

P444
1-2

鄉土讀物

臺灣風颭

薛鍾彝編著

臺灣省立師範學院
中等教育委員會
編主

正中書局印行



版權所有

翻印必究

中華民國四十四年四月臺初版

中華民國六十六年三月臺二版

鄉土讀物 臺灣颱風

全一冊 基本定價 二角

(外埠酌加運費滙費)

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

(臺灣臺北市衡陽路二十號)

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

(日本京都市左京區田中門前町九八番地)

新聞局出版事業登記證 局版臺業字第〇一九九號(3708) 維
(500)

鄉土讀物編輯旨趣

我國地域遼濶，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，因地殼與緯度等影響，颱風與地震成爲本省兩大災害。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，其意殆卽在此，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，成立以來卽陸續着手於前項鄉土教材之編輯，期一面供教師參考，作爲補充教學之依據；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，得以喚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，則吾人區區編輯之微意乃不虛也。

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)。

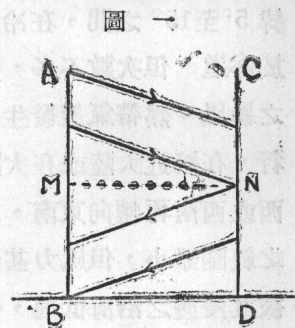
強烈之熱帶氣旋，均在熱季發生，其位置約在北緯或南緯 5° 至 15° 之間，在冷季雖亦有熱帶氣旋發生，其位置更近於赤道，但次數不多，勢力甚弱，往往不能發展而成爲強烈之暴風。熱帶氣旋發生後，在北半球必循西或西北之方向進行，在接近大陸或在大陸登陸後轉向東北，在南半球則先向西或西南再轉向東南，二者均成一拋物線之路徑，此種暴風之範圍雖小，但風力甚強，且降豪雨，故破壞性甚大，尤以被其侵襲之沿海低地，每能發生海嘯，爲害更烈。

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。

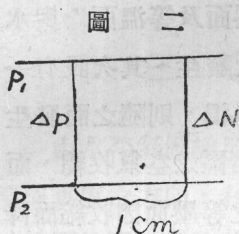
二、生風之原因

風爲空氣之流動，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，空氣亦爲流體，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MN，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：其一爲重力作用指向地心與地面垂直，其二爲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爲氣壓梯度， ΔN 爲垂直於等壓線之距離， ΔP 爲氣壓差。(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

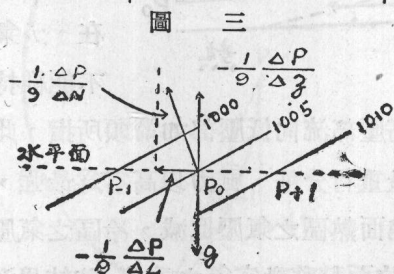


，等壓面與水平面平行，氣壓隨高度而遞減，在水平方向無氣壓差，則氣壓梯度力與重力相抵消，可以下式示之。

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

ΔZ 為垂直距離。

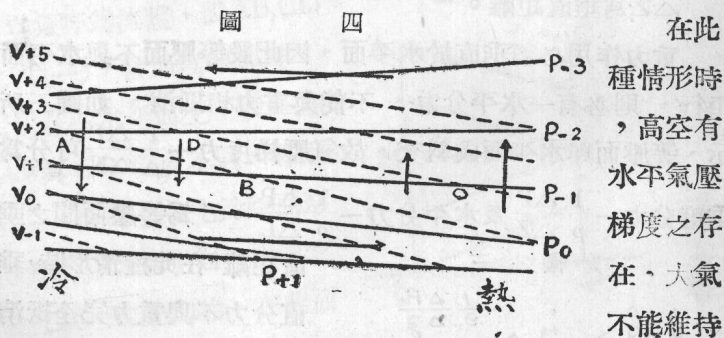
重力作用必須垂直於水平面，因此設等壓面不與水平面平行，則必有一水平分力，不能與重力相抵消，如圖三所示，等壓面與水平面成斜交，故氣壓梯度力 $-\frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta N}$ 可分為垂直分力 $-\frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta Z}$ 及水平分力 $-\frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta L}$ 。 Z 為等壓面間之垂直距離，在此種情形時，垂直分力不與重力完全抵消，大氣壓力在不穩定狀態中，由於空氣對於垂直氣壓梯度力之或輕或重而發生上下運動，水平分力無重力可與之抵消，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



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。



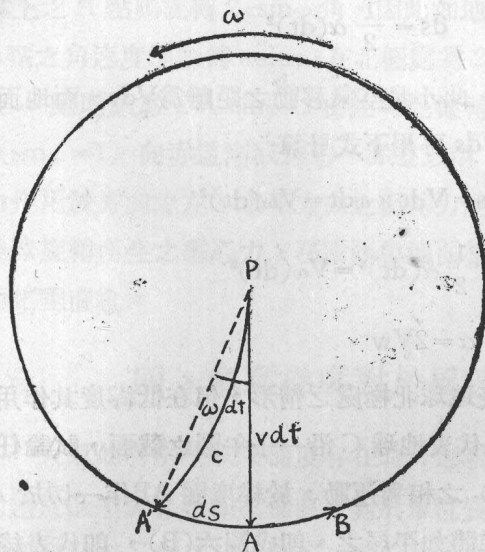
平衡而必須發生運動，自高壓部流向低壓部如箭頭所指，此種運動開始後，大氣之質量重行分佈，風力以高空為最強，自熱區吹向冷區，於是在地面熱區之氣壓低減，冷區之氣壓增高，其增減之量相等於單位面積移動空氣之重量，其結果在地面之氣壓自冷區向熱區低降，如圖四所示，圖中 V_{-1}, V_0, V_{+1}

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

圖 五



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

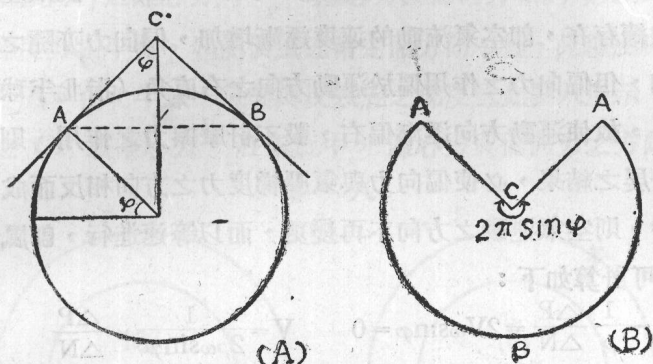
$$ds = Vdt \times \omega dt = V\omega (dt)^2$$

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 $2\pi \sin \phi$ 角，因此如地球之角速度為 ω ，A 點之角速度則應為 $\omega \sin \phi$ ，在北極處為 $2V\omega$ 之偏轉力，在緯度 ϕ 處則應為 $2V\omega \sin \phi$ ，由此可見偏轉力在極地為最大，($\sin \phi = 1$) 向赤道漸減為零，赤道以南 $\sin \phi$ 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：

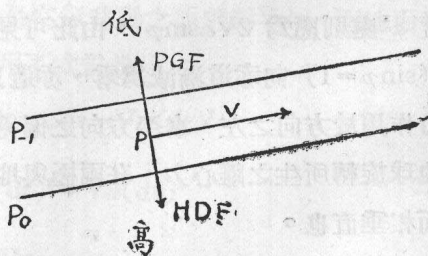
$$-\frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta N} = 2V\omega\sin\varphi = 0 \quad V = \frac{1}{2\rho\omega\sin\varphi} \times \frac{\Delta P}{\Delta N}$$

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

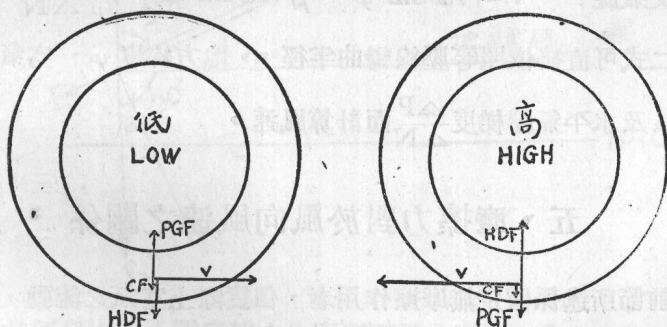
圖 七



，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。

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

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：

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

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

解此二式則風速 V 之計算式

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

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

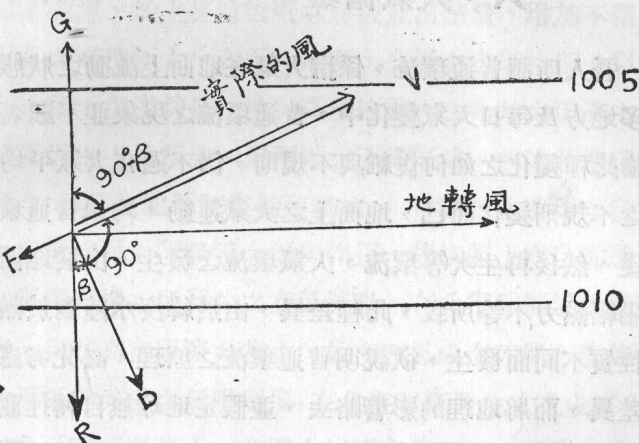
用此二式可直接依照等壓線彎曲半徑 r ，地方緯度 φ ，空氣密度 ρ 及水平氣壓梯度 $\frac{\Delta P}{\Delta N}$ 而計算風速。

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爲高，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爲低，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，惟高空爲南西風，地面爲南東風，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，設地面均爲偏東風，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爲恒等，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，爲