

2010 年智利和 2011 年日本海啸在华南沿岸的实测海啸波形和特征

潘文亮¹, 王盛安¹, 孙璐², 龙小敏¹

1. 热带海洋环境国家重点实验室(中国科学院南海海洋研究所), 广东 广州 510301;

2. 南海环境监测中心 国家海洋局南海分局, 广东 广州 510300

摘要: 文章根据三亚湾和台山广海湾实测水位数据, 分析了 2010 年智利和 2011 年日本海啸在中国近岸传播的海啸波形。通过与 2 个深海海啸观测浮标(DART)观测到的海啸波形对照, 采用功率谱分析和小波分析技术, 研究远场海啸在中国华南沿岸的海啸波特征和传播规律。在 2 次事件中, 海啸波通过巴士海峡进入中国南海后, 大约 3~4h 到达华南沿岸。地形效应是决定海啸波能量的重要因素, 特定周期的海啸波得到选择性增强。海啸波在近岸海湾持续时间长达 2~3d, 海啸波周期越长, 持续时间越久。2 次海啸事件均未对我国沿海造成灾害性影响, 但是通过海啸波形的对比分析, 能够更好地了解南海北部地形对海啸波的响应特征, 为防范海啸提供借鉴。

关键词: 地震海啸; 智利; 日本; 海啸波形; 谱分析; 小波分析; 华南沿岸

中图分类号: P731.25 **文献标识码:** A **文章编号:** 1009-5470(2014)05-0017-07

Observed waveform and characteristics of the 2010 Chile and 2011 Japan tsunamis near the coast of South China

PAN Wen-liang¹, WANG Sheng-an¹, SUN Lu², LONG Xiao-min¹

1. State Key Laboratory of Tropical Oceanography (South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences), Guangzhou 510301, China;

2. Environment Monitoring Center of the South China Sea, South China Sea Branch of State Oceanic Administration, Guangzhou 510300, China

Abstract: In this study we analyzed the sea level data from two pressure-based gauges in Sanya Bay and Guanghai Bay of Taishan to investigate the tsunami waveforms of two major tsunamis, the 2010 Chile and the 2011 Japan events. With the sea level data from two deep-ocean assessment and reporting of tsunamis (DART) stations, we focused on the far-field characteristics of tsunami waves on the coast of South China. Fourier power spectrum and wavelet analysis were used to describe the timing and spectral content of the tsunami signals. The tsunami waves of both events arrived at the coast of South China in 3~4 hours after entering the Bashi Channel. The similarities and differences between the tsunami signals of the two events were then compared to highlight the tsunami response characteristics of local topography. Spectral content of certain periods were amplified during tsunami transformation and evolution. Tsunami waves can oscillate, lasting for over 2~3 days in the bays with signals of longer period having longer duration. Though these two tsunami events did not pose disastrous impact on our coast, this study provides a comprehensive analysis of far-field tsunami characteristics on the coast of South China and will be of value for future tsunami hazard assessment.

Key words: earthquake-triggered tsunami; Chile; Japan; tsunami waveform; spectral analysis; wavelet analysis; coast of South China

收稿日期: 2014-01-17; 修订日期: 2014-04-28。殷波编辑

基金项目: 广东省科技计划项目(2011A030200005); 中国科学院近海海洋观测研究网络—西沙南沙海洋观测研究站建设项目(KZCX2-EW-Y040)

作者简介: 潘文亮(1984~), 男, 江西省高安市人, 助理研究员, 博士, 主要从事海洋监测技术和海洋灾害研究。E-mail: venleonpan@scsio.ac.cn

2010 年智利海啸和 2011 年日本海啸是 2004 年印度洋海啸后发生的影响较大的 2 次海啸事件, 我国沿岸很多验潮站都观测到明显的海啸波。2 次事件虽然没有对我国沿海产生灾害性影响, 但是提供了研究我国沿岸海啸波特征的机会。

据统计, 我国沿海共发生过 29 次地震海啸。1949 年到 2004 年期间, 仪器记录到的海啸只有 3 次(叶琳等, 2005)。但是自 2004 年起全球接连发生多次特大地震海啸。2010 年 2 月 27 日在智利中部近岸发生的里氏 8.8 级强震引发的越洋海啸传播到我国沿岸, 东南沿海数十个潮位站都监测到海啸波。于福江等(2011)在详细分析沿岸潮位资料的基础上, 根据观测到的最大海啸波高进行统计, 定性探讨了越洋海啸对我国沿海各岸段的潜在影响。2011 年 3 月 11 日日本地震海啸由于能量大、距离近, 我国浙江、福建及广东沿岸陆续受到海啸波影响, 多个潮位站先后监测到振幅为 10~55cm 的海啸波, 其中浙江石浦潮位站监测到的海啸波为 55cm, 是新中国成立以来仪器测得的最大海啸波记录。王培涛等(2012)利用数值模拟分析了海啸波在日本及中国近海传播的波动特征, 定量分析了海啸对中国沿海的危险性分布。Borrero 等(2013)利用美国加利福尼亚和新西兰的很多潮位站以及深海海啸浮标的数据, 对 2010 年智利和 2011 年日本发生的 2 次地震海啸的远场(far-field)特征进行了对比和分析。

文中利用美国 Cornell 大学开发的多重网格嵌套海啸模型 COMCOT (Liu, et al, 2007)计算得到日本海啸传播图(图 1)。从图 1 中可以看出, 地震发生

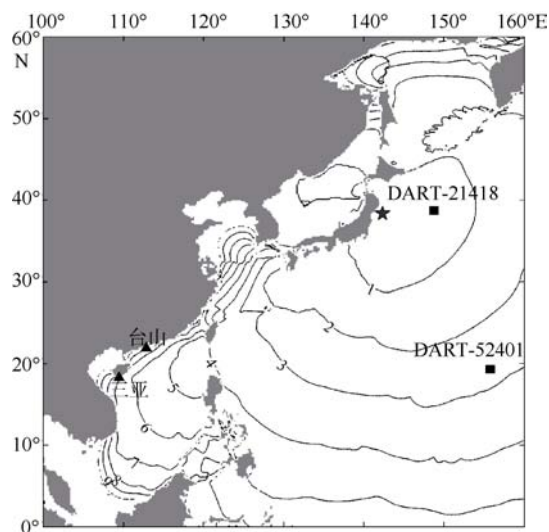


图 1 2011 年日本地震海啸传时图

等值线为 1h 间隔; ★为震中位置; ■为 DART 浮标位; ▲为潮位站

Fig. 1 Tsunami travel time map with the star, black boxes and triangles indicating the epicenter, DART buoys and sea-level stations, respectively

后大约 4h 海啸波进入我国东海及南海北部地区。6h 后海啸波到达华东沿海, 7h 后到达华南沿海地区。

利用华南沿海布设在台山站和三亚站的 2 个压力式波潮仪获取的 2011 年日本地震海啸期间的观测资料, 结合靠近海啸震源的海啸观测浮标(deep-ocean assessment and reporting of tsunamis, DART)的水位数据和 2010 年智利地震海啸期间台山站的观测数据, 研究到达我国华南沿岸海啸波的传播特性和潜在影响。根据从 2 次海啸事件的实际观测资料中分离出的海啸波形, 详细分析了海啸波的主要特征, 如海啸波到达时间、最大波高、持续时长和波周期等。结合海啸浮标记录的深海海啸波, 采用功率谱分析和小波分析方法, 进一步研究了海啸波的频域特征。通过与海啸浮标观测到的近场海啸波信号进行对比, 探讨了越洋海啸或区域性海啸的传播特性及其对我国华南沿岸的影响, 进一步了解传播到我国沿岸的海啸波特征, 证实近岸的局地地形和岸线特征对于海啸波周期和波高的调制作用。

1 数据和分析方法

DART 布放在深海, 水位记录仪放置在海底平坦处, 用于实时监测水位变化。DART-21418 在日本海啸事件中最早观测到海啸波。文中使用的浮标数据来自美国国家海洋大气局国家浮标数据中心(NOAA, NDBC)网站(<http://www.ndbc.noaa.gov/>), 原始数据采样周期平时为 15min, 事件发生时为 1min~15s, 通过插值统一调整至 1min。

台山站和三亚站 2 个站点数据来自利用自主研发的压力式波潮仪构建的坐底式波浪、潮位实时观测系统, 采样频率为 2Hz。本文采用的数据为 1min 平均值, 数据长度为海啸发生当日 0 时到次日的 24 时(均为北京时间)。

1.1 海啸波提取

在近岸观测到的水位时间序列中, 潮汐是主要的组成部分, 还包含气象因素、过往船只等引起的水位扰动, 以及海啸波等。其中潮汐周期以 12h 的半日潮和 24h 的全日潮分量为主; 气象等因素引起的扰动分为 2 部分, 一部分与气压、气温的变化有关, 周期较长, 为几小时或更长; 另一部分为高频噪声, 到达近岸的海啸波周期主要为几十分钟。

2 个站点都布放在近岸, 水深分别为 4m 和 16.2m, 水位时间序列中包含了近岸的各种噪声干扰, 如来往船只的扰动, 近岸涌浪和重力外波以及风生波等。采用滤波方法提取海啸信号具有一定的

不足, 如果频段选择太严苛, 会丢失一部分低频和低频分量; 频段放宽的话, 近岸的浅水分潮、重力外波等信号也会部分保留下来。由于 2 次地震海啸传播到近岸的波高都不大, 为了更准确地分离海啸波, 文中采用的方法是, 首先根据一年的水位数据进行调和分析, 分离出潮汐, 然后对余下的信号采用高通滤波, 并进行小波降噪处理(Borrero, et al, 2013), 最后得到海啸波。高通滤波采用 4 阶巴特沃思(Butterworth)高通滤波器, 滤波器的截断周期为 4h。

1.2 谱分析

由于海啸是突发性事件, 不是周期性信号, 为了对比海啸前后信号功率谱的变化, 文中选取海啸前后 12h 的水位信号进行谱分析。波高和周期是刻画海啸波的 2 个最基本的特征量。采用功率谱分析方法能够刻画海啸波功率谱密度在不同周期(频率)的分布情况。Rabinovich(1997)利用功率谱分析的方法对海啸波进行分析, 将海啸源与地形作用特征区分开来。2004 年印度洋海啸后, 很多研究利用全球的验潮站数据分析了此次海啸波的波形特征(Titov, et al, 2005; Rabinovich, et al, 2007; Dragani, et al, 2006; Merrifield, et al, 2005; McMurtry, et al, 2004)。

功率谱分析采用汉宁(Hanning)窗将数据进行分段处理, 每段的数据长度为 6h, 相邻 2 段数据重叠 3h, 分别计算傅里叶系数, 然后各段平均, 使功率谱线更平滑。由于海啸信号的非平稳性, 其功率谱分布随时间发生变化, 可以采用小波功率谱来进行分析, 用来探测海啸波周期随时间的演变和其他衍生波动的生消(于福江 等, 2011)。在时间序列分析中, 小波分析方法可以用于识别不同周期信号振荡强度随时间的变化。小波功率谱中既包含频域分布, 又体现其随时间的变化, 适合用于非稳态信号的分析。文中采用莫莱(Morlet)小波作连续小波变换, 无论在时域还是频域都有较好的分辨率。由于近岸不同站点以及深海浮标的海啸波信号强度相差很大, 为了便于它们之间的对比, 将各站的海啸波信号进行归一化处理, 得到均态的归一化小波功率谱。

2 海啸波信号和特征分析

2.1 海啸波形

日本地震发生在 2011 年北京时间 3 月 11 日 13:46, 产生的海啸波向外传播, 半小时后, 美国 NOAA 的 DART-21418 海啸浮标最先观测到海啸波(图 2)。需要说明的是, 图中第一个波峰与地震发生

时间很接近, 可以判断不是海啸波。而是由于地震导致海底下沉带动水深记录仪下沉, 从而记录到的“虚假”波形。

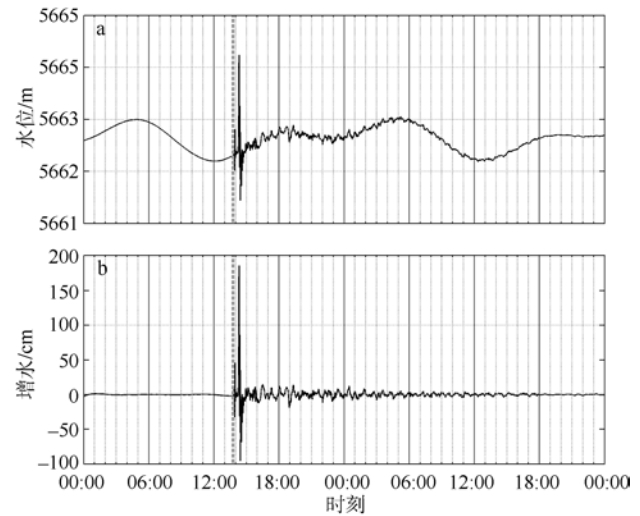


图 2 2011 年 3 月 11 日 0 时至次日 24 时日本地震海啸在海啸浮标 DART-21418 的观测记录

a. 水位曲线; b. 海啸波形。虚线表示地震发生时间

Fig. 2 The 48 h observed records of the Japan tsunami since March 11, 2011 from tsunami buoy DART-21418. (a) sea level; (b) tsunami waveform. Dotted grey line indicates the onset of the earthquake

根据图 1, 地震发生大约 7h 后海啸波到达华南沿海。从图 3 可以看出, 海南三亚湾在 20:30 左右开始出现增水, 振幅仅为 3cm, 随后的海啸波振幅稍大, 约为 4cm 和 5cm。相比 2cm 左右的背景噪声, 这里的海啸增水不明显。从图 4 可以看到, 台山观测

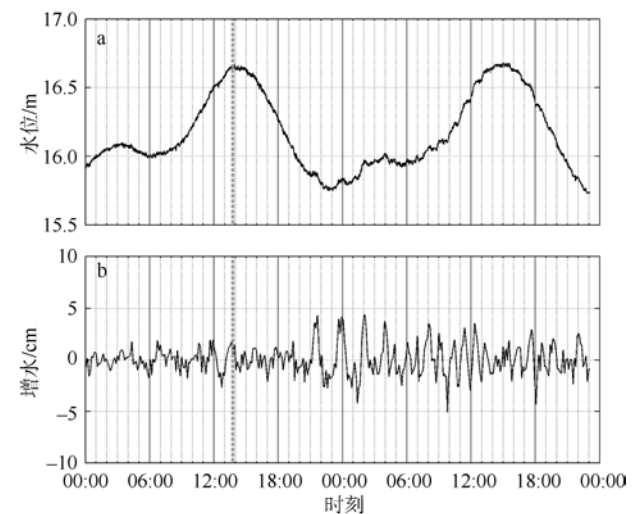


图 3 2011 年 3 月 11 日 0 时至次日 24 时日本地震海啸在三亚站的观测记录

a. 水位曲线; b. 海啸波形。虚线表示地震发生时间

Fig. 3 The 48 h observed records of the Japan tsunami since March 11, 2011 from a station on the coast of Sanya Bay. Dotted line indicates the onset of the earthquake

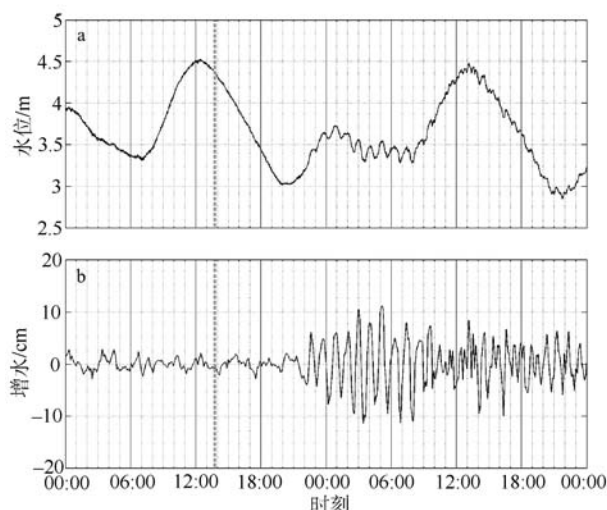


图 4 2011 年 3 月 11 日 0 时至次日 24 时日本地震海啸在台山站的观测记录

a. 水位曲线; b. 海啸波形。虚线表示地震发生时间

Fig. 4 The 48 h observed records of the Japan tsunami since March 11, 2011 from a station on the coast of Taishan. Dotted line indicates the onset of the earthquake

站在 21:30 左右开始出现明显的海啸增水, 最大波振幅为 11.5cm, 主周期约为 1h。海啸波持续时间较长, 从数据来看 36h 后的水位振幅仍稍大于背景振幅。此次海啸事件中, 菲律宾的 Legaspi 观测点 (123°43'48"E, 13°9'00"N) 观测到的海啸波的主周期为 75min, 最大波高为 49cm, 海啸影响持续了 4.3d (Heidarzadeh and Satake, 2013)。

DART-21418 的海啸波形是第一个波的波高最大, 后面的迅速衰减(图 2)。这种波形是离海啸源较近, 海啸波传播方向直接指向观测点, 且海啸传播路径单一的情况。而对于远离震源的近岸, 海啸波通常由一系列波形组成, 最大波高出现在第一个波之后的一段时间。在波包向近岸行进的过程中, 由于波速随着水深变浅而减小, 后面的波形会逐渐赶上前面的波形, 形成叠加, 使波高增强。三亚站的海啸波形是前 3 个差不多大, 稍后依然保持一定强度振荡较长时间(图 3)。台山站的海啸波是前面几个波幅逐渐增大, 7h 后的第 7 个波峰达到最大振幅(图 4)。产生这种现象的原因有 2 种: 1) 不同路径海啸波先后到达, 相互作用得到增强; 2) 由于海啸波与海湾/港口固有周期接近产生共振。海底地形的传导以及近岸地形的反射、衍射等原因使海啸波沿多个路径传播(Titov, et al, 2005), 各个路径的海啸波传输时间各不相同, 甚至会相互作用, 使振幅得到增强。对于半封闭海湾或港口, 若其固有周期与海啸周期相近, 在海啸周期性扰动下将会产生局地剧烈

振荡, 振幅被放大(Rabinovich, 1997)。

中国海洋监测网实时记录了 2010 年智利海啸越洋传播后大范围影响我国的全过程, 是我国首次仪器记录的越洋海啸(于福江 等, 2011)。谢燕双等 (2012) 利用台湾周边海域多个验潮站在 2010 年智利海啸期间的观测数据, 初步分析了智利海啸对台湾周边海域的影响。海啸的最大波高达 44cm, 海啸影响持续了 1d 左右, 各个验潮站海啸波的主能量周期在 10~60min 不等, 不同站点各不相同。图 5 是台山站在智利地震海啸期间观测到的水位和海啸波形。海啸先导波的波高最大, 振幅为 6~7cm。

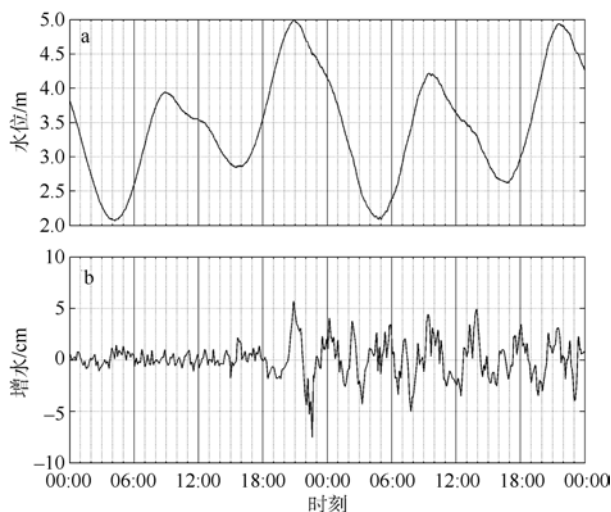


图 5 2010 年 2 月 28 日 0 时至次日 24 时智利地震海啸在台山站的观测记录

a. 水位曲线; b. 海啸波形。地震发生时间为 27 日 14:34

Fig. 5 The 48 h observed records of the Chilean tsunami since Feb. 28, 2011 from a station on the coast of Taishan

2.2 海啸观测信号的谱分析

图 6 是采用半重叠的 Hanning 窗计算得到的海啸波功率谱, 其中标出了经过显著性检验的谱峰周期(马继瑞和付世杰, 1989)。台山站观测到的日本海啸信号能量主要集中在 66min 附近频率上, 与海啸前相比, 66min 周期信号显著增强。三亚站观测到的信号主要周期是 124min 和 62min, 对于 100min 附近频段有一定的抑制。

通过台山站和三亚站观测到的海啸波信号的功率谱, 可以反映出海啸波能量的周期分布特征。与海啸源地附近的观测数据进行对照, 通过对比功率谱, 分析地形在海啸传播过程中的作用和海啸在传播过程中的演化特征。文中选取 2011 年日本地震发生时最先记录到海啸波的浮标 DART-21418 和 2010 年智利海啸时记录到海啸波的浮标 DART-52401 进行分析。

图 7 是 2011 年日本海啸和 2010 年智利海啸 2 次事件期间台山站与 DART 海啸浮标观测到的海啸

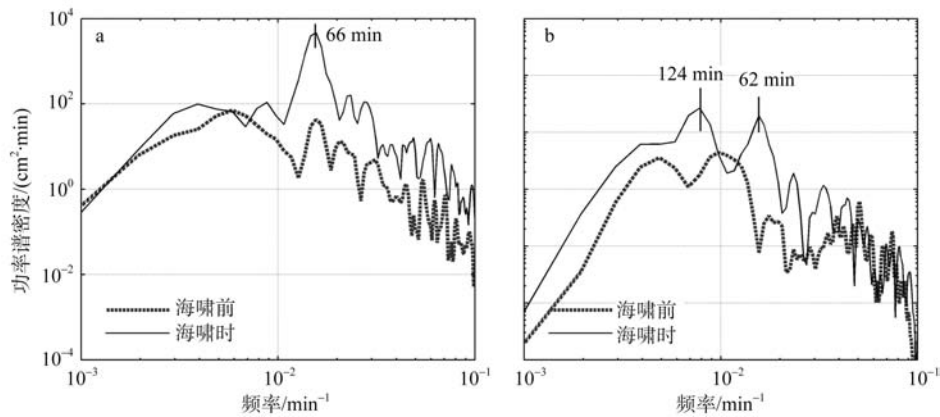


图 6 台山站(a)和三亚站(b)在日本海啸前和海啸时观测波形的功率谱密度

Fig. 6 Spectra of background signals and tsunami signals observed at Taishan (a) and Sanya Bay (b)

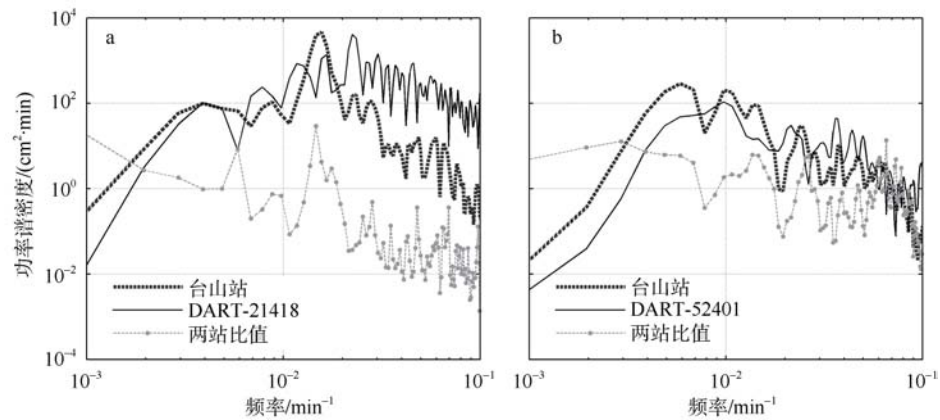


图 7 日本海啸(a)和智利海啸(b)期间台山站和 DART 浮标观测到的波形功率谱密度以及两者比值

Fig. 7 Spectra of tsunami signals from Taishan and the DART buoys and their spectral ratio during the two tsunami events. (a) Japan tsunami; (b) Chilean tsunami

波功率谱的对比。细实线是 DART 浮标的功率谱,粗虚线是台山站的功率谱,细点线是台山站功率谱除以 DART 功率谱的比值,即源区到近岸的功率谱传输函数。从图 7a 中的 DART-21418 功率谱可以看出,在海啸源地,海啸波的频谱分量很丰富,100min 周期以内的信号几乎都有。由于 DART-52401 位于太平洋西侧,远离智利的地震源地,图 7b 中的 DART-52401 功率谱的海啸信号能量较小,而且其中短周期信号相对较弱,而海啸波到达沿岸后,长周期信号较强。从图 7 中可以看出,2 次海啸传输过程中的传输函数很类似,都是在特定周期(如 70min、35min 附近)比较强,说明在不同的海啸事件中,地形对海啸信号的响应是相似的,即对特定周期具有一定的选择性增强作用,而其他周期信号则在长距离传输过程中被耗散掉。因此,除了海啸源,决定海啸波能量的最大要素就是海底地形。

利用小波谱分析海啸波的时频变化特征(图 8)。由于日本地震震源时间长,而且随后在同一海区又

发生了多次 7.0 级以上余震,因此海啸波的频域比较宽,存在高频分量。从图 8a 可以看出,海啸波的信号周期范围很宽,从 2min 到 80min 周期范围内的信号都很强,海啸波的高频分量很丰富。图 8b 显示,20:00 左右三亚站的小波能谱值迅速增大,主要周期为 128min,高值区一直维持到次日 6:00,持续将近 10h。而且三亚站的小波能谱在 64min 周期附近存在显著的高值区,这个振荡比海啸初波要晚,在 3 月 12 日 0 时左右才显著增强,维持了 18h。图 8c 显示,台山站的小波能谱在 21:00 左右出现显著的高值区,主要周期为 64min,高值区维持了将近 12h。从图 9 可以发现, DART-21418 波谱中存在有高频分量,而近岸的三亚站和台山站小波能谱却几乎没有高频分量,说明经过长途传播,这些高频分量基本都被耗散掉了。

图 9 是智利海啸期间台山站和 DART-52401 海啸波信号的归一化小波谱功率谱对比。DART-52401 位于西太平洋,海啸发生后 22h,海啸波才到达。从

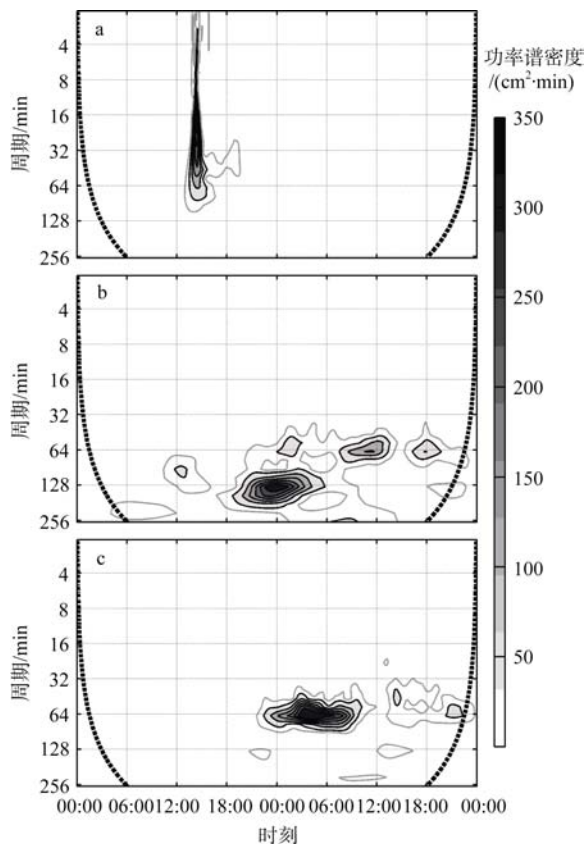


图 8 2011 年 3 月 11 日 0 时至次日 24 时日本海啸期间 DART-21418(a)、三亚站(b)和台山站(c)海啸波信号归一化小波谱功率谱

灰色实线区域为 95%置信区间;黑色虚线为小波变换的影响锥;地震海啸发生时间为 13:46

Fig. 8 The normalized wavelet spectra of tsunami signals observed at DART-21418 (a), Sanya (b) and Taishan (c) during Japan tsunami

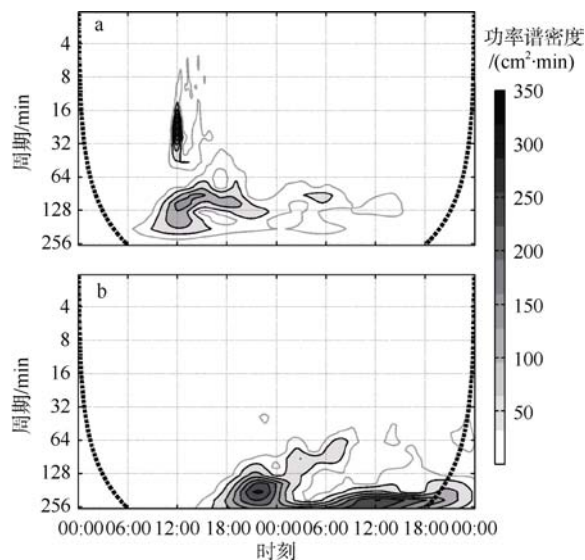


图 9 2010 年 2 月 27 日 0 时至次日 24 时智利海啸期间 DART-52401(a)、台山站(b)海啸波信号归一化小波谱功率谱

灰色实线区域为 95%置信区间;黑色虚线为小波变换的影响锥;地震海啸发生时间为 27 日 14:34

Fig. 9 The normalized wavelet spectra of tsunami signals observed at DART-52401 (a) and Taishan (b) during Chilean tsunami

图 9a 可以看出,小波能谱存在 2 个高值区,一个是 16~40min 的高频段,一个是 100min 上下的低频段,中间的 64min 周期信号很弱。需要注意的是,低频信号先到达,高频信号出现的时间比低频信号晚将近 3h。由于 DART 浮标位于深海,传输过程中高频信号不太可能是由于局地振荡产生的,说明海啸传播过程中的色散效应是需要考虑的。图 9b 显示,台山站海啸波的高频分量被衰减,而低频信号得到增强,而且与 DART-52401 相比其周期分布甚至往长周期扩展了。从台山站的小波能谱同样可以看出长周期信号比短周期信号到达要早。从图 9 中可以看出,台山站小波能谱的高值区持续的时间更长,维持了将近 30h。

3 讨论

2011 年的日本地震海啸和 2010 年的智利地震海啸是近年来发生的强度最大的 2 次海啸事件,虽然在我国沿海各地观测到了显著的海啸波,但是并未造成灾害性影响。文中根据在台山站和三亚站 2 个压力式波潮仪记录的原始水位数据,提取海啸波形。采用功率谱和小波分析方法,通过 2 次事件海啸波形的对比,并与位于西太平洋的海啸浮标记录的海啸波进行对照,海啸波具有以下特征:

1) 越洋海啸通过巴士海峡进入南海北部,由于外围的岛链以及沿海宽阔的大陆架延缓了海啸波的传播速度,并减弱海啸波的能量,降低了越洋海啸对华南近岸的影响。但是由于海啸波在近岸区的浅水效应,会引起海啸波能量的集聚和放大。除了地震源参数,局地地形地貌对海啸波能量的分布和强度有很大影响,是评估海啸灾害的重要因素。

2) 近岸海啸波相比深海,能量衰减的更慢,持续的时间更长。海啸波在近岸尤其是海湾内持续作用,振荡时间长达数天。

3) 近岸海啸波的能量分布更集中,这与地形对海啸信号的选择作用有关。海啸波在近岸的振荡主要由局地的地形地貌决定,不同站点海啸波的主能量周期也不相同。在长距离的传输过程中,短周期海啸波容易耗散,而长周期海啸波则不容易被耗散,甚至由于海啸波与地形之间的非线性作用使得海啸波的周期发生变化。

4) 通过对比不同海啸事件中近岸与深海的海啸波信号功率谱,发现尽管海啸波能量不同,但地形对海啸波各个周期分量的响应是相似的,即对特定周期分量有增强,对其他周期分量是衰减。

参考文献

- 马继瑞, 付世杰. 1989. 最大熵谱分析中的置信区间估计和显著性周期检验方法[J]. 海洋通报, 8: 75–80.
- 王培涛, 于福江, 赵联大, 等. 2012. 2011 年 3 月 11 日日本地震海啸越洋传播及对中国影响的数值分析[J]. 地球物理学报, 55: 3088–3096.
- 谢燕双, 商少平, 魏艳, 等. 2012. 2010 年智利强震引发的海啸对台湾周边海域的影响[J]. 厦门大学学报: 自然科学版, 51: 898–902.
- 叶琳, 于福江, 吴玮. 2005. 我国海啸灾害及预警现状与建议[J]. 海洋预报, 22: 147–157.
- 于福江, 原野, 赵联大, 等. 2011. 2010 年 2 月 27 日智利 8.8 级地震海啸对我国影响分析[J]. 科学通报, 56: 239–246.
- BORRERO J C, GREER S D. 2013. Comparison of the 2010 Chile and 2011 Japan tsunamis in the far field[J]. Pure and Applied Geophysics, 170: 1–26.
- DRAGANI W C, D'ONOFRIO E E, GRISMEYER W, et al. 2006. Tide gauge observations of the Indian ocean tsunami, December 26, 2004, in Buenos Aires coastal waters, Argentina[J]. Continental Shelf Research, 26: 1543–1550.
- HEIDARZADEH M, SATAKE K. 2013. Waveform and spectral analyses of the 2011 Japan tsunami records on tide gauge and DART stations across the Pacific Ocean[J]. Pure and Applied Geophysics, 170: 1275–1293.
- LIU P L F, WOO S B, CHO Y S. 2007. COMCOT User Manual Version 1.6[R]. New York: Cornell University: 1–23.
- MCMURTRY G M, WATTS P, FRYER G J, et al. 2004. Giant landslides, mega-tsunamis, and paleo-sea level in the Hawaiian Islands[J]. Marine Geology, 203: 219–233.
- MERRIFIELD M A, FIRING Y L, AARUP T, et al. 2005. Tide gauge observations of the Indian Ocean tsunami, December 26, 2004[J]. Geophysical Research Letters, 32: L09603.
- RABINOVICH A B. 1997. Spectral analysis of tsunami waves: separation of source and topography effects[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 102: 12663–12676.
- RABINOVICH A B, THOMSON R E. 2007. The 26 December 2004 Sumatra tsunami: analysis of tide gauge data from the World Ocean Part 1: Indian Ocean and South Africa[J]. Pure and Applied Geophysics, 164: 261–308.
- TITOV V, RABINOVICH A B, MOFJELD H O, et al. 2005. The global reach of the 26 December 2004 Sumatra tsunami[J]. Science, 309: 2045–2048.