

图书分类号：P315

工学硕士学位论文

**基于数值模拟的
我国地震海啸危险性分析研究**

任叶飞

中国地震局工程力学研究所

中国·哈尔滨

二零零七年十二月

图书分类号: P315

单位编码: 85406

学 号: 2005218

工学硕士学位论文

**基于数值模拟的
我国地震海啸危险性分析研究**

硕 士 研 究 生:	任叶飞
导 师:	温瑞智 研究员
申请 学位 级别:	工学硕士
学 科:	土木工程
专 业:	防灾减灾工程及防护工程
研 究 方 向:	工程地震

中国地震局工程力学研究所

中国·哈尔滨

二零零七年十二月

Master's Degree Thesis

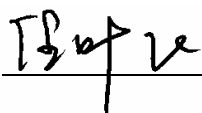
**Study on China Earthquake Tsunami
Hazard Analysis Based on Numerical Simulation**

Master Candidate: Ren Yefei
Tutor: Prof. Wen Ruizhi
Subject : Civil Engineering
Specialty: Disaster Prevention and Reduction
Engineering & Protection Engineering
Research Field: Engineering Seismology

Institute of Engineering Mechanics, China Earthquake Administration
Harbin • China
December 2007

独 创 性 声 明

本人郑重声明：所呈交的学位论文，是本人在导师的指导下，独立进行研究所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的科研成果，也不包含为获得中国地震局工程力学研究所或其它教育机构的学位或证书而使用过的材料。对本文的研究作出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明并表示谢意。本人完全意识到本声明的法律责任由本人承担。

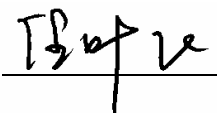
论文作者签名： 

签字日期： _____

学位论文版权使用授权书

本人完全了解中国地震局工程力学研究所有关保留、使用学位论文的规定，同意学校保留或向国家有关部门或机构送交论文的复印件和电子版，允许论文被查阅和借阅；本人授权中国地震局工程力学研究所可以将本学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用影印、缩印或其他复制手段保存论文和汇编本学位论文，允许被查阅和借阅。

(保密的学位论文在解密后适用本授权书)

论文作者签名： 

导师签名： _____

签 字 日 期： _____

签字日期： _____

摘 要

经济快速发展的中国沿海地区，可能面临着潜在海啸袭击的危险，我国的渤海、黄海发生近场海啸的可能性很小，但东海和南海却具备海啸产生的条件，历史上这两个区域也产生过海啸。因此构建我国海啸防灾减灾体系迫在眉睫，海啸的数值模拟研究、预警系统建立、沿海地区危险性分析工作必须尽快开展。美国、日本等国家已经开发了实用的海啸数值模式、建立了完善的海啸防灾减灾机制，对海啸危险性分析方法的研究也做了很多的工作，而我国目前在这些方面尚处于起步阶段。

本文总结了全球海啸灾害及世界海啸分布，基于地理信息系统，给出了世界历史海啸分布图，分析了我国的历史海啸地震；通过对国内外海啸数值模拟方法的分析，确定了以有限差分法为本文数值模拟的方法；探讨了3中不同的初始位移场确定方法，开发了模拟海啸初始位移场的计算程序，并选用1960年智利海啸作为算例，用Coulomb软件验证所开发程序计算的准确性，判断其能否作为海啸初始垂直位移的计算工具。

对越洋海啸，在同Boussinesq方程进行比较之后，选用线性浅水方程作为越洋海啸传播的控制方程，并基于有限差分法，运用Fortran语言开发越洋海啸的数值传播模式，选取1960年智利海啸和2004年苏门答腊海啸作为算例验证所开发模式的准确性。

对近场海啸，采用有限差分法解近场海啸的控制方程—非线性浅水方程，运用Fortran语言开发近场海啸的数值传播模式，选取2006年12月26日发生在台湾南部海域的海啸作为算例验证所开发模式的准确性。并且采用此模式对琉球群岛附近海域的假想海啸进行数值模拟，分析它对中国东部沿海地区产生的影响。

阐述我国进行海啸危险性分析工作的必要性和紧迫性，采用确定性分析方法，从沿岸海底坡度、爬坡时海岸线形状的角度，评估了我国沿海地区的地震海啸危险性程度，并借鉴我国成熟的地震危险性分析方法，给出概率性海啸危险性分析的定义及开展此工作的思路、方法。基于历史爬高

记录，给出了我国珠江三角洲地区的海啸爬高超越概率和历史重现期。

本文较全面地对海啸灾害进行了研究，开发的越洋及近场海啸数值传播模式、确定我国地震海啸危险性分析工作为构建我国海啸防灾减灾体系和进行海啸更深层次的研究提供了技术支持；为沿海地区进行海洋资源合理利用与开发、环境保护与治理、重大工程设施的布局与发展规划等提供了重要理论参考。

关键词：海啸；数值模拟；数值模式；有限差分法；危险性分析

Abstract

China coastal areas have the potential tsunami risk. Although Bohai Sea and Yellow Sea have the lower tsunami risk, East Sea and South Sea in China have the tsunamigenic conditions, which also had been suffered by the tsunami attack. Therefore, it is imminent to construct China tsunami disaster mitigation system. And researches of tsunami numerical simulation, warning system, hazard analysis must be implemented urgently. The tsunami numerical models have been developed precisely and disaster mitigation systems have been established in many countries, such as in USA and Japan, and lots of works have been done in the tsunami hazard analysis. In China, it is still in the preliminary stage.

Firstly, global tsunami distributions are summarized in this paper. Based on GIS, the map of world historic tsunami distribution is given. The program is developed to simulate tsunami initial displacement field. Taken the 1960 Chile tsunami as an example, Coulomb software is deployed for verifying whether it can be as the tool of calculating tsunami initial displacements.

Secondly, compared with Boussinesq equations, the linear shallow water equations are selected as governing equation of trans-oceanic tsunami propagation. Based finite difference method, trans-oceanic tsunami numerical model is also developed by FORTRAN languages. Taken 1960 Chile tsunami and 2004 Sumatra tsunami as examples, those events are used to verify this model's correctness.

Thirdly, the governing equation of near-field tsunami, nonlinear shallow water equations, is solved by finite difference method and the near-field tsunami numerical model is developed by FORTRAN languages. To verify this model's correctness, it is taken the tsunami which generated at Taiwan southern sea area in 2006 as an example. By applying this model, scenario tsunami in near Ryukyu Islands is simulated. Then the calculating

results are analyzed to confirm how the effects about this tsunami to eastern coastal regions of China.

Fourthly, the necessity and urgency of China tsunami hazard analysis are described. Utilizing a deterministic method, from views of the slope of coastal seabed and the shape of coastline, the extent of earthquake tsunami hazard in China coastal areas is evaluated.

Finally, following the similarity to the seismic hazard analysis method, the definition and method of probabilistic tsunami hazard analysis are given. Based on historic run-up data, the exceeding probability and return period of run-up in China Pearl River Delta are given.

The models of trans-oceanic and near-field tsunami developed by this paper, and the works of China earthquake tsunami hazard analysis done by this paper can provide technical supports on constructing China tsunami disaster mitigation system and studying tsunami further. Those research results can also provide theoretical references on developing marine resources, protecting marine environment, and planning great engineering and facility in China coastal regions.

Key words: Tsunami; Numerical simulation; Numerical model; Finite difference method; Hazard analysis

目 录

摘 要	I
Abstract	III
目 录	V
第一章 绪 论	1
1.1 选题背景及意义	1
1.2 海啸相关常识	2
1.2.1 海啸定义	2
1.2.2 海啸成因	3
1.2.3 海啸与风暴潮的区别	4
1.2.4 海啸产生条件	5
1.2.5 海啸类型	5
1.3 研究历史与现状	6
1.3.1 国内研究历史与现状	6
1.3.2 国外研究历史与现状	8
1.4 本文研究的主要思路及章节安排	10
第二章 地震海啸及其初始位移场计算	12
2.1 引言	12
2.2 全球灾害及分布	12
2.2.1 全球海啸灾害	12
2.2.2 世界海啸分布	13
2.2.3 历史数据统计	14
2.3 初始位移场计算	17
2.3.1 断层参数确定	17
2.3.2 计算方法选取	18
2.3.3 算例	24
2.4 小结	29

第三章 越洋海啸数值模拟	30
3.1 引言	30
3.2 控制方程	31
3.2.1 Boussinesq 方程	31
3.2.2 线性浅水方程	31
3.2.3 本文控制方程的选取	32
3.3 计算方法及条件	33
3.3.1 有限差分法	33
3.3.2 条件确定	36
3.4 算例	36
3.4.1 1960 年智利海啸	36
3.4.2 2004 年苏门答腊海啸	54
3.5 小结	64
第四章 近场海啸数值模拟	66
4.1 引言	66
4.2 非线性浅水方程	66
4.3 计算方法及其条件限制	68
4.3.1 计算方法	68
4.3.2 条件确定	75
4.3.3 计算区域的连续性	79
4.4 算例	90
4.4.1 2006 年 12 月 26 日台湾南部海域海啸	90
4.4.2 琉球群岛附近海域设想海啸	99
4.5 小结	106
第五章 我国地震海啸危险性分析	108
5.1 引言	108
5.2 必要性和迫切性	108
5.2.1 必要性	108
5.2.2 迫切性	109

5.3 确定性海啸危险性分析	110
5.3.1 划分我国附近海域潜在海啸源区	110
5.3.2 确定潜在海啸源	115
5.3.3 数值模拟	116
5.3.4 波高值归一化	117
5.3.5 结论	117
5.4 概率性海啸危险性分析	118
5.4.1 概率性海啸危险性分析定义	118
5.4.2 概率性海啸危险性分析方法	119
5.4.2 珠三角地区地震海啸危险性分析	121
5.5 小结	124
第六章 结论与展望	125
6.1 结论	125
6.2 展望	126
参考文献	127
致 谢	134
作者简介	135

第一章 绪 论

1.1 选题背景及意义

2004年苏门答腊海啸过后，当旖旎秀丽的南亚风光尽成残垣废墟时，当30万人类灵魂长眠于波涛汹涌的蔚蓝海水之中时，当印尼、马来西亚、马尔代夫等南亚诸国国民经济蒙受巨大损失时，当全世界人民被此灾难遭受的巨大苦难而悲恸不已时，世人终于被敲响警钟—海啸危害是多么的可怕，长期以来一直是被忽视的。自此引发了各国对海啸灾害的高度重视，科技界也掀起了一波研究海啸的热潮，特别是在这一领域处于完全落后水平的中国，政府开始加大投入这一领域的研究经费，使多个高校及科研机构都参与进来，取得的成果也各有千秋^{[2][10][14][28][29][30][31][32][33][35][36][40][46][47][86][87]}。本文响应这种趋势，深入浅出地对海啸的形成机理、数值模拟、危险性分析等项目进行系统的研究，试图解决一些目前国内悬而未决的问题，为减轻海啸灾害造成的人员伤亡和经济损失以及我国沿海城市中长期规划提供技术支持。

这次苏门答腊海啸告诉人们其破坏能力是何等的巨大。面对汹涌而来的海啸波，因为没有提前发出警报，人们在短时间内没法逃避被卷入澎湃的海水之中。那么为避免或减轻海啸带来的危害，政府部门必须要在海啸袭击海岸之前向公众发出警报，使公众有充分的时间撤离危险区域。因此，我国必须建立一套完整的海啸预警系统和完善的海啸应急预案。而海啸应急预案是建立在海啸预警系统之上的，只有在预警系统发出海啸警报后应急预案才能有效的实施。而海啸的预警势必要对海啸的传播时间和涌浪高度有预先的判断，这就需要在得知海啸地震相关参数后对海啸的产生、传播、爬高能快速的进行数值模拟，计算出海啸波到达指定海岸的传播时间和爬坡高度(run-up)。

另一方面，我国为滨海大国，大陆与岛屿的海岸线为18000km与14000km，海岸带和海涂面积各约35万km²和2.17万km²。北至丹东南至防城港的广大滨海地区为我国经济最发达地区，分布着一系列大城市和重要港口，如大连、秦皇岛、天津、青岛、上海、广州等。同时大陆架海域含有丰富的油、气矿产资源，海上钻井超过400多口，已投入开发的油田20多个。另外近年来，我国在沿海（含河口地区）已建、在建或正在规划一系列跨海大桥，如东海大桥，跨钱塘江口大桥、青岛胶州湾大桥、港珠澳大桥、舟山群岛大桥等。这一系列城市港口、海上钻井、大桥或超大桥在海啸中的安全性必然关注，一旦受海啸袭击发生破坏，国民经济会有较大影响。综合这些因素，应该加紧对我国沿海各地区的海啸危险性进行分析评估，同样这些工作也是建立在对海啸进行数值模拟的基础上的。

以上两方面说明海啸的数值模拟是海啸防灾减灾的重中之重，是开展

其它海啸研究工作的基础，图1-1是海啸防灾减灾的研究流程，从中也可以看出数值模拟的重要性，是整个流程中的关键环节。

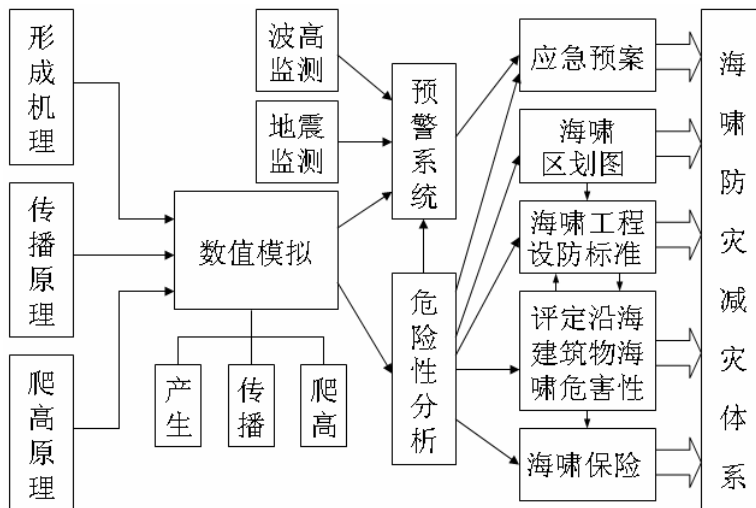


图1-1 海啸防灾减灾研究流程

本文的意义在于所开发的越洋及近场海啸数值模式能为海啸预警、海啸危险性分析、海啸区划等进一步的研究工作提供技术支持；另外本文所进行的我国地震海啸危险性分析工作可以为建立地震海啸预报、报警系统提供技术支持，还可以与工程海啸设防结合，提出未来一定时期内，不同地点的地震海啸危险性程度，给出工程海啸设防标准，同时也为海洋资源合理利用与开发、环境保护与治理、重大工程设施的布局与发展规划、国家建设提供依据。总之，本文所做的海啸研究工作将为实现沿海地区海啸防灾减灾目标，对海啸可能成灾的危险海岸的城市规划和改造，保障沿海经济持续发展，具有重要的现实意义。

1.2 海啸相关常识

1.2.1 海啸定义

海啸是发生并移行于海洋中的一系列具有超长波长的巨波，大多由在海底以下或近海底的地震所引发，海底火山爆发、山体滑坡、海岸山崩也可能引发海啸^[11]。海啸的英文词“Tsunami”来自日文，是港湾中的波的意思^[5]。在深海大洋，海啸波以每小时700公里以上的速度传播，可轻松地与波音747飞机保持同步，但波高却只有几十厘米或更小。海啸波有别于普通波浪，在深海中波长通常达到100公里或以上，而周期则从10分钟至1小时。当海啸行经近岸浅水区时，波速减小而波幅骤增，有时可达30m以上，骤然形成“水墙”而淹没滨海地区，造成灾害。与风暴潮的渐次上升不同，地震海啸有多个峰值，连续排列几个大波尤以第二和第三个波峰

为最，喧嚣汹涌地撞击海岸，波高极高，流速很大，从海面到海底几乎是一致的，能骤然形成“水墙”，猛烈冲击岸地。若波谷最先到达，则水位骤落，有时能裸露出多年未见的海底，接着在十几分钟内又猛涨，升高达几十米，汹涌向岸上袭来。

1.2.2 海啸成因

海啸发生的直接原因是大规模的水体扰动，引起大规模水体扰动的原因主要有：

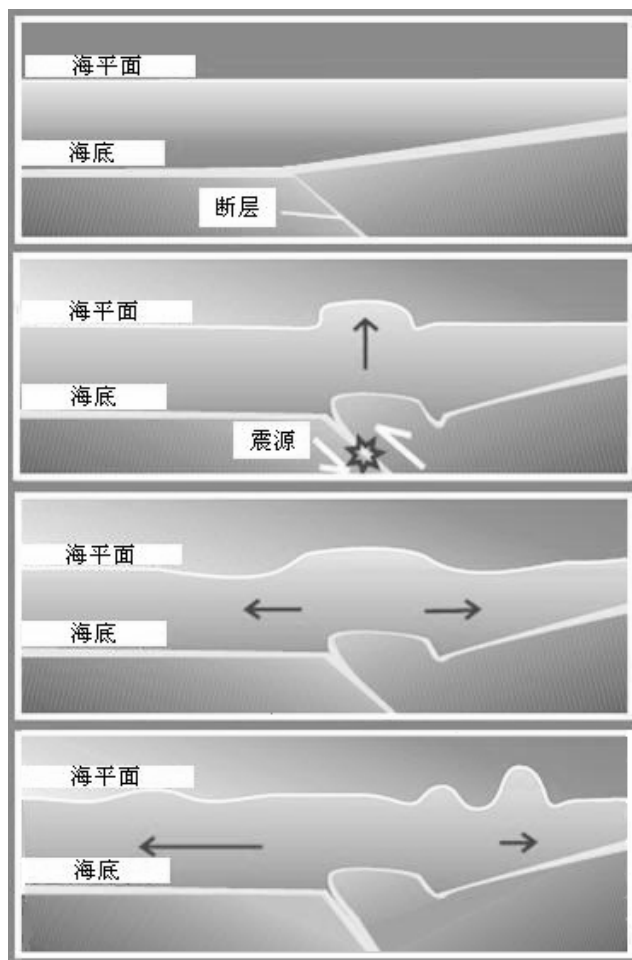


图1-2 地震海啸形成示意图

1、大规模的海底滑坡扰动水体引起海啸。这类海啸虽然可能在局部区域形成浪高很大的海啸，但其影响区域一般不大。1998年太平洋岛国巴布亚新几内亚北部海岸遭到海底滑坡引发的海啸侵袭，海啸范围不大，但造成约3000人死亡。

2、海底大规模火山喷发和海底火山口塌陷扰动水体，引发海啸。如

1883年8月27日印尼巽他海峡喀拉喀托火山爆发,将 20km^3 的岩浆喷到苏门答腊和爪哇之间的巽他海峡。在火山喷发到最高潮时,岩浆喷口突然坍塌,引发浪高 35m 的海啸,摧毁了巽他海峡两岸村庄,造成约3.6万人死亡。

3、地壳构造运动引起的大面积海底突然下降或隆起,扰动海洋水体,引发涌浪、海啸。自然界中发生的海啸绝大部分是这类海啸,人们所俗称的地震海啸就属于这类。因此本文研究的海啸特指地震海啸,形成示意图见图1-2。

1.2.3 海啸与风暴潮的区别

海啸和风暴潮虽然同属波动这一范畴,但从他们的生成和特点相比,两者有着明显的不同:

1、风暴潮比海啸在量级、范围、灾害程度上要小得多。海啸波通常低于风暴潮相比却更危险。如图1-3,海啸与风暴潮在冲击海岸时的特征比较,风暴潮的海水转圈流动,不淹没高地,而海啸的海水直线流动,似一堵墙迅速淹没陆地;

2、风暴潮与海啸在波形上也有着明显的不同。如图1-4^[41],风暴潮一般只有1~2个峰值,波高不是骤然增大,而是有一个渐次上升的过程。海啸却有多个峰值,且连续排列几个大波,尤其以第二和第三个波峰为最大,静缓上升的情况极为少见,绝大多数是喧嚣汹涌地撞击海岸,在近岸处形成轩然大波;

3、风暴潮与海啸产生的原因和分布区域不同。海啸的发生区域与全球地震带相一致,而风暴潮由强风引起,在沿海和各大洋的海湾、港口较明显。

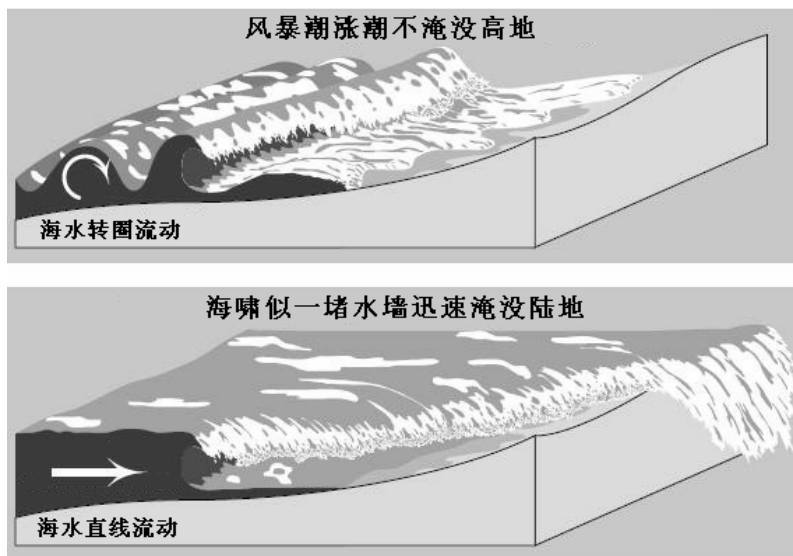


图1-3 海啸与风暴潮冲击海岸特征比较

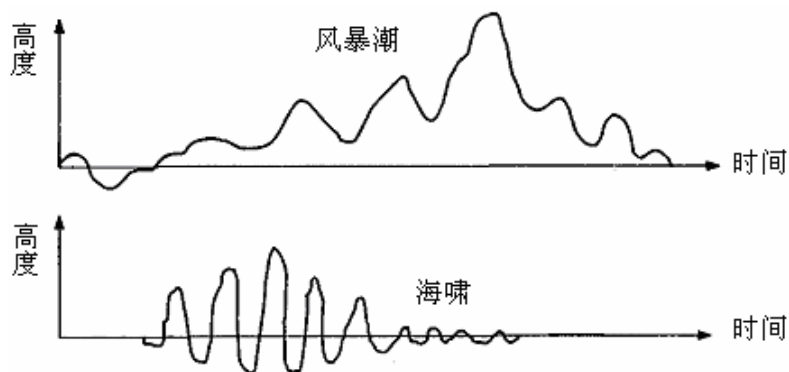


图1-4 海啸与风暴潮的波形特征比较

1.2.4 海啸产生条件^{[6][11]}

海啸主要由地震引起，但并不是所有的地震都可以产生海啸，海啸的发生包含三项基本条件：

1、地震必须发生在深海。地震释放的能量要变为巨大水体的波动能量，地震必须发生在深海，因为只有在深海，海底上面才有巨大的水体。破坏性海啸的震源区水深一般在200米左右，灾难性海啸的震源区水深在千米以上。

2、地震要有足够的强度，以导致一定规模的海底移位和错动。一般来说，震源在海底下50千米以内、里氏震级6.5以上的海底地震才有可能引发大的海啸。发生地震时，由于断层的存在，使得海底发生大面积的陷落或抬起，从而带动海水陷落或抬起，形成较大波浪，如同一块巨石投入水中，形成的震荡波在海面上以不断扩大的圆圈，传播到很远的距离。

3、海底的位移和断错须在竖向有一定规模。海洋中经常发生大地震，但并不是所有的深海大地震都会产生海啸，只有那些海底发生激烈的上下方向的位移的地震才产生海啸。一般地说，垂直差异运动越大，相对错动速度越大，面积越大，则海啸等级越大。

1.2.5 海啸类型^[48]

1.2.5.1 按形成原因分类

海啸按形成原因可分为地震海啸、火山海啸、滑坡海啸、核爆海啸等。

1、地震海啸。由于地震引发的海啸，称为地震海啸。海底发生地震时，海底地形急剧升降变动引起海水剧烈扰动，引发海啸，其机制有两种形式：“下降型”和“隆起性”。

“下降型”海啸：地壳构造运动引起海底地壳大范围的突然下降，海水涌向突然下陷的空间而形成涌浪，涌浪向四周传播到达海岸而形成海啸。在海啸到来之前，海岸首先表现为异常的退潮现象，露出了从未见天日的海底。1960年的智利海啸和2004年的印度洋海啸均属此类。

“隆起性”海啸：由地壳构造运动引起海底地壳大范围急剧上升，海水随着隆起区一起被抬升，在重力作用下，海水从隆起区向四周扩散，形成涌浪。这种海啸在发生之前，首先表现为异常的涨潮现象。1983年5月26日，日本海7.7级地震引起的海啸即属于此种类型。

2、火山海啸。火山爆发引起的海啸称为火山海啸。如1883年巽他海峡喀拉喀托火山爆发引起的海啸，1.2.2中已述。

3、滑坡海啸。由海底地滑引起的海啸，称为滑坡海啸。海底地滑产生的原因有两种：①海底大量不稳定泥浆和沙土聚集在大陆架和深海交汇处的斜坡上，产生滑移；②海底蕴藏的气体喷发导致浅层沉积海底坍塌，出现水下崩移。

4、核爆海啸。由水下核爆炸引起的海啸，称为核爆海啸。1954年夏天，美国在比基尼岛上进行核试验。当核弹爆炸时，在距爆炸地点500米的海域骤然激起一个60米高的巨浪，该波浪传播1500米后波高仍在15米以上，引起了海啸。

另外，海岸的崩坍也会引起海啸。历史上，阿拉斯加利图亚冰川上一块巨大冰块塌陷坠海，激起50米高的海浪，引发海啸。

1.2.5.2 按发生的地理位置分类

海啸按发生的地理位置分类可分为远洋海啸和近场海啸。

1、越洋海啸。横越大洋或从远洋传播来的海啸，称为越洋海啸。这种海啸发生后，可在大洋中传播数千千米而能量衰减很少，因此使数千千米之外的沿海地区也遭遇海啸灾害。例如，1960年的智利大海啸，海啸波横贯太平洋传到夏威夷时，波高依旧9~10米，传到日本沿岸时仍然有6~8米。

2、近场海啸。也称为本地海啸或局域海啸。海啸生成源与其造成的危害同属一地，所以海啸波到达沿岸的时间很短，有时只有几分钟或几十分钟，往往无法预警，危害严重。近场海啸发生前都有较强的地震发生，全球很多伤亡惨重的海啸灾害，都属于近海海底地震引起的近场海啸。例如，1869年日本沿岸8.0级地震引发的特大海啸，淹死2.6万人。

1.3 研究历史与现状

1.3.1 国内研究历史与现状

中国地震海啸的研究始于1976年唐山大地震之后。人们对自然灾害的安全意识大大增强，中国地震与海洋学者开始研究中国的地震海啸问题。1977年《地震战线》（现今《地震》的前身）上刊发了署名海地的文章“地震海啸”^[13]。文章提出了对我国产生影响的海啸源区以及我国海啸防灾的重点海区；1982年国家海洋局情报所的李成发表了“地震海啸的研究”一文^[17]，指出我国海区不易发生海啸，当时的国家地震局也采纳了这个结论；1986年国家地震局组织编写的《地震对策》一书，全面论述了地震海啸的

危害、成因机制、产生的条件及中国地震海啸的可能性,并讨论了地震海啸的对策^[11];1986年周庆海与夏威夷大学的William M. Adams在《Science of Tsunami Hazards》上发表了一篇文章^[115],是我国首次在国际性杂志上发表的关于海啸研究的文章,从历史海啸地震与我国主要地震带的地质、地球物理学特征角度分析,指出我国海区不易发生海啸,但存在发生海啸的可能性;1987年中国地震局编制了中国海域和邻区海域地震烈度区划图,研究成果表明菲律宾西边海域,主要是马尼拉海沟、巴士海峡海域、台湾岛南边海域和东边海域是发生IX度和IX度以上地震的海域,即有发生7级以上地震可能性的海域,是今后可能发生海啸的海域;1992年,郭增建等在《未来灾害学》一书中对中国的近海地震海啸作了研究^[12],提出近海岸如发生强震后就易于发生近海海啸,而近海海啸作为一种新的致灾海啸类型应予以关注,并且对海震预报学方法进行了首次讨论;之后90年前中期国内陆续也发表了一些文章^{[8][9][20][22][37][42][44]},但仍然只是关于海啸的初步研究,一些较前沿性的研究开展的比较晚。

20世纪90年代后期,国家海洋局组织开发了太平洋海啸资料数据库、太平洋海啸传播数值预报模式和越洋、局地海啸数值预报模式。该模式在我国广东大亚湾、浙江秦山和三门、江苏连云港、福建惠安5个核电站的环境评价中得到了应用^[39];中国地震局工程力学研究所也于2005初开始了此方面的研究,取得了初步成果^[32];宁波大学也开始了这方面的研究^{[46][47]};中山大学联合香港理工大学在海啸数值模拟方面的研究也取得了一些成果^[93]。

我国在海啸预警方面的研究仅处于起步阶段,目前还没有一套完整的海啸预警系统,只能根据太平洋海啸警报中心发布的有关越洋地震海啸信息,发布我国沿海的海啸预警报。我国在1983年加入国际海啸警报系统中心,国家海洋局负责我国的海啸预警报业务。1994年叶琳,王喜年等仅仅说明了我国当时海啸预警的作业方式^[37];直到2004年苏门答腊海啸之后,国内学者才针对中国的海啸预警提出了一些建议或预警系统建设方案^{[2][3][7][38]};中国地震局工程力学研究所也开始了此方面的研究,提出了我国当前海啸防灾减灾工作的主要任务^[29],并给出了建立我国基于强震台网的海啸预警系统的技术路线^[30]。

我国海啸危险性分析方面的研究起始于1988年周庆海等在《Natural Hazards》上发表的题为“Tsunami Risk Analysis for China”的文章^[116]。通过历史海啸数据,结合我国海区大陆架的地质、地震特征,文章给出了我国沿海地区海啸危险性的相对比,台湾东部、大陆架沿岸、渤海沿岸的相对比为16:4:1,并按此比例绘出了我国沿海海啸危险性区划图。这是对我国海啸危险性分析做出的最早的研究,虽然结果有待商榷,但却迈出了重要一步。此后这方面的研究一直处于停滞状态,直到2004年苏门答腊海啸之后又重新受到关注,但都只限于采用历史数据或大陆架的地质、地

球物理学特征给出我国沿海地区遭遇海啸灾害的可能性程度^{[31][35][36]}。2007年中国科学院南海海洋研究所的刘迎春等采用数值模拟的方法对我国东南沿海地区进行概率性的海啸危险性分析,给出了汕头、厦门、香港、澳门、台南等东南沿海城市本世纪内遭受1-2米、2米以上海啸波袭击的超越概率^[86]。这使我国的海啸研究水平更上了一层,缩小了与日美之间的差距。

1.3.2 国外研究历史与现状

19世纪初,法国数学家A.L.柯西和S.D.泊松提出求解小振幅波的初值问题,为海啸的理论研究奠定了基础。1883年喀拉喀托火山爆发引起的大海啸,促使人们更重视海啸的研究^[110]。

在海啸预警系统的研究方面各国情况如下:

日本。1933年日本三陆海啸造成3000多人死亡,日本政府由此加大了海啸研究的投入,1941年日本气象厅(JMA)就初步建立了海啸预警系统,目前,一共建立了6个区域海啸预警服务中心,分别为:札幌、仙台、东京、大阪、福冈、冲绳。1993年7月12日,日本发生了7.8级的大地震,奥尻岛在地震发生后3分钟就受到海啸的猛烈袭击,造成230人死亡或失踪。不幸的是由于当时海啸预警系统的能力所限,海啸警报没能及时发布出去。于是JMA开始研制基于数值预报技术的新一代海啸预警系统^[40]。该海啸预警系统包括地震监测网、基于数据库技术的快速数值预报系统以及基于卫星通讯的海啸预警快速分发系统三部分。1999年,将插值数值模式应用到海啸预报系统,开始发布定量的海啸预报,新的警报包括海啸到达时间预报和海啸波高预报。日本气象的目标是海啸地震发生后3分钟内作出海啸警报。

美国。1946年阿留申海啸袭击了夏威夷群岛之后,美国政府开始筹划建立海啸预警系统。1949年,在夏威夷附近的地震观测台,组建了“地震海波警报系统”,其业务仅限于夏威夷群岛。该系统在1960年智利大海啸和1964年美国阿拉斯加大海啸中,对减轻夏威夷地区灾害方面成效显著。1964年阿拉斯加地震之后,由于地震引发的海啸几乎袭击了大半个阿拉斯加,美国在1965年启动了国际海啸预警系统研究计划,目前太平洋沿岸国家基本都加入了该系统,如太平洋地震带的一些北美、亚洲、南美国家,太平洋上的一些岛屿国家、澳大利亚、新西兰,以及法国和俄罗斯等26个国家和地区,中国亦是成员国之一。在1992年4月加利福尼亚地震之后,美国进一步认识到近海地震和海啸的危害,1997年开始对近海地震和海啸观测,并加强相应的宣传教育工作,建立了海啸影响区域编绘中心(Center for the Tsunami Inundation Mapping Efforts, TIME),为紧急救援和长期规划提供基础参考资料^[51]。作为NTHMP的一部分,NOAA的太平洋海洋环境实验室(PMEL)实施了DART(Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis)项目,在近海建立了海啸观测站,对美国海岸进行实时海浪观

测,同时对有危险的海啸进行速报。目前,美国有2个预警中心,太平洋海啸预警中心和西海岸—阿拉斯加海啸预警中心,海啸的预警系统要包括海啸观测系统和实时的数字模拟分析系统,同时能够实现相关海岸的海啸数值模拟分析。预警中心的主要目的监测定位在太平洋发生潜在的可能引起的海啸的地震。如果地震发生的区域和地震震级符合判断海啸发生准则,就会对相关的地区发布临近海啸灾害预警报;如果布设在海洋的海啸观测仪器也同时观测到海啸,则警报会发布到整个太平洋地区^[54]。印度洋海啸之后,美国政府加强了海啸的监测和预警系统的资助,促使美国联邦地质调查局(USGS)与NOAA合作,加入50多个国家参加的全球观测系统项目(GEOSS)。

其他国家。俄罗斯海啸预警系统建立于1952年堪察加海啸以后,包括三个区域预警分中心:堪察加的彼得罗巴甫洛夫斯克、千岛群岛、萨哈林斯克。在萨哈林地区海啸预警系统由海啸预警中心(TWC)和俄罗斯科学院地球物理局的地震台网组成,负责提供实时的海啸预警、应急预案以及有关的科学研究。当震中距离萨哈林3000km以内时,主要由地震台网负责海啸预警信息;当震中距大于3000km,主要由预警中心发布预警信息。海啸预警信息会同时发送到内政部和区域紧急管理中心,并启动采取相应的措施。法属玻利尼西亚在遭受了1964年阿拉斯加海啸后于1965年建立了海啸预警系统,中心位于帕皮提市和塔希提岛,通过8个短周期地震台站、3个长周期地震台站和3个海潮观测站监测地震和海啸的发生。葡萄牙海啸预警系统建在其南部海域,地震仪和海水压力仪放置在海底的地震带附近,两个浮标放置在大西洋萨格里什角西南处。该预警系统以现代化的卫星数据通讯方式和先进的信息实时处理技术为基础,能够提供早期的预警信息,并能在存储介质中保存相关数据以备进一步分析应用^[21]。意大利建设的由4个观测站组成的地中海海啸预警系统也正在建设,其中一个监测站已经完成。

在海啸数值模拟的开发方面各国情况如下:

随着计算机技术的发展,关于海啸数值模拟的方法也越来越普及,建立的模型也越来越多。目前,美国国家海洋和大气管理局主要使用南加利福尼亚大学研制的MOST (Method Of Splitting Tsunami),可以用来计算海啸对阿拉斯加、加利福尼亚、夏威夷、俄勒冈和华盛顿州产生的影响^[105]。COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model) 是康奈尔大学研制的海啸数值模拟软件^[88]。TUNAMI2是日本东北大学研制的模型,其基本原理是基于非线性浅水方程,采用有限差分法^[74]。以上的数值模型,通过与实际发生的一些海啸相比较,以及配合相应的一些水动力学实验,表明在给定震源发生条件下可以模拟海啸的传播,并能较精确地模拟海啸的走时和海啸波及地区涌浪大小。近几年,考虑更高阶的Boussinesq类型方程来模拟海啸的非线性项和频散项的工作已经取得初步成果,康奈尔大学的

CULWAVE (Cornell University Long and Intermediate Wave Modeling Package) 和德拉瓦大学的FUNWAVE已经用来进行一些已发生海啸的数值模拟^[100]。

在海啸危险性分析的研究方面各国情况如下:

日本、美国在上世纪 80 年代就开始海啸危险性分析的研究, Rikitake 与 Aida 将日本沿海划分成 8 个潜在海啸源区, 采用特征地震模型计算, 评估了日本沿岸遭受近海海啸袭击的年超越概率^[98]; Annaka 与 Satake 等通过逻辑树的方法获得日本沿海的海啸灾害曲线(波高值与年超越概率的关系曲线)^[104]; 韩国和俄罗斯的科学家用一种确定性的方法, 基于数值模拟, 评估了日本西海岸地区对韩国和俄罗斯沿海造成的海啸危险^{[49][64]}; Amos Salamon 与 Thomas Rockwell 等基于历史数据及数值模拟技术评估了东地中海地区的海啸危险性^[52]; Watts 基于蒙特卡罗方法对南加州地区遭受滑移海啸进行了概率性预测^[96]; 随着地理信息系统技术的成熟, GIS 也开始逐渐应用于海啸危险性分析中, 用来绘制海啸灾害图及洪水淹没图^{[59][94][95]}; Geist 与 Parsons 很好的总结了概率性海啸危险性分析的定义及操作方法, 分别采用历史数据及蒙特卡罗方法, 基于海啸数值模拟技术, 绘出了墨西哥阿卡普尔科(Acapulco)地区和美国卡斯卡底古陆(Cascadia)地区的海啸灾害曲线, 指出海啸危险性分析研究的焦点集中在环太平洋地区地震发生概率的难以确定以及目前仪器监测海啸波范围的有限这两点上^[61]。

1.4 本文研究的主要思路及章节安排

基于数值模拟技术在海啸研究中的重要性, 本文的工作主要集中在海啸的数值模式的开发上。首先阐述海啸的全球灾害情况以及世界历史海啸分布, 由地震相关参数模拟海啸的初始位移场; 然后利用现有的海啸传播原理分别开发越洋、近场海啸的传播模式, 并分别采用算例加以论证所开发模式计算的正确性和精确度; 接下来采用确定性方法定性评估我国沿海各地区的海啸危险性; 最后给出概率性海啸危险性分析的定义及方法, 基于历史爬高数据, 评估了我国珠江三角洲地区的海啸危险性。各章节安排如下:

第一章为绪论。阐述了选题背景及本文开展工作的意义; 简要介绍了海啸相关常识; 总结海啸研究的国内外研究历史及现状; 介绍了本文的主要思路及章节安排。

第二章为地震海啸及其初始位移场计算。总结了全球海啸灾害及世界海啸分布, 进行了历史海啸数据的统计; 数值模拟海啸发生时的初始位移场, 先进行断层参数的确定, 再比较三种计算方法的利弊, 最后选定采用自己编程的方式; 选用1960年智利海啸作为算例, 用Coulomb软件同时作计算, 对比两者的结果, 分析所开发的程序的准确性与可用性, 判断它是

否可以用作海啸初始垂直位移的数值计算。

第三章为越洋海啸数值模拟。比较Boussinesq方程和线性浅水方程，选择后者作为本文研究海啸传播的控制方程；然后采用有限差分法解这个方程，确定方程的初始条件和边界条件，将方程转化为Fortran计算机代码；选取1960年智利海啸和2004年苏门答腊海啸作为算例进行数值模拟，将计算结果与NOAA和NGDC的计算结果进行对比，分析所开发模型的计算准确性。

第四章为近场海啸数值模拟。简要介绍了近场海啸数值模式的控制方程—非线性浅水方程；采用有限差分法分别解这个方程中各项，确定计算条件；选取2006年12月26日发生在台湾南部海域的海啸作为算例进行数值计算，将计算结果与监测结果进行对比，分析数值模式的准确性；最后假设1960年智利大海啸在琉球群岛附近海域重现，分析它对中国东部沿海地区产生的影响。

第五章为我国地震海啸危险性分析。阐述了我国开展海啸危险性分析工作的必要性和迫切性；采用一种确定性分析方法，定性地评价沿我国海岸线地区的地震海啸危险性程度；借鉴地震危险性分析的方法和思路，给出概率性海啸危险性分析的定义，提出概率性海啸危险性分析的方法；最后，基于历史数据，评估了我国珠江三角洲地区的海啸危险性。

第六章为结语与展望。总结了本文的工作并对下一步工作提出了展望。

第二章 地震海啸及其初始位移场计算

2.1 引言

海啸按照形成原因可分为地震海啸、气象海啸（并不是严格意义上的海啸）、火山海啸、滑坡海啸、核爆海啸等。由于绝大部分海啸都是由地震引起的，因此本文研究的目标趋重于地震海啸，后文中凡未加说明的海啸都指地震海啸。

破坏性海啸往往形成于深水的倾滑或垂直断层区，并常伴有大的地震。根据已发生的海啸资料，破坏性海啸，其涌浪发生区海水深度一般大于200m，灾难性海啸的涌浪形成区海水深度一般大于1000m。伴有地震发生的破坏性海啸，地震震级一般大于里氏6.5级；伴生震级在里氏7.5级以上的，则可能出现灾难性海啸。

本章的工作首先阐述海啸的全球灾害及世界分布，总结海啸历史数据统计情况，基于地理信息系统，根据美国NGDC (National Geophysical Data Center)提供的全球历史海啸数据库，绘出世界历史海啸分布图；然后对地震海啸的初始位移场进行数值模拟分析，确定断层参数，在选取合适的计算方法时，摒弃了现有的计算程序和计算软件，运用Fortran 77语言，自己编写程序。最后选取1960年智利海啸作为算例进行初始垂直位移场的模拟计算，并用Coulomb软件同时作计算，将两者的计算结果进行对比，分析本章所开发的程序的准确性与可用性，判断它是否可以用作海啸初始垂直位移的数值计算。

2.2 全球灾害及分布

2.2.1 全球海啸灾害^[38]

全球各大洋均有海啸发生，全球90%的海底大地震发生在太平洋，因此太平洋沿岸是海啸灾害的多发区。在太平洋1300多年的海啸记载中，约有14万人死于海啸灾害，沿海众多的城镇被毁。

据统计太平洋沿岸海啸灾害的多发区为：夏威夷、新西兰、澳大利亚和南太平洋地区、印度尼西亚、菲律宾群岛、日本、阿拉斯加、堪察加一千岛群岛、新几内亚—所罗门群岛、美国西海岸、中美洲地区以及哥伦比亚与智利地区。上述地区中印度尼西亚为太平洋海啸的重灾区，历史上该地区共发生过30多次破坏性海啸，曾有5万多人丧生。

在1900年~2000年发生的海啸资料统计中，太平洋发生711次海啸，约占全球海啸的75%，地中海110次（12%），大西洋91次（10%），印度洋33次（3%），见图2-1。但频率最低的印度洋，2004年12月26日却发生了全球最强的一次海啸灾害。据专家统计每2年全球发生一次局部破坏性海啸，每10年发生一次越洋大海啸。

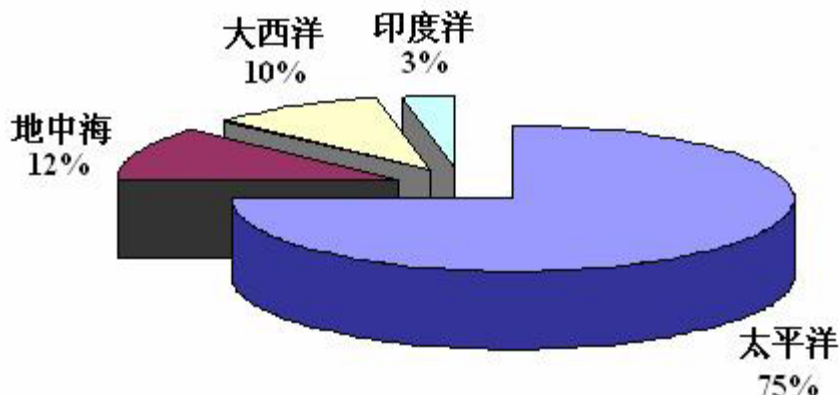


图2-1 1900~2000年全球地震海啸发生分布概率图

2.2.2 世界海啸分布^[28]

按地震海啸形成的三个条件，只有环太平洋地震带和部分地中海—喜马拉雅地震带才具备这3个条件，因此海啸多发生在这些地区。

1、环太平洋地震带

该带是地震最活跃的地带，全球80%的浅源地震，90%的中源地震和几乎所有的深源地震都集中于此。由于该带是板块俯冲带，在板块的接触带上产生过许多逆冲倾滑型的6~8级地震，引起深海沟地形快速变化，导致海啸产生，故也是海啸分布最多的地带。

东太平洋地震带是太平洋板块向美洲板块俯冲的地带，形成了深达6866m的秘鲁海沟和7973m的智利海沟。沿板块俯冲带发生过许多大震，其中，1746年10月28日在秘鲁发生烈度为X度的地震，出现海啸，地震与海啸造成18000人的死亡。1960年5月22日智利发生9.0级地震，引起大海啸，席卷太平洋两岸，不仅给南北美洲沿岸带来灾难，而且对太平洋对岸的菲律宾和日本造成极大的破坏。1979年12月12日，在厄瓜多尔发生的7.9级地震，也引发海啸，地震与海啸造成600人死亡。

西太平洋地震带是太平洋板块向欧亚板块俯冲的地带，沿该带自北而南深海沟有：千岛海沟深8534~10542m，日本海沟深10554m，马里亚纳海沟深11022m；这些地段的板块俯冲带，角度较大，既有俯冲型的中深震发生，也有逆冲型浅源地震发生。在这个地震带，1952年11月4日的千岛群岛8.2级地震，1896年6月15日和1933年3月2日发生于日本三陆的7.6、8.5级地震，1952年3月4日日本十胜8.3级地震，都引起过海啸，尤其是三陆海啸，造成沿岸好几个村庄的人员全部死亡。此外，在日本关东地区东南部海域，本州南岸，琉球列岛等地都发生过大小不等的地震海啸。

2、地中海—喜马拉雅地震带

该带也是大地震频发地带，局部地段也有深海盆并且海底地形复杂，具备引发海啸的条件。如葡萄牙濒临大西洋海域，东西向海沟深度超过

5084m, 1755年11月1日在葡萄牙里斯本发生烈度为IX度的地震, 地震和海啸造成6万人死亡。又如地中海内希腊附近科林斯湾, 海底深达3058m, 1963年2月2日, 发生一次小震引发了海底山崩导致海啸。印度洋很少发生海啸, 这次苏门答腊西发生的8.7级地震, 其相邻海域深达5214m, 海底地形也复杂, 故引发了地震海啸。

2.2.3 历史数据统计

国内外学者对历史海啸数据都做过统计工作^{[6][28][34][112]}, 表2-1是百年来世界重大海啸一览表^[6], 表2-2是世界最具破坏性海啸一览表(来源于NOAA)。

表 2-1 百年来世界重大海啸一览表

时间	震源	震级 (里氏)	海啸地点	浪高 (m)	死亡人数 (人)	损失
1908-12-28	意大利墨西拿地震	7.5	意大利南部西西里岛	12	85926	
1933-03-02	三陆近海	8.3	日本三陆海域	29	3008	伤 1152 人, 房屋流失 4917 栋, 倒毁 2346 栋, 船舶流失 7303 艘, 破损 910 艘
1946-04-01	阿留申群岛	7.5	夏威夷群岛	35	150	损失 2500 万美元
1960-05-22	智利南部瓦尔迪维亚海域	8.5	智利海域	25	10000	损失 5.5 亿美元
			夏威夷	9	100	损失 7500 万美元
			日本列岛	8.1	200	日本沿海 1 千多所住宅被冲走, 2 万多亩良田被淹没, 15 万人无家可归, 仅公共工程就损失 7000 多万美元
1964-03-28	阿拉斯加的安克雷奇	8.5	阿拉斯加湾海域	30	130	损失约 5.4 亿美元
1976-08-16	菲律宾群岛南部苏拉威西海	8	菲律宾群岛南部	5	8000	无家可归者达 17 万人之多, 损失小渔船 4000 只
1983-05-26	日本秋田海域	7.7	日本西海岸	8	101	毁屋 1300 幢, 沉船 700 艘
1992-09-01	尼加拉瓜	7	尼加拉瓜	11	268	153 人失踪, 800 多间房屋倒塌
1992-12-12	印度尼西亚弗洛勒斯岛	6.8	印度尼西亚弗洛勒斯岛	25	2347	侵入陆地达 300 米远, 摧毁了港口和滨海区
1993-07-12	日本北海道西南海底	7.8	奥尻岛	30.5	146	

1994-06-03	印尼巴厘岛 西南 61 千米 海域	6	东爪哇、巴 厘岛、龙目 岛	60	172	毁屋 600 多栋，沉船 250 多条
1998-07-17	巴布亚新几 内亚俾斯麦 海区	7.1	西塞皮克省 艾塔佩地区	49	2200	海啸摧毁了该县北部哥勒 姆市 75%建筑物

补充：2004 年 12 月 26 日产生于印尼苏门答腊西北近海的海啸是由史以来损失最严重的一次海啸，震级 9.0，最大浪高 35 米，造成约 30 万人死亡，经济损失百亿美元。

表 2-2 世界最具破坏性海啸一览表

死亡人数(人)	时间	海啸地点
40000	1782	南中国海
36500	1883	南爪哇海
30000	1707	日本东海道-南海道
26360	1896	日本三陆
25674	1868	智利北部
15030	1792	琉球群岛西南部
13486	1771	琉球群岛
8000	1976	菲律宾莫罗湾
5233	1703	日本鹿岛
5000	1605	日本南海道
5000	1611	日本三陆
3800	1746	秘鲁利马
3620	1899	印尼班达海
3000	1692	牙买加
3000	1854	日本南海道
3000	1933	日本三陆
2243	1674	印尼班达海
2182	1998	巴布亚新几内亚
2144	1923	日本东海道
2000	1570	智利
1997	1946	日本南海道
1700	1766	日本三陆
119	1964	美国阿拉斯加

注：(1)表格中添加 2004 年印尼苏门答腊海啸，死亡人数 300000；(2)数据未作考证

另外，俄罗斯和美国还开展了历史海啸统计工作，分别拥有自己的历史海啸数据库。

1、NTL的数据库^[70]

NTL (Novosibirsk Tsunami Laboratory), 新西伯利亚海啸实验室, 是俄罗斯科学院西伯利亚分院计算数学与地球物理研究所其中的一个实验室, 长期致力于海啸历史基础数据的研究, 通过互联网推出了3个在线数据库, 包括太平洋海啸历史数据库 (Historical Tsunami Databases for the Pacific, HTDB/PAC)、大西洋海啸历史数据库 (Historical Tsunami Databases for the Atlantic, HTDB/Atl)、地中海海啸历史数据库 (Historical Tsunami Databases for the Mediterranean, HTDB/Med)。

(1) HTDB/PAC, 该数据库包括发生在从公元前47年到目前为止的太平洋及周边地区 (从南纬65°到北纬65°及东经80°到西经50°) 大约1490次历史海啸的基本参数、由这些海啸产生的大约8000个沿海海浪爬高和测潮计观测到的浪高纪录、最后还包括有史以来的世界重要地震目录 (大约6300个地震事件)。

(2) HTDB/Atl, 该数据库包括发生在从公元前60年到目前为止的大西洋及周边地区 (从南纬60°到北纬72°及西经100°到东经30°) 大约260次历史海啸的基本参数、以及由这些海啸产生的沿海爬高和测潮计观测到的浪高纪录。

(3) HTDB/Med, 该数据库包括发生在从公元前1628年到目前为止的地中海及周边地区 (从北纬30°到北纬48°及西经10°到东经42°) 大约550次历史海啸的基本参数、以及由这些海啸产生的沿海爬高和测潮计观测到的浪高纪录。

2、NGDC的数据库^[71]

NGDC (National Geophysical Data Center), 国家地球物理数据中心, 隶属于美国国家海洋与大气管理局 (National Oceanic & Atmospheric Administration, NOAA), 主要提供海洋地质学、地球物理学、古气候学、日地物理学、固体地球物理学及冰川学方面的信息。

该中心提供的全球历史海啸数据库, 内容包括: (1) 从公元前2000年到目前发生在太平洋、印度洋、大西洋、地中海及加勒比海地区的所有已知的大约2400个海啸事件; (2) 由这些海啸事件产生的大约9000个沿海海浪爬高纪录。

其中海啸事件内容又包括: 海啸发生的时间、地点、经纬度、产生原因、海啸地震震级、最大浪高、可信度、爬高数量、人口死亡及财产损失情况等。海啸爬高纪录内容又包括: 爬高产生的时间、国家、地点、经纬度、离海啸源的距离、最大浪高、最大淹没水平距离、人口死亡及财产损失情况等。

本文采用NGDC提供的全球历史海啸数据库, 基于地理信息系统, 绘出了世界历史海啸分布图。图2-2根据海啸地震震级分层所画, 圆圈越大表明震级越大。图2-3根据海啸发生概率分层所画, 圆圈越大表明发生的

概率越大。

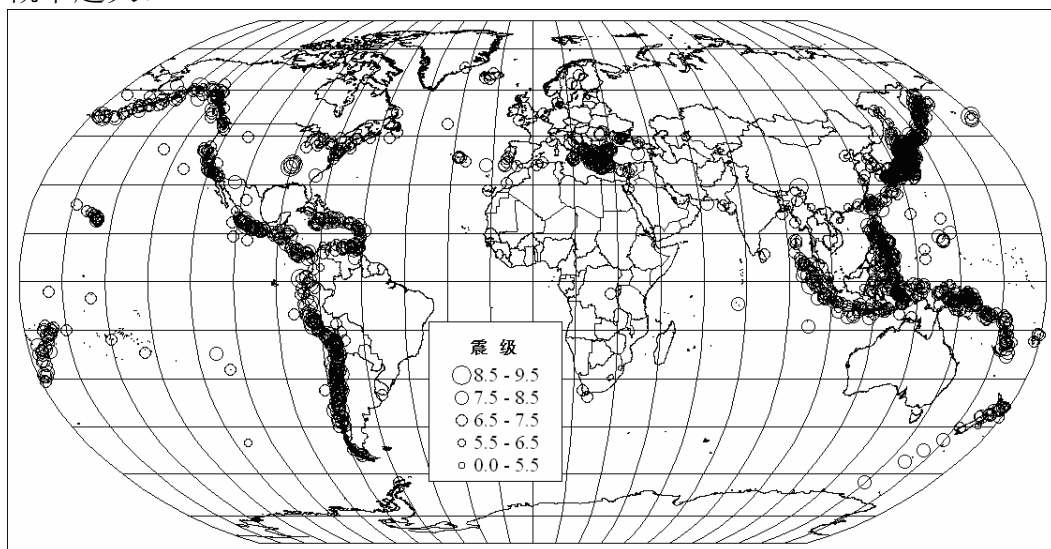


图2-2 由震级分级的世界历史海啸分布图

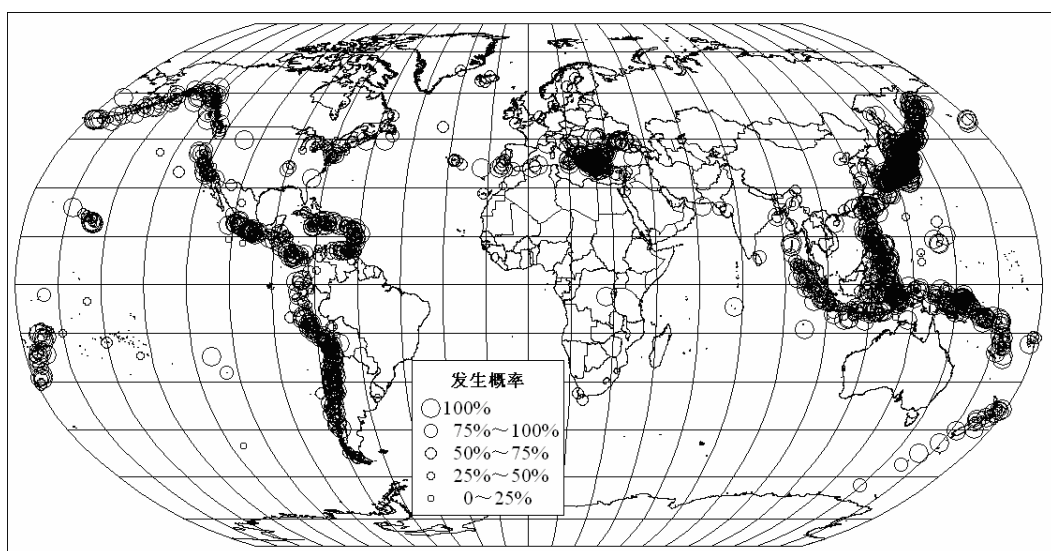


图2-3 由发生概率分级的世界历史海啸分布图

2.3 初始位移场计算

由于地震发生错动的过程是一个很短的冲击过程,可能发生在几秒钟之内,因此,可以假设海水表面的向上运动和海底位移是一致的,忽略断层破裂的复杂性、错位的多向性、破裂层厚度可变性等各种因素。

2.3.1 断层参数确定

断层参数的确定分两种情况：

1. 历史海啸地震特别是大震级地震的断层参数确定通常地震学研究工作已作过大量研究并给出结论，直接引用即可。
2. 对于预测的海啸地震，可由经验公式确定断层参数，本文采用日本气象厅给出的经验公式，以地震震级(M)计算断层长度(L)、宽度(W)及滑动距离(u)（见图2-4）。

$$\text{Log } L = 0.5M - 1.9 \quad (2-3-1)$$

$$\text{Log } W = 0.5M - 2.2 \quad (2-3-2)$$

$$\text{Log } u = 0.5M - 3.2 \quad (2-3-3)$$

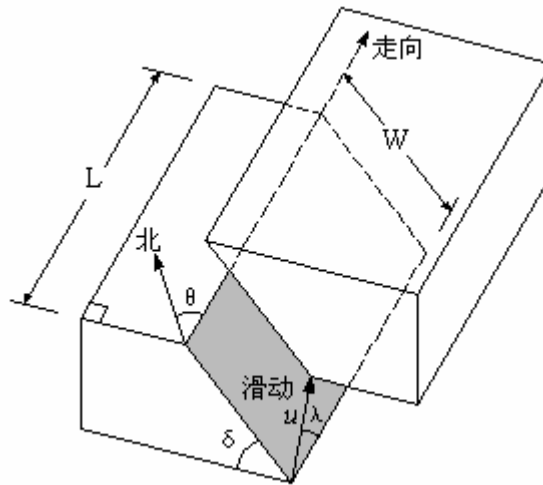


图2-4 断层参数示意图

走向角与震中位置附近的海沟或海岸线走向相约，而倾角和滑动角则根据震源机制来选定。

2.3.2 计算方法选取

在断层位移场的计算途径中，本文探索了三种方法：

1. RNGCHN程序

RNGCHN是由Kurt L. Feigl和Emmeline Dupré共同开发的计算断层位移的通用程序之一。基本原理是Okada于1985年提出的在各向同性的弹性半空间中的“双耦合震源模型”^[91]。程序主要采用FORTRAN 77编码，还有部分采用C语言编写用来处理二进制数据输出，另外还有一个用Matlab编写的程序接口。整个程序的输入参数包括：断层位置（经、纬度）、深度、长度、宽度、走向、倾角、滑移（位错量）、滑移角；输出结果就是断层位移，输出采用ASCII码格式的列表或二进制格式的矩形数组形式。

程序的运行环境是基于UNIX操作系统的SUN（或HP、DEC）工作站。该程序已被世界多数学者采用，作为研究地球物理学、地震工程学、地质学等多门学科的有利工具，通过比较诸如卫星雷达干涉等高效测量方法获得的数据，证明此程序的计算结果有一定的准确性。不过，在计算断层位移时本文未采用该程序，其主要原因是该程序只能在SUN（或HP、DEC）工作站上运行，考虑到经费、时间等多方面因素，决定放弃此途径，另辟新径。

2.Coulomb软件

Coulomb是计算断层位移与应力应变的通用软件之一，最初由Shinji Toda和Ross Stein共同开发，SCES（Southern California Earthquake Center）提供经费资助。该软件可以计算由断层滑移、点源膨胀（收缩）、岩脉扩张（压缩）引起的静态位移、应力、应变，所有计算点都是在各向同性的弹性半空间中。软件的基本原理是Okada于1992年提出的弹性位错公式^[92]和Crouch及Starfield于1983年提出的边界元方程^[58]。3.0以前的版本只能在Mac系列计算机上运行，为此2007年3月发布了支持多系统运行的Coulomb 3.0（测试版），可以在Macintosh OSX, Windows PC, or UNIX三种不同的操作环境下运行，开发组成员增添了Jian Lin和Volkan Sevilgen，经费资助方为U.S. Office of Foreign Assistance。软件提供源代码，采用Matlab语言编写，并且不断的提供在线更新。从早期的1.0到现在的3.0，多年来在地震灾害中已得到很好的运用^{[84][106][107][108][109]}。

软/硬件要求：

- 电脑装有Matlab 7.X或以上版本，并且必须包含绘图工具。当然电脑的硬件要满足Matlab软件的安装要求。
- 至少600×400分辨率的显示器，建议使用1028×768分辨率的显示器。
- 装有Microsoft Excel（某些输出文件采用Excel格式）或者安装能够读取空位分隔格式(tab-delimited)数据文件的软件。
- 推荐使用Google Earth软件，因为有些图形计算结果可在该软件下展示，使结果更加真实、美观。

最新版本的Coulomb软件支持经纬初始信息的输入与输出，提供更加丰富的内部图形文件，而且背景可以添加断层信息、海岸线信息以及历史地震数据等，输出的图形文件还可以在Google Earth环境中显示。这样使用更加简便，图形界面更加丰富、可操作性也更强，只要输入各断层参数，很快就能得到图形和数据两种计算结果，图形不仅可以平面显示，还可以各角度的三维显示。本文作海啸数值模拟时并不采用此软件来计算初始垂直位移场，而是采用自己编程的方式。主要原因是海啸数值模拟计算模型和初始位移场的数值模拟都是采用Fortran语言编写，便于数据之间的相互衔接。本章将运用此软件来验证自己编程所计算的初始位移的正确性。

3. 编程

采用Fortran语言编写程序，基本原理采用Mansinha L和D Smylie在1971年提出的弹性位错公式^[89]。当断层参数确定后，在各向同性的弹性半空间中，可近似计算整个空间内的位移场 $u_i(x_1, x_2, x_3)$ ：

$$u_i = \int_{\Sigma} \Delta u_j \left[\delta_{jk} \lambda \frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_l} + \mu \left(\frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right) \right] v_k dS \quad (2-3-4)$$

式中：

Δu_j ——j方向的位错量（滑移量）

δ_{jk} ——克罗内克符号， $\delta_{jk} = \begin{cases} 0 & j \neq k \\ 1 & j = k \end{cases}$

λ 、 μ ——拉梅系数

v_k ——面单元 dS 的法向与k方向的夹角余弦

u_i^j (u_i^k , u_i^l)——作用在点 (ξ_1, ξ_2, ξ_3) 的j (k, l) 方向的力在 (x_1, x_2, x_3) 处产生的i方向的位移分量

ξ_j (ξ_k , ξ_l)——力作用点 (ξ_1, ξ_2, ξ_3) 的坐标分量

将滑移量分解成沿断层走向（strike-slip）

的 U_1 和沿断层倾向（dip-slip）的 U ，因此可以得到，

由 U_1 引起的位移量

$$u_i = \mu U_1 \int_{\Sigma} \left[\left(\frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_2} + \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_1} \right) \sin \theta - \left(\frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_1} \right) \cos \theta \right] dS \quad (2-3-5)$$

由 U 引起的位移量

$$u_i = \mu U \int_{\Sigma} \left[\left(\frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_2} - \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_3} \right) \sin 2\theta - \left(\frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_2} \right) \cos 2\theta \right] dS \quad (2-3-6)$$

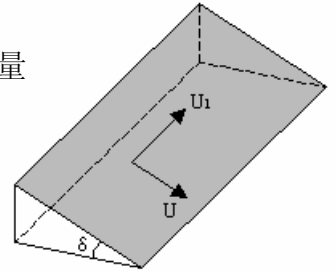
由于 $dS = d\xi \times d\xi_1$ ， $\xi = \sqrt{\xi_2^2 + \xi_3^2}$ （ ξ 的方向见图2-6），因而可以得到由 U_1 引起的位移量

$$u_i = \mu U_1 \int_d^D \int_{-L}^L \left[\left(\frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_2} + \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_1} \right) \sin \theta - \left(\frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_1} \right) \cos \theta \right] d\xi_1 d\xi \quad (2-3-7)$$

由 U 引起的位移量

$$u_i = \mu U \int_d^D \int_{-L}^L \left[2 \left(\sin \theta \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi} - \cos \theta \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi} \right) + \left(\frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_2} - \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_3} \right) \right] d\xi_1 d\xi \quad (2-3-8)$$

(x_1, x_2, x_3) 的坐标取向见图2-5；d、D的含义见图2-6



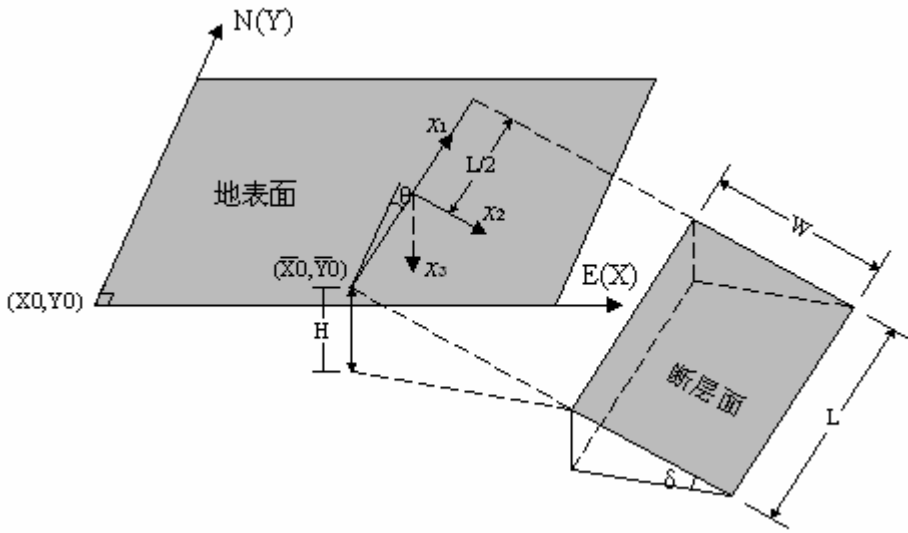


图2-5 断层位置及坐标系规定

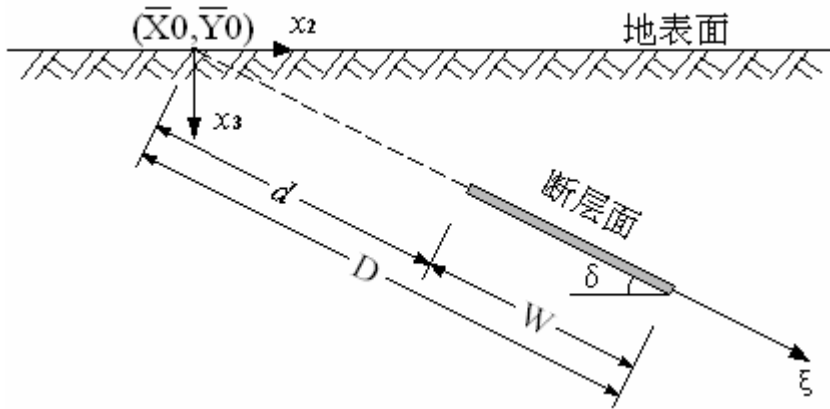


图2-6 断层断面图

积分得到

由 U_1 引起的位移量

$$\begin{aligned}
 u_1 = & \frac{U_1}{12\pi} (x_1 - \xi_1) \left[\frac{2r_2}{R(R+r_3-\xi)} - \frac{4q_2 - 2x_3 \cos \theta}{Q(Q+q_3+\xi)} - \frac{3 \tan \theta}{Q+x_3+\xi_3} \right. \\
 & + \frac{4q_2 x_3 \sin \theta}{Q^3} - 4q_2 q_3 x_3 \sin \theta \frac{2Q+q_3+\xi}{Q^3(Q+q_3+\xi_3)^2} \left. \right] \\
 & - 6 \tan^2 \theta \tan^{-1} \left[\frac{(k - q_2 \cos \theta)(Q - k) + (q_3 + \xi)k \sin \theta}{(x_1 - \xi_1)(q_3 + \xi) \cos \theta} \right]
 \end{aligned}$$

$$+3 \tan^{-1} \frac{(x_1 - \xi_1)(r_3 - \xi)}{r_2 R} - 3 \tan^{-1} \frac{(x_1 - \xi_1)(q_3 + \xi)}{q_2 Q} \quad (2-3-9)$$

$$\begin{aligned} u_2 = & \frac{U_1}{12\pi} \sin \theta [3 \tan \theta \sec \theta \ln(Q + x_3 + \xi_3) - \ln(R + r_3 - \xi) \\ & - (1 + 3 \tan^2 \theta) \ln(Q + q_3 + \xi)] + \frac{2r_2^2 \sin \theta}{R(R + r_3 - \xi)} + \frac{2r_2 \cos \theta}{R} \\ & - 2 \sin \theta \frac{[2x_3(q_2 \cos \theta - q_3 \sin \theta) + q_2(q_2 + x_2 \sin \theta)]}{Q(Q + q_3 + \xi)} \\ & - 3 \tan \theta \frac{(x_2 - \xi_2)}{Q + x_3 + \xi_3} + 2 \frac{(q_2 \cos \theta - q_3 \sin \theta - x_3 \sin^2 \theta)}{Q} + 4q_2 x_3 \sin \theta \cdot \\ & \frac{[(x_2 - \xi_2) + q_3 \cos \theta]}{Q^3} - 4q_2^2 q_3 x_3 \sin^2 \theta \frac{2Q + q_3 + \xi}{Q^3(Q + q_3 + \xi)^2} \end{aligned} \quad (2-3-10)$$

$$\begin{aligned} u_3 = & \frac{U_1}{12\pi} \cos \theta [\ln(R + r_3 - \xi) + (1 + 3 \tan^2 \theta) \ln(Q + q_3 + \xi) \\ & - 3 \tan \theta \sec \theta \ln(Q + x_3 + \xi_3)] + \frac{2r_2 \sin \theta}{R} + 2 \sin \theta \frac{(q_2 + x_2 \sin \theta)}{Q} \\ & - \frac{2r_2^2 \cos \theta}{R(R + r_3 - \xi)} + \frac{4q_2 x_3 \sin^2 \theta - 2(q_2 + x_2 \sin \theta)(x_3 + q_3 \sin \theta)}{Q(Q + q_3 + \xi)} + 4q_2 x_3 \sin \theta \cdot \\ & \frac{[(x_3 + \xi_3) - q_3 \sin \theta]}{Q^3} - 4q_2^2 q_3 x_3 \cos \theta \sin \theta \frac{2Q + q_3 + \xi}{Q^3(Q + q_3 + \xi)^2} \end{aligned} \quad (2-3-11)$$

由 U 引起的位移量

$$\begin{aligned} u_1 = & \frac{U}{12\pi} (x_2 - \xi_2) \sin \theta \left[\frac{2}{R} + \frac{4}{Q} - 4 \frac{\xi_3 x_3}{Q^3} - \frac{3}{Q + x_3 + \xi_3} \right] \\ & - \cos \theta [3 \ln(Q + x_3 + \xi_3) + 2 \frac{(x_3 - \xi_3)}{R} + 4 \frac{(x_3 - \xi_3)}{Q} \\ & + 4 \frac{\xi_3 x_3 (\xi_3 + x_3)}{Q^3}] + \frac{3}{\cos \theta} [\ln(Q + x_3 + \xi_3) - \sin \theta \ln(Q + q_3 + \xi)] \\ & + 6x_3 \left[\frac{\cos \theta}{Q} - \frac{q_2 \sin \theta}{Q(Q + q_3 + \xi_3)} \right] \end{aligned} \quad (2-3-12)$$

$$\begin{aligned}
u_2 = & \frac{U}{12\pi} \sin \theta [-\ln(R+x_1-\xi_1) + \ln(Q+x_1-\xi_1) + \frac{4\xi_3 x_3}{Q(Q+x_1-\xi_1)}] \\
& + \frac{3(x_1-\xi_1)}{Q+x_3+\xi_3} + (x_2-\xi_2)^2 \left\{ \frac{2}{R(R+x_1-\xi_1)} + \frac{4}{Q(Q+x_1-\xi_1)} \right. \\
& \left. - 4\xi_3 x_3 \left(\frac{2Q+x_1-\xi_1}{Q^3(Q+x_1-\xi_1)^2} \right) \right\} - \cos \theta [(x_2-\xi_2) \left\{ \frac{2(x_3-\xi_3)}{R(R+x_1-\xi_1)} + \frac{4(x_3-\xi_3)}{Q(Q+x_1-\xi_1)} \right. \\
& \left. + 4\xi_3 x_3 (x_3+\xi_3) \left(\frac{2Q+x_1-\xi_1}{Q^3(Q+x_1-\xi_1)^2} \right) \right\} + 6 \tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1-\xi_1)(x_2-\xi_2)}{(h+x_3+\xi_3)(Q+h)} \right\} \\
& - 3 \tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1-\xi_1)(r_3-\xi)}{r_2 R} \right\} + 6 \tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1-\xi_1)(q_3+\xi)}{q_2 Q} \right\}] \\
& + 6 \left[\frac{1}{\cos \theta} \tan^{-1} \left\{ \frac{(k-q_2 \cos \theta)(Q-k) + (q_3+\xi)k \sin \theta}{(x_1-\xi_1)(q_3+\xi) \cos \theta} \right\} \right. \\
& \left. + x_3 \left\{ \frac{(\sin^2 \theta - \cos^2 \theta)(q_3+\xi) + 2q_2 \cos \theta \sin \theta}{Q(Q+x_1-\xi_1)} + \frac{(x_1-\xi_1) \sin^2 \theta}{Q(Q+q_3+\xi)} \right\} \right] \quad (2-3-13)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
u_3 = & \frac{U}{12\pi} \sin \theta [(x_2-\xi_2) \left\{ \frac{2(x_3-\xi_3)}{R(R+x_1-\xi_1)} + 4 \frac{(x_3-\xi_3)}{Q(Q+x_1-\xi_1)} \right. \\
& \left. - 4\xi_3 x_3 (x_3+\xi_3) \left(\frac{2Q+x_1-\xi_1}{Q^3(Q+x_1-\xi_1)^2} \right) \right\} - 6 \tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1-\xi_1)(x_2-\xi_2)}{(h+x_3+\xi_3)(Q+h)} \right\} \\
& + 3 \tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1-\xi_1)(r_3-\xi)}{r_2 R} \right\} - 6 \tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1-\xi_1)(q_3+\xi)}{q_2 Q} \right\}] \\
& + \cos \theta [\ln(R+x_1-\xi_1) - \ln(Q+x_1-\xi_1) - 2 \frac{(x_3-\xi_3)^2}{R(R+x_1-\xi_1)} \\
& - 4 \left\{ \frac{(\xi_3+x_3)^2 - \xi_3 x_3}{Q(Q+x_1-\xi_1)} - 4\xi_3 x_3 (\xi_3+x_3)^2 \left(\frac{2Q+x_1-\xi_1}{Q^3(Q+x_1-\xi_1)^2} \right) \right\} + 6x_3 \cdot \\
& [\cos \theta \sin \theta \left\{ \frac{2(q_3+\xi)}{Q(Q+x_1-\xi_1)} + \frac{x_1-\xi_1}{Q(Q+q_3+\xi)} \right\} - q_2 \frac{(\sin^2 \theta - \cos^2 \theta)}{Q(Q+x_1-\xi_1)}] \quad (2-3-14)
\end{aligned}$$

其中:

x_1 、 x_2 、 x_3 ——计算点的坐标

ξ_1 、 ξ_2 、 ξ_3 ——力作用点的坐标

R ——计算点到力作用点的距离

$$R = \sqrt{(x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 - \xi_3)^2}$$

Q——计算点到断层投影面上力作用点的距离,投影面见图2-7

$$Q = \sqrt{(x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 + \xi_3)^2}$$

r_2 、 r_3 ——断层面的局部坐标系, 见图2-7

$$r_2 = x_2 \sin \theta - x_3 \cos \theta, \quad r_3 = x_2 \cos \theta + x_3 \sin \theta$$

q_2 、 q_3 ——断层投影面上的局部坐标系, 见图2-7

$$q_2 = x_2 \sin \theta + x_3 \cos \theta, \quad q_3 = -x_2 \cos \theta + x_3 \sin \theta$$

h——Q在 $x_1 = 0$ 平面上的分量

k——Q在 $q_3 = 0$ 平面上的分量

ξ ——前述, 见图2-6

将两个滑移方向上的计算结果叠加得出最终的位移量。

在力作用点 (ξ_1, ξ_2, ξ_3) 的选取上本文假设矩形断层面由四个作用点, 分别为矩形的四个角点, 分别计算这四个作用点处的作用力下的位移量, 最后进行叠加得出整个位移场的最终位移量。

最后利用FORTRAN77进行编程, 通过输入断层参数, 求得海啸初始计算区域内的初始垂直位移。

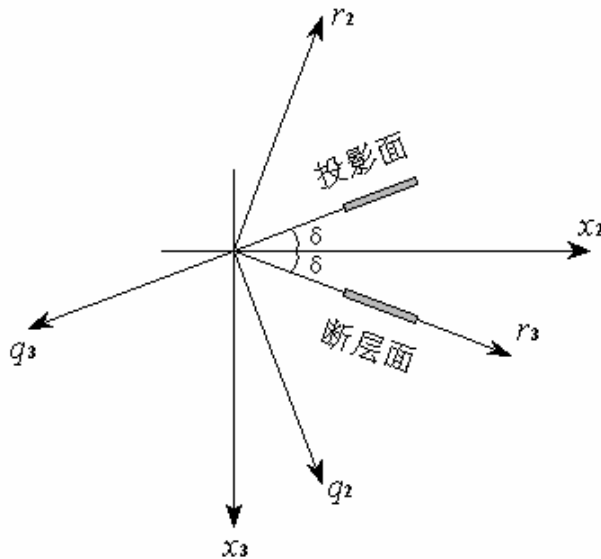


图2-7 断层及投影断层坐标系

2.3.3 算例

本章选用1960年智利海啸作为算例, 分别用本章开发的Fortran程序和Coulomb软件来计算这次海啸的初始垂直位移, 然后将两者的计算结果进

行对比,分析前者计算结果的准确性,确定所开发程序的可用性。如果判断准确的话,计算结果将直接用于第三章越洋海啸数值模拟的算例中。

1960年5月22日在智利南部海域发生9.5级地震,引发巨大海啸。有关此次海啸地震的断层参数已由各国地震学工作者研究并给出,被大家接纳并广泛采用的是Kanamori 和 Cipar于1974年给出的^[79],见表2-3,本文就采用了这些断层参数。

表 2-3 1960 年智利海啸的震源断层参数

参数名称	符号	参数
断层长度	L	800km
断层宽度	W	200km
滑移量	u	24m
倾角	δ	10°
滑移角	λ	90°
断层走向	θ	N 10° E
断层顶部深度	H	25km

2.3.3.1 采用本章开发的程序计算

把上述断层参数输入到本章运用Fortran语言编写的程序中,采用 $5' \times 5'$ 网格,得到的计算结果见图2-8~图2-11。

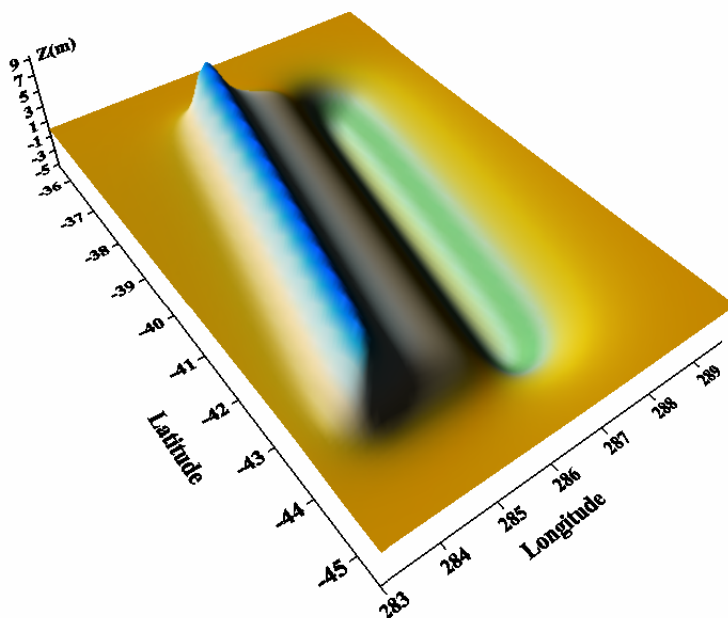


图2-8 Fortran程序计算结果—1960年智利海啸初始位移场三维立体效果图

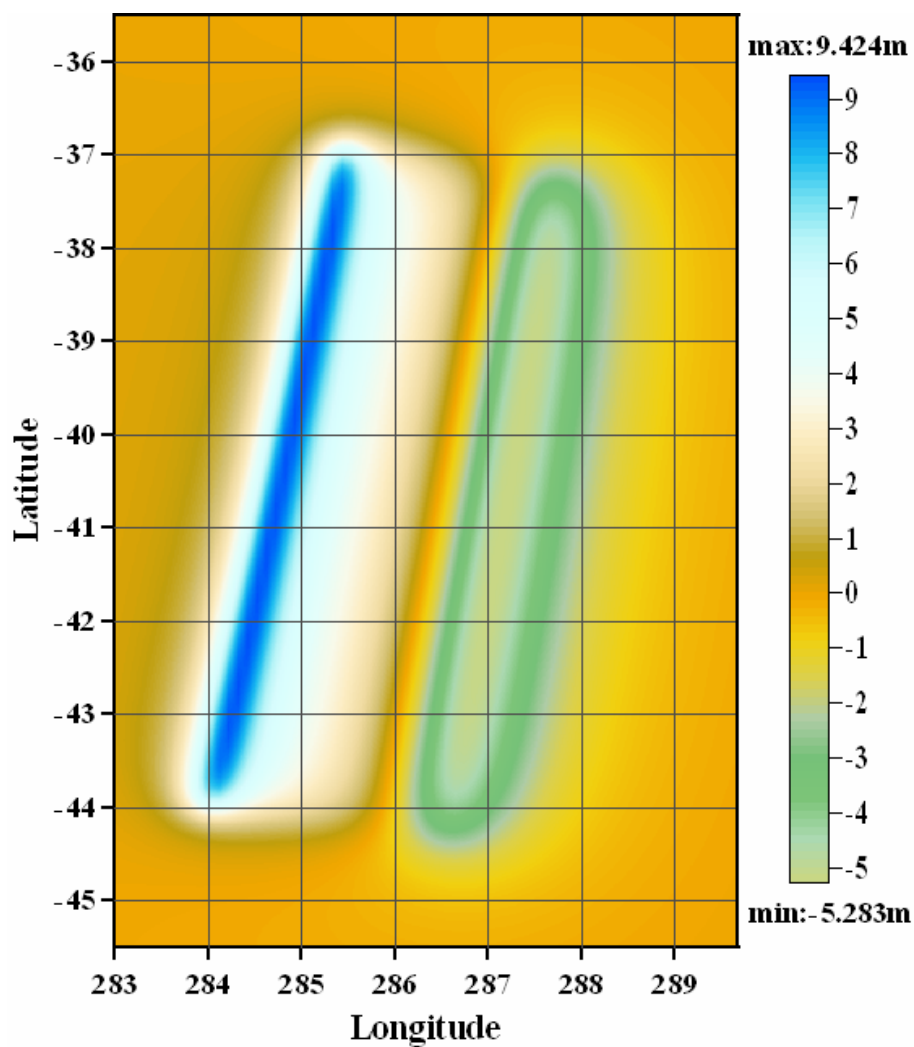


图2-9 Fortran程序计算结果—1960年智利海啸初始位移场二维影像图

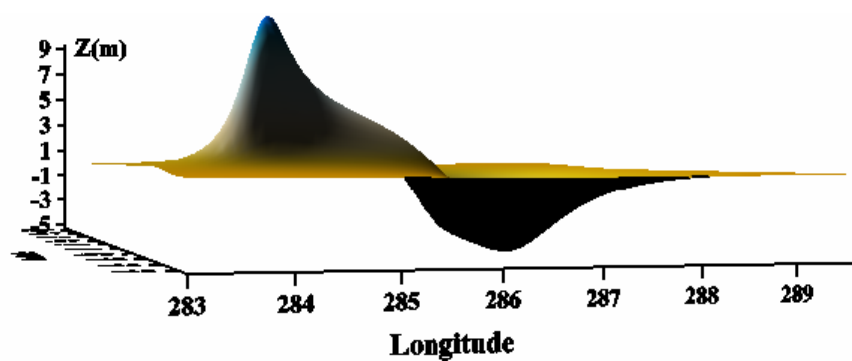


图2-10 Fortran程序计算结果—1960年智利海啸初始位移场沿传播方向侧面图

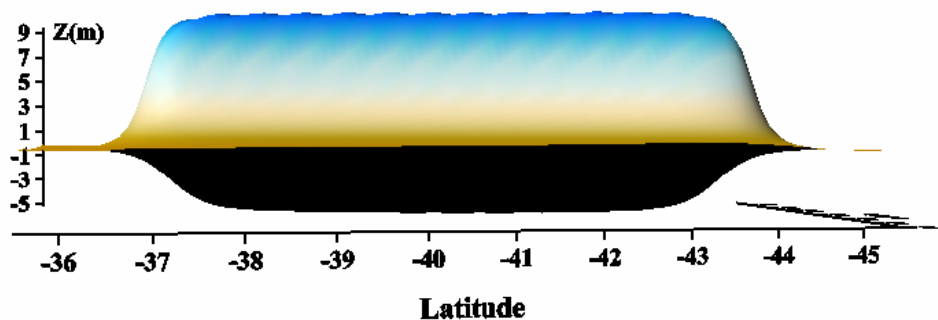


图2-11 Fortran程序计算结果—1960年智利海啸初始位移场垂直传播方向侧面图

2.3.3.2 采用Coulomb软件计算

把此次海啸地震的断层参数输入到Coulomb 3.0中，网格尺寸为 0.05° ，得到的计算结果见图2-12～图2-15，其中图2-13～图2-15中的垂直位移值放大了20000倍。

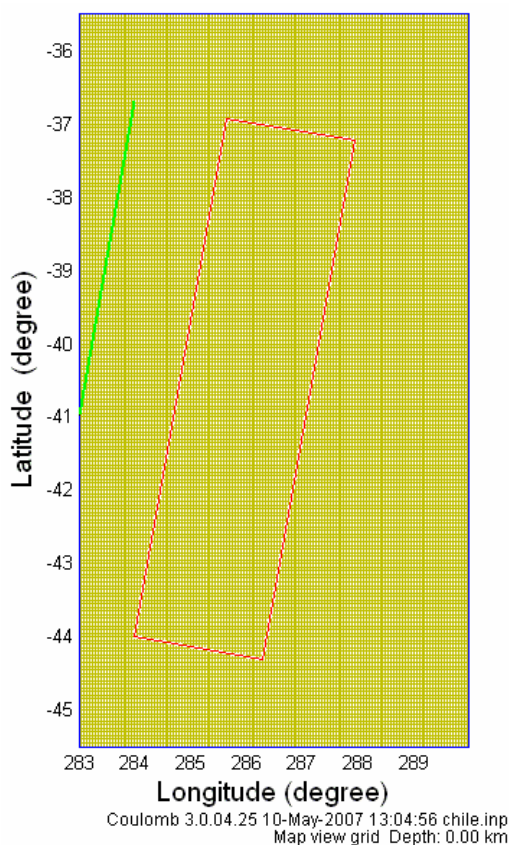


图2-12 1960年智利海啸地震断层参数输入Coulomb软件后显示的断层面俯视图
(最左侧线条为断层面延伸至地面的轨迹线，参见图2-5、2-6)

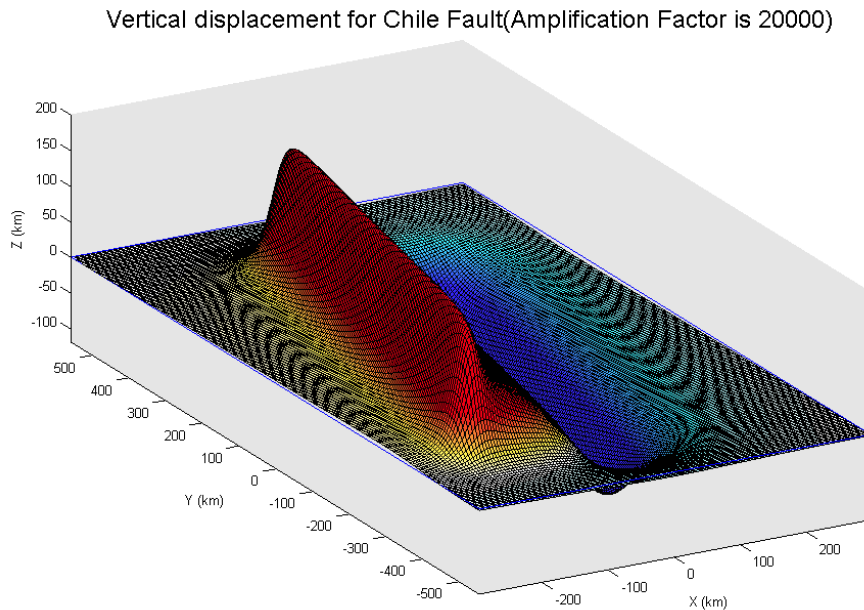


图2-13 Coulomb软件计算结果—1960年智利海啸初始位移场三维立体效果图

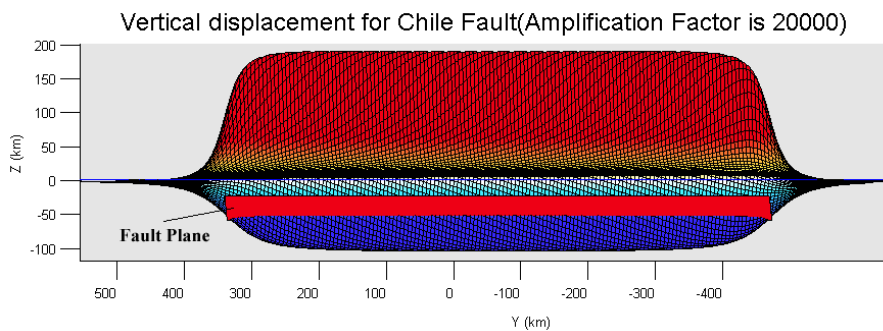


图2-14 Coulomb软件计算结果—1960年智利海啸初始位移场垂直传播方向侧面图

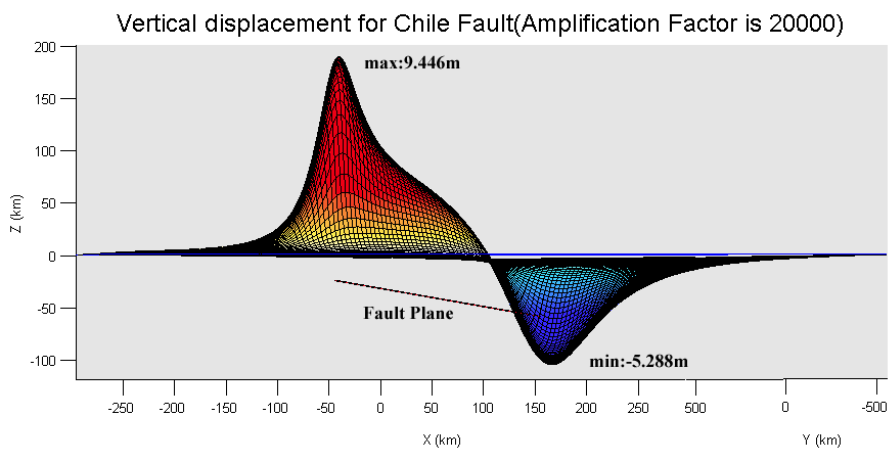


图2-15 Coulomb软件计算结果—1960年智利海啸初始位移场沿传播方向侧面图

2.3.3.3 结果分析与结论

将用Fortran程序及Coulomb软件计算得到的计算结果进行对比。首先从波形上看，分别比较图2-10与图2-15、图2-11与图2-14，都非常一致；再从数据值比较，结果见表2-4，其中两者的波峰值相差只有22毫米，波谷值相差更是小到只有5毫米，误差分别为0.23%和0.09%，需要说明误差是相对于Coulomb软件计算结果而言的，并不是相对于真实值。从以上两方面可以看出，本章开发的Fortran程序用于海啸初始垂直位移场的计算所得计算结果较准确，虽然并不能相对于真实值作比较，但Coulomb软件开发已长久，使用者甚多，其计算结果相对很可靠，因此本章的这种比较是可取的。这说明了程序编写正确、可靠，能够用来进行海啸初始垂直位移场的数值计算。

表 2-4 1960 年智利海啸初始垂直位移用两种方式计算后的结果比较

选项 值	Fortran程序计算 A(m)	Coulomb软件计算 B(m)	差值(m) $C = A - B $	误差 $ C/B $
波峰值	9.424	9.446	0.022	0.23%
波谷值	-5.283	-5.288	0.005	0.09%

注：误差只是相对于Coulomb计算结果而言，并非相对于真实值

需要说明的是，图2-13～图2-15显示的是笛卡尔坐标，其实参数输入的是经纬坐标，在计算过程中程序自动换算成笛卡尔坐标，换算后网格长度由原来的纵横0.05°变成纵向4.23km、横向5.56km。另外网格坐标原点设置是任意的，不影响计算结果。

2.4 小结

本章首先对海啸灾害作了简要的阐述，从海啸的全球灾害情况、世界分布情况、历史数据统计等这几方面展开；并且简要描述了俄罗斯NTL和美国NGDC两大世界历史海啸数据库，运用地理信息系统，绘出了世界历史海啸分布图。

接下来本章致力于解决地震海啸初始垂直位移场的数值计算问题。首先解决了断层参数的确定方法，其次比较了三种断层位移的计算方法，分析利弊，放弃前两种方法中现有的RNGCHN程序和Coulomb软件，运用Fortran 77语言，自己编写程序。为证明程序编写和计算方法的正确性与实用性，选取1960年智利海啸作为算例，使用本章开发程序与Coulomb软件同时计算此次海啸的初始垂直位移，对比计算结果，两者相差微小。说明了本章所开发的程序有一定的准确性，可以被采用。因此海啸初始垂直位移的数值计算问题通过本章的研究得到了基本解决。

第三章 越洋海啸数值模拟

3.1 引言

提到越洋海啸,最令人难忘的要数2004年12月26日发生在苏门答腊岛附近的海底地震引发的海啸。此次海啸不仅袭击了海啸地震震中附近的印度尼西亚、泰国、缅甸等国家,而且海啸波还长途跋涉,奔袭了数千公里以外的印度、斯里兰卡、马尔代夫、东非各国。通过事后灾害调查^{[4][18][19][23][50][82]},此次海啸共造成近30万人死亡、7966人失踪、超过100万人无家可归(数据来源于联合国人道主义事务办公室报告截至到2005年2月11日的统计结果)。其中受灾最严重的国家中离海啸源最远的东非各国浪高还有数米,死亡人数还多达394人,损失也是相当严重(数据来源同上)。另外有良好记录的令人印象深刻的大海啸还有1960年智利大海啸,通过灾害调查^[53]和数值模拟评估^[80],海啸不仅洗劫了智利沿岸,造成200万人无家可归,还横扫了西太平洋岛屿。14个小时后到达夏威夷群岛时浪高最高还高达9~10米,巨浪摧毁了夏威夷岛西岸的防波堤,冲倒了沿堤大量的树木、电线杆、房屋、建筑设施,淹没了大片的土地。不到24小时,海啸波走完了大约1.7万km的路程,到达了太平洋彼岸的日本,波高依旧高达6~8米。翻滚着的巨浪肆虐着日本诸岛的海滨城市,本州、北海道等地,停泊港湾的船只、沿岸的港湾和各种建筑设施,遭到了极大的破坏。临太平洋沿岸的城市、乡村和一些房屋以及一些还来不及逃离的人们,都被这突如其来的波涛卷入大海。这次由智利海啸波及的灾难,造成了日本数百人的死亡,冲毁房屋近4000所,沉没船只逾百艘,沿岸码头、港口及其设施多数被毁坏。以上两个例子充分说明了海啸虽然产生于数千公里甚至上万公里以外,但是还有能力对该地区造成巨大破坏,主要原因是跟海啸波的传播特征有关^[28]。

就越洋海啸对中国的影响而言,国内学者普遍认为越洋海啸对中国大陆造成破坏的可能性很小^{[2][3][11][27]}。其主要原因是我国海区大多是浅水大陆架地带,平缓宽阔,外围自北而南有:千岛群岛、日本群岛、琉球群岛、台湾岛、菲律宾群岛、印尼诸岛等环绕,形成一道天然屏障,越洋海啸进入这一区域后,对海啸传播的摩擦力强,能量衰减很快,不利于海啸波的传播。如1960年智利大海啸,对菲律宾和日本都造成了灾害,但传到我国沿岸,香港记录到波高才38cm,长江口记录的波高也仅20cm,不致产生任何破坏。虽说越洋海啸对中国大陆造成破坏的可能性很小,但也不能忽视,东部、南部沿海地区是我国经济最发达地区,一旦遭受袭击后果不堪设想。因此,必须未雨绸缪,事先做好准备,特别是准确无误的海啸预警工作一定要到位。那么做好海啸预警必不可少的要有一套精确的越洋海啸传播模式和计算方法。

本章的工作首先通过学习和分析Boussinesq方程和线性浅水方程，确定后者作为本文研究海啸传播的控制方程；然后基于有限差分法，运用蛙跃格式，中心差分，将控制方程的微分形式用差分形式来替代，从而解出方程组中的 η 、 M 和 N ；接下来确定方程的初始条件和边界条件，将方程转化为Fortran计算机代码；随后选取前文中提到的1960年智利海啸和2004年苏门答腊海啸作为算例进行数值模拟，得到海啸传播时间图(Tsunami Travel Time Map)、各个小时的静水面垂直位移分布图、以及静水面垂直位移极值分布图；把计算结果与NOAA和NGDC的计算结果进行对比，分析确定数学模型和计算方法的准确性，希望能为以后进一步的海啸危险性分析和海啸预警等研究工作提供前期的技术准备。

3.2 控制方程

3.2.1 Boussinesq方程

通过系统的学习流体力学相关的书籍^{[1][24][25][26][43][45]}，以及阅读国外采用Boussinesq方程模拟越洋海啸的相关文献^{[90][97][99][102][114]}，在球坐标下，考虑非线性项、频散项及科氏力项，Boussinesq方程可表示为：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{h}{R \cos \varphi} \left[\frac{\partial u}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (v \cos \varphi) \right] = 0 \quad (3-2-1)$$

$$h \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \varphi} \frac{\partial \zeta}{\partial \psi} - fhv = \frac{h^3}{3R^2 \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \cdot \left[\frac{1}{\cos \varphi} \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{\partial u}{\partial \psi} + \frac{\partial (v \cos \varphi)}{\partial \varphi} \right\} \right] \quad (3-2-2)$$

$$h \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \zeta}{\partial \varphi} - fhu = \frac{h^3}{3R^2} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left[\frac{1}{\cos \varphi} \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{\partial u}{\partial \psi} + \frac{\partial (v \cos \varphi)}{\partial \varphi} \right\} \right] \quad (3-2-3)$$

式中， ζ 是静水面上的垂直位移， h 是海水深度， g 是重力加速度， φ 、 ψ 分别为地球纬度和经度坐标， u 、 v 分别为经度和纬度方向上的海啸波波速， R 为地球半径， f 为科里奥利力参数（ $f = 2\omega \sin \varphi$ ， ω 是地球自转半径）。

3.2.2 线性浅水方程

线性浅水方程目前也是海啸数值模拟中常用的一种模型，主要是由于方程简单、低阶，不考虑海啸传播过程中的物理频散和非线性项，仅考虑地球自转引起的科里奥利力，在球坐标下，可表示为：

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \theta} \left[\frac{\partial M}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \theta} (N \cos \theta) \right] = 0 \quad (3-2-4)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \theta} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} = fN \quad (3-2-5)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \theta} = -fM \quad (3-2-6)$$

式中, η 是静水面上的垂直位移, h 是海水深度, g 是重力加速度, θ 、 λ 分别为地球纬度和经度坐标, M 、 N 分别是沿经度和纬度方向上的流量 (由于 $\eta \ll h$, 所以 $M = uh$ 、 $N = vh$, u 、 v 为 θ 和 λ 方向上平均波速), R 为地球半径, f 为科里奥利力参数 ($f = 2\omega \sin \varphi$, ω 是地球自转半径)。

3.2.3 本文控制方程的选取

适宜的控制方程的选取已经成为一个争论了30多年的焦点, 这是由于采用线性浅水方程和 Boussinesq 方程估计首波的高度时存在差别。对于越洋海啸传播, 相比运用线性浅水方程计算获得的首波高度, Boussinesq 方程的频散项减小了这个高度^[90], 虽然在深海中差别可能只有几厘米, 但在海啸的爬高计算中却极为重要。Houston J.R. 等人提出线性长波方程控制海啸首波的生成及越洋传播, 他们建议对于非常大的海啸, 如1964年阿拉斯加海啸, 在传播过程中频散项是忽略不计的, 除非当海啸处于爬坡阶段时出现怒潮现象^{[66][68]}。Hammack J.L. 和 H. Segur 也同意这种说法, 对于大海啸, 非线性项和频散项对首波的影响不大^[62]。Kowalik Z. 建议用四阶蛙跃差分格式来削减由采用浅水方程进行数值模拟而产生的频散影响^[83]。但是也有人持相反的观点, Heinrich P. 等人用有限差分法解 Boussinesq 方程, 发现频散的重要性^[63]。Imamura F. 和 Liu P.L. 也认同频散项的重要性, 在有限差分法中通过选择恰当的栅格大小和时间步长, 用解线性浅水方程产生的数值频散来替代 Boussinesq 方程中物理频散^{[75][85]}。由于受局部海水深度和海底地形的影响, 沿岸的验潮站不能清晰对海啸频散进行监测, 因此适宜的海啸传播控制方程的选取仍会继续有争议。

观察两个方程不难发现, 由于考虑了非线性项和频散项, Boussinesq 方程是三阶微分形式, 而线性浅水方程由于忽略这两项, 方程微分形式只有一阶。在用有限差分法解方程时, 明显要更容易些。虽说非线性项和频散项的省略使后者方程不能真实的反映海啸传播的实际情况, 但是通过选择适当的时间步长和空间步长, 用差分方程近似微分方程而引入的数值频散来替代后者方程中的物理频散。Imamura 指出^[73], 对于正方形网格采用蛙跃格式, 当 $I_m = \Delta x \sqrt{1 - (C\Delta t / \Delta x)^2} / (2h)$ 约1时 (其中 Δx 和 Δt 分别为空间

和时间步长， C 为线性长波波速， h 是水深），差分方程的数值频散可以代替微分方程的物理频散。

因此，本文选取线性浅水方程，这样即保持了海啸传播过程的物理本质，又节省了计算机的内存和缩短了计算持时。

3.3 计算方法及条件

3.3.1 有限差分法

本文选用有限差分法来解线性浅水方程，差分格式为蛙跃格式，中心差分。推导过程参考了由IUGG/IOC开发的Time项目^[76]。下面简要介绍一下二阶截断误差的中心差分公式的推导过程及表现形式：

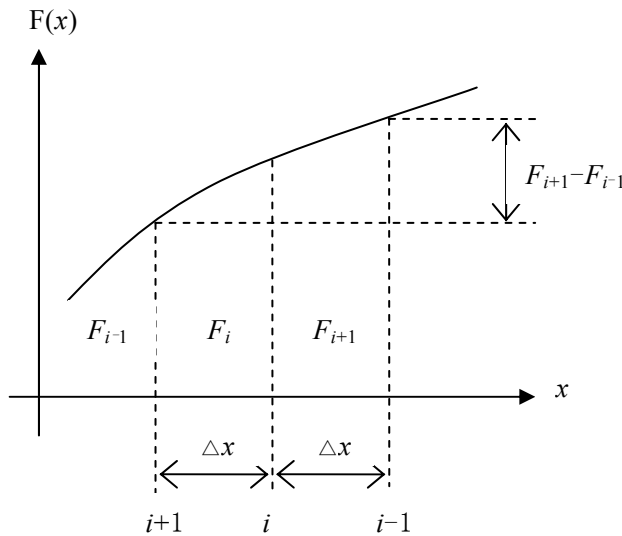


图3-1 中心差分

如图3-1，关于 $F(x)$ 函数的曲线图，记

$$F\{(i-1)\Delta x\} = F_{i-1}, \quad F(i\Delta x) = F_i, \quad F\{(i+1)\Delta x\} = F_{i+1}$$

将 F_{i-1} 、 F_{i+1} 分别作泰勒展开有：

$$\begin{aligned} F_{i-1} = & F_i - \Delta x \left. \frac{\partial F}{\partial x} \right|_i + \frac{(\Delta x)^2}{2} \left. \frac{\partial^2 F}{\partial x^2} \right|_i - \frac{(\Delta x)^3}{6} \left. \frac{\partial^3 F}{\partial x^3} \right|_i \\ & + \frac{(\Delta x)^4}{24} \left. \frac{\partial^4 F}{\partial x^4} \right|_i + O(\Delta x^5) \end{aligned} \quad (3-3-1)$$

$$F_{i+1} = F_i + \Delta x \left. \frac{\partial F}{\partial x} \right|_i + \frac{(\Delta x)^2}{2} \left. \frac{\partial^2 F}{\partial x^2} \right|_i + \frac{(\Delta x)^3}{6} \left. \frac{\partial^3 F}{\partial x^3} \right|_i + \frac{(\Delta x)^4}{24} \left. \frac{\partial^4 F}{\partial x^4} \right|_i + O(\Delta x^5) \quad (3-3-2)$$

将式(3-3-2) 减去式(3-3-1)得到二阶精度的中心差分方程，如下：

$$\left. \frac{\partial F}{\partial x} \right|_i = \frac{1}{2\Delta x} [F_{i+1} - F_{i-1}] + o(\Delta x^2) \quad (3-3-3)$$

将式(3-3-3)用于式(3-2-4)～式(3-2-6)得到

$$\frac{\eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j,m}^{n-\frac{1}{2}}}{\Delta t} + \frac{1}{R \cos \theta_m} \left[\frac{M_{j+\frac{1}{2},m}^n - M_{j-\frac{1}{2},m}^n}{\Delta \lambda} + \frac{N_{j,m+\frac{1}{2}}^n \cos \theta_{m+\frac{1}{2}} - N_{j,m-\frac{1}{2}}^n \cos \theta_{m-\frac{1}{2}}}{\Delta \theta} \right] = 0 \quad (3-3-4)$$

$$\frac{M_{j+\frac{1}{2},m}^{n+1} - M_{j+\frac{1}{2},m}^n}{\Delta t} + \frac{gh_{j+\frac{1}{2},m}}{R \cos \theta_m} \frac{\eta_{j+1,m}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta \lambda} = fN' \quad (3-3-5)$$

$$\frac{N_{j,m+\frac{1}{2}}^{n+1} - N_{j,m+\frac{1}{2}}^n}{\Delta t} + \frac{gh_{j,m+\frac{1}{2}}}{R} \frac{\eta_{j,m+1}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta \theta} = -fM' \quad (3-3-6)$$

其中，

$$N' = \frac{1}{4} \left[N_{j+1,m+\frac{1}{2}}^n + N_{j+1,m-\frac{1}{2}}^n + N_{j,m+\frac{1}{2}}^n + N_{j,m-\frac{1}{2}}^n \right] \quad (3-3-7)$$

$$M' = \frac{1}{4} \left[M_{j+\frac{1}{2},m+1}^n + M_{j+\frac{1}{2},m}^n + M_{j-\frac{1}{2},m+1}^n + M_{j-\frac{1}{2},m}^n \right] \quad (3-3-8)$$

于是得到 η 、 M 和 N 的显式表达式：

$$\eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}} = \eta_{j,m}^{n-\frac{1}{2}} - R_l \left[M_{j+\frac{1}{2},m}^n - M_{j-\frac{1}{2},m}^n \right]$$

$$+N_{j,m+\frac{1}{2}}^n \cos \theta_{m+\frac{1}{2}} - N_{j,m-\frac{1}{2}}^n \cos \theta_{m-\frac{1}{2}} \Big] \quad (3-3-9)$$

$$M_{j+\frac{1}{2},m}^{n+1} = M_{j+\frac{1}{2},m}^n - R_2 h_{j+\frac{1}{2},m} \left[\eta_{j+1,m}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}} \right] + R_3 N' \quad (3-3-10)$$

$$N_{j,m+\frac{1}{2}}^{n+1} = N_{j,m+\frac{1}{2}}^n - R_4 h_{j,m+\frac{1}{2}} \left[\eta_{j,m+1}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{j,m}^{n+\frac{1}{2}} \right] - R_5 M' \quad (3-3-11)$$

其中，系数 $R_1 \sim R_5$ 可表示成

$$R_1 = \Delta t / (R \cos \theta_m \Delta s)$$

$$R_2 = g \Delta t / (R \cos \theta_m \Delta s)$$

$$R_3 = 2 \Delta t \omega \sin \theta_m$$

$$R_4 = g \Delta t / (R \Delta s)$$

$$R_5 = 2 \Delta t \omega \sin \theta_{m+\frac{1}{2}}$$

$$\Delta s = \Delta \theta = \Delta \lambda$$

从式(3-3-4)～式(3-3-11)可以看出， η 的计算点与 M 、 N 的计算点不一致，这是为了确立边界条件的方便。图3-2是对应式(3-3-9)的浪高计算点示意图， j 、 m 、 n 分别用来表示空间位置 (λ ， θ) 和时间 t 。

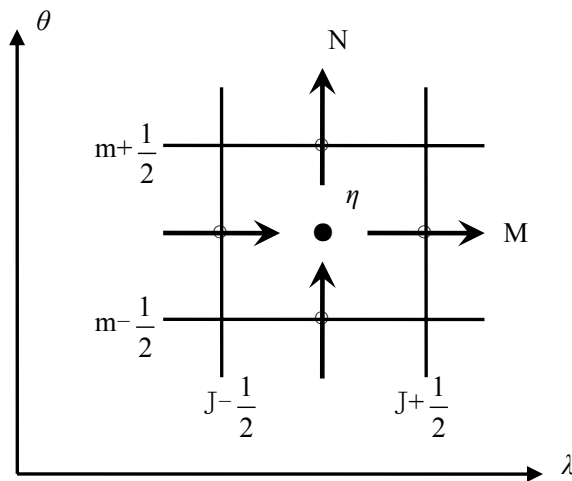


图3-2 浪高计算点

3.3.2 条件确定

(1)初始条件。计算初始， M 、 N 的值设为零， η 的值可通过第二章所述计算得到。

(2)边界条件。取陆边界为刚壁边界，波完全反射，但法向速度为0；开边界为辐射边界条件，使边界反射效应近乎于0。

在开边界波自由的通过，对于 u ，线性自由传播条件表示为

$$\text{前进波, } \eta = +\sqrt{h/g} \cdot u$$

$$\text{后退波, } \eta = -\sqrt{h/g} \cdot u$$

由于 $\eta \ll h$ ，故，

$$\text{前进波, } \eta = +Q/\sqrt{gh}$$

$$\text{后退波, } \eta = -Q/\sqrt{gh}$$

而流量 Q 的大小则根据图3-3得到

$$Q = \sqrt{\frac{(M_1 + M_2)^2}{4} + N_2^2}$$

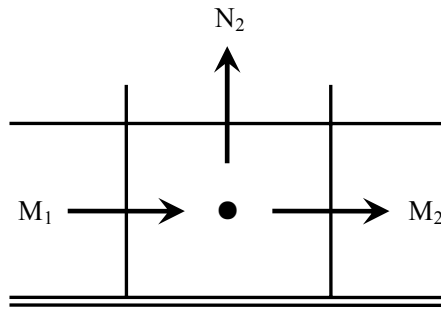


图3-3 开边界流量设置

3.4 算例

根据以上的计算方法和条件确定，下面选取1960年智利海啸和2004年苏门答腊海啸作为算例，由于缺乏实际的海啸观测资料，故而只有通过比较其他学者对这两个例子所作的数值模拟工作，验证该计算方法的可行性及计算结果的准确性。

3.4.1 1960年智利海啸

有关此次海啸的地震相关参数描述以及最后初始条件计算结果在第二章已给出，将初始条件代入计算程序，确立好边界条件；选取空间步长为5′，时间步长为10s，满足C.F.L条件，即式（4-3-48）；计算区域为：S56.9°~N66.8°，E94.0°~W116.3°，栅格数量为2428×1485。计算持时约2个小时(CPU:P4 3.2GHz，512M内存)，计算结果如下：

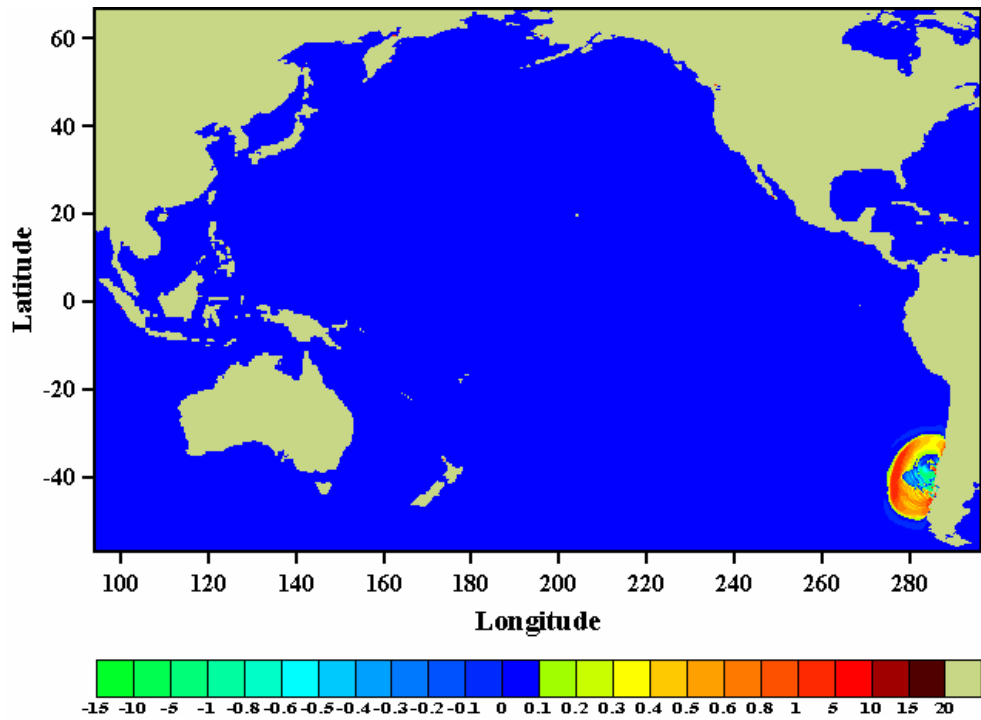


图3-4 智利海啸1小时后静水面垂直位移分布图

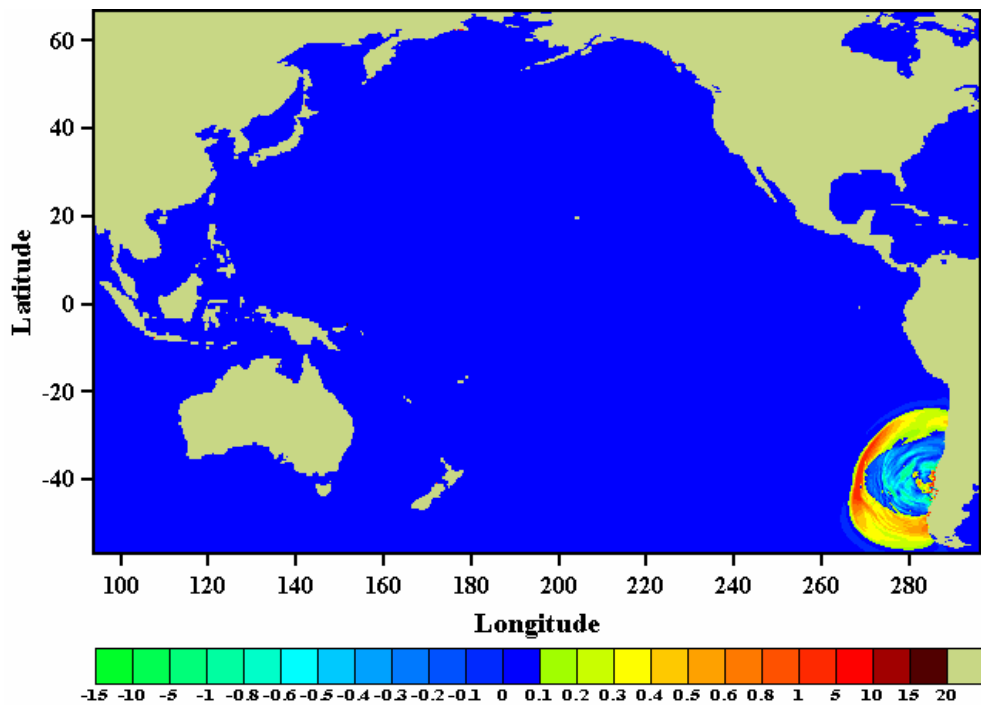


图3-5 智利海啸2小时后静水面垂直位移分布图

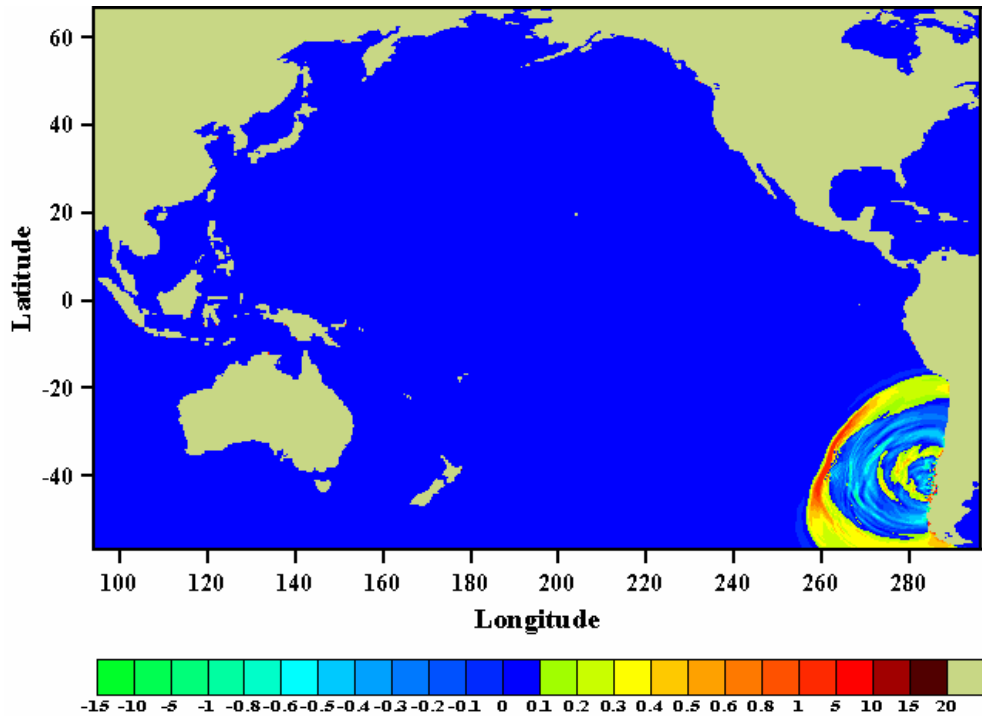


图3-6 智利海啸3小时后静水面垂直位移分布图

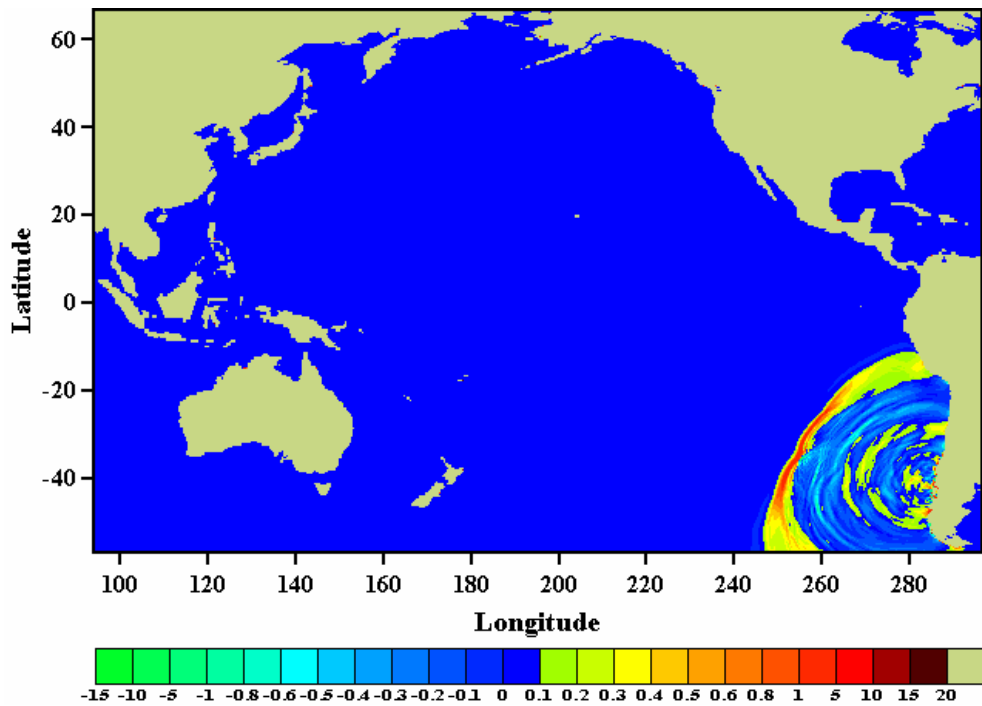


图3-7 智利海啸4小时后静水面垂直位移分布图

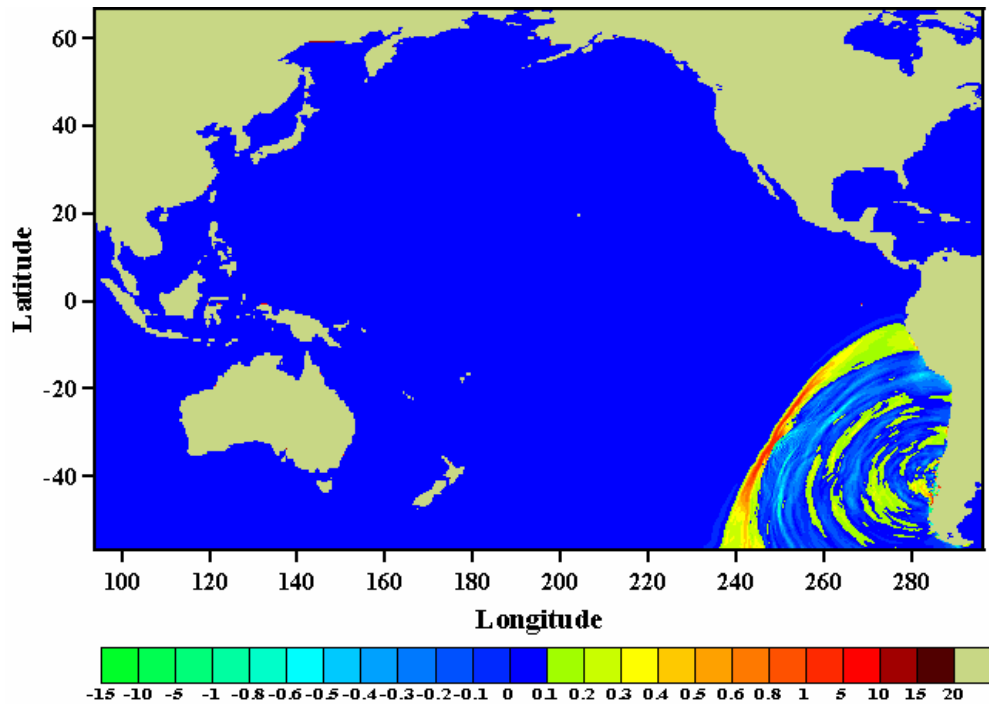


图3-8 智利海啸5小时后静水面垂直位移分布图

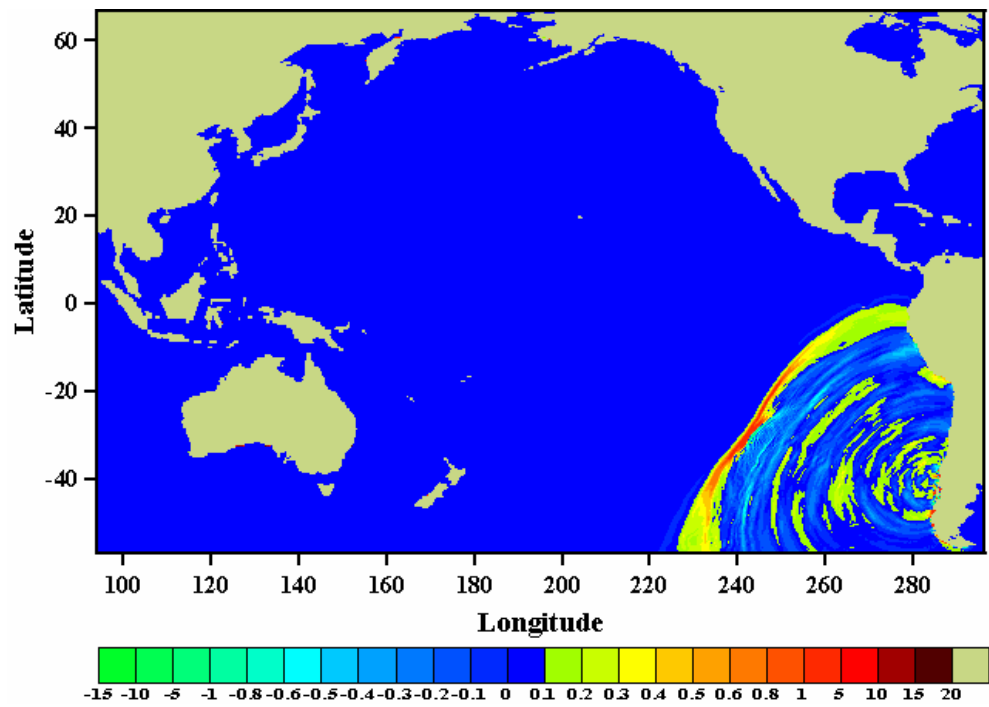


图3-9 智利海啸6小时后静水面垂直位移分布图

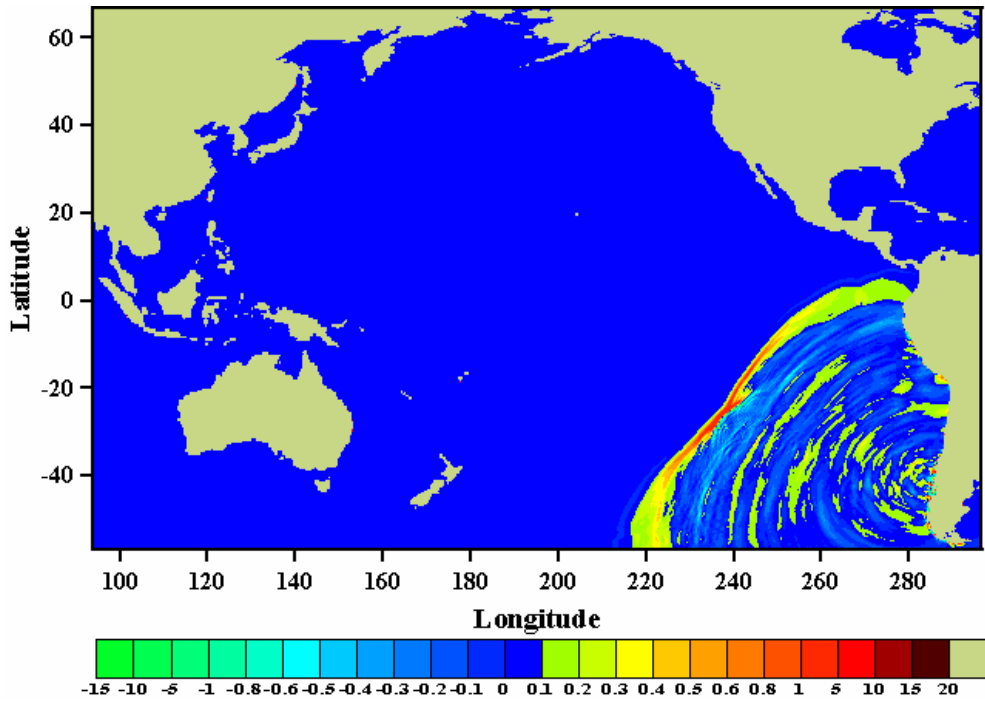


图3-10 智利海啸7小时后静水面垂直位移分布图

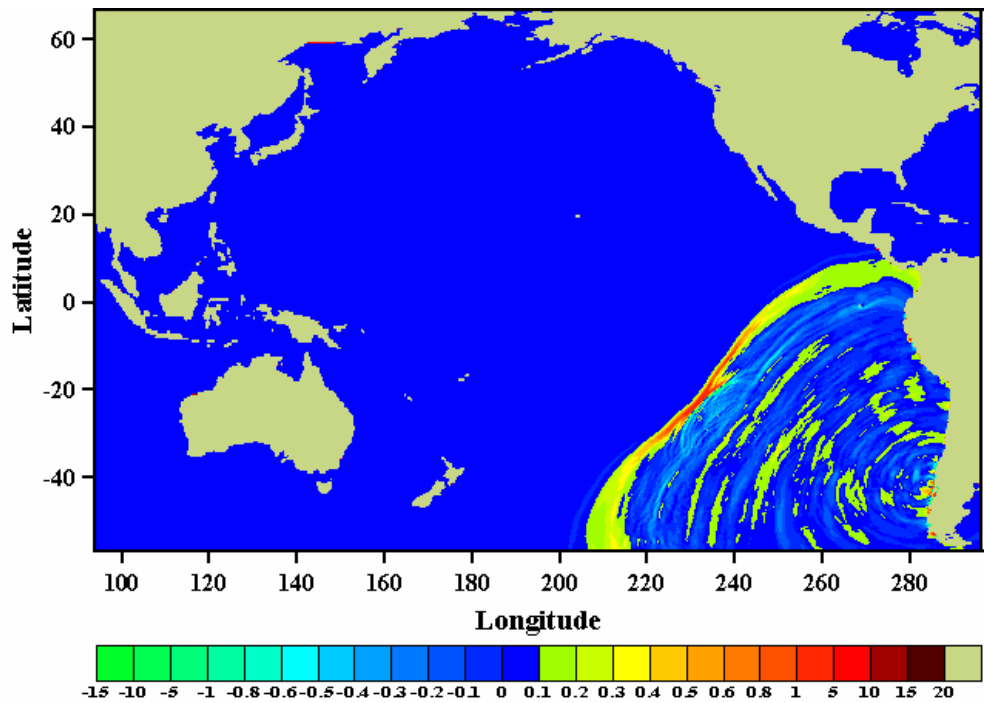


图3-11 智利海啸8小时后静水面垂直位移分布图

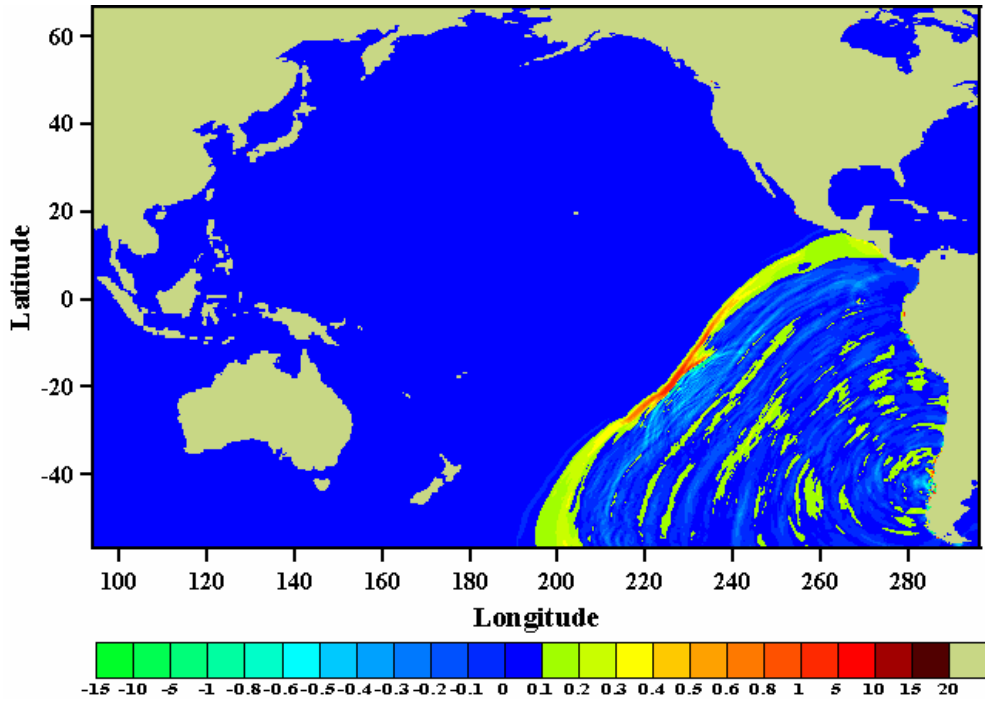


图3-12 智利海啸9小时后静水面垂直位移分布图

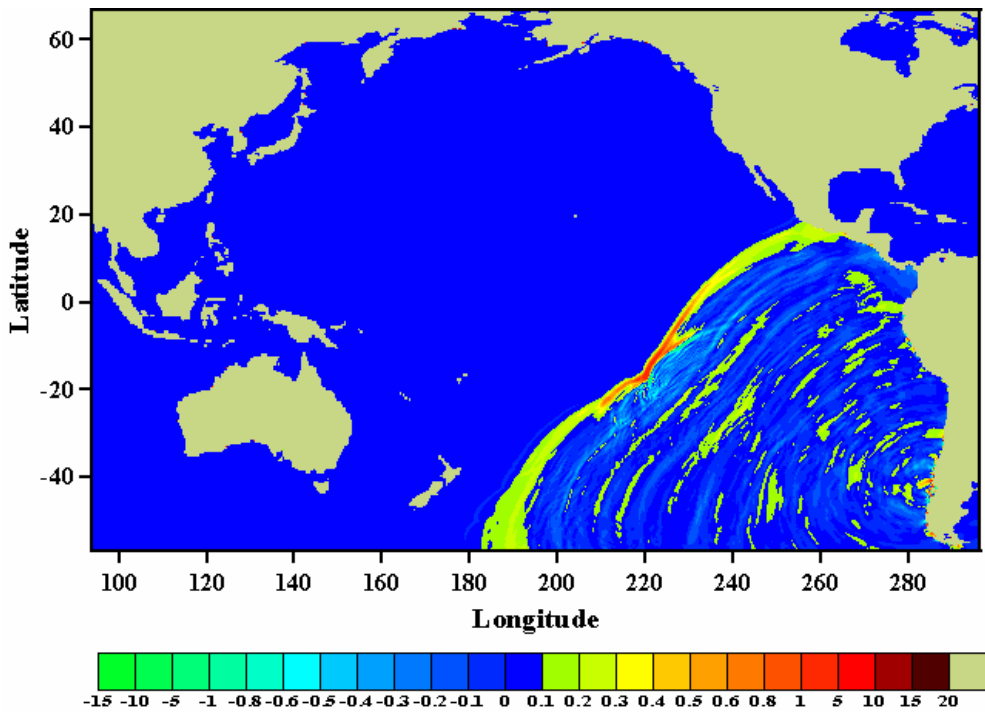


图3-13 智利海啸10小时后静水面垂直位移分布图

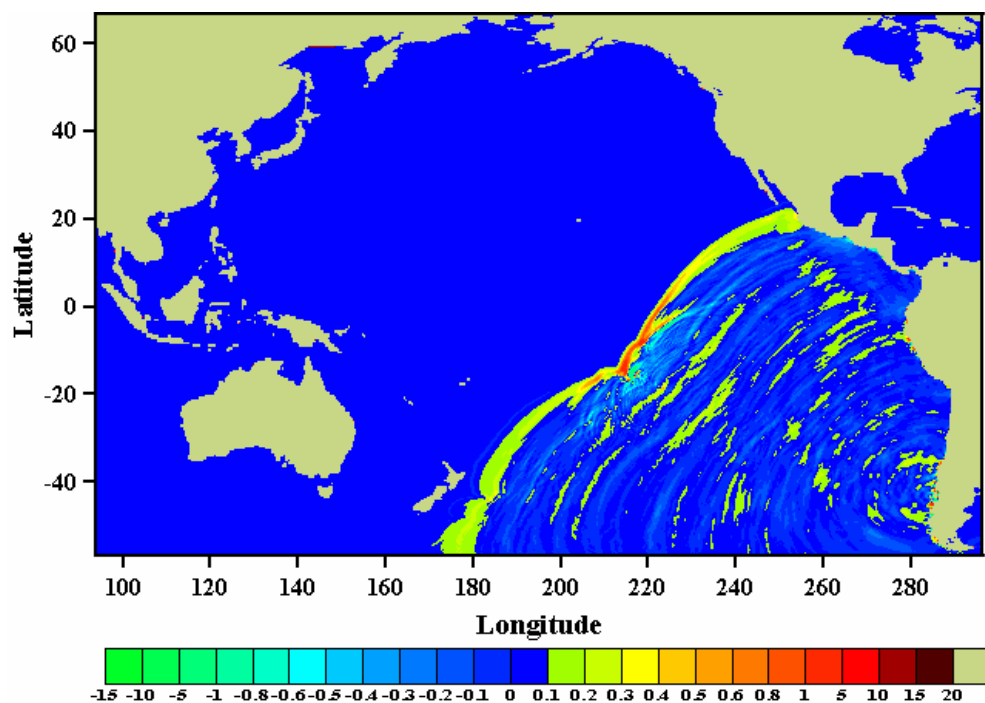


图3-14 智利海啸11小时后静水面垂直位移分布图

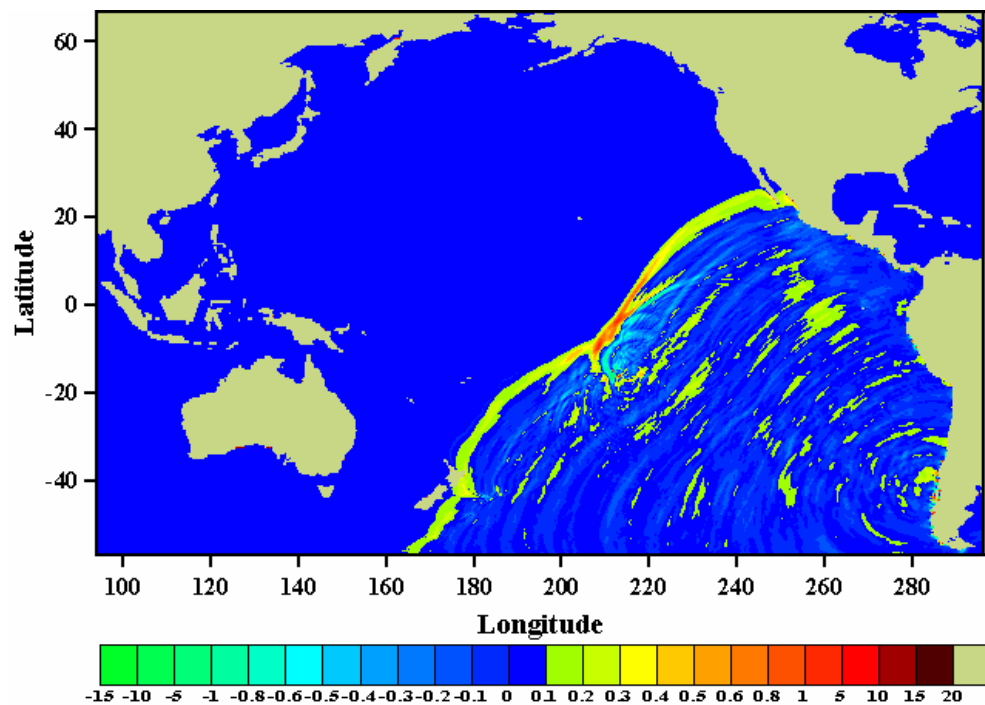


图3-15 智利海啸12小时后静水面垂直位移分布图

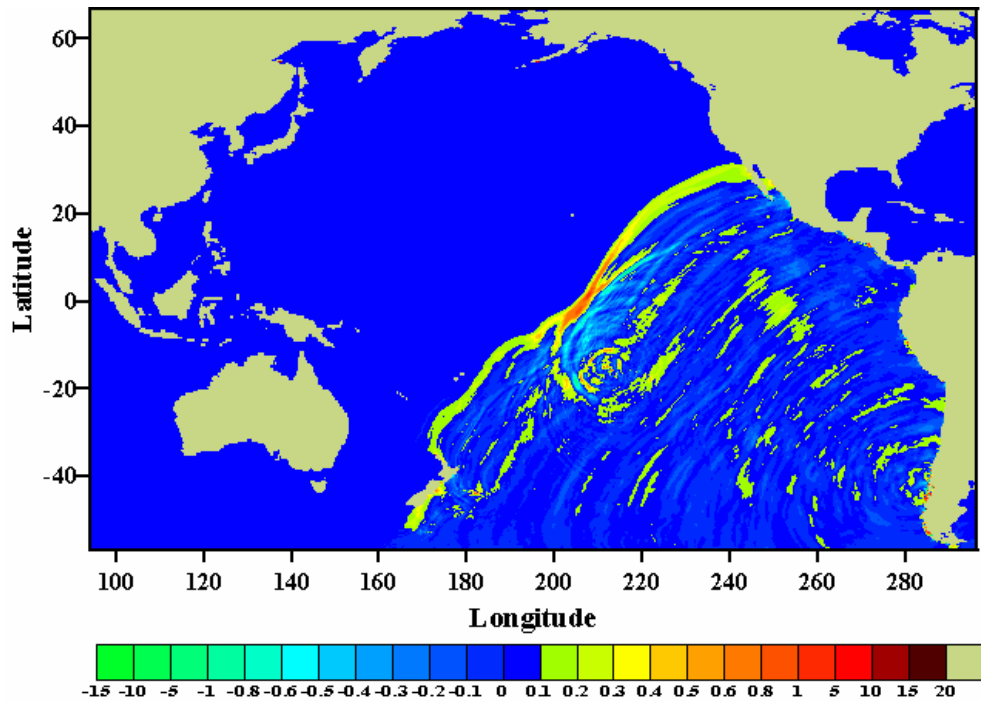


图3-16 智利海啸13小时后静水面垂直位移分布图

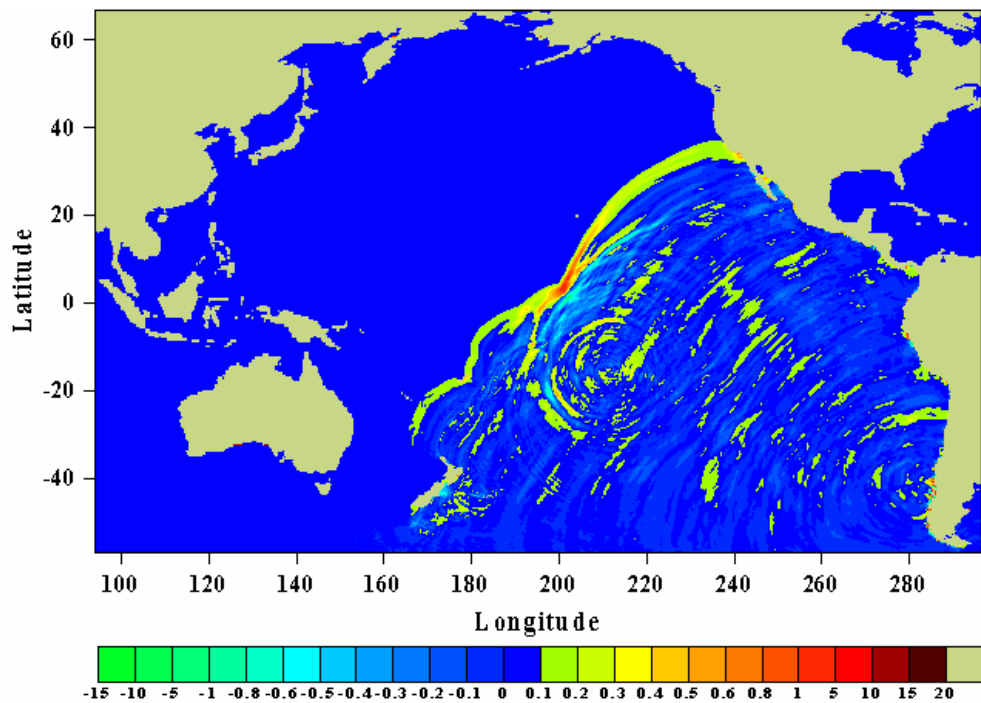


图3-17 智利海啸14小时后静水面垂直位移分布图

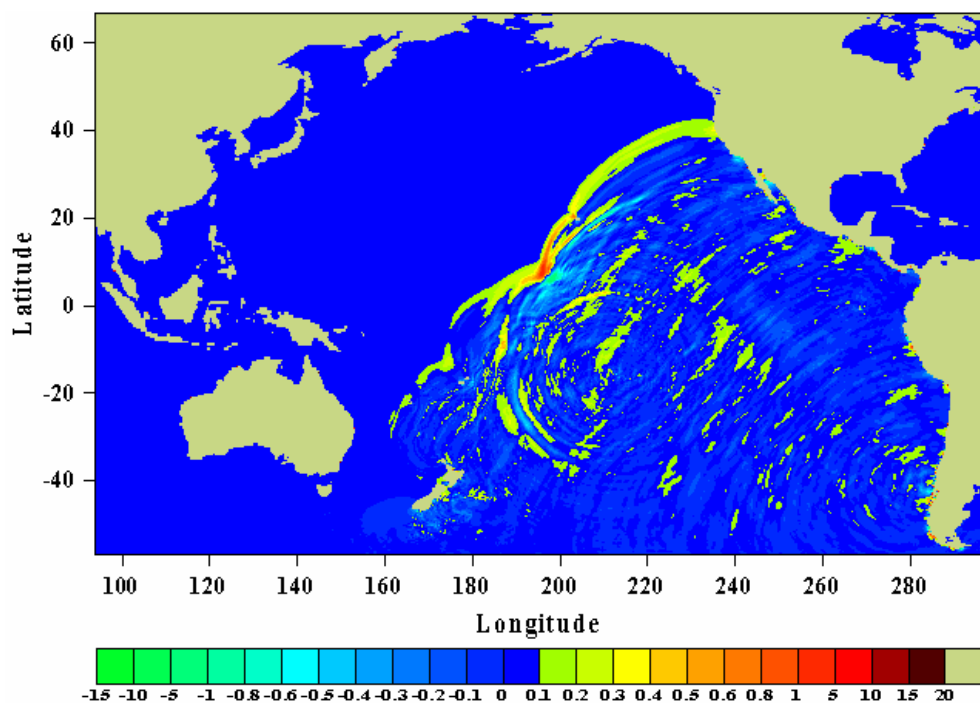


图3-18 智利海啸15小时后静水面垂直位移分布图

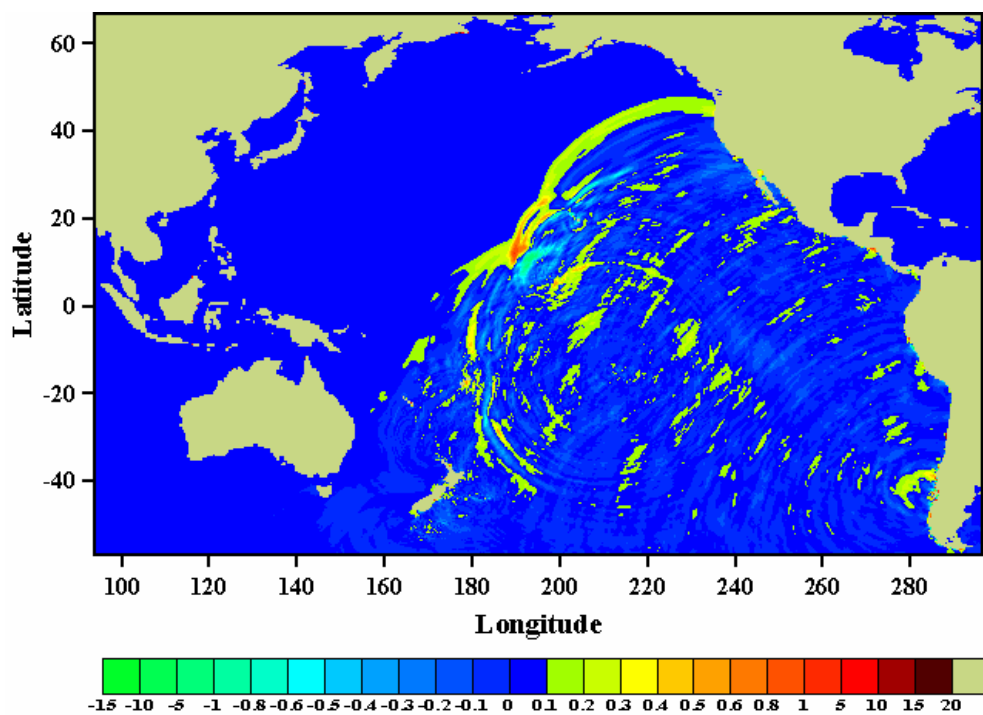


图3-19 智利海啸16小时后静水面垂直位移分布图

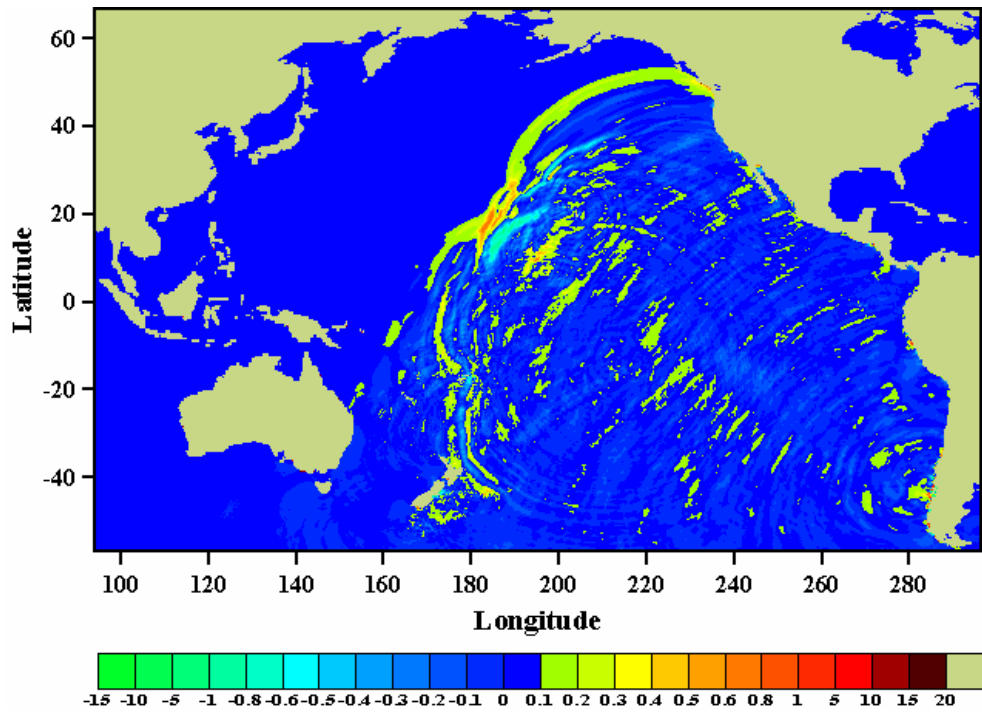


图3-20 智利海啸17小时后静水面垂直位移分布图

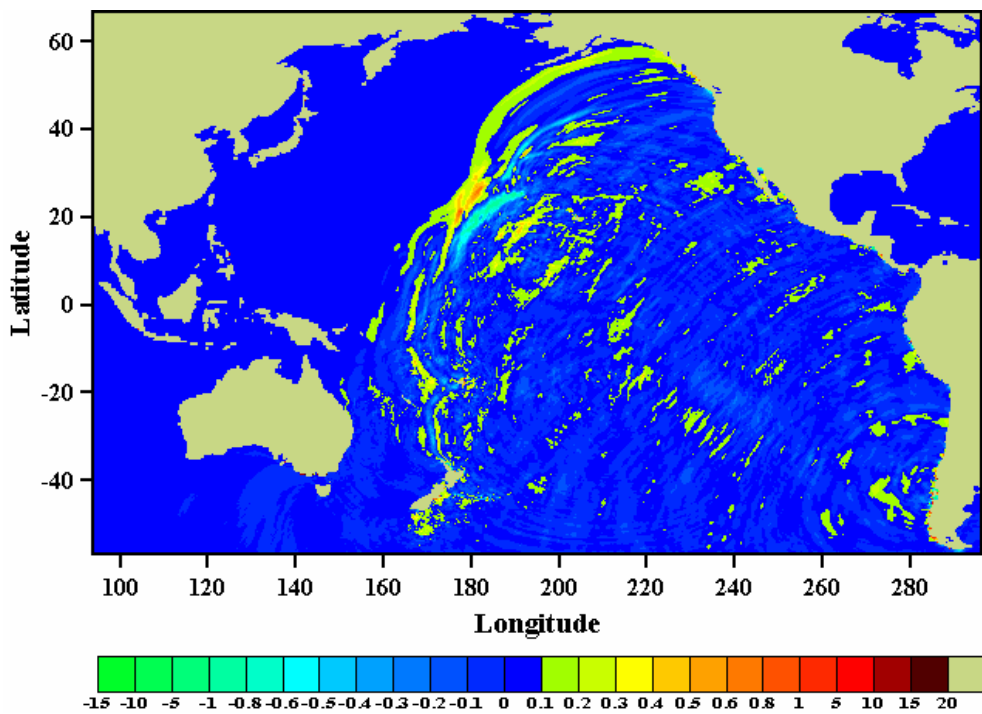


图3-21 智利海啸18小时后静水面垂直位移分布图

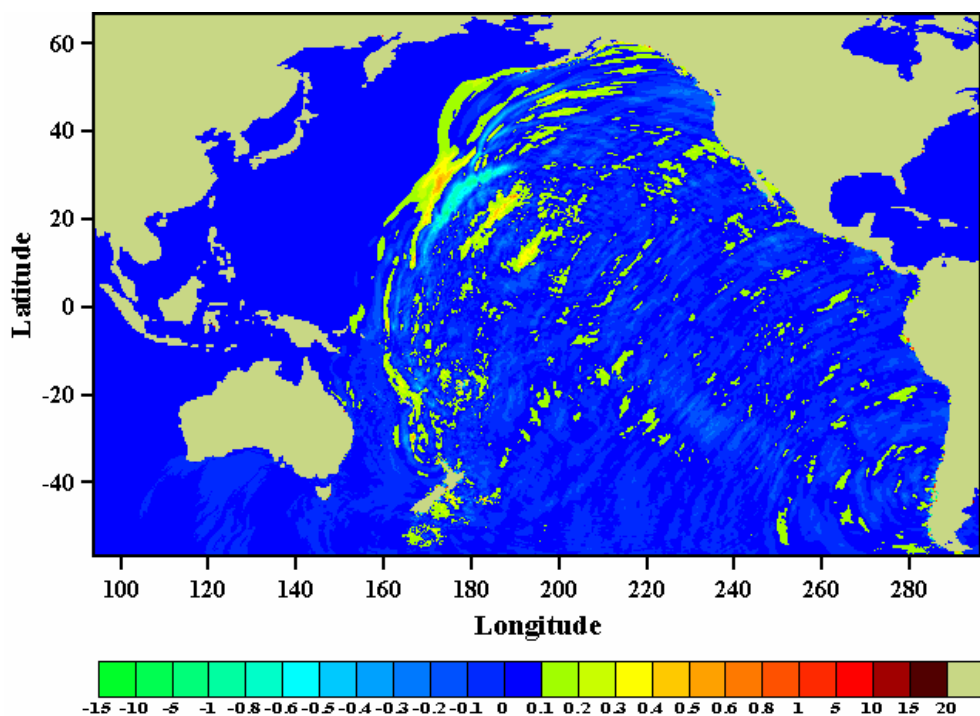


图3-22 智利海啸19小时后静水面垂直位移分布图

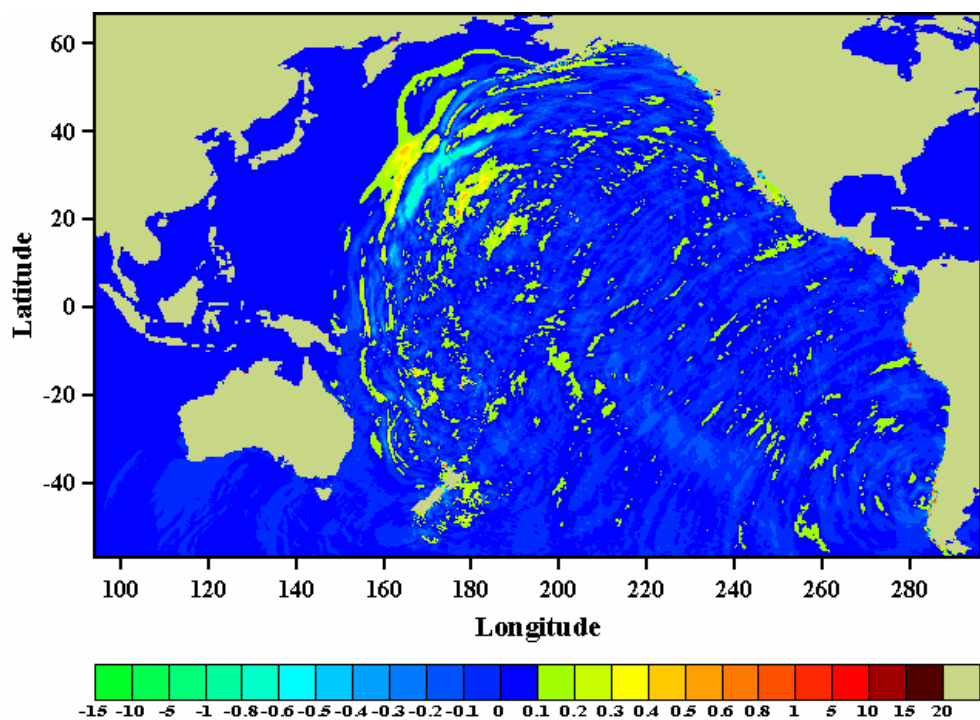


图3-23 智利海啸20小时后静水面垂直位移分布图

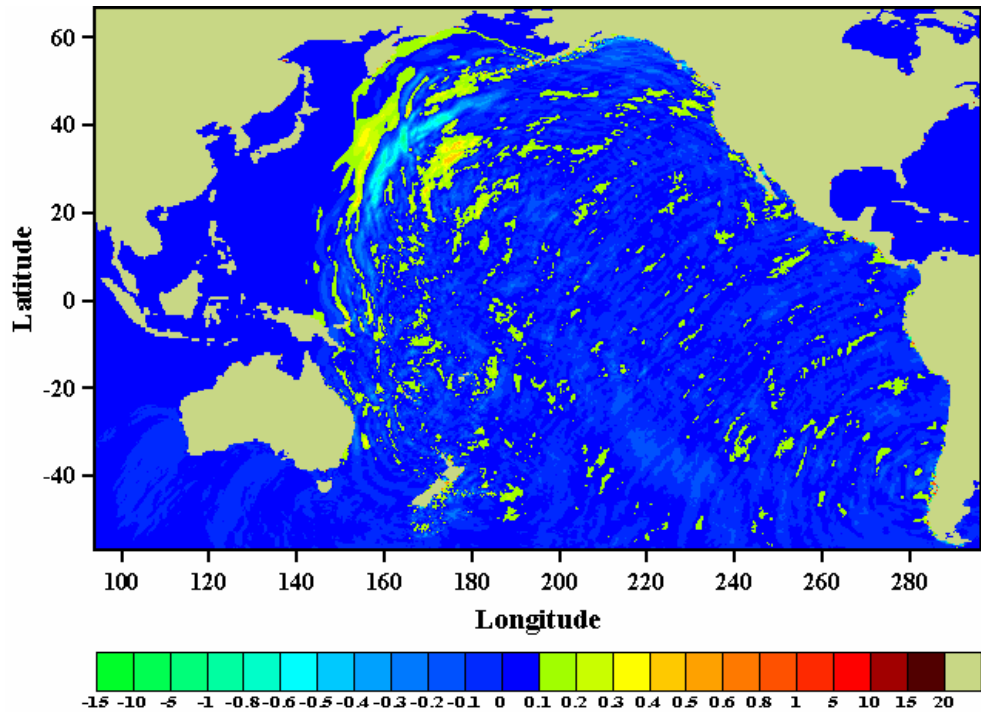


图3-24 智利海啸21小时后静水面垂直位移分布图

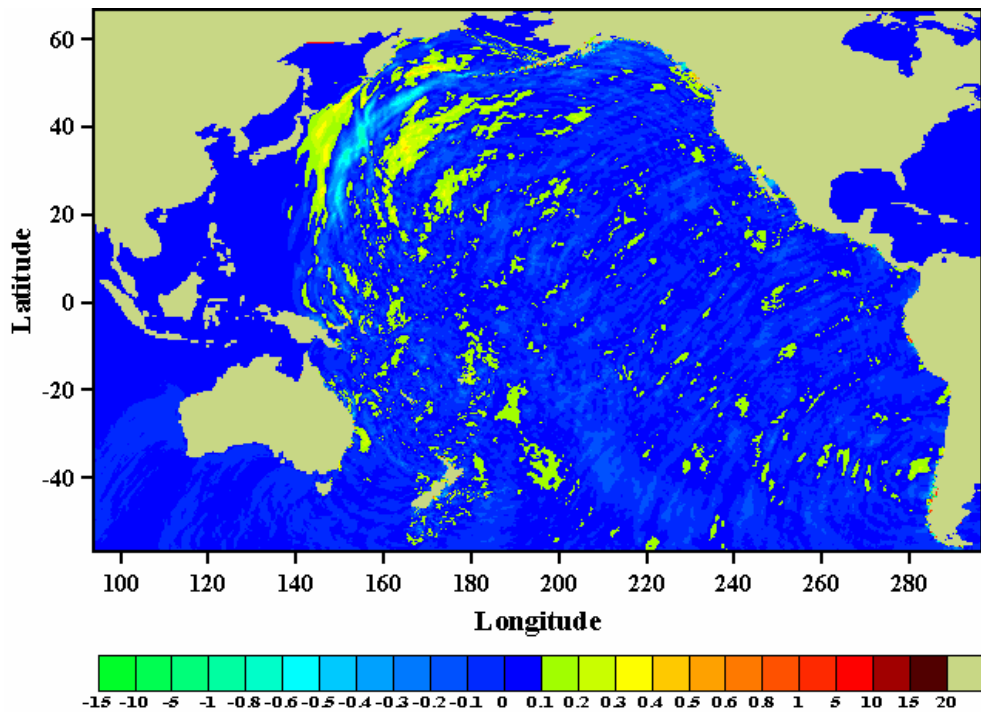


图3-25 智利海啸22小时后静水面垂直位移分布图

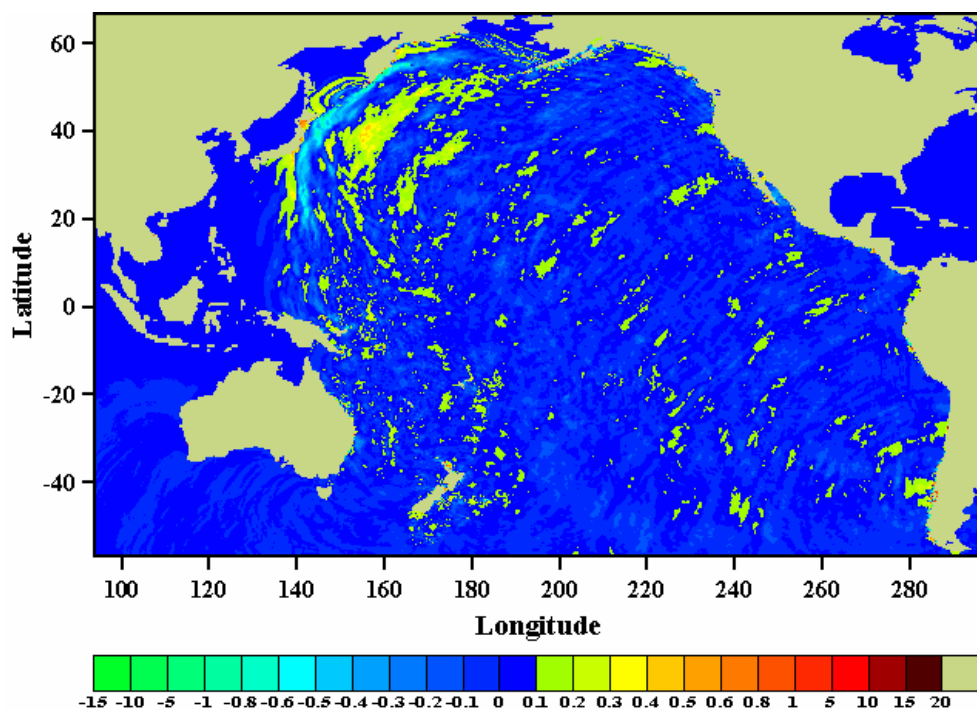


图3-26 智利海啸23小时后静水面垂直位移分布图

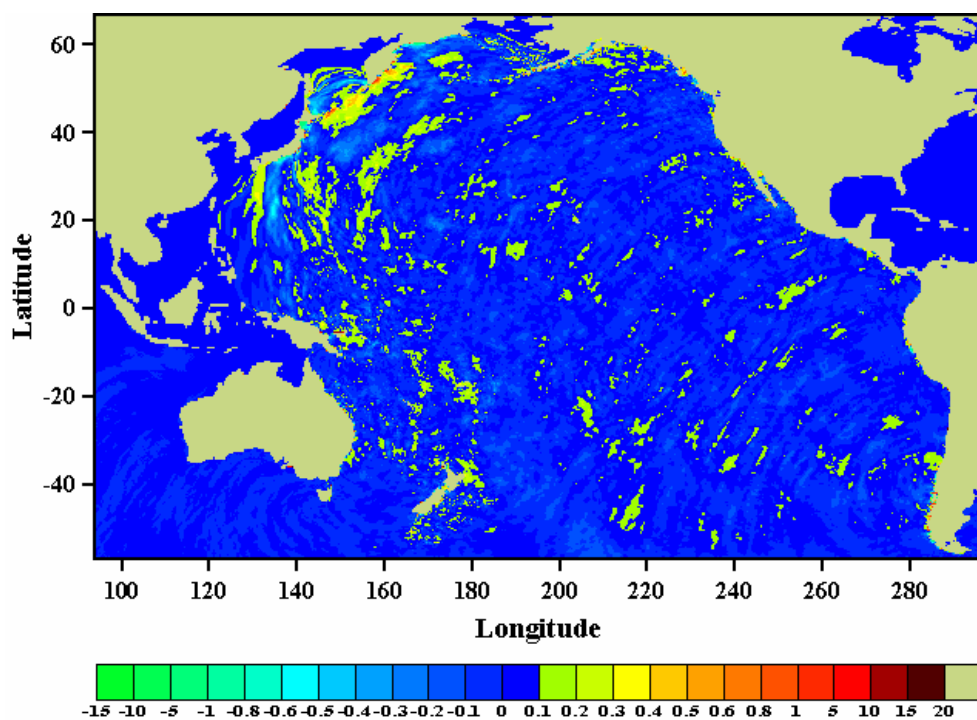


图3-27 智利海啸24小时后静水面垂直位移分布图

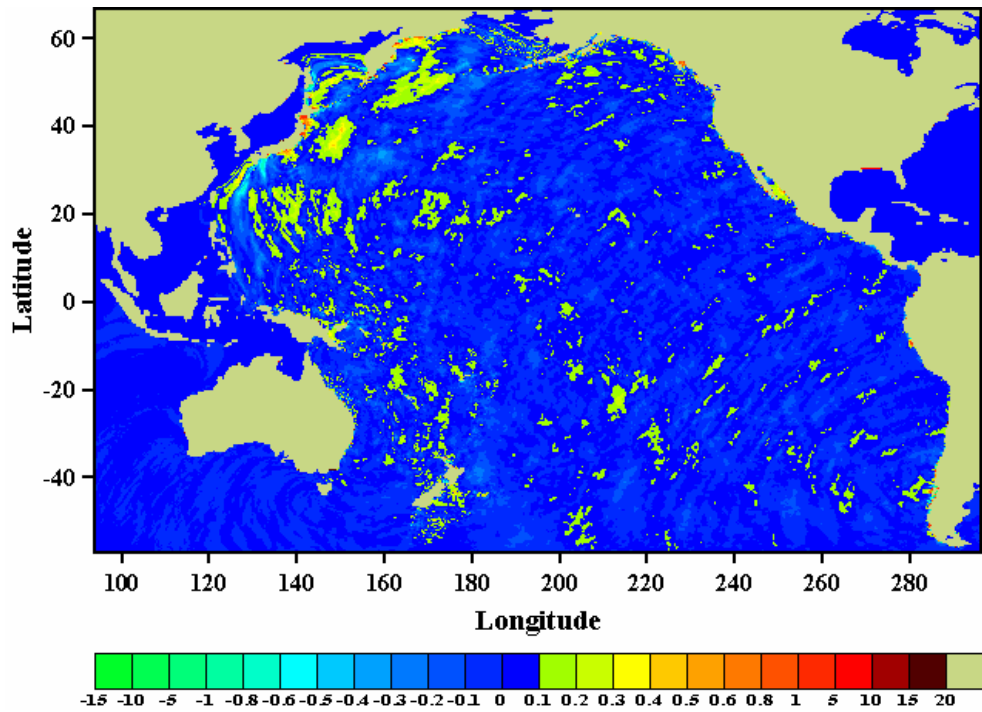


图3-28 智利海啸25小时后静水面垂直位移分布图

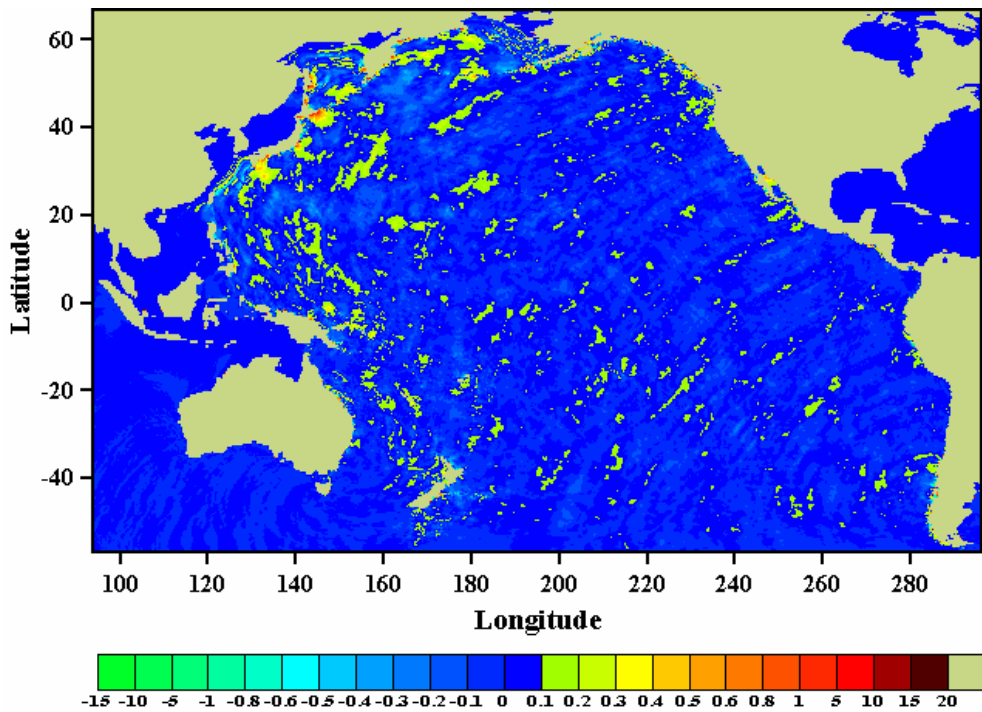


图3-29 智利海啸26小时后静水面垂直位移分布图

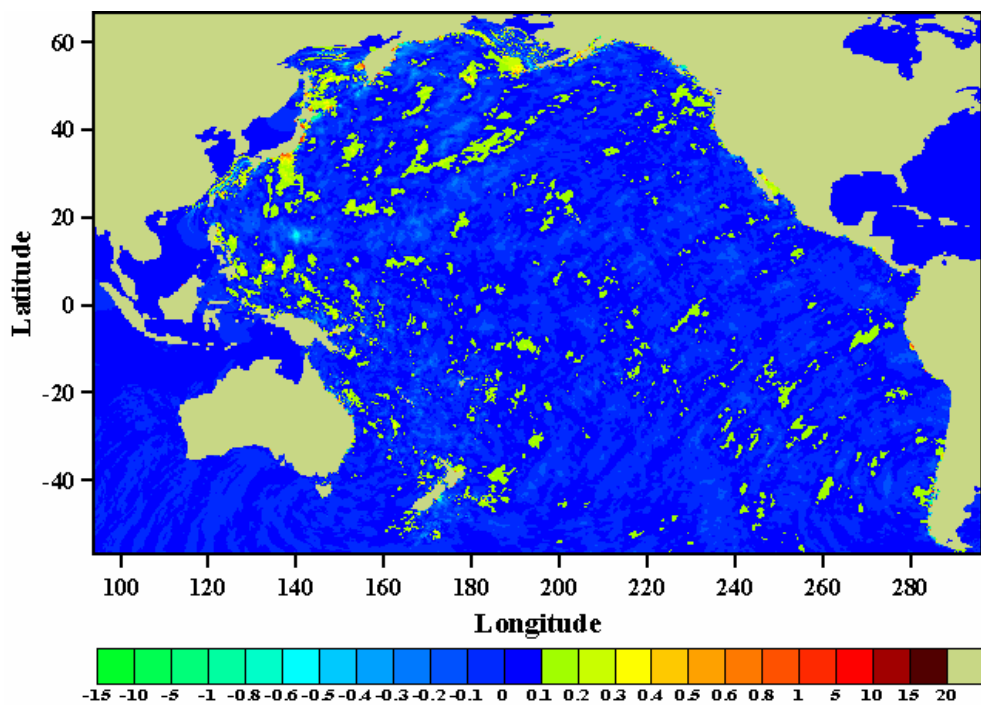


图3-30 智利海啸27小时后静水面垂直位移分布图

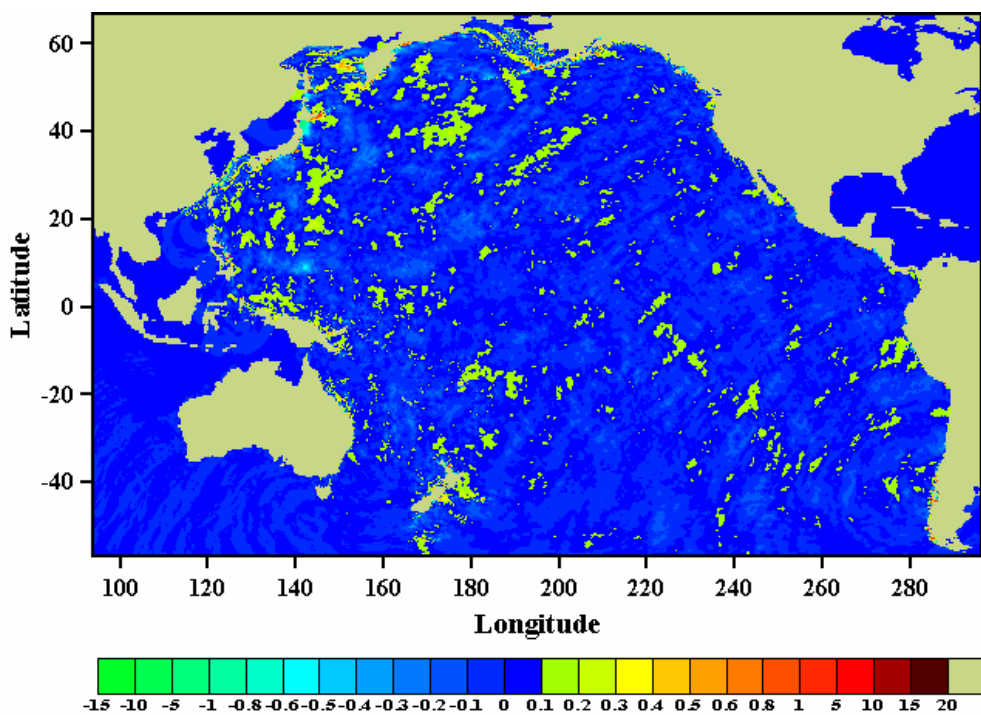


图3-31 智利海啸28小时后静水面垂直位移分布图

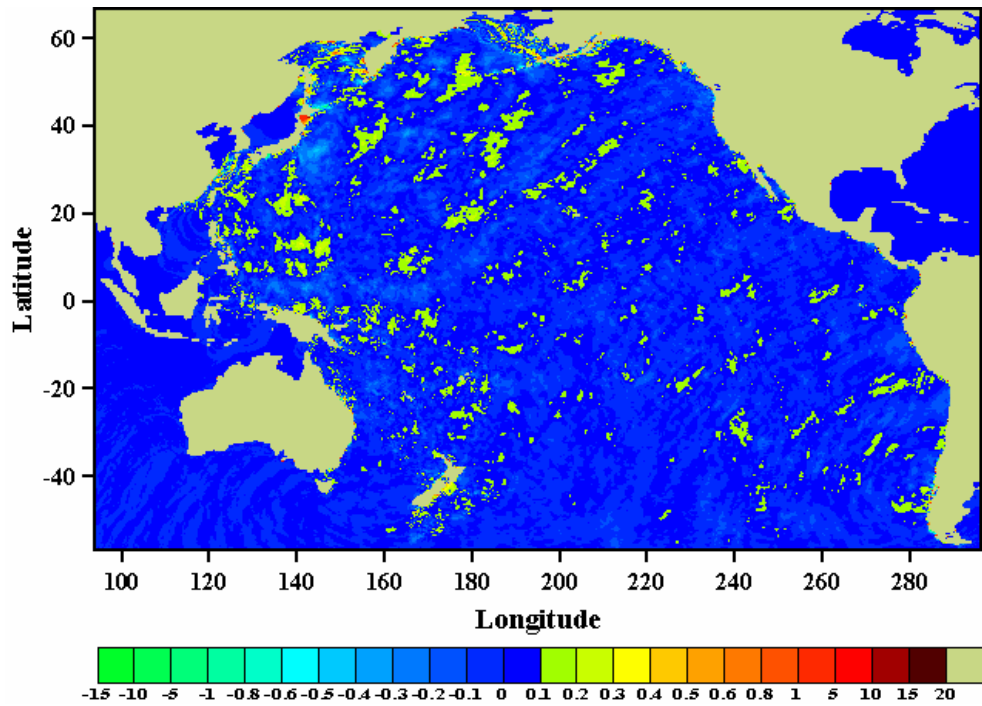


图3-32 智利海啸29小时后静水面垂直位移分布图

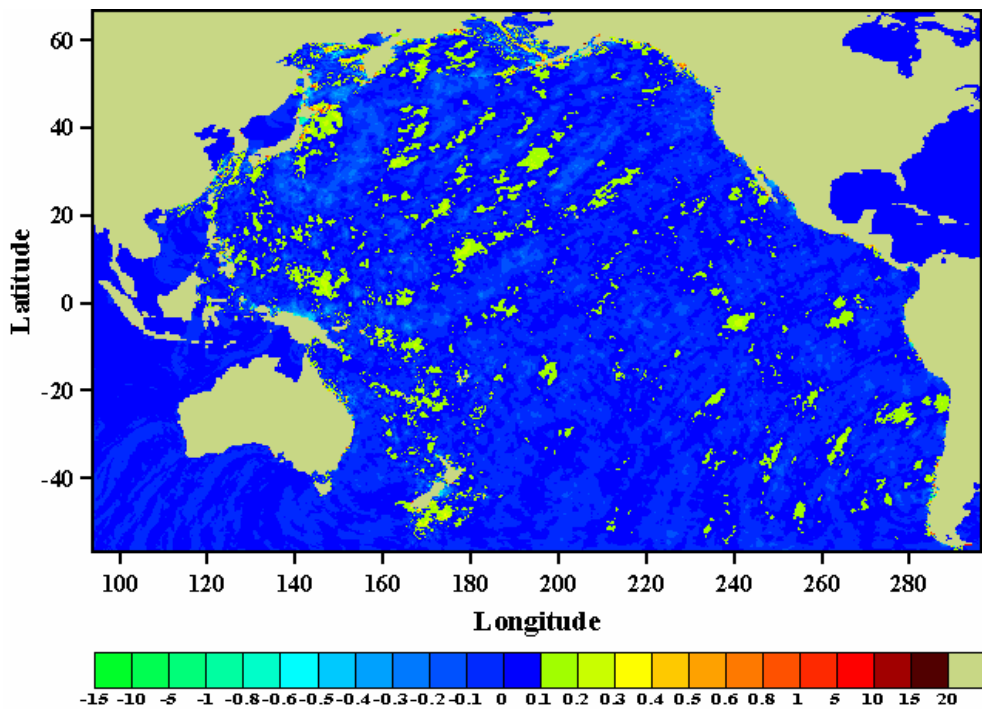


图3-33 智利海啸30小时后静水面垂直位移分布图

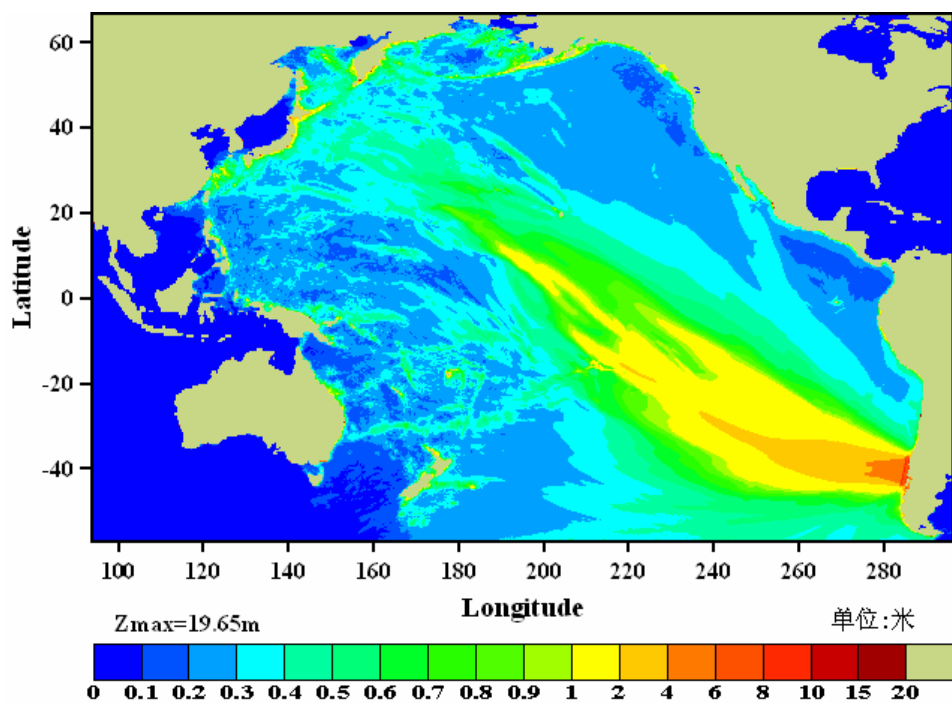


图3-34 智利海啸静水面垂直位移极值分布图(最大值)

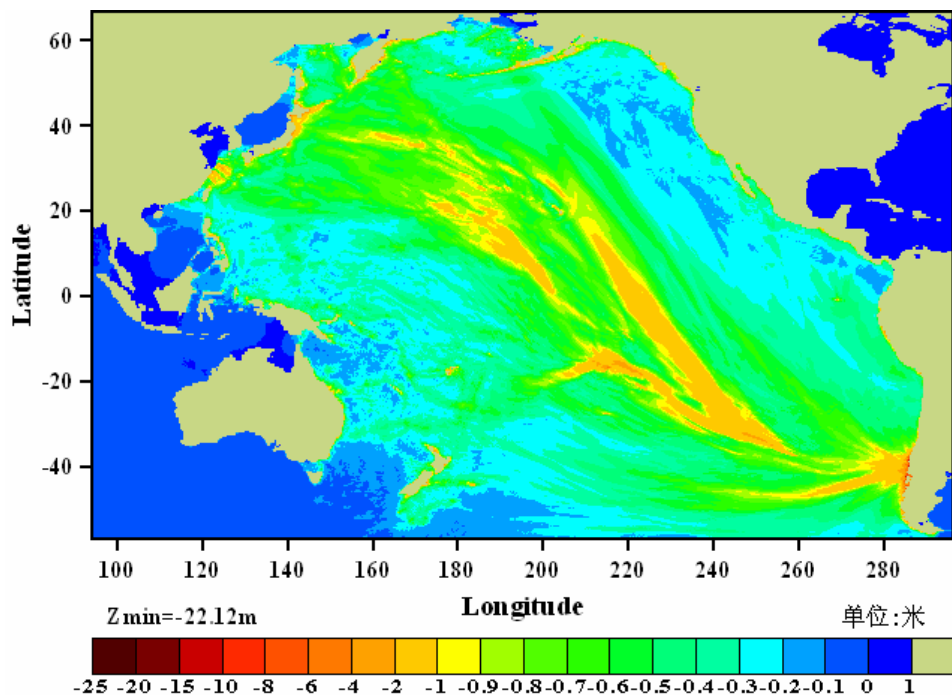


图3-35 智利海啸静水面垂直位移极值分布图(最小值)

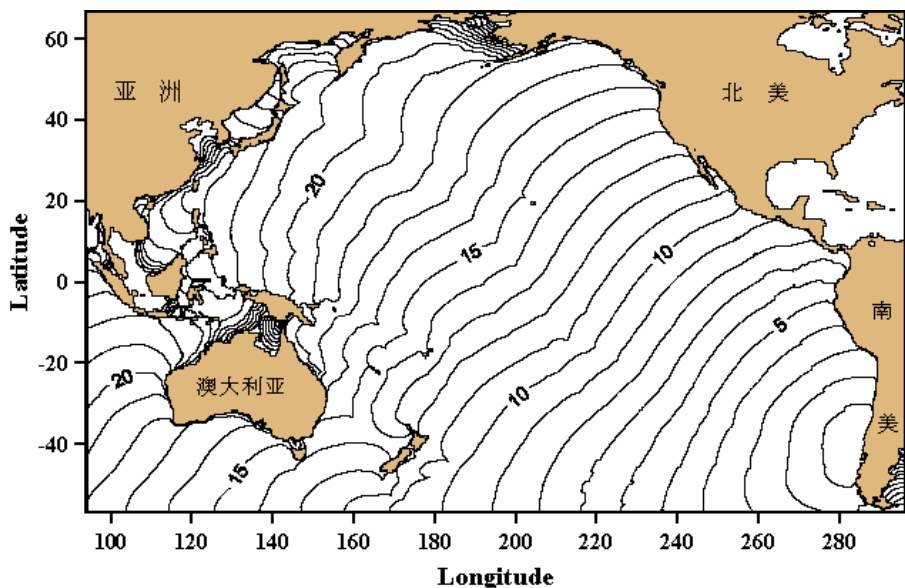


图3-36 智利海啸传播时间图(Tsunami Travel Time Map)

海啸传播时间图对海啸预警极其重要,选取美国国家地球物理数据中心(NGDC)提供的1960年智利海啸的传播时间图^[72](图3-37),与本文的计算结果作比较,图3-38中,虚线表示本文计算得到的海啸传播时间图的等时线,实线表示NGDC的计算结果,两者比较不难看出,虚线和实线吻合很好,只有在上下两端出现偏差,这是因为两张图片的地球投影不一致造成,而赤道附近由投影不一致造成的影响微乎其微。

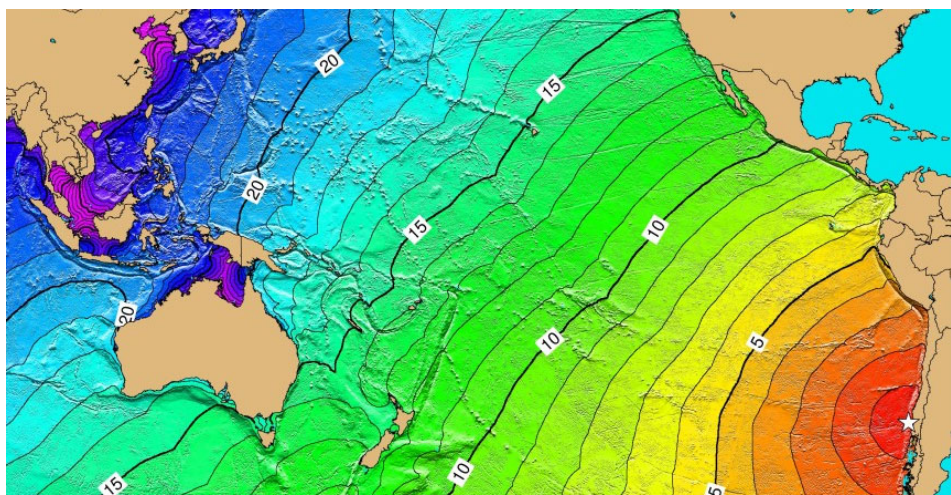


图3-37 NGDC提供的1960年智利海啸传播时间图

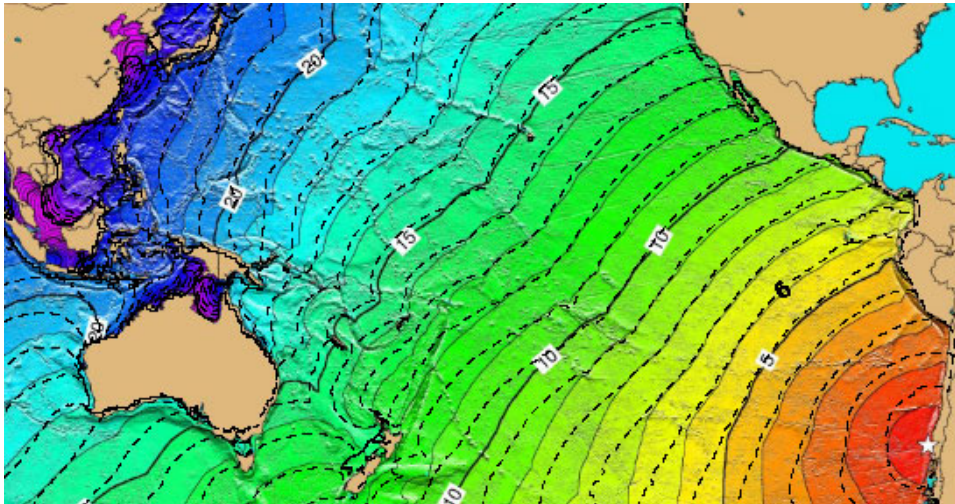


图3-38 智利海啸传播时间图比较分析

(虚线表示本文计算得到的海啸传播时间图的等时线，实线表示NGDC的计算结果)

3.4.2 2004年苏门答腊海啸

2004年12月26日在苏门答腊岛北部海域爆发海底地震，震中位于北纬3.3°，东经96°，矩震级9级。地震引发巨大海啸，袭击了印度洋周边所有国家，造成近30万人死亡，经济损失无法估量，在人类发展史上留下了令人难忘第一幕。下面对此次海啸的生成与传播机制进行数值模拟。

首先进行初始垂直位移场的数值计算。在确定断层参数时，直接采用NOAA建议的，由Stein和Okal给出的断层参数^[103]，见表3-1。将参数输入第二章开发的计算程序，得到计算结果见图3-39～图3-42。

表 3-1 2004 年苏门答腊海啸的震源断层参数

参 数	符号	断层 1	断层 2	断层 3
断层长度	L	200km	670km	300km
断层宽度	W	150km	150km	150km
滑移量	u	15m	15m	15m
倾角	δ	13°	13°	13°
滑移角	λ	90°	90°	90°
断层走向	θ	N300°E	N345°E	N365°E
断层顶部深度	d	5km	5km	5km

然后将初始垂直位移计算值输入本章开发的越洋海啸数值传播模式，确立好边界条件；选取空间步长为2'，时间步长为5s，满足C.F.L条件；计算区域为：S30°～N30°，E30°～E110°，栅格数量为2401×1801。计算持时约2个半小时(CPU:P4 3.2GHz, 512M内存)，计算结果见图3-43～图3-58。

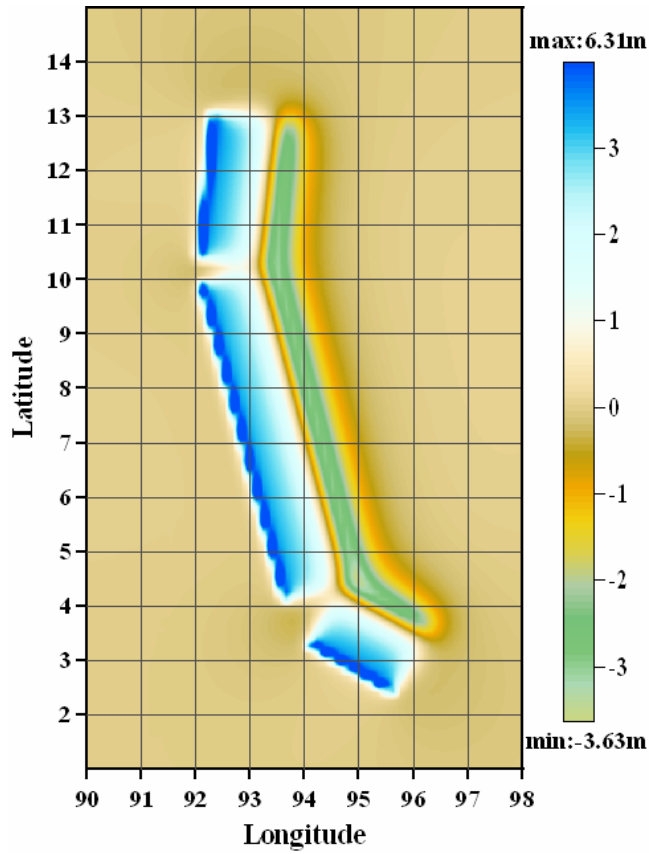


图3-39 2004年苏门答腊海啸初始位移场二维影像图

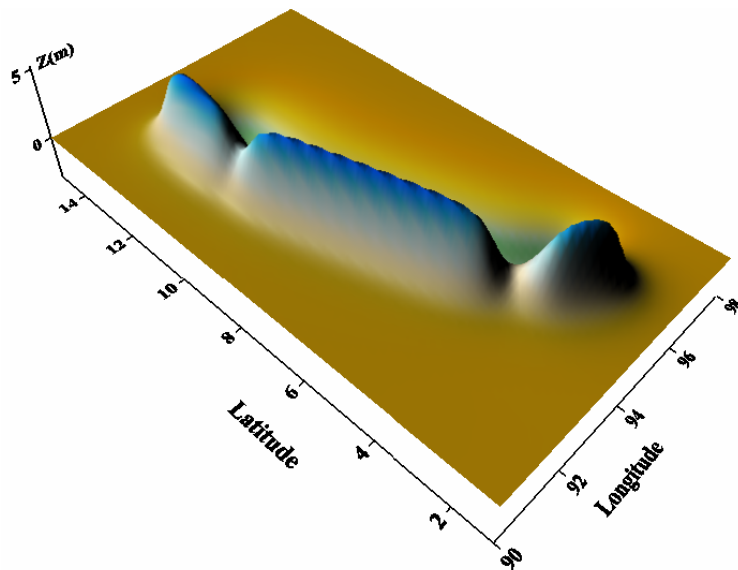


图3-40 2004年苏门答腊海啸初始位移场三维立体效果图

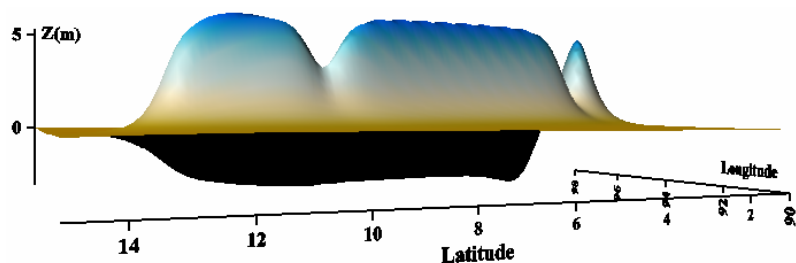


图3-41 2004年苏门答腊海啸初始位移场垂直传播方向侧面图

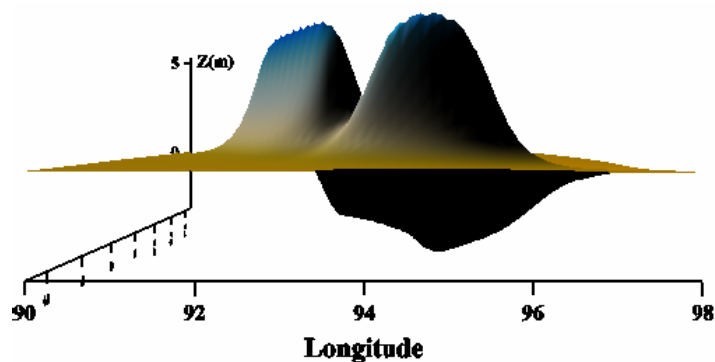


图3-42 2004年苏门答腊海啸初始位移场沿传播方向侧面图

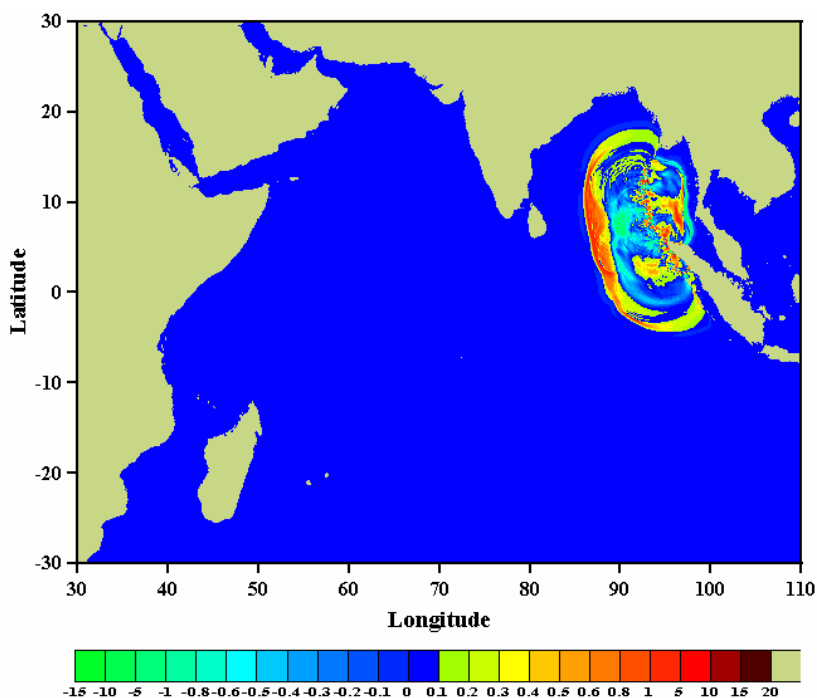


图3-43 苏门答腊海啸1小时后静水面垂直位移分布图

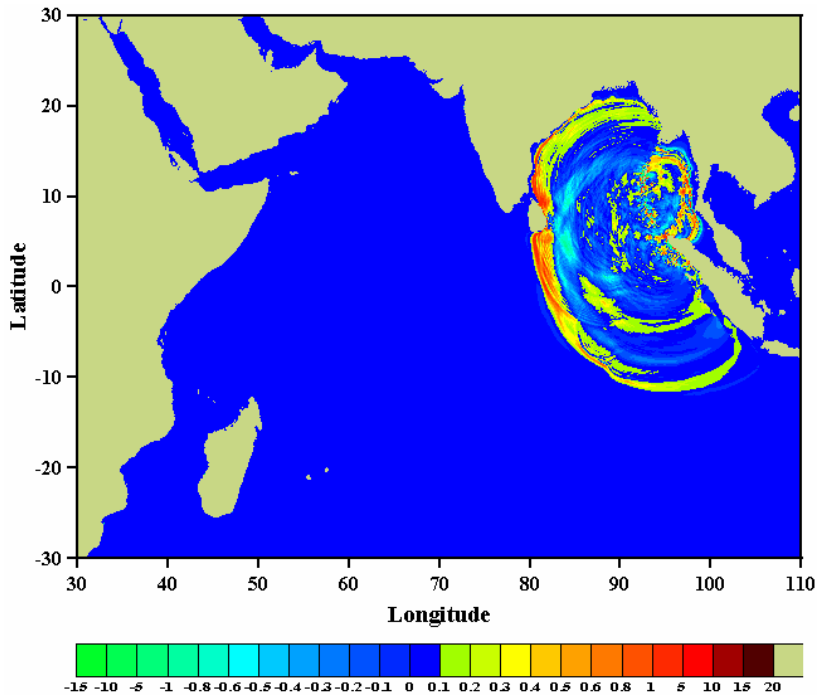


图3-44 苏门答腊海啸2小时后静水面垂直位移分布图

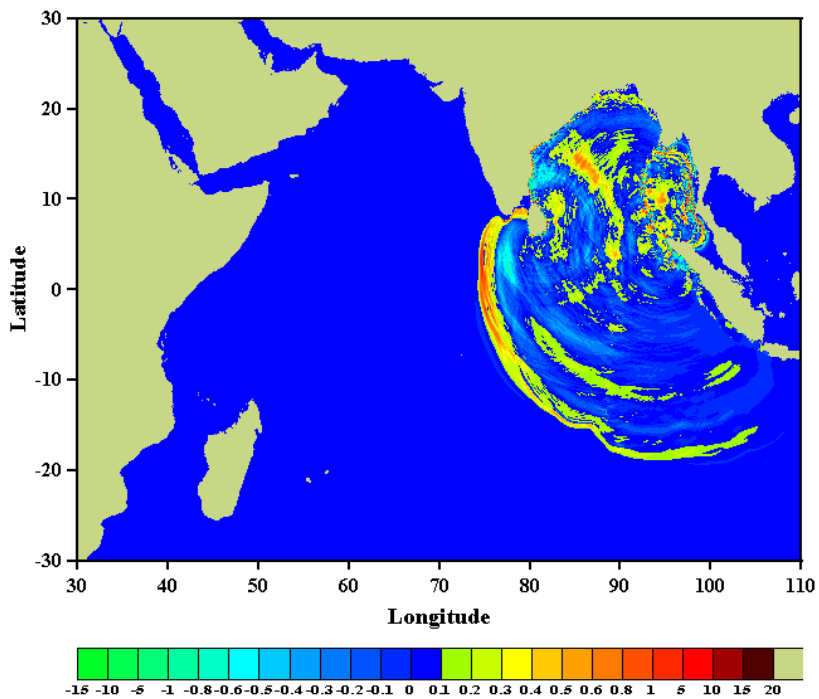


图3-45 苏门答腊海啸3小时后静水面垂直位移分布图

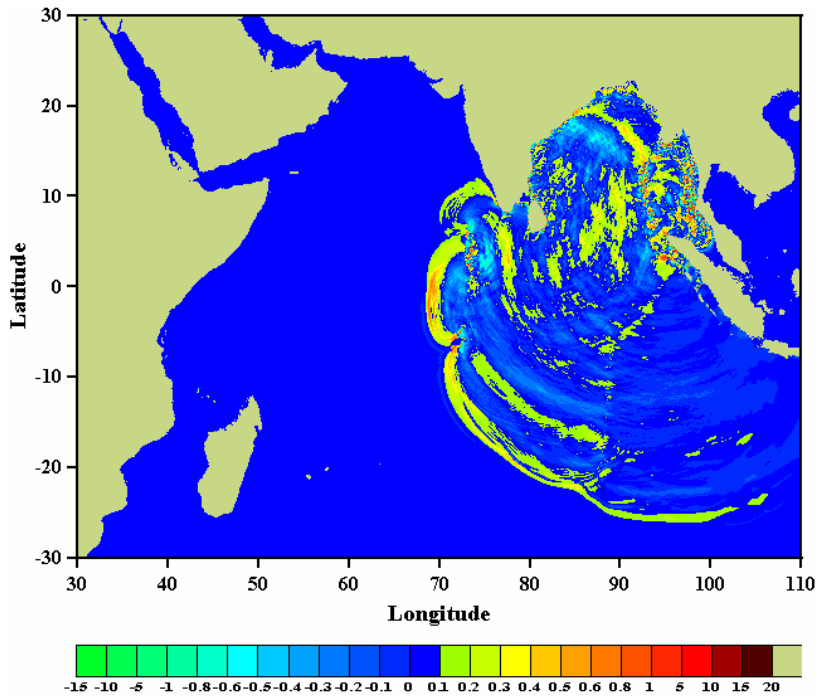


图3-46 苏门答腊海啸4小时后静水面垂直位移分布图

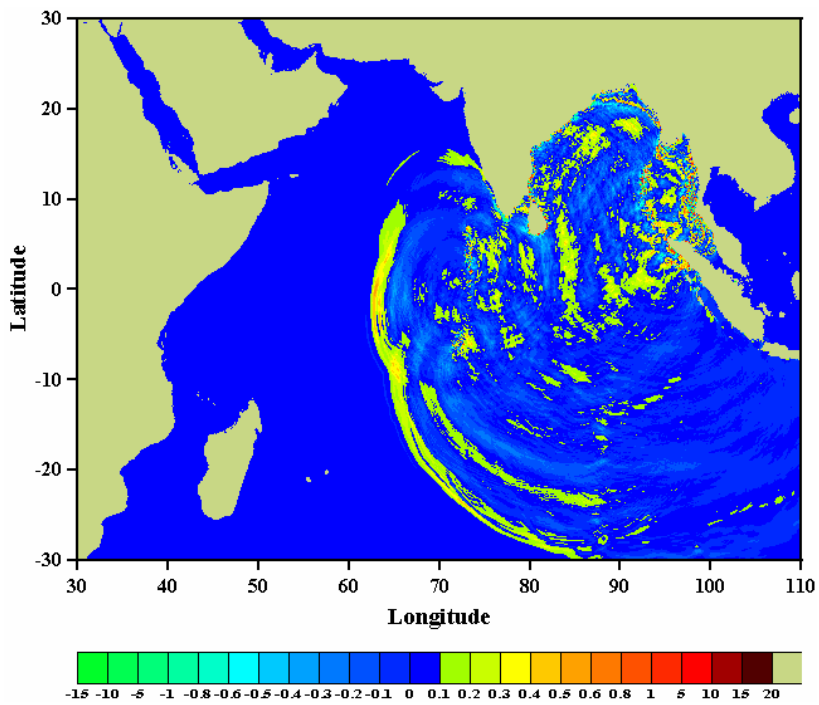


图3-47 苏门答腊海啸5小时后静水面垂直位移分布图

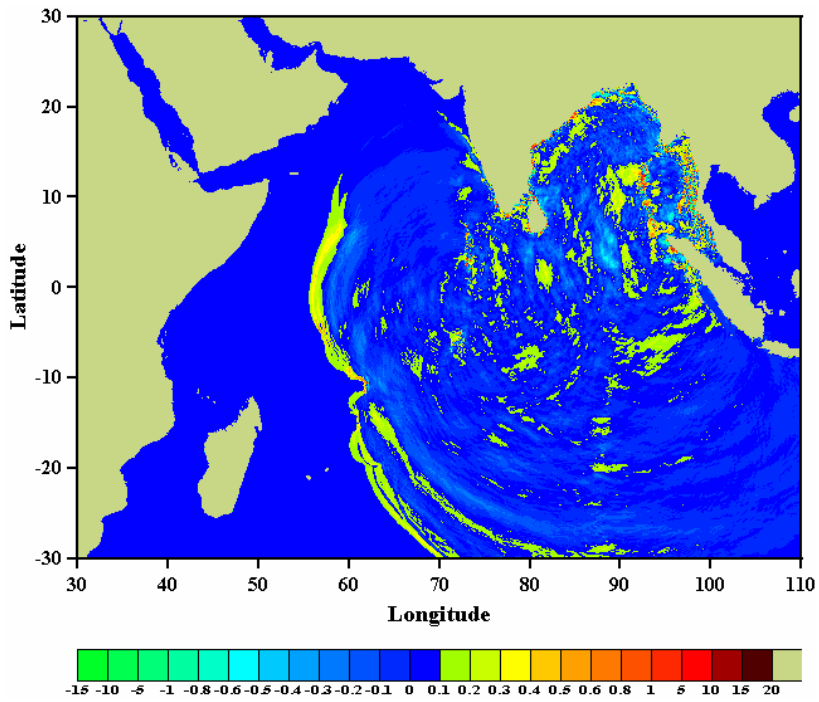


图3-48 苏门答腊海啸6小时后静水面垂直位移分布图

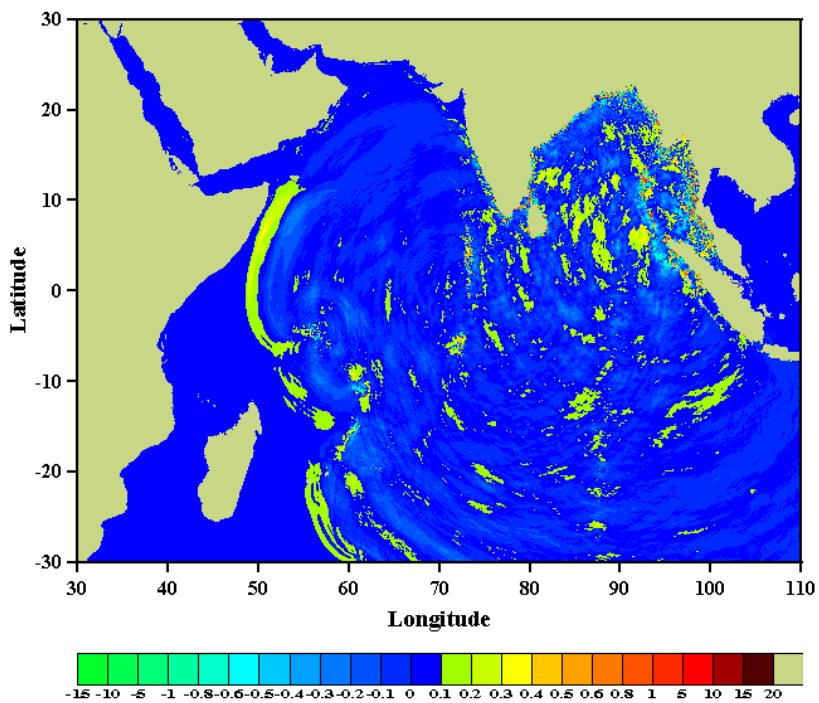


图3-49 苏门答腊海啸7小时后静水面垂直位移分布图

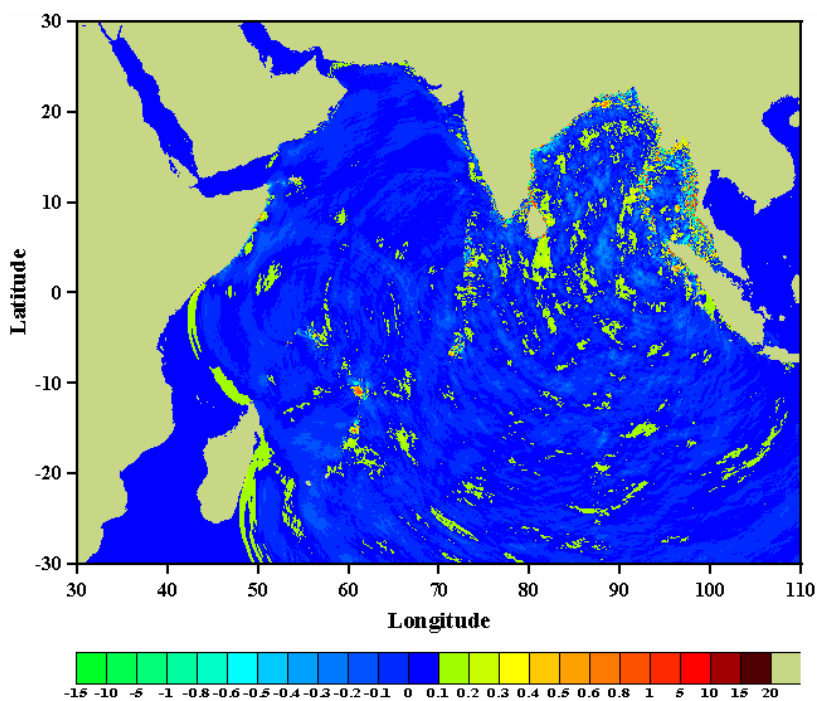


图3-50 苏门答腊海啸8小时后静水面垂直位移分布图

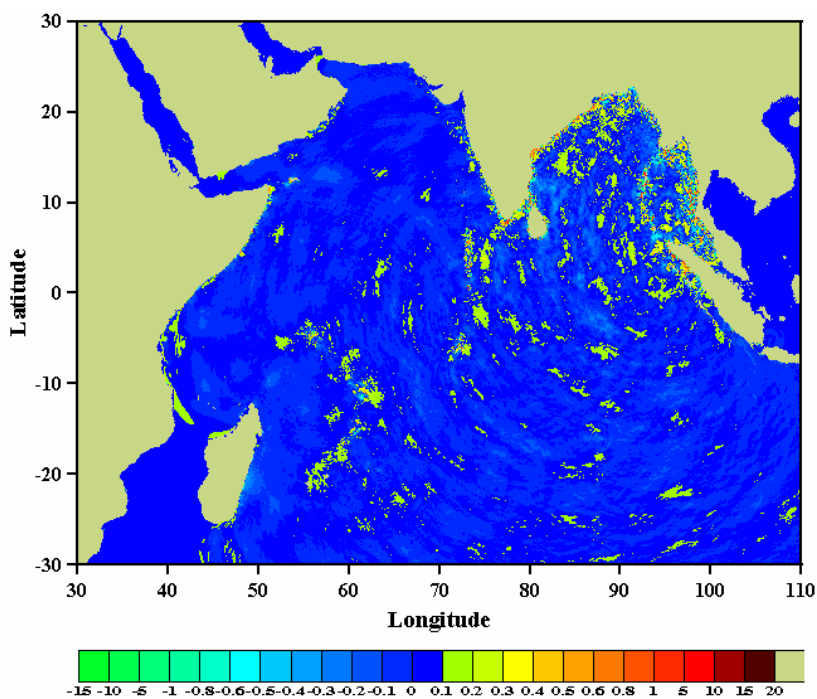


图3-51 苏门答腊海啸9小时后静水面垂直位移分布图

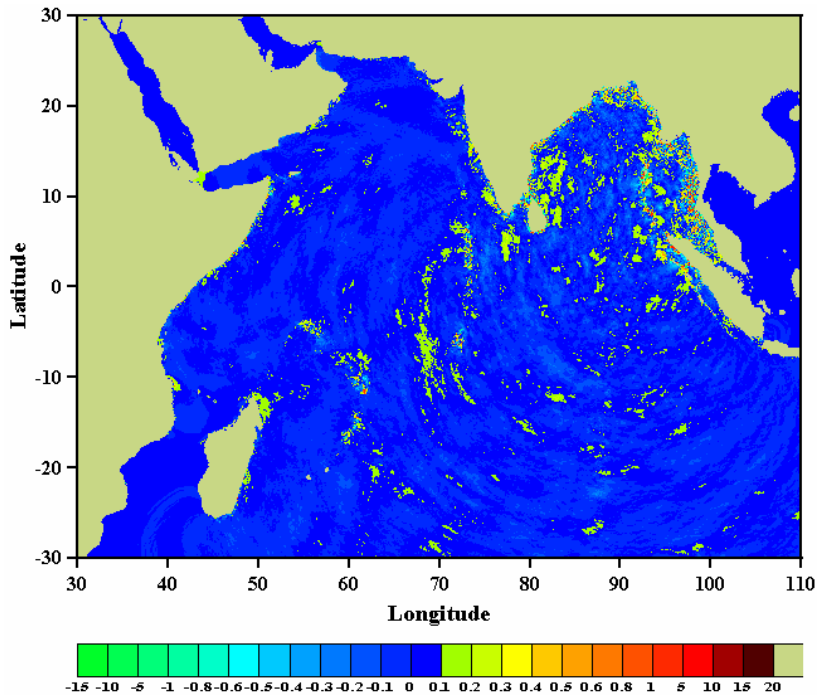


图3-52 苏门答腊海啸10小时后静水面垂直位移分布图

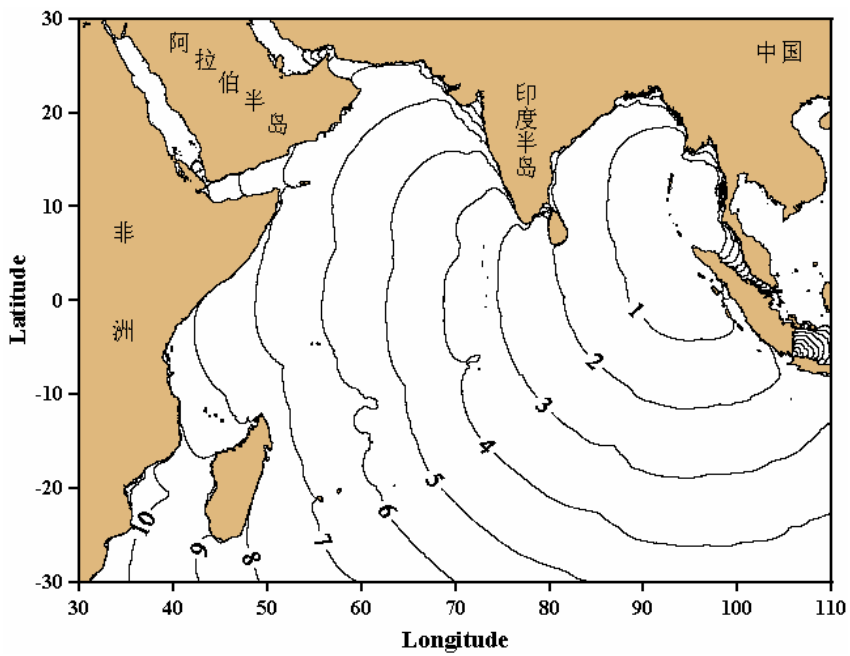


图3-53 苏门答腊海啸传播时间图(Tsunami Travel Time Map)

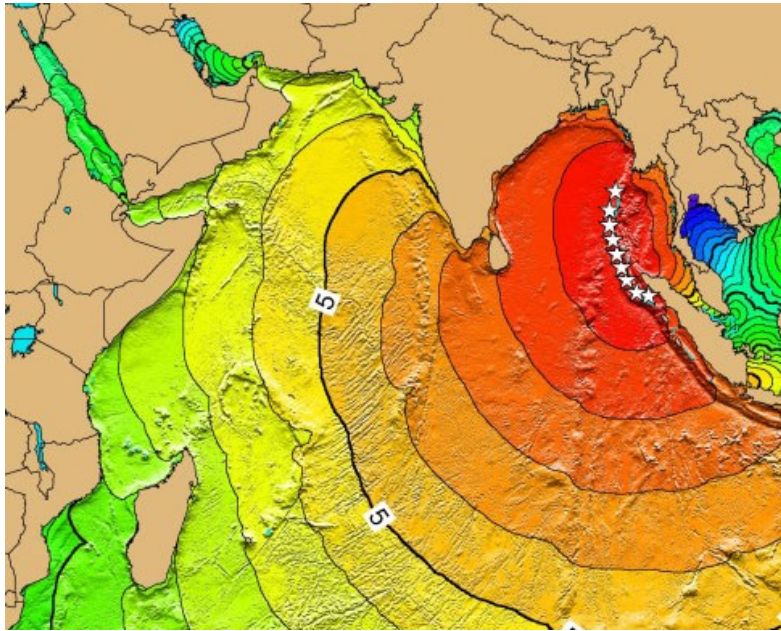


图3-54 NGDC提供的2004年苏门答腊海啸传播时间图

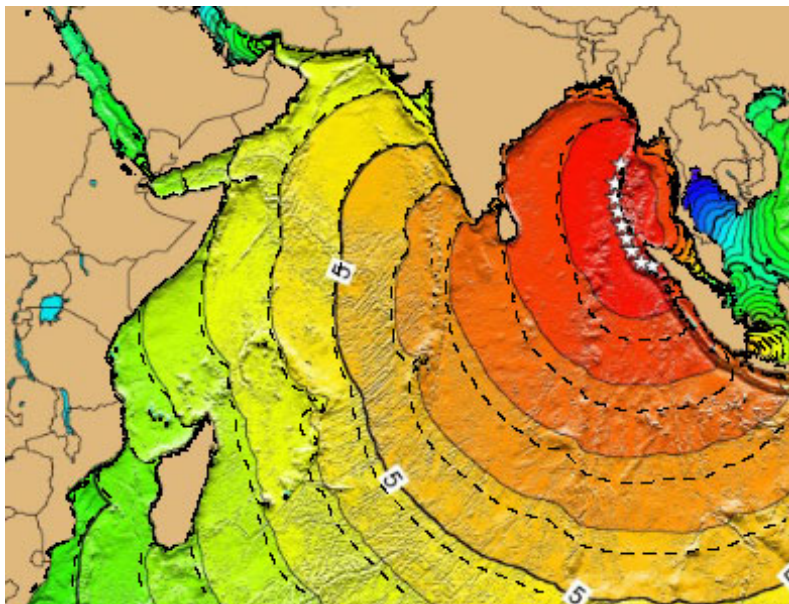


图3-55 苏门答腊海啸传播时间图比较分析
(虚线表示本文计算得到的海啸传播时间图的等时线，实线表示NGDC的计算结果)

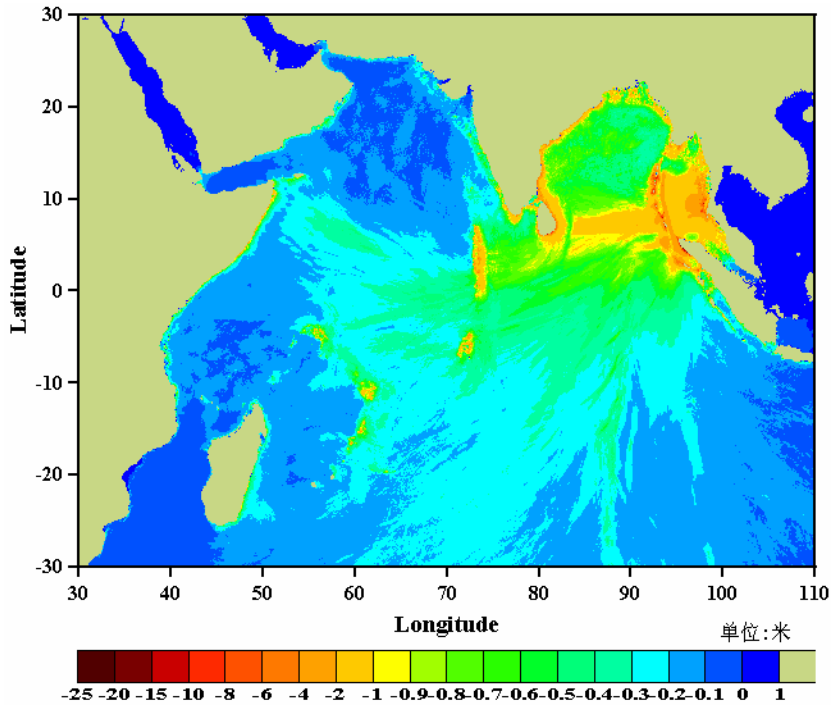


图3-56 苏门答腊海啸静水面垂直位移极值分布图(最小值)

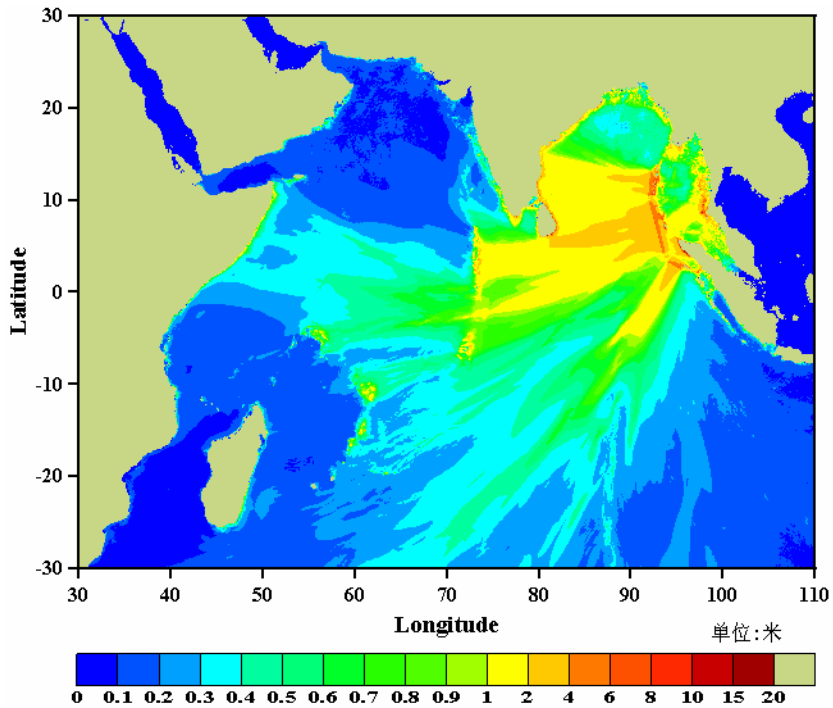


图3-57 苏门答腊海啸静水面垂直位移极值分布图(最大值)

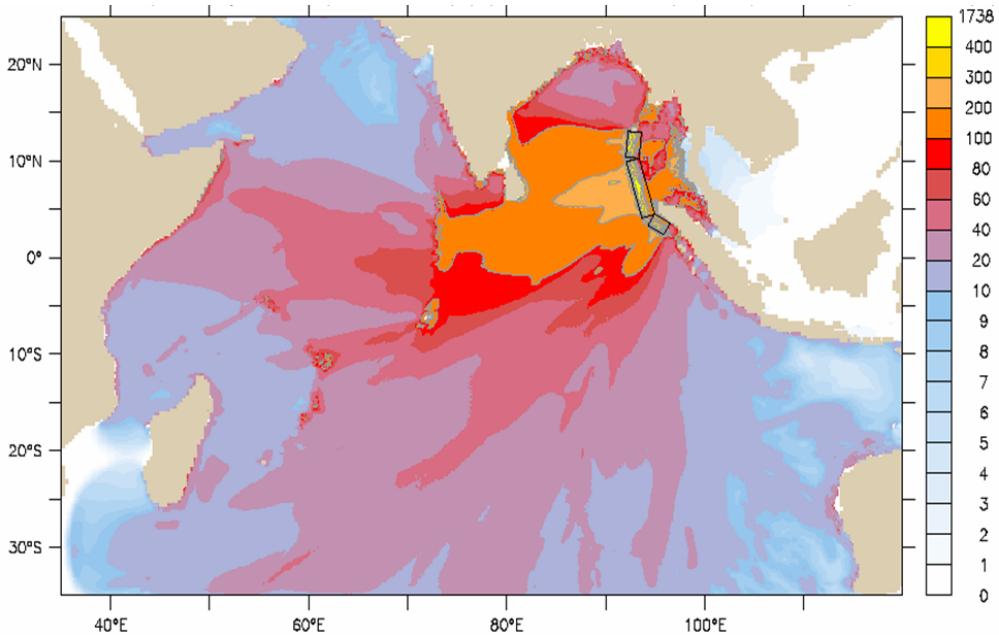


图3-58 NOAA模拟苏门答腊海啸得到的静水面垂直位移最大值分布图

本算例依旧选取美国国家地球物理数据中心(NGDC)提供的海啸传播时间图^[72] (图3-54), 与本文的计算结果作比较, 图3-55中, 虚线表示本文计算得到的海啸传播时间图的等时线, 实线表示NGDC的计算结果, 两者比较不难看出, 虚线和实线在上部吻合非常好, 而在下部显示有差别, 本文的计算结果要快一些, 大约是20分钟左右, 但这个差别没有出现累积效果, 从第一个小时起大约始终保持一个值, 这是由起始计算区域的不同造成的, 本文选取的初始计算区域在下部要大于NGDC选取的计算区域。

另外, 本算例还选取NOAA模拟2004年苏门答腊海啸得到的静水面垂直位移最大值分布图^[69] (图3-58), 与本文的计算结果作比较, 并且选用同样的地震断层参数。比较图3-57和图3-58, 由于无法得到计算数据, 不能进行数值比较, 只能通过图形形状作比较, 比较结果非常相似, 姑且认为本文的计算结果是可靠的, 是可以采用的。

3.5 小结

开展海啸预警和危险性分析工作必须要有精确的海啸数值传播模式, 本章就是基于这一要求, 对越洋海啸传播的数值模拟作初步研究。在适宜的数学模型选取上, 本章分析比较了 Boussinesq 方程和线性浅水方程, 选用后者作为本文模拟海啸传播的数学模型。然后采用有限差分法解微分方程, 计算格式为蛙跃格式。最后选取 1960 年智利海啸和 2004 年苏门答腊海啸作为算例进行数值模拟, 把计算结果与 NOAA 和 NGDC 的计算结果进行对比分析。

在对比过程中，虽然本章计算的海啸传播时间图与 NGDC 提供的海啸传播时间图有一些差异，本章计算的要快一些，但是这个差异从第一个小时起就始终保持不变，没有出现累积，因此可以判断产生这种差异是由初始计算区域的选取大小不同造成的。另外，静水面垂直位移最大值的计算结果在图形形状上也与 NOAA 提供的计算结果基本一致，因为缺乏数据，只能从图形形状上进行对比。综上可以认为本章的计算结果比较可靠，计算方法也比较准确，本章开发的越洋海啸数值传播模式是可以被采用的，可以为后面进一步的海啸危险性分析和海啸预警等研究工作提供前期的技术准备。

第四章 近场海啸数值模拟

4.1 引言

近场海啸，也称为本地海啸或局部海啸。海啸生成源与其造成的危害同属一地，所以海啸波到达沿岸的时间很短，有时只有几分钟或几十分钟，往往无法预警，危害严重。近场海啸发生前都有较强的地震发生，全球很多伤亡惨重的海啸灾害，都属于近海海底地震引起的近场海啸。例如，1869年日本沿岸8.0级地震引发的特大海啸，淹死2.6万人。

前一章提到越洋海啸对中国大陆沿海地区产生的影响很小，而近场海啸对我国的影响，渤海和黄海爆发近场海啸的可能性很小^[8]，但东海和南海却具备海啸产生的条件^{[28][36]}，历史上这两个海域也产生过海啸。在东海海域，日本琉球群岛是海啸爆发的危险区域，该地区处于菲律宾板块与欧亚板块交汇处，发生海底地震的可能性很大，因此发生地震海啸的可能性也就很大。通过分析美国海洋与大气管理局（NOAA）提供的该地区的历史海啸数据，发现该地区曾发生海啸20多次，证实了该地区是海啸易爆发地区，最大一次海啸地震震级达8级，发生于1911年6月15日，位于北纬38°，东经131°，最大浪高2米。在南海海域，从历史数据角度分析，台湾岛和菲律宾群岛周边海域容易发生海啸地震，这两个区域历史上已经爆发了很多次海啸，对我国沿海也造成了一定的影响。那么这就要求开展近场海啸的危险性分析和海啸预警等工作，一套完整的近场海啸数值模拟理论和计算模式必不可少，本章的工作就是基于这个要求开展的。

本章的工作首先选定近场海啸的数值传播模型，并且简化方程；然后采用有限差分法解微分方程，确立各种边界条件，包括外海开边界上的简谐波列设置、波自由传播时的开边界条件、波爬高阶段的边界条件、波越过结构时的边界条件；接下来分析计算区域的连续性；最后选取2006年12月26日发生在台湾南部海域的海啸作为算例进行数值计算，将计算结果与监测结果进行对比，分析模型的可行性和计算方法的准确性，进一步说明模型是否可用于近场海啸的危险性分析和海啸预警等研究工作；另外最后本章还假设1960年智利大海啸在琉球群岛附近海域重现，断裂发生在菲律宾板块与欧亚板块交汇处，对这次假想海啸的产生及传播机理进行数值模拟，分析它对中国东部沿海地区产生的影响，争取为以后该地区的海啸危险性分析研究做一些前期的准备。

4.2 非线性浅水方程

由于海啸波的波长远大于海洋深度，故而海啸波是长波，而长波的质点运动垂直加速度相对于重力加速度来说非常小，因此海啸波的质点垂直运动对压力分布没有影响，可以近似为静水压力^[78]。基于这些假设，海

啸波质点运动可以用下述非线性浅水方程表示：

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial [u(h + \eta)]}{\partial x} + \frac{\partial [v(h + \eta)]}{\partial y} = 0 \quad (4-2-1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho D} = 0 \quad (4-2-2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho D} = 0 \quad (4-2-3)$$

其中， x 和 y 分别是水平坐标， t 是时间， h 是静水深度， η 是静水面上的垂直位移， u 和 v 分别是波质点在 x 和 y 方向的速度， g 是重力加速度， $\tau_x / \rho D$ 和 $\tau_y / \rho D$ 分别是 x 和 y 方向的底部摩擦项。

底部摩擦项又可以表示成

$$\frac{\tau_x}{\rho D} = \frac{f}{2D} u \sqrt{u^2 + v^2}, \quad \frac{\tau_y}{\rho D} = \frac{f}{2D} v \sqrt{u^2 + v^2}$$

其中， D 是总的水深（ $D=h+\eta$ ）， f 是摩擦系数。为了方便，我们用土木工程中熟悉的曼宁粗糙系数 n 来代替摩擦系数 f 。

f 和 n 的关系为

$$n = \sqrt{\frac{fD^{1/3}}{2g}}$$

故底部摩擦项表示为

$$\frac{\tau_x}{\rho D} = \frac{gn^2}{D^{4/3}} u \sqrt{u^2 + v^2}, \quad \frac{\tau_y}{\rho D} = \frac{gn^2}{D^{4/3}} v \sqrt{u^2 + v^2} \quad (4-2-4)$$

下来接着介绍 x 和 y 方向的流量（ M ， N ）， M 、 N 关于 u 和 v 的表达式如下

$$M = u(h + \eta) = uD, \quad N = v(h + \eta) = vD \quad (4-2-5)$$

把(4-2-4)、(4-2-5)分别代入(4-2-1)、(4-2-2)、(4-2-3)得

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (4-2-6)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (4-2-7)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (4-2-8)$$

本文不采用方程(4-2-1)到(4-2-3)，而采用方程(4-2-6)到(4-2-8)，因为当离散化时，前者方程不满足质量守恒，这将导致数值模拟结果的巨大误差；而后者方程不仅能满足质量守恒，而且还能很好的满足动量守恒。因此，式(4-2-6)到(4-2-8)作为本文研究近场海啸数值模拟的基本方程。

4.3 计算方法及其条件限制

4.3.1 计算方法

本文选用有限差分法来解非线性浅水方程，有限差分法的中心差分表现形式在第三章中已描述，见式(3-3-3)。推导过程参考了由IUGG/IOC开发的Time项目^[76]。

4.3.1.1 连续方程的求解

将式(3-3-3)运用于连续方程(4-2-6)中，三个微分项可分别用差分形式表示成：

$$\begin{aligned} \frac{\partial \eta}{\partial t} &= \frac{1}{\Delta t} [\eta_{i,j}^{k+1} - \eta_{i,j}^k] \\ \frac{\partial M}{\partial x} &= \frac{1}{\Delta x} \left[M_{i+\frac{1}{2},j}^{k+\frac{1}{2}} - M_{i-\frac{1}{2},j}^{k+\frac{1}{2}} \right] \\ \frac{\partial N}{\partial y} &= \frac{1}{\Delta y} \left[N_{i,j+\frac{1}{2}}^{k+\frac{1}{2}} - N_{i,j-\frac{1}{2}}^{k+\frac{1}{2}} \right] \end{aligned}$$

将上述式子代回连续方程(4-2-6)中，可求得 $\eta(i, j, k+1)$ ，因为 $k\Delta t$ 及 $(k+1/2)\Delta t$ 时刻的值是已知的。

$$\eta_{i,j}^{k+1} = \eta_{i,j}^k - \frac{\Delta t}{\Delta x} \left[M_{i+\frac{1}{2},j}^{k+\frac{1}{2}} - M_{i-\frac{1}{2},j}^{k+\frac{1}{2}} \right] - \frac{\Delta t}{\Delta y} \left[N_{i,j+\frac{1}{2}}^{k+\frac{1}{2}} - N_{i,j-\frac{1}{2}}^{k+\frac{1}{2}} \right] \quad (4-3-1)$$

为了容易确立边界条件，设定蛙跃格式中 η 的计算点与M、N的计算

点是不一致的，如图4-1所示，下标 i 、 j 、 k 表示栅格化后的空间位置 (x, y) 和时间 t 。

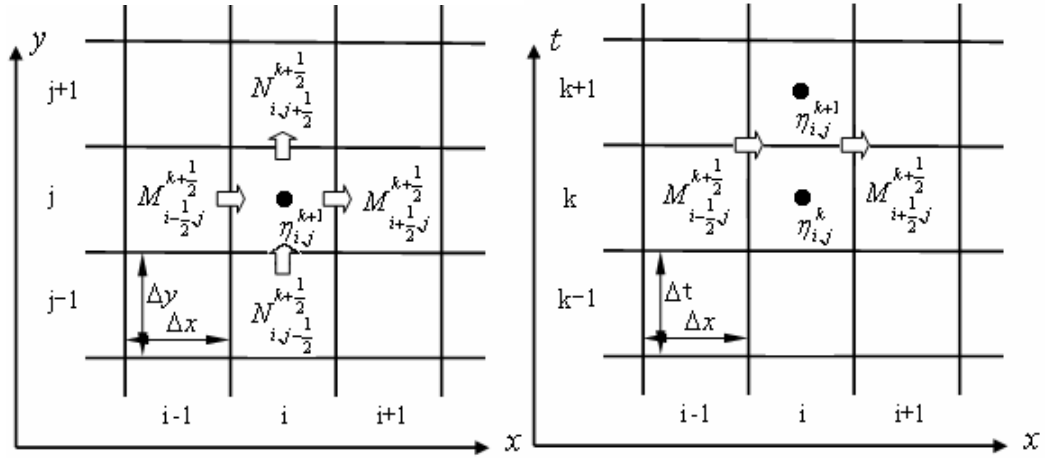


图4-1 连续方程计算点的设置

4.3.1.2 动量方程线性项的求解

动量方程的求解可分为线性项、对流项、摩擦项的求解。

x 方向的动量线性方程可表示成

$$\frac{\partial M}{\partial t} + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (4-3-2)$$

取点 $(i+1/2, j, k)$ 为中心差分的中点，将式(4-3-2)用差分格式代替，求得未知的 $M(i+1/2, j, k+1/2)$ 。

$$M_{i+1/2, j}^{k+1/2} = M_{i+1/2, j}^{k-1/2} - gD_{i+1/2, j}^k \frac{\Delta t}{\Delta x} [\eta_{i+1, j}^k - \eta_{i, j}^k] \quad (4-3-3)$$

其中总的水深 $D(i+1/2, j, k)$ 可以表示为：

$$D_{i+1/2, j}^k = h_{i+1/2, j} + \eta_{i+1/2, j}^k = h_{i+1/2, j} + \frac{1}{2} [\eta_{i+1, j}^k + \eta_{i, j}^k] \quad (4-3-4)$$

类似的求解过程运用到 y 方向动量线性方程，求得

$$N_{i, j+1/2}^{k+1/2} = N_{i, j+1/2}^{k-1/2} - gD_{i, j+1/2}^k \frac{\Delta t}{\Delta y} [\eta_{i, j+1}^k - \eta_{i, j}^k] \quad (4-3-5)$$

$$D_{i,j+\frac{1}{2}}^k = h_{i,j+\frac{1}{2}} + \eta_{i,j+\frac{1}{2}}^k = h_{i,j+\frac{1}{2}} + \frac{1}{2} [\eta_{i,j+1}^k + \eta_{i,j}^k] \quad (4-3-6)$$

这里需要说明的是式(4-3-3)、(4-3-5)与原始方程的不同,前者采用 D ,而后者采用 h ,如果 h 远远大于 η ,式(4-3-3)、(4-3-5)能够产生稳定的计算结果,但如果 h 小于 η ,应当注意这种线性求解可能会变得不稳定。

4.3.1.3 动量方程对流项的求解

为了计算的稳定性,动量方程对流项的求解采用逆风向差分格式,用一个简单的对流方程来解释为什么会采用这种差分格式。

$$\frac{\partial F}{\partial t} + C \frac{\partial F}{\partial x} = 0 \quad (4-3-7)$$

系数 C 是传播速度,假定它是常量。对于一阶时间导数,采用向前的差分格式,计算点的设置见图4-2,得到

$$\frac{\partial F}{\partial t} = \frac{1}{\Delta t} \left[F_{i+\frac{1}{2}}^{k+\frac{1}{2}} - F_{i+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} \right] - \frac{\Delta t}{2} \frac{\partial^2 F}{\partial t^2} + O(\Delta t^2) \quad (4-3-8)$$

对于空间导数采用中心差分

$$C \frac{\partial F}{\partial x} = \frac{C}{2\Delta x} \left[F_{i+\frac{3}{2}}^{k-\frac{1}{2}} - F_{i-\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} \right] + O(\Delta x^2) \quad (4-3-9)$$

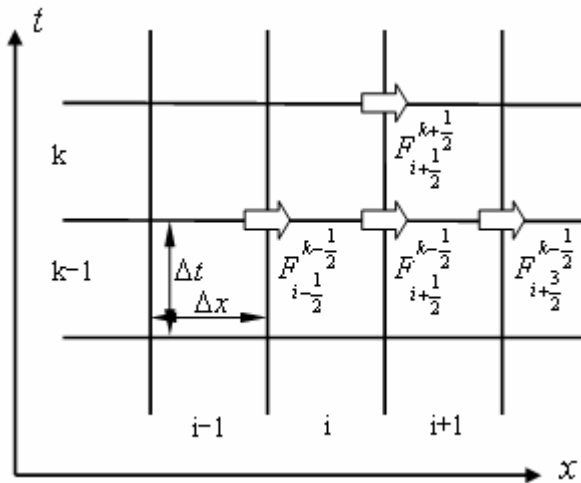


图4-2 动量方程对流项计算点的设置

取式(4-3-8)、(4-3-9)等号右边第一项代入式(4-3-7)，得到未知项 $F(i+1/2, k+1/2)$

$$F_{i+\frac{1}{2}}^{k+\frac{1}{2}} = F_{i+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} - C \frac{\Delta t}{2\Delta x} \left[F_{i+\frac{3}{2}}^{k-\frac{1}{2}} - F_{i-\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} \right] \quad (4-3-10)$$

那么反过来有了式(4-3-10)，再将式(4-3-8)、(4-3-9)分别代入到式(4-3-10)，得到有截断误差 $(\Delta x^2 + \Delta t^2)$ 的式(4-3-11)。

$$\frac{\partial F}{\partial t} + \frac{\Delta t}{2} \frac{\partial^2 F}{\partial t^2} + C \frac{\partial F}{\partial x} = 0 \quad (4-3-11)$$

根据式(4-3-7)得到时间的二阶导数表达式

$$\frac{\partial^2 F}{\partial t^2} = \frac{\partial}{\partial t} \left(-C \frac{\partial F}{\partial x} \right) = C^2 \frac{\partial^2 F}{\partial x^2} \quad (4-3-12)$$

将上式代入(4-3-11)得到扩散方程，其中扩散系数是负的。

$$\frac{\partial F}{\partial t} + C \frac{\partial F}{\partial x} = -\frac{\Delta t}{2} C^2 \frac{\partial^2 F}{\partial x^2} \quad (4-3-13)$$

负的扩散将导致堆积舍入误差使计算不稳定，因此，式(4-3-10)是一个不稳定的差分格式。

为了获得一个稳定的差分格式，把空间导数项用向前或者是向后的差分近似。

用向前的差分，有

$$C \frac{\partial F}{\partial x} = \frac{C}{\Delta x} \left[F_{i+\frac{3}{2}}^{k-\frac{1}{2}} - F_{i+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} \right] - \frac{\Delta x}{2} C \frac{\partial^2 F}{\partial x^2} + O(\Delta x^2) \quad (4-3-14)$$

用向后的差分，有

$$C \frac{\partial F}{\partial x} = \frac{C}{\Delta x} \left[F_{i+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} - F_{i-\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} \right] + \frac{\Delta x}{2} C \frac{\partial^2 F}{\partial x^2} + O(\Delta x^2) \quad (4-3-15)$$

还是按照上述的方法，得到有截断误差 $(\Delta x^2 + \Delta t^2)$ 的扩散方程，当采用向前差分时为

$$\frac{\partial F}{\partial t} + C \frac{\partial F}{\partial x} = -\frac{C}{2}(C\Delta t + \Delta x) \frac{\partial^2 F}{\partial x^2} \quad (4-3-16)$$

当采用向后差分时为

$$\frac{\partial F}{\partial t} + C \frac{\partial F}{\partial x} = \frac{C}{2}(-C\Delta t + \Delta x) \frac{\partial^2 F}{\partial x^2} \quad (4-3-17)$$

这样，为了保证扩散系数为正（也就是确保计算的稳定性），在 C 为正的情况下，选用向后的差分；在 C 为负的情况下，选用向前的差分，并设置 $\Delta x / \Delta t \geq |C|$ 。

这就是为什么这种格式称为逆风差分的缘故了，差分格式取决于流量的方向。方程(4-2-7)、(4-2-8)中的对流项采用上述逆风差分格式可表示成：

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) = \frac{1}{\Delta x} \left[\lambda_{11} \frac{\left(M_{i+\frac{3}{2},j}^{k-\frac{1}{2}} \right)^2}{D_{i+\frac{3}{2},j}^{k-\frac{1}{2}}} + \lambda_{21} \frac{\left(M_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}} \right)^2}{D_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}}} + \lambda_{31} \frac{\left(M_{i-\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}} \right)^2}{D_{i-\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}}} \right] \quad (4-3-18)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) = \frac{1}{\Delta y} \left[v_{11} \frac{M_{i+\frac{1}{2},j+1}^{k-\frac{1}{2}} N_{i+\frac{1}{2},j+1}^{k-\frac{1}{2}}}{D_{i+\frac{1}{2},j+1}^{k-\frac{1}{2}}} + v_{21} \frac{M_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}} N_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}}}{D_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}}} + v_{31} \frac{M_{i+\frac{1}{2},j-1}^{k-\frac{1}{2}} N_{i+\frac{1}{2},j-1}^{k-\frac{1}{2}}}{D_{i+\frac{1}{2},j-1}^{k-\frac{1}{2}}} \right] \quad (4-3-19)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) = \frac{1}{\Delta x} \left[\lambda_{12} \frac{M_{i+1,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} N_{i+1,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}}}{D_{i+1,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}}} + \lambda_{22} \frac{M_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} N_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}}}{D_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}}} + \lambda_{32} \frac{M_{i-1,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} N_{i-1,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}}}{D_{i-1,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}}} \right] \quad (4-3-20)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) = \frac{1}{\Delta y} \left[\nu_{12} \frac{\left(N_{i,j+\frac{3}{2}}^{k-\frac{1}{2}} \right)^2}{D_{i,j+\frac{3}{2}}^{k-\frac{1}{2}}} + \nu_{22} \frac{\left(N_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} \right)^2}{D_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}}} + \nu_{32} \frac{\left(N_{i,j-\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} \right)^2}{D_{i,j-\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}}} \right] \quad (4-3-21)$$

其中,

$$\begin{aligned} M_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}} &\geq 0, \quad \lambda_{11} = 0, \quad \lambda_{21} = 1, \quad \lambda_{31} = -1 \\ &< 0, \quad \lambda_{11} = 1, \quad \lambda_{21} = -1, \quad \lambda_{31} = 0 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} N_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}} &\geq 0, \quad \nu_{11} = 0, \quad \nu_{21} = 1, \quad \nu_{31} = -1 \\ &< 0, \quad \nu_{11} = 1, \quad \nu_{21} = -1, \quad \nu_{31} = 0 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} M_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} &\geq 0, \quad \lambda_{12} = 0, \quad \lambda_{22} = 1, \quad \lambda_{32} = -1 \\ &< 0, \quad \lambda_{12} = 1, \quad \lambda_{22} = -1, \quad \lambda_{32} = 0 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} N_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} &\geq 0, \quad \nu_{12} = 0, \quad \nu_{22} = 1, \quad \nu_{32} = -1 \\ &< 0, \quad \nu_{12} = 1, \quad \nu_{22} = -1, \quad \nu_{32} = 0 \end{aligned}$$

4.3.1.4 动量方程摩擦项的求解

当采用显式差分格式时,摩擦项将会引起计算不稳定,因此本文采用隐式差分格式。

$$\frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = \frac{gn^2}{\left(D_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}} \right)^{7/3}} \frac{1}{2} \left(M_{i+\frac{1}{2},j}^{k+\frac{1}{2}} + M_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}} \right) \sqrt{\left(M_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}} \right)^2 + \left(N_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}} \right)^2} \quad (4-3-22)$$

$$\frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = \frac{gn^2}{\left(D_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} \right)^{7/3}} \frac{1}{2} \left(N_{i,j+\frac{1}{2}}^{k+\frac{1}{2}} + N_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} \right) \sqrt{\left(M_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} \right)^2 + \left(N_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} \right)^2} \quad (4-3-23)$$

4.3.1.5 各项求解后总结

方程(4-2-6)~(4-2-8)各项求解后归纳起来使方程表示成:

$$\eta_{i,j}^{k+1} = \eta_{i,j}^k - \frac{\Delta t}{\Delta x} \left[M_{i+\frac{1}{2},j}^{k+\frac{1}{2}} - M_{i-\frac{1}{2},j}^{k+\frac{1}{2}} \right] - \frac{\Delta t}{\Delta y} \left[N_{i,j+\frac{1}{2}}^{k+\frac{1}{2}} - N_{i,j-\frac{1}{2}}^{k+\frac{1}{2}} \right] \quad (4-3-24)$$

$$\begin{aligned} M_{i+\frac{1}{2},j}^{k+\frac{1}{2}} = & \frac{1}{1 + {}^x\mu_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}}} \left[\left(1 - {}^x\mu_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}} \right) M_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}} - \frac{\Delta t}{\Delta x} \left\{ \lambda_{11} \frac{\left(M_{i+\frac{3}{2},j}^{k-\frac{1}{2}} \right)^2}{D_{i+\frac{3}{2},j}^{k-\frac{1}{2}}} + \lambda_{21} \frac{\left(M_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}} \right)^2}{D_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}}} \right. \right. \\ & + \lambda_{31} \frac{\left(M_{i-\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}} \right)^2}{D_{i-\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}}} \left. \right\} - \frac{\Delta t}{\Delta y} \left\{ v_{11} \frac{M_{i+\frac{1}{2},j+1}^{k-\frac{1}{2}} N_{i+\frac{1}{2},j+1}^{k-\frac{1}{2}}}{D_{i+\frac{1}{2},j+1}^{k-\frac{1}{2}}} + v_{21} \frac{M_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}} N_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}}}{D_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}}} \right. \\ & \left. \left. + v_{31} \frac{M_{i+\frac{1}{2},j-1}^{k-\frac{1}{2}} N_{i+\frac{1}{2},j-1}^{k-\frac{1}{2}}}{D_{i+\frac{1}{2},j-1}^{k-\frac{1}{2}}} \right\} - g D_{i+\frac{1}{2},j}^k \frac{\Delta t}{\Delta x} \{ \eta_{i+1,j}^k - \eta_{i,j}^k \} \right] \end{aligned} \quad (4-3-25)$$

$$\begin{aligned} N_{i,j+\frac{1}{2}}^{k+\frac{1}{2}} = & \frac{1}{1 + {}^y\mu_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}}} \left[\left(1 - {}^y\mu_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} \right) N_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} - \frac{\Delta t}{\Delta x} \left\{ \lambda_{12} \frac{M_{i+1,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} N_{i+1,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}}}{D_{i+1,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}}} + \lambda_{22} \frac{M_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} N_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}}}{D_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}}} \right. \right. \\ & + \lambda_{32} \frac{M_{i-1,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} N_{i-1,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}}}{D_{i-1,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}}} \left. \right\} - \frac{\Delta t}{\Delta y} \left\{ v_{12} \frac{\left(N_{i,j+\frac{3}{2}}^{k-\frac{1}{2}} \right)^2}{D_{i,j+\frac{3}{2}}^{k-\frac{1}{2}}} + v_{22} \frac{\left(N_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} \right)^2}{D_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}}} + v_{32} \frac{\left(N_{i,j-\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} \right)^2}{D_{i,j-\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}}} \right\} \\ & - g D_{i,j+\frac{1}{2}}^k \frac{\Delta t}{\Delta y} \{ \eta_{i,j+1}^k - \eta_{i,j}^k \} \end{aligned} \quad (4-3-26)$$

其中

$${}^x\mu_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}} = \frac{1}{2} \frac{gn^2}{\left(D_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}}\right)^{7/3}} \sqrt{\left(M_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}}\right)^2 + \left(N_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}}\right)^2} \quad (4-3-27)$$

$${}^y\mu_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} = \frac{1}{2} \frac{gn^2}{\left(D_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}}\right)^{7/3}} \sqrt{\left(M_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}}\right)^2 + \left(N_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}}\right)^2} \quad (4-3-28)$$

$$D_{i+\frac{1}{2},j}^k = \frac{1}{2} (D_{i+1,j}^k + D_{i,j}^k) = \frac{1}{2} (\eta_{i+1,j}^k + \eta_{i,j}^k) + h_{i+\frac{1}{2},j} \quad (4-3-29)$$

$$\begin{aligned} D_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}} &= \frac{1}{4} (D_{i+1,j}^k + D_{i+1,j}^{k-1} + D_{i,j}^k + D_{i,j}^{k-1}) \\ &= \frac{1}{4} (\eta_{i+1,j}^k + \eta_{i+1,j}^{k-1} + \eta_{i,j}^k + \eta_{i,j}^{k-1}) + h_{i+\frac{1}{2},j} \end{aligned} \quad (4-3-30)$$

$$D_{i,j+\frac{1}{2}}^k = \frac{1}{2} (D_{i,j+1}^k + D_{i,j}^k) = \frac{1}{2} (\eta_{i,j+1}^k + \eta_{i,j}^k) + h_{i,j+\frac{1}{2}} \quad (4-3-31)$$

$$\begin{aligned} D_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} &= \frac{1}{4} (D_{i,j+1}^k + D_{i,j+1}^{k-1} + D_{i,j}^k + D_{i,j}^{k-1}) \\ &= \frac{1}{4} (\eta_{i,j+1}^k + \eta_{i,j+1}^{k-1} + \eta_{i,j}^k + \eta_{i,j}^{k-1}) + h_{i,j+\frac{1}{2}} \end{aligned} \quad (4-3-32)$$

λ 和 ν 见4.3.1.3所述。

4.3.2 条件确定

4.3.2.1 初始条件

本文研究的海洋运动仅仅针对海啸波，未包括风浪和潮汐，因此 $k-1/2$ 时刻的动量为零，初始条件的设置也就为：

$$\eta_{i,j}^{k-1}, M_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}}, N_{i,j+\frac{1}{2}}^{k-\frac{1}{2}} = 0 \quad (4-3-33)$$

在海岸的爬高计算中，设 η 的初始值 $\eta(i,j,k-1)$ 等于地表高程 $h_{i,j}$ 的相反值

$$\eta_{i,j}^{k-1} = -h_{i,j}$$

这里要注意的是, $h_{i,j}$ 的值是负数。

4.3.2.2 外海开边界上的简谐波列设置

下面, 给出外海开边界上向前正弦波列的输入方法。实际上, 外海开边界上的海水运动不仅仅是由正弦波引起的, 而是向前和向后的正弦波列共同引起的。如果边界上的正弦运动直接给出, 那么反射波就不能自由地通过边界, 将引起受迫振动。在开边界上, 必须允许反射波能自由地通过边界、跳出计算区域。下面将运用特征线法解决这个问题。

首先考虑一维情况, 假定水深 h 为常数, 线性长波方程可表示为

$$\frac{\partial u}{\partial t} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (4-3-34)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + h \frac{\partial u}{\partial x} = 0 \quad (4-3-35)$$

式(4-3-34)可写成

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \sqrt{gh} \frac{\partial}{\partial x} \left(\sqrt{\frac{g}{h}} \eta \right) = 0 \quad (4-3-36)$$

式(4-3-35)可写成

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\sqrt{\frac{g}{h}} \eta \right) + \sqrt{gh} \frac{\partial u}{\partial x} = 0 \quad (4-3-37)$$

将上面两式相加或相减得到

$$\left\{ \frac{\partial}{\partial t} \pm \sqrt{gh} \frac{\partial}{\partial x} \right\} \left(u \pm \sqrt{\frac{g}{h}} \eta \right) = 0 \quad (4-3-38)$$

从上式又可以得到

$$\text{在 } \frac{dx}{dt} = \pm \sqrt{gh} \text{ 时, 有 } u \pm \sqrt{\frac{g}{h}} \eta = \text{Const} \quad (4-3-39)$$

这样就产生了满足 $dx/dt = \pm \sqrt{gh}$ 关系的两特征线族, 下面就利用特征线法求 $(i+1/2, j, k+1/2)$ 点处 M 的值, 假设有一简谐波列沿 X 负方向传播,

波前在 $x = x_0$ 、 $t = 0$ 处，从图3-4中可以得到：

$$\text{沿正向特征线} \quad u_2 + \sqrt{\frac{g}{h}}\eta_2 = u_1 + \sqrt{\frac{g}{h}}\eta_1 \quad (4-3-40)$$

$$\text{沿负向特征线} \quad u_2 - \sqrt{\frac{g}{h}}\eta_2 = u_0 - \sqrt{\frac{g}{h}}\eta_0 \quad (4-3-41)$$

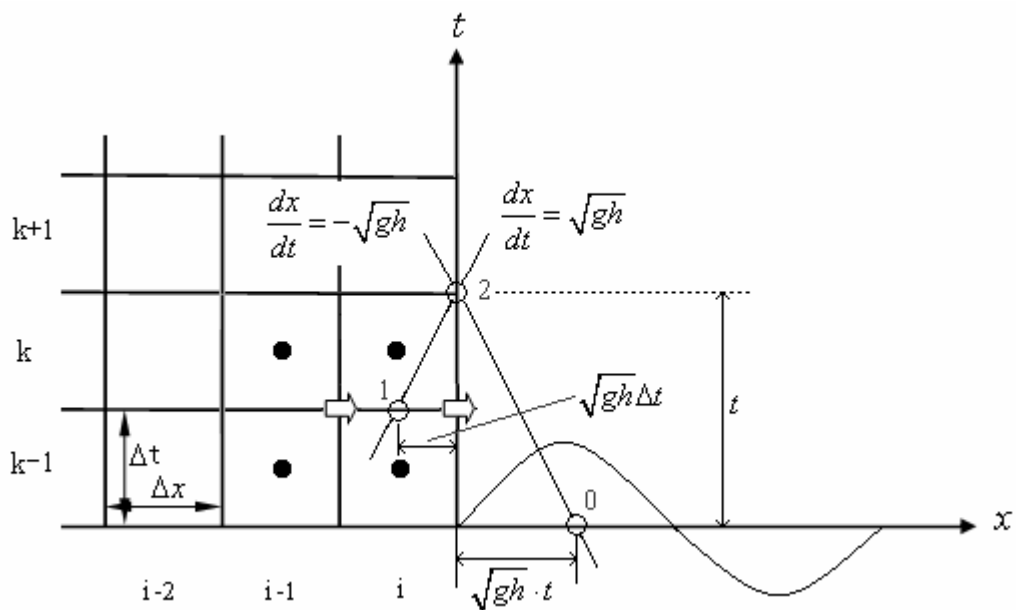


图4-3 简谐波列通过时的开边界及特征线描述

由于波沿 X 负方向传播，0 点处的水平波速 u_0 与水位 η_0 满足如下关系：

$$u_0 = -\sqrt{\frac{g}{h}}\eta_0$$

把上式代入(4-3-41)可得

$$u_2 - \sqrt{\frac{g}{h}}\eta_2 = 2u_0 \quad (4-3-42)$$

把(4-3-42)代入(4-3-40)可得

$$u_2 = u_0 + \frac{1}{2}(u_1 + \sqrt{\frac{g}{h}}\eta_1) \quad (4-3-43)$$

假设入射波可以写成如下形式：

$$\eta_0 = a \cdot \sin(k_0(x - x_0)) \quad (4-3-44)$$

其中， k_0 为波数，那么相应的波速为

$$u_0 = a\sqrt{\frac{g}{h}} \sin(k_0(x - x_0)) = a\sqrt{\frac{g}{h}} \sin(k_0\sqrt{gh}t) \quad (4-3-45)$$

因此，边界上 u_2 的值由两部分组成

$$u_2 = a\sqrt{\frac{g}{h}} \sin(k_0\sqrt{gh}t) + \frac{1}{2}(u_1 + \sqrt{\frac{g}{h}}\eta_1) \quad (4-3-46)$$

其中，右边第一项为给定的入射波列，第二项为反射波列，若式(4-3-46)用波的流量来表示，则可得

$$M_{i+\frac{1}{2},j}^{k+\frac{1}{2}} = a\sqrt{gh} \sin(k_0\sqrt{gh}(k+\frac{1}{2})\Delta t) + \frac{1}{2}(M_1 + \sqrt{gh}\eta_1) \quad (4-3-47)$$

其中 M_1 和 η_1 可由下面式子表示

$$M_1 = \frac{1}{\Delta x} \left[\sqrt{gh}\Delta t M_{i-\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}} + (\Delta x - \sqrt{gh}\Delta t) M_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}} \right]$$

$$\eta_1 = \frac{1}{\Delta x} \left[\frac{1}{2}(\sqrt{gh}\Delta t - \frac{\Delta x}{2})(\eta_{i-1,j}^k - \eta_{i-1,j}^{k-1}) + \frac{1}{2}(\frac{3}{2}\Delta x - \sqrt{gh}\Delta t)(\eta_{i,j}^k - \eta_{i,j}^{k-1}) \right]$$

M_1 的值是由 $M_{i-\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}}$ 与 $M_{i+\frac{1}{2},j}^{k-\frac{1}{2}}$ 通过线性插值得到的， η_1 的值是由 $\eta_{i-1,j}^k$ 、 $\eta_{i-1,j}^{k-1}$ 、 $\eta_{i,j}^k$ 、 $\eta_{i,j}^{k-1}$ 通过线性插值得到的，见图 4-3。

二维情况下，特征线就成为特征面。不同于二维情况，二维情况的波的传播方向应谨慎确定。通常情况下，入射波的传播方向是给定不变的，因而负向特征线方向是确定的。另一方面，对应于反射波的正向特征线方

向可能有别于入射波。正向特征曲线的方向由 $M(i,j,k-1/2)$ 和 $N(i,j,k-1/2)$ 的方向确定。如此，正负特征曲线计算方法等同于一维情况，都是要考虑它们的传播方向。

4.3.2.3 波自由传播时的开边界条件

现在给出一方法使波能自由的通过开边界，跳出计算区域。仍采用上述的特征线法，只是在边界 $x = x_0$ 处有：

$$u_0 = h_0 = 0 \text{ 以及 } u_1 = \sqrt{\frac{g}{h}} \eta_1$$

因此，

$$u_2 = u_1, \quad M_{i+\frac{1}{2},j}^{k+\frac{1}{2}} = M_1$$

4.3.2.4 波爬高阶段的边界条件

波的爬高在线性计算中不考虑，仅仅在非线性计算中考虑。根据总水深判断计算单元是被淹没还是未被淹没。

$$\begin{aligned} \text{当 } D = h + \eta > 0 \text{ 时, 单元被淹没} \\ \leq 0 \text{ 时, 单元未被淹没} \end{aligned}$$

当波前位于淹没和未淹没单元之间时，只有当未淹没单元中的地面高度低于淹没单元中的水深时，越过边界的流量才需要计算，其他情况下流量设为零。

4.3.2.5 波越过结构时的边界条件

当波越过计算区域内的防波堤和海堤时，越过结构的流量通过下式给出：

$$\begin{aligned} Q &= \mu h_1 \sqrt{2gh_1} & \text{当 } h_2 \leq \frac{2}{3} h_1 \text{ 时} \\ Q &= \mu' h_1 \sqrt{2g(h_1 - h_2)} & \text{当 } h_2 > \frac{2}{3} h_1 \text{ 时} \end{aligned}$$

其中 h_1 和 h_2 分别为越过结构的前后水深， $\mu=0.35$ ， $\mu'=2.6\mu$ 。

4.3.3 计算区域的连续性

4.3.3.1 数值计算中区域连续的必要性

在诸如风暴潮和海啸的长波数值计算中，建议在容易和精确给出边界条件的深海设置开放的边界。另外，为了提高CPU的运行效率，节省计算时间，一方面建议恰当地运用线性和非线性理论，这就要根据非线性现象的程度来确定了；另一方面，在深海采用粗栅格，近海岸区域采用细栅格。

这就需要满足不同栅格长度区域边界上的计算连续性。

本文方程属于波动方程，故为了数值计算的稳定性，应该满足CFL条件：

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} \geq \sqrt{2gh_{\max}} \quad (4-3-48)$$

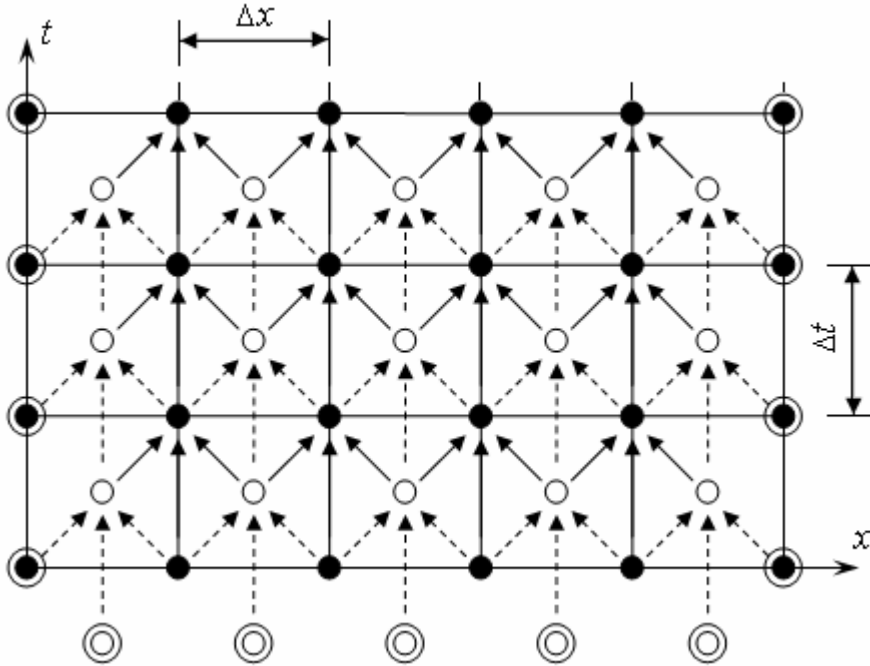
其中 Δt 和 Δx 分别为时间和空间的栅格长度， $h_{\max}$ 是计算区域内的最大静水深度，越接近海岸， $h_{\max}$ 变得越小，那么当保持 Δt 为常数时满足CFL条件的 Δx 就更小。如果数值模拟中不包括爬高阶段的计算，确定空间和时间的栅格长度会很容易；但如果考虑爬高计算，仅仅通过改变空间栅格长度是非常难以满足CFL条件的。在这种情况下，不同的计算区域不仅 Δx 需要变化而且 Δt 也要变化。

下面，为了计算的连续性，给出满足不同时间和空间栅格长度的水位与流量连续的方法。

4.3.3.2 Δx 变化时的区域连续性

空间问题通常需考虑三个变量， x 、 y 、 t 。这一节先假定 Δt 是常量，空间栅格长度 Δx 是变化的。(a)部分描述一维情况，(b)部分描述二维情况。

(a) 一维情况下 Δt 固定而 Δx 变化时的区域连续性



(a) 一维情况下 Δx 不变化时的网格图

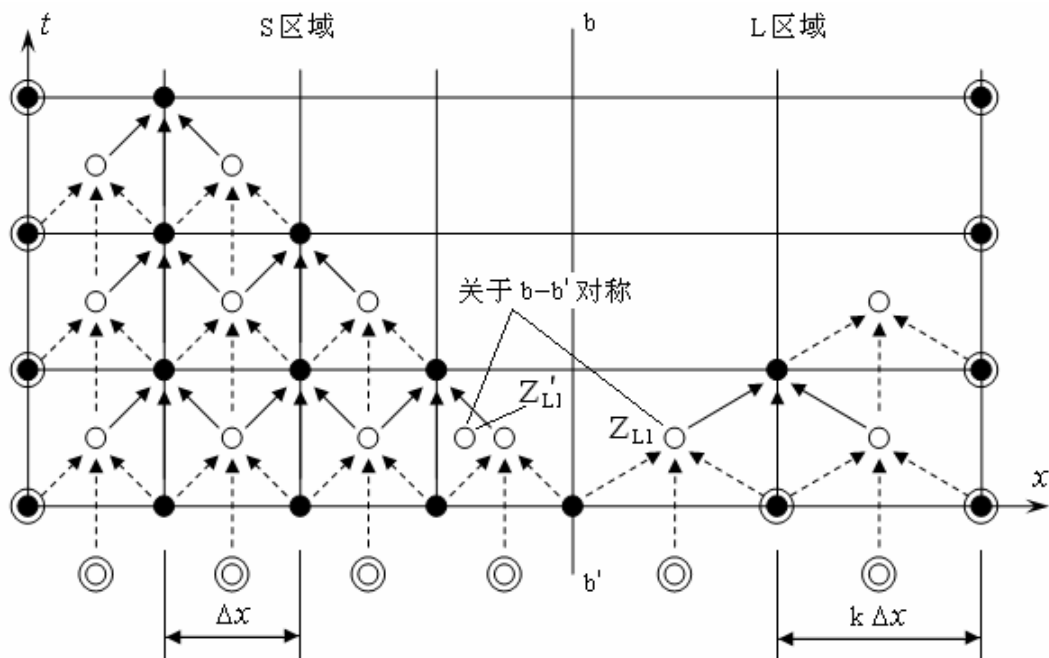
(b) 一维情况下 Δx 变化时的区域连续性情况

图4-4 x-t坐标下一维情况的计算区域连续性

图4-4显示x-t体系中一维情况的计算区域的连续性，实线箭头表示流量计算路径，虚线箭头表示水位计算路径。实心圆表示流量的计算点，空心圆表示水位的计算点。双圆圈表示计算的初始条件或边界条件。

图4-4(a)是当整个计算区域 Δx 不变化时的网格图；图4-4(b)是 Δx 变化时的区域连续性情况，在S区域（小栅格区域）也就是 $b-b'$ 线左边，空间栅格长度为 Δx ；在L区域（大栅格区域），空间栅格长度相对较大，等于 $k\Delta x$ ($k>1$)。每个区域的计算过程及计算方法在章节4.3.1中已给出。

边界 $b-b'$ 上的流量计算，可以在S区域也可以在L区域计算，现在假设在L区域计算。如果要求解 $t=1$ 时刻边界 $b-b'$ 上的流量，首先应该知道 Z_{L1} ，以及对应于 Z_{L1} 的关于 $b-b'$ 对称的S区域内的 Z'_{L1} ，在计算 Z'_{L1} 时可能会采用插值法。为了避免插值，可以设定 k 为奇数，这样 Z'_{L1} 在S区域内可以直接求得。

下面作如下规定：

- (1) 系数 $k=3$ ；
- (2) 为保证计算的连续性，跨过边界 $b-b'$ ，在S区域内额外需要一个L区域内的单元；
- (3) 同样跨过边界 $b-b'$ ，在L区域内额外需要一个S区域内的单元。

按以上所述过程，一维情况下 Δt 固定而 Δx 变化时的区域连续性的计算过程如下：

- (1) 先假定 $(k-1)\Delta t$ 时刻的水位和 $(k-1/2)\Delta t$ 时刻的流量已知，见图4-5， $b-b'$ 为大小网格间的界限，现在要求解 $k\Delta t$ 时刻的水位和 $(k+1/2)\Delta t$ 时刻的流量；
- (2) 在各区域分别运用连续方程求得 $k\Delta t$ 时刻的水位，见图4-6；
- (3) 把 $Z(IS+2,k)$ 的值赋给 $Z(IE,k)$ ，见图4-7；
- (4) 在各区域分别运用动量方程求得 $(k+1/2)\Delta t$ 时刻的流量，见图4-8；
- (5) 把 $M(IE-1/2,k+1/2)$ 的值赋给 $M(IS+1/2,k+1/2)$ ，见图4-7。这样就完成了一个时间步长内的水位与流量计算。

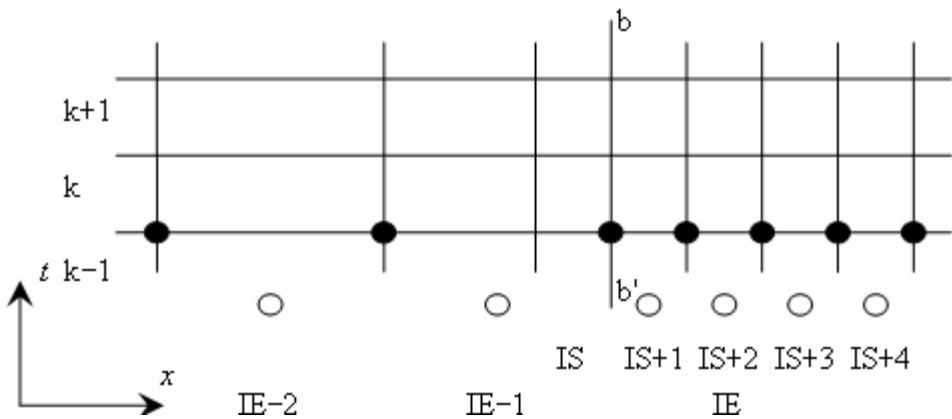


图4-5 $k=3$ 且 Δt 固定时一维情况下的网格设置
(空心圆表示水位计算点，实心圆表示流量计算点)

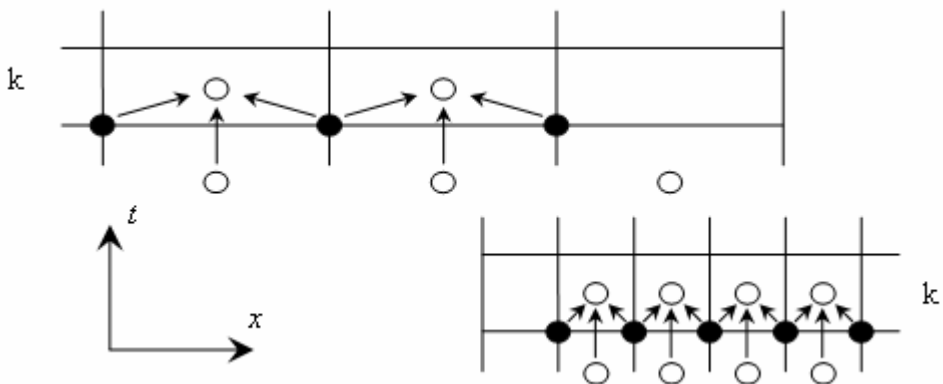


图4-6 $k\Delta t$ 时刻的水位计算

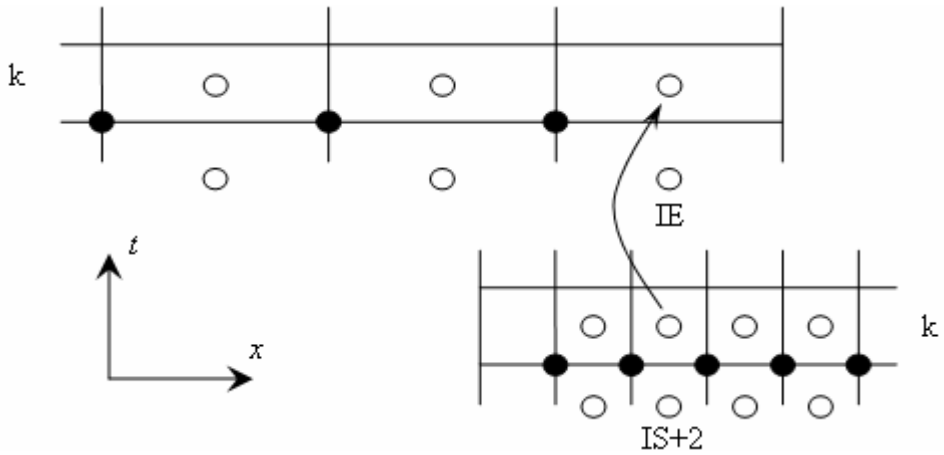


图4-7 $Z(IS+2, k)$ 的值赋给 $Z(IE, k)$

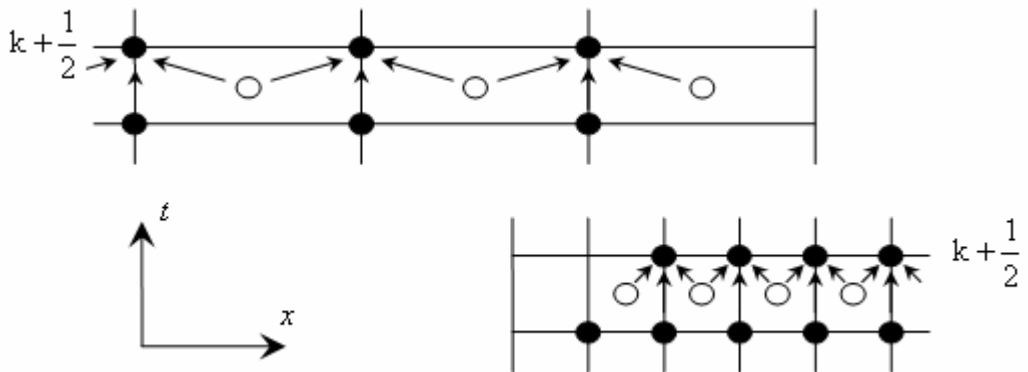


图4-8 $(k+1/2)\Delta t$ 时刻的流量计算

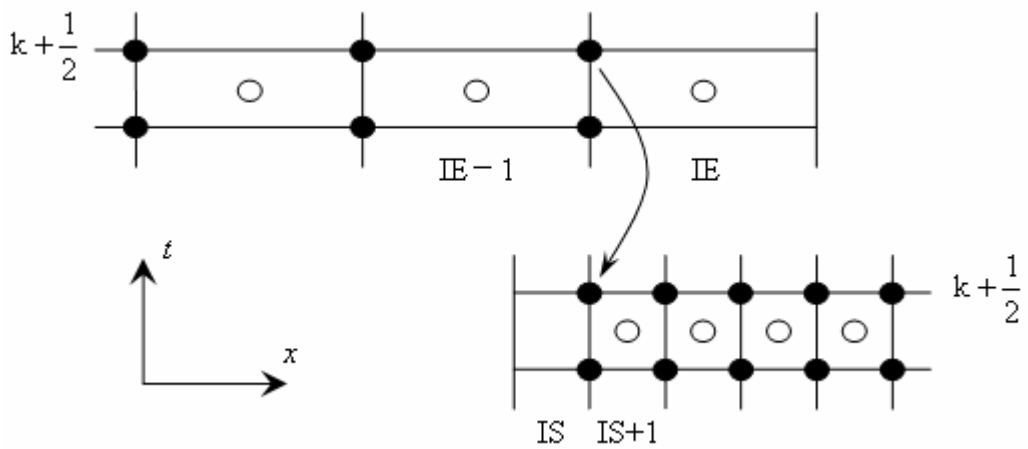


图4-9 $M(IE-1/2, k+1/2)$ 的值赋给 $M(IS+1/2, k+1/2)$

(b) 二维情况下 Δt 固定而 Δx 变化时的区域连续性

二维情况采用与一维情况类似的方法，即：S区域内靠近 $b-b'$ 的计算点的水位值赋给L区域内相同位置的计算点；L区域内靠近 $b-b'$ 的计算点的流量值赋给S区域内相同位置的计算点。图4-10描述了二维情况下的这一过程，单圆圈表示小网格区域的水位计算点，双圆圈表示大网格区域的水位计算点，小箭头表示小网格区域的流量计算点，大箭头表示大网格区域的流量计算点。取 $k=3$ ，L区域的计算单元延伸入S区域，同样S区域的计算单元延伸入L区域。

按上述方法，确定

$Z(IL, JL) = Z(IS+2, JS+2)$ 或者可取9个小单元的平均值，即

$$Z(IL, JL) = \frac{1}{9} \sum_{i=1}^3 \sum_{j=1}^3 Z(IS+i, JS+j)$$

流量的连接采用插值的方法，分内插和外插两种情况：

(1) 外插，如计算点 $(IS, JS+1/2)$ 、 $(IS+1, JS+1/2)$

$$M(IS, JS+1/2) = (5.0 \times M(IL, JL-1/2) - 2.0 \times M(IL+1, JL-1/2)) / 3.0$$

(2) 内插，如计算点 $(IS+2, JS+1/2) \sim (IS+10, JS+1/2)$ ，如果不存在 $(IL+3)$ 即 $(IL+2)$ 已到达L区域边界，那么 $(IS+9, JS+1/2)$ 、 $(IS+10, JS+1/2)$ 就必须采用外插法了。

$$M(IS+3, JS+1/2) = (2.0 \times M(IL, JL-1/2) + 1.0 \times M(IL+1, JL-1/2)) / 3.0$$

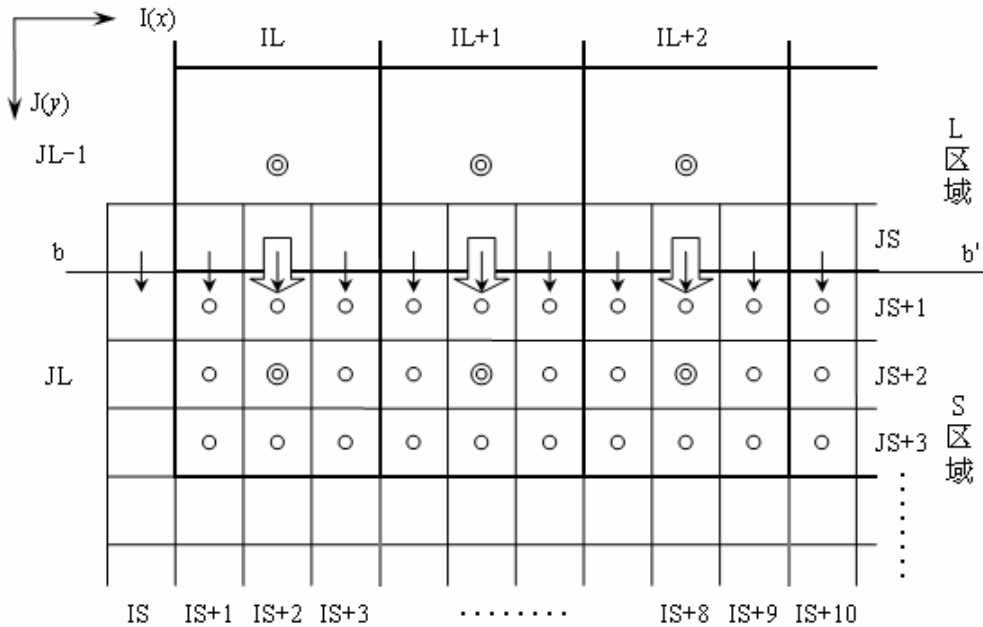


图4-10 $k=3$ 且 Δt 固定时二维情况下的区域连续性

4.3.3.3 Δt 变化时的区域连续性

先考虑一维情况，考虑两种状态， Δt 变化时 Δx 固定， Δt 变化时 Δx 也变化。为了计算稳定、方便，还是选取 $k=3$ ，即时间步长从 $3\Delta t$ 变化到 Δt 。

(a) 一维情况下 Δt 变化 Δx 固定时的区域连续性

一维情况下 Δt 变化 Δx 固定时的区域连续性计算过程大致为：

(1) 在 $3\Delta t$ 时间步长下，按照连续方程，运用 $k\Delta t$ 时刻的水位值和 $(k+3/2)\Delta t$ 时刻的流量值计算 $(k+3)\Delta t$ 时刻的水位值，见图4-11；

(2) 采用线性插值，内插 $(k+3)\Delta t$ 时刻和 $k\Delta t$ 时刻的水位值，得到 $(k+2)\Delta t$ 时刻的水位值，见图4-12。说明一下， $(k+2)\Delta t$ 时刻的水位值也可以通过线性外插 $(k-3)\Delta t$ 时刻和 $k\Delta t$ 时刻的水位值得到，但为了计算的准确性，减少误差，采用了线性内插。

(3) 在 Δt 时间步长下，按照流量方程，计算 $(k+5/2)\Delta t$ 时刻的流量值，见图4-13。

(4) 在 Δt 时间步长下，分别按照连续方程和流量方程，计算 $(k+3)\Delta t$ 时刻以后的水位值和流量值，见图4-14。

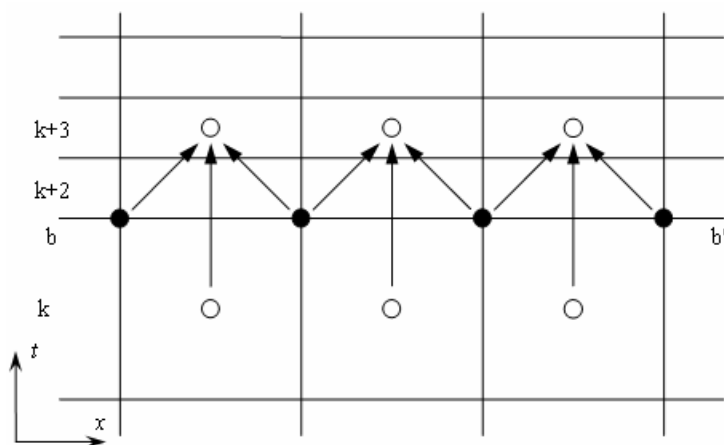


图4-11 $3\Delta t$ 时间步长时计算 $(k+3)\Delta t$ 时刻的水位值

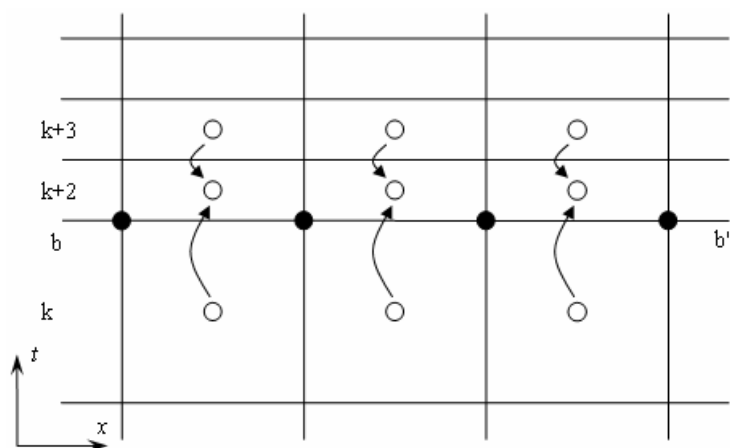


图4-12 采用内插法求 $(k+2)\Delta t$ 时刻的水位值

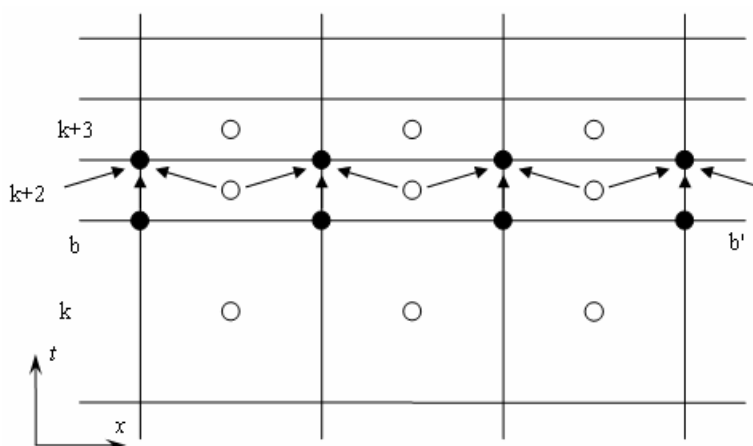


图4-13 Δt 时间步长时计算 $(k+5/2)\Delta t$ 时刻的流量值

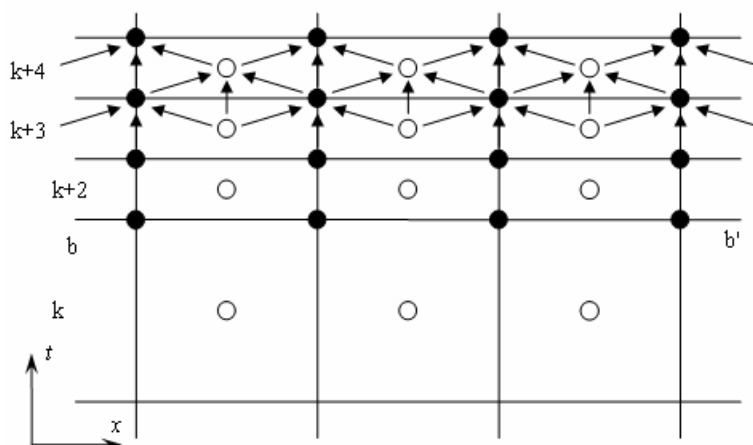


图4-14 Δt 时间步长时按照连续方程和流量方程计算时刻水位值和流量值

(b) 一维情况下 Δt 变化 Δx 也变化时的区域连续性

Δt 变化 Δx 也变化时的区域连续性计算过程其实与 Δt 变化 Δx 固定时是相同的。只是需要说明的是，在空间步长 $3\Delta x$ 区域与 Δx 区域的交界上的流量计算方法，也就是 $b-b'$ 线上的流量计算（见图4-15， M_1 、 M_2 、 M_3 即为所求解的值）。一个循环（ $3\Delta t$ 时间段内）的计算过程表述为：

(1) L区域内，按照连续方程计算 $(k+2)\Delta t$ 时刻的水位值， $(k-1)\Delta t$ 时刻的水位值及 $(k+1/2)\Delta t$ 时刻的流量值假定已知，可以通过上一时间步长的值计算得到；S区域内，按照连续方程计算 $(k+1)\Delta t$ 时刻的水位值， $k\Delta t$ 时刻的水位值及 $(k+1/2)\Delta t$ 时刻的流量值假定已知，可以通过(a)中的方法求得。见图4-15。

(2) S区域内，按照流量方程计算 $(k+3/2)\Delta t$ 时刻的流量值， M_1 的值通过 M' 和 M'' 作线性外插得到，见图4-16。

(3) S区域内，按照连续方程计算 $(k+2)\Delta t$ 时刻的水位值，见图4-17。

(4) S区域内，按照流量方程计算 $(k+5/2)\Delta t$ 时刻的流量值，但 $M(IS+1/2, k+5/2)$ ，无法通过流量方程计算得到；L区域内，将 $Z(IS-1, k+2)$ 的值赋给 $Z(IL-1, k+2)$ 后，按照流量方程计算得到 M_3 。见图4-18。

(5) 通过线性内插 M_3 和 M'' 得到 M_2 ，见图4-19。 M_2 的计算过程不同于 M_1 ，采用线性内插而非线性外插，原因是为了减少计算误差，保持稳定性。

(6) 按照连续方程和流量方程计算 $(k+2)\Delta t$ 时刻以后的水位值和流量值，完成一个循环（ $3\Delta t$ 时间段内）的最后计算过程，见图4-20。

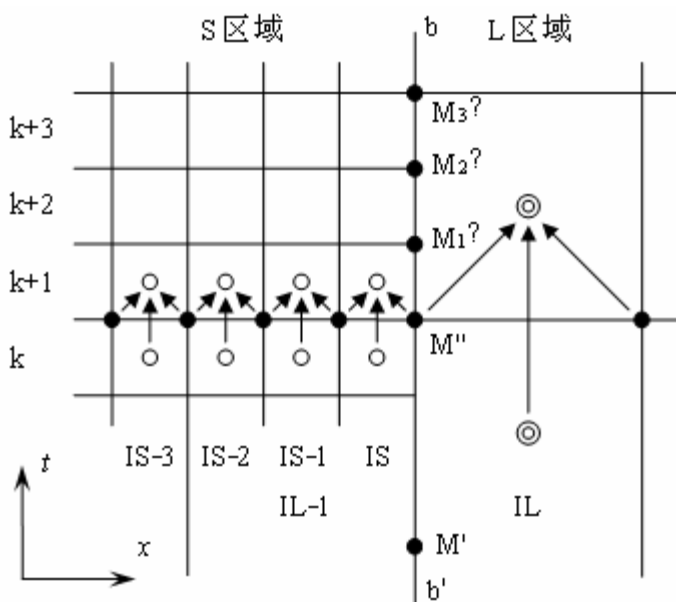


图4-15 Δt 变化 Δx 也变化时的区域连续性计算网格设置，
以及初始值的给定和所求值的标定

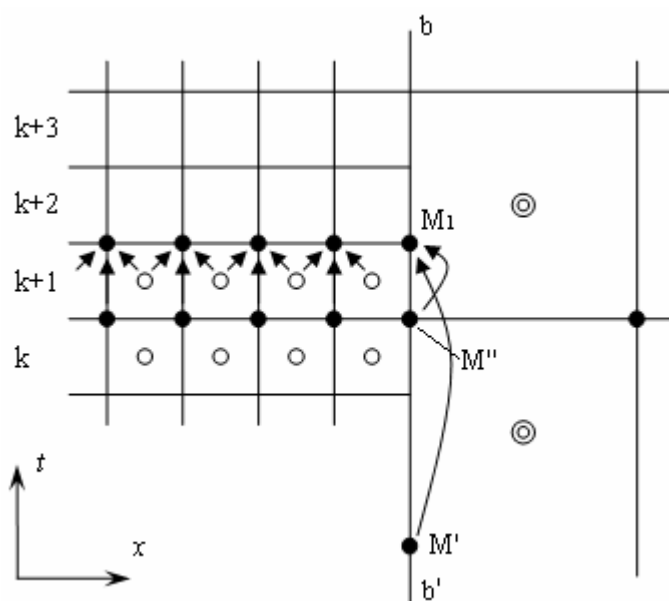


图4-16 Δt 变化 Δx 也变化时的 $(k+3/2)\Delta t$ 时刻的流量值计算

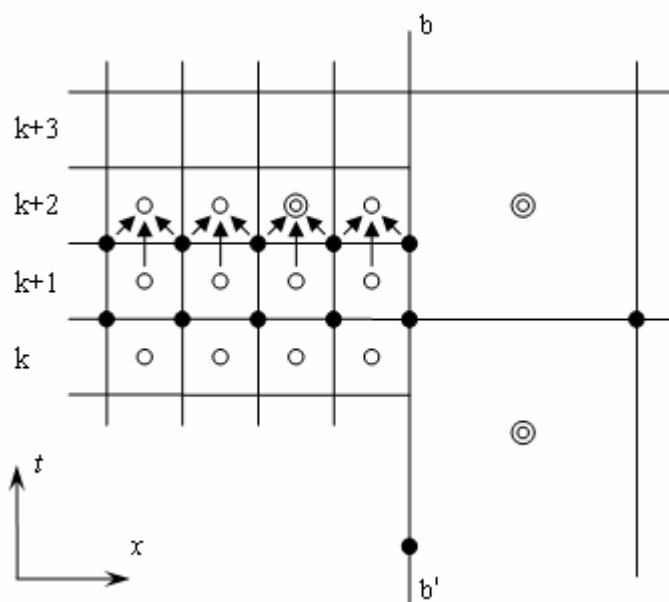


图4-17 Δt 变化 Δx 也变化时的 $(k+2)\Delta t$ 时刻的水位值计算

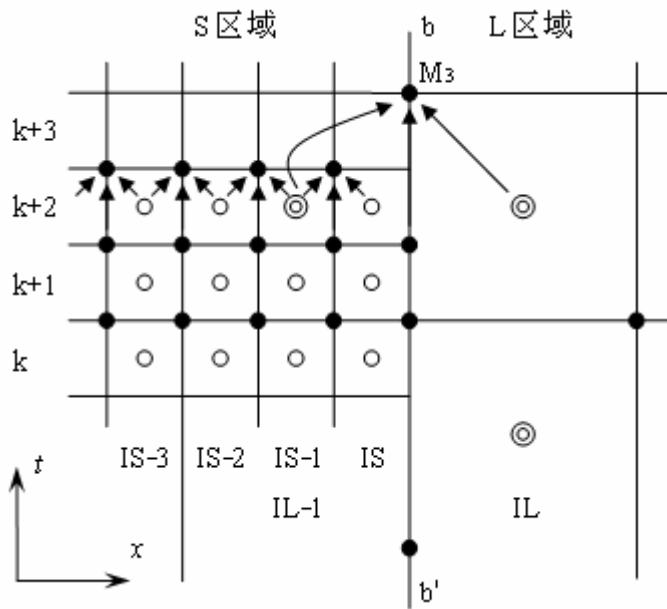


图4-18 Δt 时间步长时按照连续方程和流量方程计算时刻水位值和流量值

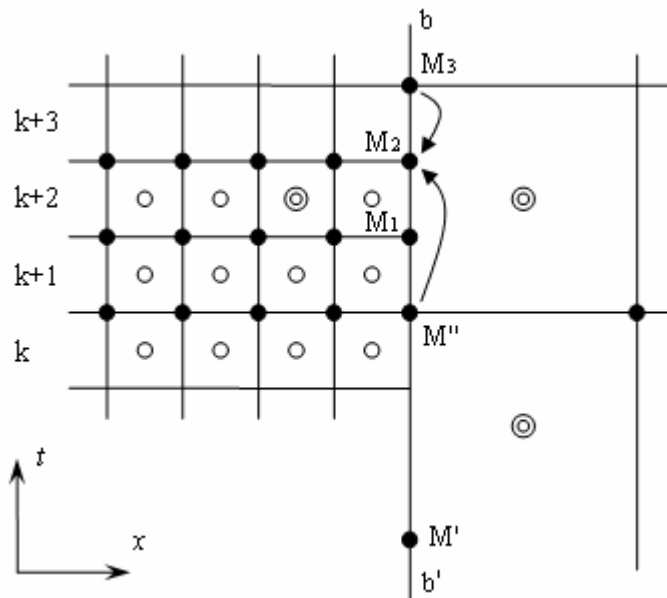


图4-19 线性内插得到 M_2 值

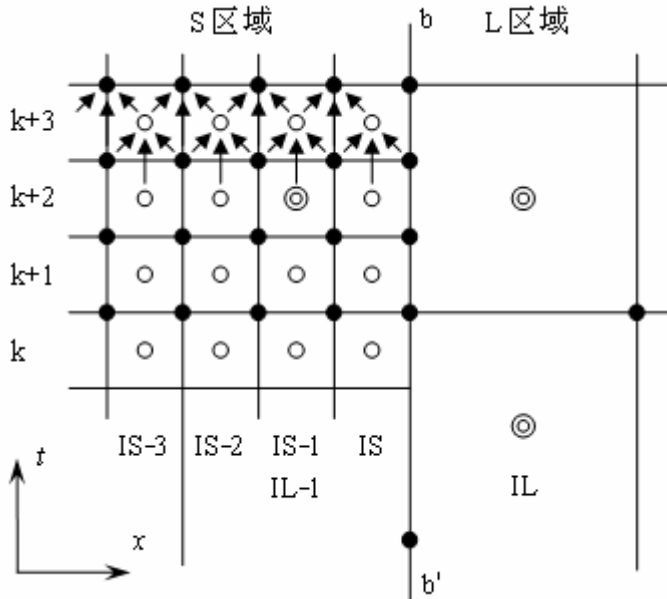


图4-20 按照连续方程和流量方程计算 $(k+2)\Delta t$ 时刻以后的水位值和流量值

4.4 算例

根据以上所述数值模型和数学计算方法,选取2006年12月26日在台湾南部海域发生的海啸进行数值模拟,对计算结果与监测结果进行对比,分析模型的可行性和计算方法的准确性,进一步说明模型是否可用于近场海啸的危险性分析和海啸预警等研究工作;另外假设1960年智利大海啸在琉球群岛附近海域重现,断裂发生在菲律宾板块与欧亚板块交汇处,对这次假想海啸的产生及传播机理进行数值模拟,分析它对中国东部沿海地区产生的影响,争取为以后该地区的海啸危险性分析研究做一些前期的准备。

4.4.1 2006年12月26日台湾南部海域海啸

2006年12月26日在台湾南部海域发生里氏7.2级地震,震中位于E120.6°, N21.9°,另外国家地震局还提供了断层顶部深度 $H=15\text{km}$,地震引发了海啸。此次海啸由于等级小未对我国沿海地区造成影响,但国家海洋局还是监测到了海啸波,为便于计算值与监测值作比较,故而选用此海啸作为算例。下面对这次近场海啸作数值模拟。

首先计算其初始垂直位移场。断层参数采用经验公式计算,即式(2-3-1)~式(2-3-3),结果为:

$$L=50\text{km}, W=25\text{km}, u=1.78\text{m}$$

需要说明的是滑移量 $u=1.75\text{m}$ 是作了修正的,因为采用式(2-3-3)计算得到的结果是偏大的,理由是用此式计算智利海啸和苏门答腊海啸的滑移量,结果偏大。由于缺乏数据,故而只选取智利海啸和苏门答腊海啸来修

正此次台湾海啸，采用取平均值的方法，修正过程见表4-1。其他参数取值如下：

$$\delta = 90^\circ, \theta = 340^\circ, \lambda = 90^\circ$$

其中 δ 的取值对计算结果影响很小^[80]，故假设为 90° ；而 θ 取值与震中附近的海岸线走向相约，见图4-21；因为引发海啸断层必须有一定的竖向位移，故取 λ 的值为 90° 。

表4-1 台湾海啸滑移量计算值修正

事件 选项	智利海啸	苏门答腊海啸	台湾海啸
震级	9.5	9.0	7.2
经验公式计算(m)	35.5	20.0	2.5
最后采用值(m)	24	15	1.78
说明	$1.78 = 2.5 \times [(24/35.5 + 15/20)/2]$		

将上述参数输入第二章中开发的海啸初始垂直位移计算程序，得到计算结果见图4-22～图4-24。

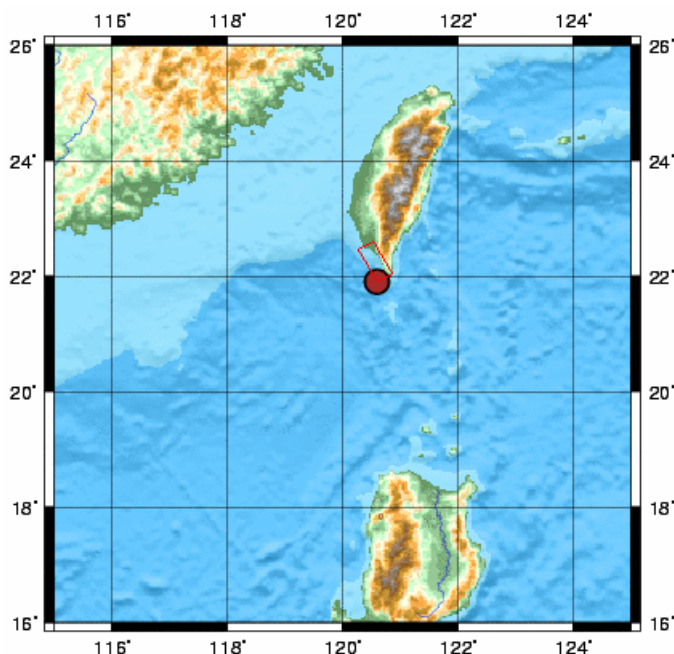


图4-21 2006年12月26日台湾南部海域海啸断层位置

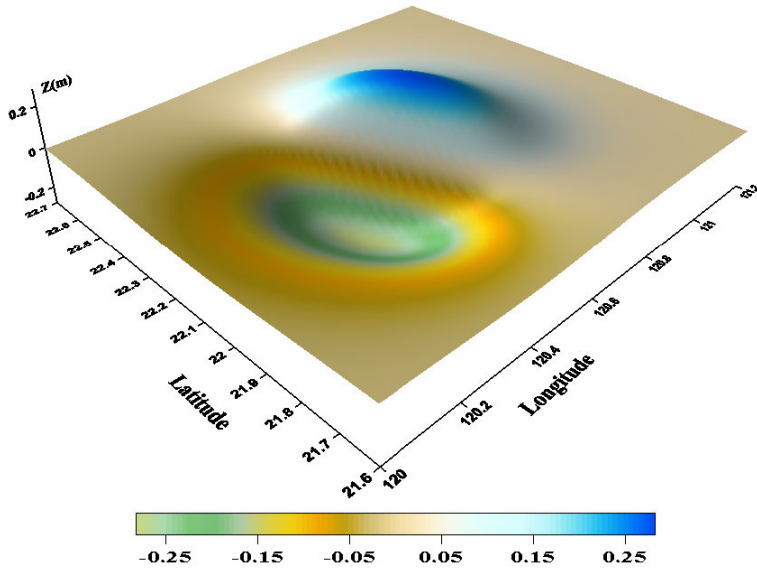


图4-22 台湾南部海域海啸初始位移场三维立体效果图

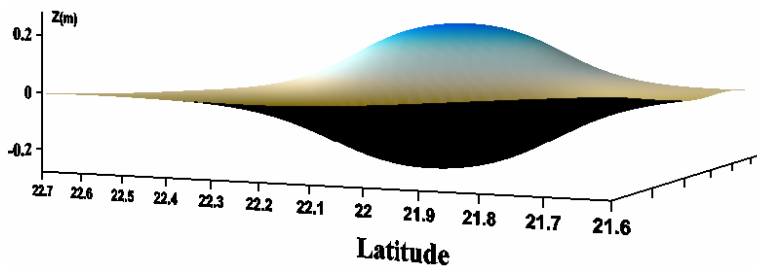


图4-23 台湾南部海域海啸初始位移场垂直传播方向侧面图

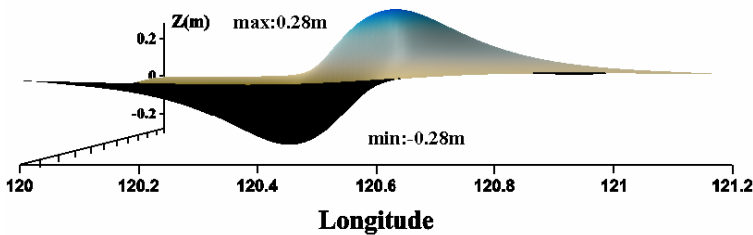


图4-24 台湾南部海域海啸初始位移场沿传播方向侧面图

然后将初始垂直位移计算值输入本章开发的近场海啸数值传播模式，确立好边界条件；选取空间步长为 $2'$ ，为满足C.F.L条件即式(4-3-48)，计算得到时间步长为 8.55s ；计算区域选择： $N15^{\circ}\sim N45^{\circ}$ ， $E105^{\circ}\sim E135^{\circ}$ 。栅格数量为 901×901 。计算持时约6个小时(CPU: P4 3.2GHz, 512M内存)，计算结果见图4-25～图4-31、图4-33～图4-34。

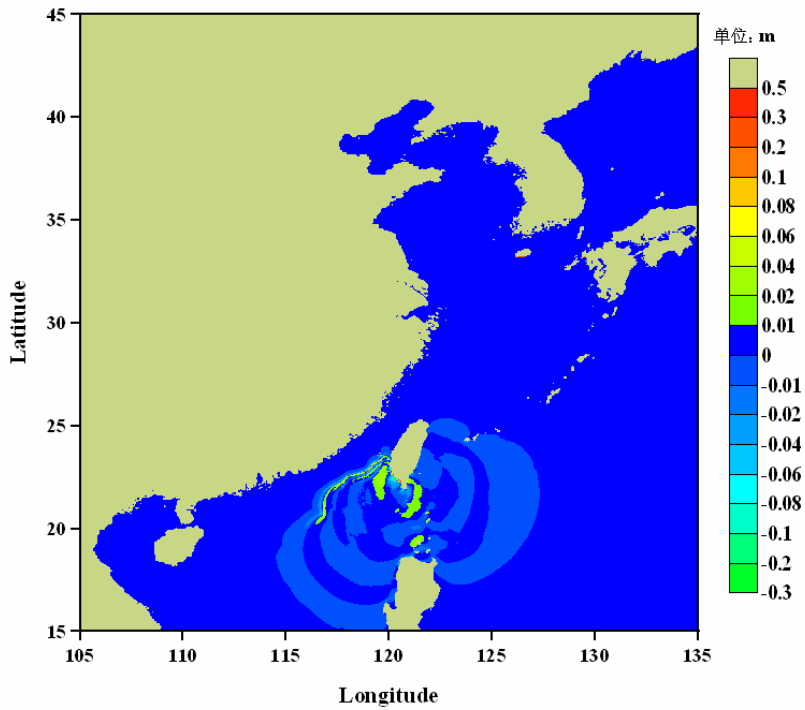


图4-25 台湾南部海域海啸1小时后静水面垂直位移分布图

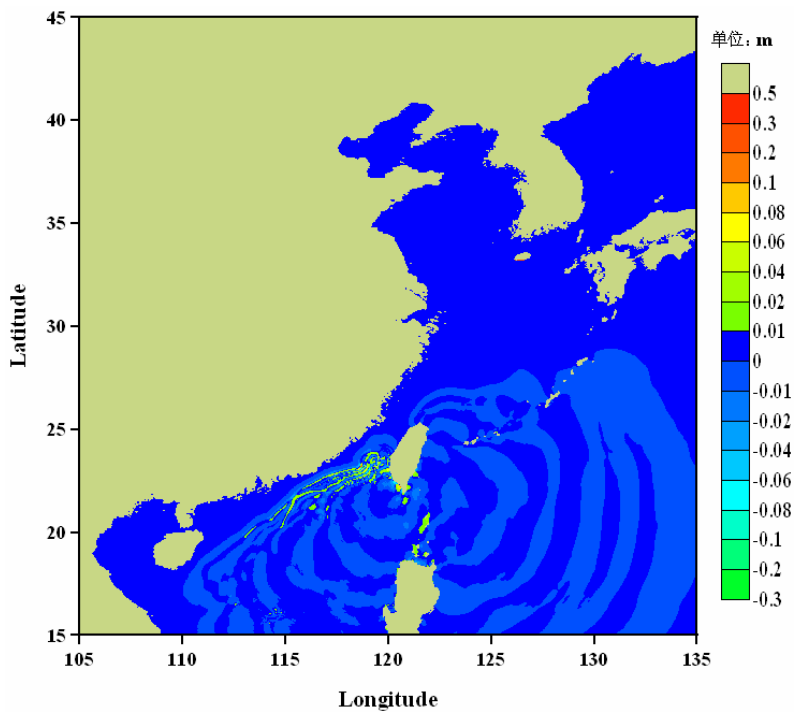


图4-26 台湾南部海域海啸2小时后静水面垂直位移分布图

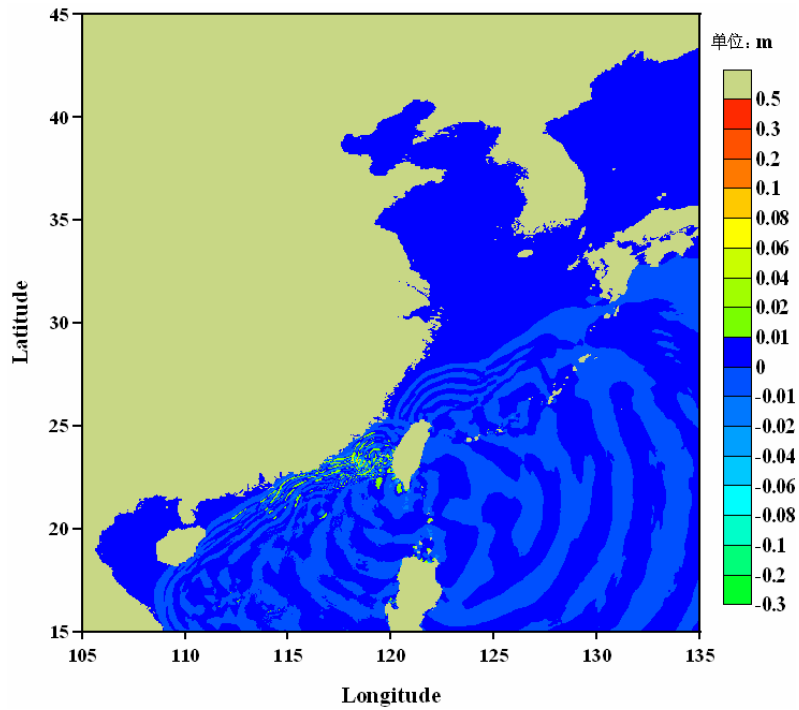


图4-27 台湾南部海域海啸3小时后静水面垂直位移分布图

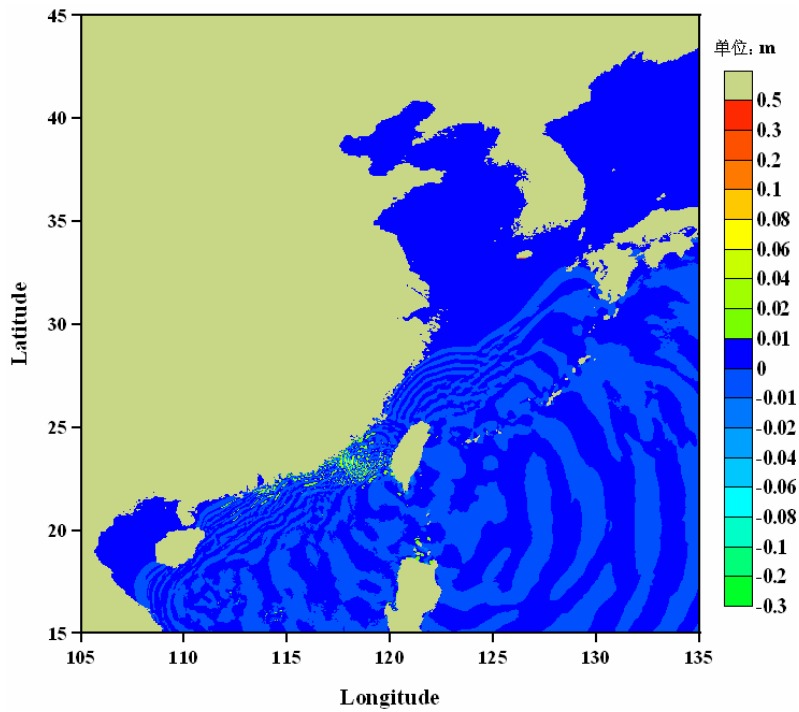


图4-28 台湾南部海域海啸4小时后静水面垂直位移分布图

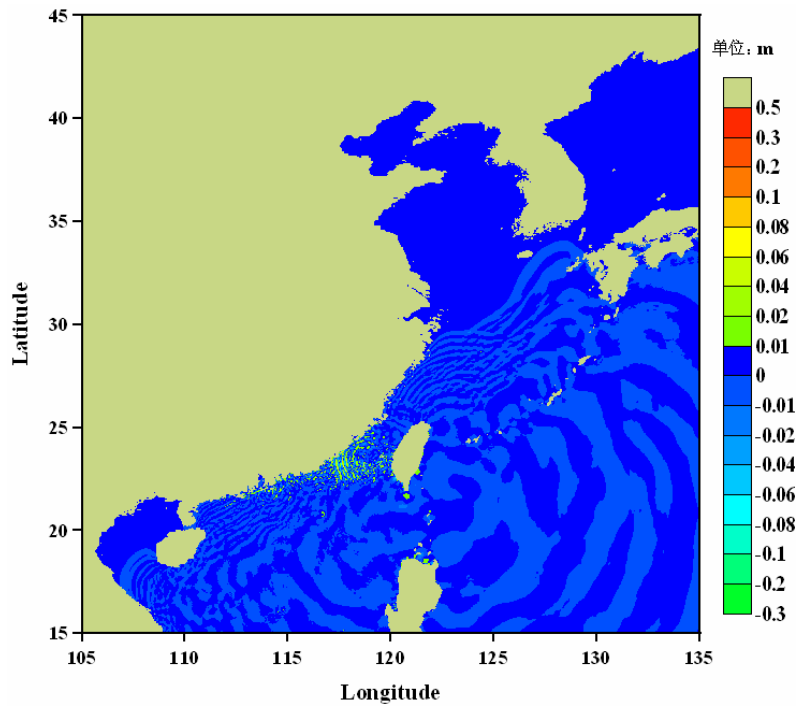


图4-29 台湾南部海域海啸5小时后静水面垂直位移分布图

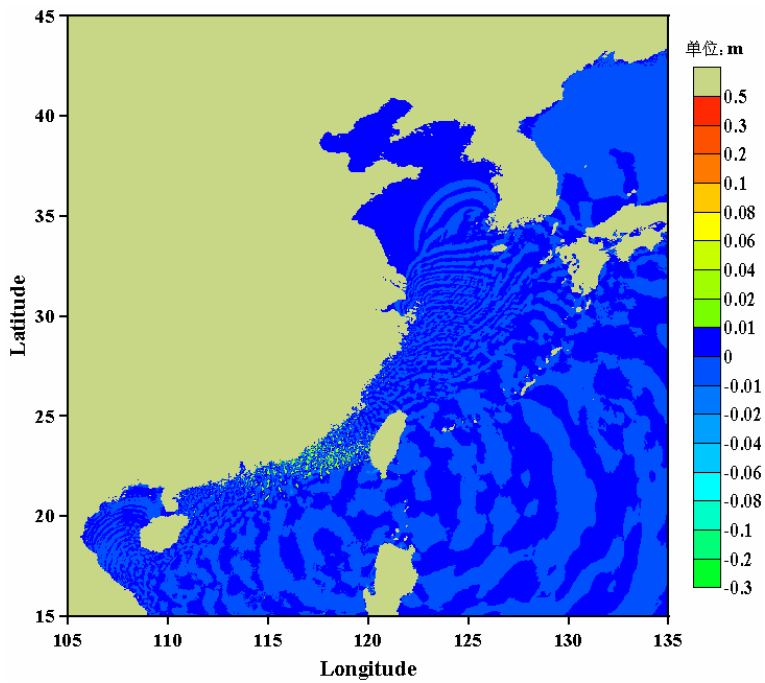


图4-30 台湾南部海域海啸10小时后静水面垂直位移分布图

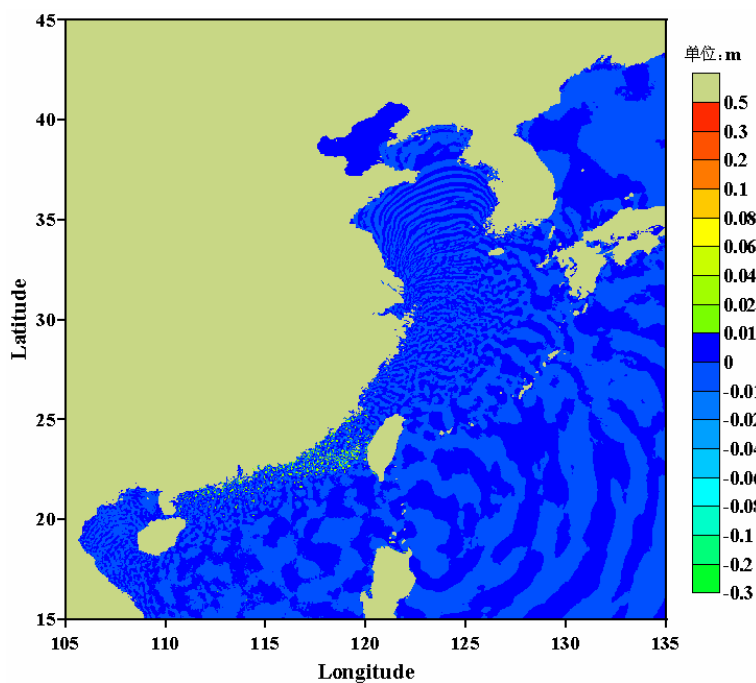


图4-31 台湾南部海域海啸15小时后静水面垂直位移分布图

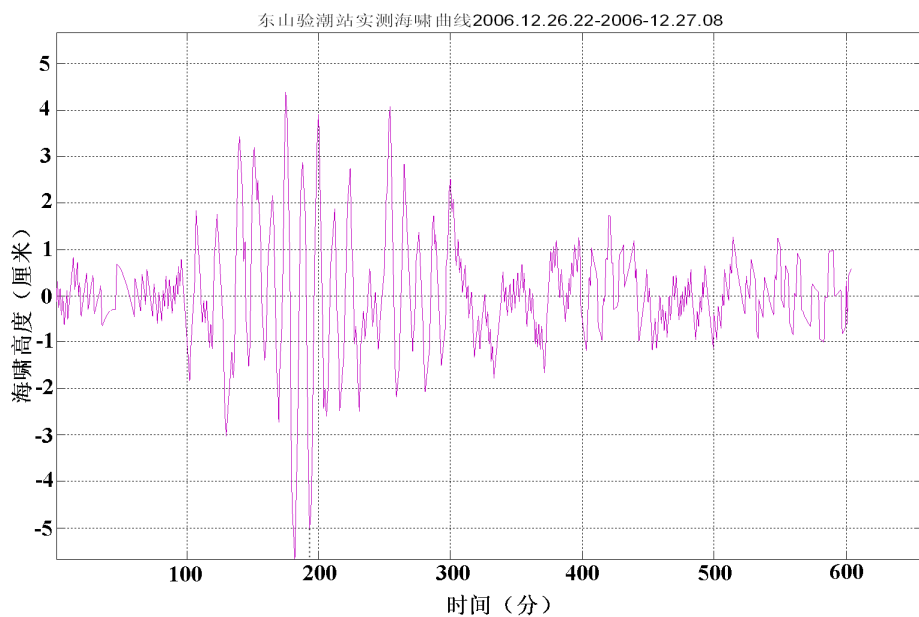


图4-32 福建东山验潮站监测到的台湾南部海域海啸实时高度

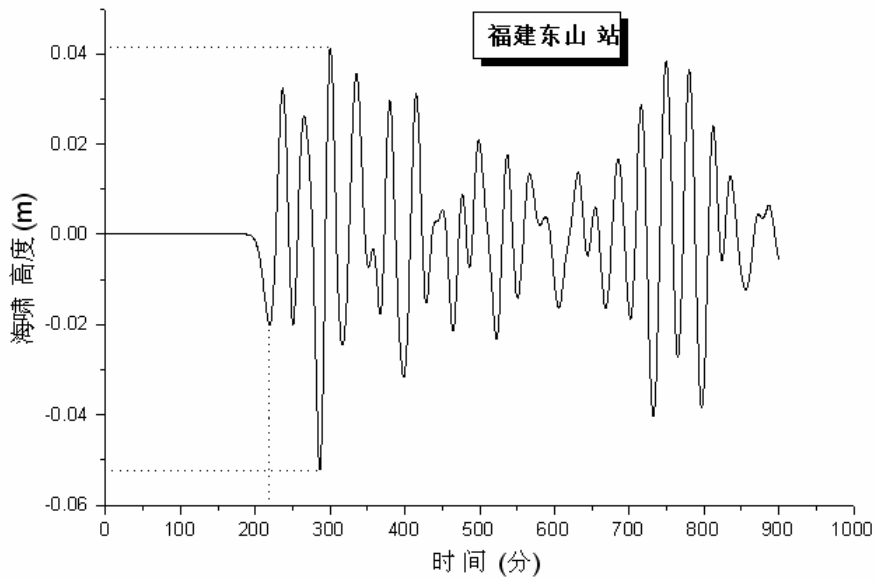


图4-33 福建东山验潮站通过计算得到的台湾南部海域海啸实时高度

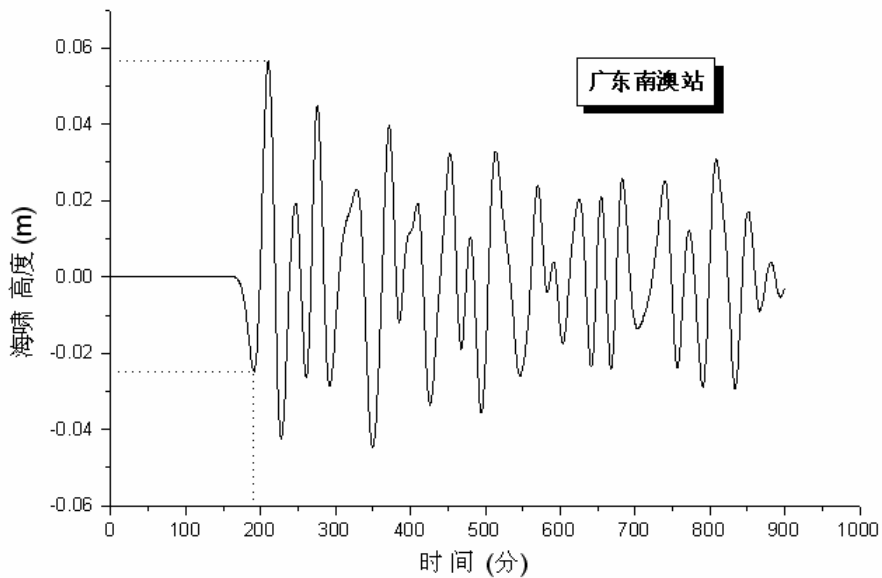


图4-34 广东南澳验潮站通过计算得到的台湾南部海域海啸实时高度

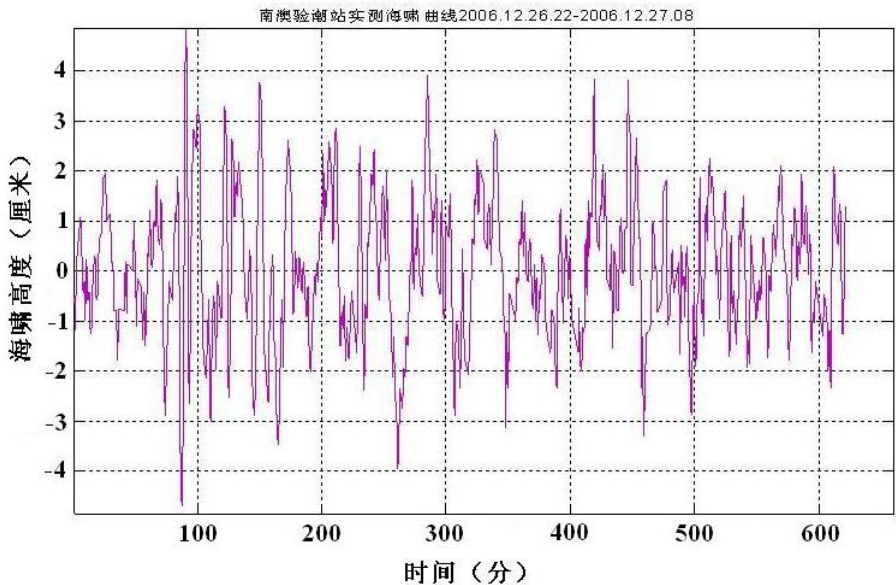


图4-35 广东南澳验潮站监测到的台湾南部海域海啸实时高度

由于篇幅原因本章仅给出了前5个小时以及10小时、15小时的静水面垂直位移分布图（图4-25～图4-31）。为验证计算结果的准确性，本章另外采用了国家海洋环境预报中心在海啸发生后发布的通报，通报中包含了福建东山验潮站和广东南澳验潮站的海啸实时高度（见图4-32、图4-35），图4-33、图4-34是本章计算得到的海啸实时高度值，比较监测值与计算值，结果见表4-2。需要注意的是图4-32和图4-35是从22点开始计时的，而计算结果图4-33和图4-34是从海啸爆发时刻开始计时的，即从20点26分开始计时。

表4-2 台湾南部海域海啸监测值与计算值比较

验潮站	类别	首波到达时间	首波高度(cm)	最大波高时间	最大波高高度(cm)
福建东山站 (N23°44', E117°32')	监测值	23点42分	1.9+1.9=3.8	01点10分	5.0+3.9=8.9
	计算值	24点05分	2.0+3.2=5.2	01点12分	4.1+5.2=9.3
广东南澳站 (N23°24', E117°06')	监测值	23点31分	4.7+4.8=9.5	23点31分	4.7+4.8=9.5
	计算值	23点37分	2.5+5.7=8.2	23点37分	2.5+5.7=8.2

注：(1)海啸波高指一个周期内波峰与波谷的绝对值之和

(2)监测值是通过图形估计得到

分析比较结果, 福建东山站的首波到达时间计算值要比监测值晚23分钟, 而首波高度计算值也比监测值大了1.4厘米, 偏差相对都比较大。原因有很多: 模型本身简化带来的物理误差; 差分代替微分引入的数学误差; 仪器监测产生的误差; 验潮站地理坐标产生的误差; 海底地形数据不精确产生的误差; 初始条件数值模拟产生的误差等等。这里产生偏差的原因还有待下一研究阶段进行探究。对于福建东山站的最大波高产生的时间和高度, 计算值与监测值比较吻合, 偏差很小。广东南澳站首波到达时间和最大波高产生时间相同, 计算和监测结果都是如此, 首波到达时间和高度的计算值和监测值相比也较吻合。在海啸数值模拟中, 首波很难控制^[78], 产生偏差也在所难免, 但从南澳站的比较结果及东山站最大波高产生时间和高度的比较结果可以看出, 本章所开发的近场海啸数值传播模式有一定的可用性, 进行数值模拟所得到的结果也有一定的准确性, 下面一个算例是这个模型的应用, 对琉球群岛附近海域的设想海啸进行数值模拟, 分析对中国沿海造成的影响。

4.4.2 琉球群岛附近海域设想海啸

琉球群岛处于菲律宾板块与欧亚板块交汇处, 爆发海底地震的可能性很大, 因此, 爆发海啸的可能性也很大; 分析美国海洋与大气管理局(NOAA)提供的海啸历史纪录, 发现该地区曾发生海啸20多次, 最大一次海啸地震震级达8级, 震中位于北纬28°, 东经131°, 发生于1911年6月15日。本章假设1960年智利海啸发生在该地区, 利用那次海啸地震的数据进行数值模拟, 分析对中国东部沿海的影响。

首先计算其初始垂直位移场。断层参数取1960年智利海啸的断层参数, 只是走向角由原来的N10°E修正为N35°E, 原因是琉球群岛海沟走向不同于智利地区, 所有参数见表4-3。将所有参数输入第二章中开发的海啸初始垂直位移计算程序, 得到计算结果见图4-36~图4-39。

表 4-3 设想海啸的震源断层参数

参数名称	符号	参数
断层长度	L	800km
断层宽度	W	200km
滑移量	u	24m
倾角	δ	10°
滑移角	λ	90°
断层走向	θ	N35°E
断层顶部深度	H	25km

注: 表中所有参数都等同于表2-3, 只是 θ 由原来的N10°E变成N35°E

然后将初始垂直位移计算值输入本章开发的近场海啸数值传播模式,

确立好边界条件；选取空间步长为 $2'$ ，为满足C.F.L条件即式(4-3-48)，计算得到时间步长为 7.49s ；计算区域选择： $N16^\circ \sim N45^\circ$ ， $E117^\circ \sim E146^\circ$ 。栅格数量为 871×871 。计算耗时约9个半小时(CPU: P4 3.2GHz, 512M内存)，计算结果见图4-40～图4-48。

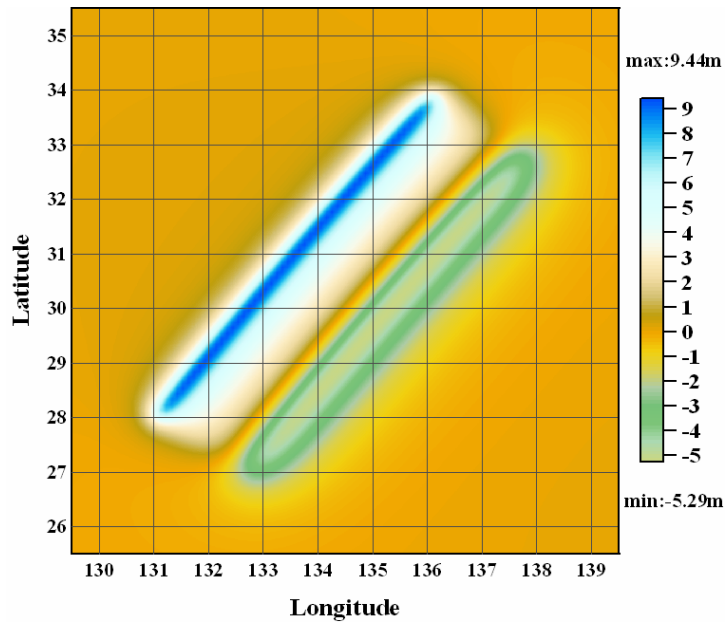


图4-36 设想海啸初始位移场二维影像图

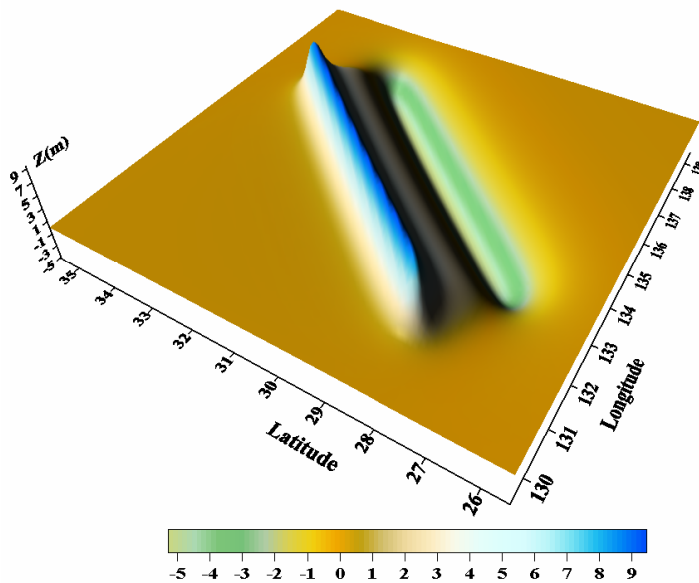


图4-37 设想海啸初始位移场三维立体效果图

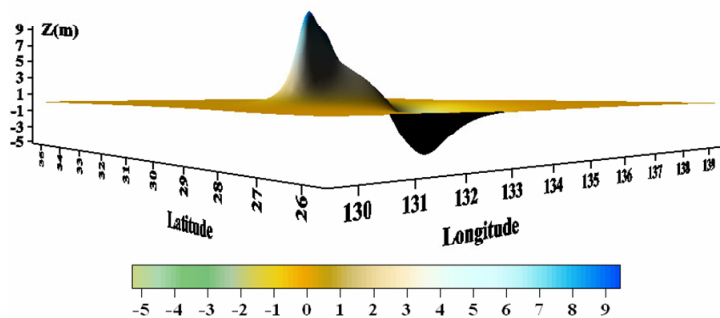


图4-38 设想海啸初始位移场沿传播方向侧面图

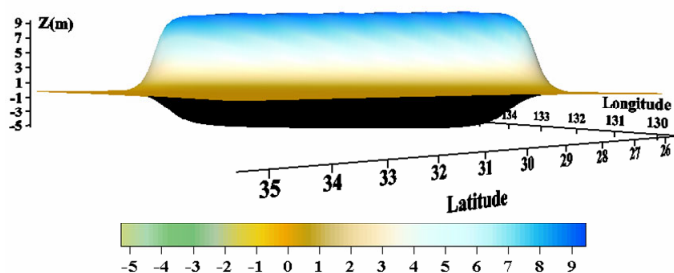


图4-39 设想海啸初始位移场垂直传播方向侧面图

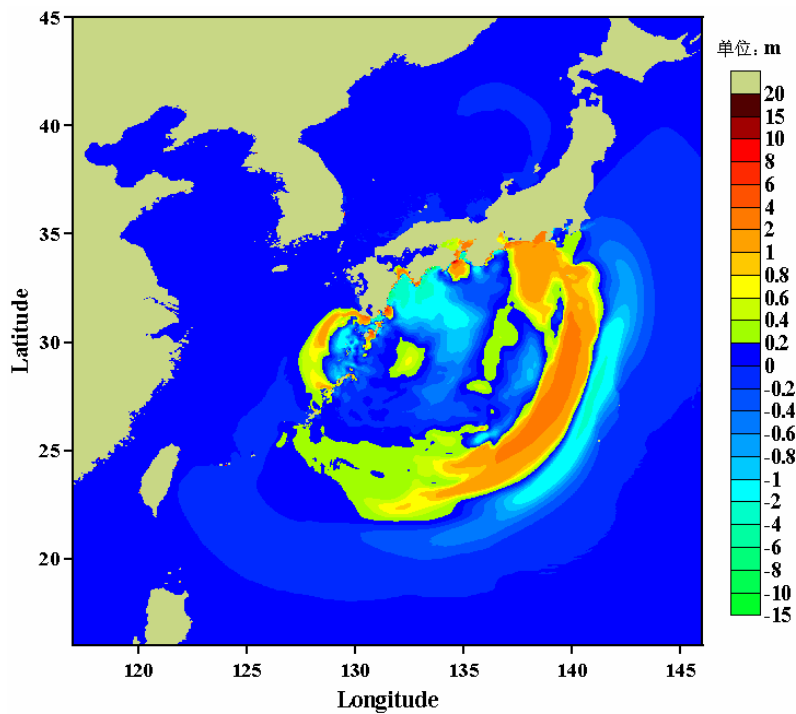


图4-40 设想海啸1小时后静水面垂直位移分布图

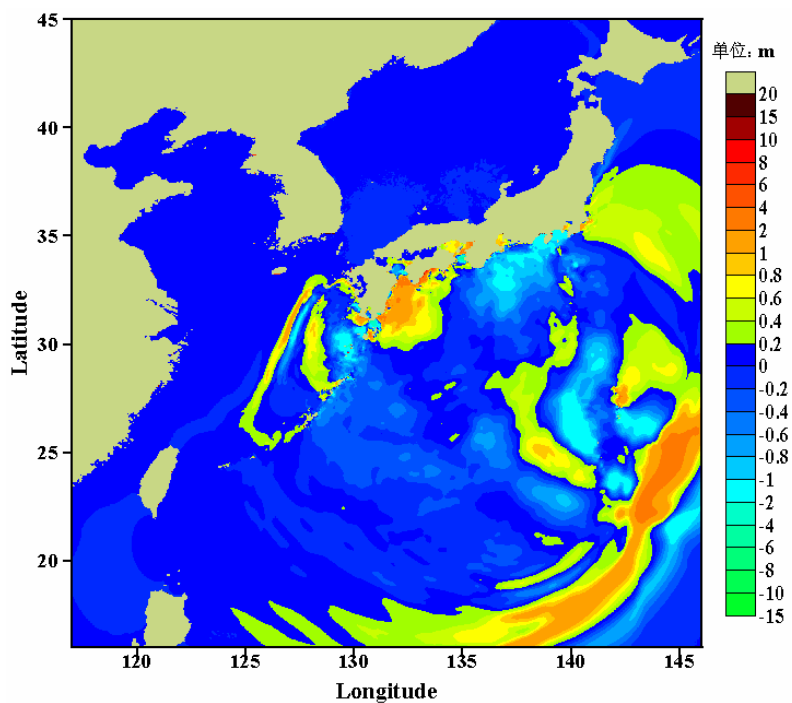


图4-41 设想海啸2小时后静水面垂直位移分布图

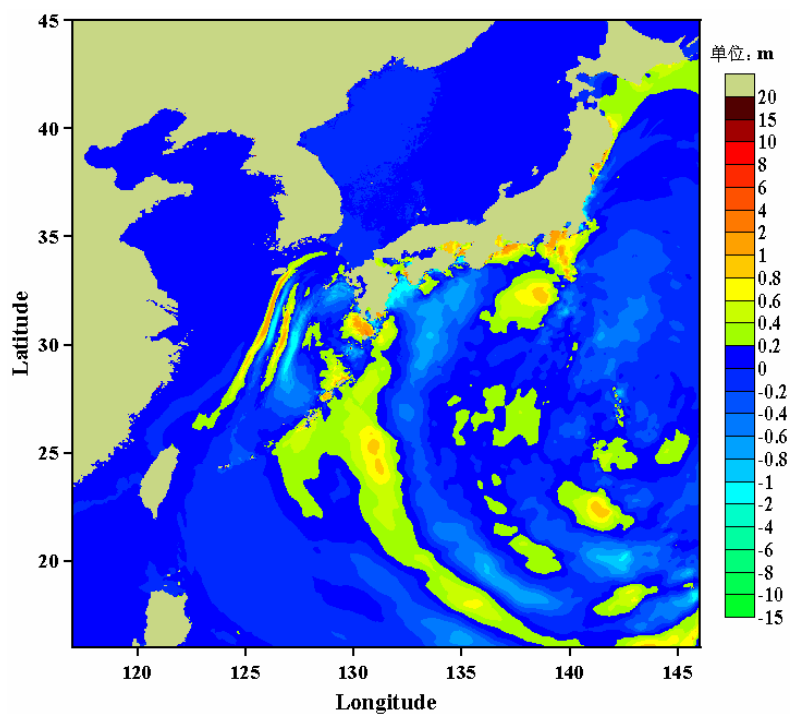


图4-42 设想海啸3小时后静水面垂直位移分布图

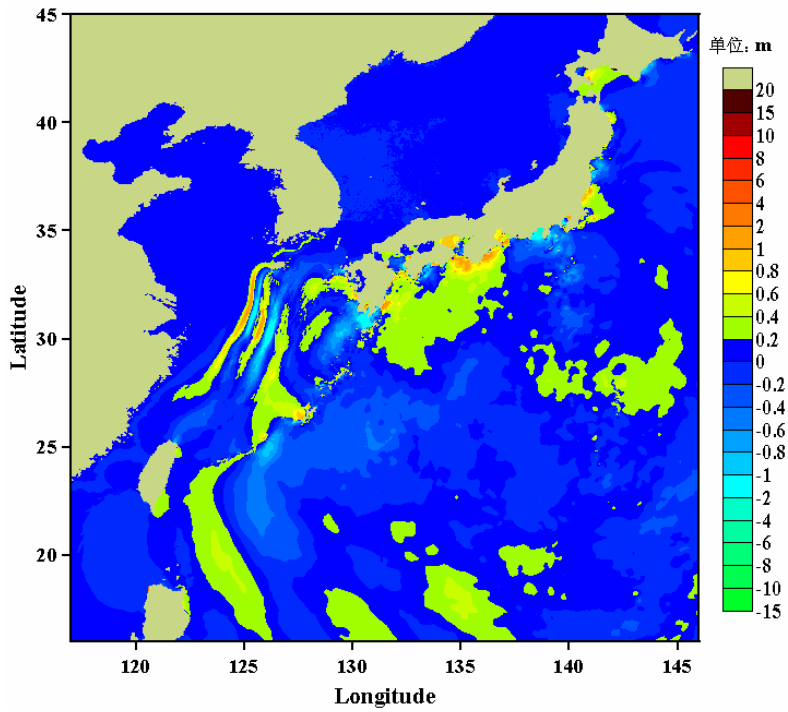


图4-43 设想海啸4小时后静水面垂直位移分布图

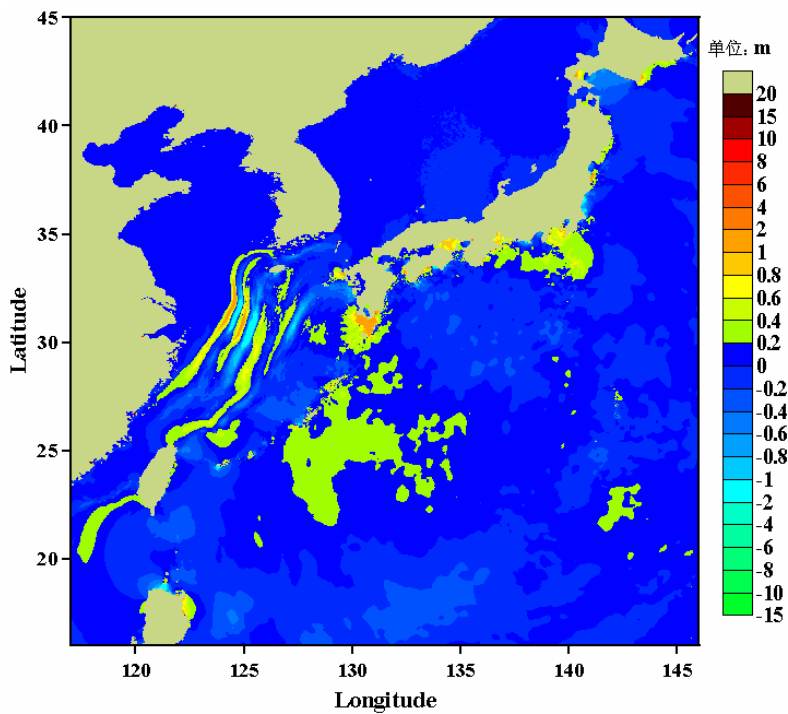


图4-44 设想海啸5小时后静水面垂直位移分布图

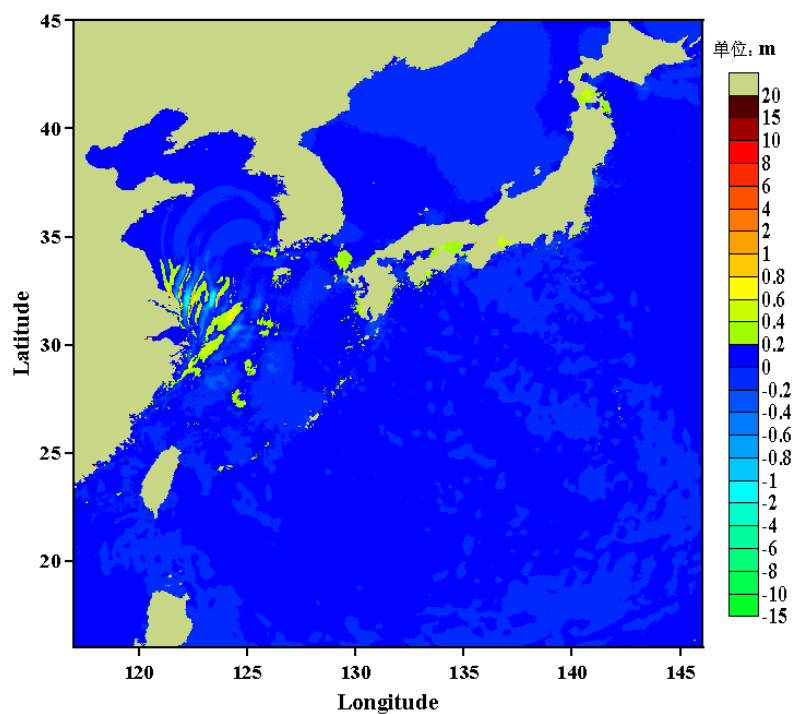


图4-45 设想海啸10小时后静水面垂直位移分布图

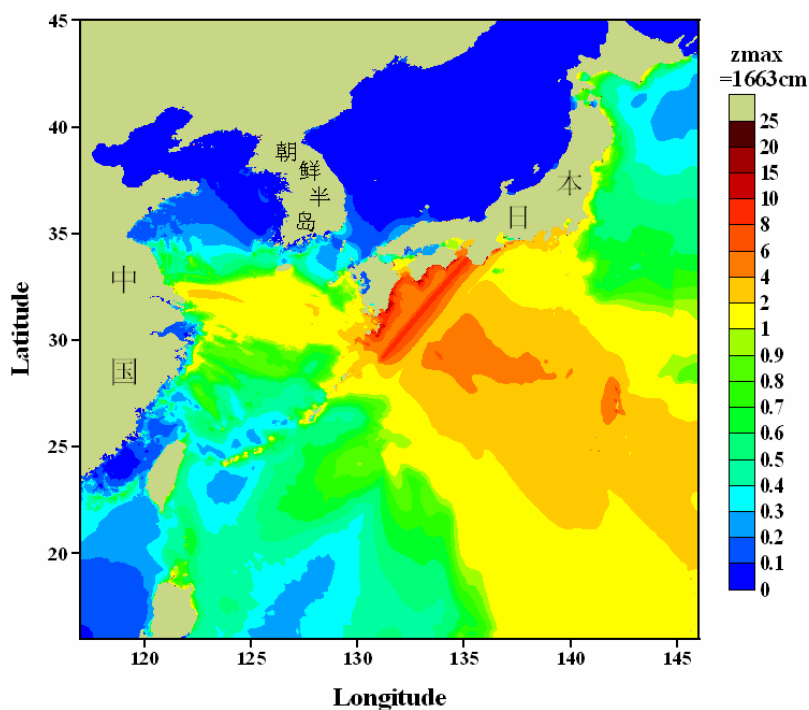


图4-46 设想海啸静水面垂直位移最大值分布图

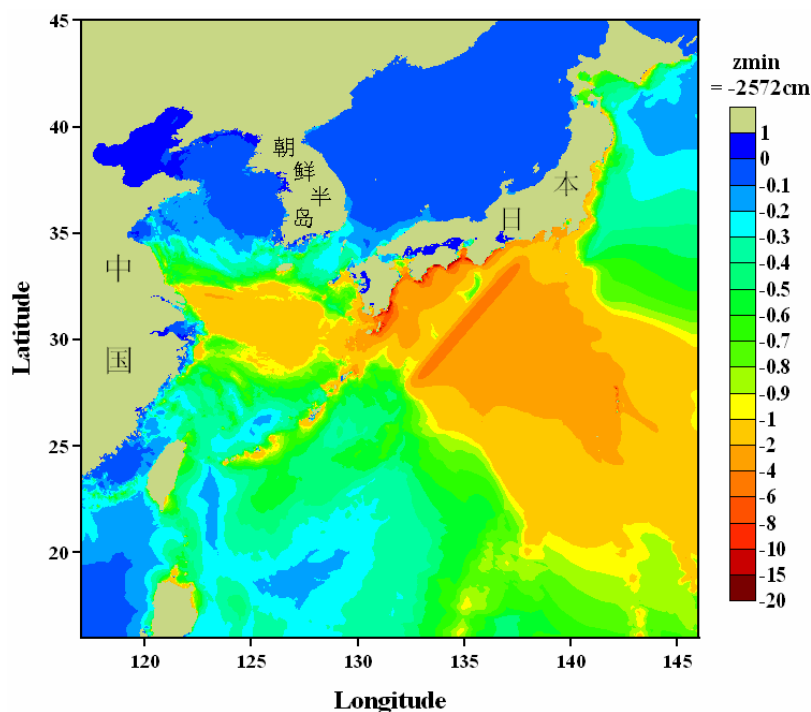


图4-47 设想海啸静水面垂直位移最小值分布图

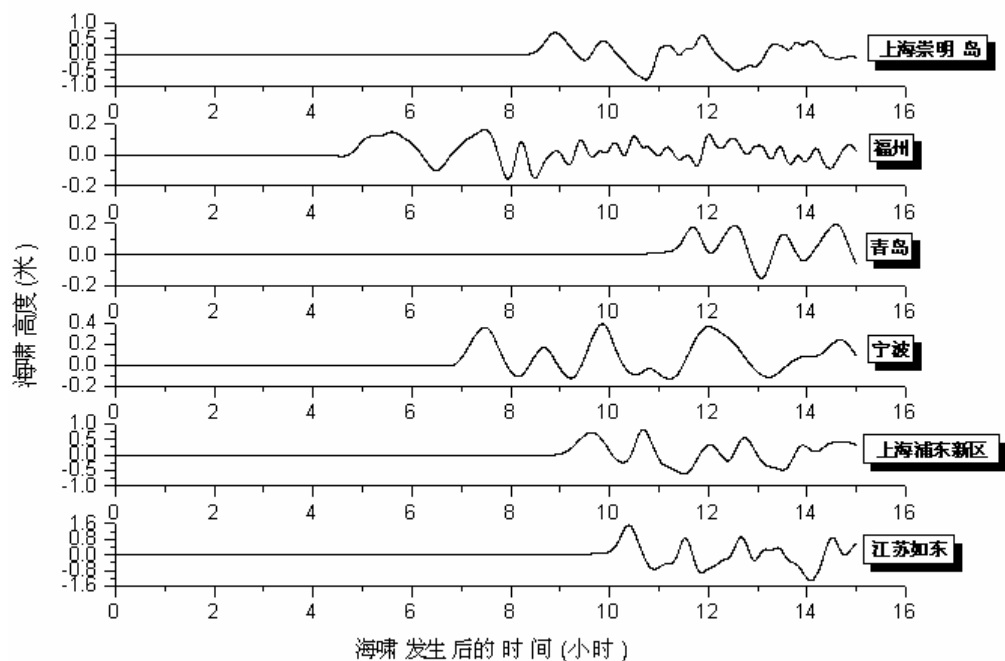


图4-48 设想海啸在各地的实时高度

图4-40至图4-44为设想海啸1到5小时后的静水面垂直位移分布图，图4-45为设想海啸10小时后的静水面垂直位移分布图，其他6到9小时后的或10小时以后的静水面垂直位移分布图本章并没给出，仅仅由于篇幅原因。计算结果还包括静水面垂直位移最大值和最小值分布图（图4-46、图4-47）、各地的海啸实时高度（图4-48）。

表4-4 设想海啸在各地的最大波高计算值

地点 值	崇明岛	福州	青岛	宁波	浦东新区	如东
经纬度	E121.90° N31.50°	E119.70° N26.00°	E120.20° N35.93°	E122.10° N29.73°	E121.80° N31.17°	E121.37° N32.43°
最大波 高(m)	0.43+0.80 =1.23	0.16+0.15 =0.31	0.18+0.15 =0.33	0.39+0.09 =0.48	0.81+0.60 =1.41	1.50+0.73 =2.23
最大波 高时间	9.88小时	7.47小时	12.54小时	9.86小时	10.68小时	10.39小时

注：(1)海啸波高指一个周期内波峰与波谷的绝对值之和

(2)最大波高时间指从海啸发生到出现最大波高所经历的时间

表4-4给出了设想海啸在各地的最大波高计算值，从中可以看出，福州、青岛、宁波三地由于距离海啸源较远，海啸波高较小，都低于1米，威胁很小；而上海崇明岛和浦东新区海啸波高分别为1.23米和1.41米，江苏如东地区更是达2.23米，这就会对沿岸的船只和房屋造成一定的破坏，而且长三角地区海岸线很长，经济相对很发达，特别是海滨度假村或海岸旅游区一旦遭受此次设想海啸的袭击，还会造成一定数量的人员伤亡，经济损失巨大，借此说明我国长江三角洲沿海地区面临着近场海啸袭击的威胁，应开展该地区的海啸威胁性分析和海啸预警等研究工作。

4.5 小结

我国东海和南海具备海啸发生的条件，沿岸地区存在遭受近场海啸袭击的可能性，这要求开展近场海啸的危险性分析和海啸预警等研究工作，一套完整的近场海啸数值模拟理论和计算模式必不可少，本章的工作就是基于这个要求开展的。本章首先选定近场海啸的数值传播模型，并且简化方程；然后采用有限差分法解微分方程，确立各种边界条件，分析计算区域的连续性；接下来选取2006年12月26日发生在台湾南部海域的海啸作为算例进行数值计算，将计算结果与监测结果进行对比，对比结果显示本章开发的近场海啸数值传播模式有一定的可用性，进行数值模拟所得到的结果也有一定的准确性。本章最后就利用这个模型，假设1960年智利大海啸在琉球群岛附近海域重现，断裂发生在菲律宾板块与欧亚板块交汇处，对这次假想海啸的产生及传播机理进行数值模拟，分析它对中国东部沿海地

区产生的影响，结果显示此次设想海啸能够对长江三角洲地区产生一定破坏，造成巨大的经济损失，证明了该地区存在遭受近场海啸袭击的威胁，应开展该地区的海啸威胁性分析和海啸预警等研究工作。

第五章 我国地震海啸危险性分析

5.1 引言

目前,地震危险性分析已广泛应用于地震区划和具体场地地震动的估计,前者服务于一般结构的抗震设计或土地利用,后者服务于特殊的或重大的工程建设项目,如核电站^[15]。可以说,我国地震危险性分析的研究已趋于成熟,产生的研究价值也很高,不仅能为城市规划、重大工程建设提供技术支持,还能为政府部门在某些重大决策的讨论中提供重要的技术参考,为我国地震时减少人员伤亡和财产损失及地震防灾减灾体系的构建做出了很大贡献。

相对于地震,海啸的危害也不可忽视,2004年苏门答腊海啸就是最好的说明。那么我国是否也要开展海啸危险性分析呢?如何开展呢?

本章的目点就是回答这两个问题。首先,阐述我国开展海啸危险性分析工作的必要性和迫切性;其次,采用一种确定性分析方法,定性地评价沿我国海岸线地区的地震海啸危险性程度,判断地震海啸危险性较高区域;随后,充分借鉴地震危险性分析的方法和思路,给出概率性海啸危险性分析的定义并从历史数据、数值模拟的角度提出概率性海啸危险性分析的方法;最后,基于历史数据,对我国珠江三角洲地区进行地震海啸危险性分析,给出海啸爬高1年、10年、50年、100年内0.5米、1米、2米、5米、10米的超越概率,以及爬高0.5米、1米、2米、5米、10米的历史重现期,并绘出年超越概率曲线。

5.2 必要性和迫切性

5.2.1 必要性

论文3-1部分已阐述越洋海啸对中国造成的影响很小,究其原因,如图5-1,来自印度洋和太平洋的海啸将分别受到岛链的阻扰,影响其传播;另外,我国大陆架宽阔,对海啸波的传播有很强的摩擦作用。但这并不能说明我国就不会遭受海啸的危险,近场海啸很有可能袭击我国沿海地区。

首先,渤海和黄海爆发近场海啸的可能性很小^[8],因为如图5-1,渤海的平均水深才18米,黄海的平均水深也只有44米,不满足海啸产生的条件(海啸产生的条件于本文1.2.4已述);其次东海和南海具备海啸产生的条件^{[28][36]},历史上这两个海域也产生过海啸。在东海海域,日本琉球群岛是海啸爆发的危险区域,该地区处于菲律宾板块与欧亚板块交汇处,发生海底地震的可能性很大,因此发生地震海啸的可能性也就很大,将会对我国上海、江浙地带将产生影响。通过分析美国海洋与大气管理局(NOAA)提供的该地区的历史海啸数据,发现该地区曾发生海啸20多次,证实了该地区是海啸易爆发地区,最大一次海啸地震震级达8级,发生于1911年6

月15日，位于北纬 38° ，东经 131° ，最大浪高2米。在南海海域，从历史数据角度分析，菲律宾群岛西侧海域、加里曼丹岛北部海域容易发生海啸地震，这两个区域历史上已经爆发了很多次海啸，对我国东南沿海也造成了一定的影响。

另外，我国这方面的研究工作尚未开展，而日本、美国早在上世纪80年代就开始，从最初历史统计方法，到后来的逻辑树方法、Monte Carlo方法，最后基于数值模拟的方法，技术逐渐趋于成熟，并取得了一些很有价值的研究成果^{[49][52][60][61][81][98][104]}。相反，我国目前没有成熟的分析方法，更没有相关的规范考虑海啸灾害，相关的科研资料也寥寥无几，对海啸灾害的预防尚处于起步阶段。因此，综合以上各方面因素，有必要对我国沿海地区的海啸危险性加以评估，也有必要开展我国地震海啸危险性分析的研究工作。

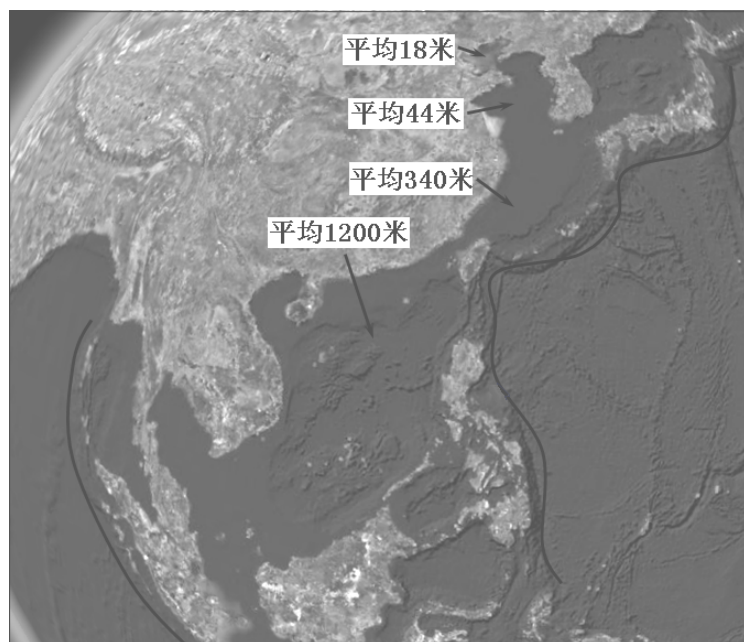


图5-1 我国沿海海底地势图

5.2.2 迫切性

我国为滨海大国，大陆与岛屿的海岸线为18000km与14000km，海岸带和海涂面积各约35万 km^2 和2.17万 km^2 。北至丹东南至防城的广大滨海地区为我国经济最发达地区，分布一系列大城市和重要港口，如大连、秦皇岛、天津、青岛、上海、广州等共有10 km^2 以上的港湾150多个。到1998年底，我国沿海主要港口共有生产泊位1635个，其中万吨以上的深水泊位已达510个，全年接待100多个国家和地区的36000艘船舶，年完成货物吞吐量10.19亿T。到2005年港口及航道建设又有大幅增长，仅铁矿石进口一

项即已达2亿多T,同时原油、天然气进口有大幅增长,煤炭出口更是大幅增长。同时大陆架海域含有丰富的油、汽矿产资源。据各国众多海洋石油专家估测,海底石油资源量约1350亿T,天然气约140万亿 m^3 ,约占世界油、汽总资源量的45%。中国海域新生代沉积盆地16个,而位于渤海、黄海、东海和南海北部的9个,近20万 km^2 。据测算,我国近海大陆架石油和天然气的资源量约225亿T和14万亿 m^3 。过去十年,我国海洋资源与开发技术获长足发展,海上钻井超过400多口,已投入开发的油田20多个,发现含油、汽构造90多个。近年来,我国在沿海(含河口地区)已建、在建或正在规划一系列跨海大桥,如东海大桥,跨钱塘江口大桥、青岛胶州湾大桥、港珠澳大桥、舟山群岛大桥等。这一系列城市港口、海上钻井、大桥或超大桥在海啸中的安全性必然关注,一旦受海啸袭击发生破坏,短时间内也很难恢复,将会对我国经济发展产生重大影响。因此迫切需要对我国沿海各地区的海啸危险性进行分析评估。

5.3 确定性海啸危险性分析

本章所采用的海啸危险性分析确定性方法基本思路是:首先,根据海啸产生的水深条件、历史地震发生及历史海啸发生划分我国附近海域潜在海啸源区;其次在潜在海啸源区内确定多个潜在海啸源,并设定其大小;接下来分别针对每个海啸源用近场海啸数值传播模式进行模拟计算,得到我国海岸线各点的海啸波高值;然后把各点的波高值归一化,即将同一数值模拟产生的各点波高值除以其中的最大值,使其转化成小于1的比值,每个海啸源进行数值模拟的结果都采用这种方式,这样海岸线上的每个点都有一系列小于1的比值;最后以海啸线为纵坐标,0~1为横坐标,将这些比值用图形表现出来,比较哪个区域接近1的点越密集,那么这个区域就相对其他地方遭受海啸袭击的危险性越高。

5.3.1 划分我国附近海域潜在海啸源区

前面已述我国渤海和黄海不具备海啸产生的条件,东海和南海具备海啸产生的条件,由于地震海啸是由地震引起的,所以在划分潜在海啸源区时将不考虑地震不易发生区域,考虑的区域有:朝鲜半岛附近海域,日本周边海域,台湾周边海域,菲律宾海域。

5.3.1.1 朝鲜半岛附近海域

图5-3显示了朝鲜半岛附近海域的历史地震情况(数据来源于NTL,新西伯利亚海啸实验室,从公元前2150年到公元2002年的所有历史重要地震事件,以下图5-6、图5-8、图5-10、图5-12数据来源相同),只有四次地震事件,说明了该区域地震相当不频繁;再从图5-2可以看出,朝鲜半岛附近海域水深都浅于200米,不满足海啸产生需要海水深度200米的要求,这更加说明了这一区域产生海啸的可能性很小;图5-4显示了我国周边海啸历史海啸分布图(数据来源于NGDC,美国国家地球物理数据中心,

提供的全球历史海啸数据库），只有三个海啸事件，从历史角度说明了这一个区域产生海啸的可能性微乎其微。所以判断朝鲜半岛附近海域没有潜在海啸源区。

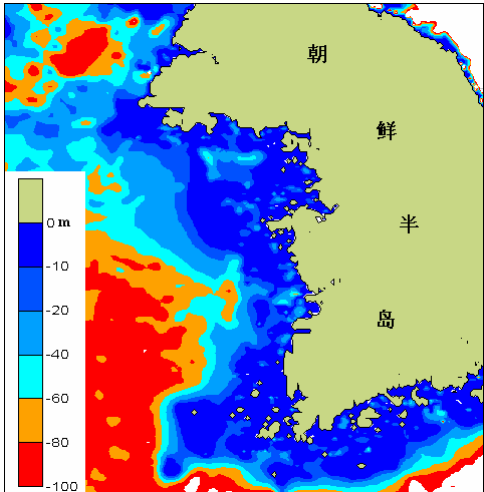
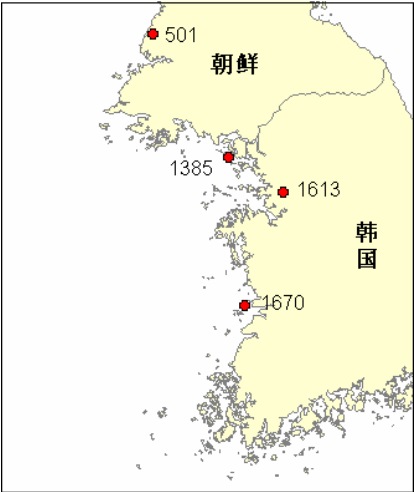


图5-2 朝鲜半岛附近海域水深图



5-3 朝鲜半岛附近海域历史地震

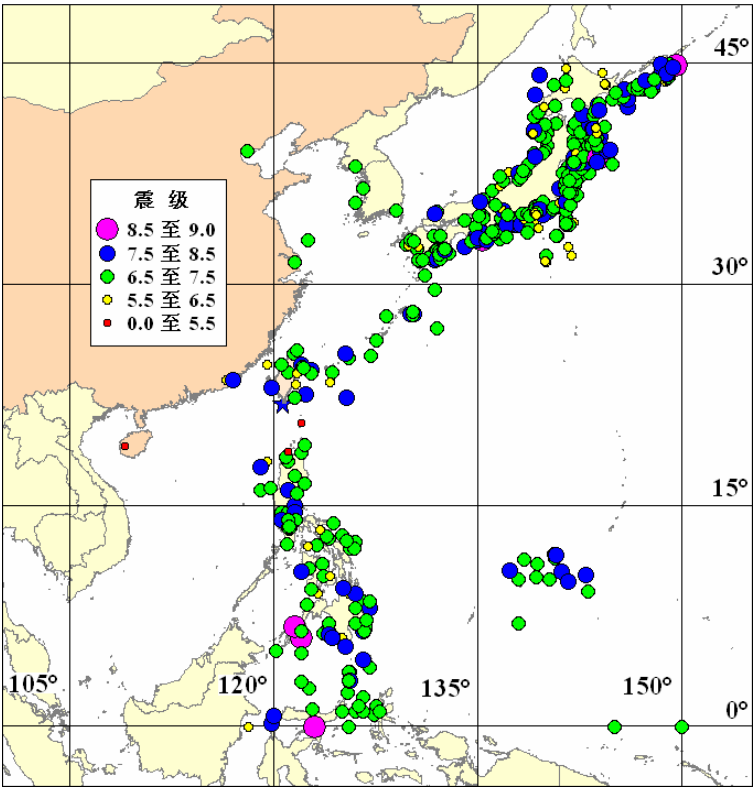


图5-4 我国周边海域历史海啸分布图

5.3.1.2 日本附近海域

由于日本本岛西侧海域产生海啸将受朝鲜半岛阻挡,海啸波不可能传至我国,以及本岛东侧海域产生海啸也会受自身阻挡,海啸波也不可能传至我国,所以仅仅考虑九州岛西侧海域和琉球群岛周边海域。如图5-5,日本琉球群岛周边海域水深都大于200米,符合海啸产生的水深条件;而且图5-6也表明日本琉球群岛周边海域历史地震发生比较频繁,以及图5-4也表明该区域历史上产生过多次海啸。因此,划分该区域3个潜在海啸源,见图5-13。

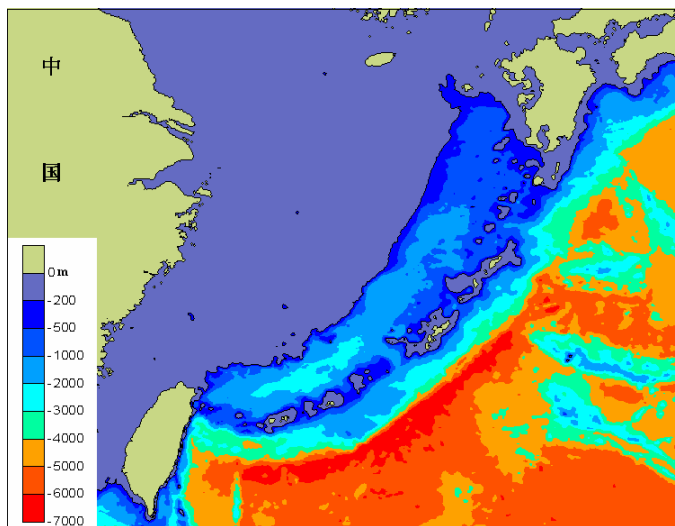


图5-5 日本琉球群岛附近海域水深图

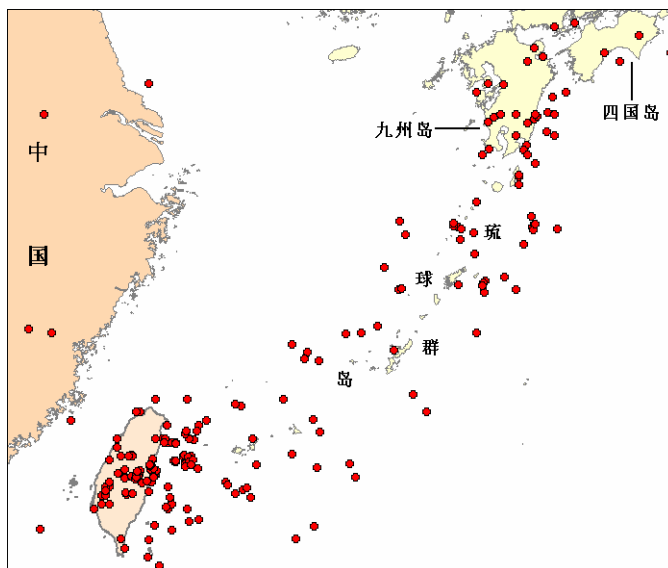


图5-6 日本琉球群岛附近海域历史地震

5.3.1.3 台湾附近海域

由于台湾西侧海域水深都小于200米，如图5-7所示，所以该水域将不考虑划分潜在海啸源区；东侧海域由于受自身的阻挡将不会对大陆沿岸产生影响，也不考虑划分潜在海啸源区。依旧根据图5-8，台湾岛附近海域的历史地震（星号表示2006年12月26日发生的那次震级为7.2的海啸），划分两个潜在海啸源区，见图5-13。

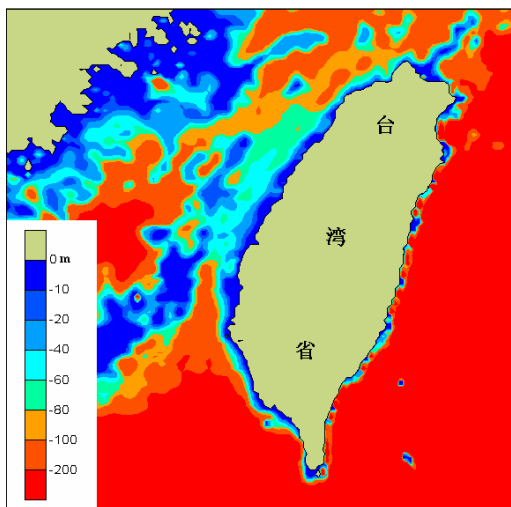


图5-7 台湾岛附近海域水深图

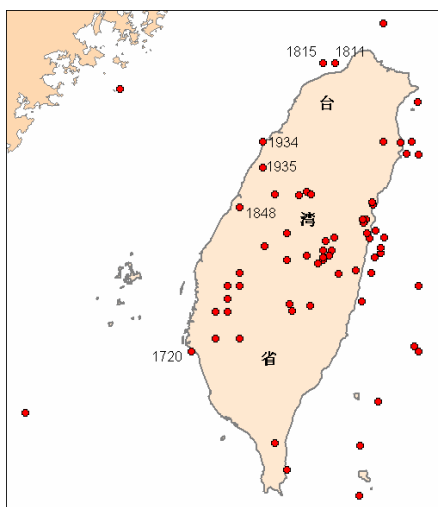


图5-8 台湾岛附近海域历史地震

5.3.1.4 菲律宾附近海域

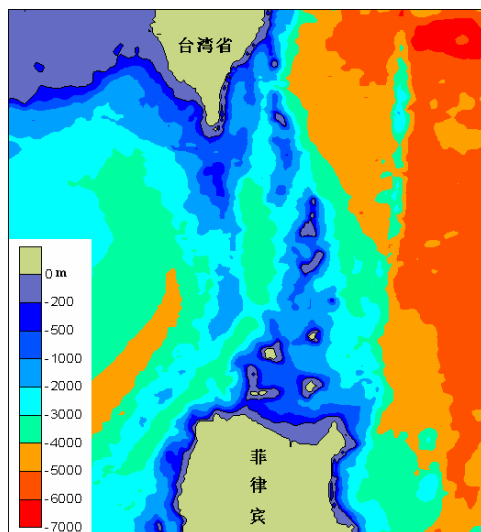


图5-9 菲律宾北部海域水深图

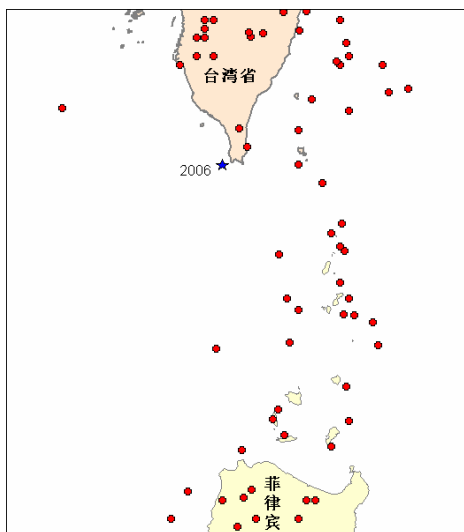


图5-10 菲律宾北部海域历史地震

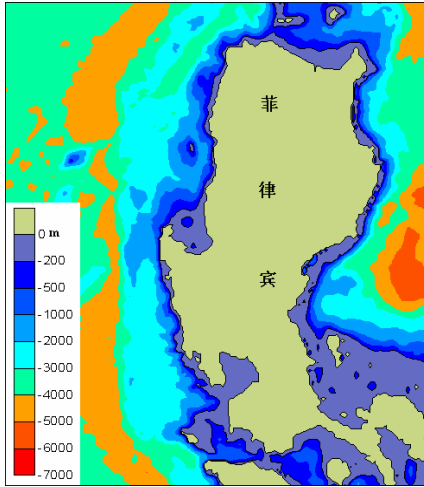


图5-11 菲律宾西侧海域水深图

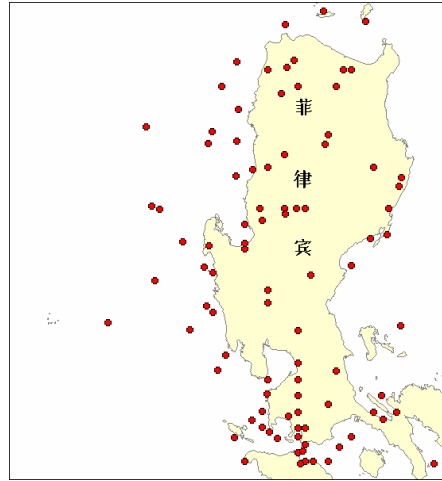


图5-12 菲律宾西侧海域历史地震

从图5-9、5-10（星号为2006年12月26日产生海啸的位置）可以判断菲律宾北部海域满足水深大于200米的海啸产生条件，历史上也爆发了许多地震，图5-4也显示该海域历史上爆发了多次海啸，因此划分为潜在海啸源区，见图5-13。

从图5-11、5-12可以判断菲律宾西侧海域满足水深大于200米的海啸产生条件，历史上也爆发了许多地震，图5-4也显示该海域历史上爆发了多次海啸；而且该海域包含有马尼拉海沟，板块运动剧烈，更说明了该海域产生海啸的可能性非常大。因此划分为潜在海啸源区，见图5-13。

5.3.1.5 综合

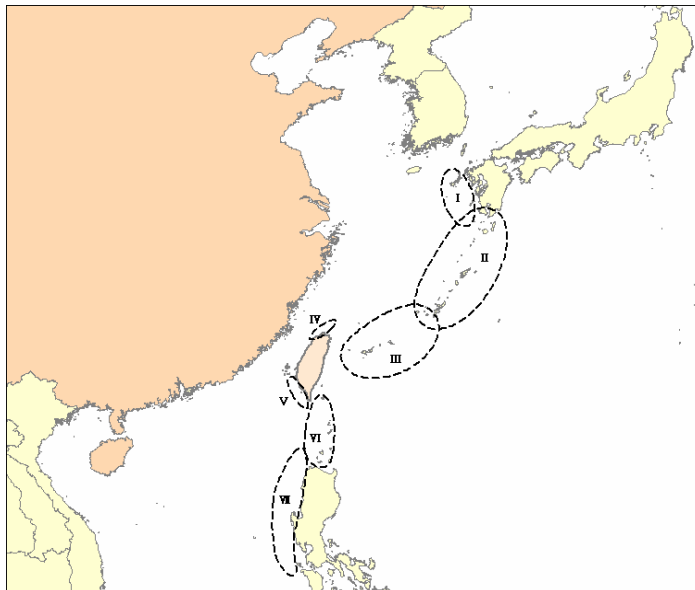


图5-13 我国周边海域潜在海啸源区

综合上述几个区域的分析描述,我国周边海域潜在海啸源区的划分见图5-13,一共划分了7个潜在海啸源区。

5.3.2 确定潜在海啸源

在划分好的潜在海啸源区内,采用点源形式设置海啸源,如图5-14,半径为50公里的点源一共47个。点源的大小按圆锥形设置,最大高度处取5米,如图5-15所示,一个点源就是一个海啸数值模拟过程的初始位移场。需要说明的是,按第二章所述海啸数值模拟的初始位移场应根据断层弹性位错原理来计算,但由于缺乏基础数据,无法获得潜在海啸源区内的断层基本信息,所以采用这种方式设置。这并不影响最后的结果,因为分析我国海岸线海啸危险位置时采用的是比值,而非海啸波高值。

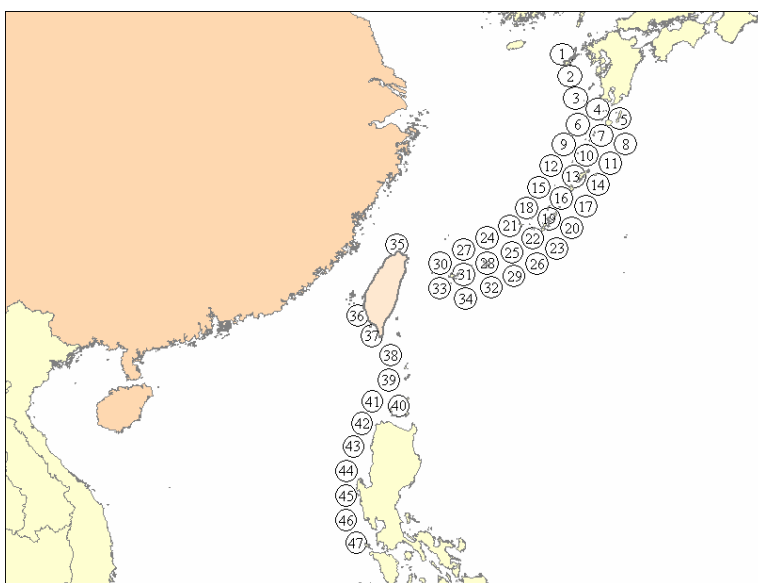


图5-14 我国周边海域潜在海啸源分布

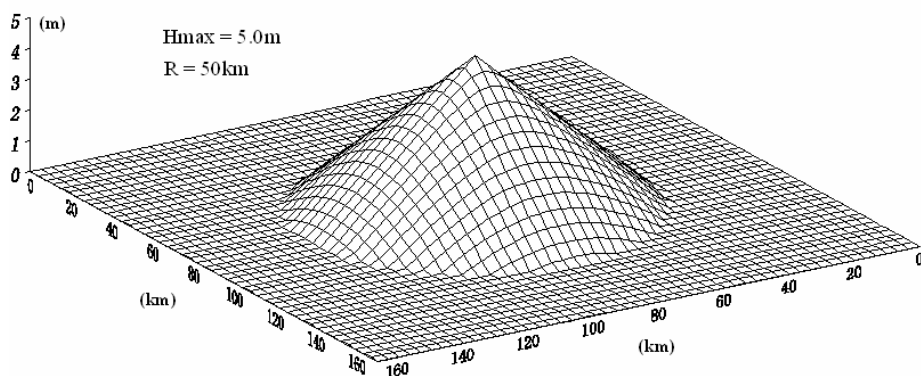


图5-15 海啸源大小设置

5.3.3 数值模拟

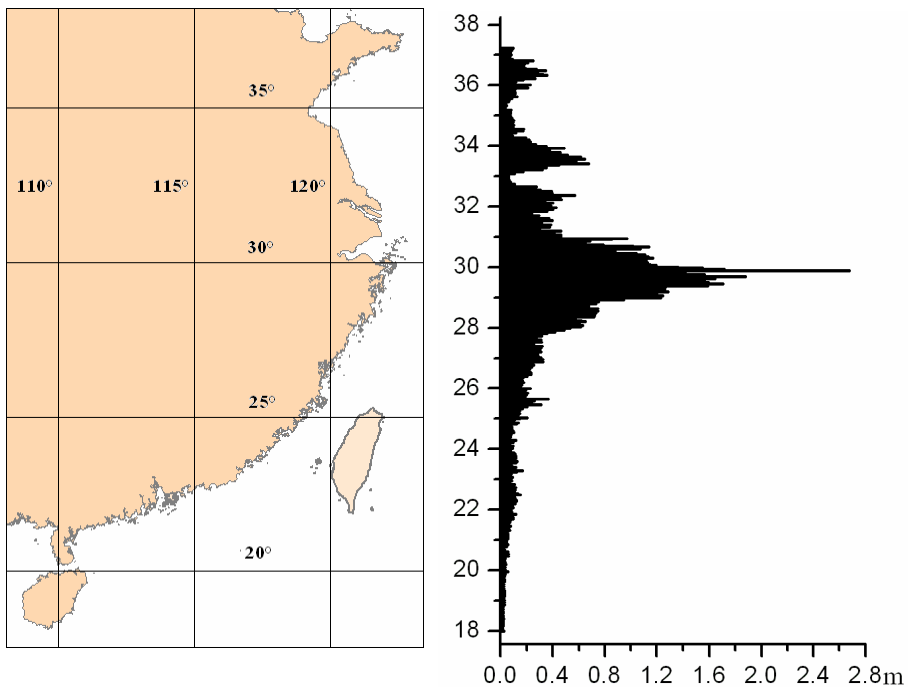


图5-16 第18海啸源进行数值模拟后我国海岸线的海啸波高值

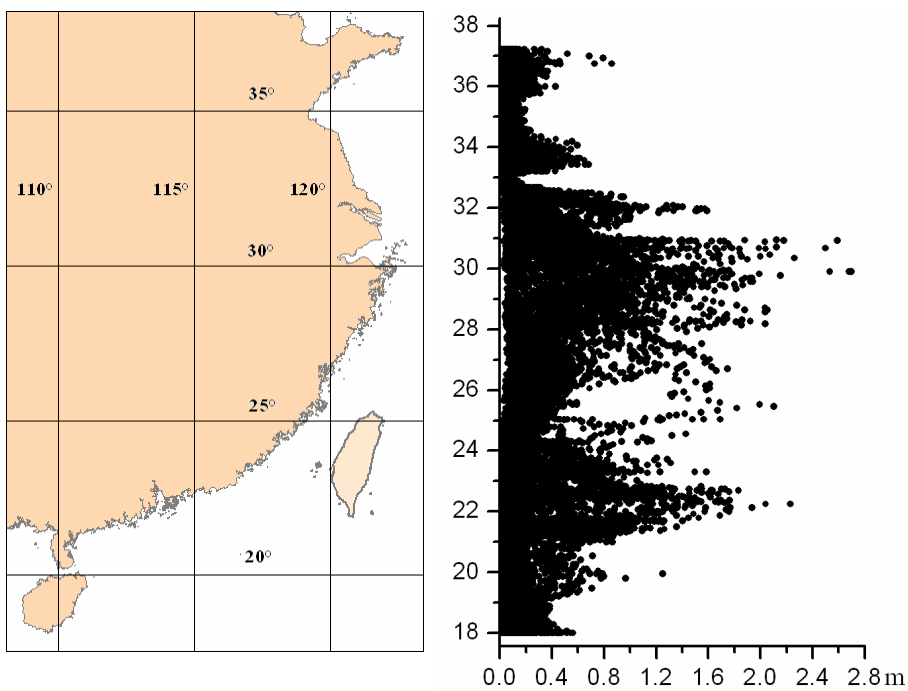


图5-17 对47个海啸源进行数值模拟后我国海岸线的海啸波高值

确定好初始位移场后，对每个海啸源的海啸传播过程进行数值模拟，采用第四章描述的近场海啸数值传播模式。图5-16为对第18海啸源进行数值模拟后我国海岸线的海啸波高值，在接近北纬30°的地区出现最大波高值为2.67米。但这并不能说明该区域的海啸危险性偏高，因为这可能是由于海啸源距离该区域近的缘故造成的，只有对所有数值模拟结果进行分析后才能作出判断。图5-17为对所有47个海啸源进行数值模拟后我国海岸线的海啸波高值。

5.3.4 波高值归一化

对所有海啸波高值进行归一化，即每一数值模拟过程产生的沿岸各点波高值除以其中的最大值，得到一系列小于1的比值。那么每个沿岸点产生47个比值，将它们在图形中表现出来，见图5-18。

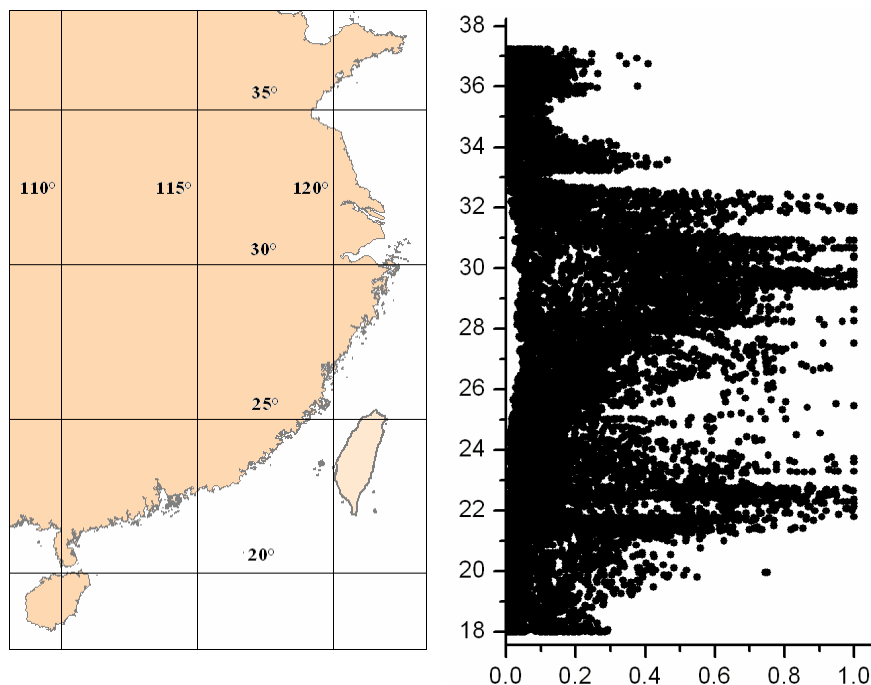


图5-18 海啸波高值的归一化

5.3.5 结论

最终的海啸波高值与地震震级大小、断层类型、断层走向、传播距离、沿岸海底坡度、爬坡时海岸线形状等有关。本文采用相同的圆锥形海啸源，避免了由地震震级大小、断层类型、断层走向带来的影响；然后将计算结果归一化避免了传播距离带来的影响。因此，本文得到的我国沿海各地区海啸危险性异同是由沿岸海底坡度、爬坡时海岸线形状引起的，所得结论可作为进行概率性海啸危险性分析的一种参考。

从图5-18, 我们可得到以下结论:

1、渤海湾沿岸海啸危险性非常低, 几乎不可能遭受海啸袭击。因为渤海湾是半封闭海域, 对海啸波起着阻挡作用, 而本文又是从沿岸海底坡度、爬坡时海岸线形状考虑海啸危险性的。

2、根据接近1的点密集情况判断, 从黄海海岸线到海南岛最南端, 长江入海口、钱塘江入海口、珠江入海口附近海岸相对其他地方的海啸危险性最高; 东海海域沿线海啸危险性相对较高、南海其次、黄海较低。

5.4 概率性海啸危险性分析

近几十年随着地震危险性方法的成熟, 海啸危险性评价工作也开始逐渐转为基于概率方法的海啸危险性分析 (Probabilistic tsunami hazard analysis, PTHA), 该方法与现有的地震危险性分析方法 (Probabilistic seismic hazard analysis, PSHA) 相似, 其优点在于考虑了海啸的时间不确定性以及可能性。地震危险性分析方法目前在世界范围已经广泛使用, 主要思路是基于Cornell在1968年提出的方法^[57], 我国现有地震危险性分析方法也是源于此法但略有改进^[15]。虽然该方法思路明确, 但由于海啸与地震灾害的本质不同, 海啸历史资料不完善等原因, 其具体实施步骤也不相同。1977年美国的Houston等将概率方法与简单的地震发生模型结合计算了夏威夷群岛浪高的发生频率^[65]。美国FEMA目前采用地理信息系统技术结合洪水分析模型进行海啸危险性分析。美国俄勒冈州通过对近2千年的历史海啸沉积物的资料分析来研究概率危险分析中的涌浪。俄罗斯的勘察加半岛附近的海啸记录可以追溯到3000年左右, 其统计的海啸回归频率为100年左右^[49]。日本的一些研究者将逻辑树的方法引入, 考虑海啸危险性中的不确定性^[104]。意大利利用历史地震目录, 统计了地中海的海啸地震与海啸大小之间的关系^[52]。加勒比海的海啸危险性分析主要考虑了加勒比海海盆的潜在震源和潜在的海底滑坡这两项主要因素。新西兰实施的海啸危险性分析项目采用与地震危险性分析方法几乎一样的方法, 目前该项目完成了海啸源的划分^[81]。

5.4.1 概率性海啸危险性分析定义

由于PTHA思路来源于PSHA^[61], 所以借鉴PSHA的定义^[15], 将PTHA定义为: 对于某一给定海滨地区, 要求PTHA给出将来若干年内一定海啸波高值的超越概率 $P(H \geq h)$ 。

$$P(H \geq h) = \sum_i P(H \geq h | E_i) \cdot P(E_i) \quad (5-4-1)$$

其中, h 为给定的海啸波高值, i 为第 i 个潜在海啸源区, E_i 为第 i 个潜在在海啸源区内发生海啸地震。 $P(E_i)$ 可通过对历史海啸地震统计得到, $\sum P(E_i) = 1$; $P(H \geq h | E_i)$ 的求解从广义上可从下述步骤得到:

第一步, 对震源参数积分。假定 Ψ_0 、 Ψ_u 分别为参数空间 Ψ 的上下

限, Ψ_0 不同于地震危险性分析中震级—频度关系中的震级下限, 后者通常取4.0, 而前者可取6.5或7.0, 因为产生破坏性海啸的地震震级需达到6.5以上。对震源参数积分得到:

$$\dot{N}(r_0) = \int_{\Psi_0}^{\Psi_u} \dot{n}(r_0, \Psi) d\Psi \quad (5-4-2)$$

第二步, 对震源位置积分。这一步在地震危险性分析中将根据地震动衰减关系对给定场地与震源之间的距离进行积分, 而海啸危险性分析中因为给定海滨地区的海啸波高值与震源参数没有特定的关系, 所以只能采用数值模拟的方式进行。积分后的结果如下:

$$\dot{N}(H \geq h, r=R) = \int_0^R \dot{N}(r_0) dr \quad (5-4-3)$$

第三步, 频率转换成概率。采用泊松概率分布公式, 对上述积分得到的频率计算成T年内的超越概率:

$$P(H \geq h | E_i) = 1 - e^{-\dot{N}(H \geq h, r=R) \cdot T} \quad (5-4-4)$$

上述步骤都是从广义上描述的, 具体的实施有多种方法: 逻辑树法、蒙特卡罗法、经验数据分析法、特征地震模型法等。

5.4.2 概率性海啸危险性分析方法

5.4.2.1 基于历史数据

如果某一场点有足够的历史海啸观测记录, 则可以十分方便地统计出该场点的历史爬高年超越概率, 但实际上许多地区很难获得翔实的历史资料, 虽然我国有着丰富的历史地震记录, 但关于海啸地震的记录却不是很多, 也不完善。基本的实施过程如下:

第一步, 统计给定场点的历史爬高数据。假定统计到 T_u 时间段内共有 m 个爬高记录;

第二步, 计算每个爬高值的年累积频率。假设超过某一爬高值 H_u 的个数有 n 个, 则该爬高值的年累积频率为:

$$\dot{n}(H \geq H_u) = \frac{n}{m} \cdot \frac{m}{T_u} = \frac{n}{T_u} \quad (5-4-5)$$

第三步, 以爬高值为横坐标, 年累积频率为纵坐标, 将各离散点用图形表示出来, 采用经验公式拟合这些点, 得到爬高值的年累积频率曲线。经验公式最早由Soloviev提出^[101]:

$$\dot{n}(i) = \alpha_1 10^{-\beta_1 i} \quad (5-4-6)$$

其中, α_1 、 β_1 为常数, i 为海啸烈度。另外还有Houston在预测加利福尼亚海啸时采用的指数分布公式^[67]:

$$\dot{n}(i) = \alpha_3 e^{-\beta_3 i} \quad (5-4-7)$$

Burroughs和Tebbens建议采用类似于古登堡—里克特的震级—频度关系的能量法则^[56]:

$$\dot{n}(h) = Ch^{-\alpha_4} \quad (5-4-8)$$

其中, h 为记录到的最大海啸爬高。同时他们指出在有些地方适于采用上限能量法则^[55]:

$$\dot{n}(h) = C(h^{-\alpha_4} - h_u^{-\alpha_4}) \quad (5-4-9)$$

其中, C 和 α_4 为统计常数, h_u 为爬高发生率为零值的爬坡高度, h 为观测点爬高最大值。

第四步, 按照泊松分布, 计算得到每个爬高 T 年内的超越概率为:

$$P(H \geq H_u) = 1 - e^{-\dot{n}(H \geq H_u) \cdot T} \quad (5-4-10)$$

作出给定场点的 T 年内的超越概率曲线; 并计算指定爬高的重现期 $T_{重}$ 为:

$$T_{重}(H = H_u) = -\frac{1}{\ln(1 - P(H \geq H_u))} \quad (5-4-11)$$

5.4.2.2 基于数值模拟

对于那些没有足够历史海啸观测记录的地区, 只能采用基于数值模拟的分析方法来评价该地区的海啸危险性。基本步骤如下:

第一步, 划分潜在海啸源区。根据板块构造、海底地质情况、古地震遗迹、历史地震记录、海水深度等划分潜在海啸源区。与地震危险性分析中划分的潜在震源区不同的是, 潜在海啸源区内的地震都是能都产生海啸的地震, 并且具有一定规模, 一般都在6.5级以上; 还有潜在海啸源区必须在海水较深海域, 一般在200米以上, 以满足海啸产生的条件。划分好的潜在海啸源区个数计为 n 。

第二步, 统计相关地震参数。根据历史海啸地震记录, 统计出每个潜在海啸源区的古登堡—里克特震级—频度关系, 得到相关参数, 如 β 、 M_u 等。然后修正此公式, 得到第 j 个潜在海啸源区的震级累积频率分布^[77]:

$$F_j(M) = \left(\frac{M_l}{M}\right)^\beta \cdot e^{\frac{(M_l - M)}{M_c}} \quad (5-4-11)$$

其中, M_l 、 M_c 分别为震级上下限。

第三步, 产生地震随机样本。按照公式(5-4-11), 运用蒙特卡罗方法在每个潜在海啸源区内, 空间上均匀的产生随机地震, 震级范围在 M_l 与 M_c 之间。第 j 个潜在海啸源区样本空间计为 N 。

第四步, 数值模拟计算沿岸波高。在第 j 个潜在海啸源区内, 针对每个地震事件, 由Wells和Coppersmith提出的经验公式^[113]计算断层面长(L)、宽(W)、滑移量(D)。其它对计算结果影响较小的断层参数如走向角(θ)、断层倾角(δ)、滑移角(λ)等按照震源处的地质构造情况获得。有了这些参数

后,接下来对每个地震事件运用本文第三章开发的越洋海啸数值模式或第四章开发的近场海啸数值模式计算沿岸波高值。于是对于某一指定场点,将获得 N 个沿岸波高值。

第五步,计算单个潜在海啸源区贡献的累积频率。以波高值 H_u 为例,针对第 j 个潜在海啸源区内地震事件进行数值模拟的结果,清点超过 H_u 的波高个数,计为 m ,每个波高对应一个地震事件,那么该场点波高 H_u 的累积频率为:

$$\dot{N}(H \geq H_u, zone = j) = \sum_{i=1}^m \frac{1}{N} (F_j(M_i)) \quad (5-4-12)$$

其中 $zone=j$ 表示第 j 个潜在海啸源区, $F(M_i)$ 表示第 i 个超过 H_u 的波高值所对应地震事件的累积频率。

第六步,计算总的累积频率和超越概率。按以上步骤对 n 个潜在海啸源区进行计算,得到指定场点的 n 个波高累积频率,集中起来得到指定场点总的累积频率为(依旧以波高值 H_u 为例):

$$\dot{N}(H \geq H_u) = 1 - \prod_{j=1}^n (1 - \dot{N}(H \geq H_u, zone = j)) \quad (5-4-13)$$

指定场点 T 年波高 H_u 的超越概率可表示为:

$$P(H \geq H_u) = 1 - e^{-\dot{N}(H \geq H_u) \cdot T} \quad (5-4-14)$$

那么, H_u 波高的重现期可由下式计算:

$$T_{重}(H = H_u) = -\frac{1}{\ln(1 - P(H \geq H_u))} \quad (5-4-15)$$

最后画出超越概率曲线。

第七步,不确定性分析。采用逻辑树的方法对整个过程进行不确定性分析。不确定性的主要方面有:确定潜在海啸源区的位置与类型产生的不确定性、震级—频度关系中参数确定产生的不确定性、确定断层参数时采用经验公式产生的不确定性、对断层破裂进行假设产生的不确定性、数值模拟中采用的海水深度有误差产生的不确定性、数值模式中对传播原理进行假设产生的不确定性等。

5.4.2 珠三角地区地震海啸危险性分析

本章通过美国National Geophysical Data Center搜集了我国珠江三角洲地区的海啸爬高数据,见表5-1,其中1767年和1917年的地震海啸爬高高度为推测值。基于此数据,采用公式(5-4-5)计算了海啸爬高的年累积频率,其离散点分布见图5-19;然后采用公式(5-4-9)作为经验公式,拟合这些离散点。类比于墨西哥的Acapulco地区,拟合得到的曲线见图5-19,参数见表5-2,得到我国珠江三角洲地区的海啸爬高年累积频率经验公式为:

$$\dot{n}(h) = 0.033 \times (h^{-0.49} - 15^{-0.49}) \quad (5-4-16)$$

接下来采用公式(5-4-10)计算得到我国珠江三角洲地区的海啸爬高超越概率经验公式为：

$$P(H \geq H_u) = 1 - e^{-0.033 \times (h^{-0.49} - 15^{-0.49}) \times T} \quad (5-4-17)$$

最后便可计算得到我国珠江三角洲地区的海啸爬高1年、10年、50年、100年内0.5米、1米、2米、5米、10米的超越概率，以及爬高0.5米、1米、2米、5米、10米的历史重现期，见表5-3。绘出年超越概率曲线，见图5-20。

表 5-1 NOAA 的我国珠江三角洲海啸爬高记录

年	月	日	地点	纬度	经度	浪高(米)
1765	5		CANTON	23.13	113.33	9
1767	11	22	MACAU	22.17	113.55	大于 2
1917	1	25	AMOY, TUNGAN	24.47	118.08	大于 1
1952	11	4	HONG KONG	22.25	114.17	0.1
1960	5	22	HONG KONG	22.25	114.17	0.5
1960	5	22	HONG KONG	22.25	114.17	0.6
1985	3	3	HONG KONG	22.25	114.17	0.1
1988	6	24	HONG KONG	22.29	114.22	0.65
1988	6	24	HONG KONG	22.4	114.18	1.03
1992	1	5	SANYA, HAINAN	18.23	109.51	0.8

表 5-2 统计参数

地点	C	α	h_U
墨西哥的 Acapulco	0.056	0.52	20
珠江三角洲	0.033	0.49	15

表 5-3 我国珠江三角洲地区海啸爬高超越概率及重现期

超越概率 海啸爬高	1 年	10 年	50 年	100 年	重现期
0.5m	3.8%	31.8%	85.2%	97.8%	26.1 年
1m	2.5%	22.1%	71.2%	91.7%	40.1 年
2m	1.5%	14.3%	53.6%	78.6%	64.8 年
5m	0.69%	6.7%	29.3%	50.0%	144.4 年
10m	0.26%	2.6%	12.2%	22.9%	383.5 年

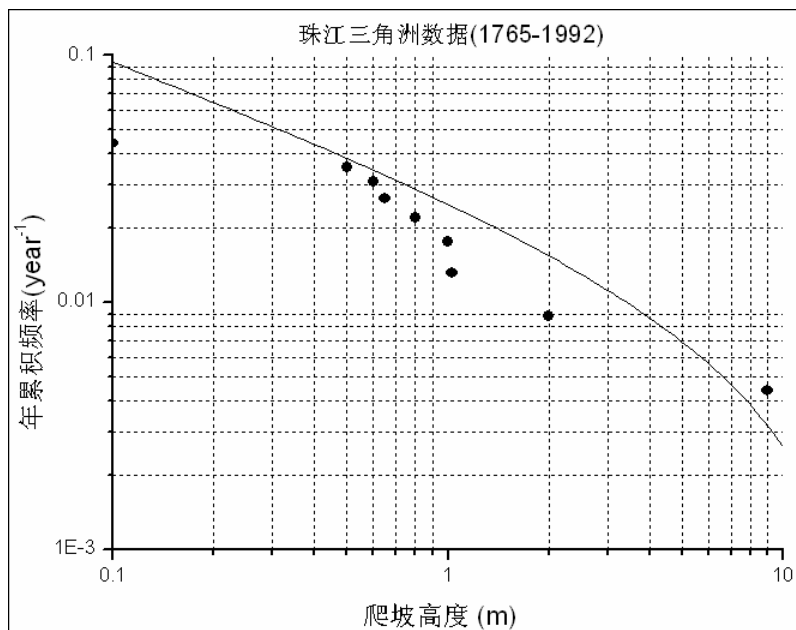


图5-19 珠江三角洲地区历史海啸爬高年累积频率

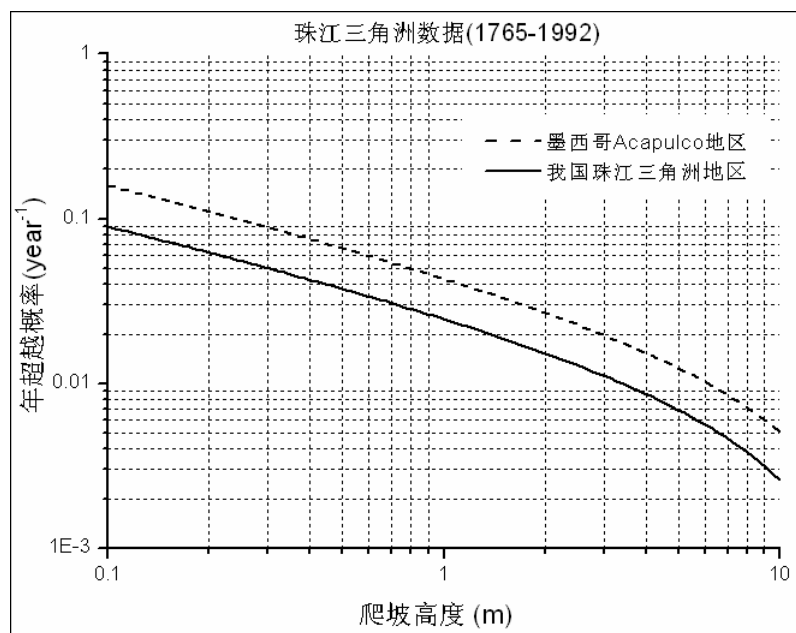


图5-20 珠江三角洲地区历史海啸爬高年超越概率

从图5-19中可以看出，对于较低水准的爬高，实际拟合的曲线偏高，这可能是由于我国缺少有效的监测手段而漏掉了海啸爬高高度较小的事件；而对于中等水准的爬高，即一米左右的爬高，能够反映爬高的变化；

对于较高水准的爬高，曲线下降趋势较快。

从图5-20中可以看出，总体上我国珠江三角洲地区的海啸爬高年超越概率要小于墨西哥的Acapulco地区。因此其海啸危险性程度也要低于墨西哥的Acapulco地区。

从表5-3中可以看出，我国珠江三角洲地区的海啸危险性较高，因为对沿岸造成轻微破坏的1m爬高100年超越概率有91.7%，重现期只有40年左右；而能对沿岸造成重大破坏的5m爬高虽然年超越概率只有0.69%，但100年超越概率却达到50%，重现期也仅144年左右；能对沿岸造成严重破坏的10m爬高虽然年超越概率只有0.26%，但100年超越概率却达到22.9%，重现期却只有384年左右。因此，国家应该加强对珠江三角洲地区的海啸预防与设防的投入，建立良好的海啸预警系统和完善的海啸预警机制，并加大海啸基本逃生准则的宣传，构建出一套完善的海啸防灾减灾体系。

5.5 小结

本章分析了我国开展海啸危险性分析工作的必要性和紧迫性，并阐述了如何开展这方面的工作。首先提出一种确定性方法，定性的评估了我国沿海岸线各地区的海啸危险性程度，指出长江入海口、钱塘江入海口、珠江入海口附近海岸相对其他地方的海啸危险性程度最高；然后借鉴我国成熟的地震危险性分析方法，给出概率性海啸危险性分析的定义和进行概率性海啸危险性分析的思路和方法；最后，基于历史数据，评估我国珠江三角洲地区的地震海啸危险性，给出该地区的海啸爬高超越概率和重现期。

地震海啸危险性分析可以为建立地震海啸预报、报警系统提供技术支持，还可以与工程海啸设防结合，提出未来一定时期内，不同地点的地震海啸危险性程度，给出工程海啸设防标准，同时也为海洋资源合理利用与开发、环境保护与治理、重大工程设施的布局与发展规划、国家建设提供依据。总之，地震海啸危险性分析将为实现沿海地区防灾减灾目标，对海啸可能成灾的危险海岸的城市规划和改造，保障沿海经济持续发展，具有重要的现实意义。

第六章 结论与展望

6.1 结论

海啸的数值模拟是进行海啸预警系统设计、开展海啸危险性分析工作的前提,在海啸的整个研究环节中起着至关重要的作用。另外,我国沿海地区开展海啸危险性分析工作也迫在眉睫,此项工作也是构建我国海啸防灾减灾体系极为重要的一步。因此本文工作的重点是开发海啸的数值模式,并利用这个模式初步开展我国沿海地区的海啸危险性分析研究。通过自身不懈的努力和导师细心的指导,终于完成了论文预定的目标,有所成就,得到以下结论:

1. 论文总结了海啸的全球灾害及分布情况、简要描述了俄罗斯NTL和美国NGDC两大世界历史海啸数据库,运用地理信息系统,绘出了世界历史海啸分布图。

2. 对海啸的形成机理进行假设,运用计算机代码,模拟了海啸的产生过程,通过与Coulomb软件共同计算1960年智利海啸的初始垂直位移,对比结果证实本论文开发的程序能较精确地模拟海啸的初始垂直位移场。由此,解决了海啸数值模拟过程中设定初始条件的问题。

3. 分析比较了Boussinesq方程和线性浅水方程,选用后者作为本文模拟越洋海啸传播的数学模型。采用有限差分法解微分方程,通过编写程序开发越洋海啸数值传播模式。选取1960年智利海啸和2004年苏门答腊海啸作为算例验证了该模式具有一定的精确度,可以用来作为进行海啸后续研究的技术工具。

4. 采用非线性浅水方程作为近场海啸传播的物理模型,采用有限差分法解这个方程,通过编写程序开发近场海啸数值传播模式。选取2006年12月26日发生在台湾南部海域的海啸作为算例验证了该模式具有一定的精确度,可以用来作为进行海啸后续研究的技术工具。最后假设1960年智利大海啸在琉球群岛附近海域重现,采用所开发的模式进行数值模拟,结果显示此次设想海啸能够对长江三角洲地区产生一定破坏,证明了该地区存在遭受近场海啸袭击的威胁,应开展该地区的海啸威胁性分析和海啸预警等研究工作。

5. 分析了我国开展海啸危险性分析工作的必要性和紧迫性,采用一种确定性方法,定性地评估了我国沿海各地区的海啸危险性程度,指出我国海啸危险性程度较高地区为长江入海口、钱塘江入海口、珠江入海口附近海岸。

6. 借鉴我国成熟的地震危险性分析方法,给出了概率性海啸危险性分析的定义及开展此工作的思路、方法。基于历史数据,评估了我国珠江三角洲地区的地震海啸危险性,给出了该地区的海啸爬高超越概率和历史

重现期。为该地区进行海洋资源合理利用与开发、环境保护与治理、重大工程设施的布局与发展规划等提供依据。

6.2 展望

虽然本文取得了一些成果,但由于问题的复杂性和作者本身的水平限制,本文的研究还有很多不尽如人意的地方,海啸方面的研究还有大量工作要做。以本文的工作为基础,进一步工作设想如下:

1. 本文计算海啸初始垂直位移场时,假设海水表面的向上运动和海底位移是一致的,忽略了断层破裂的复杂性、错位的多向性、破裂层厚度可变性等各种因素。因此,模拟结果与实际情况难免产生差异,需要考虑这些因素,开发更加精确的海啸初始位移场数值模式。

2. 本文所开发的越洋海啸数值传播模式未作不确定性校正及误差分析,接下来将开展这些工作,提高其计算精确度;另外,由于是越洋海啸,传播范围大、计算网格多,进行数值模拟计算时间冗长,接下来将优化计算程序,提高其运行效率。

3. 本文所开发的近场海啸数值传播模式未作不确定性校正及误差分析,接下来将开展这些工作,提高其计算精确度;另外,在海啸爬高阶段,应考虑更细的网格,得到更精确的爬高值,接下来将完善计算程序,在接近海岸时,逐步细化网格,提高程序的计算精确度。

4. 本文采用确定性方法定性地评估了我国沿海各地区的海啸危险性程度,仅考虑了沿岸海底坡度、爬坡时海岸线形状的影响,接下来将考虑诸如地震震级大小、断层类型、断层走向、传播距离等其他因素的影响。

5. 本文通过确定性海啸危险性分析给出的我国海啸危险性程度较高地区为长江入海口、钱塘江入海口、珠江入海口附近海岸的结论未作原因分析,接下来将深入探究,给出这一结论的合理解释。

6. 本文给出了概率性海啸危险性分析的定义及开展此工作的思路、方法,但受时间限制,具体工作仅限于理论阶段,未付诸实施。接下来将开展我国整个沿海地区的概率性海啸危险性分析、得出整个海岸线的海啸爬高超越概率和重现期。

7. 运用本文开发的越洋、近场海啸数值模式及进一步的海啸危险性分析结果开展建设我国海啸预警系统、应急预案、构建海啸防灾减灾体系等相关研究。

8. 以本论文作前期技术准备,更进一步的开展海啸工程设防标准的立定、海啸区划图的编制、沿海建筑物的海啸危害性评定、海啸保险等深层次的研究。

参考文献

- [1] John D. Anderson, JR.. 计算流体力学入门[M]. 北京: 清华大学出版社, 2004.
- [2] 包澄澜. 海啸灾害及其预警系统[J]. 国际地震动态, 2005, 313(1): 14-18.
- [3] 包澄澜, 叶琳. 海啸灾害与预警[J]. 海洋预报, 2005, 22(1): 1-4.
- [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] 陈颢, 陈棋福. 印尼地震海啸及其相关的地球物理现象[J]. 地球物理学进展, 2005, 20(1): 112-117.
- [6] 陈颢. 海啸的成因与预警系统[J]. 自然杂志, 2005, 27(1): 4-7.
- [7] 陈云平, 沈繁奎, 陈定. 海南省南海地震监测和海啸预警服务[J]. 华南地震, 2006, 26(1): 61-66.
- [8] 高焕臣, 闵庆方. 渤海地震海啸发生的可能性分析[J]. 海洋预报, 1994, 11(1): 63-66.
- [9] 高中和, 李灼华, 季幼庭, 徐映深. 中国大陆沿海地震海啸析疑[J]. 中国地震, 1992, 8(4): 102-107.
- [10] 郭迅. 海啸破坏特点与工程防御方法初探[J]. 自然灾害学报, 2005, 14(1): 175-177.
- [11] 郭增建, 陈鑫连. 地震对策[M]. 北京: 地震出版社, 1986.
- [12] 郭增建, 秦保燕, 李革平. 未来灾害学[M]. 北京: 地震出版社, 1992.
- [13] 海地. 地震海啸[J]. 地震战线, 1977, 4: 6-8.
- [14] 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.
- [15] 胡聿贤. 地震工程学[M]. 北京: 地震出版社, 1988.
- [16] 胡聿贤主编. 地震安全性评价技术教程[M]. 北京: 地震出版社, 1999.
- [17] 李成. 地震海啸的研究[J]. 海洋通报, 1982, 1(2): 16-23.
- [18] 梁凯利. 2004年12月26日印尼8.7级地震综述[J]. 国际地震动态, 2005, 313(1): 1-5.
- [19] 林均岐. 2004年12月26日印度尼西亚地震海啸灾害考察[J]. 地震工程与工程振动, 2005, 25(2): 20-33.
- [20] 刘昌森. 地震海啸及其对上海的影响[J]. 上海地质, 1992, 43(3): 10-18.
- [21] 刘瑞丰等. 葡萄牙破坏性地震和海啸预警系统[J]. 国际地震动态, 2005, 313(1): 23-25.
- [22] 卢晓东. 地震海啸对滨海核电厂影响的探讨[J]. 电力勘测, 1995, 7(3): 57-60.
- [23] 马宗晋, 叶洪. 2004年12月26日苏门答腊—安达曼大地震构造特征及地震海啸灾害[J]. 地学前缘, 2005, 12(1): 281-287.
- [24] 孙文心, 姜文胜, 李磊. 近海环境流体动力学数值模型[M]. 北京: 科学出版社, 2004.
- [25] 陶建华. 水波的数值模拟[M]. 天津: 天津大学出版社, 2005.
- [26] 王福军. 计算流体力学分析—CFD软件原理与应用[M]. 北京: 清华大学出版

- 社, 2005.
- [27] 王晓青, 吕金霞, 丁香. 我国地震海啸危险性初步探讨[J]. 华南地震, 2006, 26(1): 76-80.
- [28] 魏柏林, 陈玉桃. 地震与海啸[J]. 华南地震, 2005, 25(1): 43-49.
- [29] 温瑞智, 公茂盛, 谢礼立. 海啸预警系统及我国海啸减灾任务[J]. 自然灾害学报, 2006, 15(3): 1-7.
- [30] 温瑞智, 周正华, 谢礼立. 基于强震台网的我国沿海海啸走时预警[J]. 地震工程与工程振动, 2006, 26(2): 20-24.
- [31] 温瑞智, 任叶飞. 我国地震海啸危险性分析方法研究[J]. 世界地震工程, 2007, 23(1): 6-11.
- [32] 温瑞智, 任叶飞, 周正华. 近场海啸数值模拟初步研究[A]. 第三届全国防震减灾工程学术研讨会论文集[C], 2007, 南京, 416-420.
- [33] 邢乐林, 李建成, 褚永海, 刘晓玲. 卫星测高技术监测海啸现象中的研究及应用[J]. 海洋测绘, 2006, 26(1): 1-3.
- [34] 颜其德. 地震与海啸浅析[J]. 地理教育, 2005, 2: 73-74.
- [35] 杨马陵. 广东省地震海啸危险分析与监测预警系统构想[J]. 华南地震, 2005, 25(4): 25-33.
- [36] 杨马陵, 魏柏林. 南海海域地震海啸潜在危险的探析[J]. 灾害学, 2005, 20(3): 41-47.
- [37] 叶琳, 王喜年, 包澄澜. 中国的地震海啸及其预警服务[J]. 自然灾害学报, 1994, 3(1): 100-103.
- [38] 叶琳, 于福江, 吴玮. 我国海啸灾害及预警现状与建议[J]. 海洋预报, 2005, 22(增刊): 147-157.
- [39] 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[J]. 海洋学报, 2001, 23(6): 32-39.
- [40] 于福江, 吴玮, 赵联大. 基于数值预报技术的日本新一代海啸预警系统[J]. 国际地震动态, 2005, 313(1): 19-22.
- [41] 俞慕耕. 海啸的特点及其灾害[J]. 天津航海, 1996, 15(3): 7-9.
- [42] 张虎男. 南海及其周缘的地震活动与区域稳定性评价[J]. 海洋学报, 1995, 17(6): 81-89.
- [43] 张维佳, 潘大林. 工程流体力学[M]. 哈尔滨: 黑龙江科学技术出版社, 2001.
- [44] 张兴铭, 包澄澜, 于惠秋. 环太平洋国家和地区海洋减灾状况概览[J]. 中国减灾, 1995, 5(4): 58-60.
- [45] 张兆顺, 崔桂香. 流体力学[M]. 北京: 清华大学出版社, 2005.
- [46] 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.
- [47] 祝会兵, 于颖, 戴世强. 海啸数值计算研究进展[J]. 水动力学研究与进展, 2006, 21(6): 714-723.
- [48] 总参气象水文中心. 关注海啸[M]. 北京: 军事科学出版社, 2005.
- [49] A. A. Kurkin, E. N. Pelinovskii, B. H. Choi, and J. S. Lee. A Comparative Estimation of the Tsunami Hazard for the Russian Coast of the Sea of

- Japan Based on Numerical Simulation[J]. *Oceanology*, 2004, 44(2), 163–172.
- [50] Ahmet, C. Y., Nor, H. G., Ahmad, K. A. W.. DECEMBER 26, 2004 INDIAN OCEAN TSUNAMI FIELD SURVEY (JULY. 09–10, 2005) AT NORTH WEST PENINSULAR MALAYSIA COAST, PENANG AND LANGKAWI ISLANDS[R].
- [51] Angie, J. V.. NOAA TIME Eastern Strait of Juan de Fuca[R]. 2004, NOAA Technical Memorandum OAR PMEL—127.
- [52] A. Salamon, T. Rockwell, S. N. Ward, E. Guidoboni and A. Comastri. Tsunami Hazard Evaluation of the Eastern Mediterranean—Historical Analysis and Selected Modeling[J]. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 2007, 97(3), 705–724.
- [53] Atwater, B. F., Cisternas, M. V., Bourgeois, J., et al., compilers. Surviving a Tsunami—Lessons From Chile, Hawaii, and Japan[R]. U. S. Geological Survey Circular 1187, 1999.
- [54] Bernard, E. N.. The U. S. National Tsunami Hazard Mitigation Program Summary[A]. *Proceedings of the International Tsunami Symposium 2001*[C], 2001.
- [55] Burroughs, S. M. and Tebbens, S. F.. Upper-truncated power laws in natural systems[J]. *Pure Appl. Geophys.*, 2001, 158, 741–757.
- [56] Burroughs, S. M. and Tebbens, S. F.. Power law scaling and probabilistic forecasting of tsunami runup heights[J]. *Pure Appl. Geophys.*, 2005, 162, 331–342.
- [57] Cornell, C. A.. Engineering seismic risk analysis[J]. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1968, 58(5), 1583–1606.
- [58] Crouch, S. L. and A. M. Starfield. *Boundary Element Methods in Solid Mechanics*[M]. Allen Unwin, London, 1983, 322pp.
- [59] Florence, L. W., Eric, L. G. and Angie, J. V.. Probabilistic Tsunami Hazard Maps and GIS[A]. 2005 ESRI International User Conference[C], San Diego, California, proceedings. 2005, 11pp.
- [60] Geist, E. L.. Local Tsunami Hazards in the Pacific Northwest from Cascadia Subduction Zone Earthquakes[R]. U. S. Geological Survey Professional Paper 1661-B, 2005, 17pp.
- [61] Geist, E. L. and T. Parsons. Probabilistic Analysis of Tsunami Hazards[J]. *Natural Hazards*, 2006, 37(3), 277–314.
- [62] Hammack, J. L. and H. Segur. Modelling criteria for long water waves[J]. *J. Fluid Mech.*, 84, part 2, 359–373.
- [63] Heinrich, P., F. Schindele and S. Guiborg. Modeling of the February 1996 Peruvian tsunami[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 1998, 25(14), 2687–2690.
- [64] Ho, C. and Sung, J. H.. Simulation of prognostic on the Korean coast [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2001, 28(10), 2013–2016.

- [65] Houston, J.R., Carver, R.D., Markle, D.G.. Tsunami-wave elevation frequency of occurrence for the Hawaiian Islands[R]. U. S. Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station Technical Report H-77-16, 1977.
- [66] Houston, J.R.. Interaction of tsunamis with the Hawaiian Islands calculated by a finite-element numerical model[J]. J. Phys. Oceanogr., 1978, 8(1), 93-102.
- [67] Houston, J.R.. Type 19 Flood Insurance Study, Tsunami Predictions for Southern California[R]. Technical Report HL-80-18, 1980, U. S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- [68] Houston, J.R. and H.L. Butler. Numerical Simulations of the 1964 Alaskan Tsunami[A]. Nineteenth Coastal Engineering Conference, ASCE. Proc. Of the International Conference[C], 1984, 815-830.
- [69] http://nctr.pmel.noaa.gov/indo_1204.html
- [70] <http://tsun.sccc.ru/>
- [71] <http://www.ngdc.noaa.gov/>
- [72] http://www.ngdc.noaa.gov/seg/hazard/tsu_travel_time.shtml#Pacific
- [73] Imamura, F., Goto, C..Truncation error in numerical tsunami simulation by the finite difference method[J]. Coastal Engineering in(Japanese), 1988, JSEE31, 245-263.
- [74] Imamura, F., Shuto, N. and Goto, C.. Numerical simulations of the transoceanic propagation of tsunamis[A]. Proc.6th Congress Asian and Pacific Regional Division[C], IAHR, Japan, 1988, 265-272.
- [75] Imamura, F., N. Shuto and C. Goto. Study on numerical simulation of the transoceanic propagation of tsunamis—Part 2, Characteristics of tsunami propagating over the Pacific Ocean[J]. Zisin (J. Seismol. Soc. Japan), 1990, 43, 389-402.
- [76] IUGG/IOC Time Project: Numerical Method of Tsunami Simulation with the Leap-Frog Scheme[R]. 1997, 122pp.
- [77] Kagan, Y.Y. and Jackson, D.D.. Probabilistic forecasting of earthquakes[J]. Geophys. J. Int., 2000, 143, 438-453.
- [78] Kajiura, K. The leading wave of a tsunami[J]. Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, 1963, 41, 535-571.
- [79] Kanamori, H. and J.J. Ciper. Focal process of the great Chilean earthquake, May 22, 1960[J]. Phys. Earth Planet. Int., 1974, 9, 128-136.
- [80] Kazuaki, T., Kazuhiko, B., Shigeru, Y.. Possibility for transoceanic tsunami forecast by numerical simulation—Example of 1960 Chilean tsunami by numerical simulation[A]. ITS 2001 PROCEEDINGS[C], SESSION 7, NUMBER 7-17, 849-859.
- [81] Kelvin, B. (complier). Review of Tsunami Hazard and Risk in New

- Zealand[R]. Institute of Geological & Nuclear Sciences client report 2005/104, 2005, 149pp.
- [82] Kenji, S., Than, T.A., et al. Report on Post Tsunami Survey along the Myanmar Coast for the December 2004 Sumatra-Andaman Earthquake[R]. 活断层·古地震研究报告, No.5, 2005, 161-188.
- [83] Kowalik, Z. Solution of the linear shallow water equations by the fourth-order leapfrog scheme[J]. J. Geophys. Res., 1993, 98, 10205-10209.
- [84] Lin, J. and R.S. Stein. Stress triggering in thrust and subduction earthquakes, and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults[J]. J. Geophys. Res., 2004, 109, B02303, doi:10.1029/2003JB002607.
- [85] Liu, P.L., Y.S. Cho, S.B. Yoon, et al. Numerical Simulations of the 1960 Chilean Tsunami Propagation and Inundation at Hilo, Hawaii[A]. In Tsunami Progress in Prediction, Disaster Prevention and Warning [C], edited by Y. Tsuchiya and N. Shuto, Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 1995.
- [86] Liu, Y., Santos, A., Wang, S.M., Shi, Y., Liu, H., Yuen, D.A.. Tsunami hazards along Chinese coast from potential earthquakes in South China Sea[J]. Phys. Earth Planet. Int., 2007, 163, 233-244.
- [87] Liu, Y., Shi, Y., Liu, H., Wang, S.M., Yuen, D.A., May, Xing, H.L. Can tsunami waves in the South China Sea be modeled with linear theory? [A]. The International Conference on Computational Science (ICCS) [C], 2007, Beijing.
- [88] Lynett, P. and Liu, P.. A numerical study of submarine landslide generated waves and runups[J]. Proc. Roy. Soc. London., A, 458, 2002, 2885-2910.
- [89] Mansinha, L. and D. Smylie. The displacement field of inclined faults[J]. Bull. Seismol. Soc. Am., 1971, 61(5), 1433-1440.
- [90] Modesto, O., E. Gómez-Reyes, et al. A fast preliminary estimation model for transoceanic tsunami propagation[A]. ITS 2001 PROCEEDINGS [C], SESSION 7, NUMBER 7-3, 723-739.
- [91] Okada, Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Seismol[J]. Soc. Am., 1985, 75(4), 1135-1154.
- [92] Okada Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space[J]. Seismol. Soc. Am., 1992, 82(2), 1018-1040.
- [93] O.W.H. Wai, K.T. Chau, R. Wong, C.W. Li, Z. Dong and J. Zhan. A preliminary numerical study of tsunami generated wave patterns in the Pearl River Region and Hong Kong waters[R]. ANCER Annual Meeting, report, 2005, Korea.
- [94] Priest, G.R.. Explanation of mapping methods and use of the tsunami

- hazard maps of the Oregon coast[R]. Oregon Department of Geology and Mineral Industries Open-file Report 0-95-67, 1995.
- [95] Priest, G.R., E.P. Myers III, A.M. Baptista, P. Fleuck, K. Wang, R.A. Kamphaus, and C.D. Peterson. Cascadia Subduction Zone tsunamis-Hazard mapping at Yaquina Bay, Oregon[R]. Oregon Department of Geology and Mineral Industries Open-File Report 0-97-34, 1997, 144pp.
- [96] P. Watts. Probabilistic predictions of landslide tsunamis off Southern California[J]. Marine Geology. 2004, 203, 281-301.
- [97] P. Watts, M. Ioualalen, et al. Numerical Simulation of the December 26, 2004 Indian ocean Tsunami using a Higher-order Boussinesq Model[A]. Ocean Waves Measurement and Analysis, Fifth International Symposium WAVE 2005[C], paper number: 221.
- [98] Rikitake, T. and Aida, I. Tsunami hazard probability in Japan[J]. Bull. Seismol. Soc. Am.. 1988, 78, 1268-1278.
- [99] Seshu, B.N., Solomon C.Y., et al. Tsunami Design Criteria for Coastal Infrastructure: A Case Study for Spencer Creek Bridge, Oregon[R]. Oregon Department of Transportation (ODOT), 2006.
- [100] Shi, F.Y. et al. A fully nonlinear Boussinesq model in generalized curvilinear coordinates[J]. Coastal Engineering, 2001, 42, 337-358.
- [101] Soloviev, S.L.. Recurrence of tsunamis in the Pacific[R]. In: W.M. Adams (ed.), Tsunamis in the Pacific Ocean, East-West Center Press, 1969, 149-163.
- [102] Sung, B.Y. and Philip, L.F.L.. Numerical simulation of a distant small-scale tsunami[R]. HAWAU-W-92-002, 67-78.
- [103] Stein, S. and E.A. Okla. Speed and size of the Sumatra earthquake[J]. Nature, 2005, 31(434), 581 - 582.
- [104] T. Annaka, K. Satake, T. Sakakiyama, K. Yanagisawa, N. Shuto. Logic—tree Approach for Probabilistic Tsunami Hazard Analysis and its Applications to the Japanese Coasts[J]. Pure Appl. Geophys., 2007, 164, 577-592.
- [105] Titov, V.V. and Gonzalez, F.I.. Implementation and testing of the method of splitting tsunami (MOST) model[R]. NOAA Technical Memorandum ERL PMEL-112, 1997.
- [106] Toda, S., R.S. Stein, P.A. Reasenber and J.H. Dieterich. Stress transferred by the Mw=6.5 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities[J]. J.Geophys.Res., 1998, 103, 24543-24565.
- [107] Toda, S. and R.S. Stein. Response of the San Andreas fault to the 1983 Coalinga-Nuñez Earthquakes: An application of interaction-based probabilities for Parkfield[J]. J.Geophys.Res., 2002, 107, 2126, doi:10.1029/2001JB000172.

-
- [108] Toda, S., R.S. Stein and T. Sagiya. Evidence from the A.D.2000 Izu Islands swarm that seismicity is governed by stressing rate[J]. Nature, 2002, 419, 58-61.
- [109] Toda, S., R.S. Stein, K. Richards-Dinger and S. Bozkurt. Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer[J]. J. Geophys. Res., 2005, 110, B05S16, doi:10.1029/2004JB003415.
- [110] T.S. Murty. Seismic Sea Waves-Tsunamis[M]. Ottawa, Canada: Fisheries Research Board of Canada, 1977.
- [111] UNESCO-IOC. The Great Waves[R]. IOC Brochure 2006-2. 2006, UNESCO, Paris.
- [112] Viacheslav K.G.. Basic Pacific tsunami catalog and database 47 BC-2000 AD Results of the first stage of the project[A]. ITS 2001 PROCEEDINGS[C], SESSION 1, NUMBER 1-2, 263-272.
- [113] Wells, D., Coppersmith, K.. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement [J]. Bull. Seismol. Soc. Am. 1994, 84, 974-1002.
- [114] Y. Tanioka and T. Seno. Detailed analysis of tsunami waveforms generated by the 1946 Aleutian tsunami earthquake[J]. Natural Hazards and Earth System Sciences, 2001, 1, 171-175.
- [115] Zhou, Q. and W.M. Adams. Tsunamigenic Earthquakes in China, 1831 BC to 1980 AD[J]. Science of Tsunami Hazards, 1986, 4(3), 131-148.
- [116] Zhou, Q. and W.M. Adams.. Tsunami Risk Analysis for China[J]. Natural Hazards, 1988, 1(2), 181-195.

致 谢

本文是在导师温瑞智研究员悉心指导下完成的。在论文的选题和完成过程中，温老师提出了许多宝贵的建议；在解决问题遇到困难而论文受阻时，温老师给予了我许多点拨。总之论文倾注了温老师大量的心血和精力。在跟随老师两年多的时间里，老师严谨的治学态度、渊博的知识、敏锐的洞察力和勤恳的工作作风，给我留下了深刻的印象，使我获益颇多。另外，温老师及师母在生活上给予了我莫大的帮助，使我能够全身心的投入到学习当中，内心无比感激。在论文完成之际，谨向温老师表示由衷的感谢！

在整个研究生学习过程中，得到了人教处单文秀老师、刘伟老师和张倩老师的大力支持和帮助；图书馆的老师在作者查阅资料时给予诸多方便，编辑部的钟南萍老师和离休的宋春兰老师在生活上给予我极大的帮助，在此真诚的向你们道一声，谢谢！

感谢周正华研究员、赵纪生研究员、刘启方副研究员在论文完成过程中给予的帮助！在工力所的硕士学习和生活中，王延伟博士、丰彪博士、公茂盛博士、胡进军博士、王栋博士、谢志南博士及网络中心的贾相玉高工、金波副研究员、代志勇高工、任贵兴高工给予了大量的关心和帮助，向他们表示感谢！

同时，感谢兰日清、杨永强、周宝峰、张红才、冯延明、王伟、王旭、齐虎、刘德坤等2005级全体硕士，感谢他们在学习和生活上的关心和帮助！感谢师弟史大成、师妹齐元蕾在程序计算过程中给予的帮助！感谢好友赵志刚在程序调试方面给予的帮助！

感谢含辛茹苦抚养我的父母，欲报之德，昊天罔极。感谢一直支持我的姑姑、伯伯，他们的殷切希望和不断鼓励是我努力进取的不竭动力。

感谢女朋友刘季及伯父、伯母一直以来在生活上给予的照顾和精神上给予的鼓励！

最后，感谢好友周晓、任宇萍及所有帮助和关心过我的长辈、老师、同学和朋友！真心地谢谢你们！

任叶飞

2007年12月12日于哈尔滨

作者简介

任叶飞，男，汉族，1983年出生于江苏省江阴市，2001年就读于江苏大学理学院土木工程系，2005年毕业获工学学士学位，同年考入中国地震局工程力学研究所攻读硕士学位，师从温瑞智研究员，主要从事工程地震方面的研究。

攻读硕士期间主要参与的课题

1. 地震科学联合基金面上课题：基于数值模拟的我国地震海啸预警系统预研究(A07080)，主要参加。
2. 中国防震减灾百科全书编写：地震工程学（强震观测、场地勘察、场地效应部分名词解释），主要参加。
3. 中国地震局“十五”重点科研项目：中国数字地震观测网络之“中国数字强震动台网”软件开发，参加。
4. 中国长江三峡工程开发总公司：金沙江下游梯级水电站水库地震监测系统，参加。

攻读硕士期间发表的论文

1. 温瑞智，任叶飞. 我国地震海啸危险性分析方法研究[J]. 世界地震工程，2007，23(1): 6-11.
2. 温瑞智，任叶飞，周正华. 近场海啸数值模拟初步研究[A]. 第三届全国防震减灾工程学术研讨会论文集[C]，2007，南京，416-420.
3. 温瑞智，任叶飞. 越洋海啸的数值模拟[J]. 地震工程与工程振动，已录用(待发表).