

熱帶風暴之高度與風暴眼目

Bernhard Haurwitz 著 盧鋈譯

昔人常以熱帶風暴爲甚淺之“騷動 (Disturbance.)”。Hann 氣象學大全 (第四版六百二十面) 中嘗謂熱帶風暴者，大氣最下層之現象也，其渦旋 (Vortex) 所及之高度殊甚有限。E. V. Newnham 夫人亦嘗以熱帶風暴平淺爲言。然究其所據，蓋以熱帶風暴一經登陸，強度劇減，尤以過山爲甚。John Eliot 曾謂1876年十月之 Backergunge 風暴，卽於孟加拉東部與阿薩密南部爲高約3,000—6,000呎之邱陵所毀滅。此外 Newnham 夫人亦舉數例，以爲其說之論證。

然 Backergunge 風暴過山立即消滅一事，固不足以例一切之颱風。關於此次風暴，因觀測紀錄缺乏，未能詳加研究。Cline 曾謂1915年八月十七日至二十二日之熱帶風暴行抵 Arkansas 西部山地 (1,500—2,500呎) 區域時，雨量減少二分之一。惟至中部密西失必河流域平原地帶，復立見增加。Newnham 夫人所述諸風暴過山後似亦有復生之現象。中等高度山脈之影響，實僅能減小風暴之強度，而罕能將其完全毀滅。颱風既過障礙物，每可恢復其原有之強度。Napier Shaw 以山脈僅可截斷風暴下部，迨風暴既入平原，下部又可再生。故山脈摧毀熱帶風暴，不僅不足爲風暴平淺之徵。而風暴過山後之再生現象，殊堪爲其高度甚高之明證。常人所謂熱帶風暴平淺之說，根據實甚薄弱，無庸深述，總而言之，熱帶風暴高度固未常遜于溫帶風暴。

譯者註：據印人 V. Doraiswamy Iyer 近著 Typhoon and Indian Weather 中謂颱風經中國南海西行過印度支那半島之高山，每卽消滅。但至印度每復發展而爲風暴等語，可爲本節印證。

又日人 H. Arakawa, Theory of Convection Thunderstorms, Convection Cyclones and Anticyclones: 第三章：颱風之高度與高層雲之方向中謂颱風區內高雲常成反鐘向吹入中心，亦如地面風向，然但有時亦成順鐘向吹出者。故颱風之高度，常及於高雲之高度。

氣壓平衡高度與其所需之溫度直減率

W. Köppen 嘗謂颱風中心與外部之氣壓差苟至三公里卽行消除，

則其中心溫度必須極高。雖氣壓平衡之高度尚非風暴之上限。過此高度，氣壓坡度或竟相反，俾颶風下層流入之空氣得以流出，然吾人暫可以氣壓平衡面之高度，為颶風高度之指標也。

由消除地面觀測之氣壓低降數之高度，而計其所需之溫度直減率，於颶風高度之確定，當大有所助。計算之時，為簡便起見，可用空氣柱全部之平均溫度，因所得結果與用直線溫度直減率之真確氣壓公式固無甚出入也。

令 P 為地面氣壓， p 為氣壓平衡面高度 h 之氣壓， T_m 為平均溫度， g 為地心引力， R 為空氣之氣體常數 ($g/r=3.042 \times 10^{-20}/m$) 符號之指風暴區外者表以 1，風暴區內者表以 2，如至 h 高度氣壓互相平衡，即

$$P_1 = P_2$$

或依氣壓公式寫之，為

$$P_1 e^{-\frac{gh}{RT_{m1}}} = P_2 e^{-\frac{gh}{RT_{m2}}}$$

平均溫度之差應為

$$\frac{T_{m2} - T_{m1}}{T_{m1} T_{m2}} = \frac{R}{g} \frac{1}{h} \ln \frac{P_1}{P_2} \dots \dots \dots (1)$$

或

$$T_{m2} = \frac{T_{m1}}{1 - \frac{R}{g} \frac{T_{m1}}{h} \ln \frac{P_1}{P_2}}$$

如空氣柱之平均溫度為已知，則其溫度直減率約為

$$\alpha = 2 \frac{T_0 - T_m}{h} \dots \dots \dots (2)$$

吾人於討論消除地面氣壓差之高度所需之溫度直減率前，宜先將熱帶風暴中心各部地面溫度略加申述。據 I. M. Cline 云：風暴經過美國南部者，地面溫度並無向中心增加之現象。逼近風暴中心之測候所有時溫度計略見增加，然亦有時竟呈低降之象。惟風暴既經登陸，其原有之特性即漸消失。但以紀錄缺乏，吾人不得不暫信 Cline 之說，

即溫度之變動，均因雲層截斷太陽輻射而起。故首應假定地面溫度不變，選擇下列諸數值，以供計算。地面溫度為 30.0°A ，風暴區外之溫度直減率 $\alpha_1 = 0.6^{\circ}\text{C}/100$ 公尺，如是空氣柱高三公里 $T_{m_1} = 29.1^{\circ}\text{A}$ ，高六公里 $T_{m_2} = 28.2^{\circ}$ ，高十公里 $T_{m_3} = 27.0^{\circ}$ 。風暴區外地面氣壓為1010 釐，中心氣壓為970 釐，最低氣壓假定數值雖覺過高，然此適足為論據確切之證；據公式一與公式二，如至三公里之高度地面氣壓降低數已完全消除，則中心平均溫度 T_{m_2} 應為 32.8°A ，易言之，即風暴中心部分溫度應以 $1.87^{\circ}\text{C}/100$ 公尺之率隨高度而增加。但颶風區內溫度決不能若是之高，故氣壓平衡面之高度應在三公里以上。如高度為六公里，則中心部分平均溫度 $T_{m_2} = 29.9^{\circ}\text{A}$ ，而溫度直減率應為 $0.03^{\circ}\text{C}/100$ 公尺，易言之，即幾為同溫狀態。如高度為十公里， T_{m_2} 應為 27.9°C 而 α_2 等於 $0.42^{\circ}\text{C}/100$ 公尺。任何熱帶風暴上層同溫狀態決不能高至六公里，故定氣壓平衡面高度為十公里，當較六公里為合理也。

峇口氏已由研究遠東颶風所得結果，殊足為本說之確證。據該氏研究，颶風區內，於陸溫度向中心漸行遞減，內外之差約 2°C ；於海則向中心遞增，其差數亦約 2°C 。然此現象，僅限於前部，後部溫度多穩定不變。颶風登陸特性漸移，是吾人應行注意者也。

颶風區內之溫度直減率

峇口氏研究颶風區內溫度之分佈，曾就伊吹山（1,376公尺），Bessi（788）與筑波山（869）之觀測，計得垂直之溫度坡度。雖自高山觀測所得之溫度坡度，因地形影響甚鉅，不足以代表自由大氣之溫度坡度。然以觀測紀錄缺乏，不得不就此種紀錄而加以討論。峇口氏謂颶風外部之溫度直減率約在 $0.6^{\circ} - 0.7^{\circ}\text{C}/100$ 公尺以上，內部則僅 $0.5^{\circ}/100$ 公尺。如假定高山紀錄足以代表下層自由大氣之溫度直減率，則颶風中部平均溫度自應較高。但平均溫度即稍增高，亦尚不能放大氣之最下層使氣壓分佈平衡。峇口氏所收集之材料中，僅有二例，氣壓在740 釐以下，而有溫度直減率足資參證者。其一颶風中部內外之溫度直減率幾相等，故地面氣壓之低降，必須至超過山峯之高度處，始可消除。另一則當一九二〇年八月四日颶風過境之際，於伊吹山及箱根（去山西南約23公里88公尺）測得。其觀測之數值如下：

第一表 颶風區內溫度直減率

日期	箱 根		伊 吹 山		溫度直減率 °C/100 公尺	中心距離 (公里)
	P(耗)	T(°e)	P(耗)	T(°e)		
一九二〇年八月一日	750.1	56.8	647.1	17.4	0.73	1000
二日	48.6	25.9	45.3	17.7	0.64	800
三日	44.8	26.1	41.8	17.6	0.66	700
四日	35.8	22.9	33.9	15.7	0.48	200
五日	38.2	22.1	35.4	13.4	0.63	400
六日	42.7	22.9	40.0	14.3	0.67	颶風區外

如取距離中心 800 及 200 公里之數值爲例，設各層之溫度直減率與峯谷間所測得者無異，以逆算氣壓平衡之高度。自公式一與公式二，可得

$$\left[\frac{g}{R} \frac{\alpha_1 \alpha_2}{2} + \frac{\alpha_1 \alpha_2}{4} \ln \frac{P_1}{P_2} \right] h^2 + \left[\frac{g}{R} (T_1 - T_2) - \frac{\alpha_1 T_2 + \alpha_2 T_1}{2} \ln \frac{P_1}{P_2} \right] h + T_1 T_2 \ln \frac{P_1}{P_2} = 0 \dots\dots\dots (3)$$

1, 2 表示風暴內外區之數值。據峒口氏之數值，依公式三計算所得高度 h 應爲 8,950 公尺。如以距離中心七百公里代八百公里之值則得 h = 7,520 公尺。此二數值均足表示氣壓低降之現象，決不能於大氣最下層消除。計算所用溫度分佈之紀錄，雖得自登陸減弱之風暴，但自上述觀之，足見紀錄雖不甚真確，然亦不能搖動吾人之假說。熱帶風暴之高度，最低限度應及於全對流層也。

馬尼刺颶風眼目之熱燥

以上均據 I. M. Cline 與峒口由巳之研究，假定風暴全區地面溫度不變。然當風暴中心逼近之際，溫度頓見升高者，亦頗有之。一八八二年一月十九日至二十日馬尼刺颶風經過時，中心未至之前，溫度約在 24°C 左右，無甚變動，及中心既至，溫度突升至 31.6°，迨中心過後，復降而爲 25°。如假設風暴內外區空氣之平均溫度差爲八度，則無須計算，自第一例即可推知氣壓平衡面之高度亦不得低於十公里。氣壓降低之數荷達 40 槓（馬尼拉颶風），平均溫度雖升高 9°C，亦須至十公里之高度始可消除，相對濕度於中心未至之前及既過之後，均約

爲 100%，惟在中心，則忽降至 49.7%。據 Algué 云，當時天空雖爲凝結之水氣幕所遮蔽，然溫度之上升，似仍係日光熱之影響。惟如溫度之變化純係由於日光熱之影響，氣團與中心未至前相同，則相對溫度應降至 61%，然中心空氣相對濕度較此更低，故風暴眼目中當有下降氣流攜暖燥空氣而達地面，颶風中心之空氣似溯源於四周之風暴區域，其水氣蓋已因上升致雨而大行減少。

風暴內部平靜中心之空氣，似較外區爲暖燥，如假定地面測得溫度之上升，即爲中心與外區平均溫度之差，則氣壓平衡面亦在十公里左右。

水氣與垂直加速於氣壓分佈之影響

水氣及垂直加速於氣壓分佈，影響雖微，然亦應略加討論。以免遺漏之譏，濕空氣在同等壓力及溫度之下，恆視乾空氣爲輕，故於大氣靜力學中，每視真正濕空氣爲假絕濕 (virtual) 溫度 T' 較高之乾空氣，令 T 爲溫度， e 爲水氣壓力， P 爲氣壓則：

$$T' = T \left(1 + 0.377 \frac{e}{P} \right)$$

如溫度 27°C ，在飽和狀態之下， $e = 35.6$ 槓， $P = 1010$ 槓， $T' = 300^{\circ} + 4^{\circ}$ ， 4° 一值頗嫌過高，實際罕有見者，然爲討論澈底起見，不妨認定水氣含量，已達如是之高，氣柱全部平均溫度增加之量均等（但比濕實隨高度而遞減，此假說殊不可能）。依前述之第一例計算，設外區無水氣，內區含過量水氣，則內部溫度須減 4° ；然即如此，苟水平氣壓差達六公里而消除，溫度直減率亦僅 $0.17^{\circ}/100$ 公尺。况猛烈風暴之眼目中，且有乾燥之空氣存在，故中部水氣含量於氣壓之低降實無甚影響。

垂直加速之影響視水氣尤小。令 ρ 爲密度， P 爲氣壓， Z 爲高度， g 爲重力加速， ω' 爲空氣加速（設此數爲常數）則自垂直運動公式，可得

$$-\frac{1}{\rho} = \frac{\partial P}{\partial Z} = g + \omega' = \bar{g}$$

垂直加速作用於是可釋爲微變之重力加速，上升加速時較大，小降加速時較小。因此如在 Z 高度氣壓 P 不變，則垂直加速對於地面氣

壓之影響，可由氣壓公式微分得之。設書 dg 之 ω' ，即得

$$\frac{dp}{P} = \frac{Z}{RT_m} \omega'$$

如假設 dp, P, Z 與 T_m 之值，計算 ω' 而判定 ω' 值之可能性時，應知

$$\omega = \sqrt{2 \omega' Z} = \sqrt{2RT_m \frac{dp}{P}} \quad \text{設 } \omega' \text{ 爲常數}$$

如令 $dp = 1$ 類， $P = 1010$ 類， $T_m = 267^\circ$ ，則得各高度值

第二表 對於氣壓有顯著影響之垂直加速與速率

z	3.10^3 m	6.10^3 m	10.10^3 m
ω'	$2.5 \cdot 10^{-2}$	$1.26 \cdot 10^{-2}$	$76 \cdot 10^{-2} \text{ m/sec}^2$
ω	12.3	12.3	12.3 m/sec^2

此諸數值均未免過高，故垂直加速之於氣壓分佈，即在熱帶風暴內，亦幾無甚影響。龍卷風因垂直運動視颱風更形猛烈，垂直運動於氣壓分佈或可有相當顯著之影響，但垂直加速亦不能使地面氣壓向中心降低。以上升運動加甚，上升加速應向中心遞增，如其他各項均無變動，則氣壓應向中心增高。

颱風中心熱燥空氣之漏斗形

前此所述，僅及颱風中心與外限之氣壓差。颱風中心氣柱爲熱燥氣團所構成。二氣團之界面約如一漏斗，界面隨高度而向外傾斜，設令漏斗內空氣平均溫度爲 T_{m_2} ，漏斗外爲 T_{m_1} ，則可計算至何高度溫度 T_{m_1} 之涼空氣始爲溫度 T_{m_2} 之暖空氣所代替，俾氣壓於 h 高度得以平衡。於是漏斗，乘形突似，益可明矣。因 Z 高度氣壓

$$P_z = P_e e^{-\frac{g}{R} \frac{Z}{T_{m_1}}}$$

h 高度氣壓爲

$$P_h = P_z e^{-\frac{g}{R} \frac{h-z}{T_{m_2}}} = P_e e^{-\frac{g}{R} \frac{Z}{T_{m_1}} - \frac{g}{R} \frac{h-z}{T_{m_2}}}$$

則得

$$Z = \frac{R}{g} \frac{T_{m_2} T_{m_1}}{T_{m_2} - T_{m_1}} \left[\ln \frac{P}{P_h} - \frac{gh}{RT_{m_2}} \right] \dots\dots\dots (4)$$

設一八八二年十月二十日馬尼拉颱風之觀測紀錄為例，令 T_m ，
 $= 267^\circ A$ ， $T_{m_2} = 275^\circ A$ ， $P_1 = 1010$ 粗， $P_2 = 970$ 粗。

平均溫度 T_m 係假定地面溫度 $24^\circ C$ ，溫度直減率 $0.55^\circ/10$ 公尺，氣壓平衡面高度 $h = 10820$ 公尺計算而得。此高度可由公式一求得之。

h 亦可由公式四定之。當平靜區域終始之際，界面高度 Z 應為 0° 使 $Z = 0$ ，並將平靜中心邊緣測得之氣壓值 P 代入公式四，則得含有 h ， T_m ， T_{m_2} ，三數二公式。如按地面溫度及風暴外區之溫度直減率求得 T_m ，則氣壓平衡面之高度 h 及中心平均溫度 T_{m_2} 即可計出。然此種理論實際施用，殊多困難。據 Algué 云，當平靜中心經過之際，氣壓並非一成不變。馬尼拉入平靜區時，氣壓即行升高，可見移動中心業已落氣壓中心之後，是或係風暴前進運動所致。但推演公式，自可不必顧及此種枝節問題，俾事理單純，真象易明也。故 T_m 及 T_{m_2} 可假定一約數，僅需計算 h 。所得結果，雖未顧及風暴前進運動，然與事實相差亦屬有限。

h 既求出，氣壓平衡面上氣壓 P_h 即可確定。如是，內外氣團間界面高度 Z 則為地面氣壓 P 之函數，自公式四立可計算得之。所得結果，見附表三。

第三表即示風暴眼目之漏斗形。界綫二方形式略異。風暴後部界綫視前部為峻急。蓋因計算界綫高度，係根據氣壓，而風暴等壓綫常一面擁擠，一面疏散，此蓋受風暴前進運動之影響。

第 三 表

一八八二年十月十九日至二十日馬尼刺風暴眼目界綫之高度

中心經過之前		中心經過之後	
中心距離 (公里)	界綫高度 (公尺)	中心距離 (公里)	界綫高度 (公尺)
312	9,100	40	5,830
243	9,000	75	8,050
171	8,530	110	8,150
101	7,590	180	9,060
65	6,410	251	10,100
48	3,460	321	10,500
30	1,740		

平靜區域界面，固非一絕對之界限，而無空氣穿過者。僅在內部最陡之處，或可如此，較平坦之部分，則不過為一過渡區域，空氣變性較劇之一地帶而已。

公式四亦可以不連續面之傾斜與二面速率及密度分佈推演得之，故此式與熱帶風暴風信分佈之假說亦相符合。

幹 事 部 啓 事

啓者：自事變起後，本會已自南京輾轉移渝。現仍在氣象研究所內（重慶曾家岩）借址辦公，氣象雜誌亦照常出版，惟印刷郵遞在在需費，務祈會友諸君，將本年度會費從速繳納，以利事業之進行。此致

本會會友公鑒

幹事部謹啓