第 34 卷 第 4 期 地 震 学 报 Vol. 34, No. 4
2012 年 7 月 (451-462) ACTA SEISMOLOGICA SINICA Jul., 2012

韩立波，蒋长胜，吴文波. 2012. 2011 年安庆 M_S4.8 地震 SmS 震相观测与研究. 地震学报，**34**(4)：451-462.
Han Libo, Jiang Changsheng, Wu Wenbo. 2012. Observation and study on the seismic phase SmS generated by 2011 Anqing M_S4.8 earthquake. *Acta Seismologica Sinica*, **34**(4): 451-462.

2011 年安庆 M_S4.8 地震 SmS 震相观测与研究*

韩立波[1)] 蒋长胜[1),†] 吴文波[2)]

1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所
2) 中国合肥 230026 中国科学技术大学地球和空间科学学院

摘要 2011 年 1 月 19 日发生的安庆 M_S4.8 地震，在较远范围引起了明显震感. 通过仔细辨认此次地震不同频段的波形记录，发现在一些台站记录到了清晰的 SmS 震相. 采用 CAP 方法反演了其震源机制解，并利用理论地震图与实际观测数据对比进一步确认了 SmS 震相的存在. 结合已有实验结果，推断在人类有感频率(1 Hz 至几Hz)范围内，震中距 70—200 km 内 SmS 震相往往是振幅最大的震相，是引起远距离有感的主要原因. 利用理论地震图研究了震源深度对 SmS 震相的影响. 结果表明，震源深度可改变 SmS 震相发育的临界震中距，震源越深对应的临界震中距越小. 进一步通过对比 SmS 与 S 的振幅比，定性讨论了震源机制解中倾角、滑动角和地壳浅层衰减等因素对 SmS 震相的影响. 结果表明，倾角和滑动角对其振幅比影响呈现比较复杂的关系，而 SmS 与 S 振幅比随地壳浅层衰减的增大而减小，说明浅层衰减对 SmS 震相影响较大. 综合分析认为，除当地地壳速度结构的影响外，SmS 震相的发育受到震源机制解的倾角、滑动角，震源深度以及地壳浅层衰减等多种因素的影响.

关键词 安庆地震 SmS 震相 震源机制解 震源深度 衰减
doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2012.04.003 **中图分类号**：P315.3+1 **文献标志码**：A

Observation and study on the seismic phase SmS generated by 2011 Anqing M_S4.8 earthquake

Han Libo[1)] Jiang Changsheng[1),†] Wu Wenbo[2)]

1) *Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing* 100081, *China*
2) *School of Earth and Space Science, University of Science and Technology of China, Hefei* 230026, *China*

Abstract: The M_S4.8 Anqing earthquake on 19 Jan 2011 was obviously felt even at long distances. SmS phases are identified in seismic records of some stations by examining the filtered waveforms and comparing them with synthetic seismograms. Based on our study result, we argued that the SmS phase, usually the strongest one in epicenter distance range of 70 to 200 km, is the main reason of feeling at such long distances. Some previous studies suggest that the SmS

* **基金项目** 中国地震局地球物理研究所基本科研业务专项(DQJB10B23, DQJB11C07)资助.
收稿日期 2011-07-12 收到初稿，2011-11-20 决定采用修改稿.
† **通讯作者** e-mail: jiangcs@cea-igp.ac.cn

phases are controlled by the local crustal structure. We perform some tests using synthetic seismograms. The results show that focal depth can change the critical distance of SmS. The larger focal depth makes the critical distance smaller. Also effects of focal mechanism on SmS are investigated qualitatively by comparing the amplitude ratio between SmS and S. The amplitude ratio between SmS and S becomes smaller with larger attenuation in the shallow crust, indicating SmS is sensitive to that. Overall, the SmS phase can be affected by many factors besides local crustal structures, such as dip angle, rake angle of the focal mechanism, focal depth and attenuation.

Key words: Anqing earthquake; SmS phase; focal mechanism; focal depth; attenuation

引言

北京时间 2011 年 1 月 19 日 12 时 7 分安徽省安庆市市辖区与怀宁县交界处(30.6°N, 117.1°E)[①]发生了 M_S4.8 地震，此次地震为当地近 30 年来最大地震. 截至 2011 年 1 月 19 日下午，地震造成 1.5 万余人受灾，损坏房屋近 9000 间，直接经济损失超过 3600 万元. 此次地震虽然震级不高，但破坏力和影响较大，合肥、武汉、南京等一些较远地区震感明显，引起地震学家们的广泛关注.

一般来说，地震震感强烈可能由 3 个原因引起：一是地震本身震级较大，震级每增加 1 个震级单位，能量释放可增加约 30 倍(Kanamori, 1977)；二是震源深度较浅，大多数大陆板内地震的震源深度在 5—25 km 范围内(张国民等, 2002)，但不排除一些特定区域有非常浅的地震发生(罗艳等, 2011). 对于这些震源非常浅的地震，频率在 0.4—2.5 Hz 范围内的短周期基阶瑞雷波(Rg 波)非常发育(Kafka, 1990)，而其振幅往往超过直达 S 波，破坏力较大；三是 S 波在莫霍界面的超临界反射形成 SmS 震相，并在一定距离上振幅较大、引起明显震感(Somerville, Yoshimura, 1990)往往是最强的震相. Burger 等(1987)在研究北美东部的地面运动衰减关系时，就发现 60—150 km 震中距范围内的幅度比更大震中距或者更小震中距的幅度要更大些，他们把这些现象归因于 SmS 震相的存在，并认为在这些距离上入射到莫霍面的 S 波形成全反射，几乎所有的能量都反射回地表，仅有一小部分能量形成 Sn 波沿着莫霍界面传播. 而随后的一些研究表明，在特定情况下 SmS 振幅能达到直达 S 波振幅的数倍(Somerville *et al*, 1994)，甚至高达 5 倍(Mori, Helmberger, 1996). 实际上，SmS 震相的存在甚至能使得最严重的破坏区反而不在距离震中较近区域. 2002 年台湾地区的花莲 M_W7.0 地震就是在距离震中 100 km 外的台北地区记录到了最强的峰值加速度(PGA)，并被证实是与大振幅 SmS 震相的存在有关(Chen, 2003). 此外，Zhan 等(2010)在噪声相关函数研究中也观测到了超临界距离上的 SmS 震相，其特别强的振幅使 SmS 成为少数观测到的噪声相关函数中的体波.

此外，由于 SmS 波能量主要分布在较高频率(1 Hz 左右)，因而对地面运动加速度的影响较大. 而本次安庆 M_S4.8 地震有感范围较广，究竟是哪些因素发挥了作用值得探讨. 本文通过对区域数字波形记录进行分析，考察台站是否可能记录到 SmS 震相，分析其是否

① http://www.csndmc.ac.cn/newweb/secondpage.jsp?id=1021

可能是远距离震感强烈的主要原因，并利用理论地震图对 SmS 震相的一些特征进行定性研究.

1　数据收集及处理

本文使用了国家数字测震台网数据备份中心(郑秀芬等，2009)提供的安徽、江西、湖北等区域台网事件波形记录，使用的台站分布如图 1 所示. 本文所用台站均为宽频带记录，且信噪比较高. 对挑选出的宽频带数据去除仪器响应后，将水平的两个分量旋转至大圆路径方向，得到径向分量和切向分量. 在水平分层情形下，切向分量只有 SH 波，远比径向上的 SV 波简单，因此本文主要研究切向分量的 SmS 震相.

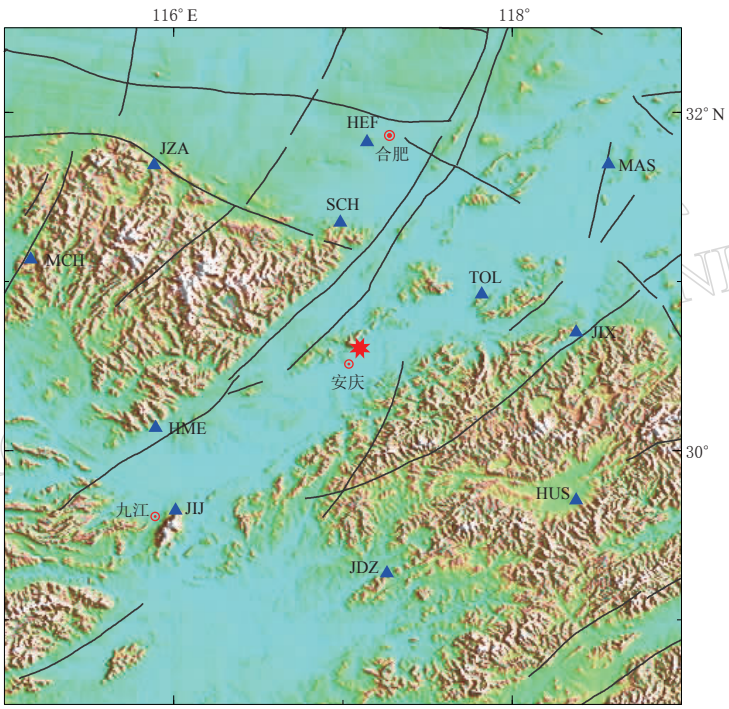

图 1　安庆地震震中(红色星号)及台站(三角形)分布图

黑色实线表示断层分布(据邓起东等，2002)

Fig. 1　Anqing M_S4.8 earthquake epicenter (red star) and stations (triangles) used

Solid lines denote faults (from Deng *et al*, 2002) in the study region

2　SmS 震相观测与研究

2.1　SmS 震相观测

图 2 展示了直达 S 波及 SmS 震相在地壳中的传播路径示意图. 所谓 SmS 震相就是震源发出的下行 S 波在莫霍界面上的反射波. 当震中距小于全反射临界距离时，由于莫霍界面两侧声阻抗反差不是很大，SmS 幅度不大，而当震中距大于临界

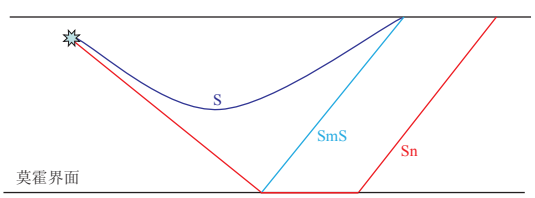

图 2　SmS 震相在地壳中的传播射线示意图

Fig. 2　Sketch map of SmS ray path in crust

距离、形成全反射时，SmS 能量很强．图 3 所示为在一些台站切向分量上记录到的实际数据，其中一些台站上可以辨认出 SmS 震相．为确认 SmS 震相选用舒城台(SCH)来计算其理论地震图．选择 SCH 台站是因为其震中距为 77 km，根据前人研究经验，这样的震中距对于 SmS 震相来说，在研究区(地壳厚度约 30 km)已经达到超临界反射状态，此外理论上此震中距 Sn 震相较弱，而直达 S 波和 SmS 比较显著，易于辨认．

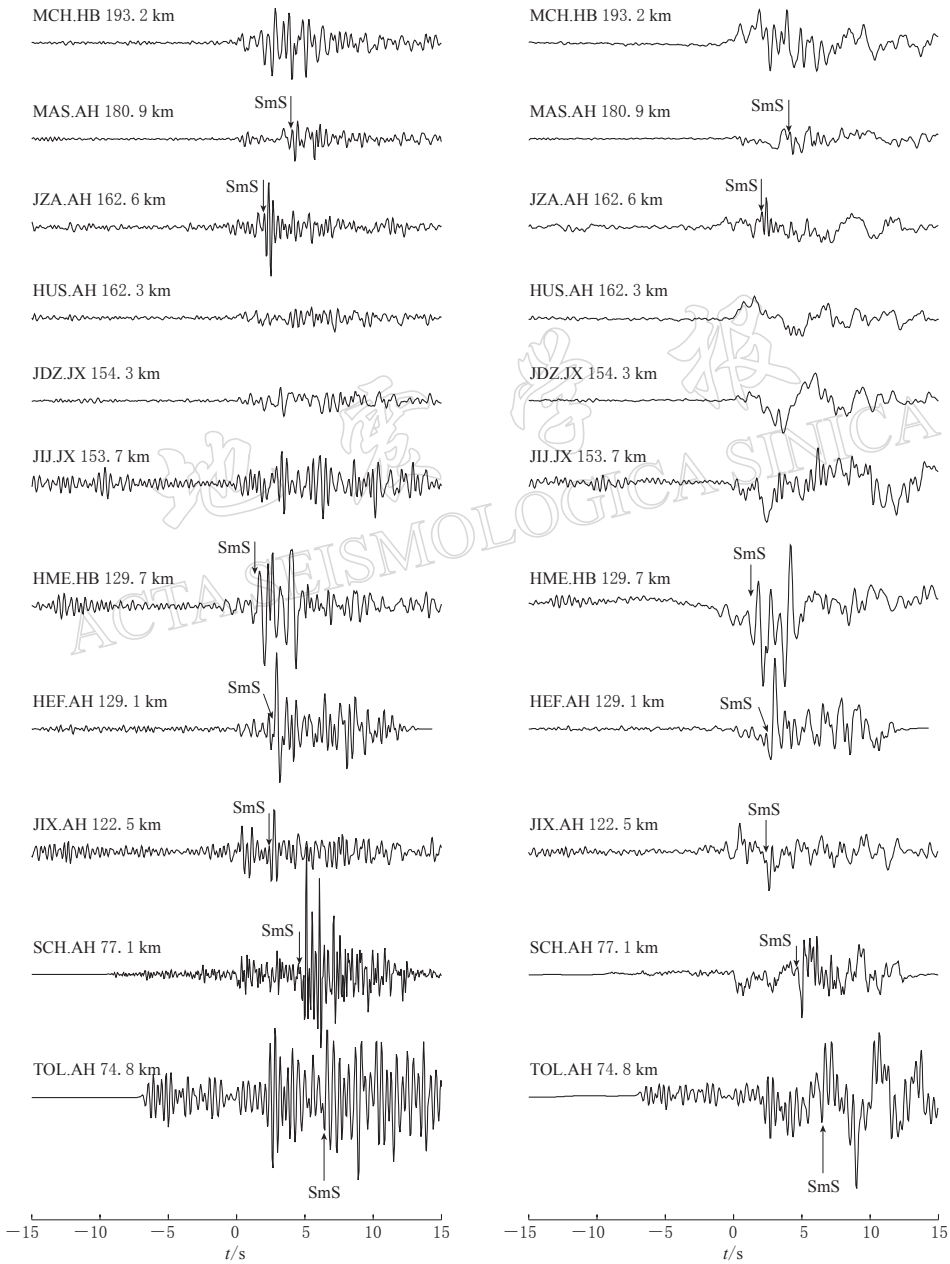

图 3 一些台站记录到的安庆地震实际观测图

图中所示均为经过旋转后的切向分量．左图为速度记录，右图为左图积分后的位移记录

Fig. 3 Observed data of Anqing earthquake at some stations

Only transverse components are shown. Left is velocity record and right is displacement

2.2　SmS 震相的确认

为了计算理论地震图，首先需要反演震源机制解以及震源深度、矩震级等震源参数. 在震源机制解反演过程中，我们采用了近年来发展起来的“裁剪-粘贴”(cut and paste，简写为 CAP)方法(Zhao，Helmberger，1994；韦生吉等，2009). 反演模型参考了江西九江地区速度结构模型(吕坚等，2008)，并进行了适当修改，如图 4a 所示. 反演结果与前人结果比较一致(谢祖军等，2012)，即震源深度约 5 km，震源机制为逆冲兼具走滑分量.

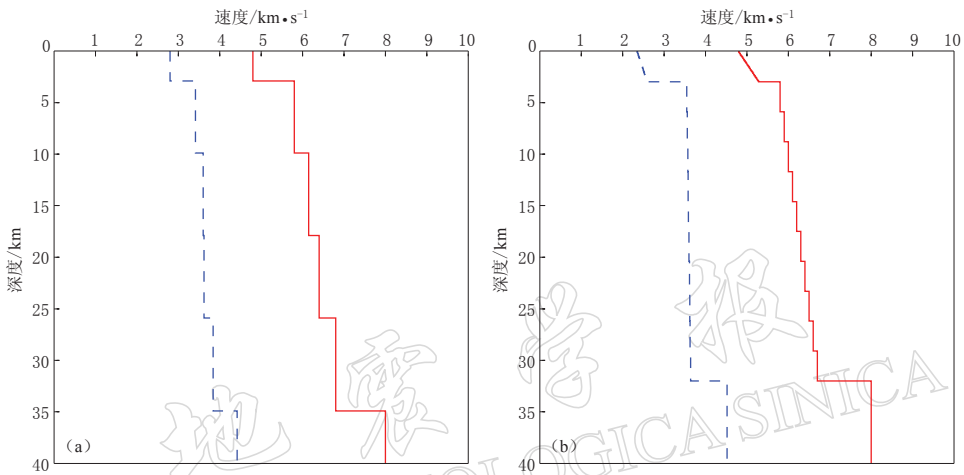

图 4　本文所用速度模型

(a) CAP 反演所用速度结构模型(吕坚等，2008)；

(b) 测试所用一维速度结构模型. 虚线为 S 波速度，实线为 P 波速度

Fig. 4　Models of crustal velocity structure

(a) Velocity structure model used in CAP inversion (Lü Jian *et al*，2008)；(b) 1-D velocity model for test. Dashed lines indicate S wave velocity，solid lines denote P wave velocity

图 5 给出了 SCH 台站切向分量的理论地震图与实际观测数据的对比情况，图中初至震相为直达 S 波震相. 由图可见有明显的 SmS 震相出现，且随着震中距增大，该震相与直达 S 波震相的走时越来越接近. 此外，该震相幅度在震中距达到某个临界距离时，突然开始增大，而且在达到超临界反射距离后，振幅远超直达 S 波振幅，约为后者的 3—5 倍，这些都是 SmS 震相的典型特征(Mori，Helmberger，1996). 为了进一步确认我们识别出的 SmS 震相确实是从莫霍界面反射的震相，进行了如下测试：首先对原有速度模型去除莫霍界面，使用相同震源参数、在相同台站上计算其理论地震图并重新进行考察. 计算理论地震图时采用了目前广泛使用的频率-波数(F-K)法(Zhu，Rivera，2002). 从图 5b 中可以看到，在图 5a 中识别出的 SmS 震相在测试模型中振幅大幅减小，已基本消失，这说明了该震相确实是莫霍界面反射震相.

图 6 给出了部分台站速度记录经不同频段滤波后的结果，其中图 6a—c 分别对应 0.3 Hz 低通滤波、0.5—2.0 Hz 带通滤波和 3.0 Hz 高通滤波结果. 图 6a 中面波部分的振幅较大，表明在低频范围内面波占主导地位. 而在图 6b 和 c 中可以看到较清晰的 SmS 震相，其中大多数台站上 SmS 震相的振幅超过了直达 S 波振幅，除 HEF 台站的 SmS 震相能量在 0.5—2.0 Hz 带通滤波图上更为突出外，其余各台在高通滤波范围上更为显著. 由此表明，一方面低频(<0.3 Hz)范围内面波占主导与安庆地震震源深度约5 km的浅震特征比

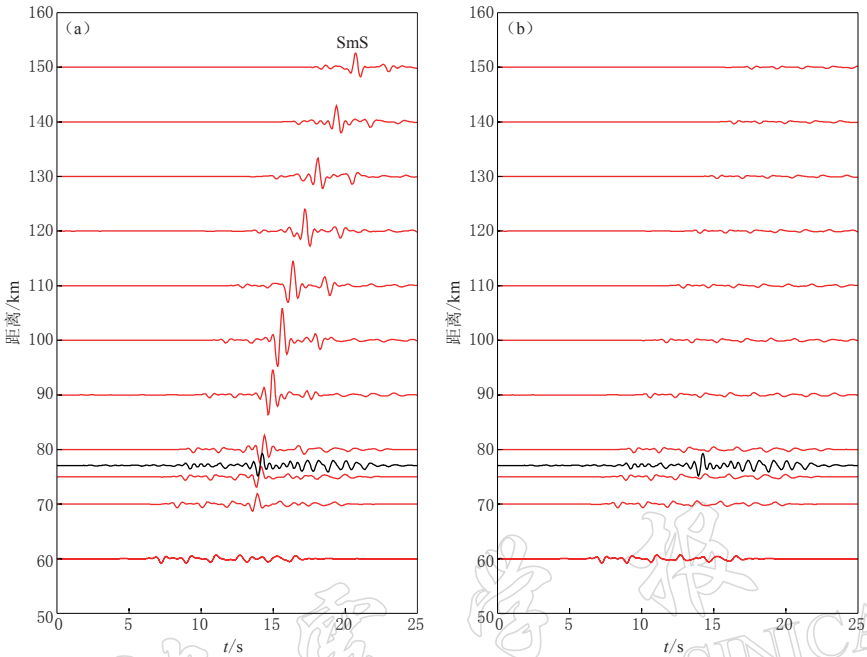

图 5 SmS 震相理论地震图与实际观测数据(SCH 台)比较

(a) 有莫霍界面的速度模型计算结果；(b) 无莫霍界面速度模型计算结果. 图中所示为切向分量，其中黑色为实际观测数据，红色为理论地震图，均采用 0.5—2.0 Hz 带通滤波

Fig. 5 Comparison between synthetics calculated using different velocity models for SCH station

(a) For the model with Moho discontinuity and (b) for the model without Moho discontinuity. Only transverse components are shown. Synthetic (red) and observed (black) seismograms are all band-pass filtered with 0.5—2.0 Hz.

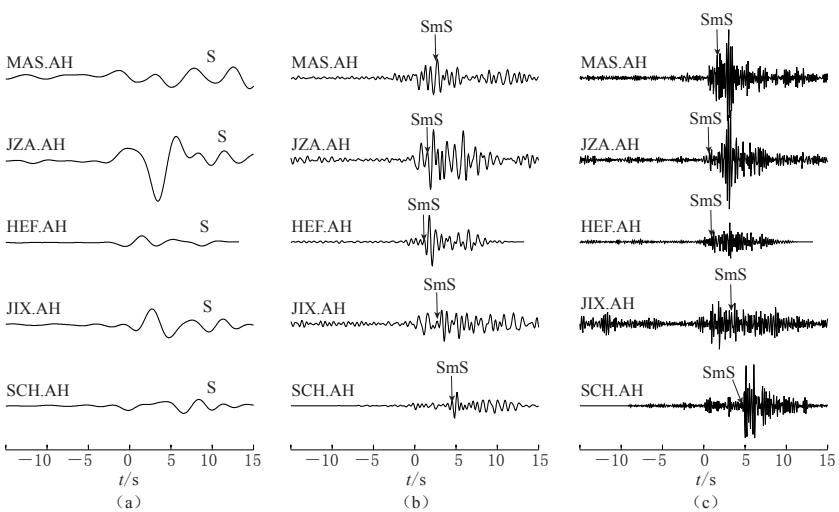

图 6 安庆地震部分台站速度记录经不同范围滤波后结果

(a) 0.3 Hz 低通滤波结果；(b) 0.5—2.0 Hz 带通滤波结果；(c) 3.0 Hz 高通滤波后结果. 其中(a)图中所有幅度均经过了 10 倍放大

Fig. 6 Velocity records from some stations filtered with different band

(a) Low-pass filtered with 0.3 Hz; (b) Band-pass filtered with 0.5—2.0 Hz; (c) High-pass filtered with 3.0 Hz. The curves in (a) are amplified by a factor of 10 with respect to curves in others for display

较一致；另一方面，在更高频率(1.0 Hz 左右)范围内 SmS 等震相则占主导地位，显示了本次地震的突出震相特征. 此外，选用震中距为 180 km 的 MAS 台，将水平分量旋转至大圆路径，对三分量低通(<0.3 Hz)滤波，然后对径向分量再进行 Hilbert 变换以识别其中的 Rg 震相(Kafka，1990). 如图 7 所示，在此低频频段范围内 Rg 波的振幅超过了 SmS 震相. 图 6 和图 7 反映了本次安庆地震震相的基本特征.

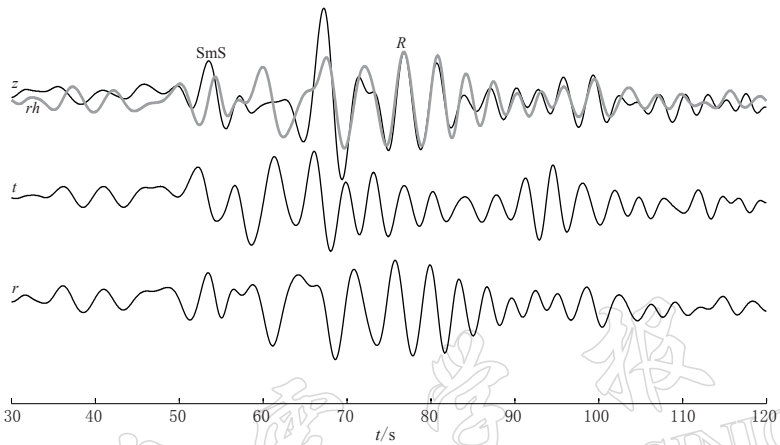

图 7　马鞍山(MAS)台站速度记录经 0.3 Hz 低通滤波后结果

图中标 r，t 和 z 的曲线分别表示滤波后的径向、切向和垂向记录，标 rh 的灰色曲线表示滤波后的径向记录的 Hilbert 变换结果. R 表示面波部分，SmS 为 SmS 震相的位置

Fig. 7　Velocity record from MAS station low-pass filtered with 0.3 Hz

r, t and z are radial, transverse and vertical component records, respectively. rh grey line denotes the radial component after Hilbert transformation. R denotes surface waves and SmS marks arrival of SmS phase

地震烈度是用来描述地震对人、构筑物及环境的影响程度，特定场地的地震烈度的评估受到人类对地震反应的复杂性和不同人们的描述所左右. Goldman 和 Gierke(1961)的多次测试结果证实，人体对振动频率反应的焦虑、不舒服和痛苦的范围从几赫兹到几百赫兹. 例如呼吸系统的平均共振周期为 3—4 Hz，而坐着的人身体的自振周期为 4—6 Hz，站着的人自振周期为 5—12 Hz. Frankel(1994)通过对地震有感面积的分析认为，人类对频率 1 Hz 左右以上的地面运动最为敏感. 由图 6 和图 7 的安庆地震不同频率段震相特征分析结果可见，在前人所述的人体振动敏感频率范围内，安庆地震的 SmS 震相能量在一定震中距范围内超过了直达 S 波，由此可认为安庆地震引起明显震感的原因是由于 SmS 震相发育所致.

2.3　影响 SmS 震相的因素测试

地面运动特性依赖于震源、地震波传播和场地响应等性质. 最常用来描述地面运动的方法就是通过衰减关系，其中震源、传播效应和场地响应可以通过地震震级、断层类型、震中距和场地效应等进行参数化(Liu，Tsai，2009). 根据对北美、台湾等地区地震的研究，已经发现在合适震中距范围内，莫霍面的反射震相 SmS 能极大增强地面运动幅度. 因此为了考察地面运动特性，研究震源参数(机制解、深度等)、速度结构和场地效应等这些因素对于 SmS 震相的影响是十分必要的. 由于我们主要考察 SmS 和 S 的相对幅度，而 S 和 SmS 基本具有类似的场地效应，因此本文暂不考虑场地效应因素. 我们借助于理论地震图计算，分别测试了震源机制解包括倾角、滑动角，震源深度及衰减对 SmS 震相的影响. 计

算理论地震图即采用频率-波数(F-K)法(Zhu，Rivera，2002).

2.3.1 震源深度对 SmS 震相影响测试

使用 CAP 方法反演得到的震源机制解，我们计算了震源深度分别为 5，15，25 km 时 SmS 震相的理论地震图(图 8). 由图 8 可见，当震源深度由 5 km 增加到 25 km 时，SmS 震相出现的临界震中距变得更小，不同的震源深度导致 SmS 出现的震中距范围不同. 这是因为莫霍临界入射角是固定的，而相应的离源角则是锐角，因此震源深度越深，对应的临界距离就越短(Somerville，Yoshimura，1990). 另外，随着震源深度的增加，下行 S 波经过区域波速较快，而直达 S 波则主要在水平方向传播，因此下行 S 波在莫霍界面反射后与 S 波的走时差越来越小. 当震中距到达一定距离时，S 与 SmS 震相叠加，振幅更大，造成的地面运动也更为剧烈，而这一临界距离显然也与震源深度相关. 从测试图中可以看出，震源深度越大，两个震相重合的临界距离也将越小.

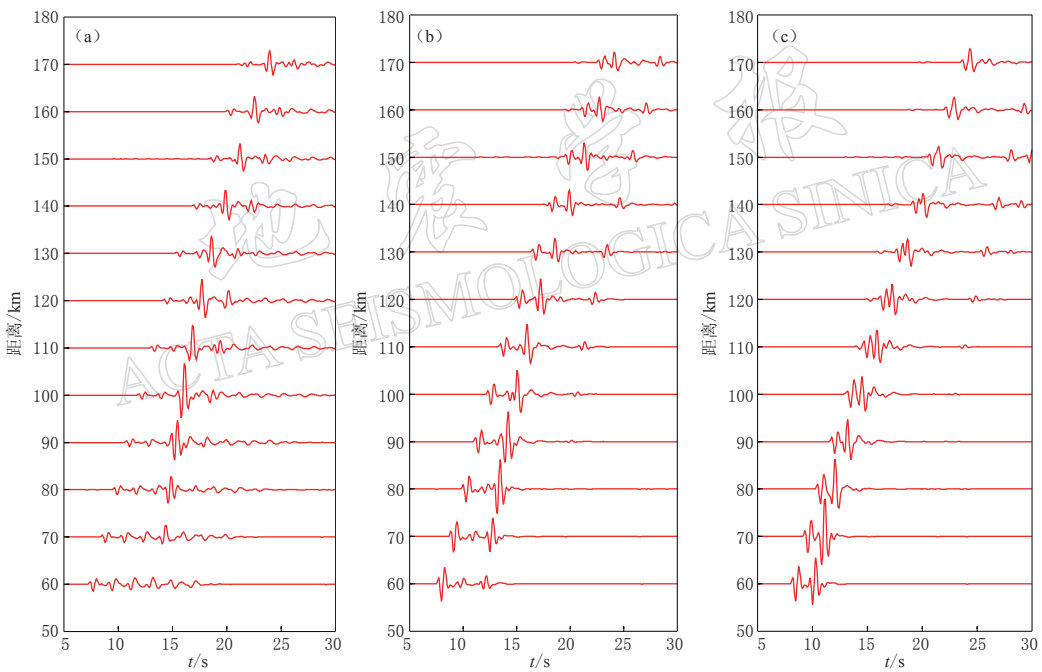

图 8 震源深度在 5 km(a)、15 km(b)和 25 km(c)时的 SmS 震相测试结果

Fig. 8 Comparison of SmS phases for a source at 5 km (a), 15 km (b) and 25 km depth (c)

2.3.2 震源机制解对 SmS 震相影响测试

在进行震源机制解对 SmS 幅度影响的测试时，根据前人认识，当地壳深度约 30 km 时，SmS 震相一般在震中距 60—150 km 内发育(Burger *et al*，1987). 这里选用震中距在此范围内的 SCH 台站进行考察. 首先考察倾角的影响，固定并采用 CAP 反演结果给出的走向和滑动角结果，选用 10°步长，逐步增大倾角并考察 20°—90°内倾角变化造成的影响，结果如图 9 所示. 从图 9 看出，随着倾角逐步增大，SmS 震相的振幅先是逐步减小，然后又逐步增大. 与此同时，SmS 震相与直达 S 波的振幅也表现出同样的变化趋势. 采用类似的方式考察滑动角的影响，其中，滑动角为 0°—150°，变化步长 30°，结果如图 10所示. 由图10可见，随着滑动角的增大，即机制解类型由走滑向逆冲变化再向走滑转

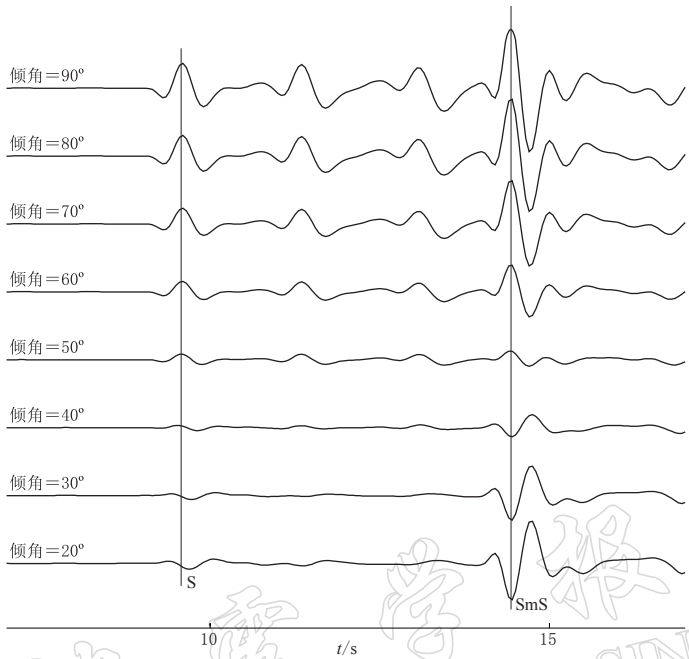

图 9　震源机制解倾角对 SmS 震相的影响

Fig. 9　Effect of dip angle of focal mechanism on SmS

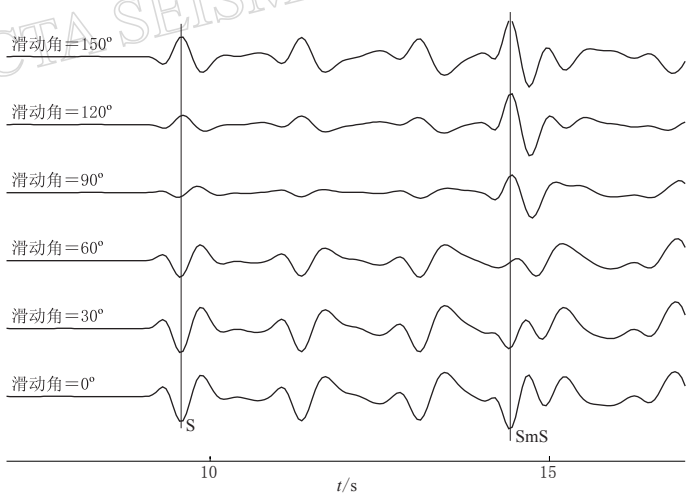

图 10　震源机制解滑动角对 SmS 震相的影响

Fig. 10　Effect of rake angle of focal mechanism on SmS

变过程中，SmS 震相的振幅先变小、后增大，走滑机制类型似乎更有利于 SmS 震相发育. 而 SmS 与直达 S 波的振幅比则随着滑动角增大也是先变小后增大. 由本研究给出的不同震源机制解的测试就可以表明，即使在简单速度结构模型中，超临界震中距范围内 SmS 震相的振幅并非总是比直达 S 波强，其振幅比至少受到震源机制解类型的影响. 因此在开展 SmS 相关研究时，需要先准确确定震源机制解.

地震学报 ACTA SEISMOLOGICA SINICA

2.3.3 地壳浅层衰减对 SmS 震相影响测试

进行地壳浅层衰减测试时，为简化其它因素影响，我们采用倾角为 90°、滑动角为 0°的纯走滑震源类型，走向与方位角一致，即二者夹角为 0°进行测试. 基于图 4a 中的模型，尝试改变该模型中顶层 3 km 薄层的衰减，然后分别计算震中距 100 km 处的理论地震图，以观察浅层衰减对 SmS 震相振幅及直达 S 波振幅的影响. 图 11 给出了不同 Q 值时 S 和 SmS 震相的变化情况. 由图 11 可见，随着地壳浅层 Q 值减小，即衰减增大，SmS 与 S 二者振幅均不断减小，但 SmS 振幅减小的更为明显，二者的振幅比随地壳浅层衰减的增大而减小. 这表明当地壳浅层衰减较小时，如果 SmS 震相发育，那么其对地面运动的影响相比直达 S 波将占据主导地位.

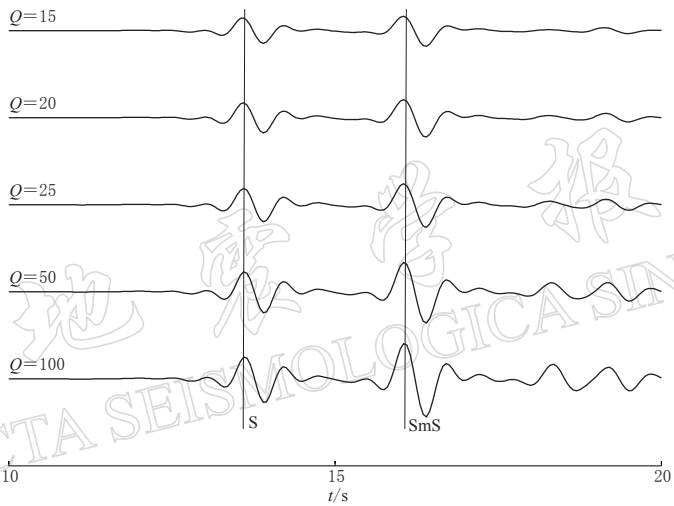

图 11 地壳浅层衰减对 SmS 震相的影响

Fig. 11 Effect of attenuation in shallow crust on SmS

3 讨论与结论

本文通过研究安庆地震速度记录和位移记录，发现在一些台站记录到了清晰的 SmS 震相，并通过理论地震图计算进一步确认了 SmS 震相的存在. 对不同频率段的波形记录分析表明，本次地震在低频范围内面波占居主导，而在人类感觉强烈的频段(1 Hz 左右以上)，SmS 震相的振幅明显，可能是此次地震震感范围广的主要原因.

SmS 震相的发育受多种因素的影响. 以往的研究表明，SmS 震相受地壳速度结构影响较大. 地质结构相对复杂地区可导致部分下行 S 波能量提前消耗(Mori，Helmberger，1996)，下地壳的速度间断面也会大大削弱 SmS 震相的能量(罗艳等，2010). 此外莫霍界面的倾斜也会改变 SmS 震相的临界震中距(Liu，Tsai，2009). 本研究中，发现能观测到 SmS 震相的台站多数位于震中北侧，而震中南侧台站上难以辨认 SmS 震相(图 3). 对于同一地震事件，其震源机制解相同，各台站的区别在于方位角不同，而方位角对 SmS 和 S 振幅比影响基本相同. 此外从图 1 中大致可见，观测到 SmS 震相的台站多数位于平原地区，考虑到地形的起伏与莫霍界面的起伏具有较好的一致性(黄建平等，2006)，因此一些台站上没有观测到 SmS 震相可能是受射线路径地壳速度结构所影响. 这一观点与 Mori 和

Helmberger(1996)以及罗艳等(2010)研究结果一致.

本文对 SmS 震相的测试研究表明，震源深度对 SmS 震相的影响主要在于改变其临界距离，从而改变 SmS 发育的震中距范围. 随着震源深度的增加，一方面临界震中距减小，SmS 震相出现的震中距相应变小；另一方面 SmS 震相与直达 S 波之间走时差变小，二者重合的临界震中距也相应变小. 通过定性研究震源机制解对 SmS 震相影响，我们发现即使 SmS 震相在超临界震中距范围内也并不一定强于直达 S 波，二者的振幅比还受到了断层倾角、滑动角的影响.

Atkinson 和 Wald (2007)利用"Do You Feel It"(DYFI)数据研究了美国中东部和西部加州的地面振动衰减关系. 通过对比发现，衰减较小的东部尽管在震中距 70 km 以内较西部烈度衰减得快，但在 70—200 km 震中距范围内，烈度衰减较西部慢，原因可能归结于在 70—130 km 震中距范围内 SmS 震相发育(Somerville，Yoshimura，1990)，以及更大震中距范围内(>130 km)混杂着多重反射等有关. 而本研究表明 SmS 等这些反射震相的存在可能使得烈度衰减关系变得复杂. 目前国内研究人员对中国东部地区及分区的烈度衰减做了大量研究. 汪素云等(2000)对中国分区地震动衰减关系进行了研究，李光等(2008)及吕坚等(2009)分别研究了安徽及邻区和江西及邻区的地震烈度衰减关系. 本研究给出的 SmS 震相的存在可能会对地面运动产生一定影响，从而影响烈度衰减的结论只是针对特定地区. 对其它地区是否存在普遍影响，还需进一步研究.

综上所述，除前人研究认为地壳速度结构的影响外，SmS 震相的产生和发育还受到震源深度、震源机制解和浅层结构衰减等因素影响. 从实际的减灾应用层面来讲，SmS 震相的存在可能会影响到烈度衰减关系，因此需要更多的深入研究. 此外，在本文的测试研究中，仅仅使用了简单的一维平层速度结构模型，并没有考虑莫霍界面起伏等更为复杂因素，将来可能还需要依据一些复杂地壳速度结构模型进行测试.

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"为本研究提供地震波形数据；审稿专家提出的修改意见和建议对本文质量的提升帮助很大. 在此一并表示感谢.

参　考　文　献

邓起东，张培震，冉勇康，杨晓平，闵伟，楚全芝. 2002. 中国大陆活动构造基本特征[J]. 中国科学：D 辑，**32**(12)：1020-1030.

黄建平，傅容珊，许萍，黄建华，郑勇. 2006. 利用重力和地形观测反演中国及邻区地壳厚度[J]. 地震学报，**28**(3)：250-258.

李光，童远林，郑颖平. 2008. 安徽及邻区地震烈度衰减关系研究[J]. 华南地震，**28**(3)：49-55.

罗艳，倪四道，陈颙. 2010. 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[J]. 中国地震，**26**(2)：131-141.

罗艳，倪四道，曾祥方，谢军，陈颙，龙锋. 2011. 一个发生在沉积盖层里的破坏性地震：2010 年 1 月 31 日四川遂宁—重庆潼南地震[J]. 科学通报，**56**(2)：147-152.

吕坚，郑勇，倪四道，高建华. 2008. 2005 年 12 月 26 日九江—瑞昌 M_S5.7，M_S4.8 地震的震源机制解与发震构造研究[J]. 地球物理学报，**51**(1)：158-164.

吕坚，俞言祥，高建华，高登平，汤兰荣. 2009. 江西及邻区地震烈度衰减关系研究[J]. 地震研究，**32**(3)：269-274.

汪素云，俞言祥，高阿甲，阎秀杰. 2000. 中国分区地震动衰减关系的确定[J]. 中国地震，**16**(2)：99-106.

韦生吉，倪四道，崇加军，郑勇，陈颙. 2009. 2003 年 8 月 16 日赤峰地震：一个可能发生在下地壳的地震？[J]. 地球物

理学报，**52**(1)：111-119.

谢祖军，郑勇，倪四道，熊熊，张炳，王行舟. 2012. 2011/01/19安庆 M_L4.8地震的震源机制解和深度研究[J]. 地球物理学报，**55**(5)：1624-1634..

张国民，汪素云，李丽，张晓东，马宏生. 2002. 中国大陆地震震源深度及其构造含义[J]. 科学通报，**47**(9)：663-668.

郑秀芬，欧阳飚，张东宁，姚志祥，梁建宏，郑洁. 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[J]. 地球物理学报，**52**(5)：1412-1417.

Atkinson G M, Wald D J. 2007. "Did you feel it?" intensity data: A surprisingly good measure of earthquake ground motion[J]. *Seism Res Lett*, **78**(3): 362-368.

Burger R W, Somerville P G, Barker J S, Herrmann R B, Helmberger D V. 1987. The effect of crustal structure on strong ground motion attenuation relation in eastern North America[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **77**(2): 420-439.

Chen K C. 2003. Strong ground motion and damage in the Taipei basin from the Moho reflected seismic waves during the March 31, 2002, Hualien, Taiwan earthquake[J]. *Geophys Res Lett*, **30**(11): 1551.

Frankel A. 1994. Implications of felt area-magnitude relations for earthquake scaling and the average frequency of perceptible ground motion[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **84**(2): 462-465.

Goldman D E, Gierke H E. 1961. Effects of shock and vibration on man, Chapter 44[M]// Harris C M, Crede C E eds. *Shock and Vibration Handbook*. New York, NY: McGraw-Hill: 1-58.

Liu K S, Tsai Y B. 2009. Large effects of Moho reflections (SmS) on peak ground motion in Northwestern Taiwan[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **99**(1): 255-267.

Kanamori H. 1977. The energy release in great earthquakes[J]. *J Geophys Res*, **82**(20): 2981-2987.

Kafka A L. 1990. Rg as depth discriminant for earthquakes and explosion: A case study in New England[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **80**(2): 373-394.

Mori J, Helmberger D V. 1996. Large-amplitude Moho reflection (SmS) from Landers aftershocks, southern California [J]. *Bull Seism Soc Amer*, **86**(6): 1845-1852.

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[J]. *Geophys Res Lett*, **17**(8): 1203-1206.

Somerville P G, Smith N F, Graves R W. 1994. The effect of critical Moho reflections on the attenuation of strong motion from the 1989 Loma Prieta earthquake[R]// *The Loma Prieta, California, Earthquake of October* 17, 1989-*Strong Ground Motion*. U S Geol Survey Profess Pap, 1551-A, A67-A75.

Zhan Z W, Ni S D, Helmberger D V, Clayton R W. 2010. Retrieval of Moho-reflected shear wave arrivals from ambient seismic noise[J]. *Geophys J Int*, **182**(1): 408-420.

Zhao L S, Helmberger D V. 1994. Source estimation from broadband regional seismograms[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **84**(1): 91-104.

Zhu L P, Rivera L A. 2002. A note on the dynamic and static displacements from a point source in multi-layered media [J]. *Geophys J Int*, **148**(3): 619-627.

地震学报 ACTA SEISMOLOGICA SINICA