

文章编号: 0253-3782(2004)01-0001-10

中国及邻区 Pn 波速度结构成因探讨^{*}

裴顺平¹⁾ 许忠淮²⁾ 汪素云²⁾

1) 中国北京 100871 北京大学地球物理系, 计算地球动力学重点实验室

2) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

摘要 在汪素云等利用全国地震台网资料所得结果的基础上, 补充了约 5 万条区域地震台网 Pn 波到时数据, 再次反演了中国及邻区 Pn 波速度横向变化和各向异性变化. 对比分析了研究区的地壳厚度分布、大地热流分布、新生代火山岩分布和高温、高压实验研究结果, 并探讨了中国及邻区 Pn 波速度结构的成因. 定量分析结果表明, Pn 波速度与地壳厚度成正相关变化, 与大地热流成反相关变化. 根据 Pn 波速度随地壳厚度变化而估计的 P 波速度 v_p 随压强 p 的变化率 $\partial v_p / \partial p$, 与 (Matsushima 和 Akeni) 由二辉橄榄岩包体的岩石实验所得结果非常接近. 在扣除了增厚地壳引起的压强增大对 Pn 波速度的可能影响后, 青藏高原地区的低 Pn 速度区更加显著. 低 Pn 速度区与新生代火山岩分布区有较好的一致性. 在几处波速各向异性显著的区域, 快波速方向与地壳最大主压应力方向和现代地壳运动方向一致, 可能与研究区上地幔顶部沿挤压方向的流动变形有关.

关键词 Pn 层析成像 各向异性 中国及邻区

中图分类号: P315.3 **文献标识码**: A

引言

近年来, 用 Moho 面折射波研究上地幔顶部地震波速度结构结果表明, 上地幔顶部的波速存在明显的横向变化, 并存在随空间变化的波速各向异性 (Hearn, 1996, 1999; Mele *et al*, 1998; 汪素云等, 2001). 对于形成波速横向变化的原因, 一般认为可能与上地幔顶部的物质成分、压强和温度变化有关 (Hearn, 1984, 1999; Beghoul *et al*, 1993). 对于波速各向异性, 一般认为可能与存在橄榄石晶体定向排列有关 (Hearn, 1999), 或是由面状岩脉的侵入所引起 (Silver, 1996). 已有研究对特定地区上地幔顶部波速变化的原因, 多是作定性的解释和讨论, 较少作定量分析.

汪素云等 (2001) 用近 4 万条主要是全国地震台网的 Pn 到时数据, 反演了中国大陆上地幔顶部速度的横向变化和各向异性变化, 发现中国西部地区以高速异常为主, 东部地区以低速异常为主, 多数构造上稳定的地区波速偏高, 而构造上活跃的地区多为 Pn 波速的低异常区. 该文对所获结果作了简要解释, 但尚未对形成高低速异常的物理原因作深入分析. 高温高压下的岩石实验发现, 超基性岩石纵波速度随着压强的增大而增加 (Matsushima, Akeni, 1977). 由于中国及邻区地壳厚度总体上是西厚东薄, 在厚地壳地区 Moho 面

^{*} 国家重大基础研究发展规划项目 (G1998040700/子课题 95-13-02-05) 资助.
2002-10-28 收到初稿, 2003-08-07 收到修改稿并决定采用.

处的压强要比薄地壳地区处的压强大,中国及邻区 Pn 速度的高低是否主要起源于与地壳厚度差异有关的压强变化呢?若将 Pn 波速通过某种办法“归一”到某个等压面上去以后,其地区性变化特征又将如何呢?本文将根据中国及邻区地壳厚度和大地热流的最新研究成果,定量研究该地区 Pn 波速度横向变化的成因,并探讨在所研究的特定地区,出现 Pn 波速各向异性的可能原因.

1 Pn 波速变化

本研究在汪素云等(2001)所得结果的基础上,补充了多个区域台网得到的 5 万多条 Pn 波到时数据,再次反演了中国及邻区的 Pn 波速度分布. Pn 震相到时主要选自《中国地震年报》1985~1998 年的数据,以及大部分省市区域台网的数据,其中包括新疆区域台网 1990~2000 年 4 月的数据,1990~1999 年西藏、青海、甘肃、宁夏、陕西、内蒙、黑龙江、吉林、辽宁、北京、河北、河南、山西、山东、江苏、上海、安徽、浙江、湖北、湖南、江西、福建、广东、广西、贵州、海南等区域地震台网的地震观测报告. 另外,还有西藏 INDE-PTH2 项目临时台网的数据(丁志峰等, 1992),并有少量邻国的数据,去掉重复的数据条目,同时去掉年报中没有而区域台网中有的地震,并用年报的地震目录代替区域台网中相同的地震,因为年报目录进行过重新定位,精度一般要高些. 最后本文选用的浅源地震为 7 382 次,利用的台站为 575 个,共利用了震中距在 $2^{\circ}\sim 12^{\circ}$ 的 Pn 波射线 91 138 条.

用层析成像方法(Hearn, 1996)反演上述数据得到的 Pn 波速度横向变化见图 1a, b. 其中,图 1a 是直接反演的结果;作为对比,图 1b 给出了扣除地壳厚度变化对 Pn 波速度的可能影响(分析见下文)后的结果. 反演得到的波速各向异性变化见图 2. 由于射线覆盖的改善,使得大部分地区反演得到的速度模型参数的空间分辨率由原来的 $4^{\circ}\times 4^{\circ}$ 提高到 $3^{\circ}\times 3^{\circ}$. 图 1 和图 2 所示波速变化的总体特征与汪素云等(2001)所得结果是一致的,这说明了本项层析成像研究的结果具有稳定性. 但补充新数据后的结果与原结果也有一些差别,例如,原结果中在雷州半岛北部有一范围不大的强低速异常区,汪素云等(2001)曾认为由于该地区处于研究区的边缘,该异常区“还需要补充区域地震台网的数据”才能进一步确认. 本研究在实际补充了区域地震台网数据后所反演的结果表明,雷州半岛北部并不存在强低速异常区,实际情况是存在一个从广东至台湾南部的华南速度偏低的带状区域(图 1). 该东西向的 Pn 波速度偏低区在 Sn 波速层析成像结果中也有显示(裴顺平等, 2002; 2003). 在汪素云等(2001)和本文的结果中,华南地台地区相对于其北部和南部,均是波速相对偏高的地区.

2 速度结构与构造活动的关系

Pn 波速度分布形态与构造活动的基本特征显示出相关性. 在构造活动比较弱的地区,例如古老盆地、地台等都呈现高速异常;而在新构造活动比较强烈的地区,例如活动的造山带、伸展盆地、火山区等则呈现低速异常.

中国西部以高速异常为主. 中西部的几个大型拗陷盆地,如塔里木盆地、准噶尔盆地、吐鲁番-哈密盆地、柴达木盆地和四川盆地,其内部构造变形相对较弱,岩浆活动也很弱,是构造上的稳定地区. 其速度也偏高,在盆地周围的造山带则速度偏低,可能是因为那里构造变形强烈的缘故. 在新疆和西北地区 Pn 速度的相对高低与李强等(1994)和胥颐等

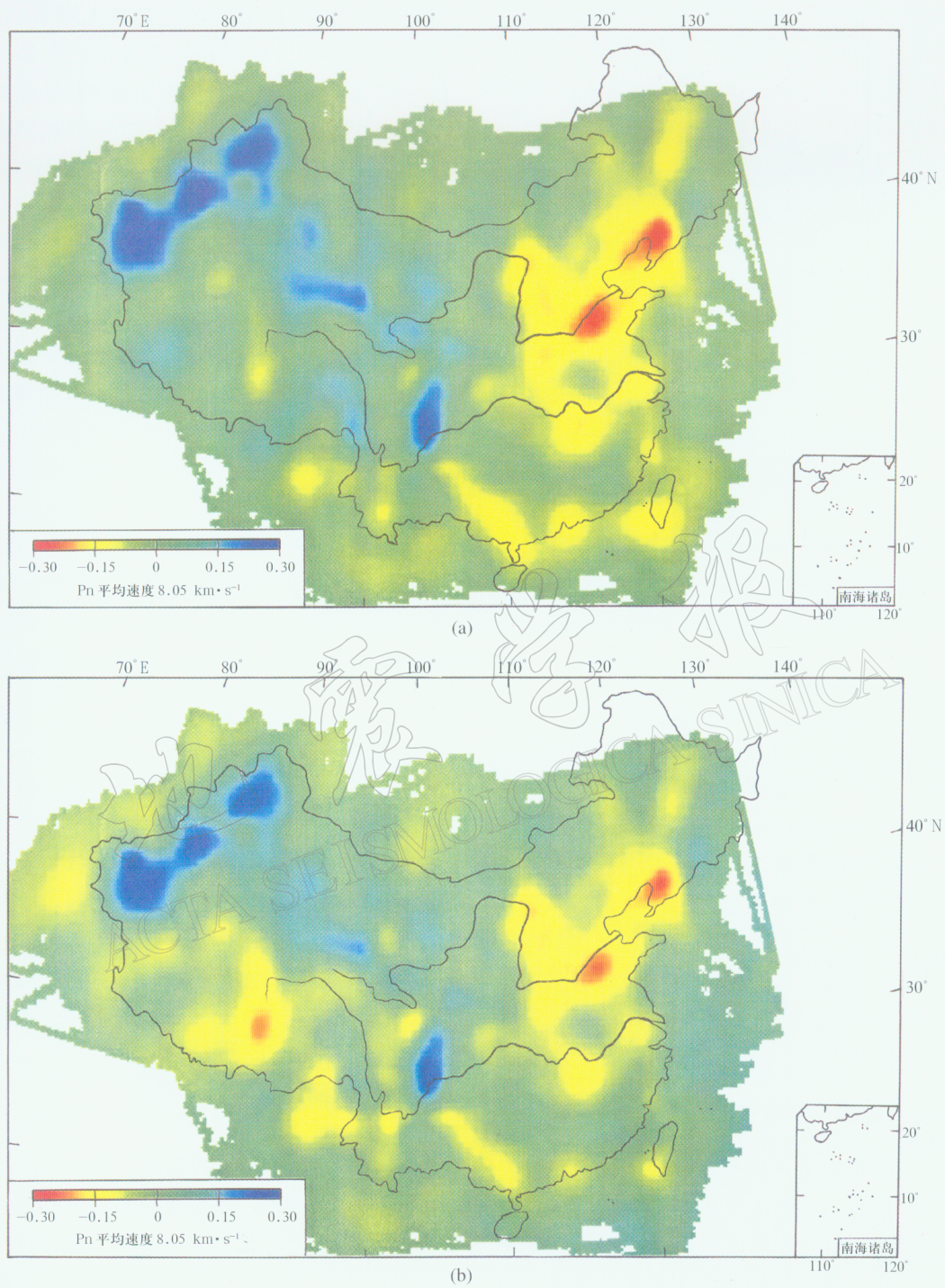


图 1 Pn 波速度横向变化图象

(a) 直接反演所得的图象；(b) 扣除地壳厚度变化影响后的图象

红色表示低速异常；蓝色表示高速异常。平均 Pn 速度为 8.05 km/s ，等值线间隔为 0.1 km/s

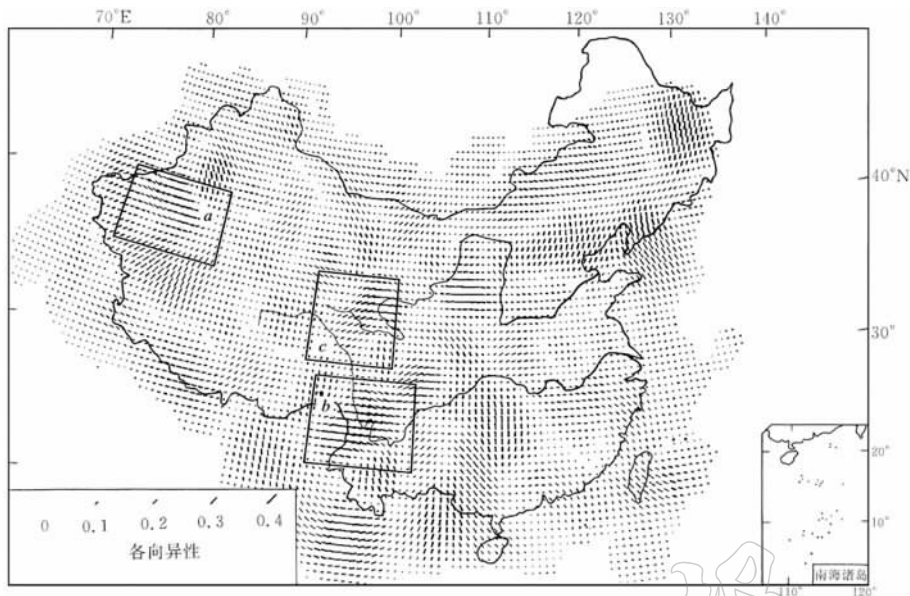


图 2 Pn 波速度各向异性变化图象

短线段的方向指示了快波速方向，其长短代表各向异性的大小。图中 *a*、*b*、*c* 表示射线分布较密且各向异性较强的 3 个地区

(2000)在地壳上地幔三维速度结构层析成像中求得的 50 km 处速度分布基本一致，只是在边缘地区稍有差异。在青藏高原中部地区，存在近东西向的低速异常带，这与 McNamara 等(1997)关于青藏高原 Pn 波速度异常分布的计算结果是一致的。这里也是 Sn 波传播衰减比较大的地区(Barazangi, James, 1982)。

中国东部地区以低速异常为主，整个华北张裂盆地(Ye *et al*, 1985)低速异常可能与东部地区地壳的伸展减薄和伴生的岩浆活动有关。山西北部的低速异常可能与大同新生代火山活动有关，川滇西部地区的低速异常可能与攀西古裂谷的残余及新的火山岩浆囊有关。鄂尔多斯地台因其是稳定的地台而呈现高速异常。本研究 Pn 波速度分布在中国东部地区与刘福田等(1989)所作的中国大陆三维 P 波速度层析成像在 45 km 深度的速度分布也是基本吻合的。

3 速度与地壳厚度的关系

波速通常与物质组成有关，同时也受到外部条件即温度和压力的影响。但对于上地幔顶部而言，一般认为其物质组成以橄榄岩为主(Anderson 1989)。如果忽略物质组成对速度的影响，压力和温度将以怎样的形式影响速度呢？下面首先讨论压力对速度大小的影响。我们用上覆岩层的重力引起的压强来估计 Moho 面处的压力大小，若地壳岩石密度皆取平均密度，则 Moho 面处压强的变化就只与地壳厚度有关了。于是我们转而讨论 Pn 速度变化与地壳厚度变化的关系。

中国东西部地壳厚度存在明显差异，东部较薄，为 30~45 km；西部较厚，为 45~75 km。如果取地壳平均密度为 $2.7 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ ，那么 10 km 的地壳厚度相当于 265 MPa 的

压强，中国上地幔顶部的压强大约为 0.8~2 GPa. 本文用射线超过 20 条的网格 Pn 波速度扰动 Δv_{Pn} (km/s)，与各网格相应地点的莫霍面深度 H (km) (滕吉文等, 2002) 进行线性回归分析，结果表示在图 3 中. 拟合直线的斜率 $\partial v_{\text{Pn}}/\partial H$ 为 3.53×10^{-3} km/(s · km). 将 $\partial v_{\text{Pn}}/\partial H$ 换算成 $\partial v_{\text{Pn}}/\partial p$ 后为 1.33×10^{-4} km/(s · MPa)，这与 Matsushima 和 Akeni(1977) 在活塞圆筒装置中高温高压实验结果非常接近. 他们在 2.0 GPa 和 800℃ 下测定了二辉橄榄岩包体的 v_{Pn} 值，计算出 $\partial v_{\text{Pn}}/\partial p = 1.36 \times 10^{-4}$ km/(s · MPa). 本文推断的结果与这一结果很接近. 另外，从回归图象中还可以看出，在地壳厚度为 42~55 km 的地方，Pn 波速主要表现为高速异常. 该地壳厚度对应的区域主要为塔里木盆地、准噶尔盆地、柴达木盆地等. 而在这些地区，大地热流是全国最低的，因此，其地幔顶部温度低可能是这些地区 Pn 波速高的原因.

根据图 3 的回归关系可扣除地壳厚度变化对 Pn 波速的影响，得到平均地壳厚度条件下的 Pn 波速度变化图，结果已表示在图 1b 中. 扣除地壳厚度影响后，中国东部的速度略有提高，西部的速度略有降低，但仍然保持了原来的整体趋势；变化比较明显的是青藏高原中部，原本略低的速度异常变得更加明显，基本上都低于平均速度.

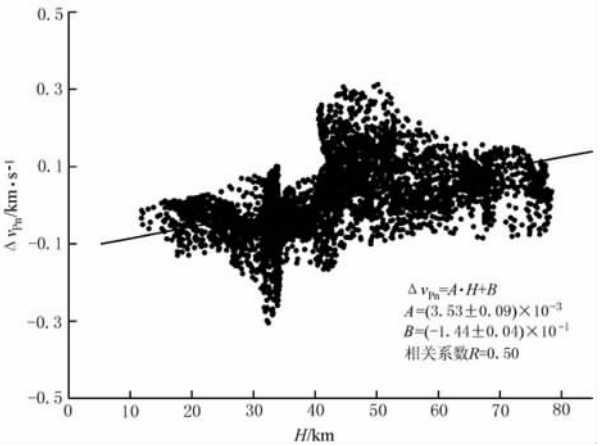


图 3 Pn 波速度扰动(Δv_{Pn})与地壳厚度(H)的线性回归关系
横坐标为地壳厚度 H ，纵坐标为 Pn 波速度扰动 Δv_{Pn}

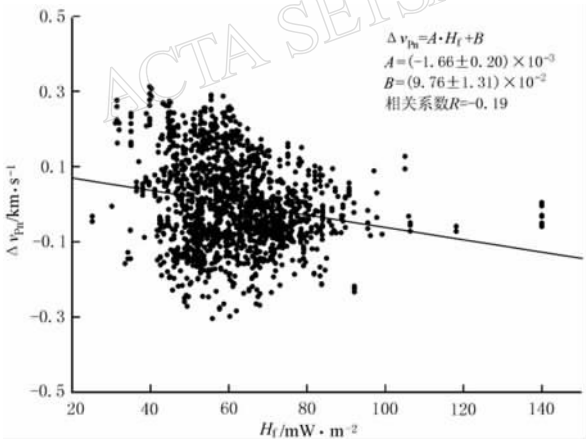


图 4 Pn 波速度扰动(Δv_{Pn})与大地热流(H_f)的线性回归关系
横坐标为大地热流值 H_f ，纵坐标为 Pn 波速度扰动 Δv_{Pn}

4 速度与大地热流的关系

温度也是影响速度高低的重要因素，大地热流与上地幔顶部的温度有非常密切的关系. 中国大陆的大地热流基本格局是“东高、中低，西南高、西北低”(胡圣标等, 2001). 根据胡圣标等(2001)编辑的中国大陆大地热流数据中的 A, B 和 C 类数据，按本文的速度网格在 1.5° 范围内进行加权平均(这样加权是因为大地热流的观测起伏较大，相邻很近的点，观测值可能相差很大)，最后共得到 1 656 个 Pn 速度-大地热流数

据对，其中，97% 的网格有大于 20 条的射线穿过. 速度扰动随大地热流的变化示于图 4. 对 Pn 波速度与大地热流进行线性回归分析的结果表明，二者呈负相关关系. 这与实验结果也是一致的：随着温度的升高，速度基本呈线性降低(Kern, 1982). Black 和 Braile

(1982)根据 Pn 波速度与大地热流(皆使用标准单位)拟合得到的斜率为 -8.29×10^{-3} , 本研究对 Pn 波速的拟合结果斜率为 -1.66×10^{-3} , 绝对值偏小. 这可能是大地热流不仅包含地幔温度的影响, 也包括地壳热源和厚度的影响等原因造成的. 但值得注意的是, Pn 波低速区与中国大陆新生代岩浆岩(刘嘉麒, 1999)的分布有较好的一致性, 如果去掉地壳厚度的影响, 则二者吻合得更好. 几乎所有的火山岩都分布在 Pn 波低速区, 只有渤海湾东北部和庐山西部山区的低速区没有火山岩分布. 但《中国岩石圈动力学地图集》中的新生代岩浆岩分布图中(马杏垣, 1989), 渤海湾东北部也存在岩浆岩. 在庐山西部山区的低速区, 两图都没有火山岩分布. 但在刘福田等(1989)的三维 P 波层析成像结果中, 在 45 km 处, 该区也是低速. Pn 波低速区与新生代火山岩分布比较吻合, 说明上地幔顶部波速和其温度有明显的相关关系. 如果在 Pn 速度中扣除地壳厚度的影响后, 再与大地热流进行相关分析, 得到的斜率为 $(-1.84 \pm 0.17) \times 10^{-3}$, 斜率的绝对数值有所增大, 并且相关性也更好一些.

5 Pn 波速度各向异性与应力场的关系

Pn 波速度各向异性一般认为是由于上地幔顶部物质缓慢的流动变形而造成的橄榄岩晶体的定向排列, 它与应力状态、板块运动的历史有密切的关系. 本文反演得到的中国 Pn 速度各向异性快波速方向则与最大主压应力方向有着较好的一致性. 最大主应力方向(许忠淮, 2001)主要是采用地震矩张量解和震源机制解推断得到, 其反映的为地壳中部的应力状态, 从区域范围来说, 与上地幔顶部的应力方向的分布特征是比较接近的. 本文重点讨论各向异性计算结果的可靠性, 即射线分布比较密且各向异性显著的几个地区. 同时为验证各向异性计算结果的可靠性, 分别给出这几个地区视速度随方位的变化. Pn 波视速度扰动由如下公式给出:

$$\Delta v_{\text{Pn}} = -\bar{v}_{\text{平均}}^2 \times \Delta S = -\bar{v}_{\text{平均}}^2 \times t_{\text{res}} / \Delta$$

t_{res} 为走时残差, Δ 为震中距, ΔS 为慢度扰动.

1) 塔里木盆地($77^\circ \sim 86^\circ \text{E}$, $37^\circ \sim 42^\circ \text{N}$). 该地区反演得到的各向异性快波速方向为北西方向(图 2), 而 Pn 波视速度的快波方向也大致为北西方向(图 5a). 其大小约为 0.2 km/s , 与反演结果一致. 塔里木盆地的平均最大主压应力方向为北北西方向(许忠淮, 2001), 与各向异性的方向基本一致.

2) 川西藏东地区($96^\circ \sim 104^\circ \text{E}$, $25^\circ \sim 31^\circ \text{N}$). 该地区的 Pn 波视速度各向异性快波速平均方向大致为北西方向(图 5b), 反演得到的各向异性快波速方向也基本为北西方向(图 2). 该地区的最大主压应力方向为北西西方向(许忠淮, 2001), 二者也基本一致.

3) 柴达木盆地东端($95^\circ \sim 102^\circ \text{E}$, $32^\circ \sim 38^\circ \text{N}$). 该地区反演得到的各向异性快波方向为北东方向转到近东西方向(图 2). 其 Pn 波视速度快波速方向出现两个优势方向: 近东西向和近北东向(图 5c), 与反演结果相符. 该区的最大主压应力方向为北东方向(许忠淮, 2001), 二者也比较接近.

4) 其它地区. 其它几个射线不是很密但各向异性较强的地区, 其各向异性的方向也与最大主压应力方向基本一致. 天山中部的各向异性快波速方向为南北方向, 该地区的最大主压应力方向也为南北方向; 塔里木盆地南部地区, 各向异性快波速方向为北东方向, 最大主压应力方向为北北东方向; 广西北部地区和台湾地区, 各向异性快波速方向为北西方

向，最大主压应力方向也为北西方向.

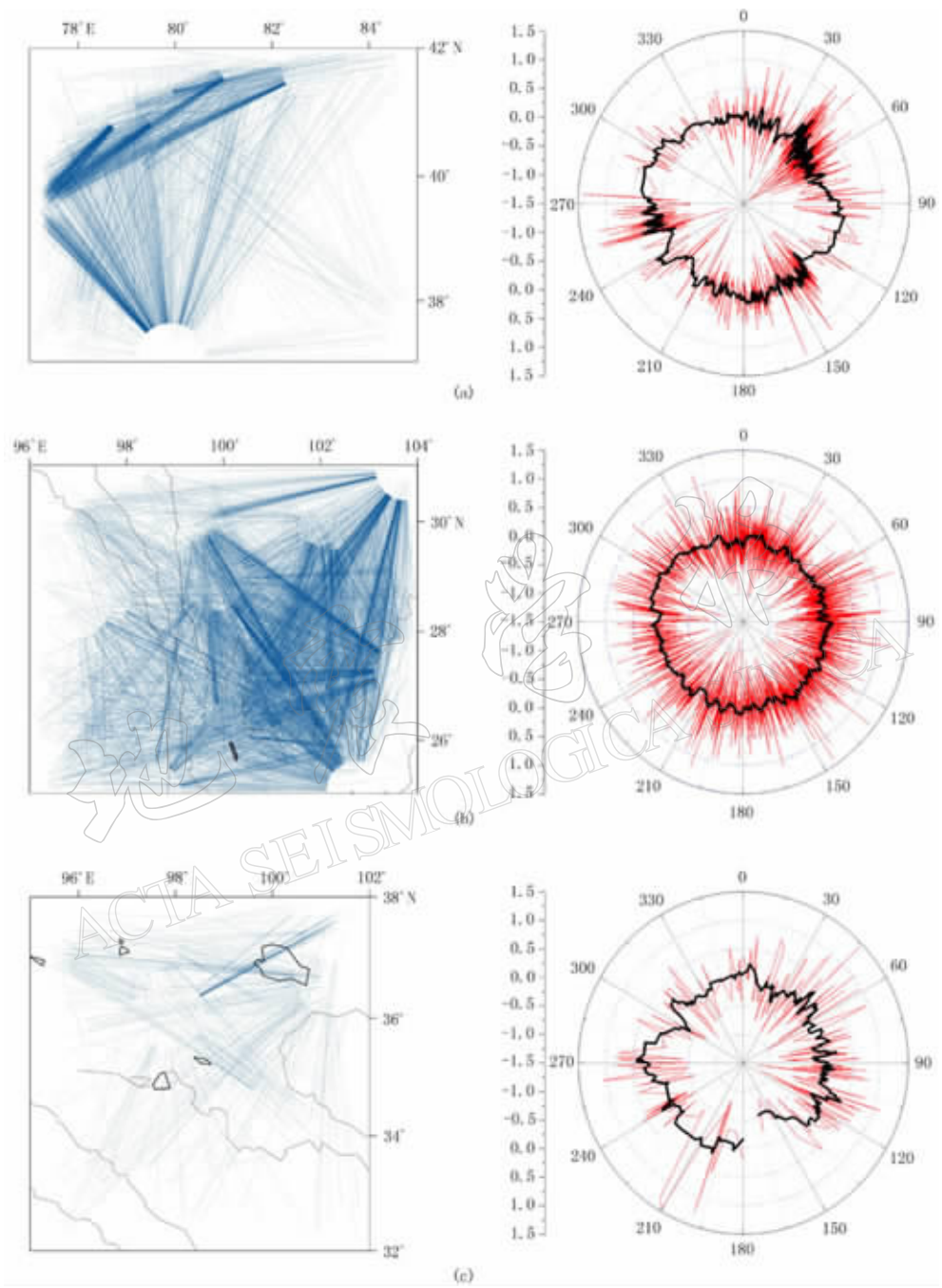


图 5 Pn 视速度玫瑰花图

(a), (b), (c) 左图射线分布对应的区域与图 2 中 3 个区域一致，右图为视速度玫瑰花图

在研究区的边缘地区，由于射线较少，方位分布也不太好，故反演得到的各向异性误差较大。对于各向异性较弱或没有各向异性的地区，一些较小的误差都可以导致各向异性方向变化较大。对于这两种情况，讨论其方向与最大主压应力已没有实际意义。

6 Pn 波速度各向异性与现今地壳运动的关系

地壳运动资料主要来源于 GPS 观测. 最新的 GPS 观测(杨国华等, 2002)表明, 中国地壳运动东西部存在明显差异, 东部以东西向和南东东向运动为主, 西部则以南北向运动为主, 在大约 $95^{\circ}\sim 105^{\circ}\text{E}$ 为过渡带, 运动方向由南北向逐渐转为东西方向, 甚至南东东向(图 6).

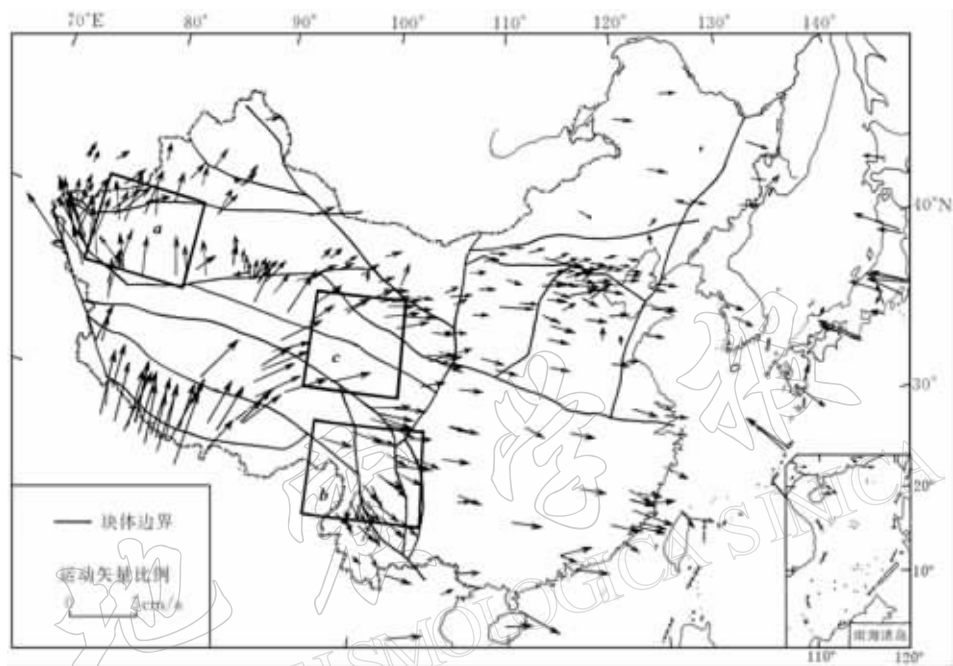


图 6 中国及邻区地壳运动 GPS 速率图(据杨国华等, 2002)

图中速率是在 ITRF'97 框架下并相对于欧亚板块稳定部分的运动

速率. a, b, c 3 个区域与图 2 中 3 个区域相对应

在几个射线较密、各向异性较强的地区, Pn 波快波速方向与地壳运动方向基本一致: ① 在川西藏东地区, 快波速方向为北西西-南东东方向, 地壳运动方向为东南方向; ② 在柴达木盆地东端, 二者都表现出由北东向逐渐转为东西向的趋势; ③ 在鄂尔多斯地台, Pn 波快波速方向为东西向, 地壳运动方向也为近东西向; ④ 在天山中部, 二者都为南北方向. 二者差别较大的地方是在塔里木盆地西部地区, 该地区的地壳运动方向为南北方向, 而 Pn 波快波速方向为北西向. 但是, Pn 波快波速方向与最大主压应力方向在这两地区却吻合得较好.

Pn 波快波速方向与最大主压应力方向及地壳运动运动方向在宏观上的基本一致, 可能与大陆岩石圈蠕动变形有关. 上地幔各向异性一般认为是地幔物质运动造成晶体定向排列形成的, 晶体定向排列的方向就是地幔物质的蠕动方向, 从而也是由地幔物质蠕动形成的对地壳底部驱动力的方向, 这可能是 Pn 波快波速方向与最大主压应力方向一致的原因.

从计算结果来看, 并不是整个上地幔顶部都存在很强的各向异性, 这可能有二个原因: 一是实际的各向异性在一些地区本身就很弱; 二是晶体定向排列的方向与 Moho 面夹

角比较大, 故沿着 Moho 面方向看, 各向异性比较小.

7 结语

本文通过增加大量区域地震数据, 获得更为可靠的速度结构; 同时深入探讨速度分布与构造活动、地壳厚度和大地热流的关系, 以及各向异性与地壳最大主压应力方向和地壳运动方向的关系, 得到一些有意义的结果:

1) 中国东西部存在明显的速度差异, 东部以低速异常为主, 西部以高速异常为主. 在构造上比较稳定的盆地和地台(塔里木盆地、准噶尔盆地、柴达木盆地、四川盆地、鄂尔多斯地台等)都呈现高速异常; 在构造活动强烈的造山带、火山区、伸展盆地(华北盆地), 则呈现低速异常.

2) 速度分布与地壳厚度成正相关关系, 与大地热流成反相关关系. 低速区与新生代火山岩的分布基本一致. 说明上地幔顶部的温度可能是影响速度分布的主要因素.

3) 在各向异性较强的地区, 各向异性快波速方向与最大主压应力方向和地壳运动方向基本一致. 说明地壳与上地幔存在一定的耦合关系.

感谢 Thomas Hearn 教授提供的 Pn 走时层析成像程序.

参 考 文 献

- 丁志峰, 曾融生, 吴大铭. 1992. 青藏高原的 Pn 波速度和 Moho 面的起伏[J]. 地震学报, **14**(增刊): 592~599
- 胡圣标, 何丽娟, 汪集旸. 2001. 中国大陆地区大地热流数据汇编(第三版)[J]. 地球物理学报, **44**(5): 611~626
- 李强, 刘瑞丰, 杜安陆, 等. 1994. 新疆及其毗邻地区地震层析成像[J]. 地球物理学报, **37**(3): 311~320
- 刘福田, 曲克信, 吴华, 等. 1989. 中国大陆及其邻近地区的地震层析成像[J]. 地球物理学报, **32**(3): 281~291
- 刘嘉麒. 1999. 中国火山[M]. 北京: 科学出版社, 61
- 马杏垣主编. 1989. 中国岩石圈动力学地图集[M]. 北京: 中国地图出版社.
- 裴顺平, 许忠淮, 汪素云, 等. 2002. 新疆及邻区 Pn 速度层析成像[J]. 地球物理学报, **45**(2): 218~225
- 裴顺平, 许忠淮, 汪素云. 2004. 中国及邻近地区上地幔顶部 Sn 波速度层析成像[J]. 地球物理学报, 待发表
- 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
- 胥颐, 刘福田, 刘建华, 等. 2000. 中国大陆西北造山带及其毗邻盆地的地震层析成像[J]. 中国科学(D 辑), **30**(2): 113~122
- 许忠淮. 2001. 东亚地区现今构造应力图的编制[J]. 地震学报, **23**(5): 492~501
- 杨国华, 李延兴, 韩月萍, 等. 2002. 由 GPS 观测结果推导中国大陆现今水平应变场[J]. 地震学报, **24**(4): 337~347
- Anderson D L. 1989. Theory of the Earth[M]. Boston: Blackwell Scientific Publications, 44~47
- Barazangi M, James Ni. 1982. Velocities and propagation characteristics of Pn and Sn beneath the Himalayan arc and Tibetan plateau: Possible evidence for underthrusting of Indian continental lithosphere beneath Tibet[J]. *Geology*, **10**: 179~185
- Beghoul N, Barazangi M, Isacks B L. 1993. Lithospheric structure of Tibet and western North America: Mechanisms of uplift and a comparative study[J]. *J Geophys Res*, **98**: 1 997~2 016
- Black P R, Braile L W. 1982. Pn velocity and cooling of the continental lithosphere[J]. *J Geophys Res*, **87**: 10 557~10 568
- Hearn T M. 1984. Pn travel times in southern California[J]. *J Geophys Res*, **89**: 1 843~1 855
- Hearn T M. 1996. Anisotropic Pn tomography in the western United States[J]. *J Geophys Res*, **101**(B4): 8 403~8 414
- Hearn T M. 1999. Uppermost mantle velocities and anisotropy beneath Europe[J]. *J Geophys Res*, **104**(B7): 15 123~15 139

- Kern H. 1982. P and S wave velocity in crustal and mantle rocks under the simultaneous action of high confining pressure and high temperature and the rock microstructure[A]. In: Schreyer W ed. *High-pressure research in geosciences*[C]. Stuttgart; E. Schreierbart'sche Verlagsbuchhandlung, 15~45
- Matsushima S, Akeni K. 1977. Elastic wave velocities in the ichinome-gata ultramafic nodules; composition of the uppermost mantle[A]. In: Murli H ed. *High-Pressure Research: Application in Geophysics*[C]. New York; Manghnani and Syun-iti Akimoto Academic Press, 65~76
- McNamara D E, Walter W R, Owens T J, *et al.* 1997. Upper mantle velocity structure beneath the Tibetan Plateau from Pn travel time tomography[J]. *J Geophys Res*, **102**(B1): 493~505
- Mele G, Rovelli A, Seber D, *et al.* 1998. Compressional velocity structure and anisotropy in the uppermost mantle beneath Italy and surrounding regions[J]. *J Geophys Res*, **103**(B6): 12 529~12 543
- Silver P G. 1996. Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of geology[J]. *Annu Rev Earth Planet Sci*, **24**: 385~432
- Ye Hong, Shedlock K M, Hellinger S J, *et al.* 1985. The North China basin: an example of a Cenozoic rifted intraplate basin[J]. *Tectonics*, **4**(2): 153~169

DISCUSSION ON ORIGIN OF Pn VELOCITY VARIATION IN CHINA AND ADJACENT REGION

Pei Shunping¹⁾ Xu Zhonghuai²⁾ Wang Suyun²⁾

1) *Computational Geodynamics Laboratory Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871, China*

2) *Institute of Geophysics, China Seismological Bureau, Beijing 100081, China*

Abstract: Pn velocity lateral variation and anisotropy images were reconstructed by adding about 50,000 travel times from regional seismic networks to the datum set of near 40,000 travel times from national seismic network used by Wang *et al.* (2001). We discussed the relation of Pn velocity variation to Moho depth, earth's heatflow, distribution of Cenozoic volcanic rock and result of rock experiment under high pressure and high temperature. Quantitative analysis result indicates that Pn velocity is positively correlated with crust thickness and negatively correlated with Earth's heatflow. Two linear regression equations, one between Pn velocity and crust thickness, and the other between Pn velocity and heat flow, were obtained. The rate of variation of Pn velocity v_p with pressure P , $\partial v_p / \partial P$, as estimated from the velocity variation with crust thickness $\partial v_p / \partial H$, is close to the result obtained from the rock experiment under high temperature and high pressure (Matsushima and Akeni, 1977). If the effect of crust thickness on Pn velocity is deducted from the velocity variation, then the low Pn velocity beneath Qinghai-Xizang plateau is more notable. The low Pn velocity regions agree well with the distribution of Cenozoic volcanic rocks. In several regions with significant velocity anisotropy the direction of fast Pn velocity is consistent with the orientation of maximum crustal compressive stress, and also with the direction of present-day crust movement. This indicates that the fast Pn velocity direction may be related to the deformation or flow of top mantle material along the direction of maximum pressure.

Key words: Pn; tomography; anisotropy; China and adjacent region