

2010 年智利海嘯經太平洋侵襲台灣事件分析研究

張國棟¹

謝佳紘²

滕春慈³

國立高雄海洋科技大學海洋環境工程系主任兼海岸水與環境中心主任¹

國立高雄海洋科技大學海岸水與環境中心研究助理²

中央氣象局海象測報中心主任³

摘 要

2010 年 2 月 27 日台灣時間 14 時 34 分，智利外海發生規模 8.8 的地震，此重大地質活動在智利觀測到 2.34 公尺高的海嘯，同時國際海嘯中心也發布海嘯警報，包含台灣在內的 52 個國家或地區都在海嘯警報的通報名單中，本研究以數值模式來模擬 2010 年經太平洋襲擊台灣之智利海嘯事件，分析海嘯波由智利發生後傳遞至台灣不同地區海水位變化關係，探討海嘯在台灣周圍的分布特性，可瞭解海嘯對台灣整體造成之影響範圍。本次智利海嘯於台灣所測得水位紀錄得知，由太平洋地區越洋傳播而來之海嘯波，雖然直接衝擊台灣東部，但台灣東部海岸線平直且陡峭，故雖有海嘯侵襲，但所測得的波高卻較後壁湖測站低。海嘯波於台灣時間 15:30 傳遞先抵達成功（約海嘯發生後 25 小時），再分為沿順時針及逆時針方向繞行台灣四周、15:45 抵達花蓮、16:00 抵達蘇澳、16:15 抵達烏石/龍洞/後壁湖、16:30 抵達基隆/小琉球/東港、17:00 抵達高雄、17:15 抵達台北港，受到海嘯的影響於南部及東部各測站包括高雄/東港/後壁湖/成功/花蓮/蘇澳/烏石/龍洞/基隆潮位站皆有異常水位擾動現象，且於後壁湖/烏石/成功/花蓮潮位站觀測到較大的海嘯波高（約 0.66/0.52/0.46/0.38 m），海嘯波越過台灣東北及西南大陸棚時，週期可超過 30 至 40 min，海嘯在港內會形成一些較高頻的振盪。本次海嘯事件均未達到發布海嘯警報的波高警戒值（1.0 m），部份測站水位有顯著的變動現象，與驗潮站於港內架設地點及港灣形狀有關。蒐集整理歷史上太平洋地區地震所引發海嘯事件，分析 2010 年智利海嘯事件在環太平洋的演變狀況，及台灣所有觀測到海嘯紀錄的特性，可瞭解海嘯事件對台灣可能造成的傷害。

一、前言

台灣位處環太平洋地震帶，不僅地震頻繁，海嘯也經常發生，歷史上部份海嘯事件對台灣所造成的傷害亦十分嚴重。由現有的水位紀錄資料可知，1960 年的智利海嘯及 1964 年的阿拉斯加海嘯，在基隆及花蓮地區都受到海嘯的影響，智利海嘯也造成基隆市區田寮河橋墩被沖毀的損失（許及李，1996）。而源自於台灣附近海域的海嘯，對台灣沿岸地區的傷害是最直接且破壞能力最為強大。雖然台灣有可能遭受重大海嘯威脅，然而目前一般國人與防災相關單位，對海嘯的特性及其對台灣地區可能造成的衝擊程度，以及對重大海嘯事件的因應處置等，仍有相當大的努力空間。

2010 年智利外海發生規模 8.8 的地震，造成環太平洋地區生命及財產的損失，此重大地質活動在智利塔爾卡華諾觀測到 2.34 公尺高的海嘯，同時國際海嘯中心也發布海嘯警報，包含台灣在內的 52 個國家或地區都在海嘯警報的通報名單中。為了讓國人及政府相關單位了解當越洋傳播海嘯發生時，可能造成的影響，本研究蒐集 2010 年智利海嘯於太平洋地區之波高數據，以數值模式模擬 2010 年經太平洋襲擊台灣之智利海嘯事件，瞭解在環太平洋沿岸各

地傳播時間與波形分布的變化特性，模式的成果將可應用於未來規劃台灣各地海嘯溢淹地圖，以減少海嘯發生所造成的傷亡及損失。

二、2010 年智利海嘯於台灣水位變化

依據中央氣象局（2010）智利地震引發之海嘯事件相關說明指出，台灣時間 2010 年 2 月 27 日 14 時 34 分（2/27 06:34:14 UTC）於智利中部海岸南緯 36.1 度、西經 72.6 度發生規模 8.8，深度 35 公里之強烈地震，主震之後伴隨多次餘震，最大規模達 6.9，主震與台灣相距約 18,100 公里。太平洋海嘯警報中心（PTWC）發出海嘯警報電文，共計 27 報，發布第 001 報為台灣時間 2/27 14:46，發布第 005 報為台灣時間 2/27 18:45 將台灣『列入』海嘯警戒區域，發布第 018 報為台灣時間 2/28 08:12 將台灣『排除』於警戒區域。此海嘯事件，美國 NOAA 公布海嘯最大波高在太平洋區域之概略分布如圖 1。

PTWC 原本預估本次地震引發之海嘯可能影響台灣地區時間為 28 日 14:26 至 55 分，但根據中央氣象局海嘯潮位監測系統之東岸部份測站於台灣時間 2/27 14:30 至 3/1 14:30 之海水位觀測資料顯示，約

在 28 日 15 時 30 分至 17 時起方有較明顯水位變化的海嘯波進入台灣東部海域。

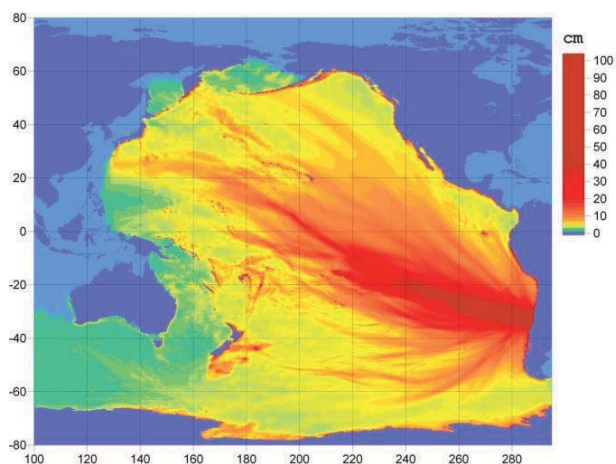


圖 1 智利海嘯於太平洋地區最大振幅分布模擬結果

使用濾除潮汐的方法對中央氣象局全台及離島共 17 個潮位站進行濾波，原始資料經濾波後可看出水位受地震之變化。圖 2 為部份測站於台灣時間 2 月 28 日至 3 月 2 日下午 2 時之海水位觀測圖，先由各測站原始 15 秒一筆的原始資料經由 1 小時的高通濾波 (high pass filter) 將天文潮 (潮汐) 濾除，即為海嘯波紀錄。圖中第一個 ▼ 指示智利地震發生時間為台灣時間 2010 年 2 月 27 日 14 時 34 分 (2/27 06:34:14 UTC)，第二個 ▼ 指示 PTWC 預估本次地震引發之海嘯可能影響台灣地區之時間為 28 日 14:26 至 55 分。

分析本次潮位站監測紀錄後，海嘯波實際到達時間約為 15:30，比 PTWC 預估影響時間延後約 1 個小時，海嘯波由台灣東南部進入後產生繞行海島現象 (圖 3)，於台灣時間 2/28 下列先後時段各測站始有明顯水位變動，且影響超過半天以上：

- 15:30 成功 (約海嘯發生後 25 小時)
- 15:45 花蓮 (約海嘯發生後 25 小時 15 分)
- 16:00 蘇澳 (約海嘯發生後 25 小時 30 分)
- 16:15 烏石/龍洞/後壁湖 (約海嘯發生後 25 小時 45 分)
- 16:30 基隆/小琉球/東港 (約海嘯發生後 26 小時)
- 17:00 高雄 (約海嘯發生後 26 小時 30 分)
- 17:15 台北港 (約海嘯發生後 26 小時 45 分)

由以上資料可知，海嘯波先到達成功測站再分為沿順時針及逆時針方向繞行台灣四周。

受到海嘯的影響於南部及東部各測站包括高雄/東港/後壁湖/成功/花蓮/蘇澳/烏石/龍洞/基隆潮位站皆有異常水位擾動現象，且於後壁湖/烏石/成功/花蓮潮位站觀測到較大的海嘯波高 (約 0.66/0.52/0.46/0.38 m)，海嘯波越過台灣東北及西南大陸棚時，週期可超過 30 至 40 min，但在部份測站受港池形狀影響，海嘯在港內會形成一些較高頻的振盪，且有時能持續達 1 天以上。本次海嘯事件均未達到發布海嘯警報的波高警戒值 (1.0 m)，部

份測站水位有顯著的變動現象，與驗潮站於港內架設地點及港灣形狀有關，而蘭嶼、彭佳嶼、麟山鼻、竹圍、台北港及馬祖等站並未測到明顯的海嘯紀錄。

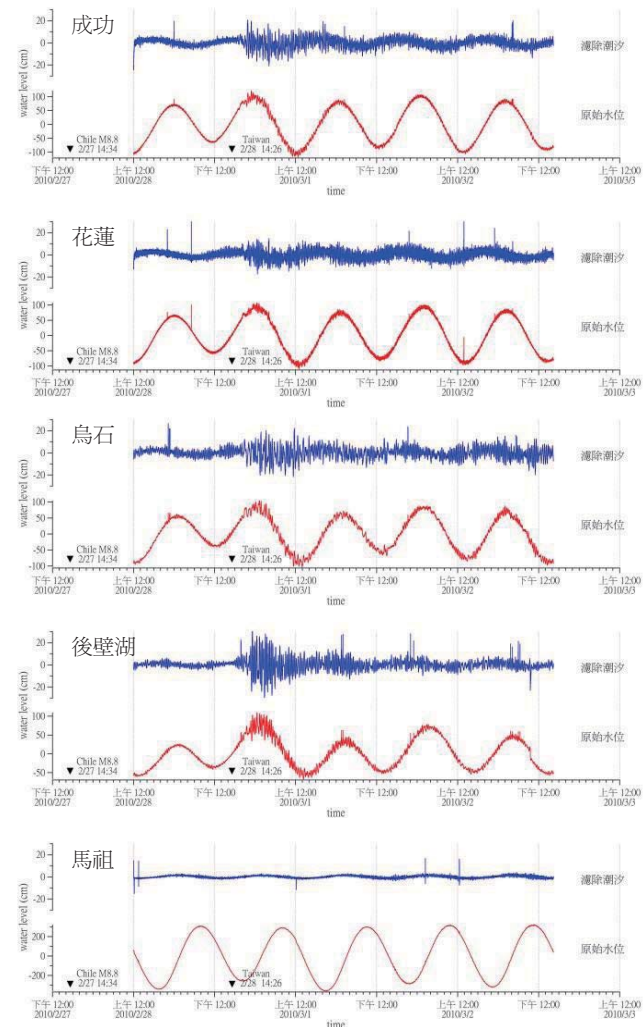


圖 2 中央氣象局海嘯潮位監測系統水位觀測圖

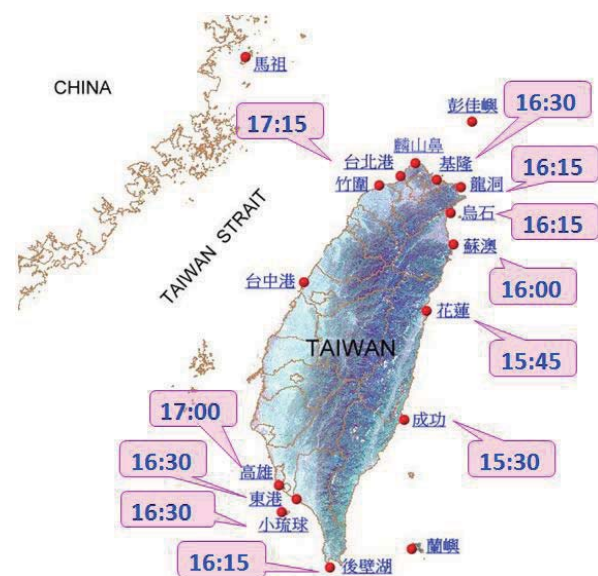


圖 3 智利海嘯於台灣四周傳遞時間

三、數值模式建立

海嘯的演變過程包括產生 (generation)、傳遞 (propagation) 及溯上 (run-up) 三個部份 (Goring, 1992)。海嘯在大洋中產生後，可能以約每小時數百公里的速度在大洋中傳遞，其波高不超過 2 公尺，遠小於波長，此時海嘯在運動時所造成的水體流速 (velocity) 則不大。但海嘯在到達海岸地區時，因水深變淺，使海嘯波長縮小，波高增大，流速急速增加，並攜帶海岸附近一些岩石或船筏等物體，一起衝向內陸，海嘯溯上高度常超過數十公尺以上，因此造成嚴重的災害 (Gonzalez, 1999)。

本研究使用美國康乃爾大學發展的康乃爾多重網格耦合海嘯模式 (COMCOT) 執行 2010 年智利海嘯越洋傳遞模擬，並撰寫輸出結果處理程式，製作智利海嘯由太平洋東部越洋傳遞至台灣近岸模擬結果之展示。於近岸考慮底部摩擦作用的非線性淺水波方程式可以下列基本控制方程式表示之 (Liu et al., 1994)。

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \quad (3-1)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{P^2}{H} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{PQ}{H} \right] + gH \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \tau_x H = 0 \quad (3-2)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{PQ}{H} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{Q^2}{H} \right] + gH \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \tau_y H = 0 \quad (3-3)$$

t：時間

x、y：直角座標系統

P：x 方向深度平均之流量 (= uH，u 為 x 方向係數)

Q：y 方向深度平均之流量 (= vH，v 為 y 方向係數)

g：重力加速度常數

H：全水深 (水深加上波高)

ζ：自由表面之變動水位

τ_x、τ_y：x 及 y 方向底部摩擦係數

四、模擬區域水深地形及初始條件

本研究模擬 2010 年智利海嘯，使用網格蒐集美國 NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) 之 ETOPO5 水深地形檔案 (http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd_designagrid.html)，將海底與陸地的海拔高度變化以 5 分方格 (1 分=1 海哩=1.15 哩=1.852 公里) 為單位所產生出來。

ETOPO5 的資料綜合了衛星的高度觀測、船隻的聲納探測以及全球計畫 (the GLOBE project) 中海拔數據模型的資料，經後處理後轉換成本研究所需之水深地形電子檔，可提供模擬 2010 年智利地震所引發之海嘯波在環太平洋沿岸各地傳播與分布情

況。模式計算區域如圖 4 所示，範圍包括 119.0°E / 70.0°S 至 65.0°W / 70.0°N 涵蓋環太平洋地區，包括北美、南美、阿留申群島、千島群島、日本、台灣、菲律賓、印尼及澳洲，網格數目為 2112 × 1680 = 3,548,160 格，網格大小為 0.083° = 5' (約 9.26 km)，此區最大水深為 10,376 m。

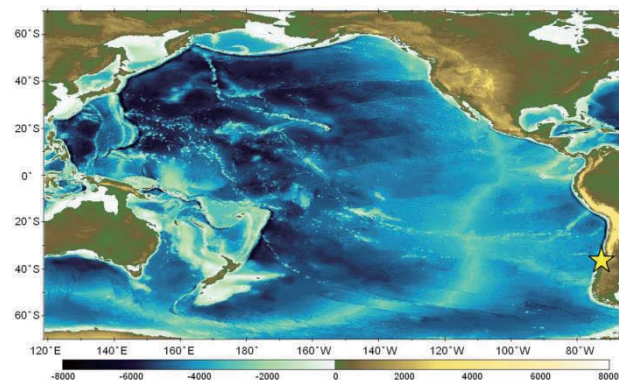


圖 4 ETOPO5 太平洋地區大域網格

模式假設 2010 年智利中部外海發生規模 Mw 8.8 強烈地震，海底斷層發生之位置如圖 4 星號處表示震央座標位置 (location of epicenter) 為 73.15°W / 35.98°S，模式計算地震之起始座標位置 (origin of computation) 為 119.00°E / 70.00°S。表 1 為模式計算智利地震引發海嘯所設定之斷層參數，斷層傾角 θ = 19°、垂直向下傾角 δ = 18°，及斷層垂直向上傾角 λ = 116°。由 Wells & Coppersmith (1994) 經驗公式可計算出地震規模 Mw 與破裂面長度、寬度間之關係，計算所得之斷層長度 L = 925.6 km、斷層寬度 W = 127.8 km，可由下列參數計算出海嘯的初始波形。

表 1 2010 年智利海底斷層參數設定表

斷層參數	代表符號	Mw 8.8
計算原點 (經度/緯度)	Xo / Yo	119.00 / -70.00
震央位置 (經度/緯度)	Xe / Ye	-73.15 / -35.98
震源深度 (km)	D	23.2
斷層傾角 (°)	θ	19
斷層垂直向下傾角 (°)	δ	18
斷層垂直向上傾角 (°)	λ	116
斷層長度 (km)	L	925.6
斷層寬度 (km)	W	127.8

資料來源：Harvard CMT，<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>。

五、2010 年智利海嘯模擬

依據 Mansinha & Smylie (1971) 提出之理論，於地震發生的瞬間，考慮到海底變形及其上水位是同步變化，地震時垂直海床的變形是計算海嘯的初始條件。圖 5 顯示海嘯於智利中部沿岸傳遞經歷不同時間 T = 0、10、30 及 60 分鐘的變化情形，可看出地震發生的瞬間產生海嘯波波峰向太平洋地區傳遞，波谷則向近岸地區傳遞，初始波形向四面八方傳遞。

根據淺水波傳播速率公式 $C = \sqrt{gh}$ 計算海嘯波傳遞速度，假設太平洋平均水深為 4,000 m，則海嘯波行進時速為 720 km/hr，主震與台灣地區相距 18,100 km，計算海嘯波傳遞至台灣約只要 25 小時。圖 6 顯示智利海嘯於太平洋地區沿岸傳遞經歷不同時間 $T = 1、3、9、15、21$ 及 25 小時的變化情形，於地震發生後約經過 1 小時，海嘯波傳遞至智利海岸，約 3 小時傳遞抵達祕魯，約 9 小時抵達瓜地馬拉及尼加拉瓜等地，約 15 小時通過夏威夷群島，約 21 小時抵達巴布亞新幾內亞，約 23 小時抵達日本及澳洲東岸，約 25 小時即傳播抵達菲律賓及台灣東岸，本模式經與 NOAA 海嘯模式比對計算結果相當吻合（圖 7）。基本上，海嘯接近島嶼時會產生繞行海島的現象，約 26 小時海嘯波沿著台灣東北及西南海岸線傳遞，約 29 小時海嘯波傳遞抵達台灣西岸及中國大陸沿岸並完成繞島傳播（圖 8）。

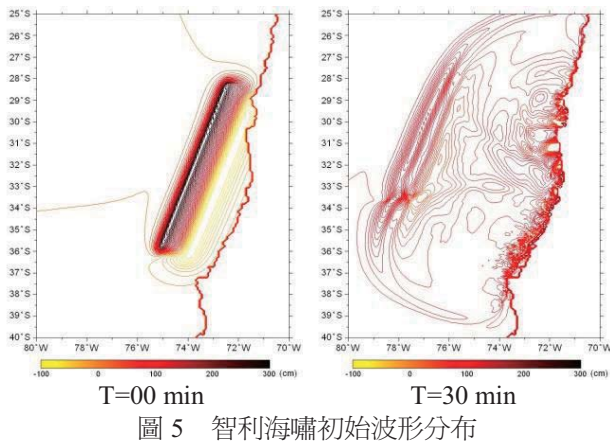


圖 5 智利海嘯初始波形分布

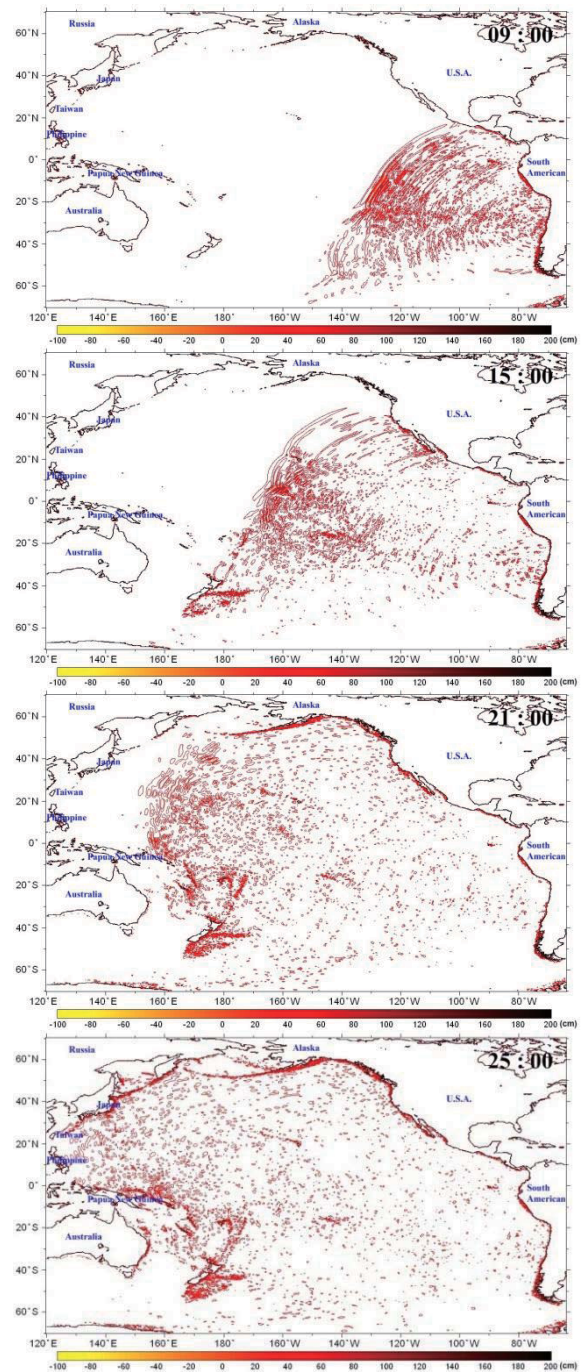
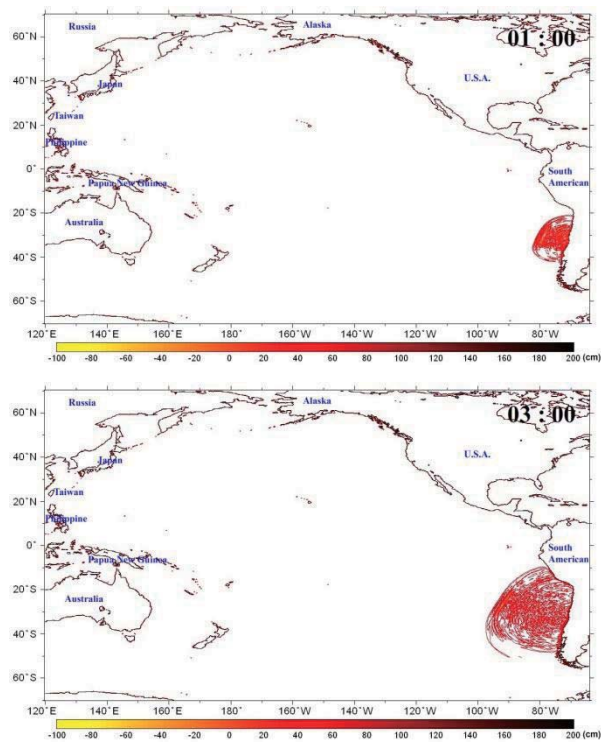


圖 6 智利海嘯於太平洋地區傳遞分布情形

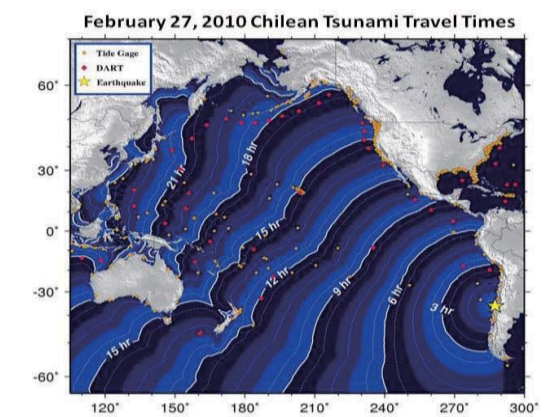


圖 7 NOAA 2010 年智利海嘯傳遞時序圖

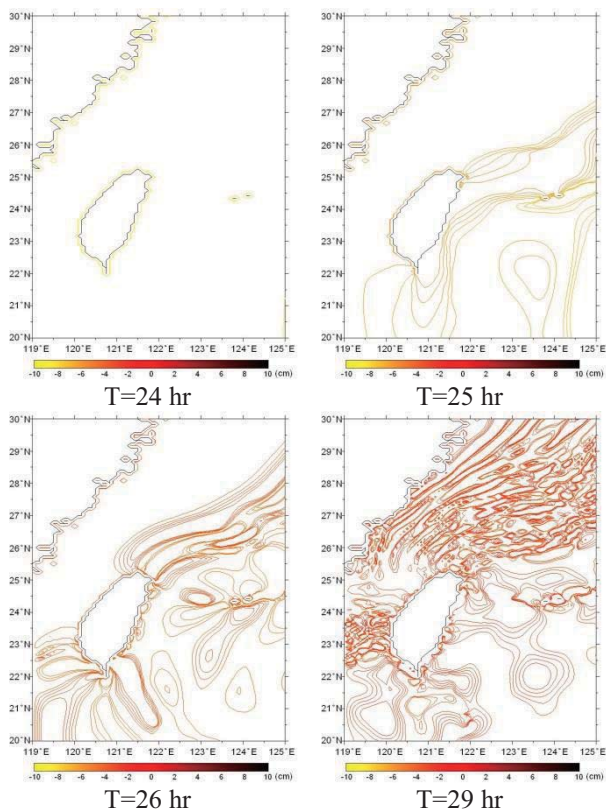


圖 8 智利海嘯於台灣地區傳遞分布情形

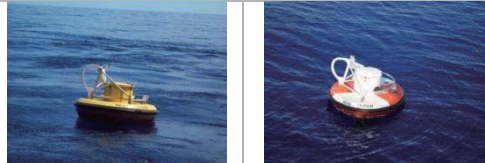
就理論上而言，繞島傳播之海嘯於島前（於本案例指台灣東部沿岸），也就是海嘯來源方向，及島後（台灣西部沿岸）會產生較大的波高，在此案例中島前及島後波高平坦，可能原因為一開始斷層於智利外海發生後，海嘯波傳播受到太平洋上眾島嶼阻隔，且台灣東岸陡峭海嘯溯上不易，海嘯波越洋傳遞至島前往北有琉球群島，往南有呂宋島弧列嶼阻擋，最後行經廣大東海及南海淺水陸棚區，行進速度趨緩，也消散了原本斷層驅動之能量。

自 1995 年起美國開始使用大洋海嘯測報系統 DART (Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis)，在深海海底設有水面長波壓力偵測感應器，將資料以音波傳給錨碇浮於海面上的浮球，其上裝有衛星傳輸系統，將資料立即傳回預警中心，電腦即時分析，算出海嘯行進模式及規模。2001 年美國已在太平洋設有 6 個偵測站使用 DART 浮標，2005 年南亞海嘯後計畫增設 32 處，在 2007 年年中完成使用運作。

PTWC 同時結合太平洋各國所設置之潮位波浪測量站，形成一個太平洋海嘯警報系統，將海嘯情報發布各會員國。擷取 2010 年智利海嘯於太平洋地區實測資料與模擬結果進行比對，由於有些測站資料較不完整，選取有較完整資料的測站 (Station 52401 及 51406) 進行與模式模擬結果作比對。DART 比對測站資訊如表 2，比對測站位置如圖 9。本次智利海嘯發生於 2/27 06:34:14 UTC，太平洋

地區測站水位濾波結果如圖 10，較靠近震源智利的 Station 51406 濾波後得到較大的海嘯波高約 30 cm，另一位於太平洋西岸的 Station 52401 濾波後的海嘯波高約 10 cm，與太平洋海嘯中心公布之海嘯振幅相當接近，如圖 11 所示，在智利塔爾卡華諾觀測到 2.34 m 高的海嘯，除了近震央智利部份地區之外，太平洋及沿岸地區未觀測到超過 1 m 之水位變化。

表 2 太平洋地區水位比對測站資訊

測站	Station 52401	Station 51406
位置	610 NM Northeast of Saipan	2,900 NM Southeast of Hawaii
經緯度	19°15'16" N 155°45'23" E	8°28'49" S 125°1'36" W
測站 型式	Owned and maintained by National Data Buoy Center	
	2.6-meter discus buoy DART II payload	
		

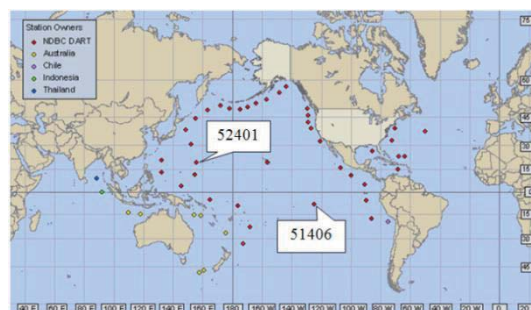


圖 9 NOAA 安置 DART II 深海雙向通訊海嘯警告浮台位置

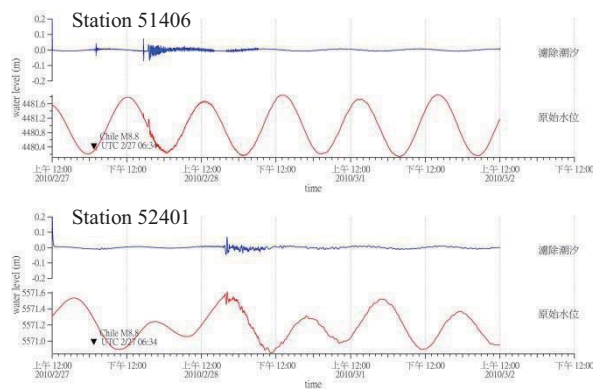


圖 10 2010 年智利海嘯於太平洋水位濾波及比對



資料來源：摘錄自太平洋海嘯中心第 027 報海嘯電文

圖 11 2010 智利海嘯實測振幅及位置圖

太平洋地區模擬與實測水位比對結果如圖 12 所示，於地震發生時，Station 51406 測站於 2/27 06:34 UTC 即量測到因地震引起的水位變動，於 15:00 至 16:00 量測到海嘯波通過的最大振幅，海嘯傳遞到達西太平洋 Station 52401 約於 2/28 4:00 量測到海嘯波通過，模式推估海嘯初波到達上述二測站與實測資料到達時間及水位變動均相當接近。

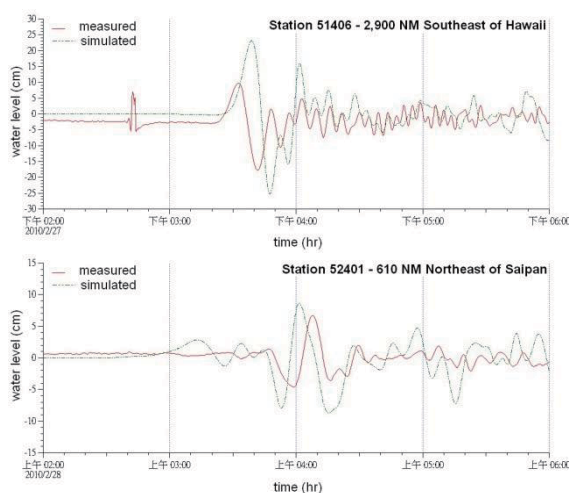


圖 12 2010 年智利海嘯於太平洋地區水位比對

擷取 2010 年智利海嘯於後壁湖潮位站 2/28 至 3/1 濾波結果與模式輸出之水位結果進行比對如圖 13，模式推估與實測資料的最大海嘯波振幅約在 50 至 60 cm 左右，實測水位資料明顯有海嘯波振幅到達的時間點為 2/28 15:30 左右，本模式推估與 NOAA 模式所估計到達台灣的影響時間相同，約在 2/28 14:26 至 55 分之間，造成模式推估與實測資料之間差異的主要原因可能由於所使用網格為 ETOPO5 水深地形，ETOPO5 的網格可較適當模擬出大洋上海嘯波水位傳遞情形，但於近岸地區由於水深地形變化複雜，且受到港埠地形影響及港池內的水位反射情形而使模擬水位有所差異，於近岸地區可能無法充份模擬出測站水位變動，未來可考慮使用較精細的網格進行計算。

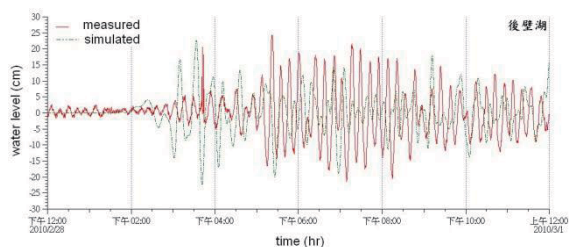


圖 13 2010 年智利海嘯於蜆廣嘴測站水位比對

六、結論與建議

分析 2010 年智利海嘯波與台灣不同地區海水位變化關係，探討海嘯在台灣周圍的分布特性，可瞭

解海嘯對台灣整體造成之影響範圍。由本次智利海嘯所測得水位紀錄得知，由太平洋地區越洋傳播而來之海嘯波，雖然直接衝擊台灣東部，但台灣東部海岸線平直而單調，海水又深，故雖有海嘯侵襲，但所測得的波高卻較後壁湖測站低。

海嘯波先到達成功再分為沿順時針及逆時針方向繞行台灣四周，受到海嘯的影響於南部及東部各測站皆有異常水位擾動現象，且於後壁湖/烏石/成功/花蓮潮位站觀測到較大的海嘯波高。海嘯在港內會形成一些較高頻的振盪，水位有顯著的變動現象，與驗潮站於港內架設地點及港灣形狀有關。

要得到真實且可信賴的海嘯模擬結果，須根據過去的海嘯紀錄予以驗證模式的可靠性。持續蒐集過去海嘯事件的演變狀況及歷史上太平洋地區地震所引發海嘯波高數據，深入探究源自不同地區海嘯在台灣周圍的變化與分布特性，縮小近岸地區之計算網格大小，並取得陸上及海域精密高層資料，有助於提高海嘯預警的準確性，能有效的預測出海嘯在海岸地區精確的溯上溯下及溢淹情形。

參考文獻

- 中央氣象局全球資訊網，（2010）“地震測報”。
<http://www.cwb.gov.tw/>
 許明光及李起彤，（1996）“台灣及其臨近域區之海嘯”，台灣海洋學刊，第 35 期，第 1 號，第 1-16 頁。
 Goring, D. G. & Raichlen, F., (1992) “Propagation of long waves onto shelf”, Journal of Waterway, Port, Coastal & Ocean Engineering, American Society of Civil Engineers, Vol. 118, pp. 43-61.
 Gonzalez, F. I., (1999) “Tsunami”, Scientific American, Vol. 280, No. 5, pp. 56-65.
 Liu, Philip L.-F., Cho, Y.-S., Yoon, S. -B. & Seo, S. -N., (1994) “Numerical simulations of the 1960 Chilean tsunami propagation and inundation at Hilo, Hawaii”, in Recent Development in Tsunami Research, edited by El-Sabh, M. I., Kluwer Academic Publishers.
 Manshinha, L. & Smylie, D. E., (1971) “The displacement fields of inclines faults”, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 61, pp. 1433-1440.
 Wells, D.L. and Coppersmith, K.J. (1994) “New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement”, Bull. Seism. Soc. Am. 84, pp. 974-1002.
 NOAA, (2010) “Recent tsunami events”, NOAA Tsunami Website. <http://www.tsunami.noaa.gov/>