

國內波浪模式概況及評估

梁乃匡

台灣大學海洋研究所

摘 要

國內波浪模式發軔於 60 年成，主要目的在決定海岸工程的設計波浪，因此均屬波浪推算模式，而且均採用指示波來定義波浪。然而，國內曾進行波浪預報模式的開發，但尚未作業化，仍採用指示波。指示波式波浪模式有較多當地經驗常數，對受陸地限制的邊緣海域或許比較合適。

一、引 言

台灣四面環海，國人在海上的活動頻繁。然而，夏季有颱風，冬季東北季風，海面波浪變化莫測，經常發生海難。台灣海岸平直少有灣澳，港灣及海岸設施直接面對巨浪衝擊，海岸結構物抵抗的主要外力就是波力。因此，國內海岸工程師對波浪的推算頗為重視，主要的目的在決定海岸工程的設計波浪。波浪推算乃是由過去的氣象資料，估算過去的波浪，不必立即發佈，因此推算模式可以容許很長時間的計算。另外，設計波浪由各次事件中最大的波浪中求出，推算模式只要最大波浪正確，出現時間及其他較小波浪均不重要。波浪預報則不同，其目的在立即發佈未來海上波浪狀況，以供海上活動者的參考，不論大浪小浪及出現的時刻都很重要。總之，波浪預報模式必然可以用來推算波浪，而波浪推算模式則不一定可以用作預報波浪。

國內在波浪推算的研究起步很早，最早引進 SMB 法。SMB 法比較適合季風波浪，為適應颱風快速變化的風場，湯麟武（1971）改良 Wilson 的移動風域數值計算法，一直計算到淺海碎波為止。類似的另有日本井島武士的追蹤法，許明光（1975）為減少其計算量，提出逆追蹤法。SMB 法作者中的 Bretschneider，曾在 1973 年來台客座教授一年，他提出簡易的颱風波浪參數法，由颱風參數簡單式子及圖表即可求得颱風暴風圈內的波浪（Bretschneider, 1979）。以上幾種方法，蔡瑤堂（1977）、梁乃匡及林文宗（1978）、港灣技術研究所（1985）曾以實測資料與推算值作比較，發現湯法最大波高與實測值接近，但到達時間不對且最大波之前波高偏小。Bretschneider 法推算值穩定，颱風未到達前波高亦偏小。

井島法結果比較不穩定。最近簡仲和 (1991) 提出颱風波浪解析模式，大體上與 Bretschneider 方法相近。另為了解波候 (Wave Climate)，由岸邊風速記錄直接迴歸波高，對季風波浪而言，兩者的相關頗高，為一簡便可行方法。

目前中央氣象局尚未使用波浪模式來預報波浪，僅以預測當地風級直接換算當地浪級。這種方式只在開闊海域穩定風吹久以後，頗為正確，在有湧或陸地遮蔽時誤差很大。因此，漁民常收聽大陸的漁業氣象，或收聽中央氣象局的風速預報，根據經驗來判斷。國內有一些尚未作業化的波浪預報模式 (梁、高等 1989, 1990)，季風方面有面積風域法及 SMB 數值化法，颱風方面有 Bretschneider 法加上梁氏颱風湧浪預報法，可組成颱風波浪的預報。上述模式均採指示波，而李汴軍 (1981) 是國內唯一以能量平衡方程來計算波譜者。茲分別以季風波浪模式及颱風波浪模式分別簡單介紹如后。

二、季風波浪模式

(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 (Ippen, 1966)。使用本法只需作業圖及天氣圖即可，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作業圖中讀出波高及週期，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，由作業圖讀出波高及週期，仍然取其較小者。

(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。以下舉幾個迴歸法的實例：

- 1、郭金棟台中港波高推算迴歸法 (郭, 1976)。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：

$$H_{1/3}(m) = a V_{10} + b \quad (1)$$

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：

(1)、風速增加時

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

其中 t_d 為吹風延時

(2)、風速減弱時

i. 如風速增高到 13 m/s 以上再降低時

$$130.0 \text{ m/s} > V_{10} > 8.0 \text{ m/s}$$

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

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

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

ii. 如風速未達 13 m/s 即降低時

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

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(1980)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 SMB 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，但與上述 1 中不同者，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 9 小時之相關最大，其迴歸公式為：

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

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式，結果十分

良好。例如一月份的公式如下：

$$H_{1/3} = 0.083 + 0.1579U \quad (7)$$

延時爲零，因馬公在台中港之南。侯和雄、劉正忠 (1980) 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。

- 3、曾哲茂、姚能君及侯和雄 (1982) 針對台中港東北季風期間之風浪特性詳加分析探討外並利用這些特性導出一簡易的波浪預報模式。將時間過程 (Time Process) 的每一個波浪分解爲分別代表局部風場中所產生的風浪和外海所傳遞進來的湧浪兩大部分，藉滑動平均和自迴歸等技巧利用多重線性迴歸分析法定出模式之各有關常數，並據以自身預報，以提供作爲台中港船舶最適進港及碼頭裝卸作業時間之參考依據，其數學式的形式如下：

$$Wave(t) = A_0 + \sum_{i=1}^n A_i Wind(t-i) + \sum_{j=1}^m B_j Wave(t-j) \quad (8)$$

V：表估計值

$\sum_{i=1}^n A_i Wind(t-i)$ ：相當於局部風場中風藉剪應力或壓應力等方式將能量傳遞給海水所產生的波浪，其值隨風速的大小及延時的長短而改變，與吹風距離無關。

$\sum_{j=1}^m B_j Wave(t-j)$ ：相當於從四面八方不同距離的地方藉湧浪方式所傳遞而來的波能量線性累積而成的波浪，其波高大小受波浪傳遞過程中淺化、變形、底部摩擦以及滲漏等影響而衰減變小。

(三)、面積風域法

面積風域法依元素波模式而建立 (梁、高等 1989 ， 1990)，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，每一元素風域視爲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。面積風域法爲一半經驗法，有些經驗常數由實測資料求得。

指示週期 $T_{1/3}$ 變化幅度較小，可由下列實測資料求得之無因次變數經驗式求得

$$\frac{gT_{1/3}}{2\pi U} = F_1\left(\frac{gt_d}{U}\right) \quad (9)$$

或

$$\frac{gT_{1/3}}{2\pi U} = F_2\left(\frac{gF}{U}\right) \quad (10)$$

其中 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。
指示波高 $H_{1/3}$ 由下式求得

$$H_{1/3}^2 = \frac{8}{gT_{1/3}} \cdot \xi \cdot \text{SUUBB} \quad (11)$$

$$\text{SUUBB} = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M U_{ij}^2 \cos^2 \theta_{ij} \cdot \exp\left(-\frac{\varepsilon r_j}{U_{ij}^2}\right) \cdot \frac{1}{r_j} \cdot dA_j \quad (12)$$

式中

- ξ : 風與波能量授受係數
- $H_{1/3}$: 推算點預測波浪之指示波高
- U_{ij} : 第 i 張天氣圖，第 j 個風場網格點之風速 (m/s)
- θ_{ij} : 第 i 張天氣圖，第 j 個風場網格點至推算點連線與風場網格點風向之夾角
- r_j : 風場網格點至推算點之距離 (km)
- ε : 衰減常數
- dA_j : 風場網格元素有效吹風面積 (km)
- M : 風場網格點個數
- N : 歷時天氣圖之張數

在計算 SUUBB 時，為節省電腦記憶空間，一次輸入一張天氣圖，計算完畢再輸入另一張天氣圖。此外，挑出真正有效的網格點，測試遮蔽只需要執行一次即可。決定有效影響範圍之能量傳遞下限距離 R_l 及上限距離 R_u 為：

$$R_l = \alpha U_{ij}(N-i) \cdot 3.6 \cdot 6 \quad (13)$$

$$R_u = \alpha_{ij}(N-i+1) \cdot 3.6 \cdot 6 \quad (14)$$

以上 ξ 、 α 、 ε 由實測資料求得，先假設不同的 α 與 ε ，採用 $\text{HSQCG}(=gT_{1/3}H_{1/3}^2/8)$ 與 SUUBB 線性相關最大時之 α 與 ε 值， ξ 則為 HSQCG 與 SUUBB 線性迴歸直線的斜率。

(四)、數值化 S-M-B 法

S.M.B. 法係五十年代由 Bretschneider 修正 Sverdrup & Munk 之理論而成 (梁、高

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：

$$H_{n+1} = H_n + \left(\frac{dH}{dX} \right)_n \Delta X \quad (15)$$

$$G_{n+1} = G_n + \left(\frac{dG}{dX} \right)_n \Delta X \quad (16)$$

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。本法相當複雜，詳情請參考文獻（湯麟武，1971）。本法只適用在推算波浪求設計波高上。

（二）、Bretschneider 法

Bretschneider 颱風波浪模式十分簡便（梁、高等 1989，1990），其計算步驟如下：

1、求颱風最大風速 U_R （單位：節）。

$$U_R = K \sqrt{\Delta P} - 0.5fR \quad (17)$$

K 值依 Bretschneider 定出一近似公式

$$K = -\frac{\phi}{7.5} + 70 \quad (18)$$

ϕ 為緯度（單位：度）

ΔP 為壓力差（單位：吋汞柱高）

依廖學鎰（1980）

$$\Delta P = \frac{1}{33.8} \left(1000 + \frac{1000 - P_0}{10} - P_0 \right) \quad (19)$$

式中 P_0 為颱風中心氣壓

根據 Wang(1978) 颱風最大風速半徑 R （單位：海里）大約為七級風半徑的 1/10

$$R = 0.1R_7 / 1.852 \quad (20)$$

等 1989, 1990)。原方法以計算風域上之波浪變化為主，為適合實際波浪預報作業之需要，須再配合適當考量之數值計算，方能作三維之海域波浪計算。風吹海面形成之風浪可以用指示波表示，S.M.B. 法首先假設影響指示波高 $H_{1/3}$ 及週期 $T_{1/3}$ 之因素有下列三項：風速 U 、吹風區域 (Fetch) F 、吹風歷時 (Duration) t 。

由風浪形成的現象，歸納得到，風速越大，歷時越長，風域越大，所形成之風浪越大。但一定的風浪下所形成的風浪有一極限，即風浪不再隨歷時 (t) 及風域 (F) 的增大而成長，此時風浪已發展完全，稱之為完全成熟波。

以下就風浪發展過程略作說明。即圖 1 某一風速 U 吹過靜止的海面時，由風域 $F=0$ 之 O 點起之海面各點均開始有波浪形成，向前傳播，且由於波浪能量會累積的效應，所以隨傳播距離增加，波高與週期也與之俱增。設 O 點之波浪經 t_A 時距後，傳播至 A 點，此時 A 點之波高應較 $\overline{OA}$ 區域任一點出發傳播至 A 點的波浪為大，且此時 A 點之波浪已達到飽和，以後到達 A 點的波浪也不可能再大於此。而 A 點以下各點於此時刻 (t_A) 下之波浪應與 A 點相同，但處於變遷狀態仍可能增大。由前述，此時刻 (t_A) 之波高、週期分佈按圖 1 之 O_{ab} 線變化。接著我們再觀察 B 點，依 O_{ab} 線得知 B 點於 t_A 時刻仍處於變遷狀態，須等到 O 點之波浪傳至 B 點，即 t_B 時刻後， B 點波浪才達到飽和，此刻波浪分佈沿 O_{aba} 線變化，最後我們觀察 C 點，發現 C 點以下之飽和狀態的波高、週期趨於一定值，即波浪不在受歷時及風域的控制，發展完全，成為完全成熟波。

總結前面的敘述，波浪之空間分佈可分為沿 O_{abcd} 曲線變化之定常狀態 (Stationary Stage) 及沿水平線部份之變遷狀態 (Transitional Stage) 以下分別討論各狀態下之波浪性質。

1、定常狀態：

在定常狀態下之波浪雖風吹再久，波浪因已達飽和不再發展，故定常狀態下，波高 週期為風域及風速之函數。

2、變遷狀態：

變遷狀態下之波浪尚在發展階段中，海面仍可自風接受能量，只要稍予時間 (歷時 延長)，波浪還能繼續成長故在變遷狀態下之波高、週期為風速及歷時之函數。

3、成熟狀態：

當波浪發展到達 $\overline{cd}$ 線上之狀態時，波浪已經成熟，僅為風速 U 之函數。

三、颱風波浪模式

(一)、湯氏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

R_7 為七級風暴風半徑（單位：公里）。

$f = 2 \Omega \sin \phi$ 柯氏力係數其中， Ω ：地球自轉角速度

2、將 U_R 換成在 R 處颱風不移動時，海面 10 公尺高 10 分鐘平均風速 U_{RS}

$$U_{RS} = 0.865 U_R \quad (21)$$

3、當颱風移動時，風速為颱風靜止時之風速與颱風移動速度之向量和，所增加之量 ΔU 為，

$$\Delta U = \frac{1}{2} V \cdot \cos(\theta + \beta) \quad (22)$$

式中

V ：颱風中心移動速度（單位：節）

θ ：等壓線切線方向與颱風移動方向的夾角

β ：為風向與等壓線切線的夾角，約為 25°

4、移動颱風最大風速半徑處之海面風速 U_R^* 為

$$U_R^* = U_{RS} + \Delta U \quad (23)$$

5、Bretschneider 以美國 51 個颶風實測資料得距中心 R 處之波高（單位：呎）為

$$H_R = K' \sqrt{R \cdot \Delta P} \quad (24)$$

式中 K' 為 $\frac{fR}{U_R}$ 之函數，可以近似公式表示如下：

$$K' = 7.59 - 41.21 \left(\frac{fR}{U_R} \right) + 160.51 \left(\frac{fR}{U_R} \right)^2 - 219.3 \left(\frac{fR}{U_R} \right)^3 \quad (25)$$

6、滯留颱風風場中距中心 r 處之波高 H_r ，可由 $(H_r/H_R, fR/U_R)$ 的關係圖求得，在颱風風場半徑 R_7 以外地點即視為湧浪，依湧浪之推算方法計算（見下節）。

7、當颱風以 V 速度移動時，波高則變為：

$$H_R^* = H_R \left(1 + \frac{\Delta U}{U_{RS}} \right) \quad (26)$$

移動颱風中距颱風中心 r 處之波高為

$$H_r^* = H_r \left(1 + \frac{\Delta U}{U_{rs}}\right)^2 \quad (27)$$

其中 U_{rs} 為 r 處之風速可由風場的關係式求出：

$$\frac{U_r}{U_R} = -\frac{1}{2} \frac{fR}{U_R} \cdot \frac{r}{R} + \left[\left(1 + \frac{fR}{U_R} \cdot \frac{R}{r}\right) \cdot e^{-(1-r/R)} + \left(\frac{1}{2} \frac{fR}{U_R} \cdot \frac{r}{R}\right)^2 \right]^{1/2} \quad (28)$$

U_r 換成海面 10 公尺高 10 分鐘平均風速 U_{rs}

$$U_{rs} = 0.865 U_r \quad (29)$$

8、前述 (25) 與 (26) 式的限制條件為，颱風移動速度 V 小於颱風可能之最大移動速度，

$$V \leq V_e$$

颱風可能之最大移動速度與臨界週期 T_c 的關係為

$$V_c = 1.515 T_c \quad (30)$$

而臨界週期 T_c 可由下式求得

$$T_c = T_R \left(1 - \frac{1.515 \cdot \alpha \cdot T_R}{U_{RS}}\right) \quad (31)$$

式中 $\alpha \doteq 0.5$

T_R ：為 R 處的代表波週期，可由代表波高 H_R 及海面風速 U_{RS} 求出。

$$T_R = 0.3785 U_{RS} \cdot \tanh \left[\ln \left\{ \left(1 + \frac{40 H_R}{U_{RS}^2}\right) / \left(1 - \frac{40 H_R}{U_{RS}^2}\right) \right\}^{0.5} \right]^{0.6} \quad (32)$$

(三)、梁氏颱風湧浪模式

颱風暴風圈內之波浪傳到暴風圈外，如不考慮季風的影響，就沒有其他能量加入波浪，波浪僅由其動量向前傳播，這種波浪稱做湧浪。

一般湧浪傳遞速度大於颱風移動速度 (V)，所以湧浪皆先颱風到達。湧浪的預報方法採梁的方法 (1991)，其步驟如下：

1、湧浪的週期公式為

$$T_{1/3} = (0.00147 \cdot r \cdot R_7 / T_R^4 + 0.2) \cdot U_{RS} \quad (33)$$

各參數之定義與前節相同。

2、不考慮颱風移動時的湧浪波高

$$H = 0.106 H_R \sqrt{R_7 / r} \quad (34)$$

H：颱風靜止時的湧浪指示波高（單位：公尺）。

3、當颱風移動，與湧浪同向時湧浪將產生堆積，颱風移動方向與湧浪方向相反時湧浪波高會降低。當颱風離開推算點，波高減小稱之為消退。當颱風接近推算點，則波高將擴大稱之為堆積，湧浪之波高 H_s 應為 $H_s = H \times \lambda$ ， λ 為修正係數

$$\lambda = \left(\frac{0.5}{0.5 + T_{lag1} - t_{lag2}} \right)^{1/2} \quad (35)$$

$$\text{其中 } T_{lag1} = \frac{r_1}{1.56 T_{1/3}}, \quad T_{lag2} = \frac{r_2}{1.56 T_{1/3}}$$

r_1 為目前颱風中心到測站的距離， r_2 為 0.5 小時後颱風中心到測站的距離， ϕ_1 為目前颱風中心點， ϕ_2 為 0.5 小時後颱風中心點， θ 為颱風移動方向， α 為 ϕ_1 與推算點連線與東方之夾角，依餘弦定律

$$r_2^2 = r_1^2 + (0.5V)^2 - 2 \times (0.5V) \times r_1 \cos(\theta - \alpha) \quad (36)$$

4、受陸地遮蔽的影響

湧浪受陸地影響的情況有二：一是部份湧浪被陸地擋住，無法傳到測站，二是部份颱風風場在陸地上，風能較小所產生之湧浪相對較小，因此風場部份在陸地時，湧浪還需再乘一修正係數 C_e 。

四、評估與結語

國內波浪模式可以說絕大部份屬指示波法，一般指示波法包含經驗常數，有強烈的地域性，對台灣海峽這種兩邊受陸地限制的邊緣海域，雖然對波浪成長的動力機制未作深入探討，仍有其可取之處。在國內波浪模式中，SMB 法、迴歸法及湯氏數值法只適合波浪推算。面積風域法加上 Bretschneider 法與梁氏颱風湧浪法，或數值化 SMB 法配上 Bretschneider 法與梁氏颱風湧浪法，皆可以考慮作為台灣附近波浪預報模式。然而，波浪預報須先有正確的風場預報。對 Bretschneider 及梁氏颱風湧浪而言，只需要颱風參數。依過去經驗，颱風參數中七級風暴風半徑的觀測值誤差頗大，影響颱風波浪推算的正確性，更免談預報是否正確。因此，建議中央氣象局提高颱風七級風暴風半徑觀測值的準確度。

參考文獻

- 湯麟武 (1971) 海岸工程規劃設計，農復會特刊第二號。
- 許明光 (1975) 颱風波浪追蹤計算之修正方法研究，成大碩士論文。
- 蔡瑤堂 (1977) 颱風波浪追蹤計算法應用在台灣地區之檢討，第一次海洋工程研討會論文專輯，台北，PP. 493-507。
- 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輯，PP. 1-22。
- 港灣技術研究所 (1985) 台灣四周海岸波浪推算數值模式研究，74－研(二)。
- 簡仲和 (1991) 滯留性颱風圈內風浪解析模式之應用，中華民國第十三屆海洋工程研討會論文輯，PP. 314-331。
- 梁乃匡、高家俊、許明光、李汴軍、吳基及彭紹博 (1989) 台灣附近海域波浪預報模式研究(六)－波浪部份，台大海洋研究所專刊第63號。
- 梁乃匡、高家俊、許明光、李汴軍、吳基及彭紹博 (1990) 台灣附近海域波浪預報模式研究(七)－波浪部份，台大海洋研究所專刊第70號。
- 李汴軍 (1981) 風浪數值預報模式，台大海洋研究所碩士論文。
- 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。
- 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輯，PP. 245-258。
- 陳金堂及張昭仁 (1982) 東北季風對台灣海峽風浪之影響。
- 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。
- 曾哲茂、姚能君及侯和雄 (1982) 東北季風期間台中港簡易波浪預報模式之推導，第六屆海洋工程研討會論文輯下冊，PP. 25-1 ~ 26。
- Bretschneider, C.L. (1979) The Two-Direction Significant Wave Forecasting Model with Special Application to U.S. Weather Service Hurricane Wind Model, Conference on Marine Science and Technology in the Pacific Area, R.O.C.
- Ippen, A.T. (1966) Estuary and Coastline Hydrodynamics, McGraw-Hill Inc.

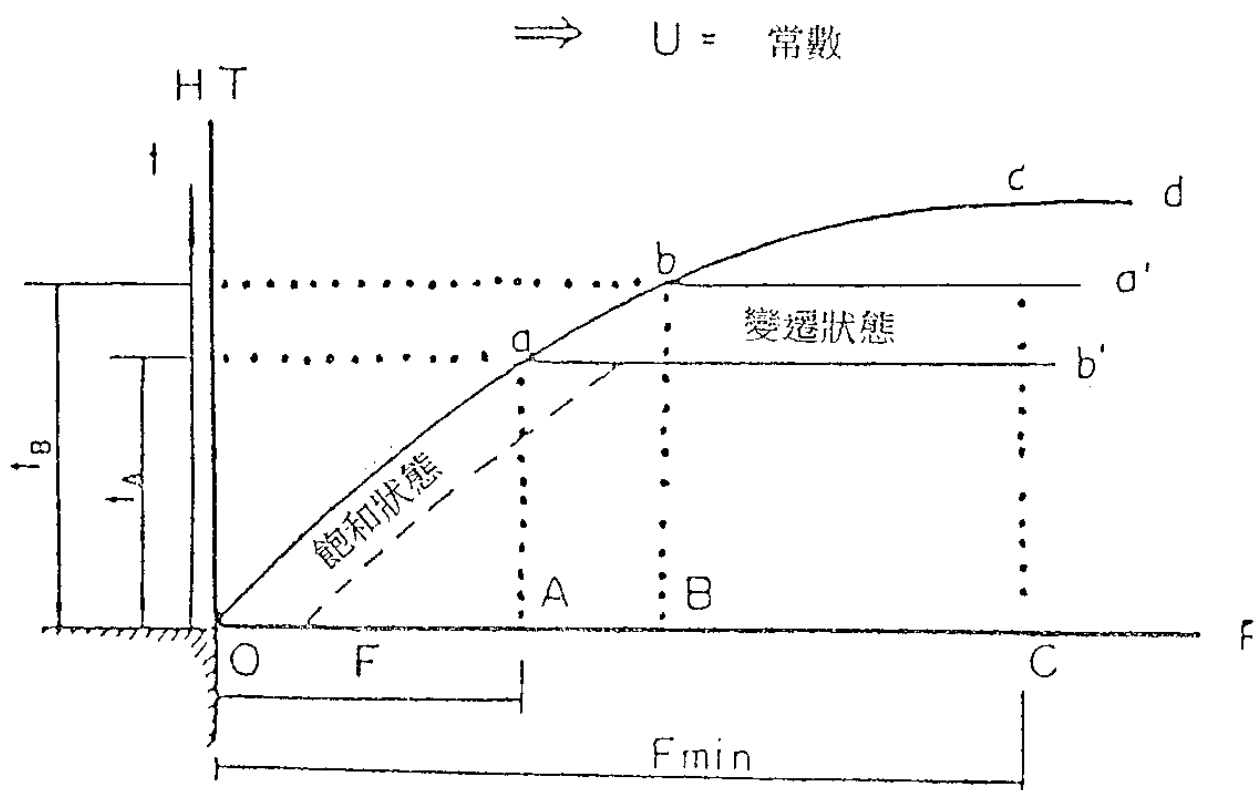


圖 1、波浪生成的過程。

A Review of Wave Model in Taiwan

Nai-Kuang Liang

Institute of Oceanography College of Science
National Taiwan University

Abstract

The domestic wave model development commenced in the 1960s. The aim of the model is to determine the design wave for coastal structures. They are all hindcast models and employ significant wave to define the sea state. However, wave forecasting models have been developed, but are not operated. These models are also "significant wave" - typed, which imply local empirical constants and may be more suitable to the marginal sea areas.