

文章编号: 0253-3782(2003)01-0024-08

青藏高原东北缘地区Pn波 速度的横向变化*

许忠淮 汪素云 裴顺平

(中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所)

摘要 搜集整理了中国国家地震台网和区域地震台网记录的 Pn 波到时资料, 利用层析成像方法分析了青藏高原东北地区上地幔顶部 P 波速度及其各向异性的横向变化. 结果表明, 该地区 Pn 波的平均速度偏高, 为 8.09 km/s; 构造上稳定的柴达木盆地下面, 上地幔顶部 P 波速度较高, 而构造上比较活跃的山西地堑地区波速则较低. 1920 年发生海原大地震的地区, 上地幔顶部是 P 波速度偏低的地区. 一个值得注意的结果是, 与天山挤压带上地幔顶部 P 波速度偏低的情况不同, 在青藏高原东北缘的祁连山现代挤压变形带地区, 上地幔顶部是 P 波速度偏高的地区. 鄂尔多斯地块下面, 波速度不均一, 存在高低速的变化. 这与该地块四周皆有强地震活动、地块本身可能有整体的构造运动有关.

关键词 Pn 层析成像 青藏高原东北

中图分类号: P315.3⁺1

文献标识码: A

引言

青藏高原东北缘地区是青藏亚板块、新疆亚板块和华北亚板块 3 个地质块体的结合部位(丁国瑜, 1991)(图 1). 该地区现代构造活动强烈, 20 世纪以来发生过 1920 年海原 8.5 级大地震和另几次 8 级地震. 查明该地区的地壳、上地幔地震波速度结构, 可为研究该地区构造活动的动力条件提供一种分析依据. 一些学者对这一地区的地壳和上地幔的地震波速度结构进行过研究(张元生等, 1998; 李清河等, 1999; 李松林等, 2001a, b), 但该地区已有的工作是有限的, 研究区域覆盖的范围还不广, 对该地区地壳、上地幔波速结构的实际变化状况, 认识还不够完整. 该地区中小地震活动频繁, 多年来积累的地震记录为研究该地区的地壳、上地幔波速结构提供了丰富的资料, 但这些资料尚未充分地利用. 本文将利用本地区大量区域地震的 Pn 波到时记录, 研究该地区上地幔顶部的 P 波速度结构.

由于 Pn 波是被限制在上地幔顶部的一个薄层内传播的, 在用多次地震在多个台站上的 Pn 震相走时记录研究地下速度结构时, 可以在上地幔顶部的空间范围相对小的薄层内获得较高的射线穿透密度, 因而可得到该层地震波速度变化的相对丰富的信息. 汪素云等(2001)主要利用中国国家地震台网记录的 Pn 到时数据, 研究了整个中国大陆下面的 Pn 波速度的

* 国家重点基础研究发展规划项目“大陆强震机理与预测”(G19980407)和国家自然科学基金重点项目(49732090)联合资助. 中国地震局地球物理研究所论著 02AC1015.

2002-02-25 收到初稿, 2002-05-27 收到最后修改稿并决定采用.

横向变化和传播速度在水平方向上的各向异性特征. 结果表明, 青藏高原东北的大部分地区 Pn 波速度偏高. 由于该项研究结果空间变化的分辨率有限, 一般为 $4^{\circ} \times 4^{\circ}$, 特别是该文利用的位于本研究区的台站很少, 因此, 还不能给出本研究区上地幔顶部 P 波速度横向变化和各向异性变化的具体状况. 本文搜集了大量区域地震台网记录的 Pn 震相到时数据, 加上汪素云等(2001)所利用的在本区范围内 Pn 到时数据, 一起用层析成像方法, 反演本区的 Pn 波速度横向变化和各向异性特征.

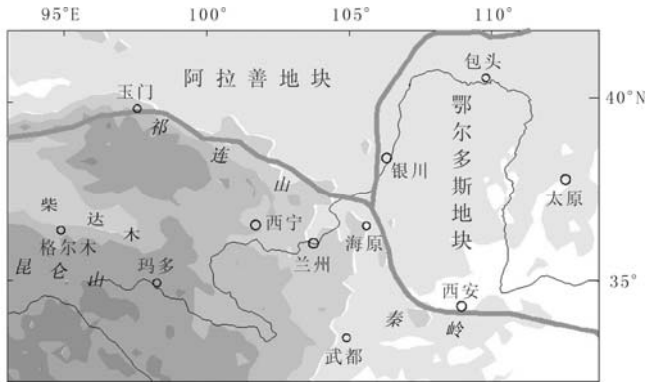


图 1 研究区域构造略图. 粗线条表示青藏(西南)、新疆(西北)和华北(东北)3个亚板块分界线

1 资料

本研究区域选为 $93^{\circ}\text{E} \sim 114^{\circ}\text{E}$ 、 $32^{\circ}\text{N} \sim 42^{\circ}\text{N}$ 范围内的地区, 实际选择做层析成像分析的地区要更大一些, 东西和南北各向外扩展了 2° . 从 1985~1998 年的中国地震年报上选取了本区地震的 Pn 到时读数 2.5 万余条, 从 1985~1999 年甘肃、宁夏、陕西、青海、山西等省区地震台网的地震报告上查得本区地震的 Pn 到时数据 2.8 万余条. 利用地震报告中所给出的地震参数作 Pn 震相的走时曲线, 通过残差分析从原始数据中剔除了明显的错误数据, 或修正了数据中的错误(如某台到时记录与其它台的记录出现整分的讹误等).

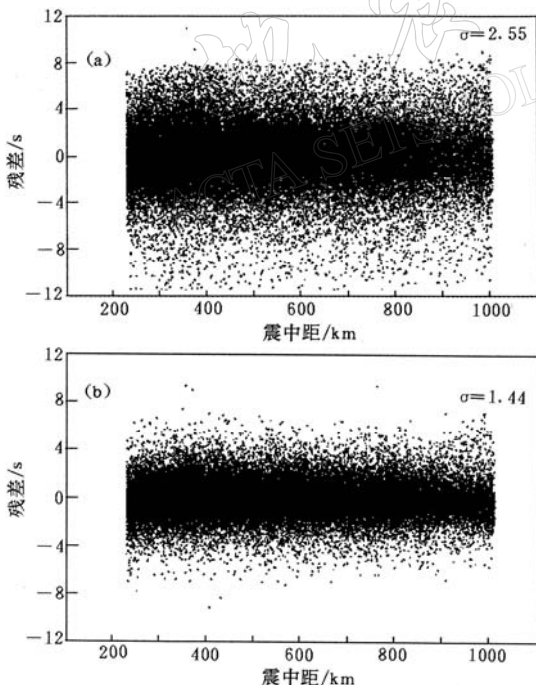


图 2 (a) 相对于平均速度 8.09 km/s、截距为 9.63 s 的拟合直线的初始 Pn 走时残差图, σ 为标准偏差; (b) 相对于反演出的速度变化模型计算的 Pn 走时残差图

对参加走时反演的数据做了如下挑选: 每次地震有 3 个以上 Pn 到时记录; 每个台站至少记到 3 个以上地震的 Pn 到时; 震中距范围在 230~1 000 km 之间. 以避免误用非 Pn 震相的读数. 经如此挑选后的 Pn 原始数据的走时残差随震中距的变化示于图 2a. 此图中作折合走时曲线时, 参考该地区已有地壳速度结构研究结果(李清河等, 1999), 地壳平均 P 波速度取为 6.3 km/s. 地壳平均厚度和 Pn 波平均速度, 是用覆盖在半空间上的单层水平地壳

模型拟合 Pn 走时曲线的斜率和截距求得的, 其结果为: 地壳平均厚度是 48.3 km, Pn 波的平均速度是 8.09 km/s. 由此可见, 本区的 Pn 波平均速度是较高的, 高于中国大陆的总体平均值 8.0 km/s(汪素云等, 2001), 但低于新疆地区的平均 Pn 波速度 8.2 km/s(裴顺平等, 2002).

图 2a 中 Pn 走时残差的标准偏差为 2.55 s. 由图可见, 绝大部分残差值集中分布在 ± 4 s 的范围以内. 考虑到过大的残差可能与速度的变化无关, 也不一定是正常的观测误差引起的, 故在本文反演中, 我们只使用了残差值 ≤ 6 s 的数据, 即取了比 2 倍标准偏差稍大一点的数值作为选取数据的残差上限值. 对图 2a 的数据在舍弃了超过 ± 6 s 的残差值后, 其余数据的标准偏差为 2.16 s.

最后用于 Pn 速度反演的是 3 964 个区域地震在 213 个地震台站上记到的 28 275 个 Pn 到时数据. 研究区上地幔顶部 Pn 射线的覆盖图示于图 3.

2 分析方法

采用 Hearn(1996)的 Pn 速度层析成像的分析方法, 同时从 Pn 走时残差中反演上地幔顶层的 P 波速度扰动和速度的各向异性. 初始速度结构模型如下: 单层水平地壳的 P 波平均速度取 6.3 km/s; 根据拟合 Pn 走时曲线的结果, 地壳厚度取本区的平均地壳厚度 48.3 km, Pn 波速度取本区的平均速度 8.09 km/s.

假定沿莫霍面传播的 Pn 波速度是本区的平均速度加上一随空间变化的速度扰动, 每一地点的波速又由各向同性成分加上一个随方位以 2φ 变化(Backus, 1965)的各向异性扰动组成. 将上地幔顶层划分成二维的 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的网格, 第 i 个台站记录到第 j 次地震的 Pn 走时残差 t_{ij} 可表示成如下的走时方程:

$$t_{ij} = a_i + b_j + \sum d_{ijk} (s_k + A_k \cos 2\varphi + B_k \sin 2\varphi)$$

式中, φ 是台站对地震的方位角, a_i 是第 i 个台站的走时延迟, b_j 是第 j 次地震的走时延迟, d_{ijk} 是射线 ij 在第 k 个网格中穿过的距离, s_k 是第 k 个网格相对于全区平均慢度的慢度扰动值, A_k 和 B_k 是描述第 k 个网格慢度各向异性的参数, 网格 k 的快波速方向的方位角由 $(1/2) \arctan(B_k/A_k)$ 给出. 其波速各向异性成份的幅度由 $(A_k^2 + B_k^2)^{1/2}$ 给出. 由走时方程构成的方程组是未知量 a_i , b_j , s_k , A_k 和 B_k 的线性方程组, 用预条件的 LSQR 算法求解. 在求解过程中, 用两个阻尼因子分别控制慢度扰动和各向异性扰动参数解的光滑程度. 对于本研究所给出的结果, 两个阻尼因子皆取为 500, 计算的迭代次数为 60.

3 结果与分析

由反演 Pn 走时得到的上地幔顶部 P 波速度相对于平均速度的扰动的变化图象示于图 4. 由图 4 可见, 处于北部新疆亚板块和南部青藏亚板块接触带的祁连山地区, Pn 速度明显偏高. 该地区的新构造变形是以挤压变形为主(陈志泰, 1992), 近代地震活动也比较频繁, 发生过 1927 年古浪 8 级大地震和 1932 年昌马 7.6 级大地震. 在这一构造上并不稳定的地区 Pn 速度偏高, 可能与这里是陆内挤压变形带、没有伴随显著岩浆活动有关. 这里是缺少新生代岩浆活动的地区(刘若新等, 1989), 从中国新生代火山分布图(吕宗文, 1990)看, 这里也是一个未发现新生代火山活动的地区.

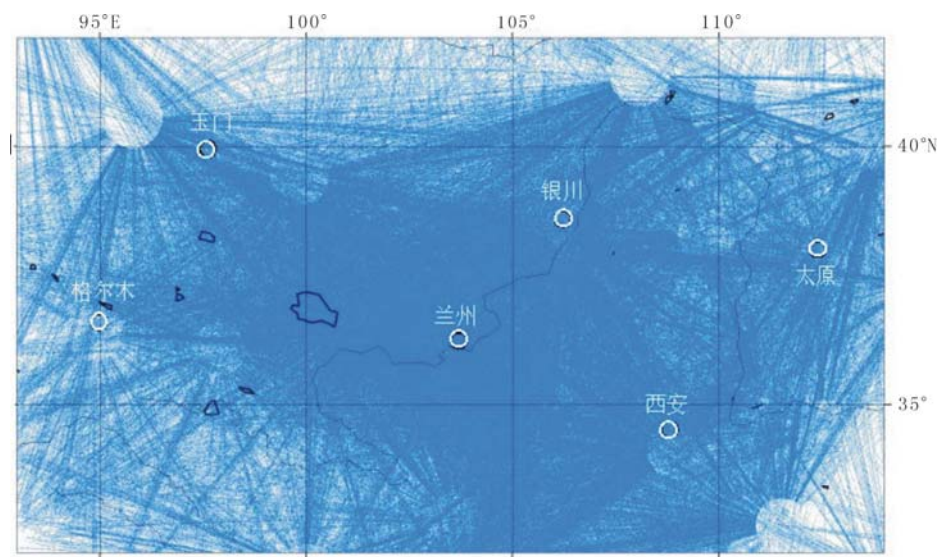


图 3 Pn 射线路径图

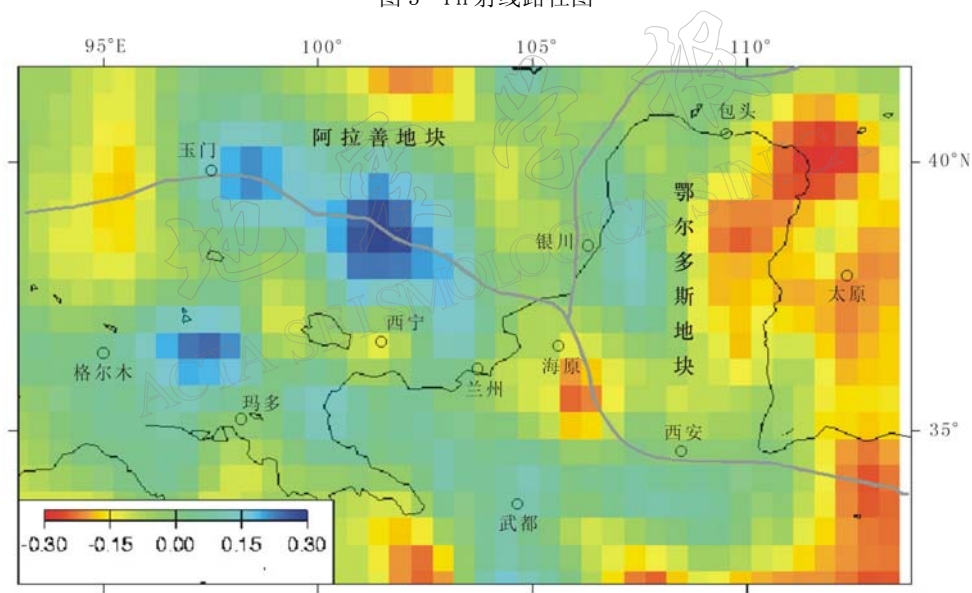


图 4 由走时反演得到的 Pn 速度变化图象

柴达木盆地地区也是 Pn 波速度较高的地区，这与汪素云等(2001)的结果是一致的，显示柴达木盆地是构造上相对稳定的地块。在柴达木东面，沿 WNW-ESE 方向延伸的西秦岭和秦岭褶皱带地区，Pn 波速度总体上是偏高的。

Pn 速度偏低的地区主要在山西高原地区。该地区的汾渭地堑是一张扭性地堑，说明山西高原有张性的新构造活动(环文林等，1982)。这里偏低的 Pn 波速可能与该地区在张性运动背景下地幔顶部温度偏高有关。

值得注意的是，尽管海原地区周围尤其是其西部，多为 Pn 速度偏高的地区，但海原附近恰是 Pn 速度可能偏低的地区。鄂尔多斯地块下面，Pn 速度不是均匀的，其西南部速度

偏高,而东北部速度偏低.鄂尔多斯地块下面 Pn 速度不均匀的基本特征,在汪素云等(2001)研究全国大陆 Pn 速度结构时就已发现,本研究用更多的数据进一步确认了这一特征.这可能说明,鄂尔多斯地块下的上地幔顶部速度结构与古老地块下的速度结构是有差异的,可能与该地块受青藏高原的挤压和华北拗陷伸张作用的影响,地块存在旋转运动有关(Zhang *et al.*, 1998).

反演获得的 Pn 速度的各向异性分布见图 5. 反演结果未发现本区上地幔顶部存在大范围的相对有规则的波速各向异性分布图象. 可能由于本区上地幔顶部的波速各向异性本身并不强,因而显示出图 5 的 Pn 快波速方向分布的复杂图象. 鄂尔多斯地块下面快波速方向是有变化的,西南部与东北部明显不同,标志着地块根部可能不是稳定不动的,而可能存在着扭动变形.

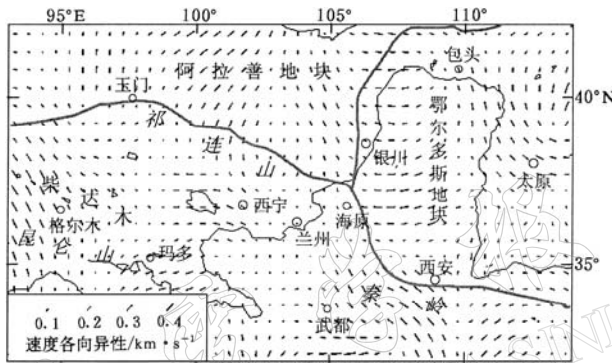


图 5 由走时反演得到的 Pn 速度各向异性分布图

在反演出本区的 Pn 速度扰动和各向异性变化后,相对于新的速度模型的 Pn 走时残差随震中距的变化示于图 2b,相应的 Pn 走时残差的标准偏差降低为 1.44 s. 相对于反演前取用 ± 6 s 以内数据所得的标准偏差 2.16 s,反演后的标准偏差降低了 0.72 s,即这部分降低的残差以前可能是由地幔顶部速度的横向变化和各向异性变化引起的.

4 讨论

1) 与通常的地球物理反演问题一样,本文的反演结果有不唯一性. 在本文反演过程中,有一些模型参数是可调的,如阻尼最小二乘算法中两个阻尼系数的取值大小、迭代计算的次数、慢度参数网格剖分的大小等. 另外,控制输入数据的一些参数也是可以变动的,如输入 Pn 到时的最大震中距、残差大小的截止限、选用数据的空间范围等. 本文对这些因素在合理取值范围内的可能变动都作了试验,文中发表的结果是慢度扰动和各向异性空间分布特征具有相当稳定性的结果. 根据试验经验看,在一些高速区和低速区,具体速度扰动值的大小是可能有些变动的,但空间分布的基本特征不会有大的改变. 输入 Pn 走时残差的大小对解出的速度扰动大小有影响,因而,误差较大的观测数据有可能带来不实的过大的速度扰动值.

2) 图 6a 给出了各台站 Pn 走时延迟的反演结果. 由此图可见,除个别台站的延迟量(或

正或负)较大外, 绝大部分台站的延迟量均较小, 这说明本文所用的平均地壳厚度 48.3 km 总体上是符合本区的实际情况的. 处于 NNE-SSW 方向延伸的山西地堑中的几个台站表现出了稍大的负延迟, 说明地堑中的地壳比平均地壳薄. 西部祁连山南面处于青藏高原地区的台站, 多数表现出稍大的正延迟, 说明那里的地壳比平均地壳厚度稍厚.

3) 由于本文利用了许多区域地震台站(见图 6a)的 Pn 到时记录, 因而获得了比只用国家地震台网记录(汪素云等, 2001)更密的射线覆盖, 射线的方位分布范围也更广些(图 3), 这可提高反演结果的分辨率. 用测试板方法, 对研究区不同大小的网格(例如: $2^{\circ} \times 2^{\circ}$, $3^{\circ} \times 3^{\circ}$ 等)人为施加幅值为 ± 0.3 km/s 的正弦函数式的速度扰动变化(Hearn, 1996), 对文中所用的射线分布计算理论走时残差, 然后再反演这些残差而得到速度扰动分布, 看原假设的速度扰动变化在反演结果中是否能得到分辨. 试验结果表明, 用本文资料总体上可达到 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 的分辨率, 相应的测试板试验结果示于图 6b.

4) 图 4 中阿拉善地块北部地区, 反演得到的 Pn 波速似乎偏低. 从图 6a 可看出, 阿拉善地块地区的地震台站过少. 从图 3 可看出, 那里的射线较稀. 由图 6b 可见, 在研究区北部边缘地区, 图象略显模糊, 说明那里的分辨率差些. 因此, 阿拉善地块地区波速偏低的结果不是完全可信的.

5) 李松林等(2001a)根据西吉—中卫地震测深剖面两个炮点记录得到的 Pn 波视速度为 8.00~8.05 km/s, 解释的上地幔顶部的 Pn 波速为 8.0 km/s. 从本文图 4 结果看, 海原及其以北地区的 Pn 波速度大致比全区平均速度 8.09 km/s 略低些, 与地震测深的结果基本是一致的. 李松林等(2001a)由地震测深资料推断的西吉—中卫间的地壳厚度最浅处(范围不大)为 45 km, 最深处为 51 km. 本文得到的平均地壳厚度 48.3 km, 与李松林等(2001a)的总体平均结果很接近.

6) 研究区是地壳厚度变化较大的地区, 现估计一下地壳厚度变化可能对结果的影响: 可能影响之一是, 用沿水平莫霍面滑行的 Pn 射线代替沿实际倾斜面滑行的射线, 走时计算有误差. 据李松林等(2002)玛沁—靖边地震测深剖面的结果, 除一些局部的小范围变化外, 这一横穿青藏高原东北边界的剖面所显示的莫霍界面总体上是一个倾斜面, 地壳厚度从玛沁附近(距剖面原点 250 km 处)的 60 km 逐渐变到靖边附近(距原点 1 000 km 处)的 40 km, 即在 750 km 距离内地壳厚度变化 20 km, 莫霍面倾角为 1.53° . 用此倾斜的莫霍面模型计算的 Pn 走时与用水平模型计算的走时差值最大为 0.086 s. 这是按沿莫霍面下行的射线估计的走

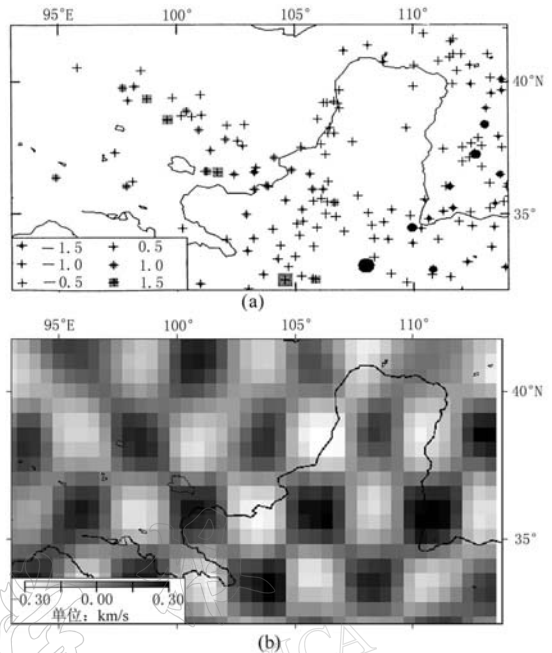


图 6 (a) 反演得到的 Pn 走时台站延迟, 单位: s. “+” 符号表示台站, 方框表示正延迟, 圆圈表示负延迟; (b) 反映反演结果分辨率的 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 的测试板试验结果

时差上限,沿上行射线计算的走时差要更小.前已述及,本文反演的Pn速度模型可使走时残差的标准偏差减少 0.72 s.与此数值相比,忽略最大为 0.086 s的变化似不致对结果引起较大误差;另一可能影响是地壳厚度增加所引起的压强增加会使Pn速度偏大.这确实可能是影响本区Pn速度东低西高的因素之一.由于该区莫霍面深度变化大致与地形成镜像关系(滕吉文等,2002),对比图 4 中的Pn变化影像与图 1 的地形图可见,Pn速度的横向变化总体上并不与地壳厚度变化显著相关.

在 Pn 速度层析成像研究中如何考虑地壳厚度变化的影响,还需作进一步研究.

感谢 T. M. Hearn 教授提供的 Pn 走时层析成像程序.

参 考 文 献

- 陈志泰. 1992. 青藏高原东北缘断层活动及其动力作用[J]. 西北地震学报, 14(增刊): 57~65
- 丁国瑜主编. 1991. 中国岩石圈动力学概论[M]. 北京: 地震出版社, 144~153
- 环文林, 时振梁, 鄢家全. 1982. 中国东部及邻区中新生代构造演化与太平洋板块运动[J]. 地质科学, (2): 179~190
- 李清河, 郭守年, 吕德徽. 1999. 鄂尔多斯西缘与西南缘深部结构与构造[M]. 北京: 地震出版社, 1~257
- 李松林, 张先康, 任青芳, 等. 2001a. 西吉—中卫地震测深剖面及其解释[J]. 地震地质, 23(1): 86~92
- 李松林, 张先康, 张成科, 等. 2001b. 海原 8.5 级大震区地壳结构探测研究[J]. 中国地震, 17(1): 16~23
- 李松林, 张先康, 张成科, 等. 2002. 玛沁—兰州—靖边地震测深剖面地壳速度结构的初步研究[J]. 地球物理学报, 45(2): 210~217
- 刘若新, 孙建中, 樊祺诚, 等. 1989. 新生代岩浆分布[A]. 见: 马杏垣主编. 中国岩石圈动力学地图集[C]. 北京: 中国地图出版社, 图 13
- 吕宗文. 1990. 我国新生代火山活动特征及危险活动区的初步划定[A]. 见: 任锦章主编. 火山研究与发展——1989 年全国火山·地震研讨会文集[C]. 北京: 地震出版社, 12~48
- 裴顺平, 许忠淮, 汪素云. 2002. 新疆及邻区 Pn 速度层析成像[J]. 地球物理学报, 45(2): 119~126
- 滕吉文, 曾融生, 闫雅芬, 等. 2002. 东亚大陆及周边海域 Moho 界面深度分布和基本构造格局[J]. 中国科学(D 辑), 32(2): 89~100
- 汪素云, Hearn T M, 许忠淮, 等. 2001. 中国大陆上地幔顶部 Pn 速度结构[J]. 中国科学(D 辑), 31(6): 449~454
- 张元生, 李清河, 徐果明. 1998. 联合利用走时与波形反演技术研究地壳三维速度结构(II)——应用[J]. 西北地震学报, 20(3): 44~51
- Backus G E. 1965. Possible forms of seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans[J]. *J Geophys Res*, 70(14): 3 429~3 439.
- Hearn T M. 1996. Anisotropic Pn tomography in the western United States[J]. *J Geophys Res*, 101(B4): 8 403~8 414
- Zhang Y Q, Mercier J L, Vergely P. 1998. Extension in the graben systems around the Ordos (China) and its contribution to the extrusion tectonics of south China with respect to Gobi-Mongolia[J]. *Tectonophysics*, 285(1/2): 41~75

LATERAL VARIATION OF Pn VELOCITY BENEATH NORTHEASTERN MARGINAL REGION OF QINGZANG PLATEAU

Xu Zhonghuai Wang Suyun Pei Shunping

(Institute of Geophysics, China Seismological Bureau, Beijing 100081, China)

Abstract: Pn arrival time data are collected from the bulletins of both national and regional seismological network in China. These data are tomographically inverted to map the lateral variation and anisotropy of Pn velocity in the northeastern marginal region of Qingzang plateau. The average Pn velocity in this region is 8.09 km/s, being a little higher than the average for whole China. Higher velocity is found in tectonically stable Qaidam basin, while lower velocity is seen in and around tectonically active Shanxi graben. The region where the 1920 Haiyuan great earthquake occurred show a slightly low Pn velocity. A noticeable result is that, differing from the tectonically compressive Tianshan region, where Pn velocity is low (Pei *et al.*, 2002), the Qilian Mountain region, where the Neo-tectonic deformation is also primarily compressive, shows high Pn velocity. In the uppermost mantle beneath the Ordos plateau Pn velocity is inhomogeneous, varying from higher velocity in southwestern part to lower one in northeastern part. This may be attributed to possible tectonic movement of the Ordos block, as there are strong earthquakes all around the block.

Key words: Pn; tomography; northeastern Qingzang Plateau