

周江林、沈萍、田鑫,2015,北京地震台 gPhone 重力仪同震响应特征分析,中国地震,31(3),553~561。

# 北京地震台 gPhone 重力仪同震响应特征分析

周江林<sup>1,2)</sup> 沈萍<sup>1)</sup> 田鑫<sup>1)</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) 北京白家疃地球科学国家野外科学观测研究站,北京市海淀区白家疃 100095

**摘要** 地震的同震响应包含了地震破裂及传播过程中的大部分信息,因此可用这些同震信息对地震震源的一些参数进行估计。2014 年 9~12 月,马鲁古海发生 5 次  $M_s$  6.1~7.1 强震,北京地震台的 gPhone 重力仪均有同震响应。本文从首波初至、地震频带响应、地震面波、同震变形幅度、同震持续时间等方面分析了重力仪的同震响应特征,并与 STS-2 宽频带地震计进行了波形对比分析。结果表明,相对于宽频带地震计,gPhone 重力仪亦能提供丰富的由地震引起的地面运动信息,其首波初至、地震频带响应等与宽频带地震计有高度相似,且 gPhone 重力仪对长周期地震面波的响应很好,表现出其独有的特性。

**关键词:** 同震响应特征 gPhone 重力仪 马鲁古海地震 北京地震台

[文章编号] 1001-4683(2015)03-0553-09 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

## 0 引言

利用固体潮汐观测数据可以很好地反映地球固体潮汐的日波、半日波特征及地震孕育过程的中期特征(陈德福等,1995),近年来数字化观测采样率的大幅度提高,丰富了潮汐观测的震前变化信息(张晶等,2003),如地震前短周期的脉动、突跳及前驱波等短临信息及全球大地震的同震形变等(刘洪斌等,2012;蒋骏等,2012)。借助于形变观测有可能建立形变异常与远震的关系或研究远震对形变观测的影响(荆燕等,2007;孙毅等,2005)。相对于其它重力仪,gPhone 重力仪的采样周期由以前的小时、分钟提升至秒,因此秒值观测资料给我们提供了更丰富的地震信息(王林松等,2012)。

地震引起的同震形变波包括了地震破裂及传播过程中的大部分信息,因此可用这些同震信息估计地震震源的一些参数(万永革,2007),通过对同震形变波物理性质的研究,有益于认识短临前兆的动力学特性(牛安福等,2005),因此,同震响应已经逐渐成为地震前兆研究的热点之一(陈大庆等,2007;付虹等,2007)。国外对同震响应研究已取得明显进展,特别是在利用重力仪对地震的观测方面(Benioff et al,1961;Neumeyer et al,2002;Riccardi et al,2011;Roult et al,1986;Van Camp,1999)。例如,Niebauer 等(<http://www.microglacoste.com>)利用位于科罗拉多的 5 台 gPhone 重力仪对发生在 2006 年 11 月的日本千岛群岛 8.2 级地震

[收稿日期] 2015-01-08; [修定日期] 2015-04-20

[项目类别] 中国地震局地球物理研究所中央级公益性科研院所基本科研业务专项(DQJB14B08)资助

[作者简介] 周江林,男,1978 年生,硕士,主要从事地震监测预报等方面的工作。E-mail:zhou.jiang.lin@163.com

进行观测的结果表明,5台 gPhone 对地震的响应几乎一致,表现了 gPhone 重力仪观测质量优秀的一致性。在国内,牛安福等(2005)研究了强地震引起的同震形变响应,还分析了印度尼西亚强地震引起的同震形变波(牛安福等,2006)。张雁滨等(2008)进行了宽频地震计及倾斜仪、重力仪对长周期波动信号的综合观测,周磊等(2013)利用 gPhone 重力仪的记录研究了汶川 8.0 级地震高频信号。但尚未见到过往有关采用 gPhone 重力仪对发生在同一震源位置地震(重复地震)的同震响应研究的报道,也未见到 gPhone 重力仪与宽频带地震计记录波形的深入分析。因此,笔者采用分辨率高、信噪比好、稳定性强的 gPhone 重力仪与地震仪记录波形对比来研究同震响应。

本文选取 2014 年在马鲁古海发生的 5 次  $M_s > 6.0$  地震,利用北京地震台 gPhone 重力仪的观测数据从首波初至、地震频带响应、地震长周期面波、同震变形幅度、同震持续时间等方面分析了重力仪的同震响应特征,并与 STS-2 宽频带地震计进行了波形对比分析。结果表明,相对宽频带地震计,gPhone 重力仪亦能提供丰富的由地震引起的地面运动信息,且独具特性。

## 1 北京地震台重力观测概况

北京地震台隶属中国地震局地球物理研究所,是国家 I 类台。观测山洞处于京郊燕山地震带上,南倚香峪大梁,北临海淀平原,出露的地层为侏罗系砂岩层,为绿色宁质粗砂或中砂岩,胶结致密、坚硬,成厚层状,地貌上形成陡坎。地势南陡北缓,沟谷发育,排泄条件良好,台站附近没有大的水体(刘端法等,2004)。该观测山洞 1978 年设计、施工,1982 年底竣工投入使用。观测室上覆盖层约为 25m,进深约为 110m,采用双层被覆,至仪器安装处有 5 道密封门,洞温约为 12.7℃,日变  $< 0.05^\circ\text{C}$ ,年变  $< 0.5^\circ\text{C}$ ,湿度约为 70%。2007 年 5 月在洞室内安装了 gPhone 重力仪,观测资料稳定、可靠、连续。

gPhone 重力仪是由美国 Micro-g 公司生产的金属弹簧相对重力仪,可调测程为  $7000 \times 10^{-5} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ ,直接测程为  $100 \times 10^{-5} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ ,分辨率为  $0.1 \times 10^{-8} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ ,仪器每月零漂小于  $1 \times 10^{-5} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ ,可保证仪器的长期观测而不用调整量程。该仪器核心传感器是 Micro-g & Lacoste 公司生产的零长弹簧系统(zero-length spring suspension system)。仪器对 Micro-g & Lacoste 公司传统的 G 型重力仪进行了升级,增加双层恒温结构,保证仪器不受外界温度变化的影响,同时对内层空间进行真空处理,减少了外部气压变化对仪器的影响。由于 gPhone 引入了新技术以降低漂移,因此可对非常长周期的信号进行积分(比如以年为单位的固体潮)(韦进等,2012),又由于 gPhone 对高频信号的响应绝佳,它又可以用来观察非周期性的振动如地震活动(韦进等,2011)。

## 2 同震响应基本特征

据中国地震台网测定,2014 年在马鲁古海共发生 5 次  $M_s > 6.0$  地震(表 1)。北京地震台的 gPhone 重力仪都记录到了这 5 次地震的同震形变波,图 1 为这 5 次地震的同震曲线(分钟值残差微伽),同震响应参数见表 2。

2014 年 9 月 10 日 10 时 46 分马鲁古海发生  $M_s 6.1$  地震(图 1(a)),地震发生前重力仪的观测曲线是光滑的,固体潮汐清晰。在分钟值残差数据序列(图 2)中看出,10 点 53 分,即

表 1 2014 年马鲁古海 5 次  $M_s$  6.0 以上强震基本参数

| 序号 | 日期/年-月-日   | 时刻/时:分:秒 | 纬度/(°) | 经度/(°) | 深度/km | 震级 $M_s$ | 震中距/km |
|----|------------|----------|--------|--------|-------|----------|--------|
| 1  | 2014-09-10 | 10:46:08 | -0.2   | 125.1  | 40    | 6.1      | 4563   |
| 2  | 2014-11-15 | 10:31:42 | 2.0    | 126.5  | 50    | 7.1      | 4354   |
| 3  | 2014-11-21 | 18:10:21 | 2.3    | 127.1  | 60    | 6.5      | 4337   |
| 4  | 2014-11-26 | 22:33:45 | 2.0    | 126.5  | 50    | 6.8      | 4354   |
| 5  | 2014-12-21 | 19:34:15 | 2.2    | 126.6  | 50    | 6.2      | 4335   |

主震发生后 8min,重力仪分钟值曲线出现了跳动;随后开始振荡,于 11 时 07 分达到最大波峰值  $459.58 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ;随即大幅度振荡下降,于 11 时 09 分达到最小波谷值  $443.43 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ;11 时 37 分,曲线振荡幅度明显减小,于 11 时 52 分基本恢复光滑,回到震前的趋势线上,没有阶跃。同震响应持续时间约 57min,振幅大小为  $16.15 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 。

2014 年 11 月 15 日 10 时 32 分马鲁古海发生  $M_s$  7.1 地震(图 1(b)),地震发生前重力仪的观测曲线是光滑的,固体潮汐清晰。在分钟值残差数据序列(图 3)中可看出,10 时 39 分,即主震发生后 7min,重力仪分钟值观测曲线出现突跳;随后开始振荡加剧,于 10 时 52 分达到最小波谷值  $2885.15 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ;之后便大幅度振荡上升,于 10 时 54 分达到最大波峰值  $2991.68 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ;11 时 46 分,曲线振荡幅度明显减小,于 14 时 01 分基本恢复光滑,回到震前的趋势线上。同震响应持续时间约 201min,振幅为  $106.53 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 。

2014 年 11 月 21、26 日和 12 月 21 日,该地区又发生 3 次  $M_s > 6.0$  地震,北京台重力仪的响应特征均为同震波动振荡(图 1(c)~(e))。响应特征见表 2。

### 3 同震波形特征分析

形变前兆观测的数字化使得记录同震形变成为可能,但由于采样的局限性,震时形变波反映的主要是远场面波。同震响应主要集中在面波频段,其主要特征包括面波衰减特征、最大变形幅度及同震持续时间等。

#### 3.1 长周期地震面波

本文以 2014 年 11 月 15 日的  $M_s$  7.1 强震为例,计算了瑞雷面波的理论到时,并与 gPhone 重力仪记录的面波到时进行对比分析(图 4)。随着面波环绕地球的传播,在观测点与震中的全球正向和反向弧途上会再次出现地震波响应信号。由于震后余震的干扰,致使震后瑞雷波的记录辨别有些困难,但能够比较清晰地看到震后有 7 个独立的瑞雷面波到达观测点,并且长周期瑞雷波幅值逐渐衰减(图 4)。

与 STS-2 地震计的地震图中记录一致,gPhone 重力仪也记录到了一长串近似谐波的波列,即面波(面波一般在震中距超过  $10^\circ$  以后出现在地震图中)。面波的振幅和周期在时域上是变化的,到达愈早的波列其周期愈大,表现出正常面波的正频散现象(图 5)。

#### 3.2 最大变形幅度

最大变形幅度是指在仪器本身采样间隔状态下观测到的同震波形幅度最大值(杨婕等, 2011)。据牛安福等(2005)研究成果,最大响应幅度与地震震级之间的关系为

$$M_s = a + b \lg A_{\max} \geq a + b \lg A_i$$

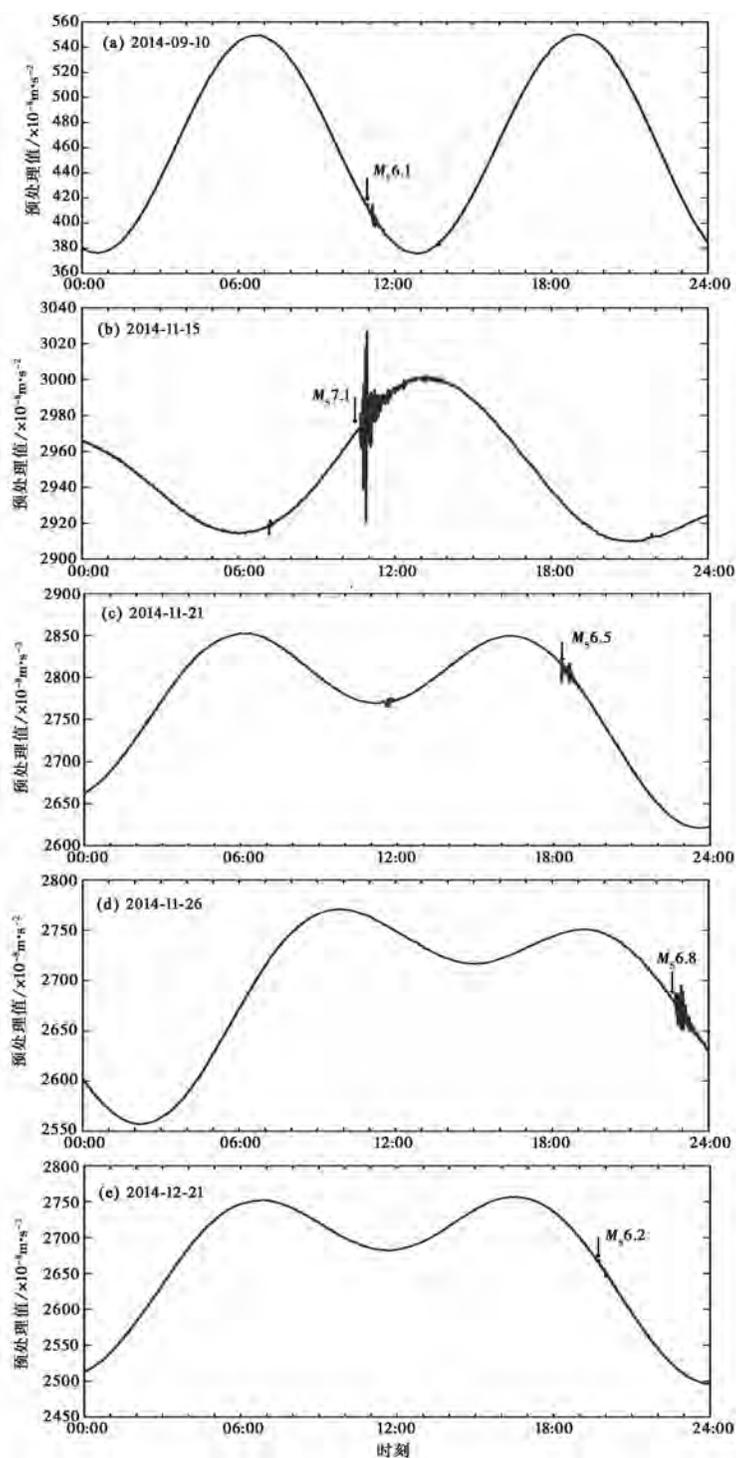


图 1 北京台 gPhone 重力仪对马鲁古海 5 次地震的响应曲线

表 2 北京台重力仪对 2014 年马鲁古海 5 次强震的同震响应参数

| 发震时刻<br>/年-月-日<br>时:分:秒 | 震级<br>$M_s$ | 初动时刻<br>/时:分:秒 | 初动到时<br>/s | 最大波值<br>/ $10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ | 最小波值<br>/ $10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ | 波幅<br>/ $10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ | 响应<br>持续时间<br>/min | 响应<br>形态 |
|-------------------------|-------------|----------------|------------|---|---|---|--------------------|----------|
| 2014-09-10<br>10:46:08  | 6.1         | 10:53:45       | 457        | 459.58  | 443.43  | 16.15   | 57                 | 波动<br>振荡 |
| 2014-11-15<br>10:31:42  | 7.1         | 10:39:03       | 441        | 2991.68   | 2885.15   | 106.53  | 201                | 波动<br>振荡 |
| 2014-11-21<br>18:10:21  | 6.5         | 18:17:41       | 440        | 2769.55   | 2734.81   | 34.74   | 55                 | 波动<br>振荡 |
| 2014-11-26<br>22:33:46  | 6.8         | 22:41:07       | 441        | 2705.15   | 2659.53   | 45.62   | 123                | 波动<br>振荡 |
| 2014-12-21<br>19:34:14  | 6.2         | 17:41:34       | 440        | 2669.67   | 2644.44   | 25.23   | 33                 | 波动<br>振荡 |

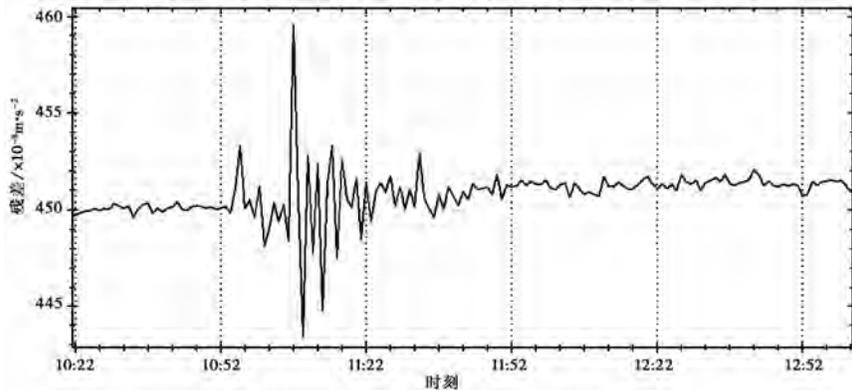


图 2 2014 年 9 月 10 日北京台 gPhone 重力仪同震响应曲线(分钟值残差数据)

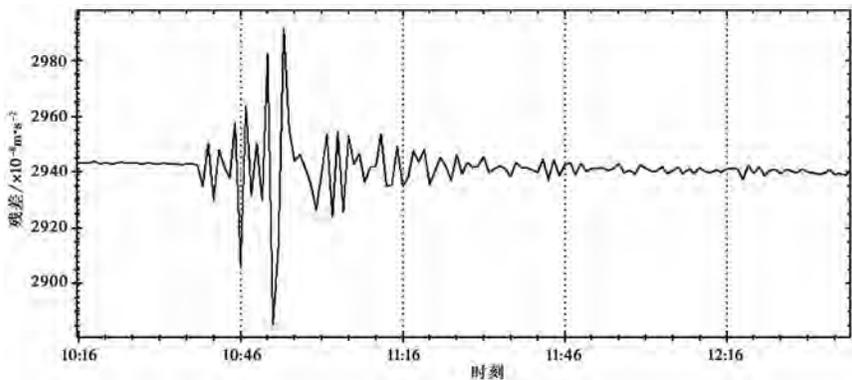


图 3 2014 年 11 月 15 日北京台重力仪同震响应曲线(分钟值残差数据)

其中  $M_s$  为震级;  $A_{\max}$  为测得的最大幅度;  $A_i$  为单个的响应幅度。

从数字观测资料的异常形态(表 2)看,北京台重力仪对马鲁古海这 5 次地震的同震响应均呈脉冲波动式,震级与同震幅度有一定关联。表 2 给出的 6.1 级地震的响应幅度明显较

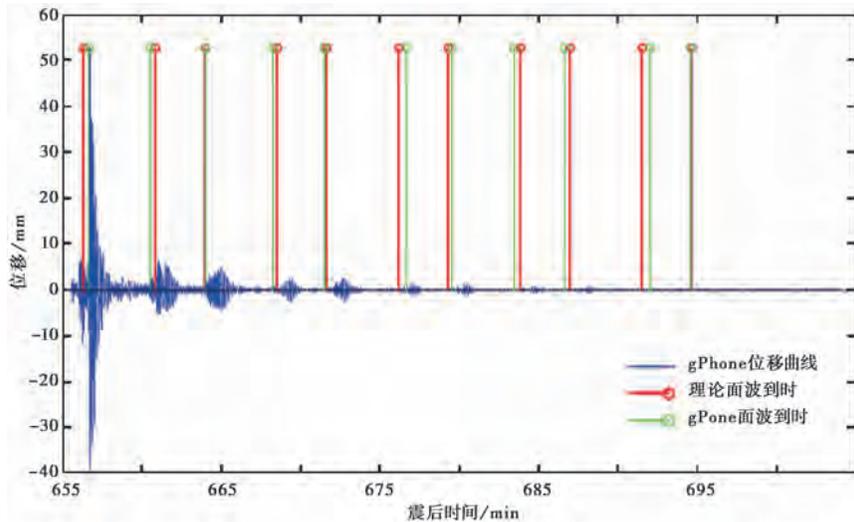


图4 gPhone重力仪的瑞雷面波记录

小,波幅仅有  $16.15 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ; 7.1 级地震的波幅则最大,达  $107.17 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ,基本上反映了震时响应幅度与地震震级之间的正比关系,即震级越大,其响应幅度越高。

### 3.3 同震持续时间

同震持续时间与观测仪器的分辨率有关,分辨率高的仪器,其记录到的同震变化可能会更长一些。对于同样的观测仪器,震级大的地震释放出的能量更多,同震持续时间则更长,如马鲁古海  $M6.2$  地震的同震响应时间约为 33min,而  $M7.1$  地震的同震持续时间最长,约为 201min。这反映出同震响应持续时间与地震震级间有较密切的关系,强地震引起的响应持续时间比中等地震要长。

## 4 gPhone 重力仪与 STS-2 地震计记录波形的对比分析

在北京台 gPhone 重力仪观测山洞内,还安装有 STS-2 宽频带地震计。为更深入分析 gPhone 重力仪对地震引起的地面运动信息响应,我们将两者的波形数据进行对比分析。因 gPhone 重力仪原始数据为秒值采样,同样也用 STS-2 地震计的秒采样频段数据(取垂直向)。2014 年 11、12 月马鲁古海的 4 次地震,具有几乎相同的发震位置,震中距几乎相等(表 1),故可看作是同一地点、同一断层的重复地震,这为验证重力仪的同震响应提供了更好的机会。图 5(a)~(d)分别为 gPhone 重力仪与 STS-2 地震计记录的这 4 次地震的波形曲线。

### 4.1 首波初至

由图 5(a)~(d)、图 6 可以看出,gPhone 重力仪记录的这 4 次地震均能清晰显示初动时刻和方向。初动到时分别为 7 分 21 秒、7 分 20 秒、7 分 21 秒、7 分 20 秒(表 2);由于发震位置相同、震中距相等,考虑仪器采样间隔为 1s,可以认为初动到时的相同的。这 4 次地震的震中距约为 4350km,地震首波为地幔折射波 P,由 gPhone 重力仪与 STS-2 地震计垂直向的对比曲线可见,两者的 P 波初动高度一致(初至到时、初动方向),并且 4 次(重复)地震的 P 波到时、初动方向均相同。这表明 gPhone 重力仪对地震形变波的响应高度灵敏,而且正确。

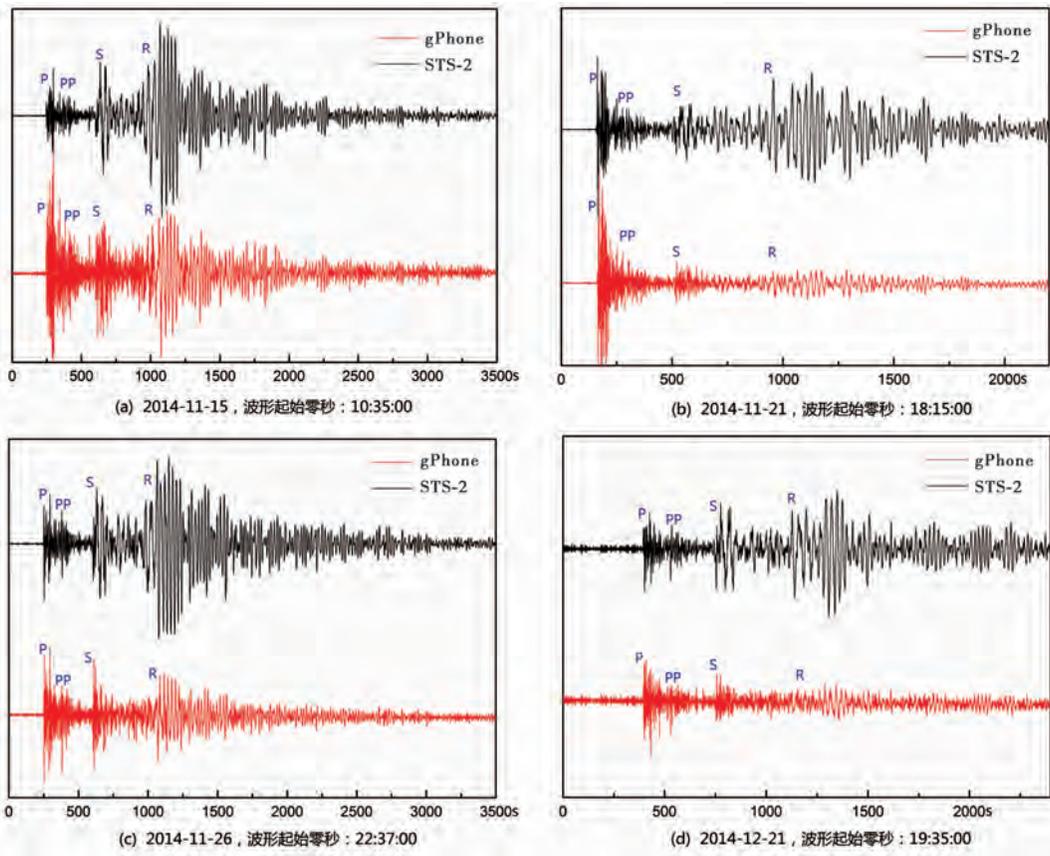


图 5 gPhone 重力仪与 STS-2 地震计同震波形对比曲线

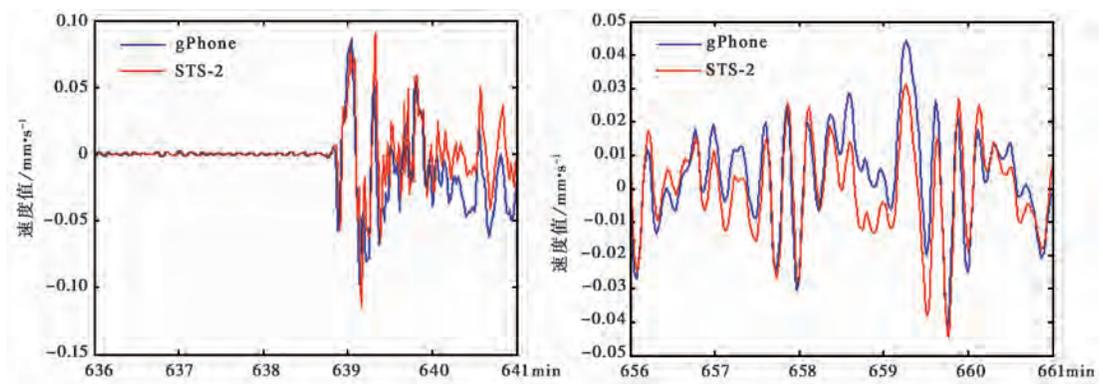


图 6 gPhone 重力仪与 STS-2 地震计速度值

### 4.2 地震频带响应

马鲁古海 2014 年 11、12 月 4 次地震的震中距在 40°左右,属远震。远震初至震相为地幔折射波 P,一般远震记录到的波包括地幔折射波、地表反射波及转换波、核面反射波及转换波、地核穿透波和面波等。由图 5(a)~(d)可以看出,gPhone 重力仪对地震频带响应灵

敏、丰富,具有较宽的频带。因 gPhone 的高灵敏特性可以清晰地观察到其记录的同震波形与 STS-2 记录的地震波在垂直方向上基本一致。在 gPhone 重力仪时间序列的同震曲线中, P 波、PP 波、S 波与瑞雷面波(通常被标记为 R)均能比较清晰地辨别出来,而且能探测到瑞雷波的衰减,并可明显地反映面波频散现象。

将 2014 年 11 月 15 日  $M_s$ 7.1 地震的垂直加速度信号进行积分计算后得到其速度值。图 6 为 gPhone 重力仪与 STS-2 地震计的速度值在不同时间段内的对比曲线(时间长度为 5min)。由图 6 可以看出,加速度信号积分曲线 gPhone 保持了与 STS-2 相当程度的一致性。

## 5 认识与讨论

2014 年 9~12 月马鲁古海发生 5 次 6.0 级以上强震。通过对北京台重力仪记录到的同震形变波资料进行分析,得到以下结论:

(1)2014 年 9~12 月马鲁古海 5 次  $M>6.0$  地震在北京台 gPhone 重力仪记录到了每次地震的同震形变波,说明北京台的重力仪对震级较大的远震映震能力很强。

(2)北京台重力仪在马鲁古海这 5 次强震之后均出现同震脉冲波动,震后曲线快速恢复光滑,回到震前趋势,没有阶跃,漂移速率也未改变。表明该仪器稳定性较好。

(3)对 gPhone 重力仪与 STS-2 地震计在地震频带响应、首波初至及面波频散等方面进行比较后发现,gPhone 重力仪对地震引起的地面运动信息的反应高灵敏度。记录的地震事件与震源破裂时地震矩释放过程大致吻合,表明具有超大动态量程和高灵敏度的 gPhone 重力仪记录的高频数据对地震破裂过程研究具有重要意义。

(4)这 5 次远震都发生在马鲁古海中,震中距几乎相同,同震形变波的初动明显,首波到时也相同。

(5)同震响应的波幅与震级有较强的依赖关系,即震级越大,响应幅度越高;同震持续时间与震级亦有一定关系,巨大远震,脉冲的延续时间较长,观测曲线一般是振荡数小时后恢复光滑,如果还有多个余震,则出现多组脉冲振荡。但两者间无严格的线性关系。

(6)本文的研究还有很多不足之处。由于震例较少,因此对不同震中距地震的响应特征以及对同震持续时间与震级间的关系未作深入研究,这都有待于进一步的工作。

## 参考文献

- 陈德福、苏恺之、耿士昌,1995,地震地形变观测技术,北京:地震出版社。
- 陈大庆、万永芳、赵明利,2007,北京良乡、赵各庄井水位、水温同震响应对比研究,华南地震,27(2),69~75。
- 付虹、邹成栋、刘强等,2007,印尼巨大远震引起的云南水位异常记录及其意义,地震地质,29(4),873~882。
- 刘洪斌、尹亮、李东生等,2012,甘肃高台分量式应变前驱波的特征分析,西北地震学报,34(3),299~238。
- 牛安福、张晶、吉平等,2005,强地震引起的同震形变响应,内陆地震,19(1),1~7。
- 牛安福、吉平、高福旺等,2006,印尼强地震引起的同震形变波,地震,26(1),131~137。
- 蒋骏、张雁滨、林钢等,2012,固体潮观测中的震颤异常波,地球物理学报,55(2),462~471。
- 荆燕、张世中、李宏等,2007,断层垂直形变对强远震的响应,地震学报,29(2),165~172。
- 刘端法、刘克人、郑金涵等,2004,1997~2003 白家疃地震台记录的重力变化,地球物理学进展,19(4),883~886。
- 孙毅、程万正,2005,特大远震引起的形变观测变化图像,内陆地震,19(3),264~270。
- 王林松、陈超、梁青等,2012,东日本大地震重力信号同震响应,武汉大学学报(信息科学版),37(11),1348~1351。
- 韦进、刘子维、郝洪涛等,2011,日本  $M_s$ 9.0 地震前的连续重力观测异常,大地测量与地球动力学,31(2),9~16。

- 韦进、刘高川、李辉等,2012, 弹簧式连续重力观测非线性漂移影响因素分析, 大地测量与地球动力学, **32**(5), 137~142。
- 万永革,2007, 数字信号处理的 MATLAB 实现, 北京: 科学出版社。
- 杨婕、刘水莲、卓群等,2011, 台湾花莲海域强震的同震响应特征, 华北地震科学, **29**(3), 39~43。
- 张晶、牛安福、高福旺等,2003, 数字化形变观测提取的地震短临异常特征, 地震, **23**(1), 70~76。
- 周磊、申重阳、韦进等,2013, gPhone 重力仪记录的汶川 8.0 地震高频信号研究, 大地测量与地球动力学, **33**, 增刊( I ), 16~19。
- 张雁滨、蒋骏、廖盈春等,2008, 宽频地震计及倾斜、重力仪对长周期波动信号的综合观测, 地震学报, **30**(6), 626~633。
- Benioff H, Press F, Smith S, 1961, Excitation of the free oscillations of the earth by earthquake, *J Geophys Res*, **66**(2), 605~619.
- Neumeyer J, Bathelme F, Combrinck L, et al, 2002, Analysis results from the SG registration with the dual sphere superconducting gravimeter at SAGOS( South Africa), *Bull D'infor Marees Ter-restres*, **135**, 10607~10616.
- Riccardi U, Rosat S, Hinderer J, 2011, Comparison of the Micro-g LaCoste gPhone-054 spring gravimeter and the GWR-C026 superconducting gravimeter in Strasbourg( France) using a 300-day time Series, *Metrologia*, **48**(1), 28~39.
- Roult G, Romanowicz B, Jobert N, 1986, Observations of departures from classical approximations on very long period GEOSCOPE records, *Annales Geophysicae*, **4**, 241~249.
- Van Camp M, 1999, Measuring seismic normal modes with the GWR C021 superconducting gravimeter, *Phys Earth and Plan Int*, **116**, 81~92.

## Analysis of the characteristics of co-seismic response of gPhone gravimeter at Beijing seismic station

Zhou Jianglin<sup>1,2)</sup> Shen Ping<sup>1)</sup> Tian Xin<sup>1)</sup>

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

2) Beijing Baijiatuan Earth Science State Geophysical Observatory, Beijing 100095, China

**Abstract** 5 strong earthquakes with  $M_s$  6.1~7.1 occurred in the Molukka Sea, during the period of September~December, 2014, and there were co-seismic responses of the gPhone gravimeter at the Beijing seismic station. In this paper, we study the characteristics of co-seismic response in 4 aspects: head wave, response of seismic band, deformation range, and co-seismic duration. In addition, the gPhone gravimeter response is compared with that of the STS-2 broadband seismometer. The results show that compared with the broadband seismometer, the gPhone gravimeter can also provide rich information of ground motion caused by the earthquake, and has its own characteristics.

**Key words:** Characteristics of co-seismic response gPhone gravimeter Molukka Sea  
Beijing seismic station