

曾宪伟、莘海亮、任雪梅等,2017,利用 sPn 震相计算石嘴山 M_L 4.4 地震震源深度,中国地震,33(2),280~289。

利用 sPn 震相计算石嘴山 M_L 4.4 地震震源深度

曾宪伟¹⁾ 莘海亮^{2,3)} 任雪梅¹⁾ 罗恒之¹⁾

1) 宁夏回族自治区地震局,银川市兴庆区北京东路 244 号 750001

2) 中国地震局地球物理勘探中心,郑州 450002

3) 中国科技大学地球与空间科学学院,合肥 230026

摘要 利用 sPn 和 Pn 震相走时差计算的 2014 年 2 月 28 日石嘴山 M_L 4.4 地震的震源深度为 7.21 ± 0.277 km; 分析不同震源深度下民勤台的理论波形与观测波形拟合结果,得到震源深度为 7~8 km。研究认为,石嘴山 M_L 4.4 地震属于浅源地震,震源浅和沉积层较厚是此次地震震感较强的主要原因。另外,合理选取地震波形数据和震相识别方法,可有效提高 sPn 震相测定震源深度的可靠性。为便于应用,本文还给出了宁夏地区地震震源分别位于上地壳和下地壳时 sPn 和 Pn 震相走时差与震源深度的对应关系表。

关键词: sPn 震相 理论波形 震源深度 银川盆地

[文章编号] 1001-4683(2017)02-0280-10 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

震源深度是描述震源空间位置的重要参数,也是影响地震灾害大小的因素之一。准确测定震源深度关系到对震源过程、断层构造、壳幔结构、应力场作用、板块运动等一系列重要问题的分析研究(高原等,1997)。虽然目前测定震源深度的方法有多种,但如何提高震源深度的测定精度仍然是一个十分棘手的难题。

对于地壳结构相对简单的地区,利用近震深度震相可以相对精确地确定震源深度。理论上,若震中距合适,可以在近震记录上观测到清晰的近震深度震相 sPL、sPg、sPmP、sPn 及其参考震相 Pg、PmP、Pn。Langston(1987)利用震相 sPg 和 Pg 的相对走时差确定了 1968 年澳大利亚 Meckering 近震序列的深度。Bock 等(1996)在研究震源深度时则用到了 sPmP 震相。崇加军等(2010)利用震相 sPL 和 Pg 走时差研究了 2005 年江西九江 M_L 6.0 地震及其余震的震源深度。利用震相 sPn 和 Pn 走时差测定震源深度的研究在国内相对较多(张瑞青等,2008;罗丽等,2012;王俊等,2013;洪德全等,2013)。一般震中距在 300~1000 km 范围内,记录信噪比较高的情况下,sPn 震相并不少见。然而,sPn 震相易受噪音和尾波影响,单台识别可靠性不高;其次,sPn 震相较其他近震深度震相(比如 sPg、sPmP 震相等)特征要弱

[收稿日期] 2016-05-26; [修定日期] 2017-02-11

[项目类别] 国家自然科学基金-青年科学基金项目(41604015)和宁夏回族自治区重点研发计划(2016KJHM135)联合资助

[作者简介] 曾宪伟,男,1982年生,工程师,主要从事区域构造应力场方面的研究工作。E-mail: zeng_xw@126.com

(Ma et al, 2006), 往往因为地壳结构复杂等因素较难准确识别; 还有, 地壳横向不均匀性使得不同方位的台站接收到的 sPn 与 Pn 震相的走时差存在些许差别 (张瑞青等, 2008)。滑动时窗相关法 (Laurent et al, 1994、1996) 通过互相关峰值的时移值大小来确定 sPn 和 Pn 震相走时差, 避免了震相拾取的人为误差。研究表明 (张瑞青等, 2008), 采用滑动时窗相关法 (Laurent et al, 1994、1996) 可以提取多个台站的 sPn 震相平均到时, 既提高了 sPn 震相的识别准确性, 也提高了震源深度的约束精度。该方法通过互相关峰值的时移值大小来确定 sPn 和 Pn 震相的走时差, 避免了震相拾取的人为误差。

2014 年 2 月 28 日宁夏石嘴山发生 M_L 4.4 地震, 宁夏及甘肃部分测震台站记录到了信噪比较高的波形资料, 这为利用深度震相 sPn 及其参考震相 Pn 计算震源深度提供了很好的数据支撑。本文采用滑动时窗相关法 (Laurent et al, 1994、1996) 识别 sPn 震相, 并将甘肃民勤台 (MIQ) 记录的不同深度的理论波形与观测波形的拟合结果作对比分析, 计算石嘴山 M_L 4.4 地震的震源深度。

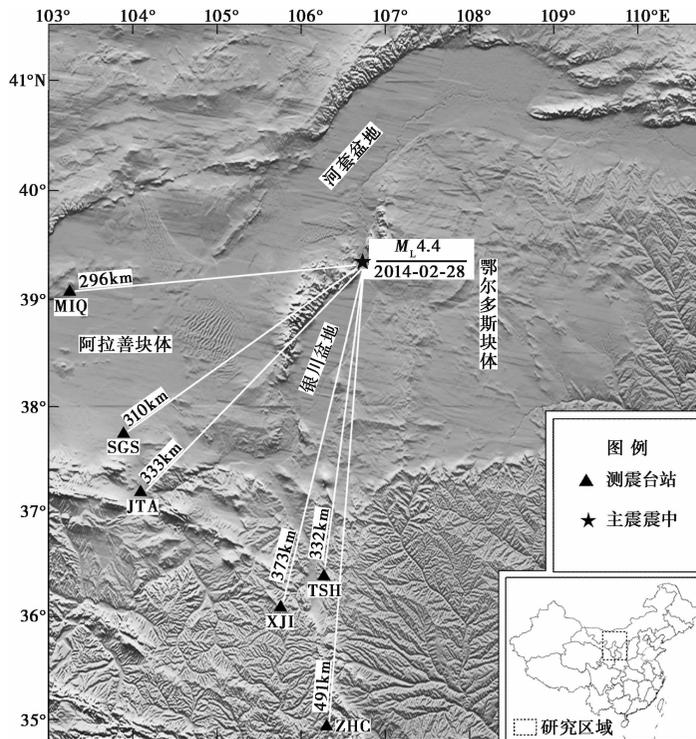


图 1 计算震源深度所用台站和主震震中分布

1 研究方法

sPn 波是从震源出发以 S 波入射到地表并反射转换为 P 波的首波震相, 即当其入射角到达临界角时, 沿莫霍界面顶部传播后形成的 Pn 震相 (Saikia, 2000)。图 2 给出了双层地壳模型下震源分别在上地壳和下地壳时的 Pn 波和 sPn 波传播过程。

利用 sPn 和 Pn 震相走时差计算震源深度的原理与推演过程不难理解。对于双层地壳模

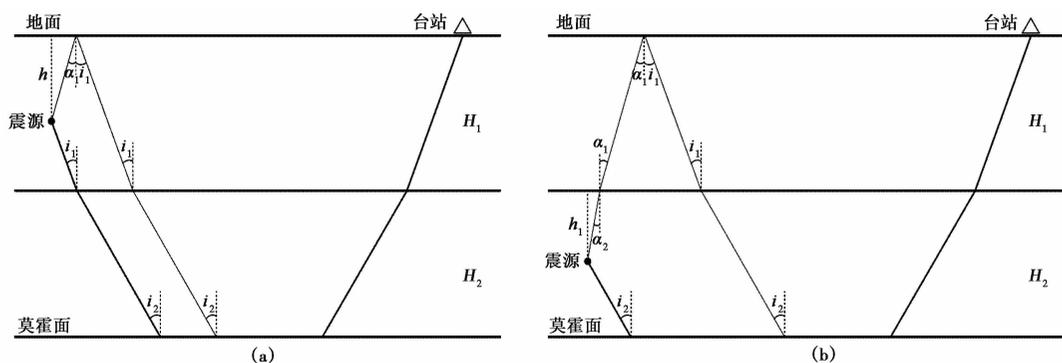


图 2 双层地壳模型下 Pn(粗实线)和 sPn(细实线)传播过程示意图

(a)震源在上地壳; (b)震源在下地壳

型,假设上、下地壳厚度分别为 H_1 和 H_2 ,上地壳的纵波和横波速度分别为 v_{p_1} 和 v_{s_1} ,下地壳的纵波和横波速度分别为 v_{p_2} 和 v_{s_2} ,上地幔顶部的纵波波速为 v_{p_n} 。当震源位于上地壳时(图 2(a)),设震源深度为 h ,则根据斯奈尔定律可知 sPn 和 Pn 震相走时差为

$$\Delta t = h \left(\frac{\sqrt{v_{p_n}^2 - v_{s_1}^2}}{v_{p_n} \cdot v_{s_1}} + \frac{\sqrt{v_{p_n}^2 - v_{p_1}^2}}{v_{p_n} \cdot v_{p_1}} \right) \quad (1)$$

当震源位于下地壳时(图 2(b)),设震源与上下地壳分界面距离为 h_1 ,则震源深度 $h = H_1 + h_1$,根据斯奈尔定律亦不难得出 sPn 和 Pn 震相走时差为

$$\Delta t = \frac{h_1 v_{p_n}}{v_{s_2} \sqrt{v_{p_n}^2 - v_{s_2}^2}} + \frac{H_1 v_{p_n}}{v_{s_1} \sqrt{v_{p_n}^2 - v_{s_1}^2}} + \frac{H_1 v_{p_n}}{v_{p_1} \sqrt{v_{p_n}^2 - v_{p_1}^2}} + \frac{h_1 v_{p_n}}{v_{p_2} \sqrt{v_{p_n}^2 - v_{p_2}^2}} - \frac{1}{v_{p_n}} \left(\frac{h_1 v_{p_2}}{\sqrt{v_{p_n}^2 - v_{p_2}^2}} + \frac{H_1 v_{p_1}}{\sqrt{v_{p_n}^2 - v_{p_1}^2}} + \frac{h_1 v_{s_2}}{\sqrt{v_{p_n}^2 - v_{s_2}^2}} + \frac{H_1 v_{s_1}}{\sqrt{v_{p_n}^2 - v_{s_1}^2}} \right) \quad (2)$$

式(1)和式(2)显示 sPn 与 Pn 震相走时差对震源深度变化比较敏感,与震中距无关。因此,给定地壳速度模型,已知 sPn 和 Pn 震相走时差 Δt ,利用式(1)或(2)可以计算震源深度值 h 。

2 地壳速度模型及数据选取

2014年2月28日石嘴山 $M_L 4.4$ 地震发生在宁蒙交界地区,震中周边测震台站分布不均匀,东北方向测震台站分布稀疏,西南方向测震台站分布较密(图1)。

根据人工地震测深剖面研究结果(国家地震局地学断面编委会,1992a、1992b;李松林等,2001、2002),宁夏地区地壳平均厚度为48km,上、下地壳厚度分别为 $H_1 = 23\text{km}$ 和 $H_2 = 25\text{km}$ 。

统计发现,宁夏地区地震多发生于上地壳。利用2012年以来该区域中小地震Pg和Sg震相走时曲线(图3),得到宁夏地区上地壳P波和S波速度分别为 $v_{p_1} = 6.05\text{km/s}$ 和 $v_{s_1} = 3.58\text{km/s}$ 。根据4条人工地震测深剖面得到宁夏地区下地壳速度结构参数(国家地震局地学断面编委会,1992a、1992b;李松林等,2001、2002)(表1)。

表 1 研究区域 2 层地壳速度模型

每层厚度/km	$V_s/\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	$V_p/\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$
0~23	3.58	6.05
23~48	3.78	6.80
48~∞	4.71	8.10

将表 1 中的参数分别代入式 (1) 和式 (2), 即可得到震源分别位于上地壳和下地壳时的震源深度计算公式

$$h = 2.7741\Delta t \quad (3)$$

$$h = 3.1859\Delta t - 3.4139 \quad (4)$$

3 结果与分析

石嘴山地震震级不大, 满足计算条件的台站数有限。本文挑选了波形信噪比较高、震中距在 $2.8^\circ \sim 4.5^\circ$ 范围内、Pn 震相初至较清晰且初动方向相同的 5 个台站的资料。由于 sPn 震相是横波入射到地表并转换成纵波, 最终以纵波的形式出现在地震记录上, 所以理论上垂直方向记录较为发育。

首先将 5 个台站的垂向记录波形去除仪器响应, 并进行滤波处理, 滤波范围选取 $1.0 \sim 1.8\text{Hz}$ 。然后将 5 条 Pn 震相的初至对齐并按照震中距的大小由下到上依次排列 (图 4(a)), 任意 2 条波形数据组成一组, 5 条数据可组成 10 组, 利用滑动时窗 (取 1s) 相关法计算每组数据间的互相关系数, 并进行叠加、归一化后的结果如图 4(b)。从图 4 可以看出, Pn 震相初动一致向下, 初至时刻对应了相关系数的第一个峰值 (0.7s) 时刻; Pn 初至后 2.6s, 在 5 个台站的波形记录上 (图 4(a)) 均追踪到一振幅相对较大且初至向下的震相, 对应的相关系数为 0.77, 即波形同极性相似度较高, 这也正好与 sPn 震相为区域地震 P 波后面的一个主要震相且振幅相对 Pn 较大的特征相对应。从图 4(b) 显示的相关系数大小可以看出, sPn 震相到时识别可能存在 0.1s 左右的误差。由此可推断 2.6s 时刻为 sPn 震相的平均初至时刻。那么, 将 $\Delta t = t_{\text{sPn}} - t_{\text{Pn}} = 2.6\text{s}$ 代入式 (3) 得到主震的震源深度为 7.21km。考虑到 sPn 震相到时的识别误差, 主震震源深度为 $7.21 \pm 0.277\text{km}$ 。

为了确认前文利用 $t_{\text{sPn}} - t_{\text{Pn}}$ 得到的震源深度结果, 以 CAP 方法 (Zhao et al, 1994; Zhu et al, 1996) 得到的震源机制解作为输入, 计算了民勤台不同深度下的垂向理论波形。图 5 给出的是经过 $0.2 \sim 2.0\text{Hz}$ 带通滤波后的民勤台理论波形 (黑色实线) 和观测波形 (灰色实线)。首先分析理论波形的震相特征: ①理论波形 Pn 和 Pg 震相初动均向上, Pn 震相首至, Pg 与 Pn 震相走时差随着震源深度的增加而逐渐变大。②深度小于 7km 时, 理论波形 Pn 和 Pg 震相之间可以看到清晰的 sPn 震相, 初动向下; 深度大于 8km 时, sPn 震相到时逐渐滞后于 Pg 震相。③sPn 震相对震源深度变化比较敏感, 随着深度增加, sPn 与 Pn 震相走时差也明显变大。

截取民勤台记录的垂向观测波形, 经过相同频段带通滤波后, 与理论波形作比较。图 5 显示在 7km 深度附近, Pn、sPn 和 Pg 震相的理论到时与观测到时比较一致, 且理论初动方向

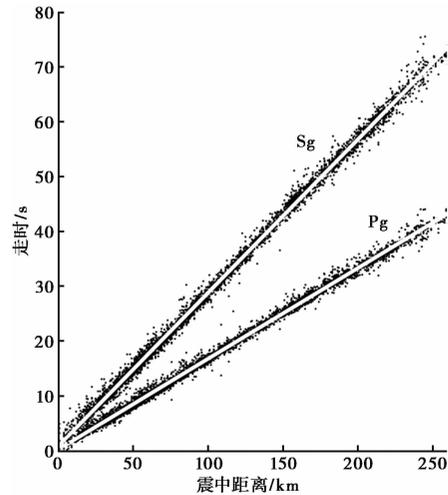


图 3 Pg 和 Sg 震相走时曲线

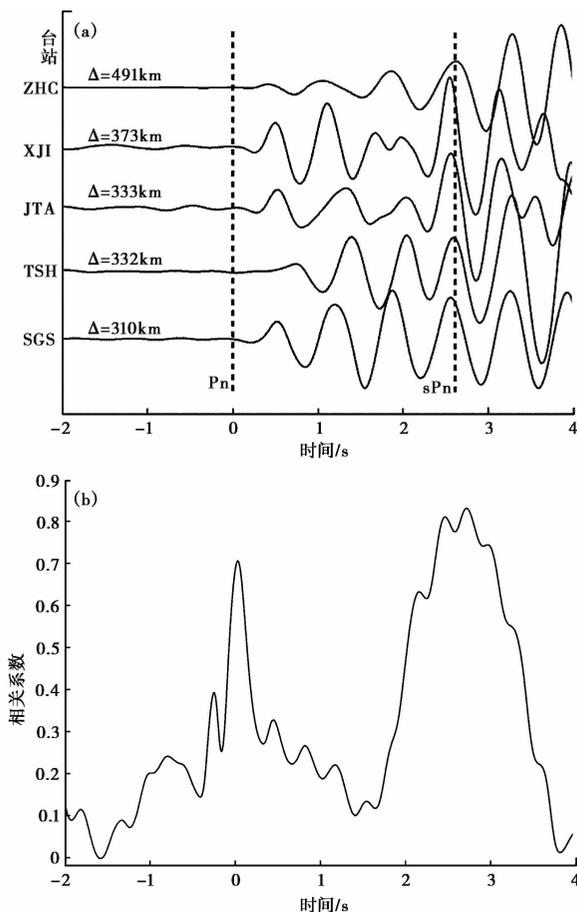


图 4 (a)垂直分量经滤波后的记录波形, Δ 为震中距, 虚线处分别为 P_n 和 sP_n 震相的到时; (b) 计算得到的相关系数

与观测初动方向也是一致的, sP_n 震相之后的观测波形与理论波形拟合程度较高。由此表明, 此次地震在深度 7km 附近时, 与 CAP 搜索的结果接近, 也与利用 sP_n 和 P_n 震相走时差得到的震源深度结果比较一致。

为便于应用, 利用公式(3)和(4)可以得到震源位于上、下地壳时 sP_n 和 P_n 震相走时差与震源深度的对应关系表(表 2、表 3)。

4 讨论

宁夏位于构造活动强烈的南北地震带北段, 主要受 3 个动力性质不同的地质块体——青藏地块、鄂尔多斯地块和阿拉善地块的交互作用, 地壳结构较为复杂, 属于历史地震活动强烈和现今地震活动水平较高的地区。研究表明 (Bennett, 1973; 顾芷娟等, 1995; Kind et al, 1996; 黄立言等, 1996; Yuan et al, 1997; 杨晓松等, 2003), 现今大陆地壳构造运动比较强烈的地区即构造活动带地区, 往往分布着壳内低速层。同时, 上层地壳的高速层到中层地壳低速层的接合部位往往为浅源地震多发区域, 中国大陆 80% 以上的强震震源深度在此结构层范

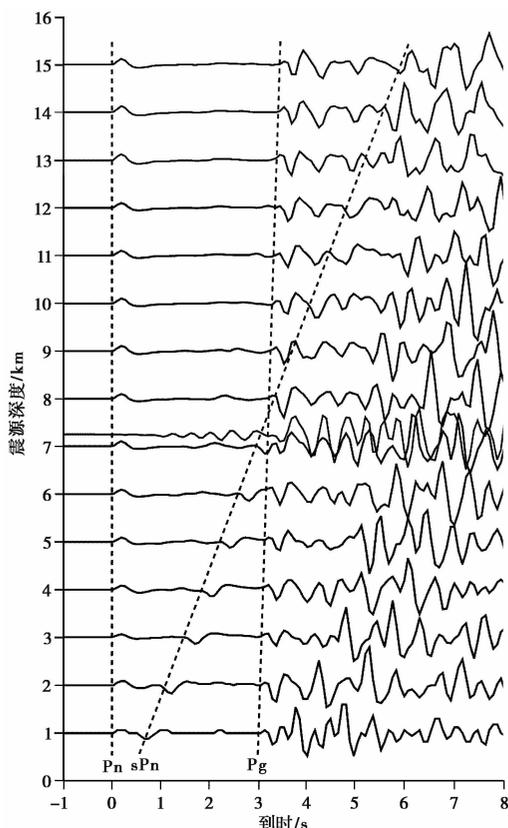


图 5 甘肃民勤台 (MIQ) 不同震源深度下的理论波形 (黑色实线) 与观测波形 (灰色实线) 的比较, 虚线分别为 Pn、sPn 和 Pg 震相的理论到时曲线

围内,该结构层也被称为“多震层”或“易震层”(孙武城等,1987;顾芷娟等,1995)。人工地震测深结果(国家地震局地学断面编委会,1992a、1992b;李松林等,2001、2002)显示,宁夏地区壳内存在不连续低速层,尤其在银川盆地和六盘山断裂带下方存在水平延伸尺度较大的低速层,并且这些低速层主要分布于上地壳。宁夏现今地震活动主要位于上地壳,与区域低速层——孕育与频发地震的地壳层主要分布于上地壳的人工地震测深结果是一致的。

本文所用震源深度计算公式的前提是假设均匀双层地壳速度模型,但实际地壳结构要复杂得多,壳内介质横向不均匀性使得不同方位台站接收到的 sPn 与 Pn 震相走时差存在些许差异,比如壳内低速层的影响。张瑞青等(2008)分别计算了甘肃台网和青海台网记录的汶川地震中强余震的 sPn 和 Pn 震相走时差,前者得到的走时差较后者小 0.2s,说明壳内横向不均匀性对 sPn 和 Pn 震相走时差有影响,分析认为这种走时差差异主要受台站下方横向不均匀性的影响。但从 sPn 和 Pn 的射线路径(图 2(a))来看,二者在台站下方的传播路径基本相同,而在震源处则不同,因此,理论上,震源附近局部的地壳横向不均匀性对 sPn 和 Pn 震相走时差有影响。这一点与张瑞青等(2008)的认识不同。

下面定性分析壳内低速层对 sPn 和 Pn 震相走时差的影响。当地震发生在低速层上部与高速层接合的部位,且低速层水平延伸尺度不大时,或者地震发生在低速层横向边缘位置

表 2 震源位于上地壳时 sPn 与 Pn 震相走时差 Δt 与震源深度 h 对应表

$\Delta t/s$	h/km						
2.0	5.55	3.6	9.99	5.2	14.43	6.8	18.86
2.1	5.83	3.7	10.26	5.3	14.70	6.9	19.14
2.2	6.10	3.8	10.54	5.4	14.98	7.0	19.42
2.3	6.38	3.9	10.82	5.5	15.26	7.1	19.70
2.4	6.66	4.0	11.10	5.6	15.54	7.2	19.97
2.5	6.94	4.1	11.37	5.7	15.81	7.3	20.25
2.6	7.21	4.2	11.65	5.8	16.09	7.4	20.53
2.7	7.49	4.3	11.93	5.9	16.37	7.5	20.81
2.8	7.77	4.4	12.21	6.0	16.64	7.6	21.08
2.9	8.04	4.5	12.48	6.1	16.92	7.7	21.36
3.0	8.32	4.6	12.76	6.2	17.20	7.8	21.64
3.1	8.60	4.7	13.04	6.3	17.48	7.9	21.92
3.2	8.88	4.8	13.32	6.4	17.75	8.0	22.19
3.3	9.15	4.9	13.59	6.5	18.03	8.1	22.47
3.4	9.43	5.0	13.87	6.6	18.31	8.2	22.75
3.5	9.71	5.1	14.15	6.7	18.59	8.3	23.03

表 3 震源位于下地壳时 sPn 与 Pn 震相走时差 Δt 与震源深度 h 对应表

$\Delta t/s$	h/km						
8.3	23.03	10.0	28.45	11.7	33.86	13.4	39.28
8.4	23.35	10.1	28.76	11.8	34.18	13.5	39.60
8.5	23.67	10.2	29.08	11.9	34.50	13.6	39.91
8.6	23.99	10.3	29.40	12.0	34.82	13.7	40.23
8.7	24.30	10.4	29.72	12.1	35.14	13.8	40.55
8.8	24.62	10.5	30.04	12.2	35.45	13.9	40.87
8.9	24.94	10.6	30.36	12.3	35.77	14.0	41.19
9.0	25.26	10.7	30.68	12.4	36.09	14.1	41.51
9.1	25.58	10.8	30.99	12.5	36.41	14.2	41.83
9.2	25.90	10.9	31.31	12.6	36.73	14.3	42.14
9.3	26.22	11.0	31.63	12.7	37.05	14.4	42.46
9.4	26.53	11.1	31.95	12.8	37.37	14.5	42.78
9.5	26.85	11.2	32.27	12.9	37.68	14.6	43.10
9.6	27.17	11.3	32.59	13.0	38.00	14.7	43.42
9.7	27.49	11.4	32.91	13.1	38.32	14.8	43.74
9.8	27.81	11.5	33.22	13.2	38.64	14.9	44.06
9.9	28.13	11.6	33.54	13.3	38.96	15.0	44.37

时, Pn 穿过低速层传播, 而 sPn 从低速层旁边穿过, 由此造成 sPn 和 Pn 震相走时差变小, 计算的震源深度结果将比实际值偏小。反之, 低速层水平延伸尺度足够大时, sPn 和 Pn 在低速层中的传播路径大致相同, 不同台站接收到的 sPn 和 Pn 震相走时差也相差无几。研究表明(国家地震局地学断面编委会, 1992a), 银川盆地下方存在水平延伸尺度较大的低速层。图 4 显示低速层对不同台站接收到的 sPn 和 Pn 震相走时差影响不大(0.1s)。同时, 张瑞青等(2008)利用不同台网的数据计算结果表明, 壳内横向不均匀性对不同台站接收的 sPn 和 Pn 震相走时差有影响, 但这种影响并不大(0.2s)。因此, 利用 sPn 震相测定石嘴山 M_L 4.4 地震震源深度是可靠的。

5 结论

本文利用 sPn 和 Pn 震相走时差计算了 2014 年 2 月 28 日石嘴山 M_L 4.4 地震的震源深度, 为 $7.21 \pm 0.277 \text{ km}$; 分析民勤台记录的不同震源深度的理论波形与观测波形拟合结果, 认为震源深度为 7~8km。二者结果一致, 石嘴山 M_L 4.4 地震属于浅源地震。同时, 本文根据宁夏地区地壳速度结构参数, 得到了震源分别位于上地壳和下地壳时 sPn 和 Pn 震相走时差与震源深度的关系(表 2、表 3)。

研究表明(杨卓欣等, 2009), 银川盆地两端沉积层厚度约 3km, 中部最大沉积层厚度达 7km。震源浅以及沉积层较厚使得银川盆地中等地震震感较强。1970 年以来, 银川盆地中部曾发生过多类类似中等有感地震(曾宪伟等, 2014a、2014b)。此次石嘴山地震发生于银川盆地北边界, 且震源较浅, 造成石嘴山市惠农区震感强烈, 甚至距离震中 100 余千米的银川市部分人有感。

此次地震波形比较复杂, 在 Pn 和 sPn 震相之间还存在其它震相。其原因可能与区域地壳结构复杂有关, 另外也可能由于复杂沉积层导致的场地效应大大增加了地震波形的复杂程度(谢祖军等, 2012)。当从波形直接识别 sPn 震相较困难时, 合理选取地震波形数据和震相识别方法, 可有效提高震源深度测定的可靠性。

致谢: 中国科学技术大学姚华建教授提出了宝贵的意见, 四川省地震局龙峰和天津市地震局刘双庆提供了有益的帮助, 宁夏地震局监测中心提供了波形数据, 审稿专家对文章初稿提出了建设性修改意见, 在此一并致谢。

参考文献

- 崇加军、倪四道、曾祥方, 2010, sPL, 一个近距离确定震源深度的震相, 地球物理学报, **53**(11), 2620~2630。
- 高原、周蕙兰、郑斯华等, 1997, 测定震源深度的意义的初步讨论, 中国地震, **13**(4), 321~329。
- 顾芷娟、郭才华、李彪等, 1995, 壳内低速高导层成因初步研究, 中国科学(B辑), **25**(1), 108~112。
- 国家地震局地学断面编委会, 1992a, 上海奉贤至内蒙古阿拉善左旗地学断面(说明书), 北京:地震出版社。
- 国家地震局地学断面编委会, 1992b, 青海门源至福建宁德地学断面(说明书), 北京:地震出版社。
- 洪德全、王行舟、倪红玉等, 2013, 多重方法研究 2012 年 7 月 20 日江苏高邮 M_s 4.9 地震震源机制解和震源深度, 地球物理学进展, **28**(4), 1757~1765。
- 黄立言、卢德源、赵文津等, 1996, 藏南帕里至达吉地带的上地壳结构特征——REFTEK 顺带广角地震观测结果分析, 地球学报, **17**(2), 165~176。
- 李松林、张先康、任青芳等, 2001, 西吉-中卫地震测深剖面及其解释, 地震地质, **23**(1), 86~92。

- 李松林、张先康、张成科等,2002,玛沁-兰州-靖边地震测深剖面地壳速度结构的初步研究,地球物理学报,45(2),210~217。
- 罗丽、肖孟仁、项月文等,2012,利用 sPn 震相计算九江-瑞昌地区地震的震源深度,大地测量与地球动力学,32(增刊),34~36。
- 孙武城、李松林、罗力雷等,1987,初论华北地区的地壳低速层,地震地质,9(1),17~26。
- 王俊、缪发军、詹小艳等,2013,利用 sPn 震相精确测定江苏高邮、宝应交界 M_L4.9 地震震源深度,防灾减灾工程学报,33(3),354~360。
- 谢祖军、郑勇、倪四道等,2012,2011年1月19日安庆 M_L4.8 地震的震源机制解和深度研究,地球物理学报,55(5),1624~1634。
- 杨晓松、马瑾、张先进,2003,大陆壳内低速层成因综述,地质科技情报,22(2),35~41。
- 杨卓欣、段永红、王夫运等,2009,银川盆地深地震断层的三维透射成像,地球物理学报,52(8),2026~2034。
- 曾宪伟、马永青、任雪梅等,2014a,银川地区 M_L4 地震活动特征研究,华南地震,2,49~55。
- 曾宪伟、谢祖军、莘海亮,2014b,2012年11月20日宁夏永宁 M_S4.6 地震震源机制解与发震构造,地震学报,36(5),790~799。
- 张瑞青、吴庆举、李永华等,2008,汶川中强余震震源深度的确定及其意义,中国科学 D 辑:地球科学,38(10),1234~1241。
- Bennett G T,1973,A seismic refraction survey along the southern Rocky Mountain Trench,Bull Seismol Soc Amer,65(1),37~54.
- Bock G,Grünthal G,Wylegalla K,1996,The 1985/86 Western Bothemia earthquakes: modeling source parameters with synthetic seismograms,Tectonophysics,261,139~146.
- Kind R,Ni J,Zhao W,et al,1996,Evidence from earthquake data for a partially molten crustal layer in Southern Tibet,Science,274,1692~1694.
- Laurent S,Davidowitz H,1994,Encoding of olfactory information with oscillating neural assemblies,Science,265,1872~1875.
- Laurent S,Wehr M,Davidowitz H,1996,Temporal representations of odors in an olfactory network,J Neurosci,16(12),3837~3847.
- Langston C,1987,Depth of faulting during the 1968 Meckering, Australia, earthquake sequence determined from waveform analysis of local seismograms,J Geophys Res,92,1561~1574.
- Ma S,Atkinson G M,2006,Focal depths for small to moderate earthquakes ($m_N \geq 2.8$) in western Quebec, Southern Ontario, and Northern New York,Bull. Seism. Soc. Am.,96(2),609~623.
- Saikia C K,2000,A method for path calibration using regional and teleseismic broadband seismograms: Application to the 21 May 1997 Jabalpur, India earthquake (M_w 5.8), Seismology, (S), 1301~1315.
- Yuan X,Ni J,Kind R,et al,1997,Lithospheric and upper mantle structure of southern Tibet from a seismological passive source experiment,J Geophys Res,102,27491~27500.
- Zhao L S,Helmberger D V,1994,Source estimation from broadband regional seismograms,Bull. Seis. Soc. Amer.,84(1),91~104.
- Zhu L P,Helmberger D V,1996,Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms,Bull. Seis. Soc. Amer.,86(5),1634~1641.

Calculation of focal depth in the Shizuishan earthquake by using sPn phase

*Zeng Xianwei*¹⁾ *Xin Hailiang*^{2,3)} *Ren Xuemei*¹⁾ *Luo Hengzhi*¹⁾

1) Earthquake Administration of Ningxia Hui Autonomous Region, Yinchuan 750001, China

2) Geophysical Exploration Center, China Earthquake Administration, Zhengzhou 450002, China

3) School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China

Abstract We calculated the focal depth of the Shizuishan earthquake by using arrival-time difference of seismic phase sPn and Pn, which is 7.21 ± 0.277 km. The depth of earthquake is 7~8 km by comparing the synthetic seismograms and the observed seismogram at different depths. Two results show that the sPn phase can determine reliable source depth, sPn and Pn in the upper and lower crust of the border area between the upper and the lower crust and the source depth of the upper and lower crust are obtained. According to the regional velocity model, we obtained the corresponding table of arrival-time difference and focal depth when earthquakes occur in the upper and lower crust in the border area of Ningxia and Inner Mongolia. The Shizuishan earthquake occurred in the north boundary of the Yinchuan Basin. Shallow source is one of the important reasons for feeling strongly in source region.

Key words: sPn phase; Theoretical waveform; Focal depth; Yinchuan Basin