中国科学: 地球科学 2023 年 第 53 卷 第 10 期: 2378 ~ 2391
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

陆内岩石圈拆沉: 来自四川盆地西南缘地幔转换带成像的约束

杨凡[1,2], 李娟[1,2,3*], 陈思丹[1,2], 陈赟[4,5], 李龙[1,2], 艾印双[1,2,3]

1. 中国科学院地质与地球物理研究所地球与行星物理重点实验室, 北京 100029;
2. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049;
3. 黑龙江漠河地球物理国家野外科学观测研究站, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;
4. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029;
5. 中国科学院深部地球科学卓越中心, 广州 510640
* 通讯作者, E-mail: juanli@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2022-10-17; 收修改稿日期: 2023-05-06; 接受日期: 2023-06-02; 网络版发表日期: 2023-09-11
国家重点研发计划重点专项项目(编号: 2017YFC1500302)、国家自然科学基金项目(批准号: 42074063)和中国科学院地质与地球物理研究所重点部署项目(编号: IGGCAS-201904)资助

摘要 四川盆地西南缘毗邻喜马拉雅东构造结, 受印度-欧亚大陆俯冲、碰撞的共同作用, 是研究陆内岩石圈构造演化和深浅部动力学过程的理想场所. 本研究基于布设在跨四川盆地和川滇地块的高密集宽频带地震台阵波形数据, 利用多频率、多模型P波接收函数对区域下方的地幔转换带速度间断面进行了精细成像. 研究结果发现, 在安宁河-小江断裂带西侧, 660-km间断面出现10~30km“渐变式”下沉, 这可能与印度板块自西向东俯冲带来的热异常效应相关. 在四川盆地与川滇地块交界处, 410-km间断面在小范围内沿测线表现出5~10km的抬升; 而660-km间断面存在横向尺度~150km的剧烈下沉, 幅值可达30km. 结合地表观测和动力学数值模拟研究结果, 认为四川盆地西南缘地幔转换带速度间断面横向小尺度的剧烈变化, 正体现了该应力集中区岩石圈“滴落式”拆沉的影响, 拆沉的岩石圈碎片在上地幔底部堆叠导致了660-km间断面的局域显著下沉. 本研究为较难探测的小规模陆内岩石圈“滴落式”拆沉提供了地震学观测证据, 也为受板块/陆块俯冲、碰撞等影响的陆内应力集中区的深浅部动力学过程研究提供了新的思路.

关键词 地幔转换带, 接收函数, 四川盆地西南缘, 滴落式岩石圈拆沉, 川滇地块

1 引言

岩石圈拆沉是仅次于俯冲构造(Anderson, 2001; Stern, 2007)和地幔柱构造(Wilson, 1963; Morgan, 1971)的第三种地球内部物质循环模式, 主要表现为岩石圈根部产生垂向拆离并沉入下伏软流圈地幔中, 伴随热的软流圈物质上涌, 并重新就位于变薄的岩石圈底部(Bird, 1978; Houseman等, 1981; England和House-

中文引用格式: 杨凡, 李娟, 陈思丹, 陈赟, 李龙, 艾印双. 2023. 陆内岩石圈拆沉: 来自四川盆地西南缘地幔转换带成像的约束. 中国科学: 地球科学, 53(10): 2378–2391, doi: 10.1360/SSTe-2022-0331
英文引用格式: Yang F, Li J, Chen S, Chen Y, Li L, Ai Y. 2023. Intracontinental lithospheric delamination: Constraints from imaging the mantle transition zone beneath the southwestern part of the Sichuan Basin. Science China Earth Sciences, 66(10): 2340–2352, https://doi.org/10.1007/s11430-022-1129-9

© 2023 《中国科学》杂志社

man, 1985; 朱日祥等, 2012; 吴福元等, 2014). 根据不同的构造背景，岩石圈拆沉主要分为三种类型(Magni和Király, 2020): 俯冲板块岩石圈拆沉(subducting plate delamination)、剥离拆沉(peeling-off)，以及“滴落式”拆沉或对流减薄(dripping or convective thinning). 岩石圈的拆沉可能发生在俯冲带、火山弧、造山带，或远离碰撞边缘的块体内部等多种构造区域，通常需要满足两个条件，即相对高密度的岩石圈地幔和弱流变性解耦层的存在(Camp和Hanan, 2008; Magni等, 2013; Chowdhury等, 2017; Magni和Király, 2020). 其中，“滴落式”拆沉是一种重力学上的失稳(瑞利-泰勒失稳, Rayleigh-Taylor instability), 表现为在挤压应力作用下，地壳发生缩短和增厚，密度更大的岩石圈从底部开始向密度较小的软流圈渗透，岩石圈物质在底部像水滴一样汇聚并滴落到软流圈中(Houseman等, 1981; Houseman和Molnar, 1997; 张旗等, 2006; Li Z H等, 2016). 该过程虽然提出较早，但因拆沉规模小而较难观测.

地幔转换带(mantle transition zone, MTZ)是位于地球深部约410km和660km深度的两个地震波速度不连续面(间断面)之间的区域(Anderson, 1989)，全球和区域地震资料均能观测到其上下界面明显的速度跳变(Ai等, 2003; Andrews和Deuss, 2008; van der Meijde等, 2003; Li J等, 2008; Li等, 2013; Waszek等, 2021). 矿物物理学研究表明，该速度跳变由地幔的主要构成矿物橄榄石的多相相变引起，间断面的深度变化、尖锐程度以及界面速度跳变幅度等受地球内部温度、压力和物质成分的影响(Ito等, 1990; Fei等, 2004; 周春银等, 2010; Li等, 2013; Liu, 2020), 因而可以利用地震波对间断面形态及其附近速度结构的观测来约束地球深部温压状态、物质成分差异，进而认识地球的热力学状态和流变学性质等(Vacher等, 1998; Andrews和Deuss, 2008; Li和Yuen, 2014; Wang等, 2017; Han等, 2021; Feng等, 2022). 拆沉的岩石圈或俯冲板块相对周围的地幔环境而言, 温度低、密度大, 在下沉过程中可能滞留在MTZ(例如, Liu等, 2015; Li J等, 2016; Zhang等, 2017; Yu等, 2020)，或穿过660-km间断面到达下地幔(例如, Li和Yuen, 2014; Feng等, 2022), 从而影响MTZ附近矿物相变的进程，最终表现为410-km和660-km间断面深度和形态的变化. 因此，对典型构造区MTZ结构的研究，不仅可以获得对现今地球内部温压状态的认识，也可以为探究造山带演化以及地球内部物质跨圈层循环提供可靠约束.

四川盆地位于扬子克拉通西缘, 自新生代以来, 受到印度-亚洲大陆碰撞及其中远程效应的影响，在盆地周缘形成了一系列山脉和高原(图1)，这些块体交汇区域地表地形起伏大、地质构造复杂、地震活动剧烈(Royden等, 1997; Wang等, 2012; Liu等, 2014). 地球物理观测显示，青藏高原向东迁移的物质流遇到坚硬的四川盆地阻挡，沿盆地周缘向东北和/或东南方向逃逸. 块体边界处地壳和上地幔物质的迁移与交汇不仅会改造原生的岩石圈地幔，也会影响到深部地幔物质成分和几何结构(Zhang等, 2004; Bao等, 2015; Wang等, 2020). 地震层析成像结果显示青藏高原东南缘及周边地区下方的MTZ内存在高速异常体(Huang和Zhao, 2006; Li C等, 2008; Huang等, 2015, 2019; Lei和Zhao, 2016; Tao等, 2018), 但受台站密度和分辨率的影响，多种成像结果对MTZ附近的高速异常体的范围、尺度、异常值大小的认识相差较大，对其形成机理也产生了两类完全不同的观点: 北向俯冲到欧亚大陆下方并停滞在MTZ底部的印度板块(Huang和Zhao, 2006; Lei和Zhao, 2016; Xu等, 2018), 或浅部拆离下沉到MTZ的大陆岩石圈(Singh和Kumar, 2009; Hu等, 2011; Zhang等, 2017; Feng等, 2022)导致.

本文选择四川盆地与川滇地块的过渡地带作为研究区，探讨以上两种不同动力学机制在地幔深部结构中的地震学响应. 以新近布设的高密度宽频带流动地震台阵资料(平均台间距~10km)为基础数据，用接收函数方法对研究区跨四川盆地和川滇地块的MTZ精细几何结构和起伏特征开展高精度成像研究，获得了该区域岩石圈发生拆沉的地震学证据，为稳定克拉通构造域内盆地边缘深部地幔结构与浅部岩石圈之间的相互作用提供了新的观测约束.

2　数据和方法

2.1　数据选取

研究使用的数据有三个来源(图1a). 主体部分是在川滇地块及周边区域布设的长度为400km的高密度线性宽频带流动地震台阵(MCD, Middle Chuan-Dian Seismic Array)的远震地震资料，共计40个台站，平均台间距约为10km，观测周期为2018年12月至2020年12

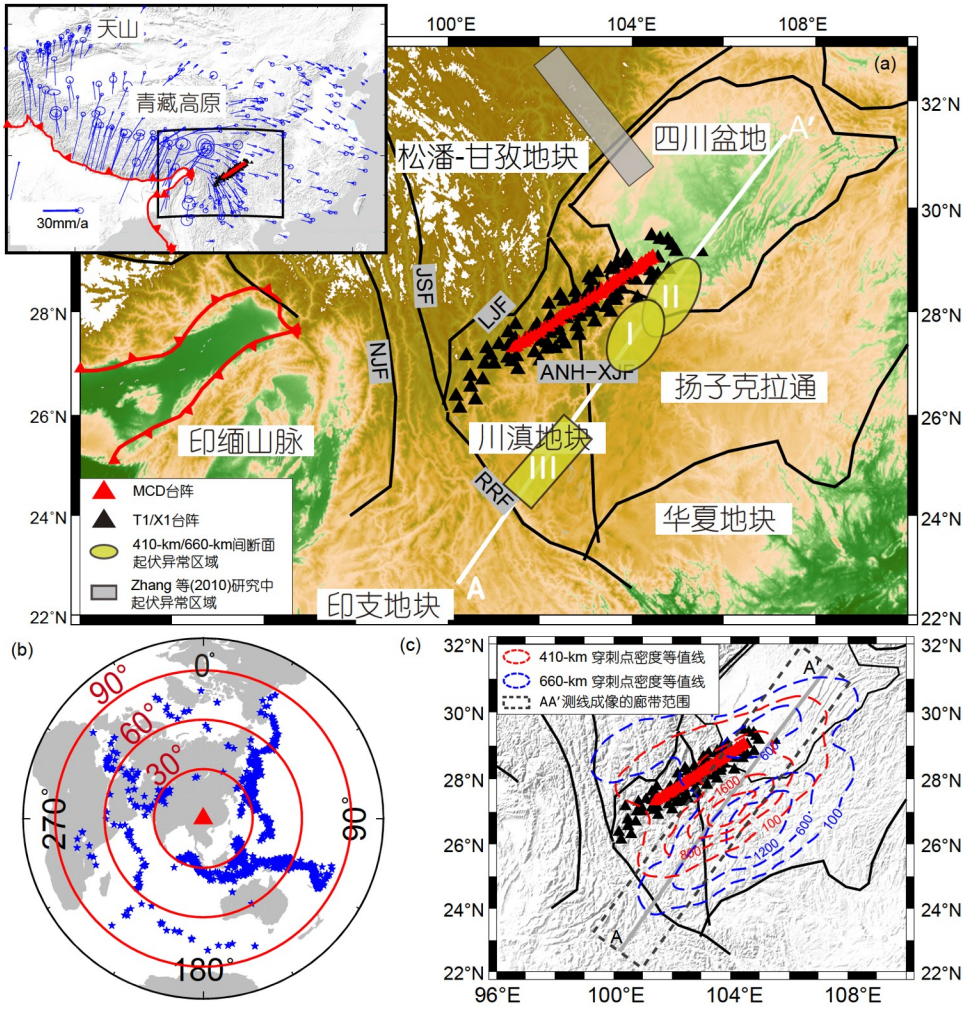

图 1　研究区地质构造及台站和震源分布

(a) 研究区地质概况及台站分布. 红色三角形表示新近布设的40个宽频带地震台站(MCD), 黑色三角形表示该测线1°范围内的ChinArray(X1)和MWS Array(T1)台阵的台站. 浅黄绿色区域是本研究中观测到间断面起伏变化较明显的区域, 灰色区域是Zhang等(2010)研究中发现的地幔间断面出现和本研究结果类似起伏变化的区域. 部分符号的含义: LJF, 丽江断裂; NJF, 怒江断裂; JSF, 金沙江断裂; ANH-XJF, 安宁河-小江断裂; RRF, 红河断裂. 左上角插图表示区域构造背景, 蓝色箭头给出了区域内GPS观测结果(Zhang等, 2004). (b) 台站位置及事件反方位角分布图, 蓝色五角星表示震源, 红色三角形表示台站; (c) 红色和蓝色等值线分别是Ps震相在410-km和660-km间断面的理论转换点的密度等值线. AA′剖面横跨转换点高密度区, 即本文成像剖面的位置, 黑色虚线方框为200km宽度的成像测线的廊带范围

月. 该测线横跨四川盆地、川滇地块、安宁河-小江断裂和大凉山等断裂带和构造单元. 同时收集了该测线附近的川西流动台阵(Movable Western Sichuan (MWS) Array; Liu等, 2014)73个台站波形数据, 时间跨度为2007~2009年, 以及中国地震科学台阵探测(ChinArray) Ⅰ期18个台站的数据资料(中国地震科学台阵, 2006), 时间跨度为2011年3月至2013年12月, 平均台间距约35km. 以MCD为中心, 上述131个宽频带地震台站联合构成了跨多个构造单元的高密集探测台网, 为利用接收函数方法揭示青藏高原东南缘跨四川盆地和川滇地块过渡区域的深部地幔精细结构及动力学过程提供了坚实的数据基础.

2.2　接收函数计算和筛选

接收函数(receiver function, RF)代表了台站下方介质对近垂直入射到接收台站的地震体波的脉冲响应, 是研究地壳及上地幔结构最常用的方法之一(Vinnik, 1977; Langston, 1979; Kind等, 2002). 选取了震中

距范围在25°~85°、震级大于5.0级、三分量完整、初至P波清晰的地震事件(图1b)，截取P波初至理论到时前20s至后100s之间的波形数据来提取远震P波接收函数. 数据处理的基本流程包括: 对原始地震数据重采样到相同的时间间隔(0.05s)，然后进行去均值、去线性趋势及去仪器响应等初步处理，以及0.02~2.0Hz二阶带通滤波，最后将水平分量旋转到径向和切向方向; 采用时间域最大熵谱反褶积方法(Tselentis, 1990; Wu等, 2007)提取原始接收函数. 计算过程中选取水准因子k=0.001，考虑到频率成分对接收函数的影响，高斯滤波系数a选取了3组值, 分别为1.0、1.5和2.0, 相应的拐角频率分别为0.5、0.75和1.0Hz.

接收函数Ps震相的到时、振幅和频率的空间相关性对间断面的深度、尖锐程度等性质的准确约束非常重要. 对于反褶积后的接收函数, 参照Wang等(2020)和杨凡等(2021)研究中的质量控制流程，最终从131个台站、4647个地震事件中, 挑选出24128条高质量的接收函数，其中大部分数据来自东北、东南、西北三个方向. 图2a给出了MCD33台站的接收函数按震中距排列的结果, 黑色虚线表示根据IAPS91一维速度模型(Kennett和Engdahl, 1991)计算获得的P410s和P660s理论到时. 图2b和2c给出了以震中距0.5°为间隔，对不同震中距接收函数叠加后的图像. 虽然只是按震中距做了简单的线性叠加，但叠加结果仍可清楚显示出Pms、P410s和P660s震相，且与理论到时吻合，同时还能观测到连续的PP和PcP震相，这表明该区域的接收函数质量较高.

一般而言，410-km和660-km界面的Ps震相转换点分别偏离台站约100km和200km. 图1c给出了基于IASP91模型计算得到的理论P410s和P660s转换点分布图(以0.5°为半径进行统计). 可以看出，转换点密集区域正好跨过了四川盆地、川滇块体等构造单元以及安宁河-小江、红河等断裂带, 其中心区域位于地震台阵的东南方向，射线叠加次数分别超过2000次和1000次, 满足高精度成像的数据要求.

2.3　CCP叠加成像

在对接收函数进行偏移成像过程中采用了共转换点叠加方法(Common Conversion Point stacking, CCP; Zhu, 2000), 该方法在大多数地区的地壳、岩石圈及上地幔速度间断面成像研究中都取得了较好的成像效果(Zhang等, 2010; Liu等, 2014; Zhang等, 2017; Xu等, 2018; Wang等, 2020). 根据菲涅尔半径与深度和地震波波长的关系(Ryberg和Weber, 2000)计算可知, 以5s的接收函数周期为例，410-km间断面和660-km间断面的菲涅尔半径分别为~90和~120km. 选用转换点在成像剖面所在测线两侧100km范围内的接收函数数据(图1c黑色虚线方框表示成像廊带的范围)，对纵向深度300~800km范围内的MTZ及其附近结构进行成像; 成像剖面划分为垂向0.5km、径向和切向各4km的网格, 并对叠加结果在水平方向进行50km尺度平滑.

3　成像结果: 多高斯系数反褶积、多模型校正

为兼顾410-km和660-km间断面同时具有较高的转换点覆盖，选取了AA′剖面(以103.64°E和27.05°N为中心, 方位角为36°, 东北和西南向各500km; 图1a中白色实线)的成像结果重点分析, 其数据廊带的范围如图1c黑色虚方框所示. 该测线横跨四川盆地、川滇块体、安宁河-小江断裂带和红河断裂带等多个不同尺度的区域构造单元, 地表地形起伏明显(图3e).

3.1　间断面“视深度”的多频段成像结果

一般而言, 高斯系数影响反褶积后的子波宽度, 影响到振幅强度和分辨率. 不同尖锐程度的间断面在Ps转换震相中表现为不同的振幅值，可以体现在不同频率的接收函数的变化中. 同时，深度域成像结果能更直观地与实际情况对应. 基于IASP91速度模型进行时深转换，并选取一定深度范围内正极性包络振幅的最大值，将该深度视作一维速度结构下的间断面“视深度”.

图3对比给出了不同高斯系数反褶积后的接收函数成像结果. 可以看出, 不同频段数据获得的间断面起伏形态总体一致，其中410-km间断面的转换震相振幅没有表现出明显的变化(图3f)，660-km间断面振幅却存在随频率的明显横向变化，当高斯系数为1.0时，在部分区域(104°E和106°附近)的振幅有明显的增大趋势(图3h). 根据前人研究分析(Wang等, 2020; 杨凡等, 2021)和本研究测试结果，将主要采用高斯系数为1.5的接收函数进行分析，后文也只针对此高斯系数的接收函数进行三维速度校正.

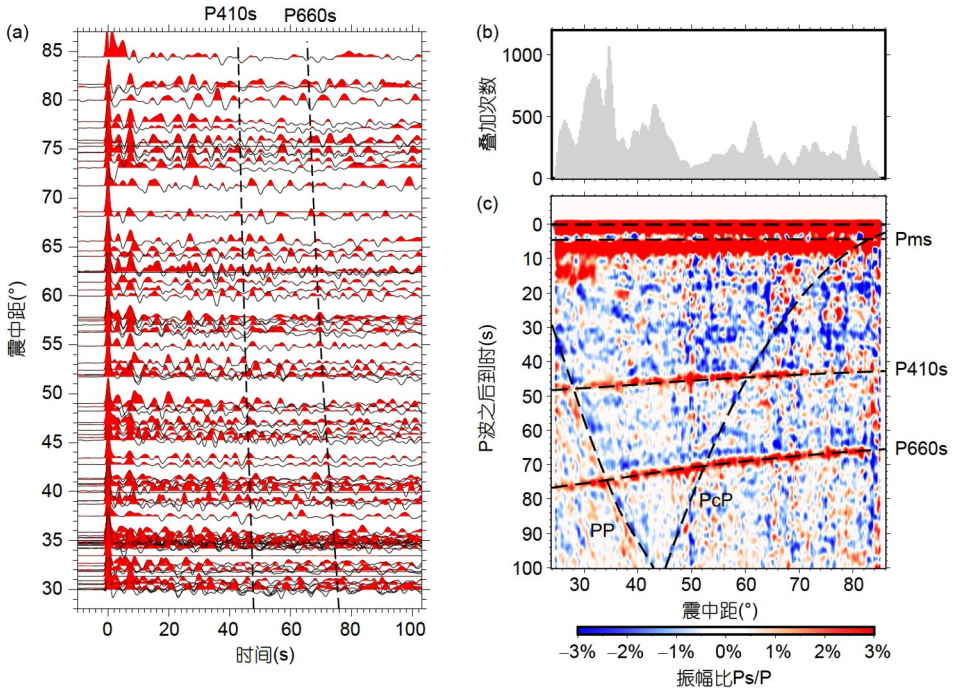

图 2　MCD33台站的接收函数和所有接收函数按震中距叠加图像

(a) 按震中距排列的接收函数波形图; (b)和(c)分别对应所有地震台站记录的接收函数按震中距叠加的次数和结果. 其中, 叠加单元半径为0.5°; 黑色虚线表示根据IASP91一维速度模型计算获得的各转换/反射震相(Pms、P410s、P660s、PP、PcP)的理论到时

总体而言, 410-km间断面起伏变化较小, 基本与全球一维速度模型的平均值接近, 在103.5°~105°E区间范围内(横向约150km)410-km间断面呈现出轻微的5~10km抬升(图3g, Ⅰ区域), 该位置对应于四川盆地与川滇地块交界处. 在长约500km的接收函数剖面中, 660-km间断面的起伏变化剧烈, 显示出两处空间上明显独立的下沉区域: 第一个区域位于四川盆地和川滇地块交界位置处附近, 横向范围约150km(104.5°~106°E, 图3i中Ⅱ区域), 下沉幅度可达30km; 第二个区域位于安宁河-小江断裂带和红河断裂带之间(101.3°~103.5°E, 图3i中的Ⅲ区域), 表现为从东向西横向200km的"渐变式"下沉, 直至剖线边缘, 下沉幅度范围约为10~30km. MTZ厚度变化范围为255~290km, 在区域Ⅱ和Ⅲ处分别显示出~40和20~30km的MTZ厚度增加.

3.2　间断面起伏的多模型校正对比

区域速度模型也是获取准确成像结果的关键. 前人根据远震体波、近场体波、面波、背景噪声等方法获得了包括研究区域在内的青藏高原东南缘不同尺度、不同分辨率的P波或S波速度结构(Li C等, 2008; Fukao和Obayashi, 2013; Lei和Zhao, 2016; Tao等, 2018; Huang等, 2019). 研究结果显示, 该区域的上地幔速度结构存在强烈的横向不均匀性, 不同模型给出的低速体和高速体分布范围和尺度大小均存在一定的差异. 我们搜集了4组模型, 并选择了其中两个有代表性的模型——FWEA18模型(Tao等, 2018)和Huang19模型(Huang等, 2019)进行三维速度模型的校正. 相对于其他模型, 这两个模型均具有独立的P波和S波速度结构. 其中, FWEA18模型通过对东亚地区高密度台站记录的多种体波震相和面波数据全波形反演获得; Huang19模型则是基于青藏高原东南缘新布设的大量流动台站和区域/国家固定台站的近震和远震体波走时数据, 结合三维射线追踪技术所获得.

图4对比给出了不同3D速度模型校正后的成像结果. MTZ间断面的整体特征和起伏变化趋势相对一致: 在Ⅰ区域, 410-km间断面存在5~10km的抬升, Ⅱ和Ⅲ区域则显示出两处独立的幅值可达30和10~30km的660-km间断面下沉. 在绝对深度上, FWEA18模型校正后的间断面深度总体比Huang19模型更浅, 且在横向上的起伏变化更强烈, 而IASP91模

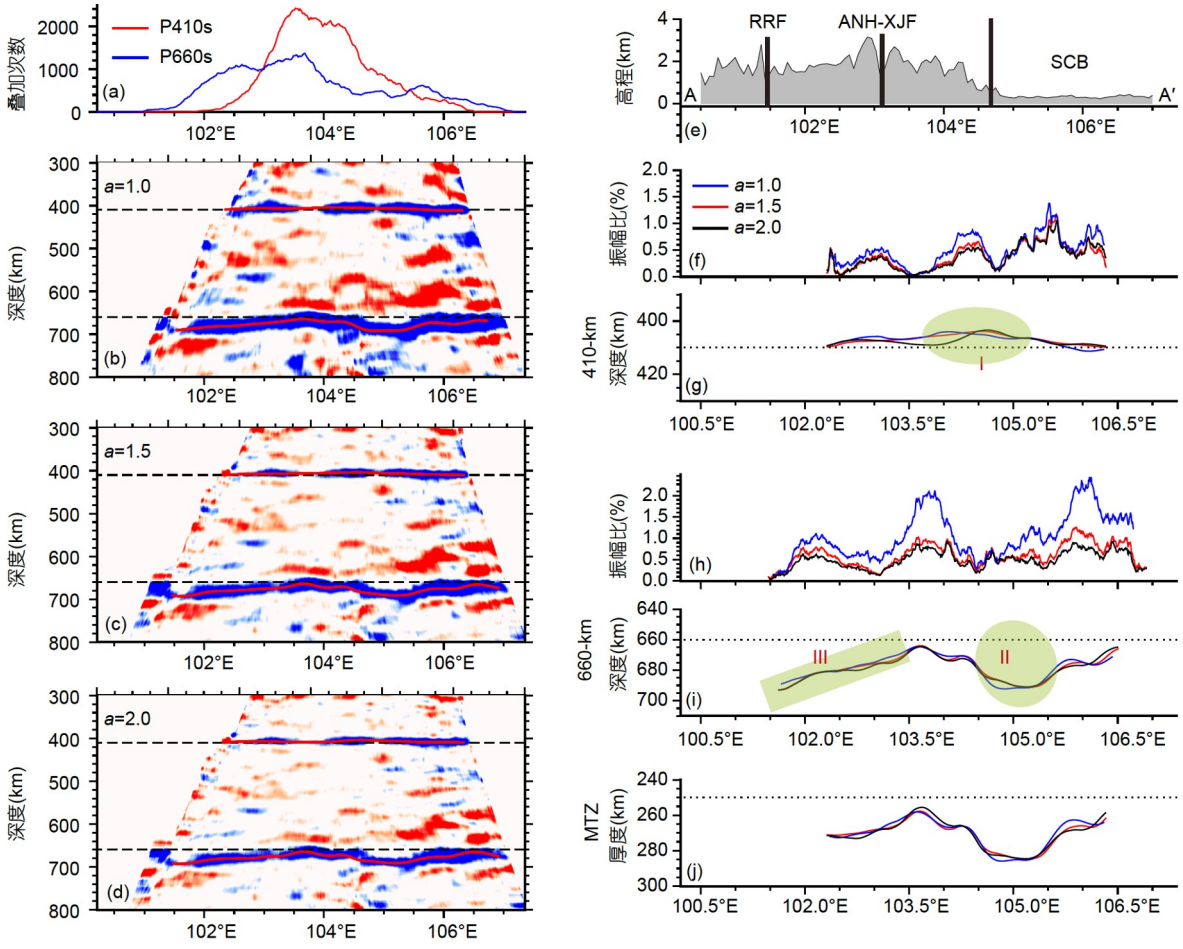

图 3　不同高斯系数反褶积后的接收函数成像结果

(a) 红色和蓝色曲线分别展示了测线所在位置的410-km和660-km间断面深度处参与叠加的接收函数条数; (b)~(d)分别为1.0、1.5和2.0高斯系数反褶积后的成像结果, 图中红色曲线给出了利用IASP91模型进行时深转换后的410-km和660-km间断面"视深度"; (e) 测线所在位置的高程, 其他符号同图1a; (f)~(i) 不同高斯系数获得的结果对比, 红、蓝、黑分别对应高斯系数1.0、1.5、2.0; (j) MTZ厚度起伏变化对比

型时深转换后的间断面深度处于两者之间. 研究认为, 不同模型的速度扰动差异产生了校正后深度的5~15km(FWEA18模型)和5~10km(Huang19模型)系统性偏差(图4g、4i、4j). 对于振幅而言, 410-km间断面的振幅受模型校正的影响较小; 660-km间断面转换震相振幅在FWEA18模型校正后表现出一定的变化, 而经Huang19模型校正后的振幅没有明显变化(图4f、4h). 以上都表明不同模型对MTZ内部的速度成像结果存在较大的差异.

尽管速度模型对间断面绝对深度的影响较大, 但对横向起伏变化的相对关系影响较小(图4). 前人在速度模型对MTZ间断面深度变化的研究中也观测到类似的系统性偏差现象(Liu等, 2015; Wang等, 2017; Xu等, 2018). 另外, MTZ厚度的变化受410-km间断面之上速度模型的影响较小, 在不考虑其他影响的情况下, MTZ厚度的变化反映了转换带内部的速度结构和温度的横向变化. 因此, 在后文的讨论中, 将以IASP91模型成像结果为基础, 结合FWEA18和Haung19两个3D模型的校正结果, 对比分析间断面起伏变化显著以及MTZ厚度变化明显的区域, 即图4中的Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ区, 着重分析讨论其特点、成因和可能的演化过程.

4　分析和讨论

4.1　与前人结果的对比

研究结果显示, 410-km间断面深度起伏较小, 除

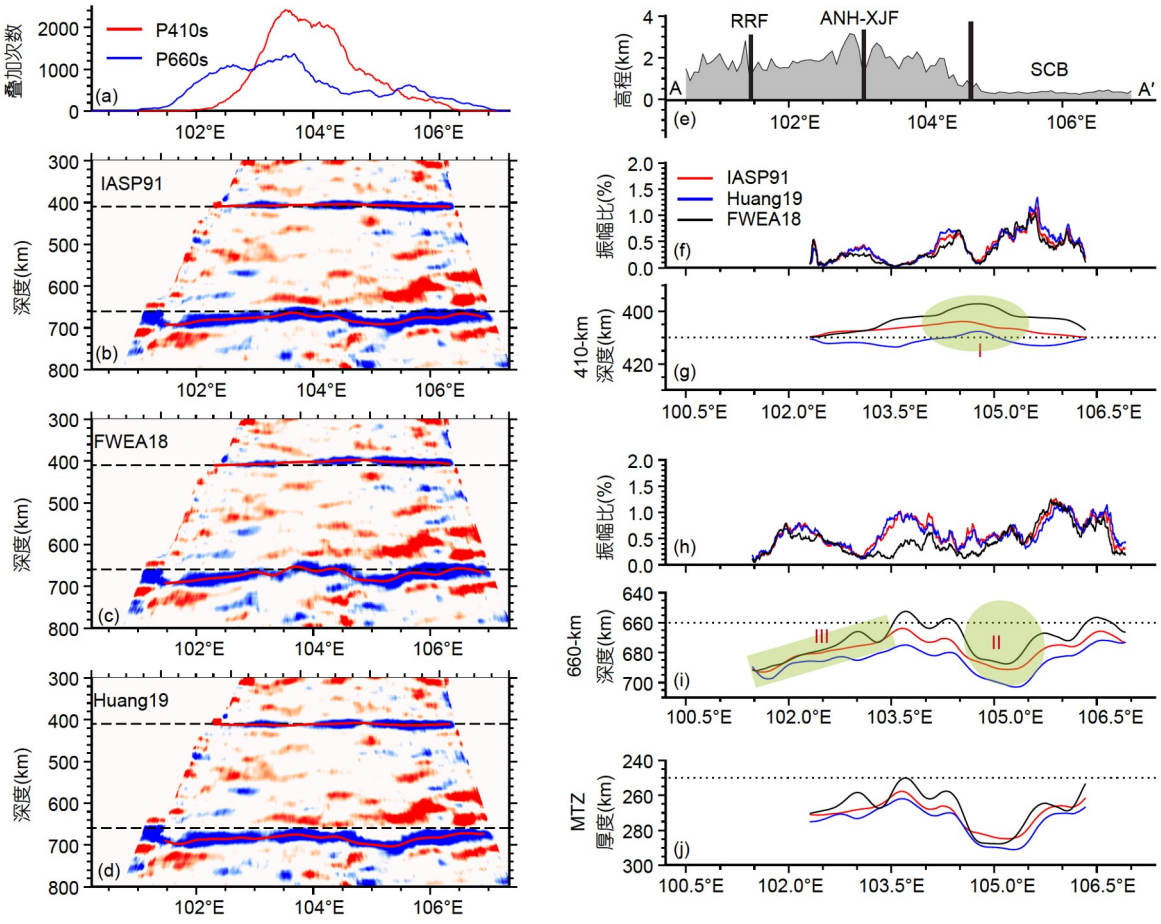

图 4　三维速度模型校正后的MTZ间断面成像结果

(a) 沿测线410-km和660-km间断面处参与叠加的接收函数条数, 图例同图3a; (b)~(d)分别为IASP91, 以及用FWEA18和Huang19模型校正后的成像结果, 用红色曲线给出间断面位置; (e) 测线所在位置的高程, 其他符号同图1; (f)~(i) 不同模型给出的间断面起伏及相应振幅比结果比较, 其中红、蓝、黑分别对应IASP91、Huang19、FWEA18模型校正后的间断面深度和振幅比; (j) MTZ厚度起伏变化对比

了在四川盆地与川滇地块交界处横向约150km范围出现小幅度抬升外(图4g, Ⅰ区域), 其他区域的间断面深度均没有明显变化, 与前人研究中发现的川滇地块26°N以北区域的间断面深度符合IASP91模型的结论相一致(薛明等, 2017; Zhang等, 2017; Xu等, 2018; 白一鸣等, 2018; Feng等, 2022). 同时, Zhang等(2017)和白一鸣等(2018)以ChinArray Ⅰ期数据为基础, 也在同一区域观测到410-km间断面5~10km的抬升. 在3.1节对频率的依赖性分析表明, 该区域410-km间断面深度和振幅对频率不敏感, 表明410-km间断面较为尖锐. 考虑到水的存在会影响410-km间断面的厚度, 体现在不同频率接收函数振幅的显著变化上(van der Meijde等, 2003), 本文结果表明该区的MTZ顶部较为干燥.

对于660-km间断面, 在四川盆地和川滇地块交界的区域Ⅱ处和安宁河-小江断裂带与红河断裂带之间的区域Ⅲ处(图4i), 分别观测到不同模式和不同程度的下沉: 区域Ⅱ表现为横向范围~150km、幅度可达30km的显著下沉; 区域Ⅲ表现为自东往西10~30km的"渐进式"下沉. Zhang等(2017)、Xu等(2018)、白一鸣等(2018)和Feng等(2022)结合公开的ChinArray Ⅰ期数据和其他流动台阵数据, 利用不同的叠加成像方法在Ⅲ区也观测到了类似的660-km间断面下沉现象, 但下沉的绝对幅度存在10~20km的差异. 区域Ⅱ的间断面下沉现象虽然在Zhang等(2017)和白一鸣等(2018)的研究中有所体现, 但因其台站间距大、射线覆盖密度有限, 对横向~200km小尺度异常特征无法准确界定,

因而并未明确该小尺度局域性下沉结构的存在. 密集地震测线和台阵数据的多频率、多速度模型分析, 都明确揭示出该区660-km间断面的局部、小尺度下沉是稳健、可靠的特征.

关于区域III下沉的原因, 前人研究结果大致可分为两类: 第一种归因于俯冲并停滞在MTZ内部的印度板片(Xu等, 2018; 白一鸣等, 2018); 第二种则来源于浅部拆离并下沉到MTZ内的大陆岩石圈(Zhang等, 2017; Feng等, 2022). 印度-缅甸弧构造域位于川滇地块西南部, 该区域是洋陆俯冲到陆陆碰撞的过渡区域(Li C等, 2008; Pesicek等, 2010; Huang等, 2015), 目前关于印度-缅甸弧的构造演化影响范围尚不确定(Ni等, 1989; Bai等, 2020; Zheng等, 2020), 区域或全球层析成像结果对于俯冲的印度板块是否到达青藏高原东南缘下方的MTZ内部也还存在争议(Huang和Zhao, 2006; Li C等, 2008; Lei和Zhao, 2016; Huang等, 2019). 另外, 川滇地块的岩石圈拆沉范围和动力学过程也还未认识清楚(Zhang等, 2017; Feng等, 2022; Hu J F等, 2022): 部分接收函数结果推断川滇地块或印支块体北部均有大规模的岩石圈拆沉, 或抵达MTZ底部(Zhang等, 2017)或已下沉至下地幔(Feng等, 2022); 岩石圈拆沉的动力究竟是来源于青藏高原向东的逃逸流(Bao等, 2015)还是热软流圈物质上涌(张智奇等, 2020; Hu J F等, 2022)也不统一. 在区域III观测到660-km间断面深度的"渐进式"变化, 更可能体现了自西向东的印度俯冲板块热效应对间断面带来的影响. 但由于该区域位于测线边缘, 射线覆盖不是很完整、射线叠加条数相对有限, 本文不做更细致地讨论. 后文将针对区域II内获得的稳健的间断面起伏和MTZ厚度变化特征, 分析其形成机理和背后的动力学过程.

4.2 MTZ横向小尺度起伏: 陆内岩石圈拆沉的指示

区域II的MTZ展现出明显的横向变化特征: 660-km间断面出现横向~150km、幅度~30km的显著下沉, 其上方略西侧的I区, 410-km间断面出现5~10km小幅度抬升, MTZ的厚度总体表现为~40km的增厚. 考虑到温度对地幔间断面深度起伏变化的一阶影响, 分别取410-km和660-km间断面的克拉伯龙斜率为2.75和−2.0MPa K^{-1}(Ito等, 1990; Fei等, 2004), 则可估算出该地区MTZ上下界面存在60~130和~520K的低温异常, 在地震波速上表现为~0.5%和2.3%的P波速度异常(Cammarano等, 2003). 地震波层析成像研究的确在该区域的MTZ内揭示出P波或S波高速异常体的存在, 但对高速异常体的形态、空间分布范围、异常值大小的认识相差较大(图5)(Li C等, 2008; Fukao和Obayashi, 2013; Tao等, 2018; Huang等, 2019). 因此, 对该高速异常体的来源——究竟来自俯冲板块还是拆沉岩石圈仍颇有争议. 层析成像在MTZ深度的分辨率有所局限, 特别是区域震中距范围内三重震相的存在(例如, Li J等, 2016), 使得对MTZ底部的射线采样非常有限, 成像结果差别较大; 而接收函数对界面起伏敏感, 在高密度台站的数据支撑下, 可以探测到比菲涅尔带更小分辨率的异常结构, 为高精度辨识高速体的范围, 剖析其来源机理提供了更精细的观测支持.

4.2.1 四川盆地西南缘-应力集中区和岩石圈的横向不均一性

地震活动、热流和重力观测均表明四川盆地长期保持相对刚性, 较为稳定, 具有较强的岩石圈地幔(Bai等, 2011; 陈石等, 2015; 姜光政等, 2016; Wang等, 2018). 盆地及其周缘盆山过渡地带因而成为典型的应力集中区, 并可能在横向或/和深度上存在岩石圈尺度的不均一性. GPS(Zhang等, 2004; Wang和Shen, 2020; Wu等, 2022)及应力应变(Kreemer等, 2014)观测结果显示, 四川盆地向周缘的应变率逐渐增加, 体现了该区域存在应力的集中. 浅部地壳结构研究显示, 四川盆地到川滇地块的莫霍面深度从36~38km增加到40~50km(Hu等, 2011; Xu等, 2020), 指示在块体交界处地壳出现阶梯状增厚. S波接收函数结果揭示出川滇地块的岩石圈厚度约为80~100km, 其北部的四川盆地和东侧中扬子克拉通的岩石圈厚度分别为140~180km和140~160km(Yang等, 2017; Hu J F等, 2022), 表明川滇地块的岩石圈相对周边区域更薄. 这种地壳-岩石圈厚度以及应力的差异正体现了大陆岩石圈的横向不均一性.

4.2.2 岩石圈的横向不均一性和拆沉

大陆岩石圈的力学强度存在显著的横向不均一性, 体现在成分、热结构和流变学特征中(Ranalli, 1997; Audet和Bürgmann, 2011; Tesauro等, 2012), 这种横向变化是控制板内变形局域化的重要因素(Ziegler等, 1998; Clark等, 2005; Gueydan等, 2014). 数值模

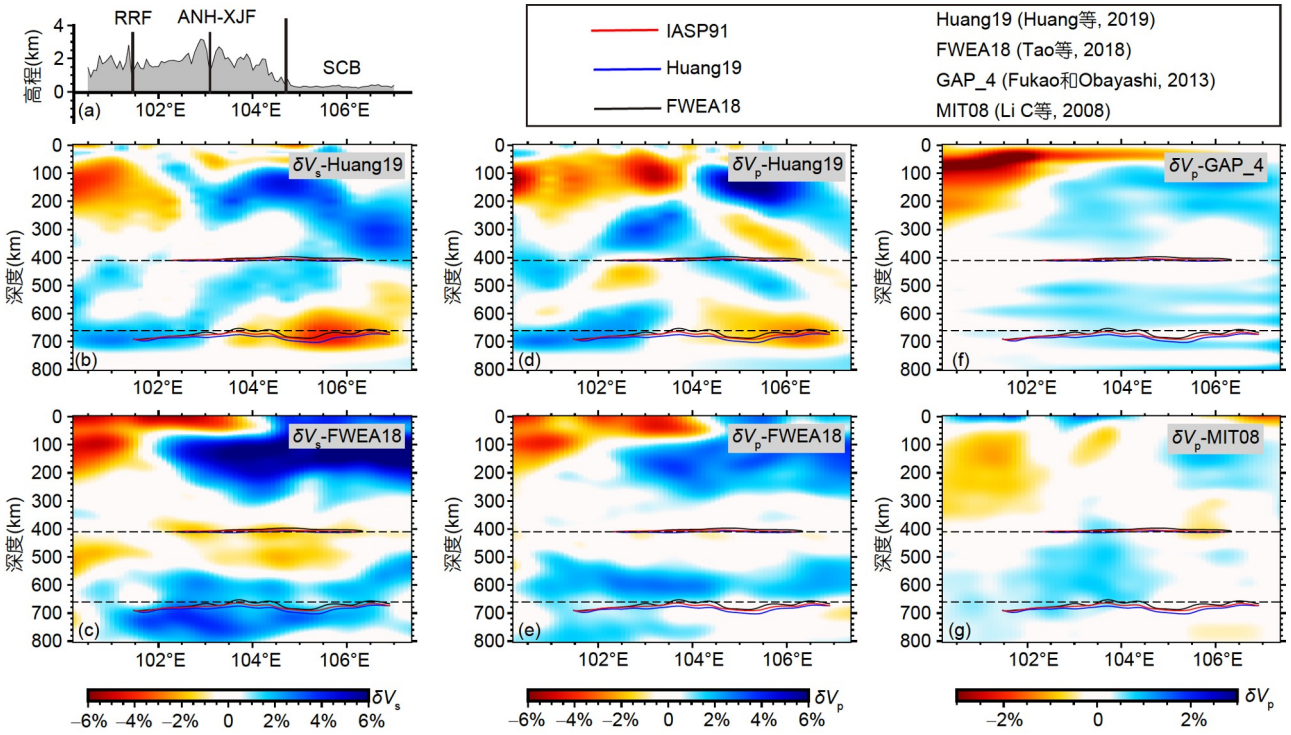

图 5　研究区域不同速度模型和接收函数结果的对比

(a) 测线所在位置的高程起伏, 符号同图1a; (b)、(c) Huang19和FWEA18模型沿测线AA′的S波速度扰动剖面图; (d)、(e) Huang19和FWEA18模型沿测线AA′的P波速度扰动剖面图; (f)、(g) GAP_4和MIT08模型沿AA′测线的P波速度扰动剖面图. 图中红、蓝、黑曲线分别代表由IASP91模型获得的以及对Huang19和FWEA18三维速度模型校正后的间断面深度

拟研究表明, 在区域应力作用下, 地表地形、地壳厚度以及岩石圈厚度之间表现出系统性变形特征和模式, 存在从地表变形模式推断岩石圈深部结构和流变学行为的可行性(Calignano等, 2015; Li Z H等, 2016; 刘明启和李忠海, 2018). 例如, 强岩石圈的存在会导致位于其边界的弱岩石圈增厚, 加深其莫霍面和岩石圈-软流圈边界(LAB)深度, 该类构造环境下的地壳和岩石圈几何特征在摩洛哥阿塔拉斯山脉(Miller和Becker, 2014)、中国天山(Calignano等, 2015)等区域的岩石圈结构中均观测到.

伴随地壳的缩短增厚, 下伏地幔岩石圈在区域挤压应力的作用下也必然缩短增厚, 导致冷的、密度更大的岩石圈根部物质浸没到更深的软流圈地幔中(Houseman等, 1981; Li Z H等, 2016). 在瑞利-泰勒失稳条件下, 岩石圈根部的增厚边界层可能变得不稳定, 进而拆离并沉入软流圈地幔, 拆离前的空间被较热的、上涌的软流圈物质所取代, 也即发生岩石圈的拆沉现象. 整个或部分岩石圈地幔在地壳缩短期间发生拆沉去根或"被移走", 导致上覆地壳和上地幔温度迅速升高, 从而有助于区域变质作用和岩浆活动的发生. 此类"滴落式"岩石圈拆沉模式, 被青藏高原东北缘(England和Houseman, 1985)、Anatolian高原(Gögüs等, 2017)等地区的观测所证实. 拆沉的岩石圈沉没到地幔深部, 使得MTZ的物质成分、温度结构产生横向变化, 在地震学观测中表现为MTZ厚度和间断面起伏的横向变化.

4.2.3　660-km间断面局部下沉与陆内岩石圈拆沉

区域Ⅱ位于四川盆地西南缘盆山过渡地区, 是典型的应力集中区. 前人研究显示, 从四川盆地到川滇地块的横向~150km的过渡区域内, 地壳厚度从盆地向周缘增厚5~15km, LAB界面的深度减小40~80km(Hu等, 2011; Yang等, 2017; Xu等, 2020; Zhang和Deng, 2022; Hu J F等, 2022). 综合前文描述的拆沉过程及其造成的浅部结构系统性演化, 推断在青藏高原的东向挤压和印度板块北向俯冲的共同作用下, 四川盆地西

南缘强度较弱的盆山过渡区域下方的地壳和岩石圈发生增厚, 最终岩石圈地幔物质因瑞利-泰勒失稳而发生“滴落式”拆沉, 在区域地幔流的驱动下, 拆沉的大陆岩石圈下沉进入MTZ内部. 由于形成660-km间断面的林伍德石到布里奇曼石的相变是吸热反应, 具有负的克拉伯龙斜率, 低温异常导致相变面下沉从而产生正的浮力, 阻挡冷的拆沉物质继续下沉(Goes等, 2017). 同时下地幔的黏滞度较大, 通常是上地幔的30~100倍(Mao和Zhong, 2021), 该黏滞度陡变区对拆沉物质的继续下沉起到了天然屏障作用. 这种小规模滴落的岩石圈碎片可以在局部范围内聚集、堆叠, 继而影响到该区域660-km间断面的形态, 在地震学观测中表现为660-km间断面仅在局部范围内的小尺度急剧下沉.

此外, 岩石圈拆沉后会导致热的软流圈上涌, 进而引发地表火山活动或者岩浆源区的转变(Magni和Király, 2020). 川滇地块地球化学观测显示, 在发生“滴落式”岩石圈拆沉区域西北侧200km、沿着鲜水河-小江断裂带的区域内存在新生代高钾岩浆活动(Chung等, 2005; Hou等, 2006; Xu等, 2021). Hu F等(2022)对该区域的新生代花岗岩研究发现, 在50~30和5~3Ma这些花岗质岩石的源区发生了两次向相对亏损岩浆源区的转变, 这种转变指示了存在深部热源, 且这两次转变与青藏高原东缘两次抬升事件恰好对应. 而在发生“滴落式”岩石圈拆沉区域未发现大规模新生代岩浆活动, 这可能是因为“滴落式”岩石圈拆沉的规模相对较小, 若仅是地幔岩石圈底部发生拆沉, 在地表不一定有相关的火山活动显示.

类似的深浅部结构系统性变化的现象在四川盆地西侧的龙门山断裂地区也有出现. Zhang等(2010)基于接收函数研究发现, 跨龙门山断裂从盆地向高原的莫霍面深度呈阶梯状增加了约20km, LAB界面深度减小了约50km, 且410-km间断面深度抬升~30km(图1a, 灰色区域). 在稳定克拉通盆地周缘产生岩石圈拆沉并引起MTZ结构变化的实例在塔里木盆地北缘的天山构造带(Tian等, 2010)、松辽盆地西侧的大兴安岭(Liu等, 2015)以及美国南加州(Yu等, 2020)等地区都有观测和报道. 结合本文的研究认为, 这种从地壳、岩石圈到MTZ呈现出的区域性系统变化很可能是一个普遍现象: 在碰撞等构造运动的挤压作用下, 稳定的克拉通盆地周缘的应力、应变更加集中, 导致地壳、岩石圈增厚, 岩石圈底部发生重力学失稳, 最终产生“滴落式”岩石圈拆沉, 进而形成局部小尺度对流(图6), 在地球物理学观测中表现为莫霍面深度、岩石圈厚度以及MTZ间断面起伏阶梯式的系统性变化.

5　结论

基于新近布设在跨川滇地块、四川盆地西南缘的高密度线性流动宽频带地震台阵及附近流动台站的波形资料, 利用接收函数方法, 结合多频段和多模型校正分析, 获得了四川盆地西南缘及周边地区的MTZ精细结构. 研究结果显示, 410-km间断面在四川盆地与川滇地块交界处有5~10km的抬升, 660-km间断面存在两处独立、明显的下沉区域. 在安宁河-小江断裂带以西660-km间断面表现为横向~200km向西渐变式下沉, 下沉幅度约为10~30km, 与自西向东俯冲的印度板块引起的温度异常相关. 而在四川盆地与川滇地块交界的盆山过渡区域, 明确检测到660-km间断面存在横向~150km的急剧下沉, 下沉幅度可达30km, 同时MTZ出现~40km的增厚. 本文认为该处MTZ上下界面的起伏变化正是岩石圈“滴落式”拆沉的动力学响应. 该类型的岩石圈拆沉通常发生在刚性、稳定的克拉通盆地周缘强度弱的造山带下方, 在地表地形、莫霍面深度、

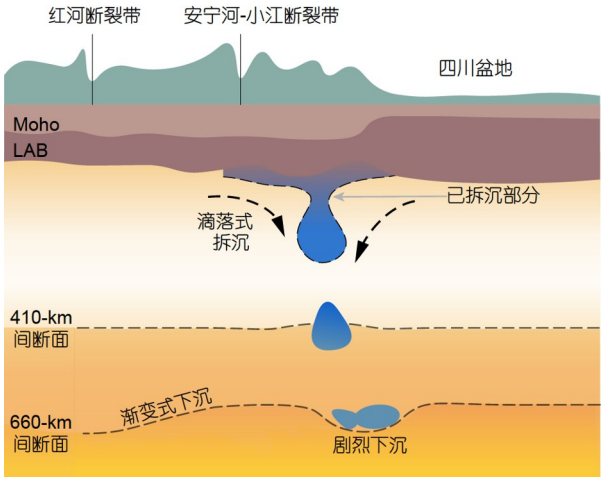

图 6　“滴落式”岩石圈拆沉的概念模型

在四川盆地到川滇地块的盆山过渡地带, 岩石圈力学性质存在横向不均一, 在区域压应力作用下, 强度较弱的盆山过渡区域下方地壳因挤压而横向缩短增厚, 岩石圈地幔在根部发生“滴落式”对流拆沉而减薄, 最终莫霍面深度、岩石圈厚度呈反相关的特征. 拆离的岩石圈碎片下沉到地幔中并聚集在MTZ底部, 在地震学观测中显示为660-km间断面局部区域的剧烈下沉. 图中的深度并未按比例给出

岩石圈厚度以及深部MTZ结构上表现为系统性的阶梯式变化. 研究表明, 高密集的测线资料对地幔深部小尺度细节结构的揭示, 有助于理解深浅部物质循环及相互作用, 可以为远离俯冲、碰撞边界的陆内岩石圈演化动力学过程提供地震学约束.

致谢 感谢参与"Middle Chuan-Dian Seismic Array, MCD"台阵仪器布设和数据采集的侯广兵、凌媛博士等所有工作人员. 中国地震局地球物理研究所"中国地震科学探测台阵数据中心(http://doi.org/10.11998/SeisDmc/SN)"、中国科学院地质与地球物理研究所地震台阵实验室(http://doi.org/10.12129/IGGSL.Data.Observation)为本文提供了地震波形数据, 黄周传教授提供Huang19速度模型, 王新博士、张涵博士和胡方泱博士针对本文给出有益的讨论和建设性意见, 两位审稿人、责任编委及执行主编对本文提出修改意见和建议, 数据处理与绘图使用到SAC(Seismic Analysis Code)和GMT程序包, 在此一并致谢.

参考文献

白一鸣, 艾印双, 姜明明, 何玉梅, 陈棋福. 2018. 利用P波接收函数方法研究青藏高原东南缘地幔转换带结构. 地球物理学报, 61: 570–583

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: 3941–3951

姜光政, 高堋, 饶松, 张林友, 唐晓音, 黄方, 赵平, 庞忠和, 何丽娟, 胡圣标, 汪集旸. 2016. 中国大陆地区大地热流数据汇编(第四版). 地球物理学报, 59: 2892–2910

刘明启, 李忠海. 2018. 克拉通岩石圈减薄与破坏机制的动力学数值模拟. 中国科学: 地球科学, 48: 844–877

吴福元, 徐义刚, 朱日祥, 张国伟. 2014. 克拉通岩石圈减薄与破坏. 中国科学: 地球科学, 44: 2358–2372

薛明, 王苏, 徐晓雅, 胡家富. 2017. 云南地区的地幔转换带结构及其动力学意义. 科学通报, 62: 1752–1765

杨凡, 张涵, 李娟, 王新, 陈棋福. 2021. 利用接收函数散射核方法探测中国东北地区地幔转换带界面三维形态. 地球物理学报, 64: 4406–4424

张旗, 金惟俊, 王元龙, 李承东, 王焰, 贾秀勤. 2006. 大洋岩石圈拆沉与大陆下地壳拆沉: 不同的机制及意义——兼评"下地壳+岩石圈地幔拆沉模式". 岩石学报, 22: 2631–2638

张智奇, 姚华建, 杨妍. 2020. 青藏高原东南缘地壳上地幔三维S波速度结构及动力学意义. 中国科学: 地球科学, 50: 1242–1258

中国地震科学台阵. 2006. 中国地震科学探测台阵波形数据. 中国地震局

周春银, 金振民, 章军锋. 2010. 地幔转换带: 地球深部研究的重要方向. 地学前缘, 17: 90–113

朱日祥, 徐义刚, 朱光, 张宏福, 夏群科, 郑天愉. 2012. 华北克拉通破坏. 中国科学: 地球科学, 42: 1135–1159

Ai Y S, Zheng T Y, Xu W W, He Y M, Dong D. 2003. A complex 660 km discontinuity beneath northeast China. Earth Planet Sci Lett, 212: 63–71

Anderson D L. 1989. Theory of the Earth, 366. Boston: Blackwell Scientific Publications

Anderson D L. 2001. Top-down tectonics? Science, 293: 2016–2018

Andrews J, Deuss A. 2008. Detailed nature of the 660 km region of the mantle from global receiver function data. J Geophys Res, 113: B06304

Audet P, Bürgmann R. 2011. Dominant role of tectonic inheritance in supercontinent cycles. Nat Geosci, 4: 184–187

Bai Y M, Yuan X H, He Y M, Hou G B, Thant M, Sein K, Ai Y S. 2020. Mantle transition zone structure beneath Myanmar and its geodynamic implications. Geochem Geophys Geosyst, 21: e2020GC009262

Bai Z M, Tian X B, Tian Y. 2011. Upper mantle P-wave tomography across the Longmenshan fault belt from passive-source seismic observations along Aba-Longquanshan profile. J Asian Earth Sci, 40: 873–882

Bao X W, Sun X, Xu M, Eaton D W, Song X, Wang L, Ding Z, Mi N, Li H, Yu D, Huang Z, Wang P. 2015. Two crustal low-velocity channels beneath SE Tibet revealed by joint inversion of Rayleigh wave dispersion and receiver functions. Earth Planet Sci Lett, 415: 16–24

Bird P. 1978. Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. J Geophys Res-Solid Earth, 83: 4975–4987

Calignano E, Sokoutis D, Willingshofer E, Gueydan F, Cloetingh S. 2015. Strain localization at the margins of strong lithospheric domains: Insights from analog models. Tectonics, 34: 396–412

Cammarano F, Goes S, Vacher P, Giardini D. 2003. Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities. Phys Earth Planet Inter, 138: 197–222

Camp V E, Hanan B B. 2008. A plume-triggered delamination origin for the Columbia River Basalt Group. Geosphere, 4: 480

Chowdhury P, Gerya T, Chakraborty S. 2017. Emergence of silicic continents as the lower crust peels off on a hot plate-tectonic Earth. Nat Geosci, 10: 698–703

Chung S L, Chu M F, Zhang Y, Xie Y, Lo C H, Lee T Y, Lan C Y, Li X H, Zhang Q, Wang Y Z. 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. Earth-Sci Rev, 68: 173–196

Clark M K, Bush J W M, Royden L H. 2005. Dynamic topography produced by lower crustal flow against rheological strength heterogeneities bordering the Tibetan Plateau. Geophys J Int, 162: 575–590

England P, Houseman G. 1985. Role of lithospheric strength heterogeneities in the tectonics of Tibet and neighbouring regions. Nature, 315: 297–301

Fei Y W, van Orman J, Li J, van Westrenen W, Sanloup C, Minarik W, Hirose K, Komabayashi T, Walter M, Funakoshi K. 2004. Experimentally determined postspinel transformation boundary in Mg_2SiO_4 using MgO as an internal pressure standard and its geophysical implications. J Geophys Res-Solid Earth, 109: B02305

Feng J K, Yao H J, Chen L, Wang W T. 2022. Massive lithospheric delamination in southeastern Tibet facilitating continental extrusion. Natl Sci Rev, 9: nwab174

Fukao Y, Obayashi M. 2013. Subducted slabs stagnant above, penetrating through, and trapped below the 660 km discontinuity. J Geophys Res Solid Earth, 118: 5920–5938

Goes S, Agrusta R, van Hunen J, Garel F. 2017. Subduction-transition zone interaction: A review. Geosphere, 13: 644–664

Göğüş O H, Pysklywec R N, Şengör A M C, Gün E. 2017. Drip tectonics and the enigmatic uplift of the Central Anatolian Plateau. Nat Commun, 8: 1538

Gueydan F, Précigout J, Montési L G J. 2014. Strain weakening enables continental plate tectonics. Tectonophysics, 631: 189–196

Han G J, Li J, Guo G R, Mooney W D, Karato S I, Yuen D A. 2021. Pervasive low-velocity layer atop the 410-km discontinuity beneath the northwest Pacific subduction zone: Implications for rheology and geodynamics. Earth Planet Sci Lett, 554: 116642

Hou Z Q, Tian S H, Yuan Z X, Xie Y L, Yin S P, Yi L S, Fei H C, Yang Z M. 2006. The Himalayan collision zone carbonatites in western Sichuan, SW China: Petrogenesis, mantle source and tectonic implication. Earth Planet Sci Lett, 244: 234–250

Houseman G A, McKenzie D P, Molnar P. 1981. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. J Geophys Res-Solid Earth, 86: 6115–6132

Houseman G A, Molnar P. 1997. Gravitational (Rayleigh-Taylor) instability of a layer with non-linear viscosity and convective thinning of continental lithosphere. Geophys J Int, 128: 125–150

Hu F, Wu F Y, Ducea M N, Chapman J B, Yang L. 2022. Does large-scale crustal flow shape the eastern margin of the Tibetan Plateau? Insights from episodic magmatism of Gongga-Zheduo granitic massif. Geophys Res Lett, 49: e98756

Hu J F, Xu X, Yang H Y, Wen L, Li G. 2011. S receiver function analysis of the crustal and lithospheric structures beneath eastern Tibet. Earth Planet Sci Lett, 306: 77–85

Hu J F, Yang H Y, Badal J, Peng H C, Miao S Q. 2022. Decoding the Emeishan Permian mantle plume in the southeastern margin of Tibet from the seismic signature of the local lithosphere. Geophys J Int, 232: 81–96

Huang J L, Zhao D P. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. J Geophys Res-Solid Earth, 111: B09305

Huang Z C, Wang L S, Xu M J, Zhao D P, Mi N, Yu D Y. 2019. P and S wave tomography beneath the SE Tibetan Plateau: Evidence for lithospheric delamination. J Geophys Res-Solid Earth, 124: 10292–10308

Huang Z C, Zhao D P, Wang L. 2015. P wave tomography and anisotropy beneath Southeast Asia: Insight into mantle dynamics. J Geophys Res-Solid Earth, 120: 5154–5174

Ito E, Akaogi M, Topor L, Navrotsky A. 1990. Negative pressure-temperature slopes for reactions formign $MgSiO_3$ perovskite from calorimetry. Science, 249: 1275–1278

Kennett B L N, Engdahl E R. 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. Geophys J Int, 105: 429–465

Kind R, Yuan X H, Saul J, Nelson D, Sobolev S V, Mechie J, Zhao W, Kosarev G, Ni J, Achauer U, Jiang M. 2002. Seismic images of crust and upper mantle beneath Tibet: Evidence for Eurasian Plate subduction. Science, 298: 1219–1221

Kreemer C, Blewitt G, Klein E C. 2014. A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model. Geochem Geophys Geosyst, 15: 3849–3889

Langston C A. 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. J Geophys Res, 84: 4749–4762

Lei J S, Zhao D P. 2016. Teleseismic P-wave tomography and mantle dynamics beneath Eastern Tibet. Geochem Geophys Geosyst, 17: 1861–1884

Li C, van der Hilst R D, Meltzer A S, Engdahl E R. 2008. Subduction of the Indian lithosphere beneath the Tibetan Plateau and Burma. Earth Planet Sci Lett, 274: 157–168

Li J, Chen Q F, Vanacore E, Niu F. 2008. Topography of the 660-km discontinuity beneath northeast China: Implications for a retrograde motion of the subducting Pacific slab. Geophys Res Lett, 35: L01302

Li J, Tosi N, Maierova P, Yuen D A. 2016. Evidence from caustics waveform modelling for long slab thickening above the 660-km discontinuity under northeast Asia: Dynamical implicaiton. AGU Geophys Monograph, 211: 5–18

Li J, Wang X, Wang X J, Yuen D A. 2013. P and SH velocity structure in the upper mantle beneath Northeast China: Evidence for a

stagnant slab in hydrous mantle transition zone. Earth Planet Sci Lett, 367: 71–81

Li J, Yuen D A. 2014. Mid-mantle heterogeneities associated with Izanagi plate: Implications for regional mantle viscosity. Earth Planet Sci Lett, 385: 137–144

Li Z H, Liu M, Gerya T. 2016. Lithosphere delamination in continental collisional orogens: A systematic numerical study. J Geophys Res-Solid Earth, 121: 5186–5211

Liu Q Y, van der Hilst R D, Li Y, Yao H J, Chen J H, Guo B, Qi S H, Wang J, Huang H, Li S C. 2014. Eastward expansion of the Tibetan Plateau by crustal flow and strain partitioning across faults. Nat Geosci, 7: 361–365

Liu X. 2020. Compositional characteristics of ringwoodite in the lower part of the mantle transition zone. Solid Earth Sci, 5: 223–225

Liu Z, Niu F L, Chen Y J, Grand S, Kawakatsu H, Ning J Y, Tanaka S, Obayashi M, Ni J. 2015. Receiver function images of the mantle transition zone beneath NE China: New constraints on intraplate volcanism, deep subduction and their potential link. Earth Planet Sci Lett, 412: 101–111

Magni V, Faccenna C, van Hunen J, Funiciello F. 2013. Delamination vs. break-off: The fate of continental collision. Geophys Res Lett, 40: 285–289

Magni V, Király Á. 2020. Delamination. In: Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier

Mao W, Zhong S. 2021. Constraints on mantle viscosity from intermediate-wavelength geoid anomalies in mantle convection models with plate motion history. J Geophys Res-Solid Earth, 126: e2020JB021561

Miller M S, Becker T W. 2014. Reactivated lithospheric-scale discontinuities localize dynamic uplift of the Moroccan Atlas Mountains. Geology, 42: 35–38

Morgan W J. 1971. Convection plumes in the lower mantle. Nature, 230: 42–43

Ni J F, Guzman-Speziale M, Bevis M, Holt W E, Wallace T C, Seager W R. 1989. Accretionary tectonics of Burma and the three-dimensional geometry of the Burma subduction zone. Geology, 17: 68

Pesicek J D, Thurber C H, Widiyantoro S, Zhang H, DeShon H R, Engdahl E R. 2010. Sharpening the tomographic image of the subducting slab below Sumatra, the Andaman Islands and Burma. Geophys J Int, 182: 433–453

Ranalli G. 1997. Rheology of the lithosphere in space and time. Geol Soc London Spec Publ, 121: 19–37

Royden L H, Burchfiel B C, King R W, Wang E, Chen Z, Shen F, Liu Y. 1997. Surface deformation and lower crustal flow in Eastern Tibet. Science, 276: 788–790

Ryberg T, Weber M. 2000. Receiver function arrays: A reflection seismic approach. Geophys J Int, 141: 1–11

Singh A, Kumar M R. 2009. Seismic signatures of detached lithospheric fragments in the mantle beneath eastern Himalaya and southern Tibet. Earth Planet Sci Lett, 288: 279–290

Stern R J. 2007. When and how did plate tectonics begin? Theoretical and empirical considerations. Chin Sci Bull, 52: 578–591

Tao K, Grand S P, Niu F. 2018. Seismic structure of the upper mantle beneath Eastern Asia from full waveform seismic tomography. Geochem Geophys Geosyst, 19: 2732–2763

Tesauro M, Audet P, Kaban M K, Bürgmann R, Cloetingh S. 2012. The effective elastic thickness of the continental lithosphere: Comparison between rheological and inverse approaches. Geochem Geophys Geosyst, 13: Q09001

Tian X, Zhao D, Zhang H, Tian Y, Zhang Z. 2010. Mantle transition zone topography and structure beneath the central Tien Shan orogenic belt. J Geophys Res, 115: B10308

Tselentis G A. 1990. Interstation surface wave attenuation by autoregressive deconvolution. Pure Appl Geophys, 133: 429–446

Vacher P, Mocquet A, Sotin C. 1998. Computation of seismic profiles from mineral physics: The importance of the non-olivine components for explaining the 660 km depth discontinuity. Phys Earth Planet Inter, 106: 275–298

van der Meijde M, Marone F, Giardini D, van der Lee S. 2003. Seismic evidence for water deep in Earth's upper mantle. Science, 300: 1556–1558

Vinnik L P. 1977. Detection of waves converted from P to SV in the mantle. Phys Earth Planet Inter, 15: 39–45

Wang E, Kirby E, Furlong K P, van Soest M, Xu G, Shi X, Kamp P J J, Hodges K V. 2012. Two-phase growth of high topography in eastern Tibet during the Cenozoic. Nat Geosci, 5: 640–645

Wang M, Shen Z K. 2020. Present-day crustal deformation of continental china derived from GPS and its tectonic implications. J Geophys Res-Solid Earth, 125: e2019JB018774

Wang X, Chen L, Ai Y S, Xu T, Jiang M M, Ling Y, Gao Y F. 2018. Crustal structure and deformation beneath eastern and northeastern Tibet revealed by P-wave receiver functions. Earth Planet Sci Lett, 497: 69–79

Wang X, Chen Q F, Niu F L, Wei S J, Ning J Y, Li J, Wang W J, Buchen J, Liu L J. 2020. Distinct slab interfaces imaged within the mantle transition zone. Nat Geosci, 13: 822–827

Wang X, Li J, Chen Q F. 2017. Topography of the 410 km and 660 km discontinuities beneath the Japan Sea and adjacent regions by analysis of multiple-ScS waves. J Geophys Res-Solid Earth, 122: 1264–1283

Waszek L, Tauzin B, Schmerr N C, Ballmer M D, Afonso J C. 2021. A

poorly mixed mantle transition zone and its thermal state inferred from seismic waves. Nat Geosci, 14: 949–955

Wessel P, Smith W H F, Scharroo R, Luis J, Wobbe F. 2013. Generic mapping tools: Improved version released. Eos Trans AGU, 94: 409–410

Wilson J T. 1963. Evidence from islands on the spreading of ocean floors. Nature, 197: 536–538

Wu Q J, Li Y H, Zhang R Q, Zeng R S. 2007. Receiver functions from autoregressive deconvolution. Pure Appl Geophys, 164: 2175–2192

Wu Y Q, Zheng Z J, Nie J L, Chang L, Su G L, Yin H Q, Liang H B, Pang Y J, Chen C Y, Jiang Z S. 2022. High-precision vertical movement and three-dimensional deformation pattern of the Tibetan Plateau. J Geophys Res-Solid Earth, 127: e2021JB023202

Xu B, Hou Z Q, Griffin W L, Zheng Y C, Wang T, Guo Z, Hou J, Santosh M, O'Reilly S Y. 2021. Cenozoic lithospheric architecture and metallogenesis in Southeastern Tibet. Earth-Sci Rev, 214: 103472

Xu M J, Huang H, Huang Z C, Wang P, Wang L S, Xu M J, Mi N, Li H, Yu D Y, Yuan X H. 2018. Insight into the subducted Indian slab and origin of the Tengchong volcano in SE Tibet from receiver function analysis. Earth Planet Sci Lett, 482: 567–579

Xu X, Su L, Liu J, Zhou W, Gong A, Qu X. 2020. The relationship between crust-lithosphere structures and seismicity on the south-eastern edge of the Tibetan Plateau. Tectonophysics, 776: 228300

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

Yu Y Q, Gao S S, Liu K H, Zhao D P. 2020. Foundered lithospheric segments dropped into the mantle transition zone beneath southern California, USA. Geology, 48: 200–204

Zhang P Z, Shen Z, Wang M, Gan W, Bürgmann R, Molnar P, Wang Q, Niu Z, Sun J, Wu J, Hanrong S, Xinzhao Y. 2004. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. Geology, 32: 809

Zhang R Q, Wu Y, Gao Z Y, Fu V Y Y, Sun L, Wu Q J, Ding Z F. 2017. Upper mantle discontinuity structure beneath eastern and southeastern Tibet: New constraints on the Tengchong intraplate volcano and signatures of detached lithosphere under the western Yangtze Craton. J Geophys Res-Solid Earth, 122: 1367–1380

Zhang Z, Deng Y F. 2022. A generalized strategy from S-wave receiver functions reveals distinct lateral variations of lithospheric thickness in southeastern Tibet. Geochem Geophys Geosyst, 23: e2022GC010619

Zhang Z J, Yuan X H, Chen Y, Tian X B, Kind R, Li X Q, Teng J W. 2010. Seismic signature of the collision between the east Tibetan escape flow and the Sichuan Basin. Earth Planet Sci Lett, 292: 254–264

Zheng T Y, He Y M, Ding L, Jiang M M, Ai Y S, Mon C T, Hou G B, Sein K, Thant M. 2020. Direct structural evidence of Indian continental subduction beneath Myanmar. Nat Commun, 11: 1944

Zhu L P. 2000. Crustal structure across the San Andreas Fault, southern California from teleseismic converted waves. Earth Planet Sci Lett, 179: 183–190

Ziegler P A, van Wees J D, Cloetingh S. 1998. Mechanical controls on collision-related compressional intraplate deformation. Tectonophysics, 300: 103–129

(责任编委: 袁怀玉)