

目 錄

壹、引 言	4
貳、風	7
叁、波浪實測資料的統計特性	9
肆、季風波浪推算法	14
一、SMB法	14
二、迴歸法	15
三、面積風域法	17
伍、颱風波浪推算法	26
一、湯麟武 移動風域數值計算法	27
二、Bretschneider 經驗參數法	31
三、颱風湧浪推算法	36
四、修改的颱風波浪推算法	43
陸、簡易波候估計法	49
柒、討論與結論	50
捌、誌 謝	52
玖、參考文獻	53

附表目錄

表 3-1	長期波浪測站表.....	10
表 3-2	台中港各月出現頻率最高波浪週期與波高.....	11
表 3-3	興達港波高與週期出現頻率.....	12
表 5-1	k 及 f 值與緯度之關係.....	34
表 5-2	k' 與 $f R / U_R$ 之關係.....	34
表 5-3	颱風湧浪推算分析表.....	35
表 5-4	Sally 颱風資料.....	40
表 5-5	Sally 颱風湧浪推算結果.....	40
表 5-6	花蓮測站所測得之 Sally 颱風湧浪資料.....	41
表 5-7	Wynne 颱風資料.....	41
表 5-8	Wynne 颱風湧浪推算結果.....	42
表 5-9	野柳波浪實測資料.....	42
表 5-10	薇拉颱風資料.....	44
表 5-11	艾爾西颱風資料.....	45
表 5-12	艾達颱風資料.....	46
表 5-13	妮娜颱風資料.....	47

附圖目錄

圖 3 - 1	長期波浪測站位置圖.....	56
圖 4 - 1	SMB實用圖(1970年修正, Bretschneider).....	57
圖 4 - 2	風域與測站關係圖.....	58
圖 4 - 3	元素波模式座標系統.....	58
圖 4 - 4	元素風域座標系統.....	59
圖 4 - 5	台中港風域射線圖.....	60
圖 4 - 6	台中港波浪推算與實測比較.....	61
圖 4 - 7	廣大均勻風域座標系統圖.....	63
圖 4 - 8	測站與風域關係圖.....	59
圖 4 - 9	離測站遠近風域影響示意圖.....	62
圖 4 - 10	離岸遠近面積風域示意圖.....	62
圖 5 - 1	颱風中波高的分佈 H_r / H_R 與 $(fR/U_R, r/R)$ 的關係.....	63
圖 5 - 2	Sally 颱風湧浪推算與實測比較.....	64
圖 5 - 3	Wynne 颱風湧浪推算與實測比較.....	65
圖 5 - 4	薇拉颱風路徑圖.....	66
圖 5 - 5	艾爾西(Elsie)颱風路徑圖.....	67
圖 5 - 6	艾達(Ida)颱風路徑圖.....	68
圖 5 - 7	妮娜(Nina)颱風路徑圖.....	69
圖 5 - 8	艾爾西颱風波浪推算與實測比較.....	70
圖 5 - 9	妮娜颱風波浪推算與實測比較.....	71

壹、引 言

波浪是週期在二十秒以下海表面的起伏現象，其波形一般假設為正弦波，或正弦波之重疊。波浪影響任何在海面上的船舶或其他工作平台，如果海面平靜，船舶航行時十分舒適，工作平台也靜止不動；反之，如果波濤洶湧，如排山倒海，船舶及工作平台不但無法航行或作業，且有翻覆之虞。只要對海稍有認識的人，必然同意以上的說法。對矗立於海中的結構物，波浪對它們施以極大的外力，因此波浪的作用力是主要設計外力之一；此外，波浪造成海岸地形的變遷，或侵蝕或堆積，關係著海岸的保護或航道的暢通，因此波浪與任何海洋開發的活動，息息相關。

波浪是由風所造成，當地風所造成的浪稱為風浪；當地無風，由遠處傳來的浪為湧浪。海面的風主要分為兩類：季風與颱風。季風的風速與風向比較均勻穩定，它又分為冬季季節風，主要為東北季風；及夏季季節風，主要為西南季風；有時颱風過後引發西南氣流或強勁東北風，亦當作季風視之。颱風是太平洋的熱帶性低壓氣旋，在北半球為移動性的反時針旋轉氣流，中心附近風速最大（但颱風眼無風無雲），離開中心愈遠風速漸減，一般風速風向乃指海面上十米高十分鐘平均值而言。

影響風浪的因素除了風速風向外，尚有吹風延時、吹風域大小、形狀及水深等，水深只在小於半個波長以內才有影響。由於颱風風域是移動性的氣旋，所以颱風波浪比較複雜多變。對台灣而言，四周沿岸的風浪狀況都不一樣，因為影響風浪的三項因子（如水深不計），各地都不同。最明顯的例子是：如果吹東北季風，在基隆風浪很大，而高雄則風平浪靜，如果吹西南風，則恰恰相反。

由於季風出現的時間較長，影響海上工作天及海岸侵蝕或堆積，主要為季風波浪，而颱風波浪的波高很大，颱風波浪乃決定工程的設計波。另

外因颱風而生的湧浪，由於週期特長也是影響海上工作的因素之一。

台灣西海岸及南北兩端有較多波浪實測記錄，其中不少超過一年以上。但東部的波浪記錄很缺乏，根據經驗的判斷東部的波高及週期均應大於西部者。台灣西海岸面臨台灣海峽是一特殊地區，台灣海峽水淺，兩面受陸地的限制，使本區域的波浪週期較小，尖度大，對風的反應延遲短，即波浪成長快速，風變小以後，衰退很快。

季風波浪預報或推算的方法，美國發展出來的 P. N. J. 法及 S. M. B. 法，其中後者常被採用，在國內應用時發現波高較合理，但週期偏小。國內有一些簡易迴歸法可適用於特定地點，由風速估計長期波候 (Wave Climate) 之用。另作者提出的面積風域法，特別適合受限制風域，在此之前，湯麟武亦提出由風域寬度受限制而在應用 S. M. B. 法時修正吹風域長度的論著 (TANG, 1970)，但在基本假設上，乃假定風域為接近矩形，面積風域法則無此限制，惟其趨勢則是一致的。此外，面積風域法尚可估算代表波向及方向分散函數。

颱風波浪之推算有湯麟武的移動風域數值推算法，甚至可以算到淺海碎波點為止，但其中最困難的是計算颱風常數中的最大風速半徑 R ，由於氣壓資料不全，且陸地上的氣壓測站因受地形影響，颱風等壓線已非圓形，因此計算正確的 R 值常感困難，作者建議採用較簡單的經驗公式代替，則可減少困擾，並節省計算時間。美國 Bretschneider 提出的經驗參數法十分簡便，但試用後發現其缺點是未考慮移動風域而生的累積效應。過去未有理想的颱風湧浪的預報方法，作者利用 Bretschneider (1979) 的經驗參數法及作者提出的元素波模式 (LIANG, 1973) 的觀念和實測資料定出颱風湧浪的預報方法。本方法也考慮到颱風接近與遠離而造成的堆積與消退的效果。由於 Bretschneider 的經驗參數法忽略移動風域而生的累積效應，而實際上此累積效應即湧浪的能量，因此加上湧浪的能

量來修正 Bretschneider 的經驗參數法應較合理。

在完全沒有實測波浪記錄，但有長期的風速風向記錄時，可直接由風速風向的出現頻率加上 SMB 方法換算成波高波向的出現頻率，可供估計波候的參考。

台灣過去已有不少波浪記錄，從這些實測資料可以得到一些台灣沿海波浪的統計特性，湯麟武、歐善惠及莊甲子 (TANG , OU & JUANG , 1981) 特別對台灣海峽的波浪統計特性作了探討，頗有參考價值。

貳、風

風是造成波浪的主因，俗云：「無風不起浪」，因此，在探討波浪時必須先了解風。台灣的風季大致可以分為三類：(1)冬季(2)夏季(3)冬夏交替期。分別簡述如下：

1. 冬季——約在每年11月下旬，12、1、2月份及3月上旬，大陸冷高壓以十日左右週期出現，向東移動，或產生分裂性高氣壓向東或東南移動，冷空氣與暖空氣之交接面形成冷鋒面，冷鋒面之後空氣冷，吹強勁東北風，冷鋒面之前吹微弱暖的西南風，當冷鋒通過時有強烈風變出現。冷鋒通過後持續一段時間東北季風後，當高壓中心移到東海、日本海或太平洋，東北風轉弱或風向變為西南；暖空氣補充，氣溫升高，天氣好轉，如此週而復始。

東北季風乃由氣壓梯度與科氏力平衡而生，因此當壓力梯度愈大，則風速也愈大，當強烈高壓出現時，平均風速可高達 20 m/s 以上，惡劣天候持續兩天以上。

2. 夏季——約在5月下旬到9月下旬之間，在此期間或滯留徘徊形成之梅雨，或太平洋高壓加強，炎熱無風，或西南季風盛行，間或出現颱風。颱風是由熱帶性低氣壓加強後而形成，在北半球由於科氏力的影響，產生反時針的氣旋，愈接近中心氣壓梯度愈大，風速也愈大，但中心處無風無雲，稱為颱風眼。颱風是夏季造成海面波浪的主角，七、八兩月是出現颱風頻率最高的月份，一般颱風在加羅林群島或關島附近形成，然後向西北移動，自海面吸收能量逐漸壯大。颱風尚未到達，有時湧浪已先抵台灣，如颱風來臨，狂風暴雨一起到達，海面波濤洶湧。颱風進入大陸後消失，或侵襲韓國、日本，均引發強盛西南氣流，其效果如同西南季風。

3. 冬夏交替期——分兩段：3月下旬、4月、5月上旬及9月下旬、10月、11月上旬。前者屬於春季，後者屬於秋季。本期有一特點，即氣象型態很多，變化快，週期短。先敘述春季，根據郭金棟(1976)可分為十型：(1)暖鋒(2)弱東北季風(3)東北季風(4)移動性高氣壓(5)高氣壓西南邊緣型(6)鋒面前暖氣流區型(7)冷鋒型(8)滯留鋒(9)台灣低氣壓(10)西南氣流，型式雖多，但強度都不大，持續時間也短。至於秋季則為東北季風、移動性高氣壓、西南氣流與颱風等混合出現，型式比春季單純些，東北季風不強，持續時間也短，但颱風不一定弱；颱風過後，如在廣東省附近消失則引發強勁東北季風，如在東北亞消失則引發西南氣流。

叁、波浪實測資料的統計特性

台灣的波浪測站分佈在南北兩端及西海岸，較長期的波浪測站（一年以上記錄）如圖 3-1 及表 3-1 所示。

選擇野柳、台中港、興達港及南灣四站的波浪實測資料的統計特性，作為台灣四周波浪的代表。（梁乃匡等1981，台中港務局1973，LIANG，WANG，LIOU & PIEN 1981，梁乃匡、曾相茂及王甯 1982）

1. 野柳——出現最多的 $T_{1/3}$ 是 7 秒，出現最多的 $H_{1/3}$ ，冬季在 1 ~ 2.5 米之間，夏季在 0.5 ~ 1 米之間。一百年出現一次的季風波高 $H_{1/3}$ 為 7.8 米，一百年出現一次的颱風波高 $H_{1/3}$ 為 17.2 米。

2. 台中港——各月份出現最多的波浪週期 $T_{1/3}$ 和波高 $H_{1/3}$ ，如表 3.2 所示。

3. 興達港——波高 $H_{1/3}$ 與週期 $T_{1/3}$ 冬夏兩季出現頻率如表 3.3 所示，週期偏高，原因是波浪儀屬壓力式的。

4. 南灣——(1) 春夏及秋季出現最多的 $H_{1/3}$ 為 0.38 米，但冬季稍高為 0.63 米，而冬春兩季較夏秋兩季集中，原因是夏秋季有颱風出現。

(2) 冬季出現最多的 $T_{1/3}$ 在 8 ~ 9 秒之間，其值偏高，原因是潮波儀為壓力式，儀深在 16 米左右，短週期波浪被濾掉。

由於測波的儀器不同，週期顯然不能全盤比較；但野柳與台中港所用儀器雖然不同，對短週期並無過濾現象，因此可以比較，吾人可看出野柳波浪週期要比台中港為大，其原因是台灣海峽風域受限制。冬季野柳及台中港的波高均大，南灣次之，興達港最小。夏季颱風波浪南灣與野柳均大，興達港次之，台中港最小。

湯麟武、歐善惠及莊甲子（1981）分析台中港及桃園附近波浪的統

表 3-1 長期波浪測站表

站 名	儀器型式	觀測期間	主辦單位	執行單位	備 註
鼻 頭 角	超 音 波	69年9月 迄今	氣 象 局	氣 象 局	颱風期間曾 中斷
八 尺 門	壓 力 式	66年7月~ 70年6月	基 港 局	台大海洋所	曾中斷，安裝 方式改變過
基隆港口	壓 力 式	69年7月~ 70年6月	"	"	水深 15 米
野 柳	Waverider	69年9月~ 70年7月	中 油	"	水深 70 米
淡 水	"	61年1月~ 3月	"	成大水利系	水深 22.5 米
淡 水	壓 力 式	68年7月~ 69年4月	基 港 局	台大海洋所	水深 13 米
竹 圍	Waverider	61年7月~ 62年2月	中 油	成大水利系	水深 22 米
"	壓 力 式	60年7月~ 9月	"	"	水深 12 米
"	"	69年5月~ 70年5月	基 港 局	台大海洋所	水深 35 米 資料不好
觀 音	"	70年12月~ 71年10月	"	港 研 所	將繼續測
台 中 港	超 音 波	61年1月~ 64年5月	中 港 局	中 港 局	將由港研所繼 續觀測
興 達 港	壓 力 式	68年1月~ 71年1月	台 電	台大海洋所	水深 16 米
東 吉 島	超 音 波	70年7月 迄今	氣 象 局	氣 象 局	66 年建站
大 鵬 灣	"	67年9月 迄今	高 港 局	高 港 局	水深 12 米
小 琉 球	"	65年 迄今	氣 象 局	氣 象 局	68 年以前資 料不佳
南 灣	壓 力 式	69年5月~ 70年6月	台 電	台大海洋所	水深 16 米
新 港	超 音 波	69年6月 迄今	氣 象 局	氣 象 局	颱風期間曾中 斷

表 3-2 台中港各月出現頻率最高波浪週期與波高

月 份	一	二	三	四	五	六	七	八
$T_{1/3}$ (秒)	5.5 ~ 5.9	6.0 ~ 6.4	5.5 ~ 5.9	5.0 ~ 5.4	5.0 ~ 5.4	4.0 ~ 4.4	4.0 ~ 4.4	5.0 ~ 5.4
$H_{1/3}$ (米)	1.5 ~ 1.99	1.5 ~ 1.99	1.5 ~ 1.99	0 ~ 0.49	0.5 ~ 0.74	0.5 ~ 0.74	0 ~ 0.49	0.5 ~ 0.74

月 份	九	十	十一	十二
$T_{1/3}$ (秒)	5.0 ~ 5.4	5.5 ~ 5.9	6.0 ~ 6.4	6.0 ~ 6.4
$H_{1/3}$ (米)	0 ~ 0.49	0.75 ~ 0.99	1.25 ~ 1.49	1.50 ~ 1.99

表 3-3 興達港波高與週期出現頻率

$H_{1/3}$ (米)

期 間	0.0*	0.5**	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0
夏	27.25	41.15	19.55	8.45	2.50	0.55	0.15	0.30	0.15
冬	49.49	50.37	0.08	0.06					
全 年	38.37	45.76	9.79	4.26	1.25	0.27	0.08	0.15	0.07

$T_{1/3}$ (秒)

	5*	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	>15
夏			7.87	43.5	33.88	10.3	3.26	0.92	0.28			
冬	0.10	0.14	9.69	38.12	30.0	11.91	6.85	1.84	0.67	0.04	0.1	0.4
全 年	0.05	0.07	8.78	40.81	31.94	11.11	5.06	1.38	0.48	0.02	0.05	0.2

* +0.25 ** ±0.25 * ±0.5

計特性，發現下列幾點特性值得注意：

1. 波浪能譜在平衡域呈 f^{-3} 之函數關係（ f 為頻率）比 Phillip 所指出的 f^{-5} 較平緩。
2. 波浪能譜較 P—M (Pierson- Moskowitz) 波譜為尖，JONS - WAP 波譜很接近海峽波譜的型式。
3. $H_{1/3} = 3.80 \sqrt{m_0}$ ， m_0 為波譜的面積
 $T_{1/3} = 0.885 T_P$ ， T_P 為最大能量週期
4. 波高的分佈以 Rayleigh 分佈表示並不理想，用 Beta 函數比較恰當。

肆、季風波浪推算法

在第二章中曾述及台灣的季風分冬季的東北季風與夏季的西南季風，而東北季風十分強勁，且歷時甚長，因而吹拂起洶湧波濤，造成海上活動極大不便。台灣海峽東西兩面受中國大陸及台灣本島的限制，而海峽平均水深在 50 米左右，因此屬於比較特殊的區域。季風波浪推算方法，比較老的有 SMB 及 P N J，而後者比較不常用。過去有多位研究者，針對某些特定地點，根據過去已有的記錄，用迴歸法求出簡易推算波浪的公式，效果還不錯。另，作者提出的面積風域法特別適合受限制風域的波浪推算，並可估算代表波向、方向分散因子函數，及由甲站之實測推估乙站之波浪等用途。茲將各種推算方法分別介紹如後：

一、SMB 法

本法首先在二次大戰後由 Sverdrup 及 Munk 兩位學者提出，後經 Bretschneider 加以修改，乃取三位學者英文姓氏第一個字母簡稱之，其使用方法在參考文獻（湯麟式，1971）中敘述的很清楚，不再詳細說明。使用本法只需圖 4-1 及天氣圖即可，十分簡便。先由天氣圖定出風速、風域長度（fetch）及吹風歷時，分別由風域長度及吹風歷時可自圖 4-1 中讀出波高及週期，而取其較小者。如果風速改變可由等能量線換算相當的風域長度及吹風歷時，加上新的風域長度及吹風歷時，由圖 4-1 讀出波高及週期，仍然取其較小者。SMB 法的優點是簡便，而其缺點討論如下：

1. 如果海面風速並不均勻，只有選擇幾個資料取其平均值，其間有不客觀的成份。
2. 風域長度理論上應延風向上風域之長度，如風域並不一致，只有取其平均風向為準，而風域的圈定受人為因素很大。

3.如在台灣海峽風域的寬度受限制，必然與開闊不受限制的大洋不同，SMB法原本未考慮此一因素，湯麟武（1970）以矩形風域為準，在寬度受限制時，求出寬度不受限制時之相當風域長度，其恒小於原風域長度，再由此相當風域長度推算波浪。

一般而言，根據使用的經驗，SMB法在台灣海峽應用時，如台中港的波浪，波高偏大，其他地點週期偏小。

二、迴歸法

迴歸法是用某地實測的波浪資料與氣象資料找出其間相關，一般是求當地風與波浪的關係。由於迴歸法將影響的因子簡化，也就是把略去因子當作是不變的，例如假設整個台灣海峽的風均勻一致，吹風延時已足夠長，則台中港的波浪只與風速有關，這種情況在冬季經常出現。因為迴歸法只有風這一個因子，所以使用方便，當沒有長期實測波浪資料時，可由長期風速記錄來估算波候（Wave Climate）之用。以下列舉幾個迴歸法的實例：

- 1.郭金棟台中港波高推算迴歸法——根據民國62、63、64年23個月的資料，十月份波高與風速的相關係數最大，高達0.91，六月份相關係數最低亦達0.55，依據波高及風速之統計分析求得波高對風速的迴歸公式如下：

$$H_{1/3}(\text{米}) = a V_{10} + b \dots\dots\dots(4-1)$$

其中 V_{10} 為 10 米高 10 分鐘平均風速

a 值在 0.01~0.14 之間， b 值在 0.005~1.39 之間變化幅度頗大，表示各月份的迴歸公式均不同，即使同一月份不同年相差也很大。

郭金棟針對台中港東北季風期間，另外提出波高的簡易推算經驗公式，由於東北季風吹風距離經常超過 400 公里，故風浪在發達過

程中主要受吹風歷時 t_d 的控制，其經驗公式如下：

甲. 風速增加時

$$H_{1/3} = 0.11 t_d^{0.11} V_{10}^{1.01} + 0.078 \dots\dots\dots (4-2)$$

其中 t_d 為吹風延時

乙. 風速減弱時

①如風速增高到 13 m/s 以上再降低時：

$$13.0 \text{ m/s} > V_{10} > 8.0 \text{ m/s}$$

$$H_{1/3} = 0.29 t_d^{0.06} V_{10}^{0.705} + 0.135 \dots\dots\dots (4-3)$$

$$V_{10} < 8.0 \text{ m/s}$$

$$H_{1/3} = 0.50 t_d^{0.06} V_{10}^{0.04} - 0.041 \dots\dots\dots (4-4)$$

②如風速未到達 13 m/s 即降低時

$$H_{1/3} = 0.22 t_d^{0.06} V_{10}^{0.755} + 0.012 \dots\dots\dots (4-5)$$

應用以上公式推算民國 61 年 3 月的波高與實測值比較頗為一致。

2. 高治平與梁乃匡為估計台灣北部海域冬季波候 (Wave Climate)

，需要長期的波浪資料，而長期的波浪記錄不可得，只有長期的彭佳嶼風速記錄，如果延用正規的 S M B 方法推算波浪，必須由天氣圖定出風域及延時，這種作法幾乎不可能辦到，而波候的估計重點在 1 米到 2 米波高的浪，以決定是否適合海上的施工作業，因此在風與浪的關係上，忽略吹風延時與吹風域因素，只求風速與波高的關係，但與(1)所不同者，在先求出實測的不同延時波高與風速的相關，找出相關最大的延時，然後以此延時之風速與波高求得一迴歸公式，在基隆港口波浪與彭佳嶼的風以延時九小時之相關最大，其迴歸公式為：

$$H_{1/3} = 0.1528 U - 0.3761 \dots\dots\dots (4-6)$$

陳金堂、張昭仁 (1982) 用類似的方法求出台中港波高與馬公風速的迴歸公式，結果十分良好。例如一月份的公式如下：

$$H_{1/3} = 0.083 + 0.1579 \times U \dots \dots \dots (4-7)$$

延時為零，因馬公在台中港之南。

侯和雄、劉正忠用三次迴歸方程式，得到很好的結果，但其用來作比較的資料同時也是用來求迴歸公式的資料，是其中不完備之處，根據該文資料顯示，各月份的常數相差很多。

三、面積風域法

由於現有的波浪力學理論僅限於二度空間，海上的波浪乃是以各種不同方向、相位角、頻率與振幅的二次度空間正弦波的重疊來模擬，此種模擬對在海上某一測點而言應十分相近，惟對大範圍的波浪推算問題時則有偏差，例如前述SMB假定波向與風向一致，如果風向並非正對著測站而來（如圖4-2），應無向著測站的湧浪成份，而事實相反。在較新的波浪數值推算法中已考慮到此點，但其整個計算過程頗為繁複，正確性亦尚未被肯定，主要原因是波浪數值推算公式中的源函數並非容易界定。為較SMB法進一步描繪波浪生成的形象，而又不失其簡便與正確性，作者認定有效風域面積（含風速風向）為影響波高的主要因子，至於複雜的風波能量授受關係，則不予深入探討，只將其揉合在一個經驗常數中，作者曾提出一個新風波生成的觀念，稱為元素波模式（梁乃匡，1973）。元素波模式的基本假設是將整個風域分割成許多元素風域，每一元素風域視為獨立之波浪生成中心，由此元素風域所得之波能以圓形波向外傳遞，假定此圓形波在順風方向之波高為1，則根據試驗在 β 夾角方向為 $\cos \beta$ （圖4-3），當 $\beta > 90^\circ$ 則為零，而觀測點的波能為抵達該點各元素風域波能之和，如圖4-3所示，定常狀態下，在觀測點通過單位波峰寬度單位時間之波能為

$$WL(r, \beta) = \frac{2}{\pi} \cos^2 \beta \frac{1}{r} Q L \dots \dots \dots (4-8)$$

其中 QL 為在元素風域單位時間由風所獲得的能量。

根據 Jeffreys, Sverdrup & Munk 等人的波浪生成理論，將座標軸固定在元素風域上，而不跟著波速走（如此可以把問題簡化，因為其一元素波為圓形波，其二波浪的週期也不是一個，如果要跟著波浪走，應當選擇那一個方向與速率呢？）可以得到 QL 如下式：

$$QL = \xi U^2 \triangle A \dots \dots \dots (4-9)$$

其中 $\triangle A$ 是元素風域的面積， U 是元素風域海面上 10 米高 10 分鐘平均風速，並假定全部元素風域一致， ξ 是風波能量授受係數，因為元素風域大小與波長相比要大得很多， ξ 取平均值對某一元素風域而言應為一定值，如圖 4-4 所示，採用極座標系統，則觀測點的波功率，如下式：

$$\begin{aligned} E \cdot G &= \int \frac{2}{\pi} \xi(r, \theta) U^2(r, \theta) \cdot \cos^2[\beta(r, \theta)] \\ &\quad \cdot \frac{1}{r} dA \\ &= \frac{2}{\pi} \int_r \int_\theta \xi(r, \theta) U^2(r, \theta) \cos^2[\beta(r, \theta)] \\ &\quad dr d\theta \dots \dots \dots (4-10) \end{aligned}$$

其中 E 為單位海平面平均波能與波高 $H_{1/3}$ 之平方成正比， G 為觀測點的代表群波速度與 $T_{1/3}$ 成正比等於

$$\frac{g T_{1/3}}{4 \pi}$$

$dr, d\theta$ 改為 $\triangle r, \triangle \theta$ ，則上式化簡為

$$\begin{aligned} H_{1/3}^2 &= \frac{8}{g T_{1/3}} \sum_r \sum_\theta \xi(r, \theta) U^2(r, \theta) \cos^2[\beta(r, \theta)] \\ &\quad \triangle r \triangle \theta \dots \dots \dots (4-11) \end{aligned}$$

由於距離遠的元素風域的波能在傳播過程中必有能量之減衰，此一減衰項相當於給與距離觀測點不同距離的元素波能一權重函數。根據理論波能依指數減衰原則，再依據Bretschneider 100 % 完全成熟風浪之無因次風域長度如下：

$$\frac{g r_{\max}}{U^2} = 600,000$$

$$r_{\max} = \frac{600,000}{g} U^2 = \frac{600}{g} U^2 \text{ (公里)} \dots\dots\dots (4-12)$$

$r_{\max}$ 為完全成熟風浪的風域長度

假定完全成熟波浪最遠處的元素波能到達觀測點時

為原來的 $\frac{1}{100}$ ，則

$$e^{-\alpha r_{\max}} = \frac{1}{100}$$

$$\alpha r_{\max} = 4.605$$

代入上式

$$\alpha \approx \frac{0.08}{U^2} \dots\dots\dots (4-13)$$

則(4-11)式改為

$$H_{1/3}^2 = \frac{8}{g T_{1/3}} \sum_r \sum_{\theta} \xi(r, \theta) U^2(r, \theta)$$

$$\cos^2 [\beta(r, \theta)] \exp \left\{ -\frac{0.08}{U^2(r, \theta)} r \right\} \triangle r \triangle \theta$$

..... (4-14)

代表週期 $T_{1/3}$ 一般變化幅度較小，可由實測資料以下列無因次變數求得經驗公式：

$$\frac{g T_{1/3}}{2\pi \bar{U}} = F_1 \left(\frac{g t_d}{\bar{U}} \right) \dots\dots\dots (4-15)$$

或

$$\frac{g T_{1/3}}{2\pi \bar{U}} = F_2 \left(\frac{g F}{\bar{U}} \right) \dots\dots\dots (4-16)$$

其中 $\bar{U}$ 為有效風域之平均風速， t_d 為吹風延時， F 為有效最大風域長度，一般用吹風延時較為方便。

風波能量授受係數 ξ 值，理論上與海面狀況有關，海面波高大則 ξ 值也大，但本模式認定的元素風域之波浪已在半成熟狀態，也就是其主要波浪成份之波速接近風速，根據 Jeffreys 的遮蔽效應理論，波速超過風速的波浪不能從風獲得能量，（而事實上也無法求得各元素風域之 ξ 值，但可由數個不同風速均勻風域的資料得到 ξ 值與風速的關係來），如此則 4-14 式化為：

$$H_{1/3}^2 = \frac{8 \bar{\xi}}{g T_{1/3}} \sum_r \sum_\theta U^2(r, \theta) \cos^2[\beta(r, \theta)] e^{\left[-\frac{0.08 r}{U^2(r, \theta)} \right]} \Delta r \Delta \theta \dots\dots\dots (4-17)$$

另外一個重要的問題是決定有效的風域，也就是決定 r 、 θ 的積分上下限。如上所述本法認定的元素風域是半成熟狀態者，主要波浪成份之波速與風速接近，根據 Jonswap 報告（1973）指出波浪吸收風能以主要波浪的頻率附近，高頻率部份或經由碎波而能量消失，或併入較低頻率部份，因此元素波波能的傳遞速度以波速為風速的波浪的波能

傳遞速度代表，即 $0.5 U$ 。由於海面風域風速資料來自每天六小時一張的天氣圖，而每張天氣圖的風速也不一定相同，因此如果採用元素波能傳遞速度等於風速的一半，則有效風域有重疊或間隙存在，本法容許此現象之存在。

本法對各成份波之間的非線性干擾並不作分析，但此一問題並未忽略，因為在式 4-17 中，將各元素風域傳到觀測點的功率加起來，至於能量在頻率上如何分配不加以了解，此問題由求 $T_{1/3}$ 的經驗公式來控制。如果是波譜，本方法認為風浪將自行調整出一個一般的通式，如 Pierson - Moskowitz 波譜、Jonswap 波譜等是。本法並未考慮海底的影響，因此在運用本法時最好在屬於深海波的區域，如要引用到淺海，再加以計算，或者如果測站屬於擬似深海者，則將此一因素根據實測資料揉合在 $\bar{\xi}$ 值與求 $T_{1/3}$ 公式中。本方法之用途及實例分述如下：

1. 季風風浪預報或推算 (LIANG, TANG & Lee, 1976)

以台中港外海水深二十米處的波浪測站為例，如圖 4-5 所示，取 7 條射線，每條射線間隔 10° 。自民國 63 年 2 月 7 日到 3 月 15 日，一共取了 233 個資料，來求 ξ 值，發現 ξ 值似乎與風速無關，233 個資料 $\bar{\xi}$ 的平均值為 7.25×10^{-4} ，其標準偏差為 2.2×10^{-4} 。週期 $T_{1/3}$ 的推算經驗公式如下：

$$\frac{g T_{1/3}}{2 \pi \bar{U}} = 0.00488 \left(\frac{g t_d}{\bar{U}} \right)^{0.4472} \dots\dots\dots (4-18)$$

其中 $\bar{U}$ 為減衰項 $\exp\left(-\frac{0.08}{U^2} r\right) \geq 0.6$ 之有效元素風域之平均風速

， t_d 為吹風延時，即第一張天氣圖與最後一張天氣圖的時間差，自民國 64 年 10 月 28 日到 11 月 1 日作一個實例，用 SMB 法與面積風

域法 (FAM) 與實測值作一比較，其結果如圖 4-6 所示，吾人可以發現剛起風時 SMB 法不錯，當風速穩定 FAM 法比 SMB 法好了很多，風速穩定後漸漸變小時，此時 SMB 的推算值居高不下。其原因很簡單，因為 SMB 法適用於大洋，在剛起風時，有效的風域不大，海峽與大海實質上相同，所以 SMB 法推算結果良好，當吹風延長時有效風域加大，海峽因陸地的限制，實質的有限風域小於開闊海洋，因此由 SMB 法推算結果偏高。

民國 69 年中油公司委託台大海洋研究所在台灣北部野柳附近安裝 Waverider 測波儀，其水深約 70 公尺。採取民國 69 年 11 月到民國 70 年 2 月波高 $H_{1/3}$ 1.5 公尺以上 998 個資料，3 公尺以上 165 個資料 ξ 之平均值 1.5 公尺以上為 14×10^{-4} ，3 公尺以上為 28×10^{-4} ，由此看出野柳的 ξ 值比台中港為大，又 ξ 似乎是風速的函數。

2. 方向分散因子及代表波向的估計 (LIANG, 1975)

波向在估計沿岸漂沙是一個重要的因素，而卻不易測量。更進一步，描繪海面波浪最佳的方式是方向波譜 $\Phi(\sigma, \theta)$ ，但方向波譜的測量十分困難，為了簡化起見令

$$\Phi(\sigma, \theta) = A(\sigma) \cdot S(\theta) \dots \dots \dots (4-19)$$

其中 $A(\sigma)$ 即頻率波譜， $S(\theta)$ 為方向分散因子，則

$$A(\sigma) = \int_0^{2\pi} \Phi(\sigma, \theta) d\theta$$

因此
$$\int_0^{2\pi} S(\theta) d\theta = 1$$

目前已有許多決定頻率波譜的通式，因此只要知道方向分散因子

$S(\theta)$ ，即可求得方向波譜了。依據元素波模式，如圖 4-5 所示，由某一射線上傳抵觀測點之元素波，即此一方向之成份波波能。即在 θ 方向的波能為

$$\Delta E_{\theta} = \frac{8\xi}{8T_{1/3}} \left[\sum_r U^2(r, \theta) \cos^2[\beta(r, \theta)] e^{-\frac{0.08r}{U^2(r, \theta)}} \right] \Delta r \Delta \theta \dots (4-20)$$

由式 (4-17)(4-20)

$$\begin{aligned} S(\theta) \Delta \theta &= \frac{\Delta E_{\theta}}{\sum_{\theta} \Delta E_{\theta} \Delta \theta} \\ &= \frac{\frac{8\xi}{gT_{1/3}} \left[\sum_r U^2(r, \theta) \cos^2[\beta(r, \theta)] e^{-\frac{0.08r}{U^2(r, \theta)}} \right] \Delta r \Delta \theta}{\frac{8\xi}{gT_{1/3}} \sum_{\theta} \sum_r U^2(r, \theta) \cos^2[\beta(r, \theta)] e^{-\frac{0.08r}{U^2(r, \theta)}} \Delta r \Delta \theta} \\ S(\theta) &= \frac{\sum_r U^2(r, \theta) \cos^2[\beta(r, \theta)] e^{-\frac{0.08r}{U^2(r, \theta)}} \Delta r}{\sum_{\theta} \sum_r U^2(r, \theta) \cos^2[\beta(r, \theta)] e^{-\frac{0.08r}{U^2(r, \theta)}} \Delta r \Delta \theta} \dots (4-21) \end{aligned}$$

如果風域的風速一致，風域為半圓形（如圖 4-7 所示）或風域很大

，遠處的元素波能已衰減到可以忽略時，則由式 4-21 可得

$$S(\theta) = \frac{2}{\pi} \cos^2 \theta \dots\dots\dots (4-22)$$

此與 Pierson 1955 年所作的假定相同。S (θ) 之重心即定義為代表波向，以台中港為例，如風向為東北風，但浪向要比風向偏西。

3. 在同一風域中由甲站之實測波浪資料估算乙站者

如圖 (4-8) 所示，甲乙兩站同屬一風域，吾人可以假定兩站的週期相同，則由式 (4-17) 可得

$$\frac{H_{1/3}^2 \text{ 甲}}{H_{1/3}^2 \text{ 乙}} = \frac{\left[\bar{\xi} \sum_r \sum_{\theta} U^2(r, \theta) \cos^2 [\beta(r, \theta)] \right]}{\left[\bar{\xi} \sum_r \sum_{\theta} U^2(r, \theta) \cos^2 [\beta(r, \theta)] \right]} \cdot \frac{e^{-\frac{0.08 r}{U^2(r, \theta) \Delta r \Delta \theta}} \text{ 甲}}{e^{-\frac{0.08 r}{U^2(r, \theta) \Delta r \Delta \theta}} \text{ 乙}} \dots\dots\dots (4-23)$$

$$\text{令 } \sum_r \sum_{\theta} U^2(r, \theta) \cos^2 [\beta(r, \theta)] e^{-\frac{0.08 r}{U^2(r, \theta) \Delta r \Delta \theta}} = \text{Count}$$

則

$$\frac{H_{1/3}^2 \text{ 甲}}{H_{1/3}^2 \text{ 乙}} = \frac{(\xi \cdot \text{count}) \text{ 甲}}{(\xi \cdot \text{count}) \text{ 乙}} \dots\dots\dots (4-24)$$

因為 ξ 值中含有水深的因素，如甲乙兩站均屬深水區，或兩站之水深地形雷同，則可假定兩站 ξ 值相同。

則

$$\frac{H_{1/3} \text{ 甲}}{H_{1/3} \text{ 乙}} = \frac{(\text{Count 甲})^{\frac{1}{2}}}{(\text{Count 乙})^{\frac{1}{2}}} \dots\dots\dots (4-25)$$

如乙站已有長期波浪資料，則可由上式求出甲站之波高，如果非屬深水波且兩站地形不相近，則最好有一段兩站同時的波浪記錄，以便求出兩站 $\bar{\xi}$ 值之比，便可由式（4-24）由乙站之波高求出甲站之波高，或反之。如圖4-9所示吾人可以由面積風域法看出測站附近之風是影響波浪最大的因素（以同等面積而言），由圖4-10可看出，如風沿岸吹拂，即使在水深不影響下，外海的波高亦應大於離岸較近者。

伍、颱風波浪推算法

每年夏秋兩季在西太平洋，馬里安納群島與關島附近海面上，由熱帶性低氣壓逐漸加強形成颱風，向西北前進，其進行路徑並無一定規則，因此形成颱風後，菲律賓、台灣、琉球及東北亞都有可能遭受侵襲。初期颱風在進行中自海水吸收熱能，強度繼續增強，後期通過陸地，其威力亦逐漸減弱。颱風的強度依其中心最大風速來區分為輕度、中度、強烈及超級四級。颱風的氣壓結構是中心為最低氣壓，以其為圓心，等壓線近似同心圓，向外氣壓增加，其氣壓變化如下式：

$$P = P_0 + A_{\exp} \left(-\frac{R}{r} \right) \dots \dots \dots (5-1)$$

其中 P 為距中心 r 處之氣壓， P_0 為中心氣壓， A 為常數， R 為最大風速半徑，颱風參數除上述者外，尚有颱風七級風與十級風暴風半徑，前進速率與方向等。 P_0 比較容易求得， R 與 A 值較不易估計，如有數站氣壓資料，便可依最小二乘法求出，惟海上颱風暴風圈內之氣壓值不易獲得。

Graham 及 Nunn 提出經驗公式如下：

$$\begin{aligned} R = [& 28.52 \tan h [0.0873 (\phi - 28)] + 12.22 \exp \\ & [(P_0 - 1013.2) / 33.86] + 0.2 V_F \times 1.852 \\ & + 37.22] / 1.852 \text{ (哩)} \dots \dots \dots (5-2) \end{aligned}$$

其中 ϕ 為緯度， V_F 為颱風前進速率。

另一簡易方法是根據廖學鑑 (1980)， R 等於七級風暴風半徑的十分之一，吾人可由以上兩法中選擇一個來決定 R 值。如 R 已估計出，只要少數氣壓資料便可得出 A 值來。一般季風的風速很少超過 20 公尺／秒，但颱風中心最大風速極易超過 20 公尺／秒，暴風半徑也在數百公里，因此颱風所造成的波浪遠大於季風，只是季風比較持久而已。颱風是一低

壓氣旋，在北半球由於科氏力的原因，風速呈反時針旋轉，因此颱風風域屬於不均勻移動風域，如用SMB法很難求得代表的風速與吹風域長度，如用FAM由於風速風向的時間變化太大，也很難求出影響風域。一般國內常用的颱風波浪推算法是湯麟武的移動風域數值計算法及Bretschneider的經驗參數法，均將簡述於後。過去很少人研究颱風湧浪的預報或推算方法，僅日人Sakamoto, Ijima及Kimura於1961年在日本第八回海岸工學講演會發表了一篇颱風湧浪的推算方法，但其推算的效果並不好，作者數年來斷斷續續對颱風湧浪的推算作了一系列的探討，最近已有一些突破，主要在發現了颱風湧浪的堆積與消退現象是一重要影響因素，將在下面詳細介紹。Bretschneider方法十分簡便，但在台灣試用後發現有些與實測很接近，有些則相差很大，仔細探索其原因，發現Bretschneider方法未考慮颱風早先造成的湧浪疊加在風浪中的效應。湯麟武的方法已考慮湧浪的效應，其計算結果之最大值與實測之最大值接近，但時間並不一致，作者與簡仲環用Bretschneider的方法先求出颱風風浪，再用作者的颱風湧浪推算法推算湧浪，風浪波高與湧浪波高，以能量原則疊加而得出推算之波高，其結果與實測值比較頗為理想，亦將介紹如後。

一、湯麟武移動風域數值計算法

以常用的16方位自測站向外劃出16條風域線(Fetch line)，由颱風的風域資料可計算出每條射線上延線方向風速的時間與位置的函數，然後用有限差分的方法，以風速大於10米/秒的時間與位置作為起始點，逐步向測站推算，差分方程式為：

$$H_{n+1} = H_n + \left(\frac{dH}{dx} \right)_n \Delta x \dots\dots\dots (5-3)$$

$$G_{n+1} = G_n + \left(\frac{dG}{dx} \right)_n \Delta x \dots \dots \dots (5-4)$$

其中H為代表波高，G為代表群速度，x為風域線長度，依波浪力學群速度即波能傳遞的速度。計算完畢後更換起始點再計算，待全部風域線皆計算完畢，以到達時間為橫座標，波高或週期為縱座標，各方向算出之資料

均點繪於圖上，然後取其包絡線。 $\frac{dH}{dx}$ 與 $\frac{dG}{dx}$ 之公式分深海與淺海兩類。

深海時

$$\frac{dH}{dx} = \frac{3.846 \times 10^{-4} \left(0.26 + \frac{gH}{U^2} \right) \left(0.26 - \frac{gH}{U^2} \right)}{\ln \left(0.26 + \frac{gH}{U^2} \right) - \ln \left(0.26 - \frac{gH}{U^2} \right)} \dots \dots \dots (5-5)$$

因為 $G = \frac{gT}{4\pi}$ ，所以群速度與週期之間屬簡單線性關係，其比值為常數

，因此 $\frac{dG}{dx}$ 可由週期推算式求得，如下：

$$\frac{dG}{dx} = \frac{1.578 \times 10^{-4} g \left(0.7 + \frac{G}{U} \right) \left(0.7 - \frac{G}{U} \right)}{U \left[\ln \left(0.7 + \frac{G}{U} \right) - \ln \left(0.7 - \frac{G}{U} \right) \right]^2} \dots \dots \dots (5-6)$$

淺海時，湯麟武利用Bretschneider與Thijssse之實測資料得出波高與週期推算公式如下：

$$\frac{g H}{U^2} = 0.26 \tanh \left[0.578 \left(\frac{g D}{U^2} \right)^{\frac{3}{4}} \right] \tanh \left\{ \frac{0.01 \left(\frac{g x}{U^2} \right)^{\frac{1}{2}}}{\tanh \left[0.578 \left(\frac{g D}{U^2} \right)^{\frac{3}{4}} \right]} \right\} \dots\dots\dots (5-7)$$

$$\frac{g T}{2 \pi U} = 1.40 \tanh \left[0.520 \left(\frac{g D}{U^2} \right)^{\frac{3}{8}} \right] \tanh \left\{ \frac{0.0436 \left(\frac{g x}{U^2} \right)^{\frac{1}{8}}}{\tanh \left[0.520 \left(\frac{g D}{U^2} \right)^{\frac{3}{8}} \right]} \right\} \dots\dots\dots (5-8)$$

式中D為水深，當 $D \rightarrow \infty$ 時，式(5-7)(5-8)即化為深海時公式，
由(5-5)式可得：

$$\frac{d H}{d x} = \frac{3.846 \times 10^{-4} \left(0.26 \alpha + \frac{g H}{U^2} \right) \left(0.26 \alpha - \frac{g H}{U^2} \right)}{\alpha^3 \left[\ln \left(0.26 \alpha + \frac{g H}{U^2} \right) - \ln \left(0.26 \alpha - \frac{g H}{U^2} \right) \right]} \dots\dots\dots (5-9)$$

其中 $\alpha = \tanh \left[0.578 \left(\frac{g D}{U^2} \right)^{\frac{3}{4}} \right]$

因為淺海時，G與週期、水深及波長均有關係如下式

$$\frac{G}{U} = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{2 k D}{\sinh 2 k D} \right] \frac{g T}{2 \pi U} \tanh (k D) \dots\dots\dots (5-10)$$

其中 $k = \frac{2\pi}{L}$, L 為波長。

湯麟武定義淺海係數 $S = \frac{2\pi D}{L_0}$ (L_0 為深海波波長, 等於 $\frac{gT^2}{2\pi}$)

及 $Z = \frac{G}{\sqrt{gD}}$, 可由 (5-10) 式得出 S 與 Z 之關係式。由 (5-8)

式及 S 之定義可得

$$S = \left(\frac{gD}{U^2} \right) \left\{ 1.40 \tanh \left[0.52 \left(\frac{gD}{U^2} \right)^{\frac{3}{8}} \right] \tanh \right. \\ \left. \left[\frac{0.0436 \left(\frac{gx}{U^2} \right)^{\frac{1}{3}}}{\tanh \left[0.520 \left(\frac{gD}{U^2} \right)^{\frac{3}{8}} \right]} \right] \right\}^{-2} \dots\dots\dots (5-11)$$

由 (5-11) 式可得

$$\frac{dS}{dx} = - \frac{1.578 \times 10^{-4} g S (1.40 \mu + \nu)(1.40 \mu - \nu)}{U^2 \nu \mu^4 \left[\ln(1.40 \mu + \nu) - \ln(1.40 \mu - \nu) \right]^2} \\ \dots\dots\dots (5-12)$$

其中 $\mu = \tanh \left[0.520 \left(\frac{gD}{U^2} \right)^{\frac{3}{8}} \right]$

$$\nu = \sqrt{\frac{1}{S} \left(\frac{gD}{U^2} \right)}$$

如已知 S_n 求下一點之 S_{n+1} 以差分方程式求得如下：

$$S_{n+1} = S_n + \left(\frac{dS}{dx} \right)_n \Delta x \dots\dots\dots (5-13)$$

由 S_{n+1} 即可求出 Z_{n+1} ，由 Z_{n+1} 可得 G_{n+1} 。

本法另討論湧浪及減衰風浪，在此不詳加介紹。本法另一重要創見在起算點之決定，其詳細內容，可參看參考文獻（湯麟武，1970）

二、Bretschneider 經驗參數法

在一定風速風向下 Bretschneider 提出最新代表波預報方程式如下：

$$g H_s / U^2 = A_1 \tanh [B_1 (g F / U^2)^{m_1}] \dots (5-14)$$

$$C_o / U = g T_s / 2 \pi U = A_2 \tanh [B_2 (g F / U^2)^{m_2}] \dots (5-15)$$

其中 $A_1 = 0.283$ $A_2 = 1.2$

$B_1 = 0.0125$ $B_2 = 0.077$

$m_1 = 0.42$ $m_2 = 0.25$

H_s ， T_s ：代表波之波高（呎）及週期（秒）

F ：吹風距離（呎）

C_o ：波速（呎／秒）

U ：10 公尺高 10 分鐘平均風速（呎／秒）

由 (5-14) 及 (5-15) 式消去 $g F / U^2$ 得：

$$T_s / U = 0.4 \tanh [1.07 (\tan^{-1} \frac{40 H_s}{U^2})^{0.6}] \dots (5-16)$$

在高風速下由 (5-16) 式所得之週期，通常比實測值高出 10%，

因此改用 Miles 根據北大西洋所測波譜分析結果：

$$f_o^{-1} / U = 0.4 \tanh [\ln \{ (1 + \frac{40 H_s}{U^2}) \} /$$

$$\left(1 - \frac{40 H_s}{U^2}\right) \}^{0.5} \}^{0.6} \dots\dots\dots (5-17)$$

$$T_s = \sqrt[4]{\frac{4}{5} f_o^{-1}}$$

其中 f_o^{-1} 為最大波能週期 (秒)， U 為風速 (節)。

Meyers 提出靜止颱風的風場模式，Bretschneider 將此模式以無因次形式表示之，如下：

$$\frac{U_r}{U_R} = -\frac{1}{2} \frac{f R}{U_R} \cdot \frac{r}{R} + \sqrt{\left(1 + \frac{f R}{U_R}\right) \frac{R}{r} e^{(1-R/r)} + \left(\frac{1}{2} \frac{f R}{U_R} \frac{r}{R}\right)^2} \dots\dots\dots (5-18)$$

U_r ， U_R 為距颱風中心 r 及 R 處之風速 (節)

R 為最大風速半徑 (哩)

此風場模式是基於氣壓場成指數關係之假設，即

$$P_r = P_o + (P_N - P_o) \exp\left(-\frac{R}{r}\right) \dots\dots\dots (5-19)$$

其中 P_r ：距中心 r 處的氣壓

P_N ：正常氣壓 = 29.92 吋汞柱高

颱風最大風速可由下式求出

$$U_R = k \sqrt{\Delta p} - 0.5 f R \text{ (節)} \dots\dots\dots (5-20)$$

其中 $\Delta p = P_N - P_o$ (吋汞柱高)

k 及 f 值由表 5-1 可查出。

U_R 換算成 10 公尺高 10 分鐘平均風速為

$$U_{RS} = 0.865 U_R \dots\dots\dots (5-21)$$

當颱風由靜止狀態開始移動時，風速分量增加

$$\Delta U = \frac{1}{2} V_F \cos (\theta + \beta) \dots\dots\dots (5-22)$$

其中 θ : 等壓線切線與颱風移動方向的夾角

β : 風向與等壓線切線夾角，約為 25°

則颱風最大風速半徑 R 處之海面風速為

$$U_{RS}^* = U_{RS} + \Delta U \dots\dots\dots (5-23)$$

Bretschneider 以美國 51 個颱風實測資料得出波高推算公式如下

$$H_R = K' \sqrt{R \Delta P} \dots\dots\dots (5-24)$$

其中 H_R : 距中心 R 處波高 (呎)

K' : 為 $\frac{f R}{U_R}$ 之函數，如表 5-2。

颱風風場中任一點之波高 H_r 可由圖 5-1 求得。

當颱風以 V_F 速度移動時，波高將變成

$$\left. \begin{aligned} H_R^* &= H_R \left(1 + \frac{\Delta U}{U_{RS}} \right)^2 \\ H_r^* &= H_r \left(1 + \frac{\Delta U}{U_{rs}} \right)^2 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (5-25)$$

(5-25) 式的限制條件為

$$V_F \leq V_0$$

其中 V_0 為臨界移動速度， $V_0 = 1.515 T_0$

表 5-1 k 及 f 值與緯度之關係

緯度 ϕ	20	22.5	25	27.5	30	32.5	35	37.5	40.0
f	0.18	0.20	0.22	0.24	0.26	0.28	0.30	0.32	0.34
k	67	67	67	66	66	66	66	65	64

表 5-2 k' 與 $f R / U_R$ 之關係

$f R / U_R$	k'	$f R / U_R$	k'	$f R / U_R$	k'
0	7.50	.085	5.20	0.24	3.85
.005	7.25	.090	5.13	0.25	3.80
.010	7.05	.095	5.06	0.26	3.75
.015	6.85	.100	5.00	0.27	3.70
.020	6.70	.110	4.88	0.28	3.65
.025	6.55	.120	4.76	0.29	3.60
.030	6.40	.130	4.66	0.30	3.55
.035	6.25	.140	4.57	0.31	3.50
.040	6.10	.150	4.50	0.32	3.45
.045	5.95	.160	4.42	0.33	3.40
.050	5.80	.170	4.34	0.34	3.35
.055	5.70	.180	4.28	0.35	3.30
.060	5.60	.190	4.18	0.36	3.26
.065	5.49	.200	4.10	0.37	3.23
.070	5.42	.210	4.03	0.38	3.20
.075	5.34	.220	3.97	0.39	3.17
.080	5.27	.230	3.91	0.40	3.15

表 5-3 颱風湧浪推算分析表

颱風名	時	間	DD (哩)	R (哩)	U_{RS}^* (節)	H_R^* (呎)	T_R (秒)	波浪記錄時間	$H \frac{1}{3}$ (米)	$T \frac{1}{3}$ (秒)	C	C'	$\frac{DD \cdot T_R}{R \cdot U_{RS}^*}$	備註
艾達	69年7月8日	14:00	500	8.1	47.9	18.26	8.57	7月9日15:00	2.23	13.0	0.337	1.52	11	颱風向測站來有累積效應C偏大
艾達	7月8日	02:00	732	8.1	40.5	15.6	7.98	7月9日08:00	0.53	14.7	0.11	1.84	17.8	颱風剛形成累積效果小C值合理
開梅	7月26日	14:00	213	13.5	56.1	22.4	9.44	7月27日03:00	2.39	10.94	0.11	1.16	2.66	無累積效應
開梅	7月26日	02:00	224	13.5	45.65	17.52	8.42	7月26日15:00	1.99	10.72	0.126	1.27	3.06	無累積效應
諾瑞斯	8月26日	14:00	477	10.8	52.06	21.23	9.24	8月27日18:00	0.67	11.1	0.06	1.20	7.83	稍受遮蔽C偏小
諾瑞斯	8月26日	08:00	567	9.72	35.76	12.86	7.26	8月27日14:00	0.86	12.41	0.16	1.7	11.84	稍有累積效應，C稍大
珀西	9月16日	20:00	342	13.5	62.28	25.71	10.08	9月17日15:00	2.05	11.43	0.11	1.13	4.09	颱風滯留C合理
魏恩	10月10日	14:00	690	16.2	108.33	52.47	14.08	10月11日20:00	1.98	16.0	0.06	1.14	5.54	受遮蔽C偏小
貝希	11月6日	02:00	140	8.1	38.8	13.2	7.32	11月6日10:00	2.5	11.0	0.28	1.5	3.26	有累積效應C偏大C'亦偏大。

註：此表的R值取7級風暴風半徑的十分之一。

$$T_c = T_R \left(1 - \frac{1.515 \alpha_1 T_R}{U_{RS}} \right)^{-1} \dots\dots\dots (5-26)$$

$$\alpha_1 \doteq 0.5$$

其中 T_R 為 R 處的 T_s

三、颱風湧浪推算法

作者用 Bretschneider 的方法計算颱風中心附近的波浪，將颱風當作點波源及依照作者面積風域法的觀念，颱風湧浪波高應與颱風暴風中心面積開方及颱風中心的波高 H_R * 成正比與颱風中心距觀測點的距離開方成反比，而颱風暴風中心面積與颱風中心最大風速半徑 R 之平方成正比，因此颱風湧浪波高（單位為米）如下式：

$$H_{1/3} = C H_R * \frac{R}{\sqrt{DD}} \quad (\text{米}) \dots\dots\dots (5-27)$$

其中 C 為經驗常數， H_R * 為由 Bretschneider 方法計算出的颱風中心之波高，單位為呎， R 為颱風中心最大風速半徑，單位為哩， DD 為颱風中心與觀測站間的距離，單位為哩。

由於波浪速度分散的現象，湧浪週期必然大於風浪者，所以湧浪的週期如下式：

$$T_{1/3} = C' T_R \dots\dots\dots (5-28)$$

其中 C' 為經驗常數，恒大於 1， T_R 為颱風中心指向觀測點的波浪週期。

作者利用台電在南灣以壓力式自記波浪儀於民國 69 年所測得之颱風湧浪資料作分析，如表 5-3 所示，其中颱風中心最大風速半徑 R 等於 7 級（Beaufort Scale）風暴風半徑的十分之一。

由表 5-3 可看出 C 值隨颱風中心進行的速度及位置影響很大，如颱

風向著測站來有累積效應，則C值偏大，如颱風的位置使湧浪受鵝鑾鼻遮蔽則C值偏小，如颱風滯留或與測站保持一等距離，則C值約為0.11

。而C'值與 $\frac{DD \cdot T_R}{R \cdot U_{RS}^*}$ 有函數關係，其中 U_{RS}^* 為颱風最大風

速半徑R處之海面風速，但並非唯一的因子，可惜目前尚不清楚，C'

與 $\frac{DD \cdot T_R}{R \cdot U_{RS}^*}$ 之近似關係式如下：

$$C' = 0.05 \frac{DD \cdot T_R}{R \cdot U_{RS}^*} + 1 \dots\dots\dots (5-29)$$

經使用後發現(5-29)式C'值應取一上限，在表5-3中C'值最大為1.84，因此取C'之上限為1.85。

當颱風中心與觀測站的距離逐漸在改變，則湧浪傳抵觀測站的時間延時也一直在變，如果延時變小則有堆積的作用，使波高增大，如果延時逐漸變大則有消退的作用，使波高減小，此其一。如果同時有兩個以上颱風出現，或延時驟然變小（例如颱風突然增強，前進速度加快），則波浪有重疊現象，此其二。後者很簡單，直接依能量不減原則用波高平方和開方來代表重疊後的波高。前者，依能量通率的原則來探討：

通過一垂直波向斷面的單位時間波能為

$$\frac{1}{8} \rho g H^2 C_g$$

其中 C_g 為群波速度，H為波高，設颱風滯留時，某段出現湧浪的期間為 t_d ，由於颱風的移動，此期間變成 t_d' ，通過某斷面的能量根據能量守恒，應當相等。

$$\int_0^{t_d} \frac{1}{8} \rho g H^2 \cdot C_g dt = \int_0^{t_{d'}} \frac{1}{8} \rho g H'^2 C_g' dt$$

..... (5-30)

因為 $C_g = C_g'$

所以 $\int_0^{t_d} H^2 dt = \int_0^{t_{d'}} H'^2 dt$

假定 $\frac{H'}{H} = \lambda$ 為一常數，則

$$\int_0^{t_d} H^2 dt = \lambda^2 \int_0^{t_{d'}} H^2 dt$$

如果 H 隨時間變化不大，則

$$H^2 t_d = \lambda^2 t_{d'} H^2$$

$$\lambda = \left(\frac{t_d}{t_{d'}} \right)^{\frac{1}{2}} \text{ (5-31)}$$

λ 即為波高之修正係數

一件有趣的現象是：如果兩個相同波高的波浪重疊後的波高，僅原波高的 1.41 倍，但如果堆積時 $2 t_{d'} < t_d$ ，則波高修正係數 λ 大於 1.41。

列舉兩個實例來說明本法的可靠性，此處取颱風中心最大風速半徑 R 等於七級風暴風半徑的十分之一。如表 5-4 所示為颱風 Sally 的資料。

表 5-5 為 Sally 颱風湧浪推算結果，第 1 與第 6 視為重疊，第 2 到第 5 有堆積現象，表 5-6 為在花蓮實測的 Sally 颱風湧浪資料。圖

5-2 將推算與實測之資料繪出。

另一個實例為民國 69 年 10 月 Wynne 颱風在野柳所測的湧浪，此站的測波儀為 Waverider，表 5-7 為 Wynne 颱風資料，表 5-8 為 Wynne 颱風湧浪推算結果，表 5-9 為颱風湧浪實測結果，圖 5-3 將推算與實測之資料繪出。

由圖 5-3 可看出週期實測值偏小，可能是因為決定 (5-29) 式的波浪資料是來自南灣的壓力式波高計，一般壓力式波高計的波浪週期均有偏大的趨勢。由圖 5-2，5-3 可看出修正後波高均較未修正前更接近實測值，而野柳站的實測值初期稍偏低而後偏高，但趨勢一致，其原因可能是初期波浪受地形的遮蔽故波高偏小，後期偏高可能是野柳站的 C 值比 0.11 為小，本法尚需進一步修改，例如在計算颱風中心的波高、風速時所用的中心最大風速半徑 R 以 (5-2) 式計算，(5-27) (5-29) 式之 R 以七級風暴風半徑的十分之一代表，(5-29) 式及 C 值尚需利用更多資料來決定等。不過目前本推算法已可供漁業氣象預報之用了。

表 5-4 Sally 颱風資料

時	間	最大風速 半徑 R (哩)	中心氣壓 P ₀ (毫巴)	移動速率 V _F (節)	移動方向 (度)	距 離 DD(哩)
民國 64 年 6 月 26 日	20 時	15	992	8.6	295	886
	27 日 2 時	15	975	8.6	325	854
	8 時	15	965	5.4	325	778
	14 時	15	960	10.8	325	735
	28 日 2 時	25	940	5.4	330	649
	8 時	25	930	7.6	300	643

表 5-5 Sally 颱風湧浪推算結果

次序	時	波 高 H _{1/3} (米)	週 期 T _{1/3} (秒)	延 時 (小時)	到達時間	修正後 波 高
1	民國 64 年 6 月 26 日 20 時	0.49	8.9	64	29 日 12 時	
2	27 日 2 時	0.9	11.4	48	29 日 2 時	1.6
3	8 時	0.91	11.1	45	29 日 5 時	1.6
4	14 時	1.18	11.6	40	29 日 6 時	2.1
5	28 日 2 時	1.45	13.1	32	29 日 10 時	2.6
6	8 時	1.65	13.5	30	29 日 14 時	1.7

表 5-6 花蓮測站所測得之 Sally 颱風湧浪資料

時	間	波高 $H_{1/3}$ (米)	週期 $T_{1/3}$ (秒)
民國 64 年 6 月 29 日	1時	2.27	11.0
	5時	2.25	11.0
	9時	2.81	11.1
	13時	2.03	11.4
	17時	1.96	10.7

表 5-7 Wynne 颱風資料

時	間	最大風速半徑 R (浬)	中心氣壓 P_0 (毫巴)	中心位置
民國 69 年 10 月 11 日	8時	16.2	910	22.7°N 128.8° E
	14時	16.2	920	23.3°N 127.9° E
	20時	16.2	920	23.6°N 127.2° E
12 日	2時	16.2	920	24.3°N 126.6° E
	8時	16.2	920	24.7°N 126.1° E
	14時	16.2	925	25.3°N 125.8° E
	20時	16.2	925	26.0°N 125.7° E
13 日	2時	16.2	925	26.8°N 125.9° E
	8時	16.2	925	27.9°N 126.3° E
	14時	16.2	935	28.9°N 127.0° E
	20時	16.2	940	29.6°N 128.3° E

表 5-8 Wynne 颱風湧浪推算結果

次序	時	間	波 高 週 期 延 時			到達時間	修正後 波 高
			$H_{1/3}$ (米)	$T_{1/3}$ (秒)	(小時)		
1	69 年 10 月 11 日	14 時	3.27	13.4	19	12 日 9 時	3.27
2		20 時	3.5	13.4	16	12 日 12 時	4.27
3	12 日	2 時	4.17	13.4	14	12 日 16 時	5.09
4		8 時	4.49	13.3	13	12 日 21 時	5.48
5		14 時	5.34	13.9	11	13 日 1 時	5.34
6		20 時	5.57	13.8	11	13 日 7 時	4.51
7	13 日	2 時	4.63	12.3	14	13 日 16 時	3.68
8		8 時	4.64	12.3	17	14 日 1 時	3.69
9		14 時	4.22	12.2	20	14 日 10 時	3.33

表 5-9 野柳波浪實測資料

時	間	波 高 $H_{1/3}$ (米)	週 期 $T_{1/3}$ (秒)
69 年 10 月 12 日	9 時	3.57	9.67
	12 時	4.84	10.21
	18 時	5.39	11.56
	21 時	4.63	10.40
13 日	0 時	4.63	10.40
	6 時	3.50	10.30
	15 時	3.19	10.12
14 日	0 時	3.23	9.19
	9 時	2.69	9.80

四、修改的颱風波浪推算法

Bretschneider(1976)提出的颱風波浪推算法是一個簡易實用的方法，作者曾用來推算薇拉颱風在基隆港附近的波浪，結果最大波高與實測值相當接近(梁乃匡、林文宗，1978)，薇拉颱風的資料如表5-10所示，進行路徑如圖5-4所示，最大波高抵達時間比實測早了兩小時，相差並不太多，然而作者曾使用湯麟武的方法推算艾爾西颱風在台灣海峽南部所造成的颱風波浪，最大波浪的到達時間提早了七小時，波高值則相差不多，艾爾西颱風資料如表5-11所示，路徑如圖5-5所示。作者又用Bretschneider方法推算艾達颱風在南灣造成的波浪，結果是實測較推算幾乎大了一倍，艾達颱風的資料如表5-12所示，進行路徑如圖5-6所示。由圖5-5、5-6可看出薇拉颱風直接通過測站，而艾達颱風的中心與測站有一段距離，雖然艾達颱風的強度並不大，而波高却達6.56米，從艾達的路徑與測站間的關係可以判斷出波高相差如此懸殊的原因在Bretschneider方法未考慮颱風在尚未接近測站前所造成的湧浪能量延後並與風浪同時抵達的效果，而在推算薇拉颱風時之所以效果比較好的原因是颱風通過測站，湧浪所佔的成份較小之故，因此為改良Bretschneider的方法，即除Bretschneider方法求出之風浪外，再加上作者的颱風湧浪，波高以能量相加原理求出修正值，週期以能量權重法求出，如下式：

$$T_{1/3} = \frac{H_s^2 T_s + H_w^2 T_w}{H_s^2 + H_w^2} \dots \dots \dots (5-32)$$

其中 T_s, H_s : 湧浪週期、波高

T_w, H_w : 風浪週期、波高

以艾爾西與妮娜颱風為例，與其他推算法及實測值作一比較，妮娜颱風路徑圖如圖5-7，颱風資料如表5-13所示。結果如圖5-8、5-9所

表 5-10 薇拉颱風資料

時 間	中 心 位 置	中 心 氣 壓 (m b)	移 速 (節)
民國66年7月30日 20時	23.7° N 125.0° E	930	11
民國66年7月31日 2時	24.1° N 124.2° E	930	11
民國 66 年 7 月 31 日 8 時	24.4° N 123.6° E	930	11
民國 66 年 7 月 31 日 14 時	25.0° N 122.8° E	930	11
民國 66 年 7 月 31 日 20 時	25.0° N 121.1° E	950	10
民國 66 年 8 月 1 日 2 時	24.8° N 120.1° E	950	10
民國 66 年 8 月 1 日 8 時	24.9° N 119.2° E	960	9
民國 66 年 8 月 1 日 14 時	25.2° N 118.0° E	970	14
民國 66 年 8 月 1 日 20 時	25.4° N 116.0° E	990	14
民國 66 年 8 月 2 日 2 時	25.5° N 115.4° E	994	10

表 5-11 艾爾西颱風資料

時 間	中 心 位 置	中 心 氣 壓 (m b)	移 速 (節)
民國 64 年 10 月 12 日 6 時	20.6° N 122.1° E	920	
民國 64 年 10 月 12 日 12 時	20.8° N 121.3° E	920	9.41
民國 64 年 10 月 12 日 18 時	21.1° N 120.5° E	930	9.58
民國 64 年 10 月 13 日 0 時	21.4° N 119.6° E	940	11.61
民國 64 年 10 月 13 日 6 時	21.7° N 118.2° E	950	9.35
民國 64 年 10 月 13 日 12 時	21.6° N 117.2° E	960	9.36
民國 64 年 10 月 13 日 18 時	21.7° N 116.2° E	960	9.30
民國 64 年 10 月 14 日 0 時	21.7° N 115.2° E	970	11.19
民國 64 年 10 月 14 日 6 時	21.8° N 114.0° E	970	7.44
民國 64 年 10 月 14 日 12 時	21.9° N 113.3° E	980	

表 5-12 艾達颱風資料

時 間	中 心 位 置	中 心 氣 壓 (m b)	移 速 (節)
民國 69 年 7 月 8 日 14 時	18.4 ° N 128.3 ° E	985	16.2
民國 69 年 7 月 8 日 20 時	18.8 ° N 127.0 ° E	983	16.2
民國 69 年 7 月 9 日 2 時	19.3 ° N 125.0 ° E	983	16.2
民國 69 年 7 月 9 日 8 時	19.2 ° N 124.6 ° E	980	13.5
民國 69 年 7 月 9 日 14 時	19.7 ° N 123.3 ° E	980	9.72
民國 69 年 7 月 9 日 20 時	20.4 ° N 122.0 ° E	985	9.72
民國 69 年 7 月 10 日 2 時	20.5 ° N 121.4 ° E	985	9.72
民國 69 年 7 月 10 日 8 時	20.9 ° N 120.4 ° E	990	8.1
民國 69 年 7 月 10 日 14 時	21.4 ° N 119.5 ° E	990	9.72
民國 69 年 7 月 10 日 20 時	22.3 ° N 118.7 ° E	990	10.8

表 5-13 妮娜颱風資料

時 間	中 心 位 置	中 心 氣 壓 (m b)	移 速 (節)
民國64年8月2日 18 時	23.3° N 123.6° E	900	14
民國64年8月2日 20 時	23.5° N 123.1° E	906	14
民國64年8月2日 22 時	23.7° N 122.7° E	913	14
民國64年8月3日 0 時	23.8° N 122.3° E	920	15
民國64年8月3日 2 時	24.0° N 121.8° E	937	14
民國64年8月3日 4 時	24.1° N 121.3° E	954	12
民國64年8月3日 6 時	24.4° N 120.8° E	970	11
民國64年8月3日 8 時	24.2° N 120.4° E	970	12
民國64年8月3日 10 時	24.5° N 120.0° E	970	13
民國64年8月3日 12 時	24.6° N 119.6° E	970	14

示，吾人可以發現在波高方面，本法已改善了最大波高到達時間及前後偏小或偏大的缺點，而最大波高值也不比其他方法遜色。週期方面也比其他方法略優。

由於作者的颱風湧浪推算法也是延用 Bretschneider 的方法，因此吾人可以認為一、Bretschneider 方法確為一優良的颱風波浪推算法，二、Bretschneider 方法忽視了湧浪的成份。

由圖 5-3 可以看出週期的推算結果較不理想，而湧浪週期因與計算湧浪波高修正係數 λ 值有關，所以也間接影響到波高的推算，週期推算應作深入研究。另，颱風中心最大風速半徑 R ，無論在 Bretschneider 方法及湧浪推算中均頗為重要，而 R 值之計算在大氣科學中亦未有定論，實測亦困難，因此 R 值之決定需作進一步的探討。

陸、簡易波候估計法

在完全沒有實測波浪記錄，但有長期的風速風向記錄時，可用SMB法，假定波浪由Fetch 決定與吹風延時無關，波向與風向一致，則可自海圖上定出各方向之Fetch 長度，再由SMB法的波浪推算圖訂出各風向不同風速區間對應的波高區間，吾人可由風向風速的出現頻率換算波高波向的出現頻率，固然此法誤差一定不小，但可作為估計波候的參考。

柒、討論與結論

1. 台灣地處北太平洋的西邊，東臨太平洋，西面隔台灣海峽與中國大陸遙遙相望，北面為中國東海，南端隔巴士海峽與菲律賓相對，可謂每一面海域都不相同，各有千秋。而風方面又有冬季的東北季風，夏季的颱風與西南季風，和冬夏交替時期更為複雜的轉型期，如此使得台灣四周的風域各地差別很大，也因此十分有趣。
2. 台灣過去的長期波浪測站偏重在西海岸與南北兩端，東岸資料頗為缺乏，需要加強。
3. 由於台灣是大陸旁邊的島嶼，海域受陸地的限制成為邊際海域，是故風域形狀複雜多變，不適合利用目前氣象界流行的利用數值方法解能量平衡方程式的大範圍波浪預報法（李汴軍，1981），SMB法同樣也不適用，除了因台灣四周大部為非開闊海域外，SMB法無法以客觀的數值方法來處理為其另一原因，因此若欲從事漁業氣象預報，可用迴歸法或面積風域法，如用前者則需要有長期的風與波浪的記錄。
4. 使用面積風域法需先決定能量授受係數 $\overline{\xi}$ 值的大小，雖然目前已大約知道它的大小，但 $\overline{\xi}$ 值或因水深，或因風域資料處理的方式，均將影響其大小，另外亦發現 $\overline{\xi}$ 與風速有關係，大約是風速大時 $\overline{\xi}$ 值也大，因資料不夠尚需深入探討。
5. 湯麟武的颱風波浪數值推算法可作為決定設計波高的方法之一，尤其是淺灘上的波浪。
6. 如果不考慮湧浪疊加的影響，Bretschneider方法不失為一簡單而正確的颱風波浪推算法，但事實證明，颱風湧浪的影響很大，尤其在颱風中心未通過測站時。基本上，作者提出的颱風湧浪預報法中颱

風中心的波浪仍延用 Bretschneider 的方法，加上作者面積風域法的觀念和由能量通率守恒導出的波高修正係數 λ ，一般當颱風向測站趨近則有堆積作用，使波高加大，當颱風離開測站則有消退作用，使波高減小。利用 Bretschneider 的方法加上作者的湧浪預報方法，波高以能量相加的原理，可以作為漁業氣象預報作業之用，但尚需加上因颱風而引起的西南氣流與東北季風以及颱風受陸地影響等因素。

7. 在作者的颱風湧浪的預報方法中，尚需進一步探討的是，颱風中心最大風速半徑 R ，用 Graham 及 Nunn 的經驗公式，或者依廖學鑑的七級風暴風半徑的十分之一。湧浪週期的推算並不理想，而且湧浪週期也直接影響到湧浪到達的時間與波高修正係數 λ 的決定，因此湧浪的週期也很重要。

謝、誌、摺

作者對張喆音小姐與柯正龍先生協助原稿之謄寫校對及圖說之繪製，
使本文順利印出，特此誌謝。

致、參考文獻

1. TANG, F.L.W. (1970) Researches on the Calculation of Waves on Long Shoaling Beaches, J. of Civil and Hydraulic Engineering, National Cheng kung University, Vol. I.
2. BRETSCHNEIDER, C.L. (1979) The Two-Direction Significant Wave Forecasting Model with Special Application to U. S. Weather Service Hurricane Wind Model, Conf. on Marine Science and Technology in the Pacific Area, R.O.C.
3. LIANG, N.K. (1973) Elementary Wave Model and the Definition of "Fetch Area" in Wave Prediction, ACTA OCEANOGRAPHICA TAIWANICA, NO. 3.
4. TANG, F.L.W., OU, S.H. and JUANG, J.T. (1981) Wave Forecasting and Wave Statistics in Taiwan Strait, Research Thesis NO.4, Tainan Hydraulic Laboratory, National Cheng Kung University.
5. 郭金棟 (1976) 台中港區波浪預測方法之研究, 中興大學土木系研究報告第四號。
6. 梁乃匡等 (1981) YAF區海象調查研究報告, 台大海洋研究所專刊第34號。
7. 台中港務局 (1973) 台中港海岸氣象及海象調查研究
8. LIANG, N.K., WANG, J., LIOU, C.Y., and HUANG, P. (1981) Current and Wave Measurement in the Vicini-

ty of Hsien-Da-Kang and Tung-Kang, Special Publication No.28, Institute of Oceanography, National Taiwan University.

9. 梁乃匡、曾相茂及王甯 (1982) 南灣附近波浪觀測與分析, 台大海洋研究所專刊第 38 號。
10. 湯麟武 (1971) 海岸工程規劃設計, 農復會特刊第二號。
11. 高治平及梁乃匡 (1980) 台灣北部海域冬季波候研究, 第四屆海洋工程研討會論文集。
12. 陳金堂及張昭仁 (1982) 東北季風對台灣海峽風浪之影響。
13. 侯和雄及劉正忠 (1980) 台灣海峽季節風波浪之統計分析, 台大造船工程研究所報告 No. 122。
14. HASSELMANN, K. et al (1973) Measurements of Wind-Wave Growth and Swell Decay during the Joint North Sea Wave Project, 1973, DHZ Reihe A, Nr.12, pp.95.
15. 廖學鑑 (1980) 日本之颱風預報評介, 中華民國 69 年颱風預報討論會論文彙編。
16. LIANG, N. K., TANG, S. T. and LEE, B. J (1976) Application of Fetch Area Method in Monsoon Wave Hindcasting, Proceedings 15th Coastal Eng. Conf., Hawaii, July 1976.
17. LIANG, N. K. (1975) Estimation of Wave Spreading Factor & Significant Wave Direction, Proceedings, Civil Engineering in the Oceans, June 1975.
18. 梁乃匡及簡仲璟 (1983) 颱風波浪實用推算法, 中國土木水利工

程學會 72 年年會暨慶祝十週年紀念研討會論文集，p . 277~293。

19.梁乃匡(1982) 颱風湧浪的預報方法，第六屆海洋工程研討會論文集，民國 71 年 9 月。

20.梁乃匡及林文宗(1978) 薇拉颱風波浪實測與推算比較，第二屆海洋工程研討會論文集。

21.李汧軍(1981) 風浪數值預報模式，台大海洋研究所碩士論文。

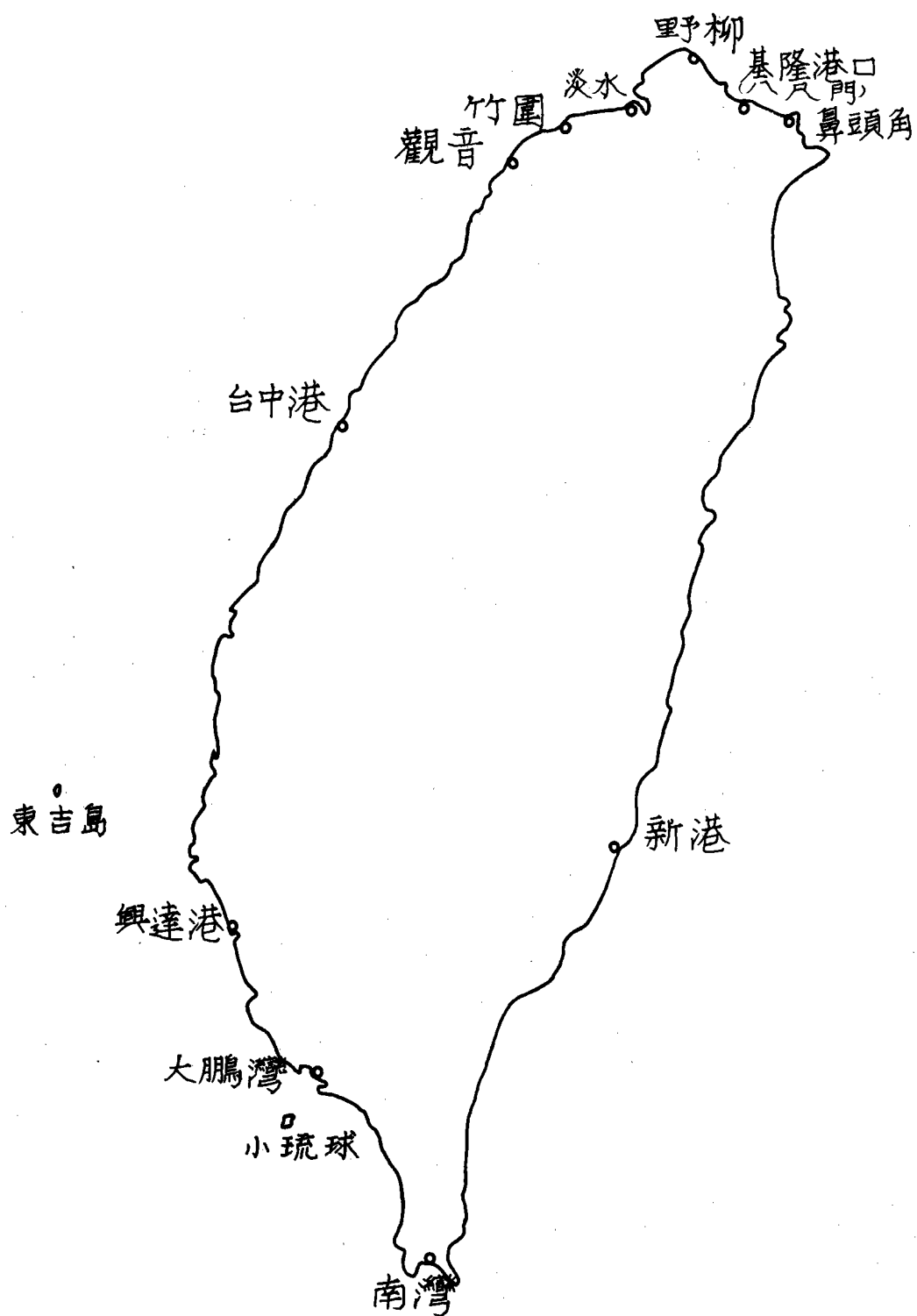


圖 3.— 1. 長期波浪測站位置圖

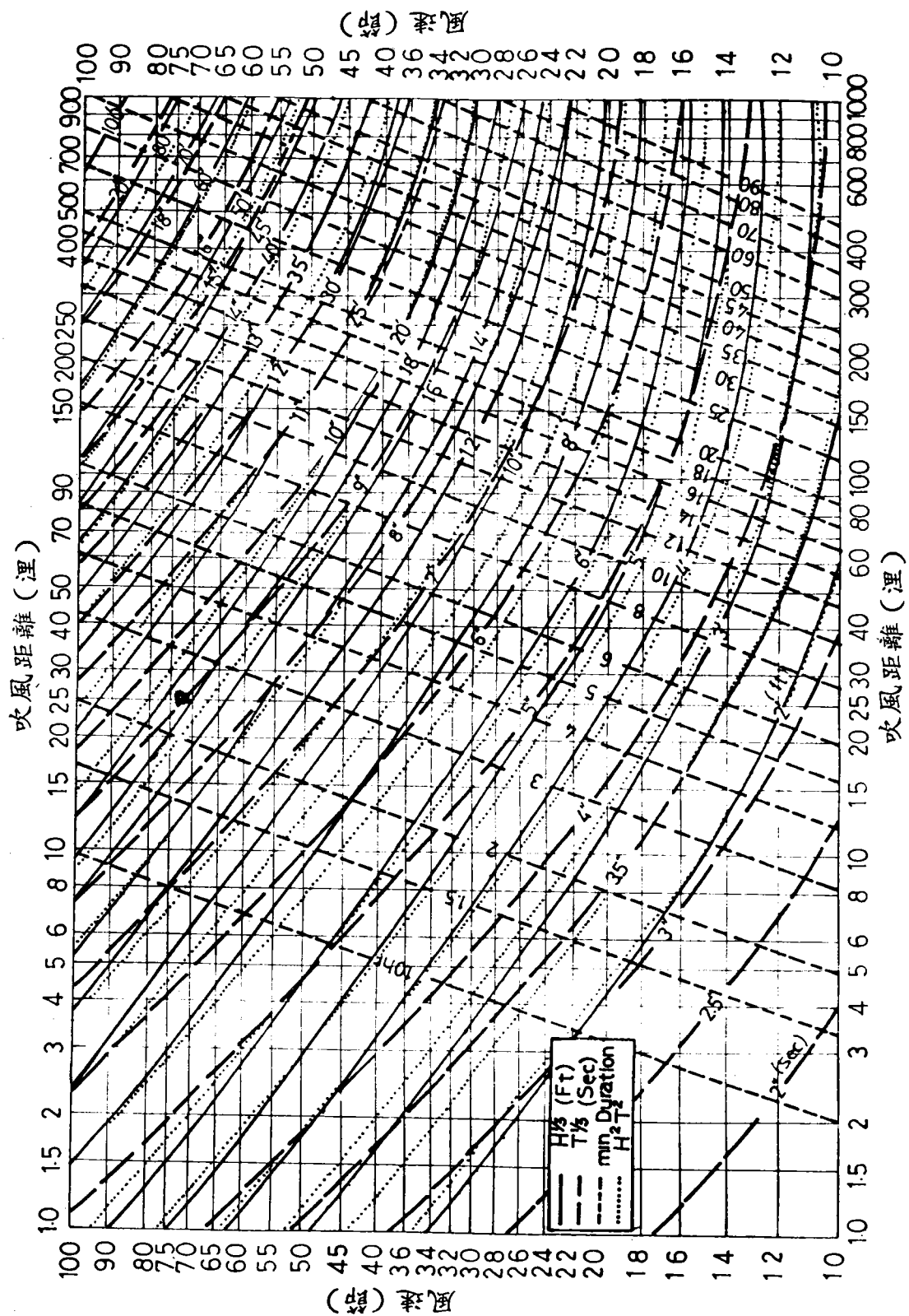


圖 4—1. SMB 實用圖 (1970 年修正, Bretschneider)

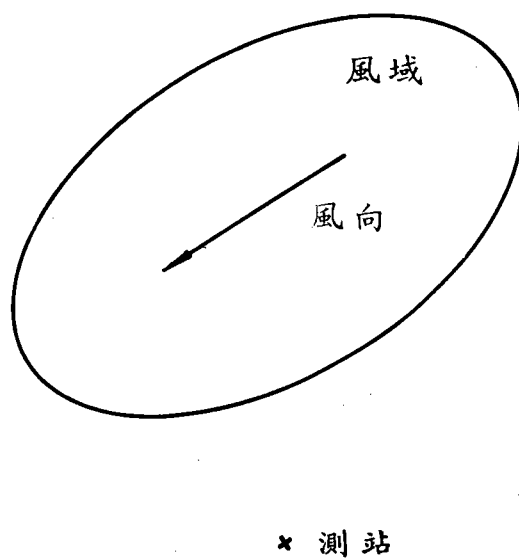


圖 4 — 2 風域與測站關係圖

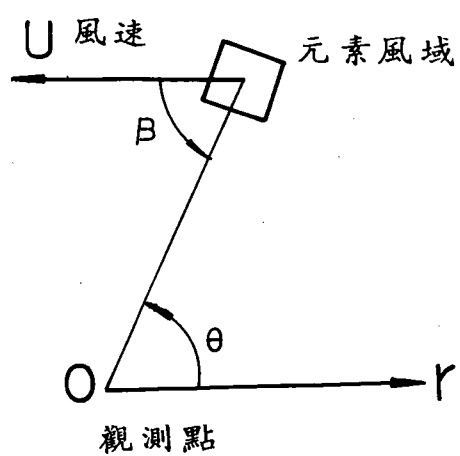


圖 4 — 3 元素波模式座標系統

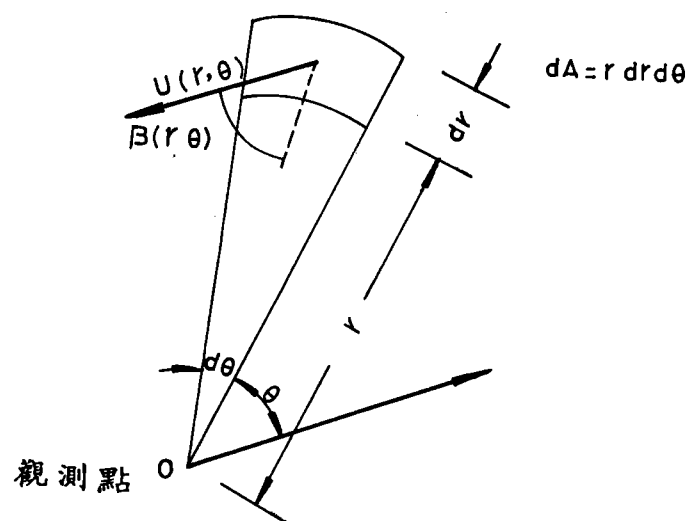


圖 4—4 元素風域座標系統

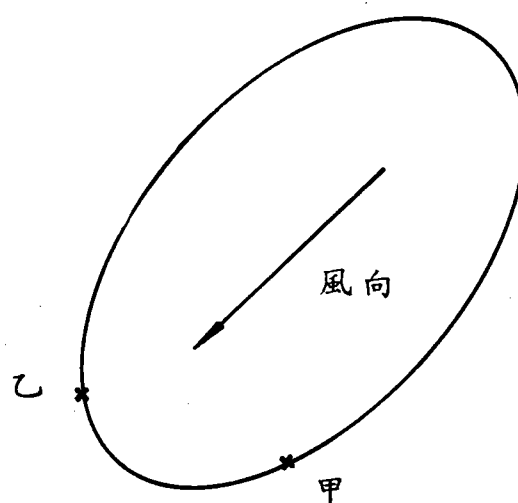


圖 4—8 測站與風域關係圖

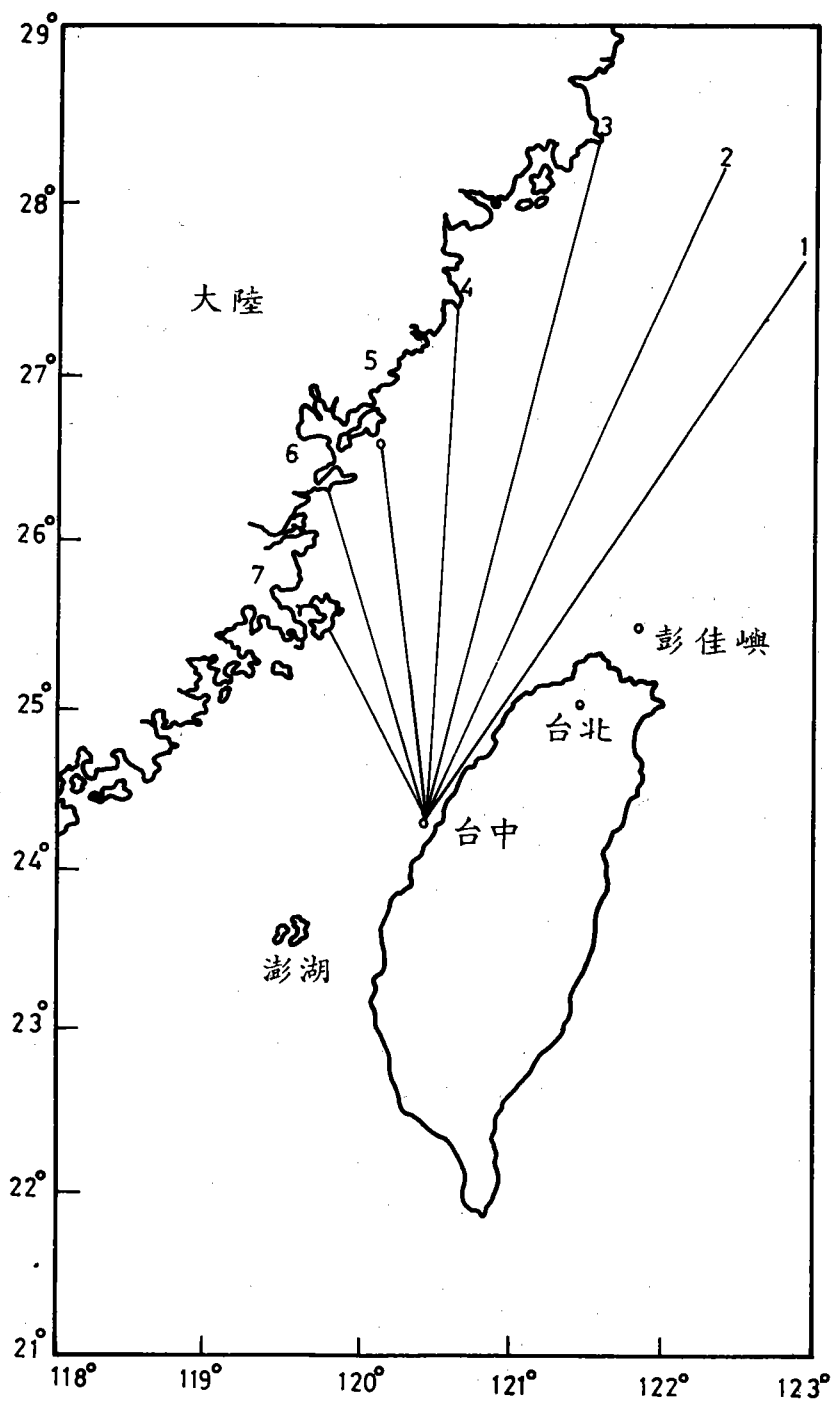


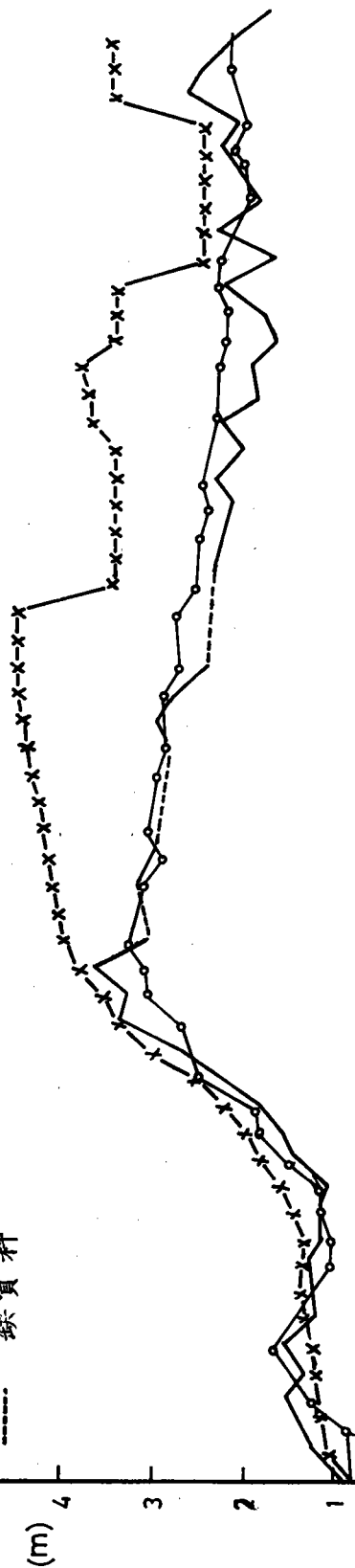
圖 4. — 5. 台中港風域射線圖

台中港代表波高

實測
SMB
FAM
缺資料

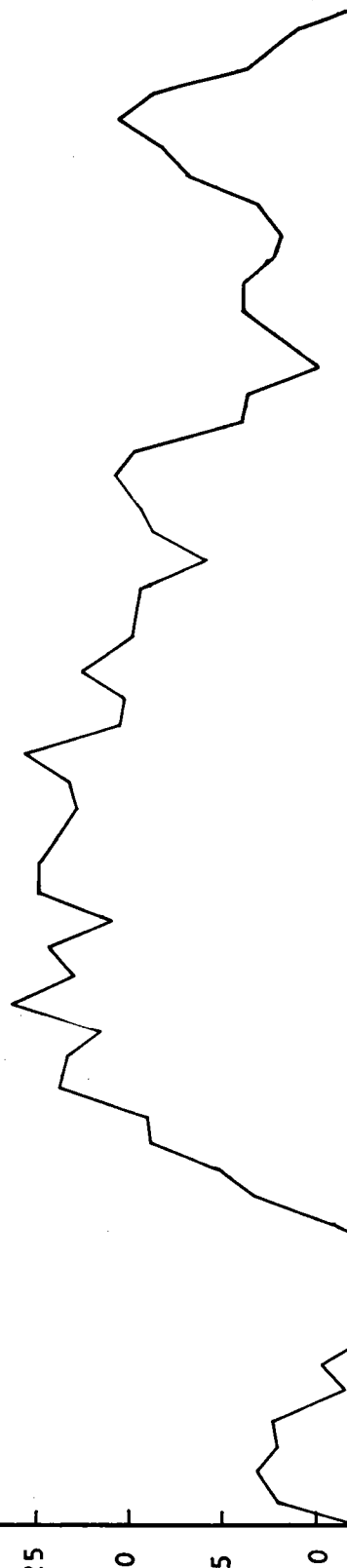
—
-x-
-o-

$H_{1/3}$
(m)



台中港風速

U
(m/s)



10 12 14 16 18 20 22 24 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24 (時)
64年10月28日
Oct. 28, 1975 Oct. 29 Oct. 30 Oct. 31 Nov. 1

圖 4—6. 台中港波浪推算與實測比較

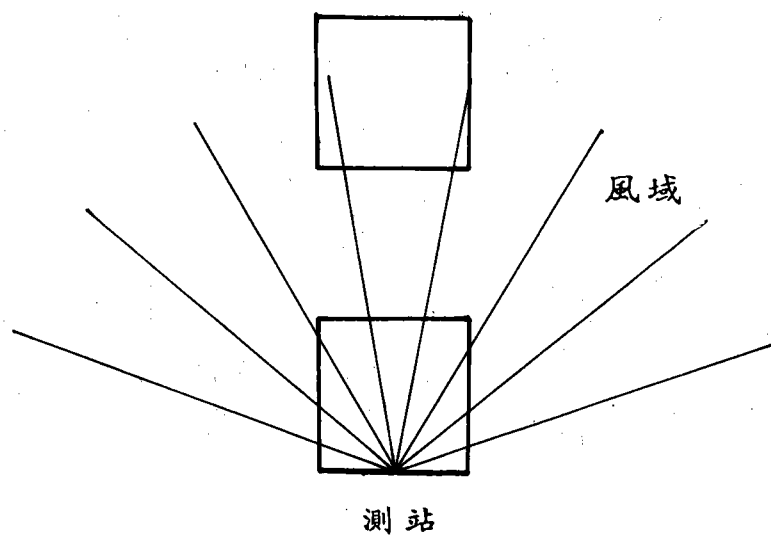


圖 4—9. 離測站遠近風域影響示意圖

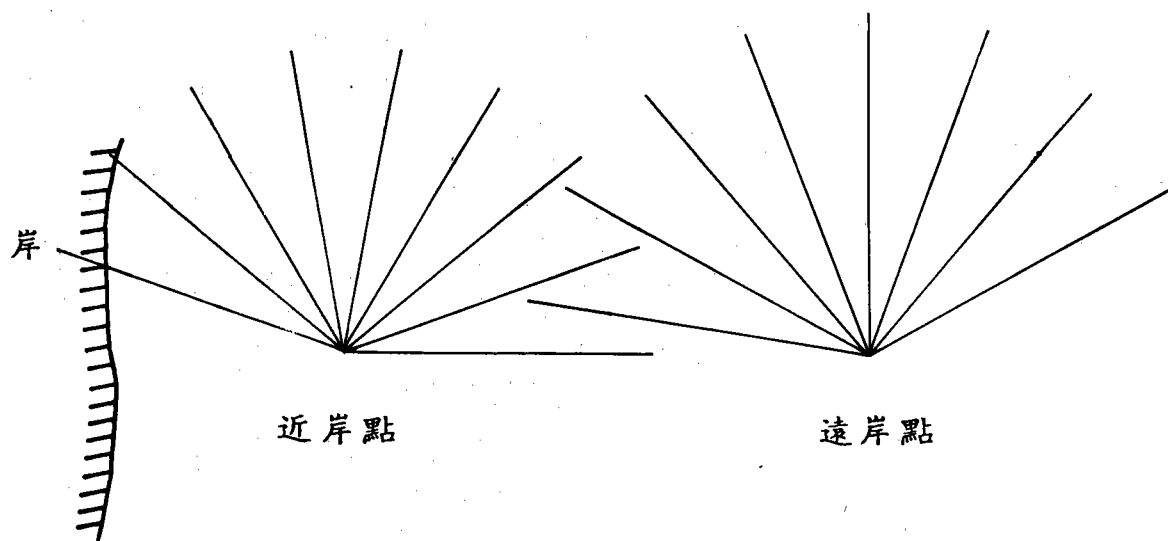


圖 4—10. 離岸遠近面積風域示意圖

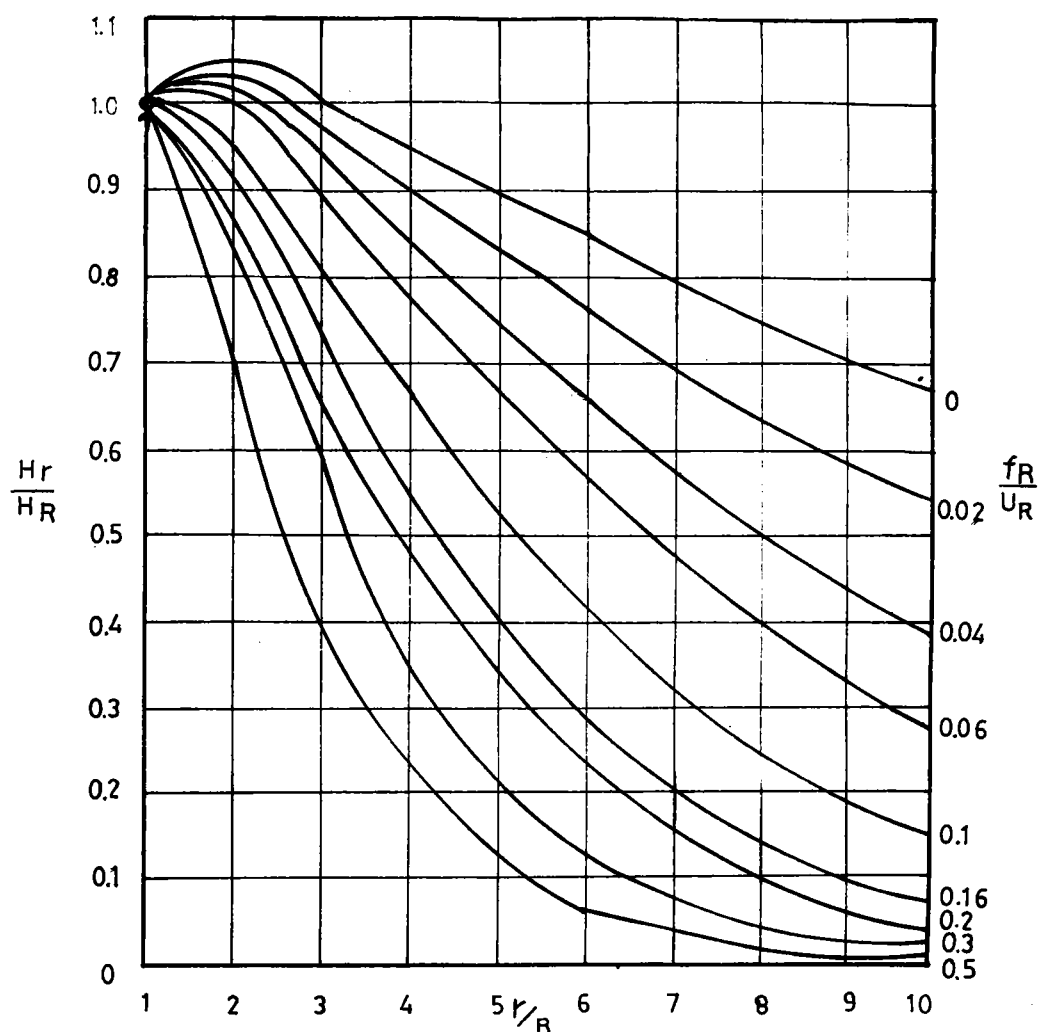


圖 5. — 1. 颱風中波高的分佈 H_r/H_R 與 $(f_R/U_R, r/R)$ 的關係

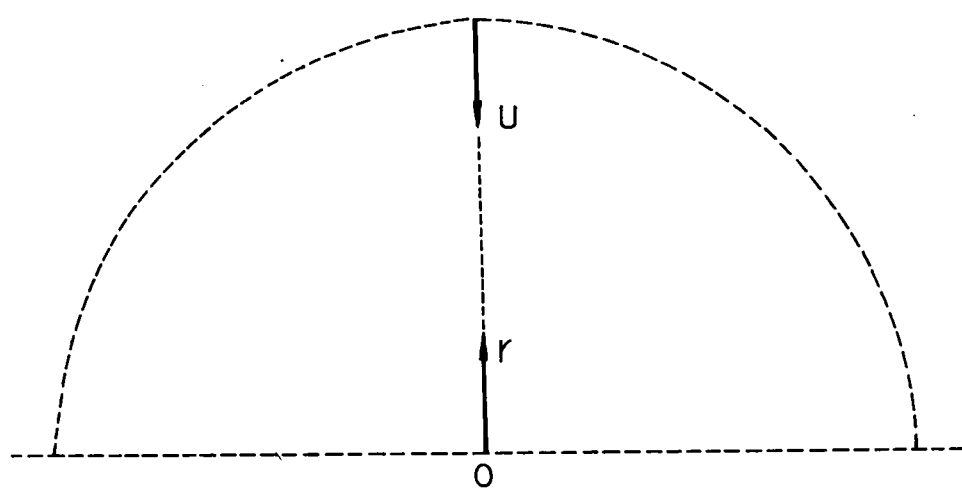


圖 4 — 7. 廣大均勻風域座標系統圖

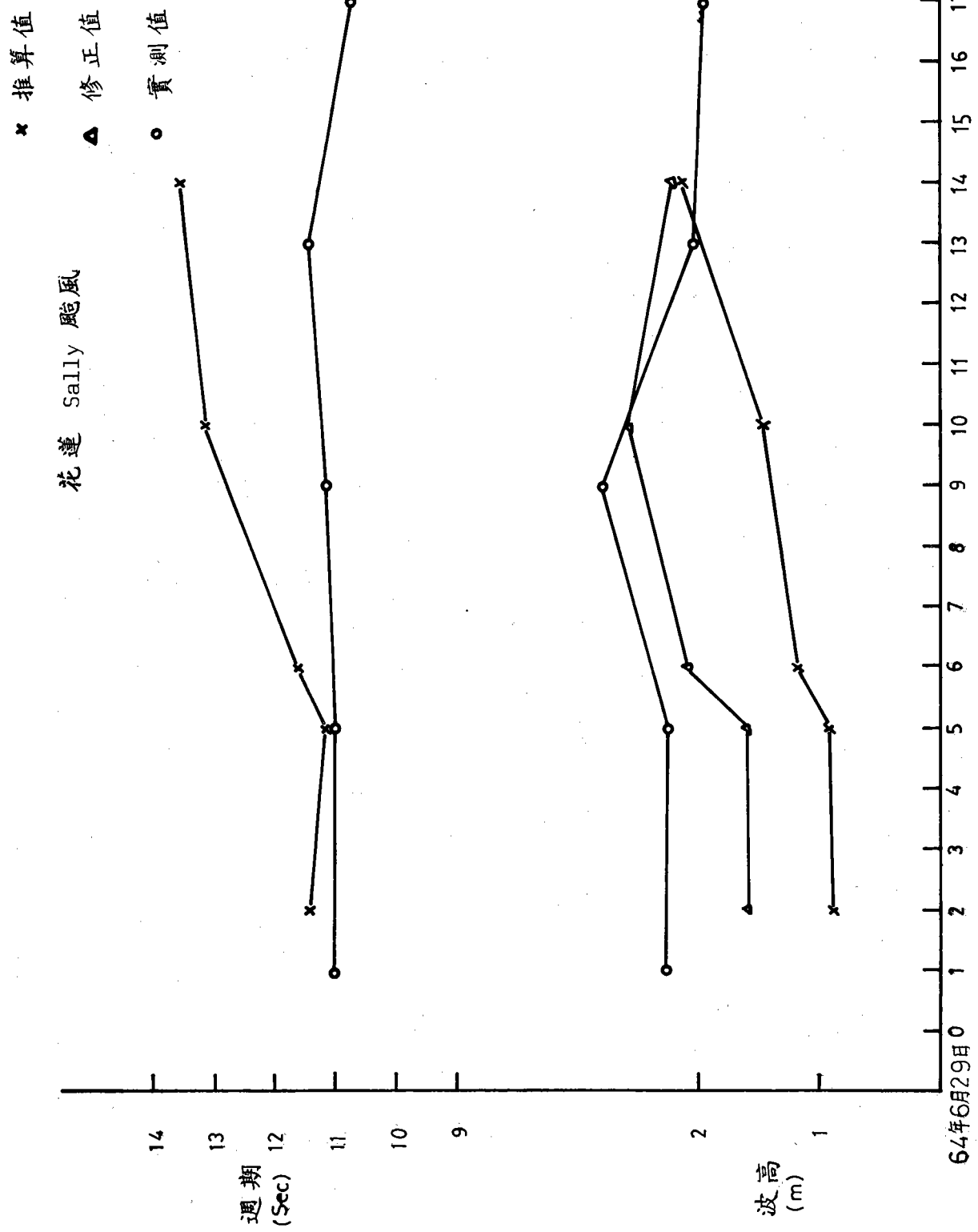


圖 5—2 Sally 颱風湧浪推算與實測比較

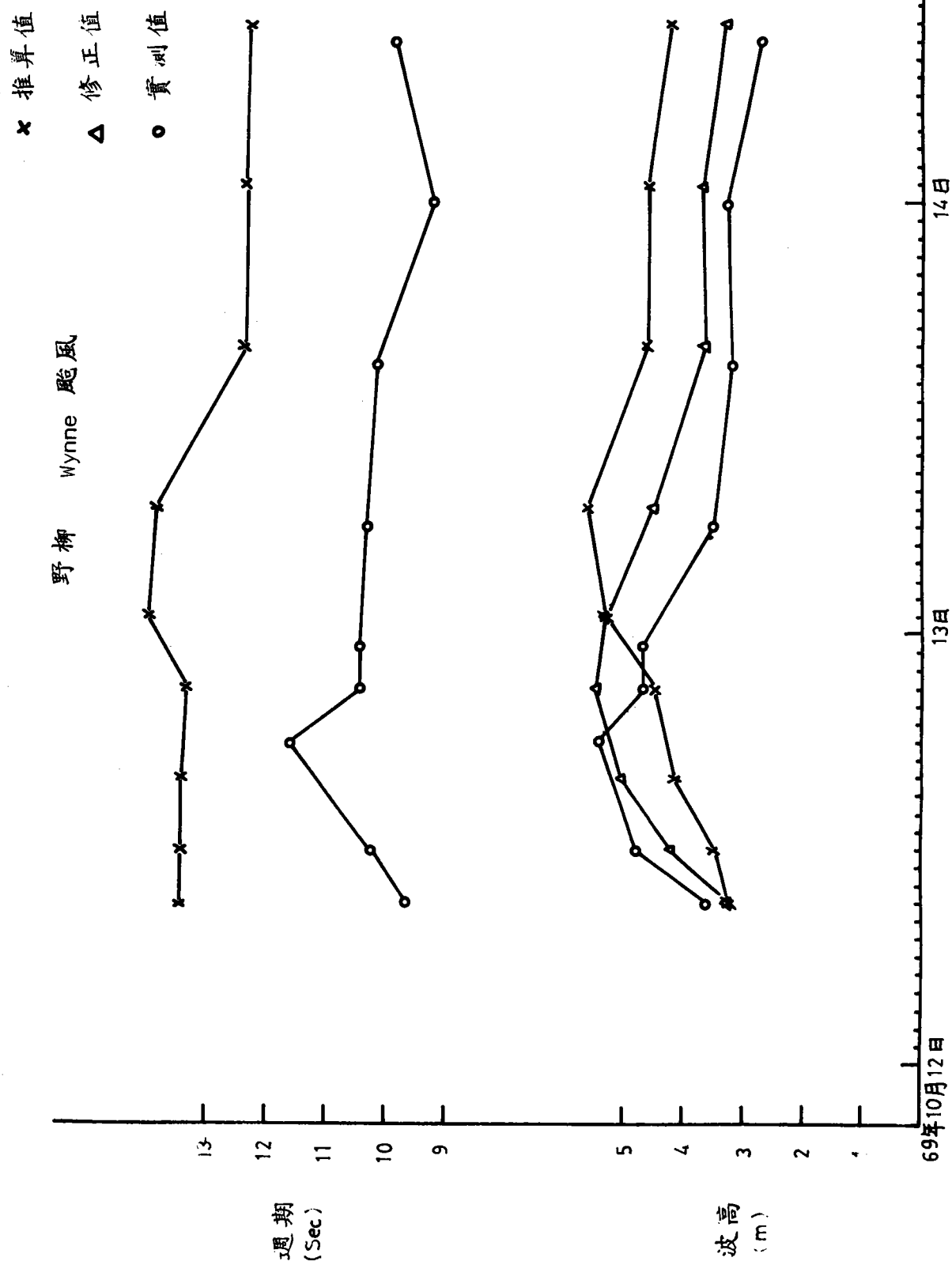


圖 5-3 Wynne 颱風湧浪推算與實測比較

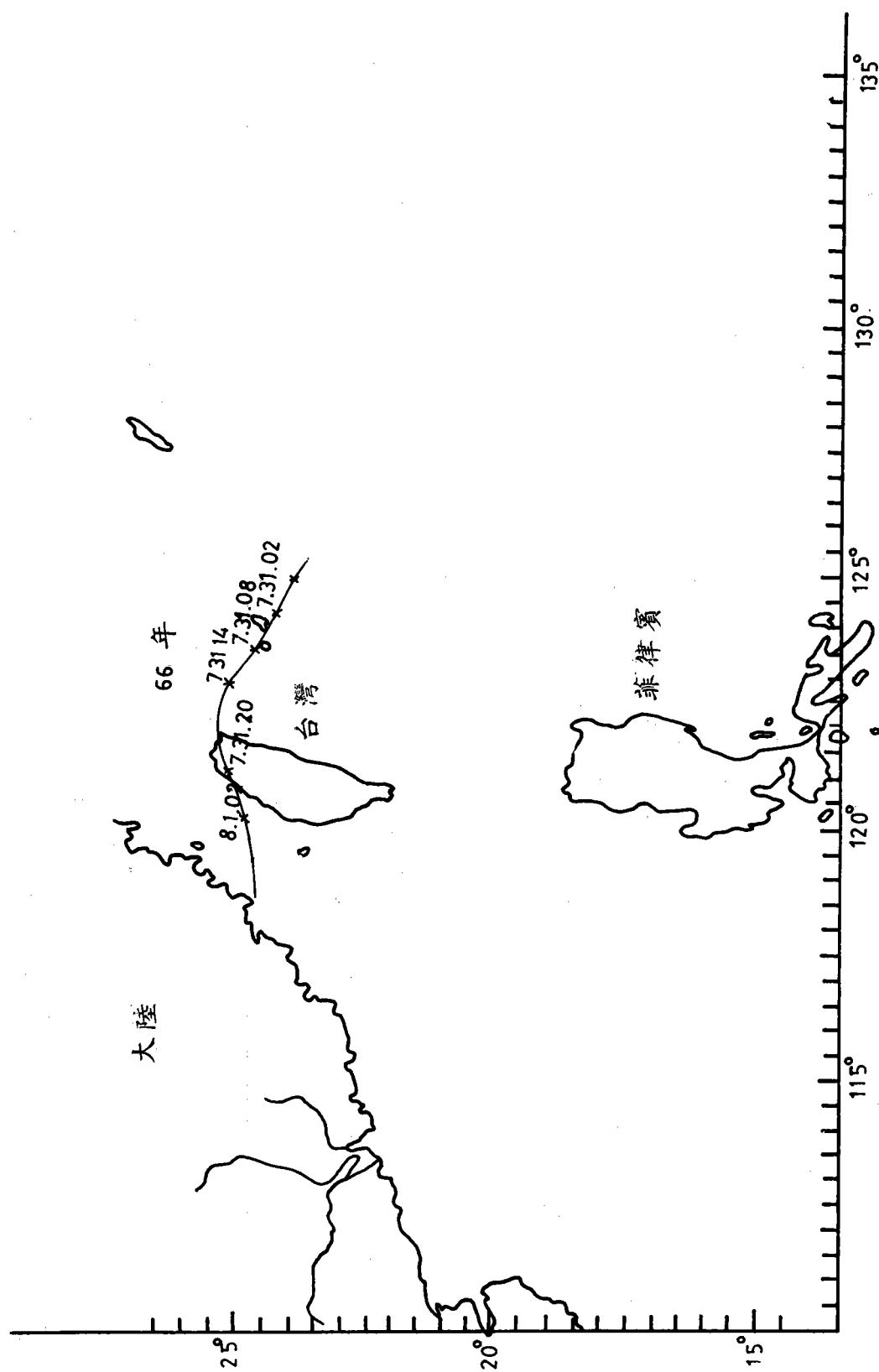


圖 5—4 薇拉颱風路徑圖

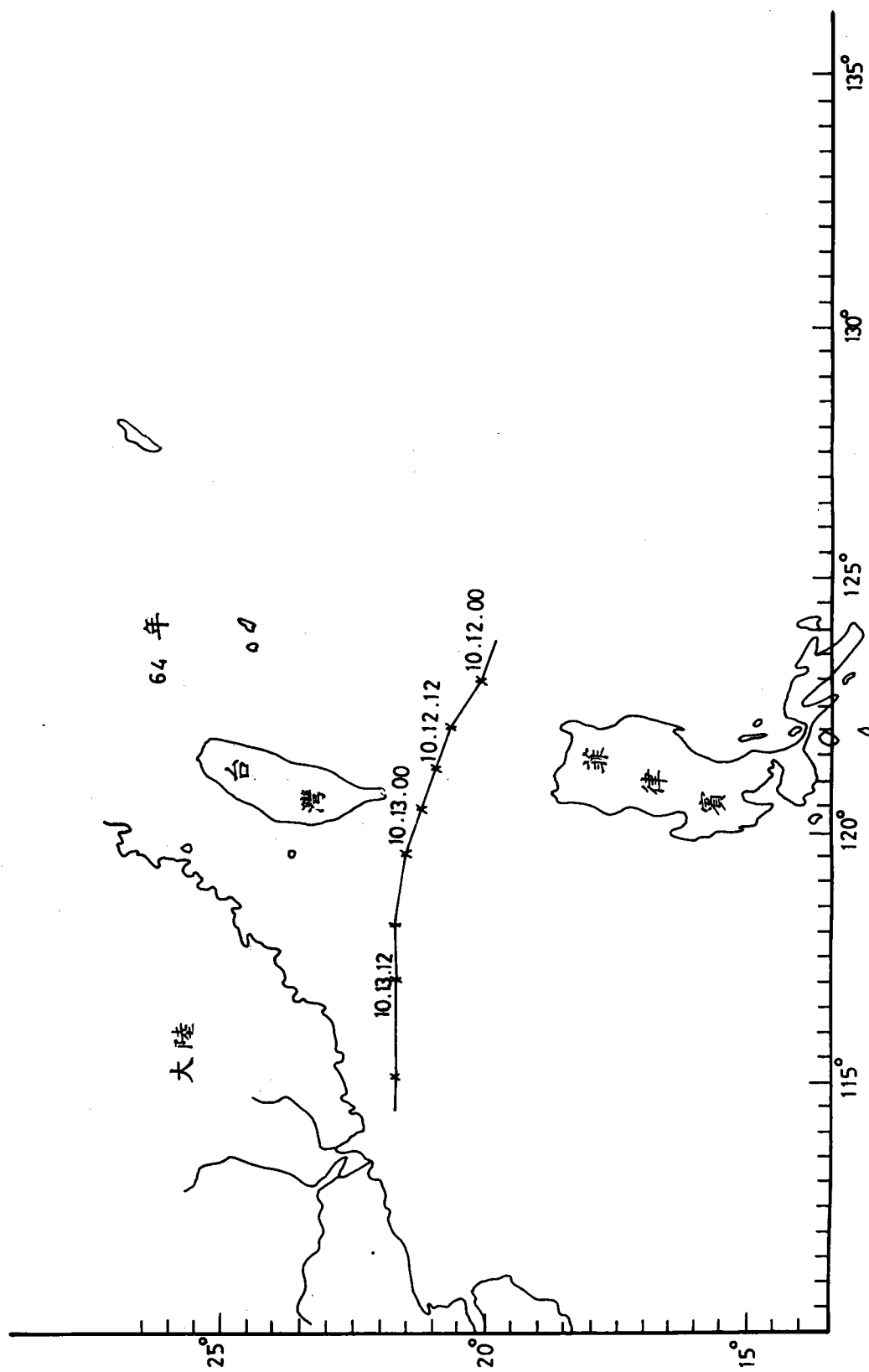


圖 5—5 艾爾西 (ELSIE) 颱風路徑圖

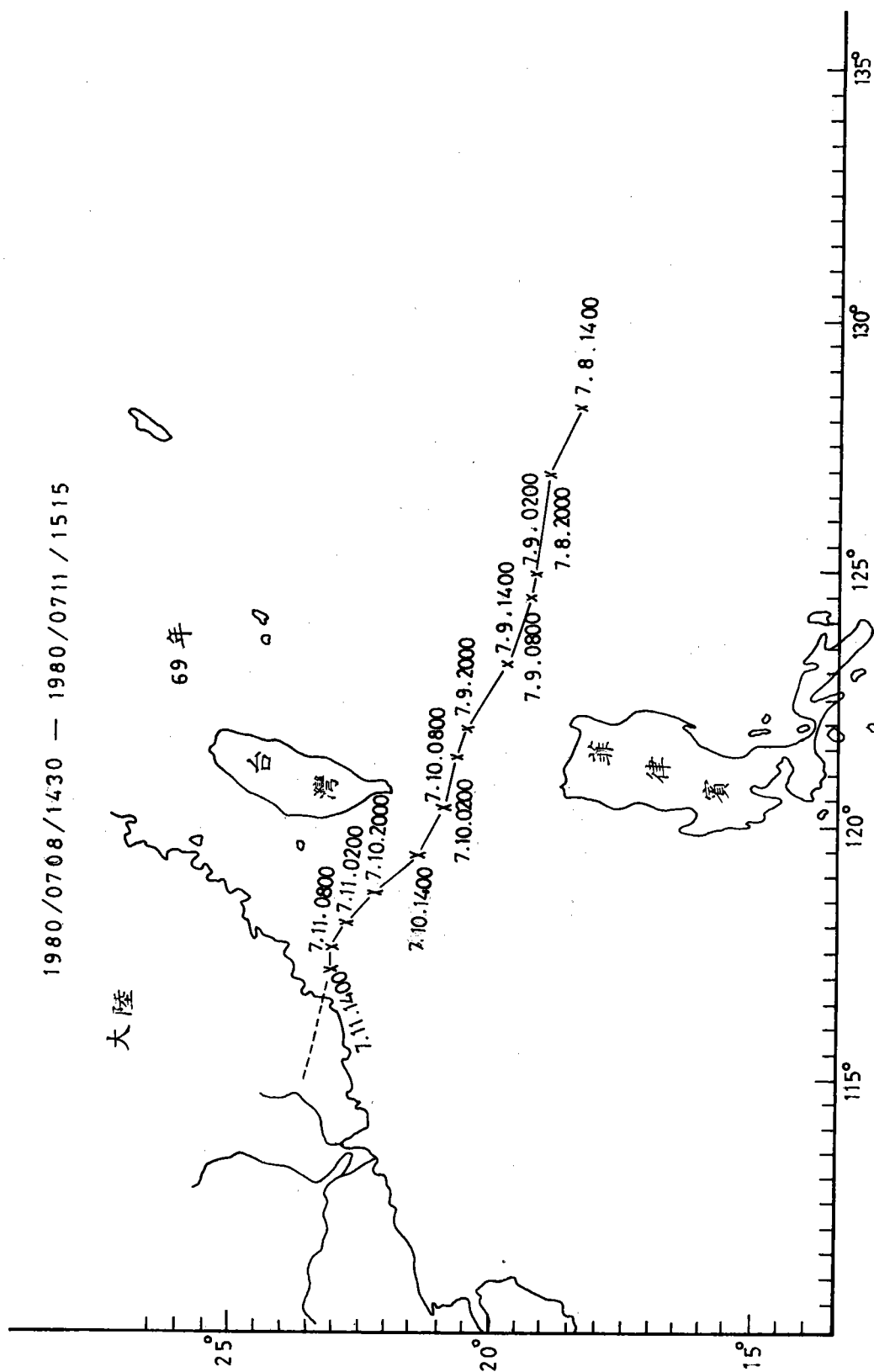


圖 5—6. 艾達 (IDA) 颱風路徑圖

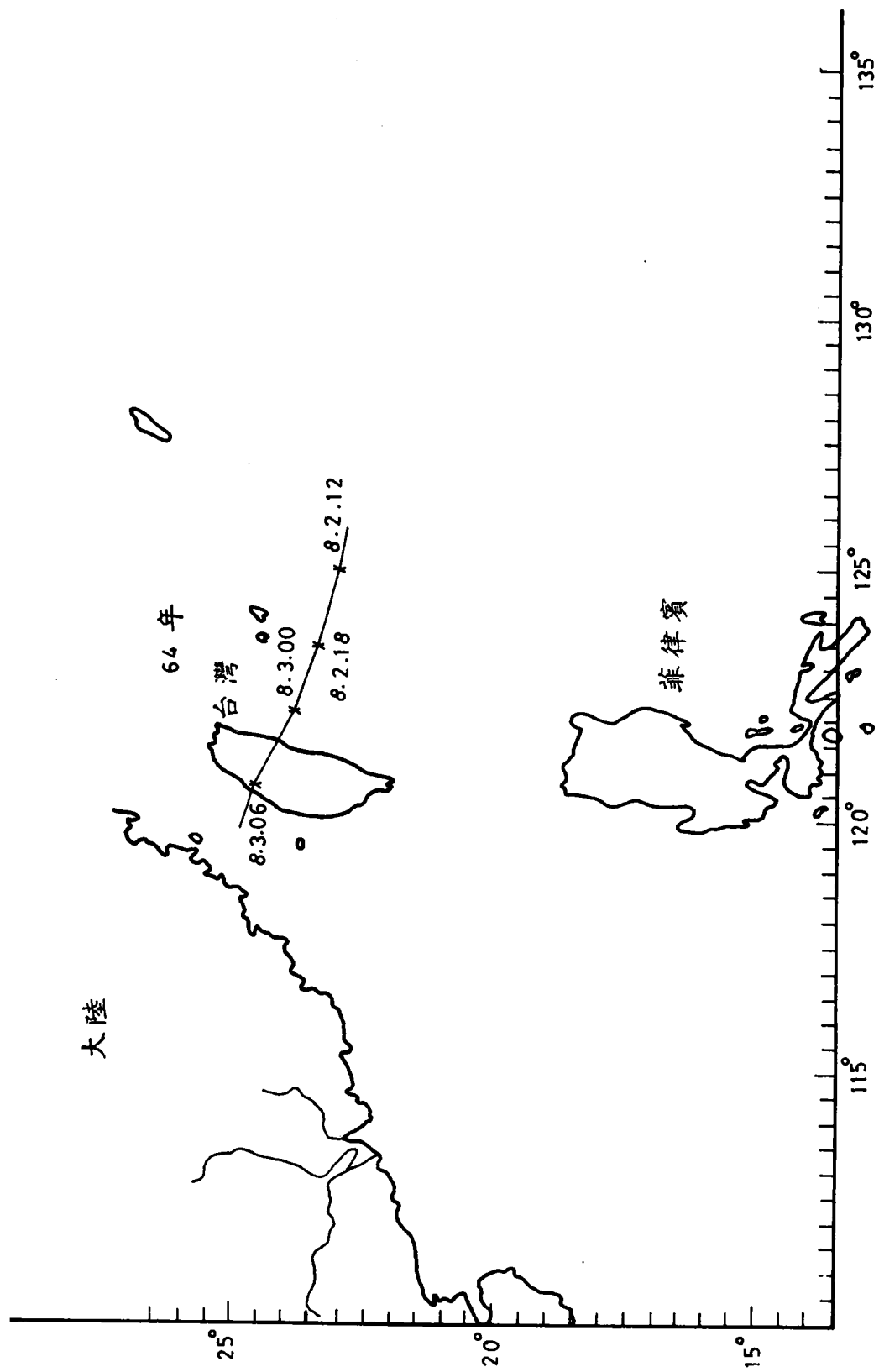


圖 5—7. 妮娜 (NINA) 颱風路徑圖

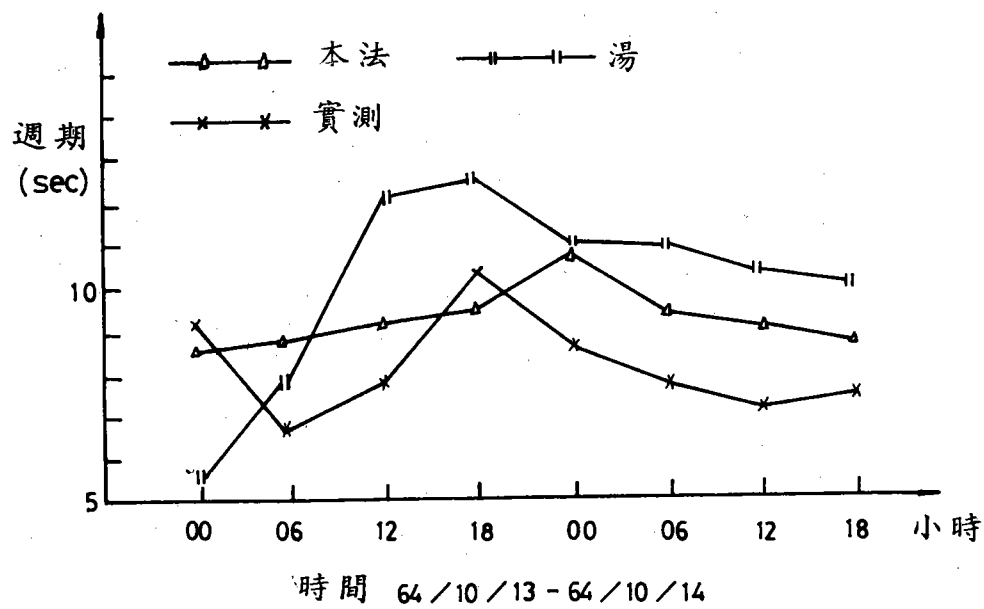
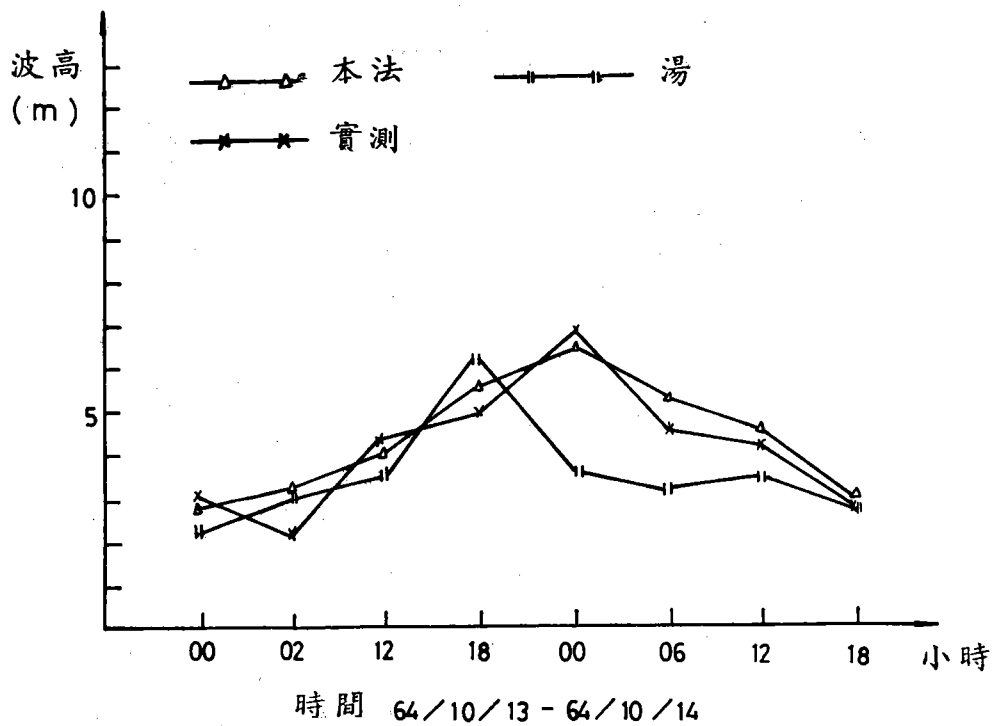


圖 5.— 8. 艾爾西颱風波浪推算與實測比較

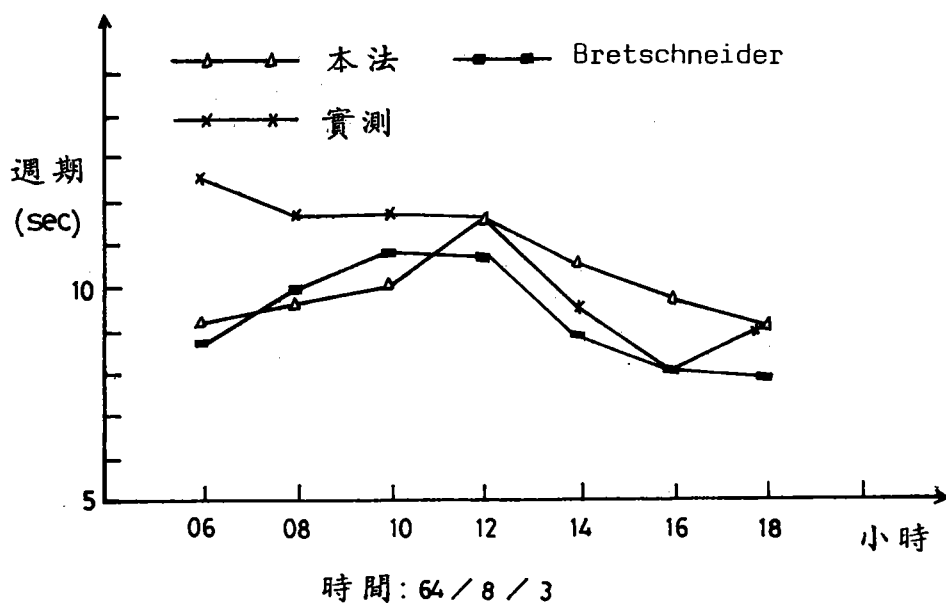
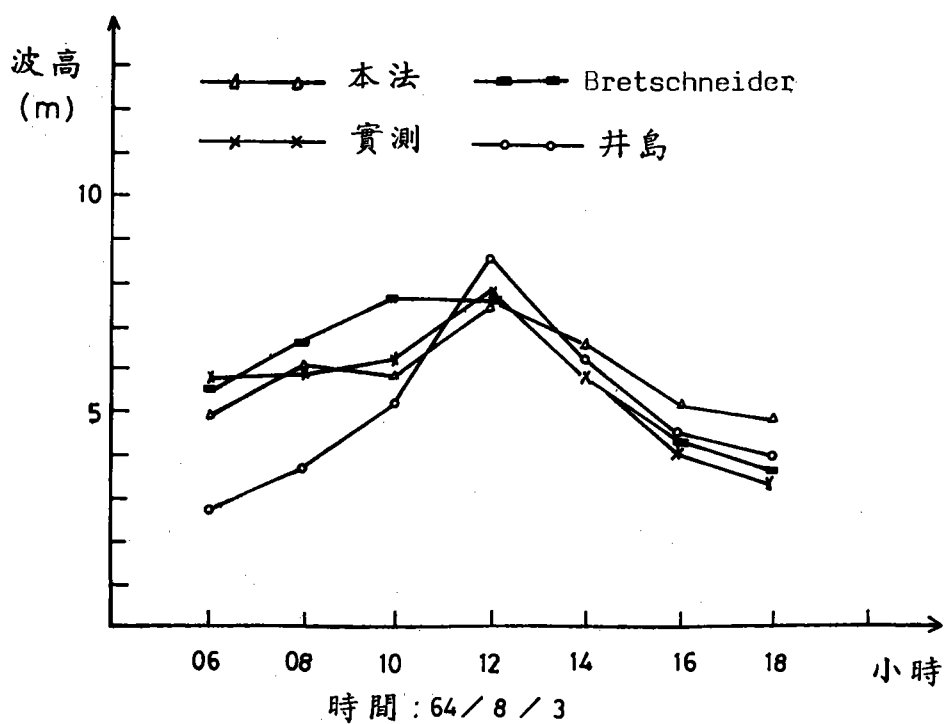


圖 5. — 9. 妮娜颱風波浪推算與實測比較