

國立中央大學

水文科學研究所

碩士論文

2006年屏東外海地震引發海嘯的數值模擬探討

研究生：陳韻如

指導教授：蔡武廷 博士

吳祚任 博士

中華民國 九十七年 一月



## 國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

本授權書所授權之論文全文電子檔(不包含紙本、詳備註 1 說明)，為本人於國立中央大學，撰寫之碩/博士學位論文。(以下請擇一勾選)

- ()**同意** (立即開放)  
(  )**同意** (一年後開放)，原因是： \_\_\_\_\_  
(  )**同意** (二年後開放)，原因是： \_\_\_\_\_  
(  )**不同意**，原因是： \_\_\_\_\_

以非專屬、無償授權國立中央大學圖書館與國家圖書館，基於推動「資源共享、互惠合作」之理念，於回饋社會與學術研究之目的，得不限地域、時間與次數，以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製、公開陳列、與發行，或再授權他人以各種方法重製與利用，並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式，提供讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。

研究生簽名： 陳韻如 學號： 946205010

論文名稱：2006 年屏東外海地震引發海嘯的數值模擬探

指導教授姓名：吳祚任 博士 蔡武廷 博士

系所：水文科學研究所 博士班 碩士班

日期：民國97年1月24日

備註：

1. 本授權書之授權範圍僅限電子檔，紙本論文部分依著作權法第 15 條第 3 款之規定，採推定原則即預設同意圖書館得公開上架閱覽，如您有申請專利或投稿等考量，不同意紙本上架陳列，須另行加填聲明書，詳細說明與紙本聲明書請至 <http://blog.lib.ncu.edu.tw/plog/> 碩博士論文專區查閱下載。
2. 本授權書請填寫並**親筆**簽名後，裝訂於各紙本論文封面後之次頁（全文電子檔內之授權書簽名，可用電腦打字代替）。
3. 請加印一份單張之授權書，填寫並親筆簽名後，於辦理離校時交圖書館（以統一代轉寄給國家圖書館）。
4. 讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印上列論文，應依著作權法相關規定辦理。

# 2006 年屏東外海地震引發海嘯的數值模擬探討

研究生:陳韻如

指導教授: 吳祚任、蔡武廷 博士

## 摘要

2006 年 12 月 26 日屏東外海發生兩場芮氏規模約 7.0 的地震，此兩場地震雖未對台灣造成海嘯災害，但震央附近潮位站確實記錄到類似海嘯波的長波水位。過去台灣西南海域發生大規模海底地震的記錄較少，故國人普遍對此區域可能引發的海嘯災害缺乏警覺性。本研究應用數值模擬方法，計算屏東外海兩場海底地震造成之海嘯長波的傳遞，以評估台灣西南海域若發生海底地震引發的海嘯對台灣可能造成的衝擊。本研究採用 Harvard CMT 的地震參數，以斷層模式計算海底垂直位移量，假設此位移量為海嘯波之初始波形，再以海嘯模式 COMCOT 計算海嘯波的傳遞，並利用潮位站的實測水位資料驗證海嘯模擬結果。另外考慮在不同震源深度、平均滑移量、破裂面寬度下進行海嘯數值模擬，以探討地震參數對海嘯波波形以及傳播的影響。模擬結果顯示，當震源深度由 40 公里減少為 10 公里時，海嘯初始振幅變化由 0.09 公尺增大為 0.4 公尺，在後壁湖潮位站的最大水位則由 0.2 公尺增加為 0.4 公尺。當平均滑移量由 1 公尺增加為 3 公尺時，海嘯初始波高變化由 0.02 公尺增大為 0.6 公尺，在後壁湖潮位站最大水位則由 0.35 公尺增加為 1 公尺。台灣西南海域水深約為 2000~3000 公尺，在此海水深度下，地震可引發高速傳播的海嘯波。本研究模擬顯示，屏東地震產生的海嘯前導波在地震發生後 17 分鐘即抵達恆春海岸。這意謂若在同一地點發生規模較大的海底地震，則此海嘯即可能在短時間內對台灣西南沿海構成威脅。

# **A Numerical Study on the Tsunami Generated by the Ping-Tung Submarine Earthquakes**

Student: Yun-Ru Chen

Advisor: Professor Tso-Ren Wu

Professor Wu-Ting Tsai

## **Abstract**

On December 26, 2006, two  $M_L=7.0$  submarine earthquakes occurred offshore Ping-Tung, Taiwan. Though these two earthquakes have not caused any tsunami hazard, the tidal gauges near the epicenters did record the incidences of long water waves, similar to tsunami waves. There have not been many seismic records of large submarine earthquakes offshore southwestern Taiwan. As such, people living in the coastal area around Taiwan generally lack alertness for potential tsunami hazards caused by submarine earthquakes. In order to assess the potential tsunami hazards in this region, numerical simulations of the tsunami-wave propagation generated by the two Pingtung submarine earthquakes are conducted in this study. The initial tsunami wave height is assumed to be equal to the seafloor vertical displacement caused by the earthquake, and Harvard CMT source parameters are used to calculate the seafloor vertical displacement using elastic fault model. The water-level records of the available tidal gages are used to validate the simulation results. The effects of the source parameters (source depth, average dislocation, and fault-plane width) on the initial tsunami wave height and the subsequent propagation are also studied. The results indicates that the initial tsunami wave height increases from 0.09 m to 0.4 m and the maximum water level at Hou-Bi-Hu tidal-gauge station increases from 0.2 m 0.4 m, as the source depth decreases from 40 km to

10 km; the initial tsunami wave height increases from 0.02 m to 0.6 m and the maximum water level at Hou-Bi-Hu tidal-gauge station increases from 0.35 m to 1 m, as the average dislocation increases from 1 m to 3 m. The water depths in the southwest region offshore Taiwan are between 2,000 m and 3,000 m, which can result in a large propagation speed of the tsunami wave. Our simulation result indicates that the leading tsunami wave arrives at Heng-Chun coast within 17 min after the quake. This implies that if the same submarine earthquake with a larger magnitude occurs, it would certainly cause devastation to the southwestern coasts of Taiwan.

## 誌謝

能完成此論文及研究，首先要感謝我的指導老師，蔡武廷老師及吳祚任老師，謝謝老師們不厭其煩地與我討論研究上的問題，指引我研究的方向，包容我的任性及駑鈍，在處理繁忙事物之餘仍處處關心我，增加我的信心以完成本研究。更要感謝的是地物所的陳伯飛老師，對於地震領域一籌莫展的我，能在百忙之中耐心地給予指教及提供建議。

在這段暨辛苦又充實的碩士生活中，特別要感謝在我身邊給予我最大鼓勵及支持的朋友們：多謝世民學長在技術方面有求必應的指導，及立萍學姐的關懷與鼓勵。更要感謝的是學妹秘書惠絹，如果沒有你在旁的貼心協助與支持，我的論文一定無法如期完成。再來要感謝的是霹靂三嬌娃，阿璧、阿琦、阿欣，從大學到研究所一路走來有你們的作伴，一起打鬧，一起唱歌，讓我不再孤單要自閉，在我最需要幫忙的時候，你們總是不吝惜的伸出愛的小手扶我一把，真得很謝謝你們。

最後要感謝的是我的家人及俊廷，沒有你們在背後的精神打氣，也沒有今天的我。

對大家的回報，我唯一能做的就是這本論文，而我做到了，雖然不夠好，但從中讓我學到了很多比這本論文更有價值的東西，之後我還是會繼續努力的。

# 目 錄

	頁數
中文摘要·····	i
英文摘要·····	ii
誌謝·····	iv
目錄·····	v
圖目錄·····	viii
表目錄·····	xii
第一章 緒論·····	1
1.1 前言·····	1
1.2 海嘯的發生與傳播·····	1
1.3 台灣附近海域地體構造·····	4
1.4 研究動機·····	5
1.5 本文內容·····	6
第二章 海嘯波傳播的數值模擬·····	8
2.1 數值模式簡介·····	8
2.2 統御方程式·····	9
2.2.1 線性淺水波方程·····	9

2.2.2	線性淺水波方程有限差分解	10
2.2.3	非線性淺水波方程	12
2.2.4	非線性淺水波方程有限差分解	13
2.3	移動邊界條件	16
2.4	多層套疊網格系統	18
第三章 屏東外海地震參數		21
3.1	屏東外海地震概述	21
3.2	屏東外海地震參數資料	22
3.3	斷層長、寬、平均滑移量的計算	28
3.4	垂直位移場的計算	30
3.5	模擬範圍地形資料	36
3.6	潮位站資料	36
3.7	計算流程	38
第四章 2006 年屏東外海地震海嘯模擬		39
4.1	CWB 與 Harvard CMT 地震資料比較	39
4.2	Harvard CMT 地震參數	40
4.3	震央位置及震源深度的影響	45
4.4	平均滑移量的影響	50
4.5	破裂面寬度的影響	53



4.6 屏東外海地震海嘯走時·····	56
4.7 各地最大波高分佈·····	58
第五章 討論與結論·····	60
參考文獻·····	62
附錄 A·····	65
附錄 B·····	67

# 圖目錄

	頁數
圖 1.1 海底崩塌引發海嘯示意圖·····	2
圖 1.2 海底地震引發海嘯示意圖·····	2
圖 1.3 台灣板塊構造立體框架圖·····	4
圖 1.4 台灣周圍海域海底地形圖·····	7
圖 2.1 交錯式有限差分網格系統·····	11
圖 2.2 移動邊界示意圖·····	17
圖 2.3 多層套疊網格系統·····	19
圖 3.1 屏東地震兩主震位置圖·····	22
圖 3.2 中央氣象局所發佈 1226 兩場屏東外海地震報告·····	23
圖 3.3 中央氣象局提供 1226 兩場屏東外海地震寬頻 CMT 地震參數··	24
圖 3.4 Harvard CMT 發佈 1226 兩場屏東外海地震參數·····	24
圖 3.5 第一場地震兩種破裂面的初始海水面波高圖·····	25
圖 3.6 第二場地震兩種破裂面的初始海水面波高圖·····	26
圖 3.7 斷層幾何示意圖·····	27
圖 3.8 地震矩、斷層面積與應力降之關係圖·····	29
圖 3.9 Smylie 理論模型的斷層幾何及座標系統示意圖·····	31
圖 3.10 真實斷層及假想斷層座標關係圖·····	32

圖 3.11 Okada 理論模型的斷層幾何及座標系統示意圖·····	34
圖 3.12 模擬範圍及海底地形圖·····	36
圖 3.13 各潮位站位置圖·····	37
圖 3.14 經資料處理後的後壁湖潮位站之歷時圖·····	37
圖 4.1 比較 Harvard CMT 與 CWB 地震參數於蟬廣嘴模擬與觀測之海 嘯歷時圖·····	40
圖 4.2 比較 Harvard CMT 與 CWB 地震參數於後壁湖模擬與觀測之海 嘯歷時圖·····	40
圖 4.3 Harvard CMT 四組可能破裂面於蟬廣嘴模擬與觀測之海嘯歷時圖	42
圖 4.4 Harvard CMT 四組可能破裂面於後壁湖模擬與觀測之海嘯歷時圖	42
圖 4.5 Harvard CMT 四組可能破裂面於成功模擬與觀測之海嘯歷時圖	43
圖 4.6 Harvard CMT 四組可能破裂面於將軍模擬與觀測之海嘯歷時圖	43
圖 4.7 Harvard CMT 單以一場地震模擬與以兩場地震於蟬廣嘴模擬與 觀測之海嘯歷時圖·····	43
圖 4.8 Harvard CMT 單以一場地震模擬與以兩場地震於後壁湖模擬與 觀測之海嘯歷時圖·····	44
圖 4.9 Harvard CMT 單以一場地震模擬與以兩場地震於成功模擬與觀 測之海嘯歷時圖·····	44

圖 4.10 Harvard CMT 單以一場地震模擬與以兩場地震於將軍模擬與觀測之海嘯歷時圖·····	44
圖 4.11 屏東外海地震震央位置圖·····	46
圖 4.12 改變震央位置及震源深度後產生的初始波高剖面圖·····	46
圖 4.13 以 11-21 改變震央位置之 case-a、改變震央位置與震源深度之 case-b 於罴廣嘴模擬與觀測之海嘯歷時圖·····	46
圖 4.14 以 11-21 改變震央位置之 case-a、改變震央位置與震源深度之 case-b 於後壁湖模擬與觀測之海嘯歷時圖·····	47
圖 4.15 以 11-21 改變震央位置之 case-a、改變震央位置與震源深度之 case-b 於成功模擬與觀測之海嘯歷時圖·····	47
圖 4.16 以 11-21 改變震央位置之 case-a、改變震央位置與震源深度之 case-b 於將軍模擬與觀測之海嘯歷時圖·····	47
圖 4.17 不同震源深度地震所產生的初始波高剖面圖·····	48
圖 4.18 深度對波高的關係圖·····	48
圖 4.19 不同震源深度下，於罴廣嘴的模擬與觀測之海嘯歷時圖·····	49
圖 4.20 不同震源深度下，於後壁湖的模擬與觀測之海嘯歷時圖·····	49
圖 4.21 不同震源深度下，於成功的模擬與觀測之海嘯歷時圖·····	50
圖 4.22 不同震源深度下，於將軍的模擬與觀測之海嘯歷時圖·····	50
圖 4.23 不同滑移量地震所產生的初始波高剖面圖·····	51

圖 4.24	滑移量對波高的關係圖·····	51
圖 4.25	不同滑移量下,於蟬廣嘴的模擬與觀測之海嘯歷時圖·····	52
圖 4.26	不同滑移量下,於後壁湖的模擬與觀測之海嘯歷時圖·····	52
圖 4.27	不同滑移量下,於成功的模擬與觀測之海嘯歷時圖·····	52
圖 4.28	不同滑移量下,於將軍的模擬與觀測之海嘯歷時圖·····	53
圖 4.29	不同破裂面寬度所產生的初始波高剖面圖·····	54
圖 4.30	破裂面寬度對波高的關係圖·····	54
圖 4.31	破裂面寬度對波長之關係圖·····	55
圖 4.32	不同破裂面寬度下,於蟬廣嘴的模擬與觀測之海嘯歷時圖···	55
圖 4.33	不同破裂面寬度下,於後壁湖的模擬與觀測之海嘯歷時圖···	55
圖 4.34	不同破裂面寬度下,於成功的模擬與觀測之海嘯歷時圖·····	56
圖 4.35	不同破裂面寬度下,於將軍的模擬與觀測之海嘯歷時圖·····	56
圖 4.36	屏東地震模擬海嘯波之等走時線圖·····	57
圖 4.37	屏東地震模擬海嘯波之最大波高分佈圖·····	58
圖 4.38	屏東地震模擬海嘯波在台灣周圍海岸線之最大波高圖·····	59
圖 A.1	Tsunami termination cross-section view·····	65
圖 A.2	Water level record of a tsunami·····	66

# 表目錄

## 頁數

表 4.1	CWB 與 Harvard CMT 所發佈屏東外海的地震參數·····	39
表 4.2	Harvard CMT 所發佈屏東外海兩場地震參數·····	41
表 4.3	不同深度模擬的波高及振幅值·····	48
表 4.4	不同滑移量模擬的波高及振幅值·····	51
表 4.5	不同破裂面寬度模擬的波高、振幅、及波長值·····	54

# 第一章 緒論

## 1.1 前言

2004 年 12 月 26 日，印尼蘇門達臘島外海發生規模 9.0 地震(Harvard CMT)<sup>1</sup>，此地震引發一場災難性的大海嘯，海嘯波跨越印度洋，傳至非洲。此南亞海嘯造成印度洋周圍 10 個國家超過 20 多萬人死亡，數百萬人失去家園，經濟與財產損失更是難以估計。這場地震除了對人類造成生命財產的嚴重損失外，也突顯了海嘯研究的重要性。

海嘯不像地震一樣常常發生，也不如颱風有一定的重現週期，在某些地區甚至數百年才發生一次，因而導致人們對海嘯疏於防範。對於不常甚至不曾發生海嘯的地區，由於缺乏預警系統及應變措施，縱使海嘯事件不如其它天災那樣的頻繁，一旦突然發生海嘯，卻往往比其它天災造成的災害來得嚴重。

海嘯何時會發生，以目前之科學進展仍然無法預知，但若事先評估海嘯可能帶來的危害性，了解區域海嘯的特性，建立海嘯預警系統，規劃應變措施，並教導一般民眾了解海嘯災害及特性，使民眾對海嘯有足夠的警覺性，就能大幅降低海嘯災害所造成的傷亡損失。

## 1.2 海嘯的發生與傳播

海嘯英文為「Tsunami」，這字是源自日文的「津波」，津(tsu)意指港口，「nami」指的是波浪，「津波」就是指在港口產生的巨浪。過去西方人稱海嘯為 tidal wave，雖然潮汐會影響海嘯對海岸的衝擊，但實際上海嘯的產生與潮汐並無相關。tsunami 已成為海嘯的學術用語。

---

<sup>1</sup> Harvard CMT(Centroid Moment Tensor) database：美國哈佛大學提供的地震目錄資料庫

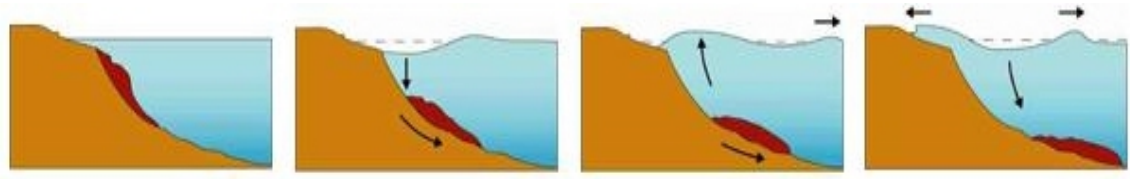


圖 1.1 海底崩塌引發海嘯示意圖(圖片來源:ISDR<sup>2</sup>)

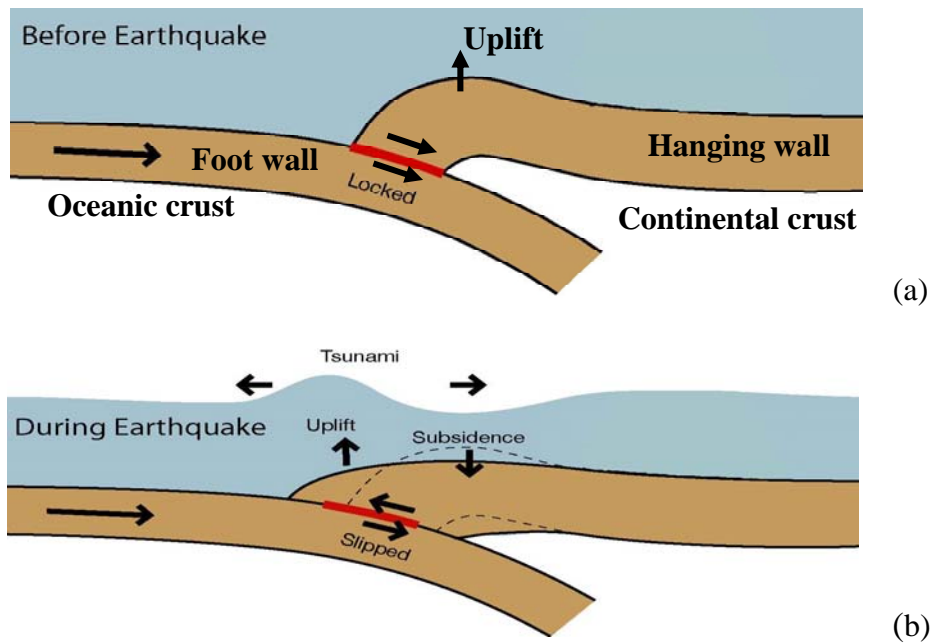


圖 1.2 海底地震引發海嘯示意圖(a)兩板塊碰撞之處受到應力的作用，位於上方的板塊受到擠壓變形，當應變太大，(b)上方的板塊回彈產生地震波，若地震波能量夠大，即引發海嘯波。(圖片來源:修改自 Seth Stein/Northwestern University<sup>3</sup>)

造成海嘯的成因主要是海底或陸上山崩(圖 1.1)、海底地震(圖 1.2)、海底火山爆發等地質活動，其它如隕石撞擊或核爆亦會引發海嘯，而其中由地震引發的海嘯發生機率最大，因此本文以探討地震引發的海嘯為主。

海嘯大多發生在板塊的聚合帶，海洋板塊的密度大於大陸板塊，因此海洋

<sup>2</sup> ISDR(International Strategy for Disaster Reduction)聯合國國際減災策略組織，：  
 圖片來源網址 <http://www.unisdr.org/ppew/tsunami/what-is-tsunami/backinfor-brief.htm>  
<sup>3</sup> 圖片來源網址 <http://www.earth.northwestern.edu/people/seth/research/sumatra2.html>



板塊會下沉到大陸板塊之下，當擠壓到一定程度時，視為彈性體的大陸地殼會回彈到原來的位置，即發生地震，如圖 1.2 (a)所示。海底地震發生時，海床產生地變形，瞬間造成海水面變動，受到重力的作用，使變動產生的位能轉換成動能，海嘯波因而向四周圍傳播。

一般對於海嘯的觀念，都是海嘯來臨之前海水位會下降，然而並非每次海嘯都是先退後漲，海水位會先退或先漲取決於斷層破裂的型式。如圖 1.2 (b)，若斷層為逆斷層(thrust or reverse fault)，靠近岸邊的是上盤(hanging wall)，則海嘯的波谷會先到達海岸，形成先退後漲的形式。反之靠近岸邊的是下盤(foot wall)，則海嘯的波峰會先到達海岸，形成先漲後退的形式；若為正斷層(normal fault)，靠近岸邊的為上盤，則是海嘯的波谷先到達海岸，形成先退後漲的形式，反之則為先漲後退的形式(陳冠宇，2007)。並非所有海底正斷層或逆斷層都會引起海嘯，若地震深度小於 30 公里的淺層地震，及地震規模大於 6.5，則海嘯發生的可能性較大(徐明同，1981)。

海嘯與一般由風引起之波浪有所不同，海嘯波的週期較長，約數十分鐘到兩小時，波長很長，海嘯前導波(leading wave)的波長通常是正比於斷層破裂面的寬，一般約為數十公里到數百公里，因此海嘯波是為一種重力長波，波傳播速度在深海為 $(gh)^{1/2}$ ( $g$  為重力加速度， $h$  為水深)，例如在太平洋海水的平均深度為 4 公里，則海嘯前導波的傳播波速約為 700km/hr。海嘯起始波波高在深海產生時，最多大約 1 到 2 公尺高，傳播速度快，波長達數百公里，故航行中的船舶通常無法察覺。長波在傳遞過程，其消耗的能量很少，使得海嘯波由太平洋的一岸傳至另一岸，仍可造成災害。當海嘯進入近岸地區，水深變淺，受到地形淺化(shoaling)之影響，海嘯波速會變慢，波長變短，波高升高。此升高的波浪攜帶著巨大的能量衝擊海岸，海水甚至進入陸地淹溢數公尺至數千公尺遠，造成重大傷亡。

海嘯在陸地破壞的威力大小，除了取決於海嘯發源地的特性及幾何特徵、海底變形量的大小、海嘯能量的多寡之外，港口、海岸線形狀及沿岸地形更是

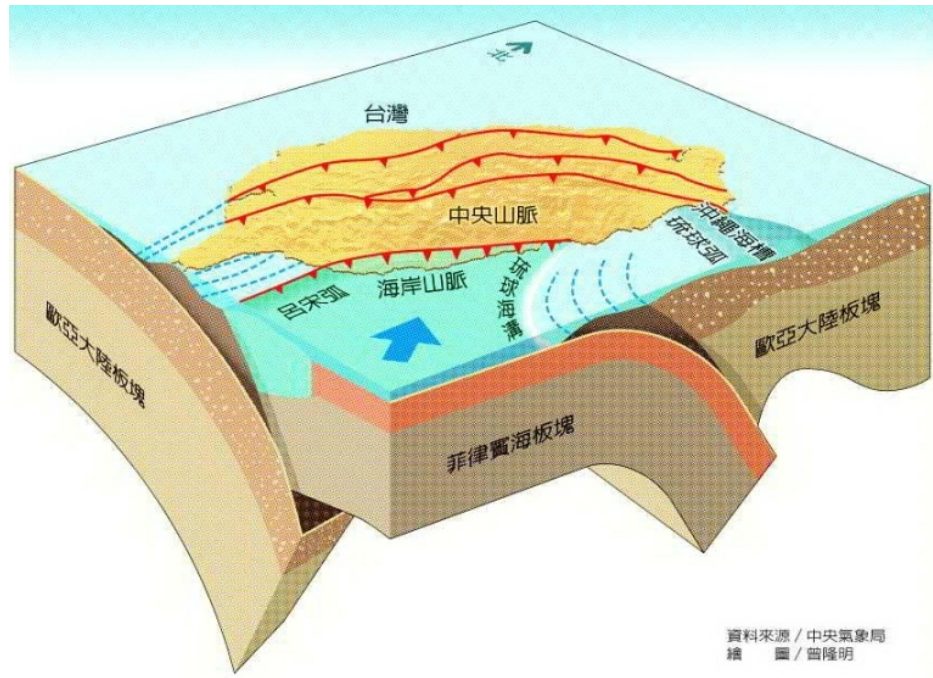


圖 1.3 台灣板塊構造立體框架圖(圖片來源:中央氣象局)

影響海嘯淺化及能量傳遞的主要因素。下一節將介紹台灣周圍海域的地形，探討台灣可能發生海嘯的區域。

### 1.3 台灣附近海域地體構造

從過去災害海嘯的記錄發現，由地震引起的海嘯有百分之八十是發生在環太平洋地震帶上的地區，而台灣就正位於此地震帶上菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊的交界處。菲律賓海板塊在台灣東北方沿著琉球海溝隱沒至歐亞板塊下方，並於歐亞板塊上形成琉球島弧；在台灣南方則是沿著馬尼拉海溝俯衝到歐亞板塊之上，在菲律賓海板塊的西緣形成呂宋島弧，如圖 1.3 所示。

位於琉球島弧以北的弧後擴張盆地--沖繩海槽不斷地在擴張，伴隨許多張裂性的斷層及海底火山活動，是一個地震活動頻繁及火山作用旺盛的區域。在沖繩海槽北方大陸斜坡上有數個峽谷地形，有潛在可能受到斷層活動影響，而造成大規模的海底山崩，並可能會對東北海域帶來海嘯的威脅。沖繩海槽的水

深約兩千多公尺，宜蘭平原的地勢不高，又有蘭陽溪由此出海，一旦產生海嘯，海嘯可能對此區造成衝擊。

台灣西部海域發生強震的機率較低，加上台灣海峽水深大多淺於一百公尺，在如此淺的海底發生地震，不易產生大海嘯。台灣東部外海地震大規模地震頻繁，但由於地形陡峭，近岸水深達數千公尺，較不利海嘯的淺化及上溯，所以東部地區在過去雖然有記錄到數十公分的海嘯波高，卻未傳出有海嘯災害的記錄。(馬國鳳，2006)

台灣南部與西南部海域之地震頻率雖然較台灣其它區域少，且規模較小，但南方的馬尼拉海溝附近地震頻繁，此區域若引發海嘯，因距離台灣南部不遠，數十分鐘至一小時海嘯波即可抵達台灣，加以台灣西南海域在 100 公里內其地形淺化明顯，由水深 2000~3000 公尺深之海盆地形進入水深約 1000 公尺的大陸斜坡地形(圖 1.4)，海嘯在此區域可能受到地形淺化作用，而促進海嘯波高放大，且本區內陸地勢平坦，海嘯能夠輕易進入內陸，於大範圍造成重大衝擊。另外近岸地震可能造成大陸斜坡上土石崩塌，引發另一波的海嘯，造成雙重災害，因此西南及南部海域是個危險的海嘯潛勢區。

## 1.4 研究動機

從上一節的介紹，可以發現台灣東北部及西南海域是最可能發生海嘯災害的區域，由歷史記錄(許明光、李起彤，1996；游明聖，1994；張國棟等，2000)得知，台灣在 1867 年於基隆、金山沿海一帶發生過海嘯事件。1792 年在台灣西南沿海一帶亦有疑似海嘯事件的歷史記錄，可見台灣是可能受到海嘯的侵襲。

由於西南部發生大地震的機率較低，致使大眾疏忽西南海域的海嘯威脅。以南亞海嘯為例，過去學者普遍認為這區域發生大規模海嘯的機率並不高，然而，此海嘯造成的規模及災害遠高於過去的認知。

台灣位處於地震帶，對於海嘯可能帶來的災害更是必須嚴肅面對。2006年12月26日於台灣西南海域發生兩起芮氏規模約7.0的地震，激起了國人對此區域發生大規模海底地震的重視，本研究藉由該屏東外海地震事件，來評估海嘯對西南海域可能造成的影響。

海嘯潛勢分析的重點在於：

- (1) 引發海嘯的成因
- (2) 可能產生海嘯的地點
- (3) 海底地形
- (4) 可能引發海嘯的波高
- (5) 海嘯抵達沿岸的時間

藉由歷史海嘯事件發生的區域，及所記錄的海嘯資訊作為依據，可評估海嘯發生的機率，及其可能對沿岸的影響。由於台灣西南海域過去發生海嘯的機率並不高，且缺乏潮位站的實測資料比對，因此若能利用數值模式來模擬近期的屏東外海地震所引起的水面變動，再配合現今準確性較高的潮位資料來做比較，分析地震各參數對模擬結果的影響，即可驗證模式的正確性。

## 1.5 本文內容

本文分為五章，第一章介紹海嘯的基本特性、研究動機與目的。第二章介紹本文所使用的數值模式及其理論。第三章介紹屏東外海地震震源機制及地震參數，及說明如何利用地震參數獲得地表錯動量。在第四章將探討地震參數對模擬結果的影響。第五章將針對第四章模擬的結果加以分析及結論。

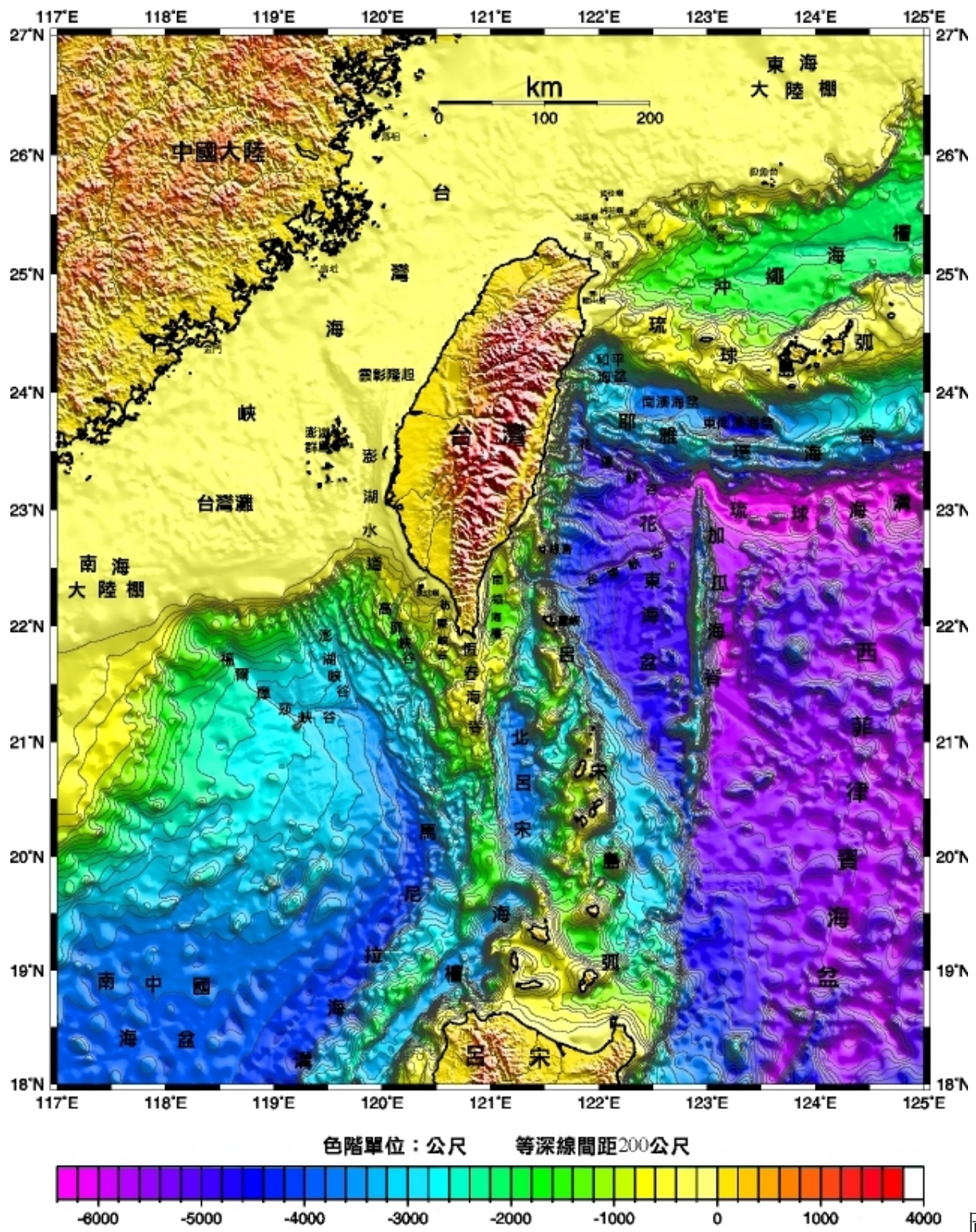


圖 1.4 台灣周圍海域海底地形圖(圖片來源:海科中心)

## 第二章 海嘯波傳播的數值模擬

### 2.1 數值模式簡介

海嘯事件發生次數少，且不易觀測，因此研究海嘯的方法之一為海嘯數值模式，數值模擬可以重現海嘯在無法量測及觀測之地的波高、了解海嘯傳播的動力過程、探討海嘯波對海岸工程的破壞、及研究地震源的幾何特性等。目前常見的海嘯數值模式有：美國南加州大學發展的 MOST (Method Of Splitting Tsunami) model (Titov and Synolakis, 1998)；美國康乃爾大學發展的 COMCOT (COrnell Multigrid COupled Tsunami) model (Liu *et al.*, 1994)；及日本東北大學發展的 TIME model (Imamura, 1996)。本研究與康乃爾大學合作，採用數值模式 COMCOT ( COrnell Multigrid COupled Tsunami ) model，COMCOT 是由美國康乃爾大學土木工程學系研發，專門模擬受擾動的海水其波浪傳遞的過程，適用於長波之運動，並可用於海嘯波對海洋沿岸的災害及工程評估。

COMCOT 的為一成熟之長波模擬模式。藉著模擬歷史海嘯事件，COMCOT 已驗證其準確性。其用於驗證的歷史海嘯事件包括：1960 年智利海嘯(Liu *et al.*, 1994)、1986 及 2002 年花蓮地震(Wang, 2005)、2003 年 Algerian 海嘯、甚至 2004 及 2005 年印度洋海嘯事件(Wang and Liu, 2006)，以此模式模擬出海嘯的波高、溯上高度(run-up height)、及淹溢範圍<sup>4</sup>(inundation area)，與衛星資料、潮位資料及現地調查資料比對都有很好的結果。

COMCOT 數值模式是以程式語言 Fortran 撰寫，模式包含了計算由斷層錯動產生的海床垂直位移量、海嘯波傳播的計算。COMCOT 的特色在於：

1. 使用多層網格套疊系統(multi-grid nested system)計算，可兼顧大範圍及小尺度之計算速度與精確度。
2. 可以選擇使用球狀(Spherical)或直角(Cartesian)座標系統計算。

---

<sup>4</sup> Run-up height 及 inundation 的定義於附錄中解釋

3. 可以選擇使用線性或非線性統御方程式(淺水波方程)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. 可以自訂造成初始液面變形的方式：(例如地震、海底山崩、人工造波或給定起始水面資料檔等)。

## 2.2 統御方程式

海嘯波在深海區域為淺水波(shallow water wave)，而淺水波理論是在波浪的波長遠大於海水深度時才成立，一般由頻散係數(dispersion coefficient)  $\mu = h/l$  來定義，其中  $h$  為水深， $l$  為波長。若水深相對於波長為  $\mu < 1/20$ ，則為淺水波，若  $\mu > 1/2$ ，則為深水波(deep water wave)，介於兩者之間的為中間波(intermediate depth wave)。當海嘯波的振幅相對於水深很小時( $a \ll h$ )，可使用微小振幅逼近(small amplitude approximation)，而忽略了非線性項，此線性理論在海水深度很深及海嘯波振幅很小時才成立。非線性(nonlinearity)以  $\varepsilon = a/h$  來判別非線性項的強弱，在 COMCOT 中當  $\varepsilon > 0.01$  時使用非線性淺水波方程較適合。COMCOT 模式中就是以淺水波方程為基礎來計算海嘯傳播，以下章節將分別介紹於 COMCOT 模式中所使用的線性及非線性淺水波方程。

### 2.2.1 線性淺水波方程

當海嘯波高相對於水深很小時，可以使用微小振幅法逼近(small amplitude approximation)，則淺水波方程中的非線性對流項(nonlinear convective term)相對較小可略，而在水深較深的海域底部摩擦項(bottom friction)影響較小亦可省略，則運動方程即動量守恆方程(momentum conservation)可表示為：

$$\begin{aligned}\frac{\partial P}{\partial t} + gH \frac{\partial \zeta}{\partial x} &= 0 \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + gH \frac{\partial \zeta}{\partial y} &= 0\end{aligned}\quad (2.1)$$

連續方程(continuity equation)又稱質量守恆方程(mass conservation)為:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \quad (2.2)$$

此處  $\zeta$  為波高， $P, Q$  為  $x, y$  方向的體積通量(volume flux) ( $P = Hu, Q = Hv$ )， $u, v$  為  $x, y$  (或 longitude 及 latitude) 方向平均深度的速度， $H$  是全部水深 ( $H = \zeta + h$ )， $h$  是海水深度， $g$  是重力加速度。

在程式中為了計算大尺度的海嘯模擬，考慮到緯度上的變化及科氏力的影響，因此除了提供直角座標的淺水波方程式外，也可以選擇球座標淺水波方程來計算，球座標  $(R, \varphi, \psi)$  下的運動方程及連續方程表示式分別為: (Liu *et al.*, 1998)

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gH}{R \cos \varphi} \frac{\partial \zeta}{\partial \psi} - fQ = 0 \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gH}{R} \frac{\partial \zeta}{\partial \varphi} + fP = 0$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left[ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right] = 0 \quad (2.4)$$

此處  $R$  為地球半徑， $\psi, \varphi$  為經緯度， $f$  是科氏力係數(Coriolis force coefficient)。

## 2.2.2 線性淺水波方程有限差分解

COMCOT 中以交錯式顯性蛙跳法(staggered explicit leap-frog scheme)來解線性淺水波方程，其離散式為: (Liu *et al.*, 1998)



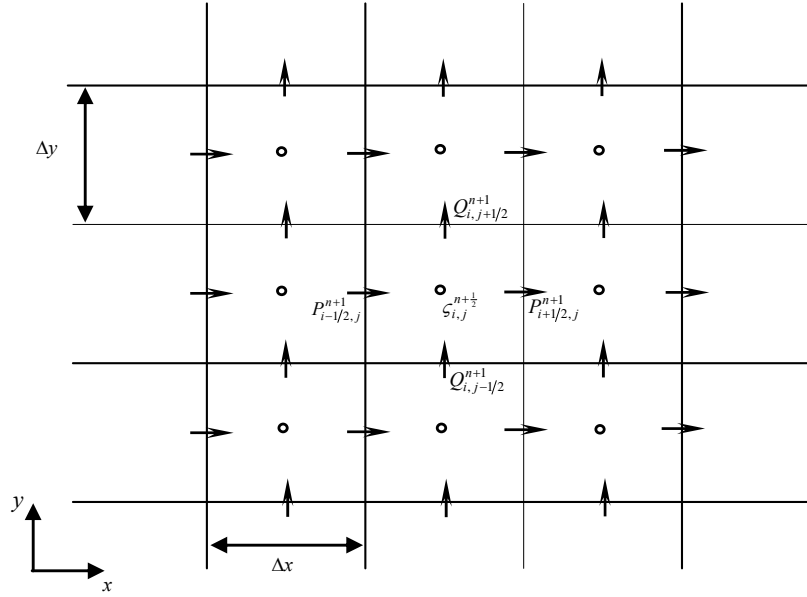


圖 2.1 交錯式有限差分網格系統 (Liu *et al.*, 1998)

$$\frac{P_{i+1/2,j}^{n+1} - P_{i+1/2,j}^n}{\Delta t} + gH \frac{\zeta_{i+1,j}^{n+1/2} - \zeta_{i,j}^{n+1/2}}{\Delta x} = 0 \quad (2.5)$$

$$\frac{Q_{i,j+1/2}^{n+1} - Q_{i,j+1/2}^n}{\Delta t} + gH \frac{\zeta_{i,j+1}^{n+1/2} - \zeta_{i,j}^{n+1/2}}{\Delta y} = 0 \quad (2.6)$$

$$\frac{\zeta_{i,j}^{n+1/2} - \zeta_{i,j}^{n-1/2}}{\Delta t} + \frac{P_{i+1/2,j}^n - P_{i-1/2,j}^n}{\Delta x} + \frac{Q_{i,j+1/2}^n - Q_{i,j-1/2}^n}{\Delta y} = 0 \quad (2.7)$$

各物理量在計算網格中的配置如圖 2.1 所示， $\zeta_{i,j}^{n+1/2}$  表示在  $i,j$  格點上且時間步為  $n+1$  的波高  $\zeta$ ， $\Delta x, \Delta y$  為  $x, y$  方向上空間步大小， $\Delta t$  為時間步大小，在程式中波高  $\zeta$  及水深  $h$  是位於網格中心，體積流量  $P, Q$  是位於網格線上。

在淺水的區域，要考慮波的頻散效應(frequency dispersion)，則需使用 Boussinesq 方程來計算(Cho, 1995)，但 Boussinesq 方程中的多階項很難以數值方法來解，為求計算的快速及方便本研究所使用的海嘯模式是以淺水波方程計算，但在淺水波方程中並無考慮到波的頻散效應。然而，使用蛙跳法的數值離散所產生的數值頻散其值來仿效物理頻散，則(2.5)~(2.7)式可改為：

$$\frac{P_{i+1/2,j}^{n+1} - P_{i+1/2,j}^n}{\Delta t} + gh \frac{\zeta_{i+1,j}^{n+1/2} - \zeta_{i,j}^{n+1/2}}{\Delta x} + \frac{gh}{12\Delta x} \cdot \left[ \left( \zeta_{i+1,j+1}^{n+1/2} - 2\zeta_{i+1,j}^{n+1/2} + \zeta_{i+1,j-1}^{n+1/2} \right) - \left( \zeta_{i,j+1}^{n+1/2} - 2\zeta_{i,j}^{n+1/2} + \zeta_{i,j-1}^{n+1/2} \right) \right] = 0 \quad (2.8)$$

$$\frac{Q_{i,j+1/2}^{n+1} - Q_{i,j+1/2}^n}{\Delta t} + gh \frac{\zeta_{i,j+1}^{n+1/2} - \zeta_{i,j}^{n+1/2}}{\Delta y} + \frac{gh}{12\Delta y} \cdot \left[ \left( \zeta_{i+1,j+1}^{n+1/2} - 2\zeta_{i,j+1}^{n+1/2} + \zeta_{i-1,j+1}^{n+1/2} \right) - \left( \zeta_{i+1,j}^{n+1/2} - 2\zeta_{i,j}^{n+1/2} + \zeta_{i-1,j}^{n+1/2} \right) \right] = 0 \quad (2.9)$$

$$\frac{\zeta_{i,j}^{n+1/2} - \zeta_{i,j}^{n-1/2}}{\Delta t} + \frac{P_{i+1/2,j}^n - P_{i-1/2,j}^n}{\Delta x} + \frac{Q_{i,j+1/2}^n - Q_{i,j-1/2}^n}{\Delta y} = 0 \quad (2.10)$$

其中  $\Delta t, \Delta x, \Delta y$  需滿足  $(\Delta x)^2 = 4h^2 + gh(\Delta t)^2$ ,  $(\Delta y)^2 = 4h^2 + gh(\Delta y)^2$  的關係式。

初始的體積通量為 0，當海水面受到擾動後，各網格點的初始波高為一已知值，此值假設為第  $(n-1/2)$  及第  $n$  個時間步的波高  $\zeta$ ，從(2.10)式的連續方程，根據蛙跳法以第  $(n-1/2)$  個時間步的波高  $\zeta$  及第  $n$  個時間步的體積通量來計算位於第  $(i, j)$  格點上第  $n+1/2$  時間步的波高，則由(2.10)式即可得到  $\zeta_{i,j}^{n+1/2}$  的值。將得到的第  $n+1/2$  時間步波高值  $\zeta$  及第  $n$  個時間步的體積通量，利用(2.8)及(2.9)式的運動方程來求第  $(n+1)$  個時間步的體積通量。波高及體積通量的計算是在不同的時間步上，利用物理量在空間上的交錯(staggered)方式來計算，可以減少誤差，增加數值穩定性。COMCOT 在中間上則採用中央差分法，因此 COMCOT 具有二階(second-order)的準確性(Imamura and Goto,1988; Kowalik, 1993)及  $O((\Delta x)^2, (\Delta y)^2, (\Delta t)^2)$  的截斷誤差(truncation error)。

### 2.2.3 非線性淺水波方程

線性淺水波方程適用於模擬遠距離及在深海傳播的海嘯，但當海嘯到達近岸，水深變淺，海嘯波波長變短，速度變慢，波高變高，則這時非線性對流項(convection term)及底部摩擦對海波的影響加大，再者一般模擬近岸海嘯只在區

域性範圍，因此在非線性淺水波方程中可以忽略緯度上的變化及科氏力的影響。其運動方程及連續方程表示式為: (Liu *et al.*, 1998)

$$\begin{aligned} \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{P^2}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{PQ}{H} \right) + gH \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \tau_x H &= 0 \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{PQ}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{Q^2}{H} \right) + gH \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \tau_y H &= 0 \end{aligned} \quad (2.11)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \quad (2.12)$$

底部摩擦項中的剪應力  $\tau_x, \tau_y$  以曼寧公式(Manning's formula)假設:

$$\tau_x = \frac{gn^2}{H^{10/3}} P(P^2 + Q^2)^{1/2}, \quad \tau_y = \frac{gn^2}{H^{10/3}} Q(P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (2.13)$$

此處  $n$  為曼寧相對粗糙係數(Manning's relative roughness coefficient)，是一經驗常數，由流體的條件決定。

## 2.2.4 非線性淺水波方程有限差分

在非線性淺水波方程(2.11)、(2.12)中線性項以中央差分法來做離散，而非線性對流項(nonlinear convective term)則是以上風法(upwind scheme)來做計算，其離散式為: (Liu *et al.*, 1998; Cho, 1995)

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{P^2}{H} \right) = \frac{1}{\Delta x} \left[ \lambda_{11} \frac{(P_{i+3/2,j}^n)^2}{H_{i+3/2,j}^n} + \lambda_{12} \frac{(P_{i+1/2,j}^n)^2}{H_{i+1/2,j}^n} + \lambda_{13} \frac{(P_{i-1/2,j}^n)^2}{H_{i-1/2,j}^n} \right] \quad (2.14)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{PQ}{H} \right) = \frac{1}{\Delta y} \left[ \lambda_{21} \frac{(PQ)_{i+1/2,j+1}^n}{H_{i+1/2,j+1}^n} + \lambda_{22} \frac{(PQ)_{i+1/2,j}^n}{H_{i+1/2,j}^n} + \lambda_{23} \frac{(PQ)_{i+1/2,j-1}^n}{H_{i+1/2,j-1}^n} \right] \quad (2.15)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{PQ}{H} \right) = \frac{1}{\Delta x} \left[ \lambda_{31} \frac{(PQ)_{i+1,j+1/2}^n}{H_{i+1,j+1/2}^n} + \lambda_{32} \frac{(PQ)_{i,j+1/2}^n}{H_{i,j+1/2}^n} + \lambda_{33} \frac{(PQ)_{i-1,j+1/2}^n}{H_{i-1,j+1/2}^n} \right] \quad (2.16)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{Q^2}{H} \right) = \frac{1}{\Delta y} \left[ \lambda_{41} \frac{(Q_{i,j+3/2}^n)^2}{H_{i,j+3/2}^n} + \lambda_{42} \frac{(Q_{i,j+1/2}^n)^2}{H_{i,j+1/2}^n} + \lambda_{43} \frac{(Q_{i,j-1/2}^n)^2}{H_{i,j-1/2}^n} \right] \quad (2.17)$$

在方程式(2.14)~(2.17)中，係數 $\lambda$ 的值為:

$$\begin{cases} \lambda_{11} = 0, & \lambda_{12} = 1, & \lambda_{13} = -1, & \text{if } P_{i+1/2,j}^n \geq 0 \\ \lambda_{11} = 1, & \lambda_{12} = -1, & \lambda_{13} = 0, & \text{if } P_{i+1/2,j}^n < 0 \end{cases} \quad (2.18)$$

$$\begin{cases} \lambda_{21} = 0, & \lambda_{22} = 1, & \lambda_{23} = -1, & \text{if } Q_{i+1/2,j}^n \geq 0 \\ \lambda_{21} = 1, & \lambda_{22} = -1, & \lambda_{23} = 0, & \text{if } Q_{i+1/2,j}^n < 0 \end{cases} \quad (2.19)$$

$$\begin{cases} \lambda_{31} = 0, & \lambda_{32} = 1, & \lambda_{33} = -1, & \text{if } P_{i,j+1/2}^n \geq 0 \\ \lambda_{31} = 1, & \lambda_{32} = -1, & \lambda_{33} = 0, & \text{if } P_{i,j+1/2}^n < 0 \end{cases} \quad (2.20)$$

$$\begin{cases} \lambda_{41} = 0, & \lambda_{42} = 1, & \lambda_{43} = -1, & \text{if } Q_{i,j+1/2}^n \geq 0 \\ \lambda_{41} = 1, & \lambda_{42} = -1, & \lambda_{43} = 0, & \text{if } Q_{i,j+1/2}^n < 0 \end{cases} \quad (2.21)$$

非線性淺水波方程中的底部摩擦項其離散式為:

$$\tau_x H = \frac{gn^2}{H^{7/3}} P(P^2 + Q^2)^{1/2} = \nu_x (P_{i+1/2,j}^{n+1} + P_{i+1/2,j}^n) \quad (2.22)$$

$$\tau_y H = \frac{gn^2}{H^{7/3}} Q(P^2 + Q^2)^{1/2} = \nu_y (Q_{i,j+1/2}^{n+1} + Q_{i,j+1/2}^n) \quad (2.23)$$

此處 $\nu_x, \nu_y$  為:

$$\nu_x = \frac{1}{2} \frac{gn^2}{(H_{i+1/2,j}^n)^{7/3}} \left[ (P_{i+1/2,j}^n)^2 + (Q_{i+1/2,j}^n)^2 \right]^{1/2} \quad (2.24)$$

$$\nu_y = \frac{1}{2} \frac{gn^2}{(H_{i,j+1/2}^n)^{7/3}} \left[ (P_{i,j+1/2}^n)^2 + (Q_{i,j+1/2}^n)^2 \right]^{1/2} \quad (2.25)$$

非線性淺水波方程的連續方程及運動方程的離散式為:

$$\zeta_{i,j}^{n+1/2} = \zeta_{i,j}^{n-1/2} - r_x (P_{i+1/2,j}^n - P_{i-1/2,j}^n) - r_y (Q_{i,j+1/2}^n - Q_{i,j-1/2}^n) \quad (2.26)$$

$$\begin{aligned} P_{i+1/2,j}^{n+1} &= \frac{1}{1 + \nu_x \Delta t} \left[ (1 - \nu_x \Delta t) P_{i+1/2,j}^n - r_x g H_{i+1/2,j}^{n+1/2} (\zeta_{i+1,j}^{n+1/2} - \zeta_{i,j}^{n+1/2}) \right] \\ &- \frac{r_x}{1 + \nu_x \Delta t} \left[ \lambda_{11} \frac{(P_{i+3/2,j}^n)^2}{H_{i+3/2,j}^n} + \lambda_{12} \frac{(P_{i+1/2,j}^n)^2}{H_{i+1/2,j}^n} + \lambda_{13} \frac{(P_{i-1/2,j}^n)^2}{H_{i-1/2,j}^n} \right] \\ &- \frac{r_y}{1 + \nu_x \Delta t} \left[ \lambda_{21} \frac{(PQ)_{i+1/2,j+1}^n}{H_{i+1/2,j+1}^n} + \lambda_{22} \frac{(PQ)_{i+1/2,j}^n}{H_{i+1/2,j}^n} + \lambda_{23} \frac{(PQ)_{i+1/2,j-1}^n}{H_{i+1/2,j-1}^n} \right] \end{aligned} \quad (2.27)$$

$$\begin{aligned} Q_{i,j+1/2}^{n+1} &= \frac{1}{1 + \nu_y \Delta t} \left[ (1 - \nu_y \Delta t) Q_{i,j+1/2}^n - r_y g H_{i,j+1/2}^{n+1/2} (\zeta_{i,j+1}^{n+1/2} - \zeta_{i,j}^{n+1/2}) \right] \\ &- \frac{r_x}{1 + \nu_y \Delta t} \left[ \lambda_{31} \frac{(PQ)_{i+1,j+1/2}^n}{H_{i+1,j+1/2}^n} + \lambda_{32} \frac{(PQ)_{i,j+1/2}^n}{H_{i,j+1/2}^n} + \lambda_{33} \frac{(PQ)_{i-1,j+1/2}^n}{H_{i-1,j+1/2}^n} \right] \\ &- \frac{r_y}{1 + \nu_y \Delta t} \left[ \lambda_{41} \frac{(Q_{i,j+3/2}^n)^2}{H_{i,j+3/2}^n} + \lambda_{42} \frac{(Q_{i,j+1/2}^n)^2}{H_{i,j+1/2}^n} + \lambda_{43} \frac{(Q_{i,j-1/2}^n)^2}{H_{i,j-1/2}^n} \right] \end{aligned} \quad (2.28)$$

其中

$$r_x = \Delta t / \Delta x \quad r_y = \Delta t / \Delta y$$

$$H_{i+1/2,j}^{n+1/2} = \frac{1}{2} (H_{i,j}^{n+1/2} + H_{i+1,j}^{n+1/2})$$

$$H_{i,j+1/2}^{n+1/2} = \frac{1}{2} (H_{i,j}^{n+1/2} + H_{i,j+1}^{n+1/2})$$

$$H_{i+1/2,j}^n = \frac{1}{4} (H_{i,j}^{n-1/2} + H_{i,j}^{n+1/2} + H_{i+1,j}^{n-1/2} + H_{i+1,j}^{n+1/2})$$

$$H_{i,j+1/2}^n = \frac{1}{4} (H_{i,j}^{n-1/2} + H_{i,j}^{n+1/2} + H_{i,j+1}^{n-1/2} + H_{i,j+1}^{n+1/2})$$

$$P_{i,j+1/2}^n = \frac{1}{4} (P_{i-1/2,j}^n + P_{i-1/2,j+1}^n + P_{i+1/2,j}^n + P_{i+1/2,j+1}^n)$$

$$Q_{i+1/2,j}^n = \frac{1}{4} (Q_{i,j-1/2}^n + Q_{i+1,j-1/2}^n + Q_{i,j+1/2}^n + Q_{i+1,j+1/2}^n)$$

## 2.3 移動邊界條件

使用 COMCOT 模擬時若選用線性淺水波方程計算，則在海陸交界的邊界將視為一面垂直的牆(wall)，因此波在此處的最大溯上高度(run-up height)是以鄰近一點的最大波高來算。若選用的是非線性淺水波方程，則海陸邊界為移動邊界(moving boundary)。若海浪波高足以進入陸地，依照移動邊界條件，海水可以進入陸地網格計算，則可模擬出海嘯於陸地的淹溢範圍(inundation area)及溯上高度(run-up height)。

圖 2.2 以一維階梯代替真實地形來描述移動邊界條件的運算，圖中 MWL 表示平均海水面(mean water level)， $H_f$  為洪氾高度(flooding depth)。當格點位在陸地上，水深  $h$  是為平均海水面到陸地的高度，以正值表示，在乾陸地(dry land)的網格中，總水深  $H = h + \zeta$  是為負值，在有水淹溢的溼陸地(wet land)網格總水深以正值表示，位於乾網格與溼網格之間的交界則定義為海岸線(shoreline)。波由外海計算到近陸地區，當遇到定義的海岸線(shoreline)，即  $H_i > 0$  及  $H_{i+1} \leq 0$  的條件成立，則開始使用移動邊界計算。

起始體積通量為零，利用連續方程並配合移動邊界計算來找下個時間步的波高，波高在乾的陸地網格中的值為 0，這是因為在鄰近的流量都為 0。原本在第  $i$  個網格點的總水深需 update 到第  $i+1/2$  個網格點，經由數值計算來決定總水深是否夠高足以淹溢到相鄰的乾陸地(dry land)網格，並改變定義的海岸線位置。如果某一點網格在各方向的總水深為零或負值，則此網格視為乾網格(dry cell)，如圖 2.2(a)中，第  $i$  個網格為溼陸地，其總水深為正值，第  $i+1$  個網格為乾陸地，其總水深為負值且體積通量為零，海岸線位於  $i$  與  $i+1$  之間，而賦予第  $i+1/2$  個網格點的體積通量為零。但在波高較高的例子中，如圖 2.2(b)所示，此時第  $i+1/2$  個網格點的體積通量為非零，海岸線也往陸地方向移動一個格點，而總水深由連續方程中被更新，以下的計算是用來判斷海岸線是否該移動，而

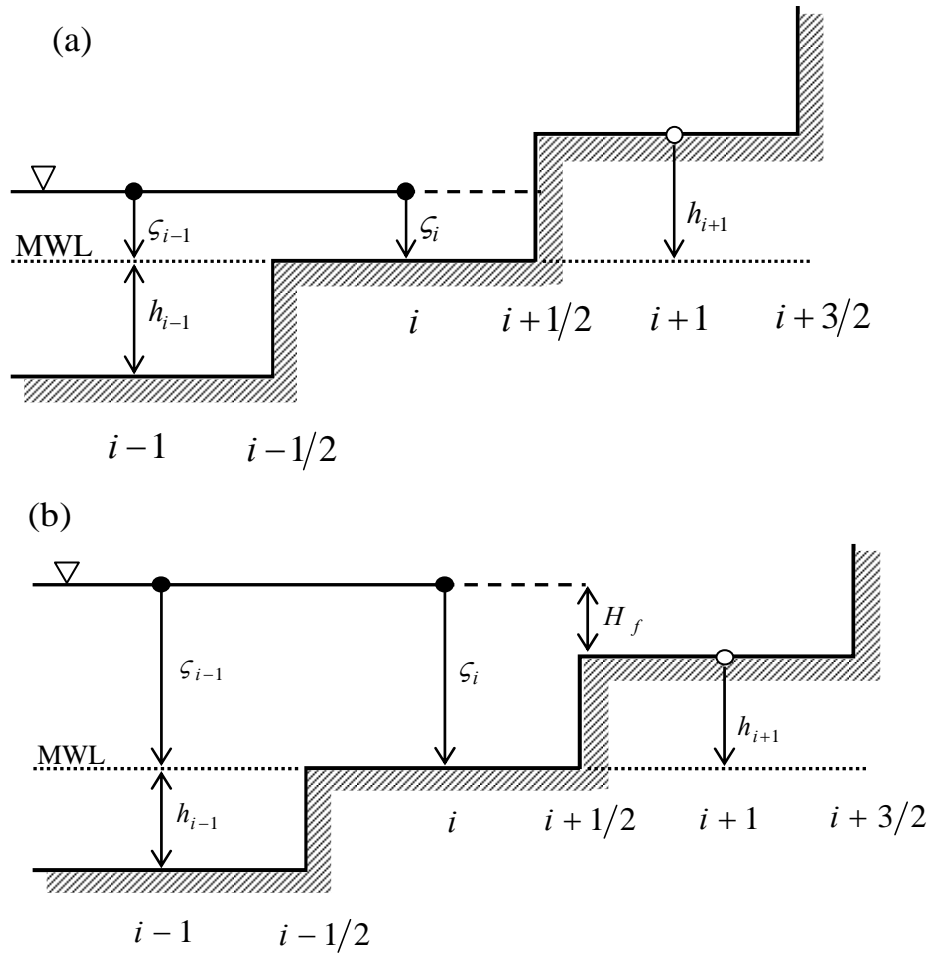


圖 2.2 移動邊界示意圖

先決條件是  $H_i > 0$ ，可能的情况如下：

- 當  $H_{i+1} \leq 0$  且  $h_{i+1} + \zeta_i \leq 0$ ，則海岸線仍位於第  $i$  與  $i+1$  個格點之間，體積通量  $P_{i+1/2}$  仍為零。
- 當  $H_{i+1} \leq 0$  且  $h_{i+1} + \zeta_i > 0$ ，則海岸線會移到第  $i+1$  與  $i+2$  個格點之間，體積通量  $P_{i+1/2}$  此處不等於零， $P_{i+3/2}$  賦值於零，氾濫高度為  $H_f = h_{i+1} + \zeta_i$ 。
- 當  $H_{i+1} > 0$ ，則海岸線會移到第  $i+1$  與  $i+2$  個格點之間，體積通量  $P_{i+1/2}$  此處不等於零， $P_{i+3/2}$  賦值於零，氾濫高度為  $H_f = \max(h_{i+1} + \zeta_i, h_{i+1} + \zeta_{i+1})$

## 2.4 多層套疊網格系統

當計算的範圍很大，而要研究的只在沿岸區域，要了解局部波浪細節則需要解析度較高的海底地形資料，但當計算範圍很大時若使用高解析度的地形資料，則需耗費大量的計算資源及計算時間，因此在大範圍使用低解析度地形資料計算，在重點部分則套疊上高解析度地形資料計算，外層使用大網格，內層不同區域還可再套上不同子網格，此結構即稱為多層套疊網格系統(multi nested grid system)。

此外，使用多層套疊網格系統的另一個原因是，隨著計算區域的水深變化，需要使用不同的網格解析度及時間間隔，以確保數值方法解能適當的表示頻散效應。在 COMCOT 中，不同網格層可選用不同的淺水波方程(線性或非線性)，使用不同座標系統(卡氏座標或球座標)，以及不同比例大小的地形網格資料，但彼此間又是相互影響連接的。

兩個不同網格尺度間的計算方法如下，如 2.3 圖，一個較小網格系統套疊在一個較大網格系統中，此範例中，其網格大小比值為 1:3，圖中箭頭代表通過各網格的體積流量  $P, Q$ ，空心圓及點代表大網格及小網格的水深及波高值。在某個時間步，在大網格及小網格系統的體積通量由運動方程來計算，但不包括小網格系統中大小網格系統邊界體積通量的計算，小網格系統位於大小網格系統邊界上的體積通量計算，須以相鄰大網格的體積通量內插而得，小網格系統下個時間步的波高是以連續方程來計算。一般小網格系統使用的時間間隔要比大網格系統使用的時間間隔來得小，且要滿足 CFL (Courant-Friedrichs-Lewy) 條件，即  $C \times dt/dx < 1$  (Liu *et al.*, 1998)， $C$  為波浪的相速度(phase speed)。假設時間步在  $t = t_n$  時，大網格及小網格的通量都為已知，且內層的網格的時間步為外層網格的一半，接著要計算時間步為  $t = t_{n+1}$  時的值，其計算的步驟如下：

1. 由解連續方程得外層第  $t_{n+1/2}$  時間步的波高



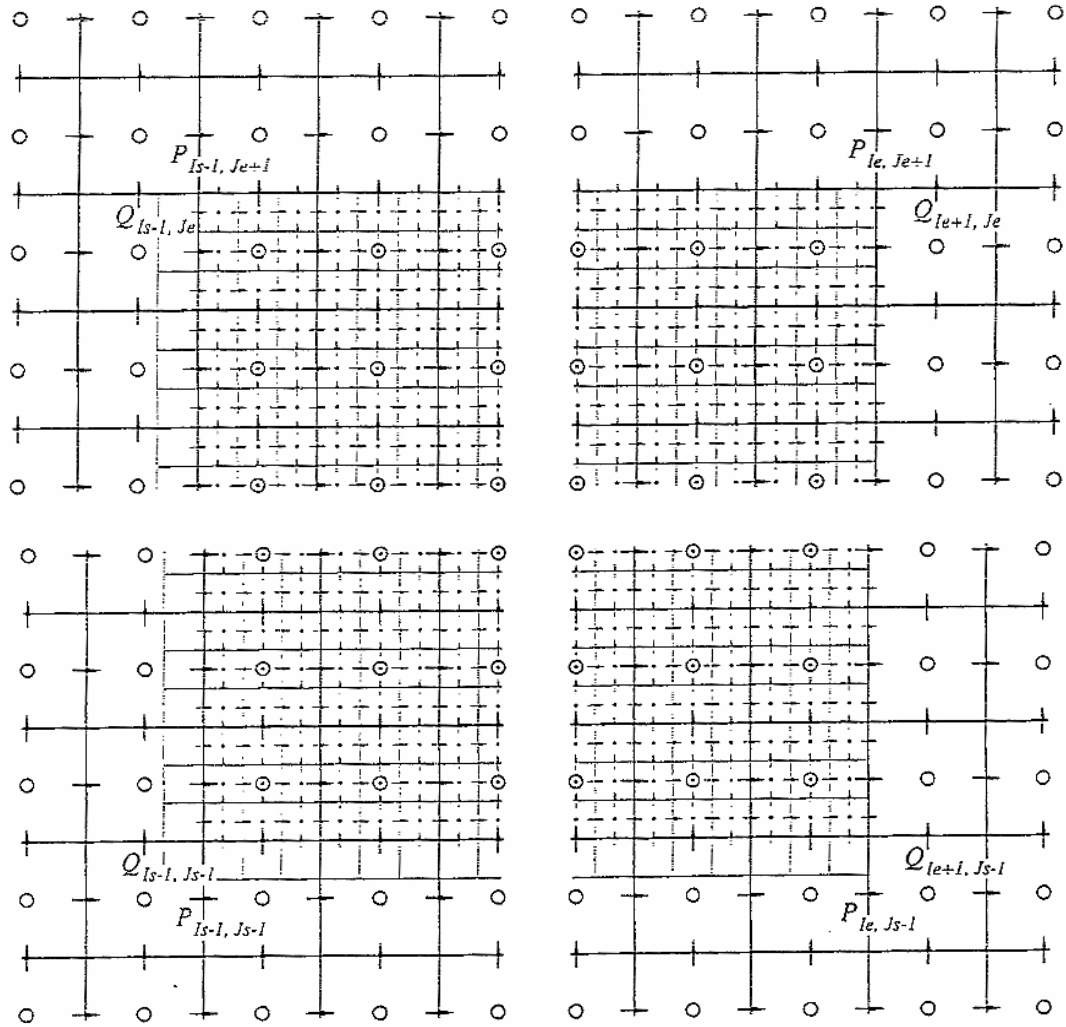


圖 2.3 多層套疊網格系統 (Liu *et al.*, 1998)

2. 雖然知道在時間  $t_n$  的內層及外層的通量，但位於兩層間的通量尚未知，因此要計算內層的波高需先計算位於邊界上第  $t_n$  個時間步的通量，以外層的體積通量做線性內插，將得到的值定義為內層位於邊界的體積通量。
3. 從上個步驟求得的通量，以連續方程計算內層於第  $t_{n+1/4}$  個時間步的波高
4. 再由運動方程求內層於第  $t_{n+1/2}$  個時間步的體積通量
5. 爲了要求第  $t_{n+3/4}$  個時間步的波高，要先有第  $t_{n+1/2}$  個時間步於邊界上的體

積通量，其計算方法如下，因為現在已知外層第 $t_n$ 個時間步的通量及第 $t_{n+1/2}$ 個時間步的波高，經由運動方程可計算出第 $t_{n+1}$ 個時間步外層的通量，再將外層第 $t_{n+1}$ 個時間步位於邊界的通量做線性內插。將 $t_n$ 及 $t_{n+1}$ 的外層邊界上通量做時間上的平均，則可得到第 $t_{n+1/2}$ 個時間步的體積通量。

6. 解連續方程得第 $t_{n+3/4}$ 個時間步內層的波高
7. 要了將內部計算的結果傳送到外層來計算，則將內層的結果平均後再送回外層來計算。將內層 $t_{n+1/4}$ 及 $t_{n+3/4}$ 時間步的波高做時間平均，將結果傳送到外層，當作外層第 $t_{n+1/2}$ 個時間步的波高。
8. 解運動方程得第 $t_{n+1}$ 個時間步內層的體積通量
9. 解運動方程得第 $t_{n+1}$ 個時間步外層的體積通量

## 第三章 屏東外海地震參數

### 3.1 屏東外海地震概述

2006 年 12 月 26 日台灣時間晚上 8 點 26 分 21 秒於屏東外海 30 多公里處，發生一場芮氏規模 7.0 的地震，經過約 8 分鐘，在第一場地震附近又發生同樣規模的第二場地震，震央位置如圖 3.1 所示。這場地震在台灣南部總共造成 2 人死亡 42 人受傷 3 戶房屋倒塌，以及海底電纜斷裂等災害，慶幸的是這兩場地震並未對台灣帶來海嘯災害。雖然沒有引發海嘯災害，但在震央附近的潮位站確實有記錄到類似海嘯波的長波水位。屏東外海地震提供了探討台灣西南海域海嘯潛勢評估的機會。此外本研究以這兩場地震作為模擬的例子，主要是這兩場地震具有以下幾點特性：

- 1 兩場地震的芮氏規模均為 7.0，中央氣象局所發佈的資料中，第一場地震深度 44.1 公里，第二場地震深度為 50.2 公里。Harvard CMT 發佈的第一場地震深度為 19.6 公里，第二場地震深度為 32.8 公里。儘管氣象局所定的震源深度較深，但這兩者的深度都屬於淺層地震。從過去資料統計發現，深度淺於 40 公里且地震規模大於 7.0 的地震，就曾引發海嘯事件(徐明同，1981)。
- 2 這兩場地震離台灣距離都在 50 公里內，是為近場(near-field)地震，海嘯長波能量在這麼短的距離內不易消耗，因此海嘯波可能對近岸造成慘重的衝擊。
- 3 屏東兩場地震之間的時間間距為 8 分鐘，雖然不如南亞地震斷層連續破裂的破壞力，但因為這兩場地震離陸地近，因此 8 分鐘就可能造成兩場地震產生的海波及能量相互疊加，對陸地造成更大的災害。因此在以下的模擬中，會將兩場地震相隔 8 分鐘引發之海嘯波高疊加，作為初始液面波高來計算海嘯波的傳遞。

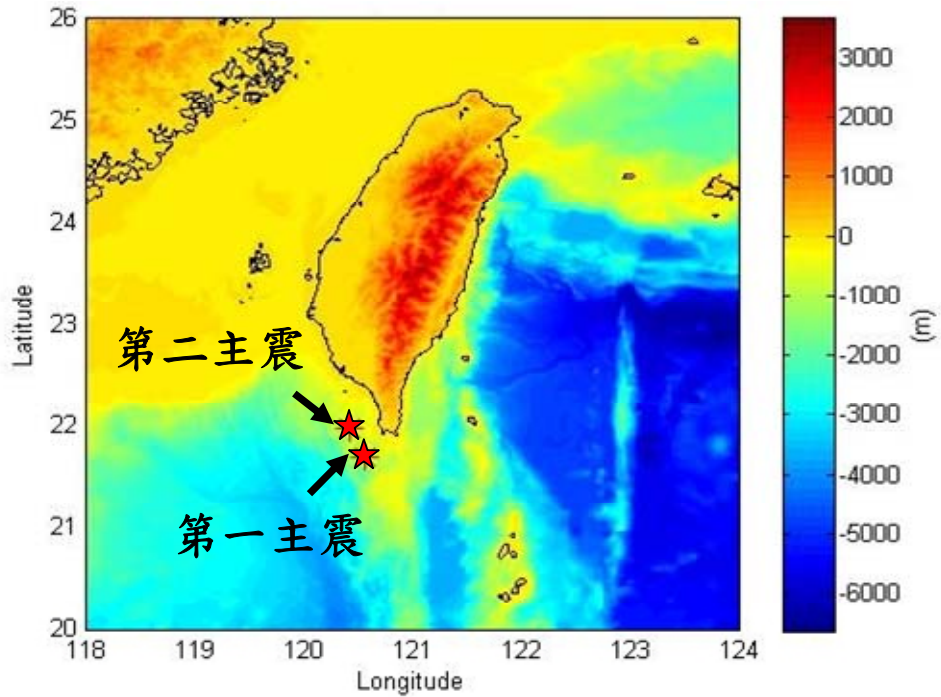


圖 3.1 屏東地震兩主震位置圖

### 3.2 屏東外海地震參數資料

由地震引發的海嘯，其波長、波高、波形及能量大小與地震的幾何特性有很大的關聯，尤其近場(near-field)地震其影響更為顯著，因此模擬由地震引發的海嘯時，震源參數的改變會大幅影響模擬的結果。

本研究使用的地震參數資料來源為中央氣象局(Central Weather Bureau,以下簡稱為CWB)及Harvard CMT(Centroid Moment Tensor)，如圖3.2、圖3.3為中央氣象局所發佈的地震測報資料，圖3.4為Harvard CMT的地震資料，可以從中獲得的資訊有：發震時間、震央位置、震源深度、地震規模及破裂面的幾何參數等。

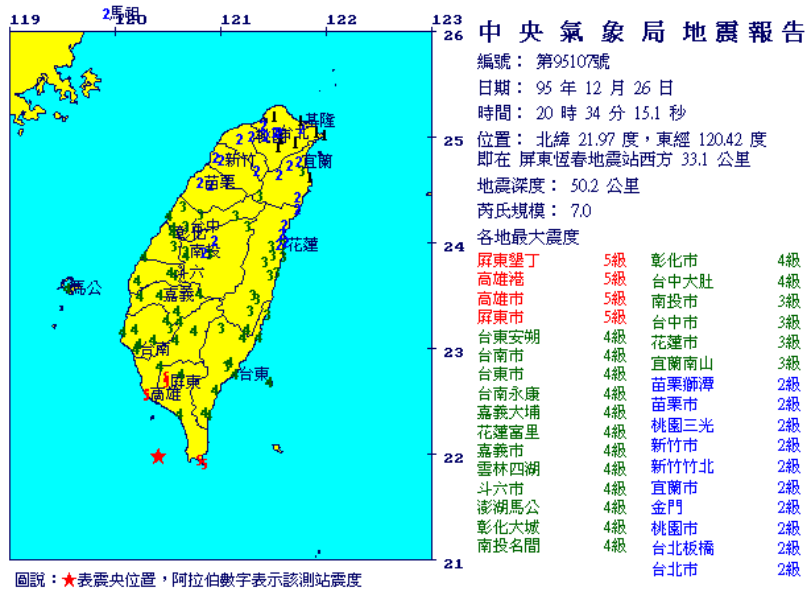
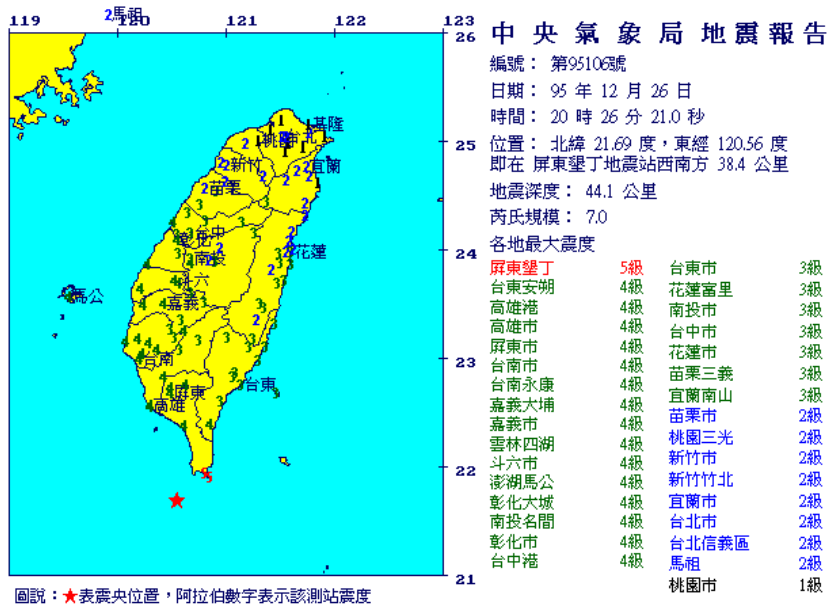


圖 3.2 中央氣象局所發佈 2006 年兩場屏東外海地震報告 (圖片來源:中央氣象局)

無論是 CWB 或 Harvard CMT 的地震資料，都會顯示震源機制球，如圖 3.3 及圖 3.4 所示，震源機制球可顯示地震區域的應力狀態，並可由此判斷地震類型。斷層的類型會直接影響海嘯的波形，例如若地震為正斷層，會產生負波振幅較大的初始波形，若地震是逆斷層，則產生正波振幅較大的初始波形。而由斷層陷落的方向會決定正波或負波抵達陸地的先後，即海水先漲或先退的現象。2006 年屏東外海地震第一場地震為正斷層，上盤陷落方向朝向陸地，因此



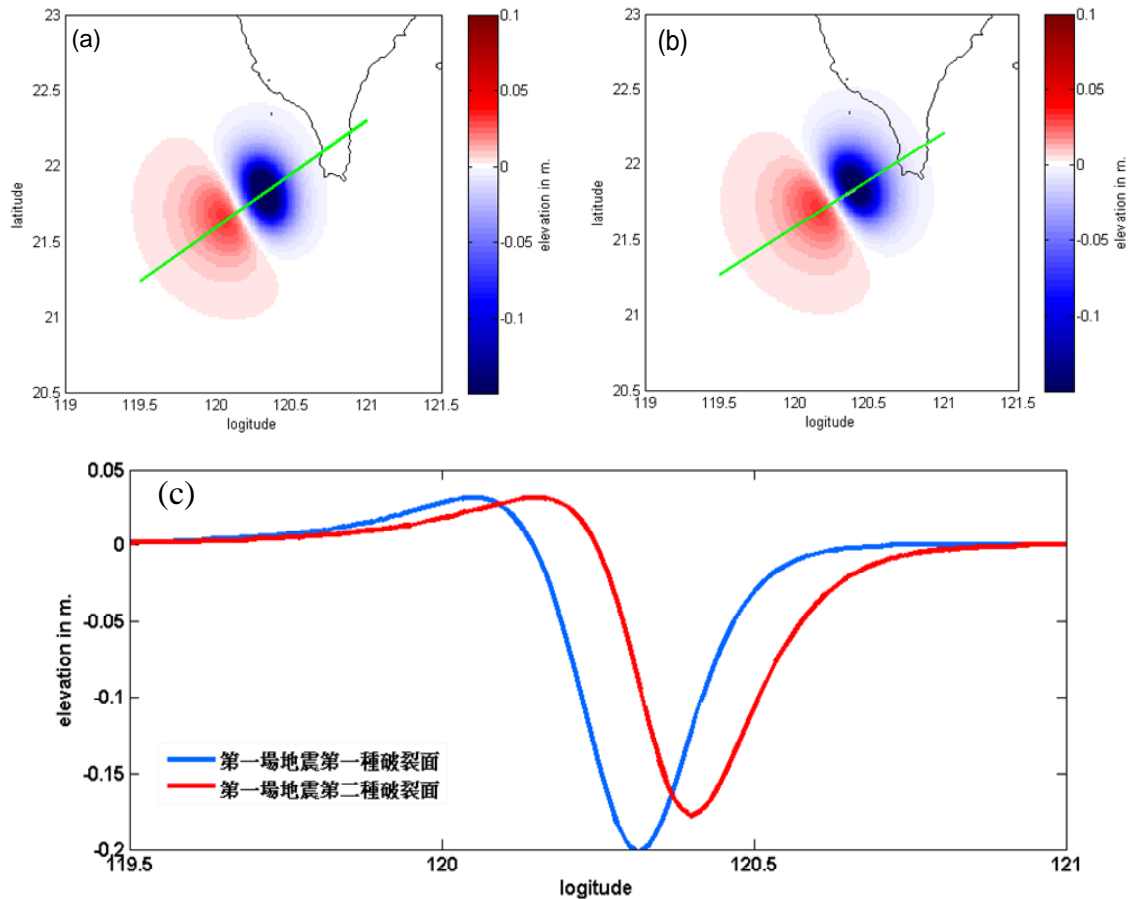


圖 3.5 由 Harvard CMT 的地震參數，計算 2006 年屏東外海第一場地震兩種可能破裂面所造成的初始海面波高。(a)為第一種破裂面產生的初始波高 (b)為第二種破裂面產生的初始波高 (c)沿著圖(a)(b)中的綠線所繪出兩種可能破裂面的初始波高剖面圖。

先抵達陸地的為正波(圖 3.5)。第二場地震是為走向滑移(strike-slip)斷層，其垂直方向的錯動量很小，因此產生的初始波高很小，正波及負波振幅大小幾乎相同(圖 3.6)。

為有效評估地震的大小，地震學家根據地震儀所收到的地震波波高，修正震央距離的影響推得地震規模。CWB 所提供的即時地震規模為芮氏地震規模  $M_L$ ，芮氏規模是由美國地震學家芮氏於 1935 年提出，使用伍德-安德森扭力式地震儀來測量，現在多以 1 秒短週期地震儀所記錄到的地震波最大波高(通常是 S 波)，經距離修正後所推得。根據前人觀測發現  $M_L$  較大地震，會出現飽和

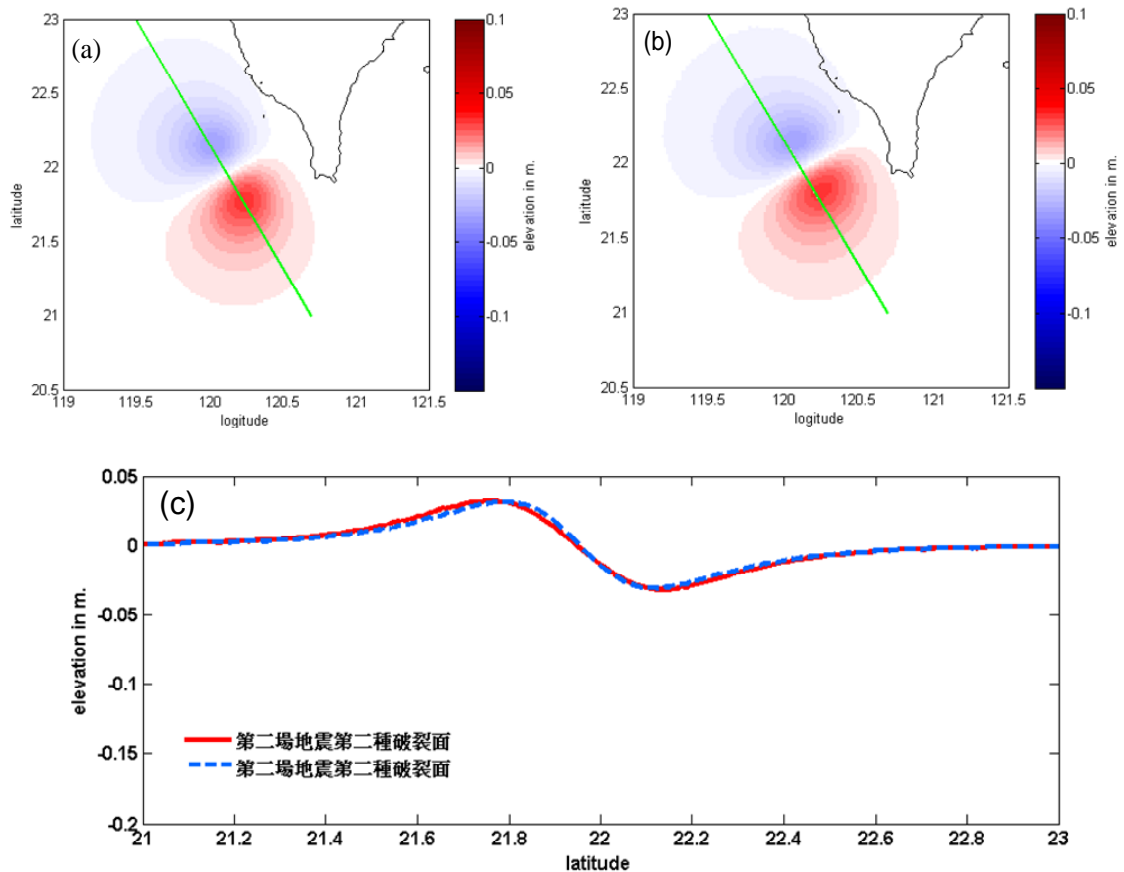


圖 3.6 由 Harvard CMT 的地震參數，計算 2006 年屏東外海第二場地震兩種可能破裂面所造成的初始海水面波高。(a)為第一種可能破裂面產生的初始波高 (b)為第二種可能破裂面產生的初始波高 (c)沿著圖(a)(b)中的綠線所繪出兩種破裂面的初始波高剖面圖。

現象(saturation)，估算的 $M_L$ 無法真實反應地震大小。此外觀測點距離震央超過 600 公里以上，芮氏規模的計算會產生極大誤差而不適用，故芮氏規模只適用於小區域上，故又稱區域規模(local magnitude)。地震學家另外發展出表面波規模(surface wave magnitude,  $M_s$ )和體波規模(body waves magnitude,  $m_b$ )來描述較遠距離的地震規模值。但這兩種計算規模的方法，對於規模大的地震也會有飽和的問題。地震學家 Kanamori(1977)發展利用地震矩  $M_0$  來計算規模的方法:

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 10.73 = \frac{2}{3} (\log_{10} M_0 - 16.1) \quad (3.1)$$

此法得到的規模稱為地震矩規模(moment magnitude,  $M_w$ )，3.1 式中  $M_0$  為地震



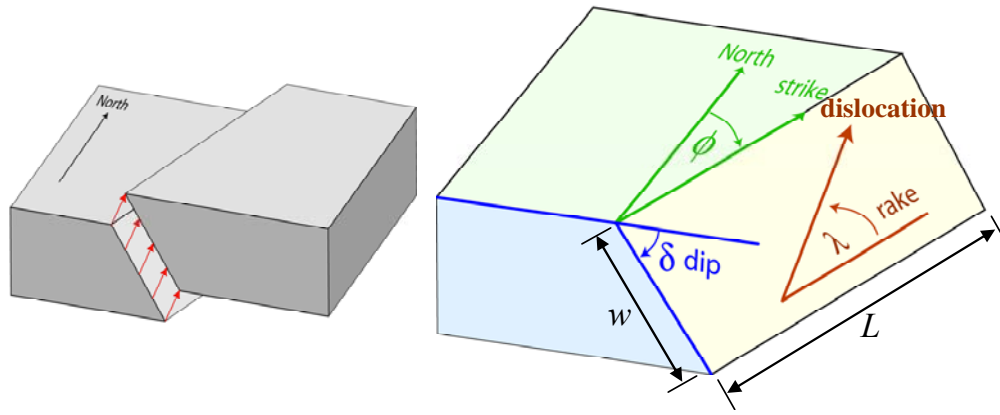


圖 3.7 斷層幾何示意圖，走向角(strike)  $\phi$  是由正北以逆時鐘方向至破裂面走向的角度，傾角(dip)  $\delta$  為水平面至破裂面的角度，滑移角(rake)  $\lambda$  為滑移方向與水平軸的夾角，滑移量(dislocation)為上盤相對於下盤滑動的量。(圖片來源:日本東北大學津波工學研究室<sup>5</sup>)

矩，用來表示地震所釋放出之能量的數量，定義為:

$$M_0 = \mu S \bar{D} \quad (3.2)$$

地震矩的單位是達因-厘米(dyn-cm)(=10<sup>-7</sup>牛頓-米(N-m))，其中， $\mu$  為介質的剛性係數(rigidity)，其值在淺層地殼一般為 3~5×10<sup>11</sup> dyn/cm<sup>2</sup> (或 3~×10<sup>10</sup> N/m<sup>2</sup>)，本研究使用值為 4.92×10<sup>11</sup> dyn/cm<sup>2</sup>。 $S$  為斷層面面積， $\bar{D}$  為斷層的平均滑動量。地震矩規模的優點是對於大地震無飽和現象，因此地震矩規模已成為計算大規模地震時最常用的尺度，在本研究中所使用的世界地震網 Harvard CMT 所發佈的就是以地震矩規模為主。

重要的地震參數尚有破裂面的位態，包括破裂面的走向(strike)、傾角(dip)、滑移角(rake)，如圖 3.7 所示。走向決定海嘯波能量傳遞方向，傾角及滑移角會影響海床錯動量的大小。在同一場地震，CWB 及 Harvard CMT 發佈的地震資料都有兩種可能的破裂面位態，這是因為由地震波的分析，雖然可以知道一組互相垂直的位態，但仍無法確定哪一面是斷層面，哪一面是輔助面，真正的斷層面須藉著餘震分布或實地地質調查來確定。

<sup>5</sup> 圖片網址: <http://www.tsunami.civil.tohoku.ac.jp/hokusai2/topics/tsunami-news/99IZMIT/linear/linear.htm>

### 3.3 斷層長、寬、平均滑移量的計算

使用斷層模式計算海底垂直位移量，需要的參數除了上述的參數外，另外還需要斷層面的長、寬及平均滑移量，而本研究求取斷層的長、寬、平均滑移量值，是以 Geller(1976)的 scaling law 來推求，其理論如下。假設斷層平均滑移量  $\bar{D}$  在特徵長度為  $L$  之下，其應變近似值為：

$$\varepsilon_{xx} = \frac{\partial u_x}{\partial x} \approx \frac{\bar{D}}{L} \quad (3.3)$$

根據虎克定律，應力與應變成正比關係，則分佈於斷層上的平均應力降(stress drop)的近似值為：

$$\Delta\sigma = \mu\varepsilon_{xx} \approx \frac{\mu\bar{D}}{L} \quad (3.4)$$

$\mu$  為斷層物質的剛性係數(rigidity)。前面在介紹地震矩規模時有提到，地震矩  $M_0 = \mu\bar{D}S$ ， $S$  為斷層面面積，Geller (1976)提到斷層面的長寬比例為一常數，則地震矩、平均滑移量、及斷層長度的關係可寫成：

$$M_0 = c\mu\bar{D}L^2 \Rightarrow \bar{D} = \frac{CM_0}{\mu L^2} \quad (3.5)$$

代回 3.4式，則可改寫成：

$$\Delta\sigma = \frac{CM_0}{L^3} = \frac{CM_0}{S^{3/2}} \quad (3.6)$$

$C$  是一常數，由斷層的形狀及破裂方向來決定。Keiles-Borok(1959)提出一個應

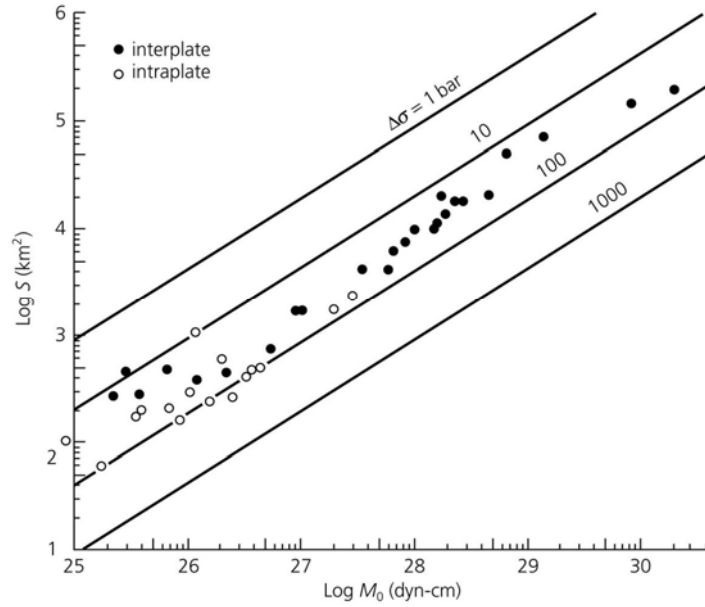


圖 3.8 在不同地震矩及斷層面積下，板間(interplate(plate boundary))與板內(intraplate(plate interior))地震的應力降分佈，絕大部份地震的應力降值  $\Delta\sigma = 10\text{-}100\text{bars}$ 。(圖片來源:Seth Stein, 2003)

力降的公式：

$$\Delta\sigma = \frac{7\pi^{3/2}\mu\bar{D}}{16\sqrt{S}} = \frac{7M_0}{16\left(\frac{LW}{\pi}\right)^{3/2}} \quad (3.7)$$

此公式原本是適用於圓形破裂斷層，但對於矩形斷層仍有好的近似值。Geller 由過去地震資料選擇一個較理想的平均值，發現  $L = 2W$  與過去大部分的地震資料較近似，將此關係式代入 3.7 式中可得：

$$\Delta\sigma = \frac{7M_0(2\pi)^{3/2}}{16L^3}$$

$$\rightarrow M_0(\text{dyne-cm}) = \frac{16\Delta\sigma(\text{bars})L^3(\text{km}^3)}{7(2\pi)^{3/2}} = (1.45 \times 10^{20})L^3(\text{cm}^3)\Delta\sigma(\text{dyne/cm}^2)$$

$$\Rightarrow L^3 = \frac{M_0}{(1.45 \times 10^{20})\Delta\sigma} \quad (3.8)$$

藉由過去地震資料記錄，繪出斷層面積  $S$  取  $\log$  與地震矩  $M_0$  取  $\log$  的關係 (圖 3.8)，圖中的斜線為應力降  $\Delta\sigma$  值，圓圈為地震事件，由圖中發現不論地震矩及斷層面積大小，其應力降值結果都會落在 10~100 之間。因此若假設應力降值是為已知，地震矩大小由地震測報資料取得後，即可推出斷層的長度，由  $L = 2W$  得斷層寬度，再以  $M_0 = \mu S \bar{D}$  推出平均滑移量  $\bar{D}$  的值。

### 3.4 垂直位移場的計算

在海嘯數值模式 COMCOT 中，起始海水面變動是利用海床位移量的計算來產生，可用此方法計算的前提是假設海水為不可壓縮體，海床為剛體性質，一旦海床產生錯動，垂直方向上的海水面在瞬間也隨之產生變動，即地震發生與海水面變動視為同時發生。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。模式中可使用的斷層模式(fault model)有兩種，一種是 Mansinha and Smylie(1971)的彈性半空間錯移模型(elastic half-space dislocation model)，另一種是以 Okada(1985)的理論模型來計算海底位移量(displacement)。

彈性斷層模型的建立是根據彈性錯移理論(elastic dislocation theory)，此理論是利用地下斷層面錯動資料來計算地表特定點之位移量。即一斷層在  $j$  方向的錯動  $\Delta u_j$  造成均質均向的彈性半空間產生  $i$  方向位移場  $\Delta u_i$ ，並對整個矩形斷層錯動範圍積分，其關係式為：

$$u_i = \int_{\Sigma} \Delta u_j \left[ \lambda \delta_{jk} \frac{\partial u_i^l}{\partial \xi_l} + \mu \left( \frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right) \right] \nu_k dS \quad (3.9)$$

$\nu_k$  為  $\Sigma$  面向外的垂直向量、 $\lambda$  與  $\mu$  為區域的拉梅常數(Lamé constants)、 $u_i^j$  為受到破裂面  $(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$  上  $j$  方向單位應力作用而在地表  $(x_1, x_2, x_3)$   $i$  方向上的位移。

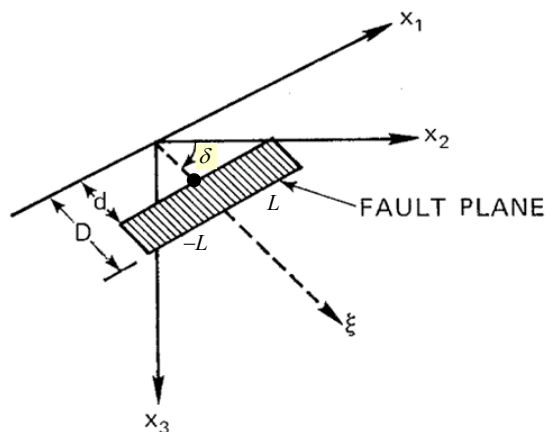


圖 3.9 Smylie 理論模型的斷層幾何及座標系統(Mansinha and Smylie, 1971)

雖然這兩種斷層模型都是依據彈性錯移理論，但所使用描繪斷層面的座標系統及算式有所不同，以下分別對這兩個斷層模式座標、計算方程式做個介紹。

- Mansinha and Smylie (1971) :

Mansinha and Smylie 在計算時所使用的有限矩形斷層座標幾何如圖 3.9，根據其理論所推得的走向滑距表示式為：

$$u_i = \mu U_1 \int_d^D \int_{-L}^L \left[ \left( \frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_2} + \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_1} \right) \sin \delta - \left( \frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_1} \right) \cos \delta \right] d\xi_1 d\xi \quad (3.10)$$

傾向滑距表示式為：

$$u_i = \mu U \int_d^D \int_{-L}^L \left[ 2 \left( \sin \delta \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi} - \cos \delta \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi} \right) + \left( \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_2} - \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_3} \right) \right] d\xi_1 d\xi \quad (3.11)$$

其中， $\xi = (\text{震源深度}/\sin \delta) + \text{斷層寬度}(w)$ 、 $\xi_1 = \text{斷層長度}/2$ 、 $\xi_2 = \xi \times \cos \delta$ 、 $\xi_3 = \xi \times \sin \delta$ 。此有限矩形延伸的範圍為  $-L \leq \xi_1 \leq L$ 、 $d \leq \xi \leq D$ ， $\delta$  為斷層面的傾角。由於斷層面是位於地底下，為了計算地下錯動對地面上一點的位移的關係

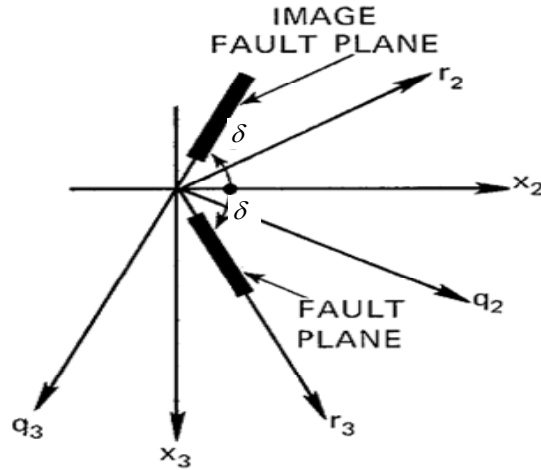


圖 3.10 真實斷層及假想斷層座標關係圖(Mansinha and Smylie, 1971)

係，則須將斷層面做一座標轉換的過程(圖 3.10):

$$R^2 = (x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 - \xi_3)^2 \quad (3.12)$$

$$Q^2 = (x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 + \xi_3)^2 \quad (3.13)$$

$$r_2 = x_2 \sin \delta - x_3 \cos \delta \quad q_2 = x_2 \sin \delta + x_3 \cos \delta$$

$$r_3 = x_2 \sin \delta - x_3 \cos \delta \quad q_3 = x_2 \sin \delta + x_3 \cos \delta$$

R, Q 表示斷層面上的震源點 $(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$ 及假想斷層面上的震源點 $(\xi_1, \xi_2, -\xi_3)$ 到地表 $(x_1, x_2, x_3)$ 的距離， $r_2, r_3$ 與 $q_2, q_3$ 分別為垂直斷層面及沿著傾斜面及垂直假想斷層面及沿著假想斷層傾斜面的座標軸，則 R 及 Q 可改寫為:

$$R^2 = (x_1 - \xi_1)^2 + r_2^2 + (r_3 - \xi)^2$$

$$Q^2 = (x_1 - \xi_1)^2 + q_2^2 + (q_3 + \xi)^2 = (x_1 - \xi_1)^2 + h^2 = k^2 + (q_3 + \xi)^2$$

此處 h 為 Q 在  $x_1 = 0$  面上的投影，k 為 Q 在  $q_3 = 0$  面上的投影。

透過座標轉換及積分後，計算出斷層傾斜滑距及走向滑距在地面上產生的垂直位移分量分別為：

$$\begin{aligned}
\frac{12\pi u_3}{U} = & \sin \delta \left\{ (x_2 - \zeta_2) \left[ \frac{2(x_3 - \zeta_3)}{R(R + x_1 - \zeta_1)} + 4 \frac{(x_3 - \zeta_3)}{Q(Q + x_1 - \zeta_1)} \right. \right. \\
& - 4\zeta_3 x_3 (x_3 + \zeta_3) \left. \left( \frac{2Q + x_1 - \zeta_1}{Q^3(Q + x_1 - \zeta_1)^2} \right) - 6 \tan^{-1} \left[ \frac{(x_1 - \zeta_1)(x_2 - \zeta_2)}{(h + x_3 + \zeta_3)(Q + h)} \right] \right. \\
& \left. \left. + 3 \tan^{-1} \left[ \frac{(x_1 - \zeta_1)(x_3 - \zeta)}{r_2 R} \right] - 6 \tan^{-1} \left[ \frac{(x_1 - \zeta_1)(q_3 + \zeta)}{q_2 Q} \right] \right\} \\
& + \cos \delta \left\{ \ln(R + x_1 - \zeta_1) - \ln(Q + x_1 - \zeta_1) - 2 \frac{(x_3 - \zeta_3)^2}{R(R + x_1 - \zeta_1)} \right. \\
& - 4 \left[ \frac{(x_3 + \zeta_3)^2 - \zeta_3 x_3}{Q(Q + x_1 - \zeta_1)} - 4\zeta_3 x_3 (x_3 + \zeta_3)^2 \left( \frac{2Q + x_1 - \zeta_1}{Q^3(Q + x_1 - \zeta_1)^2} \right) \right] \\
& \left. + 6x_3 \left\{ \cos \delta \sin \delta \left[ \frac{2(q_3 + \zeta)}{Q(Q + x_1 - \zeta_1)} + \frac{x_1 - \zeta_1}{Q(Q + q_3 + \zeta)} \right] - q_2 \frac{(\sin^2 \delta - \cos^2 \delta)}{Q(Q + x_1 - \zeta_1)} \right\} \right\}
\end{aligned} \tag{3.14}$$

$$\begin{aligned}
\frac{12\pi u_3}{U_1} = & \cos \delta \left[ \ln(R + r_3 - \zeta) + (1 + 3 \tan^2 \delta) \ln(Q + q_3 + \zeta) - 3 \tan \delta \sec \delta \ln(Q + x_3 + \zeta_3) \right] \\
& + \frac{2r_2 \sin \delta}{R} + 2 \sin \delta \frac{(q_2 + x_2 \sin \delta)}{Q} - \frac{2r_2^2 \cos \delta}{R(R + r_3 - \zeta)} \\
& + \frac{4q_2 x_3 \sin^2 \delta - 2(q_2 + x_2 \sin \delta)(x_3 + q_3 \sin \delta)}{Q(Q + q_3 + \zeta)} \\
& + 4q_2 x_3 \sin \delta \frac{[(x_3 + \zeta_3) - q_3 \sin \delta]}{Q^3} - 4q_2^2 q_3 x_3 \cos \delta \sin \delta \frac{2Q + q_3 + \zeta}{Q^3(Q + q_3 + \zeta)^2}
\end{aligned} \tag{3.15}$$

其中  $U$  為傾向滑距(dip-slip)  $U = \bar{D} \times \sin \lambda$ ， $\bar{D}$  為平均滑移量， $\lambda$  為滑移角， $U_1$  為走向滑距(strike-slip)  $U_1 = \bar{D} \times \cos \lambda$ 。

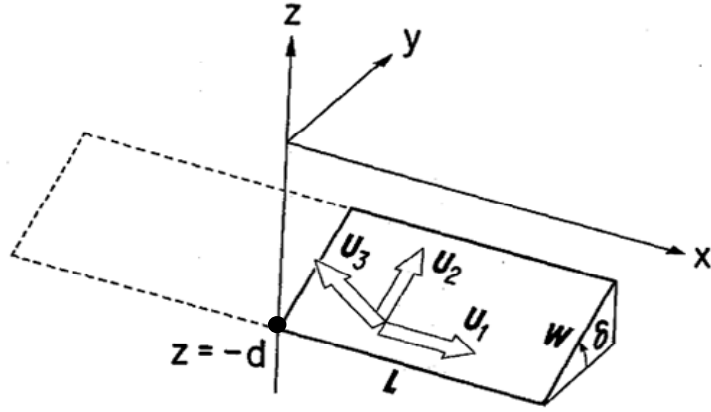


圖 3.11 Okada 理論模型的斷層幾何及座標系統(Okada, 1985)

- Okada (1985) :

Okada 在計算時所使用的有限矩形斷層座標幾何如圖 3.11，x 軸平行於斷層的走向，斷層面上的錯動分為與走向平行的 $U_1$ 、與傾角平行的 $U_2$ 以及與斷層面垂直的 $U_3$ ，根據其理論所推得的斷層走向滑距及傾斜滑距在地面上產生的垂直位移分量分別為:

$$u_z = -\frac{U_1}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{d} q}{R(R+\eta)} + \frac{q \sin \delta}{R+\eta} + I_4 \sin \delta \right] \quad (3.16)$$

$$u_z = -\frac{U_2}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{d} q}{R(R+\xi)} + \sin \delta \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} - I_5 \sin \delta \cos \delta \right] \quad (3.17)$$

其中:

$$I_4 = \frac{\mu}{\lambda + \mu \cos \delta} \left[ \ln(R + \tilde{d}) - \sin \delta \ln(R + \eta) \right]$$

$$I_5 = \frac{\mu}{\lambda + \mu \cos \delta} \tan^{-1} \frac{\eta(X + q \cos \delta) + X(R + X) \sin \delta}{\xi(R + X) \cos \delta}$$

$$\xi = x - \xi'$$



$$\xi' = 0 \rightarrow L$$

$$\eta = p - \eta'$$

$$\eta' = 0 \rightarrow W$$

$$p = y \cos \delta + d \sin \delta$$

$$q = y \sin \delta - d \cos \delta$$

$$\tilde{y} = \eta \cos \delta + q \sin \delta$$

$$\tilde{d} = \eta \sin \delta - q \cos \delta$$

$$R^2 = \xi^2 + \eta^2 + q^2 = \xi^2 + \tilde{y}^2 + \tilde{d}^2$$

$$X^2 = \xi^2 + q^2$$

Chinnery's notation II 表示下式:

$$f(\xi, \eta) \parallel = f(x, p) - f(x, p - W) - f(x - L, p) + f(x - L, p - W)$$

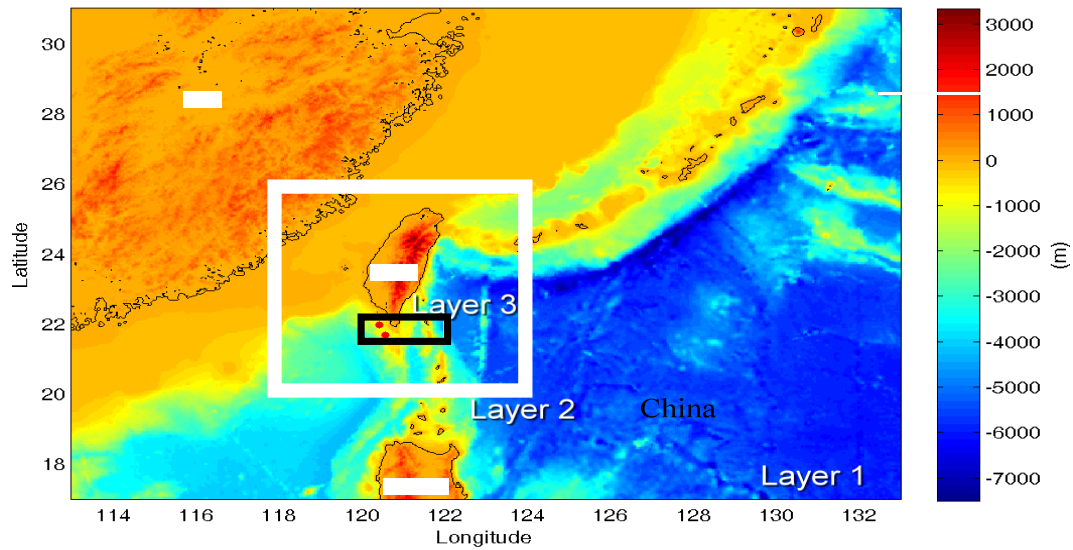


圖 3.12 模擬範圍及海底地形

### 3.5 模擬範圍地形資料

本研究所採用的地形網格資料有三種解析度，可使用三層套疊網格，最外層解析度為 2 分(~3.7km)，資料來源是由美國地球物理資料中心(National Geophysical Data Center, NOAA)下載的 ETOPO2 資料，本研究選用的資料格式為.xyz，其範圍為東經 113 度~133 度，北緯 17 度~31 度。第二層的解析度為 1 分(~1.8km)，其範圍為東經 118 度~124 度，北緯 20 度~26 度，最內層的解析度為 1/8 分(~230m)，其範圍為東經 120 度~122 度，北緯 21.5 度~22.2 度，如圖 3.12 所示。

### 3.6 潮位站資料

本研究用來與模擬結果比較的潮位站資料是由中央氣象局提供，潮位站資料是每六分鐘記錄一筆，選用的潮位站有:將軍站(120°04'39", 23°12'38")、罈廣嘴(120°42'43", 21°59'08")、後壁湖(120°44'14", 21°56'50")、成功(121°22'36", 23°05'20")，其分佈如圖 3.13 所示。比較前先將原始六分鐘一筆的潮位資料內插為每一分鐘

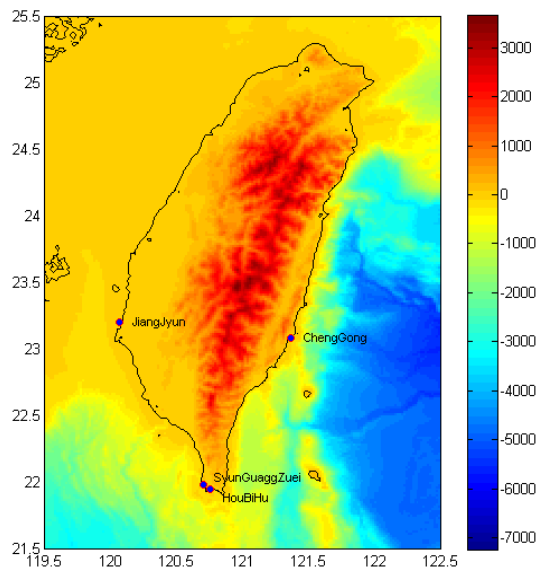


圖 3.13 各潮位站位置圖

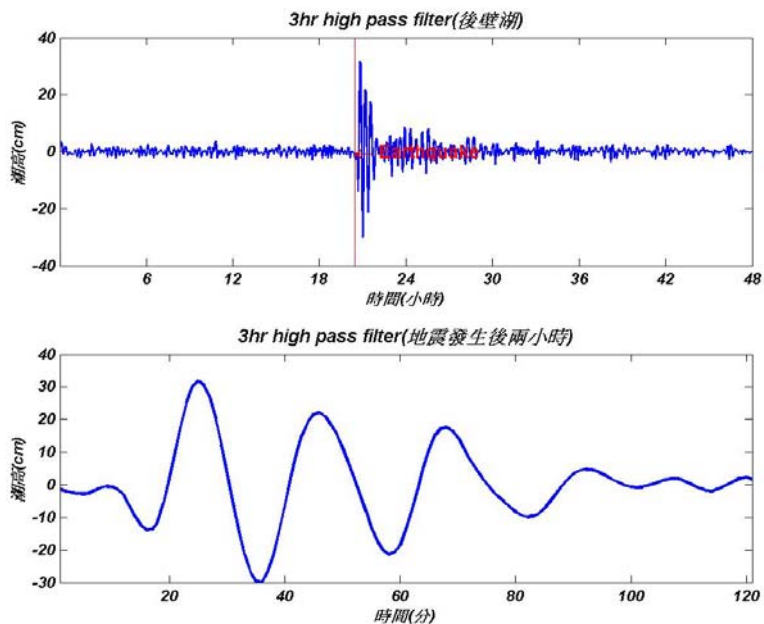


圖 3.14 上圖為做完線性內差及高通濾波後的波形，圖中紅線表示第一場地震發震時間。下圖為自第一場地震發震後兩小時內的波形。

一筆，再將資料通過 3 小時高通(high pass)濾波，以濾波後的資料與模擬結果比較。濾波主要是要過濾掉潮汐的影響，因為海嘯波的週期約為 20 分鐘~3 小時，一般天文潮的週期多大於 3 小時，因而選擇 3 小時作為濾波的依據。以後壁湖的潮位站資料為例，如圖 3.14 所示，上方為做完內插及濾波後的波形，取發震後 2 小時內的波形(圖 3.14 下圖)來做為與模擬海嘯比對的波形。

### 3.7 計算流程

首先至 CWB 或 Harvard CMT 獲取地震資料，取得地震矩帶入 Geller 的 scaling law 計算破裂面的長(L)、寬(W)、平均滑移量 $\bar{D}$ ，再將 L、W、 $\bar{D}$ 、地震深度、震央位置、破裂面的位態(strike、dip、slip)帶入 Smylie 或 Okada 的斷層模型計算海床垂直變形量，即初始的海水面變動。以初始海水面變動做為初始條件，以淺水波方程計算各時間步的海水面波高及體積通量。在屏東地震這事件中，先計算第一場地震引發的初始海水面變動，經八分鐘後加入第二場地震引發的初始波高，再計算經疊加後海嘯波的傳遞。將最後計算出來的沿岸波高與各潮位站水位的波形比較，分析各地震參數對前導波(leading wave)的波高及到達時間(arrival time)的影響。

## 第四章 2006 年屏東外海地震海嘯模擬

### 4.1 CWB 與 Harvard CMT 地震資料比較

CWB 是使用區域地震網推估地震參數，Harvard CMT 則是利用全球地震網推估地震參數，因此兩者所發佈的地震參數會有所不同。爲了比較 CWB 與 Harvard CMT 在此事件其參數的差異(見表 4.1)，本研究則單獨各以第一個地震的第一種破裂面位態(以下稱爲 11-21)來模擬所引發之海嘯，模擬時使用單層解析度爲一分的地形資料，模擬海嘯發生總時間爲兩個小時，並將模擬結果與潮位站資料比較，如圖 4.1~4.2 所示。

由模擬結果發現，Harvard CMT 的模擬結果與實測資料的波高及波形較接近，而以 CWB 的地震參數計算出來的波高幾乎等於零。其原因爲 CWB 提供的地震矩太小，其與 Harvard CMT 相較相差約一階(one order)，模擬結果顯示

表 4.1 CWB 與 Harvard CMT 所發佈屏東外海兩場地震的斷層參數，及使用 Geller scaling law 計算得到的破裂面長、寬及平均滑移量。

資料來源	CWB		Harvard CMT		CWB		Harvard CMT	
時間	第一場地震 2006/12/26 20:26				第二場地震 2006/12/26 20:34			
震央	lon	lat	lon	lat	lon	lat	lon	lat
	120.56	21.69	120.52	21.81	120.42	21.97	120.4	22.02
震源深度	44.1km		19.6km		50.2km		32.8km	
地震規模	Mw=6.28		Mw=7.0		Mw=6.36		Mw=6.9	
Fault plane	Strike	298	strike	165	strike	128	strike	151
	dip	24	dip	30	dip	59	dip	48
	slip	-99	slip	-76	slip	-8	slip	0
地震矩	$0.331 \times 10^{26}$		$3.78 \times 10^{26}$		$0.437 \times 10^{26}$		$2.87 \times 10^{26}$	
斷層長	16573m		37358m		181999m		34081m	
斷層寬	8286.3m		18679m		9099.5m		17041m	
平均滑移量	0.4884		1.1008m		0.5363m		1.0043m	

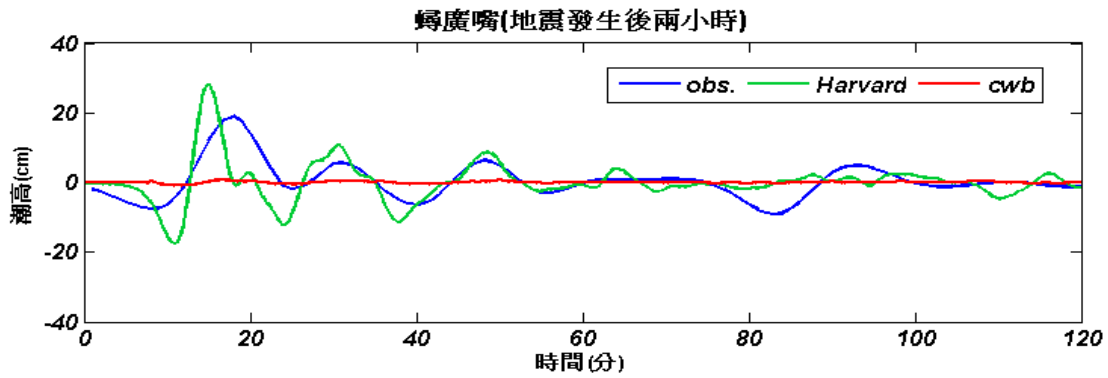


圖 4.1 比較 Harvard CMT 與 CWB 地震參數於蟬廣嘴模擬與觀測之海嘯歷時圖(time history)。

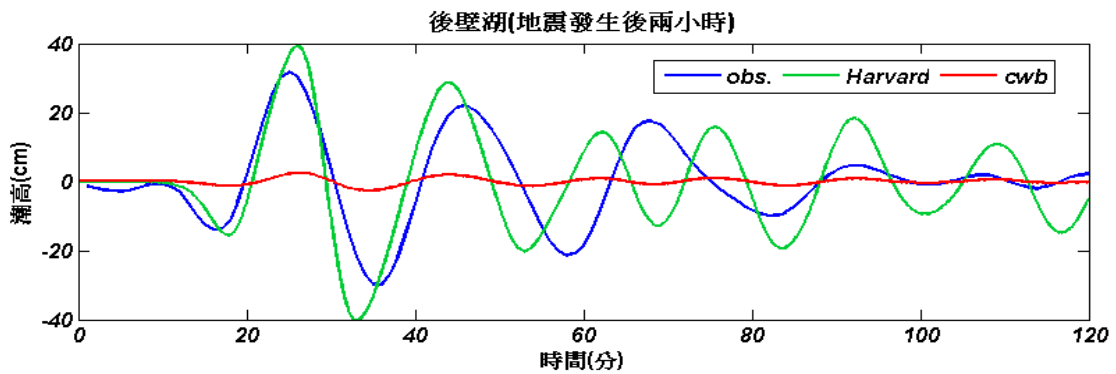


圖 4.2 比較 Harvard CMT 與 CWB 地震參數於後壁湖模擬與觀測之海嘯歷時圖。

Harvard CMT 在此事件中發佈的地震矩較接近實際地震大小。本研究之後的比較都以 Harvard CMT 的地震參數為主。

## 4.2 Harvard CMT 地震參數

在第三章有提到，雖然由地震波的分析，可以知道一組互相垂直的位態，但仍無法確定哪一面是斷層面與輔助面，因此 Harvard CMT 在每一場地震所提供的地震參數中，都有兩種可能的破裂面位態。此處將 Harvard CMT 所發佈之屏東兩場地震的兩種可能破裂面位態排列組合成四種可能的破裂狀況來模

擬，其值如表 4.2 所列，四種排列組合分別以代號 11-21、11-22、12-21、及 12-22 表示。並以蟬廣嘴、後壁湖、成功、及將軍此四個潮位站資料與模擬結果比較，其結果如圖 4.3~4.6 所示。由模擬結果之波高歷時圖可以觀察到，圖中的曲線大致上區分為兩組，11-21、11-22 為一組，12-21、12-22 一組，此兩組的差異主要在於波到達陸地的時間不同，其原因為破裂面位態的差異，使產生的初始波形有所不同所致，至於海嘯波的振幅除了在後壁湖有較大的差異外，其餘的潮位站以不同位態的破裂面模擬，其振幅大小幾乎相同。由於 11-21、11-22 結果近似，及 12-21、12-22 結果近似可的情況可以研判，在屏東這兩場地震中，第一場地震所產生的波對近岸的影響較顯著，而第二場地震的影響較小。為了驗證此推論，本文改以單獨使用破裂面 11、12、21 來模擬，並與 11-21 及觀測值比較，結果如圖 4.7~4.10 所示。只以 11、12 的結果比較，發現位態的不同會造

表 4.2 Harvard CMT 發佈屏東外海兩場地震參數，各有兩種可能破裂面位態，及使用 Geller scaling law 計算得到的破裂面長、寬及平均滑移量。

第一場地震			第二場地震		
資料來源	Harvard CMT		資料來源	Harvard CMT	
時間	1226 20:26		時間	1226 20:34	
震央	lon	lat	震央	lon	lat
	120.52	21.81		120.4	22.02
震源深度	19.6km		震源深度	32.8km	
地震規模	Mw=7.0		地震規模	Mw=6.9	
Fault plane	strike	165	Fault plane	strike	151
	dip	30		dip	48
	slip	-76		slip	0
	strike	329		strike	61
	dip	61		dip	90
	slip	-98		slip	138
地震矩	$3.78 \times 10^{26}$		地震矩	$2.87 \times 10^{26}$	
斷層長	37358m		斷層長	34081m	
斷層寬	18679m		斷層寬	17041m	
平均滑移量	1.1008m		平均滑移量	1.0043m	

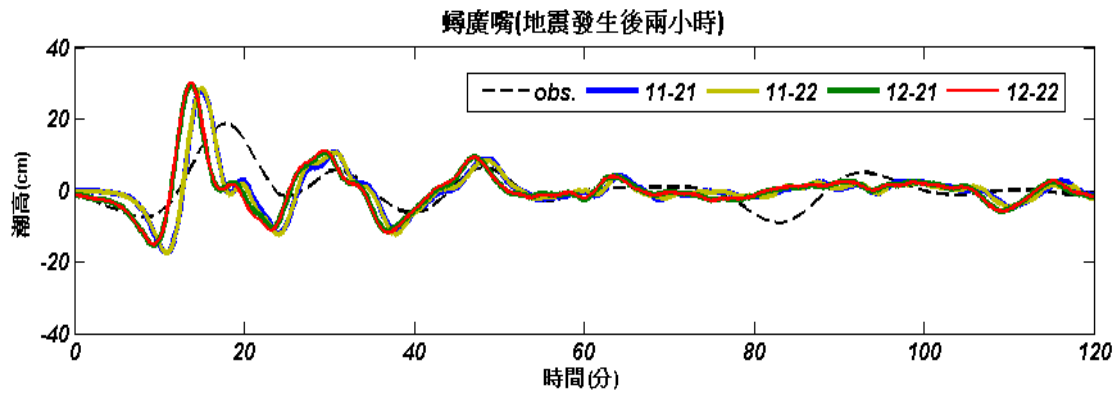


圖 4.3 Harvard CMT 四組可能破裂面於蟬廣嘴模擬與觀測之海嘯歷時圖

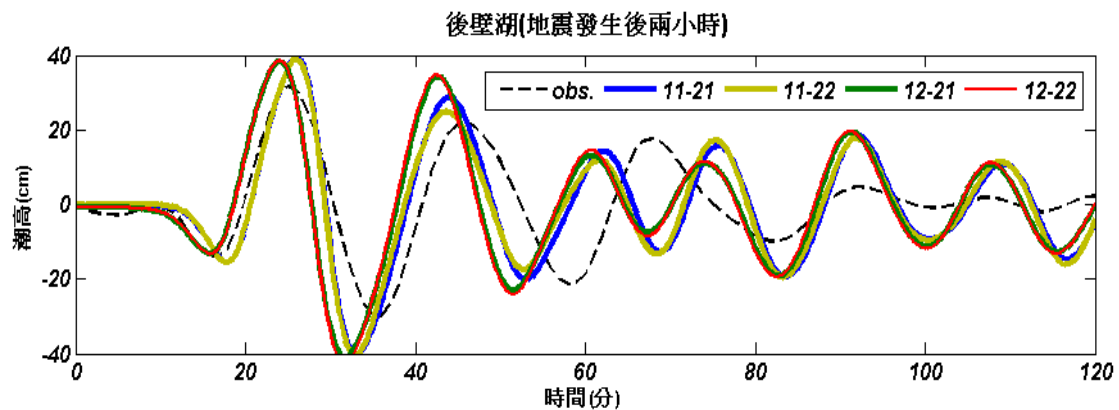


圖 4.4 Harvard CMT 四組可能破裂面於後壁湖模擬與觀測之海嘯歷時圖

成波的相位及波高明顯的改變。在此事件中，波高的差異只有在後壁湖較為明顯，但相位的差異則在各潮位站均可觀察到。比較 11、21、11-21 的曲線，可看出 11 產生的波高在蟬廣嘴及後壁湖站與 11-21 模擬出來的波高差不多，這是因為第一場地震為正斷層，其破裂方向使波傳遞的方向與海岸線平行，且第一場地震離蟬廣嘴及後壁湖站很近。因為第二場地震的破裂方式比較偏向走向滑移斷層(strike-slip fault)，因此產生的錯動量不如第一場地震來得大，其初始波高也相對的很小，因而在蟬廣嘴及後壁湖站產生的波高很小，對模擬的結果也就影響不大。

沿岸的波高除了受到初始波高大小主宰，另外震央位置、地形、海嘯能量的傳遞方向、兩場地震引發海嘯的波相等因素也都是影響沿岸波高大小的重要因素。



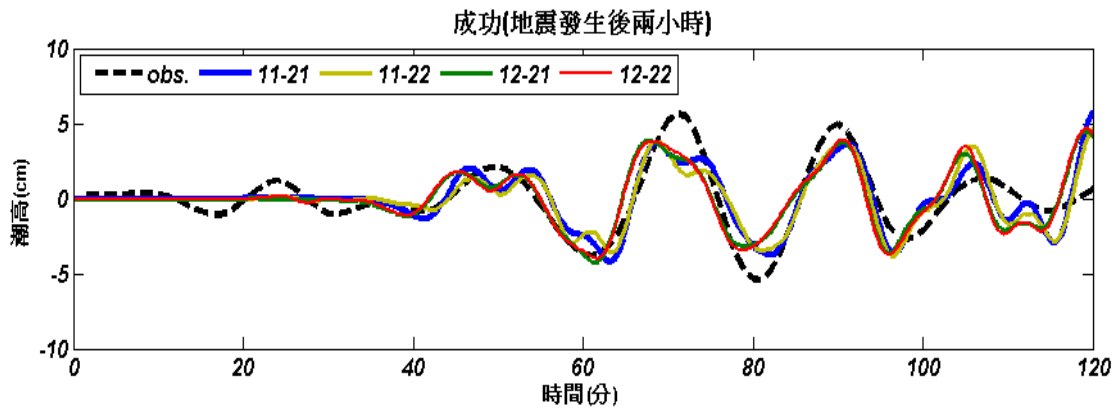


圖 4.5 Harvard CMT 四組可能破裂面於成功模擬與觀測之海嘯歷時圖

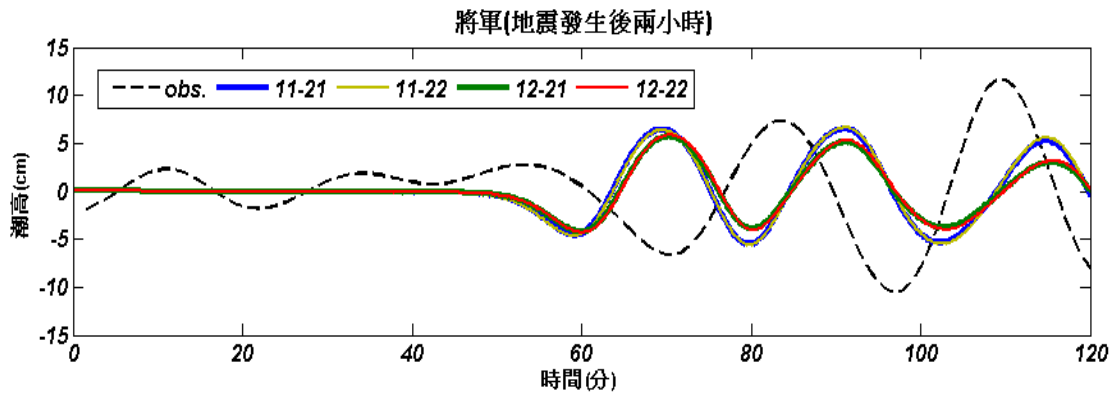


圖 4.6 Harvard CMT 四組可能破裂面於將軍模擬與觀測之海嘯歷時圖

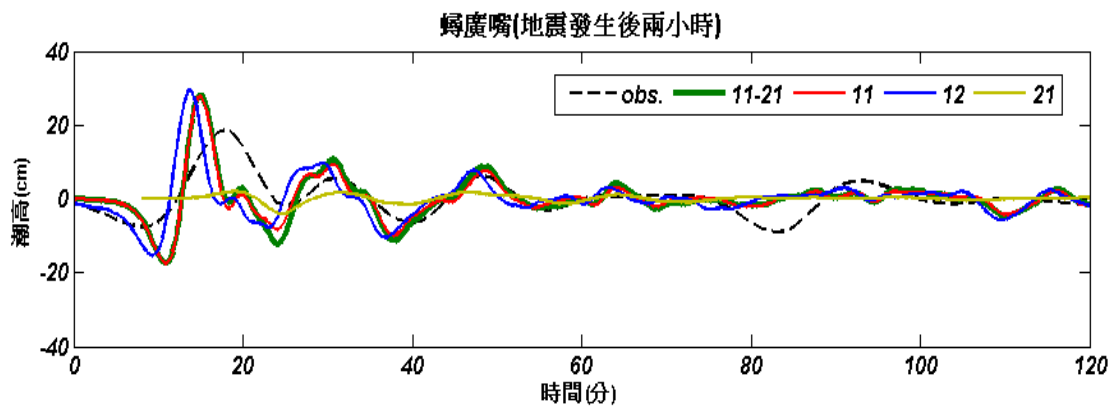


圖 4.7 Harvard CMT 單以一場地震模擬與以兩場地震於蟬廣嘴模擬與觀測之海嘯歷線圖

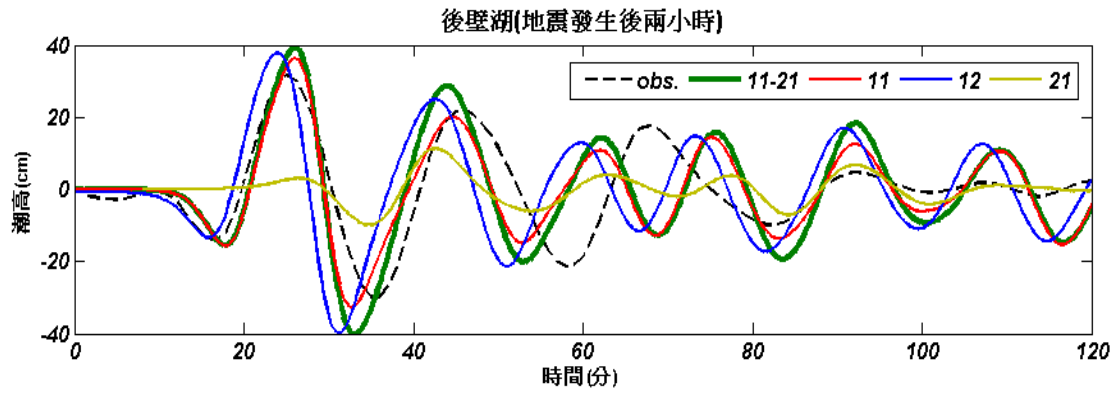


圖 4.8 Harvard CMT 單以一場地震模擬與以兩場地震於後壁湖模擬與觀測之海嘯歷時圖

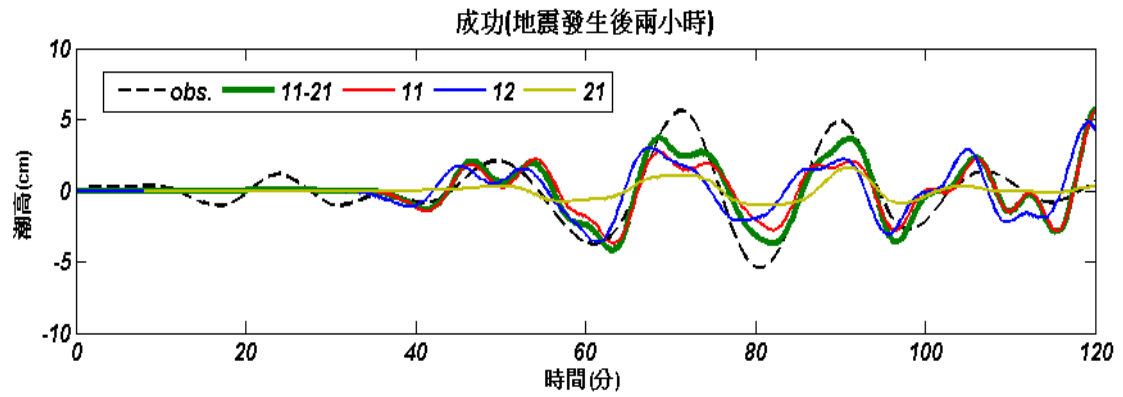


圖 4.9 Harvard CMT 單以一場地震模擬與以兩場地震於成功模擬與觀測之海嘯歷時圖

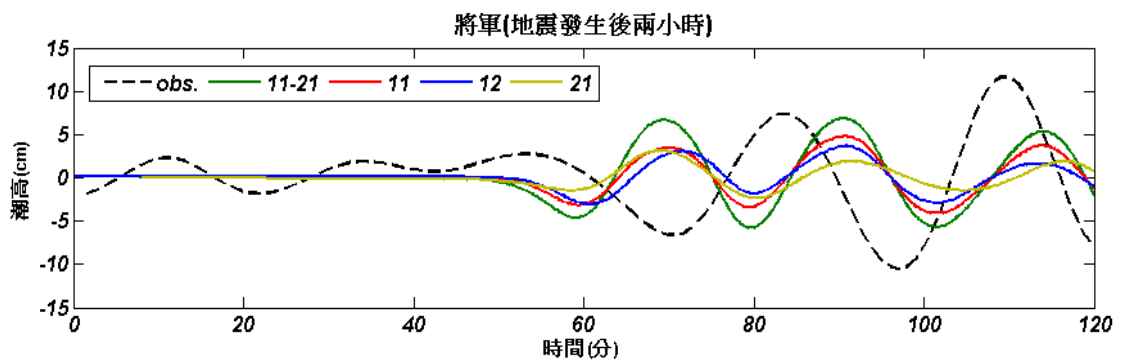


圖 4.10 Harvard CMT 單以一場地震模擬與以兩場地震於將軍模擬與觀測之海嘯歷時圖

### 4.3 震央位置及震源深度的影響

爲了探討震央位置及震源深度對波高的影響，本文將以Harvard CMT 的地震參數爲主，而僅將震央位置改用 CWB 提供的資料，第一場地震震央經緯度由(120.52E, 21.81N)改爲(120.56E, 21.69N)，第二場地震震央經緯度由(120.4 E, 22.02N)改爲(120.42E, 21.97N)，其位置如圖 4.11 所示，本研究中將此模擬結果以代號 case-a 表示。另外除了改變震央位置外，還改變原 Harvard CMT 的震源深度，並使用 CWB 所提供的震源深度，因此第一場地震的深度由 19.6 公里改爲 44.1 公里，第二場地震深度由 32.8 公里改爲 50.2 公里，此結果以代號 case-b 表示。初始波高圖如圖 4.12 所示，其模擬結果(圖 4.13~4.16)顯示，改變震央位置後，除了將軍站外，其它三個潮位站模擬出來之波高比使用 Harvard CMT 的震央所模擬出來的結果大。在罈廣嘴約大了 9%，在後壁湖約大了 15.6%，推測是受到震央位置較接近罈廣嘴、後壁湖所致。由於震央位置都往南移，海嘯到達北邊將軍站的距離拉大，傳播過程中海嘯的能量受到較多的消耗，因此將軍站的水位以 CWB 震央模擬出來的結果，其波高較使用 Harvard CMT 震央位置的結果小了約 9%。受到位置的改變，波到達陸地的時間也有不同，但因爲此屏東事件中，Harvard CMT 與 CWB 發佈的震央位置差距並不大，且震央離西南海岸約只有 30 多公里，海嘯傳遞的速度快(約 250 公里/小時)，因此波到達時間的差距只有 1~2 分鐘。

除了改變震央位置外，case-b 還改變震源深度，很明顯可看出深度變深後，所模擬出之海嘯波振幅也有減小的趨勢，尤其在罈廣嘴站，其波高約降低爲原來的 62%，後壁湖、將軍站也有很明顯波高變小的現象(~35%)，但在成功站此趨勢較不明顯。由 case-b 的模擬結果可推測震源深度是影響波高的重要因素之一，以下就單以 Harvard CMT 第一場地震之資料，分別以不同地震深度模擬海嘯波之傳遞，以探討震源深度對波高的影響程度。圖 4.17 爲不同震源深度地震所產生的初始波高剖面圖，由初始波高剖面圖可看出震源深度的愈淺，初始波

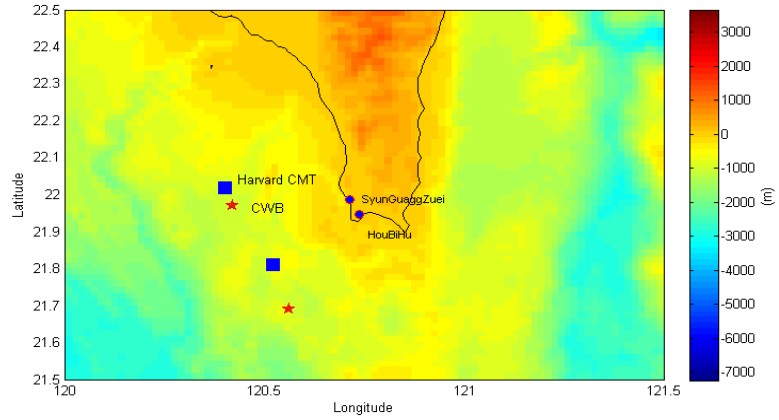


圖 4.11 屏東外海地震震央位置，藍色方形為 Harvard CMT 發佈的震央位置，紅色星號為 CWB 發佈的震央位置

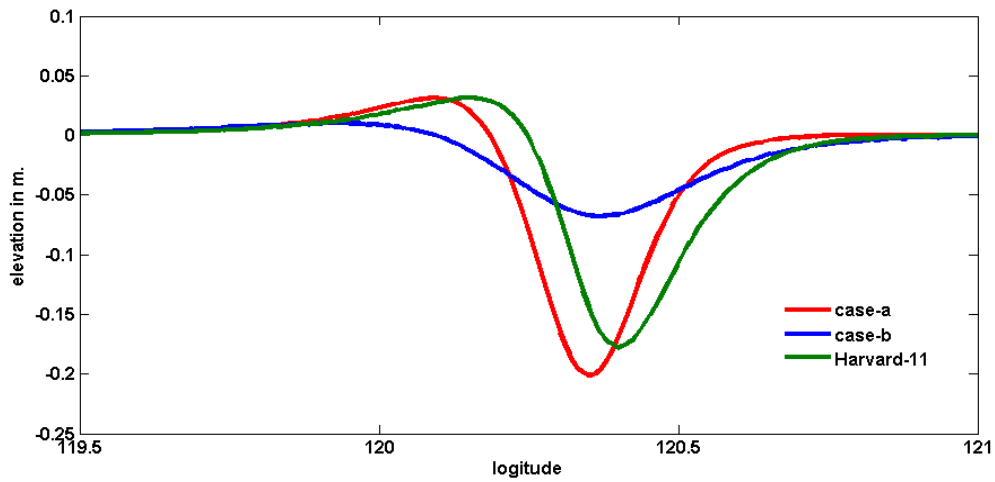


圖 4.12 改變震央位置之 case-a、改變震央位置與震源深度之 case-b 的初始波高剖面圖

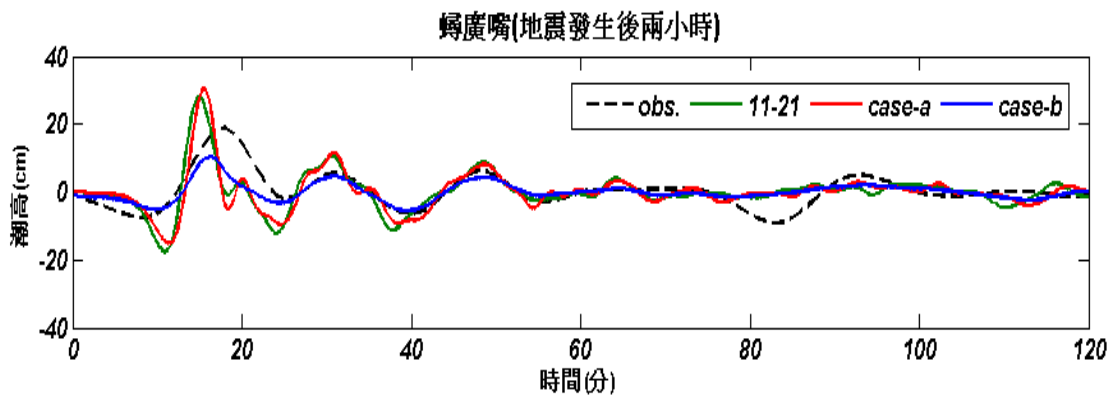


圖 4.13 以 11-21 改變震央位置之 case-a、改變震央位置與震源深度之 case-b 於蟬廣嘴模擬與觀測之海嘯歷時圖

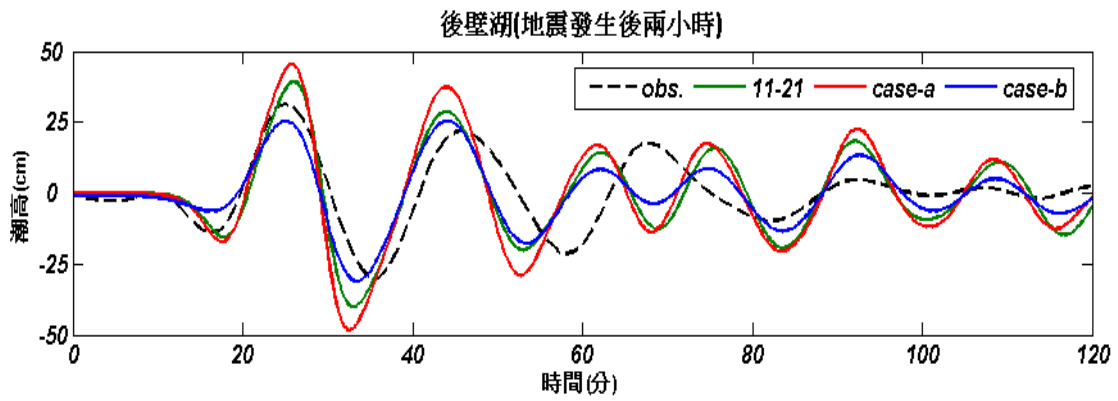


圖 4.14 以 11-21 改變震央位置之 case-a、改變震央位置與震源深度之 case-b 於後壁湖模擬與觀測之海嘯歷時圖

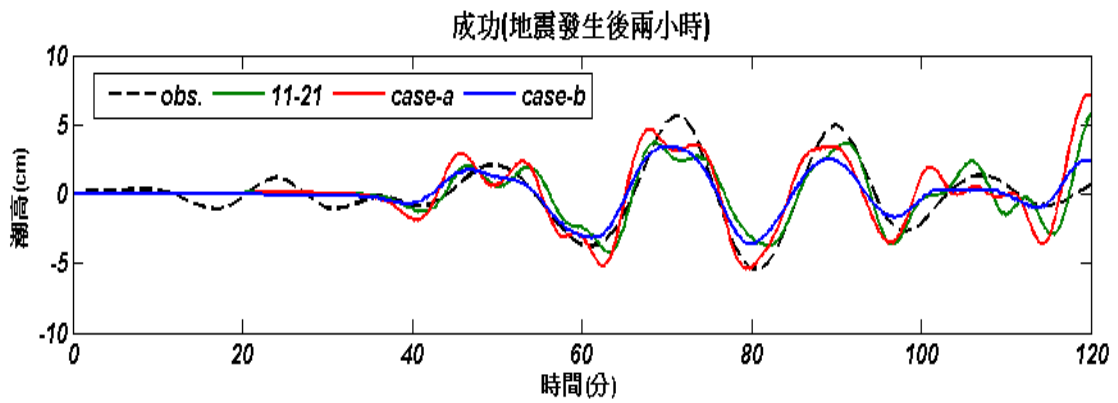


圖 4.15 以 11-21 改變震央位置之 case-a、改變震央位置與震源深度之 case-b 於成功模擬與觀測之海嘯歷時圖

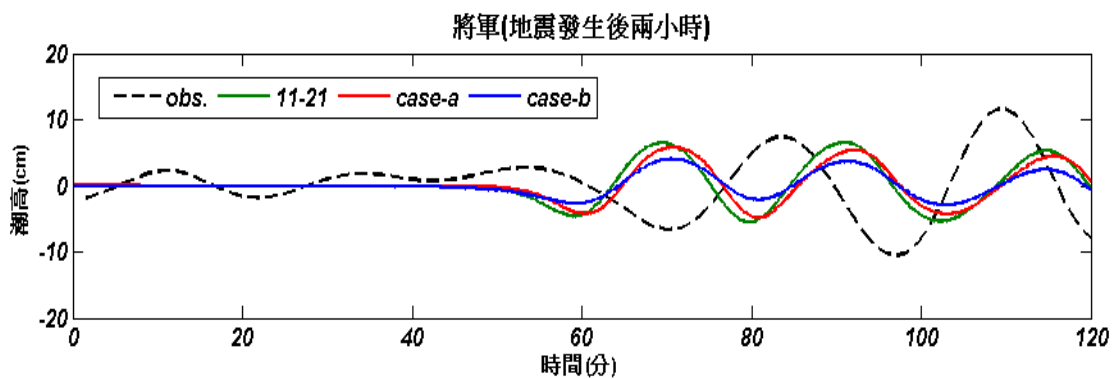


圖 4.16 以 11-21 改變震央位置之 case-a、改變震央位置與震源深度之 case-b 於將軍模擬與觀測之海嘯歷時圖

表 4.3 不同深度模擬的波高及振幅值

depth(km)	max(m)	min(m)	Wave height(m)
10	0.0537	-0.35	0.4037
15	0.0399	-0.26	0.2999
19.6	0.031	-0.202	0.233
30	0.018	-0.12	0.138
40	0.012	-0.079	0.091

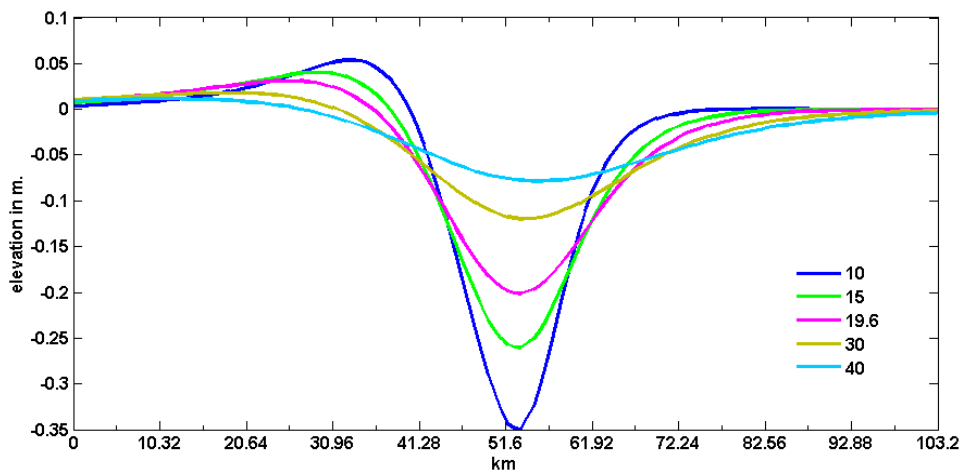


圖 4.17 不同震源深度地震所產生的初始波高剖面圖

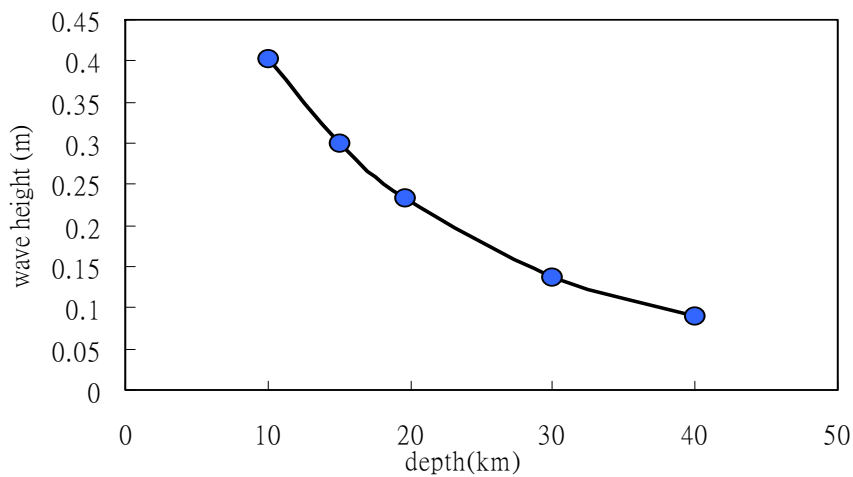


圖 4.18 深度對波高的關係圖

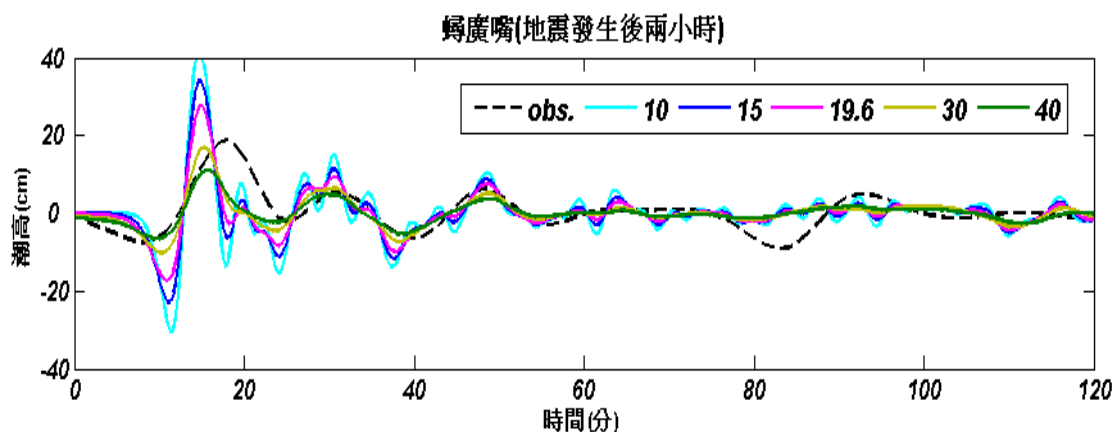


圖 4.19 不同震源深度下，於蟬廣嘴的模擬與觀測之海嘯歷時圖

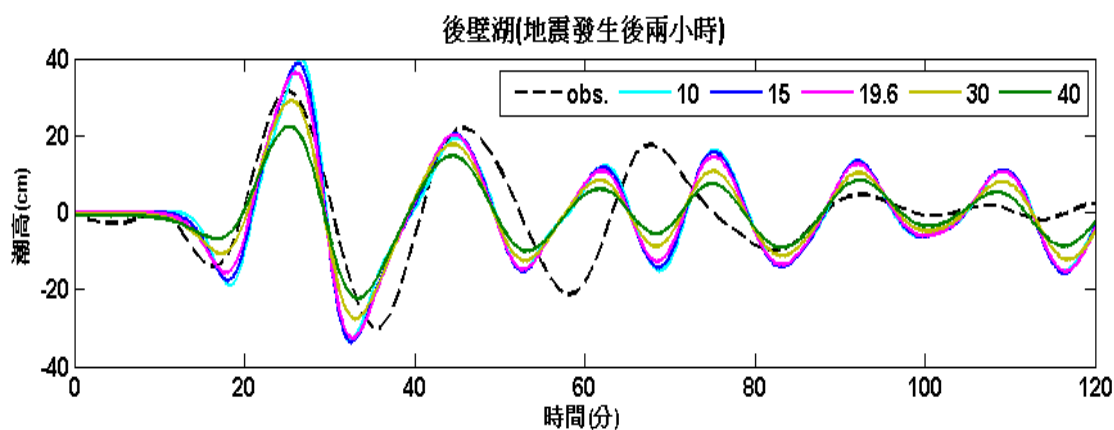


圖 4.20 不同震源深度下，於後壁湖的模擬與觀測之海嘯歷時圖

高愈大，且波形愈尖銳。各深度其最大波高大小(正波加負波)如表 4.3 所列。圖 4.18 為震源深度對波高的關係圖，由關係式很明顯可看出震源深度與波高的關係是呈非線性反比，當震源深度愈淺其波高變化的幅度會愈大。圖 4.19~4.22 是各潮位站在不同震源深度下的模擬結果，19.6 公里是 Harvard CMT 發佈屏東第一場地震的深度，由蟬廣嘴及後壁湖這兩個潮位站的結果研判，推測 Harvard CMT 所給的地震深度 19.6 公里較淺，因而模擬出來的波高比實測資料大，而以 30 公里深度模擬較接近觀測記錄。

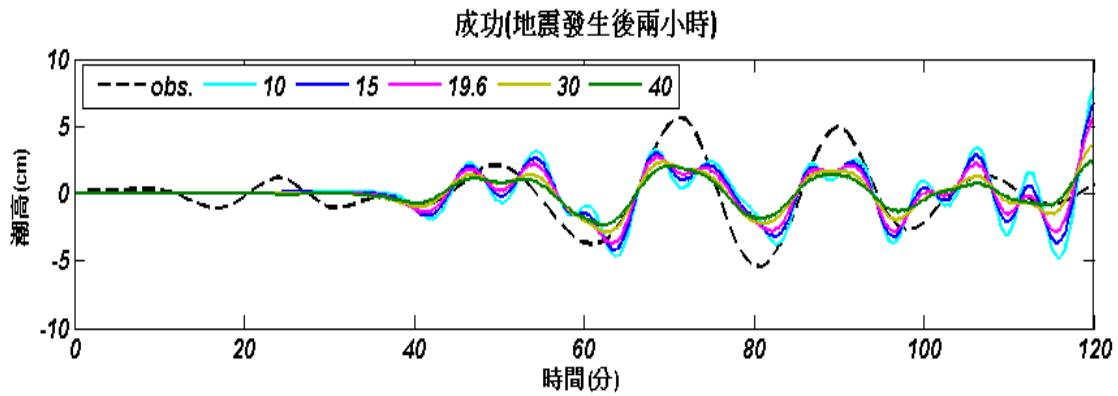


圖 4.21 不同震源深度下，於成功的模擬與觀測之海嘯歷時圖

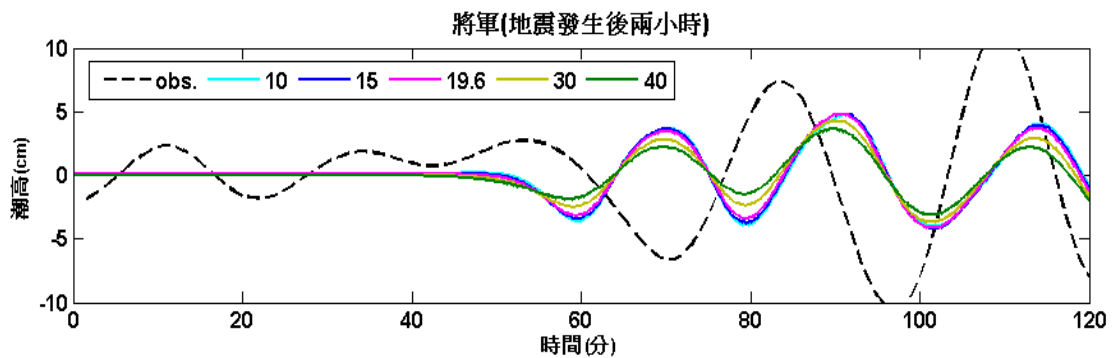


圖 4.22 不同震源深度下，於將軍的模擬與觀測之海嘯歷時圖

#### 4.4 平均滑移量的影響

接著是探討平均滑移量(dislocation)對模擬結果的影響，同樣使用 Harvard CMT 第一場地震參數模擬，其它參數固定，分別輸入不同的平均滑移量(以下簡稱為滑移量)模擬，由於此處未固定地震矩，因此由  $M_w = \frac{2}{3}(\log_{10} M_0 - 16.1)$  及  $M_0 = \mu LWD$  可推得不同平均滑移量下的相對地震矩規模(表 4.4)，初始波高剖面圖如圖 4.23 所示。由波高剖面圖很清楚可看出滑移量的改變，對波高的影響十分顯著，滑移量愈大，初始波高愈大，波形也愈尖銳。各滑移量其最大波高值列於表 4.4。以圖 4.24 顯示滑移量與波高的關係，由圖可看出滑移量與波高的關係幾乎是呈線性正比。圖 4.25~4.28 是各潮位站在不同滑移量下的模擬結果，這次屏東地震以 Harvard CMT 發佈的地震矩估計出來的滑移量約為 1.1 公尺，



表 4.4 不同滑移量模擬的波高及振幅值

slip(m)	Mw	max(m)	min(m)	Wave height(m)
0.1	6.29	0.003	-0.018	0.021
0.5	6.76	0.014	-0.092	0.106
1	6.96	0.029	-0.183	0.212
1.1	6.98	0.031	-0.201	0.232
1.5	7.07	0.042	-0.275	0.317
2	7.16	0.056	-0.367	0.423
3	7.28	0.085	-0.55	0.635

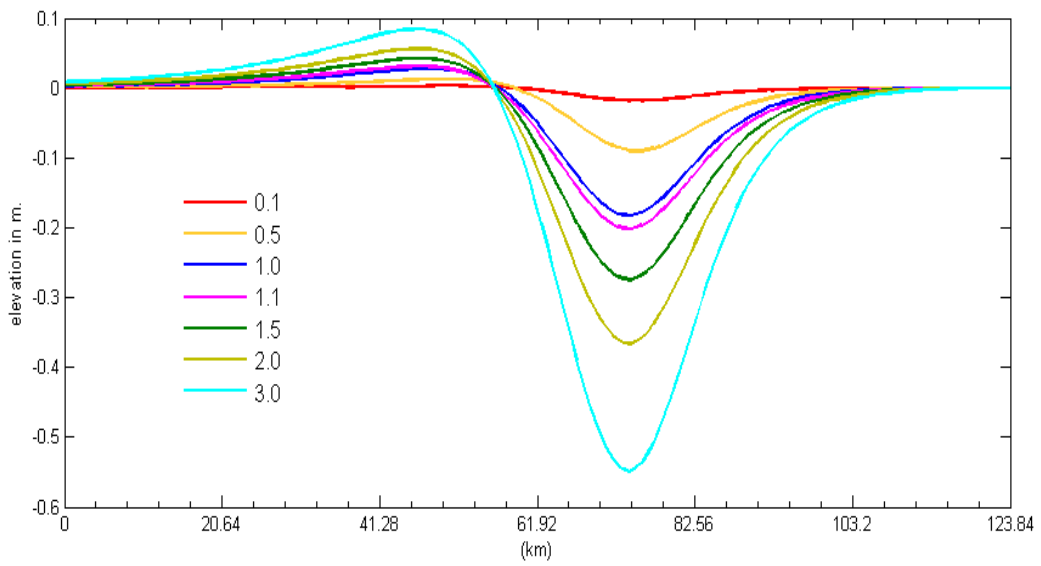


圖 4.23 不同滑移量地震所產生的初始波高剖面圖

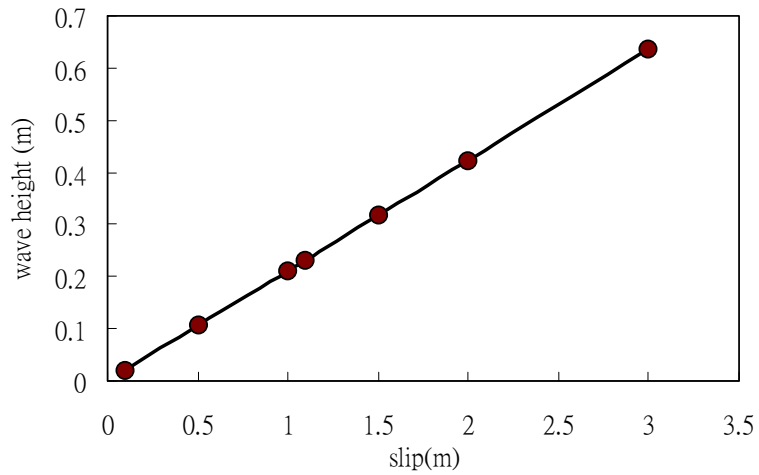


圖 4.24 滑移量對波高的關係圖

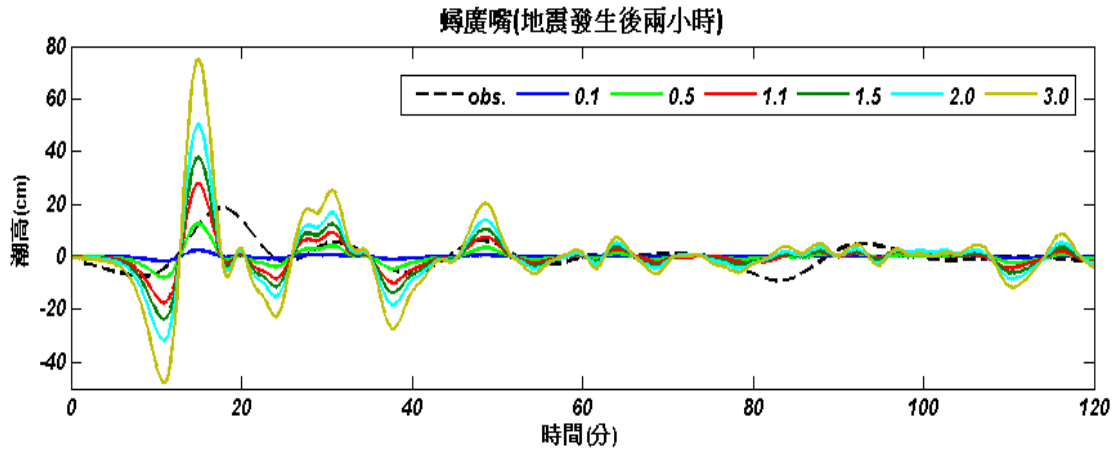


圖 4.25 不同滑移量下，於蟬廣嘴的模擬與觀測之海嘯歷時圖

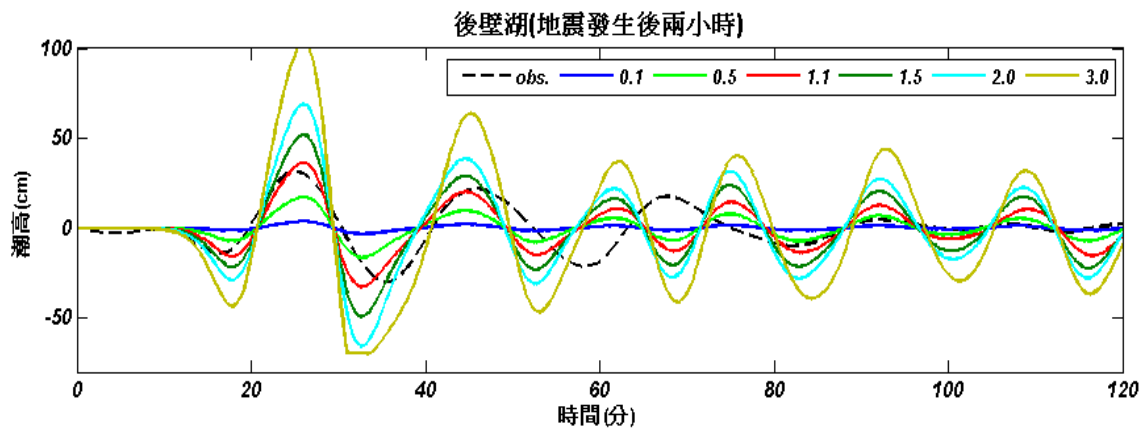


圖 4.26 不同滑移量下，於後壁湖的模擬與觀測之海嘯歷時圖

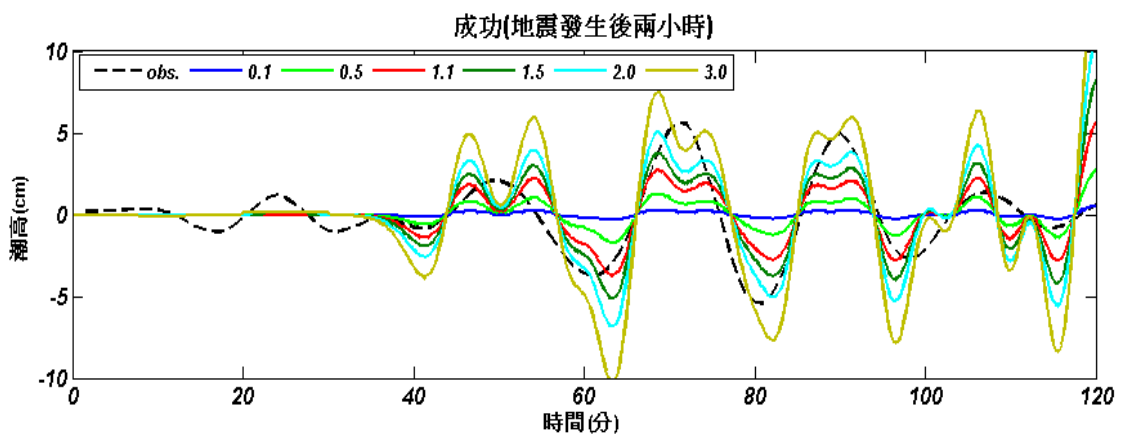


圖 4.27 不同滑移量下，於成功的模擬與觀測之海嘯歷時圖

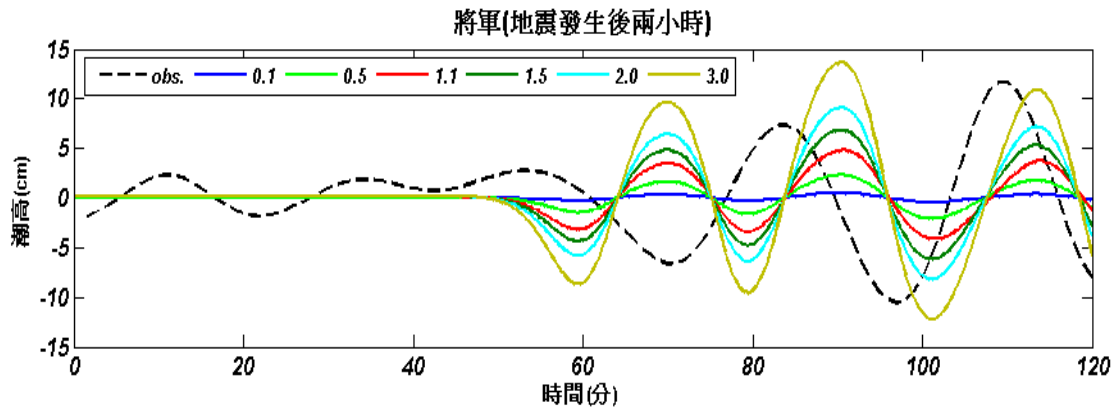


圖 4.28 不同滑移量下，於將軍的模擬與觀測之海嘯歷時圖

由蟬廣嘴、後壁湖及成功這三個潮位站的結果，推測 1 公尺左右滑移量來模擬會較接近觀測值，但以 1 公尺滑移量模擬在將軍站產生的波太小，這部分原因可能在於此結果是未加上第二場地震所模擬出來的波高。

#### 4.5 破裂面寬度的影響

破裂面寬直接影響的是海嘯波長，本節將探討破裂面寬與波長及波高的關係，本節將以 Harvard CMT 第一場地震參數為主，輸入不同的破裂面寬度來模擬。所得之初始波高剖面圖如圖 4.29 所示。由波高剖面圖可看出破裂面寬度的改變，對波長的影響十分顯著，斷層面寬度愈大，波形尖銳度不改變，只有初始波長變長，同樣地，由於此處未固定地震矩，因此由  $M_w = \frac{2}{3}(\log_{10} M_0 - 16.1)$  及  $M_0 = \mu L \bar{w} D$  可推得不同破裂面寬度 ( $w$ ) 下的相對地震矩規模(表 4.5)，各破裂面寬度的最大波高及波長大小列於表 4.5，以圖 4.30、4.31 顯示破裂面寬度與波高、波長的關係。由破裂面寬度與最大負波及波高的關係圖可看出，破裂面寬度愈大其波高有增大的趨勢，且隨著寬度愈大，波高增加的比例會變小。由破裂面寬度與波長的關係圖顯示，波長與破裂面寬度是呈線性正比的關係。圖 4.32~4.35 是各潮位站在不同破裂面寬度下的模擬結果，這次屏東地震以 Harvard CMT 發佈的地震矩經 Geller scaling law 估計出來的破裂面寬為 18.679 公里，由

表 4.5 不同破裂面寬度模擬的波高、振幅、及波長值

width(km)	Mw	max(m)	min(m)	Wave height(m)	Wave length(km)
10	6.8	0.022	-0.129	0.151	78.4
18.679	6.98	0.031	-0.202	0.233	95
25	7.07	0.034	-0.238	0.272	103.2
30	7.12	0.035	-0.26	0.295	111.5
40	7.21	0.035	-0.289	0.324	128
50	7.27	0.034	-0.308	0.342	140.4
100	7.47	0.025	-0.342	0.367	221.9

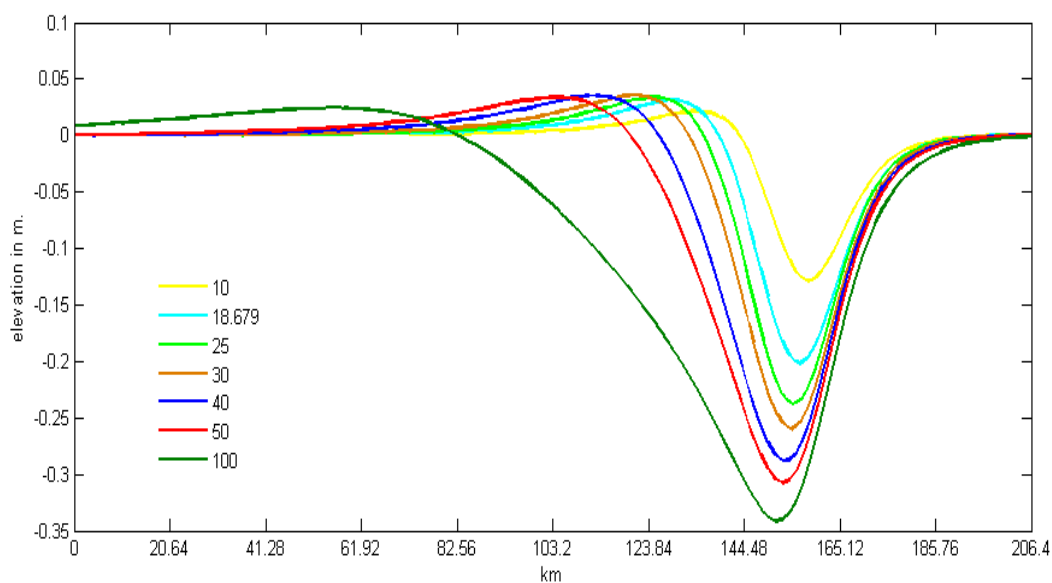


圖 4.29 不同破裂面寬度所產生的初始波高剖面圖

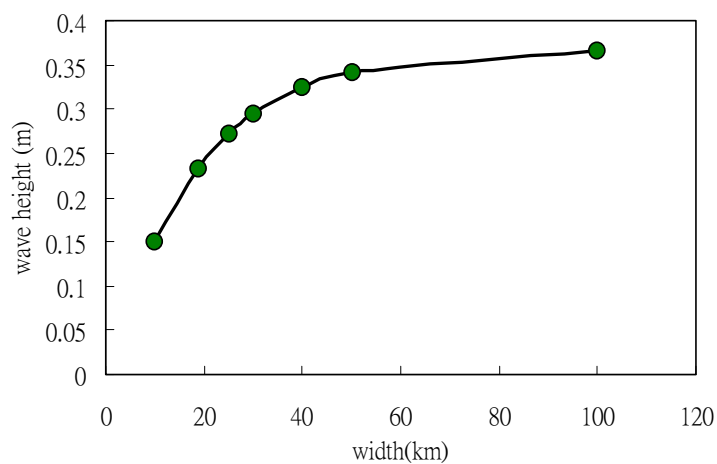


圖 4.30 破裂面寬度對波高的關係圖

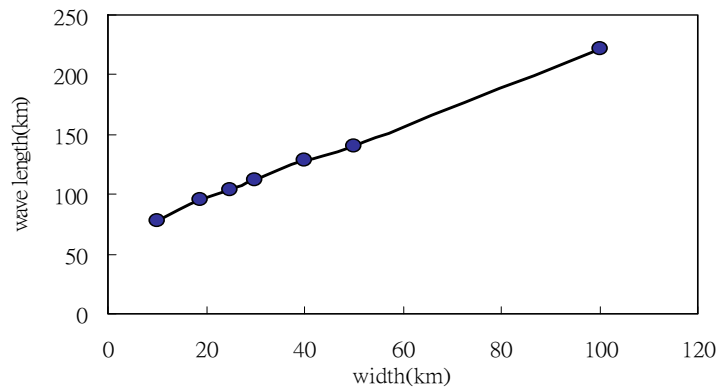


圖 4.31 破裂面寬度對波長之關係圖

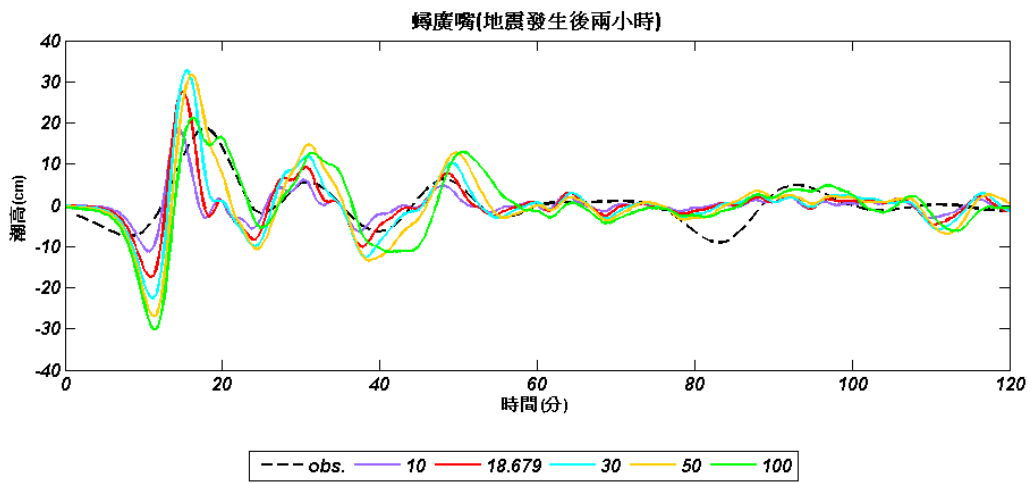


圖 4.32 不同破裂面寬度下，於蟬廣嘴的模擬與觀測之海嘯歷時圖

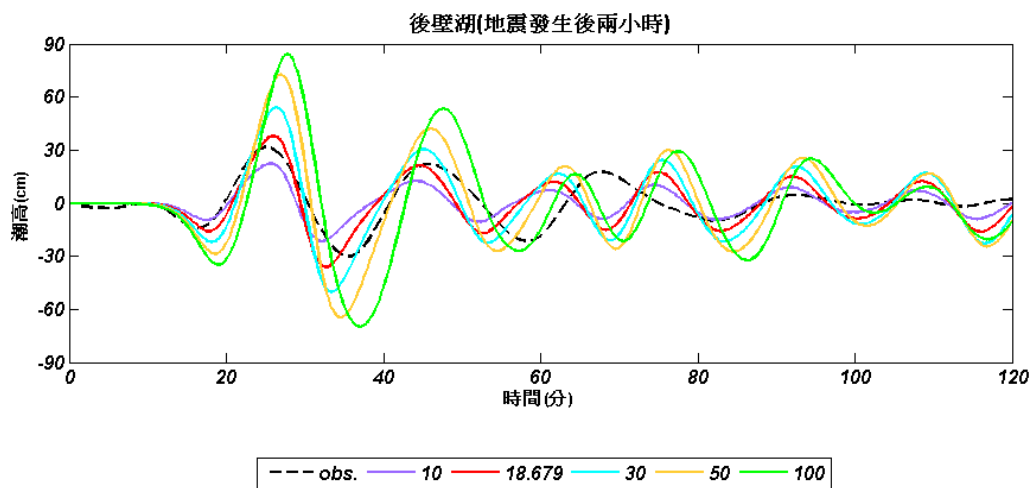


圖 4.33 不同破裂面寬度下，於後壁湖的模擬與觀測之海嘯歷時圖

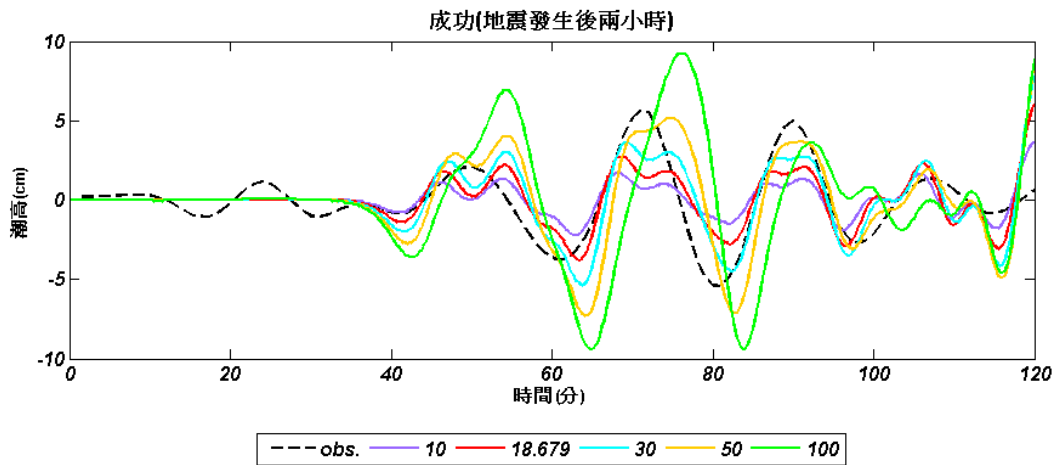


圖 4.34 不同破裂面寬度下，於成功的模擬與觀測之海嘯歷時圖

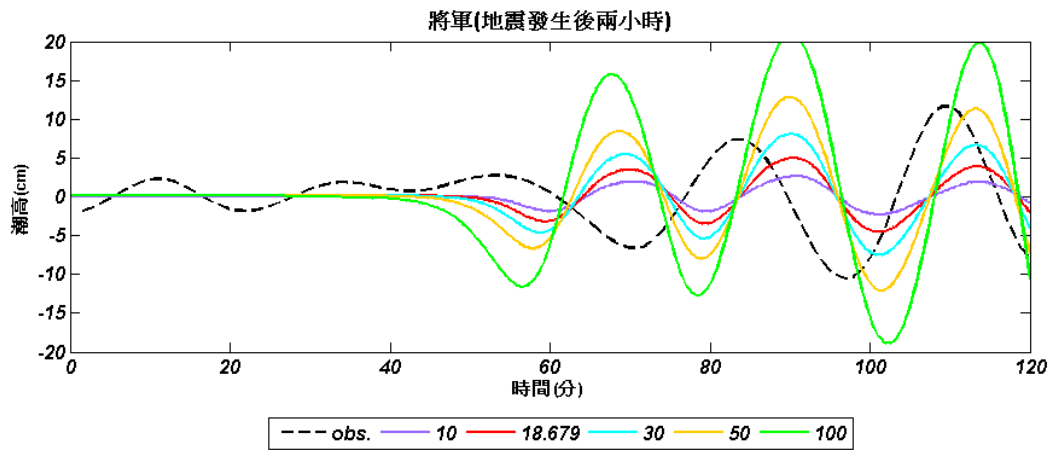


圖 4.35 不同破裂面寬度下，於將軍的模擬與觀測之海嘯歷時圖

各潮位站的結果推測，這次若破裂面寬度在 30~50 公里之間，則模擬結果會較接近觀測值。

## 4.6 屏東外海地震海嘯走時

以 Harvard CMT 11-21 這組破裂面參數所模擬的結果來繪製海嘯走時圖 (travel time map)(圖 4.36)，走時圖用以表示海嘯的前導波(leading wave)從震源傳播至海岸的傳遞時間，本研究是以前導波波高增加超過海平面以上 0.5 公分時

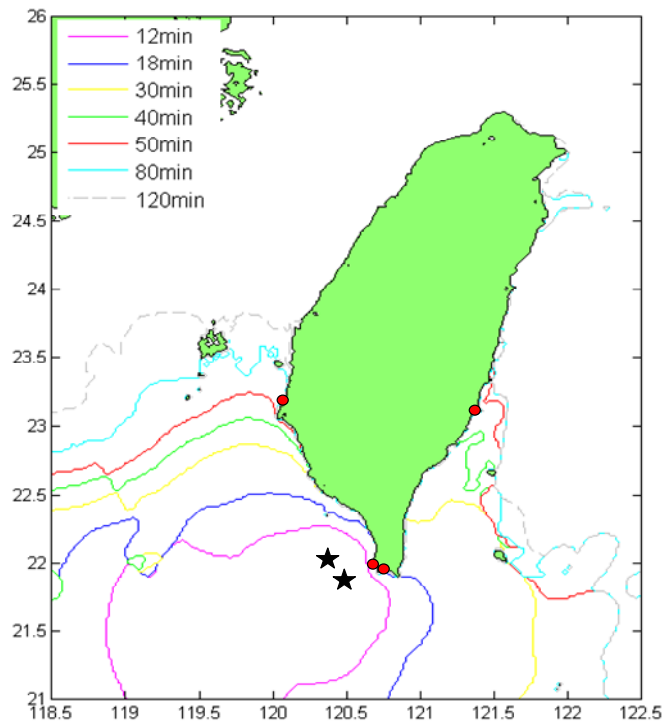


圖 4.36 屏東地震模擬海嘯波之走時線圖

的抵達時間做為走時時間。因為屏東地震引發的波高並不大，因此以 0.5 公分作為計算的門檻(threshold)。當地形很複雜或遇到島嶼時，原本很小的波形會更容易消散破碎，因此從圖 4.36 可看到，在綠島、蘭嶼周圍的等走時線較不規則。在南中國海及台灣東部太平洋海的部分，由於海水的深度增加，波到此處已漸漸變小，因此波在此處已不會再往外傳遞。

屏東地震震央位於水深約 650 公尺的海底，引發的海嘯長波波速約為 250km/hr，震央距離西南沿海約 40 多公里，在這麼短的距離下，高速的海嘯波在地震發生後約 18 分鐘，前導波即抵達離震央最近的鱗廣嘴及後壁湖站，由於東部的水深較深，因此波傳至東部的速度與台灣西部往北傳的速度幾乎相同，波在 40~50 分鐘之間即抵達台東的成功站，當波到達台灣西部的大陸棚後，往北傳遞的速度瞬間慢了下來，因此此處的等走時線較為密集，位於大陸棚上的將軍站，前導波到達的時間約為 60~70 分鐘之間(圖 4.36)。這意謂若在同一地點發生規模較大的海底地震，則引發的海嘯即可能在短時間內對台灣西南沿海構成威脅。

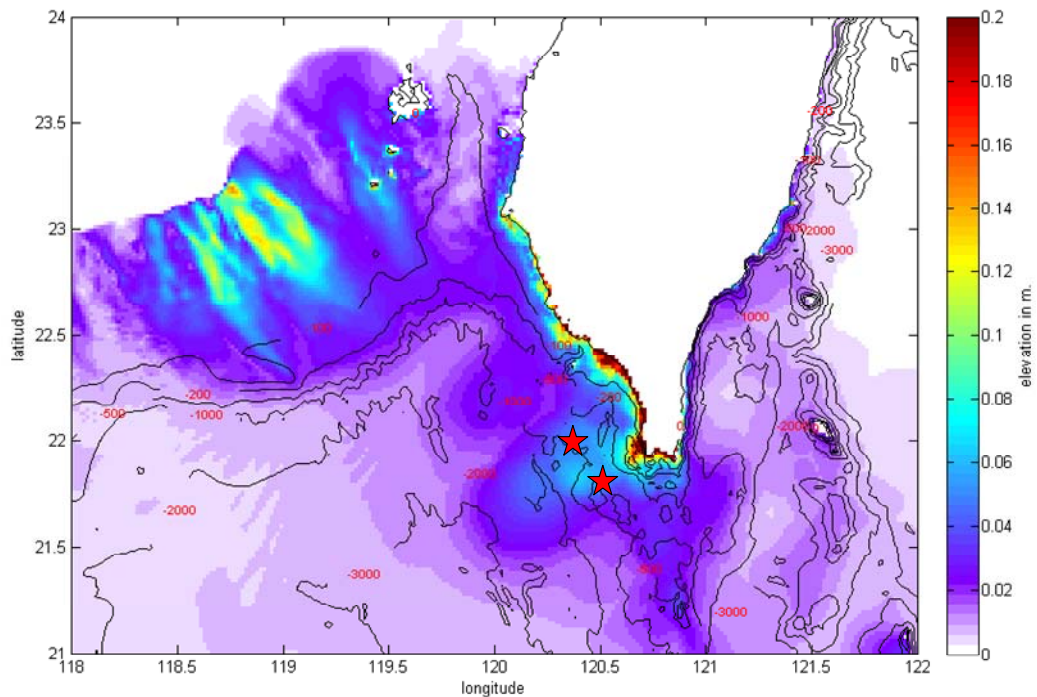


圖 4.37 屏東地震模擬海嘯波之最大波高分佈圖

#### 4.7 各地最大波高分佈

本研究中所繪最大波高分佈(圖 4.37)是記錄模擬屏東地震後兩小時內各地最大波高值，顯示的是海平面上 0 至 0.2 公尺的波高。此次的屏東地震引發的波高不大，只有在高雄、屏東沿海一帶有超過 20 公分的波高，而從圖 4.37 可明顯看出波高由 2 公分升高至 10 公分以上的地區，主要為近岸及大陸棚的地區，海嘯波受到地形淺化的作用而被放大。圖 4.38 是沿著台灣東邊、西邊、南邊海岸線的最大波高分佈圖，此沿岸最大波高分佈圖也粗略估計可能的溯上高度(runup height)。在台灣南部，最大波高達 40 公分，東南部最大約 20 公分。由波高的分布圖可看出，台灣西南及南部沿岸不僅是海嘯首當其衝之處，且受地形影響，海嘯波由震源至台灣西南沿岸的波高會被急速放大，可能對此區域產生很大的衝擊。



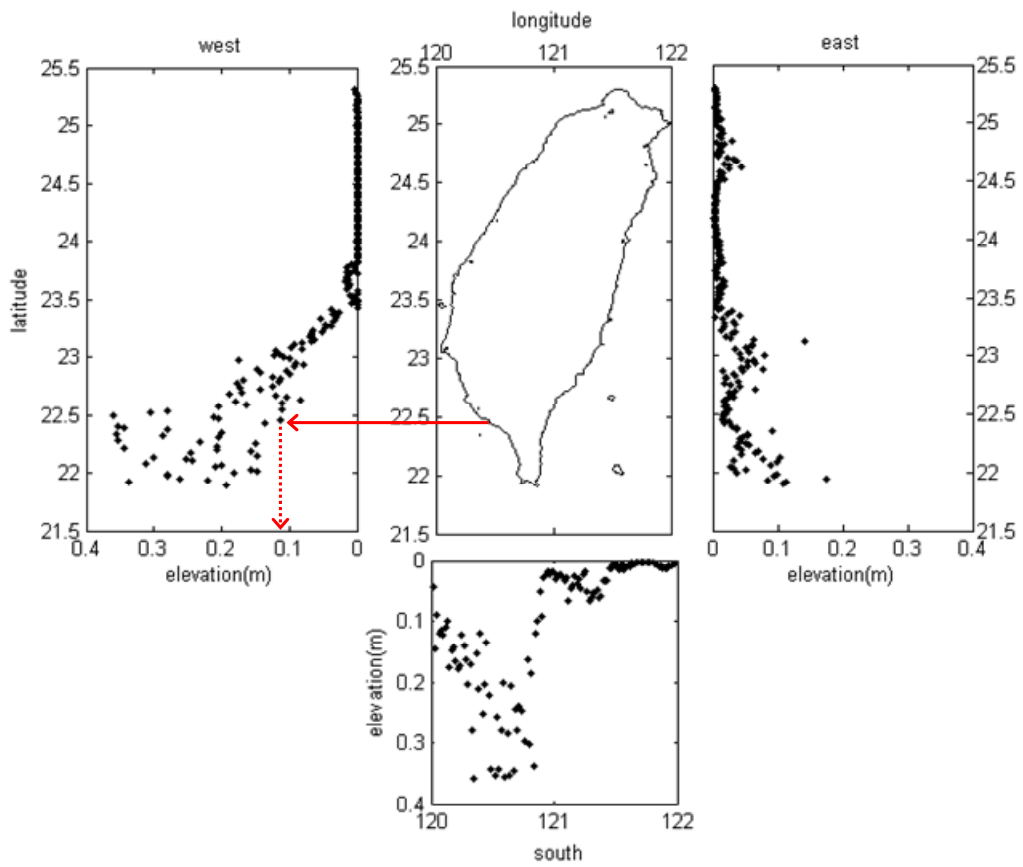


圖 4.38 屏東地震模擬海嘯波在台灣周圍海岸線之最大波高圖

## 第五章 討論與結論

影響海嘯抵達陸地的時間、波高、及海嘯本身的波長及能量的重要因素，包括地震參數及地形特性，本研究使用不同的震央位置、破裂面位態、震源深度、滑移量、破裂面寬度資料，分析改變單一地震參數對海嘯模擬結果的影響。從 Harvard CMT 與 CWB 地震參數資料的模擬結果得知，不同的地震矩大小連帶影響破裂面的長、寬、及滑移量，因而產生不同程度的海嘯波高。與潮位站觀測資料比較，以 Harvard CMT 地震參數模擬結果較好，故選擇以 Harvard CMT 的地震矩作為本研究屏東地震海嘯模擬的依據。

以不同破裂面位態模擬的比較結果，在屏東地震這事件中，第一場地震兩垂直面的位態不同，也造成了模擬結果的差異，但此差異對波高的影響不大，對波抵達陸地的時間相差約 1~2 分鐘，對海嘯的模擬來說，此小幅度的時間差可以忽略，故本研究之後的分析只選用其中一組破裂面組合來比較。

震央位置的選定不易，本研究僅使用 Harvard CMT 及 CWB 提供的震央位置資料來模擬，兩者之間的距離第一場地震約相差 10 公里，第二場約 5 公里。在這次屏東地震，震央位置的改變對前導波抵達陸地的時間相差很小，而波高大小也只相差約 9%，但能確定的是震央位置是影響海嘯波抵達時間及波高的因素之一，至於影響程度的大小，需再以更多不同震央位置的模擬，才能做一定量的分析，在本研究中這部份並未多加探討。

震源深度、滑移量、破裂面寬度的變化，均會導致起始波長及波高的不同，震源愈深，起始波長愈長，波高愈小。滑移量及破裂面寬度愈大，起始波長愈大，波高愈大。而由各潮位站記錄到的模擬波形，可看出滑移量對波高的影響是最劇烈的，而滑移量、破裂面寬度對波長的影響程度，由於可能受到不同參數間的影響而無法明顯判別。

屏東地震引發的海嘯波速約為 250 公里/小時，因為震央離陸地只有 30~40

公里，加上台灣西南沿岸向外延伸至大陸斜坡的距離很短，在深海海嘯波傳遞速度快，因此只需很短的時間，前導波即抵達西南沿海陸地，台灣東部也只需40~50分鐘，海嘯波即傳遞至此。由此可見，在台灣西南海域發生的外海地震，對於西南部沿海隱藏著極大的威脅。

由最大波高分佈圖顯示，波高的變化與地形有很大的關聯，波高開始抬升之處多在大陸斜坡的地形，而到了近岸，水深小於1000公尺後，淺化的效應更加明顯。其中波高最大的區域集中在屏東及高雄沿海一帶，是受海嘯侵襲最危險的區域。

## 參考文獻

Cho, Y.-S., “Numerical simulations of tsunami propagation and run-up”, Cornell University, PhD Thesis, 1995.

Geller, R. J., “Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(5), 1501-1523, 1976.

Imamura, F. and Goto, C., “Truncation error in numerical tsunami simulation by the finite difference method”, *Coastal Engineering in Japan*, JSCE, 31(2), 245-263, 1988.

Imamura, F., “Review of tsunami simulation with a finite difference method”, in *Long wave run-up models*, edited by H. Yeh, P. Liu, and C. Synolakis, Hackensack, N.J.: World Scientific Publishing Co., 25-42, 1996.

Kanamori, H., “The energy release in great earthquakes”, *Journal of Geophysical Research*, 82, 2981-2987, 1977.

Keiles-Borok, V., “On estimation of the displacement in an earthquake source and of source dimensions”, *Annali di geofisica(Rome)*, 12, 205-214, 1959.

Kowalik, Z., “Solution of the linear shallow water equations by the fourth-order leapfrog scheme”, *Journal of Geophysical Research*, 98, Issue C6, 10205-10209, 1993.

Liu, P.L.-F., Cho, Y.-S., Yoon, S.-B., and Seo, S.-N., “Numerical simulations of the 1960 Chilean tsunami propagation and inundation at Hilo, Hawaii”, In *Recent development in tsunami research*, edited by M. I. El-Sabh, Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands, 99-115, 1994.

Liu, P.L.-F., Woo, S.-B., and Cho, Y.-S., Computer programs for tsunami propagation and inundation., Cornell University, 1998.

Mansinha, L. and Smylie, D. E., “The displacement fields of inclined faults”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 61(5), 1433-1440, 1971.

Okada, Y., “Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(4), 1135-1154, 1985.

Satake, K., “Tsunami”, in International handbook of earthquake and engineering seismology, Part A, edited by W.H. K. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings, and C. Kisslinger, 81A, 437-451, 2002.

Stein, S. and M. Wysession, Introduction to seismology, earthquakes, and earth structure, Blackwell Publishing, 2003.

Titov, V. V. and C. E. Synolakis, “ Numerical modeling of tidal wave run- up”, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 124(4), 157-171, 1998.

Wang, X., and Liu, P.L.-F., “Preliminary simulation of 1986 & 2002 Taiwan Hualien Tsunami”, Cornell University, 2005.

Wang, X., and Liu, P.L.-F., “An analysis of 2004 Sumatra earthquake fault plane mechanisms and Indian Ocean tsunami”, *Journal of Hydraulic Engineering and Research*, 44(2),147-154,2006.

“Tsunami Glossary”, source: ITIC(International Tsunami Information Centre) download from : [http://ioc3.unesco.org/itic/categories.php?category\\_no=142](http://ioc3.unesco.org/itic/categories.php?category_no=142)

陳冠宇，「淺談海嘯及其數值模擬」，港灣報導，第 77 期，10-17，2007。

馬國鳳，「台灣會有海嘯嗎?」，科學人雜誌，第 48 期，72-74 頁，2006。

徐明同，「海嘯及所引起之災害」，中央氣象局氣象學報，第二十七卷，第一期，37-45 頁，1981。

許明光、李起彤，「台灣及其鄰近地區之海嘯」，台灣海洋學刊，第三十五期，第一號，1-16 頁，1996。

游明聖，「明清時代的破壞性地震海嘯記錄」，中央氣象局氣象學報，第四十卷，第一期，37-45 頁，1994。

張國棟、徐月娟、許明光，「台灣海嘯災害」，第二屆國際海洋大氣會議論文彙編-海洋，360-365 頁，2000。

## 附錄 A

### 名詞解釋 (Satake,2002; Tsunami glossary)

**Inundation line** : 海嘯向陸地上溯的臨界線。(圖 A.1)

**Horizontal inundation or inundation distance**: 海岸線(shoreline)至 inundation line 之間的距離。(圖 A.1)

**run-up height** : 指最大的 inundation distance 之處(inundation line)與海平面之間的垂直高度。(圖 A.1)

**wave height**: 觀測水位中波谷到波峰的高度 (圖 A.2)

**tsunami amplitude**: 海嘯波的波峰或波谷的高度，或指海嘯波高的一半。(圖 A.2)

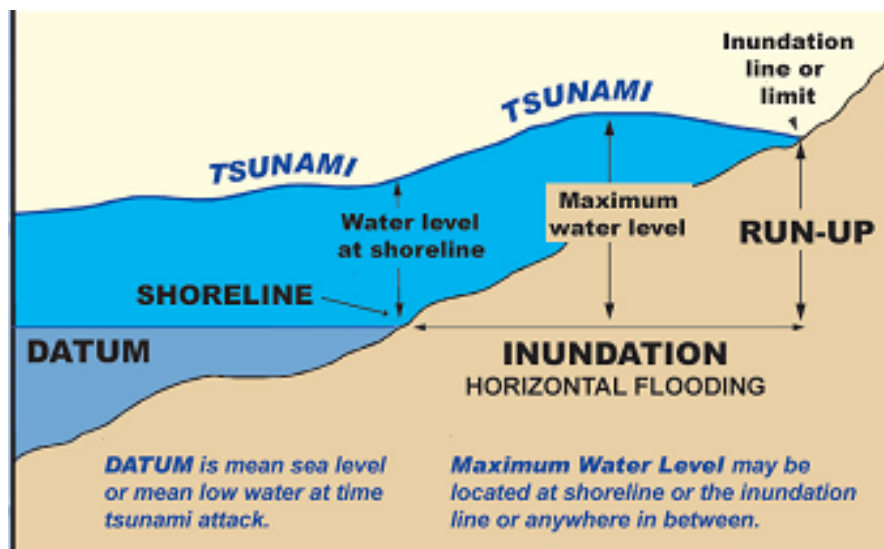


圖 A.1 Tsunami termination cross-section view ( source: Tsunami Glossary)

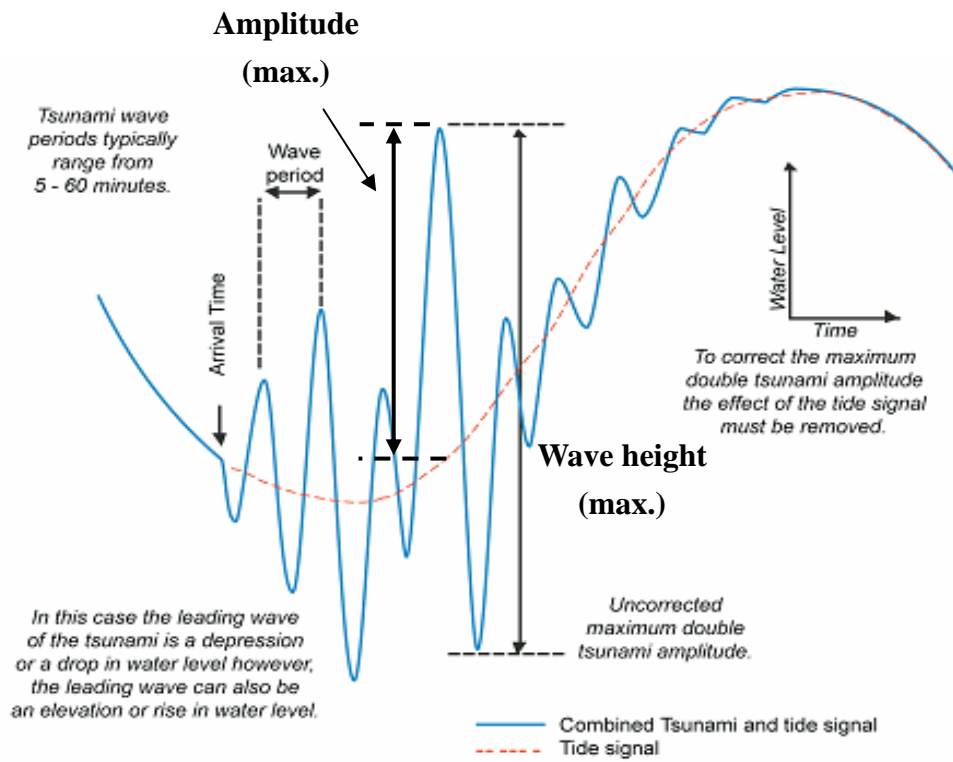


圖 A.2 Water level record of a tsunami ( source: Tsunami Glossary )



## 附 錄 B

### COMCOT 模式輸入檔

本研究主要使用一層解析度為 1 分的地形資料，使用的座標系統為卡氏座標，統御方程選用的是線性淺水波方程，模擬海嘯時間為發震後的兩個小時，時間間隔  $\Delta t$  為 1 秒。以模擬 11 為例，其輸入檔的內容如下：

#### 第一場地震

```
#####  
Control file for COMCOT program (v1.6)  
#####  
#=====|  
# General Parameters for Simulation          : Value Field          |  
#=====|  
Total run time (seconds)                    : 7200.00  
Time interval for output file ( unit: sec ) : 15.0  
Specify ini surface (0:FLT,1:File,2:WM,3:LS) : 0  
Start Type (0-Cold start; 1-Hot start)      : 0  
Starting step # (If hot start)              : 475  
#=====|  
# Parameters for Fault Model                :Values                    |  
#=====|  
Focal Depth(from see floor to epicenter)(meter): 19600.000  
Length of source area (meter): 37358.000  
Width of source area (meter): 18679.000  
Dislocation of fault plate (meter): 1.1008  
Strike direction (theta) (degree): 165.000  
Dip angle (delta) (degree): 30.000  
Slip angle (lamda) (degree): -76.000  
Origin of computation (Latitude, degree): 18.000  
Origin of computation (Longitude, degree): 117.000  
Location of epicenter (Latitude, degree): 21.81  
Location of epicenter (Longitude, degree): 120.52
```

```

=====
# Parameters for Wave Maker :Values
=====
Wave type ( 1: Solitary, 2:given profile ) : 1
Incident direction( 1:top,2:bt,3:lf,4:rt ) : 2
Wave height (meter) : 0.500
Water depth (meter) : 10.000
=====
# Parameters for Submarine Land Slide :Values |
=====
X_start : 41
X_end : 60
Y_start : 41
Y_end : 60
=====
# Configurations for all grids :Values
=====
# Parameters for 1st-level grid -- layer 01 :Values |
=====
Coordinate (0:spherical, 1:cartesian): 1
Governing Eqn. (0:linear, 1:nonlinear): 0
Grid length(dx, sph:minute, cart:meter) : 1853.0
Latitude of south boundary ( degree ): 18.0
Time step ( second ): 1.0
Use Bottom friction ?(only cart,nonlin,0:y,1:n): 1
Manning's relative roughness coef.(bottom fric): 0.013
Output Volume Flux ? ( 0-Yes, 1-No ) : 1
ix : 481
jy : 541

```