

中国地震海啸危险性分析

杨智博

二零一五年五月

图书分类号: P315



工学硕士学位论文

中国地震海啸危险性分析

杨智博

中国地震局工程力学研究所

中国 哈尔滨

二零一五年五月

图书分类号: **P315**

单位编码: **85406**

学 号: **2012256**

工学硕士学位论文

中国地震海啸危险性分析

硕 士 研 究 生: 杨智博
导 师: 金波
申 请 学 位 级 别: 工学硕士学位
学 科: 土木工程
专 业: 固体力学
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
二零一五年五月

Master's Degree Thesis

Probabilistic tsunami hazard analysis along Chinese coast

Master Candidate: YANG Zhibo

Tutor: JIN Bo

Subject : Civil Engineering

Specialty: Solid Mechanics

Research Field: Engineering Seismology

Institute of Engineering Mechanics, China Earthquake Administration

Harbin China

May, 2015

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： 杨智博 签字日期： 2015.5.19

学位论文授权使用授权书

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： 杨智博 导师签名： 金波
签字日期： 2015.5.19 签字日期： 2015.5.19

摘要

自古以来, 中国沿海区域人口聚集, 经济发达, 交通便利, 但相比于内陆, 沿海区域有遭受海啸袭击的危险。近年来, 沿海地区的海啸危险性分析工作已逐步开展, 大都采用确定性分析方法给出了定性结果。采用概率性分析方法进行定量评估的工作还开展较少, 主要原因是概率性海啸危险性分析 (PTHA) 关键步骤和环节还需完善, 关键问题还需得到有效解决。因此, 本文围绕 PTHA 关键参数确定、PTHA 关键方法完善、PTHA 参数敏感性分析三方面内容开展研究, 最终编制我国地震海啸危险性图集。主要工作如下:

(1) PTHA 关键参数确定。在总结了常用的几种震级与断层长度、宽度和滑移量的经验关系基础上, 通过比较它们的适用震级范围、适用地区范围以及使用现状, 并且比较经验关系与近年发生的几次破坏性海啸的真实震源参数, 确定了 Papazachos 等的针对逆冲断层经验公式较适合于我国局地 and 区域地震海啸源的震源参数估计; 以局地潜在海啸源的震级上限作为其最危险案例进行数值模拟, 分析海啸波对我国沿海地区的最大影响, 给出了各局地海啸源对沿海地区的有效影响范围, 以确定各局地海啸源的数值模拟计算范围。

(2) PTHA 关键方法完善。选取广东大亚湾 3 个场点, 采用传统 PTHA 方法计算各场点对于不同海啸波高的超越概率, 以示例揭示传统 PTHA 方法存在以下不足: 震级分档的不连续性引起目标场点海啸波高分布的离散性; 未考虑各潜在海啸源内地震发生位置的空间随机性; 不能合理考虑 PTHA 结果的不确定性。针对这些问题提出了一种基于蒙特卡洛技术的 PTHA 方法, 针对各潜在海啸源, 对震级和震中位置进行多次随机采样, 以此替代传统 PTHA 方法中震级分档环节。最后采用新方法计算了上述 3 个场点的不同海啸波高的超越概率, 对比采用传统 PTHA 方法的计算结果说明新方法可以较好地完善传统方法存在的不足之处。

(3) PTHA 参数敏感性分析。以中国南海为研究对象, 以马尼拉海沟俯冲区为潜在震源区, 选取常用的 SRTM、ETOPO、GEBCO 三种水深数据, 研究不同数据源的水深数据差异性以及数据自身误差对于地震海啸数值模拟的敏感性。结果表明在开阔的外海海域, 不同数据源之间的水深数据差异对于海啸数值模拟的影响可忽略; 水深数据自身误差对于数值模拟的海啸波幅值影响不明显, 但对于其相位存在一定影响。得到如下结论: 在大网格 (低精度) 计算环境下, 海洋水深数据对于海啸波高数值模拟的敏感性是较轻微的, 目前开放的水深数据可满足海啸传播数值模拟的需要。

(4) 编制我国地震海啸危险性图。采用本文提出的基于蒙特卡洛技术的 PTHA 方法, 对我国东南沿海地区沿海岸线 1480 个场点进行 PTHA 计算, 数值模拟了 2 个区域潜在海啸源和 8 个局地潜在海啸源的 640 个海啸案例, 得到了这些场点的

海啸波高分布。最终绘制了东南沿海地区海啸波高 1m、2m、3m、4m、5m 以 1 年、10 年、50 年、100 年为周期的超越概率分布图以及波高 1m、2m、3m、4m、5m 的重现期分布图。

关键词：地震海啸；局地海啸；概率性海啸危险性分析；数值模拟；蒙特卡罗；敏感性；海啸危险性图

ABSTRACT

Since ancient times, the coastal areas of China have always been characterized by high population, developed economy and convenient transportation. However, there is meanwhile higher-level tsunami hazard than inner lands. For recent years, the studies about the tsunami hazard analysis have been progressing gradually, but most of them gave the qualitative analysis with the deterministic method. Because of some key steps of PTHA (probabilistic tsunami hazard analysis) need to be improved, the key problems need to be effectively solved, there have been less quantitative evaluations with the probability analysis method. So this thesis focuses on determining the key parameters in PTHA, improving PTHA method and evaluating the sensitivities in PTHA. Finally the tsunami hazard maps are compiled along the coastal areas of China. The major works are detailed below.

(1) Determine the key parameters in PTHA. At first several empirical relationships between magnitude and fault length, width, slip are summarized. By comparing their suitable magnitude range, suitable regions and actual application situation, it is suggested the one given by Papazachos et al. (2004) is suitable for the parameter estimation in local and region tsunami sources in China, in addition to compare its empirical values with actual values of several destructive tsunami occurred recent years. As scenario tsunamis with the maximum magnitude of the potential local tsunami sources, it simulates the largest influence along Chinese coastal areas by tsunami waves and calculates the affected range of coastal areas with the most dangerous cases. The affected ranges for each local tsunami source are proposed.

(2) Improve the key PTHA method. The exceedance probabilities of the different tsunami waves in three sites in Dayawan are calculated by using the traditional PTHA method. It can be found there still some shortages in traditional PTHA method: the uncontinuity of the discrete magnitude interval can induce the discrete distributions of tsunami waves; there is no point considering the space randomness where earthquakes occur in potential tsunami sources; the uncertainties are not considered reasonably. In order to solve these problems above, this thesis propose a improved PTHA method based on Monte Carlo technique. The magnitude and the location of epicenter in potential sources are took random samples for many times instead of magnitude discretization step in traditional PTHA method. Finally, use new method to calculate the exceedance probability in the same sites for comparing. It suggests that the new method can effectively improvethe shortages of traditional method.

(3) Analysis the sensitivities of input parameters in PTHA. We study the sensitivity of bathymetry data to the numerical simulation of earthquake tsunami in the South China Sea. These data sourced from SRTM, ETOPO, GEBCO has been used commonly in public. We take the Manila subduction zone as the potential tsunami

sources. The results show that the differences between different kinds of bathymetry data have a negligible influence on tsunami numerical simulation; the errors of bathymetry data themselves do not affect the simulated wave amplitudes, but obviously affect the wave phases. It can be concluded that the bathymetry data has slightly influence on the tsunami simulation while large-grid (low-resolution) bathymetry data is used in numerical simulation. The present opening bathymetry data may satisfy the demand on numerical simulation of tsunami propagation in open seas.

(4) Compile the tsunami hazard maps along coastal areas in China. The PTHA analysis in 1480 sites along southeast Chinese coasts is took by using the improved method based on Monte Carlo technique. Totally, there are 640 scenario tsunamis simulated in 2 potential region tsunami sources and 8 potential local tsunami sources. According to the simulated results, a series of maps associated with the exceedance probability curves for 1m, 2m, 3m, 4m and 5m in 1 year, 10 years, 50 years and 100 years are compiled respectively. And a map associated with the return period for 1m, 2m, 3m, 4m and 5m waves is also compiled.

Key words: earthquake tsunami, local tsunami, probabilistic tsunami hazard analysis, numerical simulation, Monte Carlo, sensitivity, tsunami hazard map

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 研究历史及现状	2
1.2.1 国外研究历史与现状	2
1.2.2 国内研究历史与现状	5
1.3 本文研究的章节安排及主要思路	6
第二章 PTHA 关键参数确定	9
2.1 引言	9
2.2 震源参数确定	9
2.3 我国局地海啸源分布	13
2.4 局地海啸源影响范围确定	14
2.5 小结	21
第三章 PTHA 关键方法研究	23
3.1 引言	23
3.2 PSHA 方法	23
3.2.1 PSHA 方法步骤	23
3.3 传统 PTHA 方法	26
3.3.1 传统 PTHA 方法步骤	27
3.3.2 传统 PTHA 算例	29
3.4 基于蒙特卡洛技术的 PTHA 方法	41
3.4.1 基于蒙特卡洛技术的 PTHA 方法步骤	41
3.4.2 基于蒙特卡洛技术的 PTHA 方法算例	42
3.5 两种方法对比	56
第四章 PTHA 参数敏感性分析研究	59
4.1 引言	59
4.2 数据源的差异性	60
4.2.1 数据源选择	60
4.2.2 研究区域	60
4.2.3 设定地震海啸数值模拟	62
4.3 数据误差的敏感性	69
4.3.1 水深数据整体变化	69
4.3.2 水深数据随机变化	71
4.4 小结	74
第五章 我国地震海啸危险性图编制	77
5.1 引言	77
5.2 地震海啸危险性图编制	77
5.3 地震海啸危险性图分析	84
5.4 小结	87
第六章 结论与展望	89
6.1 全文总结	89

6.2 研究展望	90
参考文献	91
致 谢	97
作者简介	99
攻读硕士期间发表的文章	99
攻读硕士期间参与的科研项目	99

第一章 绪论

1.1 选题背景及意义

海啸是由海底地震、火山爆发、海底塌陷滑坡等大地活动，或行星撞击、海底核爆等大的扰动所产生的具有超长波长和周期的大洋行波。一般来说，形成海啸必须具备海水深度深、震源深度浅、地震震级强以及逐渐变浅的海岸这些条件^[26]。地震海啸按产生的源地的远近可以分为越洋海啸或称为远洋海啸(Trans-oceanic tsunami)、区域海啸(Regional tsunami)和局地海啸或称为近海海啸(Local tsunami)^[18]。

历史上发生过很多次海啸，如表 1-1。

表 1-1 历史海啸统计^[3]

时间	地点	浪高(m)	成因
1917-6-26	萨摩亚群岛	26	地震
1933-3-2	日本三陆	29	地震
1946-4-1	阿留甲群岛	35	地震
1960-5-22	智利	25	地震
1964-3-28	阿拉斯加湾	70	地震
1979-10-16	法国尼斯	3	地震
1992-9-1	尼加拉瓜	11	地震
1993-7-1	日本	5	地震
1994-6-3	印尼东爪哇	60	地震
1998-7-17	巴布亚新几内亚	49	地震
2004-12-26	印尼苏门答腊	10	地震
2011-3-11	日本海啸	23	地震

它的超强破坏力主要来自因强大作用力引起的水体的上升或下降，所产生巨大势能转变为水体动能后的系列长波经过传播到达岸边后造成危害。由表 1-1 能够看出，造成破坏的历史海啸基本全部由海底地震引发，据不完全统计全球 90% 左右的海啸事件是由海底地震引发^[18]。

上述海啸事件都造成了难以估计的巨大损失。而我国是世界上最早记录到地震海啸的国家，2000 多年来我国有记录的地震海啸大约 25 次，其中大多数集中在台湾和南海沿岸。虽然近些年我们国家没有遭受到海啸袭击事件，但也不能因此而忽略海啸的危险。众所周知，自古以来靠江靠海等水运发达地区均是经济发达地区，特别改革开放以来，中国沿海城市普遍得到了高速发展，例如，沿海地区的香港、深圳、厦门、宁波、青岛、大连等城市，均已发展为当地的重要经济中心城市。深圳已成为全国重要的高科技研发和制造基地、物流基地和区域金融中心，其 GDP 总量、人均 GDP、外贸出口、集装箱吞吐量、预算内财政收入等重要指标均进入全国前列或名列全国榜首；厦门则成为台湾海峡大陆地区最重要

的对外开放城市和经贸城市。无一例外沿海城市均称为区域的经济中心。

潘文亮等通过数值模拟指出南海海域特别是我国华南沿海存在遭受海啸袭击的可能性的结论^[9]。那么设想一下如果我国沿海地区遭受到破坏性海啸袭击的话,对生命,经济是何等冲击。2011年日本3.11地震引发的海啸直接导致死亡人数过万,经济损失达上千亿美元。这种影响不仅仅是暂时的,还会持续深远。我国沿海地区一旦遭受破坏性海啸袭击,对我国甚至世界经济和社会的影响将不亚于2011年日本海啸。因此有必要对我国沿海地区的海啸危险性开展评估工作,从概率基准的角度给出定量的评价结果,为沿海地区的海啸灾害防御、城市与重大工程的规划与建设提供科学指导。为此本文针对地震海啸危险性分析概率方法的关键科学问题开展研究,解决相关技术难点,完善我国地震海啸危险性评价步骤和流程,编制我国地震海啸危险性图。

1.2 研究历史及现状

1.2.1 国外研究历史与现状

自1947年美国太平洋阿留申群岛发生海啸后,美国首次开始计算海啸走时(Tsunami Travel Time)以来,国内外很多学者都以数值模拟的方法对海啸进行模拟和研究。海啸可看成是产生,传播和爬高三个过程。

由于海啸的产生没有地震那么频繁,那么获取海啸产生,传播,爬高等实际数据十分困难。为了研究海啸的危险性,进行海啸预警、灾害评估,相应的推出了很多数学模型方法用于模拟海啸的发生传播过程。主要方法包括:

第1类是基于长波方程浅水理论的模型。这一类模型中应用最广泛的一个有效模型就是Tohoku大学的TUNAMI-N2模型,并通过TIME(Tsunami Inundation Modeling Exchange)计划广泛地应用于世界各国的海啸研究中^[17]。此外还有NOAA海啸研究中心(NCTR)所应用的MOST模型, MOST模型由南加州大学的Synolakis Titov开发,其研究的目的是致力于通过模拟软件的开发更快更可靠的预测海啸的传播,以及海啸危险性,灾害评估等。已被广泛的测试,应用,并成功用于许多历史海啸模拟^[42]。还有Cornell大学开发的COMCOT模型。被广泛应用于海啸危险性分析。例如,斯里兰卡海啸危险性区划图,中国南海海啸早期预警系统等^[40];

第2类是基于Boussinesq方程的模型,如经典的Boussinesq方程的模型以及特拉华大学改进的Boussinesq方程模型等;

第3类是基于完全非线性势流理论的模型;

第4类是基于Navier-Stokes方程的模型。在这些模型中,较多用于模拟海啸,尤其是实时模拟和重现海啸场景的模型主要是前2类^[17]。

基于上述数学模型及相应数值模拟软件,不少学者开始进行海啸危险性分析相关研究,例如: Annaka 等提出了一个逻辑树的方法构造地震海啸危险性曲线,

为重要的沿海设施建筑物进行海啸风险评估，并以日本为例进行分析^[23]。Tonini 等对意大利沿海地区，尤其是西西里岛等最易遭受海啸的地区进行地震海啸危险性概率分析以防止海啸的袭击^[76]。William 等建立参照地震危险性分析方法建立概率模型去评估海啸灾害对新西兰的影响，并给出新西兰沿岸海啸波的危险性^[58]。Rikitake 等结合数值模拟对日本沿岸未来可能遭遇到的某一等级海啸袭击波高的概率分析，并给出日本在太平洋沿岸遭受五米海啸波高的概率为 41%^[61]。

Geist 等对阿卡普尔科，墨西哥和美国太平洋西北海岸线区域采用蒙特卡洛算法及借鉴地震危险性分析建立模型进行海啸危险性分析^[32]。David 等在印度洋海啸之后对澳大利亚沿岸进行海啸灾害评估，并说明由于印度尼西亚附近的断裂带的影响，相比于其他地区西澳的危险性要强^[25]。Tinti 说明由于在地震海啸资料缺乏的情况下，应用数值模拟等手段对意大利进行海啸危险性分析，给出可靠的评估，意大利海岸中伊特鲁里亚海岸卡拉布里亚，在卡塔尼亚西西里海岸爱奥尼亚海，和加尔加诺在南部的亚得里亚海岬是最易遭受到海啸袭击的，相反北部亚得里亚海则相对危险性较小^[73]。Brink 等给出海底滑坡的经验分布，并根据它与海啸模型进行耦合给出潜在滑坡源对波多黎各北安的影响^[69]。

同样，随着海啸数值模模型的开发，还有更多的学者对全球各个国家沿岸进行了海啸危险性分析，下面将全球分为四个部分进行整理。

印度洋及澳大利亚东南亚区域

Mohammad 等对西北部伊朗以及巴基斯坦等沿海区域，采用确定性方法，计算 Makran 断层区域可能引起的最大震级的地震去进行概率海啸危险性评估。沿着 1000km 长的 Markran 破裂带模拟六次 Ms8.3 级地震，观察对 Markran 海岸的影响。得出最大波高可能在伊朗南部沿岸出现，达到 9.6m 的结论。普遍波高 4-9.6m。Oman 北部沿岸 3-7m，南部 1-5m，Markran 东部 1-4.4m。并给出伊朗巴基斯坦沿岸海啸波高 5m 50 年的超越概率为 17.5%。其南部以及 Oman 波高在 1-2m 之间 50 年的超越概率为 45%^[39]。David 等考虑了 Sunda Arc 俯冲带能够影响澳大利亚西海岸的主要断裂带：Sumatra, Java 和 Sumba 进行海啸危险性分析，发现 Java 处断裂影响较其他处破裂影响大，Exmouth 处沿海最具危险性，遭受海啸影响最大，Dampier 和 Broome 区域风险降低，西海岸的南部影响最小，其影响最有可能是由 Java 段所产生的，并认为如果发生九级以上地震会对该区域产生历史上未发生过的海啸^[25]。Finn 等对印尼东部以及菲律宾南部，通过主要的海啸断裂区进行对最坏情况进行模拟，结果表明海岸线大部分会遭受到 2-4m 海啸波的袭击，Illana Bay 会达到 3-5 m 水位，摩洛哥湾水位低于 2 米^[53]。同时也计算了苏门答腊-安达曼地震破裂区对泰国西海岸的影响，认为在未来 50-100 年低于 8.5 级地震不会产生高于 3m 的海啸波^[52]。Strunz 等给出了印度尼西亚的海啸预警系统，并相应的给出淹没区^[65]。

大西洋区域

Geist 等对美国东海岸结合加勒比、巴拿马、委内瑞拉断裂带及近海滑坡等进行海啸危险性分析, 得出 (由加勒比断裂和亚速尔群岛直布罗陀断裂) 超越 8.0 级海啸地震所引发的海啸波波高的重现期为 285 年, 而 8.5 级的重现期为 800-1000 年, 局地地震的重现期为 600-3000 年^[33]。Lucinda 等对加拿大东海岸结合潜在海啸源进行海啸危险性分析, 50 年超越海啸波 1.5m 的概率为 2%-10%, 遍布加拿大东海岸, 重现期为 475-2475, 而超越三米的海啸波仅会影响到纽芬兰岛及布雷顿角岛, 其超越概率为 2%-10%, 重现期为 475-2475^[48]。Zahibo 等对加勒比海的小安的列斯群岛结合 24 次历史海啸纪录及当地地质构造进行了海啸危险性的初步分析^[80]。

地中海区域

Fokaefs 等结合地中海东部的 Cyprean 和 Levant 断裂对塞浦路斯沿岸进行海啸危险性分析, 认为相对于地中海其他地区, 塞浦路斯遭受海啸的影响是相对较低的, 中等, 较强, 强烈海啸的平均重现期估计为 30 年, 125 年, 375 年, 50 年中等, 较强, 强烈海啸出现一次的概率为 0.81, 0.34, 0.13^[30]。Papadopoulos 等认为在科林斯湾大多数海啸是由大于 5.5 级的近海地震产生的, 通过随机模型希腊 50 年沿岸至少发生一次等级 $T \geq 2, 3, 4$ 的概率分别为 0.851, 0.747, 0.606, 重现期为 16, 40, 103^[56]。Sørensen 等对地中海沿岸, 包括意大利, 希腊, 土耳其, 阿尔及利亚, 叙利亚等给出海啸波高的概率估计, 希腊西南部以及埃及北部相比于地中海其他地区, 遭受到海啸的危险性较大, 5m/100 年的超越概率接近 10%, 1m/30 年的超越概率约为 15%-20%^[67]。

太平洋区域

Power 等总结了环太平洋可能引发地震海啸的断裂潜源, 并对新西兰进行海啸危险性分析, 发现包括新西兰、智利、秘鲁、加利福尼亚等地的断裂带均会对新西兰海啸有较大影响。对于新西兰北岛东部以及南岛南岸所受到海啸的危险性最大, 100 年内有 84% 的概率 4-6m 海啸波袭击北岛东岸, 而极端情况会有超过 12m 的海啸波袭击新西兰北岛^[58]。Annaka 等同样对日本采用概率危险性分析的方法进行评估, 结合环绕日本的断裂带以及可能影响产生越洋海啸的断裂, 美国、智利等对沿岸分析^[23]。Thio 对东南亚地区进行海啸危险性分析工作, 计算了包括琉球、马尼拉、日本、菲律宾附近断层的影响, 给出了菲律宾, 印度尼西亚, 越南, 新加坡, 马来西亚等地的危险性图^[71]。Liu 等对中国南部进行了概率危险性分析, 认为中国南部包括香港, 澳门等沿海区域会收到马尼拉断裂带的威胁, 香港澳门 100 年内收到 2m 海啸波袭击的概率为 10%^[50]。Lucinda 等对加拿大西岸的海啸危险性进行分析, 相比于东岸, 西岸遭受到海啸袭击的危险性明显强于东岸, 且影响贯穿整个东岸。50 年超越海啸波 1.5m 的概率超过 10%, 严重处接

近 70%，而超越三米的海啸波超越概率为 10%–40%，重现期为 98–475^[48]。Gonzalez 等对美国加利福尼亚沿岸结合概率模型进行了详细的海啸危险性分析工作，并精确的给出了海啸淹没区范围^[35]。Tinti 对美国西部岸边加利福尼亚州进行海啸危险性分析，阿拉斯加沿岸遭受到海啸袭击的危险性要大于加利福尼亚等西部沿海^[72]。Wong 等同样对俄勒冈州进行了海啸危险性分析，给出了海啸危险性图^[78]。Mazova 等对阿留申断裂带假设地震进行模拟，在太平洋海域进行海啸传播，并对阿留申群岛附近及远海海岸进行估计，表明能够引起波高 3–9m 的海啸波^[63]。Geist 等结合模拟计算方法和经验方法对墨西哥和美国太平洋西北海岸线进行了区域分析^[32]。

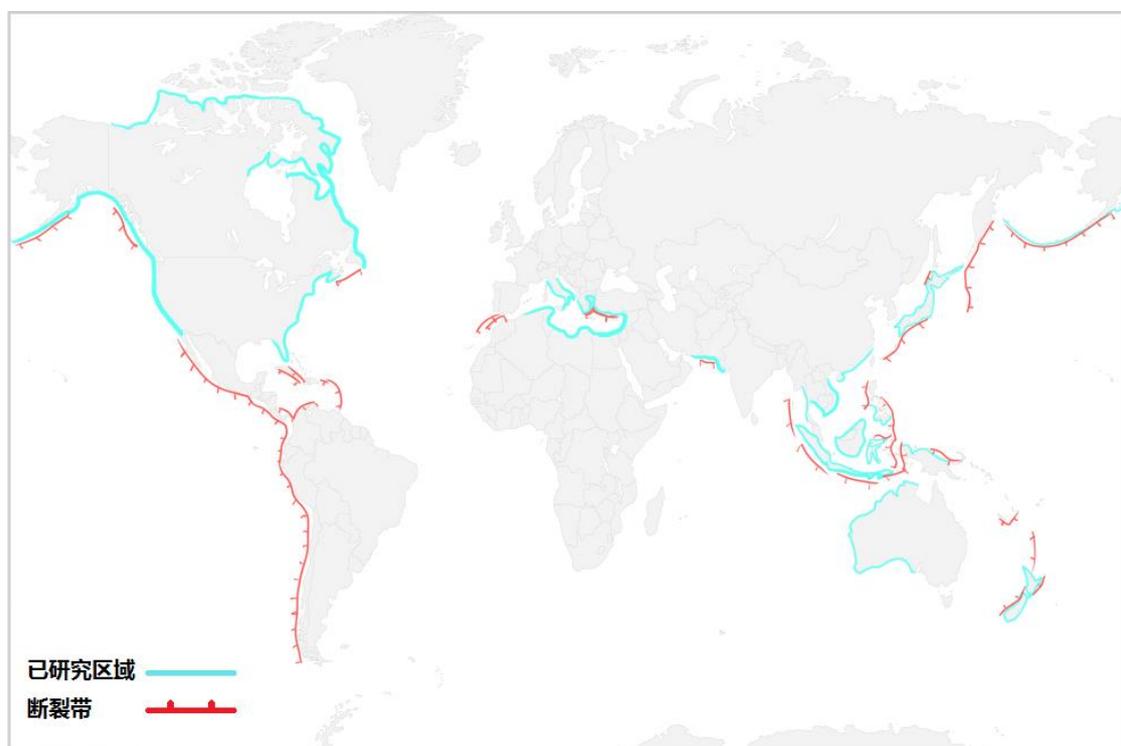


图 1-1 海啸危险性分析区域图

图 1-1 给出了全球已经开展海啸危险性评估的区域。能够看出，海啸的概率分析及数值模拟广泛被应用于全球各个地区，以评估海啸的危险性及海啸预警。随着概率地震海啸危险性分析被广泛应用，使得越来越多区域的海啸灾害评估会趋于完善，可靠。

1.2.2 国内研究历史与现状

随着海啸数值模拟软件的逐渐完善，以及模型理论的增加，我国很多学者也进行了海啸危险性分析相关研究。例如：

潘文亮基于COMCOT海啸模式对马尼拉海沟处设想的可能地震进行了相应海

啸数值模拟并给出了南海海域特别是我国华南沿海存在遭受海啸袭击可能性的结论^[9]。于福江对1994年发生在台南的地震海啸进行数值模拟,并将其用于福建惠安核电厂址的可能最大地震海啸的数值计算^[18]。

赵曦运用高阶 Boussinesq模型和波浪爬高模型,针对冲绳海沟和东海大陆架的实际地形,模拟了海沟内不同震级的海底地震激发的海啸^[20]。詹杰民等采用高阶精度差分法,求解能模拟海啸传播过程的浅水型Boussinesq方程^[19]。

随着概率性地震海啸危险性分析的逐渐成熟,我国海啸灾害研究工作渐渐从确定性或者一次地震海啸模拟过渡到概率性分析,加入不确定性,敏感性参数影响等方向。例如:

刘迎春等将马尼拉断裂带及近海断层结合对中国南海沿岸的地震海啸危险性进行评估,给出了中国南部沿岸波高分布情况。及香港未来100年2.0m海啸波高的超越概率为10.12%,波高在1.0m到2.0m的超越概率为17.19%^[50]。温瑞智和任叶飞对我国的海啸危险性分析方法进行了研究,提出了我国地震海啸危险性分析的基本原则(PTHA),在此基础上,借鉴我国成熟的地震危险性分析方法(PSHA),建立了我国地震海啸危险性分析方法的主要步骤^[13]。同时他们以2004年苏门答腊海啸为例对越洋海啸传播的数值模拟进行了研究^[14]。

尽管这些研究已经广泛开展,但是科学的基于概率水准的地震海啸危险性分析方法还并不完善,缺乏实用化过程,对于全国沿岸区域的海啸危险性至今未有开展。本文将重点解决这一问题。另外对于海啸初始参数及传播过程的不确定性,以及海啸淹没区的数值模拟受陆地高程及海洋水深数据精度的限制少有学者对其重点研究。严格来说按给定水位进行淹没区模拟只是一种近似的模拟方法,要获得更精确的海啸波推进模拟,还需要引入精确的水动力学理论,这一方面的数学模型还有待于进一步研究。

1.3 本文研究的章节安排及主要思路

第一章,绪论。介绍本片论文以概率海啸危险性分析为选题的意义及背景。收集,整理国内与国外海啸研究工作的历史及现状,简短阐释海啸研究工作的的发展方向。最后介绍本篇章的章节安排及主要思路。

第二章,PTHA 关键参数确定。进行地震海啸危险性分析时,对感兴趣场点有影响的断层确定是重要环节。虽然我们知道现实情况往往引发灾难性海啸的往往是高震级地震(板间地震)所引发的,其释放能量大,影响范围广,但是进行危险性分析工作时,往往全面考虑,有些近海断层所引发的板内地震虽然震级小,影响范围小,但是由于其近岸的特点对其最近海岸的影响也是绝对不能忽略的。那么由于影响范围小,整条海岸线全部进行海啸灾害评估时,任意位置均考虑近海断层的影响会产生大量无效的工作量,所以为了减少工作量,缩小计算范围,

计算其影响范围是十分必要的。故本章对近海断层采取震级上限数值模拟的方式验证其影响范围，以求包络在进行危险性分析工作时所要包含近海断层区域计算的场点。同时因为海啸产生的模拟不仅需要足够的地震监测数据，还需要正确的震源机制解及海底变形与其引起的初始海表面水位的关系，是海啸数值预报模型能够精确模拟海啸的必要前提^[1]，故需要保证震级参数经验公式的准确可靠性，用于批量海啸数值模拟。所以本文统计了地震参数，包括长度，宽度，滑移量等经验公式，并进行对比以确定选用哪一条经验公式能够适用对中国沿岸有影响的断层。

第三章，PTHA 关键方法研究。本章首先介绍基于概率的地震危险性分析方法(PSHA)，沿用 PSHA 方法，介绍 PTHA 方法，并应用于大亚湾处三个场点得到海啸危险性曲线。由于传统 PTHA 方法的不足，将对方法做一些改进，将其中震级分档步骤替换成基于蒙特卡洛技术的震级采样步骤。并将改进后的方法同样应用于大亚湾场点进行 PTHA 算例分析，最终给出超越概率曲线并与传统 PTHA 方法进行对比，说明 PTHA 改进方法震级采样的优点。

第四章，PTHA 参数敏感性分析研究。本章介绍 PTHA 过程中涉及到参数的改变对数值模拟结果的影响。并对数值模拟地震海啸传播过程中所依靠的水深数据进行敏感性分析。包括不同数据源之间(ETOPO、GEBCO、SRTM)的敏感性分析以及水深数据的误差敏感性分析。

第五章，我国地震海啸危险性图编制。应用第三章提出的 PTHA 改进方法，首次针对我国沿海地区，包括江苏，福建，广东，海南岛，结合马尼拉、琉球地震带及近海潜在海啸源，给出我国沿海地震海啸区划图及沿岸海啸概率危险性，绘制东南沿海地区海啸波高 1m、2m、3m、4m、5m 以 1 年、10 年、50 年、100 年为周期的超越概率分布图以及波高 1m、2m、3m、4m、5m 的重现期分布图。

第六章，结语及展望。总结本文工作并对未来可能研究方向进行展望，包括参数模型不确定性、淹没区、海啸易损性等研究工作。

第二章 PTHA 关键参数确定

2.1 引言

确定震源初始参数，包括长度，宽度及滑移量等是进行海啸数值模拟之前重要的准备工作。众所周知所有地震事件都具有不同的震源参数（长度，宽度及滑移量），甚至同样震级的两个地震事件也会存在着不同的参数，那么如何确定这些重要参数，本章将着重进行论述。在对已知发生的地震海啸进行数值模拟时，输入的震源参数往往能够按照实际断层破裂情况进行确定，而在进行地震海啸危险性分析工作时，所要进行的多次数值模拟的地震事件是设定的、未知的，那么如何确定此时的输入参数，学者们往往对不同区域的地震事件进行统计找到某种经验公式，进而确定输入参数。那么适用于我国沿海或近海断层输入参数的经验公式又是如何选取的呢，将在下文详细叙述。

除了马尼拉海沟和琉球海沟处分布着可能引起地震海啸的断裂带外，我国近海大陆架之上也分布着很多相比于上述较小的断裂带，例如，担杆断裂、珠坳断裂等。由于属于板内地震，一般破裂长度较小，震级较低。但是进行危险性分析工作时，往往需要全面考虑，有些近海断层所引发的板内地震虽然震级小，影响范围小，但是往往由于其近岸的特点对其最近海岸的影响也是绝对不能忽略的，那么这些近海断层破裂所引起的地震海啸对我国沿海地区的影响范围及程度也就亟需分析，这是本章的另一项研究工作。

2.2 震源参数确定

为了合理的确定其震源参数，合理反应其发生情况，通常进行地震危险性分析及海啸危险性分析时常常采用震级与断层参数的统计经验公式确定。常用的经验关系有：

Papazachos 等^[57]等结合全球地震数据，分走滑断层，倾滑断层及俯冲断层进行统计，得出长度，宽度，及滑移量与震级的关系：

走滑断层：

$$\text{Log}L = 0.59M - 2.30, \quad 6.0 \leq M \leq 8.0 \quad (2-1)$$

$$\text{Log}W = 0.23M - 0.49, \quad 6.0 \leq M \leq 8.0 \quad (2-2)$$

$$\text{Log}u = 0.68M - 4.59, \quad 6.0 \leq M \leq 8.0 \quad (2-3)$$

倾滑断层：

$$\text{Log}L = 0.50M - 1.86, \quad 6.0 \leq M \leq 7.5 \quad (2-4)$$

$$\text{Log}W = 0.28M - 0.70, \quad 6.0 \leq M \leq 7.5 \quad (2-5)$$

$$\text{Log}u = 0.72M - 4.82, \quad 6.0 \leq M \leq 7.5 \quad (2-6)$$

俯冲断层:

$$\text{Log}L = 0.55M - 2.19, \quad 6.7 \leq M \leq 9.3 \quad (2-7)$$

$$\text{Log}W = 0.31M - 0.63, \quad 6.7 \leq M \leq 9.2 \quad (2-8)$$

$$\text{Log}u = 0.64M - 4.78, \quad 6.7 \leq M \leq 9.2 \quad (2-9)$$

Wells 和 Coppersmith^[77]也制定了结合历史地震的震源参数给出了震级与破裂长度, 宽度和平均滑移量之间的经验关系:

走滑断层:

$$\text{Log}L = 0.62M - 2.57, \quad 4.8 \leq M \leq 8.1 \quad (2-10)$$

$$\text{Log}W = 0.27M - 0.76, \quad 4.8 \leq M \leq 8.1 \quad (2-11)$$

$$\text{Log}u = 0.90M - 6.32, \quad 4.8 \leq M \leq 8.1 \quad (2-12)$$

倾滑断层:

$$\text{Log}L = 0.50M - 1.88, \quad 5.2 \leq M \leq 7.3 \quad (2-13)$$

$$\text{Log}W = 0.35M - 1.14, \quad 5.2 \leq M \leq 7.3 \quad (2-14)$$

$$\text{Log}u = 0.63M - 4.45, \quad 5.2 \leq M \leq 7.3 \quad (2-15)$$

俯冲断层:

$$\text{Log}L = 0.58M - 2.42, \quad 4.8 \leq M \leq 7.6 \quad (2-16)$$

$$\text{Log}W = 0.41M - 1.61, \quad 4.8 \leq M \leq 7.6 \quad (2-17)$$

$$\text{Log}u = 0.08M - 0.74, \quad 4.8 \leq M \leq 7.6 \quad (2-18)$$

Tatehata 等^[68]针对日本区域结合该地区数据统计出如下经验公式并应用于日本气象厅海啸预警服务中:

$$\text{Log}L = 0.50M - 1.90, \quad 4.8 \leq M \leq 7.6 \quad (2-19)$$

$$\text{Log}W = 0.50M - 2.20, \quad 4.8 \leq M \leq 7.6 \quad (2-20)$$

$$\text{Log}u = 0.50M - 3.40, \quad 4.8 \leq M \leq 7.6 \quad (2-21)$$

我国也有相关学者开展了这方面的研究工作。邓起东等^[4]考虑到活动断裂的地震危险性及其工程安全评估的实际需要, 对我们国家东亚地区新疆西藏等地区的破裂参数与震级关系进行回归分析, 其中东亚地区逆冲断层经验公式:

$$\text{Log}L = 0.43M - 1.46 \quad (2-22)$$

$$\text{Log}W = 0.63M - 4.29 \quad (2-23)$$

龙峰等^[8]建立了适用于华北地区地震活断层的地震震级-震源破裂尺度经验关系:

$$\text{Log}L = 0.498M - 1.832, \quad M \leq 7.8 \quad (2-24)$$

$$\text{Log}W = 0.501M - 2.231, \quad M \leq 7.8 \quad (2-25)$$

其中 M 为震级, L 为破裂长度(km), W 为破裂宽度(km), u 为滑移量(m)。

上述经验关系中, Papazachos 等及 Wells 和 Coppersmith 经验公式在海啸危险

性分析中都得到了广泛的应用，例如：

Løvholt 等应用 Wells 和 Coppersmith 经验公式对泰国西海岸进行危险性分析帮助泰国应对未来短期和长期的海啸危险，得出未来 50 年或者 100 年对将会有更大的概率发生高震级海啸事件的结论^[52]。Ichinose 等应用经验公式对 Lake Tahoe, California-Nevada 进行海啸危险性分析得出断层破裂会产生 3-10m 巨浪的结论^[47]。Ten 等应用经验公式对美国东海岸进行潜在海啸危险性分析得出美国东边可能的最大震级 Mw 7.5 可诱发灾难性海啸^[70]。Tinti 等应用上述经验公式进行了由近海地震引起的海啸的演化分析^[74]。Liu 等对中国沿海进行海啸危险性分析得出对香港澳门 100 年 2m 海啸波的超越概率为 10% 的结论^[50]。Lorito 等对地中海海域进行海啸危险性分析，表明地中海沿岸国家必须要考虑海啸的影响，并需要构建一个可用于于海啸灾害评价与预警研究的数据库^[51]。Geist 等应用经验公式给出了概率海啸危险性分析方法并应用于美国、墨西哥、环太平洋^[32]。

Papazachos 等的经验关系同样在海啸危险性分析中的地震海啸事件模拟中得到了广泛的应用，例如：

Ruangrassamee 等对马尼拉断层进行分析，表明马尼拉断层会对中国南海、泰国、越南、柬埔寨产生威胁^[62]。Suppasri 等对泰国沿海进行海啸危险性分析，得出 25 万人将受到最大 9m 的海啸波的影响^[66]。同时对中国南海，印度洋沿岸国家进行了海啸灾害分析及伤亡估计。Gubler 等对近场事件的概率海啸灾害危险性进行评估，介绍了一种将不确定性应用到海啸危险性分析同时提供海啸预警系统框架^[36]。Yanagisawa 等对秘鲁的海啸危险性评估中用到了上述经验公式，得出利马和卡亚俄面临着高风险的海啸灾难^[79]。Tatehata 在开发日本海啸预警系统时用到了经验公式(2-19)，(2-20)，(2-21)^[68]。

那么对中国近海进行地震海啸危险性分析时究竟该选用哪一种经验公式，以确保其精确性。

首先，Tatehata 的经验公式是结合日本区域的数据提出的，显然只可能更好的适用于日本区域，对中国区域并不能保证其规律性。那么下面着重讨论 Papazachos 等与 Wells 和 Coppersmith 的经验公式，因为它们是基于全球历史数据进行统计得到的。为更好的对比，将上述经验公式绘制成图，见图 2-1。

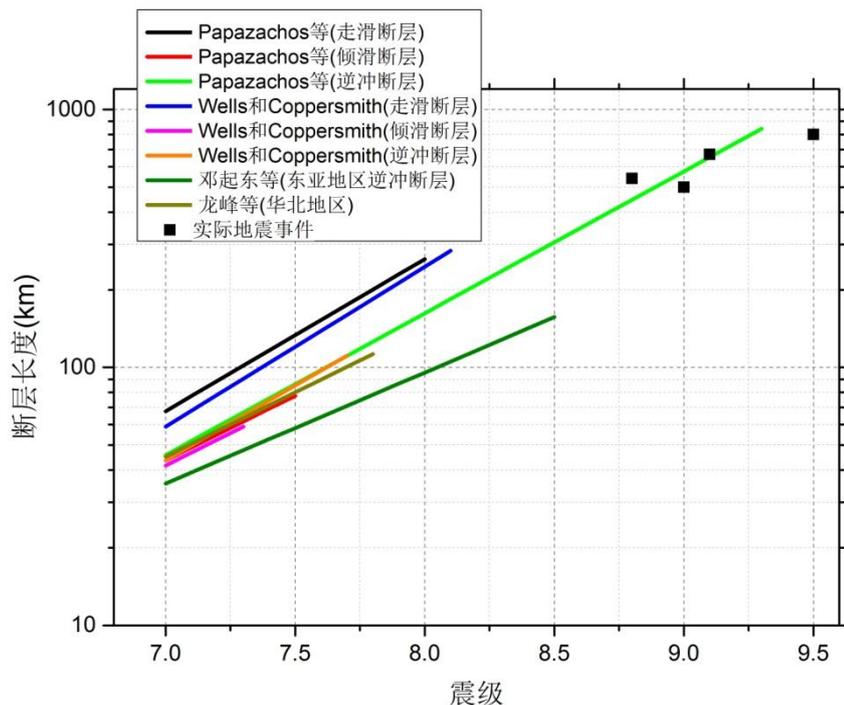


图 2-1 震级与破裂长度不同经验关系对比

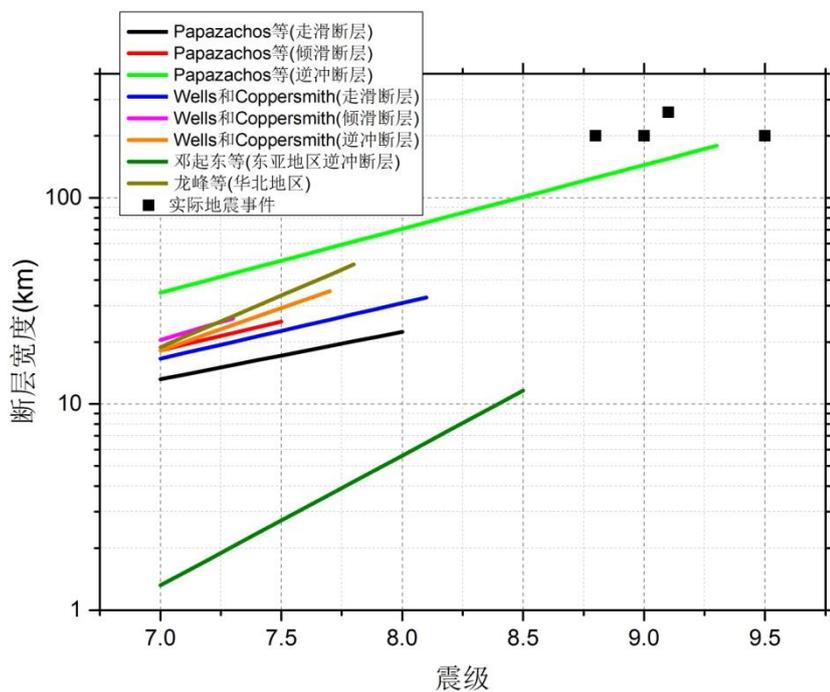


图 2-2 震级与破裂宽度不同经验关系对比

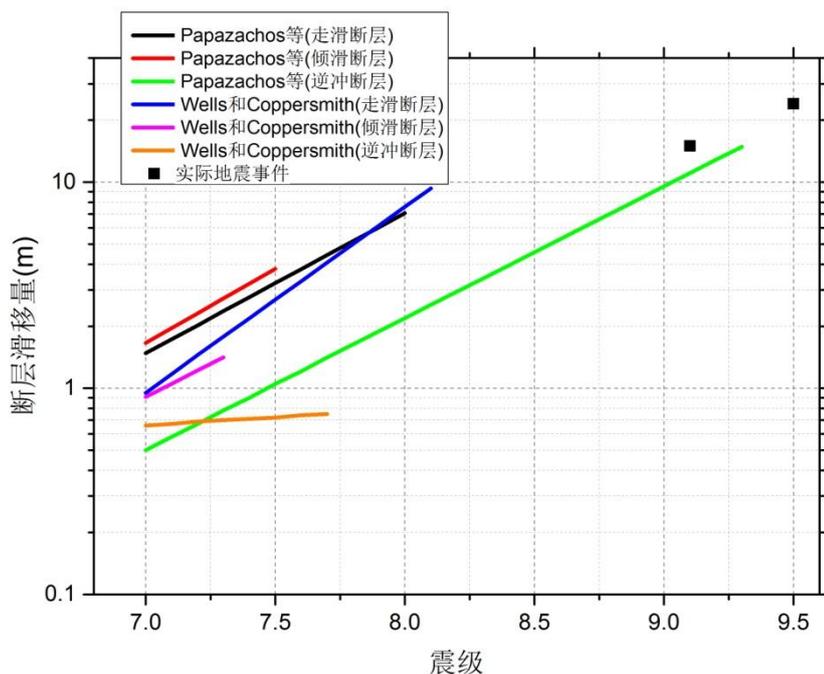


图 2-3 震级与滑移量不同经验关系对比

将近几年引发灾难性海啸的地震长度宽度（见表 2-1）与经验公式进行比对，发现实际上引发海啸的地震长度宽度与大部分经验公式符合不是很好，且实际情况离散很大。从图中可以看出，仅有 Papazachos 等的逆冲断层经验公式给到了 9 级以上(进行海啸危险性分析往往大震级的地震对海啸波高的影响是巨大的)，并且地震事件对式(2-7)，(2-8)，(2-9)拟合较好。考虑到经验公式如上文所述被广泛应用到海啸研究当中，且众所周知大部分能够引发海啸的断层一般为逆冲断层，以及需要高震级地震事件，故本次海啸危险性分析选用式(2-7)，(2-8)，(2-9)作为经验公式以进行地震事件初始参数。

表2-1 实际海啸地震数据^[41]

发生时间	发生地点	震级	长度(km)	宽度(km)
2007-12-09	印度尼西亚	9.1	1480	592
2011-03-11	日本	9.1	475	200
2012-04-11	印尼苏门答腊	8.7	820	300
2010-02-27	智利	8.9	600	187

2.3 我国局地海啸源分布

根据我国第四代区划图沿岸断层^[21]提出的断层信息，逐步考虑每一个可能的逆冲断裂的影响。我国沿海近断层的逆冲断裂分别分布在渤海、黄海、台湾海峡、及南海。东南沿海断层信息见表 2-2，地理位置见图 2-4。

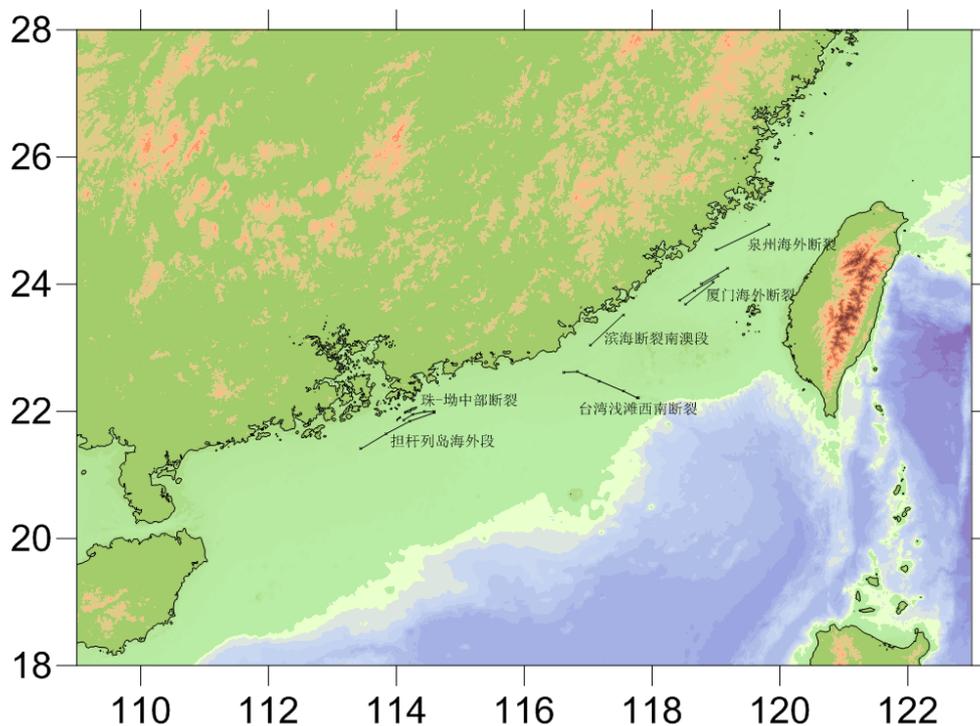


图2-4 中国沿海地震构造

表2-2 我国沿海海啸地震构造和活动性参数

断裂带 编号	长度(km)	宽度 (km)	震源 深度 (km)	走向(°)	倾角 (°)	滑移角 (°)	震级上限 (M_{uz})	
厦门海外 断裂带	1	51	71	20	58	60	90	8
	2	74	71	20	57	60	90	8
	3	59	71	20	53	60	90	8
泉州海外 断裂带	1	92	71	20	65	60	90	8
滨海断裂 南澳段断 裂带	1	75	50	20	47	60	90	7.5
台湾浅滩 西南段断 裂带	1	130	50	20	188	60	90	7.5
珠一坳中 部断裂带	1	52	50	20	74	60	90	7.5
担杆断裂 带	1	135	50	20	63	60	90	7.5

2.4 局地海啸源影响范围确定

引用上述近海断裂信息，对特定地震海啸事件进行数值模拟。采用 COMCOT 海啸模拟软件，对沿海福建，广东，海南岛三省沿岸地区进行模拟。沿岸验潮站每隔 0.1° (经度或纬度)进行一次记录，分别观察每一个断裂破裂引起的沿岸海啸

波高情况。特定地震事件选取策略为该处震级上限地震(一处断裂带的震级上限代表此地区统计后最大可能发生的地震，根据断裂带的参数没有震级上限是不实际的)，因为一旦确定了最高震级地震的影响范围，就可以包络该断层破裂所能够影响的区域，任意低于该震级的地震所影响的沿岸地区一定包络在最大震级的影响范围内。

以厦门断裂为例，结合最大震级使用经验公式计算出的地震事件进行海啸传播模拟。之所以要用最大震级，是因为能够引发海啸的近海断层破裂所释放的能量与产生波浪的大小是正相关的，故引用最大震级破裂可以将此断层的影响范围包络进去，即断层破裂的最大影响不会超过最大震级所包络的区域。最大波高及初始位移场如图 2-5 及 2-6。

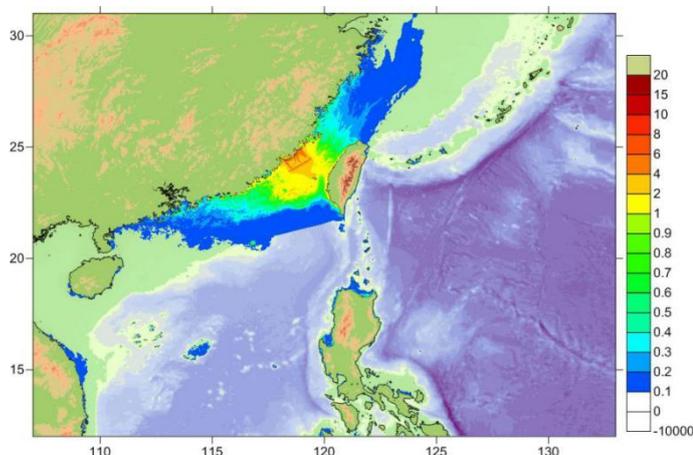


图 2-5 厦门断裂带最大波高分布

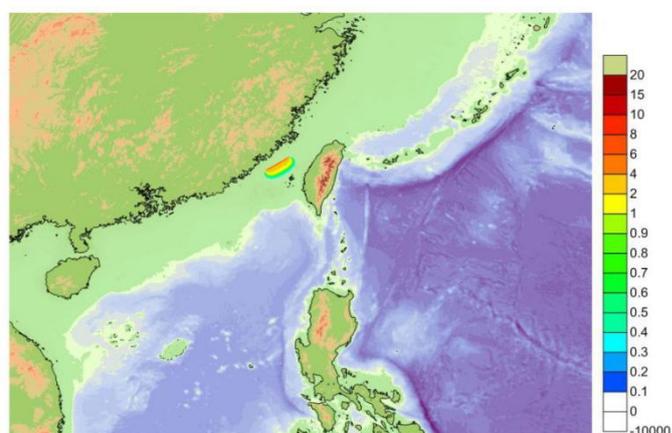


图 2-6 厦门断裂带初始位移场

图中最大海啸波高分布图示见图右边图例，地图底色为淡绿色与褐色。同图 2-7 至 2-34

能够看出，近海断层破裂所产生的海啸并不能将中国近海沿岸全部影响，只有靠近断层破裂位置的近海会有影响，其他位置影响不大，有时甚至最大波高低于 0.1m。实际上最大波高从断层破裂处逐渐向外衰减，能量逐渐消耗，影响渐小。如果以渡边伟夫海啸等级表中能产生破坏的最低级别（波高 1m）作为判断标准，可以发现厦门近海断层的影响范围还是很小的，可能造成破坏的波高仅出现在 25° N 120° E 附近处。其他沿海区域波浪影响区域极小。现将上述我国沿海断层模拟结果及影响区域表示如下：

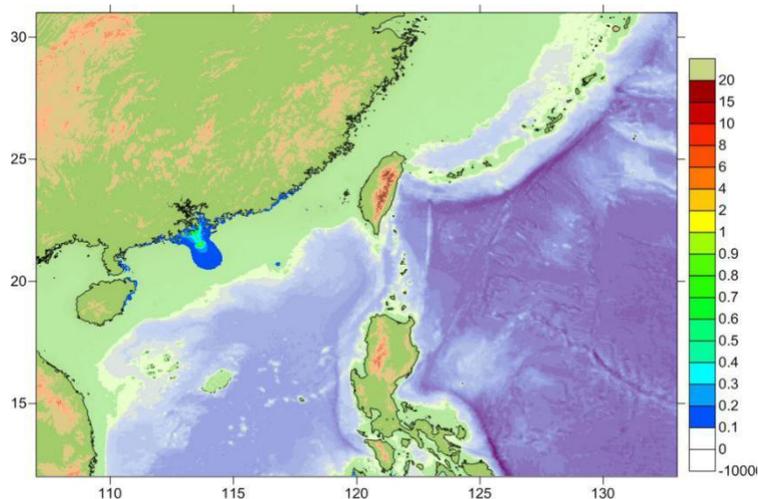


图 2-7 珠坳 1 号断裂带带最大波高

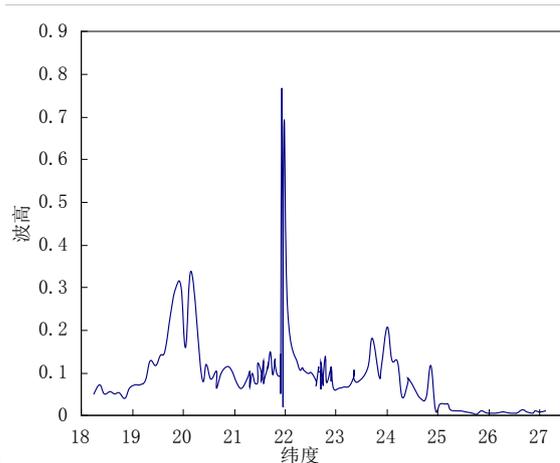


图 2-8 珠坳 1 号断裂带波高随纬度分布图

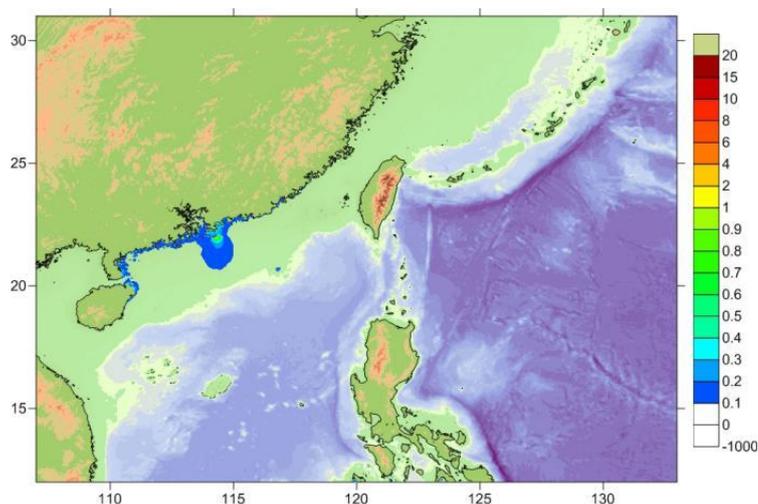


图 2-9 珠坳 2 号断裂带最大波高

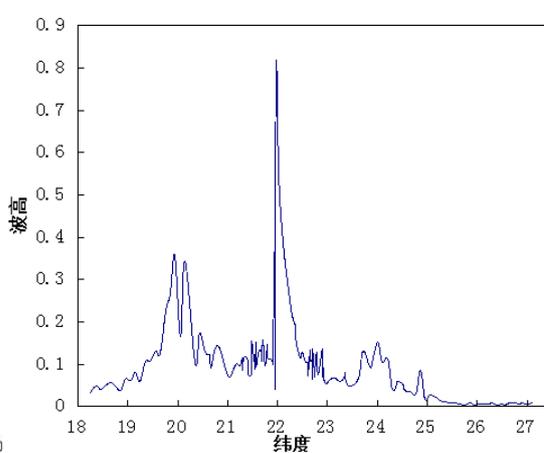


图 2-10 珠坳 2 号断裂带波高随纬度分布图

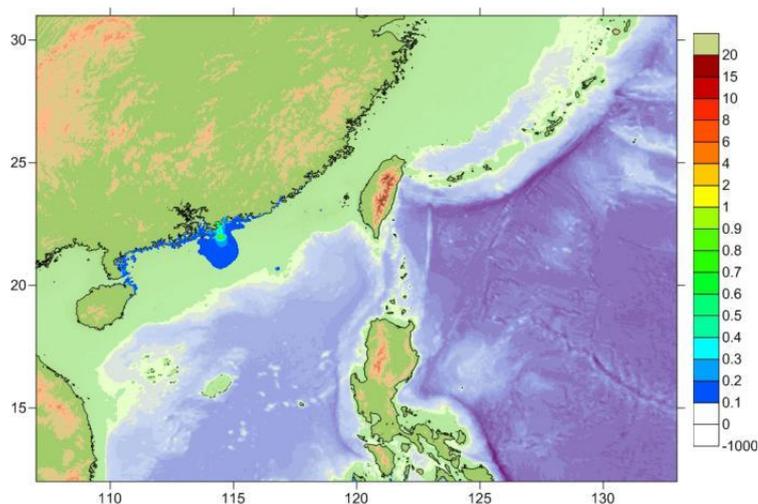


图 2-11 珠坳 3 号断裂带最大波高

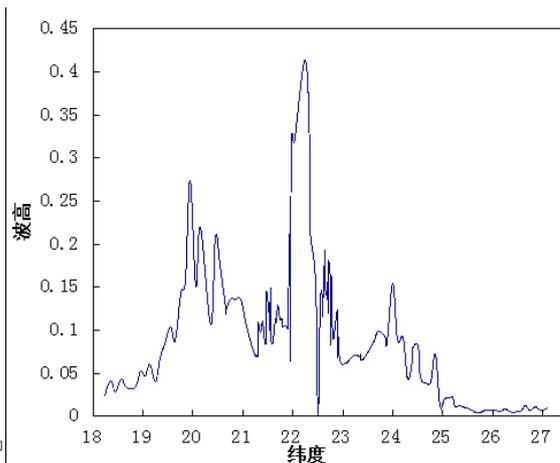


图 2-12 珠坳 3 号断裂带波高随纬度分布图

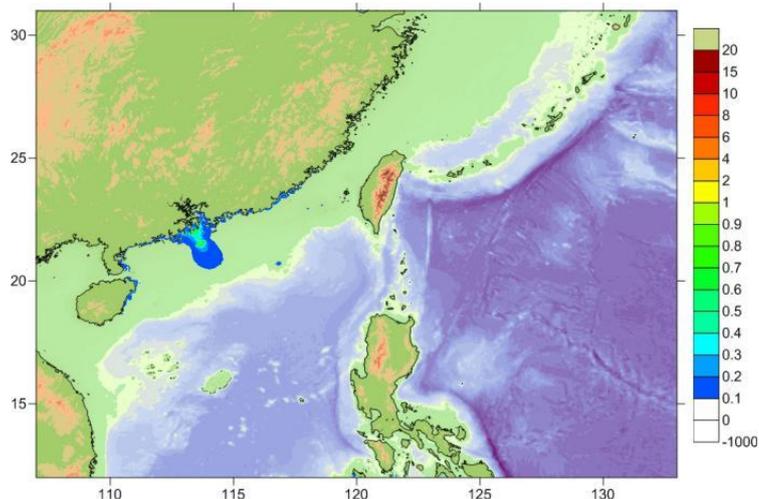


图 2-13 担杆 1 号断裂带最大波高

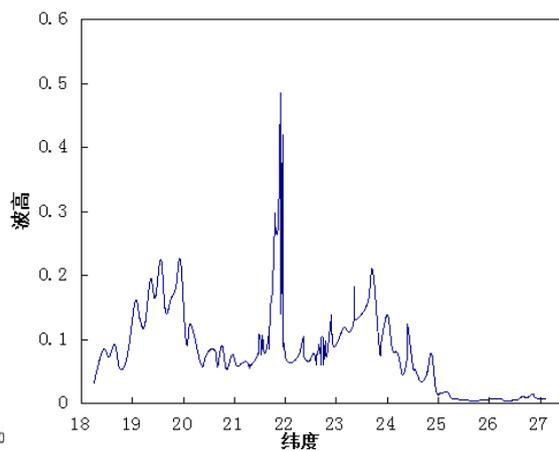


图 2-14 担杆 1 号断裂带波高随纬度分布图

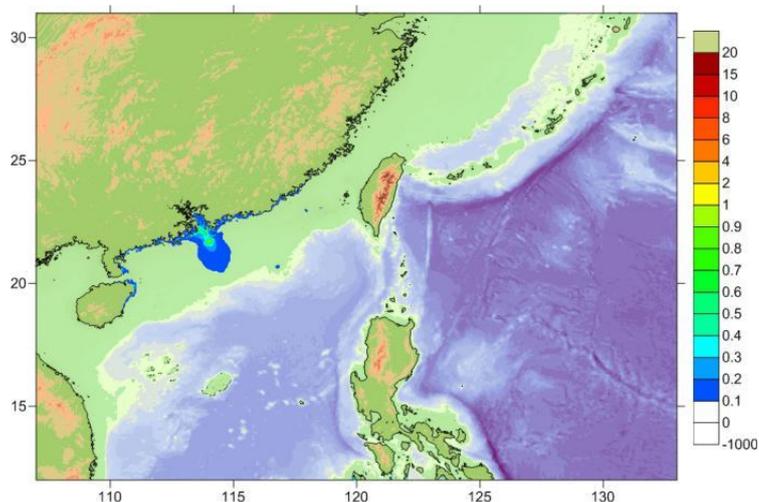


图 2-15 担杆 2 号断裂带最大波高

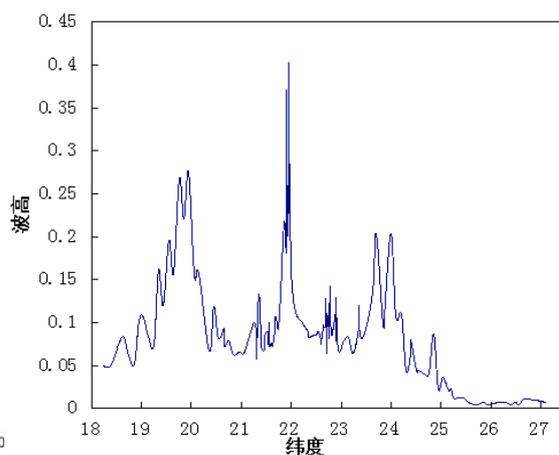


图 2-16 担杆 2 号断裂带波高随纬度分布图

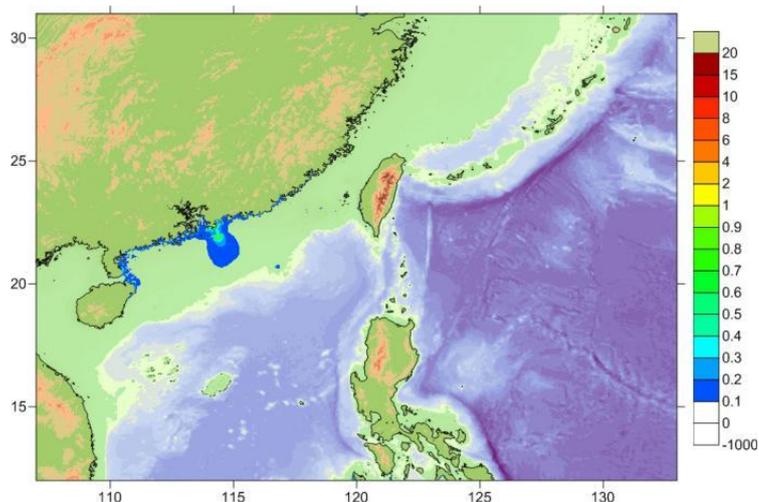


图 2-17 担杆 3 号断裂带最大波高

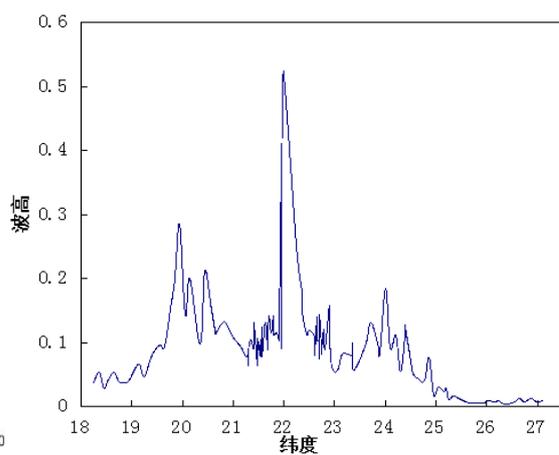


图 2-18 担杆 3 号断裂带波高随纬度分布图

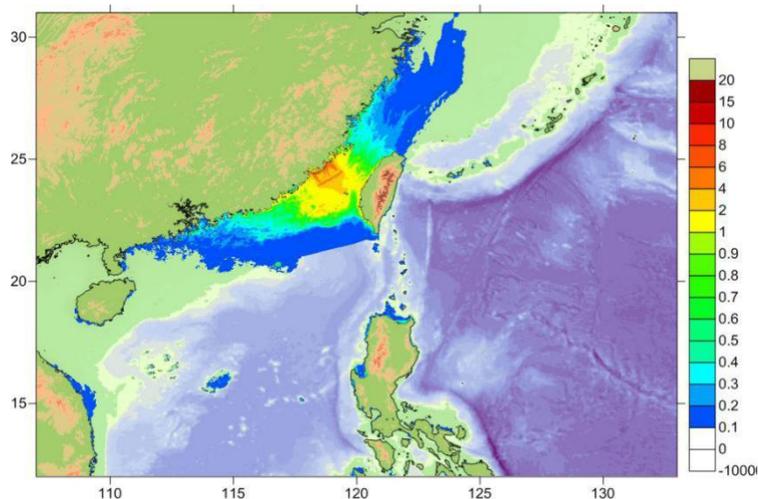


图 2-19 厦门 1 号断裂带最大波高

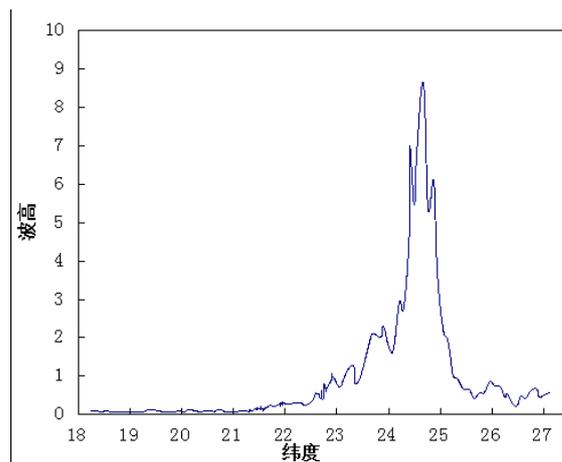


图 2-20 厦门 1 号断裂带波高随纬度分布图

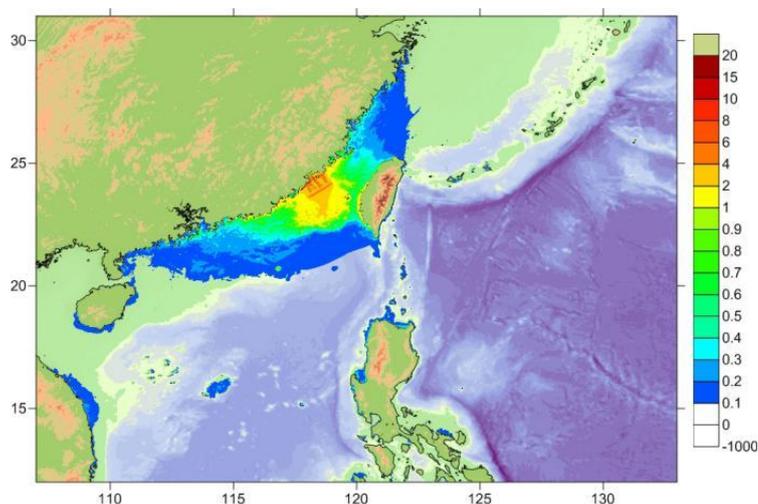


图 2-21 厦门 2 号断裂带最大波高

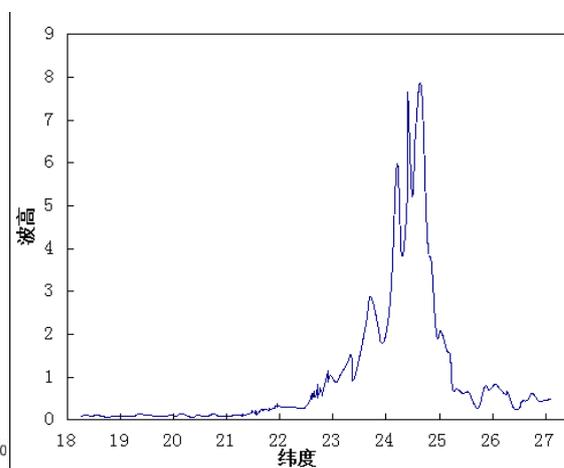


图 2-22 厦门 2 号断裂带波高随纬度分布图

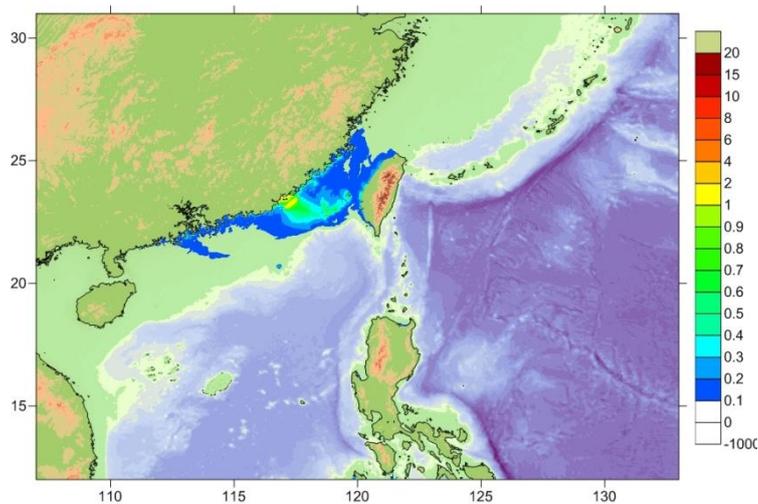


图 2-25 厦门 3 号断裂带最大波高

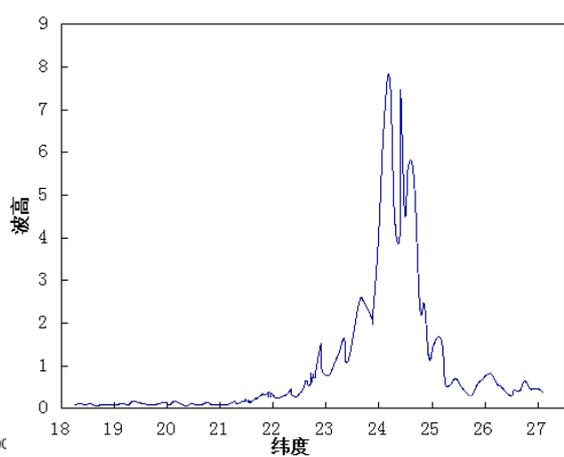


图 2-26 厦门 3 号断裂带波高随纬度分布图

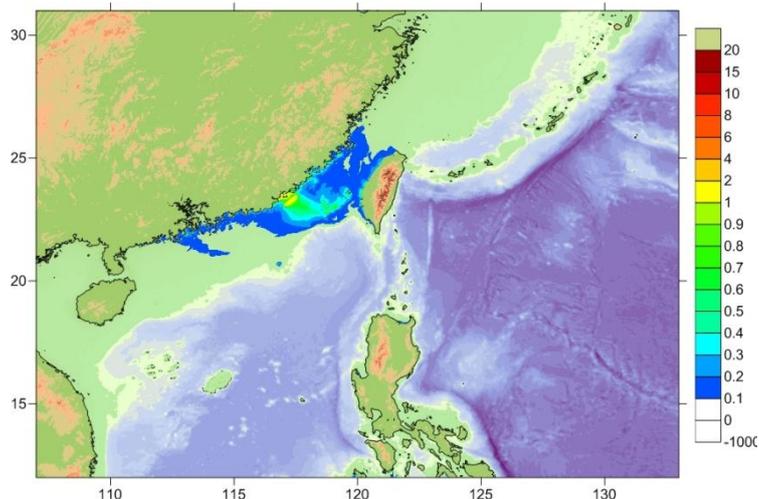


图 2-27 滨海 1 号断裂带最大波高

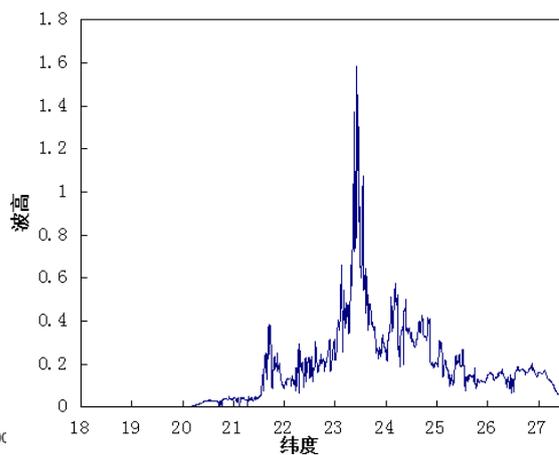


图 2-28 滨海 1 号断裂带波高随纬度分布图

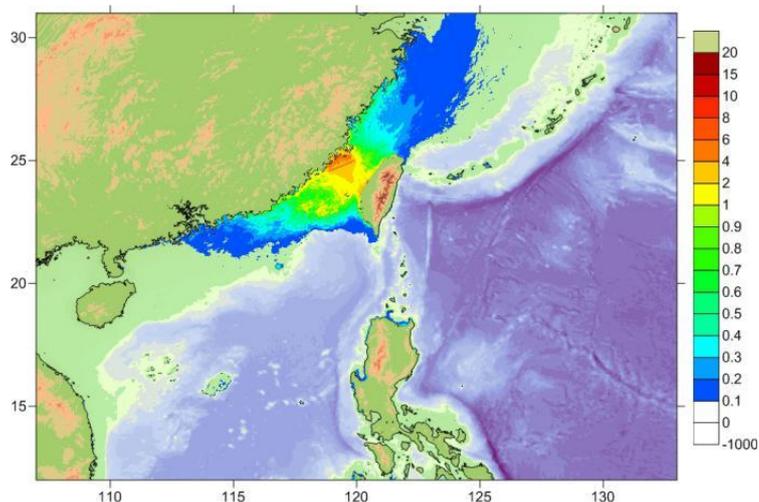


图 2-29 泉州 1 号断裂带最大波高

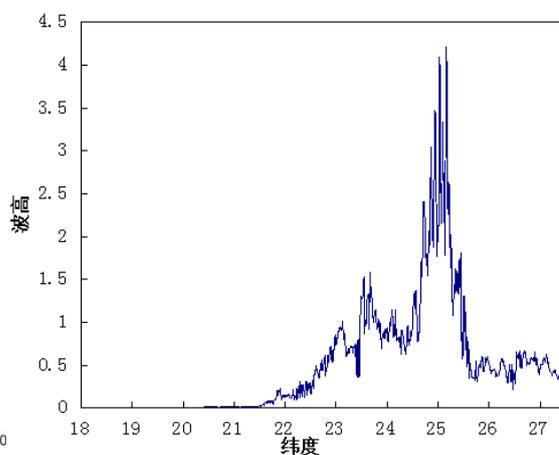


图 2-30 泉州 1 号断裂带波高随纬度分布图

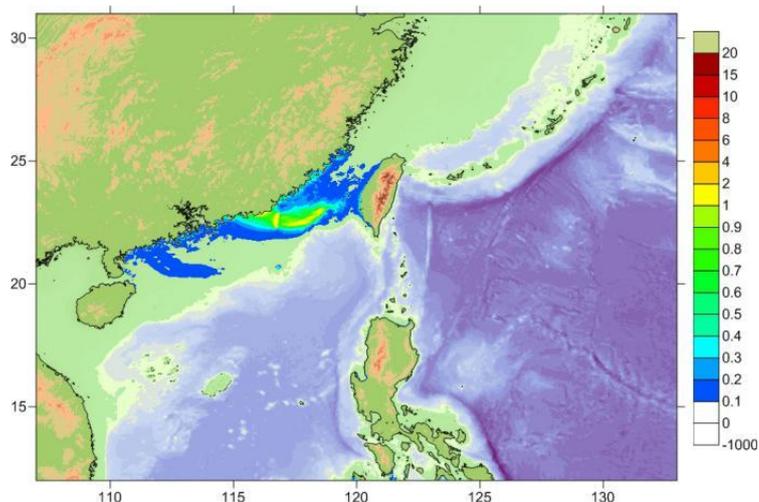


图 2-31 台湾 1 号断裂带最大波高

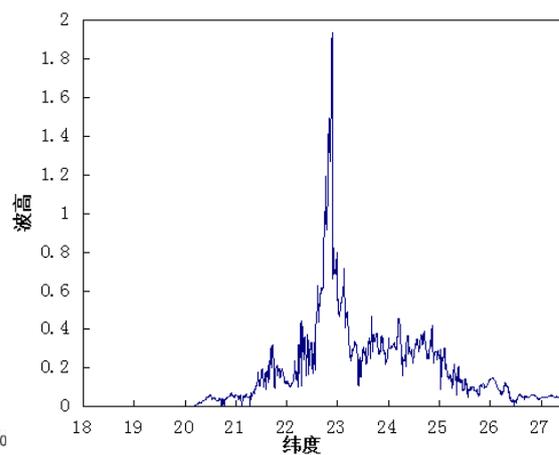


图 2-32 台湾 1 号断裂带波高随纬度分布图

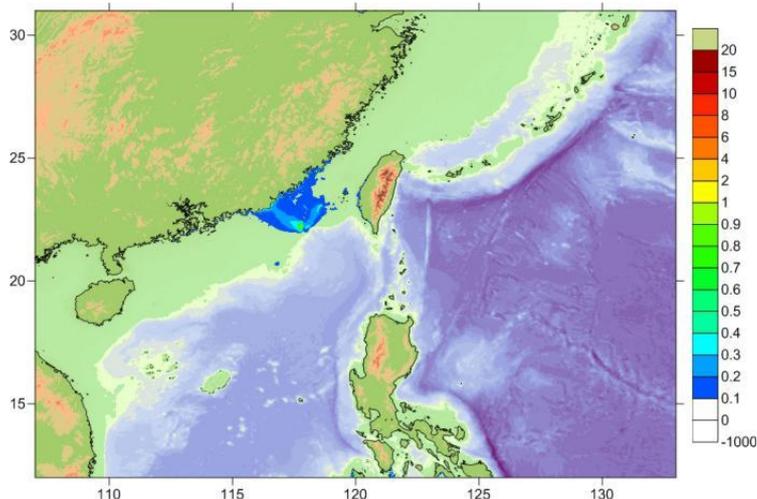


图 2-33 台湾 6 号断裂带最大波高

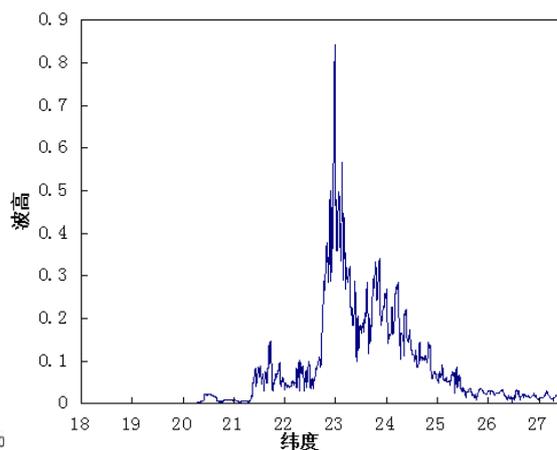


图 2-34 台湾 6 号断裂带波高随纬度分布图

注意，担杆、珠坳断裂带有所转折，故所采取的方式是分段取震级上限的方法，依次标为珠坳 1 号、珠坳 2 号、珠坳 3 号，担杆 1 号、担杆 2 号、担杆 4 号。图 2-1，台湾浅滩西南段断层是由六条断层连接起来，并且其破裂震级上限是一致的，根据断层破裂最大波高向外是逐渐衰减的，可以在他们之间只验证 1 和 6 断层即可，因为中间断层的破裂会被两端破裂所包络进去。

从上述结果来看，海啸爬高最大峰值普遍分布在近海断层破裂位置，并且沿岸随着远离近海断层，海啸高度降低，有时甚至降低非常明显。沿岸均会在最近断层破裂位置处最大波高出现峰值，但向外展开时最大波高下降十分显著，故近海断层一旦破裂影响区域不会像马尼拉断层和琉球断层破裂影响那么广泛。

从每一个断层分别来看，珠坳断裂带及担杆列岛海外段爬高全部低于 1m，而厦门断裂带最高处爬高达到 8m。同样是近海断层差异非常明显。厦门断裂带之所以模拟结果如此之高的原因是，震级上限为 8 级，致使破裂长度宽度较大，水体抬升等剧烈。所以，对于厦门断裂(最大波高 8m)，泉州断裂(最大波高 4m)，台湾断层和滨海断层(最大波高大于 1m)还是需要关注的。

下表列出了近海断层的辐射范围，即计算海啸危险性分析时应该考虑到近海断层影响的区域。仅供参考。

表2-3 近海断层影响区域(以纬度划分)

断层	纬度	涉及省份
珠坳断裂带	21.8 N~22.3 N	广东
担杆断裂带 1	21.6 N~22.2 N	广东
厦门断裂带 1	22.8 N~25.6 N	广东、福建
厦门断裂带 2	22.6 N~25.2 N	广东、福建
厦门断裂带 3	22.7 N~25.3 N	广东、福建
滨海断裂带	23.4 N~23.6 N	广东、福建
泉州断裂带	23.1 N~25.5 N	广东、福建
台湾浅滩西南段	22.9 N~23.2 N	广东

2.5 小结

本章在总结常用的几种震级与断层长度、宽度和滑移量的经验关系基础上，通过比较它们的适用震级范围、适用地区范围以及使用情况，并且比较经验关系与近年发生的几次破坏性海啸的真实震源参数，确定了 Papazachos 等的针对逆冲断层经验公式较适合于我国局地 and 区域地震海啸源的震源参数估计。不过当震级较小时，考虑到经验公式的区域性特征，对于渤海海域的潜在海啸源，应当考虑龙峰等给出的针对华北地区的经验公式。考虑到这种经验关系在地震海啸危险性评价工作中的重要性，希望能够有更多的学者对我国沿海近海断层，特别是南海海域，福建广东沿海进行经验公式回归分析研究，以使得海啸危险性分析中近海断层破裂的地震事件能够更加符合实际情况。

本章还针对我国局地海啸源开展确定性的危险性分析。以各潜在海啸源的震级上限作为其最危险案例进行数值模拟，分析海啸波对我国沿海地区的最大影响。结果显示部分潜在海啸源产生的海啸波高在沿岸可达 10 米左右，其危险程度甚至超过了震级上限更高、破裂区域更大的马尼拉、琉球海沟的区域海啸源的影响。最后本章给出了各局地海啸源对沿海地区的有效影响范围，有助于后文开展概率性的海啸危险性分析工作。

第三章 PTHA 关键方法研究

3.1 引言

随着世界多地遭受到海啸的袭击,越来越多的学者已经开始关注海啸,重点开展海啸危险性分析相关研究。最初通常采用确定性方法,随着地震海啸数值模拟技术逐渐成熟,基于概率水准的分析方法逐渐被应用。概率海啸危险性分析方法(PTHA)思路和步骤借鉴于成熟的地震危险性分析方法(PSHA),相比于确定性方法,PTHA可以更科学的定量描述地震海啸对目标场地的影响。尽管PSHA已较为成熟完善,但考虑到海啸在形成机理、致灾机理、危险影响等方面与地震灾害的差异,PTHA在借鉴PSHA的过程中某些关键环节还需因地制宜、加以改进。

本章在介绍PSHA方法和传统PTHA方法的基础上,以示例说明传统PTHA方法存在的不足之处,研究一种新技术以改进已有方法,为第五章全国地震海啸危险性图编制作准备。

3.2 PSHA 方法

Cornell^[29]提出概率地震危险性分析方法之后,工程上便逐步以概率危险性分析的方法去规定某地建筑物的抗震设计标准,以抵御可能遭受到的地震。随着其理论研究的发展,概率地震危险性分析(PSHA)成为最为常用的概率方法。

3.2.1 PSHA 方法步骤

第一步,确定可能产生破坏性地震动的地震源;

相比于确定性方法,即只关注可能产生的最大地震事件,PSHA则需要对所有的可能对目标测点有影响的潜在震源进行统计。这些潜在震源的确定需要以往的地震事件统计和地质勘探的支持。一旦确定所有的潜在震源,根据统计就可以识别出震源相应的大小以及分布。

第二步,确定地震震级的特征分布;

构造断层破裂并不是只发生固定不变震级的地震(即每次地震释放的能量不变),而是可以引发不同大小的地震。Gutenberg和Richter^[37]于1944年率先研究了地震震级特征,并指出这些地震的规模通常遵循一个特定的分布,并给出了如下经验公式:

$$\log \lambda_m = a - bm \quad (3-1)$$

其中, λ_m 为超越m震级地震的发生频率,a和b为系数。这就是我们常说的G-R分布。常数a和b是由历史地震统计分析的结果。

根据式(3-1)能够计算出关于震级的累积分布函数(Cumulative Distribution Function--CDF)

$$\begin{aligned}
F_M(m) &= P(M \leq m | M > m_{\min}) \\
&= \frac{\lambda_{m_{\min}} - \lambda_m}{\lambda_{m_{\min}}} \\
&= \frac{10^{a-bm_{\min}} - 10^{a-bm}}{10^{a-bm_{\min}}} \\
&= 1 - 10^{-b(m-m_{\min})}, \quad m > m_{\min}
\end{aligned} \tag{3-2}$$

其中 m_{\min} 是起算震级， $F_M(m)$ 是关于震级 m 的累积分布函数，求导后得到概率密度函数(Probability Density Function—PDF)

$$\begin{aligned}
f_M(m) &= \frac{d}{dm} F_M(m) \\
&= \frac{d}{dm} [1 - 10^{-b(m-m_{\min})}] \\
&= b \ln(10) 10^{-b(m-m_{\min})}, \quad m > m_{\min}
\end{aligned} \tag{3-3}$$

式(3-3)给出的PDF理论上没有震级上限，这在实际情况下是不可能发生的。所以通常在一个地区根据断层的尺寸设定一个地震震级上限。一旦最大值确定，那么公式(3-2)，(3-3)变为：

$$F_M(m) = \frac{1 - 10^{-b(m-m_{\min})}}{1 - 10^{-b(m_{\max}-m_{\min})}}, \quad m_{\min} < m < m_{\max} \tag{3-4}$$

$$f_M(m) = \frac{b \ln(10) 10^{-b(m-m_{\min})}}{1 - 10^{-b(m_{\max}-m_{\min})}}, \quad m_{\min} < m < m_{\max} \tag{3-5}$$

其中， m_{\max} 是断层能够发生的最大震级。

为方便接下来的计算，将上述连续震级分布函数离散(通常离散区间为0.1)，得到不同震级档地震发生的概率如式(3-6)：

$$P(M = m_j) = F_M(m_{j+1}) - F_M(m_j) \tag{3-6}$$

其中， m_j 是离散的震级档。公式的意义在于凡是介于 m_j 和 m_{j+1} 之间的震级均分配到 $P(M=m_j)$ 上，只要离散间隔较密，则不会影响近似的计算结果。实际工程上分析一般使用0.1或者更小的间距。

注意上述潜在震源区的地震活动性采用G-R关系来表述，但不仅仅局限于只有这一个模型。

例如：常用的替代模型，特征地震模型(Characteristic Earthquake model)^[64]。

第三步，确定潜在地震源对测点的距离分布；

为了预测测点的地震动，需要了解地震到测点的距离。对于给定的震源，一般假设地震在断层的任何区域破裂的概率相同，即均匀分布；

第四步，根据上述函数（震级，距离等）计算相应的场点或某区域烈度、峰值加速度、峰值速度等，给出该地区地震动的衰减关系；

二、三步已经量化潜在地震的大小和位置分布，但实际上感兴趣的是地震动而不是地震的大小，因此这一步是建立预测地面震动模型，给出地面运动强度的概率分布。通过地震震级、距离函数、断层破坏机制、场地条件、方向性效应等变量的分析得到相应的衰减关系。

地震动预测模型一般是通过大量的地面观测数据进行回归分析。预测模型必须提供关于强度的概率分布，而不是一个单一的强度，因为随后 PSHA 的计算需要考虑到一些比平均大得多的极端强度的结果。

模型通式如下：

$$\ln IM = \overline{\ln IM}(M, R, \theta) + \sigma(M, R, \theta) \cdot \varepsilon \quad (3-7)$$

其中， $\ln IM$ 是地震动的自然对数，认为它符合正态分布， $\overline{\ln IM}(M, R, \theta)$ 和 $\sigma(M, R, \theta)$ 分别代表均值和标准差，影响参数分别为 M 震级，距离 R ，以及其他参数用 θ 表示， ε 为标准正态随机变量，表示 $\ln IM$ 的偏离程度，正值代表高于平均 $\ln IM$ 值，负值表示低于平均 $\ln IM$ 值。

经过几十年的研究完善，预测模型中 (M, R, θ) 和 $\sigma(M, R, \theta)$ 已经相对复杂，包含多种系数及条件。

例如：Cornell 等^[29]提出的地面平均峰值加速度模型

$$\overline{\ln PGA} = -0.152 + 0.859M - 1.803 \ln(R + 25) \quad (3-8)$$

在这个模型中， $\overline{\ln PGA}$ 标准偏差为 0.57。PGA 的自然对数被视为正态分布，即认为 PGA 服从对数正态分布，所以可以通过均值和标准差计算任何超过 PGA 的概率。

$$P(PGA > x | m, r) = 1 - \Phi\left(\frac{\ln x - \overline{\ln PGA}}{\sigma_{\ln PGA}}\right) \quad (3-9)$$

其中 $\Phi(\cdot)$ 是标准正态分布的累积分布函数(CDF)。

有时候也可描述成

$$P(PGA > x | m, r) = \int_x^{\infty} f_{PGA}(u) du \quad (3-10)$$

其中， $f_{PGA}(u)$ 是 PGA 的概率密度函数，根据 $\ln PGA$ 均值和方差计算得出。

$$P(PGA > x | m, r) = \int_x^{\infty} \frac{1}{\sigma_{\ln PGA} \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln x - \overline{\ln PGA}}{\sigma_{\ln PGA}}\right)^2\right] d \quad (3-11)$$

随后我们能够计算出 PGA 等于 x_j 的概率，其代表的意义为 PGA 发生在 x_j 和 x_{j+1} 之间的概率。

$$P(PGA = x_j) = P(PGA > x_j) - P(PGA > x_{j+1}) \quad (3-12)$$

第五步，测点危险性评定。

结合地震的大小，位置和地面运动的强度等，应用全概率定理计算测点的危险性。计算超过某 IM 强度水平的 x 的概率。

$$P(IM > x) = \int_{m_{\min}}^{m_{\max}} \int_0^{r_{\max}} P(IM > x | m, r) f_M(m) f_R(r) dr dm \quad (3-13)$$

其中， $P(IM > X/m, r)$ 来自于公式(3-10)， $f_M(m)$ 和 $f_R(m)$ 是关于震级和距离的概率密度函数。

3.3 传统 PTHA 方法

参照上述地震危险性分析方法，概率地震海啸危险性分析实际上就是给出对于某一给定近海沿岸测点未来若干年内指定海啸波高值的超越概率。发展过程见第一章。

PTHA 借鉴成熟的 PSHA，对比见图 3-1^[31]：

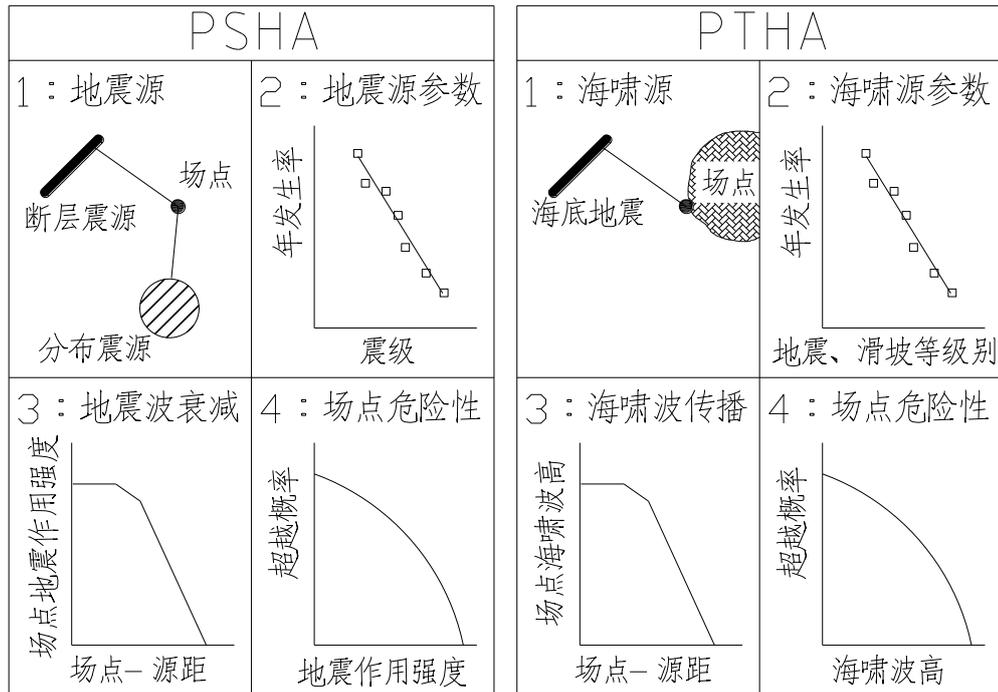


图3-1 地震危险性分析与地震海啸危险性概率分析对比

实际上 PSHA 和 PTHA 最大的差别就是将图 3-1 中第三步地震波的衰减替换成了海啸波的传播过程。地震海啸危险性评价主要有以下两种方式：一是基于历史地震海啸记录；二是基于地震海啸数值模拟。当某一近海沿岸测点历史地震海啸记录特别充足时，能够反映波高的分布特征，可以直接计算出指定海啸浪高的超越概率；反之如果历史地震海啸观测记录不够充足，可以采用数值模拟的分析方法来进行测点的地震海啸危险性评价工作^[10]。

而我国历史地震海啸资料纪录的不足尚不能为地震海啸危险性分析提供支持, 则只能用数值模拟的方法代替基于历史地震海啸记录方法去进行我国沿海海啸危险性分析。

3.3.1 传统 PTHA 方法步骤

借鉴我国成熟的地震危险性分析方法 (PSHA) [7], 地震海啸危险性概率分析方法具体过程如下:

第一步, 确定可能产生海啸的潜在海啸源;

根据近海(板内)及外海(板间)断层构造, 确定潜在海啸源, 即在地震带中可能引发海啸的地震的断裂带位置及参数, 包括震中纬度、经度、震源深度、破裂面长度、宽度、滑移量、破裂走向角、倾角、滑移角等。

第二步, 确定地震震级的特征分布;

根据经验公式 G-R 分布, 见式(3-1), 提出的地震震级遵循的特定分布

根据上述地震危险性分析方法, 给出关于震级的概率密度函数:

$$f_M(M) = \frac{\beta \exp[-\beta(M - M_0)]}{1 - \exp[-\beta(M_{uz} - M_0)]} \quad (3-14)$$

式中, M_0 为潜在地震海啸源震级下限, M_{uz} 为潜在地震海啸源震级上限, 当震级小于震级下限或大于震级上限时, 概率密度值为零; $\beta = b \times \ln 10$, b 为潜在地震海啸源震级频度关系中的 b 值, 反映不同震级地震发生频度的关系。

故潜在地震海啸源震级为 $M_j \pm \frac{1}{2} \Delta M$ 的地震发生概率:

$$\begin{aligned} P(M_j) &= \int_{M_j - \frac{1}{2} \Delta M}^{M_j + \frac{1}{2} \Delta M} \frac{\beta \exp[-\beta(M - M_0)]}{1 - \exp[-\beta(M_{uz} - M_0)]} dM \\ &= \frac{2 \exp[-\beta(M_j - M_0)] \sinh(\frac{1}{2} \beta \Delta M)}{1 - \exp[-\beta(M_{uz} - M_0)]} \end{aligned} \quad (3-15)$$

其中 ΔM 为震级分档步长, 一般为 0.1, M_j 的定义是从潜在海啸源区的起算震级 M_0 到震级上限 M_{uz} 的若干个震级档中第 j 档的中心震级。

第三步, 以潜在地震海啸源为统计单元, 分析地震活动的地震空间分布;

地震带内分布着若干潜在地震海啸源, 潜在地震海啸源的地震空间分布函数是一个与震级有关的函数, 记作 w_{l, M_j} , 其物理含义是发生在地震带内一次震级为 $M_j \pm \frac{1}{2} \Delta M$ 的地震落在第 l 个潜在海啸源的概率。对指定震级档 w_{l, M_j} 在整个地震带内是归一化的, 即 w_{l, M_j} 地震在各地震带内的概率和为一:

$$\sum_{l=1}^{N_s} w_{l,M_j} = 1 \quad (3-16)$$

式中, N_s 为地震带中潜在地震海啸源区的总数; w_{l,M_j} 简单近似等于第 l 个潜在海啸源的面积与所属地震带的面积之比。

第四步, 对震级分档的地震样本进行数值模拟计算近海沿岸测点海啸波高;

对第 l 个潜在海啸源, 数值模拟震级在 M_j 震级档的地震海啸事件, 如果超过 h 波高, 则认为第 l 个潜在海啸源内发生 M_j 档地震时, 近海沿岸测点海啸波高值超过 h 的概率:

$$P_{l,M_j}(H \geq h|E) = 1 \quad (3-17)$$

否则,

$$P_{l,M_j}(H \geq h|E) = 0 \quad (3-18)$$

第五步, 计算单个潜在海啸源产生海啸波高的年平均发生率;

根据全概率定理, 第 i 个地震带内第 l 个潜在海啸源所发生的地震海啸影响近海沿岸测点海啸波高值超过 h 的年平均发生率:

$$v_{i,l}(H \geq h) = \mu_i \int_m f_m(M) w_{l,M_j} dm \quad (3-19)$$

$$v_{i,l}(H \geq h) = \mu_i \sum_{j=1}^{N_M} P(l, M_j) P_{l,M_j}(H \geq h|E) w_{l,M_j} \quad (3-20)$$

N_M 为震级分档数, μ_i 为该潜在海啸源所属地震带的地震年发生率, $P(l, M_j)$ 通过式(3-15)求解。

第六步, 计算单个地震带内 N_s 个潜在地震海啸源产生海啸波高的年平均发生率和超越概率;

第 i 个地震带内 N_s 个潜在地震海啸源区对测点海啸波高超过 h 的年平均发生率:

$$v_i(H \geq h) = 1 - \prod_{l=1}^{N_s} \{1 - v_{i,l}(H \geq h)\} \quad (3-21)$$

第七步, 如果某沿海场点存在 N_l 个地震带形成的海啸对其产生影响, 则该场点对于海啸波高 H 超过 h 的年平均发生率为:

$$v(H \geq h) = 1 - \prod_{l=1}^{N_l} \{1 - v_i(H \geq h)\} \quad (3-22)$$

第八步, 计算 N_s 个潜在地震海啸源 T 年内的总超越概率。

由于地震在时间序列上服从泊松分布, 在时间 T 内发生 n 次的概率为:

$$P(n) = \frac{e^{-vT} (vT)^n}{n!} \quad (3-23)$$

T 年内计算场点对于海啸波高超过 h 的总超越概率可表示为:

$$P(H \geq h) = 1 - e^{-\nu(H \geq h)T} \quad (3-24)$$

h 波高重现期可表示为:

$$T(H = h) = \frac{1}{P(H \geq h)} \quad (3-25)$$

最后画出超越概率曲线。

3.3.2 传统 PTHA 算例

以我国沿海地区为例, 详细说明地震海啸危险性分析具体过程。

3.3.2.1 确定潜在地震海啸源区

我国东边由太平洋环绕, 环太平洋地震带是全世界地震活动最频繁的地震带, 南部隔海东南亚地区也是极易遭受海啸袭击的国家。对于我国东部琉球断裂带以及南部的马尼拉断裂带都构成了对我国可能产生影响的潜在海啸源, 还要包括我国近海的局地潜在海啸源, 具体见图 3-2。

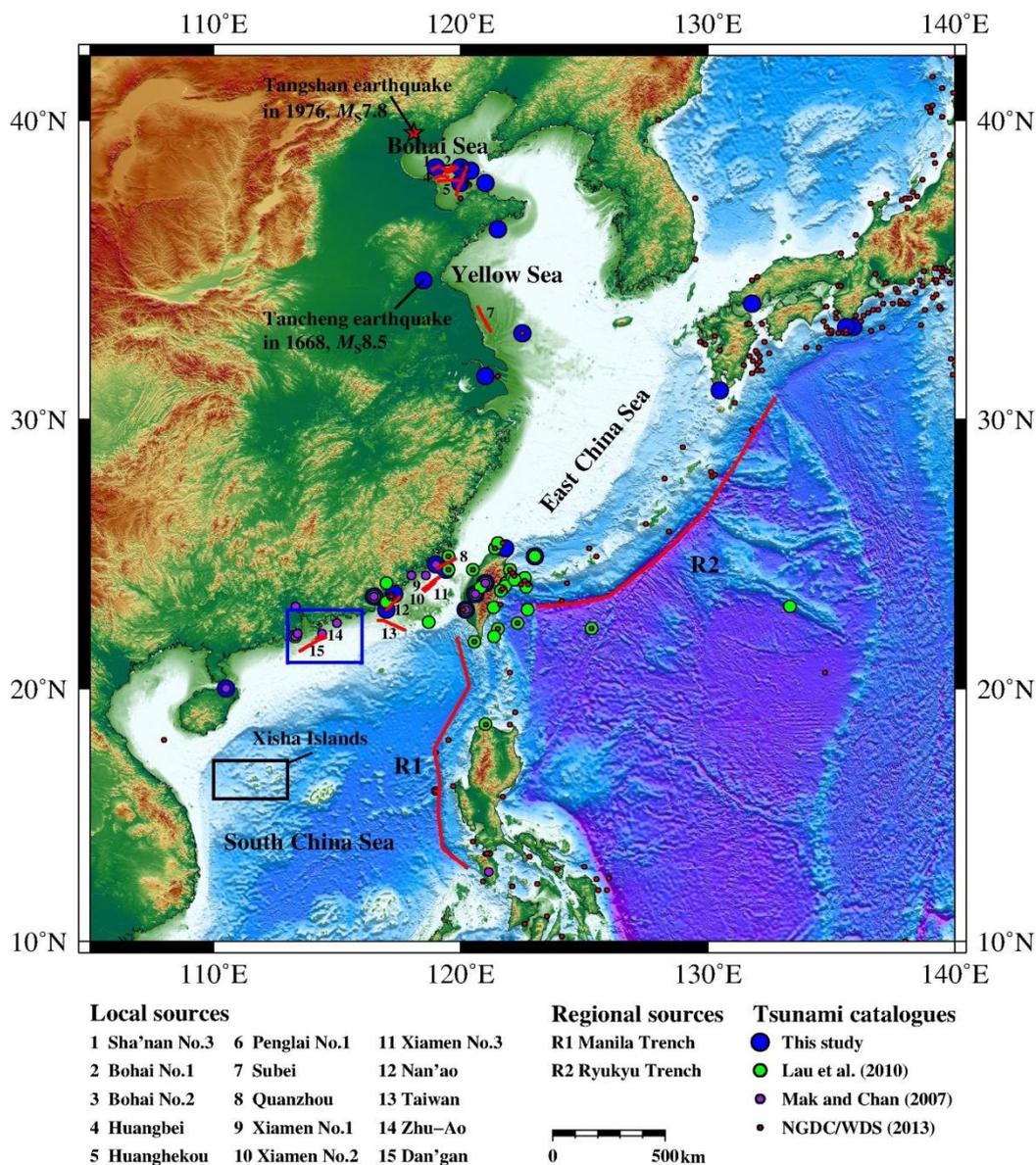


图 3-2 我国沿海局地 and 区域潜在海啸源分布^[59]

表3-1 主要海啸源构造活动性参数^[22]

	断裂带 编号	长度 (km)	宽度 (km)	震源 深度 (km)	走向(°)	倾角 (°)	滑移角 (°)	震级上 限 (M_{uz})
琉球海 沟海啸 源	RR1	290	98	15	30	15	315	8.5
	RR2	256	92	20	32	19	315	8.4
	RR3	282	97	18	45	20	310	8.5
	RR4	215	83	20	53	25	310	8.3
	RR5	130	65	25	72	30	344	7.9
	RR6	170	74	25	81	35	355	8.1
马尼拉 海沟海 啸源	RM1	210	82	20	350	14	110	8.2
	RM2	310	109	20	29	20	110	8.6
	RM3	135	66	20	3	20	90	7.9
	RM4	140	66	20	351	20	90	7.9
	RM5	166	71	20	353	30	50	8.0
	RM6	142	66	20	308	30	50	7.9

我国局地海啸源地震构造活动性参数见表 3-1。

3.3.2.2 选取沿海测点及影响海啸源

以广东沿海大亚湾核电厂重大厂址为例，沿用上述海啸危险性分析方法对其进行计算。测点坐标数据及位置示意图如下：

表3-2 测点坐标

标号	经度	纬度
1	114.59 E	22.62 N
2	114.54 E	22.48 N
3	114.77 E	22.59 N



图 3-3 验潮站位置示意图

由图 3-2 可知对我国有影响的可能产生的海啸源由两类组成：两大海沟琉球海沟和马尼拉海沟处有高震级上限（一般在 $M_s 8.5$ 以上）的断裂带以及近海低震级上限（一般在 $M_s 8.0$ 以下）的断裂带。而针对马尼拉及琉球潜在海峡源需考虑联合破裂的情况，故将震级上限提升至 9.0。

在进行危险性分析的时候上述两种海啸源均要考虑，那么由于近海海啸源发震震级小，释放能量低，全部将上述我国沿海所有近端层进行计算的工作量是及其巨大的，并且大部分远离近海断裂带测点的影响是及其微弱的甚至没有，所以当考虑近海潜在海啸源时仅计算部分距离测点近的近海测点（详见第二章）。对于算例里提供的测点数据，近海潜在海啸源仅计算珠坳中部断裂带和担杆列岛海外段断裂带的影响即可。同时计算马尼拉断裂带的影响。

首先确定马尼拉断裂带及珠一坳中部断裂和担杆列岛海外段断裂地震活动性参数：

马尼拉断裂带：震级上限 $M_{uz} 9.0$ ，震级下限 $M_0 7.0$ 。 b 值低纬度（12 N~19 N）时取 0.98，高纬度（19 N~23 N）时取 0.89^[50]；

局地潜在海啸源参数^[21]：

珠一坳中部断裂带：震级上限 $M_{uz} 7.5$ ，震级下限 $M_0 7.0$ 。 b 值取 0.87；

担杆列岛海外段断裂带：震级上限 $M_{uz} 7.5$ ，震级下限 $M_0 7.0$ 。 b 值取 0.87；

由式(3-14)、(3-15)，得到第 l 个潜在海啸源，各震级档 M_j 地震的发生概率 $P(l, M_j)$ 计算结果如下：

表 3-3 马尼拉断裂带 $P(l, M_j)$ 值

震级档	RR1	RR2	RR3	RR4	RR5	RR6
7.0	0.03094	0.07624	0.02010	0.02085	0.02659	0.02115
7.1	0.02520	0.06084	0.01604	0.01664	0.02122	0.01687
7.2	0.02053	0.04855	0.01280	0.01328	0.01693	0.01347
7.3	0.01673	0.03874	0.01022	0.01059	0.01351	0.01075
7.4	0.01363	0.03092	0.00815	0.00845	0.01078	0.00858
7.5	0.01110	0.02467	0.00651	0.00675	0.00861	0.00684
7.6	0.00905	0.01969	0.00519	0.00538	0.00687	0.00546
7.7	0.00737	0.01571	0.00414	0.00430	0.00548	0.00436
7.8	0.00600	0.01254	0.00331	0.00343	0.00437	0.00348
7.9	0.00489	0.01000	0.00264	0.00274	0.00349	0.00277
8.0	0.00399	0.00798	0.00211	0.00218	0.00278	0.00221
8.1	0.00325	0.00637	0.00168	0.00174	0.00222	0.00177
8.2	0.00265	0.00508	0.00134	0.00139	0.00177	0.00141
8.3	0.00216	0.00406	0.00107	0.00111	0.00142	0.00113
8.4	0.00176	0.00324	0.00085	0.00089	0.00113	0.00090
8.5	0.00143	0.00258	0.00068	0.00071	0.00090	0.00072
8.6	0.00117	0.00206	0.00054	0.00056	0.00072	0.00057
8.7	0.00095	0.00165	0.00043	0.00045	0.00057	0.00046
8.8	0.00077	0.00131	0.00035	0.00036	0.00046	0.00036
8.9	0.00063	0.00105	0.00028	0.00029	0.00037	0.00029
9.0	0.00051	0.00084	0.00022	0.00023	0.00029	0.00023

表 3-4 担杆列岛海外段、珠一坳中部断裂带 $P(M_j)$ 值

震级档	担杆列岛海外段断裂带	珠一坳中部断裂带
7.0	0.24356	0.24356
7.1	0.20588	0.20588
7.2	0.17402	0.17402
7.3	0.14710	0.14710
7.4	0.12434	0.12434
7.5	0.10510	0.10510

将上述每一次震级档做为地震事件，分别进行数值模拟。

下面以 1 号测点 1.0 米海啸波高危险性为例，详细说明超越概率和重现期的计算过程：

(1)受马尼拉海沟影响的年平均发生率和超越概率；

数值模拟后，1 号测点第 l 个潜在断裂区内发生震级在 M_j 档的地震时，沿岸测点处海啸最大波高为：

表 3-5 1 号测点数值模拟海啸波高值(m)

震级档	RM1	RM2	RM3	RM4	RM5	RM6
7.00	0.17	0.17	0.14	0.12	0.16	0.14
7.10	0.16	0.14	0.15	0.16	0.15	0.18
7.20	0.16	0.15	0.14	0.20	0.13	0.11
7.30	0.18	0.15	0.17	0.20	0.16	0.16
7.40	0.17	0.18	0.18	0.15	0.16	0.17
7.50	0.16	0.16	0.15	0.26	0.16	0.15
7.60	0.19	0.14	0.25	0.18	0.22	0.17
7.70	0.32	0.17	0.19	0.21	0.24	0.17
7.80	0.45	0.28	0.27	0.18	0.18	0.15
7.90	0.51	0.27	0.3	0.23	0.15	0.17
8.00	0.66	0.25	0.36	0.28	0.26	0.19
8.10	0.85	0.36	0.44	0.34	0.21	0.18
8.20	1.18	0.49	0.93	0.41	0.23	0.22
8.30	1.45	0.66	0.63	0.48	0.25	0.28
8.40	1.65	0.84	0.77	0.60	0.34	0.33
8.50	2.01	1.10	0.92	0.83	0.41	0.42
8.60	2.68	1.43	1.21	0.96	0.49	0.48
8.70	2.94	1.95	1.51	1.05	0.60	0.71
8.80	3.19	3.01	1.82	1.13	0.82	0.83
8.90	3.41	4.16	2.07	1.52	0.96	1.05
9.00	3.75	5.01	2.33	2.21	1.54	1.36

根据式(3-17),提取出所有震级档最大波高超越 1m 的地震事件。如表 3-6。

表 3-6 数值模拟海啸波高值超过 1.0 米的概率

震级档	RM1	RM2	RM3	RM4	RM5	RM6
7.00	—	—	—	—	—	—
7.10	—	—	—	—	—	—
7.20	—	—	—	—	—	—
7.30	—	—	—	—	—	—
7.40	—	—	—	—	—	—
7.50	—	—	—	—	—	—
7.60	—	—	—	—	—	—
7.70	—	—	—	—	—	—
7.80	—	—	—	—	—	—
7.90	—	—	—	—	—	—
8.00	—	—	—	—	—	—
8.10	—	—	—	—	—	—
8.20	√	—	—	—	—	—
8.30	√	—	—	—	—	—
8.40	√	—	—	—	—	—
8.50	√	√	—	—	—	—
8.60	√	√	√	—	—	—
8.70	√	√	√	√	—	—

8.80	√	√	√	√	—	—
8.90	√	√	√	√	—	√
9.00	√	√	√	√	√	√

引用式(3-17), (3-18), (3-19)可得表 3-7。

表 3-7 数值模拟海啸波高值超过 1.0 米的概率

震级档	RR1	RR2	RR3	RR4	RR5	RR6
7	0	0	0	0	0	0
7.1	0	0	0	0	0	0
7.2	0	0	0	0	0	0
7.3	0	0	0	0	0	0
7.4	0	0	0	0	0	0
7.5	0	0	0	0	0	0
7.6	0	0	0	0	0	0
7.7	0	0	0	0	0	0
7.8	0	0	0	0	0	0
7.9	0	0	0	0	0	0
8	0	0	0	0	0	0
8.1	0	0	0	0	0	0
8.2	0.00265	0	0	0	0	0
8.3	0.00216	0	0	0	0	0
8.4	0.00176	0	0	0	0	0
8.5	0.00143	0.00258	0	0	0	0
8.6	0.00117	0.00206	0.00054	0	0	0
8.7	0.00095	0.00165	0.00043	0	0	0
8.8	0.00077	0.00131	0.00035	0.00036	0	0
8.9	0.00063	0.00105	0.00028	0.00029	0	0.00029
9	0.00051	0.00084	0.00022	0.00023	0.00029	0.00023
SUM	0.01203	0.00949	0.00182	0.00088	0.00029	0.00052

(2)受珠—坳断裂带和担杆列岛海外段断裂带影响的年平均发生率和超越概率:

表 3-8 数值模拟海啸波高值超过 1.0 米的概率

震级档	珠坳断裂带	担杆列岛海外段
7	0	0
7.1	0	0
7.2	0	0
7.3	0	0
7.4	0	0
7.5	0	0
SUM	0	0

根据第四代区划图^[21], 断裂带发生震级下限 $M_s7.0$ 以上的地震概率 v 如表 3-9。

表 3-9 马尼拉断裂带、担杆列岛海外段、珠一坳中部断裂年平均发生率

	马尼拉断裂带	担杆列岛海外段	珠一坳中部断裂
年平均发生率	0.1250	0.0005	0.0002

由式(3-20)得, 马尼拉断裂带 1-6 个潜在断裂区影响的海啸波高值在 1.0 米以上的年平均发生率为: $v_1(H \geq 1.0) = 0.00150$; $v_2(H \geq 1.0) = 0.00119$; $v_3(H \geq 1.0) = 0.00023$; $v_4(H \geq 1.0) = 0.00011$; $v_5(H \geq 1.0) = 0.00004$; $v_6(H \geq 1.0) = 0.00007$ 。

表 3-10 马尼拉断裂带、担杆列岛海外段、珠一坳中部断裂年超越概率(1.0m)

	马尼拉断裂带	担杆列岛海外段	珠一坳中部断裂
年超越概率	0.00313	0	0

由式(3-20), 海啸波受马尼拉断裂带影响在 1.0 米以上的年超越概率: $v_m(H \geq 1.0) = 0.00313$, 受担杆列岛海外段断裂带影响的平均发生率和超越概率: 1 年内海啸波高 1.0 米的超越概率 $P_d(H \geq 1.0) = 0$; 100 年内海啸波高 1.0 米的超越概率为 0%。受珠一坳中部断裂带影响的平均发生率和超越概率: 1 年内海啸波高 1.0 米的超越概率为 $P_z(H \geq 1.0) = 0\%$; 100 年内海啸波高 1.0 米的超越概率为 0%。

由式(3-21), 1 年内海啸波高 1.0 米的超越概率: $P_m(H \geq 1.0) = 0.00313$; 100 年内海啸波高 1.0 米的超越概率为 26.9%。

(3)总的超越概率和重现期:

由式(3-21), 测点受马尼拉海沟、担杆列岛海外段断裂带、珠一坳中部断裂带影响的 1 年内海啸波高 1.0 米的超越概率为 0.00313; 100 年内海啸波高 1.0 米的超越概率为 26.9%; 由式(3-22), 得波高 1.0 米的重现期 320 年。

3.3.2.3 绘制超越概率曲线

采用上述方法计算表 3-2 中测点的海啸危险性, 结果如下。

表 3-11 1 号测点数值模拟海啸波高值(m)

震级档	RM1	RM2	RM3	RM4	RM5	RM6
7.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
7.10	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
7.20	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01
7.30	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01
7.40	0.04	0.05	0.04	0.03	0.02	0.01
7.50	0.06	0.06	0.05	0.04	0.02	0.02
7.60	0.07	0.07	0.06	0.05	0.03	0.02
7.70	0.10	0.09	0.07	0.06	0.04	0.03
7.80	0.12	0.10	0.09	0.08	0.04	0.03
7.90	0.15	0.12	0.10	0.09	0.04	0.03
8.00	0.19	0.15	0.10	0.10	0.04	0.05

8.10	0.23	0.17	0.10	0.12	0.06	0.06
8.20	0.29	0.20	0.11	0.14	0.07	0.08
8.30	0.35	0.27	0.14	0.12	0.09	0.11
8.40	0.41	0.33	0.18	0.13	0.11	0.14
8.50	0.47	0.42	0.21	0.18	0.17	0.17
8.60	0.55	0.55	0.27	0.23	0.20	0.23
8.70	0.61	0.67	0.33	0.24	0.22	0.30
8.80	0.76	0.96	0.42	0.31	0.28	0.38
8.90	1.04	1.15	0.57	0.40	0.34	0.55
9.00	1.34	1.23	0.79	0.52	0.42	0.70

表 3-12 1 号测点海啸波高年累积频、超越概率及重现期

海啸波高 (米)	年超越概率	10 年超越 概率	50 年超越 概率	100 年超越 概率	重现期 (年)
0.10	1.42%	13.34%	51.11%	76.10%	70.4
0.20	0.56%	5.50%	24.64%	43.21%	177.2
0.30	0.32%	3.18%	14.92%	27.61%	310.0
0.40	0.23%	2.30%	10.99%	20.77%	430.1
0.50	0.15%	1.51%	7.34%	14.14%	656.3
0.60	0.10%	1.02%	4.97%	9.70%	980.4
0.70	0.07%	0.69%	3.42%	6.72%	1438.8
0.80	0.05%	0.54%	2.68%	5.28%	1843.3
0.90	0.05%	0.54%	2.68%	5.28%	1843.3
1.00	0.04%	0.38%	1.88%	3.72%	2640.3
2.00	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	-
3.00	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	-
4.00	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	-
5.00	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	-

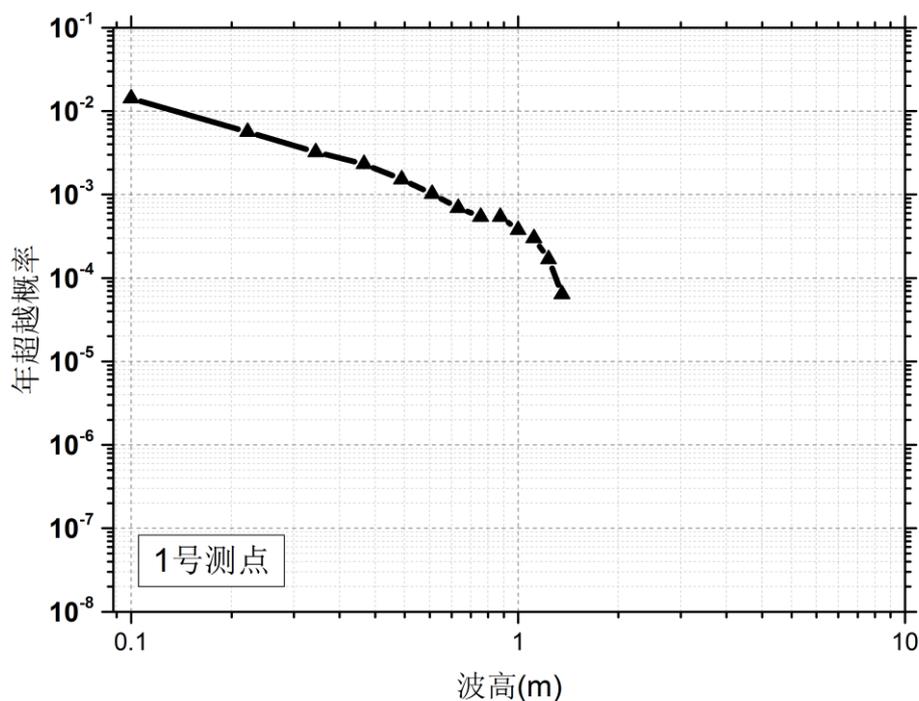


图3-4 1号测点超越概率曲线

同理可得 2、3 测点的最大波高值及超越概率曲线。

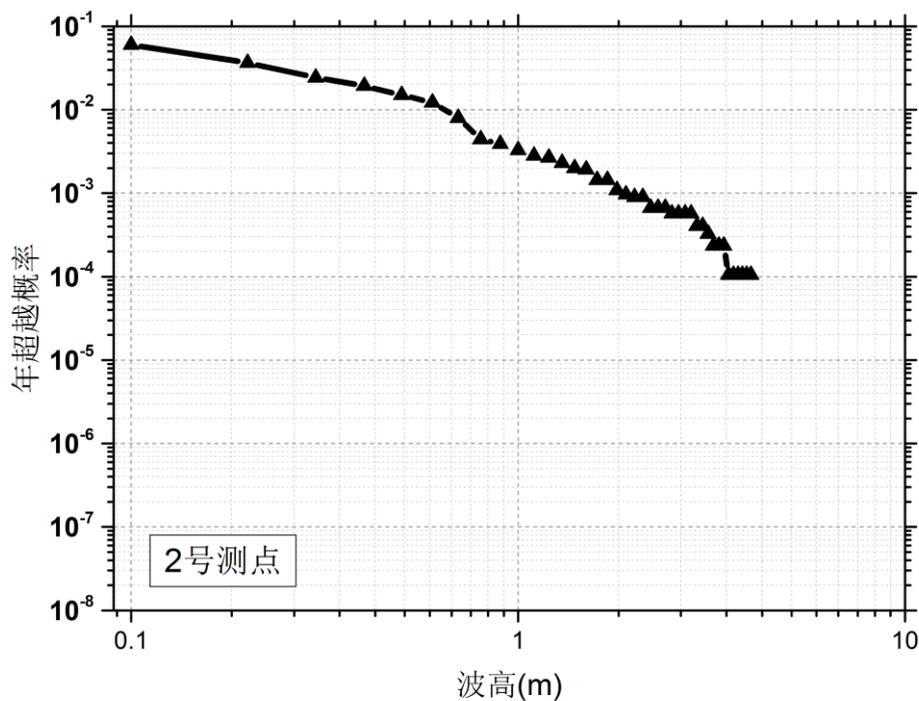
表 3-13 2 号测点数值模拟海啸波高值(m)

震级档	RM1	RM2	RM3	RM4	RM5	RM6
7.00	0.10	0.05	0.05	0.04	0.03	0.02
7.10	0.14	0.06	0.07	0.06	0.04	0.02
7.20	0.19	0.09	0.09	0.08	0.05	0.03
7.30	0.25	0.12	0.12	0.11	0.07	0.04
7.40	0.35	0.16	0.16	0.15	0.09	0.05
7.50	0.46	0.21	0.21	0.20	0.11	0.06
7.60	0.61	0.27	0.27	0.26	0.14	0.08
7.70	0.67	0.36	0.33	0.34	0.16	0.09
7.80	0.71	0.46	0.41	0.42	0.18	0.11
7.90	0.75	0.58	0.48	0.51	0.20	0.14
8.00	0.80	0.63	0.56	0.57	0.20	0.17
8.10	0.86	0.68	0.62	0.59	0.22	0.22
8.20	1.08	0.72	0.68	0.53	0.23	0.28
8.30	1.34	0.77	0.78	0.49	0.27	0.36
8.40	1.57	0.94	0.82	0.51	0.36	0.46
8.50	1.71	1.23	0.71	0.67	0.73	0.59
8.60	1.74	1.52	0.90	0.74	0.94	0.76
8.70	1.82	2.10	1.00	0.77	1.03	0.96
8.80	2.47	2.81	1.27	1.17	1.17	1.18
8.90	3.07	3.40	1.95	1.72	1.40	1.46

9.00	3.17	4.09	3.14	2.12	1.50	1.93
------	------	------	------	------	------	------

表 3-14 2号测点海啸波高年累积频、超越概率及重现期

海啸波高 (米)	年超越概率	10年超越 概率	50年超越 概率	100年超越 概率	重现期 (年)
0.1	1.29%	46.23%	95.51%	99.80%	16.6
0.2	0.54%	30.98%	84.34%	97.55%	27.5
0.3	0.40%	21.86%	70.86%	91.51%	41.0
0.4	0.29%	17.76%	62.37%	85.84%	51.7
0.5	0.21%	14.01%	52.98%	77.89%	66.8
0.6	0.18%	11.60%	46.03%	70.87%	81.6
0.7	0.14%	7.67%	32.89%	54.96%	125.9
0.8	0.13%	4.33%	19.84%	35.75%	226.6
0.9	0.12%	3.83%	17.75%	32.35%	256.3
1.0	0.12%	3.23%	15.15%	28.01%	304.8
2.0	0.02%	0.90%	4.41%	8.62%	1109.6
3.0	0.00%	0.41%	2.01%	3.98%	2461.5
4.0	0.00%	0.10%	0.52%	1.04%	9523.8
5.0	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	-



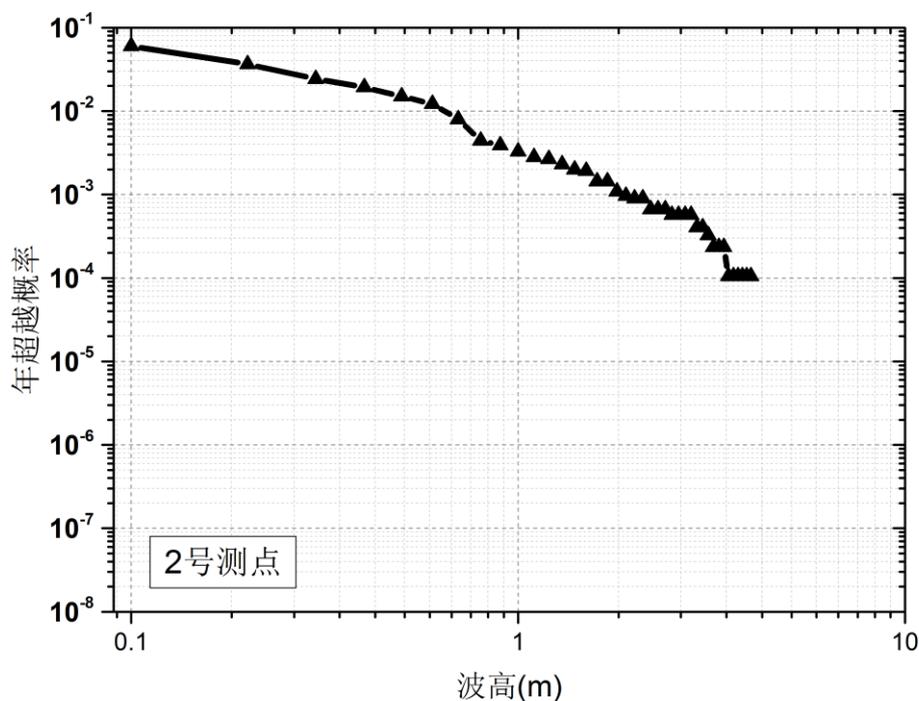


图 3-5 2号测点超越概率曲线

表 3-15 3号测点数值模拟海啸波高值(m)

震级档	RM1	RM2	RM3	RM4	RM5	RM6
7.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
7.10	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00
7.20	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
7.30	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01
7.40	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02	0.01
7.50	0.04	0.05	0.04	0.03	0.02	0.01
7.60	0.05	0.07	0.04	0.04	0.03	0.01
7.70	0.06	0.09	0.05	0.04	0.03	0.02
7.80	0.08	0.11	0.05	0.06	0.03	0.02
7.90	0.11	0.13	0.06	0.07	0.04	0.03
8.00	0.15	0.16	0.08	0.09	0.05	0.03
8.10	0.20	0.19	0.11	0.09	0.07	0.04
8.20	0.26	0.23	0.12	0.12	0.08	0.06
8.30	0.35	0.31	0.14	0.14	0.09	0.08
8.40	0.45	0.45	0.23	0.19	0.13	0.10
8.50	0.57	0.69	0.36	0.23	0.16	0.13
8.60	0.77	1.03	0.46	0.30	0.23	0.17
8.70	1.01	1.49	0.50	0.35	0.32	0.19
8.80	1.34	1.97	0.61	0.41	0.38	0.23
8.90	1.64	2.27	0.87	0.58	0.42	0.32
9.00	1.84	2.24	1.20	0.63	0.52	0.51

表 3-16 3号测点海啸波高年累积频、超越概率及重现期

海啸波高 (米)	年超越概率	10年超越概 率	50年超越概 率	100年超越 概率	重现期 (年)
0.1	1.29%	12.20%	47.83%	72.78%	77.4
0.2	0.54%	5.26%	23.69%	41.77%	185.4
0.3	0.40%	3.95%	18.27%	33.20%	248.4
0.4	0.29%	2.90%	13.70%	25.52%	339.8
0.5	0.21%	2.09%	10.00%	19.00%	475.1
0.6	0.18%	1.81%	8.73%	16.70%	547.9
0.7	0.14%	1.42%	6.91%	13.33%	699.3
0.8	0.13%	1.28%	6.22%	12.05%	779.0
0.9	0.12%	1.24%	6.06%	11.75%	800.8
1.0	0.12%	1.24%	6.06%	11.75%	800.8
2.0	0.02%	0.24%	1.17%	2.34%	4232.8
3.0	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	-
4.0	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	-

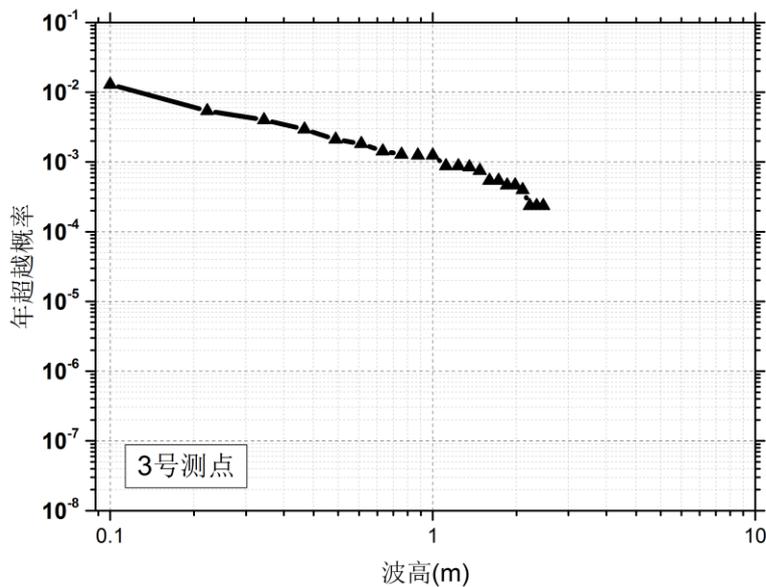


图 3-6 3 号测点超越概率曲线

计算超越概率及重现期时，实际上就是考虑了所有可能震级可能引起海啸波高的超越概率之和，对所有震级档均进行模拟计算。这其中包含了震源的空间分布，震级分布，断层分布，水深数据等很多不确定性，那么按照上述多种因素联系到一起进行概率计算时是否合理，我们采取下面一种方法进行验证。

3.4 基于蒙特卡洛技术的 PTHA 方法

3.4.1 基于蒙特卡洛技术的 PTHA 方法步骤

传统震级分档的 PTHA 中计算的地震事件通常震中位于潜在海啸源的中心，

这样的做法难以考虑潜在海啸源上地震事件的均匀分布问题，针对这种不足，尝试用 Monte Carlo 方法予以解决以达到能够更准确科学的描述地震发生的随机情况。

蒙特卡罗方法 (Monte Carlo method)，也称统计模拟方法，是二十世纪四十年代中期由于科学技术的发展和电子计算机的发明，而被提出的一种以概率统计理论为指导的一类非常重要的数值计算方法。是指使用随机数（或更常见的伪随机数）来解决很多计算问题的方法。20 世纪 40 年代，在冯·诺伊曼等在洛斯阿拉莫斯国家实验室为核武器计划工作时，发明了蒙特卡罗方法。而蒙特卡罗方法正是以概率为基础的方法。与它对应的是确定性算法。通常蒙特卡罗方法可以粗略地分成两类：一类是所求解的问题本身具有内在的随机性，借助计算机的运算能力可以直接模拟这种随机的过程。另一种类型是所求解问题可以转化为某种随机分布的特征数，比如随机事件出现的概率，或者随机变量的期望值。通过随机抽样的方法，以随机事件出现的频率估计其概率，或者以抽样的数字特征估算随机变量的数字特征，并将其作为问题的解。这种方法当面对有多种影响因素的问题时显得尤为适用^[16]。

故当知道潜在海啸源震级分布时，可以根据震级概率密度函数式采用蒙特卡罗采样的方法进行模拟，结合断层空间分布及断层分布多种影响因素，观察结果。

步骤如下

一、震级采样；

依据震级概率密度分布式(3-14)进行采样，生成多次符合上述震级分布的地震事件；

二、根据每一次采样的地震事件按照空间分布匹配震源发生位置；

三、根据匹配到的震源位置，结合此断层的发震特性、配置震源参数，包括震源深度、倾角、走向、滑移量等；

四、结合上述震源参数，将多次采样的地震事件进行数值模拟，得到感兴趣的近海沿岸测点海啸波高；

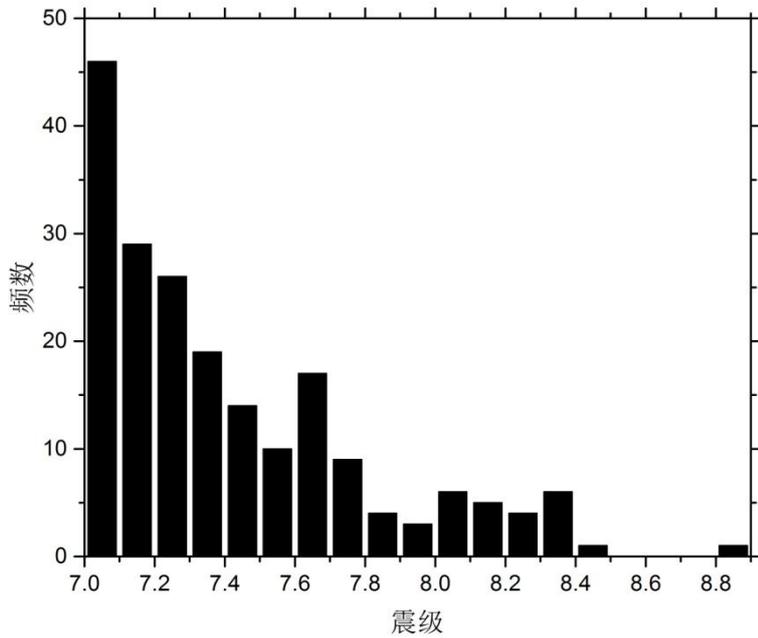
五、由于多次采样的地震事件能够得到近海沿岸测点的海啸波高分布（一次地震事件对应一个测点一个波高，即认为是此次地震事件对测点的影响），将上述波高进行统计并拟合出波高的概率密度函数，可以得到超越海啸波高 h 的概率；

六、对该区域地震的时间序列进行统计，确定年发生率 ν ，从而确定最终的近岸测点的年超越概率，重现期及危险性曲线。

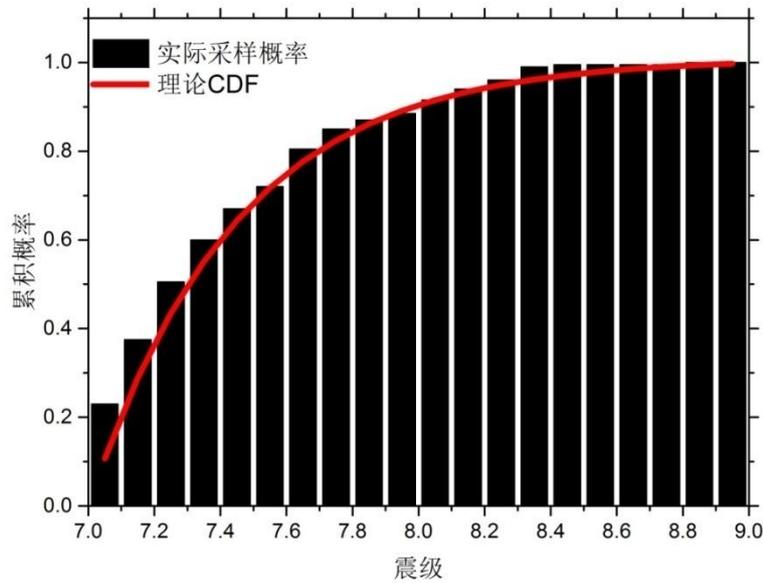
3.4.2 基于蒙特卡洛技术的 PTHA 方法算例

区别于传统震级分档概率地震海啸危险性分析方法，遍历可能引起地震海啸的震级档按照概率的方式进行计算得出超越概率。现采用震级采样的方式，使其服从式(3-14)概率密度函数，进行 200 次震级采样，其代表的意义是要发生能引起

海啸的地震服从海啸地震震级的频度关系。如图 3-7。



(a)



(b)

图 3-7 (a) 采样震级频度关系; (b) 采样累积概率与累计分布函数对比

同样选取表 3-2 测点作为检测点进行地震海啸危险性分析。认为根据震级概率密度函数随机采样出的相应震级分别在马尼拉断裂带、珠一坳中部断裂带、担杆列岛海外段断裂带的空间分布是均匀的，也就是说其震中落点沿着断裂的走向是均匀分布的。且当地震破裂长度超过断层走向，即在该断层出现转折时应该按

照断层走向进行转折。此时不同于传统地震危险性分析方法，即地震分布在断裂位置并不再以分段处每一段的中间位置为发震震中，而是认为地震均匀分布在沿长度方向的断层上，如图 3-8。

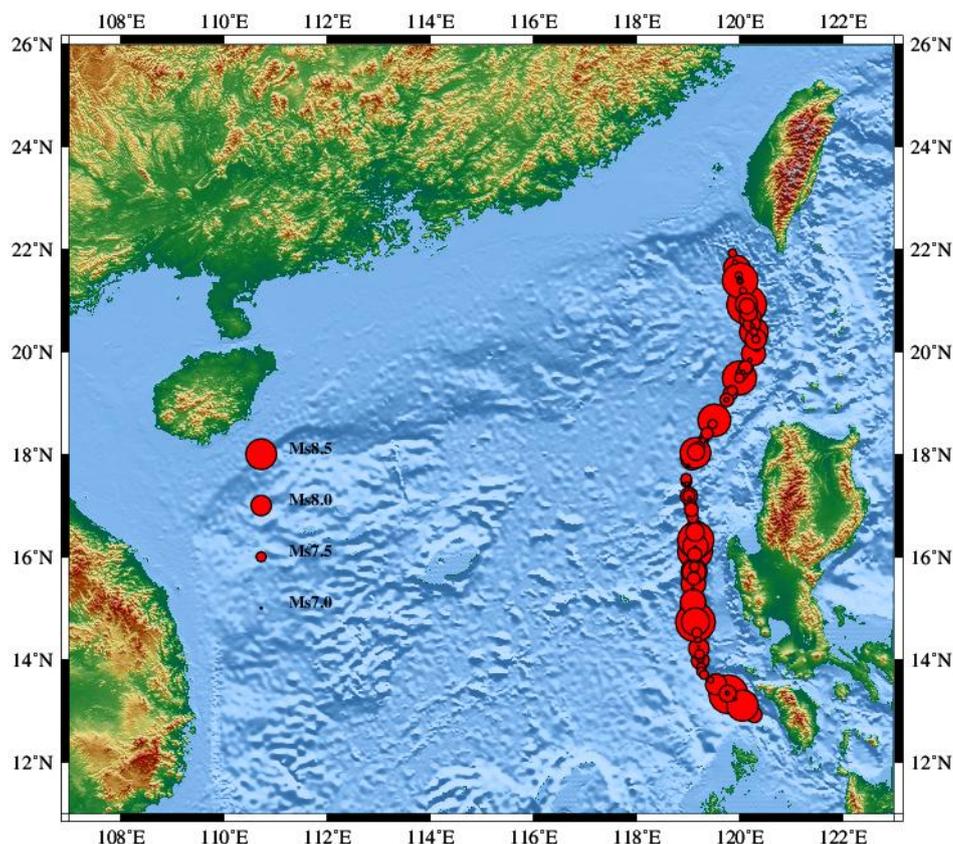


图 3-8 马尼拉断裂带不同震级地震事件震中位置分布

将匹配的震级根据所在的发震断层配与相应的震源参数，包括震源深度，长度，宽度，倾角，走向，滑移量。

其中长度，宽度，滑移量根据经验公式(2-7)、(2-8)、(2-9)。

深度，倾角，走向根据该断层位置的本身特性赋值，见表 3-1。需要注意的是图 3-8 仅表示震源位置，并不代表地震事件为点源，模拟均按照线源计算。

将上述每一次地震事件进行数值模拟，在 1, 2, 3 测点分别得到 200 次沿海测点的波高，对 200 次波高进行统计，得到波高分布图。

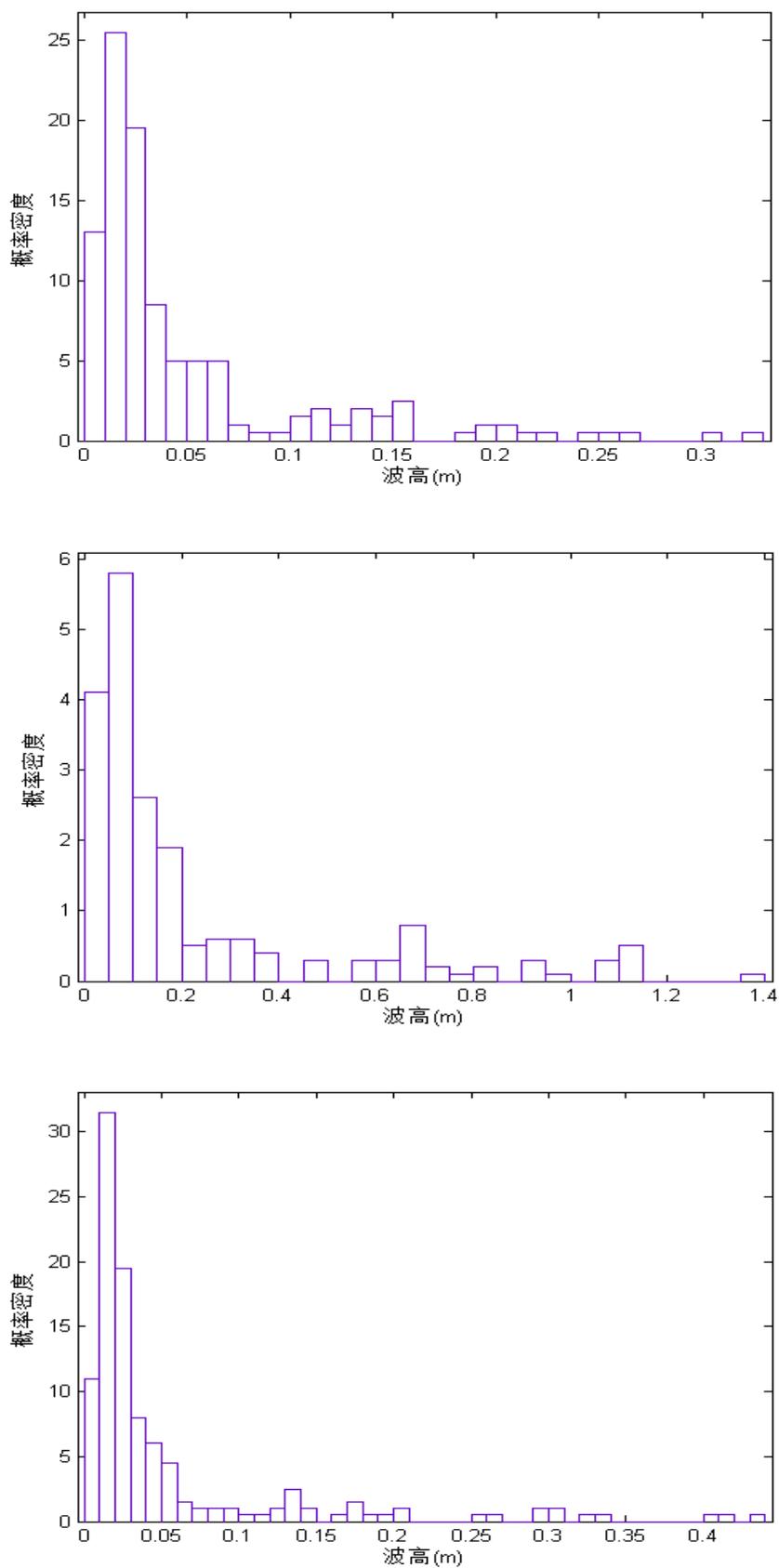
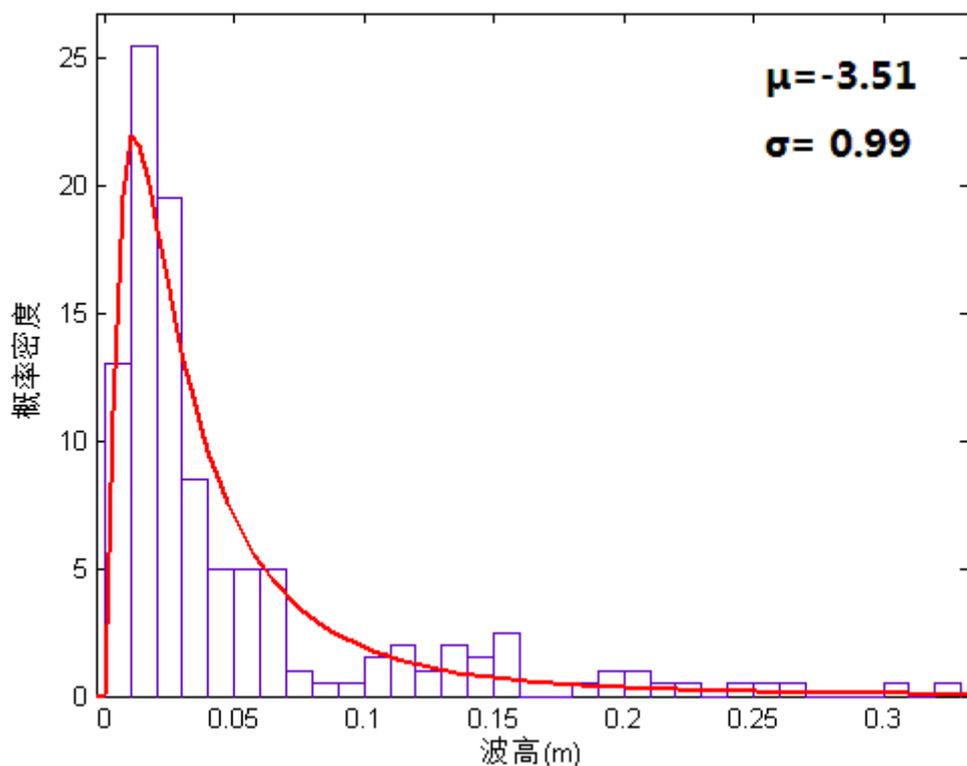


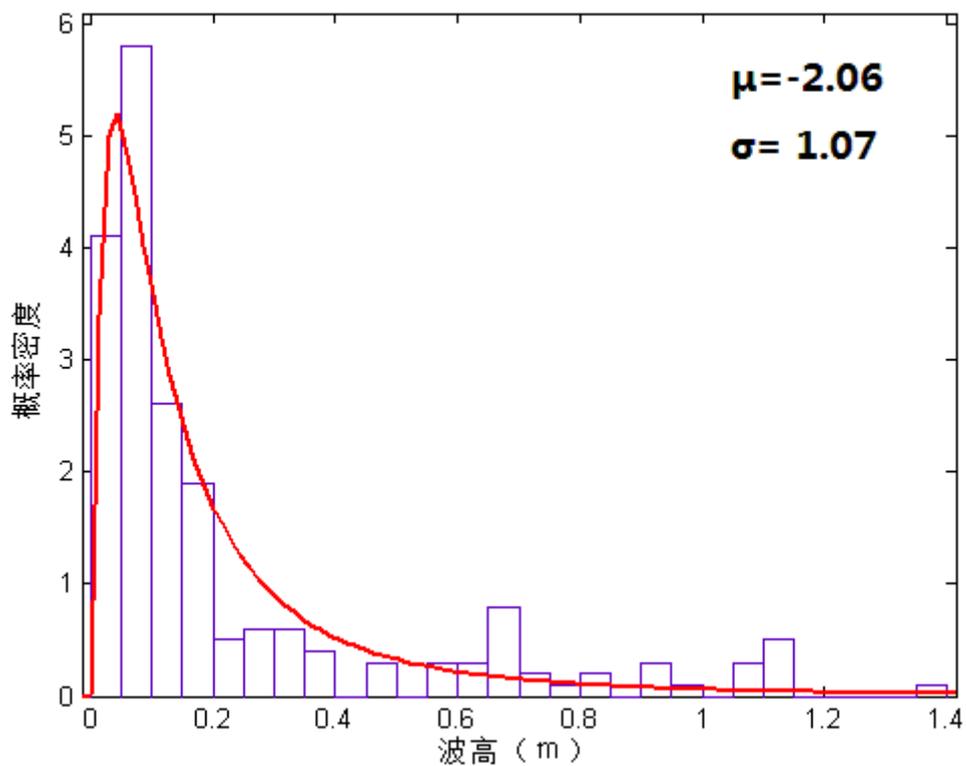
图 3-9 1, 2, 3 测点波高统计分布图

观察到,这三个测点的波高分布较符合对数正态分布。正如 Choi 所统计的现实海啸波高数据一样。Choi 讨论了几种可能符合的海啸波高分布函数,通过对过去十年实地调查的几个海啸事件数据进行分析,计算经验分布函数,认为对数正态分布能够较好的描述观察到的数据^[27]。现将上述三个测点 200 组波高分别按照对数正态分布进行拟合,根据对数正态分布公式(3-26)拟合结果如下:

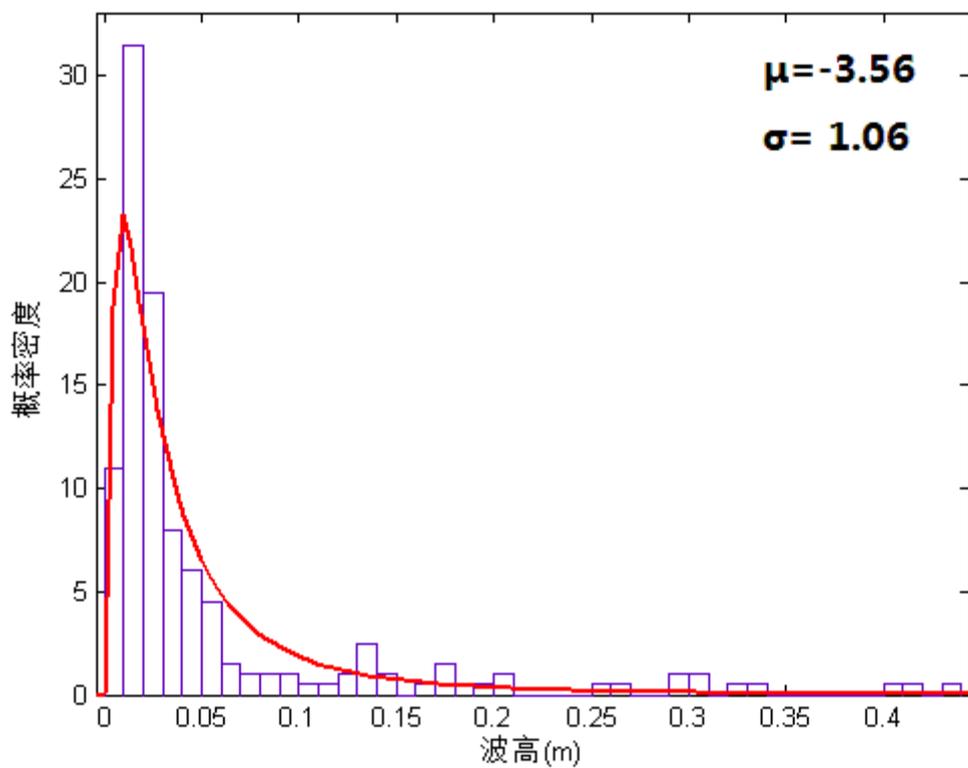
$$f(x|\mu,\sigma) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}x\sigma} \exp\left(-\frac{(\log x - \mu)^2}{2\sigma^2}\right) \quad (3-26)$$



(a) 1号测点波高分布拟合



(b) 2号测点波高分布拟合



(c) 3 号测点波高分布拟合

图 3-10 波高分布曲线拟合

根据得到的拟合对数正态分布求出波高超越某一波高等级的概率。

表 3-17 1,2,3 测点海啸波高超越概率(10^{-1})

海啸波高 (米)	1 号测点 超越概率	2 号测点 超越概率	3 号测点 超越概率
0.1	13.88%	73.48%	14.55%
0.2	3.43%	41.97%	4.02%
0.3	1.24%	26.41%	1.59%
0.4	0.55%	17.79%	0.76%
0.5	0.28%	12.58%	0.41%
0.6	0.15%	9.23%	0.24%
0.7	0.09%	6.97%	0.15%
0.8	0.06%	5.39%	0.10%
0.9	0.04%	4.24%	0.07%
1.0	0.02%	3.40%	0.05%
2.0	0.00%	0.64%	0.00%
3.0	0.00%	0.20%	0.00%
4.0	0.00%	0.08%	0.00%
5.0	0.00%	0.04%	0.00%

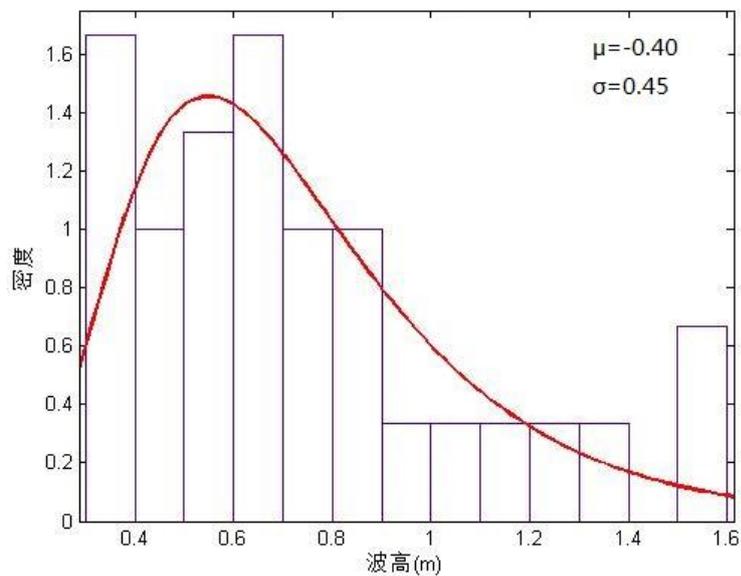
根据式(3-20)将超越概率乘以本地区海啸地震年平均发生率得到该测点年超越概率。见表 3-18。

表 3-18 1,2,3 测点海啸波高年累积频(10^{-1})

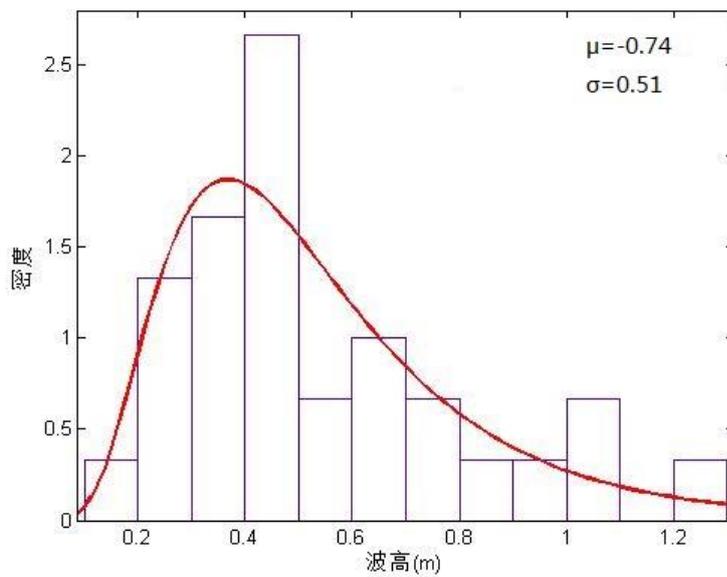
海啸波高 (米)	1 号测点 年超越概率	2 号测点 年超越概率	3 号测点 年超越概率
0.1	1.74%	9.18%	1.82%
0.2	0.43%	5.25%	0.50%
0.3	0.15%	3.30%	0.20%
0.4	0.07%	2.22%	0.10%
0.5	0.03%	1.57%	0.05%
0.6	0.02%	1.15%	0.03%
0.7	0.01%	0.87%	0.02%
0.8	0.01%	0.67%	0.01%
0.9	0.00%	0.53%	0.01%
1.0	0.00%	0.42%	0.01%
2.0	0.00%	0.08%	0.00%
3.0	0.00%	0.03%	0.00%
4.0	0.00%	0.01%	0.00%
5.0	0.00%	0.00%	0.00%

同理可得到影响该三个测点的近海断裂带(珠一坳、担杆列岛海外段)的海啸

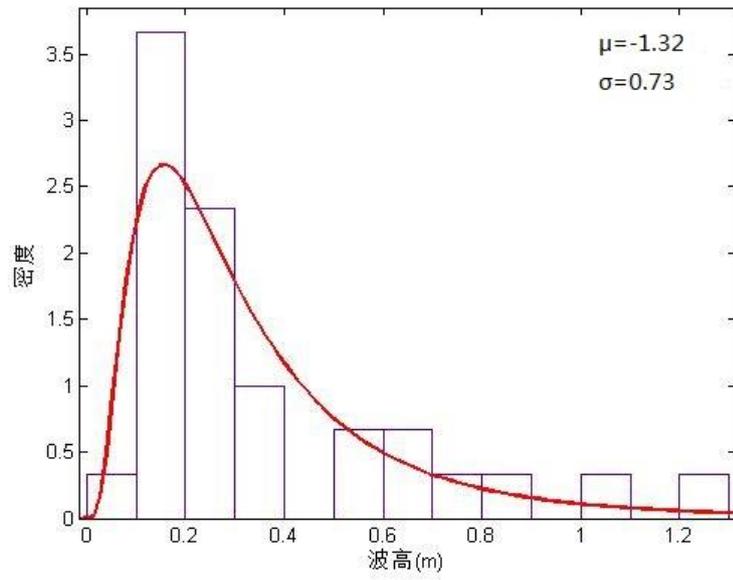
波高超越概率（地震海啸事件模拟次数 30 次），如下



(a) 1 号测点波高分布拟合

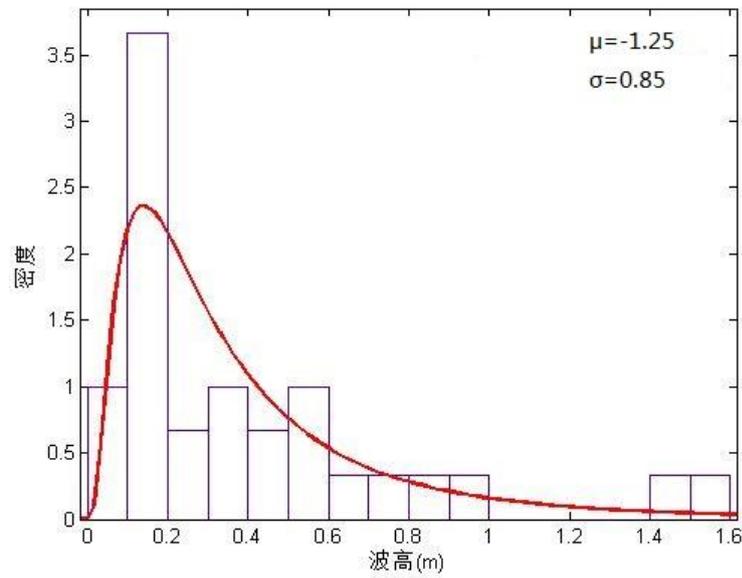


(b) 2 号测点波高分布拟合

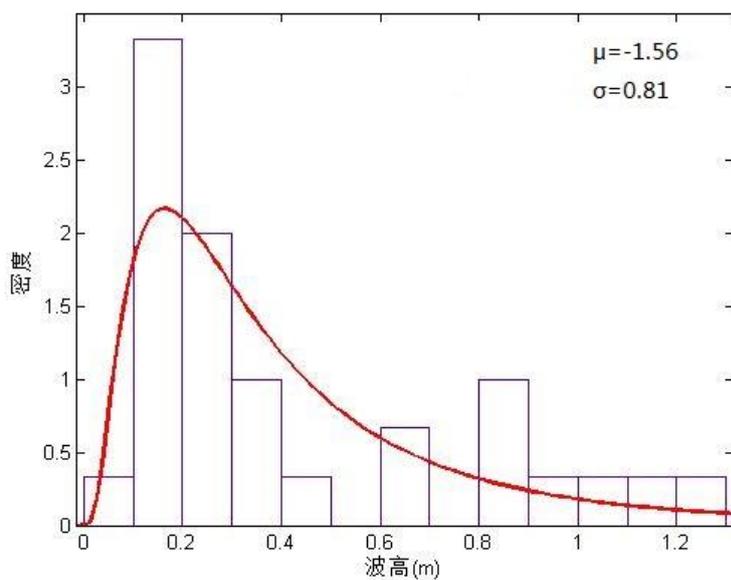


(c) 3号测点波高分布拟合

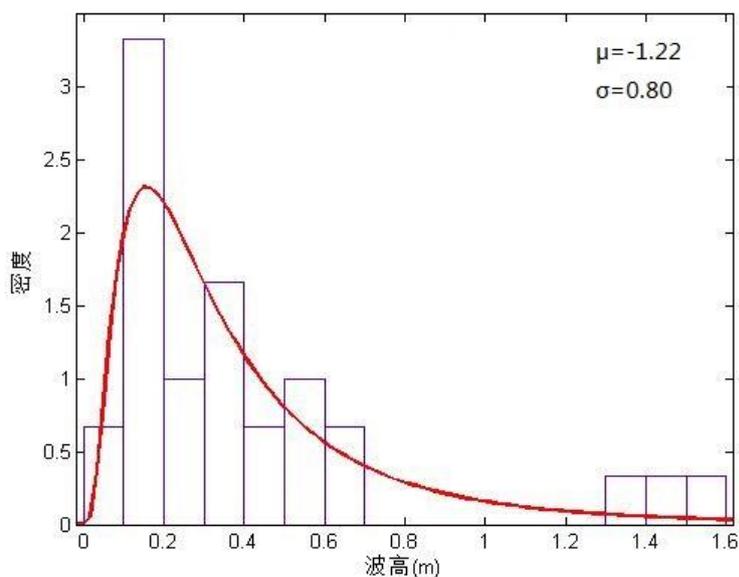
图 3-11 1, 2, 3 测点最大波高分布(珠坳断裂带)



(a) 1号测点波高分布拟合



(b) 2号测点波高分布拟合



(c) 3号测点波高分布拟合

图 3-12 1, 2, 3 测点最大波高分布(担杆列岛海外段断裂带)

表 3-19 1,2,3 测点珠一坳断裂带海啸波高超越概率

海啸波高 (米)	1号测点 超越概率	2号测点 超越概率	3号测点 超越概率
0.1	100.00%	99.89%	90.91%
0.2	99.64%	95.51%	65.25%
0.3	96.31%	81.62%	43.66%
0.4	87.51%	63.18%	29.07%
0.5	74.42%	45.97%	19.63%

0.6	59.97%	32.31%	13.50%
0.7	46.45%	22.32%	9.46%
0.8	35.02%	15.30%	6.75%
0.9	25.92%	10.48%	4.90%
1.0	18.97%	7.20%	3.61%
2.0	0.79%	0.24%	0.31%
3.0	0.05%	0.01%	0.05%
4.0	0.00%	0.00%	0.01%
5.0	0.00%	0.00%	0.00%
6.0	0.00%	0.00%	0.00%

表 3-20 1,2,3 测点担杆列岛海外段断裂带海啸波高超越概率

海啸波高 (米)	1 号测点 超越概率	2 号测点 超越概率	3 号测点 超越概率
0.1	89.18%	92.12%	91.14%
0.2	66.23%	71.20%	68.68%
0.3	47.64%	52.37%	49.30%
0.4	34.51%	38.39%	35.36%
0.5	25.41%	28.42%	25.68%
0.6	19.04%	21.33%	18.94%
0.7	14.50%	16.23%	14.19%
0.8	11.20%	12.51%	10.79%
0.9	8.78%	9.77%	8.31%
1.0	6.96%	7.71%	6.48%
2.0	1.08%	1.13%	0.87%
3.0	0.28%	0.27%	0.20%
4.0	0.09%	0.09%	0.06%
5.0	0.04%	0.03%	0.02%
6.0	0.02%	0.01%	0.01%

表 3-21 1,2,3 测点珠一坳断裂带海啸波高年超越概率

海啸波高 (米)	1 号测点 年超越概率	2 号测点 年超越概率	3 号测点 年超越概率
0.1	0.50%	0.50%	0.45%
0.2	0.50%	0.48%	0.33%
0.3	0.48%	0.41%	0.22%
0.4	0.44%	0.32%	0.15%
0.5	0.37%	0.23%	0.10%
0.6	0.30%	0.16%	0.07%
0.7	0.23%	0.11%	0.05%
0.8	0.18%	0.08%	0.03%
0.9	0.13%	0.05%	0.02%
1.0	0.09%	0.04%	0.02%
2.0	0.00%	0.00%	0.00%
3.0	0.00%	0.00%	0.00%
4.0	0.00%	0.00%	0.00%
5.0	0.00%	0.00%	0.00%
6.0	0.00%	0.00%	0.00%

表 3-22 1,2,3 测点担杆断裂带海啸波高年超越概率

海啸波高 (米)	1 号测点 年超越概率	2 号测点 年超越概率	3 号测点 年超越概率
0.1	0.45%	0.46%	0.46%
0.2	0.33%	0.36%	0.34%
0.3	0.24%	0.26%	0.25%
0.4	0.17%	0.19%	0.18%
0.5	0.13%	0.14%	0.13%
0.6	0.10%	0.11%	0.09%
0.7	0.07%	0.08%	0.07%
0.8	0.06%	0.06%	0.05%
0.9	0.04%	0.05%	0.04%
1.0	0.03%	0.04%	0.03%
2.0	0.01%	0.01%	0.00%
3.0	0.00%	0.00%	0.00%
4.0	0.00%	0.00%	0.00%
5.0	0.00%	0.00%	0.00%
6.0	0.00%	0.00%	0.00%

根据式(3-23), 计算上述 3 个潜在地震海啸源区影响的总超越概率, 认为 3 个潜在地震带所产生的地震事件是相互独立的。

h 波高重现期可用式(3-24)表示。

表 3-23 1 号测点海啸波高年累积频、超越概率及重现期

海啸波高 (米)	年超越概率	10 年超越概 率	50 年超越概 率	100 年超越 概率	重现期 (年)
0.1	10.51%	65.03%	99.48%	100.00%	9
0.2	7.77%	54.02%	97.95%	99.96%	12
0.3	5.95%	44.85%	94.90%	99.74%	16
0.4	4.68%	37.40%	90.39%	99.08%	21
0.5	3.76%	31.36%	84.76%	97.68%	26
0.6	3.06%	26.35%	78.34%	95.31%	32
0.7	2.51%	22.22%	71.54%	91.90%	39
0.8	2.10%	18.90%	64.93%	87.70%	47
0.9	1.76%	16.12%	58.46%	82.75%	56
1.0	1.48%	13.74%	52.25%	77.20%	67
2.0	0.43%	4.21%	19.34%	34.95%	232
3.0	0.18%	1.78%	8.61%	16.47%	555
4.0	0.10%	1.00%	4.88%	9.52%	999
5.0	0.06%	0.60%	2.96%	5.82%	1666
6.0	0.03%	0.30%	1.49%	2.96%	3333

表 3-24 2 号测点海啸波高年累积频、超越概率及重现期

海啸波高 (米)	年超越概率	10 年超越概 率	50 年超越概 率	100 年超越 概率	重现期 (年)
0.1	8.49%	66.17%	98.57%	99.98%	11
0.2	5.52%	56.04%	93.67%	99.60%	18

0.3	3.86%	47.23%	85.47%	97.89%	25
0.4	2.81%	39.91%	75.43%	93.97%	35
0.5	2.09%	33.97%	64.89%	87.67%	47
0.6	1.61%	29.14%	55.21%	79.94%	62
0.7	1.25%	25.22%	46.42%	71.29%	80
0.8	1.00%	21.87%	39.31%	63.17%	100
0.9	0.81%	19.26%	33.28%	55.48%	123
1.0	0.67%	17.05%	28.45%	48.80%	149
2.0	0.16%	6.20%	7.69%	14.78%	625
3.0	0.06%	3.05%	2.96%	5.82%	1666
4.0	0.03%	1.69%	1.49%	2.96%	3333
5.0	0.01%	1.09%	0.50%	1.00%	9999
6.0	0.01%	0.70%	0.50%	1.00%	9999

表 3-25 3 号测点海啸波高年累积频、超越概率及重现期

海啸波高 (米)	年超越概率	10 年超越概 率	50 年超越概 率	100 年超越 概率	重现期 (年)
0.1	10.84%	66.17%	99.56%	100.00%	9
0.2	8.22%	56.04%	98.36%	99.97%	12
0.3	6.39%	47.23%	95.91%	99.83%	15
0.4	5.09%	39.91%	92.17%	99.39%	19
0.5	4.15%	33.97%	87.45%	98.42%	24
0.6	3.44%	29.14%	82.14%	96.81%	29
0.7	2.91%	25.22%	76.62%	94.53%	34
0.8	2.47%	21.87%	70.89%	91.53%	40
0.9	2.14%	19.26%	65.68%	88.22%	46
1.0	1.87%	17.05%	60.72%	84.57%	53
2.0	0.64%	6.20%	27.39%	47.27%	156
3.0	0.31%	3.05%	14.36%	26.66%	322
4.0	0.17%	1.69%	8.15%	15.63%	588
5.0	0.11%	1.09%	5.35%	10.42%	909
6.0	0.07%	0.70%	3.44%	6.76%	1428

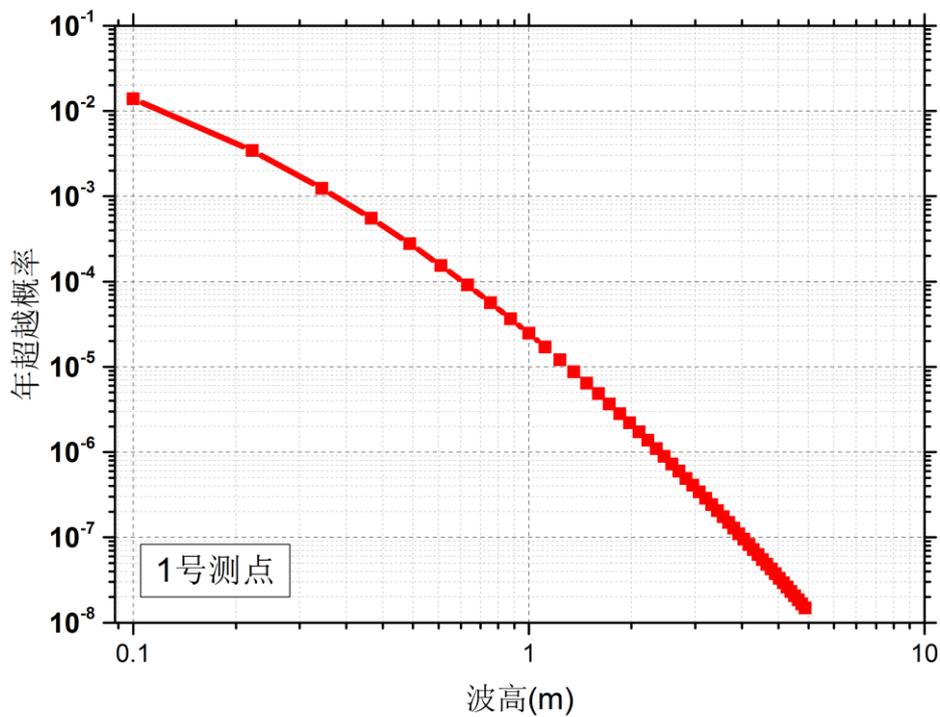


图 3-13 1号测点超越概率曲线

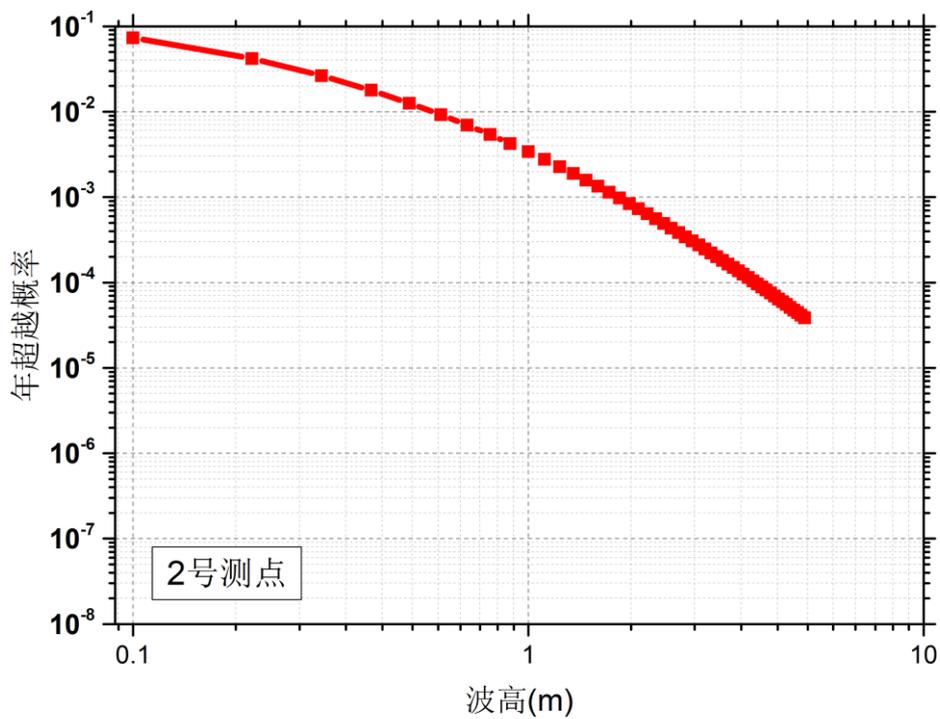


图 3-14 2号测点超越概率曲线

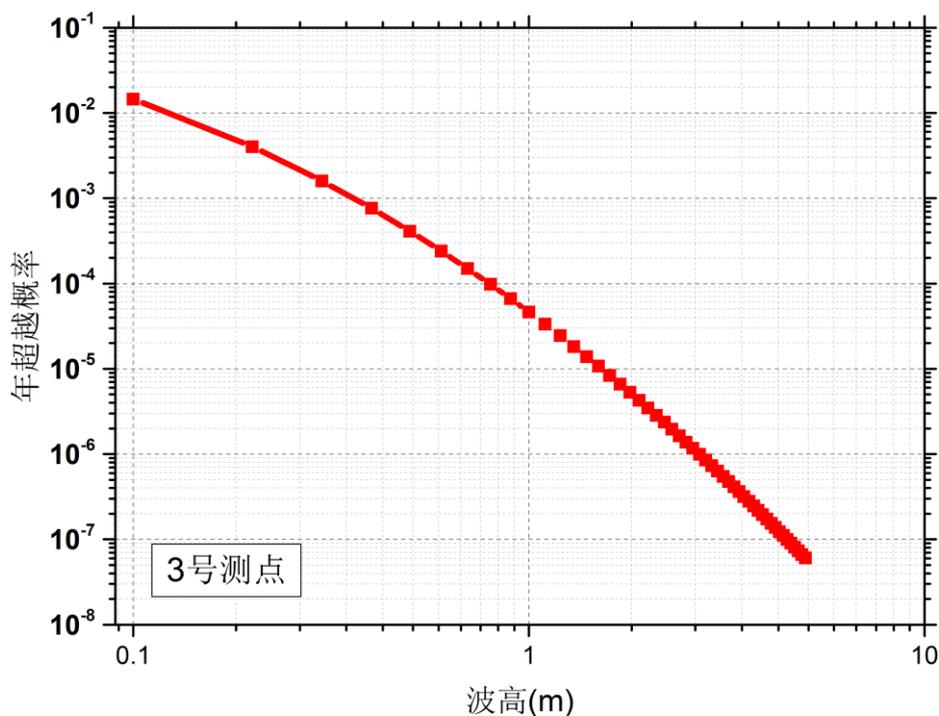


图 3-15 3号测点超越概率曲线

3.5 两种方法对比

将上述两种方法，地震海啸危险性分析震级分档方法与改进后的地震海啸危险性分析震级采样方法进行对比。如图 3-16、3-17、3-18。

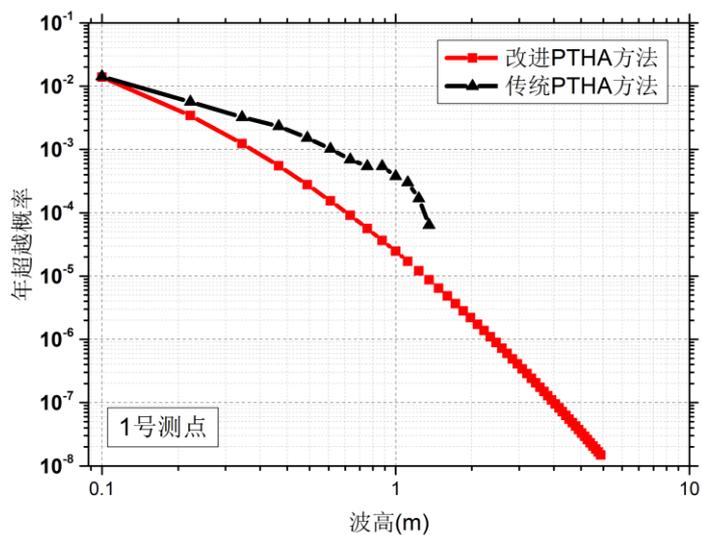


图 3-16 不同方法对比 1号测点超越概率曲线

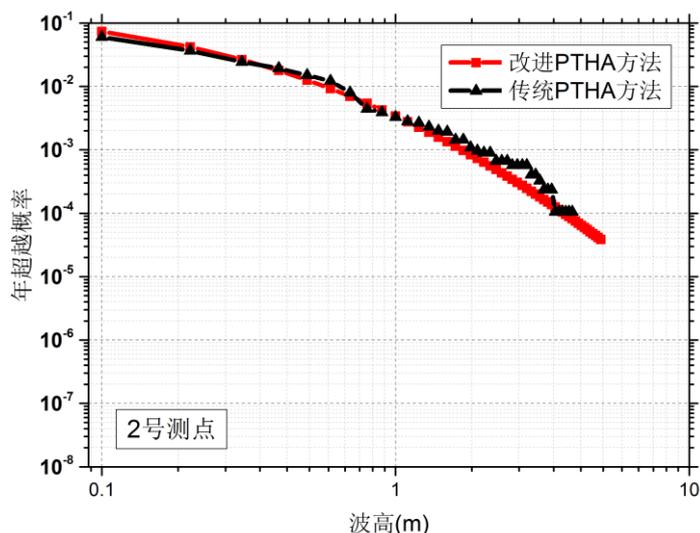


图 3-17 不同方法对比 2 号测点超越概率曲线

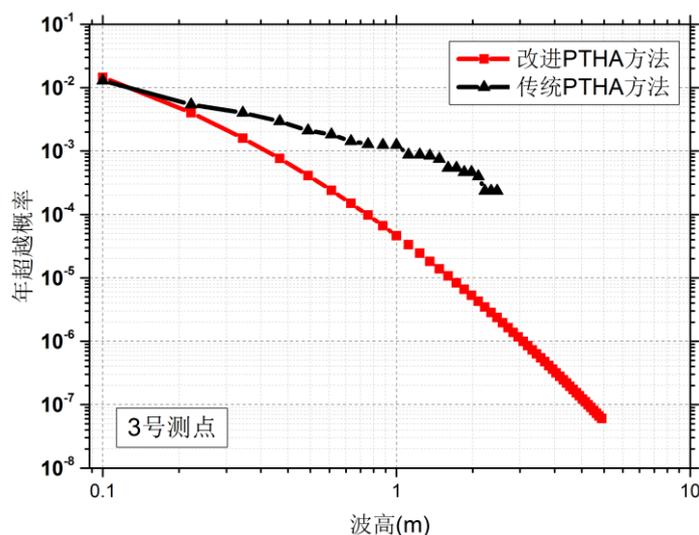


图 3-18 不同方法对比 3 号测点超越概率曲线

能够看出，除了 2 号测点，1、3 号测点震级采样表现出的危险性是要高出震级分档方法所显示的危险性。二者的差别还是比较明显的。从二者方法来看，区别在于震级分档方法在进行数值模拟时，地震发生位置属于每一条断层中心位置，无法均匀分布，不符合实际断层破裂震中可能在断层任何位置的假定。而震级采样方法可以按照断层走向及长度均匀分布震中位置，即震源并不是固定分布的。无论震级采样方法还是震级分档方法均没有考虑断层倾角，滑移量等许多不确定性。仅仅是采用断层最危险的倾角，经验公式所估计的滑移量进行计算的，算出的危险性是偏高的，那么在接下来的随着研究的不断推进，断层破裂倾角，滑移量等特征逐渐明确，震级分档方法仅仅采用确定性的断层参数将越来越不实用，

无法准确反应其危险性。而震级采样方法能够很明显很方便的表达不确定性的影响，只需要采样数量根据可变参数的范围及数量适当加大以求样本数量能足够反应整体特征及危险性。

3.6 小结

本章首先介绍传统 PTHA 方法来源于 PSHA，介绍了传统 PTHA 的详细计算过程。选取广东大亚湾 3 个场点，采用传统 PTHA 方法计算各场点的对于不同海啸波高的年、10 年、50 年、100 年超越概率，并说明传统 PTHA 存在严重不足：由于震级分档的不连续性引起目标场点海啸波高分布的离散性；未考虑各潜在海啸源内地震发生位置的空间随机性；不能合理考虑 PTHA 结果的不确定性。

针对上述问题本章提出了一种基于蒙特卡洛技术的 PTHA 方法，针对各潜在海啸源，考虑震级分布概率密度函数在震级上下限范围内对震级多次随机采样，在潜在海啸源区域内对震中位置多次随机采样，以此替代传统 PTHA 方法中震级分档环节。最后采用新方法计算了上述 3 个场点的不同海啸波高的超越概率，对比采用传统 PTHA 方法的计算结果说明新方法可以较好地完善传统 PTHA 方法存在的不足之处。

第四章 PTHA 参数敏感性分析研究

4.1 引言

海啸危险性评价方法继承了现有成熟的地震危险性分析方法,其优点在于考虑了海啸的时间不确定性以及可能性,并最终给出某一给定海滨地区将来若干年内一定海啸波高值的超越概率。同时地震海啸危险性评价方法也与地震危险性分析方法一样强调分析结果的敏感性分析。目前我国也开始关注海啸灾害,很多学者进行了大量的研究和分析。任叶飞通过假想的 1960 年智利海啸进行数值模拟观察对我国东部沿海地区造成的影响^[10]。于福江等利用 1994 年发生在台湾海峡的一次地震海啸进行数值模拟,并应用于我国沿海核电站可能最大地震海啸的数值计算^[18]。但以上研究工作强调了确定性的分析结果,并与实际观测的地震海啸波高观测记录进行对比,没有开展有关参数的敏感性分析。

针对未来地震,震中纬度、经度,震源深度,破裂面长度、宽度,滑移量,破裂走向角、倾角、滑移角等均存在着不确定性。国外学者对海啸数值模拟中的参数敏感性进行了分析。Geist 和 Titov 给出断层参数对远海的波高影响不大的结论^[32]。Gica 等证实了上述结论,同时考虑当日本、阿留申群岛或智利发生地震海啸时,夏威夷近岸的越洋海啸波高对震中位置、位错、断层尺度、断层各种角度的敏感性,分析结果显示断层尺度、走向、位错的变化会引起海啸波高发生明显的变化,并且这种敏感性并不随震源和观测点距离的增大而减弱^[34]。Okal 和 Synolaks 认为越洋海啸波高对断层的尺度不敏感^[55]。我国学者任鲁川等给出发生在马尼拉海沟北段的地震如触发海啸,则在华南近海区域以及台湾岛南部近海区域最大海啸波振幅到时对震级偏差不敏感,但最大海啸波振幅对震级偏差十分敏感的结论^[11]。实际上,对于海啸的产生,传播,爬高等过程中所有因素的敏感性,比如,震源参数,传播模型,水深数据,淹没区数字高程数据等均应进行敏感性分析。

以上工作主要对震源等参数的敏感性分析,而海洋水深数据(bathymetry)的敏感性分析工作在我国尚属空白。通常进行地震海啸数值模拟时,一般对水深数据选取方式是在开阔海域引用全球公开的大网格数据;在近海以及嵌套网格计算时采用自己国家的高分辨率数据。公开可供选者的数据多种多样,数据测量的方式也不尽相同,不同数据源之间会有一些差异,难免在海啸数值模拟过程中产生误差,因此有必要探讨不同数据源地震海啸数值模拟的敏感性工作。

近年来相继推出的全球的数字高程模型被广泛应用到地震海啸的数值模拟当中,大部分数字高程模型的获取采用卫星雷达采集的形式^[59]。那么不同数据由于测量方法以及测量设备的不同使得他们之间的差异显现出来。本章以南海为研

究对象,对可能引发海啸的地震进行模拟,探讨浪高的变化程度,对不同数据源的数值模拟以及水深误差大小的影响进行对比,分析不同水深数据源之间的差异,验证其差异对海啸数值模拟的影响,海洋水深数据对海啸波高数值模拟的敏感性。

4.2 数据源的差异性

4.2.1 数据源选择

目前较为常用的海洋深度数据主要包括 ASTER、GDEM、SRTM、GTOPO30、ACE2、ETOPO、GEBCO 等^[6]。本章选择了 SRTM、ETOPO、GEBCO 三数据源进行海啸数值模拟对比,数据主要特征介绍如下:

SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) 覆盖了地球陆地表面 80% 以上的数字地形数据,目前提供的数据精度可达 90m (30 弧秒),高程数据的垂直精度达到 16m,其主要是由航天飞机雷达测量而来^[43]。

GEBCO (The General Bathymetric Chart of the Oceans) 可提供全世界各大洋的水深数据。水深数据来自于质检船(已知测点)的测深,以及通过卫星获取的资料,陆地部分主要来自 SRTM30 的数字海拔模型。目前提供有 1 弧分和 30 弧秒的数据^[44]。

ETOPO 是由美国国家海洋和大气管理局 (NOAA) 下属的国家地球物理数据中心 (NGDC) 发布的,数据整合 SRTM30 地形、GEBCO 水深、GLOBE 水深数据、JODC 水深数据等,覆盖整个地球,先后推出了 5 弧分、2 弧分、1 弧分精度的数据^[45]。

4.2.2 研究区域

选取我国南海 $N11^{\circ}\text{--}N26^{\circ}$ 、 $E108^{\circ}\text{--}E122^{\circ}$ 作为研究区域。主要考虑以下两点因素:(1)南海具备海啸产生条件,其东部的马尼拉海沟断裂带比较活跃,存在发生破坏性海啸的可能性,一旦地震发生 2.5-4 小时内将对我国东南沿海地区造成严重破坏^[9];(2)南海海域是我国海啸防灾减灾的重点关注区域,东南沿海地区是我国乃至亚太经济最具活力的地区之一,一旦遭受海啸袭击,对经济、社会的影响非常深远^[2]。该区域内进行数值模拟分析工作已广泛开展^{[38][46][49][50]}。

分别选取该区域内 30 弧秒精度的 SRTM、1 弧分精度的 GEBCO、1 弧分精度的 ETOPO 数据进行分析。为保证数据完整真实,均未对数据进行插值处理,网格大小均保持原始精度。图 4-1 给出了该区域 SRTM 数据的高程/水深分布情况,大陆架主要分布在北、西、南三面。其中,北部大陆架宽度最宽,南部次之,西部和东部狭窄。南海的水深较深,北、西、南三面靠陆地附近深度较浅外,中部和东部水深大都在 2000 米以上。

其他两种数据源的高程/水深分布情况限于篇幅原因这里未给出,从宏观视觉上判断三者未有明显差异。接下来我们对具体数据点进行差异性分析,选取

N14°、N16°、N18°和 N20°四个截断面高程/水深数据进行对比，如图 4-2 所示。图 4-2 给出了这四个截断面上的三种数据源的高程/水深随经度分布情况。水深分布大致在 0-4000 米之间，从大陆向外海呈阶梯状下降，存在海岛、暗礁及宽阔的海盆。

从图 4-2 中可见，不同数据源之间地形起伏趋势一致，水深较浅区域（小于 500m）差异不明显，而在开阔的深海区域存在部分数据差异较大的情况，如在 A-A' 截断面 111°E 位置附近 GEBCO 数据浅于 SRTM 和 ETOPO 数据接近 1000m，115°E 位置附近 ETOPO 数据深于 GEBCO 和 SRTM 数据超过 1000m。还有在 C-C' 和 D-D' 截断面分别出现 SRTM 数据异常“突起”，这有可能是 SRTM 数据精度（30 弧秒）要高于 GEBCO 和 ETOPO 数据（1 弧分）的缘故，该位置或许出现暗礁。由此可见，不同数据源的海洋水深数据还是存在一定的差异性的，是否由此对海啸数值模拟产生影响值得探讨和研究。

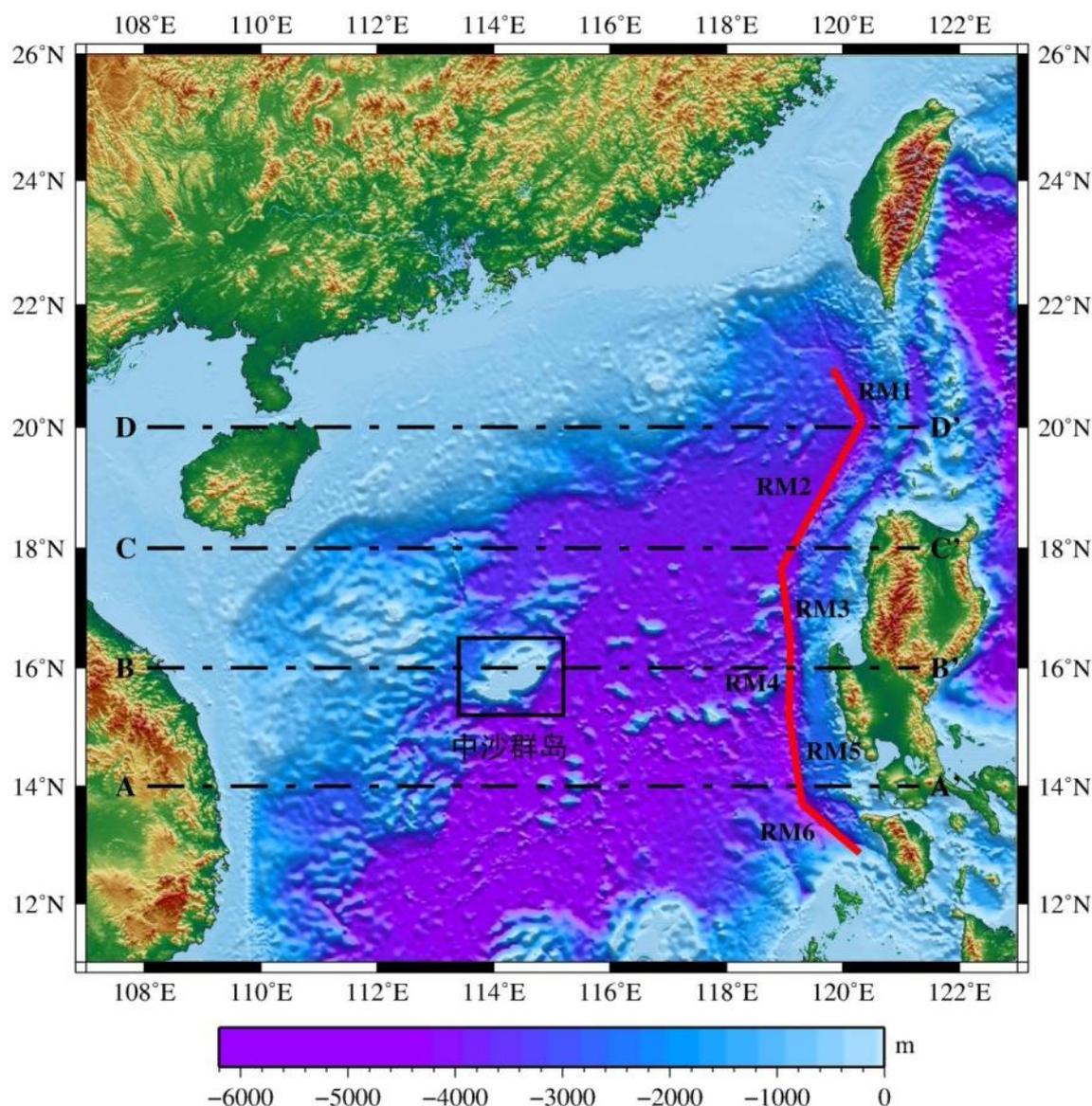


图 4-1 南海高程/水深分布 (SRTM 数据) 及马尼拉断层分布 (参数见表 4-1)

4.2.3 设定地震海啸数值模拟

以马尼拉海沟俯冲断层为潜在海啸源, 分别采用上述三种水深数据在所选区域内进行海啸生成、传播过程的数值模拟计算。比较计算结果以观察水深数据源的差异对海啸波高数值模拟结果的影响程度。

4.2.3.1 初始条件

由于受欧亚板块向菲律宾板块的俯冲挤压, 处于板块边界的马尼拉海沟地震频发。对于其地质构造背景和历史地震活动性学者们已广泛开展研究^{[24][50][54]}。我国学者也开展了这方面研究, 基于历史地震和地质构造背景分析给出了 6 个地震潜源^[22]。其地理位置分布如图 3-2 所示, 地震构造和活动性参数见表 4-1。将这 6 个潜源取其震级上限作为 6 个设定地震, 分别进行海啸数值模拟计算。

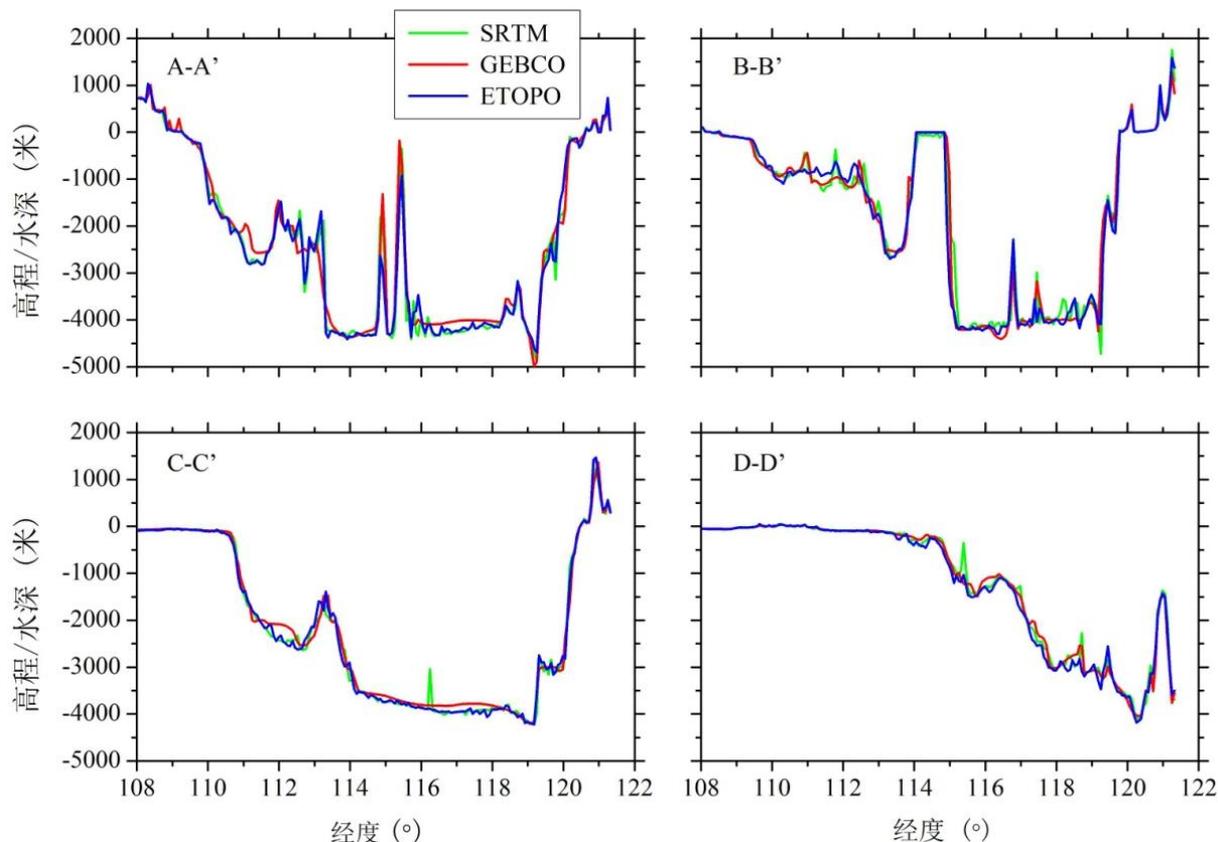


图 4-2 四个截断面的不同数据源间的高程/水深数据比较

表 4-1 马尼拉海沟地震构造和活性参数

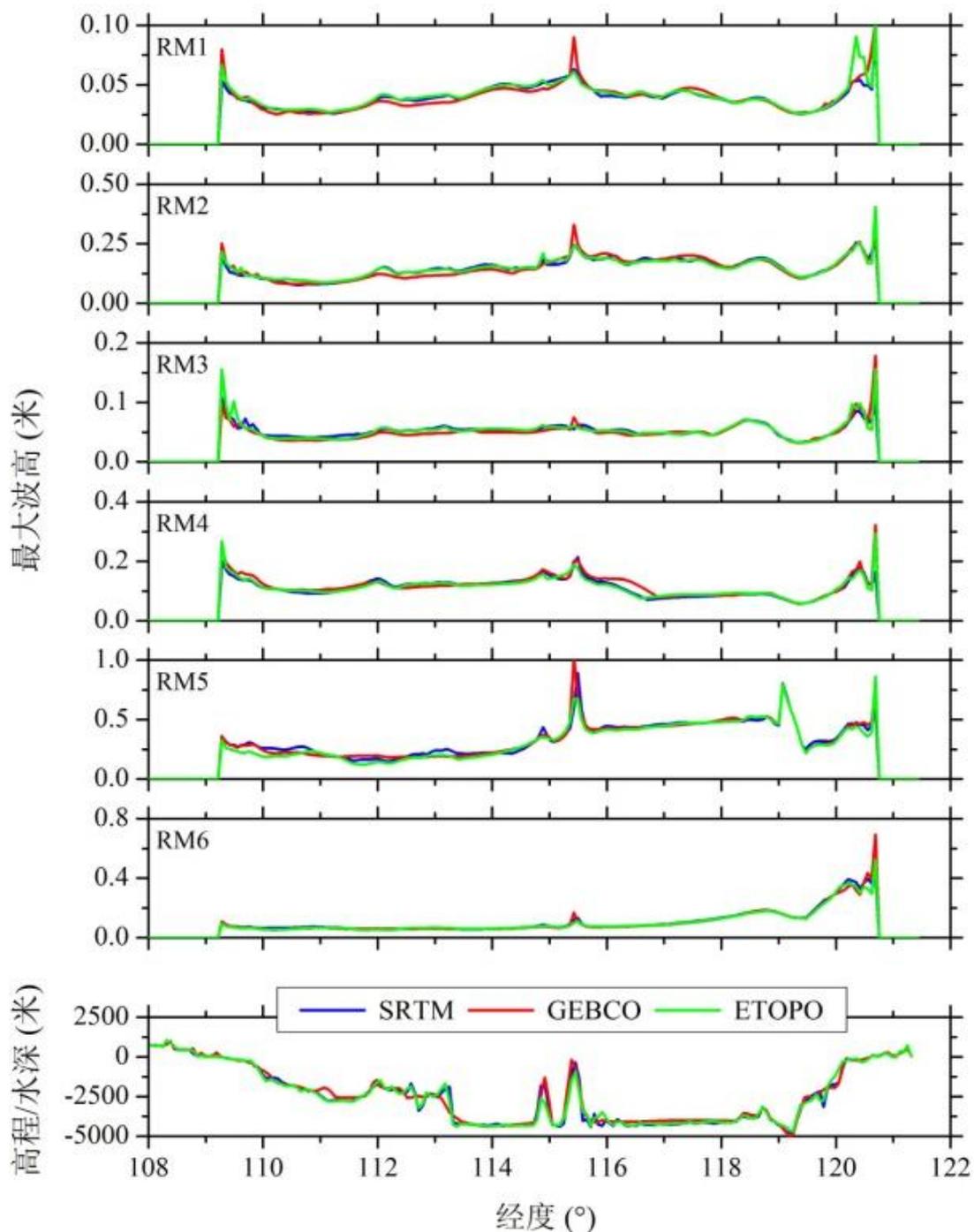
马尼拉断层	走向 (°)	长度 (km)	深度 (km)	震级 (M_w)	宽度 (km)	倾角 (°)	滑移角 (°)	平均滑移量 (m)
RM1	350	210	20	8.2	82	14	110	2.94
RM2	29	310	20	8.6	109	20	110	5.30
RM3	3	135	20	7.9	66	20	90	1.89
RM4	351	140	20	7.9	66	20	90	1.89
RM5	353	166	20	8.0	71	30	50	2.19
RM6	308	142	20	7.9	66	30	50	1.89

4.2.3.2 数值模拟

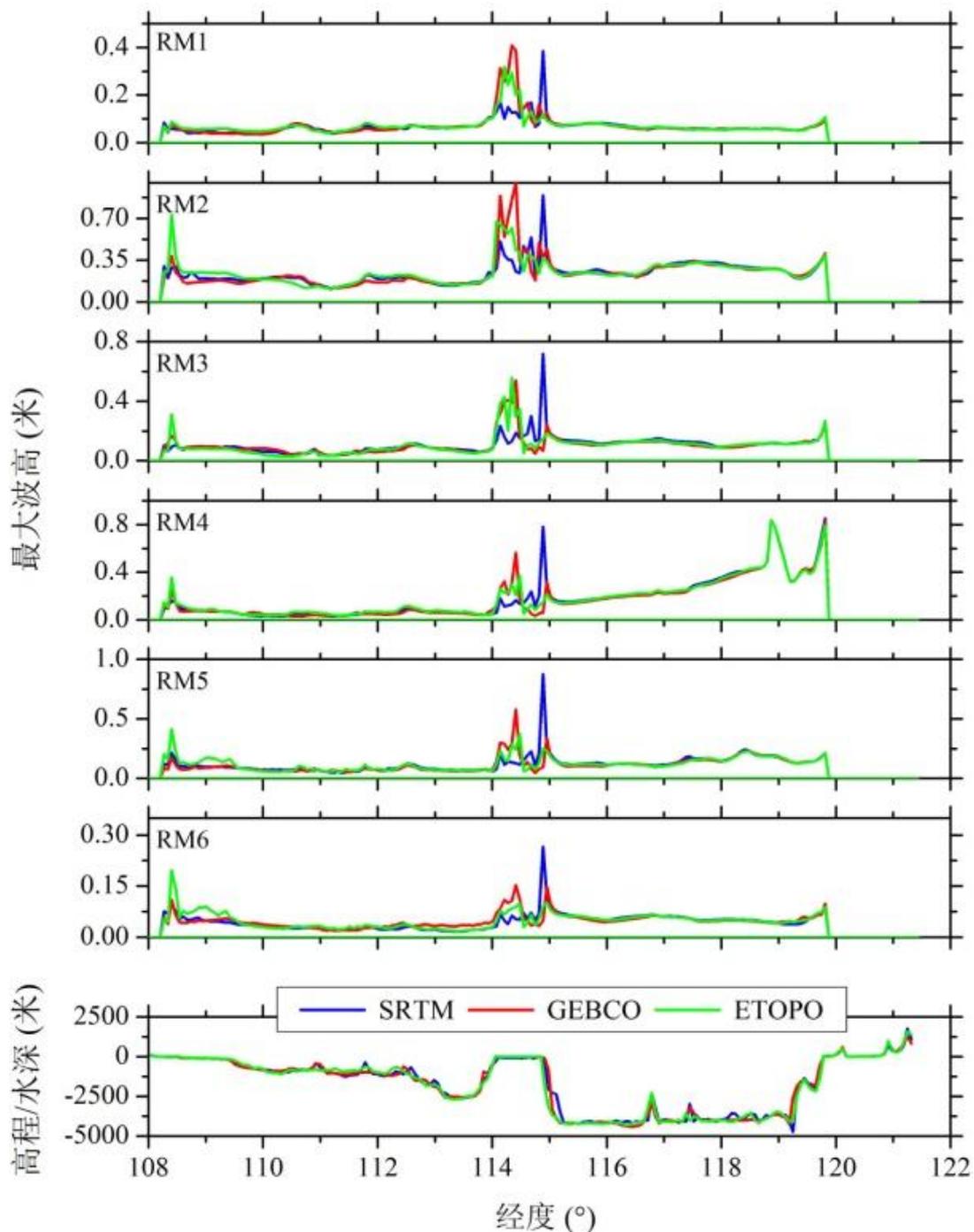
采用国际上常用的 COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model) 海啸数值模拟软件模拟海啸的生成和传播过程。由于这里仅考虑不同数据源的海洋水深数据对海啸数值模拟结果的影响，数据精度为 1 弧分或 30 弧秒，因而这里不进行海啸爬高计算，也就不采用嵌套网格，只是在球坐标系下求解线性浅水方程。图 4-3 显示了这 6 个设定地震海啸在 3 种水深数据源情况下的模拟结果对比。图 4-中分别给出了上述 4 个截断面的最大波高分布。可以发现，不同水深数据源情况下的模拟结果基本一致，但也存在部分区域差异较大的现象。

对于 A-A' 截断面，即使在前文所述不同数据源水深差异 1000m 左右的

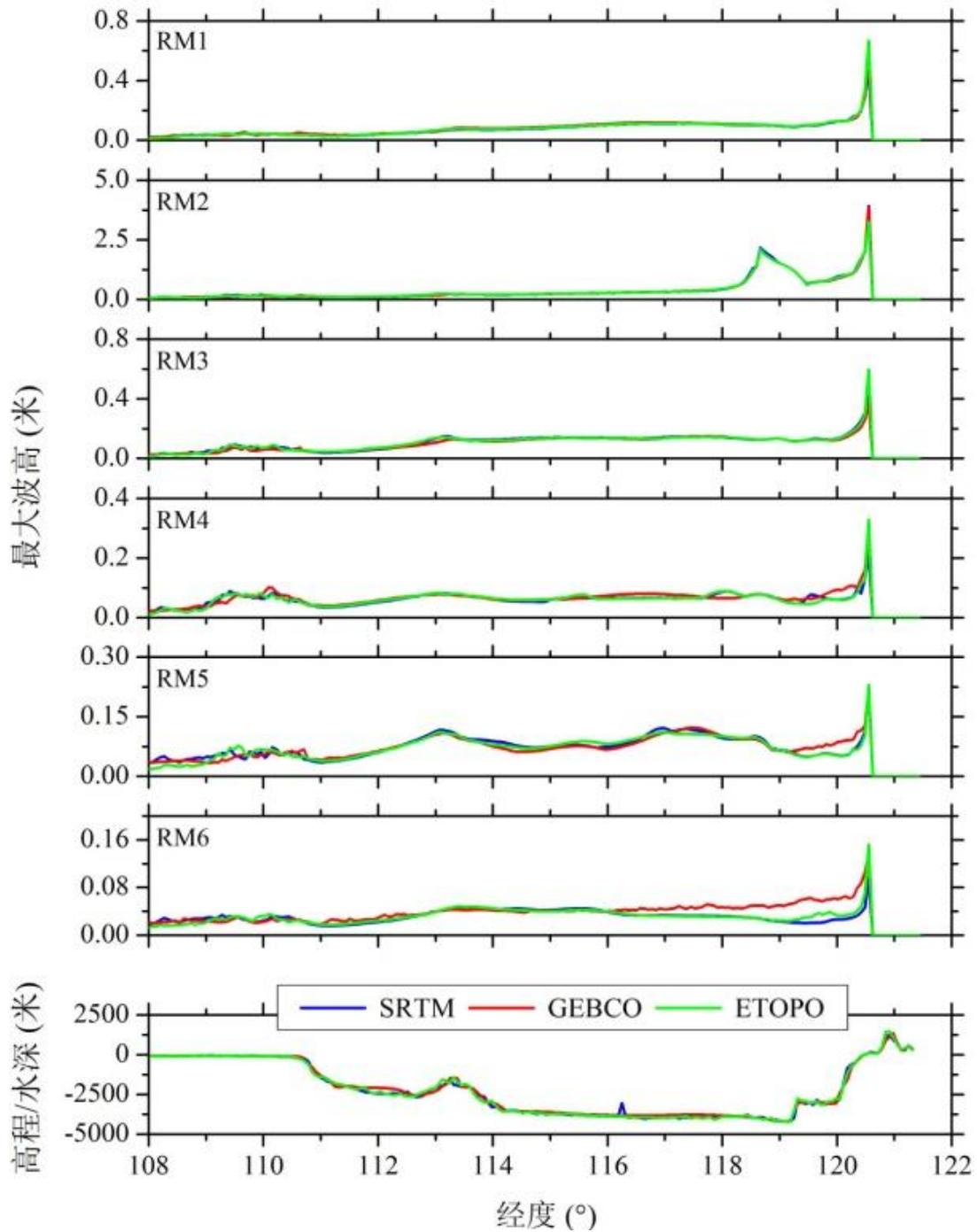
111° E 和 115° E 位置附近，模拟结果显示也较一致，值得注意的是它们处于深水区域；不过，在 115.5° E 位置附近，该位置处于浅水区域，尽管水深数据差异不明显，但模拟结果存在一定的差异性。对于 B-B' 截断面，在 114° E-115° E 区间内，不论哪个设定地震海啸，采用 SRTM 水深数据的模拟结果都与 GEBCO 和 ETOPO 数据的模拟结果存在显著差异，后两者存在一定的一致性。从图 4-1 和图 4-2 可判断这一区域为陆地浅滩（中沙群岛），水深较浅，海啸波自深水区至浅水区波长变短、波幅升高。SRTM 数据精度高于其他两种数据，计算结果更为精确。尽管 C-C' 截断面出现 SRTM 数据异常“突起”（图 4-2 所示），但模拟结果与采用 GEBCO 和 ETOPO 数据的结果并未出现明显不同。



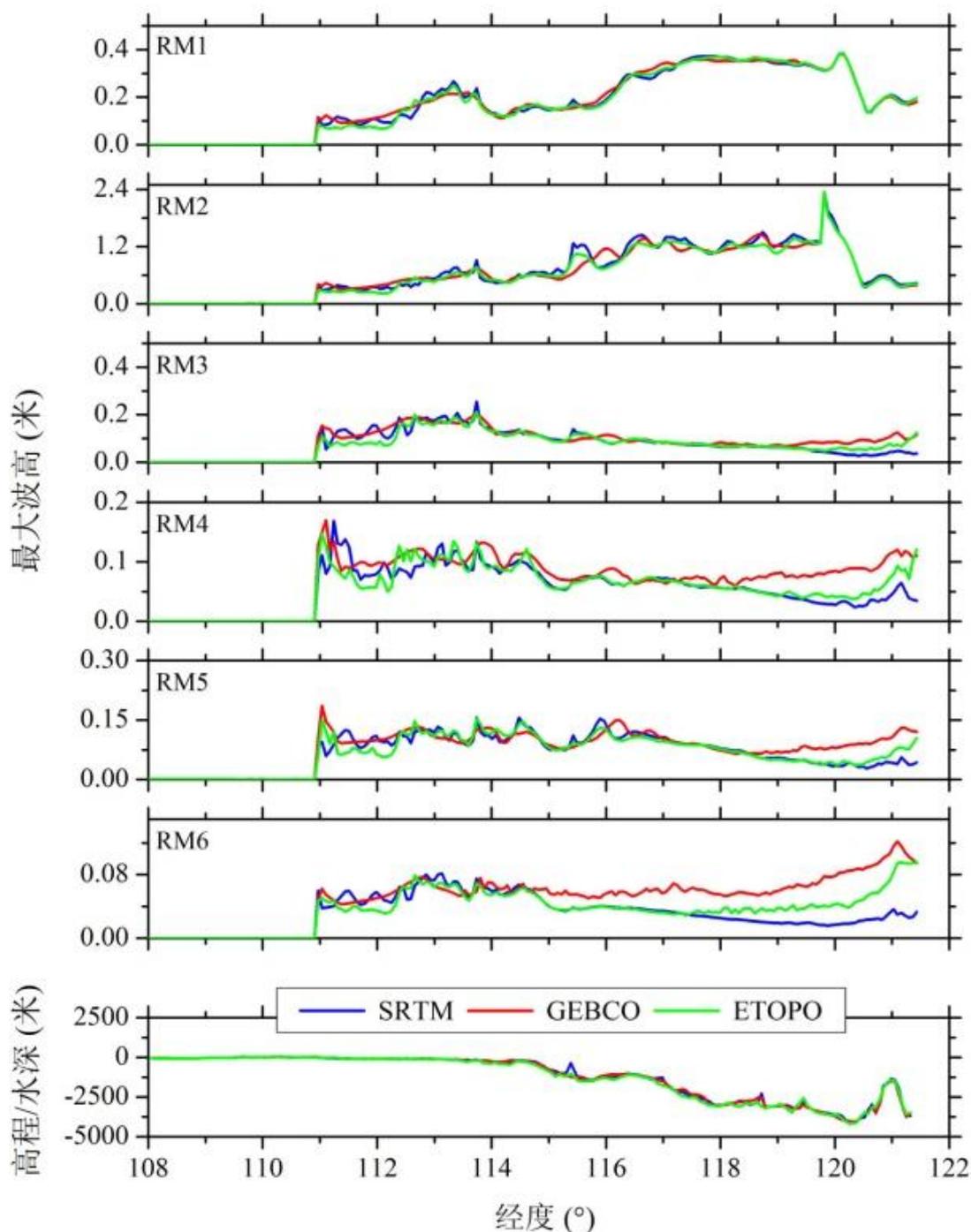
(a) A-A' 截面



(b) B-B' 截面



(c) C-C' 截断面



(d) D-D' 截断面

图 4-3 采用不同海洋水深数据源对马尼拉海沟设定地震海啸进行数值模拟的结果比较

值得关注的是 D-D' 截断面，在 111°E - 114°E 区间内，不论哪个设定地震海啸，三种数据的模拟结果都存在显著差异性。该区域位于南海大陆架内，水深较浅（图 4-1 所示），并且三种水深数据几乎相同（图 4-2 所示）。因而可以推断深水区域不同数据源的水深差异引起了海啸数值模拟在近海浅水区域波高的差异。需要说明的是，对于 RM4、RM5 和 RM6 断层引起的海啸，在 116°E - 122°E 区间内，三种数据的模拟结果差异显著。原因是该区域距离这

三个断层较远且处于侧翼位置，受波的散射影响较大，数值模拟结果并不稳定。

综上可以认为，在开阔的深海海域即使不同数据源的水深数据存在显著差异，对地震海啸数值模拟的波高影响并不大，然而在近海浅水区域海存在显著影响。

4.3 数据误差的敏感性

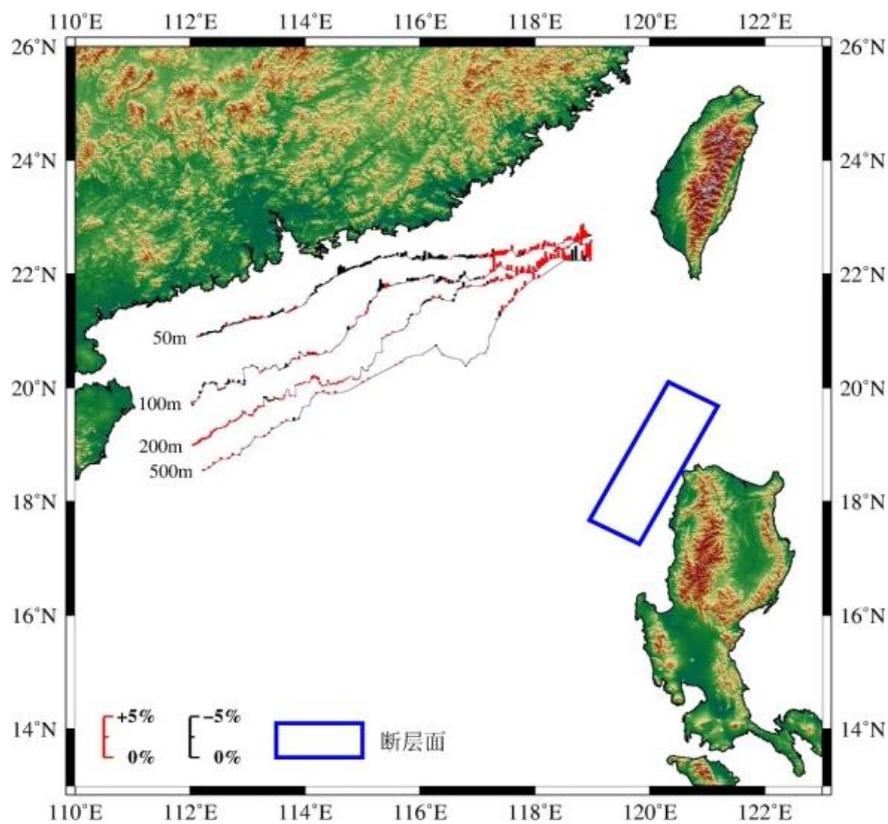
不管哪种数据源的水深数据都是通过一定的科学勘测方法获取，测量过程或多或少存在误差。那么这种误差对海啸数值模拟结果会产生多大影响，影响程度是否在可接受范围内，接下来我们将分析探讨。由于这种误差不得而知，我们将水深数据值进行人为改变以模拟误差产生，比较误差存在前后的模拟结果以分析对海啸数值模拟产生的影响。基于此研究目的，选取何种数据源的水深数据都无妨，这里我们选取精度为 1 弧分的 ETOPO 数据进行分析，并选取 RM2 地震潜源进行海啸数值模拟计算。

4.3.1 水深数据整体变化

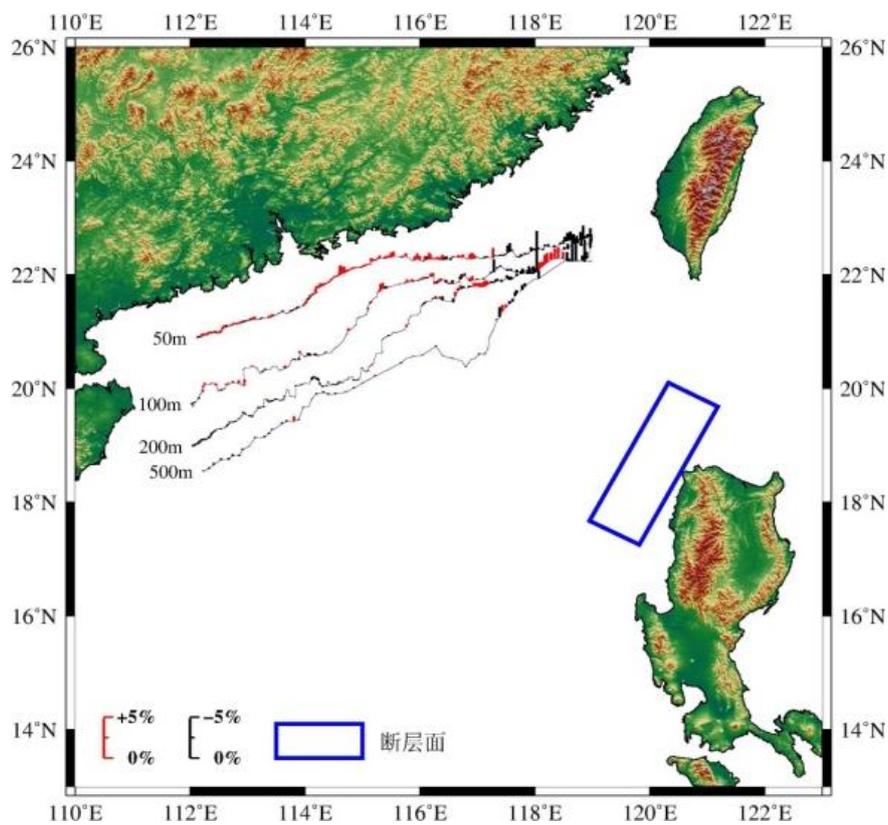
考虑极端情况，我们假设水深数据存在整体 20% 的误差，将实际数据值人为增大或减小 20%。对比数据改变前后数值模拟结果，采用相对变化率的方式进行比较：

$$\delta = \frac{Z_{\max}^i - Z_{\max}^0}{Z_{\max}^0} \times 100\% \quad (4-1)$$

其中， δ 为相对变化率， Z_{\max}^i 为水深数据改变 $i\%$ 后某场点的海啸最大波高， Z_{\max}^0 为水深数据改变前某场点的海啸最大波高。



(a) 水深数据整体变浅 20%



(b) 水深数据整体变深 20%

图 4-4 海洋水深数据整体变浅或变深前后的海啸最大波高相对变化情况

图4-4表示水深数据整体变浅或变深20%前后数值模拟的海啸最大波高相对变化情况，分别在水深50m、100m、200m和500m等深线处表示，红色线段表示海啸最大波高相对增加，黑色线段表示相对减小。可以看出，无论水深变浅还是变深，海啸最大波高变化都在5%以内，尤其是200m和500m等深线位置几乎没有变化。值得注意的是在台湾海峡入口处波高变化相对明显，究其原因是在海啸波在海峡入口处产生散射、折射效应，传播过程复杂，易产生明显变化。

我们知道，当海啸波向海岸传播时，海水变浅其波长变短、波高变大。然而对于开阔海洋，海水深度（数十米至数千米）远大于海啸波波高（几厘米至几米），即使其产生20%的变化对于海啸波的波高影响也非常微弱，因而也就产生了图4-4所示结果，但这种变化对于海啸波相位会产生一定的影响。

图4-5为某场点(117.427° E, 22.336° N, 位于图4-4水深50m等深线上)在水深数据整体变浅20%与不改变情况下模拟得到的海啸波时程。可以发现，波高幅值基本一致，相位差异明显。海啸波在深水区可近似为线性传播，其速度 v 近似表示为 $v = \sqrt{gh}$ ，其中 g 为重力加速度， h 为海水深度。如果 h 整体减小20%， v 就整体变化为原来的 $\sqrt{0.8}$ ，海啸波传播时间也就变化为原来的 $1/\sqrt{0.8}=1.118$ 。图4-5为COMCOT软件在球坐标系下求解线性浅水波方程的海啸模拟结果，我们提取了2个波峰位置的传播时间，其变化分别为原来的 $4568/4082=1.119$ 和 $7636/6832=1.118$ ，与理论变化值一致。如果考虑海底底部摩擦，采用嵌套网格求解非线性浅水波方程进行数值模拟，相信这种相位偏移将变得更为复杂。

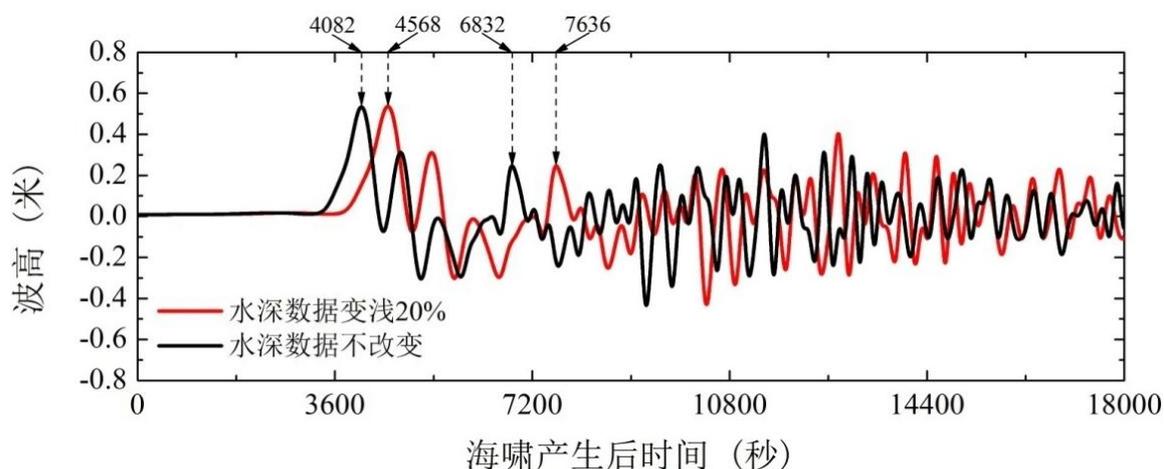
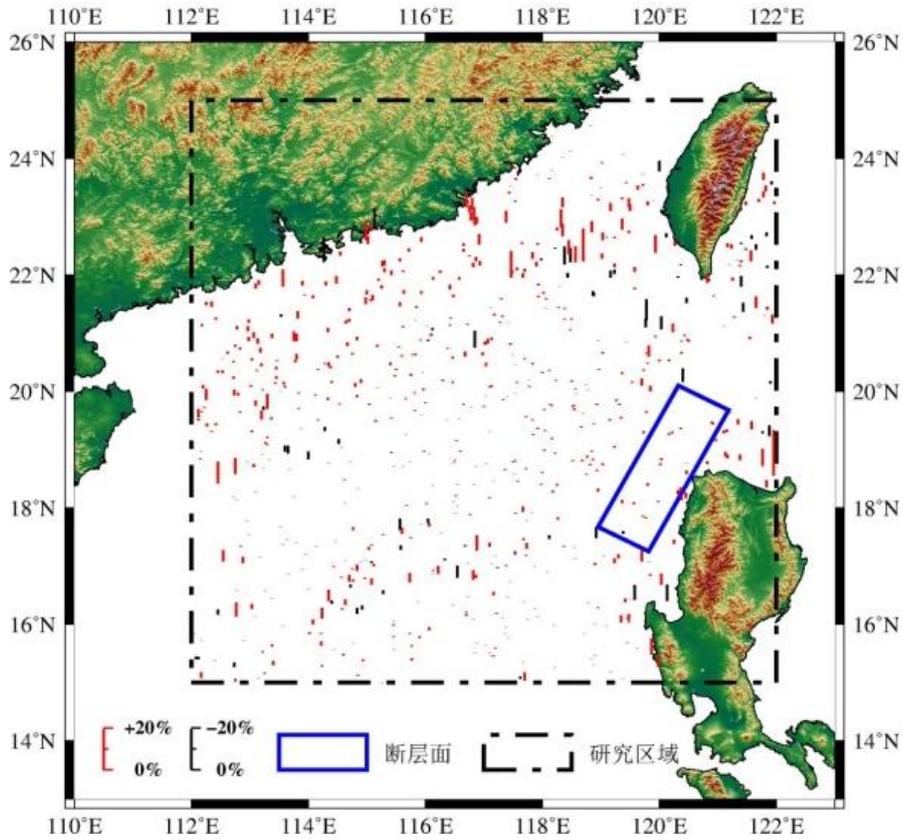


图4-5 海洋水深数据整体变浅20%前后某场点(117.427° E, 22.336° N)海啸波高时程比较

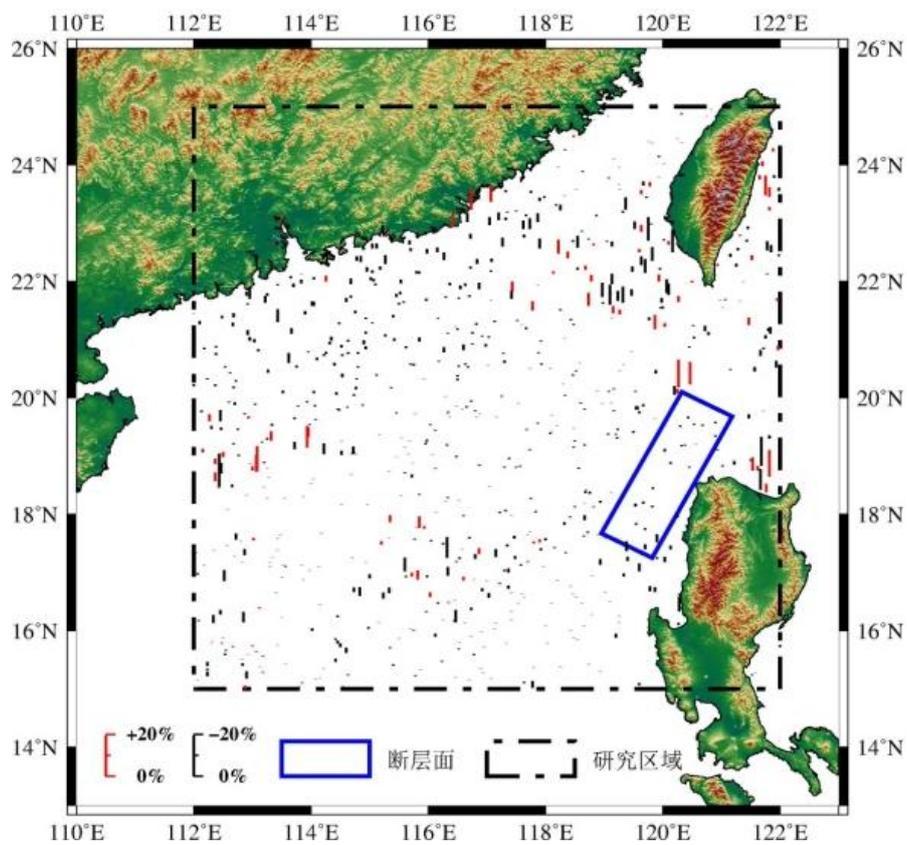
4.3.2 水深数据随机变化

上文对于水深数据的整体改变实际上是一种极端情况的假设，为了更真实地体现水深数据误差对于海啸数值模拟产生的影响，我们在海啸传播的一定区域范围内均匀选取一定数量的场点，人为改变其海水深度 $\pm 10\%$ 和 $\pm 20\%$ ，

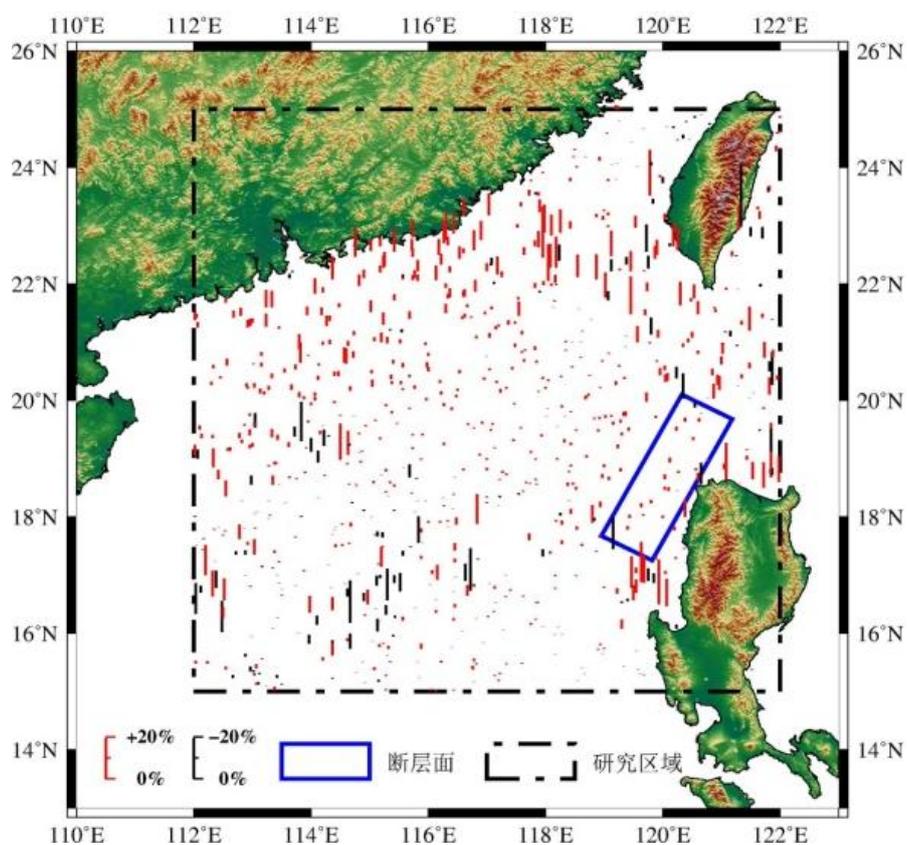
以模拟水深数据的误差。场地选取原则为空间随机性，数量为区域内网格总数的 0.3% (850 个左右)。依旧对 RM2 地震潜源进行海啸数值模拟计算，采用 (4-1) 计算水深数据改变前后海啸波高的变化率，结果如图 4-6 所示。



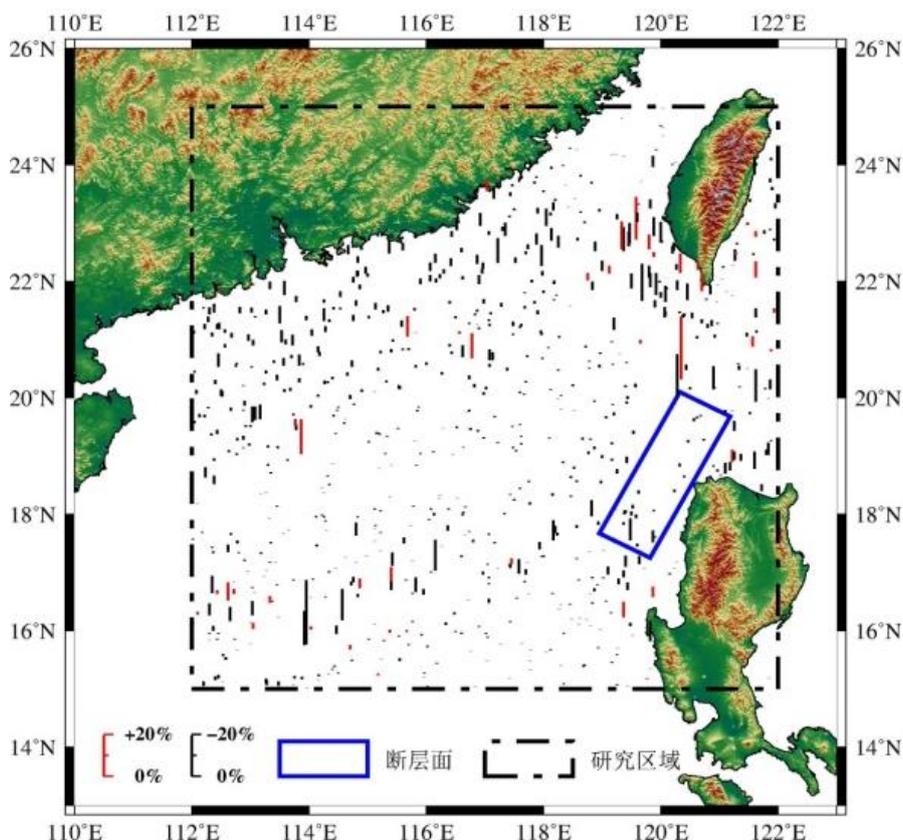
(a) 水深数据随机变浅 10%



(b) 水深数据随机变深 10%



(c) 水深数据随机变浅 20%



(d) 水深数据随机变深 20%

图 4-6 海洋水深数据随机变浅或变深前后的海啸最大波高相对变化情况

从图 4-1 中可见,当海水深度变浅时模拟的海啸波高大都增大,反之相反;海啸波高的变化率随着水深数据变化增大而增大;在中心区域(深海)波高变化几乎可忽略;然而在沿海大陆架或中沙群岛浅滩(见图 4-1)部分场点的波高变化还比较明显。主要原因是这些场点位于浅水区域,海啸波高受水深影响大,也就解释了这里结果不同于图 4-4 所示水深数据整体变化情况下的结果。不过,变化率都在 20%以内,影响程度还是在可接受范围内的,可以说水深数据的误差对于海啸波高的数值模拟并没有很大影响。

4.4 小结

海啸传播波速和波高与海水深度密切相关,在数值模拟过程中,水深数据是一项非常重要的基础输入数据。本章以中国南海为研究对象,以马尼拉海沟俯冲区为潜在震源区,选取常用的 SRTM、ETOPO、GEBCO 三种水深数据,开展海洋水深数据对于海啸波高数值模拟的敏感性研究,得到以下结论:

(1) 不同数据源的海洋水深数据总体上保持一致,但在某些场点仍然存在较大差异性。通过实例计算发现,在远海深水区域这种差异性对地震海啸数值模拟的波高影响并不显著;但在陆地浅滩区域采用 SRTM 数据进行数值模拟的结果与 ETOPO、GEBCO 数据存在一定的差别,原因是 SRTM 数据精度要高于

后者。

(2) 在一定区域内人为改变海水深度以模拟误差的产生, 海啸数值模拟结果显示这种改变对于外海开阔海域的海啸波幅值几乎没有影响, 但会产生一定的相位变化, 并通过例证说明了这种相位变化与理论分析较一致; 另外还显示这种改变可在沿海大陆架或海岛浅滩区域影响海啸波幅值, 但其影响程度是在可接受范围内的。

综上所述, 在进行海啸数值模拟过程中, 对于外海开阔海域选择何种数据源的水深数据对于模拟结果影响甚微, 水深数据误差对于模拟结果的影响是可接受的。在大网格(低精度)计算环境下, 海洋水深数据对于海啸波高数值模拟的敏感性是较轻微的, 目前开放的水深数据可满足海啸传播数值模拟的需要。

本章仅开展了外海开阔海域的水深数据对于地震海啸数值模拟的敏感性研究。实际上在地震海啸早期预警、地震海啸危险性分析等海啸防灾减灾相关研究工作中, 近海浅水区域更值得关注, 因而下一步应深入开展近海高精度水深数据对于海啸数值模拟的敏感性研究, 将更具科学意义和应用价值。

第五章 我国地震海啸危险性图编制

5.1 引言

论文第二、三章已经对于 PTHA 关键参数的确定、关键方法和步骤开展了深入研究,选取沿海 3 个目标场点以示例说明 PTHA 的具体计算过程,给出了不同波高的年超越概率曲线以及重现期。这一结果对于目标场点重大工程(例如核电站)的海啸灾害防御政策制定与研究具有重要的参考意义。显然仅有这三个场点的海啸危险性分析结果是不够的,对于沿海城市建设与发展、重大工程选址与规范、围海人工岛礁开发等国家或地区的重大发展战略、政策制定,一张能够全面体现我国沿海地区海啸危险性区域化差异的图至关重要。

本章将采样第三章研究并提出的基于蒙特卡洛技术的 PTHA 方法,由点到线,沿海岸线进行地震海啸危险性分析计算,编制不同海啸波高的我国地震海啸危险性图。

5.2 地震海啸危险性图编制

本章采用潜在海啸源见表 2-1 及表 3-1,分别为区域海啸源与局地海啸源。对于近海检测点,自 $122.5^{\circ} \text{ E } 31.0^{\circ} \text{ N}$ 至 $109.6^{\circ} \text{ E } 18.1^{\circ} \text{ N}$ 沿海岸线水深 10m 等值线均匀选取 1480 个检测点用以进行海啸危险性分析。

编制过程如下:采用第三章介绍的基于蒙特卡洛技术的 PTHA 方法计算这 1480 个场点不同海啸波高的超越概率。对于区域海啸源(马尼拉断裂带和琉球断裂带)分别随机采样地震 200 次,利用线性浅水波方程进行海啸波传播数值模拟计算;对于近海局地海啸源,每条断裂带随机采样地震 30 次,采用非线性浅水波方程进行海啸波传播数值模拟计算。完成所有 1480 个场点的 PTHA 计算分析,绘制我国沿海不同海啸波高 1m、2m、3m、4m、5m 对于 1 年、10 年、50 年、100 年为周期的超越概率分布图,见图 5-1 至图 5-5,并且绘制波高 1m、2m、3m、4m、5m 的重现期分布图,见图 5-6。

危险性图说明:图中右侧表中数据为我国上海至三亚沿岸 10m 等深线处 1480 个测点连线。其纵坐标为沿岸纬度值,横坐标为超越概率值,四条线分别代表 1 年、10 年、50 年、100 年超越概率。红色实线为局地潜在海啸源与区域潜在海啸源。

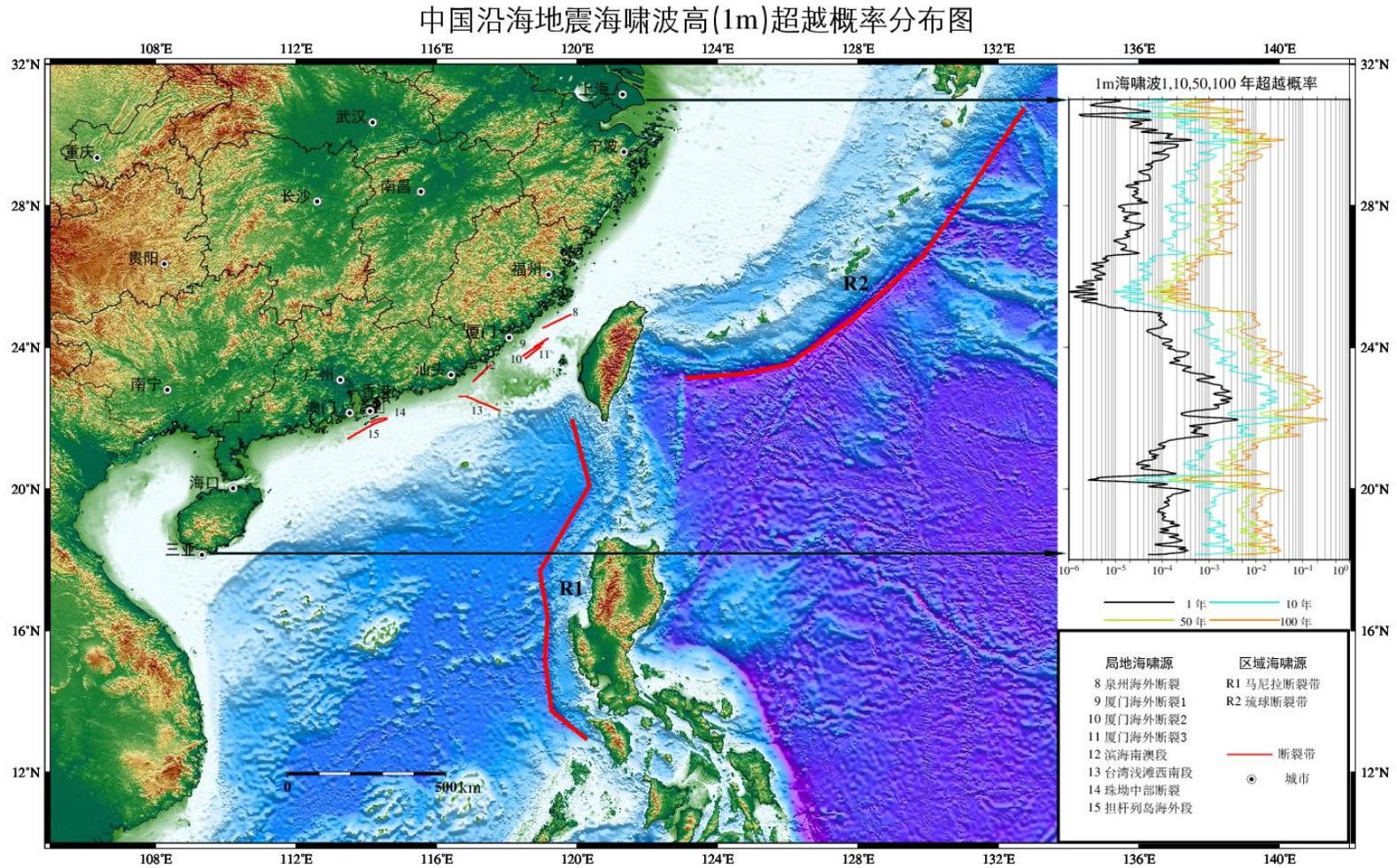


图 5-1 中国沿海地震海啸波高(1m)超越概率分布图

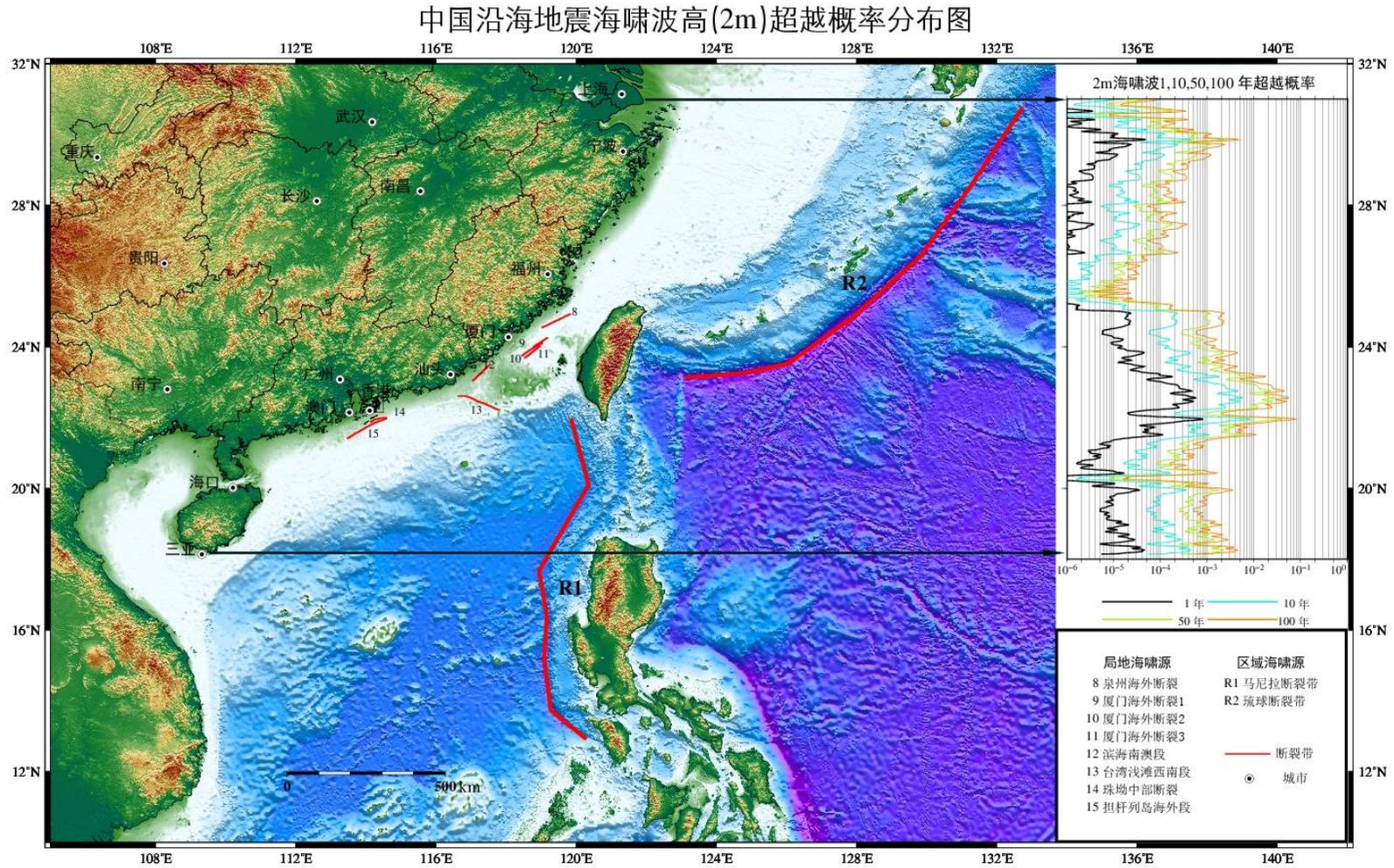


图 5-2 中国沿海地震海啸波高(2m)超越概率分布图

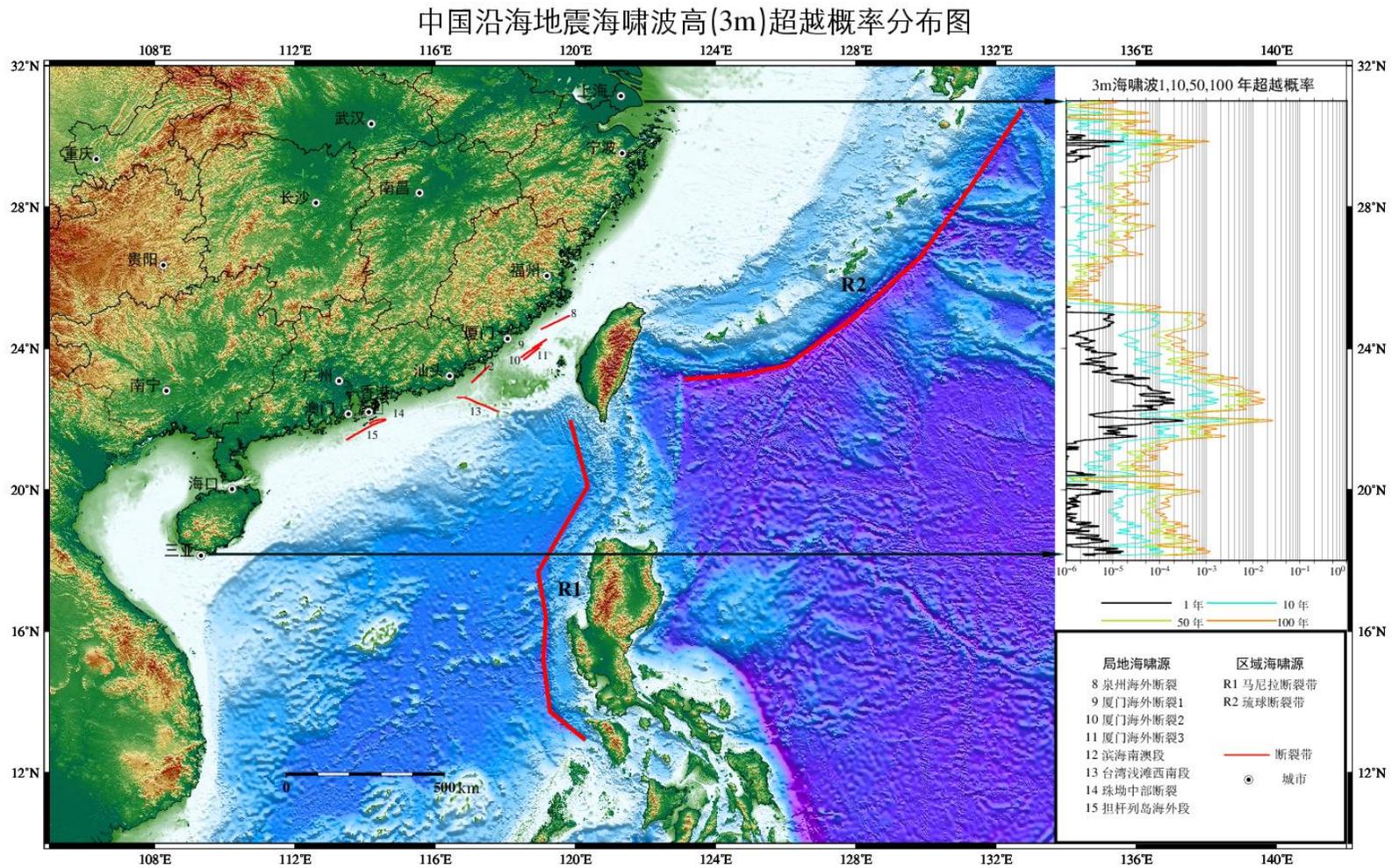


图 5-3 中国沿海地震海啸波高(3m)超越概率分布图

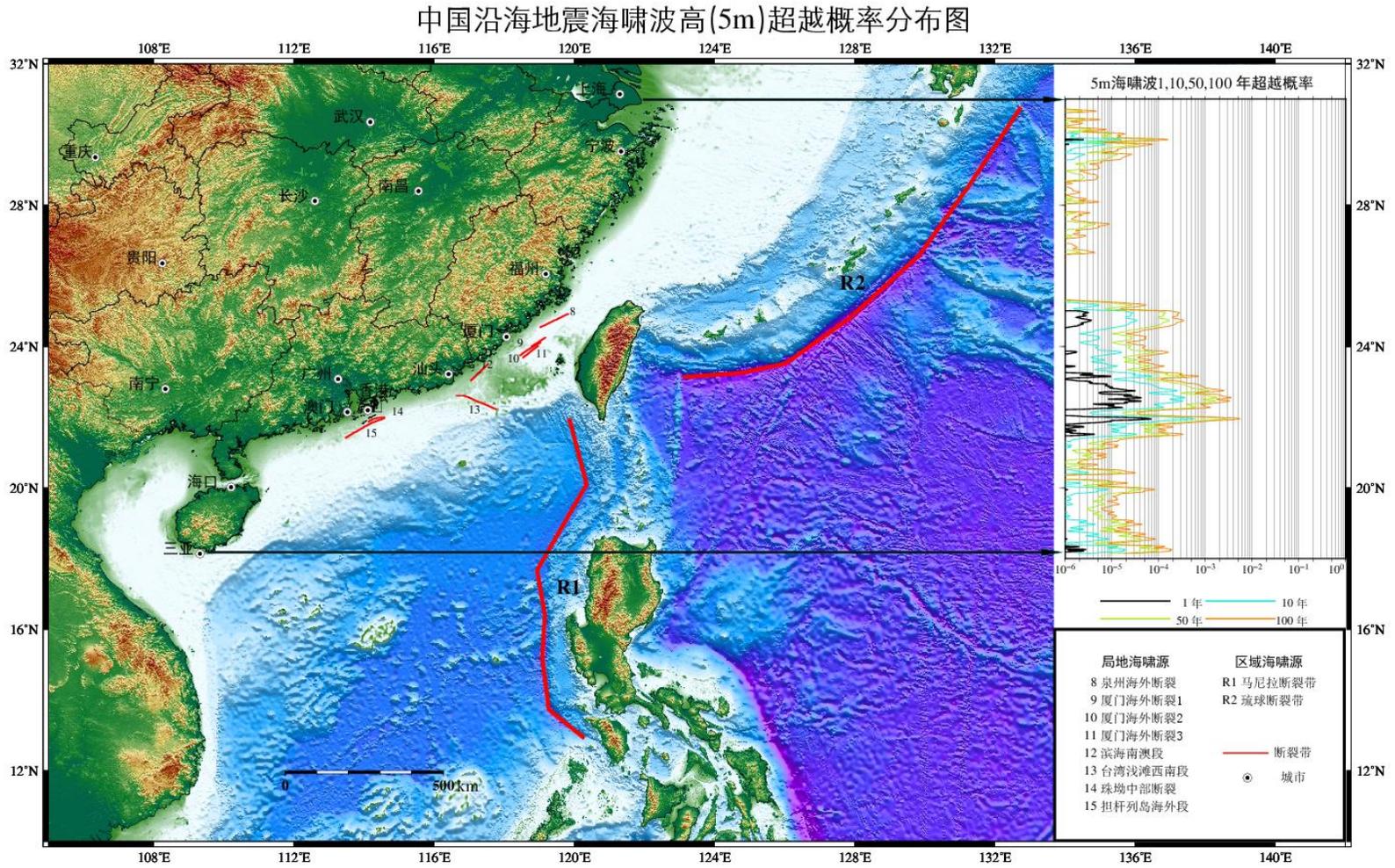


图 5-5 中国沿海地震海啸波高(5m)超越概率分布图

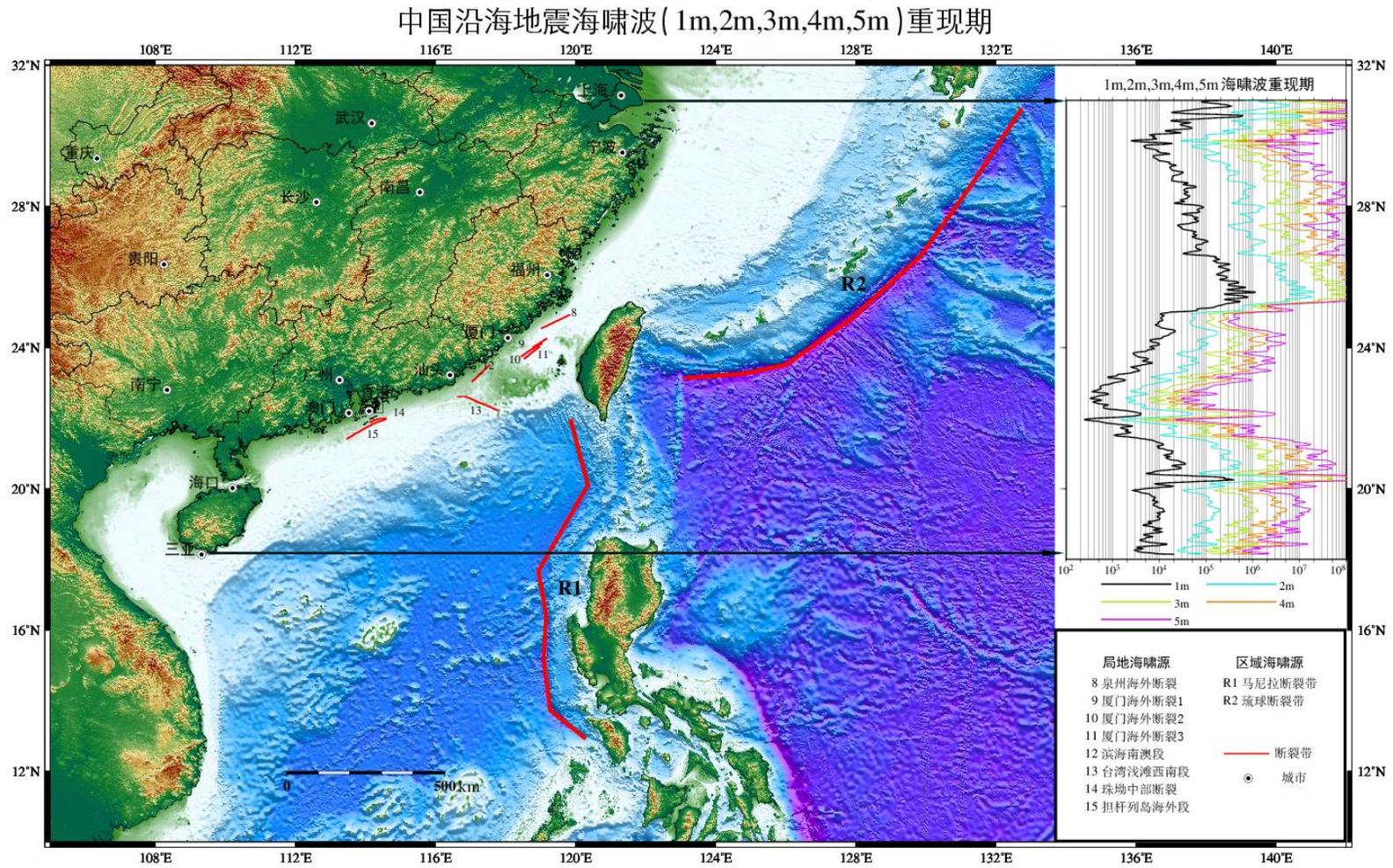


图 5-6 中国沿海地震海啸波(1m, 2m, 3m, 4m, 5m) 重现期

5.3 地震海啸危险性图分析

从超越概率分布图整体看，东南沿海 1m 海啸波高的年超越概率介于 0.000001-0.002 之间，其相同位置 1m、2m、3m、4m、5m 海啸波高的超越概率逐渐递减且沿纬度变化趋势大致相同，仅在 21° N-24° N 范围内 1m、2m 和 3m、4m、5m 的变化趋势有些许不同。另外 1 年、10 年、50 年、100 年的超越概率逐渐增大，1m 海啸波高 100 年的超越概率最大处大于 10%。

从局部来看，整个海岸线波高的分布情况大致有两个峰值，一个峰值在 30° N 附近(浙江省)，第二个峰值介于 21° N-26° N 之间(广东省，福建省)，特别是第一个峰值，海啸波高 1m-5m 危险性图始终将最大概率包络其中。另外，在福建省 25° N 以北在海啸波曲线峰值过后超越概率急剧减小，甚至可以认为无影响。同样情况出现在 21° N 以南，广东省澳门以南至海南岛。

下面简要分析上述现象出现的原因。

首先，可以确定马尼拉海啸源以及琉球海啸源的地理位置使得两个波峰的出现，见图 3-2。其实大部分区域(检测点)受到区域海啸的影响要大于局地海啸的影响，因为所模拟的局地海啸的震级上限低，破裂长度小，其影响范围必然就小。区域海啸对沿岸检测点海啸危险性的贡献率要大于局地海啸的贡献率。其次可以预见如果海南岛南部依然有陆地的话，会有马尼拉海啸源影响占主要的第三个波峰出现。并且第二个波峰的出现受到滨海断裂，厦门断裂等许多局地海啸源的影响，加之台湾海啸狭长地形的影响，使得海啸波高在此出现峰值，并变化剧烈。

现提取宁波、福州、厦门、香港、海口沿岸处检测点的海啸波高概率分布及贡献率。

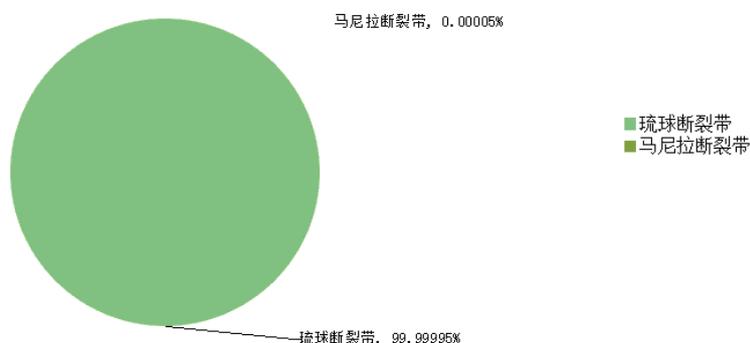


图 5-7 宁波近海 1m 海啸波高各断层贡献率

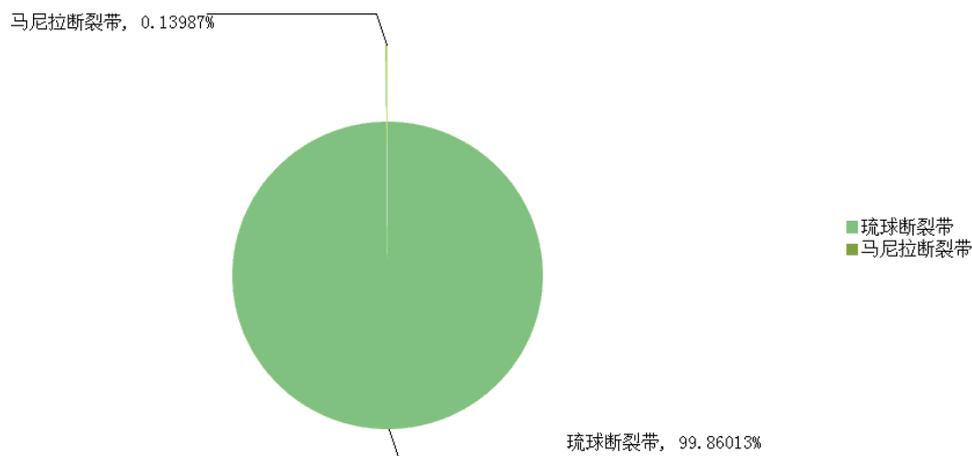


图 5-8 福州近海 1m 海啸波高各断层贡献率

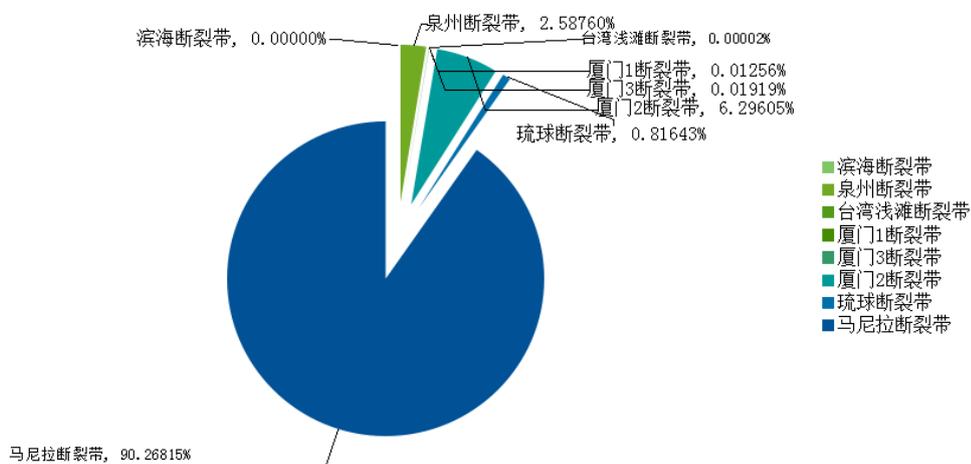


图 5-9 厦门近海 1m 海啸波高各断层贡献率

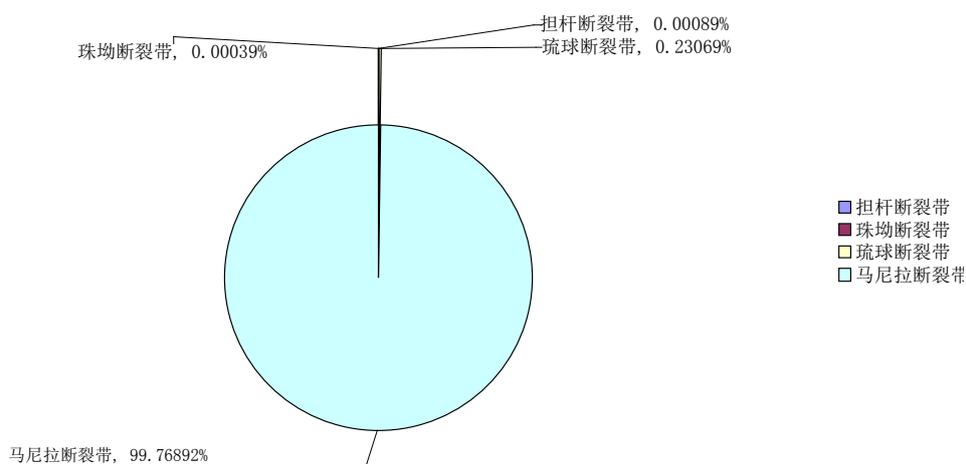


图 5-10 香港近海 1m 海啸波高各断层贡献率

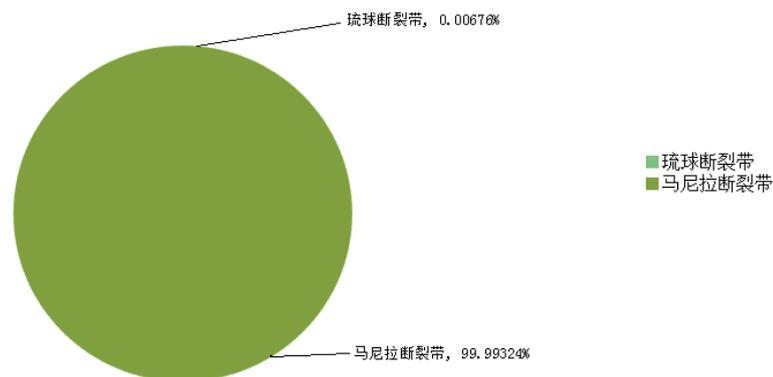


图 5-11 海口近海 1m 海啸波高各断层贡献率

实际上除了厦门近海海啸波高的超越概率中局地海啸的贡献率较大（接近 10%）外（图 5-7），而图 5-8 至 5-11 中宁波、福州、香港、海口等地的海啸基本只受到一个区域海啸的影响，并且局地海啸源的影响贡献率极小，这是由于其位置以及年发生率较区域海啸小的影响。在第二章中在进行局地海啸源影响范围研究时模拟出厦门断裂带的波高接近 9m，但由于其实际年发生率极低，故对岸边海啸波高的贡献率会相对降低。可以认为台湾海峡是一条过渡带，位于台湾海峡北部沿岸地区主要受到琉球断裂带的影响，而位于台湾海峡南部沿岸地区则主要受到马尼拉断裂带的影响。上文提到在 21°N - 24°N 范围内 1m、2m 和 3m、4m、5m 的超越概率曲线变化趋势有些许不同。由贡献率可知，多数局地海啸源地处台湾海峡内的 21°N - 24°N 区域，以及海峡内海域不够宽阔，海啸波在传播时来回反射，导致变化趋势不一样的结果。

最后，发现超越概率曲线在 30.5°N ， 22.1°N ， 20.1°N 附近出现剧烈的波动。观察地形，三个出现波动的位置均处在入海口位置，实际上一般在入海口附近往往地形复杂。当海啸波传播到入海口时，两边陆地处海啸波已经开始爬高，而入海口水域中央还没有进行爬高，故造成了海啸波高差距大的原因，所以才导致超越概率分布的差异。

根据图 5-6，表 5-1 给出了沿海重点城市宁波、福州、厦门、香港、海口的海啸波高 1m、2m、3m、4m、5m 的重现期。考虑到城市的海岸线长度，表中给出的是重现期范围。表中可见，香港地区出现 1m 海啸波的重现期较短，仅数百年。主要原因是香港面向马尼拉海沟，受其潜在海啸影响较大，另外近海的珠一坳中部断裂带和担杆断裂带离香港非常近，一旦发生地震引起的海啸波对香港将产生较强破坏，因此香港地区的海啸危险性应该得到重视。这几个城市中，福州地区的 1m 海啸波重现期较长，达数万年。主要原因是福州地区附近无近海局地潜在海啸源，受台湾阻隔作用，区域潜在海啸源马尼拉断裂带和琉球断裂带产生的海啸

对福建地区影响较小。

表 5-1 重点城市的海啸波重现期(单位 10^4 年)

城市	1m	2m	3m	4m	5m
宁波	0.24-4.90	2.78-90.91	13.09-683.50	42.08-3066	109.63-10417
福州	16.81-47.97	307.28-873.75	1864-7826	7229-34501	20661-114278
厦门	0.81-2.17	4.70-17.32	12.25-76.69	24.60-219.82	42.62-502.06
香港	0.04-0.40	0.23-4.79	0.72-28.16	1.76-104.08	3.68-303.48
海口	0.27-1.95	3.19-24.86	14.82-19.03	50.14-743.60	136.05-2254

5.4 小结

本章采用第三章研究并提出的基于蒙特卡洛技术的 PTHA 方法,对我国东南沿海地区沿海岸线 1480 个场点进行 PTHA 计算,综合考虑马尼拉断裂带和琉球断裂带 2 个区域潜在海啸源以及 8 个局地潜在海啸源,在震级上下限范围内考虑震级密度函数通过蒙特卡洛技术对区域海啸源分别进行 200 次随机采样、对局地海啸源分别进行 30 次随机采样,模拟各样本产生的海啸波高。

本章最终绘制了东南沿海地区海啸波高 1m、2m、3m、4m、5m 以 1 年、10 年、50 年、100 年为周期的超越概率分布图以及波高 1m、2m、3m、4m、5m 的重现期分布图;给出了沿海重点城市宁波、福州、厦门、香港、海口的海啸波高 1m、2m、3m、4m、5m 的重现期,结果显示香港地区 1m 海啸波高的重现期仅数百年,海啸危险性程度较高,应当引起关注和重视。

第六章 结论与展望

6.1 全文总结

概率性地震海啸危险性分析 (PTHA) 相关研究在我国刚刚起步, 尚未开展系统研究, 关键技术和主要环节还存在问题。本文围绕 PTHA 关键参数确定、PTHA 关键方法完善、PTHA 参数敏感性分析三方面内容开展研究, 最终编制我国地震海啸危险性图集, 得到以下结论:

(1) 总结了由 Papazachos 等、Wells 和 Coppersmith、Tatehata、邓起东等、龙峰等提出的五种针对全球或部分地区的震级与断层长度、宽度和滑移量的经验关系。通过比较它们的适用震级范围、适用地区范围以及使用现状, 并且比较经验关系与近年发生的几次破坏性海啸的真实震源参数, 确定了 Papazachos 等的针对逆冲断层经验公式较适合于我国局地 and 区域地震海啸源的震源参数估计。同时指出当震级较小时, 考虑到经验公式的区域性特征, 对于渤海海域的潜在海啸源, 应当考虑龙峰等给出的针对华北地区的经验公式。

(2) 整理了影响我国沿海的近海局地潜在海啸源, 并对每个潜在海啸源开展确定性的危险性分析。以各潜在海啸源的震级上限作为其最危险案例进行数值模拟, 分析海啸波对我国沿海地区的最大影响。结果显示厦门海外断裂带产生的海啸可在福建沿岸形成 10 米的波高, 海啸危险性程度超过了震级上限更高、破裂区域更大的马尼拉、琉球海沟的区域海啸源。给出了各局地海啸源对沿海地区的有效影响范围, 有助于减小数值模拟计算范围、缩短计算时间、减少 PTHA 工作量。

(3) 在介绍了传统 PTHA 的详细计算过程的基础上, 选取广东大亚湾 3 个场点, 采用传统 PTHA 方法计算各场点的对于不同海啸波高的年、10 年、50 年、100 年超越概率, 揭示传统 PTHA 存在的不足: 由于震级分档的不连续性引起目标场点海啸波高分布的离散性; 未考虑各潜在海啸源内地震发生位置的空间随机性; 不能合理考虑 PTHA 结果的不确定性。为解决这些问题提出了一种基于蒙特卡洛技术的 PTHA 方法, 采用该方法重新计算了上述 3 个场点的不同海啸波高的超越概率, 对比采用传统 PTHA 方法的计算结果说明新方法可以较好地完善传统 PTHA 方法的不足之处。

(4) 以中国南海为研究对象, 以马尼拉海沟俯冲区为潜在震源区, 选取常用的 SRTM、ETOPO、GEBCO 三种水深数据, 研究不同数据源的水深数据差异性以及数据自身误差对于地震海啸数值模拟的敏感性。研究表明, 在进行海啸数值模拟过程中, 对于外海开阔海域选择何种数据源的水深数据对于模拟结果影响甚微, 水深数据误差对于模拟结果的影响是可接受的。在大网格 (低精度) 计算环境下, 海洋水深数据对于海啸波高数值模拟的敏感性是较轻微的, 目前开放

的水深数据可满足在海啸在开阔海域传播数值模拟的需要，而进行近海及海啸爬高模拟计算时应采用大比例尺数据。

(5) 采用新提出的基于蒙特卡洛技术的 PTHA 方法，对我国东南沿海地区沿海岸线 1480 个场点进行 PTHA 计算，数值模拟了 2 个区域潜在海啸源和 8 个局地潜在海啸源的 640 个海啸案例，得到了这些场点的海啸波高分布。最终绘制了东南沿海地区海啸波高 1m、2m、3m、4m、5m 以 1 年、10 年、50 年、100 年为周期的超越概率分布图以及波高 1m、2m、3m、4m、5m 的重现期分布图。这些图集直观地体现了我国沿海地区海啸危险性程度，对于科学指导沿海地区的海啸灾害防御制定与研究、城市与重大工程的规划与建设至关重要。

6.2 研究展望

本文虽然做了一些工作，由于才疏学浅，能力不足，加之时间和精力有限，对地震海啸危险性的工作依然有很多不足之处，在许多内容表述、论证上存在着不当之处，有待改进。

诚然有许多工作需要进行：

(1) 对于海啸危险性理论模型，我国还未有一个精确完整的体系，希望能够在此基础上能够对海啸危险性理论分析进行更深一步的探索，提出更精确更适用的模型；

(2) 在地震海啸危险性分析过程中涉及很多不确定性的因素，包括断裂带的震级分布，滑移量的影响以及数值模拟程序在模拟产生、传播、淹没等过程的不确定性，在进行海啸危险性分析过程中应予以考虑；

(3) 本篇论文仅考虑了区域海啸源及局地海啸源的影响，未考虑越洋海啸的影响，应对此予以研究其对我国的影响；

(4) 由地震区划图指出，中国由渤海至南海区域分布着很多近海断裂带，本文仅考虑了部分逆冲断裂带以及高震级上限断裂带的影响，那么其他近海断裂带是否有影响应在将来工作中予以考虑；

(5) 对于海啸数值模拟软件中所用到的数字高程数据，本文仅对其在开阔深海海域的影响进行了论述，而没有对近海的影响进行分析。往往在海啸发生时所关注的是在近海以及内陆区域的影响，故应对大比例尺精细数字高程数据进行讨论分析，观察其对海啸模拟的影响大小；

(6) 在给出我国东南沿海海啸危险性图之后，应对海啸传播过后的淹没区进行计算，而我国少有学者在海啸淹没区模拟方面进行研究，希望能够在将来的工作中有所涉及。同时能够建立海啸易损性评价指标，用于工程及重大厂址分析评定。

参考文献

- [1] 鲍献文, 褚芹芹, 于华明. 海啸数值预报模型研究进展[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2013, 03:1-6.
- [2] 陈颢, 陈棋福, 张尉. 中国的海啸灾害[J]. 自然灾害学报, 2007, 16(2): 1-6.
- [3] 陈楠. 在海啸中哭泣的儿童[J]. 时代教育, 2005, 01:83.
- [4] 邓起东, 于贵华, 叶文华. 1992. 地震地表破裂参数与震级关系的研究[A]. 见:国家地震局地质研究所编. 活动断裂研究(2). 北京:地震出版社. 247-264.
- [5] 郭彩玲, 王晓峰. 中国东部海域发生海啸的可能性分析[J]. 自然灾害学报, 2007, 16(1): 7-11.
- [6] 侯京明, 高义, 李涛. 海洋数值模型常用地形数据概述[J]. 海洋预报, 2012, 29(6): 44-49.
- [7] 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.
- [8] 龙锋, 闻学泽, 徐锡伟. 华北地区地震活断层的震级-破裂长度、破裂面积的经验关系[J]. 地震地质, 2006, 04:511-535.
- [9] 潘文亮, 王盛安, 蔡树群. 南海潜在海啸灾害的模拟[J]. 热带海洋学报, 2009, 28(6): 7-14.
- [10] 任叶飞. 基于数值模拟的我国地震海啸危险性分析研究[D]. 哈尔滨:中国地震局工程力学研究所, 2007.
- [11] 任鲁川, 薛艳, 简春林, 等. 南海北缘海啸波高对潜在海啸源震级偏差的敏感性[J]. 中国地震, 2009, 25(2):186-192.
- [12] 宋昱莹, 温瑞智, 任叶飞, 等. 沿海场点地震海啸危险性概率分析[J]. 地震工程与工程振动, 2014, 34(Suppl.): 1060-1064.
- [13] 温瑞智, 任叶飞, 我国地震海啸危险性分析方法研究,世界地震工程[J], 2007, 01:6-11..
- [14] 温瑞智, 任叶飞, 周正华, 史大成. 越洋海啸的数值模拟[J]. 地震工程与工程振动. 2008, 04:28-34..
- [15] 温瑞智, 任叶飞, 李小军, 等. 我国地震海啸危险性概率分析方法[J]. 华南地震, 2011, 31(4): 1-13.
- [16] 维基百科编者. 蒙特卡罗方法 [G/OL]. 维基百科, 2015[3-22]. <http://zh.wikipedia.org/wiki/蒙地卡罗方法>.
- [17] 姚远, 蔡树群, 王盛安. 海啸波数值模拟的研究现状[J]. 海洋科学进展, 2007, 04:487-494.
- [18] 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(中文版), 2001, 06:32-39.
- [19] 詹杰民, 董志, 李毓湘, 周锦添, 韦永康. 传统浅水型和 Boussinesq 型方程模拟海啸传播过程准确性的研究[A]. 上海《水动力学研究与进展》杂志社、四川大学水力学与山区河流开发保护实验室.第九届全国水动力学学术会议暨第二十二届全国水动力学研讨会论文集[C].上海《水动力学研究与进展》杂志社、四川大学水力学与山区河流开发保护实验室.,2009:7.
- [20] 赵曦, 王本龙, 刘桦. 基于 Boussinesq 方程的海啸生成数学模拟[A]. 上海《水动力学研究与进展》杂志社.第二十届全国水动力学研讨会文集[C].上海《水动力学研究与进展》杂志社.,2007:7.
- [21] GB 18306-2001, 中国地震动参数区划图[S].

- [22] 周本刚, 何宏林, 安艳芬, 等. 琉球海沟、马尼拉海沟地震构造背景及震源参数评估报告[R]. 中国地震局地质研究所, 中国地震局地球物理研究所, 中国地震局地震预测研究所, 2011.
- [23] Annaka T, Satake K, Sakakiyama T, et al. Logic-tree approach for probabilistic tsunami hazard analysis and its applications to the Japanese coasts[M]//Tsunami and Its Hazards in the Indian and Pacific Oceans. Birkhäuser Basel, 2007: 577-592.
- [24] Bautista C B, Bautista M L P, Oike K, et al. A new insight on the geometry of subducting slabs in northern Luzon, Philippines [J]. Tectonophysics, 2001, 339(3): 279-310.
- [25] Burbidge D, Cummins P R, Mleczko R, et al. A probabilistic tsunami hazard assessment for Western Australia[M]//Tsunami Science Four Years after the 2004 Indian Ocean Tsunami. Birkhäuser Basel, 2009: 2059-2088.
- [26] CH ENY. Earthquake-generated tsunami: Their physics, monitoring and warning[J]. Physics, 2005, 34(1): 171-175.
- [27] Choi B H, Pelinovsky E, Ryabov I, et al. Distribution functions of tsunami wave heights[J]. Natural Hazards, 2002, 25(1): 1-21.
- [28] Cornell C A.. Engineering seismic risk analysis[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 1968, 58(5): 1583-1606.
- [29] Cornell C A, Banon H, Shakal A F. Seismic motion and response prediction alternatives[J]. Earthquake Engineering & Structural Dynamics, 1979, 7(4): 295-315.
- [30] Fokaefs A, Papadopoulos G A. Tsunami hazard in the Eastern Mediterranean: strong earthquakes and tsunamis in Cyprus and the Levantine Sea[J]. Natural hazards, 2007, 40(3): 503-526.
- [31] Gaye L Downes and Mark W Stirling. Groundwork for development of a probabilistic tsunami hazard model for New Zealand[C]. ITS 2001 Processings, Session 1, Number 1-6: 293-301.
- [32] Geist E L, Parsons T. Probabilistic Analysis of Tsunami Hazards[J]. Natural Hazards, 2006, 37(3): 277-314.
- [33] Geist E L, Parsons T. Assessment of source probabilities for potential tsunamis affecting the US Atlantic coast[J]. Marine Geology, 2009, 264(1): 98-108.
- [34] Gica E, Teng M H, Liu P L F, et al. Sensitivity analysis of source parameters for earthquake-generated distant tsunamis[J]. Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, 2007, 133(6): 429-441.
- [35] Gonzalez F I, LeVeque R J, Adams L M, et al. Probabilistic tsunami hazard assessment (PTHA) for Crescent City, CA[J]. 2014.
- [36] Gubler A, Catalan P A, Hayashi Y. Probabilistic tsunami hazard assessment for near-field events[J]. Marine Geology, 2006, 62(7): 5-18.
- [37] Gutenberg B, Richter C F. Frequency of earthquakes in California[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 1944, 34(4): 185-188.
- [38] Ha D M, Tkalich P, Soon C E, et al. Tsunami propagation scenarios in the South China Sea [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2009, 36(1): 67-73.
- [39] Heidarzadeh M, Pirooz M D, Zaker N H, et al. Evaluating tsunami hazard in the northwestern Indian Ocean[J]. Pure and applied geophysics, 2008, 165(11-12): 2045-2058.
- [40] <http://ceeserver.cee.cornell.edu/pll-group/comcot.htm>.
- [41] <http://equake-rc.info/SRCMOD>.

- [42] <http://nctr.pmel.noaa.gov/model.html>.
- [43] <http://srtm.usgs.gov>.
- [44] <http://www.gebco.net>.
- [45] <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global>.
- [46] Huang Z H, Wu T R, Tan S K, et al. Tsunami hazard from the subduction Megathrust of the South China Sea: Part II. Hydrodynamic modeling and possible impact on Singapore [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2009, 36(1): 93-97.
- [47] Ichinose G A, Anderson J G, Satake K, et al. The potential hazard from tsunami and Seiche waves generated by large earthquakes within Lake Tahoe, California - Nevada[J]. *Geophysical Research Letters*, 2000, 27(8): 1203-1206.
- [48] Leonard L J, Rogers G C, Mazzotti S. Tsunami hazard assessment of Canada[J]. *Natural hazards*, 2014, 70(1): 237-274.
- [49] Liu P L F, Wang X M, Salisbury A J. Tsunami hazard and early warning system in South China Sea [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2009, 36(1): 2-12.
- [50] Liu Y C, Santos A, Wang S M, et al. Tsunami hazards along Chinese coast from potential earthquakes in South China Sea [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2007, 163(1-4): 233-244.
- [51] Lorito S, Tiberti M M, Basili R, et al. Earthquake-generated tsunamis in the Mediterranean Sea: Scenarios of potential threats to southern Italy[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978-2012)*, 2008, 113(B1).
- [52] Løvholt F, Bungum H, Harbitz C B, et al. Earthquake related tsunami hazard along the western coast of Thailand[J]. *Natural Hazards and Earth System Science*, 2006, 6(6): 979-997.
- [53] Løvholt F, Kühn D, Bungum H, et al. Historical tsunamis and present tsunami hazard in eastern Indonesia and the southern Philippines[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978-2012)*, 2012, 117(B9).
- [54] Megawati K, Shaw F, Si K, et al. Tsunami hazard from the subduction megathrust of the South China Sea: Part I. Source characterization and the resulting tsunami [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2009, 36(1): 13-20.
- [55] Okal E A. Seismic parameters controlling far-field tsunami amplitudes: A review [J]. *Natural Hazards*, 1988, 1(1): 67-96.
- [56] Papadopoulos G A. Tsunami hazard in the Eastern Mediterranean: strong earthquakes and tsunamis in the Corinth Gulf, Central Greece[J]. *Natural hazards*, 2003, 29(3): 437-464.
- [57] Papazachos B C, Scordilis E M, Panagiotopoulos D G, et al. Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes.[J]. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 2004, 36:1482-1489.
- [58] Power W, Downes G, Stirling M. Estimation of tsunami hazard in New Zealand due to South American earthquakes[M]//*Tsunami and Its Hazards in the Indian and Pacific Oceans*. Birkhäuser Basel, 2007: 547-564.
- [59] Ren Y F, Wen R Z and Song Y Y. Recent progress of tsunami hazard mitigation in China[J]. *Episodes*, 37(4): 277-283.
- [60] Review of tsunami hazard and risk in New Zealand[M]. *Institute of Geological & Nuclear Sciences*, 2005.
- [61] Rikitake T, Aida I. Tsunami hazard probability in Japan[J]. *Bulletin of the Seismological*

- Society of America, 1988, 78(3): 1268-1278.
- [62] Ruangrassamee A, Saelem N. Effect of tsunamis generated in the Manila Trench on the Gulf of Thailand[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2009, 36(1): 56-66.
- [63] R.Kh.Mazova, B.V.Baranov, L.I.Lobkovsky, et al. Numerical model study of tsunami generated by potential earthquake within the Komadorsky seismic gap in the western Aleutian island arc[J]. *Journal of Tsunami Society International*, 2013, 32(3): 131-155.
- [64] Schwartz D P, Coppersmith K J. Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 1984, 89(B7): 5681-5698.
- [65] Strunz G, Post J, Zosseder K, et al. Tsunami risk assessment in Indonesia[J]. *Natural Hazards and Earth System Science*, 2011, 11(1): 67-82.
- [66] Suppasri A, Imamura F, Koshimura S. Probabilistic tsunami hazard analysis and risk to coastal populations in Thailand[J]. *Journal of Earthquake and Tsunami*, 2012, 6(02).
- [67] Sørensen M B, Spada M, Babeyko A, et al. Probabilistic tsunami hazard in the Mediterranean Sea[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 2012, 117(B1):267-283.
- [68] Tatehata H. The New Tsunami Warning System of the Japan Meteorological Agency [J]. *Tsunami Hazard*, 1997, 39:175-181.
- [69] Ten Brink U S, Geist E L, Andrews B D. Size distribution of submarine landslides and its implication to tsunami hazard in Puerto Rico[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(11):1-4.
- [70] Ten Brink U S, Lee H J, Geist E L, et al. Assessment of tsunami hazard to the US East Coast using relationships between submarine landslides and earthquakes[J]. *Marine Geology*, 2009, 264(1): 65-73.
- [71] Thio H K, Somerville P, Ichinose G. Probabilistic analysis of strong ground motion and tsunami hazards in Southeast Asia[J]. *Journal of Earthquake and Tsunami*, 2007, 1(02): 119-137.
- [72] Thio H K, Somerville P, Polet J. Probabilistic tsunami hazard in California[J]. *Pacific Earthquake Engineering Research Center Report*, 2010, 108: 331.
- [73] Tinti S. Assessment of tsunami hazard in the Italian seas[J]. *Natural Hazards*, 1991, 4(2-3): 267-283.
- [74] Tinti S, Tonini R. Analytical evolution of tsunamis induced by near-shore earthquakes on a constant-slope ocean[J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 2005, 535: 33-64.
- [75] Titov V V, Mofjeld H O, Gonzalez F I, et al. Offshore forecasting of Hawaiian tsunamis generated in Alaskan-Aleutian Subduction Zone [R]. NOAA Technical Memorandum ERL PMEL-114, Pacific Marine Environmental Laboratory.
- [76] Tonini R, Armigliato A, Pagnoni G, et al. Tsunami hazard for the city of Catania, eastern Sicily, Italy, assessed by means of Worst-case Credible Tsunami Scenario Analysis (WCTSA)[J]. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2011, 11: 1217-1232.
- [77] Wells D L, Coppersmith K J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1994, 84(4): 974-1002.
- [78] Wong F L, Geist E L, Venturato A J. Probabilistic tsunami hazard maps and GIS[C]//2005 ESRI International User Conference. San Diego. 2005.
- [79] Yanagisawa H, Shunichi K, Yagi Y, et al. The tsunami vulnerability assessment in peru using

- the index of potential tsunami exposure [C]. 8th International Conference on Urban Earthquake Engineering, Tokyo.2011, 3:1591-1595.
- [80] Zahibo N, Pelinovsky E N. Evaluation of tsunami risk in the Lesser Antilles[J]. Natural Hazards and Earth System Science, 1999, 1(4): 221-231.

致 谢

即将告别学生时代，珍贵的三年研究生生活接近尾声时，特此感谢我的亲人，老师和朋友们。

父亲母亲，我即将结束我的学生生涯，不再是一个学生，感谢你们含辛茹苦的把我养育大，能够时时刻刻的告诉我儿子你可以的，你是最棒的！无论何时何地，想到有你们在背后的支持，我都有继续下去的勇气和信心。从此刻开始，有些东西需要改变，我们时常说的话，以及对你们的承诺将会一步步实现。

自进入中国地震局工程力学研究所以来，无时无刻不让我感觉到来自各个方面的支持。感谢温瑞智老师，金波老师课题组在学术上给予我的帮助。谢谢温老师不辞辛劳的指导我的论文，哪怕出差刚回来，哪怕忙的不可开交依然对我的论文我的工作予以大力的指导及帮助。感谢金波老师对我结构抗震方面知识的指导以及师母对我的关照。感谢任叶飞师兄，感谢你对我论文细致入微的帮助，不厌其烦耐心的指导我的工作，感谢你给我展现了一个学者应该有的严谨！感谢高永武、刘国强、冀昆、王宏伟、李琳、徐培斌、戴嘉伟、蔡青雅、刘雅梦。和你们一起共事是我的荣幸，希望你们早日毕业。

当然，还有陪伴我研究生三年的小伙伴们，宿舍的管、洋和胖，和我一起踢足球，打篮球的张戈、张焯、单若晨、崔崧、李楠、谷慎昌及工力所的老师。和我一起桌游的柏文、张瑞斌、朱文骏、邬迪、李尔超、郭旭。感谢你们给了我丰富多彩的研究生生活。

在此再次感谢我的亲人老师及朋友们！希望父亲母亲老师身体健健康康，开开心心，师兄师弟早日毕业，小伙伴们咱们共奔前程。

作者简介

杨智博，男，汉族，1990年3月生于黑龙江省牡丹江市，2012年9月考入中国地震局工程力学研究所攻读硕士学位，师从金波副研究员，主要从事地震海啸危险性分析方面的研究。

攻读硕士期间发表的文章

1. 任叶飞, **杨智博**, 温瑞智, 金波. 地震海啸数值模拟中海洋水深数据的敏感性研究. 自然灾害学报, 2015, 24(2):15-22.
2. LU Dawei, **YANG Zhibo**. Strong motion observation from recent destructive earthquakes in China mainland. Applied Mechanics and Materials, 2015, 724: 358-361.
3. 宋昱莹, 温瑞智, 任叶飞, 金波, **杨智博**. 地震海啸危险性概率分析的数值模型可靠性. 防灾科技学院学报, 2013, 15(4): 7-18.
4. 宋昱莹, 温瑞智, 任叶飞, **杨智博**. 沿海场点地震海啸危险性概率分析. 地震工程与工程振动, 2014, 34(Suppl.): 1060-1064.

攻读硕士期间参与的科研项目

1. 国家自然科学基金面上项目(编号 51278473): 我国地震海啸危险性概率分析方法.
2. 环境保护部公益性行业科研专项(编号 201209040): 中国沿海核电建设场址地震海啸危险性分析.
3. 东北亚地震海啸和火山合作研究计划项目(编号 ZRH2014-11): Methodologies for tsunami hazard analysis and building regional capacity.