

北京西北地区现代微震重新定位*

汪素云 许忠淮 俞言祥

高阿甲 郭瑛 黄雨蕊

(中国北京100081国家地震局地球物理研究所)

摘要

采用 Powell 定位方法对北京西北地区($39^{\circ}\text{--}41^{\circ}\text{N}$, $114^{\circ}\text{--}117^{\circ}\text{E}$)1979—1992年3月发生的348个地震重新定位,并给出了 Powell 直接搜索法定位的误差估计方法。

通过震相到时的复核和补充、定位速度结构模型的修定以及定位程序的改进等措施,改善了定位效果。结果表明,重新定位后,给出震源深度的地震数从原来的132个增至313个;定位结果均方根残差的均值从 $0.80 \pm 0.40\text{ s}$ 降至 $0.45 \pm 0.18\text{ s}$;各台 P 波到时残差下降;有近10%的地震震中位置移动了10 km 以上,它们多为北京地震遥测台网边缘的地震。

关键词 地震重新定位;速度结构模型;震源深度

1 引言

精确的震源位置是研究地震活动图象、地震与活动构造的关系以及工程地震等问题的基础,因而是开展地震预报和震害预测的基础资料。曾有过利用常规地震目录给出完全虚假的地震活动空间分布图象的例证(Dewey, 1979)。在我国,不同省区对处于省区边界附近的地震给出不同定位结果的实例也经常可见。地震位置不准,会对研究地震活动条带、地震位置迁移及活动构造等问题带来很大的干扰。

随着全国区域地震台网的建立和不断完善,以及现代定位技术的应用,近十余年来,区域地震的定位精度有了显著提高,常规地震目录和地震报告在地震监测和工程地震工作中发挥了重要作用。然而,在一些重大的地震研究和重大工程项目中,还需要在常规地震目录的基础上,开展一些专题研究,解决常规定位以外的问题,给出更为精确的震源位置。本研究正是按国家科委85-907项目中“十年地震危险性预测”课题的需要而开展的。

地震参数测定精度的影响因素主要有:震相判读的可靠性及精度,地壳速度结构模型是否合适,台站分布是否合理以及定位程序的功能等等。本研究将针对以上影响定位的主要因素采取以下措施:(1)查图核实震相及到时;(2)不但用北京台网,还补充周围不同省市(如内蒙、山西、大同、天津)管辖的地震台网的观测数据;(3)分析北京台网现有资

* 85-907-04-01-02-03专题研究,国家地震局地球物理研究所论著94A0001。

1993年3月8日收到初稿,1993年5月2日决定采用。

料,确定更为合理的定位速度模型;(4) 改编 Powell 定位程序,以及编制显示定位结果各项指标的绘图程序. 通过大量繁琐而细致的工作,使定位精度提高了一步.

2 资料和速度结构模型

2.1 资料

本文研究的地区($39-41^{\circ}\text{N}$, $114-117^{\circ}\text{E}$)基本上处于国家地震局地球物理研究所负责的北京地震遥测台网的监测范围内. 该台网始建于1966年4月, 1978-1979年扩建到18个台, 1984年10月, 有线遥测台站增加至20个, 又新建了16个无线遥测台. 1979年以前地震由手工定位, 1980年起用计算机定位. 1980-1986年定位时采用 J-B 走时表, 1987年1月后采用 BLOC86地壳模型(表1)定位. 1979年北京地震遥测台网开始正式出版《北京地震台网地震观测报告》, 至今已出版了近14年的观测报告, 它为本项研究提供了宝贵的基础数据.

根据1979-1992年3月的《北京地震台网地震观测报告》, 选取 $M_L \geq 2.0$ 地震327个, 有些低于2.0级的但记录台站多于4个且方位覆盖大于 200° 的也选用. 这样, 一共选取了348个地震. 对所选地震的 \bar{P} , \bar{S} , Pn 到时数据进行了审核, 并查图核对了其中的部分数据. 对北京台网边缘地震尽量补充周围省市地震数据, 于是共有56个地震补充了内蒙地震台网有关台的数据, 72个地震补充了山西地震台网数据, 19个地震补充了天津地震台网数据, 13个地震补充了大同遥测台网数据, 其中有些地震同时补充了几个台网的数据. 最后定位用 \bar{P} 到时3919个、 \bar{S} 到时1181个、 Pn 到时202个, 使用的台站达61个如(图1)所示.

对14年到时资料核实的结果, 曾遇到少量震相识别错误的情况, 在不应出现 Pn 震相的距离内有时将 \bar{P} 误分为 Pn , 在150 km 以后 Pn 震相与 \bar{P} 明显分开, 较易识别. 但对 $M_L < 3.0$ 的地震, 因 Pn 起始微弱而容易将第二个震相 \bar{P} 当作 Pn , 这时一般不宜用 Pn 而用 \bar{P} 到时定位.

2.2 速度结构模型

在近震定位中常采用直达波 \bar{P} 和 \bar{S} , 也使用莫霍界面的首波 Pn . 这三种震相理论走时的计算依赖于定位的速度结构模型, 一般采用水平分层模型.

Pn , \bar{P} , \bar{S} 的走时计算公式引自 Lee 和 Stewart(1981).

提高定位精度的关键之一就是选择合适的速度模型. 对我们所采用的二层地壳分层模型, 当震中距较大时走时曲线近似为直线, 其斜率为震源所在层相应波的速度的倒数. 本研究以 BLOC86程序和模型所定的地震位置作为初始地震参数, 采用与 BLOC86模型同样的地壳分层及层厚规定, 使震中距大于30 km 的走时曲线拟合观测走时数据, 从而求出了走时曲线的斜率, 其倒数为地震所在层的相应地震波速度. 利用观测报告中给出震源深

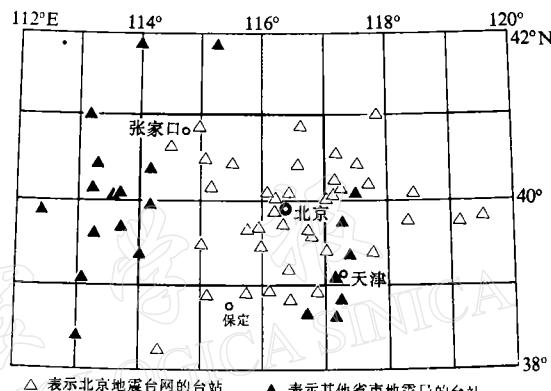


图1 地震台站分布图

度的地震按不同深度段分别求得相应的速度如表1中新模型所示。在表1中同时给出 BLOC86 和 J-B 速度模型参数。

表1 新速度模型与其它速度模型对比表

层厚(km)	新 模 型		BLOC86模型		J-B 模 型	
	v_p (km/s)	v_p/v_s	v_p (km/s)	v_p/v_b	v_p (km/s)	v_p/v_s
15	6.02		5.70		5.57	1.66
18	6.35	1.73	6.51	1.71	6.50	1.74
上地幔顶部	7.76		8.01		7.76	1.78

3 定位方法

关于定位方法,很多作者作了详尽介绍(Lee and Stewart, 1981; 赵仲和, 1983; 唐国兴, 1979; 丁志峰、曾融生, 1990等),这里简述如下:

设一个地震发生后,第 i 个台站记录到的第 j 种震相的到时为 t_{ij} ($i=1, \dots, m$; $j=1, \dots, L$). T_j 是第 j 种震相到达第 i 台的理论走时,它是震中距 A_i 和震源深度 h 的函数, O 为发震时刻,那么,第 j 种震相到达第 i 个台的观测到时和理论到时($O+T_j(A_i, h)$)之差,即到时残差为

$$\epsilon_{ij} = t_{ij} - O - T_j(A_i, h) \quad (1)$$

式中, T_j 是待求震中位置(φ, λ) (其中 φ 是纬度、 λ 是经度)和深度 h 的非线性函数. 通常采用使残差平方和达到极小的最小二乘法,求解地震的位置参数和发震时刻,取目标函数为

$$Q(O, \varphi, \lambda, h) = \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^L \epsilon_{ij}^2 = \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^L (t_{ij} - O - T_j(A_i, h))^2 \quad (2)$$

问题归结为求目标函数的极小值. 由于走时是空间坐标的非线性函数,因此地震定位是个非线性最优化问题. 常用解法有两种:第一种是将目标函数在初值附近作泰勒展开,忽略高阶项后用迭代方法求解线性方程组而不断得到地震参数的修正量,直到满足一定的终止条件为止(赵仲和, 1983),北京地震观测台网使用的就是这种方法;第二种方法是直接搜索目标函数的极小值,其中 Powell 方法是一种常用的方法(唐国兴, 1979). 这种方法不需求目标函数的导数,且对初值要求不高.

本研究将按1 km 间隔取一系列深度值,在各深度上采用 Powell 方法直接搜索目标函数(2)的极小值,然后对各深度上的极小值进行比较,其最小值对应的深度和搜索到的震中位置即为所要求的震源坐标. 式(2)中发震时刻 O 取用各台各震相到时的平均值与相应的理论走时的平均值之差,理论走时 $T_j(A_i, h)$ 是用近震走时公式(Lee and Stewart, 1981),并按表1中新的速度结构模型参数计算得到.

4 定位的误差估计

用 Powell 直接搜索法定位的误差在计算中无法给出,本文采用数值试验的方法来粗略估计定位误差. 由后面的图3b 可见,在本文给定的地壳速度结构模型下,对本研究区的地震而言,各台 P 波观测到时与理论计算到时的偏差对绝大多数台来说,很接近于正态分布. 因此,尽管影响地震定位精度的因素很多,还是可以利用理论到时叠加一随机偏差从

总体上来统计地模拟定位误差的。这里谈的误差大小只反映地震位置测定的相对精度高低，并不涉及测定结果与真实地震位置的偏差。

4.1 数值试验步骤

(1) 选择研究区不同地点上，具有不同的台站覆盖的7个地震，每个地震有13—17个到时数据。(2) 根据这7个地震的震源坐标(作为理论震源位置)，计算各有关台站有关震相的理论到时。(3) 对计算出的理论到时作绝对值最大为0.2 s, 0.5 s, 1 s 和2 s 的随机扰动。实际上对到时的随机扰动，不但模拟了震相到时的读数误差，也模拟了由于实际地壳速度结构非均匀性等因素而引起震相到时的微小变化。根据这些扰动后的到时数据定位，结果必然偏离理论震源位置，其偏离的大小反映了定位结果的误差。

4.2 试验结果

对7个地震用上述4种随机扰动量对到时作扰动各10次，得到10组互不相同的到时数据，由这10组到时数据定位可以得到10个震源位置，它们均与真实震源有一偏差。对同种随机扰动量，7个地震则可得到70个试验结果，对4种扰动量共得到280个试验结果。

数值试验结果表明，尽管这7个地震分布在研究区的不同地点，并且台站覆盖情况各异，但对于同一种扰动量而言，各个地震定位的标准差以及震源偏离的范围相似且随扰动量的增大而增加。图2给出了对定位误差作数值试验的结果，从图中可见：(1) 从图2a中看到最大绝对扰动量越大则造成的均方根残差越大且分布范围也越宽。例如，0.2 s 扰动(见曲线I)产生的均方根残差在0.05—0.15 s 之间，而2.0 s 的扰动(见曲线IV)产生的均方根残差则在0.65—1.40 s 之间。(2) 图2b、图2c中垂直箭头指示了均方根残差 S (如垂直箭头上面所示)对应的95%的试验次数产生的震中误差及震源深度误差的范围。为清楚计，表2中列出了均方根残差与震源位置误差的关系。

根据表2可以按定位给出的均方根残差来大致地估计出深度和震中位置的误差。北京地震观测台网给出的精度分类，I类精度的震中误差 $\Delta d \leq 5 \text{ km}$ ，II类为 $5 \text{ km} < \Delta d \leq 15 \text{ km}$ ，III类 $15 \text{ km} < \Delta d \leq 30 \text{ km}$ 。若按表2，与北京台网I类精度相对应的定位均方根残差应该 $\leq 0.63 \text{ s}$ 。

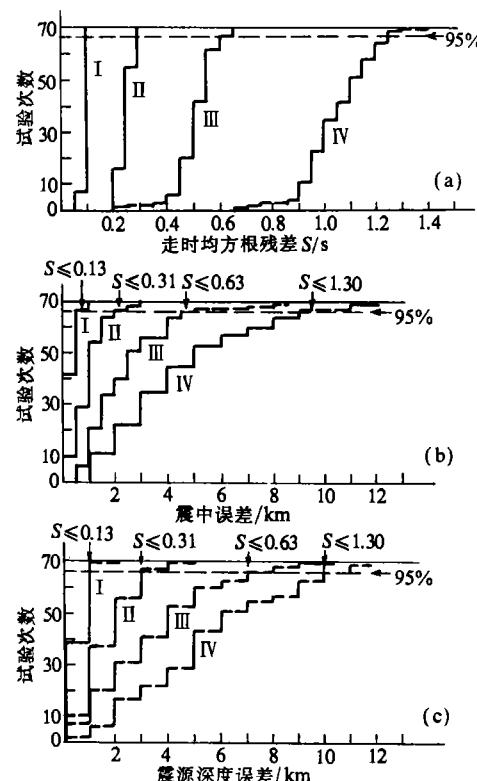


图2 对定位误差作数值试验的结果

(a)走时均方根残差 S ; (b)震中误差;

(c)震源深度误差。I 为 0.2 s, II 为

0.5 s, III 为 1.0 s, IV 为 2.0 s, ←95%

表示箭头指向95%的试验次数

表2 均方根残差与震源位置误差关系

均方根残差(s)	震中误差(km)	深度误差(km)
$S \leq 0.13$	$\Delta d \leq 1$	$\Delta h \leq 1$
$0.13 < S \leq 0.31$	$1 < \Delta d \leq 2.5$	$1 < \Delta h \leq 3$
$0.31 < S \leq 0.63$	$2.5 < \Delta d \leq 5$	$3 < \Delta h \leq 7$
$0.63 < S \leq 1.30$	$5 < \Delta d \leq 10$	$7 < \Delta h \leq 10$

5 定位结果

本研究中重新定位的地震共348个,重新定位前后结果的对比如下:

5.1 P波到时残差的分布

在348个地震的定位中各个台站记录的P波到时被利用的次数不一。统计了在定位中P波到时被利用100次以上台站的到时残差,其所用P波到时个数N、均值m和均方差σ见图3。可以看到,通过重新定位各台P波残差的均方差明显下降,原因主要有两条:其一对数据的复核校正和补充;其二定位速度模型的改进,从而使定位结果更精确。

从图3中还可见,定位后各台残差统计的均值都在零附近,表明在所研究的区域内,速度的横向不均匀性不明显,因而对现有台网而言可采用均匀的速度模型。

5.2 定位均方根残差

重新定位前后均方根残差分布及均值和均方差如图4所示。从图4中可以看到,重新定位后走时均方根残差分布在1.2 s以内,其中小于0.6 s的占总数的82%,而定位前则分布在3.0 s以内。重新定位后与重新定位前相比较,均方根残差的均值从0.80 s降到0.45 s,几乎降低了一半。

5.3 震中位置改变量

经过重新定位,348个地震震中位置改变量统计如表3,均值为4.7 km。

表3 重新定位前后震中位置改变量统计

震中移动量(km)	$20 \leq d < 26$	$10 \leq d < 20$	$5 \leq d < 10$	$2 \leq d < 5$	$d < 2$
地震数	6	27	89	134	92
百分比(%)	1.7	7.8	25.6	38.5	26.4

重新定位前后地震震中分布对比如图5所示,图中空圈表示重新定位前的位置,实心圈为重新定位后的位罝,二者用直线相连,线段的长短指示了震中移动的多少。因有7个地震重新定位后从研究区内移到区外,所以在图幅范围内共有341对地震。从图中可知,移动量 $d \geq 20$ km 的地震集中在研究区的西北角,移动量 $10 \leq d < 20$ km 的分布在西北和东南角,这体现了重新定位时,对北京地震台网边缘地震补充了外省市地震局的资料后,改善定位的效果。而在研究区内部北京台网范围内的地震移动量较小,移动量小于5 km 的约占65%。

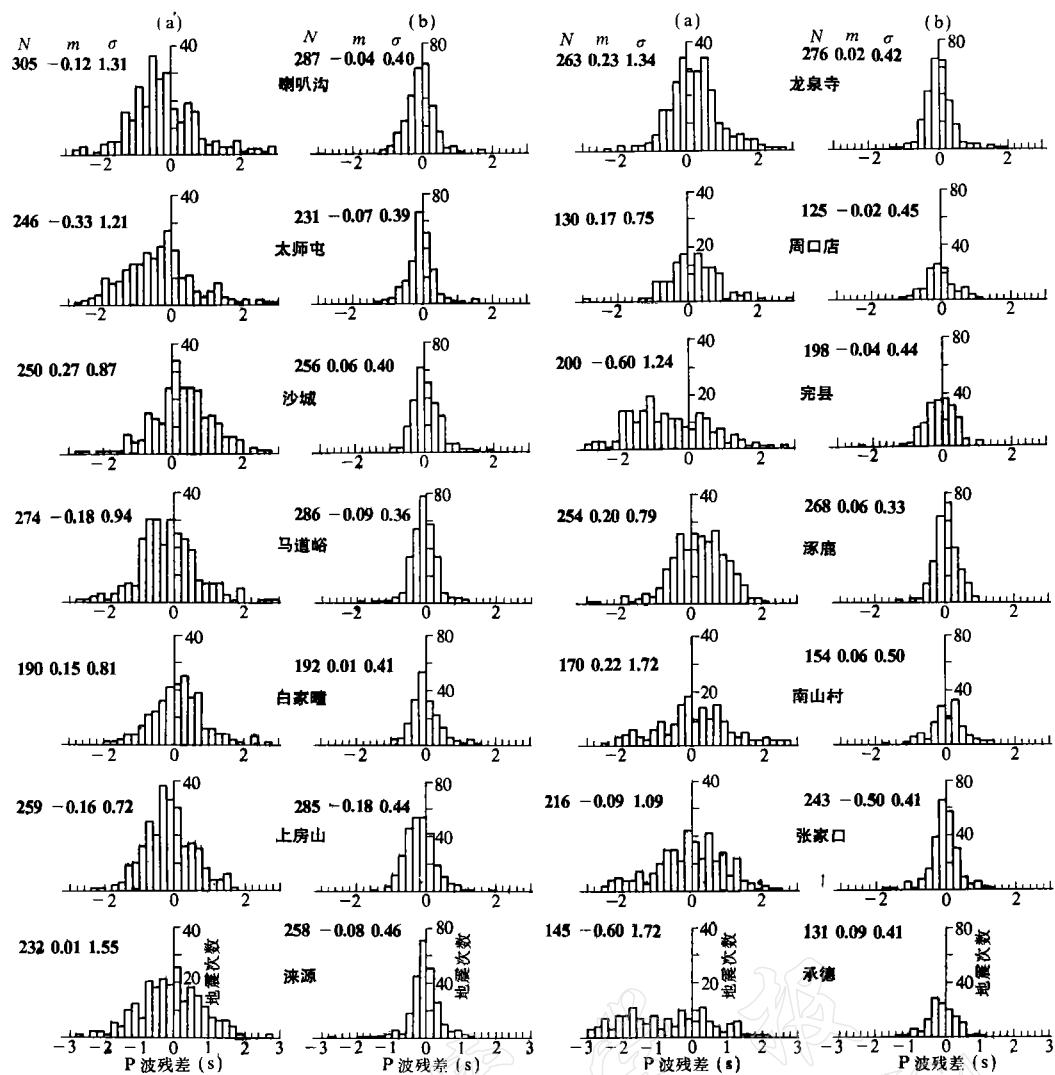


图3 P波到时残差分布图. (a)重新定位前, (b)重新定位后

5.4 深度统计分布

重新定位前共有133个地震给出了深度,占总数的38%,而重新定位后给出深度的地震为313个,占总数的90%,重新定位后给出深度的地震数比重新定位前增加了1.4倍.除定位后移出区外的6个地震外,研究区内有307个地震定出了深度,其中有89%的地震发生在5—20 km的范围内.深度统计如图6.

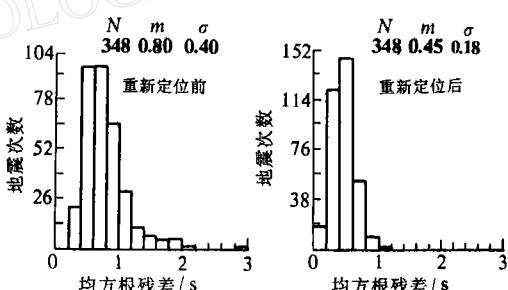


图4 定位均方根残差统计图

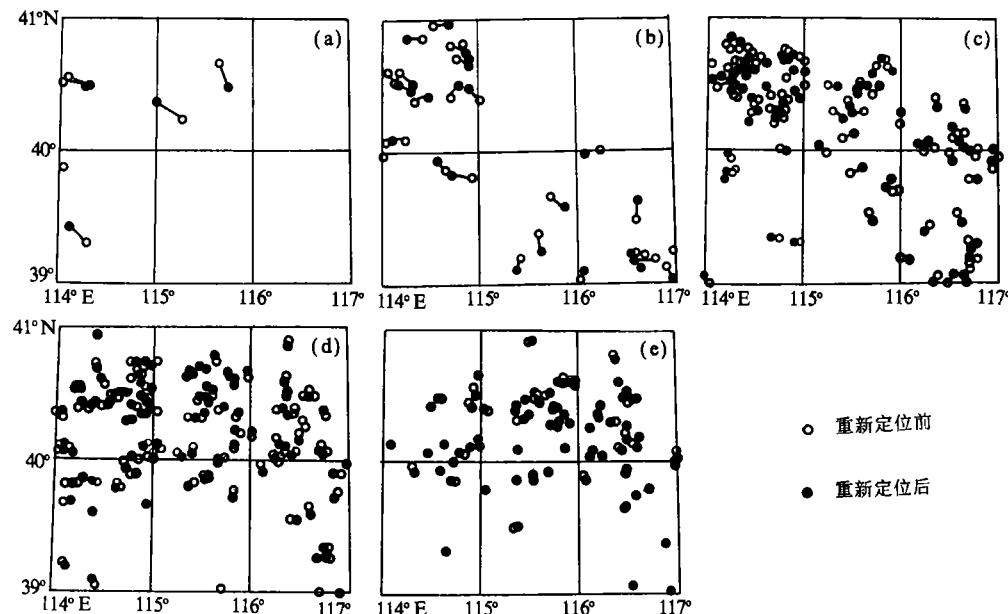


图5 重新定位前后震中位置移动量分布图. (a) $20 \text{ km} \leq d < 26 \text{ km}$,
(b) $10 \text{ km} \leq d < 20 \text{ km}$, (c) $5 \text{ km} \leq d < 10 \text{ km}$, (d) $2 \text{ km} \leq d < 5 \text{ km}$, (e) $d < 2 \text{ km}$

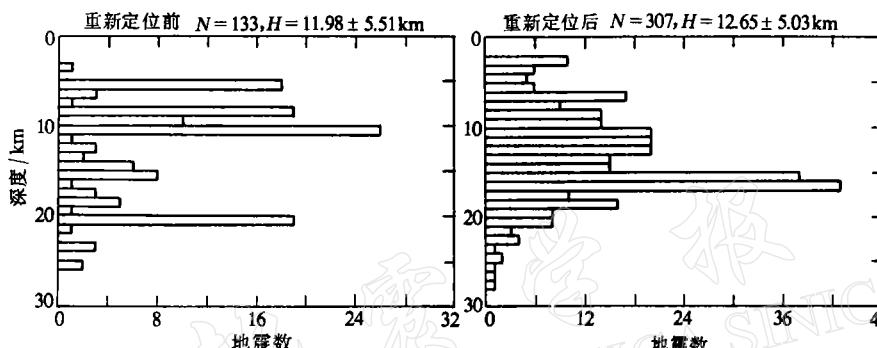


图6 深度统计直方图

5.5 P 波走时曲线的对比

在利用本文确定的新速度模型(见表1)重新测定的震源位置和校核过的P到时,得到的P走时曲线与重新定位前走时曲线的对比如图7所示,图中给出了深度范围和所用的P走时个数.

从图7中可见,重新定位后走时曲线数据点数目比定位前大大增加,且更线性集中.此外,对两层均匀地壳模型而言,位于上层地壳中的地震,其走时曲线与下层的相比,在时间轴上的截距应更小,更趋近于通过坐标原点,重新定位后的地震正符合这一情况(图7b),而重新定位前的地震,上层地震的走时曲线的截距比下层的还大一点,似乎不尽合理.

这一结果说明本文的地壳模型对测定震源深度是有所改善的.

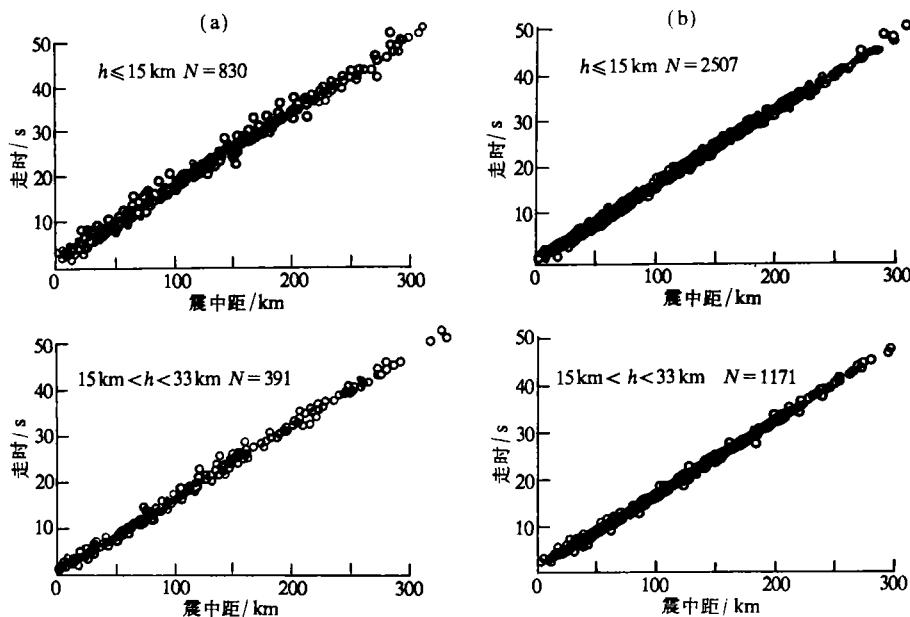


图7 P波走时曲线. (a) 重新定位前, (b) 重新定位后

6 结语

本研究结果表明,影响定位精度的最重要因素,是基础资料的可靠性和速度结构模型的合理性. 台站覆盖的好坏对震中位置的准确测定非常重要,因此,定位中要尽量使用多一些台站特别是近台的震相,使其能包围震中,而速度模型是否合适则主要影响到深度的测定. 本研究正是通过确保资料的可靠性、定位速度模型的相对合理性以及定位程序的改进来达到改善定位精度的目的.

本工作得到刘福田、张少泉、赵仲和、时振梁和丁志峰等的指导和帮助,并且得到北京地震遥测台网和本所资料室有关同志的帮助,在此一并致谢.

参 考 文 献

- 丁志峰、曾融生,1990. 京津唐地区震源深度分布初探. 地震学报, 12, 242—247.
- 唐国兴,1979. 用计算机确定地震参数的一个通用方法. 地震学报, 1, 186—196.
- 赵仲和,1983. 多重模型地震定位程序及其在北京台网的应用. 地震学报, 5, 242—254.
- Dewey, J. W. ,1979. A consumer's guide to instrumental methods for determination of hypocenters. *Reviews in Engineering Geology*, IV : 109—117.
- Lee, W. H. K. and Stewart, S. W. ,1981. *Principles and Applications of Microearthquake Networks*. 89—104. Academic Press, New York.