

99-62-7471

MOTC-IOT-98-H3DB002

臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水 潛勢分析(3/4)



交通部運輸研究所

中華民國 99 年 5 月

99-62-7471

MOTC-IOT-98-H3DB002

臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水 潛勢分析(3/4)

著 者：陳冠宇、陳陽益、邱永芳、蘇青和、單誠基

交通部運輸研究所

中華民國 99 年 5 月

國家圖書館出版品預行編目資料

臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析. (3/4)

/ 陳冠宇等著. -- 出版. -- 臺北市：交通部運輸研究所，民 99. 05

面；公分

參考書目：面

ISBN 978-986-02-3678-1 (平裝)

1. 海嘯 2. 洪水 3. 臺灣

351.9791

99009811

臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析(3/4)

著者：陳冠宇、陳陽益、邱永芳、蘇青和、單誠基

出版機關：交通部運輸研究所

地址：10458 臺北市敦化北路 240 號

網址：www.ihmt.gov.tw (中文版>中心出版品)

電話：(04)26587176

出版年月：中華民國 99 年 05 月

印刷者：

版(刷)次冊數：初版一刷 100 冊

本書同時登載於交通部運輸研究所港灣技術研究中心網站

定價：200 元

展售處：

交通部運輸研究所運輸資訊組•電話：(02)23496880

國家書店：10485 臺北市中山區松江路 209 號 F1•電話：(02)25180207

五南文化廣場：40042 臺中市中山路 6 號 • 電話：(04)22260330

GPN：1009901603

ISBN：978-986-02-3678-1 (平裝)

著作財產權人：中華民國(代表機關：交通部運輸研究所)

本著作保留所有權利，欲利用本著作全部或部份內容者，須徵求交通部運輸研究所書面授權。

臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析
(3/4)

交通部運輸研究所

GPN: 1009901603

定價 200 元

交通部運輸研究所合作研究計畫出版品摘要表

出版品名稱：臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析(3/4)			
國際標準書號（或叢刊號） ISBN978-986-02-3678-1（平裝）	政府出版品統一編號 1009901603	運輸研究所出版品編號 99-62-7471	計畫編號 98-H3DB002
本所主辦單位：港研中心 主管：邱永芳 計畫主持人：邱永芳、蘇青和 研究人員：單誠基、李俊穎 參與人員：錢爾潔、陳正義 馬維倫、張麗瓊 聯絡電話：04-26587176 傳真號碼：04-26571329		合作研究單位：國立中山大學 計畫主持人：陳冠宇、陳陽益 研究人員：李孟學、林佳豪 地址：高雄市鼓山區蓮海路 70 號 聯絡電話：07-5252000-5353	
研究期間 自 98 年 3 月 至 98 年 12 月			
關鍵詞：互逆格林函數、放大率			
摘要： 本年度之主要目的為利用互逆格林函數之概念改進現有海嘯數值模式，提升運算效率並建立視窗化操作系統。 傳統海嘯模式屬於單波源全接收點形式，必須依賴初始條件及傳播路徑；互逆格林函數則是利用格林函數在線性系統之可逆性及對稱性，使得傳統計算方式變成全波元單接收點形式；如此，即可將大幅度減少對初始條件之依賴性，也可提高模式之運算效率，縮短計算時間。互逆格林函數之最大絕對值被稱為放大率，用來評估對於接收點威脅性最大之海嘯波源及危險程度，此一特點可有助於了解接收點對於不同來源之海嘯之影響程度。 結果顯示，發生在東海、琉球群島及龜山島一帶之海嘯，對於台北、基隆、蘇澳等三港威脅性最大；台灣東部海域所發生之海嘯對於花蓮港較具威脅；海嘯發生於中國泉州一帶，則對台中港最具威脅；若海嘯發生於澎湖群島及台灣西南海域一帶，則會對高雄港產生威脅。			
出版日期	頁數	定價	本出版品取得方式
99 年 5 月	140	200	凡屬機密性出版品均不對外公開。普通性出版品，公營、公益機關團體及學校可函洽本所免費贈閱；私人及私營機關團體可按定價價購。
機密等級： ☐ 密 ☐ 機密 ☐ 極機密 ☐ 絕對機密 （解密條件： ☐ 年 ☐ 月 ☐ 日解密， ☐ 公布後解密， ☐ 附件抽存後解密， ☐ 工作完成或會議終了時解密， ☐ 另行檢討後辦理解密） ☒ 普通			
備註：本研究之結論與建議不代表交通部之意見。			

**PUBLICATION ABSTRACTS OF RESEARCH PROJECTS
INSTITUTE OF TRANSPORTATION
MINISTRY OF TRANSPORTATION AND COMMUNICATIONS**

TITLE: Tsunami Affected Areas and Flooding Possibility on the Coast of Taiwan (3/4)			
ISBN (OR ISSN) ISBN978-986-02-3678-1 (pbk)	GOVERNMENT PUBLICATIONS NUMBER 1009901603	IOT SERIAL NUMBER 99-62-7471	PROJECT NUMBER 98-H3DB002
DIVISION: Harbor & Marine Technology Center DIVISION DIRECTOR: Chiu Yung-fang PRINCIPAL INVESTIGATOR: Chiu Yung-fang, Su Ching-ho PROJECT STAFF: Shan Chen-chi, Lee Chun-ting, Chien Er-jier, Chen Cheng-yi, Ma Wei-lun, Chang Lee-chung TEL: 886-4-26587133 FAX: 886-4-26564415			PROJECT PERIOD FROM March 2009 TO December 2009
RESEARCH AGENCY: NATIONAL SUN-YAT-SEN UNIVERSITY PRINCIPAL INVESTIGATOR: Chen Guan-yu, Chen Yang-yih PROJECT STAFF: Li Meng-syue, Lin Chia-hao ADDRESS: No.70, Lianhai Rd., Gushan District, Kaohsiung City 804, Taiwan (R.O.C.) PHONE: (07) 5252000 ext.5353			
KEY WORDS: Reciprocal Green's Function (GF), Max gain			
Abstract Using the reciprocal Green's Function (GF) to improve the computing efficiency of the traditional tsunami model and to create a visual interface system is the main purpose of this year. The traditional GF and the reciprocal GF are symmetric with respect to the source and the receiver. That is, the response at the receiver due to a unit forcing at the source is exactly the response at the source due to a unit forcing at receiver. This reciprocity property was proposed by Loomis as an efficient method for calculating GF: by computing the reciprocal GF based on the unit elevation at a specific point of interest receiver and recording the time series of every grid point in the ocean, the GF at receiver is obtained. Consequently, the tsunami height at the receiver can be obtained simply by multiplication and superposition. Xu (2007) proposed an all-source GF, which is exactly the reciprocal GF, to hasten the calculation process in tsunami forecast. The "max gain," which means the maximum absolute value of the surface elevation at each sea point, is proposed to characterize the response. The results show that Taipei, Keelung and Suao are vulnerable to tsunamis that occurring in the East China Sea and the Ryukyu Islands. Tsunamis occurring in the open Pacific Ocean in the east of Taiwan are hazardous to Hualien. Taichung is vulnerable to tsunamis occurring near Quanzhou, China. For Kaohsiung, the possible source of hazardous tsunamis is from the southwest of Taiwan.			
DATE OF PUBLICATION May 2010	NUMBER OF PAGES 140	PRICE 200	CLASSIFICATION ☐ RESTRICTED ☐ CONFIDENTIAL ☐ SECRET ☐ TOP SECRET ☒ UNCLASSIFIED
The views expressed in this publication are not necessarily those of the Ministry of Transportation and Communications.			

臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析(3/4)

目 錄

中文摘要.....	I
英文摘要.....	II
目錄.....	III
圖目錄.....	V
表目錄.....	VIII
第一章 緒論.....	1-1
1.1 前言.....	1-1
1.2 研究範圍與工作內容.....	1-1
1.3 工作項目及預期成就.....	1-2
1.4 前期成果.....	1-3
第二章 臺灣海嘯歷史紀錄及附近之隱沒帶.....	2-1
2.1 台灣歷史之海嘯.....	2-1
2.2 台灣附近海嘯潛勢區域及斷層概述.....	2-4
第三章 精進本土化海嘯數值模式.....	3-1
3.1 前期結論.....	3-1
3.2 傳統海嘯波源驅動模式.....	3-3
3.3 互逆格林函數.....	3-6
3.4 格林函數的計算模式設定.....	3-9
3.5 互逆格林函數的驗證.....	3-12

3.6 外海海嘯預報的格林函數應用(以高雄為例)	
及放大率(以基隆為例)	3-13
第四章 各國際港之格林函數及放大率.....	4-1
4-1 前言.....	4-1
4.2 各國際港之水位及到達時間.....	4-5
4.3 格林函數之放大率.....	4-15
4.4 各參數之敏感度分析.....	4-19
第五章 視窗化操作介面之海嘯波高查詢系統.....	5-1
5.1 介面操作系統之建立.....	5-1
5.2 參數之選擇.....	5-3
5.3 海嘯早期預警系統之規劃.....	5-4
第六章 結論與建議.....	6-1
參考文獻.....	參-1
附錄一 COMCOT 模式簡介.....	附 1-1
附錄二 PARI模式簡介.....	附2-1
附錄三 期中報告審查意見處理情形表.....	附 3-1
附錄四 期末報告審查意見處理情形表.....	附 4-1
附錄五 期末審查簡報.....	附 5-1

圖 目 錄

圖 2.1 台灣本島海域曾經引至海嘯之震央位址.....	2-4
圖 2.2 台灣本島海域附近之斷層分佈圖.....	2-5
圖 2.3 西南海域附近之斷層分佈圖.....	2-6
圖 2.4 整合基盤資料(江新春, 1976)與海底地形(Sibuet, 1998)	2-7
圖 3.1 斷層幾何形狀及座標系統.....	3-4
圖 3.2 斷層及映像斷層座標系統.....	3-5
圖 3.3 傳統格林函數與互逆格林函數之示意圖.....	3-8
圖 3.4 海嘯數值模式計算區域圖.....	3-10
圖 3.5 海嘯高度預報點(r 點)位置圖.....	3-10
圖 3.6 模式在 r 點設定 1 公尺初始水位.....	3-11
圖 3.7 r 點初始水位傳播 1 小時後.....	3-11
圖 3.8 r 點初始水位傳播 3 小時後.....	3-12
圖 3.9 互逆 GF 驗證點的位置圖.....	3-12
圖 3.10 利用 s、c1 及 c2 三點互相驗證 GF 與互逆 GF 的一致性	3-13
圖 3.11 在 s 點的海嘯起始高度.....	3-14
圖 3.12 於高雄港接收點 r 的海嘯高度預報.....	3-14
圖 3.13 基隆的最大放大率分佈圖.....	3-15
圖 4.1 高雄港.....	4-1
圖 4.2 基隆港.....	4-2
圖 4.3 台中港.....	4-2

圖 4.4 花蓮港.....	4-3
圖 4.5 台北港.....	4-3
圖 4.6 蘇澳港.....	4-4
圖 4.7 假設震央位址.....	4-6
圖 4.8 馬尼拉海溝 33 個子斷層之分布圖.....	4-7
圖 4.9 台中港在地震矩規模 8.0 下可能產生之最大波高及到達時間 (a)震源在西南部(b)震源在東部.....	4-8
圖 4.10 台北港在地震矩規模 8.0 下可能產生之最大波高及到達時間 (a)震源在西南部(b)震源在東部.....	4-9
圖 4.11 花蓮港在地震矩規模 8.0 下可能產生之最大波高及到達時間 (a)震源在西南部(b)震源在東部.....	4-10
圖 4.12 高雄港在地震矩規模 8.0 下可能產生之最大波高及到達時間 (a)震源在西南部(b)震源在東部.....	4-11
圖 4.13 基隆港在地震矩規模 7.0 下可能產生之最大波高及到達時間 (a)震源在西南部(b)震源在東部.....	4-12
圖 4.14 蘇澳港在地震矩規模 8.0 下可能產生之最大波高及到達時間 (a)震源在西南部(b)震源在東部.....	4-13
圖 4.15 各港在 180 分鐘內之最大波高.....	4-14
圖 4.16 各港在 180 分鐘內之最大波高之到達時間.....	4-14
圖 4.17 基隆港之放大率.....	4-16
圖 4.18 蘇澳港之放大率.....	4-16
圖 4.19 花蓮港之放大率.....	4-17

圖 4.20 台中港之放大率.....	4-17
圖 4.21 高雄港之放大率.....	4-18
圖 4.22 台北港之放大率.....	4-19
圖 4.23 滑移量與地震矩規模及最大水位之關係.....	4-20
圖 4.24 斷層長度與地震矩規模及最大水位之關係.....	4-20
圖 4.25 斷層寬度與地震矩規模及最大水位之關係.....	4-21
圖 5.1 GUI 程式設計環境.....	5-1
圖 5.2 視窗化操作系統之建立與排版.....	5-2
圖 5.3 編譯完成圖.....	5-3
圖 5.4 介面設計完成圖.....	5-3
圖 5.5 海嘯早期預警系統之初步規劃圖.....	5-6

表 目 錄

表 2.1 今村與飯田海嘯規模之分級表.....	2-1
表 2.2 可能發生過或侵襲過台灣之海嘯紀錄.....	2-2
表 2.3 NGDC 海嘯事件資料庫中臺灣海嘯之歷史紀錄.....	2-3
表 3.1 COMCOT 與 PARI 之比較.....	3-3
表 3.2 案例之斷層參數表.....	3-14
表 4.1 各港口計算點位、水深及離岸距離.....	4-4
表 4.2 假設震央之地層參數.....	4-6
表 5.1 馬尼拉海溝 33 個子斷層之斷層參數表.....	5-5

第一章 緒論

1.1 前言

臺灣屬於海島型國家，四面環海，重要進出口貿易均利用航運，加以臺灣海峽為往來南海及太平洋間之重要水道。此外，臺灣西岸地形較容易興建港口，故國內重要國際商港均集中在西岸，且多為人口稠密區或是都會區，故任何會影響港區之海洋災害均應進一步了解或研究。

目前我國並未如太平洋及印度洋周邊國家有其獨立之預警系統可供海嘯預警之用，其海嘯發生案例數也遠不如鄰近之日本，對於海嘯之研究自也略嫌不足。臺灣位於環太平洋地震帶，鄰近區域亦常發生海底地震；若地震於鄰近海域發生，則臺灣則可能受到海嘯波及，造成港區重大損失。事實上，自南亞海嘯後，週遭可能受地震與海嘯威脅的世界各國亦多開始致力於本土性海嘯預報系統之引進與研究及整合；相形之下，對於此一事前防範預警作業，目前我國進展甚為緩慢。再者，地震與海嘯皆屬天然重大災害，兩者相對照之下，雖都屬有高度之不可預測性，但海嘯傳播的時間甚長，若有足夠之預警時間以進行後續應變措施，則可大幅度受損程度。

1.2 研究範圍與工作內容

本年度預定先收集臺灣海峽及太平洋區域有可能發生發生海嘯區域之斷層帶或是隱沒帶，假設該區域發生海嘯後之外海海嘯波高，與其國內各重要商港所受之影響及災害範圍，並求其最大可能入射波高與流速分佈，評估台灣環島沿岸海嘯影響可能地區及危險程度之潛勢分析。然而，鄰近國家大多缺乏完整的海嘯預警系統，未必能即時發布海嘯警報；現有以美、日兩國為中心的北太平洋海嘯預警系統雖含括整個北太平洋海盆，但仍以跨海盆的遠域海嘯為主，我國近域之海嘯則難以顧及。因此本計劃第三年首先進行臺灣鄰近海域或遠區海域之可能發生海嘯隱沒帶、斷層等資料蒐集及分析。

國內的水下鑽探技術並不發達；再者，即使海底斷層資料如陸上斷層般齊全，仍不能準確描述海底地震發生時的狀況。因此本計劃第三年亦將評估可能影響臺灣主要商港(包括基隆港、臺北港、花蓮港及蘇澳港等)港區的海嘯發生範圍及其危險程度之潛勢分析，其方法則是建立臺灣主要商港海嘯數值模式之互逆格林函數。此互逆格林函數也可以快速求得臺灣環島海域之海嘯異常水位。

最後，為方便日後查詢及日後災害潛勢評估，將模擬結果利用 Matlab 內建的介面設計模組以視窗化介面進行彙整並測試。希望在研究結束後，能作為港務機關之應變參考。

本研究屬交通部運輸研究所「臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析」計畫規劃四年合作研究計畫之第三年，本年度之主要目的為改進現有海嘯數值模式，並蒐集台灣海峽及太平洋海嘯可能發生區域，模擬海嘯發生或鄰近國家發佈海嘯警報時，對台灣環島近岸及國內重要商港所產生的影響，並預測其可能之最大波高及流速分布。本計畫將配合運輸研究所防災科技研究計畫「臺灣近岸地震潛勢及海嘯影響範圍分析研究」之綱要計畫總目標，以進行相關配合研究。

1.3 工作項目及預期成就

本研究全期計有四年，本年度預期完成的工作項目有：

- 1.臺灣鄰近海域或遠域海域之可能發生海嘯隱沒帶、斷層等資料蒐集及分析。
- 2.精進本計畫建立之本土化海嘯數值模式，以快速求得臺灣環島海域之海嘯異常水位。
- 3.建立臺灣主要商港(包括基隆港、臺北港、花蓮港及蘇澳港等)海嘯數值模式之格林函數，評估港區影響可能範圍及危險程度之潛勢分析。
- 4.建立視窗化操作介面之海嘯波高查詢系統。
- 5.建構海嘯預警系統之初步規劃。

計畫完成後，預計本年度可以有下述之成果：

- 1.瞭解可能造成大海嘯的隱沒帶、斷層斷層運動，及預先掌握對臺灣環島近岸地區可能發生危險機率。
- 2.海嘯發生時，可快速求得各港區正確之外海海嘯波高。可應用在不同波源之外海海嘯波高計算，評估鄰近地區發生海嘯時對各大商港的影響。
- 3.引用格林函數原理減少遠域海嘯之計算時間與記憶容量需求。

本計畫完成後，預期之效益及應用則有

- 1.掌握可能造成大海嘯的斷層發生地震時，臺灣沿岸(港灣近岸港區為重點)之海嘯影響範圍與淹水潛勢，提供各港務局或觀光局，預先掌握對臺灣環島近岸地區可能發生之風險及因應措施。
- 2.了解海嘯在臺灣周遭海域發生時的傳播與溢淹特性，據以作為教育民眾防災自救知識的教材，供民眾緊急逃生用。
- 3.提供後續相關研究之依據。

1.4 前期成果

第二年具體完成事項有：

- 1.建立本土化之臺灣近海之海嘯數值模式。
- 2.模擬太平洋可能造成大海嘯的隱沒帶、斷層斷層運動，臺灣環島近岸地區最大可能入射波高與流速分佈(國內主要商港為重點)。並評估臺灣沿岸海嘯影響可能範圍及危險程度之潛勢分析。在國外發佈海嘯警報時，臺灣各港之最大可能入射波高資訊，可供港研中心及各港務局應變之依循。
- 3.建立鑑別海嘯邊緣波的方法，可更為正確估計波高分佈、傳播時間與破壞方式。
- 4.求得外海海嘯波高，可提供近岸海域或港區海嘯模擬時之邊界條件，未來將模擬海嘯在近岸周遭海域發生時的溢淹區域與流速分佈。

其具體結論事項為：

- 1.本文分別使用 PARI 與 COMCOT 海嘯數值模式，來模擬計算臺灣周邊海域的海嘯威脅與高雄市溢淹情形。海嘯威脅不僅只於海嘯本

身的波高及能量，本身的傳播方向、海底地形作用及震源遠近，都將帶來不同的影響。海嘯來臨時，能量多集中於前幾段的海嘯波。依歷史案例來評估臺灣周邊海域的海嘯威脅，以福建泉州影響臺灣中西部沿岸最為嚴重，因臺灣正好位於海嘯傳播之長軸方向；於臺中港產生最大波高約為 1m，最大流速約 3.4m/s；宜蘭外海龜山島海域屬於近岸震源，其海嘯波影響範圍為宜蘭沿岸與北海岸附近，在蘇澳港產生最大波高約 0.5 米，最大流速約 2.6m/s；而呂宋島西北方海域的影響則較集中於屏東、高雄及臺南沿岸，於高雄港的最大波高約 1.5 米及最大流速約 2.0m/s。至於遠域的海嘯威脅，其中以日本琉球群島最具潛在性危險，由古海嘯紀錄得知，基隆港曾受大海嘯襲擊，雖然模式模擬的海嘯波並非直接朝臺灣東北角而來，但已經對臺灣北海岸地區有不小的影響，其中蘇澳港產生 0.5 米波高，最大流速接近 1.00m/s。綜上所述，臺灣各港口所面臨的海嘯威脅以東北部(基隆港、蘇澳港)及西南部(高雄港、安平港)最具潛在性危險。

2.模式模擬高雄市外海發生地震矩規模為 9.0 所引發之海嘯；結果顯示海嘯波直撲高雄港，溢淹範圍北至高雄市左營區、三民區；東至高雄市小港區、高雄縣鳳山市與高雄市交界處附近，其受災範圍甚廣；且高雄港受到如此規模的海嘯侵襲，高雄港區內的水位變化持續震盪變化五小時後，水位才會逐漸下降趨於海水零位面。另外，從模式計算結果，地震矩規模 7.58 左右所產生之海嘯對高雄港始具有威脅性，依現有之數值地形資料顯示，若海嘯波高大於 5.5 米時，高雄市旗津區中部即有可能發生溢淹；若第一與第二出口處之最大波高約 3.0 米時，也有產生溢淹之可能性。

第二章 台灣海嘯紀錄及附近之隱沒帶

2.1 台灣歷史之海嘯

由於海嘯是一種罕見的天災，在早期科學記錄未必普遍，縱有其紀錄也難辨其真假，故海嘯之規模及可信度就必須做適當的分類；海嘯的大小多以海嘯規模表示。最常用的表示方法是今村(1942)與飯田(1958)所創之海嘯規模分級表(表2.1)。

表2.1 今村與飯田海嘯規模之分級表(取自徐明同(1981))

規模	說明
4	波高超過30公尺，被害區域達到沿岸500公里以上者。
3	波高超過10-20公尺，被害區域達到沿岸400公里以上者。
2	波高4-6公尺程度，可使部分房屋流失，人畜溺死者。
1	波高2公尺左右，損壞海濱的房屋，帶走船舶的程度。
0	波高1公尺左右，可能造成小災患者。
-1	波高50公分以下，通常無災患者。

我國對於海嘯研究起步甚晚，其相關資料及文獻記載也不甚完全，主要之資料來源多半都是歷史紀錄、地方傳言及中央氣象局之科學資料。也由於早期對於海嘯了解不多，故歷史文獻資料之可信度也多半需進一步考證。若將台灣及其鄰近地區的海嘯，不論海嘯可信度有多少都列入，則根據相關資料顯示(如表2.2)，台灣及附近地區共有數十個海嘯及疑似海嘯紀錄。但大部份的海嘯波高皆不大，也無重大之災情；從歷史文獻紀錄及斷層分佈綜合推測，基隆、安平及高雄曾經發生大海嘯事件是可信度較高的歷史事件，表2.2所用之信度，意謂海嘯事件發生之可能性。

表 2.2 可能發生過或侵襲過台灣之海嘯紀錄
(摘自許明光、李起彤(1996))

時 間	海嘯侵襲之地區	出處及文獻所提供之信度、海嘯規模(Mt)或浪高(H)
1604年12月29日	台灣海峽北部	(包澄瀾等，1991)
1661年1月8日	安平	Mt = 1，信度 = 4 (包澄瀾等，1991) Mt = 0，信度 = 4 (游明聖，1994)
1721年1月5日	台南	Mt = -1， 信度 = 4 (游明聖，1994)
1721年9月	台南	(包澄瀾等，1991)
1754年4月	淡水	Mt = 1， 信度 = 3 (包澄瀾等，1991)
1781年4-5月	高雄地區	Mt = 1， 信度 = 3 (包澄瀾等，1991) Mt > 2， 信度 = 4 (游明聖，1994)
1792年8月9日	彰化地區	(包澄瀾等，1991) Mt > 2， 信度 = 4 (游明聖，1994)
1866年6月11日	高雄地區	Mt = 0， 信度 = 4 (游明聖，1994)
1867年6月11日	基隆地區	Mt = 2， 信度 = 4 (包澄瀾等，1991) Mt = 2， 信度 = 4 (徐明同，1981) Mt = 2， 信度 = 4 (游明聖，1994)
1917年5月6日	台灣東部	Mt = -1， 信度 = 4 (包澄瀾等，1991) (徐明同，1981)
1918年5月1日	基隆	(楊春生等，1983)
1921年9月	台南	(馬宗晉等，1994)
1951年10月22日	東北部海域	Mt = -1， 信度 = 4 (徐明同，1981) (楊春生等，1983)
1963年2月13日	台灣東部	Mt = -1， 信度 = 4 (羽鳥德太郎，1994)
1966年3月13日	台灣東部	Mt = -1， 信度 = 4 (包澄瀾等，1991) Mt = 0， 信度 = 4 (羽鳥德太郎，1994)
1972年1月25日	台灣東部	Mt = 0， 信度 = 4 (羽鳥德太郎，1994)
1978年3月12日	蘭嶼	Mt = 0， 信度 = 4 (羽鳥德太郎，1994) (李德貴，1981)
1986年11月15日	台灣東部	花蓮2公尺，石垣島0.3公尺，宮古島0.45公尺 (許明光等，1994)
1996年2月17日	台灣(海嘯源區在印尼)	成功0.55公尺，鹽寮0.3公尺，基隆0.36公尺 (氣象局海象測報中心徐月娟)

另外從美國地質資料中心之海嘯事件資料庫(National Geophysical Data Center；NGDC)檢索西元1500~2009年發生於臺灣附近海域之海嘯記錄，如表2.3所示，其震央發生位址則如圖2.1所示，由於年代久遠故些許震央位址受限於科學儀器而應有所偏差，但仍可以大致觀察出大部分之震央約台灣東岸125公里之海域內。根據此項紀錄顯示，當時最大之地震規模為7.8，發生於台灣東岸。

表 2.3 NGDC 海嘯事件資料庫中臺灣海嘯之歷史紀錄

發生時間						海嘯資訊				
						地震規模	國家	震央位址	緯度	經度
1661	1	8				<u>6.4</u>	TAIWAN	TAIWAN	23.000	120.100
1661	2	15				<u>6.0</u>	TAIWAN	TAINAN	23.000	120.200
1721						<u>*</u>	TAIWAN	TAINAN	23.000	120.200
1792	8	9				<u>6.0</u>	TAIWAN	TAINAN	23.600	120.500
1853	10	29					TAIWAN	E. TAIWAN-RYUKYU ISLANDS		
1903	9	7				<u>*</u>	TAIWAN	TAIWAN		
1917	5	6	12	19		<u>5.8</u>	TAIWAN	TAIWAN	23.200	121.600
1922	9	1	19	16	6.0	<u>7.6</u>	TAIWAN	TAIWAN	24.500	122.000
1951	10	22	5	43	1.0	<u>7.3</u>	TAIWAN	TAIWAN	23.800	121.700
1963	2	13	8	50	4.5	<u>7.3</u>	TAIWAN	E. TAIWAN-RYUKYU ISLANDS	24.400	122.100
1966	3	12	16	31	21.8	<u>7.6</u>	TAIWAN	E. TAIWAN-RYUKYU ISLANDS	24.100	122.600
1972	1	25	2	6	23.3	<u>7.5</u>	TAIWAN	E. TAIWAN	22.500	122.300
1978	7	23	14	42	36.9	<u>7.4</u>	TAIWAN	TAIWAN	22.282	121.512
1986	11	14	21	20	10.5	<u>7.8</u>	TAIWAN	TAIWAN	23.901	121.574
1990	12	13	19	50	17.8	<u>6.3</u>	TAIWAN	TAIWAN	23.722	121.627
1998	5	3	23	30	21.9	<u>7.5</u>	TAIWAN	TAIWAN: SOUTHEAST OF	22.306	125.308
2001	12	18	4	2	58.2	<u>6.8</u>	TAIWAN	TAIWAN	23.954	122.734
2002	3	31	6	52	50.4	<u>7.1</u>	TAIWAN	TAIWAN	24.279	122.179
2006	12	26	12	26	21.4	<u>7.0</u>	TAIWAN	TAIWAN	21.799	120.547

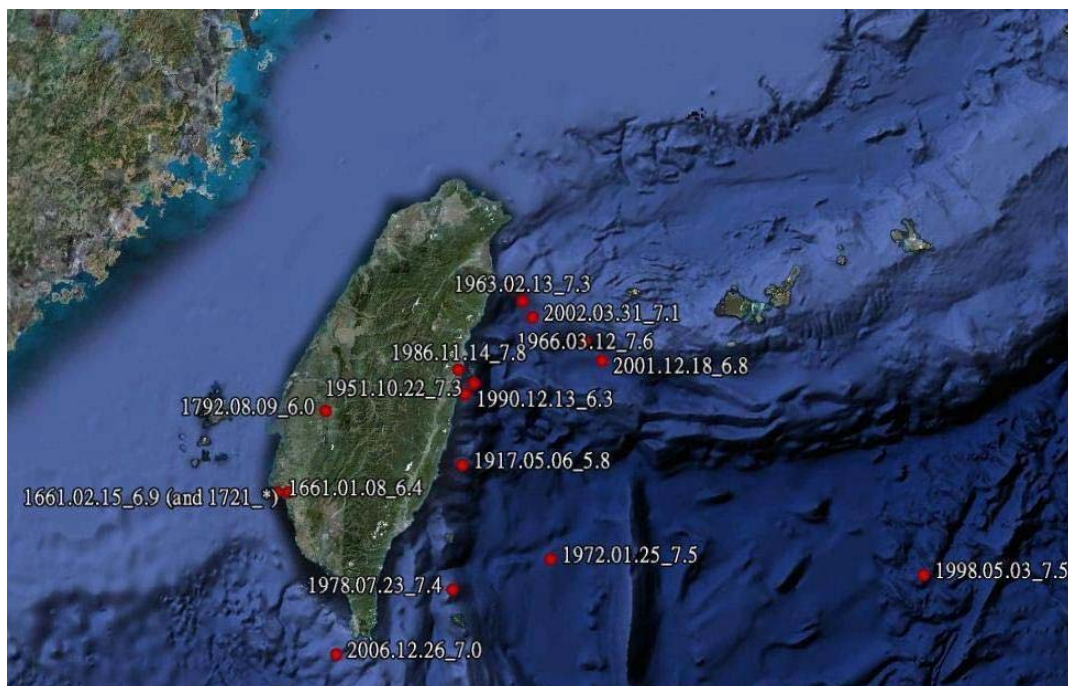


圖 2.1 台灣本島海域曾經引至海嘯之震央位址

2.2 台灣附近海嘯潛勢區域及斷層概述

海嘯發生與逆斷層系統所產生的地震息息相關，圖2.2為台灣近海斷層之分佈圖。由此圖可以觀察得知，台灣位於板塊交界處，自沖繩海槽附近進入台灣本島後連接西南海域之馬尼拉斷層，宜蘭外海之金山斷層及沖繩海槽、台南市西側海域、以及西南海域斷層帶是主要斷層連續帶，其長度、寬度皆屬未知；以上斷層分佈皆與歷史上海嘯之記載相符，若以地震發生可能性而言，自然以基隆、安平及高雄周遭海域為最可能發生海嘯之地點，此三處地點正巧皆屬台灣重要商港及國際港，高雄市更屬全國經濟重鎮，若有發生海嘯之虞時，其對於該地威脅性也愈大。

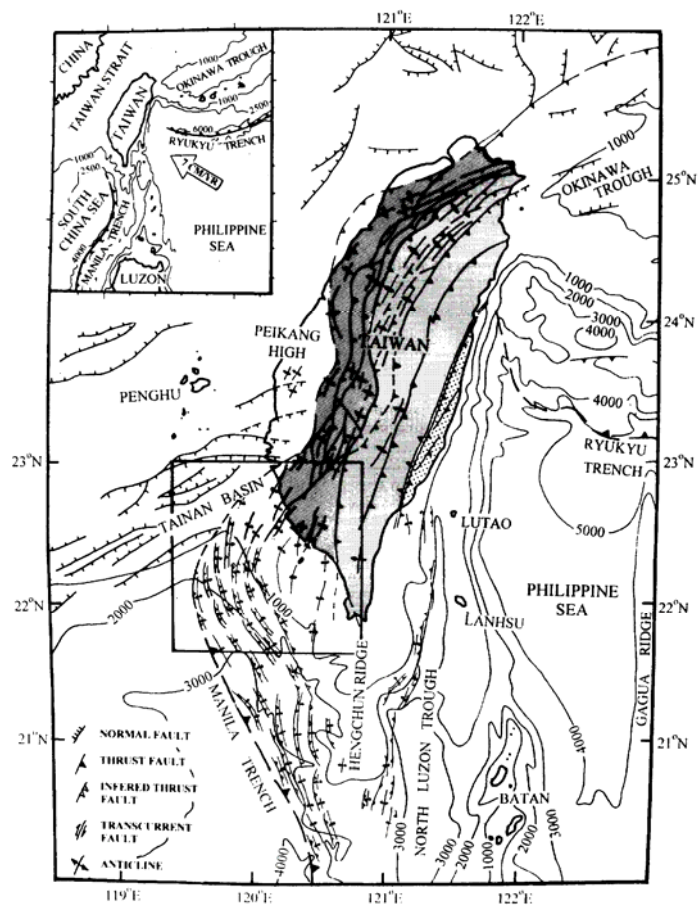


圖 2.2 台灣本島海域附近之斷層分佈圖(取自 LIU 等.1997)

臺灣西南部與南部海域雖然較少活動斷層，地震頻率及規模均較少，但2006年兩起規模6以上之地震在此區產生，圖2.3也顯示台灣西南海域有許多斷層帶。再加上位於臺灣南方的菲律賓與臺灣同屬於菲律賓海板塊與歐亞板塊的聚合帶，地震頻繁，呂宋島有許多活動斷層延伸至海域，大規模斷層活動可能引發海嘯，於數十分鐘至一小時即可到達臺灣西南部海域，衝擊臺灣南部及西南部海岸。美國地質協會(USGS)學者專家即認為是馬尼拉海溝下一個有可能發生海嘯的地點之一。

由圖2.3可以看出台灣陸地斷層其實往南延伸至海底，故對某些海底斷層，可以從陸地露頭推測之性質。其中馬尼拉海溝為重要之斷層系統，由此圖也可以看出馬尼拉海溝自呂宋島北方一路延伸至台灣海域。

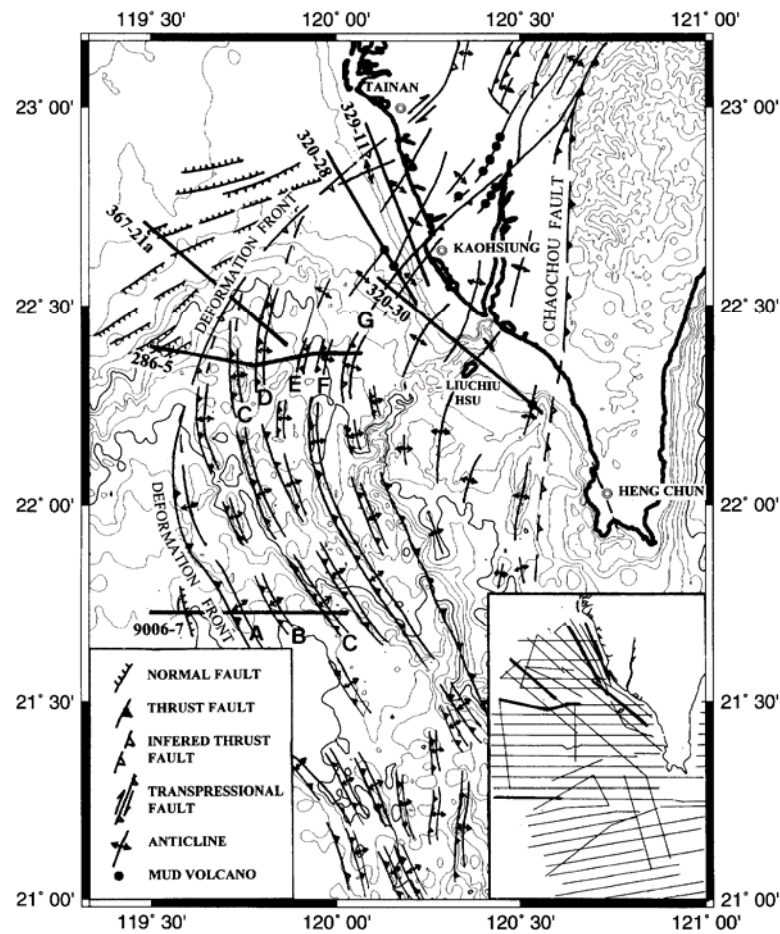


圖 2.3 西南海域附近之斷層分佈圖(取自 Liu 等,1997)

東北方海域主要是在宜蘭龜山島附近海域以及基隆外海之金山斷層。蘭陽平原位於台灣的東北部，外形為一個三角形向東開口的沖積盆地。由於沖繩海槽緊鄰在其東側，而且直觀上沖繩海槽與蘭陽平原間的地形特徵幾乎是相連接的，故研究認為蘭陽平原的構造成因應與沖繩海槽一致，即菲律賓海板塊沿著琉球弧溝系統向西北方向隱沒時，所引起沖繩海槽弧後張裂機制可往西延伸到蘭陽平原；其他的地質及地球物理觀測似乎也支持這一個模式(Tsai et al. 1975; Sibuet et al. 1998)。由圖2.4(江，1976；Sibuet，1998)所示，位於蘭陽平原北部的盆地張列軸與沖繩海槽的第一期張裂中心相連接，主要的微震分佈呈現東北往西南方向。

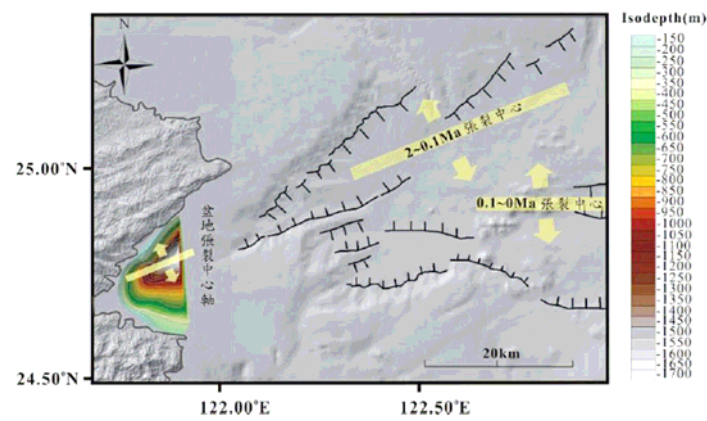


圖 2.4 整合基盤資料(江新春，1976)與海底地形(Sibuet，1998)
(黑色線段為沖繩海槽的斷層構造線，黃色長條與箭頭為沖繩海槽的張裂中心)

台灣東北方的琉球群島及日本海域均為地震頻繁地區，與台灣的距離在2000公里以內，這些海域發生的大規模地震活動所引發的海嘯亦將有可能侵襲台灣東北部。

至於台灣海峽西岸，中國大陸東南沿岸地震帶的地質構造，較重要的特徵是沿岸地區東西兩端分別出現西北向地震帶及東北偏東向地震帶交匯和疊加。東端即泉州至南澳一帶，主要是巴士系走滑地震帶(梁勞，1998)，而海嘯波的主要能量傳播方向與濱海斷裂帶伸延方向正交，因此這些海嘯影響台灣西部地區的機會甚大。

第三章 精進本土化海嘯數值模式

由於現行海嘯模式均必須假設斷層位址(即必須先得知初始條件)，方可藉此計算可能之影響範圍，即是由一點源計算全域之反應；這種模式最大缺點是計算效率，必須利用高規格電腦設備進行計算，對於預報及資料庫建立有困難；而且，就實務上來說，並非全域皆為防災之重點區域，計算全域之反應並不切實際；此外，預先得知可能之震央也是一困難點。Xu(2007)提出一種由可由受災區反算可能的斷層位址之格林函數演算模式，可有效避免傳統模式之問題，本年度計畫執行擬採用此一觀念進行其他港區之模擬。

3.1 前期結論

茲將前期重要結論摘要如下：

1. 本文分別使用 PARI 與 COMCOT 海嘯數值模式，來模擬計算臺灣周邊海域的海嘯威脅與高雄市溢淹情形。海嘯威脅不僅只於海嘯本身的波高及能量，本身的傳播方向、海底地形作用及震源遠近，都將帶來不同的影響。海嘯來臨時，能量多集中於前幾段的海嘯波。依歷史案例來評估臺灣周邊海域的海嘯威脅，以福建泉州影響臺灣中西部沿岸最為嚴重，因臺灣正好位於海嘯傳播之長軸方向；於臺中港產生最大波高約為 1m，最大流速約 3.4m/s；宜蘭外海龜山島海域屬於近岸震源，其海嘯波影響範圍為宜蘭沿岸與北海岸附近，在蘇澳港產生最大波高約 0.5 米，最大流速約 2.6m/s；而呂宋島西北方海域的影響則較集中於屏東、高雄及臺南沿岸，於高雄港的最大波高約 1.5 米及最大流速約 2.0m/s。至於遠域的海嘯威脅，其中以日本琉球群島最具潛在性危險，由古海嘯紀錄得知，基隆港曾受大海嘯襲擊，雖然模式模擬的海嘯波並非直接朝臺灣東北角而來，但已經對臺灣北海岸地區有不小的影響，其中蘇澳港產生 0.5 米波高，最大流速接近 1.00m/s。綜上所述，臺灣各港口所面臨的海嘯威脅以東北部(基隆港、蘇澳港)及西南部(高雄港、安平港)最具潛在性危險。

2.模式模擬高雄市外海發生地震矩規模為 9.所引發之海嘯；結果顯示海嘯波直撲高雄港，溢淹範圍北至高雄市左營區、三民區；東至高雄市小港區、高雄縣鳳山市與高雄市交界處附近，其受災範圍甚廣；且高雄港受到如此規模的海嘯侵襲，高雄港區內的水位變化持續震盪變化五小時後，水位才會逐漸下降趨於海水零位面。另外，從模式計算結果，高雄港可抵禦的海嘯威脅為地震矩規模 7.58 左右，高雄市旗津區中部可抵抗之最大波高約 5.5 米，第一與第二出口處附近可抵抗的最大波高約 3.0 米。

3.PARI 與 COMCOT 模式之異同，如表 3.1 所列。

表 3.1 COMCOT 與 PARI 之比較

項目	COMCOT	PARI
適用範圍	主要提供海嘯數值模式計算，可用以計算線性長波、非線性長波及溯上，並提供多種造波方式建立初始水位。	提供垂直方向分層計算功能；並且同時提供海嘯及暴潮計算，可用來計算線性長波、非線性長波及溯上(含結構物之越波)。
控制方程式	遠域採用球面座標系下之布斯尼克方程式，近岸地區則改用卡氏座標式	使用卡氏座標系之 N-S 方程式
網格配置及水陸邊界設定	兩模式在近岸處皆採用巢狀網格，但 PARI 模式另針對海岸結構物設有越波邊界條件	
海嘯初始條件	兩模式皆使用 Mansinha & Smylie(1971)彈性理論，建立海嘯波形與海底斷層之關係；另 COMCOT 提供 Osaka (1985)斷層理論作為另一選項。	
運算效率	以南亞海嘯而言，COMCOT 有較佳之運算效率	
模擬結果	以南亞海嘯中馬爾地夫水位資料比對顯示，PARI 結果較接近實測水位及發生時間；但兩模式皆小於實測水位。	

3.2 傳統海嘯波源驅動模式

由於大多數的海嘯成因起源於海底地震，所以一般海嘯數值模式之海嘯初始水位藉由海底斷層模式來驅動，基本上起始海水面的變動是利用海床位移量的計算來產生初始水位，假設海水為不可壓縮；當海床產生錯動，則垂直方向上的海水面也會產生瞬間的變動，亦即地震與海水面變動的發生視為同一時間。海床位移量是由走向滑距(strike-slip displacement)及傾向滑距(dip-slip displacement)所構成，本計

劃使用的斷層模式是Mansinha and Smylie(1971)的彈性半空間錯移模型(elastic half-space dislocation model)，主要是計算走向滑距及傾向滑距在垂直地表方向的分量，即垂直位移的總量。

簡單來說海床位移量是由走向滑距 (strike-slip displacement)及傾向滑距(dip-slip displacement)所構成，本研究所使用的斷層模式主要是計算走向滑距及傾向滑距在垂直地表方向的分量，即垂直位移的總量。彈性錯移理論(elastic dislocation theory)，即斷層在j方向的錯動造成均質均向的彈性半空間所產生i方向的位移場 Δu_j ，並對整個矩形斷層錯動範圍積分；其關係式為：

$$u_i = \int_{\Sigma} \Delta u_j \left[\lambda \delta_{jk} \frac{\partial u_i^l}{\partial \xi_l} + \mu \left(\frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right) \right] v_k dS \quad (3.1)$$

其中 v_k 為 Σ 向外的垂直向量、 λ 與 μ 為拉梅常數(Lamé constants)、 u_i^j 為受到破裂面(ξ_1, ξ_2, ξ_3)上j方向單位應力作用而在地表(x_1, x_2, x_3)於i方向上的位移。

假設一矩形斷層座標系統如圖3.1所示，其中 ξ 方向代表斷層傾角的正下方，而走向滑距(strike-slip displacement)和傾向滑距(dip-slip displacement)可分別用(3.2)與(3.3)式表示，其涵蓋範圍為 $-L \leq \xi_1 \leq L$ ，以及 $d \leq \xi_2 \leq D$ ：有

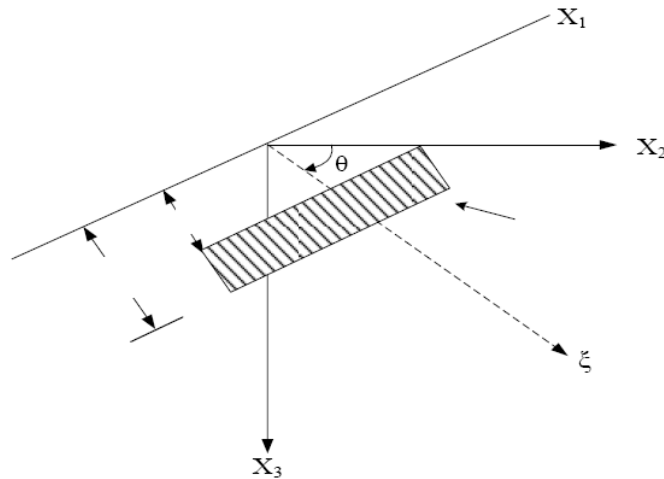


圖3.1 斷層幾何形狀及座標系統

$$u_{is} = \mu U_1 \int_d^D \int_{-L}^L \left[\left(\frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_2} + \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_1} \right) \sin \theta - \left(\frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_1} \right) \cos \theta \right] d\xi_1 d\xi_2 \quad (3.2)$$

$$u_{id} = \mu U \int_d^D \int_{-L}^L \left[2 \left(\sin \theta \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi} - \cos \theta \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi} \right) + \left(\frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_2} - \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_3} \right) \right] d\xi_1 d\xi_2 \quad (3.3)$$

其中， ξ =震源深度($\sin \theta$)+斷層寬度(w)、 ξ_1 =斷層長度/2、 $\xi_2 = \xi \times \cos \theta$ 、 $\xi_3 = \xi \times \sin \theta$ 。由於斷層面是位於地底下，為了計算地下錯動對地面上位移的關係，則須將斷層面作座標轉換，如下圖3.2所示，並有

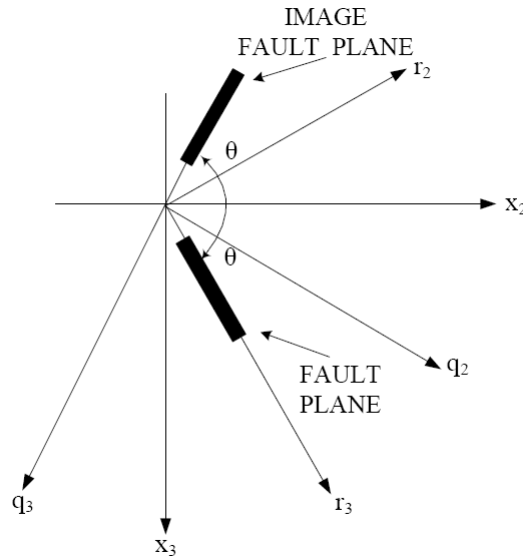


圖3.2 斷層及映像斷層座標系統

$$\begin{aligned} S &= \left[(x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 + \xi_3)^2 \right]^{1/2} \\ R &= \left[(x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 - \xi_3)^2 \right]^{1/2} \\ r_2 &= x_2 \sin \theta - x_3 \cos \theta, & r_3 &= x_2 \cos \theta + x_3 \sin \theta \\ q_2 &= x_2 \sin \theta + x_3 \cos \theta, & q_3 &= -x_2 \cos \theta + x_3 \sin \theta \end{aligned} \quad (3.4)$$

其中， R 和 S 分別代表斷層面上的震源點(ξ_1, ξ_2, ξ_3)至地表(x_1, x_2, x_3)的距離，以及對映像斷層面上的震源點(ξ_1, ξ_2, ξ_3)至地表(x_1, x_2, x_3)的距離。 r_2, r_3 及 q_2, q_3 分別代表斷層面及映像面的垂直及向下傾斜之座標，由此可將 R 和 S 以新座標表示為：

$$\begin{aligned}
S &= \left[(x_1 - \xi_1)^2 + h^2 \right]^{1/2} = \left[k^2 + (q_3 + \xi)^2 \right]^{1/2} \\
R &= \left[(x_1 - \xi_1)^2 + r_2^2 + (r_3 - \xi)^2 \right]^{1/2} \\
h &= \left[q_2^2 + (q_3 + \xi)^2 \right]^{1/2} \\
k &= \left[(x_1 - \xi_1)^2 + q_2^2 \right]^{1/2}
\end{aligned} \tag{3.5}$$

其中，h是S在 $x_1 = 0$ 平面即地表切平面上的投影，而k是在 $q_3 = 0$ 平面上的投影。最後經過座標轉換後，計算出斷層傾向滑距及走向滑距在地面上產生的垂直位移分量如下：

走向滑距(strike-slip displacement)在 x_3 方向之位移量為：

$$\begin{aligned}
\frac{12\pi}{U_1} u_3 = & \cos \delta \left(a_1 + b_1 a_2 - b_2 a_4 \right) + \frac{b_3}{R} + 2 \sin \delta \frac{b_4}{S} \\
& - \frac{b_5}{R \exp(a_1)} + \frac{b_7 - b_8}{S \exp(a_2)} + \frac{b_{10} b_{11}}{S^3} - \frac{b_{12} b_{13}}{b_{14}}
\end{aligned} \tag{3.6}$$

傾向滑距(dip-slip displacement)在 x_3 方向之位移量則為：

$$\begin{aligned}
\frac{12\pi}{U} u_3 = & \sin \delta (x_2 - \xi_2) \left[\frac{2(x_3 - \xi_3)}{R \exp(a_5)} + \frac{4(x_3 - \xi_3)}{S \exp(a_6)} - 4\xi_3 x_3 (x_3 + \xi_3) \frac{S + \exp(a_6)}{S^3 (\exp(a_6))^2} \right] \\
& - 3 \sin \delta \left[2 \tan^{-1} \left[\frac{(x_1 - \xi_1)(x_2 - \xi_2)}{(h + x_3 + \xi_3)(S + h)} \right] - \tan^{-1} \left[\frac{(x_1 - \xi_1)(r_3 - \xi)}{r_2 R} \right] \right] \\
& - 6 \sin \delta \tan^{-1} \left[\frac{(x_1 - \xi_1)(q_3 + \xi)}{q_2 S} \right] + \cos \delta \left[a_5 - a_6 - \frac{2(x_3 - \xi_3)^2}{R \exp(a_5)} \right] \\
& - 4 \cos \delta \left[\frac{x_3^2 + x_3 \xi_3 + \xi_3^2}{S \exp(a_6)} + \xi_3 x_3 (x_3 + \xi_3)^2 \frac{S + \exp(a_6)}{S^3 (\exp(a_6))^2} \right] \\
& + 3 x_3 \sin 2\delta \left[\frac{2(q_3 + \xi)}{S \exp(a_6)} + \frac{(x_1 - \xi_1)}{S \exp(a_2)} + \frac{q_2 \cos 2\delta}{S \exp(a_6)} \right]
\end{aligned} \tag{3.7}$$

這種驅動模式最大之缺失在於必須事先知道或猜測特定之震央，地震之預報離應用階段仍有一段距離，故實務上這是有困難的；另一方面，斷層參數也無法事先得知，必須在地震發生後，根據理論公式推求所需之參數，缺乏一致性，對於預報來說也是一項困難。

3.3 互逆格林函數

本研究所採用之基本理論稱為互逆格林函數，其構想主要源自 Xu(2007)；由前節可知，傳統海嘯模式之最大缺點，在於必須知道海嘯之震央、藉以海嘯之傳播路徑及受災範圍。但依照傳統模式運算進行實務海嘯預報作業在效率上顯有不及；Xu(2007)指出利用互逆格林函數可以降低對初始條件之依賴性及提高計算效率。

儘管海嘯波靠近近岸時會呈現高度非線性變化，但在水深深於50公尺的海域，線性淺水方程式能適用於描述其傳播過程(Shuto,1991)，故線性格林函數之可逆性仍可適用。格林函數的運用在傳統上觀察線性系統中波源所造成的反應，而格林函數通常以波源振幅表示，如果區域內各點的格林函數已經求得，只要計算起始波源的水位與其格林函數的乘積後進行加總，便可得知波源對各點所引起的水位變化。

上述的格林函數(Green's Function, 以下以GF簡稱)是表現區域內各點對應波源所產生的反應。若s表示波源位置(source)，而r則為接收位置(receiver, 即是計算點位)，傳統海嘯模式是屬於單波源全接收點(one-source-all-receiver)的形式，換句話說就是以一個已知之波源s計算所有點位r的反應，其GF即是由s到r；而其逆向的GF代表以r產生的單位波源振幅，在s所造成的反應。

Loomis(1979)觀察到GF及其互逆GF對於s和r是呈現對稱的形式，亦即相同的波源出現在s所造成對r的反應相當於出現在r所造成對s的反應，Loomis所提的互逆特性可以提高計算各點GF的效益，只要計算s傳播後對所有r的GF，等同於得知當任何r出現波源時對s造成的反應。

以上由圖3.3說明其概念，對某一個接收點r而言，由於可能有許多未知震源，故用 s_i 來表示所有可能之震源，其GF即是由 s_i 到r。由於格林函數具有可逆性，所以任一點 s_i 之單位振幅對r所造成之反應(即是格林函數)等於r之單位振幅對 s_i 所造成的反應；所以當海嘯發生時，僅需利用相關斷層參數得知起始水位後，做簡單之乘積加總後即可獲得與傳統海嘯模式運算後相同之結果。

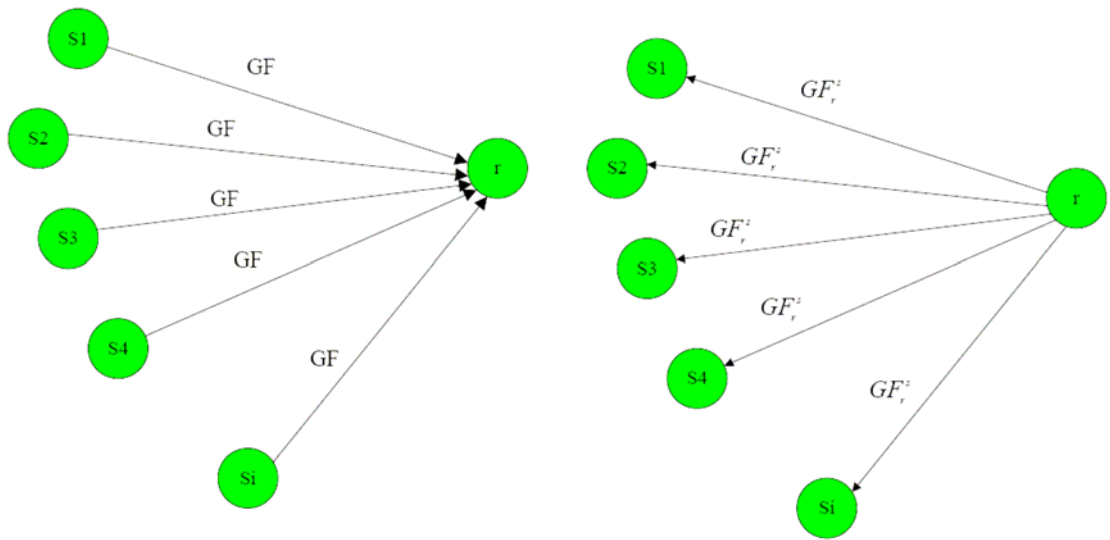


圖 3.3 傳統格林函數與互逆格林函數之示意圖

簡易之理論說明如下：為了解區域內任何s點發生海嘯時，其當地水位將對r點位置的造成多大的水位高度，故先計算所有r點對應s點的GF。首先將某一時段內各r點的水位經(3.7)式正規化便是r點傳播至各點的GF值，又因波源振幅為1公尺，所以模式計算後的水位值即為GF值。再根據GF的互逆性質，r點對應s點的GF等同於s點對應r點的GF((3.8)式)。只要透過(3.9)式作簡單的乘積與加總就可到s點在海嘯發生後的該時段水位變化。

$$GF_r^s = \frac{r\text{點水位}}{\text{波源}s\text{之初始水位}} \quad (3.7)$$

$$GF_s^r = GF_r^s \quad (3.8)$$

$$H_{r,t} = \sum_{r=1}^N \sum_{t=1}^M (GF_{r,t} * H_{s,1}) \quad (3.9)$$

其中(3.9)式的 $H_{r,t}$ 為各接收點(或是預報點位)r在時間t的水位高度， $GF_{r,t}$ 為各r點在時間t的GF， $H_{s,1}$ 各波源點的初始水位高度，N為所有r點的總數，M為總時間長度。

Xu (2007)曾提出以互逆格林函數的最大絕對值代表可能有影響接收點之海嘯發生範圍及其危險程度，並稱此互逆格林函數的最大絕對

值為最大放大率(max gain)。若格林函數最大值(最大放大率max gain)很大，即相對波高值很大，當地發生的海嘯會嚴重影響互逆格林函數的原點(即初始具單位水位高程的位置)。

有鑒於 2004 年南亞大海嘯所造成的災害，海嘯的預警便成為海岸防災重要的一環。對海嘯防災而言，人口密集的地點才是重點地區，而防災的目的在於有效減少生命財產損失。本計劃根據互逆GF的觀點(即RGF)，快速預報各港外的海嘯高度。

3.4 格林函數的計算模式設定

本計劃使用海嘯數值模式COMCOT (Liu et al.,1998)計算水位傳播，模式可選用的淺水方程式包含線性或非線性兩者，既然線性淺水方程式足以描述海嘯波在海域深度超過 50 公尺的變化，在此採用線性的部分((3.7)-(3.9)式)，不考慮非線性及摩擦力的影響。模式區域範圍在東經 117° 至 125°，北緯 19° 至 27° (圖 3.4)，網格點 481*481，解析度 1 分。以高雄為例，首先在高雄港外水深 50 公尺的定點s(圖 3.5)，並且給予水位高度 1 公尺當成波源振幅，經模式計算水位傳播 3 小時(圖 3.6-3.8)，除s點之外，所有的點皆視為接收點r，而s點即為之後海嘯高度預報的水位點。

$$S_t + Q_x + R_y = 0 \quad (3.6)$$

$$Q_t + gdS_x = 0 \quad (3.7)$$

$$R_t + gdS_y = 0 \quad (3.8)$$

其中 S 為水位高度，Q、R 各為 x、y 方向的流量， d 為總水深， g 為重力加速度。故對於接收點而言，其互逆格林函數值可事先建立資料庫，當地震發生時，僅需知道初始水位後，即可預測當地之實際水位。

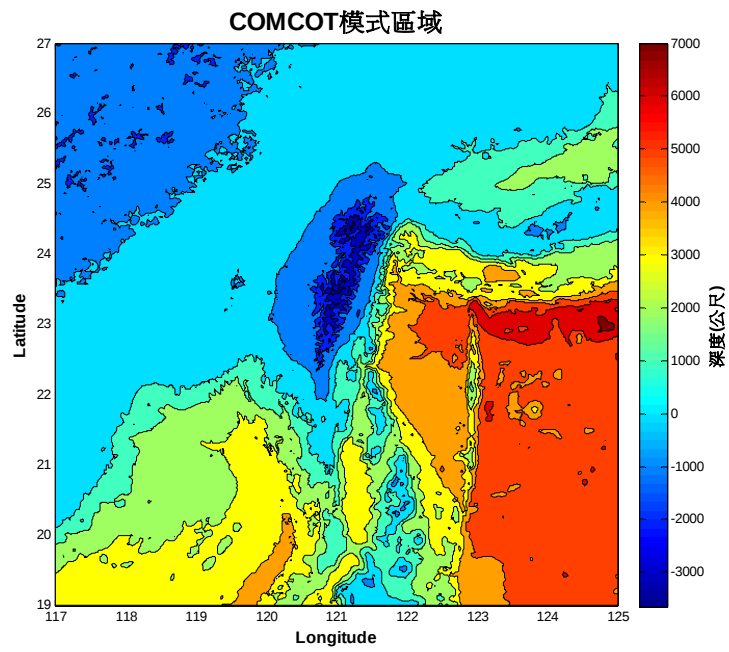


圖 3.4 海嘯數值模式計算區域圖

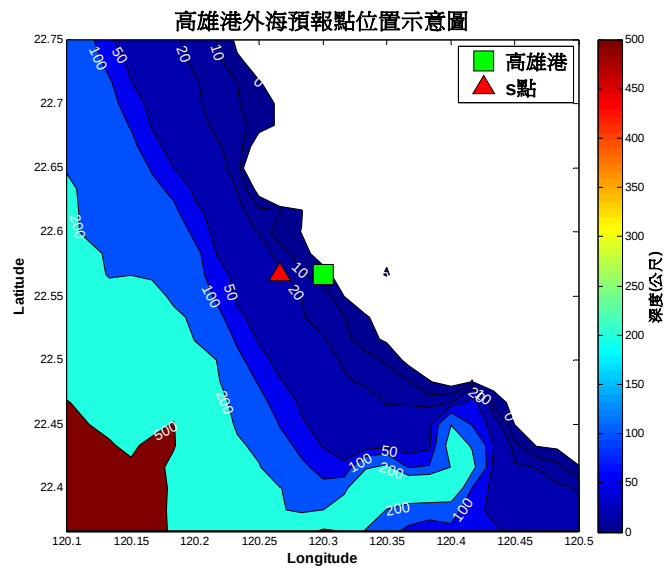
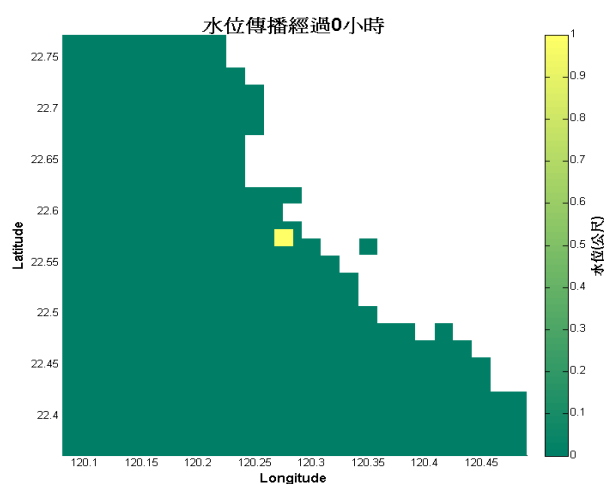


圖 3.5 海嘯高度預報點(r 點)位置圖



錯誤! 尚未定

義書籤。

圖 3.6 模式在 r 點設定 1 公尺初始水位

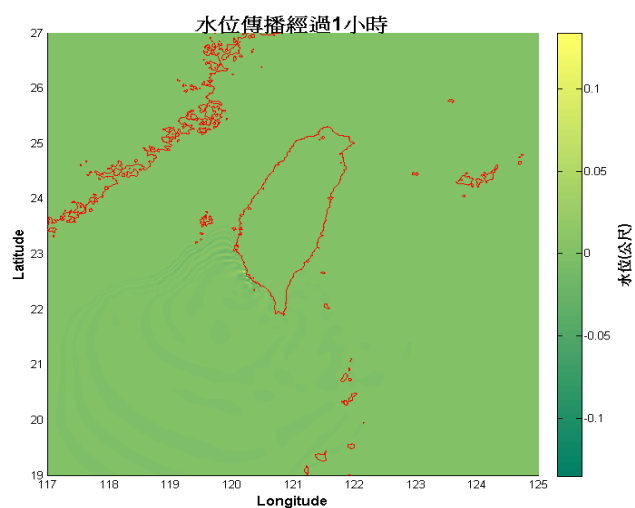


圖 3.7 r 點初始水位傳播 1 小時後

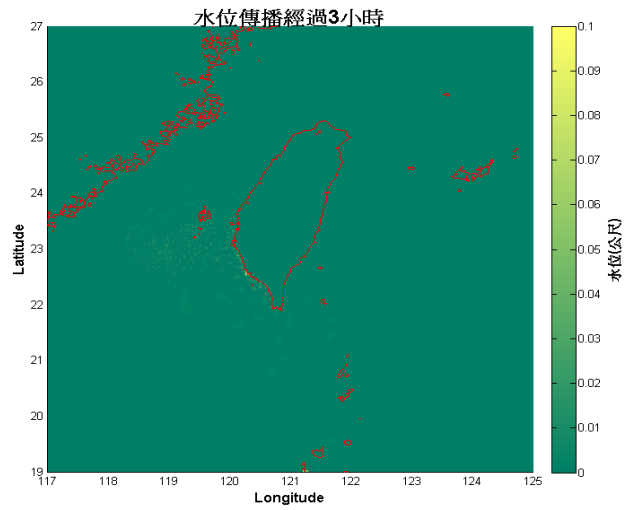


圖 3.8 r 點初始水位傳播 3 小時後

3.5 互逆格林函數的驗證

為了驗證由模式所計算出的 GF 是否符合(3.8)式，在此選擇 s 點設置起始波源進行模式水位傳播，之後各別在 c1 與 c2 點(圖 3.9)設置同樣波源進行傳播，由這三次模擬可得到 s、c1、c2 三點相互傳播的 GF (圖 3.10)，基本上互傳的結果相一致，儘管由數值模式計算產生的誤差導致了微小差異。

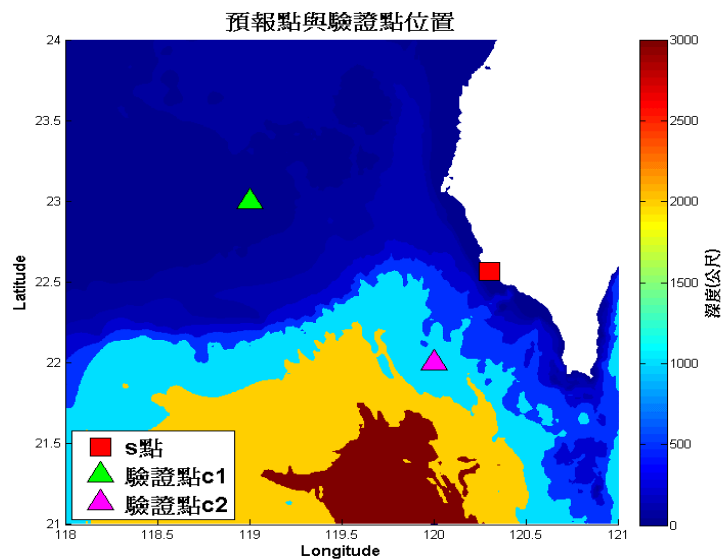


圖 3.9 互逆 GF 驗證點的位置圖

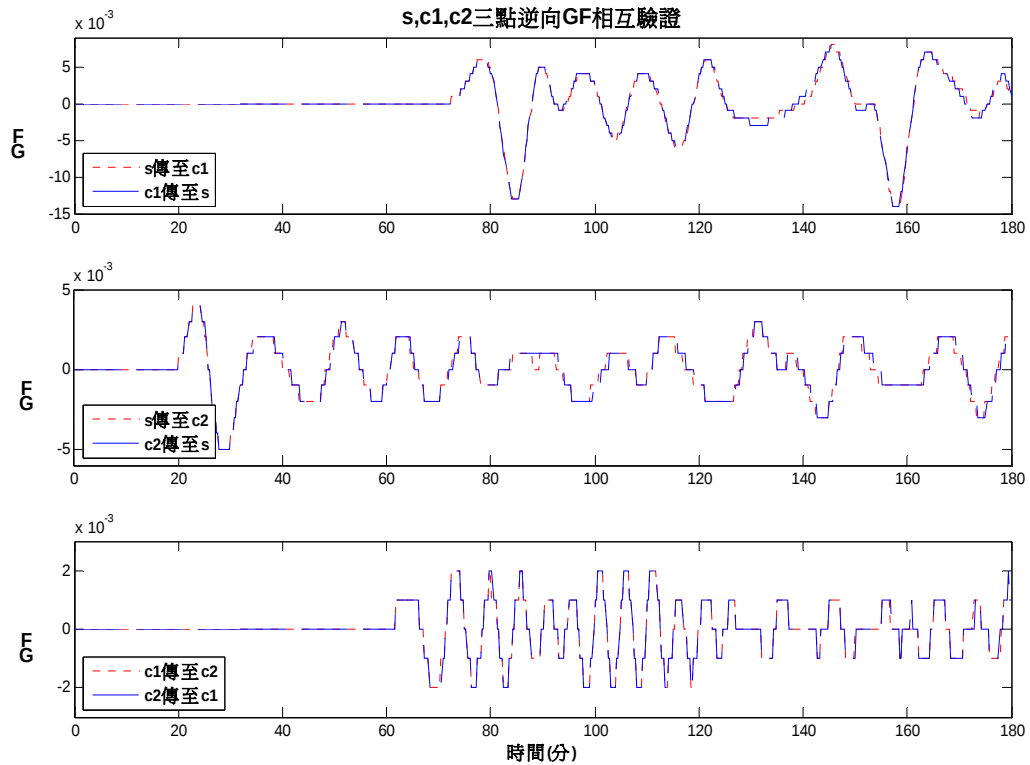


圖 3.10 利用 s、c1 及 c2 三點互相驗證 GF 與互逆 GF 的一致性

3.6 外海海嘯預報的格林函數應用(以高雄為例)及放大率(以基隆為例)

將波源區的所有格林函數乘上當地海床的垂直位移後相疊加，即可求出海嘯高度與到達時間。以下進行案例測試來了解發生海嘯對接收點r的水位影響，第一次試驗代入斷層模式所用的參數同陳(2007) 引用的 2006 年恆春大地震斷層參數，其參數來源為Harvard CMT世界地震網，使用的地震規模為Kanamori(1977)提出的地震矩規模(moment magnitude, Mw)，因第二場地震對水位影響不大(陳, 2007)，所以僅採用第一場地震的斷層參數。案例假設震央在東經 119.5°、北緯 21.5° 發生地震矩規模高達 8 的海底地震所引發的海嘯，斷層參數如表 3.2。

表 3.2 案例之斷層參數表

震央位置	東經 119.5° 北緯 21.5°
震源深度	5000 公尺
斷層長度	119735 公尺
斷層寬度	59867.4 公尺
平均滑移量	3.53 公尺
strike direction	329 度
dip angle	15 度
slip angle	110 度
地震矩規模	8.0

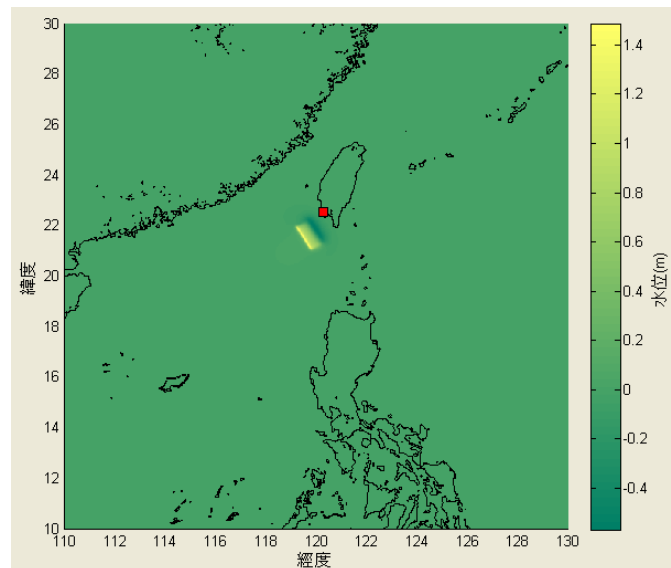


圖 3.11 在 s 點的海嘯起始高度

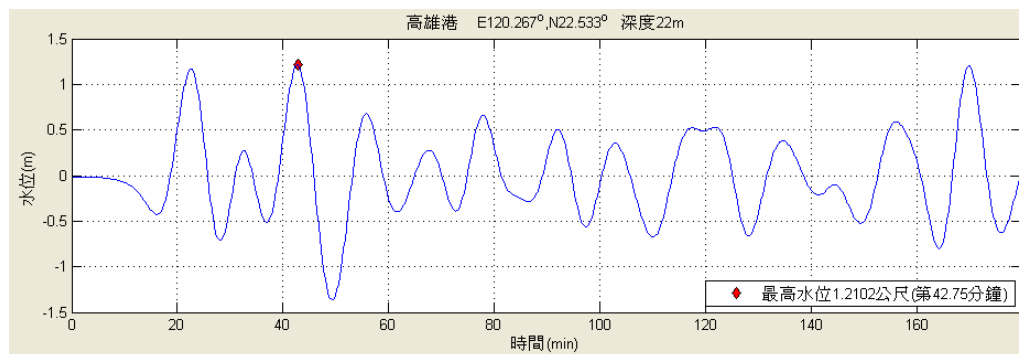


圖 3.12 於高雄港接收點 r 的海嘯高度預報

表 3.2 的參數代入斷層模式所得的海嘯起始水位如圖 3.11。經由 (3.9) 式計算出的 s 點預報水位結果如圖 3.12。預報結果顯示在接收點 r 處受海嘯作用引起的水位最大值達 1.2102 公尺(接近第 42 分)，對高雄港近岸有明顯之影響。

格林函數另一項應用為放大率(Max gain)。放大率有助於了解對接收點威脅最大的海嘯來源及危險程度，可以作為該接收點防災評估之參考。以基隆為例，若是求出在海洋裡每個點的最大放大率，可得其最大放大率分佈圖，如圖 3.13。；如圖 3.13 顯示福建的海嘯對基隆影響甚大。

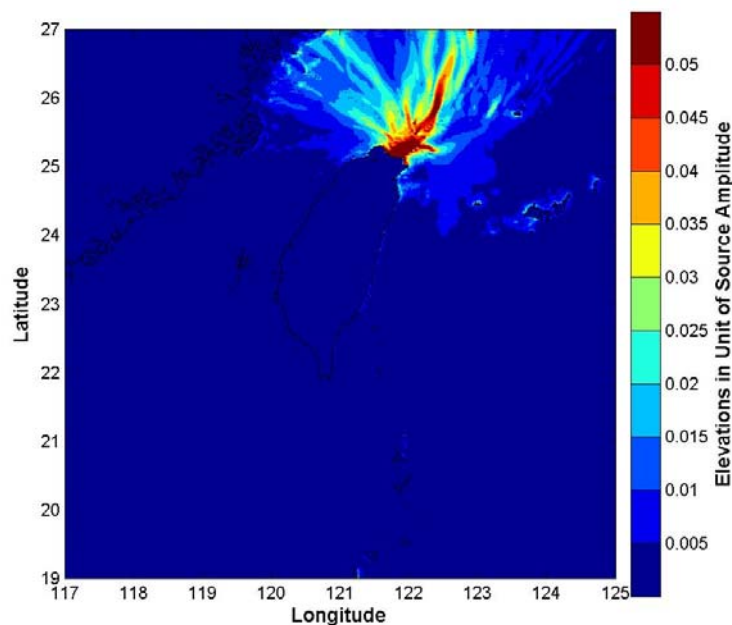


圖 3.13 基隆的最大放大率分佈圖，顯示福建的海嘯對基隆影響甚大

第四章 各國際港之格林函數及放大率

4.1 前言

本章利用前章所述之格林函數，用來計算高雄港、基隆港、台中港、花蓮港、台北港、蘇澳港外海之水位，六個港口之預測點位如圖4.1~4.6所示。其位置及水深如表4.1所示。因近岸之海嘯波高必須考慮地形等非線性作用，故預測點位之水深必須考量實際地形挑選符合互逆格林函數之要求，另外也必須配合網格之格點，故預測點之點位多選擇各港口之外海處。

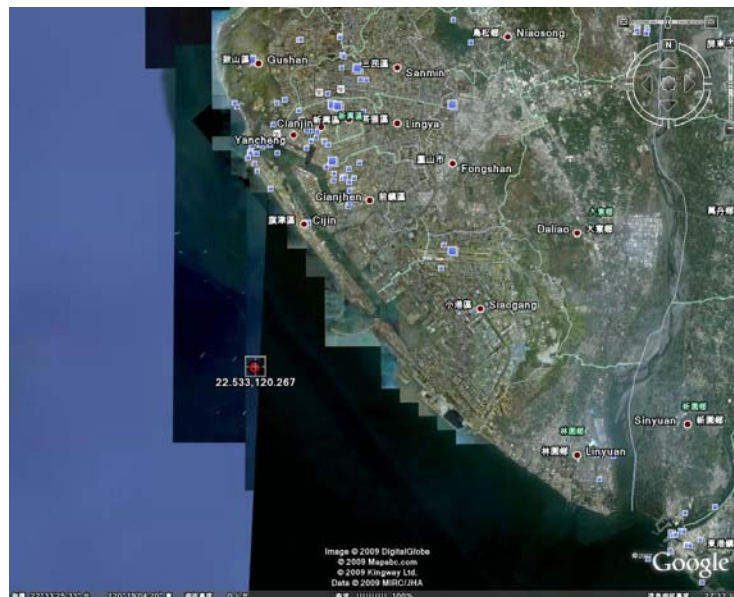


圖 4.1 高雄港

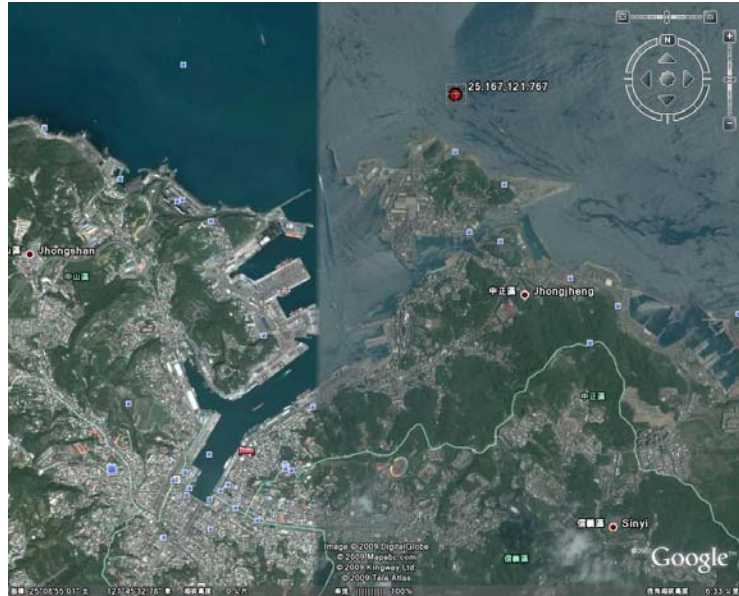


圖 4.2 基隆港

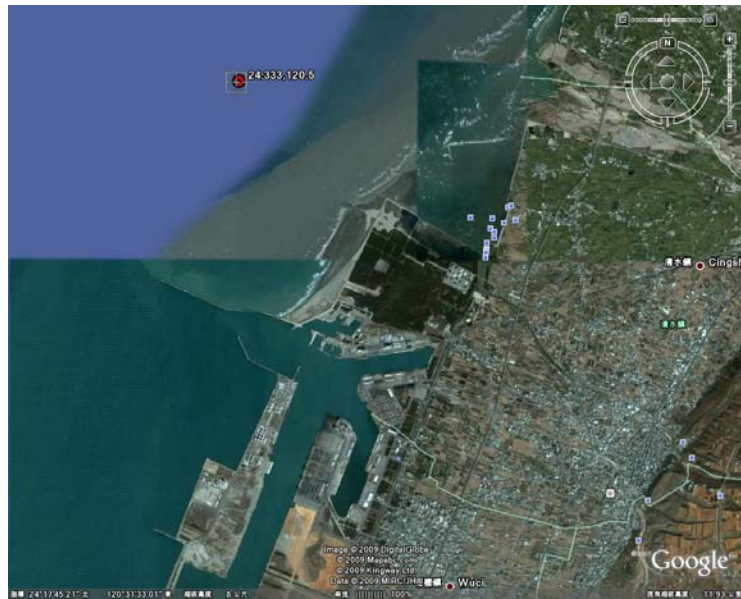


圖 4.3 台中港

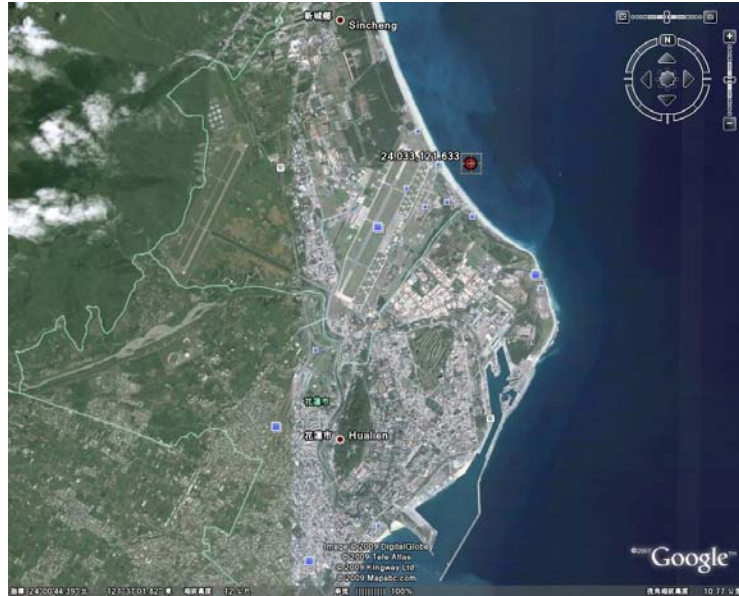


圖 4.4 花蓮港

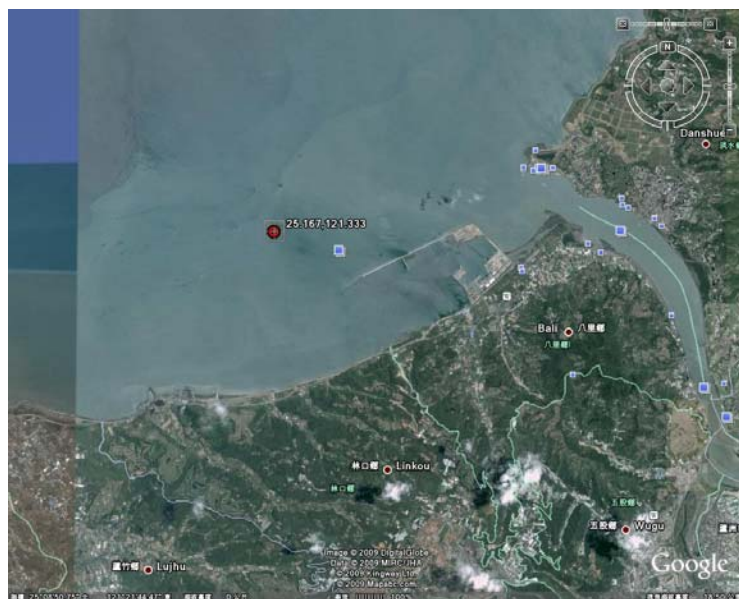


圖 4.5 台北港

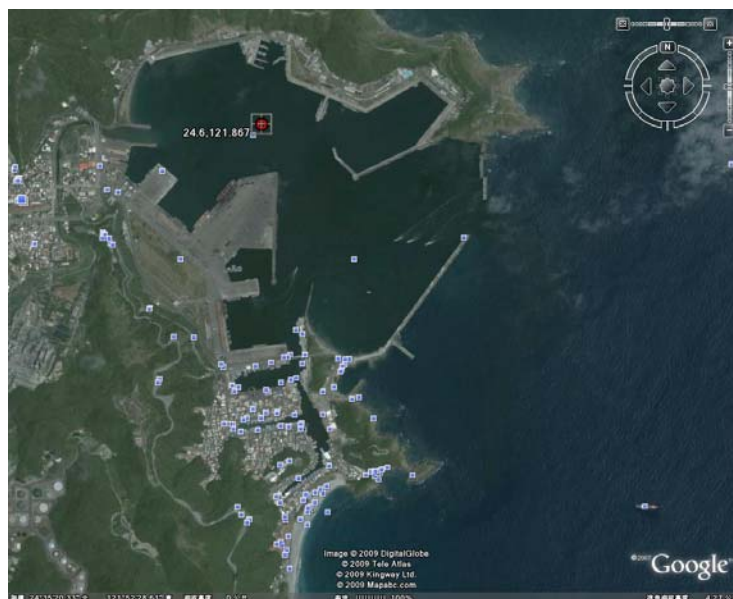


圖 4.6 蘇澳港

表 4.1 各港口計算點位、水深及離岸距離

港口	經度	緯度	該點水深 (m)	離岸距離 (km)
高雄	120.267	22.533	22	5.5
基隆	121.767	25.167	38	2.38
台中	120.5	24.333	21	4.3
花蓮	121.633	24.033	42	0.39
蘇澳	121.867	24.6	20	0.83
台北	121.333	25.167	28	4.54

4.2 各國際港之水位及到達時間

傳統的海嘯模式運算，對不同之震央必須進行不同之計算，也就是說，每一次的運算都必須輸入不同的起始條件；應用第二章之方法計算海嘯水位時，仍必須應用傳統海嘯模式針對一個可能之震源進行一次全域之數值模擬；但下一次不同規模或是不同震央之地震卻不用再次進行全域運算，只需要將各點之格林函數做簡單之加總即可得知該點之水位。

4.2.1 計算範例

本節將利用視窗化介面系統，以案例測試系統計算成果；二案例分別假設台灣西南部發生地震，震央位址為 $(119.98^{\circ}E, 21.72^{\circ}N)$ 以及2009.10.4發生於花蓮外海之地震，震央位址為 $(121.58^{\circ}E, 23.65^{\circ}N)$ (即在花蓮西林地震站東南方23公里處)，如圖4.7所示。震源深度兩案例均為29.2公里(此為花蓮外海地震之資料)，計算並說明相同地震矩規模及斷層參數下，發生於台灣西南海域與東部海域之地震對各港口之水位及到達時間之影響。

視窗化介面系統提供兩種不同參數輸入方式，一是輸入斷層長度、寬度及滑移量，計算地震矩規模；一是直接輸入地震矩規模，反算斷層長度、寬度及滑移量，計算地震矩規模，計算案例相關參數如同表4.2所示。本測試案例採用直接輸入地震矩規模方式，均假設為7.0。地形來自NOAA之ETOPO-2分精度之資料，預報時間分別有90分鐘及180分鐘之選擇，計算案例考量波浪傳遞時間故選擇為180分鐘。

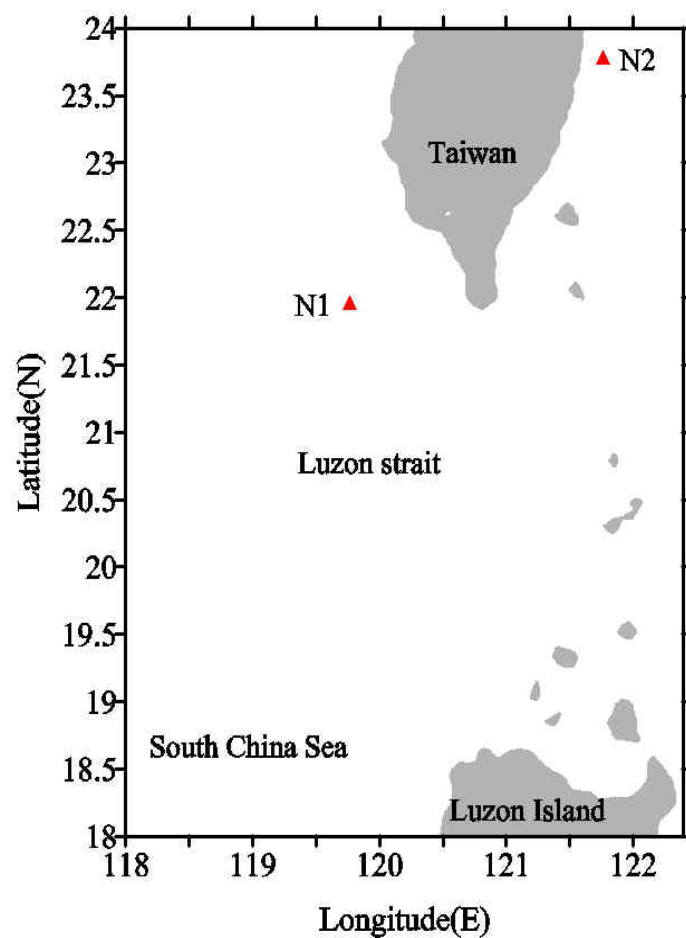


圖 4.7 假設震央位址

表4.2 假設震央之地層參數

假設震央	N1 (119.98 ⁰ E, 21.72 ⁰ N)	N2 (121.58 ⁰ E, 23.65 ⁰ N)
地震矩規模 Mw	8.0	
震源深度(km)	29.2	
Strike(degree)	338	
Dip(degree)	7	
Slip(degree)	90	

表4.2之斷層參數茲參考Kusnowidjaja Megawati et al.(2009)之斷層資料加以調整而來。該文獻將馬尼拉海溝分為33段子斷層，如圖4.8所示。其中編號15~17之子斷層較為靠近台灣，即是N1點。

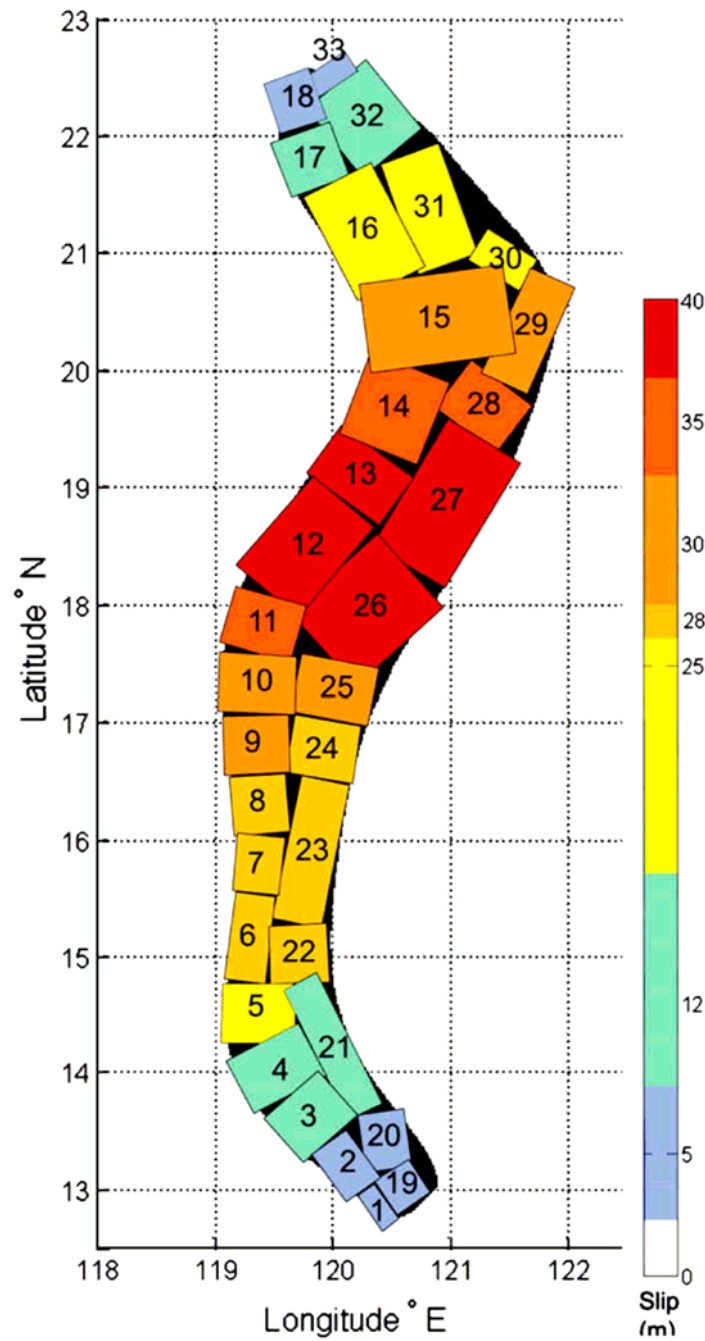
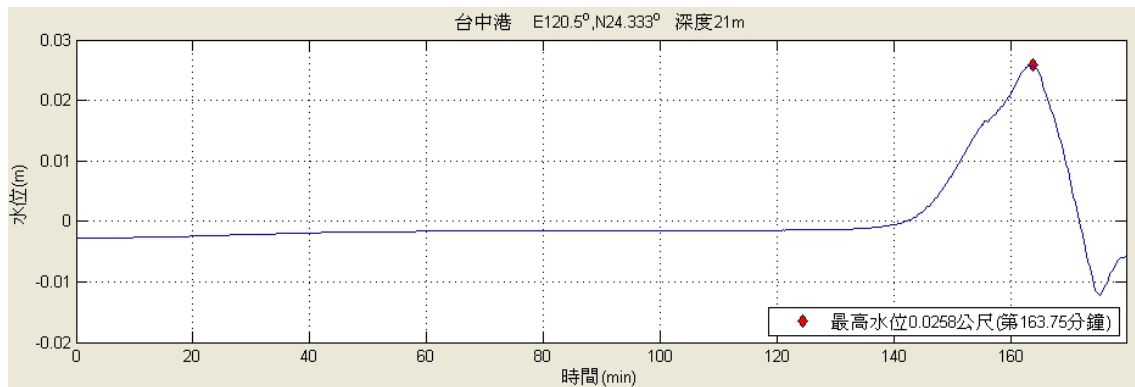


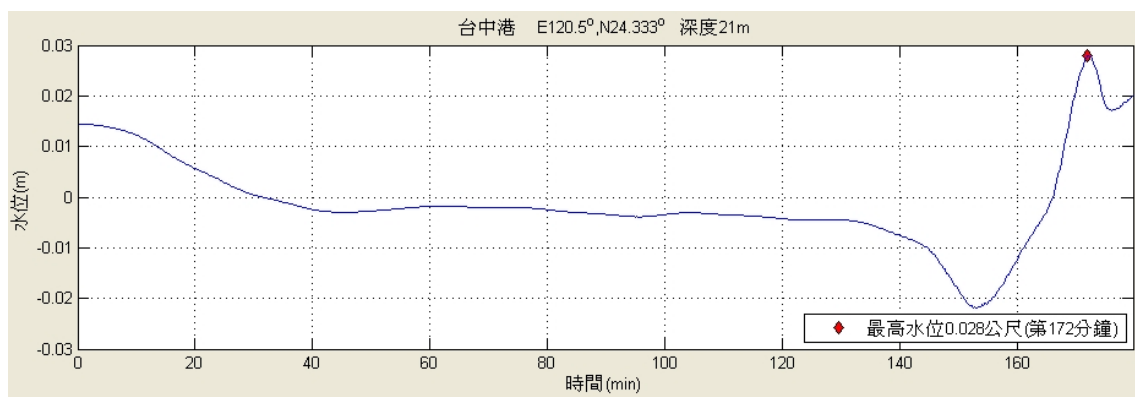
圖 4.8 馬尼拉海溝33個子斷層之分布圖(取自 Megawati et al.(2009))

4.2.1 計算成果

圖4.9至圖4.14表示在地震矩規模8.0情形下，在180分鐘內，各港口可能出現之最大波高及到達時間。表4.3為各港最大水位及其到達時間之匯整，並以圖4.15表示。

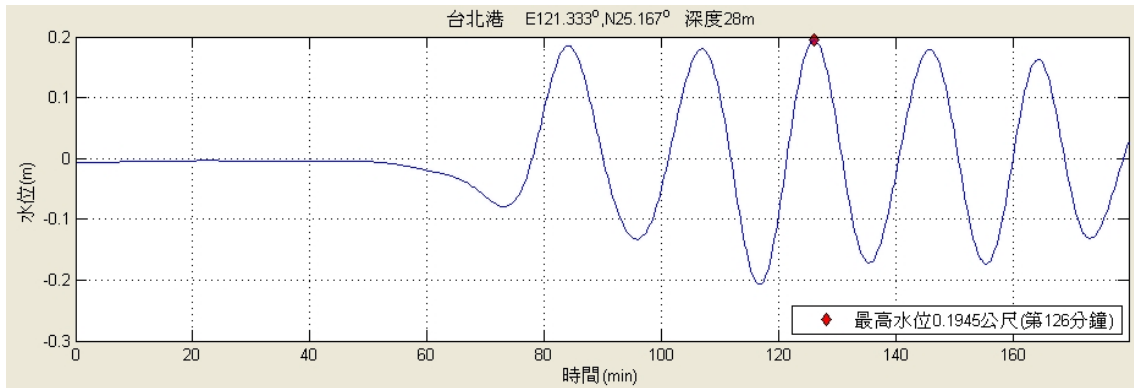


(a) 震源在西南部

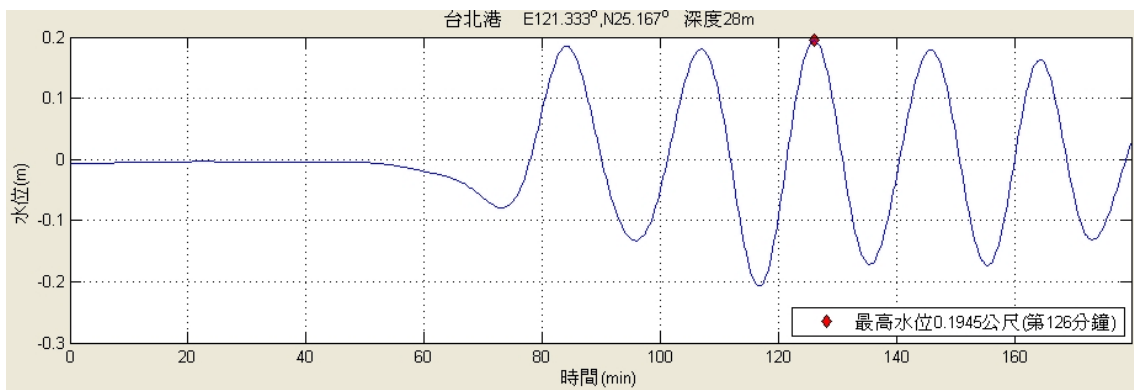


(b) 震源在東部

圖4.9 台中港在地震矩規模8.0下可能產生之最大波高及到達時間

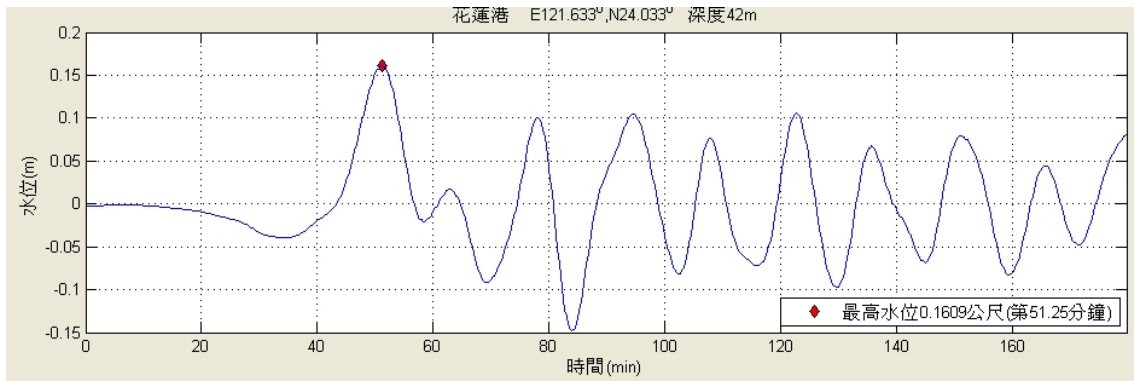


(a) 震源在西南部

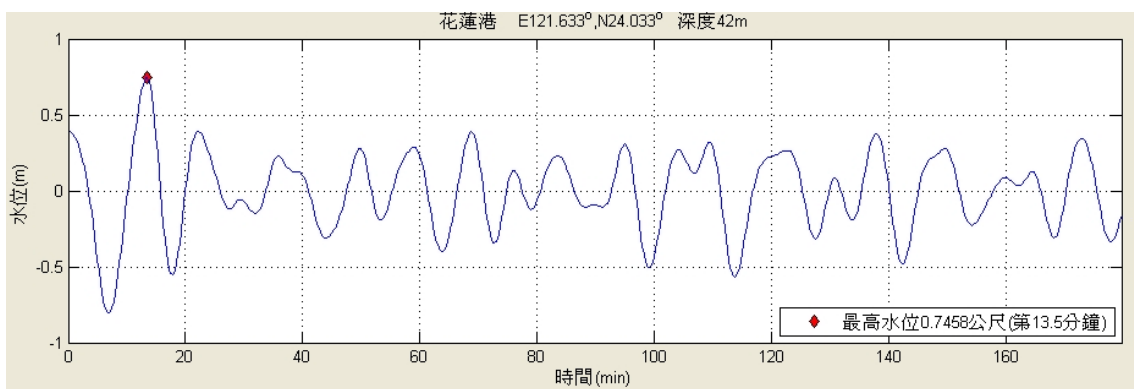


(b) 震源在東部

圖4.10 台北港在地震矩規模8.0下可能產生之最大波高及到達時間

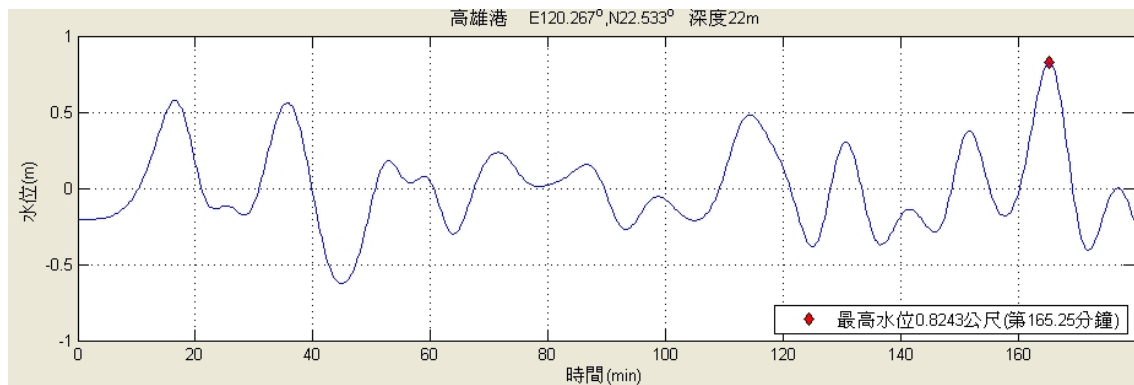


(a) 震源在西南部

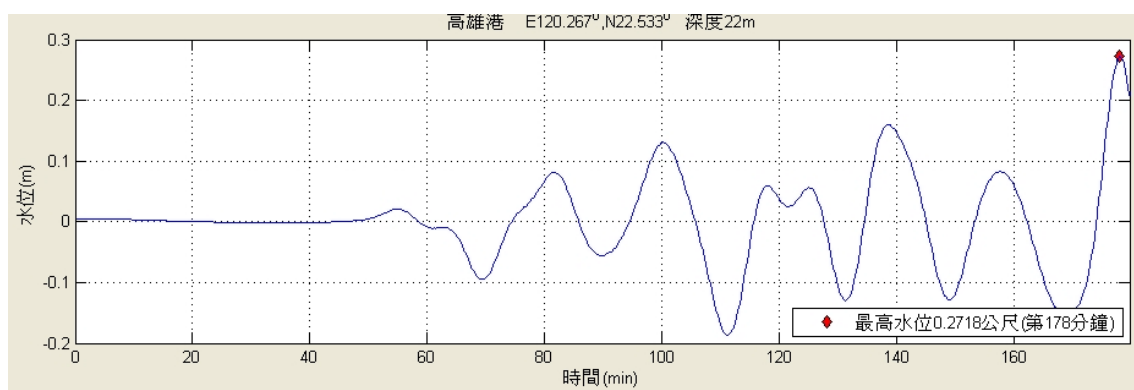


(b) 震源在東部

圖4.11 花蓮港在地震矩規模8.0下可能產生之最大波高及到達時間

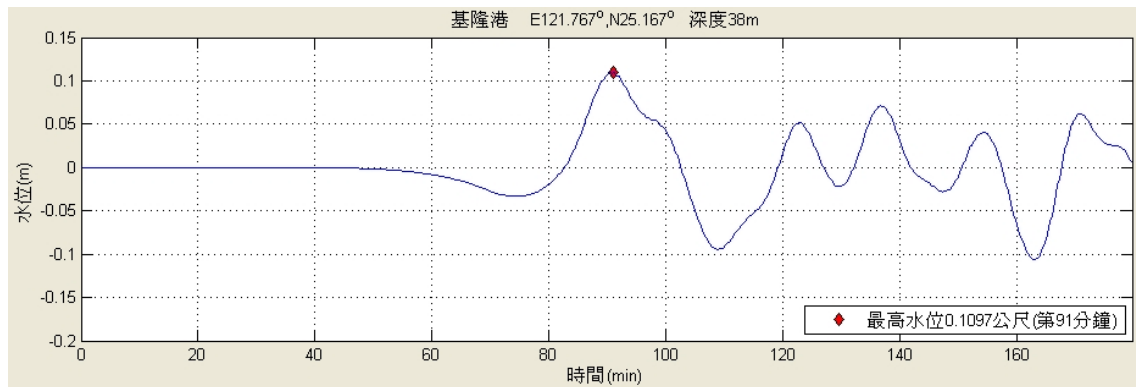


(a) 震源在西南部

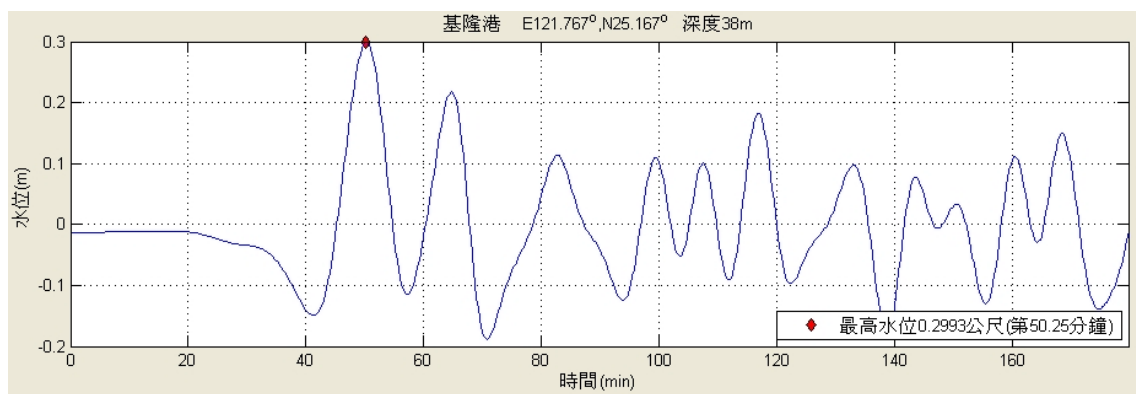


(b) 震源在東部

圖4.12 高雄港在地震矩規模8.0下可能產生之最大波高及到達時間

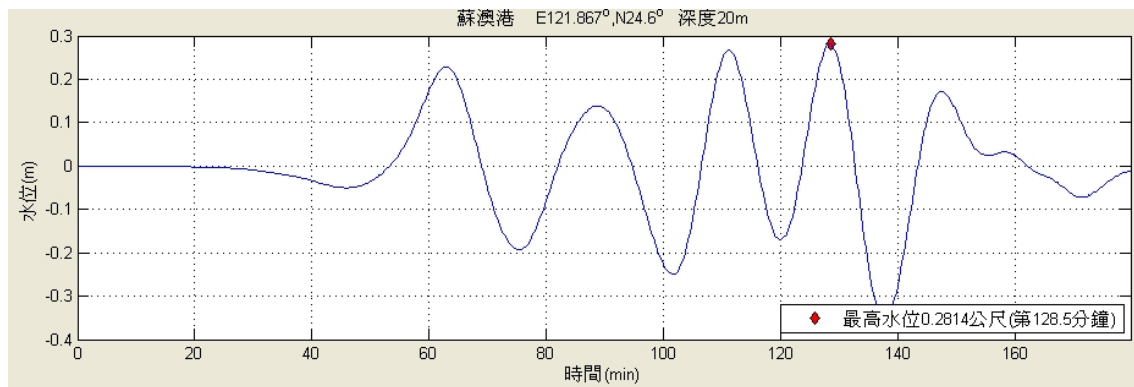


(a) 震源在西南部

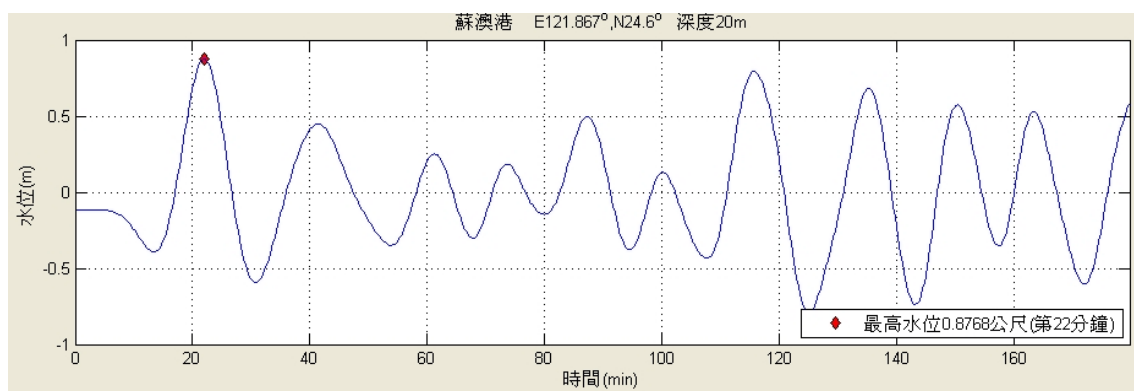


(b) 震源在東部

圖4.13 基隆港在地震矩規模7.0下可能產生之最大波高及到達時間



(a) 震源在西南部



(b) 震源在東部

圖4.14 蘇澳港在地震矩規模8.0下可能產生之最大波高及到達時間

表4.3 各港在180分鐘內在地震矩規模8.0下所產生之
最大水位及到達時間

港口	西南海域		東部外海	
	最大水位 (m)	到達時間 (min)	最大水位 (m)	到達時間 (min)
台中	0.0258	163.75	0.028	172
台北	0.0715	124.5	0.1945	126
花蓮	0.1609	51.25	0.7548	13.5
高雄	0.8243	165.25	0.2718	178
基隆	0.1097	91	0.2993	50.25
蘇澳	0.2814	128.5	0.8758	22

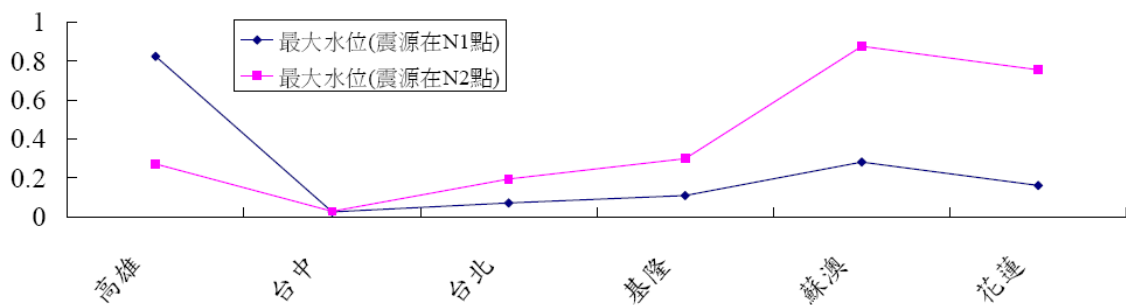


圖4.15 各港在180分鐘內之最大波高

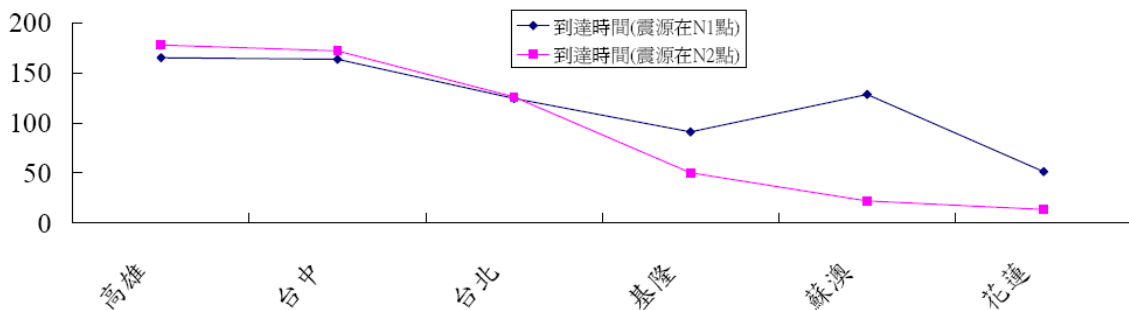


圖4.16 各港在180分鐘內之最大波高之到達時間

當N1點發生地震所產生之海嘯波，雖距離高雄港較近，但是最大水位之到達時間卻是在165分鐘左右出現；由時序列圖可發現，雖前兩個波之波高值得注意，但約3小時後仍有可能有另一波顯著之波高變化；除高雄港外，其餘各港之波高變化並不顯著。由於東西兩岸水深不同以及波浪之繞射，故海嘯波於東西兩岸之港口到達時間並不相同。

當N2點發生地震所產生之海嘯波，距離花蓮港較近，所以花蓮及蘇澳兩港，在1小時之內即可感受明顯之水位變化，另外，由於蘇澳港在模式中之取樣位置較花蓮港為淺，故其波高較花蓮港為大；另外，由於長軸方向是在太平洋東岸，故主要海嘯波能量是往太平洋及台灣東岸傳遞，在接觸陸地後往南北兩方向傳遞，由於東岸水深較深，海嘯波傳遞較快，故最大波到達時間是呈逆時針分佈，即是花蓮港、蘇澳港、基隆港，最後是高雄港。水位之變化也約略呈逆時針分佈並有繞射效應，台中港之水位變化甚小，高雄港之水位變化應是來自於繞射效應由南北兩端傳遞之海嘯波所造成。

故發生於西南外海與東部外海之地震所產生之海嘯對國內各港口之影響亦有不同。發生在東部外海時，花蓮港及蘇澳港第一波即是最大波，且兩港均可發現明顯之水位降低，預警時間僅有10-20分鐘；最大波到達時間約略呈逆時針走向，台中港由於繞射效應以及海嘯波能量已有明顯衰減，故水位變化不大；高雄港之水位變化應是主要受南北兩端之繞射效應所造成之。若西南海域發生海嘯時，則是高雄港所當其衝，雖前兩個波與最大波相差甚近，但最大波仍要3小時後才會出現，也就是說雖然在海嘯初期即可感受明顯之水位變化，但仍要注意後續之異常水位抬升，在這個情形下，台中港之水位變化依然不具威脅性。

4.3 格林函數之放大率(Max Gain)

互逆格林函數的最大絕對值代表可能有影響該地之海嘯發生範圍及其危險程度，並稱此互逆格林函數的最大絕對值為最大放大率 (max gain)。求出在範圍內每個點的最大放大率，可得其最大放大率分佈圖，

放大率若很大，即相對波高值很大。即相對波高值很大，圖4.17~圖4.22
即為六個港口之在六小時之內之放大率。

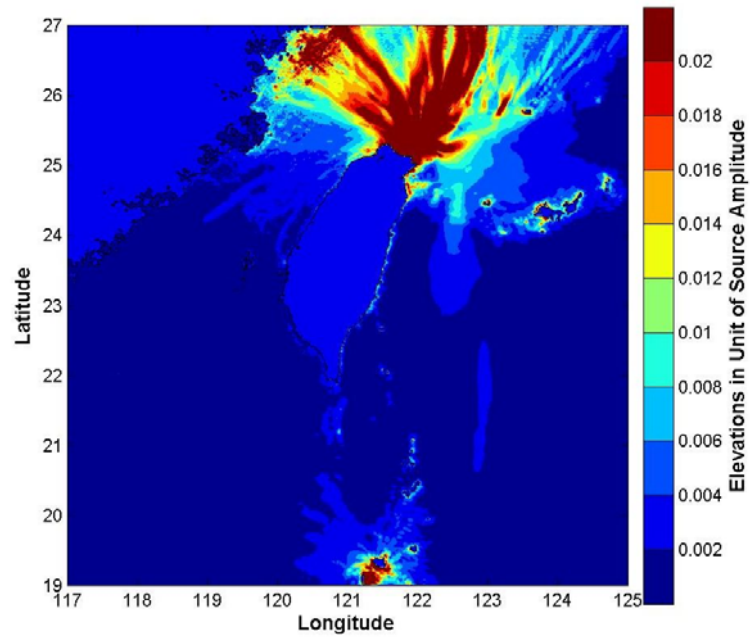


圖4.17 基隆港之放大率

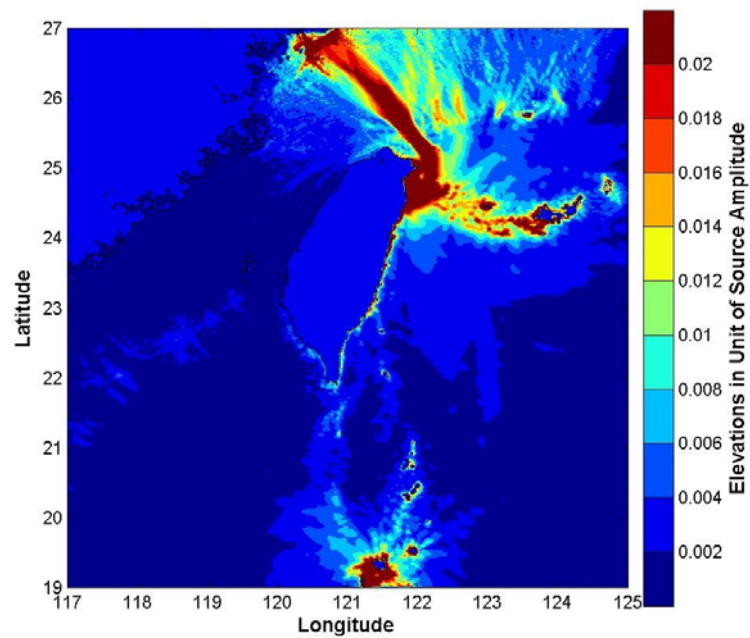


圖4.18 蘇澳港之放大率

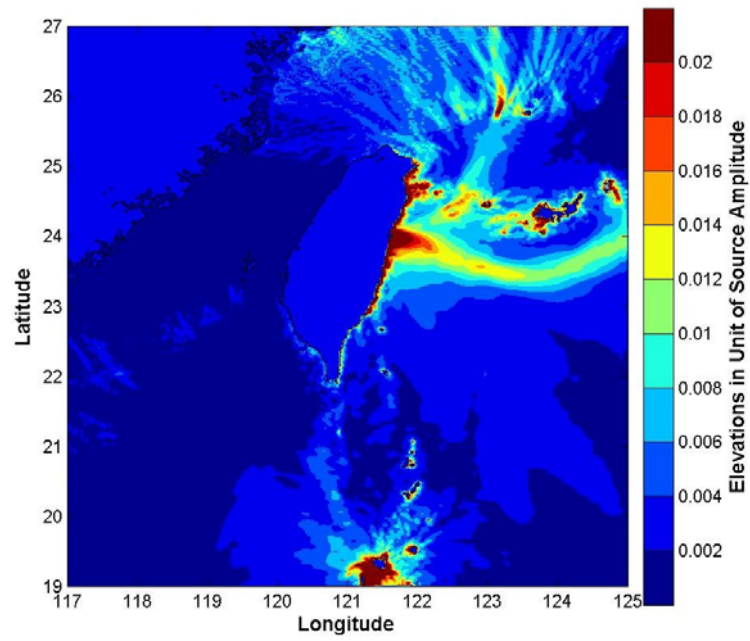


圖4.19 花蓮港之放大率

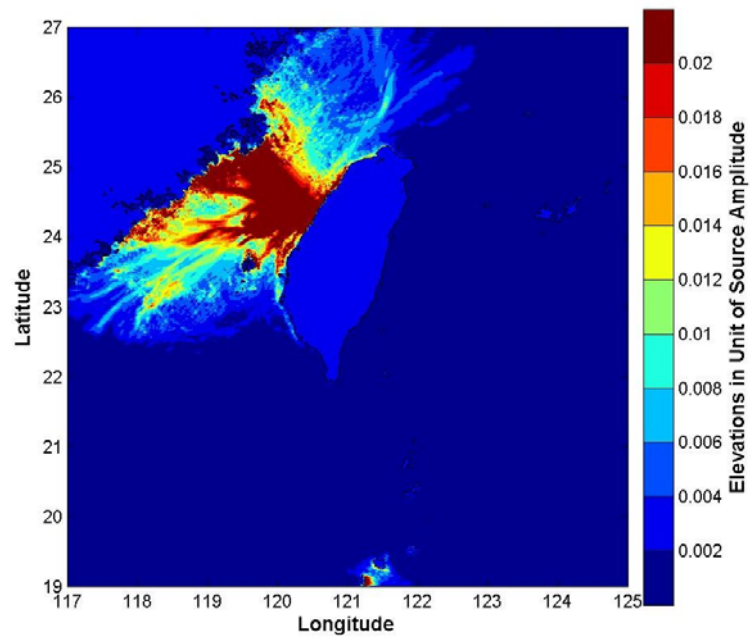


圖4.20 台中港之放大率

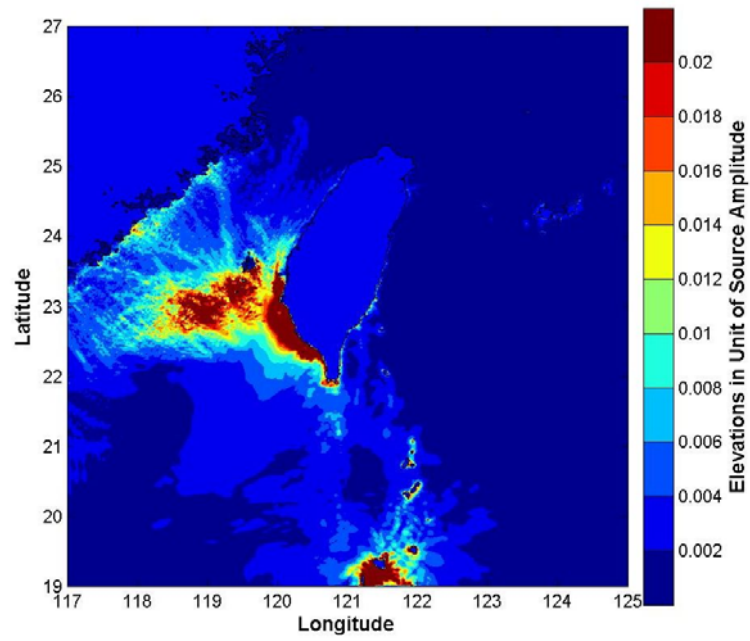


圖4.21 高雄港之放大率

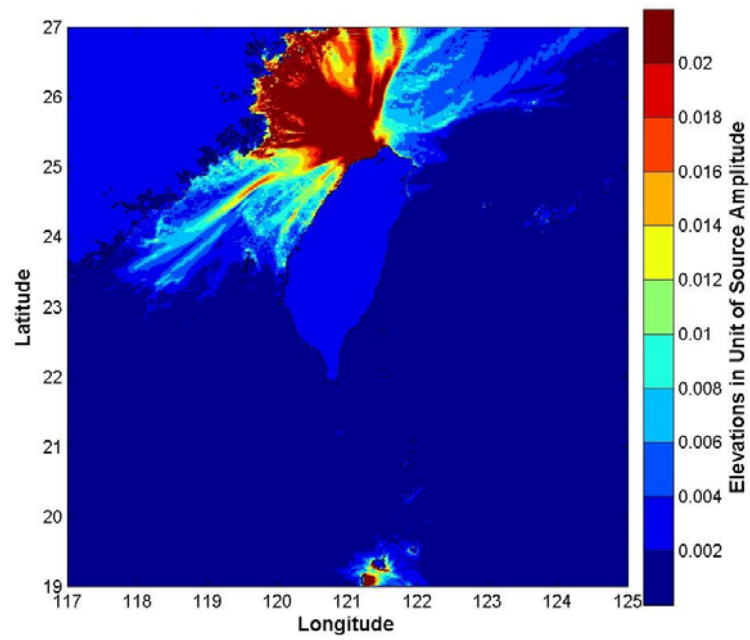


圖4.22 台北港之放大率

台北、基隆、蘇澳三港位於台灣北部，由以上各圖可以知道，對於這三個港口而言，發生在東海、琉球群島及龜山島一帶之海嘯最具威脅性；發生在花蓮外海之太平洋區域海嘯對花蓮港影響最大；發生在中國泉州附近海域之海嘯對台中港威脅性最大；海嘯若於澎湖及西南海域發生，則對高雄港產生較大的威脅；另外，除台中港外，發生在呂宋島海域附近之海嘯對其餘五個港口也具有威脅性。

4.4 各參數之敏感度分析

本節進一步利用格林函數來探討各地層參數對地震矩規模以及最高水位之影響。在一般實際之地震測報作業，以直接發佈地震矩規模或是地震規模最容易為人所接受；此外，實際上斷層長度、寬度及滑移量並無法得知，故僅能用經驗公式或是常用之數值計算，其餘之地層參數多可以由地震相關資訊網站中得知；故本節主要探討斷層長度、寬度及滑移量對地震矩規模及最高水位之影響，測試案例與4.2節相同均假設N1發生地震，預報時間為180分鐘，預報地點為高雄港。

圖4.23為滑移量對地震矩規模及最高水位之影響。單位滑移量增量為1公尺；由該圖可發現滑移量與最大水位為線性關係，其斜率約為0.07m/m；滑移量與地震矩規模為曲線關係，其割線斜率0.06。

圖4.24為斷層長度對地震矩規模及最高水位之影響。單位長度增量為200公尺；由該圖可發現滑移量與最大水位為線性關係，其斜率約為 2.38×10^{-6} m/m；滑移量與地震矩規模亦為線性關係，其斜率為 6.5×10^{-6} 。

圖4.25為斷層寬度對地震矩規模及最高水位之影響。單位寬度增量為200公尺；由該圖可發現滑移量與最大水位為線性關係，其斜率約為 1.5×10^{-5} m/m；滑移量與地震矩規模亦為線性關係，其斜率為 6.6×10^{-6} 。

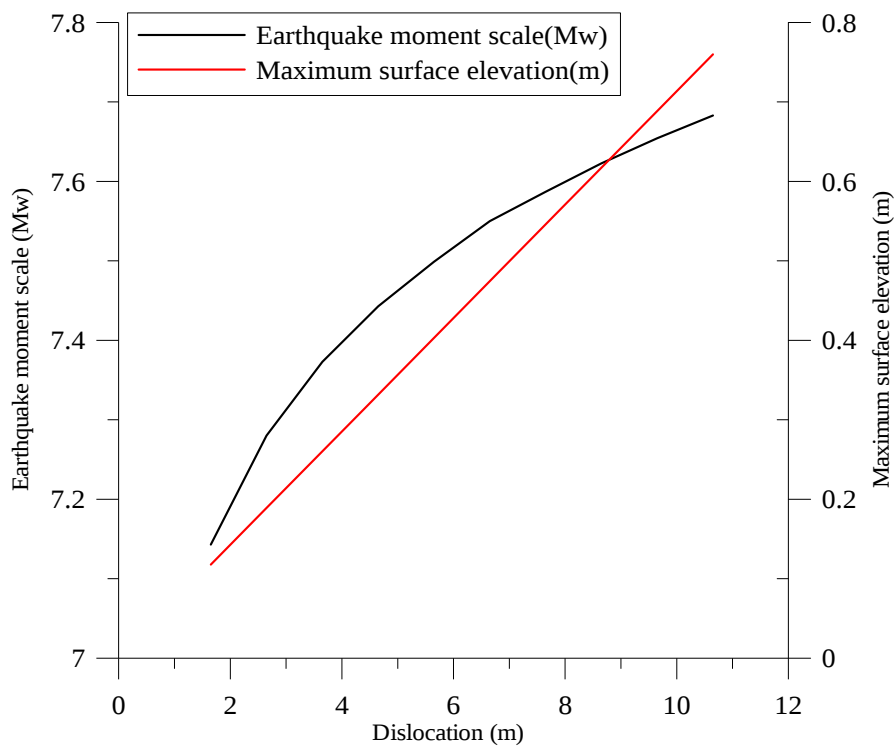


圖4.23 滑移量與地震矩規模及最大水位之關係

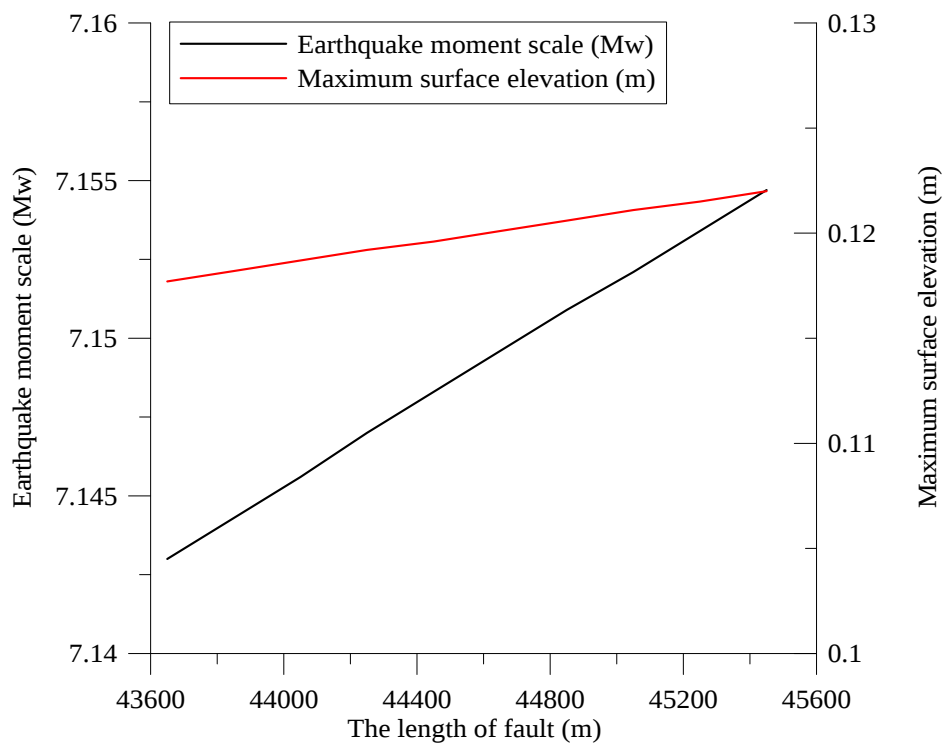


圖4.24 斷層長度與地震矩規模及最大水位之關係

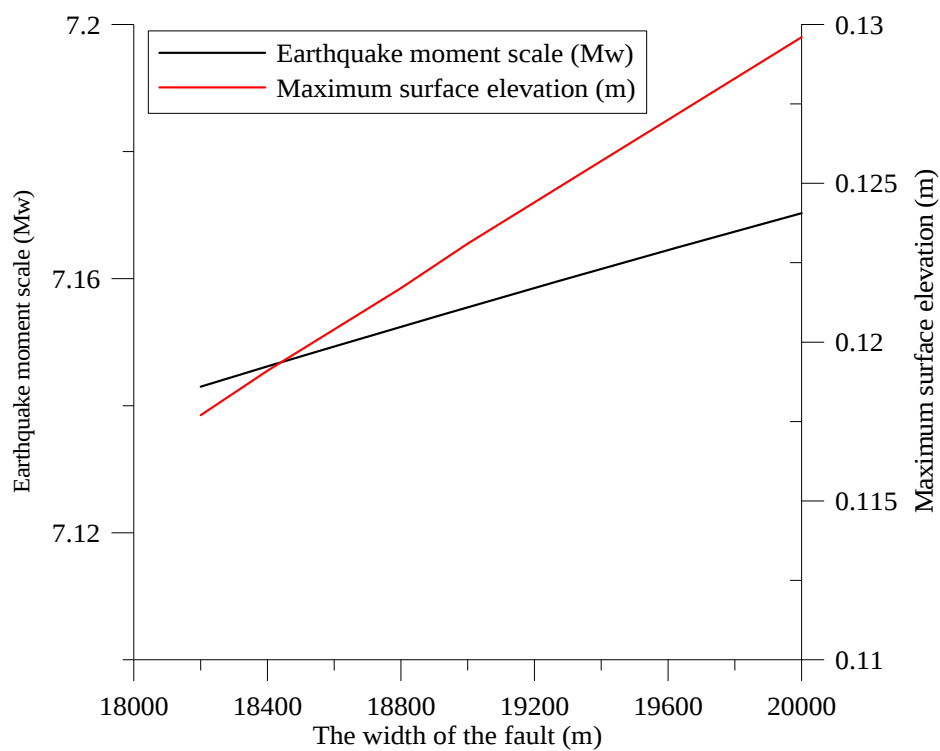


圖4.25 斷層寬度與地震矩規模及最大水位之關係

故以上簡單之分析可得知，滑移量對於地震矩規模以及最大水位值之影響遠大於斷層長度以及寬度。

第五章 視窗化操作介面之海嘯波高查詢系統

COMCOT 模式是由 Fortran 寫成，必須利用繪圖軟體作為圖形後製之用；Matlab 軟體提供了方便之數學運算指令及圖形繪製，更提供了內建之操作者介面設定程序；使用者本身不須安裝 Matlab 軟體，僅須下載編譯器等基本套件即可於個人電腦上執行查詢作業，故我們選用此一軟體來建立視窗化操作系統。

5.1 介面操作系統之建立

操作系統利用 Matlab 內建的介面設計模組 GUIDE (Graphic User Interface Design Environment)，提供使用者一個設計「圖形使用者介面」(Graphical User Interface, GUI) 的程式設計環境。它可以產生每一個控制物件的標準反應函式，使用者只要填入所需的指令或敘述。並利用滑鼠快速地拖曳出所需的介面物件及其大小；類似 VB 的物件導向概念。其基本建立程序如下：

- (1) 如圖 5.1 所示。在 Matlab 的命令視窗鍵入 'guide' 便可啟動，GUIDE 設計模組並選擇起始介面的面板。

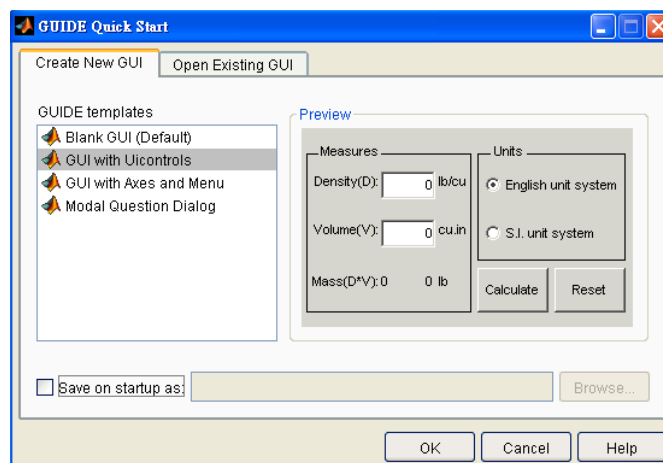


圖 5.1 GUI 程式設計環境

- (2) 利用左列的物件選單將所需子面板及物件拖曳到面板並進行排版，在介面主程式內撰寫特定物件的介面互動程式。如圖 5.2 所示。
- (3) 上圖為編譯完成後的執行畫面，於左上方的面板輸入相關斷層參數（斷層長度、寬度、滑移量等）。或是選擇直接輸入地震矩規模自動產生斷層經驗參數。
- (4) 輸入完成後點選確定按鈕之後便會根據斷層參數計算起始波源，並於右上圖輸出波源的水位分佈。如圖 5.3 所示。
- (5) 起始波源設定完成後，在預報時間長度的面板(左中)選擇 90 或 180 分鐘水位預報。
- (6) 最後於左下角面板選擇預報地點進行水位預報。如圖 5.4 所示。

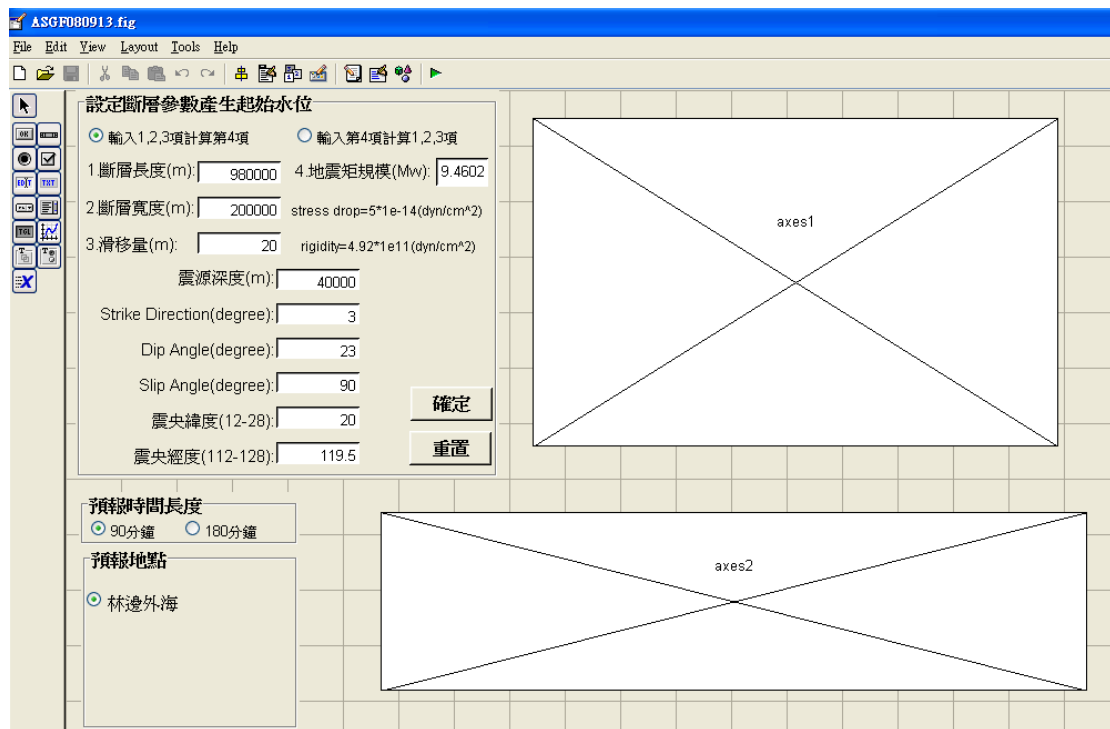


圖 5.2 視窗化操作系統之建立與排版

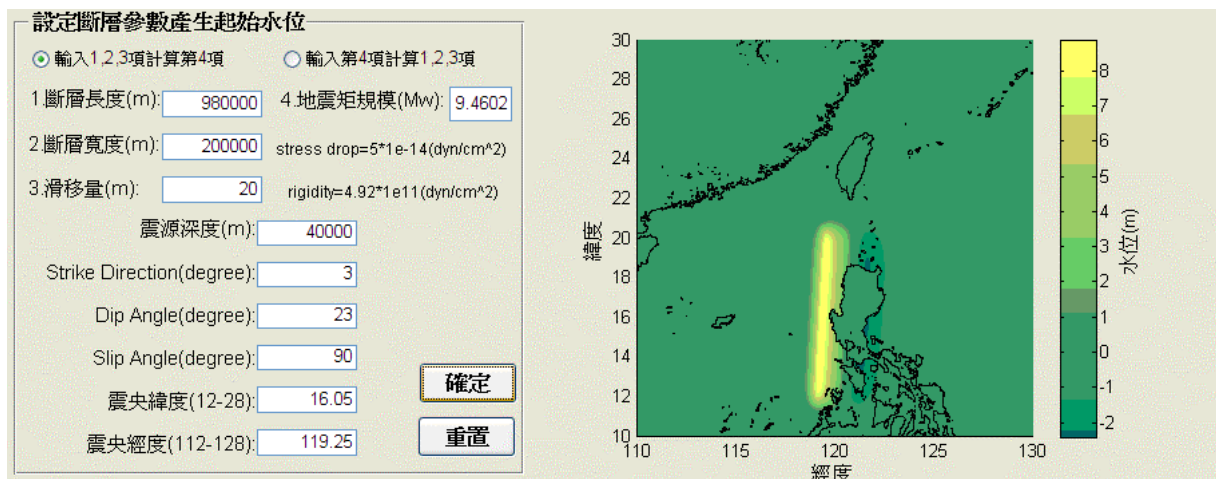


圖 5.3 編譯完成圖

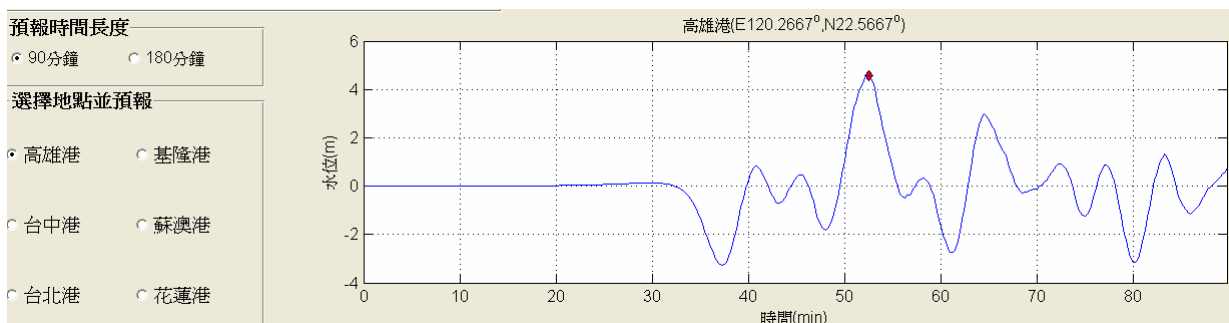


圖 5.4 介面設計完成圖

5.2 參數之選擇

本系統之參數輸入方式有兩種，一是輸入斷層長度、寬度及滑移量，計算地震矩規模；一是直接輸入地震矩規模，反算斷層長度、寬度及滑移量。就地震警報而言，得知地震矩規模較為容易也較為一般人所接受；斷層長度等資料由於海底斷層探測比較不易，故斷層尺度之換算通常也經由經驗公式得出，其他之斷層參數(例如走向等)可參考 HCMT 等網站得知。表 5.1 為 Kusnowidjaja Megawati et al.(2009)所建議之馬尼拉海溝 33 個子斷層之斷層參數表，實際進行參數輸入時，可供參考之用。

本系統初步僅考量近域海嘯對台灣之影響，目前可使用於震央範圍為東經 110~130 度，北緯 10~30 度之間，故一般而言，海嘯波約可

在 30 分鐘至 1 小時之內到達台灣，故本系統目前最大預報時間為 3 小時；至於遠域海嘯部份，由於傳遞時間較長，未來將視使用者需求，可加以延長之。

海嘯成因眾多，本系統目前僅適用於因海底地震所產生之海嘯；在計算效率方面，以恆春地震為例，若不考慮近岸波浪非線性之模擬，則使用傳統海嘯數值模式進行全區域模擬且進行後續資料處理則約需 1~2 天；使用本系統計算相同案例，由於已事先完成資料庫運算及建置，故僅需於地震發生初期得知海嘯初始水位即可進行運算以及圖形畫輸出，僅需數分鐘即可完成計算作業；此外，本系統主應用程式及其他所需資料庫檔案約需 2GB 之空間，故極適合於一般個人電腦與筆記型電腦執行。

5.3 海嘯早期預警系統之規劃

由於格林函數之計算效率明顯高於傳統海嘯數值模式，再加上依模擬案例顯示在台灣近域發生海嘯，其海嘯波約在 30-60 分鐘侵襲台灣本島，故有足夠之時間進行預警作業，也因此本計畫依此建立早期預警系統之流程及概念，使其在海嘯發生初期，即可儘早了解海嘯波對國內各主要港口之影響。其早期預警系統主要流程如圖 5.5 所示。

表 5.1 馬尼拉海溝33個子斷層之斷層參數表
(取自 Megawati et al.(2009))

No.	Strike(degree)	Dip(degree)	Slip(degree)	Depth(km)	Length(km)	Width(km)
1	324.46	21.78	90	7.5	40.41	19.3
2	325.2	11.26	90	7.5	54.19	38.68
3	318.66	6.55	90	7.5	54.09	66.93
4	332.4	5.79	90	7.5	54	75.68
5	0.26	6.47	90	7.5	53.89	67.52
6	7.39	11.5	90	7.5	80.59	37.51
7	5.85	10.01	90	7.5	53.56	43.13
8	355.99	8.46	90	7.5	53.43	51.06
9	358.34	7.18	90	7.5	53.28	60.09
10	2.5	6.16	90	7.5	53.14	69.93
11	16.26	6.52	90	7.5	52.99	65.93
12	40.34	5.93	90	7.5	105.57	72.15
13	35.93	5.36	90	7.5	52.6	79.67
14	21.46	5.7	90	7.5	78.62	74.61
15	352.23	3.28	90	7.5	78.24	129.36
16	332.43	6.25	90	7.5	103.81	67.36
17	339.52	7.62	90	7.5	51.68	54.86
18	341.26	9.89	90	7.5	46.82	41.97
19	326.63	28.87	90	35	37.5	37.27
20	351.15	25.45	90	35	54.14	43.11
21	333.5	30.86	90	35	134.88	34.22
22	357.94	20.98	90	35	53.76	53.11
23	11.3	24.22	90	35	133.84	45.09
24	9.3	18.22	90	35	53.29	61.36
25	10.9	15.85	90	35	53.15	70.96
26	47.78	12.76	90	35	105.9	88.63
27	30.91	14.73	90	35	131.68	75.92
28	37.06	16.31	90	35	52.41	67.88
29	24.75	23.79	90	35	104.39	44.85
30	302.02	31.89	90	35	51.99	31.66
31	340.64	19.63	90	35	103.67	55.05
32	320.54	16.07	90	35	77.33	67.83
33	326.04	24.96	90	35	21.26	41.86

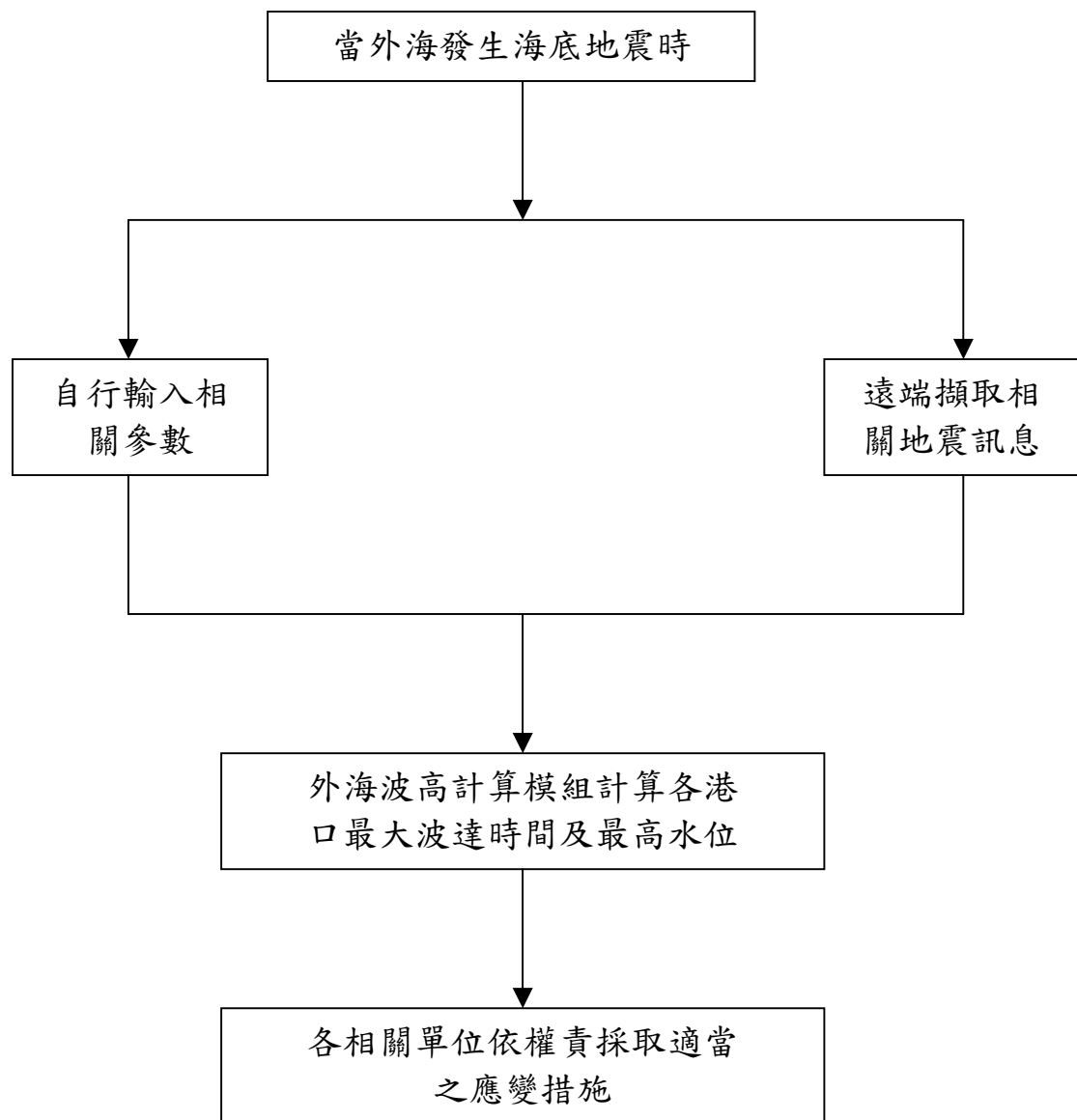


圖 5.5 海嘯早期預警系統之初步規劃圖

第六章 結論

6.1 前言

本研究屬交通部運輸研究所「臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析」計畫規劃四年合作研究計畫之第三年，本年度之主要目的為改進現有海嘯數值模式，並蒐集台灣海峽及太平洋海嘯可能發生區域，模擬海嘯發生或鄰近國家發佈海嘯警報時，對台灣環島近岸及國內重要商港所產生的影響，並預測其可能之最大波高及流速分布。本計畫將配合運輸研究所防災科技研究計畫「臺灣近岸地震潛勢及海嘯影響範圍分析研究」之綱要計畫總目標，以進行相關配合研究。

計畫完成後，歸納獲得以下之成果：

- 1.瞭解可能造成大海嘯的隱沒帶、斷層斷層運動，及預先掌握對台灣環島近岸地區可能發生危險機率。
- 2.海嘯發生時，可快速求得各港區正確之外海海嘯波高。可應用在不同波源之外海海嘯波高計算，評估鄰近地區發生海嘯時對各大商港的影響。
- 3.引用格林函數原理減少遠域海嘯之計算時間與記憶容量需求。

6.2 結論

- 1.本計畫已建立視窗化介面操作系統，配合格林函數法，可快速求得各國際港之最大波高及到達時間。
- 2.放大率圖顯示，並非所有海嘯都會對六個國際港產生威脅；對基隆、台北、蘇澳等港口產生最大威脅的海嘯來源為東海、琉球群島及龜山島一帶；台灣東岸之太平洋海域之海嘯對花蓮港影響最大；泉州一帶海域產生海嘯對台中港影響最大；澎湖海域及西南海域發生之海嘯則對高雄港會產生較大之威脅；發生在呂宋島附近海域之海嘯除了對台中港較無威脅性外，對其他各港口也會產生一定程度之威脅。

參考文獻

1. 江新春(1976)，“宜蘭平原之震測”，礦業技術第14卷，第6期，pp.215-221。
2. 徐明同(1981)，「海嘯所引起之災害」，中央氣象局氣象學報第二十七卷第一期，pp.1-15。
3. 許明光、李起彤(1996)“台灣及其臨近地區之海嘯”，台灣海洋學刊，第三十五期，第1號，第1-16頁。
4. 梁勞(1998)“巴士系斷裂帶的構造應力場特徵”，華南地震，18(1)，pp.119-124。
5. 陳韻如(2007)，「屏東外海地震引發海嘯的數值模擬探討」，國立中央大學水文科學研究所碩士論文。
6. 劉俊志、陳冠宇(2008)“以格林函數快速預報高雄港外海嘯高度，”中華民國第30屆海洋工程研討會。
7. 劉俊志、陳冠宇(2008)“以逆向格林函數快速預報高雄港外海嘯高度，”天氣分析與預報研討會，中央氣象局。
8. 陳陽益、陳冠宇(2008)「臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析(2/4)」期末報告，交通部運輸研究所。
9. 張孟挺(2008)，”台灣的海嘯威脅與高雄市溢淹之模擬”，國立中山大學海下科技暨應用海洋物理研究所碩士論文。
10. Kanamori, H.(1977), “The energy release in great earthquakes”, Journal of Geophysical Research, 82, pp.2981-2987.
11. Kusnowidjaja Megawati , Felicia Shaw , Kerry Sieh , Zhenhua Huang , Tso-Ren Wu, Yunung Lin , Soon Keat Tan , Tso-Chien Pan, (2009):” Tsunami hazard from the subduction megathrust of the South China Sea:Part I. Source characterization and the resulting tsunami”, 36, pp

13~20.

12. Liu, C.-S., I. L. Huang and L. S. (1997) "Tectonic features off southwestern Taiwan", *Mar. Geol.*, Vol.137, pp.305-319.
13. Liu, P. L.-F., S.-B. Woo and Y.-S. Cho, (1998): *Computer programs for tsunami propagation and inundation*, Cornell University.
14. Loomis, H.G. (1979): "Tsunami prediction using the reciprocal property of Green's functions," *Mar. Geol.*, 2(1), pp.27-39.
15. Mansinha, L. and Smylie, D. E. (1971) : "The displacement fields of inclined faults", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 61(5), pp.1433-1440.
16. Shuto N. (1991), "Numerical Simulation of Tsunamis — Its Present and Near Future," *Natural Hazards* 4, pp.171-191.
17. Tsai, Y.B., C.C. Feng, J.M. Chiu and H.B. Liaw (1975) "Correlation between microearthquakes and geological faults in the Hsintien-Ilan area", *Petro. Geol., Taiwan*, Vol.12, pp. 149-167.
18. Sibuet, J.C., B. Deffontaines, S.K. Hsu, N. Thureau, J.P., Le Formal, C.S. Liu and the ACT party (1998) "Okinawa Trough basin: Early tectonic and magmatic evolution", *J. Geophys. Res.*, Vol.103, pp. 30245-30267.
19. X. Wang and Liu, P. L.-F. (2007): *Cornell Multigrid Coupled Tsunami model (COMCOT) User Manual*, Cornell University.
20. Xu, Z. (2007), "The All-source Green's Function and its Applications to Tsunami," *Science of Tsunami Hazards*, 26(1), pp.59-69.

附錄一 COMCOT模式簡介

COMCOT 數值模式是以程式語言Fortran 撰寫，模式中提供的計算是依斷層的錯動產生的海床垂直位移量以及海嘯波傳播來計算的。與其它相似之模式相較之下，其擁有下列之特點：

- (1)使用巢狀網格系統(multi-grid nested system)計算，可保持遠域及近岸之計算速度與精確度。
- (2)可依計算區域，選擇使用球狀或直角座標系統計算。
- (3)可依計算區域，選擇使用線性或非線性方程式計算。
- (4)使用蛙跳法(leap-frog)及有限差分方法來解淺水波(shallow water wave)方程式。
- (5)提供不同初始波形之方式：(例如地震、海底山崩、人工造波或起始水面資料檔等)。

COMCOT模式之基本方程式在遠域可用球面座標表示為

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left[\frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right] = 0 \quad (\text{A-1})$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{g h}{R \cos \varphi} \frac{\partial \zeta}{\partial \psi} - f Q \\ &= \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left[\frac{h^3}{3 R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{\partial}{\partial \psi} \left(\frac{P}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\cos \varphi \frac{Q}{h} \right) \right\} \right] \end{aligned} \quad (\text{A-2})$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{g h}{R} \frac{\partial \zeta}{\partial \varphi} + f P \\ &= \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left[\frac{h^3}{3 R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{\partial}{\partial \psi} \left(\frac{P}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\cos \varphi \frac{Q}{h} \right) \right\} \right] \end{aligned} \quad (\text{A-3})$$

上式中 (ψ, φ) 表示在地球表面的經度及緯度；目前台灣地區採用的是國際橫麥卡托二度分帶座標系統(UTM2)，以 (N, E) 來表示， N 北緯為六位數， E 東經為七位數，由(A-1)式至(A-3)式消去 P 和 Q ，且略去科氏力項，並假設水深為一常數，則可得到以 ζ 代表的關係式為

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} - \frac{g h}{R^2 \cos^2 \varphi} \left[\frac{\partial^2 \zeta}{\partial \psi^2} + \cos \varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\cos \varphi \frac{\partial \zeta}{\partial \varphi} \right) \right] \\
&= \frac{g h^3}{3 R^4 \cos^4 \varphi} \frac{\partial^4 \zeta}{\partial \psi^4} + \frac{g h^3}{3 R^4 \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left[\cos \varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \frac{1}{\cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\cos \varphi \frac{\partial \zeta}{\partial \varphi} \right) \right\} \right] \\
&+ \frac{g h^3}{3 R^4 \cos^3 \varphi} \left[\frac{\partial^3}{\partial \psi^2 \partial \varphi} \left(\cos \varphi \frac{\partial \zeta}{\partial \varphi} \right) + \cos^2 \varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \cos \varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{1}{\cos^2 \varphi} \frac{\partial^2 \zeta}{\partial \psi^2} \right) \right\} \right]
\end{aligned} \tag{A-4}$$

COMCOT模式中以交錯式顯性蛙跳法(staggered explicit leap-frog scheme)來處理線性淺水波方程，利用前一時刻之體積流量及自由表面水位，用連續方程式計算網格 (i, j) 點在第 $n+1/2$ 時刻之自由表面水位 $\zeta_{i,j}^{n+1/2}$ ，接著計算體積流量 $P_{i+1/2,j}^{n+1/2}$ 及 $Q_{i,j+1/2}^{n+1/2}$ ，體積流量和水位是由不同的位置分別計算，基本上即是在網格中央計算水位，而在網格四周計算體積流量。波高及體積通量的計算是在不同的時間步驟上，並利用物理量在空間上的交錯(staggered)方式來計算，可以減少誤差及增加數值穩定性。COMCOT 採用中央差分法，因此COMCOT具有二階的準確性及 $O((\Delta x)^2, (\Delta y)^2, (\Delta t)^2)$ 的截斷誤差(truncation error)。而其離散式為(Liu et al., 1998)：

$$\frac{P_{i+1/2,j}^{n+1} - P_{i+1/2,j}^n}{\Delta t} + gH \frac{\zeta_{i+1,j}^{n+1/2} - \zeta_{i,j}^{n+1/2}}{\Delta x} = 0 \tag{A-5}$$

$$\frac{Q_{i,j+1/2}^{n+1} - Q_{i,j+1/2}^n}{\Delta t} + gH \frac{\zeta_{i,j+1}^{n+1/2} - \zeta_{i,j}^{n+1/2}}{\Delta y} = 0 \tag{A-6}$$

$$\frac{\zeta_{i,j}^{n+1/2} - \zeta_{i,j}^{n-1/2}}{\Delta t} + \frac{P_{i+1/2,j}^n - P_{i-1/2,j}^n}{\Delta x} + \frac{Q_{i,j+1/2}^n - Q_{i,j-1/2}^n}{\Delta y} = 0 \tag{A-7}$$

COMCOT模式由於是採用非靜壓頻散，故在淺水狀態時，仍然可以得出波浪之頻散；但頻散項甚難用離散方式求得，且一般在淺水狀態中也不需要考慮波浪之頻散，為加速計算效率，使用蛙跳法在數值離散過程中所產生之數值頻散來取代實際頻散。

若波浪傳遞之近岸地區時，可改採直角坐標系統，並略去科氏力項，故直角坐標系統線性化之方程式其形式如下

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \tag{A-8}$$

$$\begin{aligned}\frac{\partial P}{\partial t} + g h \frac{\partial \zeta}{\partial x} = & \frac{h^2}{2} \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial P}{\partial t} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial Q}{\partial t} \right) \right] \\ & - \frac{h^3}{6} \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\partial^2}{\partial t \partial x} \left(\frac{P}{h} \right) + \frac{\partial^2}{\partial t \partial y} \left(\frac{Q}{h} \right) \right]\end{aligned}\quad (\text{A-9})$$

$$\begin{aligned}\frac{\partial Q}{\partial t} + g h \frac{\partial \zeta}{\partial y} = & \frac{h^2}{2} \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial P}{\partial t} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial Q}{\partial t} \right) \right] \\ & - \frac{h^3}{6} \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{\partial^2}{\partial t \partial x} \left(\frac{P}{h} \right) + \frac{\partial^2}{\partial t \partial y} \left(\frac{Q}{h} \right) \right]\end{aligned}\quad (\text{A-10})$$

將上式中的 P，Q 予以消除，可得到的表示式為

$$\begin{aligned}& \frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} - g \frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right) - g \frac{\partial}{\partial y} \left(h \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) \\ & = \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{h^2}{2} \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) \right\} \right] - \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{h^3}{6} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \zeta}{\partial y^2} \right) \right] \\ & + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{h^2}{2} \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) \right\} \right] - \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{h^3}{6} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \zeta}{\partial y^2} \right) \right]\end{aligned}\quad (\text{A-11})$$

如果水深為均勻，則上式可簡化為

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} - g h \left(\frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \zeta}{\partial y^2} \right) = \frac{g h^3}{3} \left(\frac{\partial^4 \zeta}{\partial x^4} + 2 \frac{\partial^4 \zeta}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 \zeta}{\partial y^4} \right) \quad (\text{A-12})$$

四次微分項代表頻散項，如果忽略該項，則上述方程式就會退化成為一般的波動方程式。

若考慮底部摩擦作用的非線性淺水方程式可以下列各式表示之 (Liu et al., 1994) 為

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \quad (\text{A-13})$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{P^2}{H} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{P Q}{H} \right] + g H \frac{\partial \zeta}{\partial x} - f Q + \tau_x H = 0 \quad (\text{A-14})$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{P Q}{H} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{Q^2}{H} \right] + g H \frac{\partial \zeta}{\partial y} - f P + \tau_y H = 0 \quad (\text{A-15})$$

式中 t 為時間， ζ 為自由表面之變動水位，H 是全水深(即平靜時之水

深加上波高)， P 代表 x 方向之流量， Q 代表 y 方向之流量， g 是重力加速度常數， f 為科氏力參數， τ_x 與 τ_y 分別代表 x 及 y 方向剪應力。而底部摩擦項可使用科西公式為

$$\tau_x = \frac{g}{C_f^2 H^3} P (P^2 + Q^2)^{1/2}, \quad \tau_y = \frac{g}{C_f^2 H^3} Q (P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (\text{A-16})$$

或曼寧公式為

$$\tau_x = \frac{g n^2}{H^{10/3}} P (P^2 + Q^2)^{1/2}, \quad \tau_y = \frac{g n^2}{H^{10/3}} Q (P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (\text{A-17})$$

上式中的 C_f 表示科西公式的摩擦係數，而 n 代表相對粗糙係數，其與流動狀況及底部的表面粗糙度有關。

非線性方程式仍是採用蛙跳法為主，但此法對於對流項並不適用，故改採上風法(Upwind Scheme)處理，但其精度僅達到空間網格大小的一階。

附錄二 PARI模式簡介

本模式為自日本運輸省港灣空港研究所（PARI）引進，由於已經過南亞大海嘯及北海道大海嘯之驗證，驗證結果與實測資料頗為吻合。適在本模式中，除可進行海嘯計算外，尚可應用於暴潮計算；由於使用非線性方程式作為模式主要理論，故可以選擇線性長波計算、非線性長波計算及非線性長波的陸上溯上計算（包含防波堤及防潮堤的溢流計算）。與其他相關模式比較下，更可以同時進行多層水層及複合網格的數值計算，是本模式特點之一。本模式為「PARIS」與「PARID」，S 表示 Shallow water equation，D 表示 Dispersion。此下對本數值模式之理論做一概略性之介紹。

考慮一連續方程式，其可被表示為：

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (\text{B-1})$$

若從海底 $z = -h$ 積分至海面 $z = \eta$ 處，則方程式(B-1)可成為下列型態：

$$\int_{-h}^{\eta} \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right] dz = -(w_{z=\eta} - w_{z=-h}) \quad (\text{B-2})$$

在深度 $D = h + \eta$ 之範圍內，以斷面平均流速 (U, V) 代表每一點之流速 (u, v) ，則

$$(h + \eta)U = \int_{-h}^{\eta} u dz \quad (h + \eta)V = \int_{-h}^{\eta} v dz \quad (\text{B-3})$$

利用萊布尼茲定理，對連續方程式(B-2)之左項作積分，

$$\begin{aligned} \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial u}{\partial x} dz &= \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\eta} u dz - u \frac{\partial \eta}{\partial x} - u \frac{\partial h}{\partial x} \\ \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial v}{\partial y} dz &= \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\eta} v dz - v \frac{\partial \eta}{\partial y} - v \frac{\partial h}{\partial y} \end{aligned} \quad (\text{B-4})$$

右邊海面垂直方向的流速 w ，依據波形連續條件則有：

$$w_{z=\eta} = \frac{d\eta}{dt} = \frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (\text{B-5})$$

同樣地，利用底床邊界條件，海底垂直方向的流速 w 也可以表示成：

$$w_{z=-h} = -\frac{dh}{dt} = -u \frac{\partial h}{\partial y} - v \frac{\partial h}{\partial y}, \frac{\partial h}{\partial t} = 0 \quad (\text{B-6})$$

將式(B-4)、(B-5)、(B-6)代入式(B-2)，則方程式(B-3)若用斷面平均流速 (U, V) 可被改寫為：

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial \{(h+\eta)U\}}{\partial x} + \frac{\partial \{(h+\eta)V\}}{\partial x} = 0 \quad (\text{B-7})$$

另外，運動方程式為

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + A_h \left[\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right] + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ \frac{dv}{dt} &= -fu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + A_h \left[\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right] + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \\ \frac{dw}{dt} &= -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \end{aligned} \quad (\text{B-8})$$

式中， (x, y, z) 代表卡氏座標軸， (x, y) 表示水平面， z 表示平均海面垂直向下， (u, v, w) 為代表 (x, y, z) 之流速分量， p 為壓力， f 為折向係數 ($f = 2\omega \sin \phi$ ， ω 表示地球自轉角速度， ϕ 是緯度)， A_h 、 A_v 分別代表水平及垂直方向之渦動黏性係數。

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z} \quad (\text{B-9})$$

$\frac{dw}{dt}$ 與其他項相比之下甚小，故可予以忽略；故 z 方向運動方程式沿水

深方向作積分，壓力 p 可得：

$$p = -\rho g z + f(x, y) \quad (\text{B-10})$$

現在，若考慮離平均海水面高 η 處之氣壓 p_0 ，可寫為：

$$p = \rho g(\eta - z) + p_0 \quad (\text{B-11})$$

則式(B-11)分別計算 $\frac{\partial p}{\partial x}, \frac{\partial p}{\partial y}$ ，代入運動方程式(B-8)，可得：

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= f v - g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_0}{\partial x} + A_h \left[\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right] + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -f u - g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_0}{\partial y} + A_h \left[\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right] + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \end{aligned} \quad (\text{B-12})$$

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= \frac{\partial u}{\partial t} + u \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + u \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \\ &= \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial(u^2)}{\partial x} + \frac{\partial(uv)}{\partial y} + \frac{\partial(uw)}{\partial z} \end{aligned} \quad (\text{B-13})$$

同樣地，y 方向亦可做同樣的表示。

此外，將式(B-12)中的流速 (u, v) 從海底 $z = -h$ 積分至海面 $z = \eta$ 處，則可得 (x, y) 方向的流量 (M, N)

$$M = \int_{-h}^{\eta} u dz = u(h + \eta) = uD, \quad N = \int_{-h}^{\eta} v dz = v(h + \eta) = vD \quad (\text{B-14})$$

再一次使用萊布尼茲積分定理，將式(B-13)中的局部項及慣性項沿垂直分項作積分，可得：

$$\begin{aligned}
\int_{-h}^{\eta} \frac{\partial u}{\partial x} dz &= \frac{\partial}{\partial t} \int_{-h}^{\eta} u dz - u \frac{\partial \eta}{\partial t} - u \frac{\partial h}{\partial t}, \frac{\partial h}{\partial t} = 0, \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial(u^2)}{\partial x} dz = \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\eta} u^2 dz - u^2 \frac{\partial \eta}{\partial x} - u^2 \frac{\partial h}{\partial x} \\
\int_{-h}^{\eta} \frac{\partial(uv)}{\partial x} dz &= \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\eta} uv dz - uv \frac{\partial \eta}{\partial y} - uv \frac{\partial h}{\partial y} \\
\int_{-h}^{\eta} \frac{\partial(uw)}{\partial x} dz &= (uw)_{z=\eta} - (uw)_{z=-h} = u \left[\frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y} \right] + u \left[u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \right]
\end{aligned} \tag{B-15}$$

同樣地，y 方向亦採用相同的處理方法。

此外，利用垂直渦動黏性項，海面剪應力 τ_s 及海底剪應力 τ_b 可被表示如下：

$$\begin{aligned}
A_v \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} dz &= A_v \left\{ \left[\frac{\partial u}{\partial z} \right]_{z=\eta} - \left[\frac{\partial u}{\partial z} \right]_{z=-h} \right\} = \frac{1}{\rho_w} (\tau_{sx} - \tau_{bx}) \\
A_v \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} dz &= A_v \left\{ \left[\frac{\partial v}{\partial z} \right]_{z=\eta} - \left[\frac{\partial v}{\partial z} \right]_{z=-h} \right\} = \frac{1}{\rho_w} (\tau_{sy} - \tau_{by})
\end{aligned} \tag{B-16}$$

故以上所述，若使用 (M, N) 來表示，則沿垂直方向積分後之連續方程式及運動方程式可被表示如下：

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} &= 0 \\
\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{M^2}{D} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{MN}{D} \right] \\
&= fN - gD \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{D}{\rho} \frac{\partial p_0}{\partial x} + \frac{1}{\rho} (\tau_{sx} - \tau_{bx}) + A_h \left[\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right] \\
\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{MN}{D} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{N^2}{D} \right] \\
&= fM - gD \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{D}{\rho} \frac{\partial p_0}{\partial y} + \frac{1}{\rho} (\tau_{sy} - \tau_{by}) + A_h \left[\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right]
\end{aligned} \tag{B-17}$$

然後，如果把垂直方向之水深分為上下兩層，則每層之間各有獨

立的連續方程式及運動方程式；如果以 D_1 及 D_2 分別代表上下層之水深厚度，則有：

$$D_1 = h_1 + \eta, D_2 = D - D_1 = h - h_1 \quad (\text{B-18})$$

則各層之間的流量可分別表示為：

$$\begin{aligned} M_1 &= \int_{-h_1}^z u dz = u(h_1 + \eta) = uD_1, \quad N_1 = \int_{-h}^z v dz = v(h_1 + \eta) = vD_1 \\ M_2 &= \int_{-h}^{-h_1} u dz = u(h - h_1) = uD_2, \quad N_2 = \int_{-h}^{-h_1} v dz = v(h - h_1) = vD_2 \end{aligned} \quad (\text{B-19})$$

(B-19)式可用來表示上下層的連續方程式及運動方程式；另外，上下層間的慣性項亦可表示如下：

$$\begin{aligned} \int_{-h_1}^{\eta} \frac{\partial(uw)}{\partial x} dz &= (uw)_{z=\eta} - (uw)_{z=-h_1} = (uw)_{z=\eta} - (uw)_{z=i} \\ \int_{-h}^{-h_1} \frac{\partial(uw)}{\partial x} dz &= (uw)_{z=-h_1} - (uw)_{z=-h} = (uw)_{z=i} - (uw)_{z=-h} \end{aligned} \quad (\text{B-20})$$

若(B-20)式中的 $z=\eta$ 及 $z=-h$ 等項，因其他慣性項的垂直方向積分有出現相同的項次時，可互相抵消；如此，僅會剩下 $z=-h_1$ 的項。同樣地，垂直方向的渦動黏性項，

$$\begin{aligned} A_v \int_{-h_1}^{\eta} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} dz &= A_v \left\{ \left[\frac{\partial u}{\partial z} \right]_{z=\eta} - \left[\frac{\partial u}{\partial z} \right]_{z=-h_1} \right\} = \frac{1}{\rho_w} (\tau_{sx} - \tau_{ix}) \\ A_v \int_{-h}^{-h_1} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} dz &= A_v \left\{ \left[\frac{\partial u}{\partial z} \right]_{z=-h_1} - \left[\frac{\partial u}{\partial z} \right]_{z=-h} \right\} = \frac{1}{\rho_w} (\tau_{ix} - \tau_{bx}) \end{aligned} \quad (\text{B-21})$$

如同之前的各項，y 方向也可以採用同樣的方式。

分別使用式(B-21)、(B-22)，則上下兩層個別的連續方程式及運動方程式可被表示如下：

上層表示式：

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M_1}{\partial x} + \frac{\partial N_1}{\partial y} &= w_i \\
\frac{\partial M_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{M_1^2}{H_1} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{M_1 N_1}{H_1} \right] + (uw)_i &= \\
fN_1 - gH_1 \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{H_1}{\rho_w} \frac{\partial p_0}{\partial x} + \frac{1}{\rho} (\tau_{sx} - \tau_{ix}) + A_h \left[\frac{\partial^2 M_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M_1}{\partial y^2} \right] \\
\frac{\partial N_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{M_1 N_1}{H_1} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{N_1^2}{H_1} \right] + (uw)_i &= \\
-fM_1 - gH_1 \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{H_1}{\rho} \frac{\partial p_0}{\partial y} + \frac{1}{\rho} (\tau_{sy} - \tau_{iy}) + A_h \left[\frac{\partial^2 N_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N_1}{\partial y^2} \right]
\end{aligned} \tag{B-22}$$

下層表示式：

$$\begin{aligned}
w_i + \frac{\partial M_2}{\partial x} + \frac{\partial N_2}{\partial y} &= 0 \\
\frac{\partial M_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{M_2^2}{H_2} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{M_2 N_2}{H_2} \right] - (uw)_i &= \\
fN_2 - gH_2 \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{H_2}{\rho_w} \frac{\partial p_0}{\partial x} + \frac{1}{\rho} (\tau_{ix} - \tau_{bx}) + A_h \left[\frac{\partial^2 M_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M_2}{\partial y^2} \right] \\
\frac{\partial N_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{M_2 N_2}{H_2} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{N_2^2}{H_2} \right] - (vw)_i &= \\
-fM_2 - gH_2 \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{H_2}{\rho} \frac{\partial p_0}{\partial y} + \frac{1}{\rho} (\tau_{iy} - \tau_{by}) + A_h \left[\frac{\partial^2 N_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N_2}{\partial y^2} \right]
\end{aligned} \tag{B-23}$$

海面上因風作用所產生的剪應力：

$$\begin{aligned}
\tau_{sx} &= \rho_a C_D W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \\
\tau_{sy} &= \rho_a C_D W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2}
\end{aligned} \tag{B-24}$$

式中， ρ_a 是空氣密度， C_D 是海面的阻抗係數， (W_x, W_y) 是海平面上 10 公尺高之速度分量。海床上因摩擦所引起的剪應力：

$$\tau_{bx} = \frac{\rho_w g n^2}{H_2^{7/3}} M_2 \sqrt{M_2^2 + N_2^2}, \tau_{by} = \frac{\rho_w g n^2}{H_2^{7/3}} N_2 \sqrt{M_2^2 + N_2^2} \quad (B-25)$$

式中， ρ_w 是海水密度($1.03 g/cm^3$)， g 是重力加速度， n 是粗糙係數($n = 0.026$)。

至於交界面上的剪應力，依式(21)的定義可改寫如下：

$$\tau_{ix} = 2\rho_w A_v \frac{U_1 - U_2}{D}, \tau_{iy} = 2\rho_w A_v \frac{V_1 - V_2}{D} \quad (B-26)$$

式中， (U_1, V_1) 是上層兩方向的平均流速分量； (U_2, V_2) 是下層兩方向的平均流速分量。

交界面上的動量傳輸是以 $(uw)_i$ 、 $(vw)_i$ 來表示。交界面上的流速假設為

$$u_i = \frac{U_1 + U_2}{2}, v_i = \frac{V_1 + V_2}{2} \quad (B-27)$$

下層有以下的連續方程式關係存在：

$$w_i = \frac{\partial M_2}{\partial x} + \frac{\partial N_2}{\partial y}$$

則動量可被表示如下的計算方式：

$$(uw)_i = \frac{U_1 + U_2}{2} \left[\frac{\partial M_2}{\partial x} + \frac{\partial N_2}{\partial y} \right], (vw)_i = \frac{V_1 + V_2}{2} \left[\frac{\partial M_2}{\partial x} + \frac{\partial N_2}{\partial y} \right] \quad (B-28)$$

附錄三 ■期中□期末報告審查意見處理情形表

計畫名稱：臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析(3/4)

執行單位：中山大學

參與審查人員 及其所提之意見	合作研究單位 處理情形	本所計畫承辦單位 審查意見
一、臧效義委員 1.建議將重要的前期結論以及理論架構多補充於第二章中。 2.預期成就的項目應該逐項說明整理於報告書中。 3.表 3.1 各港口計算點位選擇原因?應稍做說明!	感謝委員之建議。前期結論已補充於 3.1 節；本研究主要理論及相關驗證已補充於期末報告中 3.2~3.6 節中。 感謝委員之建議。本年度之預期成就已敘明於第六章中。 感謝委員之建議。計算點位之選擇需考量實際地形、網格大小及互逆格林函數之要求，請見 4.1 節。	同意 同意 同意
二、黃國書委員 1.Matlab 程式在地殼變動模式上是否允許留下未來擴充或修改空間? 另外，未來擬進行使用者之教育訓練嗎? 2. Xu Zeigang (2007)的論文是相當重要的參考文獻，能否加強說明? 3.報告未見臺灣附近隱沒帶等資料(工作項目一)，請增加。	感謝委員之建議。視窗化作業介面之擴充性甚為良好，未來將依使用單位之需求做進一步改進。當計劃完成之後將撰寫完整之使用說明供使用單位參考。 感謝委員之建議。本研究採用 Xu(2007)之概念，其主要包含互逆格林函數及放大率等概念，請見 3.3 節。 感謝委員之建議。台灣附近海域可能產生近域海嘯之斷層已敘明於 2.2 節。	同意 同意 同意

4. 綜合討論針對表 3.2 表 3.3 之計算條件(模擬震源之位置)與結果之討論請作更深入說明(ex., 基隆港與臺中港之最大水位到達時間相同?)	感謝委員之建議。4.2 節之測試案例係假設台灣西南海域發生地震矩規模 7.0 之地震，其海嘯波對各港口之影響，請詳見 4.2.1 節。	同意
三、林昭圭委員 1.本年度之工作項目中，包含瞭解可能造成大海嘯之隱沒帶及斷層活動，以便能預先掌握對臺灣環島近岸地區可能發生危險機率。因此報告中理應蒐集臺灣周遭水域之地震紀錄及及斷層資料應加以分析，但期中報告中對此一部份並未著墨僅強調數值模式之使用與結果展示。建議後續能針對實用面再加強，以符合計畫標的。 2.如果要做即時評估，則應檢討中央氣象局發布地震特報之時間，以判定是否來得及分析。此外，中央氣象局之特報中似乎不包含斷層長度，建議檢討。 3. 2.2~2.4 節應加強圖說	感謝委員之建議。台灣附近海域可能產生近域海嘯之斷層已敘明於 2.2 節。 感謝委員之建議。海底斷層之長度受限於探測經費及技術，故一般也使用經驗公式換算求出。本計劃研究主要成果為提供港務局做應變機制之參考，與中央氣象局之執掌有所區隔。 感謝委員建議。已增列相關圖說於期末報告第三章各節中。	同意 同意 同意
四、蔡清標委員 1.本研究利用互逆格林函數演算模式，建立海嘯水位預估，並預估各種震度下，各港域可能發生之水位高程，期中成果，可予肯定。	感謝委員肯定。	

2.目前預估震度規模達 9.0(是否偏大?),建議執行單位亦可蒐集過去港域可能影響之最大震度及震源位置資料而模擬並比較之。	感謝委員建議。根據 NGDC 資料庫中有關台灣海嘯之紀錄顯示,最大地震規模為 7.8;4.2 節之系統測試案例乃是假設震央位於台灣西南部海域,地震規模為 7.0。	同意
3.各港水位變化之預估,是否指表 3.1 之各港口處,此水位變化與震源位置是否有敏感的關係,建議有所評估。	感謝委員建議。表 4.1 所列各港之預測點位即是代表各港水位之變化;由於必須配合網格大小及互逆格林函數之要求,故點位之選擇不宜過於靠近海岸,以避免非線性現象發生。	同意
4.淹水潛勢分析應與潮位及結構物高程有很大關係,未來模擬時應予考量。	感謝委員之建議。將列為未來之執行項目之一。	同意
五、蘇青和委員 1.請補充說明格林函數之可逆線性理論,是否會受較淺水深或陸地海岸影響其可逆特性。 2.本度建立之視窗化海嘯波高查詢系統,以近域海底地震為考量,系統是否可納入遠域海底地震之模擬(時間考量)? 3.年度工作第 1 項 ”臺灣鄰近海域或遠區海域之可能發生海嘯隱沒帶、斷層等資料蒐集及分析” 部份較缺乏請補增。	感謝委員之建議。在水深大於 50 米之情況下,可用線性淺水方程式模擬海嘯之傳遞行為,此時格林函數可以應用在線性情況中,且具可逆性及對稱性,詳見 2.3 節。 感謝委員之建議。將列為未來之執行項目之一。 感謝委員之建議。台灣附近海域可能產生近域海嘯之斷層已敘明於 2.2 節。	同意 追蹤 同意

4.報告撰寫內容請依本所規定，期末報告增加納入中英文摘要。	感謝委員之建議。已補列。	同意
六、簡仲璟科長 1.第三章有關各國際港模擬海嘯水位及到達時間，其模擬之斷層位置及相關參數(地震矩除外)請補充。 2.若斷層位置在日本或智利時系統之預報時間是否超過 180 分鐘，請補充說明系統預報時間如何設定，是否與斷層的位置距離有關。 3.海嘯波視窗化查詢系統中之斷層參數，建議參考中央氣象局所發布之地震資訊做為參數輸入，以方便一般使用者。此外本系統建議先移轉本中心進行測試後，再考慮是否提供網路連線操作功能。 4.請預先規劃本系統未來如何加入預警功能。	感謝委員之建議。已將假設震央位址及參數資料列於圖 4.1 及表 4.2 中。 感謝委員之建議。本介面系統目前是考慮近域海嘯對台灣之影響，至於遠域海嘯之所需時間需時更長；可配合使用單位之需求，視震央地點延長系統預報時間。 感謝委員之建議。本系統目前已可擷取地震資訊。詳見期末報告 5-3 節。 感謝委員之建議。請詳見期末報告 5-3 節。	同意 同意 同意 同意

附錄四 □期中■期末報告審查意見處理情形表

計畫名稱：臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析(3/4)

執行單位：中山大學

參與審查人員 及其所提之意見	合作研究單位 處理情形	本所計畫承辦單位 審查意見
一、張國棟委員		
1.研究成果符合預期且內容豐富。	感謝委員肯定。	
2.報告參考相當多文獻，但部份並未列出，請進量完整呈現。	感謝委員之建議。已將所有參考文獻列出。	同意
3.互逆格林函數理論部份為本計畫核心，建議在報告內能更完整的解說，以供未來使用者參考。	感謝委員之建議。已將互逆格林函數理論補充說明於第 3.3 節。	同意
4.圖 3.10 及圖 3.12 為同一海嘯來源位置(僅規模有所差異)，但在高雄的海嘯波形差異不小，尤其圖 3.10 中的最大水位發生的時間在第 4 個峰值，是否有特殊原因解釋？	感謝委員建議。為免混淆，原案例測試已刪除，並以單一震源作為案例測試。	同意
5.海嘯查詢系統中之海嘯來源位置若不在模式建立的預設條件下，仍需進行計算，是否未來能直接預先模擬出各地的 GF 值，不需再進行模擬。	感謝委員建議。實際上本研究已建立各地之 GF 資料庫，僅需知道海嘯初期水位即可進行測報作業；故加大目前震源範圍是未來工作項目之一。	同意
6. 建議未來能使用較高解析度水深資料進行模擬尤其在近岸地區水深變化較大，對模擬結果的實用性較高。	感謝委員建議。本計劃之目的在於增進現有海嘯模擬之計算效率，若使用高解析度之地形資料，恐無法有效提升計算效率。	同意

二、蔡清標委員		
1.本計畫旨在建立海嘯數值，以求快速求得各港域的海嘯水位，工作成果具執行成效。	感謝委員肯定。	
2.表 2.3 震央位址，建議有較清晰的註明，如“約距花蓮港東南方 30 公里處”之敘述。	感謝委員建議。相關敘述已作修正，請見 p.2-3。	同意
3.式(3.1)~(3.3)之符號定義，請修訂。	感謝委員建議。相關符號已做修正，請見 p.3-10.	同意
4. 4.2 節，主要假設台灣西南部地震規模 7.0 之地震，建議可增加計算例，如發生於花蓮外海之地震模擬。各圖之水位變化的特性，建議有所描述。另圖 4.14 花蓮港的模擬時間應增加。	感謝委員建議。4.2 節分別考慮震源於台灣西南海域及東部外海，並加長模擬時間，請詳見 4.2 節。	同意
5.依過去之記錄，遠域海嘯對台灣之侵襲影響並不低於近域者，故模式之效率仍有改善研究之空間。	感謝委員建議。遠域海嘯對於台灣之影響將列入未來工作項目之一。	追蹤
6. P4-13 及 P6-2 結論，海嘯的發生地是否符合實際，這些結論的可信度文中應有說明探討。	感謝委員建議。第 4.2 節之測試乃是假設台灣西南海域及東部外海發生相同規模之海嘯，對於國內各港口之影響，其中東部外海之震源是取自 2009.10.4 之實際案例，故其結論應有相當之可信度。	同意
7.文獻格式應一致化。	感謝委員建議。已將參考文獻格式統一。	同意

三、黃國書委員 1.關於減少計畫時間與記憶容量部份有否實際案例可供比較？與傳統推算方式之差異可達多少百分比？ 2.對於非海底地震所形成之海嘯或是水面抬升坡面不同(momentum)時也可應用嗎？ 3.文章當中 r 或 s 之定義是否為一致？倘沒有一致應於段落中說明。 4.報告撰寫的語氣應有期末報告之語氣，如 P6-1 “計畫完成後，預計---”，可改成“計畫完成後，獲得以下---”。	感謝委員建議。此一部份說明請詳見 5.2 節。 感謝委員建議。本系統僅能使用在因海底地震所造成之海嘯，其餘之海嘯成因，本系統並不適用。 感謝委員建議。r 在本研究之定義為接收點，s 為震源區，請詳見 3.3 節。 感謝委員建議。相關敘述已作修正，請詳見 6.1 節。	同意 同意 同意 同意
四、蘇青和委員 1.第 3 章精進海嘯數值模式，為方便不同審查委員了解模式特性，建議增加 PARI 與 COMCOT 兩模式之說明，也可將部份理論說明置於附錄。 2.第 4 章各國際港利用格林函數計算之放大率分析方面： (1)圖 4.15~圖 4.20 報告之黑白圖無法顯示放大率大小，建議以彩色印製，或也可以等高線繪圖。 (2)每個港也可選取幾個影響港區較大之定點，繪製	感謝委員建議。表 3.1 列出兩模式異同之處。附錄一、二分別說明兩模式之基本理論。 (1)感謝委員建議。期末報告將以彩色印製。 (2)感謝委員建議。第 4.2 節討論不同震源位址對於港	同意 同意 同意

時間變化之歷線圖，可以比較不同震源影響港區之時間差異。 (3)模式計算區域涵蓋之範圍稍嫌太小，未來建議擴大計算區域。 3.第5章視窗化海嘯波高查詢系統，未來是否考慮將各港區海嘯溢淹成果納入展示內容？	區之影響，詳見 4.2 節。 (3)感謝委員建議。將列為未來工作項目之一。 感謝委員建議。將列為未來工作項目之一。	追蹤 追蹤
五、簡仲璟科長 1.海嘯水位模擬結果受那幾個主要斷層參數影響？請補充說明。 2.海嘯水位模擬之視窗化操作介面，請儘速轉移至本中心。此外該操作是否擴充？並與地震測報系統作連結，達成自動化作業。 3.海嘯早期預警系統之規劃為本年度工作項目之一，請補充。 4.第一章第 1-5 頁中所謂“可抵禦”或“可抵抗”之定義如何？請說明。	感謝委員建議。根據 4.3 節簡易之測試顯示，滑移量對於海嘯水位模擬結果影響較大，詳見 4.3 節。 感謝委員建議。目前本系統可擷取相關地震資訊。 感謝委員建議。海嘯早期預警系統之規劃已補充說明於 5.3 節。 感謝委員建議。”可抵禦”或”可抵抗”本研究意指當海嘯波高超過現有結構物之高度時，即有可能發生溢淹，為方便了解起見，相關敘述已作修正，詳見 p.1-5。	同意 同意 同意 同意

附錄五 期末審查簡報

台灣沿岸海嘯影響範圍與淹水 潛勢分析(3/4)

期末報告

中山大學 陳冠宇 陳陽益
李孟學 林佳豪

本期工作目標

1. 臺灣鄰近海域或遠區海域之可能發生海嘯隱沒帶、斷層等資料蒐集及分析。
2. 精進本計畫建立之本土化海嘯數值模式，以快速求得臺灣環島海域之海嘯異常水位。
3. 建立臺灣主要商港(包括基隆港、臺北港、花蓮港及蘇澳港等)海嘯數值模式之格林函數，評估港區影響可能範圍及危險程度之潛勢分析。
4. 建立視窗化操作介面之海嘯波高查詢系統。
5. 建構海嘯預警系統之初步規劃。

本年預期成果

- 1.瞭解可能造成大海嘯的隱沒帶、斷層斷層運動，及預先掌握對臺灣環島近岸地區可能發生危險機率。
- 2.海嘯發生時，可快速求得各港區正確之外海海嘯波高。可應用在不同波源之外海海嘯波高計算，評估鄰近地區發生海嘯時對各大商港的影響。
- 3.引用格林函數原理減少遠域海嘯之計算時間與記憶容量需求。

預期之效益及應用

- 1.掌握可能造成大海嘯的斷層發生地震時，臺灣沿岸(港灣近岸港區為重點)之海嘯影響範圍與淹水潛勢，提供各港務局或觀光局，預先掌握對臺灣環島近岸地區可能發生之風險及因應措施。
- 2.了解海嘯在臺灣周遭海域發生時的傳播與溢淹特性，據以作為教育民眾防災自救知識的教材，供民眾緊急逃生用。
- 3.提供後續相關研究之依據。

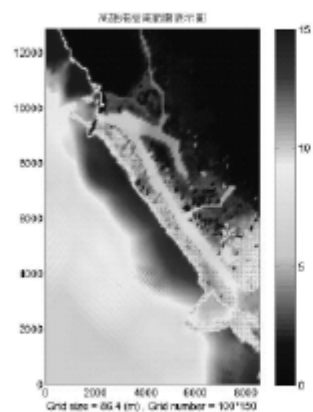
前期成果

震源區域	最大波高發生時刻及地點		最大流速發生時刻及地點			台灣受海嘯威脅區域		
	波高(m)	時刻(分)	地點	流速(m/s)	時刻(分)			
呂宋島西北方	2.20	70	台南安平港	3.00	220	台中港以南沿岸至高雄屏東	近岸海嘯	
福建泉州	3.00	100	淡水河口	2.75	90	台中港以北沿岸至台灣東北角		
宜蘭龜山島	2.20	40	蘇澳港	2.00	75	蘇澳港		
日本琉球群島	0.80	250	基隆港	2.20	255	蘇澳港	台灣東北角沿岸	遠域海嘯
日本關東地區	0.20	330	蘇澳港	0.32	350	蘇澳港	影響甚小	
日本北海道	0.15	300	基隆港	0.25	300	蘇澳港	影響甚小	
新幾內亞	1.25	405	蘇澳港	2.00	405	蘇澳港	蘇澳港以北沿岸	

表 3.7 不同震源引發的台灣海嘯威脅 (時刻：地震發生時間起算)

■綜上所述，台灣各港口所面臨的海嘯威脅以東北部(基隆港、蘇澳港)及西南部(高雄港、安平港)最具潛在性危險

2. 高雄市溢淹模擬



■外海發生地震矩規模為9.0所引發之海嘯：顯示海嘯波直撲高雄港，溢淹範圍北至高雄市左營區、三民區；東至高雄市小港區、高雄縣鳳山市與高雄市交界處附近，其受災範圍甚廣；且高雄港受到如此規模的海嘯侵襲，高雄港區內的水位變化持續震盪變化五小時後，水位才會逐漸下降趨於海水零位面。

■另外，從模式計算結果，高雄港可抵禦的海嘯威脅為地震矩規模7.58 左右，高雄市旗津區中部可抵抗之最大波高約5.5米，第一與第二出口處附近可抵抗的最大波高約3.0米

圖 4.28 高雄港溢淹範圍表示圖(單位：公尺)

台灣海嘯歷史紀錄及可能震源區域

表 2.2 可能發生過或假想過台灣之海嘯紀錄
(轉自謝明忠, 李海門 2004)

[illegible]

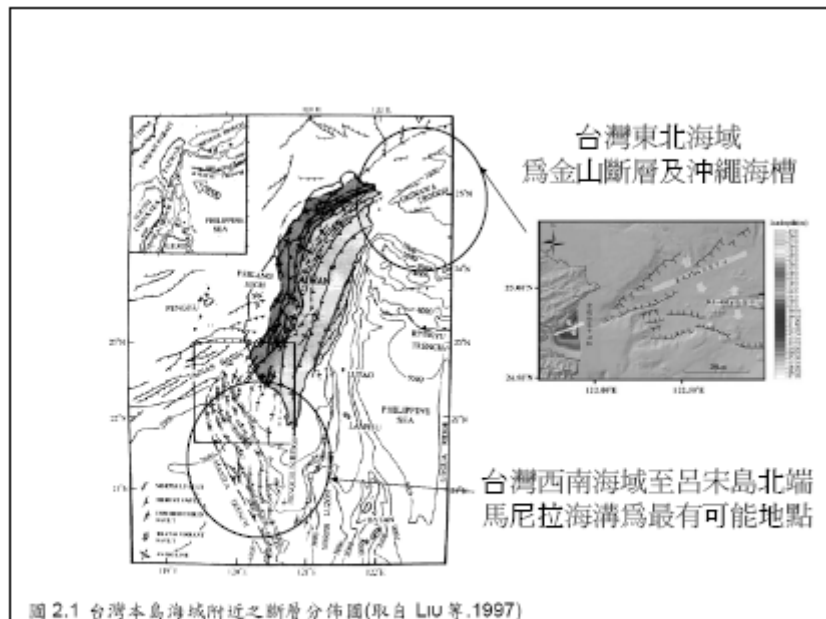
台灣及附近地區共有數十個海嘯及疑似海嘯紀錄。但大部份的海嘯波高皆不大，也無重大之災情；從歷史文獻紀錄及斷層分佈綜合推測，基隆、安平及高雄曾經發生大海嘯事件是可信度較高的歷史事件。

表 2.3 NODC 海嘯事件資料庫中臺灣海嘯之歷史紀錄

臺灣海嘯之歷史紀錄之震央位址



發生時間		地震規模	地震資訊			
年	月	國家	震央坐標	緯度	經度	
1661	1	8	6.4	TAIWAN TAIWAN	23.000	123.300
1681	2	8	6.0	TAIWAN TAIWAN	23.000	123.300
1721			6.0	TAIWAN TAIWAN	23.000	123.300
1752	8	9	6.0	TAIWAN TAIWAN	23.000	123.300
1853	10	29		TAIWAN E. TAIWAN-REYUKU ISLANDS		
1903	9	7		TAIWAN TAIWAN		
1917	5	6 12 19	5.8	TAIWAN TAIWAN	23.200	121.400
1925	9	1 19 16	6.0	TAIWAN TAIWAN	24.500	122.600
1951	10	12 5 45	7.3	TAIWAN TAIWAN	23.800	121.700
1963	2	13 8 50	4.5	TAIWAN E. TAIWAN-REYUKU ISLANDS	24.400	122.300
1966	3	12 16 31	7.6	TAIWAN E. TAIWAN-REYUKU ISLANDS	24.100	122.600
1972	1	25 2 6 23	7.5	TAIWAN E. TAIWAN	22.500	122.300
1976	7	23 14 42 36 9	7.4	TAIWAN TAIWAN	22.282	121.512
1986	11	14 21 20 16 5	7.8	TAIWAN TAIWAN	23.901	121.574
1990	12	13 10 50 11 8	6.3	TAIWAN TAIWAN	23.722	121.627
1998	5	3 23 30 21 0	7.5	TAIWAN TAIWAN SOUTHEAST OF	22.306	125.306
2001	12	18 4 2 58 2	6.8	TAIWAN TAIWAN	23.854	122.754
2003	3	31 6 52 56 14	7.1	TAIWAN TAIWAN	24.250	122.150
2006	12	25 12 28 21 4	7.0	TAIWAN TAIWAN	21.700	123.750



精進本土化海嘯數值模式

■現行海嘯模式之缺點：

1. 必須假設斷層位址(即必須先得知初始條件)，方可藉此計算可之影響範圍，即是由一點源計算全域之反應。
2. 計算效率無法提昇。必須利用高規格電腦設備進行計算，對於預報及資料庫建立有困難。
3. 預先得知可能之震央也是一困難點。

■改善方法：

利用格林函數演算模式，可有效避免傳統模式之問題，本年度計畫執行擬採用此一觀念進行其他港區之模擬。

2.1 海嘯波源驅動模式 - elastic half-space dislocation model

Mansinha and Smylie(1971)的彈性半空間錯移模型

- 起始海水面變動是利用海床位移量的計算來產生，假設海水為不可壓縮體，海床為剛體性質，將地震發生與海水面變動視為同時發生。
- 計算走向滑距(strike-slip displacement)及傾向滑距(dip-slip displacement)在垂直地表方向的分量，即垂直位移的總量來代表起始海水面變動。

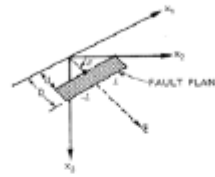
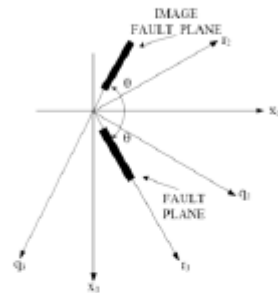
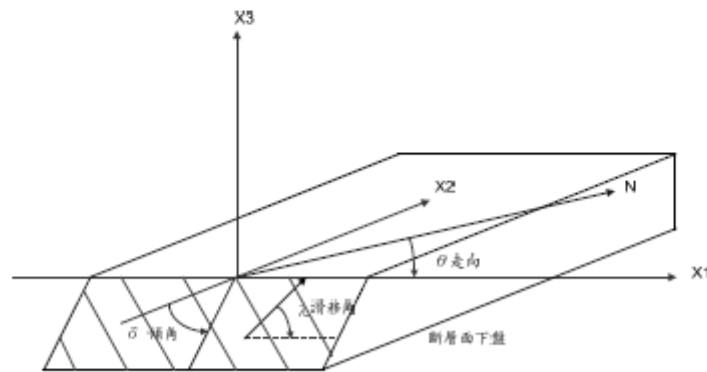


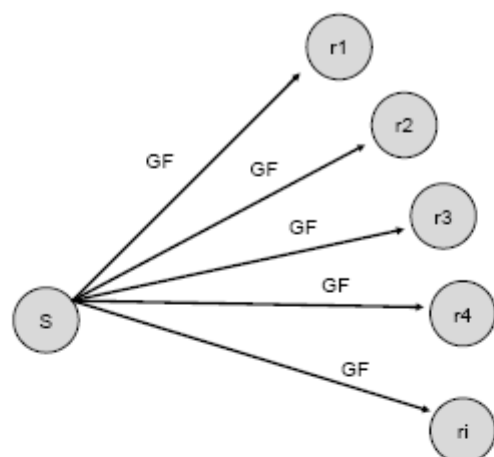
圖 3-9 Smylie 模型模型的斷層面何及座標系統(Mansinha and Smylie, 1971)



Hiroo Kanamori 座標系統-斷層參數之示意圖

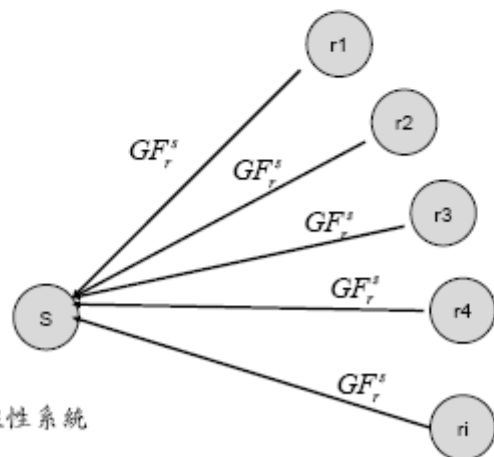
- 斷層參數為模式重要輸入資料
- 可取美國哈佛中心地震矩張量解(即 Harvard CMT)之資料 (<http://www.globalcmt.org/>)

傳統格林函數-one- source-all-receiver



$GF_s^r \Rightarrow$ 當 s 點產生一波源時， r 點所產生之反應。

互逆格林函數-RGF-當 ri 點產生一波源時， S 點所產生的反應。



對線性系統

$$GF_s^r = GF_r^s$$

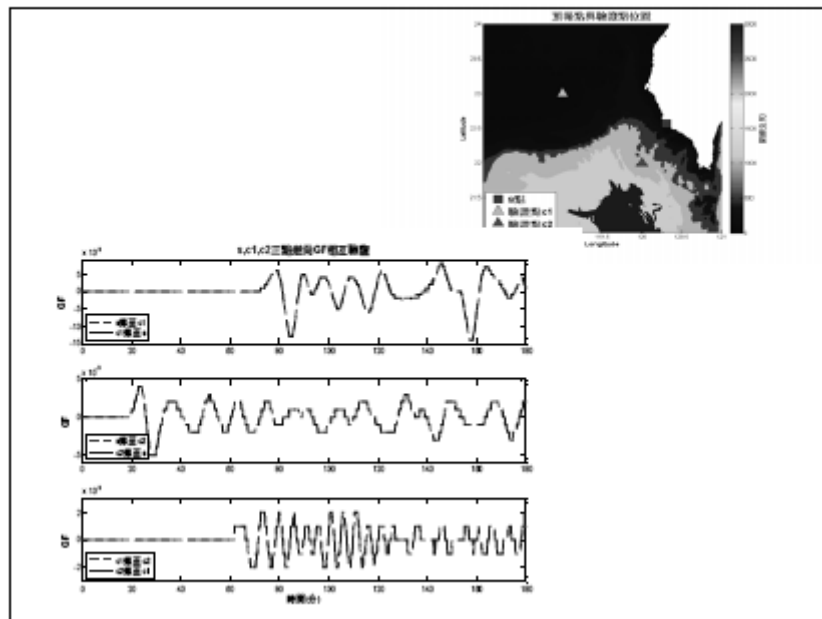
互逆格林函數的驗證

$$GF_r^s = \frac{r\text{點水位}}{s\text{波源之初始水位}}$$

$$GF_s^r = GF_r^s$$

$$H_{st} = \sum_{r=1}^N \sum_{t=1}^M (GF_{rt} \cdot H_{r1})$$

(2.6)式的 H_s, t 為 s 點在時間 t 的水位高度， GF_r, t 為各 r 點在時間 t 的 GF ， $H_r, 1$ 各 r 點的初始水位高度， N 為所有 r 點的總數， M 為總時間長度。



外海海嘯預報的格林函數應用(以高雄為例)

表 2.1 第一次試驗的斷層參數

震央位置	東經 120.52° 北緯 21.81°
震源深度	19600 公尺
斷層長度	37358 公尺
斷層寬度	18679 公尺
平均滑移量	1.1008 公尺
strike direction	165 度
dip angle	30 度
slip angle	-76 度
地震矩規模	7.0

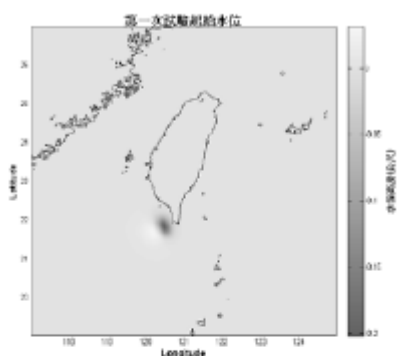


圖 2.8 利用斷層模式所模擬的第一次試驗水位

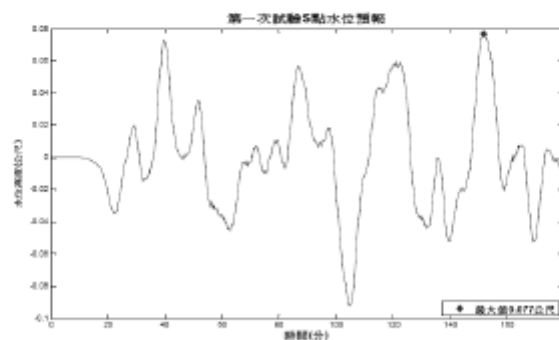


圖 2.9 第一次試驗在 s 點的海嘯高度預報

預報結果顯示受海嘯作用引起的最大水位僅 7、8 公分(接近第 40 分鐘及第 150 分鐘)，對高雄近岸之威脅不大。

表 2.2 第二次試驗的斷層參數

震央位置	東經 119.5° 北緯 21.5°
震源深度	5000 公尺
斷層長度	60000 公尺
斷層寬度	30000 公尺
平均滑移量	15 公尺
strike direction	329 度
dip angle	15 度
slip angle	110 度
地震矩規模	8.0

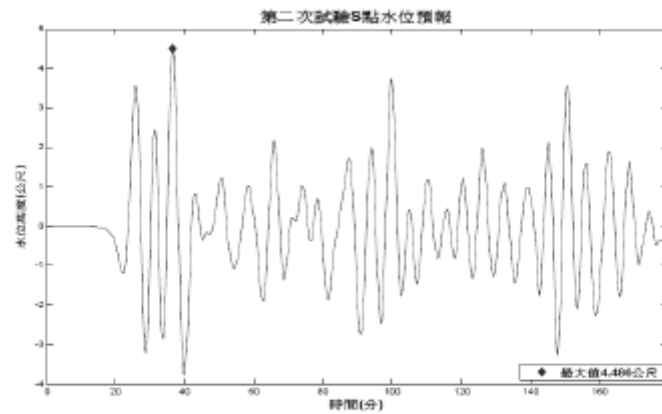
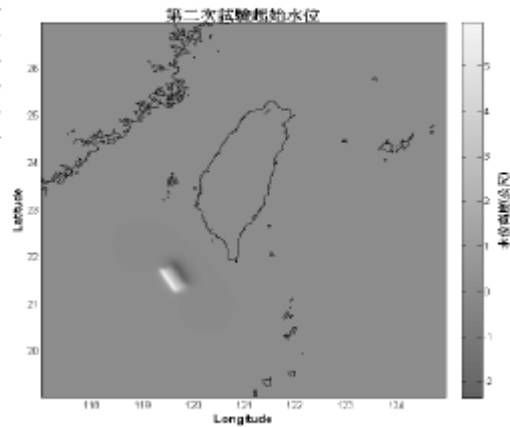


圖 2.11 第二次試驗在 s 點的海嘯高度預報

預報結果顯示s點受海嘯作用引起的水位最大值達4.486公尺(接近第37分)，最大波高約8公尺，對高雄港近岸威脅甚大。

各國際港之格林函數

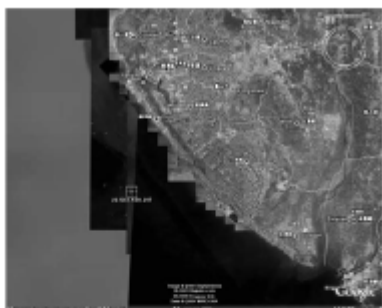


圖 3.1 高雄港

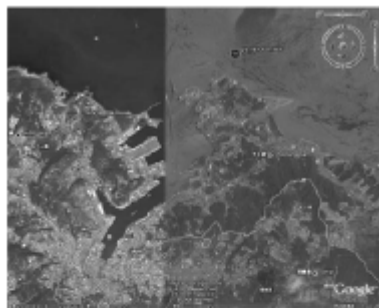


圖 3.2 基隆港



圖 3.3 台中港



圖 3.4 花蓮港

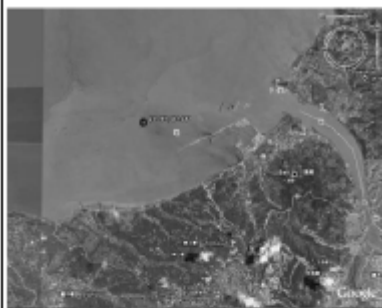


圖 3.5 台北港

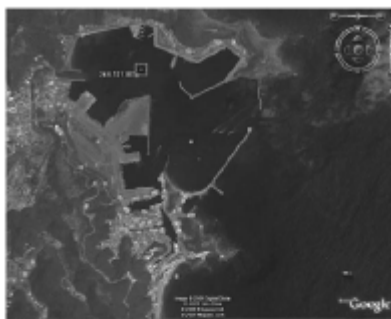


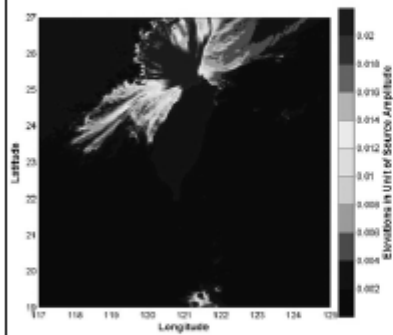
圖 3.6 蘇澳港

表 3.1 各港口計算點位、水深及離岸距離

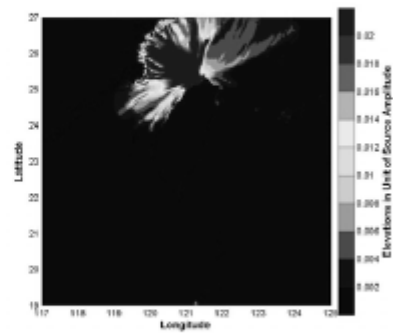
港口	經度	緯度	該點水深 (m)	離岸距離 (km)
高雄	120.267	22.533	22	5.5
基隆	121.767	25.167	38	2.38
台中	120.5	24.333	21	4.3
花蓮	121.633	24.033	42	0.39
蘇澳	121.867	24.6	20	0.83
台北	121.333	25.167	28	4.54

以互逆格林函數評估可能影響港區的海嘯發生範圍及其危險程度

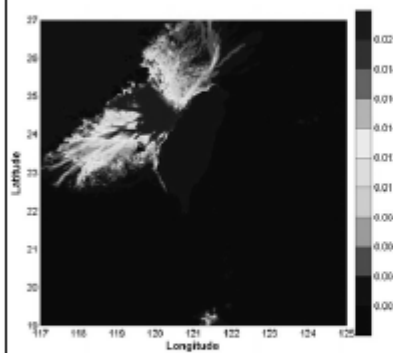
最大放大率 (max gain)：互逆格林函數的最大絕對值，代表可能有影響該地之海嘯發生範圍及其危險程度



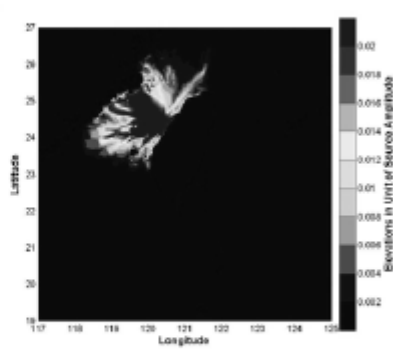
台北港於144分鐘內之放大率分佈圖



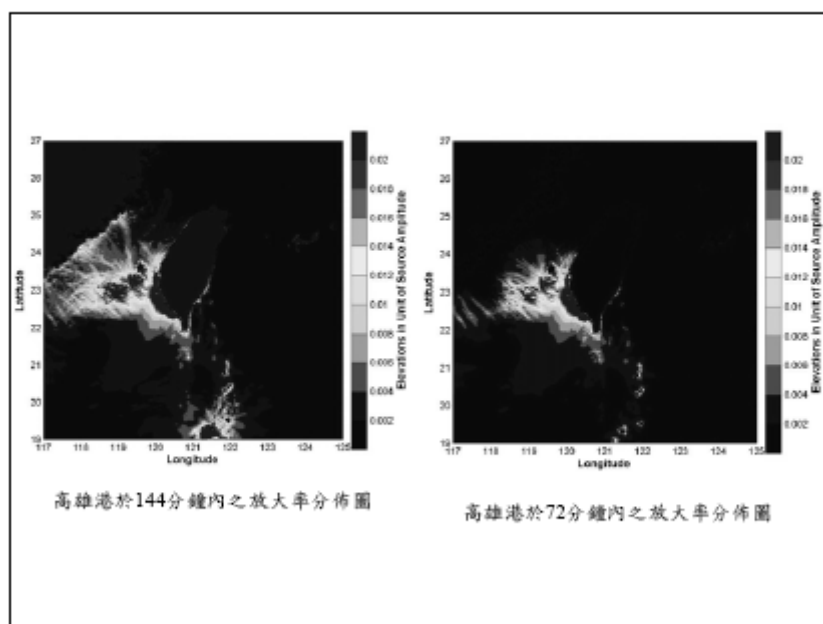
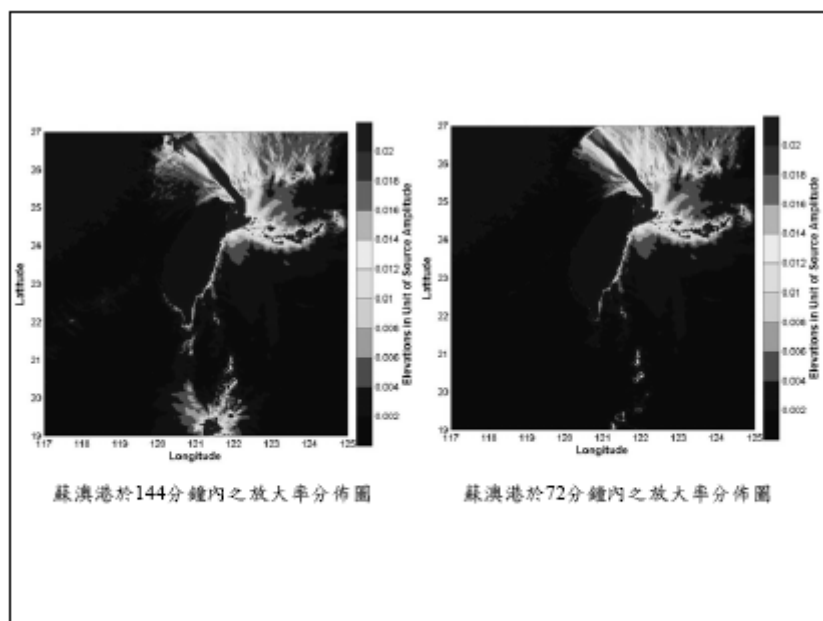
台北港於72分鐘內之放大率分佈圖

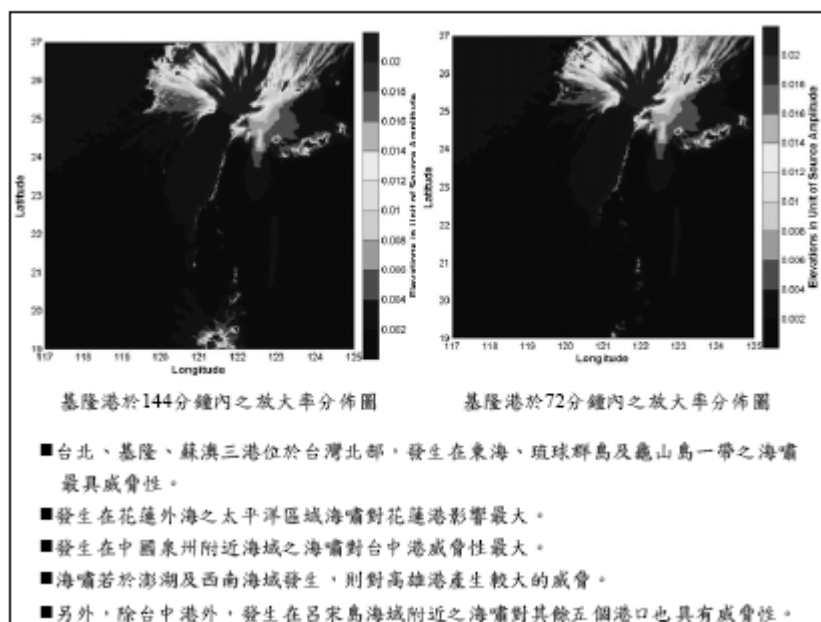
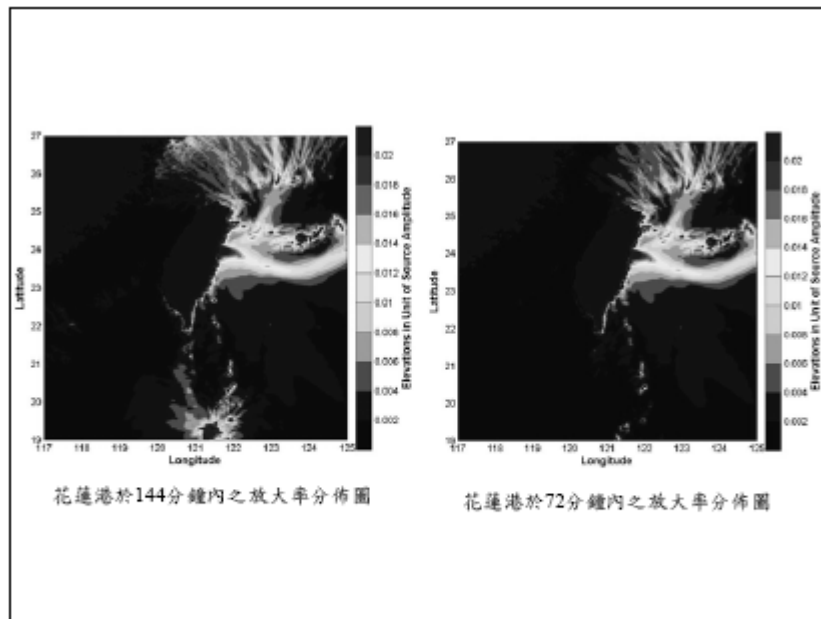


台中港於144分鐘內之放大率分佈圖



台中港於72分鐘內之放大率分佈圖





視窗化操作介面之海嘯波高查詢系統

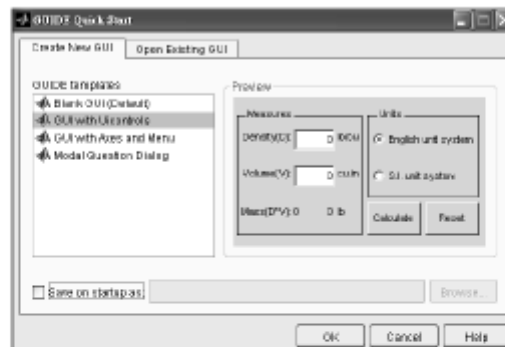


圖 4.1 GUI程式設計環境

(1)如圖所示。在Matlab的命令視窗鍵入'guide'便可啟動GUIDE設計模組並選擇起始介面的面板。

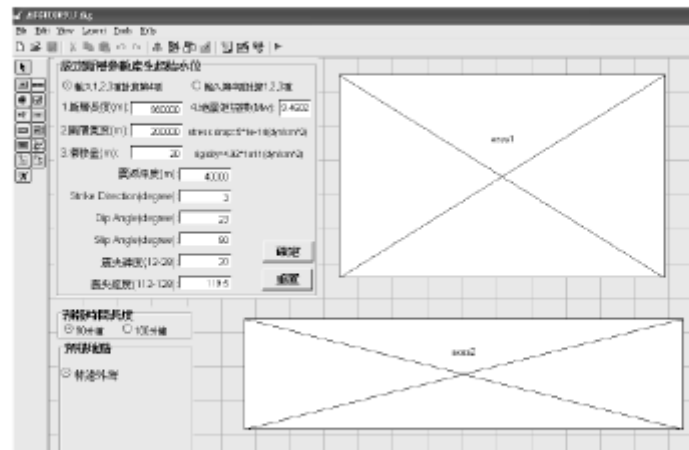


圖 4.2 視窗化操作系統之建立與排版

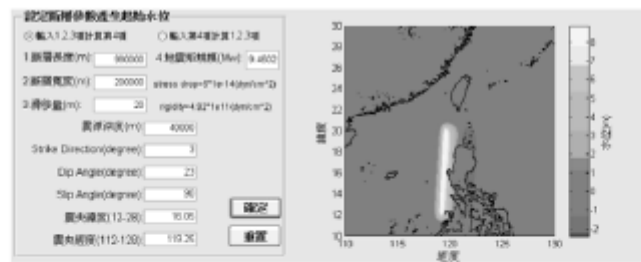


圖 4.3 編譯完成圖

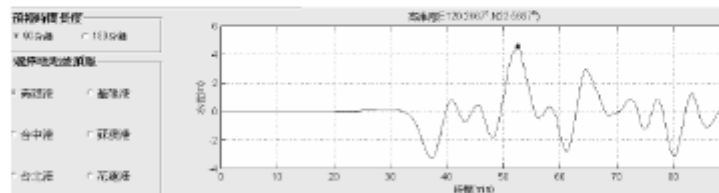


圖 4.4 介面設計完成圖

地層參數之選擇—多依賴現有地質調查及經驗式得知
例如：馬尼拉海溝-Kusnowidjaja Megawati et al.(2009)

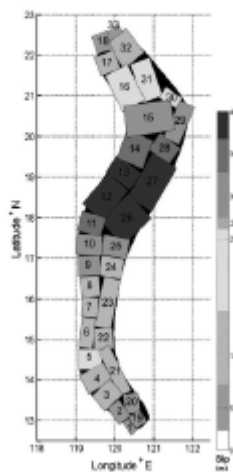


圖 4.8 馬尼拉海溝33個子斷層之分布圖(取自Megawati et al.(2009))

表 2.1 馬尼拉海溝33個子斷層之斷層參數表
(取自Megawati et al.(2009))

No.	Strike/degree	Dip/degree	Slip/degree	Depth/m	Length/km	Width/km
1	174.46	71.75	90	1.5	40.41	10.4
2	175.7	113.26	90	1.5	24.19	18.66
3	178.69	6.59	90	1.5	54.59	66.91
4	137.4	9.70	90	1.5	14	71.08
5	0.79	6.57	90	1.5	55.89	67.57
6	73.9	31.3	90	1.5	80.19	23.51
7	2.83	10.91	90	1.5	23.38	43.13
8	151.89	8.46	90	1.5	35.43	35.06
9	156.34	7.16	90	1.5	45.16	66.06
10	2.5	6.16	90	1.5	53.14	66.91
11	14.26	6.57	90	1.5	57.99	60.91
12	44.44	9.99	90	1.5	109.57	72.11
13	25.81	3.36	90	1.5	32.6	76.97
14	23.46	2.7	90	1.5	76.02	74.61
15	157.35	9.58	90	1.5	38.34	129.35
16	137.43	6.79	90	1.5	108.81	61.66
17	126.52	7.62	90	1.5	51.68	54.86
18	241.29	9.89	90	1.5	46.82	42.97
19	126.85	28.87	90	35	57.5	37.71
20	351.35	55.45	90	35	54.14	43.11
21	133.5	30.86	90	35	134.88	34.22
22	157.66	20.88	90	35	54.76	31.11
23	21.3	54.25	90	35	139.84	45.06
24	8.9	18.22	90	35	55.39	40.14
25	16.9	12.83	90	35	55.15	76.96
26	47.76	12.56	90	35	368.9	88.61
27	14.01	14.73	90	35	116.48	75.91
28	17.06	16.31	90	35	52.41	67.88
29	24.75	22.59	90	35	104.39	44.81
30	302.62	51.89	90	35	21.59	33.66
31	346.84	19.43	90	35	108.67	55.01
32	326.54	16.97	90	35	77.33	67.81
33	326.64	24.66	90	35	21.26	43.86