

缪素秋,黎朕灵,杨志鹏. 2025. 利用S波接收函数研究红河断裂带及其邻区岩石圈结构. 中国地震, 41(2): 229~240.

# 利用S波接收函数研究红河断裂带及其邻区岩石圈结构

缪素秋<sup>1)</sup> 黎朕灵<sup>1)</sup> 杨志鹏<sup>2)</sup>

1) 云南省地震局,昆明 650224

2) 四川省地震局,成都 610041

**摘要** 红河断裂带两侧复杂的地质构造背景、剧烈的板块运动和频繁的地震活动,使红河断裂带及其邻区成为研究板块运动及深部动力学特征的焦点区域。本文基于红河断裂带及其邻区(21°N~26°N,98°E~104°E)28个固定台记录的2011—2022年远震数据,采用S波接收函数偏移成像方法获得了研究区的地壳与岩石圈厚度,结合已有的地球物理资料分析地壳和岩石圈厚度横向变化特征及其相关的动力学过程。研究表明:①红河断裂带是一条超壳断裂带,其西南侧地区地壳厚度(30~43km)较其东北侧地区(36~45km)更薄且变化更剧烈,推测可能是由于ES向逃逸的高原物质进入滇中地块,导致断裂带东北侧地壳较西南侧厚;②研究区岩石圈厚度在70~141km范围内变化,大部分区域的岩石圈较薄且在红河断裂带两侧跨度平缓,推测腾冲火山区薄且上隆的岩石圈底界面与上涌的软流圈物质加热熔融岩石圈底部相关,塑性流动的热物质横跨红河断裂带东向运移,可能导致研究区大部分区域的岩石圈减薄。

**关键词:** 红河断裂带及其邻区 S波接收函数 地壳厚度 岩石圈厚度

[文章编号] 1001-4683(2025)02-0229-12 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

## 0 引言

印度板块和欧亚板块相互挤压碰撞导致了青藏高原的隆升,并伴随着强烈的构造变形运动和壳幔物质流动,极大地影响了青藏高原东南缘的地质结构和地貌特征(Tapponnier et al, 1982)。在长期的地质进程中,地处青藏高原东南缘的川滇地区断裂带纵横交错、构造活动频繁,作为川滇地区主要的走滑型断裂带之一的红河断裂带(虢顺民等, 2001),该区域地震活动活跃,有着复杂的形成和演化历史,是青藏高原东南缘刚性块体向东南挤出过程中的重要陆内变形带,也是西南地区现代构造应力场分区的重要边界之一,对板块碰撞产生的变形与深部物质运移可能起到重要的调节作用(Tapponnier et al, 1990; 朱俊江等, 2004; 程远志, 2016)。因此,红河断裂带及其邻区壳幔结构的研究对于探讨该区地震活动机制、青藏高原深部物质逃逸以及青藏高原东南缘大陆动力学过程等问题均具有重要的科学意义。

岩石圈是漂浮在软流圈之上的一个圈层,包括地壳和上地幔的顶部,岩石圈与软流圈的

[收稿日期] 2024-11-24 [修定日期] 2025-04-23

[项目类别] 云南省地震局青年地震科学基金(2023K07)、云南省地震科技创新团队(CXTD202404)共同资助

[作者简介] 缪素秋,女,1993年生,工程师,主要从事地震学和地球深部结构研究。E-mail: miaosq1234@163.com

分界面(Lithosphere-Asthenosphere Boundary, LAB)是地球内部重要的界面之一。地壳和岩石圈厚度以及横向变化特征可以用来反映该区的变形机制和动力学进程。近年来,国内外学者在红河断裂带及其邻区展开了大量地球物理研究工作,如体波层析走时成像(Huang et al, 2015; 邓山泉等, 2020)、面波层析成像(潘佳铁等, 2015; Wu et al, 2016; Fu et al, 2017)、接收函数反演(吴建平等, 2001; 夏静瑜等, 2008; 李永华等, 2009; 张龙等, 2015; Wei et al, 2016; Hu et al, 2018; Yang et al, 2017; 张杰等, 2020)、面波与接收函数联合反演(胡家富等, 2005; 郑晨等, 2016)、重磁异常分析(Wei et al, 2015; 文丽敏等, 2017)等。研究一致表明,红河断裂带两侧地壳厚度、地壳波速结构、地壳波速比以及壳幔低速层的分布等均存在差异。但由于方法有限或者数据分布有限,已有的研究仍存在一些局限性,例如,现有关于接收函数的研究主要局限在局部区域;层析成像结果的分辨率相对较低且对间断面结构不太敏感;重磁异常信息仅能反映相对变化特征等。当前,结合地壳和岩石圈厚度信息探讨该区构造演化进程和相关的深部动力学机制仍然缺乏一定认识,因此,研究红河断裂带及其邻区的地壳与岩石圈厚度的结构和横向变化特征十分必要。

与其他方法相比,接收函数方法在探测壳幔间断面方面具有明显优势,能够极大地分离出转换波以及多次反射波的能量。因此,本文利用S波接收函数方法对红河断裂带及其邻区( $21^{\circ}\text{N}\sim 26^{\circ}\text{N}$ ,  $98^{\circ}\text{E}\sim 104^{\circ}\text{E}$ )28个固定台记录的远震波形数据进行处理,获得研究区地壳及岩石圈厚度,并结合已有的地球物理资料,研究红河断裂带及其邻区的岩石圈结构特征,为解释该区壳幔变形的动力学机制提供地球物理依据。

## 1 研究方法

### 1.1 获取接收函数

地震仪记录的远震波形数据包含了地下介质结构信息、震源信息以及仪器响应等,为了得到反映地下介质结构响应的时序序列,提取接收函数可极大地去除震源以及传播效应的影响,使台站下方地壳上地幔间断面产生的 $S_p$ 或 $P_s$ 转换波更容易拾取并可进一步确定间断面的埋深及其他特性(Langston, 1979; Owens et al, 1984; 缪素秋, 2019)。目前,远震P波和S波接收函数方法是获取地壳上地幔间断面空间展布的主要方法之一,由于来自界面的 $S_p$ 转换波早于直达S波到达台站,而多次波是在直达S波之后才被接收到,因此利用S波接收函数方法可以将来自界面的转换波更好地分离出来(Farra et al, 2000; 王伟, 2021)。接收函数的提取主要包括坐标旋转以及反褶积计算两个关键步骤。

为提高接收函数精度,更好地获取反映地下介质结构的信息,需要分离P波与S波。本文基于公式(1),将台站记录的远震波形 $ENZ$ (东西向-南北向-垂直向)三分量先旋转到 $RTZ$ (径向-切向-垂直向)坐标系下,再根据公式(2)旋转到射线路径坐标系 $LQT$ (地震波射线方向-垂直于射线方向-切向)下,如图1所示,公式表示为

$$\begin{pmatrix} R \\ T \\ Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sin baz & \cos baz & 0 \\ \cos baz & -\sin baz & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} E \\ N \\ Z \end{pmatrix} \quad (1)$$

$$\begin{pmatrix} L \\ Q \\ T \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sin i & \cos i & 0 \\ \cos i & -\sin i & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} R \\ Z \\ T \end{pmatrix} \quad (2)$$

其中,  $baz$  为后方位,  $i$  为地震波的入射角。旋转后  $L$  分量上主要是 P 波成分(直达 P 波、Sp 转换波)、 $Q$  分量上主要是 S 波成分(直达 S 波、Ps 转换波), 再通过  $L$  分量与  $Q$  分量做反褶积计算, 便可获得 S 波接收函数(Yuan et al, 1997)。

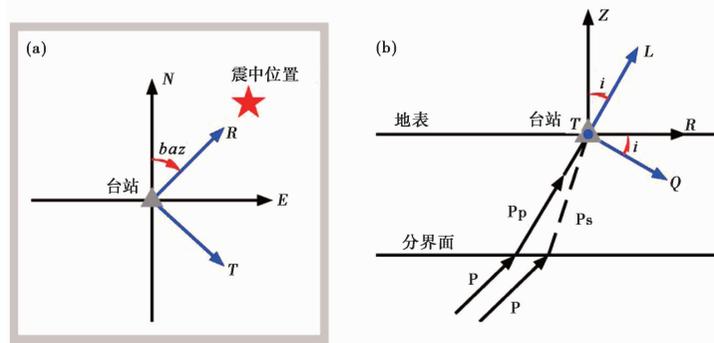


图 1 坐标旋转示意图

### 1.2 接收函数的动校正和时深转换

由于转换波在单条接收函数中是较弱信号, 本文通过对同一个台站所有远震波形提取的接收函数进行线性叠加, 可压制干扰并增强来自同一界面的转换波震相。

假设界面深度为  $d$ , 来自界面  $P_d s$  转换波到时可表示为

$$T_{P_{d}s} = \int_{-d}^0 (\sqrt{v_s^{-2} - p^2} - \sqrt{v_p^{-2} - p^2}) dz \quad (3)$$

其中,  $v_p$  为 P 波波速,  $v_s$  为 S 波波速, 均为深度  $Z$  的函数,  $p$  为射线参数, 可根据震中距采用 TauP 方法计算得到(Yang et al, 2017)。由式(3)可知, 受震中距的影响, 来自同一界面的转换波到时是不同的, 若直接对接收函数进行线性叠加, 转换波震相会因到时的不同而相互压制, 弱的转换波还可能会淹没在噪声中难以凸显, 因此为消除震中距对到时的影响, 叠加之前需对提取的接收函数进行动校正处理, 即: 将接收函数校正到某一参考震中距处, 使转换波具有相同的到时。

设震中距  $67^\circ$  处接收到同一间断面的  $P_{d}s$  转换波到时时为  $T_{P_{d}s}^0$ , 可表示为

$$T_{P_{d}s}^0 = \int_{-d}^0 (\sqrt{v_s^{-2} - p_0^2} - \sqrt{v_p^{-2} - p_0^2}) dz \quad (4)$$

当要校正到  $67^\circ$  时,  $P_{d}s$  转换波的时间校正量  $\Delta T_{P_{d}s}$  可以表示为

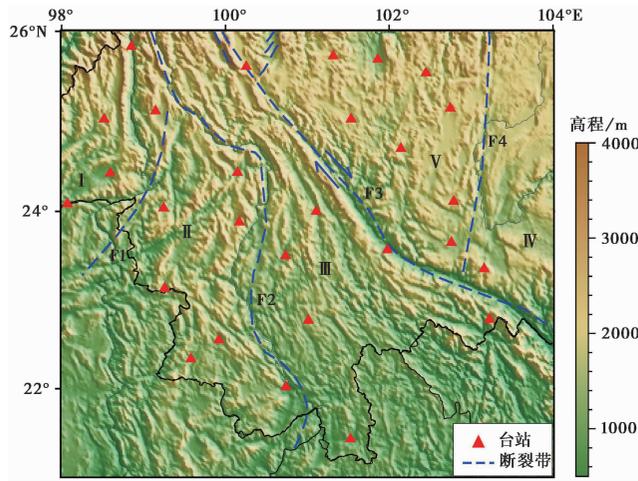
$$\Delta T_{P_{d}s} = \int_{-d}^0 (\sqrt{v_s^{-2} - p^2} - \sqrt{v_p^{-2} - p^2}) dz - T_{P_{d}s}^0 \quad (5)$$

本文依据上述动校正理论将 S 波接收函数校正到参考震中距  $67^\circ$  处, 射线参数  $p_0$  为  $12.07s/(\circ)$ , 对动校正后的接收函数再进行线性叠加, 由叠加的结果可获得转换波的到时。此外, 式(3)还表达了转换波到时和界面埋深的关系, 因此利用式(3)和 IASP91 速度模型将时间域的接收函数转换到深度域, 可获得间断面的埋深(缪素秋, 2019)。与 P 波接收函数估算界面埋深原理相同, S 波接收函数利用直达波与转换波之间的到时差, 联合速度模型计算界面深度(张龙等, 2015), 但由于 Sp 转换波先于直达 S 波到达台站, 实际计算中需反转 S 波

接收函数的时间轴和极性。

## 2 数据及处理实例

本文使用的数据来源于红河断裂带及其邻区 28 个固定台的宽频带数字地震仪 2011—2022 年记录到震级大于等于 6.0 级的远震事件,台站分布如图 2 所示,并挑选震中距  $55^{\circ} \sim 150^{\circ}$  范围内的 138 个远震事件进行处理,震中分布如图 3 所示。根据 Yuan 等(2006)对 S 波接收函数的研究和分析,表明 S 波接收函数可以利用 S 震相、SKS 震相、ScS 震相的波形数据在不同震中距范围内获得,因此本文在计算 S 波接收函数时,S 波的有效震中距范围为  $55^{\circ} \sim 85^{\circ}$ ,SKS 波的有效震中距大于  $85^{\circ}$ 。



注: F1: 嘉黎—怒江断裂带, F2: 澜沧江断裂带, F3: 红河断裂带, F4: 小江断裂带; 主要构造: I 为腾冲地块, II 为保山地块, III 为思茅地块, IV 为华南地块, V 为滇中地块。

图 2 研究区域地质构造及台站分布示意

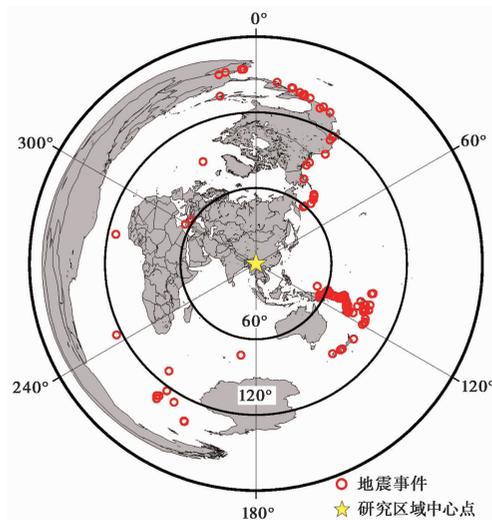


图 3 震中分布

为了说明数据处理过程,本文以研究区禄劝台(LUQ)(25.54°N,102.45°E)为例,从记录的所有远震波形中人工拾取 S 波到时(震中距大于 85°时,SKS 波先于 S 波到达台站,拾取 SKS 震相);然后以 S 波到时时为基准,截取前 100s 至后 20s 的数据,并对三分量数据抽样、去倾、去平均等预处理,倒转时间轴后进行坐标旋转和反褶积计算,以提取事件的 S 波接收函数;再将获得的所有接收函数校正到 67°处,剔除信噪比较低的事件后进行线性叠加(图 4(a)),根据波形数据可获得转换波的到时: $t_{S_{MP}}=5.28s$ , $t_{S_{LP}}=11.35s$ ;最后,时间域的 S 波接收函数结合 IASP91 速度模型进行时深转换,从深度域的接收函数叠加结果(图 4(b))中可以清晰地识别莫霍面转换波  $S_{MP}$  和 LAB 界面转换波  $S_{LP}$ ,由深度数据获得两个界面的埋深分别为 38.57km 和 83.29km。

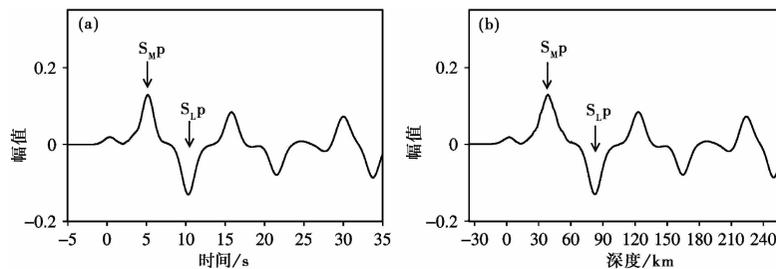
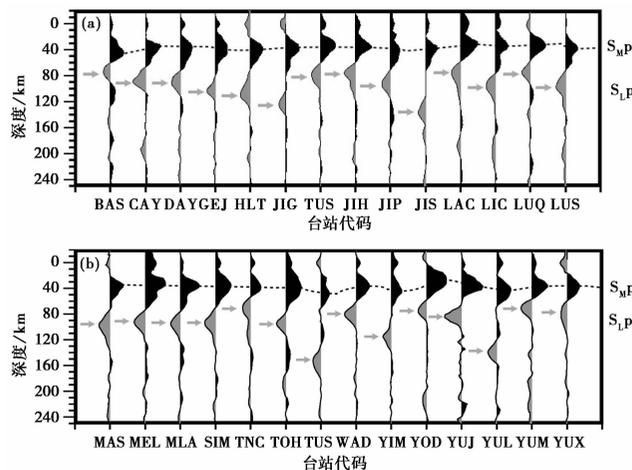


图 4 时间域动校正后的 S 波接收函数叠加图(a)及深度域 S 波接收函数(b)

由于坐标旋转时入射角  $i$  使用的是 Taup 函数计算得到的理论入射角,以及壳幔结构的横向非均匀性、实际传播过程中直达 S 波与  $S_p$  转换波并不是相互垂直入射(王兴臣等, 2013)等原因,获取的 S 波接收函数仍存在直达波震相。

### 3 结果及讨论

图 5 给出了研究区各地震台站提取的 S 波接收函数经动校正、时深转换后叠加的结果,从图中可以清楚拾取到各台站来自莫霍面和 LAB 界面的转换波。



注:虚线标记  $S_{MP}$  转换波位置,箭头标记  $S_{LP}$  转换波位置。

图 5 各台站深度域 S 波接收函数叠加结果

表 1 与表 2 列出研究区 28 个地震台站提取的 S 波接收函数经动校正和时深转换得到的转换波到时以及对应的间断面深度。利用表 1、表 2 中台站下方莫霍面和 LAB 界面深度数据,通过插值得到研究区莫霍面和 LAB 界面的空间展布,并结合图表进行分析。

表 1 红河断裂带西南侧莫霍面与 LAB 界面的转换相到时及深度

台站名	台站代码	经度/(°E)	纬度/(°N)	S <sub>MP</sub> 到时/s	莫霍面深度/km	S <sub>LP</sub> 到时/s	Lab 深度/km
保山台	BAS	99.15	25.12	5.91	42.50	10.12	73.59
沧源台	CAY	99.26	23.14	4.49	32.04	12.33	90.17
景谷台	JIG	100.74	23.50	4.64	33.02	10.85	79.37
景洪台	JIH	100.74	22.02	4.91	35.01	10.46	76.32
金平台	JIP	103.22	22.78	5.72	40.85	12.62	91.35
澜沧台	LAC	99.92	22.55	4.25	30.46	10.48	76.02
临沧台	LIC	100.17	23.88	4.82	34.59	12.86	93.57
泸水台	LUS	98.85	25.83	5.60	40.10	13.38	98.03
芒市台	MAS	98.59	24.42	4.74	34.04	12.38	90.12
孟连台	MEL	99.58	22.34	4.46	31.90	12.08	88.54
勐腊台	MLA	101.53	21.43	4.88	34.98	12.43	91.24
思茅台	SIM	101.01	22.78	4.92	35.18	12.74	93.34
腾冲台	TNC	98.52	25.0	5.59	40.15	9.73	70.21
畹町台	WAD	98.07	24.09	5.01	35.84	11.00	80.25
永德台	YOD	99.25	24.04	4.37	31.02	10.45	76.39
云龙台	YUL	99.37	25.89	5.82	42.01	17.65	129.38
元江台	YUJ	101.98	23.57	5.39	38.98	11.69	85.43
云县台	YUX	100.15	24.43	4.94	35.45	11.03	80.86

表 2 红河断裂带东北侧莫霍面与 LAB 界面的转换相到时及深度

台站名	台站代码	经度/(°E)	纬度/(°N)	S <sub>MP</sub> 到时/s	莫霍面深度/km	S <sub>LP</sub> 到时/s	Lab 深度/km
楚雄台	CUX	101.54	25.03	4.89	36.25	12.02	91.42
大姚台	DAY	101.32	25.73	5.78	42.85	14.39	105.40
个旧台	GEJ	103.15	23.35	5.56	40.12	15.75	115.44
黑龙潭台	HLT	102.75	25.15	5.21	37.90	17.07	125.41
建水台	JIS	102.76	23.65	5.45	39.58	17.83	131.08
禄劝台	LUQ	102.45	25.54	5.28	38.57	11.35	83.29
通海台	TOH	102.79	24.11	5.27	38.02	14.06	102.95
团山台	TUS	100.25	25.61	6.30	45.01	19.22	140.56
易门台	YIM	102.14	24.70	5.97	42.96	15.31	112.31
元谋台	YUM	101.86	25.69	5.03	36.03	10.91	79.67

### 3.1 地壳结构

结合图 2、图 6 和表 1、表 2 分析可知,研究区的地壳厚度基本以红河断裂带为分界,两侧存在明显的差异:断裂带东北侧莫霍面起伏平缓且地壳比较厚,基本在 36~45km 之间变化;而断裂带西南侧地壳厚度在 30~43km 范围内,由北至南地壳逐渐减薄,特别是纬度

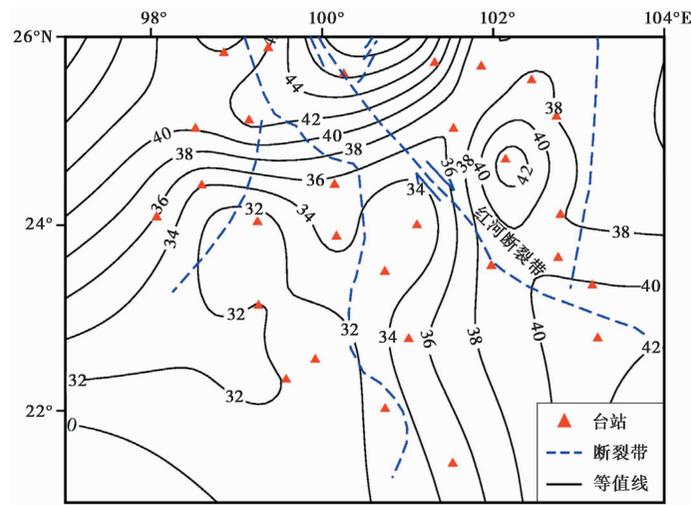


图 6 研究区地壳厚度(莫霍面深度(km))

24.3°N 以南的地区整体表现为较薄的地壳,厚度基本在 36km 以内。对比可知,红河断裂带西南侧地区地壳厚度变化较其东北侧地区更剧烈。

与其他学者的研究结果相比,本文获得的莫霍面空间展布与利用双差层析成像(马永等,2023;邓士林,2023)、人工地震探测(张恩会等,2013)、面波层析成像(潘佳铁等,2015;Wu et al,2016;Fu et al,2017)、面波与接收函数联合扫描(谢夏君等,2023)、重磁异常反演(陈石等,2015;Wei et al,2015;徐志萍等,2018)等得到的结果一致性较好;利用 S 波接收函数得到的结果与其他学者采用 P 波接收函数方法(潘佳铁等,2015;张龙等,2015;Yang et al,2017;Hu et al,2018)获得的地壳厚度变化趋势基本相同,但由于与 P 波接收函数相比,S 波接收函数扫描的空间范围略大,在局部地区地壳厚度存在略微差异。

随着科技的不断发展,探测地球结构的方法愈加丰富,除了台站接收的地震信号,重磁信息也具有重要的参考价值。地壳磁异常携带着丰富的地壳深部信息,在揭示地壳结构、地质构造特征、地球动力学过程等方面发挥着重要作用(石岚,2019)。本文选用美国国家环境信息中心(NCEI)发布的 EMM2017 磁场模型数据,该模型是描述岩石圈磁场模型中精度和空间分辨率最高的模型之一,包含了全面精细的地球岩石圈磁场信息。基于 EMM2017 磁场模型,本文计算了红河断裂带及其邻区的地壳磁场总强度  $\Delta F$ ,图 7 展示了  $\Delta F$  在地表( $h=0$ )的分布情况。

由研究区的地壳磁异常分布(图 7)可知,红河断裂带东北侧的正磁异常相对较强,且呈团状分布,沿红河断裂带有呈弧状分布的正磁异常,走向大致与断裂带构造走向一致;红河断裂带西北侧基本呈现出弱磁异常,说明红河断裂带是磁异常强弱的明显分界,表明两侧磁性物质分布不同,反映出红河断裂带两侧地质构造存在明显差异。

综上所述,红河断裂带东西两侧地壳厚度、磁性物质分布存在明显差异,表明红河断裂带对地壳结构有重要的控制作用,是一条超壳断裂带。

已有研究表明滇中块体存在下地壳低速层(胡家富等,2003),红河断裂带东北侧下地壳低速层较西南侧厚(徐鸣洁等,2005),大地电磁成像表明在青藏高原东缘存在两条中下地壳

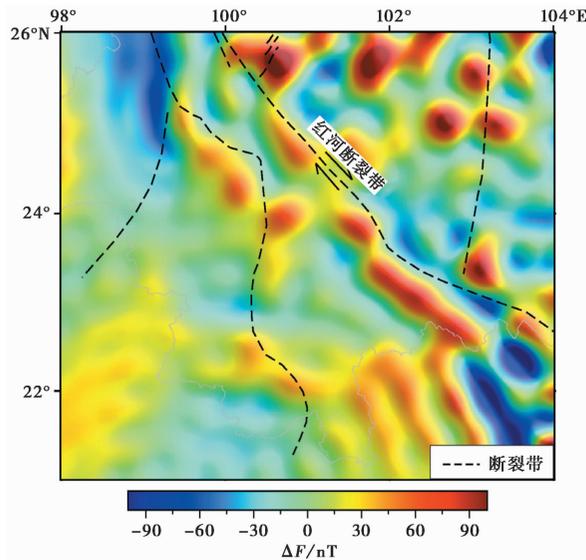


图7 研究区地壳磁异常图

低阻异常带,其中一条自羌塘地块沿金沙江—鲜水河断裂带向东南延伸,进入川滇菱形块体 (Bai et al, 2010), 这些研究结果为地壳物质流的存在和运移提供了地球物理学依据。由此推测, 青藏高原受印度板块与亚欧板块相互碰撞挤压的影响, 地壳增厚和深部物质向周边软弱地带运移, 东南向逃逸的高原地壳物质进入滇中地块, 导致红河断裂带东北侧地壳增厚。

### 3.2 岩石圈结构

同样地, 结合图2、图8和表1、表2分析可知, 整个研究区岩石圈的厚度跨度大, 在70~141km之间变化。红河断裂带西南侧大部分区域的岩石圈较薄, 特别是在腾冲火山区岩石圈呈现出上隆的状态; 红河断裂带东北侧地区的岩石圈厚度基本在90km以上。从整个研究区来看, LAB界面在红河断裂带两侧起伏平缓, 薄的岩石圈从滇西跨越红河断裂带向

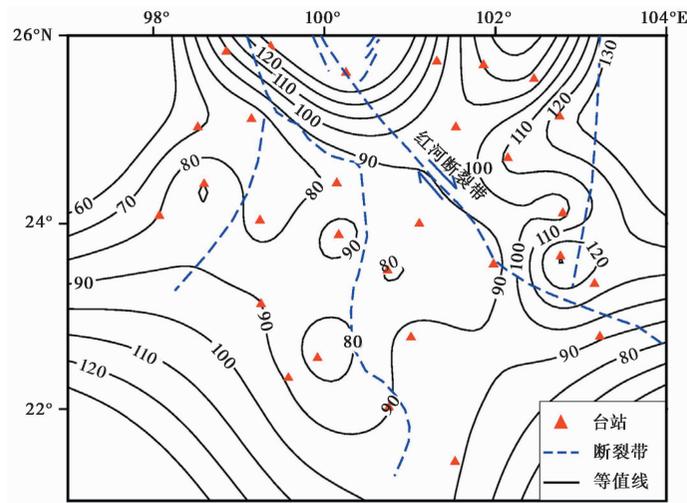


图8 研究区岩石圈厚度(LAB界面深度(km))

东延伸,仅在断裂带北端和东南部局部地区厚度超过 130km。

目前,利用接收函数方法获得的川滇地区岩石圈厚度有:红河断裂带西南侧的滇西地区岩石圈厚度在 100km 以内(Yang et al,2017; 瞿梦茹等,2022);腾冲火山区岩石圈薄且呈穹隆状态,厚度约在 78~88km 之间(张龙等,2015)等。与前人得到的研究区部分区域岩石圈厚度相比,本研究获得的 LAB 界面的空间展布基本一致,但本文研究区域更为广泛,因此能更好地约束红河断裂带及其周边岩石圈结构。

根据已有研究结果,青藏东南缘上地幔各向异性呈现南北分区的特征,在约 26°N 以南的区域,XKS 优势快波方向近似为 EW 方向(陈浩朋等,2018; Kong et al,2018; 常利军等,2015; 高原等,2020),由于快波偏振方向与地幔软流圈物质流动方向一致,这可能指示了研究区地幔热物质东向运移;滇西地区上地幔显示为低速异常和正径向各向异性(Huang et al,2002; Lei et al,2009; 陈浩朋等,2018),腾冲火山区地壳上地幔中具有广泛的低速区并且表现出高泊松比、高热流、低电阻率的特征(Bai et al,2010; Wei et al,2016; 李秋凤等,2024),由于塑性流动的热物质使地壳上地幔的速度降低,这些研究说明了腾冲火山区地幔上升流的存在。因此,本研究认为在印度板块向东北长期的俯冲作用下,软流圈物质上涌、岩浆底侵作用导致腾冲火山区岩石圈拉张和减薄,塑性流动的热物质横跨红河断裂带向东运移,使研究区具有较薄的岩石圈;由于上涌热物质存在不均匀性,并且在腾冲火山区上升高度最高,因此观测到研究区岩石圈厚度减薄的强烈横向不均匀(70~141km)以及腾冲火山区岩石圈最薄(约 70km)的特征。

## 4 结论

本文利用 S 波接收函数方法处理红河断裂带及其邻区 28 个宽频带地震仪记录到的 2011—2022 年远震数据,获得了研究区地壳与岩石圈厚度,并结合磁异常信息和已有的地球物理研究成果进行对比分析,得到如下研究结果:

(1)红河断裂带及其邻区的地壳厚度在 30~45km 范围内变化,断裂带西南侧地区地壳厚度较其东北侧地区更薄且变化更剧烈,且断裂带两侧磁性物质分布明显不同,表明红河断裂带是超壳断裂带。

(2)结合已有研究成果,推测由于印度板块与亚欧板块相互碰撞挤压,使高原深部物质向周边软弱地带运移,东南向逃逸的高原地壳物质进入滇中地块,导致红河断裂带东北侧地壳比西南侧厚。

(3)整个研究区的岩石圈厚度在 70~141km 范围内变化,仅在局部地区厚度超过 130km,大部分区域的岩石圈较薄,特别在腾冲火山区岩石圈呈现出上隆的状态。

(4)研究区薄的岩石圈跨红河断裂带向东延伸,这可能是由于印度板块向下俯冲引起地幔热物质上涌,岩浆底侵作用导致腾冲火山区岩石圈拉张和减薄,塑性流动的热物质横跨红河断裂带东向运移,使研究区具有较薄的岩石圈,地幔热物质上涌的不均匀特征导致该区岩石圈厚度存在强烈的横向不均匀性。

致谢:感谢审稿专家提出的宝贵修改意见。

## 参考文献

- 常利军,丁志峰,王椿镛. 2015. 南北构造带南段上地幔各向异性特征. 地球物理学报, **58**(11):4052~4067.
- 陈浩朋,李志伟,储日升,等. 2018. 云南地区地壳上地幔三维 S 波速度与径向各向异性结构研究. 地球物理学报, **61**(8):3219~3236.
- 陈石,郑秋月,徐伟民. 2015. 南北地震带南段地壳厚度重震联合最优化反演. 地球物理学报, **58**(11):3941~3951.
- 程远志. 2016. 普洱地震活跃区深部电性结构特征及其动力学意义. 博士学位论文. 北京: 中国地震局地质研究所.
- 邓山泉,章文波,于湘伟,等. 2020. 利用区域双差层析成像方法研究川滇南部地壳结构特征. 地球物理学报, **63**(10):3653~3668.
- 邓士林. 2023. 基于双差层析成像研究川滇南部区域地壳结构. 硕士学位论文. 长沙: 中南大学.
- 高原,石玉涛,王琼. 2020. 青藏高原东南缘地震各向异性及其深部构造意义. 地球物理学报, **63**(3):802~816.
- 魏顺民,计风桔,向宏发,等. 2001. 红河活动断裂带. 北京: 海洋出版社.
- 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.
- 胡家富,朱雄关,夏静瑜,等. 2005. 利用面波和接收函数联合反演滇西地区壳幔速度结构. 地球物理学报, **48**(5):1069~1076.
- 李秋风,张天继,刘克骧,等. 2024. 利用接收函数研究腾冲火山区地壳结构. 中国地震, **40**(3):630~646.
- 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.
- 马永,张海江,高磊,等. 2023. 滇西地区地壳三维精细结构成像与构造特征研究. 地球物理学报, **66**(9):3674~3691.
- 缪素秋. 2019. 川滇地区岩石圈结构及动力学特征. 硕士学位论文. 昆明: 云南大学.
- 潘佳铁,李永华,吴庆举,等. 2015. 青藏高原东南部地区瑞雷波相速度层析成像. 地球物理学报, **58**(11):3993~4006.
- 瞿梦茹,梁坤,杨海燕. 2022. 滇中地区的岩石圈结构及其动力学意义. 地球物理学进展, **37**(4):1464~1474.
- 石岚. 2019. 华北克拉通及邻区重磁异常特征及其构造意义. 硕士学位论文. 昆明: 云南大学.
- 王伟. 2021. 青藏高原东北部地区壳幔结构探测的接收函数研究. 硕士学位论文. 北京: 中国地质大学(北京).
- 王兴臣,丁志峰,朱露培. 2013. 唐海-商都地震台阵剖面下方岩石圈结构. 地球物理学报, **56**(11):3828~3836.
- 文丽敏,康国发,白春华,等. 2017. 云南地区地壳磁异常与地质构造. 地球物理学报, **60**(9):3493~3504.
- 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.
- 夏静瑜,杨海燕,胡家富. 2008. 用接收函数叠加技术研究滇西上地幔间断面埋深. 地震研究, **31**(3):244~249.
- 谢夏君,杨海燕,彭恒初. 2023. 面波和接收函数联合扫描红河断裂及邻区的地壳结构. 云南大学学报(自然科学版), **45**(增刊 I):367~378.
- 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), **35**(8):729~737.
- 徐志萍,王夫运,姜磊,等. 2018. 川滇地区莫霍面深度和地壳厚度. 地震地质, **40**(6):1318~1331.
- 张恩会,楼海,嘉世旭,等. 2013. 云南西部地壳深部结构特征. 地球物理学报, **56**(6):1915~1927.
- 张杰,杨光亮,谈洪波,等. 2020. 基于接收函数约束的川滇地区莫霍面深度反演研究. 地球物理学报, **63**(7):2579~2591.
- 张龙,胡毅力,秦敏,等. 2015. 云南腾冲火山区地壳及岩石圈厚度研究. 地球物理学报, **58**(5):1622~1633.
- 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. 地球物理学报, **59**(9):3223~3236.
- 朱俊江,詹文欢,丘学林,等. 2004. 红河断裂带两侧地震震源机制及构造意义. 大地构造与成矿学, **28**(3):239~247.
- Bai D H, Unsworth M J, Meju M A, et al. 2010. Crustal deformation of the eastern Tibetan Plateau revealed by magnetotelluric imaging. *Nat Geosci*, **3**(5):358~362.
- Farra V, Vinnik L. 2000. Upper mantle stratification by P and S receiver functions. *Geophys J Int*, **141**(3):699~712.
- Fu Y V, Gao Y, Li A B, et al. 2017. Lithospheric structure of the southeastern margin of the Tibetan Plateau from Rayleigh wave tomography. *J Geophys Res:Solid Earth*, **122**(6):4631~4644.
- Hu J F, Badal J, Yang H Y, et al. 2018. Comprehensive crustal structure and seismological evidence for lower crustal flow in the southeastern margin of Tibet revealed by receiver functions. *Gondwana Res*, **55**:42~59.

- Huang J L, Zhao D P, Zheng S H. 2002. Lithospheric structure and its relationship to seismic and volcanic activity in southwest China. *J Geophys Res: Solid Earth*, **107**( B10 ): 2255.
- Huang Z C, Wang P, Xu M J, et al. 2015. Mantle structure and dynamics beneath SE Tibet revealed by new seismic images. *Earth Planet Sci Lett*, **411**: 100~111.
- Kong F S, Wu J, Liu L, et al. 2018. Azimuthal anisotropy and mantle flow underneath the southeastern Tibetan Plateau and northern Indochina Peninsula revealed by shear wave splitting analyses. *Tectonophysics*, **747~748**: 68~78.
- Langston C A. 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J Geophys Res: Solid Earth*, **84**( B9 ): 4749~4762.
- Lei J S, Zhao D P, Su Y J. 2009. Insight into the origin of the Tengchong intraplate volcano and seismotectonics in southwest China from local and teleseismic data. *J Geophys Res: Solid Earth*, **114**( B5 ): B05302.
- Owens T J, Zandt G, Taylor S R. 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee; a detailed analysis of broadband teleseismic *P* waveforms. *J Geophys Res: Solid Earth*, **89**( B9 ): 7783~7795.
- Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, et al. 1990. The Ailao Shan/Red River metamorphic belt; tertiary left-lateral shear between Indochina and South China. *Nature*, **343**( 6257 ): 431~437.
- Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, et al. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia; new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, **10**( 12 ): 611~616.
- Wei Z G, Chen L, Jiang M M, et al. 2015. Lithospheric structure beneath the central and western North China Craton and the adjacent Qilian orogenic belt from Rayleigh wave dispersion analysis. *Tectonophysics*, **646**: 130~140.
- Wei Z G, Chen L, Li Z W, et al. 2016. Regional variation in Moho depth and Poisson's ratio beneath eastern China and its tectonic implications. *J Asian Earth Sci*, **115**: 308~320.
- Wu T F, Zhang S X, Li M K, et al. 2016. Two crustal flowing channels and volcanic magma migration underneath the SE margin of the Tibetan Plateau as revealed by surface wave tomography. *J Asian Earth Sci*, **132**: 25~39.
- Yang H Y, Peng H C, Hu J F. 2017. The lithospheric structure beneath southeast Tibet revealed by *P* and *S* receiver functions. *J Asian Earth Sci*, **138**: 62~71.
- Yuan X H, Kind R, Li X Q, et al. 2006. The *S* receiver functions; synthetics and data example. *Geophys J Int*, **165**( 2 ): 555~564.
- Yuan X H, Ni J, Kind R, et al. 1997. Lithospheric and upper mantle structure of southern Tibet from a seismological passive source experiment. *J Geophys Res: Solid Earth*, **102**( B12 ): 27491~27500.

## The Lithospheric Structure Beneath Red River Fault Zone and Its Adjacent Areas by S-wave Receiver Function

Miao Suqiu<sup>1)</sup>, Li Zhenling<sup>1)</sup>, Yang Zhipeng<sup>2)</sup>

1) Yunnan Earthquake Agency, Kunming 650224, China

2) Sichuan Earthquake Agency, Chengdu 610041, China

**Abstract** The Red River Fault zone and its adjacent regions, located in the southern part of the North-South seismic belt, have emerged as focal areas for research on plate motion and geodynamic characteristics. This is attributed to the complex geotectonic background, vigorous plate motion, and frequent seismic activity in this region. This study employs teleseismic data recorded by 28 permanent seismic stations within the Red River Fault zone and its adjacent areas ( $21^{\circ}\text{N}$ — $26^{\circ}\text{N}$ ,  $98^{\circ}\text{E}$ — $104^{\circ}\text{E}$ ) from January 2011 to December 2022. We utilize the S-wave receiver function migration technique to determine the thickness of the crust and lithosphere in the study area. Additionally, we integrate these imaging results with existing geophysical research findings to analyze the lateral variations in crustal and lithospheric thickness and related structural features. The results are as follows: (1) The Red River Fault is an ultra-crustal fault. The crustal thickness on the southwest side (30~43km) is thinner and exhibits more pronounced variations compared to the northeast side (36~45km). It is inferred that crustal material flow escaping from the southeast margin of the Tibetan Plateau and entering the Central Yunnan block has led to a thicker crust on the northeast side of the Red River Fault zone than on the southwest side. (2) The lithospheric thickness in the study area ranges from 70km to 141km. In most regions, the lithosphere is relatively thin, with a gentle gradient observed on both sides of the Red River Fault zone. We hypothesize that the thin and uplifted lower boundary of the lithosphere in the Tengchong volcanic region is associated with upwelling asthenospheric material heating the base of the lithosphere. Furthermore, we propose that the eastward migration of hot, plastic-flowing material across the Red River Fault zone may contribute to the thinning of the lithosphere in many areas within the study region.

**Keywords:** Red River Fault zone and its adjacent areas; S-wave receiver function; Crustal thickness; Lithospheric thickness