

韩立波、罗艳, 2012, 深度震相 sSmS 特征及其在震源深度确定中的应用, 中国地震, 28(2), 121 ~ 132。

· 研究论文 ·

## 深度震相 sSmS 特征及其在震源深度确定中的应用

韩立波<sup>1)</sup> 罗艳<sup>2)</sup>

1) 中国地震局地球物理研究所, 北京市海淀区民族大学南路 5 号 100081

2) 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036

**摘要** 通过一系列理论地震图模拟, 研究了莫霍面超临界反射深度震相 sSmS 的特征, 分析了影响该震相的各种因素。结果表明, SmS 和 sSmS 属于高频波, 一般情况下在高频段 (1Hz 左右) 可被清晰地观测到; 而在更长周期的地震图上, SmS 和 sSmS 的强度比 S 波或者 S 多次波弱, 不易辨认; 地壳结构复杂地区且震源深度较浅时, sSmS 震相也不容易被观测到。本文以 2011 年 6 月 20 日腾冲  $M_s$  5.2 地震为研究实例, 利用 sSmS 深度震相确定其震源深度为 6km, 与其它方法所得结果一致。在利用深度震相测定震源深度的研究中, sSmS 震相可以作为震源深度精确测定的手段之一。

**关键词:** 震源深度 深度震相 SmS sSmS

[文章编号] 1001-4683 (2012) 02-0121-12 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

### 0 引言

震源深度是震源研究的重要参数之一, 对于研究地震构造、划分活动断层以及判定地震危险性有着重要作用 (Ma et al, 2006)。震源深度研究对于探索地震孕育和发生的深部环境, 地震能量集结、释放的活动构造背景以及地壳内部构造变形及其力学属性等都有非常重要的意义 (张国民等, 2002)。但在稀疏台网条件下震源深度的精确确定是地震定位中的难点。震源深度与其它地震基本参数不是相互独立的, 震中位置尤其是发震时刻的少量变化, 可引起震源深度的较大误差。传统的利用到时确定震源深度的方法 (Douglas, 1967; Spence, 1980) 要求在震中距小于 1 ~ 2 倍震源深度的近距离内有较多的台站记录, 才可以得到比较可靠的结果 (Mori, 1991)。但是在大部分地区现有台站分布仍较为稀疏的情形下, 只利用地震到时进行地震绝对定位尤其是深度定位, 其结果的精度难近理想。

[收稿日期] 2012-05-10

[项目类别] 中国科学院动力大地测量学重点实验室基金 (L10-04) 资助

[作者简介] 韩立波, 男, 1979 年生, 理学博士, 中国地震局地球物理研究所助理研究员, 主要从事数字地震学和地震预测方面研究。E-mail: chinakkmm@gmail.com

通讯作者: 罗艳, 女, 副研究员, 主要从事中小地震震源参数方面的研究。E-mail: luoyan@seis.ac.cn

研究表明,深度震相是在稀疏台网条件下测定震源深度的有效手段。对于较强地震,可利用远震深度震相  $sP$  (或者  $pP$ 、 $pwP$ 、 $swP$  等) 与其参考震相  $P$  的走时差确定其震源深度 (Murphy et al, 2006; Engdahl et al, 1998)。对于大量的中小地震,研究人员则主要利用近震深度震相  $sPL$ 、 $sPg$ 、 $sPmP$  和  $sPn$  等确定震源深度。对于常见的地壳厚度为 30km 左右且速度结构相对简单的区域,这些深度震相的基本特征如下:①  $sPL$  震相是由震源发出的 SV 波向上入射到自由表面,当 SV 波达到临界入射时转换 P 波沿着地表传播所形成的。 $sPL$  一般在较小震中距即 30 ~ 50km 范围内发育,并且相对直达 P 波的到时差对震中距的变化不敏感,但随着震源深度的增加几乎呈线性增长,因此可用来在近距离范围确定震源深度。由于其出现的震中距较小,因而可适用于较小(3 级以上)地震的近台记录。②  $sPg$  是向上传播的 SV 波经地表反射转换而成的 P 波震相,通常在震中距 60 ~ 100km 范围内可被清楚地观测到。③  $sPmP$  由于其在莫霍面发生全反射,振幅较强,通常可以传播较远的距离,在震中距 180 ~ 350km 范围内一般发育较好,可以使用。④  $sPn$  震相是一种首波,其显著特点是理论发育范围较广,通常在震中距 300 ~ 1000km 范围内可见,相对来说其能量较弱,多适用于中等以上地震。

研究者一般根据台站震中距采用不同的深度震相开展研究。崇加军等(2010)对  $sPL$  的震相特征进行了深入分析和测试,并以九江地震为例,通过与其它结果比对,证实了利用  $sPL$  震相确定震源深度的可靠性。罗艳等(2010b)也利用  $sPL$  震相研究了汶川地震余震区东北端的一个余震序列。在更大的震中距范围内,Langston (1987) 在研究 1968 年澳大利亚 Meckering 近震序列时观测到了  $sPg$  震相(其文中称之为  $sP$ ),并利用其与直达 P 波的到时差确定了一系列震源深度。Bock 等(1996)利用深度震相  $sPmP$  确定了近震震源深度。Saikia 等(2001)则进一步通过同时拟合深度震相  $sPmP$ 、 $pPmP$  以及其参考震相  $PmP$  来确定震源深度。Kim 等(2006)、Kastrup 等(2007)也利用  $sPmP$  与  $PmP$  的到时差开展了大量确定震源深度的工作。Ma 等(2006)对  $sPg$ 、 $sPmP$ 、 $sPn$  等深度震相均进行了详细分析,并用其校正了上百个近震震源深度。国内也广泛开展了使用  $sPn$  震相测定震源深度的研究(房明山等, 1995;任克新等,2004;洪星等,2006;高立新等,2007)。考虑到  $sPn$  震相易受噪音和尾波的影响,张瑞青等(2008)首次尝试使用滑动时窗相关法识别  $sPn$  震相,实现了区域地震图中发育较好的  $sPn$  震相的识别,并用其确定了汶川地震 17 个中强余震的震源深度。以上震相都是由 P-SV 系统的波形在自由地表转换而形成的。近年来有关震源深度测定的研究已开展较多,研究结果显著改善了震源深度的精度。但利用切向分量(SH 系统的波形)的深度震相研究还比较有限,例如利用  $sSmS$  震相测定震源深度的相关研究还开展较少,仅有少数研究者曾使用  $sSmS$  做过相关研究(Helmberger et al, 1993)。本文基于一维地壳速度模型,利用理论地震图进行了一系列测试,并以 2010 年 6 月 20 日云南腾冲  $M_s 5.2$  地震为研究实例,利用深度震相  $sSmS$  确定了其震源深度。

## 1 方法原理

$SmS$  震相是下行 S 波在莫霍面经全反射形成的震相,而  $sSmS$  是从震源发出,经过源区近地表反射后再次在莫霍面发生全反射的震相。因此,可以利用  $sSmS$  以及其参考震相  $SmS$  的到时差测定中小地震的震源深度,其射线路径及测定原理如图 1 所示。深度震相  $sSmS$  与

其参考震相 SmS 大部分传播路径基本相同(图 1),两者的到时差受传播路径地壳三维结构的影响较小,因此可以得到较准确的震源深度。利用深度震相 sSmS 确定震源深度的原理是利用其与其参考震相 SmS 到时差对震源深度的变化非常敏感的特点(图 2)。假设震中距在 150km,震源深度在 2~20km 间变化,由图 2 可见随着震源深度的增加,sSmS 与其参考震相 SmS 的到时差明显增加,震源深度每增加 2km,震相到时差增加 1s 多,其差异显著。这种走时差对震源深度敏感的特性可以克服震源深度和发震时刻的不唯一性。通过拟合理论地震图与实际观测数据深度震相和参考震相的到时差,得到数据与理论图到时差拟合最好的震源深度,即为最佳震源深度。

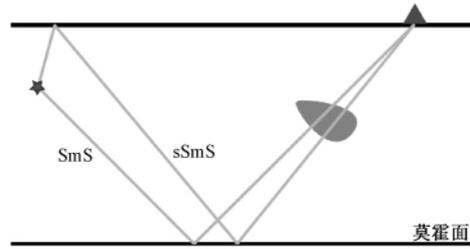


图 1 sSmS 和 SmS 射线路径示意图及其确定震源深度的原理图  
五角星代表震源,三角形代表台站

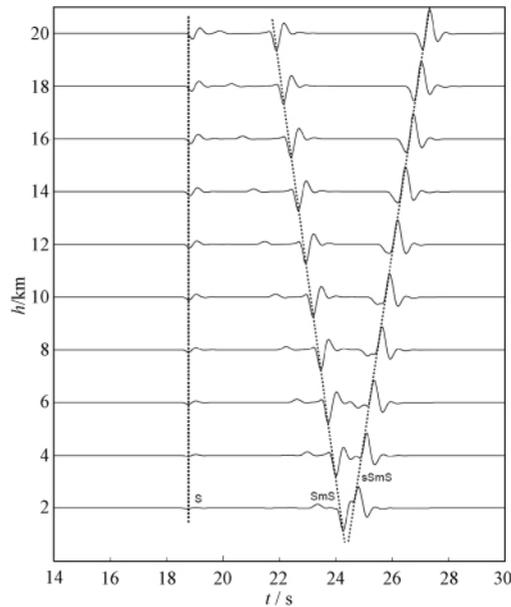


图 2 深度震相 sSmS 与其参考震相 SmS 的走时差随震源深度的变化

在计算理论地震图时,采用目前广泛使用的频率-波数(F-K)方法(Zhu et al,2002)。该方法通过对频率和波数分别进行积分,采用传播矩阵计算地震的全波场位移分布,能够计算各种频率下的体波和面波波形。

## 2 理论地震图测试

使用一系列的一维速度模型计算理论地震图,测试了3种速度模型下不同滤波范围时 sSmS 震相特征,研究模型和震源深度对 sSmS 震相的影响,探讨 sSmS 深度震相在确定震源深度中的适用情形。

首先使用简单的一层地壳速度结构模型,莫霍面深度为40km,如图3(a)所示。假定震源深度为10km,台站方位角 $60^\circ$ ,发震断层参数为 $10^\circ/90^\circ/60^\circ$ (依次为走向、倾角、滑移角),计算其理论地震图。对于这种较为简单的地壳速度结构模型,在高频段(1Hz左右)可以看到清晰的 SmS 震相(图3(b)),且 sSmS 震相也更容易辨认,此时可以使用该震相来确定震源深度。从图3(b)可以看出,莫霍面深度为40km,震源深度10km时,SmS 震相在震中距90km附近开始发育,震中距90~160km之间 SmS 震相相当发育,甚至超过了直达S波振幅,这与已有研究对于 SmS 震相的认识较为一致(Helmberger et al, 1993)。在震中距120km左右,sSmS 震相开始发育,此时可以利用 sSmS 与 SmS 震相确定震源深度。分析滤波范围对 sSmS 和 SmS 震相的影响时发现,当低通滤波到1Hz时,易于辨认 SmS 和 sSmS 震相(图3(b));增加长周期成分,当低通滤波到0.5Hz以下时 SmS 和 sSmS 震相已经不易辨认(图3(c));当低通滤波到0.2Hz以下,长周期地震波主要是直达S波和面波成分时,已经无法辨认 SmS 和 sSmS 震相(图3(d))。

第2种常见速度模型如图4(a)所示,即S波速度从地表到莫霍面逐渐线性增加,地幔中S波速度设为4.5km/s。即如图4(b)所示,低通滤波为2.0Hz时,SmS 和 sSmS 震相易于辨认。与第1种假设的简单地壳速度结构相比,尽管莫霍面深度相同,但此模型下 SmS 和 sSmS 震相开始发育的震中距却不同,分别约为80km和100km,这也印证了 SmS 震相与 sSmS 震相的发育震中距范围受地壳速度结构影响的研究结果(罗艳等,2010a)。当采用1Hz低通滤波时,虽然可观察到部分 SmS 和 sSmS,但是受S波干扰较大,震相较为模糊(图4(c))。0.5Hz低通滤波理论地震图上已经难以分辨 SmS 和 sSmS 震相(图4(d))。

第3种速度结构模型具有较为复杂的地壳速度结构,即在浅部0~5km速度梯度较大,S波速度从约2.6km/s线性变化到3.6km/s;在更深处地壳速度也呈线性增加,但速度梯度变小,莫霍面以上5km左右速度平缓过渡,未呈现很尖锐的速度跳变(图5)。结构变得更加复杂之后,2.0Hz低通滤波所得地震图依然可以分辨出 SmS 和 sSmS 震相。而在1.0Hz低通滤波地震图上,直达S波和 SmS 震相之间出现了一些震相,这些震相对 SmS 和 sSmS 的识别造成了一定干扰。在更低频的地震图上(0.5Hz低通滤波)已经很难辨认 SmS 和 sSmS 震相。

通过以上3种从简单到相对复杂的地壳速度结构模型比较,发现 SmS 和 sSmS 震相只有在较高频记录上才清晰可辨。对于速度结构较为简单的模型,在高频(1Hz左右)地震记录图上可以看到清晰的 SmS,而且 sSmS 也更容易辨认,但是低频( $<0.2\text{Hz}$ )地震图上 SmS 和 sSmS 的强度比S波或者S多次波都弱。特别对于结构复杂的模型,0.5Hz低通滤波的地震图上,就很难辨别 SmS 和 sSmS 震相了。因此,对于主要能量集中在高频的中小地震来说,在地壳速度结构简单的地区可以使用深度震相 sSmS 及其参考震相 SmS 的到时差来确定震源深度,而对于主要能量集中在低频( $<0.5\text{Hz}$ )的较大地震或者地壳结构复杂的地

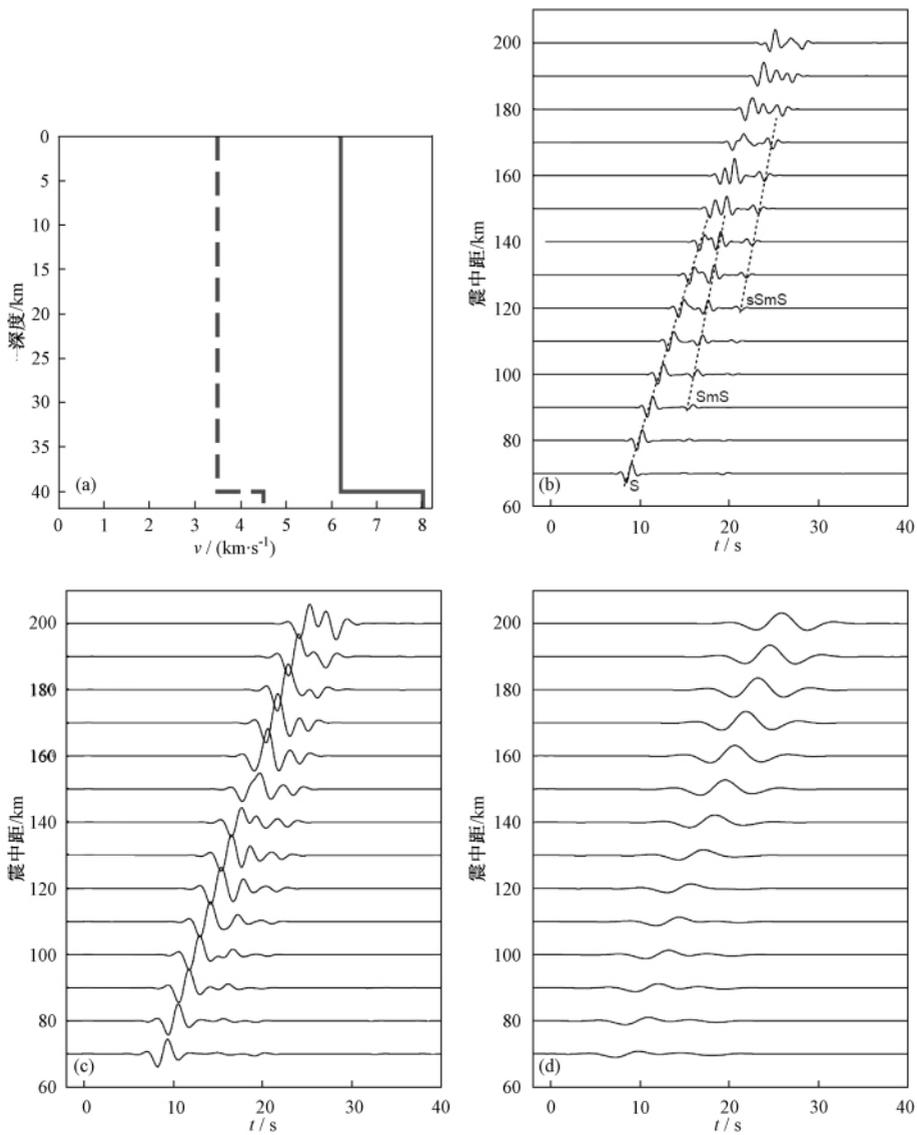


图3 简单速度结构模型及计算的理论地震图切向分量

(a) 速度结构模型: 一层地壳, 虚线为 S 波, 实线为 P 波, 莫霍面深度为 40km; (b) 1Hz 低通滤波, SmS、sSmS 依然清晰; (c) 0.5Hz 低通滤波, SmS、sSmS 震相变得比较模糊, 已经受长周期 S 波干扰; (d) 0.2Hz 低通滤波, 主要是直达 S 波和面波成分, 已经无法辨认 SmS、sSmS

区来说, 使用深度震相 sSmS 确定震源深度则相对困难。

为了考察不同震源深度、滤波频率对 sSmS 震相的影响, 本文使用两个速度模型计算不同震源深度的理论地震图(图 6)。对其分别进行了 2.0Hz、0.5Hz 低通滤波, 发现采用 0.5Hz 低通滤波时, 两个模型中不同的震源深度下 SmS 和 sSmS 震相均难以辨认。但对于 sSmS 震相来说, 当震源深度较小 (<4km) 时, 如果地壳浅部存在低速层, 在高频地震图上由于高频面波的干扰, 使得 sSmS 震相的识别不如震源深度较大时容易(图 6(c))。这说明当

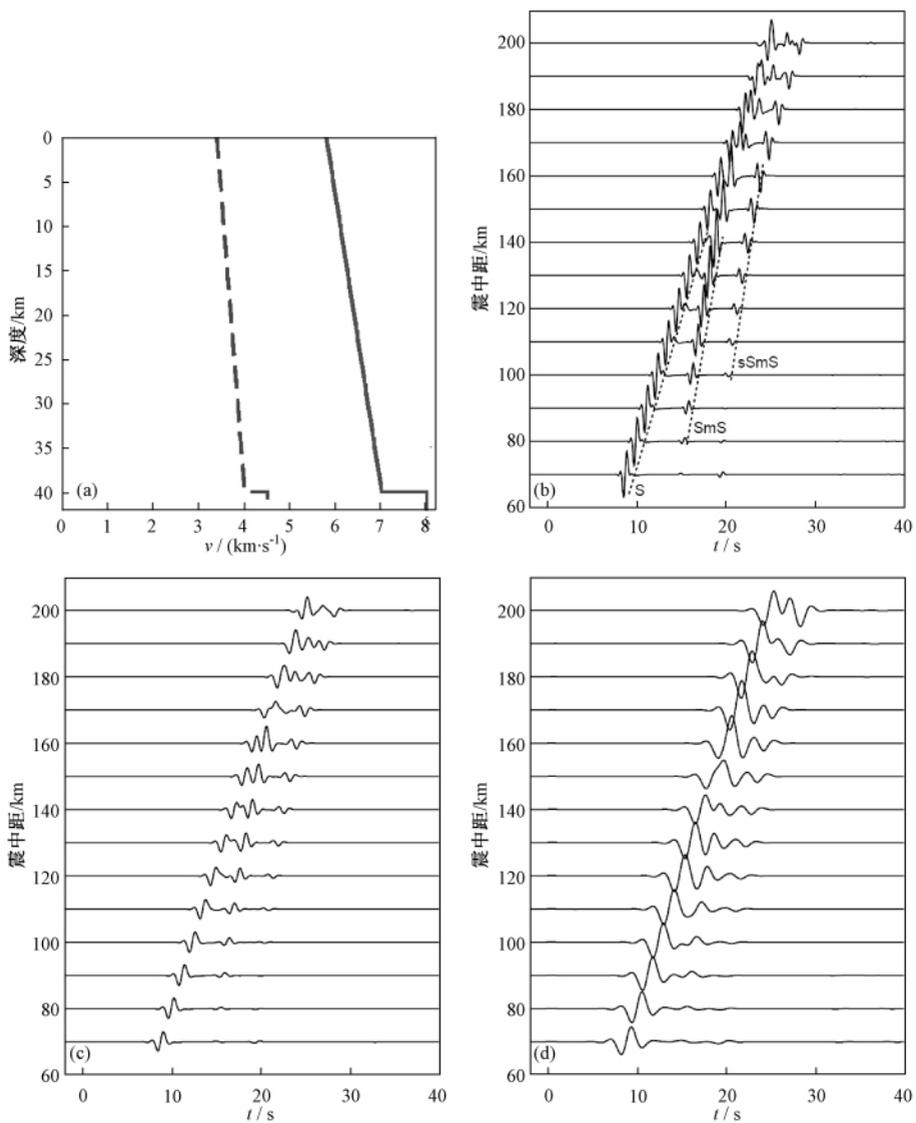


图4 线性变化速度结构模型及相应的理论地震图

(a) 速度结构模型:虚线为S波,实线为P波,莫霍面深度40km;(b) 2Hz低通滤波,SmS、sSmS清晰可辨别(为方便显示,图中所示理论图均为切向分量);(c) 1Hz低通滤波,SmS、sSmS震相比较模糊;(d) 0.5Hz低通滤波(经过了10倍放大),难以辨别SmS、sSmS

震源深度非常小时,地壳速度结构较为复杂地区特别是浅层存在低速层的地区,利用sSmS震相确定震源深度会受到一定的影响。

### 3 观测数据及应用实例

为了检验深度震相sSmS在确定震源深度方面的应用,以2010年6月20日云南腾冲 $M_s5.2$ 地震为例,利用WAD(畹町)台记录到的sSmS确定了其震源深度。

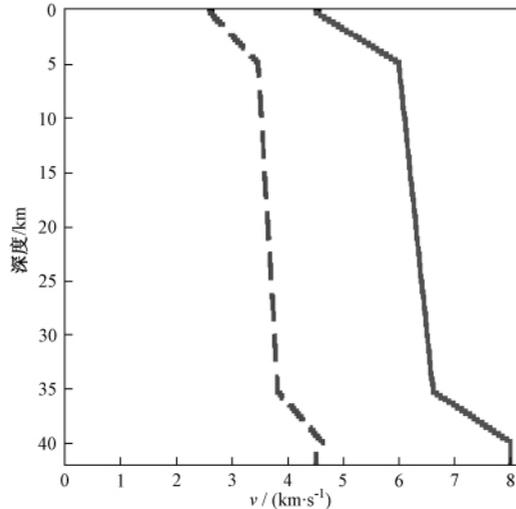


图5 复杂速度结构模型  
虚线为 S 波,实线为 P 波

2011年6月20日18时16分,云南省腾冲县(25.1°N、98.7°E)发生了 $M_s$ 5.2地震。震后使用中国国家数字测震台网数据备份中心提供的区域台网波形数据(郑秀芬等,2009),采用CAP方法(Zhao et al,1994;Zhu et al,1996)反演了震源机制解,得知震源深度为6km。

为了进一步确认此次地震的震源深度,本文使用深度震相sSmS来测定震源深度,并将几种方法得到的震源深度进行相互验证。考虑到SmS及sSmS震相一般在震中距60~200km发育(Helmburger et al,1993),本文选用了WAD宽频带台站,该台震中距为129km,属SmS易发育的震中距范围,如果可以清晰地识别出sSmS震相及其参考震相SmS,则为进一步确定震源深度提供了可能。首先将原始3分量波形旋转至径向、切向和垂向3个分量。在旋转过程中通过使切向分量的首到P波能量最弱来寻找最佳的旋转角,这样可以在一定程度上克服由水平定位误差导致的反方位角误差。SmS属于SH型震相,故此分析了切向分量的地震图。图7展示了WAD台原始3分量波形旋转后并经0.5~2.0Hz带通滤波的波形记录,从切向分量可清晰识别出SmS震相和sSmS震相。图8展示了不同频率段滤波后效波形,可见sSmS及SmS震相主要在0.5~2.0Hz及以上频率范围占据主导地位,而在低频(0.3Hz)波形记录上SmS及sSmS震相比较弱,难以辨认。

计算理论地震图以Crust2.0模型<sup>①</sup>作为基础,参考当地已有的测深剖面反演结果和速度层析成像反演结果(胡鸿翔等,1986;林中洋等,1993;胡家富等,2003;吴建平等,2006;李永华等,2009)进行了部分修改。采用频率-波数(F-K)方法(Zhu et al,1996)计算其理论地震图。图9展示了WAD台的实际观测波形记录与不同深度的理论地震图拟合情况,其中波形经过了0.5~2.0Hz带通滤波。将理论地震图与实际观测波形记录均按照参考震相SmS到时对齐,来拟合sSmS震相。若某深度时理论地震图中sSmS震相与实际观测波形记

① <http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/rem.html>

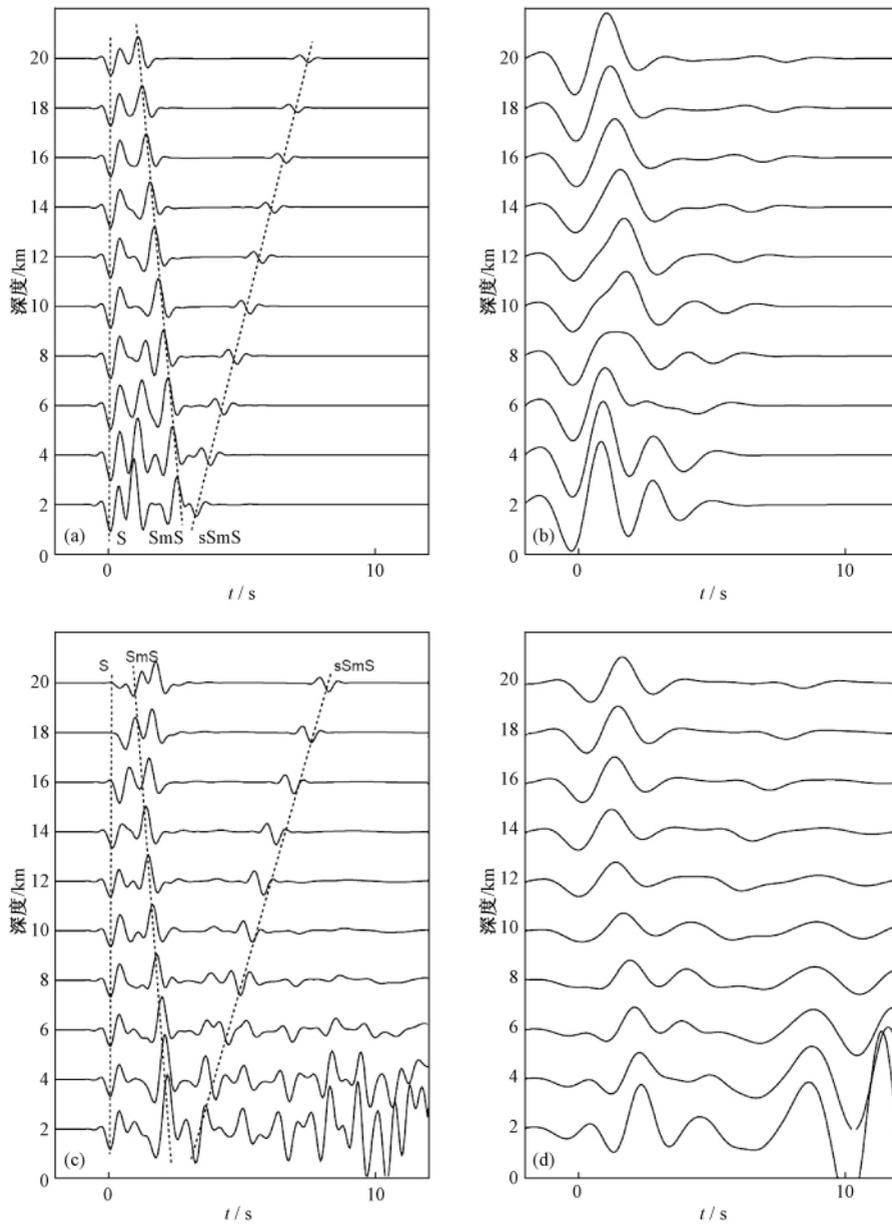


图6 经不同范围滤波的两种模型的理论地震图((a)、(b)使用图4(a)模型;(c)、(d)使用图5模型)

图中所示均为切向分量,震中距为130km,纵坐标为震源深度

(a)、(c)为2Hz低通滤波,SmS和sSmS清晰可分辨;(b)、(d)为0.5Hz低通滤波,SmS和sSmS幅度较小,不易识别

录中sSmS拟合较好,则说明sSmS与SmS二者的走时差一致,此理论地震图对应的深度即为最佳震源深度。由图9可见,实际观测波形记录(黑色)的sSmS震相与深度为6km的理论地震图(红色)中的sSmS震相拟合最好,由此可确认主震震源深度为6km,这与采用波形反演方法得到的结果一致。

通过以上计算实例可以看出,深度震相sSmS及其参考震相SmS在合适频率段内(一般

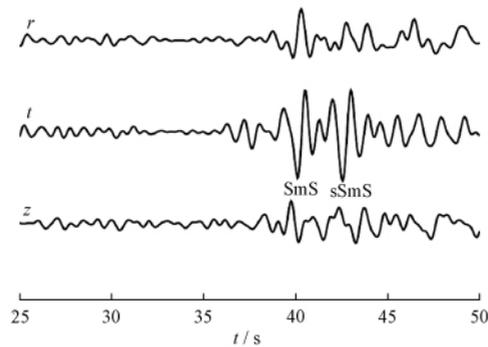


图7 2011年6月20日腾冲  $M_s 5.2$  地震 WAD 台的速度波形记录  
数据旋转到大圆路径,并经  $0.5 \sim 2.0$  Hz 带通滤波, $r$ 、 $t$ 、 $z$  分别代表径向、切向和垂向分量

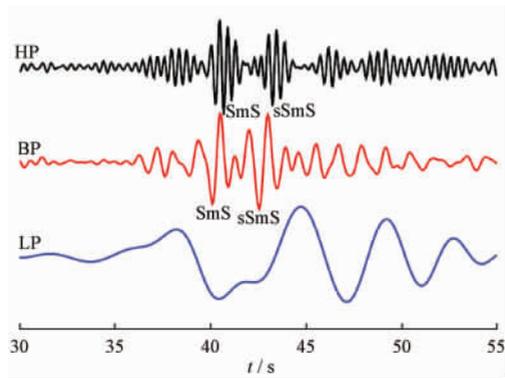


图8 2011年6月20日腾冲  $M_s 5.2$  地震 WAD 台的速度波形记录经不同范围滤波后的结果  
HP 为  $3.0$  Hz 高通滤波;BP 为  $0.5 \sim 2.0$  Hz 带通滤波;LP 为  $0.3$  Hz 低通滤波

频率较高)识别后,仅仅使用一个台站就可以较好地确定震源深度。但值得注意的是,此次地震在 SmS 和 sSmS 震相理论发育的震中距范围内,还存在着若干个宽频带台站。通过仔细观察每个台站所记录的波形,仅在 WAD 台识别出了 sSmS 震相,这也表明 sSmS 震相的发育并不常见,其不仅仅受到地壳深部结构的影响,还受到震源区浅部结构的影响。

## 4 讨论和结论

本文通过一系列理论地震图模拟分析,研究了莫霍面超临界反射的深度震相 sSmS 及其参考震相 SmS 在不同频段范围的特征,考察了地壳速度结构对该组震相的影响,并分析了 SmS 和 sSmS 震相在确定震源深度研究中的意义。

深度震相 sSmS 及其参考震相 SmS 一般在震中距  $60 \sim 200$  km 内发育 (Helmberger et al, 1993)。在此震中距范围内,SmS 振幅可以超过直达 S 波振幅,甚至高达  $3 \sim 5$  倍 (Mori et al, 1996)。考虑到 SmS 的这一特征,sSmS 理论上也应幅度较强。然而理论地震图分析表明,SmS 和 sSmS 震相属于高频波,仅在高频段 ( $1$  Hz 左右) 振幅较强,容易辨认;而在更长周期 ( $> 2$  s) 的地震图上,SmS 和 sSmS 震相的强度相对于 S 波或者 S 多次波都弱,不易辨认。而

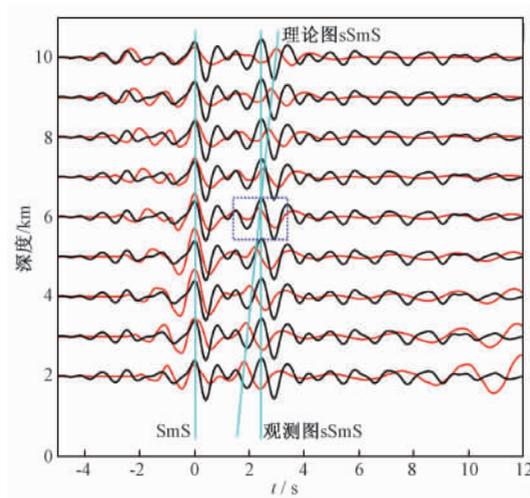


图9 WAD台记录的2011年6月20日腾冲 $M_s5.2$ 地震切向分量波形的震源深度测试图

观测波形和理论波形分别用黑色和红色标出,经 $0.5 \sim 2.0\text{Hz}$ 带通滤波。观测波形和理论波形按SmS震相对齐(左侧竖线),右侧斜线代表理论图sSmS震相,右侧竖线代表观测图sSmS震相

在2011年6月20日腾冲 $M_s5.2$ 地震的实际观察记录中也只能在 $1\text{Hz}$ 左右的频段范围可以辨认出SmS和sSmS。

本文测试了3种不同的速度模型对SmS和sSmS震相的影响,分别使用简单的一层速度模型、较复杂的浅层到莫霍面速度线性增加的模型以及更复杂的浅层和莫霍面附近速度快速线性增加而中部缓慢线性增加模型。测试结果表明,地壳结构对SmS和sSmS震相的控制作用很强。一般在地壳结构比较简单地区,SmS和sSmS震相才容易发育;在地壳结构复杂地区震源深度较浅时,SmS和sSmS震相不容易观测到。已有的研究也发现类似情形(Somerville et al., 1990)。罗艳等(2010a)的研究也表明,如果下地壳存在较强速度间断面,则下行S波能量提前在这些间断面发生反射,造成莫霍面反射震相SmS能量变弱,不易辨认。有时虽然能观测到很强的SmS震相,但是由于受浅层结构影响较大,sSmS多数情况下也不容易观测到。

韩立波等(2012)通过理论地震图进行了进一步研究,结果表明SmS震相除了受地壳结构影响之外,震源机制解、震源本身深度、地壳浅层衰减等因素均可对SmS震相造成影响。而Liu等(2009)的研究发现莫霍面本身的倾斜可以改变S波入射角,从而改变其发生全发射时的震中距,使得SmS震相发育范围受到影响。

虽然sSmS和SmS震相组合受多种因素的影响,sSmS震相在观测和识别上存在一定困难,但是如果正好有台站记录到清晰的SmS和sSmS震相,则仅使用一个台站的记录就可以较高精度地测定震源深度。本文以2011年6月20日腾冲 $M_s5.2$ 地震为研究实例,利用sSmS深度震相确定其震源深度为 $6\text{km}$ ,与其它方法所得结果一致。因此,利用深度震相测定震源深度的研究中,除了使用sPL、sPg、sPmP等P-SV深度震相之外,sSmS震相也可以作为震源深度精确测定的手段。由于多数地震为双力偶源,SH波一般发育比较好,即使对于3级地震,高频的SmS、sSmS也可以观测到。该震相组合可以为较远距离台站( $70\text{km}$ 以

上)记录到的弱震的震源深度测定提供一定的手段。

**致谢:**中国地震局地球物理研究所“国家数字测震台网数据备份中心”为本研究提供了地震波形数据,两位审稿人给出了有益的建议,在此一并表示感谢。

## 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。
- 房明山、杜安陆、董孝平等,1995, 用 sPn 震相测定近震震源深度, 地震地磁观测与研究, **16**(5), 13 ~ 18。
- 高立新、刘芳、赵蒙生等, 2007, 用 sPn 震相计算震源深度的初步分析与应用, 西北地震学报, **29**(3), 213 ~ 244。
- 韩立波、蒋长胜、吴文波,2012,2011 年安庆  $M_s 4.8$  地震 SmS 震相观测与研究, 地震学报, **34**(4), 待刊。
- 洪星、叶雯燕、邵平荣等,2006, 台湾海峡南部一次 5.0 级地震的 sPn 震相分析, 地震地磁观测与研究, **27**(1), 26 ~ 31。
- 胡家富、苏有锦、朱雄关,2003, 云南的地壳 S 波速度与泊松比结构及其意义, 中国科学 D 辑, **33**(8), 714 ~ 722。
- 胡鸿翔、陆涵行、王椿镛等,1986, 滇西地区地壳结构的爆破地震研究, 地球物理学报, **29**(2), 133 ~ 144。
- 李永华、吴庆举、田小波等,2009, 用接收函数方法研究云南及其邻区地壳上地幔结构, 地球物理学报, **52**(1), 67 ~ 80。
- 林中洋、胡鸿翔、张文彬等,1993, 滇西地区地壳上地幔速度结构特征的研究, 地震学报, **15**(4), 427 ~ 440。
- 罗艳、倪四道、陈颀,2010a, 超临界距离上 SmS 震相对强地面振动衰减关系影响的初步探讨, 中国地震, **26**(2), 131 ~ 141。
- 罗艳、倪四道、曾祥方等,2010b, 汶川地震余震区东北端一个余震序列的地震学研究, 中国科学 D 辑, **40**(6), 677 ~ 687。
- 任克新、邹立晔、刘瑞丰等,2004, 用 sPn 计算内蒙地震的震源深度, 地震地磁观测与研究, **25**(2), 24 ~ 31。
- 吴建平、明跃红、王椿镛,2006, 川滇地区速度结构的区域地震波形反演研究, 地球物理学报, **49**(5), 1369 ~ 1376。
- 张国民、汪素云、李丽等,2002, 中国大陆地震震源深度及其含义, 科学通报, **47**(9), 663 ~ 668。
- 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, **38**(10), 1234 ~ 1241。
- 郑秀芬、欧阳颢、张东宁等,2009, “国家数字测震台网数据备份中心”技术系统建设及其对汶川大地震研究的数据支撑, 地球物理学报, **52**(5), 1412 ~ 1417。
- Bock G, Grunthal G, Wylegalla K, 1996, The 1985/86 Western Bohemia earthquakes: Modelling source parameters with synthetic seismograms, Tectonophysics, **261**(1 ~ 3), 139 ~ 146。
- Douglas A, 1967, Joint epicenter determination, Nature, **215**(5096), 47 ~ 48。
- Engdahl E R, van der Hilst R, Buland R, 1998, Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, Bull Seism Soc Am, **88**(3), 722 ~ 743。
- Helmberger D V, Dreger D, Stead R, et al, 1993, Impact of broadband seismology on the understanding of strong motions, Bull Seism Soc Am, **83**(3), 830 ~ 850。
- Kastrup U, Deichmann N, Frohlich A, et al, 2007, Evidence for an active fault below the northwestern Alpine foreland of Switzerland, Geophys J Int, **169**(3), 1273 ~ 1288。
- Kim W Y, Dineva S, Ma S, et al, 2006, The 4 August 2004, Lake Ontario, Earthquake, Seism Res Lett, **77**(1), 65 ~ 73。
- Langston C A, 1987, Depth of faulting during the 1968 Meckering, Australia, earthquake sequence determined from waveform analysis of local seismograms, J Geophys Res, **92**(B11), 11561 ~ 11574。
- Liu K S, Tsai Y B, 2009, Large effects of Moho reflections (SmS) on peak ground motion in Northwestern Taiwan, Bull Seismol Soc Am, **99**(1), 255 ~ 267。
- Ma S T, 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 Seismol Soc Am, **96**(2), 609 ~ 623。
- Mori J, 1991, Estimates of velocity structure and source depth using multiple P waves from aftershock of the 1987 Elmore Ranch and Superstition Hills, California, earthquakes, Bull Seism Soc Am, **81**(2), 508 ~ 523。
- Mori J, Helmberger D V, 1996, Large-amplitude Moho reflection (SmS) from Landers aftershocks, southern California, Bull Seism Soc Am, **86**(6), 1845 ~ 1852。
- Murphy J R, Barker B W, 2006, Improved focal-depth determination through automated identification of the seismic depth phases

- pP and sP, *Bull Seism Soc Am*, **96** (4A), 1213 ~ 1229.
- Saikia C K, Woods B B, Thio H K, 2001, Calibration of the regional crustal waveguide and the retrieval of source parameters using waveform modeling, *Pure Appl Geophys*, **158** (7), 1301 ~ 1338.
- Somerville P, Yoshimura J, 1990, The influence of critical Moho reflections on strong ground motions recorded in San Francisco and Oakland during the 1989 Loma Prieta earthquake, *Geophys Res Lett*, **17** (8), 1203 ~ 1206.
- Spence W, 1980, Relative epicenter determination using P-wave arrival-time differences, *Bull Seism Soc Am*, **70** (1), 171 ~ 183.
- Zhao L S, Helmberger D V, 1994, Source estimation from broadband regional seismograms, *Bull Seism Soc Am*, **84** (1), 91 ~ 104.
- Zhu L P, Helmberger D V, 1996, Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms, *Bull Seism Soc Am*, **86** (5), 1634 ~ 1641.
- Zhu L P, Rivera L A, 2002, A note on the dynamic and static displacements from a point source in multi-layered media, *Geophys J Int*, **148** (3), 619 ~ 627.

## Characteristics of depth phase sSmS and its application in focal depth determination

Han Libo<sup>1)</sup> Luo Yan<sup>2)</sup>

1) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

2) Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China

**Abstract** We studied the depth phase sSmS and its reference phase SmS dominated by post-critical reflection from Moho using a series of synthetics and analyzed the factors that may affect the phase. The results showed SmS and sSmS were easy to observe in high frequency band (1Hz), while difficult to identify on long-period seismograms. The complex crustal structure may also make it difficult to identify sSmS phases of events with shallow focal depth. Taken the Tengchong  $M_s5.2$  event on June 20, 2011 as an example, we obtained its focal depth was 6km using depth phase sSmS, which was consistent with the result from the regional waveform modeling. sSmS can be used to determine focal depth with high precision.

**Key words:** Focal depth Depth phase SmS sSmS