

2008年汶川地震 ScS 波是否触发了首个6级余震?

倪四道^{1*}, 周勇^{2,3}, 钱韵衣^{2,4}, 何晓慧⁵

1. 中国科学院测量与地球物理研究所, 大地测量与地球动力学国家重点实验室, 武汉 430077;

2. 南方科技大学地球与空间科学系, 深圳 518055;

3. 武汉大学测绘学院, 武汉 430072;

4. 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026;

5. 中山大学地球科学与工程学院, 广东省地球动力作用与地质灾害重点实验室, 广州 510275

* 联系人, E-mail: sdni@whigg.ac.cn

2018-05-23 收稿, 2018-08-13 修回, 2018-08-14 接受, 2018-09-14 网络版发表

国家自然科学基金(41461164003)和湖北省自然科学基金创新团队项目(2014CFA005)资助

摘要 2008年汶川7.8级地震的15 min后, 发生了首个6级强余震. 由于该余震的发生时刻接近主震的ScS到达时, 有学者认为此次地震是由主震的ScS波动态触发的. 作为第一个核幔反射震相触发强余震的案例, 需要进行细致研究. 为了更准确地探讨ScS的触发作用, 基于射线理论计算了合成地震图, 并分析主震ScS的波形特征. 首先, 计算主震近距离ScS的到达时, 推导该震相的几何扩散因子并估计其振幅, 合成理论ScS波形. 通过与实际观测波形的对比发现, 主震ScS尚未到达时, 首个6级强余震已经发生. 而且主震ScS波形引起的长周期应力变化不足1 kPa, 低于余震触发阈值. 此外, 青藏高原周边另外两次大地震的余震序列也未发现ScS触发强余震的现象. 因此认为大地震的ScS也许难以触发大陆内部强余震, 但是否适用于俯冲带地区还需进一步研究.

关键词 动态触发, 核幔边界反射, ScS, 汶川地震, 强余震

强余震往往会加剧地质体或建筑物的破坏, 妨碍救援的顺利进行. 例如, 强余震会引起道路两侧山体的崩塌或滑坡, 阻滞救援车辆通行; 其还会导致在主震中已受到损坏建筑物的倒塌, 给救援队伍和被困人员造成严重威胁. 因此, 强余震的基本特征及其发生机理, 成为了地震学者研究的重要内容^[1-5]. 长期的研究表明, 触发余震的因素包括静态应力、动态应力、震源区流体、震后余滑等^[6-13]. 2008年5月12日的汶川大地震之后, 发生了大量的余震, 其中6级以上强余震8次(数据来源: 中国地震台网中心), 造成了一定数量的人员伤亡和较严重的社会经济损失. 这些强余震均发生在主震之后的3个月内, 其中第一个6级余震距主震发震时间仅15 min左右(以下简称首个6级强余震)(图1(a)). 国内外学者对这些余震开

展了系列的研究, 揭示了余震序列的时空分布特征, 探讨了地震的构造背景及触发机理^[14-17].

在静态应力触发研究方面, 学者们根据震源破裂模型计算了汶川主震导致震区周边的应力变化^[18-21]. 研究结果显示, 2008年汶川地震后, 最大的应力增加位于主震断层面以及断层面南北两个端部的邻近区域, 表明这些区域的地震活动危险性增加; 而抚边河断裂、哈南-青山湾断裂等库仑应力减小, 降低了这些断层上发生地震的概率. 这些研究计算所得的应力变化空间分布与后续地震活动的空间分布对应较好, 例如, 库仑应力增强的青川地区在震后3个月内发生了多次强余震^[14, 22-24], 表明库仑应力变化可以有效地评估汶川地震对周边断层的影响.

而另外一些研究表明, 伴随主震地震波的动力

引用格式: 倪四道, 周勇, 钱韵衣, 等. 2008年汶川地震 ScS 波是否触发了首个6级余震? 科学通报, 2018, 63: 3124-3136

Ni S D, Zhou Y, Qian Y Y, et al. Did the core phase ScS of the Wenchuan earthquake trigger its first M6 aftershock (in Chinese)? Chin Sci Bull, 2018, 63: 3124-3136, doi: 10.1360/N972018-00513

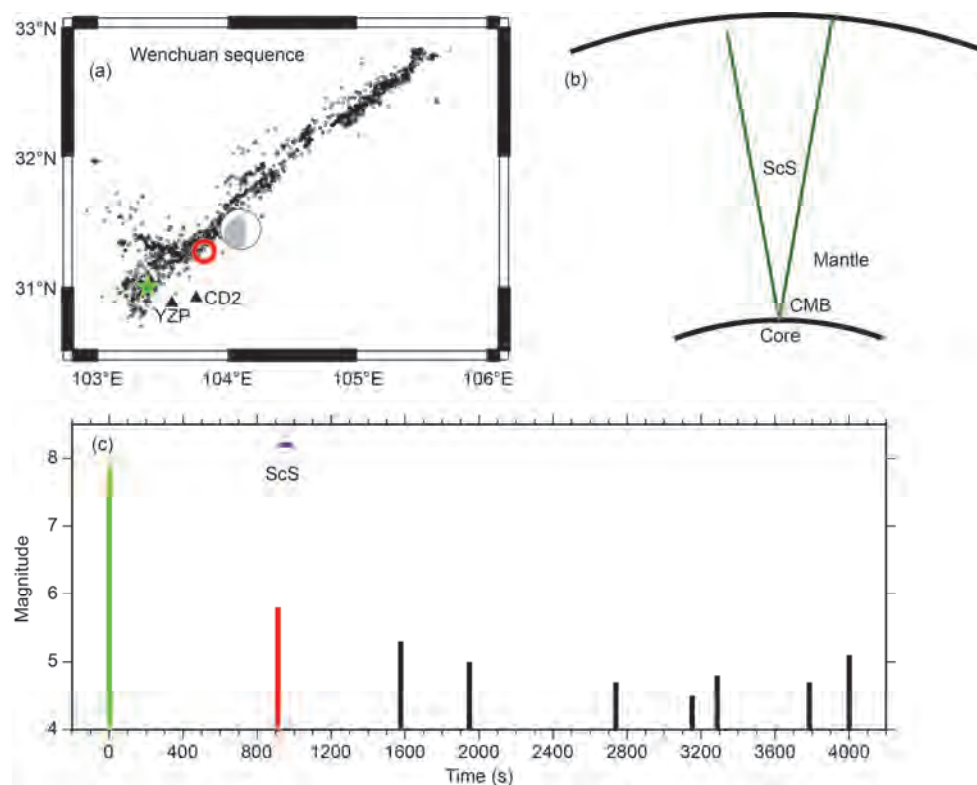


图 1 汶川地震序列与ScS关系. (a) 汶川主震(绿色五角星表示起始震中; 震源球指示质心震中)、首个 6 级强余震(红色圆圈)以及其他余震(黑色圆圈). 三角形标记了CD2 和 YZP 地震台的位置. (b) ScS 射线示意图. (c) 汶川主震(绿色)及早期余震的震级-时间分布(M-T)图. 红色为首个 6 级强余震. 蓝色标记为主震ScS到达时

Figure 1 The relationship between Wenchuan earthquake sequence and ScS. (a) The Wenchuan mainshock (the green star indicates the hypocenter and the beach ball indicates the centroid location), the first M_6 strong aftershock (red circle) and other aftershocks (black circles). The triangles indicate the locations of the CD2 and YZP station. (b) Schematic diagram of ScS raypath. (c) M-T diagram of Wenchuan mainshock (green) and early aftershocks. Red represents the first M_6 strong aftershock and blue for ScS arrival time for mainshock

应力变化也是触发余震的因素之一^[25-28], 而且触发强余震需要较大的动态应力/应变(应力 >30 kPa, 或应变 $>10^{-6}$). Hill^[29]发现, 周期为15~30 s的面波在远处引起的~1 MPa动态应力, 可以触发地震. 在上述研究中, 学者认为动态触发作用主要源自远场面波或者近场地震波(在近震距离上, 地震波的近场项占主要成分, 体波和面波尚未分离). 在汶川地震的强余震成因研究中, Lin^[30]分析了远场体波触发的可能性, 认为主震的核幔边界反射波ScS在震源区产生的动态应力约3 kPa, 触发了首个6级强余震. 其主要依据为, 余震的发生时刻与ScS到达时间相近^[30](图1(c)). 他还对全球大地震的强余震序列进行了分析, 发现主震后15 min左右的强余震较多, 因此认为主震ScS动态触发强余震是全球普遍存在的现象.

由于地球外核为液体, 不能传播剪切波, 核幔边界导致近垂直入射的ScS波几乎完全反射(图1(b)),

使得ScS振幅较强, 成为一个较为容易观测的震相. 例如, 对于2011年3月11日的日本东北大地震, 即使利用高频GPS也可观测到小震中距上的ScS, 其幅度可达7 mm^[31]. 然而由于自由地表的应力边界条件, 近垂直传播的ScS引起的应力变化与接收点深度、地震波的周期密切相关, 不能直接基于地表观测到的地面位移或者质点运动速度进行估计. 而且在分析ScS的到达时和振幅信息时, Lin^[30]的关键数据来自距汶川震源区很近的CD2台站, 受到强余震的干扰, 可能导致误判.

而基于合成地震图, 可以厘清主震ScS、强余震对观测波形的贡献, 从而更准确分析ScS的触发作用. 为此, 本文首先基于射线理论, 给出近垂直入射情况下的ScS波几何扩散系数, 估计ScS在地表的振幅及其引起的地壳内部应力变化幅值. 然后, 计算在CD2台站上的宽频带合成地震图, 对比距汶川地震较

远的ENH台站资料,综合分析ScS震相识别的可靠性.在此基础上,分析主震ScS震相与首个6级强余震的时间顺序,并对比青藏高原周边的其他逆冲型大地震的余震序列,研判ScS动态触发余震的可能性.

1 汶川主震ScS的主要特征与首个6级强余震基本情况

近距离的ScS波的振幅比面波、直达S波小很多,容易被这些显著震相的尾波所遮掩.为凸显ScS信号,需选用小震中距离,使得ScS尽量远离面波等震相;同时还需选择较长周期的滤波,以压制散射效应引起的尾波. Lin^[30]分析了震中距6°以内多个台站(ENH, XAN, GYA等)记录到的汶川主震波形,发现通过0.01~0.02 Hz带通滤波,可观测到ScS波形.在这些台站中,IC台网的甚宽频台ENH和中国国家基准宽频台CD2的信噪比最高,作为主要数据在本文中进行分析.另外,四川地震台网的YZP台与CD2台位置邻近,有助于对比研究,也为本文所采用.对于距离主震较远的ENH台(恩施台,震中距约5.3°),虽然由于主震尾波的干扰,难以在宽频带地震图上观测到清晰的信号(图2(a)),但是经过0.01~0.02 Hz的带通滤波后,在ScS理论到达时附近可以观测到清晰的震相(图2(b)).该信号在东西分量上最强,南北方向次之,而在垂向分量上很弱,与近震中距ScS的近水平偏振特征相符,也与Lin^[30]在其文章的图3所展示的特征一致.

然而,CD2台(成都台,震中距约0.4°)的记录上则有不同特征.在CD2宽频带波形记录上,呈现明显的近震记录特征;而在带通滤波后(图2(d)),在汶川主震的ScS波到达时附近虽然也有一个信号,但是,其垂向分量最强.另外一个台站YZP的波形特征与CD2台类似,带通滤波后,垂向分量很强.这不符合理论预期的ScS近水平偏振的特征,推测此信号应该不是ScS.而且CD2台的南北分量明显强于东西分量,也与ENH观测到信号特征不一致.造成这些差异的原因可能是,ENH台离主震震源区较远,其波形数据受余震影响较小;而CD2台和YZP台的记录可能受到余震的影响较大.

从CD2的宽频带记录中(图2(c)),在汶川主震的ScS到达的时间窗口附近可以清晰看到一个余震信号,P波清晰可辨,S波很强,且部分波形已经限幅,可能导致长周期带通滤波出现假象.该台站记录到

的P波及S波到达时差约为6 s,P波在东西分量上很弱.推测这个余震位于CD2台(东经103.76°,北纬30.91°)约南北向50 km处.YZP台的宽频带记录与CD2台类似,但是P波、S波到达比CD2台略晚,表明YZP台震中距稍远且地震位于CD2台北侧.对比中国地震台网中心、ISC(International Seismological Centre,国际地震学中心)以及NEIC(National Earthquake Information Center,美国地震信息中心)的地震目录,发现这个余震就是首个6级强余震.综合多个机构的定位结果、参考CD2台的P波偏振、S-P到时差,将其参数修订为:发震时刻,北京时间2008年5月12日,14点43分14秒,东经103.76°,北纬31.36°.如表1所示,其经度结果与其他机构结果接近,但是其纬度略微偏大,这可能是由于此次余震距离主震较近,多数台站震相难以准确拾取,导致此次事件例行定位结果不一定可靠.对远震P波的波形记录进行高频窄带滤波(0.8~2 Hz)后,可以在少数几个台站上观察到这个6级强余震比较清晰的远震P波深度震相,估计其质心深度为14 km左右^[32].

2 基于射线理论的近震中距ScS偏振特征及振幅分析

对ScS波形、偏振和振幅特征进行分析可通过多种方式进行,例如使用谱元法(SEM, AxiSEM等)、有限差分、伪谱法等数值方法计算合成地震图并测量ScS的特征,或使用射线理论进行研究.射线理论可对波场中的上行波、下行波、转换波等分别进行研究,从而更深入地理解不同震相在地震图中的贡献.在ScS等体波对地震触发作用研究中,既需要考虑震源区的直达体波震相(下行波)以及地表反射波(上行波),也需要考虑接收区的直达震相(上行波)和地表反射波(下行波),射线理论可很好地适用于计算合成地震图.在ScS触发余震的研究中,地震波接收点与主震距离远小于核幔边界的深度,可以近似认为ScS沿着竖直方向传播.而且ScS传播路径的长度为数千公里(约2倍的核幔边界深度,近似为5800 km),远大于波长,利用射线理论可以有效描述其传播过程^[33].在射线理论中^[34],ScS的位移可以表示为

$$u(t) = \frac{\ddot{\bar{K}}\bar{M}\bar{P}(t-T_{\text{ScS}})}{4\pi G\sqrt{\rho_r\rho_s\beta_r\beta_s^5}}, \quad (1)$$

其中, $K=(K_e, K_n, K_z)$ 为地震波离开震源时传播方向上

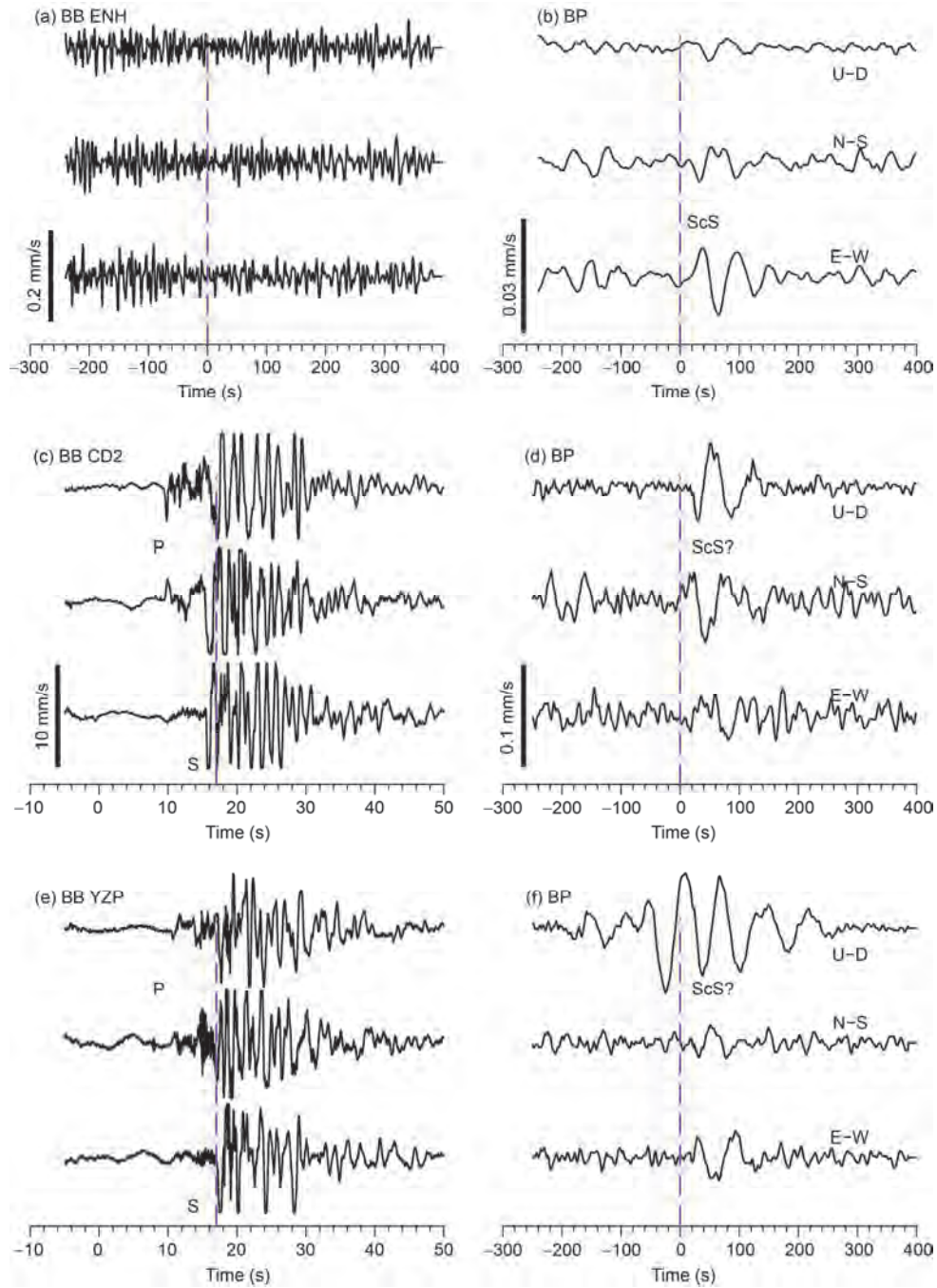


图 2 ENH台、CD2台以及YZP台的宽频及带通滤波(0.01–0.02 Hz)后的波形记录. 蓝色虚线标记汶川 7.8 级主震的ScS理论到达时, 也是((a), (b))0 时刻. 对于(c), (d), (e), (f), 0 时刻对应北京时间 14:43:14(即首个 6 级余震的发震时刻)

Figure 2 Broadband waveforms with band pass filtering (0.01–0.02 Hz) for ENH, CD2 and YZP stations. The blue dashed line marks the ScS theoretical arrival of $M7.8$ Wenchuan mainshock, and it is also the time 0 in (a), (b). In (c), (d), (e), and (f), time 0 corresponds to Beijing time 14:43:14 (the origin time of the first $M6$ aftershock)

的单位矢量(e, n, z 标记东西、南北及垂向分量), $\vec{P}$ 为偏振矢量; ρ 为密度, β 为剪切波速度, 下角标 r, s 分别代表接收点和震源; G 为几何扩散因子, $\dot{\vec{M}}$ 为地震矩

张量; T_{ScS} 为ScS理论到接收点时, 依赖于震源和接收点深度. 一般说来, 几何扩散因子和理论到达时的求解, 需要进行射线追踪, 基于较为复杂的数值计算.

表1 不同来源的2008年5月12日汶川地震首个强余震震源参数

Table 1 Earthquake parameters of the first strong aftershock of May 12, 2008 Wenchuan earthquake from different sources

来源	发震时刻(北京时间) (时:分:秒)	经度 (°E)	纬度 (°N)
中国地震台网中心	14:43:14	103.82	31.27
ISC	14:43:15	103.68	31.28
NEIC	14:43:14	103.72	31.21
本文修订结果	14:43:14	103.76	31.36

但是,在震中距很小时($K_e=K_n=0$, $K_z=1$),可以求得水平分层和球形分层情形下的比较简明的表达式.对于水平分层模型, $G=\sum \beta_i h_i / \beta_s$, $T_{\text{scs}}=\sum (h_i / \beta_i)$; 而对于球形分层模型, $G=\sum (R \beta_i / r_i)(R h_i / r_i) / (R \beta_s / r_s)$, $T_{\text{scs}}=\sum (h_i / \beta_i)$. 其中, R 为地球半径, r_i 为每个分层对应的地球半径, r_s 为震源到地心的距离. 对于PREM模型,采用震源区平均剪切波速度3.6 km/s,可得 G 约为19000 km. 同时,还需考虑地幔的非弹性吸收效应(t^*)^[35],鉴于四川盆地为古老地块,岩石圈衰减小,ScS整个路径应比全球S波 t^* (5.0 s)略小^[36],采用 $t^*=3.0$ s. 对于震源深度的效应,需要综合考虑ScS和sScS. 考虑上述因素后,发现ScS质点位移波形的南北分量为

$$u_n(t) = \frac{\dot{M}_n(t-T_{\text{scs}}) - \dot{M}_n(t-T_{\text{sScS}})}{4\pi G \sqrt{\rho_r \rho_s \beta_r \beta_s^5}}. \quad (2)$$

东西分量 $u_e(t)$ 的形式类似,但依赖于 M_{ze} . 而 $u_z(t)$ 应该很接近于0. 其中 T_{sScS} 可由 T_{scs} 、震源深度和平均剪切波速度求得. 当接收点位于地下时,需要考虑来自地球深处的直达波和自由地表的反射波. 当接收点位于地表时,由于反射叠加效应,质点位移振幅加倍.

根据GCMT(global centroid moment tensor, 全球质心矩张量)地震目录,汶川主震的 $M_{ze}=5.61 \times 10^{20}$ N m, $M_{zn}=-1.99 \times 10^{20}$ N m; 质心深度 $H_s=12.8$ km, 震源特征时间(半宽时间) $t_{\text{dur}}=22$ s. 可以估计得到东西分量振幅约1.3 mm, 南北分量振幅约0.48 mm, 表明东西向的振幅比南北向大约3倍. 如果采用汶川地震持续时间为100 s左右^[37~39], ScS的位移相应变小. 而且,由公式(2)可知,考虑sScS的抵消效应后,ScS振幅更弱. 作为一级近似,基于GCMT的矩张量解,采用等腰三角形的震源时间函数^[40],计算了包含ScS和sScS的合成波形. 发现ScS位移振幅小于1 mm,与带通滤

波后ENH台站记录到的ScS信号幅度(约0.5 mm)相符,而且观测到的东西分量明显强于南北分量(图3(a)). 带通滤波后, ENH台观测到的ScS质点运动速度约为 10^{-5} m/s (图2(b)), 与理论估计接近(1 mm位移除以近百秒的持续时间),比Lin^[30]报道的 3×10^{-4} m/s小了一个数量级. 但是,较长周期的带通滤波往往减弱波形的幅度,其效应可以通过合成地震图定量估计. 然而,带通滤波后, CD2台上观测到长周期信号的垂向分量最强、东西分量较强、南北分量最弱,定性及定量均与射线理论预测不符(图3(b)). 据此推测, CD2台站实际波形记录中的这个信号主要成分应该不是主震的ScS.

为了评估射线理论的精度,基于ak135速度模型^[41]以及Montagner和Kennet^[42]提供的密度、 Q 值模型,我们还使用了轴对称谱元法(AxiSEM)计算了全波形合成地震图^[43],并与射线理论合成地震图进行了对比. AxiSEM的计算表明, CD2台和ENH台虽然震中距不同,但是ScS波形及振幅非常接近(图3(c)),而非实际观测到的CD2和ENH台波形存在很大差异. 图3(d)则展示了ENH台站的AxiSEM和射线理论的全合成地震图,二者基本一致,表明射线理论的有效性. 基于射线理论的全合成地震图中的震相波形略为平滑,可能是由于其未能考虑地壳、地幔内多次波,但这些多次反射震相对整体波形影响较小.

3 宽频带合成地震图计算及分析

Lin^[30]在其研究中展示了CD2台站南北分量长周期和高频波形,提出长周期波形记录上的信号为ScS,并认为该震相到达CD2的时刻早于首个6级强余震的发震时间. 然而长周期带通滤波有可能导致波形到达时的变化,而且基于GCMT的单个点源合成地震图也不能很好描述复杂破裂过程的细节. 为此,采用汶川主震破裂的有限断层模型,计算宽频带ScS合成地震图. 基于远震、近震波形或者大地测量数据,学者们给出了汶川主震一系列破裂模型^[38,39,44],其中USGS在网上提供了便于下载的有限断层模型(<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000g650#finite-fault>),本文采用该模型进行理论地震图计算. USGS在反演时,对主震的起始深度进行了调整,将目录中的14 km改为19 km,而目录中给出的主震起始时刻(<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000g650#finite-fault>)也相应为14:28:01(北京时

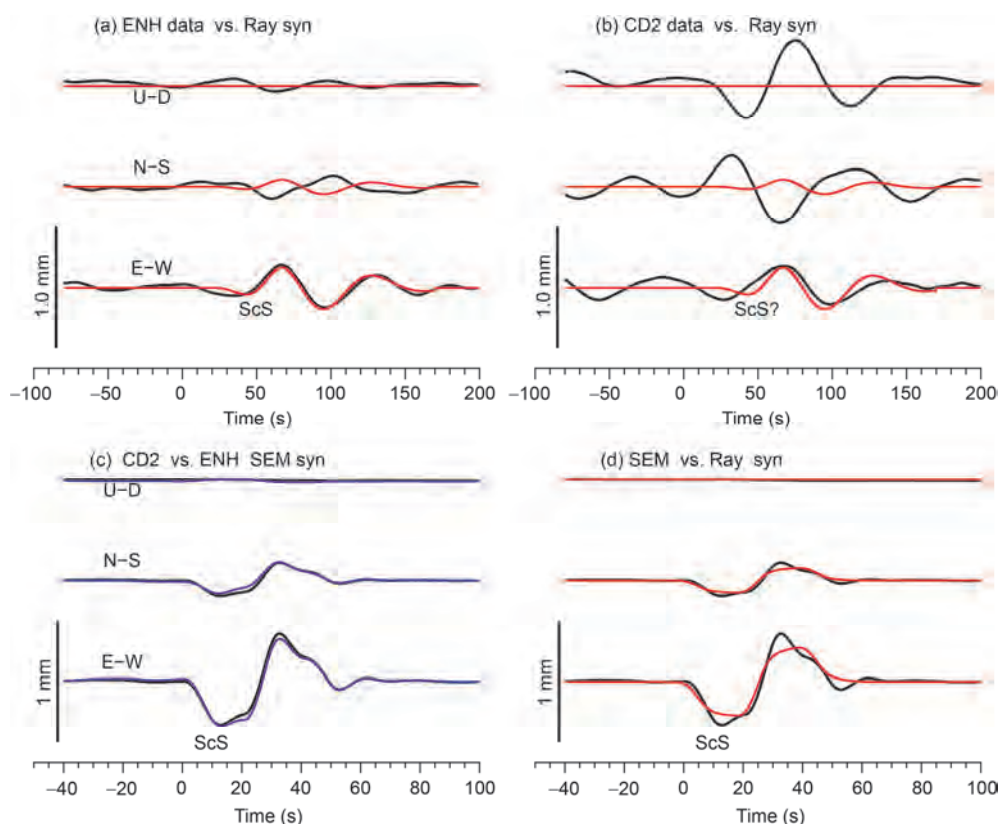


图3 实际观测、射线理论以及SEM方法计算的ScS波形对比。(a) ENH台的实际波形(黑色)和射线理论(红色)波形对比。U-D, N-S, E-W表示垂直向、南北向和东西向的分量。(b) CD2台的实际波形(黑色)和射线理论(红色)波形对比。(c) CD2(蓝色)和ENH台(黑色)的SEM合成地震图对比。(d) CD2台的SEM(黑色)和射线理论(红色)合成地震图对比

Figure 3 Comparisons of ScS observations, synthetic waveforms calculated with ray theory and SEM. (a) Comparison of observation (black) and synthetics by ray theory (red) for the ENH station. U-D, N-S, E-W represent vertical, north-south, and east-west components. (b) Comparison of observation (black) and synthetics by ray theory (red) for the CD2 station. (c) Comparison of synthetics by SEM for the CD2 (blue) and the ENH stations (black). (d) Comparison of synthetics with SEM (black) and ray theory (red) for the CD2 station

间)。根据PREM模型,计算有限断层模型中不同子震源的ScS到达CD2的时间,然后加上子震源破裂发生的时间,利用公式(2),最终叠加得到ScS的理论波形。

CD2台站清晰记录到了首个6级强余震的波形,因此本文也计算了这个事件在CD2台上的合成地震图。由于此次余震距主震较近,仅少数台站记录到清晰波形,难以进行波形反演以获取震源参数。基于该余震在CD2台上的P波、SH波极性以及P/SH振幅比,参考附近余震的断层面解^[14],经过多次试错,得到初步的断层面参数(走向90°;倾角25°;滑动角110°)。采用远震P波深度震相约束得到的震源深度14 km^[32],基于震源标度律估计震源持续时间为3.0 s^[45]。

图4展示了汶川主震ScS和首个6级强余震近震波形在CD2台站的合成地震图,以及叠加后总合成地震图。从图4的顶部三行波形中,可以看到,带通滤

波(0.01~0.02 Hz)后,主震的ScS幅度比强余震的近震波形幅度大,二者在东西分量的差距上特别明显。而在南北分量上,二者比较接近,且余震波形的振幅略大,表明CD2台实际数据南北分量观测中有可能包含了主震的ScS和余震近震波形,而非单纯的主震ScS。因此,Lin^[30]在滤波后CD2台南北分量上观测到的信号,应该主要不是主震的ScS震相。但是,即使考虑主震的ScS和余震波形的贡献,合成地震图的垂直分量依然偏小,和CD2台观测到的垂直分量最强的特征不符(图5)。也许是CD2的近震波形限幅导致带通滤波出现问题,而合成地震图未考虑限幅,没能再现这一现象。而对于远离主震的ENH台则未限幅,长周期的ScS观测波形和理论波形拟合程度较好(图5),表明有限断层模型和本文的算法基本可靠。

在宽频带的质点速度合成地震图上(图4,底部

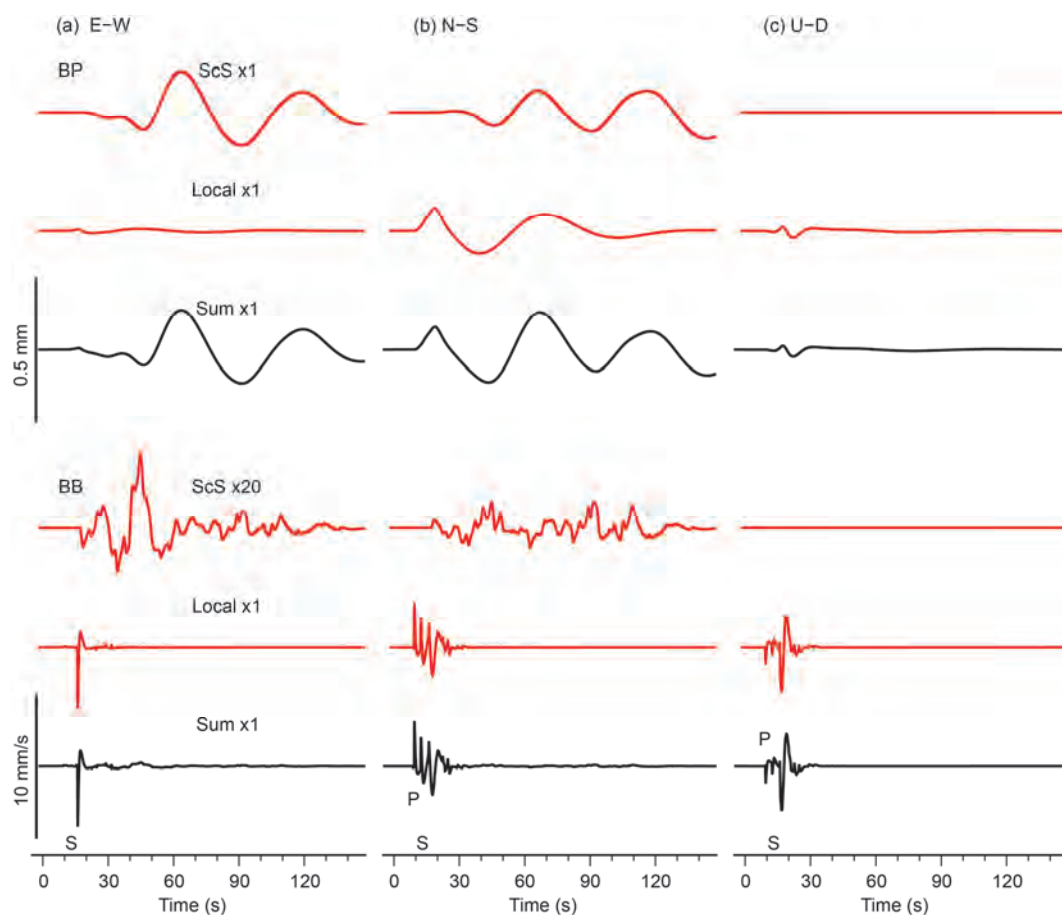


图4 CD2台的主震ScS及首个强余震近震合成地震图。从左到右分别为东西向(a)、南北向(b)和垂向(c)分量。顶部的三行波形，以统一的比例尺展示，分别为带通滤波后的主震ScS合成波形、首个强余震波形，以及二者叠加后的波形。底部的三行波形为宽频带合成地震波形，其中ScS放大了20倍，以便观察其波形

Figure 4 Synthetic waveforms of the mainshock ScS and the first strong aftershock for the CD2 station. From left to right, it is east-west (a), north-south (b), and vertical (c). The top three waveforms are shown on a uniform scale. They are the mainshock ScS synthetics, the first strong aftershock waveforms, and the stacked waveforms after filtered. The bottom three waveforms are broadband synthetic waveforms, where ScS is amplified 20 times

三行波形)，余震的近震波形则强得多(约10 mm/s)，而主震ScS很弱(小于1 mm/s)。而且可以看到，近震的P波比主震ScS到达时刻早，而非Lin^[30]所认为主震ScS波先于强余震的P波。为了更清晰地展示这个现象，在图5中将宽频带合成地震图与实际数据进行了对比。对于CD2台的宽频带波形而言，可以看到强余震的近震合成波形(红色)与实际波形(黑色)P波和S波的到达时、振幅和极性基本吻合。此时可以看到，合成的主震ScS波形(绿色)比强余震P波(黑色、红色)晚到了近10 s，也比其S波略晚，而非Lin^[30]认为的ScS早于强余震P波到达。实际上，Lin^[30]在其文章的图5中给出的波形起始时刻为14时26分59.9秒(北京时间)，比USGS目录中给出的汶川主震起始时刻14时

28分01秒，早了60多秒。基于PREM模型计算ScS的理论到达时(约930 s)，根据该图的参考时刻，在该图上ScS的理论到达时应该在990 s附近，而非Lin^[30]所标记的637 s左右。也许，Lin^[30]误判了ScS的震相，才形成了主震的ScS波触发首个6级强余震的观点。

4 讨论

地震波在不同深度引起的应力变化，是评判动态触发的基本物理量。小震中距ScS波的传播方向几乎竖直，质点位移垂向分量接近于零，质点位移在水平方向的空间导数(梯度，应变的一部分)也非常小。此时，ScS引起的应力张量6个分量中 T_{zz} 、 T_{ee} 、 T_{nn} 、 T_{ne} 均非常接近于零，而 T_{ze} (或 T_{ez})、 T_{zn} (或 T_{nz})可以通过以

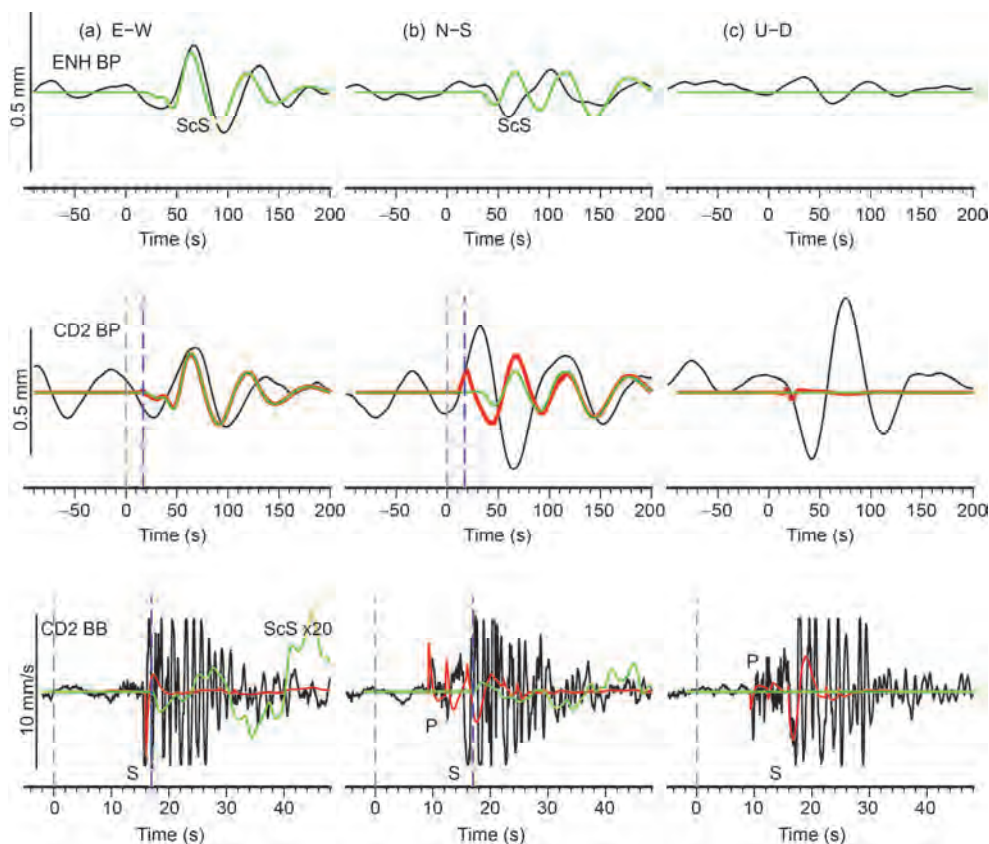


图 5 实际观测(黑色)与合成波形(红色、绿色)对比. 第一行为ENH台的滤波后的波形, 绿色为主震ScS合成图. 第二和第三行分别为CD2 的滤波后和宽频带波形, 其中绿色为主震ScS合成波形、红色为强余震合成波形. 对于CD2 台, 0 时刻(灰色虚线)对应北京时间 14:43:14. 蓝色虚线标记主震ScS的理论到达时. 对于ENH台, 0 时刻为主震的ScS理论到达时

Figure 5 Comparisons of observations (black) and synthetic waveforms (red, green). The first row is the filtered waveform of the ENH station, and the green is the mainshock ScS synthetics. The second and third rows are the filtered and broadband waveforms of CD2, respectively, in which the green is the mainshock ScS synthetic waveform and the red is the strong aftershock synthetics. For the CD2 station, time 0 (grey dashed line) corresponds to Beijing time 14:43:14. The blue dashed line marks the mainshock ScS theoretical arrival. For the ENH station, the mainshock ScS theoretical arrival is marked by time 0

下公式计算:

$$T_{ze} = \rho\beta v_e, \quad (3)$$

$$T_{zn} = \rho\beta v_n, \quad (4)$$

其中 v_e , v_n 为接收点的质点速度东西和南北分量, ρ 为密度, β 为剪切波速度. 在上述两个公式的推导过程中, 利用了 $\frac{\partial U}{\partial z} \sim \frac{1}{\beta} \frac{\partial U}{\partial t}$ 关系, 其中 U 为位移.

基于公式(3)和(4), 计算了首个6级强余震所在深度(14 km)的应力变化. 由于动态触发与应力的周期有关, 对计算得到的应力进行了不同周期的低通滤波, 拐角频率分别为10, 20, 30和50 s. 从图6中可以看出, ScS引起的动态应力变化比余震的发震时刻晚了近 10 s. 即使考虑到目录给出主震的深度均有 10 km的误差, 导致ScS更早到达, 其最大时间差约

为3 s. 考虑杨智娴等人^[46]综合运用近震台网的观测资料精确测定了2008年5月12日汶川地震的发震时刻, 并结合不同机构给出的结果, 发现其误差小于 4 s. 两者均无法解释近10 s的时间差. 而且, 随着周期的变长, ScS引起的动态应力越小. 这与自由边界条件一致, 即对于给定的深度, 地震波长越大, 接收点也就相对更接近地表, 其感受的应力也更接近于零. 虽然在低通10 s时, 应力变化可达1.5 kPa, 但是在20 s低通滤波时, 应力变化已不足1 kPa. 而Hill^[29]认为的动态触发频段在15~30 s, Hill和 Prejean^[47]则认为低于20~30 s的地震波触发效率很低. 在30 s时, 汶川主震ScS引起的应力约0.5 kPa. 虽然1 kPa量级的动态应力可以触发远处的小地震^[47], 学者们认为近场(余震区范围内)的动态触发阈值应该较高, 约

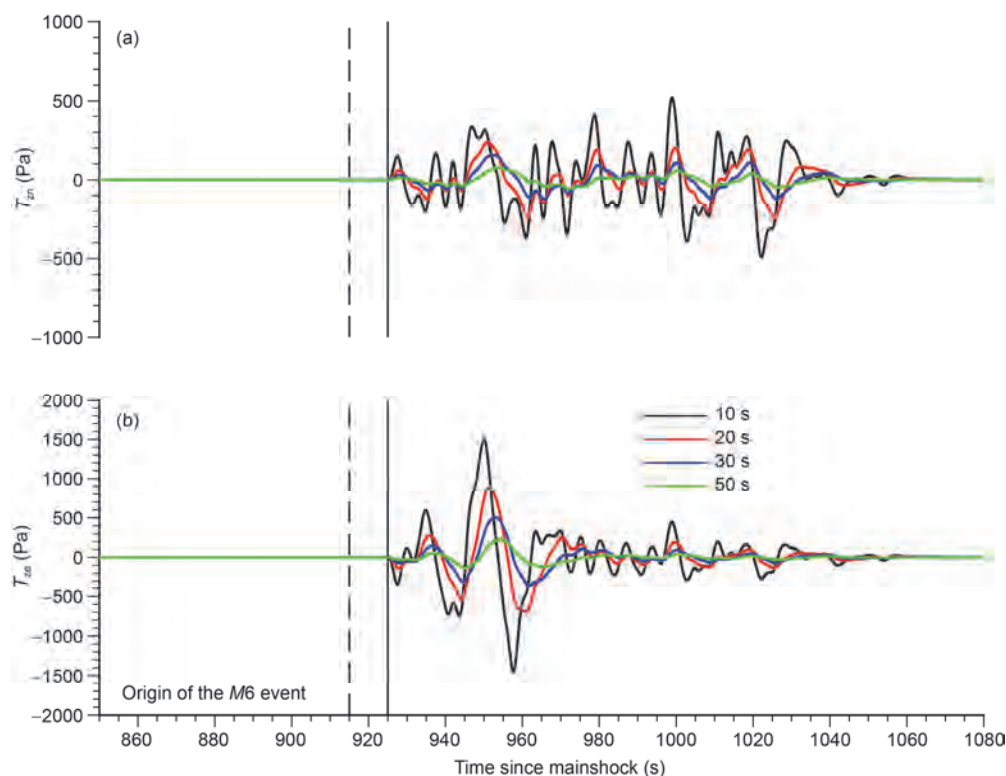


图6 汶川主震ScS在14 km深度上造成的应力变化。(a) 为 T_{zn} 分量, (b) 为 T_{zc} 分量. 黑、红、蓝、绿色分别代表10, 20, 30和50 s的低通滤波周期. 横轴时间的参考点为汶川主震发震时刻(14:27:59, 北京时间). 虚线标记首个6级强余震的发生时刻. 实线标记主震ScS到达强余震震源区(深度为14 km)的时刻

Figure 6 Stress changes caused by Wenchuan mainshock ScS at depth of 14 km. (a) shows the T_{zn} component. (b) shows the T_{zc} component. Black, red, blue, and green represent the low-pass filter periods of 10, 20, 30, and 50 s, respectively. The reference point for the horizontal axis time is the origin time of the Wenchuan mainshock (14:27:59, Beijing time). The dashed line marks the origin time of the first M6 strong aftershock. The solid line marks the arrival time of the mainshock ScS

30 kPa^[27]. 因此, 汶川主震长周期ScS引起的不足1 kPa应力变化, 应该难以触发强余震.

为了进一步检验ScS触发强余震的假说, 选取2005年的喀什米尔M7.6地震、2015年的尼泊尔M7.8地震进行对比研究. 与汶川地震类似, 这两个地震也发生在青藏高原边缘, 且以逆冲机制为主. 图7展示了3个地震早期余震的震级随时间演化情况, 可以看出, 主震后的1200 s以内, 尼泊尔地震和喀什米尔地震的余震均呈现震级随时间变小的趋势, 在ScS到达时附近未出现震级突然变强的现象. 因此, 对于青藏高原周边的这几次事件, ScS应该没有触发强余震. 但是, 对于俯冲带大地震, 由于流体作用, 应力触发的阈值较低, 主震的ScS也许有可能触发强余震^[30].

5 结论

综合以上分析, 发现汶川的首个6级强余震发生时, 主震ScS尚未到达余震位置. 而且定量计算主震ScS引起的应力变化后, 发现在30 s或更长周期时, 其造成的应力变化不足0.5 kPa, 低于通常认为的近场动态触发阈值^[47]. 通过与汶川地震构造背景类似的2005年喀什米尔、2015年尼泊尔地震比较, 也未发现ScS明显触发强余震的现象. 因此我们认为, 汶川主震的ScS并未动态触发首个6级强余震, 也许其他大陆内部强震的ScS对其强余震触发作用也不明显. 但是, 俯冲带强震的ScS是否能触发强余震, 还需在未来开展进一步的研究.

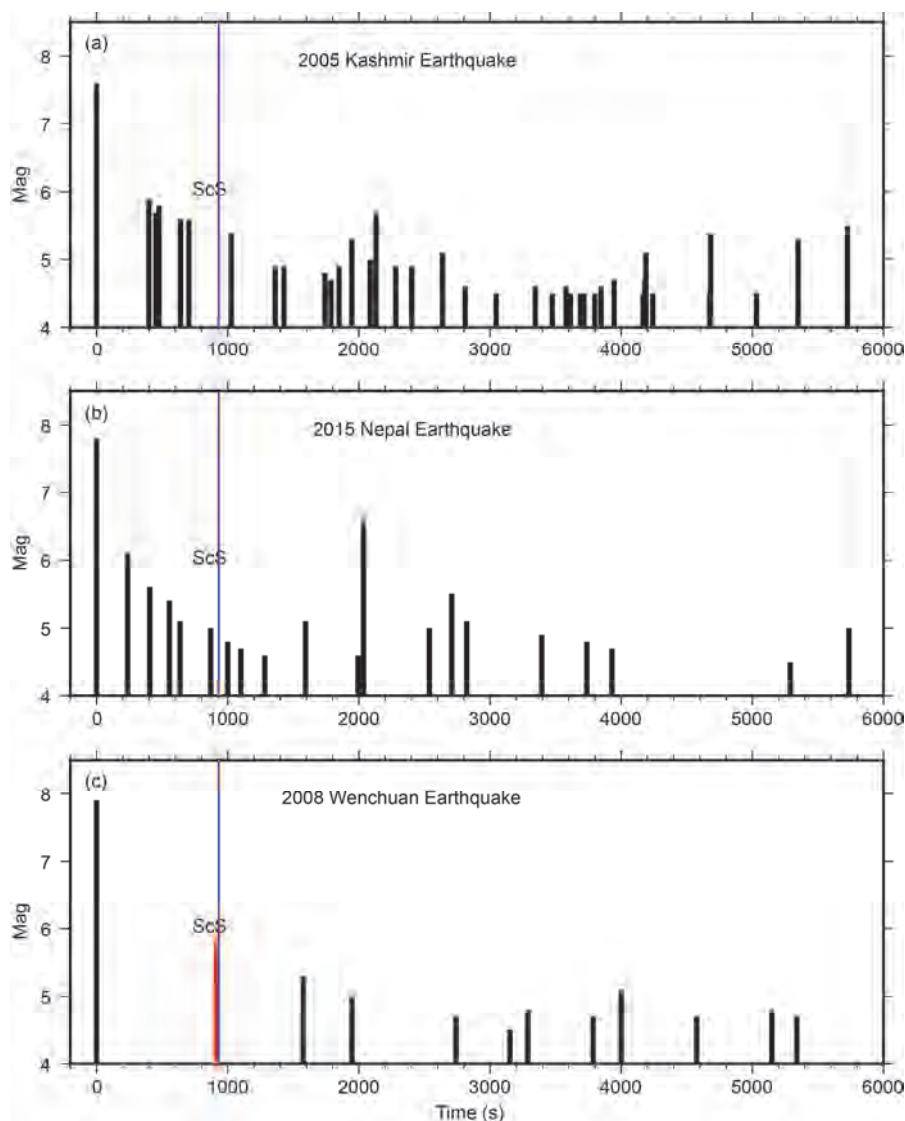


图7 青藏高原周边3次大地震序列震级-时间演化趋势。(a) 2005年 $M7.6$ 喀什米尔地震;(b) 2015年 $M7.8$ 尼泊尔地震;(c) 汶川地震。蓝色细实线指示主震ScS到达时刻。红线代表汶川首个6级强余震

Figure 7 M-T of earthquake sequence of three large earthquakes around the Tibetan Plateau. (a) 2005 $M7.6$ Kashmir earthquake; (b) 2015 $M7.8$ Nepal earthquake; (c) Wenchuan earthquake. The blue thin line indicates the arrival time of the mainshock ScS. The red line represents Wenchuan first $M6$ strong aftershock

致谢 波形数据来自IRIS DMC和中国地震台网数据中心。

参考文献

- 1 Gu J C, Xie X B, Zhao L. On temporal distribution of large aftershocks of the sequence of a major earthquake and preliminary theoretical explanation (in Chinese). Chin J Geophys, 1979, 22: 32–46 [谷继成, 谢小碧, 赵莉. 强余震的时间分布特征及其理论解释. 地球物理学报, 1979, 22: 32–46]
- 2 Lü X J, Gao M T, Gao Z W, et al. Magnitude and distance distribution of strong aftershocks in Sichuan-Yunan region (in Chinese). Acta Seismol Sin, 2008, 30: 397–404 [吕晓健, 高孟潭, 高战武, 等. 川滇地区强余震的震级分布和距离分布特征. 地震学报, 2008, 30: 397–404]

- 3 Zhong Q, Shen W H, Shi B P. Fast calculation of near-fault static stress change and its implications for the hypo-central estimation of moderate to large aftershocks: A case study of the 2008 Wenchuan $M_w7.9$ earthquake (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2015, 58: 172–183 [仲秋, 申文豪, 史保平. 近断层应力变化快速计算方法及对强余震空间分布的指示意义: 以 $M_w7.9$ 汶川地震为例. *地球物理学报*, 2015, 58: 172–183]
- 4 Peng Z, Vidale J E, Houston H. Anomalous early aftershock decay rate of the 2004 $M_w6.0$ Parkfield, California, earthquake. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: 1–5
- 5 Helmstetter A, Shaw B E. Relation between stress heterogeneity and aftershock rate in the rate-and-state model. *J Geophys Res Solid Earth*, 2007, 111: 1–12
- 6 Nur A, Booker J R. Aftershocks caused by pore fluid flow? *Science*, 1972, 175: 885–887
- 7 Stein R S, Lisowski M. The 1979 Homestead Valley earthquake sequence, California: Control of aftershocks and postseismic deformation. *J Geophys Res Solid Earth*, 1983, 88: 6477–6490
- 8 Perfettini H, Schmittbuhl J, Cochard A, et al. Shear and normal load perturbations on a two-dimensional continuous fault: 2. Dynamic triggering. *J Geophys Res Solid Earth*, 2003, 108: 2409
- 9 Brodsky E E, Prejean S G. New constraints on mechanisms of remotely triggered seismicity at Long Valley Caldera. *J Geophys Res Solid Earth*, 2005, 110: 1–14
- 10 Benzon Y, Lyakhovsky V. Analysis of aftershocks in a lithospheric model with seismogenic zone governed by damage rheology. *Geophys J Int*, 2006, 165: 197–210
- 11 Zhao L B, Zhao L F, Xie X B, et al. Static Coulomb stress changes and seismicity rate in the source region of the 2 February, 2014 $M_w7.0$ Yutian earthquake in Xinjiang, China (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2016, 59: 3732–3743 [赵立波, 赵连锋, 谢小碧, 等. 2014 年 2 月 12 日新疆于田 $M_w7.0$ 地震源区静态库仑应力变化和地震活动率. *地球物理学报*, 2016, 59: 3732–3743]
- 12 Zhang Y F, Zhang G H, Shan X J, et al. The coseismic source slip and Coulomb stress triggering of 2015 Nepal Gorkha $M_w7.9$ and Kodari $M_w7.3$ earthquake based on InSAR measurements (in Chinese). *Seismol Geol*, 2017, 39: 104–116 [张迎峰, 张国宏, 单新建, 等. 2015 年尼泊尔 Gorkha $M_w7.9$ 地震与 Kodari $M_w7.3$ 地震 InSAR 数据反演及其应力触发分析. *地震地质*, 2017, 39: 104–116]
- 13 Shan B, Zheng Y, Liu C L, et al. Coseismic Coulomb failure stress changes caused by the 2017 $M7.0$ Jiuzhaigou earthquake and its relationship with the 2008 Wenchuan earthquake. *Sci Chin Earth Sci*, 2017, 60: 2181–2189 [单斌, 郑勇, 刘成利, 等. 2017 年 $M7.0$ 级九寨沟地震同震库仑应力变化及其与 2008 年汶川地震的关系. *中国科学: 地球科学*, 2017, 60: 1329–1338]
- 14 Zheng Y, Ma H S, Lü J, et al. Source mechanism of strong aftershock ($M_s \geq 5.6$) of the 2008/05/12 Wenchuan earthquake and the implication for seismotectonics. *Sci Chin Ser D-Earth Sci*, 2009, 52: 739–753 [郑勇, 马宏生, 吕坚, 等. 汶川地震强余震($M_s \geq 5.6$)的震源机制解及其与发震构造的关系. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2009, 52: 413–426]
- 15 Shan B, Xiong X, Zheng Y, et al. Stress changes on major faults caused by $M_w7.9$ Wenchuan earthquake, May 12, 2008. *Sci Chin Ser D-Earth Sci*, 2009, 52: 593–601 [单斌, 熊熊, 郑勇, 等. 2008 年 5 月 12 日 $M_w7.9$ 汶川地震导致的周边断层应力变化. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2009, 52: 537–545]
- 16 Wan Y G, Shen Z K, Sheng S Z, et al. The influence of 2008 Wenchuan earthquake on surrounding faults (in Chinese). *Acta Seismol Sin*, 2009, 31: 128–139 [万永革, 沈正康, 盛书中, 等. 2008 年汶川大地震对周围断层的影响. *地震学报*, 2009, 31: 128–139]
- 17 Li L, Adhikari L B, Li G, et al. Characteristics of temporal-spatial distribution of the aftershocks of the 2008 $M_s8.0$ Wenchuan earthquake (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2018, 61: 1797–1805 [李丽, Adhikari L B, 李纲, 等. 基于台网目录分析研究汶川 8.0 级地震余震时空分布特征. *地球物理学报*, 2018, 61: 1797–1805]
- 18 Parsons T, Ji C, Kirby E. Stress changes from the 2008 Wenchuan earthquake and increased hazard in the Sichuan basin. *Nature*, 2008, 454: 509–510
- 19 Shi Y L, Cao J L. Some aspects in static stress change calculation—Case study on Wenchuan earthquake (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2010, 53: 102–110 [石耀霖, 曹建玲. 库仑应力计算及应用过程中若干问题的讨论——以汶川地震为例. *地球物理学报*, 2010, 53: 102–110]
- 20 Shao Z G, Zhou L Q, Jiang C S, et al. The impact of Wenchuan $M_s8.0$ earthquake on the seismic activity of surrounding faults (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2010, 53: 1784–1795 [邵志刚, 周龙泉, 蒋长胜, 等. 2008 年汶川 $M_s8.0$ 地震对周边断层地震活动的影响. *地球物理学报*, 2010, 53: 1784–1795]
- 21 Xie Z D, Zhu Y Q, Yu H Y, et al. Pattern of stress change and its effect on seismicity rate caused by $M_s8.0$ Wenchuan earthquake (in Chinese). *Sci Chin Earth Sci*, 2010, 40: 688–698 [解朝梯, 朱元清, 于海英, 等. $M_s8.0$ 汶川地震产生的应力变化空间分布及其对地震活动性的影响. *中国科学: 地球科学*, 2010, 40: 688–698]
- 22 Hu X P, Yu C Q, Tao K, et al. Focal mechanism solutions of Wenchuan earthquake and its strong aftershocks obtained from initial P wave polarity analysis (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2008, 51: 1711–1718 [胡幸平, 俞春泉, 陶开, 等. 利用 P 波初动资料求解汶川地震及其强余震震源机制解. *地球物理学报*, 2008, 51: 1711–1718]

- 23 Wang Q C, Chen Z L, Zheng S H. Spatial segmentation characteristic of focal mechanism of aftershock sequence of Wenchuan earthquake. *Chin Sci Bull*, 2009, 54: 2263–2270 [王勤彩, 陈章立, 郑斯华. 汶川大地震余震序列震源机制的空间分段特征. *科学通报*, 2009, 54: 2348–2354]
- 24 Yi G X, Long F, Zhang Z W. Spatial and temporal variation of focal mechanisms for aftershocks of the 2008 *M*_s8.0 Wenchuan earthquake (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2012, 55: 1213–1227 [易桂喜, 龙锋, 张致伟. 汶川 *M*_s8.0 地震余震震源机制时空分布特征. *地球物理学报*, 2012, 55: 1213–1227]
- 25 Gombert J. Observing earthquakes triggered in the near field by dynamic deformations. *Bull Seismol Soc Am*, 2003, 93: 118–138
- 26 Felzer K R, Brodsky E E. Decay of aftershock density with distance indicates triggering by dynamic stress. *Nature*, 2006, 441: 735
- 27 Van d E N J, Brodsky E E. Connecting near-field and far-field earthquake triggering to dynamic strain. *J Geophys Res: Solid Earth*, 2010, 115: 1–21
- 28 Wang Q, Xie C D, Ji Z B, et al. Dynamically triggered aftershock activity and far-field microearthquakes following the 2014 *M*_s7.3 Yutian, Xinjiang earthquake (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2016, 59: 1383–1393 [王琼, 解朝娣, 冀战波, 等. 2014 年于田 *M*_s7.3 地震对后续余震和远场小震活动的动态应力触发. *地球物理学报*, 2016, 59: 1383–1393]
- 29 Hill D P. Dynamic stresses, coulomb failure, and remote triggering—Corrected. *Bull Seismol Soc Am*, 2012, 98: 66–92
- 30 Lin C H. A large *M*_w 6.0 aftershock of the 2008 *M*_w 7.9 Wenchuan earthquake triggered by shear waves reflected from the Earth's core. *Bull Seismol Soc Am*, 2010, 100: 2858–2865
- 31 Guo A, Wang Y, Li Z, et al. Observation of core phase ScS from the *M*_w 9.0 Tohoku Oki earthquake with high rate GPS. *Seismol Res Lett*, 2013, 84: 594–599
- 32 Luo Y. Source mechanism study of small to moderate earthquakes (in Chinese). Doctor Dissertation. Heifei: University of Science and Technology of China, 2010 [罗艳. 中小地震震源参数研究. 博士学位论文. 合肥: 中国科学技术大学, 2010]
- 33 Qian Y, Ni S, Wei S, et al. The effects of core-reflected waves on finite fault inversions with teleseismic body wave data. *Geophys J Int*, 2017, 211: 936–951
- 34 Aki K, Richards P G. Quantitative Seismology. 2nd ed. Susalito, California: University Science Books, 2002. 5–43
- 35 Kikuchi M, Kanamori H. Inversion of complex body waves. *Bull Seismol Soc Am*, 1982, 72: 491–506
- 36 Helmberger D V. Theory and application of synthetic seismograms. In: Kanamori H, Boschi E, eds. *Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation*. Amsterdam: Elsevier Science Ltd, 1983, 37: 174–222
- 37 Zhang Y, Feng W P, Xu L S, et al. Spatial-temporal rupture process of the 2008 great Wenchuan earthquake. *Sci Chin Ser D-Earth Sci*, 2008, 52: 145–154 [张勇, 冯万鹏, 许力生, 等. 2008 年汶川大地震的时空破裂过程. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2008, 52: 1186–1194]
- 38 Wang W M, Zhao L F, Li J, et al. Rupture process of the *M*_s8.0 Wenchuan earthquake of Sichuan, China (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2008, 51: 1403–1410 [王卫民, 赵连锋, 李娟, 等. 四川汶川 8.0 级地震震源过程. *地球物理学报*, 2008, 51: 1403–1410]
- 39 Hartzell S, Mendoza C, Ramirezguzman L, et al. Rupture history of the 2008 *M*_w 7.9 Wenchuan, China, earthquake: Evaluation of separate and joint inversions of geodetic, teleseismic, and strong-motion data. *Bull Seismol Soc Am*, 2013, 103: 353–370
- 40 Ekström G, Nettles M, Dziewoński A M. The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13017 earthquakes. *Phys Earth Planet Int*, 2012, 200–201: 1–9
- 41 Kennett B L N, Engdahl E R, Buland R. Constrains on seismic velocities in the earth from travel times. *Geophys J Int*, 1995, 122: 108–124
- 42 Montagner J P, Kennett B L N. How to reconcile body-wave and normal-mode reference earth models? *Geophys J Int*, 1995, 125: 229–248
- 43 Nissen-Myer T, Fournier A, Dahlen F A. A two-dimensional spectral element method for computing spherical earth seismograms – I. Moment-tensor source. *Geophys J Res Astron Soc*, 2010, 168: 1067–1092
- 44 Shen Z K, Sun J, Zhang P, et al. Slip maxima at fault junctions and rupturing of barriers during the 2008 Wenchuan earthquake. *Nat Geosci*, 2009, 2: 718–724
- 45 Somerville P G, Irikura K, Graves R, et al. Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion. *Seismol Res Lett*, 1999, 70: 59–80
- 46 Yang Z X, Chen Y T, Su J R, et al. The hypocenter and origin time of the *M*_w7.9 Wenchuan earthquake of May 12, 2008 (in Chinese). *Acta Seismol Sin*, 34: 127–136 [杨智娴, 陈运泰, 苏金蓉, 等. 2008 年 5 月 12 日汶川 *M*_w7.9 地震的震源位置与发震时刻. *地震学报*, 2012, 34: 127–136]
- 47 Hill D P, Prejean S G. Dynamic triggering. In: Schubert G, ed. *Treatise of Geophysics*. Amsterdam: Elsevier Science Ltd, 2015. 273–304

Summary for “2008 年汶川地震 ScS 波是否触发了首个 6 级余震?”

Did the core phase ScS of the Wenchuan earthquake trigger its first M_6 aftershock?

Sidao Ni^{1*}, Yong Zhou^{2,3}, Yunyi Qian^{2,4} & Xiaohui He⁵

¹ State Key Laboratory of Geodesy and Earth's Dynamics, Institute of Geodesy and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430077, China;

² Department of Earth and Space Sciences, Southern University of Science and Technology, Shenzhen 518055, China;

³ School of Geodesy and Geomatics, Wuhan University, Wuhan 430072, China;

⁴ School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China;

⁵ Guangdong Provincial Key Laboratory of Geodynamics and Geohazards, School of Earth Sciences and Engineering, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275, China

* Corresponding author, E-mail: sdni@whigg.ac.cn

The temporal pattern and generation mechanism of strong aftershocks are important for seismic hazard mitigation purposes, as aftershocks usually hamper rescue efforts and cause further damage to ground and buildings that have been weakened by mainshocks. Previous studies have demonstrated that both static stress change and dynamic stress can trigger aftershocks. Surface waves are thought to be effective in triggering seismicity, and there are limited studies of the triggering capability of far field body waves. About 15.5 min after the 2008 $M_{7.8}$ Wenchuan earthquake, an M_6 aftershock occurred, and it has been proposed that it was triggered by the core reflected ScS phase of the mainshock. It is important to study this proposal in detail because it is the first case of a strong aftershock triggered by core reflected body waves. In this paper, we investigate the effects of ScS triggering with ray-base theory. We calculate the geometrical spreading factor of ScS at short distances and derive equations relating moment tensor, focal depth and displacement of ScS. For very short epicentral distances, theoretical analysis demonstrates that the displacement of ScS is almost zero on the vertical component, while the ScS east-west and north-south components are in proportion to the M_{xx} and M_{zz} of the moment tensor respectively. This prediction is consistent with observations of ScS at station ENH. However, the purported ScS signal at station CD2 is very strong on the vertical component, which is inconsistent with the theoretical prediction. From the moment tensor of the Wenchuan mainshock from GCMT, we estimate that the ScS displacement is about 1 mm and particle velocity about 0.01 mm/s, consistent with the observations at station ENH. We also calculate synthetic seismograms of ScS and compare them with observations, and confirm that ScS is observed at station ENH. But the long period signal at station CD2 does not agree with the theoretical ScS waveforms; this could have resulted from the filtering of clipped waveforms of the M_6 aftershock. The M_6 event was relocated by modeling the P wave polarity and the differential travel time between P and S waves. Broadband synthetic seismograms of the M_6 event recorded at CD2 were also computed, assuming a focal depth of 14 km and strike 90° , dip 25° and rake 110° . The synthetic seismograms agree well with the observations in amplitude, polarity and timing of P and S waves, suggesting that the source parameters of this event are reliable. Furthermore, we find that the M_6 aftershock actually occurred before the ScS arrival, thus invalidating the hypothesis that the mainshock ScS triggered the M_6 aftershock. The stress due to ScS for receivers at different periods from 10–50 s was also calculated, and the stress change was found to be less than 1 kPa for periods longer than 30 s. The relatively weak dynamic stress due to ScS results from the free surface boundary condition, which requires that some components of the stress must approach zero for shallow receivers. Further, the boundary condition leads to a difference in the dynamic triggering capability of horizontally propagating surface waves and almost vertically propagating body waves, because the latter involves of direct body waves from deep Earth and surface-reflected waves, which interact to reduce the amplitude of the dynamic stress. Since previous studies demonstrated that seismic waves with periods longer than 30 s are more effective in triggering seismicity, it is probable that the dynamic stress caused by ScS is too weak to trigger aftershocks. In summary, we propose that ScS from the Wenchuan earthquake did not trigger the strong aftershock, and this has been confirmed with analysis of the 2005 Kashmir and the 2015 Nepal earthquakes in the Tibetan Plateau. The core reflected phase ScS of great continental earthquakes may have low potential to trigger strong aftershocks. Further studies of the triggering potential of ScS for subduction earthquakes are needed, as statistics on lag time of strong aftershocks suggest a peak around the ScS arrival time, though the case of ScS triggering for Wenchuan earthquake did not hold to be viable.

dynamic triggering, reflection from core-mantle boundary, ScS, Wenchuan earthquake, strong aftershocks

doi: 10.1360/N972018-00513