

李永东,郑勇,熊熊等. 青藏高原东北部岩石圈有效弹性厚度及其各向异性. 地球物理学报, 2013, 56(4):1132-1145, doi:10.6038/cjg20130409.

Li Y D, Zheng Y, Xiong X, et al. Lithospheric effective elastic thickness and its anisotropy in the northeast Qinghai-Tibet plateau. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2013, 56(4):1132-1145, doi:10.6038/cjg20130409.

# 青藏高原东北部岩石圈有效弹性厚度及其各向异性

李永东<sup>1,2</sup>, 郑 勇<sup>2</sup>, 熊 熊<sup>2</sup>, 胡祥云<sup>1</sup>

1 中国地质大学地球物理与空间信息学院, 武汉 430074

2 大地测量与地球动力学国家重点实验室, 中国科学院测量与地球物理研究所, 武汉 430077

**摘 要** 青藏高原东北部是中国大陆构造环境特殊的主要构造域, 毗邻青藏高原羌塘地块、塔里木盆地、四川盆地和华北克拉通, 属于不同构造类型块体俯冲、碰撞及陆内汇聚的结合部, 在中国大陆形成与演化的历史中扮演着重要角色. 岩石圈有效弹性厚度( $T_e$ )及其各向异性与岩石圈流变性、力学结构紧密相连, 研究青藏高原东北部的岩石圈  $T_e$  及其各向异性将为我们认识大陆岩石圈的流变性及其动力学过程提供重要信息. 本文基于 Fan 小波相关性分析法, 运用布格重力和地形资料获得了青藏高原东北部岩石圈  $T_e$  及其各向异性二维分布的详细信息. 研究结果表明研究区域内  $T_e$  的分布范围在 5~100 km 之间; 松潘—甘孜地块、祁连山造山带和龙门山地区的  $T_e$  较薄(5 km <  $T_e$  < 40 km)、各向异性较强; 而周缘的断裂带、缝合带的  $T_e$  值都较低, 其中龙门山断裂带  $T_e$  只有 5~20 km, 且南、北两段各向异性存在明显差异. 内部的若尔盖盆地  $T_e$  值略显高值, 说明其是仍保留有刚性的块体; 北缘的柴达木盆地地下伏为古生代的地壳, 被认为是古老的克拉通碎片,  $T_e$  较大(50 km <  $T_e$  < 90 km), 显示为轮廓分明的刚性块体. 并且我们发现研究区域内  $T_e$  的各向异性轴垂直于大的块体边界. 通过比较  $T_e$  各向异性与 SKS 波的快波偏振方向、Rayleigh 面波方位角各向异性的相互关系我们推测阿拉善地块各向异性源自地幔橄榄岩晶格的优势取向, 岩石圈变形趋于垂直连贯变形模式; 柴达木盆地各向异性源于历史构造事件残留在岩石圈中的“化石”各向异性; 松潘—甘孜地块各向异性源自物质的侧向流动.

**关键词** 小波分析, 有效弹性厚度, 各向异性, 青藏高原东北部

doi:10.6038/cjg20130409

中图分类号 P541

收稿日期 2012-04-24, 2012-10-31 收修定稿

## Lithospheric effective elastic thickness and its anisotropy in the northeast Qinghai-Tibet plateau

LI Yong-Dong<sup>1,2</sup>, ZHENG Yong<sup>2</sup>, XIONG Xiong<sup>2</sup>, HU Xiang-Yun<sup>1</sup>

1 *China University of Geosciences, Wuhan 430074, China*

2 *State Key Laboratory of Geodesy and Earth's Dynamics, Institute of Geodesy and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430077, China*

**Abstract** Adjacent to Qiangtang terrane, Tarim basin, Sichuan basin and North China block, the northeast Qinghai-Tibet plateau is one of the major tectonic provinces in mainland China, which is a combinative region with subduction, collision and intracontinental gathering and plays an important role in the deformation and evolution process of continental China. The lithospheric effective elastic thickness ( $T_e$ ) and its correspondent mechanical anisotropy are tightly related to the rheologic properties and the mechanic structures. Thus, studying on these characteristics in the northeast Qinghai-Tibet plateau will provide important information for understanding the

rheologic structure and the dynamic process of continental lithosphere. In this work, Fan wavelet analysis on coherence between Bouguer anomaly and topography is applied to obtain a more detailed two dimensional lithospheric  $T_e$  structure as well as its anisotropic properties in the Songpan-Garzê terrane. The results show that the effective elastic thickness of the lithosphere varies significantly from 5 km to 100 km. In general, in the east margin of the northeast Qinghai-Tibet plateau, the Songpan-Garzê terrane is a weak tectonic zone with a low  $T_e$  ( $5 \text{ km} < T_e < 40 \text{ km}$ ) and strong anisotropy. Low  $T_e$  anomalies are also distributed in the marginal zones of the tectonic blocks, such as the fault zones and the suture zones. In Longmenshan mountain the strength is extremely weak, where the  $T_e$  only ranges 5~20 km, and the anisotropic structure can be divided into north and south segments.  $T_e$  in the Zoigê basin is a little higher than surrounding area, which implies that the Zoigê basin is still capable of strong rigidity. The distribution of  $T_e$  shows that the Qaidam basin is a rigid block, the magnitude of  $T_e$  ranges 50~90 km, with a well-defined edge which is underlain by Paleozoic crust. Therefore, we believe that the Qaidam basin should be underlain by fragments of old cratonic blocks. Compared with the geological surveys and the seismological studies, our results show that the weak mechanical axes are perpendicular to the main tectonic boundaries. By comparing our results with SKS and the seismic azimuthal anisotropy axes, we suggest that the source of our observed anisotropy in Alxa massif is likely to be vertically coherent “frozen” deformation of the lithosphere due to alignment of olivine crystals. In Qaidam basin, the  $T_e$  anisotropy therein most likely reflects the fossil strain field from past tectonic events. Anisotropy in Songpan-Garzê terrane is maybe developed by lateral flow.

**Keywords** Wavelet analysis, Effective elastic thickness, Anisotropy, Northeast Qinghai-Tibet plateau

## 1 引言

大陆岩石圈的流变结构和力学强度控制着岩石圈对地质时间尺度载荷的响应和大陆板块的演化过程及空间构型,是大陆动力学研究的核心内容之一<sup>[1-2]</sup>.通常,它由基于挠曲均衡下弹性薄板模型的挠曲刚度来描述<sup>[3]</sup>.为直观起见,我们通常将其等价于岩石圈有效弹性厚度( $T_e$ ),其物理意义是,设想一上覆于软流圈流体上的弹性薄板在相同载荷作用下产生与真实岩石圈相同的响应弯曲,则弹性板的厚度称之为岩石圈的有效弹性厚度 $T_e$ <sup>[1]</sup>.因此, $T_e$ 并不是一个物理结构上客观存在的量,但是,它表征了岩石圈在载荷作用下抵抗变形的能力<sup>[2]</sup>.此外,由于 $T_e$ 在数值上等于分层岩石圈屈服强度包络面的积分<sup>[4]</sup>,因此, $T_e$ 为岩石圈流变性的确定提供了一个非常有价值的约束<sup>[5]</sup>.

重力和地形是研究岩石圈 $T_e$ 的主要信息源,以此为数据基础,很多学者提出了不同的方法研究岩石圈 $T_e$ <sup>[1,6-13]</sup>,如正演法、均衡响应函数法等.一些学者还提出了新的方法<sup>[14-21]</sup>以提高 $T_e$ 的空间分

辨率.这些理论和方法的研究,为定量获取岩石圈强度奠定了基础.

青藏高原及其周缘地区是全球最活跃的碰撞造山带,对研究大陆岩石圈动力学和板内动力学具有重要的科学意义.Lyon-Caen 和 Molnar<sup>[22-23]</sup>基于一个简单的弹性板模型,采用正演模拟方法计算了喜马拉雅和昆仑山地区岩石圈 $T_e$ .Caporali<sup>[24-26]</sup>研究了穿过喀喇昆仑和西喜马拉雅直到塔里木的剖面,通过谱分析发现喀喇昆仑和西喜马拉雅的岩石圈显著分层:弱的下地壳被强的上地壳和上地幔所夹持;McNutt 等<sup>[27]</sup>用响应函数法计算了帕米尔、天山等地区的岩石圈 $T_e$ ;Jin 等得到的青藏高原中部的岩石圈 $T_e$ 介于40~50 km,并且,地形和布格异常的相关性提供了青藏高原壳幔解耦的证据<sup>[20]</sup>;Burov 和 Diament<sup>[28]</sup>采用分层非线性力学参数的二维模型研究了塔里木的岩石圈 $T_e$ ,结果显示地壳部分20 km以下、岩石圈部分120 km以下 $T_e$ 趋向于零;一些研究表明岩石圈 $T_e$ 存在显著的侧向差异.Braitenberg 等<sup>[29]</sup>的研究则显示了青藏高原原各块体 $T_e$ 的横向变化;这些研究对认识中国大陆岩石圈动力学问题起到了积极的推进作用.但是,这些研

究<sup>[21-29]</sup>均假设岩石圈强度或  $T_c$  是各向同性的, 并通过在谱域内对方位角信息的平均而将问题简化为一维<sup>[30]</sup>. 然而, 新的研究表明, 大陆岩石圈的强度或  $T_c$  是各向异性的.

岩石圈  $T_c$  各向异性的物理涵义是在载荷作用下岩石圈抵抗变形的能力在不同方向上的差异. 由于岩石圈在构造历史中受到的构造力和温度、组分等综合效应会在应力应变积累过程中“记忆”下来, 影响其晶格排列的空间取向, 即晶格的排列在空间上是各向异性的<sup>[31]</sup>. 微观结构表现出宏观效应, 体现在地震波传播上, 沿不同晶格排列方向其速度是不一样的, 因而导致横波分裂. 体现在介质变形的宏观效应上, 其抵抗变形的能力沿不同方向存在差异, 其结果是, 在同样载荷作用下, 岩石圈的变形有优势取向.

Stephenson 和 Lambeck<sup>[32]</sup> 采用正交各向异性薄板模型, 在方位角平均前将导纳因子分解为 NS 和 EW 两个方向, 发现显著的各向异性. Lowry 和 Smith<sup>[15]</sup> 用类似方法研究了美国西部, 结果表明岩石圈强度随方位角而变化. 一些学者发展多窗口谱分析技术, 并研究了不同地区的岩石圈  $T_c$ , 如 Simons 等<sup>[33]</sup> 发现澳大利亚中部  $T_c$  明显的各向异性, NW—SE 为低  $T_c$  方向<sup>[34]</sup>; Rajesh 等<sup>[31]</sup> 研究了东喜马拉雅—青藏高原的岩石圈  $T_c$ , 结果显示  $T_c$  在南北向上强度最弱, 仅 ~20 km 左右, 较其地壳厚度小得多, 并且, 对强度的贡献主要来自上地壳, 而非上地幔, 表明高原壳幔形变并非直接耦合. Audet 等<sup>[35]</sup> 发现加拿大地盾  $T_c$  的各向异性在短波长上与地震及大地电磁各向异性有很好的相关性, 表明地壳和地幔在最后一次构造运动中受到同样的应力场作用. 但是, 多窗口谱分析技术存在着窗口大小和分辨率相互制约的缺陷: 小尺度窗口能更好地反映区域内  $T_c$  的空间变化, 但不能解析转换波长大于窗口尺度的厚度信息; 而大尺度窗口虽然可解析更大波长的信息, 但不能反映区域  $T_c$  的变化. Swain 及其合作者<sup>[2, 36-39]</sup> 发展了一套基于小波变换的谱分析技术, 由于小波系数同时是波数和空间坐标的函数, 因此能够同时解析空间和频率的信息, 克服了多窗口谱方法的缺陷. 同时, 由于这种小波变换具有放大和缩小的能力, 因此, 可以在任意数据节点上进行谱分析, 获得不同空间尺度的  $T_c$  分布<sup>[2]</sup>. 采用构建的 Fan 小波, Kirby 和 Swain<sup>[37]</sup> 计算了澳大利亚岩石圈  $T_c$  的各向异性分布, 发现  $T_c$  各向异性和 75~175 km 深度上的地震 SV 波各向异性有很强的相

关性, 表明前寒武时期, 地震波速各向异性和岩石圈  $T_c$  的各向异性是同源的. 而在克拉通区域, 地壳和地幔强烈耦合, 岩石圈的强度主要集中在上地幔.

青藏高原东北部夹持于青藏高原羌塘地块、塔里木盆地、祁连—西秦岭造山带和龙门山造山带之间, 是不同构造类型块体俯冲、碰撞及陆内汇聚的结合部, 记录了青藏高原多个构造块体汇聚拼贴的历史以及新生代以来陆陆碰撞的远程效应, 研究该区岩石圈强度有助于我们深入认识青藏高原乃至中国大陆的深部结构及动力学过程. 青藏高原东北部岩石圈运动变形显示出强烈的空间差异和各向异性, 地震学研究清晰地揭示了青藏高原东北部广泛存在地震波及内部结构的各向异性<sup>[40-45]</sup>, 比较而言, 对于该区岩石圈力学强度的各向异性尚未涉及. 本文基于小波分析方法, 通过分析重力与地形间的相关性, 研究青藏高原东北部岩石圈  $T_c$  及其各向异性的二维分布, 以帮助我们深入了解该区岩石圈力学性质上的各向异性, 理解该区岩石圈构造运动的空间复杂性和深部壳幔耦合等动力学过程.

## 2 方法和数据

### 2.1 $T_c$ 的计算方法

我们使用布格相关性法研究  $T_c$  及其各向异性. 首先, 由 Fan 小波分析法<sup>[36-37, 46]</sup> 通过严格控制 Fan 小波叠加的角度范围分别求取地形和布格重力异常间的各向同性和各向异性观测相关性. 本文依照 Kirby 和 Swain<sup>[39]</sup> 只取观测相关性的实部. 各向同性预测相关性由假设内部载荷来自 Moho 面起伏加载的 Forsyth 薄板模型计算, 而各向异性预测相关性, 我们采用正交各向异性薄板模型<sup>[37]</sup> 解算所得. 将观测相关性和预测相关性通过最小二乘法迭代拟合<sup>[46]</sup> 反演各向同性有效弹性厚度及其各向异性.

### 2.2 数据

本文研究区域为青藏高原东北部. 使用的数据包括布格重力异常和来自 SRTM30\_PLUS V7.0 的 30"×30" 地形数据 (<http://topex.ucsd.edu>) (图 1, 图中的构造线引自 Ji<sup>[47]</sup>)、地壳分层模型、地壳密度、地幔密度. 其中布格异常是由 EGM2008 球谐系数模型<sup>[48]</sup> 解算得到的 2'×2' 自由空气重力异常, 将自由空气异常经过布格板校正到简单布格重力异常, 再使用 SRTM30 高程数据做局部地形改正, 最后得到完全布格重力异常. 反演模型中用到的地壳

分层模型、地壳密度、地幔密度均由 Crust2.0 模型<sup>[49]</sup> 计算所得. 为了不损失角度信息, 所有以上数据经过插值, 使用 Mercator 方式投影到  $10\text{ km} \times 10\text{ km}$  标准网格上用于计算.

### 3 计算结果与讨论

#### 3.1 各向同性结果分析

##### 3.1.1 转换波长与均衡补偿模式

本文的各向同性结果均采用  $10\text{ km} \times 10\text{ km}$  的

数据网格, 通过逐点反演计算获得.

图 2 是沿  $38^\circ\text{N}, 102^\circ\text{E}$  两条剖面的观测相关性 & 预测相关性, 观测相关性 & 反演得到的预测相关性都有明显的转换波长, 相关性由相关到不相关过渡平滑, 沿剖面走向转换波长横向变化明显, 柴达木盆地近千公里,  $T_e$  较大. 从东西向分布来看, 柴达木盆地整体上呈现两侧转换波长小、内部波长大的特点, 特别是盆地的东缘与祁连山的交界处, 实测相关性有明显的提高, 转换波长很小, 只有几百公里, 与祁连造山带的相关性分布相似. 这表明柴达木盆地

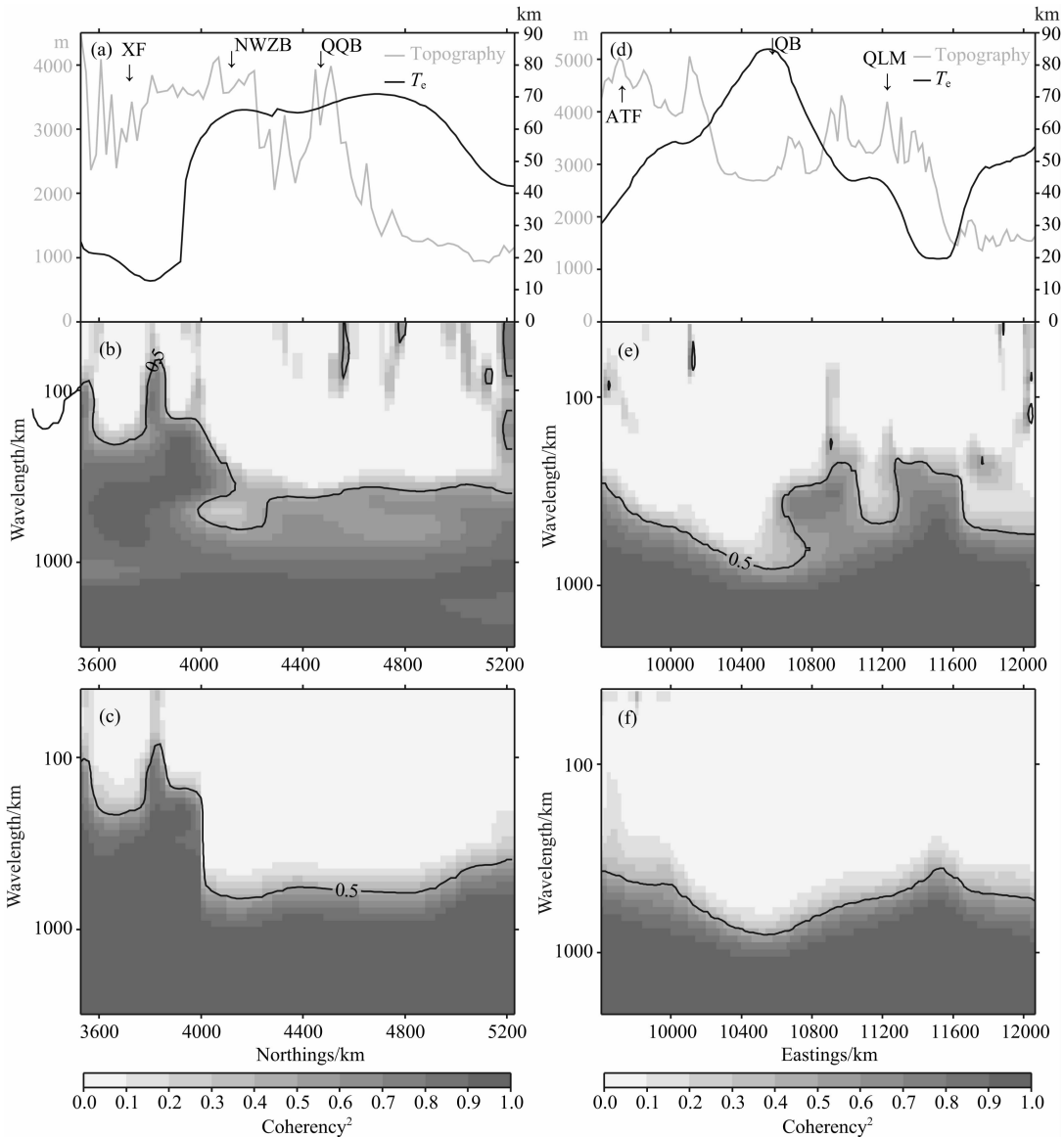


图 2 沿图 1a 中两条绿线的剖面

(a, d) 反演得到的剖线上的  $T_e$  值 (黑色) 及对应的地形横切面 (灰色); (b, e) 实测相关性; (c, f) 与实测相关性最佳拟合的理论相关性. 图中缩写如下: XF, 鲜水河断裂带; NWZB, 若尔盖盆地西北部; QQB, 祁连-秦岭褶皱带; QB, 柴达木盆地; ATF, 阿尔金断裂带; QLM, 祁连山.

Fig. 2 Cross sections along the two green lines in Fig. 1a

(a, d) The  $T_e$  recovered by Bouguer coherence method (black line), together with the topography across the transect (gray line); (b, e) The observed Bouguer coherence; (c, f) The best fitting predicted squared real coherence. Abbreviations are as follows: XF, Xianshuihe fault; NWZB, Northwest Zoigê basin; QQB, Qilian-Qinling belt; QB, Qaidam basin; ATF, Altyn Tagh fault; QLM, Qilian mountain.

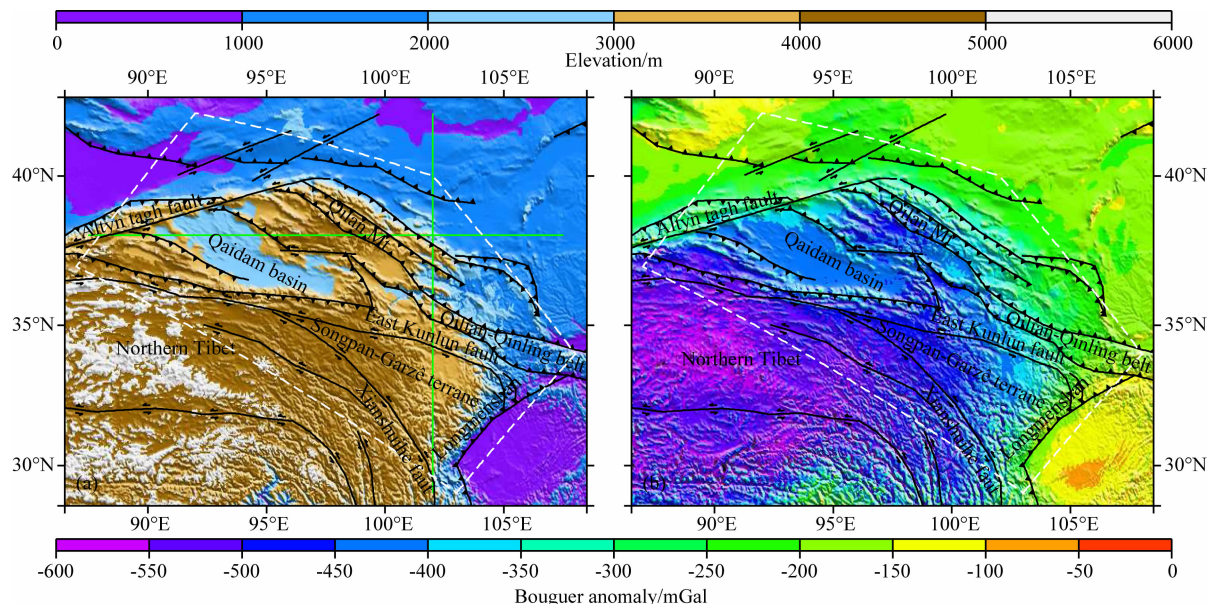


图 1 计算青藏高原东部地区  $T_e$  所用的地形(a)和布格重力异常(b)数据  
白色虚线内的区域是我们的研究区域,图 1a 中绿线对应于图 2 的  
两条剖面所在位置,图中的黑色线条为大的构造线<sup>[47]</sup>.

Fig. 1 Data used for the computation of the northeast Qinghai-Tibet plateau  
effective elastic thickness; (a) Topography, (b) Bouguer anomaly

The green lines show the location of cross sections in Fig. 2. The dashed white box shows  
the research area. The major provinces are bounded with the black lines<sup>[47]</sup>.

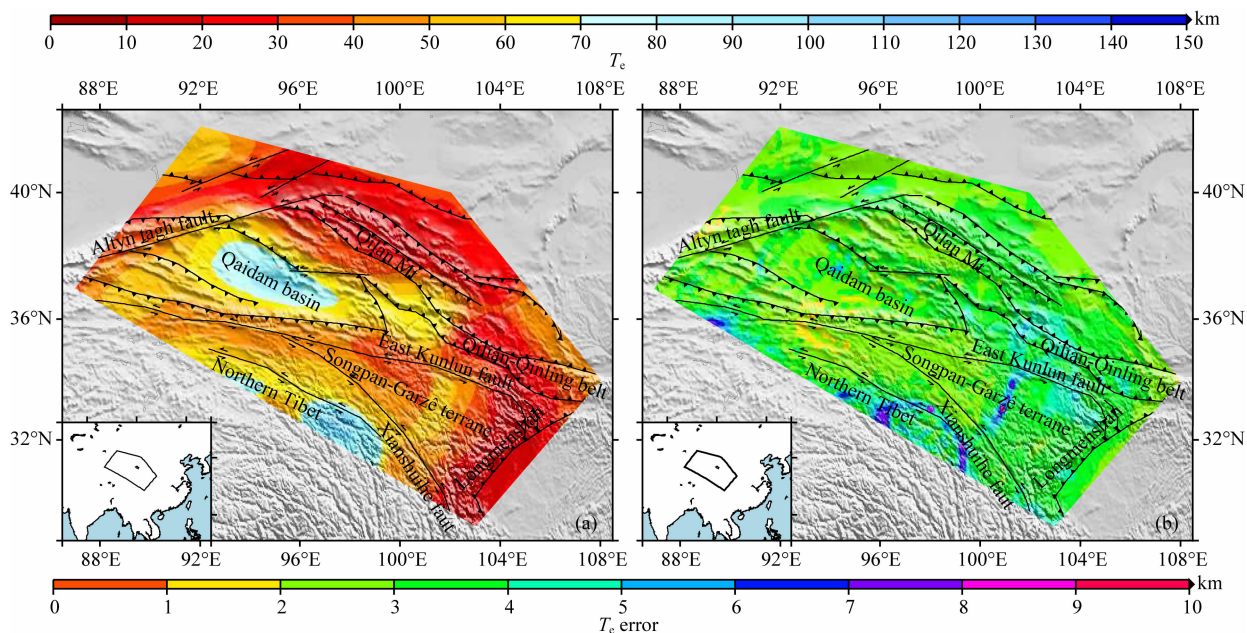


图 3 (a)青藏高原东北部的各向同性  $T_e$ ; (b)  $T_e$  的误差值

Fig. 3 (a) The isotropic effective elastic thickness of the northeast Qinghai-Tibet plateau; (b)  $T_e$  error

内部强度大,趋于区域补偿;而周边比较弱,岩石圈易于达到均衡,呈现局部补偿特征。祁连山地区与鲜水河断裂带以及松潘—甘孜地块的转换波长相近,都很小,祁连在 200~300 km 左右,康定、鲜水河断裂带上的转换波长均在 100 km 左右,这些区域岩

石圈抗压变形能力较弱,趋于局部补偿。同时,102°E 剖面跨过若尔盖盆地,其呈现出与周边区域明显不同的转换波长。1000 km 波长以上的相关性均趋于 1,岩石圈均能达到挠曲均衡,而 100 km 波长以下的相关性均趋于 0,这一尺度内岩石圈没有挠曲均

衡响应,内外部的负载主要由岩石圈本身强度支撑。

### 3.1.2 各向同性 $T_e$ 分布与构造的关系

我们基于各向同性  $F_{an}$  小波相关性分析,通过反演获得青藏高原东北部的各向同性  $T_e$  (图 3a)。整个研究区  $T_e$  的分布在 5~100 km 范围,横向变化明显。主要构造块体的  $T_e$  分布特征如下:

(1) 柴达木盆地:柴达木盆地地下伏有古生代地壳,为古老的克拉通块体碎片<sup>[50]</sup>,构造比较稳定。 $T_e$  较高,在 50~90 km 之间。与已有的  $T_e$  研究结果相比, Jordan 和 Watts<sup>[50]</sup> 得到的  $T_e$  值为 50~60 km, Braitenberg 等<sup>[29]</sup> 给出的  $T_e$  值为 60~80 km,均在本文结果的范围之内,本文结果空间变化较大,  $T_e$  的分布区间较前人结果范围更宽,究其原因可能与采用的方法有关。以往的研究采用非频谱法,其拟合误差的极小值对应的波峰范围开阔平缓,即拟合误差峰值“较浅”,并且如果没有较好的观测资料约束,则很难处理地下负载。另外, Braitenberg 等人使用的空间域卷积方法也受到转换波长的影响,高  $T_e$  对应大的转换波长,相应地,需要一个很宽阔的卷积核(均衡响应函数)实现这些大的弯曲响应,与这样一个空间域宽阔的核作卷积,导致得到的是平滑后的信号,从而降低分辨率。因此,该方法也需要最佳窗口和大的数据区域才能如实反映  $T_e$  的分布特征。这些因素使得以往的结果在空间上变化较为平缓,变化的区间比较狭窄,不能很好地反映  $T_e$  的空间变化。但总体而言,本文结果与前人研究一致表明柴达木盆地为刚性块体。柴达木盆地中央的  $T_e$  在 90 km 左右,向周边逐渐减小到 60 km,  $T_e$  呈现明显的四周低、中间高的特点,这表明柴达木盆地的内部强度大,而周边的变形区域强度小,强度分布与盆地及断层走向等地质构造特征较好的一致性,体现了典型的古陆块特征。

(2) 松潘—甘孜地块:在青藏高原东北缘的构造演化过程中,松潘—甘孜地块被改造为萎缩的若尔盖高原盆地和盆地边缘褶皱造山带两类不同的地壳结构<sup>[51]</sup>。该区地震 P 波速度较低,且低速异常延续到 300~400 km<sup>[52]</sup>,本文结果显示该区域的岩石圈强度较弱,  $T_e$  降为 10~50 km。并且,  $T_e$  在空间分布上存在着明显的差异,该三角形地体的西部地区,  $T_e$  相对较小,在 30~40 km 之间;中部若尔盖盆地相对较强,  $T_e$  在 40~50 km;东部地区  $T_e$  最小,从若尔盖盆地东缘的 40 km 减小到龙门山地区的 10 km 左右。松潘—甘孜地块是青藏高原物质向东流动的主要区域,从地表形变来看,该区域推覆体以

及褶皱带广泛发育,地表变形强烈,  $T_e$  低值区分布与松潘—甘孜地块的地表形变强的区域相对应。深地震反射剖面研究表明若尔盖盆地中部之下存在一个大陆地块,受到两侧的挤压作用形成微隆起,其南侧发育强烈向北的逆冲推覆构造,北侧向北倾斜插入到西秦岭造山带之下<sup>[53]</sup>,  $T_e$  呈现相对较高的分布特征,说明这个大陆地块的内部仍保留着刚性地块的特征。而在龙门山地区,一些研究<sup>[54-55]</sup> 发现龙门山断裂带下方 Moho 面存在 15~20 km 的错断,同时,也有研究表明该地区存在下地壳流动<sup>[55-57]</sup> 或构造逃逸<sup>[54]</sup>,该区  $T_e$  最低,约 10~15 km,表明该区存在低强度的地壳软弱层。

(3) 块体边界及断裂带:青藏高原北缘的阿尔金断裂、祁连造山带为活动块体边界,地质构造复杂。阿尔金断裂是一条典型的深大断裂,滑动速率较快<sup>[58-59]</sup>,该区  $T_e$  约 10~40 km。祁连地块被认为是青藏高原北部晚第四纪以来主要的变形区域,随着青藏高原的隆升,沿祁连山北缘断裂发生强烈垂直抬升,造山带内部的多条断裂在新构造运动中活动活跃,变形强烈<sup>[60]</sup>,  $T_e$  值较低(5~25 km)。松潘—甘孜块体北缘的东昆仑—西秦岭造山带、西南缘的康定—鲜水河断裂带  $T_e$  约 10~45 km。地震研究表明昆仑断裂南侧的 SKS 波分裂的到时差是北侧的 3 倍,由此推断昆仑断裂带是青藏块体的北边界并且其深度延伸至上地幔<sup>[61]</sup>。但是,最新的 INDEPTH IV 观测结果显示,松潘—甘孜地块 70 km 厚的地壳在昆仑断裂以北 100 km 才跳变至柴达木盆地的 50 km,因此排除了昆仑断裂是造成 Moho 面突变的原因<sup>[62]</sup>。这说明昆仑断裂带可能并非切过 Moho 面的深大断裂,  $T_e$  分布特征显示昆仑断裂以北仍然为平行于昆仑断裂的低值带,并且,电性结构也显示青藏高原地壳的局部熔融物质已穿过昆仑断裂向北侵入至柴达木盆地南部地壳之下<sup>[63]</sup>。因此,我们推断昆仑断裂  $T_e$  的低值带可能是较厚的青藏高原地壳向北插入或局部熔融侵入至柴达木盆地南部地壳之下<sup>[62-63]</sup> 的均衡信号。另外,沿昆仑断裂带走向由西向东,西段(80°E—95°E)  $T_e$  呈现出一致的分布特征,该地区下地壳厚度恒定不变,约 35 km<sup>[64-65]</sup>,从 95°E 以东到 100°E,  $T_e$  值降低至 20~30 km,下地壳也减薄至 20~25 km<sup>[64-65]</sup>,二者相似的分布特征可能说明该地区下地壳对岩石圈强度有部分贡献。结合这些不同的地球物理观测资料,说明青藏高原南北向的地壳缩短机制可能是青藏高原地壳向北插入或局部熔融侵入造成地壳增厚<sup>[63-65]</sup> 或岩石圈增

厚<sup>[66]</sup>, 岩石圈的整体强度遭到破坏,  $T_c$  低值跨过昆仑断裂带向北延伸. 鲜水河断裂具有明显的低阻异常电性结构, 表明在地质时间尺度内流动的地壳弱物质流体含量较高<sup>[57]</sup>. 本文的结果也反映这些区域为相对软弱带, 岩石圈强度弱可能与下地壳物质运动或流动有关.

综上所述,  $T_c$  的分布与构造块体有较好的对应关系.  $T_c$  不仅能很好地反映岩石圈力学强度性质, 也能形象地反映岩石圈结构的横向变化.  $T_c$  低值区对应于地质时间尺度内发生多次构造事件的断裂带、缝合带和造山带, 甚至有些  $T_c$  低值区可以认为是弱的、流动的下地壳的均衡信号.  $T_c$  高值区则对应于古老的、冷的大陆块体. 青藏高原东北部  $T_c$  整体格局包括刚性和非刚性块体,  $T_c$  高的刚性块体被  $T_c$  低的非刚性构造带、块体分割、包围, 显现为轮廓分明的古陆块. Jordan 和 Watts<sup>[50]</sup>、Simons<sup>[34]</sup> 等在印度半岛、澳大利亚等不同地区的研究也发现古老的、高  $T_c$  的大陆块体被软弱的、低  $T_c$  的缝合带、断裂带切割的现象. 这说明稳定的大陆块体相对缝合带、断裂带以及块体边界在后来的构造事件中更难被剪切、变形, 岩石圈的强度更容易继承、保留.

### 3.2 各向异性结果分析

我们利用 Fan 小波各向异性相关性和正交二

维各向异性薄板模型计算青藏高原东北缘的  $T_c$  各向异性分布 (图 4). 图中黑色条棒方向为  $T_c$  弱轴 [ $T_{\min}$ ] 所对应的方向, 是相关性最大的方向, 是岩石圈优先选择均衡补偿的方向, 也是岩石圈综合强度最弱的方向<sup>[30]</sup>, 我们称之为“ $T_c$  各向异性方向”, 条棒的长度为各向异性比率  $(T_{\max} - T_{\min})/T_{\max}$ .

#### 3.2.1 主要构造单元的 $T_c$ 各向异性特征

计算发现, 研究区内岩石圈  $T_c$  存在明显的各向异性, 且不同块体之间存在着明显的空间差异, 总体而言, 各向异性分布有如下特征:

(1) 块体内部  $T_c$  各向异性差异明显. 从图 4 的分布来看, 青藏高原东北部的各向异性分布在空间上有明显的分区性差异. 祁连造山带西北端的  $T_c$  各向异性近南北向, 东南缘渐变为北西—南东向. 在整个松潘—甘孜块体内部各向异性分布比较一致,  $T_c$  各向异性方向近北西—南东向, 到龙门山边界区域各向异性逐渐变大, 表明该区域的区域构造变形具有整体性. 另外, 龙门山断裂带北东段的各向异性与南西段有明显差异, 大约以  $103^\circ\text{E}$  为界. 南东段以东西向为主, 北西段  $T_c$  方向以北西—南东向为主, 向北逐渐出现逆时针的方向直至近平行于秦岭造山带. 该现象与地震学研究结果有良好的一致性, 地震学方法也揭示龙门山断裂带以  $103^\circ\text{E}$  为界的南、北

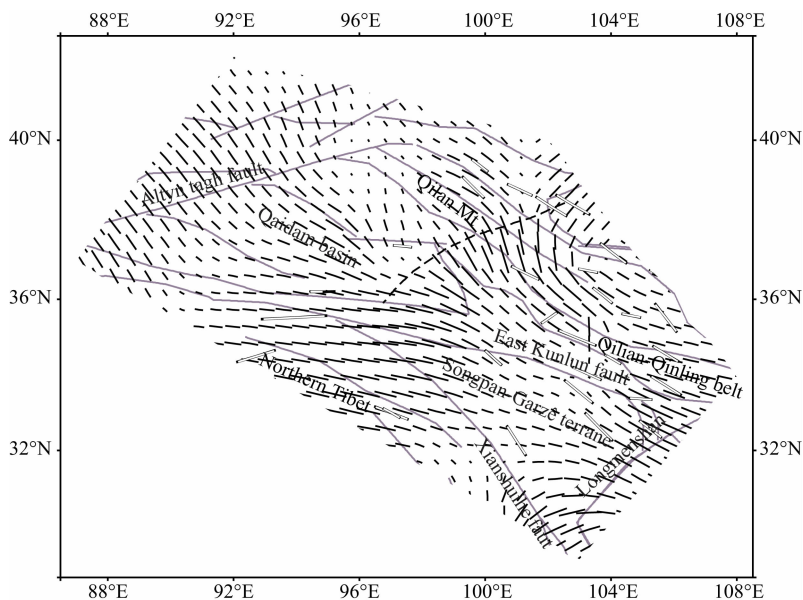


图 4 青藏高原东北部岩石圈  $T_c$  各向异性

图中黑色轴线所指方向为  $T_{\min}$  方向, 长度为各向异性比率  $[(T_{\max} - T_{\min})/T_{\max}]$  的大小.

空心条棒为 SKS 分裂结果<sup>[74-75]</sup>, 黑色虚线为地壳不同形变类型转换带<sup>[70]</sup>.

Fig. 4 Map of the mechanical anisotropy of the elastic lithosphere in the northeast Qinghai-Tibet plateau

The direction of the bars is that of  $T_{\min}$ , the length is  $(T_{\max} - T_{\min})/T_{\max}$ . White bars are SKS splitting<sup>[74-75]</sup>,

black dashed line is boundary of different type of crustal deformation<sup>[70]</sup>.

两段存在明显的速度结构差异<sup>[67-69]</sup>,说明龙门山断裂带的南、北段岩石圈结构及其流变性存在差异。

(2)古构造转换带两侧  $T_e$  各向异性变化明显。柴达木—祁连—河西地区和华北陆块之间的转换带<sup>[70]</sup>(图 4 虚线所示)的两侧  $T_e$  各向异性差异明显。从地质上看,该边界带是在早元古代阶段,由于塔里木盆地与华北陆块逐渐分离而导致的一条北东向的韧性剪切带<sup>[70]</sup>。结果显示在转换带以西,  $T_e$  弱轴方向由柴达木盆地的近东西向过渡到北祁连地区的近南北向,各向异性方向过度平缓,没有明显突变,且各向异性强度相对较小。这种分布态势一直延伸到靠近阿尔金断裂带的区域。而在转换带的东部区域,不仅各向异性强度明显大于边界带的西部地区,而且在各向异性方向上也有非常大的变化。柴达木盆地东部到秦岭造山带的各向异性由柴达木盆地的近东西向逐渐变化为北西—南东方向,与主要构造线的走向比较接近。在祁连山东南段,各向异性方向向东由北西向逐渐转向近东西向,与 GPS 观测的地表水平运动方向较为一致<sup>[71]</sup>。本文得到的岩石圈强度各向异性存在明显变化的界线与崔笃信等<sup>[70]</sup>研究得到的地壳有明显差异的界线大致一致。说明该界线可能是岩石圈尺度的构造转换带。

(3)各向异性方向与主要的断裂带、构造边界有近似垂直的分布。研究区内主要的断裂带、块体边界有青藏高原与四川盆地间的龙门山造山带、介于塔里木盆地与青藏高原之间的阿尔金断裂带和柴达木盆地与阿拉善块体之间的祁连造山带。这些边界带的共同特征是两侧地形和重力变化明显,且两侧的物质运动有明显差异。同  $T_e$  的各向异性分布来看,  $T_e$  的弱轴与阿尔金断裂、北祁连造山带、龙门山断裂带这些大的块体边界都存在近似垂直的关系。类似的, Kirby 和 Swain<sup>[37]</sup>, Audet<sup>[30,35]</sup> 也分别在澳大利亚和北美大陆发现  $T_e$  弱轴与主要断裂带、块体边界近似垂直的关系。造成这种现象的原因现在还不清楚,推测可能与断层和地块边界对地壳或者岩石层的影响有关。Burov 等<sup>[72]</sup> 研究表明地壳内的断层分布能显著地降低  $T_e$ 。因此,岩石圈强度在垂直于断层的方向上被削弱<sup>[35]</sup>。即若断层对岩石圈强度的影响较大,则  $T_e$  各向异性方向垂直于断层走向。不过  $T_e$  与断层和板块边界的关系很复杂,不仅与受到的构造作用力有关,也与该区域的构造历史有关<sup>[73]</sup>,如果一个区域比较稳定,强度主要与古构造相关,而受现代的构造环境影响很小,那么其  $T_e$  各向异性则主要体现的是冻结在岩石层上的古应力场

形态,从而不垂直于主要的构造边界。从本文的研究区域来看,昆仑断裂带、祁连山东部褶皱带的走向与  $T_e$  没有明显的相互垂直关系。因此,其具体的动力学机制仍需要进一步的分析。

### 3.2.2 $T_e$ 各向异性与地震波各向异性的比较

岩石圈的变形过程及机制与各向异性结构间的联系是我们认识和解释  $T_e$  各向异性和地震各向异性的驱动力。通常意义下,地震各向异性是指描述地震波传播或偏振速度的弹性张量在不同方向上存在差异,并且将快波的偏振方向定义为地震波各向异性方向。与此相对,  $T_e$  的各向异性则体现的是在不同方向上的强度分布差异。从定义上看,  $T_e$  各向异性的物理涵义是岩石圈在地质时间尺度内、不同方向上抵抗变形的能力不同;其数值形式表现为重力异常和地形间的相关性是方位角的函数。因此,地震学各向异性和  $T_e$  各向异性均可视为岩石圈变形过程和各向异性结构间的联系的直观体现,研究二者的相互关系能帮助我们进一步认识岩石圈结构和变形机制,也能为地球内部动力学过程提供一些直接有效的约束。

$T_e$  各向异性和地震各向异性的产生机制很复杂,一般认为,岩石圈各向异性弱轴方向平行于单位地形载荷作用下的岩石圈形变最大的方向<sup>[33]</sup>,即岩石圈弯曲补偿的优选方向。此外,若保留的重力结构反映的是岩石圈的当前应力状态,例如在板块的汇聚带,  $T_e$  各向异性方向则与最大压应力的方向以及剪切变形诱发的地震各向异性方向一致,反映的是岩石圈中应力场分布特征<sup>[15]</sup>。另外, Silver<sup>[74]</sup> 给出两种壳幔变形运动学模型:壳幔强烈耦合的垂直连贯变形模型和源于板块运动的简单软流圈流动模型。依照岩石圈垂直连贯变形模式,地震波快轴方向垂直于岩石圈形变的压缩方向,而此方向也是单位地形加载所能引起最大变形的方向<sup>[37]</sup>,是岩石圈力学强度最弱的方向,因此  $T_e$  的弱轴与压缩方向平行。从岩石学角度看,在岩石圈变形过程中,橄榄石慢波轴和快波轴分别与最大压应力方向(最短轴)和最大张应力方向(最长轴)趋于一致。据此,通过比较  $T_e$  各向异性与不同深度上地震各向异性,可以获得岩石圈垂直连贯性变形的深度,以及岩石圈不同圈层耦合程度信息。另外,地震径向各向异性能为岩石圈流变结构及地幔动力学提供有效信息,尤其是在青藏高原东北部地区,  $T_e$  各向异性与地震径向各向异性的研究能帮助我们认识地壳或地幔流变结构及岩石圈变形的深部动力学机制。目前,有关青藏高原



东北部地震各向异性的研究成果已有不少,如:SKS 分裂<sup>[61,75-76]</sup>、Rayleigh 群速度方位各向异性<sup>[77]</sup>、Rayleigh 面波相速度方位各向异性<sup>[69]</sup>、地震波径向各向异性<sup>[78]</sup>等.我们将本文的  $T_e$  各向异性结果与 SKS 波分裂<sup>[61,75]</sup>(图 4)、Rayleigh 面波方位各向异性<sup>[77]</sup>(图 5)、地震波径向各向异性<sup>[78]</sup>进行比较,简单探讨不同各向异性之间的相互关系,并对研究区域内  $T_e$  各向异性产生机制作初步阐述,帮助我们进一步理解研究区内的岩石圈结构和变形机制.

#### (1) $T_e$ 各向异性与 SKS 波分裂的关系

图 4 中空心条棒为 SKS 横波分裂结果,条棒方向为快波的偏振方向,大小为快慢波的到时差大小.其中,空心条棒数据取自 Silver<sup>[74]</sup>和常利军<sup>[75]</sup>的研究结果.其中部分数据表现出的不一致性可能与台站附近的局部地区遗留在岩石圈的“化石”各向异性有关<sup>[75]</sup>.

从  $T_e$  各向异性与地震学各向异性的比较来看,不同区域之间有明显的差异:在祁连山北缘以及阿拉善块体地区,  $T_e$  各向异性与 SKS 快波偏振方向近似垂直,说明该地区各向异性可能源于地幔橄榄石晶格排列的优势取向.而在松潘—甘孜块体地区,二者则呈近似平行关系,推测可能与该区域的物质侧向流动<sup>[73]</sup>有关.从 SKS 的结果来看,岩石圈地幔物质在区域构造应力场的作用下,沿北西—南东方向发生了旋转的形变以至流动,它使上地幔中橄榄石的晶格排列方向平行于物质形变或流动的方向,而此方向正好是  $T_e$  的弱轴方向,意味着该区域各向异性源自物质的侧向流动.对比这两个地区  $T_e$  与 SKS 各向异性分布的差异可以发现,  $T_e$  的各向异性与 SKS 波分裂结果大体上存在  $10^\circ$  和  $75^\circ$  的两个峰值<sup>[73]</sup>,表明  $T_e$  和 SKS 分裂结果在不同构造块体、构造背景下的关系不同,不能用单一的简单岩石圈运动变形模式来解释.

#### (2) $T_e$ 各向异性与 Rayleigh 面波方位各向异性的关系

苏伟等<sup>[77]</sup>将 Rayleigh 方位各向异性特征划分为 4 个周期段,周期 13.5 s, 31.6 s, 63.0 s 和 146.0 s 的反演结果分别代表上地壳、下地壳、地幔岩石圈和软流圈 4 个深度区间的方位各向异性.

从 Rayleigh 波的各向异性分布来看(图 5),除上地壳外,柴达木盆地内地震快波方向在各个周期上变化比较小,与  $T_e$  各向异性方向近似平行或呈较小角度,二者关系从下地壳至岩石圈地幔没有明显变化.由于 Rayleigh 波从下地壳到上地幔软流圈

深度上的各向异性方向与  $T_e$  有较一致的对应关系,我们推测该区域地壳和地幔对岩石圈  $T_e$  均有贡献;考虑到该区域的  $T_e$  比较大(图 3a),该区域的  $T_e$  可能以岩石圈地幔贡献为主.同时,柴达木盆地属于较稳定的构造区域,而近来的研究表明,在克拉通等稳定地区,岩石圈强度的各向异性与历史构造运动产生的变形和矿物的排列、以及残留的应力场等有关<sup>[73]</sup>.因此,我们推测,在柴达木盆地区域的岩石圈各向异性与地震波各向异性的近平行分布可能源于历史构造事件残留在岩石圈内部的古老的“化石”各向异性.

北祁连  $T_e$  各向异性方向与 Rayleigh 波各向异性方向由地壳深度上夹角较小,甚至平行(图 5a、5b),随着深度的增加,其夹角逐渐增大,到上地幔深度上逐渐趋向垂直(图 5c);从各向异性强度来看,上地幔仍有一定的地震各向异性,且垂直于  $T_e$  各向异性方向,意味着这些区域岩石圈地幔对整个岩石圈的强度贡献最大,且存在壳幔解耦的可能性.阿拉善地块从地壳至地幔均有一致的垂直关系,其岩石圈变形趋于垂直连贯变形.但是,松潘—甘孜西北端在上地幔  $T_e$  弱轴与 Rayleigh 方位各向异性接近垂直,而与 SKS 的结果仍然接近平行,此结果在现有的理论模型基础上难以解释,需要更多的结果和数据进行比较和分析.

在松潘—甘孜块体,随着 Rayleigh 面波周期的增大,  $T_e$  弱轴方向与地震波的快轴方向之间呈小角度甚至平行的关系,且与绝对板块的运动方向大致一致.另外,该地区地壳泊松比高,上地幔温度高,预示着在中、下地壳可能存在部分熔融<sup>[79]</sup>.如此,  $T_e$  各向异性轴与地震各向异性方向近似平行的现象便不能以简单的壳幔变形运动学模型来解释.考虑到地壳对各向异性的贡献,该现象有两种可能的解释:1)松潘—甘孜块体各向异性与地壳 25 km 处的复理层和片岩的高度变形有关<sup>[80]</sup>.2)若橄榄石晶格排列的方向与物质流动的方向一致,那么地震波的快波方向也与物质流动的方向一致,物质流动的方向也是岩石圈力学强度最弱的方向.二者在松潘—甘孜地块存在近似平行关系可能意味着各向异性源自物质侧向流动.结合前面与 SKS 的比较分析结果,我们推断该地区各向异性源自物质侧向流动.该地区地壳形变强烈、地表水平运动方向与 SKS、 $T_e$  各向异性方向也大致相近,可能预示岩石圈变形趋于垂直连贯变形.

#### (3) $T_e$ 各向异性与地震波径向各向异性的关系

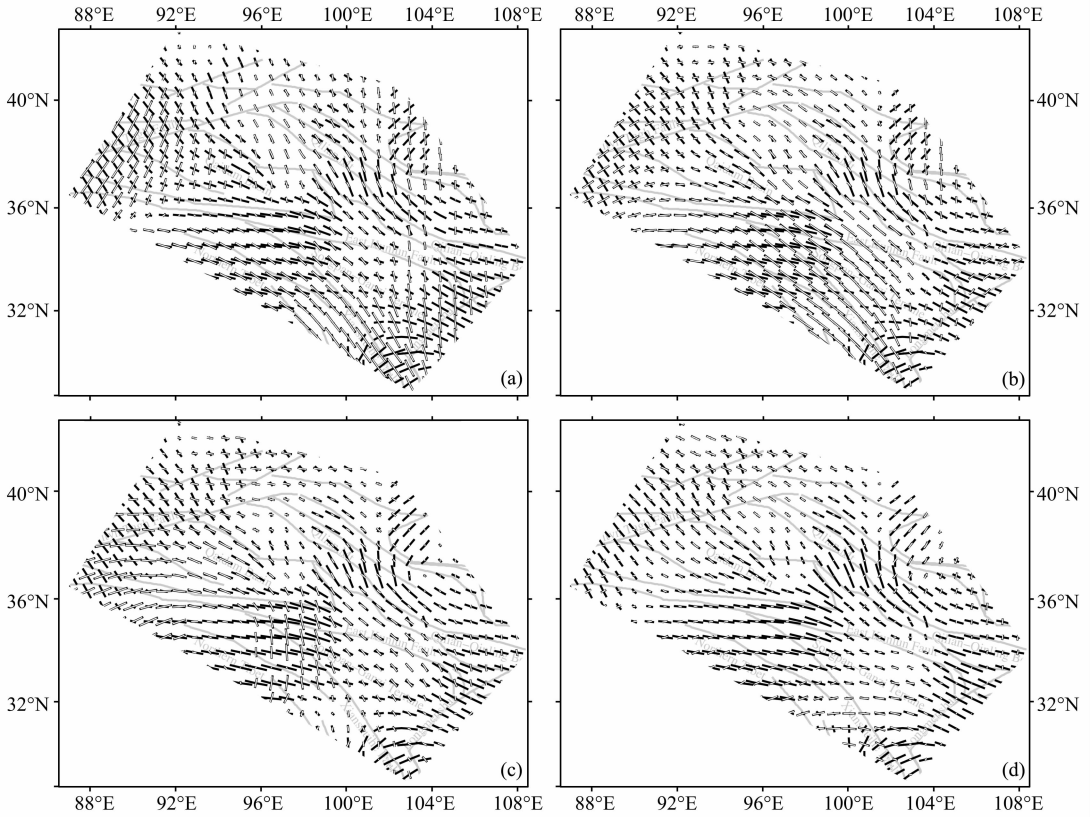


图 5  $T_e$  各向异性方向(黑色条棒)与 Rayleigh 面波方位各向异性<sup>[77]</sup>(空心条棒)的比较  
(a) $T=13.5$  s; (b) $T=31.6$  s; (c) $T=63.0$  s; (d) $T=146.0$  s.

Fig. 5 Comparison of our axes of anisotropy in the direction of  $T_{\min}$ (black bars), with the fast axes of Rayleigh wave azimuthal anisotropy<sup>[77]</sup>(white bars)

地震波径向各向异性是指两种偏振特性不同的地震面波——Rayleigh 波和 Love 波在介质中的传播速度存在差异(L-R discrepancy),通常被认为是由于地壳上地幔介质的各向异性效应引起的。一般而言,若存在下覆板块、地壳流等的剪切运动的“剪切流”的区域,则  $V_{SH} > V_{SV}$ ;而对于地幔对流、下覆扩张中心及俯冲带等与“径向运输”作用有关的区域,则  $V_{SH} < V_{SV}$ <sup>[81-82]</sup>。下面我们将简单探讨  $T_e$  各向异性与地震波径向各向异性的关系。

Chen 等<sup>[78]</sup>研究了青藏高原及其周缘地区从 8~170 km 不同深度的地震波径向各向异性,研究结果显示青藏高原的地壳上地幔存在不同程度的径向各向异性。柴达木盆地地震波径向各向异性在 8~90 km 深度上表现为  $V_{SH} < V_{SV}$ , 90~110 km 深度上表现为  $V_{SH} > V_{SV}$ , 大于 110 km 又转变为  $V_{SH} < V_{SV}$ , 地壳地震波径向各向异性中等(~5%),而上地幔各向异性很强(~8%)。柴达木盆地  $T_e$  的确也存在各向异性,且其属于古老的克拉通碎片,  $T_e$  值较高,其地壳不可能存在下覆“径向运输”作用。另

外,  $T_e$  值大于地壳厚度,说明岩石圈地幔对  $T_e$  也有贡献,上地幔中 90~110 km 的  $V_{SH} > V_{SV}$  也不可能是存在剪切运动的信号,这进一步说明不同各向异性源的最可能的解释是历史构造事件残留在岩石圈内部的古老的“化石”各向异性。北祁连地区, 35~130 km 深度上地震波径向各向异性呈现  $V_{SH} > V_{SV}$ , 且各向异性大小随深度逐渐增大;而松潘—甘孜地块地震波径向各向异性相对较弱(<5%),下地壳和整个上地幔各向异性特征一致,这些区域  $T_e$  均存在较强的各向异性,且各向异性方向与青藏高原物质运移的方向大体一致,结合前面  $T_e$  各向异性与 SKS 和 Rayleigh 各向异性的对比分析,说明这些区域受印度板块向欧亚大陆远程挤压俯冲作用的影响,各向异性源自青藏高原东北缘物质向周缘地区扩散的侧向流动,其可能进一步表明不仅有下地壳物质的侧向流动,而且岩石圈变形趋于垂直连贯变形模式,上地幔和下地壳整体在运动,在地表和上地壳则表现为大量的推覆构造和复理层以及片岩的高度变形<sup>[80]</sup>。大于 110 km 深度,研究区地震波径向各向

异性呈现大尺度的  $V_{SH} < V_{SV}$ , 其可能预示着地幔对流或板块的深俯冲控制着该区域的深部动力学过程. 研究区内除柴达木盆地以外, 在 8~110 km 深度范围内, 呈现出大尺度的  $V_{SH} > V_{SV}$ , 结合  $T_e$  各向异性方向, 即岩石圈抵抗形变最弱的方向, 这些不同的各向异性信息共同揭示了青藏高原东北缘物质存在侧向流动.

## 4 结 论

本文基于布格重力异常与地形间的小波相关性, 研究了青藏高原东北部岩石圈  $T_e$  及其各向异性的二维精细结构. 通过对  $T_e$  结果的分析以及与地震波等其它研究的比较, 得到以下几点结论:

(1) 研究区内  $T_e$  横向变化明显. 柴达木盆地  $T_e$  较高, 松潘—甘孜地块的  $T_e$  较低, 尤其是其周缘的断裂带、缝合带、块体边界  $T_e$  更小, 这些区域在今后很长时间内会持续吸收印度—欧亚板块汇聚的能量, 但松潘—甘孜块体内部的若尔盖盆地是  $T_e$  较强的区域, 属于大陆块体内部仍保留有刚性的块体, 这意味着若尔盖盆地有可能不是与松潘—甘孜整合的统一大陆块体. 研究结果还显示龙门山断裂带以 103°E 为界的南、北两段  $T_e$  各向异性存在明显差异, 与地震波速结构差异分布特征相对应.

(2)  $T_e$  的低值区对应于地质时间上发生过多次构造事件的断裂带、缝合带以及块体边界,  $T_e$  的高值区对应于冷的、古老的大陆块体.

(3) 研究区  $T_e$  存在较强的各向异性, 松潘—甘孜地块  $T_e$  弱轴方向由西北端的近东西向逐渐转变为东南缘垂直于龙门山断裂带的东南向, 与青藏高原东缘物质运移的方向呈一致趋势, 且其西北部、东昆仑断裂的西段、康定—鲜水河断裂的北端存在壳幔解耦的可能性.

(4) 各向异性方向都近似垂直于阿尔金断裂、北祁连造山带、龙门山断裂带这些大的块体边界. 与地震各向异性结果 (SKS、Rayleigh 面波方位各向异性、地震波径向各向异性) 比较, 我们推测阿拉善地块各向异性源自地幔橄榄岩晶格的优势取向, 岩石圈变形趋于垂直连贯变形模式; 柴达木盆地各向异性源于历史构造事件残留在岩石圈中的“化石”各向异性; 松潘—甘孜地块各向异性源自物质的侧向流动.

**致 谢** 作者感谢澳大利亚科廷大学 J. F. Kirby 教授和 C. J. Swain 教授在算法和程序编写上给予的

指导、帮助. 感谢 Scripps Institute of Oceanography 提供的地形数据. 文中图件使用 GMT<sup>[83]</sup> 绘制.

## 参考文献(References)

- [1] Watts A B. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge: Cambridge University Press, 2001; 458.
- [2] Tassara A, Swain C, Hackney R, et al. Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, 253(1-2): 17-36.
- [3] Turcotte D L, Schubert G. *Geodynamics*. Cambridge: Cambridge University Press, 2002; 456.
- [4] Stark C P, Stewart J, Ebinger C J. Wavelet transform mapping of effective elastic thickness and plate loading: Validation using synthetic data and application to the study of southern African tectonics. *J. Geophys. Res.*, 2003, 108(B12), doi: 10.1029/2001JB000609.
- [5] Burov E B, Diament M. The effective elastic thickness ( $T_e$ ) of continental lithosphere: what does it really mean? *J. Geophys. Res.*, 1995, 100(B3): 3905-3927.
- [6] Forsyth D W. Subsurface loading and estimates of the flexural rigidity of continental lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 1985, 90(B14): 12623-12632.
- [7] McNutt M. Flexure reveals great depth. *Nature*, 1990, 343(6259): 596-597.
- [8] Watts A B, Cochran J R, Selzer G. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere: a three-dimensional study of the Great Meteor seamount, Northeast Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 1975, 80(11): 1391-1398.
- [9] Cazenave A, Lago B, Dominh K, et al. On the response of the ocean lithosphere to sea-mount loads from Geos 3 satellite radar altimeter observations. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 1980, 63(1): 233-252.
- [10] Karner G D, Watts A B. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *J. Geophys. Res.*, 1983, 88(B12): 10449-10477.
- [11] Stewart J, Watts A B. Gravity anomalies and spatial variations of flexural rigidity at mountain ranges. *J. Geophys. Res.*, 1997, 102(B3): 5327-5352.
- [12] Poudjom Y H, Nnange J M, Diament M, et al. Effective elastic thickness and crustal thickness variations in west central Africa inferred from gravity data. *J. Geophys. Res.*, 1995, 100(B11): 22047-22070.
- [13] Pérez-Gussinyé M, Lowry A R, Watts A B, et al. On the recovery of effective elastic thickness using spectral methods: examples from synthetic data and from the Fennoscandian shield. *J. Geophys. Res.*, 2004, 109(B10): B10409, doi: 10.1029/2003JB002788.
- [14] Pérez-Gussinyé M, Watts A B. The long-term strength of Europe and its implications for plate-forming processes. *Nature*, 2005, 436(7049): 381-384.

- [15] Lowry A R, Smith R B. Strength and rheology of the western U. S. Cordillera. *J. Geophys. Res.*, 1995, 100 (B9): 17947-17963.
- [16] Flück K, Hyndmann R D, Loue C. Effective elastic thickness  $T_e$  of the lithosphere in western Canada. *J. Geophys. Res.*, 2003, 108(B9): 1-13.
- [17] McKenzie D, Fairhead J D. Estimates of the effective elastic thickness of the continental lithosphere from Bouguer and free air gravity anomalies. *J. Geophys. Res.*, 1997, 102(B12): 27523-27552.
- [18] Pérez-Gussinyé M, Lowry A R, Watts A B. Effective elastic thickness of South America and its implications for intracontinental deformation. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2007, 8(5): Q05009, doi: 10.1029/2006GC001511.
- [19] Gómez-Ortiz D, Tejero R, Ruiz J, et al. Estimating the effective elastic thickness of the lithosphere of the Iberian Peninsula based on multitaper spectral analysis. *Geophys. J. Int.*, 2005, 160(2): 729-735.
- [20] Jin Y, McNutt M K, Zhu Y S. Evidence from gravity and topography data for folding of Tibet. *Nature*, 1994, 371 (6499): 669-674.
- [21] Jin Y, McNutt M K, Zhu Y S. Mapping the descent of Indian and Eurasian plates beneath the Tibetan plateau from gravity anomalies. *J. Geophys. Res.*, 1996, 101(B5): 11275-11290.
- [22] Lyon-Caen H, Molnar P. Constraints on the structure of the Himalaya from an analysis of gravity anomalies and a flexural model of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 1983, 88 (B10): 8171-8192.
- [23] Lyon-Caen H, Molnar P. Gravity anomalies and the structure of western Tibet and the southern Tarim basin. *Geophys. Res. Lett.*, 1984, 11(12): 1251-1254.
- [24] Caporali A. Gravity anomalies and the flexure of the lithosphere in the Karakoram, Pakistan. *J. Geophys. Res.*, 1995, 100(B8): 15075-15085.
- [25] Caporali A. Buckling of the lithosphere in western Himalaya; constraints from gravity and topography data. *J. Geophys. Res.*, 2000, 105(B2): 3103-3113.
- [26] Caporali A. Gravimetric constraints on the rheology of the Indian and Tarim plates in the Karakoram continent-continent collision zone. *J. Asian Earth Sci.*, 1998, 16(2-3): 313-321.
- [27] McNutt M K, Diament M, Kogan M G. Variations of elastic plate thickness at continental thrust belts. *J. Geophys. Res.*, 1988, 93(B8): 8825-8838.
- [28] Burov E B, Diament M. Flexure of the continental lithosphere with multilayered rheology. *Geophys. J. Int.*, 1992, 109(2): 449-468.
- [29] Braitenberg C, Wang Y, Fang J, et al. Spatial variations of flexure parameters over the Tibet-Qinghai Plateau. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, 205(3-4): 211-214.
- [30] Audet P, Mareschal J C. Wavelet analysis of the coherence between Bouguer gravity and topography: application to the elastic thickness anisotropy in the Canadian Shield. *Geophys. J. Int.*, 2007, 168(1): 287-298.
- [31] Rajesh R S, Stephen J, Mishra D C. Isostatic response and anisotropy of the Eastern Himalayan-Tibetan Plateau: A reappraisal using multitaper spectral analysis. *Geophys. Res. Lett.*, 2003, 30(2): 1060, doi: 10.1029/2002GL016104.
- [32] Stephenson R, Lambeck K. Isostatic response of the lithosphere with in-plane stress: Application to Central Australia. *J. Geophys. Res.*, 1985, 90(B10): 8581-8588.
- [33] Simons F J, Zuber M T. Isostatic response of the Australian lithosphere: estimation of effective elastic thickness and anisotropy using multitaper spectral analysis. *J. Geophys. Res.*, 2000, 105(B8): 19163-19184.
- [34] Simons F J, van der Hilst R D, Zuber M T. Spatiospectral localization of isostatic coherence anisotropy in Australia and its relation to seismic anisotropy: implications for lithospheric deformation. *J. Geophys. Res.*, 2003, 108(B5), doi: 10.1029/2001JB000704.
- [35] Audet P, Mareschal J C. Anisotropy of the flexural response of the lithosphere in the Canadian Shield. *Geophys. Res. Lett.*, 2004b, 31(20): L20601, doi: 10.1029/2004GL021080.
- [36] Kirby J F. Which wavelet best reproduces the Fourier power spectrum? *Comp. Geosci.*, 2005, 31(7): 846-864.
- [37] Kirby J F, Swain C J. Mapping the mechanical anisotropy of the lithosphere using a 2D wavelet coherence, and its application to Australia. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2006, 158(2-4): 122-138.
- [38] Swain C J, Kirby J F. An effective elastic thickness map of Australia from wavelet transforms of gravity and topography using Forsyth's method. *Geophys. Res. Lett.*, 2006, 33(2): L02314, doi: 10.1029/2005GL025090.
- [39] Kirby J F, Swain C J. A reassessment of spectral  $T_e$  estimation in continental interiors: the case of North America. *J. Geophys. Res.*, 2009, 114(B8), B08401, doi: 10.1029/2009JB006356.
- [40] Pei S P, Zhao J M, Sun Y S, et al. Upper mantle seismic velocities and anisotropy in China determined through Pn and Sn tomography. *J. Geophys. Res.*, 2007, 112(B5): B05312, doi: 10.1029/2006JB004409.
- [41] Zhang Z J, Li Y K, Lu D Y, et al. Velocity and anisotropy structure of the crust in the Dabieshan orogenic belt from wide-angle seismic data. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2000, 122(1-2): 115-131.
- [42] Gao S S, Liu K H. Significant seismic anisotropy beneath the southern Lhasa Terrane, Tibetan Plateau. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2009, 10(2): Q02008, doi: 10.1029/2008GC002227.
- [43] Herquel G, Tapponnier P. Seismic anisotropy in western Tibet. *Geophys. Res. Lett.*, 2005, 32(17): L17306, doi: 10.1029/2005GL023561.
- [44] Shapiro N M, Ritzwoller M H, Molnar P, et al. Thinning and flow of Tibetan crust constrained by seismic anisotropy.

- Science*, 2004, 305(5681): 233-236.
- [45] 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(3-4): 293-304.
- [46] 郑勇, 李永东, 熊熊. 华北克拉通岩石圈有效弹性厚度及其各向异性. *地球物理学报*, 2012, 55(11): 3576-3590.  
Zheng Y, Li Y D, Xiong X. Effective lithospheric thickness and its anisotropy in the North China Craton. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2012, 55(11): 3576-3590.
- [47] Ji S C, Wang Q, Salisbury M H. Composition and tectonic evolution of the Chinese continental crust constrained by Poisson's ratio. *Tectonophysics*, 2009, 463(1-4): 15-30.
- [48] Pavlis N, Holmes S, Kenyon S, et al. An Earth Gravitational Model to Degree 2160; EGM2008. EGU General Assembly, Vienna, Austria, 2008.
- [49] Bassin C, Laske G, Masters G. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, 2000, 81: F897.
- [50] Jordan T A, Watts A B. Gravity anomalies, flexure and the elastic thickness structure of the India-Eurasia collisional system. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 2005, 236(3-4): 732-750.
- [51] 嘉世旭, 张先康. 青藏高原东北缘深地震测深震相研究与地壳细结构. *地球物理学报*, 2008, 51(5): 1431-1443.  
Jia S X, Zhang X K. Study on the crust phases of deep seismic sounding experiments and fine crust structures in the northeast margin of Tibetan plateau. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, 51(5): 1431-1443.
- [52] Li C, Van der Hilst R D, Toksoz M N. Constraining P-wave velocity variations in the upper mantle beneath Southeast Asia. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2006, 154(2): 180-195.
- [53] 高锐, 马永生, 李秋生等. 松潘地块与西秦岭造山带下地壳的性质和关系——深地震反射剖面的揭露. *地质通报*, 2006, 25(12): 1361-1367.  
Gao R, Ma Y S, Li Q S, et al. Structure of the lower crust beneath the Songpan block and West Qinling orogen and their relation as revealed by deep seismic reflection profiling. *Geological Bulletin of China* (in Chinese), 2006, 25(12): 1361-1367.
- [54] Zhang Z J, Wang Y H, Chen Y, et al. Crustal structure across Longmenshan fault belt from passive source seismic profiling. *Geophys. Res. Lett.*, 2009, 36(17): L17310, doi: 10.1029/2009GL039580.
- [55] Robert A, Pubellier M, de Sigoyer J, et al. Structural and thermal characters of the Longmen Shan (Sichuan, China). *Tectonophysics*, 2010, 491(1-4): 165-173.
- [56] Royden L H, Burchfiel B C, King B W, et al. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science*, 1997, 276(5313): 778-790.
- [57] 王椿镛, 吴建平, 楼海等. 青藏高原东部地幔速度结构和地幔变形场的研究. *地学前缘*, 2006, 13(5): 349-359.  
Wang C Y, Wu J P, Lou H, et al. Study of crustal and upper mantle's structure and mantle deformation field beneath the eastern Tibetan plateau. *Earth Science Frontiers* (in Chinese), 2006, 13(5): 349-359.
- [58] Xiong X, Park P H, Zheng Y, et al. Present-day slip-rate of Altyn Tagh Fault; numerical result constrained by GPS data. *Earth, Planet and Space*, 2003, 55: 509-514.
- [59] Zhang P Z, Molnar P, Xu X W. Late Quaternary and present-day rates of slip along the Altyn Tagh Fault, northern margin of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 2007, 26(5): TC5010, doi: 10.1029/2006TC002014.
- [60] 刘小凤, 肖丽珠, 梅秀萍等. 祁连山地震带地震活动特征及序列类型. *西北地震学报*, 2005, 27(1): 56-60.  
Liu X F, Xiao L Z, Mei X P, et al. Characteristics of seismicity and sequence patterns in Qilianshan seismic belt. *Northwestern Seismological Journal* (in Chinese), 2005, 27(1): 56-60.
- [61] McNamara D E, Owens T J, Silver P G, et al. Shear wave anisotropy beneath the Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.*, 1994, 99(B7): 13655-13665.
- [62] Karplus M S, Zhao W, Klemperer S L, et al. Injection of Tibetan crust beneath the south Qaidam basin: Evidence from INDEPTH IV wide-angle seismic data. *J. Geophys. Res.*, 2011, 116(B7), doi: 10.1029/2010JB007911.
- [63] Le Pape F, Jones A G, Vozar J, et al. Penetration of crustal melt beyond the Kunlun Fault into northern Tibet. *Nature Geoscience*, 2012, 5(5): 330-335.
- [64] Zhang Z J, Klemperer S, Bai Z M, et al. Crustal structure of the Paleozoic Kunlun orogeny from an active-source seismic profile between Moba and Guide in East Tibet, China. *Gondwana Res.*, 2011, 19(4): 994-1007.
- [65] Zhang Z J, Deng Y F, Teng J W, et al. An overview of the crustal structure of the Tibetan plateau after 35 years of deep seismic soundings. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011, 40(4): 977-989.
- [66] McKenzie D, Priestley K. The influence of lithospheric thickness variations on continental evolution. *Lithos*, 2008, 102(1-2): 1-11.
- [67] 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.
- [68] 郭颢, 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.
- [69] 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.
- 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.
- [70] 崔笃信, 王庆良, 胡亚轩等. 青藏高原东北缘岩石圈变形及其机理. *地球物理学报*, 2009, 52(6): 1490-1499.
- Cui D X, Wang Q L, Hu Y X, et al. Lithosphere deformation and deformation mechanism in northeastern margin of Qinghai Tibet plateau. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, 52(6): 1490-1499.
- [71] Wang Q, Zhang P Z, Freymueller J T, et al. Present-day crustal deformation in China constrained by global positioning system measurements. *Science*, 2001, 294(5542): 574-577.
- [72] Burov E, Jaupart C, Mareschal J C. Large-scale crustal heterogeneities and lithospheric strength in cratons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, 164(1-2): 205-219.
- [73] Audet P, Jellinek A M, Uno H. Mechanical controls on the deformation of continents at convergent margins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, 264(1-2): 151-166.
- [74] Silver P G. Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of Geology. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1996, 24(1): 385-432.
- [75] 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.
- [76] 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. *Science in China (Series D)* (in Chinese), 2007, 37(4): 495-503.
- [77] 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.
- [78] Chen Y, Badal J, Zhang Z J. Radial anisotropy in the crust and upper mantle beneath the Qinghai-Tibet plateau and surrounding regions. *J. Asian Earth Sci.*, 2009, 36(4-5): 289-302.
- [79] Owens T J, Zandt G. Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution. *Nature*, 1997, 387(6628): 37-43.
- [80] Vergne J, Wittlinger G, Hui Q, et al. Seismic evidence for stepwise thickening of the crust across the NE Tibetan plateau. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, 203(1): 25-33.
- [81] Chastel Y B, Dawson P R, Wenk H R, et al. Anisotropic convection with implications for the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 1993, 98(B10): 17757-17771.
- [82] Montagner J P. Upper mantle low anisotropy channels below the Pacific plate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, 202(2): 263-274.
- [83] Wessel P, Smith W H F. New, improved version of generic mapping tools released. *Eos Trans. AGU*, 1998, 79(47): 579.

(本文编辑 何 燕)