

陈佳, 邓嘉美, 叶泵, 等, 2021. 利用接收函数研究滇西北地区地壳厚度及泊松比特征. 中国地震, 37(1): 127~139.

利用接收函数 研究滇西北地区地壳厚度及泊松比特征

陈佳¹⁾ 邓嘉美¹⁾ 叶泵¹⁾ 王军¹⁾
李孝宾¹⁾ 高琼¹⁾ 金明培²⁾

1) 中国地震科学实验场大理中心, 云南大理 671000

2) 云南省地震局, 昆明 650224

摘要 计算了滇西北地区的 16 个固定地震台和喜马拉雅台阵项目的 103 个流动台站 (共 119 个地震台站) 记录的 238 个 5.8 级以上的远震事件, 从中挑选了 5558 个信噪比高、震相清晰的接收函数, 采用人工读取震相到时的方法, 获得了各个台站下方的地壳厚度和泊松比。结果显示: 滇西北地区地壳厚度等值线呈 ES 向舌状突出, 地壳厚度和泊松比横向变化明显。经拟合, 研究区域内地壳厚度和海拔呈正相关线性特征, 深大断裂对区域构造特征和深部动力环境起控制作用。澜沧江断裂和怒江断裂北部可能是青藏高原物质向川滇侧向挤出的通道, 丽江-小金河断裂深部存在流变物质。

关键词: 滇西北地区 接收函数 地壳厚度 泊松比

[文章编号] 1001-4683(2021)01-0127-13 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

滇西北地区位于青藏高原东南部, 东邻扬子地块, 西接缅甸块体, 区内山峦起伏, 深大断裂纵横交错, 地形与深部构造十分复杂。此区经历了多期构造演化 (钟大赉, 1998; 李继亮, 1998), 新生代时期印度板块和欧亚板块的碰撞影响深远, 引起了强烈的陆内变形, 在地表主要表现为 NNW-近 SN 向断裂的走滑变形 (姜朝松等, 2000)。该碰撞引起青藏高原不断抬升, 宽度至少为 1500km 的特提斯洋消亡, 而现今地壳增厚量远不足以吸纳如此庞大的特提斯洋壳 (Yin et al, 2000)。过去的 30 多年中, 地球物理学家提出了“刚性块体挤出模式” (Tapponnier et al, 1976; Replumaz et al, 2003)、“中下地壳通道流” (Royden et al, 1997; England et al, 1986) 和“地壳叠置增厚” (Christensen, 1996) 等模型, 用各种方法和手段对这一地区的地球动力学特征进行研究和解释。

由于云南地区复杂的地质构造现象, 众多地质和地球物理学家对其地壳及深部构造特征开展了大量的研究, 如人工地震测深 (张中杰等, 2005; 胡鸿翔等, 1986; 林中洋等, 1993)、P

[收稿日期] 2019-07-30 [修定日期] 2020-04-19

[项目类别] 云南省地震局科研专项 (2018ZX04)、陈颀院士工作站 (2014IC007) 共同资助

[作者简介] 陈佳, 女, 1982 年生, 高级工程师, 主要从事数字地震学研究。E-mail: sarmar88@163.com

波的地震层析成像(白志明等,2004;胥颐等,2013)、壳幔速度间断面特征(何正勤等,2004;张晓曼等,2011)等,在云南地区还开展过面波频散反演壳幔 S 波速度结构的研究工作(张智等,2008;陈佳等,2012)。接收函数方法是目前研究地球内部速度间断面结构较为有效的方法之一,取得了很多成果(Langston 1979;Owens et al,1987;Randall,1989;Ammon et al,1990;刘启元等,1996;吴庆举等,2007;陈睿等,2016)。近年来,远震 P 波接收函数被广泛用来探测云南及周边地区的壳幔结构特征(吴建平等,2001;胡家福等,2003;徐鸣洁等,2005;查小惠等,2013;李永华等,2009;Wang et al,2017),部分研究人员使用流动台站,而多数研究人员则利用固定地震台站的资料。以往的研究中台站分布不均匀,仅局限于云南东部和北部部分地区,而如红河断裂、中甸及其以北地区台站很少,且台间距较大、分辨率较低,无法得到精细的壳幔结构。

本研究采用 16 个固定地震台站和 2011 年在滇西北地区架设的 103 个喜马拉雅观测地震台站的远震波形资料,利用接收函数得到滇西北地区的地壳厚度与泊松比值。该研究区域是一个物质组成和构造单元极为复杂的地区,与前人研究相比,使用密集的流动台网很大程度地提高了横向分辨率,可以用来对比研究结果的一致性、方向性差异及各子区域的细部特征,以期发现和总结云南地壳上地幔结构的横向非均匀性变化特点,为研究云南地区大地构造分区、地壳增厚方式提供参考,为更好地认识构造过渡带的深部动力学过程提供地球物理学依据,对于认识青藏高原动力学的演化特征有一定的意义。

1 台站布设和地震数据采集情况

研究区内包括 16 个固定地震台站以及喜马拉雅台阵项目在滇西北地区架设的 103 个流动地震台站(图 1)。全部流动台站使用的均为英国 GUALP 公司生产的 CMG-3ESPC 宽频带地震计,频带范围 60s~50Hz,数据采集器为 Reftek 130B 数据采集器,全部台站观测条件良好。

选择的远震事件介于震中距 $30^{\circ}\sim 90^{\circ}$ 之间,为 2011 年 9 月 2 日—2014 年 1 月 16 日之间的地震事件,逐条比对地震观测事件,选择信噪比较高的 $M\geq 5.8$ 地震事件来做接收函数,最终使用的地震有 $M\geq 8.0$ 地震 1 个, $7.0\leq M<8.0$ 地震 13 个, $6.0\leq M<7.0$ 地震 123 个, $5.8\leq M<6.0$ 地震 101 个,共 238 个地震事件(图 2)。处理对应地震事件的接收函数时,具有清晰的初至震相的接收函数才用于最终计算。

2 接收函数计算方法及示例

2.1 接收函数计算方法

对于远震来说,P 波以较大的水平相速度到达台站,故在三分量记录图上,垂直分量以 P 波为主,水平分量以 S 波为主。接收函数是用远震 P 波波形的垂直分量对径向分量和切向分量作反褶积处理后得到的时间序列。提取接收函数时,反褶积的过程可以消除震源时间函数、震源响应和传播效应的影响,留下台站下方的 P-S 转换波和多次反射波($PpPs$, $PsPs+PpSs$),从而反映台站下方介质结构。与其他地震学研究方法相比,接收函数具有较小的横向采样范围,受介质横向非均匀性影响相对较小,具有较高的横向分辨率(Ammon et al, 1990)。

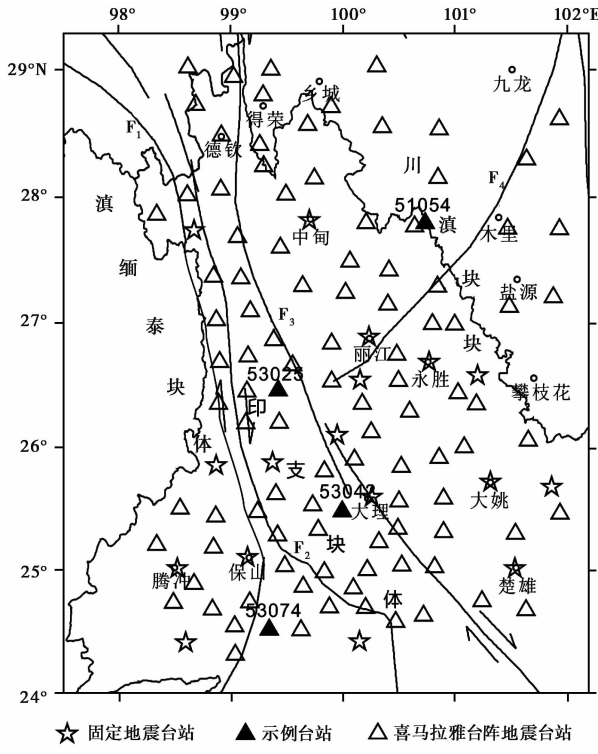


图 1 滇西北地区喜马拉雅地震台阵及固定地震台站分布
F₁:怒江断裂带;F₂:澜沧江断裂带;F₃:金沙江红河断裂带;F₄:丽江-小金河断裂带

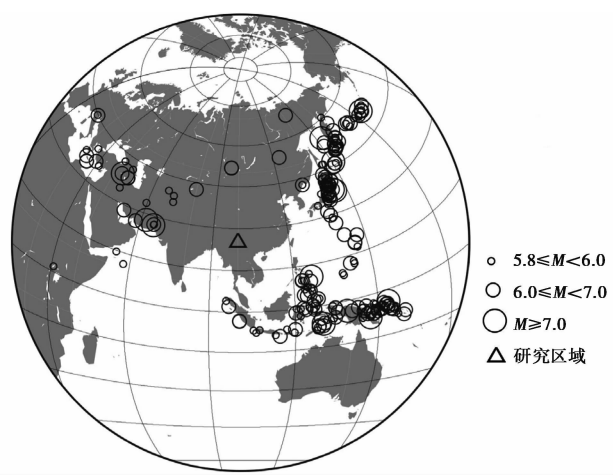


图 2 2011 年 9 月 2 日—2014 年 1 月 16 日远震空间分布

从接收函数上容易看到转换波 P_s ,由 P_s 转换波的延时可以确定间断面的位置。计算出接收函数后,则可以利用接收函数中各种波的时间分布来计算台站下方的地壳厚度。在 v_p 和 v_s 为地壳平均速度前提下,若莫霍面是最深的反射界面,则 P_s 转换波和直达 P 波的到时差与地壳厚度 H 之间有如下关系式(Zandt et al,1995a)

$$H_1 = \frac{t_{Ps} - t_p}{\sqrt{\frac{1}{v_s^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{v_p^2} - p^2}} \quad (1)$$

同理,多次波 PpPs 与 Ps 转换波之间的到时差也提供了如下的约束

$$H_2 = \frac{t_{PpPs} - t_p}{2\sqrt{\frac{1}{v_p^2} - p^2}} \quad (2)$$

其中, p 为射线参数; v_p 和 v_s 分别为纵、横波速度。

将式(1)除以式(2),然后方程两边取平方即可得到波速比

$$\frac{v_p}{v_s} = \left\{ (1 - p^2 v_p^2) \left[2 \left(\frac{t_{Ps} - t_p}{t_{PpPs} - t_p} \right) + 1 \right]^2 + p^2 v_p^2 \right\}^{1/2} \quad (3)$$

根据弹性力学原理即可得到泊松比的值

$$\frac{v_p}{v_s} = \left[\frac{2(1 - \sigma)}{1 - 2\sigma} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (4)$$

其中, σ 为泊松比,反解出泊松比

$$\sigma = \frac{1 - \frac{1}{2} \left(\frac{v_p}{v_s} \right)^2}{1 - \left(\frac{v_p}{v_s} \right)^2} \quad (5)$$

2.2 接收函数示例

接收函数提取步骤为:①波形截取。为确保最深界面多次反射波出现及所选地震波形能量的一致性(Ammon et al, 1990),选择 P 波初至前 10s 和初至后 100s 作为时间窗来截取波形,然后做去均值、去倾斜处理分析。②将 ZNE 三分向地震波形数据旋转到 ZRT 坐标系。③在震源等效作用的前提假设下,用垂向分量分别对径向和切向分量做反褶积,得到径向和切向接收函数。计算接收函数时使用了系数为 1.0 的高斯滤波器对接收函数做低通滤波,结合计算的相关系数,人工挑选出多次波震相清晰、信噪比高、相关系数高的接收函数。为了抑制噪声干扰和地壳的横向不均匀性,将同一台站来自不同方位角的远震接收函数叠加,得到该台站接收函数的平均值,以获取各台站高质量的接收函数,为计算地壳厚度和泊松比提供可靠数据。

本文从 119 个台站中挑选出 4 个示例台站,分别为 51054、53025、53042 和 53074 台(图 1),各个台站 Ps 和 PpPs 的震相清晰,经过叠加之后能准确找出相应震相。以 53042 台为例,图 3(c)下方为 53042 台根据地震发生时间排序的各个接收函数,上方给出了所有接收函数的叠加,各个事件接收函数的反射波和多次波收震相清晰,叠加结果能更清晰地展示 Ps 和 PpPs 震相到时,Ps 震相到时时为 5.56s, PpPs 震相到时时为 17.69s,根据式(2)计算出莫霍面深度为 41.7km。对于每个台站,保证每条接收函数有清晰的转换波和多次波震相且接收函数数量大于 40 个,同时考虑地震事件的震中距和方位角的多样性,这样的结果有利于消除地壳的起伏和少量倾斜带来的影响。为了读取到准确的 Ps 和 PpPs 震相到时,结合 Yang 等

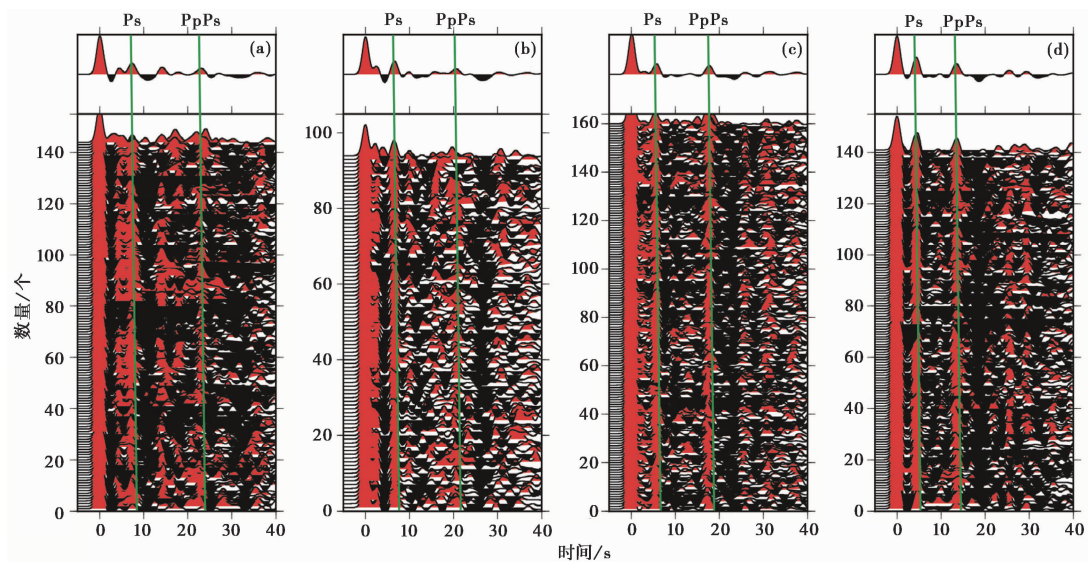


图3 台站径向接收函数叠加结果及以地震发生时间排列的接收函数

(a) 51054 台; (b) 53025 台; (c) 53042 台; (d) 53074 台

(2011)研究得到的地壳内岩石波速比平均值为 $1.732 \sim 2.0 \text{ km/s}$, 给出了 Ps 和 PpPs 震相到时公式

$$\frac{t_{\text{PpPs}} - t_{\text{P}}}{t_{\text{Ps}} - t_{\text{P}}} \approx 3.58 \sim 3 \quad (6)$$

由于莫霍面为一尖锐的速度分界面, 可以清楚地找到 Ps 震相, 由式(6)可以找到其他反射界面的震相, 因此计算的莫霍面深度及波速比也更加稳定可靠。

3 各台站接收函数结果与分析

3.1 莫霍面深度结果

处理了 119 个台记录到的 238 个地震事件波形, 从 28560 个接收函数中选出 5558 个震相清晰的接收函数, 最终计算出了全部 119 个台站下方的莫霍面深度(表 1)。

图 4 给出了滇西北地区莫霍面深度和泊松比分布。由图 4(a) 看出, 莫霍面深度范围由南部的 32 km 加深至北部的 69 km, 平均深度为 48.1 km, 与 Wang 等(2017)使用接收函数的 $H-\kappa$ 叠加方法获得地壳厚度和泊松比结果一致。本文得到固定台站的莫霍面深度与前人结果(李永华等, 2009; 胡家福等, 2003; 吴建平, 2001)相比, 相差不超过 4 km, 与人工地震测深结果也具有较好的一致性(张中杰等, 2005; 胡鸿翔等, 1986; 林中洋等, 1993; 白志明等, 2004)。本文得到结果总体趋势与前人结果一致, 但使用台站更密集, 结果更加精细, 由图 4(a) 可以看出, 莫霍面埋深在研究区内存在强烈的横向不均匀性, 地壳厚度变化剧烈, 由南到北逐渐加深。EW 向上莫霍面的埋深与块体(滇缅泰块体、印支块体、川滇块体)的分区特征存在明显相关性, 深大断裂在滇西北地区起着重要的控制作用。

表 1 滇西北地区台站接收函数分析结果

台站 代码	北纬 /(°)	东经 /(°)	台站下方 地壳厚度 H/km	台站下方 地壳波速比	台站下方 地壳泊松比	接收函数 个数
51046	28.8	99.3	54.2 ± 2.9	1.764 ± 0.108	0.256 ± 0.047	24
51047	28.7	99.9	54.8 ± 2.5	1.758 ± 0.050	0.259 ± 0.021	66
51048	29.0	100.3	60.0 ± 3.6	1.709 ± 0.090	0.234 ± 0.045	55
51049	28.6	100.4	59.8 ± 2.5	1.683 ± 0.067	0.224 ± 0.031	31
51050	28.6	101.9	59.9 ± 2.9	1.794 ± 0.078	0.271 ± 0.032	34
51051	28.3	101.6	56.7 ± 3.7	1.757 ± 0.085	0.256 ± 0.036	39
51052	28.4	99.3	60.9 ± 3.0	1.779 ± 0.058	0.267 ± 0.022	70
51053	28.5	100.9	56.2 ± 1.9	1.775 ± 0.039	0.267 ± 0.015	68
51054	27.8	100.7	54.4 ± 2.4	1.776 ± 0.051	0.266 ± 0.020	99
51055	28.2	100.8	54.9 ± 2.7	1.779 ± 0.060	0.267 ± 0.024	61
51056	27.8	101.9	51.8 ± 2.2	1.863 ± 0.125	0.291 ± 0.044	44
51057	27.8	101.5	56.9 ± 2.8	1.796 ± 0.048	0.274 ± 0.019	49
51058	27.1	101.5	60.8 ± 4.4	1.711 ± 0.090	0.234 ± 0.038	57
51059	27.2	101.9	56.5 ± 3.1	1.763 ± 0.055	0.261 ± 0.023	41
51060	29.0	99.4	63.3 ± 2.8	1.770 ± 0.044	0.264 ± 0.018	71
53001	29.0	98.6	66.5 ± 3.4	1.779 ± 0.059	0.267 ± 0.039	23
53002	29.0	99.0	69.1 ± 3.8	1.764 ± 0.071	0.260 ± 0.030	75
53003	28.7	98.7	58.1 ± 1.9	1.792 ± 0.034	0.273 ± 0.012	41
53004	28.5	98.9	57.8 ± 2.8	1.798 ± 0.075	0.273 ± 0.030	36
53005	28.1	98.9	52.5 ± 1.6	1.784 ± 0.046	0.270 ± 0.017	26
53006	28.2	99.3	58.9 ± 2.1	1.797 ± 0.046	0.275 ± 0.017	38
53007	28.6	99.7	60.0 ± 2.9	1.679 ± 0.062	0.222 ± 0.032	34
53008	28.0	99.5	58.2 ± 3.3	1.772 ± 0.073	0.263 ± 0.031	36
53009	28.2	99.7	57.0 ± 3.3	1.740 ± 0.071	0.250 ± 0.031	30
53010	27.8	100.2	52.2 ± 1.9	1.772 ± 0.048	0.265 ± 0.018	56
53011	27.5	100.1	53.5 ± 1.7	1.780 ± 0.045	0.268 ± 0.019	53
53012	27.2	100.0	51.4 ± 1.6	1.777 ± 0.060	0.266 ± 0.023	49
53013	27.7	99.1	52.4 ± 2.4	1.812 ± 0.037	0.280 ± 0.013	34
53014	27.4	99.1	54.5 ± 2.7	1.794 ± 0.070	0.272 ± 0.023	47
53015	27.1	99. 2	54.1 ± 2.3	1.701 ± 0.050	0.234 ± 0.024	65
53016	27.6	99.4	54.4 ± 4.5	1.719 ± 0.091	0.239 ± 0.038	47
53017	28.0	98.6	53.5 ± 3.0	1.825 ± 0.096	0.283 ± 0.038	44
53019	27.4	98.8	50.9 ± 2.5	1.896 ± 0.067	0.306 ± 0.025	39
53020	27.0	98.9	56.6 ± 2.2	1.910 ± 0.053	0.310 ± 0.015	25
53021	26.7	98.9	44.1 ± 2.8	1.792 ± 0.072	0.269 ± 0.036	24
53022	26.9	99.4	48.0 ± 1.6	1.819 ± 0.046	0.282 ± 0.017	50
53023	26.7	99.2	46.7 ± 1.7	1.788 ± 0.042	0.271 ± 0.016	26
53024	26.7	99.6	48.5 ± 2.0	1.761 ± 0.063	0.260 ± 0.026	38
53025	26.5	99.4	48.8 ± 1.6	1.796 ± 0.040	0.274 ± 0.015	100
53026	26.5	99.1	44.6 ± 2.8	1.762 ± 0.059	0.260 ± 0.024	27

续表 1						
台站 代码	北纬 /(°)	东经 /(°)	台站下方 地壳厚度 H/km	台站下方 地壳波速比	台站下方 地壳泊松比	接收函数 个数
53027	26.4	98.9	48.4±2.7	1.703±0.081	0.233±0.034	31
53028	26.2	99.1	40.0±1.9	1.893±0.069	0.305±0.019	40
53029	26.5	99.9	44.1±1.9	1.780±0.047	0.268±0.018	37
53030	26.4	100.2	49.3±2.2	1.737±0.051	0.251±0.021	43
53031	26.1	100.3	48.1±1.4	1.743±0.070	0.252±0.029	57
53032	26.2	99.4	45.7±2.0	1.745±0.049	0.254±0.020	98
53033	25.6	99.4	40.0±2.0	1.790±0.035	0.273±0.013	86
53034	25.8	100.5	47.9±1.3	1.688±0.040	0.228±0.020	60
53035	25.9	100.9	50.1±2.2	1.717±0.056	0.241±0.027	30
53036	25.8	99.8	43.5±1.4	1.770±0.050	0.264±0.020	35
53037	25.5	99.7	40.8±2.3	1.774±0.048	0.266±0.019	58
53038	25.3	99.4	38.6±1.3	1.791±0.055	0.272±0.021	55
53039	25.3	99.8	40.3±2.3	1.751±0.072	0.255±0.029	36
53040	25.4	100.5	42.0±1.8	1.775±0.048	0.266±0.018	33
53041	25.0	100.2	39.4±2.0	1.776±0.048	0.267±0.018	63
53042	25.5	100.0	41.7±1.5	1.785±0.047	0.270±0.019	145
53043	25.2	100.3	41.7±1.3	1.797±0.044	0.275±0.016	46
53044	25.1	100.5	43.2±2.2	1.730±0.048	0.248±0.021	59
53045	25.6	100.9	47.3±2.2	1.736±0.059	0.249±0.026	37
53046	25.6	100.5	42.7±1.8	1.770±0.050	0.264±0.020	100
53047	25.3	100.9	48.0±1.7	1.711±0.059	0.238±0.028	43
53048	25.9	100.1	47.0±2.7	1.736±0.073	0.248±0.035	38
53049	27.3	99.6	58.6±1.8	1.718±0.034	0.243±0.015	27
53050	26.8	99.9	52.9±2.5	1.712±0.061	0.238±0.029	37
53051	27.4	100.4	52.4±1.9	1.790±0.053	0.272±0.019	45
53052	27.2	100.4	54.3±1.4	1.718±0.049	0.242±0.022	60
53053	27.8	100.6	54.7±2.5	1.764±0.052	0.262±0.021	62
53054	27.0	100.8	48.8±1.8	1.751±0.053	0.256±0.022	33
53055	27.3	100.8	49.6±1.8	1.860±0.049	0.296±0.015	60
53056	27.0	101.0	56.8±2.4	1.751±0.069	0.255±0.027	33
53057	26.8	100.5	51.0±1.7	1.838±0.033	0.289±0.011	23
53058	26.5	100.5	53.3±1.3	1.704±0.040	0.236±0.019	28
53059	26.3	100.6	49.8±1.8	1.703±0.077	0.233±0.032	89
53060	26.4	101.0	59.4±2.8	1.743±0.080	0.251±0.034	26
53061	25.5	98.5	38.2±2.1	1.757±0.064	0.258±0.027	38
53062	25.2	98.3	37.0±1.1	1.740±0.054	0.251±0.024	56
53063	24.9	98.7	37.4±2.1	1.720±0.071	0.242±0.032	40
53064	24.7	98.5	35.7±1.6	1.714±0.062	0.239±0.028	91
53065	25.5	99.2	41.8±1.4	1.669±0.042	0.219±0.021	45
53066	25.2	98.8	38.4±1.8	1.718±0.068	0.241±0.031	33
53067	25.5	98.9	38.1±1.7	1.785±0.057	0.270±0.021	36



续表 1

台站 代码	北纬 /(°)	东经 /(°)	台站下方 地壳厚度 H/km	台站下方 地壳波速比	台站下方 地壳泊松比	接收函数 个数
53068	24.7	98.8	37.0 ± 2.1	1.753 ± 0.092	0.251 ± 0.035	35
53069	24.6	99.0	33.5 ± 1.9	1.726 ± 0.071	0.244 ± 0.031	36
53070	24.3	99.0	33.6 ± 1.6	1.739 ± 0.059	0.251 ± 0.026	54
53071	25.0	99.5	38.1 ± 1.9	1.759 ± 0.060	0.259 ± 0.024	94
53072	24.9	99.6	37.8 ± 1.6	1.745 ± 0.057	0.253 ± 0.024	97
53073	25.0	99.8	37.7 ± 1.6	1.776 ± 0.050	0.267 ± 0.019	78
53074	24.5	99.3	32.0 ± 1.5	1.809 ± 0.064	0.278 ± 0.023	100
53075	24.5	99.6	36.3 ± 1.0	1.700 ± 0.057	0.233 ± 0.027	89
53076	24.8	99.2	37.6 ± 2.0	1.811 ± 0.078	0.280 ± 0.017	16
53087	24.9	100.1	43.5 ± 0.6	1.687 ± 0.026	0.229 ± 0.012	7
53088	24.7	99.9	37.3 ± 1.1	1.712 ± 0.038	0.240 ± 0.018	42
53089	24.7	100.2	40.0 ± 1.2	1.698 ± 0.033	0.234 ± 0.016	17
53091	24.6	100.5	33.1 ± 1.2	1.810 ± 0.040	0.280 ± 0.015	19
53102	24.6	100.7	44.1 ± 1.5	1.684 ± 0.033	0.227 ± 0.016	44
53144	26.4	101.2	47.9 ± 1.1	1.796 ± 0.100	0.270 ± 0.036	35
53145	26.0	101.1	52.2 ± 1.6	1.871 ± 0.038	0.299 ± 0.016	25
53146	26.1	101.7	47.7 ± 1.9	1.773 ± 0.044	0.266 ± 0.017	37
53147	25.5	101.9	46.1 ± 2.6	1.712 ± 0.065	0.238 ± 0.031	18
53149	25.3	101.5	43.9 ± 1.5	1.769 ± 0.046	0.264 ± 0.018	24
53151	25.0	100.8	46.6 ± 2.6	1.826 ± 0.057	0.284 ± 0.020	26
53152	24.8	101.2	42.1 ± 1.3	1.769 ± 0.059	0.263 ± 0.023	17
53153	24.7	101.6	41.0 ± 8.0	1.696 ± 0.156	0.217 ± 0.074	14
CuX	25.0	101.5	45.8 ± 3.6	1.679 ± 0.07	0.221 ± 0.035	48
YoS	26.7	100.8	50.5 ± 3.1	1.693 ± 0.072	0.228 ± 0.036	47
LiJ	26.9	100.2	51.6 ± 2.0	1.826 ± 0.046	0.285 ± 0.016	47
YuL	25.9	99.4	48.1 ± 2.4	1.726 ± 0.070	0.244 ± 0.034	37
HeQ	26.5	100.2	49.3 ± 1.9	1.854 ± 0.037	0.294 ± 0.012	17
TuS	25.6	100.3	44.3 ± 1.8	1.740 ± 0.070	0.250 ± 0.031	17
BaS	25.1	99.1	36.6 ± 2.2	1.789 ± 0.062	0.271 ± 0.023	75
YuX	24.4	100.1	36.2 ± 1.9	1.726 ± 0.041	0.246 ± 0.018	23
ZoD	27.8	99.7	60.7 ± 2.7	1.840 ± 0.049	0.289 ± 0.034	44
ErY	26.1	99.9	46.5 ± 1.1	1.751 ± 0.024	0.258 ± 0.010	46
TeC	25.0	98.5	40.3 ± 1.1	2.018 ± 0.080	0.335 ± 0.016	46
YuM	25.7	101.9	46.5 ± 2.1	1.694 ± 0.062	0.230 ± 0.029	47
DaY	25.7	101.3	40.5 ± 2.3	1.79 ± 0.075	0.269 ± 0.025	46
MaS	24.4	98.6	38.1 ± 1.7	1.816 ± 0.062	0.281 ± 0.022	25
GoS	27.7	98.7	54.6 ± 2.4	1.864 ± 0.065	0.296 ± 0.021	43
HuP	26.6	101.2	53.5 ± 3.1	1.810 ± 0.110	0.263 ± 0.041	41
平均值			48.1 ± 2.2	1.765 ± 0.059	0.260 ± 0.025	47

注: v_p 和 v_s 使用 IASP91 模型中给出速度。

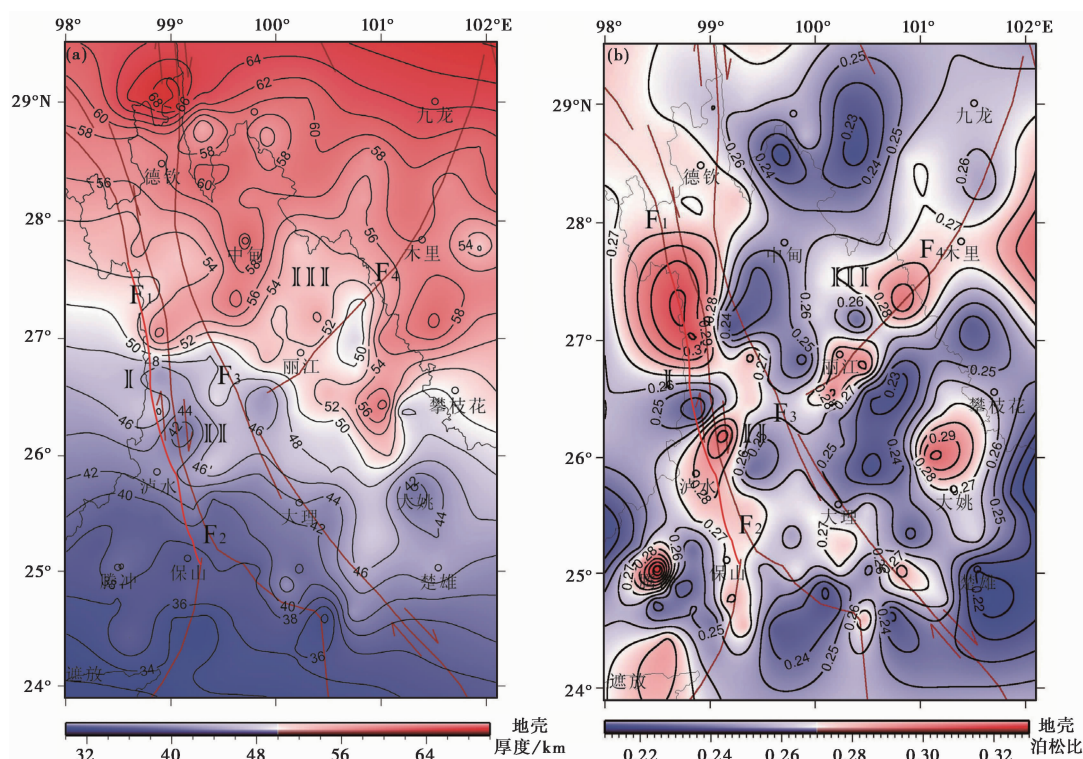


图 4 滇西北地区莫霍面深度(a)和泊松比(b)

I: 滇缅泰块体; II: 印支块体; III: 川滇块体; F₁: 怒江断裂; F₂: 澜沧江断裂; F₃: 金沙江-红河断裂; F₄: 丽江-小金河断裂

滇西北地区莫霍面深度呈舌状突出,金沙江红河断裂带东西两侧莫霍面深度有明显差异,东部明显比西部深,且东部莫霍面深度变化比西部剧烈。红河断裂带西部的印支块体和滇缅泰块体内部地壳厚度由南到北均匀增加,由 32km 加深至 69km,这种现象与地下介质的活动性较弱有关。南部腾冲、保山一带,莫霍面深度变化为 32.6~40.0km,其北部地区(26°N 以北)莫霍面深度由 44km 逐渐加深至 58.1km。白志明等(2004)得出遮放-宾川剖面地壳厚度为 35~46km,本文中遮放附近没有台站,自腾冲至大理宾川附近地壳厚度为 36~46.5km,与其结果一致。泸水北部地区是地壳减薄的异常区,而腾冲地区作为著名的火山区,其地壳厚度较薄是由于地幔玄武岩上涌造成的(刘瑞丰等,1993)。

川滇块体内部地壳厚度为 34.2~63.3km,以红河断裂带为分界线的东侧川滇块体地壳厚度明显深于西侧,说明红河断裂带作为川滇菱形块体的西边界,吸收了大部分青藏高原东南向的“逃逸运动”。在 27°N 红河断裂东西两侧地壳异常区,红河断裂东侧厚度最深处达 58km,而西侧深度仅 46km 左右,厚度相差最大为 12km,比徐鸣洁等(2005)得出的红河断裂带东西两侧深度的差值大,但对东西两侧存在厚度差异的认知基本一致。在楚雄、大姚至攀枝花一带存在上地幔隆起,在宾川附近有上地幔凹陷,这与阚荣举等(1977)和张晓曼(2011)得到云南地区“一隆两凹”结果一致。而在宾川和大姚北部地区有地壳厚度明显减薄的趋势,可能是由深部物质向上运移(刘瑞丰等,1993)、侵蚀地壳所致,这 2 个地区也是云

南地区强震密集地区,推测地壳厚度突变地区与强震发生有一定的关联性。

3.2 泊松比结果

泊松比是研究地壳物质成分的一个重要参数,地壳平均泊松比 σ 的变化可能由许多地球物理和地球化学因素所致。已有研究表明, $\sigma < 0.24$ 的介质含有相对较高的石英矿物含量,而 $\sigma > 0.25$ 的介质含有相对较高的铁镁质矿物成分,地壳中的流体或部分熔融的介质可有较高的 v_p/v_s 值(Christensen et al, 1975; Fountain et al, 1989)。这意味着含有流体或部分熔融体的地壳平均泊松比较大,即高泊松比介质更容易在外力的作用下产生横向变形。

根据波速比与泊松比之间关系,将计算得到的波速比转化为泊松比(图 4(b))。结果表明,滇西北地区地壳平均泊松比变化复杂,研究区内泊松比的分布也存在横向不均匀性。泊松比值范围为 0.21~0.33,平均泊松比为 0.26,且本文得到的泊松比多数集中在 0.24~0.28 之间,与全球大陆地壳平均泊松比 0.27(Zandt et al, 1995b)接近,高于中国大陆地壳平均泊松比 0.249(Chen, 2007),与 Wang 等(2017)得到结果一致,推测可能与下地壳中镁铁质含量增加有关,同时也显示了滇西北地区地壳物质组成的复杂性和显著的不均匀构造。在怒江断裂、澜沧江断裂、丽江-小金河断裂及金沙江红河断裂带大理南部地区附近,地壳的平均泊松比接近甚至大于 0.27(全球大陆地壳平均值),说明滇西北地区断裂带附近存在流变物质,很可能是下地壳软物质的通道。

澜沧江断裂和怒江断裂带附近的滇缅泰块体和印支块体的地壳平均泊松比在 0.24~0.29 之间,这与怒江断裂带“S 型”的花岗岩带不无关系(利启棠, 1997),是由怒江断裂带下地壳内的低速层厚度较大所致(傅竹武等, 2007; 李永华等, 2009)。澜沧江断裂带的高泊松比可解释为此断裂大部分被中生代沉积和火山岩所掩盖。滇缅泰块体内另一个泊松比异常区为腾冲及其北部地区,地壳及地幔物质的部分熔融是造成其泊松比值高的主要原因。24°~25°N 的哀牢山-红河断裂带附近高泊松比值区域,即哀牢山-红河断裂带略向西南突出的弧形区域,为哀牢山变质岩带,是一条高地热异常带,其泊松比值高于印支块体平均泊松比值,为 0.27 左右。

3.3 地壳厚度与台站周围海拔、泊松比之间的关系

图 5(a)给出滇西北地区地壳厚度和台站周围海拔的线性关系,以台站海拔为横坐标,莫霍面深度为纵坐标做线性拟合,其中台站海拔取台站周围 0.5°半径范围内的平均海拔,拟合关系式为

$$y = 9.83x + 22.81 \quad (7)$$

相关系数为 74.2%,与 Wang 等(2017)用同样的数据在不同地区得到的结果趋势一致,但由于所用台站数目不同,在此不作比较。本文线性拟合结果显示,莫霍面深度大部分随地形增高而增加,为正相关关系,但仍然有部分台站所在地区地壳厚度与海拔之间的关系不符合拟合的线性关系式,推测该区域地壳结构极其不均衡,或受青藏高原物质侧向挤出影响强烈。

图 5(b)给出滇西北地区地壳厚度和泊松比之间的关系,两者之间不存在线性或其他关系。从图 4 看出滇西北地区地壳厚度和泊松比的变化主要受此区深大断裂带控制。我们发现深大断裂带是莫霍面变化剧烈或过渡地区,同时断裂附近泊松比相对块体内部较高,说明深大断裂带附近有流变的物质存在,很可能是青藏高原物质向川滇地区转移的通道。

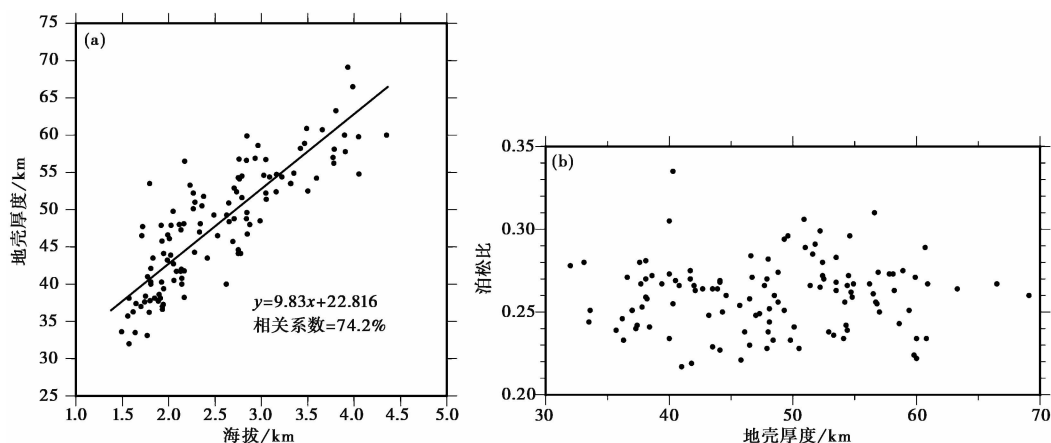


图 5 地壳厚度与海拔、泊松比之间的关系

(a) 地壳厚度与海拔; (b) 地壳厚度与泊松比

金沙江红河断裂带是一条 NW-SE 走向的大型走滑断裂,除地壳厚度的趋势性变化以外,本文结果显示红河断裂在本区呈现出明显的边界作用。金沙江红河断裂西侧地壳厚度较薄,而断裂东侧则较厚,表明金沙江红河断裂切断了地壳。金沙江红河断裂西侧的地壳深度变化相对平缓,在西侧地壳厚度变化剧烈。相应地,其东西部泊松比特征差别较大,西部澜沧江断裂、怒江断裂带汇聚,地壳结构相对复杂,泊松比相对较高,说明深大断裂带附近存在流变物质,可能为青藏高原物质向川滇地区流动的一大通道。红河断裂带东部川滇块体地壳厚度变化及泊松比变化则相对平缓。

丽江-小金河断裂带附近地壳厚度变化较大,发现较高的泊松比值(大于 0.26),这种泊松比值相对较高的情况说明丽江-小金河断裂存在流变特征。同时丽江-小金河断裂南北块体差异较大,其北部为莫霍面深度变化缓慢区域,泊松比值的变化也较小,而南部泊松比值与地壳厚度存在正相关,攀枝花西部和大姚北部附近泊松比值明显比周围地区高,为 0.27 左右,此区域为地壳增厚区域。

4 结论

本文使用滇西北地区的 16 个固定地震台和喜马拉雅台阵项目的 103 个流动台站(共 119 个地震台站)记录的 238 个 5.8 级以上的远震事件,利用密集台阵的接收函数方法得到较为精细的地壳厚度及泊松比。由于台站密集度较高,研究区域的地壳厚度和泊松比纵向变化明显,地壳厚度和海拔之间存在正相关的线性关系。从地壳厚度和泊松比之间的关系上看,深大断裂带对研究区域的构造特征和深部动力环境起着控制作用。研究区域中的金沙江红河断裂带呈现板块型边界特征,怒江断裂带和澜沧江断裂带附近可能是青藏高原物质向川滇地区侧向挤出的一大通道,丽江-小金河断裂带下面的高泊松比值说明其深部存在流变物质。

致谢: 中国地震局地球物理研究所中国地震学科数据中心为本研究提供地震波形数据。本文在撰写过程中得到胡家富教授、杨海燕副教授的帮助,在此一并表示衷心感谢。

参考文献

- 白志明,王椿镛,2004. 云南遮放-宾川和孟连-马龙宽角地震剖面的层析成像研究. 地球物理学报, **47**(2):257~267.
- 刘启元,Kind R,李顺成,1996. 接收函数复谱比的最大或然性估计及非线性反演. 地球物理学报, **39**(4):500~511.
- 陈佳,胡家富,杨海燕,等,2012. 利用面波研究云南地区壳幔 S 波品质因子结构. 中国科学:地球科学, **42**(3):320~330.
- 傅竹武,王苏,刘建华,等,2007. 利用接收函数方法研究瑞丽-龙陵断裂两侧 S 波速度结构. 地震研究, **30**(3):223~228.
- 何正勤,叶太兰,苏伟,2004. 云南地区地壳中上部横波速度结构研究. 地球物理学报, **47**(5):838~844.
- 胡鸿翔,陆涵行,王椿镛,等,1986. 滇西地区地壳结构的爆破地震研究. 地球物理学报, **29**(2):133~144.
- 胡家富,苏有锦,朱雄关,等,2003. 云南的地壳 S 波速度与泊松比结构及其意义. 中国科学(D 辑), **33**(8):714~722.
- 姜朝松,周瑞琦,周真恒,等,2000. 滇西地区及邻区构造单元划分及其特征. 地震研究, **23**(1):21~29.
- 阚荣举,张四昌,晏凤桐,等,1977. 我国西南地区现代构造应力场与现代构造活动特征的探讨. 地球物理学报, **20**(2):96~109.
- 李继亮,1998. 滇西三江带的大地构造演化. 地质科学, (4):337~345.
- 李永华,吴庆举,田小波,等,2009. 用接收函数方法研究云南及其邻区地壳上地幔结构. 地球物理学报, **52**(1):67~80.
- 陈睿,闫俊岗,郁军建,2016. 利用接收函数研究河南及邻区的地壳深部构造特征. 中国地震, **32**(4):618~626.
- 吴庆举,李永华,张瑞青,等,2007. 用多道反褶积方法测定台站接收函数. 地球物理学报, **50**(3):791~796.
- 利启棠,1997. 三江构造带与地震活动. 云南地质, **16**(2):156~164.
- 林中洋,胡鸿翔,张文彬,等,1993. 滇西地区地壳上地幔速度结构特征的研究. 地震学报, **15**(4):427~440.
- 刘瑞丰,陈培善,李强,1993. 云南及其邻近地区三维速度图像. 地震学报, **15**(1):61~67.
- 吴建平,明跃红,王椿镛,2001. 云南数字地震台站下方的 S 波速度结构研究. 地球物理学报, **44**(2):228~237.
- 胥颐,杨晓涛,刘建华,2013. 云南地区地壳速度结构的层析成像研究. 地球物理学报, **56**(6):1904~1914.
- 徐鸣洁,王良书,刘建华,等,2005. 利用接收函数研究哀牢山-红河断裂带地壳上地幔特征. 中国科学 D 辑 地球科学, **35**(8):729~737.
- 查小惠,雷建设,2013. 云南地区地壳厚度和泊松比研究. 中国科学:地球科学, **43**(3):446~456.
- 张晓曼,胡家富,胡毅力,等,2011. 云南壳幔 S 波速度结构与强震的构造背景. 地球物理学报, **54**(5):1222~1232.
- 张智,陈赞,李飞,2008. 利用地震面波频散重建川滇地区壳幔 S 波速度. 地球物理学报, **51**(4):1114~1122.
- 张中杰,白志明,王椿镛,等,2005. 三江地区地壳结构及动力学意义:云南遮放-宾川地震反射/折射剖面的启示. 中国科学 D 辑 地球科学, **35**(4):314~319.
- 钟大赉,1998. 滇川西部古特提斯造山带. 北京:科学出版社.
- 陈九辉,2007. 远震体波接收函数方法:理论与应用. 博士学位论文. 北京:中国地震局地质研究所,74~89.
- Ammon C J, Randall G E, Zandt G, 1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions. J Geophys Res Solid Earth, **95**(B10):15303~15318.
- Christensen N I, 1996. Poisson's ratio and crustal seismology. J Geophys Res Solid Earth, **101**(B2):3139~3156.
- Christensen N I, Fountain D M, 1975. Constitution of the lower continental crust based on experimental studies of seismic velocities in granulite. GSA Bull, **86**(2):227~236.
- England P, Houseman G, 1986. Finite strain calculations of continental deformation; 2. Comparison with the India-Asia collision zone. J Geophys Res Solid Earth, **91**(B3):3664~3676.
- Fountain D M, Christensen N I, 1989. Composition of the continental crust and upper mantle; a review in geophysics framework of the continental United States. Mem Geol Soc Am, **172**:711~742.
- Langston C A, 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. J Geophys Res Solid Earth, **84**(B9):4794~4762.
- Owens T J, Taylor S R, Zandt G, 1987. Crustal structure at regional seismic test network stations determined from inversion of broadband teleseismic P waveforms. Bull Seismol Soc Am, **77**(2):631~662.
- Randall G E, 1989. Efficient calculation of differential seismograms for lithospheric receiver functions. Geophys J Int, **99**(3):469~481.

- Replumaz A, Tapponnier P, 2003. Reconstruction of the deformed collision zone between India and Asia by backward motion of lithospheric blocks. *J Geophys Res Solid Earth*, **108**(B8):2285.
- Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al, 1997. Surface deformation and lower crustal flow in Eastern Tibet. *Science*, **276**(5313):788~790.
- Tapponnier P, Molnar P, 1976. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, **264**(5584):319~324.
- Wang W L, Wu J P, Fang L H, et al, 2017. Crustal thickness and Poisson's ratio in southwest China based on data from dense seismic arrays. *J Geophys Res Solid Earth*, **122**(9):7219~7235.
- Yang H Y, Hu J F, Li G Q, et al, 2011. Analysis of the crustal thickness and Poisson's ratio in eastern Tibet from teleseismic receiver functions. *Geophys J Int*, **186**(3):1380~1388.
- Yin A, Harrison T M, 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Ann Rev Earth Planet Sci*, **28**:211~280.
- Zandt G, Ammon C J, 1995a. Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio. *Nature*, **374**(6518):152~154.
- Zandt G, Myers S C, Wallace T C, 1995b. Crust and mantle structure across the Basin and Range-Colorado Plateau boundary at 37° N latitude and implications for Cenozoic extensional mechanism. *J Geophys Res Solid Earth*, **100**(B6):10529~10548.

The Characteristics of Crustal Thickness and Poisson Ratio in Northwest Yunnan Revealed by Receiver Function

Chen Jia¹⁾ Deng Jiamei¹⁾ Ye Beng¹⁾ Wang Jun¹⁾ Li Xiaobin¹⁾ Gao Qiong¹⁾
Jin Mingpei²⁾

1) Dali Center, China Earthquake Science Experimental Field, Dali 671000, Yunnan, China

2) Yunnan Earthquake Agency, Kunming 650224, China

Abstract We choose 238 events recorded in the seismic stations of Ximalaya array (103 stations) and fixed stations (16 stations) with magnitudes from 5.8 to 8.0, and selected 5558 receiver functions with high signal-to-noise ratio and clear waveform, to calculate the depth of Moho and the crust poisson's ratio through the method of manually reading the time of seismic phase. The results show that the thickness of the crust presents a tongue-shaped protrusion to the southeast. The crustal thickness and poisson's ratio in the northwest Yunnan region varied significantly. After fitting, the crustal thickness under the mostly seismic station is positively correlated with the local altitude. The faults play a controlling role in regional structural characteristics and the change of deep dynamic environment. The north of Lancangjiang Fault and Nujiang Fault may be the passing channel for the material from Qinghai-Tibet plateau to extrude laterally to Sichuan and Yunnan. Rheological material exists in the deep of Lijiang-Xiaojinhe fault.

Keywords: Northwest Yunnan; Receiver function; Crustal thickness; Poisson's ratio