

地震與突變氣候之海嘯長波研究

林立青¹ 梁茂昌² 滕春慈³
中央研究院環境變遷研究中心¹ 中央研究院環境變遷研究中心²
中央氣象局海象測報中心³

摘要

本文分析近兩年之潮位訊號，其中包含智利海嘯及兩種天氣變化所引致之強烈長波振盪。前者最大波高約為0.5公尺，而後者則為大於1.5公尺。對於非地震活動引起之海嘯長波的振盪週期，則可解釋海嘯波動的增幅受區域地形之共振特性所致。另外，海嘯預警系統於水位變化並無法清楚地分辨兩者的變化，尤其當近源地震發生時，兩者的水位變化及主要振盪週期極其相似(約為10-30分鐘)。但因大氣壓力為天氣型海嘯之主要外力來源，因此，目前可藉由大氣壓力的變化作為校正系統的可行的方式，未來將分析其他氣候因子以提供更精確的海嘯預警及因中小尺度的氣候變化所引致的異常且強烈的水位之預測，以減輕此種災害對近岸的破壞。

關鍵字：海嘯、天氣型海嘯、共振

一、前言

台灣海域遭受海嘯侵襲的事件可追溯自1604年至今，其中海嘯波高超過1公尺左右的約有7件(Ma and Lee, 1997)。過去歷史資料也顯示，區域性地震(包含大陸及台灣沿岸)引起的海嘯主要衝擊基隆、花蓮、台東、台南及新竹為等地。鑒於近岸海域的地形條件，西部之淺水海域發生最大海嘯波高的機率則大於東部陡峭的海底地形。海嘯由斷層之隆起或塌陷所引發，使水面形成孤立波向岸傳遞，但是近岸的觀測水位於最大海嘯振幅的變化，並非發生於最早到達近岸的傳遞波，此與孤立波的傳遞特性並不完全吻合。海嘯振幅的遞增在第一個波峰到達之後，可能起因為數個波的疊加作用。Kato等人(1961)提出以水位共振(resonance)來解釋這個水位變化的特性。Abe(2005)則以觀測的海嘯波高與水位的盪漾(seiche)來說明振幅之放大與主要共振的週期有關。其中水位之長週期盪漾，則可能於港灣的形狀或其週遭地形有關(Sorensen, 2005)。

海嘯長波大部分由板塊活動與海底或陸上山體崩落所引致外，其中約有3%的類海嘯長波是由大氣壓力的突變或其高頻的振盪所產生(Monserra *et al.*, 2006)。由往昔的文獻紀錄，其最大的振幅可達4公尺，該破壞性的事件發生於1979年的長崎灣。此種水位長週期的震盪變化被稱為天氣型海嘯長波(Meteo-tsunamis)，是由大氣短時且劇烈變化所引致的海嘯長波，其具有近似海嘯之震盪週期及相當的振幅。根據逆氣壓效應(inverse barometer effect, IBE)，壓力差與水位的變化約成正比，但是所觀測到的水位變動可達數倍至數十倍的逆氣壓效應所造成的水位震盪。並根據發生的位置的不同而被給予不同的命名

以代表長週期震盪的現象，如“rissaga”(Monserrat *et al.*, 1991); “marubbio”(Candelaet *et al.*, 1999); “milghuba”(Drago, 1999); “abiki”(Honda *et al.*, 1908; Hibiya and Kajiuara, 1982)。日本氣象廳則將此種事件稱為副振盪(secondary undulation)。且造成天氣型海嘯有兩種主要的成因：(1) Proudman 共振及(2)因地形而產生的共振，Monserrat等人(2006)並將其定義為對水位變化所產生之外部及內部的作用力。Proudman 共振為大氣作用於水面的效應，當自由長波之波速($c = \sqrt{gh}$)約略等同大氣擾動(氣壓的變化)的移動速度(V)時，該自由長波受到非線性的共振效應，其振幅因此被放大至 $(1 - V^2 / c^2)^{-1}$ 倍。其於近岸或港灣的影響甚鉅亦會造成港(灣)區船隻的航行安全或造成海岸溢淹的重大破壞，此等災害並不亞於海嘯對近岸的衝擊。

中央氣象局之潮位計除了建立六分鐘平均的水位資料外，亦於2008年建立每15秒平均的水位記錄，以作為海嘯長波的監測及早期預警之用。Lin and Liang (2010)以此數據進行分析，發現台灣海域天氣型海嘯長波由東北季風及冷鋒過境台灣所造成，其最大振幅發生的位置於竹圍、台北及基隆，其中最大水位的振幅約為1.5公尺，其約為潮差之60%。就海嘯及天氣型海嘯而言，兩者皆可對近岸產生相當的災害，其長週期的水位震盪方式非常相近，但是其形成的來源卻相當不同。因此，海嘯預警及監測系統則可能對天氣型海嘯產生誤判而產生假警報(false alarm)(Rabinovich *et al.*, 2004)。

本文的目的為1.以水位盪漾與海嘯共振週期的關係予以說明海嘯振幅之放大特性，2.對由地震活動

所引起的海嘯及大氣變化所引致的長週期振盪進行辨識及分離不同來源的長波，以降低海嘯預警的誤報率，以及對天氣型海嘯提出可能的預警方式。

二、資料處理與方法

本研究以2010年2月28日之智利地震所引起之海嘯事件與東北季風與冷峰過境所引致之天氣型海嘯水位變動，觀測資料為每15秒平均之水位，並包含近岸10個潮位與氣象測站(圖1)，其中僅後壁湖測站位於灣澳的地形(南灣)，其餘皆位於平直的海岸之港灣內，其開口大都面向開闊的海域。

本文以Fourier頻譜分析主要的頻率及紅噪音(Red-noise)之一階自回歸過程(AR1)來檢定長週期波(10-30分鐘)之信賴度(Gilman, 1963)。長週期水位則以高斯濾波方法取得9-60分鐘週期之水位訊號。Lin and Liang (2010)之水位分析結果顯示除了潮汐的成分外，長週期波的存在具有95%以上的信賴水準。經高斯濾波後則分析海嘯及天氣型海嘯事件之Fourier頻譜以說明兩者在頻率上的特性。

本文以基隆及後壁湖為例，圖2顯示基隆測站東北季風影響下之水位震盪的主要週期為11及27分鐘，此與海嘯之水位頻譜之主頻分布相似。圖3亦如圖2，後壁湖測站之主要週期則約為10-12分鐘。水位頻譜之能量則以dB(decibel,分貝)表示。在基隆測站天氣型海嘯之能量較大，於後壁湖測站則相反。雖然外力來源不同，相同測站的水位震盪之主要週期卻相似。

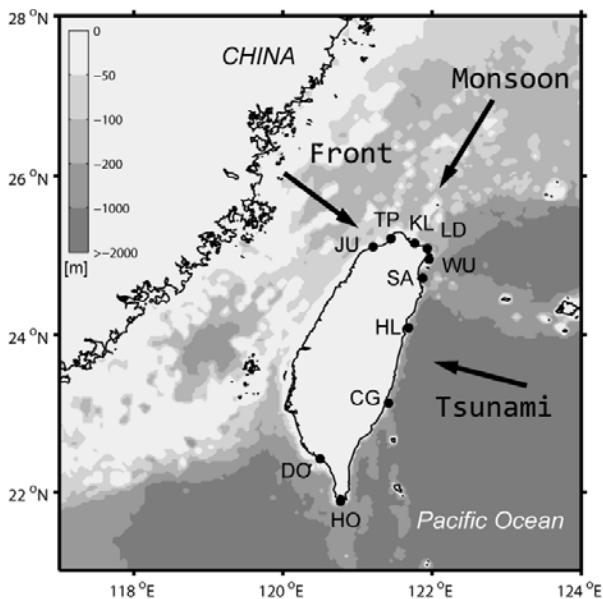


圖 1 潮位及氣象測站(圓點)、天氣型海嘯(東北季風及冷鋒)及智利海嘯事件、臺灣海域地形圖。測站: JU(竹圍)、TP(台北)、KL(基隆)、LD(龍洞)、烏石

(WU)、SA(蘇澳)、HL(花蓮)、CG(成功)、HO(後壁湖)、DO(東港)

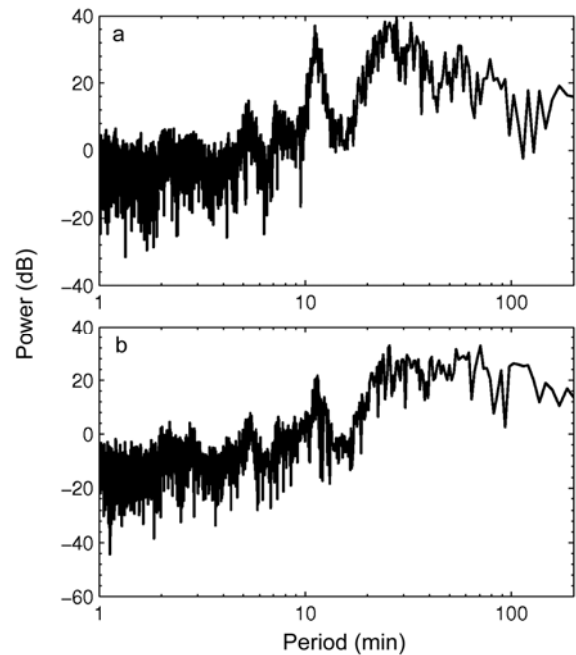


圖 2 基隆測站之(a)海嘯及(b)天氣型海嘯水位頻譜

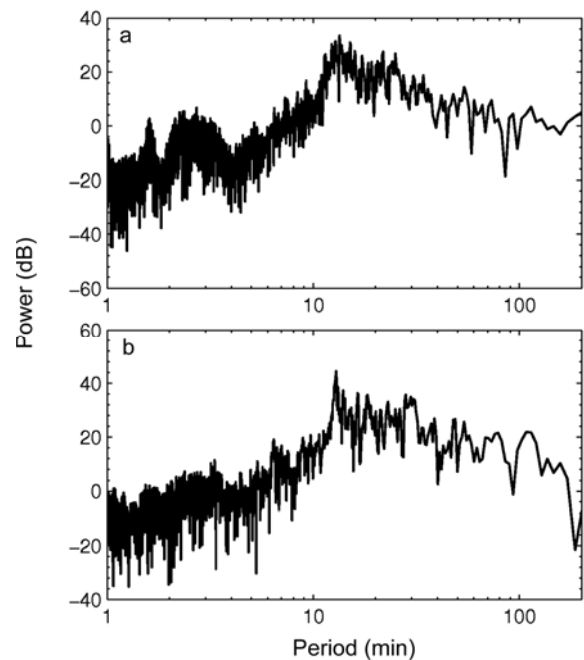


圖 3 如圖2於後壁湖測站

三、海嘯及天氣型海嘯分析

本文所觀測到強烈天氣型海嘯之水位震盪事件，其發生之時間為2008/1/29及2009/3/5等。前者為

強烈東北季風，後者為冷鋒作用於北台灣。此種水位震盪與氣壓擾動之傳遞有密切的關係 (Vilibić *et al.*, 2004)，兩者間之非線性共振效應(Proudman)為天氣型海嘯產生的主要因素。

本研究將之相對應之大氣壓力(每1分鐘取樣頻率)示如圖4及圖5。圖4以北部四個測站的氣壓分布來說明12-13時之氣壓從陡降至突昇，其中台北及基隆有較明的氣壓突昇。另外，圖5則為冷鋒由西往東傳遞，氣壓的突昇變化亦如此，氣壓約在30分鐘上升2-3hPa。本研究僅在北部區域可看出較明顯的空間上氣壓的變化梯度，在其他測站則無明顯的氣壓擾動的變化，氣壓在時間上高頻的擾動則伴隨著此兩種中小尺度之氣候事件。本文僅部份顯示高頻氣壓的結果，圖4及5都可看出隨著大氣作用之高頻氣壓擾動及具有傳遞特性之氣壓突變。Vilibić 和 Paklar (2006)提出時間上高頻氣壓所包含的能量亦等同空間上氣壓的變化，並可以引起相同的長週期水位，亦可解釋長週期水位的長期存在特性等。

圖4至6為經高斯濾波後之海嘯及天氣型海嘯時空特性分佈。從東北季風(圖4)及冷鋒(圖5)過境事件上，可以看出北部區域(JU(竹圍)至SA(蘇澳))的反應較大，在東北季風事件中，最大水位振盪約為12-13時，此與氣壓擾動的時間一致。且於冷鋒過境期間，最大水位的空間分部亦隨氣壓由西向東傳遞(由JU至WU)，於20-22時發生。

空間上，竹圍(JU)及台北港 (TP)的上下振幅約為1.4公尺，基隆 (KL)及烏石 (WU)亦有超過0.5公尺的振幅。在其他的測站則約有0.2-0.5不等的振幅，相較於各測站的平均潮差，基隆測站的水位振幅約略等於其平均潮差(0.7公尺)，此意味著該長波振盪可能導致該區域之溢淹災害，竹圍及台北則超過60%，顯示水位的振盪約可達到海嘯的能量的情況。而且強烈的東北季風發生在整個臺灣的水域，並持續1-2天。但在冷鋒過境時，較大的水位振幅在JU與TP則約為0.7公尺。因此，水位振幅的空間分布亦可反映到大氣擾動所作用的範圍，由此顯示中尺度的天氣變動確與長週期波有密切的關聯。

另外，於圖6之2010年智利海嘯水位變化，最到抵達的海嘯波高皆小於隨後而來之水位振盪，且各測站第一個到達的海嘯波，其時間差約在30分鐘之內。最大海嘯波高>0.5公尺，發生在成功(CG)與後壁湖(HO)之間，而水位振盪的現象則持續至3-4小時。

由水位的時間分布特性，除了最早抵達的海嘯波外，其餘的長週期振盪皆相似，在頻譜上亦可看出相同的結果(見圖2及圖3)，空間上則因兩個大氣擾動事件大多作用於北部的淺水海域，此海域的水深則較適合 Proudman 共振的條件，其自由長波之波速約

10-30m/s (Vilibić , 2008)。因此，最大水位則主要發生於北部區域。再者，海嘯主要由西南方傳遞而來，成功至後壁湖海域及蘇澳至烏石海域，兩者的水位振幅則較大於花蓮測站之水位變化，兩區的海域水深較平緩，有利於海嘯因淺化作用而使波高增加。花蓮之深水海域，其陸棚則約達2000公尺以上，海嘯波接近深水的海域則經由反射或折射作用而離開海岸，但其水位振盪的來源可能為海嘯波的斜向入射所引致之緣波(edge wave)。花蓮測站之海嘯能量則相較天氣型海嘯大約0.2公尺。

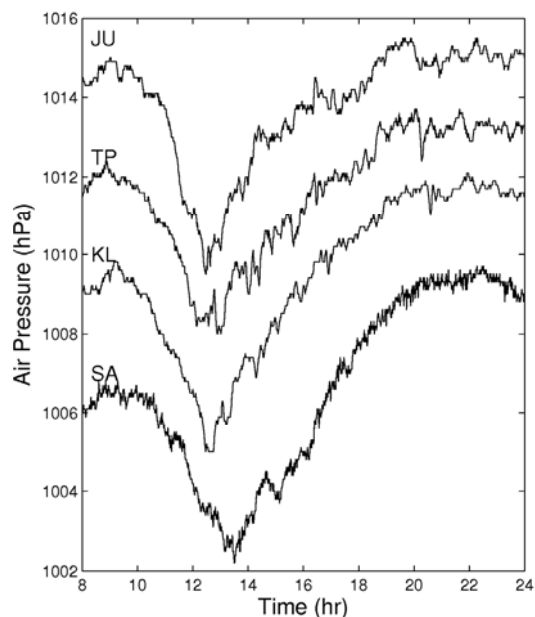


圖 4 東北季風事件之大氣壓力分布(起始日期 29 January)

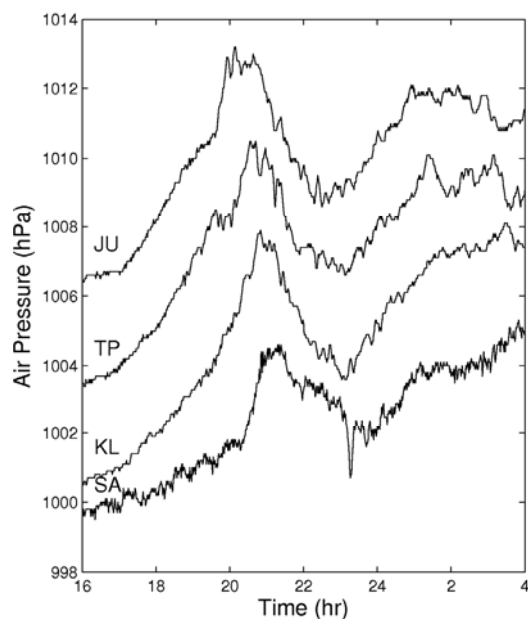


圖 5 如圖4於冷鋒事件(起始日期 5 March)

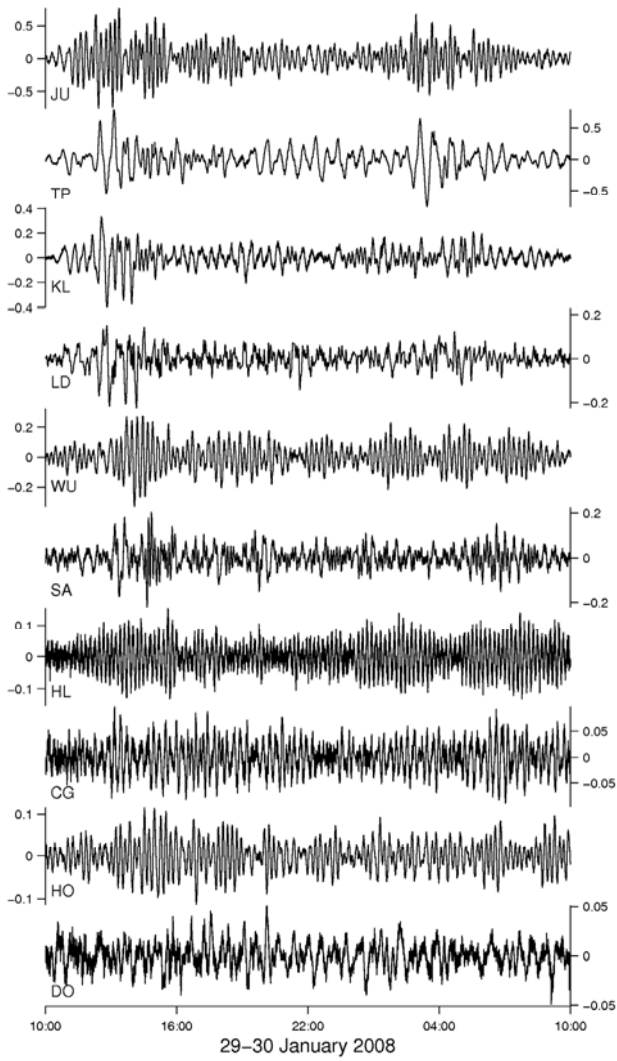


圖 4 東北季風期間各測站之水位變化

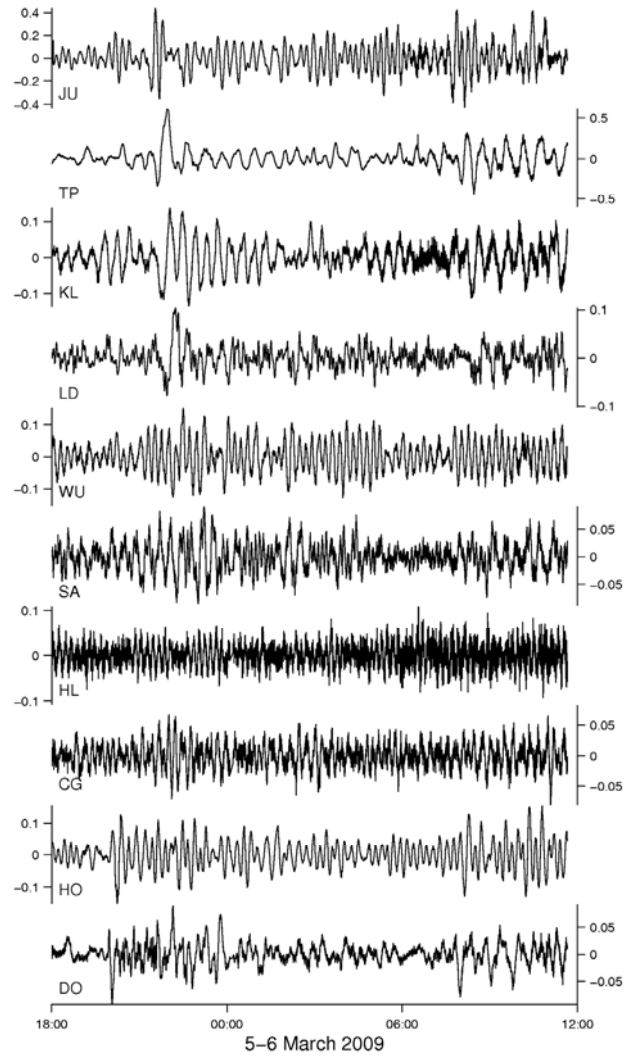


圖 5 如圖4於冷鋒事件

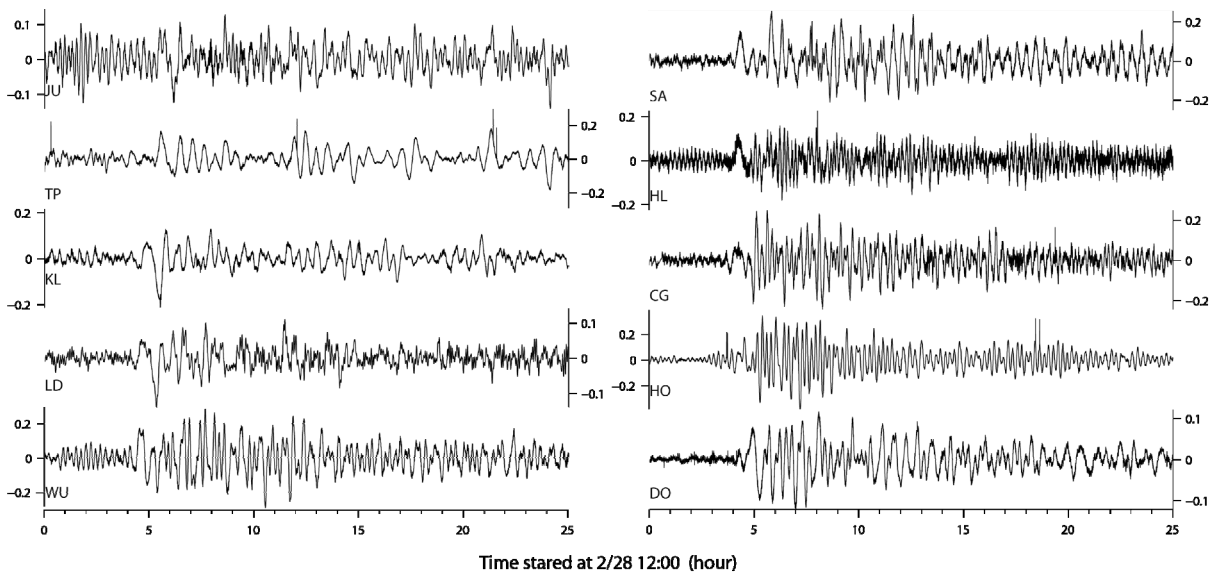


圖 6 如圖4於智利海嘯發生期間

四、共振周期之相關性分析

天氣型海嘯長波之主要振盪週期約為10-30分鐘，且人工港灣的共振效應並不影響長週期波的特性(Lin and Liang, 2010)。Merian共振方程式雖可簡易推算開闊型港灣的主要共振週期，但是實際上港灣主要之共振週期仍需適當的被討論。Rabinovich and Stephenson (2004)提出以背景(不受大氣或其他因素影響)的水位振盪可反應出區域地形的主要振盪週期。其結果說明類似天氣型海嘯長波的主要週期可反應區域地形之影響。因此，天氣型海嘯長波之主要週期可被當作為該區域的自然共振週期(Abe,2005; 2009)，本研究則以Merian方程式分析其兩者共振週期之關係，示如式(1)及(2)

$$T_n = \frac{4L}{(2n+1)\sqrt{gh}} \quad (1)$$

$$T_n = \frac{T_m}{(2n+1)} \quad (2)$$

其中， L 為矩形港灣的長度， h 港灣內之水深， g 重力加速度， n 為共振模態及 \sqrt{gh} 為自由長波於該水深之波速。其中根據Abe(2009)假設天氣型海嘯長波為共振之基本模態(fundamental mode, T_m)，其不同階數的模態可表示為式(2)。由此本文得以分析海嘯波與因地形之共振之關係，示如圖7。圖7說明海嘯波(T_n)與天氣型海嘯長波之主要週期及三個模態($n=0,1,2$)，除烏石測站外，其餘測站之海嘯長波之振盪符合共振的特性($n=0$)，而其振幅因受制於港灣或其區域地形而被激發，但東港測站則接近高階模態。此於Abe(2009)之結果一致，因此，其可以說明海嘯水位受近岸地形的影響，海嘯及天氣型海嘯的主要週期相當接近，而使其振幅因共振被激發而放大(amplification)。共振特性於烏石之水位振盪則無特別的關聯性，目前亦無相關機制予以說明此現象。

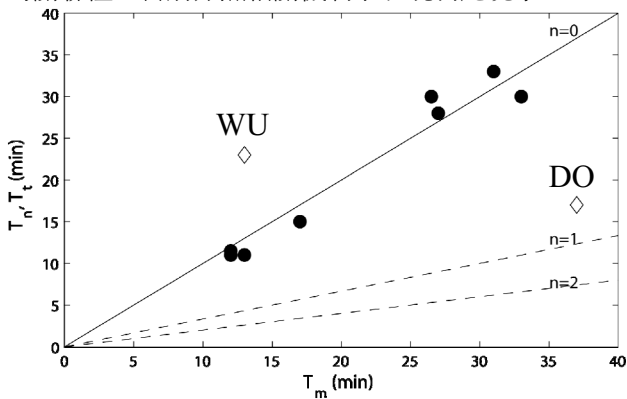


圖 8 天氣型海嘯長波 (T_m)與海嘯波(T_n) 主要週期之關係

五、結論

本文在相同測站觀測由海嘯及大氣壓力引致之長波及其主要週期，大部分的長波周期介於10-30分鐘。比較兩者之主要能量在週期的分布，兩者週期近似，天氣型海嘯之主要週期因此為一重要因素，予以解釋海嘯波高的增幅受到共振的影響。雖然兩者之水位振盪在潮位計上可能無法很清楚的釐清何者為真實海嘯，何者為因氣象因素而形成的長波。然而從氣壓之觀測資料顯示，當氣壓有劇烈的擾動或高頻氣壓振動持續發生時，通常伴隨著中小尺度的天氣變化，其水位則可能受其影響而產生長波振盪，若其大氣的作用及相關地形水深符合Proudman共振的條件，強烈的水位振盪亦有可能發生(如本文之東北季風與冷鋒事件)。因此，大氣壓力為未來預警因天氣變化而產生異常長周期水位振盪的重要因子。未來將進一步分析其他氣候因子與天氣型海嘯波的關析，以提供異常水位更合理的預警，且改善海嘯預警系統對天氣型海嘯長波之誤判。

誌謝

本研究相關數據由中央氣象局海象測報中心提供，使本研究得以順利完成，謹誌謝忱。

參考文獻

- Abe, K. (2005), Tsunami resonance curve on dominant periods observed at bays. In *Tsunamis: Case Studies and Recent Developments*, pp. 97–113.
- Abe, K. (2009), Excitation of Resonant Modes along the Japanese Coast by the 1993 and 1983 Tsunamis in the Japan Sea, *Pure Appl. Geophys.*, 166, 117-130.
- Colucci, P. and A. Michelato (1976), An approach to study of the 'Marubbio' phenomenon, *Boll. Geofis. Theor. Appl.*, 13, 3–10.
- Drago, A. F. (1999), *A study on the sea level variations and the 'Milghuba' phenomenon in the coastal waters of the Maltese Islands*, Ph.D. thesis, Univ. Southampton.
- Gilman, D.L., F.J. Fuglister, Jr. J. M. Mitchel (1963), On the power spectrum of red noise, *J. Atmos. Sci.*, 20, 182–184.
- Hibiya, T. and K. Kajiura, (1982), Origin of 'Abiki' phenomenon (kind of seiches) in Nagasaki Bay, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38, 172–182

- Honda, K., T. Terada, Y. Yoshida, and D. Isitani, (1908), *An investigation on the secondary undulations of oceanic tides*, J. College Sci., Imper. Univ. Tokyo, 108 p.
- Kato, Y., Z. Suzuki, K. Nakamura, A. Takagi, K. Emura, M. Ito and H. Ishida, (1961), *The Chile tsunami of 1960 observed along the Sanriku coast of Japan*, Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophys. 13, 107–125.
- Lin L.C. and M. C. Liang (2010), Periods of 10-30 minutes of sea level variation observed in the coastal regions of Taiwan, *Geophys. Res. Lett.*, submitted.
- Ma, K. F. and M. F. Lee (1997), Simulation of Historical Tsunamis in the Taiwan Region, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 8, 13-30.
- Monserat, S., A. Ibberson, and A. J. Thorpe (1991), Atmospheric gravity waves and the “rissaga” phenomenon, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 117, 553–570.
- Monserat, S., I. Vilibić, and A. B. Rabinovich (2006), Meteotsunamis: atmospherically induced destructive ocean waves in the tsunami frequency band, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6, 1035-1051.
- Rabinovich, A. B. and F. E. Stephenson (2004), Longwave Measurements for the Coast of British Columbia and Improvements to the Tsunami Warning Capability, *Nat. Hazards*, 32, 313-343.
- Sorensen, R. M. (2005), *Basic Coastal Engineering*, 3rd ed., Springer, New York.
- Vilibić, I., N. Domijan, M. Orlić, N. Leder, and M. Pasarić (2004), Resonant coupling of a traveling air pressure disturbance with the east Adriatic coastal waters, *J. Geophys. Res.*, 109, C10001, doi:10.1029/2004JC002279.
- Vilibić, I., and G. Beg Paklar (2006), High-frequency atmospherically-induced oscillations in the middle Adriatic coastal area, *Ann. Geophys.*, 24, 2759-2771.
- Vilibić, I. (2008), Numerical simulations of the Proudman resonance, *Cont. Shelf. Res.*, 28(4-5), 574-581