

峨眉山大火成岩省地壳密度结构及岩浆规模约束

岳海凤, 汪洋

(中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083)

摘要: 峨眉山大火成岩省(ELIP)出露于扬子板块西缘,其形成以后经历了多期构造运动的破坏,掩盖了峨眉山玄武岩的原始分布状况,导致对 ELIP 岩浆活动规模的低估。近来一些研究者基于天然地震层析成像反演的研究认为 ELIP 出露区地壳不显示高速特征,据此推断 ELIP 岩浆活动规模有限,是下地壳拆沉作用而非地幔柱活动的产物。本文根据横穿峨眉山大火成岩省的丽江-清镇地震剖面所获地壳 P 波波速,依据 P 波波速与密度的线性关系计算 ELIP 内带核心区、外围区域和中带、外带的地壳密度结构。结果显示:内带核心区与中带相比,上地壳密度高 79 kg/m^3 、下地壳上部和下部的密度值分别高出 68 kg/m^3 和 101 kg/m^3 ;与外带相比,内带核心区上地壳密度高 92 kg/m^3 、下地壳上部和下部分别高出 99 kg/m^3 和 126 kg/m^3 。峨眉山地幔柱活动形成的镁铁质-超镁铁质深成岩在 ELIP 内带核心区域的侵位和堆积,是 ELIP 各带之间地壳密度存在显著差异的原因。根据 ELIP 不同区域的地壳密度差估算得到内带核心区地壳内的高密度镁铁质侵入岩和超镁铁质侵入岩总体积约为 $(45 \sim 120) \times 10^4 \text{ km}^3$ 。此结果与峨眉山玄武岩体积 $[(25 \sim 60) \times 10^4 \text{ km}^3]$ 之和,给出 ELIP 岩浆活动的规模为 $(0.7 \sim 1.8) \times 10^6 \text{ km}^3$ 。这一结果支持 ELIP 的形成与地幔柱活动有关的认识。

关键词: 地幔柱;岩浆活动规模;P 波波速;密度;玄武岩;深成岩;超镁铁质岩;峨眉山大火成岩省

中图分类号: P588.1

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2018)03-0395-09

A constraint on the magma magnitude of Emeishan large igneous province from the crustal density structure

YUE Hai-feng and WANG Yang

(School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: Located on the western margin of the Yangtze Plate, Emeishan Large Igneous Province (ELIP) has experienced multi-episode tectonic movement since Late Permian, and hence the original spatial distribution of the Emeishan basalt has not been fully preserved. This fact leads to the underestimation of the magnitude of ELIP magmatism. Recently, some seismic tomography studies suggest that ELIP was produced by the delamination of lower crust rather than the mantle plume activity, which is based on the absence of high velocity layer in the ELIP crust. According to the linear relationship between P-wave velocity and density and the P-wave velocity of the crust acquired by Ljiang-Qingzhen seismic profile, the authors estimated the crustal densities of the core and periphery zone of inner belt and those of the middle and outer belts of ELIP. The result reveals significant difference of the crustal density structure between the inner belt and the outer zones of ELIP. Compared with the middle belt of ELIP, the density of the upper crust of the inner belt is about 79 kg/m^3 higher, and the densities of the upper and the lower parts of lower crust are 68 kg/m^3 and 101 kg/m^3 higher, respectively. Compared with the outer belt, the density

收稿日期: 2017-06-18; 接受日期: 2018-04-03

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目(D1606-1); 中央高校基本科研业务费专项资金项目(2652013021)

作者简介: 岳海凤(1991-), 女, 硕士研究生, E-mail: m13848220364@163.com; 通讯作者: 汪洋(1969-), 男, 理学博士, E-mail: allen_thalassa@sina.com。

of upper crust of the inner belt is about 92 kg/m^3 higher, and the densities of the upper and the lower parts of lower crust are 99 kg/m^3 and 126 kg/m^3 higher, respectively. The high density of the crust in the core region of the inner belt resulted from the emplacement and accumulation of mafic - ultramafic plutonic rocks. Based on the crustal density structures of different belts, the total volume of $(45 \sim 120) \times 10^4 \text{ km}^3$ was estimated for the high density mafic-ultramafic rocks, which were intruded into the core region of the inner belt. Together with the volume of Emeishan basalt [$(25 \sim 60) \times 10^4 \text{ km}^3$], the magnitude of magmatism of ELIP is up to $(0.7 \sim 1.8) \times 10^6 \text{ km}^3$. This result favors the mantle plume origin of the ELIP.

Key words: mantle plume; magnitude of magmatism; P-wave velocity; density; basalt; plutonic rock; ultramafic rock; ELIP

Fund support: Geological Survey Projects for Geological Survey of China (D1606-1); Special Funds for Fundamental Research in the Central Universities of China (2652013021)

大火成岩省 (large igneous provinces, 简称 LIPs) 是指以短时间内 (一般小于几个百万年) 巨量喷发为特征的富镁铁喷出岩和深成岩所构成的岩浆建造 (Coffin and Eldholm, 1994; 徐义刚, 2002; 夏林圻等, 2004; 张招崇等, 2007)。位于中国西南云、贵、川三省 (扬子克拉通西缘)、形成于二叠纪晚期 ($\sim 259 \text{ Ma}$) 的峨眉山大火成岩省 (Emeishan large igneous province, ELIP) 是中国境内最早被国际学术界认可的大火成岩省 (何冰辉, 2016; 徐义刚等, 2001; Ali *et al.*, 2005; Zhang *et al.*, 2006, 2008), 普遍认为其形成与地幔柱活动有关 (徐义刚, 2002; 夏林圻等, 2004; 何斌等, 2006; Zhang *et al.*, 2006, 2008, 2009)。

ELIP 所处的扬子地台西南缘自三叠纪以来经历了多期构造运动, 峨眉山玄武岩的原始分布格局受到破坏, 因此对 ELIP 岩浆活动规模的估计带有很大的不确定性 (何冰辉, 2016)。根据现今地表地质的出露情况, 前人估计峨眉山玄武岩的规模约为 $(25 \sim 60) \times 10^4 \text{ km}^3$ (Xu *et al.*, 2001; 何斌等, 2003; Shellnutt, 2014)。丽江-清镇地震剖面和卫星重力异常都显示 ELIP 内带的地壳和上地幔残留有地幔柱活动形成的大量高密度镁铁质和超镁铁质深成岩 (Zhu *et al.*, 2003; 徐涛等, 2015; Deng *et al.*, 2016), 但对其规模没有给出数量级的限定。显然, ELIP 岩浆活动规模远大于峨眉山玄武岩的规模, 定量估算 ELIP 镁铁质-超镁铁质深成岩体积对约束峨眉山地幔柱活动规模具有重要意义。最近, He 等 (2014, 2017) 基于天然地震层析成像反演的研究认为 ELIP 出露区地壳不显示高速特征, 据此推断 ELIP 岩浆活动规模有限, 峨眉山玄武岩是拆沉作用而非地幔柱活动的产物。

本文以丽江-清镇地震剖面的 P 波波速为基础 (徐涛等, 2015), 依据地壳岩石 P 波波速 (V_p) 与密度 (ρ) 之间的线性关系 (Christensen and Mooney, 1995), 根据 Hasterok 等 (2007) 的方法对 P 波波速进行温度和压力校正, 将 P 波波速结构转化为密度结构, 进而求得峨眉山大火成岩省 (ELIP) 内带核心区域、外围区域和中带的地壳密度; 通过比较不同区域的地壳密度, 给出 ELIP 内带核心区域地壳内镁铁质-超镁铁质深成岩的比例, 进而定量估计 ELIP 地壳深部深成岩的体积, 从而约束峨眉山地幔柱所诱发的岩浆活动的规模。

1 地质背景

ELIP 呈一长轴近似南北向的菱形分布于扬子克拉通西缘, 出露面积约 $2.5 \times 10^5 \text{ km}^2$, 主要由亚碱性及偏碱性的基性火山熔岩及火山碎屑岩组成, 形成时代 $\sim 259 \text{ Ma}$ (徐义刚等, 2001, 2007, 2013; Xu *et al.*, 2001, 2004, 2007; Zhou *et al.*, 2002; He *et al.*, 2003, 2007; Peate and Bryan, 2008; Wu and Zhang, 2012; Zhang *et al.*, 2013; Zhong *et al.*, 2014)。前人根据茅口灰岩的剥蚀程度, 将 ELIP 划分为严重剥蚀的内带、部分剥蚀的中带和短暂沉积间断的外带 (He *et al.*, 2003; Xu *et al.*, 2004, 2007)。其中内带范围包括云南西部和四川南部, 中带范围包括云南东部和四川北部的大部分地区 (图 1)。

徐涛等 (2015) 新近完成的丽江-清镇地震剖面提供了有关 ELIP 地壳深部信息的最新资料 (图 2)。在该剖面穿过的范围内, ELIP 内带区域的地表宽度约 260 km, 其西界是丽江-小金河断裂, 东界是小江断裂。在沉积层之下, 具有高 V_p 值的区域在平面上

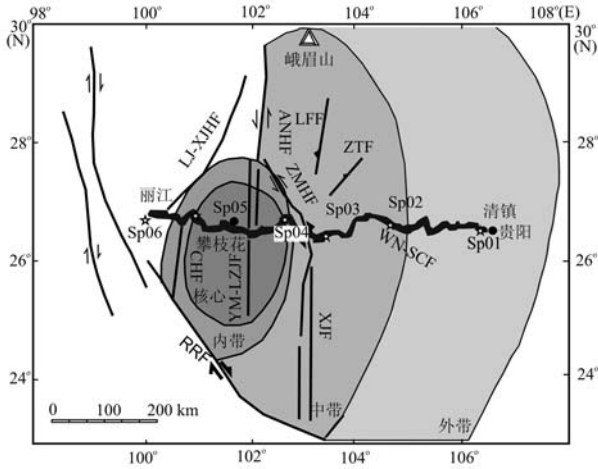


图 1 峨眉山大火成岩省 (ELIP) 平面分布及丽江-清镇地震剖面位置图(据 He *et al.*, 2003; 徐涛等, 2015)

Fig. 1 Planar distribution of the Emeishan Large Igneous Province (ELIP) and the location of the Lijiang-Qingzhen seismic profile(after He *et al.*, 2003; Xu Tao *et al.*, 2015)

XJF—小江断裂; RRF—红河断裂; LJ-XJHF—丽江-小金河断裂; CHF—程海断裂; YM-LZJF—元谋-绿汁江断裂; ANHF—安宁河断裂; ZMHF—则木河断裂; WN-SCF—威宁-水城断裂; ZTF—昭通断裂; LFF—莲峰断裂

XJF—Xiaojiang Fault; RRF—Red River Fault; LJ-XJHF—Lijiang-Xiaojinhe Fault; CHF—Chenghai Fault; YM-LZJF—Yuanmou-Luzhijiang Fault; ANHF—Anninghe Fault; ZMHF—Zemuhe Fault; WN-SCF—Weining-Shuicheng Fault; ZTF—Zhaotong Fault; LFF—Lianfeng Fault

的展布略窄于内带在地表的出露范围,即:高 V_p 值区域的西界较丽江-小金河断裂向东缩进约 57 km,东界较小江断裂向西缩进约 37 km(图 2)。本文称之为 ELIP 内带核心区域。该区域相当于丽江-清镇剖面 04 与 05 炮点围限的具有明显高速下地壳 ($V_p > 7.0$ km/s) 的区段在地表的扩展(图 1)。ELIP 中带在丽江-清镇剖面中出露宽度大约是 200 km,其西界是小江断裂,东界是威宁-水城断裂。与中带相比,内带核心区域的 P 波波速明显增高,上地壳高出 0.2 km/s,中地壳高出 0.21 km/s,下地壳上部高出 0.12 km/s,下地壳下部高出 0.18 km/s。与外带相比,内带核心区域的上地壳 P 波波速高出 0.2 km/s,中地壳高出 0.17 km/s,下地壳上部高出 0.13 km/s,下地壳下部高出 0.2 km/s(图 2、图 3)。这是由于峨眉山地幔柱活动导致镁铁质-超镁铁质深成岩加入内带核心区域地壳所致(徐涛等, 2015; Deng *et al.*, 2016)。

地壳及各分层平均 P 波波速的求取,先依据地震波速剖面求出波速等值线之间的垂向波速梯度值,再按等间距(0.1 km)间隔插值求出各深度的波速值,然后根据辛普森积分方法得到相应层位的平均波速值。根据徐涛等(2015)丽江-清镇地震剖面,峨眉山大火成岩省中带、外带中地壳存在 P 波波速小于 6.1 km/s 的低速层(图 2),导致中地壳平均波速较低(图 3)。这些低速层可能是侵位于中地壳的花

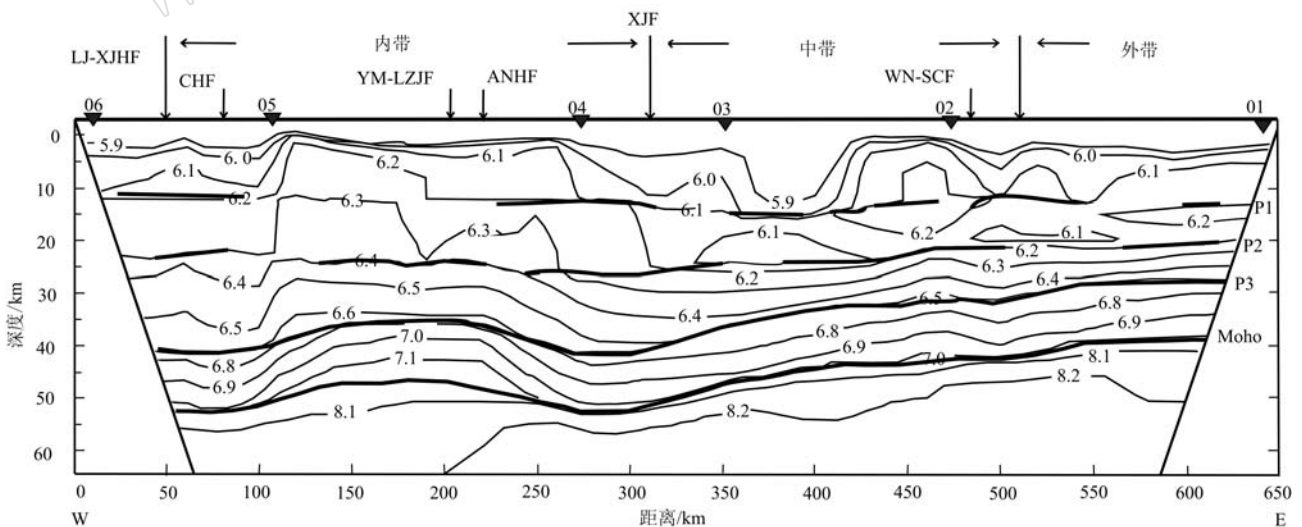


图 2 丽江-清镇地震剖面 P 波波速剖面图(据徐涛等, 2015)

Fig. 2 The P-wave velocities in the Lijiang-Qingzhen seismic profile(after Xu Tao *et al.*, 2015)

XJF—小江断裂; LJ-XJHF—丽江-小金河断裂; CHF—程海断裂; YM-LZJF—元谋-绿汁江断裂; ANHF—安宁河断裂; WN-SCF—威宁-水城断裂; XJF—Xiaojiang Fault; LJ-XJHF—Lijiang-Xiaojinhe Fault; CHF—Chenghai Fault; YM-LZJF—Yuanmou-Luzhijiang Fault; ANHF—Anninghe Fault; WN-SCF—Weining-Shuicheng Fault

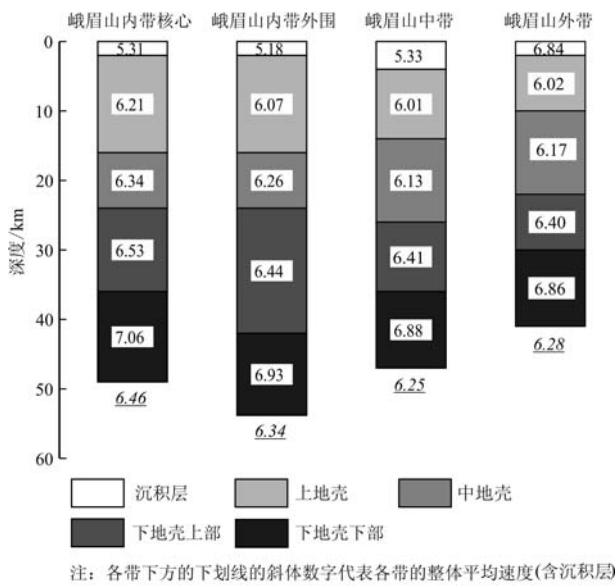


图3 ELIP内带及中/外带地壳各分层P波平均波速
Fig. 3 The average P-wave velocities of each crustal layer in the inner (core and periphery) and the middle/outer belt of ELIP

岗岩体,它们是上扬子克拉通西部元古代时期构造-岩浆作用的产物。

2 方法

2.1 $V_p-\rho$ 转换

高温高压岩石物理学的系统实测研究显示,在地壳的温度、压力范围内常见岩石(不包括单矿物岩)的岩石密度($\rho, \text{kg/m}^3$)与P波波速($V_p, \text{km/s}$)之间存在很好的线性关系(Christensen and Mooney, 1995)

$$\rho = a + bV_p \quad (1)$$

其中 a 和 b 代表拟合参数,单位分别为 kg/m^3 、 $\text{kg/m}^3/(\text{km/s})$ 。

地壳内常见岩石的 V_p 值受制于温度、压力条件,即:

$$V_p(p, t) = V_{p0} + (t - t_0) \left(\frac{\partial V_p}{\partial t} \right)_p + (p - p_0) \left(\frac{\partial V_p}{\partial p} \right)_t \quad (2)$$

$$\rho(p, t) = \rho_0 + (p - p_0) \left(\frac{\partial \rho}{\partial p} \right) \quad (3)$$

其中, t_0 ($^{\circ}\text{C}$)、 p_0 (GPa) 分别代表标准状态下的温度条件、压力条件, t ($^{\circ}\text{C}$)、 p (GPa) 分别代表特定深度的温度条件、压力条件, V_{p0} (km/s)、 ρ_0 (kg/m^3) 分别为标准状态条件下的P波波速、密度值, $(\partial V_p / \partial t)_p$ ($\text{km} \cdot ^{\circ}\text{C/s}$) 为波速的温度偏导数, $(\partial V_p / \partial p)_t$ ($\text{km} \cdot$

GPa/s) 为波速的压力偏导数, $\partial \rho / \partial p$ ($\text{kg} \cdot \text{GPa/m}^3$) 为密度的压力偏导数。当已知特定深度的温度、压力条件,就可求得对应条件下特定岩石的 V_p (km/s) 值与密度 ρ (kg/m^3) 值的线性回归方程。

本研究根据 Christensen 等(1995)对地壳中常见的19种岩石在不同温压条件下的 V_p 、 ρ 实测数据,通过最小二乘法拟合特定温度、压力条件下地壳中常见岩石 V_p 、 ρ 线性关系的 a 、 b 值;在此基础上,结合地壳不同深度的温度、压力值,依据地震剖面获得的地壳 V_p 值推测对应的岩石密度(Hasterok and Chapman, 2007; 王纪庆等, 2016; 薛翻琴等, 2016)。在拟合 V_p 、 ρ 线性关系时,排除了地壳深部不常见的喷出岩和单矿物岩石数据,采用与 Christensen 等(1995)、Hasterok 等(2007)一致的19种岩性(即:变质杂砂岩、花岗岩-花岗闪长岩、花岗片麻岩、千枚岩、黑云母片麻岩、长英质麻粒岩、副变质麻粒岩、板岩、闪长岩、葡萄石绿纤石相玄武岩、云母石英片岩、沸石相玄武岩、辉绿岩、辉长岩-苏长岩-橄长岩、铁镁质麻粒岩、绿片岩相玄武岩、角闪岩、石榴子石基性麻粒岩、基性榴辉岩)的偏导数值拟合系数 a 和 b 。

2.2 温压估计

拟合 V_p 、 ρ 线性关系需要对 V_p 、 ρ 数据进行温度、压力校正。

根据 Hasterok 等(2007)地壳深部压力采用 1 GPa/35 km 的固定压力梯度计算。

根据 Chapman(1986)地温线采用一维稳态模型:

$$\delta^2 t / \delta Z^2 = -A/K \quad (4)$$

式中 t 代表温度($^{\circ}\text{C}$), Z 代表深度(km), A 代表生热率(W/m^3), K 代表热传导率 [$\text{W}/(\text{km} \cdot ^{\circ}\text{C})$]。

热传导率和生热率为常数时,式(4)的解析解为

$$t_z = t_1 + q_1 \cdot Z/K - AZ^2/2K \quad (5)$$

其中 t_1 和 q_1 分别代表地表的温度($^{\circ}\text{C}$)和热流(mW/m^2)。 t_z ($^{\circ}\text{C}$)代表深度为 Z 的温度。

因此,对厚度为 ΔZ (km)的水平层,其底部温度 t_B ($^{\circ}\text{C}$)、底部热流为 q_B (mW/m^2)可分别表示为

$$t_B = t_1 + q_1 \cdot Z/K - A\Delta Z^2/2K \quad (6)$$

$$q_B = q_1 - A\Delta Z \quad (7)$$

地温线计算中,地壳以 ΔZ 为 0.1 km 的间隔分层,各层的生热率(A)可视为常数,而热传导率(K)为温度和压力的函数(Chapman, 1986)。采用迭代

法求解得到各小层底部的温度值和热流值。由于上一层底部的温度值和热流值就是其下一层顶部的温度值和热流值,所以从浅到深依次求解(6)和(7)即可得到地壳的一维稳态地温线。公式中参量的取值请见文献(Chapman, 1986; Chapman and Furlong, 1992; Hasterok and Chapman, 2007)。

地温线计算中地壳生热率的分布采用 Chapman (1986)模型,即:地表热流中的 60% 为剩余热流(q_r),属于来自地壳上部之下层位的热流值;其余 40% 的地表热流值属于地壳上部的放射性生热,其生热率以指数形式衰减,当生热率衰减到 $0.4 \mu\text{W}/\text{m}^3$ 或者深度到达 16 km 时,生热率取 $0.4 \mu\text{W}/\text{m}^3$ 直至地壳底部。

基于 Wang(2001)的研究,并结合中国大陆地区大地热流数据汇编(第三、四版)(胡胜标等,2001;姜光政等,2016),对研究区的大地地热数据进行了整理,剔除异常值后得到 ELIP 内带区域的热流平均值 $75 \text{ mW}/\text{m}^2$,中带的平均热流值 $65 \text{ mW}/\text{m}^2$,外带的平均热流值 $55 \text{ mW}/\text{m}^2$ 。ELIP 内带核心区域地壳厚 49 km,内带外围区域 53.8 km,中带 47 km,外带 41 km(图 3);各带地壳分层的平均 V_p 值见图 3。

2.3 误差估计

在应用 V_p - ρ 线性关系计算地壳密度时,采用 Monte Carlo 法对计算参量分别给予随机扰动,通过多次计算(10^5 次),获得密度值的估算误差(Hasterok and Chapman, 2007)。具体做法是:地壳各层厚度赋予实测值 $\pm 10\%$ 以内的随机扰动值, V_p 赋予实测值 $\pm 1\%$ 以内的随机扰动值, V_p - ρ 线性关系的 a 、 b 拟合值分别赋予 ± 50 和 ± 8 范围内的随机扰动值。

3 结果与讨论

3.1 地壳密度结构

根据 P 波波速与密度的线性关系,利用地壳 P 波波速转换得到 ELIP 内带核心区域、内带外围区

域、中带和外带的地壳平均密度值和地壳各分层的密度值,以标准偏差值为估计误差。结果如下(表 1、图 4):

(1) ELIP 内带核心区域:地表厚约 2 km 的沉积层平均密度 $2504 \pm 40 \text{ kg}/\text{m}^3$,上地壳平均密度 $2789 \pm 13 \text{ kg}/\text{m}^3$,中地壳平均密度 $2874 \pm 17 \text{ kg}/\text{m}^3$,下地壳上部平均密度 $2932 \pm 13 \text{ kg}/\text{m}^3$,下地壳下部平均密度 $3182 \pm 14 \text{ kg}/\text{m}^3$ 。结晶地壳整体厚度 47 km,平均密度 $2941 \pm 6 \text{ kg}/\text{m}^3$ (不计沉积层,以下同)。

(2) ELIP 内带外围区域:地表厚约 2 km 沉积层平均密度 $2491 \pm 38 \text{ kg}/\text{m}^3$,上地壳平均密度 $2774 \pm 11 \text{ kg}/\text{m}^3$,中地壳平均密度 $2885 \pm 17 \text{ kg}/\text{m}^3$,下地壳上部平均密度 $2908 \pm 10 \text{ kg}/\text{m}^3$,下地壳下部平均密度 $3147 \pm 16 \text{ kg}/\text{m}^3$ 。结晶地壳整体厚度 51.8 km,平均密度 $2899 \pm 6 \text{ kg}/\text{m}^3$ 。

(3) ELIP 中带:地表厚约 4 km 沉积层平均密度 $2539 \pm 20 \text{ kg}/\text{m}^3$,上地壳平均密度 $2705 \pm 12 \text{ kg}/\text{m}^3$,中地壳平均密度 $2754 \pm 11 \text{ kg}/\text{m}^3$,下地壳上部平均密度 $2864 \pm 14 \text{ kg}/\text{m}^3$,下地壳下部平均密度 $3081 \pm 15 \text{ kg}/\text{m}^3$ 。结晶地壳整体厚度 43 km,平均密度 $2851 \pm 6 \text{ kg}/\text{m}^3$ 。

(4) ELIP 外带:地表厚约 2 km 沉积层平均密度 $2445 \pm 36 \text{ kg}/\text{m}^3$,上地壳平均密度 $2692 \pm 15 \text{ kg}/\text{m}^3$,中地壳平均密度 $2757 \pm 11 \text{ kg}/\text{m}^3$,下地壳上部平均密度 $2833 \pm 16 \text{ kg}/\text{m}^3$,下地壳下部平均密度 $3056 \pm 14 \text{ kg}/\text{m}^3$ 。结晶地壳整体厚度 39 km,平均密度 $2844 \pm 5.6 \text{ kg}/\text{m}^3$ 。

从表 1 和图 5 可以看出 ELIP 内带核心区域的密度高于内带外围、中带和外带,尤其是上地壳和下地壳更为明显。ELIP 位于上扬子克拉通西南部,在峨眉山幔柱活动之前,ELIP 内带与中带、外带具有相同的地质演化史(潘桂棠等,2016),地壳的岩性组成(及其密度值)也应相似。ELIP 内带外围、中带以及外带的下地壳下部密度值与基性岩相当,而内带核心区域下地壳的密度值更高,暗示该区域下地壳

表 1 ELIP 内带及中/外带地壳各分层由 V_p 值推算的平均密度 kg/m^3
Table 1 The densities of each crustal layer derived from the V_p value in the inner (core and periphery) and the middle/outer belt of ELIP

区域	沉积层	上地壳	中地壳	下地壳上部	下地壳下部	平均地壳
内带核心	2504 ± 39	2784 ± 10	2843 ± 16	2932 ± 13	3182 ± 14	2941 ± 6
内带外围	2484 ± 37	2729 ± 9	2814 ± 16	2908 ± 10	3147 ± 16	2899 ± 6
中带	2539 ± 20	2705 ± 12	2754 ± 11	2864 ± 14	3081 ± 15	2851 ± 6
外带	2445 ± 36	2692 ± 15	2757 ± 11	2833 ± 16	3056 ± 14	2844 ± 5.6

注: \pm 后面的数字代表密度的标准偏差,计算平均地壳密度值不包括地表沉积层。

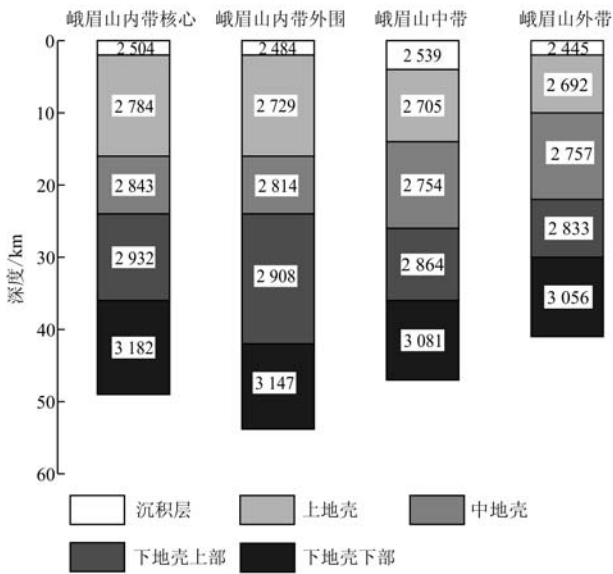


图4 ELIP内带及中/外带地壳各分层由 V_p 值推算的平均密度对比

Fig. 4 Comparison of the densities of each crustal layer between the inner (core and periphery) and the middle/outer belt of ELIP

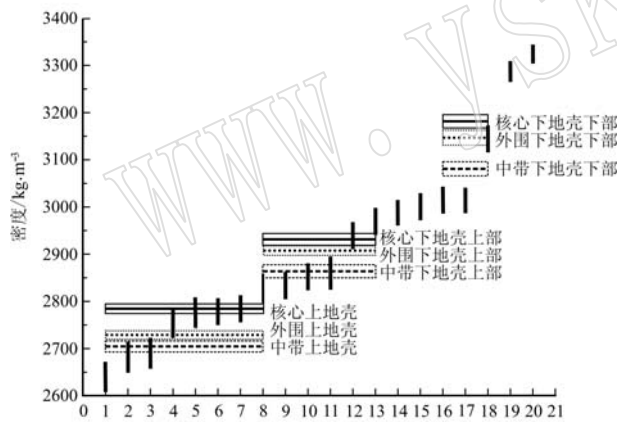


图5 ELIP地壳各层密度与地壳常见岩性密度的对比

Fig. 5 Comparison of the density of ELIP crustal layer with that of the common crustal lithologies

1—变质杂砂岩; 2—花岗岩-花岗闪长岩; 3—花岗岩片麻岩; 4—千枚岩; 5—黑云母片麻岩; 6—长英质麻粒岩; 7—副变质麻粒岩; 8—板岩; 9—闪长岩; 10—葡萄石绿纤石相玄武岩; 11—云母石英片岩; 12—沸石相玄武岩; 13—辉绿岩; 14—辉长-苏长-橄长岩; 15—铁镁质麻粒岩; 16—绿片岩相玄武岩; 17—角闪岩; 18—石榴子石基性麻粒岩; 19—基性榴辉岩; 20—辉石岩; 21—纯橄岩
 1—metagraywacke; 2—granite-granodiorite; 3—granite gneiss; 4—phyllite; 5—biotite gneiss; 6—felsic granulite; 7—paragranulite; 8—slate; 9—diorite; 10—prehnite-pumpellyite facies basalt; 11—mica-quartz schist; 12—zeolite facies basalt; 13—diorite; 14—gabbro-norie-troctolite; 15—mafic granulite; 16—greenschist facies basalt; 17—amphibolite; 18—mafic gamet granulite; 19—mafic eclogite; 20—pyroxenite; 21—dunite

下部存在密度更大的超镁铁质堆晶岩(图5)。但是,现今ELIP内带核心区域地壳密度明显大于内带外围、中带及外带,指示内带核心区域的地壳存在有密度更大的深成岩——峨眉山地幔柱活动形成的镁铁质/超镁铁质深成岩。

3.2 对岩浆规模的约束

由于ELIP内带核心区域地壳高密度值源于镁铁质-超镁铁质深成岩的加入,以中带或外带的地壳密度值为参考标准,可以列出如下公式:

$$\rho_1 = \rho_{ref}(1 - X) + \rho_m X \quad (8)$$

$$X = (\rho_1 - \rho_{ref}) / (\rho_m - \rho_{ref}) \quad (9)$$

式中: ρ_1 为内带核心区域密度值(kg/m^3); ρ_{ref} 为中带或外带密度值(kg/m^3); ρ_m 为镁铁质或超镁铁质深成岩密度值(kg/m^3); X 为ELIP镁铁质或超镁铁质深成岩所占比例。据此可以得到ELIP岩浆活动形成的镁铁质-超镁铁质深成岩在内带核心区域地壳中所占比例,进而估算出该区域垂向上ELIP镁铁质-超镁铁质深成岩的累积厚度。

依据Christensen等(1995)实测的镁铁质深成岩、超镁铁质堆晶岩密度值(表2),应用公式(9)得到ELIP镁铁质-超镁铁质深成岩在内带核心区域地壳中所占比例,进而求得内带核心区域垂向上ELIP镁铁质-超镁铁质深成岩的累积厚度。内带核心区域上地壳厚度为12 km,中地壳厚度约8 km,下地壳上部厚度12 km,下地壳下部厚度13 km;整体地壳厚度为45 km(不计地表沉积层)。计算依据如下:

3.2.1 以中带地壳密度值为参考

①按整体地壳的密度值计算:假设辉绿岩-辉长岩与超镁铁质堆晶岩(以1:1比例计)的加入导致ELIP内带核心区域地壳密度变化,即 ρ_m 取辉绿岩-

表2 镁铁质与超镁铁质深成岩密度(据Christensen and Mooney, 1995) kg/m^3

Table 2 The density of mafic or ultramafic plutonic rocks (after Christensen and Mooney, 1995)

地壳	深成岩	密度
上地壳	辉绿岩	2 952 ± 5
中地壳	辉长岩-苏长岩-橄长岩	2 983 ± 2
下地壳上部	辉长岩-苏长岩-橄长岩	2 991 ± 4
下地壳下部	纯橄岩、辉石岩	3 300 ± 4
整体	辉绿岩、辉长岩(50%) + 纯橄岩、辉石岩(50%)	3 140 ± 12

辉长岩与超镁铁质堆晶岩 ρ 的平均值, 则 $X = 31\% \pm 3.6\%$; ELIP 内带核心区域垂向上与 ELIP 相关的镁铁质-超镁铁质深成岩累计厚度 $H_1 \approx 14 \pm 1.6$ km。

② 按地壳各分层的密度值计算: A—假设内带核心区域上地壳密度增加由辉绿岩类侵入所致: $X_1 = 32\% \pm 7.6\%$; B—假设中地壳、下地壳上部密度增加由辉长岩-苏长岩-橄长岩侵入所致(ρ_m 分别为 20~25 km、25~35 km 深度对应的压力条件下辉长岩-苏长岩-橄长岩 ρ 的平均值): $X_2 = 39\% \pm 9.6\%$; $X_3 = 54\% \pm 19.8\%$; C—假设下地壳下部密度增加由超镁铁质堆晶岩的加入所致(ρ_m 是 40~50 km 深度对应的压力条件下纯橄岩及辉石岩 ρ 的平均值): $X_4 = 46\% \pm 12.0\%$ 。得到 ELIP 内带核心区域垂向上与 ELIP 相关的镁铁质-超镁铁质深成岩累计厚度 $H_2 \approx 19 \pm 5.6$ km。

3.2.2 以外带的地壳密度值为参考, 其它假设不变

① 按整体地壳的密度值计算: 镁铁质或超镁铁质深成岩所占比例 $X' = 32\% \pm 3.5\%$; ELIP 内带核心区域垂向上与 ELIP 相关的镁铁质-超镁铁质深成岩累计厚度 $H_1' \approx 14 \pm 1.5$ km。

② 按地壳各分层的密度值计算: 内带核心区域上地壳密度辉绿岩类所占比例, $X_1' = 35\% \pm 8.7\%$; 中地壳辉长岩-苏长岩-橄长岩所占比例, $X_2' = 38\% \pm 9.8\%$; 下地壳上部辉长岩-苏长岩-橄长岩所占比例, $X_3' = 62\% \pm 18.5\%$; 下地壳下部密度超镁铁质堆晶岩所占比例, $X_4' = 51\% \pm 10.5\%$ 。进而得到 ELIP 内带核心区域垂向上与 ELIP 相关的镁铁质-超镁铁质深成岩累计厚度 $H_2' \approx 21 \pm 5.4$ km。

结果表明, 以中带或外带地壳密度为参考标准所得到的 ELIP 侵入岩比例在误差范围内一致。

对包括 ELIP 在内的西南地区地壳与上地幔的面波频散与接收函数研究(郑晨等, 2016)表明, 在 ELIP 内带范围内 S 波速度相对周边区域速度较高, 其周围分布有明显的低速异常, S 波速度分布与 ELIP 内带边界位置有着很好的一致性(图 6)。这暗示 ELIP 内带核心区域的 V_s 值比中带以及红河断裂带以南的华南地区相应深度的 V_s 值大, 对应的岩石密度值更高。

因此, 根据图 1 划定的 ELIP 内带核心区域的平面范围, 利用 GIS 工具求得的 ELIP 内带核心区域面积(S)为 $(4 \pm 0.5) \times 10^4$ km²。最后, 得到与 ELIP 相关的深成岩体积(V):

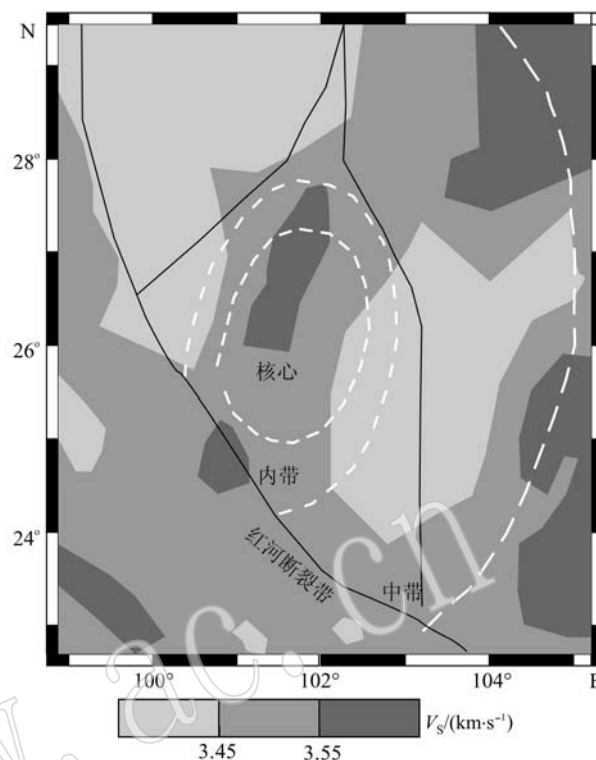


图 6 云南丽江-楚雄一带及其周边地区 20 km 深度 V_s 平面图(简化自郑晨等, 2016)

Fig. 6 The V_s at the depth of 20 km in the Lijiang-Chuxiong area of Yunnan and its surrounding areas (simplified after Zheng Chen et al., 2016)

$$V_1 = S \times H_1 \approx (43 \sim 70) \times 10^4 \text{ km}^3, V_2 = S \times H_2 \approx (47 \sim 117) \times 10^4 \text{ km}^3.$$

即, ELIP 内带核心区域由于峨眉山地幔柱活动形成的镁铁质-超镁铁质深成岩体积(V)在 $(45 \sim 120) \times 10^4$ km³ 之间。

前人估计得峨眉山玄武岩的体积为 $(25 \sim 60) \times 10^4$ km³, 加上镁铁质-超镁铁质深成岩的 $(45 \sim 110) \times 10^4$ km³, 则峨眉山地幔柱活动诱发的岩浆岩规模可达 $(70 \sim 180) \times 10^4$ km³。这表明 ELIP 的岩浆活动总量约为 1×10^6 km³ 量级。

4 结论

根据新发表的丽江-清镇地震剖面, 采用 P 波波速(V_p)-密度(ρ)转换方法, 将 ELIP 内带与中带的 P 波波速模型转换为密度模型。结果显示: 内带核心区域上地壳密度比中带高约 79 kg/m³, 下地壳上部和下部分别高出 68 kg/m³、101 kg/m³; 内带核心区域上地壳密度比外带高 92 kg/m³, 下地壳上部和下

部分别高出 99 kg/m^3 、 126 kg/m^3 。这是由于峨眉山幔柱活动形成的镁铁质-超镁铁质深成岩侵入 ELIP 内带核心区域所致。以 ELIP 中带、外带的地壳密度值为参照,估算得出内带核心区域垂向上与 ELIP 相关的深成岩累计厚度为 $14 \sim 21 \text{ km}$ 。以内带核心区域面积 $(4 \pm 0.5) \times 10^4 \text{ km}^2$ 计,与峨眉山幔柱活动相关的镁铁质-超镁铁质深成岩体积约为 $(40 \sim 120) \times 10^4 \text{ km}^3$ 。加上峨眉山玄武岩的体积,ELIP 的岩浆活动规模可达 $(0.7 \sim 1.8) \times 10^6 \text{ km}^3$ 量级。这一结果更倾向于 ELIP 的形成与地幔柱活动有关的认识。

致谢 研究工作得到了中国地质大学(北京)王纪庆、薛翻琴同学的帮助,在此一并致谢。

References

- Ali J R, Thompson G M, Zhou M F, *et al.* 2005. Emeishan large igneous province, SW China[J]. *Lithos*, 79: 475 ~ 489.
- Chapman D S. 1986. Thermal gradients in the continental crust[J]. Geological Society, London, Special Publication, 24: 63 ~ 70.
- Chapman D S and Furlong K P. 1992. Thermal state of the continental lower crust[A]. Fountain D M, Arculus R and Kay R W. Continental Lower Crust[C]. Amsterdam: Elsevier, 179 ~ 199.
- Christensen N I and Mooney W D. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view[J]. *Journal of Geophysical Research*, 100(B6): 7 961 ~ 9 788.
- Coffin M F and Eldholm O. 1994. Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences[J]. *Reviews of Geophysics*, 32(1): 1 ~ 36.
- Deng Y F, Chen Y, Wang P, *et al.* 2016. Magmatic underplating beneath the Emeishan large igneous province (South China) revealed by the COMGRA-ELIP experiment[J]. *Tectonophysics*, 672 ~ 673: 16 ~ 23.
- Hasterok D and Chapman D S. 2007. Continental thermal isostasy: 1. Methods and sensitivity[J]. *Journal of Geophysical Research*, 112(B6): B06414, doi:10.1029/2006JB004663.
- He B, Xu Y G, Chung S L, *et al.* 2003. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 213(3 ~ 4): 391 ~ 405.
- He B, Xu Y G, Huang X L, *et al.* 2007. Age and duration of the Emeishan Flood Volcanism, SW China: Geochemistry and SHRIMP zircon U-Pb dating of silicic ignimbrites, post-volcanic Xuanwei Formation and clay tuff at the Chaotian section[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 255(3 ~ 4): 306 ~ 323.
- He Bin, Xu Yigang, Xiao Long, *et al.* 2003. Generation and spatial distribution of the Emeishan large igneous province: New evidence from stratigraphic records[J]. *Acta Geologica Sinica*, 77(2): 194 ~ 202 (in Chinese with English abstract).
- He Bin, Xu Yigang, Xiao Long, *et al.* 2006. Sedimentary responses to uplift of Emeishan mantle plume and its implications[J]. *Geological Review*, 52(1): 30 ~ 37(in Chinese with English abstract).
- He Binghui. 2016. Research progress on some issues on the Emeishan Large igneous province[J]. *Advances in Earth Science*, 31(1): 23 ~ 42(in Chinese with English abstract).
- He C S and Santosh M. 2017. Mantle roots of the Emeishan plume: an evaluation based on teleseismic P-wave tomography[J]. *Solid Earth*, 8: 1 141 ~ 1 151.
- He C S, Santosh M, Wu J P, *et al.* 2014. Plume or no plume: Emeishan large igneous province in southwest China revisited from receiver function analysis[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 232: 72 ~ 78.
- Hu Shengbiao, He Lijuan and Wang Jiyang. 2001. Compilation of heat flow data in the China continental area (3rd edition)[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 44(5): 611 ~ 626(in Chinese with English abstract).
- Jiang Guangzheng, Gao Peng, Rao Song, *et al.* 2016. Compilation of heat flow data in the continental area of China (4th edition)[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 59(8): 2 892 ~ 2 910 (in Chinese with English abstract).
- Pan Guitang, Lu Songnian, Xiao Qinghui, *et al.* 2016. Division of tectonic stages and tectonic evolution in China[J]. *Earth Science Frontiers*, 23(6): 1 ~ 23(in Chinese with English abstract).
- Peate I U and Bryan S E. 2008. Re-evaluating plume-induced uplift in the Emeishan large igneous province[J]. *Nature Geoscience*, 1: 625 ~ 629.
- Shellnutt J G. 2014. The Emeishan large igneous province: A synthesis[J]. *Geoscience Frontiers*, 5(3): 369 ~ 394.
- Wang Jiqing and Wang Yang. 2016. Is there an intermediate lower crust beneath the eastern China? [J]. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 38(6): 849 ~ 858(in Chinese with English abstract).
- Wang Y. 2001. Heat flow pattern and lateral variations of lithosphere strength in China mainland: Constraints on active deformation[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 126: 121 ~ 146.
- Wu J and Zhang Z J. 2012. Spatial distribution of seismic layer, crustal thickness, and V_p/V_s ratio in the Permian Emeishan mantle plume region[J]. *Gondwana Research*, 22(1): 127 ~ 139.
- Xia Linqi, Xia Zuchun, Xu Xueyi, *et al.* 2004. Carboniferous Tianshan igneous megaprovince and mantle plume[J]. *Geological Bulletin of China*, 23(9 ~ 10): 903 ~ 910(in Chinese with English abstract).
- Xu Tao, Zhang Zhongjie, Liu Baofeng, *et al.* 2015. Crustal velocity structure in the Emeishan large igneous province and evidence of the Permian mantle plume activity[J]. *Science China: Earth Sciences*,

- 45(5): 561 ~ 576(in Chinese).
- Xu Yigang. 2002. Mantle plumes, large igneous province and their geologic consequences[J]. *Earth Science Frontiers*, 9(4): 341 ~ 353 (in Chinese with English abstract).
- Xu Y G, Chung S L, Jahn B, *et al.* 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China[J]. *Lithos*, 58(3 ~ 4): 145 ~ 168.
- Xu Y G, He B, Chung S L, *et al.* 2004. Geologic, geochemical, and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood-basalt province[J]. *Geology*, 32(10): 917 ~ 920.
- Xu Y G, He B, Huang X, *et al.* 2007. Identification of mantle plumes in the Emeishan large igneous province [J]. *Episodes*, 30: 32 ~ 42.
- Xu Yigang, He Bin, Huang Xiaolong, *et al.* 2007. The debate over mantle plumes and how to test the plume hypothesis[J]. *Earth Science Frontiers*, 14(2): 1 ~ 9(in Chinese with English abstract).
- Xu Yigang, He Bin, Luo Zhenyu, *et al.* 2013. Study on mantle plume and large igneous province in China: An overview and perspectives [J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 32(1): 25 ~ 39(in Chinese with English abstract).
- Xu Yigang and Zhong Sunlin. 2001. The Emeishan large igneous province: Evidence for mantle plume activity and melting conditions[J]. *Geochimica*, 30(1): 1 ~ 9(in Chinese with English abstract).
- Xue Fanqin and Wang Yang. 2016. Crustal density and composition of western China[J]. *Geological Review*, 62(6): 1 579 ~ 1 589 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Y, Ren Z Y and Xu Y G. 2013. Sulfur in olivine-hosted melt inclusions of Emeishan picrites: Implications for S degassing and its impact on environment[J]. *Journal of Geophysical Research*, 118(8): 4 063 ~ 4 070.
- Zhang Zhaochong and Dong Shuyun. 2007. Were large igneous province caused by mantle plumes? [J]. *Geoscience*, 21(2): 247 ~ 254 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z C, Mahoney J J, Mao J W, *et al.* 2006. Geochemistry of picritic and associated basalt flows of the western Emeishan flood basalt province, China[J]. *Journal of Petrology*, 47(10): 1 997 ~ 2 019.
- Zhang Z C, Mao J W, Saunders A D, *et al.* 2009. Petrogenetic modeling of three mafic-ultramafic layered intrusions in the Emeishan large igneous province, SW China, based on isotopic and bulk chemical constraints[J]. *Lithos*, 113(3 ~ 4): 369 ~ 392.
- Zhang Z C, Zhi X C, Chen L, *et al.* 2008. Re-Os isotopic compositions of picrites from the Emeishan flood basalt province, China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 276(1 ~ 2): 30 ~ 39.
- Zheng Chen, Ding Zhifeng and Song Xiaodong. 2016. Joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions for crustal and uppermost mantle structure in southeast Tibetan Plateau [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 59(9): 3 223 ~ 3 236(in Chinese with English abstract).
- Zhong Y T, He B, Mundil R, *et al.* 2014. CA-TIMS Zircon U-Pb dating of felsic ignimbrite from the Binchuan section: Implications for the termination age of Emeishan large igneous province[J]. *Lithos*, 204: 14 ~ 19.
- Zhou M F, Malpas J, Song X Y, *et al.* 2002. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(3 ~ 4): 113 ~ 122.
- Zhu D, Luo T Y and Gao Z M. 2003. Differentiation of the Emeishan flood basalts at the base and throughout the crust of southwest China [J]. *International Geology Review*, 45: 471 ~ 477.

附中文参考文献

- 何 斌, 徐义刚, 肖 龙, 等. 2003. 峨眉山大火成岩省的形成机制及空间展布: 来自沉积地层学的新证据[J]. *地质学报*, 77(2): 194 ~ 202.
- 何 斌, 徐义刚, 肖 龙, 等. 2006. 峨眉山幔柱上升的沉积响应及其地质意义[J]. *地质论评*, 52(1): 30 ~ 37.
- 何冰辉. 2016. 关于峨眉山大火成岩省一些问题的研究现状[J]. *地球科学进展*, 31(1): 23 ~ 42.
- 胡圣标, 何丽娟, 汪集旸. 2001. 中国大陆地区大地热流数据汇编(第三版)[J]. *地球物理学报*, 44(5): 611 ~ 626.
- 姜光政, 高 棚, 饶 松, 等. 2016. 中国大陆地区大地热流数据汇编(第四版)[J]. *地球物理学报*, 59(8): 2 892 ~ 2 910.
- 潘桂棠, 陆松年, 肖庆辉, 等. 2016. 中国大地构造阶段划分和演化[J]. *地学前缘*, 23(6): 1 ~ 23.
- 王纪庆, 汪 洋. 2016. 中国东部下地壳是中性的吗? [J]. *地球科学与环境学报*, 38(6): 849 ~ 858.
- 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 等. 2004. 天山石炭纪大火成岩省与地幔柱[J]. *地质通报*, 23(9 ~ 10): 903 ~ 910.
- 徐 涛, 张忠杰, 刘宝峰, 等. 2015. 峨眉山大火成岩省地壳速度结构与古地幔柱活动遗迹: 来自丽江-清镇宽角地震资料的约束[J]. *中国科学*, 45(5): 561 ~ 576.
- 徐义刚. 2002. 地幔柱构造、大火成岩省及其地质效应[J]. *地学前缘*, 9(4): 341 ~ 353.
- 徐义刚, 何 斌, 黄小龙, 等. 2007. 地幔柱大辩论及如何验证地幔柱假说[J]. *地学前缘*, 14(2): 1 ~ 9.
- 徐义刚, 何 斌, 罗震宇, 等. 2013. 我国大火成岩省和地幔柱研究进展与展望[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 32(1): 25 ~ 39.
- 徐义刚, 钟孙霖. 2001. 峨眉山大火成岩省: 地幔柱活动的证据及其熔融条件[J]. *地球化学*, 30(1): 1 ~ 9.
- 薛翻琴, 汪 洋. 2016. 中国西部地壳岩石密度及其组成[J]. *地质评论*, 62(6): 1 579 ~ 1 589.
- 张招崇, 董书云. 2007. 大火成岩省是地幔柱作用引起的吗? [J]. *现代地质*, 21(2): 247 ~ 254.
- 郑 晨, 丁志峰, 宋晓东. 2016. 利用面波频散与接收函数联合反演青藏高原东南缘地壳上地幔速度结构[J]. *地球物理学报*, 59(9): 3 223 ~ 3 236.