

A P-wave velocity study beneath the eastern region of Tibetan Plateau and its implication for plateau growth

张风雪^{1,2,*}, 吴庆举^{1,2,*} and 丁志峰^{1,2}

Citation: [科学通报](#) **63**, 1949 (2018); doi: 10.1360/N972018-00337

View online: <https://engine.scichina.com/doi/10.1360/N972018-00337>

View Table of Contents: <https://engine.scichina.com/publisher/scp/journal/CSB/63/19>

Published by the [《中国科学》杂志社](#)

Articles you may be interested in

[Velocity structure and radial anisotropy beneath the northeastern Tibetan Plateau revealed by eikonal equation-based teleseismic P-wave traveltimes tomography](#)

SCIENCE CHINA Earth Sciences **65**, 824 (2022);

[Crustal P-wave velocity structure in the northeastern margin of the Qinghai-Tibetan Plateau and insights into crustal deformation](#)

SCIENCE CHINA Earth Sciences **61**, 1221 (2018);

[Fine three-dimensional P-wave velocity structure beneath the capital region and deep environment for the nucleation of strong earthquakes](#)

Chinese Science Bulletin **50**, 544 (2005);

[Upper-mantle velocity structures beneath the Tibetan Plateau and surrounding areas inferred from triplicated P waveforms](#)

Earth and Planetary Physics **3**, 444 (2019);

[Cenozoic tectonic and sedimentary evolution of southern Qaidam Basin, NE Tibetan Plateau and its implication for the rejuvenation of Eastern Kunlun Mountains](#)

SCIENCE CHINA Earth Sciences **57**, 2726 (2014);

青藏高原东部P波速度结构及其对高原隆升的启示

张风雪^{1,2*}, 吴庆举^{1,2*}, 丁志峰^{1,2}

1. 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081;

2. 中国地震局地球物理研究所, 地震观测与地球物理成像重点实验室, 北京 100081

* 联系人, E-mail: zhangfengxue336@163.com; wuqj@cea-igp.ac.cn

2018-04-09 收稿, 2018-05-21 修回, 2018-05-21 接受, 2018-06-13 网络版发表

国家自然科学基金(41674103, 41674064)和国家公益性地震行业科研专项(201308011, 201008001)资助

摘要 利用青藏高原东部的高密度流动台站数据和位于研究区范围内固定台站的同期数据, 采用远震体波走时层析成像的方法, 反演获得了青藏高原东部及其周边高分辨的壳幔P波速度异常结构, 结果显示: 研究区的速度异常主要集中在地壳及上地幔顶部. 高原内部强烈变形的区域存在深达200 km左右的低速异常, 而高原周边克拉通性质的块体下方存在深达200~300 km的高速异常, 高、低速异常和构造块体有较好的对应关系. 在400 km以下区域, 速度异常的幅值和范围都很小, 可认为其速度值与全球平均模型一致, 不存在明显的高速俯冲物质和低速地幔上涌物质. 青藏高原东部的隆升成因主要由浅部的低强度岩石圈变形所导致, 由于同时受到印度板块推挤和周边刚性块体的制约, 青藏高原下方低强度岩石圈的水平缩短吸收印度板块的推挤作用, 垂直向伸展导致高原隆升.

关键词 层析成像, 青藏高原东部, 高原隆升

印度板块和欧亚板块之间的碰撞(50 Ma)引起了一系列值得关注和深入思考的科学问题^[1-4], 如青藏高原的地壳增厚隆升, 青藏高原中下地壳软物质的挤出和流动等^[5-8]. 在青藏高原东缘, 松潘-甘孜地块和义敦地块组成的宏大三角形地质区域的东南部(图1), 震旦界至下二叠系(610~270 Ma)的地层岩性相似于扬子块体西部相应年代的地层岩性^[9-11], 上二叠系的玄武岩和峨眉山大火成岩省的玄武岩都是由260 Ma的峨眉山古地幔柱活动所形成^[11-13]. 表明松潘-甘孜、义敦地块在隆升前和现今的扬子块体西部应属于同一整体^[11], 为何现今的松潘-甘孜、义敦地块与扬子块体间会有非常陡峭的地势高度变化? 尤其是与四川盆地相邻的龙门山断裂区域, 其陡峭程度甚至超过了印-欧板块的碰撞接触带(青藏高原南缘区域)^[6].

前人已经提出多种模式来解释青藏高原东部的隆升原因. 这些模式主要有以下3种: (1) 中下地壳通道

流^[4-6,8,14,15]; (2) 块体挤出^[16-18]; (3) 壳幔岩石圈变形^[19,20]. 多数的地球物理研究^[21-32]都致力于去寻找证据来支持以上隆升机制中的一种或几种, 其分析角度多种多样, 有时甚至会持有相反的观点. 导致这种现象的原因一方面归因于有限覆盖范围的观测数据, 另一方面是由于对该区深部结构缺乏统一的认识. 因此, 人们对于青藏高原东部的结构和动力学过程的认识仍然十分有限.

在本研究中, 拟利用青藏高原东部高密度流动台站数据(中国地震科学台阵探测一、二期流动地震台阵, 川西高原流动地震台阵)和研究区范围内固定台站的同期数据(“台站”指位置确定的单个地震观测台站, “台阵”指某一特定集合内的所有地震观测台站, 下文中根据具体的语义环境选择性使用了“台站”或“台阵”), 在较大的区域内开展远震体波走时层析成像研究, 以获得该区地壳及上地幔的速度结构信息, 尝试从

引用格式: 张风雪, 吴庆举, 丁志峰. 青藏高原东部P波速度结构及其对高原隆升的启示. 科学通报, 2018, 63

Zhang F X, Wu Q J, Ding Z F. A P-wave velocity study beneath the eastern area of Tibetan Plateau and its implication for plateau growth (in Chinese). Chin Sci Bull, 2018, 63, doi: 10.1360/N972018-00337

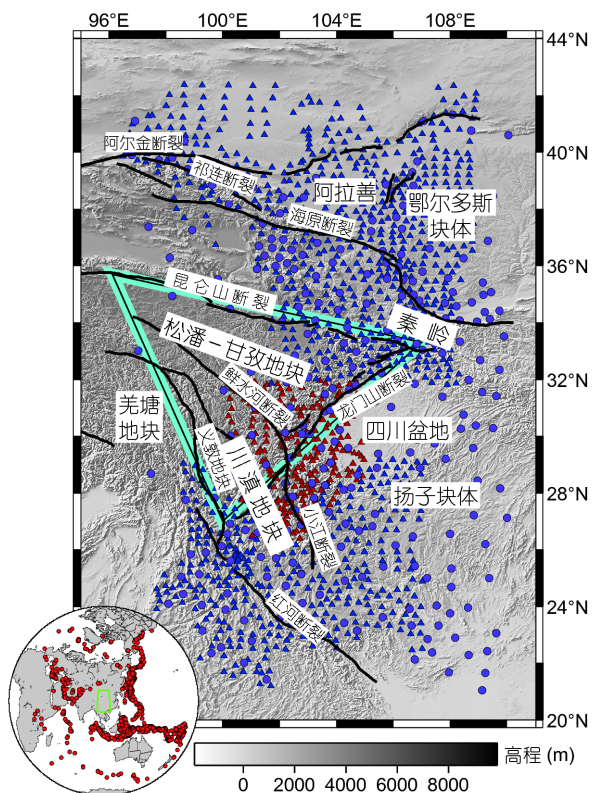


图 1 台站分布、地震震中分布及地质概况. 蓝色三角形为中国地震科学台阵探测的流动台站位置, 红色三角形为川西高原流动地震台阵的台站位置, 紫色圆圈是固定台站的位置, 淡蓝色的大三角形示意松潘-甘孜、义敦地块的区域范围, 黑色线是地质构造线. 在左下角的插图中, 绿色框代表研究区域, 红色点是此次研究中所使用的地震震中分布

Figure 1 The distribution of stations and seismic epicenters, as well as the tectonic sketch map of study region. The blue triangles and red triangles denote the temporary stations deployed by two projects: ChinaArray Phase I & II and Western Sichuan seismic array, respectively. The purple circles denote the permanent stations. The light blue huge triangle is the area enclosed by Songpan-Ganzi and Yidun terranes. The black lines represent the tectonic boundaries. In inset map at the bottom left corner, green frame enclose the study area and red circles mark the seismic epicenters

速度异常结构的角去揭示青藏高原东部隆升的深部原因. 研究区域位于青藏高原东部和南北地震带内, 包括阿拉善、鄂尔多斯、四川盆地、川滇菱形块体等主要构造单元(图1). 研究范围覆盖了青藏高原东北缘、东缘、东南缘等区域, 期望我们的研究结果能使学者们对青藏高原东部的隆升地势获得一个总体的认知框架.

1 数据和方法

2011年1月~2015年12月, 以中国地震局地球物理

研究所为牵头单位, 中国地震科学台阵探测(喜马拉雅计划)进行了两期的观测, 第一期共有353个流动台站, 第二期共有673个流动台站, 这1000多个高密度的台站沿南北地震带的走向架设, 分别覆盖了青藏高原东南缘、东北缘等重要区域; 另外, 布设在川西高原为期3年(2006年9月~2009年7月)的流动地震台站数据^[33]衔接了喜马拉雅计划一期和二期之间的空白区域, 该台阵(297个)主要覆盖了青藏高原东缘. 这三部分流动台站的位置分布如图1中的三角形所示(蓝色三角为喜马拉雅计划的流动台站, 红色三角为川西高原的流动台站), 高密度的台站对青藏高原东部及其周边形成良好的覆盖, 面状布设、密集的射线分布为使用体波走时层析成像研究该地区的深部结构提供了绝佳的条件.

由于流动台站分布范围所限, 四川盆地内部可用流动台站的数据较少, 为了均衡, 我们同时使用了与流动台阵具有同期记录的固定台阵数据^[34,35]. 固定台站的分布位置见图1中的紫色圈点, 应用到本次研究中的记录数据范围为2007年8月~2015年12月.

在远震波形数据的前期处理阶段, 首先进行了去仪器响应, 然后去均值、去倾斜、带通滤波(0.02~0.1 Hz)等预处理过程. 从巨量的观测数据中拾取走时残差是一项基本且非常重要的工作. 为了尽可能地减少人为误差, 保证走时残差数据的可靠性和评判标准的一致性, 除了挑选高信噪比的数据外, 还采用波形相关方法^[36-38]来拾取震中距在30°~90°间, 震级大于Ms5.0的远震P震相走时残差, 保留波形相关系数在0.95以上的波形数据, 并且还要确保每个事件的有效记录台站个数至少为50. 为了提高互相关的计算效率, 将预处理后的波形数据重采样至0.1 s后进行波形互相关计算. 根据以上原则, 最终筛选到了2238个可用的远震事件, 共挑选到408529条P震相的射线, 事件震中的分布见图1左下角的插图, 从图中不难看出事件具有非常完备的后方位角覆盖范围.

为了消除高程和地壳厚度的不一致性对远震走时层析成像结果的影响, 以CRUST1.0的模型^[39]为基础, 采用Tian等人^[40]的原理对走时残差数据进行了高程和地壳厚度的校正. 最后, 采用打靶射线追踪的正演方式和阻尼最小二乘^[41,42]的反演方式来构建远震体波走时层析成像.

2 反演结果的可靠性分析

采用了一系列的阻尼值进行了反演测试并绘制出

折衷曲线, 如图2所示, 横轴是剩余走时残差的协方差, 纵轴是反演出的速度扰动协方差, 从图中不难看出, 当阻尼值为10时, 反演结果可以使得速度扰动的变化和剩余走时残差保持在一个相对均衡的状态, 也就是说在这种情况下, 模型不会很粗糙, 走时残差也拟合得相对比较好. 当采用阻尼值为10时, 反演前后的走时残差统计分布如图3所示, 从图中可以看到, 反演前走时残差集中在-1.4~1.4 s之间, 反演后走时残差集中在-0.7~0.7 s之间, 相应的走时残差均方根从0.5836 s降至0.2506 s, 这说明, 采用此种方式反演后, 所得的速度模型是向着拟合观测数据的方向收敛的.

除了以上的可靠性分析外, 还进行了常规的检测板测试. 检测板测试时, 输入速度异常体的幅值为 $\pm 2\%$. 在合成走时残差时, 对其加一个最大值为0.1 s的随机扰动(此扰动值依据波形重采样后的采样间隔而定). 反演中采用的网格剖分尺度水平方向为 0.2° , 垂直向为20 km, 把输入速度异常体的尺度以网格剖分间距为基本单元进行不同数量的组合和试验, 经过试验后我们认为, 当异常体的尺度为 $0.8^\circ \times 0.8^\circ \times 80$ km时, 检测板测试可以达到较为理想的状态. 图4是此种组合方式下检测板测试的结果, 根据输入异常体尺度的大小, 调整了水平切片的位置使其刚好经过异常体的中心(图4(a)), 并且沿着穿过研究区中心的 102.1°E , 105.3°E , 26.5°N , 37.7°N 这些位置做了4个剖面(图4(b)~(e)), 用来显示检测板测试结果在垂直剖面中的情况. 从图4中不难看出, 当异常体的尺度为 $0.8^\circ \times 0.8^\circ \times 80$ km时, 在整个研究区域的的空间内, 异常体的形状和尺度都可以较为完备

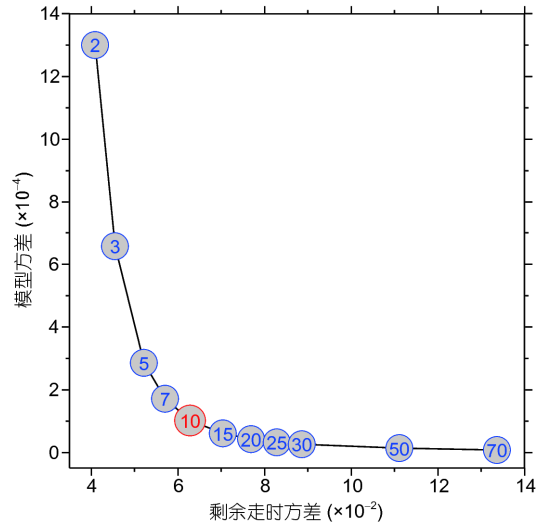


图2 剩余走时残差和速度模型间的折衷曲线. 图中带圈的数字标识的是反演过程中采用的阻尼值. 最优的阻尼值应位于7~15间, 选择10为最优值

Figure 2 The tradeoff curve between traveltime residual and velocity anomaly. The tradeoff curve shows that the optimal damp value ranges from 7 to 15. We chose value of 10 as an optimal value

地被恢复出来, 达到令人满意的效果. 因此, 我们认为该反演中可信异常体的最小尺度在水平方向为 0.8° , 在垂直方向为80 km.

3 反演结果

图5和6分别是反演结果的水平切片和垂直切片. 我们认为 $-0.5\% \sim 0.5\%$ 间的速度异常应为不可靠的结构, 故在绘制反演结果图时将该范围内的速度异常抹

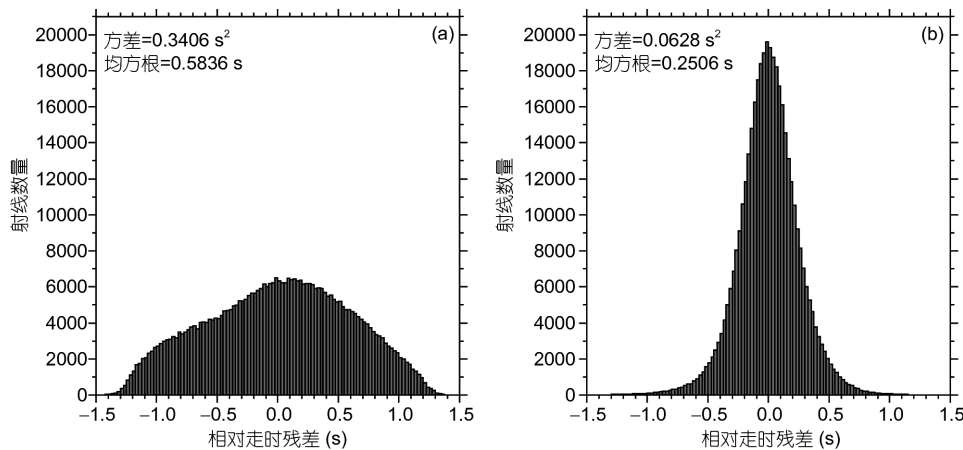


图3 反演前(a)、后(b)走时残差统计分布图. 走时残差的方差和均方根值标识在各个图幅的左上角

Figure 3 The statistic of the traveltime residuals before (a) and after (b) inversion. The variance and RMS value are marked at top left corner of each figure

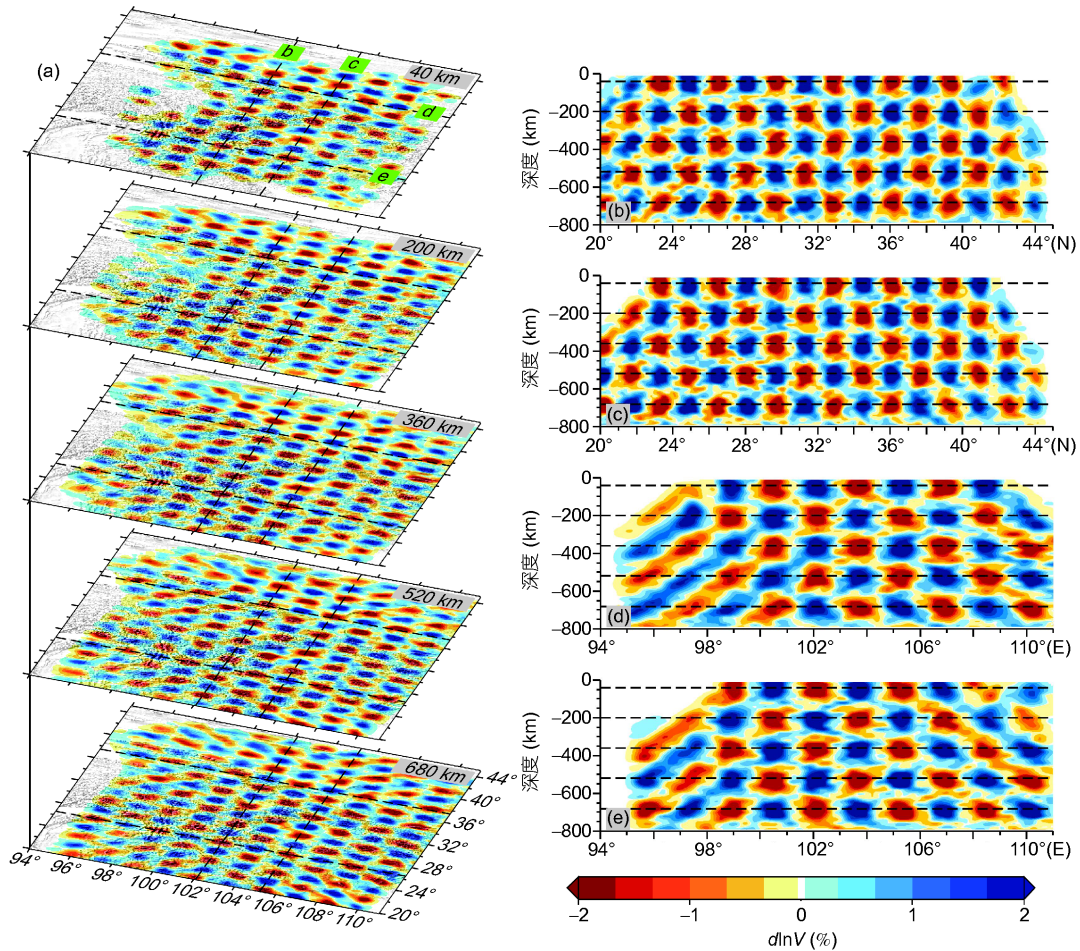


图4 检测板测试. 图中展示的是当输入速度异常体尺度为 $0.8^{\circ} \times 0.8^{\circ} \times 80 \text{ km}$ 时的检测板测试结果. 水平切片(a)中虚线标识的是垂直剖面(b)~(e)的位置; 垂直剖面(b)~(e)中虚线的位置标识的是水平切片(a)的深度位置

Figure 4 The results of the checkerboard resolution test. These figures show a checkerboard resolution test when the size of inputting anomalies are $0.8^{\circ} \times 0.8^{\circ} \times 80 \text{ km}$. The horizontal slices (a) follow the depths indicated by dash lines in vertical sections (b)~(e); and the vertical sections (b)~(e) follow the profiles indicated by dash lines in horizontal slices (a)

掉, 原因如下: 反演后的剩余走时残差统计分布(图3 (b))符合正态分布的规律, 其标准差约为0.25 s, 根据正态分布的规律推算, 标准差2倍范围内的样本可占总样本的95%左右, 其特征基本代表了总样本的特征. 也就是说剩余走时残差在 $-0.5 \sim 0.5 \text{ s}$ 内的射线条数约为95%, 反演结果模型不能解释的剩余走时残差约为0.5 s. 我们的反演深度为800 km, 按P波的平均速度值8.0 km/s来估算, 0.5%的速度异常扰动产生约0.5 s的走时残差, 此值恰好符合此反演所不能解释的剩余走时残差值. 故我们认为 $-0.5\% \sim 0.5\%$ 间的速度异常应为不可靠的结构, 亦可将其视为误差范围.

从图5的水平切片中可以看出, 在10~100 km间, 高低速异常的分布特征和构造特征有较好的对应关系,

如高速带主要分布在阿拉善、鄂尔多斯、四川盆地等区域内; 相比而言, 低速带主要集中在昆仑-祁连褶皱带、松潘-甘孜块体、以及川滇菱形块体北部的区域内. 在200~300 km深度之间, 速度异常分布范围的特征大体上保留了100 km以浅的特征, 但速度异常的幅值有较大的变化. 在200 km深度, 速度异常极值的绝对值接近2%, 在300 km深度, 速度异常幅值的绝对值明显减小至接近0.5%的大小. 在400 km深度以下, 速度异常分布特征发生了很大的变化, 没有大范围的高速和低速异常分布, 并且速度异常幅值的绝对值变得较小, 在0.5%左右, 接近误差大小. 随着深度的增加, 这种特征越发明显. 以上特征暗示在400 km以下, 青藏高原下方是一个正常地幔, 既没有明显的俯冲高速物质, 也没

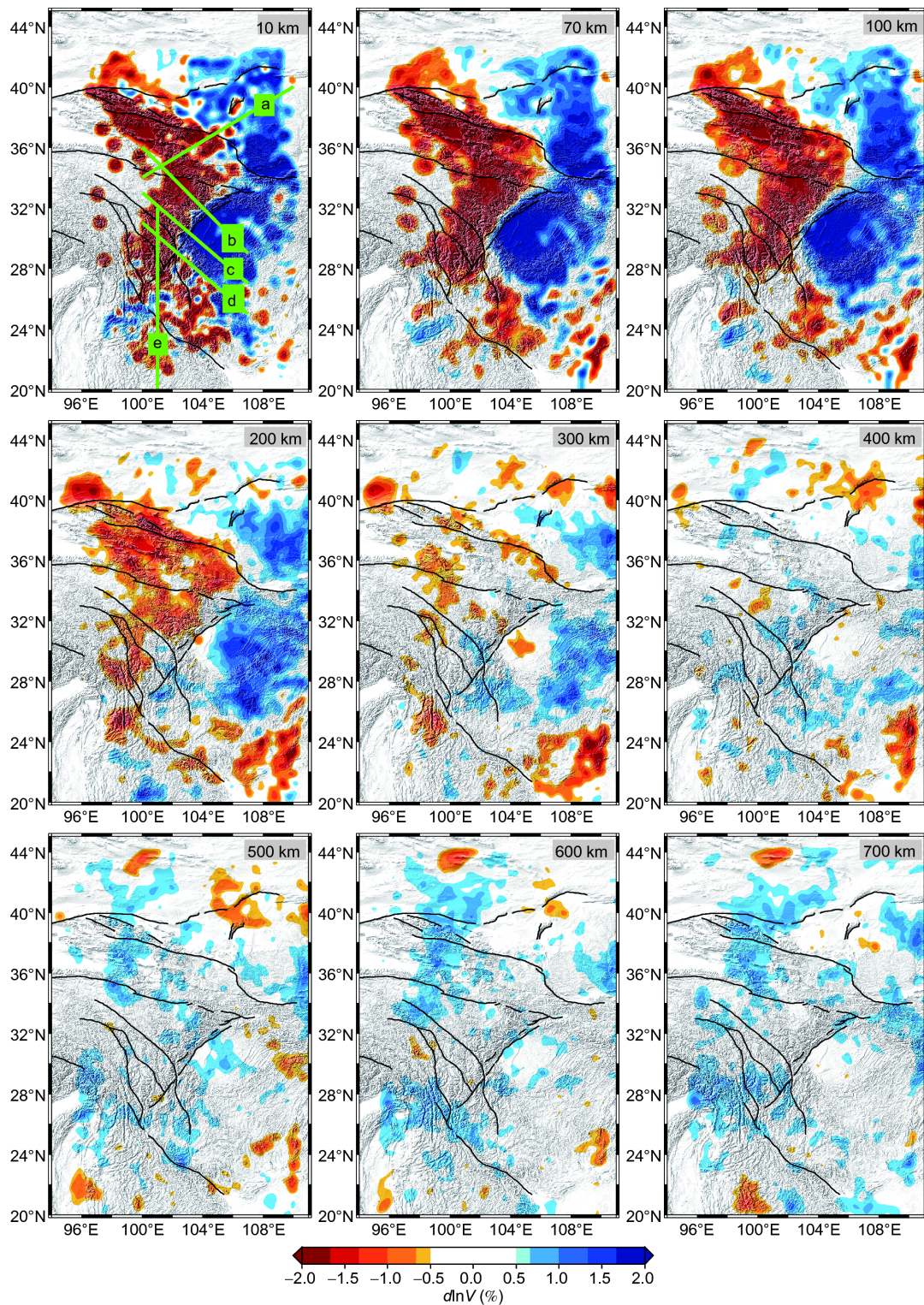


图 5 反演结果水平切片. 水平切片所在的深度标于各图的右上角. 其中10 km切片中的a~e标识的是图6中各个垂直剖面的位置. 黑色线条代表断层线或构造边界, 其名称参见图1中的标识

Figure 5 The horizontal slices of the tomography results. The layer depth is labeled in top right corner of each figure. The green lines labeled a, b and so on at the slice of 10 km depth, represent the location of sections shown in Figure 6. The faults and main geological boundaries represented by black curves are the same as those in Figure 1

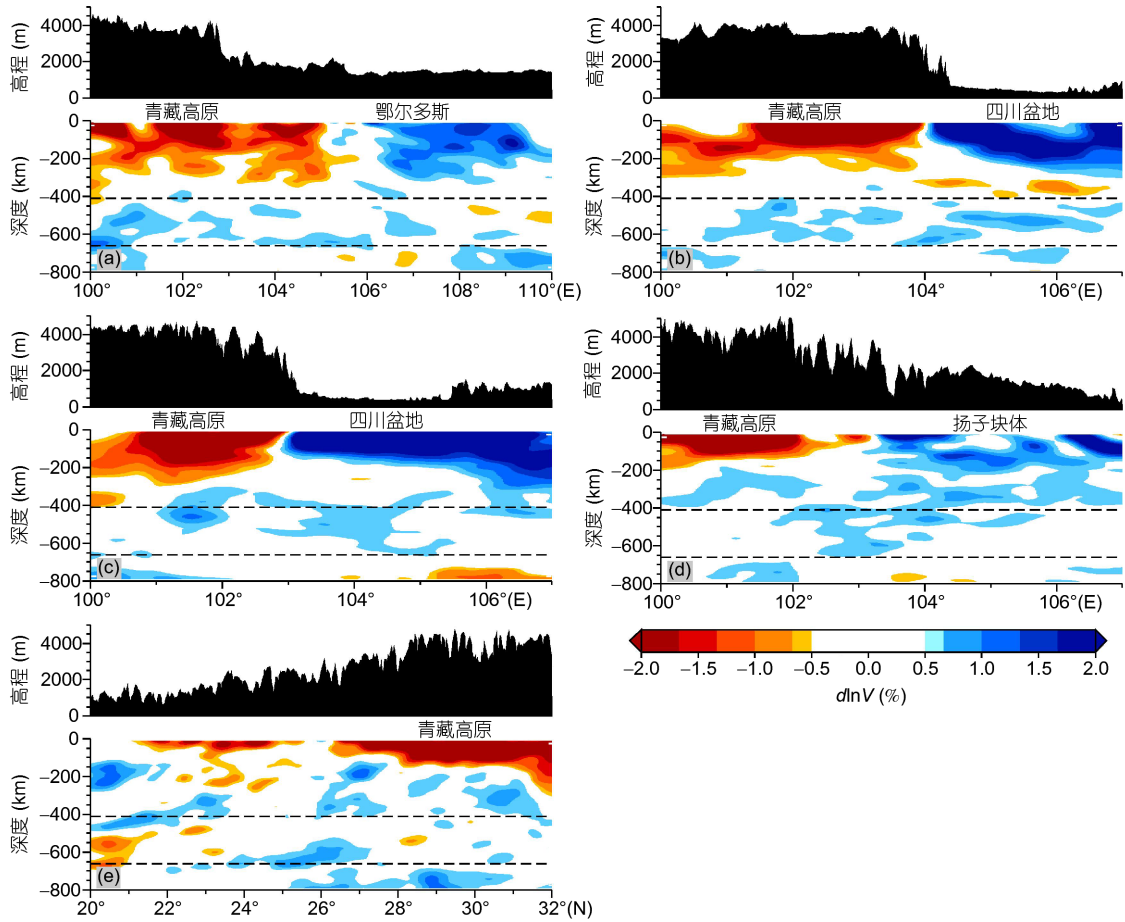


图 6 反演结果垂直剖面. 各个剖面的位置见图5中的10 km水平切片. 各个图的上部分是沿着剖面的地势变化, 下部分是波速异常结果. 两条虚线分别代表410和660 km的间断面

Figure 6 The vertical sections of the tomography results. The profile positions is shown in a horizontal slice at 10 km depth in Figure 5. In each figure the top row shows surface elevation, and the bottom row shows wave velocity anomalies. The dashed lines are the 410 and 660 km discontinuities

有明显的地幔上涌低速物质.

图6是反演结果的垂直切片. 从垂直剖面中可以明显看到, 在四川盆地和鄂尔多斯块体的下方是深达300 km左右的高速异常(图6(a)~(c)), 而与其邻近的青藏高原下方是深达200 km左右的低速异常.

已有研究表明, 四川盆地和鄂尔多斯块体下方都存在巨厚的岩石圈^[43~48]. 我们的研究结果与前人的研究结果是相符合的, 四川盆地和鄂尔多斯下方存在明显的高速异常, 其中, 四川盆地下方的高速异常深达200~300 km, 鄂尔多斯块体下方的高速异常深达300 km左右. 我们使用的数据不同于前人研究所使用的数据, 却得到了相似的研究结果, 这些研究结果的相似性说明本研究所使用的数据是比较可靠的.

针对所获得的反演结果进行了恢复测试. 在200 km以浅的范围内, 将青藏高原区域内设定为-2%

的低速异常, 而阿拉善、鄂尔多斯和四川盆地等区域内设定为2%的高速异常; 在200~700 km范围内, 高、低速异常的设定值与200 km以上恰好相反. 同时, 对所设定的速度异常幅值赋以了1%的随机扰动. 设定完模型后, 采用与实际观测数据相同的台站、事件位置以及射线分布对该设定模型合成走时残差, 然后再次进行走时反演. 合成输入和反演输出的速度模型见图7. 测试结果表明, 我们的反演方法是有能力将整个模型空间内的速度异常恢复出来的, 包括200 km以下的深度. 这个恢复测试说明, 青藏高原东部和南北地震带内0~200 km范围内的高低速异常分布应该是该研究区的主要特征.

4 讨论

与青藏高原南缘一致陡峭的地形相比, 青藏高原

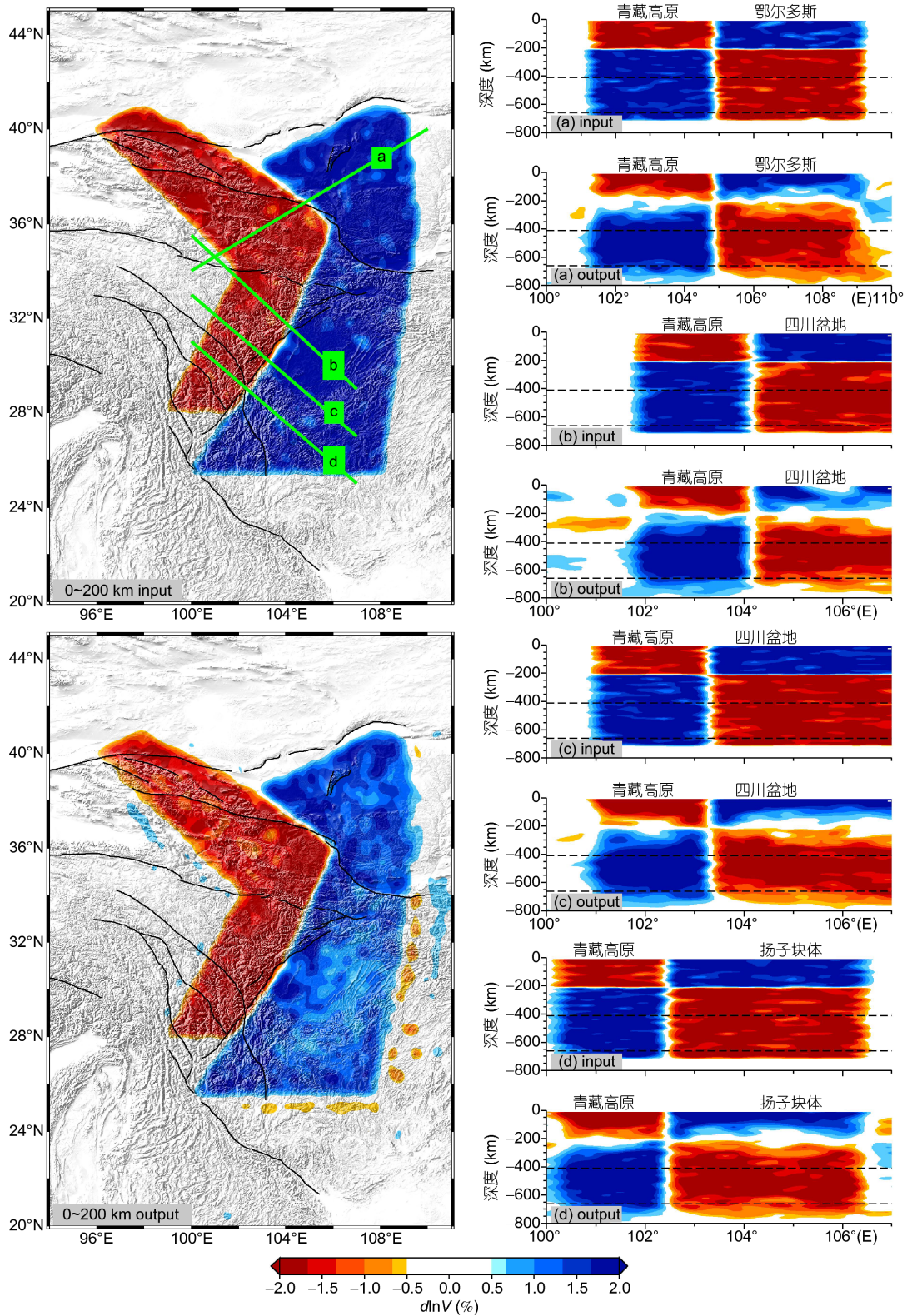


图 7 恢复测试. 左侧为水平切片, 右侧为垂直剖面, 剖面的位置见左上角的水平切片图中. 每幅图的左下角有“input”或“output”标识, 用以区别是输入模型还是输出结果

Figure 7 The restoring test. The left panel is for horizontal slice, the right panel for vertical slice. The profile positions are shown in top left figure. In bottom left corner of each figure, strings “input” (“output”) are written down to discern the starting (recovered) structures

东部则显得较为复杂,与四川盆地相邻的龙门山断裂区域地形较为陡峭,青藏高原东南缘和东北缘的地形相对低缓^[6]。层析成像结果^[49,50]表明,在青藏高原南缘存在深至约200 km的印度俯冲板块,南缘的陡峭隆升地形可归因于印-欧板块陆陆碰撞的推挤和俯冲作用^[51-53],但印度地幔岩石圈俯冲的北部边界尚无定论^[49,54,55]。加之在青藏高原北部观测到自北向南的亚洲板块俯冲至青藏高原下方^[56],这很容易使人想到青藏高原会受到来自南北两个方向块体的夹挤作用,南侧以印度板块为代表,北侧以塔里木盆地为代表。青藏高原内部强烈的变形和隆升暗示着青藏高原下方地幔岩石圈的强度要小于印度板块和塔里木盆地下方的地幔岩石圈。鉴于以上原因,使得多数学者并未采用印-欧板块陆陆碰撞俯冲的模式来解释青藏高原东部的隆升地势,其成因具有复杂性。目前,青藏高原东部隆升的主要模式有:(1)有些学者认为由西向东的中下地壳通道流是青藏高原东部隆升的主要机制^[5-8],这得到来自接收函数研究^[14,15,57]、大地电磁研究^[58]和层析成像研究^[26,59-62]等多方面的佐证。(2)还有些学者认为,青藏高原东部存在壳幔垂直连贯变形和解耦变形,东部的复杂隆升地势是壳幔不同变形机制共同作用的结果^[19,20,51,63,64]。比如在青藏高原东北缘,有些研究倾向于使用壳幔垂直连贯变形来解释地壳增厚^[65,66],也有研究倾向于支持多种变形模式混合存在^[67,68],但在青藏高原东南缘壳幔解耦变形则能更好地解释XKS和GPS方向不一致性的原因^[19,63]。(3)另有些学者认为,在南北向的碰撞或夹挤作用下,青藏高原内部的软性物质会被侧向挤出^[16-18],进而形成青藏高原东部的隆升地势。显然这种挤出模式应该是地幔岩石圈尺度范围内的物质挤出^[69]。显然,以上所述的隆升机制都需要不同的地下结构作为约束条件,同时我们也注意到,以上几种隆升模式都考虑了青藏高原周边刚性块体的作用。

本研究的成像结果显示,该区的主要速度异常集中在200 km以浅的深度。分辨率检测和恢复测试表明,本研究所采用的观测系统(事件和台站)可以将200 km以深的速度异常体分辨出来,然而实际观测数据的成像结果在200 km以下的深度却没有得到明显的幅值大于0.5%的速度异常结构,这说明该区200 km以下既不存在明显的印度板块或欧亚板块俯冲岩石圈物质^[49,56],也不存在能够导致地势隆升的地幔上涌热物质^[70,71],该区地形隆升的主导因素应该集中于200 km以浅的地幔岩石圈范围内。

在200 km以浅的地幔岩石圈内,本研究的成像结果显示,速度异常结构和研究区内的地块有较好的对应关系。低速异常主要位于青藏高原内部的变形区域,并且其以青藏高原周边的几个深大断裂为主要分界带,比如祁连断裂、海原断裂、龙门山断裂。成像结果还显示低速异常的边界带贯穿整个地壳,甚至延深至上地幔顶部(图6)。有研究认为阿尔金和海原断裂带吸收了印度板块和欧亚板块的汇聚作用^[1,3],这表明印度板块和欧亚板块碰撞的影响已经到达青藏高原的东北缘。本研究所获得的青藏高原内部低速区可能是碰撞推挤区内岛弧微陆块等块体的固有属性,也可能是因地壳增厚导致的与周边克拉通地壳的速度反差,又或者是由挤压迫使壳幔连贯变形引起的地温增加以及挤压剪切生热等多种因素所导致。高速异常区主要分布在青藏高原周边克拉通性质的坚硬块体内,如阿拉善块体、鄂尔多斯块体和四川盆地,除了阿拉善块体内,其他两个地质块体内的高速异常均深达200~300 km,这些具有深根且坚硬的块体对印度板块的北东向推挤作用起到了阻挡作用。在这些坚硬块体的阻挡限制作用下,青藏高原内部变形产生水平向的缩短和垂直向的隆升。青藏高原内部的低速异常区代表着该变形区域,青藏高原周边的高速异常区代表着克拉通性质的坚硬块体。

Davis等人^[72]研究分析认为,产生剪切波分裂的各向异性层位于地幔岩石圈内,剪切波分裂能表征地幔岩石圈的受力变形特性^[73]。青藏高原东部的剪切波分裂研究^[66,74]表明,位于青藏高原内部台站的XKS分裂延迟时间要区别于其周边块体,这暗示着青藏高原内部的地幔岩石圈变形亦有别于其周边块体。Lavé等人^[75]的数值模拟结果认为,青藏高原内部存在不同于其周边的SKS分裂特征,其原因是青藏高原下方200 km的范围内存在一个各向异性层。本研究获得的位于青藏高原下方200 km厚的低速异常层,与Lavé等人^[75]数值模拟中的各向异性层有较好的对应关系,暗示此200 km厚的低速异常层是一个受力变形区域。

根据以上分析,提出了一个推挤变形模式用以解释青藏高原东部的隆升机制(图8)。自从印-欧接触碰撞以来,印度板块和欧亚板块对冲推挤距离约为2000 km^[1,50],加之在青藏高原东部下方并未发现明显的深达地幔转换带的高速俯冲物质,我们有理由相信,2000 km的缩短距离势必会导致物质以某种方式不断地积聚。一种可能的方式如下:在青藏高原周边高力学

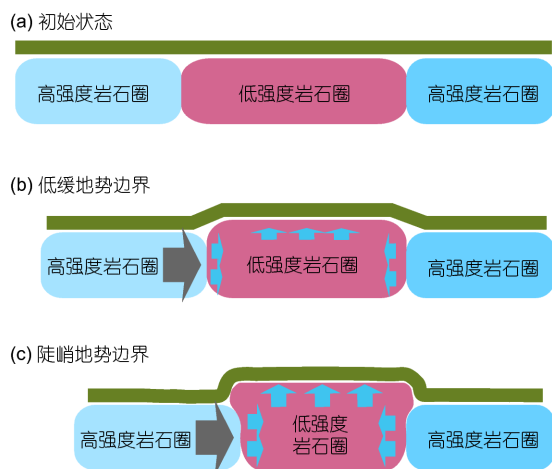


图 8 推挤变形模式. 红色区域代表低强度的岩石圈块体; 蓝色区域代表高强度的岩石圈块体, 其中, 浅蓝色是推挤块体, 深蓝色是阻挡块体. (a) 初始状态, 低强度和高强度的岩石圈具有均等的厚度; (b) 碰撞推挤作用刚开始发生时, 低强度岩石圈产生微弱的变形, 低强度和高强度岩石圈交界处产生低缓的地势变化; (c) 当推挤距离达到一定程度后, 低强度岩石圈产生明显的水平向缩短和垂直向伸展, 低强度和低强度岩石圈交界处产生陡峭的地势变化

Figure 8 A push-deformation model. Red area is for weak lithosphere, and blue area for rigid lithosphere. Note that light blue area denotes motion part while dark blue area denotes obstructed part. At the initial status (a), rigid lithosphere and weak lithosphere have approximately same thickness. As the collision begins to happen (b), the weak lithosphere generate slight deformation. A smooth topographic gradient is appearing at the boundary between rigid and weak lithosphere. After the collision convergence has reached a considerable degree (c), horizontal shortening, also vertical stretching, obviously occurred in the weak lithosphere. Then a steep topographic gradient is formed at the boundary between rigid and weak lithosphere

强度克拉通块体的限制作用下, 青藏高原内部低强度的地幔岩石圈发生变形, 其水平向缩短会吸收两个板块的对向运动, 垂直向伸展会导致高原隆升; 同时, 在高强度和低强度物质的交界处形成地势的变化, 推挤

作用程度越高, 地势越陡峭. 比如在青藏高原东缘与四川盆地交界的龙门山区域, 地势变化非常陡峭, 而在青藏高原东南缘和东北缘, 由于缺少高强度块体的阻挡或刚开始接触高强度块体, 其地势变化则相对低缓.

由于本研究采用的是远震P波走时层析成像, 尽管对走时残差做了高程和地壳厚度的校正, 反演的垂向分辨率也可达80 km左右, 但其对地壳范围内速度结构的约束仍然是有限的, 故讨论环节只在地幔岩石圈尺度内去关注与青藏高原东部隆升相关的问题, 因此, 我们所提出的地幔岩石圈推挤变形导致隆升的模式是一个粗略的框架, 后续需要地壳范围内更加详尽的速度结构来补充和完善.

5 结论

使用青藏高原东部高密度台站所记录的远震P波到时数据, 采用远震体波走时层析成像的方法, 获得了青藏高原东部及其周边地壳、上地幔的速度异常结构, 检测板测试结果显示, 该研究的分辨率在水平方向可达 0.8° , 在垂直向可达80 km. 结合已有的研究成果分析, 此次研究的主要结论如下: 研究区内的速度异常主要集中于地壳和上地幔顶部. 在浅部, 速度异常和构造块体有较好的对应关系, 高原下方为低速异常, 高原周边为高速异常, 低速异常代表着高原下方的“软物质”, 高速异常代表高原周边的刚性块体. 在深部, 速度异常的幅值和范围都很小, 可认为是正常地幔, 不存在明显的高速俯冲物质和低速地幔上涌物质. 青藏高原东部的隆升成因主要由浅部的岩石圈变形所导致, 由于受印度板块推挤和周边刚性块体的制约, 青藏高原下方低强度岩石圈的水平缩短吸收印度板块的推挤作用, 垂直向伸展导致高原隆升.

致谢 感谢中国地震科学台阵探测项目及川西流动地震台阵项目中参与数据收集和处理的全体人员. 感谢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^[76]和国家测震台网数据备份中心^[34]、北京数字遥测地震台网、中国地震台网中心和重庆、甘肃、广西、贵州、宁夏、青海、四川、陕西、云南地震台网为本研究提供地震波形数据. 衷心感谢两位审稿专家提出的宝贵修改意见, 其对本文内容的完善有非常大的帮助.

参考文献

- 1 Molnar P, Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision: Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision. *Science*, 1975, 189: 419–426
- 2 Willett S D, Beaumont C. Subduction of Asian lithospheric mantle beneath Tibet inferred from models of continental collision. *Nature*, 1994, 369: 642–645
- 3 Tapponnier P, Zhiqin X, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 2001, 294: 1671–1677

- 4 Royden L H, Burchfiel B C, van der Hilst R D. The geological evolution of the Tibetan Plateau. *Science*, 2008, 321: 1054–1058
- 5 Royden L H. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science*, 1997, 276: 788–790
- 6 Clark M K, Royden L H. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 2000, 28: 703–706
- 7 Burchfiel B C. 2003 presidential address: New technology; new geological challenges. *GSA Today*, 2004, 14: 4–9
- 8 Clark M K, Bush J W M, Royden L H. Dynamic topography produced by lower crustal flow against rheological strength heterogeneities bordering the Tibetan Plateau. *Geophys J Int*, 2005, 162: 575–590
- 9 Sichuan Bureau of Geology and Mineral Resources. Regional Geology of Sichuan Province (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 1991 [四川省地质矿产局. 四川省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1991]
- 10 Chang E Z. Geology and tectonics of the Songpan-Ganzi fold belt, Southwestern China. *Int Geol Rev*, 2000, 42: 813–831
- 11 Song X Y, Zhou M F, Cao Z M, et al. Late Permian rifting of the South China Craton caused by the Emeishan mantle plume? *J Geol Soc*, 2004, 161: 773–781
- 12 Xu Y G, He B, Chung S L, et al. Geologic, geochemical, and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood-basalt province. *Geology*, 2004, 32: 917–920
- 13 He B, Xu Y G, Wang Y M, et al. Sedimentation and lithofacies paleogeography in southwestern China before and after the Emeishan flood volcanism: New insights into surface response to mantle plume activity. *J Geol*, 2006, 114: 117–132
- 14 Zhang Z, Wang Y, Chen Y, et al. Crustal structure across Longmenshan fault belt from passive source seismic profiling. *Geophys Res Lett*, 2009, 36: L17310
- 15 Zhang Z, Yuan X, Chen Y, et al. Seismic signature of the collision between the east Tibetan escape flow and the Sichuan Basin. *Earth Planet Sci Lett*, 2010, 292: 254–264
- 16 Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, et al. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 1982, 10: 611–616
- 17 Replumaz A, Tapponnier P. Reconstruction of the deformed collision zone between India and Asia by backward motion of lithospheric blocks. *J Geophys Res*, 2003, 108: 2285
- 18 Liu Z, Tian X, Gao R, et al. New images of the crustal structure beneath eastern Tibet from a high-density seismic array. *Earth Planet Sci Lett*, 2017, 480: 33–41
- 19 Flesch L M, Holt W E, Silver P G, et al. Constraining the extent of crust–mantle coupling in central Asia using GPS, geologic, and shear wave splitting data. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 238: 248–268
- 20 Wang C Y, Flesch L M, Silver P G, et al. Evidence for mechanically coupled lithosphere in central Asia and resulting implications. *Geology*, 2008, 36: 363–366
- 21 Guo B, Liu Q Y, Chen J H, et al. Telesismic P-wave tomography of the crust and upper mantle in Longmenshan area, west Sichuan (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2009, 52: 346–355 [郭飏, 刘启元, 陈九辉, 等. 川西龙门山及邻区地壳上地幔远震P波层析成像. 地球物理学报, 2009, 52: 346–355]
- 22 Xu X M, Ding Z F, Zhang F X. The teleseismic tomography study by P-wave traveltimes data beneath the southern South-north Seismic Zone (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2015, 58: 4041–4051 [徐小明, 丁志峰, 张风雪. 南北地震带南段远震P波走时层析成像研究. 地球物理学报, 2015, 58: 4041–4051]
- 23 Yao H, Beghein C, van der Hilst R D. Surface wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis - II. Crustal and upper-mantle structure. *Geophys J Int*, 2008, 173: 205–219
- 24 Bao X, Song X, Xu M, et al. Crust and upper mantle structure of the North China Craton and the NE Tibetan Plateau and its tectonic implications. *Earth Planet Sci Lett*, 2013, 369–370: 129–137
- 25 Bao X, Song X, Li J. High-resolution lithospheric structure beneath Mainland China from ambient noise and earthquake surface-wave tomography. *Earth Planet Sci Lett*, 2015, 417: 132–141
- 26 Liu Q Y, van der Hilst R D, Li Y, et al. Eastward expansion of the Tibetan Plateau by crustal flow and strain partitioning across faults. *Nat Geosci*, 2014, 7: 361–365
- 27 Jiang C, Yang Y, Zheng Y. Penetration of mid-crustal low velocity zone across the Kunlun Fault in the NE Tibetan Plateau revealed by ambient noise tomography. *Earth Planet Sci Lett*, 2014, 406: 81–92
- 28 Yu Y, Chen Y J. Seismic anisotropy beneath the southern Ordos block and the Qinling-Dabie orogen, China: Eastward Tibetan asthenospheric flow around the southern Ordos. *Earth Planet Sci Lett*, 2016, 455: 1–6
- 29 Li J, Wang X, Niu F. Seismic anisotropy and implications for mantle deformation beneath the NE margin of the Tibet Plateau and Ordos plateau. *Phys Earth Planet Inter*, 2011, 189: 157–170
- 30 Liang X, Sandvol E, Chen Y J, et al. A complex Tibetan upper mantle: A fragmented Indian slab and no south-verging subduction of Eurasian lithosphere. *Earth Planet Sci Lett*, 2012, 333–334: 101–111

- 31 Liang X, Chen Y, Tian X, et al. 3D imaging of subducting and fragmenting Indian continental lithosphere beneath southern and central Tibet using body-wave finite-frequency tomography. *Earth Planet Sci Lett*, 2016, 443: 162–175
- 32 Tian X, Liu Z, Si S, et al. The crustal thickness of NE Tibet and its implication for crustal shortening. *Tectonophysics*, 2014, 634: 198–207
- 33 Liu Q Y, Chen J H, Li S C, et al. The Ms 8.0 Wenchuan earthquake: Preliminary results from the western Sichuan mobile seismic array observations (in Chinese). *Seismol Geol*, 2008, 30: 584–596 [刘启元, 陈九辉, 李顺成, 等. 汶川Ms8.0地震: 川西流动地震台阵观测数据的初步分析. *地震地质*, 2008, 30: 584–596]
- 34 Data Management Centre of China National Seismic Network. Waveform data of China National Seismic Network (in Chinese). Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, 2007, doi: 10.11998/SeisDmc/SN, <http://www.seisdmc.ac.cn> [国家测震台网数据备份中心. 国家测震台网地震波形数据. 中国地震局地球物理研究所, 2007, doi: 10.11998/SeisDmc/SN, <http://www.seisdmc.ac.cn>]
- 35 Zheng X F, Ouyang B, Zhang D N, et al. Technical system construction of Data Backup Centre for China Seismograph Network and the data support to researches on the Wenchuan earthquake (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2009, 52: 1412–1417 [郑秀芬, 欧阳彪, 张东宁, 等. “国家数字测震台网数据备份中心”技术系统建设及其对汶川大地震研究的数据支撑. *地球物理学报*, 2009, 52: 1412–1417]
- 36 VanDecar J C, Crosson R S. Determination of teleseismic relative phase arrival times using multi-channel cross-correlation and least squares. *Bull Seismol Soc Am*, 1990, 80: 150–169
- 37 Rawlinson N, Sambridge M. Wave front evolution in strongly heterogeneous layered media using the fast marching method. *Geophys J Int*, 2004, 156: 631–647
- 38 Zhang F X, Wu Q J, Li Y H, et al. Pick up the teleseismic relative traveltime residuals by wave form correlation based on the GUI (in Chinese). *Seismol Geomagn Observ Res*, 2013, 34: 58–64 [张风雪, 吴庆举, 李永华, 等. 基于图形界面的波形相关法拾取远震相对走时残差. *地震地磁观测与研究*, 2013, 34: 58–64]
- 39 Laske G, Masters G, Ma Z, et al. Update on CRUST1.0 - A 1-degree global model of Earth's crust. *EGU General Assembly*, 2013, 15: 2658
- 40 Tian Y, Hung S H, Nolet G, et al. Dynamic ray tracing and traveltime corrections for global seismic tomography. *J Comput Phys*, 2007, 226: 672–687
- 41 Paige C C, Saunders M A. LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. *ACM Trans Math Softw*, 1982, 8: 43–71
- 42 Paige C C, Saunders M A. Algorithm 583: LSQR: Sparse linear equations and least squares problems. *ACM Trans Math Softw*, 1982, 8: 195–209
- 43 Huang J, Zhao D. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *J Geophys Res*, 2006, 111: B09305
- 44 Li C, van der Hilst R D. Structure of the upper mantle and transition zone beneath Southeast Asia from traveltime tomography. *J Geophys Res*, 2010, 115: B07308
- 45 Yang T, Wu J, Fang L, et al. Complex structure beneath the southeastern Tibetan Plateau from teleseismic P-wave tomography. *Bull Seismol Soc Am*, 2014, 104: 1056–1069
- 46 Lebedev S, Nolet G. Upper mantle beneath Southeast Asia from S velocity tomography. *J Geophys Res*, 2003, 108: 2048
- 47 Obrebski M, Allen R M, Zhang F, et al. Shear wave tomography of China using joint inversion of body and surface wave constraints. *J Geophys Res*, 2012, 117: B01311
- 48 Lei J, Zhao D. Teleseismic P-wave tomography and mantle dynamics beneath Eastern Tibet. *Geochem Geophys Geosyst*, 2016, 17: 1861–1884
- 49 Li C, van der Hilst R D, Meltzer A S, et al. Subduction of the Indian lithosphere beneath the Tibetan Plateau and Burma. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 274: 157–168
- 50 Replumaz A, Guillot S, Villaseñor A, et al. Amount of Asian lithospheric mantle subducted during the India/Asia collision. *Gondwana Res*, 2013, 24: 936–945
- 51 England P, Houseman G. Finite strain calculations of continental deformation 2. comparison with the India-Asia collision zone. *J Geophys Res*, 1986, 91: 3664–3676
- 52 Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2000, 28: 211–280
- 53 Yang Y, Liu M. Crustal thickening and lateral extrusion during the Indo-Asian collision: A 3D viscous flow model. *Tectonophysics*, 2009, 465: 128–135
- 54 Zhou H, Murphy M A. Tomographic evidence for wholesale underthrusting of India beneath the entire Tibetan Plateau. *J Asian Earth Sci*, 2005, 25: 445–457
- 55 Priestley K, Debayle E, McKenzie D, et al. Upper mantle structure of eastern Asia from multimode surface waveform tomography. *J Geophys Res*, 2006, 111: B10304
- 56 Kind R, Yuan X, Saul J, et al. Seismic images of crust and upper mantle beneath Tibet: Evidence for Eurasian plate subduction. *Science*, 2002, 298: 1219–1221
- 57 Sun Y, Niu F, Liu H, et al. Crustal structure and deformation of the SE Tibetan Plateau revealed by receiver function data. *Earth Planet Sci Lett*, 2012, 349–350: 186–197
- 58 Bai D, Unsworth M J, Meju M A, et al. Crustal deformation of the eastern Tibetan Plateau revealed by magnetotelluric imaging. *Nat Geosci*, 2010,

- 3: 358–362
- 59 Wang C, Chan W W, Mooney W D. Three-dimensional velocity structure of crust and upper mantle in southwestern China and its tectonic implications. *J Geophys Res*, 2003, 108: 2442
- 60 Yang Y, Ritzwoller M H, Zheng Y, et al. A synoptic view of the distribution and connectivity of the mid-crustal low velocity zone beneath Tibet. *J Geophys Res*, 2012, 117: B04303
- 61 Wang Q, Gao Y. Rayleigh wave phase velocity tomography and strong earthquake activity on the southeastern front of the Tibetan Plateau (in Chinese). *Sci China Earth Sci*, 2014, 57: 2532–2542 [王琼, 高原. 青藏东南缘背景噪声的瑞利波相速度层析成像及强震活动. *中国科学: 地球科学*, 2014, 44: 2440–2450]
- 62 Fu Y V, Gao Y, Li A, et al. Lithospheric structure of the southeastern margin of the Tibetan Plateau from Rayleigh wave tomography. *J Geophys Res Solid Earth*, 2017, 122: 4631–4644
- 63 Lev E, Long M D, van der Hilst R D. Seismic anisotropy in Eastern Tibet from shear wave splitting reveals changes in lithospheric deformation. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 251: 293–304
- 64 Sol S, Meltzer A, Bürgmann R, et al. Geodynamics of the southeastern Tibetan Plateau from seismic anisotropy and geodesy. *Geology*, 2007, 35: 563–566
- 65 Wang Q, Niu F, Gao Y, et al. Crustal structure and deformation beneath the NE margin of the Tibetan Plateau constrained by teleseismic receiver function data. *Geophys J Int*, 2016, 204: 167–179
- 66 Chang L J, Ding Z F, Wang C Y. Upper mantle anisotropy beneath the northern segment of the north-south tectonic belt in China (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2016, 59: 4035–4047 [常利军, 丁志峰, 王椿镛. 南北构造带北段上地幔各向异性特征. *地球物理学报*, 2016, 59: 4035–4047]
- 67 Li Y, Wu Q, Zhang F, et al. Seismic anisotropy of the Northeastern Tibetan Plateau from shear wave splitting analysis. *Earth Planet Sci Lett*, 2011, 304: 147–157
- 68 Wang Q, Gao Y, Shi Y T, et al. Seismic anisotropy in the uppermost mantle beneath the northeastern margin of Qinghai-Tibet Plateau: Evidence from shear wave splitting of SKS, PKS and SKKS (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2013, 56: 892–905 [王琼, 高原, 石玉涛, 等. 青藏高原东北缘上地幔地震各向异性: 来自SKS、PKS和SKKS震相分裂的证据. *地球物理学报*, 2013, 56: 892–905]
- 69 Meissner R, Mooney W D, Artemieva I. Seismic anisotropy and mantle creep in young orogens. *Geophys J Int*, 2002, 149: 1–14
- 70 Chen M, Niu F, Liu Q, et al. Multiparameter adjoint tomography of the crust and upper mantle beneath East Asia: 1. Model construction and comparisons. *J Geophys Res Solid Earth*, 2015, 120: 1762–1786
- 71 Zhang F, Wu Q, Grand S P, et al. Seismic velocity variations beneath central Mongolia: Evidence for upper mantle plumes? *Earth Planet Sci Lett*, 2017, 459: 406–416
- 72 Davis P, England P, Houseman G. Comparison of shear wave splitting and finite strain from the India-Asia collision zone. *J Geophys Res*, 1997, 102: 27511–27522
- 73 Silver P G. Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of geology. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 1996, 24: 385–432
- 74 Chang L, Ding Z, Wang C. Upper mantle anisotropy beneath the southern segment of north-south tectonic belt, China (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2015, 58: 4052–4067 [常利军, 丁志峰, 王椿镛. 南北构造带南段上地幔各向异性特征. *地球物理学报*, 2015, 58: 4052–4067]
- 75 Lavé J, Avouac J P, Lacassin R, et al. Seismic anisotropy beneath Tibet: Evidence for eastward extrusion of the Tibetan lithosphere? *Earth Planet Sci Lett*, 1996, 140: 83–96
- 76 China Seismic Array. Waveform data of China Seismic Array (in Chinese). China Earthquake Administration, 2006, doi: 10.12001/ChinArray.Data [中国地震科学探测台阵. 中国地震科学台阵波形数据. 中国地震局, 2006, doi: 10.12001/ChinArray.Data]

Summary for “青藏高原东部P波速度结构及其对高原隆升的启示”

A P-wave velocity study beneath the eastern area of Tibetan Plateau and its implication for plateau growth

Fengxue Zhang^{1,2*}, Qingju Wu^{1,2*} & Zhifeng Ding^{1,2}

¹ Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China;

² Key Laboratory of Seismic Observation and Geophysical Imaging, Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

* Corresponding author, E-mail: zhangfengxue336@163.com; wuqj@cea-igp.ac.cn

The east region of Tibetan Plateau (ERTP) and surrounding regions have gentle to moderate slope in topography, contrasting to the steep margins in the north and south. Many geodynamic models have been proposed to explain plateau growth in the east part of Tibetan Plateau and no consensus have yet been reached. In part, this is because of lack of detailed tomography images of the deep structure, which is essential for understanding the deep dynamics that govern the evolution of ERTP.

Two stages of ChinArray have been conducted from 2011 to 2015. Nearly 1000 temporary seismic stations, with an average spacing ~40 km, were installed in ERTP and its adjacent regions. In addition, there was 297 temporary stations deployed in eastern margin of Tibetan Plateau during September 2006 to July 2009. Additional data from 271 permanent stations in 2007–2015 were also included. The overall station distribution densely covers the northeastern, eastern and southeastern margins of Tibetan Plateau.

We imaged high-resolution 3D P-wave velocity structures of the crust and upper mantle beneath ERTP and its surrounding regions through teleseismic traveltimes tomography. The horizontal and vertical resolutions are 0.8° and 80 km, respectively. The imaged velocity anomalies correlate well with geological blocks. Slow velocity anomalies, extending down to ~200 km, are found beneath the Tibetan Plateau. Fast anomalies associated with cratonic blocks around the plateau are imaged within 200–300 km depth. Below 400 km there are less velocity anomalies, indicating a normal mantle close to the global average. Neither fast subducted slabs nor slow mantle upwellings are observed beneath the study region. The plateau growth is mainly caused by the deformation of the weak lithosphere at the shallow depth. Surrounded by the Indian plate and surrounding rigid blocks, the weak lithosphere beneath Tibetan Plateau is horizontally shortened and vertically stretched. The horizontal shortening helps accommodate the ongoing collision between the Indian and Asian plates and the plateau growth is resulted from the vertical stretching.

tomography, eastern region of Tibetan Plateau, plateau growth

doi: [10.1360/N972018-00337](https://doi.org/10.1360/N972018-00337)