

利用近震转换波探测地壳深部构造的研究

吴荣辉

(国家地震局分析预报中心)

邵学钟

(国家地震局地质研究所)

摘 要

本文对近震 PS 折射转换波的运动学和动力学特征进行了初步的研究,并且提出了识别近震 PS 转换波的主要参考标志。利用这些标志分析了邢台地区某些测点的近震转换波资料,所测出的转换界面深度与爆炸地震法得出的主要结果基本一致。因此,近震 PS 转换波法是探测区域地壳深部构造的一种有效方法。

一、引言

近几十年发展起来的地震转换波法,是利用天然地震转换波探测地壳、上地幔构造的方法。该方法主要是利用远震 P 波经过地壳、上地幔速度界面时产生的 PS 折射转换波与初至 P 波之间的到时差测定地壳、上地幔构造。对此,苏联、美国都进行过大量的工作^[1,2,3]。在我国,邵学钟等从七十年代起对远震 PS 转换波进行了试验研究^[4,5,6]。

国外也有人曾对利用近震转换波探测地壳深部构造进行了探讨。Кузьмина 使用短周期地震仪,在高加索山脉南部记录到近震转换波(震中距 $\Delta \leq 150$ 公里),并对其运动学特征进行了初步讨论^[7]。Takano 利用频宽为 1—200 赫兹的短周期地震仪,在筑波观测到近震 PS 及 SP 型转换波,并对利用近震 PS 转换波探测地壳构造进行了尝试^[8]。我国尚未开展过这方面的工作。

迄今,对于近震转换波的讨论大多局限于其运动学特征,而且在资料分析中仍然存在震源参数的严重影响,使得此方法的实际应用产生了一定困难。

本文采用了元氏—济南人工地震测深剖面的速度分布和地壳模型^[9,10],对近震 PS 折射转换波的运动学和动力学特征进行了理论计算和实际对比,提出了识别近震 PS 转换波的主要参考标志。同时,改进了近震 PS 转换波的测定界面深度的公式。最后,利用邢台地区的近震转换波资料计算了某些测点周围的转换界面深度,其结果与人工地震的主要结果基本吻合。

二、计算的近震 PS 转换波的运动学特征

1. PS 转换波走时方程及到时差方程

设地壳为两层介质,如图 1 所示,令震源在下层介质中,当 P 波从震源入射到速度分

界面时, 透过界面后除了可以产生 PP 型折射波外, 还可以产生 PS 型折射转换波 (简称 PS 转换波)。能产生 PS 转换波的界面称为转换界面。由图 1 可得出近震 PS 转换波和直达 P 波的走时方程及近似的到时差方程。

$$t_{PS} = \frac{d}{\bar{V}_{S_1} \cos i_{12}} + \frac{h-d}{V_{P_2} \cos i_{22}} \quad (1)$$

$$t_P = \frac{d}{\bar{V}_{P_1} \cos i_{11}} + \frac{h-d}{V_{P_2} \cos i_{21}} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \Delta t_{PS} &= \frac{BE}{\bar{V}_{S_1}} + \frac{BG}{V_{P_2}} - \frac{AE}{\bar{V}_{P_1}} \\ &= \frac{d}{\bar{V}_{P_1}} \left[\frac{\bar{K}_1 \cos(i_{11} - i_{12})}{\cos i_{11}} - 1 \right] \end{aligned} \quad (3)$$

$$\Delta = (h-d) \operatorname{tg} i_{22} + d \operatorname{tg} i_{12} \quad (4)$$

其中: \bar{V}_{P_1} 、 \bar{V}_{S_1} 为上层介质中 P 波、 S 波平均速度; V_{P_2} 为下层介质中 P 波速度; i_{21} 、 i_{22} 是 P 波在转换界面的人射角; i_{11} 、 i_{12} 是 P 波、 PS 波在地面的人射角; d 为转换界面深度; h 为震源深度; 符号 Δ 为震中距离; 符号 \blacktriangle 为三分量地震台;

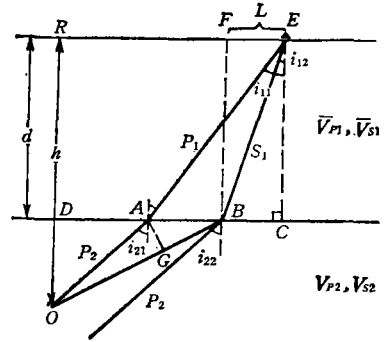


图 1 近震 PS 转换波原理图

Fig. 1 Principle of PS converted waves of near earthquakes

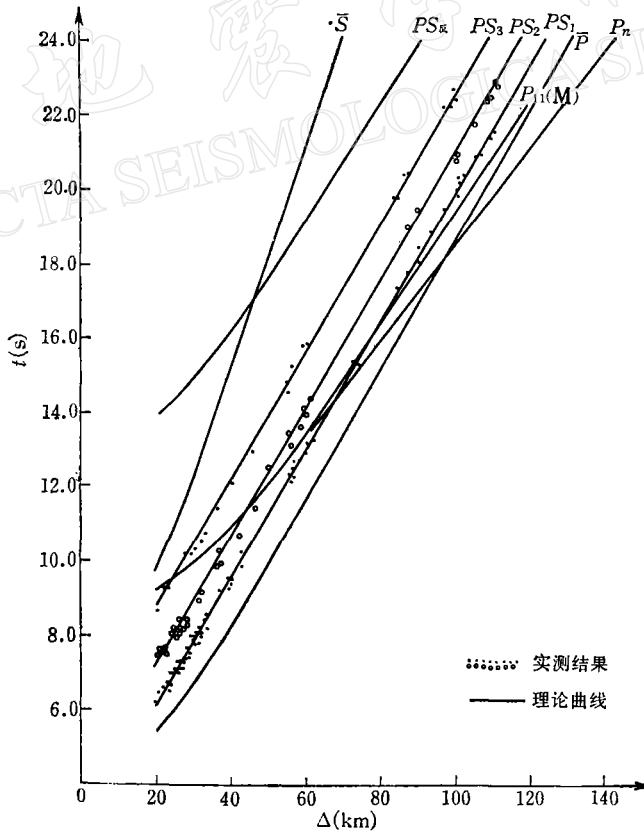


图 2 近震 PS 转换波时距曲线

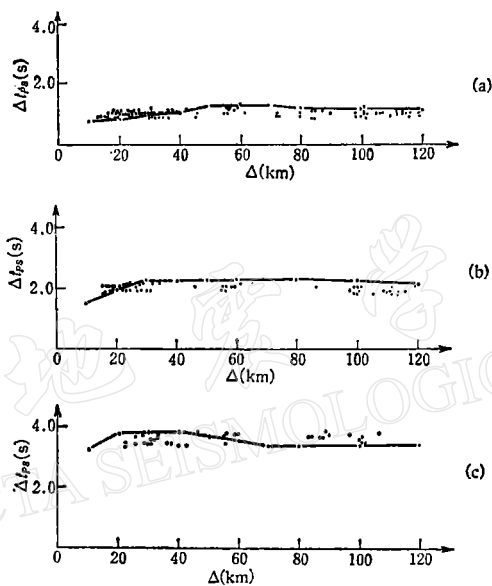
Fig. 2 Time distance curve of PS converted waves of near earthquakes

0 为震源位置; $\bar{K}_1 = \frac{\bar{V}_{Pl}}{\bar{V}_{S_1}}$; L 是射线偏移值.

选用文献[9]中的地壳模型,并将转换界面以上看作一层,其速度为各层速度的平均值,则依(1)式计算并作出近震 PS 转换波的理论时距曲线如图 2.

由图 2 可见,近震 PS 转换波有如下特征:

- (1) 不同分界面上所对应的 PS_1 、 PS_2 和 PS_3 转换波的理论时距曲线在一定的震中距范围内基本呈直线.
- (2) PS 转换波的理论时距曲线在 $\Delta > 30\text{--}40$ 公里后均近似平行于直达 \bar{P} 波理论时距曲线.



···实测结果 ———理论计算结果
(a) $d_1 = 7.1$ 公里 (b) $d_2 = 11.7$ 公里 (c) $d_3 = 17.5$ 公里

图 3 PS 转换波到时差 Δt_{PS} 与震中距 Δ 关系

Fig. 3 Relationship between arrival time difference Δt_{PS} of PS converted seismic waves and epicentral distance Δ

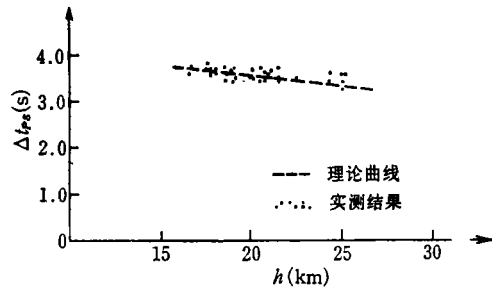


图 4 PS 转换波到时差 Δt_{PS} 与震源深度 h 关系

Fig. 4 Relationship between arrival time difference Δt_{PS} of PS converted seismic waves and focal depth h

(3) PS 转换波与 \bar{S} 波的走时差随 Δ 的增加而变大。

2. PS 转换波与 P 波的到时差 Δt_{PS} 随 Δ 及 h 的变化

依公式(1)、(3)算出三个不同深度转换界面的不同 Δ 所对应的 Δt_{PS} 理论值如图 3 所示,当 Δ 处于 20 公里至 120 公里之间变化时, $(\Delta t_{PS})_{\max} - (\Delta t_{PS})_{\min} \approx 0.3$ 秒。换言之,选定一定的震中距离范围,则 Δt_{PS} 随 Δ 变化的理论值是稳定的。

根据文献[9]中的地壳分层模型,由公式(3)计算出 Δt_{PS} 随 h 变化的理论值。图 4 说明 Δt_{PS} 与 h 之间呈近似的线性关系,且表现出 Δt_{PS} 随着 h 的增大而缓慢变小的趋势。比如,当 h 从 18 公里变化到 25 公里时, Δt_{PS} 的变化区间为 ± 0.15 秒左右。

三、近震 PS 转换波振幅特征的理论研究

由于震源破裂方式、传播介质、仪器特性诸因素的复杂性, PS 转换波的绝对振幅是不易得到的,但分析 PS 转换波相对振幅却较为方便。所谓相对振幅比是指 PS 波地动位移的水平分量与 P 波地动位移垂直分量之比。

1. 近震 PS 转换波相对振幅的计算公式

利用地震波传播的近似射线理论^[11],在不考虑吸收的情况下,设地壳为三层模型,可导出 PS 转换波理论振幅比计算公式。

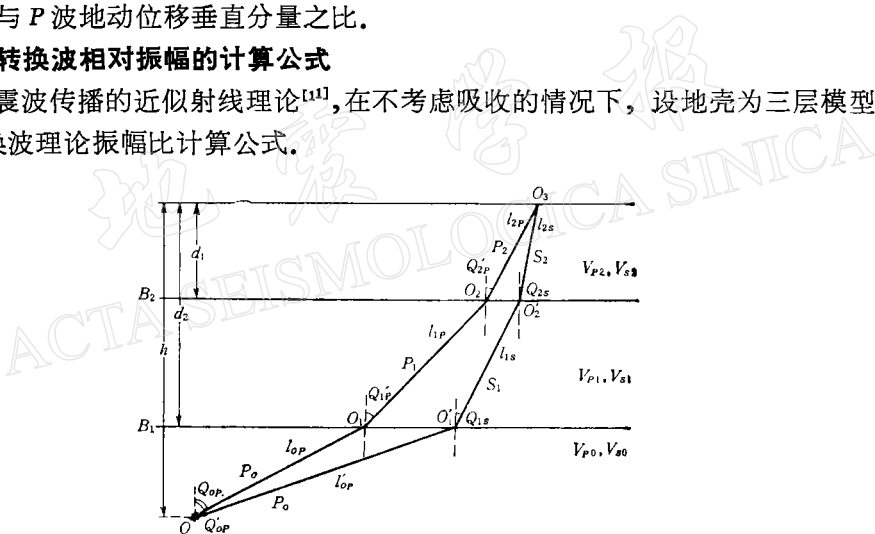


图 5 近震 PS 转换波理论振幅比计算的地壳模型

Fig. 5 Crustal model used for computing theoretical amplitude ratio of PS converted waves of near earthquakes

近震 PS 折射转换波理论振幅比计算公式:

$$\frac{q_{PS}}{w_P} = i \frac{L_{PP}(O_3) \cdot [q_S] \cdot (P_0S_1) \cdot (S_1S_2)}{L_{PS}(O_3) \cdot [W_P] \cdot (P_0P_1) \cdot (P_1P_2)} \tag{5}$$

其中: q_{PS} 为 PS 转换波在水平分量上的理论振幅值; W_P 为 P 波在垂直分量上的理论振幅值; L_{PP} , L_{PS} 为扩散系数,其表达式为:

$$L_{PP}(O_3) = \sqrt{l_{0P} + l_{1P} \frac{V_{P1}}{V_{P0}} + l_{2P} \frac{V_{P2}}{V_{P0}}} \times \sqrt{l_{0P} + l_{1P} \frac{V_{P1}}{V_{P0}} \cdot \frac{\cos^2 Q_{0P}}{\cos^2 Q'_{1P}} + l_{2P} \frac{V_{P2}}{V_{P0}} \cdot \frac{\cos^2 Q_{0P}}{\cos^2 Q'_{2P}}}$$

$$\begin{aligned}
 L_{PS}(O_3) &= \sqrt{l'_{0P} + l_{1S} \frac{V_{S_1}}{V_{P_0}} + l_{2S} \frac{V_{S_2}}{V_{P_0}}} \\
 &\quad \times \sqrt{l'_{0P} + l_{1S} \frac{V_{S_1}}{V_{P_0}} \cdot \frac{\cos^2 Q'_{0P}}{\cos^2 Q'_{1S}} + l_{2S} \frac{V_{S_2}}{V_{P_0}} \cdot \frac{\cos^2 Q'_{0P}}{\cos^2 Q'_{2S}}}; \\
 l_{0P} &= \frac{h - d_2}{\cos Q_{0P}}, \quad l'_{0P} = \frac{h - d_2}{\cos Q'_{0P}} \\
 l_{1P} &= \frac{d_2 - d_1}{\cos Q'_{1P}}, \quad l_{1S} = \frac{d_2 - d_1}{\cos Q'_{1S}} \\
 l_{2P} &= \frac{d_1}{\cos Q'_{2P}}, \quad l_{2S} = \frac{d_1}{\cos Q'_{2S}}
 \end{aligned}$$

式中: $[q_s]$ —— S 波水平分量的接收方向函数,

$[W_P]$ —— P 波垂直分量的接收方向函数,

$(P_0P_1), (P_1P_2)$ —— P 波在界面 B_1 和 B_2 的折射率,

(P_0S_1) —— P 波在转换界面面上的转换系数,

(S_1S_2) —— S 波在 B_2 界面面上的折射率,

d_1, d_2 ——界面 B_2 及 B_1 的深度,

V_{P_2}, V_{S_2} ——上层介质中 P 波、 S 波速度,

V_{P_1}, V_{S_1} ——中层介质中 P 波、 S 波速度,

V_{P_0}, V_{S_0} ——下层介质中 P 波、 S 波速度,

Q_{0P}, Q'_{0P} —— P 波在 B_1 界面的入射角,

Q'_{1P}, Q'_{1S} —— P 波、 S 波在 B_1 界面的折射角,

Q'_{2P}, Q'_{2S} —— P 波、 S 波在 B_2 界面的折射角,

l_{0P}, l'_{0P} ——震源 O 到转换界面的纵波射线路径长度,

l_{1P}, l_{1S} —— B_1 和 B_2 界面之间 P 波、 S 波射线路径长度,

l_{2P}, l_{2S} ——上层介质中 P 波、 S 波射线路径长度。 O_3 为地面接收点。

2. PS 转换波理论振幅比特征

根据 [9, 10] 地壳分层模型及速度模型, 由(5)计算出 $\frac{q_{PS}}{W_P}$ 比值, 计算结果见图 6。可见,

当 $\Delta < 30$ 公里时, 各转换界面所对应的 PS 转换波理论振幅比 $\frac{q_{PS}}{W_P}$ 处于 0.1—0.3 之间

变化; 当 $\Delta > 30$ 公里后, 各转换界面的 $\frac{q_{PS}}{W_P}$ 比值稳定于 0.29—0.34 之间, 但是每个转换

界面所对应的 $\frac{q_{PS}}{W_P}$ 比值却很稳定。这就从理论上证明了, 对于不同深度的转换界面, 在

一定的震中距离范围内, 近震 PS 转换波的理论振幅比 $\frac{q_{PS}}{W_P}$ 是稳定的, 而仅在震中附近处

$\frac{q_{PS}}{W_P}$ 比值变化较大。

计算 $\frac{q_{PS}}{W_P}$ 比值时, 发现当其它参数不变时, $\frac{V_S}{V_P}$ 值变小则导致 $\frac{q_{PS}}{W_P}$ 比值增大; 而当改

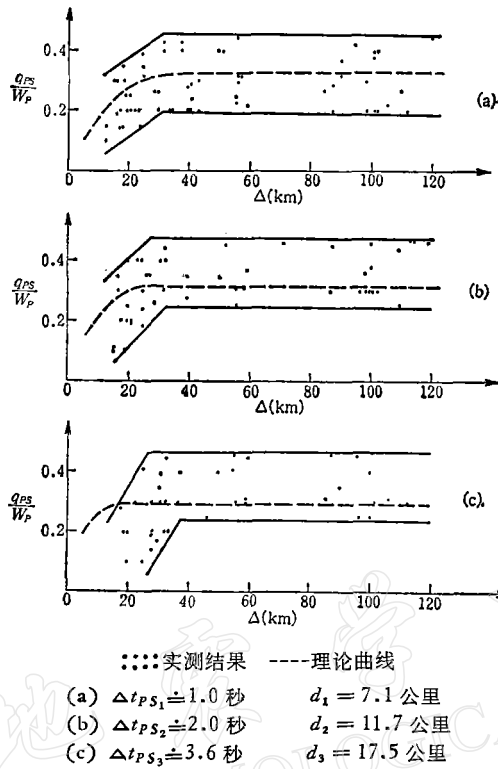


图 6 PS 转换波振幅比 $\frac{q_{PS}}{W_P}$ 与 Δ 关系图

Fig. 6 Relationship between amplitude ratio $\frac{q_{PS}}{W_P}$ of PS converted seismic waves and Δ

变界面上下的横波速度时,例如把 $\frac{V_{S_2}}{V_{S_1}} = 0.9$ 变为 0.7 时, $\frac{q_{PS}}{W_P}$ 比值则提高一倍左右。可见,对 $\frac{q_{PS}}{W_P}$ 比值起主要作用的是介质上下的横波速度比及同一层中的横波、纵波速度比,而介质密度及扩散系数则不是主要因素。

四、识别近震 PS 转换波的主要参考标志

1. 近震 PS 转换波震相主要是在短周期地震记录图的水平分量上识别。 PS 转换波总是迟后于原生直达 \bar{P} 波。

2. 来自同一转换界面的 PS 转换波的到时差 Δt_{PS} 较稳定。当 $\Delta = 20-120$ 公里时, Δt_{PS} 变化不超过 ± 0.15 秒,这表现在各界面的近震 PS 转换波的时距曲线近似平行于直达 \bar{P} 波时距曲线。

3. Δt_{PS} 值对于一定深度范围内的地震也较稳定,比如 $h = 18-25$ 公里,同一转换界面的 Δt_{PS} 值变化不超过 ± 0.15 秒。

4. 在 $\frac{V_{S_2}}{V_{S_1}} = 0.45-0.8$ 的情况下,近震 PS 转换波的振幅比 $\frac{q_{PS}}{W_P}$ 约为 $0.1-0.5$ 左右。

5. 近震 PS 转换波的波形和周期与直达 \bar{P} 波的波形和周期相近。

五、实测近震 PS 转换波特征与理论值对比

本文选用红山、元氏、黄壁庄及宁晋苗圃观测点的地方震和近震记录作为分析转换波的基本资料(图 7)。测点点距为 20—50 公里左右。测点均使用 DD-1 型短周期地震仪进行记录。选用了 1974 年至 1981 年期间的 70 多个地震,震级自 1.3—3.1 级,大多数地震的深度在 15—25 公里之间。

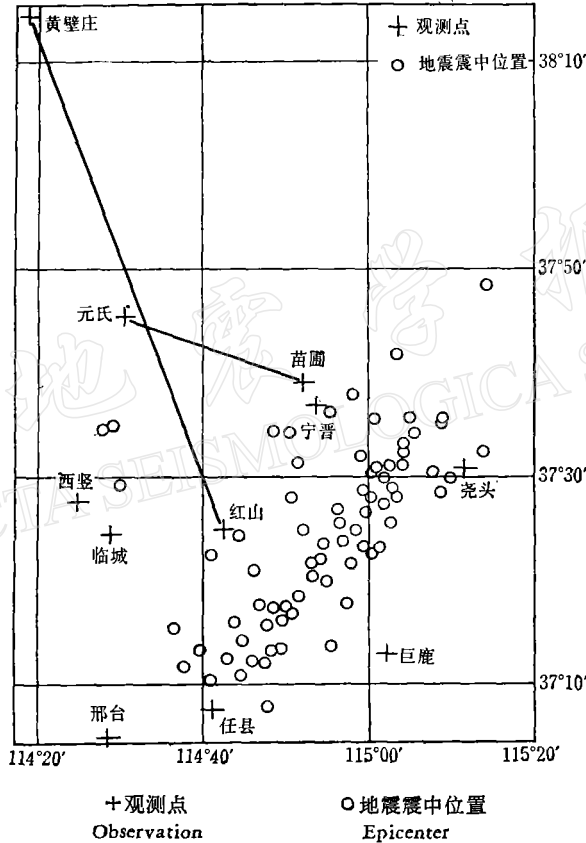


图 7 观测点和震中分布图

Fig. 7 Distribution of Observation points and epicenters

地震资料的选择原则如下:

- 1. 台站包围震中。
- 2. \bar{P} , \bar{S} 震相清晰、尖锐。
- 3. 每个地震至少有 1—2 个 $\Delta < 20$ 公里的台站观测到。
- 4. I 类震中 ($\delta\Delta \leq 3$ 公里)。

使用红山基准台数据,根据近震走时表确定发震时刻。用和达曲线检验震相,并采用石川法重新初定震源位置。根据 Powell 方法编出的定位程序修定震源位置。修定结

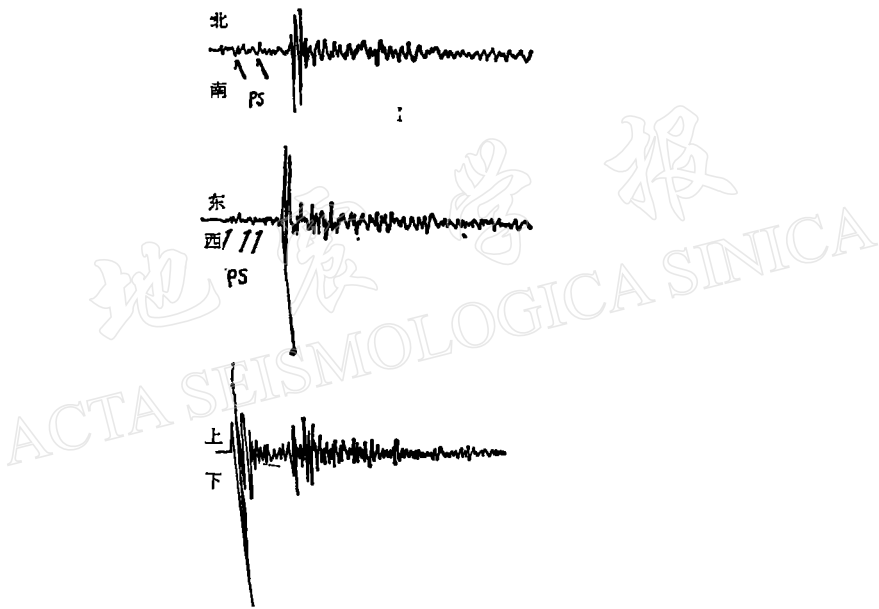
果使精度有明显提高,文中选用了到时标准误差小于 0.2 秒的震相进行分析。

1. 实测近震 PS 转换波运动学特征

分析邢台地方震资料时,发现 \bar{P} 波与 \bar{S} 波之间有三组明显震相的未知波 x_1 、 x_2 及 x_3 (图 8)。作出这些未知震相的实测时距曲线 (图 2),发现它们与利用 [9,10] 模型计算出来的理论时距曲线符合得很好。

图 3 是对应于不同转换界面的 $\Delta t_{xi} = f(\Delta)$ 实测曲线,如图可见实测结果同理论值基本一致,说明 x_i 波的到时差 Δt_{xi} 值在 $\Delta > 20$ 公里后也较稳定。

Δt_{xi} 随 h 变化的实测曲线 (图 4) 说明选择一定的 h 区间, x_i 波到时差 Δt_{xi} 值比较稳定,与理论值也基本一致。



1974 年 5 月 21 日 02 时 14 分 19.3 秒地震
DD-1 型地震记录图 $\Delta = 47$ 公里 $M_L = 2.4$ $h = 20$ 公里

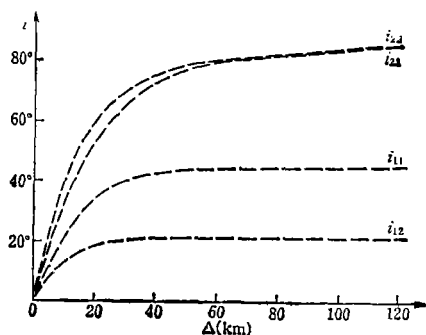
图 8 记有近震 PS 转换波震相的地震记录图

Fig. 8 Seismogram showing phase of converted PS waves

2. 实测 PS 转换波组的动力学特征

在实测 x_i 波振幅比 $\frac{q_{xi}}{W_P} - \Delta$ 曲线中 (见图 6), 当 $\Delta < 30$ 公里时, $\frac{q_{xi}}{W_P}$ 值随 Δ 增大而增加; 当 $\Delta > 30$ 公里后, $\frac{q_{xi}}{W_P}$ 基本稳定在平坦条带中, 带宽约为 0.2—0.45 左右。

图 9 是根据 [9, 10] 地壳分层和速度模型作出的人射角 i 与 Δ 的关系曲线。把 $i_{12} - \Delta$ 曲线与实测 $\frac{q_{xi}}{W_P} - \Delta$ 进行对比, 发现二者的变化趋势很一致。同时, 把实测的 $\frac{q_{xi}}{W_P} - \Delta$ 曲线与计算出的理论振幅比曲线比较 (图 6), 二者的振幅比大小及变化趋势也是一致的。如上所述, $\frac{q_{PS}}{W_P}$ 随界面上下纵波速度比 $\frac{V_{P(n)}}{V_{P(n-1)}}$ 值加大而变小或变化不大, 说明 $\frac{q_{xi}}{W_P}$ 值的变



$$d_1 = 11.7 \text{ 公里 } \bar{V}_{P_1} = 4.9 \text{ 公里/秒 } V_{P_2} = 6.9 \text{ 公里/秒}$$

$$h = 21 \text{ 公里 } \bar{V}_{S_1} = 2.54 \text{ 公里/秒}$$

图 9 根据元氏—济南剖面地壳速度模型计算的人射角 i 与 Δ 关系曲线

Fig. 9 Relationship between incident angle i and epicentral distance Δ derived from model of crustal velocity for Yuanshi—Jinan profile

化主要是取决于 x_i 波在界面上的人射角 i_{12} 的大小,这与理论计算结果一致。

上述全部实测的 x_1 、 x_2 及 x_3 波组的运动学、动力学特征及其与理论计算结果对比的一致性,完全支持了所分出的 x_i 波就是近震 PS 折射转换波的假定。

六、近震 PS 转换波的某些干扰波的讨论

从图 2 中看出,当 $\Delta < 70-80$ 公里时,莫霍面反射波 $P_{11}(M)$ 的理论时距曲线与各转换界面的 PS 波时距曲线相交;当 $\Delta = 70-80$ 公里时,二者的走时差极小,因此仅从运动学特征来区别 $P_{11}(M)$ 反射波与 PS 转换波是有困难的。为此,利用地震波传播的近似射线理论^[1],在不考虑吸收的情况下,导出 $P_{11}(M)$ 反射波与 \bar{P} 波的理论振幅比计算公式。设地壳模型如图 10:

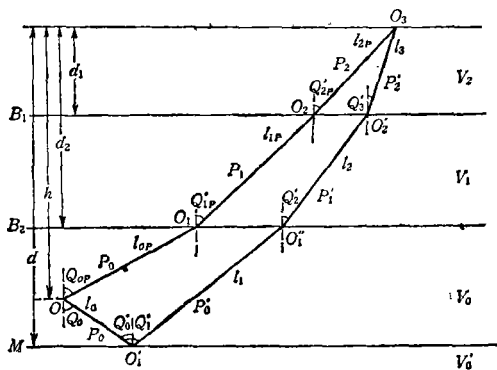


图 10 计算莫霍面 P_{11} 反射波理论振幅比用的地壳模型

Fig. 10 Crustal model used for computing of theoretical amplitude ratio of reflected waves P_{11} at Moho discontinuity

$$\frac{q_{P_{11}}(M)}{W_P} = \frac{L_{PP}(O_3) \cdot [q_P] \cdot (\overline{P_0 P'_0}) \cdot (\overline{P'_0 P'_1}) \cdot (\overline{P'_1 P'_2})}{L_{P_{11}}(O_3) \cdot [W_P] \cdot (P_0 P_1) \cdot (P_1 P_2)} \quad (6)$$

式中：[q_p] 为 P 波水平分量方向函数；($P_0P'_0$) 是 P_{11} 波反射率；($P'_0P'_1$) 是 P 波在 B_2 界面的折射率；($P'_1P'_2$) 是 P 波在 B_1 界面的折射率。其它参数及符号注释同图 5。(6) 式中：

$$L_{P_{11}} = \sqrt{l_0 + l_1 \frac{V'_0}{V_0} + l_2 \frac{V_1}{V_0} + l_3 \frac{V_2}{V_0}} \\ \times \sqrt{l_0 + l_1 \frac{V'_0}{V_0} \frac{\cos^2 Q'_0}{\cos^2 Q'_1} + l_2 \frac{V_1}{V_0} \frac{\cos^2 Q'_0}{\cos^2 Q'_2} + l_3 \frac{V_2}{V_0} \frac{\cos^2 Q'_0}{\cos^2 Q'_3}}; \\ l_{0P} = \frac{h - d_2}{\cos Q_{0P}} \quad l_{1P} = \frac{d_2 - d_1}{\cos Q'_{1P}} \\ l_{2P} = \frac{d_1}{\cos Q'_{2P}} \quad l_0 = \frac{d - h}{\cos Q_0} \\ l_1 = \frac{d - d_2}{\cos Q'_1} \quad l_2 = \frac{d_2 - d_1}{\cos Q'_2} \quad l_3 = \frac{d_1}{\cos Q'_3}$$

图 11 是莫霍面的反射波 $P_{11}(M)$ 的理论振幅比 $\frac{q_{P_{11}}}{W_P}$ 及 PS 转换波理论振幅比 $\frac{q_{PS}}{W_P}$ 曲线。图中两条曲线显示出，当 $\Delta > 20$ 公里后， $\frac{q_{PS}}{W_P}$ 值稳定在 0.3 左右，而 $\frac{q_{P_{11}}}{W_P}$ 值却随 Δ 强烈变化；当 $\Delta < 60$ 公里时， $\frac{q_{P_{11}}}{W_P}$ 值极弱，不可能成为 PS 转换波的干扰波；当 $\Delta > 70$ 公

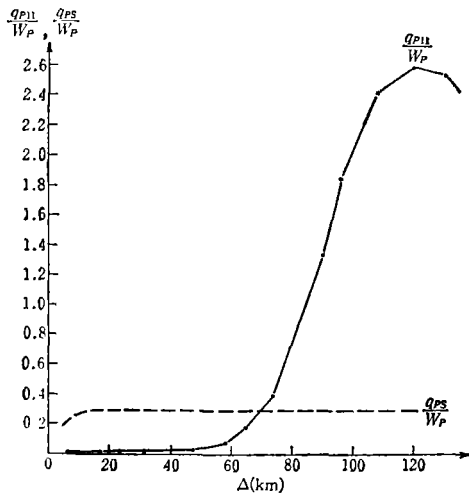


图 11 反射波 $P_{11}(M)$ 的理论振幅比 $\frac{q_{P_{11}}}{W_P}$ 及转换波

理论振幅比 $\frac{q_{PS}}{W_P}$ 之比较

Fig. 11 Comparison between theoretical amplitude ratio $\frac{q_{P_{11}}}{W_P}$ of reflected waves $P_{11}(M)$ and theoretical amplitude ratio $\frac{q_{PS}}{W_P}$ of PS converted seismic waves

里后, $\frac{q_{P_{11}}}{W_P}$ 值很强, 甚至使得 P_{11} 波振幅大于 \bar{P} 波振幅, 因此极易把 P_{11} 波与 PS 波区别开。至于 $\Delta = 70$ 公里左右的震相, 由于二者的运动学和动力学特征都容易混淆, 因此具体分析时舍弃之。

其它诸如首波 P_n 、 P^* 及 P^*S 、 P_nS 、莫霍面上的 PS 反射转换波、 SP 折射转换波、多次折射(反射)转换波、多重震动……干扰波都作了计算或讨论, 均可从不同的角度、不同程度地把它们同 PS 转换波区分开。

七、近震 PS 转换波资料的解释

当假设转换界面以上介质为均匀介质时, 从图 1 可导出转换界面深度公式为:

$$d = \frac{\Delta t_{PS} \cdot \bar{V}_{P_1} \cdot \cos i_{11}}{\bar{K}_1 \cos(i_{11} - i_{12}) - 1} \quad (7)$$

对于一个尚未开展过工作的地区, 其入射角 i 是无法确定的, 而且也往往由于 h 的精度低而造成入射角 i 的较大误差, 因此公式(7)的使用是困难的。为此, 对公式进行了合理的简化, 即当震中距离大于 20—30 公里时, 可把远震转换波测深公式(8)引入近震转换波测深中来。经计算可知用远震公式代替时, 其相对误差基本保持在 10% 之内。

$$\bar{d} = \frac{\Delta t_{PS} \cdot \bar{V}_P}{\sqrt{\bar{K}^2 - (c\bar{V}_P)^2} - \sqrt{1 - (c\bar{V}_P)^2}} \quad (8)$$

式中: Δt_{PS} 是 PS 转换波迟后于初至 P 波的时差; \bar{d} 为上层介质的总厚度; c 为 P 波射线参数, $\bar{K} = \frac{\bar{V}_P}{\bar{V}_S}$ 。

对于多层的层状介质, 可以把转换界面以上的多层介质用一均匀层来代替, 其速度是多层介质的平均速度, 厚度是各层厚度的总和。于是, 公式(8)也同样适用于多层介质情况。

当定出 \bar{V}_P 、 \bar{K} 、 c 及 Δt_{PS} 值时, 可用(8)计算出转换点 F 的深度。同时, 可依(9)计算出转换点 F 的偏移值 L (偏离测点的水平距离)。

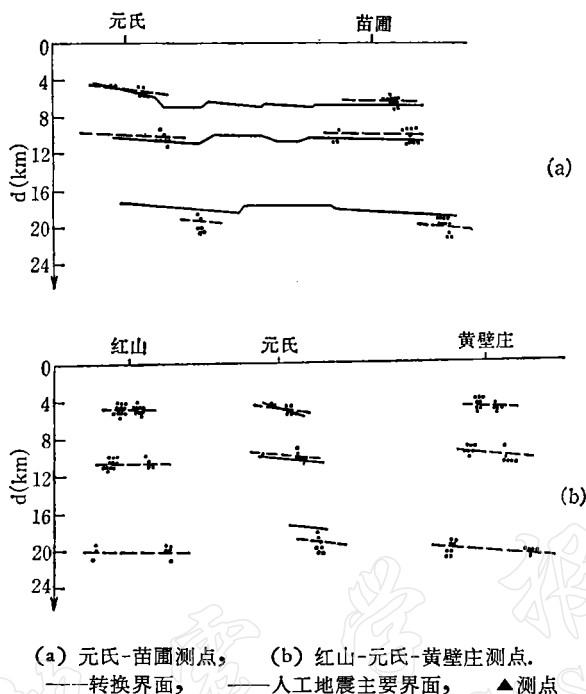
$$L = \operatorname{tg} i_s \cdot \bar{d} \quad (9)$$

$$i_s = \sin^{-1} \left(\bar{V}_P \cdot \frac{c}{\bar{K}} \right)$$

式中 i_s 是 PS 波在地面的入射角。当测点记到多个 Δt_{PS} 值时, 则可计算出测点周围的转换界面深度。

采用(8)计算时, 公式中各参数取值如下: 利用邢台近震 \bar{P} 、 \bar{S} 速度^[12]与利用元氏-济南人工地震测深剖面的速度模型计算出的测点的转换界面深度基本一致。因而文中的 \bar{V}_P 值采用 [9] 中的速度值, \bar{K} 值依地球物理所近震及部分爆破资料结果, Δt_{PS} 值在地震图上读出。依此计算并作出元氏、宁晋苗圃 (这二个测点位于元氏-济南剖面)、红山及黄壁庄测点下面转换界面深度如图 12。

由图 12 可看出, 利用近震 PS 转换波在本区可分出三个较稳定的转换界面, 其中 I



(a) 元氏-苗圃测点, (b) 红山-元氏-黄壁庄测点.
——转换界面, ——人工地震主要界面, ▲测点

图 12 邢台地区测点转换界面深度图

Fig. 12 Profile showing depths of conversion surfaces through observation points in the Xingtai area

界面求得的深度点数目较多,因而得出的转换界面深度更可靠,其平均深度约为 5—6 公里,可能属于“花岗岩”层上部的一个界面。II、III 也是比较稳定的界面,其平均深度分别约为 10—11 公里及 20 公里,它们可能分别属于“花岗岩”层中的一个界面及“玄武岩”层的上部界面。同时,也可看出由元氏、宁晋苗圃测点近震 PS 转换波测出的转换界面与元氏-济南剖面原有的爆炸地震探测的主要界面基本一致。

计算转换界面深度的误差首先是取决于震相识别的正确性与否。当震相识别正确及地壳为近似水平层状介质时,依函数误差理论,可按式估计转换界面深度的误差。

$$\delta d \leq |\delta d_{\max}| = \left| \frac{\partial d}{\partial \Delta t_{PS}} \delta \Delta t_{PS} \right| + \left| \frac{\partial d}{\partial V_P} \delta V_P \right| + \left| \frac{\partial d}{\partial K} \delta K \right| + \left| \frac{\partial d}{\partial c} \delta c \right| \quad (10)$$

$$\frac{\delta d}{d} \leq \left| \frac{\frac{\partial d}{\partial \Delta t_{PS}} \delta \Delta t_{PS}}{d} \right| + \left| \frac{\frac{\partial d}{\partial V_P} \delta V_P}{d} \right| + \left| \frac{\frac{\partial d}{\partial K} \delta K}{d} \right| + \left| \frac{\frac{\partial d}{\partial c} \delta c}{d} \right| \quad (11)$$

公式(10)、(11)分别为测定转换界面深度的绝对误差和相对误差公式,式中:

$$\begin{aligned} \frac{\partial d}{\partial \Delta t_{PS}} &= \frac{d}{\Delta t_{PS}} \\ \frac{\partial d}{\partial V_P} &= \frac{d}{V_P} \left[1 - \frac{(cV_P)^2}{\sqrt{K^2 - (cV_P)^2} \cdot \sqrt{1 - (cV_P)^2}} \right] \\ \frac{\partial d}{\partial K} &= -d \frac{K}{\sqrt{K^2 - (cV_P)^2} [\sqrt{K^2 - (cV_P)^2} - \sqrt{1 - (cV_P)^2}]} \end{aligned}$$

$$\frac{\partial d}{\partial c} = - \frac{cV_p^2 \cdot d}{\sqrt{K^2 - (cV_p)^2} \cdot \sqrt{1 - (cV_p)^2}}$$

若取 $\delta\Delta t_{PS} = \pm 0.1$ 秒, $\delta V_p = \pm 0.2$ 公里/秒, $\delta\bar{K} = \pm 0.035$, $\delta V_p^* = \pm 0.2$ 公里/秒, 由(10)、(11)计算出不同转换界面深度的绝对误差及相对误差值示于表 1。

表 1

名 称 \ 界 面	I	II	III
δd (公里)	0.82	1.28	1.98
$\frac{\delta d}{d}$	17.4%	12.1%	9.9%

由于本文计算转换界面深度时均采用多个地震取平均值, 因此其误差必然小于上述利用单个地震估算的结果。

八、结 束 语

利用近震转换波使得采用转换波探测地壳结构的范围得到扩大。根据近震转换波的运动学及动力学特征及对各种干扰波的区别, 可从 DD-1 型地震记录图中把近震 PS 转换波震相识别出来。当 $\Delta > 20-30$ 公里时, 可把远震转换波测深公式推广到近震 PS 转换波中来。利用这个公式得出的转换界面深度与附近人工地震测深剖面的主要分界面的结果基本一致。

我国小震资料丰富, 在选择资料方面及对地壳、上地幔的细结构研究方面比远震转换波有利。但是, 近震转换波的干扰波比较复杂, 且探测深度受地区的震源深度分布限制。这就需要进一步研究各类波的运动学和动力学特征, 并综合利用中深源的近震资料及 PS 反射转换波资料, 以提高探测精度和加大探测深度。

本文在写作过程中, 曾得到宋仲和老师的指导和帮助, 作者还得到张家茹、滕吉文等同志的热心帮助, 特此致谢。

参 考 文 献

- [1] Cook, K. L., Algermissen, S. T., and Costain, J. K., The status of PS converted waves in crustal studies. *J. Geophys. Res.*, **67**, 4769—4777, 1962.
- [2] Андреев, С. С., Изучение глубинного строения земной коры при помощи обменных волн PS, регистрируемых при землетрясениях, *Изв. АН. СССР, Сер. Геофиз.*, **1**, 1957.
- [3] Polshkov, M. K., Bulin, N. K., and Sherbakova, B. E., Crustal investigation of the U. S. S. R. by means of earthquake-generated converted waves, *Tectonophysics* **20**, 57—66, 1973.
- [4] 邵学钟、张家茹、杨小峰、张晓虎、雷胜利、王启鸣、高维安, 利用地震转换波探测地壳上地幔构造试验, *地球物理学报*, **21**, 89—100, 1978.
- [5] 邵学钟、张家茹, 北京地区康庄一大厂地震转换波测深剖面试验, *地震学报*, **1**, 50—61, 1979.
- [6] 邵学钟、张家茹、陈学华、章思亚, 京津唐地区地震转换波测深结果, *地震地质*, **2**, 11—20, 1980.
- [7] Кузьмина, Н. В., Об использовании обменных волн при изучении строения земной коры в юго-восточной части главного кавказского хребта, *Изв. АН. СССР. Сер. Геофиз.*, **7**, 1036—1045, 1959.

- [8] Takano, K., Determination of the deep crustal structure by converted seismic waves of near-by earthquake, *J. Phys. Earth.*, **26**, 367—379, 1978.
- [9] 滕吉文、冯焱芬、李金森、陈学波、闻昆娣、张家茹、熊成君, 华北平原中部地区深部构造背景及邢台地震(一), 地球物理学报, **17**, 255—271, 1974.
- [10] 滕吉文、王国正、刘道洪、邢纪润、梁文斗、徐世林, 华北平原中部地区深部构造背景及邢台地震(二), 地球物理学报, **18**, 196—207, 1975.
- [11] Алексеев, А. С., Чельчинский, Б. Я., Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, (Сборник статей 3) Л., Изд-во Ленингр. Ун-та, 107—160, 1959.
- [12] 姚振兴、陈培善、肖承邳、徐果明, 1966 年邢台地震的烈度异常, 地球物理学报, **17**, 106—121, 1974.

STUDIES ON THE EXPLORATION OF DEEP CRUSTAL STRUCTURE USING CONVERTED SEISMIC WAVES OF NEAR EARTHQUAKES

WU RONGHUI

(Center of Analysis and prediction, State Seismological Bureau)

SHAO XUEZHONG

(Institute of Geology, State Seismological Bureau)

Abstract

In this paper, preliminary studies are described on the kinetic and dynamic characters of PS converted seismic waves of local and near earthquakes, and the main criteria for identifying PS converted seismic waves of near earthquakes are also suggested. The data of PS converted seismic waves at some observation points in the Xingtai area are analysed based on these criteria. The main deep discontinuities thus derived are essentially consistent with those determined by deep seismic sounding surveys.

It is concluded that the PS converted seismic wave method is an effective method for the exploration of regional structures of the crust.