

鄉土讀物

臺灣風

薛鍾彛編著

臺灣省立師範學院中等教育委員會編主

正中書局印行

52/19/202205



200383799



00275231

鄉土讀物編輯旨趣

我國地域遼闊，一般教科書之編輯，難以普遍適應各省區之實際需求。以臺灣省而論，農業方面如：米、鳳梨、香蕉等出產特豐；工業方面如：製糖、造紙、電力、水泥等極具基礎，他如森林、水產亦頗有前途。再以地理而言，因地震與緯度等影響，~~地震~~地震或為本省兩大災害。凡此種種，均與國計民生息息相關，允宜分別出版專書，藉供學校補充教學之用，而後本省青年方得確知本省各種特殊情況，益萌愛護建設之意，且進思如何貢獻一省之力量與其他省區合力同心，共謀整個國家之進步，古今教育賢達提倡鄉土教育，其意殆即在此，省立師範學院中等教育輔導委員會負有輔導全省中等學校之使命，成立以來即陸續着手於前項鄉土教材之編輯，期一面供教師參考，作為補充教學之依據；一面供學生自行閱讀，加強其對鄉土之了解，祇以出版困難，迄未能早日付梓。茲承正中書局惠允印行，吾人極感其協助教育文化之熱忱，此後果能因是項讀物之編印，~~得以引起各~~校教師及青年學生注意鄉土知識，並得從而激發學生愛鄉愛國之情操、發揮鄉土教育之功能，則吾人區區編輯之意，乃不虛也。

沈亦珍

於臺灣省立師範學院
中等教育輔導委員會





版權所有

翻印必究

中華民國四十四年四月初版

中華民國六十六年三月臺二版

鄭正清著 臺灣颱風

全一冊 基本定價 二角

(外埠酌加運費郵費)

主編者 臺灣省立師範學院中等教育輔導委員會

編著者 何 維 凝

發行人 黎 元 譽

發行印刷 正 中 書 局

(臺灣臺北市街陽路二十號)

海外總經銷 集成圖書公司

(香港九龍油麻地北海街七號)

海 風 書 店

(日本東京都千代田區神田神保町一丁目五六番地)

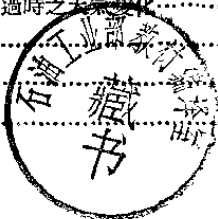
東 海 書 店

(日本京都市左京區印中門前町九八番地)

郵局出版事業登記證 局版臺業字第〇一九九號(3708) 繼
(500)

臺灣颱風目次

一、颱風概說	1
二、生風之原因	2
三、地球自轉之偏向力	5
四、氣壓梯度對於風速之關係	7
五、摩擦力對於風向風速之關係	10
六、大氣循環	12
七、颱風發生之原因	15
八、颱風之構造	17
九、東亞颱風發生之區域	20
一〇、東亞颱風發生時期及其行徑	21
一一、侵襲臺灣之颱風	24
一二、颱風與地形之關係	26
一三、颱風之前兆及經過時之天氣變化	30
一四、颱風之災害	32
一五、颱風之預測	34
一六、颱風之災害預防	37



臺灣颱風

一、颱風概說

颱風 (Typhoon) 係東亞特有之名稱，專指北太平洋之熱帶氣旋 (Tropical cyclone)，因繼續發展而成一種強烈之暴風而言，在其他熱帶海洋所發生與此性質相同之暴風，普通稱為颶風 (Hurricane)。

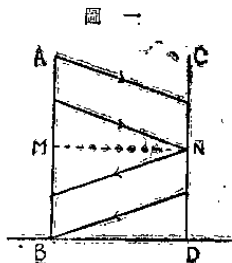
強烈之熱帶氣旋，均在熱季發生，其位置約在北緯或南緯 5° 至 15° 之間，在冷季雖亦有熱帶氣旋發生，其位置更近於赤道，但次數不多，勢力甚弱，往往不能發展而成爲強烈之暴風。熱帶氣旋發生後，在北半球必循西或西北之方向進行，在接近大陸或在大陸登陸後轉向東北，在南半球則先向西或西南再轉向東南，二者均成一拋物線之路徑，此種暴風之範圍雖小，但風力甚強，且降豪雨，故破壞性甚大，尤以被其侵襲之沿海低地，每能發生海嘯，爲害更烈。

北太平洋之颱風，大都發生於馬紹爾羣島與菲律賓羣島之間，每年在五月以前所發生者，次數較少，勢力較弱，往往進至菲律賓羣島以西逐漸消滅，有時亦能經中國南海在華南或安南登陸，但登陸後隨即消滅，甚少到達較高緯度，至於六月以後所發生之颱風，大都能達較高緯度，有時掠過臺灣東面海上直趨朝鮮與日本，有時在本島登陸或經過南北海

上，在中國沿海登陸，故每年臺灣所受颱風之損害極大，茲將生風之原理，颱風發生之原因，颱風之發展及其進行路徑、颱風來襲時如何造成災害，並應如何預防，分述於後，以供研究颱風者之參考。

二、生風之原因

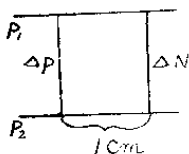
風為空氣之流動，在平靜之空氣中，因溫度變化而發生差數，氣壓即隨之變化，遂有流動。以水之受熱試驗證明流動理論，空氣亦為流體，設AB,CD兩空氣柱(圖一)，當溫度相等時，等氣壓面同在一水平面上，設一方加熱則AB與CD溫度不同，等壓面即成斜面，此時有一中性平面M_N，即壓力相等之水平面，空氣之流動，在此面上由熱向冷，在此面下由冷向熱。



使靜止大氣發生運動之力有二：其一為重力作用指向地心與地面垂直，其二為氣壓梯度力之作用指向低氣壓之方向與等壓線垂直，大氣之一切運動，均由此二力所產生，氣壓梯度以單位距離之氣壓差表示，即 $G = \frac{\Delta P}{\Delta N}$ 。G為氣壓梯度， ΔN 為垂直於等壓線之距離， ΔP 為氣壓差。(圖二)

如圖所示，設有一單位面積之空氣柱垂直於等壓面 P_2 與 P_1 ，厚度為 ΔN ，氣壓差為 $\Delta P = P_2 - P_1$ ，則對於單位質量空氣之氣壓梯度為 $-\frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta N}$ 。 ρ 為空氣之密度， ΔN 為此氣柱之容積。設大氣完全在平衡狀態時，等壓面與水平面平行，氣壓隨高度而遞減，在水平方向無氣壓差，則氣壓梯度力與重力相抵消，可以下式示之。

圖 二

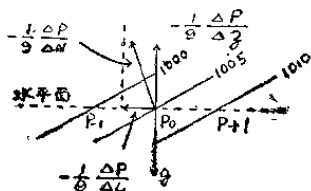


$$g = -\frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta N} \quad \text{亦即} \quad \Delta P = -\rho g \Delta Z$$

ΔZ 為垂直距離。

重力作用必須垂直於水平面，因此設等壓面不與水平面平行，則必有一水平分力，不能與重力相抵消，如圖三所示，等壓面與水平面成斜交，故氣壓梯度力 $-\frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta N}$ 可分為垂直分力 $-\frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta Z}$ 及水平分力 $-\frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta L}$ 。 Z 為等壓面間之垂直距離，在此種情形時，垂直分力不與重力完全抵消，大氣壓力在不穩定狀態中，由於空氣對於垂直氣壓梯度力之或輕或重而發生上下運動，水平分力無重力可與之抵消，而完全作用於大氣之運動，是即發生風之

圖 三

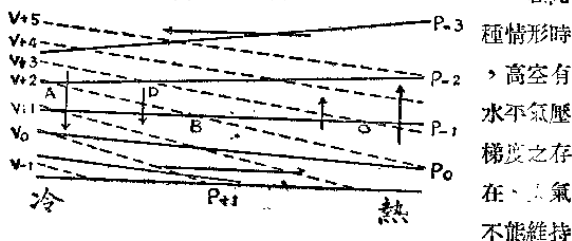


重力可與之抵消，而完全作用於大氣之運動，是即發生風之

原動力也。

風之發生，既由水平氣壓梯度而來，則大氣中水平氣壓梯度之如何發生，即為其重要問題。吾人先假定大氣之分佈，至為均一，亦無溫度的水平差，等壓面及等溫面均與水平面平行，因無水平氣壓梯度，故無風之發生，其次設有一地區加熱而增溫，在其反對方向冷卻而減溫，則隨之而發生水平溫度差，於是在熱區之空氣膨脹，冷區之空氣收縮，而熱區之等壓面因大氣膨脹而升高，冷區之等壓面因收縮而降低，在地面之氣壓雖保持不變，但在高空水平面之氣壓則自然向冷區低降，如圖四所示。

圖 四

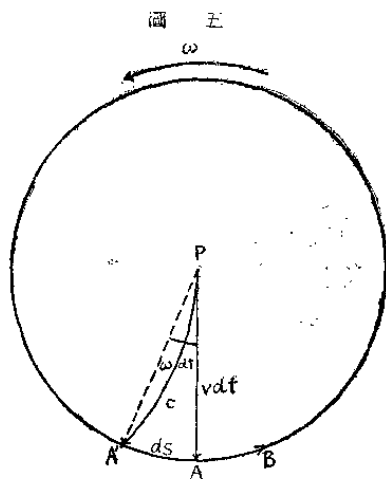


平衡而必須發生運動，自高壓部流向低壓部如箭頭所指，此種運動開始後，大氣之質量重行分佈，風力以高空為最強，自熱區吹向冷區，於是在地面熱區之氣壓低減，冷區之氣壓增高，其增減之量相等於單位面積移動空氣之重量，其結果在地面之氣壓自冷區向熱區低降，如圖四所示，圖中 $V, V_0, V_1, V_2, V_3, V_4, V_5$

爲等比容面與等壓面成斜交，等壓面 P_{-1} 與水平面平行，在此高度無水平氣壓梯度，在此高度以上，風自熱區吹向冷區，在此高度以下，風自冷區吹向熱區。

三、地球自轉之偏向力

由水平氣壓梯度所發生之空氣流動，並非繼續指向與等壓線垂直之方向，在事實上空氣之運動與地面任何自由運動之物質相同，受地球自轉偏向力 (Deflecting force of earth's rotation) 之作用，在北半球偏於運動方向之右，在南



半球偏於運動方向之左，在兩極偏向力最大，在赤道爲零。偏向力之作用，僅爲運動體對於地面之相對速度而言，其絕對速度並未變更，因吾人所指之方向係以地面爲標準，但地面循一垂直迴

轉軸而轉動，故運動體之視運動似乎與地面轉動之方向相反，如圖五所示，設有一小量空氣，在地面自北極向A點移動，其進行速度為V，此時地面以北極為垂直軸而向東轉動，其角速度為 ω （以弧度表示），經過一極短時間 dt 後，此小量空氣所達到地面上之位置為A'，其與A點之距離為 ΔS ，故由吾人視之，空氣移動之方向偏於出發時進行方向之右方。換言之此小量空氣，如受有與運動方向垂直之加速度作用，自A又移動 ΔS 之距離，此種加速度即所謂地球自轉之偏向力。

設以 α 表地球自轉偏向力之加速度則

$$ds = \frac{1}{2} \alpha (dt)^2$$

於 dt 時間內，此小量空氣移動之距離為 Vdt ，而地面轉過之角度為 ωdt ， ds 可用下式計算

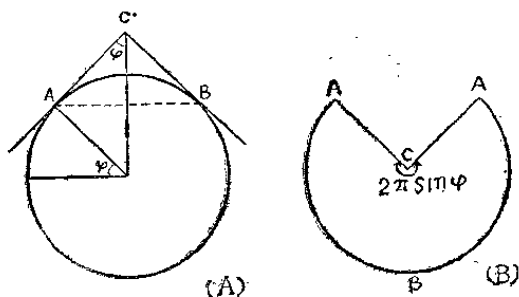
$$ds = Vdt \times \omega dt = V\omega (dt)^2$$

因此
$$\frac{1}{2} \alpha (dt)^2 = V\omega (dt)^2$$

亦即
$$\alpha = 2V\omega$$

上述之例代表地球北極處之情形，但在低緯度其作用亦相似，圖六(A)代表地球C沿一子午圈之截面，試論任一點A（其緯度為 ϕ ）之相對運動，於緯度圈AB作一切於AB圈之圓錐體，此錐體如平展之，即成圖六(B)，即代表緯度

圖 六



φ 處之水平面。地球於 24 小時內旋轉 2π 角，展開之錐體，其上之 A 點應旋轉 $2\pi \sin \varphi$ 角，因此如地球之角速度為 ω ，A 點之角速度則應為 $\omega \sin \varphi$ ，在北極處為 $2V\omega$ 之偏轉力，在緯度 φ 處則應為 $2V\omega \sin \varphi$ ，由此可見偏轉力在極地為最大， $(\sin \varphi = 1)$ 向赤道漸減為零，赤道以南 $\sin \varphi$ 為負，故偏轉力作用於方向之左，水平方向之偏轉力隨緯度而不同，蓋因地球旋轉所生之離心力，在兩極與地面相切，在赤道則與地面相垂直也。

四、氣壓梯度對於風速之關係

大氣如有水平氣壓梯度存在時，即發生水平運動，其方向趨於低壓與等壓線成垂直，對於單位質量之力為 $-\frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta N}$ ，但此種運動一經開始，即受地球自轉偏向力之作用，在北半

球偏右，在南半球偏左，其偏向力為 $2V\omega\sin\varphi$ 。設氣壓梯度繼續存在，即空氣流動的速度逐漸增加，偏向力亦隨之而增加，但偏向力之作用偏於運動方向之右直角（指北半球而言），故使運動方向逐漸偏右，設不計摩擦力之作用，則最後發展之結果，必使偏向力與氣壓梯度力之方向相反而成平衡時，則空氣運動之方向不再變更，而以等速進行，即風速 V ，可計算如下：

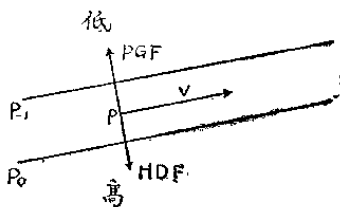
$$-\frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta N} = 2V\omega\sin\varphi = 0 \quad V = \frac{1}{2\omega\sin\varphi} \times \frac{\Delta P}{\Delta N}$$

此種風稱為地轉風。

如圖七所示 PGF 為氣壓梯度力，HDF 為水平偏向力。可由實際梯度，計算風

圖 七

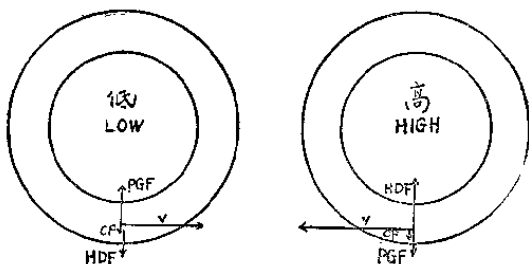
速大小，因 $\omega\sin\varphi$ 對於每一緯度為一常數，在海面空氣之密度變化甚小，故可利用一平均值，因此地轉風與氣壓梯度成正比，如上所述



，可見假定無摩擦作用時，空氣之流動有與等壓線平行的趨勢，但實際上等壓線往往成為彎曲之形狀，故空氣之運動，亦必成為彎曲之路徑，以北半球論，在氣旋（低氣壓）中為反鐘向，在反氣旋（高氣壓）中為順鐘向，設等壓線之彎曲半徑為 r ，則對於運動中，每一單位質量空氣，有一自

等壓線向外之離心力為 $\frac{V^2}{r}$ ，離心力與偏向力相同，必須與氣壓梯度力相平衡，始能使風速常定而方向不變，此種風稱為梯度風。在北半球，氣旋與反氣旋之梯度風如圖八所示，圖中之 CF 表離心力，在氣旋中，離心力與偏向力之方向相

圖 八



同，其合力與氣壓梯度力相抵消，在反氣旋時，離心力與氣壓梯度力之方向相同，其合力與偏向力相抵消，故梯度風發展至平衡狀態時，可以下式示之。

$$F = -\frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta N} \pm 2V\omega \sin \varphi \pm \frac{V^2}{r} = 0$$

其中離心力對於氣旋為正號，對於反氣旋為負號，在南半球氣旋與反氣旋之梯度風各力之平衡，與北半球完全相同，惟風向與北半球相反，依照梯度風之平衡公式，可將氣旋之梯度風，用公式表示如下：

$$\text{氣旋} \quad V^2 + 2r\omega \sin \varphi V - \frac{r}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta N} = 0$$

$$\text{反氣旋} \quad V^2 - 2 r \omega \sin \varphi V + \frac{r}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta N} = 0$$

解此二式則風速V之計算式

$$\text{氣旋} \quad V = -r \omega \sin \varphi + \sqrt{(r \omega \sin \varphi)^2 + \frac{r}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta N}}$$

$$\text{反氣旋} \quad V = r \omega \sin \varphi - \sqrt{(r \omega \sin \varphi)^2 + \frac{r}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta N}}$$

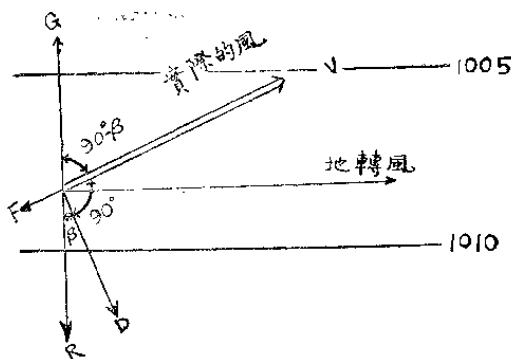
用此二式可直接依照等壓線彎曲半徑 r ，地方緯度 φ ，空氣密度 ρ 及水平氣壓梯度 $\frac{\Delta P}{\Delta N}$ 而計算風速。

五、摩擦力對於風向風速之關係

前節所述係假定無摩擦作用者，但實際上空氣之流動，受地面之摩擦力甚大，再由空氣內部摩擦之作用，逐漸影響於上層空氣，即在流速不同方向不同之各氣層間，亦有摩擦力之存在，此種摩擦力，亦能影響風向及風速，因摩擦力係阻滯運動體之前進，其作用之方向，應與運動方向相反，故在梯度風之發展中，水平氣壓梯度力應與偏向力，離心力及摩擦力之合力相平衡，始能使風向不變，風速常等，如圖九所示，設空氣之流速為 V ，偏轉力 D 與風速成直角，摩擦力 F 則與 V 之方向相反， D 與 F 之合力為 R ，如使運動平衡，氣壓力 G 應等於 R ，但方向與之相反， V 與 R 間夾角既大於 90° ， G 與 V 間夾角必小於 90° ，且因氣壓力垂直於等壓線，結果風速 V

常偏於等壓線之左。

圖 九



其偏角之大小視摩擦力之強弱而異，摩擦力愈大，風向對於等壓線之偏角愈大，至於風速亦因摩擦力之作用而減小，普通地面上之摩擦力較海面上為大，設風力輕微時，在陸面上所觀察者，平均風向與等壓線成 45° 之偏角，風速約為梯度風之五分之二，在海面上所觀察者，平均風向與等壓線成 30° 之偏角，風速約為梯度風之三分之二，在北半球氣旋為反鐘向 (Anticlock wise)，反氣旋為順鐘向 (Clock wise)，在南半球適與此相反，因此在北半球吾人如背風之方向而立，則低壓中心在前方之左側，高壓中心在後方之右側，在南半球適與此相反，離地愈高，空氣之流動受地面摩擦力之

影響愈弱，故風向對於等壓線之偏角愈小，風速愈大。

六、大氣循環

吾人所謂普通環流，係指大氣在地面上流動之狀態，在甚多地方及每日天氣變化中，普通環流之現象並不顯著，但不論此種變化之如何複雜與不規則，仍不過在大氣平均流動中之不規則變化而已，地面上之大氣運動，均以普通環流為基礎，然後再生次等環流，大氣環流之發生，由於地面吸收太陽輻熱力不等所致，此種差異，由於緯度水陸對於熱反應之性質不同而發生，欲說明普通環流之原理，必先考慮緯度之差異，而將地理的影響略去，並假定地球無自轉運動以求其簡化，在赤道之增熱使空氣垂直膨脹，因此在某一固定高度以上，例如五公里以上之大氣量，較原來在該處者為多，在此層之氣壓因之增高，同時在兩極區域之冷卻，使空氣垂直收縮，在五公里以上之質量減少，而使此層之氣壓低降，於是赤道為高氣壓，兩極為低氣壓，設地球無自轉運動，則與此氣壓傾度相應，在赤道高空之空氣流向兩極，赤道空氣之流出，使其區域大氣之總量減少，故在海面之氣壓低降，同時在兩極之高空有空氣流入，增加大氣之總量，使海面氣壓增加，故在地面有流向赤道之氣流，如是北半球環流之水平部份，包括高空之南風及地面之北風，南半球情形相同惟方向相反。

在另一方面，赤道增熱之空氣較周圍空氣之溫度為高，頗不穩定，又有來自高緯度較冷之空氣，故被迫而上升，其空氣相當潮濕，於上升時因凝結而被放出熱量，增加不穩定，故上升之高度極大，在兩極地區，高層之空氣冷卻，以至較周圍空氣之溫度為低，故沉降至地面。在此熱力環流中，當包括赤道之上升氣流，與兩極之下降氣流，前述簡單環流之形式，係假定地球無自轉運動者，但事實上地球有自轉運動，對於地面之運動體有偏向作用，故依照上空自赤道向兩極之氣壓傾度，所發生之空氣流動，在北半球偏於傾度方向之右，但在高空摩擦力甚小，故有西風或南西風，在地面依照自兩極向赤道之氣壓傾度，在北半球應發生東風或東北風，惟在地面因摩擦甚大，其風力無高空偏西風之強烈，南半球之情形相同，惟高空為南西風，地面為南東風，高空之偏西風與實際觀察結果大致符合，至於地面之偏東風則實際情形不甚符合，且在理論上亦有不能解釋者。設地面均為偏東風，則對地面之摩擦阻力，足以使地球向東自轉之速度逐漸減低，但事實上地球自轉之速度並未減低而為恒等，故必有一西風加速其運動，使與東風之阻力相平衡，根據最近研究及實際觀測之證明，地球面上氣壓與盛行風之理想分佈如圖十。赤道附近氣壓少變，風微弱不定，是謂赤道無風帶(Doldrums)，南北半球副熱帶之風，均向此輻合，結果產生上升氣流，絕熱冷卻凝結與降水，故赤道無風帶之特色，為