

妮娜颱風侵襲臺灣期間之大氣結構變化

On the Upper Air Structure of the Typhoon NINA during its Passage over Taiwan

江 火 明

H. J. Chiang

ABSTRACT

By the usage of both the equivalent potential temperature and static energy which were evaluated by Tung-Kong's sounding data, we discussed the atmospheric structure during NINA passage over Taiwan.

The thickness of the convective instability layer was approximately 3000 m in the front part of the typhoon circulation where the static energy reduced due to the effect of the lee wave, but it was approximately only 1500 m in the rear part where the static energy increased due to sw monsoon.

The limit of convection was above 200 Mb outside the typhoon and it was about 350 Mb inside.

Since Taiwan Central Range was in the way of her track, NINA's cylinder was cut off at 7500 m where the air diverged and static energy reduced.

一、前 言

妮娜 (NINA) 颱風為 1975 年第一個侵台成災的颱風，自生成之後，即向西北進行，由於太平洋高壓脊的西南伸，致移動方向逐漸西偏，於 8 月 3 日 0300Z，從花蓮附近登陸，橫越中央山脈，在臺中西北方 30 公里處出海，終於消失在福建省境內。

在颱風侵台期間，強烈的環流影響，使得高空大氣發生劇烈地擾動，同時由於在颱風暴風圈內，大氣濕度較大，造成對流上界的降低以及不穩定層的變化。

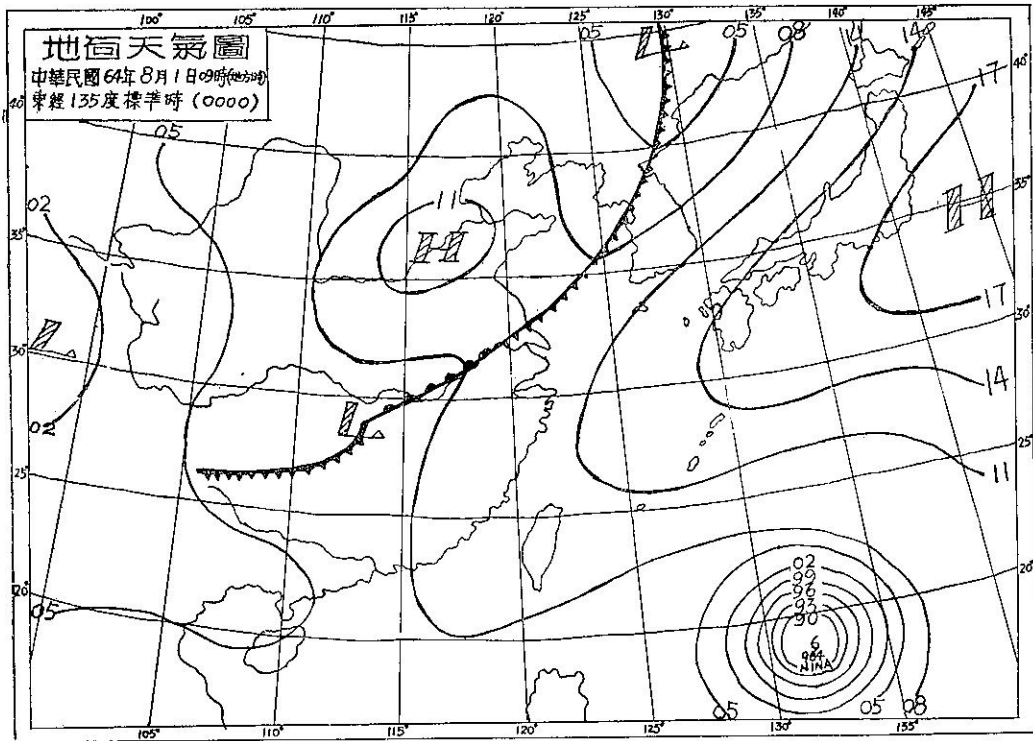
1945年 Beers 為討論大氣準靜狀態之熱力作用，曾導出西格瑪函數 (Sigma Function)，以計算大氣準靜狀態下潛能，可感熱和位能之總和。1958年 Riehl and Malkus 研討赤道輻合區之熱平衡，改稱為總熱含量 (Total Heat Content)，並發現相當位溫與總熱含量有正比的關係。1964年 Kreitzberg 研究錫錫鋒的結構，則稱此大氣準靜狀態下總熱含量為大氣靜能量 (Static Energy)。1970年 Madden and Robitaille 計算派密拉島 (Palmyra

Island) 1967年3月與4月份高空大氣之相當位溫與靜能量之垂直分布，並比較兩者之關係。1972年 Young, Bates and Wobus 利用相當位溫及飽和相當位溫，來討論熱帶地區高空大氣不穩定狀況。

本文分別計算妮娜颱風侵台期間，東港高空大氣之相當位溫及靜能量的垂直分布，以分析颱風侵襲前後大氣穩定層的變化，進而討論由於中央山脈的阻擋，背風波的作用以及西南氣流的灌入，對於各種能量轉換的關係。

二、妮娜颱風之發展與路徑

1975年7月31日0000Z，在呂宋島東方1300公里的海面上，有一片廣大的雲區，即有颱風醞釀發展的跡象，至8月1日0000Z，終於壯大成為中型程度颱風，命名為妮娜 (NINA)，當時中心氣壓為934毫巴，最大風速每秒25公尺，暴風半徑225公里，以每小時15公里的速度向西北方移動。由於此時地面天氣圖中 (如圖一所示)，太平洋高壓脊向西南延伸，由日本四國經東海南南部至福建，颱風受太平



圖一： 8月1日 0000Z 東亞地區地面天氣圖
 Fig 1: Sea level chart for 0000Z, 1 August 1975.
 (Unit of pressure is millibar)

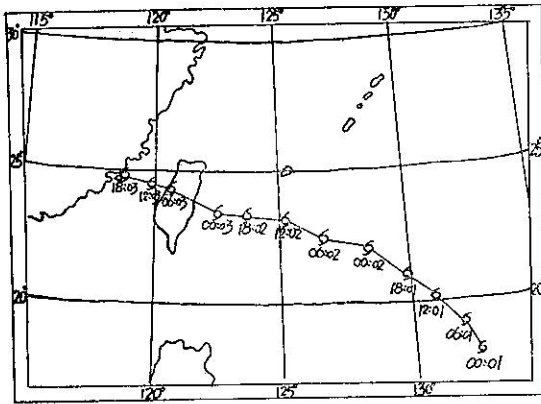
洋高壓環流的導引，其移動方向逐漸向西偏轉。至 2 日 1800Z，中心位置在北緯 23.2 度，東經 123.7 度，即新港東方 200 公里處，中心氣壓降至 903 毫巴，是妮娜颱風發展過程中最低之氣壓，此時最大風速達每秒 67.5 公尺，為颱風發展最旺盛的時期，而後逐漸減弱。3 日 0300Z，在花蓮附近登陸，因受中央山脈的阻擋，威力大為減弱，同日 0600Z，在臺中西北

方 30 公里處出海，1800E，在福建章吳登陸後，逐漸削弱其勢力，再經 3 小時，即變成一般熱帶性低氣壓。妮娜颱風自命名起至衰死，歷時 69 小時，其中心曾橫穿臺灣中部，暴風範圍涵蓋臺灣全省，造成了極大的災害。

表一所示者，為妮娜颱風發展過程中各要素之變化。圖二所示者，為妮娜颱風之移動路徑。

表一： 妮娜颱風發展過程中、各要素之變化
 Table 1: The central data of typhoon NINA, 1-3 August 1975.

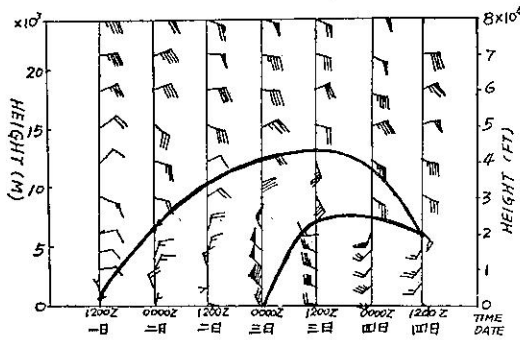
日期	8月1日	1日	1日	1日	1日	2日	2日	2日	2日	2日	2日	2日	2日	2日	3日	3日	3日	3日	3日	3日	3日
時間 (2)	0000	0600	1200	1800	0000	0500	0900	1200	1500	1800	2100	0000	0300	0600	0900	1200	1500	1800	2100		
中心位置	北緯	18.0	19.1	20.1	21.1	22.0	22.5	22.9	23.1	23.1	23.2	23.4	23.6	24.0	24.3	24.4	24.6	24.8	25.0	25.2	
	東經	132.2	131.8	130.7	129.6	128.3	126.5	126.1	125.1	124.2	123.7	123.1	122.5	121.7	120.7	120.2	119.8	119.1	118.6	118.1	
中心氣壓 (MB)	984	979	979	967	967	917	903	903	903	903	910	914	925	950	970	970	975	980	982		
最大風速 (m/sec)	25	25	30	35	35	50	60	65	65	67.5	62.5	60	45	35	30	30	30	30	27.5	20	
暴風半徑 (Km)	225	225	225	225	225	225	225	260	260	260	260	260	240	225	185	185	185	150			



圖二： 妮娜颱風移動路徑圖
Fig 2: Track of Typhoon NINA. 1-3 August 1975.

三、妮娜颱風侵台期間，高空風之改變

圖三所示者，為東港高空風之時間剖面圖，橫坐標表時間，自8月1日1200Z至4日1200Z，每一間隔為12小時，縱坐標為高度，由圖中風向的轉變，很明顯地，低層部份屬於颱風環流，而高層部份是為東風帶，颱風環流與東風帶的交界，以粗黑線表示。從粗黑線的高度，可以看出颱風環流所及之高度。



圖三： 東港高空風之時間剖面圖
Fig 3: Vertical time section of upper wind, Tung Kong, 1-4 August 1975.

3日1200Z以前，由於颱風的接近，颱風環流所及之高度逐漸升高，爾後隨著颱風的遠離而逐漸降低。3日1200Z，在7500公尺處又發生另一風向轉變，這是由於颱風登陸臺灣之後，受到中央山脈的阻擋，約在7500公尺處斷為兩截，上層部份以原來的速度繼續前進，下層部份移動較緩，故在7500公尺處，又有風向轉變，當颱風進入臺灣海峽之後，下層部份加速前進，終於4日1200Z，與上層部份會合，由風向隨高度的改變，很明顯地指出中央山脈對

妮娜颱風的阻擋影響。

四、妮娜颱風侵台期間，相當位溫之變化

假絕熱降水過程 (Pseudo-adiabtic Rain Stage) 之微分方程式，可由下式表之。

$$C_p \frac{dT}{T} - R_d \left(\frac{dP_a}{P_a} \right) + d \left(\frac{Lr}{T} \right) = 0 \dots\dots(1)$$

式中， C_p 為乾空氣之定壓比熱， T 為空氣之絕對溫度， R_d 為乾空氣之氣體常數， P_a 為乾空氣之分壓， L 為水汽之蒸發熱， r 為水汽對乾空氣之混合比。由於(1)式是完全微分方程，其積分僅與開始及終了之熱力狀態有關，與過程中所經過之狀態無關。

假設積分之開始狀態為該空氣塊在抬舉凝結高度 (L. C. L.)，其絕對溫度，乾空氣之分壓與水汽之混合比，分別以 T_0 、 P_0 與 r 表之，終了狀態則分別為 θ_0 、1000 毫巴與 0，(1)式積分結果可得

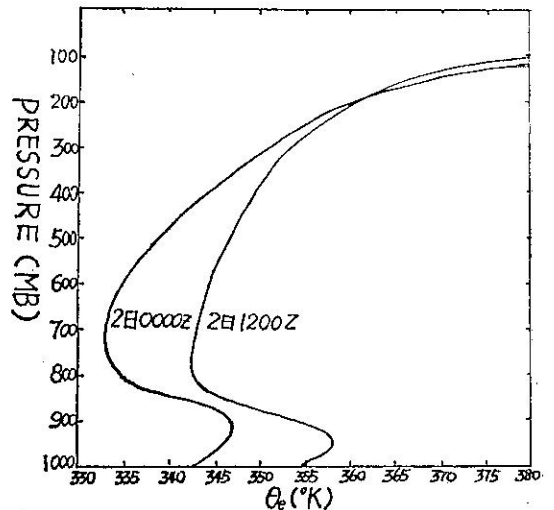
$$\theta_0 = T_0 \exp \left(\frac{Lr}{C_p T_0} \right) \dots\dots(2)$$

式中， θ_0 為位溫，可由下式表之。

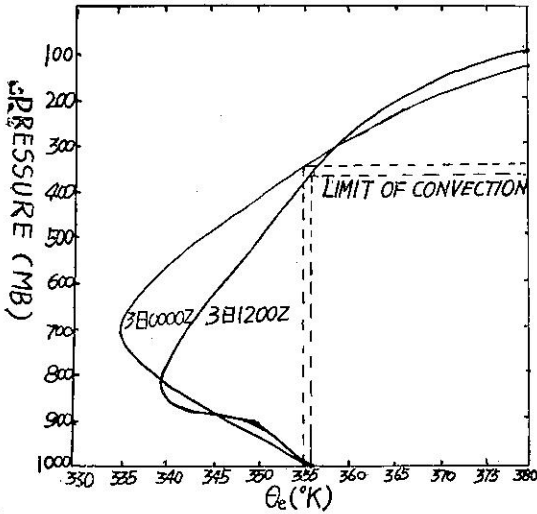
$$\theta_0 = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{R_d/C_p} \dots\dots(3)$$

θ_e 為相當位溫， θ_e 隨高度遞減的空氣層，是為對流不穩定層 (Convective Instability Layer，容後簡稱為 CIL)。

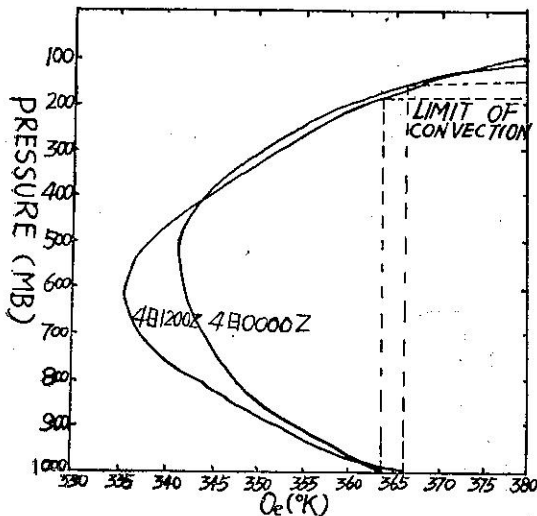
圖四、五與六，分別為2日0000Z至4日1200Z，東港高空大氣之相當位溫垂直變化圖。



圖四： 8月2日0000Z與1200Z東港高空大氣相當位溫之垂直變化圖
Fig 4: Vertical profiles of θ_e , 0000Z and 1200Z, 2 August 1975, Tung Kong.



圖五： 8日3日 0000Z 與 1200Z 東港高空大氣相當位溫之垂直變化圖
 Fig 5: Vertical profiles of θ_e for 0000Z and 1200Z, 3 August 1975, Tung Kung.



圖六： 8月4日 0000Z 與 1200Z 東港高空大氣相當位溫之垂直變化圖
 Fig 6: Vertical profiles of θ_e for 0000Z and 1200Z, 4 August 1975, Tung Kung.

2日 0000Z，由於地面輻射逆溫，900毫巴以下的大氣是穩定的，CIL在900毫巴至800毫巴間，其厚度約1000公尺，2日1200Z因輻射逆溫現象逐漸消失，地面附近之穩定層較薄，自950毫巴至800毫巴間，大約厚1400公尺的空氣層是CIL。3日0000Z，東港進入暴風圈內，空氣之對流旺盛，CIL顯著地增厚，自地面至700毫巴層，厚度約為

3000公尺。同日1200Z，東港在颱風環流的後緣，雲幕降低，CIL僅在850毫巴以下，其厚度只有1500公尺。4日0000Z，東港逐漸脫離颱風環流的影響，CIL再度增厚，頂點達500毫巴層，但自700毫巴至500毫巴間， θ_e 隨高度之遞減率甚小，近乎中性大氣的狀態。直至4日1200Z，東港完全脫離颱風環流的影響，CIL回復到700毫巴以下的空氣層，這是夏季副熱帶地區平均CIL的情況。

此外，我們發現，在颱風外圍之大氣，其對流上界均在200毫巴以上，而颱風暴風半徑內之大氣對流上界，却降至350毫巴層左右，大約降低了3500公尺。

五、大氣靜能量

假設在小區域內，水平氣壓沒有變化，垂直方向之運動方程式，可寫成

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad \dots\dots\dots (4)$$

式中， w 為垂直速度，等於 $\frac{dz}{dt}$ ， ρ 為濕空氣之密度， p 為空氣之總壓力， g 為重力加速度，將上式兩邊同時乘以 $w dt$ ，則可改寫成

$$w dt + \frac{dp}{\rho} + g dz = 0 \quad \dots\dots\dots (5)$$

對於飽和空氣而言， $dp = dp_a + de_s$ ，其中 p_a 與 e_s 分別為乾空氣及水汽之分壓力，又假設水汽為理想氣體，由Clapeyron-Clausius方程式

$$de_s = e_s L \frac{dT}{R_v T^2} \quad \dots\dots\dots (6)$$

式中， R_v 為水汽之氣體常數，且假設空氣在L. C. L狀態下，已達到飽和，(5)式可改寫成

$$w dw + \frac{dp_a}{\rho} + \frac{e_s L}{R_v \rho} \frac{dT}{T^2} + g dz = 0 \quad \dots\dots\dots (7)$$

將理想氣體方程式代入，且令 ρ_a 與 ρ_v 分別表乾空氣與水汽之密度，則

$$dP_a = -\rho_a \left(\frac{\rho_v w dw}{\rho_a} + \frac{L dT}{\rho_a T} + \frac{\rho_v g dz}{\rho_a} \right) \quad \dots\dots\dots (8)$$

將(8)式代入(1)式中，消去 dP_a ，則(1)式可改寫成

$$C_p \frac{dT}{T} + \frac{\rho}{\rho_a} \frac{w dw}{T} + \frac{\rho}{\rho_a} \frac{g dz}{T} + \frac{d(Lr)}{T} = 0 \quad \dots\dots\dots (9)$$

一般大氣， r 之數量約在 10^{-3} 以下，故 $\frac{\rho}{\rho_a} \approx 1$ ，

換言之，忽略了空氣泡中水汽對動能及位能之轉換，(9)式簡化成

$$C_p dT + wdw + gdz + d(Lr) = 0 \dots\dots\dots (10)$$

式中， $C_p dT$ 表可感熱之傳遞， wdw 表在某種熱力過程中，空氣泡之動能變化， gdz 表空氣泡之位能變化， $d(Lr)$ 表加入空氣泡之潛能。假設在假絕熱過程下，積分之。

$$C_p T + \frac{1}{2} w^2 + gz + Lr = \text{常數} \dots\dots\dots (11)$$

定義大氣靜能量 (Static Energy) σ

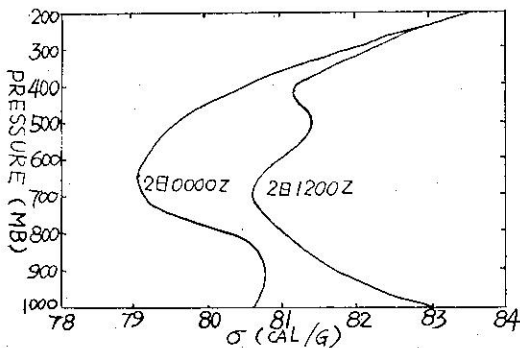
$$\sigma = C_p T + gz + Lr \dots\dots\dots (12)$$

1945 年 Beers 稱 σ 為「西格瑪」函數，1958 年 Riehl 與 Malkus 稱之為總熱含量。1964 年 Kreitzberg 始稱之為靜能量。

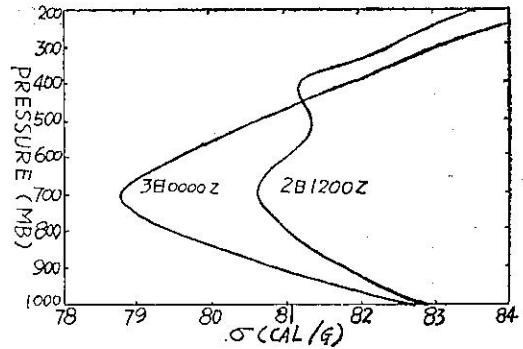
由(11)式知，單位質量之空氣泡之垂直動能與靜能量之總和，在通常天氣變化中，具有保守性。

六、妮娜颱風侵台期間， 大氣靜能量之變化

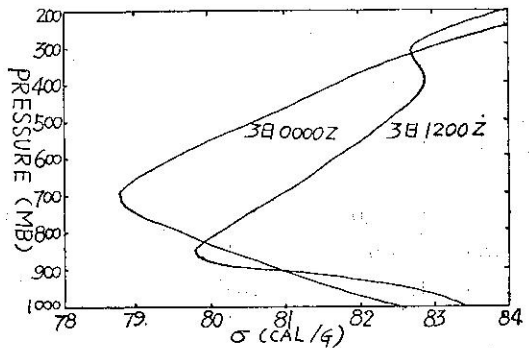
圖七、八、九與十，分別為 8 月 2 日 0000Z 至 4 日 0000Z 東港之大氣靜能量垂直變化圖，表二所列者為颱風侵台期間屏東之天氣狀況，表三、四與五，分別為東港高空大氣之位能，可感熱與潛能之 12 小時變差。



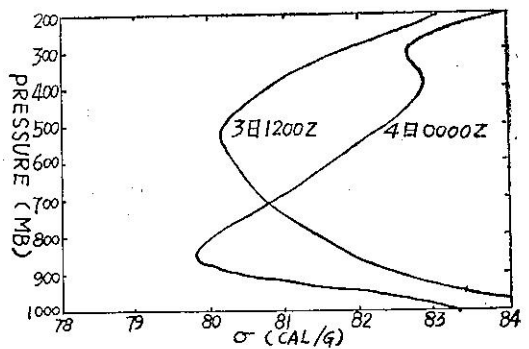
圖七： 8 月 2 日 0000Z 與 2 日 1200Z 東港高空大氣靜能量之垂直變化圖
Fig 7: Vertical profiles of σ , 0000Z and 1200Z, 2 August 1975, Tung Kong.



圖八： 8 月 2 日 1200Z 與 3 日 0000Z 東港高空大氣靜能量之垂直變化圖
Fig 8: Vertical profiles of σ 1200Z, 2 August and 0000Z, 3 August 1975, at Tung Kong.



圖九： 8 月 3 日 0000Z 與 3 日 1200Z 東港高空大氣靜能量之垂直變化圖
Fig 9: Vertical profiles of σ , 0000Z and 1200Z 3 August 1975, Tung Kong.



圖十： 8 月 3 日 1200Z 與 4 日 0000Z 東港高空大氣靜能量之垂直變化圖
Fig 10: Vertical profiles of σ 1200Z, 3 August and 0000Z, 4 August 1975, Tung Kong.

表二： 妮娜颱風侵臺期間、屏東之天氣狀況

Table 2: The weather at Ping Tung during NINA passage over Taiwan.

日期	時間 (Z)	雲 狀 (八分量、百呎)	雲幕高 (m)	天氣	氣溫 (°C)	露點 (°C)	風向	風速 (m/sec)
8月								
1日	0000	1Cu 020, 5Ci 200	6600	No	27	24	040	3.0
1日	1200	5Ac 100	3300	No	26	25	030	2.0
2日	0000	1Cu 025	—	No	27	25	020	3.5
2日	1200	6Sc 035, 7As 070	1200	F	28	25	140	1.0
3日	0000	4sf 003, 3Cb 016, 8Sc 021	700	F/R	27	26	300	8.0
3日	1200	3st 004, 6st 012, 8Ns 030	400	R	27	26	210	6.0
4日	0000	2st 006, 5Sc 021, 7Ac 080	700	R	29	27	180	8.0
4日	1200	4Sc 040	—	No	27	26	050	1.0

表三： 妮娜颱風侵臺期間、東港高空大氣位能之十二小時變差 (單位 cal/g)

Table 3: The 12hr potential energy changes of upper air at Tung Kong during NINA passage over Taiwan. (unit: cal/g)

時間 氣壓(MB)	2日	3日	3日	4日
	1200Z	0000Z	1200Z	0000Z
200	-0.071	+0.047	+0.024	±0.000
250	-0.070	-0.047	+0.071	+0.046
300	-0.070	-0.094	+0.094	+0.070
400	-0.070	-0.187	+0.093	+0.141
500	-0.094	-0.210	+0.093	+0.164
700	-0.090	-0.211	+0.055	+0.152
850	-0.068	-0.198	+0.028	+0.147
1000	-0.070	-0.173	+0.011	+0.124

表四： 妮娜颱風侵臺期間、東港高空大氣可感熱之十二小時變差 (單位 cal/g)

Table 4: The 12hr sensible heat changes of upper air at Tung Kong during NINA passage over Taiwan (unit: cal/g)

時間 氣壓(MB)	2日	3日	3日	4日
	1200Z	0000Z	1200Z	0000Z
200	±0.000	+1.379	-0.951	-0.951
250	+0.143	+1.284	-1.997	+0.856
300	-0.333	+0.840	-0.254	-0.751
400	-0.095	+0.856	-0.190	-0.048
500	+0.190	+0.476	+0.119	-0.309
700	-0.808	-0.143	+0.580	-0.104
850	-0.333	-0.047	±0.000	+0.237
1000	+0.618	-0.381	+0.143	+0.523

表五： 妮娜颱風侵臺期間、東港高空大氣潛能之十二小時變差 (單位 cal/g)

Table 5: The 12hr latent heat changes of upper air at Tung Kong during NINA passage over Taiwan (unit: cal/g)

時間 氣壓(MB)	2日	3日	3日	4日
	1200Z	0000Z	1200Z	0000Z
200	—	—	—	—
250	-0.083	+0.269	-0.162	—
300	+0.525	+0.080	-0.526	-0.024
400	+0.776	-0.179	+1.314	-2.430
500	+1.851	-0.896	+1.254	-1.910
700	+2.328	-1.492	+1.593	-0.041
850	+0.955	-0.896	-0.537	+1.612
1000	+1.672	+0.119	+0.478	+1.014

由圖七所示，2日 0000Z，地面至 850 毫巴層，由於輻射逆溫而為穩定層，700 毫巴處之大氣靜能量最小，因為靜能量與垂直動能之總和，具有保守性，故在 700 毫巴層之大氣垂直動能最大。2日 1200 Z，地面之輻射逆溫現象消失，同時因為颱風的接近，雲量增加。所以大氣中之水汽含量增加，潛能隨着增加，這是使大氣靜能量增加的主因。很明顯地，700 毫巴至 500 毫巴間之空氣層，靜能量增加最多，這是由於 0000Z 時，天空僅有 1Cu 025 (雲高 2500 呎)，即僅在 800 公尺高有 $\frac{1}{8}$ 分量的積雲。而 1200 Z 時，天空狀況 6Sc 035, 7As 070，雲幕高 1200 公尺，雲頂約在 5000 公尺，這一層大氣所具之潛能相當大，故 700 毫巴層潛能增加最多，達 2.328 cal/g。

圖八所示，3日 0000Z 時，450 毫巴以下的大氣靜能量較 2日 1200Z 者減少。由於 3日 0000Z，

東港進入暴風圈內，氣壓急劇降低，大氣位能減小，此外，中央山脈平均高度約為 3000 公尺，亦即在 700 毫巴左右，由於背風波 (Lee Wave) 的作用，臺灣西部在山脈的背風面，高層大氣有下沉的現象，因此在 700 毫巴層之大氣水汽含量減少最多，潛能亦因之減少最多，達 1.492 cal/g，是導致該層大氣靜能量最低的主因，愈往上層，背風波之作風愈弱，大氣潛能的減少，就沒有 700 毫巴層那麼大，300 毫巴層以上，反而略微增加。

圖九所示，3 日 1200Z 時，由於東港處於颱風環流之後緣，西南氣流的灌入，帶來大量的水汽及熱量，因此，大氣之潛能及可感熱，都顯著地增加，而且由於颱風中心過後，氣壓回升，大氣位能亦因而增高，因此大氣靜能量較在颱風環流前緣時增加。在第三節中，從高空風向之轉變的分析，颱風受到中央山脈的阻擋，在 400 毫巴層斷為兩截，在此層正好是低層的上升氣流與高層之下沉氣流的交界面，故此層大氣之潛能減少，可感熱亦減小，因而大氣靜能量有顯著的減小現象。此外，從表二中可以看出雲幕降至 400 公尺，大氣垂直運動最旺盛的空氣層亦降低，故大氣靜能量之極小值發生在 850 毫巴層，比在颱風前緣時降低了 1500 公尺，這與第四節相當位溫的分析中，颱風環流後緣之大氣對流不穩定層較薄且降低的結論，完全一致。

圖十所示，4 日 0000Z 時，東港已脫離颱風的影響，雲幕上升，因此大氣靜能量之極小值，發生在較高層，由圖中所示，在 500 毫巴層之垂直動能最大。同樣地，由於西南氣流不斷地帶進潮濕且溫暖的空氣，700 毫巴層以下的大氣水汽含量及溫度，都更為增高，因此，大氣靜能量較在暴風圈內增大，而 700 毫巴層以上，因為高空乾冷空氣的下沉補充，故潛能及可感熱皆降低，以致大氣靜能量遠較在暴風圈內時為低，此時已逐漸回復為夏季副熱帶高空大氣的一般結構形態了。

七、結 論

茲將本文研究所得結果，綜述如下：

(一) 妮娜颱風登陸臺灣後，受到中央山脈的阻擋，在 7500 公尺處斷為兩截，下層部份移動較緩，颱風進入臺灣海峽之後，則加速前進，於 4 日 1200Z

，終與上層部份會合。

- (二) 颱風接近時，地面逆溫現象消失，且 3000 公尺至 6000 公尺的高空雲量增加，潛能增加甚大，故自 700 毫巴至 500 毫巴間之大氣靜能量，也有顯著地增加。
- (三) 在颱風暴風圈的前緣，大氣之對流不穩定層厚度 3000 公尺，且由於背風波的作用，在 700 毫巴層最顯著，大氣有下沉的現象，水汽含量大量減少，致 700 毫巴層的靜能量最低。
- (四) 在颱風環流的後緣，大氣對流不穩定層厚度僅有 1500 公尺，由於西南氣流的灌入，帶來大量的水汽及熱量，且氣壓回升，因此，潛能、可感熱與大氣位能皆增大，故大氣靜能量較在颱風環流前緣時增大。因為雲幕的降低，大氣靜能量之極小值，降到 850 毫巴層。

參 考 文 獻

1. Beers, N. R., 1945: Meteorological thermodynamics and atmospheric statics. Handbook of Meteorology, New York, McGraw-Hill, 1068pp. (see pp. 401-402)
2. Kreitzberg, C. W., 1964: The structure of occlusions as determined from serial ascents and vertical-directed radar. AFCRL Res.Rept., 121pp.
3. Madden, R. A., and F. E. Robitaille, 1970: A comparison of the equivalent potential temperature and the static energy. J. Atm. Sci., 27, pp. 327-329
4. Riehl, H. and J. S. Malkus, 1958: On the heat balance in the equatorial trough zone. Geophysica, 6, pp. 505-535.
5. Young, J. A., J. R. Bates and R. Wobus, 1972: Thermodynamic variables, tropical soundings and instability. Dynamics of the tropical atmosphere, National center for atmospheric research, Boulder, Colorado, pp. 463-468.