

温州瓯江口浅滩地区越洋海啸影响评估计算

王培涛¹, 于福江^{1,2}, 赵联大^{1,2}, 侯京明¹

(1. 国家海洋环境预报中心, 北京 100081; 2. 国家海洋环境预报中心海洋灾害预报技术研究
国家海洋局重点实验室, 北京 100081)

摘 要: 日本“3·11”地震海啸事件发生后, 为了避免灾难重演, 各滨海国家在加强海啸基础理论研究、改进海啸预警系统的同时, 还应对沿海重大工程及重点保障目标进行地震海啸灾害风险排查及再评估工作; 对在建的重大基础设施和社会经济功能区划应进行全面的地震海啸安全论证。在此背景下, 该文首先概括总结了我国东南沿海的地震海啸风险及历史海啸事件时空分布, 简要介绍了越洋海啸传播特征。海啸源选取基于潜在可能最大海啸, 选取环太平洋地震带上的潜在地震海啸源, 进行温州瓯江口地区越洋海啸影响评估计算。海啸数值计算模型采用美国康奈尔大学的COMCOT模型, 利用该模型对2010年智利海啸、2011年日本海啸进行了近场、远场模拟验证, 计算结果与观测数据吻合良好, 模型可信。应用联合国教科文组织政府间海洋学委员会(UNESCO/IOC)太平洋海啸预警系统的海啸危险性等级标准, 结合评估计算结果, 对瓯江口浅滩地区海啸危险性进行等级划分, 获得了该地区的海啸危险性初步评估结果。结果表明: 在所选的10个潜在或历史海啸源产生的越洋海啸对研究区域的影响均小于100 cm, 此规模的海啸不易对该地区造成灾害性影响。研究结果对于指导该地区的海啸灾害风险评估及风险排查具有一定的参考价值。

关键词: 越洋海啸; 评估计算; COMCOT模型; 海啸危险性

中图分类号: P731.25 **文献标志码:** A **文章编号:** 1003-0239(2013)04-0018-09

1 引言

2004年12月26日苏门答腊-安达曼 Mw9.1 地震引发的海啸, 不仅造成了印度洋周边十余个国家的重大经济损失(超过100亿美元), 还夺去了近30万人的生命, 超过100万人无家可归^[1-7]。2010年2月27日智利中部近海发生 Mw8.8 地震, 并引发越洋海啸, 此次地震及海啸在智利当地造成近1000人死亡, 超过150万所房屋建筑倒塌, 至少200万人受灾, 远在大洋彼岸的中国在地震发生25个小时后监测到海啸, 最大海啸波为32 cm^[8-9]。同年10月25日西苏门答腊省明打威群岛附近海域发生的 Mw 7.7 地震再次引发了海啸, 并造成近400人死亡^[10]。

当人类还未摆脱印度洋海啸、智利海啸的阴影

时, 又一次“恶梦”震惊世界—2011年3月11日14时46 min(当地时间)日本东北近海发生 Mw9.0 级地震, 为日本历史上最强地震, 引发的越洋海啸不仅对日本东北部近岸造成灾难性影响, 还对环太平洋多个国家造成灾害^[11-13]; 海啸近场的福岛县相马海啸波幅9.3 m、宫城县石卷8.6 m以上、岩手县宫古8.5 m以上, 局部海啸爬高达40 m^[14]; 美国西海岸也监测到了2.5 m的海啸波。地震、海啸、火灾和核泄漏构成了灾害的主体, 形成并发的复合型灾害, 共造成15240人死亡死亡、8173人失踪、112528栋房屋被毁、40多万人无家可归和100万人缺少饮用水, 综合多家国际知名金融公司的预测, 此次灾难造成的经济损失超过18万亿日元^[15]。受此影响, 我国发布了首个海啸蓝色警报, 海啸波震6 h后到达我国大

收稿日期: 2012-08-09

基金项目: 海洋公益项目(201205034)

作者简介: 王培涛(1981-), 男, 助理研究员, 主要从事海啸、风暴潮理论及预警报技术研究。E-mail: wpt@nmefc.gov.cn

陆沿海,我国沿海仪测最大海啸波幅为 55 cm,数值模拟研究发现此次地震海啸在我国沿海局部地区海啸波幅可达 1.5 m^[12]。

如果说 2004 年印度洋海啸事件改变了人们对印度洋海啸危险性的认识^[16],那么,1960 年、2010 年智利海啸、2011 年日本海啸则应该改变人们对我国不会受越洋海啸影响的观点^[8-9,12,16]。加之,近年来频发的地震海啸灾害再次敦促各滨海国家进一步完善海啸预警系统,加强海啸基础理论研究、加大海啸预警监测投入,适时开展海啸灾害风险评估及区划工作。早在上世纪 90 年代于福江等就利用自主开发的地震海啸模型对沿海的多个核电站进行可能最大海啸增水计算;日本 3.11 地震海啸后,国家海洋环境预报中心海啸组针对区域海啸评估了我国沿海所有在建和已建核电站海啸危险性,但是上述研究成果均是针对区域海啸和局地海啸所开展的论述。本文主要关注越洋海啸对研究区域危险性的影响评估。

2 我国东南沿海的地震海啸风险

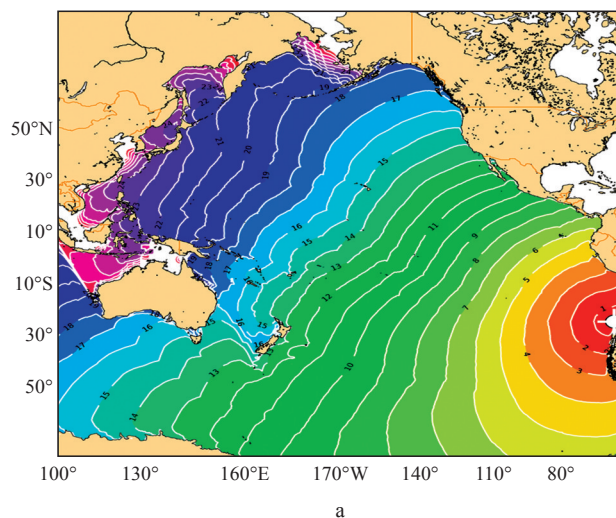
我国是世界上最早记录到地震海啸的国家,2000 多年来我国沿海共发生海啸大约 60 多次^[17],其中大多数集中在我国台湾和南海沿岸。我国东南沿海处于环太平洋地震带上,既面临着局地海啸的威胁,也受区域和越洋海啸的影响。影响我国的海啸最有可能发生在南海东部马尼拉海沟、台湾岛周边海域、琉球群岛。尤其是南海马尼拉海沟,是国际公认的海啸潜在发生源地^[18-19]。局地海啸一般发生在近海和岸边,海啸波到达岸边的时间很短,有时仅几分钟或几十分钟,通常猝不及防,往往造成严重危害。我国历史上 1867 年台湾基隆和 1992 年海南岛的海啸事件均属于局地海啸。越洋海啸主要来自于太平洋海域,尽管有外围岛链的阻挡和大陆架地形的影响,越洋海啸对我国东海沿岸和台湾岛的影响不容忽视。1960 年、2010 年智利海啸和 2011 年日本海啸事件均属于越洋海啸,我国东部沿海仪器监测到 55 cm 的最大海啸波幅。这并不能说明,在这几次事件中我国东南沿海最大海啸波为 55 cm,在没有仪器观测的局部地区可能会有更大的海啸波存在。我国沿海越洋海啸风险不容忽视^[8-9,12]。

根据美国哈佛大学提供的震源机制解资料分析,环太平洋地震带 7 级以上地震主要为逆冲型破裂,由于引发海啸的地震震源机制类型是倾滑型或带倾滑分量的走滑型的地震,从地震错动方式上,该区的地震多数具备引发海啸的条件。因此研究温州瓯江口浅滩地区海啸风险除应考虑区域海啸源(琉球海沟、马尼拉海沟)的影响,也应该考虑越洋海啸对该地区的威胁。本文将针对该区域的越洋海啸危险进行计算评估。

3 越洋海啸传播特征及海啸源选取

3.1 越洋海啸传播特征

海啸通常是由海底地震、海底火山喷发、海底或海岸滑坡、崩塌、海底核爆炸或者小行星撞击所产生的系列具有超长波长和周期(与风浪相比)的大洋行波,其中海底地震是诱发海啸的主要原因,在所有的海啸事件中 86 % 是由地震触发,5 % 由火山活动引起,4 % 由海底滑坡产生,5 % 是由这些因素的综合过程引起^[20],因此海啸通常被称为“地震海啸”。按照海啸影响范围海啸又可以分为越洋海啸、区域海啸和局地海啸^[21]。越洋海啸是指海啸源距离受灾地区超过 1000 km。越洋海啸首波波长在量级相当于震源长轴尺度,通常可达几百千米,此时大洋水深和海啸波长的关系为: $H/\lambda \ll 1$, 因此海啸波可视为浅水长波,即海啸波在大洋中传播时不发生频散,传播速度为 $\sqrt{gh}$, 可达 700 km/h, 但波高却只有 1 m 左右,甚至更小;加之海啸波在大洋中受到



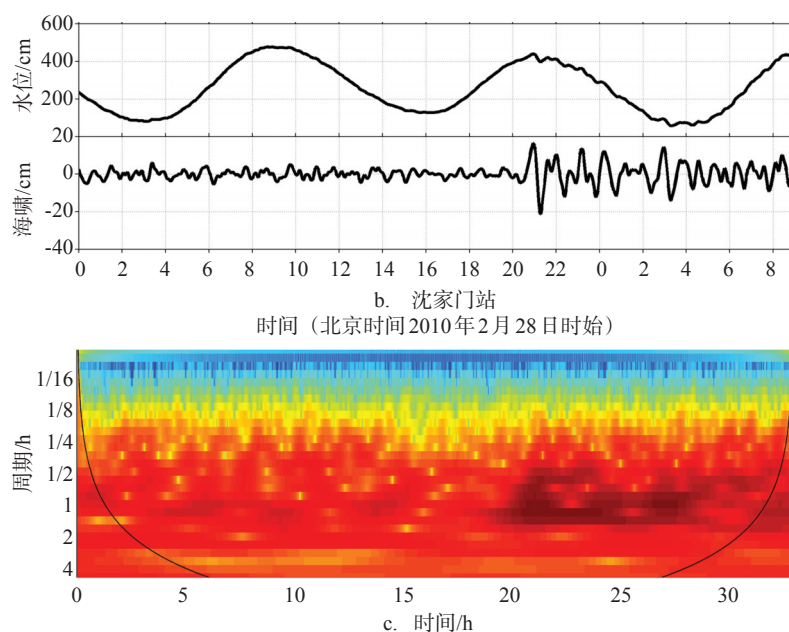


图1 2010年智利海啸传播时间图;沈家门站监测到的2010年智利海啸波及功率谱

的摩擦力较小,所以越洋海啸可以在大洋中传播数千海里而能量衰减甚少,对数千海里外的沿岸地区也会造成海啸灾害。当海啸波传播到近岸区域后由于水深急剧变浅,水体波动特性因受到地形影响而改变,主要表现为其传播方向、海啸高度以及剖面形状都要随之变化;特别当水深沿波向线逐渐变浅使得原先的海啸波波长急剧变短,波高骤增。如1960年、2010年智利海啸、2011年日本海啸,上述3次越洋海啸奔袭24 h,海啸波行进了大约 1.8×10^4 km,海啸波平均波速达到750 km/h(见图1 a),周期为60 min(见图1b)。海啸到达彼岸时

海啸波幅依旧高达数米。

3.2 海啸源选取

我国东南沿海越洋海啸威胁主要来自环太平洋地震带,因此本文进行评估计算的海啸源取自历次海啸演习中 UNESCO/IOC 推荐的环太平洋地震带上的潜在地震海啸源。包括日本东北部潜在地震源、菲律宾东部潜在地震源、智利中南部潜在地震源、厄瓜多尔西部潜在地震源、中美洲潜在地震源、卡斯凯迪亚潜在地震源、阿留申群岛潜在地震源、堪察加半岛潜在地震源、汤加以及瓦努阿图潜在地震源(见图2,表1)。

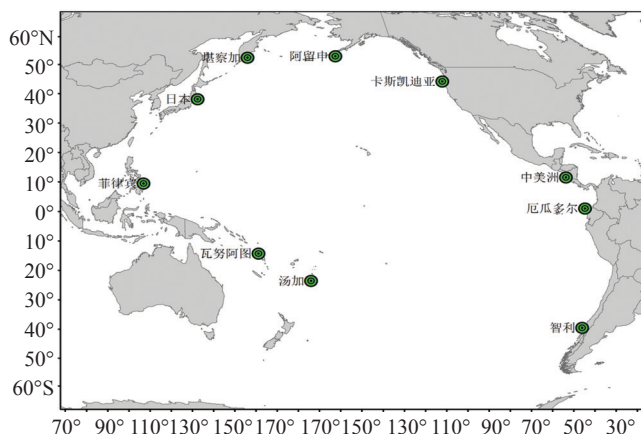


图2 UNESCO/IOC 推荐环太平洋地震带可能最大越洋海啸震源位置分布图

表1 环太平洋地震带潜在震源参数

序号	地点	经度/°	纬度/°	震级	震源深度 /km	断层长度 /km	断层宽度 /km	滑动量 /m
1	日本东北	142.860	38.103	9.2	22	450	150	25
2	菲律宾东部	126.6	9.5	9.0	20	400	200	22
3	瓦努阿图	166.2	-14.3	9.0	20	400	200	22
4	智利	-74.5	-39.5	9.5	24	800	200	24
5	堪察加半岛	159.5	52.5	9.0	20	400	200	22
6	汤加	-175.5	-23.6	9.0	20	400	200	22
7	厄瓜多尔	-81.5	1.0	9.0	20	400	200	22
8	中美洲	-87.5	11.5	9.0	20	400	200	22
9	卡斯凯迪亚	-125.0	44.2	9.0	20	850	150	22
10	阿留申	-165.0	53.0	9.0	20	400	200	22

4 地震海啸模式建立及验证

4.1 地震海啸模式建立

地震海啸模型是探索海啸生成机制、评估海啸灾害和建立实时海啸预警系统的重要工具和技术手段。根据海啸波的物理特性,海啸数值模型通常包括:计算海啸初始位移场的断层模型(Generation);基于非线性浅水方程或类 Boussinesq 方程,计算海啸波传播的传播模型(Propagation);考虑沿岸地形、地物、采用动态移动边界技术来实现海啸爬高及与海岸相互作用的淹没模型(Inundation)^[2,8,22-23]。

4.1.1 海啸源模型(断层模型)

海啸源模型是海啸数值模型研究的基础,它的适用性直接关系到海啸波的传播及海啸与海岸的相互作用。断层模型通过利用海床位移量来估算地震引起的初始水面高度,为海啸数值模型计算提供初始条件。目前,Mansinha & Smylie(1971)^[24]以及 Okada(1985)^[25]基于弹性错移理论发展的两套断层模型被广泛应用,大量的研究和应用实例表明此类模型对大部分海啸源计算具有较好的适用性^[8,26-27]。

4.1.2 海啸传播数值模型

海啸在大洋和大陆架传播时,水质点的垂直加速度与重力加速度相比可看做一小量;这时水质点的垂直运动对压力分布的影响可以忽略,所以不考虑频散项的非线性浅水方程通常被用来作为海啸的传播模型。在近岸此类模型对海啸波到达时间和海啸波首波波高均能给出较精确的模拟结果,但

对首波后的系列波形的预报却有较大的偏差。Imamura F 和 Liu P.L 认同频散作用的重要性,认为模型物理频散效应可以通过选择适当的时间和空间步长,用差分方程的数值频散代替微分方程的物理频散(physical dispersion)既保持了海啸传播过程的物理本质,又降低了求解物理频散项的机时代价。

本文选用美国 Cornell 大学开发 COMCOT(Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model)海啸模型作为本文的研究模型。该模型采用基于多层网格嵌套的有限差分法。针对海啸波不同物理特性,模式可以灵活配置所需坐标系(直角/球面)和控制方程类型(线性/非线性)^[28-30]。本次模拟采用三层嵌套网格(见图3)。

本文中深水模块采用球坐标系下线性方程:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \phi} + \left[\frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \phi} (\cos \phi Q) \right] = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gH}{R \cos \phi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gH}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \phi} + fP = 0 \quad (3)$$

浅水模块采用球坐标系下非线性方程:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \phi} + \left[\frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \phi} (\cos \phi Q) \right] = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{g}{R \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left(\frac{P^2}{H} \right) + \frac{g}{R} \frac{\partial}{\partial \psi} \left(\frac{PQ}{H} \right) \\ + \frac{gH}{R \cos \phi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ + F_s = 0 \end{aligned} \quad (5)$$

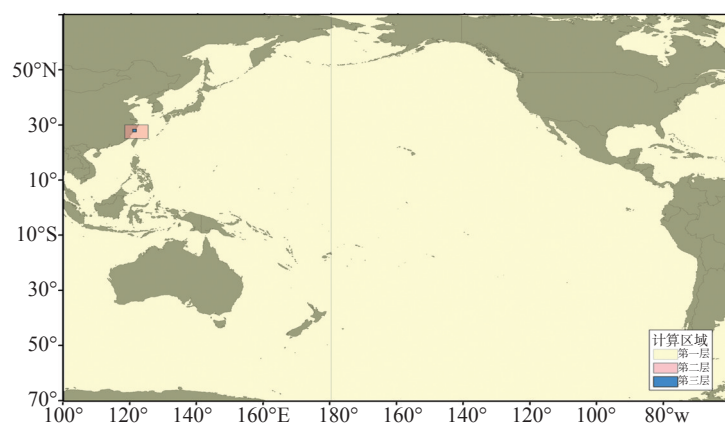
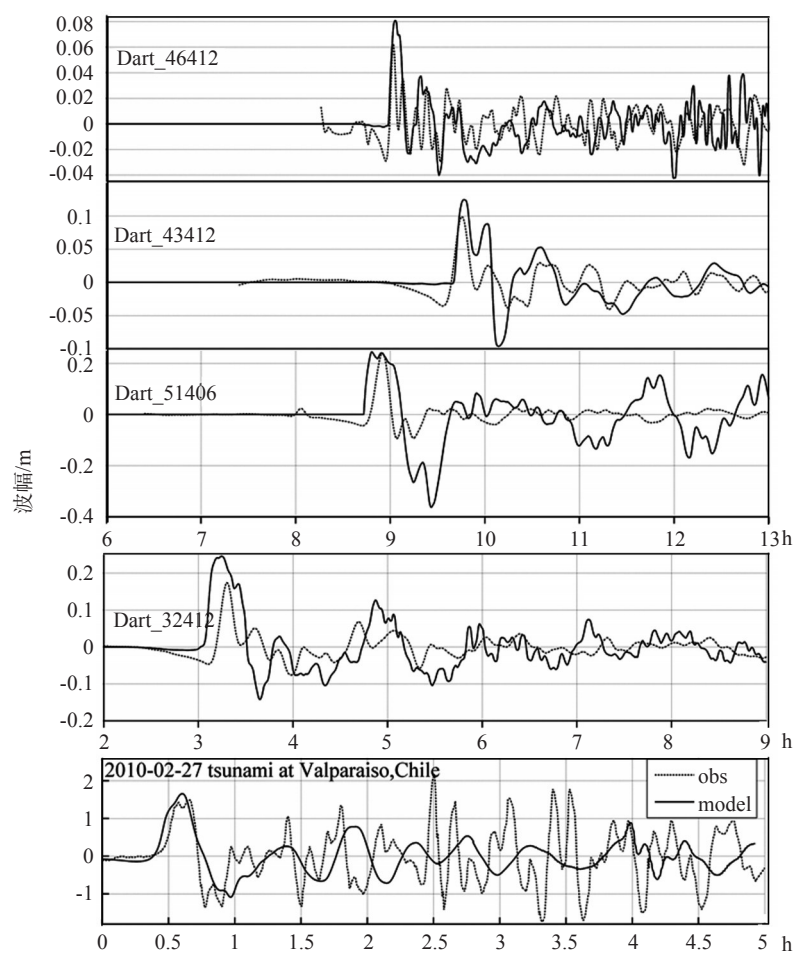


图 3 模型计算区域网格配置



a

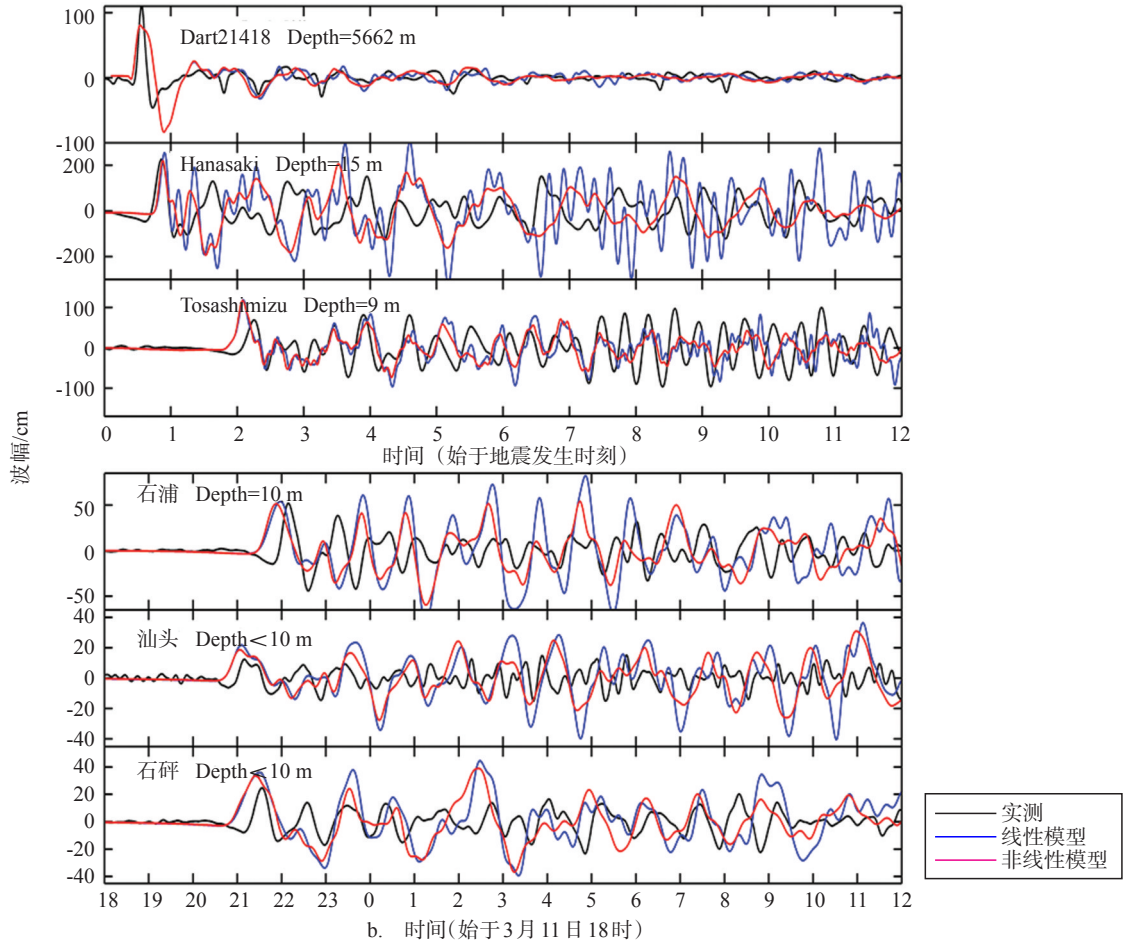


图4 2010年智利海啸(a)、2011年日本海啸(b)在近场及远场传播的数值模拟与观测数据对比

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{g}{R \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left(\frac{PQ}{H} \right) + \frac{g}{R} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{Q^2}{H} \right) \\ + \frac{gH}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \phi} + fP + F_y = 0 \end{aligned} \quad (6)$$

式中 η 为相对于平均海平面的自由表面位移; ϕ 为纬度; ψ 为经度; R 为地球半径; h 为净水深, $H=h+\eta$ 为总水深; P 为沿经度单位宽度的通量; Q 为沿纬度单位宽度的通量; f 为科氏力系数; g 为重力加速度。 F_x , F_y 分别为经度和纬度方向的底摩擦力。

4.2 模型验证

为了验证模型的可靠性和适用性,本文利用该模型对2010年智利海啸、2011年日本地震海啸的近场、远场传播进行了数值模拟(模拟参数配置见文献[8,12]),将模拟结果与观测数据进行对比。从对比的结果(见图4)可以看出所采用模型对海啸波

到达时间及最大波幅的模拟计算具有较高的精度。但是模型对首波以后的高频波动模拟仍存在一定的偏差,这与该模型所采用的海啸源模型及基础的水深数据精度有直接关系。但就海啸评估工作,此模型精度满足需求。

5 越洋海啸对瓯江口地区的影响评估计算及危险性分析

5.1 计算网格和地形数据

越洋海啸的计算分3层嵌套网格进行(见表2),第一层太平洋范围网格分辨率4',第二层陆架范围网格分辨率0.5',第三层评估区所在的近岸区域(见图5)网格分辨率0.1'。第一层的水深数据主要取自ETOPO1数据;第二层陆架范围数据采用GEBCO(General Bathymetric Chart of the Oceans)数据与部分海图数据融合;第三层数据由大比例尺海



图5 第三层嵌套网格范围及评估点设置

图数字化获取,其中近岸海陆交接面的分离采用strm 30卫星数据订正。考虑海啸波进入大陆架,特别是行进到研究区域时海啸波的传播特性,围绕瓠江口浅滩近岸区域选择12个控制点作为该区域海

啸评估的主要参考依据。其中,1#—5#位置主要考虑海啸波直接进入该区域后对研究区域的影响,7#—10#位置主要考虑绕射波对评估区域的影响作用,11#、12#位置主要考查开阔海域海啸波特征参数及模式评估验证,6#、7#综合考虑波浪反射、绕射、散射等共同作用后海啸波幅的高度。

5.2 计算结果及危险性分析

从各越洋海啸源计算结果(见表3)可以看出:智利海啸源产生的海啸在评估对象近岸的海啸波最大,其中06点处的最大海啸波幅为100 cm;其次是菲律宾东部、日本海啸源在06点海啸波幅分别达到97 cm、94 cm,厄瓜多尔、堪察加海啸源、瓦努阿图、汤加、中美洲、卡斯凯迪亚海啸源同样最大海啸波幅出现在06点位,分别为34 cm、64 cm、60 cm、29 cm、85 cm和62 cm。06点位处的海啸波幅最大及浅滩南侧海啸波幅偏大分析可能的原因:越洋海啸传播至琉球海沟后,经过绕射及折射调整后,波

表2 网格及模型参数设置

网格层	编号	范围	分辨率 /min	模型设置		
				坐标系统	方程类型	底摩擦
第一层	01	100°E—60°W; 70°S—70°N	4	球坐标	线性	无
第二层	02	118°—125°E; 25°—30°N	0.5	球坐标	非线性	n=0.0025
第三层	03	120.5°—121.5°E; 27.5°—28.5°N 27.5°—28.5°N	0.1	球坐标	非线性	n=0.0025

表3 太平洋潜在地震海啸在评估点处海啸波幅计算结果(单位/cm)

评估点	Philippines	Chile	Ecuador	Japan	Kamchatka	Vanuatu	aleutian	Tanga	Central America	Cascadia
01	38	45	16	33	27	29	45	14	69	52
02	33	63	15	30	25	26	42	13	72	51
03	34	60	16	27	21	23	45	12	71	53
04	53	54	18	45	26	30	47	16	70	55
05	85	59	33	79	42	53	51	27	77	61
06	97	100	34	94	64	60	48	29	85	62
07	57	49	26	49	29	36	42	20	66	53
08	41	37	22	36	24	27	38	18	61	44
09	25	42	20	22	22	16	24	14	55	38
10	24	37	11	27	25	21	33	11	35	38
11	25	24	11	27	19	21	23	11	25	38
12	24	20	9	22	14	19	32	10	22	36

表4 海啸危险性等级划分

等级	标准/m	影响程度
I	Hts≤0.3	无影响
II	0.3 <Hts≤1.0	近海危险
III	1.0 <Hts≤3.0	淹没危险
IV	3.0 <Hts	严重淹没危险

传播方向与06点、05点位连线的方向接近一致,06点位又处于最外侧;而浅滩北侧由于受到群岛环绕,海啸波绕射后能量受到损失。按照太平洋海啸警报中心海啸危险性等级分类标准(见表4)划分:智利海啸在所评估的12个点位处浅滩附近的10个点点的海啸波幅都达到Ⅱ级;菲律宾东部、日本东北、阿留申群岛、中美洲以及卡斯凯迪亚海啸源只在01#—08#点达到Ⅱ级,厄瓜多尔、堪察加、瓦努阿图海啸源在05点、06点处的海啸波达Ⅱ级,汤加海啸源各点处的海啸波幅均不会对评估区近海、近岸造成影响;同时可知:各海啸源对评估区近岸均不构成淹没风险,但是可以看出菲律宾东部、南美智利、日本东北部海啸以及北美洲中部潜在海啸源产生的海啸对评估区近海工程及作业船会有一定的影响。

6 结语与讨论

(1)从太平洋潜在地震海啸过程数值计算结果可以看到,评估区受越洋海啸过程的影响比较小,普遍小于100 cm。但由于工况位置不同,评估区所受海啸影响也各不相同,主要表现为:评估区南侧比北侧海啸危险性大、东侧比西侧的危险性大。这主要与海啸波传播方向及局部的地形变化有关;

(2)从10个越洋海啸评估计算结果分析可知,南美中南部海啸源、日本东北部海啸源、菲律宾东部、北美洲中部海啸源比较容易对我国东南沿海造成影响。但厄瓜多尔、汤加、瓦努阿图、堪察加等海啸源由于其海啸能量传播主轴方向不直接面向我国东南沿海方向,因而上述几处海啸源地发生的海啸不易对评估区造成影响;

(3)值得注意的是如果日本3.11海啸源的位置发生在日本“南海海槽”,那么对评估区将造成较大影响。另外,冲绳海槽地震潜在海啸对评估区域有较大威胁,在充分认识越洋海啸对该研究区域的危险性后,加强该区域可能最大海啸地震分析研究,评估计算研究区可能最大的海啸将显得尤为重要。

参考文献:

- [1] 陈运泰,杨智娴,许力生.海啸、地震海啸与海啸地震[J].物理,2005,34(12):864-872.
- [2] 姚远,蔡树群,王盛安.海啸波数值模拟的研究现状[J].海洋科学进展,2007,25(4):487-494.
- [3] 王培涛,赵联大,于福江,等.海啸灾害数值预报技术研究现状[J].海洋预报,2011,28(3):74-79.
- [4] 陈虹,李成日.印尼8.7级地震海啸灾害及应急救援[J].国际地震动态,2005,316(4):22-26.
- [5] Kenji S, Than T A. Report On Post Tsunami Survey Along The Myanmar Coast For The December 2004 Sumatra-Andam An Earthquake [R]. Active Faults-Paleoseismic Study,2005(5):161-188.
- [6] 任叶飞.基于数值模拟的我国地震海啸危险性分析研究[D].哈尔滨:中国地震局工程力学研究所,2007.
- [7] 褚芹芹.印尼海啸过程数值模拟研究及其风险评估[D].青岛:中国海洋大学,2011.
- [8] 于福江,王培涛,赵联大,等.2010年智利地震海啸数值模拟及其对我国沿海的影响分析[J].地球物理学报,2011,54(4):918-925.
- [9] 于福江,原野,赵联大,等.2010年2月27日智利8.8级地震海啸对我国的影响分析[J].科学通报,2011,56(3):239-246.
- [10] Andrew V N, Gavin H, Wei Y, et al. The 25 October 2010 Mentawai tsunami earthquake from real-time discriminants, finite-fault rupture and tsunami excitation[J]. Geophysical Research Letters, 2011, 38, L05302, doi:10.1029/2010GL046198.
- [11] 温瑞智,任叶飞,李小军.日本Mw9.0级地震海啸数值模拟与启示[J].国际地震动态,2011,388(4):22-27.
- [12] 王培涛,于福江,赵联大,等.2011年3月11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,2012,55(9):3088-3096.
- [13] 吴佳晔.日本东北大地震对我们的警示[J].四川理工学院学报(自然科学版),2011,24(2):125-128.
- [14] Nobuhito M, Tomoyuki T, Tomohiro Y, et al. Survey of 2011 Tohoku earthquakes tsunami inundation and run-up[J]. Geophysical Research Letters, Vol.38, L00G14, 6PP, 2011. doi:10.1029/2011GL049210.
- [15] 吴新燕,苗崇刚,顾建华,等.日本东海岸9.0级地震应对对我国地震应急的启示[J].国际地震动态,2011,388(4):38-43.
- [16] 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.
- [17] 赵联大,于福江,王培涛.我国的海啸风险与预警.国家综合防灾减灾与可持续发展论坛文集(上)[C].国家减灾委专家委员会.中国·北京:2010年5月:363-367.
- [18] Liu L F, Wang X M, Salisbury A J. Tsunami hazard and early warning system in South China Sea[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2009, 36(1):2-12.
- [19] 李林燕,毛献忠.南海海啸反问题预报模式[J].水动力学研究与进展(A辑),2012,27(1):62-67.
- [20] Rhodes B, Tuttle M, Horton B, et al. Paleotsunami research[J]. EOS Trans AGU, 2006, 87(21):205-209.
- [21] Intergovernmental Oceanographic Commission. Tsunami Glossary[K]. Paris, UNESCO. IOC Technical Series, 2008.
- [22] 祝会兵.海啸模型研究进展(I)[J].宁波大学学报(理工版),2006,19(4):536-541.
- [23] 张超凡,石耀霖.海啸灾害的数值模拟研究[J].中国科学院研究生院学报,2008,25(3):289-296.

- [24] Mansinha L, Smylie D E. The displacement fields of inclined faults[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 1971,61(5): 1433-1440.
- [25] Okada, Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 1985,75(4),113-1154.
- [26] Titov V V, Gonzalez F I. Implementation and testing of the method of Splitting Tsunami(MOST) model[R].NOAA Technical Memorandum ERL,1997.
- [27] Titov V V, Numerical modeling of long wave run-up[D].Los Angeles:University of Southern California,1997.
- [28] Wang X M. USER MANUAL FOR COMCOT VERSION 1.7[K]. Cornell University,2009.
- [29] Wang X M, Liu L F. An analysis of 2004 sumatra earthquake fault plane mechanisms and indian ocean tsunami[J]. J Hydraulic Res, 2006,44(2):147-154.
- [30] Wang X M, Liu L F. Numerical simulations of the 2004 indian ocean tsunamis coastal effects[J]. Journal of Earthquake and Tsunami,2007,1(3):273-297.

Assessment of teletsunami for the Shoal areas of WenZhou Oujiang estuary

WANG Pei-tao¹, YU Fu-jiang^{1,2}, ZHAO Lian-da^{1,2}, HOU Jing-ming¹

(1 National Marine Environmental Forecasting Center, Beijing 100081 China; 2 Key Laboratory of Research on Marine Hazards Forecasting, National Marine Environmental Forecasting Center, State Oceanic Administration, Beijing 100081 China)

Abstract: Since the 3·11 Japan tsunami event, most of coastal countries not only strengthened theoretical research on physical mechanism of tsunami, but also improved tsunami warning system. In addition, tsunami hazards investigation and reevaluation has been carried out for major project and important guarantee objective along China's coast. Moreover, the major infrastructure projects and socio-economic function zoning should be comprehensively evaluated for tsunami hazards. In this paper, the temporal and spatial distribution characteristics of tsunami hazards were reviewed for China South-East coastal areas. A brief introduction about the propagation characteristic of transoceanic tsunami was given. Tsunami sources were base on the potential earthquake, which was selected on the circum-Pacific seismic belt. Assessment calculations were implemented by determined tsunami sources to evaluate tsunami hazards for the study area. COMCOT model, developed by Cornell University, was used in this paper. The model was validated by 2010 Chile tsunami and 2011 Japan tsunami. The near-field and far-field simulation results agreed well with the observation data. We referred the new tsunami hazard rank criteria recommended by UNESCO/IOC. Tsunami hazards classifications were divided for the shoal area of Oujiang estuary by analyzing the simulation results. Preliminary assessment results for tsunami hazards have been completed in the paper. The assessment results showed that the maximum amplitude generated from the selected 10 potential tsunami sources was less than 100cm, indicating that the potential tsunami in this region could not cause severe impact. The results will be benefit to guide tsunami disaster risk assessment and investigation for the study region.

Key words: teletsunami; assessment calculation; COMCOT model; tsunami hazard