

# 2010 年 2 月 27 日智利 8.8 级地震海啸对我国影响分析

于福江\*, 原野\*, 赵联大, 王培涛

国家海洋环境预报中心, 北京 100081

\* 联系人, E-mail: yufj@nmefc.gov.cn; yuanye@nmefc.gov.cn

2010-03-22 收稿, 2010-08-29 接受

国家自然科学基金(40676006)和国家科技支撑计划(2006BAC03B00)资助

**摘要** 北京时间 2010 年 2 月 27 日 14 时 34 分智利中部近岸发生里氏 8.8 级强烈地震, 随后环太平洋的数十个国家和地区陆续监测到了强震引发的越洋海啸. 28 日 16 时 20 分起, 海啸波在穿越整个太平洋后进入我国东南沿海, 中国海洋监测网实时记录了此次越洋海啸大范围影响我国的全过程, 这也是我国首次仪器记录的越洋海啸. 在详细分析受海啸影响岸段潮位站资料的基础上, 划分了越洋海啸对我国东南沿海不同岸段的潜在威胁等级, 指出台湾省东部、浙江省及福建省北部沿岸最易受越洋海啸影响. 此外, 采用波谱分析和小波分析方法对潮位资料分析发现在特殊岸形下, 海啸初波极易激发局地“假潮”振荡, 两者叠加往往使得海啸波高进一步增大.

## 关键词

智利  
地震海啸  
波高  
假潮  
潜在威胁

海啸是由海底地震、火山喷发、海底山体滑坡或者海底核爆炸等产生的具有超长波长和中等周期的大洋行波. 其中, 海底地震引发的地壳垂向错动(“倾滑型”)可造成大面积水体的突然升降, 从而形成一系列波长数十至数百千米, 周期 2~200 min 的长重力波, 一般称之为地震海啸. 海啸在大洋中传播数千千米而能量衰减甚小, 当其行进至浅水区时, 波速变小, 波高陡增, 大量海水携带巨大海啸波能冲向近岸. 受海湾、海港或泻湖等近岸地形的影响, 海啸波可形成波高数米至几十米的“水墙”, 瞬间冲毁或卷去所有沿海建筑和人畜<sup>[1,2]</sup>.

地震海啸按其产生源地的远近可分为越洋海啸、区域海啸和局地海啸<sup>[3]</sup>. 其中, 越洋海啸是指从数千甚至上万千米之外的远洋传播过来的海啸. 1960 年智利 9.5 级地震(74.5°W, 39.5°S)引发的大海啸在智利沿岸记录到的海啸波高达到 25 m, 当其横穿太平洋抵达 17000 km 外的日本沿岸, 波高仍有 6 m 以上. 最具破坏力的越洋海啸发生在 2004 年 12 月 26 日 00:58 GMT, 印度尼西亚苏门答腊岛西北附近海域(94.26°E, 3.09°N)发生 9.1 级强烈地震, 并在印度洋沿岸引发了

灾难性的地震海啸<sup>[4,5]</sup>. 由于印度洋沿岸国家当时缺乏基本的海啸监测和预警能力, 此次灾难导致近 30 万人死亡和失踪, 逾百万人流离失所, 并造成数十亿美元的财产损失. 也就是在此次海啸之后, 世界各大洋沿岸国家未雨绸缪, 投入大量人力及资金建立或完善海啸预警系统, 并广泛开展海啸预警报及防灾减灾方面的国际合作.

在我国, 国务院赋予了国家海洋局海啸灾害监测和预警的职责. 1983 年我国加入太平洋海啸预警系统国际协调组后, 国家海洋局所属的国家海洋环境预报中心便开展了我国的海啸预警报业务. 特别是近些年来, 通过不懈努力, 我国海洋观测网中由北至南已有 102 个潮位站实现了分钟级观测数据实时上传到国家海洋预报台, 有效地提升了我国海啸的实时监测和预警能力.

北京时间 2010 年 2 月 27 日 14 时 34 分(如无特殊说明, 本文后续篇幅出现的时间均为北京时间), 南美洲智利中部近岸(72.6°W, 36.1°S)发生里氏 8.8 级强震, 震源深度为 55 km(图 1). 此次海底地震震中位置位于 1960 年智利 9.5 级地震震中以北约 300 km,

**英文版见:** Yu F J, Yuan Y, Zhao L D, et al. Evaluation of potential hazards from teletsunami in China: Tidal observations of a teletsunami generated by the Chile 8.8  $M_w$  earthquake. Chinese Sci Bull, 2011, 56, doi: 10.1007/s11434-010-4307-9

距智利第二大城市康赛普西翁(Concepción)100 km. 数分钟后, 沿岸潮位站监测表明强震产生的第一波海啸已经袭击了震中附近的瓦尔帕莱索(Valparaíso), 波高约为 1.3 m. 40 min 后, 智利中部港口城市塔尔卡瓦诺(Talcahuano)记录到 2.34 m 的最大海啸波高. 在肆虐智利沿岸后, 地震引发的越洋海啸迅速抵达太平洋中部岛国及其余沿岸国家. 秘鲁、厄瓜多尔、哥斯达黎加、美国、库克群岛、法属波利尼西亚群岛、新西兰、澳大利亚、汤加、菲律宾、日本、俄罗斯等国家和地区均监测到了波高不等的海啸. 其中, 太平洋中部马克萨斯群岛(Marquesas)监测到 1.79 m 的海啸波; 美国夏威夷群岛监测到最高 0.98 m 的海啸波; 新西兰东部岛屿监测到最高 2.2 m 的海啸波. 28 日 14~15 时海啸波抵达日本本州岛和北海道东部沿海, 波高约为 0.2~1.45 m. 各国受海啸影响时间如图 1 所示, 可见越洋海啸传播至太平洋中部的夏威夷群岛

所需时间为 15 h, 穿越整个太平洋到达日本沿岸及我国海区为 23~25 h, 平均传播速度达到 700 km/h.

28 日 16~23 时, 我国东南沿海数十个潮位站开始陆续监测到此次海啸波, 这也是我国海洋监测系统能力大幅提升后第一次大范围的观测到海啸波. 鉴于越洋海啸是极小概率事件, 且此次海啸对我国沿海地域影响范围较广, 这些具有较高采样频率的潮位监测资料显得异常珍贵, 是研究和评估越洋海啸对我国潜在威胁的重要样本. 本文在详细分析沿岸潮位资料的基础上, 重点探讨越洋海啸对我国沿海各岸段的潜在影响.

## 1 数据和方法

### 1.1 数据来源及处理

监测海啸最有效的手段是利用沿岸及岛屿上的

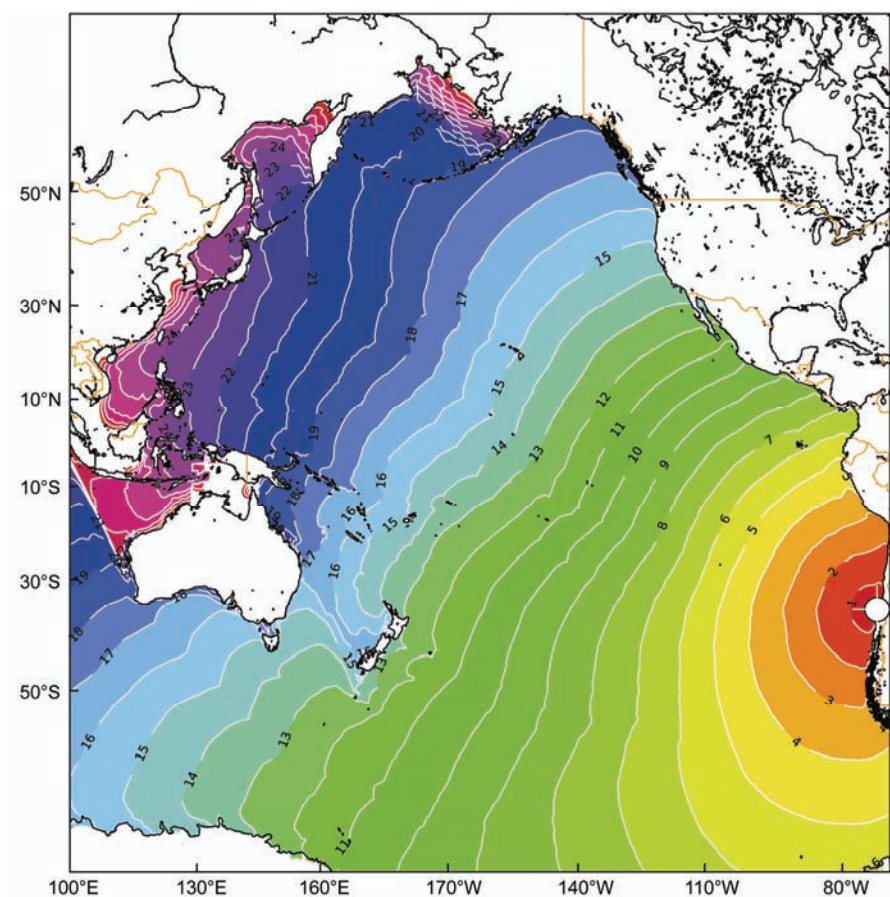


图 1 利用 CTTT 海啸传播预报模式(China Tsunami Travel Time model)计算得到的海啸传播图

图中每条等值线为 1 h 间隔; 白色标识代表震中位置

潮位观测站网. 国家海洋局下属的 100 多个验潮站都具备了海啸观测能力, 并且实现了分钟级数据实时传输. 由于我国沿海受太平洋岛链阻隔, 且大陆架宽广, 受海底摩擦及反射效应, 海啸波能在其传播路径上衰减较快, 因此与大陆架边缘较近的岸段(如浙江省及福建省北部)应选取较多的岸基潮位站或岛屿站. 本文筛选了东海及南海分局所属的 30 余个典型潮位站, 以及台湾省东岸的 6 个潮位站, 对其记录的潮位资料进行分析. 选取的范围北起江苏连云港, 南至南海西沙群岛, 其中近半数潮位站位于我国大陆外围岛屿(如浙江嵊山、大陈、福建台山岛等)及台湾省东部沿岸(基隆、苏澳及成功等).

对于我国大陆潮位站, 潮位摘取的时间范围均为 2 月 28 日 0 时至 3 月 2 日 0 时, 共计 48 h. 潮位站内的验潮井全部采用浮子式验潮仪, 采样频率为 1 min. 对于台湾省东部潮位站, 潮位序列的起止时间分别为 2 月 28 日 0 时和 3 月 1 日 8 时, 采样频率为 6 min. 时间序列中少数缺测或粗大值采用线性内插补齐. 在海啸影响我国期间, 潮位序列主要表现为较高频的海啸波叠加在长周期的潮汐信号上. 此外, 个别潮位站由于验潮井的消波功能不完善, 潮位序列中始终伴随着高频波动或其他噪音. 因此, 本文使用 2 阶 Butter 带通滤波器将原始序列中低频潮汐信号及高频噪音滤除, 截断周期分别为 8192 和 600 s. 经过以上处理方法, 得到了“干净”的海啸波动序列, 涵盖了海啸波的生消、演变全过程.

## 1.2 数据分析方法

波高及周期是刻画海啸波最基本的两个特征量. 当海啸趋向近岸浅水时波形发生变化, 具体表现为波长减小, 波高增加, 但实际情况远比其复杂. 事实上, 海啸波高在近岸很大程度上取决于海底地形、坡度和海岸线形状与走向. 喇叭型或漏斗型的海岸地形利于波能折射聚集, 海啸波高将大幅升高. 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, 形成区别于海啸原始周期的、数倍于海啸波高的“假潮”(Seiche)<sup>[6-8]</sup>. 因此有必要详细分析此次海啸的周期特征, 以此来评估“海啸致”假潮(Tsunami-induced Seiche)对我国沿岸不同尺度的海湾或港口的潜在威胁.

本文拟采取功率谱分析和连续小波变换(continuous wavelet transform)对海啸周期进行分析. 功率谱

可以刻画各尺度或周期的波动对整体波动能量的贡献, 而小波变换可以在波动序列的任意时刻对信号的周期成份进行局部化分析, 用来探测海啸周期随时间的演变和其他衍生波动(如海湾假潮、近岸陷波等)的生消.

对于功率谱分析, 首先将海啸波序列由快速 Fourier 变换获得波动能谱密度  $S(T)$ , 采用 Welch 算法将每组数据按照长度  $2^9$  分成不重叠的 4 部分, 然后取傅里叶系数平均得到较光滑的谱线<sup>[9]</sup>. 为了便于不同潮位站资料的功率谱图相互比较, 将能谱  $S(T)$  用总波动能量  $\sum S(T) \cdot dT$  归一化得到均态的归一化谱  $S_{\text{norm}}(T)$ <sup>[10]</sup>. 对于连续小波变换, 本文选择 Morlet 小波作为小波母函数, 提取出原始波动序列在时域和频域上的局部性特征.

## 2 潮位站监测数据分析

### 2.1 此次海啸对我国沿岸影响分析

图 2 从北至南选取了 14 个潮位站的海啸时间序列进行分析. 以第一个到达潮位站的显著波峰或波谷为准作为该站位的海啸到达时间, 以观测过程中出现的最大波高作为该站位的最大海啸波高, 统计结果分别列入表 1 和图 3.

海啸波于 28 日 16:20~17:00 开始从南至北影响我国台湾省东部沿岸, 成功、花莲、苏澳、龙洞、基隆等潮位站先后观测到 6~19 cm 的波高, 其中成功和苏澳测得的最大海啸波高为 16 和 18 cm(图 2(m)和(n)). 海啸先导波(或称为海啸初波)均表现为一个较为显著的波峰. 除基隆站之外, 其余各站测得的最大海啸波高均出现在第二或第三个波峰, 并且其波幅要远大于初波. 如图 2(m)所示, 成功站的海啸先导波仅为 6 cm, 但是第三个波峰迅速升高到 17 cm. 值得注意的是, 成功和苏澳两站的海啸初波周期大约为 40~60 min, 之后迅速调整为 10~30 min 且波幅增大. 由于上述两站位于港口之内, 在海啸波周期性强迫下港口出现高频振荡并叠加在原始波形上使得水位进一步升高.

18 时, 南海西沙站观测到波形规则但波高仅为 1 cm 的海啸波. 由于南海水深较深, 海啸在传播过程中受地形影响较小, 仍具有大洋行波的特性, 波幅不明显. 从 19:10 至 19:50, 我国浙江南部(大陈)、福建北部及南部(三沙、平潭、东山)、广东北部(南澳、



表 1 海啸波抵达我国沿岸不同岸段的时间

| 潮位站 <sup>a)</sup> | 抵达时间 <sup>b)</sup> | 潮位站 | 抵达时间  | 潮位站 | 抵达时间  |
|-------------------|--------------------|-----|-------|-----|-------|
| 基隆                | 17:00              | 石浦  | 20:45 | 平潭  | 19:10 |
| 花莲                | 16:30              | 椒江  | 21:00 | 崇武  | 20:10 |
| 苏澳                | 16:24              | 健跳  | 21:15 | 东山  | 19:40 |
| 成功                | 16:20              | 大陈  | 19:45 | 南澳  | 19:15 |
| 吕泗                | 23:20              | 坎门  | 20:00 | 汕头  | 19:25 |
| 余山                | 20:10              | 石砰  | 19:55 | 汕尾  | 20:00 |
| 嵎山                | 20:35              | 台山岛 | 20:38 | 清澜  | 19:50 |
| 沈家门               | 20:55              | 三沙  | 19:35 | 西沙  | 18:00 |

a) 我国大陆及台湾省的潮位站从北向南依次排列; b) 以第一个显著波峰或波谷抵达时间为准

汕头)、海南等陆架相对较窄的岸段率先监测到海啸(大多为外围岛屿站),但最大海啸波高不超过 14 cm,发生在浙江大陈站. 在随后的 1.5 h 内,海啸波继续向西北西方向传播,但波速明显减缓,由南至北陆续到达大陆东部沿岸. 23:20 长江口北侧吕泗站也监测到 11 cm 的海啸初波,但波幅衰减较快. 海啸在向黄海传播过程中波能迅速衰减,至苏北连云港站已基本消耗殆尽,未能看到显著规则波动.

如 1.2 节所述,由于局部地形的“放大”作用(amplification),以及海啸激发海湾振荡的叠加效应,浙江省中部石浦、椒江等站(图 2(c), (e))监测到 28~32 cm 的最大波高,石浦站振幅超过 10 cm 的振荡持续了 14 h. 浙江其余各站波幅略小,如沈家门、健跳、坎门及石砰(图 2(b), (d), (g), (h))等站监测到 12~19 cm 的最大波高. 图 2 显示抵达我国沿岸的海啸先导波都表现为水位的突然升高,同时也不难看出浙江沿岸各站(图 2(b)~(h))监测到的海啸初波也是其整个过程的最大波高,而福建台山、崇武及广东汕头等站(图 2(i)~(l))的最大波高出现在初始波峰之后,并且波动周期略有调整. 观察波形可知海啸初波激发了近岸海湾的局地振荡. 台湾海峡西侧崇武站的最大波高出现在海啸初波后 11 h,仅为 6 cm. 水位曲线中的低频信号较为明显,推测海啸导致台湾海峡发生轻微振荡,台湾岛西岸的反射波使得崇武测得的海啸波略微增强.

我国东部沿海海岸线辽阔且岛屿众多,海岸线和海底地形异常复杂. 长期以来由于缺乏必要的观测资料和手段,不同岸段对越洋海啸的响应至今尚无定论. 此次智利地震海啸大范围影响我国无疑提供了一个重要样本,便于我们划分不同岸段的灾害等级. 图 3 直观显示了我国东部沿海不同岸段受越洋

海啸影响的潜在威胁等级,粗略划分为 3 级,即无影响、一般影响和较大影响. 从图中看出,此次越洋海啸对我国长江口以北岸段、福建省中南部岸段(台湾海峡西侧)以及珠江口以西岸段无影响,这几个岸段受宽广的大陆架和台湾岛的保护,监测到的海啸波高及其他衍生波动不超过 7 cm;对长江口以南和杭州湾中线以北岸段、粤东岸段有一般影响,波动大约在 7~15 cm 之间;对台湾省东岸、浙江省及福建北部岸段有较大影响,最大波高达到 20~32 cm. 由于该岸段外围的大陆架宽度相对较窄,且岸线与海啸波能束近似垂直,受海啸威胁较大.

以往研究表明,我国面临的最大的海啸风险是南海东部、台湾岛(马尼拉海沟)和琉球群岛海域的局地 and 区域地震海啸<sup>[11,12]</sup>. 但是,2010 年 2 月 27 日智利海啸中我国海洋站的监测数据证明,尽管有第一岛链和大陆架的保护,我国仍可能受到越洋海啸的影响. 1960 年智利 9.5 级地震海啸的模拟结果也显示越洋海啸在我国东南沿海可引起 1~3 m 以上的海啸波高. 2008 年环太平洋海啸演习中,假设日本本州岛外海发生海啸,数值模拟结果显示海啸传播到我国也超过 3 m. 据海洋工程测算,波高为 1 m 以上的海啸波高足以对海上和岸边固定建筑物构成危害<sup>[13]</sup>.

2.2 功率谱及小波分析

通过对海啸波进行归一化谱分析(图 4)可见谱形呈现双峰分布,分别出现在 10~20 和 35~100 min. 影响我国沿海的海啸周期为后者,平均为 60 min. 前者为高频的“海啸致假潮”,其周期受局地岸形和水深控制. 从图 6 中挑选谱形规则且有代表性的两个站(石浦和台山)列于图 5 中便于进一步讨论. 为了刻画

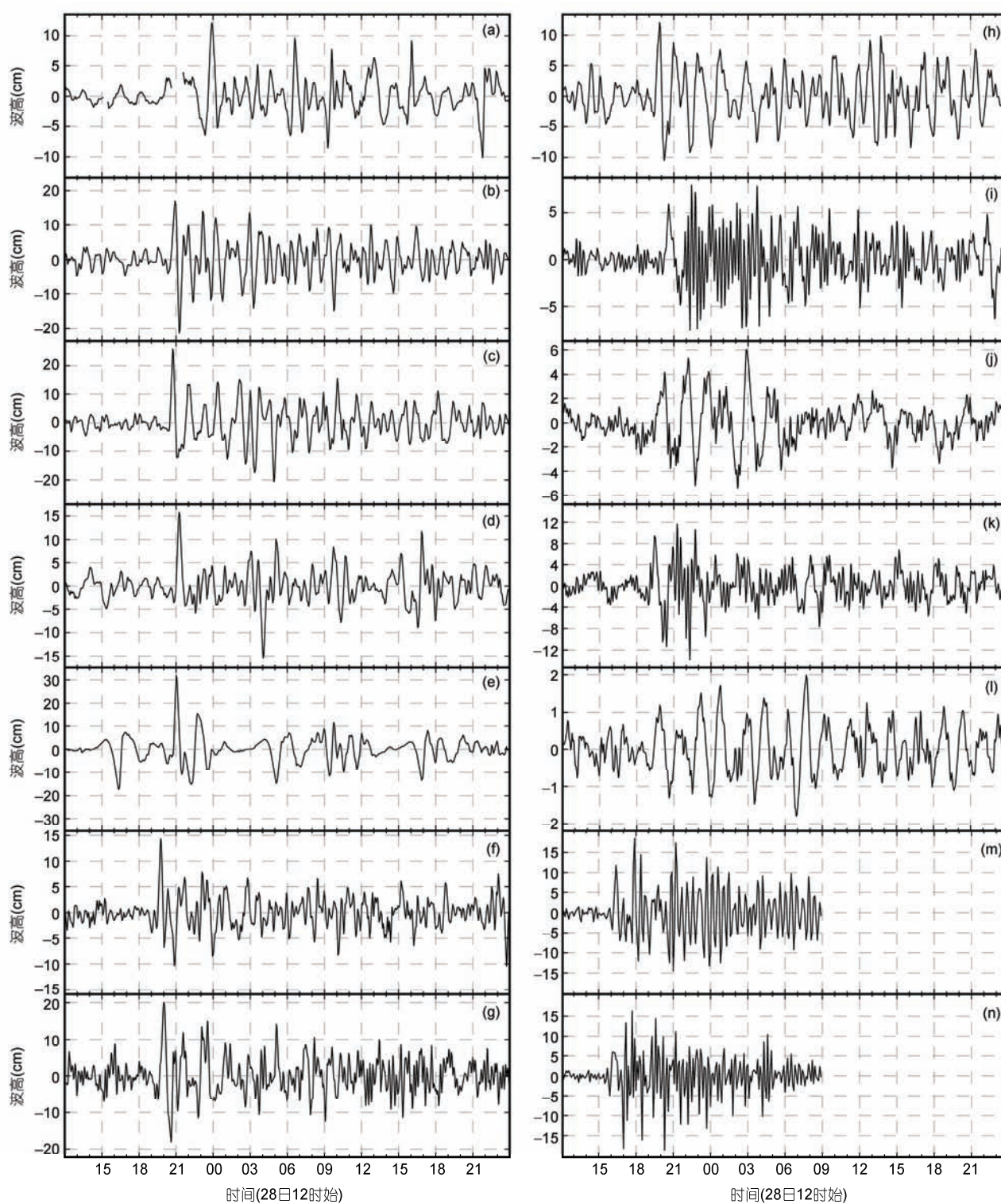


图 2 典型潮位站海啸波时间序列

(a) 吕泗, (b) 沈家门, (c) 石浦, (d) 健跳, (e) 椒江, (f) 大陈, (g) 坎门, (h) 石砰, (i) 台山岛, (j) 崇武, (k) 汕头, (l) 清澜, (m) 苏澳, (n) 成功

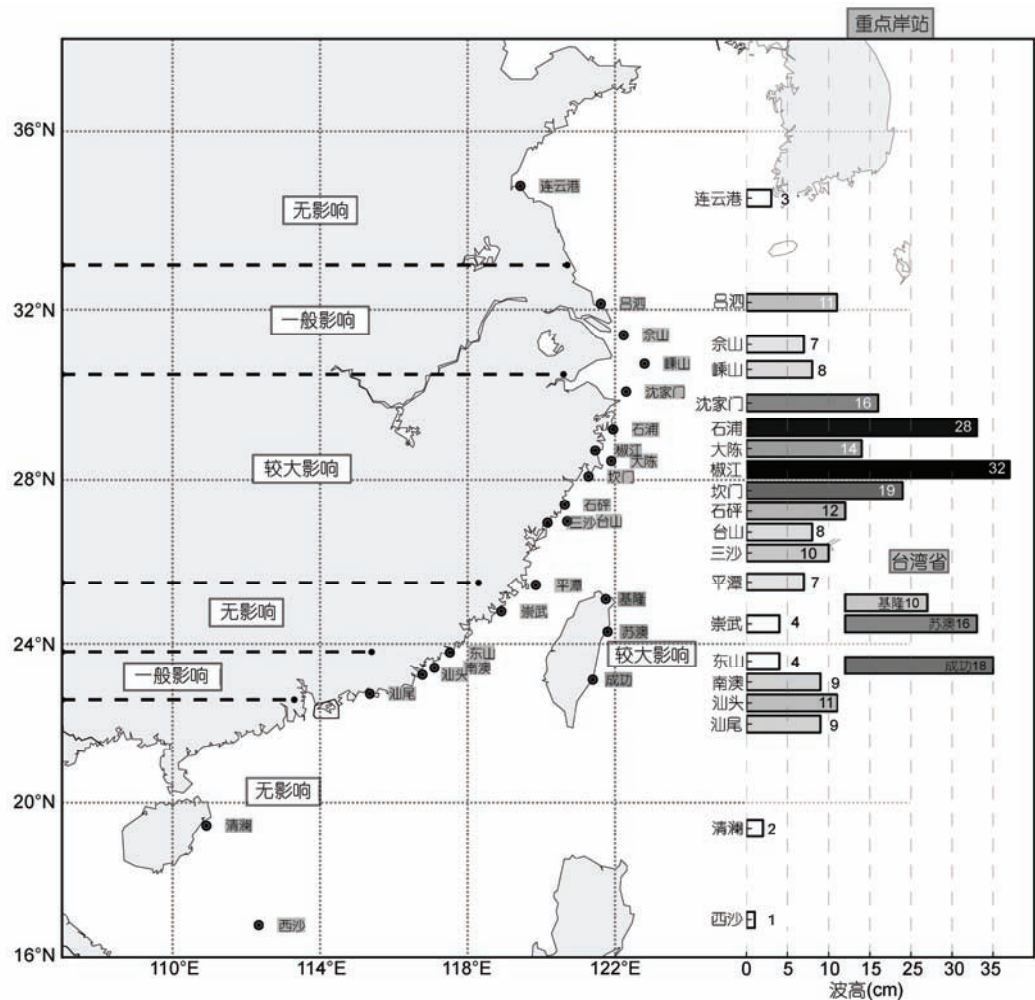


图 3 我国沿海不同岸段测得的最大海啸波高及潜在威胁等级划分

海啸周期、波能随时间的演变和生消，以及“假潮”振荡与海啸的依存关系，采用连续小波变换对以上 2 个站位进行分析，对应的小波能谱图列于图 6。

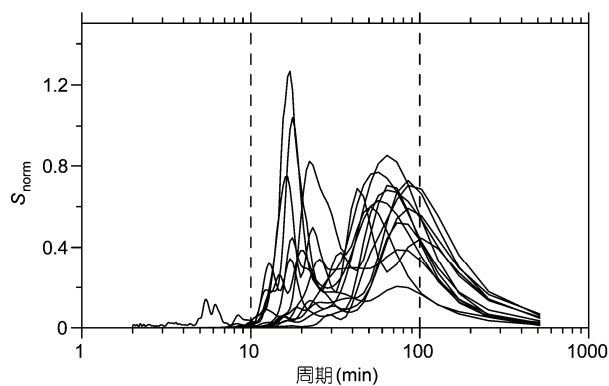


图 4 沿海不同潮位站海啸波归一化谱分析包络图

图 5(a)显示石浦站的功率谱峰在 50~70 min 之间，即对应海啸周期；但台山的功率谱呈现不对称的双峰分布，最显著的波能谱峰未对应海啸周期，而是代表了局地“假潮”的振荡周期(17 min)，并且其波能要远大于海啸波能。从图 2(i)中也可看出海啸初波抵达台山后周期从 60 min 左右迅速过渡至 17 min，并且波高较初波略有增大。

图 6(a)和(b)显示海啸波大约于 20 时开始影响石浦与台山站，表现为 50~120 min 周期内的小波能谱值此时迅速增大。石浦站的小波能谱高值区一直持续到 3 月 1 日 9 时，此时海啸波能较初波减小一个量级以上。值得注意的是，台山站在 16 min 周期上存在显著的小波能谱高值区，并且不难看出这个高频振荡的出现要晚于海啸初波约 2 h，说明在海啸波的周期性驱动下，台山站所处海湾内激发出局地“假



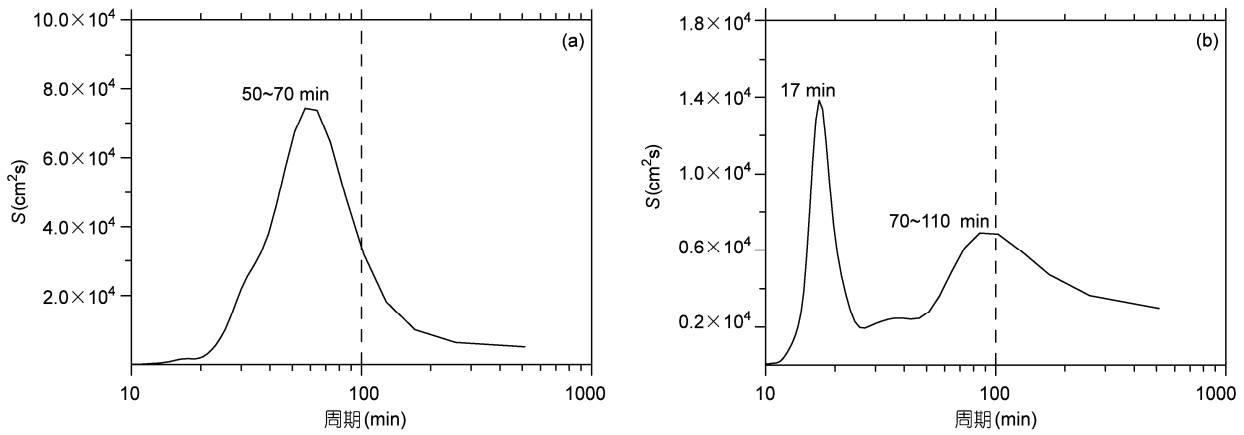


图5 石浦(a)和台山(b)潮位站海啸波功率谱分析

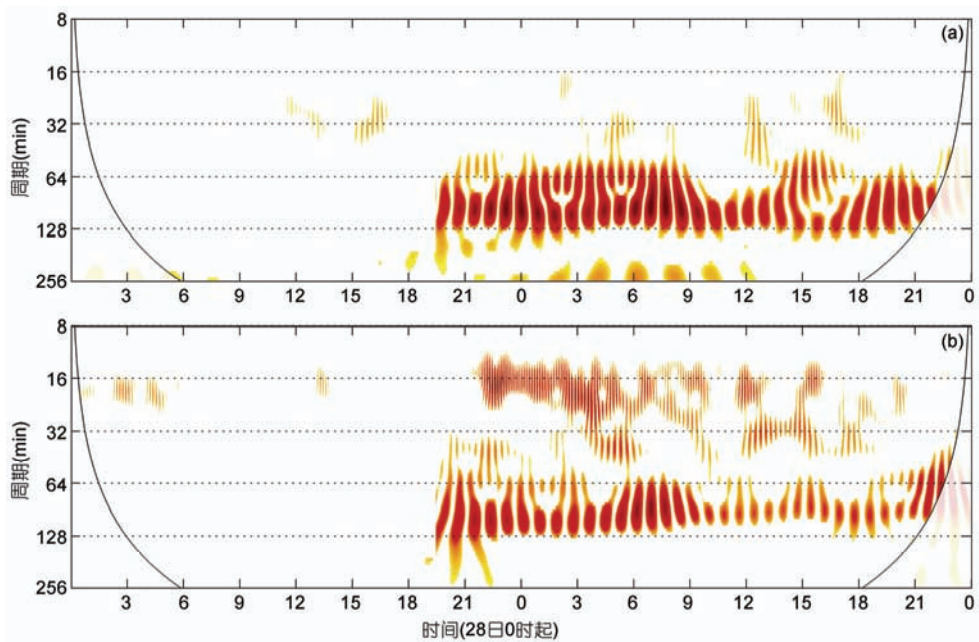


图6 石浦(a)和台山(b)潮位站海啸波小波能谱图

潮”。该振荡持续约8 h后逐渐衰减,表现为小波能谱迅速降低且不规则出现。

### 3 讨论

除地震震级、震源机制等因素,港口和海湾的地形、空间尺度和海岸线形状很大程度上决定了海啸引起的近岸水位变化。如1992年1月4~5日,我国海南省西南部海域(108°E, 18°N)海底发生弱群震,最大震级仅3.7级,震源深度8~12 km<sup>[14]</sup>。受其影响海南岛南端的榆林湾验潮站记录到波幅0.78 m(波高约40

cm)的海啸波,周期约30 min。受其影响,榆林港内潮水急涨急落,导致渔船走锚搁浅或相互磕碰,造成了较大损失(据1992年中国海洋灾害公报)。榆林湾东西宽约7 km,南北5~7 km,水深大多在10~25 m。根据半封闭海湾假潮周期Merian公式:  $T = 4L/\sqrt{gh}$  ( $L$ 为海湾特征尺度,  $h$ 为特征水深),若取榆林湾平均水深为20 m,特征尺度为6 km,可知该湾的固有周期约为29 min,这与榆林潮位站观测到的海啸波周期一致。此外,根据半封闭海湾驻波理论计算,假设在湾中部监测到40 cm的水位波动,对于

榆林湾这样湾口开阔的海湾,湾口处往往伴随着约 50 cm/s 的水平流速.对于湾口狭窄的港口或泻湖岸形,流速更会达到 100 cm/s 以上,必定对渔民生产生活和港口作业带来危害.可见对于特定尺度的海湾,地震震级并非控制海啸波高的主要因素,海啸激发的局地假潮振幅往往数倍于海啸本身.

#### 4 结论和建议

本文根据观测到的最大海啸波高进行统计,定性划分了东部沿海不同岸段受越洋海啸影响的潜在威胁等级,发现浙江省、福建省北部及台湾东部岸段

最易受到越洋海啸影响,其潜在灾害风险最大.本次海啸影响我国过程中浙江石浦和椒江潮位站分别监测到 28 和 32 cm 的海啸波高.通过谱分析及小波分析方法发现海啸初波激发的海湾或港口内的局地振荡叠加在原始波形上,往往会使水位大幅升高,从而造成灾害性的损失.

目前,我国已经建立了南海定量海啸预警系统,并即将在南海布放海啸监测浮标,已经具备了对局地和区域海啸的预警能力,但对越洋海啸的预警能力和国际先进水平有较大差距.因此有必要未雨绸缪,大力发展太平洋海啸预警系统,满足我国海啸预警服务和防灾减灾的需求.

#### 参考文献

- 1 于福江,叶琳,王喜年. 1994 年发生在台湾海峡的一次地震海啸的数值模拟. 海洋学报, 2001, 23: 30–39
- 2 叶琳,于福江,吴玮. 我国海啸灾害及预警现状与建议. 海洋预报, 2005, 22(增刊): 147–157
- 3 Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC). Tsunami Glossary. IOC Technical Series(85). Paris, UNESCO, 2008
- 4 于福江,吴玮. 印度洋大海啸及其全球海啸预警系统展望. 中国科技奖励, 2005, 2: 90–91
- 5 Merrifield M A, Firing Y L, Aarup T, et al. Tidal gauge observations of the Indian Ocean tsunami, December 26, 2004. Geophys Res Lett, 2005, 32: L09603, doi:10.1029/2005GL022610
- 6 Nagarajan B, Suresh I, Sundar D, et al. The Great Tsunami of 26 December 2004: A description based on tide-gauge data from the Indian subcontinent and surrounding areas. Earth Planet Space, 2006, 58: 211–215
- 7 Ichinose G A, Anderson J G. The potential hazard from tsunami and Seiche waves generated by large earthquakes within Lake Tahoe, California-Nevada. Geophys Res Lett, 2000, 27: 1203–1206
- 8 Rabinovich A B. Spectral analysis of tsunami waves: Separation of source and topography effects. J Geophys Res, 1997, 102: 12663–12676
- 9 Welch, P D. The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: A method based on time averaging over short, modified periodograms. IEEE Trans Audio Electroacoust, 1967 AU-15: 70–73
- 10 Yuan Y, Wei H, Zhao L, et al. Implications of intermittent turbulent bursts for sediment resuspension in a coastal boundary layer: A field study in western Yellow Sea, China. Mar Geol, 2009, 263: 87–96
- 11 Liu P L-F, Wang X M, Salisbury A J. Tsunami hazard and early warning system in South China Sea. J Asian Earth Sci, 2009, 36: 2–12
- 12 Dao M H, Tkalich P, Soon C E, et al. Tsunami propagation scenarios in the South China Sea. J Asian Earth Sci, 2009, 36: 67–73
- 13 杨华庭. 海啸及太平洋海啸预报系统. 海洋预报, 1987, 4(增刊): 68–76
- 14 Gao Y, Wang P D, Zheng S H, et al. Temporal changes in shear-wave splitting at an isolated swarm of small earthquakes in 1992 near Dongfang, Hainan Island, southern China. Geophys J Int, 1998, 135: 102–110