

易桂喜,姚华建,朱介寿等. 用 Rayleigh 面波方位各向异性研究中国大陆岩石圈形变特征. 地球物理学报, 2010, **53**(2): 256~268, DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2010.02.004

Yi G X, Yao H J, Zhu J S, et al. Lithospheric deformation of continental China from Rayleigh wave azimuthal anisotropy. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2010, **53**(2): 256~268, DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2010.02.004

用 Rayleigh 面波方位各向异性研究 中国大陆岩石圈形变特征

易桂喜^{1,2}, 姚华建³, 朱介寿², Robert D. van der Hilst³

¹ 四川省地震局, 成都 610041

² 成都理工大学信息工程学院, 成都 610059

³ Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts 02139, USA

摘 要 中国大陆地质构造历史非常复杂, 岩石圈长期积累的形变较大, 而利用地震面波传播的各向异性是研究岩石圈形变特征的强有力手段. 本文利用双台窄带滤波-互相关方法与基于图像分析的相速度频散曲线提取技术, 提取 Rayleigh 面波相速度频散资料, 进而反演中国大陆及邻区 20~120 s 周期 Rayleigh 面波相速度方位各向异性空间分布图像. 检测板测试结果显示: 中国大陆大部分区域的方位各向异性横向分辨率在 5°左右. 各向异性研究表明: 中国大陆地壳上地幔方位各向异性特征存在显著的空间差异, 反映出形变特征的空间差异; 104°E 以东地区地壳上地幔各向异性弱于西部地区, 表明其构造变形总体弱于西部地区. 青藏地块及其东缘地区地壳与上地幔顶部变形最为强烈. 但东部的局部地区如华南地块与珠江口地区、鄂尔多斯盆地西南缘以及秦岭-大别造山带, 较强的各向异性显示这些区域在不同时期也经历了强变形. 青藏地块内中短周期快波方向自西向东顺时针旋转变化可能指示板块碰撞与挤压过程中软弱物质的流变方向. 青藏地块西部中下地壳和上地幔形变模式相似, 可能处于壳幔耦合状态; 而中东部及东缘地区地壳上地幔形变模式存在明显差异, 壳幔似乎不具备垂直连贯的形变特征. 位于青藏地块北部的塔里木盆地、柴达木盆地以及祁连褶皱带同样经历了强变形. 包括四川盆地在内的上扬子地块快波方向的变化显示中地壳与下地壳上地幔形变模式不同, 而形变特征一致的地下地壳与上地幔应为强耦合. 大约以 103°E 为界, 龙门山断裂带可分为南西段和北东段, 南西段处于低速区, 而北东段位于高速区, 且方位各向异性强度明显大于南西段; 2008 年 5 月 12 日汶川 M_s 8.0 级地震沿断裂带的单侧破裂模式除与北东段的高应力积累有关外, 还可能与北东段地下介物性存在密切关系, 高速坚硬岩体的发育有利于应变能的积累与集中释放.

关键词 Rayleigh 面波, 相速度, 方位各向异性, 中国大陆, 岩石圈形变

DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2010.02.04

中图分类号 P315

收稿日期 2009-12-03, 2009-12-24 收修定稿

Lithospheric deformation of continental China from Rayleigh wave azimuthal anisotropy

YI Gui-Xi^{1,2}, YAO Hua-Jian³, ZHU Jie-Shou², Robert D. van der Hilst³

¹ Earthquake Administration of Sichuan Province, Chengdu 610041, China

² College of Information Engineering, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

³ Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts 02139, USA

Abstract The tectonic history of continental China is complicated and the associated lithospheric deformation is large, while the use of the anisotropic propagation of surface waves is an important way to investigate the history of lithospheric deformation pattern. We measured inter-station

Rayleigh-wave phase velocity dispersion from cross-correlation of narrow band-pass filtered surface wave records and an image analysis technique. The dispersion data were then used to invert the distribution of azimuthal anisotropy at periods 20~120 s of continental China and its adjacent regions. Checkerboard tests show that the lateral resolution of phase velocity azimuthal anisotropy is about 5° in most area of continental China. Our results show that the pattern of azimuthal anisotropy in the study area displays clear spatial variations. The tectonic deformation of the crust and upper-mantle east of 104°E is generally weaker than that of the west as inferred from the relative magnitude of azimuthal anisotropy, and strong tectonic deformation had occurred in the crust and upper-mantle beneath Qinghai-Tibet plateau and its eastern margin. In eastern China relatively large amplitude of azimuthal anisotropy is observed in South China block and Pearl River Mouth basin, southwestern margin of Ordos basin and Qinling-Dabie orogenic belt, indicating strong tectonic deformation occurred there in the geological history. Fast propagation direction shows rotational pattern from the west to the east within the Qinghai-Tibet block at short and intermediate periods consistent with the clockwise extrusion (or escaping) of the crustal material in the block after the Eurasian and Indian collision. The deformation pattern in the mid-lower crust of western Qinghai-Tibet block is similar to that of the upper mantle, inferring possible vertically coherent deformation across the Moho interface. However, the central and eastern Qinghai-Tibet block and its eastern margin show different deformation patterns in the crust and upper mantle, which suggests that there is no apparent vertically coherent deformation between the crust and upper mantle. Strong tectonic deformation had occurred within Tarim and Qaidam basins as well as Qilian fold belt north of Qinghai-Tibet block. The fast propagation direction at the middle crustal depth is clearly different from those both in the lower crust and upper mantle underlying the upper Yangtze block including Sichuan basin. This suggests different tectonic deformation processes between the middle crust and lower crust beneath this block, while the lower crust and upper mantle appears to be coupled as inferred from the similar fast propagation direction at periods above 30 s. The Longmen Shan tectonic zone can be divided into southwestern and northeastern segments at about 103°E . The southwestern segment has relatively lower phase velocity while the northeastern area has higher phase velocity and stronger anisotropy. This suggests that the NE striking unilateral rupture propagation of the Wenchuan $M_s 8.0$ earthquake on May 12 2008, may be related not only to the cumulated high stress of the northeastern section but also to the underlying medium property along the segment with high phase velocity suitable for strain energy accumulation and concentrated release.

Keywords Rayleigh waves, Phase velocity, Azimuthal anisotropy, Continental China, Lithospheric deformation

1 引言

大量的研究证实在地球的不同深度范围内存在各向异性. 地震波各向异性具有多种成因, 岩石中矿物的固有各向异性及裂隙等产生的各向异性是地壳上地幔各向异性的主要成因^[1]. 裂隙存在于地壳 10 km 以上深度, 因此, 上地壳的各向异性主要由裂隙分布或流体包裹体所引起^[2]; 随着深度的增加压

力增大, 裂隙逐渐闭合, 矿物的定向排列成为各向异性的主要原因, 尤其在上地幔中, 各向异性被认为是因地幔物质形变导致其主要组分橄榄岩中晶格的优势取向所致^[3], 而板块运动在很大程度上决定了地幔各向异性的大小与方向, 因而地幔各向异性被认为是上地幔动力学的重要参数^[4]. Plomerová 等^[5]的研究结果显示: 地震波在倾斜的各向异性结构中传播时, 利用各向同性研究获得的速度值可能高于其实际平均值, 产生假的高速异常体如高速岩石圈

板片;此外,在具有很陡倾角的高速区,各向同性研究还可能会高估岩石圈的厚度.因此,各向异性研究对真实了解区域结构也具有重要意义.地震各向异性研究目前已经成为推断大陆深部结构与演化以及大陆下部地壳上地幔形变模式等的有效途径之一^[6~8],并已成为理论地震学、勘探地震学、地球动力学以及地震灾害监测等研究中的热点^[2].

20世纪80年代以来,随着数字化地震波形资料的逐渐积累,国内外地球物理学家利用地震体波或面波资料广泛开展了全球^[9~12]或区域性地壳上地幔各向异性研究^[13~42].其中,郑斯华等^[13]较早利用剪切波分裂研究了中国大陆岩石圈方位各向异性,高原和吴晶^[14]利用横波分裂研究了首都圈地区的地壳各向异性并进一步推断得到地壳的主压应力场;Huang等^[15]利用Rayleigh面波群速度开展了包括中国大陆在内的东亚地区地壳上地幔方位各向异性研究;彭艳菊等^[16]利用由Love波与Rayleigh波获得的S波速度结构的差异研究了中国大陆及邻近海域的地壳上地幔偏振各向异性;王椿镛等^[8]、常利军等^[3,17]利用远震SKS分裂先后研究了青藏高原东部、青藏高原东北缘与四川及邻区上地幔的各向异性,而Sol等^[18]利用剪切波分裂研究了青藏高原东南部的地震各向异性;最近,苏伟等^[19]、Yao等^[20]分别利用Rayleigh面波群速度和相速度开展了青藏高原及邻区与青藏高原东南缘地壳上地幔方位各向异性研究.然而,由于资料的限制,目前国内利用Rayleigh面波相速度所开展的方位各向异性研究还仅限于局部区域.

已有研究表明,大陆与海洋上地幔顶部的P波方位各向异性强度最高可达8%^[21];而Rayleigh面波相速度方位各向异性强度通常较小^[10],同时,因所处构造环境的差异,方位各向异性强度存在较大的空间差异性.面波横向分辨率弱于体波^[5],但由于体波入射角陡峭,使得在垂直方向上尤其是在地壳上地幔的分辨率较低,而水平传播的面波纵向分辨率强于体波^[11],不同周期的面波可反映不同深度(约1/3~1/2波长)范围的速度结构与方位各向异性^[9,22],因而为研究地壳上地幔各向异性、进而研究大陆构造学提供了重要手段^[11,15].中国大陆被夹持在印度板块、菲律宾海板块、太平洋板块和西伯利亚—蒙古地块之间,是亚洲东部新构造变形强烈地区,特别是南北地震带以西的青藏高原和西北地区的构造活动更为强烈、复杂^[43],该区域也是中国大陆强震活动的主体区域.近年来,随着

宽频带数字地震台网的不断增多,积累了丰富的地震波形观测资料,为深入探讨与研究中国大陆地区地壳形变与上地幔形变之间的关系、大陆岩石圈流变性以及强震发震机理提供了资料保障.

本文拟利用双台窄带滤波-互相关方法与基于图像分析的相速度频散曲线提取技术^[44,45],获取20~120s周期Rayleigh面波相速度频散,进而利用Tarantola非线性反演方法^[46,47]与Montagner^[23]的面波相速度方位各向异性计算方法研究中国大陆地区(见图1)Rayleigh面波相速度方位各向异性空间分布特征,并探讨结果的地球物理与地质构造意义.

2 资料与方位各向异性计算

2.1 资料

本文所用远震波形资料来源于中国大陆及周边地区固定地震台站(包括中国地震台网中心数字化地震台网与中国数字地震台网所有台站、IRIS及GEOSCOPE布设在中国大陆周边地区的台站、哈萨克斯坦台网、吉尔吉斯地震遥测台网、台湾地震学宽频带台阵)以及1991年以来在中国大陆西部及附近地区布设的多个流动台网(包括1991~1992年西藏高原宽频带实验台网、2001~2002年喜马拉雅—尼泊尔—西藏实验台网、2003年10月~2004年8月Lehigh大学西藏南伽巴瓦台网以及美国麻省理工学院与成都地质矿产研究所合作布设的川滇实验台网).

根据一定的波形选取原则^[44,45,48],最终选定204个数字化地震台站记录到的1990~2006年之间409个地震事件的长周期垂直向面波资料,利用双台窄带滤波-互相关方法与基于图像分析的相速度频散曲线提取技术^[44,45],获得了4941条双台路径上20~120s周期的Rayleigh面波相速度频散,并最终得到了2610条独立路径的基阶Rayleigh面波相速度频散资料.图2a和2b分别给出了40s与120s周期的双台射线路径分布,从图中可看出:射线路径较好地覆盖了中国大陆地区.

2.2 方位各向异性计算

在弱各向异性介质中,反演区域中任一点M的Rayleigh面波相速度 $C_R(T, M, \theta)$ 与面波传播方位角 θ 之间的关系为^[24]

$$C_R(T, M, \theta) = C_0(T) + A_1(T, M) + A_2(T, M)\cos 2\theta + A_3(T, M)\sin 2\theta + A_4(T, M)\cos 4\theta + A_5(T, M)\sin 4\theta, \quad (1)$$

式中 T 为周期; θ 为波矢量 \mathbf{k} 的方位角, 即波矢量 \mathbf{k} 与正北方向的夹角; $C_0(T)$ 为参考模型的各向同性相速度, A_1 为基于参考相速度 $C_0(T)$ 的扰动, 系数 A_2 、 A_3 、 A_4 、 A_5 为方位各向异性参数, 用于计算方位各向异性的强度与波的快速传播方向 (简称为快波方向). 由于弱各向异性介质中 4θ 项对 Rayleigh 面波相速度 $C_R(T, M, \theta)$ 的贡献相对较小, 可以忽略, 因此, (1) 式可简化为^[23]

$$C_R(T, M, \theta) = C_0(T) + A_1(T, M) + A_2(T, M) \cos 2\theta + A_3(T, M) \sin 2\theta, \quad (2)$$

反演(2)式中的 A_1 、 A_2 、 A_3 , 即可求取方位各向异性强度 A_c 与快波方向 Θ ^[25,26]:

$$A_c(T, M) = \frac{\sqrt{A_2^2(T, M) + A_3^2(T, M)}}{[C_0(T) + A_1(T, M)]}, \quad (3)$$

$$\Theta(T, M) = \frac{1}{2} \arctg \frac{A_3(T, M)}{A_2(T, M)}. \quad (4)$$

本文利用所获得的相速度频散数据同时反演中国大陆及邻区 Rayleigh 面波基于参考相速度 $C_0(T)$ 的扰动值 A_1 及方位各向异性参数 A_2 、 A_3 , 研究区域被划分成 $1^\circ \times 1^\circ$ 的网格, 反演方法采用 Tarantola 基于连续模型的非线性反演方法^[23,46,47]. 该方法通过求如下目标函数 $S(\mathbf{m})$ 的极小值来获取模型参数 $\mathbf{m}(A_1, A_2, A_3)$ 的解, 其目标函数为

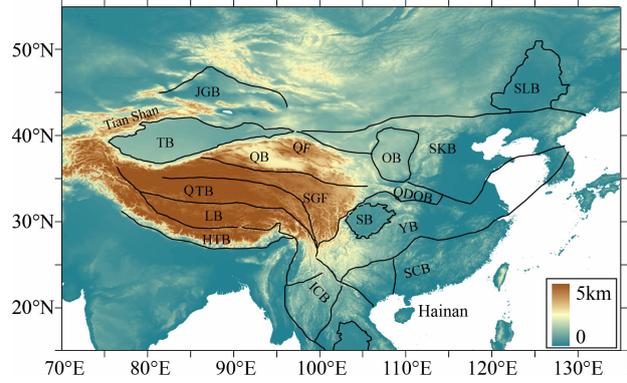


图 1 中国大陆及邻区地形与构造分区图

图中各构造单元缩写分别为: SLB—松辽盆地, OB—鄂尔多斯盆地, SB—四川盆地, JGB—准噶尔盆地, QB—柴达木盆地, TB—塔里木盆地, SGF—松潘-甘孜褶皱带, QF—祁连山褶皱带, QDOB—秦岭-大别造山带, SKB—中朝地块, YB—扬子地块, SCB—华南地块, ICB—印支地块, QTB—羌塘地块, LB—拉萨地块, HTB—喜马拉雅冲断带.

Fig. 1 Topography and tectonic map in continental China and its surrounding area

Abbreviations are: SLB—Songliao Basin, OB—Ordos Basin, SB—Sichuan Basin, JGB—Junggar Basin, QB—Qaidam Basin, TB—Tarim Basin, SGF—Songpan-Garze Foldbelt, QF—Qilian Foldbelt, QDOB—Qinling-Dabie Orogenic Belt, SKB—Sina-Korea Block, YB—Yangtze Block, SCB—South China Block, ICB—Indo-China Block, QTB—Qiangtang Block, LB—Lhasa Block, HTB—Himalayan Thrust Belt.

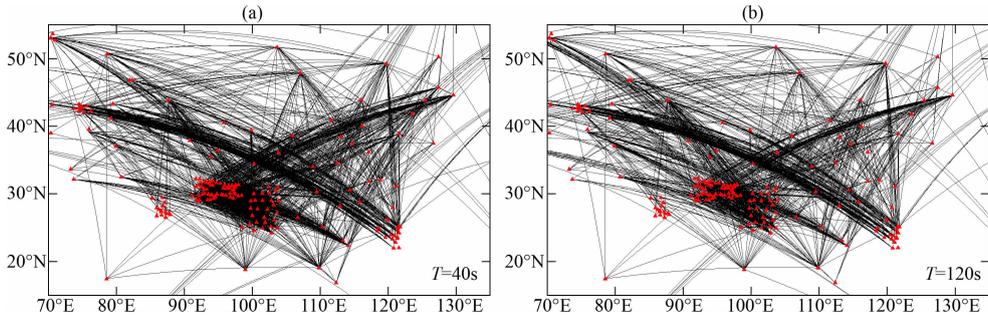


图 2 (a) 40 s 与 (b) 120 s 周期的双台路径分布图
40 s 与 120 s 周期的射线路径条数分别为 2411 和 1310. 红色三角形代表台站位置.

Fig. 2 Inter-station ray path coverage at 40 s (a) and 120 s (b)

The number of ray paths at 40 s and 120 s is 2411 and 1310, respectively. The red triangles show the station location.

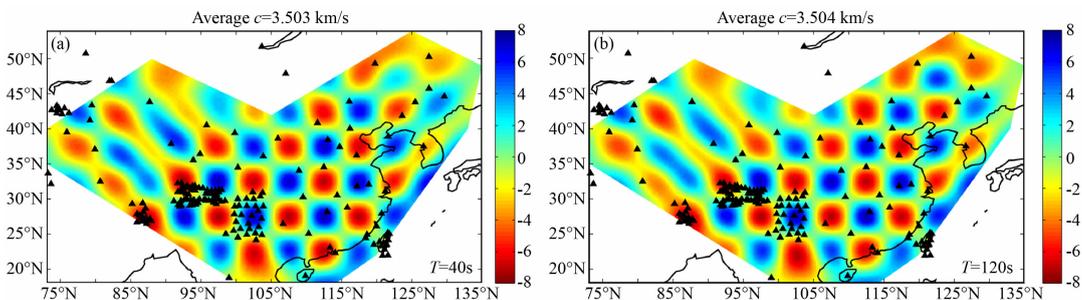


图 3 相关长度取 250 km 时, 用相对于平均相速度的变化率所表示的 (a) 40 s 与 (b) 120 s 周期 $5^\circ \times 5^\circ$ 检测板分辨率测试
Fig. 3 Result of $5^\circ \times 5^\circ$ checkerboard resolution test of phase velocities in per cent with respect to the average value at periods 40 s (a) and 120 s (b) with the correlation length $L=250$ km

$$S(\mathbf{m}) = (\mathbf{d} - \mathbf{d}_{\text{obs}})^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{d}_{\text{obs}}) + (\mathbf{m} - \mathbf{m}_p)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_p). \quad (5)$$

(5)式中 \mathbf{d}_{obs} 为某一周期 T 的面波观测走时与参考模型走时之差的向量, \mathbf{d} 为该周期的模型预测走时与参考模型走时之差的向量, 它们的第 i 个分量分别定义为

$$(\mathbf{d}_{\text{obs}})_i = \frac{\Delta_i}{C_i(T)} - \frac{\Delta_i}{C_0(T)}, \quad (6)$$

$$\mathbf{d}_i \approx - \int_{l_i} \left[A_1(T, M) + A_2(T, M) \cos 2\theta + A_3(T, M) \sin 2\theta \right] \frac{ds}{C_0^2(T)}, \quad (7)$$

其中 Δ_i 为第 i 条路径沿大圆路径的距离, $C_i(T)$ 为该条路径的相速度测量值, l_i 为大圆路径 ($i=1, 2, \dots, N$, N 为该周期相速度测量值的个数). 在(5)式中, \mathbf{m}_p 为模型参数 $\mathbf{m}(A_1, A_2, A_3)$ 的先验值, 在此均为 0; \mathbf{C}_d 为数据的协方差矩阵, 在此为对角阵, 其第 i 个对角元素的值为 $(\mathbf{C}_d)_{ii} = (\sigma_c \Delta_i / C_i^2)^2$, σ_c 为相速度测量的标准偏差, 一般为相速度测量值的 1%~2%; \mathbf{C}_m 为连续模型空间的协方差函数,

$$C_m(M_1, M_2) = \sigma_m^2 \exp \left[- \frac{\Delta^2(M_1, M_2)}{2L^2} \right], \quad (8)$$

其中 σ_m 为反演模型参数 $\mathbf{m}(A_1, A_2, A_3)$ 基于参考模型的先验标准偏差, $\Delta(M_1, M_2)$ 为反演区域中两点 M_1 与 M_2 的距离, L 为模型参数的相关长度.

A_k ($k=1, 2, 3$) 反演受以下 3 个参数控制: 相

速度测量标准偏差 σ_c 、模型参数的先验标准偏差 σ_m 与相关长度 L . 其中, σ_m 控制反演模型的异常幅度; L 控制模型的横向光滑度^[20, 27].

2.3 分辨率及可靠性

Tarantola 非线性反演方法的分辨率不仅取决于路径的覆盖程度, 还取决于相关长度的选择. 相关长度太小, 会出现伪异常, 而相关长度太大, 则可能使较小尺度的异常被平滑而显现不出来^[48]. 检测板测试结果显示: 当相关长度取 100 km 时, $2^\circ \times 2^\circ$ 检测板分辨率测试结果显示射线密集的局部地区相速度模型可恢复; 相关长度取 150 km 时, $3^\circ \times 3^\circ$ 检测板测试结果显示中国大陆中东部地区相速度模型可恢复; 当相关长度取 250 km 时, $5^\circ \times 5^\circ$ 检测板测试结果显示中国大陆中东部地区速度模型可完全恢复(图 3), 西部及边邻地区分辨率稍差, 但相速度模型的高、低区仍可分辨. 同时, 当相关长度取 250 km 时, 除新疆、内蒙古和东北局部地区外, 中国大陆其他地区 $5^\circ \times 5^\circ$ 的方位各向异性检测板模型基本能恢复(图 4). 不同周期的检测结果差异很小, 因此, 在本文中, 反演所有周期的各向同性相速度与各向异性时的相关长度 L 均取 250 km. σ_c 由不同周期各向同性相速度测量标准差确定, 对于双台法, 相速度的测量误差一般在 1%~2%, 在本文中, 将 σ_c 取为相速度测量值的 2%; 对于 A_1 , σ_m 取各周期所有观测相速度的 2 倍标准差, 对于 A_2 和 A_3 , σ_m 设置为

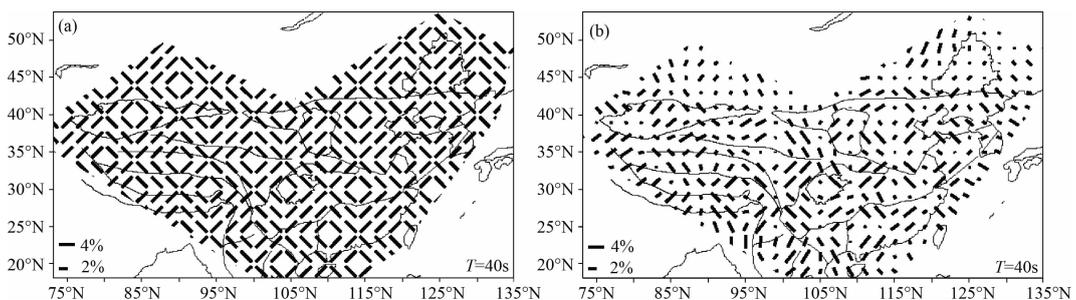


图 4 $5^\circ \times 5^\circ$ 方位各向异性检测板模型(a)及用 40 s 周期的数据恢复的模型(b)

Fig. 4 $5^\circ \times 5^\circ$ checkerboard model of azimuthal anisotropy (a) and the recovered model using 40 s data (b)

对应周期平均相速度的 2%.

Tarantola & Valette^[46] 指出通过计算反演后模型参数的后验协方差算子可以估计反演参数的后验误差和分辨率情况, 一般后验误差越小于先验标准偏差 σ_m , 就表明参数反演结果越可靠以及分辨率越高, 相反, 当后验误差接近于先验标准偏差时, 表明该参数未能被数据分辨. 通过计算各周期反演之后各向异性强度的后验误差, 我们发现其幅度远小

于各向异性强度先验标准偏差值 ($2\% \times \sqrt{2} \approx 2.8\%$), 而且远小于反演获得的中国大陆大部分地区各向异性强度. 以 35 s 和 100 s 周期为例, 各向异性强度 A_c 的后验误差(图 5)在研究区内一般小于 1%. 因此, 对于各向异性强度大于 2%~3% 的地区, 如青藏地区 (A_c 约 3%~4%), 结果是可靠的, 而由各向异性分布图像所反映的形变特征也应是可靠的.

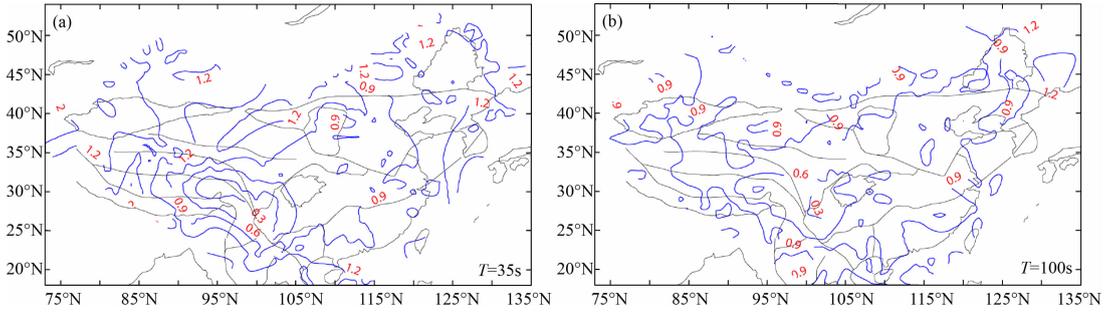


图 5 (a) 35 s 与 (b) 100 s 周期的各向异性强度 ($A_c \times 100\%$) 后验误差分布

Fig. 5 Posterior error of the magnitude of the azimuthal anisotropy ($A_c \times 100\%$) at periods 35 s (a) and 100 s (b)

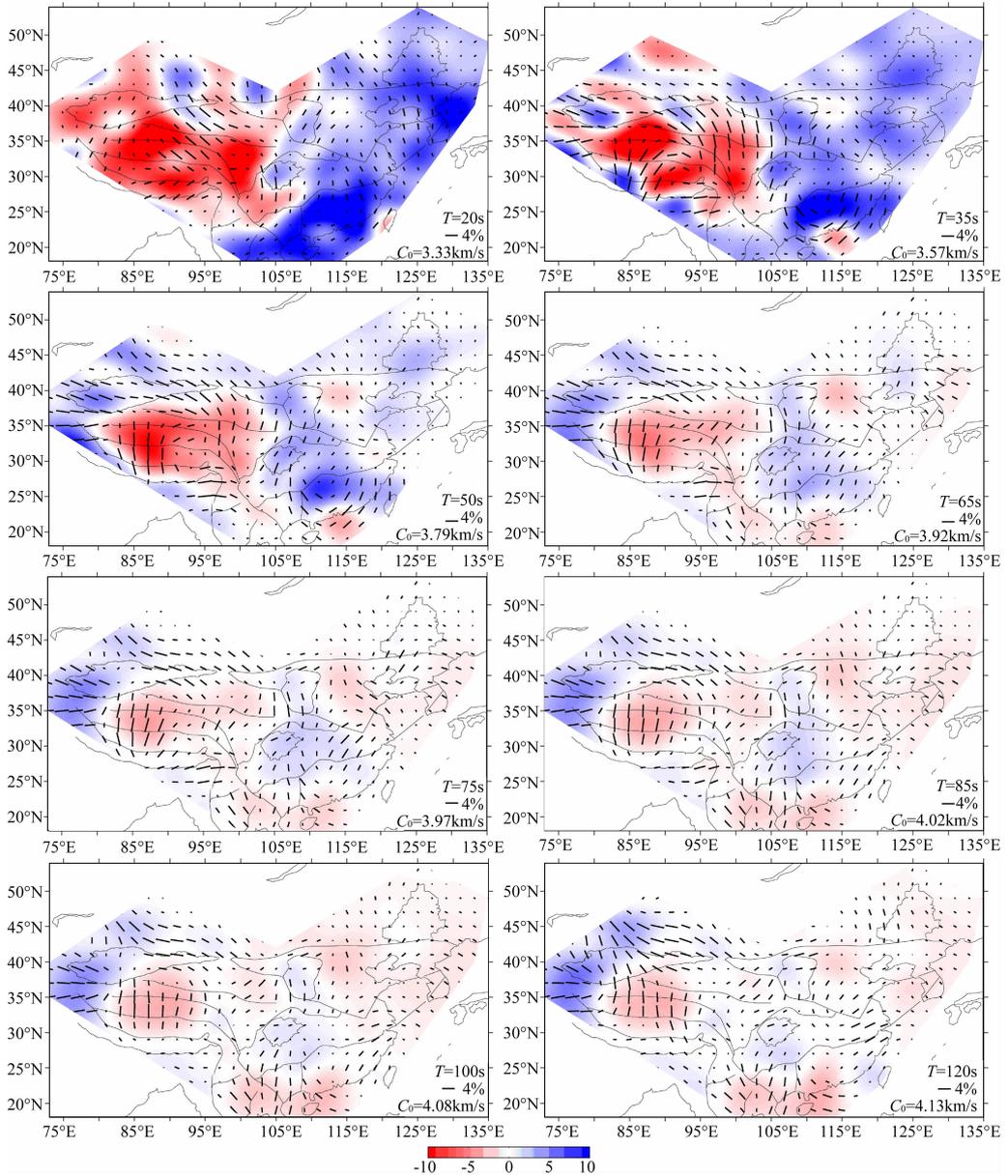


图 6 20 s, 35 s, 50 s, 65 s, 75 s, 85 s, 100 s 与 120 s 周期的相速度方位各向异性图像

底图为相对于平均相速度值 (C_0) 的各向同性相速度横向变化率 (%), 黑色短线条表示各向异性的强度 ($A_c \times 100\%$) 与快波方向.

Fig. 6 Azimuthally anisotropic phase velocity maps at period 20 s, 35 s, 50 s, 65 s, 75 s, 85 s, 100 s, and 120 s

The color map shows the lateral variation of isotropic phase velocities ($A_c \times 100\%$) with respect to the average value (C_0).

The black short bars represent the magnitude (in per cent) and the fast propagation direction of azimuthal anisotropy.

3 Rayleigh 面波方位各向异性分布特征与解释

本文以相对于各周期平均相速度值($C_0(T)$)的各向同性相速度横向变化率为背景,给出对应周期的方位各向异性分布图像(图6).图中短黑线的长度表示方位各向异性的强度,其延伸方向代表Rayleigh面波传播的快轴方向(或称快波方向).同时,由于方位各向异性强度的绝对值与反演参数设置密切相关,因此,比较各向异性强度在横向与纵向上的相对变化进行分析可能更为合理.

中国大陆东部与西部处于两种不同的地球动力学环境,新生代时期,西部地区受印度—澳大利亚板块与欧亚板块碰撞及印度板块持续挤入的影响,以地壳缩短增厚和强烈的陆内造山作用、地震活动等为主要特征,而东部华北地区受太平洋板块与菲律宾海板块向欧亚大陆俯冲作用以及俯冲板块后退的影响,形成裂谷盆地和弧后微型扩张,并伴有强烈火山活动^[3].从所获得的不同周期各向异性图像(图6)可以看出,大约以 104°E 为界,中国大陆东、西部不仅相速度结构横向差异显著,不同的受力环境导致直接反映形变历史的地震波各向异性强度与快波方向也呈现出明显的空间差异性^[3,16,19,27,28~35].同时,不同周期的结果还显示中国大陆方位各向异性的垂向(深度方向)差异也同样明显.

3.1 青藏高原及其东缘地区

图6显示,研究区快波方向分布复杂,特别是由拉萨地块与羌塘地块组成的青藏地块中东部及东缘地区不同周期的快波优势方向存在明显差异,如青藏地块短周期快波方向由西部的近N-S向逐渐转变为中部的近E-W向,至东部转变为NW-SE向,而整个青藏地块长周期快波优势方向均为N-S向;东缘的松潘—甘孜褶皱带短周期快波优势方向为NW-SE向,随着周期的增大,快波优势方向转变为近N-S向,至长周期则以NE-SW向为优势方向.同时,各向异性强度也存在明显的空间差异性,中国大陆西部尤其是青藏地块各向异性强度明显高于东部地区,为整个研究区内各向异性特征最突出的区域.此外,因所处地理位置的差异,受力环境与变形程度存在明显差异,导致西部地区各向异性强度也存在明显的空间差异:青藏地块中部各向异性强度大于其东、西两侧,最大强度(4%)出现在20~80 s周期(相当于20~160 km深度范围);东喜马拉雅

构造结各向异性最大强度(4%)出现在35~65 s周期(相当于35~130 km深度范围);松潘—甘孜褶皱带南部各向异性强度相对较小,而位于其北边界的东昆仑断裂带及附近区域各向异性强度最大(4%),出现在35~40 s周期(相当于35~70 km深度范围).综合青藏地块及其东缘快波方向变化与各向异性强度随周期的变化特征,可以看出,该区域地壳与上地幔顶部变形最为强烈,应是向北俯冲的印度板块与欧亚板块碰撞与长期挤压所致^[49];青藏地块内中、短周期快波方向存在自西向东的顺时针旋转变化现象,可能指示在板块碰撞挤压变形过程中所引起的地块内软弱物质的流变方向.已有研究表明:地壳及上地幔顶部的部分熔融层具有低速与各向异性双重特征^[37,50],而部分熔融和融体的定向排列也可能显著地强化和改变各向异性的特征^[29],因此,西藏地区中、下地壳广泛分布的流体与部分熔融^[51~53]也可能是导致该区域地壳出现显著的方位各向异性的重要因素.此外,部分熔融的存在还说明青藏地块上地幔可能处于热异常状态(从该区上地幔低速可以获得证实),从而在印度板块与欧亚板块碰撞挤压导致该地块N-S向缩短、高原急剧隆升的强烈变形过程中,上地幔热物质被挤入地壳的同时还存在部分热物质向东“逃逸”^[48,54],从而导致青藏地块及东缘地区热点与温泉发育.McNamara等^[37]认为西藏中北部地区很大的SKS延迟时间是由该地区上地幔盖层的各向异性的晶格优势排列所引起的,同时根据快偏振方向与地表地质构造近乎平行推测板块碰撞变形至少影响到上地幔200 km深度处,与本文结果大致相当.此外,青藏地块中西部长周期各向异性图像所显示的快波优势方向呈近N-S向,与印度板块的运动方向大体一致,似可推断其上地幔快波方向指示了印度板块的运动方向.所观测到的N-S向快轴很可能反映由于印度板块向北运动拖曳整个上地幔(包括软流圈)一起形成N-S向的变形.由于板块运动的主要推动力来源于地幔对流^[38],因此,长周期各向异性图像所显示的该地区上地幔N-S向快波方向是否可能指示地幔流动的方向,尚待进一步研究.

3.2 塔里木盆地及邻区

位于青藏地块北部的塔里木盆地、柴达木盆地以及祁连褶皱带也是研究区内各向异性特征较突出的地区之一.其中,具有NW-SE向快波优势方向的柴达木盆地与祁连褶皱带在中、短周期(20~55 s)

(相当于 20~100 km 深度范围)各向异性强度最大(4%)(图 6),随着周期的增大,强度逐渐减小;但塔里木盆地各向异性图像变化复杂,盆地东部与西部各向异性强度明显大于盆地中部地区,西部与东部最大强度(4%)分别出现在 30~100 s 周期(相当于 30~200 km 深度范围)与 40~75 s 周期(相当于 40~150 km 深度范围). Huang 等^[15]利用 Rayleigh 面波群速度同样获得了塔里木盆地、柴达木盆地以及大陆地盾区地壳上地幔显著的方位各向异性结果,但认为无法合理地加以解释. 本文的研究结果还显示:在 20~25 s 周期,塔里木盆地西部与中部快波优势方向为 NE-SW 向,东部为 NW-SE 向;当周期 $T \geq 30$ s 时,盆地西部与中部快波方向发生了明显变化,已经由 NE-SW 向分别转变为 NW-SE 向与近 E-W 向,随着周期的增大,盆地中部优势方向转变为 NNW-SSE 向或近 N-S 向,同时,盆地东部快波方向也逐渐由 NW-SE 向转变为 NWW-SEE 向. 塔里木盆地西部、中部与东部方位各向异性强度与快波方向的差异反映了因所处构造位置不同导致受力与变形程度明显不同. 从相速度分布也可看出,该盆地东部与西部速度结构差异显著,各向异性特征的差异还可能与介质物性存在密切关系. 而塔里木盆地以北地区各周期快波优势方向基本一致,可能显示该区域壳-幔强耦合. 中长周期($T \geq 55$ s)图像显示北天山地区上地幔方位各向异性强度明显增大,尽管该区因资料原因分辨率相对较低,各向异性强度的绝对值可能存在较大误差,但其相对变化仍反映该区域上地幔岩石圈经历了强变形.

3.3 上扬子地块

位于青藏地块东侧的上扬子地块(包括四川盆地)短周期(20~25 s)快波优势方向为近 N-S 向,30 s 以上周期优势方向为 NE-SW 向(图 6 和图 7),与苏伟等^[19]利用 Rayleigh 面波群速度获得的结果基本一致. 该区域中地壳与下地壳上地幔快波方向差异显著,说明中地壳与下地壳上地幔形变状态明显不同,而 30 s 以上周期的快波优势方向保持一致则表明其下地壳与上地幔为强耦合(图 7). 扬子地块 NE-SW 向快波优势方向与该地区现有 GPS 观测结果(NW-SE 向)^[55~57]不一致,或许可以用浅部变形与深部变形存在显著差异来解释. 尽管本文结果与郑斯华等^[13]、高原等^[29]利用剪切波分裂获得的该地区(总体)岩石圈快波方向相吻合,但仍与部分利用远震 SKS 波形资料偏振分析获得的该区域快波优势方向呈 NW-SE 向的结果^[8,13]存在明显差

异,目前尚未找到可以完全合理解释产生这种差异的原因. 20~50 s 周期图像还显示,高速稳定的四川盆地内地壳与上地幔顶部各向异性强度明显高于扬子地块内的其余部分. 已有研究表明,四川盆地在现今构造运动中并没有遭受强烈挤压变形^[58],因此,其较大强度的方位各向异性不可能是由现今构造变形产生的. 对于稳定的大陆地区,各向异性被认为是其所经历的最后一次大规模构造运动遗留在岩石圈中的具有记忆性的“化石”各向异性^[5]. 四川盆地作为古老地块的残留物,其较强的方位各向异性可能是盆地所经历的最近一次大规模构造运动遗留在岩石圈中的“化石”各向异性.

3.4 东部地区

中国大陆 104°E 以东大部分地区地壳上地幔各向异性强度较小,该结果与已有结果^[15,33]基本吻合,表明东部地区岩石圈构造变形总体上弱于西部地区,但部分地区例外. 华南地块在 20~25 s 周期所显示出的相速度高、各向异性强度较小的特征与胥颐等^[33]利用 Pn 波获得的研究结果基本一致,反映稳定的华南地块地壳变形较小;但 30 s 以上周期图像显示华南地块及珠江口地区各向异性强度明显增大,并在 35~55 s 周期各向异性强度达到最大,局部地区最大达 4%. 鄂尔多斯盆地西南缘与祁连褶皱带东段和秦岭—大别造山带西段交汇地区以及秦岭—大别造山带东段与郯庐断裂带南端分别在 55~85 s 周期与 60~75 s 周期各向异性强度最大达到 3%,表明这些局部区域在不同的历史时期(或不同深度范围)曾遭受较强烈变形. 短周期图像所显示出来的东部地区地壳弱各向异性反映出东部地区受板块碰撞的影响明显弱于西部.

对比图 6 可清晰地看出,随着周期的增大,中国大陆不仅上地幔速度结构的横向非均匀性明显减小,除资料控制能力相对较差的西北地区及边邻地区外,各向异性的强度也明显减小,可能说明板块碰撞作用的影响随着深度的增大明显减弱. 但自 65 s 周期开始,印支地块及海南岛附近地区各向异性强度较中短周期有明显增大,东南沿海地区属于岩石圈拉张减薄区^[59],软流圈发育,上地幔各向异性强度增大可能与软流圈地幔对流有关,反映橄榄石晶格取向的快波方向可能指示地幔流动的方向^[5,40].

4 讨论

关于青藏高原地区地壳上地幔形变模式是耦合

还是解耦的问题一直处于争论之中^[18,60~65]. Royden 等^[62]基于地质调查、GPS 观测及动力学模拟提出了青藏高原下地壳的韧性流动模式,认为青藏高原东部地区壳幔处于解耦状态;Flesch 等^[63]基于 GPS 观测结果、第四纪断层滑动速率资料以及 SKS 剪切波分裂研究结果提出垂直连贯形变机制;王椿镛等^[8]、Wang 等^[64]根据远震 SKS 分裂获得各向异性结果与 GPS 观测结果,也提出该区域地壳与上地幔具有垂直连贯形变-壳幔强耦合特征. 由于剪切波分裂测量的是沿射线路径地震各向异性的总体效应,深度分辨率较差^[42],且在青藏高原地区地壳厚度达 70~80 km,形变复杂,地壳各向异性对

剪切波分裂的贡献几乎与上地幔的贡献相当^[20],所以不能简单认为剪切波分裂主要来自上地幔岩石圈的变形;而由 GPS 观测获得的应变速度场只能给出当前的地表形变速率而非整个变形历史,几乎不可能提供更深处(如下地壳)的变形信息^[20]. 因此,根据剪切波分裂结果与 GPS 观测来推断该地区地壳上地幔形变模式可能具有较大的不确定性.

本文获得的青藏高原地区各向异性结果表明,拉萨地块与羌塘地块西部(约 87°E 以西)地区不同周期快波方向变化不大,优势方向为 NNE-SSW 或近 N-S 向(见图 8),反映该区域中下地壳与上地幔具有垂直连贯形变特征,可能存在耦合关系;但地块

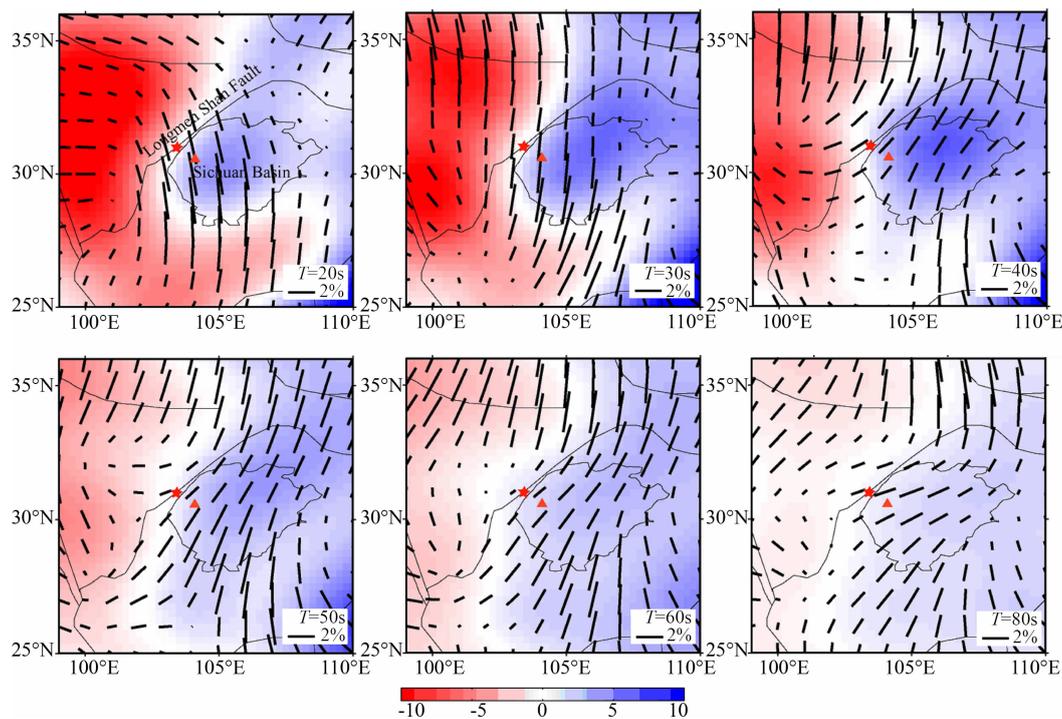


图 7 四川盆地及邻区 20 s、30 s、40 s、50 s、60 s、80 s 周期的各向同性相速度分布图像(背景图)及方位各向异性分布(黑色短线)
图中红色三角形代表成都市的位置,五角星代表 2008 年汶川 $M_s 8.0$ 级地震震中.

Fig. 7 Azimuthally anisotropic phase velocity maps at period 20 s, 30 s, 40 s, 50 s, 60 s, 80 s in Sichuan basin and surrounding areas
Red triangle and star mark Chengdeu city and the epicenter of 2008 Wenchuan $M_s 8.0$ earthquake, respectively.

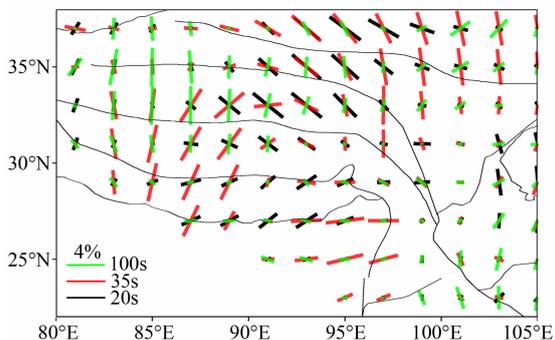


图 8 青藏高原及邻区 20 s、35 s、100 s 周期各向异性对比图
Fig. 8 Comparison of azimuthal anisotropy at periods 20 s, 35 s, 100 s in Qinghai-Tibet plateau and its adjacent area

中-东部及其东缘地区不同周期快波方向差异显著,短周期(20 s)快波方向与长周期(100 s)快波方向接近正交,至少说明该区域中地壳与上地幔形变存在明显差异^[65],地壳与上地幔似乎不具备垂直连贯形变特征,这与苏伟等^[19]得到的 Rayleigh 面波群速度方位各向异性的结果有一定差别. 本文所获得的相速度分布(图 6)也显示,青藏高原中东部及其东缘地区地壳与上地幔顶部低速异常突出^[48],表明该区域“软弱”的低速物质发育,地壳内快波方向的顺时针旋转变化可能指示在板块碰撞与持续挤压变形过程中“软弱”的低速物质被向东挤出^[61],但因受

到高速坚硬的扬子地块(包括四川盆地)的阻挡,低速物质呈南北向流变,从而导致东缘地区地壳速度普遍偏低(图 6 和图 7)。青藏高原及东缘地区各向异性特征所显示出的东、西部差异也说明该区域地壳上地幔形变机制复杂,其形变模式尚有待进一步研究。此外,以龙门山断裂带为界,松潘—甘孜褶皱带与上扬子地块不仅相速度结构差异显著,短周期快波优势方向差异也很显著(图 6 和图 7),反映两区域中地壳形变模式存在差异,进而反映出受力状态的不同。

值得注意的是,30~65 s 周期的方位各向异性图像(图 6 和图 7)显示:大约以 103°E 为界,龙门山断裂带可分为南西段和北东段。南西段与北东段不仅存在相速度的差异,表现为南西段处于低速区,而北东段处于高速区,且方位各向异性强度也存在显著差异,北东段方位各向异性强度明显大于南西段,其快波方向以 NE-SW 向为主,这一结果与石玉涛等^[66]利用汶川地震余震序列根据剪切波分裂获得的各向异性结果相吻合,也与常利军等^[3]根据龙门山断裂带多个台站(YZP、WCH、QCH、MAX)远震 SKS 波形资料偏振分析获得的快波方向结果基本一致。而郭飏等^[67]利用远震 P 波获得的川西龙门山及邻区地壳上地幔速度结构证实了龙门山断裂带南、北两段具有不同的速度特征;黄金莉等^[54]利用 Pn 波获得的速度分布结果同样证明该断裂带南、北两段存在速度结构的明显差异。2008 年 5 月 12 日汶川 $M_s 8.0$ 级地震震中位置正好位于龙门山断裂带中部的南西段与北东段的分界过渡区,而该地震沿断裂带呈北东向的单侧破裂模式除与北东段本身具有高应力积累^[68]直接相关外,与北东段地下介质物性也应有密切关系,高速坚硬岩体的发育可能更有利于应变能量的积累与集中释放。

此外,本文所获得的不同周期的各向异性图像(图 6~图 8)还显示:单一周期的快波方向与研究区域内大型构造带的走向之间没有一致性关系。但仔细对比可发现,对于大多数地区,总会有某个周期的快波方向与该区域的主要构造带走向大体一致。由于不同的周期反映的是地下不同深度的变形状况,因此,本文的结果或许说明目前研究区域内的大型构造带并不是在某一次构造运动时期同时形成的,甚至一条大断裂也可能产生于不同的构造运动时期,复杂的构造演化历史导致构造活动存在显著的差异性与分段性。快波方向与构造走向接近一致的对应周期的差异可能不仅反映了构造形成时期的差

异及所处地下深度的差异,快波方向的空间变化包括随周期变化所显现的垂向差异同时也反映了构造所处区域遭受变形的复杂历史过程。

5 结 论

(1)中国大陆地壳上地幔各向异性存在显著的空间差异,东、西部各向异性特征差异显著,反映东部与西部受力及变形程度存在明显差异。

(2)青藏地块及其东缘地壳与上地幔顶部变形强烈。青藏地块内快波方向自西向东顺时针旋转变化可能指示在板块碰撞与挤压过程中软弱物质的流变方向。青藏地块西部中下地壳和上地幔形变模式相似,可能处于壳幔耦合状态;而中东部及东缘地区地壳上地幔形变模式复杂,差异较大,壳幔似乎不存在明显的垂直连贯形变。位于青藏地块北部的塔里木盆地、柴达木盆地以及祁连褶皱带同样经历了强变形。

(3)包括四川盆地在内的上扬子地块中地壳与下地壳上地幔快波方向明显不同,表明中地壳与下地壳形变模式存在差异,30 s 以上周期快波优势方向保持一致则表明其下地壳与上地幔为强耦合;四川盆地较强的各向异性可能是其所经历的新近一次大规模构造运动遗留在岩石圈中的具有记忆性的“化石”各向异性。

(4)中国大陆 104°E 以东地区地壳上地幔构造变形总体弱于西部地区,反映其受板块碰撞的影响明显弱于西部。但华南地块及珠江口地区、鄂尔多斯盆地西南缘与祁连褶皱带东段和秦岭—大别造山带西段的交汇地区、以及秦岭—大别造山带东端与郯庐断裂带南端交汇区例外,显示这些区域在不同地质时期经历了强变形。

(5)大约以 103°E 为界,龙门山断裂带可分为南西段和北东段。南西段处于低速区;北东段处于高速区,快波方向以 NE-SW 向为主,方位各向异性强度明显大于南西段。2008 年 5 月 12 日汶川 $M_s 8.0$ 级地震沿断裂带呈北东向单侧破裂模式可能与北东段地下介质物性存在密切关系,高速坚硬岩体的发育可能更有利于应变能量的积累与集中释放。

致 谢 法国 IPGP 的 Jean-Paul Montagner 教授提供了相速度方位各向异性的反演程序;两位匿名审稿人提出了评审意见和修改建议,在此一并致以衷心感谢!

参考文献(References)

- [1] Crampin S, Booth D C. Shear wave polarization near the North Anatolian fault, II. Interpretation in terms of crack induced anisotropy. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 1985, **83**: 75~92
- [2] 张中杰. 地震各向异性进展. 地球物理学进展, 2002, **17**(2): 281~293
Zhang Z J. A review of the seismic anisotropy and its applications. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 2002, **17**(2): 281~293
- [3] 常利军, 王椿镛, 丁志峰等. 青藏高原东北缘上地幔各向异性研究. 地球物理学报, 2008, **51**(2): 431~438
Chang L J, Wang C Y, Ding Z F, et al. Seismic anisotropy of upper mantle in the northeastern margin of the Tibetan Plateau. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, **51**(2): 431~438
- [4] 周兵. 用地震面波研究上地幔各向异性. 地震研究, 1991, **14**(4): 401~408
Zhou B. Anisotropy of the upper mantle from the inversion of surface wave data. *Journal of Seismological Research* (in Chinese), 1991, **14**(4): 401~408
- [5] Plomerová J, Kouba D, Babuška V. Mapping the lithosphere-asthenosphere boundary through changes in surface-wave anisotropy. *Tectonophysics*, 2002, **358**: 175~185
- [6] Silver P G, Chan W W. Implication for continental structure and evolution from seismic anisotropy. *Nature*, 1988, **335**: 34~39
- [7] Silver P G, Chan W W. Shear-wave splitting and subcontinental mantle deformation. *J. Geophys. Res.*, 1991, **96**: 16429~16454
- [8] 王椿镛, 常利军, 吕智勇等. 青藏高原东部上地幔各向异性及相关的壳幔耦合型式. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, **37**(4): 495~503
Wang C Y, Chang L J, Lü Z Y, et al. Seismic anisotropy of upper mantle in eastern Tibetan Plateau and related crust-mantle coupling pattern. *Sci. China Ser. D-Earth Sci.*, 2007, **50**(4): 1150~1160
- [9] Montagner J P, Tanimoto T. Global upper mantle tomography of seismic velocities and anisotropics. *J. Geophys. Res.*, 1991, **96**: 20337~20351
- [10] Montagner J P, Tanimoto T. Global anisotropy in the upper mantle inferred from the regionalization of phase velocities. *J. Geophys. Res.*, 1990, **95**: 4797~4819
- [11] Debayle E, Kennett B, Priestley K. Global azimuthal seismic anisotropy and the unique plate-motion deformation of Australia. *Nature*, 2005, **433**(3): 509~512
- [12] Vinnik L P, Makeyeva L I, Milev A, et al. Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle. *Geophys. J. Int.*, 1992, **111**: 433~447
- [13] 郑斯华, 高原. 中国大陆岩石层的方位各向异性. 地震学报, 1994, **16**(2): 131~140
Zheng S H, Gao Y. Azimuthal anisotropy in lithosphere on the Chinese mainland from observations of SKS at CDSN. *Acta Seismologica Sinica*, 1994, **7**(2): 177~186
- [14] 高原, 吴晶. 利用剪切波各向异性推断地壳主压应力场: 以首都圈地区为例. 科学通报, 2008, **53**(23): 2933~2939
Gao Y, Wu J. Compressive stress field in the crust deduced from shear-wave anisotropy: an example in capital area of China. *Chinese Science Bulletin*, 2008, **53**(18): 2840~2848. doi: 10.1007/s11434-008-0310-9
- [15] Huang Z, Peng Y, Luo Y, et al. Azimuthal anisotropy of Rayleigh waves in East Asia. *Geophys. Res. Lett.*, 2004, **31**: L15617, doi:10.1029/2004GL020399
- [16] 彭艳菊, 黄忠贤, 苏伟等. 中国大陆及邻区海域地壳上地幔各向异性研究. 地球物理学报, 2007, **50**(3): 751~759
Peng Y J, Huang Z X, Su W, et al. Anisotropy in crust and upper mantle beneath China continent and its adjacent seas. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2007, **50**(3): 751~759
- [17] 常利军, 王椿镛, 丁志峰. 四川及邻区上地幔各向异性研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, **38**(12): 1589~1599
Chang L J, Wang C Y, Ding Z F. Seismic anisotropy of upper mantle in Sichuan and adjacent regions. *Sci. China Ser. D-Earth Sci.*, 2008, **51**(12): 1683~1693
- [18] Sol S, Meltzer A, Burgmann R, et al. Geodynamics of the southeastern Tibetan Plateau from seismic anisotropy and geodesy. *Geology*, 2007, **35**(6): 563~566
- [19] 苏伟, 王椿镛, 黄忠贤. 青藏高原及邻区的 Rayleigh 面波的方位各向异性. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, **38**(6): 674~682
Su W, Wang C Y, Huang Z X. Azimuthal anisotropy of Rayleigh waves beneath the Tibetan Plateau and adjacent areas. *Sci. China Ser. D-Earth Sci.*, 2008, **51**(12): 1717~1725
- [20] Yao H, van der Hilst R D, Montagner J P. Heterogeneity and anisotropic of the lithosphere of SE Tibet from ambient noise and surface wave array tomography. Submitted to *J. Geophys. Res.*, 2010
- [21] Fuchs K. Recently formed elastic anisotropy and petrological models for the continental subcrustal lithosphere in southern Germany. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1983, **31**: 93~118
- [22] Simons F J, van der Hilst R D, Montagner J P, et al. Multimode Rayleigh wave inversion for heterogeneity and azimuthal anisotropy of the Australian upper mantle. *Geophys. J. Int.*, 2002, **151**: 738~754
- [23] Montagner J P. Regional three-dimensional structures using long period surface waves. *Ann. Geophys.*, 1986, **4**: 283~294
- [24] Smith M L, Dahlen F A. The azimuthal dependence of Love and Rayleigh wave propagation in a slightly anisotropic medium. *J. Geophys. Res.*, 1973, **78**: 3321~3333
- [25] Yang Y J, Forsyth D W. Rayleigh wave phase velocities, small-scale convection, and azimuthal anisotropy beneath

- southern California. *J. Geophys. Res.*, 2006, **111**: B07306, doi: 10.1029/2005JB004180
- [26] Deschamps F, Lebedev S, Meier T, et al. Azimuthal anisotropy of Rayleigh-wave phase velocity in the east central United States. *Geophys. J. Int.*, 2008, **173**: 827~843
- [27] Maggi A, Debayle E, Priestley K, et al. Azimuthal anisotropy of the Pacific region. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, **250**: 53~71, doi:10.1016/j.epsl.2006.07.010
- [28] 刘希强, 周蕙兰, 李红等. 中国大陆及邻区上地幔各向异性研究. *地震学报*, 2001, **23**(4): 337~348
Liu X Q, Zhou H L, Li H, et al. Anisotropy of the upper mantle in Chinese mainland and its vicinity. *Acta Seismologica Sinica*, 2001, **14**(4): 359~370
- [29] 高原, 滕吉文. 中国大陆地壳与上地幔各向异性研究. *地球物理学进展*, 2005, **20**(1): 180~185
Gao Y, Teng J W. Studies on seismic anisotropy in the crust and mantle on Chinese mainland. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 2005, **20**(1): 180~185
- [30] 姜枚, 许志琴, Hirn A 等. 青藏高原及其部分邻区地震各向异性和上地幔特征. *地球学报*, 2001, **22**(2): 111~116
Jiang M, Xu Z Q, Hirn A, et al. Teleseismic anisotropy and corresponding features of the upper mantle in Tibet Plateau and its neighboring areas. *Acta Geoscientia Sinica* (in Chinese), 2001, **22**(2): 111~116
- [31] 石玉涛, 高原, 吴晶等. 云南地区地壳介质各向异性——快剪切波偏振特性. *地震学报*, 2006, **28**(6): 574~585
Shi Y T, Gao Y, Wu J, et al. Seismicity anisotropy of the crust in Yunnan, China: polarization of fast shear-waves. *Acta Seismologica Sinica*, 2006, **19**(6): 620~632
- [32] 吴晶, 高原, 蔡晋安等. 华夏地块东南部地壳地震各向异性特征初步研究. *地球物理学报*, 2007, **50**(6): 1748~1756
Wu J, Gao Y, Cai J A, et al. Preliminary study on seismic anisotropy in the crust in southeast of Cathaysia Block. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2007, **50**(6): 1748~1756
- [33] 胥颐, 李志伟, 郝天珧等. 南海东北部及其邻近地区的 Pn 波速度结构与各向异性. *地球物理学报*, 2007, **50**(5): 1473~1479
Xu Y, Li Z W, Hao T Y, et al. Pn wave velocity and anisotropy in the northeastern South China Sea and adjacent region. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2007, **50**(5): 1473~1479
- [34] 胥颐, 李志伟, 刘劲松等. 黄海及其邻近地区的 Pn 波速度结构与各向异性. *地球物理学报*, 2008, **51**(5): 1444~1450
Xu Y, Li Z W, Liu J S, et al. Pn wave velocity and anisotropy in the Yellow Sea and adjacent region. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, **51**(5): 1444~1450
- [35] 丁志峰, 曾融生. 青藏高原上地幔横波各向异性的探测研究. *地球物理学报*, 1996, **39**(2): 211~220
Ding Z F, Zeng R S. Observation and study of shear wave anisotropy in Tibetan Plateau. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1996, **39**(2): 211~220
- [36] Tanimoto T, Anderson D L. Lateral heterogeneity and azimuthal anisotropy of the upper mantle: Love and Rayleigh waves 100~250s. *J. Geophys. Res.*, 1985, **90**: 1842~1858
- [37] McNamara D, Owens T, Silver P G, et al. Shear wave anisotropy beneath the Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.*, 1994, **99**: 13655~13665
- [38] Hirn A, Jiang M, Sapin M, et al. Seismic anisotropy as an indicator of mantle flow beneath Himalayas and Tibet. *Nature*, 1995, **75**: 571~57
- [39] Lave T, 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
- [40] Becker T W, Kellogg J B, Ekström G, et al. Comparison of azimuthal seismic anisotropy from surface waves and finite strain from global mantle-circulation models. *Geophys. J. Int.*, 2003, **155**: 696~714
- [41] Leven J H, Jackson I, Ringwood A E. Upper mantle seismic anisotropy and lithospheric decoupling. *Nature*, 1981, **289**: 234~239
- [42] Savage M K. Seismic anisotropy and mantle deformation: what have we learned from shear wave splitting? *Rev. Geophys.*, 1999, **37**: 65~106
- [43] 石耀霖, 朱守彪. 利用 GPS 观测资料划分现今地壳活动块体的方法. *大地测量与地球动力学*, 2004, **24**(2): 1~5
Shi Y L, Zhu S B. Method for division of present active crustal blocks by GPS survey data. *Journal of Geodesy and Geodynamics* (in Chinese), 2004, **24**(2): 1~5
- [44] 姚华建, 徐果明, 肖翔等. 基于图像分析的双台面波相速度频散曲线快速提取方法. *地震地磁观测与研究*, 2004, **25**(1): 1~8
Yao H J, Xu G M, Xiao X, et al. A quick tracing method based on image analysis technique for the determination of dual stations phase velocities dispersion curve of surface wave. *Seismol. Geomagn. Observ. Res.* (in Chinese), 2004, **25**(1): 1~8
- [45] Yao H, Xu G, Zhu L, et al. Mantle structure from interstation Rayleigh wave dispersion and its tectonic implication in western China and neighboring regions. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2005, **148**: 39~54
- [46] Tarantola A, Valette B. Generalized nonlinear inverse problems solved using the least square criterion. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1982, **20**(2): 219~232
- [47] Tarantola A, Nercessian A. Three-dimensional inversion with blocks. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 1984, **76**: 299~306
- [48] 易桂喜, 姚华建, 朱介寿等. 中国大陆及邻区 Rayleigh 面波相速度分布特征. *地球物理学报*, 2008, **51**(2): 402~411
Yi G X, Yao H J, Zhu J S, et al. Rayleigh-wave phase velocity distribution in China continent and its adjacent regions. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, **51**(2):

- 402~411
- [49] 傅容珊, 黄建华, 徐耀光等. 印度与欧亚板块碰撞的数值模拟和现代中国大陆形变. 地震学报, 2000, **22**(1): 1~7
Fu R S, Huang J H, Xu Y G, et al. Numerical simulation of the collision between Indian and Eurasian plates and the deformations of the present Chinese continent. *Acta Seismologica Sinica*, 2000, **13**(1): 1~7
- [50] 杨晓松, 马 瑾. 大陆岩石圈解耦及块体运动讨论——以青藏高原—川滇地区为例. 地学前沿, 2003, **10**(特刊): 240~247
Yang X S, Ma J. Continental lithosphere decoupling: implication for block movement. *Earth Science Frontiers* (in Chinese), 2003, **10**(S1): 240~247
- [51] Rapine R, Tilmann F, West M, et al. Crustal structure of northern and southern Tibet from surface wave dispersion analysis. *J. Geophys. Res.*, 2003, **108**(B2): 2120, doi: 10.1029/2001JB000445
- [52] Nelson K D. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: synthesis of project INDEPTH results. *Science*, 1996, **274**: 1684~1688
- [53] McNamara D E, Walter W R, Owens T J, et al. Upper mantle velocity structure beneath the Tibetan Plateau from Pn travel time tomography. *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**: 493~505
- [54] 黄金莉, 宋晓东, 汪素云. 川滇地区上地幔顶部 Pn 速度细结构. 中国科学(D辑), 2003, **33**(增刊): 144~150
Huang J L, Song X D, Wang S Y. Fine structure of Pn velocity beneath Sichuan-Yunnan region. *Sci. China Ser. D-Earth Sci.*, 2003, **46**(Suppl.): 201~209
- [55] Chen Z, Burchfiel B C, Liu Y, et al. Global positioning system measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation. *J. Geophys. Res.*, 2000, **105**(B7): 16215~16227
- [56] Wang Q, Zhang P Z, Niu Z J, et al. Present-day crustal movement and tectonic deformation in China continent. *Sci. China Ser. D-Earth Sci.*, 2002, **45**(10): 865~874
- [57] 王 伟, 王 琪. GPS 观测约束下的中国大陆活动地块运动学模型. 大地测量与地球动力学, 2008, **28**(4): 75~88
Wang W, Wang Q. Kinematical model of crust blocks of China continent revealed by GPS measurements. *Journal of Geodesy and Geodynamics* (in Chinese), 2008, **28**(4): 75~88
- [58] Burchfiel B C, Wang E C. Northwest-trending, Middle Cenozoic, left-lateral faults in southern Yunnan, China, and their tectonic significance. *J. Structural Geology*, 2003, **25**(5): 781~792
- [59] 朱介寿. 欧亚大陆及边缘海岩石圈的结构特性. 地学前沿, 2007, **14**(3): 1~20
Zhu J S. The structural characteristics of lithosphere in the continent of Eurasia and its marginal seas. *Earth Science Frontiers* (in Chinese), 2007, **14**(3): 1~20
- [60] Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau. *Science*, 2001, **294**: 1671~1677
- [61] Royden L H, Burchfiel B C, van der Hilst R D. The geological evolution of the Tibetan plateau. *Science*, 2008, **321**: 1054~1058
- [62] Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science*, 1997, **276**: 788~790
- [63] Flesch M L, 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
- [64] Wang C Y, Flesch L M, Silver P G, et al. Evidence for mechanically coupled lithosphere in central Asia and resulting implication. *Geology*, 2008, **36**: 363~366, doi: 10.1130/G24450A.1
- [65] 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
- [66] 石玉涛, 高 原, 赵翠萍等. 汶川地震余震序列的地震各向异性. 地球物理学报, 2009, **52**(2): 398~407
Shi Y T, Gao Y, Zhao C P, et al. A study of seismic anisotropy of Wenchuan earthquake sequence. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, **52**(2): 398~407
- [67] 郭 颺, 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**(2): 346~355
Guo B, Liu Q Y, Chen J H, et al. Teleseismic P-wave tomography of the crust and upper mantle in Longmenshan area, west Sichuan. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, **52**(2): 346~355
- [68] 易桂喜, 闻学泽, 王思维等. 由地震活动参数分析龙门山—岷山断裂带的现今活动习性与强震危险性. 中国地震, 2006, **22**(2): 117~125
Yi G X, Wen X Z, Wang S W, et al. Study on fault sliding behaviors and strong-earthquake risk of the Longmenshan-Minshan fault zones from current seismicity parameters. *Earthquake Research in China* (in Chinese), 2006, **22**(2): 117~125

(本文编辑 何 燕)