中国科学: 地球科学 2011 年 第 41 卷 第 5 期: 700 ~ 712
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

藏西北地幔过渡带地震波速度结构研究

张瑞青*, 吴庆举, 李永华, 曾融生

中国地震局地球物理研究所, 北京 100081
* E-mail: zrq@cea-igp.ac.cn; zrq@seismo.berkeley.edu

收稿日期: 2010-01-05; 接受日期: 2010-10-18
国家自然科学基金(批准号: 40604009, 40574040, 40704011 和 40974061)资助

摘要 本文利用三重震相波形模拟获得了藏西北地幔过渡带近东西向剖面的 SH 波和 P 波速度结构. 震源深度偏移波形叠加的方法可验证数据的一致性, 提高三重震相识别的可靠性. 研究发现, 藏西北过渡带的 SH 波和 P 波速度结构并不简单线性相关. 过渡带内 SH 波速度梯度小, 其 660 km 间断面速度跳跃大; 而 P 波速度结构则表现为过渡带内速度梯度大, 且 660 km 间断面速度跳跃小. 与此同时, 两种速度结构均显示 660 km 间断面埋深无明显异常. 上述结果与藏中和拉萨块体过渡带速度结构基本一致 与印度地盾下方相比, 研究区过渡带底部 SH 波速度相当, 而P波略显高速, 因而 V_p/V_s 比值稍大. 结合矿物物理研究, 我们认为地震波速度异常的差异可能主要是由过渡带内化学成分的横向不均匀性, 例如铝含量的增多引起的. 考虑到青藏高原的构造演化, 研究区过渡带内铝含量的增多可能与高原形成过程中特提斯洋板片的俯冲-拆沉有关.

关键词
地幔过渡带
地震波速度
藏西北

地幔过渡带是指全球性的410 km和660 km间断面之间的部分, 其中 660 km 的间断面是上、下地幔的分界线. 过渡带内间断面的起伏特征和地震波速度异常为探测地幔温度, 其化学组分以及相关动力学等问题提供了一种行之有效的途径[1].

间断面的起伏特征是探测上地幔过渡带形态结构的一种手段. 矿物物理研究认为上地幔 660 km 的间断面是由尖晶石相到钙钛矿+镁方铁矿的相变引起的[2]. 相变的一个重要参数是克拉珀龙斜率($\partial P/\partial T$), 即压强对温度的偏导. 由于尖晶石相到钙钛矿+镁方铁矿相变的 $\partial P/\partial T$ 是负值, 因而在低温异常的情况下, 例如俯冲地区, 660 km 的间断面通常加深[3].

此外, 地震波速度异常是探测过渡带温度及其化学组分横向不均匀性另一种手段. 一般常用的方法有短周期的近源震相、地震波层析成像以及区域地震(15°~30°)三重震相波形模拟等方法. 短周期近源震相的优点在于可直接约束穿过间断面的剪切波速度比, 排除了密度的干扰, 其局限性在于深源地震空间上的有限分布[4~6]. 地震波层析成像是探测地球内部地震波速度异常的重要手段, 但由于间断面三重震相的干扰, 因而对过渡带的分辨不高[7]. 区域地震的P波和S波含有过渡带内不同深度采样的三重震相, 应用相邻震相之间的到时差, 可有效约束过渡带的速度结构和间断面小尺度的起伏特征[7~13]. 但此方法受限于地震台站的密集和区域中深源地震事件的分布.

青藏高原是全球最高、最大的高原. 在 50~70 Ma 之前, 随着特提斯洋的闭合, 印度和欧亚板块的碰撞

英文引用格式: Zhang R Q, Wu Q J, Li Y H, et al. Differential patterns of SH and P wave velocity structures in the transition zone beneath northwestern Tibet. Sci China Earth Sci, 2011, doi: 10.1007/s11430-011-4228-8

形成了喜马拉雅-青藏高原造山带. 高原下方地幔过渡带内是否存在高速异常体关系到该区构造演化不同的动力学模式[11]. 区域 P 波层析成像在青藏高原中部下方 100~400 km 的深度范围内, 观测到近乎直立的高速异常体, 认为是印度岩石圈板块的垂直向下俯冲[14]. 然而, 远震层析成像在过渡带内并没有发现明显的高速异常体[15,16]. 其次, 接收函数研究结果显示, 藏中下方过渡带厚度无异常, 接近于全球平均模型, 这被用来支持过渡带内无俯冲板片的迹象[17].

近来, 利用台网记录三重震相波形模拟对高原下方过渡带的形态结构也进行了探讨[11~13]. 研究显示, 藏中和拉萨地块下方过渡带底部均观测到P波高速异常[11,13]. 据此人们推测上述研究区过渡带底部存在低温异常, 可能是停滞的岩石圈所致. 近而被用来支持不同的观点, 加厚羌塘块体拆沉说或是印度岩石圈地幔俯冲说. 然而, 上述结论值得进一步商酌. 这是因为在P波异常的区域, 其S波速度并无相应的的高速异常, 甚至表现为低速异常[12]. 在三重震相的波形模拟中, 接收台阵的空间展布大小影响三重震相的识别.

本文拟通过三重震相波形模拟同时探讨藏西北过渡带的S波和P波速度结构. 由于本文所选台阵的孔径足够大, 即在三重震相的可观测范围内均有台站记录, 且台站较密, 有利于详尽勾画过渡带的形态结构. 其次, 前述类似研究给出了藏中下方过渡带南北向剖面速度结构, 而本文侧重于探讨东西向剖面特征. 同时, 本文提出了震源深度偏移波形叠加方法. 该方法简单易行, 大大提高了三重震相识别的可靠性. 此外, 单独的P波或S波速度异常很难区分温度与化学成分横向不均匀性的影响. 因而大多情况下, 仅考虑温度的横向变化, 忽略化学成分的差异. 然而, 同一个研究区得到的S波和P波速度模型的量化对比, 可较好的约束地震波速度异常的主导因素, 为地震波速度异常提供了更可靠的约束条件.

1 数据和方法

2003 年, 青藏高原的东南缘先后布设了两个宽频带地震观测台阵, Namche Barwa Tibet[18] 和 2003MIT-China[19],分别由 50 个和 25 个地震仪组成. 这两个流动台阵结合周边拉萨(LSA)固定台站记录到的兴都-库什发生的中深源地震事件, 为研究藏西北下方近东西向剖面的过渡带速度结构提供了得天独厚的条件(图 1). 首先, 所选台阵与地震事件之间的震中距约在 15°~30°内, 利于三重震相的观测. 其次, 兴都-库什发生的地震事件, 其震源深度较深, 且密集在一个很窄的区域范围内[20]. 震源深度深, 避免了浅层效应的影响. 地震事件密集, 表明更倾向于同一类型的震源机制解. 此外, 地震事件与接收台阵之间的方位角变化范围小, 且地震波射线路经主要穿过高原内部, 这大大消除了横向不均匀性对射线传播的影响. 本文三重震相 660 km 深度附近回折点的采样区域主要分布在藏西北, 如图 1 所示. 与同类研究相比, 本文所选台阵孔径大, 因而采样区域广.

本文挑取了这两个台阵同时布设期间, 兴都-库什发生的震级大于 5.0, 且 P 波或 S 波信噪比高的中深源地震事件(表 1). 震级较大是为了使地震事件有清晰的远震记录, 以便通过深度震相(pP 或 sP 等)进一步校正其震源深度[7]. 对于上述所选地震事件而言, SH波和P波的三重震相主要是由于660 km间断面的速度跳跃引起的, 受 410 km 间断面的干扰少, 因而对过渡带底部形态结构分辨较高.

在三重震相波形模拟中, 单独某一台站提取的三重震相分辨率不高. 强约束力来自于台阵记录剖面中各相邻震相的到时差、以及同一震相的到时和振幅随震中距的系统性变化(偏移)[11].

此外, 震源深度偏移波形叠加方法有助于三重震相识别的提高. 对于某一地区发生的同一类型(震源机制解近似)的地震事件, 可通过该方法来提取三重震相的到时差. 所谓震源深度偏移波形叠加, 就是选取某一地震事件的震源深度, 以其三重震相加叉点所对应的走时和震中距为参考, 求取其他震源深度的地震事件相对于参考值的走时和震中距的偏移, 然后进行波形叠加. 此方法主要基于对不同震源深度的地震事件, 其三重震相的空间展布大小基本相同的原理. 不同地震事件波形叠加方法不仅为数据的一致性提供了依据, 大大提高了三重震相的识别. 同时, 为从大量的观测数据中提取三重震相提供了一种有效途径. 下面, 本文将给出详细例子加以说明.

本文应用反射率方法来合成理论地震图[21], 震源机制解参考 Harvard 给出的 CMT 目录, 震源时间函数是通过远震记录来估计. 对每一个地震事件而言, 以 IASP91 为先验模型, 在此基础上, 通过不断调整过渡带的速度梯度, 660 km 间断面的速度跳跃

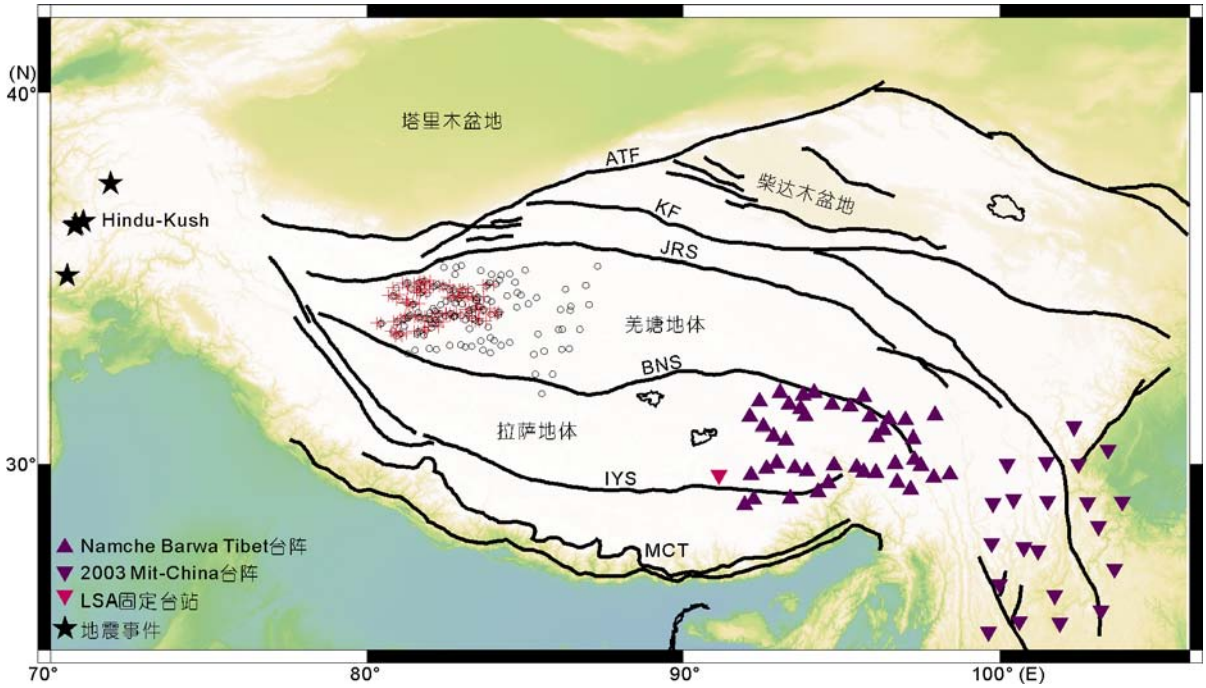


图 1　所选地震事件与接收台阵相对位置示意图

+, ○分别表示 S 波、P 波地震事件与台阵之间射线 660 km 深度附近的回折点

表 1　所选地震事件信息表

地震事件	发震时间	纬度(N)	经度(E)	震级	深度(km)
1	2004-08-10　01:47:32.8	36.44°	70.80°	5.2	202
2	2004-04-05　21:23:52.3	36.51°	71.03°	6.4	175
3	2004-03-12　22:45:19:0	36.40°	70.77°	5.8	219
4	2004-02-23　15:38:42.01	37.54°	71.90°	5.0	110
5	2004-07-15　08:18:26.9	35.08°	70.53°	5.2	102

大小及其埋深深度来求取其最佳模型. 最佳模型将使其整个震中距剖面内相邻震相的理论到时差及其振幅与观测值拟合较好, 其波形相关系数达 0.5 以上. 最终, 研究区下方的速度结构是通过所有地震事件最佳模型的平均来获取.

2　结果

2.1　SH 波速度模型

本文通过兴都-库什发生的 3 个 SH 波三重震相较清晰的地震事件来约束研究区过渡带的 S 波速度结构. 所选地震事件的三重震相在空间的展布特点具有很好的一致性, 从而得到了较一致的最佳 SH 波速度模型. 结果显示, 过渡带内 SH 波速度梯度小(~0.0016 (km s^{-1}) km^{-1}), 而 660 km 间断面的 SH 波速度跳跃大(~7.8%), 且其埋深约在 665 km 左右. 下面详细分析所选地震事件切向分量三重震相波形模拟过程. 在台阵剖面中, 为避免波形记录太多, 以致混乱在一起, 本文仅选一些台站记录为例说明.

对于台站记录到的三分量地震事件, 首先通过旋转得到切向分量. 地震事件 1 的切向分量(黑色)如图 2 所示, 其对应的回折点采样深度范围为 430~790 km. 在图 2 中, 地震事件 1 的 SH 波三重震相清晰可辨. 在较近台站, 可明显观测到两组震相, 随着震中距增大, 这两组震相的到时差逐渐减小, 约在震中距 21°左右重叠在一起, 然后在较远台站再逐渐分开.

IASP91 模型不能很好的解释上述观测特征. 图 2(a)是 IASP91 模型理论地震图及其折合走时与观测

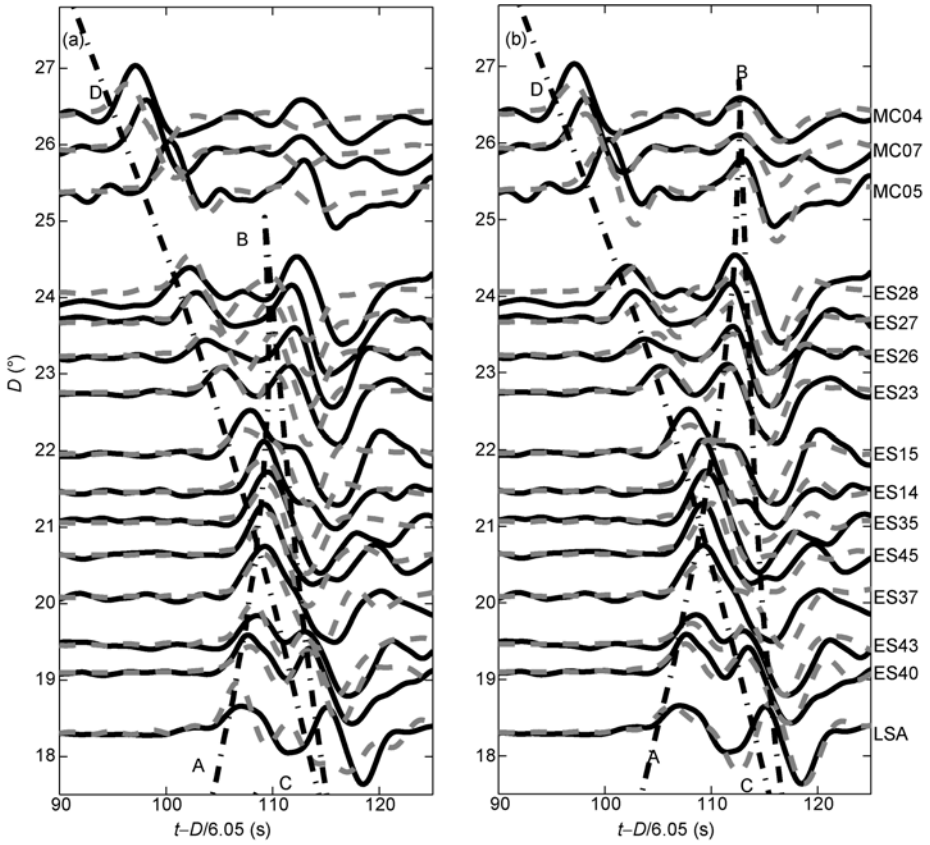


图 2　地震事件 1 切向分量波形记录分别与 IASP91 模型(a)、最佳模型(b)理论地震图及其折合走时曲线对比图

AB 和 CD 分别表示 660 km 间断面上、下的回折波, BC 表示间断面的反射波; 实线表示地震事件 1 切向分量波形记录, 虚线表示理论地震图, 点虚线表示折合走时曲线; *D* 表示震中距, 下同

资料对比图. 由 2(a)图可知, 观测资料与 IASP91 理论地震图最明显的区别在于 AB 震相可观测到的震中距范围和相邻震相之间的到时差. 观测资料中, 在震中距 18°~27°的范围内, AB 震相可一直连续追踪到. 而 IASP91 模型计算的 AB 理论震相在约 24°的震中距范围即终止. 其次, 在 AB 和 CD 震相交叉点远的震中距(>21°), IASP91 计算的相邻震相之间的理论到时差明显比观测值要小的多. 值得注意的是, 在较近的震中距范围内, 观测到的相邻震相之间的到时差与 IASP91 模型计算的理论到时差基本接近. 例如在 ES43 台站, 观测资料中 AB 与 CD 震相之间的到时差约为 4.6 s, 而 IASP91 模型的理论到时差为 4.8 s.

要解释上述观测特征, 过渡带的 SH 波速度梯度要小, 而其 660 km 间断面的速度跳跃要大. 速度梯度大小对 AB 震相可观测的震中距范围较敏感. 速度梯度变小, AB 震相可观测的范围变远, 即在较远的震中距台站仍可观测到; 相反, AB 震相在较近的震中距即终止. 其次, 间断面的 SH 波速度跳跃大小影响 AB 与 CD 震相之间的到时差. 给定间断面上方速度结构, 改变间断面速度跳跃大小. 间断面速度跳跃变大, 较远震中距 AB 与 CD 震相之间的到时差随之增大. 此外, 660 km 间断面埋深加深会使较近台站相邻震相的到时差明显增大, 这与观测数据明显不符. 为此, 我们推测研究区下方 660 km 间断面无明显下沉.

为了模拟上述观测资料, 在 IASP91 模型的基础上, 通过不断调整过渡带内的速度梯度和 660 km 间断面的速度跳跃大小及其埋深深度来求取最佳模型. 地震事件 1 的最佳 SH 波速度模型显示, 与 IASP91 模型相比, 过渡带内 SH 波速度梯度小(0.0016 (km s^{-1}) km^{-1}), 且 660 km 间断面速度跳跃大(~8%), 其埋深在 662 km 左右. 图 2(b)是地震事件 1 最佳 SH 波速度模型理论地震图与观测资料对比图. 由图 2(b)可见, 最佳模型理论地震图中 AB 震相在较远的震中距

MC05, MC07 和 MC04 等台站均可清晰可见, 与观测数据吻合. 其次, 在整个震中距剖面内(18°~27°), 最佳模型计算的相邻震相之间到时差与观测值的误差基本约束在 0.5 s 的范围内. 以台站 ES23 为例, 最佳模型计算的 AB 和 CD 之间的理论到时差为 6.0 s, 与观测数据较接近(6.4 s), 而 IASP91 模型中其理论到时差仅为 5.2 s.

地震事件 2 和 1 的切向分量具有相似之处. 图 3(a)是地震事件 2 的 IASP91 模型理论地震图与观测资料对比图(其中折合走时曲线表示如同地震事件 1). 由图 3(a)可知, IASP91 模型同样不能很好的拟合观测资料. 在 AB 与 CD 交叉点远的震中距, IASP91 模型中相邻震相之间的理论到时差比观测值明显小. 其次, 观测资料中, AB+BC 震相可一直持续追踪到较远的震中距(27°), 且振幅较大. 以台站 MC06 为例, 初动为 CD 震相, 紧随其后的为 AB+BC 震相, 两震相之间的振幅比约为 0.4. 而 IASP91 模型中这两震相的振幅几乎相当(比值为 1.1). 660 km 间断面上方的速度梯度小可解释上述振幅特点.

地震事件 2 进一步证实了研究区过渡带内 SH 波速度梯度小, 而其 660 km 间断面速度跳跃大的特点. 如同地震事件 1 所示, 在 IASP91 模型的基础上, 通过尝试调整各种参数来求得地震事件 2 的最佳 SH 波速度模型, 其理论地震图与观测资料的对比见图 3(b). 图 3(b)显示, 在整个剖面范围内, 相邻震相之间的理论到时差和其振幅比均与观测资料较吻合. 如台站 ES27 所示, 时窗 95~125 s 之间, 记录波形与最佳模型理论地震图的相关系数为 0.69, 而与 IASP91 模型

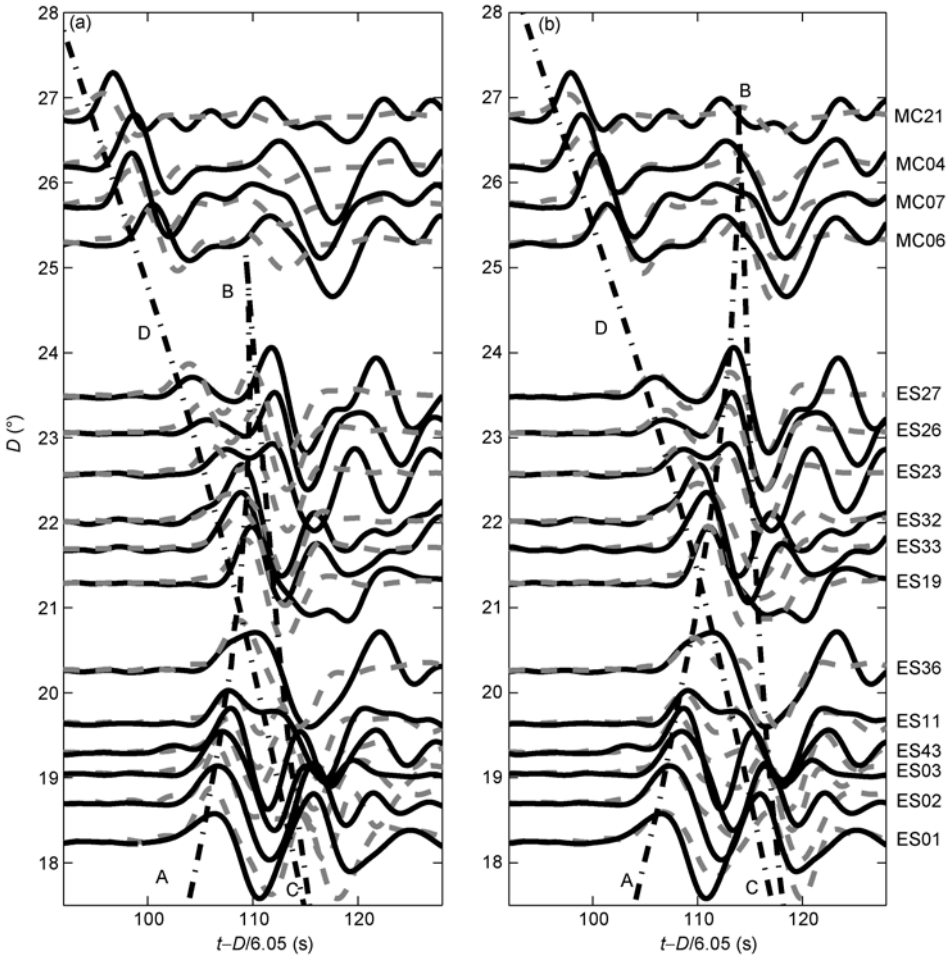


图 3　地震事件 2 切向分量波形记录(实线)分别与 IASP91 模型(a)、最佳模型(b)理论地震图(虚线)及其折合走时曲线(点虚线)对比图

理论地震图的相关系数仅为 0.21. 其次, 最佳模型中 AB 和 CD 震相的理论到时差(7.6 s)与观测值(7.5 s)较接近, 而 IASP91 模型对应的理论到时差仅为 6.0 s.

地震事件 3 的切向分量也具有上述 2 个地震事件的观测特点. 事实上, 同一台阵记录到的地震事件 1 和 3 的 S 波三重震相具有高度相似性. 我们采用震源深度偏移波形叠加方法来验证. 图 4 是相同台站分别记录到的地震事件 3 和 1 切向分量叠加剖面图, 其中地震事件 3 波形记录是经过震源深度偏移后所得. 由图 4 可知, 这两地震事件波形记录具有很好的一致性, 其三重震相在震中距的空间展布大小基本相同, 因而三重震相清晰可辨. 因此, 波形叠加方法不仅可验证观测数据的一致性, 提高三重震相的识别, 同时为从大量的观测数据中提取三重震相提供了一种有效途径.

与前面的分析过程相类似, 我们得到了地震事件 3 的 SH 波速度模型. 图 5 分别是地震事 3 的 IASP91 模型(a)和最佳模型(b)的理论地震图与实际观测资料对比图. 由图 5 可知, 较 IASP91 模型而言, 最佳模型计算的 AB 与 CD 震相之间的到时差及其震幅比值大小与观测资料拟合较好.

为了测试模型参数的敏感性, 以地震事件 3 为例, 在最佳 SH 波速度模型的基础上, 对 660 km 间断面上方的速度梯度和间断面速度跳跃大小等参数进行了一系列的测试(见图 5). 其中一种模型是保持过渡带内速度梯度不变(0.0016 (km s^{-1}) km^{-1}), 使 660 km 间断面速度跳跃减小到 6.1%, 与 IASP91 模型类似. 该模型计算的理论地震图显示(图 5(c)), AB 震相随震中距的偏移与观测数据较吻合, 但在较远的台站, 其与 CD 震相之间的走时差明显比观测值要小的多. 另外一个模型是选取最佳模型中 660 km 间断面速度跳跃不变(7.8%), 使间断面上方速度梯度变大, 接近 IASP91 模型(0.002 (km s^{-1}) km^{-1}). 其理论地震图(图 5(d))的一个明显特征是, AB 理论震相在较远台站几乎观测不到以致难以分辨, 这明显与观测记录不符.

通过上述 3 个地震事件, 我们得到了藏西北地幔过渡带内的 SH 速度结构. 上述结果与其他研究在藏中过渡带内所得的速度结构相类似[12]. 与 IASP91 模型相比, 过渡带底部 SH 波速度偏低, 而 660 km 间断面速度跳跃大, 且其埋深无明显加深.

2.2　P 波速度模型

为约束藏西北过渡带的 P 波速度结构, 本文选取了兴都-库什发生的 4 个 P 波信噪比高及其三重震相较清晰的地震事件(见表 1). 所选地震事件的 P 波三重震相研究显示, 研究区过渡带速度速度梯度大(~0.0042 (km s^{-1}) km^{-1}),660 km 间断面速度跳跃小(~3.2%), 且其埋深深度无明显异常(见图 5(f)).

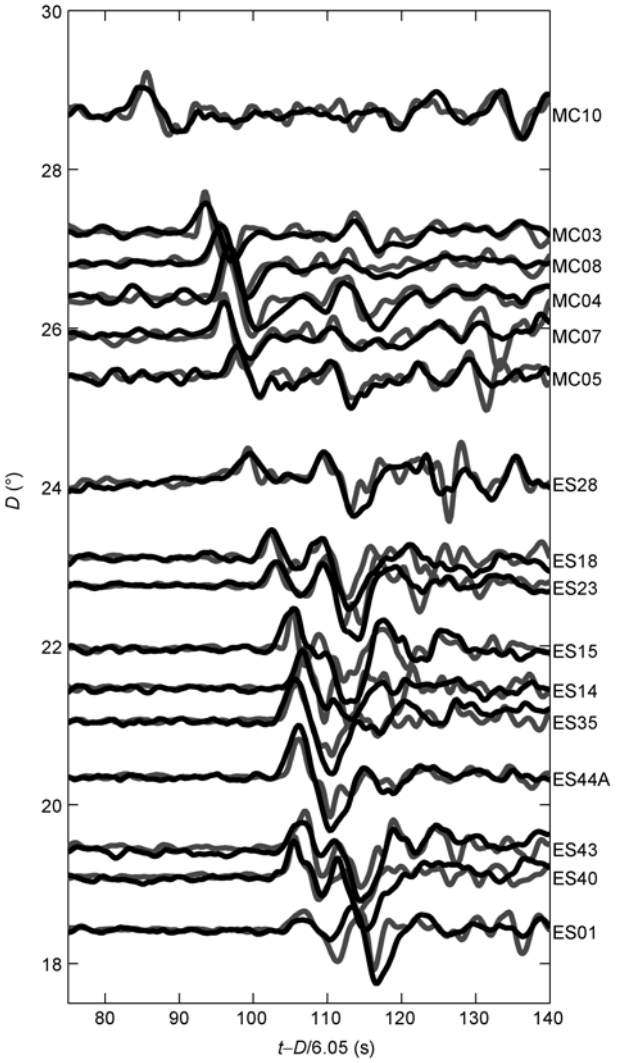


图 4　同一台站记录到的地震事件 3(灰线)和地震事件 1(黑线)切向分量波形叠加剖面图

其中地震事件 3 波形记录为经震源深度偏移后所得

上述所选地震事件垂直分量有一个共同特点, 即观测到的三重震相之间的相对到时差比 IASP91 模型的理论到时差要明显小. 以地震事件 1 为例说明. 地震事件 1 信噪比较高, 其 SH 波和 P 波三重震相均比较明显. 图 6 是地震事件 1 垂直分量波形记录图. 由图 6(a)可知, IASP91 模型的 AB 与 CD 交叉点对应

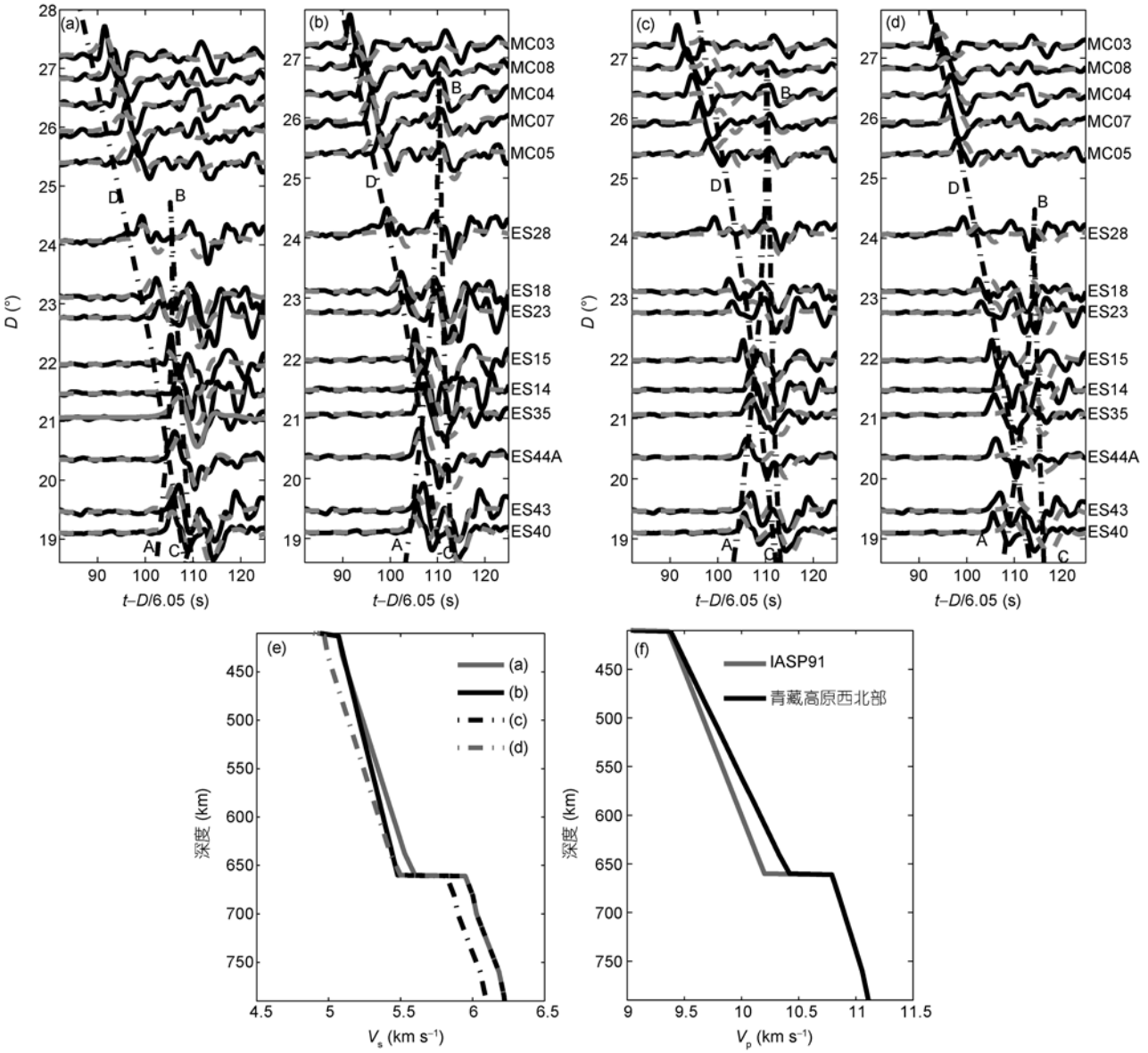


图 5　地震事件 3 切向分量波形记录(实线)分别与各种 SH 波速度模型理论地震图(虚线)及其折合走时曲线对比图

(a) IASP91 模型; (b) 最佳模型; (c) 扰动模型一, 660 km 间断面速度跳跃小, 类似 IASP91 模型; (d) 扰动模型二, 速度梯度大, 类似与 IASP91 模型; (e) 上述 SH 速度模型的比较; (f) P 波速度模型的比较

的震中距与观测数据基本一致, 约在~22°附近. 但在交叉点外的震中距剖面内, IASP91 模型计算 AB 与 CD 震相之间的理论到时差明显比观测值大. 如在较远的震中距, 如台站 ES27 所示, IASP91 模型计算的 AB 与 CD 震相之间的到时差(2.2 s)明显比观测数据(1.4 s) 的要大. 这种情况在交叉点近的震中距也可观测到. 在台站 ES42, 观测到的 AB 与 CD 之间的到时差(2.5 s)比 IASP91 模型的理论到时差(3.6 s)要小的多.

要解释地震事件 1 垂直分量特点, 过渡带内 P 波速度梯度要大, 且其 660 km 间断面速度跳跃要小. 上述模型可使整个震中距剖面内各相邻震相之间的到时差明显减小, 与观测值相符. 同 S 波三重震相模拟过程类似, 本文在 IASP91 模型的基础上, 通过不断调整各种参数求取最佳 P 波速度模型. 图 6(b)是地震事件 1 最佳 P 波速度模型理论地震图与观测资料对

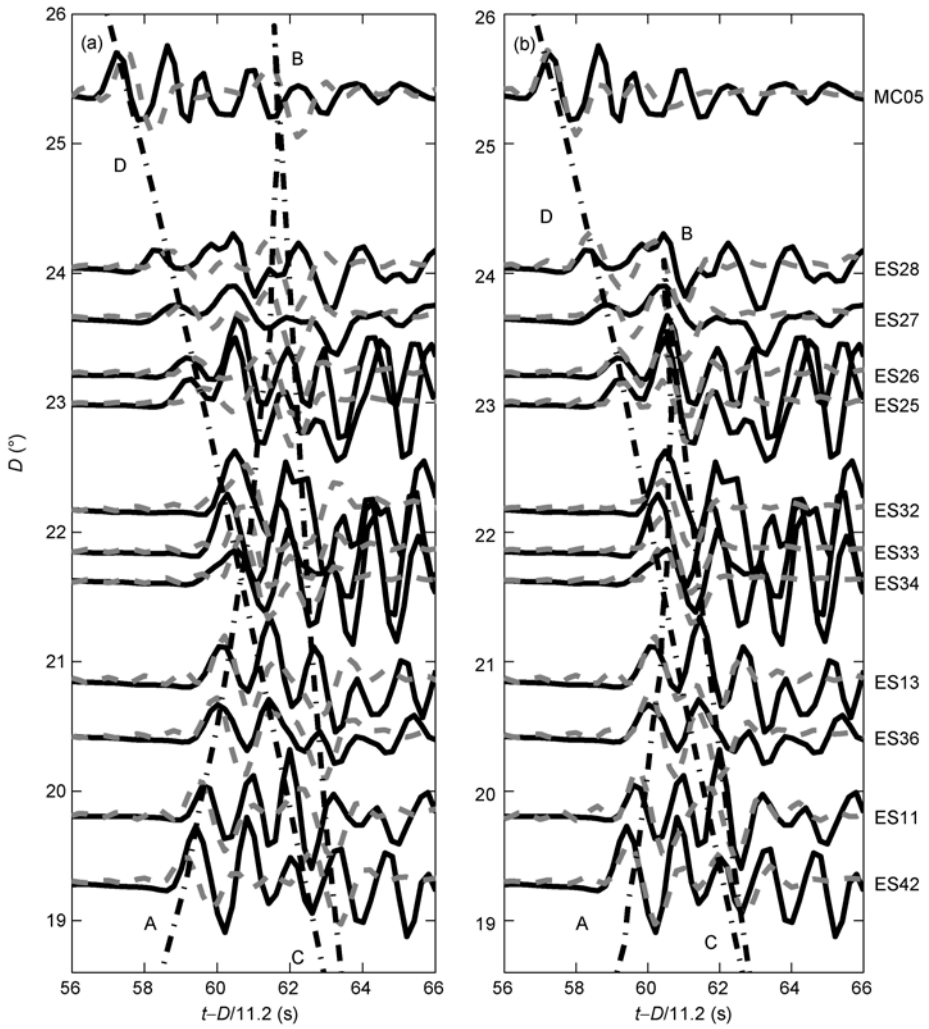


图 6　地震事件 1 垂直分量波形记录(实线)分别与 IASP91 模型(a)、最佳模型(b)的理论地震图(虚线)及其折合走时曲线(点虚线)对比图

比图. 由图(6(b))可见, 在整个震中距剖面内, 最佳模型中相邻震相之间的理论到时差随震中距的系统性变化与观测数据较一致. 鉴于间断面的下沉将导致较近震中距范围内三重震相之间的到时差明显增大, 与波形记录不符. 为此本文排除了 P 波速度结构中间断面明显下沉的可能性.

地震事件 3, 4 和 5 的垂直分量与事件 1 的具有很好的相似性. 同样, IASP91 模型不能很好的解释观测资料. 由于篇幅的关系, 下面仅选取地震事件 3 和 4 做简单分析. 图 7(a)和 8(a)分别是地震事件 3 和 4 垂直分量观测资料(黑线)与 IASP91 模型理论地震图(灰线)对比图. 在图 7(a)中, ES28 台站记录显示, IASP91 模型计算的 CD 与 AB 震相的理论到时差(3.2 s)比实际观测值(2.2 s)大. 同样地震事件 4 中也观测到, 在震中距较远的台站, 如 MC05 和 MC14, IASP91 模型的 AB 与 CD 之间的理论到时差比对应的观测值明显要大(见图 8(a)). 地震事件 3 和 4 的最佳 P 波速度模型理论地震图与观测资料对比分别见图 7(b)和 8(b). 总体而言, 在整个剖面内, 相邻震相之间的理论到时差及其振幅比随震中距的系统性变化与观测资料拟合较好.

通过模拟地震事件 1, 3, 4 和 5 垂直分量三重震相波形特征, 本文得到了研究区过渡带的 P 波速度模型. 与 IASP91 模型相比, 本文结果显示, 过渡带内 P 波速度梯度大, 而 660 km 间断面速度跳跃明显小, 且其埋深深度无明显异常. 因而相对而言, 过渡带底部

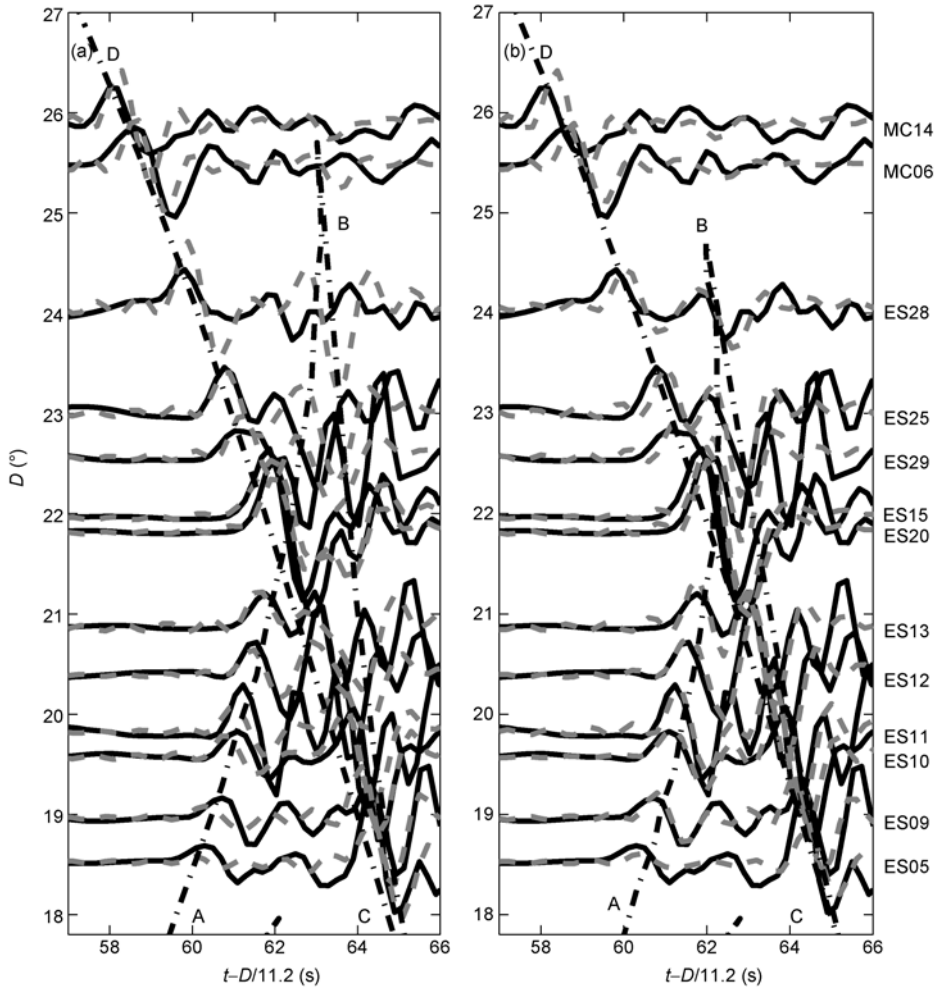


图 7　地震事件 3 垂直分量波形记录(实线)分别与 IASP91 模型(a)、最佳模型(b)的理论地震图(虚线)及其折合走时曲线(点虚线)对比图

存在 P 波高速异常. 这与 Chen 等[11]在藏中过渡带所得的 P 波速度结构相类似, 然而与其他研究有所不同[13]. 例如 Chu[13]在羌塘地块下方没有观测到相应的 660 km 间断面 P 波速度跳跃异常[13].

在三重震相波形模拟研究中, 过渡带底部的速度结构影响间断面上方回折波和间断面反射波(AB+BC 震相)的可观测范围. 如果过渡带底部 P 波速度梯度小, 与 Chu[13]所得模型相类似, 则 AB+BC 震相在较远的震中距仍可追踪到, 这与本文观测不符. 以地震事件 3 为例说明. 图 9 是地震事件 3 较远台站垂直分量记录与上述模型计算的理论地震图的对比. 由图 9 可见, 上述模型不能很好的解释观测记录, 理论地震图中清晰可见的 AB+BC 震相在观测记录中却没有对应震相. Chu[13]所得 P 波速度模型中间断面附近速度无异常可能是由于缺少相应较远台站观测记录所致.

3　讨论和结论

本文通过三重震相波形模拟方法, 得到了藏西北地幔过渡带的 SH 波和 P 波速度结构. Namche Barwa Tibet 和 2003 MIT-China 两个台阵记录到的兴都-库什发生的中深源地震事件为本文研究提供了有利条件. 上述所选接收台阵和地震事件之间的相对位置决定了三重震相的采样深度范围, 本文对地幔 430 km 到 790 km 之间的速度结构较敏感.

三重震相模拟结果显示, 研究区过渡带内的 SH 波和 P 波速度结构之间并不简单相关. SH 波速度结

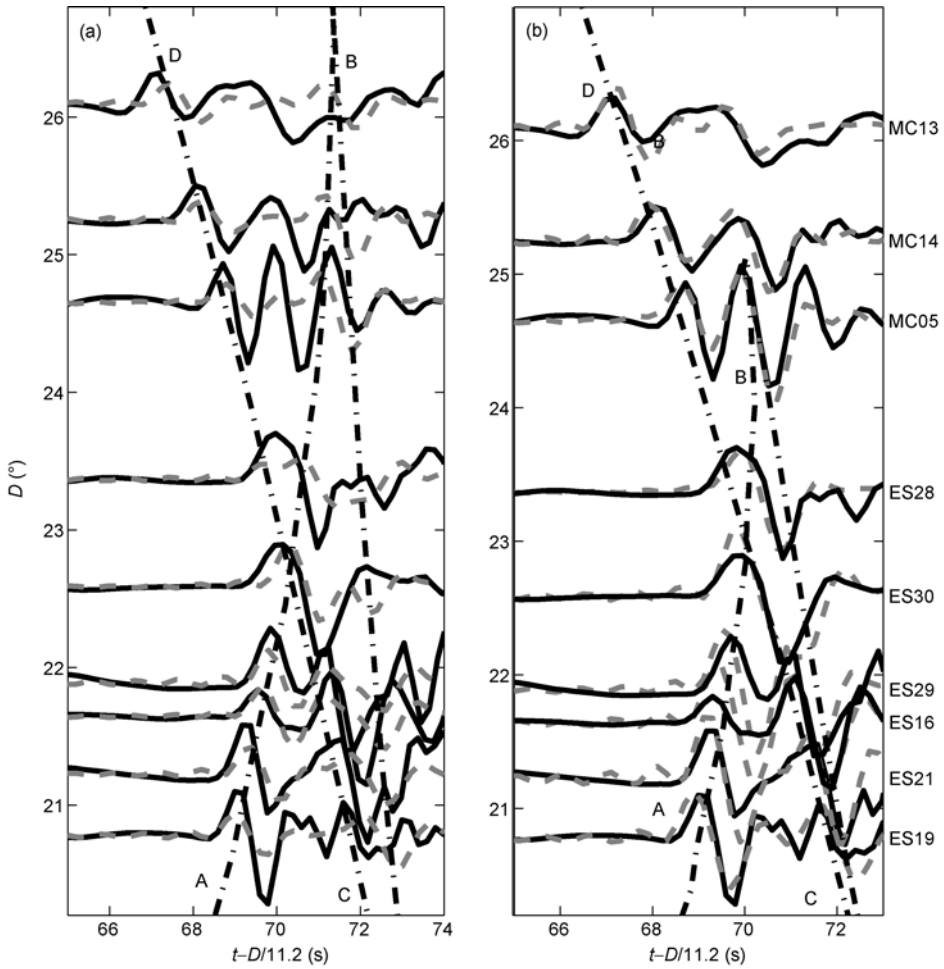


图 8　地震事件 4 垂直分量波形记录(实线)分别与 IASP91 模型(a)、最佳模型(b)的理论地震图(虚线)及其折合走时曲线(点虚线)对比图

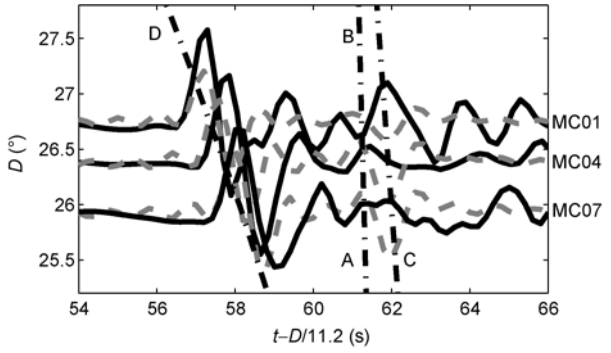


图 9　地震事件 3 较远台站垂直分量记录(实线)与类似 Chu 模型理论地震图(虚线)及折合走时曲线对比图

构显示过度带内速度梯度小, 且其 660 km 间断面速度跳跃大(~7.8%); 而对应的 P 波速度结构显示过渡带内速度梯度大, 其间断面速度跳跃明显小, 仅为 3.2%左右. 同时, SH 波和 P 波速度结构均显示 660 km 间断面埋深无明显异常. 总体而言, 上述与其他研究在羌塘中部和拉萨块体西部所得的过渡带速度结构基本一致[11~13]. 此外, 由于本文所选台阵的孔径大, 因而研究区域范围较大.

一般而言, 地震波速度对温度最敏感, 因而地震波速度异常通常归因于温度的变化, 不考虑地幔物质化学成分横向不均匀性的影响. 在上地幔 400 km 深度以上的地方, 化学成分横向不均匀性远不及温度对速度较敏感. 然而, 随深度的增加, 地震波速度对温度的敏感逐渐减小. 而地幔物质化学成分的横向不均匀性, 例如通常意义上无水矿物含部分水, 地幔矿物 Mg 和 Al 等含量的变化对地震波速度的影响越来越受到关注. 单独的 P 波或 S 波速度异常很难区

分温度与化学成分横向不均匀性的影响, 但同一个研究区P波和S波速度结构的共同约束, 有助于鉴别上述因素的主导作用[22]. P波和S波速度模型的量化对比所得到的 V_p/V_s 值, 是鉴别上地幔横向变化的一个重要的参数[23].

与全球 IASP91 平均模型相比, 本文结果显示, 研究区下方过渡带底部分别存在P波高速(2.4%)和S波低速(–1.9%)异常. P波和S速度异常的差异直接导致了660 km间断面附近 V_p/V_s 值比对应的IASP91模型的要大. 矿物物理计算表明, 在地幔过渡带内, 不管是温度或是地幔物质化学组分的影响, $\partial \ln V_p / \partial \ln V_s$ 比值都不可能是负值[24]. 因而我们认为IASP91不能作为我们研究区的参考模型.

最近, 应用藏南的宽频带 HYB 固定台站记录, 得到了印度地盾过渡带的P波和SH波速度模型[11,12]. 其结果显示, 660 km间断面上S波速度跳跃为7.7%左右, 而P波速度跳跃约为4.4%. 这为研究青藏高原与其周边地区过渡带内速度结构的横向变化提供了很好的参照.

如果以印度地盾过度带速度结构为参照, 则本文结果显示藏西北过渡带底部的S波速度无明显异常, 而P波略显高速异常, 但异常值不大(~1.3%), 因而 V_p/V_s 比值稍大. 如果温度是本文地震波速度异常的主导因素, 则从P波高速异常, 我们可以推断研究区过渡带内存在低温异常[11]. 然而在低温异常的情况下, 由于剪切波速度对温度的敏感大约是压缩波的两倍(分别为–0.7%(100 K)$^{-1}$和–0.4%(100 K)$^{-1}$), 因而 V_p/V_s 值应明显变小[24]. 这与本文结果不符, 因此我们推测过度带内温度的横向变化不是导致本文地震波速度异常的主导因素.

除温度外, 引起地震波速度异常的另外一个可能因素是地幔物质化学成分的横向不均匀性. 矿物物理研究认为, 上地幔中物质组分差异导致的地震波速度异常约在1%左右[24], 这与本文观测到的P波速度异常(1.3%)量级相当. 这可能暗示着过渡带化学成分的横向不均匀性是导致研究区地震波速度异常的主导因素, 但不完全排除温度的影响.

在上地幔的矿物组分中, 我们首先考虑铁含量的影响. 岩石实验表明, 上地幔大多数矿物中镁指数的增加(铁含量减少)会使地震波速度增大. 结合本文观测到的P波高速异常, 一种可能是研究区过渡带内镁相对于铁成分含量高. 但这个结论不能解释本文观测的 V_p/V_s 值. 矿物物理研究认为, 在Pyrolite模型中, 当铁含量减小4%时, V_s增加1%, V_p增加0.7%, 因而 V_p/V_s 变小[24]. 而本文结果是 V_p/V_s 值稍大, 因而排除铁含量的影响.

其次我们考虑上地幔过渡带内无水矿物含部分水的可能性. 岩石化学认为 ringwoodite(γ相的尖晶石)是过渡带间 520~之间的主要矿物. 许多研究显示, 在过渡带底部, ringwoodite(γ相的尖晶石)可含有 1.0 wt%~2.8 wt%的 H_2O, 因而推测过渡带内可能含大量的水[25,26]. 岩石试验表明, 在过渡带的压力范围内, 含水的 ringwoodite(γ相的尖晶石)将会导致地震波速度减小, 且由于对S波速度影响比P波的要大, 因而 V_p/V_s 比值明显增大[27]. 与温度和铁含量变化相比, 水比对 V_p/V_s 比值较敏感[28]. ringwoodite 含1%的水可与温度升高 800~1000℃对剪切模量的影响相当. 而本文结果显示 S波速度无明显负异常, 且 V_p/V_s 值略大, 因此难以用无水矿物含部分水来解释.

除上述两种可能外, 谈及地幔过渡带矿物化学组分横向不均匀性, 除铁成分外, 对地震波速度较敏感为铝含量的变化. 由于 garnet 的体模量比单斜辉石和斜方辉石明显大, 而 garnet 的剪切模量仅比单斜辉石和斜方辉石稍大一些, 因此铝含量的增加可使P波速度增大, 而S波速度几乎不变, 因而 V_p/V_s 值变大[29]. 这与本文研究结果基本相符. 为此, 我们推测研究区过渡带内可能铝含量较多. 上述铝含量的变化意味着石榴石多, 而单斜辉石类的和斜方辉石类相对减少.

另一方面, 660 km 间断面的速度跳跃大小可能也与过渡带内铝含量变化有关. 本文结果显示研究区过渡带660 km间断面的P波速度跳跃小(3.2%), 比平均模型(IASP91和PREM)要小的多. 这在其他研究中也观测到. 近来, 三重震相波形反演研究显示, 墨西哥东部下方 660 km 间断面的 P 波速度跳跃约3.3%[10]. 其次, 先驱波震相研究表明在一些地区, 长周期的S660S震相清晰, 而对应的P660P震相非常弱, 认为是 660 km 间断面 P 波速度跳跃较小所至[30]. Shearer 等[31]推测在一些地区间断面的P波速度跳跃仅为 2.5%左右[31]. 如此小的间断面速度跳跃可能暗示着过渡带内橄榄石的含量比相应的地幔岩模型的含量少, 研究区有可能更接近于 Piclogite 模型, 因而铝含量高[10].

以上我们仅仅从单方面考虑引起地震波速度异

常的主导因素, 但不排除多种因素共同作用的影响, 例如, 低温和水的共同存在. 鉴于藏中过渡内底部 P 波显示高速异常, Chen 等[11]认为是过渡带底部存在低温异常所致. 然而, 由于 S 波速度无相应的高速异常, 因而近一步推测是过渡带含部分水[12]. 低温和含水异常共同作用使得 S 波速度得以折中. 这被用来支持加厚羌塘地块的拆沉说. 在高温高压实验中, 这两个因素一起考虑的情况少, 因而难以分辨.

其次, 如果过渡带底部存在低温异常, 且无水矿物含部分水, 则 660 km 间断面的埋深应有明显变化. 根据橄榄石相变的克拉珀龙斜率, 在低温异常的情况下, 660 km 间断面下沉. 同时, 在含水的情况下, 660 km 间断面相变的平衡深度加深[32]. 因而在上述两者的共同作用下, 660 km 间断面的埋深应明显加深. 然而, 本文和类似研究均没有观测到上述异常. 同时这一点也被接收函数研究所证实. 接收函数结果显示, 藏中下方过渡带厚度无明显异常[14]. 这些似乎说明, 研究区下方过渡度内存在低温异常且含部分水的可能性较小. 但不可忽视的是, 在三重震相波形模拟中, 地震事件震源深度和间断面埋深之间存在一定程度的折中, 地震定位的不准确性影响间断面深度的分辨[9].

与此同时, 本文结果与其他观测研究所得的拉萨块体过渡带的 P 波速度结构相类似, 即过渡带底部 660 km 间断面速度跳跃小[13]. 如果这样, 羌塘块体自身的拆沉模式就难以解释藏西北与拉萨块体具有相似地幔过渡带速度结构这一现象.

综合上述分析结果, 我们推测藏西北过渡带 SH 波和 P 波速度异常的差异可能主要是由过渡带内化学成分的横向不均匀性, 例如铝含量多引起的. 结合青藏高原的构造演化过程, 研究区下方铝含量的增多可能与特提斯洋板片有关. 层次成像结果认为, 俯冲-拆沉的特提斯海洋岩石圈已穿过上地幔过渡带, 俯冲到下地幔[33]. 因此一种可能是, 当海洋岩石圈穿过上、下地幔的边界层时, 与间断面发生强烈的相互作用, 局部发生部分物质交换, 致使一些海洋板片物质可能滞留在过渡带底部, 而其他大部分则冲破 660 km 的阻力进入下地幔. 海洋板片与周围地幔的局部物质交换为研究区过渡带底部铝含量的增多提供了一种途径, 铝含量的横向变化可能导致了藏西北下方过渡带底部 P 波和 S 波速度异常的差异, 因而表现为非简单线性相关.

致谢 本文数据来源由 IRIS 网站提供, 高伟博士提供了合成理论地震图的方法. 非常感谢评审专家的建议使文章得到了大幅提高. 图形由 GMT 软件绘制.

参考文献

1 Davies G F, Richards M A. Mantle convection. J Geol, 1992, 100: 151–206
2 Ringwood A E. Phase transformation in the mantle. Earth Planet Sci Lett, 1969, 5: 401–412
3 Ito E, Takahashi E. Postspinel transformations in the system Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4 and some geophysical implications. J Geophys Res, 1989, 94: 10637–10646
4 Niu F, Kawakatsu H. Direct evidence for the undulation of the 660 km discontinuity beneath Tonga: Comparison of Japan and California array data. Geophys Res Lett, 1995, 22: 531–534
5 Castle J C, Creager K C. Seismic evidence against a mantle chemical discontinuity near depth beneath Izu-Bonin. Geophys Res Lett, 1997, 24: 241–244
6 Clooier J D, Helffrich G R, Wood B J. Seismic discontinuities and subduction zones. Phys Earth Planet Inter, 2001, 127: 35–49
7 Tajima F, Grand S P. Variation of transition zone high-velocity anomalies and depression of discontinuity associated with subduction zone from the southern Kuriles to Izu-Bonin and Ryukyu. J Geophys Res, 1998, 103(B7): 15015–15036
8 Brudzinski M R, Chen W P. A petrologic anomaly accompanying outboard earthquakes beneath Fiji-Tonga: Corresponding evidence form broadband P and S waveforms. J Geophys Res, 2003, 108(B6): 2299, doi: 10.1029/2002JB002012
9 Wang Y, Wen L X, Weidner D, et al. SH velocity and compositional models near the 660 km discontinuity beneath South America and northeast Asia. J Geophys Res, 2006, 111: B07305, doi: 10.1029/2005.JB003849
10 Gao W, Matzel E, Grand S P. Upper mantle seismic structure beneath Eastern Mexico determined from P and S waveform inversion and its implications. J Geophys Res 2006, 111: BO8307, doi: 10.1029/2006JB004304
11 Chen W P, Tseng T L. Small 660 km seismic discontinuity beneath Tibet implies resting ground for detached lithosphere. J Geophys Res,

2007, 112: B05309, doi: 10.1029 /2006JB004607
12 Tseng T L, Chen W P. Discordant contrast of P- and S-wave speeds across the 660 km discontinuity beneath Tibet: A case for hydrous remnant of sub-continental lithosphere. Earth Planet Sci Lett, 2008, doi: 10.106/j.epsl.2008.01.038
13 Chu R S. Upper mantle velocity structure beneath the Tibetan Plateau from triplicated seismic P waveforms. Doctor Dissertation. Saint Louis University, 2008
14 Tilmann F, Ni J. INDEPTH III. Seismic team Seismic imaging of the downwelling Indian lithosphere beneath central Tibet. Science, 2003, 300: 1424–1427
15 Li C, Hilst R D, Toksoz M. Constraining P-wave velocity variations in the upper mantle beneath southern Asia. Phys Earth Planet Inter, 2006, 154: 180–195
16 Huang J L, Zhao D P. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. J Geophys Res, 2006, 111: B09303, doi: 10.1029/2005JB004066
17 Kind R, Yuan X H, Saul J, et al. Seismic images of crust and upper mantle beneath Tibet: Evidence for Eurasian Plate subduction. Science, 2002, 298: 1219–1221
18 Sol S J, Meltzer A, Zurek B, et al. Insight into the lithospheric structure and deformation in Eastern Tibet from splitting and travel time variations of core phases. Eos Trans Amer Geophy Union, 2004, 85: Abstract T31A-1279
19 Yao H, van der Hilst R D, De Hoop M V. Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis: I —Phase velocity maps. Geophys J Int, 2006, 166: 732–744, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03028.x
20 Pegler G, Das S. An enhanced image of the Pamir-Hindu Kush seismic zone from relocated earthquake hypocenters. Geophys J Int, 1998, 134: 573–595
21 Fuchs K, Muller G. Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations. Geophys J R Astron Soc, 1971, 23: 417–433
22 Schmid C, van der Lee S, Giardina D. Correlated shear and bulk moduli to 1400 km beneath the Mediterranean region. Phys Earth Planet Int, 2006, 159: 213–224
23 Boyd O S, Jones C H, Sheehan A F. Foundering Lithosphere Imaged Beneath the Southern Sierra Nevada, California, USA. Science, 2004, 305: 660–662
24 Cammarano F, Goes S, Vacher P, et al. Inferring upper mantle temperatures from seismic velocities. Phys Earth Planet Int, 2003, 138: 197–222
25 Wang J, Sinogeikin S V, Inoue T, et al. Elastic properties of hydrous ringwoodite. Am Mineral, 2003, 88: 1608–1611
26 Yusa H, Inoue T, Ohishi Y. Isothermal compressibility of hydrous ringwoodite and its relation to the mantle discontinuities. Geophys Res Lett, 2000, 27: 413–416
27 Jacobsen S D, Smyth J R, Spetzler H, et al. Sound velocities and elastic constants of ironbearing hydrous ringwoodite. Phys Earth Planet Int, 2004, 143–144: 47–56
28 Jacobsen S D. Effect of water on the equation of state of nominally anhydrous minerals. Rev Mineral Geochem, 2006, 62: 321–342
29 Wang Y, Wen L X, Weidner D. Upper mantle SH- and P-velocity structures and compositional models beneath southern Africa. Earth Planet Sci Lett, 2008, 267: 596–608
30 Estabrook C H, Kind R. The nature of the 660-kilometer upper-mantle seismic discontinuity from precursors to the PP phase. Nature, 1996, 274: 1179–1182
31 Shearer P M, Flanagan M P. Seismic velocity and density jumps across the 410- and 660-kilometer discontinuities. Science, 1999, 285: 1545–1548
32 Higo Y, Inoue T, Irifune T, et al. Effect of water on the spinel-postspinel transformation in Mg_2SiO_4. Geophys Res Lett, 2001, 28: 3505–3508
33 Van der Voo R, Spakman W, Bijwaard H. Tethyan subducted slabs under India. Earth Planet Sci Lett, 1999, 171: 7–20