第34卷 第2期(283~292)	中 国 地 震	Vol. 34 No. 2
2018年6月	EARTHQUAKE RESEARCH IN CHINA	Jun. 2018

邹锐、郭晓、张元生等,2018,利用祁连山主动源资料研究 2016 年门源 6.4 级地震前后波速变化,中国地震,34(2),283~292.

利用祁连山主动源资料 研究 2016 年门源 6.4 级地震前后波速变化

邹锐 郭晓 张元生 秦满忠 颜文华

中国地震局兰州地震研究所,兰州市东岗西路 450 号 730000

摘要 采用叠加、互相关、插值拟合等方法对祁连山气枪主动源台网数据进行处理,针对 2016年1月21日青海门源6.4级地震前后气枪激发地震P波、S波震相的走时变化特征进行了 分析,结果表明,地震前约6个月时,震中附近3个台站的相对走时出现下降变化(走时减少), 至震前约3个月时低值异常恢复正常,之后再次出现走时下降变化,地震即发生于走时变化恢 复过程中。S波走时变化最大下降幅度达18ms,震后走时变化逐渐恢复正常,且3个台站变化 趋势较为一致,其中,距震中最近的台站的S波走时变化最明显(ZDY38台),较远台站的走时变 化幅度较小,其变化特征与震源区位置有关。走时缩短意味着速度增加,可能与区域应力积累 间存在一定的关系。

关键词: 青海门源 6.4 级地震 气枪主动源 走时变化 互相关

[文章编号] 1001-4683(2018)02-0283-10 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

MYK

随着观测技术的发展和地震台站的密集化,地震学家对天然地震波的传播规律以及地 球内部结构的研究也越来越多。地震通常被认为是由地下应力的积累和释放所造成的,因 此,地下介质应力状态及其变化是地震发生的关键因素(陈蒙,2015),而介质应力状态的变 化则会引起地震波波速的变化(Birch,1960、1961;Scholz,1968;Nur et al,1969)。迄今为止, 地震波是所知的唯一能够穿透地球内部的振动(陈颙等,2005),因此,通过测量地震前后的 波速变化,认识地下介质应力状态的演化,对地震预测研究具有重要意义。

目前,国内外有关学者分别利用重复地震、噪声和人工震源等研究地下介质的动态变化(Schaff et al, 2004; Brenguier et al, 2008; Siliver et al, 2007; Niu et al, 2008; 陈颙等, 2006、2007a;林建民等, 2006; Wang et al, 2008; 王伟涛等, 2009)。但重复地震发生的时间和地点不可控制,加之天然地震定位精度有限,因此,无法进行长期的动态监测; 而噪声源能量较

[[]收稿日期] 2016-08-14; [修定日期] 2017-01-18

[[]项目类别] 中国地震局星火计划项目(XH17039)、国家自然科学基金面上项目(41574044)共同资助

[[]作者简介] 邹锐,男,1989年生,硕士研究生在读,主要从事主动源数据处理方面的工作。E-mail:zrzr0115@163.com 郭晓,通讯作者,男,1974年生,高级工程师,主要从事地震学、卫星遥感应用及地震预测预报等方面的研究 工作。E-mail:guox@gsdzj.gov.cn

中国地震

34 卷

弱,需要长时间叠加才能获得可靠的测量结果。上述因素都限制了利用天然源测量地下介质时空变化的精度及分辨率(王宝善等,2011)。而人工震源具有震源位置已知、激发时间可 控、观测系统分布灵活方便、可以进行密集观测等优点,在区域尺度研究中有望弥补天然源 在精度上的不足(杨微等,2013)。利用人工震源进行主动地震探测已成为高精度探测地下 介质波速变化的方法之一,而利用大容量气枪震源作为主动震源对区域尺度进行地下介质 探测和监测则更具有高度的可重复性、能量强、探测距离远、绿色环保等优势。

通常,地下介质的应力变化所引起的地震波波速变化很小,故需要不断提高地震波波速测量的精度。测量波速的几种常用方法中,干涉法是测量波速精度最高的方法,而基于互相关时延检测的干涉法已被广泛用于地震波波速测量中,并取得一些显著的进展。Niu等(2008)在美国 San Andreas 断层上的 SAFOD 井内采用主动源的方法,利用互相关延迟检测技术,在井深 1m 处成功观测到了由大气压和固体潮引起的波速变化,同时还观测到在距井 3km 以外的 1 次 M3.0 地震震前,波速明显地增加(8%)。Wang 等(2008)在云南昆明进行的主动源探测中,利用基于互相关时延检测技术的尾波干涉方法,也观测到了介质波速变化与大气压变化间有良好的相关性。

地震波走时与波速间密切相关,精确测量走时变化可获取地震孕育过程中的有关信息。 本文利用祁连山主动源 2015 年 7 月~2016 年 5 月的气枪激发数据,选取 2016 年青海门源 6.4 级地震震中附近以及距门源地震震中较远的相关台站接收到的气枪激发信号,采用互相 关时延检测技术,对青海门源 6.4 级地震前后的走时变化进行了测量,并对地震前后波速的 变化进行了初步分析。

1 资料选取

祁连山主动源激发系统自 2015 年 7 月运行以来,为尽可能减少噪声对激发信号的干扰,选择每周一晚至周二凌晨进行连续激发,每次激发间隔时间约为 12min,每周可以获得 40~50 次的激发数据。根据秦满忠等(2017)的研究,祁连山主动源每周激发数据经过叠加 之后可被 200km 以外的台站观测到。其中,2015 年 9 月 30 日~11 月 6 日进行了 24h 的连续 激发实验。截至 2016 年 7 月 1 日,累计有效激发约 6400 次,数据基本连续,为后续的研究提 供了可靠的数据保障。

2016年1月21日,青海门源发生了6.4级地震,此次地震震中恰好位于祁连山主动源 监测区域的边缘,距祁连山主动源激发场地178km,最近的主动源台站(ZDY38号台)距震中 25km。白超英(1999)研究认为,1个6级地震的震源区范围一般为数十千米,为此选取震源 区内ZDY38、ZDY37、喜马拉雅二期流动62430台以及距地震震中较远(距气枪震源较近)的 台站ZDY28、ZDY30、ZDY31进行处理、对比分析(图1、2)。

2 原理及方法

2.1 原理

移动窗互相关是互相关延时检测中最常用的方法,其原理是对比2列高度相似的波形, 由参考波形干涉另一列波形,给定1个时间窗,通过移动该时间窗求取互相关函数最大值, 以获得走时延迟进而求得波速变化。定义记录点的初始波形为 u(t), 扰动后的波形为

284



图 1 选取台站、主动源位置及门源地震震源区位置



线性叠加 50次;带通滤波 3~7Hz

 $\tilde{u}(t)$,选取时间窗的长度为T,扰动前后的时间窗T内的互相关函数R可表示为

$$R(t_{s}) = \frac{\int_{\iota-\frac{T}{2}}^{\iota+\frac{T}{2}} u(t') \tilde{u}(t'+t_{s}) dt'}{\sqrt{\int_{\iota-\frac{T}{2}}^{\iota+\frac{T}{2}} u^{2}(t') dt' \int_{\iota-\frac{T}{2}}^{\iota+\frac{T}{2}} \tilde{u}^{2}(t') dt'}}$$
(1)

CMYK

中国地震

其中, t_s 为时间变量;t为时间窗T的中心位置,当 $t_s = t$ 、互相关函数取最大值时,则称t为时间窗T内的走时延迟。

当波速为 v 的介质发生 dv 的到时变化时,其走时延迟 dt 与流逝时间 t 间有如下关系

$$\frac{\mathrm{d}v}{v} = -\frac{\mathrm{d}t}{t} \tag{2}$$

假设介质中速度变化均匀,如果介质波速降低(或增大),则走时延迟将随流逝时间而线 性增加(或减小)(Snieder,2006),线性拟合走时延迟与流逝时间之间所得直线斜率的负数 即为介质波速的相对变化。

2.2 数据处理方法

2.2.1 利用互相关技术获取激发时刻

对 2015 年 7 月~2016 年 5 月间的数据进行筛选,手动去除信噪比较差和记录错误的个 别波形。由于波形存在一些非介质变化所引起的信号影响(如直流量、趋势项等),需要同时 对数据进行去均值、去趋势等处理。然后,利用互相关技术获取激发时刻,以祁连山主动源 发射场地旁边的 ZDY22 号台(距气枪激发源约 80m)为参考台,截取某个晚上参考台接收到 的激发信号为原始模板,分别对参考台每天的数据进行互相关,得到激发时刻(图 3)。

2.2.2 数据预处理

以激发时刻为零时,对每个台的数据截取激发时刻后 200s 的数据,采样率为 100Hz。为 了消除触发误差、水位等因素对气枪震源的影响,将每个台截取的数据分别对参考台接收到 的激发信号进行反褶积。由于单次激发的气枪信号会湮没在噪声中,因此,需要通过叠加来 提高信噪比,以获得有效的气枪激发信号,故将所选台站的所有数据进行叠加作为参考模 板。对震源区内台站每 2 周的数据进行叠加,可得到时间间隔为 14 天的格林函数;对于距 主动源发射场较近的台站,则可得到时间间隔为 7 天的格林函数。在 2015 年 10~11 月不间 断激发实验期间,数据叠加的时间间隔为 3 天。最后,带通滤波至 3~7Hz,以减少噪声的影 响。

2.2.3 互相关时延检测

通过对每2周得到的格林函数与相应台站的参考模板进行移动窗互相关,在得到最大 相关系数时可获取走时延迟。原始数据的采样率为100Hz,这意味着获得的最小走时延迟 为0.01s。但有时相关函数的最高峰值不一定在采样点上,而是偏离采样点一定的距离。为 此,我们选择余弦插值的方法来恢复相关函数的峰值位置,从而得到亚采样点的时间精度 (王伟涛等,2009)。图3(d)、3(e)分别为插值前、后走时延迟图。由图3(d)、3(e)可见,使 用余弦插值后可得到更高精度的走时延迟。根据式(2),对走时延迟求取平均值与方差,即 得到相对平均波速的相对变化量与计算误差。

3 地震前后走时变化测量结果

ZDY38 台站距门源地震震中 25km,选取 P 波最大振幅 33.06~33.94s、S 波最大振幅 56.46~57.60s、S 波 58.26~59.37s 等 3 段时间窗,通过互相关时延检测计算其走时变化 (图 4)。由图 4可见,2015 年 8 月初至 9 月底走时变化出现持续近 2 个月的低值异常,随后 又逐渐回升。而在 2015 年 11 月 4 日,走时变化又出现第 2 次下降,幅度最大达-18ms,低值

286

MYK



图 3 互相关时延检测示意 (a)参考模板(ZDY38);(b)格林函数(ZDY38,2015-07-09);(c)相关系数;(d)插值前走时延迟; (e)插值后走时延迟。竖直虚线表示所选取有效信号的时间窗

异常持续至 2016 年 1 月 21 日门源 6.4 级地震发生,震后走时变化逐渐回升,至 2016 年 3 月 25 日,走时变化逐渐恢复正常。

对于距门源地震震中 41km 的 ZDY37 台站,计算其 P 波最大振幅 26.02~26.95s、S 波最 大振幅 47.10~48.63s、S 波 49.03~51.87s 等 3 组时间窗内的走时变化(图 4)。由图 4 可见, ZDY37 台站与 ZDY38 台站走时变化趋势较为一致,2015 年 8 月初至 9 月底出现第 1 次低值 异常,之后恢复正常。2015 年 11 月 4 日走时变化再次出现下降,最低值出现在 2016 年 12 月 28 日,走时变化幅度最大幅度为-16ms,随后走时变化开始上升,在上升过程中发生了门 源 6.4 级地震,至 2016 年 3 月 14 日恢复正常。

对于距门源地震震中 53.8km 的 62430 台站,计算其 P 波最大振幅前后 38.15~39.04s、S

2 期



图 4 震源区内所选台站的走时变化及时间窗选取

波最大振幅前后 63.63~64.64s、S 波 65.77~67.15s 等 3 组时间窗内的走时变化(图 5)。由 图 5可见,2015 年 7 月 28 日走时变化出现第 1 次低值,并持续至 9 月底,2015 年 9 月 30 日 恢复正常。而在 2015 年 11 月 4 日,走时变化第 2 次出现低值,这与 ZDY38、ZDY37 两个台 有所不同,62430 台的走时变化在门源地震震前一直持续低值,最大变化幅度达-13ms,门源 地震发生后,走时变化于 2015 年 1 月 25 日出现最低值,随后走时变化开始逐渐上升,直到 2015 年 3 月 7 日恢复正常。

杨微等(2010)研究绵竹 M_s5.6 地震前后波速的变化后认为,地震发生前,断裂带附近区域应力逐渐积累,波速增加,而地震发生后应力的释放导致波速相对下降。2016年门源 6.4

2 期



图 5 远离震中所选台站的走时变化及时间窗选取

级地震前,远离震中的 ZDY28、ZDY30、ZDY31 等台站走时变化趋势较小,没有出现明显的低 值异常过程(图 5)。地震前约 6 个月,震中附近的 ZDY38、ZDY37、62430 等台站的相对走时 出现下降变化(走时减少),至震前约 3 个月低值异常恢复,之后再次出现走时下降变化,这 可能与孕震区内地下介质应力持续积累而导致穿过该区域的地震波速度增加有关。

4 结论与讨论

4.1 误差分析

走时延迟的误差下限 σ_{τ} 可由 Cramer-Rao Lower Bound 法则来计算(刘自凤等, 2015),即

289

$$\sigma_{\tau} \ge \sqrt{\frac{3}{2f_0^3 \pi^2 T(B^3 + 12B)} \left[\frac{1}{\rho^2} \left(1 + \frac{1}{\text{SNR}}\right)^2 - 1\right]}$$
(3)

其中, f₀为信号主频;T为时间窗长度;B为信号的频宽比;ρ为波形的相关系数;SNR为信 噪比。由式(3)可见,波形的相似度、信噪比和信号的频宽与主频之比等是影响走时延迟测 量精度的主要因素(张金川等,2014)。

祁连山主动源的主频基本为 5Hz,信号的能量主要集中在 4.5~6.5Hz,故选取 $f_0 \approx 5$ Hz, $B \approx 0.4$,在进行互相关时延检测时,选取窗长 T = 0.4s,选取 $\rho \approx 1$, SNR ≈ 15 ,则式(3)可简 化为

$$\sigma_{\tau} \ge \frac{1}{2\pi f_0 \cdot \text{SNR}} \sqrt{\frac{1}{f_0 TB}} \tag{4}$$

式(4)可得,走时延迟的理论误差下限约为 2.37×10⁻⁴s。而在进行互相关时求得走时延迟的 均方差约为 6.15×10⁻⁴s,可见实测误差与理论误差非常接近,但比 ZDY38、ZDY37、62430 等 台观测到的走时变化值小 1 个数量级。

除计算误差以外,测量的精度还受观测系统和环境因素等的影响(杨微等,2010)。祁连 山主动源台站采用 GPS 连续授时方式,其授时精度为10⁻⁷µs,比计算得到的直达S 波走时变 化值的精度高3个数量级。固体潮和气压的影响是一个复杂的问题,数据的叠加对这些影 响有一定的消弱作用,故叠加处理后的波形数据受固体潮和气压的影响可能不大。

4.2 结论与讨论

本文利用祁连山主动源 2015 年 7 月~2016 年 5 月的气枪激发数据,选取 2016 年青海门 源 6.4 级地震震中附近、距震中较远的相关台站接收到的气枪激发信号,采用互相关时延检 测技术对青海门源 6.4 级地震前后的走时变化进行了测量,结果表明,远离震中的 ZDY28、 ZDY30、ZDY31 等台站的走时变化趋势较小,没有出现明显的低值异常过程;在地震前约 6 个月,震中附近 3 个台站的相对走时出现下降变化(走时减少),至震前约 3 个月低值异常恢 复,之后再次出现走时下降变化,门源 6.4 级地震发生于走时变化恢复过程中。S 波走时变 化最大下降幅度达-18ms,震后走时变化逐渐恢复正常,且 3 个台站的变化趋势较为一致。

地震发生前,断裂带附近区域应力逐渐积累,波速增加,而地震发生后应力释放而导致 波速相对下降(杨微等,2010)。走时缩短意味着速度增加,这可能与区域应力积累间存在一 定的关系。远离震中的 ZDY28、ZDY30、ZDY31 等台站走时变化一直较小,震中附近 ZDY38、 ZDY37、62430 等 3 个台站的震前走时变化持续低值,可能与 2016 年门源 6.4 级地震孕震过 程中由于应力的积累而导致的穿过该区域的地震波速度的增加有关。ZDY38 台站震前 S 波 平均波速相对变化为 0.38%, ZDY37 号台站为 0.27%, 62430 台站为 0.15%,由此可见,距昌 马-俄博断裂和门源 6.4 级地震震中最近的 ZDY38 台站波速相对变化最明显。

祁连山主动源气枪激发观测数据的处理和应用研究才刚刚起步,本文得到的结果较为 初步,但研究结果将有助于观测数据结果的快速产出和地震相关波速变化信息的分析,以期 尽快为地方防震减灾提供服务。

致谢: 互相关时延计算程序由中国地震局地球物理研究所地震观测与地球物理成像重点实验室王宝 善研究员提供,在此表示衷心感谢。

290

参考文献

白超英,1999,中强地震密集区与未来强震三要素关系的研究,西北地震学报,21(1),48~54. 陈蒙,2015,利用水库大容量非调制气枪阵列进行区域尺度地下结构探测和监测,国际地震动态,(3),41~42. 陈颙、王宝善、葛洪魁等,2007a,建立地震发射台的建议,地球科学进展,22(5),441~446. 陈颙、周华伟、葛洪魁等,2006,华北地震台阵探测计划,大地测量与地球动力学,25(4),1~5. 陈颙、朱日祥,2005,设立"地下明灯研究计划"的建议,地球科学进展,20(5),485~489. 林建民、王宝善、葛洪魁等,2006,重复地震及其在人工探测中的潜在应用,中国地震,22(1),1~9. 刘自凤、苏有锦、王宝善等,2015,宾川主动源地震波走时变化分析方法研究,地震研究,38(4),591~597. 秦满忠、刘旭宙、邹锐等,2017,甘肃祁连山大容量气枪主动源最大探测范围,地震工程学报,39(6),1070~1075. 王宝善、王伟涛、葛洪魁等,2011,人工震源地下介质变化动态监测,地球科学进展,26(3),249~256. 王伟涛、王宝善、葛洪魁等,2009,利用主动震源检测汶川地震余震引起的浅层波速变化,中国地震,25(3),223~233. 杨微、葛洪魁、王宝善等,2010,由精密控制人工震源观测到的绵竹 5.6 级地震前后波速变化,地球物理学报,53(5),1149~ 1157. 杨微、王宝善、葛洪魁等,2013,大容量气枪震源主动探测技术系统及实验研究,中国地震,29(4),399~410. 张金川、王勤彩、薛兵等,2014,用尾波干涉法监测介质波速变化研究进展,地震,34(3),62~73.

Birth F , 1960, The velocity of compressional waes in rocks to 10 kilobars , part 1 , J Geophys Res , 65 , $1083 \sim 1102$.

Birth F, 1961, The velocity of compressional waes in rocks to 10 kilobars, part 2, J Geophys Res, 66, 2199~2224.

Brenguier F, Campillo M, Hadziioannou C, et al, 2008, Postseismic relaxation along the San Andreas Fault at Parkfield from continuous seismological observations, Science, **321**, 1478~1481.

- Niu F L, Silver P G, Daley T M, et al, 2008, Preseismic velocity changes observed from active source monitoring at the Parkfield SAFOD drill site, nature, **454**, 204 ~ 208.
- Nur A, Simmons G, 1969, The effect of saturation on velocity in low porosity rocks, Earth Planet Sci Lett, 7(2), 183~193.
- Schaff D P, Beroza G C, 2004, Coseismic and postseismic velocity changes measured by repeating earthquakes, J Geophys Res, 109, B10302. doi:10.1029/2004JB003011.

Scholz C H, 1968, Microfracturing and the inelastic defomation of rock in compression, J Geophys Res, 73, 1417~1432.

Silver P G, Daley T M, Niu F L, et al, 2007, Active source monitoring of cross-well seismic travel time for stress-induced changes, Bull Seismol Soc Am, 97(1B), 281~293.

Snieder R, 2006, The theory of coda wave interferometry, Pure Appl Geophys, 163(2/3), 455~473.

Wang B S,Zhu P,Chen Y,et al,2008,Continuous subsurface velocity measurement with coda wave interferometry, J Geophys Res, **113**(B12), doi:10.1029/2007JB005023.

2期

Using the Active Source Data of Qilian Mountain to Study the Wave Velocity Change before and after the Menyuan M_s 6.4 Earthquake in 2016

Zou Rui Guo Xiao Zhang Yuansheng Qin Manzhong Yan Wenhua Lanzhou Institute of Seismology, CEA, Lanzhou 730000, China

Abstract By using the methods of stack, cross correlation and interpolation of Qilian Mountains active source network data processing, we analyzed the air-gun travel time variation characteristics of phase P-wave and S-wave of the January 21, 2016 Menyuan $M_{\rm s}6.4$ earthquake, Qinghai. The results show that about 6 months before the earthquake, the relative time of three stations near the epicenter showed a decline (travel time decrease) and low the value anomaly returned to normal about 3 months before the earthquake. After that there appeared a travel time decrease, and the earthquake occurred in the recovery process. The maximum decrease of S-wave travel time was 18ms, and the change of travel time after the earthquake was normal. The variation trend of the 3 stations is consistent, among which the S-wave travel time is the most obvious at Station ZDY38 which is closest to the epicenter. The variation of travel time is smaller at the farther stations and is related to the regional stress accumulation. The shortening of travel time means the increase of the velocity.

Key words: Menyuan $M_{\rm s}6.4$ earthquake; Air-gun active source; Travel time change; Cross-correlation