

專刊 116 號

八十五年度海岸及港灣工程研討會

論 文 集

主辦單位：臺灣省政府交通處港灣技術研究所

**協辦單位：中華顧問工程司/中華港埠技術顧問社
宇泰工程顧問公司/台灣漁業技術顧問社
亞新工程顧問公司/鼎興工程顧問公司**

中華民國八十五年三月十九、二十日

八十五年度海岸及港灣工程研討會論文集

目 錄

台中港北防波堤延長後其波流試驗計算及現場調查比較研究.....	1-1
正確的海岸開發觀念——要五毛給一塊您說奇怪不奇怪	2-1
台灣海域海氣象調查與資料庫建立之研究	3-1
衛星遙測技術在海洋波浪上之應用	4-1
衛星遙測技術在海岸地形變遷之應用	5-1
港池共振數值模式及實例應用之研究	6-1
岬灣中底床平衡剖面之特性及其應用	7-1
簡易計算非線性波浪波長之方法.....	8-1
近岸海域波譜特性之研究	9-1
海岸動力模擬在海岸工程方面應用	10-1

台中港港口擴建北防波堤延長效益評估— 模型試驗數值計算與現場調查結果比較

張金機	港研所所長
簡仲璟	港研所研究員
曾相茂	港研所副研究員
廖慶堂	港研所助理研究員

摘 要

台中港港口擴建延長防波堤前，曾辦理多次海象氣象調查、水工模型試驗及數值模擬計算，本文簡略介紹調查、試驗及計算結果。台中港擴建完成後為了解港口波浪及流況分佈特性再度委託本所辦理海氣象調查，作為評估防波堤延伸效益之依據。本文利用堤頭前及登輪區附近所測得波浪、流速、流向資料與港口擴建前遮蔽試驗及數值模擬計算結果作比較分析。比較結果顯示現場實測波浪資料與不規則波水工模型遮蔽試驗結果相當符合；流況模擬計算則因邊界受限及計算前驗證資料不足產生較大差異。本所利用 MIKE 21 計算結果與實測資料有一致之趨勢。

一、前 言

台中港原港口外廓防波堤佈置係根據日本調查團與中華顧問工程司所提佈置，再參考專家學者意見，經多次模型試驗修正後所獲得防沙防浪最佳佈置。民國 65 年外廓防波堤完成後，實測資料證實台中港外廓防波堤確實發揮防沙防浪效果。設計最大進港船型(巴拿馬極限級貨輪)於正常天候條件在領港人員領航下均能順利進港靠泊。但在強烈季節風侵襲期間，風速強勁，波浪洶湧，除領港人員登輪不易外，港口橫風、橫流影響進港船隻安全。民國 83 年台中港吞吐量近 34,000,000 公噸，進港船達 3,780 艘次，其中約 1 % 超過 40,000GT。平均船噸由 74 年 7,400GT 增加至 83 年 11,700GT。營運資料顯示，台中港近十年來進港船隻數量劇增，平均船舶噸位亦大幅增長。

台中港務局為改善港口操船條件，以肆應冬季季節風盛吹時，大型船舶能安全進泊，除根據 70 年中油公司委託本所測取冬季強風侵襲時港口流況資料外，民國 74 年曾再委託本所辦理現場流況調查，以蒐集數值計算、水工模型試驗及操船模擬等驗證資料，作為評估港口擴建防波堤延伸計畫之依據。

根據台中港港口擴建計畫評估研究結果，台中港務局於民國 80 年進行港口擴建，延伸北防波堤 850m。北防波堤延長工程在 83 年底大致完成，台中港務局為瞭解北防波堤延長 850m 後，港口流況特性及登輪區遮蔽效果，委託本所辦理流況及波浪調查研究，作為評估港口擴建工程成效之依據。本文除對港口擴建後流況數值計算與現場實測結果作比較分析外，並就北防波堤延伸後登輪區波浪實測資料探討模型試驗可靠性，作為評估北防波堤延伸對改善港口操船效益之依據。

二、往昔調查試驗研究

(一)中油公司 LNG 計畫港口流況調查

中油公司為了解冬季港口流速作為規劃 LNG 進口站依據，在民國 70 年委託本所進行港口流況及相關海氣象調查研究，實測強風作用下港口流況，測站位置如圖 2-1 所示。本所配合年度研究計畫在台中海岸長期觀測風力與潮汐，海流與波浪則分冬季、夏季進行兩次觀測。

冬季冷鋒過境，風速急劇增加，引進強大風驅流。港口北防波堤堤端前約 800m 及 200m，B、C 兩測站在 70 年 11 月 26 日至 28 日及 12 月 1 日至 3 日間流速、流向及對應風速風向與潮汐延時變化繪如圖 2-2 及 2-3。測站 B 在冷鋒過境東北季風增強時流速與風速關係密切，相關係數超過 0.8 以上，風速領先流速約 2 小時，流速以風驅流為主。風速減弱時，則以恆流及潮流為主，流速隨半日潮週期變化，高潮時最小，漲潮至平均水位時段流速最大。接近堤頭測站 C，在東北季風盛吹時受波浪產生之強制裂流影響，低潮時碎波帶接近測點，且橫流通過堤頭斷面因水深減小而縮減，流速劇增；高潮時，碎波帶遠離 C 測站，水深增大流速減緩，而與 B 測站相近。民國 70 年 11 月 27 日 8 時測站 C 測得風速超過 20m/s 低潮時流速達 212cm/s，流向沿北防波堤線向西南西流；同時測得測站 B 流速為 108cm/s，流向約為 225° 高潮時測站 C 流速減慢與 B 站相近，流向亦往南偏接近 230°。

風速減低時，風驅流減小，碎波帶與測站 C 距離增加，測站流速除受恒流影響外，隨潮汐漲落而變化，如圖 2-4。高潮時流速減至 20cm/s 左右，低潮時增至 40cm/s 上下，測站 B 與 C 趨勢相同，B 站流向穩定偏 NNE，C 站流速、流向變化略大。

(二) 台中港港口擴建流況調查

台中港務局為瞭解冬季強風侵襲時，港口附近流速分佈特性作為規劃港口擴建，延伸防波堤之依據。民國 74 年委託本所辦理流況調查，本次調查工作因遭受漁民肆意破壞未能測取得較大風速時港口流速資料。但分析各測站流速資料顯示港口流況特性與民國 70 年極為一致。沿岸流速與風速分量相關係數高達 0.89，風速領先流速約二小時。北防波堤前約 800m 測站 B 流速與風速關係顯示風速在 20m/s 時 B 測站流速約為 140cm/s。研判此時北防波堤堤端 200m 附近流速可達 200cm/s。東北季風轉弱，港口流速受恒流及潮流影響，東北向恒流強度約 30cm/s。

(三) 台中港港口擴建水工模型試驗

台中港務局為了解北防波堤延伸後領港登輪區波浪遮蔽效果及對港內水域穩靜度影響，在 76 年委託本所辦理遮蔽及船舶運動水工模型試驗。試驗結果選定北外防波堤沿航道平行方向延長 850m，南外防波堤拆除七個沉箱，南內堤拆除 50m 為定案佈置。定案佈置南外堤與內堤堤頭拆除後影響港內穩靜，建議在北外堤內側佈置消波設施。台中港務局進行港口擴建時為顧及北防波堤延長後受偏西向波浪作用，影響港池水域穩靜，暫不拆除南內、外防波堤。北防波堤沿航道平行方向延長 750m，850m 及 1000m 受偏北向波浪作用時登輪區發揮不同之遮蔽效果，NNW 向入射波試驗結果各種不同週期各區波高係數分佈如圖 2-5。受北防波堤遮蔽，NNW 向波浪侵襲時，登輪區附近波高係數減為外海入射波高之 0.6 至 0.7 倍。

(四) 台中港港口擴建海流數值模擬

台中港辦理多次流況調查，已能逐步掌握現有港口流況特性；但為了解各種擴建佈置可能造成流況改變，必需利用數值模擬加以計算，以作為操船模擬之依據。海流數值計算由荷蘭 PRC 工程顧問公司辦理。PRC 工程顧問公司針對潮汐、風與波浪時間週期差異所造成海流尺度不同，分別採用 CURMO 及 REFRAC 二種程式計算。

REFRAC 程式以折射理論同時考慮波浪淺化、碎波及底床摩擦能量消散等至各網格點波高，再計算各點之輻射應力輸入 CURMO 模式。CURMO 程式係以動量平衡及流體連續公式計算海水流動。平均潮位，風速在 15m/s，波高 2.5m 時定案佈置計算結果流況分佈如圖 2-6。流向由北防波堤堤頭前 200m 西南西向往外海逐漸向南偏，堤頭前 800M 附近流向轉為西南，流速約為 80cm/s。風速增強除流速逐漸增大外，堤頭附近流向往西偏，漸趨平行防波堤，但距堤頭較遠處受防波堤影響漸減，水流逐漸向西南流。

三、擴建後海氣象調查

台中港務局為瞭解港口擴建北防波堤延長 850m 後，港口流況及領港登輪區遮蔽效果，作為評估港口擴建效益之依據，在民國 83 年委託本所辦理港口附近海域海、氣象調查。此外，台中港務局為因應船舶大型化發展趨勢，針對台中港港口擴建後既有港灣設施提供大型船舶進港安全進行評估研究，並研擬改善方案提供未來擴建規劃參考，委託本所辦理港口段航道設置減風設施可行性研究並計算港口流況。港口海氣象現場調查包括波浪、海流、潮汐及風力四個主要項目，測站佈置如圖 2-1。謹就資料蒐集分析結果分別報告如下：

1. 波浪觀測

本所於民國 82 年在北防沙堤堤頭西北西方約 800m，水深 13m 測站 1(St.1) 處設置超音波波高計，長期紀錄台中港外海波浪資料，但因北淤沙區整治抽沙造地，電纜遭受損毀，82 年 10 月紀錄中斷。83 年 9 月以浮球式波高計替代觀測 St.1 波浪。此外為了解領港登輪區遮蔽效果，分別在堤頭前約 800m 測站 2(St.2)及領港登輪區附近測站 4(St.4)安裝浮球式波高計觀測短期波浪。

冬季期間民國 83 年 10 月至翌年 3 月 St.1，St.2 及 St.4 三波浪測站波高超過值統計分佈繪如圖 3-1。堤頭 St.2 測站波浪偏大，波高超過 2.5m 佔 29.6%，登輪區受北防波堤有效遮蔽波高大於 2.5m 所佔機率減為 3.3%。波高大於 2.0m 所佔機率亦由 St.2 約 54%，降低為 St.4 的 9%。相反的波高小於 1.5% 所佔機率由 St.2 約 28% 提高為 St.4 約 77%。St.1 波高分佈機率則介於 St.2 與 St.4 之間。週期分

佈分析結果顯示，St.1 及 St.2 二測站週期相當一致，集中分佈於 5sec 至 7sec，所佔概率超過 85 %；St.4 測站受防波堤遮蔽影響，週期集中在 4sec 至 6sec，所佔機率超過 90%。為比較冬季東北季風侵襲時防波堤延長對登輪區遮蔽效果，除分析波高超過值累積機率外，選擇同時間三測站，所測取波浪資料，同時間每日波高與週期比值繪如圖 3-2。堤頭前測站(St.2)波高最大，北沙堤堤頭外側測站(St.1)波高較登輪區(St.4)略大。由圖 3-2 可知東北向風浪侵襲時，受北防波堤遮蔽影響，登輪區波高減為外海(堤頭前)波高之 0.5 至 0.6 倍；登輪區波浪週期較外海略減，兩測站比值約為 0.8。

夏季偏西南向波浪作用時，短期間三測站，波高週期延時變化如圖 3-3，測站 1 及 4 所測得波高反比測站 2 略大。

2. 海流觀測

台中港港口擴建海流調查配合波浪測站設置三個測點(St.1, St.2 及 St.4)測站 1 水深 15m，測站 2 水深 25m，測站 4 水深 15m，海流儀採用挪威 AANDERAA 公司自記式 RCM-7 海流儀，每隔 10min 測取平均流速直接儲存於內部記憶體，儀器收回後經由 RS232 介面卡輸入 PC 中，再進行過濾與資料品質檢驗，篩選良好資料作處理分析。

流速流向分析統計結果如圖 3-4。測站 1 受防波堤防沙堤結構物影響甚小且較近岸邊，冬季東北季風盛吹時，受強烈風吹流及漲退潮影響較大，受洋流影響較小，流向偏西南，其中 SW, WSW 及 SSW 三方向佔 70 % 以上。11 月 6 日至 1 月 8 日二個月中測站水深 15m，儀器安置在水下 6m 處有 16.2 % 流速超過 50cm/sec；2 月 12 日至 3 月 18 日流速減小，僅 5.4 % 超過 50cm/sec。測站 2 受堤頭束流影響，流向由測站 1 偏西南轉為偏西向。風浪較大的流速流向受風吹流及碎波後產生之沿岸流影響較大，流向偏西；風速減小時流向隨潮汐漲落改變。流速流向分佈統計圖顯示，1 月 8 日至 2 月 2 日約一個月資料中 WSW, W 及 WNW 三方向為主佔 70.4 %，其餘則以 N, NNW 及 NW 三方向為主約佔 27 %；流速約有 50 % 超過 50cm/sec。季風轉弱時，除流速減小外偏西向流速所佔比例亦減小，2 月 12 日至 3 月 26 日一個半月資料中，偏 WSW, W 及 WNW 三個方向所佔比率約 55 %，N, NNW 及 NW 三方向則提高為 43.2 %。測站 4 受北堤延長產生環流影響，流向偏北北東，強風盛吹時西南

向風吹流增強偏 SSW、SW 及 S 所佔比率 8.5%，當風速減弱時偏 SSW，SW 及 S 三方向比率減為 4.9%，但偏北主流向則由十一月至一月份強風時佔 54.3%，風速減弱後增加為 67.8%。流速大於 50cm/sec，由冬季佔 16.1% 減為春季僅為 1.3%。

按月流速極值分佈繪如圖 3-5，83 年 11 月份流速極值資料顯示，測站 1 較大，流速極值流向均為西南向，極值較小時流向則平均分佈在各象限。測站 2 流速極值之流向明顯分佈於北偏東及西偏南兩個主方向。偏西之極值較偏北約大 30%，顯示強風時受潮流、風吹流及沿岸流影響流速增大流向西偏南；風速減低，受海、潮流合併，流向偏北。測站 4 流速極值流向分佈較散亂，極值較大時，流向偏東北及西北。整體而言，登輪區測站 4 流速極值甚少超過 50cm/sec，流向隨潮汐漲落而轉變。

為更進一步了解潮汐漲落及風力強弱與三測點流況變化關係，選擇冬、夏季二時段繪製潮位、風矢及流矢延時變化圖，如圖 3-6 及圖 3-7。冬季風速較小時風向較不穩定，測站 1 流速約在 10cm/sec 以下，流向隨潮汐漲退作 360° 旋轉。風速增強時，主要風向為 NNE，但每日中午前後約 3 至 5 小時風向明顯轉為 NE。測站 1 主流向為 SW，流速隨潮汐漲落略有變化，12 月 3 日至 5 日測站水深 15m，儀器安置於水下 6m 處，風速約在 10m/sec 至 15m/sec 間，流速約為 40cm/sec。測站 2，儀器安裝於水下 8m 處，風速較小時，流向明顯偏北，流速隨潮汐漲退而增減；風速增大時，流向轉為西偏南，退潮時則略為偏北，流速介於 40cm/sec 至 50cm/sec 間。測站 4，儀器安裝在水下 3m 處，風速較小，海面風浪平靜時，測點流速均在 10cm/sec 以下，受北防波堤延長段產生環流影響流向偏北，流速與流向隨潮汐漲落而變化。風速較大時，流速隨風速增大，流向則受漲退潮及波浪等因素改變，作 360° 迴旋，分佈相當散亂。

夏季時風速均在 5m/sec 以下，由 7 月 14 日至 16 日之風矢與流矢延時圖如圖 3-7。測站 1 流速與流向很明顯隨潮汐漲落而改變，流向隨潮汐變化由西北順時針方向旋轉，流速亦由小轉大再減小，每日由最低潮升至最高潮時段約 5 小時流向偏西南向非常清楚，流速亦明顯偏大。堤頭前測站 2，流向除在每日最低潮漲潮時段約 5 小時偏西南西至西北西外，其餘時段流向雖隨潮汐升降略為改變，但明顯朝北流，流速在低

水位期間較大可達 50cm/sec 以上。登輪區附近測站 4 之流向隨潮汐漲退改變，退潮至低水位附近時段水向北流，潮升時段流向順時針方向旋轉流速漸大，到高水位時流向在 SE 至 SW 間流速最小；退潮時段流向由西順時針方向往北旋轉，流速逐漸增大。綜合上述冬夏季流況特性顯示，冬季港口流況除受潮汐及海洋恒流影響外，還受風吹流及碎波所產生之沿岸流影響，而且各項影響因素又交互作用，例如：漲退潮水位高低影響碎波帶位置；水位相同時碎波帶位置又決定於波高大小及週期長短；波高大小決定沿岸流強弱，堤頭束流強度又受碎波帶與堤頭距離影響。因此，冬季不論風力大小，海面波浪較夏季為大，流況分佈較複雜，流況特性較難掌握。夏季除颱風外，海面風平浪靜，潮汐漲落是影響流況主要因素，港口流況特性呈較規則性變化。

四、海象特性試驗、計算與調查結果比較

台中港港口擴建前曾對各種不同外廓防波堤佈置案，辦理波浪遮蔽模型試驗及流況數值模擬計算，如第二節(三)及(四)所述。港口擴建北防波堤延伸工程在民國 83 年完工後，為評估擴建效益，再度辦理現場海、氣象調查，部份調查資料分析結果如第三節所述。本節將就擴建前後研究調查結果比較驗證，除作為評估擴建效益之依據外，亦可供未來辦理類似擴建規劃之參考。

(一) 登輪區波浪遮蔽特性比較

北防波堤沿航道方向延長 850m，受 NNW 向入射波浪作用下不規則波水工模型試驗結果遮蔽區分區波高係數隨防波堤延伸長度，與波浪週期變化情形，如圖 2-5。定案佈置北防波堤延長 850m，領港登輪區波高係數為 0.6 至 0.7 間。同一試驗情況，試驗結果顯示愈接近港口南防波堤附近波高係數急劇減小。北防波堤延長 850m 完成後，83 年現場波浪調查除在北防沙堤外海永久測站繼續觀測外，為了解登輪區受偏北向波浪作用發揮遮蔽功效，分別在北防波堤前約 800m 水深 25m 處(St.2)及登輪區附近水深 15m 處(St.4)量測波浪。民國 83 年 12 月 1 日至 31 日實測風力資料顯示約有 80 % 風向集中在 N, NNE 及 NE 三個方向，登輪區(St.4)受防波堤遮蔽後波高與北防波堤堤頭前 800m(St.2)實測入射波高比值繪如圖 3-3，登輪區附近遮蔽後波高係數約為 0.5 至 0.6 間。12 月 3 日零晨後風速維持在 10 至 15m/sec，

風向為 NNE，此時堤頭前入射波在 00:32 實測波浪資料方向波譜分析結果如圖 4-1，主波向為 344°。由此顯示外海波浪經過折射後，在堤頭附近接近 NNW 向。三測站在 12 月 1 日至 4 日逐時示性波浪延時變化如圖 4-2，測站 2 平均波高比值約為 0.6，雖較試驗值 0.65 略低，實測波浪方向譜顯示主波向均介於 345 至 360 間，較試驗波向 NNW 略微偏北，因此北防波堤對登輪區發揮較佳之遮蔽效果。

(二)堤頭前 800m 及登輪區流況特性比較

台中港港口擴建北防波堤延長 850m 流況特性民國 77 年 PRC 模擬風速 15m/sec，波高 2.5m 在中潮位時流速流向分佈計算結果如圖 2-6。主要針對強風作用下港口附近流速、流向分佈作為操船模擬依據。受北防波堤束流影響堤頭前計算流速增大流向為 WSW，與現場測站 2 風向 NNE 風速 10~15m/sec，波高 2.5m 時觀測流速、流向相似；但離頭 800m 附近受計算邊界限制，流向由 WSW 轉為 SW 反而造成計算失真與實測向略有差異。登輪區附近在強風作用時形成一環流計算流向偏北，流速約為堤頭流速三分之一。但現場實測結果顯示在 10m/sec 以上強風吹送下受風、浪、潮及洋流交互作用下，流速超 40cm/sec，流向則隨潮汐漲退改變與模擬計算結果有顯著差異。推斷造成流向誤差主要是因為數值模擬結果為平均水位流況，而依實測資料驗證顯示應為漲潮至平均水位時之結果，堤頭流向為西偏南，登輪區附近受防波堤延長段產生環流影響流向為北偏東。

登輪區附近計算流速偏小，主要係建立數值模式時缺乏驗證資料，無法調整邊界條件，重現該區流況特性。本所執行中之台中港航道研究計畫，利用 DHI 發展之 MIKE 21 模擬港口流況分佈作為操船依據。目前進度僅考慮 NE 風向，風速 15m/sec 作用下，未加入碎波所造成沿岸流因素，受潮汐漲落不同水位影響，模擬計算港口附近流況。堤頭前及登輪區附近流速流向均隨潮汐漲落而改變，登輪區附近在低潮位時流向偏南，如圖 4-3 所示。夏季風平浪靜時港口流況分佈在民國 77 年 PRC 並未模擬計算，因此本文引用本所執行中之港口流況計算結果，僅考慮受潮汐作用忽略風力及波浪因素所得流況分佈如圖 4-4 與實測資料作比較。計算結果顯示堤頭前在高、低潮位時出現較大流速，高水位前後約五小時流向為 WSW，當水位降到平均潮位以下，流向由 NW 隨潮位變化逐漸轉為 N。登輪區附近流向大都偏 N 向，隨潮汐漲落略偏 NNW 或 NNE 向，但在高潮轉潮前約三小時出現 S 向水流，流速甚小。實測夏季風浪甚小時港口附近流況特性如圖 3-6。堤前之

流向隨漲退潮略有變化，但大都偏 N 向，每日高潮前後約五小時流向由 WSW 逐漸向北旋轉，低潮時偏北，此與計算結果極為一致。登輪區附近測站 4 所測得資料顯示，流向流速均隨潮汐變化，流向在 NNW 與 NNE 間變化，在高潮轉潮前後二、三小時流向亦呈現往南流趨勢，此與計算結果相吻合。

五、結 語

水工模型試驗與數值模擬計算是研究解決港灣與海岸規劃佈置最常使用方法，既省經費又可以在短期間內獲得所需資料，是執行規劃不可或缺的工具。現場海象調查是既耗費人力又需要龐大經費的工作，也是蒐集港灣及海岸工程規劃設計資料最重要的一環。過去許多港灣及海岸工程規劃設計往往為節省經費而忽視現場觀測調查，而以推算（追算）取代，殊不知因資料短缺，錯誤所造成工程浪費甚至失敗遠超過事前觀測調查費用。因此，我們常說：「已開發國家把有限經費花在工程規劃設計前之調查、試驗研究；開發中國家則將大筆金錢浪費在工程失敗的經驗上」。

台中港建港工程在國內是開啓港灣工程規劃調查與水工模型試驗先端，也是島內率先採用超音波波高計建立永久性觀測站連續量測外海波浪的第一站。民國 65 年建港完成後證明經過審慎試驗評估所獲的台中港外廓防波堤佈置發揮預期防沙防浪功能。民國 77 年為配合台電進舶大型煤輪以及國際船舶大型化趨勢，並改善冬季強烈東北季風侵襲時港口操船條件，進行現場調查、水工試驗、流況數值計算及操船模擬作為規劃港口擴建之依據。港口擴建防波堤延長 850m 在 83 年順利完成；由進港船舶資料以及實際操船領港意見顯示，防波堤延長後，在強烈東北季風作用下六萬噸級船隻已可安全進港。台中港務局為了解防波堤延長後港口及領港登輪區附近波浪及流況特性，作為評估港口擴建之依據，委託本所辦理擴建港海氣象調查。本文為期中報告資料分析結果，在研討會提出希望借由研討會各位專家學者指教，以使期末報告更臻完善。

現場海象觀測調查工作是一項極為艱巨任務，風浪愈大取得的資料愈可貴，因此本所研究人員經常冒著惡劣天候出海佈放儀器，期盼測取強風巨浪侵襲時海面波浪與流速作為規劃設計依據。這些年來，本所工作同仁用盡不少心血，暈船嘔吐、吹風雨淋，頂著大太陽辛勤工作，也花費不少國家公帑，在海上安裝儀器，佈置警示燈，並依規定發佈海上航行通告，但卻遭釣客與漁民肆意損毀造成儀器流失，且只能取得殘缺資料。工作人

員對漁民見利忘義感到悲憤，也對社會公義道德淪喪感到痛心。因而在此呼籲海上船隻應重視作業規範。

本文作者感謝台中港務局多年來提供本所海象、氣象現場觀測調查所需研究經費。論文由魏瓊蓉小姐協助打字一併致謝。

六、參考文獻

1. 梁乃匡、張金機等(1983)，台中海岸流況調查研究，港灣技術研究所 72 研(二)。
2. 張金機、蘇青和、簡仲璟(1988)，台中港港口流速調查研究，港研所專刊 50 號。
3. 張金機、何良勝、黃清和(1988)，台中港港口擴建水工模型試驗研究，港研所專刊 47 號。
4. 中華顧問工程司(1988)，台中港港口擴建計算評估研究，中華顧問工程司
5. 曾相茂、張金機、簡仲璟等(1995)，台中港港口擴建後海氣象調查研究，期中報告。
6. 莊文傑、蘇青和等(1996)，台中港港口段航道設置減風設施可行性研究，期中報告。

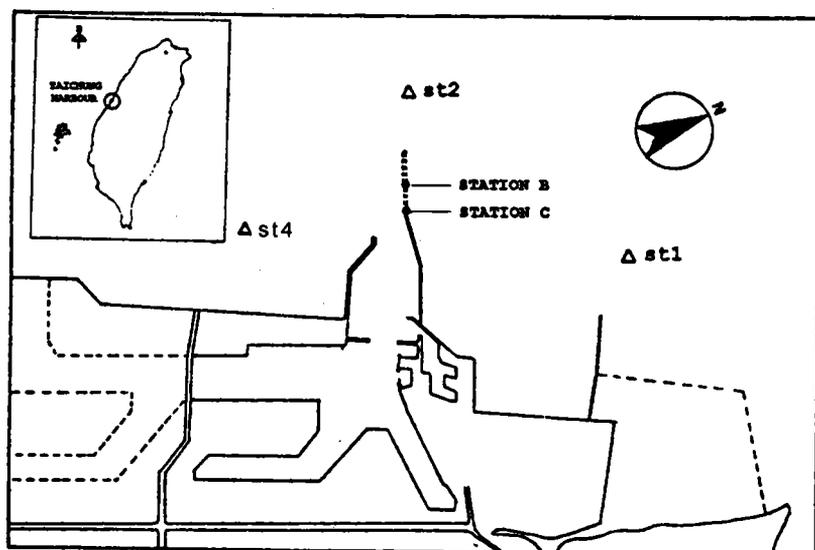


圖 2-1 台中港海氣象調查測站位置

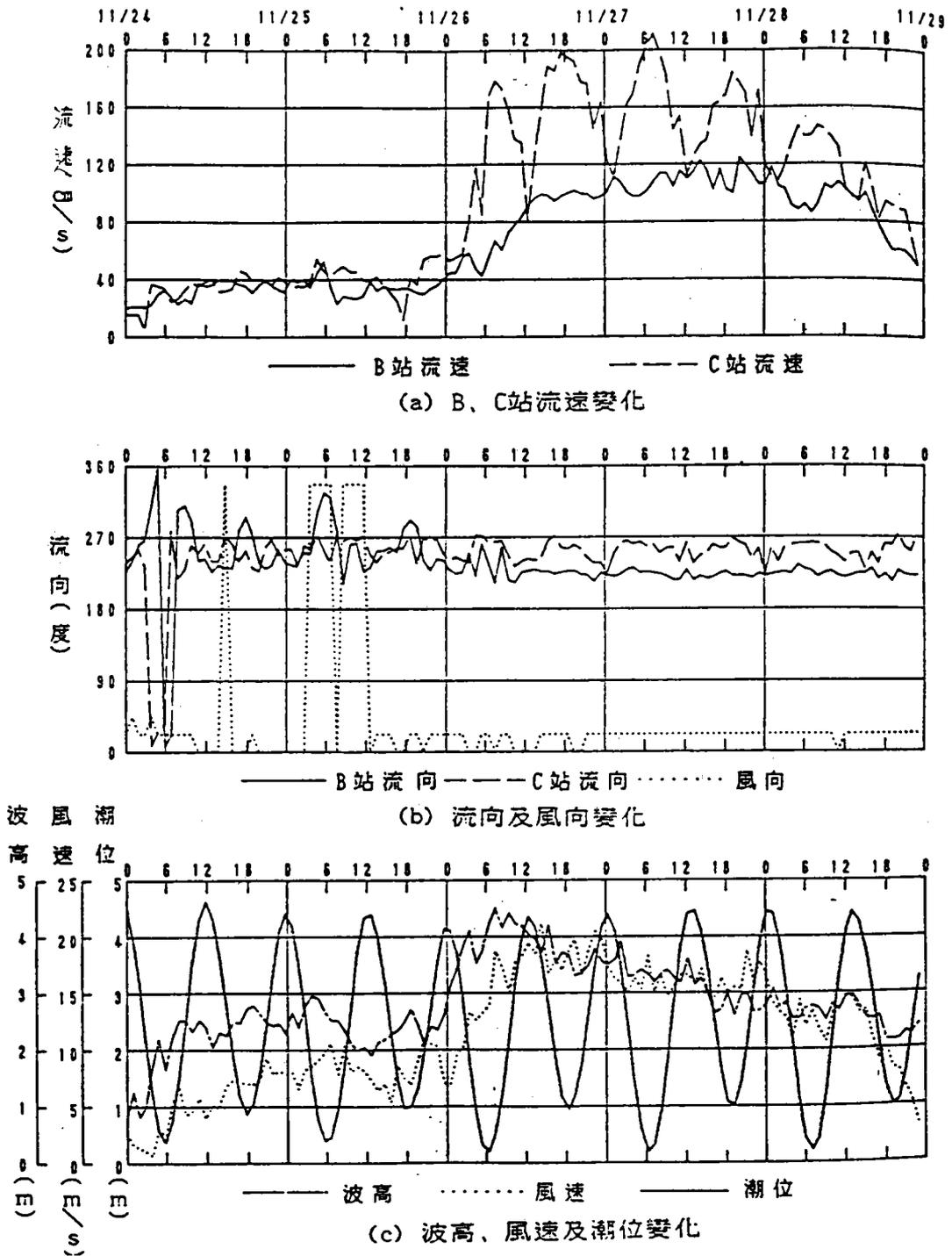


圖 2-2 強烈東北季風港口風、浪、潮與流延時變化 (70/11/26 ~ 11/28)

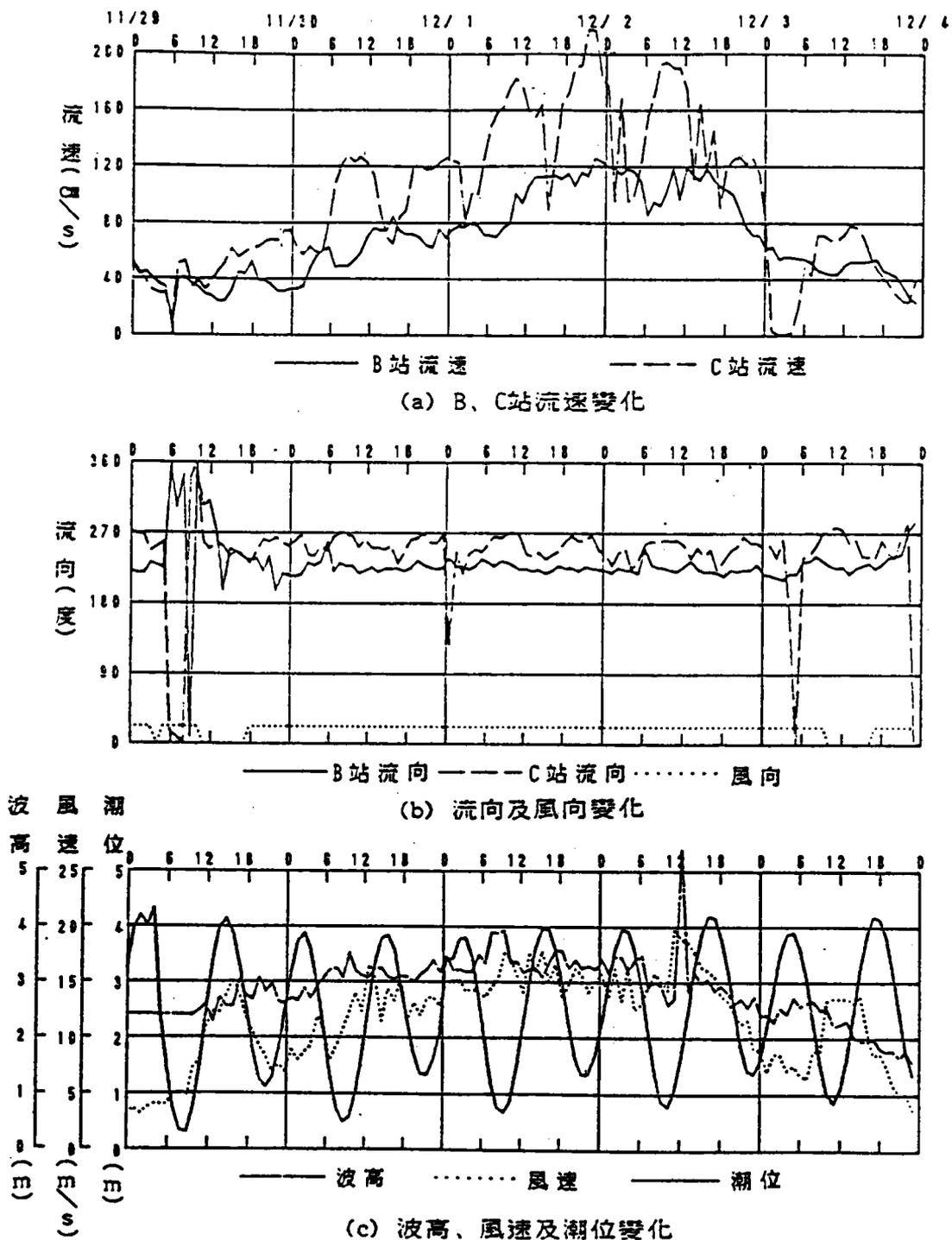


圖 2-3 強烈東北季風港口風、浪、潮與流延時變化
(70/12/01 ~ 12/03)

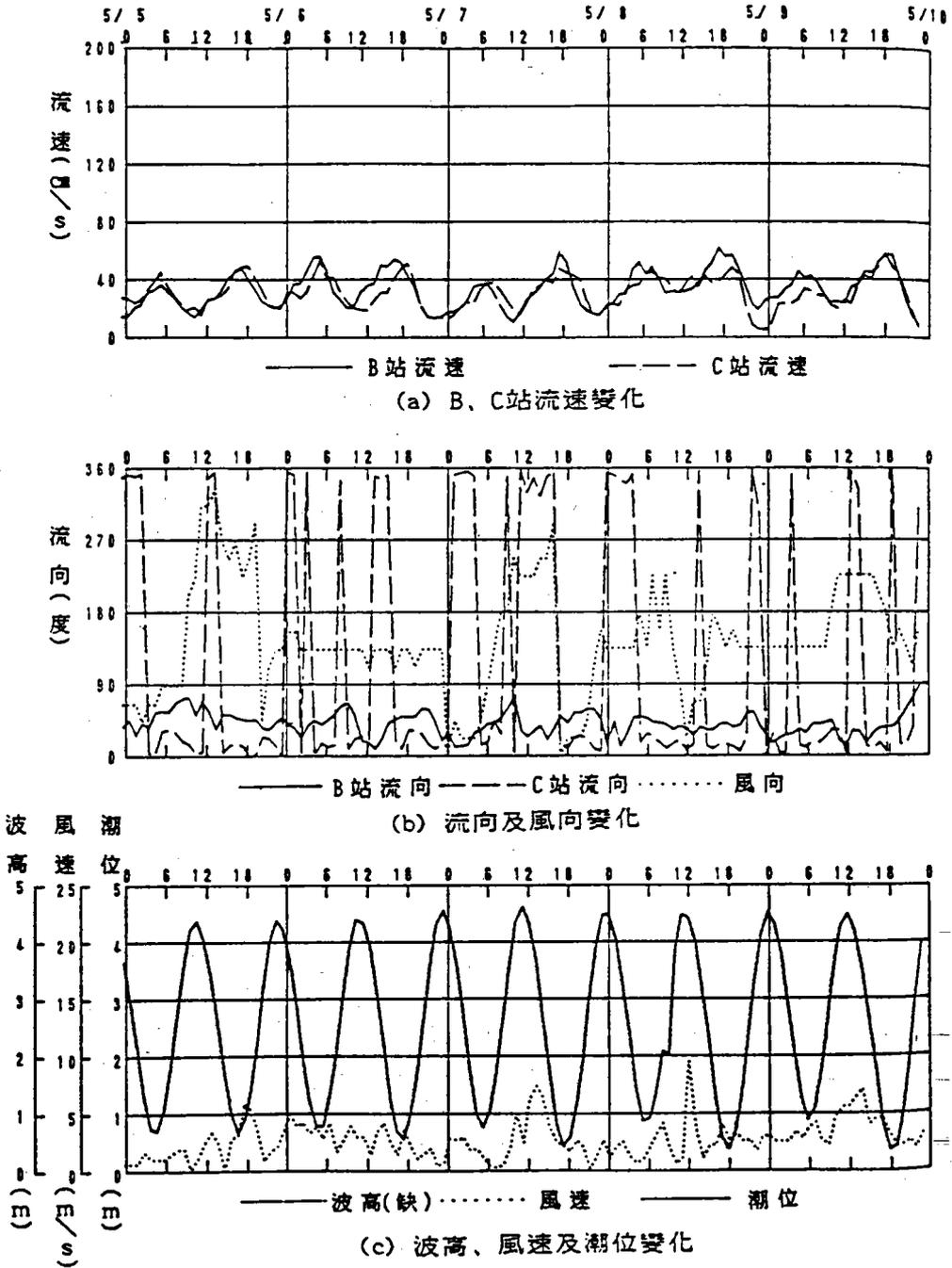


圖 2-4 低風速時港口風、浪、潮與流延時變化

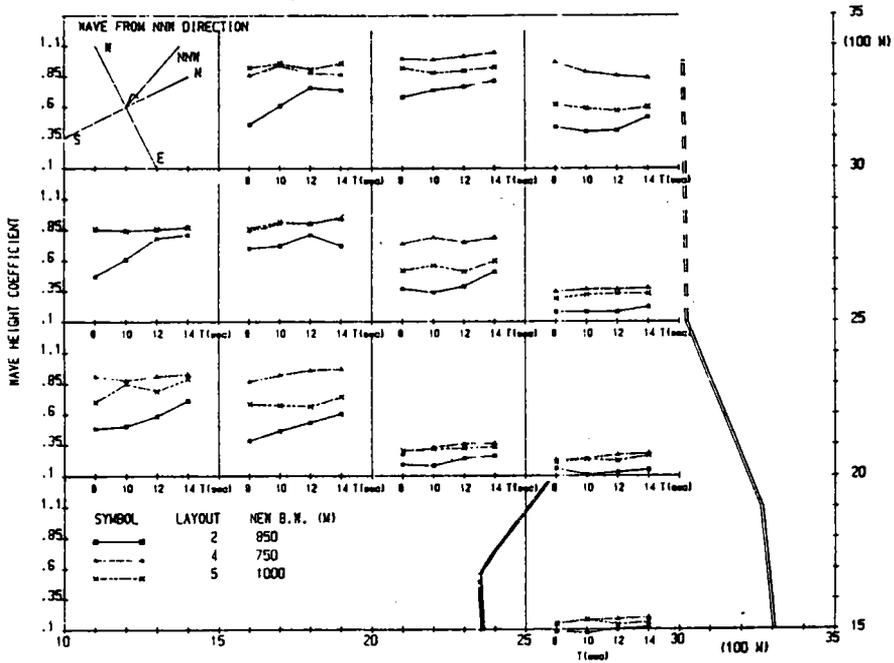
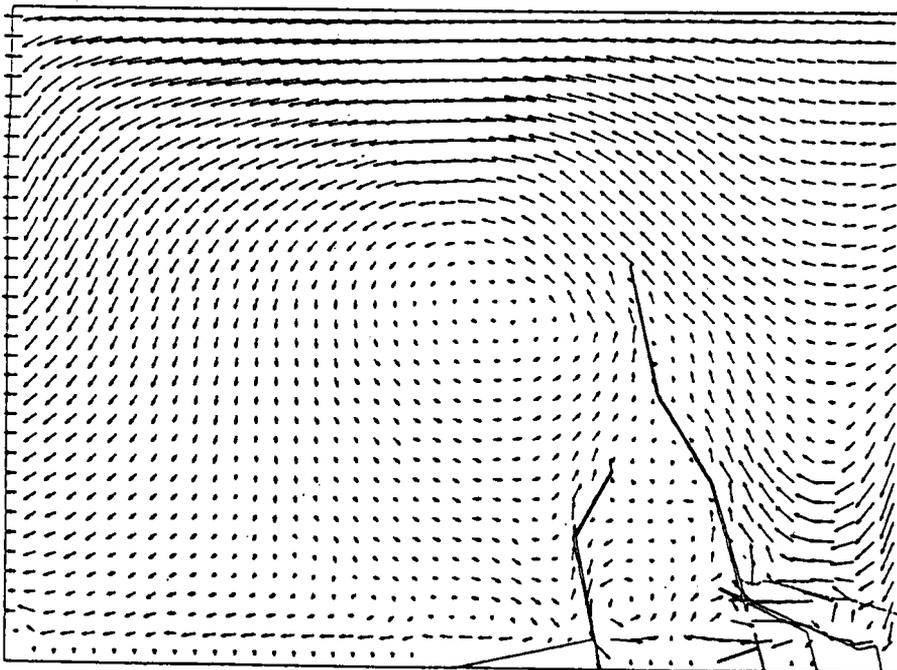


圖 2-5 防波堤延長後受 NNW 向波浪作用各區波高係數



TAI-CHUNG HARBOUR - SCHEME II	T = 1.00	1.50 M/SEC
ENVIRONMENTAL CONDITION -A-	SCALE 1 : 20000	
PAC ENGINEERING INC.		

圖 2-6 防波堤延長 850M，在平均水位受風速 15m/s，
波高 2.5m 作用時流況分佈計算值

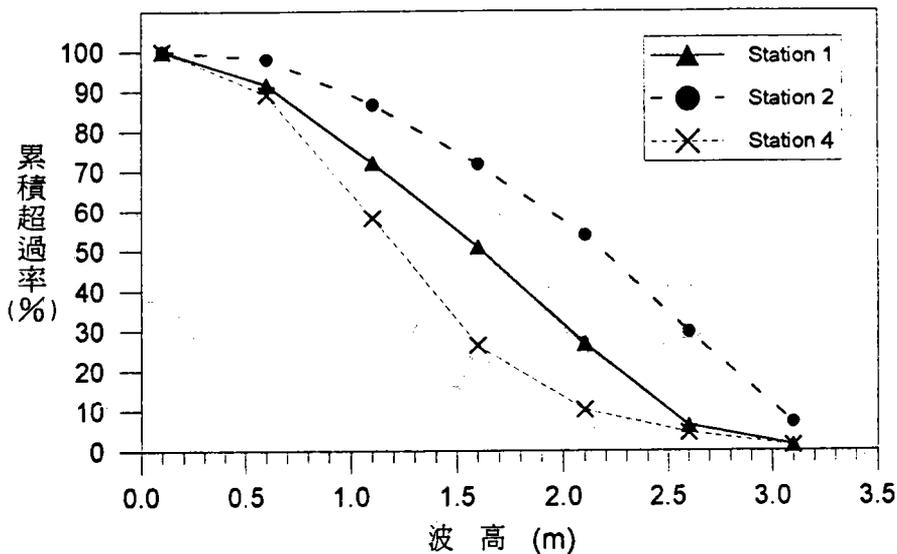


圖 3-1 冬季三測站波高超過值計圖(83/11 ~ 84/03)

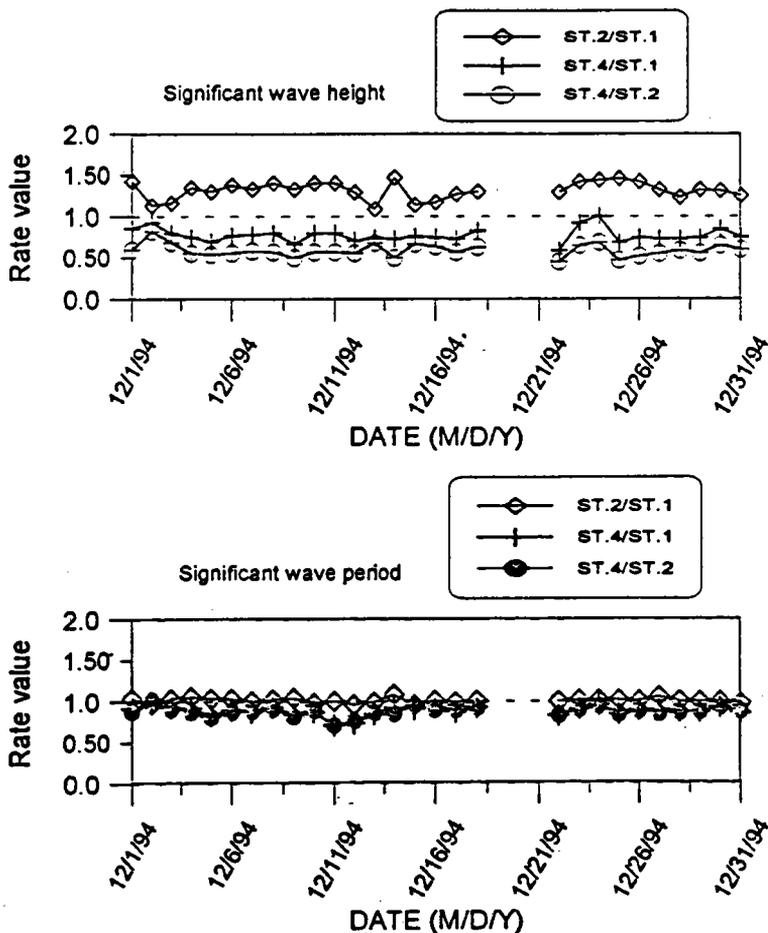


圖 3-2 冬季相對應時間三測站每日波高與週期比值

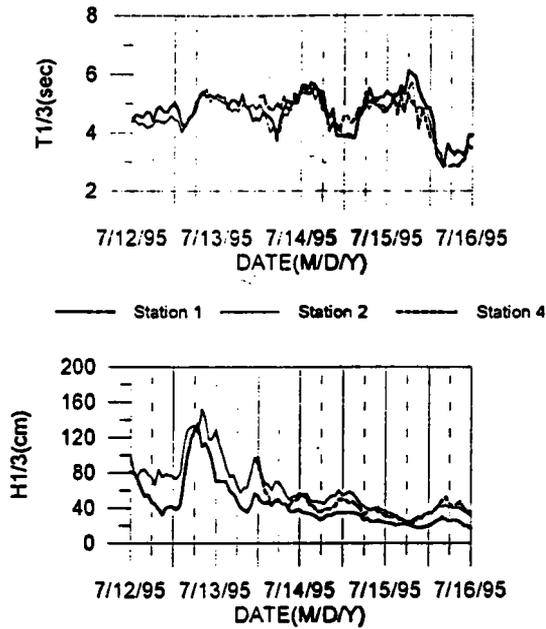


圖 3-3 夏季西南風三測站波高週期延時變化

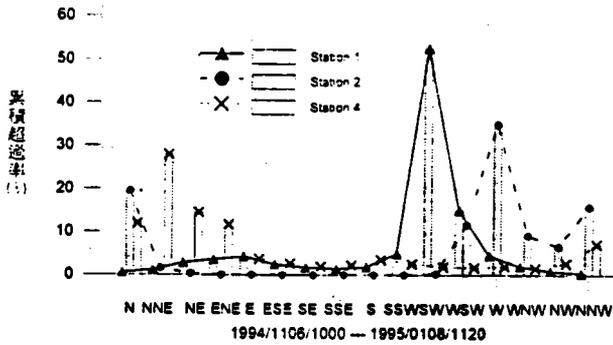


圖 3-4(a) 冬季風速較大時三測站流向統計分析

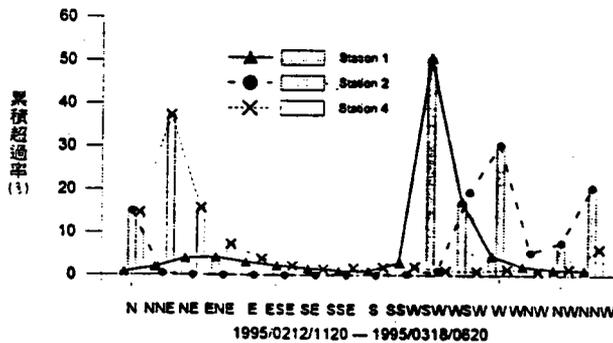
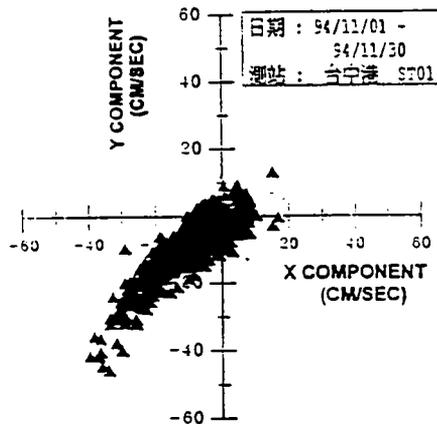
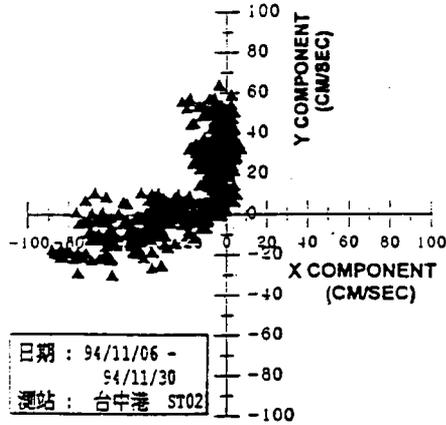


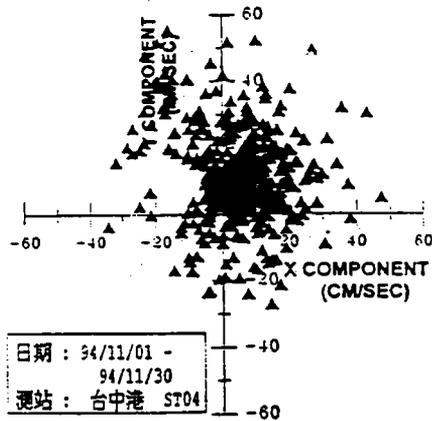
圖 3-4(b) 春季風速減弱時三測站流向統計分析



流速分佈極值圖

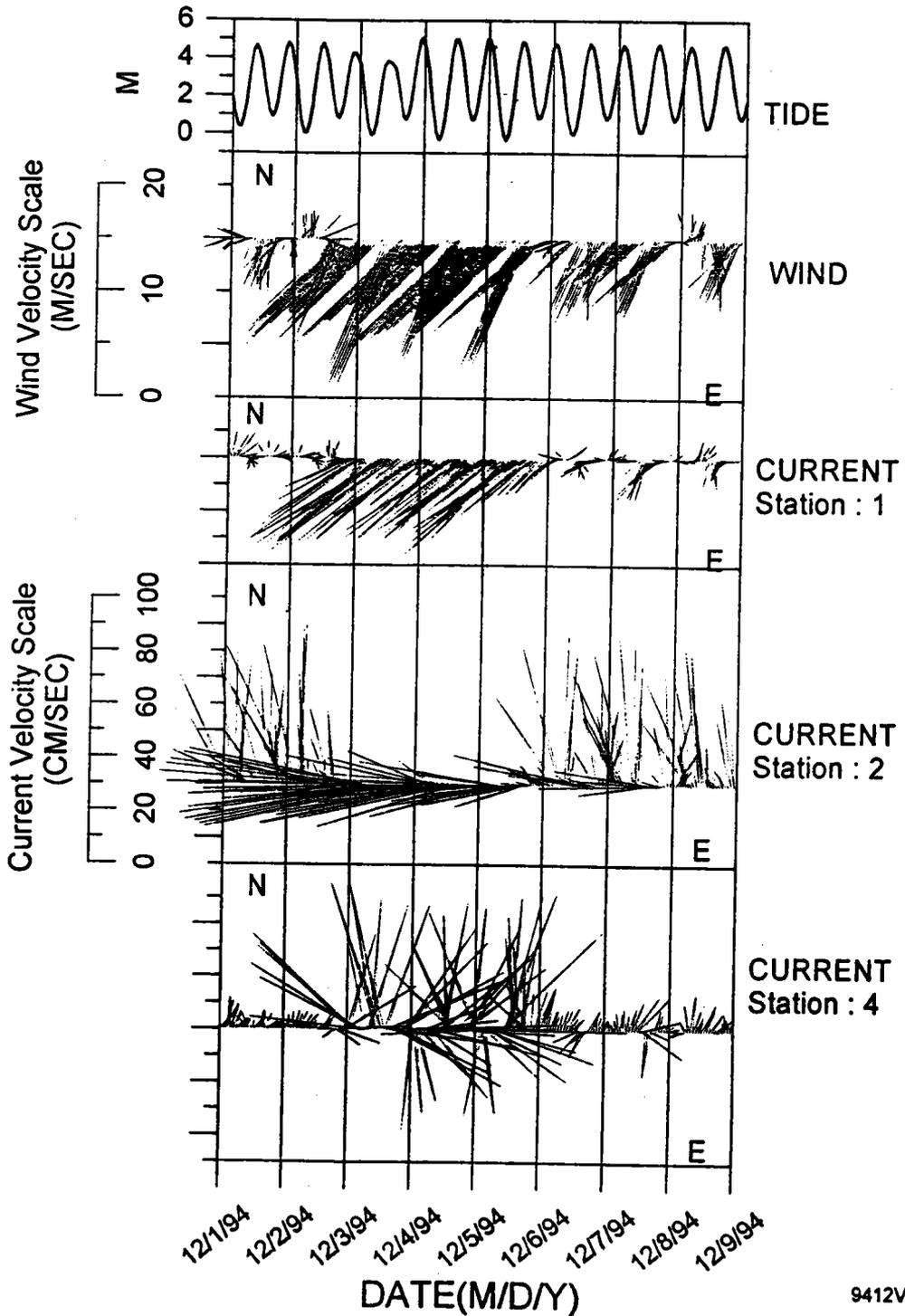


流速分佈極值圖



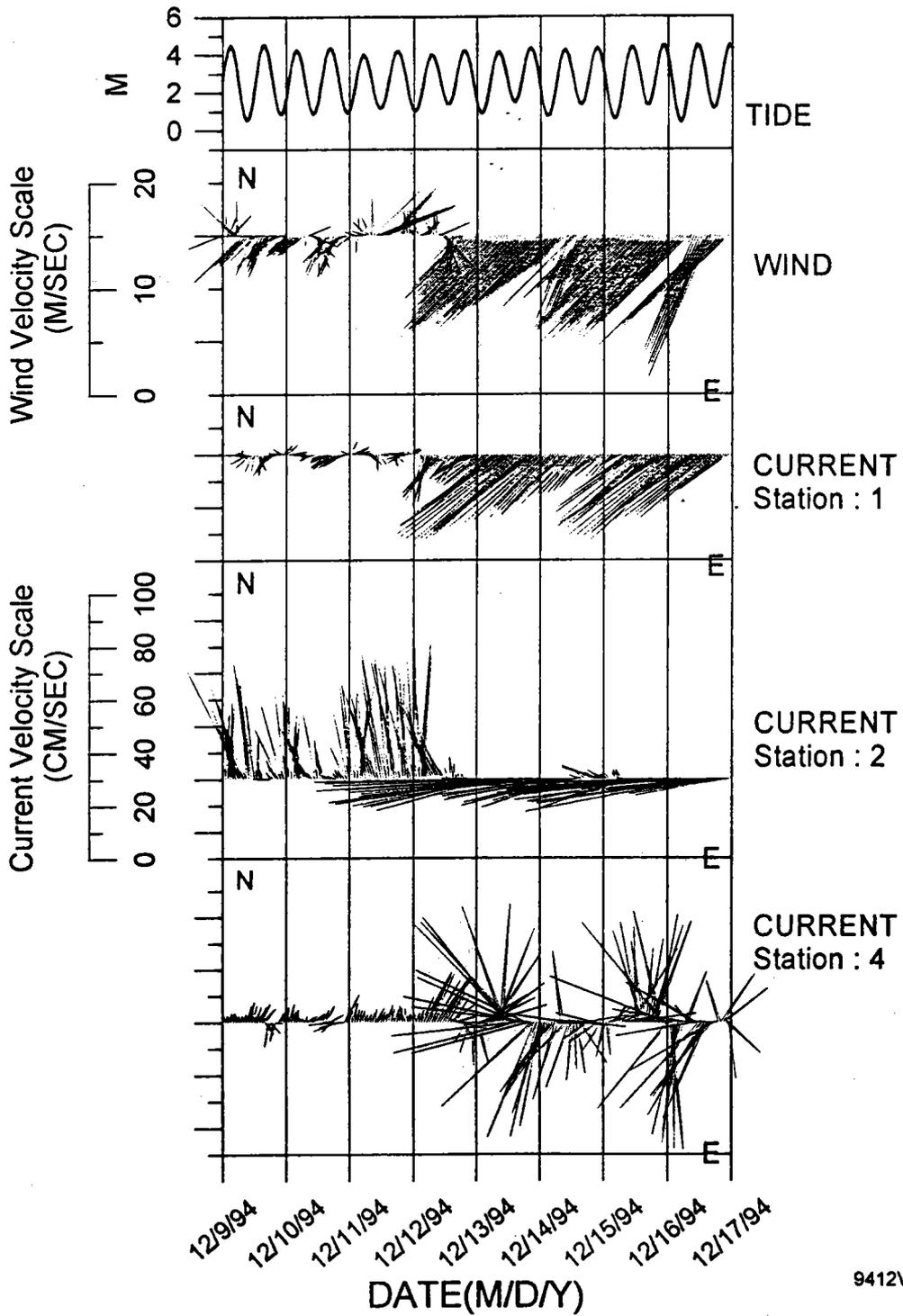
流速分佈極值圖

圖 3-5 冬季時三測站流速極值分佈



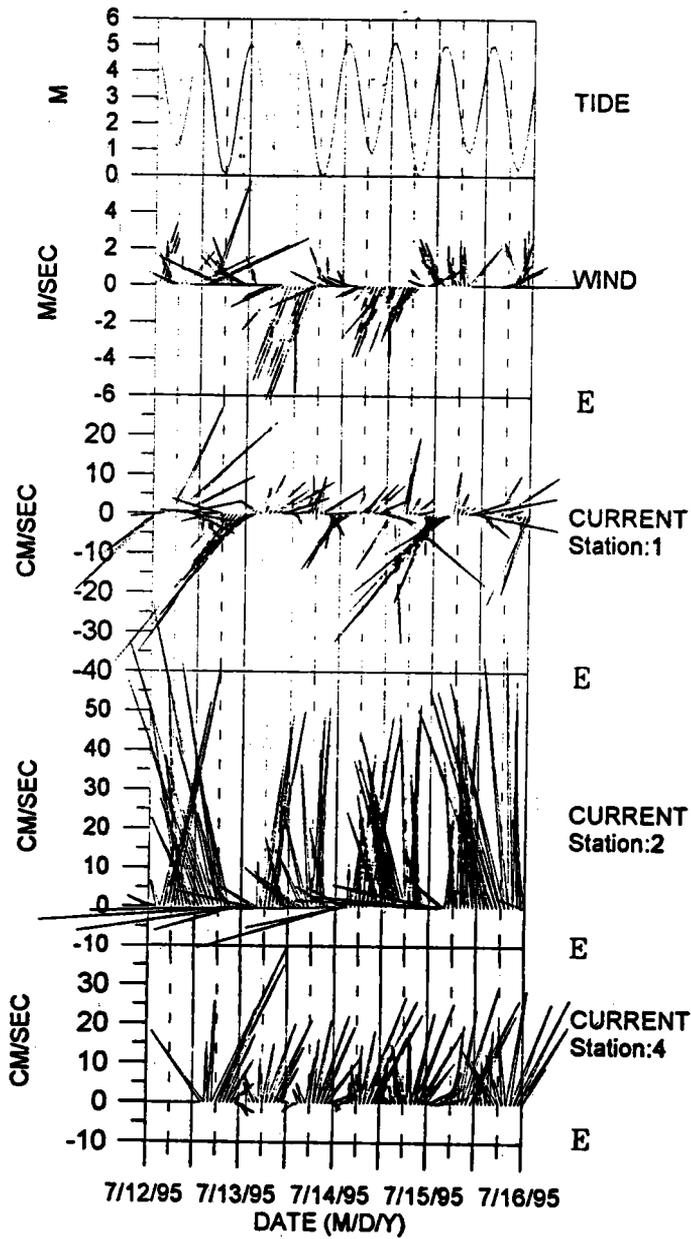
9412VTA1

圖 3-6 冬季東北季風時潮位、風矢及流況延時變化



9412VTA2

圖 3-6 冬季東北季風時潮位、風矢及流況延時變化(續)



D:\NECK\CUR71215.GRP

圖 3-7 夏季風速轉弱時潮位、風矢及流況延時變化

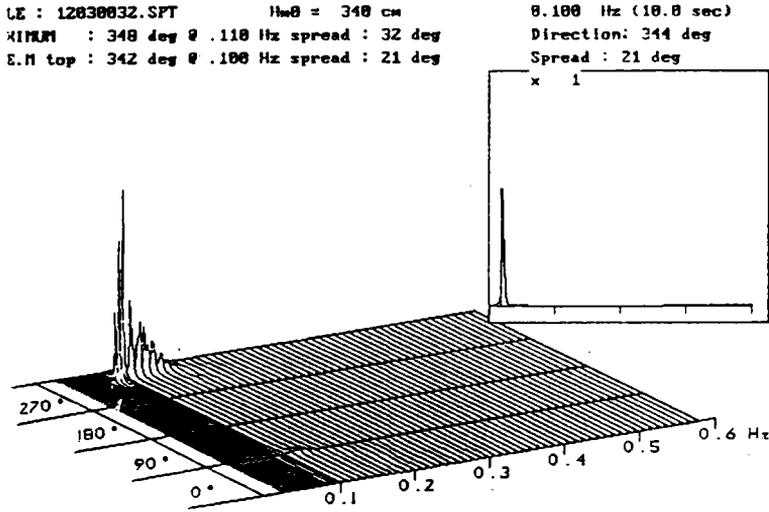


圖 4-1 堤頭前實測波浪方向頻譜

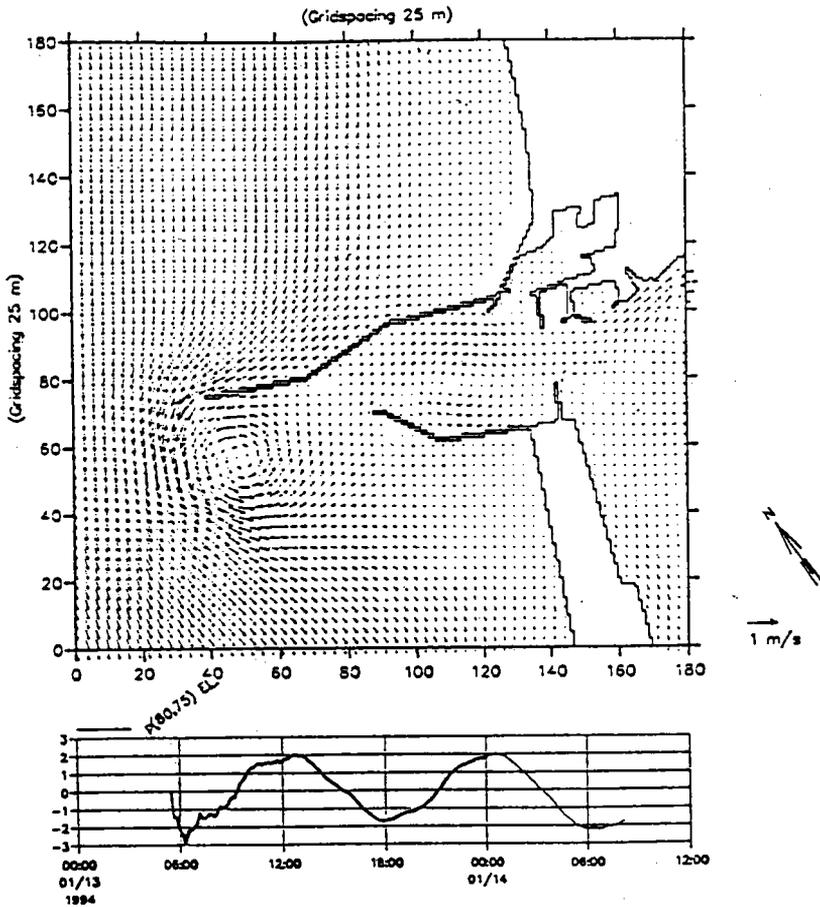


圖 4-4 潮汐作用(不考慮風與浪)港口流況計算結果

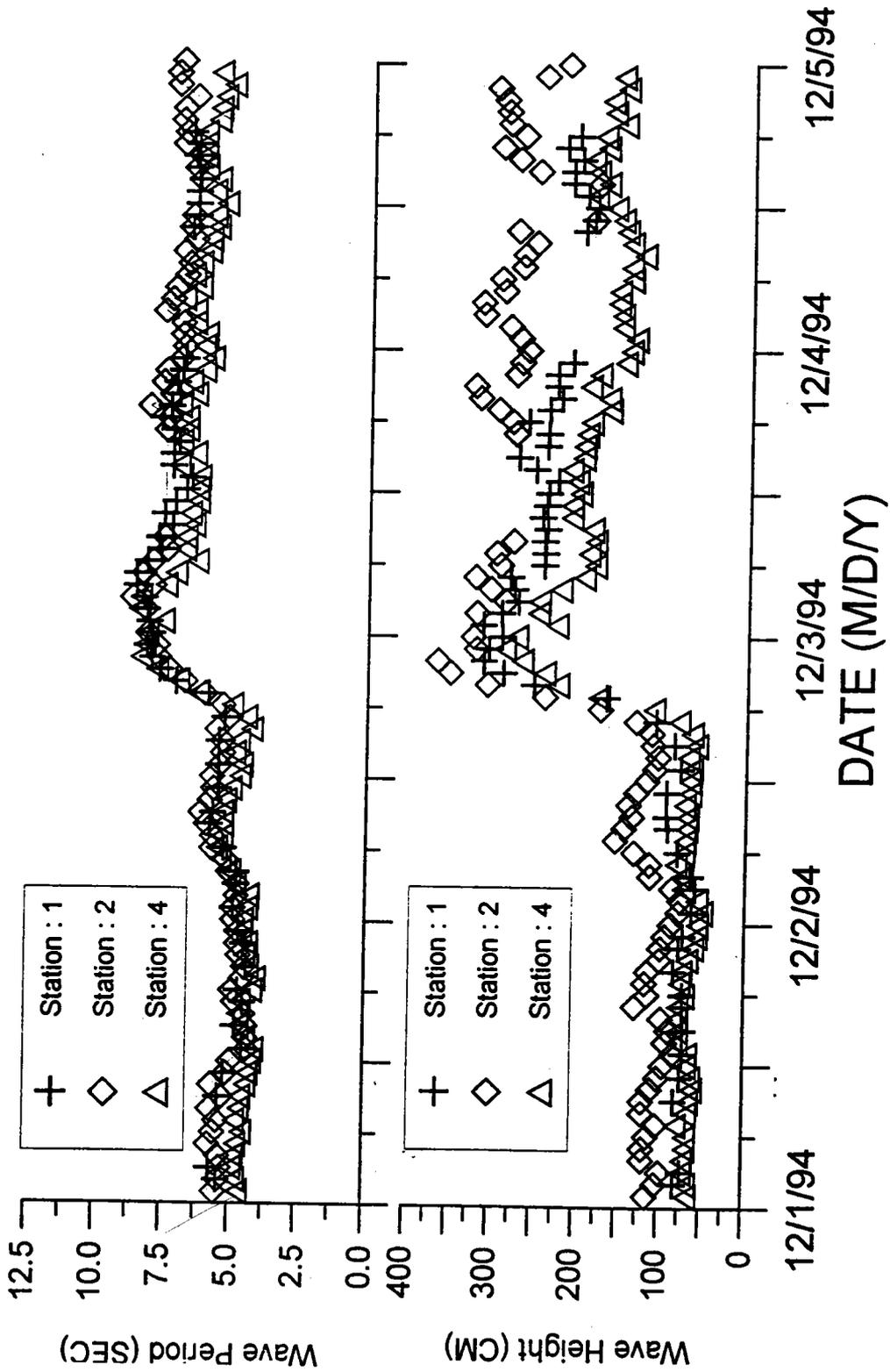


圖 4-2 冬季三測逐時波浪延時化

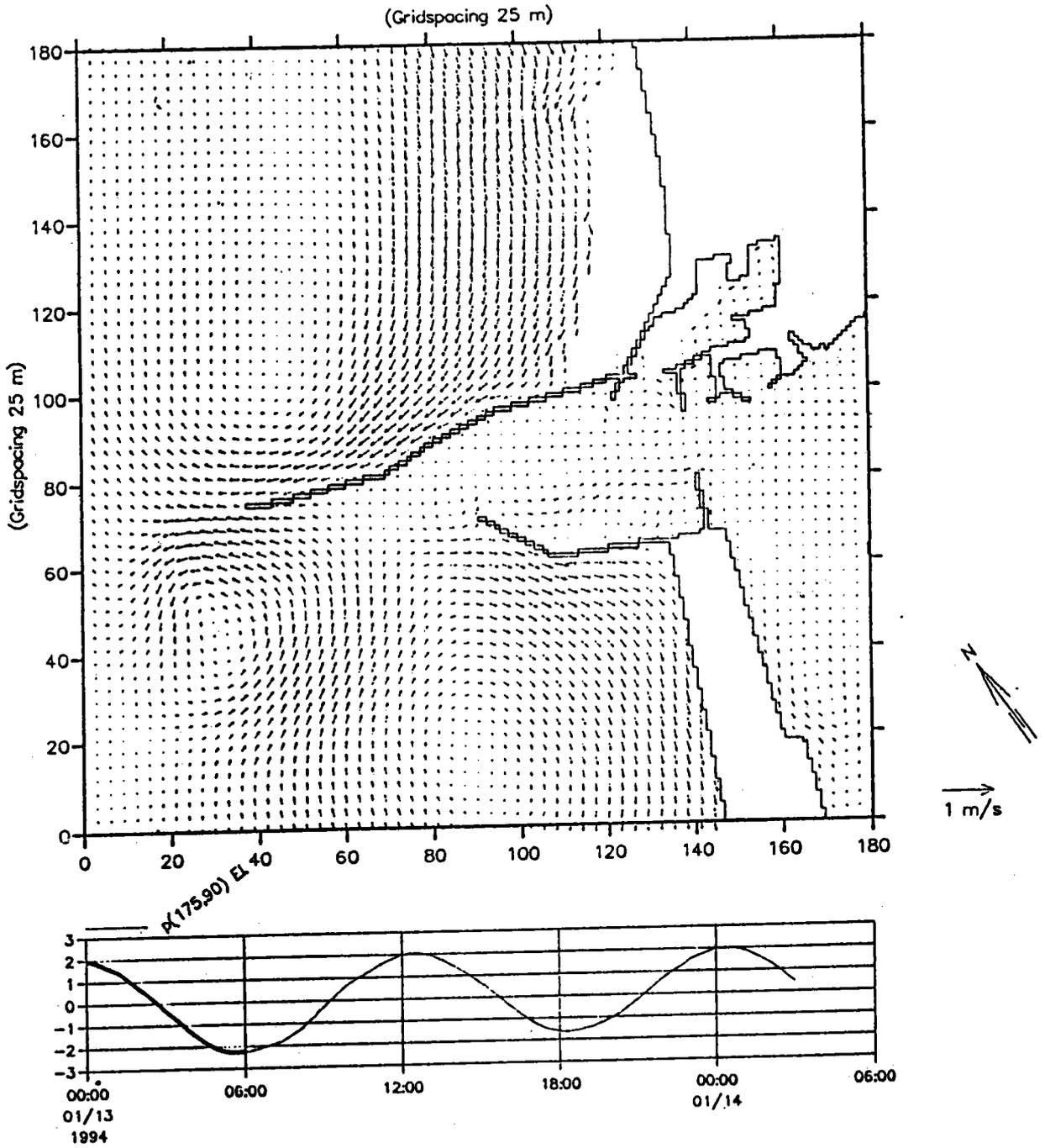


圖 4-3 東北向風速 15m/s，低潮時港口流況計算結果
(未考慮波浪)。

正確的海岸開發觀念——

要五毛給一塊你說奇怪不奇怪？

黃煌輝 台南水工所所長

摘 要

一、前言

小時候的兒歌有一段是"三輪車跑得快，上面坐個老太太，要五毛，給一塊，你說奇怪不奇怪"，其實真的是不奇怪。個中的道理，聰明的您大概已透澈了十之八、九，而國內從事海岸開發，不論從工程的觀點視之或環境保育的角度來看，的確都需要有這種認知，也唯有這樣才能獲得最佳工程設施，最低之工程投資與兼顧海岸開發之環境保護，可說是一舉數得。

台灣從民國六十年著手十大建設之後，經濟確實突飛猛進，各項工程建設亦隨之蓬勃發展，在有限的土地、資源缺乏的情況下，海岸土地利用乃由此受到青睞，尤其民國八十年初台灣解嚴之後，海岸空間利用更是政府與民間財團所矚目的焦點，從北至南幾近四百公里的海岸線，各種大型結構琳瑯滿目：基隆港、八里海洋放流管、與新建中的淡水新港、林口火力電廠、規劃中大觀工業區、香山海埔地、台中港、台中火力電廠、施工中的彰濱工業區、雲林六輕、離島工業區、規劃中之濱南工業區、興達火力電廠、永安LNG港、左營海洋放流管、高雄港、中洲海洋放流管、大林浦海洋放流管、高雄南星計畫及南灣核能三廠等等，可謂洋洋大觀，物盡其用。

民國七十五年以前，我們根本還不曉得"環境保護"是何物，也不完全清楚污染(pollution)，更不瞭解什麼叫做涵容能力(assimilative capacity)，當時只要工程完

成後就是功績一件，管他是否具有經濟效益，更何況還有什麼"環境衝擊"，直到近十年來國內環保意識深植社會各階層(有的已走火入魔!)，而且工程經營成本概念逐漸養成，國內研發水準快速提升，因此任何重大海岸工程之構建，除了經由顧問公司從事可行性研究，並由學術研究單位進行相關研究(包括數值分析或水工模型試驗)外，更需由環保單位負起環境影響評估(environment impact assessment)以兼顧海岸環境之保護與資源之保育。雖然整個工程之進行較為繁瑣，而投入之研究經費也較以往為多，可是日後付出的社會成本(可數的與不可數的)將大大的減低，甚至於單由工程之投資與維護之總經費累計之支出，亦遠低於獨斷獨行的工程開發，此即本文所謂的"要要五毛給一塊"的道理，由於國人之經營策略都十分的短視，自然無法透視及體會個中的道理，希望我們海洋工程界的同仁瞭解後並善加說服官場決策大爺或商場投資的大老闆能有正確的工程投資開發觀念，除了可順利進行海洋海岸工程構建之外，亦可兼顧環境保護以及減低整個投資經費，以期收到一舉數得之功效。

二、海岸工程之往昔開發經營觀念

早期台灣海岸開發可明顯分為三大類，一為港口構建工程，(基隆港、台中港、高雄港、花蓮港、蘇澳港以及各縣市漁港)，再者為海埔新生地之開發與利用(新竹海埔新生地、彰化王功海埔新生地、嘉義海埔新生地等等)，另一為核能火力電廠之興建(如協和、林口、核一、核二等等)，此三者之構建開發均屬公署部門為因應社會需求所進行之海岸工程行為，當時社會較為封閉，民智不開，知識份子膽識不壯，因此整個決策過程往往僅操縱在主管官署之首長個人判斷上，若以各階層的心態分類，可將當時之海岸工程開發區分為四大型態說明之：

(1)官界的心態：官大學問大，老夫決定的。

台灣從民國四十年至七十年間之一切權力運作完全由當年轉進台灣之蔣家系統所主控，而且以往不論在台灣，甚至大陸對於海岸工程有深入之研究之專家又是鳳毛麟角，當時的社會環境對於專家並無真正崇敬之心(只有口頭之尊敬而已)，因此養成官場老爺自大的心理，自然衍生官大學問大的心理(如此才不會有損當官者的面子)，在此二、三十年間一切海岸重大工程的開發行為，往往徵詢某些自認專家的工程人員簡報後，主管官署即下決策，導致日後許許多多的工程必

需研究改善，如核二廠進水口之淤砂、花蓮港、蘇澳港內的振盪等等，此等官場老爺獨特之行事作風不但浪費公帑，而且已不符合時代需求，實有加以改正之。

(2)產業界的眼光：老闆作主，營利為先。

早期台灣海岸土地名屬內政部管轄，然在戒嚴時期則屬軍方監控，一般百姓或私人產業僅能在特殊狀況下從事農漁牧之經營，由於百姓或企業體對海岸狀況並無了解，因此為能早日營收取利，海岸土地濫用情形屢見不鮮，其中最為嚴重者屬養殖業超抽地下水導致地層下陷，雖然政府部門亦曾取締禁止，然成效不彰，台灣西海岸舉目所見之地層下陷如屏東林邊、佳冬海岸、雲林四湖、口湖、彰化、鹿港皆有文獻資料可查，其中甚至有高達下陷幾至2至3公尺者，房屋、祖墳沒入水中之景象實為台灣一大奇觀，為此，必需付出之社會成本將無法以億萬計，所幸，政府部門已較積極從事海岸下陷區域變更使用之各種提案，但願從此可緩和，甚至杜絕海岸土地下陷所造成的災害。

(3)學界的心情：士大夫觀念，明哲保身。

歷經二二八事件後，台灣的知識份子早已學到了中國儒家處事圓通的方法——明哲保身，何況早年台灣的白色恐怖，人二作風盛行各階層、各機關中，雖然學界人士瞭解海岸開發不當，不但會造成公帑浪費，甚至引起海岸災難，然而屢說不聽，多說又怕受到誤會牽連，因此只好忍而不語，明哲保身，在此時期學界人士可說是完全無法發揮專業知識之影響力，真是無奈！無奈。

(4)研發的期待：望梅止渴，嗷嗷待哺。

台灣有一句諺語"生吃都還不夠，那有可曬乾的"，民國五十年以前，台灣人年平均收入僅有數百美元，不但無法自足，有時還得靠美援麵粉度日呢！(筆者年少時也曾到基督教會參加型式禮拜，以領到麵粉、糖果)，所以當時的海岸工程開發經費可想像的是十分拮据，而且以該時代的知識背景，根本沒有什麼研發觀念，因此進行工程規劃設計之前那曉得作研究發展，以成大水工試驗所為例，民國三十九年十二月十二日設立以後至民國五十年，僅僅完成六項研究試驗，而至民國六十年止亦僅至第十三研究試驗報告。而民國六十年迄今則已超越兩佰餘件

研究案，由此實據可證明往昔之研發概況，當然也由於缺乏研發實績，因此工程構建亦無法兼顧其他的影響，自然日後衍生較多的困擾。

三、海岸工程開發之時下狀況

民國六十年後台灣由於十大建設推動成功，造就國內經濟起飛，由於財富累積日豐，生活、教育水準自然隨之提高，民間中小企業體之經濟實力逐漸雄厚，然而造成台灣內陸污染日趨嚴重，及至民國七十五年左右為因應整個環保潮流，行政院乃成立環境保護署，為此，國內生產企業界乃飽受巨大之壓力，八十年初政府廢除戒嚴令，民主風氣大開，各種不同的聲音都可暢所欲言，同時為求產業升級，汰換人力密集產業，政府部門更鼓勵某些產業西進(往大陸投資)，南移(東南亞諸國)，可是，動作太大，規劃不夠週全，又深怕無法把產業的根留在台灣，因此政策上再開放海岸地帶之開發利用，在此情形下，台灣西部海岸乃大興土木，不但政府部門配合政策主動開發，而且又鼓勵民間企業投資，基本上，此種措施在理論上是正確的(可藉此集中污染處理控制，而內陸污染源才能消除)，然而涉及整個環境生態之變遷則需謹慎處理，否則可能導致不可彌補之後遺症。在此時期，國內產、官、學、研對於海岸開發與使用觀念亦有進展，針對時下之觀念，本文將分別說明之。

(1)官老爺受民代的氣，尋求學研支持

民主風氣一開，誰有民意的支持，誰的講話音量就大，當年州官放火，百姓不可點燈的時代已過去了，為了選票，甚至為了某部份人的利益，民代可在議會殿堂，毫不客氣指著鼻子罵官老爺"您是什麼東西"，由於海岸開發涉及專業知識，而學問又十分廣泛，官老爺所知有限，又不敢信口雌黃，隨意搪塞，為今之計，唯有向學界教授或專家學者求救，此時讀書人乃初次感受到被尊重的感覺，也由於有各學門專家之參與，目前國內各重大工程建設，乃至海岸建設開發都能在全方位的考慮下，盡力尋求工程、經濟、文化、環保之平衡。

(2)企業體質改變，成本效益深入考慮

目前國內企業體參與海岸開發最大案例為台塑麥寮六輕，而另在申請者有東帝士、燁隆之濱南工業區，餘者為小型之海岸開發案在此不予詳提。由於中國人

深諳"有土斯有財"的道理，因此企業人士乃爭往海岸開發以圖擁有大片土地設廠(若將內陸廠房變賣遷往，其價差可說是天文數字)，由於大型企業善於精打細算，尤其講究成本效益，因此往昔不與學研單位接觸的觀念亦逐步改變，如今為求環境影響(E.I.A.)之通過及降低工程構建經費乃積極委託相關學研單位進行研究，實為國內企業界進步之一面。然而私人企業時常為了過份降低委託經費而廣求學研單位之研究計畫書，然後以彼之研究經費去殺低此之研究經費，此種作法實不可取，大家都還不瞭解，研究就像醫生，可開出好而貴的處方，也可開出便宜而無效的藥丸，如何取捨，大家心理有數，何況看醫生從來沒有人討價還價，那研究經費又怎麼能以物價論斷呢？

(3)教授三大任務，教學、研究與服務

在社會中階層對於教授的看法是一種只會讀書、教書、作研究的單純動物，而中國傳統士大夫的觀念沿襲，導致於許多教授也自命清高，每以啃著論文、書本為職志，雖然教育部大學法中明訂教授之三大任務，亦不知改進者乃大有人在。其實教學、研究的主要目的，乃在於由學理知識之探討能延伸至實際應用而使之學以致用，因此身為現代化的教授本身角色定位乃應隨之調整，不要再躲在象牙塔中孤芳自賞了。

其實海洋工程學門所涉及既為工程而非純科學，學門中之教授應有體認將所學、研究的對象能與工程應用相互配合，如此不但可從事教學、研究亦能為工程界作一較高品質之服務，其實教授之研究、教學並沒有什麼了不起，那是個人的事情，研究久了就有論文，筆記整理好了就能教學，但是要為工程界服務，解決相關海岸工程的疑難雜症就沒有那麼單純、輕鬆，如何能將教學、研究、服務一氣呵成，連貫結合就視各位教授的修為與功力了。

(4)研發觀念逐漸形成，尚待加強

不論以工程主辦官署之力場來看，或以設計顧問公司、施工單位，甚至參與研究之學術機構之觀點視之，任何一件工程最令人擔心的是完工後不堪使用，或是短期內即遭破壞毀損，此時責任歸屬問題牽扯不清。然而海洋海岸工程雖也超越不了此等觀念，所幸，海洋中時有異常之現象可作為口實，最後很多不當之設計、施工往往會不了了之，其實這種心態是不容存在的，雖然海洋中還存有某些

不可完全預知之現象，然而根據以往之實測資料統計分析或藉學理程式推算，各種海洋工程結構設計之復現期距(return period)訂定後，其設計條件即已確定，因此結構破壞之責任歸屬即可由繁而簡釐訂清楚，此乃需借助國內研發單位審慎評估提供政府主管機關制定嚴謹之工程規範與設計手冊始能竟功。

再者，海洋海岸工程構建雖是結構安全最為重要，然而若一味顧及安全問題而忽略工程成本與環境生態之影響，此等設計觀念亦不足取，所謂最佳設計(optimal design)即是在安全限度內如何考慮工程結構既經濟又美觀，同時對週邊環境的影響又最少，此乃我輩同仁應再努力的方向，為達到此目的，乃需主辦官署、規劃設計單位與研發界的專家能有共識，各種工程規劃方案實需在此前提下委請研究機關進行比較試驗(可借數值分析或水工模型試驗為之)從而選擇其中一可行之最佳方案。由於環境意識高漲，海岸工程研究人員不可一味以海岸專業的觀點處理工程行為，不論是規劃設計或研究發展都應融入環保之觀念，就以防波堤或海堤結構而論，傳統結構均強調結構安定與維修養護的問題，如今整個世界潮流(1994年ICCE即有多篇論文發表，尤其日本最為注重)已朝親水性防波堤之方向進行研發，甚至於考慮其配置美感與使用時之危險度(risk)，因此我國之海岸結構規劃設計與研發有待進一步提升，以配合環保之需求，也可借此減少海岸工程開發之阻力。

四、海岸工程界之合作與互助

在海岸工程範疇內亦可界分為產、官、學、研四大部門，在此所謂之產業界則應屬工程開發公司及營建公司。海岸工程欲求較為完善的開發使用，必需四者相互配合溝通，缺一不可，其實產、官、學、研欲達成共識並非是一件容易的事情，此乃因本位主義、坐擁利益之觀念作祟，因此平時即應有所接觸、溝通、修正才能獲得一致的看法，而其中最大關鍵乃在於官僚體系中主管官員之觀念養成與制渡法令之建立。事實上，不論是私人產業界或政府部門欲進行海岸工程開發前，由於專業知識有限，在此之際僅止於構想階段而已，為能達到日後工程順利推動與完成，產、官兩界宜在計畫編定之前與學、研專業人士就工程技術及階段性之研究經費進行諮商討論，將有關規劃、研究、設計、營建之整體架構完成後，以便藉此順利推動，以往國內各項重大海岸工程建設均未能將產、官、學、研有效整合，因此衍生許多在推動過程中的困擾。事實上，產、官、學、研之合作與互動是良性之效應，而非惡性之對立，由於學、研的參與得及早發現問題，

解決難題，而使產、官界節省投資經費，完成重大建設而步步高升，另一方面學、研界亦可藉此由產、官界獲得充足之研究經費從事基礎與應用性之研究，以提升國內之研究水準及改善研究環境，有鑑於此，產、官、學、研之合作實為海洋工程界必走之趨勢，但願我輩同仁均能朝此邁進。為表示產、官、學、研之互動關係，特以簡圖示之。

產、官、學、研之合作、互動

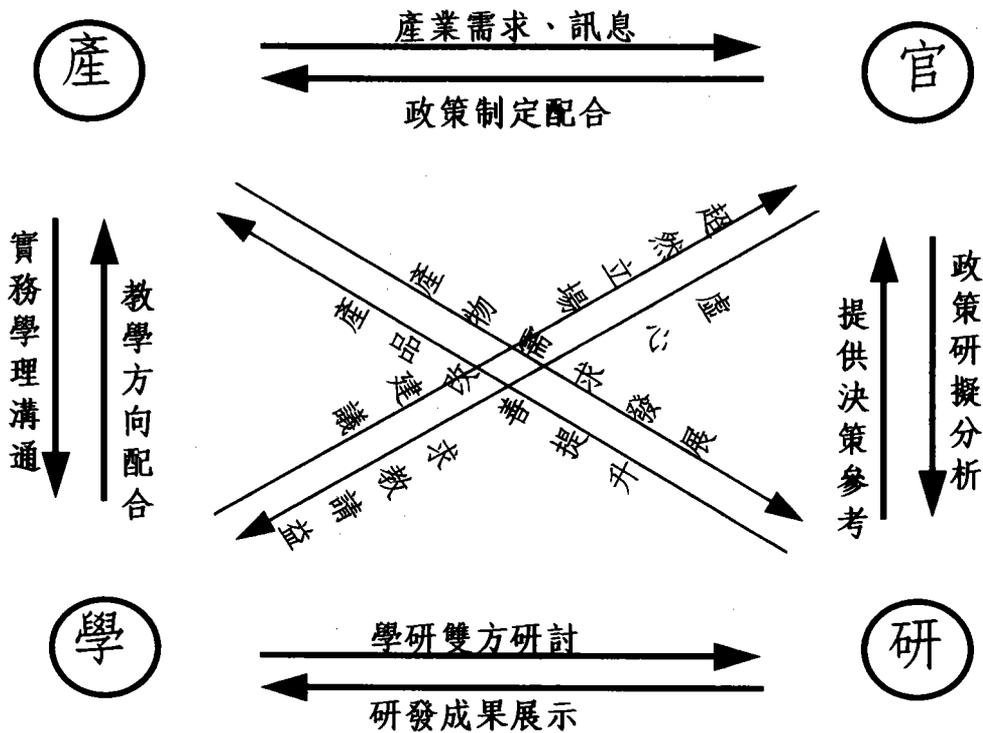


圖-1 產、官、學、研之合作與互動

然而如何才能達成產、官、學、研的合作，此可由本身立場著手，觀念更新，基於各界均有正確之觀念下，合作與互動自然水到渠成，至於產、官、學、研各界應培養何種觀念，在此特以條列分述，相互勉勵。

(1) 產業眼光：長程利益分析，投小錢賺大錢

一般傳統中國生意經都講究將本求利，然此觀念可分為短程與長程之考慮。為求在極短時間內回收成本，甚至獲取盈餘，在整個海岸工程開發投資上必定講求節省，而工程結構體也勢必簡陋粗糙，時日一久，各種問題逐漸浮現，維修養護必然增加，導致日後得不償失，因此在經營策略上可能是一種失敗的開發案例，若以長程利益著眼，雖然初期投資增加，然日後營運正常，維修養護減低，在整個工程投資而言，可算是正確的開發觀念，因此任何重大海岸工程開發都必需以長程利益分析，才能投小錢賺大錢。

(2) 官場無私：政策決定明朗，不圖官場勾結

今日台灣海岸開發每每爭論不休，屢遭各界垢病，其中最主要的原因乃在於決策於高層黑箱，而且法令不明，甚至有明顯的官商勾結，利益輸送。台灣西海岸到底何處能開發，何處不可開發，迄今並無明確之規範，導致公營、民營開發單位游走法律解釋與條例談判，尤其國內財團與高階官員之私誼、勾結，再配合強力民代之關說，導致許多重大海岸工程開發案例在學、研、環境衛道人士之反對下，還是安然過關，而承辦之低階公務官員也時常蒙受不白之冤屈(高層官員躲在幕後不聲不語，而以電話聯繫指揮)。因此欲做好整個台灣海岸工程開發首重明確的政策、嚴謹之法律規範與無私的眼光。

(3) 學術超然：學術立場公正，開啓象牙塔門

學術超然乃是社會道德倫理研判之最後一道防線，但是公正、超然的拿捏則是一門極大的學問，由於海岸工程開發不僅涉及台灣之經濟發展，公共投資亦涉及工程與環境、生態之平衡、衝擊，在學界的立場上不可僅以單一的工程觀點去研判行或不行，而必需虛心聽取各學門之意見後，並深入考慮其中之利弊得失，在工程技術與投資經費許可下兼顧環境生態始為上策，學界人士面對實務工程時，需要走出象牙塔去看看不同的風光。

(4)研發務實：具體規劃執行，奠立研發根基

很多人時常戲謔規劃叫鬼話，更有人開玩笑地說是"紙上畫畫，牆上掛掛"，其實規劃是一門最高境界的工程功夫，此種隨意而發的功力完全著眼於當事者的功力、考慮的方向角度、當然也因此有可能淪為主觀下的產物，因此客觀而有經驗的規劃者更必需多聽取業者、學界多方面的意見，提出各種不同規劃方案，經研商討論修正始能獲得一可行具體之工程規劃，按此執行研究試驗，甚至從中再次修正，此等鍥而不捨的精神始能奠立研發的基本精神，也才能厚植國內之研發根基。

產、官、學、研具有良性之合作互動後，其成效自然顯現，在整個海岸工程投資上將由於投入一分研發經費，而減少十分的損失，亦將由於投入一分的研發經費而獲取百分的利潤，此不但可去除國人短視近利眼光，改正立竿見影的心態，更可養成海岸工程界之研發理念，厚植科技紮根。

五、海岸開發之工程研究

任何海岸工程開發由於涉及海陸交界與敏感的環境生態滋生區域，因此開發過程必需審慎周密，尤其環境影響評估法通過後，任何海岸開發行為即需按此規範循序進行。其中最迫切且最基本的工作乃是環境背景資料調查研究與建立，早年在台灣技術官僚系中對於海洋現場之調查、分析、研究並不十分的重視，其原因乃在於花費龐大，而顯現的績效有限，對官途升遷並無助益，因而導致負責的主管興趣缺缺，致使國內海洋現場實例資料數十年來極度缺乏，對工程規劃設計以及相關研究造成極大的不便與傷害，幾經國內有識之士大聲急呼及海洋工程界同仁之共識給予主管官署多方的壓力，近年來也由於環保意識，因此海洋、海岸現場調查研究乃漸受重視，並受到各部會的青睞，然由於本位主義觀念影響，交通部、經濟部、環保署、內政部各自為政，未見溝通整合，殊為可惜。

有關海岸開發環境背景資料調查研究現階段已在環境影響評估法中明列，其中除了涉及海岸工程中之海洋物理(oceanography)諸項外，對於氣象、水質、空氣、生態甚至社經、文化亦應涵括，雖然上述各項調查研究某些並非歸屬海洋工程學門的範疇，然因各項調查內容，頻率甚至點位均已有規範可查，吾人僅將其委託各專業研究機構確實執行即可。當然經由各調查實測之結果，專業研究單位

各應將其作詳盡的分析，以供各延續研究之所需(即規劃、設計以及相關研究)。至於環境背景資料收集調查年限如何界定，在環保署規範中任何重大海岸工程開發案提出環境影響說明書(EIS)時即應將其納入(並未明文規定年限)，然以專業眼光視之，欲將各種環境背景資料能有一較明確的描述，一年四季之調查實測分析應為海岸工程開發所需之最低要求，至於環境影響說明書通過後進行至環境影響評估(EIA)之期間，開發單位亦應持續進行實測調查研究，其意義除了提供更完整之基礎資料外，亦可藉此檢核各年次之現場調查資料之特異性，以供工程、研究單位進一步的研析。

當有足夠之環境背景資料及各種工程所需之條件資料後，開發單位即需委託專業機構進行可行性研究(feasibility study)，其中尚需考慮工程經濟、產業發展、地域特性、成本效益分析，以提供業者決定是否進行海岸工程開發決策之參考依據，此部份亦為日後環境影響評估之內容之一，不可忽略之，再者，當業者決定從事海岸工程開發後，應再委託工程顧問公司進行工程規劃，在此承接之顧問公司需就各種條件、區位以及影響充分考慮，同時與業者密切溝通配合而提出各種不同之規劃方案，期間則應立即委託學術研究單位針對工程顧問公司所提之各種規劃方案進行模擬分析或水工模型試驗(視工程需要而定)，然因學、研單位僅就工程專業部份進行比較研究，其結果亦應由顧問公司、業者就相關之經濟、成本、環境、生態之各種條件考慮，從而選訂一最佳方案以進行工程設計，當然在工程設計過程中更涉及某部份更細微之工程專業，此時業者或顧問公司更應審慎委託學、研單位進行更深入之研究，以其研究結果作為設計階段之修正參考。如此反覆之研究與修正，一眼視之似乎是投入許多研發經費，其實由於慎重、深入之比較研究，其提供給工程設計之任一改善修正之效益或工程投資節餘，相差甚遠，此等觀念需由業者、工程顧問、學、研單位具有共識才能達到國內工程品質提升，厚植研究根基，此亦符合本文題目所述之“要五毛給一塊”的道理。

吾人均了解，環境影響變化，不但隨著時間改變，亦隨著海岸工程構建程度不同而有所影響，雖然環境影響評估報告中已有所描述，甚至已大膽地標示影響程度為“輕微”、“中度”或“嚴重”，其實這些評估還不是紙上作業，寫給環保署環境評估委員看看而已，事實是，工程施工中勢必對海洋環境有所擾動，其影響自應由施工中現場監測調查為之，由於施工前已建立完整之環境背景資料，施工中之監測結果經一比對即可瞭解其影響程度，然施工中監測點位必需配合工程行為

始能掌握真實數據，否則監測即不具意義，今以一例說明之：彰濱工業區之開發完全採取抽砂填地方式為之，抽砂後之地形變化自然可由地形水深測量結果比對得知其影響，然而抽砂期間對環境影響較為敏感者乃係水質及懸浮微粒(S.S)與底棲生物、浮游生物之變化，監測單位宜與施工單位聯繫配合其抽砂時程、範圍進行事前規劃，以訂定監測範圍與位置，如此結果自然可獲得真實之監測資料，而此等寶貴之資料除可供日後相關工程之參考應用外，亦可作為環境影響抗爭談判之依據。為達到環境影響監測之功效，環保署對於重大工程通過後必成立環境監測考核委員會，每年至現地查訪兩次，此等措施甚具意義，也是對環境衝擊影響關心之實際行動，應為現代海岸工程師之配合。而施工中之環境監測規範，行政院環保署亦已齊備，在此不予贅述。

以往技術官僚體系控管之海岸重大工程建設，一完工後隨即報呈褒獎，甚至領取豐厚的完工獎金，從未在意此工程對環境之影響(在那時代背景中似乎可稍為原諒!)，縱使鄰近百姓有所損失也不敢喘口氣，不過鹹魚翻身，時代不同了，只要是有錢的業者在附近施工，管他影響不影響，只要吵，多少就有回饋(近幾年來，從永安索賠事件以後就層出不窮)，因此唯有依靠超然公正之學、研單位進行監測以供作為研判之依據參考，由於整個社會功利觀念太重，唯利是圖，另有不肖民代從中作梗，每遇有環境影響談判時總是抗爭不休，爭吵不斷，主管官署為求息事寧人最後乃以賠償了事，導致社會人士都認為公權力不張，吵鬧就有錢拿的觀念，唯今之計，只能仰賴學、研單位以客觀立場站出，做良心的調查研究，講良心的評斷，政府部門有錯該賠則賠，老百姓胡亂非為該罵則罵，終究目前社會各階層對學、研界之教授或專家還存有一份尊敬，因此我輩同仁宜在適當場合下挺身為海岸工程開發之問題表達適當的意見。

由於國內對於環境資料之建立過於缺乏，任何背景資料幾乎都不是背景資料(因為已或多或少受到人為的擾動影響)但是不逐步建立各階段的環境背景資料，我們永遠都不會有環境變遷的資料，因此縱使為時已晚，吾人都應珍惜、重視這些資料，同時研究人員更應著手整理各地域之海岸工程開發在各階段：即施工前、施工中及完工後之環境調查、監測資料特性之比較分析，從而瞭解各階段海岸工程開發對環境變化影響，也能提供作為日後其他海岸工程開發的參考。

六、結論

台灣由於內陸土地使用之匱乏以及著眼於內陸環境的改善，海岸土地利用為必然之趨勢，因此海岸工程開發乃因應而生，然而有一重要的觀念必需強調的乃是並不能因為工程、經濟的需要而漫無限制的進行海岸開發，也不能因為環保意識之存在而完全阻隔海岸的開發利用，其中最重要的關鍵為主管官署(如內政部、經濟部、交通部、農委會)應邀集各學門專家明確訂定台灣海岸可開發或不可開發之區位，公告週知，並立法開發使用之規範，以作為海岸開發之最高指導原則，在此狀況下各目的事業單位、民間財團、學、研專業單位始有依循的根據，每個人都有兩個眼睛在看，那麼多的眼睛注視著，縱有通天本領也無法一手遮天了。

至於依此指導原則進行之海岸工程開發，不論公、私立機關都應有“要五毛，給一塊”的遠見，否則到頭來的代價，將會以千萬倍計，而學、研界、工程界各應以謹慎的工程行為配合基本之環保理念為之，多一份考慮，也會贏取環保界的一份尊重，事實上，工程開發與環境保護，並非完全對立衝突，如何尋求共存共榮乃是海洋、海岸工程界的同仁在現階段所需具備之觀念。

最後有關環境背景資料之調查、研究、監測乃是海岸工程開發所不可或缺的程序與項目，惟有完整之資料才能完成較為完善之規劃設計，也唯有完整之資料才能作更進一步的研究分析，也唯有完整之資料，才能瞭解海岸工程開發之各項影響。

參 考 文 獻

- 1、彰化濱海工業區整體開發規劃調查研究第一年，民國八十年，工業局、國立成功大學台南水工試驗所。
- 2、雲林離島式基礎工業區整體開發規劃調查分析第一年，民國八十一年，工業局、國立成功大學台南水工試驗所。

台灣海域海氣象調查與資料庫建立之研究

簡仲璟 港研所海岸工程組研究員

曾相茂 港研所海岸工程組副研究員

摘 要

本研究係收集、整理與分析台灣四周有關波浪、海流、潮汐、風及颱風等現場觀測及資料建檔工作，其中主要針對花蓮港附近海域的海流與波浪調查，併分析颱風侵襲期間此區域的波浪特性，同時亦分析台中港港口擴建後海流、波浪、潮汐及風的調查研究。

另外，針對往昔台灣近岸區域海氣象資料計有風速、風向測站 17 個，1945 年至 1992 年颱風資料，波浪測站 11 個，潮汐站 14 個，海流站 9 個等，分別統計分析結果，經整理歸納後建立海氣象資料庫查詢系統。本系統將於個人電腦上以方便、易學的視窗方式將上述的分析結果以易學、易懂的各類圖形或表格顯示，讓使用者能方便、快速的瞭解台灣海域海氣象資料的種類，時間涵蓋範圍，測站位置及其基本特性。

一、前言

台灣四周環海，開發海洋資源、發展航運、從事港灣建設及徹底瞭解港灣設施改善之依據等均需長期可靠之海象、氣象資料作為規劃設計之依據。以往台灣地區海象觀測工作，分屬不同單位進行，並無事先協調，而使海氣象資料無法充分整合。由於海象觀測工作需龐大經費及人力，因此有效開發海洋資料必需產、官、學、研共同參與此一整體規劃及建站的工作。

本研究係依據行政院第十三、十四次科技顧問會議有關建議方案及執行規劃中建議由交通部召集相關單位進行「建立海象長期觀測網」之細部規劃，其規劃

方針(一)長期觀測網依任務導向作為責任區分(二)港灣工程及海岸保育部份由本所負責。

本所於 75 ~ 83 年度的基本研究“台灣四周海氣象調查研究”計畫中曾蒐集大量的海氣象資料。雖然在歷年的上述計畫中，曾就這些資料加以整理，分析。但主要是以本所的觀測資料為主，且常侷限於某一特定區域，而缺乏台灣四周整體的特性結果，因此在 82 及 83 年度的上述計畫中將台灣四周海域的海氣象資料作整體的區域特性分析。近年由於大量的海岸設施工程，填海造地工程，海域遊憩活動管理及海岸區域之環保問題等，各界對於海洋資料之需求益形迫切，然而前述的海氣象資料(屬海洋資料的部份項目)，及分析結果因數量龐大，項目繁雜實在須有一妥善的資料庫加以儲存與管理，同時也須有一套方便操作的查詢系統，提供給資料需求者，使其能快速，正確的獲得所須的資料與資訊。

本文中，將於第二節評述花蓮港附近海域海流、波浪及颱風波浪調查之現場作業經過與資料分析結果；併說明台中港港口擴建後附近海域海氣象現場作業經過及其延伸 850 公尺後北防波堤之遮蔽效果。第三節中將詳述海氣象資料庫的建立及查詢系統，並探討應考慮的相關事項及處理原則。最後則作一簡要的結論。

二、海氣象資料調查

2-1 花蓮港附近海域海流與波浪調查與分析

2-1-1 現場作業概況

台灣地處西太平洋，花蓮港位於台灣東部海岸，面對著廣闊太平洋毫無天然屏障，冬季受東北季風侵襲，夏季則常受颱風威脅。花蓮港歷經多年之擴建，港內設施亦日趨完善，長久以來，受不同行徑颱風之影響，在颱風經過前後，港內船舶常遭受於繫泊之困難，更有因而斷纜，為瞭解原因，本報告包含本計畫及花蓮港務局自民國 83 年 1 月起便委託本所於夏季颱風可能侵襲時必須在港內、港外進行海象、氣象觀測工作，期限係為兩年，本報告所涵蓋之範圍係民國 83 年 7 月起至 84 年 5 月底止所觀測到之所有海象及氣象資料。

作業期間內，海流觀測使用挪威 AANDERAA 公司之 RCM-7 型海流儀，潮位觀測則使用美國 PACER 公司之 10688(A)/WTG 型之潮波儀。觀測期間儀器均能順利收回並無重大損失，至於資料回收情形則除了部份記錄因資料記憶體不穩，而無法使用外，其餘均完全正常。

風場之觀測係使用日本海上電機株式會社出品的 WA-200 型超音波風速儀，觀測期間在 83 年 6 月 22 日起至 8 月 20 日故障外，其餘均正常運作。

港外 ST.2 觀測站之波浪觀測使用荷蘭 DATAWELL 公司之 "directional waverider" 型之波高波向波浪儀，直徑 90 公分，現場資料係每兩小時整點連續記錄 256 個波浪之統計值後，再連續記錄 1,200 秒之原始數據 (取樣率為 1.28Hz, 此記錄供日後波譜分析用)。所有觀測資料將水位變化以無線電波傳送到花蓮港務局大樓樓頂之接收天線後，再傳至四樓設計課之接收器，數據即時儲存在個人電腦之磁碟機。

83 年 7 月 9 日中央氣象局發佈第一號颱風警報--提姆; 10 日 20 時 10 分颱風登陸於花蓮港以南之秀姑巒溪前，二小時後波浪儀與錨碇系統脫離，沖到岸邊撞擊嚴重損毀，無法繼續使用 (參考 84 年花蓮港港灣設施改善計畫之研究期中報告照片 2-1 至 2-6)。本所雖於 7 月 22 日暫時在 ST.5 觀測站施放另外乙具波浪儀，但延至 8 月 3 日凱特琳颱風侵襲時又告故障，5 日收回來不及施放，7 日道格颱風又來襲，使得兩次颱風之外海資料均付厥如，是本期現場作業上的最大遺憾，本所於 8 月 16 日在 ST.2 重新安裝另乙具波浪儀，接著之弗雷特、葛拉絲、及席斯等三個颱風都能確實掌握著颱風來去之間觀測之資料。

港內 #8、#10、#17、#22 號碼頭觀測站使用美國 PACER 公司之 10688(A)/WTG 型及 WOODS HOLD 公司之 SP2200 型之潮波儀。在提姆、凱特琳、弗雷特、葛拉絲等四個颱風侵襲時期量測實測波浪。觀測儀器均能順利收回並無損失，記錄方式是以每小時整點開始連續記錄 2,048 秒之數據 (取樣率為 1Hz)。

2-1-2 海流基本資料分析與特性

現場調查作業使用的海流儀收回後經 DSU READER 2995 由 RS-232C 傳入個人電腦中，再進行過濾，初步檢查資料品質，修正謬誤數值，篩選不良記錄後，經整理分析後得到海流每 10 分鐘平均之資料，再進一步分析一小時平均及低通數值過濾後，整理資料得如下之結果：

- 流速與流向之聯合機率分佈。
- 海流逐時變化圖。
- 海流累進向量圖。
- 能譜分析圖。

• 聯合機率直方圖。

由這些基本統計圖顯示，花蓮港測站主要是以長週期海流以及潮流所組合而成，由統計直方圖顯示流向分佈呈雙峰，其主軸為 NNE，而副軸為 SW。由累進向量圖更可以看出花蓮港測站海流主要是沿著北北東 (NNE) 方向附近運動，以上結果可知本區海域之海潮流與沿岸平行。(請參閱 84-研(二)-1)。

為了瞭解海潮流和潮汐之主要成份週期，對一小時間隔之資料作能譜分析。綜觀能譜圖，可見此地區的海流主要以半日潮流 (頻率 0.0781 ~ 0.0859CPH) 為主，全日潮流 (頻率 0.0781 ~ 0.0859CPH) 為副，因此顯示出有明顯的複合潮流產生。

2-1-3 波浪基本資料分析與特性

現場調查作業港內使用美國製 PACER 10688 與 WOODS HOLD SP2200 型壓力式波浪儀，記錄方式為每 1 小時記錄 34 分鐘，資料取樣間隔是 1Hz。收回儀器後由 RS 232 直接輸入個人電腦重新加權後之結果再加以分析；港外則使用荷蘭製 DATAWELL WAVERIDER 浮球式波向波高波浪儀，其量測方式是將由加速度變化訊號轉換成水位變化，再以無線電方式傳送到接收站之接收器，再由 RS232 直接輸入個人電腦硬碟中儲存。記錄上係每 2 小時間隔記錄 20 分鐘，取樣間隔 1.28Hz 亦就是每 100 秒收取 128 個波浪的水位變化資料，所以一次共有 1536 個資料，資料再經整理分析。

1. 波浪特性

發生於 1994 年 7 月 10 日 20 時 10 分之提姆颱風從台灣東部花蓮縣秀姑巒溪前登陸時所記錄之波浪資料，實測波高 H 為 10.01 公尺，對應之週期 T 為 14.1 秒。如圖 2-1 所示，1994 年 8 月 3 日 18 時 15 分之輕度颱風凱特琳登陸花蓮縣秀姑巒溪口前時所記錄到的波浪資料，實測波高 H 為 4.38 公尺，對應之週期 T 為 12.3 秒。由圖 2-1 中可看出 1994 年 8 月 20 日之弗雷特颱風從台灣東部海面緩慢北上掠過北部海面進入大陸浙江省陸地期間時所記錄到之波浪資料，實測波高 H 為 7.29 公尺，對應之週期 T 為 13.8 秒，如圖 2-2 所示 1994 年 8 月 31 日之葛拉絲颱風，雖然是輕度颱風，但一直向花蓮港逼進，最後稍為偏北 9 月 1 日清晨在蘇澳港南邊登陸，其實測波高 H 為 6.76 公尺， T 為 13.7 秒。由圖 2-2 中可看出，1994 年 10 月 8 日之席斯颱風在距離台灣南部 300 ~ 400 公里左右已形成強烈颱風邊緣，幸好路徑一直都保持距離台灣東部 300 公里左右北上而

過，實測波高 H 為 7.91 公尺，週期 T 為 13.5 秒。

六個颱風的路徑、強度及緯度的高低都不一樣，所造成的湧浪、波向變化亦不相同，強烈颱風提姆波浪能量集中而來的波向主要在 $130^\circ \sim 150^\circ$ 間。輕度颱風凱特琳波浪能量集中而來的波向主要在 $130^\circ \sim 166^\circ$ 間。強烈颱風弗雷特波浪能量集中而來的波向主要在 $100^\circ \sim 120^\circ$ 間。中度颱風葛拉絲波浪能量集中而來的波向主要在 $90^\circ \sim 110^\circ$ 間，最後一個強烈轉中度的席斯颱風其波浪能量集中而來的波向主要在 $110^\circ \sim 130^\circ$ 間，所以提姆颱風造成花蓮港東防波堤之新堤段(30° 左右)受損嚴重，弗雷特颱風則造成舊堤段(20° 左右)稍為受損。分析結果雖然港內有盪漾現象發生，但仍有待 84 年度希望能得到更完整的資料再作進一步的分析討論。

2. 花蓮港港內碼頭颱風侵襲期間波浪能譜分析

經將颱風侵襲期間，本所安裝在港內之壓力式波浪儀所量測到之資料分析成波浪能譜圖。颱風正在侵襲前後期間花蓮港各碼頭波浪能量集中週期比較表所示，由資料分析其內港 10 號碼頭主峰約在 0.0063Hz (158.7 秒)，外港 22 號碼頭則有雙能量尖峰的波譜發生，此表示波浪有來自港外的波浪及波浪在港內造成長週期浪以致靠泊船隻會形成不穩定的現象，因花蓮港其形狀大小已成固定，所以不管颱風是何種大小、強度、行徑方向所造成港內不穩靜的現象，其應都是一種相同的自然頻率。共分析結果雖然有此不穩定的現象，但仍有待作進一步的分析與探討。

2-2 台中港附近海域海流與波浪調查與分析

本所為瞭解台中港北防波堤延伸八百五十公尺後外廓防波堤之遮蔽效果，除作為評估港口擴建工程成效之依據外，並為未來擴建之參據。本報告包含本計畫及台灣省政府交通處台中港務局委託本所辦理台中港附近海域冬季季風與夏季季風及颱風期間波浪、海流、風及潮汐調查研究分析。

根據本所之經驗，完整之海氣象調查，必須包含現場波浪之觀測 (wave observation)、海流實測(current measurement)、潮汐水位實測及分析(tide record and analysis)及風向風速觀測 (wind observation)。因此現場實測調查研究計畫乃依據上述各項調查，就調查的內容，測定的方法，施測的頻率以及資料之分析，依序說明之。

2-2-1 波浪基本資料分析與特性

現場調查作業 ST.1 站使用荷蘭製 DATAWELL WAVEWRIDER 浮球式波向波高波浪儀；ST.2 與 ST.4 兩站使用同廠牌但沒有波向之波浪儀，其由加速度變化之訊號轉換成水位變化，再以無線電傳回本所接收機，再經由 RS232 直接輸入個人電腦硬碟中儲存。

各月份資料分析為一般統計結果，由各項分析所繪之圖表，整理調查海域波浪特性如下：

1. 由逐時變化圖可知在 83 年 10 月間分別有三個颱風通過台灣附近海域，其外圍環流及東北季風雙重影響所產生的湧浪與風浪，到達台中港海域 ST.1 站，所產生之有義波高(H)、週期(T)分別為 (3.28 公尺, 7.70 秒)；ST.2 站所產生之有義波高(H)、週期分別為 (4.21 公尺, 7.45 秒)；ST.4 站所產生之有義波高(H)、週期分別為 (3.45 公尺, 7.22 秒)
2. 本地區波浪主要由冬季東北季風造成，由於海峽吹風區域受到限制，所以波浪之成長與衰退迅速，因此風速與波浪有良好的相關。
3. 圖 2-3 為方向波浪能譜立體圖，為觀測夏季颱風期間席斯颱風(10月8日至10日)過境時段、泰瑞莎颱風(10月20日至22日)外圍環流影響及弗恩颱風(10月23日至26日)在琉球南方海面滯留，增強了台灣地區的東北季風梯度，出現波浪狀況分析結果、由各組記錄分析得到之能譜圖中得知，其波向主要在 $335^{\circ} \sim 350^{\circ}$ 間。
4. 水位能譜的型態有單一能量尖峰的代表，該記錄時段的波浪主要集中於此頻率，波況較單純；亦有雙(或多)能量尖鋒的波譜發生，此時表示波浪有來自不同風場而來，在觀測站匯聚而成。一般情況可分區域性的風浪(較高頻分量)及遠方颱風與風場產生的湧浪(較低頻分量)匯聚而成。

2-2-2 海流基本資料分析與特性

台中港港口附近的海流觀測站本年度共有三處，分別是北防沙堤站(ST.1)(北緯 $24^{\circ} 19'25''$ ，東經 $120^{\circ} 30'44''$)；北防波堤堤頭站(ST.2) (北緯 $24^{\circ} 8'$ ，東經 $120^{\circ} 28'09''$)；南防波堤附近站(ST.4)(北緯 $24^{\circ} 17' 10''$ ，東經 $120^{\circ} 29'$)，資料涵蓋期間自 1994 年 9 月至 1995 年 3 月共 6 個月。以下就各站的流況特性

作一分析說明。

1. 北防沙堤測站(ST.1)

由本站的流況玫瑰圖如圖 2-4 可發現流向大部分為西南向,此顯示在冬季東北季風吹襲下本站的海流成份大部份為風驅流,此外由圖 2-5 中流速分佈極值圖,同樣發現大部份的資料點落在負 x 與負 y 的第四象限(正 X 軸為 E 向,正 Y 軸為 N 向),此表示流向大致為西南向,最大流速則可達 92cm/sec。由行進向量圖,圖 2-6 也可明顯看出主要流向為西南。(二)北堤頭站(ST.2)之玫瑰圖可發現大部分的流向分別分佈在西及北方向,此與北防沙堤測站明顯不同,西向的流可能是受到北防波堤結構物的影響,而產生之強制裂流,至於北向的流則可能是恒流所造成。其極值圖也可看出資料點大部份落在正 y 軸與負 x 軸向上,此同樣表示流向大都分佈在西向及北向上。其中西向的流速較北向為大,最大流速可達 120cm/sec。另外其行進向量圖中可發現流向大都不是西向就是北向,其中以西向的行進距離較北向為大,另外配合北堤測風站的風速資料發現當風速較大期間(鋒面來襲時),流向向西,而當風速較小時則流向向北,此與前述西向的流為強制裂流,而北向的流為恒流的推論一致。

2. 南防波堤測站(ST.4)

由玫瑰圖可明顯看出大部分的流向分佈在北至東向之間,其分佈的集中程度不似上述兩站,且主要流向與北防沙堤測站明顯相反,此顯示此站的海流受風的影響不大,也就是風驅流成份不高,主要還是恒流與潮流成份。另外極值圖可明顯表現出大部份流速分佈資料點落在正 x 軸及正 y 軸向間,且分佈範圍為廣,不似北防沙堤測站的集中,且最大流速也較小僅 60cm/sec 左右。由行進向量圖也可看出本站海流大致流向東北,這與北防沙堤測站明顯不同。

2-2-3 潮汐基本資料分析與特性

台中港潮汐主要成份為半日潮與全日潮。而半日潮能量較全日潮能量為大。潮位變動範圍約在 0 至 5 公尺之間,民國 83 年 1 月至 84 年 3 月間平均潮差為 343cm,最大潮差為 535cm,平均潮位為 277.3cm,圖 15 為潮位能譜分析結果,由資料中可看出能譜的相對尖鋒分別出現在頻率 0.0391CPH(週期 25.58 小時)及 0.0781CPH(週期 12.80 小時),亦即台中港的潮汐主要由全日潮及半日潮組成的複

合潮，但半日潮的成份大於全日潮。

2-2-4 風速風向基本資料分析與特性

本所北堤觀測站位於北防波堤與北防沙堤間高程為 27 公尺。觀測期間共有二十六次強弱不同的東北季風出現，其中有八次強勁東北季風；在本工作期間冷鋒過境日期如下述：

2-2-5 海流、潮汐及風相關分析

在本計畫調查作業期間，雖曾同時進行多項海氣象觀測，然受限於觀測方式，儀器穩定度及自然天氣狀況等等因素，而無法同時得到長期連續的各項資料。但為了進行相關分析，因此由觀測資料中擷取分別分佈於不同月份的四個時段，各段皆有 12 天以上的長度且在此四個時段各項海氣象資料皆完整正常。這四個段分別是 94/11/06：10～94/11/21：08、94/12/01：00～94/12/14：23、95/02/12：12～95/02/28：23 及 95/03/01：00～95/03/12：23。今將這四個時段的 ST.1 站與 ST.2 站及 ST.2 站與 ST.4 站的海流，流速流向進行相關分析，另外將 ST.1 站及 ST.2 站的流速分別與風速及潮位變化進行相關分析。其結果如下：

1. 不同測站間海流相關分析

由不同時段的觀測中可發現 ST.1 站與 ST.2 站間流速的相關係數值在時間延時為零時左右皆可達 0.5 以上，可見此兩站的流速變化趨勢稍具相關性而且無太大的時間差。至於流向由於相關係數值於各時間延時皆不大故相關性不高；ST.2 站與 ST.4 站間流速的相關係數值於時間延時為 2 小時附近皆達 0.5 以上，此顯示這兩站的流速變化趨勢也稍具相關性，(ST.4 站落後 ST.2 站)，而流向間的相關性仍然不高。由以上說明可知台中港附近的海流流速變化趨勢大致存在著某一程度的關連，但流向變化則受到結構物影響而關連性低。

2. 流速與風速相關分析

由觀測中可發現 ST.1 站流速與風速的相關係數值於 11 月及 12 月的時段皆可達 0.75 以上(延時約 2 小時)，但在 2 月及 3 月的時段則不到 0.3。此原因是在 11 月及 12 月的時段中有多次強烈鋒面發生，因此風速大且持續穩定的時間也較長，相反的 2 月及 3 月的時段中風速較小且較不穩定(此可

由風玫瑰圖中可發現)。因此 ST.1 站的流速與強勁東北季風有密切關係。ST.2 站流速與風速的相關係數最大值並不高，且時間延時也不太穩定，此表示此站的流速與風速的相關性並不高，此原因可能是 ST.2 站的位置是在北防波堤堤頭附近，海流因受結構物影響而有不少的成份是屬強制裂流所造成。

3. 流速與潮位相關分析

ST.1 站流速與潮位的相關性於各時段皆不高（相關係數值約 0.25 以下），不過比較後可看出於風速較小的時段如 2 月及 3 月份，則相關係數值較風速較大的 11 月 12 月時段來得大些。可見當風速變小時，潮流成份所佔的比例會增加。至於 ST.2 站流速與潮位的相關性。其結果與 ST.1 站相似。嚴格而言依此四個時段流速與潮位的相關性很低，不過在其他時段，如夏季月份的時段，則其結果可能不是如此。此有待本計畫的後續觀測工作完成後再進一步分析。

三、資料庫查詢系統之建立

3-1 台灣近岸及離島地區風速風向資料特性

3-1-1 各測風站說明

在本計畫中主要是以蒐集海氣象資料為目的，故風測站的選擇是以近岸或離島地區為考量。經蒐集整理後共得 17 個測站的風資料如表 3-1。

表中資料是截至民國 81 年 6 月本所所蒐集之較完整資料經整理而得，不過在涵蓋期間內仍有零星資料缺失。民國 81 年 6 月到目前為止本所除繼續蒐集上述各站的後續資料外並蒐集興達港、鹽寮、南沙、鹿港、後安寮及曾文等站的資料，以豐富資料庫內容。

3-1-2 風速、風向原始資料說明

1. 資料格式

(1) 風速單位為公尺/秒

(2) 風向單位為 1 至 16，其中 1 表 NNE、4 表 E、16 表 N 或 1 表 N、5 表 E、16 表 NNW、經整理後以前者統一表示。

(3)缺資料以 00.00 或 99.99 或空白表示。經整理後統一以 99.99 表示。

2. 資料時間間隔有三種如 1 小時、2 小時及 3 小時。不過大部份是 1 小時間隔尤其是近年來的資料。在本計畫中未將資料時間間隔予一統一。

3. 資料分析與圖表繪製

依月、季(冬季：11月～2月，夏季：5月～8月)、年及站的時段分別予於統計各風向，各風速區間所佔之百分比，並將結果繪成風玫瑰圖。另外將各時段的風速平均值最大風速及對應風向與發生時間分別求出並製作成表。

一般而言，上述的風速、風向統計資訊已能滿足大部份使用者的需求。對於更進一步的分析，例如強風延時特性、海陸風特性的分析程式雖已建立，但其結果將暫不納入查詢項目。

3-1-3 颱風資料說明

本計畫共蒐集 1945 年至 1992 年的颱風資料，其內容包含時間(Y/M/D/H)，颱風中心位置、中心氣壓、移動速度、七級風及十級風暴風半徑等、上述這些資料將配合台灣附近海域大陸東南沿海及菲律賓北部海域以圖示顯示，方便使用者查詢。

3-2 台灣近岸海域波浪資料特性

3-2-1 各波浪站說明

本計畫先蒐集 11 個測站的波浪資料，各測站的相關資料如表 3-2。表中資料是截至 82 年止，在近兩年港研所於花蓮港，及台中港進行新觀測，目前尚未儲入資料庫中。由上表中可發現某些測站資料涵蓋期間較短，因此無法進行長期統計分析，故只挑選 6 個具較長資料的測站進行分析

3-2-2 波浪原始資料說明

1. 資料格式與內容

如表 3-2 所示，測波儀器種類不一，因此格式也不盡相同。此外處理程度不同，其結果也不一樣。一般而言大致分兩種，第一種是經初步處理的原始水位變化記錄，單位是公分，另外第二種是再次處理的波高，週期資料(如

Max, 1/10, 1/3 及 Meam 等), 單位分別是公分或公尺及秒。目前其格式已統一, 缺資料仍以 99.99 表示。原始水位變化記錄是作頻譜分析時所必須的資料, 如僅作做波高, 週期的統計分析則僅需第二種資料。由於原始水位變化資料所佔電腦儲存空間很大, 所以大部份的單位並未保存, 而無法完整蒐集。

2. 資料時間間隔與資料長度

由於儀器及觀測目的不同, 所以資料時間間隔與長度也不一樣。

(1) 水位變化資料

- a. 時間間隔有 2.56HZ 或 1.28HZ 如浮球式波浪儀, 有 2.0HZ 如壓力式波浪儀及超音波式波浪儀。
- b. 資料長度則隨觀測目的不同而有多種情況。大部份為 20 分鐘/2 小時, 其他如 20 分鐘/1 小時, 10 分鐘/2 小時, 40 分鐘/1 小時等等。

(2) 波高、週期資料

時間間隔有 1 小時, 2 小時, 3 小時, 6 小時及 12 小時等。資料長度以月為基本單位, 並作為檔案名稱的一部份。

3-2-3 資料分析與圖表繪製

1. 月, 季, 年及站示性波高、週期於各區間分佈百分比及平均值表。
2. 月及站示性波高、週期聯合分佈圖。
3. 月示性波高、週期之平均過繼時間圖。
4. 季, 年示性波高極端值分佈。

以上圖、表為供一般使用者查詢之用。另外進一步的分析有

1. 波浪尖銳度特性
2. 群波分析
3. 波高、週期相關分析, 統計比值關係分析。
4. 波高與風速相關分析與迴歸。
5. 波譜分析。

6. 颱風波浪特性分析。

以上分析結果暫不納入查詢系統，而僅作學術研究參考之用。

3-3 台灣近岸海域潮汐資料特性

3-3-1 各潮汐站說明

本計畫共蒐集 40 個測站的潮汐資料，目前建檔完成的有 14 個測站（具較長期資料）各測站的相關資料如表 3-3。

3-3-2 潮汐原始資料說明

1. 資料格式與說明

潮汐資料格式因僅記錄水位高程變化而較單純，其水位變化數值單位為公分並記錄每日的二次高，低潮位及發生時間及平均潮位，每月的平均高潮位，低潮位及最高高潮位最低低潮位和發生時間。資料缺失時以 999 及 99:99 表示。潮汐資料是否正確使用與其水準零點的採用有關，目前大部份的資料是採用台灣省一等水準系統，也就是一般所謂的中潮系統。

2. 資料時間間隔與資料長度

資料時間間隔為 1 小時，資料長度則以月為基本單位。

3. 資料分析與圖表繪製

由於潮汐資料較單純一般以月報表顯示，但在港灣規劃時所需的潮位資料有下列各項--

- (1)最高潮位(H.H.W.L.)
- (2)大潮平均高潮位(H.W.O.S.T.)
- (3)小潮平均高潮位(H.W.O.N.T.)
- (4)平均高潮位(M.H.W.L.)
- (5)平均海水面(M.S.L.)
- (6)平均低潮位(M.L.W.L.)
- (7)小潮平均低潮位(L.W.O.N.T.)

(8)大潮平均低潮位(L.W.O.S.T.)

(9)最低潮位(L.L.W.L.)

上述中第 2,8 項的差稱大潮差,第 3,7 項的差稱小潮差。一般在港灣規劃設計時除了需要上述的潮位資料外,也需暴潮位的資料,因為在防波堤堤頂高度,或胸牆高度的決定,必須依據暴潮位加以計算。而目前一般潮汐資料中並未提供暴潮位,而是由經驗公式加以推算,其準確性如何?仍有待蒐集暴潮實測記錄加以驗證。

3-4 台灣近岸海域海流資料特性

3-4-1 各海流測站說明

本計畫共蒐集台灣近岸海域 9 個測站的海流資料,如表 3-4

3-4-2 海流原始資料說明

1. 資料格式與內容

海流資料包括流速(單位:公分/秒),流向(單度:度度量),X 分量流速,Y 分量流速,向岸流速,離岸流速等。如表 5-1 所示海流資料全部為本所所測,因此格式統一缺資料時以 999.9 表示。不過由於儀器佈放與收回時間不一定剛好分別在某月 1 日的零時或某月 30 日(31) 日的 23 時,因此資料需整理切割成以月份為基本單位的資料檔。考慮海流的觀測結果與儀器佈置深度有關,因此在每筆資料的資料典中需附儀器在水面下的佈置深度資料。

2. 資料時間間隔與資料長度

資料時間間隔為 10 分鐘平均值,及 1 小時平均值。資料長度以月為單位。

3. 資料分析與圖表繪製

取 1 小時平均值的資料依月、年及站的時段分別予統計,各方向各流速區段的分佈百分比,據此繪出流玫瑰圖,並得各方向的流速平均值,最大流值及發生時間製成表格。如表 3-5。以供一般使用者查詢之用。對於更進一步的分析有

- (1) 流速，流向逐時變化圖。
- (2) 海流累進向量圖。
- (3) 海流能譜圖。
- (4) 流速與風速相關圖。

上述圖資料暫不納入查詢系統中，而僅作學術研究參考之用。事實上近岸海流受海岸線，底部摩擦，及海岸人工結構物的影響，兩測站雖相距數百公尺，甚至僅數十公尺，其流速，流向會有很大的差別，即使在同一點的上、下兩層流速，流向變化也可能有很大的不同。因此海流資料在應用時應特別小心，尤其在近岸地區。

3-5 資料庫及查詢系統建立

海氣象數值化資料庫項目眾多且型式繁雜，除了建檔不易外，資料之管理與使用也十分不易。若要達成學術研究單位，海岸港灣規劃設計單位，港務局及上級長官諮詢時所需之資訊皆能立即取得與利用，則需在資料庫組織及資料庫管理上加設計，並配合適當之查詢系統功能(如地理資訊系統)及資料不斷增補方能達成此一要求。

3-5-1 資料庫內容與資料增補

在前述各章節中已說明本計畫蒐集了大量的海氣象資料，其中有本所自行調查之一手資料，亦有其他單位經整理之二手資料。實際上資料來源最好是由一個單位的一手資料，以免整合時有不相容的現象，然而由於海氣象資料的多樣性，測量方法的非一致性及觀測單位因其業務需求目的不同，所以資料的格式現階段無法全盤統一。但將來為了資料庫的建立、更新，實應邀請專家訂定基本制式的觀測方法，及一致化的格式。

資料的更新週期及管道上亦因資料性質及資料權責單位而有所不同。資料更新週期必需考慮資料供給面及需求面之協調，若資料生產為制式單位之制式業務，則其更新週期需遷就其資料的生產作業程序，例如經常性之潮汐、風速、風向資料，若資料生產非制式業務，則因資料涵蓋面不全，而無固定的更新週期，例如非經常性的海流，波浪觀測。在本資料規劃中因受限於經費與人力，資料更新週期暫定為兩年。本資料庫的二手資料蒐集管道，尚未建立，而是以資料互惠或人際交情關係取得資料，所以資料來源不穩定，目前水利局及氣象局是兩個

提供本所免費資料較穩定的單位。依交通部委託海下技術學會辦理的海洋環境資料庫整合系統方案之規劃，將來資料的流通管道因權責區分分明，而會變得較順暢。

本所目前的制式業務為台灣五大國際港的海氣象觀測網的建立，以配合各港 VTMS 系統提昇船舶進出港安全。由於功能需求是能即時取得各港的海氣象資料，因此其資料更新週期，則以儀器功能為考量，例如風速為瞬時，波浪為小時等等。上述是屬即時海氣象資料現況查詢系統，不屬於本計畫長期資料之資料庫規劃範圍。但其觀測資料經整理後仍應儲入本資料庫中。

3-5-2 資料庫查詢系統設計

海氣象資料庫之供應對象方式及工具應先規劃與設計，以便於本資料庫設置之目標得以達成。規劃中的海氣象資料皆以測站為主選擇將其以圖繪出來，並彙集成冊以便資料的使用者，可由傳統看圖的方式來獲得資訊，如此查詢的供應對象可以最廣，而其形式與工具也是最易懂易學。但由於資料庫中的資訊量遠遠超過圖冊所能承載者甚多，故要深入詳細之資料或更自動化與整合方式來使用此資料庫，則需以資料庫查詢系統來支援，並透過電子網路來傳遞與使用此系統，同時以繪圖或列印的週邊設備來記錄所需之資料及資訊輸出。以充份滿足使用者的不同需求。

本資料庫之初期主要供應對象為海洋、海岸、港灣管理者，包括中央及地方之主管單位，及公民營顧問公司之港灣規劃設計者，及學術研究單位如圖 3-1。這些使用者在區位上分佈全國，而資料需求項目深度及內容會因其掌管層次而有所不同。故理想之資料庫供應方式應為網路線上供應，且儘量具彈性，以解決使用者區位及資料需求之高分歧性。在資訊及資料供應工具最好是有網路系統，輸出子系統及查詢、展示系統。而在供應媒體上可透過網路或磁性媒體（磁碟、磁片）或紙張來供應。在供應環境上，需有專職者作供應之服務及系統之管理與維護(含資料庫之更新)。最好是此一資料查詢供應在本所成為一制式業務，而有必需之人員及預算來運作此體系，然這個目標在現階段本所仍無法達到。此外在資料供應及使用上應有法規上之依據，以界定資料庫運作程序、權責，資料供應對象方式、收費及使用與供應者之責任與義務。除上述所說的基本環境建立外，尚需對操作人員及潛在之資料使用者加以訓練，以求正確之使用資料庫及方便地取得資料庫可供應之適當資料及資訊。有關這方面可在本所每年舉辦之港灣技術短期訓練班中，加入此一課程。本計畫之資料庫查詢系統初步之大略流

程如圖 3-2。

3-5-3 資料管理

本研究所建立之海氣象資料庫包含五類資料，各資料分別來自不同單位，經由不同蒐集方法與程序各資料也各自具備不同特性。為使使用者能夠充份瞭解資料的性質，不致誤用，並作為與其他資料庫資料連結之參考(如國土資訊系統)，故編輯資料目錄(含圖表)及資料典，以加強資料庫之完善性。

資料典為各項資料項的詳細描述，包括下列各項資料如下：

1. 編碼：

資料檔案編碼為配合電腦檔案名稱宣告規則，而分主碼共計八碼，前四碼為西元年，下二碼則表月份，再下二碼則表測站英文代號，副碼共計四碼，則表資料種類。

2. 資料權責單位：

為該項資料之提供調查經費單位，不一定是實際之資料生產單位。

3. 原始資料生產單位：

該項資料之調查生產單位名稱，此為最基層單位。

4. 資料提供及更新單位：

該項資料之整理，建檔及提供單位。

5. 資料內容簡述：

說明該資料內包含了那些資料，項目名稱、定義為何，使用何種度量單位、方位標示等。

6. 資料生產方法：

該項資料所用之調查儀器及觀測方法。例如浮球式波浪儀每 2 小時觀測 10 分鐘。

7. 測站說明：

說明該項資料的測站地理位置描述，含該測站經緯度，儀器佈置高度，

或深度。

8. 資料時間間距：

資料之時間間距，如 1 小時、2 小時、.....等。

9. 資料時間涵蓋：

表該資料時間涵蓋範圍，在本計畫中大部份的正常資料時間涵蓋範圍是 1 個月(因以月為資料檔案的基本單位)。

10. 資料品質：

依該項資料觀測時的正常與否，推估其資料品質。以百分比表示。

11. 資料格式：

資料格式說明，如 2F6.2、A12，以方便使用者。一般以提供給其他單位之常用型式為準。

12. 資料使用限制：

使用該項資料是否有任何安全或所有權上之限制。

13. 資料取得管道：

欲取得該項資料之手續，聯絡單位、人員及電話資料。

14. 資料出版情形：

該項資料是否有出版品、出版物名稱。出版品或出版物是指含有此項資料之專刊，如統計年報。

四、結論與建議

針對花蓮港與台中港港口擴建後之海氣象調查，本研究中已詳述其作業過程與分析結果；對於往昔龐大的海氣象資料之整理、歸納及建檔，文中亦作一詳細的規劃架構，綜觀整體，可歸納下列幾點結論：

1. 北防沙堤測站海流成份主要為風驅流，流向西南最大流速 90cm/sec。北堤堤頭測站海流成份主要為恒流，及強制裂流，流向明顯分佈於西向及北向，鋒面來

襲時風速增強，強制裂流成份明顯流向向西，最大流速可達 120cm/sec，當鋒面離境時風速減弱，恒流成份較明顯，流向向北。南防波堤測站海流成份主要為潮流及恒流，流向分佈較分散，大致在北向與東向之間，最大流速 60cm/sec，北堤北側海流成份與北堤堤頭測站相同，流向分佈相近，但流速稍偏小些。

2. 與以往堤頭海流觀測資料比較發現，最大流速有偏小的趨勢，此可能是北防波堤延伸 850 公尺及堤頭水深變深，使得強制裂流的強度減弱所致。
3. ST.1 中站潮流振幅在 50cm/sec 左右，主要沿著平行海岸方向(北北東~南南西走向)往復運動。
4. 83 年 10 月份為秋、冬交接期間，受颱風與東北季風雙重影響，有明顯東北東強風出現，83 年 11 月至 84 年 3 月期間風向集中在東北東(ENE)方向，呈現典型的冬季東北季風型態。
5. 83 年 10 月份台灣地區發佈之颱風警報有一次，但未直接通過調查海域，僅為湧浪傳播到達與外圍環流東北季風梯度增強所產生之有義波高、週期，分別為 ST.1 站(3.28 公尺，7.70 秒)，ST.2 站(4.21 公尺，7.45 秒)，ST.4 站(3.45 公尺，7.22 秒)；由於颱風路徑並未通過台中港附近海域，觀測結果較台中港過去相關記錄為低。
6. 本地區波浪主要由冬季東北季風造成，由於海峽吹風區域受到限制，所以波浪之成長與衰退迅速，因此風速與波浪有良好的相關。以 ST.1 站來看，風速在 5m/s 左右時 H 在 1 公尺以下，T 在 4~5 秒，風速在 10m/s 左右時，H 在 1~2 公尺，T 在 5~7 秒，風速在 15m/s 左右時，H 在 3~4 公尺，T 在 6~8 秒，波向在北北西~北北東之間。
7. 水位能譜的型態有單一能量尖峰的代表，該記錄時段的波浪主要集中於此頻率，波況較單純；亦有雙(或多)能量尖鋒的波譜發生，此時表示波浪有來自不同風場而來，在觀測站匯聚而成。一般情況可分區域性的風浪(較高頻分量)及遠方颱風與風場產生的湧浪(較低頻分量)匯聚而成。
8. 資料蒐集後若沒有作系統化的整體分析，則無法成為有用的資訊。由於海氣象資料龐大、繁雜而且格式不統一，因此在整體分析之前須先作處理。本計畫為這項工作投入許多人力與時間，目前已完成大部份資料的整理，篩選及分析工作。在後續研究中將建立海氣象資料庫及其查詢系統，以提升資料提供水準而達

到較高資訊服務層次。

9. 資料庫的管理、更新及查詢系統的維護皆須有專職的人員及充足的預算經費才能順力的運作，最好此項工作成為本所制式業務之一，以保持海氣象資訊服務的水準。
10. 海氣象資料宜訂定統一格式，以方便資料庫的建立，及需求者的使用。此外觀測方法也宜訂定基本的制式作業程序，以增加資料內容一致性及可靠性。
11. 海氣特性一般而言，在短期內沒有太大變動，但是就長期而言，則可能受地球自然環境或人為環境的改變而有變化，所以資料的蒐集調查是一長期性永續工作。也因此資料庫也應該每隔一適當時間後必須進行更新作業，而其中資料的蒐集管道應由一權責單位進行統合及提供。因此各單位在進行海氣象觀測業務時，應將其觀測作業基本內容通報上述權責單位。

五、參考文獻

1. 梁乃匡、張金機、簡仲璟、曾相茂等，1987至1993，台灣四周海氣象調查研究(一)~(八)，港灣技術研究所。
2. 沈景鵬、林文、高家俊等，1994，建立海象觀測網與海洋環境資料庫整合系統之規劃(二)--方案規劃，交通部。
3. 張長義，1994，台灣沿海地區環境敏感地帶保護示範--環境基本資料庫之建立，行政院環境保護署。
4. "台灣海域海氣象特性研究"，1995，港灣技術研究所，84研(二)。

表 3-1 台灣近岸及離島地區風測站名稱及相關資料表

測站名稱	代號	測站經緯度	海拔(m)	儀高(m)	涵蓋期間	提供單位	原資料媒體
台中港	TC	24° 18' 25" N 120° 31' 20" E	----	----	1984/01~ 1991/12	港研所	磁片
梧 棲	WC	24° 15' 31.44" N 120° 30' 54.24" E	8.6	10.5	1984/01~ 1991/12	氣象局	報表紙
外傘頂洲	WA	23° 28' 05" N 120° 52" E	----	----	1988/01~ 1991/12	水利局	報表紙
塭 港	WK	23° 28' 06" N 120° 7' 46" E	----	----	1988/01~ 1991/12	水利局	報表紙
觀 音	KI	-----	----	----	1981/12~ 1983/08	港研所	報表紙
大 鵬 灣	TP	22° 26' 12" N 120° 28' 7" E	----	----	1990/11~ 1991/12	港研所	磁片
高 雄	KS	22° 33' 20" N 120° 18' 27" E	----	----	1984/01~ 1991/12	氣象局	磁帶
新 港	SK	23° 06' N 121° 22' E	32.7	12.3	1975/01~ 1982/12	氣象局	報表紙
台 東	TT	22° 45' N 121° 09' E	9	11.4	1984/01~ 1987/12	氣象局	磁帶
花 蓮	HL	23° 59' N 121° 36' E	----	----	1984/01~ 1991/12	氣象局	磁帶
基 隆	KL	25° 09' 28.4" N 121° 44' 38.7" E	----	----	1984/01~ 1991/12	氣象局	磁帶
蘇 澳	SA	24° 38' N 121° 52' E	3.3	10.1	1984/01~ 1991/12	氣象局	磁帶
東 吉 島	DG	23° 16' N 119° 40' E	45.5	8.7	1978/01~ 1987/11	氣象局	磁帶
澎 湖	PH	23° 34' N 119° 33' E	----	----	1978/01~ 1987/11	氣象局	磁帶
澎 佳 嶼	PG	25° 38' N 122° 04' E	99.0	7.2	1978/01~ 1987/11	氣象局	磁帶
蘭 嶼	LY	22° 02' N 121° 33' E	323.3	12.5	1978/01~ 1987/10	氣象局	磁帶
東 沙	TS	20° 42' N 116° 43' E	----	----	1978/01~ 1987/11	海軍氣象中心	報表紙

表3-2 台灣近岸海域波浪站相關資料

站名	代號	位置	水深	儀器形式	起迄時間	檔案筆數	提供單位	原資料媒體
鼻頭角	BT	25° 8' 9" N 121° 55' 31" E	55	超音波	1980/10~ 1993/08	106	氣象局	磁帶
成功	CK	23° 4' 47" N 121° 23' 00" E -----	36	超音波	1980/06~ 1989/12	101	氣象局	磁帶
			43	超音波	1992/06~ 1993/09			
東吉島	DG	23° 15' 00" N 119° 41' 46" E -----	44	超音波	1981/07~ 1988/10	88	氣象局	磁帶
			29	超音波	1991/08~ 1993/09			
花蓮	HL	23° 58' 45" N 121° 37' 46" E	30	浮球式	1989/12~ 1993/03	40	港研所	磁片
觀音	KI	-----	13	壓力式	1981/12~ 1984/06	21	港研所	磁片
(許厝)	SS	25° 03' 30" N 121° 03' 24" E	16	壓力式	1991/10~ 1993/03		港研所	磁片
高雄	KS	22° 25' 40" N 120° 27' 40" E	16	超音波	1990/11~ 1993/03	22	港研所	磁片
小琉球	LC	22° 24' 13" N 120° 20' 46" E -----	34	超音波	1988/04~ 1989/08	25	氣象局	磁片
			23	超音波	1992/06~ 1993/09			
興達	SD	-----	9.5	壓力式	1984/06~ 1985/06	13	港研所	磁片
台中	TC	-----	19	超音波	1971/07~ 1977/12	63	中港局	報表紙
			20	浮球式	1989/08~ 1989/09		港研所	磁片
				壓力式	1989/11~ 1989/12			
大鵬洲	TP	-----	16	超音波	1978/09~ 1984/12	75	高港局	報表紙
外傘洲	WS	23° 36' N 120° 03' E -----	20	壓力式	1989/02~ 1989/03	5	港研所	磁片
			13	壓力式	1989/09~ 1989/11			

表3-3 台灣近岸海域潮汐站相關資料表

測站名稱	代號	時 間	提拱單位	原資料來源	備 註
台中港	TC	1971/03-1994/06	中港局、港研所	報表紙	缺1976/08-1977/04
興達港	SD	1984/06-1985/11	台 電	報表紙	缺1984/08
高雄港	KS10 KS02	1971/01-1992/06 1988/01-1994/06	高雄港務局	報表紙	
花蓮港	HL	1976/01-1994/01	高雄港務局	報表紙	缺1981/01-1983/12
蘇澳港	SA	1981/01-1992/12	高雄港務局	報表紙	
基隆港	KL	1956/01-1993/11	基隆港務局	報表紙	
永 安	YA	1982/04-1984/03	港 研 所	磁 帶	缺1983/01-03
塭 港	WK	1988/01-1994/06	水 利 局	報表紙	
三條崙	SL	1988/01-1994/06	水 利 局	報表紙	
將 軍	JJ	1988/01-1994/06	水 利 局	報表紙	缺1993/09-1994/04
竹 園	CW	1991/01-1993/09	水 利 局	報表紙	
芳 苑	FU	1988/01-1994/06	水 利 局	報表紙	
富 岡	FK	1992/05-1994/06	水 利 局	報表紙	
塢廣嘴	KT	1992/06-1994/06	水 利 局	報表紙	1994/01

表3-4 台灣近岸海域海流測站相關資料表

測站名稱	代號	時 間	提供單位	原資料來源	備 註
台中港	TC	1981/11-1981/12 1982/04-1982/05 1982/08 1983/03 1985/12-1986/01 1986/03-1986/04 1986/12-1987/03 1988/0311-1988/0427 1992/01-1992/03	港研所	磁帶	RCM-4海流儀 RCM-7海流儀
興達港	SD	1984/08-1985/11	港研所	磁帶	RCM-4海流儀
紅 柴	HT	1982/12- 1984/02-1984/11	港研所	磁帶	RCM-4海流儀
蘇澳港	SA	1986/09-1986/11	港研所	磁帶	ACM-2海流儀
觀 音 (永安)	YA	1982/02-1982/05 1983/05-1994/06	港研所	磁帶	RCM-4海流儀
蘭 嶼	LY	1982/06	港研所	磁帶	RCM-4海流儀
花 蓮	HL	1989/1229-1990/0108 1990/0323-1994/06	港研所	磁帶	RCM-4海流儀 RCM-7海流儀
外傘頂洲	WA	1989/0301-1989/0330	港研所	磁帶	
高 雄	KS	1992/01-1992/12	港研所	磁帶	

表 3-5 高雄港一月份海流速度在16個方向之統計結果

Dir.	Data no	Ave. speed (cm/s)	Stand. dev. (cm/s)	Conf. upper limit (cm/s)	Conf. lower limit (cm/s)	Max. speed (cm/s)	Max. speed date
N	168	12.49	8.24	13.31	11.67	27.04	1992. 1.22.11: 0
NNE	112	8.62	4.83	9.21	8.03	17.94	1992. 1.22.12: 0
NE	72	6.79	3.24	7.28	6.30	15.22	1992. 1.19.16: 0
ENE	88	5.98	2.32	6.30	5.66	14.39	1992. 1.19.15: 0
E	96	7.60	2.54	7.94	7.26	24.52	1992. 1.19.10: 0
ESE	200	11.86	5.25	12.34	11.38	27.59	1992. 1.19.13: 0
SE	640	21.97	12.51	22.58	21.36	67.31	1992. 1.19.12: 0
SSE	352	20.06	18.03	21.28	18.84	64.53	1992. 1.19.13: 0
S	16	5.90	2.99	6.90	4.90	12.00	1992. 1.25. 6: 0
SSW	16	4.86	2.19	5.59	4.13	9.65	1992. 1.21.17: 0
SW	48	3.34	0.79	3.49	3.19	5.39	1992. 1.21.17: 0
WSW	16	4.84	0.86	5.13	4.55	9.72	1992. 1.24. 8: 0
W	40	6.17	2.49	6.68	5.66	15.38	1992. 1.19. 2: 0
WNW	168	10.25	4.46	10.69	9.81	23.96	1992. 1.19. 0: 0
NW	456	15.93	7.61	16.38	15.48	35.07	1992. 1.22. 1: 0
NNW	288	14.57	7.59	15.14	14.00	30.64	1992. 1.22.10: 0

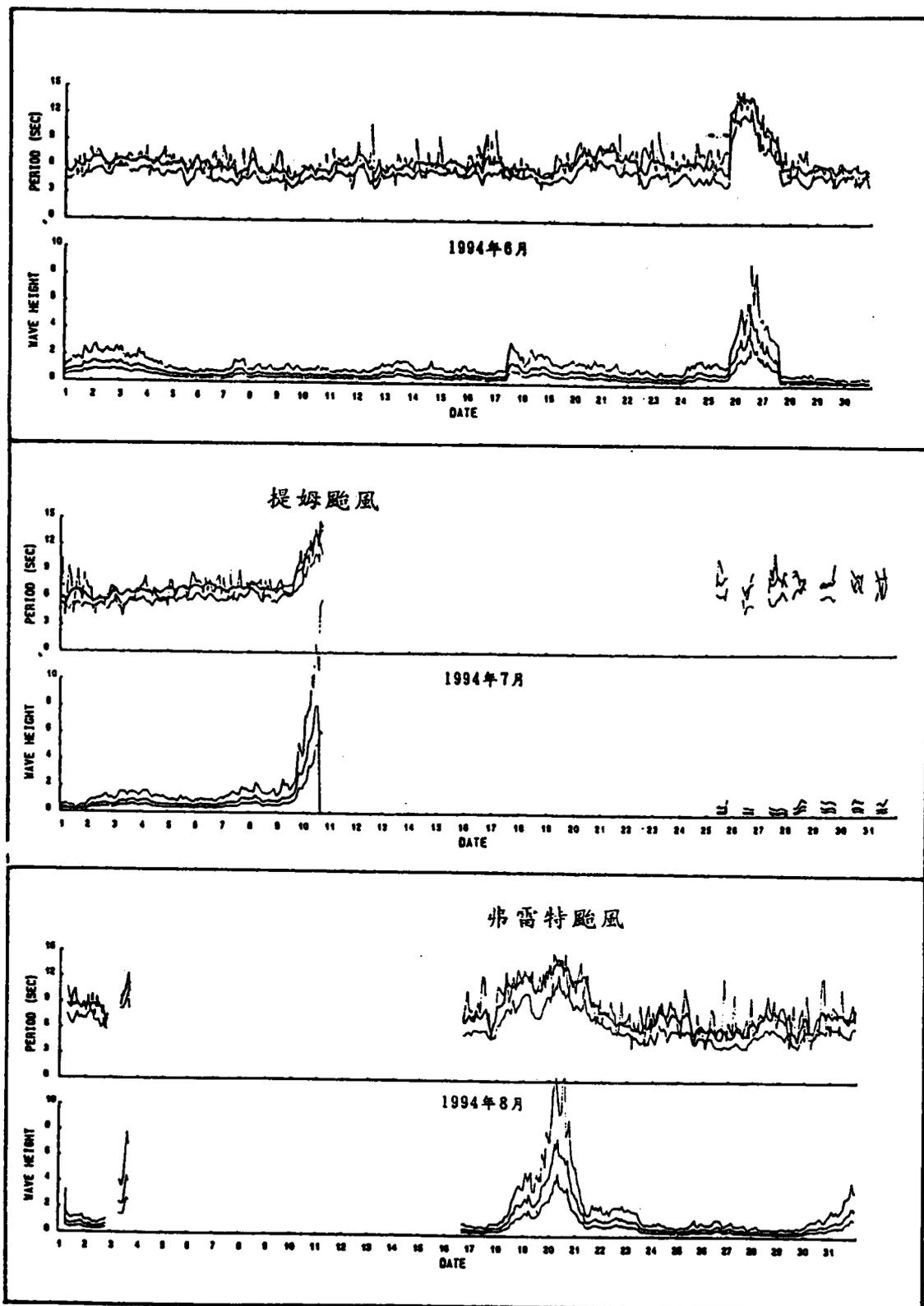


圖 2-1 花蓮港觀測站(ST. 2)1994年6月、7月、8月份波浪逐時變化圖

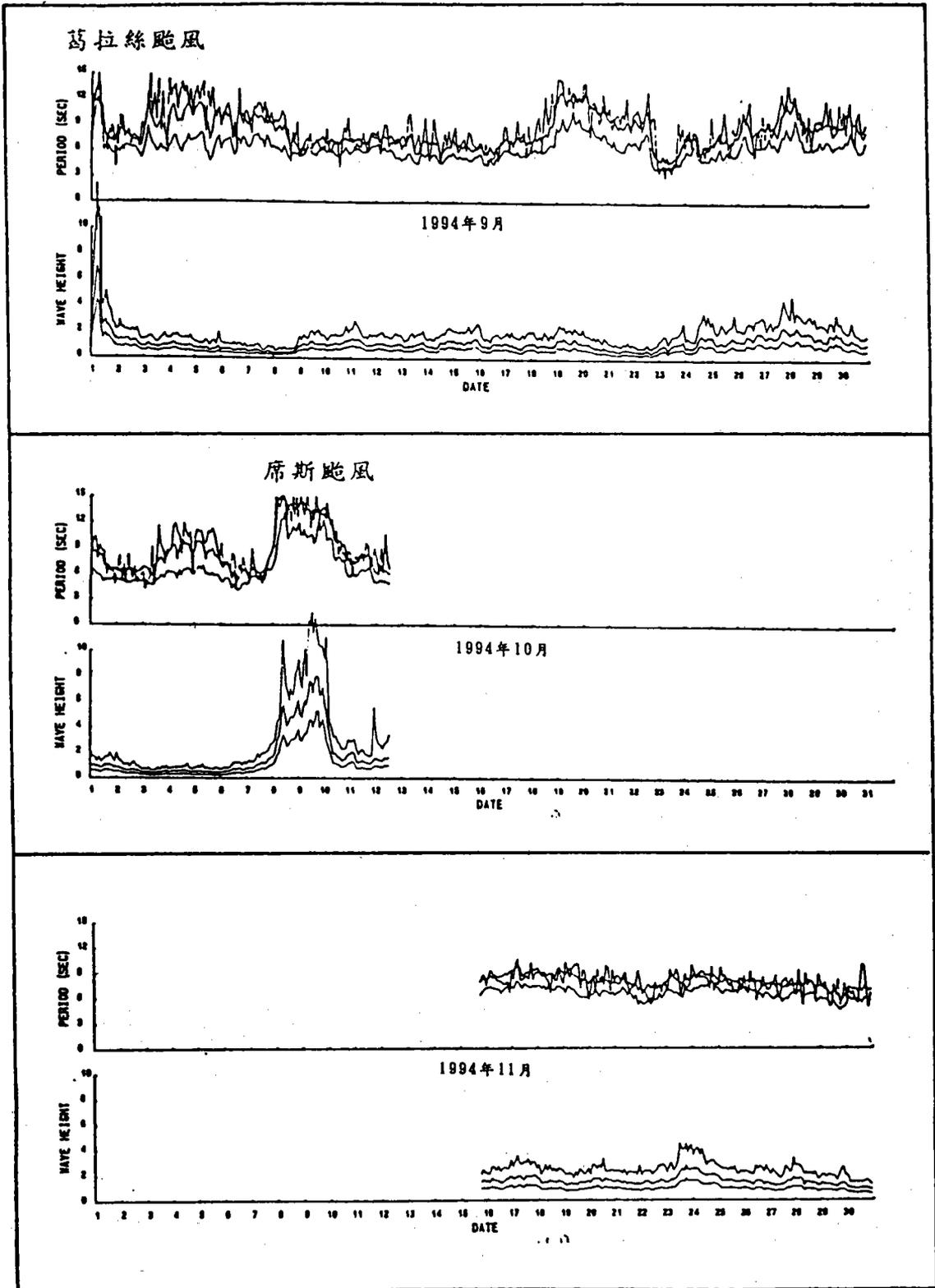


圖 2-2 花蓮港觀測站(ST.2)1994年9月、10月、11月份波浪逐時變化圖

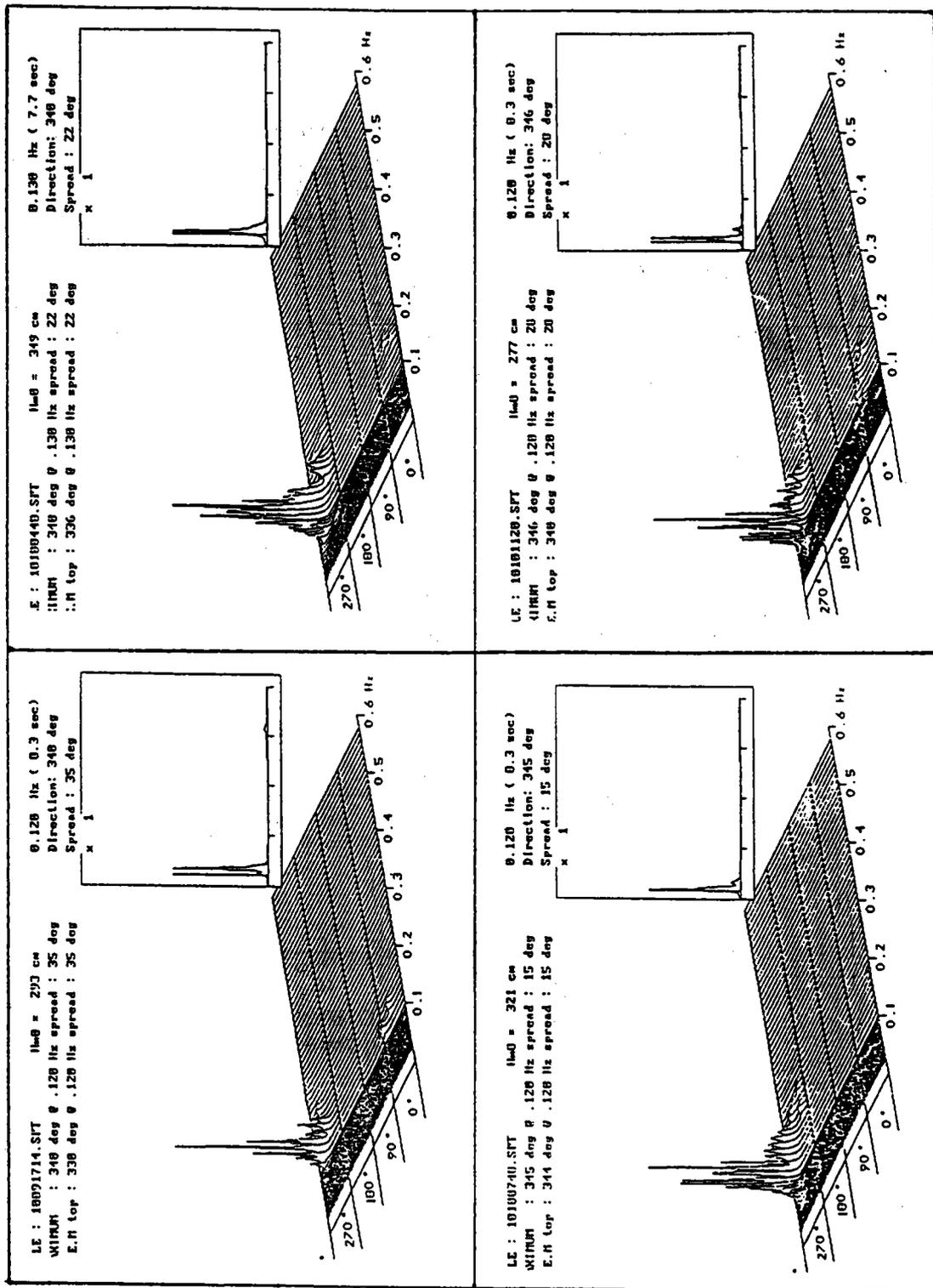


圖 2-3 1994年10月9日~10日 席斯脫風與東北季風雙重影響ST.1站方向波波譜立體圖

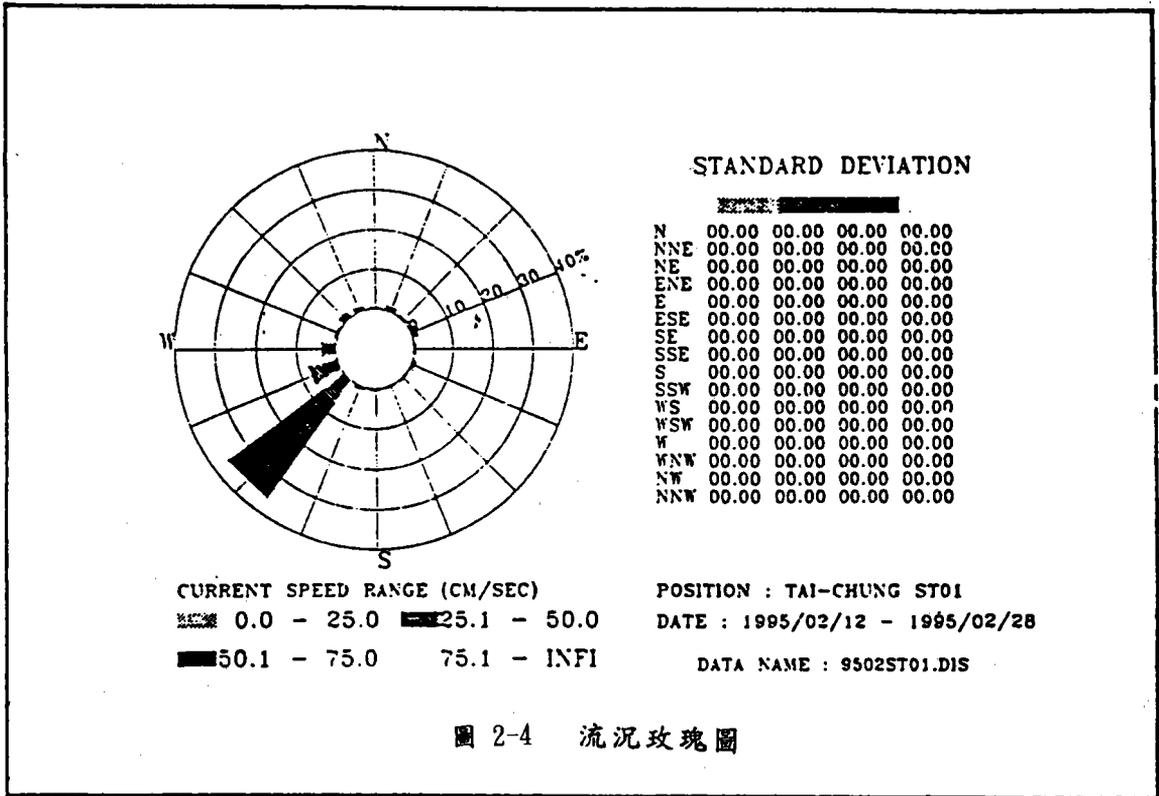


圖 2-4 流況玫瑰圖

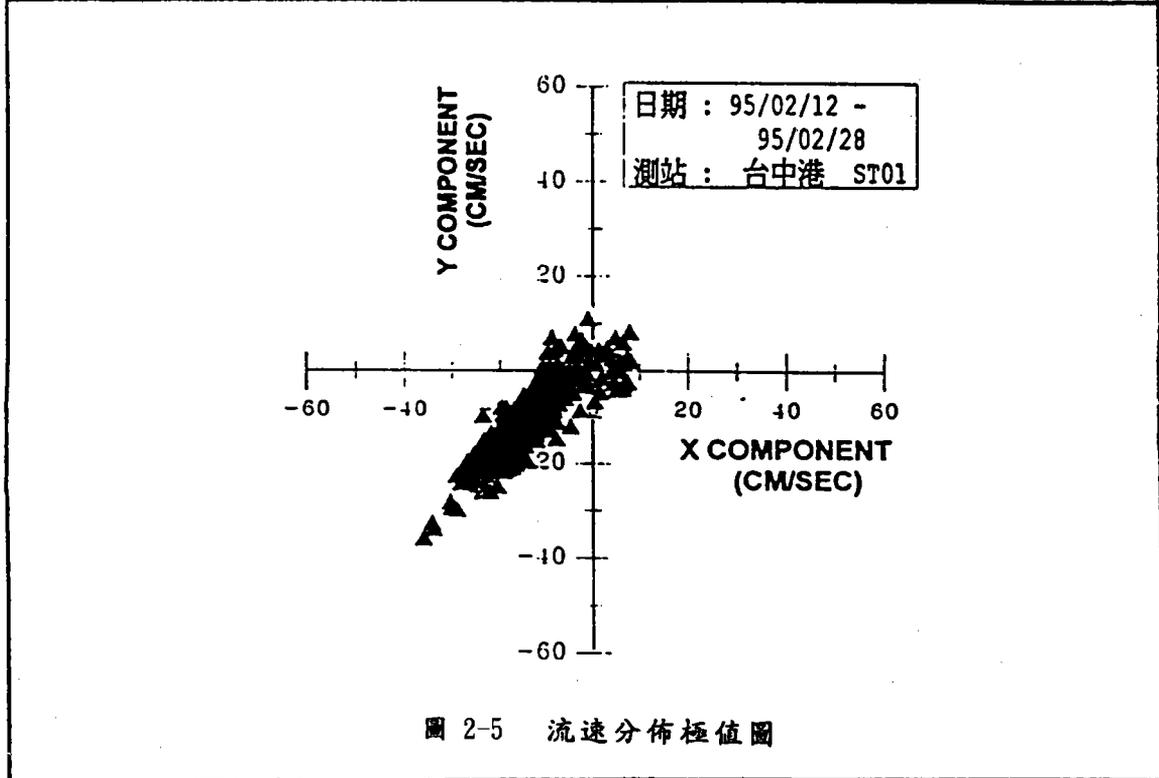


圖 2-5 流速分佈極值圖

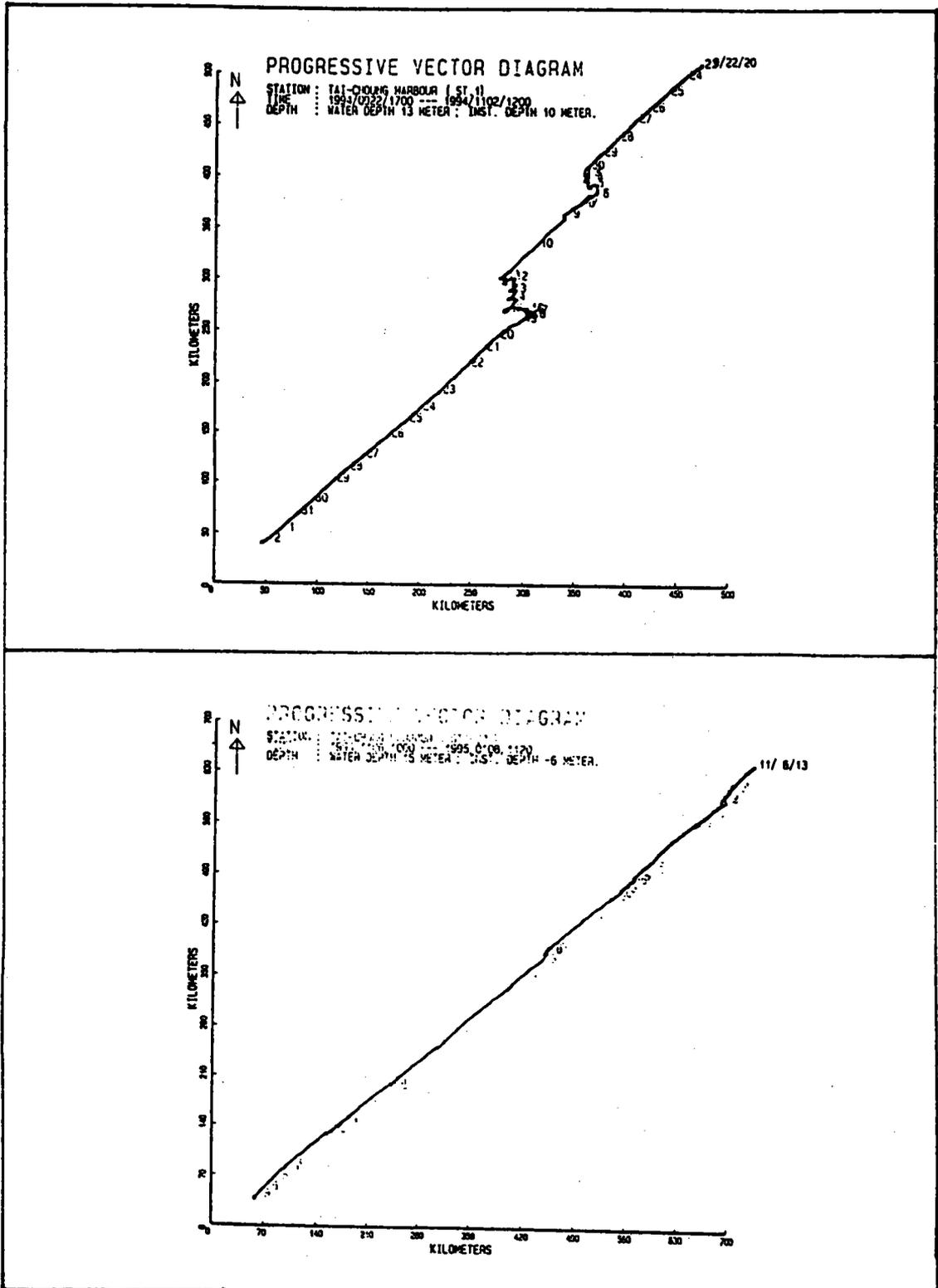


圖 2-6 ST.1 觀測站海流累進向量圖

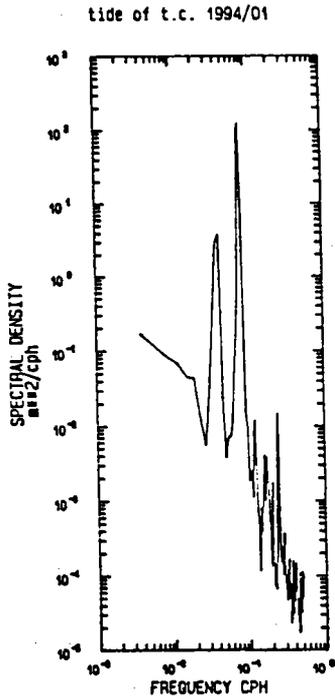


圖 2-7-1 台中港83年1月潮位能譜圖

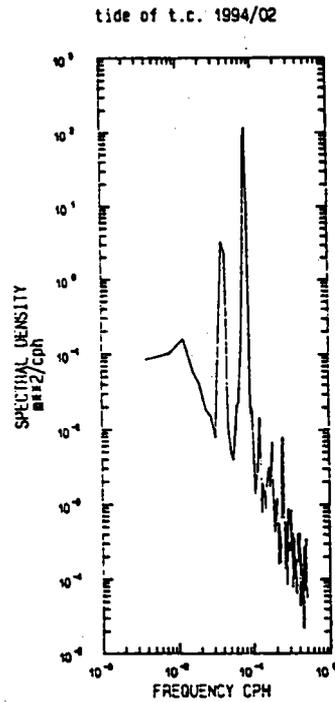


圖 2-7-2 台中港83年2月潮位能譜圖

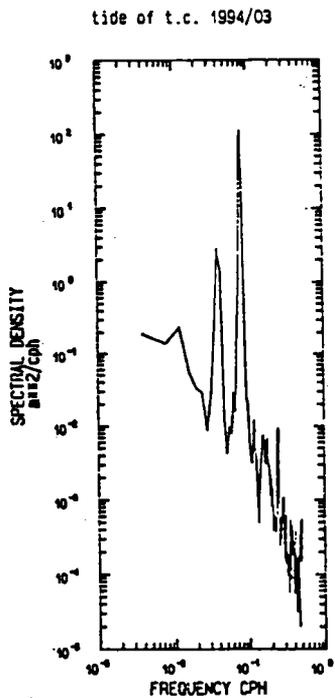


圖 2-7-3 台中港83年3月潮位能譜圖

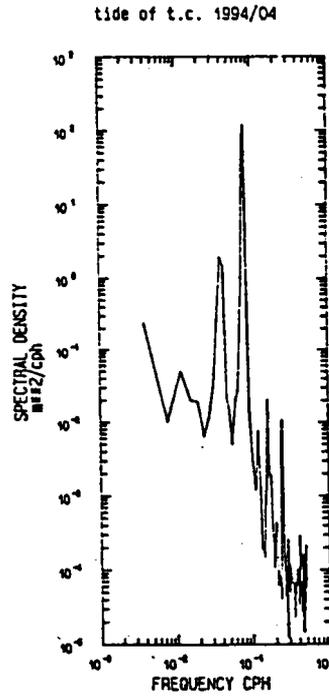


圖 2-7-4 台中港83年4月潮位能譜圖

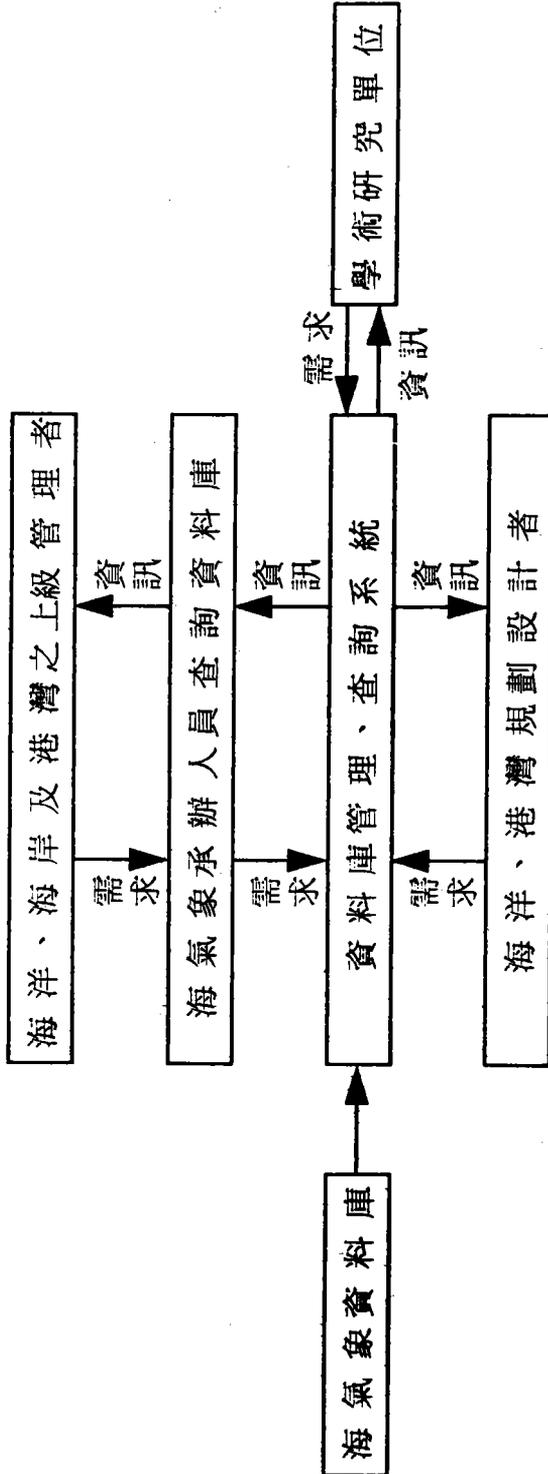


圖 3-1 海氣象資料庫供應對象類別運作模式

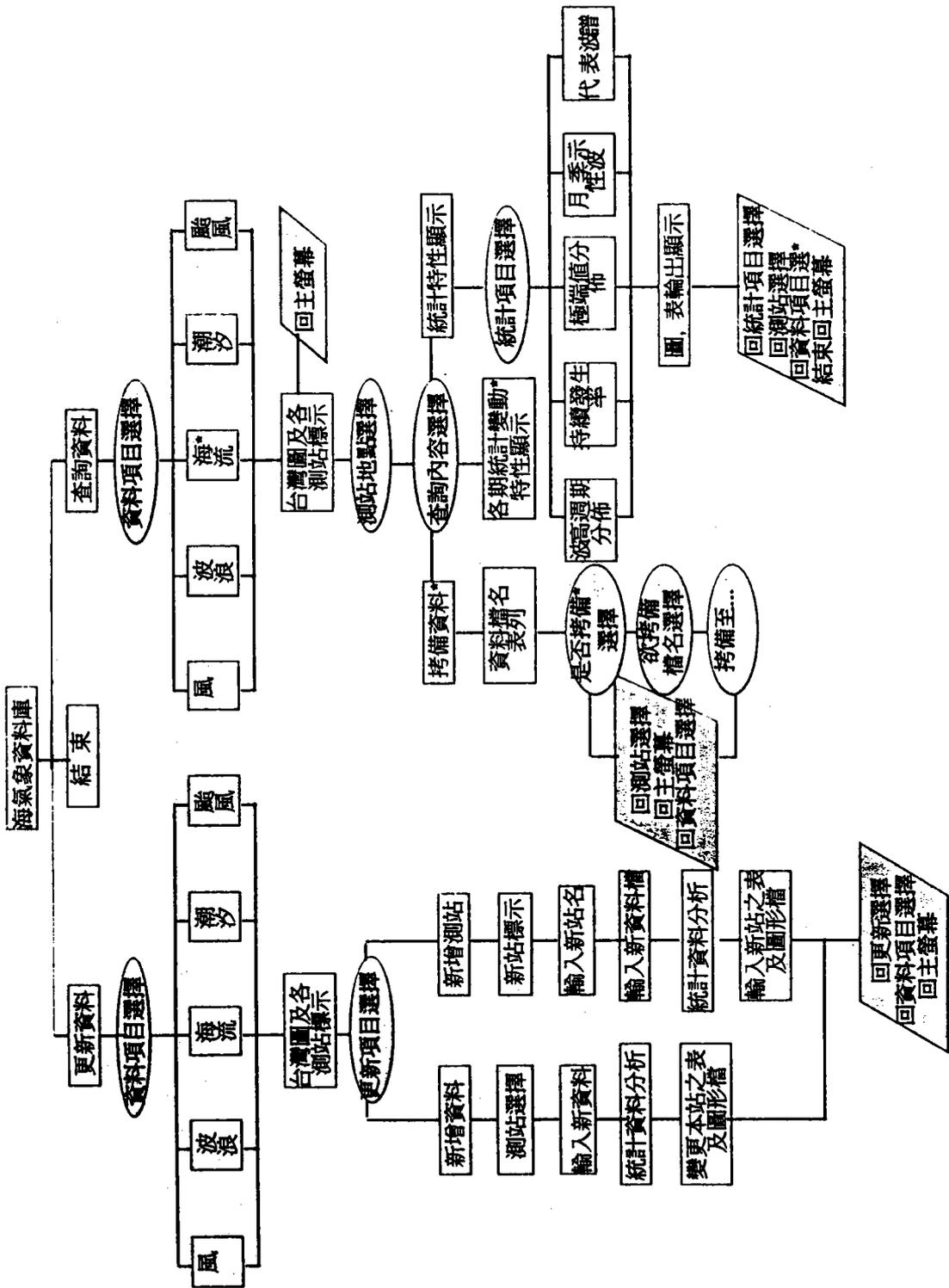


圖 3-2 海氣象資料庫查詢系統流程圖

衛星遙測海洋波浪方向頻譜

郭一羽 國立交通大學土木系

一、前言

傳統的波浪觀測，利用各種波浪儀(水壓式、超音波式、電極式、浮標式等)，雖能簡單測得波高、週期或一維頻譜，但對波向的觀測較不容易。且其儀器的佈放、監測及回收等都相當困難，而且又往往易於遭受人為的破壞，致使資料往往無法如願取得。尤其，對政治敏感海域或人員不易到達的海域，及天候惡劣的情況下，幾乎無法取得資料。此外傳統波浪觀測屬於點的量測，而遙測技術是快速獲取大區域或整體地表訊息的科技，它結合了高空偵測，多譜掃瞄與多時攝像的優點，能迅、有效地監測地表資訊，應用於海洋上，可獲取海洋波場之資訊，經過計算可間接求水位變化的方向頻譜。波浪的方向分散性對波浪淺化、變形、防波堤配置、海岸結構物設計、以至海岸變遷等各種海岸工程上的問題，常會有重大的影響。

早在1954年Cox and Munk就利用照相，嘗試以光學觀點來分析海面波浪。在1955年Crombie應用雷達電波，以HF rader觀測海面。1960年Cote就以兩台相機，從兩架飛機上，同步拍相製成立體相片，而求其波數能譜。近年來因ALMAZ(獨立國協)，JERS-1(日本)及ERS1(歐洲)等衛星陸續升空，海洋波場之微波遙感探測展開了另一新的研究領域。自從1978 SEASAT衛星發射後，不少研究利用SAR數位影像進行波浪觀測(Gonzales 1979, Atul 1982)。SAR屬於主動式雷達，可穿透雲層、水汽，不需太陽輻射源，日夜皆可進行觀測，對於取得天候不佳時，常常也是波浪較大時之海面波浪資料，甚至是颱風天的波場資訊尤其有利，可充份提供安全而經濟之航線的擬定、離岸資源調查以及海岸工程設計等方面所需的波場特性資料。SAR應用於海洋觀測，不論是在水深、渦流、內波、洋流邊界、船行尾跡、浮油或浮冰等，都有不少成功的研實例。SAR影像上的波形特徵並不代表真正實際波場，SAR影像能譜及是透過週變轉換函數(Modulation Transfer Function, MTF)，表示真正海洋波場能譜之轉換形式(Alpers 1978)。

波浪運動對SAR成像機制的影響，至今仍未明確，不少研究(Alpers 1981, Hasselmann 1985)繼續努力當中。

遙測海洋波場的方式，有船舶用雷達、岸上雷達系統(CODAR system)(Georges 1984)，空載(Airborne)掃描以及人造衛星攜帶儀器進行觀測。此波浪觀測方式，各有各的利弊，得視情況所需，選擇合適觀測方式。欲收集大範圍之定點、定時波浪資料，選擇衛星觀測方式；SPOT衛星資料屬於可見光波段易受大氣雲層及水汽干擾，無法進行全天候觀測。因此，若欲取得大風浪海況下波浪資料作大範圍、全天候的波場觀測，宜採用ERS-1或JERS-1之SAR資料分析，但ERS-1之SAR資料產品尚未商品化，資料取得有問題。而且解讀能力較差，分析不易，其數據的品質仍有待進一步的改善。

本文擬對衛星遙測影像之資料處理技術提出說明。敘述如何將由遙測中心購得的資料去推算波浪方向頻譜。知道了方向頻譜，就可知道波浪的主要週期、方向、能譜(Power Spectrum)和方向分佈函數(Directional distribution function)。至於波高大小的估計，在衛星上另行使用高度計(Altimeter)可獲得大地區平均性的示性波高，但若只用SAR等影像資料至目前為止是無法判斷波高大小的，除非能有適當的比對(calibration)。

二、SPOT衛星影像資料

2-1 資料背景說明

SPOT是一個太陽同步衛星，平均航高832公里，通過台灣上空約為十點四十五分，其一天內所繞行的軌道，在赤道相鄰兩軌道最大距離108.6公里，全球共369個軌道。SPOT1於1986年2月由法國發射升空，於1990年1月間再發射第二顆SPOT2，然於1993年8月SPOT1停止使用，9月底再次發射SPOT3衛星。

SPOT衛星上有兩套HRV感測器，且具多光譜態(XS)及全色態(PAN)兩種型態。多光譜之三波段為綠光段(XS1: $0.50\mu\text{m} - 0.59\mu\text{m}$)，紅光段(XS2: $0.61\mu\text{m} - 0.68\mu\text{m}$)與近紅光段(XS3: $0.79\mu\text{m} - 0.89\mu\text{m}$)。全色態的波長範圍在 $0.51\mu\text{m} - 0.73\mu\text{m}$ 。SPOT衛星因感測器(Sensor)前的鏡子可做 -27° 至 27° 的轉動，有斜照能力，涵蓋地面範圍可達左右400公里，全像幅(Scene)垂直拍攝為60公里 \times 60公里， $\pm 27^\circ$ 拍攝時約為80公里 \times 60公里。

2-2 資料來源及描述

本研究自中央大學太空及遙測中心購得一幅觀音沿海地區SPOT衛星影像資料，屬於多光譜影像，影像資料之處理為第十等級，即為Geocoded處理，其輸出影像已經過旋轉對齊，並重新取樣投影在地圖座標系統上，因此輸出影像正北方為地圖北方。且其空間解析度為12.5公尺×12.5公尺，影像掃描的時間及軌道參數分別為1990年10月6日及Orbit 3515。

從影像資料中擷取外海地區128×128pixels(1600公尺×1600公尺)之子影像圖。由於本研究區並無SPOT衛星全色態之遙測影像資料，且其多光譜態之綠光段、紅光段、近紅光段三個波段之灰度值雖可介於0~255之間，但實際上其值皆只在很小的範圍內，為加強其對比，將子影像資料中三個波段之像元完全對位後，再將三個波段之灰度值相加，所得到的新影像資料，如圖一所示。

2-3 方向頻譜的計算

波浪運動是一種紛亂的現象，欲研究其特性，一般常藉統計分析方法來描述。其中波譜分析是一種常用、方便的方法。波譜分析法是將具時間或空間性的不規則變動量視為各種頻率（或波數）、方向之正弦波的組合。然波場在衛星影像上屬二維空間取樣，其波高僅以灰度值表示。故波譜分析後得到的是二維空間域的波數能譜，然為實用性的考量，將此二維空間域的波數能譜轉換為方向頻譜，以瞭解波浪能量在頻率及方向上的分佈情形。能量譜對海上結構物之隨機振動及受力或波浪之變形特性的探討等均極為重要。

2-3-1 資料處理流程

以往研究（呂，1993），曾應用SPOT資料觀測海洋波場，其資料分析前，先以移動平均（平滑化）的方法對遙測資料作雜訊（noise）處理，消除各點間不連續現象，使其較為平滑而接近水面波的形狀。此即為一種高頻濾波（low pass filter）的方法，然本研究顧及SPOT資料的像元(pixel)間隔只有12.5公尺，已很接近近海波浪的波長，如依以上之前置處理，可能會把波浪的短波部份的能量消滅掉，而影響分析結果，故本研究自所購得的遙測影像中截取子影像資料後，直接利用二維空間域傅氏轉換，求得二維波數能譜，為消除因F.F.T轉換而產生的隨機誤差增加其信賴度，做3×3的移動平均降低此誤差，再將其轉換為極座標的波數能譜後，經波浪分散關係式計算出方向頻率能譜。以下先以圖一子影像資料

說明波譜分析的計算流程，其分析流程如圖二所示：

2-3-2 二維空間域傅氏轉換

衛星影像顯示出二維空間分佈的波形信號，欲將其轉變為波譜，首先利用二維離散式傅氏轉換 (D.F.T) 處理之，依二維D.F.T之定義

$$F(n_1 \cdot k_0, n_2 \cdot k_0) = \frac{1}{N^2} \sum_{m_2=0}^{N-1} \left[\sum_{m_1=0}^{N-1} x(m_1, m_2) \cdot e^{-i \cdot n_1 \cdot k_0 \cdot m_1 \cdot \Delta x} \right] \cdot e^{-i \cdot n_2 \cdot k_0 \cdot m_2 \cdot \Delta x} \quad (1)$$

其中，

$$k_0 = \frac{2\pi}{D}, \quad D = N \cdot \Delta X \quad (\Delta x: \text{等區間像元周邊長})$$

N : 所選取波浪影像邊長(單位為像元)

$$n_1 = 1, 2, 3, \dots, N$$

$$n_2 = 1, 2, 3, \dots, N$$

$n_1 \cdot k_0 = k_x$: 直角座標 x 方向之波數

$n_2 \cdot k_0 = k_y$: 直角座標 y 方向之波數

$x(m_1, m_2)$: 位置在 m_1, m_2 像元的灰度值

經快速傅氏轉換 (F.F.T) 電算處理，選取

$$N = 2^p \quad (p = 1, 2, 3, \dots)$$

得到二維 $k_x - k_y$ 平面之波數能譜 $\phi(k_x, k_y)$ 。

今以1990年觀音沿海地區子影像資料(128×128pixels)為例，依以上步驟，求得二維波數能譜 $\phi(k_x, k_y)$ 。然利用F.F.T計算能譜，將產生100%的隨機誤差，可以利用樣本平均或移動平均的方法降低此誤差。以前的研究 (Ientile, 1993)，有使用多個子樣本分別處理F.F.T再予以平均的例子，樣本的數目或大小不能無限制的增加，否則會失去統計上的一致性，故在數目或大小兩方面必須做一抉擇。在本研究中發現，取多個子樣本不如用一個大樣本的解析度。但為了降低隨

機誤差，在求得波數能譜後，還是再做 3×3 個像元移動平均，結果如圖三所示。

2-3-3 波數能譜

遙測海洋波浪屬空間域的分析，為求得方向頻譜，首先將二維波數能譜 $\phi(k_x, k_y)$ 改變成以極座標系之波數能譜，其轉換關係如下：

$$\phi(k, \theta) = \phi(k_x, k_y) \cdot k \quad (2)$$

其中 k 為 k_x, k_y 之絕對值， θ 為相位角。 $\phi(k_x, k_y)$ 是對原點對稱，故在處理上只需以兩個象限的數據轉換即可。也因此從這種影像只能求得 $\pm 90^\circ$ 而無法求得反向波浪之能譜。因以上分析處理時，均使用離散數據，故必需使用內插方式尋找 (k, θ) 上等間隔的座標點。而且 $\phi(k_x, k_y)$ 和 $\phi(k, \theta)$ 因定義不同其能量密度所涵蓋的等間隔區間 $dk_x dk_y$ 和 $dk d\theta$ 亦不相同，在轉換上數據需有足夠的密度才不至於產生內插的誤差。故隨著內插方法的不同有時會有不同的結果出現。圖四即圖三之資料經座標轉換處理出來的結果，由圖中可看出約在 $k=0.038(1/m)$ ， $\theta=18^\circ$ 的地區有明確能量集中的現象存在。其他區域則為類似雜訊或隨機誤差雜亂無章的能量。因此如何提高能量分佈的解析度，在資料處理過程中經驗與判斷是非常重要的。

2-3-4 方向頻譜

得到極座標的波數能譜後，由波能不減的觀點，從頻率(f)域或從波數(k)求得之波能必須相等，即

$$\phi(f, \theta) \cdot \Delta f \cdot \Delta \theta = \phi(k, \theta) \cdot \Delta k \cdot \Delta \theta \quad (3)$$

所以，

$$\phi(f, \theta) = \phi(k, \theta) \cdot \frac{\Delta k}{\Delta f} \approx \phi(k, \theta) \cdot \frac{dk}{df} \quad (4)$$

透過波浪傳遞分散關係式，

$$\omega^2 = (2\pi f)^2 = gk \tanh(kh) \quad (5)$$

(其中 ω 為角頻率， g 為重力加速度， h 為水深)，求得

$$\frac{dk}{df} = \frac{4\pi\sqrt{gk \tanh(kh)}}{[g \tanh(kh) + kgh \sec^2(kh)]} \quad (6)$$

利用(4)、(6)式即可將波數能譜轉換成方向頻率能譜。圖五即直接由圖四轉換後之方向頻譜，圖中可看出主要能量主要集中在頻率0.1HZ，方向 8°附近。

2-4 比對分析

本文選用觀音沿海地區的遙測影像資料進行波場分析。由2-3節中已可求得二維方向頻譜 $\phi(f, \theta)$ 如圖五(1990年影像資料)，由圖中能量集中的位置可大概看出主頻率和主方向。在此，本文要進一步探討一維頻譜形狀，以了解能量在頻率譜上的分佈狀況。並進行圖五方向頻譜波向之比對分析，以推估SPOT衛星遙測影像資料波譜分析結果之可靠性。

2-4-1 一維頻譜形狀探討

海洋波浪之頻譜形態常與風速、吹送距離及吹送時間有關。當吹送距離短時，風浪達到飽和所需的時間較短，吹送距離長時，風浪達到飽和所需的時間較長。而風速愈大達到飽和時的風浪規模也愈大。一般實驗室中之風浪因吹送距離短，較易達到飽和狀態，故其波譜能量較集中波譜形狀較陡；實際海洋上的風速則因吹送距離長，較不易達到飽和狀態，故其波譜形狀較平緩。

一般海洋重力波較常用的標準頻譜模式有P-M(Pierson-Moskowitz)型波譜及JONSWAP型波譜。其中P-M波譜能量較分散，波譜形狀較平緩；JONSWAP波譜能量較集中，形狀較尖銳。

本文利用2-3節中1990年SPOT衛星遙測海洋波浪之子影像資料，求得二維方向頻譜 $\phi(f, \theta)$ 如圖五，再經 $\phi(f, \theta)$ 對方向 θ 做積分，得到一維能量頻譜，即

$$\phi(f) = \int_{-\pi}^{\pi} \phi(f, \theta) d\theta \quad (7)$$

在此，我們欲討論一維頻譜的形狀。將 $\phi(f)$ 依下式正規化之。

$$\frac{\phi(f) f_p}{E} = F\left(\frac{f}{f_p}\right) \quad (8)$$

式中，

f_p ：主頻率

$$E = \int_0^{\infty} \phi(f) df \quad (\text{即波浪之總能量})$$

正規化之一維頻譜形式如圖六。再與P-M標準波譜比較之，其正規形態之P-M通用型標準波譜如下：

$$\frac{\phi(f) f_p}{E} = \frac{4}{\Gamma(\frac{m-1}{4})} \cdot \left(\frac{m}{4}\right)^{\frac{m-1}{4}} \cdot \left(\frac{f}{f_p}\right)^{-m} \cdot \exp\left[-\frac{m}{4} \left(\frac{f}{f_p}\right)^{-4}\right] \quad (9)$$

式中， m 為波譜形狀參數， Γ 為Gamma 函數。

一般之P-M波譜形態 $m=5$ ，當 $m=17$ 時則與一般之JONSWAP波譜形態較接近。本文取 $m=5$ ，繪出P-M標準波譜形式，並重疊繪於圖六，從圖六可看出波浪SPOT衛星信號與P-M標準型波譜甚為接近。由此可証，以上所得的波譜為一風浪波譜（如有風浪以外的能量摻入則形狀應會有異）。即由SPOT衛星影像所得的頻譜，能充份描繪實際海洋波浪頻譜的形狀。

2-4-2 波向比對分析

由於所分析的衛星遙測影像資料區中，並無現場波浪觀測之波向資料可以比對，故在波向的比對分析上，無法很正確地估算方向頻譜中波浪主方向之準確度。但可大約從該衛星遙測影像圖之波紋方向，比對波譜分析所得到之方向頻譜圖之波浪主方向，以判斷波譜分析方法之可行性。其次再取得遙測影像資料附近地區—中正機場的風向資料為波向比對的參考依據。

由圖六之方向頻譜圖中可看出方向 $\theta=18^\circ$ 的地區有明確能量集中的現象存在，表示波向和正北方夾角為 $\theta=18^\circ$ 。令從資料影像（圖一）直接觀察，也可清楚地看出東北往西南之明暗波紋。此明暗波紋與方向頻譜圖（圖五）之主方向皆屬東北往西南之方向，故可推論前述波譜分析之方法是相當可信的。

為更進一步比對波向，取得中正機場當日的風向是 40° ，而風速是 6m/s ，即屬於東北季風。由於風向為陸上資料，而方向頻譜之波浪主方向為海上資料，二者本來就不相同，故會有 22° 之差異量，但在無現場波浪觀測之波向資料可以比

對的情況下，當地的風向資料仍是一個相當好的參考依據。由以上之分析可印証遙測波向及波譜分析求得之方向頻譜圖之可信度。

三、ERS-1衛星之SAR影像資料

3-1 資料來源與性質

ERS-1為歐洲太空總署於1991年七月發射升空之太陽同步衛星，主要任務以海洋觀測為主。衛星運行軌道高度約785公里，其上之SAR系統以斜視角 23° ，發射頻率5.3GHz(C band)運作，掃描並接收雷達回波信號。每一全景影像(full scene)涵蓋地面範圍約100公里 \times 100公里，每一個像元(pixel)大小為12.5公尺 \times 12.5公尺，空間解析度約為25公尺。中央大學太空及遙測研究中心地面接收站直接接收SAR 資料。

本研究從該中心購得花蓮沿海地區之影像資料一幅，做為分析波浪方向譜的背景資料。此筆資料之測定時間是在1993年11月26日10時30分。ERS-1衛星飛行方式分上升模式(由南向北飛行)和下降模式(由北向南飛行)。本次所得資料屬於下降模式，此模式SAR影像和實際地圖呈左右相反，又若依地理參考座標做修正，則其正上方(X方向)與正北方向相差 12.9° (順時鐘方向)。

利用此筆資料擷取廣大海面上任何位置的波浪資料來分析，但因為在花蓮港外北緯 $23^\circ58'45''$ 東經 $121^\circ37'46''$ 處，港灣技術研究所設置有浮球式波浪儀(此處水深26m,資料取樣頻率 2.56HZ,樣本長度20分鐘)，可以直接測得水面變位的方向頻譜。為了能將衛星影像處理結果與海面實測結果做比較驗證，乃取此測站周邊的海面SAR 資料當做研究對象。

SAR資料所表示的雖是海面波浪資料，但其乃間接資料，只是一種類似瞬間攝影所得雷達波回波的光度或灰度值，並非真正的海面水位變化高程之數據。而且此雷達波之回波受入射角、長浪、衛星飛行等種種干擾或作用，其波形與真正波浪之波形，除振幅的絕對值或單位有所不同外，形狀也可能遭到扭曲變形。圖七(a)(b)是浮球波浪觀測站附近之SAR資料，在X方向與Y方向的空間一維波形信號(長度3200m)。圖七(c)是由浮球實測得到的真實水面變位時間序列。由圖中我們可發現SAR 資料與水波波形稍有不同有點接近於雜訊(noise)。

由以往研究(Tucker, 1991)知道，波浪之示性波高大於2m以上時，SAR信號

變化的主要來源是波浪。此次由實測知道示性波高為1.65m，所以圖七(a)(b)之SAR信號波形對應的應是波浪信號。但從和圖七(c)的比較可以看出其似乎有點走樣。

除了要消除波浪以外的雜訊之外，關於SAR資料之波形的失真(與實際波浪形狀有所不同)，以至於使計算出的波譜不能真正反映實際波浪。對波長(波數)和方向而言其偏差的程度較有限。但對波高也就是波譜能量密度而言會有較大的影響。我們從SAR資料分析結果，來推測實際水位之波譜能量密度，在波數(或頻率)領域的分佈就因傅立葉變換的線性轉換，會使那些多餘的非線性量轉移至離開主要能量分佈區的低頻或高頻區，以至使波譜形狀(能量分佈)失真。故有必要對SAR波形信號的統計特性、波譜形狀或非線性現象等深入加以研究，或是利用以往處理海洋波浪波譜之經驗來判斷所獲得結果之可信度。

3-2 資料分析

利用SAR影像資料計算波浪方向頻譜的方法與上述SPOT資料的計算過程完全相同，故不再重覆敘述。在這裡擬只對資料樣本處理的經驗做一討論。首先，對樣本大小的選擇來討論。SAR資料一個Pixel的大小為12.5公尺×12.5公尺，我們選擇64×64，128×128，256×125，512×512個Pixels分別去做分析計算方向頻譜，結果如圖八所示。圖八(a)為800公尺×800公尺最少數據的影像資料計算出來的結果，圖八(d)為6400公尺×6400公尺最多數據計算出來的結果。我們知道只要數據具有定常性(或均一性)則數據愈多得到的統計特性也就愈好，但數據多一方面耗費計算時間，另一方面如失去了一致的統計特性則會得到錯誤的結果。我們從對定常性的檢定(Reverse Arrangement test)已發現6400公尺×6400公尺的範圍實際上都還具有定常性。故從圖八中我們也可發現512×512個Pixels所得到的結果似乎精確度也比較好。64×64Pixels的結果過於粗略幾乎無法辨別能量的分佈。而在128×128Pixels的結果已有初步可採用的結果。故往後建議以128×128Pixels做為波譜分析的基本單位來處理。

在分析的技巧中，利用移動平均的方法可以改善原始資料或其結果的品質。如果在波譜分析(F.F.T)之前先對原始波形進行移動平均，則可消除資料中部份的雜訊和不連續的地方，但其同時也把一些具有實際意義的短波(高頻波)消除。譬如圖十是在F.F.T之前做5×5和7×7波譜線移動平均的結果。將此與圖八(b)比較，可發現經移動平均的結果會把一些具有高波數的短波給消除掉。尤其SAR

的一個Pixel的間隔大小是12.5公尺，能夠解析出的最小波長已經嫌太大。故除非所要解析的波浪波長很長，否則為了使波形連續而失去了主要的波浪成份那也失去分析的目的了。

至於F.F.T後再做移動平均，為了消除F.F.T計算結果的隨機誤差此波譜線的移動平均確有必要(當然消除隨機誤差利用樣本平均同樣可達到目的)，但同時也會降低分析結果的解析度，故移動平均不能做太多。圖八(b)是經過 3×3 的移動平均，圖十(a)是 5×5 ，圖十(b)是 7×7 。從以上三圖的比較可發現 5×5 以上的移動平均已會使結果失真，能量的分佈狀況會顯的模糊不清。故在這例子 3×3 可能是較好的選擇。

樣本平均是提高分析結果的解析度和精確度最好的方法。但前提是必須有充分的數據可應用。我們已知有 6400 公尺 \times 6400 公尺的資料可用，故將其分為 16 個單位，(每單位 128×128 Pixels)來使用， 16 個單位分析出來的方向頻譜如圖十一所示[圖十一(a)即圖八(b)]。從圖中可知雖說因具有定常性，但各單位的統計特性是一樣的，但每個分析出來的方向頻譜還是有很大的差異。我們在此視其為一種隨機誤差，故利用樣本平均的方法來消除誤差以提高精確度。圖十二(a)是全部 16 個單位的平均結果，而圖十二(b)是共用圖十一(a)(b)(c)(d)四個單位平均出來的結果。兩者都有相當不錯的結果，尤其是十二(a)，從圖中可明顯看出能量在頻率和方向上的主要分佈區域。

以上討論利用移動平均與樣本平均來提高分析結果的解析度，此乃是對於一影像相當清晰而均一的影像資料而言(圖十三)。原始資料品質的好壞不同，可能需要不同的處理方法。如何來加以判定而不需如上一般去做複雜的嘗試，利用原始資料的一些基本統計特性來判斷，可能是一個有效的方法，但仍有待進一步的研究。

3-3 與實測資料的比較和驗證

由SAR資料計算所得的波浪方向頻譜(圖十二(a))，其正確性如何需由從海面直接觀測到的波浪數據來比較。在相同時間和地點利用浮球式波高儀測得波浪的水面變位及傾斜度，應用Extension Maximum Entropy的方法，計算出波浪方向頻譜(圖十四(a))。圖中在 0.1 Hz附近有兩個尖峰，一個在 90° 一個在 260° ，兩個相差 170° ，這很可能是因海岸或防波堤造成反射波形成的一種現象。但從SAR影像分析出來的結果圖十四(a)中，無法看出這種現象，主要是因為衛星影像

只能做 180° 的判斷，但利用波高計（或傾斜計）陣列由位相變化可做 360° 的判斷。今為了做比較，將實測的方向頻譜圖十四(a)做 180° 重疊變成圖十四(b)。今將圖十二(a)與十四(b)做比較，同時也分別畫出其平面圖十五(a)及十五(b)以利比較，從這些圖的比較可發現主頻率與主方向大致一致，而形狀上SAR的結果較為雜亂，海面實測的較平滑而分佈較接近 $\cos^2\theta$ 的形狀。形狀的不同可能只是因數學上的處理所造成的差異（海面實測值因量測上的問題在精確度上也不盡完全正確）。故討論SAR的影像資料的方向頻譜之方向分佈函數之前，其分析處理方法可能仍有待進一步的改善。

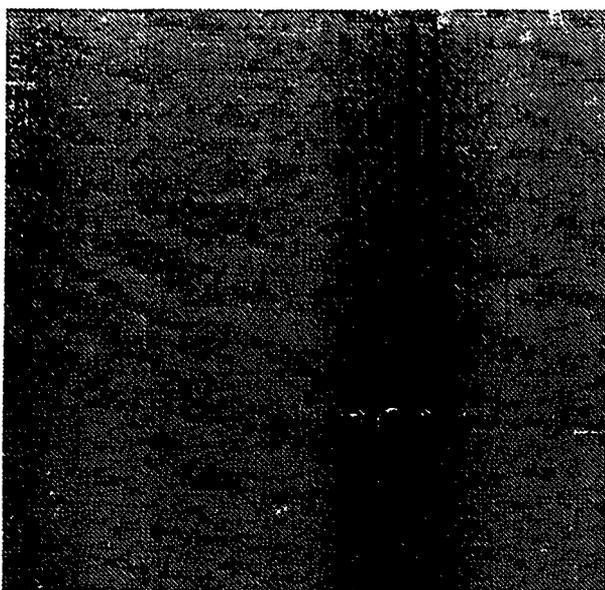
四、討論

利用SPOT或ERS-1 SAR的影像資料，目前已可容易的辨識出海洋波浪的主頻率與主方向。只要影像清晰直接從影像圖上也很容易的可以讀出主波向。但進一步從二維的波數能譜圖上可更正確的讀出主方向和主波數，若經轉換成極座標則讀取時更為方便。而一般工程設計之應用上是以波浪的週期或頻率為主，故將二維波數能譜再轉換成方向頻譜則更為有用。從方向頻譜圖上除了可看出主頻和主方向外，波浪能量在頻率區間與方向上的分佈亦多少可以瞭解。

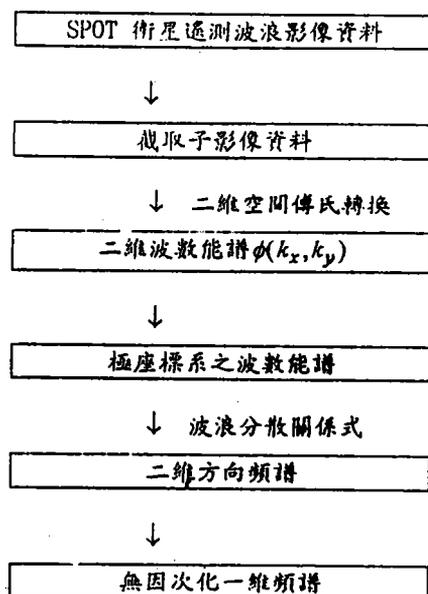
利用衛星雷達波探測海面波浪，對週期和波向而言易於推算，但對水面高程的變化卻無法予以準確的定量。因由衛星所得的影像資料，其波高僅以灰度值（明暗度）來表示。此若與海面實測數據相互驗證，可能建立換算關係而知道由灰度值如何推測水面變位，則完整的方向頻譜（包括方向、頻率、水位）就可以得到。但目前為止此仍為一相當困難的工作。若將水位的問題除外，只以方向頻譜中能量在頻率與方向上的分佈形態為主要研究對象，也就是說只探討方向頻譜的形狀。另外我們可以利用衛星上的高度計、傳統的水面或水中觀測技術或風浪預報方法等獲得設計波高，今利用衛星資料只要知道波浪能量在頻率和方向上的分佈，則在海岸工程設計上與波浪條件有關的完整資料就可以得到了。

參考文獻

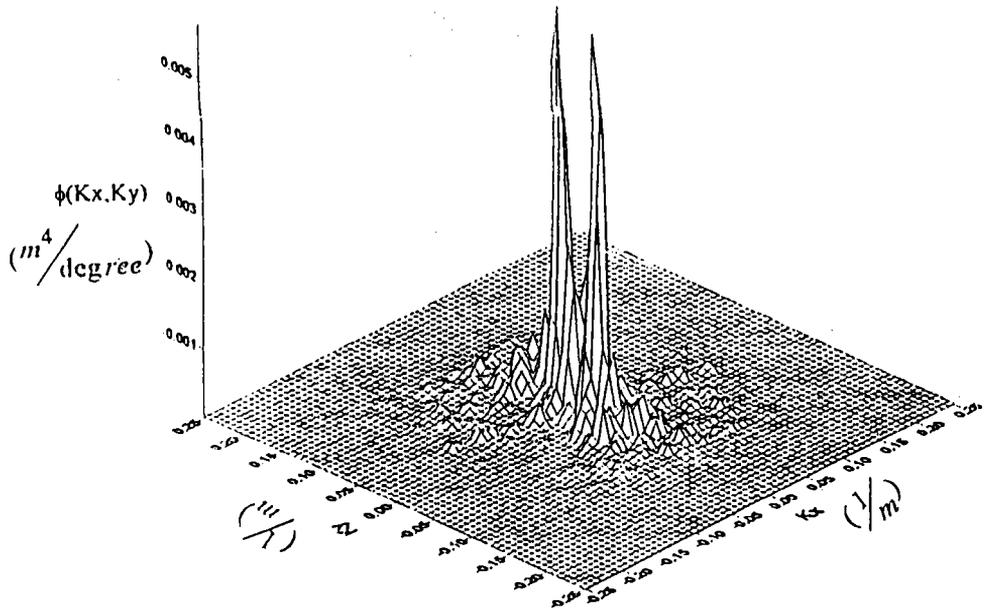
1. Atul, J., G. Medlin and C. Wu, "Ocean wave height measurement with SEASAR SAR using speckle diversity", IEEE Journal of Oceanic Engineering, Vol, OE-7, No.2, pp.103-108, 1982.
2. Cox, C. S. and W. H. Munk, "Statistics of the sea surface derived from sun glitter. J. Mar. Res.13:198-227, 1954.
3. Crombie, "Doppler spectrum of sea echo at 13.56Mhz. Nature 4459:681-682, 1995.
4. Gonzales, F. I., Beal R. C., W. E. Brown, P. S. Sherman, J. F. R. Gowere, D. Lichy, D. B. Ross and R. A. Shuchman, "Seasat Synthetic Aperture Radar:ocean wave detection capabilities", Science 204:1418-1421, 1979.
5. Ientile F. "SAR ocean wave inagery:spectra and statistics", 1993.
6. Alpers, W. R. and K. Hasselmann, "The two-frequency microwave technique for measuring ocean wave spectra from an airplane or satellite, "Bounary-Layer Meteorology, 13, pp.215-230, 1987.
7. Alpers W. R., D. B. Ross and C. L. Rufenach, "On the detectability of ocean surface waves by real and synthetic aperture radar", J. Geophys. Res. 86, C7, pp.6481~6498, 1981.
8. Hasselmann K., R. K. Raney, W. J. Plant, W. Alpers, R. A. Shuchman, D. R. Lyzenga, C. L. Rufenach and M. J. Tucker, "Theory of Synthetic Aperture Radar ocean imaging : A MARSEN view", J. Geophys. Res. Vol. 9, pp.4659~4685, 1985.
9. George, T.M. "Coastal ocean dynamic application radar" NOAA'S wave propagation Lab., 1984.
10. Tucker, M.J. "Waves in ocean engineering" Ellis Horwood Ltd., England, 1991.
11. 呂黎光,郭一羽,劉倬騰,曾相茂,「微波遙測應用於海洋波場觀測」,遙感探測,第二十二期,民國八十四年。



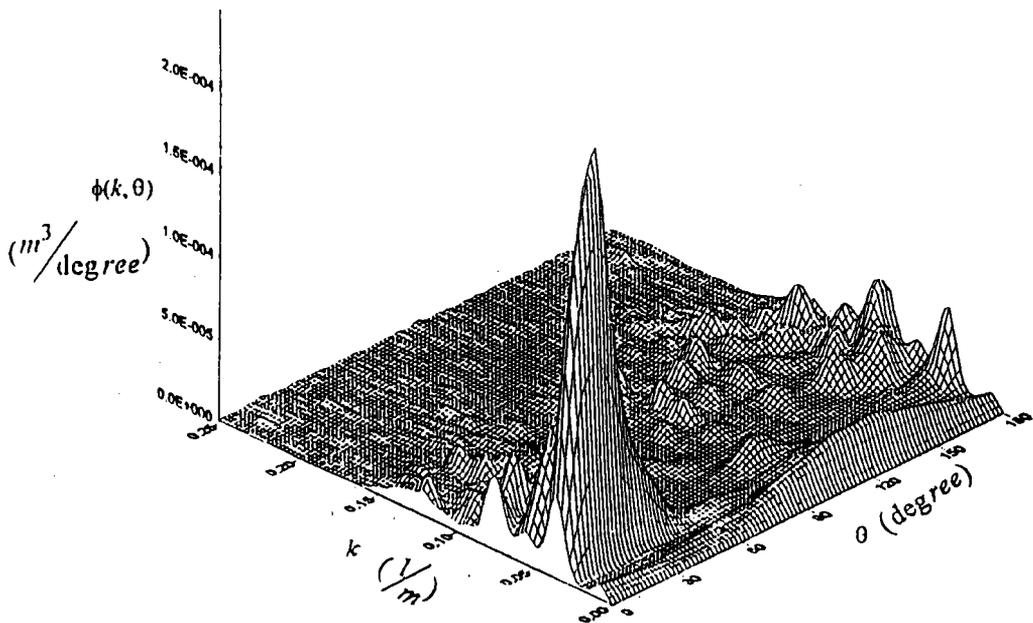
圖一：1990年10月6日觀音海域SPOT之子影像圖(128×128像元或2560公尺×2560公尺)



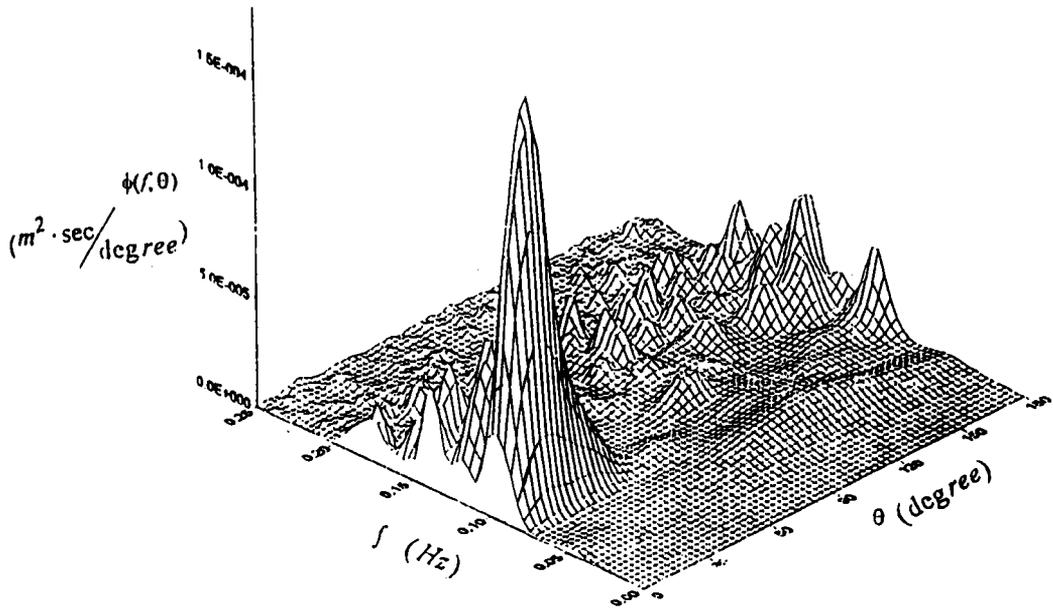
圖二：波譜分析流程圖



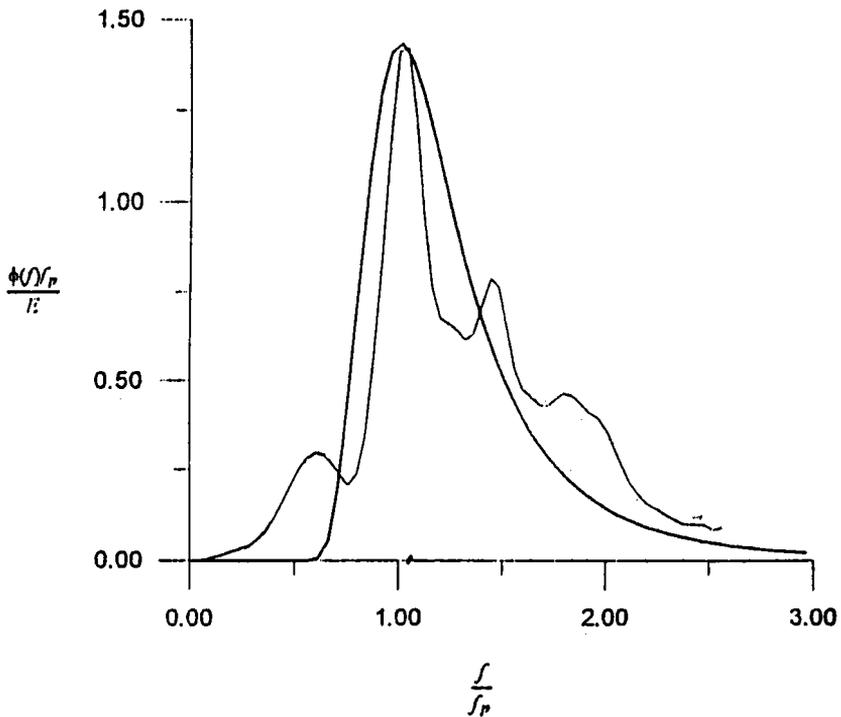
圖三：直角座標系波數能譜透視圖
(1990年10月6日觀音海域SPOT
之子影像資料)



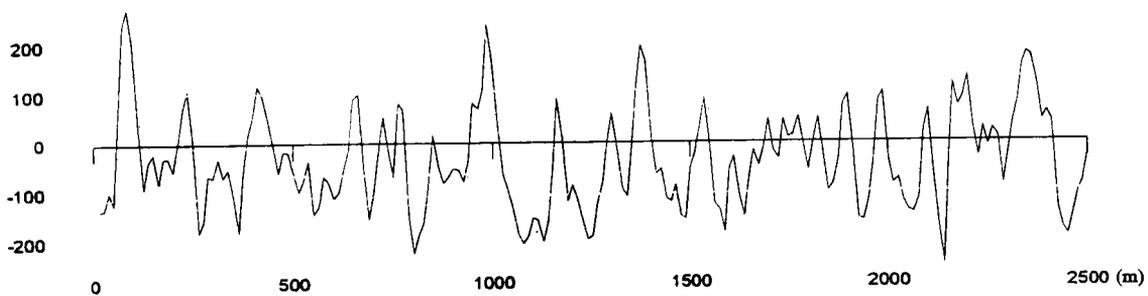
圖四：極座標系波數能譜透視圖(1990
年10月6日觀音海域SPOT之子影
像資料)



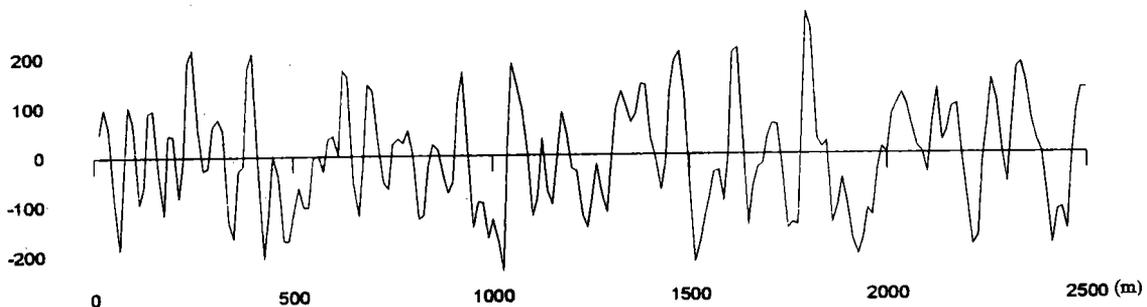
圖五：方向頻譜透視圖(1990年10月6日觀音海域SPOT之子影像資料)



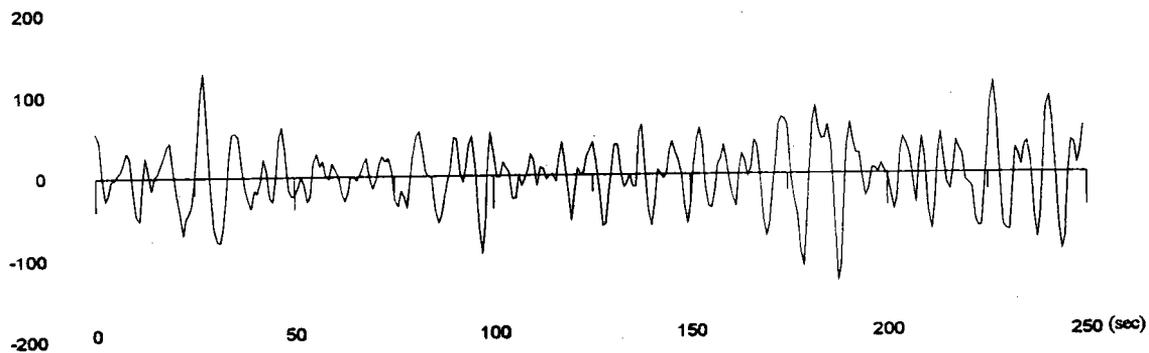
圖六：無因次化能譜與Pierson-Moskowitz波譜的比較(1990年10月6日觀音海域SPOT之子影像資料)



(a) SAR image x-direction

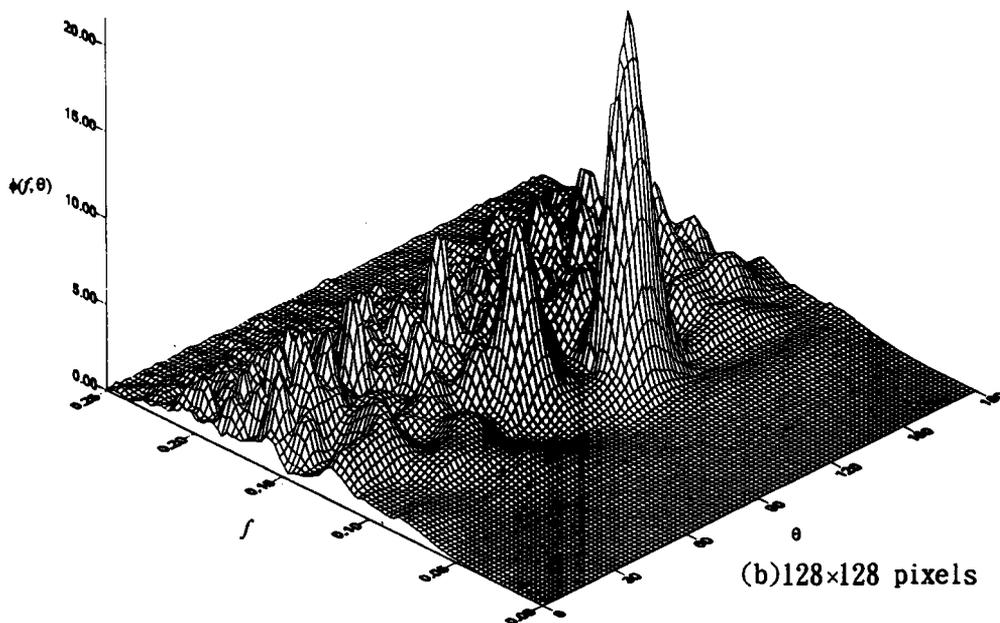
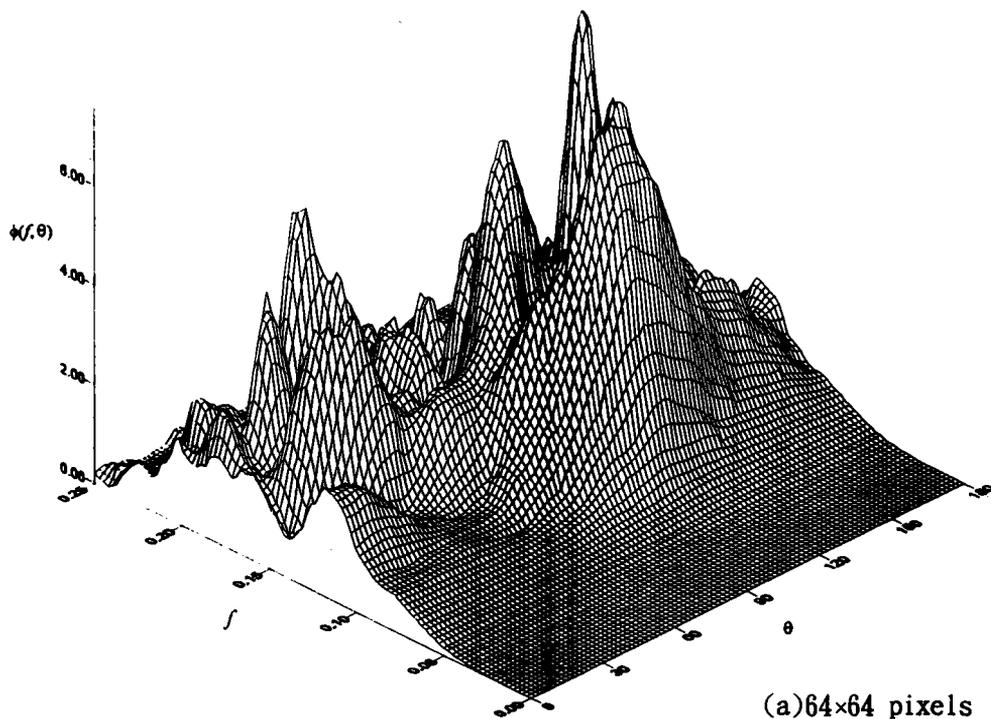


(b) SAR image y-direction

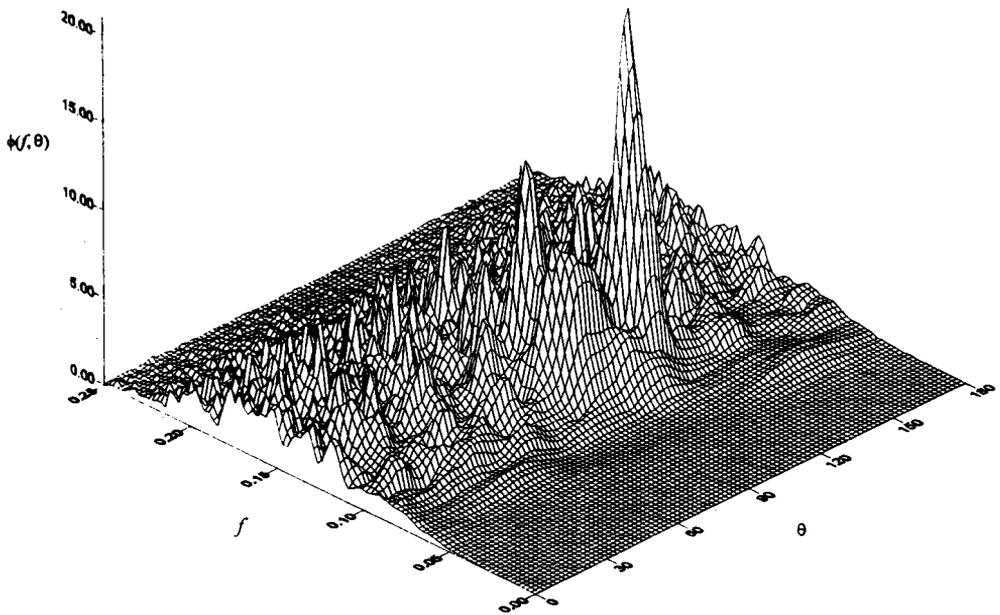


(c) wave gauge

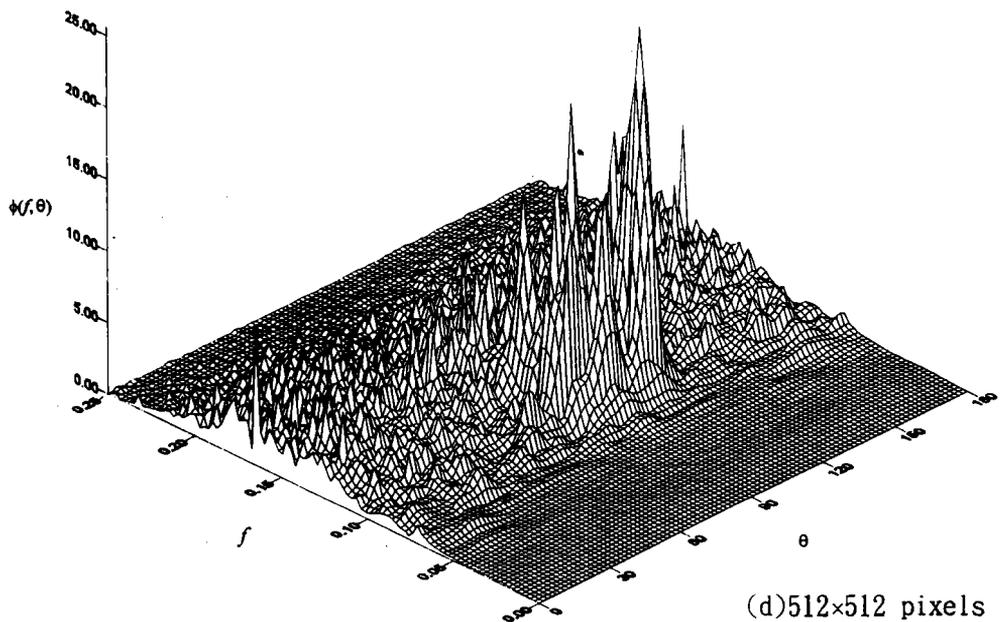
圖七 遙測及海面實測資料之波形記錄



圖八 各種不同SAR資料樣本大小之方向頻譜

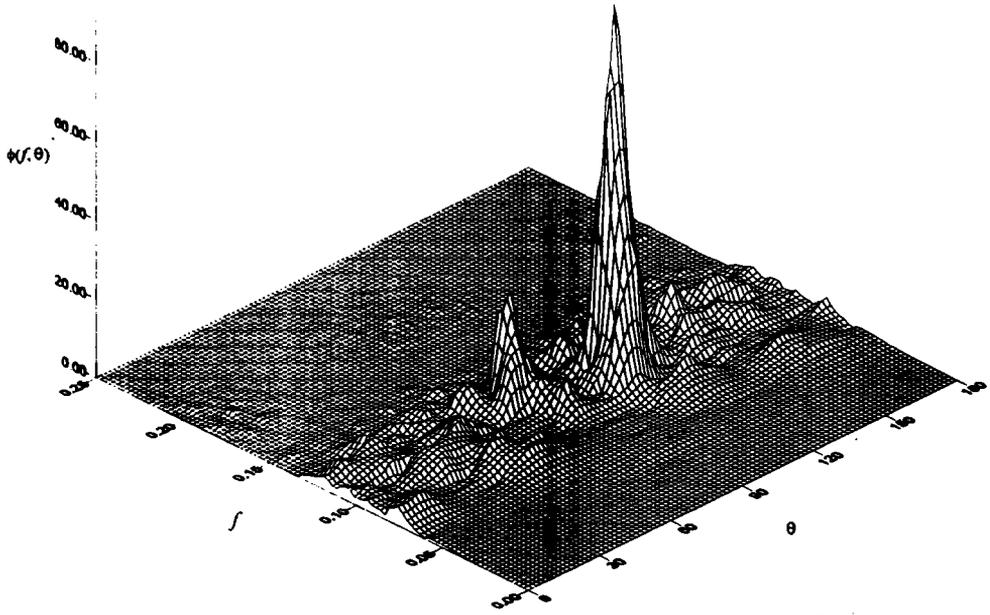


(c) 256x256 pixels

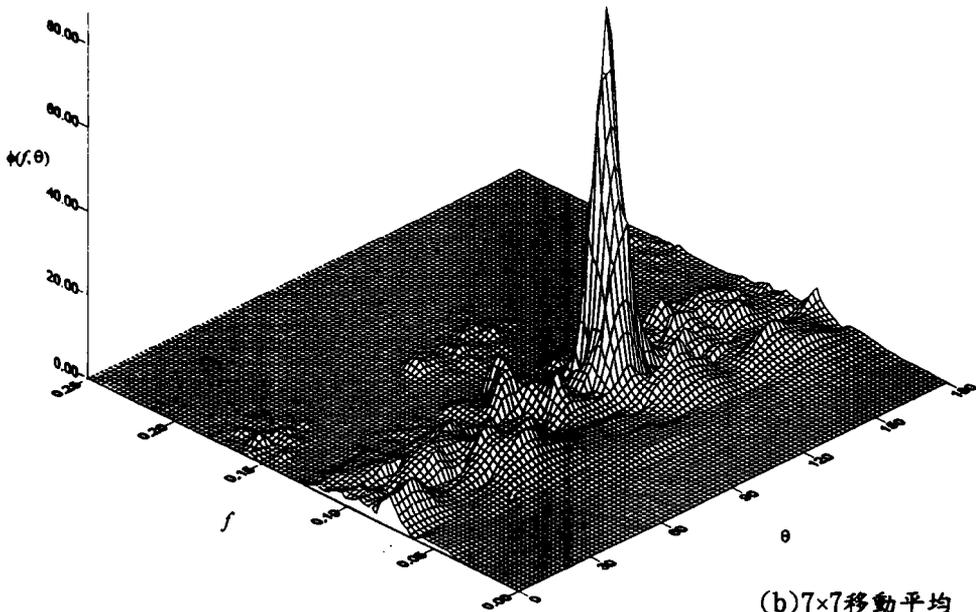


(d) 512x512 pixels

圖八 各種不同SAR資料樣本大小之方向頻譜

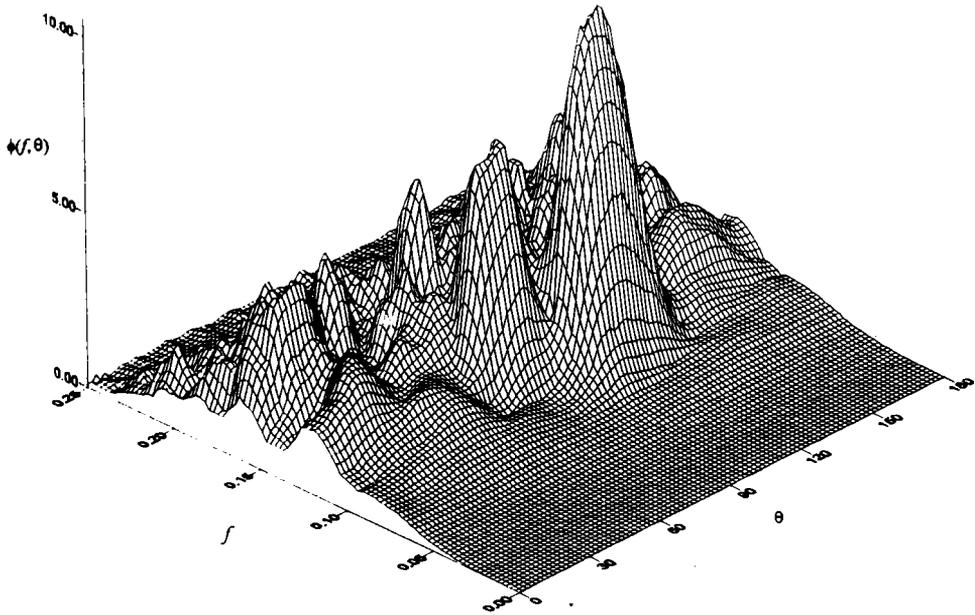


(a) 5×5 移動平均

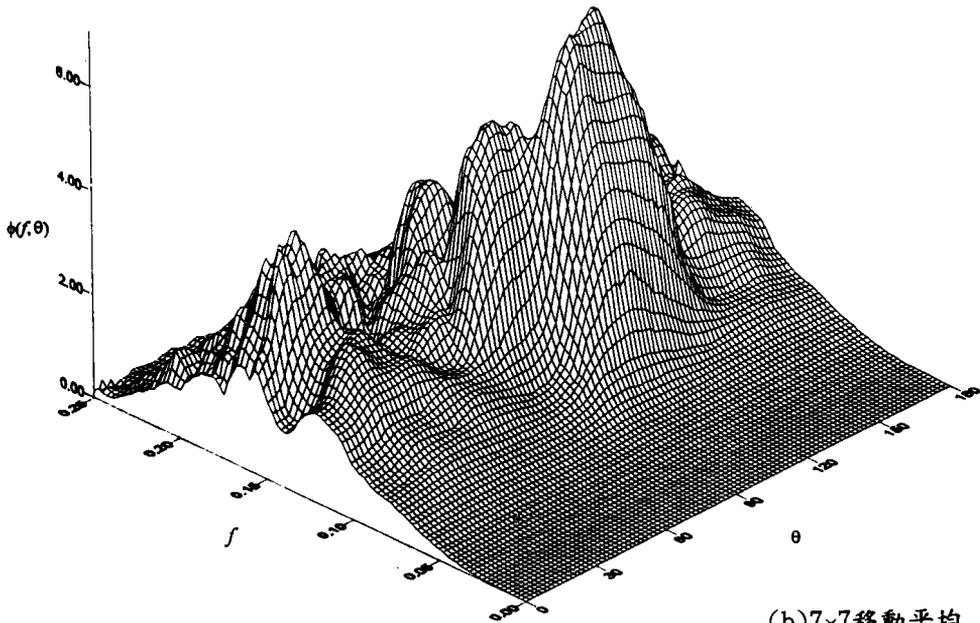


(b) 7×7 移動平均

圖九 F.F.T. 前經過移動平均之方向頻譜

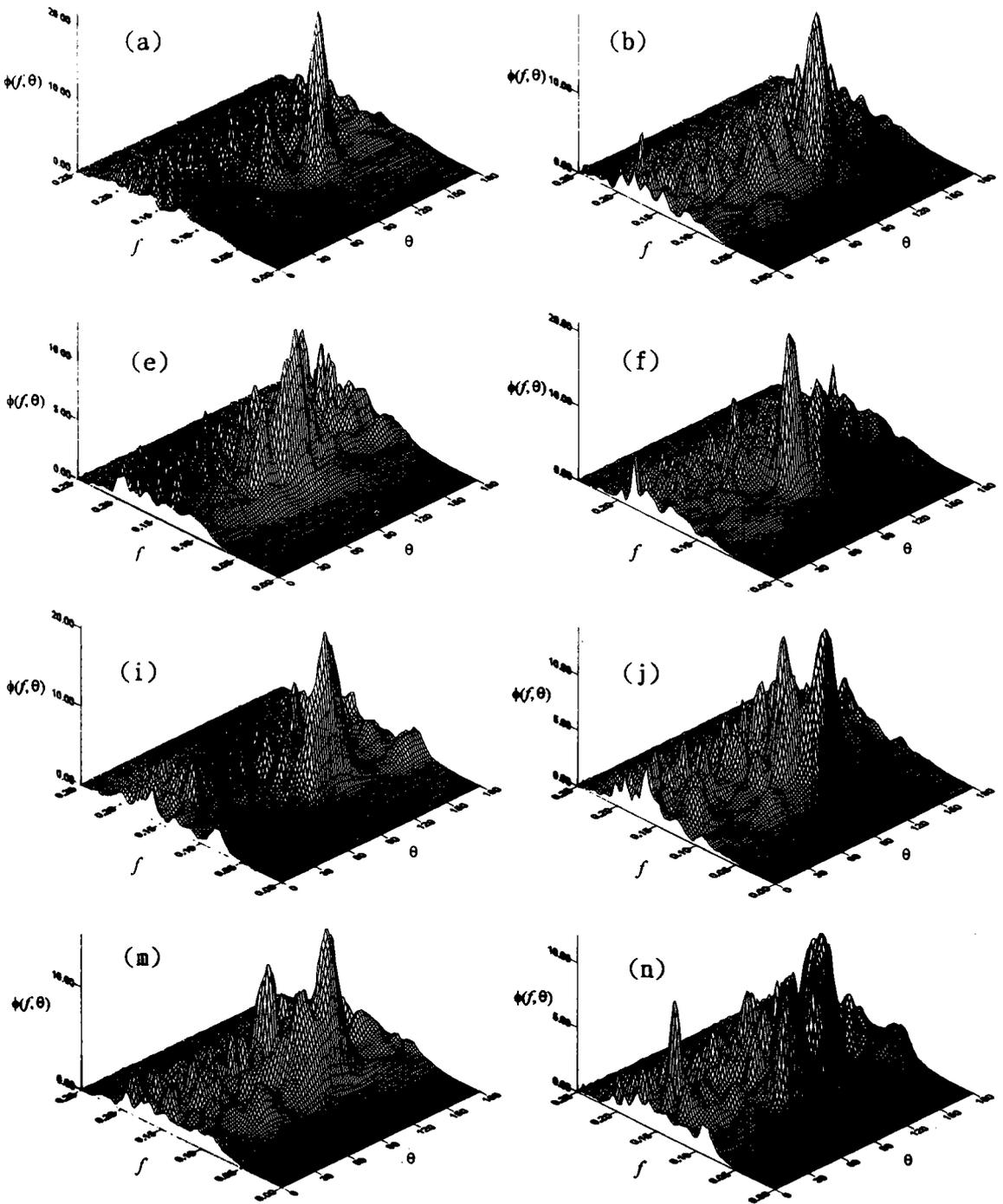


(a) 5x5 移動平均

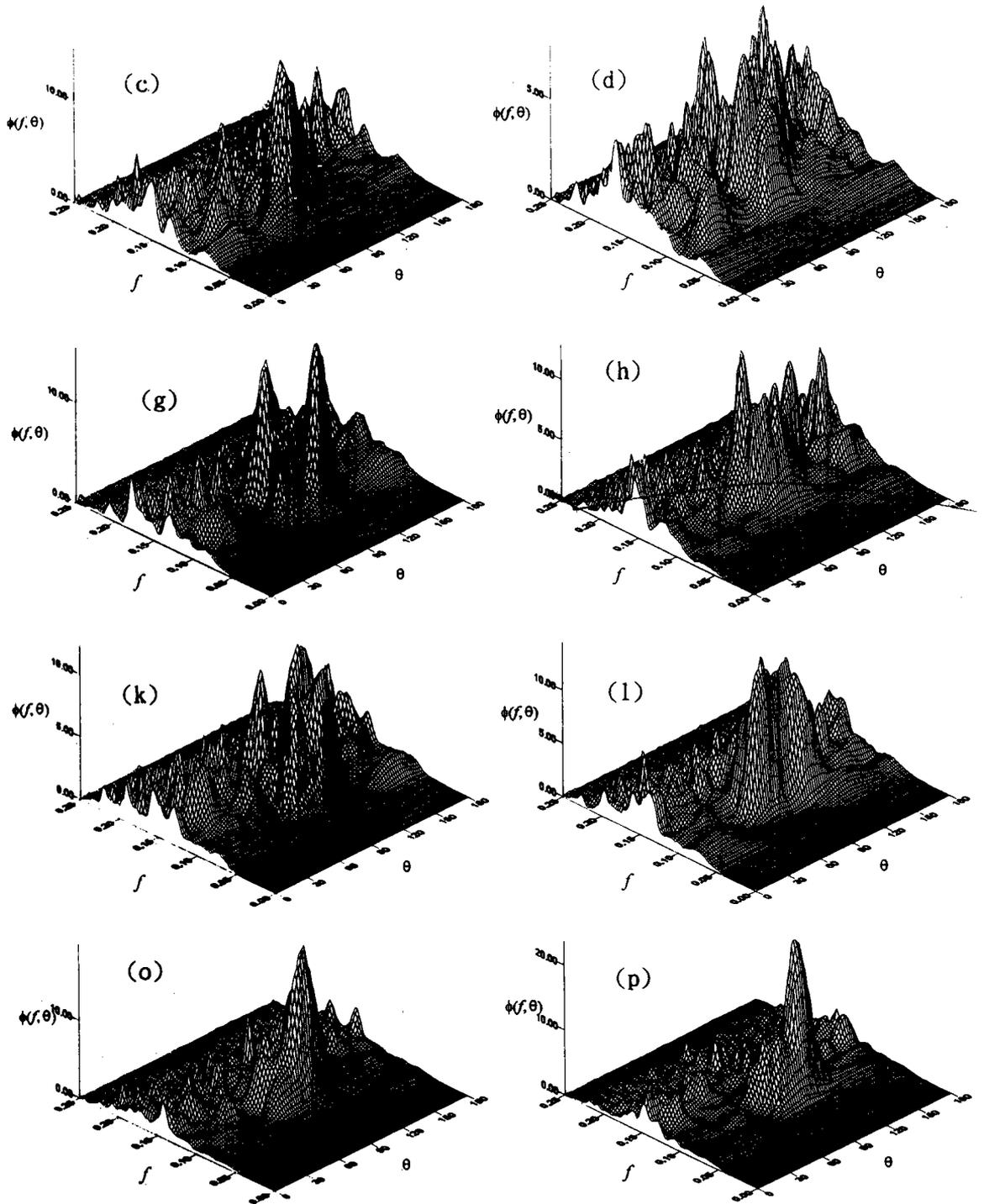


(b) 7x7 移動平均

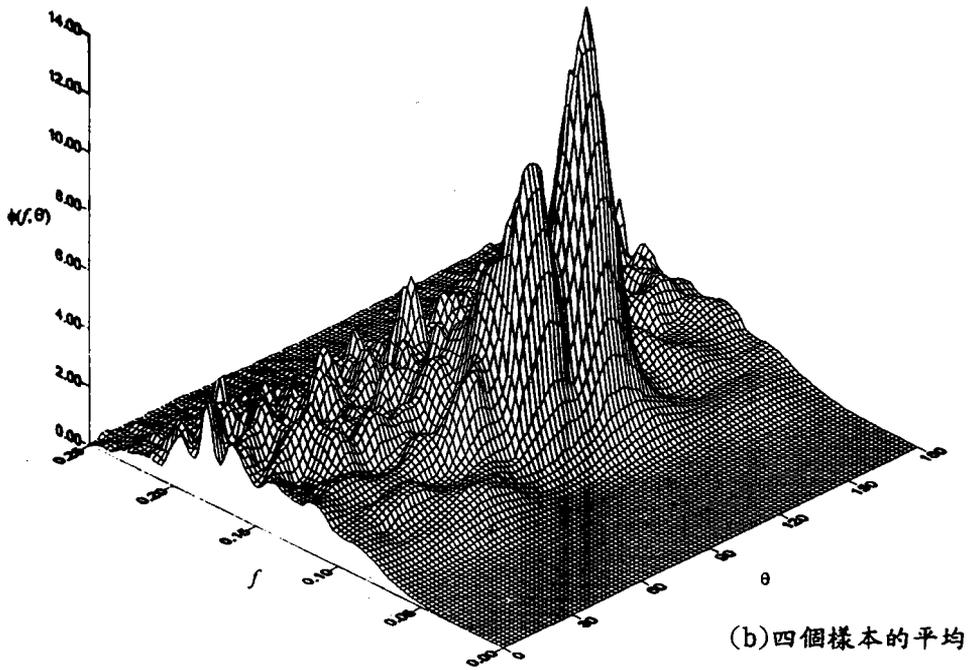
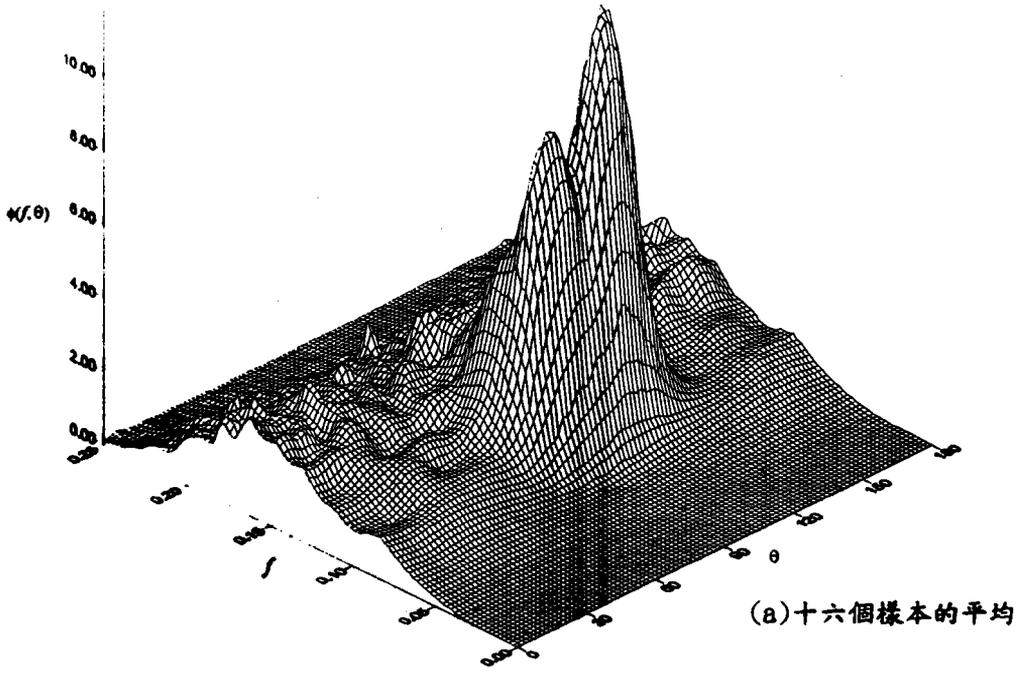
圖十 F.F.T. 後經過移動平均之方向頻譜



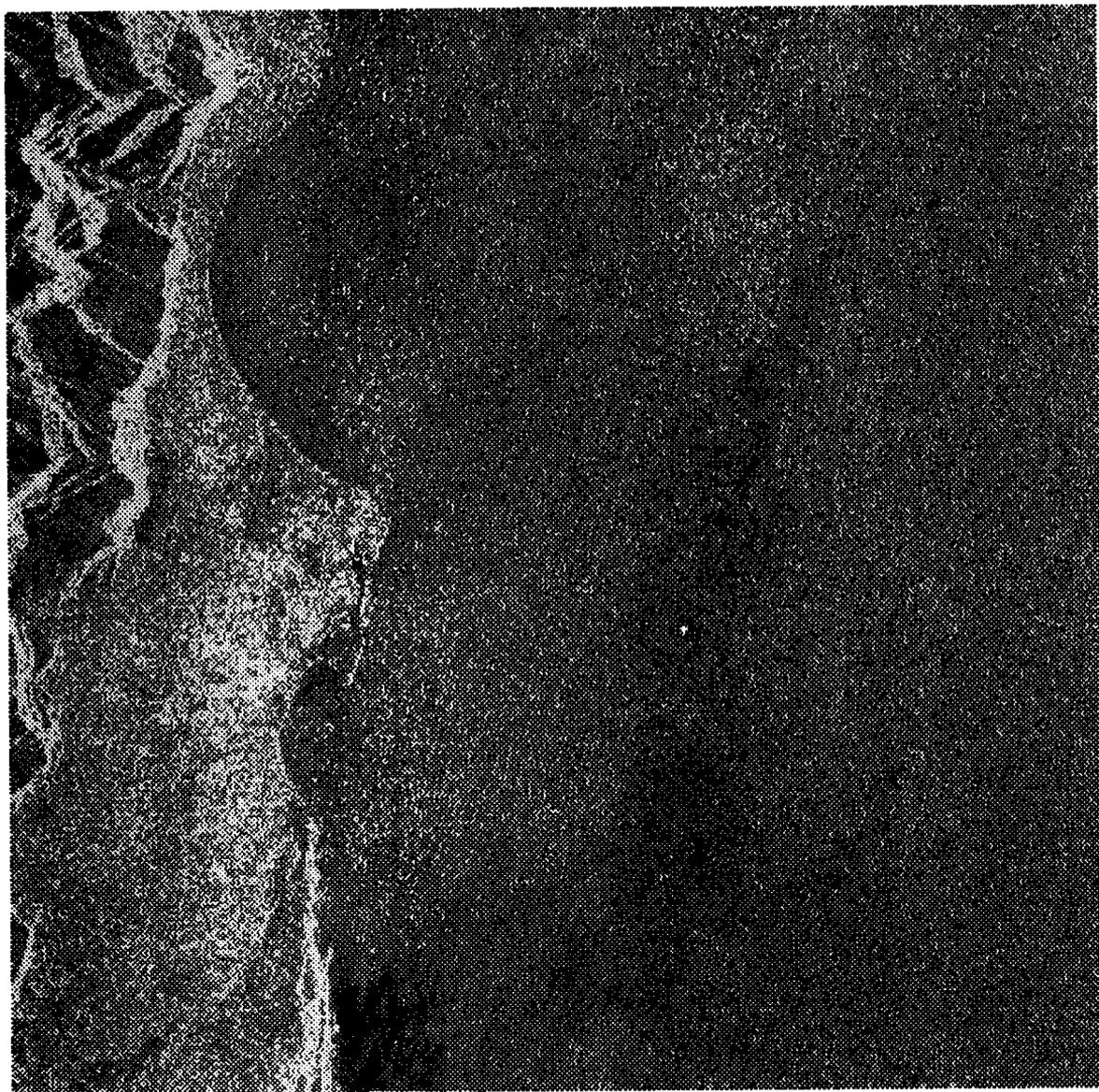
圖十一 十六個連續不同位置之128×128pixels的方向頻譜



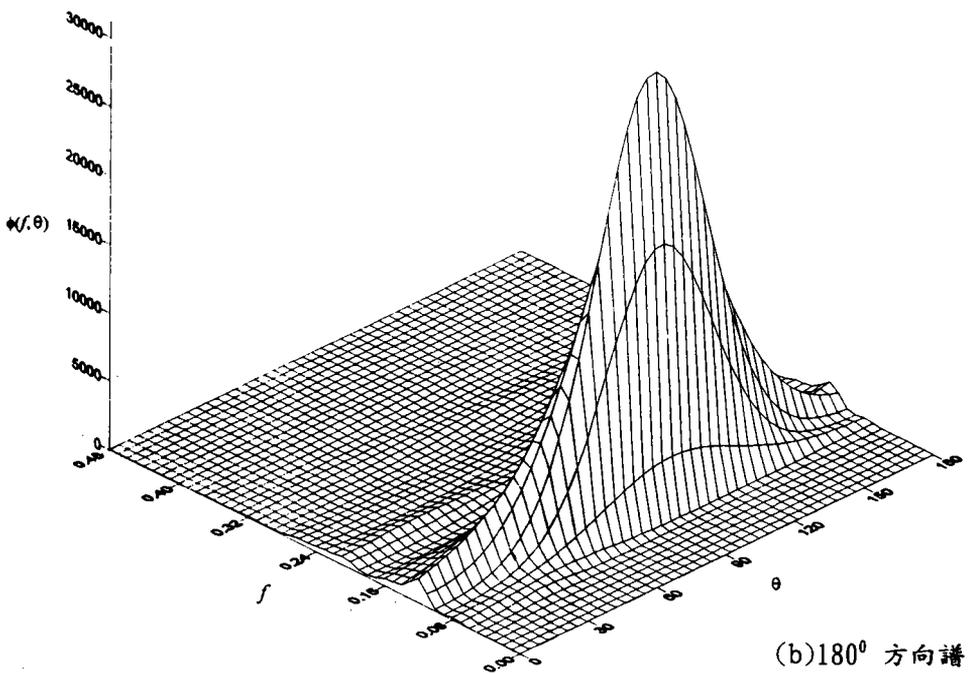
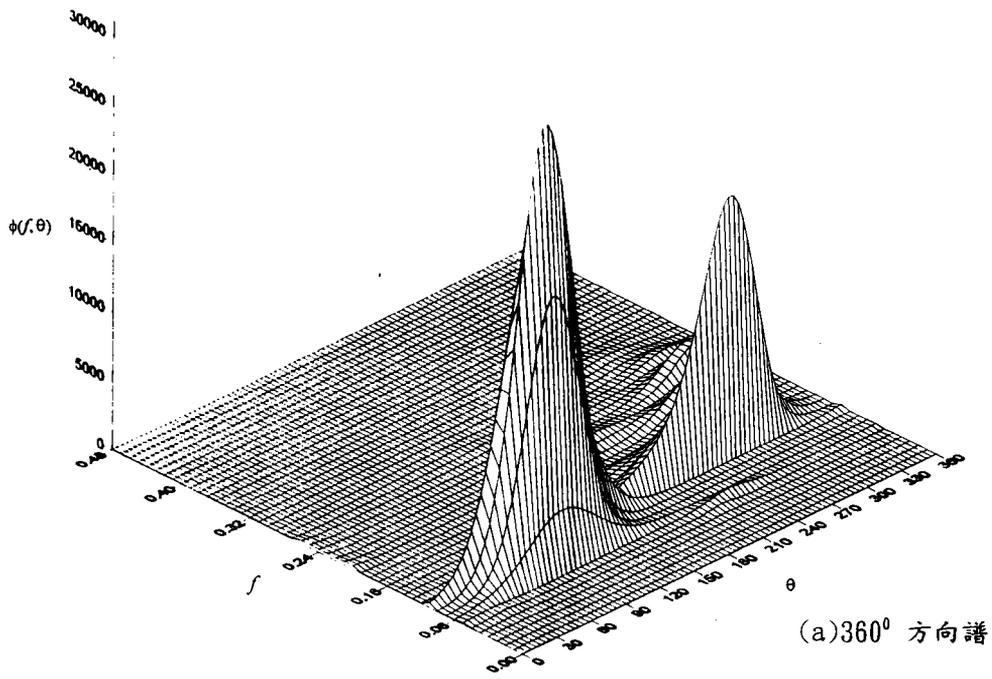
圖十一 十六個連續不同位置之128x128pixels的方向頻譜



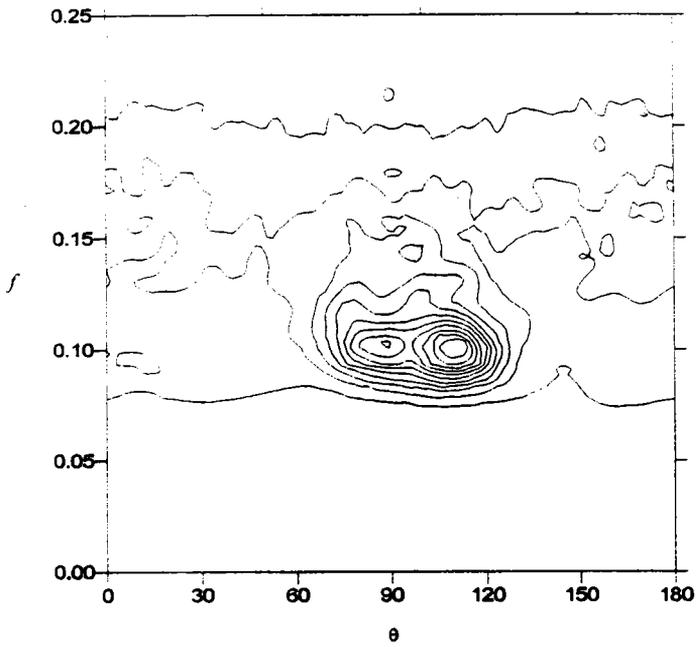
圖十二 經過樣本平均後的方向頻譜



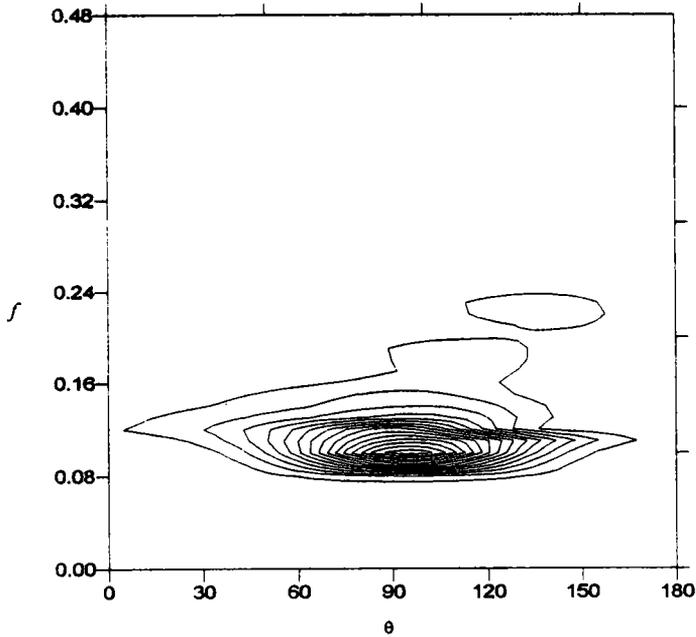
圖十三 SAR之衛星遙測影像資料



圖十四 海面實測之波浪方向頻譜



(a) SAR 資料



(b) 實測資料

圖十五 SAR資料及實測資料之方向頻譜的比較

衛星遙測技術在海岸地形變化之應用

莊甲子 港研所副所長

吳 基 港研所助理研究員

一、前言

由太空攝取地球表面的影像，初期是由氣象衛星開始，隨著60年代一連串的太空探測任務，影像攝取的技術不斷更新，獲得了許多高品質的彩色相片，已可作地球資源方面的研究和應用。太空遙測的價值得到肯定，也因此引發了對地球表面做有系統的重覆影像涵蓋計畫，而此類專為探測地球資源，重覆而有系統的掃描地表影像的衛星被發展出來，我們稱之為「地球資源衛星」，有別於其它用途的衛星如通訊衛星、氣象衛星等。

我國有感於對遙感探測科技之急切需要，於民國七十六年由國科會贊助，對「設置資源衛星接收站」進行評估，並於七十八年十月行政院科技顧問組「籌建我國資源衛星接收站協調會議」中達成興建之共識，使國內各相關單位能更經濟有效地從事學術性之科技研究及遙測上之應用。國科會太空計畫室乃於八十年二月開始委託中大太空及遙測研究中心，執行「接收站階段」計畫並於八十二年六月完成建站階段，更名為「衛星遙測實驗室」(Satellite Remote Sensing Laboratory, SRSL)，七月份起測試運轉，開啓我國衛星遙測新紀元。

我國資源衛星接收站目前主要接收法國SPOT衛星、美國Landsat衛星與歐洲ERS1衛星，其中SPOT與Landsat為被動式接收方式，各波段接收之範圍多在可見光範圍附近，而ERS1則為主動式微波衛星。SPOT衛星具有解析度高之優點，而ERS1則有不受天候雲層干擾之特性。

由於衛星遙測影像具有多波段掃描，重覆蒐集的特性，因此將不同時間，各

種波段的影像互相比對配合，可適應多方面的需要而作判釋應用。

在港灣建設方面，對於新港址的選定，設計基準之訂定都需要大量的自然條件資訊，從衛星影像中我們可直接看出各研究地區的海岸線形態、地質結構、河川水系、水深變化、漂沙現象、污染現況等，另外經由特殊之技術解析可瞭解海流流向、流速大小、波浪之來向、遇淺後之折射、反射現象。同時藉著不同時間所蒐集到影像可鑑別海岸線變動情形。

以下將就衛星影像在海岸偵測與海域水深變化之應用，從衛星影像與水質特性關係，海岸地形變遷偵測及波浪現象解析近岸水深三方面加以說明。

二、衛星影像與海域水質特性關係

陽光多波段光譜經過大氣與水面達水底折光復返大氣後達到衛星偵測器時的光度(radiance)減衰變化過程如圖1。過程中的光能(light energy)減衰強度受水粒子特性、有機物與無機物的含量、水中懸浮粒子的多寡等之影響而有所不同。理論上，電磁波由太陽輻射出經大氣，穿透水打至海底反射，然後為衛星所偵測，在這過程中為沒有任何能量的增減。但實際的情形是，大氣中的雲及水滴的散射、吸收，地表的反射等因素，常使得電磁波傳送的模式複雜得遠超過我們所想像。因此，為簡化模式的推導，常假設在觀測區內任一點，其大氣效應、地表反射等因素都相同，且可獨立分離出來而在模式中以一加成成份來表示。電磁波穿過了大氣，在進入水中之前，仍有一部份被水面反射(如紫外線)，一部份被水吸收(如近紅外光)，只有可見光能穿透水體。而進入水體後的可見光，受到海水中懸浮物、藻類、及水分子等的影響，產生散射及衰減的效應。在假設觀測區域內海水為均質(homogeneous)的前提下，依Jerlov(1976)的研究，這種衰減效應可以下式表示：

$$T_r = e^{-\alpha z} \quad (1)$$

式中 T_r ：在深度為 z 處的輻射通量(radiant flux)佔入射的輻射通量的比例量。

α ：均勻介質假設下之總量減衰常數(volume attenuation constant)

Jupp(1988)進一步對上式的減衰效應提出了更一般化的敘述法(a more generalized version)以表示出光度(radiance)

$$L_i = (e^{-2kz})L_b + (1 - e^{-2kz})L_w \quad (2)$$

式中 L_i : 經由水體後發出的光度
 L_b : 溼底床時之光度
 L_w : 深水時之反射光度 k : 水體之有效減衰係數

由於反射度(reflectance)為正比於光度(radiance), 故反射度的正常化關係式可依上式原則引申出(Beerwirth, 1993)為

$$R_i = (e^{-2kz})R_b + (1 - e^{-2kz})R_w \quad (3)$$

式中 R_i : 經由水體後之反射度(reflectance)
 R_b : 經由底床的反射度
 R_w : 經由水體水分子(molecules)與粒子(particles)之反射度

從(1)式中可以看出, 當水深到某一限度後, 那裡將沒有任何光線可以到達, 因此利用可見光估算海水深度將有其限制。Ploycn(1976) 指出, 對於完全清澈的海水, 在深22m的範圍內所得水深資料可靠度較高。換句話說, 對於非清澈的海水, 便只能估算其透視度。因此, 在海域現場取樣點實地量測時所採用的方式大抵只能以透視度為主, 並依此準則以建立海水透視度的估算模式。

在忽略大氣效應(atmosphere effect)的真實狀態下, 衛星感受器上所接收到的光度可用下式表示

$$R_s = R_a + R_w = R_a + R \cdot e^{-2kz} \quad (4)$$

$$R_w = R_s - R_a = R \cdot e^{-2kz} \quad (5)$$

故
$$\ln(R_{w_i}) = \ln(R_i) - 2k_i z; i = 1, n \quad (6)$$

式中 R_s : 感受器(sensor)上所接收到的光度
 R : 太陽在大氣上的明亮度(illumination)
 R_w : 經水面折射後的反射光度
 R_a : 散射光(back scatter)
 z : 水深
 n : 衛星接收光度之波段數

由(6)式，當選取衛星影像之n波段作分析時可得

$$z = \sum_{i=1}^n \frac{\ln R_{wi}}{(-2k_i \cdot n)} - M \quad (7)$$

$$M = \sum_{i=1}^n \frac{\ln R_i}{(-2k_i \cdot n)} \quad (8)$$

式中M稱為諸多像元(pixel)底床反射光度之幾何均值標準化常數。由於反射度介於0與1，故M值為正值且在完全反射時其值趨近於零。今如由實得衛星影像之二波段中加以分析，由式(6)可得

$$i=1 \text{ 時 ; } \quad z = \frac{\ell_n(R_{w1})}{-2K_1} - \frac{\ell_n(R_1)}{-2k_1} \quad (9)$$

$$i=2 \text{ 時 ; } \quad z = \frac{\ell_n(R_{w2})}{-2K_2} - \frac{\ell_n(R_2)}{-2k_2} \quad (10)$$

故式(7)及(8)分別可改為

$$z = \sum_{i=1}^2 \frac{\ell_n(R_{wi})}{(-2k_i)} - M \quad (11)$$

$$M = \sum_{i=1}^2 \frac{\ell_n R_i}{2(-2k_i)} = \frac{1}{2} \left\{ \frac{\ell_n(R_1)}{-2k_1} + \frac{\ell_n(R_2)}{-2k_2} \right\} \quad (12)$$

利用遙測衛星影像中之二波段的反射光度值(R_{wi})及海面的透視度深度(z)可定出各波段之衰減係數(K_i)，最後再利用各波段的衰減係數值可推求預測出遙測透視度預報值。

利用前述方法求取 k_1 及 k_2 值，必須先有實際量測值 Z (透視度)及所對應的影像反應值，才能用迴歸方法來得。以台中港外海為測試區、配合SPOT衛星通過的時間，進行海上採樣調查。其日期為10/16/1994。過去的研究顯示，水質的化學因子(如重金屬元素)與衛星遙測的相關性不高，因此採樣樣本的進一步分析是以物理性因子(如SS, 濁度, 透視度)為主。現場調查的採樣點共有11點，進一步的分析結果顯示台中港外海之水深與SS及濁度之關係很難找到相關性，但水深與透視度卻呈現近乎正比關係。亦即海水越深的地方，透視度越大。圖2為10/16/1994台中港採樣位置圖。利用採樣點之透視度(Z)及所對應的影像像元值，

可經由式(6)透過線性迴歸求得海水的衰減係數(K)。

在計算線性迴歸時，利用點7,8,9,10作為計算的數值，然後再以所求得的 K_1 及 K_2 來估算點2,3,4,5,6的透視度，如此可以和量測值做比較。K在SPOT綠色波段(k_1)，紅色波段(k_2)的線性迴歸圖及數值如下(近紅外波段因海水吸收的關係，不予考慮)：

衰減係數(K)	像元值視窗1*1	像元值視窗3*3
k_1 (綠色)	0.13	0.12
k_2 (紅色)	0.34	0.37

其與點2,3,4,5,6透視度量測值之比較如下：

	像元值視窗1*1	像元值視窗3*3
RMS(m)	0.015	0.187

由RMS值可知由線性迴歸所求得的衰減係數在實際量測值比較時，其結果相當合理。由以上的分析，可將衰減係數透過式(11)應用在影像上每一個像元，然後估算出每一像元所對應的透視度，由10/16/1994之現場採樣及當日衛星影像所計算出的衰減係數嘗試用來推算另一日期衛星影像(12/8/1993)的透視度。圖3為12/8/1993的SPOT衛星影像，圖4則為其所對應的透視度。結果亦顯示越往外海水深的地方，透視度越大。由兩張衛星影像所估算出的透視度結果顯示本研究所用的模式基本上可用於估算衛星影像與透視度間的關係。

三、海岸區地形變遷偵測

要做到自動化的海岸地形變遷量測，首先要克服的問題即是如何將海岸地形從衛星影像中萃取出來，如此，我們才能進一步的分析其形狀及面積等特性。此種萃取的過程，也就是影像分割(images segmentation)所探討的問題。

一般而言，影像分割的技術是基於“在某種特性(feature)的度量下，就每一被分割的區域內而言，該特性有其均勻性(homogeneous)，而在不同區域之間，該特性有突然的變化”的假設而發展出來。按影像分割所依據的準則不同，基本上，影像分割可以分為五大類：

- (1) 區域長成法(region growing methods)
 - (2) 邊偵測法(edge detection methods)
 - (3) 群集法(clustering methods)
 - (4) 依背景而定的分類法
(context-dependent classification methods)
 - (5) 門檻端始值法Thresholding methods
- (1) 區域成長法：這類演算法都定義有一個表示均質性的準則，然後由一些種子點開始，藉著比較鄰近點與已成長區域特性相似的程度，而決定是否將鄰近點包括進來。其中如何選擇種子點、以何種方式衡量相似性、成長到何時停止及如何決定區域的數目，都是這類方法必須先克服的問題。
 - (2) 邊偵測法：利用兩個均勻區域間某種特性突然的變化，將物體的邊界找出而達到影像分割的目的。邊偵測法是一種簡單、計算量少的方法，但應用時常容易受雜訊的影響而產生片段的邊及假的邊。如何去蕪存菁，再將不連續的邊連成一個個完整而有意義的輪廓乃是本法的一個大問題。
 - (3) 群集法：彩色影像或多頻影像(multispectral image)的分割最常見的方法就是群集法。對這類方法而言，影像分割是一個圖訊識別的問題：給定一些特徵空間(feature space)上的點，找出最好的分割方式使得特性向量(feature vector)的變異(variation)在群集內最小，而在群集間最大。
 - (4) 依背景而定的分類法：它考慮到各像元點(pixel)間的相互關係，並以contextual information或spatial information來考慮像元點的分類。這類方法最適合處理模糊不清的影像，其最大的缺點是耗費大量的計算時間。
 - (5) 門檻端始值法：相對(1)、(3)、(4)等方法來講，thresholding methods是一種簡單、計算量又少的方法。它依據每一pixel的值計算其統計分佈圖(histogram)，然後依據該分佈圖的形狀選擇波谷的灰度值為threshold value。這類方法只能處理非單峰分佈的影像，而如何選擇適當的threshold value是此法必須解決的問題。

了解各類影像分割方法的優缺點後，乃就外傘頂洲衛星影像的特性為例，選擇適當的方法，以獲得正確而有效率的分割影像。經仔細觀察幾幅外傘頂洲衛星影像後可發現外傘頂洲影像具有下列幾種特性：

- (1) 灰度值的動態範圍(dynamic range)小，且是單峰分佈。
- (2) 雜訊大。
- (3) 海水、沙洲的顏色受照度影響在不同影像間變化很大。
- (4) 低潮位時，淺灘處水陸分界極難定義。

經分析出這四種特性後，可發現若直接以衛星影像進行影像分割將變的十分複雜。因此，我們希望能將原來的 multispectral image 轉換至另一 featurespace 上，在此空間上便能以較簡單的方式以完成影像分割。Onta 所提出的 I1、I2、I3 color space 能幫助我們達成目標。

Onta 證明下面三種相互正交的特性向量，因有極佳的分割能力，最適合於彩色影像的問題中使用。

$$I1=(R+G+B)/3$$

$$I2=(R-B)/2$$

$$I3=(2G-R-B)/4$$

SOPT 2 衛星影像中我們令 IR=R, R=G, G=B, 計算 I2 plane 後可發現，在 I2 plane 上，histogram 為雙峰分佈，因此，我們將 I2 image 藉由 threshold selection method 便可得到一張二元化的影像(binary image)X。

在影像X中，除外傘頂洲外還可能有一些區域也被萃取出來，為了將這些區域消去，只留下外傘頂洲，可利用外傘頂洲地形上是西南—東北走向這樣的資訊，並假設在此方向上外傘頂洲是最長的物體，再利用數學形態學的技術(mathematic morphology)[6]將外傘頂洲萃取出來。

為了進一步說明數學形態的觀念，方便外傘頂洲萃取及潮位內插過程說明，此處必須先定義一些符號。

假設A及B是在N維空間 E^n 上的集合。

定義一 膨脹(dilation)運算 $A \oplus B = \{C \in E^N \mid C = a + b, a \in A, b \in B\}$

定義二 收縮(erosion)運算 $A \ominus B = \{x \in E^N \mid x + a \in A \forall b \in B\}$

定義三 開(opening)運算 $A \circ B = (A \ominus B) \oplus B$

定義四 閉(closing)運算

$$A \bullet B = (A \oplus B) \ominus B$$

直覺上來說，閉運算的結果是將A中容納不下B的部份移去，而閉運算則是將A的complementary set中容納不下B的部份除去。因此，我們若定義一個45°的直線為B1，它的長度只有外傘頂洲能容納的下，我們就能夠用閉運算消去非外傘頂洲的區域，而得影像Y。

$$X \circ B1 = Y$$

將二張不同時間的外傘頂洲衛星影像做XOR 運算所得結果即是二張影像不同之處。由前節的方法可自動將外傘頂洲從影像中萃取出來。因此可用來偵測其地形的變遷。海岸線的變遷受到潮汐的影響非常大，因此，偵測過程必須將潮汐的影響考慮進來，我們將下列四張取樣於二個多月內而不同潮位的影像加以比較。

日期	潮位(cm)
3/27/1994	132
4/17/1994	72
2/ 6/1994	48
3/ 4/1994	2

將此四張影像重疊在一起，潮汐之影響便一目了然(圖5)。另外如要分析海岸地區較長期的變遷，則必需藉由不同年代相同潮位的衛星影像加以研究，如下列四張衛星影像。

日期	潮位(cm)
9/28/1986	-24
7/13/1993	-25
1/22/1992	72
4/17/1994	72

圖6為將二張相差 7年(1986—1993)同時近乎相同潮位(-24cm及-25cm)的邊界重疊在一起結果，整個外傘頂洲的變遷於是是很明顯的呈現出來。在這7年中，外傘頂洲在 -24cm潮位，總共減少了約 $17 \times 10^6 \text{m}^2$ 的面積，大部份集中於外傘頂洲的兩側。在外端的侵蝕速度每年往東南方向最大移動約 93m，但在南端約增加

了 $2 \times 10^6 \text{m}^2$ 的面積。

此外，由兩張相同潮位(72cm)但只相隔兩年 (1/22/1992-4/17/1994)的SPOT衛星影像的變遷圖如圖7。故從1992至1994兩年間，在潮位72cm的狀況下，外側兩年之間往東南方向之最大移動約150m。

潮位線或等高線的內插可利用骨架(skeleton)的觀念所發展出之一新的海岸線間之關係的內插方法加以處理。

骨架定義[5]：圖形X的骨架，以S(X)表示，是所有含在X內的最大內接圓的圓心所成的集合。若令Sr(X)代表半徑為r且在X內為最大內接圓的圓心所成集合，則

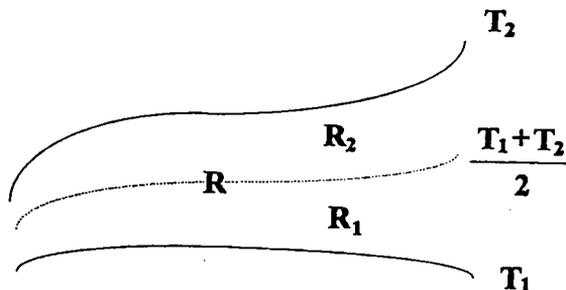
$$S(X) = \bigcup_{r>0} Sr[X]$$

我們可以很容易的利用Sr(X)重構出X。

$$X = \bigcup_{r>0} Sr(X) \oplus rB$$

從骨架的定義可知道，S(X)將X分為二，並且保有X的形狀。利用這種特性，我們便能解決內插過程中，由於高、低潮位線大小不同而造成對應點不易決定的問題。演算法如下：

假設現有兩不同潮位線T1及T2(T1>T2)如下圖，其中R為T1和T2潮位下所包圍的區域。



就某潮位 X 而言，潮位線位置可就下列方式求得：

1. 以前式求得 $S(R)$ 得到一潮位為 $1/2(T_1+T_2)$ 的潮位線，此潮位線將 R 分割為 R_1, R_2 兩區域。
2. 若 $X > 1/2(T_1+T_2)$ 則令 $T_1=T_1, T_2=(T_1+T_2), R=R_1$ 。
- 否則，則令 $T_1=1/2(T_1+T_2), T_2=T_2, R=R_2$ 。
3. 重覆1、2步驟，直至 $X-1/2(T_1+T_2) < \text{衛星影像地面解析度}$ 。

利用上述方法，我們可利用有限的衛星影像及對應的潮位來內插任何需要的潮位。收集在短時間內不同潮位的衛星影像。其基本假設是外傘頂洲在短時間內不會有顯著變化，因此，唯一的變化是由潮汐所引起。以下列三組衛星影像為例：

日期	潮位(cm)
3/ 4/1994	2
4/17/1994	72
2/ 6/1994	48

首先利用潮位為2cm的3/4/1994之影像及潮位為72cm的4/17/1994之影像來內插成48cm的潮位。而潮位為48cm的2/16/1994之影像則是用來作為驗證的潮位。內插的結果與真正潮位的比較見圖8。很明顯的，內插結果與真正的潮位相當接近，唯一有差異的地方是在北端內海部份，變異比較大。

由3/4/1994潮位為2cm及4/17/1994潮位為72cm的SPOT影像，我們亦嘗試推算海底坡度。兩張影像重疊後(圖9)，潮位差70cm，代表水深的變化，而外傘頂洲邊緣的變化代表不同潮位所引起的沙灘變化，因此可由兩者的變化程度來推算坡度。上圖中各點的坡度如下： $A=0.04^\circ, B=0.46^\circ, B'=0.12^\circ, C=0.34^\circ$ 。很明顯的，外傘頂洲北端的海底比南端較平坦，而外海的海底則較陡峭。

四、由波浪現象解析近岸水深變化

當波浪在外海生成之後，我們可以用Dispersion 方程式來加以描述

$$\text{即} \quad \sigma^2 = gk \tanh kh \quad (13)$$

式中 σ 表角頻率數(angular frequency)

k 表波數(wave number)

h 表水深

g 表重力加速度

$$\text{而波速} \quad C^2 = \frac{g}{k} \tanh kh \quad (14)$$

$$\text{波長} \quad L = \frac{g}{2\pi} T^2 \tanh \frac{2\pi h}{L} \quad (15)$$

在深水區時 $kh > \pi$

$$L_0 = \frac{g}{2\pi} T^2 = 1.56T^2 \quad (\text{單位：米})$$

$$C_0 = \frac{g}{2\pi} T = 1.56T \quad (\text{單位：米/秒})$$

當波浪由外海向海岸推近，進入淺水區時，由於水深 h 的變小，會產生許多變化，如波高變大，波長變短，波向也向岸邊彎曲。波長與波速之變化可分別以下式表示

$$L = L_0 \tanh kh \quad (16)$$

$$C = C_0 \tanh kh \quad (17)$$

假設海岸為平直海岸，等深線亦平行於海岸，則波向的改變可用Snell's定律來表示，即

$$\frac{\sin \theta}{c} = \frac{\sin \theta_0}{c_0} \quad (18)$$

C_0 與 θ_0 分別表示深水波的波速及波向線與垂直於海岸之法線之夾角， C 與 θ 則表示波浪進入水深變化區後的波速與夾角，此式的意義為波浪在行進當中，波速(Wave Celerity)的變化將伴隨著波向之改變。事實上， C 與 θ 值均會隨波浪之接近海岸而逐漸變小。因此在近岸地區，波峰波谷線將漸平行於海岸線。在衛星影像中，我們可以量測到波浪的波長與波向的空間變化數值，因此利用(16)、(17)、(18)式之關係即可推斷出水深 h 之變化。

為了驗證波浪受水深變化之影響所產生的折射現象，我們選定1993年12月8日台中港區衛星影像圖(圖3)的左邊部份，由北向南帶狀區域加以分割作為研究區。當天的衛星影像顯示風浪相當大，根據天氣圖之分析，當天是吹東北風，風力在六級以上，波浪的來向大致由北向南，而在衛星圖中，台中港海岸是東北-西南走向，因此在選定區域由北端開始水深約在50米左右，而愈往南方，水深愈淺，至南端大肚溪口時，已為近0米之淺灘，波浪行進過程中可看出波向之變化，然而海面狀況往往是紛亂的，若要定出波浪的波向與波長，是無法用肉眼直接準確判定的，因此必需應用波數譜的觀念來加以處理。

對衛星影像而言，可獲得瞬間之波數波譜，即

$$S_{(k)} = S_{(k_x, k_y)}$$

設影像強度為 $I(x, y)$ 則利用二維傅氏轉換可得波譜如下：

$$S_{(k_x, k_y)} = \iint I(x, y) e^{-jk_x - jk_y} dx dy$$

實際之作法將 $I(x, y)$ 等分為 $L_1 \times L_2$ 個次影像，每一次影像大小為 $N_1 \times N_2$ ；

$$I(x, y) = I_{ij}(n_1, n_2) = I[n_1 + (i-1)d_1, n_2 + (j-1)d_2]$$

$$0 \leq n_1 \leq N_1, \quad 0 \leq n_2 \leq N_2$$

$$0 \leq i \leq L_1 - 1, \quad 0 \leq j \leq L_2 - 1$$

d_1, d_2 為正整數，為相鄰次影像間之空間位移。

若 $S(k_1, k_2)$ 估算後，波長及波向可計算出如下：

$$K_m^2 = (k_{1m}^2 + k_{2m}^2)$$

$$L = 2\pi / k_m$$

$$\phi = \tan^{-1}(k_{1m} / k_{2m})$$

其中 k_m 為 $S(k_1, k_2)$ 之峰點波數

L 為波長

ϕ 為波向

將圖3左端自上至下區隔成A, B, C, D, S等方塊(Block), 每一個方塊為128 pixel×128 pixel。所處理的影像為全色態波段(P Band)數據。其對應於海圖中的位置如圖10所示, 其中A,B,C三區已超出海圖範圍, 因此僅用作波長、波向之計算, 不作水深之推定, 經過上述波數譜處理後可得到波數譜圖, 如果以各圖中心點為原點, 畫垂直與水平線, 則水平軸代表波數 K 在 X 方向的分量, 垂直線則代表波數 K 在 Y 方向上的分量, 亮點離原點愈遠, 表示波數愈大, 也就是波長愈短。

利用1993年12月8日台中港區衛星影像所得的二維波數譜圖(圖11, 圖12, 圖13)所示, 亮區的位置是以中心原點呈對稱之形式, 由於影像獲取的時間正吹襲東北風, 因此我們只看第一象限的亮點, 比較各分區的結果可以看出由A區至S區(由北向南)最亮點的位置由第一象限逐漸向 Y 軸逼近, 至M區時已移至 Y 軸上, 然後續向第二象限移動, 而亮點與中心原點的距離則有逐漸增大的趨勢。這些現象所顯示的意義是波浪自北方傳來, 因為水深逐漸變淺, 使得波向漸次彎向海岸, 而波長則逐漸變短。

由圖中我們量出最亮區的位置距離 X , Y 軸的距離就可以用上節的方法計算出主要成份波的波長與波向, 其結果如表1。

在A區時主成份波之波長為114米, 而波向為 18° (正北為 0° , 順時針方向旋轉), 至M區時波長變為83米, 波向則為正北, 至S區時, 波長已變為68米, 波向則為 350° 。

得到表1的結果後, 先定出海岸線之走向, 再計算各分區波向線與垂直岸的法線間的夾角 θ , 由Snell's Law即可得出 C/C_0 , 再由17式即可求得計算水深 h , 表2即為計算的結果。對於各分區的真正水深, 表中最後一欄的水深(hr)係採用民國八十三年六月三十日海軍海洋測量局製作的台中港海圖的相關數據, 由計算的 h

與實測的hr相比較，可發現其差異並不大，因此，由這種方法推求近岸地區的水深變化應是可行的。而求解的過程中許多技巧及相關的問題仍有賴進一步的研究。

表 1 台中港外海1993年12月8日分區波浪、波向計算表

分區	波長(米)	波向
A	114	18°
C	107	16°
E	101	15°
G	101	14°
I	92	6°
K	88	3°
M	83	0°
O	81	356°
Q	75	353°
S	68	350°

表 2 由波長、波向推算各分區水深表

分區	$\sin \theta$	C/Co	k	h	hr
A	0.985	1.00	0.055	-	-
C	0.978	0.99	0.059	44	-
E	0.974	0.98	0.062	41	43
G	0.951	0.97	0.062	40	46
I	0.927	0.94	0.068	26	30
K	0.906	0.92	0.071	22	20
M	0.883	0.90	0.076	19	19
O	0.848	0.86	0.078	17	17
Q	0.819	0.83	0.083	14	15
S	0.788	0.80	0.092	12	10

陸、結 論

1. 近岸水域透視度與衛星影像輻射值之關係模式，由於台灣西海岸漂沙活動，波浪作用及污染物排放之影響，使得近岸海水混濁，僅能用衛星影像與水質

關係模式來推定透視度，但如應用於澄淨的水域，則應可用衛星影像來推定水深，此點有賴進一步推求與驗證。

2. 利用衛星影像分析研判海岸地區漲退潮間不同潮位之海岸線的方法具有正確、快速之功能，而利用內差之原理，可描繪出高、低潮位間任一潮位之海岸線狀況圖形，節省大量之海上實測人力與經費。
3. 蒐集不同時間的相近潮位衛星影像，可用來研判海岸線之侵蝕與淤積現象，並可瞭解長時間之海岸線變化趨勢。
4. 經分析歷年外傘頂洲影像，可發現外傘頂洲於高潮及低潮時，沙洲露出水面的面積變化極大，在潮位1.32米時，僅殘留西南端極小之部份，其他較低潮位時，雖在衛星影像上有較大之面積，但多為潛沙洲。整個沙洲有向東南漂移之趨勢。
5. 利用海域影像所顯示的波浪現象，經由二維波數譜的處理可計得海面之波長與波向，而利用波浪折射之理論可用來反推水深之變化。初步研究可發現其誤差不大，值得進一步探討。

參 考 文 獻

1. Bierwirth, P.N., Lee T.J., and Burne R.V.: "Shallow Sea-Floor Reflectance and Water Depth Derived by Unmixing Multispectral Imagery", Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, Vol.59, No.3, PP.331-338, 1993.
2. Dean, R.G. Dean and Robert A. Dalrymple "Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists", Chapter 3,4,1984.
3. Jerlov, N.G. "Marine Optics", Elsevier, Amsterdam, 1976. Oht, J.: Takeo Kande and Toshiyuki Sakai, "Color information for Region Segmentation", Comput. Graphics Image Processing, Vol.13, PP.222-248, 1980.
4. Ploycn, F.C.: "NASA/Cousteau Ocean Bathymetry Experiment-Remote Bathymetry Using High Gain Landsat Data, Tech. Rep. NAS5-22597, NASA/GSFC, Washington, DC, 1976.
5. Serraa, J.: "Image Analysis and Mathematical Morphology",

London, Academic, 1982.

6. 黃清和等：“台灣西海岸沖淤調查研究(三)”，台灣省政府交通處港灣技術研究所年研(五)研究報告，1993年月。
7. 國立中央大學太空遙測中心衛星遙測實驗室：“使用者手冊”，1993年12月。

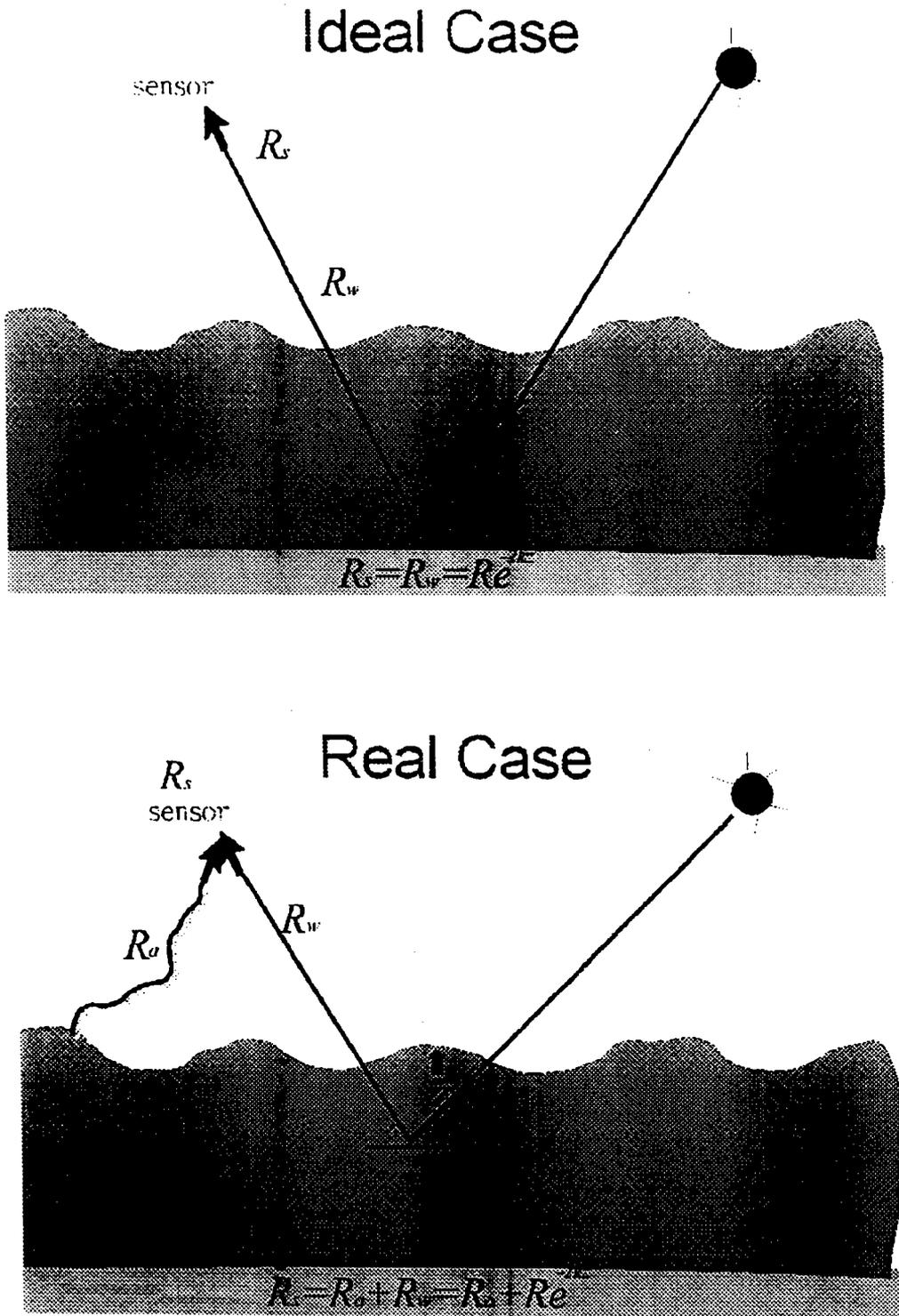


圖 1 光譜衰減過程

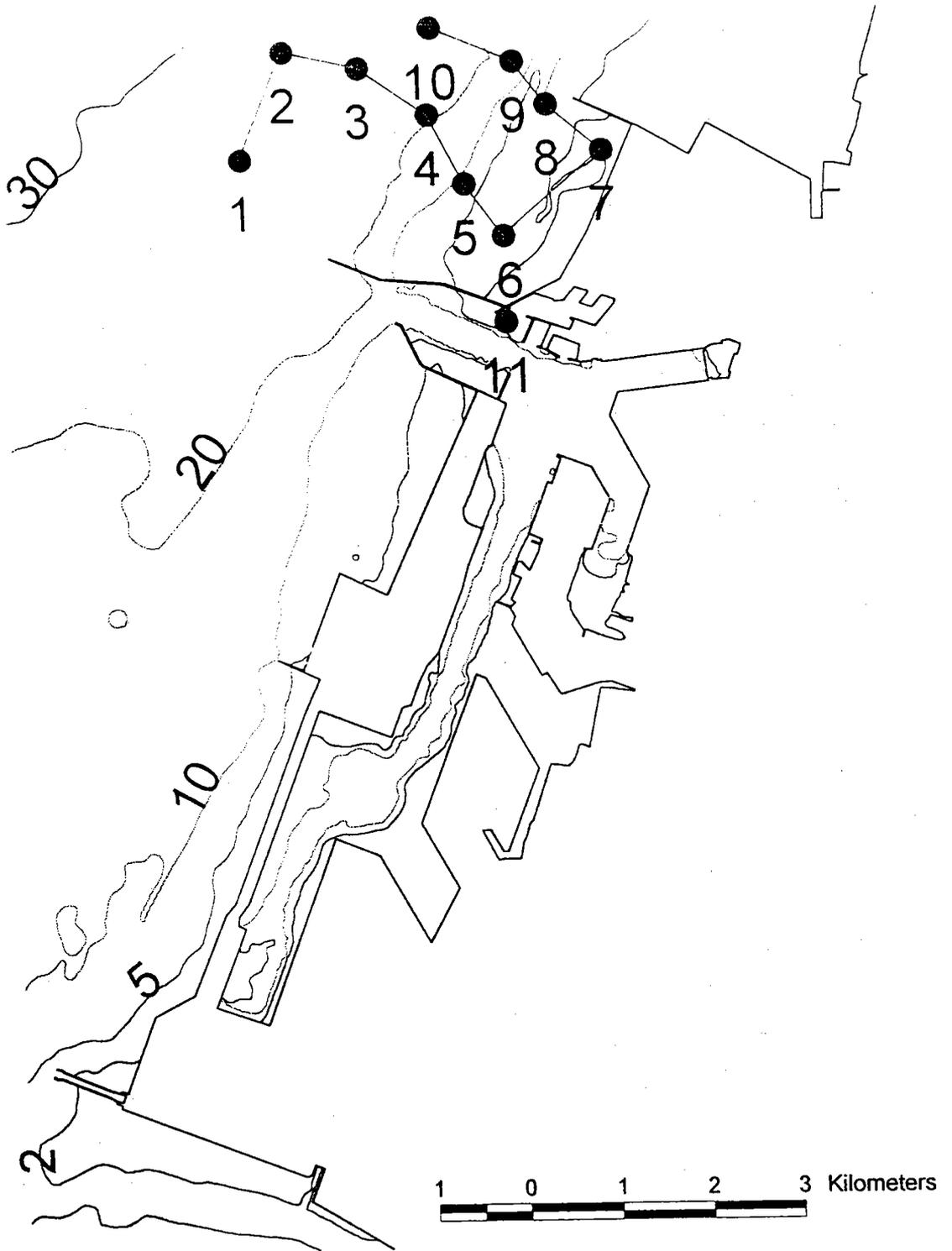


圖 2 1994 年 10 月 16 日採樣位置圖



圖 3 1993 年 12 月 8 日台中港 SPOT 衛星影像

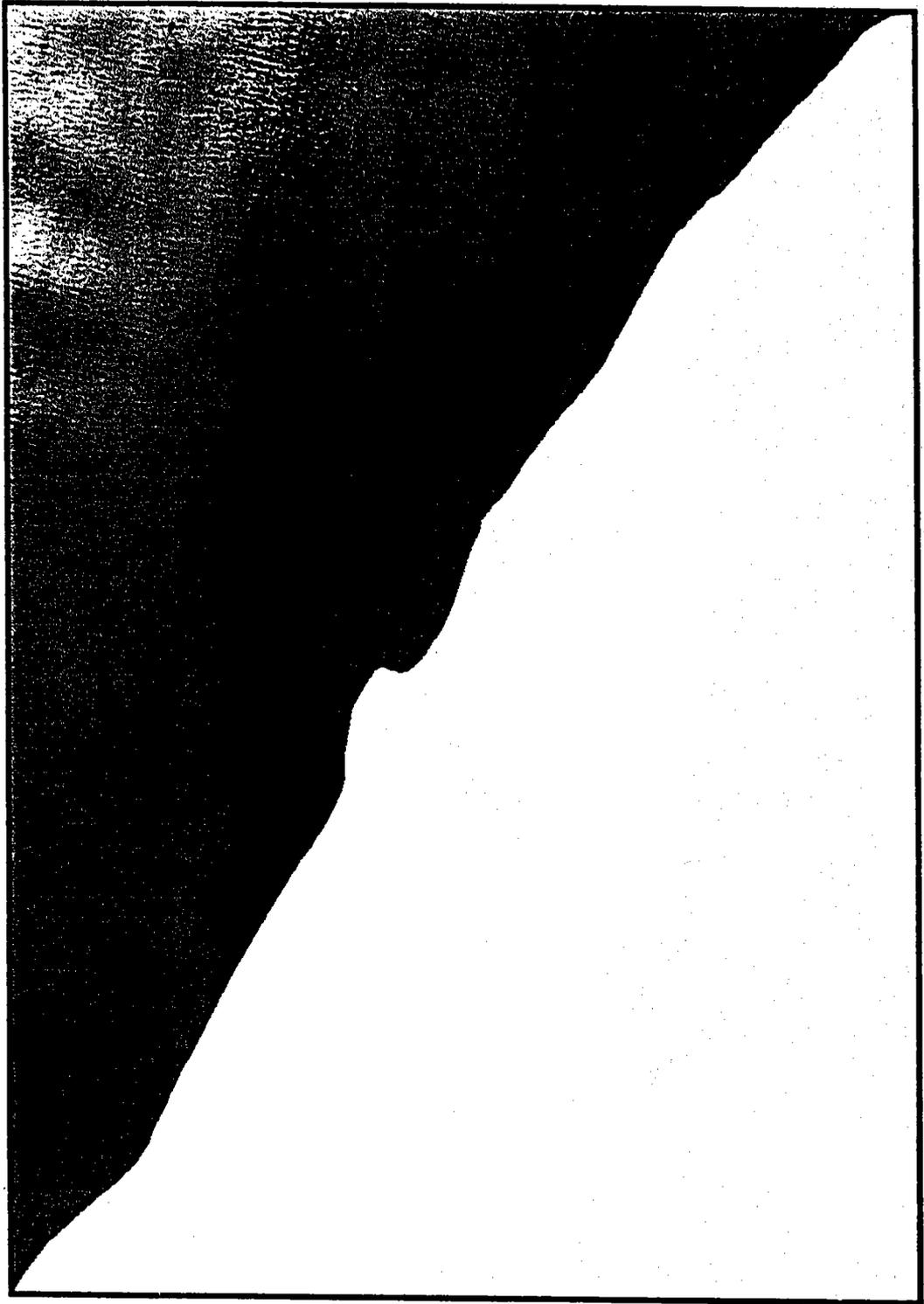


圖 4 12/8/1993 SPOT衛星影像所推導的透視度，
越亮的部份代表透視度越大的地方。
(比例尺1:76200)

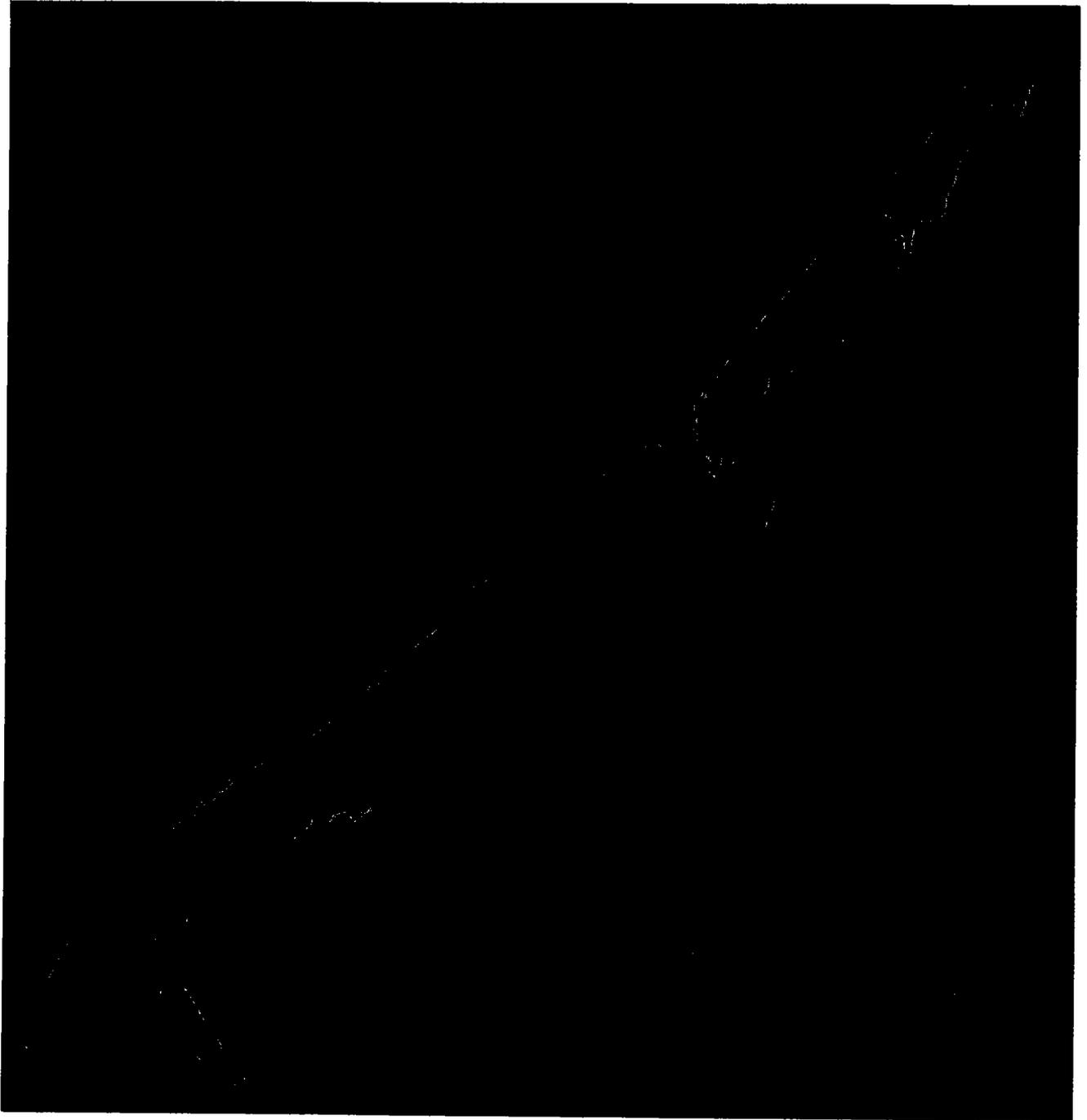


圖 5 潮位132cm、72cm、48cm及2cm的外傘頂洲邊界圖
(比例尺1:75600)



圖 6 9/28/1986(潮位-24cm)至7/13/1993(潮位-25cm)
外傘頂洲的變遷圖 (比例尺1:75600)

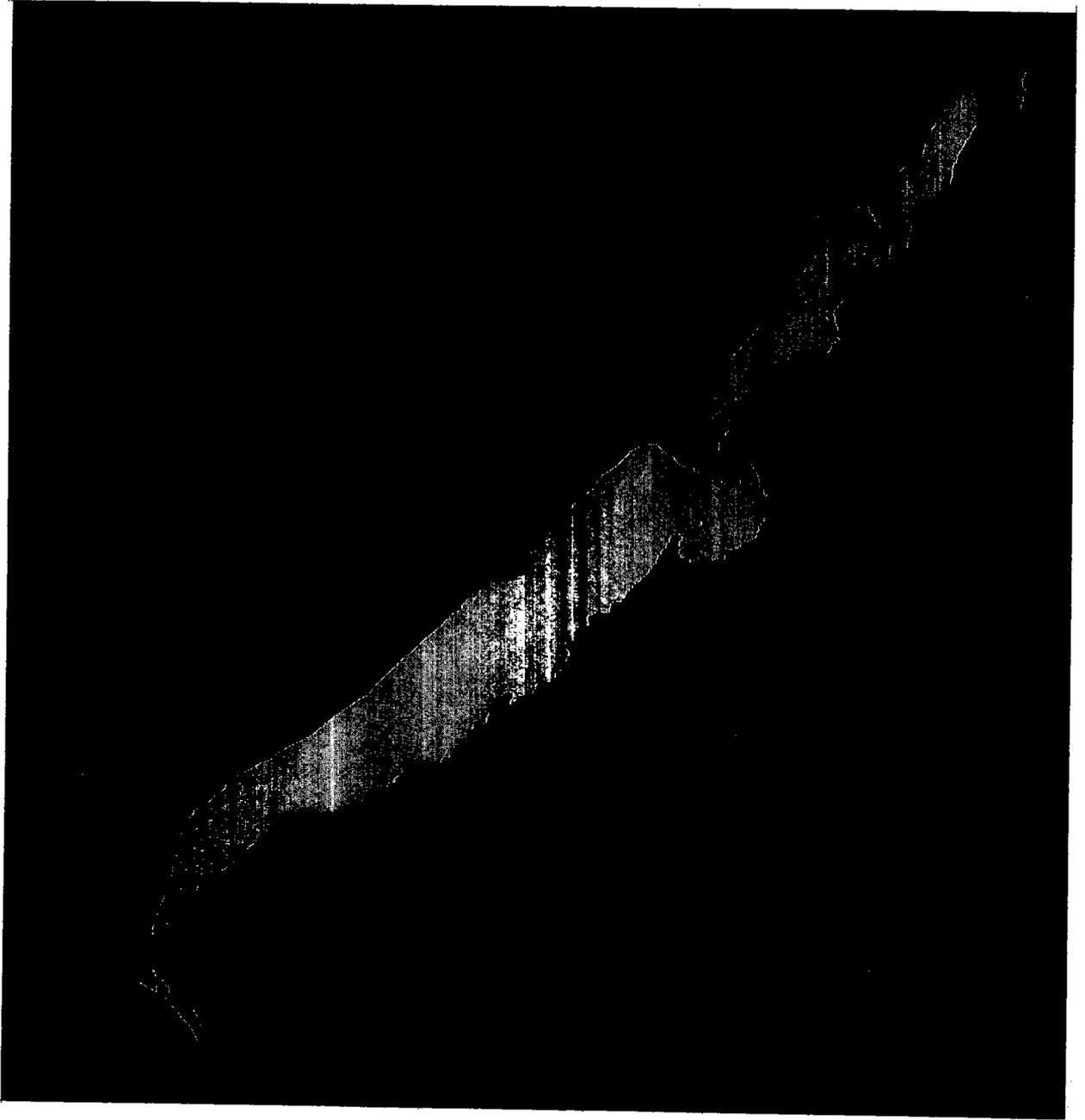


圖 7 1/22/1992(潮位72cm)至4/17/1994(潮位72cm)
外傘頂洲的變遷圖 (比例尺1:75600)

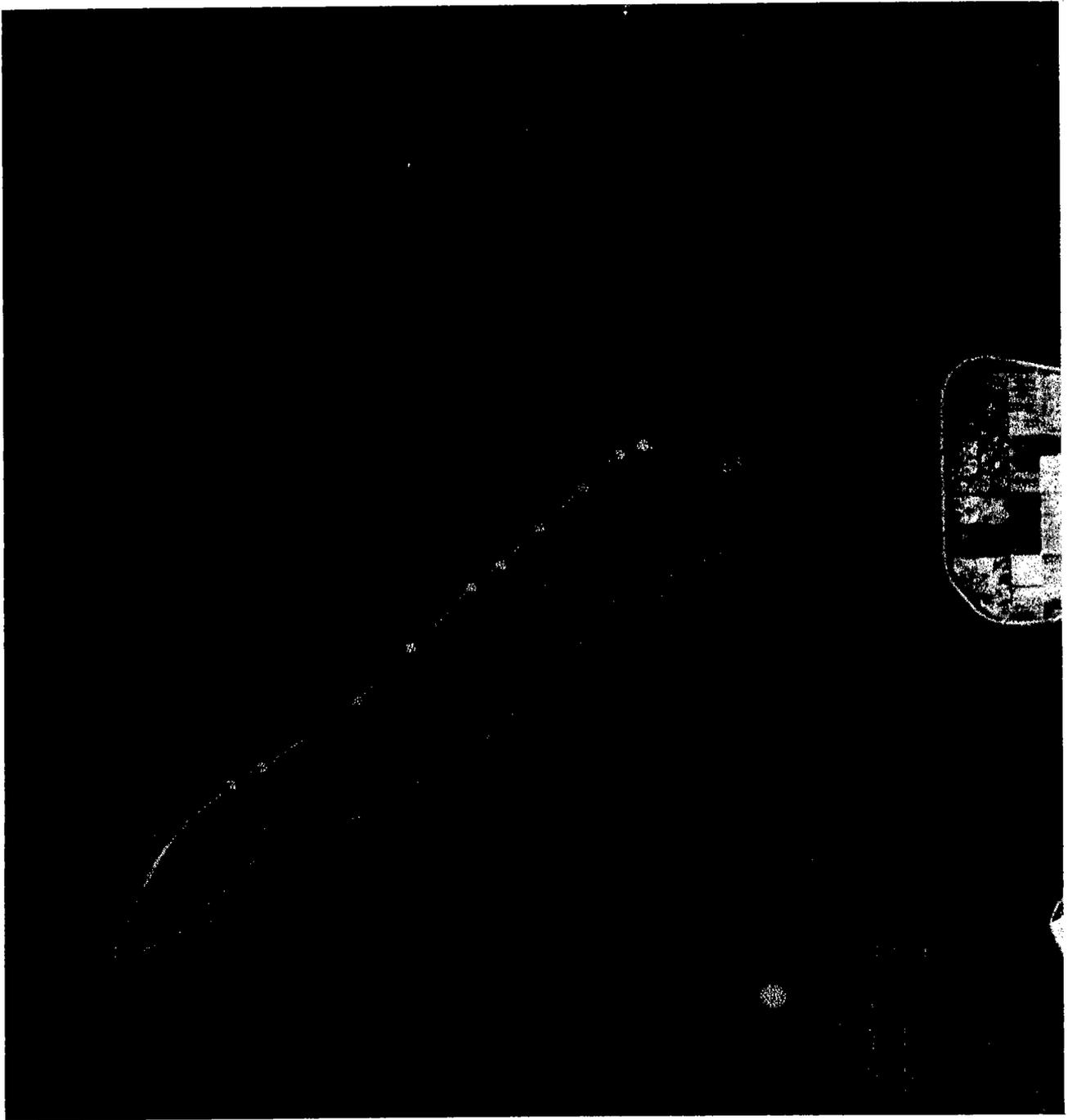


圖 8 內插潮位48cm與真正潮位48cm之比較
(比例尺1:75600)

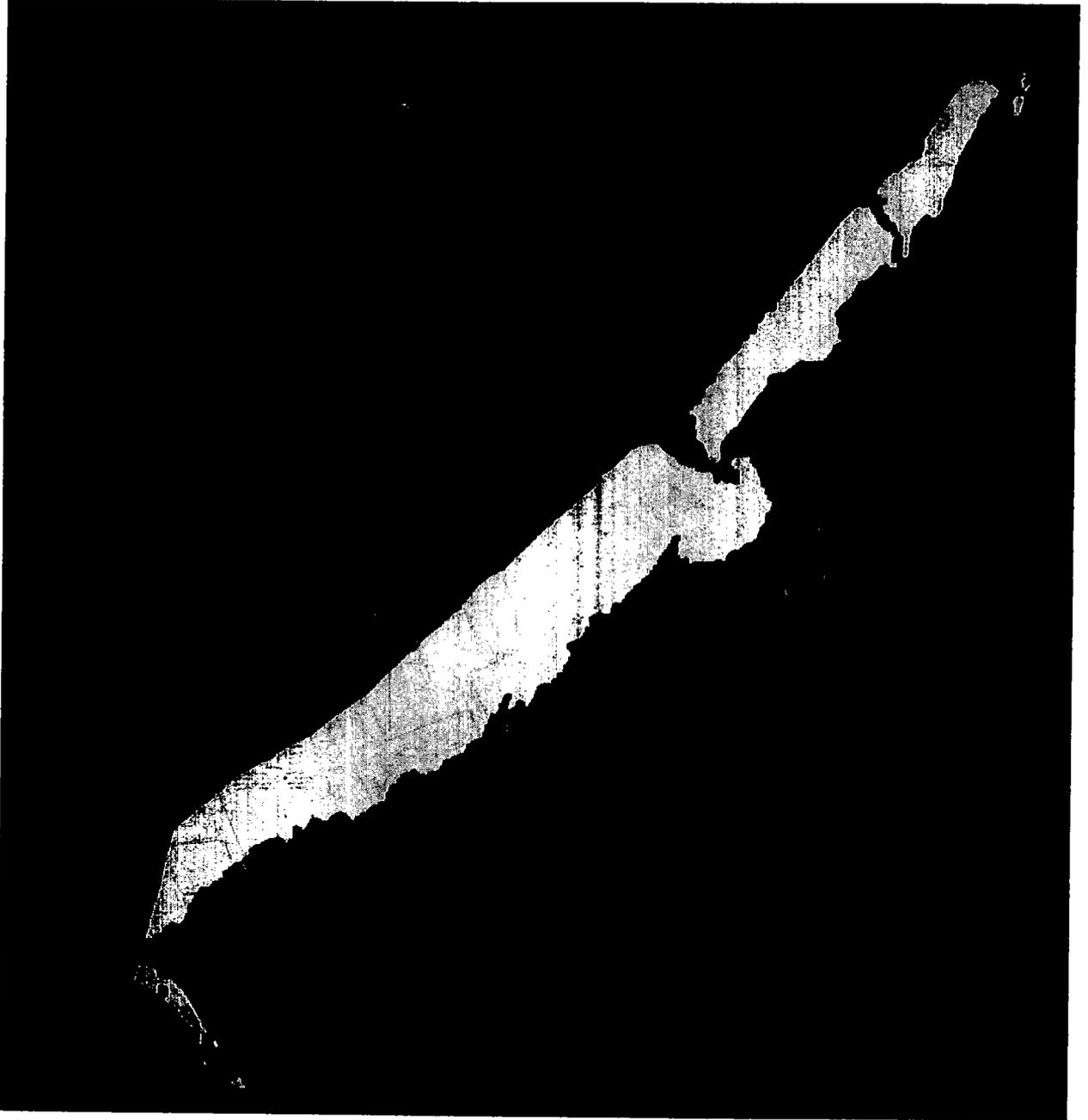


圖 9 由3/4/1994(潮位2cm)及4/17/1994(潮位72cm)的SPOT衛星影像所推導的
海底坡度, $A=0.04^{\circ}$ 、 $B=0.46^{\circ}$ 、 $B'=0.12^{\circ}$ 、 $C=0.34^{\circ}$
(比例尺1:75600)

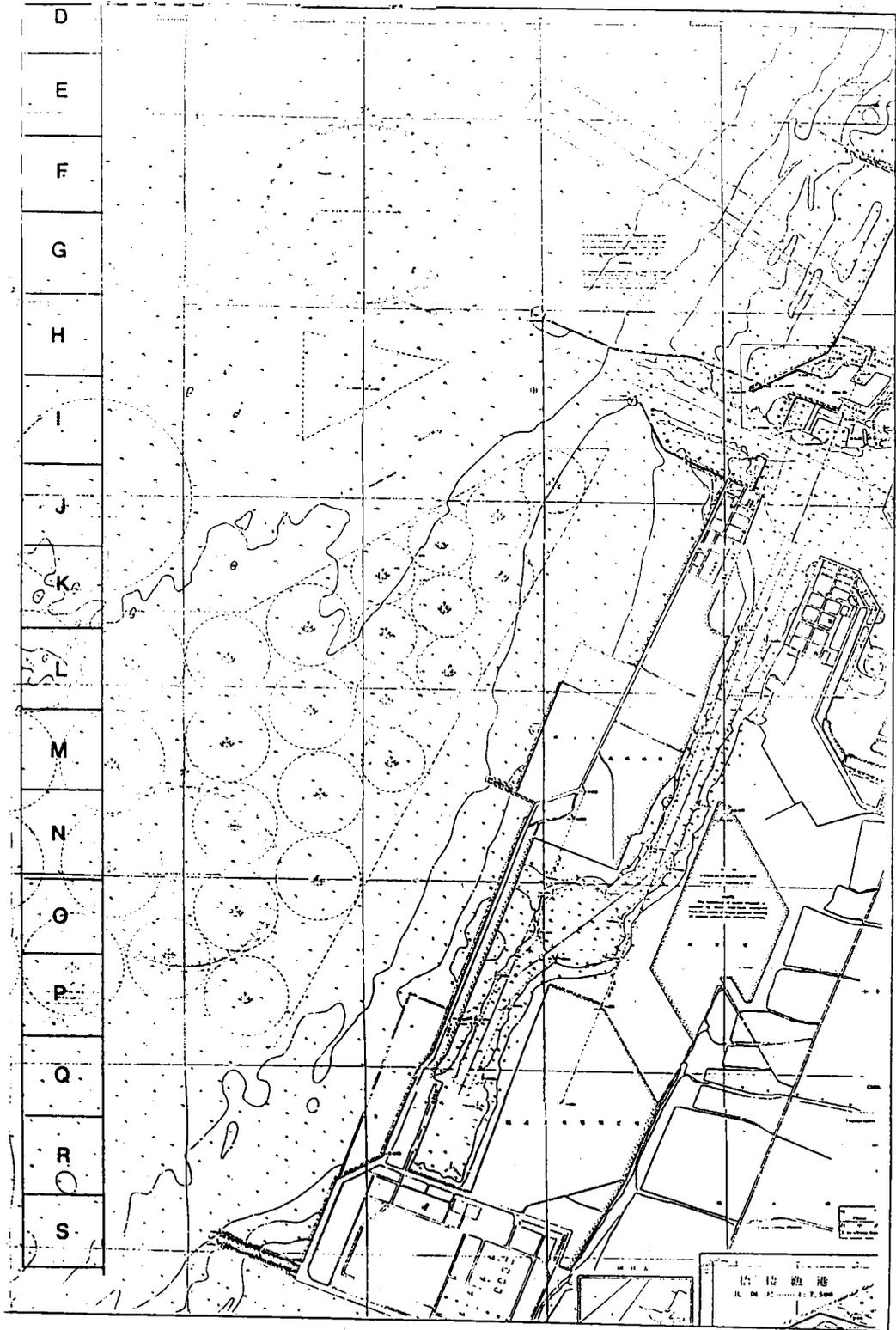
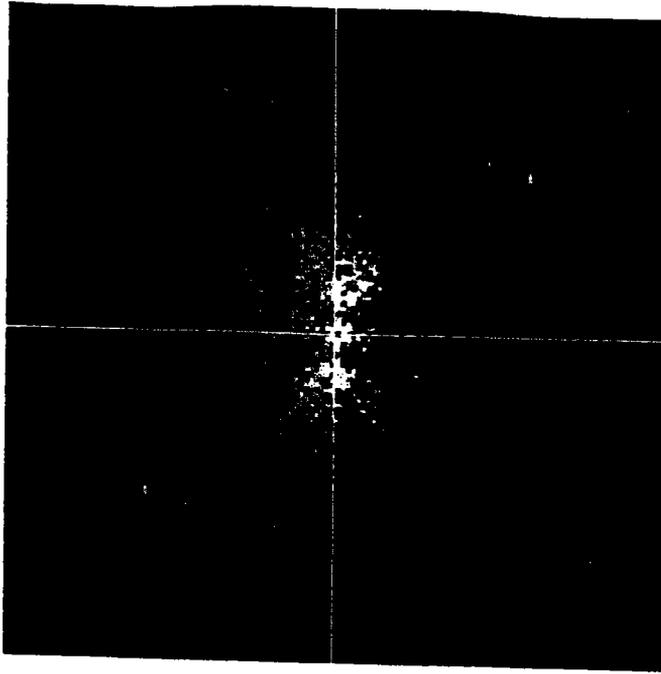


圖 10 台中港外海研究海域分區位置圖

E 區



G 區

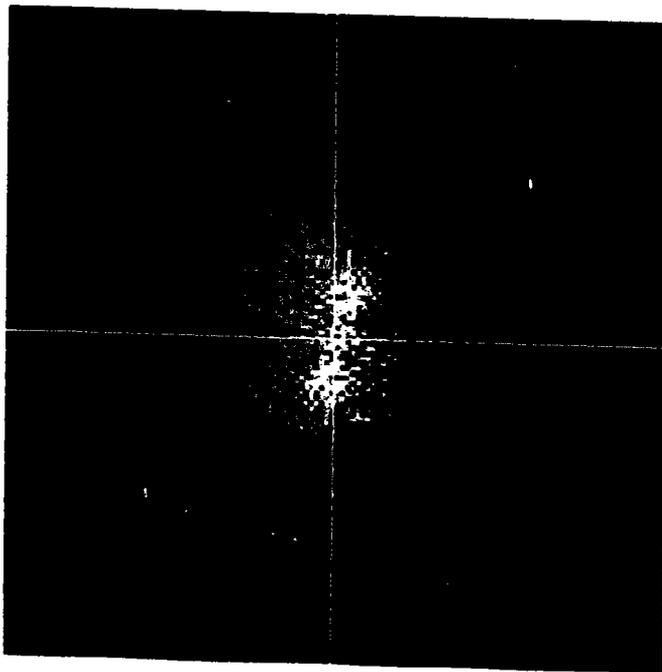
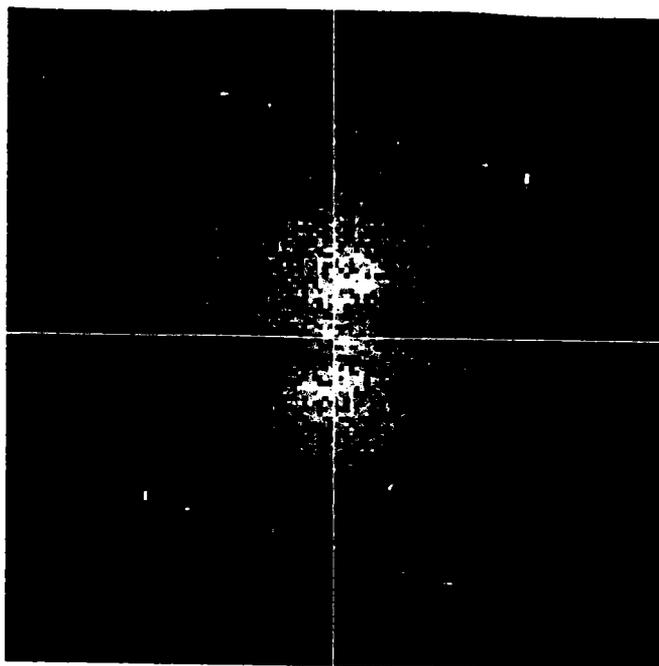


圖 11 台中港外海E、G區波數譜圖

M 區



O 區

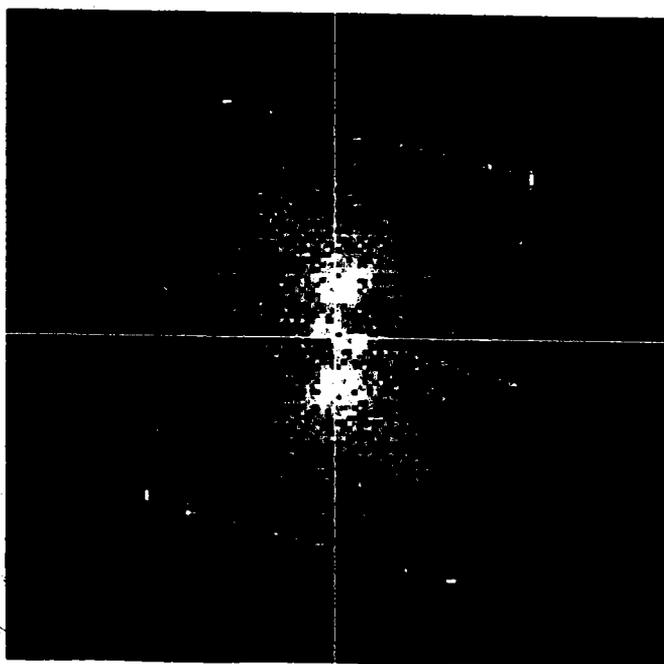
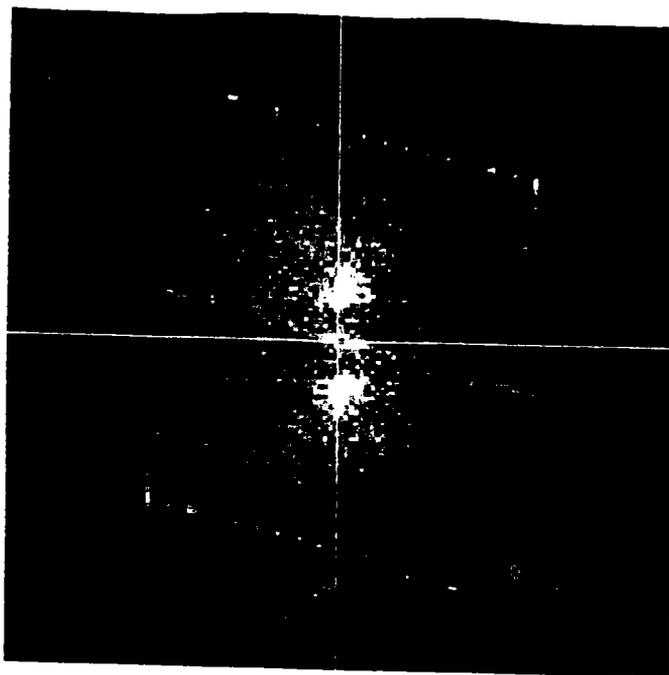


圖 12 台中港外海M、O區波數譜圖

Q 區



S 區

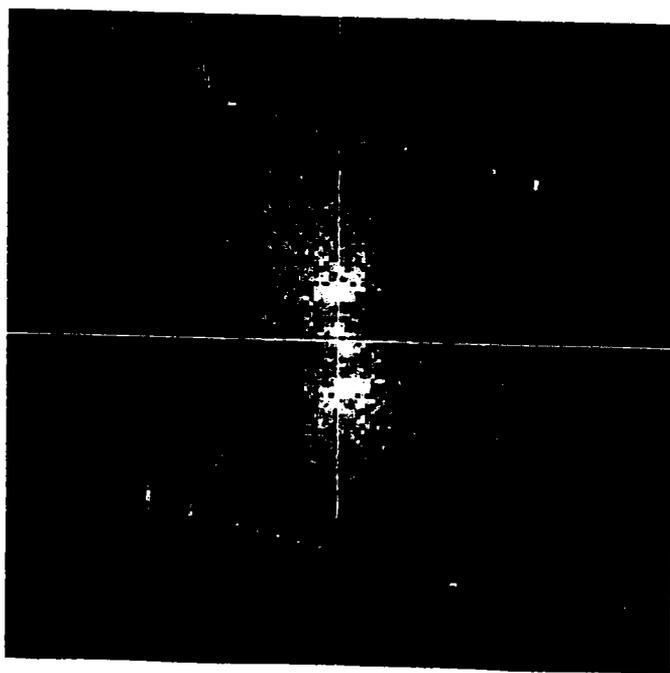


圖 13 台中港外海Q、S區波數譜圖

港池共振數值模式及實例應用之研究

蘇 青 和 港研所數學模式組組長

摘 要

為解析港池受波浪作用引起之共振特性變化，本文分別引用邊界元素法及有限元素法，建立包括透水性岸壁、海底摩擦效應及不規則形狀港池之等水深及不等水深兩種模式。等水深模式使用簡易方便，不等水深模式則較週延，適用範圍較廣。而針對共振數值模式於實際應用計算時可能面對之式計算區域元素切割，及結點最佳編號等之問題，提出一較佳之處理方法。最後並以花蓮港為例，探討此港在颱風入侵時造成之港池共振現象。

一、前言

共振現象為港池對某些特定週期的波浪，產生數倍水位變化的一個現象，共振對港池船隻或貨物裝卸可能造成危險或不便。港池共振與港池形狀、開口大小、水深地形等有關，而海底摩擦效應、邊界透水性、堤頭之水頭能量損失及碎波之能量損失，將可能改變共振大小及形態，因為港池形狀甚為不規則，以數值方法探討共振現象為一甚佳途徑。

有關港池共振之水波數值推算問題，在地形變化不劇烈，即地形緩慢變化之海域或港池，Berkhoff(1972)提出緩坡方程式(mild-slope equation)，並引用有限元素法求解波浪之折繞射共同效應，在外海邊界上則以邊界元素法處理。Chen及Mei(1974)，Chen(1986)發展一混合元素法(hybrid finite element method)，分別求解淺水波方程式及緩坡方程式。其作法為邊界內以一般有限元素法運算，而其港口外圍邊界則以解析解形式展開。Tsay及Liu(1983)、Tsay et al.(1989)、林及謝(1985)、林及許(1985)、歐等(1990)與蘇(1993)使用與Chen及Mei(1974)類似原理，以求解緩坡方程式。Chen(1986)、Tsay et al.(1989)之數值模式則包括海底摩擦效

應及岸壁部份反射邊界及碎波之能量消散效應。歐等(1990)及蘇(1993)之數值模式則考慮港池為多孔消波岸壁之透水性岸壁。

上述方法之波場推算模式，其理論在外海邊界無窮遠處應滿足Sommerfeld輻射邊界條件，即與港池或結構物作用產生之波浪，在無窮遠之外海處應僅有向外之消散進行波(out-going progressive wave)存在。而為滿足此項邊界條件，各種數值方法計算之海域，常分割為有限港池區及半無限外海區二個區域，而且外海區域必假設為等水深區(Chen及Mei(1974)、Tsay及Liu(1983)、歐等(1990))。若有海岸線存在之情形，則又必須滿足海岸線平直，且兩邊無限延伸之理想條件；但在沿岸地區，除非擴大數值計算區域，否則外圍鮮少為固定水深及海岸線平直等理想條件，因此實際計算非常不方便。

陳及蔡(1990)、蘇等(1991)在有限海域外圍設定局部型式之輻射條件，以取代原來標準型式之無窮遠處輻射條件，以避開外海區域必為等水深區之假設。陳及蔡(1990)探討兩種輻射條件應用於計算圓形島之折繞射造成之差異。他們發現在考慮地形及波長等因素，適當設置外圍邊界，局部輻射邊界也可得到相近結果。蘇等(1991)探討局部型式輻射條件及原來標準型式輻射條件，應用在港池共振計算之差異。他們解析一等水深矩形港池共振問題，同樣發現在離 $1/5$ 波長處，即近於滿足輻射條件。基本上滿足輻射條件位置應與相對波長、水深分佈、港池或結構物尺度大小等有關。而在較複雜不規則港池或地形，局部型式輻射條件於實際應用時得需再作進一步的探討。局部型式輻射條件之優點為可避免外圍等水深之不方便假設。

在等水深或水深變化不明顯之港池，考慮線性規則波浪條件，波浪繞射現象可以引用荷姆茲方程式(Helmholtz equation)描述。邊界元素法將二維區域問題，利用低維之邊界元素求解，對複雜之港池或海岸線，處理甚為方便。Hwang及Tuck(1970)、Ho及Bomze(1975)、Lee(1969, 1971)、Lee及Raichlen(1971, 1972)、Chwang et al.(1990)、蘇等(1992)等引用邊界元素法(boundary element method)或稱積分方程法(integral equation method)，在利用Weber解，由荷姆茲方程式求得積分方程式，將邊界分割為有限個邊界元素，因而化積分方程式為一矩陣方程式以求得解。周宗仁等(1986, 1989, 1992a, 1992b)應用邊界元素法解析任意地形及水深之港池水面波動，並延伸至任意反射率防波堤或岸壁的港池水面振動問題，其引用之控制方程式，則為三維拉普拉氏方程式(Laplace equation)。

橢圓形態緩坡方程式，其微分方程屬封閉型態，在邊界必需給定適當的邊界

值，才能求得解。以上所述之數值模式皆屬這類型問題，因此在有限海域外圍邊界上需給定適當的入射波條件，而為了滿足入射波由無限遠進入計算區之條件，計算外圍必需向外深海區延伸，但此卻造成區域之擴大，增大計算所需之電腦記憶體容量。而且在有限元素法模式中解析之變數為波場水位變化，為達到合理描述波場分佈變化，網格間之距離不宜太長，一般一個特徵波長內至少取7~10個計算點，如向深海擴大計算區時，網格點數量大增，相對計算機之記憶體增加量，甚為龐大，除非有較大型之電腦，否則一般電腦可能就無法執行。網格點間距離不宜太長之限制及外圍邊界無法內移之限制為有限元素法模式在實際應用之重缺點。其次在這樣龐大的區域，切割元素也是一項甚為費時費力之工作，而最後結點之最佳編號，以減少矩陣之帶寬，也是重要之工作。

本文將針對共振數值模式於實際應用計算時可能面對之問題，例如引用何種模式較簡易、適當，模式計算區域甚廣大時之三角形元素切割，及結點最佳編號等之問題，提出一較佳之處理方法。最後並以花蓮港為例，探討此港在颱風入侵時造成之港池共振現象。

二、理論解析

考慮包括任意不規則形狀港池及緩變地形變化之近岸海域，如圖2-1平面示意圖，x軸置於海岸線上，原點為海岸線上適當點，正y軸向外海方向。有限港池區(包括港內區與港口處半徑 R_a 之半圓區)稱區域II，水深 $h_2(x,y)$ 為緩慢變化之不等水深區；港外區(稱區域I)為外海無限範圍，為等水深區(水深 h_1)，區域I與區域II之相連邊界為半徑 R_a 之半圓(理論上不一定為半圓)，以 ∂A 表示。假設滿足不可壓縮、無黏性及非旋流之條件因此存在流速勢(velocity potential) $\Phi_j(x,y,z,t)$ ， $j=1,2$ 分別滿足三維拉普拉斯方程式(Laplace equation)

$$\frac{\partial^2 \Phi_j}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi_j}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Phi_j}{\partial z^2} = 0, \quad j=1,2 \quad (2.1)$$

Φ_1 、 Φ_2 分別表示在區域I及區域II之流速勢。假設入射波 ζ_0 波向線與正x軸成 θ_0 角度(如圖2-1)，其複數表示式為：

$$\zeta_0(x,y,t) = a_0 e^{-i[k_0(x \cos \theta_0 + y \sin \theta_0) - t\sigma]} \quad (2.2)$$

式中 a_0 為波浪振幅(wave amplitude)， $i = \sqrt{-1}$ ， k_0 為週波數(radian wave

number), $k_0 = 2\pi/L_0$, L_0 為波長 (wave length), σ 為週頻率 (radian frequency), $\sigma = 2\pi/T$, T 為波浪週期 (wave period)。

區域 I 及區域 II 之流速勢 Φ_1 及 Φ_2 皆分別滿足線性自由表面動力邊界條件及運動邊界條件, 即

$$\frac{\partial \zeta_j}{\partial t} - \frac{\partial \Phi_j}{\partial z} = 0, \quad j=1,2, \quad z=0 \quad (2.3a)$$

$$\frac{\partial \Phi_j}{\partial t} + g\zeta_j = 0, \quad j=1,2, \quad z=0 \quad (2.3b)$$

式中 $\zeta_1(x,y,t)$, $\zeta_2(x,y,t)$ 分別表示在區域 I 及區域 II 之水位變化, g 為重力加速度。

上二式可合併為

$$\frac{\partial^2 \phi_j}{\partial t^2} + g \frac{\partial^2 \phi_j}{\partial z^2} = 0, \quad j=1,2 \quad z=0 \quad (2.3c)$$

基於入射波條件及線性理論, 我們可假設水位變化 ζ_j 為週期性函數, 可表示為

$$\zeta_j(x,y,t) = f_j(x,y)e^{i\sigma t}, \quad j=1,2 \quad (2.4)$$

式中 f_1, f_2 分別稱為區域 I 及區域 II 之波函數 (wave function)。

在外海區 (區域 I) 為等水深區, 假設海底不透水, 則滿足

$$\frac{\partial \Phi_1}{\partial z} = 0, \quad z = -h_1 \quad (2.5)$$

在有限港池區 (區域 II) 為不等深區, 同理假設海底不透水, 則滿足

$$\frac{\partial \phi_2}{\partial z} + \frac{\partial \phi_2}{\partial x} \frac{\partial h_2}{\partial x} + \frac{\partial \phi_2}{\partial y} \frac{\partial h_2}{\partial y} = 0, \quad z = -h_2(x,y) \quad (2.6)$$

在外海區(區域I)，根據控制方程式(2.1)，入射波條件(2.2)式，邊界條件(2.5)式及水位變化週期性條件(2.4)式，則流速勢 $\phi_1 = (x, y, z, t)$ 可表示為

$$\phi_1(x, y, z, t) = A_0 \cosh[k_0(h_1 + z)]f_1(x, y)e^{i\sigma t} \quad (2.7)$$

其中常數 A_0 定義為

$$A_0 = \frac{ig}{\sigma \cosh(k_0 h_1)} \quad (2.8)$$

式中波函數 $f_1(x, y)$ 滿足下列荷姆茲方程式(Helmholtz equation)

$$\frac{\partial^2 f_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 f_1}{\partial y^2} + k_0^2 f_1 = 0 \quad (2.9)$$

且波數 k_0 滿足分散關係式(dispersion relation)

$$\sigma^2 = gk_0 \tanh(k_0 h_1) \quad (2.10)$$

在外海區(區域I)之波速為 $C_1 = L_0/T$ ，群波速(group velocity)為 $C_{1g} = n_1 C_1$ 式中 n_1 定義為

$$n_1 = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{2k_0 h_1}{\sinh 2k_0 h_1} \right] \quad (2.11)$$

在有限港池區(區域II)，假設深度為緩慢變化，流速勢 $\Phi_2(x, y, z, t)$ 表示為：

$$\Phi_2(x, y, z, t) = A_0 \phi_2(x, y, z) e^{i\sigma t} \quad (2.12)$$

式中 ϕ_2 為波函數。

我們引用Booij(1981)修正Berkhoff(1972)提出之一階修正緩坡方程式(modified mild slope equation):

$$\nabla \cdot (C_2 C_{2g} \nabla f_2) + (C_{2g} / C_2 + i\sigma E_0) \sigma^2 f_2 = 0 \quad (2.13a)$$

式中 $f_2(x, y) \cosh[k(h_2 + z)]$ 為波函數 $\phi_2(x, y, z)$ 之一階項， $f_2(x, y)$ 為二維波函數， E_0 為每單位波能密度之能量消散。 $\nabla = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right)$ 二維梯度運算子， $C_2 = L_2/T$ 為波速， $k_2 = 2\pi/L_2$ 為波數， $C_{2g} = n_2 C_2$ 為群波速(group velocity)， n_2 定義為

$$n_2 = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{2k_2 h_2}{\sinh 2k_2 h_2} \right] \quad (2.13b)$$

在淺水波(shallow water wave)， $k_2 h_2 \ll 1$ ， $C_2 = \sqrt{gh_2}$ ， $C_{2g} = C_2$ ，則方程式(2.13)可簡化為

$$\nabla \cdot (h_2 \nabla f_2) + (\sigma^2/g + i\sigma E_0/g) f_2 = 0 \quad (2.14)$$

在深水波(deep water wave)， $k_2 h_2 \gg 1$ ， $C_2 = g/\sigma$ ， $C_{2g} = 0.5C_2$ ，則方程式(2.13)可簡化為修正荷姆茲方程式

$$\frac{\partial^2 f_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 f_2}{\partial y^2} + \left(k_2^2 + \frac{i\sigma E_0}{gh_2} \right) f_2 = 0 \quad (2.15)$$

荷姆茲方程式(2.9)及修正緩坡方程式(2.13)分別為港外區及有限港池區之主要控制方程式。

假設外海岸線為平直向兩測無限延伸，其岸線為一良好消波沙灘，以 ∂C 表示，則 f_1 在海岸線滿足

$$f_1 = 0, \quad \text{on } \partial C \quad (2.16a)$$

反之若海岸線岸壁為直立不可穿透，則 f_1 在海岸線垂直分量滿足

$$\frac{\partial f_1}{\partial n} = 0, \quad \text{on } \partial C \quad (2.16b)$$

外海地區之波函數 f_1 ，除包括入射波 f_0 ，(或受平直海岸線反射之反射波 f_r)，還包括港內由港口向外散射之散射波 f_s ，表示為

$$f_1 = f_0 + f_s \quad (2.17)$$

其中散射波在無窮遠處，滿足輻射條件(Sommerfeld radiation condition)

$$\lim_{k_0 r \rightarrow \infty} \sqrt{r} \left(\frac{\partial f_s}{\partial r} + ik_0 f_s \right) = 0 \quad (2.18)$$

假設港池為部份消波之內壁，則其邊界上(以 ∂B 表示)應滿足透水邊界條件蘇(1993):

$$\frac{\partial f_2}{\partial n} = -i\alpha f_2 \quad \text{on } \partial B \quad (2.19)$$

式中 α 為阻尼係數(impedance coefficient)， α 一般為複數。

在區域 I 及區域 II 之界面處 ∂A ，應分別滿足波函數及波函數之法線方向導數連續條件:

$$f_1 = f_2 \quad \text{on } \partial A \quad (2.20a)$$

$$C_1 C_{g1} \frac{\partial f_1}{\partial n_1} = -C_2 C_{g2} \frac{\partial f_2}{\partial n_2} \quad \text{on } \partial A \quad (2.20b)$$

式中 \bar{n}_1 及 \bar{n}_2 分別表示區域 I 及區域 II 在界面向外法線方向之單位向量， $\bar{n}_1 = -\bar{n}_2$ 。

三、港池共振數值模式

3-1 邊界元素法模式

在探討港池波場數值推算，一般港池形狀皆為不規則，而港池地形水深有些變化不甚明顯，當地形變化與水深度相較，地形變化產生之折射及淺化效應並不顯著，此時為簡化物理問題之複雜性，常以等水深近似條件，來推算波場。一般邊界元素法處理之物理空間可較有限元素法，節省一個維度，即有限元法需解析二維平面問題時(二維元素)，邊界元素法即可以一維元素來處理，因此基本上邊界元素法使用較簡易。在不規則幾何形狀方面，邊界元素法及有限元素法處理不規則形狀港池皆甚為方便。等水深波浪問題，控制方程式

為荷姆茲方程式，其基本解(fundermental solution)為漢克函數(Hankel function)，而能求得基本解為引用邊界元素法之要件，本節將引用此數值方法，介紹包括透水性邊界之波場推算模式。

考慮以透水性岸壁設計之不規則形狀港池，如附圖 3-1，假設海岸線平直兩邊延 x 軸無限延伸，y 軸向外海為正，原點在港口中心點，z 軸向上為正，外海海域及港區假設皆為等水深 h。同樣為方便外海滿足輻射邊界條件，一般解析時常將計算區域分為外海區(區域 I)及港內區(區域 II)，此處並以港口為兩區之介面(如附圖 3-1)。若以 f_1 及 f_2 分別表示外海區及港內區之波函數，則 f_1 及 f_2 皆滿足下列荷姆茲方程式(Helmholtz. equation)(2.15)。同樣外海地區之波函數 f_1 ，除包括入射波 f_0 及受平直海岸線反射之反射波 f_r ，還包括港內由港口向外散射之散射波 f_s ，如表示式(2.17)。外海之海岸岸線 ∂C 為平直向兩側無限延伸，其岸壁為直立不可穿透， f_1 在海岸線垂直分量為零，如式(2.16)，而散射波 f_s 在無窮遠處，滿足輻射條件(2.18)。假設港池以多孔消波體設計為內壁，則在岸壁邊界上 ∂B 應滿足多孔邊界條件式(2.19)。在區域 I 及區域 II 之界面處 \overline{AB} ，應分別滿足波函數及波函數之法線方向導數連續條件(2.20)。

在滿足各項邊界條件之荷姆茲方程式(2.17)之 Weber 解在區域 I 散射波 f_s 及區域 II 波函數 f_2 分別可表示為下列積分方程(Baker 及 Copson, 1950):

$$f_s(\bar{x}) = b_0 \int_{\partial B_1} \left[f_s(\bar{x}_0) \frac{\partial H_0^{(1)}(k_1 r)}{\partial n_1} - H_0^{(1)}(k_1 r) \frac{\partial f_s(\bar{x}_0)}{\partial n_1} \right] ds \quad (3.1)$$

$$f_2(\bar{x}) = b_0 \int_{\partial B_2} \left[f_2(\bar{x}_0) \frac{\partial H_0^{(1)}(k_1 r)}{\partial n_2} - H_0^{(1)}(k_1 r) \frac{\partial f_2(\bar{x}_0)}{\partial n_2} \right] ds \quad (3.2)$$

式中 ∂B_1 及 ∂B_2 分別為外海區之無限長海岸線($\partial B_1 = \partial C + \overline{AB}$)及港內區之封閉邊界($\partial B_2 = \partial B + \overline{AB}$)。

$$b_0 = \frac{-i}{4}, \text{ 當 } \bar{x} \text{ 在區域內部。}$$

$b_0 = \frac{-i}{2}$ ，當 \bar{x} 在平滑區域邊界上。

$b_0 = \frac{-i\pi}{2\beta}$ ，當 \bar{x} 在內角為 β 之邊界點上。

$H_0^{(1)}(k_1 r)$ 為第一類零階漢克函數(first kind the zeroth order Hankel function)。

$r = |\bar{x}_0 - \bar{x}|$ ， \bar{x}_0 為邊界上之點， \bar{x} 為邊界上或區域內任一點。

積分方程式(3.1)及(3.2)式對不規則形狀之港池不易求得完整解析解，此處將利用邊界元素法求解波場。將港內區域II邊界 ∂B_2 ，切割為 N 個線段， N 個中結點(mid-node)，每個線段代表一個元素，如引用常數元素，可將方程式(3.1)及(3.2)化為下列矩陣方程式，矩陣方程式可利用高斯消去法求解。

港池放大係數 R 我們定義為港內任意點 \bar{x} 之振幅對港口外之入射波之振幅的比值，表示如下：

$$R(\bar{x}) = \left| \frac{f_2(\bar{x})}{f_0(\bar{x}_0)} \right| \quad (3.3)$$

式中 \bar{x} 港內任一點 \bar{x}_0 ，為港口外任一點。

3-2 有限元素法模式

在緩變地形之港池波浪推算，如果地形變化甚為重要，為求得正確港內波高分，等水深模式不足以描述真正的物理現象。本模式以緩坡方程式為控制方程式之不等水波場推算模式。緩坡方程式數學上因為不能以解析法求得一簡易基本解，未能引用邊界元素法，因此引用有限元素法之數值方法，以建立包括多孔消波體透水性邊界之港池波場推算。基本上不等水模式將等水深模式適用範圍為廣，但等水深模式則較簡易方便。

使用混合元素法(hybrid finite element method)(Chen 及 Mei, 1974)，(Tsay 及 Liu, 1983)以求解上述橢圓型態緩坡方程式之邊界值問題。在有限港池區域II為有限範圍，切割為有限個三角形元素，以求解元素結點上之未知波

函數，外海區域 I 為無限範圍，我們則應用特徵函數(eigenfunctions)表示法(Tsay 及 Liu, 1983)，將波函數 f_1 之各成份波 $f_0(f_r)$ 、 f_s 分別展開。根據變分法(calculus of variation)之極小化原理，上述控制方程式，邊界條件及區域分割原理(包括邊界連續條件)，可得定態泛函數(stationary functional)，並化為矩陣方程式，再由高斯消去法(Gaussian elimination)求解。

有限元素法模式中解析之變數為波場水位變化，為達到合理描述波場分佈變化，網格間之距離不宜太長，一般一個特徵波長內至少取 7 ~ 10 個計算點，如向深海擴大計算區時，網格點數量大增，相對計算機之記憶體增加量，甚為龐大。其次在這樣龐大的區域，切割元素也是一項甚為費時費力之工作，而最後結點之最佳編號，以減少矩陣之帶寬，也是重要之工作。針對計算區域元素切割，及結點最佳編號等之問題，於下節提出一較實用之處理方法。

3-3 網格自動分割及結點最佳編號

一般近海地區甚為不規則，又包括港池之區域則甚為廣大，基於三角元素之邊長不能太大(一般取拾分之一特性波長)，在實際波場計算時，元素及結點經常超過數萬個以上，產生如此龐大之結點，為甚大之工程，如以人工為之，則需花費甚大量之人力及時間，而且因人為錯誤甚容易發生，元素數據再詳細偵測又需要花費更多的時間，不甚經濟。因此如何提高網格分割技術，成為模式計算過程，甚為重要的工作，而利用程式自動元素產生則是必要的一個手段。本文取用 Segerlind(1974)之三角元素分割原理，以快速產生整個區域三角元素之編號、座標等數據。有限元素法之矩陣之主頻帶寬，定義為最外圍非零值至主對角線之距離，頻帶寬將決定矩陣方程式以高斯消去法求解時之電腦記憶體容量。頻帶寬度主要由下列二個數之最大值決定(1)元素結點差最大值加 1 (2)界面邊界 ∂A 上任意兩結點編號差最大值加 1。

基於以上二個因素決定矩陣頻帶寬，頻帶寬度之極小化甚為重要，而目前現有的一般理論此處並不適合，但本文將不詳細探討頻帶寬度之極小化理論，僅提出一簡單原理，將處理帶寬最佳化之過程說明如后：

- (1)將介面 ∂A 邊界上之結點重新編號，其原則為將結點之最後號碼，依逆時鐘方向排列。
- (2)取一主軸貫穿計算區，其方向以沿著港池縱向為佳。

(3)延主軸向下移動，由右向左，或由左向右依序重新編號，以至底邊為止。

以此方法求得之結點編號，將可大量減少原自動元素分割之帶寬。

此處將取基隆港港池為例，說明網格點自動分割及結點最佳編號之結果。基隆港整個港池區可切割為 322 個四方形，經網格點自動切割為 26,332 個結點，50,852 個三角形元素，如附圖 3-2，僅以格點自動切割計算，而未經結點最佳編號前，矩陣帶寬為 18,446，經最佳結點重新編號後，其頻帶寬減為 727。當寬帶值減低 1，相當於減少 26332×4 byte 之記憶體容量，在實際計算整個港區波場時，以原來之頻帶寬需超大型之電腦才能執行，經結點最佳編號後，大量減低電腦記憶體容量，一般工作站型電腦即可執行，其經濟效率甚為明顯。

四、 模式應用實例

4-1 簡例說明

首先取用縱深 $l=1.021$ 英呎(0.311m)，寬 0.207 英呎(0.006m)，等水深 $h=0.844$ 英呎(0.257m)之矩形港池，並假設其外海之海岸線皆平直向兩側無限延伸，做為模式之計算簡例說明。此處將取矩形港池之端點 $A(0, -0.311m)$ 作觀察點。圖 4-1 及圖 4-2 分別為有限元素法之矩形港池三角形元素分割圖及邊界元素分割圖。當波浪由外海正向入射作用於港池，圖 4-3 為矩形港池之無因次波浪參數 $k_0 l$ 與放大係數 R 之相關曲線圖，實線為有限元素法模式，虛線為邊界元素法模式，黑點則為 Lee(1969)之試驗結果，數值計算結果與試驗結果趨勢甚為吻合。根據數值模式推算一不透水矩形港池之第一共振點發生在較長週期 $l/L=0.211$ ；其位於處港池底端之放大係數約為 8，即共振時底端之波高可為原來 8 倍之多，但短週期之第二共振點處($l/L=0.671$)放大係數略小於 3，相對較小。顯示在不考慮能量消散之效應，一般長週期之共振也較短週期為大。

港池之位置不同，共振大小及形態也不盡相同，圖 4-4 為矩形港池在沿港池縱向(y 向)從底端至港口(第 1 點至第 9 點)在港池中線 $x=0$ 時之無因次波浪參數 l/L 與擴大率 R 之相關曲線圖。圖中顯示底端之擴大率 R 值最大，港口最小，而不同位置共振形態也不相似。

若港池岸壁為部分反射體，根據蘇(1993)解析之結果，消波岸壁港池之消波特性和特性主要由阻尼係數(impedance) α 決定其物理特性，阻尼係數 α 為一複數，其實部之物理意義相當於電學之電阻(resistance)，主要決定作用於消波岸壁後之反射

波振幅大小；其虛部則相當於電學之電抗(reactance)，主要決定入射波與反射波之相位差。若 α 為實部及虛部皆不為零之複數，蘇(1993)發現港池共振週期及其放大係數皆可能改變， α 之虛部主要影響共振週期之變化，其值為負數時，將增長原有共振週期，其絕對值愈大改變愈大，反之其值為正數時，將減短原有共振週期，其絕對值愈大改變也愈大，實部則影響振幅大小，其絕對值愈大能量消散也愈大。在假設無相位差及正向波作用之條件下，阻尼係數與反射係數 C_r 之關係式可表示為 $\alpha = -k_0 \frac{1-C_r}{1+C_r}$ ， $0 \leq C_r \leq 1$ 在反射係數 C_r 分別為 1，0.99，0.97，0.95，0.9，0.8，0.7，0.5，時圖 4-5 為矩形港池之端點 A(0, -0.311m) 之共振曲線比較圖，圖中顯示隨反射係數 C_r 之減少，在共振點之放大係數快速的減少，顯示反射係數將影響共振之大小甚巨。

開口大小也是可能改變共振大小及形態之一個因素，圖 4-6 為矩形港池之端點 A 在考慮不同曲線代表不同寬度與縱深長比值(1:1，1:2，1:4，1:6 等)之無因次波浪參數 ℓ/L 與擴大率 R 之相觀曲線圖，圖中顯示寬度與縱深長比值越小，共振值越大，極值之尖度也較大，但相對於港池長度產生共振之波長則減短。此分析結果即是港池開口縮小反使港內共振情形加劇之港口矛盾論(Harbour paradox)(Miles and Mumk，1961)。

港池形狀也是改變共振大小及位置之一個因素，圖 4-7 為圓形港池之端點 A 在考慮反射係數 C_r 分別為 1，0.99，0.97，0.95，0.9，0.8，0.7，0.5，時之無因次波浪參數 ℓ/L 與擴大率 R 之相關曲線圖，圖中顯示圓形港池與矩形港池之共振曲線形態及大小並不相同。

4-2 花蓮港港池共振現象

4-2-1 現場觀測之花蓮港波浪特性

花港港池形狀及位置如附圖 4-8。花蓮港位於台灣東部，面臨太平洋，港池座向西南，港口至港池底端呈夾長形，縱身長約 4 公里，港口寬約 300 米左右，港池內航道甚窄小寬度約 80 米，整個港池形狀近似漏斗狀。圖 4-9 則為港區地圖經數位板輸入電腦數位化之水深分佈圖，港區入口水深約為 16 米，港內航道水深為 10 米左右，港區之水深變化並不劇烈。港外因面臨太平洋，地理特性因素，離岸 500 米水深快速下降，部分地區離岸不及 1 公里水深可達 70 米。影響花蓮港港池靜穩度之主要外力為颱風入侵造成劇烈水位變化，港內船舶繫泊困難，更有因而斷纜。

根據前年 1994 年 7 月強烈颱風提姆(TIM)於 8 日侵台，於颱風期間，本所
在外海(以#00 表示其位置)，10 號碼頭(以#10 表示)，8 號碼頭(以#8 表示)及 22
號碼頭(以#22 表示)皆設置有波浪觀測站，其位置如附圖 4-8。取 7 月 8 日 16
時觀測約半小時之典型現場四個觀測站資料分析之颱風波浪特性如下：外海
(#00)： $H_{1/3}=10.2$ 米， $T_{1/3}=14$ 秒，8 號碼頭(#8)： $H_{1/3}=1.5$ 米， $T_{1/3}=70$ 秒，
10 號碼頭(#10)： $H_{1/3}=1.1$ 米， $T_{1/3}=88$ 秒，22 號碼頭(#22) $H_{1/3}=2.8$ 米，
 $T_{1/3}=18$ 秒。顯示外海示性波高達 10 米(最大波高 15 米)，示性週期 14 秒，22
號碼頭相對外海之示性波高比值約為 0.27，示性週期 18 秒較外海示性週期 14
秒稍大。但 8 號及 10 號碼頭之相對外海示性波高比值略小則分別為 0.11 及
0.17，示性週期則分別為外海示性週期之 5 倍及 6 倍，顯示 8 號及 10 號碼頭處
有明顯之長波存在。

為進一步了解各測點之不同成份波之波高大小，進一步做波譜分析，圖 4-
10 為各測點之能譜圖，圖中橫軸為成份波頻率(1/sec)，縱軸為成份波之能量
(m^2)。港外(#00)主頻分別在 14.8 秒及 16.7 秒二個尖峰，顯示週期 15 秒附近為
主要成份波，其他頻率則無相對尖峰值存在。8 號及 10 號碼頭之主頻則落在
157.5 秒附近，其值遠較港外之值為大，但短週期則無相對尖峰值存在其值皆甚
小。22 號碼頭之主頻卻落在對應外海之主頻 14，16，17 秒附近，其他副頻
則落在 120 秒或 146 秒，顯示 22 號碼頭主要成份為短週期波，而長波也存在。
以上分析顯示外海之主要成份波為約 15 秒之短週期波浪，長波成份並不明顯，
8 號及 10 號碼頭主要為長波成份，短週期成份不明顯。22 號碼頭長週期及短
週期波皆存在，但短週期波成份大於長週期波。

現場波浪分析顯示，港外 22 號碼頭，10 號碼頭與 8 號碼頭三處之波浪特
性不同。外海主頻 15 秒週期之成份波進港後除在 22 號碼頭(即港口較近)尚有部
分能量存在，10 號碼頭或 8 號碼頭處(在港池底端)已幾乎不存在，但在較長週
期之成份波，則顯示進入港內後其波高反而有增大之現象，而且 22 號碼頭與 10
號碼(8 號碼頭與 10 號碼頭兩處特性較相似)，發生位置稍有偏移，顯示二者之共
振形態也不完全相同。

一般短週期之波浪，比較容易受如防波堤結構物之遮蔽，透水邊界能量消
散及地形摩擦等效應之影響，而在進入港內後快速減衰，因此港外主頻 15 秒左
右短週期成份波進入港內後迅速衰減，但長週期之波能相較則不易受遮蔽效
應，或透水牆波能消散影響，且隨週期之增大，波長之增長影響之程度遞減，
因此長週期波浪對港池共振之影響一般較短期波浪為大，也較為重要。根據數

值模式推算一不透水矩形港池之第一共振點發生在長週期，其位於處港池底端之放大係數約為 8(如圖 4-3)，即共振時底端之波高可為原來 8 倍之多，但短週期之第二共振點處放大係數略小於 3，相對較小。此也顯示在不考慮能量消散之效應，一般長週期之共振也較短週期為大。

數值計算顯示矩形港池岸壁若為不透水全反射體，產生之共振效果甚為強大，但一般實際港池確甚少發生此類現象，其原因乃實際之港池岸壁不可能為全反射體，而為部分反射體，且隨岸壁之透水性不同，或作用波浪週期不同，岸壁不同之反射係數。根據數值推算上述狹長矩形港池，發現隨反射係數之減少，共振點之放大係數快速的減少，例如反射係數為 0.90 時放大係數已降至 2 以下(如附圖 4-5)，此點說明實際港池共振放大係數不可能甚大，否則颱風波高若為 10 米，放大係數為 2 之港內波高將可達 20 米，將是個甚危險狀況。

4-2-2 數值計算與現場觀測比較

此節將利用上述之港池共振數值模式— Model WE21，推算花蓮港之共振特性並與現場觀測結果比較。影響花蓮港港池靜穩度之主要外力為颱風入侵造成劇烈水位變化，港內船舶繫泊困難，更有因而斷纜。因此颱風入侵時 10 秒週期以上波浪造成之港池共振現象為數值分析之重點。

將推算之花蓮港港池區域分割三角形網格之長度約為 25 米左右，網格結點個數為 8446，三角形元素計 16144 個，如圖 4-11。花蓮港港池岸壁計有棧橋式，萬代福式，多孔牆式，水泥牆式等不同岸壁形態，其消波特性不同，因此反射係數不相同，但決定反射係數最大的另一個重要因素為波浪週期(波長)，萬代福式之岸壁對週期 10 ~ 20 秒之波浪而言，其反射係數可能在 0.50 以下，但對波浪如 150 秒以上之長週期波浪而言，其反射係數應甚接近於 1，其消波之能量甚微小。反射係數之大小也是決定共振點放大係數之一個重要因素，因此計算港池共振現象，岸壁反射係數之決定為影響實際大小之重要因素。

水深變化及海底摩擦效應也是影響共振點放大係數之一個因素，但因為一般港池水深變化不劇烈，如花蓮港之水深整體而言，變化也並不顯著。根據數值計算之比較評估結果，水深及海底擦等效應在水深變化不甚劇烈之港池，甚影響遠較透水邊界能量消散效應為小。

在假設花蓮港之岸壁為完全反射之不透水體，圖 4-12，圖 4-13 及圖 4-14 分別為港內#8、#10、#22 三個碼頭數值計算之結果，其顯示港內之共振點放大

係數皆甚強烈，有些值甚至大於 10，但隨岸壁反射係數之減小，共振點之放大係數快速的降低。港內每點共振曲線(港內每點之放大係數與週期大小之關係曲線)，在此考慮不同反射係數，繪製不同共振曲線圖(圖 4-12 至圖 4-14)，其原因為如前所述波浪週期大小，為決定反射係數大小之一個重要因素，但此處每一共振曲線不管週期大小皆是在假設一固定反射係數而求得，因此任何一條共振曲線，皆不能完全代表不同週期波浪之特性。實際上針對同一種型態岸壁，長週期對應之反射係數應遠較短週期之值為大。對特定的岸壁，正確的求得反射係數與週期之關係式為決定數值正確之一個決定性因素。不過甚為可惜的是，這個關係式一般並不容易求得。其原因是利用理論解析方法不太可能求得此關係式，模型試驗又有其現實之局限性，而利用現場觀測實際上也無法量測真正反射係數。此處，建議利用數值計算之結果，並配合現場觀測之結果，反推以決定反射係數與週期變化之關係。

8 號碼頭觀測資料能譜分析顯示在 98 秒，114 秒，158 秒等處皆存在尖峰值。數值計算共振曲線也顯示在 98 秒，112 秒，154 秒等處皆存在尖峰值(數值計算之尖峰值更明顯)。數值計算之放大率在 158 秒處(反射係數取 0.99)約 3 倍，觀測 8 號碼頭與外海(#00 站)之波高比值在 154 秒處也約 3.5 倍。數值計算之放大率在 112 秒處(反射係數取 0.98)約 1.3 倍，觀測 8 號碼頭與外海(#00 站)之波高比值在 114 秒處也約 2.2 倍。數值計算之放大率在 98 秒處(反射係數取 0.98)約 2.5 倍，觀測 8 號碼頭與外海(#00 站)之波高比值在 98 秒處也約 3 倍。

10 號碼頭觀測資料能譜分析顯示在 44 秒，158 秒等處皆存在尖峰值。數值計算共振曲線顯示在 45 秒，154 秒等處皆存在尖峰值(數值計算之尖峰值也更明顯)，且 98 秒及 112 秒附近不存在相對尖峰值。數值計算之放大率在 158 秒處(反射係數取 0.99)約 3 倍，觀測 10 號碼頭與外海(#00 站)之波高比值在 154 秒處也約 3.5 倍，此值與 8 號碼頭相同。數值計算之放大率在 44 秒處(反射係數取 0.95)約 2.0 倍，觀測 10 號碼頭與外海(#00 站)之波高比值在 44 秒處也約 1.2 倍。

22 號碼頭觀測資料能譜分析顯示在 14(16，17)秒，120 秒及 146 秒等處皆存在尖峰值。數值計算共振曲線顯示在 14(16)秒等處皆存在尖峰值，數值計算之放大率在 16 秒處(反射係數取 0.70)甚小，觀測 22 號碼頭與外海之波高比值在 16 秒處則約 0.5 倍。數值計算之放大率在 120 秒處甚小不存在相對尖峰值，146 秒處值也不甚大，但觀測 22 號碼頭與外海之波高比值在 120 秒及 146 秒處則存在尖峰值。

數值計算結果在 8 號碼頭、10 號碼頭及 22 號碼頭處經過與觀測資料之比較驗證，顯示二者相當一致，也證明模式應用於花蓮港之共振現象分析可行性。而由數值模式推算花蓮港之共振曲線顯示港內發生共振之週期甚多，表示這些成份週期之波浪也可能產生較明顯之共振現象，不過可能因為外海之入射波並無此成份波存在或其成份甚小，因此這些成份波並無明顯共振產生。

五、 結論及建議

1. 為解析受波浪作用引起之港池共振特性，分別引用邊界元素法及有限元素法，建立包括透水性岸壁及不規則形狀港池之等水深及不等水深兩種模式。等水深模式— Model WH21 使用簡易方便，不等水深模式— Model WE21 則較週延，適用範圍較廣。兩個模式與往昔學者之試驗結果比較，皆得到合理的印證。
2. 而針對共振數值模式於實際應用計算時可能面對之式計算不規則形狀或大區域元素切割，邊界元素法模式— Model WH21 之線段元素切割甚為簡易，但有限元素法模式— Model WE21 之三角形元素切割及結點最佳編號則甚為複雜。本文則提出一適當之處理方法，可減少元素切割之時間及計算所需記憶體容量。
3. 由數值簡例計算結果顯示，港池縱深與波長之相對長度為決定港池共振之重要因素，而港池共振曲線之形態與港池形狀(如圓形或矩形)、不同港池位置、港口大小等有關，而邊界透水性之能量損失多寡將可能改變共振之大小。
4. 利用港池共振數值模式— Model WE21，推算花蓮港之共振特性並與現場觀測結果比較。數值計算結果在 8 號碼頭、10 號碼頭及 22 號碼頭處經過與觀測資料之比較驗證，顯示二者相當一致，也證明模式應用於花蓮港之共振現象分析可行性。而由花蓮港港內不同測站共振形態分析結果，顯示港內不同位置之可能發生共振週期並不完全一致，對某一共振週期可能某一點發生共振甚明顯，另一點共振現象則不明顯，但對另一個共振週期，則同樣兩個位置點可能發生相反現象。此為花蓮港池形狀甚為不規則之故，因此分析實際港池之共振現象，引用數值模式探討為一必要途徑。
5. 由數值模式推算花蓮港之共振曲線顯示港內發生共振之週期遠較觀測結果為多，表示這些成份週期之波浪也可能產生較明顯之共振現象，不過可能因為外

海之入射波並無此成份波存在或其成份甚小，因此這些成份波並無明顯共振產生。此現象表示數值推算之共振曲線並不能正確顯示真正發生之共振週期，實際港池之共振探討需要數值計算與現場觀測二者配合才能求得真正會發生之共振週期。

參考文獻

1. Baker, B. B. and E. T. Copson, "The Mathematical Theory of Huygen's Principle", Oxford University Press, London (1950).
2. Berkhoff, J. C. W., "Computation of Combined Refraction Diffraction", Proc. 13th Coastal Engineering Conference, Vol. 1 (1972).
3. Booij, N., "Gravit Waves on Water with Non-Uniform Depth and Current", thesis present to the Technical University of Delft, The Netherlands, in partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy (1981).
4. Chen, H. S. and C. C. Mei, "Oscillations and Wave Forces in an Offshore Harbor", Ralph M. Parsons Laboratory, Report No. 190, MIT, August(1974).
5. Chen, H. S., "Effects of Bottom Friction and Boundary Absorption on Water Wave Scattering", Appl. Ocean Research, Vol. 8, pp.99 ~ 104(1986).
6. Chwang, A. T., S. H. Ou and C. H. Su, "Wave Oscillations inside Porous-Wall Harbors", Proc. of 5th Conf. on Hydr. Eng., Taiwan, R.O.C. pp.853 ~ 868 (1990).
7. Ho, R. T. and H. Bomze, "Basin Oscillations in an Offshore Harbor", Paper No. OTC 2331, Proceedings of the Offshore Technology Conference, Vol. 11, Houston, Texas, pp.853 ~ 969 (1975).
8. Hwang, L.S. and E.O. Tuck, " On the Oscillation of Harbors of Arbitrary Shape", J. Fluid. Mech. Vol. 42, No. 3, pp. 447 ~ 464 (1970).
9. Lee, J.J., "Wave-Induced Oscillations in Harbours of Arbitrary Shape", Report KH-R-20, W. M. Keek laboratory of Hydraulics and Water Resources, California, Institute of Technology, Berkeley, Calif. (1969).
10. Lee, J. J., "Wave-induced Oscillations in Harbours of Arbitrary Geometry", J. Fluid Mec., Vol. 45, pp. 375 ~ 394 (1971).
11. Lee, J. J. and F. Raichlen, "Oscillations in Harbors with Connected Basins", Report KH-R-26, W. Keek Laboratory of Hydraulics and Water Resources, California Institute of Technology (1971).

12. Lee, J.J. and F. Raichlen, "Oscillations in Harbors with Connected Basins", J. Waterw., Har. and Coastal Eng. Div., Vol.98, No.WW3, pp.311 ~ 332 (1972).
13. Segerlind, L. J., Applied Finite Element Analysis, Pentech Press London (1974).
14. Tsay, T. K. and P. L- F. Liu, "Numerical Solution of Water Wave Refraction and Diffraction Problems in the Parabolic Approximation", J. geophys. Res., Vol. 87 pp. 7932 ~ 7940(1982).
15. Tsay, T. K. and P. L- F. Liu, "A Finite Element Model for Wave Refraction and Diffraction", Appl. Ocean Research, Vol. 5, pp.30 ~ 37 (1983).
16. Tsay, T.K., W. Zhu and P. L-F. Liu, "A Finite Element Model for Wave Refraction, Diffraction, Reflection and Dissipation", Applied Ocean Research, Vol.11, No.1, pp.33 ~ 38 (1989).
17. 林銘崇、謝宗誠，「波浪折射--繞射之有限--邊界元素解析」，中華造船工程學刊，第四期，第 131 ~ 137 頁(1985).
18. 林銘崇、許永誠，「波浪折射—繞射與海流共同效應之有限—邊界元素解析」，國立台灣大學造船工程學研究所，Rept. No. 227 (1985).
19. 周宗仁、林昭圭，「應用邊界元素法解析任意地形及水深之港池水面波動問題」，第八屆海洋工程研討會，第 111 ~ 129 頁(1986)。
20. 周宗仁、林昭圭，「任意反射率防波堤或岸壁的港池水面振動數值分析」，第十一屆海洋工程研討會，第 365 ~ 381 頁(1989)。
21. 周宗仁、韓文育、張景程，「任意形狀、水深及反射率港池的水面振動實例」，第十四屆海洋工程研討會，第 423 ~ 443 頁(1992a)。
22. 周宗仁、韓文育、朱忠一，「消波式碼頭對港內水面振動之影響」，第六屆水利工程研討會，第 668 ~ 679 頁(1992b)。
23. 陳柏旭、蔡丁貴「局部輻射邊界條件在水波數值模式上應用」，中華民國第十二屆海洋工程研討會論文集，第 1 ~ 18 頁(1990)。
24. 歐善惠、林西川、林火旺、蘇青和，「不等水深多孔岸壁港池之共振模式」，中華民國第十二屆海洋工程研討會論文集，台中，第 74 ~ 94 頁 (1990)。
25. 蘇青和、歐善惠、章梓雄，「多孔岸壁港池之波能消散現象」，港灣技術，第七期，第 1 ~ 24 頁(1992)。
26. 蘇青和、蔡丁貴、歐善惠，「數值方法及輻射邊界在港池共振應用之探討」，中華民國第十三屆海洋工程研討會論文集，第 23 ~ 37 頁(1991).
27. 蘇青和、陳明宗，「花蓮港港池之共振特性探討」，中華民國第十七屆海洋工程研討會論文集，第 113 ~ 229 頁(1995).
28. 蘇青和，「多孔消波體波能消散解析及其應用於港池之研究」，國立成功大學水利及海洋工程研究所博士論文，(1993)。

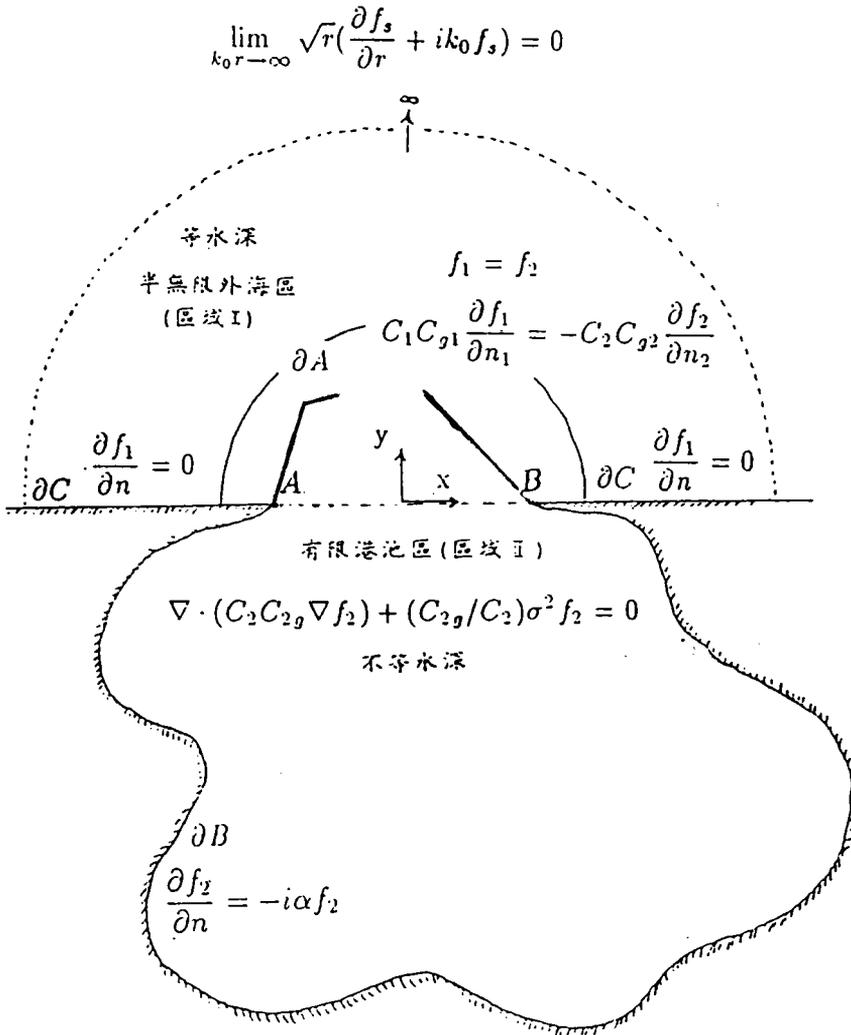


圖 2-1 有限元素法及邊界元素法計算區域示意圖

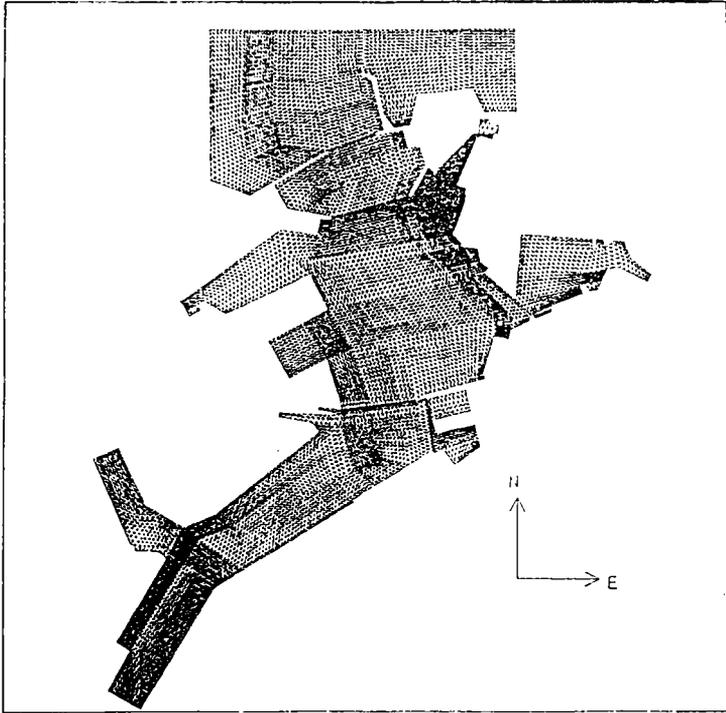


圖3-1 基隆港港區切割為50,852個三角形元素示意圖

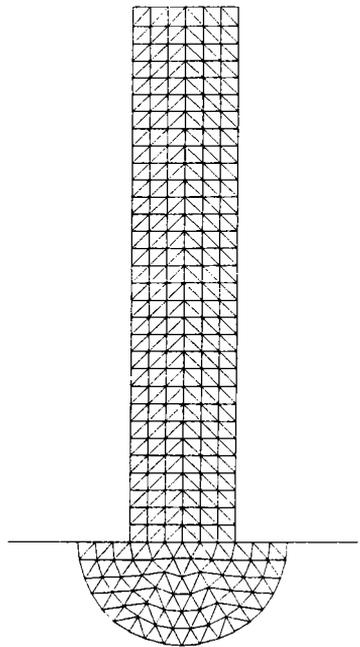


圖4-1 矩形港池三角形元素分割示意圖

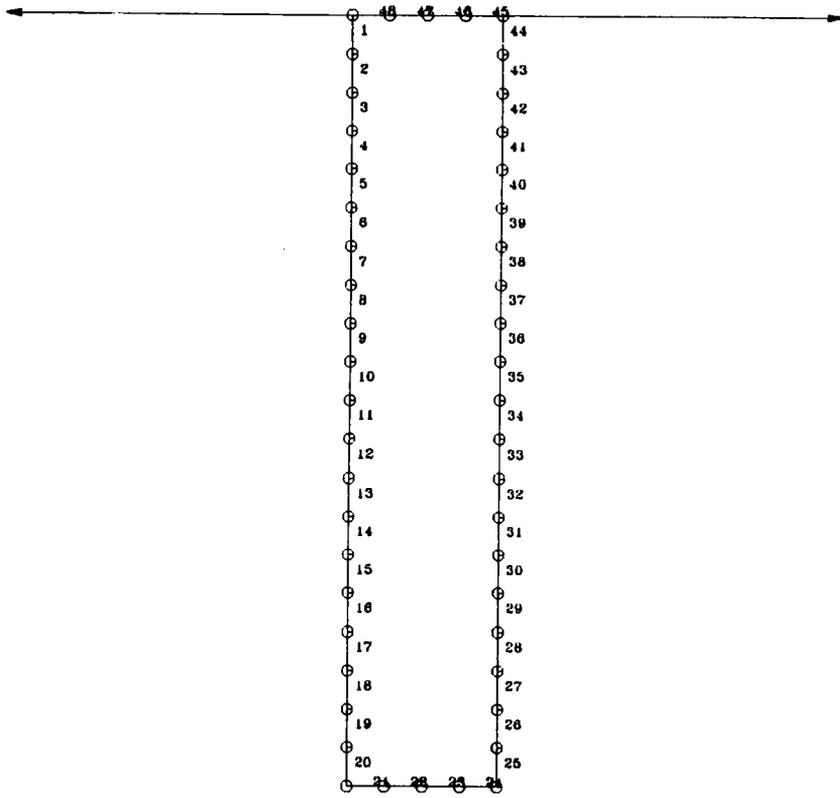


圖 4-2 矩形港池邊界元素分割示意圖

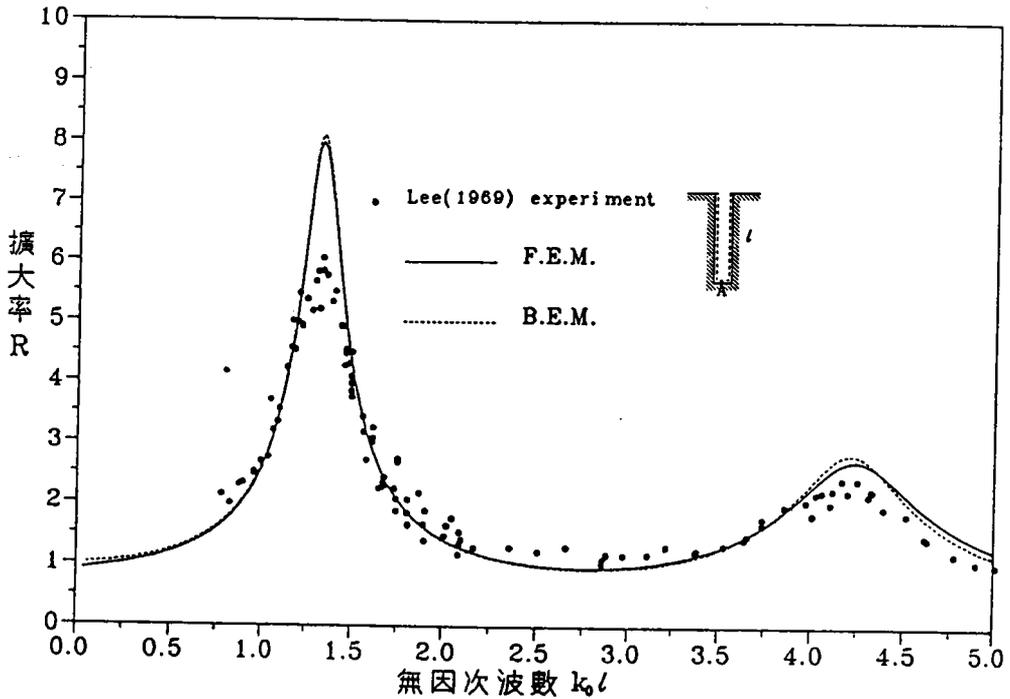


圖 4-3 矩形港池端點 A 處無因次波浪參數 $k_0 l$ 與放大係數 R 之相關曲線圖

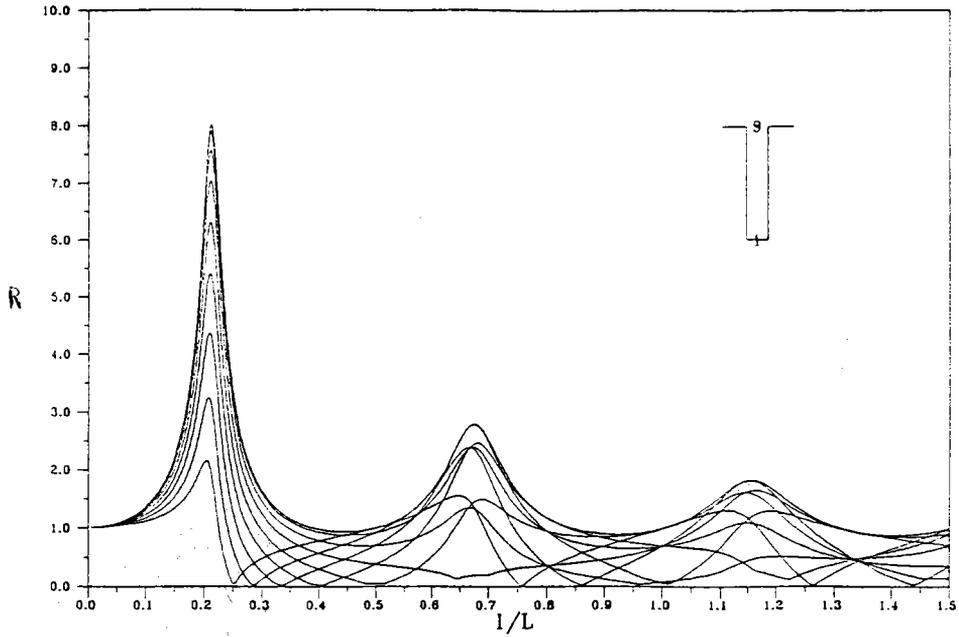


圖 4-4 矩形港池在沿港池縱向不同位置之無因次波浪參數 l/L 與擴大率 R 之相關曲線圖

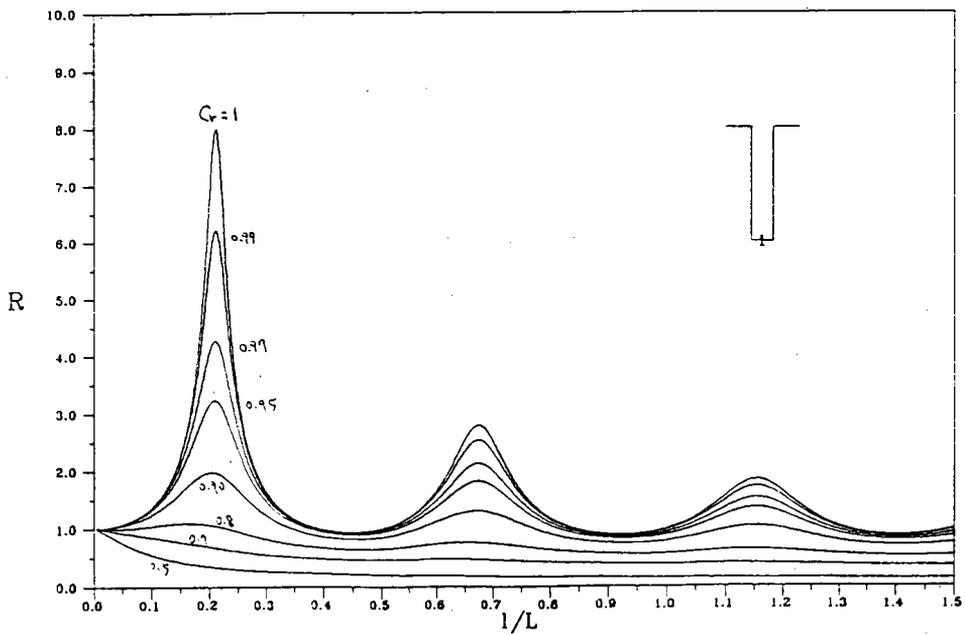


圖 4-5 矩形港池端點 A 處在不同反射係數 C_r 無因次波浪參數 l/L 與放大係數 R 之相關曲線圖

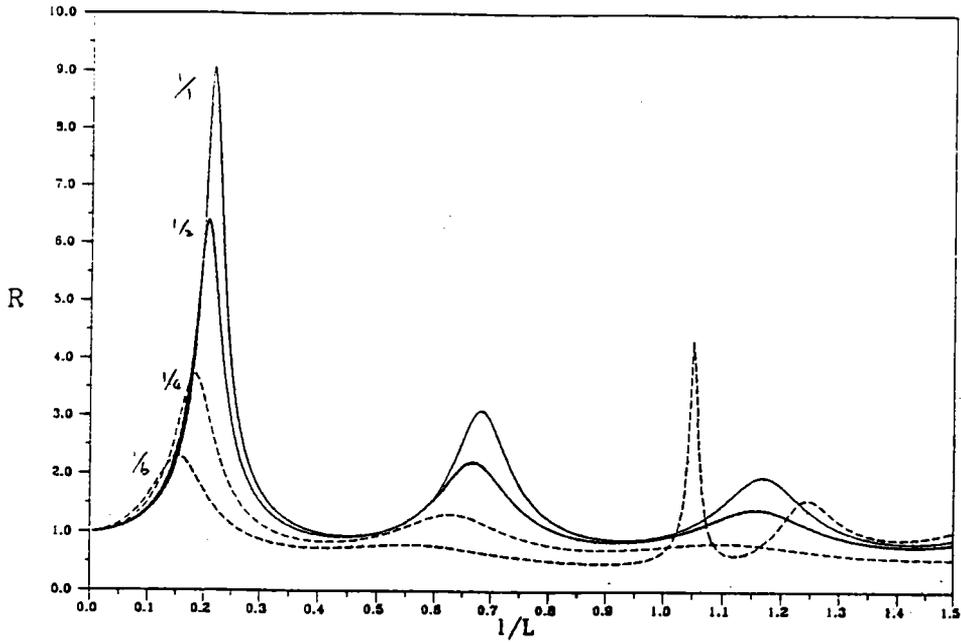


圖4-6 矩形港池端點A處在不同寬度與縱深長比值之無因次波浪參數 l/L 與放大係數 R 之相關曲線圖

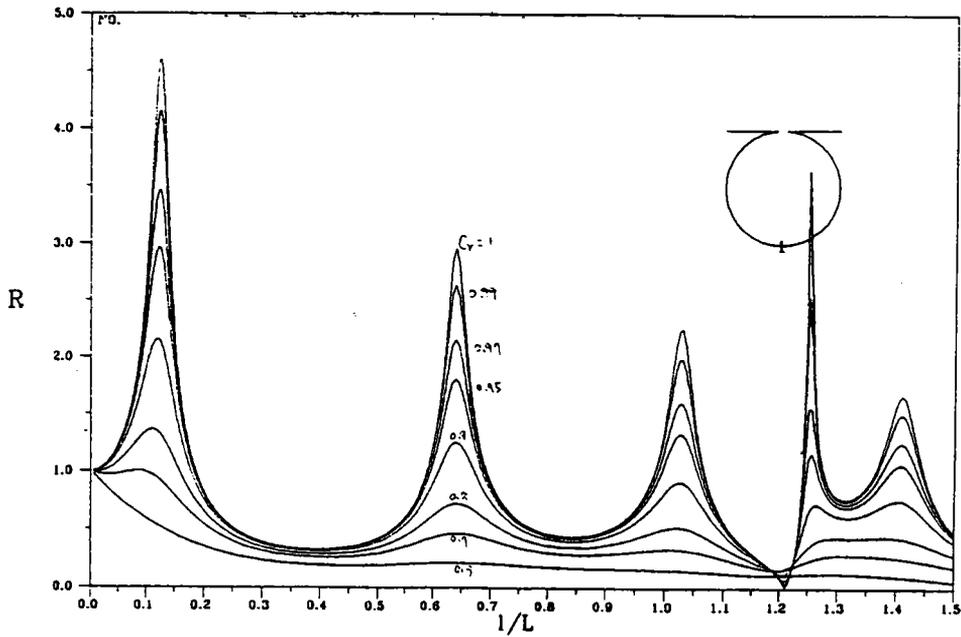


圖4-7 10度開口圓形港池之端點在考慮不同反射係數 C_r 之無因次波浪參數 l/L 與擴大率 R 之相關曲線圖

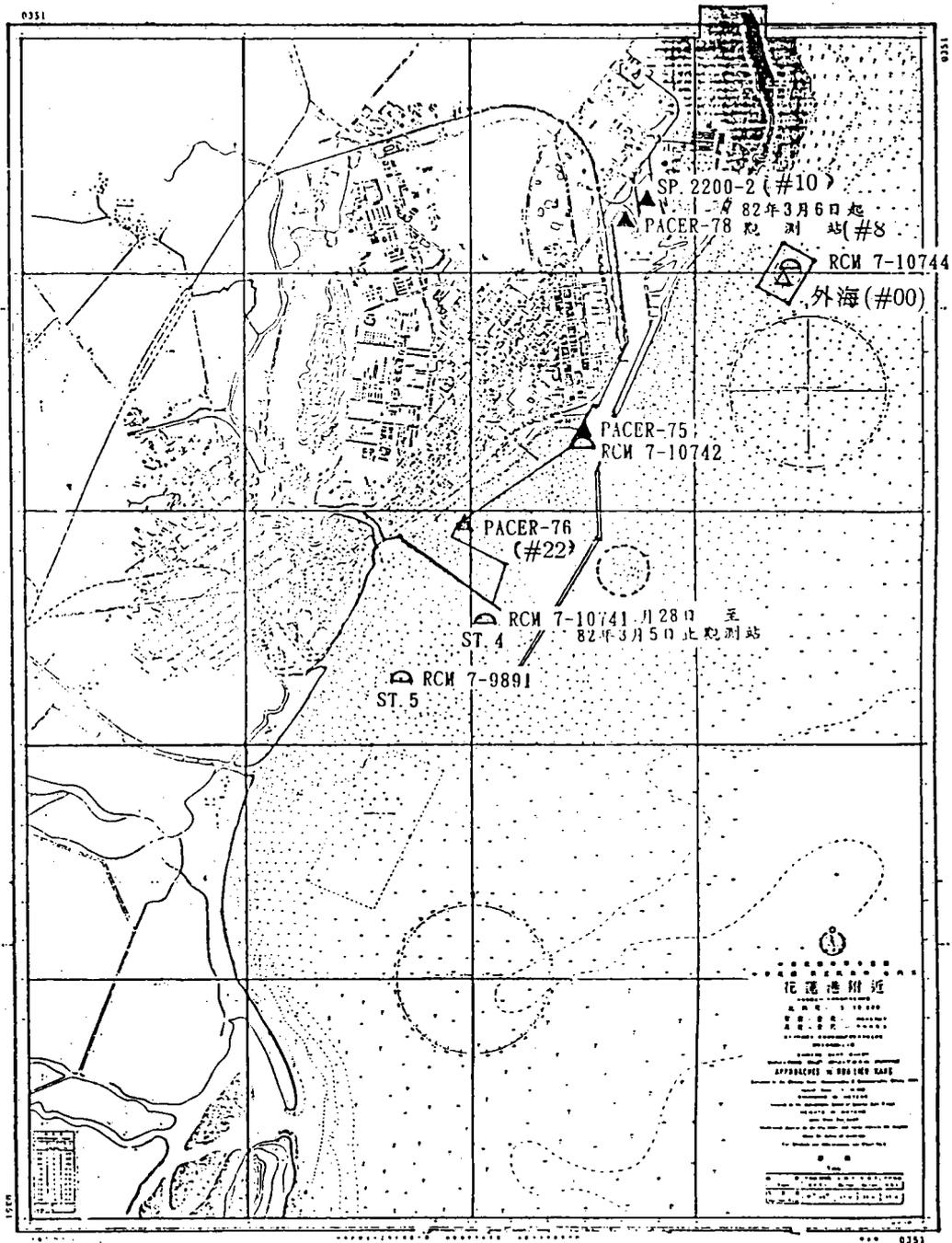


圖4-8 花港港池形狀及位置示意圖

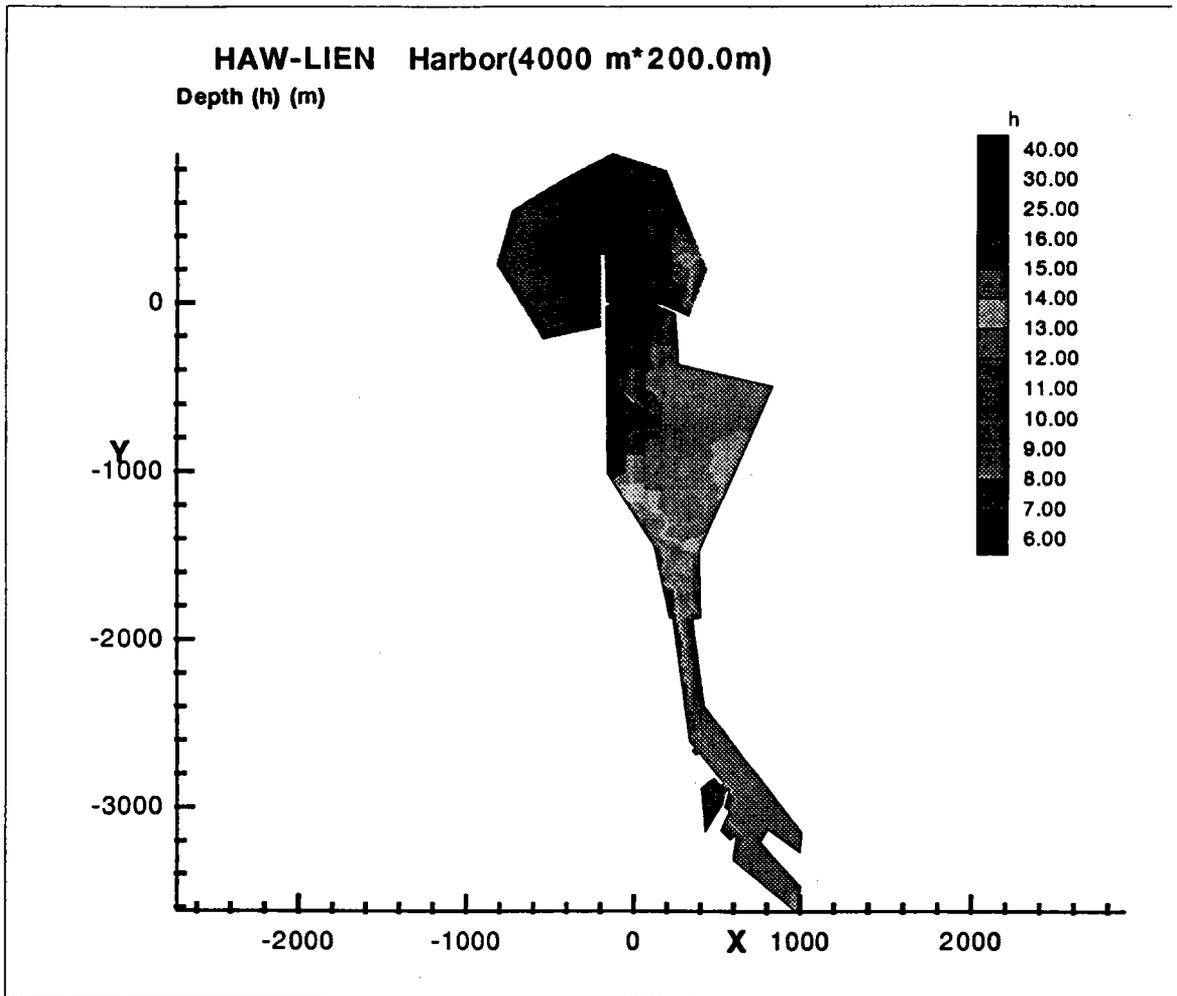


圖 4-9 花蓮港港池水深分佈圖

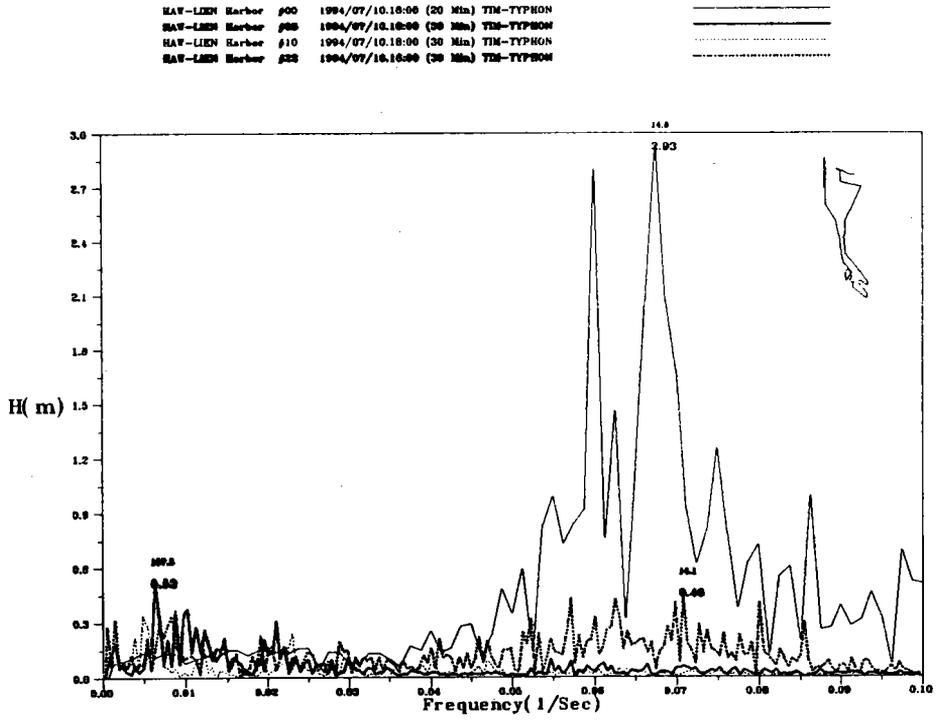


圖 4-10 花蓮港外海(編號#00)及#8、#10、#22三個碼頭附近觀測點之波譜圖

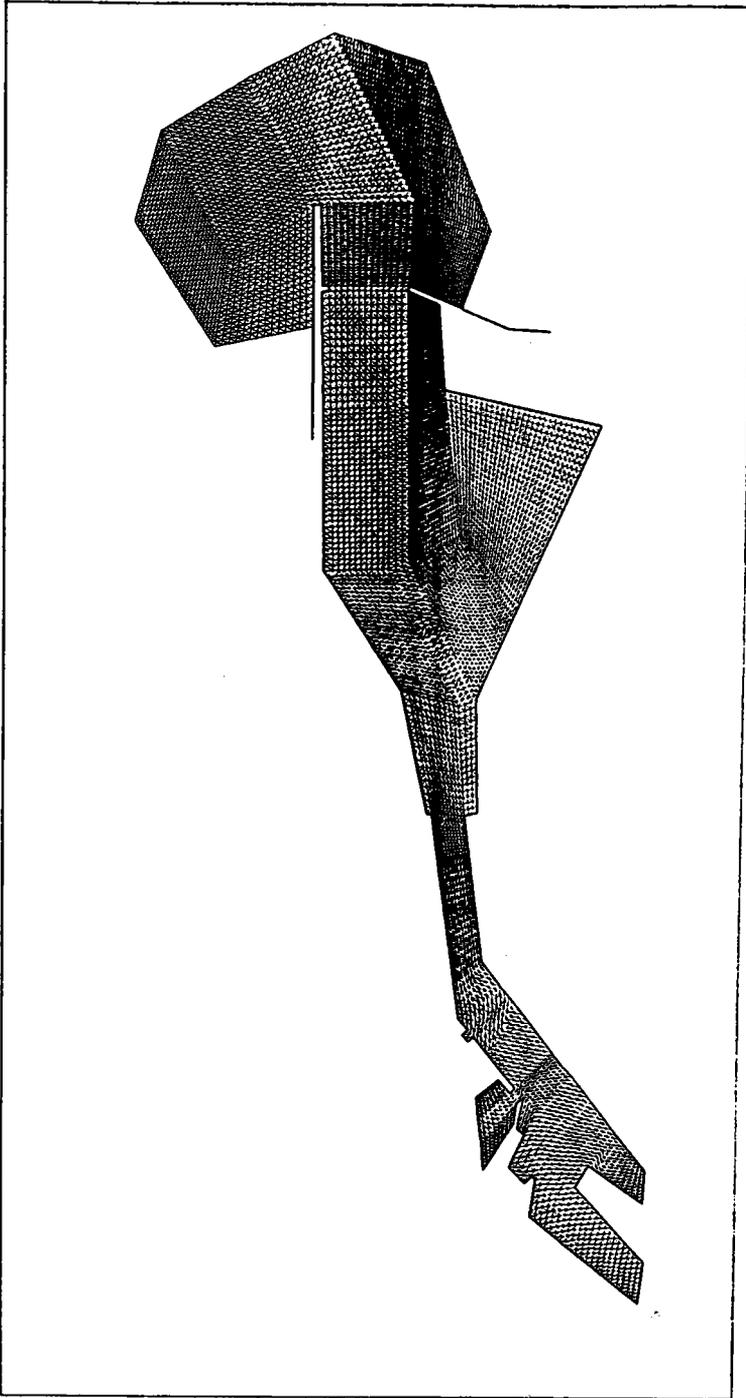


圖 4-11 花蓮港港區切割為 16,144 個三角形元素示意圖

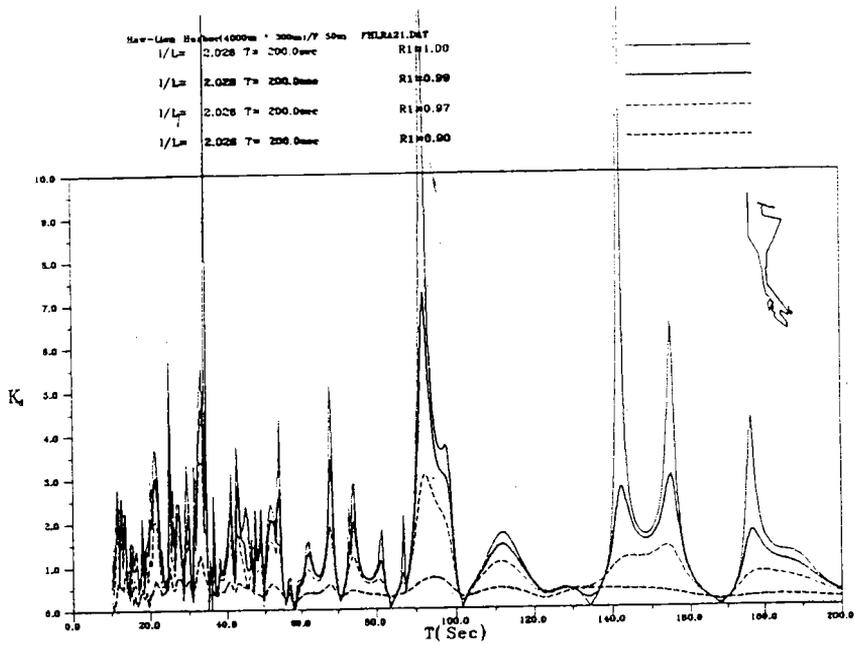


圖 4-12 數值計算現有花蓮港港池岸壁考慮不同反射係數在 8 號碼頭 (#08) 處之共振曲線圖

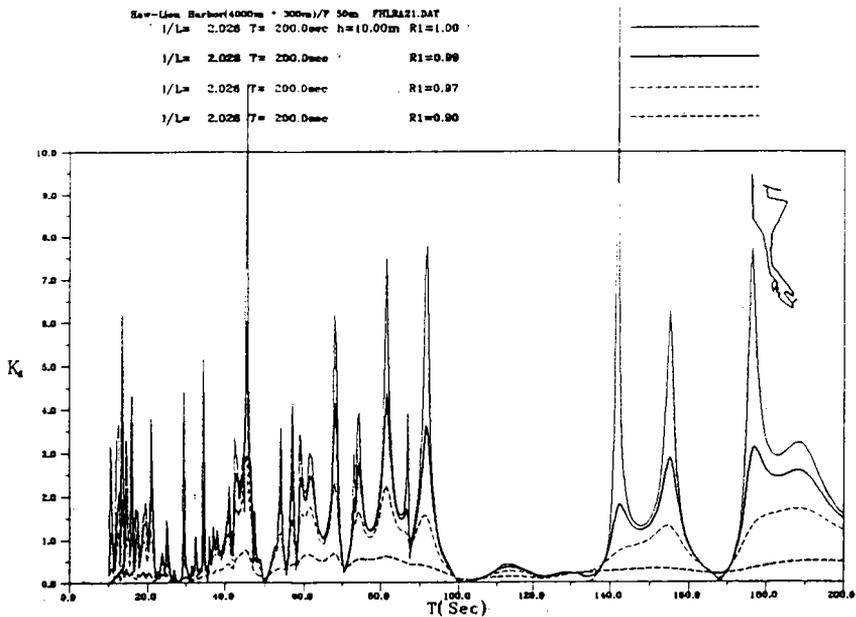


圖 4-13 數值計算現有花蓮港港池岸壁考慮不同反射係數在 10 號碼頭 (#10) 處之共振曲線圖

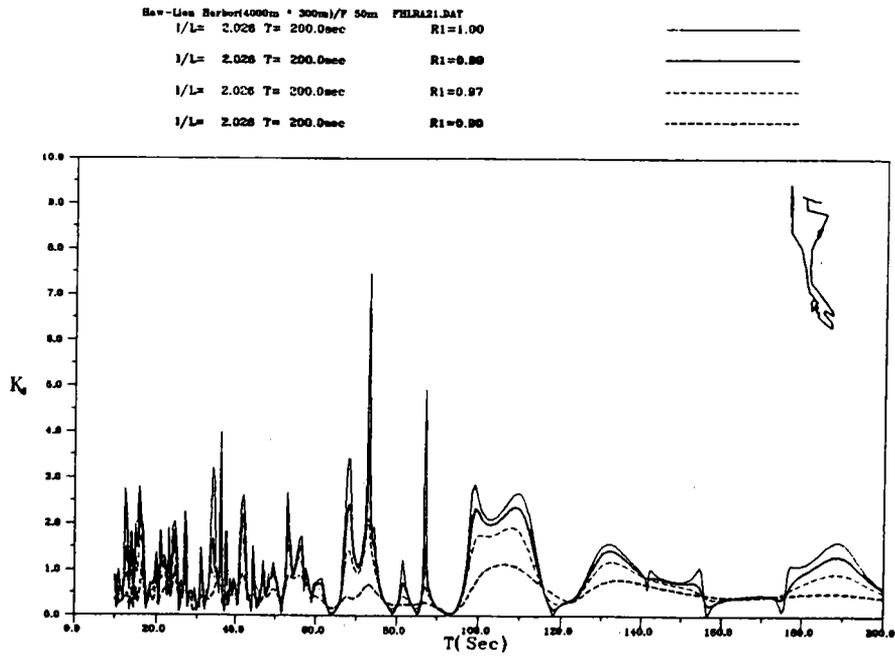


圖 4-14 數值計算現有花蓮港港池岸壁考慮不同反射係數在 22 號碼頭 (#22) 處之共振曲線圖

岬灣中底床平衡剖面之特性及應用

蔡清標 國立中興大學土木工程學系教授

摘要

本研究以模型試驗方式探討緩坡底床中平衡灣岸之底床剖面，及砂質粒徑分佈之特性。研究結果顯示，在波浪長期作用下，兩岬頭間形成平衡灣岸時，其底床亦具有平衡之剖面特性，且可以Bruun-Dean平衡剖面公式描述之，惟公式中之參數A在二維灣岸中係隨沿岸分佈變化。平衡灣岸中的砂質，受波浪之自然篩分作用後，於高波能之下游段粒徑平均值較大，具有較陡之底床坡度；反之，上游岬頭附近之低波能區，粒徑平均值較小，底床坡度亦較緩。本文提出新修正之二維平衡剖面公式，並應用於海岸結構物附近地形變遷之計算模式中。

一、前言

在岬頭或大型人工結構物後方，由於受到波浪折繞射影響，經卓越方向波浪的長期作用下，通常會形成平衡的灣岸。對於平衡灣岸之平面形狀研究，Yasso (1965)首先由數學迴歸分析法，提出一種等切角的對數螺線，描述平衡灣岸之平面形狀，但其對數螺線原點並不能與灣岸上游的波浪繞射點吻合，且總是繞一定的弧度擴張，故不能預測自然岬灣下游段較直線化的海岸線。為了改進對數螺線的不足，Hsu et al. (1989a, 1989b)以13個模型灣及14個天然灣為基礎，提出一個二階多項式來描述平衡灣岸之平面形狀，其多項式中之係數僅與波浪之基本入射角有關(Hsu and Evans 1989)。爾後，Tan and Chiew (1994)簡化上述之二階多項式，使三個係數融合成為一個參數，而此參數，亦僅與基本入射角有關。至於其他如Silvester and Ho (1972)及Le Blond (1972)之研究結果，則於上游段附近灘線形狀用一彎月曲線形狀，下游段附近以近乎直線狀來加以描述。而Dean and Maurmeyer (1977)則利用波浪折射係數及灣內波能分配去預測平衡灣岸之形狀，但所得之結果與實際之偏差較大。

至於灣岸中之底床剖面特性，文獻記載甚少，Bascom (1959)曾以著名的Halfmoon Bay之實測資料分析，結果發現在岬頭附近之底床坡度較其下游處為平緩，底床粒徑亦較小，但並無具體地探討是否具有平衡剖面。一般而言，於平衡灣岸內，入侵波浪受到上游天然或人為結構物堤之繞射遮蔽作用，其背後之波能較小，而下游無遮蔽段則有較大之波能，因而導致底質粒徑分配之不均勻，故當造成不同底床坡度之剖面變化。但往昔研究均偏重一維剖面變化之探討，而忽略二維平衡剖面之特性。

本研究旨在探討平衡灣岸中底床剖面及其粒徑分佈之特性。若能確實掌握此等特性，對於海域中大型結構物後方海岸線變遷及地形變化之預測或規劃等，將有實際之應用價值。如，配合所謂之線模式(line-model)，Perlin and Dean (1983)引入一維平衡剖面公式以為向離岸輸砂率計算之基礎，計算預估海岸構造物後方之灘線預測，惟該一維平衡剖面公式無法顯示平面地形之砂質粒徑分佈狀況，因此預測之結果有較大之誤差；故本文以模型試驗方式，初步探討結構物附近受波浪作用下之二維平衡剖面特性，除藉以瞭解平衡灣岸中之底床剖面特性外，亦簡單應用於突堤附近海灘地形之計算模式中。

二、模型試驗

本研究旨在了解平衡灣岸中粒徑分佈及剖面特性之研究，而為於模型試驗中達一平衡灣岸，仿Vichetpan (1969)及Ho (1971)在亞洲理工學院所進行的平衡灣岸之試驗之佈置進行之，但本實驗初始坡度係採1:10及1:20之坡度。

試驗佈置如圖一所示，試驗將使岬頭間砂床在長時間波浪作用下，形成平衡灣岸，進而觀測平衡底床剖面及砂質粒徑分配特性。上游岬頭，主要係控制波浪的繞射點，以混凝土方式配合導波板設置之；如此設置可避免波浪的反射發生。而下游堤則以拋石方式構成，以其粗糙面達到消波效果，避免反射波浪影響流場。上、下游堤間之控制線長為4m。

至於試驗所用的細砂，係採自台中港北防波堤的飛砂，為了凸顯波浪之篩分作用，混合適當比例之河砂，經使用ASTM (美國國家標準篩網)所做之粒徑分析結果，試驗混合砂之平均粒徑約0.22mm，粒徑分析如圖二所示，而砂比重為2.68。

本模型試驗係在本研究所的平面波浪試驗水槽中進行，試驗之波浪條件，列如表一所示。試驗過程中，依試驗條件的波浪條件連續造波，於每30分鐘，將下

游堤後的堆砂清除，以避免影響流場及岬灣的形成。並於每次連續造波十小時後，量測地形變化。當觀察到碎波線幾乎平行於灘線時，表示岬灣已近乎安定，停止造波，並量測地形。再繼續造浪若干時，量測地形，並與前次量測者比較，若幾無變化，即確定平衡灣岸已形成。

三、試驗結果與分析

由模型試驗結果，在波浪長時間作用下，兩岬頭間可產生平衡灣岸，本文謹就試驗結果分別就平衡灣岸灘線特性、底床砂質粒徑分佈特性，底床平衡剖面特性等三項分析討論之。

3-1 平衡灣岸灘線特性

Hsu et al (1989a, 1989b)以13個模型灣及14個天然灣岸為基礎，提出一種新的座標關係，並建議一個二階的多項式來描述平衡的灣岸。此二階多項式為

$$\frac{R}{R_0} = C_0 + C_1\left(\frac{\beta}{\theta}\right) + C_2\left(\frac{\beta}{\theta}\right)^2 \quad (1)$$

式中 R 、 R_0 、 β 及 θ 的定義如圖三所示，圖的座標原點定在上游岬頭，此點亦為波浪的繞射起始點， R_0 為岬灣的基本控制線，即灣的開口長度，而 β 為入射波浪波峰線與控制線間的夾角，謂之基本入射角；而 (R, θ) 為灣內海岸線的任意點座標。式中 C_0 、 C_1 、 C_2 為與基本入射角 β 有關之係數。

由本研究之波浪條件作用下形成平衡灘線之結果比較，如圖四及圖五所示，顯示實驗的平衡灘線與式(1)所預測之平衡灣線大致符合，僅於上游圓弧區內的實驗結果，較預測值有較大的差異，其原因可能是堤頭附近屬低波能的遮蔽區，在此區的實際波高較小，不足以帶動底床砂粒之故，但當入射波高較大時則有形成較大灣之趨勢。

當平衡灣岸形成時，灣岸內之波浪波向線通常是與灘線垂直的，而碎波線亦幾乎是平行於灘線，圖六為本研究試驗之實測圖例；因碎波線平行於灘線，無明顯之沿岸流速帶動沿岸輸砂，因此形成平衡之灣岸。

3-2 底床砂質粒徑分配特性

近岸區域，砂質粒徑受波浪及結構物的影響，產生自然篩分作用，造成砂質粒徑，隨著向離岸及沿岸方向產生分配特性。此分配特性將影響著底床剖面的變化。在向離岸方向砂質粒徑分配特性研究方面，其文獻記載甚多，例如 Moutzouris (1988) 研究不同斷面形狀其砂質分配特性，並應用於修正其沿岸輸砂率表示式。

綜合往昔文獻記載，向離岸方向波浪自然篩分之結果，於碎波點附近波能較高，具有較粗之砂質粒徑。至於沿岸方向砂質粒徑分配特性研究方面，至今文獻記載甚少；從平衡穩定之觀點，高波能區具有較粗之砂質粒徑分配特性，反之較細的砂質粒徑集中於低波能區。

本實驗在平衡灣岸形成後，採取土樣分析，各平衡剖面中值粒徑的分配特性如圖七及圖八例所示；結果顯示在碎波點附近，具有較大的砂質粒徑，且此分配特性於高波能區中更為明顯。至於粒徑在沿岸方向的分配特性，今選取每一剖面中離岸距30cm內之中值粒徑加以平均，來表示該剖面在碎波帶內的砂質粒徑特性，其結果在沿岸方向之變化如圖九及圖十所示，大致由上游堤至下游堤間呈現漸增的趨勢，表示高波能區，其剖面具有較大的粒徑。

3-3 底床平衡剖面特性

影響海灘剖面形狀之因素頗多，主要為波浪特性、海灘砂質特性及初始坡度等。研究各因素對海灘剖面所造成之影響，在早期通常以試驗資料加以迴歸，尋求與海灘底床坡度有關之參數，其結果甚多。Komar (1976) 曾就美國東、西海岸斷面形狀，歸納出灘面坡度與中值粒徑和波浪能量之關係，並推論在相同的砂質粒徑下，波高愈大者有較平緩的坡度；而相同波高下，砂質粒徑愈小者則有較平緩之坡度。

當海灘受波浪長期作用之結果，最後將達成一平衡剖面，研究此平衡剖面之數學表示式中，最簡單亦最常被運用者為 Bruun-Dean 平衡剖面式 (Bruun 1954 ; Dean 1977) 在假設碎波帶內單位體積的能量消散為一定值，推導得

$$h = Ax^{2/3} \quad (2)$$

其中 A 為剖面形狀因子 (shape factor)，為 x 離岸距離，h 為水深；Dean (1977) 及 Stockberger & Wood (1990) 運用現場海灘剖面之資料，迴歸比對其結

果相當符合。至於形狀因子A，Dean (1977)之迴歸分析結果，顯示形狀係數與沈降速度 w 之關係為 $A=0.067w^{0.44}$ ；但Moore (1982)則迴歸砂質中值粒徑與形狀因子之關係，其結果顯示較大之粒徑質中有較大之A值。但此等有關此平衡剖面之特性之結果皆僅為一維剖面情況，對於平衡灣岸中之平衡剖面特性，目前尚未見有文獻探討。

如同前述，於平衡灣岸形成後，波浪將同時碎波且到達海岸線，其波向線近乎垂直於海岸線，此一情況下，近岸輸砂率將減低零，使得灘線不再發生變化，故此同時之海灘剖面理當形成一平衡剖面，以構築成整個平衡灣岸。

圖十一至圖十二為本實驗在安定岬灣形成時床床地形之等深線圖例。為瞭解平衡岬灣內平衡剖面形狀是否能以簡單的數學模式來加以表示，茲將所量測之剖面資料加以分析，採用Dean (1977)及Stockberger & wood (1990)之分析方法，假設剖面形狀以冪級數形式表示為

$$h = Ax^m \quad (3)$$

利用最小二乘法迴歸係數 m ，其結果如圖十三之概率分佈圖所示，顯示岬灣中各剖面 m 值的分佈情形和Dean (1977)及Stockberger & Wood(1990)相當一致，故本文仍以 $m=0.67$ 簡化分析實驗結果各斷面的A係數，其結果如圖十四至圖二十五所示，結果顯示灣岸中的剖面可以Bruun-Dean平衡斷面公式表示之，惟A值並非定值。

圖中任一 θ 之剖面乃是指在此 θ 處垂直於灘線的斷面。由圖顯示，A值大致由上游堤至下游堤間呈現增大的趨勢，亦即高波能區其A值較大。據此剖面分析之結果，可推論於安定灣內存在著平衡剖面，而其形狀可用Bruun-Dean平衡剖面公式來加以描述，但其A值並非為定值，而係隨著高波能區至低波能區而減低，此結果與上述之粒徑分配特性對應。

3-4 二維平衡剖面公式及應用

Perlin and Dean (1983)之海灘地形變遷模式中，引入一維平衡剖面公式以計算向離岸輸沙量，因於計算海域內，平衡剖面之形狀因子A皆設定為固定值，故模式預測造成結構物後方海岸坡度均一之結果，此與上述，如典型的平衡灣岸Half-Moon Bay之結果不相符合。由上述分析結果，於結構物遮蔽區內之波能較小，其底床粒徑較小，故地形坡度較平緩，應有較小之A值，但A值將隨下游呈漸增趨勢，及至不受遮蔽之區域，將呈如一維平衡剖面之固定值。將本文實驗結

果，並引入Half-Moon Bay之實測資料，如圖二十六，可初步獲得二維平衡剖面公式為

$$h = A_0 \tanh\left(3.4 \frac{\beta}{\theta}\right) x^{2/3} \quad (4)$$

其中 A_0 為極下游之底床之形狀因子A值。

如圖二十七為本文引入(4)式二維平衡剖面公式，計算突堤附近地形變化，與Perlin and Dean (1983)之結果比較，顯示本文之結果似較能顯示突堤附近地形之侵淤變化情形。

四、結論

本文對於平衡灣岸內平衡剖面與粒徑分佈探討，得有以下結論：

- (一)在平衡灣岸內，堤頭端由於受波浪折繞射及淺化等之影響，在遮蔽區內形成低波能區，而下游海岸線入射區內為高波能區，試驗結果顯示，由上游堤至下游堤間底床粒徑隨之增加，砂質受波浪自然篩分之作作用，其分配之結果在高波能能量區內，其粒徑較大。
- (二)由試驗結果顯示，平衡灣岸中存在平衡灘線外，底床剖面亦存在平衡剖面，平衡灘線大致可以Hsu et al (1989)所建立之二階多項式描述，但在上游段圓弧區隨著入射波高的增大，實際有往後移的趨勢。
- (三)平衡灣岸中之平衡剖面可以 Bruun-Dean 所建立之平衡剖面公式 $h = Ax^{2/3}$ 描述，惟公式中之A參數，在平衡灣岸中之各剖面並非為定值，在高能量區其值較高，顯示底床坡度較陡，反之在岬頭後方遮蔽區中之低能區其值較低，底床坡度較緩。本文提出修正之二維平衡剖面公式，可較合理的應用於計算海岸結構物附近之地形變化。

參 考 文 獻

1. Bascom, W. N. (1959) "The relationship between. sand size and beach-face slope," Am. Geophys., 866-874.
2. Bruun, P. (1954) "Coast erosion and the development of beach profiles," Beach Erosion Board, U. S. Army Eng. Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS. Tech. Memorandum, No. 44.
3. Dean, R. G. (1977) "Equilibrium beach profiles:U.S. Atlantic and Gulf coasts," Univ. of Delaware, Newark, Ocean Eng. Report No. 12.
4. Dean, R. G., and Maurmeyer, E. M. (1977) "Predictability of characteristics of two embayments," Coastal Sediments. ASCE, New York, N. Y., 848-866.
5. Ho, S. K., (1971) "Crenulate shaped bays," M. Eng. thesis, No. 346, Asia Institute of Technology, Bangkok.
6. Hsu, J. R. C., Silvester, R. and Xia, Y. M. (1989a) "Generalities on static equilibrium bays," Coastal Eng., 12, 353-369.
7. Hsu, J. R. C., Silvester, R. and Xia, Y. M. (1989b) "Static equilibrium bays: new relationships," J. Waterway, Port, Coastal and Ocean. Eng., ASCE, 115(3) , 285-298.
8. Komar, P. D. Beach processes and sedimentation, Prentice-Hall, Inc., 429pp.
9. Le Blond, P. H. (1979) "An explanation of the logarithmic spiral plan. shape of headland-bay beaches," J. Sedimentary Petrology, 49(4), 1093-1100.
10. Moore, A. A. (1982) "Beach profile evolution in response to changes in water level and water height," Masters Thesis, Department of Civil Eng., University of Delaware.

11. Moutzoris, C. I. (1988) "Wave-induced distribution of sediment size-related parameters in a tideless pocket beach," Proc. Coastal Sediments' 87, ASCE, N. Orleans, Vol. II, p 1909-1924.
12. Perlin, M. and Dean R. G. (1983) "A numerical model to simulate sediment transport in the vicinity of coastal structure," Coastal Engineering Research Center, U. S. Army Corps of Engineers, Fort Belvoir, Miscellaneous Report No. 83-10.
13. Silvester, R and Ho, S. K. (1972). "Use of crenulate shaped bays to stabilize coasts," Proc., 13th Conf. on Coast. Engrg., Vol. 2, ASCE, New York, N. Y., 1347-1365.
14. Stockberger M. T. & Wood W. L. (1990) "Application of equilibrium beach concepts to sandy Great Lakes profiles," Coastal Eng chapter 173, p2291-p2304.
15. Tan S. K. and Chiew, Y. M. (1994) "Analysis of bayed beaches in static equilibrium," J. Waterway, Port, Coastal and Ocean. Eng., ASCE, 120(2),145-153.
16. Vichetpan, N. (1969) "Equilibrium shapes of coastline in plan," Thesis No. 280, Asian. Institute of Technology, Bangkok, Thailand.
17. Yasso, W. E. (1965) "Plan geometry of headland bay beaches," J. Geology, Vol. 73, 702-714.

Characteristics of the Bottom Profiles in an Equilibrium Bay

Ching-Piao Tsai

Professor, Department of Civil Engineering

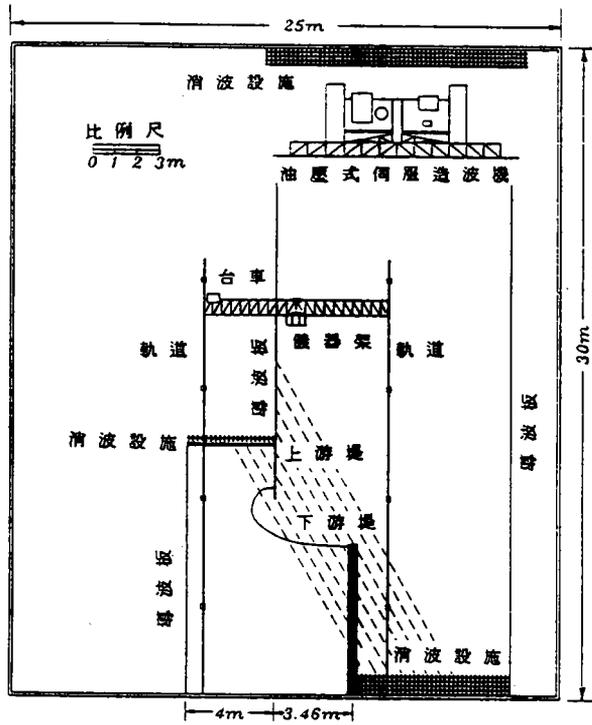
National Chung-Hsing University, TAIWAN, R.O.C.

ABSTRACT

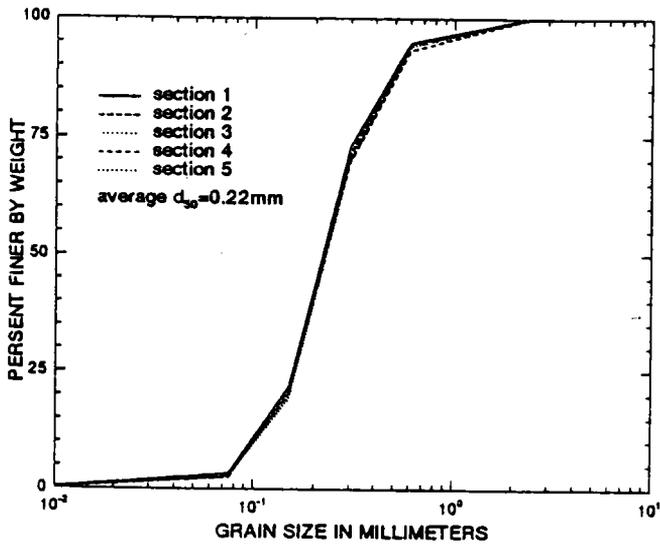
The characteristics of both the bottom profiles and the distribution of sedimentary size in an equilibrium bay between two headlands are investigated in the research by means of a model test. The headlands in the model were placed on a mild slope bottom sedimentary materials. Under the action of persistent wave, the shoreline between the headlands are developed from an initially straight line to an equilibrium shape. The equilibrium shorelines as well compared with the polynomial formula by Hsu et al. (1989). The bottom profiles in the equilibrium bay are also measured. It is found that the bottom profiles can be presented by Bruun-Dean's equilibrium formula, $h=Ax^{2/3}$. However, the value of parameter A is variable in the alongshore of the two dimensional bay. Higher value of A exhibits in the downcoast area, in which the steeper bottom profiles and coarse sand are measured. On the other hand, upcoast area has milder bottom and lower value of A. A new modified formula for the two-dimensional equilibrium profile is proposed in this paper for calculating the shoreline evolution in the vicinity of coastal structure.

表一 試驗波浪條件試驗條件

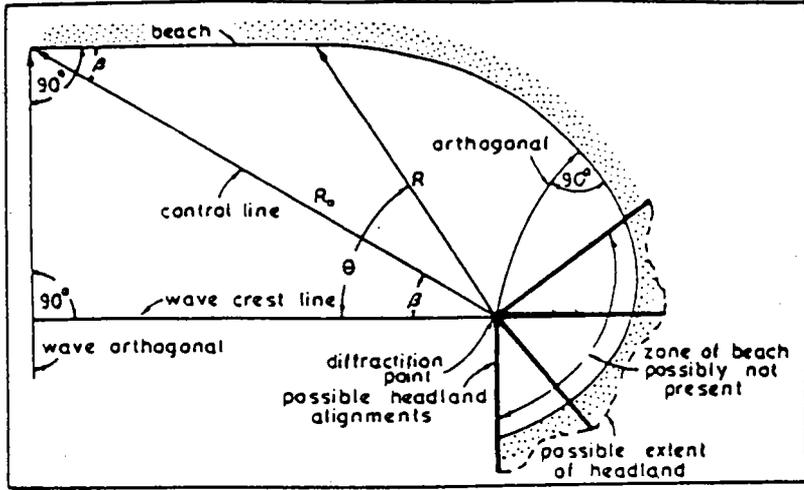
試驗條件	set1	set2	set3	set4	set5	set6
初始坡度	1/10	1/10	1/10	1/20	1/20	1/20
週期T (sec)	1	1	1	1	1	1
波高 H_0 (cm)	4	6	8	4	6	8
水深d (cm)	24	24	24	24	24	24
波浪尖銳度(H_0/L)	0.0256	0.0385	0.0513	0.0256	0.0385	0.0513



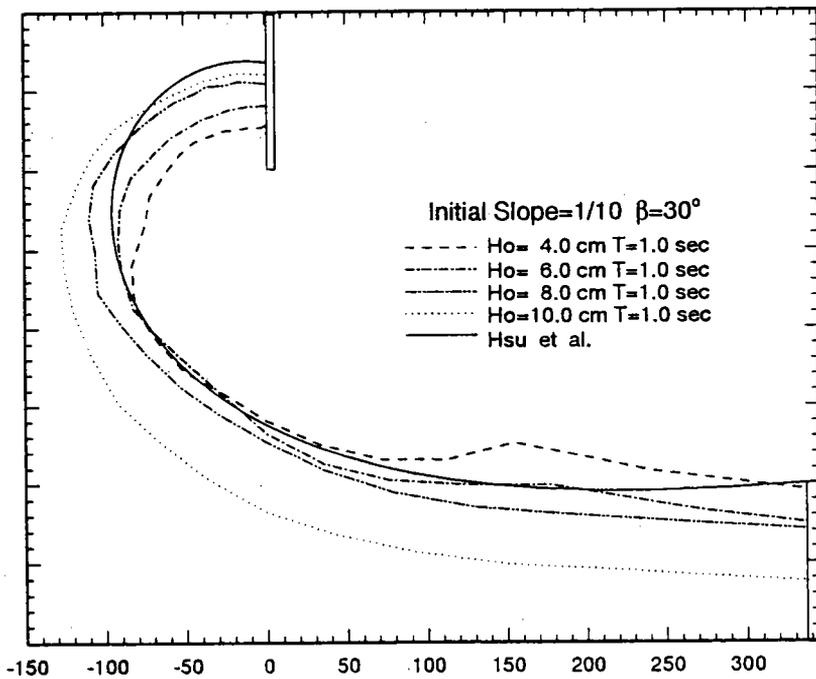
圖一 試驗平面佈置示意圖



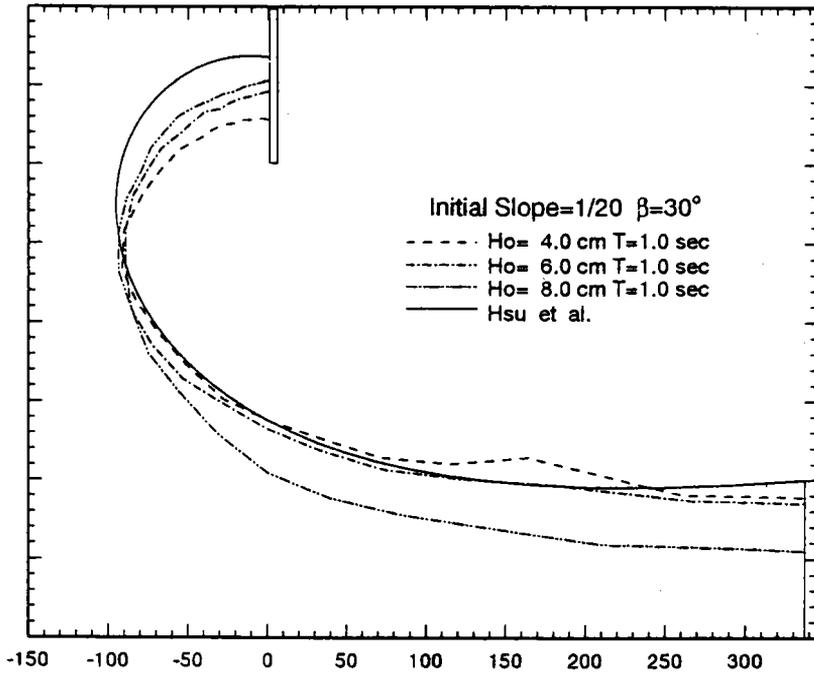
圖二 試驗用砂粒徑分析圖



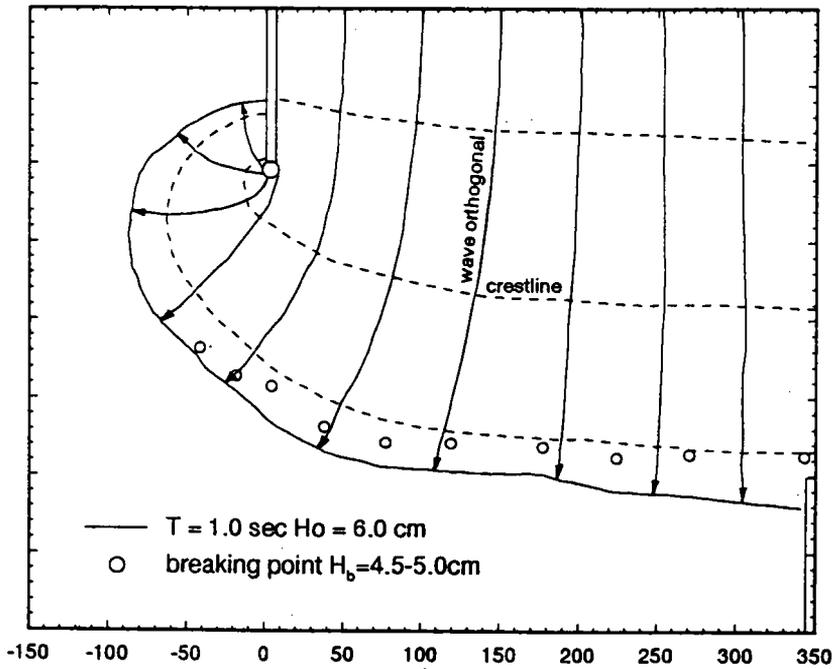
圖三 安定灣岸的極座標系統示意圖(Hsu et al., 1989)



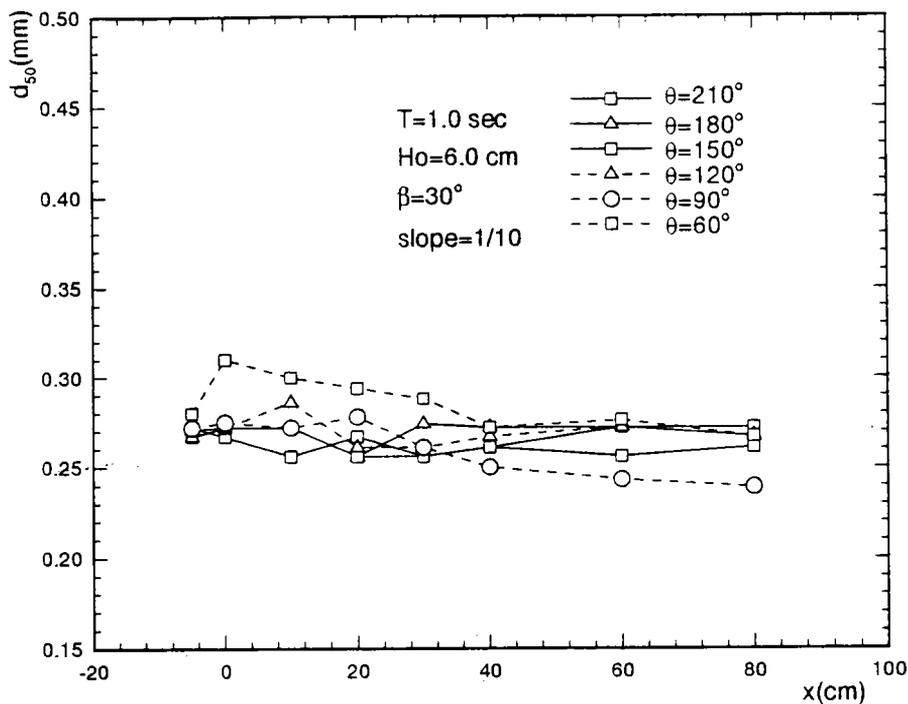
圖四 各平衡灘線的實驗與預測公式之結果比較(一)



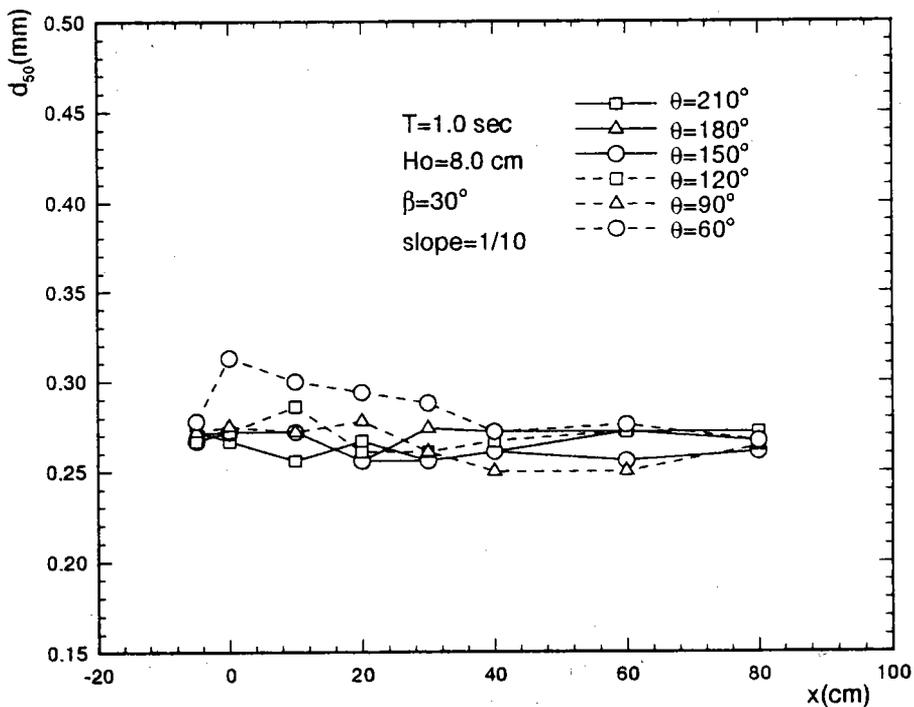
圖五 各平衡灘線的實驗與預測公式之結果比較(二)



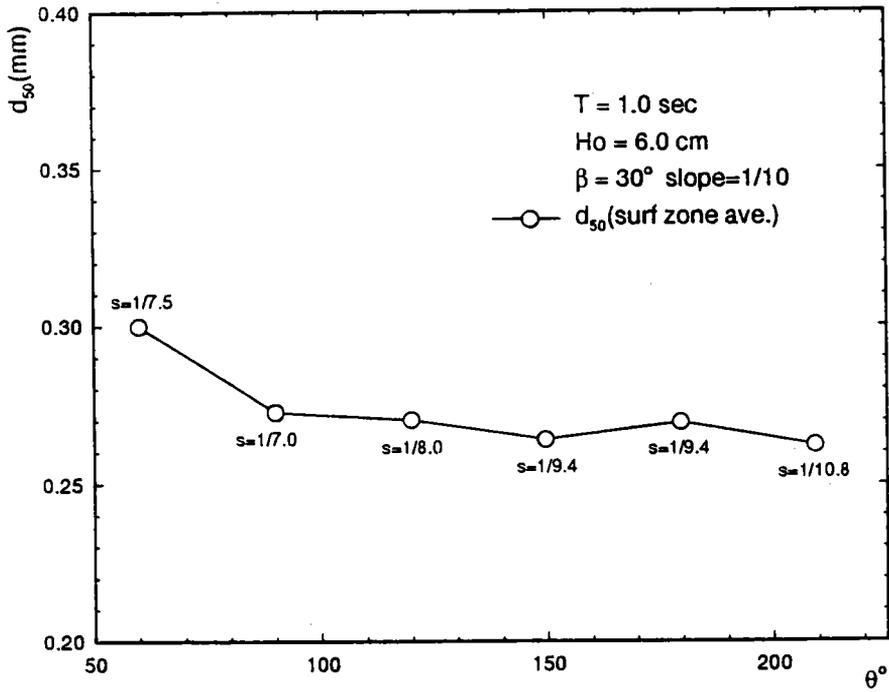
圖六 岬灣中波峰線與波向線圖



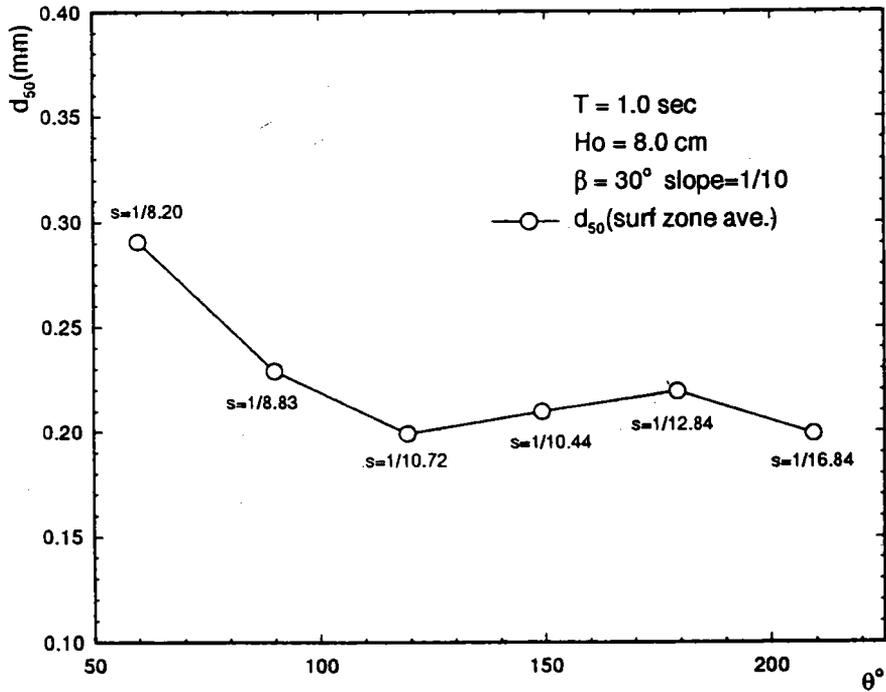
圖七 各平衡剖面中值粒徑的分佈(一)



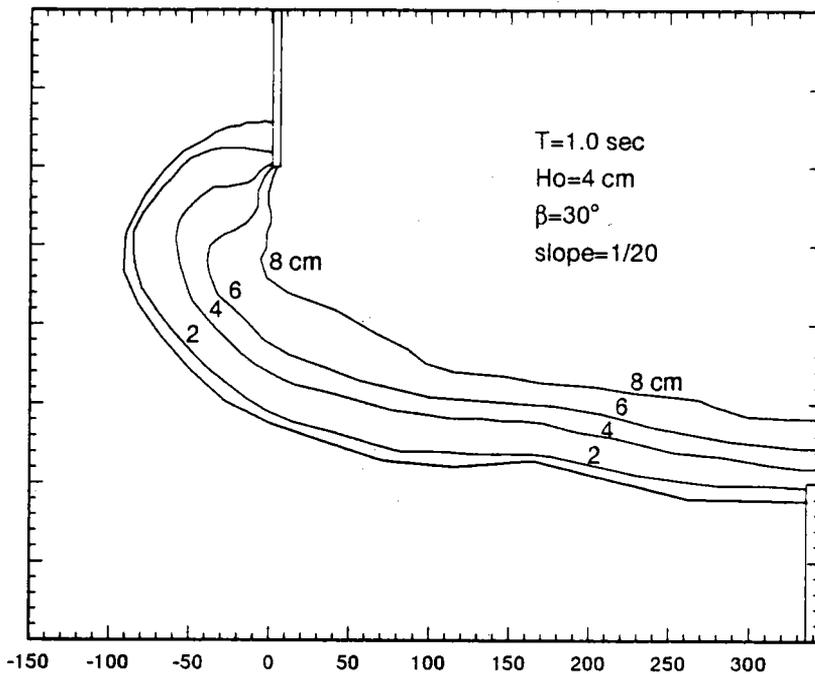
圖八 各平衡剖面中值粒徑的分佈(二)



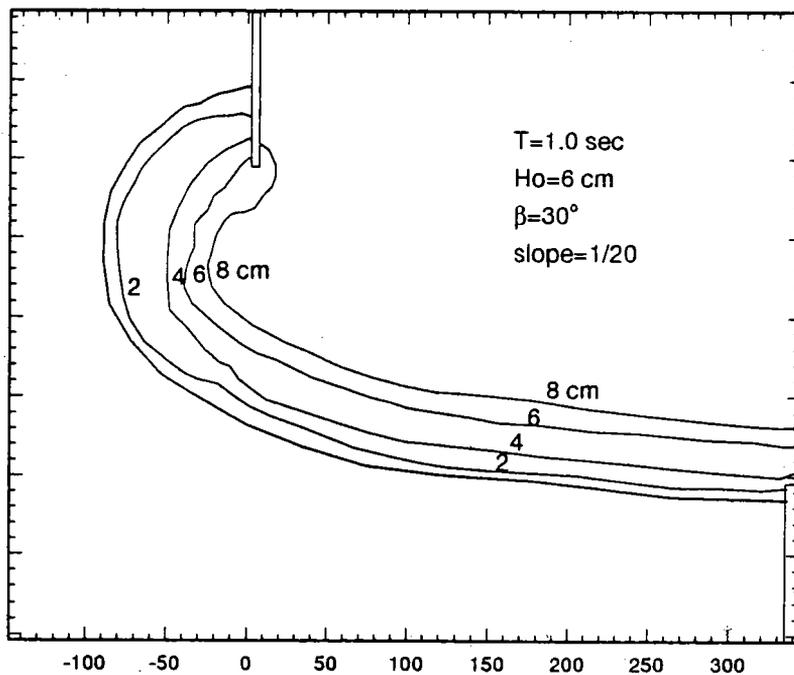
圖九 各平衡剖面中值粒徑在沿岸方向的分佈(一)



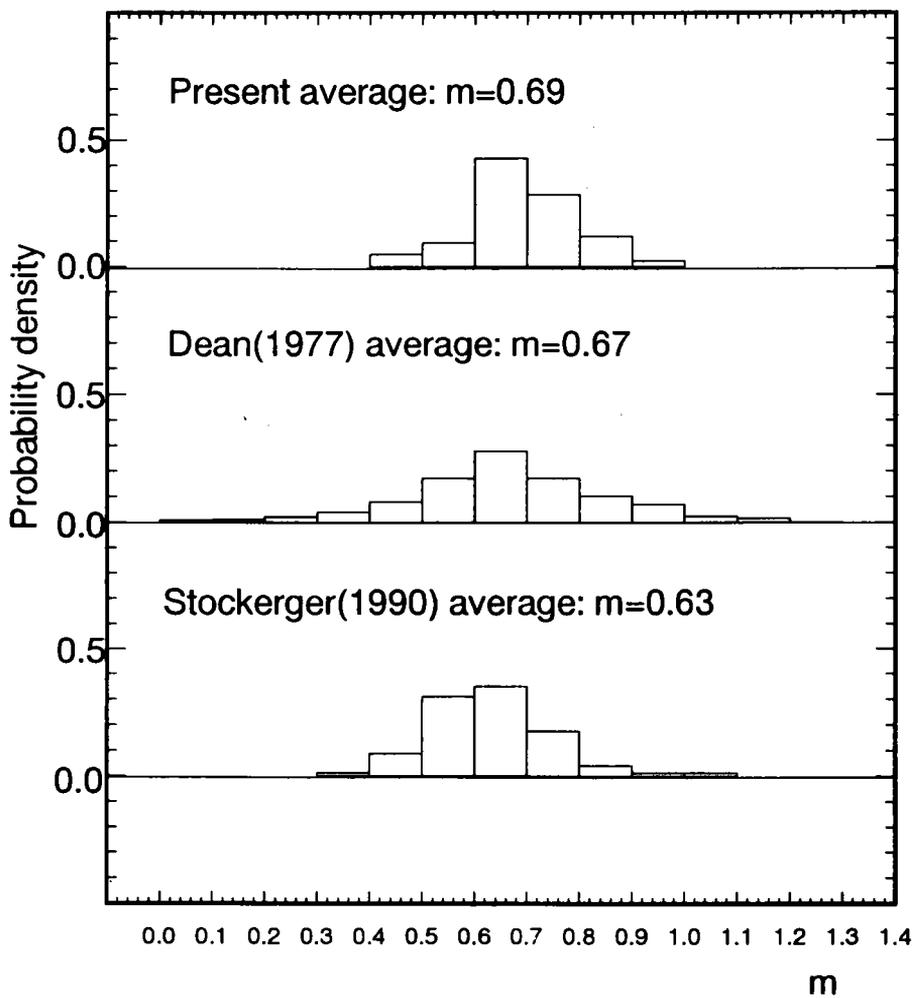
圖十 各平衡剖面中值粒徑在沿岸方向的分佈(二)



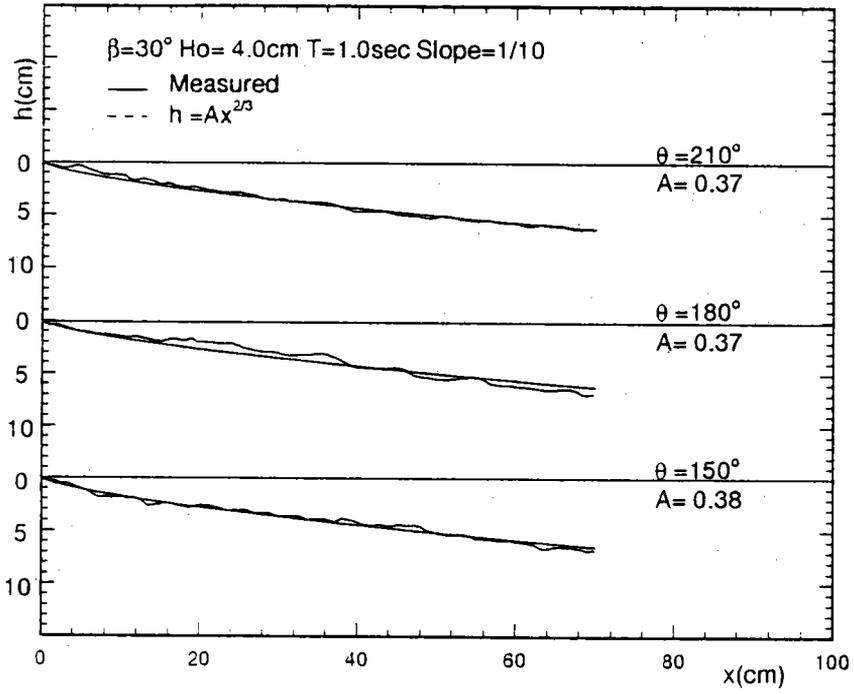
圖十一 岬灣中底床地形等深線圖(一)



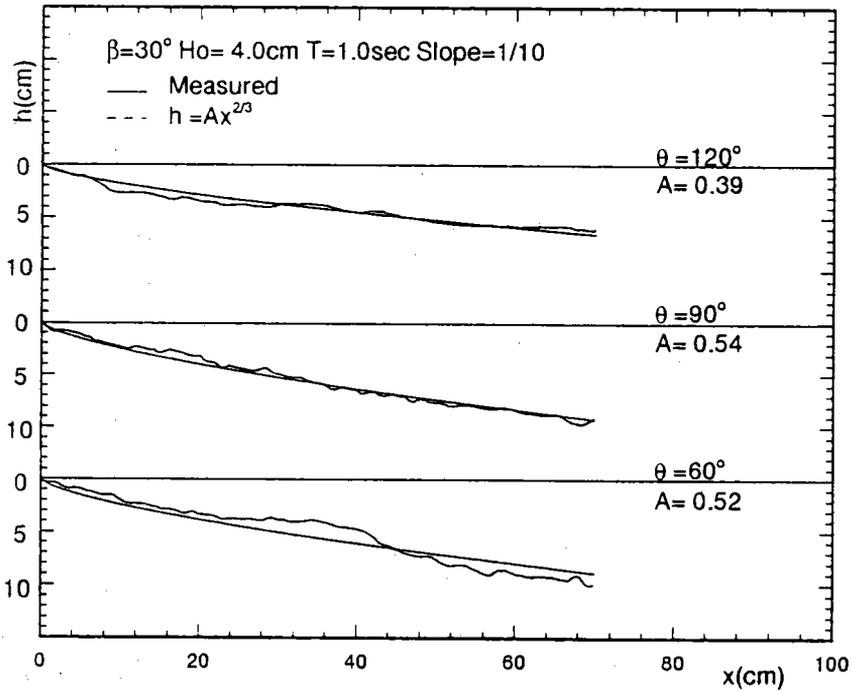
圖十二 岬灣中底床地形等深線圖(二)



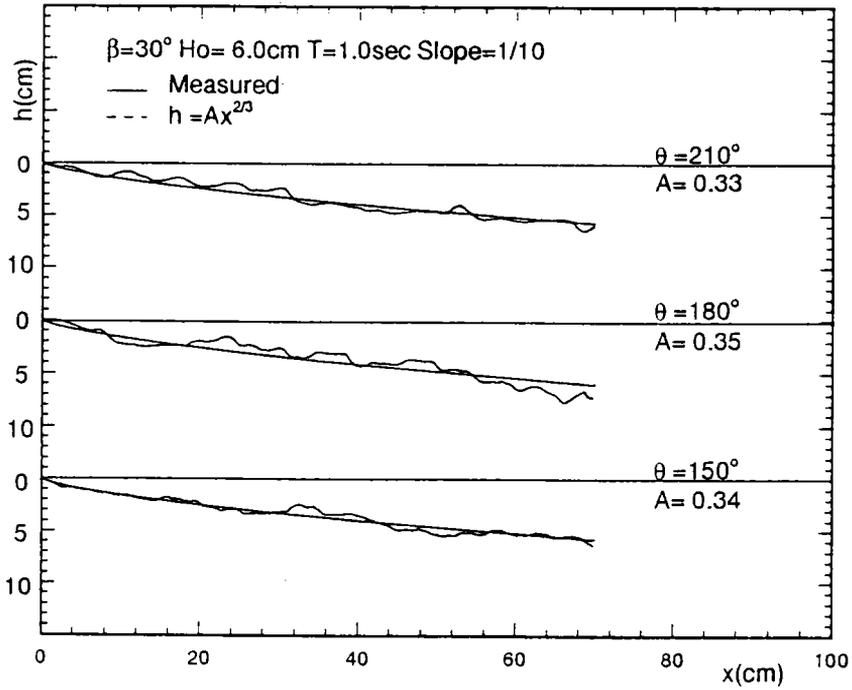
圖十三 平衡剖面公式中 m 的概率分佈



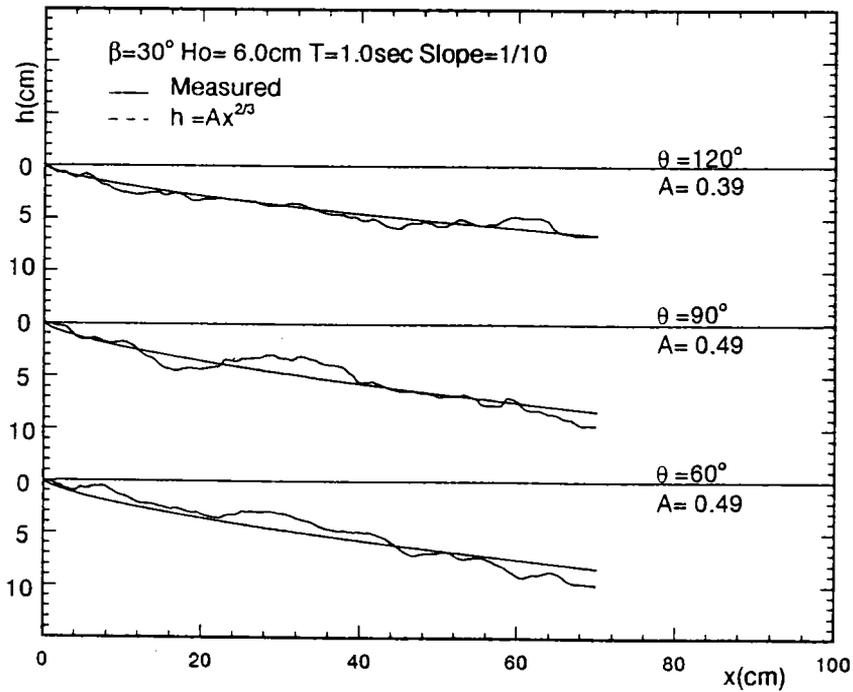
圖十四 岬灣中平衡剖面之分析(一)



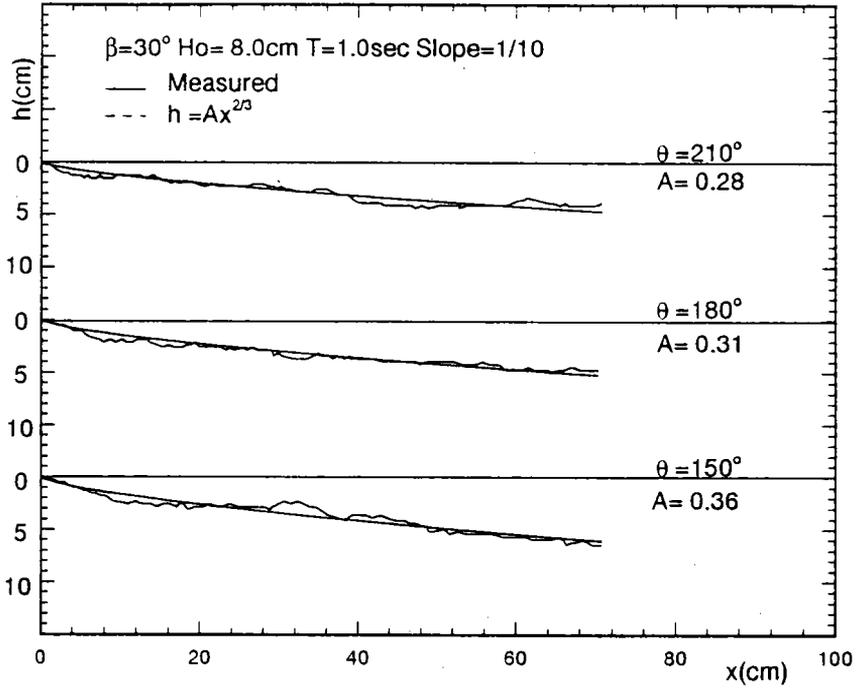
圖十五 岬灣中平衡剖面之分析(二)



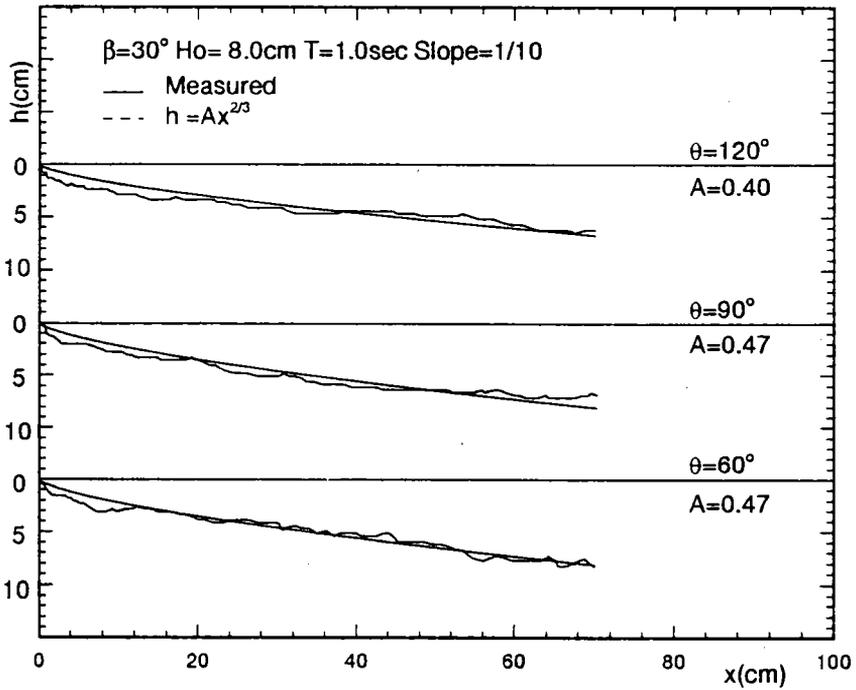
圖十六 岬灣中平衡剖面之分析(三)



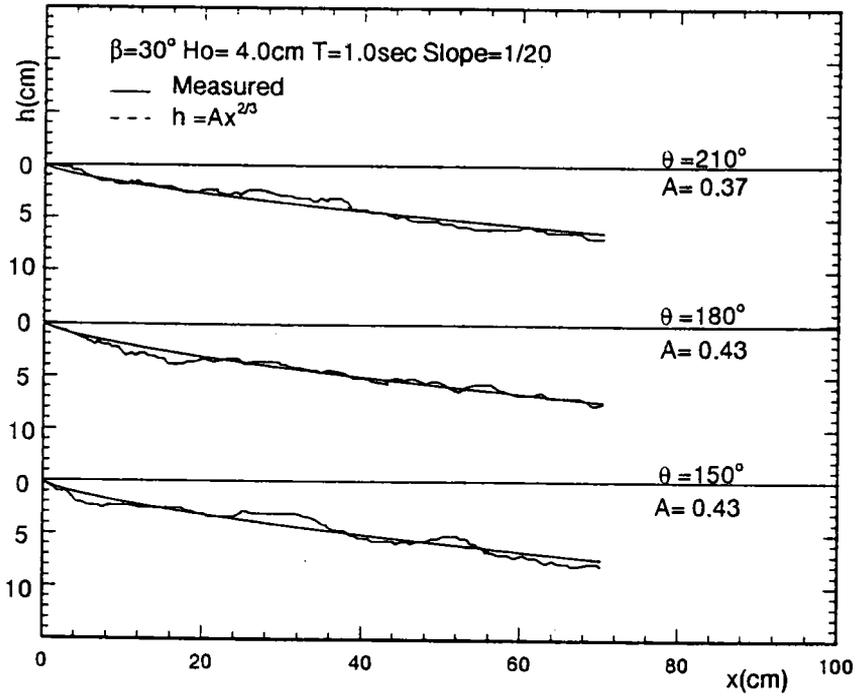
圖十七 岬灣中平衡剖面之分析(四)



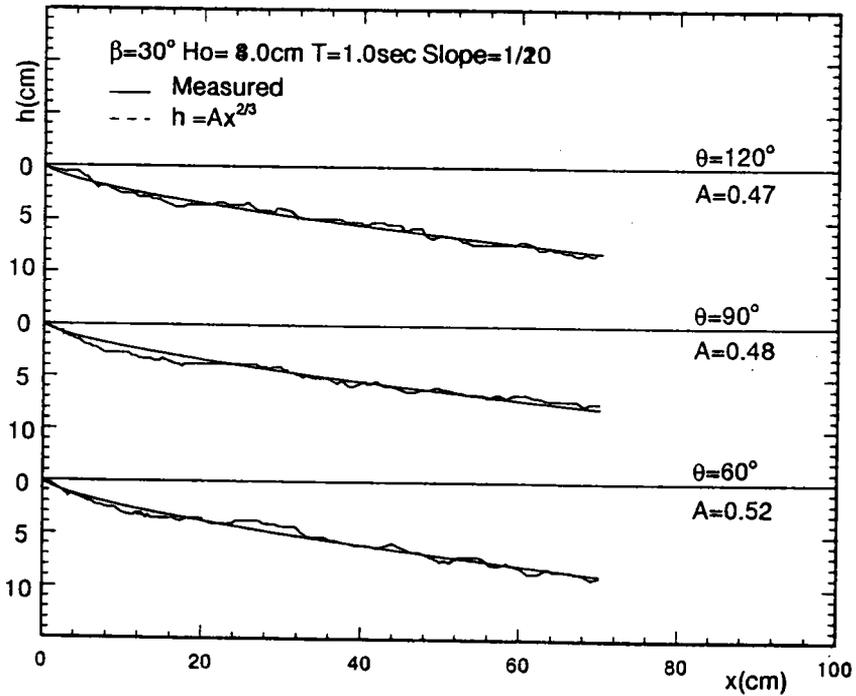
圖十八 岬灣中平衡剖面之分析(五)



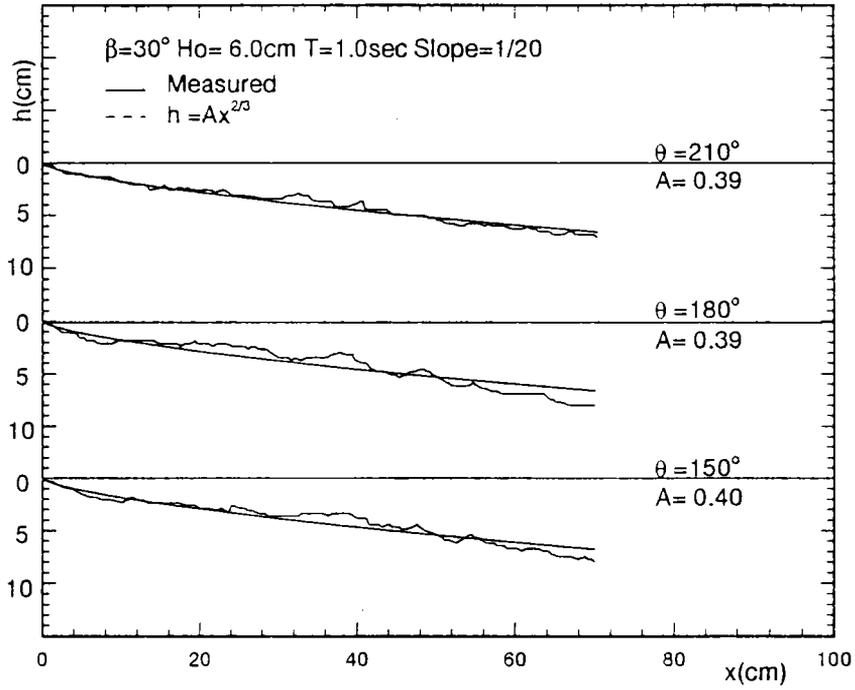
圖十九 岬灣中平衡剖面之分析(六)



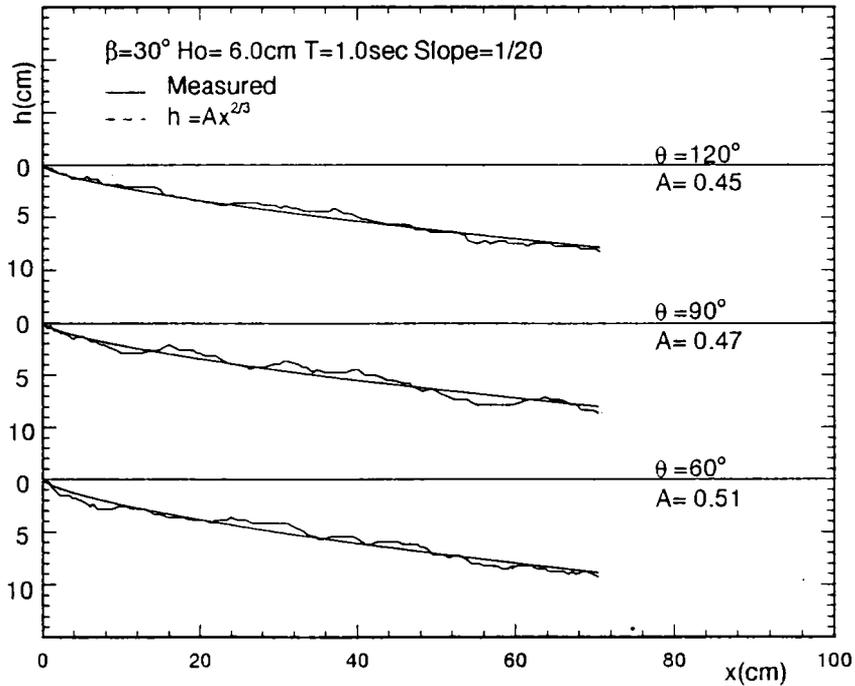
圖二十 岬灣中平衡剖面之分析(七)



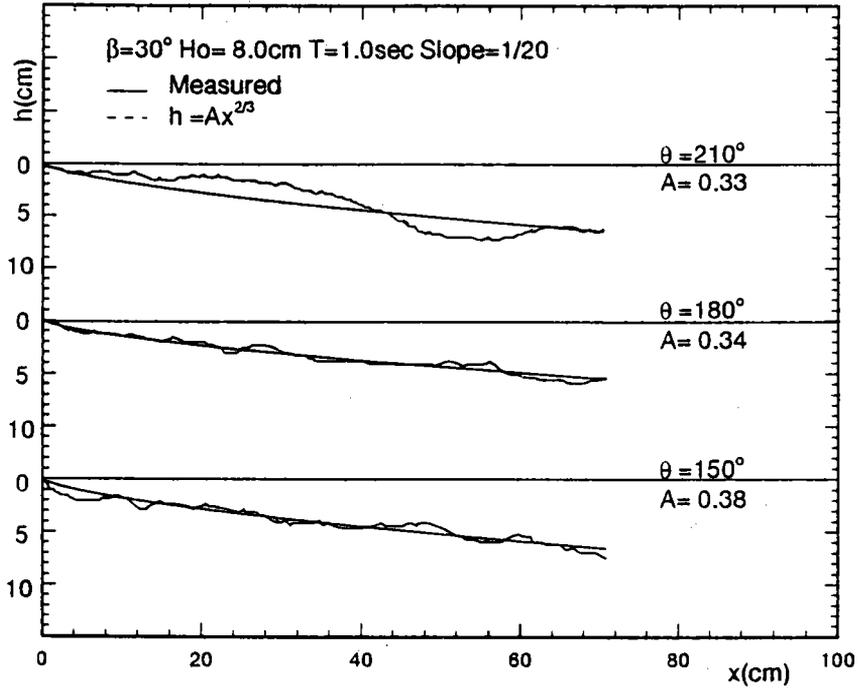
圖二十一 岬灣中平衡剖面之分析(八)



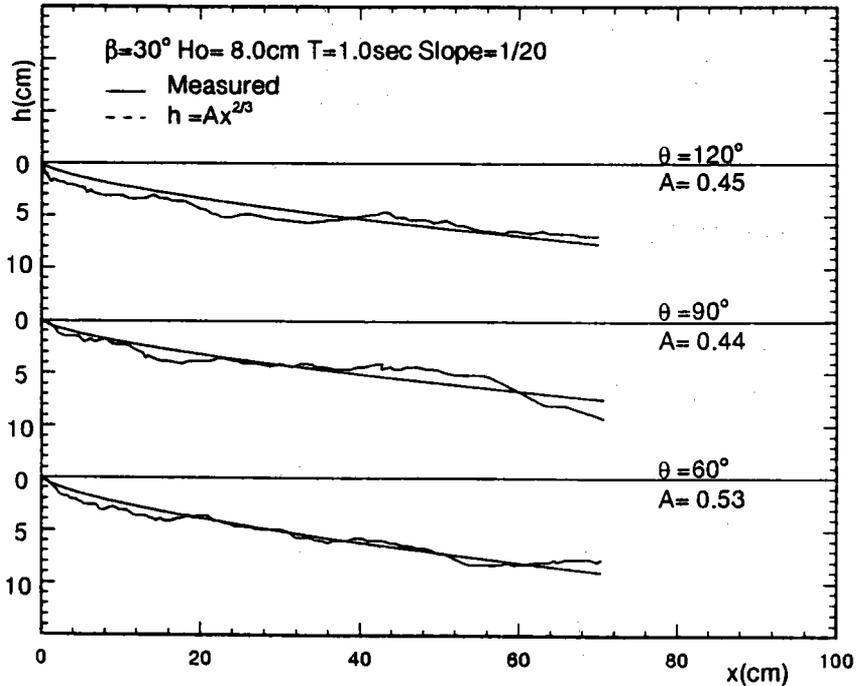
圖二十二 岬灣中平衡剖面之分析(九)



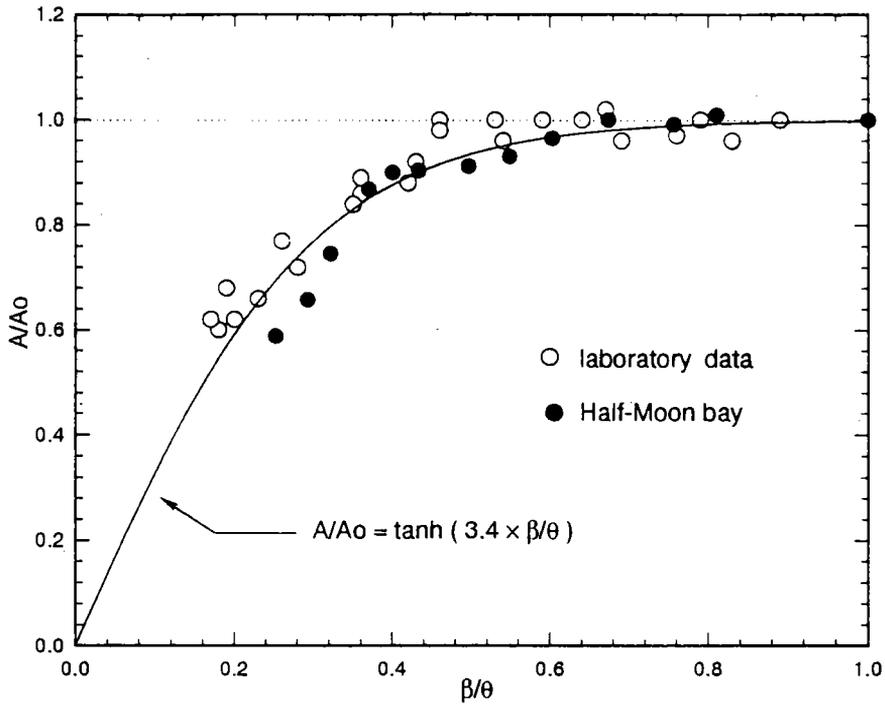
圖二十三 岬灣中平衡剖面之分析(十)



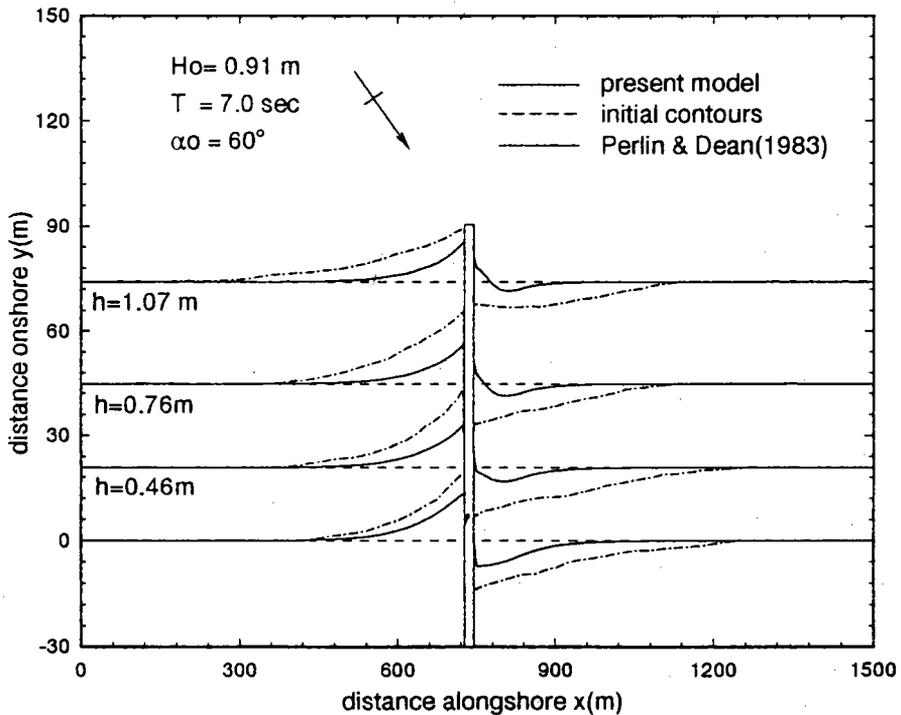
圖二十四 岬灣中平衡剖面之分析(十一)



圖二十五 岬灣中平衡剖面之分析(十二)



圖二十六 二維平衡剖面公式中形狀因子之迴歸分析



圖二十七 應用不同平衡剖面公式預測突堤附近地形變遷之比較

簡易計算非線性波浪波長之方法

陳陽益 中山大學海洋環境工程研究所
張憲國 國立交通大學土木工程研究所
林西川 國立成功大學水利及海洋工程研究所

摘 要

本文提出一顯示且簡單的表示法，來計算非線性波浪之波長，此表示式包括波浪之波高、週期及水深、重力加速度四個因子，而其形式為分式形式，分子保留 Fenton and Mckee(1990)所提線性波波長表示式，而分母為波浪尖銳度線性關係之形式。本分式表示式若轉換成多項式，則明顯可知波長隨著波高之增加而增加，但隨水深減小而減小。

本表示式中迴歸係數如果保持常數，與原本由 Rienecker and Fenton(1981) 數值計算之結果比較，在深水小波浪或極淺水時，有較大之偏差，其餘情況，預測值與數值結果僅有些微之偏差。如果迴歸係數為可調整係數(adaptive coefficients)時，本表示法與高階數值計算之結果相當吻合。

一、前言

波浪自深海傳遞至淺水，因為水深改變，波浪非線性交互作用增強，個別波浪之動力及運動特性隨著波浪自身之條件不同而不同，此即分散波浪(dispersive waves)之重要現象。在描述波浪動力及運動特性，均與波浪之波長有關，故如何正確而簡潔描述波浪之波長，為研究波浪理論最為重要而基本之課題。

在波動問題中，最為單純之運動為二維單向非旋轉運動之重力波，若此重力波當波浪小而可忽略波浪非線性交互作用時，由Stokes波浪第一階線性理論，可獲得計算波長之公式，此公式需給定水深及波浪週期，而三者之關係稱之為分散關係(dispersion relation)，此線性分散關係在數學上仍屬於非線性之超越函數

(nonlinear transcendental equation)，而需利用數值方法(numerical analysis)，如牛頓法(Newton's method)，方能計算求得線性波之波長。如此數值計算程式化上之不便，為造成工程應用上之困難之主要因素。是故，許多學者提出不同形式之簡易顯示之公式，來避免查表或數值計算之困難，並可直接而明顯的計算線性波浪之波長。

在計算線性波波長的簡易公式中，可歸類包括Eckart's形式，疊代技巧(iterative technique)，多項式(power series)及Pade近似法。諸類簡易公式中，有些僅適用於長波，而某些僅適用於短波。如Olsen(1973)、Venezian(1980)、Nielsen(1982)以及Wu and Thornton(1986)針對波長與水深比 $L/d > 3$ 之長波，所提之簡易公式與數值計算線性分散關係所得結果極為相近。

Nielsen(1984)、Wu and Thornton(1986)提出僅適用 $L/d < 4$ 之短波。Eckart(1952)及Fenton and Mckee(1990)提出適用於長波及短波之公式。對於線性波簡易計算法之研究結果，Fenton and Mckee(1990)有系統整理討論。

在上述波長簡易計算中，均針對線性波而言。若從往昔波浪理論中可知，波長因為波高變大而增加，且在淺水波時，線性波理論並不能適用，因此，便有許多學者提出深水之Stokes波動理論，如Stokes(1847)，Isobe et al.及Fenton(1985)等，及淺水波之橢圓函數波理論(Cnoidal wave theory)如Laiton(1960)，Isobe et al.(1978)等。然而，二者之波動理論僅分別適用於不同水深之情況，計算波長時亦相當的複雜。為了滿足不同水深及精度要求，在高速電腦計算能力之幫忙，高階數值解便孕育而生，如Schwartz(1974)、Williams(1981)及Rienecker and Fenton(1981)等。此高階數值解考量波浪非線性交互作用，在精度要求下滿足波場之控制方程式及邊界條件，可謂高精度且適用性廣之結果。尤其Rienecker and Fenton(1981)所提富立葉級數法(Fourier Series approximation)可計算出表面流函數值及水位變化值，並進而計算波場之動力特性，為一精度高、收斂性快而直接易理解之方法。不管Stokes波浪理論，或者高階數值解，欲了解波長時需經過理論研讀，數值程式化種種繁瑣之理解及長時間之數值計算，與在工程應用上要求計算方便而精度可信賴之需求背道而馳。

本文提出工程應用上頗為方便計算波長之公式，此公式係以Rienecker and Fenton(1981)所提之富立葉級數法，以後簡稱RF法，計算所有水深及波高之波浪之波長，再以此高精度之數值結果統計迴歸出一簡潔顯示之計算公式，以供工程應用上方便使用。

二、波高對波長之影響

在固定水深 d 以波速 c 傳遞之重力波，其特性基本上可以用波高 H 及週期 T 來描述。Stokes(1947)利用攝動法(perturbation method)解析出線性波之波長可由下式表示：

$$L_l = \frac{g}{2\pi} T^2 \tanh kd \quad (1)$$

其中 k 為波數(wave number)，定義為 $k = 2\pi / L$ 。式(1)即為一般所謂線性波之分散關係，式中波長約與週期平方成正比，而 $\tanh(\)$ 函數為超越函數。式(1)明顯可見波長不包括波高之因素，亦即在微小振幅之波長與波高無關。當波高逐漸增加，波高影響至波長時，Isobe et al.及Fenton (1985)提出Stokes波浪理論，在波長計算公式中包括波高，Isobe et al. (1978)所提之公式為

$$L_s = \frac{g}{2\pi} T^2 \tanh kd \left[1 + \left(\frac{kH}{2} \right)^2 \left(\frac{9ct^4 - 10ct^2 + 9}{16} - \frac{ct}{2kd} \right) + \left(\frac{kH}{2} \right)^4 \left(\frac{-405ct^{10} - 117ct^8 + 245ct^6 - 2194ct^4 + 351ct^2 + 39 - ct(-9ct^6 - 3ct^4 - 7ct^2 + 3)}{1024} \right) \right]^2 \quad (2)$$

其中

$$ct = \coth kd \quad (3)$$

式(2)為第五階Stokes波浪理論，計算波長時忽略 $(kH/2)^6$ 以上之高階量。由式(2)明顯可見波長隨著波高二次方增加(quadratic increase)，若將式(2)中包括波高影響項忽略，則式(2)變為式(1)。Fenton(1985)提出式(2)適用於相對水深 d/L 大於 $1/10$ ，波浪之波長不能達到碎波，僅屬於有限振幅(finite amplitude)波浪之範圍。不管由式(1)及式(2)來計算波長時，均需使用數值技巧來解析超越函數。

當波浪波長增加，相對水深 d/L 低於 $2/5$ 時，Stokes波浪理論逐漸不能適用，而橢圓函數波理論較能描述淺水波浪特性。橢圓函數波理論發展過程，首先線性橢圓函數波理論乃由Korteweg and de Vrie(1985)提出，若欲適用於較高波之淺水波，Laiton(1960)，Isobe et al.(1978)及 Fenton(1979, 1990)均提出高階橢圓函數波理論。橢圓函數波理論計算波長時，Isobe et al.(1978)提出如下式

$$L_c = T\sqrt{gd} \left[1 + \left(\frac{H}{d}\right) \left(\frac{1+2\lambda-3\mu}{2}\right) + \left(\frac{H}{d}\right)^2 \left(\frac{-6-16\lambda+5\mu-16\lambda^2+10\lambda\mu+15\mu^2}{40}\right) + \left(\frac{H}{d}\right)^3 \left(150+1079\lambda-203\mu+2337\lambda^2-2653\lambda\mu+350\mu^2+1558\lambda^3-2653\lambda^2\mu+700\lambda\mu^2+175\mu^3\right) / 2800 \right] \quad (4)$$

其中 $\lambda = (1-m^2)/m^2$ ， $\mu = E(m)/m^2/K(m)$ ，而 $K(m)$ 及 $E(m)$ 分別為第一類及第二類橢圓積分(elliptic integral)， m 值為橢圓積分之模數(modulus)，此模數 m 可由式(5)來計算獲得。

$$U_s \left[1 + \left(\frac{H}{d}\right) \left(\frac{-1-2\lambda}{4}\right) + \left(\frac{H}{d}\right)^2 \left(\frac{8+33\lambda-10\mu+33\lambda^2-20\lambda\mu}{40}\right) \right] - \frac{16m^2 K^2(m)}{3} = 0 \quad (5)$$

其中 U_s 為Ursell數，定義為 $U_s = gHT^2/d^2$ 。由式(4)橢圓函數波理論計算之波長標號為 L_c ，以區別由Stokes波動理論所得之波長 L_s ，由式(4)計算 L_c 時，因需計算Jacobian elliptic函數及當 $m \rightarrow 1$ 時，橢圓積分很難收斂之雙重困難，以致獲得 L_c 更較獲得 L_s 困難。若將式(4)忽略高階 (H/d) 量以上者，式(4)則變為：

$$L_c = T\sqrt{gd} \quad (6)$$

式(6)即為線性波之波長計算公式，此結果亦可由式(1)令 $kd \rightarrow 0$ ，

而 $\tanh kd \rightarrow kd$ 直接獲得。

由式(2)及式(4)明顯可知波浪之波長與波浪之週期，水深有關外，尚與波高有關，而式(2)及式(4)分別僅適用於深水短波及淺水長波，並不能涵蓋所有之波浪條件。為克服波浪理論解適用範圍受限之問題，高階數值解便逐漸發展而出。

高階數值解一般將波場特性以富立業級數來表示，級數之項數選擇，考慮計算儲存容量及精度需求，富立業級數數值解析首先由 Chappellear(1961)發展，繼由Dean(1965)及Rienecker and Fenton(1981)陸續改良。Rienecker and Fenton(1981)提出滿足表面運動及動力邊界條件之表面水位處，由閉合方程組(closed form)及表面水位之結果。

Rienecker and Fenton(1981)表示當富立業級數項數10至20項，即使至碎波情況，計算結果亦可達到相當高之精度，並且Rienecker and Fenton(1981)將其解與實驗流速比較，發現頗為吻合，足以印證RF法之數值結果之正確性。

本文為提出計算波長之簡易公式，其可靠度印證，首先使用級數項數取32項之RF法，來正確計算且可涵蓋水深範圍廣之所有波浪之波長。計算之結果標誌為 L_n 。計算之條件為波浪之週期為8秒，水深由0.5公尺至50公尺，相對水深之範圍介於1/25~1/2，其中包括深水至淺水，波浪從小波至碎波，總共計算492個條件。

三、新近似公式

Fenton and Mckee(1990)提出計算線性波波長之簡潔公式為

$$L_1 = L_0 \tanh^{1/\nu} \left(\frac{2\pi d}{L_0} \right)^{\frac{\nu}{2}} \quad (7)$$

其中， L_0 為深水波波長， $L_0 = gT^2 / 2\pi$ ， ν 值為迴歸係數，此值之決定係先經所有由式(1)數值計算之波長，再以式(7)迴歸，取最大誤差為最小值而得 $\nu = 3/2$ 。式(7) 可同時預測淺水長波及深水短波兩個區域之波長，預測之相對誤差僅為1.7%，然而，式(7)並不考慮非線性交互作用之效應。

由式(2)及式(4)顯示波長隨波高線性或二次方增加，且與 $\frac{H}{L}$ 有關。若保留 Fenton and Mckee(1990)簡易公式之優點及將波長隨波高而增加之特性，可假

設計算非線性波浪之波長之簡易公式為

$$L = \frac{L_0 \tanh^{1/\nu} \left(\frac{2\pi d}{L_0} \right)^{\frac{\nu}{2}}}{1 - A \left(\frac{H}{L_0} \right) \coth^{2/\nu} \left(\frac{2\pi d}{L_0} \right)^{\frac{\nu}{2}}} \quad (8)$$

其中A及 ν 是待定之係數。因式(8)中， $A \left(\frac{H}{L_0} \right) \coth^{2/\nu} \left(\frac{2\pi d}{L_0} \right)^{\frac{\nu}{2}}$ 為小值，

可將式(8)以多項式級數表示，則式(8)可展開為

$$L = L_0 \tanh^{1/\nu} \left(\frac{2\pi d}{L_0} \right)^{\frac{\nu}{2}} \left\{ 1 + \left[A \left(\frac{H}{L_0} \right) \coth^{2/\nu} \left(\frac{2\pi d}{L_0} \right)^{\frac{\nu}{2}} \right] + \left[A \left(\frac{H}{L_0} \right) \coth^{2/\nu} \left(\frac{2\pi d}{L_0} \right)^{\frac{\nu}{2}} \right]^2 + \left[A \left(\frac{H}{L_0} \right) \coth^{2/\nu} \left(\frac{2\pi d}{L_0} \right)^{\frac{\nu}{2}} \right]^3 + \dots \right\} \quad (9)$$

由式(9)明顯可知波長預測值隨著波高增加而增加。式(8)中，A及 ν 待定係數之決定，可由RF法計算所得492個波長代入式(8)，求取最大偏差值為最小之情況之A值及 ν 值，結果為A=1.13， $\nu=1.19$ ，此時所有比較之條件中，二者最大相對誤差為6.5%，平均誤差為1.9%。由式(8)以A=1.13， $\nu=1.19$ 所預測之波長值與由RF所計算之波長值繪於圖1之圓點。

由圖1顯示在最小波長即淺水波時，稍有偏差，而在深水波浪時，式(8)有低估之趨勢，由圖1中二者數據線性迴歸之直線方程式為 $L/L_0 = 1.023L_n/L_0 - 0.014$ ，此直線之斜率為1.023，此斜率值表示式(8)計算波長值與RF法獲得之 L_n 值極為接近，顯示以式(8)估算非線性波長為簡單且高精度之表示式。

為改善式(8)計算波長造成在小波及淺水波之預測偏差，將A及 ν 值在不同水深視為變值，以不同水深分別利用式(8)迴歸所得之A值與 ν 值，若結果表示為相對水深 d/L_0 之函數時，二係數分別如圖2之實點及空圓點所示。由圖2之A表現之趨勢類似線性波之淺化係數(shoaling coefficient)，而 ν 值之趨勢在 $d/L_0 < 0.015$ 內急速遞減後，再逐漸增加達到最大值。從實用觀點，先將A和 ν 值迴歸成公式較為方便，迴歸結果分別可用式(10)及式(13)所示。

$$A = \sqrt{\frac{1}{n \tanh k_r d}} + 0.1, \quad 0.008 \leq d/L_0 \leq 0.1$$

$$= \sqrt{\frac{1}{n \tanh k_r d}}, \quad \text{otherwise}$$
(10)

$$n = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{2k_r d}{\sinh 2k_r d} \right)$$
(11)

$$k_r = \frac{2\pi}{L_0 \tanh^{2/3} \left(\frac{2\pi d}{L_0} \right)^{3/4}}$$
(12)

其中， k_r 為由Fenton and Mckee(1990)計算所得波長之倒數而得之波數， n 值為線性波群速度與波速之比值。A值在 d/L_0 介於0.008與0.01間，與淺化係數偏差約0.1。至於 ν 值為

$$\nu = \frac{0.342}{(d/L_0)^{0.266}}, \quad d/L_0 < 0.02$$

$$= -4.30(d/L_0)^2 + 2.51(d/L_0) + 1.03, \quad d/L_0 \geq 0.02$$
(13)

係數 ν 值以 $d/L_0 = 0.02$ 分為二區域，小於 0.02 區域以指數迴歸，而大於 0.02 之區域以二階多項式迴歸。以式(10)及(13)分別計算所得 A 及 ν 值如圖 2 所示之實線及虛線。由圖 2 之結果顯示以式(10)及式(13)能正確地計算預測 A 及 ν 值。

由式(8)並配合調整係數 A 及 ν 值來計算波長而得之結果，與 RF 法計算所得者之比較示如圖 3。由圖 3 線性迴歸二者之直線關係以直線表示時，其方程式為 $L/L_0 = 0.996L_n/L_0 + 0.001$ ，此直線之斜率為 0.996，極趨近於 1，且截距為 0.001，可知本文所提計算波長之方法與 RF 法所得者幾乎相同，若以相對偏差值而言，比較所有 492 個波長，二者最大相對誤差為 4.5%，平均誤差為 0.8%。由線性迴歸之直線斜率近為 1 與極小相對誤差足可說明，以本文方法配合可調整係數可正確地估算非線性波浪之波長。

為詳細說明本文方法之優點，特選擇四種水深分別計算從小波至碎波之波長，並比較 Stokes 波浪理論及橢圓函數波理論來計算之波長。圖 4 為水深 50 公尺，相對水深為 1/2，各種理論及本文估算波長之比較結果。實線與虛線分別為本文公式而係數為調整的或常數之結果，實線中加實圓為 Stokes 波浪理論計算波長之結果，RF 法計算所得波長以空圓表示之。在此計算條件相對水深約為 1/2，屬於深水波之範圍，橢圓函數波理論之式(4)並不能計算波長。由圖 4 中可知波浪之波長隨著波高增加而增加，從微小振幅波至最大波，其波長相差約有 17%。式(8)配合調整係數 A 及 ν 所計算結果，與 RF 法之結果最為接近，Stokes 波浪理論偏離 RF 之結果最大，其次為式(8)，但係數 A 及 ν 為定值。

圖 5 為水深 20 公尺，相對水深約為 1/4.4 之各波浪理論計算波長之結果，由圖 5 亦顯示本文所提式(8)配合可調整係數 A 及 ν 為最佳之結果，若式(8)但係數 A 及 ν 為常數之預測值，在微小振幅波時偏差較大，其它較大波高時預測值偏差量較小，在此計算條件，橢圓函數波理論依然不能計算波長。

另外選擇水深 5 公尺，相對水深約為 1/10，各種計算波長之結果表示如圖 6，在此計算條件，橢圓函數波理論可以計算出波長，其結果在圖 6 中以虛線加上 \times 符號表示之。由圖 6 顯示雖然橢圓函數波理論在此相對水深條件，可計算波長，但其結果與正確解偏差頗大，尤其在小波浪時。至於 Stokes 波浪理論方面，小波浪偏差較小，但波高增加偏差逐漸增加，此條件 Stokes 波浪理論僅能計算至碎波前約一半之波高，稍大波浪便不能計算。此顯示出 Stokes 波浪理論適用之界限除受水深之限制外，尚因波高增加而計算失敗而受限。本文所提簡易計算波長之方法仍為最佳之方法。

最後，選擇之水深為1公尺，相對水深約為1/25，圖7為各種理論計算之結果，此計算條件屬於淺水波之範圍，由Stokes波理論計算結果，明顯可見在此淺水域中，Stokes波理論極為不適用而不能計算波長。橢圓函數波理論雖然可計算出波長，但是僅限於小波浪，若大波浪時，橢圓函數波理論亦不能計算之。往昔學者均認為橢圓函數波較可描述淺水波，但從此圖之結果顯示，在淺水波波高大時，橢圓函數波理論亦不能適用。本文所提式(8)之簡易公式，若係數A及 ν 值為固定時，計算之波長與正確解亦稍有偏差，但係數為可調整時，所得結果幾乎與正確解吻合。由以上四種水深以各種波浪理論及本文所提方法計算小波至碎波比較，明顯可知本文所提之簡易顯示之公式為最佳估算波長之最佳方法。

四、結論

從工程應用的觀點，簡潔顯示形式之公式除了可避免繁瑣難懂之數值計算外，實用上極為簡單而方便。本文即以工程之角度提出一個簡潔之公式，計算非線性波浪之波長，涵蓋從深水至淺水之波浪，且從小波高至大波高均能適用之顯示公式。本公式包括二個係數，若此二個係數為定數時，估算波長之偏差量較大，若此係數為可隨水深調整時，估算之波長其偏差量明顯降低，計算波長時，採用固定係數時，計算上較為簡便，而採用調整係數時，因需先計算出係數之值，計算上多一個計算步驟。比較固定常數時為複雜。整體而言，本文所提顯示簡潔之公式來計算波長，除保有必須之精度外，又免除各波浪理論僅適用於某些水深及波高之缺點，實用、簡潔、精度高為本計算公式之最大優點。

參考文獻

1. Chappellear, J. E., 1961. Direct numerical calculation of wave properties. J. Geophys. Res., 66, 501-508.
2. Chappellear, J. E., 1962. Shallow water waves. J Geophys. Res., 67, 4693-4704.
3. Dean, R. G., 1965. Stream function representation of nonlinear ocean waves. J. Geophys. Res., 70, 4561-4572.
4. Fenton, J. D., 1990. Nonlinear wave theories. In : B. Le Mehaute and D.M. Hans (Editors), The Sea, Vol.9, Ocean Engineering Science, Wiley, New York, N. Y., 3-25.

5. Fenton, J. D., 1985. A fifth-order Stokes theory for steady wave. *J. Wtrwy., Port, Coast, and Oc. Engrg.*, ASCE, 111, 216-234.
6. Fenton, J. D. and Mckee, W. D., 1990. On calculating the lengths of water waves. *Coast. Engrg.*, 14, 499-513.
7. Hunt, J. N., 1979. Direct solution of wave dispersion equation. *J. Wtrwy., Port, Coast, and Oc. Engrg.*, ASCE, 105, 457-459.
8. Isobe, M., Nishimura and Horikawa, K., 1978. Expressions of perturbation solutions for conservative waves by using wave height. *Proc. 27th Japanese Conf. on Coast. Engrg.*, JSCE, 139-142 (in Japanese).
9. Korteweg, D. J. and de Vries, G., 1895. On the change of form of long waves advancing in a rectangular channel, and on a new type of long stationary waves. *Philos. Mag.*, 39, 422-443.
10. Laitone, E. V., 1960. The second approximation to cnoidal and solitary waves. *J Fluid Mech.*, 9, 430-444.
11. Mckee, W. D., 1988. Calculation of evanescent wave modes. *Wtrwy., Port, Coast, and Oc. Engrg.*, ASCE, 114, 373-378.
12. Nilsen, P., 1982. Explicit formulae for practical wave calculations. *Coast. Engrg.*, 6(4), 389-398.
13. Nilsen, P., 1984. Explicit solutions to practical wave problem. *Proc. 19th Int. Conf. on Coast. Engrg.*, ASCE, 968-982.
14. Olson, F. C. W., 1973. An explicit expression for the wavelength of a gravity wave. *Phys. Oceanogr.*, 3, 238-239.
15. Rieneker, M. M. and Fenton, J.D., 1981. A Fourier approximation method for steady water waves. *Fluid Mech.*, 104, 119-137.
16. Schwartz, L. W., 1974. Computer extension and analytic continuation of Stokes expansion for gravity waves. *Fluid Mech.*, 62, 553-578.

17. Venezian, G., 1980. Discussion of "Direct solution of wave dispersion equation." by J. N. Hunt, *Wtrwy., Port, Coast, and Oc. Engrg.*, ASCE, 106, 501-502.
18. Wu, C.-S. and Thorton, E. B., 1986. Wave number of linear progressive waves. *Wtrwy., Port, Coast, and Oc. Engrg.*, ASCE, 112, 536-540.
19. Young, I. R. and Sobey, R. J., 1980. Discussion of "Direct solution of Wave dispersion equation." by J. N. Hunt, *J. Wtrwy., Port, Coast, and Oc. Engrg.*, ASCE, 106, 499-501.

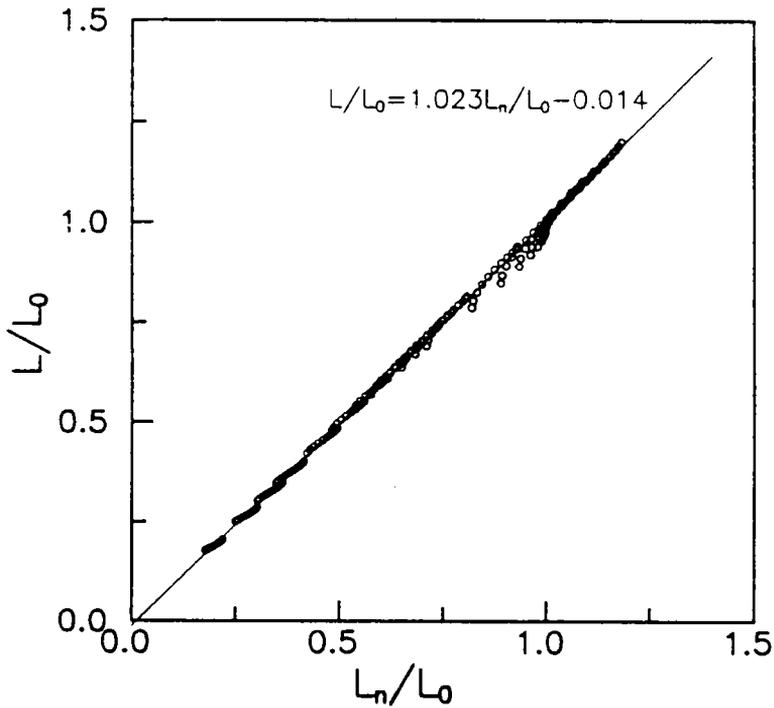


圖1. 由簡易公式配合係數 $A=1.13$ 及 $\nu=1.19$ 所計算之波長與RF方法所得者之比較。

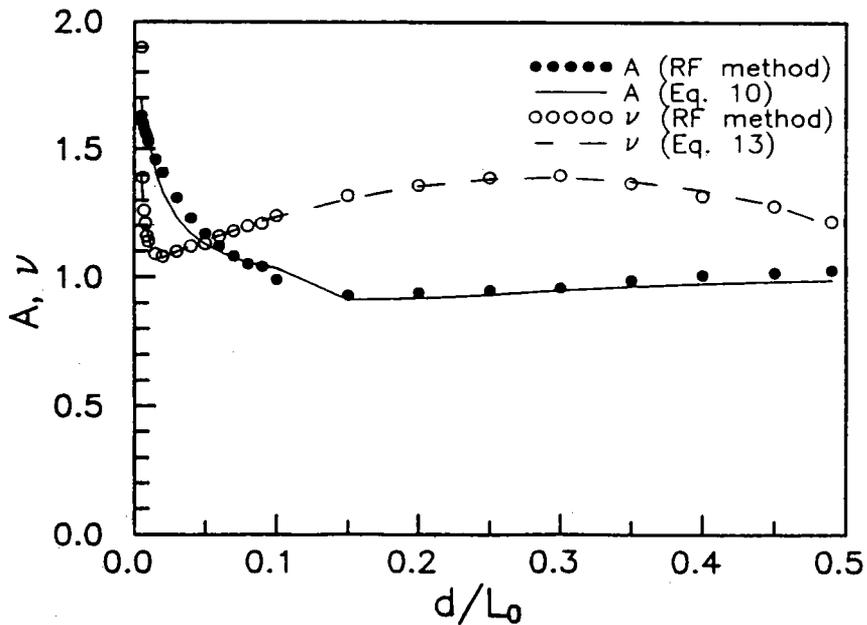


圖2. 各相對水深下，係數 A 及 ν 值與其預測值比較。

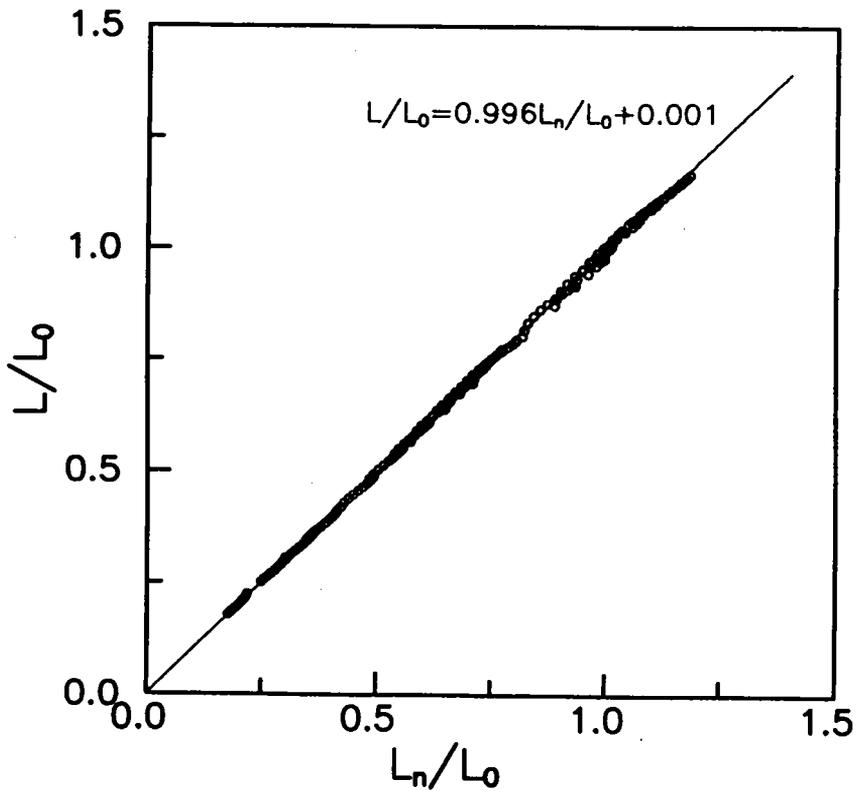


圖3. 由簡易公式並配合可調整係數 A 及 ν 值所計算之波長與RF方法所得者之比較。

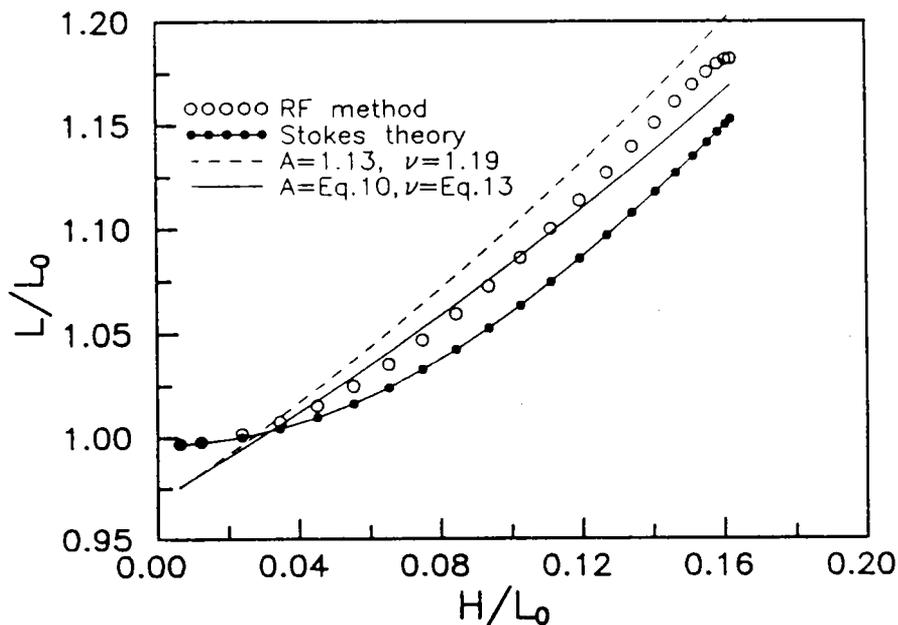


圖4. 各波浪理論計算波長與本文所提方法估算波長之比較($d=50m, T=8sec$)。

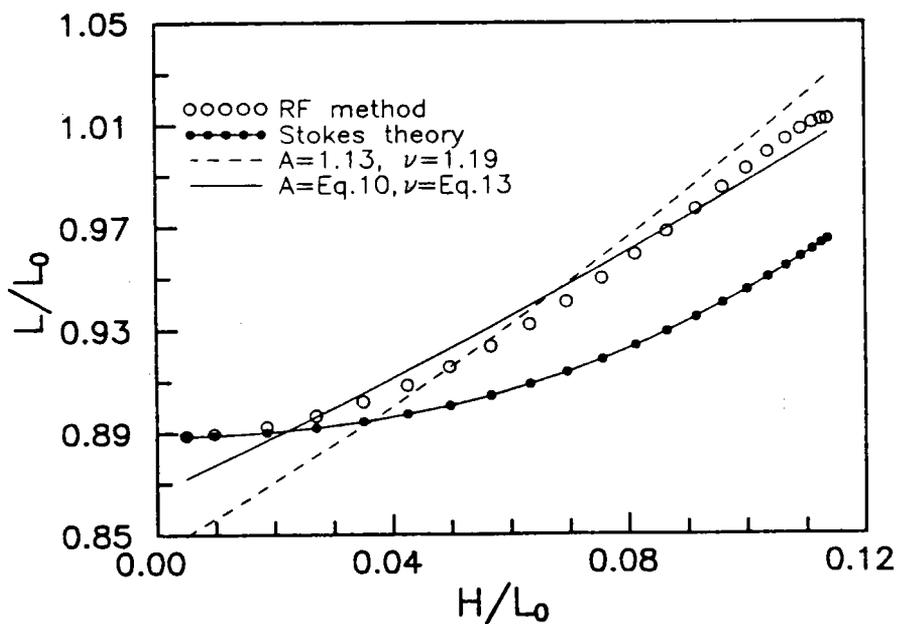


圖5. 各波浪理論計算波長與本文所提方法估算波長之比較($d=20m, T=8sec$)。

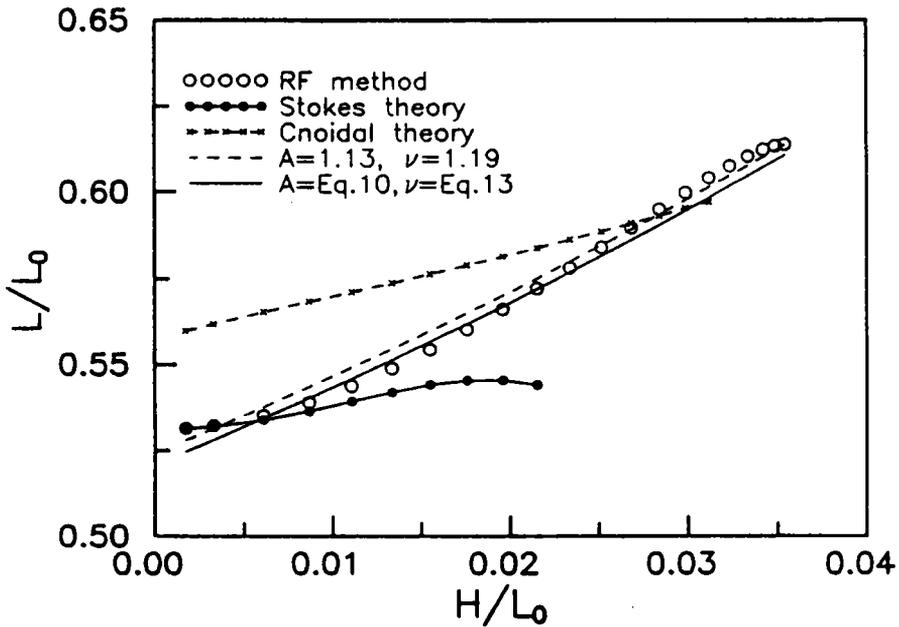


圖6. 各波浪理論計算波長與本文所提方法估算波長之比較(d=5m, T=8sec)。

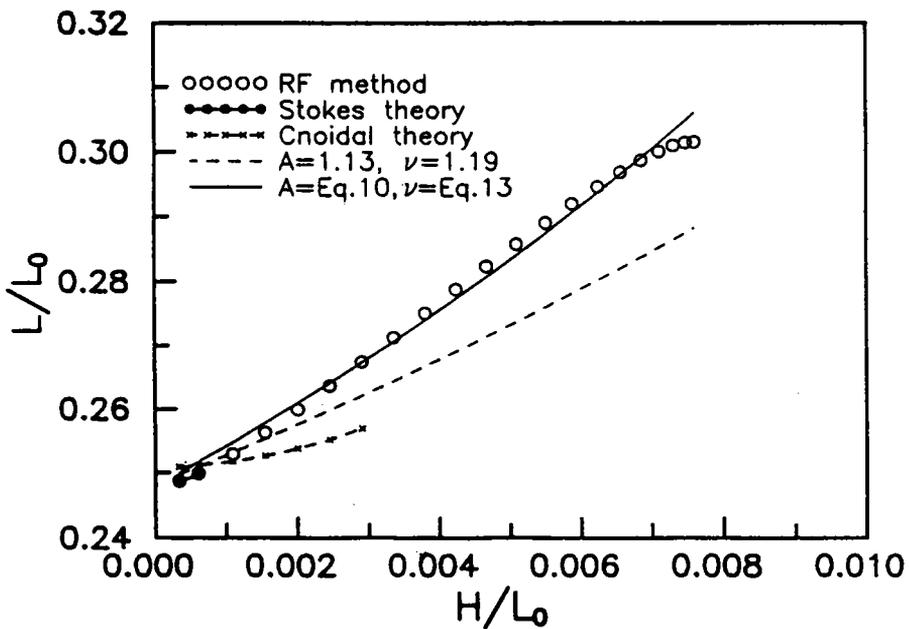


圖7. 各波浪理論計算波長與本文所提方法估算波長之比較(d=1m, T=8sec)。

近岸海域波譜特性之研究

何良勝 港研所海岸工程組研究員
邱永芳 港研所海岸工程組研究員

摘 要

本文係以理論解析與實驗室試驗資料兩方面分別研究探討波浪於近岸海域時其波譜的力學機構變化情況。其中，理論解析係利用攝動法理論解析入射波譜已知的情況下，波浪前進於任一均勻等深時，其非線性效應能量傳遞的二階波譜變化情況，研究中比較不同入射波譜於各種水深波長比 D/L_0 時其能量傳遞變化情形，同時亦探討包括各種入射波譜頻率的成份波，其非線性效應變化的機制。由理論解析結果顯示，由於波浪的非線性效應，於二階波譜中，能量有往高、低頻率傳遞的現象，當水深波長比愈小時傳遞現象愈顯著，傳遞往高頻處之能量，其尖峰主頻大都發生於二倍主頻的位置。

至於實驗室試驗於面，則利用不規則造波機，以不同水深、不同造波條件，進行不規則造波試驗以決定淺水波譜的形狀的經驗表示式。對於波譜形狀的決定，本文係以 Pierson - Moskowitz 通用型標準波譜改變其波譜形狀參數來描述實驗之淺水波譜形狀。由實驗結果證明淺水波譜形狀參數只與相對水深有關。相對水深界於 0.3 至 0.05 之間，由二階係數可知主頻處為線性波；非線性波出現在二倍主頻處，其非線性量約佔線性量的 15% 以內，但由於此處能量很小，故非線性的影響是可以忽略的。相對水深小於 0.05 時，波譜形狀分裂成雙峰型，由二階係數可知分裂時在高頻處所產生第二尖峰的成分波仍是線性波。且隨著波浪的進行，波譜會漸漸地變成單一波峰型波譜，但主頻略往高頻處移動，非線性量會逐漸的減少。

一、前言

除了自然的天體引力所生的潮波之外，出現於廣大水域上起伏脈動的重力波

浪通常是因風之吹刮所引起，然而這些包括所有可能的成份波組合而成的紛紜波浪，由於微動而發展至完全成熟的波浪時，其即具有統計的特性，而波譜分佈型態的研究，無疑地是瞭解此種統計特性較有力的方法之一，諸如，由波譜型態可以求得一些重要的物理參數量，或是能推算出各種相關的統計量，而由上述的各種物理量或統計量除能瞭解海面波浪的狀況外，並且是港灣工程規劃設計者或實驗室試驗重要參考的依據，因此，世界各地無不以研究探討適用於當地的波譜型態或者波譜預測模式為重要課題之一。

波譜分析在數學上的意義乃是將具時間或空間性的不規則變動量經序率過程 (stochastic process) 處理，而視雜亂的波動為各頻率之正弦波的組合，而物理上的意義則是波能量在頻率領域的分佈情形。欲達到吻合上述之物理及數學上的意義，則必須滿足線性疊加的理論，此一理論的基礎乃假設個個頻率成分波各自獨立，即所謂的自由波 (free wave)。關於深水海洋波浪之波譜型態，如 Pierson-moskowitz 型波譜或 JONSWAP 型波譜等，已有甚多方便且實用的標準波譜被提出和使用。可是一般海洋或海岸工程上的問題大多都發生於淺水區域。關於淺水區域之海洋波浪的頻譜模式，至今雖有甚多的研究成果出現，但意見分雜，未能有一可被廣泛接受的標準波譜型態存在。主要原因是淺海波浪頻譜的形狀及力學機構均較深海波浪複雜，因此近岸淺海波譜形式的確定對海岸工程設計上是必須的。

針對近岸海域波浪的特性，本研究中以理論解析方式研究波譜的非線性效應，探討其能量傳遞的變化機制；同時，以物理模型試驗瞭解淺海波譜形狀的變化，進而尋找影響波譜形狀的因素，期望能完成最適用的波譜模式。本文中，先於第二節推導理論解析過程，併利用 JONSWAP 及 P-M 波譜計算其非線性效應的變化情況；接著，於第三節中詳述試驗過程，利用試驗結果分析波譜形狀參數；最後，則作一簡要的結論與建議。

二、理論解析與探討

二度空間之任一均勻等深 d 之水域中，假設流體為非黏性與不可壓縮性的 (inviscid and incompressible)，且其運動為非旋性的 (irrotational)，因而吾人可定義一流速勢函數 (velocity potential)，使得所考慮的波動流場內之水粒子的速度與其分量關係為

$$\vec{V} = \nabla\phi = (\phi_x, \phi_z) = (u, w) \quad (2.1)$$

此處流速勢函數 $\phi = \phi(x, z)$ 需滿足Laplace's equation，而為波動流場的基本控制方程式，為

$$\nabla^2 \phi = \phi_{xx} + \phi_{zz} = 0 \quad (2.2)$$

至於波動流場所必需滿足的邊界條件有：

1. 在底部 $z = -d$ 處

$$w = \phi_z = 0, \quad z = -d \quad (2.3)$$

2. 在波動表面處，有

(1) 運動邊界條件

$$\phi_z = \frac{d\eta}{dt} = \eta_t + \phi_x \eta_x, \quad z = \eta \quad (2.4)$$

(2) 動力邊界條件

$$\phi_t + g\eta + \frac{1}{2}(\phi_x^2 + \phi_z^2) = 0, \quad z = \eta \quad (2.5)$$

上式中 $\eta = \eta(x, t)$ 為波動表面水位， g 為重力加速度。為便於將來逐階展開解析起見，於此先將非線性的自由表面運動與動力邊界條件 (2.4) 與 (2.5) 式做適當地處理，即是 (2.5) 式被 d/dt 總微分後減去 g 倍的 (2.4) 式，可得綜合表面邊界條件如下：

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} + g \frac{\partial \phi}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial t} (\bar{v}^2) + \bar{v} \cdot \nabla \left(\frac{1}{2} \bar{v}^2 \right) = 0, \quad z = \eta \quad (2.6)$$

接著，利用Taylor 級數展開在 $z=0$ 處以取代在未知的波動表面 $z = \eta$ 處，則非線性表面邊界條件 (2.6) 與 (2.5) 兩式可由下列二式取代之，為

$$\left[\left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} + g \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) + \eta \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} + g \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) + \frac{1}{2} \eta^2 \frac{\partial^2}{\partial z^2} \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} + g \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) + \dots \right] \\ + \left[\frac{\partial}{\partial t} (\bar{v}^2) + \eta \frac{\partial^2}{\partial z \partial t} (\bar{v}^2) + \dots \right] + \left[\bar{v} \cdot \nabla \left(\frac{1}{2} \bar{v}^2 \right) + \dots \right] = 0, \quad z = 0 \quad (2.7)$$

$$g\eta + \left[\frac{\partial \phi}{\partial t} + \eta \frac{\partial^2 \phi}{\partial z \partial t} + \frac{1}{2} \eta^2 \frac{\partial^3 \phi}{\partial z^2 \partial t} + \dots \right] \\ + \left[\frac{1}{2} \bar{v}^2 + \eta \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{2} \bar{v} \right) + \dots \right] = 0, \quad z = 0 \quad (2.8)$$

由以上的處理可知，這正與攝動法應用到一般波動問題之解析過程相同，如今對整個問題的求解，則已被轉換至於滿足以 $z=0$ 處之展開下的各對應條件而進行逐階次解析者，有關波譜較高階之非線性效應析過程，其詳情如下節所述。

2-1 波動流場之解析

依攝動展開法的原則下，所考慮的波動系統流場解 ϕ 與 η 等物理量之型式可被表示為

$$\phi = \phi_1 + \phi_2 + \phi_3 + \dots \quad (2.9)$$

$$\eta = \eta_1 + \eta_2 + \eta_3 + \dots \quad (2.10)$$

由(2.2)~(2.8)等式中，可得波動流場的第一階解為。

$$\eta_1(x, t) = \int_{\sigma} e^{i\alpha_1} dZ \quad (2.11)$$

$$\phi_1(x, z, t) = -i \int_{\sigma} \frac{g \cosh|f|(d+z)}{\sigma \cosh|f|d} e^{i\alpha_1} dZ \quad (2.12)$$

式中 $\alpha_1 = \frac{\sigma|\sigma|}{g} \coth(|f|d) \cdot x - \sigma$ ，位相角(phase angle).

$f = f(\sigma) = k$ k : 波數(wave number), σ : 週波率(wave frequency)

接著，可利用上列之第一階解代入所對應的第二階控制條件中求解第二階解，首先，吾人任一對應之第二階流速勢函數 ϕ_2 為

$$\phi_2(x, z, t) = -i \int_{\sigma} \int_{\sigma'} \frac{\cos f |f_2(d+z)|}{\cosh |f_2| d} \cdot e^{i\alpha_2} dZ \quad (2.13)$$

同時取(2.7)式之邊界條件至第二階為

$$-\left(\frac{\partial^2 \phi_2}{\partial \alpha^2} + g \frac{\partial \phi_2}{\partial z} \right) = \eta_1 \frac{\partial^3 \phi_1}{\partial z \partial \alpha^2} + g \eta_1 \frac{\partial^2 \phi_1}{\partial z^2} + 2 \left[\frac{\partial \phi_1}{\partial x} \frac{\partial^2 \phi_1}{\partial x \partial \alpha} + \frac{\partial \phi_1}{\partial z} \frac{\partial^2 \phi_1}{\partial z \partial \alpha} \right] \quad (2.14)$$

將 η_1 與 ϕ_1 之第一階解代入上列(2.14)式中，可求解得 ϕ_2 為

$$\phi_2(x, z, t) = -i \int_{\sigma} \int_{\sigma'} B_2 \cdot \frac{\cosh |f_2|(d+z)}{\cosh |f_2| d} e^{i\alpha_2} dZ dZ' \quad (2.15)$$

其中

$$\alpha_2 = \alpha + \alpha' = \left[\frac{\sigma + |\sigma|}{g} \coth(|f|d) + \frac{\sigma' |\sigma'|}{g} \coth(|f'|d) \right] \cdot x - [\sigma + \sigma'] \cdot t \quad (2.16-1)$$

$$f_2 = f + f' \quad (2.16-2)$$

$$B_2 = B_{21} / B_{22} \quad (2.16-3)$$

$$B_{21} = 2|\sigma|(\sigma'|\sigma| - \sigma|\sigma'| \coth|f|d \coth|f'|d) + \sigma|\sigma|^2(1 - \coth^2|f|d) \quad (2.16-4)$$

$$B_{22} = g|f_2| \frac{\sinh|f_2|d}{\cosh|f_2|d} - (\sigma + \sigma')^2 \quad (2.16-5)$$

接著，取(2.8)式之邊界條件至第二階，同時代入(2.11)、(2.12)與(2.15)等式之 η_1, ϕ_1, ϕ_2 ，求解第二階段之 η_2 如下

$$\begin{aligned} \eta_2 &= -\frac{1}{g} \left\{ \frac{\partial \phi_2}{\partial t} + \eta_1 \frac{\partial^2 \phi_1}{\partial z \partial t} + \frac{1}{2} \left[\left(\frac{\partial \phi_1}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \phi_1}{\partial z} \right)^2 \right] \right\} \\ &= \int_{\sigma} \int_{\sigma'} C_2 \cdot e^{i\alpha_2} dZdZ' \end{aligned} \quad (2.17)$$

式中

$$\begin{aligned} C_2 = C_2(\sigma, \sigma') &= B_2 \cdot \frac{(\sigma + \sigma')}{g} + |f| \frac{\sinh|f|d}{\cosh|f|d} - \frac{1}{2} \frac{|\sigma||\sigma'|}{g} \coth|f|d \\ &\quad \cdot \coth|f'|d + \frac{1}{2} \frac{g|f||f'|}{\sigma\sigma'} \frac{\sinh|f|d}{\cosh|f|d} \frac{\sinh|f'|d}{\cosh|f'|d} \end{aligned} \quad (2.18)$$

至此，有關波動流場物理量 ϕ 與 η 至第二階之非線性解析過程已清楚呈現，利用上述解析結果，求解波譜較高階之非線性效應過程，將如下節所詳述。

2-2 波譜非線性效應之解析

在紛紜的海面上，波浪能譜與水位變化之連貫函數(autocorrelation function)可以互相傅利葉轉換(Fourier transform)，假定紛紜水面為一定常過程(stationary process)的時間序列時，則連貫函數 $R(\tau)$ 與水位變化 $\eta(t)$ 的關係為

$$\begin{aligned} R(\tau) &= E[\eta(x, t) \cdot \eta(x, t + \tau)] \\ &= E[\eta_1(x, t) \cdot \eta_1(x, t + \tau)] + E[\eta_2(x, t) \cdot \eta_2(x, t + \tau)] \\ &= R_1(\tau) + R_2(\tau) \end{aligned} \quad (2.19)$$

式中 $E[\cdot]$ 表示為期望值， $R_1(\tau)$ 與 $R_2(\tau)$ 分別為第一階與第二階之連貫函數。

利用上節(2.16)式之 η_2 代入連貫函數 $R_2(\tau)$ 的關係中，且同時假設時間與位置固定時（即是 $x=0$ ， $t=0$ ），可得

$$R_2 = \int \int \int \int_{-\infty} C_2(\sigma, \sigma') \cdot C_2(\sigma'', \sigma''') \cdot e^{-i(\sigma'' + \sigma''')\tau} \\ \times E[dZ(\sigma)dZ(\sigma')dZ(\sigma'')dZ(\sigma''')] \quad (2.20)$$

其中 $C_2(\sigma, \sigma')$ 如(2.18)式所表示。

依據 Isserlis(1918)之論著，將上式中的 $E[dZ(\sigma)dZ(\sigma')dZ(\sigma'')dZ(\sigma''')]$ 項的四次動差(fourth moment)轉換為二次動差(second moment)的結果如下：

$$E[dZ(\sigma)dZ(\sigma')dZ(\sigma'')dZ(\sigma''')] \\ = E[dZ(\sigma)dZ(\sigma')] \cdot E[dZ(\sigma'')dZ(\sigma''')] \\ + E[dZ(\sigma)dZ(\sigma'')] \cdot E[dZ(\sigma')dZ(\sigma''')] \\ + E[dZ(\sigma)dZ(\sigma''')] \cdot E[dZ(\sigma')dZ(\sigma'')] \quad (2.21)$$

另外

$$E[dZ(\sigma)dZ(-\sigma)] = E[dZ(\sigma)\overline{dZ(\sigma)}] \\ = S(\sigma)d\sigma \quad (2.22)$$

式中“-”表示共軛複數，將(2.20)與(2.21)兩式的結果代入(2.19)式中，則可獲得連貫函數 $R_2(\sigma)$ 與波譜密度函數 $S(\sigma)$ 的關係為

$$R_2(\sigma) = \int \int_{-\infty}^{\infty} e^{i(\sigma + \sigma')\tau} [C_2(\sigma, \sigma') \cdot C_2(-\sigma, -\sigma') \\ + C_2(\sigma, \sigma') \cdot C_2(-\sigma', -\sigma)] S_1(\sigma) S_1(\sigma') d\sigma d\sigma' \quad (2.23)$$

若令 $\lambda = \sigma + \sigma'$ ，並利用連貫函數與波譜密度函數的傅利葉轉換關係，則可求得第二階的波譜密度函數 $S_2(\lambda)$ 為

$$S_2(\lambda) = 2\pi \int_{-\infty}^{\infty} K(\sigma, \lambda) S_1(\sigma) S_1(\lambda - \sigma) d\sigma \quad (2.24)$$

式中

$$K(\sigma, \lambda) = C_2^2(\sigma, \lambda - \sigma) + C_2(\sigma, \lambda - \sigma) \cdot C_2(\lambda - \sigma, \sigma) \quad (2.25)$$

$$C_2(\sigma, \lambda - \sigma) = \frac{\lambda}{g} B_2(\sigma, \lambda - \sigma) + |f| \frac{\sinh|f|d}{\cosh|f|d} - \frac{1}{2} \frac{|\sigma||\lambda - \sigma|}{g} \\ \cdot \coth|f|d \coth|f'|d + \frac{1}{2} \frac{g|f||f'|}{\sigma(\lambda - \sigma)} \frac{\sinh|f|d \sinh|f'|d}{\cosh|f|d \cosh|f'|d} \quad (2.26)$$

$$B_2(\sigma, \lambda - \sigma) = \frac{2|\sigma|[(\lambda - \sigma)|\sigma| - \sigma|\lambda - \sigma| \coth|f|d \coth|f'|d] + |\sigma|^2(1 - \coth^2|f|d)}{g|f_2| \frac{\sinh|f_2|d}{\cosh|f_2|d} - \lambda^2} \quad (2.27)$$

$$C_2(\lambda - \sigma, \sigma) = \frac{\lambda}{g} B_2(\lambda - \sigma, \sigma) + |f'| \frac{\sinh|f'|d}{\cosh|f'|d} \\ - \frac{1}{2} \frac{|\sigma||\lambda - \sigma|}{g} \coth|f|d \coth|f'|d \\ + \frac{1}{2} \frac{g|f||f'|}{\sigma(\lambda - \sigma)} \frac{\sinh|f|d \sinh|f'|d}{\cosh|f|d \cosh|f'|d} \quad (2.28)$$

$$B_2(\lambda - \sigma, \sigma) = \frac{2|\lambda - \sigma|[\sigma|\lambda - \sigma| - (\lambda - \sigma)|\sigma| \coth|f|d \coth|f'|d] + (\lambda - \sigma)|\lambda - \sigma|^2(1 - \coth^2|f|d)}{g|f_2| \frac{\sinh|f_2|d}{\cosh|f_2|d} - \lambda^2} \quad (2.29)$$

$$f = f(\sigma), \quad f' = f(\lambda - \sigma), \quad f_2 = f + f'$$

第二階的波譜密度函數 $S_2(\sigma)$ 已如上列完整地解析而得，其中 $K(\sigma - \lambda)$ 吾人可稱之為傳達函數(transfer function)。(2.24)式所表示的意義為：當一已知波譜 $S_1(\sigma)$ 的波列傳遞至一已知地點時，此波列經由傳達函數的轉換，其較高階的非線性效應的波譜 $S_2(\sigma)$ ，可經由如(2.24)式的計算所獲得。

2-3 解析結果之討論

依據上節 (2.24) 式之解析結果，本文將分別以 JONSWAP 與 Pierson-Moskowitz(P-M)波譜當作入射波譜，探討各種不同水深時二階波譜非線性效應的變化情況，另外，亦將探討上述非線性效應之高、低頻率能量傳遞的變化情況。

2-3-1 以 JONSWAP 波譜為入射波譜的情況

本文中的第一種入射波譜係應用歐善惠(Ou, 1977)根據台灣海峽的實測紀錄分析修正 JONSWAP 波譜所得者，其標準化波譜型態如圖 2-1 所示，圖中橫座標為週頻率 σ 與尖峰頻率 σ_p 之無因次比值，縱座標中 m_{10} 為波譜函數之第 0 次動差。

圖 2-2~圖 2-6 為波浪尖銳度(wave steepness) $H/L_0=0.02$ 時，水深波長比 $D/L_0=0.10\sim 0.50$ 之間，各種二階波譜非線性效應的變化情況，其中有關 H 與 L_0 係分別為入射波浪之示性波高 $H_{1/3}=0.02$ 與入射波譜尖峰頻率計算之波長。

當一群紛紜波列前進傳遞時，由於成份波本身的非線性效應與成分波之間的相互作用關係，其波浪能量有往較低頻率(較長週期)與較高頻率(較短週期)傳遞的非線性效應產生，由圖 2-2~圖 2-6 中即明白的顯示，波浪的非線性效應產生於較低頻與 $\omega/\omega_{10}=2$ 之較高頻處。由於入射波譜 JONSWAP 波譜係屬於窄帶(narrow-band)波譜，因此其非線性效應亦較集中；且由於本研究中僅推導至第二階之非線性項，因此其高頻部份之非線性效應亦集中於 $\omega/\omega_{10}=2$ 處。當水深波長比 D/L_0 不同時，其非線性作用亦產生顯著差異，水深比較小時，係屬於淺水性波浪，此時波浪的非線性能量傳遞即明顯強烈，如圖 2-2 中所顯示，尤其較低頻處變化較為強烈；反之，若水深比較大時，則為深海性波浪，其非線性作用已不明顯，尤其在低頻處幾乎無非線性效應之能量傳遞現象，而僅於較高頻處有不明顯作用產生。

2-3-2 以Pierson-Moskowitz(P-M)波譜為入射波譜的情況

本文中第二種入射波譜則為P-M波譜，其標準化波譜型式如圖2-7所示，圖中符號意義與上節者相同。水深波長比 $D/L_0=0.10\sim 0.50$ 之間各種二階波譜非線性效應的變化情況如圖2-8~圖2-12所示。亦如前節所述，由於波浪的非線性作用導至能量往低頻與 $\omega/\omega_{10}=2.0$ 高頻處附近傳遞的現象亦明顯呈現各圖中，然而，因P-M波譜係屬於寬帶波譜型式，其產生於 $\omega/\omega_{10}=2.0$ 處附近的二階波譜型態亦較寬廣平滑，且其尖峰位置隨 D/L_0 之增加而往 $\omega/\omega_{10}>2.0$ 之較高頻位移。

一整體波群因非線性效應影響而導至波往高、低頻傳遞的現象已詳細地呈列於上述的各圖中，然而波群中各成份波的影響情況如何則是以下詳加探討。

2-3-3 波能傳遞的探討

本節中將利用分割入射波譜頻率的方式，研究探討各種涵蓋局部頻率的入射波譜時，其非線性效應能量傳遞的變化情況。圖2-13~圖2-18係入射波譜為JONSWAP波譜， $D/L_0=0.15$ ， $H/L_0=0.02$ 時各種波能傳遞的情形，圖2-13為入射波譜中小於或等於尖峰頻率的所有成份波作用的二階波譜，相當於圖中符號 $0\leq|\omega/\omega_{10}|\leq 1.0$ ；而圖2-14則係入射波譜中大於或等於尖峰頻率($1.0\leq|\omega/\omega_{10}|\leq\infty$)的所有成份波作用的結果。由此兩圖中可得知，波浪非線性效應產生之波能往高、低頻率傳遞的現象，主要係由大於或等於尖峰頻率的成份波所控制，而小於或等於尖峰頻率部份波除了能量傳遞現產生於二倍主頻($|\omega/\omega_{10}|=2.0$)附近外，於低頻附近反而產生負值的能量，即是言，其牽制能量的傳遞。另外，以入射波譜主頻為中心各向左右切割不同比例頻率的成份波，觀察其能量傳遞的變化情況，圖2-15~圖2-18即係分別以包含0.1、0.3、0.5與0.9倍帶寬比例頻率的成份波所展現的波能傳遞情況，由各圖中的結果顯示，當入射波譜以主頻附近成份波逐漸涵蓋向左右高低頻率成份波時，其非線性效應的能量傳遞亦以極低頻與二倍主頻處附近逐步擴展，發展至完整地能量傳遞架構。

三、試驗過程與結果分析

3-1-1 設備與儀器

本試驗乃是利用台中港灣技術研究所風洞試驗室中的斷面水槽進行，其試驗設備與儀器如下：

1. 斷面水槽

槽長100公尺，寬1.5公尺，高2公尺。

2. 造波機

為一油壓平推式 (piston) 造波機，可造出各種不同的規則波與不規則波。

3. 電容式波高計、增幅器、電腦

3-1-2 模型佈置

模型佈置一共可分四區，分別為深水區、斜面段、等深淺水區與消能段。深水區自造波機起共35公尺，此區設置2支波高計，其位置分別距離造波機25公尺與26公尺，所測得知水位訊號即代表深海之入射波訊號。斜面段長12公尺斜率為1：30，此區為一緩衝區，連接深水區與淺水區。等深淺水區一共長40公尺，此區共配置14支波高計，其波高計的間距為不等間距，第一支波高計距離淺水區與斜面斷起1.38公尺。最後一段為消能設施，此段為深水區並配置多孔消波板做為消能設施。配置圖如圖3-1所示。

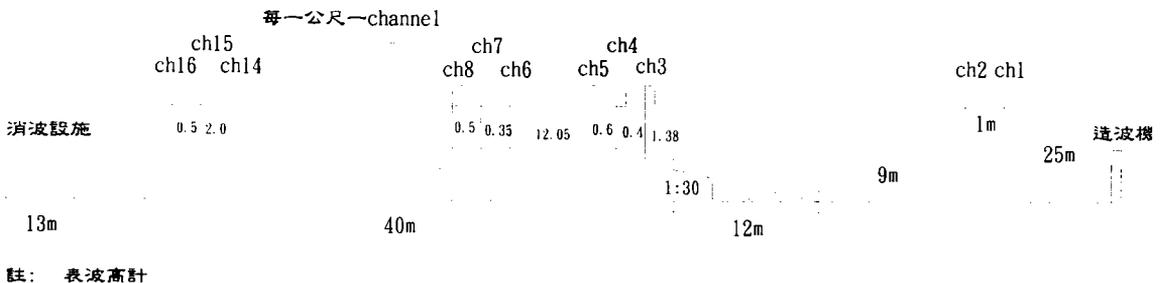


圖3-1 水平底床模型配置圖

3-1-3 試驗條件

本試驗中水平底床一共有五種水深，分別為10公分、20公分、30公分、40公分、50公分，並於每種水深試驗中分別做Pierson-Moskowitz與JONSWAP二種波譜的不規則波。資料的取樣頻率為30Hz，並且為確保資料的真實性，不受反射波的影響，其取樣時間為120秒。

本次試驗主要是針對淺水波，由波浪理論可知淺水波發生的條件為相對水深 ($\frac{D}{L}$) 小於0.5 (包括中間性水深 $0.05 < \frac{D}{L} < 0.5$ 與淺水波 $\frac{D}{L} < 0.05$)，本次研究所得之水平底床波浪參數如表3-1所示。

表3-1 水平底床實驗之波浪統計參數表

水深 (cm)	10-50
主頻 f_p (Hz)	0.352-1.289
波高 (cm)	1.18-11.14
波浪尖銳度 $H_{1/3}/L_p$	0.0096-0.042
波高水深比 $H_{1/3}/D$	0.099-0.5
相對水深 D/L_p	0.055-0.313
Ursell number	1.175-80.5
Goda 之 G_s 參數	0.033-0.37

3-1-4 資料收集與處理

各波高計於試驗前先做波高的率定 (校正)，以確保資料收集的準確性。試驗所得的資料為波高計所感應的連續電壓信號先經由增幅器 (Amplifier) 放大後再經由A/D卡轉換為數位訊號 (Digital data)，然後由電腦收集資料。

資料分析方法可分下列幾種：

1. 能量頻譜 (Power Spectrum) 即一階能譜

本次試驗數據一共120秒，取樣頻率為30Hz，即整組數據為3600點。為了取得成熟且不受反射波的影響之資料，則每次分析資料取其2048點數據作一組，每組共兩個樣本，每個樣本共1024點，對每一樣本做快速傅立葉轉換 (FFT)，以求得水位之能量頻譜。在統計上為提高其信賴度，將能量頻譜取7條頻譜線移動平均作為最後的能量頻譜。

在不同水深、不同波浪條件下，各種波浪特性不同，其波譜也不同，若欲比較不同波譜的形狀，則需將它正規化 (Normalized) 如下所示：

$$\frac{\phi(f)f_p}{m_0} = F\left(\frac{f}{f_p}\right) \quad (3-1)$$

其中

f_p ：主頻率

m_0 ：波浪之總能量 = $\int_{-\infty}^{\infty} \phi(f)df$

2. 二階頻譜 (Bispectrum)

由於本次試驗所得之數據點數不足，為了彌補點數不足的缺點，其二階頻譜的計算方法是將總點數2048點分為二個樣本，將每個樣本後再加上1024點的0值，使得每個樣本總數為2048點，然後進行快速傅立葉轉換求得二階頻譜，並且取其15條頻譜線作移動平均作為最後的二階頻譜，二階頻譜的定義如下：

$$B(f_i, f_j) = E\left[X(f_i)X(f_j)X^*(f_{i+j})\right] \quad (3-2)$$

而二階係數 (bicoherence) b^2 則為

$$b^2(f_i, f_j) = \frac{|B(f_i, f_j)|^2}{E\left[|X(f_i)X(f_j)|^2\right]E\left[|X(f_{i+j})|^2\right]} \quad (3-3)$$

其中

$B(f_i, f_j)$ ：訊號 $x(t)$ 之二階頻譜

$b^2(f_i, f_j)$ ：訊號 $x(t)$ 之二階係數

3-2 實驗結果與討論

3-2-1 通用型之正規化標準波譜

波譜型態常與風速、吹送距離及吹送時間有關。當吹送距離短時風浪達到飽和所需的時間較短，吹送距離長時風浪達到飽和所需的時間較長。而風速越大達到飽和時的風浪規模也越大。一般實驗室中之風浪因吹送距離短，較易達到飽和狀態，故其波譜能量集中波譜形狀較陡；實際海洋上的風速則因吹送距離長、較不易達到飽和狀態，故波譜形狀較為平緩。一般海洋較常用的波浪頻譜模式有Pierson-Moskowitz與JONSWAP兩種。其中Pierson-Moskowitz模式能量較為分散形狀較為平緩；JONSWAP模式能量較為集中形狀較為尖銳。欲描述實測海洋風浪波譜形狀的時候，我們常把這兩種模式一般化或正規化來使用。

1. P-M波譜之正規化

若將Pierson-Moskowitz波譜予以正規化可得Pierson-Moskowitz之通用型標準波譜表示式如下：

$$\frac{\phi(f)f_p}{m_0} = \frac{n}{\Gamma\left(\frac{m-1}{n}\right)} \left(\frac{f}{f_p}\right)^{-m} \exp\left[\frac{-m}{n}\left(\frac{f}{f_p}\right)^{-n}\right] \quad (3-4)$$

式中

m ：波譜形狀參數

n ：波譜形狀參數

Γ ：Gamma函數

式(3-4)中的 m 、 n 是個變數，改變 m 、 n 值可得到各種不同形狀的波譜。由於 n 值的大小於本次研究中影響不大，故令 n 值等於4，改變 m 值得得到各種不同的波譜形狀。

2. JONSWAP波譜之規化

將JONSWAP波譜修正且正規化後得到JONSWAP之通用型標準波譜表示式如下所示：

$$\frac{\phi(f)f_p}{m_0} = K \left(\frac{f}{f_p} \right)^{-5} \exp \left(-\frac{5}{4} \left(\frac{f}{f_p} \right)^{-4} \right) \gamma \exp \left[-\frac{\left[\frac{f}{f_p} \right]^{-1}}{\sqrt{2\sigma}} \right]^2 \quad (3-5)$$

式中

$$\sigma = 0.07 \quad f \leq f_p$$

$$\sigma = 0.09 \quad f > f_p$$

$$K : \text{正規化係數} = \frac{1}{\int_0^\infty \hat{f}^{-5} \exp\left(-\frac{5}{4} \hat{f}^{-4}\right) (\gamma^{\exp A}) df}$$

$$\hat{f} : \frac{f}{f_p}$$

$$A : -\frac{(\hat{f}-1)^2}{2\sigma^2}$$

γ : 波譜形狀參數

調整不同的 γ ，可得到各種不同的JONSWAP波譜形狀。當 $\gamma < 0.9$ 時即產生雙峰而與一般正常型態不同，故通常並不考慮 $\gamma < 0.9$ 以下的情況。

3-2-2 波譜形狀的變化

本次實驗對於波譜形狀的探討大致上可分為兩類加以研究，分裂型與不分裂型兩類，兩者大致以相對水深0.05為界線，大於0.05其波譜形狀與一般波譜一樣具有單峰型，而小於0.05則波譜形狀會發生分裂而產生雙峰型。其物理特性詳述如下：

1. 分裂型波譜

當相對水深(D/L)小於0.05以下時，波浪自深水進入淺水時，其波形會發生分裂的現象而能量波譜也會跟隨著發生分裂。而由於此時的波形正處在一不穩定的狀態下，因此波譜的形狀也會隨著波浪的進行而發生不固定的形狀。在此僅能以物理現象的描述加以說明，並不能以固定的形狀加以敘述。如圖3-2的分裂型波譜與波形之演變關係圖所示。

圖3-2之(a)為深海波，即圖3-1水平底床模型佈置圖之ch1之能量頻譜圖與波形圖，圖3-4之(b)為圖3-1之ch3之能量頻譜圖與波形圖，圖3-2之(c)為圖3-1之ch6之能量頻譜圖與波形圖，圖3-2(d)為圖1之ch16之能量頻譜圖與波形圖。由圖形中可得知在深水區時(圖a)，其波浪具有一單峰頻譜，主頻約0.25Hz處。當波浪經斜面至淺水區時(圖b)，波浪波形開始有分裂的現象，尤其是愈大的波分裂現象愈明顯。此時在其頻譜的高頻處，約1Hz與0.8Hz附近另外產生一尖峰。隨著波浪的前進，第二個尖峰逐漸變大，甚至大於第一個尖峰，而且此第二尖峰所在位置(頻率)，逐漸往低頻移動(如圖c)。然後當波浪前進至一相當距離後，第一尖峰有逐漸消失的趨勢，波浪可能變成一只具有單峰頻譜的波浪，其主頻則位於先前二尖峰的中間(約0.6Hz與0.5Hz)，此時的波浪比之先前的深水波，乃形成一具有較短週期的波浪(如圖d)。

以上這種波浪在淺水區的變形，很早就實驗中已被發現。Elgar et al.⁸ (1993)曾利用非線性理論試圖加以解說，但其只限於規則波的範圍。依照理論上的說法，此種高頻波的出現係一種高調波的結果，此種高調波的出現隨著距離變化會週期性的出現，此在實驗上也尚未給予證明。而且對不規則波而言，理論上的探討可能更加困難。在此只知道這種波浪分裂造成頻譜明顯變化，以致欲將波譜形狀標準化，似乎是較困難的事，故目前只能以物理現象描述。

2. 不分裂型波譜

當相對水深大於0.05時，其頻譜的變化可由圖3-3至3-6加以討論。此四張圖分別是各種不同波況(包括波高、週期、水深等)的入射波，在平台上每一測站所量測到的水位訊號，經計算後的無因次頻譜重疊繪在一起的圖形。圖3-3與圖3-4相對水深為0.28與0.15，在此情況下其各測站的無因次頻譜圖形狀皆十分一致。圖3-5相對水深為0.088，雖然在低頻與高頻處有一些微小的變動，但此處的能量與全部能量相比較仍然是十分微小，故其各測站的頻譜形狀仍是有一致性。圖3-6相對水深為0.06，在二倍主頻處有能量出現，但比較其形狀仍可說是有相當的一致性。故由以上所述，各測站所得的無因次頻譜並不會隨著測站的位置不同而有所不同，其形狀十分相似，因此摩擦效應對波譜形狀(無因次波譜)並不會有影響。

對於相對水深大於0.05以上時，波浪在平台上的運動過程中，其波譜形狀並不會受到位置的不同而有所不同，因此在相同入射波浪條件下，取一測站的資料來代表即可。本次研究是取平台上第四支（圖3-1之ch6）波高計所測得的資料作分析，其基本參數表如表3-1所示。

由以上討論可得知，在相對水深小於0.05時，波譜形狀會發生分裂的現象，而且波浪在運動過程中是處在不穩定的狀態下，波譜形狀一直隨著前進距離不同而逐漸在改變；而相對水深大於0.05時，各測站可以得到具有較一致性的無因次頻譜，故以下將只討論是相對水深大於0.05的波浪的波譜形狀。

3-2-3 波譜形狀參數之決定

在工程應用上，希望能將波譜形狀規格化，然後再予以數學式化。對於淺水波譜模式的確定，目前尚無一定的結論，將淺水波譜以數學式表示則是本實驗之目的。而本研究擬採用常用之Pierson-Moskowitz與JONSWAP標準型態之數學表示式來套用實驗數據。標準波譜形狀（即波譜形狀參數）的決定，乃是先將實驗所得的正規化波譜形狀與標準波譜形狀相比。以不同的標準波譜形狀參數所得的標準波譜與實驗波譜相比，以標準偏差（ ϵ ）最小值之波譜形狀參數來代表實驗數據的形狀參數。當以Pierson-Moskowitz標準波譜與實驗值比較時，其波譜形狀參數即為式（3-4）中的 m 。而以JONSWAP標準波譜與實驗值比較時，其波譜形狀參數即為式（3-5）中的 γ 。

為了探討是以Pierson-Moskowitz波譜表示實驗波譜較好？還是以JONSWAP波譜表示實驗值較好？在此將實驗值與二者之比照圖如圖3-7至圖3-8所示。

由圖3-7其相對水深大於0.2，在此以主頻率為界限，分別討論大於主頻率部份與小於主頻率部份，實驗值與二標準波譜之間的差異性。由圖形中可知，當小於主頻部份的波譜形狀與兩標準波譜之間的差異並不大。但當大於主頻部份的波譜形狀，由圖中JONSWAP標準波譜的結果可知主頻處尖峭，而至1.5倍主頻後則平緩地向高頻處延伸，造成此處與實驗值的差異過大。然而Pierson-Moskowitz標準波譜則不會有此種情形發生，而且由圖中可發現Pierson-Moskowitz標準波譜與實驗值十分接近幾乎一致。因此當相對水深大於0.2時，以Pierson-Moskowitz標準波譜來描述實驗值是十分恰當的。

由圖3-8可發現，當相對水深於0.15時，波譜中2倍主頻處已有能量產生，此時與JONSWAP的差異已大為減小，但比較圖形仍以Pierson-Moskowitz標準波譜與實驗值差異最小。當相對水深小於0.1時，實驗值與二標準波譜之間的差異變大而且實驗的波譜形狀變得十分平緩。由於當JONSWAP中的 γ 值小於0.9時即有雙峰的情形產生，此與一般正常的波譜形狀有所不同，因此JONSWAP的 γ 在此不能小於0.9，凡是計算結果小於0.9者以0.9替代之。當JONSWAP的 γ 過小造成主頻處JONSWAP其值大於實驗值甚多，而Pierson-Moskowitz的主頻能量與實驗值仍是十分吻合，因而當相對水深小於0.1時仍是以Pierson-Moskowitz標準波譜與實驗值的差異最小。另一方面由標準差的計算，可得實驗值與Pierson-Moskowitz波譜之平均標準偏差為0.09，實驗值與JONSWAP波譜之標準偏差為0.11。

故綜合上述結果，以Pierson-Moskowitz標準波譜來描述淺水波譜的形狀較為恰當。最後即以Pierson-Moskowitz波譜之參數 m 值來代表實驗波譜的形狀參數。

3-2-4 影響波譜形狀參數 m 的因素

影響頻譜變形的因素有許多，諸如碎波、底床摩擦、水深等。但本次試驗並無碎波的發生；而摩擦的影響由前二節中可知，在同一入射波浪情況下，各測站之正規化波譜其形狀皆十分一致，因此認為摩擦對影響波譜形狀的效應很小。因而推定影響頻譜形狀參數(m)的因素應是相對水深、波浪尖銳度、波高水深比三者。

為了探討波譜形狀與相對水深、波浪尖銳度、波高水深比之關係，在此先將相對水深、波浪尖銳度與波高水深比之間的關係加以說明。見圖3-9與圖3-10。由圖3-9中的相對水深與波浪尖銳度的關係圖可發現，相對水深與波浪尖銳度的關係有些散亂，但散亂中又似乎可找出其彼此間略成正比的關係，在比較其散亂度後，相對水深與波浪尖銳度應是無關的。由圖3-10中的相對水深與波高水深比的關係圖也可發現其之間雖有略呈反比的趨勢但二者之間仍過於散亂。所以綜合上述結果，應可以認定三參數彼此之間並無直接的關係。我們由圖3-9也可知道本次試驗相對水深的範圍過小，其原因是因為本試驗排除碎波發生的狀況。由於強調淺水波所以只要波浪太大即會發生碎波，因此造成波浪尖銳度範圍太小。

知道相對水深、波浪尖銳度與波高水深比三者之間彼此無關後，則再討論波譜形狀參數(m)與三者之關係。如圖3-11至圖3-13所示。圖3-11為波譜形狀參數

(m) 與波浪尖銳度的關係圖，由此圖可看出波譜形狀參數與波浪尖銳度並無明確的關係，而圖3-12的波譜形狀參數與波高水深比關係圖中，二者之間也無明確的關係。由圖3-13的波譜形狀參數與相對水深關係圖，我們可發現二者之間呈一線性相關，相對水深越大則波譜形狀參數也越大，與預期的情況一樣。而為了更確定波譜形狀參數只與相對水深有關，在此將波譜形狀參數和Goda的Gs參數與Ursell number做比較，其計算式分別表示如式(3-6)與式(3-7)。

$$G_s = \frac{H}{L} \coth^3 \left(\frac{2\pi D}{L} \right) \quad (3-6)$$

$$U = \frac{L^2 H}{D^3} \quad (3-7)$$

圖3-14與圖3-15分別表示波譜形狀參數與Gs和Ursell number的比較圖。由此二圖可看出兩圖之間的差異不大，但由於Gs參數是相對水深與波浪尖銳度的函數而Ursell number則是相對水深與波高水深比的函數，二者均由不同的變數所組成，但造成二圖結果類似的原因，應該是由於波譜形狀參數只與相對水深有關所造成的。所以更明顯的顯示出波譜形狀參數只與相對水深有關。

3-2-5 波譜形狀參數m之通用表示式

基於前節所歸納出的結論，頻譜形狀m與相對水深D/L有關，因此以各種不同的方法嘗試找出波譜形狀參數與相對水深的最佳迴歸公式，最後將D/L倒數與m值做圖(如圖3-16)，此時可看出D/L與m呈一散亂度最小的曲線關係。在此將m與D/L做二次曲線的迴歸而得到m與D/L之經驗公式：

$$m = 0.0552 \left(\frac{1}{D/L} \right)^2 - 1.855 \left(\frac{1}{D/L} \right) + 18.413 \quad (3-8)$$

此經驗公式只包含一個參數相對水深D/L，故只須知道相對水深即可知道頻譜形狀m，再代入Pierson-Moskowitz的標準波譜模式中即可知道某一海域的波譜模式形狀。

3-3 與WALLOPS波譜比較

3-1-1 WALLOPS波譜

由於WALLOPS波譜模式是目前較為簡便的而可使用於相對水深較小的波譜模式，故採用WALLOPS波譜與實驗波譜做一比較。

Huang et al . (1983) 利用stokes二次波浪理論，以頻譜在高頻處的斜率作為Pierson—Moskowitz波譜的m值，得到Pierson—Moskowitz波譜之m值的推估值 \tilde{m} ，如下所示：

$$\tilde{m} = \frac{\log \left\{ \frac{1}{8} (\pi\delta)^2 \coth^2 kD \left[1 + \left\{ \frac{3}{2} \sinh^2(kD) \right\}^2 \right] \right\}}{\log 2} \quad (3-9)$$

其中，

$$\begin{aligned} \delta &: \frac{H}{L} \\ k &: \frac{2\pi}{L} \\ D &: \text{水深} \end{aligned}$$

其WALLOPS波譜的優點是：

- (1) 波譜斜率可直接表示能量集中部份之波譜形狀。
- (2) 波譜斜度隨非線性量出現之多寡可做連續的改變以符合實際上的自然現象

但也有其缺點：

- (1) 使用規則波理論，不含波譜存在之本意。
- (2) 對此型波譜之適用性未做明確的討論和合理的說明。

3-3-2 實驗值與理論值之討論

將本次實驗所歸納出的波譜形狀參數表示式(3-8式)與WALLOPS波譜形狀推

估式(3-9式)做比較,繪製成如圖3-17所示,縱軸為式(3-8)的 m 值,橫軸為式(3-9)的 \tilde{m} 值。由圖中可發現當 m 值在2.27-6之間,式(3-8)的 m 值與式(3-9)的 \tilde{m} 值相當接近,但當 m 值大於6以上,則發現式(3-8)所得的結果與式(3-9)相比較有偏大的趨勢。亦即當波譜形狀愈平緩,以式(3-8)所得的波譜形狀參數與WALLOPS波譜所推估的波譜形狀參數相當接近,而當波譜形狀較尖銳時,則WALLOPS波譜所得的結果與實驗式有所差異。由實際實驗值與WALLOPS波譜作比較,我們可發現也有相同的趨勢(圖3-18),所以表示此一公式有其一般性。另一方面我們也可由實際的圖形加以說明,如圖3-19至圖3-20所示。圖中長虛線即為以WALLOPS波譜推估的 \tilde{m} 值代入Pierson-Moskowitz標準波譜所得之波譜形狀,點線則是以式(3-8)所得的 m 值代入Pierson-Moskowitz標準波譜繪出的圖形。由圖中發現 m 值大時,以WALLOPS波譜方法所得的結果與本次實驗所用的方法所得的結果差異相當大,而 m 值變小時則差異性逐漸減少,如圖3-19,當相對水深為0.28、 m 值為12.55、 \tilde{m} 為8.57,其之間的差異性是相當大的;至圖3-20相對水深為0.088、 m 值為5.2、 \tilde{m} 為4.87,二者幾乎是沒有差異。綜合以上所述可得到一個結論,WALLOPS波譜之波譜形狀參數所採行的方法是以高頻處非線性量得出現所推估而得的,並未考慮實際波譜的整體形狀,以WALLOPS波譜來描述實際的淺水波譜似乎有點牽強,而本研究的經驗式(3-8式)則是將實驗值與Pierson-Moskowitz理論波譜直接做比較求得最接近實際現象的 m 值,故較合乎實際現象。只要實驗數據之範圍條件具有一般性,則此經驗式應可比WALLOPS波譜更確切的描述實際淺水波譜。

四、結論與建議

本文中利用理論解析與物理試驗方式研究探討波浪自深水區域進入較淺水深時,其波譜非線性效應的變化機制以及波譜形狀所發生的變化情況。整體觀之,大致可歸納下列幾點結論:

1. 利用JONSWAP與Pierson-Moskowitz兩種不同型式的波譜為入射波譜,於標準化波譜的比較下,已明顯的呈現各種不同水深波長比 D/L_0 的非線性效應的能量傳遞變化情況,當 D/L_0 較小時,有顯著的能量往較低頻率與二倍主頻率附近傳遞的現象;當 D/L_0 較大時,能量傳遞現象則較不明顯,於較低頻率處甚或無此現象。
2. 以JONSWAP波譜為入射波譜的非線性效應二階波譜中,其往高頻處的能量傳遞的

尖峰頻率皆出現於二倍主頻處，且其二階波譜的總能量與入射波高的四次方成正比。若以P-M波譜為入射波譜的二階波譜中，其往高頻處傳遞的尖峰頻率則隨 D/L_0 的增加，往大於二倍主頻方向遞增。

3. 文中亦以包含各種不同入射波譜頻率成份波的方式，探討其影響能量傳遞的變化情況，由結果顯示，於包含大於或等於入射波譜頻率的成份波時，可以大部份呈現非線性效應的能量傳遞現象。另外，非線性效應的能量傳遞現象亦隨以入射波譜主頻附近帶寬比例的增加而明顯擴大，即至帶寬比例為 $0.1 \leq |\omega/\omega_{10}| \leq 1.9$ 時，已大致呈現所有成份波整體傳遞的架構。
4. 試驗結果證明波浪尖銳度與波高水深比皆不會影響淺海波譜形狀參數，影響波譜形狀的主要因素為相對水深。在本次研究中，相對水深介於0.05至0.3之間，依實驗數據作迴歸分析，結果可將波譜形狀參數 m 表示為下列的表示式：

$$m = 0.0552 \left(\frac{1}{D/L} \right)^2 - 1.855 \left(\frac{1}{D/L} \right) + 18.413$$

5. 與WALLOPS波譜比較後發現於相對水深較小時，本文的形狀參數值與WALLOPS推估值差異不大，但相對水深較大時則有偏大的趨勢。由於WALLOPS波譜是以高頻處非線性量出現（overshoot）的概念來描述頻譜的形狀，理論上有點過於牽強不易與實際現象完全符合。
6. 相對水深小於0.05時，其波浪會發生分裂的現象以至於波譜形狀發生分裂而形成雙峰型，分裂時在高頻處所產生第二尖峰處的成分波由二階係數得知仍是線性成分波。隨著波浪的進行，波譜又漸漸地變成單一波峰型波譜，但主頻會略往高頻處移動，而波形也變成較有對稱性，逐漸形成線性波。
7. 相對水深愈小，波譜形狀會變得愈緩。造成波譜形狀變緩的原因可能包括碎波、底床摩擦、非線性量的增加、水深、回流等。由本次水平底床實驗結果顯示，對於同一入射波波浪，各測站波高計所測得的頻譜形狀十分一致，並且於實驗中並無碎波、回流等現象發生，因此碎波、回流、底床摩擦並不是造成頻譜變緩的原因。

五、參考文獻

1. Rice, S.O., 1944, "Mathematical analysis of random noise", in Noise

- and Stochastic process., New York.
2. Phillips, O.M., 1958, "The equilibrium range in the spectrum of wind generated waves, J.F.M., 4, pp.426-434.
 3. Tick, L.T., 1959, "A nonlinear random model of gravity", Wave I, J. Math. and Mech. 8(5), pp.643-652.
 4. Hasselmann, K., 1962, "On the non-linear energy transfer in a gravity wave spectrum", Part 1, J. fluid Mech.12, pp.481-500.
 5. Hasselmann, K., 1963a, "On the non-linear energy transfer in a gravity wave spectrum" Part 2, J. Fluid Mech. 15, pp.273-281.
 6. Hasselmann, K., 1963b, "On the non-linear energy transfer in a gravity wave spectrum: Part 3, J. fluid Mech. 15, pp.385-398.
 7. Pierson, W.J. & Oskowitz, L. 1964, "A proposed spectrum from for fully developed wind sea based on the similarity theory of S.A. Kitaigorodskii" J. Geophys. Res. 69, pp.5181-5190.
 8. Hasselmann, K. 1973, "Measurements of wind wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP)" Herausgrbrn Von Deutsch, Hydrograph. Inst., Reihe A, No.12.
 9. Ou, S.H. "Parametric determination of wave statistics and wave spectrum of gravity waves", Ph.D. Thesis, National Cheng Kung Univ., Taiwan, China., 1977.
 10. 郭一羽, 彭鏡洋, "淺海波浪頻譜之研究 (三) - 有關波譜形狀在實驗上的研究 第八屆海洋工程研討會, pp.557-574, 民國七十四年10月.
 11. Steve Elgar., R.T. Guza and M.H. Freilich " Dispersion, Nonlinearity, and Viscosity in Shallow-Water Waves " , Journal of terway ,Port ,Coa stal, and Ocean Engineering, Vol. 119, No. 4 , July /august, 1993

12. Kuoiyu and Chien Chungching "A Study on the Spectral Form of Nearshore Water Waves", China Ocean Engineering, Vol.7, No.3, pp.289-304., 1993.
13. 郭一羽 "二階頻譜在淺水波浪之應用", 國科會研究計畫報告書, 1984.
14. 黃世偉 "波譜在淺海海域減衰之研究", 國立成功大學水利及海洋研究所碩士論文, 1990.
15. Huang, N.E. "A Study on the spectral models for waves in finite water depth", J. Geophys. Res., Vol.88, No.14, 1983.
16. 郭一羽, 陳合源 "淺海波浪頻譜之研究(三) - 非線形成份波與譜形狀之關連", 第六屆海洋工程研討會論文集, 民國七十一年9月.
17. 郭一羽, 彭鏡洋 "有關淺水波浪頻譜形態之研究", 港灣技術第一期, 民國七十四年6月.
18. 郭一羽 "海洋風浪之波譜模式", 第三屆基礎港灣數值(數學)模式研習會論文集, Jan.17~18, pp.113~124, 1990.
19. 簡仲璟, 郭一羽 "近岸海域波浪之波譜形狀研究", 中國土木水利工程學刊, 第六卷, 第一期, 民國八十三年.

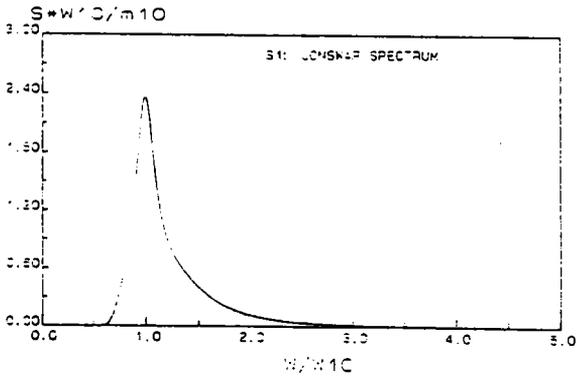


圖 2-1 標準化之JONSWAP波譜($r=2.08$)

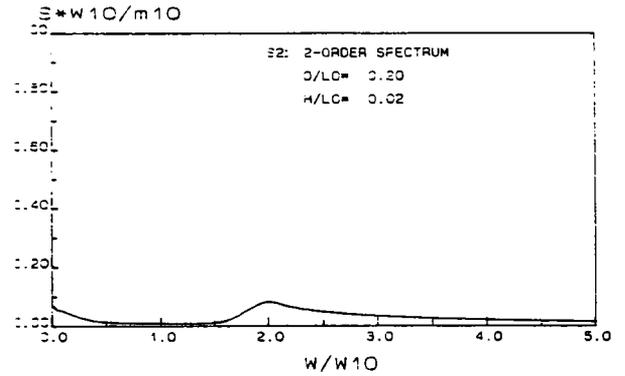


圖 2-4 JONSWAP波譜為入射波譜, $H/L_0=0.02$, $D/L_0=0.20$ 之二階波譜

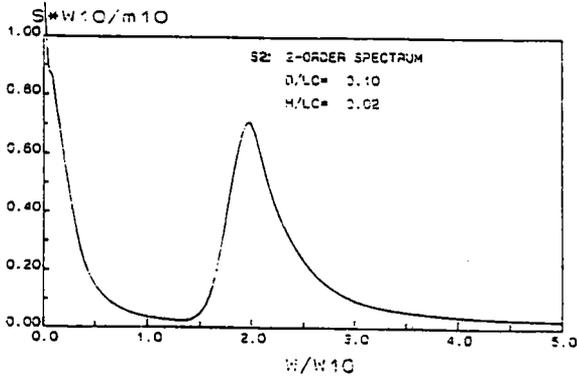


圖 2-2 JONSWAP波譜為入射波譜, $H/L_0=0.02$, $D/L_0=0.10$ 之二階波譜

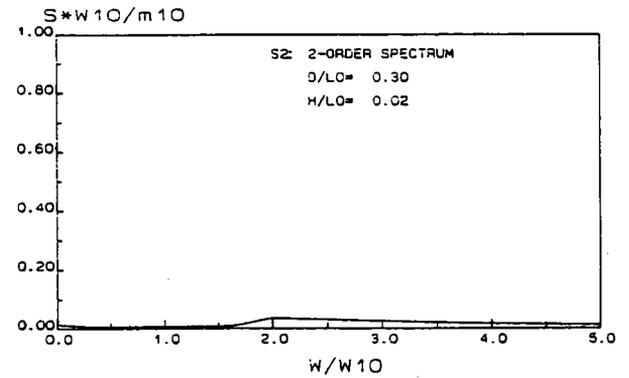


圖 2-5 JONSWAP波譜為入射波譜, $H/L_0=0.02$, $D/L_0=0.30$ 之二階波譜

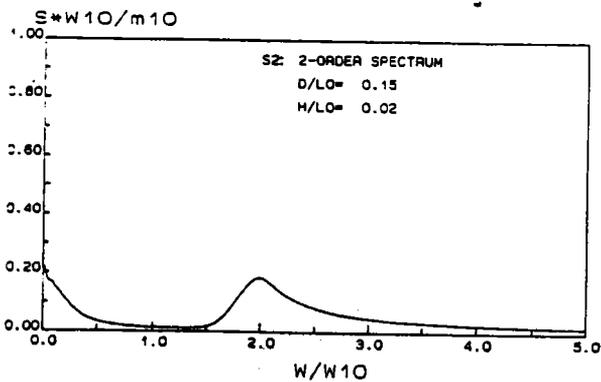


圖 2-3 JONSWAP波譜為入射波譜, $H/L_0=0.02$, $D/L_0=0.15$ 之二階波譜

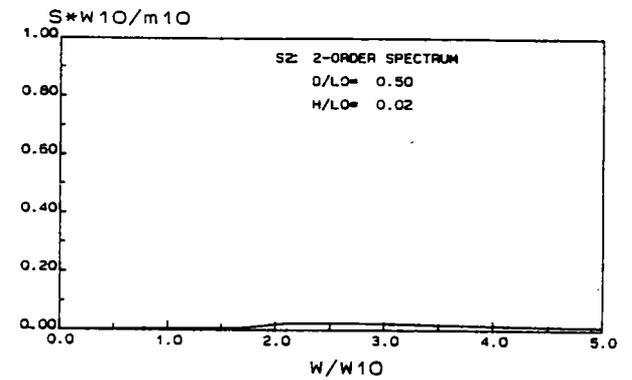


圖 2-6 JONSWAP波譜為入射波譜, $H/L_0=0.02$, $D/L_0=0.50$ 之二階波譜

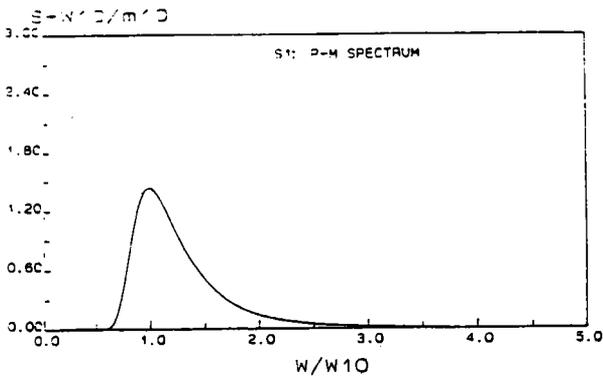


圖 2-7 標準化之Pierson-Moskowitz波譜

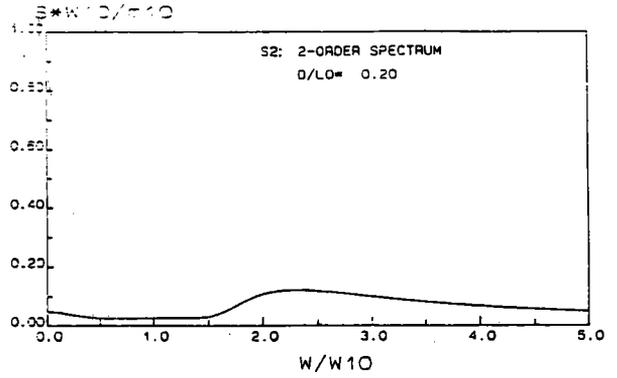


圖 2-10 P-M波譜為入射波譜， $D/L_0=0.20$ 之二階波譜

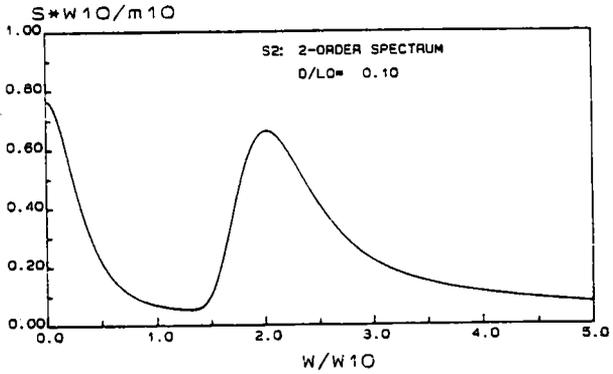


圖 2-8 P-M波譜為入射波譜， $D/L_0=0.10$ 之二階波譜

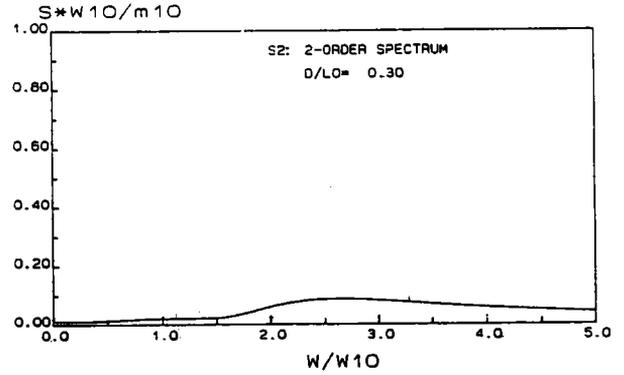


圖 2-11 P-M波譜為入射波譜， $D/L_0=0.30$ 之二階波譜

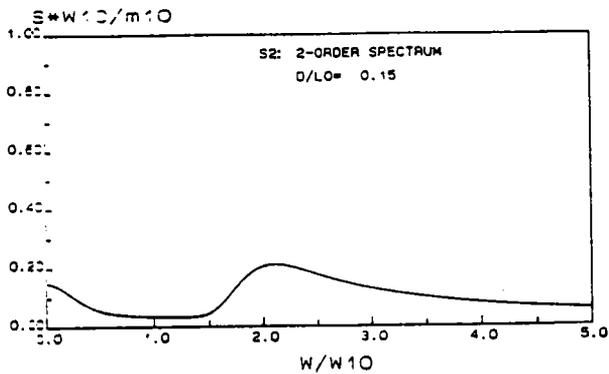


圖 2-9 P-M波譜為入射波譜， $D/L_0=0.15$ 之二階波譜

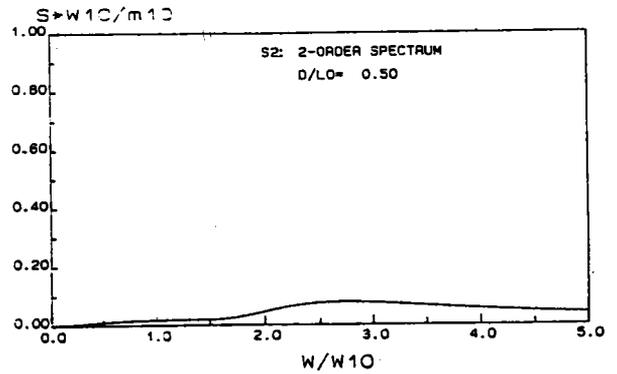


圖 2-12 P-M波譜為入射波譜， $D/L_0=0.50$ 之二階波譜

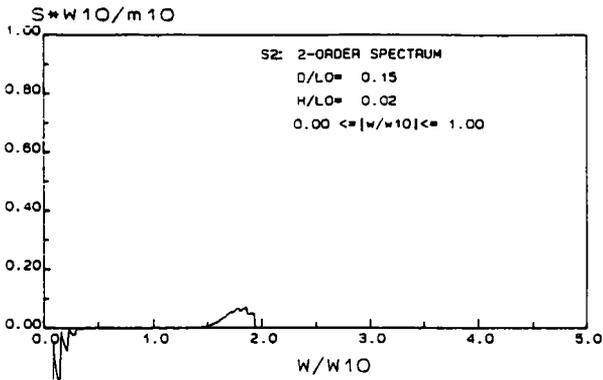


圖 2-13 JONSWAP波譜為入射波譜, $H/L_0=0.02$, $D/L_0=0.15$
 $0.0 \leq |\omega/\omega_{10}| \leq 1.0$ 成份波之二階波譜

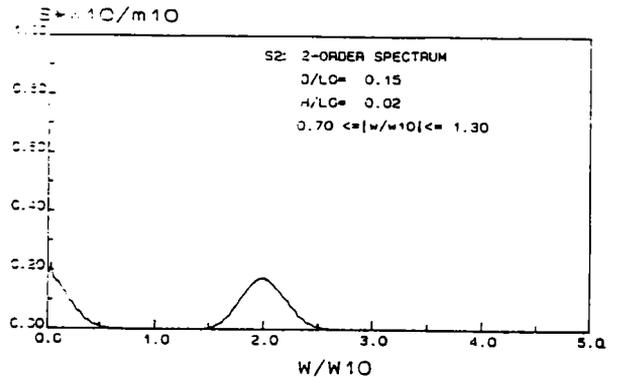


圖 2-16 JONSWAP波譜為入射波譜, $H/L_0=0.02$, $D/L_0=0.15$
 $0.7 \leq |\omega/\omega_{10}| \leq 1.3$ 成份波之二階波譜

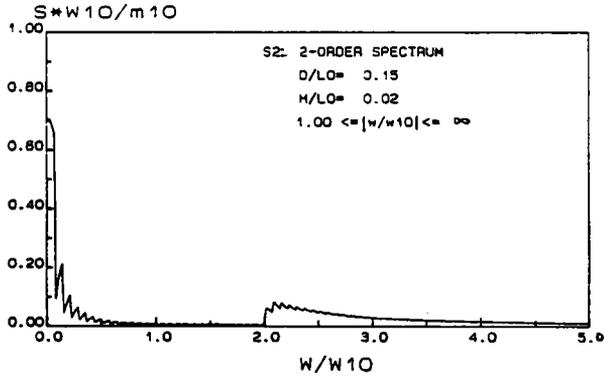


圖 2-14 JONSWAP波譜為入射波譜, $H/L_0=0.02$, $D/L_0=0.15$
 $1.0 \leq |\omega/\omega_{10}| \leq \infty$ 成份波之二階波譜

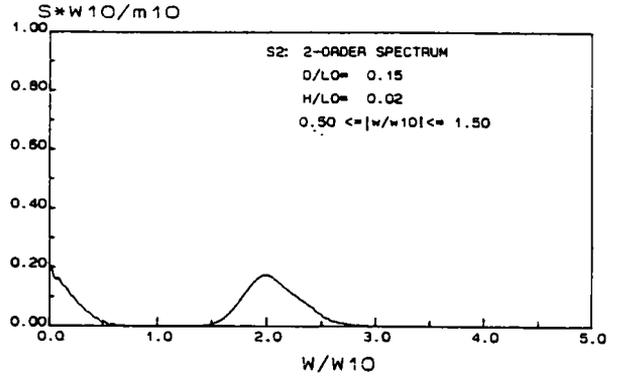


圖 2-17 JONSWAP波譜為入射波譜, $H/L_0=0.02$, $D/L_0=0.15$
 $0.5 \leq |\omega/\omega_{10}| \leq 1.5$ 成份波之二階波譜

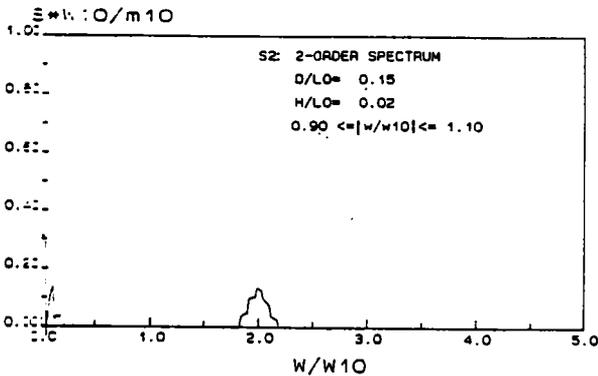


圖 2-15 JONSWAP波譜為入射波譜, $H/L_0=0.02$, $D/L_0=0.15$
 $0.9 \leq |\omega/\omega_{10}| \leq 1.1$ 成份波之二階波譜

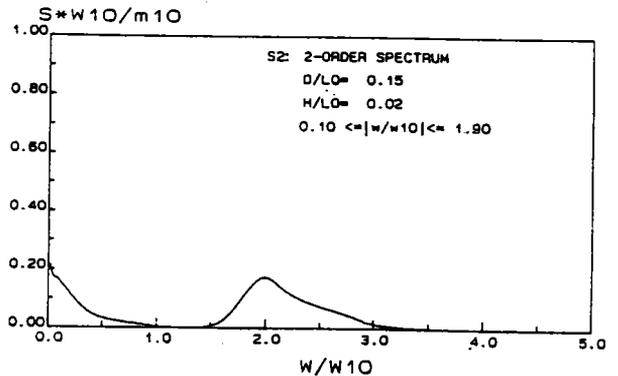


圖 2-18 JONSWAP波譜為入射波譜, $H/L_0=0.02$, $D/L_0=0.15$
 $0.1 \leq |\omega/\omega_{10}| \leq 1.9$ 成份波之二階波譜

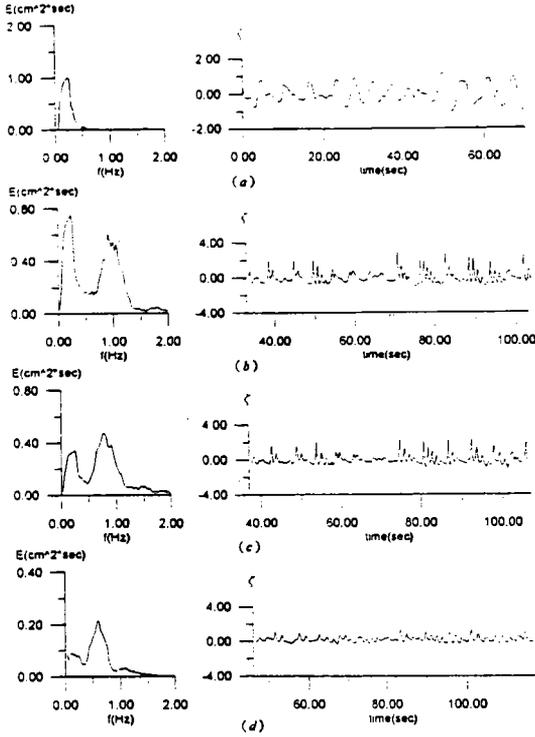


圖 3-2 分裂型波譜與波形之演變關係圖

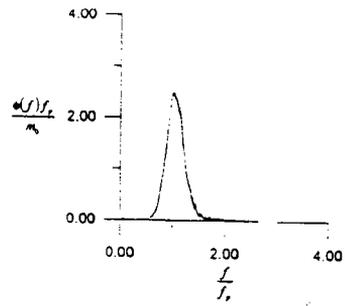


圖 3-3 水平底床各測站之正規化波譜圖 (D/L=0.28)

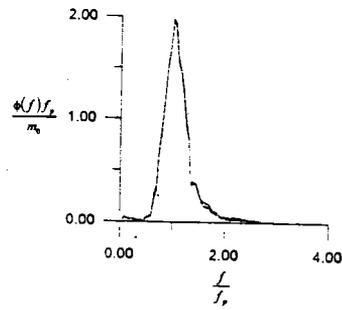


圖 3-4 水平底床各測站之正規化波譜圖 (D/L=0.15)

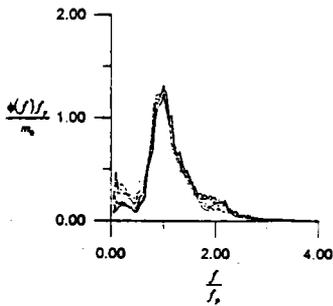


圖 3-5 水平底床各測站之正規化波譜圖 (D/L=0.088)

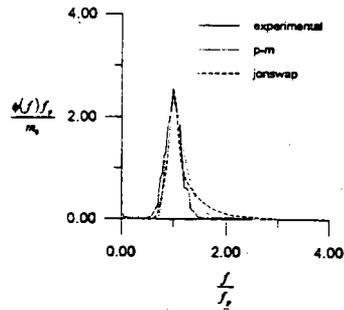


圖 3-7 底床實驗正規化波譜與Pierson-Moskowitz及JONSWAP標準波譜之比較圖 (D/L=0.217)

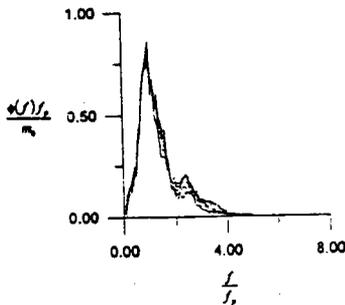


圖 3-6 水平底床各測站之正規化波譜圖 (D/L=0.06)

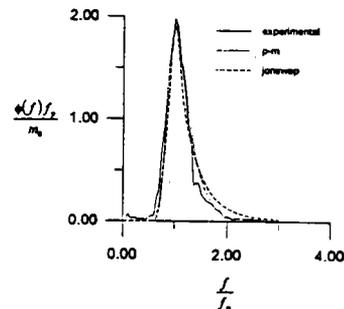


圖 3-8 水平底床實驗正規化波譜與Pierson-Moskowitz及JONSWAP標準波譜之比較圖 (D/L=0.15)

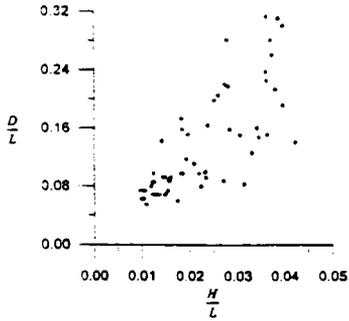


圖 3-9 相對水深與波浪尖銳度關係圖

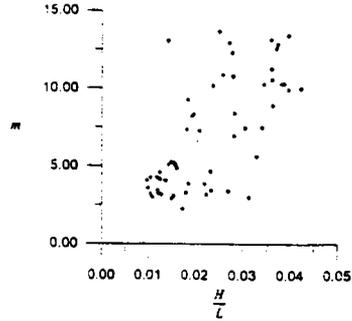


圖 3-11 波譜形狀參數m與波浪尖銳度關係圖

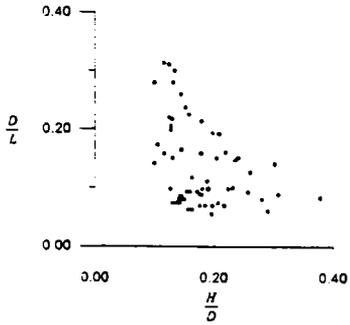


圖 3-10 相對水深與波高水深比關係圖

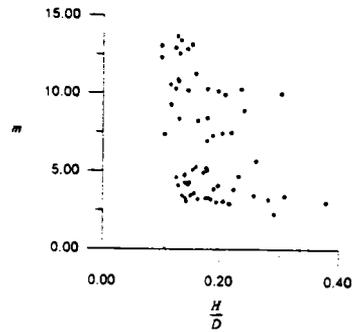


圖 3-12 波譜形狀參數m與波高水深比關係圖

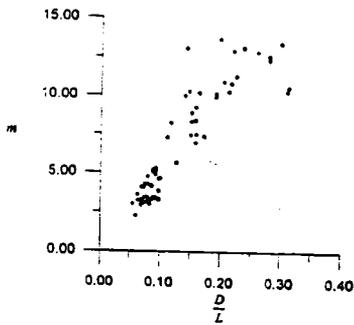


圖 3-13 波譜形狀參數m與相對水深關係圖

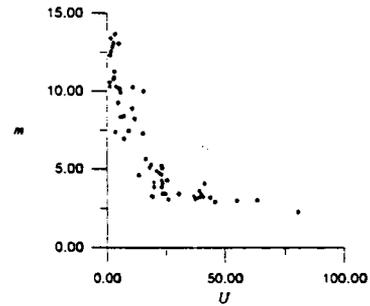


圖 3-15 波譜形狀參數m與Ursell number關係圖

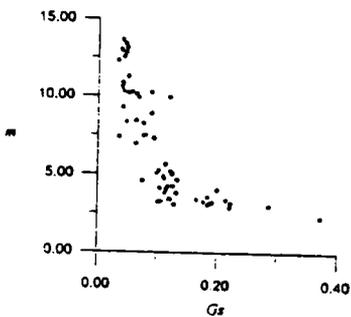


圖 3-14 波譜形狀參數m與Gs參數關係圖

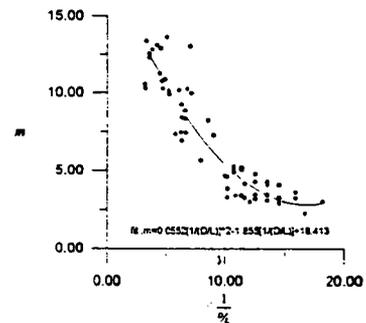


圖 3-16 波譜形狀參數m與相對水深倒數關係圖

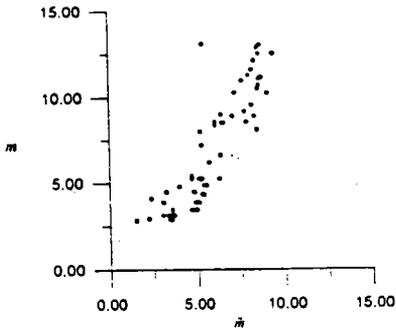


圖 3-17 波譜形狀參數實驗之 m 值與 WALLOPS 波譜之推估值 \tilde{m} 比較圖

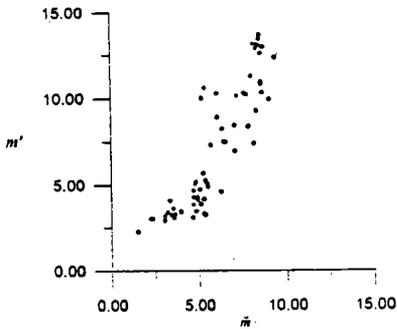


圖 3-18 波譜形狀參數經驗式 (式10) 之 m 值與 WALLOPS 波譜之推估值 \tilde{m} 比較圖

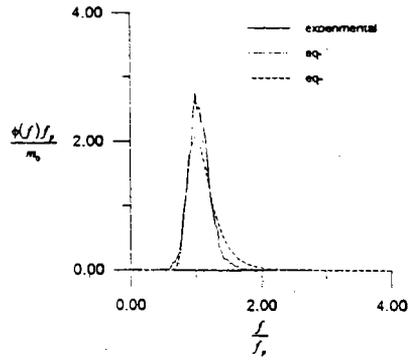


圖 3-19 波譜形狀參數經驗式 (式10) 所得之 m 值及 WALLOPS 波譜之推估值 \tilde{m} 帶入 Pierson-Moskowitz 標準波譜與實驗值之比較圖 ($D/L=0.28$)

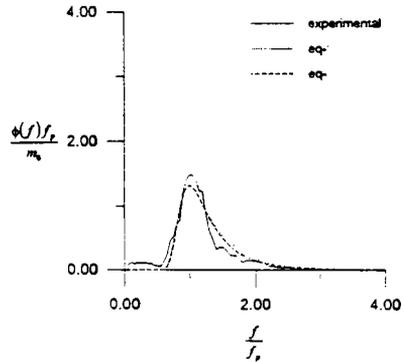


圖 3-20 波譜形狀參數經驗式 (式10) 所得之 m 值及 WALLOPS 波譜之推估值 \tilde{m} 帶入 Pierson-Moskowitz 標準波譜與實驗值之比較圖 ($D/L=0.088$)

海岸動力模擬在海岸工程方面應用

龔誠山 中興顧問社計畫經理

摘 要

海岸動力現象為一錯綜複雜之過程，受當地海象條件及人為改變之影響，為海岸工程開發及海岸保育工作之重要研究對象。海岸動力過程之研究可利用水工模型試驗、現場調查及數值分析等方法，一般可分為變遷機制之基礎研究及工程應用研究兩大類。在工程應用研究上以小比例尺之水工模型試驗及數值分析方法為主，利用水工模型試驗或數值分析方法研究海岸動力過程之最主要工作在確定研究現象之機制，選擇適合之模式及進行完整之模擬作業程序，以免造成結果品質之不良現象。

透過不同地區海岸動力過程之模擬，本文討論應用數值模式於海岸動力模擬之標準作業程序和品質管制方法，研究結果提供國內海岸工程開發、規劃設計參考。本文以拋磚引玉之方式提出對海岸動力模擬作業中應注意之事項及探討各模式之限制因子與未來之發展，期望我國海岸工程界未來能建立更優良之應用數值模式工具供海岸工程分析作業使用。

一、前言

海岸工程泛指在海岸地區從事之工程，傳統上可分為港灣之建造、填海造地、海堤、突堤、離岸堤等海岸保護設施之興建。近年來，對海岸之開發及保育之重視，更增加海岸工程之活動範圍包括海岸資源之保育、海岸水質之管理、海岸景觀遊憩設施之開發、海岸帶之管理等與環境保護及土地管理有關之項目。海岸動力則泛指在海岸地區之自然營造力及其變遷之過程與機制，在海岸地區主要之動力過程，包括風、波浪、水流、潮汐、泥沙運動、水質變化、生態、浮體構

造物運動等動力行為，這些自然作用力主宰海岸工程結構物之力學變化行為及海岸過程之演化。

人類從事海岸工程，早在公元前3000年就開始在尼羅河口建造A-ur港，另外早在公元前2000年於埃及海岸地區即建造Pharos港之2.5公里長的防波堤。荷蘭人則早在14世紀即開始在萊茵河下游地區填海造地，而中國則早在宋朝時期即開始錢塘海堤之興建，但這些早期之海岸工程均依據經驗、方法建造及改善，直到二次大戰以後才開始進入現代化的海岸工程。工程師與科學家逐漸由海岸水理、波浪理論、泥砂傳輸等學理之研究，認識到由海岸過程之變化及對海岸結構物之影響，由1960年代以後，海岸工程之技術由經驗法則逐漸進步到半經驗方式，直至現代以學理為基礎之海岸工程技術。

1960年代以後工程師逐漸開始對海岸動力過程加以研究，包括波浪水理學之基礎研究，且隨著試驗技術之改進，動力機制之發展及數值分析方法之應用，現代海岸工程已開始由研究海岸動力之機制及過程進行研究海岸動力過程與所要進行工程之互動關係，而逐漸將傳統上使用強硬式結構物如海堤，突堤群等保護方式，改變為數適應自然之人工海灘、人工岬角、離岸堤等方式。隨著社會大眾對遊憩空間、自然保育、環境保護之重視，社會對海岸地區之利用與管制之要求相對提高，造成現代海岸工程更須面臨許多與水質、生態有關之課題，而對這些課題之研究更須要對海岸地區的動力過程加以研究。

從事海岸動力過程之研究，一般以下列三種方式為主，一為在現場從事自然動力現象之調查與觀測，分析研究對象之數據，加以學理判斷，以瞭解現象之變化；另外一種方法則是進行水工模型試驗，在試驗室內，依照模型比尺將欲研究之動力過程以人工方式重現於試驗室內，如波浪、潮流、漂砂試驗等及自然動力作用對海岸結構物之影響。第三種方法為學理研究，本項方法首先建立欲研究現象之控制方程式，然後再利用數值模擬解析所欲研究之自然動力造成之各種現象及與海岸結構物之反應。經過30年來之努力，海岸工程界已經將上述三種方法各自發展成非常成熟之技術與學科，大大助益於工程之發展，目前過各國海岸工程界正進行整合研究中。

對海岸工程規劃設計及海岸各類資料之分析、學理分析，為工程研究之必要手段，由於計算機之發展，以數值模擬方式進行海岸動力現象之研究，以愈來愈成熟及愈來愈經濟，目前已幾乎為工程界採用為制式之工作，台灣地區引進數值模擬方法應用於海岸工程之研究亦有20年之久，但在工程界成為制式工作仍為最

近10年之事，由於學理之艱深，數值分析之大量結果，常造成工程師對數值模擬產生畏懼，及受限於現場資料之完備及驗證數據之缺乏，而常處於在缺少嚴謹之模擬規劃及工作步驟下進行而造成結果之錯誤。筆者從事海岸動力模擬15年，目前正進行雲林海岸之各項海岸動力過程之模擬，乃將工程研究之心得，提供海岸工程界參考，以提昇及發展我國海岸工程之技術。本文將著重於波浪、水流、泥沙、水溫、水質等海岸動力現象之模擬、討論模擬之方法、驗證之步驟，及在模擬工作時應注意之關鍵問題，以供我國海岸工程師參考，而對於各項理論則由於已詳述於各教科書，則不在重述於本文內。

二、模型之建立與應用

模型為一組概念性之數學符號，以描述某一特定或某一時段之海岸動力現象，通常模型分為三部份，即邊界條件（輸入條件）；模型之架構：包括物理定律（Constitution Law）、模型之變數（State Variables）、模型之參數（Parameters）及模型之反應（輸出結果）。海岸模擬即是利用某一模型，建立輸入與輸出之關係，以探討或預測某一海岸動力現象或進行海岸工程上之應用，一般包括：模型之建立、邊界條件之擬定、模型參數之校正、模型之驗證、模擬輸出結果之評估等。模擬工作為工程師應用模型之過程，通常用來評估某一複雜動力現象之因果關係或用來進行預測，在預測工作時則需界定輸入之條件及分析預測之結果，（van der Heijde, 1987）。

模型（模式）依其構架之物理或數學特性，可分為概念式的（Conceptual Base）或物理式的（Physical Base），可分為確定式的（deterministic）或隨機式的（Stochastic）。確定或隨機的模型除了表現在其構架定律上之不同為區分，亦可是以模型之參數或其邊界條件為確定或隨機的為區分。在一般海岸工程應用上多以物理基礎的，確定式的模型為主，如海岸地形變遷模式、淺水波模式、波浪模式等；而在生態、水質環境等研究上則有許多概念式之模式應用，例如細胞法（Cell Method）、集合法（Lumped Method）等。近年來之研究顯示基於非線性作用，自然動力作用實為一複雜之混沌現象（Chaotic Phenomina），基本可以用一「隨機-確定」之系統模擬，模型中之物理量（變數）如水位、流速、地形變化等在不同的尺度上遵循基本之物理定律，如連續方程式、動量、能量守恆方程式、紊流方程式等，但由於邊界條件之複雜性、非線性作用及尺度轉換效應、初始條件之不確定性等使我們所觀察到之物理量為一隨機之現象，如水位之變動、波浪之運動、流速之變化等等，這些物理量之變化為過去所有演變歷

史與邊界條件之互動結果，呈現出非常複雜之現象，隨著理論研究及計算能力之進展，近年來已有使用隨機模式進行模擬之趨勢以探討模型之預測能力及模型反應之不確定性 (Uncertainty)。

在海岸動力研究中，本文僅討論一般通常使用的以物理基礎為構架之模型，包含波浪計算、幅射應力計算、流場計算、泥砂傳輸計算、地形變化，水質及水溫模擬等。模型可以是確定式的、也可以是隨機式的，視研究目的及簡化之假設條件而定。對於一個完整的海岸動力模型，其模型之建立、模式之校正、驗證及模擬工作之流程可以用圖 1 表示。圖 1 顯示一個完整的海岸動力研究模型之建立及模擬過程的系統，除了模型之構架與電腦程式檢驗外，尚包括如何定義模式驗證之目的、模型試驗之尺度、實測資料之適用範圍、模式參數之擬定、模式參數之校正、模式預測能力之評估及事後檢驗 (Post Audit) 等。另外依據 Hern (1985) 的研究指出，一個完整的模型驗證過程需要包含下列數項工作：如決定驗證過程所需的資料及選取合適的資料、決定資料的精確度及完整性、決定模式驗證的滿意程度及可接受的條件、決定模式參數敏感度的分析方法、使用模式模擬真實之情況並在相同的條件下比較其結果及對模式驗證工作做詳細的報告等。依據 Gass (1979) 的研究，模式發展與模擬工作的記錄與報告應包括從構造模式、撰寫使用說明、計算方法、基本假設、可適用的邊界條件及限制條件等，也應包含如何輸入與輸出結果，並需附有基本範例及程式檢驗範例等，Gass 並強調一份不完善的模式發展與模擬工作之記錄與報告會影響到模式的使用及對模式的評價。

本文以下將利用不同地區海岸動力現象研究之成果，就模擬應用工作之架構、模擬工作之目的及模式與模擬工作之限制因子等進行討論，並對模擬結果加以評估，本文著重於討論模擬工作過程上應注意之事項及其品質之管制，對模式之基本理論則留待讀者參考相關之文獻。

三、波浪

波浪作用是海岸工程中最重要之自然動力作用，一般波浪分析依規劃設計之需要分為外海波浪分析和近岸波浪分析。外海波浪分析依工程之目的，可分為極端條件下之設計波浪推算，或者是海域結構物動態模擬或操作模擬等所需之常時條件之波浪分析。在台灣地區外海波浪分析一般以設計波浪之推算為主，可分為季風波浪之推算及颱風波浪之推算。季風波浪之推算通常以 SMB 法為主，至於

颱風波浪之推算則以湯麟武、井島武士等之方法為主。

不論使用何種颱風波浪之推算方法，其基本架構均一致，即首先假設一設計颱風，利用建構之颱風模式計算颱風作用下之風場，次一步再利用模式內建立之“風場—波浪”經驗公式計算產生波浪之波高與週期，然後再計算移動風域下波浪之傳遞效應及波浪之變形與碎波後之波高與週期。在過去使用颱風波浪推算方法時，由於台灣地區缺乏颱風條件下之實測波浪，因此常無法校正模式之參數與驗證模式。依澎湖外海中央氣象局在東吉島之數筆颱風波浪資料及台西外海台南水工試驗所觀測之颱風波浪資料，本文利用湯麟武氏之颱風波浪推算模式計算東吉島外海之颱風波浪條件，計算之颱風波浪與實測之波浪條件比較如圖 2 所示。計算結果顯示波高之分佈較能符合實測之資料，而週期之分佈則有較大之差異，顯示在台灣海峽區域颱風波浪模式之推算須注意波浪週期之假設，未來須利用更多之實測資料修正模式之假設條件與經驗公式。一般均假設颱風之風場為一圓形之風場，此一與實際颱風風場之多變形狀有所差異，於模擬分析時應注意模式之解釋性。對於模式內假設颱風移動路徑為直線及移動速度為常數為一非常敏感之因子，影響最大波高之預測頗巨，應用時應參考模擬之颱風以較符合實際颱風之路徑與移動速度修正之。

實測資料可作為模式參數校正與模式驗證之用，但在規劃設計時，工程師要考量的為在設計壽命內工程結構物之風險度與功能，在國內一般以 50 年迴歸期之設計颱風波浪作為海岸結構物之設計標準。傳統上對某一自然現象之變數，其極端值之統計分析係以觀測資料值利用水文統計理論直接進行分析，例如設計流量、水位之頻率分析，但對於某一場址，常常無長期可靠之資料可以利用進行工程頻率分析，因此常以推算之結果分析。在利用颱風波浪推算法時（後節之暴潮推算亦同）如何決定推算結果之頻率分析，在海岸工程界則缺乏嚴謹之討論及分析方法。傳統上以過去發生颱風之中心氣壓差作為參考變數，以 Gumble 分佈計算其頻率分析，決定設計颱風之中心氣壓差，另以場址經常出現之颱風路徑做為設計颱風之移動路徑，依此方法分析所得之颱風波浪即定為設計迴歸期之設計波浪。但事實上對某一場址而言，其颱風波浪除與颱風之中心氣壓差有關外，亦與颱風之移動路徑及移動之速度有關，相同中心氣壓差之颱風不一定產生相同之颱風波浪，圖 3 顯示侵襲馬祖地區颱風之颱風移動路徑，中心氣壓差對颱風波浪產生之效應。颱風在西太平洋地區之產生與移動為一極端複雜之現象，而平均每年有四至五次颱風侵襲本省，參考過去資料顯示颱風侵襲本省實可作為一“隨機—確定”之系統（Deterministic-Stochastic System），在此種混沌系統

(Chaotic System) 的特性下，海岸工程師應如何分析其頻率分析實為海岸工程師嚴峻的挑戰。

近岸波浪之模擬則是模擬近岸水域之波浪傳遞及其動力作用，近岸波浪模擬之目的在推算波浪由外海傳入近岸區域時之波浪變化以推算近岸區域之設計波浪，另外是推算近岸區之波浪分佈及沿岸流之分佈，進而推算近岸泥砂之運動。在波浪傳播之計算可分為確定式的及隨機式的，傳統上使用確定式的，即假設外海入射之波浪為一單一之簡諧波浪，利用Wave-Ray方法，或有限差分法計算波浪之入射，在國內較常用的模式為美國陸軍工程兵團發展之RCPWAVE模式，此一模式可計算波浪之折射、淺化，及考慮地形變化之繞射效應，但對結構物之繞射作用則無法計算，另外一種常使用的則為依據簡單之Snell's Law發展成之折射計算。另外一類計算近岸波浪之傳遞則使用統計或隨機之方式，計算波浪之能量傳遞，入射波浪則考慮風波之效應，常用之模式如DHI之NSW及Delft之HISWA等模式，其外海輸入條件為假設之特性波高、週期及風浪之方向波譜等條件，利用差分法計算波浪能量之傳遞，然後再計算其相對應之有義波高及週期，圖4顯示利用NSW (Near Shore Wave Model) 計算之近岸波浪之傳遞現象。

在數值分析技巧上，不論使用何種模式其基本上均為求解拋物線方程式，一般均受到 ΔX 與 Δy 為1:4之限制，在計算上須加以注意。另外利用單一簡諧波之優點在能迅速得知近岸波浪之分佈，但其缺點則在於自然上波浪為一隨機之現象，其近岸方向上之波能分佈及能譜無法得知，如何利用簡單之折射計算以推求近岸區之波浪能量可參考Goda(1985)之方法。利用隨機或統計之方法計算近岸波浪之傳輸，其須考慮的因素在如何驗證模式，係利用有義波高之方式驗證，亦或驗證波浪之能譜目前仍無定論，一般以驗證有義波之波高及週期為主，另外在淺水區域其風浪能譜之轉換及淺水處地形摩擦之效應等理論，目前仍多為經驗之方式仍有待實測資料驗證。

在波浪繞射計算方面，由於係在結構物附近及淺水區域，一般以解Mild Slope方程式為主，另外DHI利用Boussnesig假設亦可求解波浪之折射、繞射等問題為另一種途徑。在繞射問題上如果考慮在時間上之定常解則需求解橢圓方程式，如果考慮在時間上之非定常解則為求解拋物線方程式，由於波浪之週期較短，一般約6~10秒左右，波長約在50~150m之間，在計算繞射時須有較精確之解析度，一般格網之大小約為波長之1/8以下，即6~20m左右，因此在工程分析時需有較大之計算能力及計算時間以分析港池內之穩定及遮蔽效應。在繞射問題

上常用的為確定式之模擬方式，利用隨機或統計之方法模擬則多屬於研究工作，目前已慢慢在工程界開始應用。

四、水理分析

海岸工程之水理分析包括潮汐、洋流、風及波浪之作用等，其計算分析包括水位之變化及流場之變化。在海岸地區水理分析一般可分為1維、2維或3維模式，理論分析則使用雷諾方程式及紊流模式或傳統之淺水波方程式。在工程應用上，若在寬廣之海岸地區常用之模式為2維深度平均之淺水波方程式，而在感潮河口等狹窄之地帶則多使用一維之淺水波方程式。考慮模擬地區之特性及不同之動力現象，海岸水理分析可分為潮流分析、洋流分析、暴潮分析及沿岸流分析等不同之應用模擬。一般海岸水理模式其自然外力則考慮風對水面之剪應力、大氣壓力之變化、底床摩擦力之作用、紊流之動量交換、地球旋轉之柯氏力等，此一模式為近岸流場水理計算之基礎。自從1970年代起，世界各國海岸工程界均大力發展，而我國亦不例外。海岸水理模式之數值解析方法有利用有限元素法，有限差分法，特徵線法等多種方法求解，目前通用之商業程式則多以差分法為主，取其計算快捷之故。由於基本方程式為雙曲線方程式，可以允許不連續解，因此亦可模擬激波之運動等急劇變化之水理現象，二維淺水波方程式在工程應用上幾乎可包括絕大部份之海岸水理研究，常用有丹麥 DHI、荷蘭 DELFT及法國 LNH等著名水力試驗室之商用模式，及各大學發展之研究用模式。由於此模式已經發展成熟且在工程界應用廣泛，因此本文對於水理分析將只討論其在工程應用上須注意之事項及其限制而對理論及數值方法不予贅述。

海岸水理計算須要邊界條件及初始條件，在邊界條件上可以潮位及流量（或速度）做為邊界條件，由於在海岸地區經常缺乏足夠之流量資料，因此一般以潮位（或水位）作為邊界條件，陸地之邊界通常假設為不透水。若水位及流場之變化會影響到邊界時，則水理之計算會受到邊界條件之影響而產生誤差，對此種現象一般以模擬之範圍大約為研究區域之3倍長左右之方式模擬，以消滅邊界之效應。在暴潮分析時，由於颱風為一移動風域其影響半徑約在100公里左右，因此分析時應涵蓋颱風可能造成之影響範圍後再加入安全距離以減少邊界之效應。圖5為雲林海岸水理分析之計算範圍，北從台中港，南達曾文溪口其範圍約為研究區域雲林海岸之三倍左右以消除邊界之效應。至於邊界潮位之給定，一般以天文潮位做為輸入條件，但對於外海之開放邊界條件，若由於無詳盡之潮位分佈時則需假設外海開放邊界之潮位為兩側邊界潮位之線性變化或利用其它變通之方法假

設邊界之潮位或採用邊界上之垂直通量為零之假設。由於計算的範圍非常廣大，在實務上常使用巢狀格網之佈置方式，在局部地區使用加密之格網以達到所需之精度，在大範圍區域使用粗格網以節省計算時間。

水理分析之校正與驗證，通常以檢驗流速、流向及水位為主，而需校正之參數則為糙率係數，紊流係數二種，對於風剪力係數則多以理論值代替。紊流係數由於較少實測值，且在大格網距之計算時多為計算平均流速，因此實用上多以研究區域之經驗值代入或採用格網距之1/10乘以流速代替，糙率係數之率定則須透過檢驗流場之流速與相位調整之，常用的方法為分區指定糙率係數而以人工之方式調整，或依水深之變化擬定及調整，最近之發展則利用最適化原理，設定校正之允許誤差自動校正模式之參數。圖6為雲林海岸流場驗證之結果，模擬結果顯示在良好的校正工作及精確之邊界條件下，海岸水理模擬能提供可靠之流場供工程規劃、設計參考。

海岸水理分析時須注意水理計算之穩定問題，計算穩定問題之來源有格式穩定條件之限制、水理之非線性不穩定現象及邊界穩定問題，通常數值格式之穩定，顯式格式必須符合 $C\Delta t/\Delta x < 1$ 之條件，而隱定格式雖然沒有線性穩定之限制，但在精度考量及非線性穩定問題下一般以 $C\Delta t/\Delta x < 5$ 左右作為限制條件，通用之範圍在 $C\Delta t/\Delta x = 1\sim 2$ 左右。由於非線性及邊界穩定問題，海岸水理分析之模擬時間不宜太長，一般以1~5個潮期為主，較長可達1個月之久，模擬時間若太久則由於邊界條件之誤差及其它累積誤差，其結果之精度常較不能符合標準。在海岸水理分析時若需結合波浪之輻射應力作用與潮汐之作用，則須將輻射應力項加入淺水波方程式中，輻射應力與水流之模擬可以採用耦合之方式或非耦合之方式，目前一般以非耦合之方式處理，即波浪之輻射應力與水理分析可分開計算，將輻射應力項之計算結果加入水理分析中，此法在水理分析之邊界上必須將波浪產生之壅升(Setup)及朔降(Setdown)加入考量，否則在邊界上會產生動量不平衡之現象而造成怪異之流場產生或造成邊界之不穩定現象而使流場無法模擬。

水理分析時流場之校正與驗證應使用不同條件下之實測數據，且流速之點位亦要考量其分佈與數量，最好在深水區與淺水區均要有流速之資料，另外對整個模擬區域而言，流速測站之分佈亦最好能均勻散落於模擬區域內。由於流場對局部地形及糙率之變化非常敏感若驗證與校正時只有一至二個測站數據，常會造成若考量實測點之修正而造成其它大區域流場之可靠度降低之假校正情形。另外在

校正時亦要考量流速觀測之條件，通常流速觀測值為點流速且為短時間之平均值而模擬則為大面積下之深度平均流速且為較長時間之平均值，校正時須考量此比尺效應，不能將模擬之流速一直朝觀測值逼近，有時會達成反效果，實用時應利用深度平均流速與點流速之關係修正之。流場之校正除了觀測點之流速、流向外亦可利用浮標之浮跡做為驗證，在使用時須同樣考量觀測浮標之深度與風場之影響，表面流場與深度平均流場之差異及風之效應等應加以修正。

水理分析之結果須謹慎評估，潮流之特性須使用當地實測潮流橢圓加以評估，評估之標準須事先擬定及與專家詳加討論。由於數值分析之精度，格網間距之限制，對於結構物附近或地形變化較大處所產生之渦流更須嚴謹評估其強度及可能性。渦流產生之位置與強度會對結構物產生很大之影響，因此在分析時需詳加檢討其精度，圖 7 為台中港北防波堤堤頭附近之渦流現象，此一渦流判斷為北防波堤形狀造成之現象，有可能對港域水質與航道附近之淤砂產生影響。

五、海岸地形變遷

海岸地形變遷為一錯綜複雜之自然過程，受當地海、氣象條件、地質條件及人為改變之影響而變化。海岸地形變遷視研究區域範圍之大小及時間尺度而定而具有不同之變化尺度，為海岸工程開發及海岸保育工作之重要研究課題。一般與海岸工程開發及海岸保育有關之海岸地形變遷包括灘線之縱坡變化，岸線之變化、河口之改變、潮溝之變化、砂洲之變遷、整體海岸侵蝕等等。晚近受地球溫室效應更有長時間尺度之變化趨勢，隨著研究尺度之增長，模式所包含物理因子的變化及不確定性亦隨之增加，因而模式之解釋性及預測性亦相對地隨之降低，因此有必要針對海岸地形變遷之模擬提出較嚴謹的分析方法及程序。

海岸地形變遷的過程受三維海岸動力條件之變化而具有隨機變化之特徵，但由於所關注的時間及空間尺度不同有時可以一維或二維的模式來描述海岸地形特徵之變化而簡化問題，一般可分為岸線模型 (Coastalline Model)，灘線模型 (Coastal Profile Model) 及海岸平面模型 (Coastal Area Model)，特徵模型 (Local Model) 及完整的三維模型 (de Vriend, 1993)。在海岸工程界常用的岸線及灘線模式有 DELFT 發展之 UNIBEST (Roelvink and Stive, 1989)，DHI 發展之 LITPACK (Hedggaard et al, 1991)，美國 CERC 發展之 GENESIS，法國 LNH 發展之 SEDITEL (Pechon, 1992) 等，在二維海岸平面模型方面有 DELFT 發展之 TRISULA，DHI 發展之 MIKE21，國內的台大海洋研究所模型 (林，

1994)，成功大學模式（謝，1994），（許，1994）等等。不論國內、國外使用這些模式或者利用水工模型試驗進行海岸地形變遷之研究，其特性均為利用模型來描述複雜之自然物理過程現象，因此在分析上必須就其變遷過程之特性及模型之限制因子、自然條件等進行討論。

岸線變遷模式是海岸地形變遷中最常用的分析工具，岸線變遷模式基本上假設海岸地形之變化是沿海岸方向上整體移動，利用連續方程式，在通過各控制斷面間輸砂量之不平衡則反應在岸線之變化上。本模式基本上假設通過控制斷面的泥沙是在漂砂移動限界水深內移動，一般視研究區之地形、底質、波高之特性、擬定其限界水深。使用此模式有二個步驟，第一為計算通過各控制斷面之沿岸輸砂率，通用之模式均將常用之輸砂公式如Bijker、Van Rijn、CERC等公式建立在模式中，沿岸輸砂量之計算與研究區域之波高、流速、水位、碎波指數、底質特性、折射淺化及限界水深有關，其中較敏感之變數為波浪入射角、 d_{50} 及漂砂移動限界水深等三項。使用本模式之目的在評估長期海岸地形之變化，因此在應用時必須有長時間之岸線變化資料供校正及驗證使用方能進行工程上之評估。理論上海岸地形變遷為長時間各項動力作用累積之結果，但在分析時受限於資料之取得及逐時變化之資料，因此多利用代表性波浪、水流等條件進行分析，因此如何定義代表性之年輸砂量為實用上須詳加研究之工作以確定代表性之年輸砂量，模擬時可採用年波浪能量相等之代表性波浪，另一種方法則採用年輸砂量相等之代表性波浪，二種方法之優劣點仍需進一步評估。圖8顯示台中港北防砂堤附近利用岸線模式LITPACK模擬地形變化之結果，經過長期地形之驗證顯示岸線模式之實用性。

二維海岸地形變遷則考慮海岸地形在波浪、水流作用下每一格網點上之泥砂傳輸及地形變遷，由於擴大維度水流之計算採用深度平均之流速，再通過紊流邊界層理論計算格網點上流速之分及懸浮質濃度之分佈與泥砂傳輸量，計算之結果再利用連續方程式計算成格網上之地形變動量，二維地形變遷模擬之敏感因子為波浪條件、底質條件及泥沙傳輸模式。在二維地形變遷上面臨另外一個問題是波浪場與流場之計算，由於計算量龐大要進行完整之泥砂傳輸歷時變化在實用上以目前之預算及電腦容量實不可能，一般還是以代表性波浪條件之方式進行所謂“Initial Mode”的分析，分析在某一特定波浪場及流場下海域底床之二維侵淤行為及與結構物之反應，在長期地形變遷上則甚少使用二維輸砂模擬。二維輸砂模擬之另一限制因子則為模式校正及驗證過程之困難度增加，在稀少之觀測點及缺乏大規模地形測量之條件下甚難驗證。圖9為雲林離島工業區二維輸砂模擬及地

形變遷之比較圖，計算結果顯示利用1993、1994年實測地形水深資料及一維模擬結果之輔助，加上良好之波浪場與流場之分析在實用上可以有非常好之模擬成果作為工程分析使用。

地形變遷模式通常用的為一維或二維之模式但實際上則為三維之水流運動，在局部地形變化較劇烈之處模式之適用性仍需檢討。在模擬之策略上，針對自然界之隨機現象及其影響理論上必須使用具隨機過程之模式模擬或使用統計方法將隨機過程分解成眾多之分量來模擬最後再組合成總量，但在實際模擬時常受限於工作時間、資料可靠性，如波向之資料則經常缺乏，及邊界條件之不易掌握因此常使用代表性波浪及水流等條件做為模擬時之特徵流場與波浪場來取代自然之隨機現象，但由於非線性之影響，線性疊加之結果或代表性之模擬條件等假設常不能完全表現模式及實際之現象，尤其在預測較長期之影響時其不確定性更為增加。圖9模擬之步驟係模擬50小時後求解其輸砂現象及地形變遷，再利用線性疊加原理將50小時之值相加至1年期，此為採用代表性變數場之作法，另一種方法為常時期之直接模擬，模擬時間與真實時間幾乎相同，此方法常受限於計算時間長，電腦容量限制及邊界條件不易掌握，因此無法普遍採用且計算經費龐大而無法負荷。另外一個問題是在做預測模擬時，由於邊界條件亦為一隨機事件，其未來發生之情形實無法詳加預測，因此也無法長期地採用真實時間步長之模擬方式。

海岸地形變遷受海岸動力作用而有不同之變化機制，有受波浪以10秒左右變化之現象，潮汐（12小時）之現象，風吹流（2~3天）之尺度及河川輸砂（季節性，6個月）及溫室效益（海水位上升約100年），及板塊等地質運動（1萬年以上）等不同尺度，通常長期海岸地形變遷之預測以年為單位，預估未來10~20年間之變化，理論上未來10~20年之氣象、海象條件變化莫測實難予以量化的預估，因此一般均假設未來之模擬條件與過去發生之條件類似，而以代表性的海象條件作為模擬指標以評估工程之影響範圍，即所謂“If-Then”之模擬方式，採用此種方式必須注意基本假設之一致性，如在西部海岸地形變遷係受長期冬季季節風之作用下引起波浪及沿岸流作用而向南輸送之結果而將颱風短時間之因素忽略不計之假設。但以三條崙沙洲之變遷如圖9所示則同時受長期季風之作用及短期颱風之影響，統計資料顯示颱風侵襲常造成三條崙沙洲之斷裂而分成二個大島，然後於颱風作用較小之年分此二沙洲仍能復合，再可能於颱風作用較大之年份分裂，資料顯示颱風作用能強烈地改變地形變遷之機制，因此在模擬海岸地形變遷時須先分類變遷機制之相似性，以合適之模式及模擬策略進行方能取得合理之預

測成果。

六、水質模擬

台灣沿海海岸水質問題受沿岸河川之污染、工業區之開發、電廠溫排水之排放而日益嚴重，西部海岸地區僅彰雲海岸為甲類海域水質其它均已減低至乙類海域水質，對沿岸之自然資源影響頗大。受自然保育及環境保護之要求下海岸開發必須針對開發內容可能對海域水質之影響進行模擬及評估。

海域水質之模擬可分為一維、二維及三維，通常使用為二維模擬，其控制方程式為海岸水理及質量傳輸方程式，在質量傳輸方程式上考慮污染物質（或溫度場）隨水流移動之平移、擴散及延散、化學反應、生物衰減、蒸發或輻射衰減及其它可能之反應。在海域水質（或生態）模擬中，平移、擴散及延散作用屬物理性質，目前之模式已有很好的表現，而對化學反應及生物作用則大多在研究階段。在海域水質模擬中簡化的可以只考量BOD-DO模式，評估水質之BOD變化，較複雜地可考量氮、磷等循環、優氧化模式及藻類之生長等，圖10顯示雲林離島工業區海域水質之模擬，分析工業區開發後海域水質BOD-DO的變化以評估工業區開發之影響。在水質（生態）模擬中最敏感之參數除擴散、延散係數外則為各類反應常數及衰減係數。一般此類常數多參考BATCH試驗之值或其它經驗值，在實用上仍須利用現場資料加以校正，另外對擴散係數之推求，一般須進行現地之示蹤試驗以推求擴散係數，若無試驗值則以經驗之數值或利用流速之資料推算。

溫排水模擬為火力電廠設廠時必須考量之海岸工程問題，溫水之排放牽涉法規對溫度之限制，目前之規定為500公尺處之溫升為 4°C ，最高溫度不超過 42°C ，另一為電廠冷卻用水之整體循環問題，在電廠佈置時冷卻水之進水口須遠離溫水之放水口影響範圍，以免造成吸取熱水之現象。對於溫排水問題之研究分為兩個尺度，一為溫升問題為溫排水之射流影響範圍，水流之模擬必須考量射流之效應，一般以射流積分方程式模擬，利用相似性原理及流速剖面之GAUSS分佈假設，推導在無流作用或有恒流作用下之射流流場再進一步計算溫度之分佈，常用之模式為SBJET或CORMIX等，另一種則為直接用雷諾方程式及紊流模式求解三維之射流流場，及計算溫度之分佈，圖11為利用雷諾方程式直接求解遠東和平電廠之溫排水射流及溫度場，計算結果顯示溫排水之模擬已可使用先進之3D水理分析，可以用來驗證射流理論之經驗解。溫排水另一尺度為大區域之長期溫升及熱迴流問題，一般以二維水流溫度場模擬研究，圖12所示為台中港北防波附近，海

渡電廠之溫排水迴流現象，計算結果將用以評估電廠之進出水口佈置。溫排水模擬之影響參數除紊流之擴散係數外，主要為蒸發及風對熱能之消散效應，在缺少數據下一般以經驗值或經驗證之試驗資料輸入。在人造衛星資訊豐富下亦可利用人造衛星之溫度影象進行溫排水模擬之校正與驗證使用為晚近發展之方向。

七、結論

利用數值模式進行海岸動力分析在定性上已取得良好之結果，在定量上也有一定之精度已可做為工程規劃、分析及評估之工具。海岸動力作用為一錯綜複雜之自然現象，受自然隨機因子控制其變遷及預測受限於資料之精確度及豐富度而有極高之不確定性。任何海岸動力作用之模擬均需要事先確定模擬之目標及主要研究對之作用機制，採用合適之模式及合理地校正與驗證才能達到分析之目的。海岸動力作用之模擬在缺乏可靠資料驗證時，其分析之結果需審慎評估以免造成相反之效果。

海岸水理及海岸動力作用之模擬已有許多商用化之模式供工程師使用，但對於模式之使用方法、使用限制、模擬工作之品質保證、模擬參數之校正及驗證則缺少統一之作業標準，常因研究地區及研究對象而異，對於工程應用上如何利用海岸動力模式來進行工程分析及規劃設計仍有待我國海岸工程界努力。

參考資料

1. 謝正倫、曾志民 (1994)，"波浪，潮汐及洪水作用下海岸地形變遷之數值模擬"，第七屆水利工程研討會論文集，pp. F17-F35。
2. 林銘崇、楊博仁、黃正昌 (1994)，"波流互制作用下近岸海域地形變化之數值模式"，第十六屆海岸工程研討會論文集，pp. B01-B15。
3. 許泰文、歐善惠、張憲國 (1994)，"花蓮海岸侵蝕防護對策之研究"，第十六屆海岸工程研討會論文集，pp. D186-D206。

4. Broker Hedegaard. I., Deigaard R. and Fredsoe, J. (1991), " Onshore / Offshore Sediment Transport and Morphological Modelling of Coastal profiles," In Proc. ASCE Special Conf. Coastal Sediments.
5. de vriend H.J., J. Zyserman, T. Nicholson, J.A. Roelvink, P. Pechon and H.N. Southgate (1993), "Medium-term 2DH Coastal Area Modelling," Coastal Engineering, 21 .pp.193-224.
6. Gass, S. I. (1979), " Computer Model Documentation: A Review and an Approach, "NBS Special Publication, pp.500-539. National Bureau of Standards, U.S.A.
7. Hern, S. C., S. M. Melancon, and J. E. Pollard (1985), " Generic Steps in the field Validation of Vadose Zone Fate and Transport Models," Proc. of Vadose Zone Modelling of Organic Pollutants, pp.61-80.
8. Pechon, P. (1992), "Numerical Modelling of Wave-driven Currents and Sediment Transport in the Surf Zone, " Internal Report EDF-LNH HF.42
9. Roelvink, J. A. and Stive, M. J. F. (1989), " Bar-generating Cross-shore Flow Mechanism on a beach," J. Geophys. Res., 94(c4): pp.4785-4800.
10. Van Der Heijde, P.K.M. (1987), " Quality Assurance in Computer Simulations of Groundwater Contamination, " Environmental Software 2(1), pp.19-28.

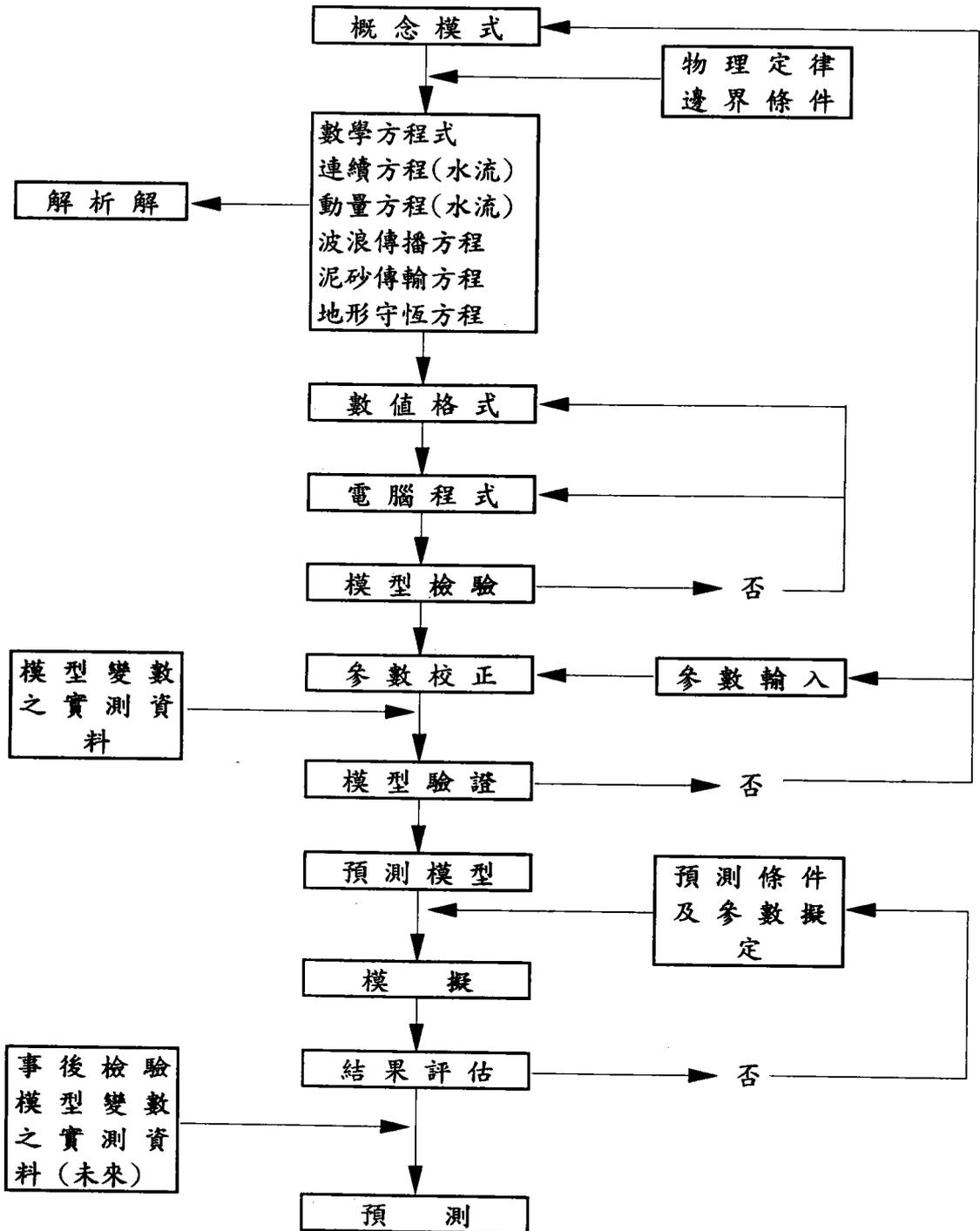


圖 1 模型發展、檢驗、校正、驗證及模擬程序示意圖

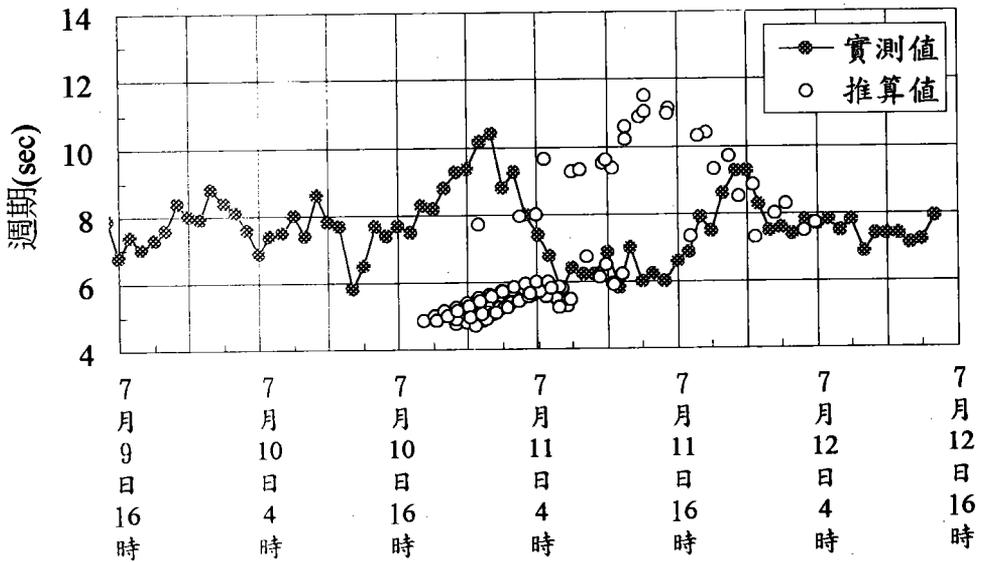
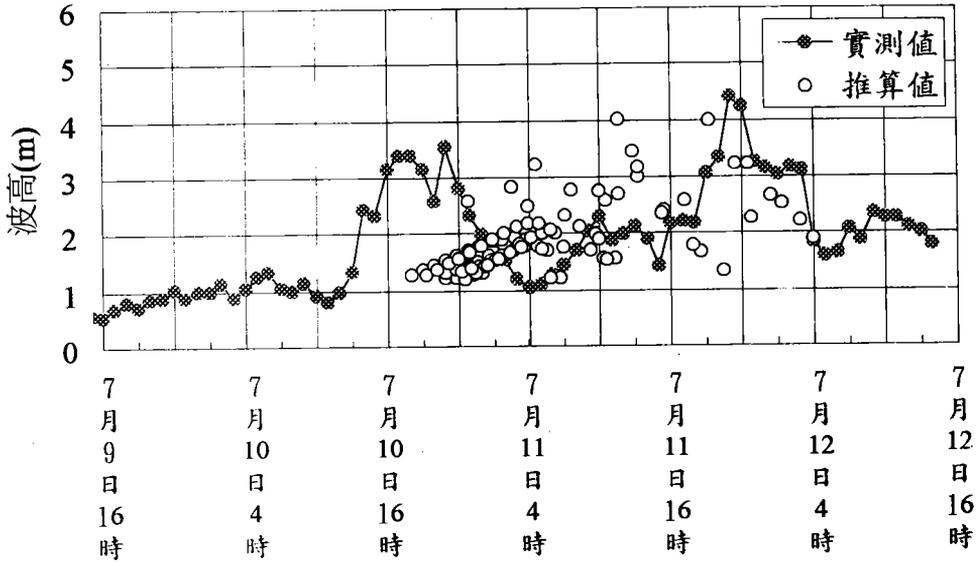


圖 2 東吉島颱風波浪推算結果與實測資料比較圖
(1994年提姆颱風)

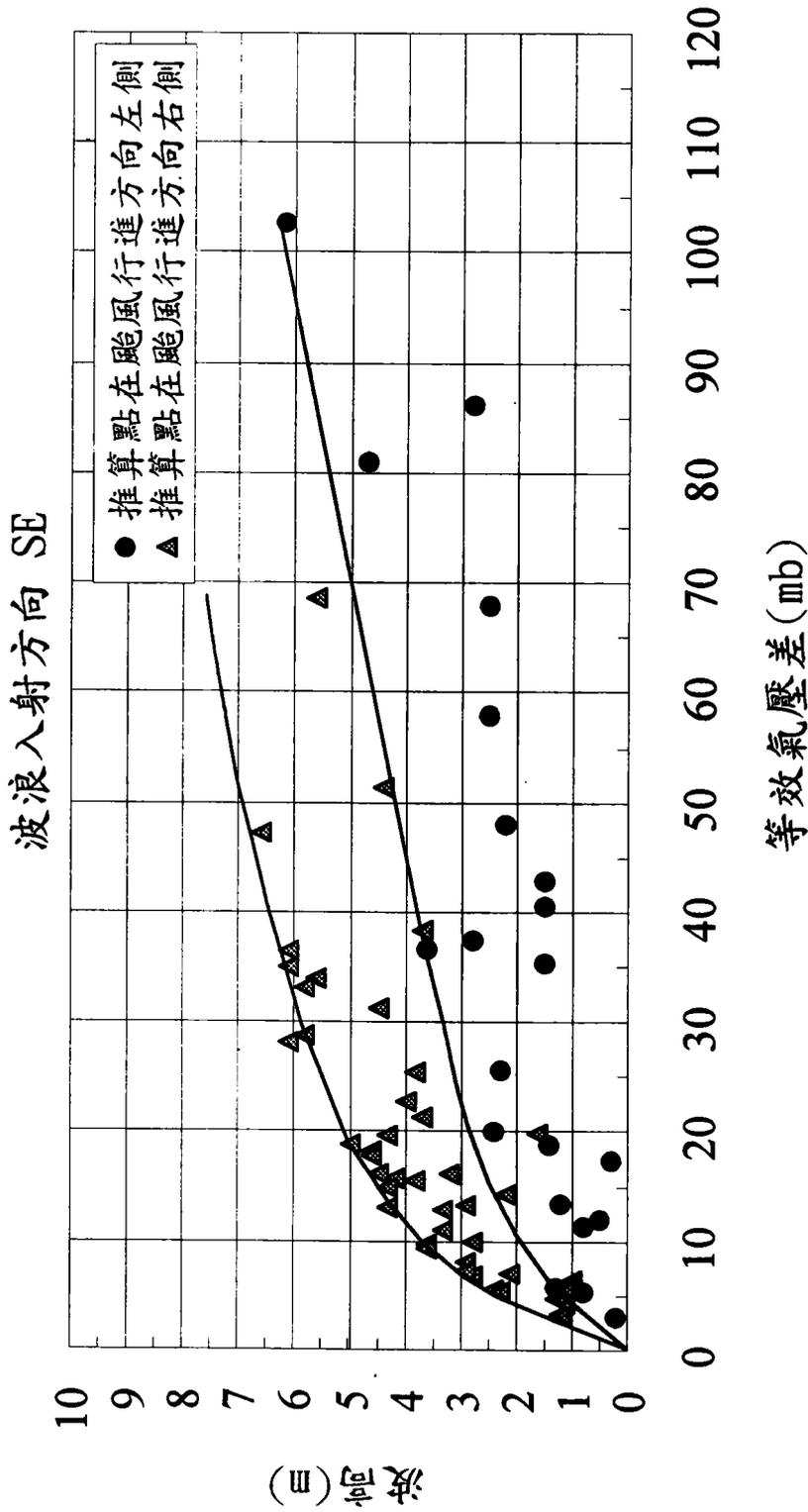


圖 3 馬祖后沃地區1945~1990年颱風波浪推算結果

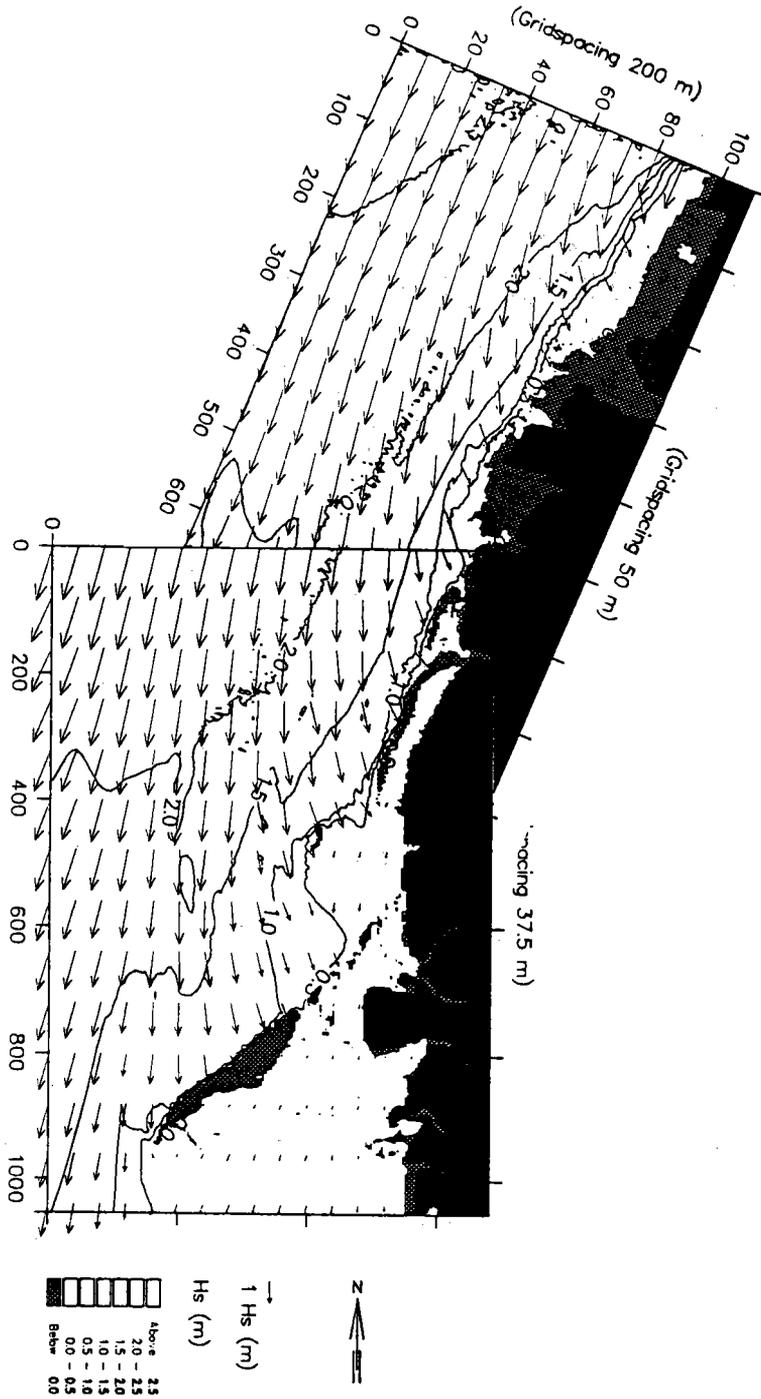


圖 4 NSW 計算之近岸波浪傳遞圖(NNE向, $H_s=2.5$ m)

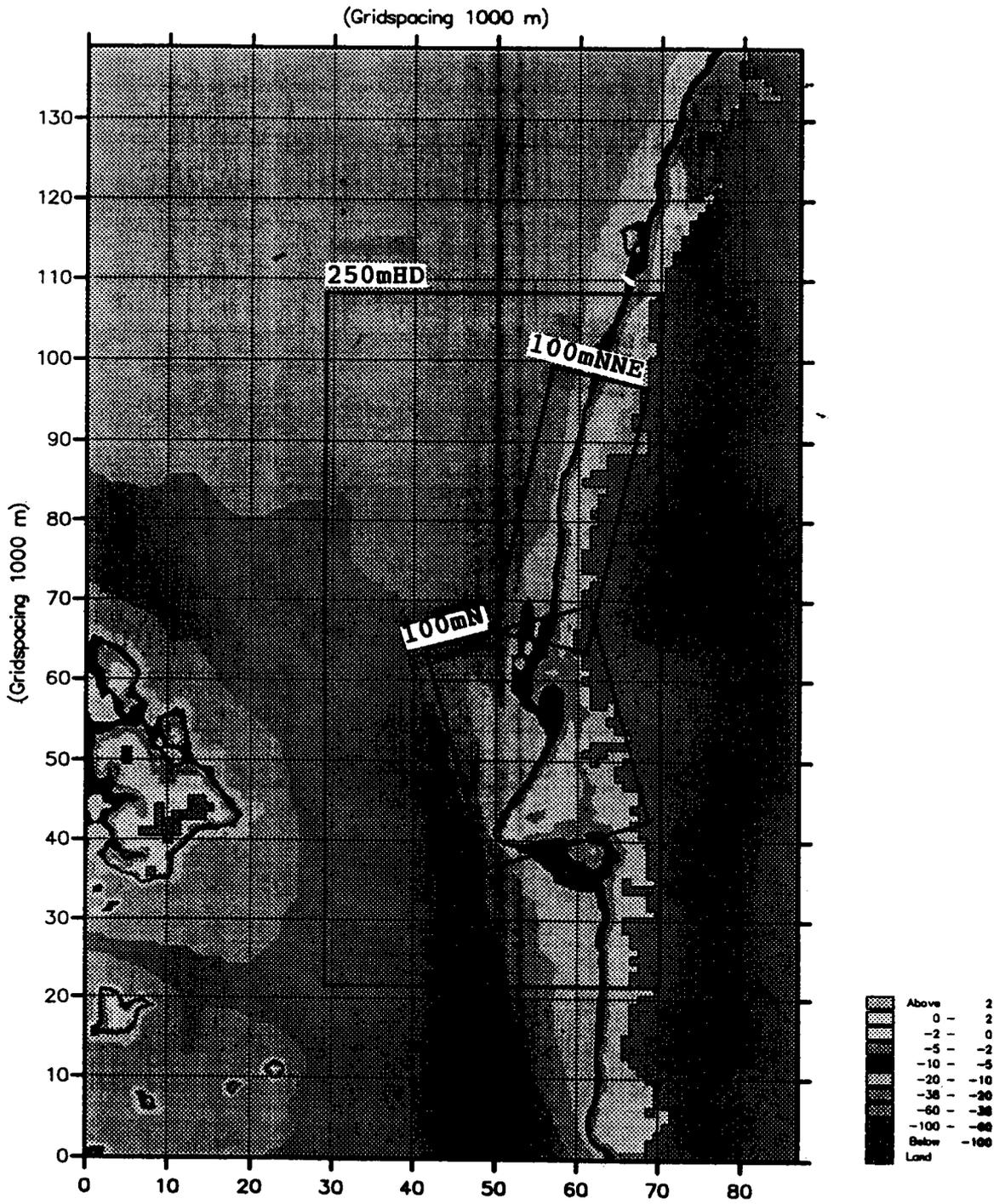


圖 5 雲林海域水理分析計算範圍圖

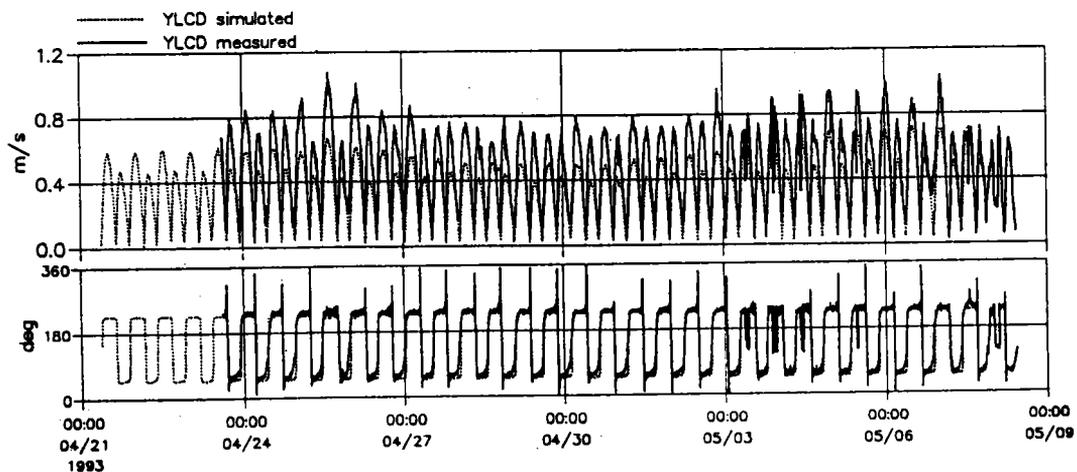
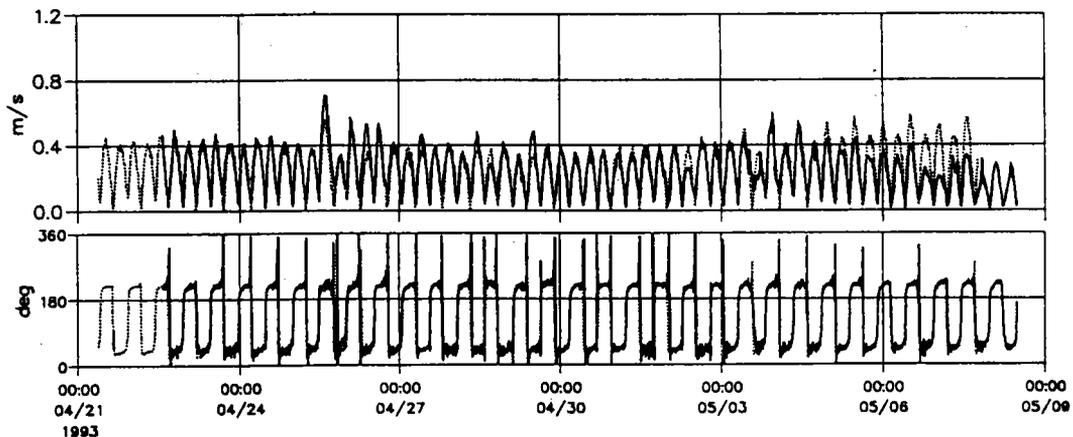
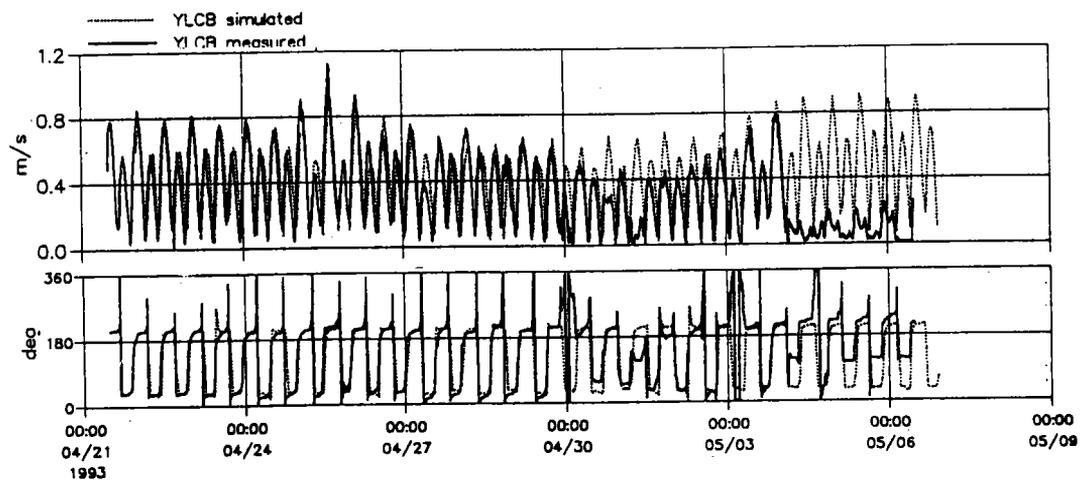


圖 6 流場驗證結果

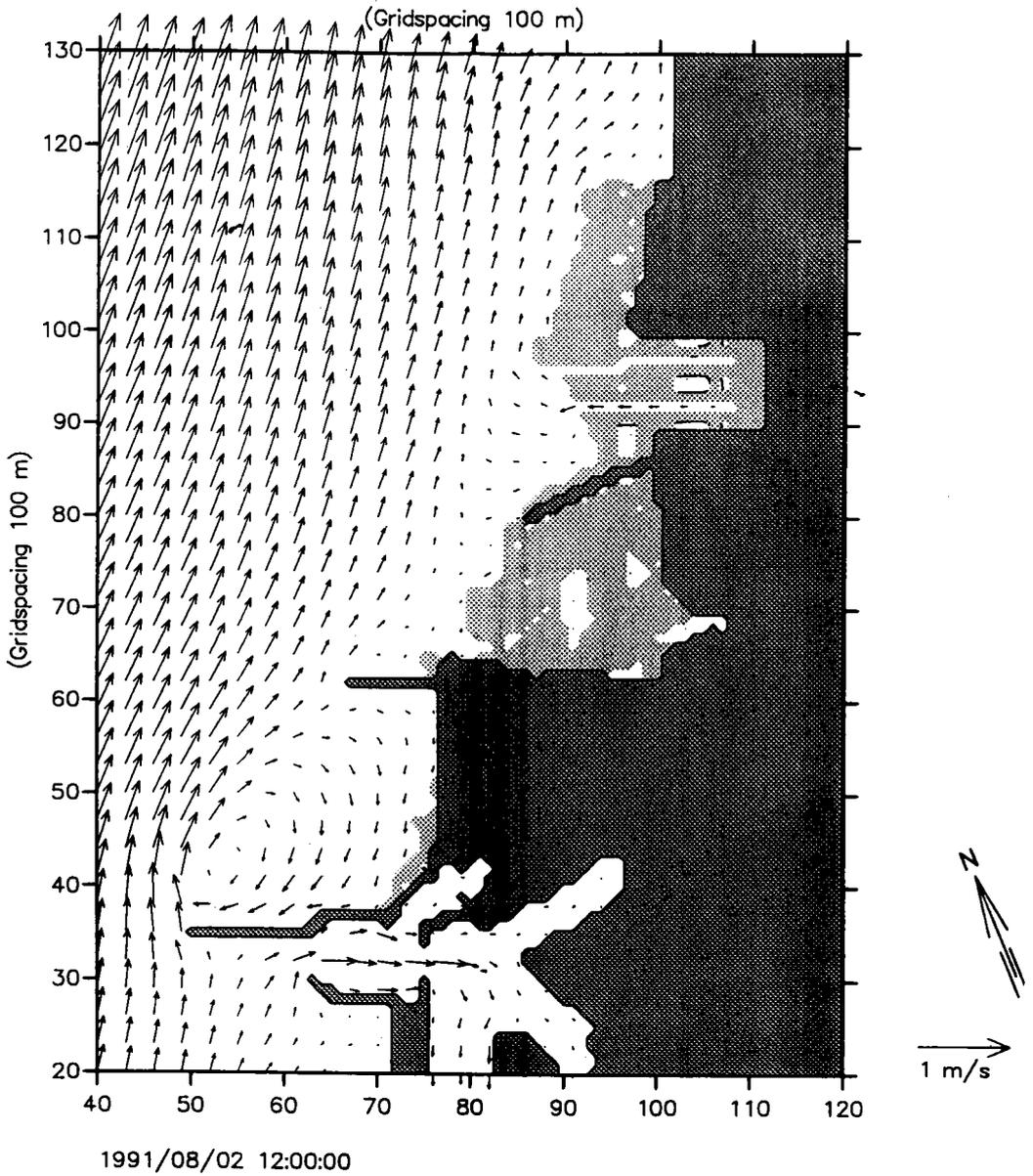


圖 7 台中港北防波堤附近之流場

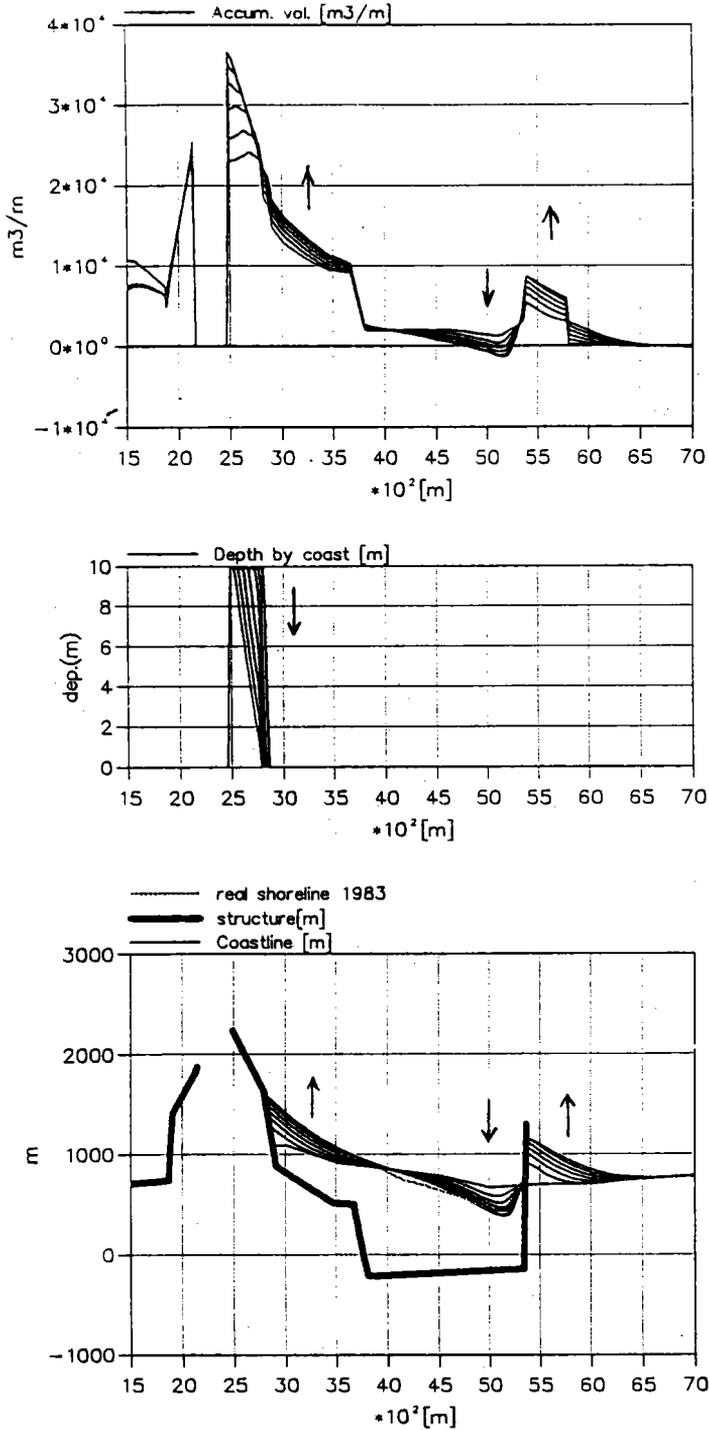


圖 8 台中港北防波堤民國68年起十年間海岸線變遷分析結果

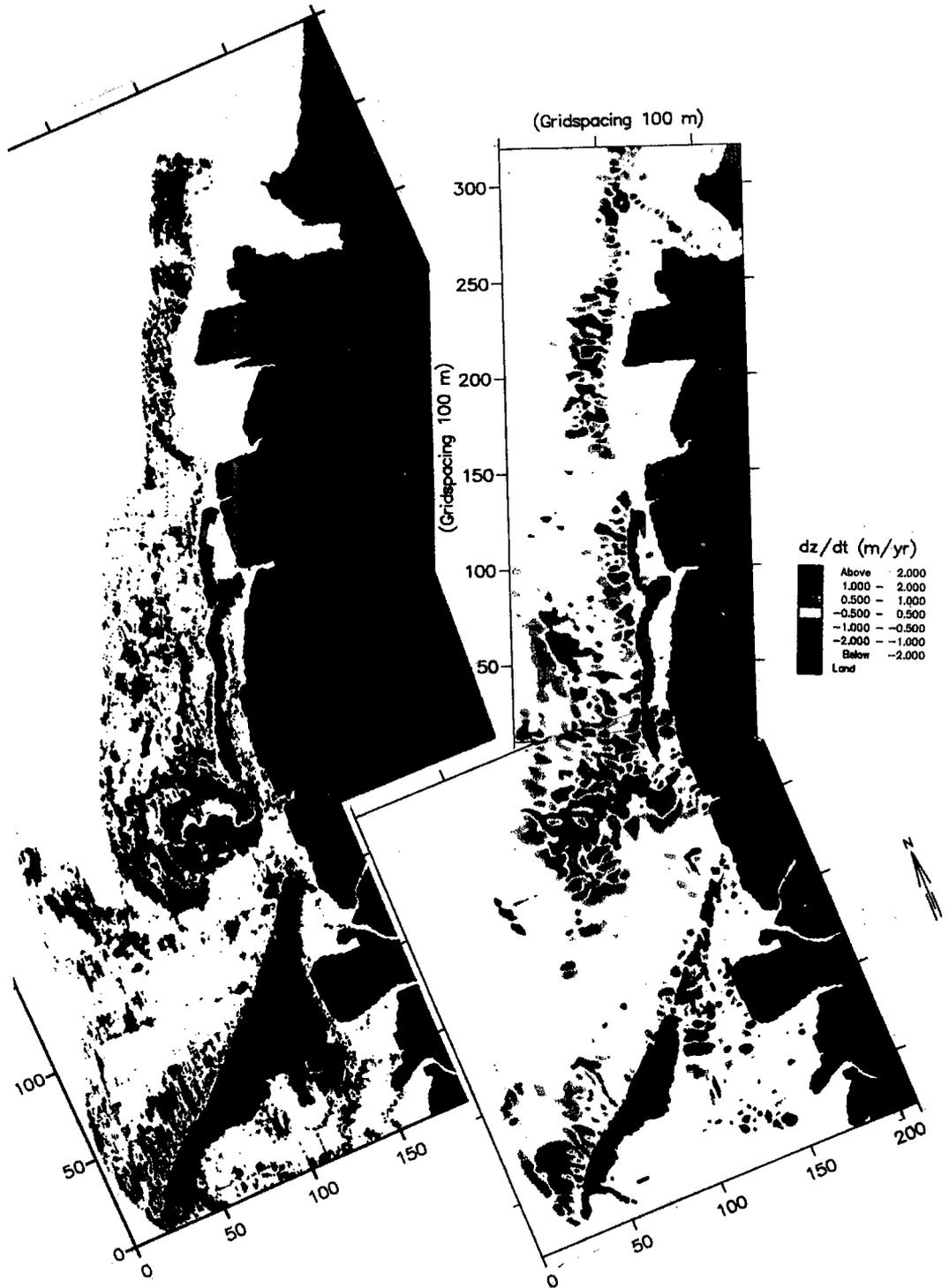


圖 9 離島工業區附近二維輸砂模式年侵淤量實測與模擬結果驗證圖

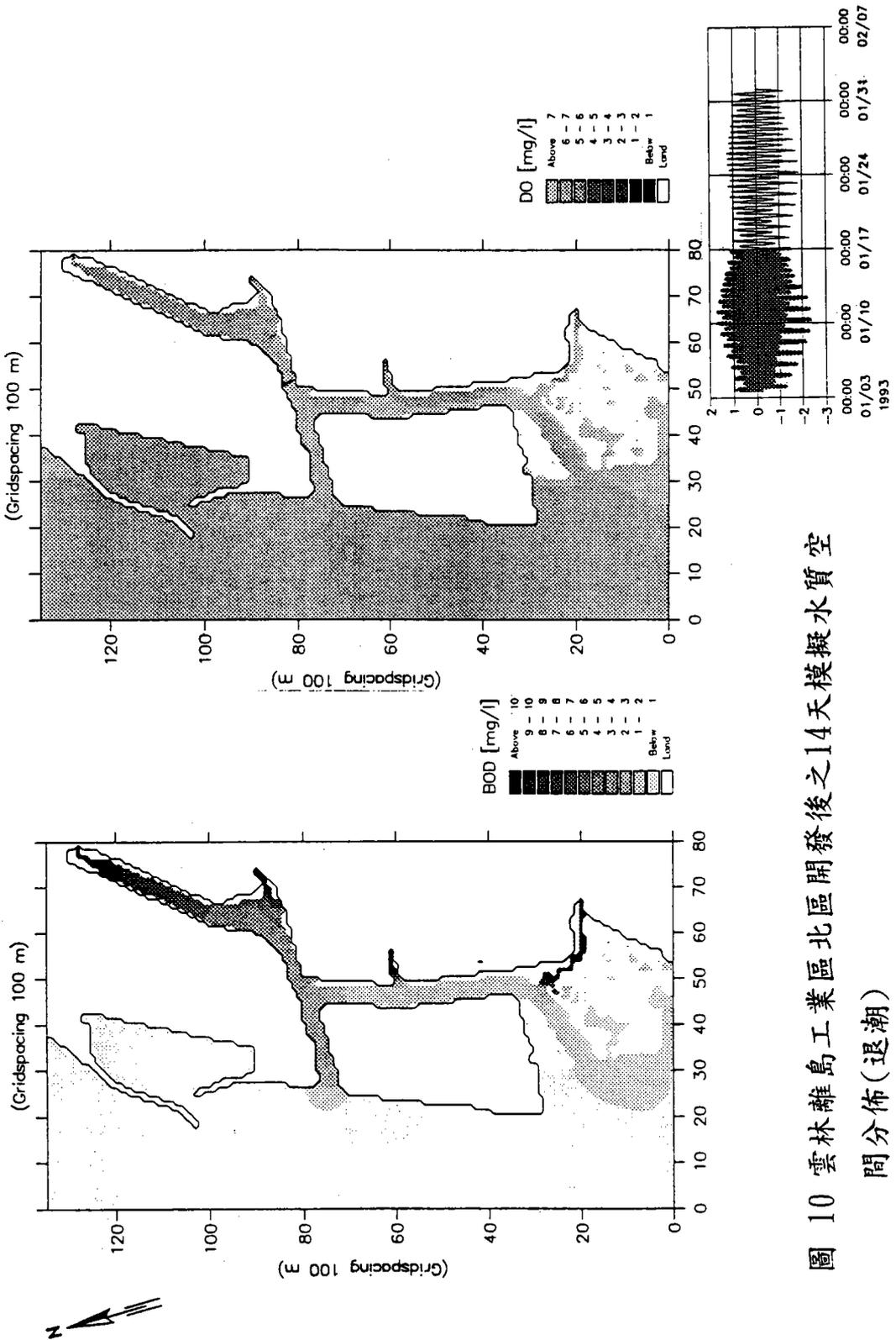


圖 10 雲林離島工業區北區開發後之14天模擬水質空間分佈(退潮)

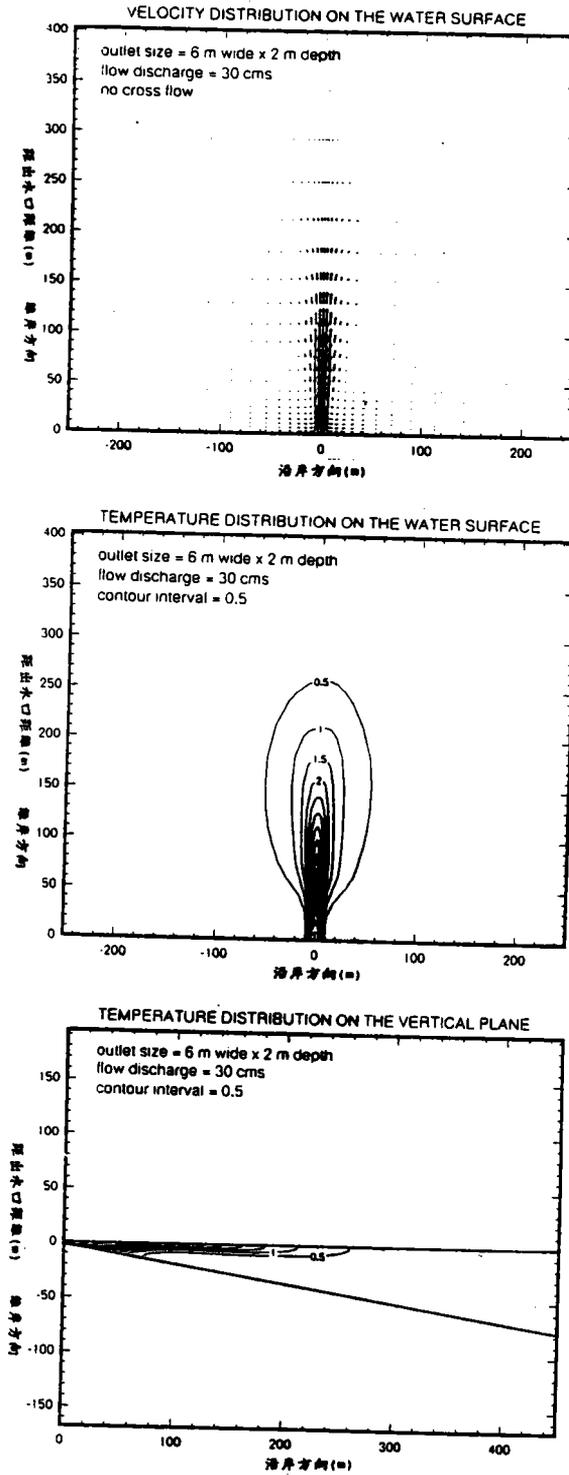


圖 11 和平電廠之溫排水模擬結果(放流口水深-2公尺，無環境恆流)

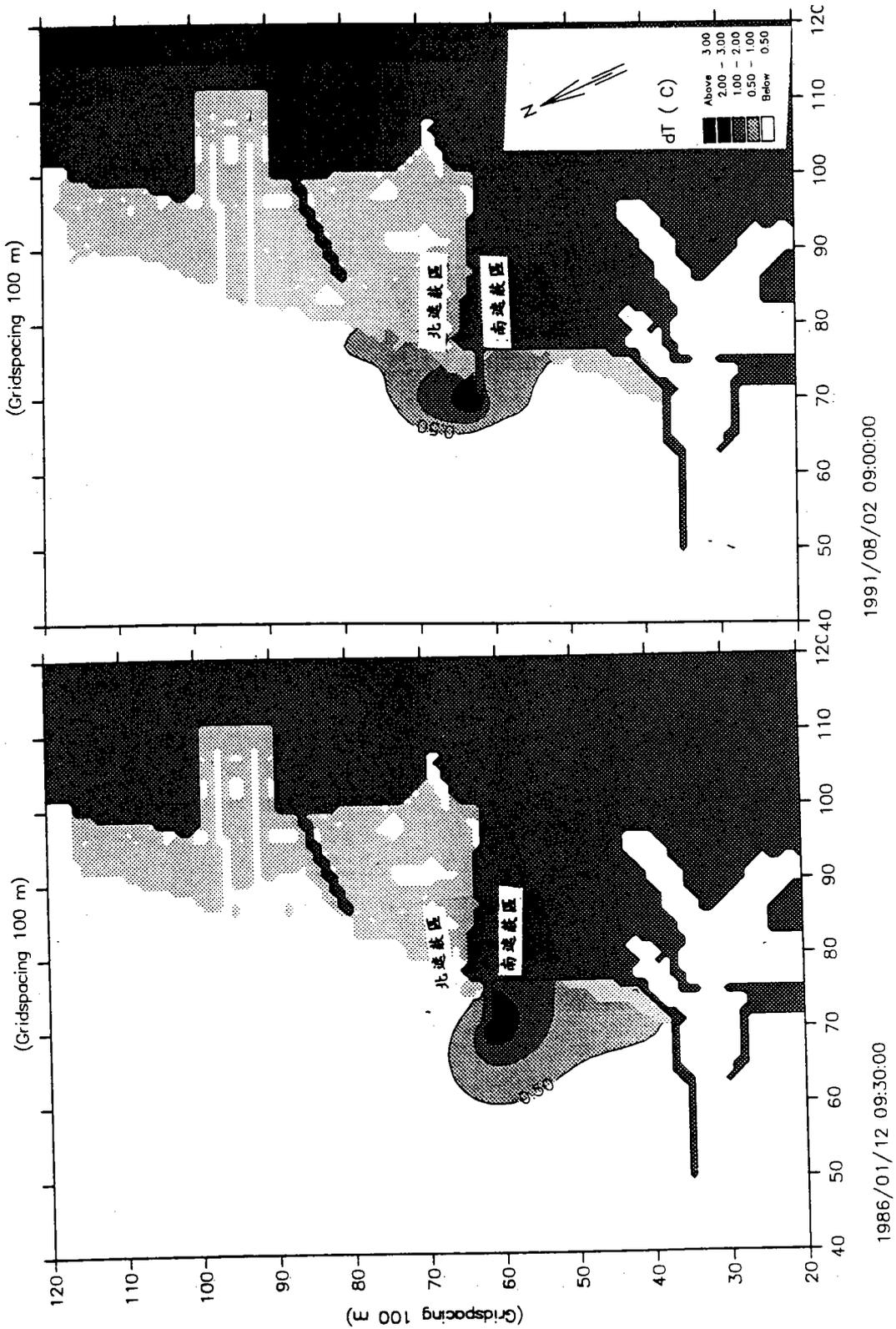


圖 12 海度電廠溫排水之溫昇擴散分佈圖