

從動力觀點剖析颱風

徐 明 同

Dynamical Aspects of Typhoon

Ming-Tung Hsu

Abstract

This is a special lecture presented at the fourteenth general meeting of the meteorological Society of the Republic of China which was held at Taipei on March 1972.

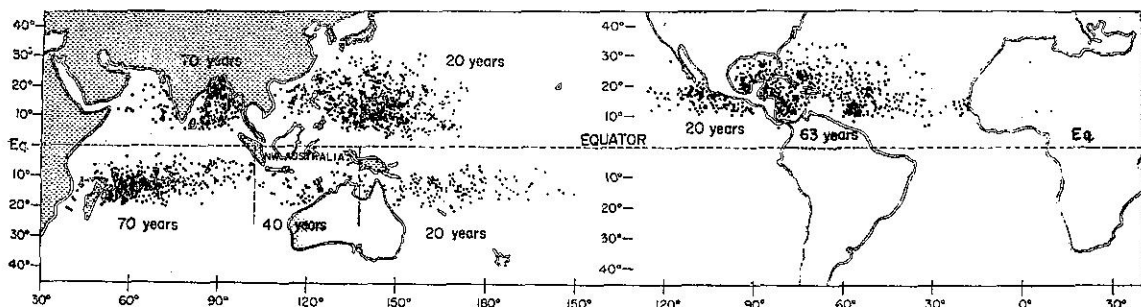
The following topics are comprehended:

- (a) structure of typhoon
- (b) energy of typhoon
- (c) spiral clouds and hot tower
- (d) mechanism of the development of typhoon
- (e) formation of typhoon

一、前 言

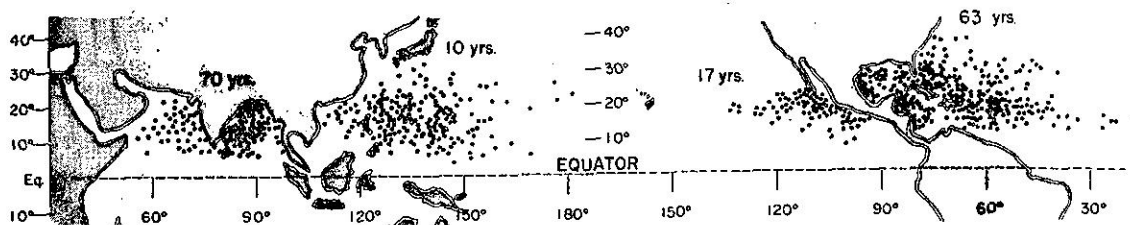
發生於熱帶地區的氣旋有其不同的名稱，例如發生於北太平洋者叫做颱風，於大西洋者為颶風，於印度洋者獨叫做氣旋，而於澳洲者叫做威烈——威烈（Willy-Willy）。各地方熱帶氣旋之名稱雖各不相

同，但均具有同樣的特性。因所有颱風均為發生於大氣中的最猛烈的大幅度對流系統。第一圖及第二圖為 Gray⁽¹⁾ 所繪的熱帶氣旋分佈圖。由此我們知道熱帶氣旋並不是在熱帶地區到處可以發生，而僅局限於大洋的西邊地區。



第1圖 熱帶擾亂後來變為風暴最初被發見的位置圖（參照 Gray）

Fig. 1. Location points of first detection of disturbances which later became tropical storms. (After Gray)



第2圖 風暴變為颱風最初被發見的位置圖（參照 Gray）

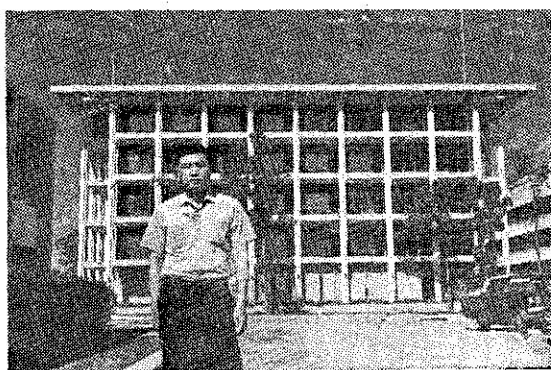
Fig. 2. Location points of storms where hurricane intensity winds were first observed. (After Gray)

* 本文為筆者於六十一年在中國氣象學會年會所發表的一篇演講詞的大意。

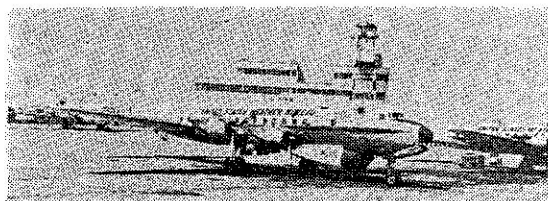
熱帶氣旋（以下以我們所熟知的「颱風」替代），因會帶來暴風及暴雨，和民生有密切關係，故自古以來從事該項觀測和研究的頗不乏人。本會會員亦曾提許多研究報告，其研究大都屬於現象論的，統計的以及綜觀的範疇。

颱風從發生到消滅，有一連串的生命史，其平均生存期間約為六天，但短者僅幾小時，而長者可達二星期之久。第二次世界大戰以前，關於颱風的情報僅限於地面測站或船舶觀測。但戰後至1950年代中期，關於颱風的結構，由於應用偶然得到的探空紀錄及美軍氣象偵察飛機所得觀測的紀錄，已逐漸有所了解。

1956年，美國氣象局在 Simpson 指導下，在邁阿密建立國立颱風研究所（National Hurricane Research Laboratory）（第3圖）設有雷達及颶風偵察專機。當時所使用的偵察機為 DC-6 型（第4圖），內裝氣象雷達以及各種氣象觀測儀器設備，可自動紀錄飛機位置及其高度。此外還備有照相機，可連續拍攝降水及雲的分佈照片。自從專用偵察機開始觀測以後，颱風的結構有了進一步的了解。其中以 Daisy (1958), Denna (1960), Hilda (1964) 及 Dora (1964) 等觀測較為著名。



第3圖 美國國立颶風研究所及筆者
Fig. 3. U. S. National Hurricane Research Laboratory (簡稱 NHRL) and the writer



第4圖 NHRL 之颶風偵察專機
Fig. 4. Hurricane reconnaissance airplane (NHRL)

本文將根據這些觀測結果，從動力氣象學的觀點來剖析颱風，盡量避免數學公式，用通俗的話來向各位會員解釋，希望能使颱風研究由定性的記述走進力學的，定量的分野。

二、颱風之構造

我們知道颱風為一種巨大的水平旋渦，並具有垂直環流。其半徑通常為數百公里，而對流圈的高度約為十七公里，故它的構造是近乎偏平的。中心的海平面氣壓很低，常降至九百以下。對這種水平幅度很大的現象，流體靜力的方程：

$$dp = -\rho g dz \quad \dots\dots\dots (1)$$

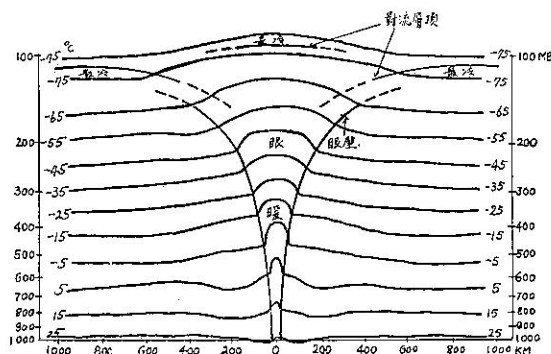
能相當準確的成立。上式 p 為壓力， ρ 為密度， g 為重力加速度， z 為鉛直坐標。由(1)式和氣體靜態方程

$$p = \rho RT \quad \dots\dots\dots (2)$$

(R 為空氣的氣體常數， T 為氣溫)，可知要達到上面所述很低的海面氣壓，必須中心部上空有暖而輕的空氣的存在。

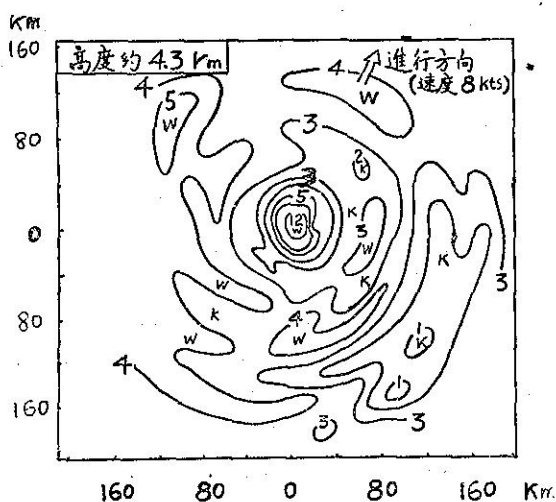
第5圖是 Palmen⁽²⁾ 所畫的颱風垂直剖面圖，表示垂直溫度場，一望就知道中心區域上空要比周圍氣溫為高。這種構造叫做暖心 (Warm core) 型構造。第6圖係 Colon⁽³⁾ 所繪的，高度約 4.3 公里處的颱風中心附近水平溫度分佈圖，亦表示中心附近氣溫比周圍高達 12°C 之多。把第5圖模式簡化可得第7圖，等溫線和等壓線有傾斜，表示斜壓性 (Baroclinic)。在斜壓性場內環流，隨着 Bjerknes 的環流定理。

$$-\frac{d}{dt} \oint_c \vec{v} \cdot d\vec{r} = -\oint_c \frac{dp}{\rho} = R \iint_s (\Delta \ln p \times \Delta T)_{nds} \quad \dots\dots\dots (3)$$



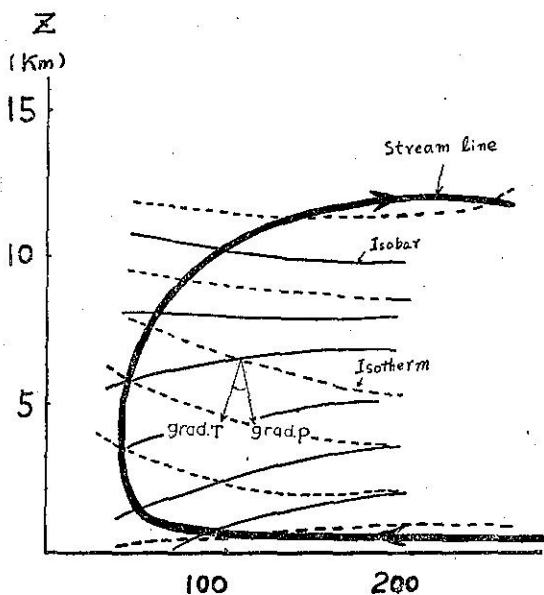
第5圖 成熟期熱帶氣旋垂直剖面圖，等溫線溫度係 $^{\circ}\text{C}$ (參照 Palmen)

Fig. 5. Model of temperature ($^{\circ}\text{C}$) of mature hurricane in vertical cross section. (After Palmen)



第 6 圖 颶風 Daisy 內之水平氣溫分佈 (°C)
(參照 Colon)

Fig. 6. Horizontal temperature distribution of hurricane Dasiy (After Colon)



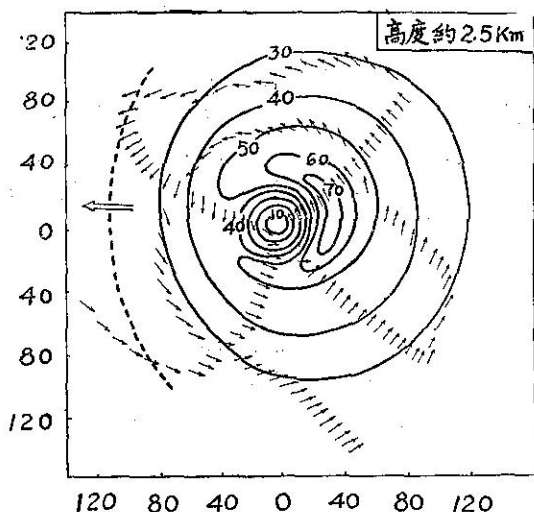
第 7 圖 颶風垂直剖面內環流，等壓線（細實線），等溫線（點線）及流線（粗實線）。

Fig. 7. Isobars (thin solid lines), isotherms (thin broken lines), and stream lines (thick solid lines), in radial-vertical plane of tropical cyclone 2.5 (Riehl)

($\vec{v}$ 為速度， $\vec{r}$ 為位移) 會受加速。垂直環流的加速，因科氏力 (Coriolis force) 而引起水平切線分量風速 v_θ 的加速。其關係如下。

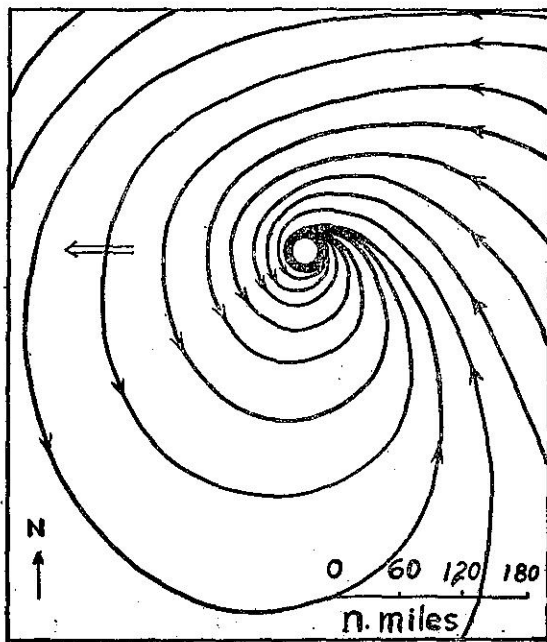
$$\frac{dv_\theta}{dt} + fv_r + \frac{v_r v_\theta}{r} = F_\theta \dots\dots\dots (4)$$

上式 v_r 為風速的半徑分量， r 為由中心計算的距離， f 為科氏參數， F_θ 為由於摩擦切線分量的減速。Palmen 的模式經 Jordan^(4,5) 的研究，以及美國國



第 8 圖 高度約 2.5 公里颶風內水平風向風速分佈圖
(參照 Riehl)

Fig. 8. Horizontal wind direction and speed distribution of hurricane at about 2.5km high (After Riehl)

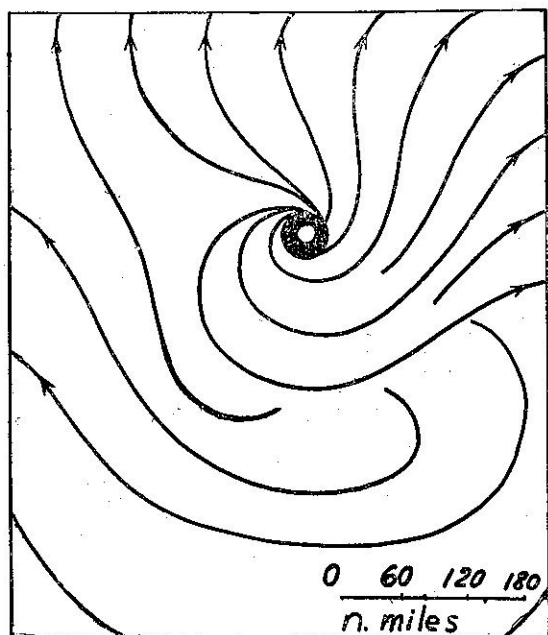


第 9 圖 颶風 Donna 於對流層下層的水平風場
(參照 Riehl)

Fig. 9. Horizontal wind field of hurricane Donna at lower troposphere. (After Riehl)

立颶風研究研究所偵察機觀測，均證明是正確的。又根據 Jordan 等⁽⁶⁾的研究結果，發見眼壁(Eye wall)差不多是垂直，而延伸至 18,000 公尺以上的。

關於風速的水平分佈，近中心處，即眼內部分風速很弱，離開中心 30 至 100 公里處風速最大，向外又逐漸減小。第 8 圖為氣象專用偵察機在颶風 Donna 的高度約 2.5 公里處所觀測的風向及風速的分佈情形。Riehl⁽⁷⁾ 把它模式化後得第 9 圖及第 10 圖。第 9 圖表示低空的水平風場，有反鐘向的螺旋狀輻合內流，第 10 圖表示對流層上部的水平風場，在中心附近仍沿反鐘向旋轉，但外邊是順鐘而向外流的。



第 10 圖 颶風 Donna 於對流層上層的水平風場
(參照 Riehl)

Fig. 10. Horizontal wind field of hurricane Donna at higher troposphere
(After Riehl).

其次我們來考慮，為什麼中心附近是高溫的理由，這是因為隨着空氣的上昇運動，大氣中的水氣凝結而釋放潛熱，由此加熱中心部分的空氣隨之變成高溫。為補償中心部分空氣的上昇，下層發生內流，而上層却為外流，有關這個問題在討論到颶風發達機構時再詳加分析。

三、颶風之能量

上面說過具有強風為颶風特徵之一。半徑約廣數百公里，高度約十幾公里，在此範圍內有強風在吹，

故颶風的能量(動能)必定很大。

我們首先引用簡單的理論公式考慮颶風內能量之變換。垂直剖面內斜壓場所扮演的角色，使用有關動能的方程式就容易了解。垂直運動 w 新具能量遠比水平運動所具能量為小，故垂直運動方程式可用流體靜力方程(1)。由切線方向運動方程(4)和半徑方向運動方程式

$$\frac{dv_r}{dt} - fv_\theta - \frac{v_\theta^2}{r} = -\left(\frac{\partial\phi}{\partial r}\right)_r + F_r \dots\dots\dots (5)$$

(ϕ 為重力位， F_r 為半徑方向摩擦力)，並應用連續方程

$$\nabla_h \cdot \vec{v}_h + \frac{\partial w}{\partial p} = 0 \dots\dots\dots (6)$$

($\omega = \frac{dp}{dt}$)，可得有關單位質量的水平動能 K_h ，

$$K_h = -\frac{1}{2} (v_r^2 + v_\theta^2) \dots\dots\dots (7)$$

的公式，即

$$\begin{aligned} \frac{\partial K_h}{\partial t} + \nabla_h \cdot (K_h \vec{v}_h) + \frac{\partial}{\partial p} (K_h w) \\ = -v_r \left(\frac{\partial\phi}{\partial r}\right)_r + (\vec{v}_h \cdot \vec{F}) \dots\dots\dots (8) \end{aligned}$$

($\vec{F}$ 為合成摩擦力)。對於颶風環流封閉的全域積分時可得，

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \int K_h \cdot dm = - \int v_r \left(\frac{\partial\phi}{\partial r}\right)_r \cdot dm \\ + \int (\vec{v}_h \cdot \vec{F}) dm \dots\dots\dots (9) \end{aligned}$$

上式中 $dm = g^{-1} \cdot v_r dr d\theta dp$ 為空氣微小部分的質量。

(9)式右邊第一項表示，由於氣壓梯度力的功所生成的務能，第二項表示因摩擦而有的消耗。如第一項要正號， v_r 和 $\left(\frac{\partial\phi}{\partial r}\right)_r$ 必須有負相關。再看第 7 圖，下層部分，風向中心吹，故 $v_r < 0$ 且氣壓梯度我重力位梯度向中心增加，故 $\left(\frac{\partial\phi}{\partial r}\right)_r > 0$ ，於上層 $v_r > 0$

且 $\left(\frac{\partial\phi}{\partial r}\right)_r < 0$ ，故滿足上面所述的條件。這表示於中心區域氣溫較周圍高，且氣柱向上伸張的關係。

利用(1)，(2)及(6)式，(9)式亦可寫做

$$\frac{\partial}{\partial t} \int K_h dm = - \int \frac{RT}{p} \omega dm + \int (\vec{v}_h \cdot \vec{F}) dm \dots\dots\dots (10)$$

由此式可知，由於中心區域的暖空氣上升 ($\omega < 0$)，周圍的冷空氣下降 ($\omega > 0$)，而位能變換為水平動能。

Palmen⁽⁸⁾ Riehl⁽⁹⁾ 估計颶風的能量，而得平均颶風的動能為 10^{25} ergs。此量多大不容易了解，故

製第一表和其他現象相比較，就知道其大小。

第一表 能 量 表

Table 1 Energy

現 象	能 量
颶 風	10^{25} erg
地 震 (M=8.0)	6×10^{23} erg
(M=7.0)	6×10^{22} erg
原 子 彈	10^{20} erg
氫 彈	10^{23} erg

附註：(因摩擦消耗的動能 10^{20} erg/sec)

根據 Palmen 和 Jordan⁽¹⁰⁾，對於平均颶風而論，半徑 660km 以內的動能生成量和消耗量，均為 1.5×10^{10} erg·sec⁻¹ 左右，即大約呈平衡。同範圍的全動能為 10^{15} erg，大約等於一天的生成量或消耗量。

以上我們知道颶風因摩擦所消耗的動能大約為每秒 10^{10} erg，如無其他能量供給，由此比率繼續消耗的話，大約24小時颶風就消滅了。換言之要維持颶風生存，必須供給較此量為大的能量，始能維持其壯大。這種能量從那裏而來呢？前面已述及在颶風中心區

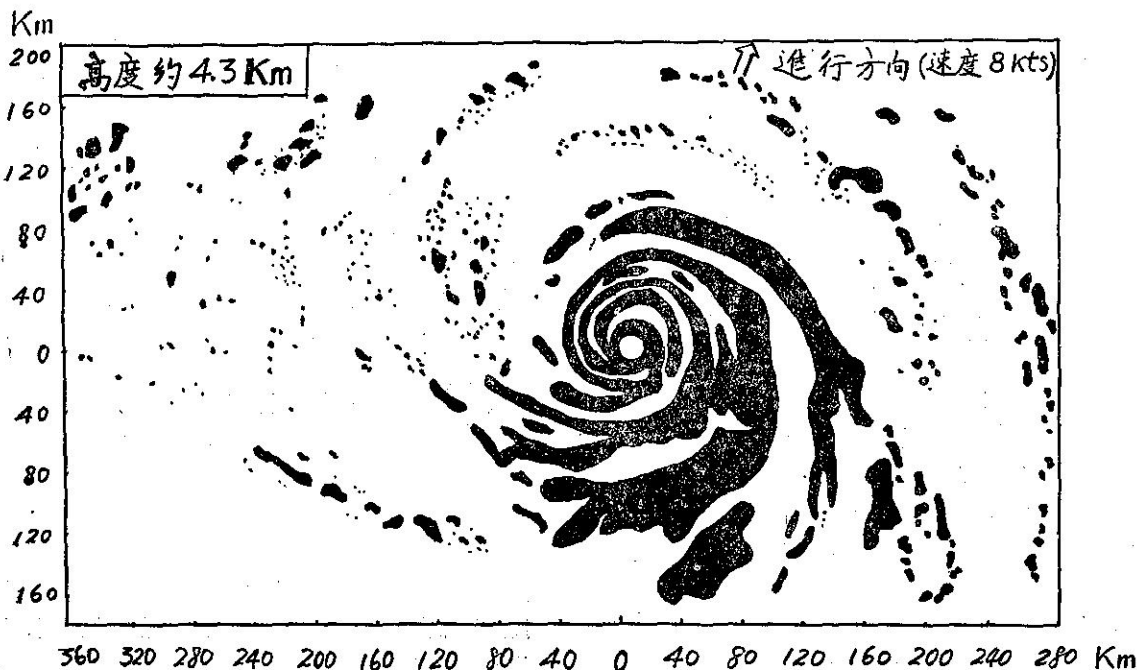
域，有上昇氣流其中水氣凝結時，會釋放潛熱，這種熱能蘊蓄在颶風裏不斷助長其威勢，但究竟此種熱能能够不够消耗呢？

根據 Palmen 和 Riehl⁽¹¹⁾的計算，平均颶風半徑 200km 內，如均勻地一天下 100mm 之雨水，即在此範圍內一天凝結的水量約為 1.2×10^{16} gms，因此其釋放的一天潛熱約為 7×10^{18} cal。另外颶風的動能消耗為每秒 10^{10} ergs，即約 2.4×10^{12} cal，一天約為 2×10^{13} cal。此量僅佔有水氣釋放潛熱約 3%。由此可知，隨着颶風而下降的雨，所釋放的能量除補充颶風的動能損失外，尚有足夠餘力擴充其勢能。

四、螺旋雲與熱塔

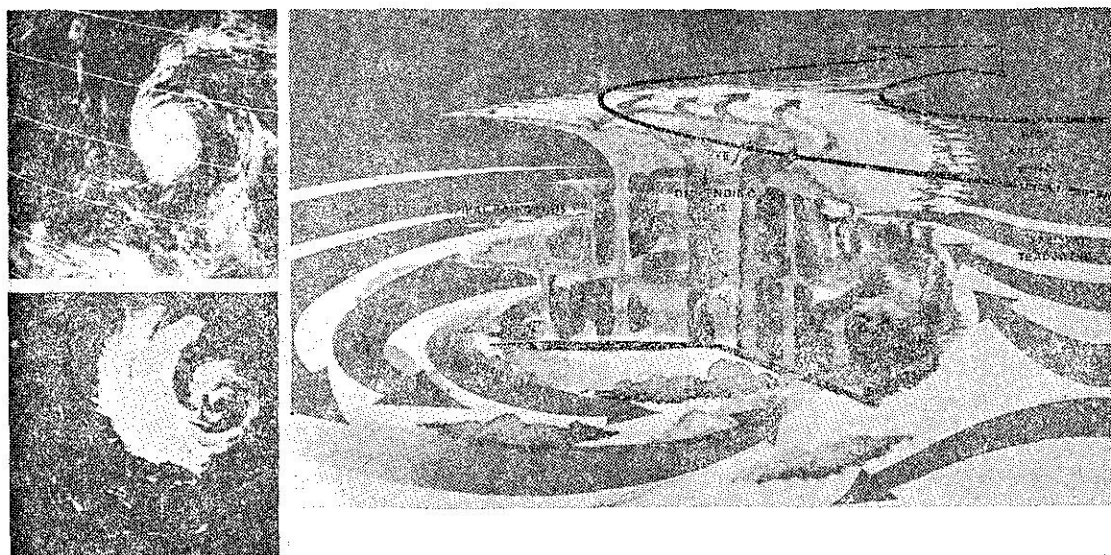
颶風內雲所佔有的面積相當大，雲頂亦很高，在中心附近可達對流層頂。即半徑數百公里的面積，高達十公里以上的範圍內有雲的分佈。雲的觀測從前除由地面以目視觀測外沒有其他方法，但最近二十年來有飛機的觀測，有氣象雷達以及氣象衛星的觀測，故颶風內雲的分佈已有更多的了解。

第11圖係 Colon⁽³⁾所繪的高度約 4.3 公里處的颶風內雲的分佈圖。由此圖可知颶風內雲分佈並不均勻，而是呈圓環狀或螺旋狀而繞着颶風中心密佈着。



第 11 圖 颶風 Dasiy 之雷達照片高度約 4.3 公里。(參照 Colon)

Fig. 11. Radar echo of hurricane Dasiy (After Colon et. al.)



第 12 圖 颶風照相，左上為衛星觀測的，左下為雷達觀測的，右圖為插畫家所繪的，垂直方向比水平方向誇大很多。（參照 ESSA）

Fig. 12. Portrait of a hurricane, as seen by satellite (upper left), radar (lower left) and illustrator (right). Cutaway view of storm is greatly exaggerated in vertical dimension (After ESSA)

螺旋狀的雲帶長達數百公里，但寬度在十公里左右。雲帶與雲帶間約隔 50 至 80 公里，愈靠中心其間隔距離愈小。於中心附近雲帶呈圓環狀繞着眼，如第 12 圖，構成絕壁。這叫做眼壁，並不是靜隱的地方，而是狂風暴雨交加的区域。

颶風眼的大小，隨着颶風發達階段而不同，但通常直徑在 20 至 50 公里左右。關於眼內的氣象狀況，常見紀錄說沒有風，雲量很少，晚上可見星星等，但這種和眼壁附近的猛烈暴雨風比較，往往有些誇張。實際上風速由眼壁至中心相差不多，同樣比率減弱，眼內常有中層雲及高層雲，有時也有低層雲。

Riehl 及 Malkus^[13] 曾分析很多雲的航空照片，結果知道強烈降雨域所佔面積僅為颶風總面積之 6% 左右。即颶風全域內雖有降雨，但並不是整個區域內氣流在上升，只有直徑數公里乃至十公里左右的宏大積雨雲內有強烈上升的氣流，而從此濃積雨雲內下降強雨。此積雨雲所佔面積約為 6% 左右。他們亦詳細計算熱收支 (heat budget) 而知於颶風內濃積雨雲，在熱輸送方面擔任非常重要的角色，而叫這些積雨雲為熱塔 (hot tower)。又據計算，如熱帶大氣上升要下 100mm/day 的雨，其氣流上升速度需每秒數公分 (cm) 左右。假定颶風內總面積的 3% 有上升氣流而殘餘 97% 無上升運動，上升區域的上升速度需為

每秒 2 公尺 (m)。這個數值好像很大，但在濃積雨雲內的上升氣流速度在 2m/sec 者並不罕見。因積雨雲內部氣溫比外圍氣溫高，因浮力產生強烈上升氣流。又因此種熱其高度常達 10 公里以上，故叫做熱塔。

第二表為 Daisy 之觀測例。由此表可知熱塔在颶風發達過程中所擔任的重要角色。

第二表 Daisy 之狀態 (1958 年 8 月)
(參照 Riehl and Mulcus)

Table 2 States of Hurricane Daisy, (Aug, 1958) (After Riehl and mulcus)

日期	中心氣壓 mb	最高風速 m/s	中心距離 400 公里內之熱塔所佔面積 (%)	熱塔數
25 日	997	30	1	—
26 日	972	45	2.5	60
27 日	950	50	4	200

在一個溫帶低氣壓裡，暖鋒帶上的降雨常為持續性雨，但颶風帶來的雨都是斷續性的陣雨。這是因颶風發生區域的熱帶大氣不穩定，故積雨雲等對流活動旺盛，且螺旋雲帶向觀測點進行時，遇到此帶即有強雨，接二連三颶風帶通過，故有斷續性的陣雨。

五、颱風之發達機構

其次我們來考慮颱風怎樣發生及如何發達的問題。前面說過，颱風僅在熱帶地方特定的區域才能發生和發達。為什麼呢？我們已經知道颱風的能量是隨着積雨雲對流的上升運動及大氣中之水氣凝結時所釋放的潛熱而來的。即颱風發生並會發達的條件為，大氣之狀態必須呈容易產生積雨雲的狀態，即呈不穩定或條件不穩定的狀態。

實際上熱帶地方颱風容易發生，發達的區域，根據 Palmen⁽²⁾ 解釋，海面水溫約為 $26-27^{\circ}\text{C}$ 左右，且為條件不穩定。由於因某種理由，空氣如被升高至凝結高度後，就自動上升，使空氣所包含的豐富水氣凝結，釋放多量潛熱以便恢復穩定狀態。換言之，颱風發生及發達區域的大氣常呈一觸即發的狀態。問題就在這裡，要消除充滿於大氣中的不穩定能量，為什麼會產生颱風，好幾個積雨雲發生也可以嗎？颱風的大小約為半徑數百里，每個積雨雲之大小約在半徑五公里左右，即兩者的大小相差很多。一個大規模的颱風是否可由幾十個小規模積雨雲來替代？或者幾十個積雨雲產生後，自然集合而組織變化成為巨大颱風呢？於不穩定的大氣中，積雨雲和颱風是否在相互爭奪，或者互相妥協共存。究竟怎樣才發生而發達呢？

這些問題都是 1950 年代末期颱風研究者所遭遇的問題。有關此一問題，於 1960 年左右差不多同時在 MIT, Chicago 大學以及東京大學利用數值實驗而開始研究。他們假定颱風開始時，先有微弱的擾動，用實際觀測的熱帶大氣的狀態為初期條件，積分運動方程及熱力學方程，而考慮擾動的發達狀況，其結果小規模的積雨雲型對流很發達，而不發生所希望的大規模颱風型環流。

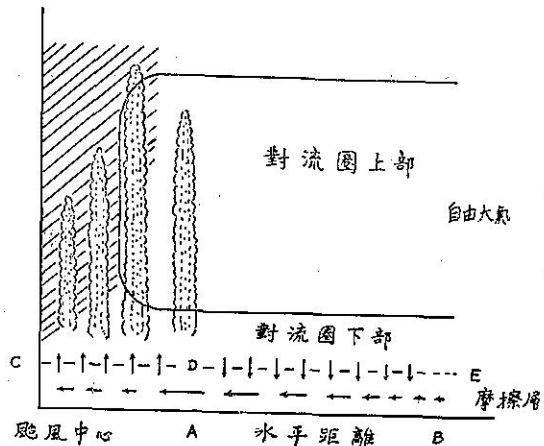
經過這次失敗後，個個積雨雲的力學，尤其積雨雲對流隨着時間的發達的狀況，使用電子計算機做模倣 (Simulaton) 的試驗，在 MIT 和美國氣象局實施而獲成功。電子計算機所繪的結果和實際上在大氣中發生的積雲及水槽模型實驗的結果完全一致。

熱帶地方颱風發生的海域上大氣，通常呈條件不穩定，適于積雨雲之發生。但並非整個熱帶地方都能發生積雨雲。由飛機及氣象衛星所攝製的照片獲知，會下雨的濃積雨雲，只有集中於東風波，熱帶性低氣壓及間熱帶輻合帶地域。即熱帶海域的積雨雲好像僅發生於水平寬度一百公里或者以上的大規模微弱上升氣流存在的地域。「好像」的意義是因為觀測結果尚不十分精密之故。

1963 年前後以颱風發達的問題，考慮上述問題再度被提出研究。根據 Malkus 和 Riehl⁽¹⁴⁾ 研究，在颱風發達過程中，熱塔所扮演的角色恰如人身的血管，能量經熱塔後被轉運輸送，經這種培養孕育後，颱風就愈形發達。因此要探討颱風的發達經過，與每個熱塔的作用無關，但應考慮整個熱塔由對流圈下層輸送至上層多少熱量就可。即小規模積雨雲對流現象如何以大規模運動方程表示，也就是如何參數化 (Parameterize) 的問題。關於發達機構詳述於下。

首先假定條件不穩定的大氣中有一個半徑數百公里左右的反鐘向渦旋。而於微弱渦旋的初期，假定自由大氣的空氣在中心周圍的同心圓上旋轉。但在摩擦層 (又名境界層，大約指大氣下層 1 公里範圍) 內因受摩擦力，不走圓軌道而會產生向中心的渦流，並且其流動的速度隨着中心距離而變。也就是於渦旋中心，其速度為零，且離開很遠的地方亦為零故，在中間有一點即第 13 圖的 A 點，必須最大。由中心至 A 點的領域，由外邊空氣向內流，故空氣會蓄積在摩擦層內。多餘的空氣經過摩擦層上面 (CD 線) 向自由大氣流動，即在此領域會產生微弱上升運動。相反的摩擦層內 AB 領域內，向中心的速度愈大，為要補償空氣的不足，自由大氣中空氣會向下流動，即於 DE 面有下降的氣流。

當經過 CD 面的上升運動十分強大時，上升空氣並未達到飽和。這裡的大氣係條件不穩定，故立刻產生高達對流層頂的熱塔，其數逐漸增多，開始釋放凝結的潛熱。也可以說第 13 圖斜線所繪部分的溫度受到潛熱的加熱而上升。然而下部對流圈空氣因對流而開始向中心流入，相反的上部對流圈空氣開始向外

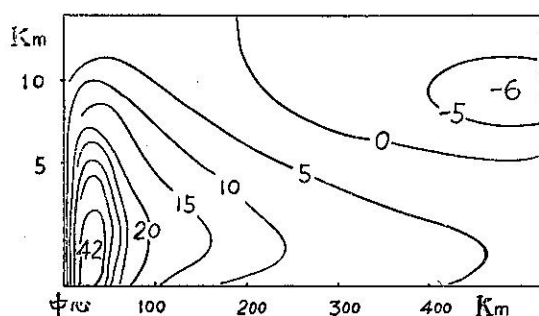


第 13 圖 颱風之發達機構

Fig. 13. Developing mechanism of typhoon

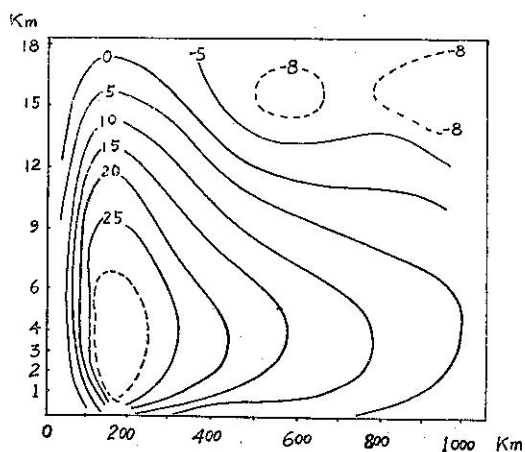
流出。即以前在中心周圍旋轉的自由大氣，加上颱風幅度的對流（第 13 圖粗線），而下部對流圈的空氣向中心移動。如無摩擦作用，隨着角動量不變定理，愈近中心速度愈大。颱風在赤道至南北緯 5 度左右地帶，因科氏力太小，故颱風發生亦立刻湮沒。

上面所說的一連串過程，反復幾次後，渦旋的旋轉加速度增大，然後變成強烈颱風。颱風是否依照上述的機構發達，再組立理論公式，使用電子計算機計算。Yamasaki⁽¹⁵⁾ 於 1968 年，所得結果如下。首先假定風速最大處即 A 點為離開中心 100 公里左右，而風速為 5m/s。此微弱渦旋經過 8 天後，風速便達到 35m/s 之大，風速最強處與中心之距離比初期更接近



第 14 圖 由數值實驗計算之颱風內垂直剖面風速分佈，數字表示風速 (m/s)，負號表示順鐘向旋轉。(參照 Yamasaki)

Fig. 14. Vertical wind speed distribution computed by numerical experiment. Figure indicates wind speed in m/s, and negative sign means clockwise rotation. (After Yamasaki)



第 15 圖 颱風風速垂直剖面實測風速分佈。(參照 Izawa)

Fig. 15. Observed vertical wind speed distribution (After Izawa)

中心，而變成通常的颱風。第 14 圖表示從初期經過 8 天後的風速垂直剖面圖。可知風速對於高度與中心距離的分佈。現在把此圖和 Izawa⁽¹⁶⁾ 所繪的實際觀測結果第 15 圖比較。強風域集中於颱風中心附近的狀況，下部對流圈內部屬反鐘向旋轉以及上部對流圈外圍為順鐘向旋轉等點，理論結果與實測結果有很好的。這表示發達機構的假設是正確的。

其後，由於颱風模式問題在美國颱風研究中心有 Rosenthal⁽¹⁷⁾, Anthens⁽¹⁸⁾, Hawkins⁽¹⁹⁾ 等的研究報告。因篇幅關係將來再另文詳述。

六、颱風之發生條件

前節已述假定有初期微弱渦旋而開始討論，然後得到相當的了解。但究竟這種微弱的渦旋怎樣發生呢？颱風之發生問題比發達機構的問題落後很多，主要的原因是廣大熱帶地方的氣象觀測尚未十分完善。

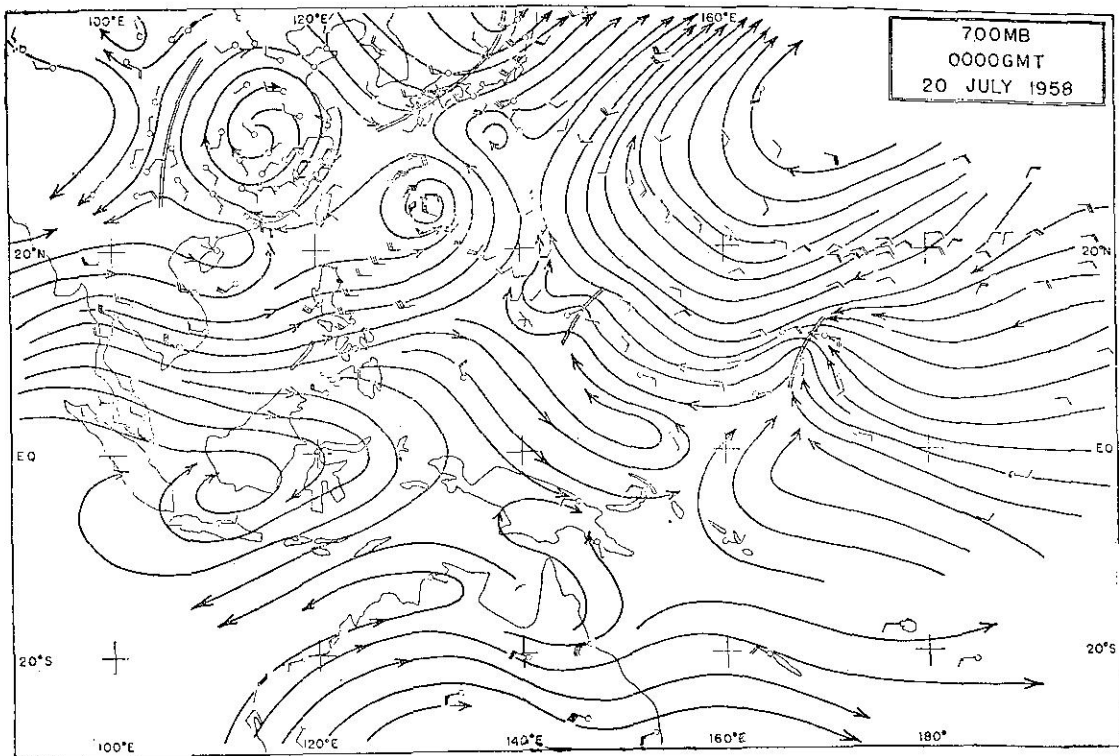
Riehl⁽²⁰⁾ 於第二次大戰中解析西半球熱帶地方的擾動而確立東風波的概念。第 16 圖係 Yanai⁽²¹⁾ 所作西太平洋東風波之例子。此圖箭頭表示 700mb (高度約三公里) 面的流線。日本東方北太平洋上有一羣順鐘向的流線羣，表示北太平洋高氣壓。此高氣壓南面北緯十度附近由東向西的流線有兩處波動。這就是東風波。東風波的波長平均約 2000 公里。由東向西移動的速度差不多為中緯度西風波之一半，也就是 500 至 600km/day。因此在熱帶地方的某一點觀測時，天 3 至 4 天的期間就通過一個波動。東風波被發見後，大家認為多數的颱風都從這波動發達的。Yanai⁽²²⁾ 利用 1958 年美國在比基尼羣島氫彈試爆時的氣象觀測資料，詳細分析西太平洋的東風波。他發見經過下列三階段，東風波就變成颱風。

(1) 波動期 (初期) 對流圈下層東風波動軸的東邊有上升氣流，此上升氣流的區域，其溫度比周圍低。200mb 面 (高度約 12 公里) 上有順鐘向渦旋。

(2) 暖化期 (24 小時後) 因凝結潛熱的釋放，高度 8 至 10 公里即對流圈上部逐漸增溫。下層的波動振幅增大，開始旋轉。

(3) 發達期 (48 小時後) 下層渦旋之上空，高度 3km 至對流層頂部分，氣溫比周圍增高，在中心部的颱風形心暖心。自此時起，中心氣壓急劇減低，形成前節所說的發達機構。

由觀測結果知道以上的事實如第 17 圖。但是前面已述關於颱風發生的問題，至今尚有許多未解決。東風波也就是其中之一。

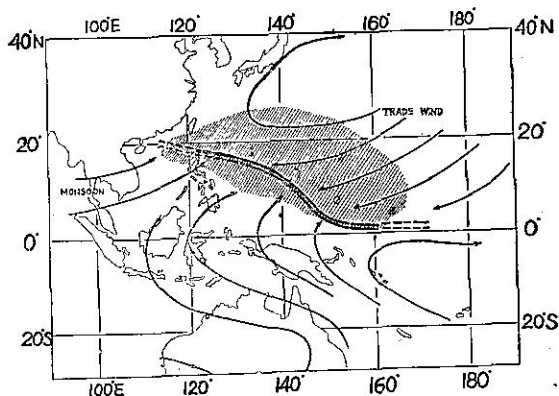


第 16 圖 西太平洋東風波之一例。(參照 Yanai)
Fig. 16. An example of easterly waves over western Pacific ocean (After Yanai)

關於西風波，波動軸東邊為上升氣流而溫度比西邊下降氣流較高。即形成暖氣上升，冷氣下降，故位能減少動能增加。但是關於東風波動，如上面所述上升氣流在波動軸東面，而這裏的溫度比較低。如果這是事實，東風波的能量那裏而來？此外在這原為冷氣的區域又怎樣變成具有暖心的颱風？這種現象的水平幅度最多為 300 公里左右，如用觀測來證實，必須有很稠密的觀測網。未解決的尚有，颱風經常發生於東風波裡，相反地東風波動並不一定會變成颱風。究竟那一種狀態變成颱風？關於此問題大家一向認為對流圈上部的運動很重要。即上層有順鐘向的高氣壓到來時，其位置和下層東風波動一致時，會發生颱風。這種關係適合於形成大規模大氣上升運動。但是上層有高氣壓也不一定產生颱風。其他尚有中緯度伸展槽 (extended trough) 及海水溫度等和颱風發生有關的說法，但關於颱風發生的必要條件我們還未完全明瞭。

最後和颱風發生有關的熱帶大氣裡值得一提的現象是關於熱帶輻合帶問題。第 18 圖係 Yanai⁽²¹⁾所繪的一例。以前就有颱風會發生在間熱帶輻合帶的說法，但其關係尚不太明瞭。在此帶上因有從兩半球來的

氣流衝突，故發生大規模上升運動，且積雲和積雨雲的對流活動很旺盛，因此適於颱風發生的狀態。

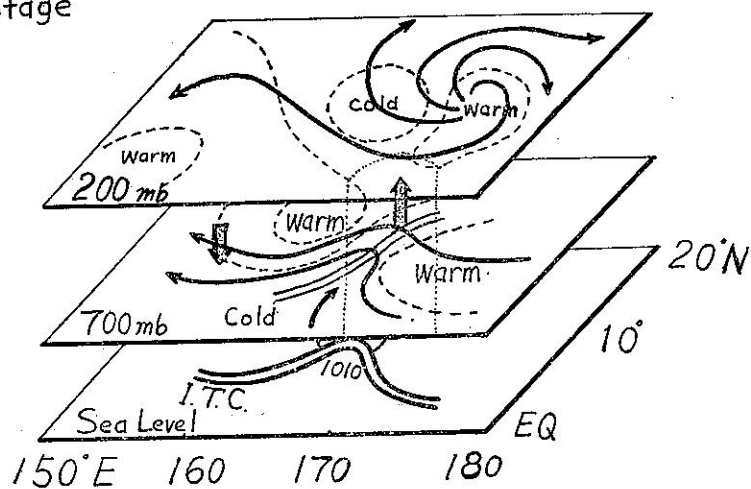


第 18 圖 間熱帶輻合帶之一例。斜線部分表示颱風發生區域 (參照 Yanai)

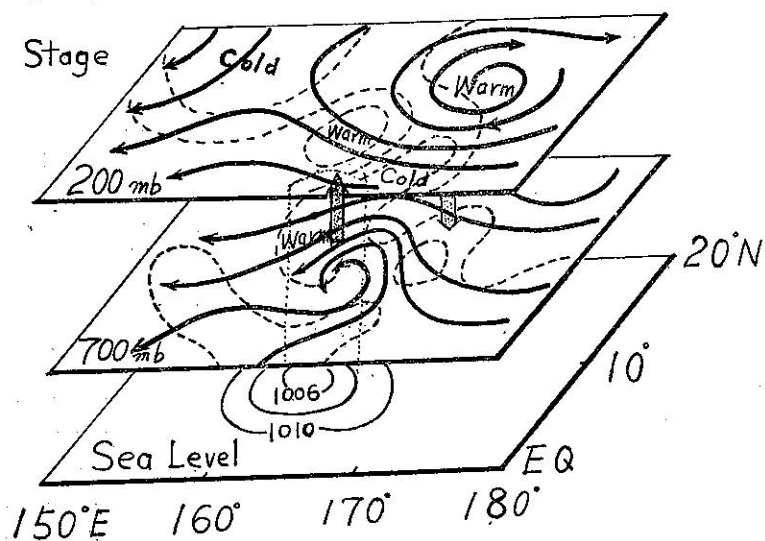
Fig. 18. Example of an intertropical convergence zone, typhoon generating region is shown by shaded area. (After Yanai)

西太平洋間熱帶輻合帶之出現比加勒比海顯著。據統計發生於西太平洋的颱風次數比加勒比海為較多，是否和間熱帶輻合帶有密切關係呢？這些問題都有

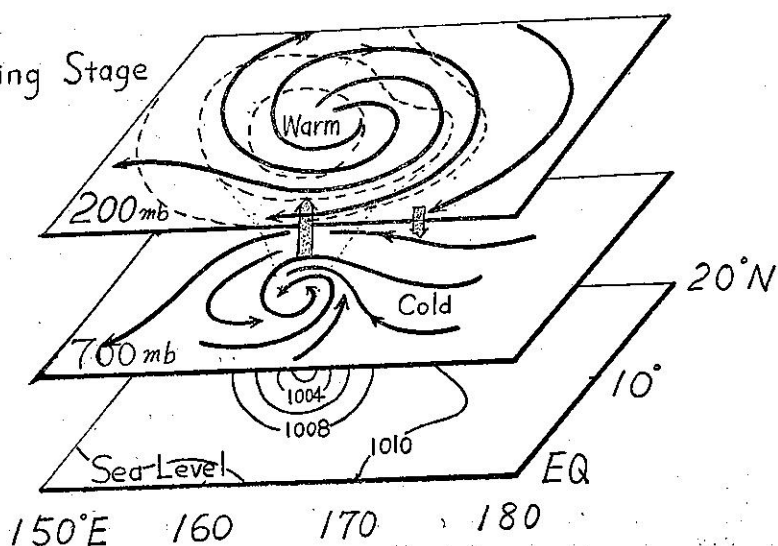
(a) Wave Stage



(b) Warming Stage



(c) Developing Stage



第17圖 颱風發生之三階段。(參照 Yanai)
Fig. 17. Model of typhoon formation process. (After Yanai)

待解決。總而言之，熱帶海域現在觀測網不太完善，要進一步了解這些問題，必須增加觀測站。世界氣象組織正在近年中的地球大氣研究計劃 (Global Atmospheric Research Project, 簡稱 GARP) 及熱帶氣象實驗 (Tropical meteorology experiment, 簡稱 TROMEX) 正是針對這些問題而做的。希望很快能得到預期結果。

本文除下述參考文獻外關於全盤問題還參考筆者^(23,24)之文獻。

參 考 文 獻

- (1) Gray, W. M. (1967): Global view of the origin of tropical disturbances and storm Atmospheric Sc. paper No. 114, Colorado State Univ, 1-105.
- (2) Palmen, E. (1948): On the formation and structure of tropical disturbances, *Geophysica*, 3, 26-38.
- (3) Colon, J. A. et al. (1961): On the structure of Hurricane Dasiy, (1958): Natl. Hurricane Res. Proj. Rept. 48, 1-102.
- (4) Jordan, C. L. (1958): The thermal structure of the core of tropical cyclones, *Geophyica*, 6, 281-297.
- (5) Jordan, C. L. et al. (1960): on the structure of hurricane Dasiy on 27th August 1958, *J. Met.* 17, 337-348.
- (6) Jordan, C. L. and E. S. Jordan (1954): on the mean structure of tropical cyclones, *J. Met.* 11, 440-448.
- (7) Riehl, H. (1963): Some relations between wind and thermal structures of steady state hurricane, *J. Atm. Sci.* 20, 276-287.
- (8) Palmen, E. (1958): Vertical circulation and release of kinetic energy during development of Hurricane Hazel into an exatropical storm *Tellus*, 10, 1-23.
- (9) Riehl, H. (1948): On the formation of typhoons, *J. Met.*, 5, 247-246.
- (10) Palmen, E. and C. L. Jordan (1955): Note on the release of kinetic energy in tropical cyclones, *Tellus* 7, 186-188.
- (11) Palmen, E. and H. Riehl (1957): Budget of angular momentum and energy in tropical cyclones, *J. Met.* 14, 150-159.
- (12) Malkus, J. S. (1960): Recent developments in studies of penetrative convection and an application to hurricane cumulonimbus towers, in cumulus dynamics.
- (13) Riehl, H. and J. S. Malkus (1961): Some aspects of hurricanes Dasiy 1953, *Tellus*, 13, 181-213.
- (14) Malkus, J. S. and H. Riehl. (1960): On the dynamics and energy transformations in steady-state hurricanes, *Tellus*, 12, 1-20.
- (15) Yamasaki, M. (1968): Numerical simulation of tropical cyclone development with the use of primitive equations, *J. Jap. Met. Soc.*, 46, No. 178-201.
- (16) Izawa, T. (1964): On the mean wind-structure of typhoon, *Typhoon Res. Lab., Tech. Note No. 2, Met. Res. Inst, Tokyo.*
- (17) Rothen, S. L. (1971): The response of a tropical cyclone model to radical changes in data fields during the mature stage, NOAA Tech. Memo. ERL NHRL-96, 1-18.
- (18) Anthes, R. A. (1972): Non-developing experiments with a three-level axisymmetric hurricane model, NOAA Tech. Memo. ERL NHRL-97, 1-18.
- (19) Hawkins, H. F. (1972): Development of a seven-level, balanced, diagnostic model and its application to three disparate tropical disturbances, NOAA Tech. Memo. ERL NHRL-98, 1-207.
- (20) Riehl, H. (1954): *Tropical Meteorology*, 1-392.
- (21) Yanai, M. (1964): Formation of tropical cyclones, *Rev. of Geophysics*, Vol. 2, No. 2, 367-414.
- (22) Yanai, M. (1961): Dynamical aspects of typhoon formation, *J. Met. Soc. Japan, Sec. II*, Vol. 39, No. 5, 282-309.
- (23) 徐明同 (1970): 成熟期熱帶氣旋之結構, 臺灣省氣象局簡訊, 第 392 期, 403-407, 第 393 期 416。
- (24) 徐明同 (1970): 熱帶氣象學現況簡介, 氣象學報, 第 16 卷, 第 2 期, 32-38。