆起带的雪峰山和南岭一带也为高速区,怀化附近有一个低速区,可能代表了雪峰

山和武陵山之间的山间拗陷.

13<sup>+</sup> km(图 11c)的速度图像与 13<sup>-</sup> km 的图像基本相同,断块特征依然十分明显,表明中地壳的顶部和上地壳的底部的构造连续性较好,但是在 23<sup>-</sup> km(图 11d)的深度上,速度图像发生了一些变化.

秦岭—大巴山以及大别山的部分地区出现了低速,尤其以信阳、武汉以东的大别山和襄樊、宜昌附近大巴山东端的武当山最为明显,它们在中地壳顶部均为高速区域,但是到中地壳的底部却变为低速,这个现象与人工地震测深取得的认识比较接近.在跨越秦岭东部的人工地震测深剖面上<sup>[13]</sup>,壳内低速层主要分布在 20 km 左右;根据地震测深的结果<sup>[19,20]</sup>,大别山地壳上部 10 km 以上深度的 P 波速度较高,推测与该地区超高压变质岩的含量增加有关;而在 20 km 左右以下,无论是 P 波速度还是 S 波速度都略低于南北两侧的速度值,这与地震成像揭示的中地壳速度分布基本相同.可见,秦岭—大别造山带纵横交错的断裂是造成许多条块状异常的主要原因.

在 23<sup>-</sup> km 的图像上,江汉平原的速度分布与地壳上部相比变化不大,汉水、洞庭湖和湘江流域为低速,由宜昌东南沿着长江流域向东南方向延伸的高速条块依然存在,南端与幕阜山相连通,并向南大别山延伸.该高速条块一直可以追溯到地壳下部,是江汉平原中的一个特殊构造.

除此之外,雪峰山北段在中地壳转为低速,而南段仍然显示高速,形成明显的北北西方向的边界.构造资料表明,该地区除了北北东方向展布的断裂之外,可能存在几组北北西方向的隐伏断裂,如溆浦—宁远断裂等.根据雪峰山南北的速度差异,估计这些隐伏的深断裂起到了主要的作用.常德以西武陵山一带出现了近南北向展布的高、低速相间条块,由于地震射线逐渐向地壳深部传播,在 13<sup>+</sup> km 的深度上它们并不十分明显,加之位于研究区的边缘,分辨也很有限;但是至 23<sup>-</sup> km 深度时,这些异常条块已经十分明显,估计它们的存在除与该地区众多北东方向的断裂有关外,还与自宜昌向东南方向延伸的断裂有关.中国大陆莫霍面深度分布表明,由此向西地壳厚度逐渐增加,因此这个近南北向的异常条带很可能是中国东部大兴安岭—武陵山巨型梯级带的一部分.

23<sup>+</sup> km(图 11e)和 36<sup>-</sup> km(图 11f)的速度图像也十分类似,但是与中地壳底部的速度图像存在较大的差别,说明下地壳和中地壳的岩石结构和物性状



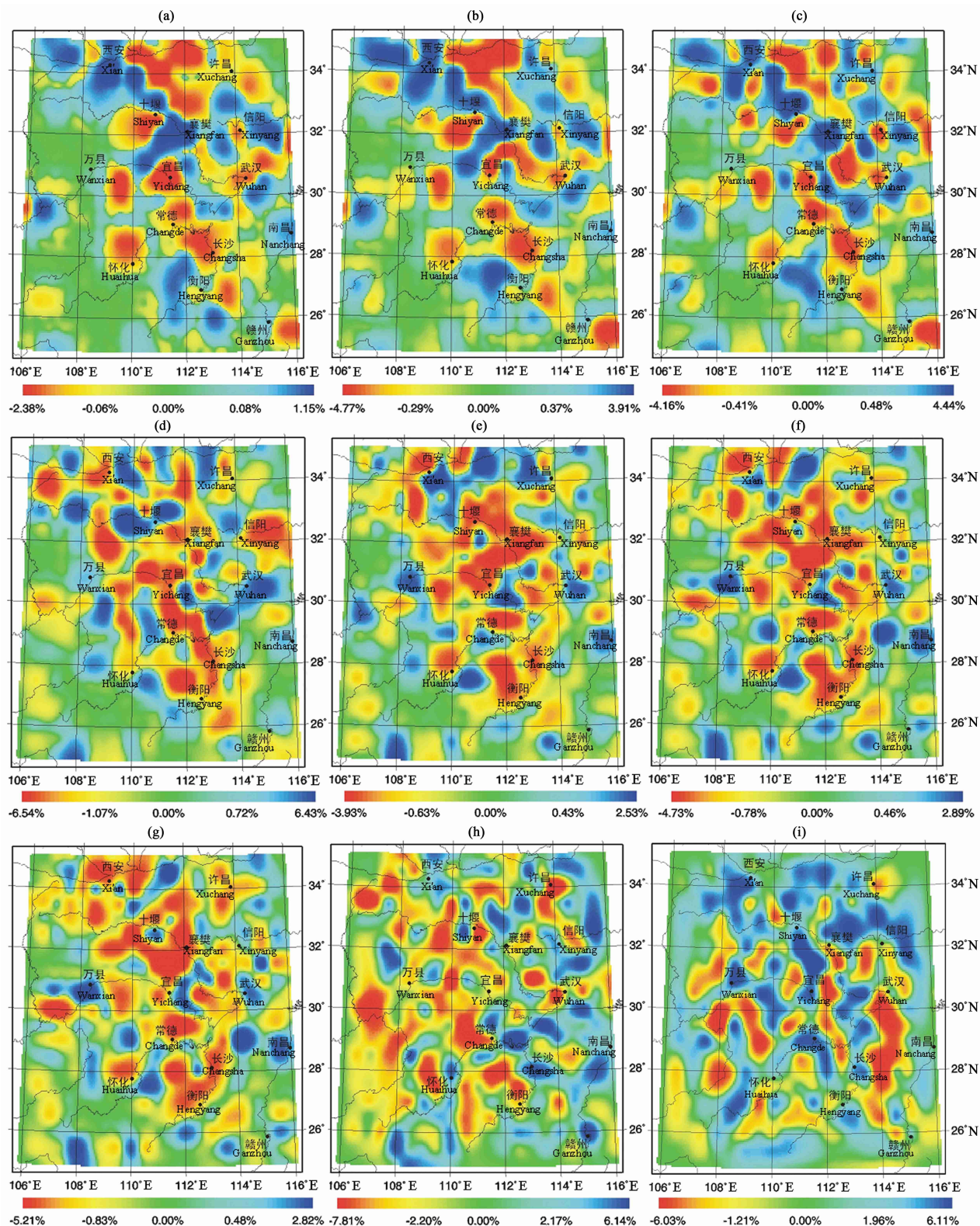


图 11 速度扰动图像

(a) 3<sup>+</sup> km; (b) 13<sup>-</sup> km; (c) 13<sup>+</sup> km; (d) 23<sup>-</sup> km; (e) 23<sup>+</sup> km; (f) 36<sup>-</sup> km; (g) 36<sup>+</sup> km; (h) 71 km; (i) 120 km.

Fig. 11 Velocity disturbance image

态不同,然而下地壳内部结构的变化相对稳定.除了宜昌以东长江、汉水流域存在局部高速体之外,整个

江汉平原、洞庭湖盆地、湘江流域以及十堰、襄樊以北的南阳盆地均为低速区域,并且扩展到川东一带.

另外,秦岭以北的渭河流域、湘西南的怀化盆地也为低速异常区;秦岭造山带由  $23^+$  km 深度到  $36^-$  km 深度的速度图像变化略大,估计与该造山带下地壳不断受到最新构造运动的改造有关;大别山、川东万县和湘西的武陵山、雪峰山、鄂东南的幕阜山、九岭山等地依然存在一些块状的高速异常。幕阜山 - 九岭山在  $23^+$  km 的深度上趋于正常速度,但是到  $36^-$  km 的下地壳底部时仍然显示出高速特征;在江汉平原中部分布于宜昌东南长江流域至鄂东南幕阜山的高速异常带不再连续,而是被低速区域隔断。

与地表断裂对比可以发现,下地壳的构造格局可能仍然受到深断裂系统的制约,因此显示出块状的特征。江汉平原所在的构造位置十分特殊,地处华北、扬子和华南三大板块的交汇部位,分别被秦岭 - 大别山、武当山 - 大巴山、武陵山 - 雪峰山以及幕阜山 - 九岭山等造山带围限,断裂系统发育,因此江汉平原的地壳结构在很大程度上受到周围造山带深部构造活动的影响,特别是下地壳结构被改造的比較强烈。另外,从江汉平原地壳低速背景上持续出现的高速异常体推测,乐关乡地垒和盆地内部的一些局部凸起可能有着比较深的构造背景。

$36^+$  km (图 11g) 的图像代表的是初始模型中莫霍面下方的速度结构,从该深度的速度分布来看,图像与  $36^-$  km 的形态基本一致,表明莫霍面上、下方的地质构造具有继承性,也意味着壳 - 幔边界附近岩石的物性变化是平稳过渡的。

71 km (图 11h) 的速度图像则有所不同,与上述各个深度的速度分布相比已经发生了较大的变化,依然可以追寻到长江以北自秦岭至大别山的北西向构造痕迹以及江南造山带北北东和北东方向的构造痕迹,但是大体上由北向南以十堰、襄樊、宜昌、常德、衡阳为界,东部的平均速度偏高,而西部的平均速度偏低。结合中国大陆地壳厚度的分布可知,该边界恰好属于中国东部地区地壳厚度变化的梯度带附近,东侧属于环太平洋陆缘扩张带,由于地幔上涌,地壳减薄,西侧则为中国中部的大陆克拉通地区,因此边界东、西两侧在 71 km 深度上的速度差异应该反映了它们各自的上地幔物质属性,在相同的上地幔速度模型的基础上,东侧较高的速度说明地幔受到抬升,这与中国东部张裂区地幔上涌的观点相吻合。另外,从上地幔的速度分布形态看,局部速度异常与地壳内和莫霍面附近的构造形态大不相同,表明壳内局部构造至上地幔顶部时已经失去了继承性,壳 - 幔过渡带作为解耦层,分离了地壳和上地幔

之间的局部构造联系,但是较大的构造体系仍然受到地幔深部作用的制约。这也在一定程度上说明地表局部地球物理异常主要是由一些壳内的构造引起的,区域性的地球物理异常则是由 71 km 以下地幔深部构造活动所致。

120 km (图 11i) 深度的速度图像主要体现出条块状的高速和低速异常特征,它们大都沿着北北西、北北东和南北向展布,虽然很难看出它们与地壳表层构造单元的关系,但是与研究区内深断裂的展布还是有一定的对应性。由于这个深度已经进入了中国东部地区的软流层,速度图像特征可能是由于受到西北太平洋板块向中国大陆俯冲的影响,地幔物质发生横向流动所致,若是如此,那么江汉平原及其邻近地区的构造运动应该受到地幔深部物质流动的影响。

### 3.4 主要认识

根据地震成像提供的各个深度的速度图像,我们对江汉 - 洞庭盆地及其周缘造山带地壳和上地幔不同深度层次的物质结构产生了一定的认识,具体归纳如下。

研究区内的速度分布总体上体现了纵横交错的断块特征,即使是在同一个构造体系内也显示出较强的横向非均匀性,显然这是研究区域内发育的众多断裂切割的结果,后期的构造运动正是在这样的基础上进一步发展演化、并形成当今的构造格局。

在纵向尺度上,江汉 - 洞庭盆地以及周缘造山带的上地壳结构变化不大,中地壳和下地壳则普遍受到现今构造活动的改造,以致岩石的结构发生了一定的变化。它们主要表现为低速区域的扩大,在地壳下部尤为突出,这与断陷盆地的拉张以及造山带岩石层的底侵和拆沉作用密切相关<sup>[21]</sup>。

江汉 - 洞庭盆地地壳内部的横向非均匀性同样十分明显,总体上在低速的背景上存在一个在宜昌东南沿长江展布、并终止于幕阜山前的一个高速异常带,它的出现是否与断陷盆地内地垒和一些局部凸起的构造有关?或是由于地幔高密度物质在盆地拉张的过程中向地壳内部侵入固结所致?这些都需要结合其他资料才能作出进一步的解释。

## 4 研究区断裂体系及构造单元划分

### 4.1 断裂体系划分

根据研究区的地质、重磁资料我们对研究区的断裂体系进行了划分 (图 12)。图中自东向西对每个

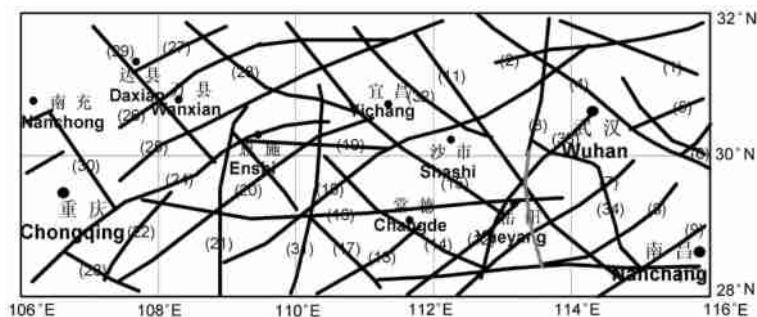


图 12 研究区断裂体系分布图

Fig. 12 Faulted system distribution map of the study area

断裂进行了编号。

利用地球物理与地质结合的方法提取断裂信息,除了传统的解析延拓、方向导数等方法外,还利用了小波变换、多尺度分析的结果等。在利用布格重力异常和磁力异常数据时,以两种异常的综合判断结果为准。

结果表明,研究区主要以 NE、NNE 向的断裂占绝对优势,在该区的地质构造演化中起到决定性的作用。本次研究的结果共提取主要断裂带 34 条。其中 NE - NNE 向断裂 14 条,占断裂总数的 41%;NW - NNW 向断裂 13 条,占断裂总数 38%;近东西向 4 条;近南北向的 3 条,分别占 12%和 9%。所以可以认为,本研究区中 NW - NNW 向的断裂同样十分重要,与 NE - NNE 向断裂一起,控制并反映了该区的构造演化。从多尺度分析的结果看,本研究区主要断裂的切割深度并不相同。除了个别 NE 向断裂以外,主要的深大断裂以 NW 向断裂构造为主。

从构造的期次和叠加情况看,通过地质地球物理分析,很显然 NE 向构造与 NW 向的构造在该区有继承和叠加现象。随着上延高度的加大,本区中越来越多地突出了 NW 和近 EW 向的构造组分。这表明,在地质年代较早时期,本区的主要构造(断裂)延伸方向以 NW 和近 EW 向为主,而大量的 NE - NNE 向断裂构造出现的时代要晚得多。很显然这与太平洋板块和欧亚板块的相互作用有着明显的关系。由于太平洋板块的聚敛与俯冲,中国大陆的东部受到来自 NW 方向的作用力而产生大量 NE - NNE 向的断裂构造。但是,值得注意的是:早期 NW 断裂和晚期 NE - NNE 向断裂之间互有交叉,说明曾发生过多次 NW 向的构造活动。

由于篇幅有限,这些断裂的特征、延伸方向、地球物理特征的有关叙述,重磁异常的处理结果(小波分析、方向导数等)在本文中没有给出。

## 4.2 构造单元划分

根据岩石层板块大地构造理论,依据研究区岩石层结构、地壳结构和结晶基底等深部结构特征,将研究区板内不同构造单元——块体作为一级构造单元。块体之间的深大断裂带作为块体的边界——块体结合带。据此原则在研究区中划分出两个一级构造单元(I 华北块体),五个二级构造单元(II 扬子块体)(图 13)。

两个一级构造单元在研究区中的结合带为广济 - 通城断裂带和武汉以东的一段 NE 向断裂带(它为郯庐断裂带的一部分),各构造单元的地球物理特征见表 2。



图 13 研究区构造单元划分

Fig. 13 Tectonic unit division in the study area

## 5 不同方法结果的相互验证与结语

### 5.1 层析成像结果与重力反演结果的相互验证

我们知道应用单一方法勘探地质构造总会存在一定的困难和误差,因此只有在地质理论的指导下,走综合地质、地球物理研究的道路才能更准确地确定地质构造。根据重力资料计算得到的地壳结构结果同地震层析成像结果基本上是分别独立完成的,因此通过这两种方法的比较、验证将给出较为合理的地质解释。

根据地震层析成像  $36^\circ \text{ km}$  (图 11f) 的速度扰动



表 2 研究区构造单元划分及其地球物理场特征

Table 2 Tectonic unit division and geophysical characteristics in the study area

一级构造单元名称	二级构造单元名称	地球物理场特征
华北块体 (1)		重力场上为 NE、NW 向二组线性负异常的交叉为特点. 异常值在 0 ~ - 60 mGal 之间分布, 与扬子块体中云团状、异常优势方向不清的异常特点有很大的差别. 磁异常该区以大面积的 NW 向分布的线性异常为特点, 反映出秦岭—大别造山带处剧烈的岩浆活动特点. 莫霍深度分布上该区地壳深度明显大于扬子块体地区, 而且在本区显示为莫霍深度急变带, 是明显的造山带特征. 特别是地震层析成像 71 km 的速度变化图像上表现出华北块体与扬子块体的差异.
扬子块体 ( )	中扬子拗陷区 ( 1 )	重力场特征上为大面积正负相间的 NE 向线性异常. 局部 NW 向的线性异常存在. 磁异常以小型团块状的局部异常为主, 局部有 NE、NW 向的线性异常特点. 该区莫霍深度在 33 ~ 34 km 左右, 无明显的梯度带, 但与 2、4 之间的结合带处表现为莫霍深度的陡变带. 该区地质上的特点是褶皱强度和构造变动的差异较大, 断裂发育, 中低温热液活动十分普遍. 该区还可以进一步划分为一些断隆或断坳. 层析成像 3 km 的速度图像结果在江汉平原处以明显的低速地震影像为特征, 但远安—钟祥断块带在 3km <sup>+</sup> 的图像上却是高速的特点.
	八面山褶皱带 ( 2 )	分布在江南隆起带以北、黄陵隆起和江汉断拗以西的鄂西南、湘西北地区. 褶皱十分强烈. 构造形态十分复杂, 正、逆断层十分发育. 布格重力异常特征上, 为大面积的 NE 向分布的负异常, 异常有总体沿 NE 向延伸的趋势. 局部有 NW 向构造错断 NE 向异常的现象. 莫霍深度大约在 39 km 左右. 莫霍深度等值线有沿 NE 向带状延伸的现象, 反映出褶皱带特点.
	江南隆起带 ( 3 )	位于扬子块体东南缘. 晚元古代以来均为隆起带, 有长期活动的特点. 从布格重力异常特征上看, 该区与中扬子拗陷区有些相似之处, 但磁异常特征完全不同. 本区为大面积的正磁异常, 优势异常走向不清. 地壳厚度为 32 ~ 36 km. 地震层析成像结果 13 <sup>+</sup> km 的速度图像上很清晰地表现出隆起区的特征.
	鄂东南褶皱带 ( 4 )	位于江南隆起带以北、中扬子拗陷区以东的地区. 这个地区缺失了早中泥盆世, 印支运动后活动性增强. 特别是受中生代以内活动的影响, 遭受了普遍的挤压改造, 褶皱紧密, 断层发育, 表现在磁异常上为大量的密集的小型局部异常的紧密排列. 这些磁异常的延伸方向纵横交错、梯度带密集.
	四川盆地 ( 5 )	大面积 NE 向、EW 向分布的正磁异常中含有局部少量的低值、负值磁异常圈闭. 异常总体舒缓平滑. 重力场特征为开阔、变化较小的负异常为主. NE、EW 两个方向为重力异常的延伸优势方向. 莫霍深度平均在 37 km 左右. 盆地内部发育有一系列的背斜、向斜构造. 地震层析成像结果在这个地区表现出过渡带的特点.

图像结果可以看出,在武汉、宜昌以东、南昌、万县等地区存在高速区,这表明在这些地区存在着上地幔的隆起区,地壳厚度应在 36 km 以内,一般不超过 36 km. 根据应用重力资料反演计算得出的莫霍界面结果(图 4)可以看出,在武汉、宜昌以东、南昌等地区地壳厚度均相对较薄,存在着上地幔的隆起区. 仅在万县地区,重力结果同地震层析成像结果有较大的差别,分析其原因,我们认为,根据图 10(地壳和上地幔不同深度的分辨矩阵对角元素值),36 km 深度处在万县地区分辨率仅为 0.1,因此在此深度上地震层析成像的结果在该地区具有相当大的误差,需要进一步采集地震数据,弥补以上缺陷.

## 5.2 结束语

通过对研究区地球物理场和地壳结构特征、断裂体系、构造单元进行综合地质地球物理研究,可为区内的油气勘探和地质构造解释提供依据,同时进

一步深化了对该地区地质结构的认识. 但由于大比例尺重、磁和地震资料的缺乏,有一些反演计算结果仍存在一定的误差,需要在以后的研究加以解决. 致谢 本项研究工作得到了刘光鼎院士的悉心指导,在此深表谢意.

## 参考文献 (References)

- [ 1 ] 刘光鼎,郝天珧,刘伊克. 中国大地构造宏观格架及其矿产资源的关 系. 科学通报,1997,42(2):113 ~ 118  
Liu G D, Hao T Y, Liu Y K. Tectonic framework of China and its relation with mineral resources. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 1997,42(2):113 ~ 118
- [ 2 ] 刘光鼎,郝天珧. 中国的地质环境与隐伏矿床. 地球物理学报, 1998,41(2):182 ~ 188  
Liu G D, Hao T Y. Geological environment and hidden mineral deposits in China. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 1998,41(2):182 ~ 188
- [ 3 ] 江汉油田石油地质编写组. 江汉油田. 中国石油地质志. 卷 9.

- 北京:石油工业出版社,1991
- Compilation Group of Petroleum Geology of Jiangnan Oil Field. Jiangnan Oil Field. Records of China's Petroleum Geology. Vol. 9 (in Chinese). Beijing:Petroleum Industrial Press,1991
- [4] 四川油气区石油地质编写组. 四川油气区. 中国石油地质志. 卷 10. 北京:石油工业出版社,1989
- Compilation Group of Petroleum Geology of Sichuan Oil and Gas Area. Oil and Gas Area in Sichuan. Records of China's Petroleum Geology. Vol. 10 (in Chinese). Beijing:Petroleum Industrial Press, 1989
- [5] 湖北省地质矿产局. 湖北省区域地质志. 区域地质. 第 20 号. 北京:地质出版社,1990
- Hubei Provincial Bureau of Geology and Minerals. Records of Regional Geology of Hubei Province. Regional Geology. No. 20 (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House,1990
- [6] 四川省地质矿产局. 四川省区域地质志. 区域地质. 第 23 号. 北京:地质出版社,1991
- Sichuan Provincial Bureau of Geology and Minerals. Records of Regional Geology of Sichuan Province. Regional Geology. No. 23 (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House,1991
- [7] 湖南省地质矿产局. 湖南省区域地质志. 区域地质. 第 8 号. 北京:地质出版社,1988
- Hunan Provincial Bureau of Geology and Minerals. Records of Regional Geology of Hunan Province. Regional Geology. No. 8 (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House,1988
- [8] 江西省地质矿产局. 江西省区域地质志. 区域地质. 第 2 号. 北京:地质出版社,1984
- Jiangxi Provincial Bureau of Geology and Minerals. Records of Regional Geology of Jiangxi Province. Regional Geology. No. 2 (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House,1984
- [9] 江为为. 调和级数法与重力资料反演地壳结构. 中国科学技术大学研究生院学报,1989,6(1):96~104
- Jiang W W. The harmonious series and gravitational data used to inverse crustal structure. *J. of Graduate School, USTC* (in Chinese),1989,6(1):96~104
- [10] 张明华. 重磁数据处理新方法研究及其在华北地台北缘地区的应用[博士学位论文]. 北京:中国地质大学,1995
- Zhang M H. Researches on new methods of gravity and magnetic data processing and their applications in the northern area of north China platform [Ph.D. thesis] (in Chinese). Beijing:China University of Geosciences, 1995
- [11] 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. 地球物理学报,1989,32(3):281~291
- Liu F T, Qu K X, Wu H, et al. Seismic tomography of the Chinese continent and adjacent region. *Chinese J. Geophys. (Acta Geophysica Sinica)* (in Chinese), 1989,32(3):281~291
- [12] 刘福田,曲克信,吴 华等. 华北地区的地震层面成像. 地球物理学报,1986,29(5):442~449
- Liu F T, Qu K X, Wu H, et al. Seismic tomography of North China region. *Chinese J. Geophys. (Acta Geophysica Sinica)* (in Chinese), 1986,29(5):442~449
- [13] 曹家敏,朱介寿,吴德超. 东秦岭地区的地壳速度结构. 成都理工大学学报,1994,21(1):11~17
- Cao J M, Zhu J S, Wu D C. Crustal velocity structure in eastern Qinling region. *Journal of Chengdu College of Science and Engineering* (in Chinese), 1994,21(1):11~17,
- [14] 刘建华,刘福田,孙若昧等. 秦岭-大别造山带及其南北缘地震层析成像. 地球物理学报,1995,38(1):46~54
- Liu J H, Liu F T, Sun R M et al. Seismic tomography beneath the Qinling Dabie orogenic belt and both the northern and southern fringes. *Chinese J. Geophys. (Acta Geophysica Sinica)* (in Chinese), 1995,38(1):46~54
- [15] 刘建华,吴 华,刘福田. 华南及其海域三维速度分布特征与岩石层结构. 地球物理学报,1996,39(4):483~492
- Liu J H, Wu H, Liu F T. Features of 3-D velocity distribution and lithosphere structure in South China and its contiguous sea area. *Chinese J. Geophys. (Acta Geophysica Sinica)* (in Chinese), 1996,39(4):483~492
- [16] 胥 颐. 中国大陆中西部地区的地震层析成像及其地壳上地幔结构. 中国科学院地质与地球物理研究所博士后研究报告. 北京:中国科学院地质与地球物理研究所,2001
- Xu Y. Tomographic image of central-western part of Chinese continent and its crustal and upper mantle structure. Post-Doctoral Research Report of the Institute of Geology and Geophysics (in Chinese), CAS, 2001
- [17] 曾融生,孙为国,毛桐恩等. 中国大陆莫霍界面深度图. 地震学报,1995,17(3):322~327
- Zeng R S, Sun W G, Mao T E. et al. Moho interface depth map of Chinese continent. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 1995,17(3):322~327
- [18] Kennett B L N, Engdahl E R. Travel times for global earthquake location and phase identification. *Geophys. J. Int.*, 1991,105(2):429~465
- [19] 王椿镛,张先康,陈步云等. 大别造山带的地壳结构研究. 中国科学(D 辑),1997,27:221~226
- Wang C Y, Zhang X K, Chen B Y, et al. A study of crustal structure of Dabie orogenic belt. *Science in China (Series D)* (in Chinese), 1997,27:221~226
- [20] 王椿镛,丁志峰,宋建立等. 大别造山带地壳 S 波速度结构. 地球物理学报,1997,40(3):337~346
- Wang C Y, Ding Z F, Song J L, et al. Shear wave velocity structure in Dabieshan orogenic belt. *Chinese J. Geophys. (in Chinese)*, 1997,40(3):337~346
- [21] 刘和甫,梁慧社,李晓清等. 中国东部中生代盆地裂陷与伸展山岭耦合机制. 地学前缘,2000,7(4):477~486
- Liu H P, Liang H S, Li X Q, et al. The coupling mechanisms of Mesozoic-Cenozoic rift basins and extensional mountain system in eastern China. *Earth Science Frontiers* (in Chinese), 2000,7(4):477~486

(本文编辑 胡素芳)