

申宇彤, 杨光亮, 申重阳. 基于波数域Parker-Oldenburg方法计算泸定震区莫霍面深度[J]. 华南地震, 2026, 46(2): 22-28. [SHEN Yutong, YANG Guangliang, SHEN Chongyang. Calculation of Moho Depth in Luding Seismic Zone Based on Parker-Oldenburg Method in Wavenumber Domain [J]. South China journal of seismology, 2026, 46(2): 22-28]

基于波数域 Parker-Oldenburg 方法计算 泸定震区莫霍面深度

申宇彤¹, 杨光亮², 申重阳²

(1. 广东省地震局, 广州 510070; 2. 中国地震局地震研究所, 武汉 430071)

摘要: 作为壳幔分界面, 莫霍面的精细结构对揭示地壳深部物质迁移与构造演化机制具有重要指示意义。此研究基于WGM2012全球重力模型数据, 采用四阶小波多尺度分解技术提取泸定震区(22°~36°N, 96°~108°E)区域重力异常, 通过波数域的Parker-Oldenburg迭代反演算法, 构建了研究区高分辨率莫霍面深度模型, 并结合构造动力学背景探讨2022年泸定M6.8地震孕震机制。研究表明: 研究区莫霍面呈现显著横向非均匀性(27~76 km), 四川盆地(36~42 km)与松潘甘孜地块(60~72 km)形成14~30 km的莫霍面陡变带; 龙门山断裂带、安宁河断裂带等主要构造边界对应莫霍面梯度带, 其空间展布与重力异常梯度带呈现镜像特征; 泸定地震震中位于鲜水河断裂带与莫霍面梯度带交汇区, 深部物质垂向运移与构造应力场协同作用可能是此次地震的主要动力学诱因。此研究为青藏高原东缘深部构造演化提供了新的地球物理约束。

关键词: Parker-Oldenburg反演方法; 泸定6.8级地震; 地震区; 莫霍面不连续性

中图分类号: P315.2+1

文献标识码: A

文章编号: 1001-8662(2026)02-0022-07

DOI: 10.13512/j.hndz.2026.02.03

Calculation of Moho Depth in Luding Seismic Zone Based on Parker-Oldenburg Method in Wavenumber Domain

SHEN Yutong¹, YANG Guangliang², SHEN Chongyang²

(1. Guangdong Earthquake Agency, Guangzhou 510070, China; 2. Institute of Seismology, China Earthquake Administration, Wuhan 430071, China)

Abstract: As the crust-mantle interface, the fine-scale structure of the Moho discontinuity provides critical insights into deep crustal material migration and tectonic evolutionary mechanisms. Based on the WGM2012 global gravity model data, this study used the fourth-order wavelet multi-scale decomposition technique to extract the regional gravity anomalies in the Luding seismic zone (22°~36° N, 96°~108° E). Through the Parker-Oldenburg it-

收稿日期: 2025-03-08

基金项目: 国家自然科学基金(42174104, 42374105); 科技部科技基础资源调查专项(2023FY10150502)联合资助。

作者简介: 申宇彤(1998-), 女, 助理工程师, 主要从事重力观测与反演研究。

E-mail: 1241343880@qq.com

通信作者: 杨光亮(1980-), 男, 研究员, 主要从事地球重力观测理论与应用研究。

E-mail: vfory@aliyun.com

erative inversion algorithm in the wavenumber domain, a high-resolution Moho depth model in the study area was constructed, and the seismogenic mechanism of the Luding $M_{6.8}$ earthquake in 2022 was discussed in combination with the tectonic dynamics background. The results show that marked lateral heterogeneity of the Moho discontinuity (27–76 km), with a steep transitional zone (14–30 km vertical offset) between the Sichuan Basin (36–42 km) and the Songpan–Garzê block (60–72 km). There is a certain spatial correlation between major tectonic boundaries (e.g., Longmenshan fault zone and Anninghe fault zone) and Moho gradient zone, exhibiting mirroring features with gravity anomaly gradient zones. The epicenter of the Luding earthquake is located at the intersection of the Xianshuihe fault zone and the Moho gradient zone, where synergistic interaction between deep vertical material migration and tectonic stress fields likely acted as the key dynamic trigger. This research offers novel geophysical constraints on deep structural evolution along the eastern margin of the Qinghai–Tibet Plateau.

Keywords: Parker–Oldenburg inversion method; Luding $M_{6.8}$ earthquake; Seismic zone; Moho discontinuity

0 引言

据中国地震台网中心发布,北京时间2022年9月5日12时52分,中国四川省甘孜州泸定县(29.59°N, 102.08°E)发生 $M_{6.8}$ 地震,震源深度约16 km,震中位于鲜水河断裂带磨西段。泸定地震是继2008年汶川 $M_{8.0}$ 、2013年芦山 $M_{7.0}$ 和2017年九寨沟 $M_{7.0}$ 地震以来的南北地震带中段最大地震(图1),历史上在震中附近曾发生多次 $M_{6.0}$ 以上地震,这些地震发生的深部构造环境和成因机理尚不明确。作为地球内部最接近地球表面的全球性分界面,了解莫霍面的构造细节对深入了解地球深部构造、地球动力学问题、地球内部物质和能量的交换过程以及地震孕育的机制或条件至关重要^[1-2]。因此需要建立更为准确或合理的泸定震区莫霍面深度模型。

泸定震区位于南北地震带中段、青藏高原东北缘,是青藏高原内部物质向SE运移的主要场所,全区地表变形强烈,断裂发育,地震活动异常频繁。其中,龙门山断裂带、玉树—甘孜—鲜水河断裂带、安宁河—小江断裂带三条断裂带呈“Y”字耦合,构成松潘甘孜地块、川滇菱形块体和扬子地块的分界线,同时控制区域内的主要地震活动,是天然的地球物理实验场,也是此次泸定地震的发生场所。为了摸清该地区的地震活动成因和规律,许多地球物理学家对泸定震区深部构造进行了探测和反演工作。人工深地震剖面探测结果显示泸定震区莫霍面大体在36~70 km,四川盆地埋深最浅,在36~40 km左右,松潘甘孜地块莫霍面最深,超过60 km,龙门山断裂带两侧莫霍面高差明显^[3-6];利用接收函数的反演结果认为研究区域莫霍面埋深在

30~70 km,地壳厚度横向变化强烈,自北西至南东莫霍面逐渐抬升^[7-8];区域重力反演结果表明泸定震区莫霍面深度范围为38~70 km,松潘甘孜地块莫霍面较深,埋深达到60 km以上,四川盆地最浅,仅有38~40 km,龙门山断裂带为松潘甘孜地块与四川盆地的过渡地带,莫霍面变化梯度大,川滇菱形地块内部出现了广泛的地壳增厚现象并一直延伸至菱形块体最南端,其莫霍面深度自南东往北西变深,变化范围在40~58 km;金沙江—红河断裂带两侧莫霍面由南向北逐渐变深;滇西南地区的莫霍面由北向南从44 km降低到了38 km^[9-17]。上述方法得到的泸定震区的莫霍面分布状况虽然大体上相差无几,但在细节处仍然不尽相同,需要进一步探究。

1 密度界面反演的Parker-Oldenburg算法

1.1 Parker-Oldenburg算法研究背景

一般来说,重力密度界面反演方法根据计算域的不同一般可以分为空间域方法和波数域方法^[18],这两种方法都是地球物理相关工作的研究热点。空间域反演方法因其直观、方便理解的特性在该研究领域出现较早并且研究较多,一般有直接迭代法、压缩质面法和非线性反演方法等方法。然而虽然空间域算法研究成果较多,但是其大部分空间域反演方法都是离散模型,需要经过多次迭代,计算耗时较长,因此不适合用来进行大区域的界面反演。为了解决反演过程复杂、花费时间长且反演区域局限的问题,波数域密度界面正演和反演计算方法于20世纪70年代应运而生。1972年Parker首先将快

速傅里叶变化引入了界面正演计算^[19], 1974年 Oldenburg 在此基础上提出了密度界面波数域迭代反演法^[20]。由于该反演方法采用了 FFT (Fast Fourier Transform, 快速傅里叶变换), 计算速度很快, Parker-Oldenburg 波数域位场迭代反演方法被广泛采用。

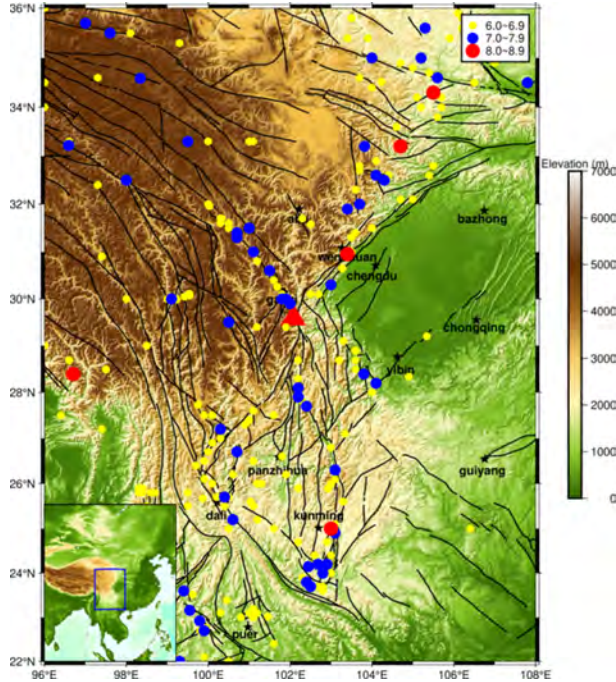


图1 泸定震区地形与构造简图
黑色线条为主要断层;红色三角为2022年泸定6.8地震;圆点为历史记载 $M_s \geq 6.0$ 以上地震

图1 泸定震区地形与构造简图

Fig.1 Topographic and structural map of Luding M6.8 earthquake area

1.2 Parker-Oldenburg 算法原理

Parker(1973)提出了基于波数域的单界面起伏引起的重力异常表达式^[19]:

$$F[\Delta g(r_0)] = -2\pi G \rho e^{-|\vec{k}|z_0} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|\vec{k}|^{n-1}}{n!} F[h^n(\vec{r})] \quad (1)$$

式(1)中, G 是万有引力常数, Z_0 指观测面, r_0 是 Z_0 内的观测点空间坐标矢量, $z = h(\vec{r})$ 为待反演二维连续界面, \vec{r} 为 r_0 在 $x-y$ 平面的投影, $\Delta \rho$ 为观测面与待反演层之间的三维剩余密度分布(或界面上下物质的密度差 $\Delta \rho = \rho_1 - \rho_2$), F 表示空间域 (x, y) 转换到波数域 \vec{k} 的傅氏变换算子。

次年, Oldenburg(1974)通过提取式(1)右边级数表达式的第一项, 得到二维界面深度的迭代反演计算表达式^[20]:

$$F[h] = -\frac{F[\Delta g]}{2\pi G \Delta \rho} e^{|\vec{k}|z_0} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{|\vec{k}|^{n-1}}{n!} F[h^n(\vec{r})] \quad (2)$$

式(1)和(2)共同奠定了 Parker-Oldenburg 波数域快速反演算法的理论基础。

式(1)、(2)的反演实现, 一般基于平面参考深度进行^[18, 21]。如图2所示, 将待反演界面 $h(\vec{r})$ 分解成两部分: 反演界面参考深度 h_0 及相对参考深度的起伏 $\Delta h(\vec{r})$, 即:

$$h(\vec{r}) = h_0 + \Delta h(\vec{r}) \quad (3)$$

这样可以减小界面起伏, 使迭代易于收敛。

为了压制式(2)中向下延拓因子 $e^{|\vec{k}|z_0}$ 产生的高频振荡成分, 可引入正则化因子^[22], 此时式(1)、(2)可以变为:

$$F[\Delta g(\vec{r}_0) - \Delta g_1(\vec{r})] = -2\pi G \Delta \rho e^{-|\vec{k}|z_0} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|\vec{k}|^{n-1}}{n!} F[\Delta h^n(\vec{r})] \quad (4)$$

$$F[\Delta h(\vec{r})] = -\frac{F[\Delta g(\vec{r}_0) - \Delta g_1(\vec{r}_0)]}{2\pi G \Delta \rho} \frac{e^{|\vec{k}|z_0}}{(1 + \alpha e^{2|\vec{k}|z_0})} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{|\vec{k}|^{n-1}}{n!} F[\Delta h^n(\vec{r})] \quad (5)$$

式(4)中 $\Delta g_1(\vec{r}_0)$ 为平板层 h_0 引起的重力变化, $1 + \alpha e^{2|\vec{k}|z_0}$ 为正则化因子, α 为正则化参数, 正则化因子的最终效果相当于一个低通滤波器^[22]。式(4)、(5)构成基于平面参考深度的 Parker-Oldenburg 迭代反演算法。该反演算法在青藏高原周缘、长江三峡等地区均取得了较好的应用效果^[22-24]。本文采用的界面反演算法实现的原理详见文献^[21], 具体实施方案参见文献^{[22]-[24]}, 这里不再赘述。

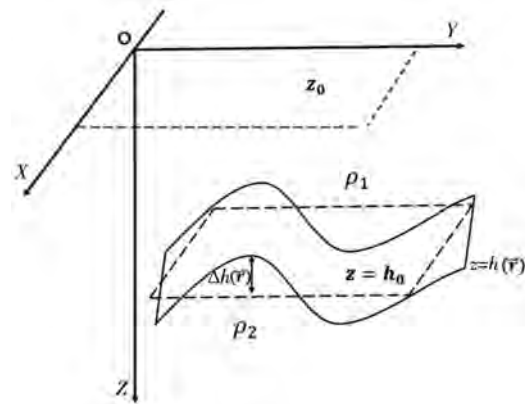


图2 三维界面反演模型图

Fig.2 Three-dimensional interface inversion model diagram

2 泸定 $M_s6.8$ 地震震区莫霍面埋深的反演研究

2.1 布格重力异常数据

布格重力异常反映了地壳内部各种密度界面和不均匀密度体产生的异常信息,通过合适的异常分离方法可以获得莫霍面起伏引起的区域重力异常并由此计算出莫霍面的分布情况^[25]。本文使用的布格重力异常数据来自全球重力场数据库(International Gravimetric Bureau)提供的全球重力场模型数据WGM2012(World Gravity Map 2012)^[26]。该重力场模型来自于地球重力场模型EGM2008和DTU10,以及从ETOPO1模型中获得的分辨率为的地形改正,本文从WGM2012重力模型中选取范围 $96^\circ\sim 108^\circ\text{E}$, $22^\circ\sim 36^\circ\text{N}$ 的布格重力异常数据,并做插值处理,得到泸定震区布格重力场模型如图3所示。

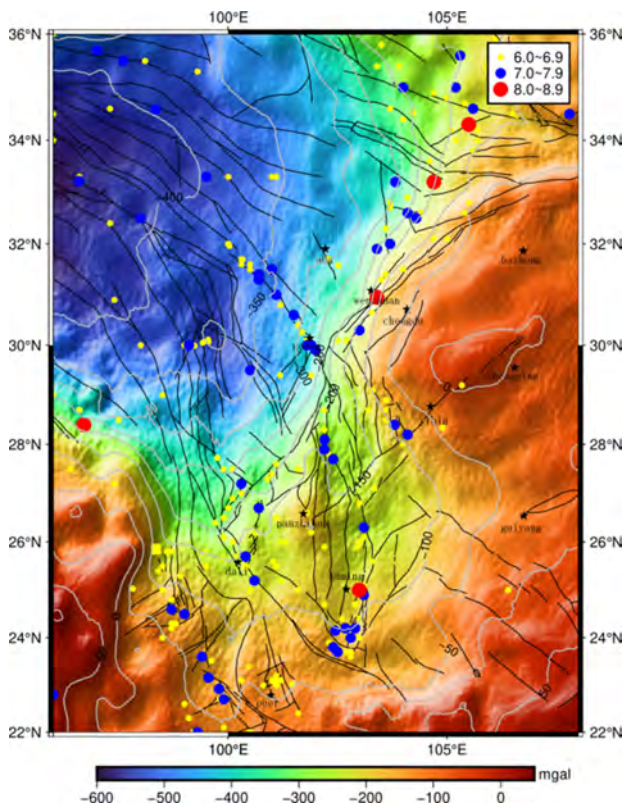


图3 泸定震区布格重力异常分布图

Fig.3 Distribution map of Bouguer gravity anomaly in Luding $M6.8$ earthquake area

2.2 异常数据分离

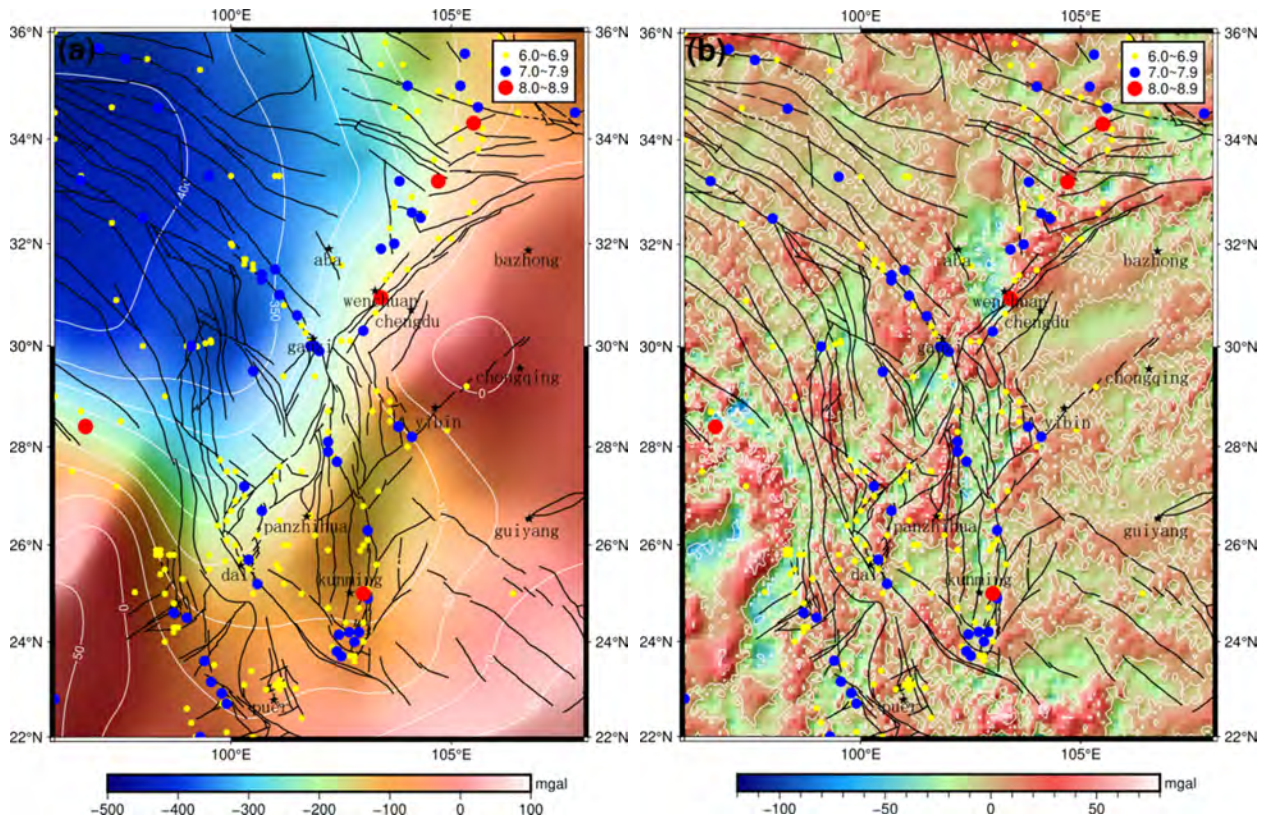
重力异常由不同深度密度体信号叠加形成,其中浅部高波数信号反映局部异常,深部低波数信号对应区域异常^[27]。为提取泸定震区莫霍面相

关区域场,本文采用小波变换对布格重力异常场进行多尺度分解,并通过计算功率谱斜率得到1~4阶小波细节对应的场源深度。结果表明四阶小波逼近对应的平均场源深度约40 km,可有效表征莫霍面变化^[28-29]。剔除局部高频异常(图4b),提取4阶小波逼近对应的区域重力异常,如图4a所示:区域重力异常变幅在 $-436\sim 70$ mgal,整体西低东高,反映了地势由西北向东南逐渐降低,莫霍面由东南向西北逐渐变深的总趋势。全区的布格重力异常以龙门山—锦屏山巨型重力梯级带为界,分为东西两大区域,其中东部的四川盆地布格重力异常值较高,等值线向西突出且分布较为稀疏,西部的松潘—甘孜地块、川滇块体北部重力场变化值较低,最低达到 -436 mgal;龙门山断裂带附近重力等值线较为密集,南部的云南地区重力异常变化整体较为平缓,四川南部攀枝花地区存在南北向局部高重力异常。

2.3 莫霍面反演深度结果

重力反演计算中涉及的模型参数主要包括莫霍面平均深度 Δh 、壳幔密度差 $\Delta\rho$ 、正则化参数 α 以及反演迭代控制的阈值 δ 、 ε 等参数^[14,21-22]。根据前人的地震测深结果可以得知,青藏高原东北缘莫霍面深度在50~62 km,四川盆地莫霍面深度约40~45 km,云南地区的整体地壳厚度在36~48 km^[6,30-31],于是选取48.4 km为界面平均深度参与反演;壳幔密度差根据人工地震测深结果和Nafe-Drake波速-密度经验转换关系(式6)计算得出^[17,22],震区地震测深结果显示:上覆下地壳P波速一般在6.7~7.0 km/s之间,下伏上地幔P波速在7.8~8.2 km/s之间,相应的莫霍界面的密度差一般在0.3~0.4 g/cm³。反演时,密度差以0.3~0.4范围分别按0.01步长变化,取反演结果最优的密度差为最终界面密度差,结果为0.39 g/cm³;正则化参数一般取值在0~1之间,以0.01为步长变化,在确保反演收敛且满足反演精度要求下尽可能小,最终取 $\alpha = 0.3$;反演精度主要考虑:模型正演重力异常与观测重力异常之差的均方根小于给定阈值,莫霍面深度值与已知约束数据的最大偏差的相对均方根误差小于给定阈值,这里取 $\delta = 0.001$, $\varepsilon = 0.01$ 。

$$\begin{cases} \rho = 2.78 + 0.27(V_p - 6.0), (5.5 \geq V_p) \\ \rho = 2.78 + 0.56(V_p - 6.0), (6.0 \geq V_p \geq 5.5) \\ \rho = 3.07 + 0.29(V_p - 7.0), (7.5 \geq V_p \geq 6.0) \\ \rho = 3.22 + 0.20(V_p - 7.5), (8.5 \geq V_p \geq 7.5) \end{cases} \quad (6)$$



a:4阶小波逼近;b:4阶局部异常

图4 布格重力异常信号分离图

Fig.4 Signal separation diagram of Bouguer gravity anomaly

图5显示的是泸定震区莫霍面深度分布情况，其整体深度在27~76 km，由西北到东南莫霍面逐步抬升，西北部的青藏高原内部莫霍面埋深较深，在60~72 km，向SE方向莫霍面逐渐变浅，等值线向SE方向呈U型凸起；东南部莫霍面分布较浅，四川盆地莫霍面深度大约在36~42 km，川滇菱形块体自南东向北西莫霍面逐渐变深，约40~60 km，滇西地区自北向南莫霍面逐渐向上抬升，大约30~48 km，攀西地区有轻微隆起；龙门山断裂带、安宁河断裂带和金沙江断裂带上莫霍面深度变化梯度最大，与重力异常情况相呼应，反映该处莫霍面深度变化最剧烈。

2.4 结果评价

将上述结果与前人利用重力反演得到的泸定震区莫霍面深度结果^[9-17]进行对比可知(见表1)，本文莫霍面埋深与前人结果的基本特征相同，四川盆地深度范围与表中结果具有空间分布一致性，青藏高原内部主体深度区间与前人结果偏差2~3 km，可能与地形校正精度相关；滇西南地区偏深4~5 km，推测由于红河断裂带横向密度差异未能被常密度模型充分表征。

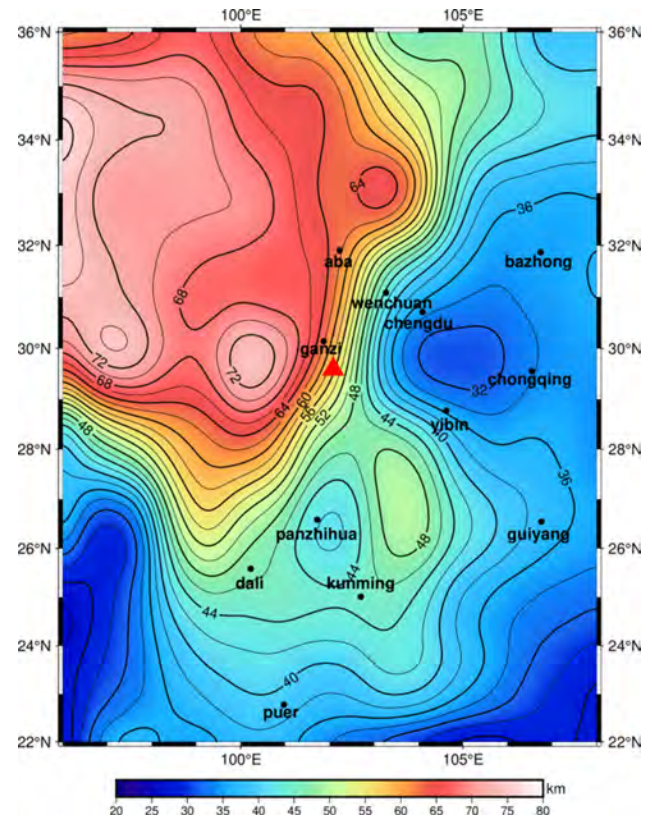


图5 泸定震区莫霍面深度等值线图

Fig.5 Contour map of Moho depth in the Luding earthquake area

表1 泸定震区莫霍面的不同重力反演结果

Table 1 Statistical results of Moho model in Luding earthquake area obtained by different gravity inversion

参考文献	研究范围	整体深度/km	四川盆地/ km	攀西地区/km	青藏高原/ km	川滇块体/km	滇西与滇南/ km
路晓翠 ^[16]	25°~34°N, 97°~109°E	34~68	小于38	存在隆起, 46~48	大于60	42~62	37~50
张恩会等 ^[9]	22°~34°N, 94°~106°E	38~70	40~46	无上隆	大于56	38~50	38~50
徐志萍等 ^[17]	22°~33°N, 97°~107°E	34~62	38~42	存在隆起, 42~48	大于50	42~62	33~52
张杰等 ^[11]	20°~35°N, 95°~110°E	30~69	36~38	存在隆起, 42~48	大于50	40~58	38~44
本文	22°~36°N, 96°~108°E	27~72	36~42	微小隆起, 44~48	大于50	40~60	30~48

为了厘清差异成因, 本文整合了地震测深剖面数据进行交叉验证: 王椿镛等利用深地震测深剖面得到了松潘甘孜地块的莫霍面深度在 52~62 km^[5], 与本文结果吻合良好; 张恩会等利用深地震宽角反射/折射剖面得到了一条云西南部的二维地壳速度模型, 沿测线莫霍面由西南向东北逐渐变深, 深度在 35~43 km^[32], 比我们的结果稍浅 4~5 km; 嘉世旭等布设了自四川盆地至川西北高原总长 500 km 的深地震探测剖面, 得到四川盆地的莫霍面埋深为 41~43 km^[6], 较本文结果稍深 2~3 km; 徐涛等利用“丽江—攀枝花—清镇”剖面的人工地震数据获得了攀西地区的莫霍面深度, 莫霍面沿剖面自西向东逐步抬升, 整体深度在 38~53 km^[33], 在攀枝花附近有上隆特征, 这与我们的反演结果相一致。重力反演对横向密度变化敏感度不足、深大断裂带处高频信号衰减过快, 且 Parker-Oldenburg 反演算法对界面起伏较大模型具有局限性综合导致两者结果在深浅构造强烈地区深度差异较大。

3 讨论与结论

本研究基于 WGM2012 重力场模型提取泸定震区布格重力异常数据, 采用四阶小波多尺度分解技术有效分离反映莫霍面起伏的区域重力异常信号。通过整合前人测深资料约束参数(平均莫霍面深度 48.4 km, 壳幔密度差 0.39 g/cm³), 应用波数域 Parker-Oldenburg 密度界面反演算法, 构建研究区高分辨率莫霍面深度模型。结果显示: 研究区整体呈现显著横向非均匀性(27~76 km), 莫霍面深度自西北至东南逐渐变浅, 在龙门山断裂带上深度变化梯度最大, 反映该地区地壳活动性强烈。青藏高原内部的松潘—甘孜块体和川西北次级块体深度约 60~72 km, 四川盆地深度约 36~42 km, 研究区域西南部的川滇菱形块体大约在 30~48 km。

泸定震区处于青藏高原东北缘, 受到印度板块

和欧亚板块的挤压碰撞以及喜马拉雅东构造结的楔入控制, 自 45 Ma 以来发生了强烈的构造变形, 西北部的松潘—甘孜地块、川西北次级块体地壳显著增厚, 西南部的川滇菱形块体、滇西地块分布着一系列近 NW 向的大型走滑断裂, 控制着川滇震区的大、小震活动。结合泸定震区莫霍面深度以及断裂带的分布情况, 可以看出, 青藏高原内部物质的 E 向和 SE 向流动态势, 青藏高原中、下地壳的软弱物质向 E 运移的过程中受到四川盆地刚性地块的阻挡, 在龙门山断裂带附近形成逆冲推覆构造的同时, 也导致该区域的莫霍面发生强烈变形, 形成了莫霍面深度变化的梯级带; 受到华南地块的阻挡后, 高原物质继而向东南方向运移, 形成了顺时针旋转的态势, 川滇菱形块体由此成为青藏高原物质东向逃逸的主要场所和运移通道, 区域内地形错综复杂, 物质破碎且区域起伏强烈。

结合上述构造背景, 此次泸定震中恰好位于甘孜—玉树—鲜水河断裂带、龙门山断裂带及安宁河—则木河—小江断裂带交汇的“Y”型节点^[34], 该处处于鲜水河断裂带向安宁河断裂带和大凉山断裂带转换的关键部位, 内部物质构造复杂多变, 莫霍面梯度突变, 断裂挤压破碎显著, 积累了较高的库伦应力^[35], 构成典型孕震环境。

本研究受泸定震区显著地形起伏与莫霍面突变特征制约, 叠加重力异常模型空间分辨率限制, 传统 Parker-Oldenburg 反演法对局部梯度带的解析存在显著偏差。同时, 该区广域横向密度变异与深部构造耦合作用, 导致常密度假设难以有效表征复杂壳幔过渡特征。鉴于此, 后续研究将着重改进 Parker-Oldenburg 算法的梯度响应机制, 构建分区变密度反演模型, 并融合地震测深数据进行多物理场联合约束, 以求实现莫霍面三维结构的精确重建, 为区域地壳标准化建模提供高精度动力学约束。

参考文献

- [1] 曾融生. 莫霍界面的性质[J]. 地球物理学报, 1964(02): 180-188.
- [2] 熊小松. 中国大陆莫霍面深度与变化特征及其地球动力学意义[D]. 北京: 中国地质科学院, 2010.
- [3] 熊绍柏, 滕吉文, 尹周勋, 等. 攀西构造带南部地壳与上地幔结构的爆炸地震研究[J]. 地球物理学报, 1986(03): 235-244+313-316.
- [4] 崔作舟, 卢德源, 陈纪平, 等. 攀西地区的深部地壳结构与构造[J]. 地球物理学报, 1987(06): 566-580.
- [5] 王椿镛, 韩渭宾, 吴建平, 等. 松潘—甘孜造山带地壳速度结构[J]. 地震学报, 2003(03): 229-241+342.
- [6] 嘉世旭, 刘保金, 徐朝繁, 等. 龙门山中段及两侧地壳结构与汶川地震构造[J]. 中国科学: 地球科学, 2014, 44(03): 497-509.
- [7] 郑晨, 丁志峰, 宋晓东. 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, 2016, 59(09): 3223-3236.
- [8] Li Y H, Gao M T, Wu Q J. Crustal thickness map of the Chinese mainland from teleseismic receiver functions[J]. *Tectonophysics*, 2014(611): 51-60.
- [9] 张恩会, 石磊, 李永华, 等. 基于抛物线密度模型的频率域三维界面反演及其在川滇地区的应用[J]. 地球物理学报, 2015, 58(02): 556-565.
- [10] 汪健, 王安怡, 申重阳, 等. 南北地震带南段莫霍面重力反演研究[J]. 大地测量与地球动力学, 2015, 35(06): 931-935.
- [11] 张杰, 杨光亮, 谈洪波, 等. 基于接收函数约束的川滇地区莫霍面深度反演研究[J]. 地球物理学报, 2020, 63(07): 2579-2591.
- [12] 朱思林, 甘家思, 徐菊生, 等. 滇西试验场重力异常特征与强震潜在源区研究[J]. 地壳形变与地震, 1993(02): 1-8.
- [13] 钟锴, 徐鸣洁, 王良书, 等. 川滇地区重力场特征与地壳变形研究[J]. 高校地质学报, 2005(01): 111-117.
- [14] 王椿镛, Mooney W D, 王溪莉, 等. 川滇地区地壳上地幔三维速度结构研究[J]. 地震学报, 2002(01): 1-16.
- [15] 冯锐. 中国地壳厚度及上地幔密度分布(三维重力反演结果)[J]. 地震学报, 1985(02): 143-157.
- [16] 路晓翠. 川滇地区重力场及深部构造特征研究[D]. 济南: 山东科技大学, 2011.
- [17] 徐志萍, 王夫运, 姜磊, 等. 川滇地区莫霍面深度和地壳厚度[J]. 地震地质, 2018, 40(06): 1318-1331.
- [18] 冯娟, 孟小红, 陈召曦, 等. 重力密度界面反演方法研究进展[J]. 地球物理学进展, 2014, 29(01): 223-228.
- [19] Parker R L. The rapid calculation of potential anomalies[J]. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1972(31): 447-455.
- [20] Oldenburg D W. The inversion and interpretation of gravity anomalies[J]. *Geophysics*, 1974, 39(4): 526-536.
- [21] 冯锐, 严惠芬, 张若水. 三维位场的快速反演方法及程序设计[J]. 地质学报, 1986(04): 390-403.
- [22] 王石任, 朱思林, 李蓉川. 长江三峡地区三维重力反演研究[J]. 地球物理学报, 1992(01): 69-76.
- [23] 申重阳, 李安然, 王清云, 等. 麻城1932年6.0级地震区地球物理场与深部环境研究[J]. 地壳形变与地震, 1994(03): 65-73.
- [24] 汪健, 申重阳, 李辉, 等. 三峡地区壳幔深部界面重力反演[J]. 地震学报, 2014, 36(01): 70-83+158.
- [25] 陈石, 郑秋月, 徐伟民. 南北地震带南段地壳厚度重震联合最优化反演[J]. 地球物理学报, 2015, 58(11): 3941-3951.
- [26] Bonvalot S, Balmino G, Briais A, et al. World Gravity Map—1: 50 000 000 scale map[DB]. Paris: BGI-CGMW-CNES-IRD, 2012.
- [27] 郭良辉, 孟小红, 石磊, 等. 重力异常分离的相关法[J]. 地球物理学进展, 2008, 51(05): 1425-1430.
- [28] 侯遵泽, 杨文采. 中国重力异常的小波变换与多尺度分析[J]. 地球物理学报, 1997, 40(01): 85-95.
- [29] 杨文采, 施志群, 侯遵泽, 等. 离散小波变换与重力异常多重分解[J]. 地球物理学报, 2001, 44(04): 534-541+582.
- [30] 王帅军, 刘保金, 张建狮, 等. 南北地震带滇西南地区地壳速度结构与构造研究: 勐海—耿马—泸水深地震探测剖面结果[J]. 中国科学: 地球科学, 2015, 45(12): 1853-1865.
- [31] 徐涛, 张忠杰, 刘宝峰, 等. 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: 地球科学, 2015, 45(05): 561-576.
- [32] 张恩会, 楼海, 嘉世旭, 等. 云南西部地壳深部结构特征[J]. 地球物理学报, 2013, 56(06): 1915-1927.
- [33] 徐涛, 张明辉, 田小波, 等. 丽江—清镇剖面上地壳速度结构及其与鲁甸 M_s 6.5级地震孕震环境的关系[J]. 地球物理学报, 2014, 57(09): 3069-3079.
- [34] 韩炳权, 刘振江, 陈博, 等. 2022年泸定 M_w 6.6地震InSAR同震形变与滑动分布[J]. 武汉大学学报(信息科学版), 2023, 48(01): 36-46.
- [35] Papadimitriou E, Wen X Z, Karakostas V, et al. Earthquake triggering along the Xianshuihe fault zone of western Sichuan, China [J]. *Pure and Applied Geophysics*, 2004, 161(1): 683-707.