



用 PKIKP 的前驱震相探测青藏高原东部地幔底部的散射体

沈旭章^{*}, 周蕙兰^{*}

中国科学院研究生院计算地球动力学重点实验室, 北京 100049;

中国地震局地震预测研究所兰州科技创新基地, 兰州 730000;

中国地震局兰州地震研究所, 兰州 730000

^{*} 联系人, E-mail: shenxzhang@gmail.com, zhouhl@gucas.ac.cn

2009-03-31 收稿, 2009-04-28 接受

国家自然科学基金(批准号: 40574024)和中国地震局地震预测研究所基本科研业务费(编号: 2009A19)资助项目

摘要 在兰州 CTBTO 地震台阵的记录波形上识别了 PKIKP 的前驱震相, 并提取了它们的慢度、方位角及其与 PKIKP 之间的到时差, 然后使用这些观测特征量测定了产生这些前驱震相的散射体的位置. 结果表明, 这些散射体分布在青藏高原东部及附近地区的地幔底部或 D'' 区域, 为该处结构的复杂不均匀性提供了证据. 对比表明, 这些散射体与全球层析成像在该处地幔底部给出的波速高异常区相关, 可以合理地解释散射体的成因. 这是因为研究表明, 该处地幔底部的这些波速高异常区, 很可能是古特提斯俯冲板块在青藏高原东部及附近地区到达地幔底部, 并在俯冲过程中因拆沉、滞留及与地幔物质混合等作用所产生的不均匀体(也即地震波散射体)的显示.

关键词

PKIKP 前驱震相

散射体

地幔底部

兰州 CTBTO 台阵

古特提斯

地球内核震相 PKIKP(亦称 PKP_{df})的前驱波是探测地幔底部或 D'' 区域不均匀体的有用资料. 在地震图上, 该前驱波在 PKIKP 震相之前, 但振幅较弱, 一般在震中距 125°~143° 范围内才能被明确观测并提取到. Hedlin 和 Shearer^[1]在利用全球台网的数据研究 PKIKP 前驱震相时, 对以往的相关工作做了较为系统地论述, 指出 Gutenberg 和 Richter^[2]在 1934 年就观测到了这种前驱震相, 并发现它们相对于 PKIKP 的到时提前量最大达到 18 s; 随着震中距的增加, 它们逐渐靠近 PKIKP, 并且振幅逐渐增大. 关于这种前驱震相的起因, 曾有过很多争论^[3~6]. 目前较为普遍被认可的观点是由 Haddon^[7]在 1972 年提出的: 该震相不是由地球的径向结构所引起, 而是起因于核幔边界附近的 D'' 区或地幔底部的散射体或者下地幔

物质的横向非均匀性. Cleary 和 Haddon^[8]对此观点作了进一步阐述. 来自精度较高的地震台阵观测波形的分析结果也支持该观点^[9~12], 因为该前驱震相的走时、振幅、慢度和频率等特征都与散射理论相符合. 一般情况下, 由于主震相的射线路径比散射震相的短, 因此散射震相都出现在主震相之后. 但是, Haddon^[7]证明, 在 D'' 或地幔底部区域, 散射体的空间位置可以造成射线路径发生很大改变, 以致一些散射震相走时较小而成为 PKIKP 的前驱震相. 近年来人们利用高效率计算条件, 对存在多个散射体的地幔模型作地震波模拟计算, 也对 PKIKP 前驱震相有了更多了解^[13~15].

由于该前驱震相到达早而没有受到其他震相干扰, 因此它几乎是研究地幔深部散射体的独一无二

引用格式: 沈旭章, 周蕙兰. 用 PKIKP 的前驱震相探测青藏高原东部地幔底部的散射体. 科学通报, 2009, 54: 3844~3851

Shen X Z, Zhou H L. Locating seismic scatterers at the base of the mantle beneath eastern Tibet with PKIKP precursors. Chinese Sci Bull, doi: 10.1007/s11434-009-0382-1

的窗口。随着地震观测技术的提高,利用全球台网、区域台网、大孔径或小孔径的台阵的高信噪比的记录资料,人们已经观测到了数量较多的 PKIKP 前驱震相^[1,16,17]。

那么,引起 PKIKP 前驱震相的地幔深部散射体本身又是怎么形成的?这当然是备受关注的重要科学问题。

地震层析成像所揭示的地幔内部大尺度不均匀性主要与低波速异常的热柱上升区和高波速异常的板块俯冲区相关联。在大规模的俯冲带地区,亿万年前古老的俯冲板片中的洋壳部分(平均约 7 km 厚),因浮力而滞留于“660”间断面之上、深度约 600 km 附近并显示为低速层^[18~20]。而俯冲板片中的岩石圈部分则继续向下俯冲,最深可到达地幔底部;同时,在此俯冲过程中可因物质相变、滞留、堆积以及与周围地幔物质混合而形成不均匀体,它们散布于地幔中并以高波速异常变化^[21]而显现出来。这种不均匀体能对地震波造成散射,因而一般也被称为散射体。实际上,层析成像已探测到了由于俯冲板片的岩石圈拆沉在地幔中所产生的波速异常体^[22~24],前驱震相方法也探测到了存在于地幔底部的散射体^[16,17,25]。而进一步探测和展示板块俯冲下沉和热柱上涌地带的均匀体的分布,可以促进对地幔物质对流的规模和模式、以及对散射体的性质和成因的深入探讨。但是,对于青藏高原地区地幔底部的散射体的研究还很缺乏。

本文利用兰州 CTBTO 小孔径核查地震台阵资料,识别提取了 PKIKP 的前驱震相,并确定了引起这些前驱震相的散射体的位置。其中,那些在台阵地区地幔底部的散射体的空间分布,初步揭示了青藏高原东部地区 D'' 的特征和复杂性。在此基础上,结合前人对古特提斯洋盆的研究,探讨了这些散射体起源于古特提斯洋盆的俯冲和拆离的可能性。

1 兰州 CTBTO 台阵资料、聚束叠加处理及前驱震相识别

兰州 CTBTO 地震台阵由 9 个子台组成,台阵的形状是近似于内环和外环半径分别为 416 和 1369 m 左右的两个同心圆形;9 个子台按数目 1, 3 和 5 分别设置在中心点、内环和外环上。各子台都安装有英国 Guralp 公司生产的 CMG-3ESPV 垂直向地震计,其平坦型幅频特征的频率范围为 0.02~16 Hz;在中心子

台上增设有一套瑞士三分向甚宽频带 STS-2 地震计。各子台的位置、台阵地区的地质背景及各子台的台基情况,可参见郝春月等人^[26]和许健生等人^[27,28]的论文。

本文收集了该台阵从 2002 年 1 月至 2008 年 8 月记录的震中距在 130°~144° 的 6 级以上 78 个地震的波形。在采用 0.8~2.0 Hz 的 Butterworth 带通滤波器对它们滤波之后,并不能直接看到 PKIKP 的前驱震相。在进一步作细致的人工筛选后,只选出了 6 个地震(表 1),它们的波形的信噪比很高,因而能参考 IASP91 模型^[29]的走时表确认 PKIKP 震相。用非线性 N 次倾斜根叠加方法^[30]对每个地震的波形做台阵聚束(Wave-beam)叠加处理,以便突出所要寻找的前驱震相。在该处理技术中,在做叠加之前,先以台阵中心的震中距为准,自动对各子台 PKIKP 走时作校正,以便消除台站震中距差异造成的时间延迟。图 1(a)显示了表 1 中 4 号地震的各台波形及聚束叠加波形,图 1(b)则只给出了每个地震的聚束叠加波形。从图 1(b)的这 6 条波形曲线上,可以看到 13 个 PKIKP 前驱震相。这些前驱震相是以这样的方式来标记的:对于同一个地震的不同前驱震相,将最早到达者记为 A,余者依次记做 B, C, D, ...;不同地震的前驱震相在字母后跟以该震在表 1 中的编号;例如, A4 和 B1 分别为 4 号地震的第一到达的前驱震相和 1 号地震的第二到达的前驱震相。从图 1(b)可直接测量所识别出的前驱震相与相应的 PKIKP 之间的到时差 T_o ,例如 A4 的 T_{oA4} 和 B1 的 T_{oB1} 分别为 13.45 和 3.04 s。这些到时差的数值可见于表 2。

在地幔底部散射体引起 PKIKP 前驱震相的理论之下和在本文所涉及的震中距范围之内,上述 PKIKP 的前驱震相只穿过外核而不进入内核,是通常所谓的外核震相(图 2(a));核幔边界的焦散作用使其射线分为 PKPab 和 PKPbc 两支,而且 PKPbc 比 PKPab 早到数秒且振幅又远大于后者;所以,这些观测到的前驱震相通常被认为是 PKPbc^[25](因而图 2(a)也只画了这一支)。图 2(b)显示了 4 号地震的 PKIKP 射线路径、以及由台阵区地幔底部的一个散射体(位置确定见后文)引起的前驱震相 B4 所对应的 PKPab 和 PKPbc 的射线路径。由于上述理由,该前驱震相 B4 依旧被认为是 PKPbc;其余 12 个前驱震相的性质也都为 PKPbc。

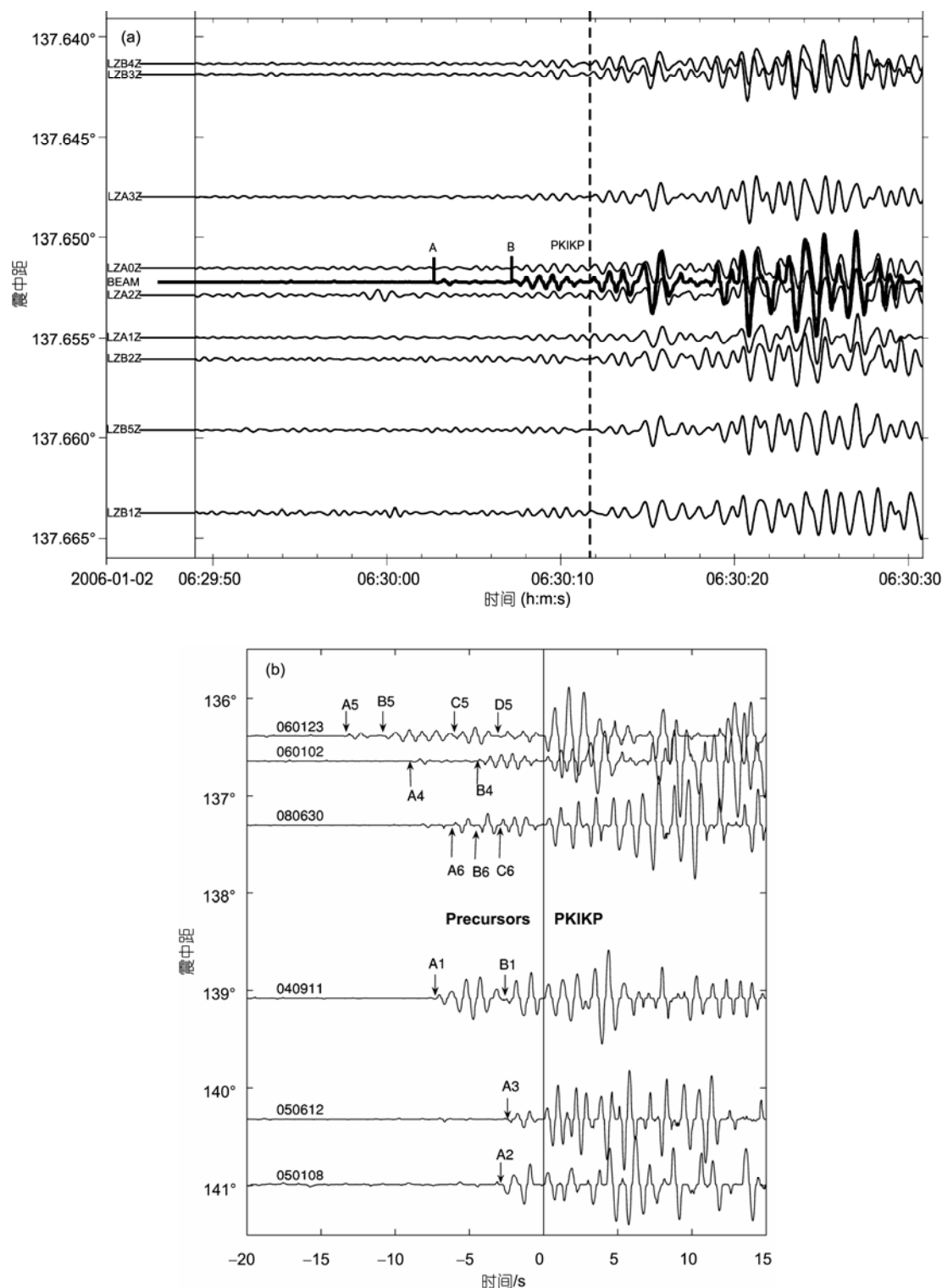


图 1 兰州 CTBTO 台阵 6 个地震记录的聚束叠加处理结果

(a) 表 1 中 4 号地震的各台记录、聚束叠加波形(粗黑线)及其上面的两个清晰的前驱震相。各台 PKIKP 观测到时以台阵中心为准作校正后与聚束叠加于台阵中心的波形曲线上的 PKIKP 到时对齐(竖直虚线)。竖直短线及其旁边的字母指示 PKIKP 及其前驱震相。(b) 本文所用 6 个地震(表 1)的聚束叠加波形, 各曲线左上方的数字为发震日期; 以各波形曲线上的 PKIKP 的观测到时对齐, 并取该处为时间轴的零点; 标示前驱震相的字母及其后的数字的意义见正文; 前驱震相和 PKIKP 之间的到时差可直接量取

表 1 识别出 PKIKP 前驱震相的 6 个地震^{a)}

地震编号	发震时间						震中位置		震级/ M_s	震源深度/km	震中距/(°)	震中方位角 A_Z /(°)
	年	月	日	时	分	秒	纬度	经度				
1	2004	9	11	21	52	38.30	-57.98°	-25.34°	6.1	64	140.08	220
2	2005	1	8	18	45	3.82	-55.30°	-27.96°	6.0	10	141.99	224
3	2005	6	12	19	26	24.80	-56.29°	-27.07°	6.0	94	141.32	223
4	2006	1	2	6	10	49.76	-60.96°	-21.61°	7.4	13	137.65	216
5	2006	1	23	20	50	44.98	6.86°	-77.79°	6.2	14	137.39	2
6	2008	6	30	6	17	43.30	-58.17°	-22.01°	7.0	10	138.30	220

a) 震源基本参数取自 USGS, 震中距和震中方位角以兰州 CTBTO 台阵中心为参考点算出

表 2 前驱震相观测特征量和散射体位置^{a)}

地震编号	前驱震相	前驱震相观测特征量			散射体位置		
		与 PKIKP 的到时差 T_o /s	方位角 A_Z /(°)	慢度/ $s \cdot (^\circ)^{-1}$	纬度	经度	深度/km
1	A1	7.54	191.31±0.24	2.04±0.06	/	/	/
	B1	3.04	201.80±0.19	2.15±0.04	27.28°	100.59°	2561
2	A2	2.72	243.43±0.32	1.79±0.09	32.81°	97.15°	2171
3	A3	2.47	206.57±0.12	1.79±0.05	29.60°	100.31°	2301
4	A4	13.45	206.57±0.32	1.79±0.07	/	/	/
	B4	4.53	206.57±0.25	2.23±0.06	25.75°	99.10°	2841
	A5	13.35	279.46±0.30	2.43±0.08	/	/	/
5	B5	10.72	315.00±0.34	1.70±0.05	/	/	/
	C5	6.01	36.87±0.26	2.00±0.04	41.93°	109.24°	2361
	D5	2.98	306.87±0.31	2.00±0.06	39.93°	97.24°	2121
6	A6	6.16	180.00±0.27	3.60±0.05	/	/	/
	B6	4.42	236.31±0.26	2.88±0.06	/	/	/
	C6	2.99	222.88±0.31	3.83±0.04	-53.16°	-10.16°	2181

a) 散射体位置由前驱震相与 PKIKP 的到时差确定, 方位角和慢度用网格搜索法确定; / 表示未能找到散射体与前驱震相对应

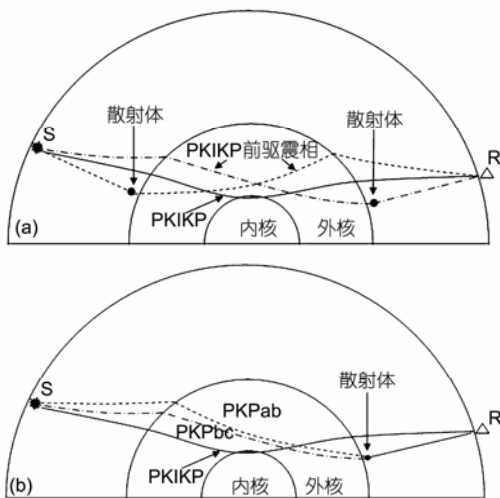


图 2 PKIKP 震相及其前驱震相的射线路径示意图

震中距范围 130°~144°. S, 震源; R, 接收台站; 黑点, 散射体. (a) PKIKP 震相的射线路径, 以及分别由震源地幔底部散射体和接收台站区地幔底部散射体所引起的 PKIKP 前驱震相的射线路径; 注意前驱震相并不通过内核. 这里只画前驱震相的 PKPbc 射线路径, 理由见正文. (b) 表 1 中 4 号地震的 PKIKP 震相的射线路径, 以及在台阵区地幔底部的散射体所引起的前驱震相 B4 的两条可能的射线路径 PKPab 和 PKPbc. 如正文所述, 该前驱震相 B4 的射线路径应为 PKPbc 所示

2 用前驱震相探测散射体的方法和步骤

频率-波数技术(FK)是地震台阵波形的常用分析方法^[31], 具有单台或台网分析所无法企及的优势^[32]. 它可区分不同方向地震波场的能量分布, 即通过选择不同方向的速度滤波可将频率相同、波速大小相同但方向不同的波动信号区分开来, 并给出各信号的传播方位角和慢度. 因此, 我们在聚束叠加波形进行震相识别和到时差测量的基础上, 又对各地震的全部台站资料做 FK 分析, 比较准确地给出了前驱震相的慢度 p_o 和方位角 AZ_o ^[33]. 使用这 3 个观测特征量(T_o , p_o 和 AZ_o), 可以确定引起前驱震相的散射体的空间位置. 下面, 在上述 13 个前驱震相中任取一个(简记作 A)对方法步骤做阐述.

第一步: 测量前驱震相的观测慢度和方位角. 将分别对应于聚束曲线的 PKIKP 时段和其前驱震相 A 时段的全部台站的资料做 FK 分析, 分别得到 PKIKP 和 A 的慢度与方位角. A 的慢度和方位角分别记为 p_{oA} 和 AZ_{oA} . PKIKP 的方位角和慢度值可用来检验和改善 PKIKP 震相的到时识别.

第二步: 用格点搜索法确定散射体的空间位置. 为确定引起该前驱震相 A 的散射体的空间位置, 首先取一维地球波速模型 IASP91 作射线追踪, 计算其主震相 PKIKP 的走时和射线路径; 取该射线与核幔边界的交点为参考点, 以该点经纬度为中心将水平向尺度 $\pm 10^\circ$ 、厚度 800 km(核幔边界之上)范围内的介质, 并以水平步长 1° 和垂直步长 10 km 将其划分网格. 如果其中的某个网格是引起前驱震相 A 的散射体的位置, 那么波动沿着从它到台站的射线段 f1 和从它到震源的射线段 f2 的总走时与 PKIKP 的差值 T_{sA} 应与 T_{oA} 相同, 而由它的空间位置(经纬度和深度)计算出的慢度 p_{sA} 和方位角 AZ_{sA} 应分别与 p_{oA} 和 AZ_{oA} 相同. 可以用网格搜索法把符合上述要求的网格选出.

本文为提高计算效率, 在程序实现时引入了以下简化和限制:

(1) 虽然散射体是有体积的, 但仍以简单的一维射线追踪方法来计算上述射线段 f1 和 f2 的走时和路径. 根据前人的研究, 由于 PKIKP 及其前驱震相的射线路径非常长, 而相比之下所涉及的散射体的尺度又很小, 所以这种简化处理是可以的^[13,24,34].

(2) 在搜索过程中, 某些网格点计算出的走时差、慢度和方位角这 3 个参量, 并不是同时都分别与 T_{oA} , p_{oA} 和 AZ_{oA} 吻合得好, 而只是其中的一个或两个相近, 余者相去甚远. 显然这种网格是不能被接受的. 为提高效率起见, 先做粗略筛选, 即把出现以下任一情况的网格点直接排除, 因为它们不可能是散射体位置:

$$|T_{oA} - T_{sAj}| > 2 \text{ s}$$

或

$$|p_{oA} - p_{sAj}| > 0.2 \text{ s} / ^\circ$$

或

$$|AZ_{oA} - AZ_{sAj}| > 5^\circ;$$

式中 j 为网格编号.

(3) 所剩余的网格都有可能是散射体位置. 为了从它们中选出最优解, 定义目标函数

$$F_{Aj} = \sqrt{(T_{oA} / |T_{oA} - T_{sAj}|)(p_{oA} / |p_{oA} - p_{sAj}|)(AZ_{oA} / |AZ_{oA} - AZ_{sAj}|)}$$

(j 为网格编号), 并把该目标函数取值最大者所对应的网格点作为散射体位置.

3 结果和讨论

3.1 主要数值结果

图 3 是对表 1 中的 4 号地震用 FK 方法测量 PKIKP 及其两个前驱震相 A4 和 B4 的慢度和方位角的处理举例; 而且, 以图中的频率域波场能量衰减到 95% 的范围, 分别估算了慢度和方位角的误差范围. 对其他前驱震相作了类似处理. 表 2 列出了这些测量数值.

表 2 列出了根据观测特征量用网格搜索法所得到的引起这些前驱震相的散射体的位置. 从表 2 可知, 通过网格搜索方法只为 7 个前驱震相找到了散射体的位置, 还有 6 个前驱震相没有找到适合的散射体能与之对应. 前人在利用黄刀台阵(Yellowknife seismic array)资料确定下地幔散射体位置时^[25], 也

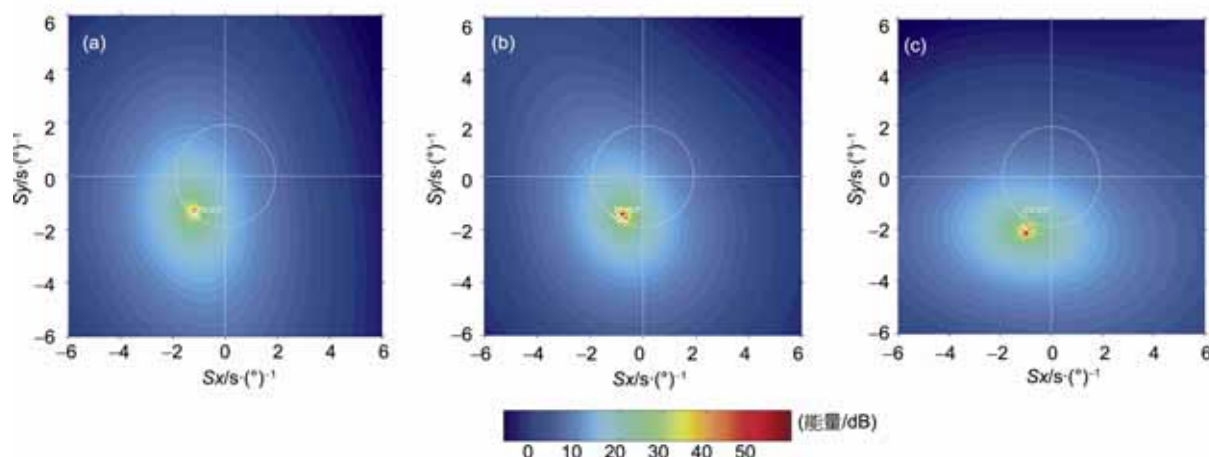


图 3 用 FK 方法测量 PKIKP 及其前驱震相的慢度和方位角

对表 1 中 4 号地震的台阵波形(图 1(a)绿线)做 FK 处理, 分别得到 PKIKP 震相(a)、A4 前驱震相(b)和 B4 前驱震相(c)的慢度和方位角. S_x , 水平慢度; S_y , 垂直慢度. 颜色表示 FK 分析中频率域的波场叠加能量. 白色圆圈为根据 IASP91 模型计算得到的 PKIKP 的位置

发现有类似的无法用单个散射体作合理解释的前驱震相,并推测这种前驱震相可能由复杂散射面或多次散射所产生.我们将另文对这 6 个前驱震相的起因作探讨.

由上述 7 个前驱震相对应的散射体的经纬度可知,除一个(C6)在震源一侧外,其余 6 个(B1, A2, A3, B4, C5, D5)都在台站一侧,即青藏高原东部.图 4 为这 6 个散射体在地表的投影,它们的深度分布范围为 2121~2841 km,最浅的 D5 点距离核幔边界 770 km,最深的 B4 离核幔边界仅 50 km.

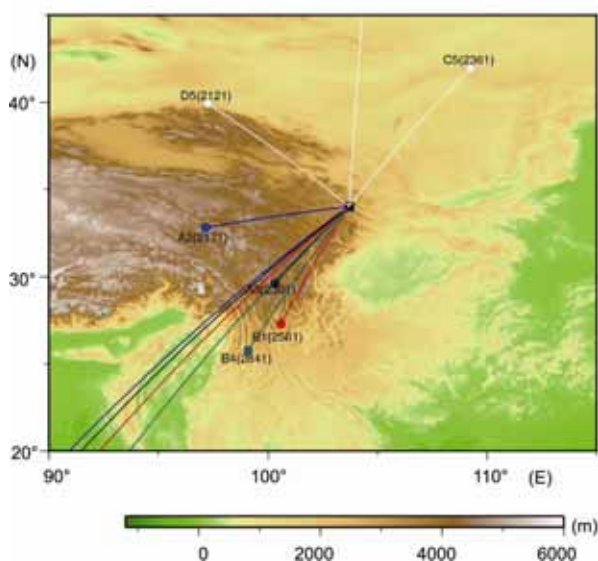


图 4 台阵一侧的 6 个前驱震相的散射体的位置在地表的投影

同一种颜色的不同直线表示同一个地震的 PKIKP 射线及其前驱震相射线(只画了从散射体到台阵中心一段)在地表的投影.散射体(圆点)旁边的字母既表示散射体本身,也表示与之相对应的前驱震相(见图 1(b)和相关正文),括弧里的数字为散射体深度(km).黑色方块为台阵中心.背景为青藏高原东部及周边地区的地形图

3.2 散射体位置的稳定性

关于前驱震相的方位角和慢度的误差如何在网格搜索法中传递而导致散射体位置的误差,目前还没有简便直接的算法.但是,所得到的散射体位置的稳定性如何,却又是应该了解的.为此,在表 2 中选择前驱震相 A2,其方位角和慢度的测量数据分别为 $(243.43 \pm 0.32)^\circ$ 和 $(1.79 \pm 0.09) \text{ s} \cdot (\circ)^{-1}$, 两者的误差在表中几乎都是最大的.按最大误差值构造四组极端数据 $[(243.75, 1.88), (243.75, 1.70), (243.11, 1.88), (243.11, 1.70)]$, 分别用网格搜索法求得散射体位置.

结果表明,散射体的经度和纬度都是 97.15° 和 32.81° ,与表 2 中的原数值相同;而散射体深度的相应 4 个数值分别为 2241, 2091, 2241 和 2091 km,对原数值 (2171 km) 的最大偏差为 80 km;在计算中还发现深度值对慢度误差比较敏感.

在数字化记录图上可以精确测量任意锁定的两个震相起始点之间的时差.关键问题是所锁定的两个点的位置本身是否正确,也即两个震相起始点的识别是否准确.鉴于目前识别测量 PKIKP 前驱震相还太少(包括他人的工作),本文未能给出前驱震相与 PKIKP 之间的到时差的误差估计及其对散射体位置的影响.

3.3 青藏高原东部 D'' 区的复杂性

青藏高原是古特提斯海盆俯冲消减的主要区域.该海盆从中三叠纪-晚三叠纪开始俯冲消减,自晚白垩世以来伴随着印度洋的剧烈扩展而逐步到最后封闭^[35].这期间,印度冈瓦纳和亚洲大陆(欧亚东部)延雅鲁藏布缝合带强烈碰撞,形成喜马拉雅造山带、青藏高原以及中国西部和中亚的新生代复活山系.而在古特提斯洋盆的俯冲过程中,俯冲板片中的岩石圈地幔有可能一直到达地幔底部,并因拆沉及混合而在地幔中形成一些速度异常体,主要表现为高速异常^[21].层析成像也确实探测到了这种高速异常^[22~24].以层析成像结果为基础,通过构造重建(tectonic reconstructions)^[36]研究古特提斯俯冲历史的结果也认为俯冲的岩石圈地幔断续延伸到了地幔底部.

为便于将散射体位置与地震层析结果作对比讨论,同时又兼顾本文在搜索散射体时的网格尺度、以及前面对散射体深度值的偏差较大的分析结果,我们选取 Grand^[22]在 2006 年使用更多走时资料把他的全球层析成像结果做了更新之后的模型数据(水平分辨率 $2^\circ \times 2^\circ$, 在地幔底部的垂直向分辨率为 150 km; <ftp://bratsche.geo.utexas.edu/outgoing/steveg/MODEL>),制作成图 5,展示了青藏高原及周边区域从 2050 到 2890 km 深度范围内的 5 张层析成像横切面.本文探测到的散射体 A2 与 D5, A3, C5, B1 和 B4 分别处于深度范围为 2050~2200, 2200~2350, 2350~2500, 2500~2650 和 2650~2890 km 的层析成像横切面上.各散射体都处在相应横切面的高速区边缘,只是其中 C5 位于一个弱高速区边缘.很可能正是这些被解释为古特提斯俯冲板块残留物的高速区,引起地震

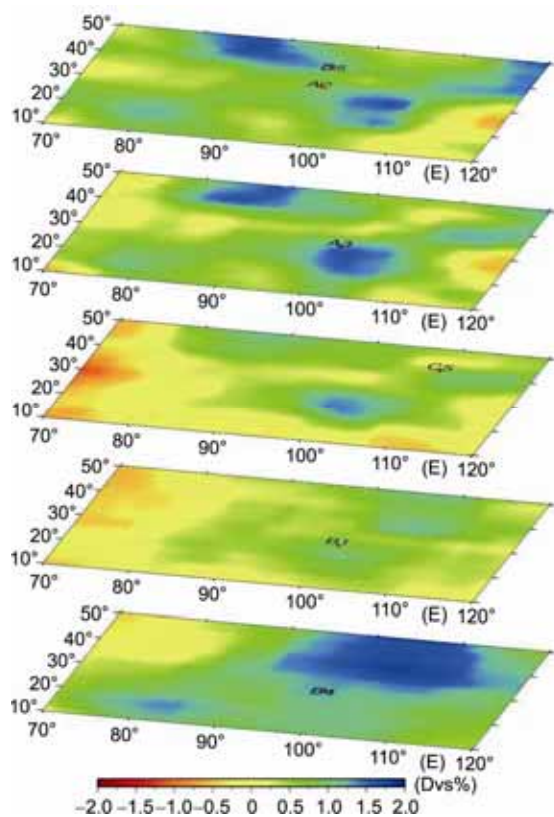


图 5 散射体位置与青藏高原东部的地幔深部速度横切面

红色圆点为本文给出的 6 个散射体, 旁边的字母与图 2(b) 中的意义相同. 5 个层析成像横切面取自 Grand 在 2006 年更新之后的模型数据(参见正文相关说明)^[22], 自上而下对应的深度范围分别为 2050~2200, 2200~2350, 2350~2500, 2500~2650 和 2650~2890 km; 蓝色为高速区, 红色为低速区

波散射而产生了被我们观测到的 PKIKP 前驱震相. 而这些独立探测到的散射体, 为青藏高原东部的 D'' 区或地幔底部区域具有很不均匀的复杂结构提供了证据.

4 结论

(1) 研究表明, 小孔径的兰州 CTBTO 台阵的观测资料对于探测地幔深部的散射体是有用的. 如果能获得更多的高信噪比的观测资料, 则可以在深部探测研究中发挥更大作用.

(2) 虽然本文所能确定的台站一侧的散射体的数量只有 6 个, 但它们揭示了青藏高原东部的下地幔深部或 D'' 区的结构的复杂性. 随着高质量观测资料的积累和分析技术的提高, 一定能从地震图上提取到更多有用信息, 探测得到更为细致的青藏高原东部地幔底部结构.

(3) 本文用 PKIKP 前驱震相所确定的在青藏高原东部的地幔底部或 D'' 区的散射体的位置, 处于层析成像给出的高速异常区边缘. 由于目前不少研究者认为这些高速区是古特提斯海盆板块的俯冲拆沉物的影像, 所以这些俯冲拆沉物引起的散射波有可能正是 PKIKP 前驱震相. 另一方面, 用 PKIKP 的前驱震相独立探测到的这些散射体本身, 也为在青藏高原东部的地幔底部或 D'' 区存在复杂不均匀性提供了证据. 但目前的采样点还太少. 今后将收集更多资料来修正和丰富这些看法, 并对散射体稳定性问题作较全面分析.

致谢 地震波形资料由兰州观象台提供, 张淑珍高级工程师和秦满中给予了很多帮助; 与德国 GFZ 的马延路博士和美国 Berkeley 大学的曹爱民博士进行有益的讨论; 资料分析处理中用到了 Sandia 实验室的 Matseis 软件; 图 4 和 5 的绘制中使用了 GMT 软件包^[37]. 两位审稿专家提出了中肯指正和宝贵建议, 在此一并表示衷心感谢.

参考文献

- Hedlin M A H, Shearer P M. An analysis of large-scale variations in small-scale mantle heterogeneity using Global Seismographic Network recordings of precursors to PKP. *J Geophys Res*, 2000, 105: 13655—13673
- Gutenberg B, Richter C F. On seismic waves: I, Gerlands Beitr Geophysik. 1934, 43: 56—133
- Gutenberg B. The boundary of the Earth's inner core. *Eos Trans AGU*, 1957, 38: 750—753
- Bullen K E, Burke-Gaffney T N. Diffracted seismic waves near the PKP caustic. *Geophys J Int.*, 1958, 1: 9—17
- Bolt B A. Gutenberg's early PKP observations. *Nature*, 1962, 196: 122—124
- Sacks I S, Saa G. The structure of the transition zone between the inner core and the outer core. *Year Book Carnegie Inst Washington*, 1969, 69: 419—426
- Haddon R A W. Corrugations on the CMB or transition layers between inner and outer cores? Abstract, *Eos Trans AGU*, 1972, 53: 600

- 8 Cleary J R, Haddon R A W. Seismic wave scattering near the core-mantle boundary: A new interpretation of precursors to PKP. *Nature*, 1972, 240: 549—551
- 9 Doornbos D J, Husebye E S. Array analysis of PKP phases and their precursors. *Phys Earth Planet Inter*, 1972, 5: 387—399
- 10 King D W, Haddon R A W, Cleary J R. Array analysis of precursors to PKIKP, in the distance range 128° to 142°. *Geophys J R Astron Soc*, 1974, 37: 157—173
- 11 Husebye E S, King D W, Haddon R A W. Precursor to PKIKP and seismic wave scattering near the mantle-core boundary. *J Geophys Res*, 1976, 81: 1870—1882
- 12 Doornbos D J. Characteristics of lower mantle inhomogeneities from scattered waves. *Geophys J R Astron Soc*, 1976, 49: 541—542
- 13 Hedlin M A H, Shearer P M, Earle P S. Seismic evidence for small-scale heterogeneity throughout the Earth's mantle. *Nature*, 1997, 387: 145—150
- 14 Cormier V. Anisotropy of heterogeneity scale lengths in the lower mantle from PKIKP precursors. *Geophys J Int*, 1999, 136: 373—384
- 15 Margerin L, Nolet G. Multiple scattering of high-frequency seismic waves in the deep Earth: PKP precursor analysis and inversion for mantle granularity. *J Geophys Res*, 2003, 108(B5): 2234, doi: 10.1029/2002JB001974
- 16 Wen L. Intense seismic scattering near the Earth's core-mantle boundary beneath the Comoros hotspot. *Geophys Res Lett*, 2000, 27: 3627—3630
- 17 Niu F, Wen L. Strong seismic scatterers near the core-mantle boundary west of Mexico. *Geophys Res Lett*, 2001, 28: 3557—3560
- 18 Shen Y, Blum J. Seismic evidence for accumulated oceanic crust above the 660-km discontinuity beneath southern Africa. *Geophys Res Lett*, 2003, 30: 1925, doi: 10.1029/2003GL017991
- 19 Shen X, Zhou H, Kawakatsu H. Mapping the upper mantle discontinuities beneath China with teleseismic receiver functions. *Earth Planets Space*, 2008, 60: 713—719
- 20 沈旭章, 周蕙兰. 接收函数 CCP-PWS 偏移方法探测东北地区 620 km 深处低速层. *科学通报*, 2009, 54: 215—223
- 21 Richards A, Engebretson, D C. Large-scale mantle convection and the history of subduction. *Nature*, 1992, 355: 437—440
- 22 Grand P S. Mantle shear-wave tomography and the fate of subducted slabs. *Phil Trans R Soc Lond A*, 2001, 360: 2475—2491
- 23 van der Hilst R D, Widiyantoro S, Engdahl E R. Evidence for deep mantle circulation from global tomography. *Nature*, 1997, 386: 578—584
- 24 Bijwaard H, Spakman W, Engdahl E R. Closing the gap between regional and global travel time tomography. *J Geophys Res*, 1998, 103: 30055—30078
- 25 Cao A, Romanowicz B. Locating scatterers in the mantle using array analysis of PKIKP precursors from an earthquake doublet. *Earth Planet Sci Lett*, 2007, 255: 22—31
- 26 郝春月, 郑重, 郭燕平, 等. 中国数字地震台网(CDSN)和 IMS/PS 台阵的监测定位能力评估. *地震地磁观测与研究*, 2006, 27: 56—63
- 27 许健生, 李建, 刘旭, 等. 兰州大尖山台阵建设. *西北地震学报*, 2005, 27(增刊): 27—30
- 28 许健生, 赵仪全, 苏向州, 等. 兰州大尖山地震台阵勘址. *地震地磁观测与研究*, 2006, 27: 51—57
- 29 Kennett B L N, Engdahl E R. Travel times for global earthquake location and phase identification. *Geophys J Int*, 1991, 105: 429—465
- 30 Muirhead K J, Datt R. The Nth root process applied to seismic array data. *Geophys J R Astron Soc*, 1976, 47: 197—210
- 31 Capon J. High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proc IEEE*, 1969, 57: 1408—1418
- 32 Gupta I N, Lynnes C S, Wagner R A. Broadband F-K analysis of array data to identify sources of local scattering. *Geophys Res Lett*, 1990, 17: 183—186
- 33 Goldstein P. Deterministic frequency wavenumber methods and direct measurements of rupture propagation during earthquakes using a dense array: Theory and methods. *J Geophys Res*, 1991, 96: 6173—6185
- 34 Cormier V. Time domain modeling of PKIKP precursor for constraints on the heterogeneity in the lowermost mantle. *Geophys J Int*, 1995, 121: 725—736
- 35 任继舜, 等. 从全球看中国大地构造-中国及邻区大地构造图简要说明. 北京: 地质出版社, 2003. 26—34
- 36 Hafkenscheid E, Wortel M J R, Spakman W. Subduction history of the Tethyan region derived from seismic tomography and tectonic reconstructions. *J Geophys Res*, 2006, 111: B08401, doi: 10.1029/2005JB003791
- 37 Wessel P, Smith W H F. New version of the generic mapping tools released. *Eos Trans Am Geophys Union*, 1995, 76: 329