

南海北部滑坡海啸数值模拟与危险性分析

孙立宁, 于福江, 王培涛

(国家海洋环境预报中心(自然资源部海啸预警中心) 自然资源部海洋灾害预报技术研究重点实验室, 北京 100081)

摘 要: 选取南海北部白云凹陷区域作为潜在的滑坡海啸源进行研究。参考前人对白云凹陷区域地形及滑坡体的研究成果, 给出滑坡海啸源参数; 使用 Geowave 模式对滑坡海啸进行数值模拟, 并根据模拟结果对海啸的到达时间、最大波高分布以及波形特征等要素进行分析。结果表明: 白云凹陷区域发生滑坡海啸将会在南海深水区域造成 6 m 以上的最大海啸波幅, 在近岸区域造成 0.3~3 m 不等的最大海啸波幅, 对南海区域将造成较大的灾害性影响。

关键词: 滑坡海啸; 危险性分析; 南海北部; 白云凹陷

中图分类号: P731.25 **文献标识码:** A **文章编号:** 1003-0239(2020)06-0009-11

1 引言

海啸作为一种突发性且破坏力极强的海洋灾害, 近年来受到广泛关注。引发海啸的因素包括海底地震、海底或海岸滑坡、火山喷发和小行星撞击等, 其中海底地震是引发海啸的最主要因素, 据统计 90% 以上的海啸是由地震引起的^[1-2]。历史记载中的特大海啸, 例如 2004 年印度洋大海啸、2010 年智利大海啸、2011 年日本东北大海啸等, 都是由海底地震引发的海啸。我国沿海处于亚欧板块和太平洋板块交界处, 琉球群岛、台湾岛和菲律宾群岛一线是环太平洋地震带的一部分, 也是地震和海啸多发地带。我国东南沿海面临着来自南海马尼拉海沟、台湾岛周边、琉球海沟的潜在局地海啸的威胁, 南海沿岸的风险尤其严重^[3]。

海底滑坡是引发海啸的又一主要因素。从 20 世纪 90 年代得到的太平洋海域地震震级与海啸强度的记录中发现, 在所有的海啸事件中, 30% 左右的海啸与海底滑坡等海底沉积物运动有关^[4]。20 世纪 90 年代以来, 一系列的滑坡海啸事件使人们将更多的关注投入到了滑坡海啸的安全问题上。1992

年印度尼西亚佛罗里斯岛海域发生地震, 在距离地震中心位置很远的一个小村庄出现了高达 26 m 的大海啸, 海啸完全摧毁了该村庄的建筑并造成 122 人死亡。根据灾后进行的研究, 此次海啸很有可能是由地震引起的海底滑坡导致的^[5]。1994 年菲律宾民都洛岛发生地震并引发海啸, 事后有学者提出此次海啸的产生很可能也与地震过程中发生的海底滑坡有关^[6]。虽然当时学者提出了一些海底滑坡引发海啸的观点, 但都没有引起足够的重视, 直到 1998 年巴布亚新几内亚海啸事件发生。在经过 7 级地震的短暂袭击之后, 10 m 高的海啸波在巴布亚新几内亚沿岸登陆, 横扫 3 个村庄并造成超过 2 200 人死亡。事后的实地野外观测发现, 此次海啸波高远高于正常水平, 海啸波到达时间也有所延迟, 这些观测事实都指向了此次海啸事件很可能是地震及其引发的海底滑坡共同作用的结果。在这之后, 巴布亚新几内亚海啸的引发机制被广泛地研究和讨论。众多学者的理论研究和对海啸区域的海底影像图分析证明, 此次海啸事件确实受到了海底滑坡的影响^[7-12]。与此同时, 关于历史上海啸波形存在异常的海啸事件是否也受到了滑坡影响的讨论也逐

收稿日期: 2019-10-14; 修回日期: 2020-01-09。

基金项目: 国家重点研发计划(2018YFC1407000、2016YFC1401500)。

作者简介: 孙立宁(1993-), 男, 助理工程师, 硕士, 主要从事海洋灾害预警技术研究。E-mail: s396647854@163.com

通讯作者: 于福江(1965-), 男, 研究员, 硕士, 主要从事海洋灾害应急管理及预警技术研究。E-mail: yvfujiang@163.com

渐增多,滑坡海啸逐渐引起人们的重视。

随着各国科研工作者对滑坡海啸的重视程度不断提高,滑坡海啸的研究在近年来涌现出很多新成果。Watts等^[13]基于滑坡海啸理论建立了用于模拟海啸波生成和传播的Geowave模式,并利用该模式成功模拟了1946年阿拉斯加海底滑坡海啸、1994年阿拉斯加近岸滑坡海啸,以及1998年巴布亚新几内亚海啸。Enet等^[14]对滑坡海啸进行了室内实验室模拟,将滑坡体从不同的初始深度进行滑坡实验,并采集波高、爬高和滑坡加速度等数据进行分析,发现海啸波具有较强的频散性和定向性,海啸爬高的高度与滑坡体的初始深度相对应。在国内,胡涛骏等^[15]将滑坡海啸强度预测模型与海底边坡稳定性分析相结合,提出了定性分析与海啸强度计算相结合预测滑坡海啸的方法,并采用该方法计算了岙山原油码头滑坡区的滑坡海啸强度。结果表明:若该地区发生滑坡将会产生2~3 m的海啸波。任智源等^[16]基于Herschel-Bulkley流变理论建立了表征粘塑性泥石流滑坡过程的数值模型,通过求解耦合滑坡过程的非线性浅水波方程,发展可用于模拟海底滑坡激发海啸的生成、传播和近岸爬高过程的数值模型,并利用该模型计算了南海北部白云滑坡海啸和南海南部文莱特大型滑坡海啸,综合分析了南海潜在滑坡海啸对近岸的影响特征。

南海白云凹陷区域在地形上存在较大的坡度,并发育有大面积的滑坡体,是南海可能发生海底滑坡且存在较高风险的区域^[17]。为了评估白云凹陷地区发生滑坡海啸的风险性,本文对该区域进行了滑坡海啸的数值模拟实验,并对海啸特征进行分析。根据数值模拟和分析的结果,对南海北部白云凹陷

区域滑坡海啸的风险性进行评估。

2 数值模型

本文采用Geowave数值模式对南海白云凹陷区域滑坡海啸进行模拟。Geowave模式由Watts等^[13]开发,并成功模拟了1946年阿拉斯加海底滑坡海啸、1994年阿拉斯加近岸滑坡海啸以及1998年巴布亚新几内亚海啸的海啸初始场,证明该模式具有良好的模拟海啸的能力。Geowave模式分为两个模块,即海啸的生成模块和传播模块。

海啸生成模块称为TOPICS(Tsunami Open and Progressive Initial Conditions System)。TOPICS模块可以对多种海啸源导致的海啸初始水位场进行计算,包括地震海啸、海底平移滑坡海啸、海底旋转滑坡海啸、近岸碎屑流海啸和火山碎屑流海啸等。本文将对TOPICS模块中平移滑坡和旋转滑坡生成海啸初始场的数值模型进行介绍。

平移滑坡(Translational Slide)和旋转滑坡(Rotational Slump)都是指发生在海底的滑坡现象。Watts等^[4,13]对这两种滑坡的特点进行了分析,并建立了平移滑坡和旋转滑坡导致海啸发生的数值模型。如图1所示,以半椭圆体代表滑坡体的形状, θ 为滑坡倾角, b 为滑坡沿倾斜面的长度, T 为滑坡体中心厚度, d 为滑坡体中心处水深, $s(t)$ 代表滑坡体质心随时间的移动距离。通常情况下,平移滑坡体的中心厚度与长度比 T/b 小于旋转滑坡。

平移滑坡模型假设一个刚性半椭圆体沿着斜面平移滑下。假设滑坡体密度 $\gamma \cong 1.85 \text{ g/cm}^3$,库仑摩擦力系数 $C_n \cong 0$,附加质量系数 $C_m \cong 1$,阻力系数

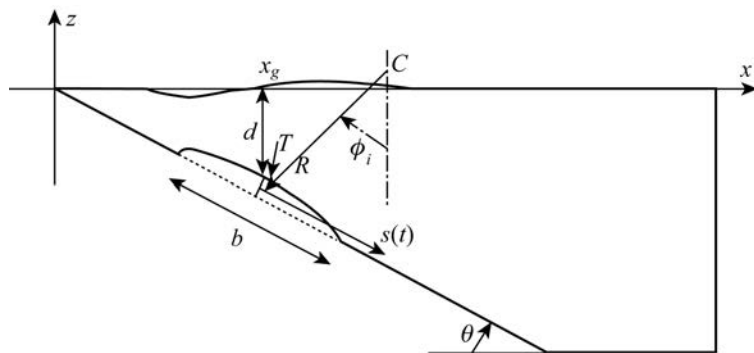


图1 平移滑坡和旋转滑坡示意图

$C_d \cong 1$ 。则平移滑坡体的运动方程可以描述为:

$$\left\{ \begin{array}{l} s(t) = s_0 \ln \left[\cosh \left(\frac{t}{t_0} \right) \right] \\ a_0 \cong 0.30 g \sin \theta \\ u_t \cong 1.16 \sqrt{b g \sin \theta} \\ s_0 \cong \frac{u_t^2}{a_0} \cong 4.48 b \\ t_0 \cong \frac{u_t}{a_0} \cong 3.87 \sqrt{\frac{b}{g \sin \theta}} \end{array} \right. \quad (1)$$

式中: a_0 为滑坡体的初始加速度; u_t 为滑坡体自由滑动的终端速度; s_0 为滑坡体质心移动的特征距离; t_0 为滑坡体移动的特征时间。根据Grilli等^[18]建立的海啸源生成模型,可以计算出海啸波的特征波长 λ_0 和波幅 η_{2d} 分别为:

$$\lambda_0 \cong t_0 \sqrt{g d} \cong 3.87 \sqrt{\frac{b d}{\sin \theta}} \quad (2)$$

$$\eta_{2d} \cong 0.2139 T (1 - 0.7458 \sin \theta + 0.1704 \sin^2 \theta) \left(\frac{b \sin \theta}{d} \right)^{1.25} \quad (3)$$

旋转滑坡模型同样假设滑坡体为一个刚性半椭圆体,但其运动方式非平移滑下,而是沿着圆弧形的断层面旋转滑动。假设其滑坡体滑动的曲率半径为 R ,滑动角度为 $\Delta\phi$,相关系数的设定与平移滑坡相同,则旋转滑坡的运动方程可以描述为:

$$\left\{ \begin{array}{l} s(t) = s_0 \left[1 - \cos \left(\frac{t}{t_0} \right) \right] \\ a_0 \cong 0.15 g \Delta\phi \\ u_{\max} \cong 0.27 \Delta\phi \sqrt{R g} \\ s_0 = \frac{u_{\max}^2}{a_0} \cong 0.50 R \Delta\phi \\ t_0 = \frac{u_{\max}}{a_0} \cong 1.84 \sqrt{\frac{R}{g}} \end{array} \right. \quad (4)$$

式中: u_{\max} 为滑坡体运动过程中的最大速度,在 $t = \pi t_0 / 2$ 时达到速度最大值。同样,根据Grilli等^[18]建立的海啸源模型,可以计算得到海啸波的特征波长 λ_0 和波幅 η_{2d} 分别为:

$$\lambda_0 \cong t_0 \sqrt{g d} \cong 1.84 \sqrt{R d} \quad (5)$$

$$\eta_{2d} \cong 0.0654 T \Delta\theta^{1.39} (\sin \theta)^{0.22} \left(\frac{b}{d} \right)^{1.25} \left(\frac{R}{b} \right)^{0.37} \quad (6)$$

Geowave数值模型的海啸传播模块能够使用完全非线性Boussinesq近似方程组模拟计算海啸波的传播情况。Boussinesq近似将线性长波理论扩展到非线性和频散区域,传播模型是完全非线性的,能够模拟不限于长波的各种波长。采用笛卡尔坐标系, x 轴和 y 轴位于静止水平面, z 轴以垂直向上为正方向,完全非线性Boussinesq方程组表达式^[19-20]为:

$$\left\{ \begin{array}{l} \eta_t + \nabla \cdot \mathbf{M} = 0, \\ \mathbf{u}_{at} + (\mathbf{u}_a \cdot \nabla) \mathbf{u}_a + g \nabla \eta + \mathbf{V}_1 + \mathbf{V}_2 = 0 \end{array} \right. \quad (7)$$

式中:

$$\begin{aligned} \mathbf{M} = & (h + \eta) \mathbf{u}_a + (h + \eta) \cdot \left[\frac{z_a^2}{2} - \frac{1}{6} (h^2 - h\eta + \eta^2) \right] \nabla \\ & (\nabla \cdot \mathbf{u}_a) + (h + \eta) \left[z_a + \frac{1}{2} (h - \eta) \right] \nabla [\nabla \cdot (h \mathbf{u}_a)] \end{aligned} \quad (8)$$

$$\begin{aligned} \mathbf{V}_1 = & \frac{z_a^2}{2} \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}_{at}) + z_a \nabla [\nabla \cdot (h \mathbf{u}_{at})] - \\ & \nabla \left[\frac{1}{2} \eta^2 \nabla \cdot \mathbf{u}_{at} + \eta \nabla \cdot (h \mathbf{u}_{at}) \right] \end{aligned} \quad (9)$$

$$\begin{aligned} \mathbf{V}_2 = & \nabla [(z_a - \eta)(\mathbf{u}_a \cdot \nabla)(\nabla \cdot (h \mathbf{u}_a)) + \\ & \frac{1}{2} (z_a^2 - \eta^2)(\mathbf{u}_a \cdot \nabla)(\nabla \cdot \mathbf{u}_a)] + \\ & \frac{1}{2} \nabla [(\nabla \cdot (h \mathbf{u}_a) + \eta \nabla \cdot \mathbf{u}_a)^2] \end{aligned} \quad (10)$$

上述方程中: $\mathbf{u}_a = (u_a, v_a)$ 为在 z_a 处的水质点水平速度, u_a, v_a 分别为 x 和 y 方向的水平速度分量; η 为自由波面; h 为水深; g 为重力加速度; \mathbf{u}_{at} 代表变量 \mathbf{u}_a 对时间 t 的一阶导数; $\nabla = (\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y})$ 表示水平方向的梯度向量。

3 模拟情景与模式参数设置

白云凹陷位于南海北部大陆边缘深水区,构造上属于珠江口盆地,整体走向近EW向。水深为200~2000 m(大部分为500~1500 m),面积约 2.5×10^4 km²,是珠江口盆地面积最大、沉积厚度最厚的凹陷^[17, 21]。白云凹陷区域海底滑坡数值模拟的范围为112°~117°E, 18.5°~23.5°N(见图2)。模式采用的地形水深数据为美国航空航天局(National Aeronautics and Space Administration, NASA)提供的

表1 滑坡海啸源参数

位置	滑坡方向	初始水深/m	平均坡度/ $^{\circ}$	滑坡体长度/m	滑坡体厚度/m	滑坡体宽度/m	滑坡体密度/ (kg/m^3)	滑坡类型
114.4 $^{\circ}$ E 20.4 $^{\circ}$ N	195 $^{\circ}$	1 350	3.5	60 000	62.5	48 000	1 900	平移滑坡

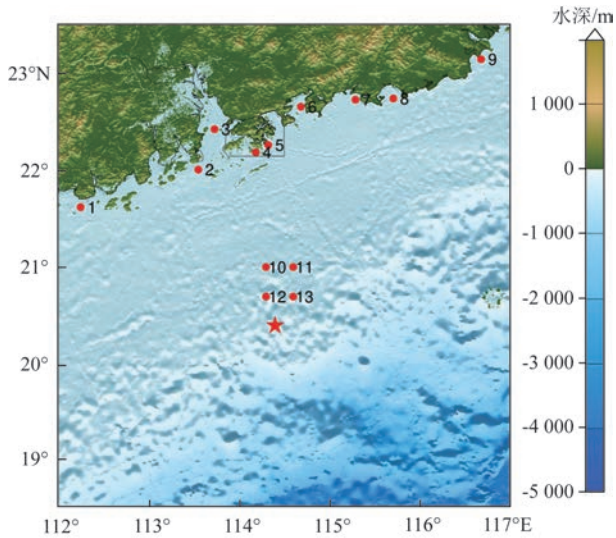


图2 研究区域水深及站点分布图(★为滑坡源位置)

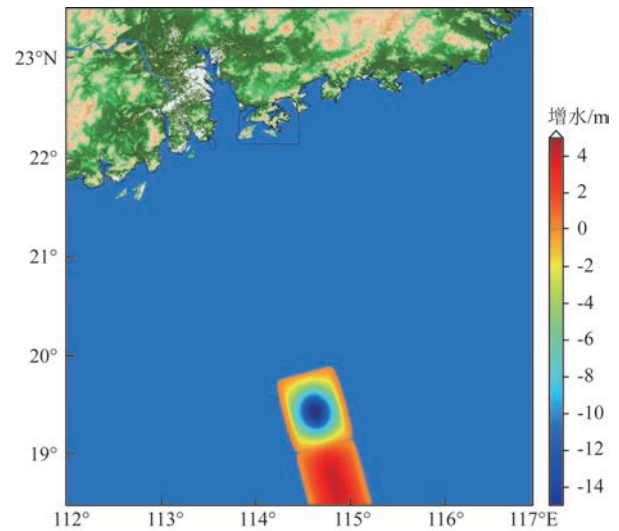


图3 海底滑坡引起的初始水位场

SRTM15_PLUS 全球地形起伏数据,空间分辨率为 15" (约 460 m)。模式设置的时间步长为 0.6 s,模拟时间为 10 h。滑坡体大小和坡度等参数的选定参考了前人对白云凹陷区域海底滑坡的一系列研究^[17, 21-24],具体参数见表 1。

4 模拟结果及分析

4.1 海啸初始水位场

从海底滑坡导致产生的海啸初始水位场可以看到(见图 3),相比滑坡发生的位置,海啸初始场的中心位置沿滑坡方向移动了 100 km 左右。沿海底滑坡运动的方向,前端为增水场,最大增水为 4.16 m,末端为减水场,最大减水为 15.69 m。这说明滑坡海啸初始场的水位起伏分布与海底滑坡的运动方向相一致。

4.2 海啸传播过程

根据海啸波的到达时间(见图 4)可知,在滑坡

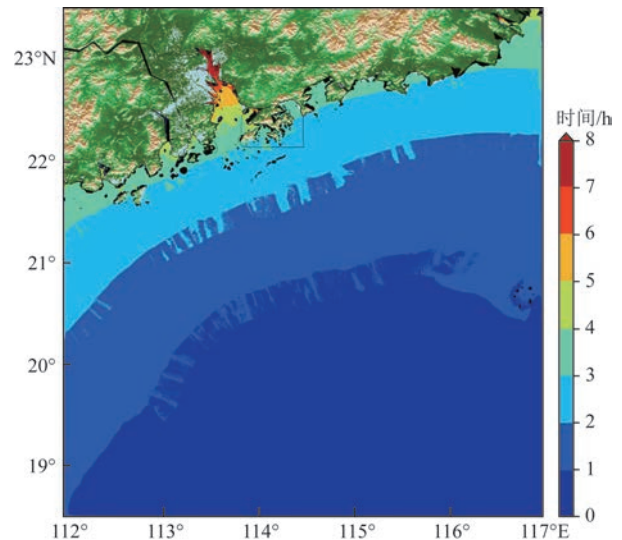


图4 海啸波到达时间

发生后,海啸波最快到达近岸的时间为 3~4 h,到达的区域有台山市上川岛南部、珠海市荷包岛南部以及香港和汕尾的最南部区域;4 h 时海啸波基本完全到达南海北部近岸区域;4~8 h 海啸波由珠江口外海进入珠江口内部区域。从海啸波到达时间来看,

在观测到滑坡海啸发生的前提下,近岸区域有相对充足的时间对海啸作出响应。因此,加强该区域的海啸波观测,可以在滑坡海啸发生时有效地减少近岸地区的人员和财产损失。

图5给出了滑坡海啸发生后20 min、30 min、40 min和50 min时的海啸波幅情况。从20 min和30 min时的传播图像中可以看到相间分布的黄色波纹(见图5a、b),这是由于海啸波在传播过程中因不同的速度分离开而导致的。这种现象表明,与海底地震引发的海啸不同,滑坡海啸引发的海啸波具有较强的频散性。从20 min、30 min、40 min时的图像中可以看到(见图5a—c),海啸波在30~40 min内

在西北方向的传播速度和20~30 min相比明显变慢。这是由于海底地形在该处有较大的梯度,海啸波传播过程中水深迅速减小,导致海啸波传播速度变慢。相应的,海啸波在40 min时最大波幅比30 min时有所增加(白色区域代表波幅大于4 m)。这也说明海啸波在由深海传播到浅海时,由于地形变化、水深减小,导致前端海啸波传播速度减慢,后续海啸波赶上前端海啸波时,会使得海啸波首波波高继续增加,在到达近岸时具有更大的波幅。

4.3 海啸波形特征分析

在数值模拟实验中,本文设计了编号为1—9的

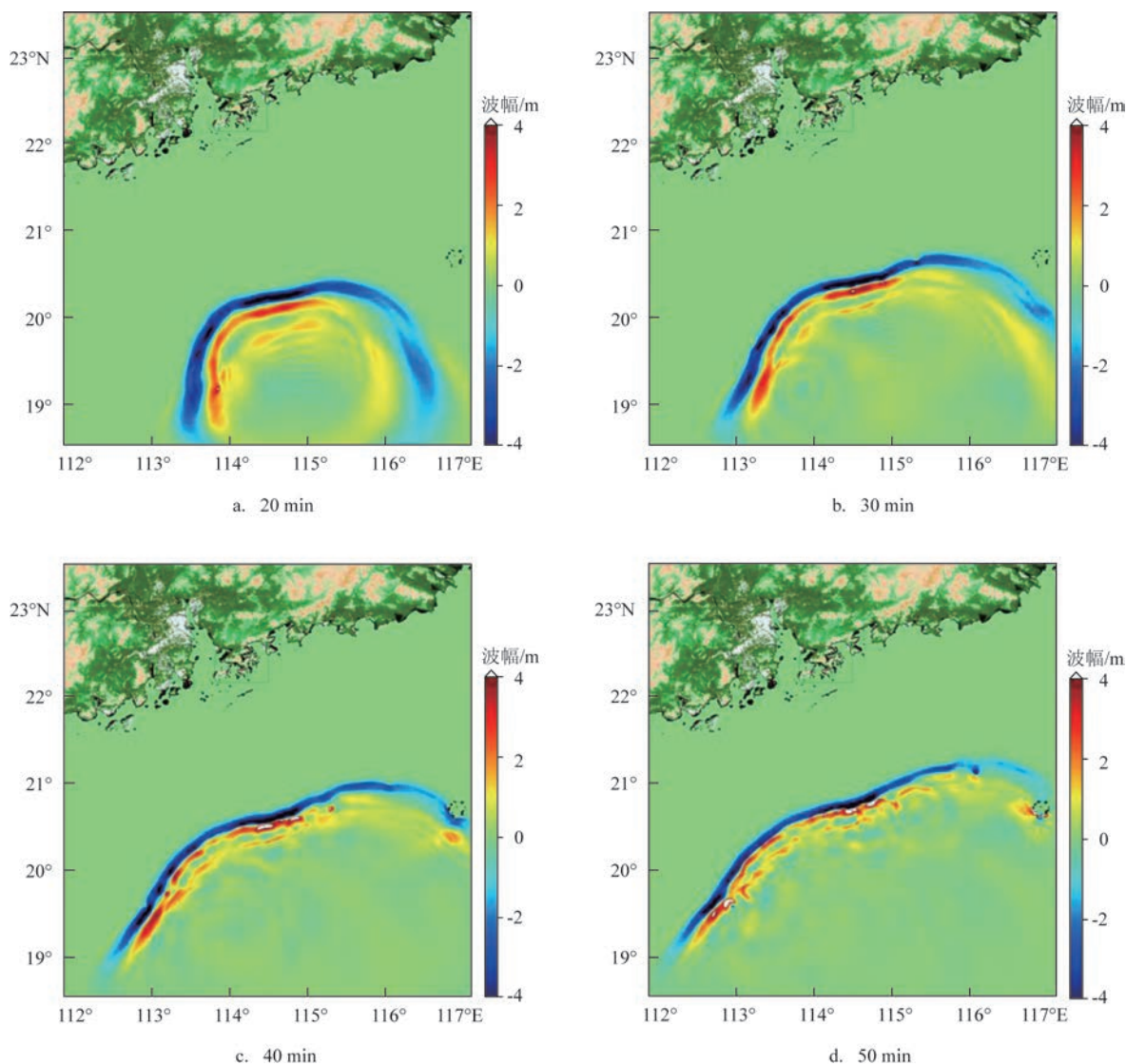


图5 滑坡海啸传播过程

近岸站点和编号为10—13的深水站点(见图2)。在相应的站点处输出海啸波的波幅值,进而可以观察滑坡海啸波在近岸和深水处的波幅和波形特征。

海啸波在深水站点处的波形中(见图6),10号站点处的最大波幅值最小,为3.3 m左右,11号站点处最大波幅值最大,接近10 m。在海啸首波经过后,相应站点的海啸波幅迅速减小,这说明海啸波在深水区域主要由海啸首波造成威胁,首波经过后后续波动幅度明显减弱。需要注意的是,在南海水深迅速变化的区域,海啸首波可能会在水深变化的影响下波高迅速增加,最大波幅可能达到10 m左右,对经过的船只和石油钻井平台等海上工程设施造成严重的灾害性影响。

海啸波在近岸浅水区域的波形如图7所示。其中1号、2号站点分别对应阳江市、澳门的南部海域,对应的海啸波最大波高为1.8 m、1.5 m左右。1号站点位于相对开阔海域,其海啸波形与深海站点相似,即首波波幅较大、后续波动迅速减小。2号站点

在周围岛屿的作用下海啸波发生反射,因此首波之后的波动幅度明显大于1号站点。3号站点对应珠江口内区域,最大波高为0.3 m左右,说明珠江口内海域在外围地形的阻挡作用下,受到海啸的影响相对较小。4号、5号站点对应香港南部海域,两者相比,4号站点在外围岛屿的阻挡作用下,最大波高值只有0.5 m左右;5号站点海域相对开阔,最大波高约1.6 m。6号、7号、8号站点分别对应大亚湾、红海湾、碣石湾内部,最大波高分别为0.5 m、1 m、1.2 m;在地形的影响下,位于海湾内的这3个站点均呈现出波动持续时间长、波动衰减弱的特征;海啸首波之后的波动量级与首波相近,都出现后续波幅大于首波波幅的情况。9号站点对应汕头市南部开阔海域,最大波高为1.5 m。

为了进一步研究海啸波的时频特征,本文对近岸和深水站点输出的海啸波进行了小波分析。从深水站点的小波分析中可以看到(见图8),海啸波的能量主要集中在首波,后续波动的能量较小,这

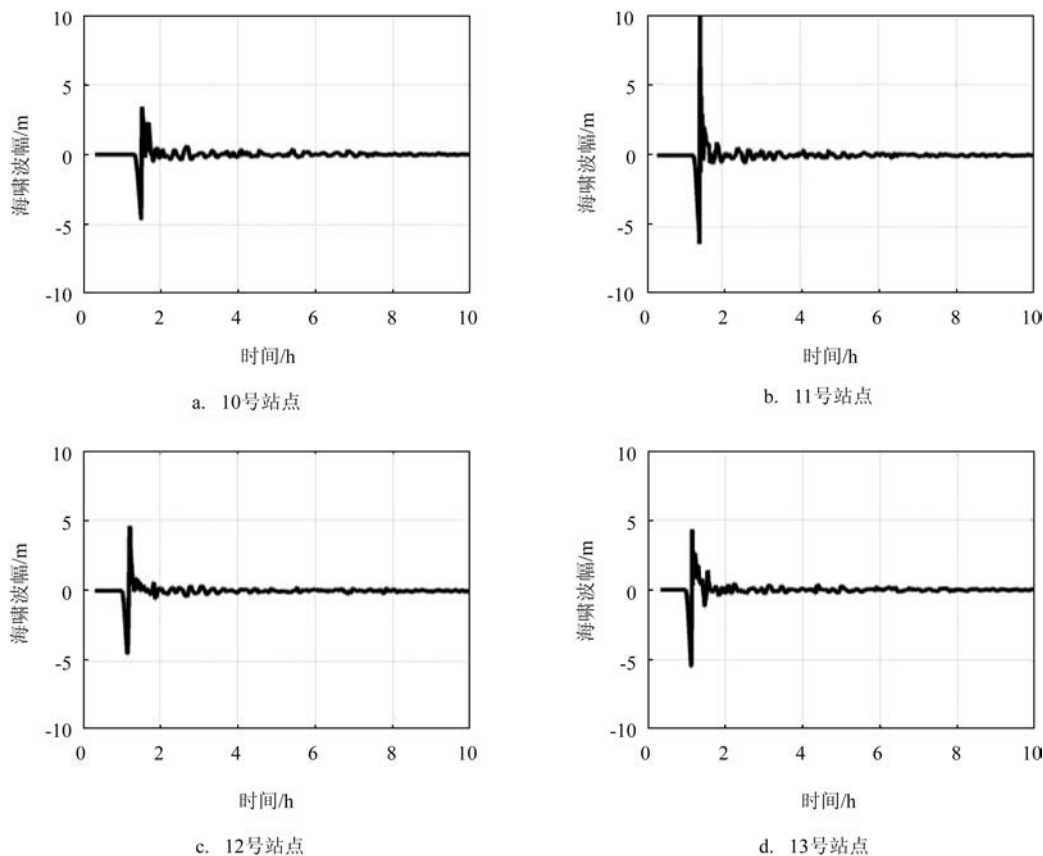


图6 深水站点海啸波形图

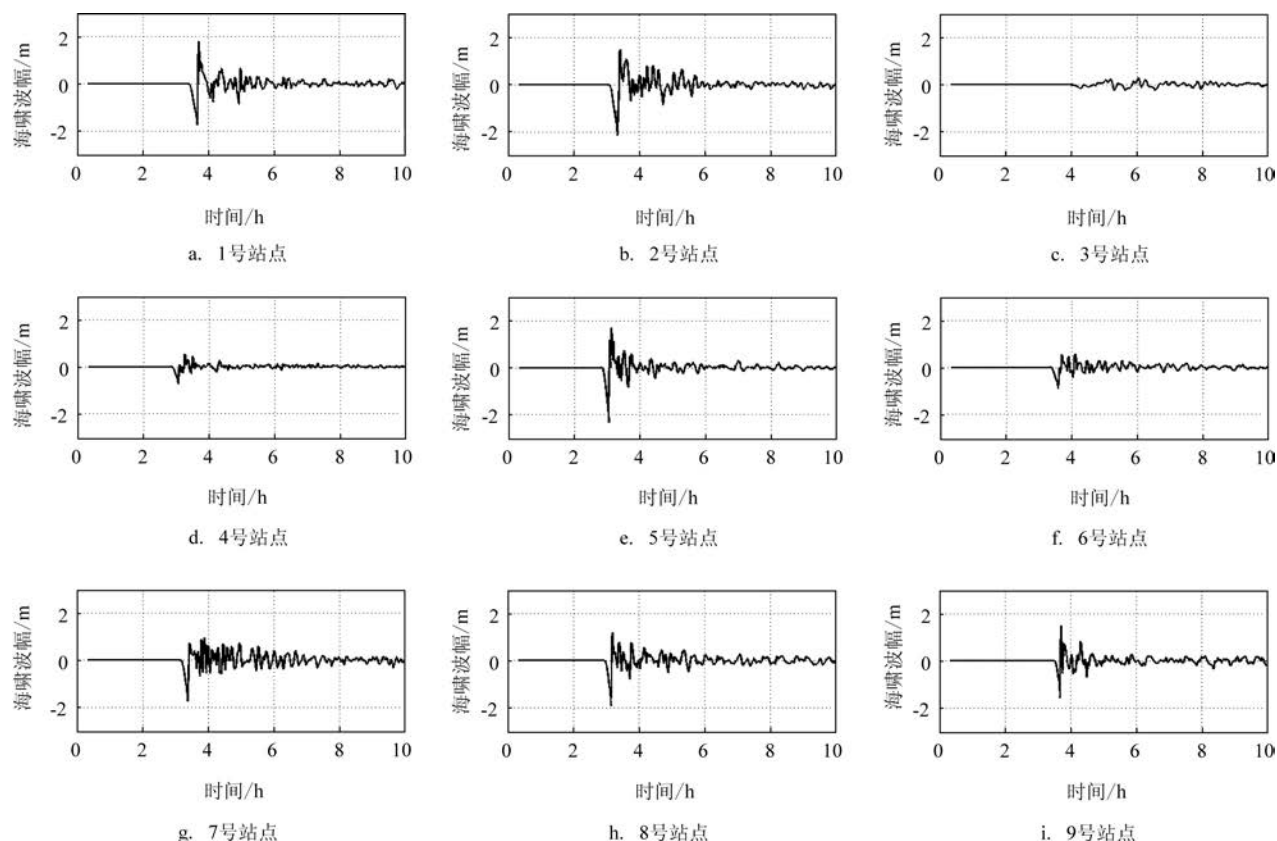


图7 近岸站点海啸波形图

也和观察海啸波形得到的结论相一致。海啸波在深水区域的主要周期为30 min左右,与常见的地震海啸相比,滑坡海啸产生的海啸波的主要能量周期更小。浅水站点海啸波小波分析情况如图9所示。与深水区域相比,总体上近岸区域海啸波的能量可以持续更长时间,其中位于开阔外部无遮挡的近岸站点(1号、5号、9号站点)的海啸波,其主要能量周期与深水区域海啸波的主要能量周期非常相似,都位于30 min左右,并且主要能量集中在单个峰值区间内;2号、4号站点受到外围岛屿的阻挡作用,其海啸波的主要能量周期相对变大,长周期波动的能量维持的时间更长,能量集中在多个峰值区间内;3号站点位于珠江口内部,受地形影响,其主要能量周期为64 min,远大于深水站点的主要能量周期,且其海啸波能量在河口内部维持了相当长的时间;6号、7号、8号站点位于海湾内部,其主要能量周期与深水站点海啸波相同,都为30 min左右,但受到海湾地形影响,近岸湾内站点具有明显的多峰值结构,能量的持续时间也更长。

总体看来,在深水站点,海啸波的能量主要集中在首波,其波高最高接近10 m。首波经过后,海啸的能量迅速衰减、波幅减小。海啸波的主要能量周期在30 min左右,相比于地震引起的海啸波,滑坡海啸的海啸波主要能量周期更短。在近岸站点,海啸波更容易受到地形影响,与深水区域相比有较大的差异。具体表现为:在相对开阔海域,海啸波形特征与深水站点相似,能量主要集中在首波,首波到达之后波幅迅速衰减;外围岛屿可以有效地阻挡海啸的传播,减小海啸波幅;海啸波在岛屿作用下产生反射,在海湾地形作用下产生反射和共振,延长了海啸波在地形内的持续时间,对后续波幅有一定的“放大”效应。根据王岗等^[25]关于港湾共振的研究,珠江口海域大亚湾、大鹏湾和汕尾等港湾均发生过共振现象,需要引起足够的重视。

5 南海北部沿岸滑坡海啸危险性分析

从模拟得到的海啸最大波幅分布情况可以看

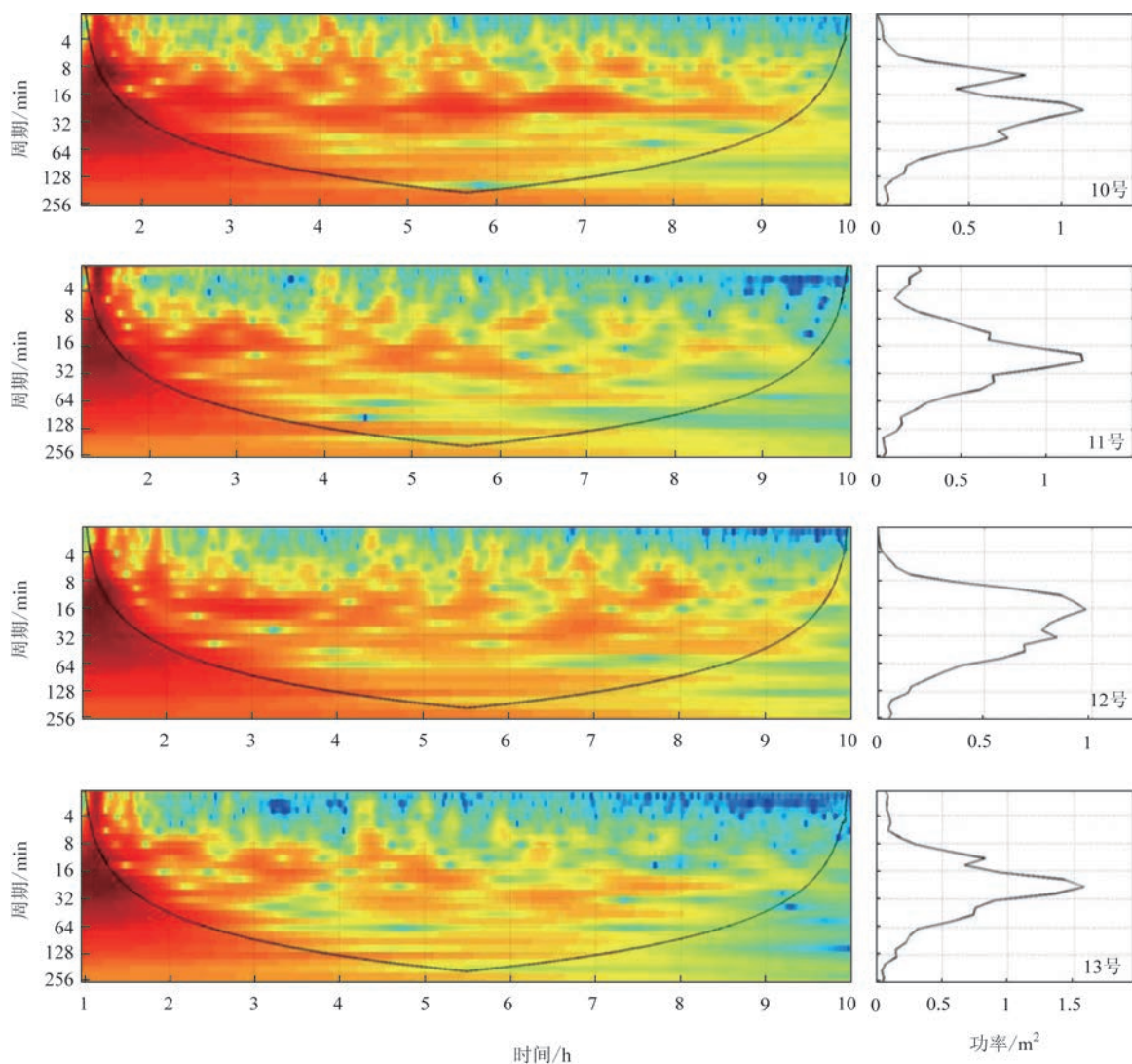


图8 深水站点小波能量谱和小波全谱

到(见图10),白云凹陷区域海底滑坡发生后,整个南海北部都将受到海啸的影响,其中南海深水区域海啸波的最大波幅可以达到6 m以上,如此大幅度的波动将对海上航行的船只和工程建筑产生很大的威胁。图11给出了海啸最大波幅在近岸的分布。图中可以看到,在近岸区域,海啸波幅最大区域为汕尾市和汕头市之间的近岸区域,最大波幅达到3 m以上;香港、深圳市近岸海域的最大波幅接近2 m;澳门、珠海市近岸海域最大波幅接近1 m。其他近岸区域同样分布着0.3~3 m以上不等的最大海啸波幅。根据自然资源部海啸预警中心现有的《海啸灾害应急预案》对海啸警报的分级标准(见表2),此次滑坡引起的海啸将在整个南海北部达到至少

三级警报标准,部分区域达到二级警报标准,汕头和汕尾市部分区域将达到一级警报标准。此次海啸事件一旦发生,将对沿海城市造成极大的生命和财产安全的威胁。

6 结论

本文选取了南海北部白云凹陷区域作为潜在的滑坡海啸源进行研究。首先参考前人对该区域的地形及滑坡体特点的研究给出了滑坡海啸源参数,然后使用Geowave模式对滑坡海啸进行数值模拟。基于模拟结果,对海啸的到达时间、最大波高分布及波形特征等要素进行了分析,较全面地评估

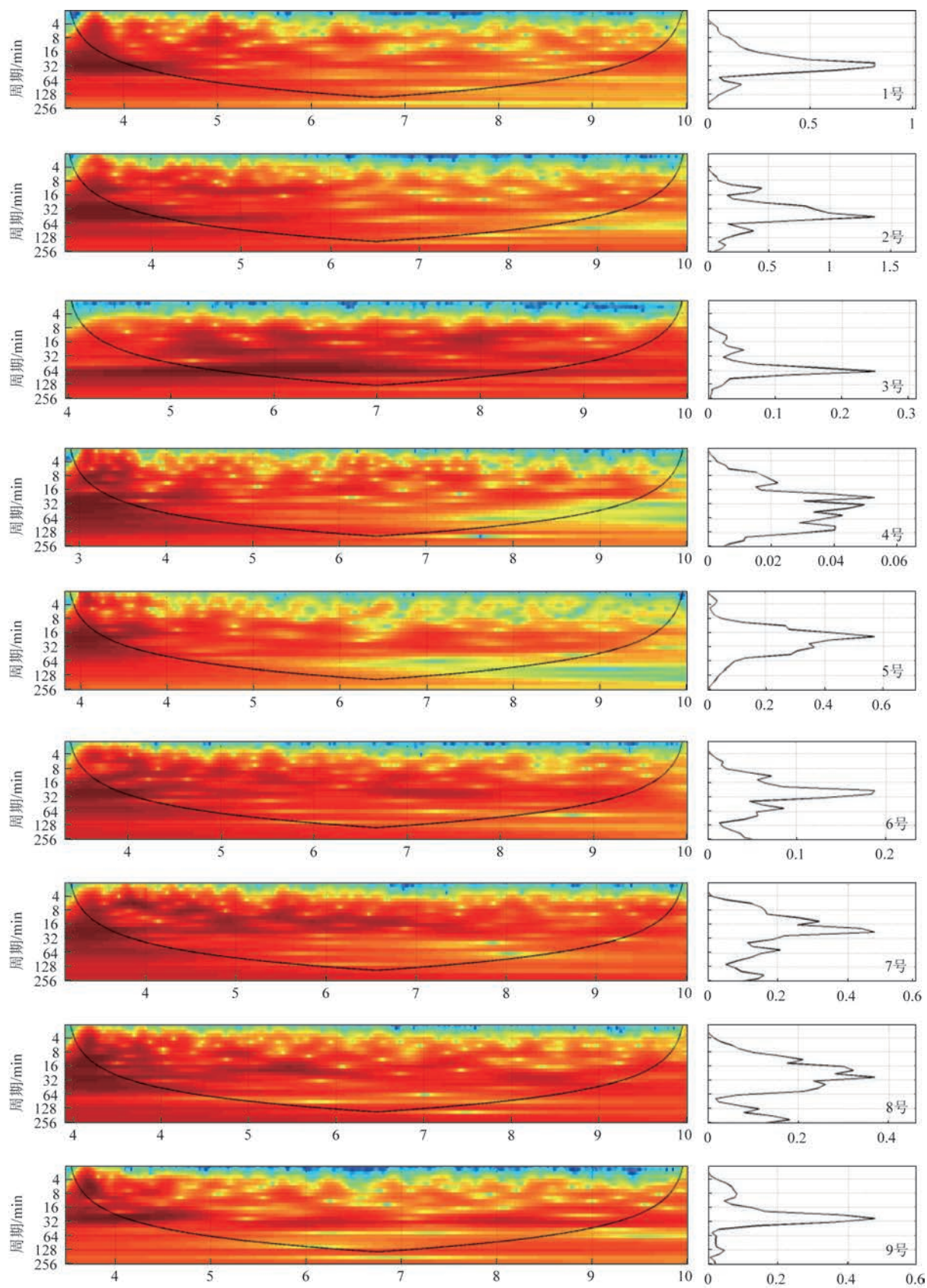


图9 近岸站点小波能量谱和小波全谱

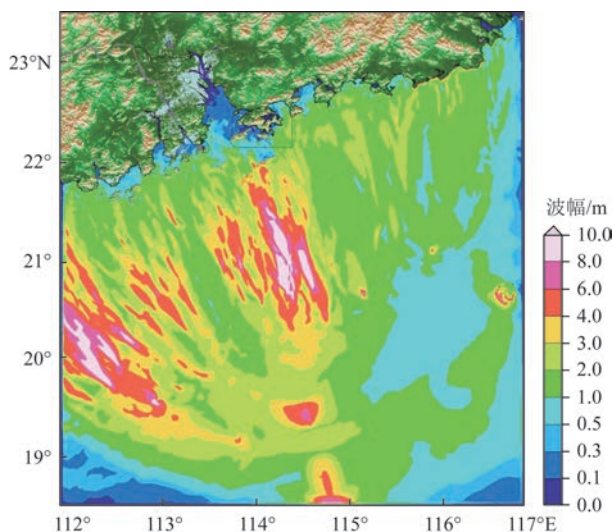


图10 最大波幅分布

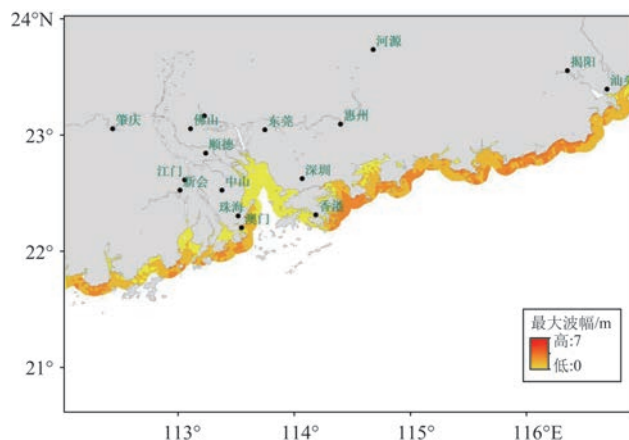


图11 海啸最大波幅近岸分布

表2 海啸警报分级标准

海啸等级	标准
一级红色	预计海啸波会在我国沿岸产生3 m以上的海啸波幅
二级橙色	预计海啸波会在我国沿岸产生1~3 m(含)以上的海啸波幅
三级黄色	预计海啸波会在我国沿岸产生0.3~1 m(含)以上的海啸波幅
海啸信息	预计海啸波会在我国沿岸产生0.3 m(含)以下的海啸波幅

了白云凹陷区域发生滑坡海啸后对南海北部地区造成灾害的危险性。具体结论如下:

(1)滑坡发生后,海啸波最快将在3~4 h内到达南海近岸区域,4 h后海啸波基本上完全到达南海北部近岸区域,4~8 h内海啸波由珠江口外海进入到珠江口内部区域。从海啸波到达时间来看,在观测到滑坡海啸发生的前提下,近岸区域有一定的时间对海啸事件作出响应。

(2)相比于地震海啸,滑坡海啸波在传播过程中具有更强的频散性;海啸波在传播过程中,受南海海底地形及水深的影响,导致传播速度减慢,海啸能量在单位空间内聚集,波高增加。

(3)海啸在深水区域的最大波幅可达6 m以上,对海上航行的船只和工程建筑产生很大威胁;在近岸区域海啸最大波幅最小为0.3 m左右,最大可达3 m,海啸在香港、深圳市和汕尾市等近岸区域可能造成较大的破坏,需要引起重视。

(4)通过对滑坡海啸波的波形特征进行分析发现,在深水区域,海啸波能量主要集中在首波,首波

波高最大接近10 m;首波过后能量迅速衰减、波幅减小;相比于地震海啸,滑坡海啸波的主要能量周期更小。在近岸站点,海啸波受到地形影响,南海外围岛屿能有效阻挡海啸波,使岛屿背后的近岸区域海啸波幅大幅减小;在河口、海湾等区域,特殊的地形会改变海啸波的波形特征,有可能引起海啸波在对应区域的共振现象,造成海啸波持续震荡。

参考文献

- [1] 任智源, 原野, 赵联大, 等. 2016年全球地震海啸监测预警与数值模拟研究[J]. 海洋科学, 2017, 41(6): 98-110.
- [2] 王培涛, 于福江, 赵联大, 等. 越洋海啸的数值模拟及其对我国的影响分析[J]. 海洋学报, 2012, 34(2): 39-47.
- [3] 赵联大, 于福江, 滕骏华. 南海定量海啸预警系统[J]. 海洋预报, 2015, 32(2): 1-6.
- [4] Watts P. Probabilistic predictions of landslide tsunamis off Southern California[J]. Marine Geology, 2004, 203(3-4): 281-301.
- [5] Yeh H, Imamura F, Synolakis C, et al. The flores island tsunamis [J]. Eos, Transactions, American Geophysical Union, 1993, 74(33): 369-373.
- [6] Imamura F, Gica E, Takahashi T, et al. Numerical simulation of the

- 1992 Flores tsunami: interpretation of tsunami phenomena in northeastern Flores Island and damage at Babi Island[J]. Pure and Applied Geophysics, 1995, 144(3): 555-568.
- [7] Kawata Y, Benson B C, Borrero J C, et al. Tsunami in Papua New Guinea was as intense as first thought[J]. Eos, Transactions, American Geophysical Union, 2013, 80(9): 101-105.
- [8] Imamura F, Hashi K. Re-examination of the source mechanism of the 1998 Papua New Guinea earthquake and tsunami[J]. Pure and Applied Geophysics, 2003, 160(10-11): 2071-2086.
- [9] Sweet S, Silver E A. Tectonics and slumping in the source region of the 1998 Papua New Guinea tsunami from seismic reflection images[J]. Pure and Applied Geophysics, 2003, 160(10-11): 1945-1968.
- [10] Synolakis C E, Bardet J P, Borrero J C, et al. The slump origin of the 1998 Papua New Guinea tsunami[J]. Proceedings of the Royal Society A: Mathematical Physical and Engineering Sciences, 2002, 458(2020): 763-789.
- [11] Geist E L. Origin of the 17 July 1998 Papua New Guinea tsunami: earthquake or landslide[J]. Seismological Research Letters, 2000, 71(3): 344-351.
- [12] Heinrich P, Piatanesi A, Okal E, et al. Near-field modeling of the July 17, 1998 tsunami in Papua New Guinea[J]. Geophysical Research Letters, 2000, 27(19): 3037-3040.
- [13] Watts P, Grilli S T, Kirby J T, et al. Landslide tsunami case studies using a Boussinesq model and a fully nonlinear tsunami generation model[J]. Natural Hazards and Earth System Sciences, 2003, 3(5): 391-402.
- [14] Enet F, Grilli S T. Experimental study of tsunami generation by three-dimensional rigid underwater landslides[J]. Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, 2007, 133(6): 442-454.
- [15] 胡涛骏, 叶银灿. 滑坡海啸的预测模型及其应用[J]. 海洋学研究, 2006, 24(3): 21-31.
- [16] 任智源, 赵曦, 刘桦. 基于流变理论的滑坡海啸数值模拟研究[J]. 力学季刊, 2018, 39(3): 451-464.
- [17] 周庆杰. 南海北部陆坡白云凹陷区海底滑坡的识别与特征分析[D]. 青岛: 国家海洋局第一海洋研究所, 2015.
- [18] Grilli S T, Vogelmann S, Watts P. Development of a 3D numerical wave tank for modeling tsunami generation by underwater landslides[J]. Engineering Analysis with Boundary Elements, 2002, 26(4): 301-313.
- [19] Kennedy A B, Chen Q, Kirby J T, et al. Boussinesq modeling of wave transformation, breaking, and runup. I: 1D[J]. Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, 2000, 126(1): 39-47.
- [20] Chen Q, Kirby J T, Dalrymple R A, et al. Boussinesq modeling of wave transformation, breaking, and runup. II: 2D[J]. Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, 2000, 126(1): 48-56.
- [21] 孙运宝, 吴时国, 王志君, 等. 南海北部白云大型海底滑坡的几何形态与变形特征[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2008, 28(6): 69-77.
- [22] 冯文科, 石要红, 陈玲辉. 南海北部外陆架和上陆坡海底滑坡稳定性研究[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1994, 14(2): 89-94.
- [23] Yongfu S, Bolin H. A Potential Tsunami impact assessment of submarine landslide at Baiyun Depression in Northern South China Sea[J]. Geoenvironmental Disasters, 2014, 1(1): 7.
- [24] 李伟. 南海北部海底滑坡的地震特征及成因分析[D]. 青岛: 中国科学院研究生院(中国科学院海洋研究所), 2013.
- [25] 王岗, 高俊亮, 王培涛, 等. 港湾共振研究综述[J]. 海洋学报, 2017, 39(11): 1-13.

Numerical simulation and risk analysis of landslide tsunami in the Northern South China Sea

SUN Li-ning, YU Fu-jiang, WANG Pei-tao

(Key Laboratory of Research on Marine Hazards Forecasting, National Marine Environmental Forecasting Center, Beijing 100081 China)

Abstract: We select the source parameters and simulate the landslide tsunami using Geowave model, and then analyze the arrival time of tsunami, distribution of maximum tsunami wave height and the waveform features. The results show that the landslide tsunami in the Baiyun depression area will cause tsunamis with a maximum wave amplitude over 6 m in the deep water area and 0.3~3 m in the nearshore area, which has a disastrous impact on the South China Sea region.

Key words: landslide tsunami; risk analysis; northern South China Sea; Baiyun depression