

應用陸上寬頻地震站資料探勘颱風及波浪特性

林靜怡¹ 陳建志¹ 陳彥甫¹

國立中央大學地球科學系¹

摘要

本研究利用位於臺灣 5 個不同地理構造區域的 9 組寬頻地震儀和浮標測站對，將臺灣沿岸海洋浮標記錄的波浪測量與內陸寬帶地震儀的微觀觀測進行比較，以了解不同地理位置、海岸線及水深環境利用微地動能量進行近岸波高評估時的特性和限制。結果顯示在臺灣的大部分地區，包括北部、東部和西部，由於受到強烈東北季風的影響，導致由微地動能量模擬和實際的波高間呈現較高的相關係數，並也有較高的 b 值。此現象顯示，在強烈氣候條件的影響下所造成高波高反應會直接被鄰近的地震測站收到，而有較佳的擬合結果。而在夏季，這些區域除了偶爾有颱風的侵襲外，缺乏較明顯的強烈天氣系統影響。因此，波高與微地動能量之間的相關性就不太明顯， b 值也較接近 1。對於臺灣最南端，即 S 組，在冬季時，強烈的東北季風受到內陸地形阻擋作用，並無直接於臺灣南部的地震測站附近引起劇烈波高，但其產生之能量仍被地震測站收到，因此造成在冬季兩者的擬合狀況不佳，夏季則較佳。綜合以上分析結果，計畫發現波高模擬上有較大差異時，通常是因為有多個不同強烈天氣系統影響臺灣，尤其是當數個路徑差異甚大的颱風在臺灣附近相互作用，實際波高都無法被有效估計出來。颱風路徑會影響微地動能量，通常路徑在平行臺灣海岸線時，會導致較低的能量。而當颱風轉彎至路徑平行臺灣時，在西南外海測站都會導致較大的微地動能量。另外，颱風若位於台灣西南部，對於東部和北部測站不管在微地動能量或是波高上的影響都相當有限。而在上述比較中也發現，微地動能量和波速有較大的相關性，反之，和實際波高相關性較低。

關鍵字：微地動、波高、氣象浮標、季節性變化、東北季風、颱風

一、前言

臺灣是個位於亞熱帶地區的海島國家，容易受到海洋與大氣互動所產生氣候現象的影響，例如颱風就是個影響臺灣極端降雨的重要天氣系統。而海洋環境的異常變化對於極端氣候的形成有很大的影響，這些極端氣候現象的頻繁出現常帶給人民生命財產帶來極大威脅，因此，對於海洋環境和其與大氣互動所產生的氣候現象觀察是很重要的。傳統上對於海洋和氣候變化的觀測主要使用的研究手段有衛星觀測技術、偵察飛行任務、利用陸上觀測站或是海上浮標的現地地表觀測 (Blake et al. 2013; Reul et al. 2012)。但儘管這些研究方法能帶來許多資料和成果，部分對於觀測條件的限制還是存在，並其極有可能影響資料收集的品質和尺度，例如衛星影像在氣候現象強度有快速改變時並無去有很好的資料解析度、偵察飛行任務可能會受到天氣或飛行路線限制、陸地和海面觀測站則受到觀測站或浮標分布影響等。氣候變化，尤其是大型的極端事件，通常都包含了大規模大氣、海洋和固態地球間的交互作用。而這樣的作用下所造成的氣壓變化、海浪和風場通常都會和固態地球相互作用而產生影響。但因海洋變化的觀測常受限於觀測儀器、傳輸及電源等因素，使得不管在近岸或外洋的觀測數據有不連續或資料遺失的情況。若在颱風期間，海象觀測數據的遺失或不連續將影響颱

風預警準確度，其中颱風特性及其波浪的推算，關係到船舶航行及近岸水域活動之安全。目前氣象局整合之波浪觀測則共有 17 站，深海觀測系統僅有 2 站，大部分的浮標約在離岸 5 公里內。因此，若要了解遠海海洋颱風及其波浪特性，必須增加深海波浪觀測系統建置，惟佈放及維護的成本甚鉅，必須找尋替代方案。在陸地上，測站的設立和維護通常較容易，成本也較低，因此若能利用一些陸上測站所能得到的地球物理資料，來對於海洋環境，例如波皮高度和其週期等有進一步的觀察，必定彌補海面上關於颱風觀測數據不足之處，發揮地震觀測的最大效益。

二、研究方法及資料

本研究利用 Ferretti et al. (2013) 所提出預測方程式來求得實際的微震動和波高記錄兩者之間的最佳量化關係。該理論可以用下列式子表示

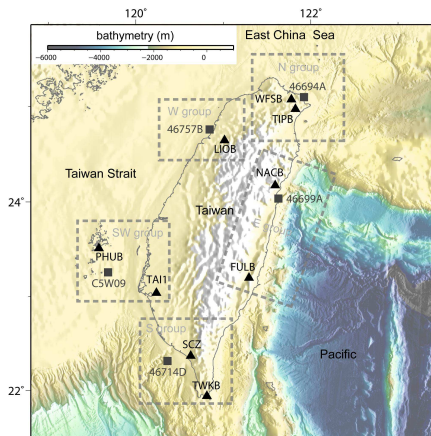
$$H_{1/3} = \exp \left(\alpha + b \ln \left(\sqrt{\int_{f_{min}}^{f_{max}} \frac{2}{T} |S_m(f)|^2 df} \right) \right)$$

其中， $H_{1/3}$ 為有效波高， $2/T|S_m(f)|^2$ 為微震動的能流譜密度 (power spectral density; PSD)， T 為所選取資料窗寬的時間長度， α 、 b 、 f_{min} 和 f_{max} 為預測模型中四個未知參數。而藉

由逆推的方法我們則可以得到四個參數的最佳解。而目前主要分析步驟如下：

1. 將地震訊號由 100Hz 降取樣率至 2Hz;
2. 以短時傅立葉方法繪製時頻圖;
3. 由時頻圖計算結果，擷取出每隔 0.05Hz 之振幅隨時間變化值，並藉由對不同頻率區間振幅變化積分結果來和波高做比對;
4. 利用不同頻率區間振幅變化積分結果來做波高預測值，求取預測波高和實際波高間的殘差值(ms)最小時的頻率上界，下界和放大倍率及差距等各項參數值以得兩者相關係數。

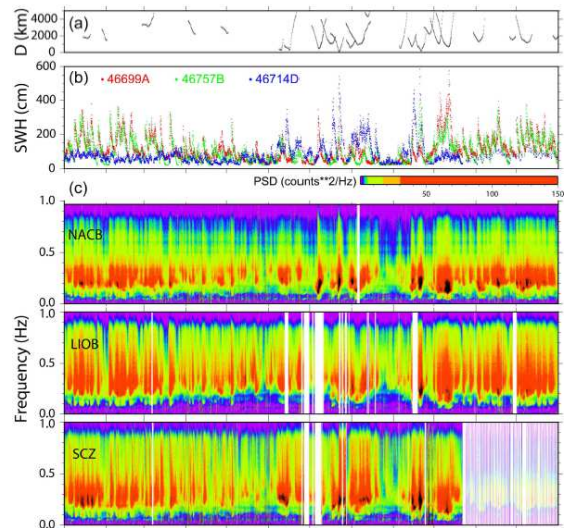
而為了瞭解在不同地理區域及氣候的限制下進行波高模擬的條件。本研究則利用分佈於臺灣不同地理條件(例如水深、海岸性質等)位置下的九個地震測站和五個浮標站來討論波高模擬因為地理位置和季節不同所可能產生的變化(圖一和表一)。九個地震測站和五個浮標站被畫分在五個不同區域，分別為臺灣東部、北部、西部、西南部和南部組(圖 1)。本計畫初步比較位於臺灣東部、西部和南部地區的波高分佈(圖二)，發現臺灣東部和西部波高分佈較一致(分別為浮標 46699A 花蓮站和 46757B 新竹站(圖 3.4)，在冬天有較大的波高及波高變化。但南部的波高分佈則非常不同(46714D 小琉球浮標站)，則是在夏天有明顯較大波高。但這樣區域性的差異在時頻圖上就不明顯，三區域的地震測站顯示出相近的時頻分析特性(圖二)。



圖一、波高模擬時使用之地震站和浮標站位置。

	Seismic station	Position	Corresponding buoy	Position
Eastern(E) Group	NACB (花蓮華安橋站)	121.5947°E, 24.1738°N	46699A (花蓮浮標站)	121.6308°E, 24.0342°N
	FULB (花蓮富里站)	121.2939°E, 23.1986°N	46694A (龍洞浮標站)	121.9225°E, 25.0967°N
Northern(N) Group	WFSB (新北五分山站)	121.7806°E, 25.0716°N	46694A (龍洞浮標站)	121.9225°E, 25.0967°N
	TIBB (新北泰山分校)	121.8256°E, 24.9719°N	46757B (新竹浮標站)	120.8436°E, 24.7600°N
Western(W) Group	LIQB (新竹獅頭山站)	121.0156°E, 24.6456°N	46757B (新竹浮標站)	120.8436°E, 24.7600°N
Southwestern(SW) Group	TAIL (台南永康站)	120.2364°E, 23.0379°N	C5W09 (東吉浮標站)	119.6839°E, 23.2564°N
	PHUB (澎湖站)	119.5801°E, 23.5114°N	46714D (小琉球浮標站)	120.3628°E, 22.3153°N
Southern(S) Group	SCZ (屏東春冬站)	120.6282°E, 22.3703°N	46714D (小琉球浮標站)	120.3628°E, 22.3153°N
	TWKB (屏東墾丁站)	120.8125°E, 21.9406°N	46714D (小琉球浮標站)	120.3628°E, 22.3153°N

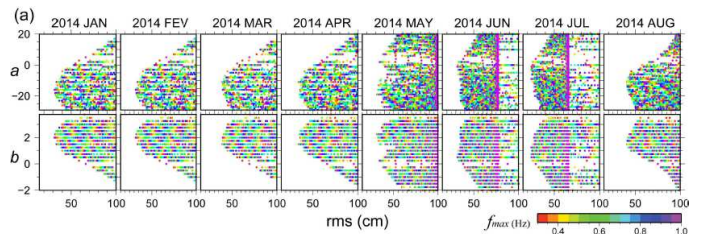
表一、本研究使用地震及浮標站資訊及坐標。



圖二、2014 年波高和地震儀器資料展示。(a)颶風與 NACB 測站的距離。(b)三顆不同浮標站的信號到波高。(c)三顆不同地震站資料的頻譜圖。浮標和地震站位置請參考圖一。

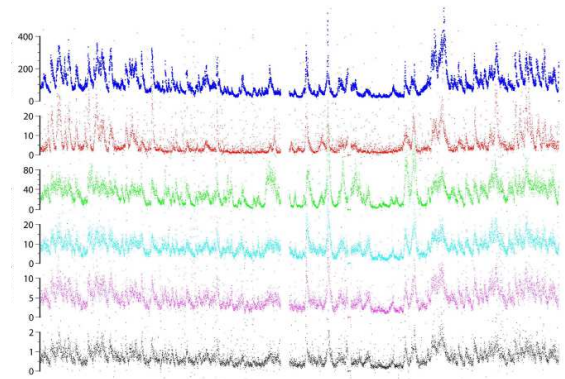
三、波高模擬結果比較及討論

初步使用 Ferretti et al. (2013) 所提出預測方程式來求得不同地理區域實際的微地震和波高記錄兩者之間的最佳量化關係時，我們發現波高模擬結果對於用來計算地震能量的頻率範圍並不敏感(圖三)，任何頻率組合下我們都可以找到 rms 較小的模擬結果。並且，不同頻率的時頻能量似乎跟波高分佈都有正相關(圖四)。此結果顯示，只需調整和 b 值應即可獲得最佳模擬結果。因此，我們使用回歸的方式來獲得微地震和波高資料之間擬合最佳的參數，並了解其相關性。



圖三、分析花蓮浮標地震測站折到 a、b、f_{max} 和 rms 的關係圖。

SWH • PSD at 0.1 Hz • PSD at 0.3 Hz • PSD at 0.4 Hz • PSD at 0.7 Hz • PSD at 0.9 Hz



圖四、花蓮浮標站 46699A 所記錄到波高和 NACB 地震站記錄上不同頻率的時頻能量分佈圖。

圖五為分析 9 組地震測站和浮標站擷取的最佳擬合所得到的 a - b 相關係數 (correlation coefficient, R) 和標準誤差 (standard deviation) 的分布情形，結果顯示 b 位於 0.46~2.95 之間而 a 為 13.33 至 6.49。每個評估月份的標準偏差在 0.00 cm (nan) 和 147.02 cm 之間。極小的標準偏差值 (大約小於 10 cm) 通常與數據質量不佳或缺乏數據有關，這現象可以從非常低的相關係數值觀察到 (圖五)。在圖五，我們以 2014 年 NACB 站及其最近浮標數據的最佳擬合曲線為例子。我們發現當 b 接近 1 時，地震能量的平方根值和波高呈線性相關。然而，在大多數情況下， b 通常大於 1，這表示大部分的情況下兩者是呈現非線性關係的。並當 b 較小時， a 變大，這樣的關係其實根據公式內 a 和 b 的關係即可得到。儘管如此，我們注意到 b 仍然是控制模擬的主要因素。NACB 站擷取的例子中就顯示 (圖五)，對於較大的波高，相對較大的 b 似乎更適合於波高預測。在分析過程中，估計出的相關係數 R 在 0 和 0.95 之間，主要都大於 0.5。由此可以推斷出地震能量的平方根值與觀測到的波高之間有很好的相關性。然而，對於獲得較小的相關係數 R 的那些月份，記錄期間資料品質差或波高的輕微變化似乎是最可能的解釋。在對數據進行仔細檢查之後，發現在某些時間段內的地震測站的地震波譜圖中出現了極低的能量，或斷斷續續的分布情形，如圖二所示 SCZ 站的頻譜圖。在這些情況下，所估計出的 a 和 b 常常跟其他月份所得數值有很大的差異，為異常值，例如在 11 月和 12 月期間 SCZ 站擷取的參數。而位於中間值的相關係數 R 則可能表明地震能量與波高之間的關係不清楚。值得注意的是，相同地理區域中的站點顯示相似的結果 (圖五)。這種現象表明，相鄰的地震測站對於波浪活動應具有非常相似的微地動響應。因此，以下將根據不同的地理分區的測站進行討論。另一方面，前人研究中提到，全球觀測到微震能量都有季節變化 (Rhie and Romanowicz, 2004; Schimmel et al., 2011; Stutzmann et al., 2009; Traer et al., 2012)。北半球和南半球在各自的冬季都會產生相對較大的微震噪聲水平，這個觀察結果與我們在臺灣中北部測站觀察到的結果相符，在冬季表現通常有較高的微地動能量密度。這樣的一致性表示東北季風導致臺灣大部分地區受到強勁的氣象系統和波浪活動的影響，為影響臺灣微震能量分佈的最重要因素。相反地，在夏季，除了不定期的颱風活動出現在北臺灣外，由於沒有特定的密集型天氣系統影響臺灣地區，微地動能量似乎較微弱。對於臺灣最南端地區的 S 組，冬季觀測到的波高較低，不規則的 a 和 b 值表示該區域不在東北季風的影響範圍內。但夏季的良好關聯可能是由於颱風直接經過或是西南季風的影響。在相關係數方面，以前的研究顯示，冬季波浪條件下由微地動推算的波高會與實際波高資料有較好的擬合結果 (Thompson and Vincent, 1985; Howell, 1990)。然而，Tillotson 和 Komar (1997) 的結果卻顯示出相反的現象，冬季效果反而較差。我們的結果表明，大多數地震測站對於在冬季所得到的結果相關係數均較高，如 E, N, W, SW 組；但在 S 組則在夏季有較好的相關係數，這代表模擬結果應該還是與強烈的天氣條件相關。強烈的氣候條件可以影響大規模每半個週期並增加 SWH。相反地，當氣候現象不夠強烈到足以煽動大浪，地震能量與波高之間的關係也不會那麼明

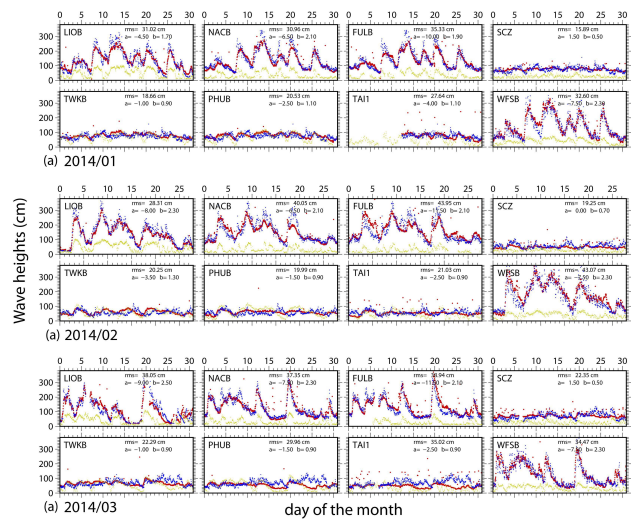
顯。基於這些觀察結果，我們總結出強度天氣系統是控制地震能量與 SWH 之間相關性的主要因素。不僅如此，由在強烈天氣型態影響下較大的 b 值分佈，也可推斷出使用微地動能量模擬波高時非線性關係也是非常明顯的。因此，所謂的微地動能量與波高的季節性效應主要取決於極端天氣情況的發生。

圖二顯示，SCZ 站具有與其他站規模相當的微地動能量。然而，在該站擷取所得到的冬天的 b 值較小，表明在模擬過程中，地震能量並不會被反應到波高上或是反應的能量有限。這種差異也許可由如上章節所討論微地動能量來源的區別來解釋。冬季的微地動能量來源由臺灣北部的東北季風提供，臺灣中北部區域面受這個天氣系統，受到強風直接的影響。因此，不僅這些站點接收到微地動能量，強風也在相應的近海地區產生較大的波高。受臺灣中部高山的保護，高地貌的底護作用可能會阻止最南端的臺灣受到強風的影響。然而，微地動能量仍然可以從臺灣北部到南部的陸地傳播。在像臺灣這樣的小面積的地方，微地動能量可能會隨處傳播並被接收到，但這些能量並不一定是由該區域波浪高度變化所造成的影響。這應該可以解釋為什麼在冬季 SCZ 站表現出高的微震能量，但沒有觀察到大的波高。當夏季颱風季節來臨時，經過臺灣南端的颱風可能會在南海岸造成重大的直接影響。因此，夏季，S 組出現更大的微地動能量和更好的波高模擬相關性。Ferretiet al. (2013) 分析地中海區域附近微地動來源，發現了微地動能量來源有兩個主要方向。當風暴遠離觀測站時，其微地動能量通量集中在 0.10-0.25 Hz 範圍內，這並不影響當地的波高。相較之下，頻率範圍為 0.25-0.50 Hz 的微地動能量則是由地震測站附近的風暴產生，並產生了與微震能量相關的更大的波高。根據我們研究中 S 組觀察到的結果，我們認為地震測站位置，和微地動能量來源和內陸地形可能會影響微地動行為。在 Ferretiet al. (2013) 的情況下，當地震測站遠離微地動來源區域，在經過較長的傳播距離之後，較高的能量出現在頻率較低的頻帶上，並且沒有相應的波高。在我們的研究中，由於 S group 的地震測站距離臺灣北部的源區不遠，微震能量不能通過很長的距離傳播，可以記錄更寬的頻帶。因此，在實行波高預測時，不應考慮遠端地震傳播的微震能量。若要解決這個問題，可能需要對微地動資料和其他海洋學數據的進行進一步分析以獲得更多的資訊來源。

除了微地動來源區的差異外，其他研究表明，近海地形水深也可能影響微地動能量的生成 [Kedar et al., 2008]。然而，在我們的研究中，水深效應似乎對微地動能量沒有具體影響。的確，LIOB 測站對 (W group) 緊鄰著臺灣海峽，有非常淺的水深，相較於其他區域顯示出較高的 b 值 (圖五)。然而，具有不同的測深特徵的 E 組和 N 組的站點之間的估計參數卻沒有顯著變化。因此，根據我們的分析，我們無法得出與區域性地形水深效應有關的結論。

另外，由圖五可發現除了 S group 外，大部分測站在冬季有較好的相關係數 R 和較低的標準誤差 (standard deviation)。表示在冬天有較好的擬合結果，而這也是從估計結果中可以觀察到的。圖六為 2014 年 1 月至 3 月，位於 5 個不同地理環境

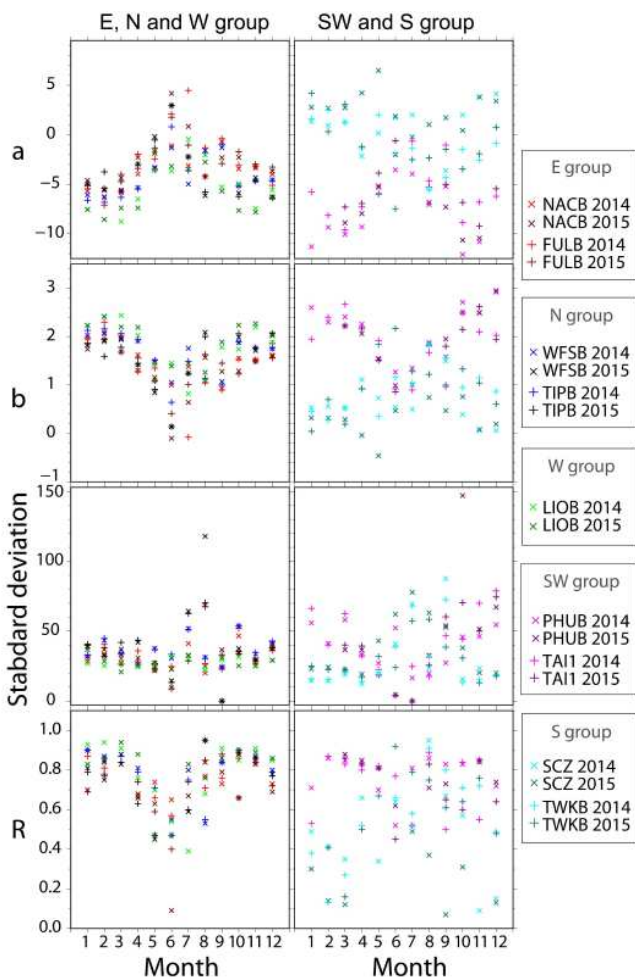
區的 8 個測站的微地動模擬波高和實際波高分佈圖。我們發現除了 S group 的測站(SCZ 和 TWKB)因為實際波高本來就沒起伏變化,所以不容易比較擬合結果外。其他測站利用微地動計算出的波高和實際波高分佈都相當一致,在時間上也沒有非常大的延遲或提早。但的確在某些時候,波高估計還是比實際波高來的低,尤其是在波高有最高值時,例如 2014 年 1 月 8 日、12 至 14 日間至日之間在 LIOB、NACB 和 FULB 測站的結果。由 2015 年 2 月 11 日在 LIOB、NACB 和 FULB 的估計和實際波高分佈發現,在西部的 LIOB 站似乎有較佳的擬合結果,而位於東部的兩個測站,在當天的模擬結果則較差。所以推測這樣差異有可能是因為位於臺灣不同岸所造成的效益,其也許跟波向,或與波浪入射角有關。但值得注意的是,在 NACB 和 FULB 的結果上,大部分時段,波高、風速(圖六中草綠色圓點)和微地動能量所模擬出波高(圖六中紅色圓點)大致都呈現很好的正相關性,但卻在 2015 年 2 月 11 日該時段時,風速和微地動能量都並無增加,但卻有相應較高波高出現。這樣的現象暗示著,除了風速之外,另外可能增加波高的因素存在著,其有可能是因為潮汐現象亦或是地形環境影響,但這些因素都必須要進一步去分析才能確認。



圖六、2014 年 1 月至 3 月(圖 a 至 c),位於 5 個不同地理環境區的 8 個測站的微地動模擬波高(紅點)、實際波高(藍點)和風速(草綠色點)分佈圖。

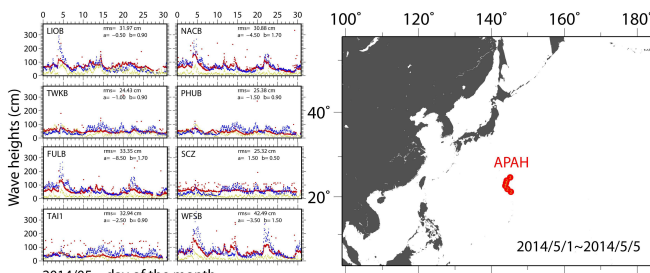
相較於冬季,夏季微地動能量所模擬出的波高和實際波高呈現較差的相關係數和較高的標準誤差。這樣的結果從夏季(約 5 至 10 月)位於 5 個不同地理環境區的 8 個測站的微地動模擬波高和實際波高分佈圖很容易就可以觀察的到。雖然大部分測站在大部分時間利用微地動模擬的波高(紅點)和實際波高(藍點)擬合結果還算不錯,但許多時候可發現,利用微地動計算之波高和實際波高不僅波高上有很大的差異,時間上更是沒有同步,較高微地動能量與較高波高時間並不一致,例如 2014 年 6 月 LIOB 測站的資料。由於夏天較強的天氣型態為颱風,因此我們在圖七和圖八波高模擬結果中再加入該月份颱風路徑圖以分析其可能影響。

在 2014 年 5 月初(1 至 4 日)左右,雖然 APAH 颱風生成,但由於其與臺灣距離很遠(大於 2000 公里)(圖七),因此在 LIOB、NACB、FULB、WFSB 觀察到的高波高應非受颱風影響所產生。我們發現在 LIOB 測站資料的波高明顯的被低估,但跟之前的發現一樣,雖然波高急速升高,但風速和微地動能量並未有明顯改變,推論是較高局部地形效應或是潮汐造成的影響。這種模擬波高和實際波高無去有很好的擬合結果在 2014 年 6 月越益明顯(圖八),在約 7 至 14 日左右,幾乎每個測站兩資料間擬合結果都很差。觀察這段時間颱風活動,當颱風 MI-AG 還在臺灣西部時,雖然南部測站,包含 TAI1、TWKB 和 PHUB 等都有不錯的擬合結果,北部和東部測站,如 LIOB、WFSB 和 NACB 等,由微地動能量所計算波高比實際波高低,風速也沒有明顯增加。可是當 HAGIBIS 在臺灣西南部生成並朝南部測站逼近時,雖然離南部測站很近,這些測站也的確錄到較高微地動能量和較大風速,但實際波高卻沒有明顯增加。而在 HAGIBIS 靠近北臺灣時(約 16 至 20 號),雖然 WFSB 佔有較高微地動能量,但波高也沒明顯增加。所以推測颱風路徑對於波高模擬結果也有相當的影響。在西南部的颱風,通常在西部、北部和東部測站既沒有造成微地動能量增加,也沒增加波高。而當颱風經由臺灣海峽向東北走,如 HAGIBIS 颱風路徑,只有北部測站 WFSB 有微地動能量增加,但波高在各測站都沒有提高的現象。會

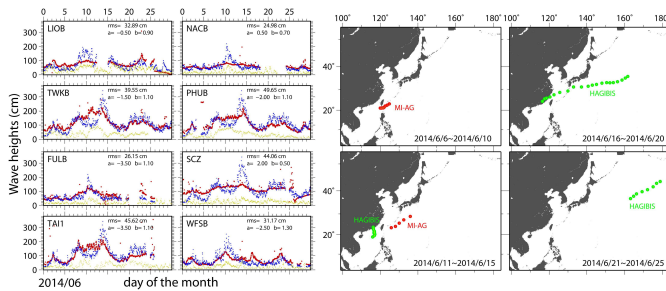


圖五、不同標準地震測站利用地震能量模擬波高結果,測站位置及地理分區請參考圖 3.4。R 為相關係數(correlation coefficient)。

造成這種現象可能也是由於颱風路徑會決定波長入射角度，詳細的影響過程可能也要更多例子分析才能更明確。



圖七、2014年5月，位於5個不同地理環境區的8個測站的微地震模擬波高紅點、實際波高藍點和風速草綠色點分佈圖以及該月份颱風路徑圖。



圖八、2014年6月，位於5個不同地理環境區的8個測站的微地震模擬波高紅點、實際波高藍點和風速草綠色點分佈圖以及該月份颱風路徑圖。

四、結論

對於陸上測站所記錄到地球物理資料和海洋環境參數兩者之間關係的了解，能會強目前主要由衛星、偵測飛行任務和離岸海洋浮標等方法來從事的氣候觀測任務，是了解極端氣候在沿岸環境可能造成的影響的重要工作。目前雖然能藉由各種物理理論推導出各種氣候條件和固態地球之間互動過程，如波浪、氣壓或其他參數可能對陸地地震或是地磁記錄影響，但實際分析顯示，其相互作用過程比這些物理模型所估計的複雜。因此，本研究希望藉由陸上地球物理資料和實際上所觀測到海洋參數的比對，來了解兩者之間的關聯性和研究其相互作用的物理機制。目的在於建立海洋觀測資料(例如波浪高度和周期等)和一些陸上地球物理資料間的能量間的量化關係，了解其即時應用的可能性。在本年度計畫中，利用位於臺灣5個不同地理構造區域的9組地震儀和浮標測站對，將臺灣沿岸海洋浮標記錄的波浪測量與內陸寬帶地震儀的微震觀測進行比較，以了解不同地理位置、海岸線及水深環境利用微地震能量進行近岸波高評估時的特性和限制。結果顯示在臺灣的大部分地區，包括北部、東部及西部，由於受到強烈東北季風的影響，導致由微地震能量模擬和實際的波高間呈現較高的相關係數，並也有較高的 b 值。此現象顯示，在強烈氣候條件的影響下所造成高波高反應會直接被鄰近的地震測站收到，而有較佳的擬合結果。而在夏季，這些區域除了偶爾有颱風的侵襲外，缺乏較明顯的強烈天氣系統影響。因此，波高與微地震能量之間的相關性就不太明顯，

b 值也較接近1。對於臺灣最南端，即S組，在冬季時，強烈的東北季風受到內陸地形阻擋作用，並無直接於臺灣南部的地震測站附近引起劇烈波高，但其產生之能量仍被地震測站收到，因此造成在冬季兩者的擬合狀況不佳，夏季則較佳。綜合以上分析結果，計畫發現波高模擬上有較大差異時，通常是因為有多個不同強烈天氣系統影響臺灣，尤其是當數個路徑差異甚大的颱風在臺灣附近相互作用，實際波高都無法被有效估計出來。颱風路徑會影響微地震能量，通常路徑在平行臺灣海岸線時，會導致較低的能量。而當颱風轉彎至路徑平行臺灣時，在西南外海測站都會導致較大的微地震能量。另外，颱風若位於台灣西南部，對於東部及北部測站不管在微地震能量或是波高上的影響都相當有限。而在上述比較中也發現，微地震能量和波速有較大的相關性，反之，和實際波高相關性較低。這是否暗示著實際波高也會受潮汐或其他跟區域風速不相關的機制影響，則需更多資料分析或理論模型建立證明。本年度計畫至今成果提供了因為季節和地理位置效應所造成由地震儀微地震測量估計波高的模型的影響。由季節效應推論，對同一測站，全年僅使用單一組合參數的方法並無法有效估計波高，在不同氣候影響下應使用不同參數組合。此外，在強烈天氣條件下，地震能量與波高之間的相關性較好，但關係不一定線性關係。最後，對於像臺灣這樣的表面積較小地區，大多數微地震能量都可以通過陸地傳播，而並非由當地波高變化引起，在評估時須特別注意。

參考文獻

- Blake ES, Kimberlain T, Berg R, Cangialosi J, Beven II J, 2013, Hurricane Sandy (AL182012) 22-29 October 2012. Tropical Cyclone Report 1-157.
- Kedar, S., M. Longuet-Higgins, F. Webb, N. Graham, R. Clayton, and C. Jones, 2008, The origin of deep ocean microseisms in the North Atlantic Ocean, paper presented at Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, The Royal Society.
- Howell, R. K., 1990, An algorithm for the extraction of ocean wave spectra from narrow beam HF radar backscatter, Memorial University of Newfoundland.
- Reul N, Tenerelli J, Chapron B, Vandemark D, Quilfen Y, Kerr Y (2012) SMOS satellite L-band radiometer: A new capability for ocean surface remote sensing in hurricanes. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 117(C2), doi:10.1029/2011JC007474.
- Rhie, J., and B. Romanowicz, 2004, Excitation of Earth's continuous free oscillations by atmosphere-ocean-seafloor coupling, *Nature*, 431(7008), 552-556.
- Schimmel, M., E. Stutzmann, F. Arduin, and J. Gallart, 2011, Polarized Earth's ambient microseismic noise, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(7), doi: 10.1029/2011GC003661.
- Stutzmann, E., M. Schimmel, G. Patau, and A. Maggi, 2009, Global climate imprint on seismic noise, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(11), doi:

10.1029/2009GC002619.

Tillotson, K., and P. D. Komar, 1997, The wave climate of the Pacific Northwest (Oregon and Washington): A comparison of data sources, *Journal of coastal research*, 440-452.

Traer, J., P. Gerstoft, P. D. Bromirski, and P. M. Shearer, 2012, Microseisms and hum from ocean surface gravity waves, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B11), B11307, doi: 10.1029/2012JB009550.

Thompson, E. F., and C. Vincent, 1985, Significant wave height for shallow water design, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 111(5), 828-842.