

# 中国北部及蒙古地区上地幔 P 波 速度结构的研究<sup>\*</sup>

吴建平 曾融生 明跃红

(中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所)

**摘要** 利用 CDSN 以及境外的数字地震台网观测的宽频带体波波形资料, 采用体波波形反演方法, 对中国北部及蒙古地区上地幔平均 P 波速度结构以及部分地区的横向不均匀性特征进行了研究. 结果表明, 该地区上地幔盖层的 P 波速度较低(约 7.8~8.0 km/s), 平均盖层厚度约 60 km, 在 410 和 665 km 附近存在速度跳跃分别为 0.29 和 0.55 km/s 左右的速度间断面. 准噶尔盆地上地幔顶部 P 波速度约 7.7 km/s. 上地幔盖层具有较高的速度梯度(平均速度梯度  $>0.005$  s/s)和较大的厚度(90~100 km), 在 140 km 深处 P 波速度可达 8.2 km/s 左右. 贝加尔湖附近上地幔盖层的平均 P 波速度介于 8.0~8.05 km/s 之间, 上地幔盖层厚度约 30 km.

**关键词** 上地幔 P 波速度结构 体波波形反演 中国北部 蒙古

## 引言

对上地幔径向速度结构详细了解, 在地幔物质组成和地球动力学等研究中具有重要的意义. 近年来, 尽管基于体波走时和面波频散观测资料的三维速度结构研究取得了较大的进展, 但这些研究的垂向分辨率受方法本身的限制, 仍很难对诸如上地幔速度梯度和速度间断面特征等精细结构提供可靠的约束.

基于观测走时资料的上地幔速度结构反演, 不仅需要初至波观测走时, 而且需要详细可靠的三折震相的走时. 在震中距  $18^{\circ}\sim 25^{\circ}$  范围内, 由于地震体波观测资料中来自不同深度的回折波产生强烈的相互干涉, 后续三折震相的精确走时很难确定. 体波波形资料, 不仅包含了初至波和后续震相的走时信息, 而且它们的振幅及相对振幅关系对上地幔速度梯度的变化比较敏感, 因此被广泛应用于上地幔速度结构的研究. 随着地震观测技术的发展与合成理论地震图方法的进步, 体波波形模拟技术已成为确定上地幔速度结构的重要方法 (Given, Helmberger, 1980; Burdick, 1981; Grand, Helmberger, 1984; LeFevre, Helmberger, 1989).

体波波形模拟方法利用地震观测记录中的 Pnl, P, PP 或 S, SS 等体波震相, 通过正演模拟, 摸索出不同深度的速度特征对地震图中体波到时及波形的影响, 采用试错法确定研究区的速度模型. 虽然模拟方法在实践中取得了较好的效果, 但由于速度结构和地震体波

<sup>\*</sup> 国家自然科学基金和地震科学联合基金会(9507413)资助课题. 中国地震局地球物理研究所论著 98A01012. 1998-01-20 收到初稿, 1998-07-17 收到修改稿并决定采用.

波形之间的复杂关系，波形模拟不仅工作量极大，而且在拟合过程的大量试验中容易忽略较好的模型。特别是在多道记录的拟合中，模拟方法通常需要大量的试验。为了克服模拟方法的这些弱点，本研究利用 WKB 合成理论地震图作正演，采用求解非线性全局优化问题的遗传算法作为反演手段，通过波形反演方法(吴建平等，1997；吴建平，1997)研究上地幔速度结构。

由于受观测资料的限制，早期的研究大都采用长周期资料推断上地幔平均速度结构(Helmberger, Engen, 1974; Burdick, Helmberger, 1978; Lyon-Caen, 1986)，得到的速度模型分辨率相对较低，主要用于了解上地幔速度结构的总体特征。随着全球宽频带数字地震台网的建立，利用宽频带体波地震资料研究上地幔精细速度结构及横向不均匀性受到人们的普遍重视(Paulssen, 1987; Schwartz, Lay, 1993; Beckers *et al.*, 1994)。在中国大陆地区，王凯和姚振兴(1989)、Zhao 等(1991)和 Beckers 等(1994)都曾采用波形模拟方法，利用模拟记录或宽频带数字地震记录，对部分地区的上地幔速度结构进行了研究。但由于模拟方法本身的限制，这些研究通常很少同时对多个不同地震的观测资料进行拟合，致使观测资料的震中距分布不太均匀。

本文利用 CDSN 记录及境外多个不同地震的宽频带数字地震记录资料，采用体波波反演方法，对中国北部及蒙古地区的上地幔速度结构进行了研究。

1 资料与方法

对该地区上地幔速度结构的研究，主要采用北纬 35°以北的 CDSN 台站记录的垂直向地震 P 波记录，同时我们还利用了一部分境外观测资料作为补充。这些台站包括西部地区的 GAR, AAK 台；北部地区位于俄罗斯贝加尔湖附近的 TLY 台。为了获得适合于模拟中国大陆北部地区的资料，我们对 Harvard-CMT 震源机制解目录中 1988~1994 年发生在北纬 35°~55°之间的地震进行了搜索。同时，我们还收集了部分 1995~1996 年发生在该地区的地震。地震观测资料的震中距基本覆盖了 8°~40°的范围。震源和台站位置如图 1 所示，表 1 给出了 ISC 或 PSRC(中国地震台临时观测报告)公布的震源参数。这些地震大多分布在新疆地区以及青藏高原西部和北部地区，其它地区只有少量地震。图 1 给出了震源和观测台站的分布。由于地震和台站分布的限制，我们将中国北部和蒙古地区作为一个单元进行研究。从射线分布看，它主要覆盖了东经 80°~120°、北纬 38°~50°的范围。

震源参数和震源机制对合成理论地震图具有重要的影响。了解震源参数变化对合成地震图计算的影响非常重要。一般说来，不同观测报告给出的发震时刻差异可用资料的时移表示，但震源深度的变化对不同震相的相对走时产生显著的影响。这里，我们利用两次发生在新疆西北部的地震，对不同震源参数的影响进行解释。表 2 和 3 列出了不同观测报告给出的震源参数。

从表 3 可以看出，除了 HRVD 的报告外，不

表 1 地震的震源参数

编号	日期 年-月-日	震源位置		深度 /km
		$\varphi_N/(^{\circ})$	$\lambda_E/(^{\circ})$	
1	1988-08-06	36.49	71.06	194
2	1989-04-20	57.14	121.92	28
3	1990-02-05	37.07	71.27	102
4	1990-05-15	35.99	70.44	117
5	1990-06-14	47.89	85.12	36
6	1990-08-03	47.95	84.97	36
7	1991-01-31	36.06	70.48	112
8	1992-08-19	42.10	73.54	30
9	1993-09-18	36.45	71.60	117
10	1993-10-02	38.17	88.66	14
11	1994-06-30	36.25	71.08	232
12	1995-11-13	56.12	114.63	24

同观测报告给出的发震时刻的最大差异为 2.5 s, 震源深度的最大差异为 17 km. 图 2 给出了根据不同观测报告的震源参数计算的合成地震图与观测记录的比较. 我们观察到, 不同地震图之间的到时差一般小于 0.6 s, 大大小于发震时刻的差异. 这显然是由于震源定位, 特别是震源深度对发震时刻的依赖性决定的. 从图中还可以看出, 震源深度的变化对体波波形产生了明显的响应, 这种波形的差异主要是由于 P、pP 和 sP 不同震相之间相互干涉形成的. 虽然震源深度对直达波和地表反射波之间的到时差产生明显的影响, 但对大多数浅源地震, 如果不借助合成地震图的帮助, 不可能区分 pP、sP 和 sS 震相. 我们发现, 对于大多数地震, 采用 HRVD 报告的震源深度, 观测地震图与合成地震图之间的波形差异一般较小, 但 HRVD 报告提供的发震时刻与震源位置存在较大的误差.

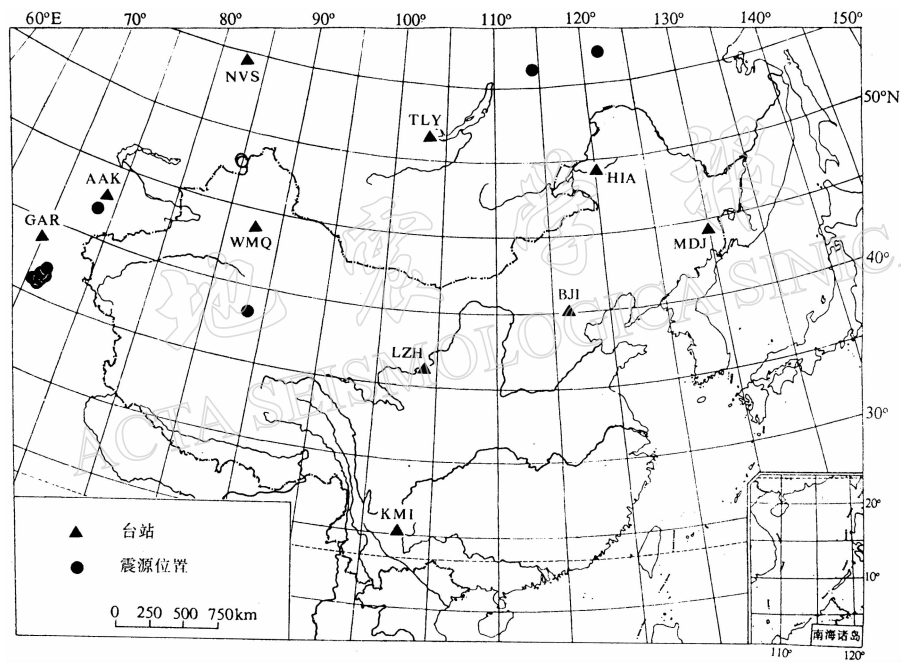


图 1 震源位置及台站分布

表 2 不同观测报告给出的 1990 年 6 月 14 日

地震震源参数						
观测 报告	发震时刻 时:分:秒	$\varphi_N/(^{\circ})$	$\lambda_E/(^{\circ})$	深度 /km	$m_b$	$M_S$
MOS	12:47:26.0	47.79	85.21	40	6.4	6.6
BJI	12:47:27.2	47.91	85.07	54	5.6	7.3
NEIC	12:47:28.8	47.87	85.08	58	6.1	6.8
HRVD	12:47:32.6	47.88	85.19	36		
ISC	12:47:28.5	47.85	85.06	54	6.1	6.9

表 3 不同观测报告给出的 1990 年 8 月 3 日

地震震源参数						
观测 报告	发震时刻 时:分:秒	$\varphi_N/(^{\circ})$	$\lambda_E/(^{\circ})$	深度 /km	$m_b$	$M_S$
BJI	09:15:03.6	48.04	84.98	21	6.0	6.7
MOS	09:15:05.6	47.94	85.02	33	6.2	6.1
NEIC	09:15:06.1	47.96	84.96	33	6.0	6.1
HRVD	09:15:12.5	48.25	85.28	32		
ISC	09:15:04.0	47.97	84.97	16	6.0	6.2

图 3 给出了这两个地震在同一台站观测记录的比较. 可以看出, 两个地震在同一台站的初至波与深度震相 sP 之间的走时差没有明显的差异, 表明这两个地震具有相近的震源深度, 但从表 2 和 3 看, 除 HRVD 的报告外, 不同观测报告中这两个地震的震源深度分别介于 40~58 km 和 16~33 km, 存在明显的差异.

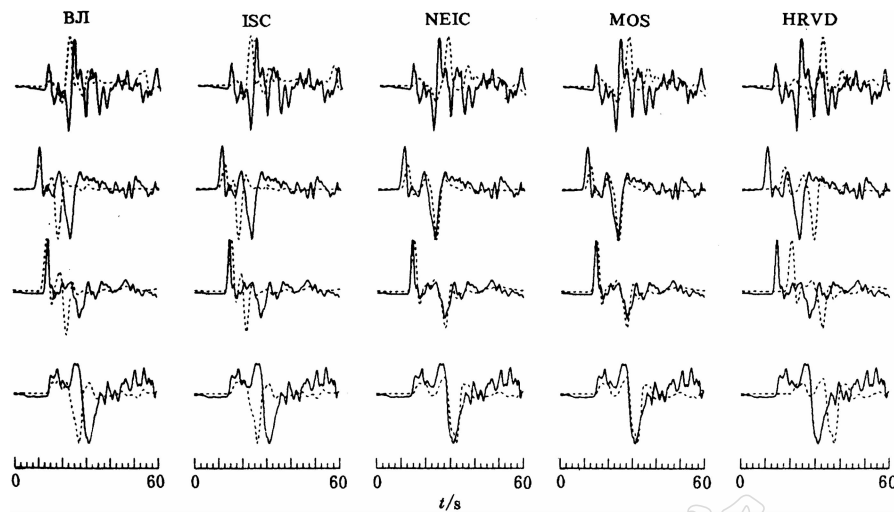


图 2 不同地震观测报告的震源参数计算的合成地震图(虚线)与观测记录(实线)的比较.  
从上到下分别为 GAR, LZH, BJI 和 KMI 台的地震记录, 图上方为不同观测报告的名称

从我们的经验来看, 发生在中国境内地区的地震, ISC 和中国地震台网观测报告的震源位置一般都比较可靠. 根据震源深度和发震时刻存在的相互依赖性, 由它们给出的发震时刻计算的合成理论地震图的初至走时基本一致. 由于在一定的深度范围内, 震源机制解对震源深度的依赖性较小(吴建平, 1997), 我们可以通过远震波形资料确定地震矩张量和震源深度, 或根据查到的 Harvard-CMT 震源机制解, 利用单台或多台的观测资料, 采用波形反演方法确定震源深度. 对于上述两个地震, 我们通过体波波形反演得到的震源深度均为 36 km. 一般说来, 在反演速度结构之前, 我们首先利用较远的地震记录确定震源深度. 在利用单个地震的观测资料反演时, 也可将地震的震源深度作为未知量和速度结构同时反演. 此外, 还利用远震记录, 通过体波波形反演对震源时间函数进行了反演.

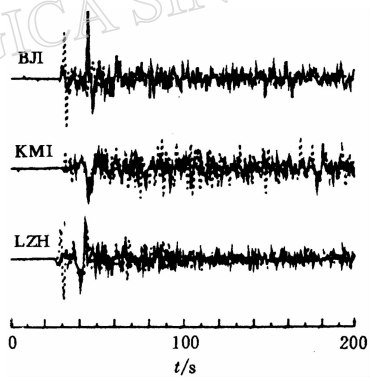


图 3 发生在同一地区的 1990 年 6 月 14 日(实线)和 8 月 3 日(虚线)地震观测资料的比较

在上地幔速度结构的研究中, 体波波形模拟方法不仅能较好地拟合观测体波的初至走时, 而且能较好地拟合与上地幔速度结构有关的后续震相的走时, 以及体波波形的相对振幅特征, 因此, 可以较好地确定上地幔速度结构的精细特征. 在模拟方法中, 对合成地震图方法的选择往往取决于对特定问题所要求的精度, 以及计算中所花费的时间之间进行折中取舍. 反射率法(Fuchs, Muller, 1971)采用传播矩阵, 考虑了层状介质中各种反射和转换, 因此比较完整和精确. 但反射率法计算时间较长, 在一定程度上限制了它在速度结构研究中的应用. 此外, 反射率法计算的合成地震图有时与实际观测记录具有相近的复杂性, 使人很难了解合成图中不同震相的意义, 反而掩盖了对震相与介质之间关系的理解.

广义射线(Helmberger, 1968)和 WKBJ 方法(Chapman, 1978)具有较为灵活的特点, 可以通过对不同射线组的选择, 对特定震相进行计算. 人们对现有不同合成理论地震图方法进行详细研究后发现(Burdick, Orcutt, 1979; Chapman, Orcutt, 1985; 吴建平, 1997), 虽然不同方法计算的合成理论地震图之间存在一定的差异, 但在上地幔范围内, 各种方法计算的体波波形的主要特征基本一致. 因此, 在波形反演中, 采用计算速度较快的 WKBJ 方法进行正演计算.

在 WKBJ 合成理论地震图的计算中, 采用的主要震相为 P, pP, sP, PP, pPP, sPP 和  $P_M P$ 、 $pP_M P$ 、 $sP_M P$ . 上述符号中, p 或 P 代表 P 波, s 代表 S 波. P 表示在震源区地震波以下行波传播, 经反射或回折传播到接收台站的 P 波; p 代表在震源区地震波以上行方式传播到地表, 例如, pP 和 sP 分别代表在震源区地震波以上行 P 波和 S 波到达地表, 经地表一次反射变成下行 P 波传播到接收台站; PP 表示在震源区附近的下行 P 波在地幔内部回折或反射后传播到地球表面, 经地表一次反射后传播到观测台站的 P 波;  $P_M P$  表示上述反射不是在地表, 而是在 Moho 面底部.

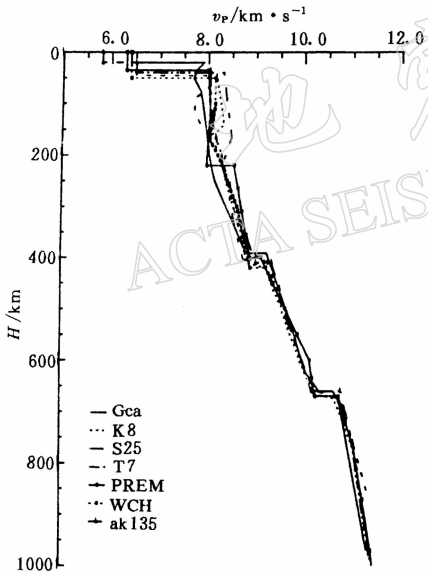


图 4 全球不同地区上地幔 P 波速度模型

由于波形拟合方法采用试错法确定上地幔速度结构, 拟合过程的工作量极大. 这里, 我们采用遗传算法 (Berg, 1990; Stoffa, Sen, 1991; Sambridge, Drijkoningen, 1992), 通过波形反演方法(吴建平 1997; 吴建平, 1997)确定上地幔速度结构. 为了合理地确定遗传算法中模型参数可能的变化范围, 图 4 不仅列出了 PREM 和 ak135 全球平均速度模型, 而且给出了不同区域的速度模型, 其中包括加拿大地盾地区速度较快的 S25 模型(LeFevre, Helmberger, 1989)、欧洲西北地区的 K8 模型 (Given, Helmberger, 1989)、中国大陆地区的 WCH 模型 (Beckers *et al.*, 1994)以及速度较慢的 T7 模型 (Burdick *et al.*, 1978) 和加利福尼亚湾的 Gca 模型(Walck, 1984). 反演中, 速度模型变化范围的选择基本包容了不同的速度模型. 反演中速度模型的离散间隔小于 0.01 km/s, 允许 Moho 面、210 km、

410 km 和 660 km 4 个间断面的深度发生变化. 通常, 将 Moho 面的深度限制在 $\pm 5$  km 的范围内变化, 有时可放宽到 $\pm 10$  km; 其它间断面一般在 $\pm 10$  km 左右变化. 此外, 我们还将模型划分成 6~8 个具有不同 Q 值的层, 以调节 Q 值对波形的影响. 为了加快遗传算法的搜索速度, 我们对速度模型的速度梯度进行了一定的限制, 在深度大于 220 km 的区域, 速度梯度必须大于零.

2 结果及讨论

利用 8 次地震(表 1 中编号为 1, 3, 4, 7~11 的地震)的 36 个观测 P 波波形资料, 对中国北部及蒙古地区的上地幔速度结构进行了反演. 图 5 给出了 P 波观测资料和合成理论地

震图的比较. 图 6a 为图 5 中震中距  $35^{\circ}\sim 38^{\circ}$  之间的观测波形和合成理论地震图的放大显示; 图 6b 为反演得到的中国北部以及蒙古地区上地幔平均速度模型. 由于我们采用的地震主要位于新疆西部和西南部地区, 因此, 反演得到的上地幔平均速度模型中较浅的深度主要受新疆地区上地幔速度的影响, 主要反映了该地区的上地幔顶部的速度特征. 表 4 给出了相应的上地幔平均速度值. 从图 6b 中可以看出, 平均速度模型中上地幔盖层的 P 波速度较低( $7.8\sim 8.0$  km/s 左右), 盖层厚度较小(60 km). 从图 1 中看到, 震中距较近的观测台站主要是 GAR, AAK 和 WMQ, 地震和观测台站的大圆路径大多位于塔里木盆地以外的西北部地区, 即天山山脉附近, 因此, 可以认为该地区的上地幔顶部速度较低. 从我

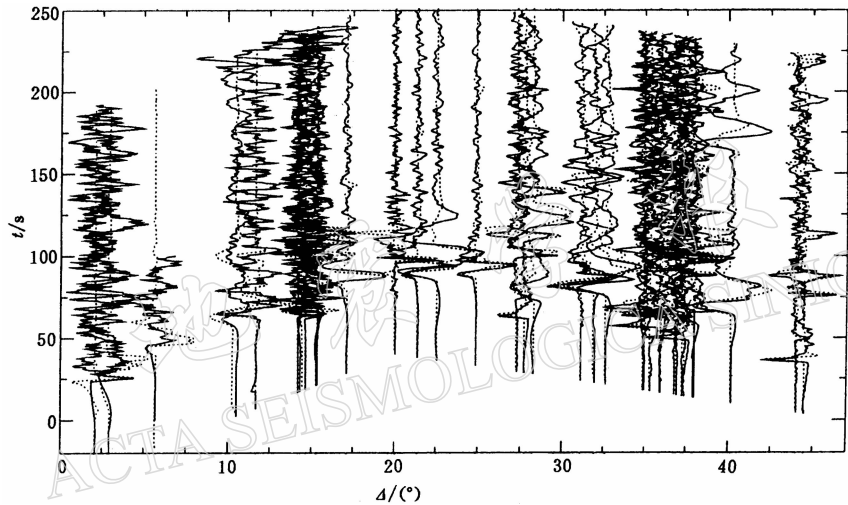


图 5 地震观测资料(实线)与合成理论地震图(虚线)的比较

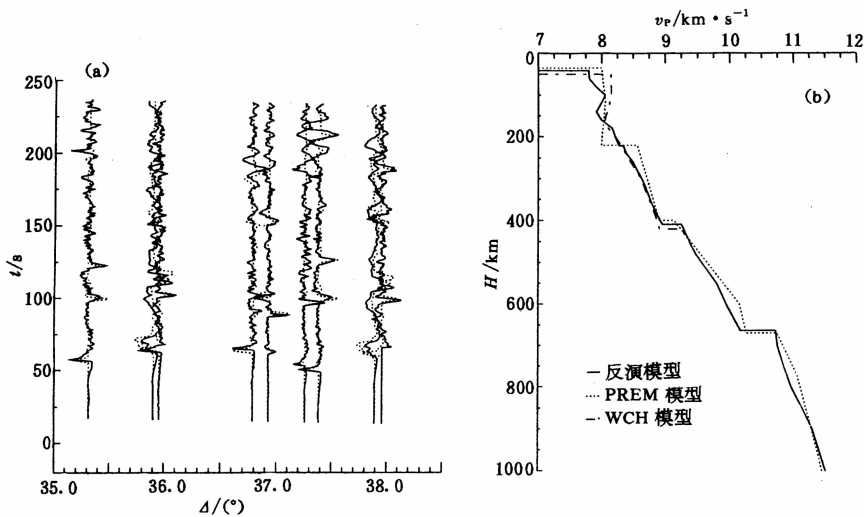


图 6 中国北部及蒙古地区的上地幔速度结构

(a) 图 5 中  $35^{\circ}\sim 38.5^{\circ}$  范围内观测资料的放大图; (b) 反演的上地幔 P 波速度结构与 PREM 模型和 WCH 模型的比较

们的反演结果看,在 220 km 以下,该地区的 P 波速度普遍低于 PREM 模型的速度;在 200 ~400 km 的范围内,我们的结果与 Beckers 等人(1994)的中国大陆地区平均速度模型(WCH)基本一致.

表 4 中国北部及蒙古地区上地幔平均速度结构

深度/km	$v_p/\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	深度/km	$v_p/\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	深度/km	$v_p/\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	深度/km	$v_p/\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$
0.0	6.229 0	180.0	8.167 8	380.0	8.850 8	664.0	10.728 6
15.0	6.269 9	200.0	8.208 0	409.0	8.955 5	700.0	10.758 7
30.0	6.357 1	221.0	8.273 0	409.0	9.246 1	750.0	10.858 7
42.0	6.394 5	221.0	8.339 6	420.0	9.281 0	800.0	10.976 3
42.0	7.797 0	240.0	8.392 1	440.0	9.342 9	850.0	11.150 7
60.0	7.806 8	260.0	8.498 4	460.0	9.400 9	900.0	11.308 0
80.0	7.914 7	280.0	8.559 5	480.0	9.469 0	950.0	11.412 7
100.0	8.055 9	300.0	8.630 1	500.0	9.561 9	1000.0	11.517 5
120.0	7.990 7	320.0	8.690 5	550.0	9.798 4		
140.0	7.914 3	340.0	8.736 4	600.0	9.949 1		
160.0	7.994 8	360.0	8.790 4	664.0	10.179 3		

由于观测资料覆盖了大约  $12^{\circ} \times 40^{\circ}$  的较大范围,该地区不仅包括了塔里木、准噶尔等盆地,而且也包括天山山脉以及蒙古地区的一系列褶皱系,一些地表上显著的地质单元也在地震观测记录,特别是震中距较小的观测记录中得到反映.

根据对不同观测资料的反演,我们发现,该地区上地幔速度结构存在明显的横向不均匀性,平均的上地幔速度模型不可能很好地拟合所有地震的宽频带观测资料,特别是震中距小于  $15^{\circ}$  的观测资料. 图 7 给出了 3 个发生在新疆北部地区地震的观测资料和反演的上地幔速度模型. 图 7a 为反演结果与北部地区平均速度模型的比较,速度模型的差异主要表现在 200 km 以上的上地幔和 400~600 km 的上地幔过渡带. 由于震中距较近的射线主要穿过准噶尔盆地,因此,准噶尔盆地的上地幔顶部速度似乎很低(约 7.7 km/s),上地幔盖层具有较高的速度梯度(平均速度梯度  $> 0.005 5/\text{s}$ )和厚度,在 140 km 深处 P 波速度可达 8.2 km/s 左右. 但由于我们在  $6^{\circ} \sim 14^{\circ}$  内缺乏可以利用的观测资料,估计盖层底部的深度可能不太可靠.

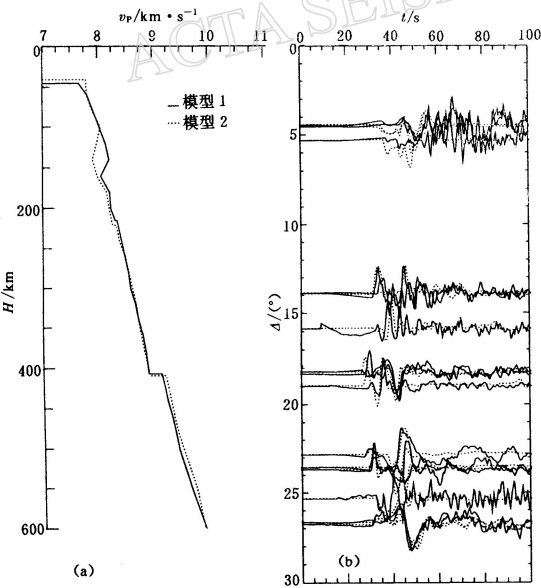


图 7 新疆北部地区附近上地幔速度结构

(a) 速度模型(实线)与图 6 中反演速度模型的比较; (b) 观测资料(实线)与合成理论地震图(虚线)的比较

靠. 尽管如此,我们认为该地区的盖层底部深度应大于 120 km.

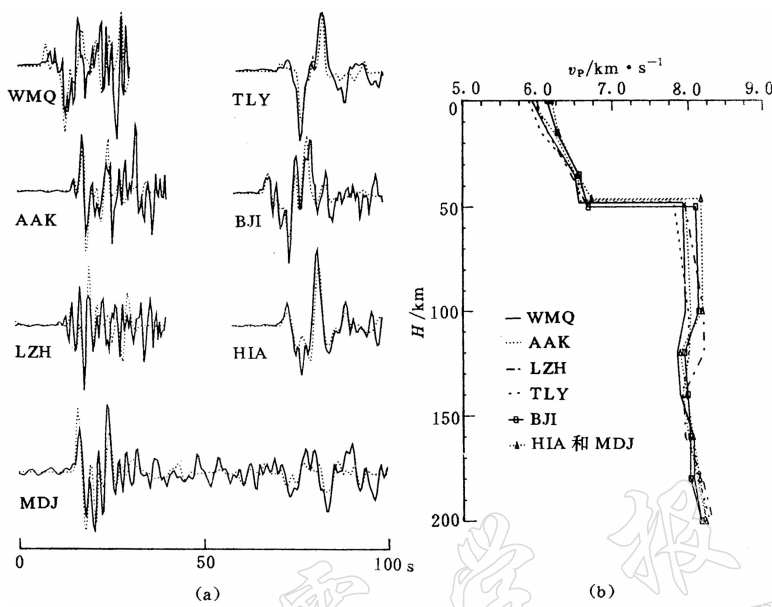


图 8 上地幔速度结构的横向变化

(a) 观测资料(实线)与合成理论地震图(虚线)的比较；(b) 不同路径观测资料反演的上地幔 P 波速度结构

1993 年 10 月 2 日发生在青海若羌地区的地震，给我们提供了该地区上地幔顶部横向不均匀性的又一个证据。图 8 给出了由一些穿过不同区域的地震观测记录反演的上地幔速度结构。从反演结果可以看出，从震源沿近正北方到达乌鲁木齐(WMQ)的观测路径，地壳平均厚度为 48 km；上地幔盖层的平均速度较低，约 7.93 km/s；盖层厚度约为 50 km，盖层速度梯度很小。根据由震源沿北西西方向到 AAK 台的观测记录反演得到的速度模型，上地幔盖层的 P 波速度为 8.00 km/s 左右。由于低速层的速度差异非常微弱，我们不能很好地确定盖层的厚度。由于该路径穿过了塔里木盆地的北缘以及天山山脉两个不同的构造区域，因此，得到的速度模型仅反映了它们的平均响应。从兰州台的观测记录，我们得到的该路径的平均上地幔 P 波速度明显偏高(平均速度  $> 8.10 \text{ km/s}$ )，上地幔盖层中最大 P 波速度约 8.19 km/s，盖层具有较高的速度梯度(从 Moho 面到 100 km 深度，平均速度梯度约 0.005/s)，盖层的底部深度约为 120 km 左右，它比中国大陆地区上地幔平均模型的盖层底部深度(100 km)偏大。虽然由北京台记录的 P 波波形记录反演的上地幔顶部速度较大(8.2 km/s)，但盖层底部深度与其它模型基本相同，约为 100 km。

中国北部地区 220 km 以上的上地幔 P 波速度横向不均匀性，也可以在其它一些地震观测资料中得到验证。图 9 给出了 1995 年 11 月 13 日贝加尔湖东北部的一次地震的观测资料和相应的合成理论地震图。反演结果表明，从震源到海拉尔上地幔盖层的平均 P 波速度约 8.06 km/s，盖层厚度约 60 km。穿过贝加尔湖到 TLY 台的路径要求稍低的上地幔盖层平均速度(约 8.03 km/s)。贝加尔湖被认为是裂谷带，一般说来，在裂谷带附近通常具有较低的上地幔顶部速度、较薄的盖层厚度和较低的上地幔低速层。这里，我们没有得到特别低的上地幔 P 波速度，但上地幔盖层较薄的特点可以从 Pn 波形的振幅特征中得到证实。对于上地幔盖层较薄和 P 波速度梯度较小的速度结构，Pn 震相通常表现为低振幅的高



频波(低频部分由于低速层的漏能效应而损失),较厚的盖层和较高的速度梯度,往往因为盖层中的回折波和在 Moho 面底部的多次反射波,使得相应的振幅得到增强.反演结果表明,从震源到 TLY 观测到的振幅较小的 Pnl,要求平均盖层厚度小于 40 km.

根据东部地区其它地震的观测资料得到的上地幔顶部速度,一般在 7.95~8.1 km/s.考虑到平均速度模型的顶部速度主要受新疆西部地区的影响,因此,中国北部和蒙古地区的上地幔平均速度模型的盖层速度应适当增加.

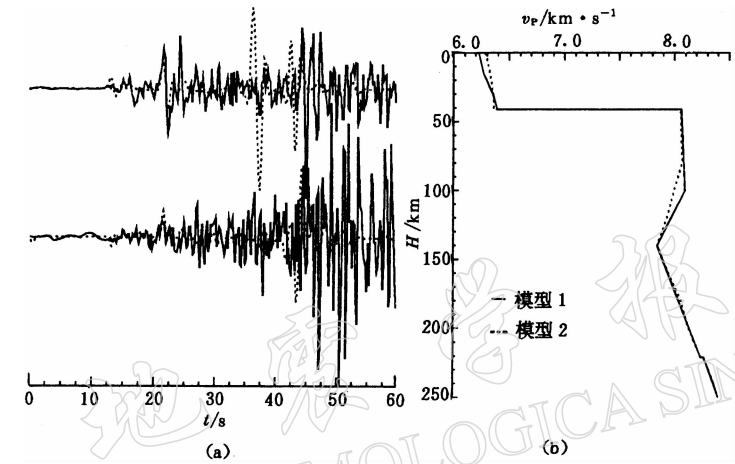


图 9 研究区东北部上地幔速度结构

(a) 观测资料(实线)与合成理论地震图的比较(上图为 HIA 台,下图为 TLY 台);  
(b) 反演的速度模型. 模型 1 和 2 分别对应 HIA 和 TLY 记录反演的速度模型

3 结论

体波波形反演方法是研究上地幔速度结构的有效手段.在反演过程中,不必像模拟方法那样考虑观测资料中各种震相与上地幔速度结构之间的复杂关系,整个过程可以自动完成.它使利用体波波形方法研究上地幔速度结构的工作变得更加灵活方便,有利于上地幔速度结构的横向不均匀性研究.

震源深度是影响体波波形的因素,在利用多个震源的观测资料反演上地幔速度结构之前,首先必须较好地确定每一个地震的震源深度.

中国北部及蒙古地区的平均上地幔 P 波速度结构较低(7.8~8.0 km/s),平均盖层厚度约 60 km,在 410 和 665 km 附近存在速度跳跃分别为 0.29 和 0.55 km/s 左右的速度间断面.该模型介于构造活动区和稳定地盾区的速度模型之间.研究表明,该地区上地幔 P 波速度结构存在明显的横向不均匀性特征.准噶尔盆地上地幔顶部 P 波速度约 7.7 km/s,上地幔盖层具有较高的速度梯度(平均速度梯度 >0.005 5/s)和较大的厚度(90~100 km),在 140 km 深处 P 波速度可达 8.2 km/s 左右.贝加尔湖附近上地幔盖层的平均 P 波速度介于 8.0~8.05 km/s 之间,上地幔盖层厚度约 30 km.

## 参 考 文 献

- 王凯, 姚振兴, 1989. 中国上地幔剪切波速度结构的初步研究. *地球物理学报*, **32**(1): 36~45
- 吴建平, 明跃红, 汤毅, 1997. 遗传算法在上地幔速度结构研究中的应用. *地震地磁观测与研究*, **18**(2): 11~29
- 吴建平, 1997. 宽频带数字地震波形反演与中国大陆地壳上地幔速度结构的研究. 中国地震局地球物理研究所博士论文. 28~84
- Beckers J, Schwartz S Y, Lay T, 1994. The velocity structure of the crust and upper mantle under China from broad-band P and PP waveform analysis. *Geophys J Int*, **119**: 574~594
- Berg E, 1990. Simple convergent genetic algorithm for inversion of multiparameter data; 60th Ann. Internat Mtg Soc Expl Geophys, Expanded Abstracts: 1 126~1 128
- Burdick L J, Helmberger D V, 1978. The upper mantle P velocity structure of the western United States. *J Geophys Res*, **83**: 1 699~1 712
- Burdick L J, Orcutt J A, 1979. A comparison of the generalized ray and reflectivity methods of waveform synthesis. *Geophys J R astr Soc*, **58**: 261~278
- Burdick L J, 1981. A comparison of the upper mantle structure beneath North America and Europe. *J Geophys Res*, **86**: 5 926~5 936
- Chapman C H, 1978. A new method for computing synthetic seismograms. *Geophys J R astr Soc*, **54**(3): 481~518
- Chapman C H, Orcutt J A, 1985. The computation of body wave synthetic seismograms in laterally homogeneous media. *Rev Geophys*, **23**: 105~163
- Fuchs K, Muller G, 1971. Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations. *Geophys J R astr Soc*, **23**: 417~433
- Given J W, Helmberger D V, 1980. Upper mantle structure of Northwestern Eurasia. *J Geophys Res*, **85**: 7 183~7 194
- Grand S P, Helmberger D V, 1984. Upper mantle shear structure of North America. *Geophys J R astr Soc*, **76**: 399~438
- Helmberger D V, 1968. The crust-mantle transition in the Bering Sea. *Bull Seism Soc Amer*, **58**: 179~214
- Helmberger D V, Engen G R, 1974. Upper mantle shear structure. *J Geophys Res*, **79**: 4 017~4 028
- LeFevre L V, Helmberger D V, 1989. Upper mantle P velocity of the Canadian Shield. *J Geophys Res*, **94**: 17 749~17 765
- Lyon-Caen H, 1986. Comparison of the upper mantle shear wave velocity structure of the Indian shield and the Tibetan plateau and tectonic implication. *Geophys J R astr Soc*, **86**: 727~749
- Paulssen H, 1987. Lateral heterogeneity of Europe's upper mantle as inferred from modeling of broad-band body waves. *Geophys J R astr Soc*, **91**: 171~199
- Sambridge M, Drijkoningen G, 1992. Genetic algorithms in seismic waveform inversion. *Geophys J Int*, **109**: 323~342
- Schwarz S Y, Lay T, 1993. Complete PP-waveform modelling for determine crust and upper mantle structure. *Geophys J Int*, **112**: 210~224
- Stoffa P L, Sen M S, 1991. Nonlinear multiparameter optimization using genetic algorithms; Inversion of plane-wave seismograms. *Geophysics*, **56**: 1 794~1 810
- Walck M C, 1984. The P-wave upper mantle structure beneath an active spreading center; the Gulf of California. *Geophys J R astr Soc*, **76**: 697~723
- Zhao L S, Helmberger D V, Harkrider D G, 1991. Shear-velocity structure of the crust and upper mantle beneath Tibetan and southeastern China. *Geophys J Int*, **105**: 713~730