

西北太平洋地區熱帶氣旋發展之合成分析

李清勝 呂國臣

國立台灣大學大氣科學研究所

(中華民國七十七年二月十日收稿；三月五日定稿)

摘 要

利用 Colorado State University 21年 (1957~1977) 的西北太平洋地區探空資料做合成, 分析強度介於 30~60 kts 間之加強型與非加強型的熱帶氣旋 (或輕度颱風), 發現加強型颱風有較明顯的深對流層內流且集中於 2 度地方; 同時 4 度以內皆有明顯的上升運動, 而非加強型颱風卻在 2~3 度發生了下沉運動。透過水汽場的分析, 也發現下沉運動使得非加強型颱風, 在靠近颱風中心附近有較低的水汽場分佈, 尤其是 2~3 度間; 這顯示出颱風發展需要有大範圍的水汽、能量供應, 才能使對流集中於中心以加深熱帶氣旋。

經由計算 Q_1 及 Q_2 對颱風中心附近估計能量收支, 結果發現加強型氣旋在 0~4° 的積雲活動 (Cumulus activity) 和加熱作用幾乎和非加強型一樣; 但是在 0~2° 間加強型颱風卻遠比非加強型颱風強, 也就是說加強型颱風於 4° 內的水汽輻合量大多集中於 2° 以內, 而非加強型颱風之集中情形則較不明顯。更重要的是颱風增強乃在中心附近積雲加熱大幅增加之後才發生。

颱風的加強主要是發生於近中心 1° 以內。然而本文只能利用 2° 和 4° 之合成資料, 做水平角動量傳送通量的分析, 不能完整描述出颱風加強的機制; 結果顯示加強型颱風在低層有較大之水平平均角動量內流通量, 而渦流角動量的傳送則無較明顯之特徵。綜合結果可知在颱風強度增強之前積雲加熱作用和水平角動量內流已有大幅的增強; 此表示了組織性之螺旋狀雲帶 (spiral band) 可能在颱風加強過程中扮演了重要之角色。

關鍵詞: 颱風、颱風強度、合成分析

一、前言

爲什麼熱帶氣旋會形成和加強呢? 這個問題一直困擾著氣象學家。雖然在過去一、二十年來, 有不少這方面的研究; 包括理論模式 (Charney and Eliassen, 1964, Emanuel, 1987 等), 數值模擬 (Ooyama, 1969, Kurihara and Tuleya, 1981 等), 合成分析 (Frank, 1977, McBride and Zehr, 1981 等), 和個案分析 (Yanai, 1961) 等; 而研究的對象包含由大範圍大尺度的影響以至小範圍眼牆雲帶的作用; 然而由於資料的欠缺與研究方向的不一樣, 更因爲個別

風存在的差異性, 所求得的结果也都各執一詞。由於熱帶氣旋中包含了各種尺度之間錯綜複雜的交互作用, 而且不同強度的熱帶氣旋其主要的控制機制可能亦不同, 因此在研究工作進行時, 需特別注意研究的對象。欲求了解熱帶氣旋形成和加強的物理過程, 首先必需了解其結構以及演化情形, 受限於資料的缺失, 探空合成法自然成爲一不可或缺的工具 (Gray, 1981)。

由於 Lee (1986) 已對熱帶氣旋形成時之結構變化做過相當完整的合成和個案分析, 本文乃針

對熱帶氣旋之加強發展過程做合成分析，以了解由一個初期熱帶氣旋（約為熱帶風暴，Tropical Storm，之強度）發展成颱風（Typhoon），其結構之演化情形；藉著能量和角動量收支分析，冀望能幫助我們了解複雜的颱風發展過程。McBride and Zehr (1981) 曾利用合成分析研究颱風發展過程之結構變化，但是因為過去做合成的資料較少（只有 10 年資料），在選擇個案時受到相當大的限制；因此 McBride 和 Zehr 在選取個案時並未採用嚴格的強度變化來分類，僅是研究熱帶氣旋由初期到成熟期之主要結構變化而已。本文則用了 21 年資料，分析和比較加強中以及不加強中熱帶氣旋之結構變化，不論在資料的空間解析度或個案選取的品質皆可相對的提高，合成的結果也較為精確（Lee, 1986）。

在第二節中我們將詳細說明合成方法之原理和步驟，以及使用之資料；第三節將說明本文選取合成個案之條件和所選個案之氣候統計結果。第四節則說明討論兩類合成熱帶氣旋（加強型與非加強型）其熱力和動力結構之演變情形。至於能量和動量收支平衡則分別在第五節和第六節討論。最後我們將討論本合成結果和其他學者研究成果之關係，冀望能增進我們對此問題之認識。

二、合成方法及資料來源

熱帶氣旋的生命期大多是在海面上度過，海上的觀測站稀少，平均一個颱風所涵蓋的水平範圍，依半徑 15 個緯度而言，在西北太平洋地區，平均也只能獲得 6~7 個探空觀測資料，幾乎不可能做颱風發展過程定量甚至定性之個案分析。飛機觀測資料則僅限於固定層，且均配合預報作業的需要，其涵蓋範圍亦是以颱風中心附近為主；至於雷達觀測的範圍均侷限於固定半徑內，且均是接近陸地地區。近年來衛星資料在颱風研究上佔有相當重要之地位，但是衛星資料所能提供的垂直解析度仍相當有限，所以對於颱風發展過程的描述，無論在結構上的定性、定量描述，或是能量和動量場的收支，依

現有的資料解析度而言，合成法仍是瞭解颱風的重要工具。

根據觀測資料顯示，沒有兩個颱風有完全相同的路徑、強度變化、綜觀環境和發展過程（Gray, 1981）。而所謂合成，就是希望發展過程類似之颱風具有共同之結構特徵和物理過程，藉著合成分析將其中相似且具決定性之特徵和物理過程顯示出來。無疑的，合成分析的確是犧牲掉了個別個案的特性；又由於使用傳統的探空資料，時間的解析度無法突破；但觀之以往合成所得之豐碩結果（如 Frank, 1977, McBride and Zehr, 1981, 和 Gray, 1981），合成方法仍具有高度之適用性。但是個案的選取必須非常的細心，以彰顯類似個案之相似處並剔除掉特殊個案的特異性。如果有了充分的性質類似的個案，將可以增加觀測分析時先天不足的空間解析度；可以平均掉個別個案的特殊性；也可以平均掉由於少部份觀測測量誤差。因此在有限的資料下，個案選取的標準及合成個案的多寡將決定合成分析的成敗。

颱風結構類似一個圓柱體，所以合成座標採用圓柱網格。以颱風中心為圓心，合成半徑取 15 個緯度距離（約 1650 KM），徑向解析度為 2 度緯度，切線方向解析度為 45 度，如圖 1 所示；距中心 7 度

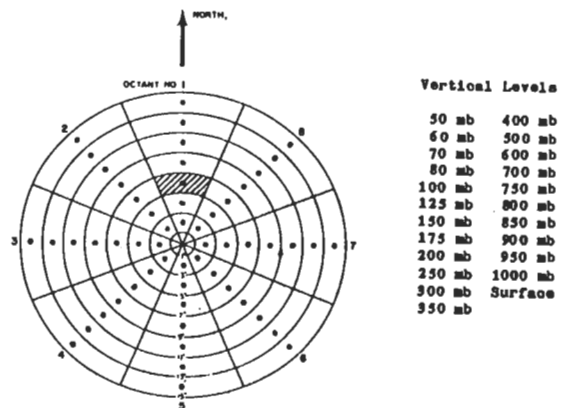


圖 1 颱風合成座標，徑向可分 8 層，切向可分 8 個方位，垂直方向解析度為 23 層，方位 1 表示北方。

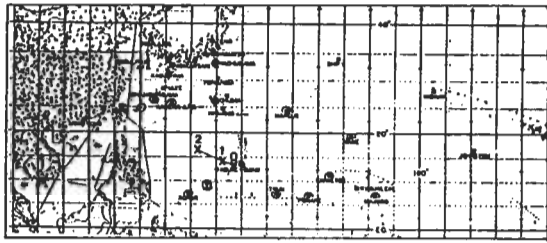


圖 2 西北太平洋地區探空測站的相對分佈位置，
“X”表示合成 STAGE 0, 1, 2 的相對位置。

以內，資料解析度可設為 1 度。在做合成時，個別颱風中心皆放在網格中心，探空資料則相對的安置於各網格內，然後將各網格（如圖 1，斜線所示）內之資料做算術平均，來代表該網格點（圖 1 之點）之值，垂直方向，由地面至 50 毫巴共分 23 層。由於考慮個別颱風移動速度之不同，在做合成時考慮了自然座標（NAT）和移動座標（MOT）。在 NAT 中，風場和熱力場為觀測得之，在 MOT 中，每個觀測之風場資料在合成前皆扣除颱風的移動速度，即相對於移動颱風中心的風場：

$$\vec{V}_{MOT} = \vec{V}_{NAT} - \vec{C}$$

其中 \vec{C} 為個別系統的速度。在本分析中全部採用 MOT 座標之資料。

各種氣象基本參數如溫度(T)、水汽混合比(q)、高度場(Z)和風速(u和v)及其他參數(如V, V_θ, V_r, q……等)皆在一個網格中取合成平均。而動力參數更可分別以MOT和NAT系統做合成計算。在質量守恆的假設下，徑向風速透過簡易的運動學法做了適當的調整，在此以地面至100毫巴為基準層，分別在每個半徑區間調整徑向風速。又探空氣球在不同高度的水平飄移，以及颱風中心在觀測時之位移，在合成中已做調整。

本合成研究之資料包括西北太平洋地區，21年（1957～1977）的探空資料（測站分佈如圖 2 所示）：這套資料來自美國科羅拉多州立大學，Dr. W. M. Gray 的研究計劃。此份資料搜集了NHDT，NCAR 及日本和東南亞（包括台灣，大陸沿海）之高空測站等。而氣旋的強度，定位和路徑是採

| | | 目前強度 (kts) | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------|-----------|--------------|----|-----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|--|
| | | 1-10 | 20 | 30 | 40 | 50 | 60 | 70 | 80 | 90 | 100 | 110 | 120 | 130 | 140 | 150 | 160 | |
| 未來24小時強度變化 (kts) | -14 - -10 | 0 | 0 | 5 | 6 | 9 | 6 | 8 | 4 | 1 | 2 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | |
| | -9 - -5 | 0 | 0 | 18 | 8 | 8 | 18 | 11 | 3 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 2 | |
| | -4 - 0 | 0 | 13 | 100 | 23 | 19 | 22 | 20 | 25 | 10 | 9 | 5 | 7 | 8 | 1 | 7 | 0 | |
| | 1 - 5 | 0 | 22 | 85 | 50 | 42 | 42 | 30 | 18 | 8 | 7 | 3 | 3 | 5 | 1 | 1 | 0 | |
| | 6 - 10 | 0 | 10 | 85 | 61 | 52 | 36 | 31 | 37 | 20 | 11 | 3 | 4 | 4 | 4 | 0 | 0 | |
| | 11 - 15 | 0 | 8 | 74 | 43 | 34 | 43 | 32 | 18 | 24 | 5 | 6 | 2 | 3 | 0 | 0 | 1 | |
| | 16 - 20 | 0 | 5 | 45 | 46 | 53 | 44 | 41 | 26 | 16 | 14 | 12 | 4 | 6 | 0 | 0 | 0 | |
| | 21 - 25 | 0 | 1 | 23 | 36 | 20 | 25 | 14 | 16 | 10 | 12 | 4 | 4 | 1 | 1 | 1 | 1 | |
| | 26 - 30 | 0 | 0 | 18 | 26 | 18 | 19 | 17 | 9 | 12 | 7 | 2 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | |
| | 31 - 35 | 0 | 0 | 7 | 18 | 14 | 9 | 14 | 5 | 14 | 7 | 2 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | |
| | 36 - 40 | 0 | 0 | 4 | 13 | 12 | 6 | 11 | 10 | 5 | 3 | 4 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| | 41 - 45 | 0 | 0 | 0 | 2 | 6 | 6 | 5 | 5 | 5 | 1 | 3 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | |
| | 46 - 50 | 0 | 1 | 1 | 2 | 6 | 4 | 7 | 7 | 5 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| | 51 - 55 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| | 56 - 60 | 0 | 0 | 0 | 2 | 1 | 0 | 2 | 2 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| | 61 - 65 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| 66 - 70 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 5 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | | |

表 1 1957～1977 年西北太平洋颱風 24 小時變化趨勢相對於颱風強度的個數，
橫軸為颱風強度，縱軸為 24 小時之後強度變化趨勢。（風速單位 kts）

| A. 加強型 (INT) | B. 非加強型 (NINT) |
|--|--|
| (i) $30 \leq V_1, V_2 \leq 60$ (ii) $-5 \leq V_2 - V_1 \leq 15$ | |
| (iii) $20 \leq V_4 - V_2$ | (iii) $V_4 - V_2 \leq 15$ |
| (iv) $0 \leq V_3 - V_2$ (v) $-10 \leq V_5 - V_4$ | (iv) $-10 \leq V_3 - V_2 \leq 10$ (v) $-10 \leq V_4 - V_3 \leq 10$ (vi) $30 \leq V_4, V_5$ |

表 2 加強型和非加強型之強度變化條件 (單位: kts)

用關島美軍聯合颱風警告中心 (Joint Typhoon Warning Center, JTWC) 每年颱風報告的最佳路徑資料 (Best track, Annual Typhoon Report, 1957 ~ 1977)。

三、熱帶氣旋合成個案之選取

想了解熱帶氣旋發展過程，需要對強度增加中之熱帶氣旋的結構變化作定性以至定量的描述，同時亦需了解為何有些熱帶氣旋的強度無明顯之變化。因此合成個案選取分有兩類，一類是在24小時內強度增加較快的熱帶氣旋，一類則是強度變化不大的熱帶氣旋，藉此兩類合成結果的比較，可望增進對熱帶氣旋加強演變過程之了解。

為符合合成條件的共同性，在選取個案時應儘量地尋求熱帶氣旋具有相似的強度、位置、移動速度和方向，乃至於相似的海水溫度個案做合成分析

。然而個案的選取除需考慮嚴格的合成條件外，亦需有足夠的合成個案；而通常兩者是相互抵觸的，因此本合成分析將以強度、強度變化和所在位置為主要之考慮因素。至於季節，海水溫度以至移動方向之影響，在此則假設為次要之因子，暫不列入考慮。

表 1 顯示了 1957 ~ 1977 年間西北太平洋地區，所有颱風個案 (時間間隔 12 小時) 在達到最大強度前的強度 (最大風速) 和其未來 24 小時強度變化的對照表。此份資料指出強度在 30 kts 以上的氣旋只有百分之十五在 24 小時後沒有增強。在增強的個案中，每天增強 21 kts 以上者佔了全部增強個案的 35%，可是有大半的颱風在到達最大強度前每天增強 20 kts 以下。因此我們將颱風個案分成兩類：加強型和非加強型；選擇的條件為一天增強 20 kts 以上的稱為加強型颱風，小於 15 kts 者稱之非加強型，初始強度則定於 30 至 60 kts 之間，以避免強度差別太大時對結構造成影響；另外為了瞭解系統結構隨時間變化之情形，每類各分成三個時間階段；為了去除日變化的影響，每個階段的合成都採取了 00 Z 與 12 Z 兩個時間的資料。

選取合成個案時，首先把氣旋發展區分為七個連續 12 小時時段如下圖 3，圖中 V_n ($n = 1, 2, \dots, 5$) 表該時間的最大風速，即強度。強度變化則主要考慮從 V_2 至 V_4 之 24 小時變化趨勢 (STAGE

| | 個案數 | 颱風數 | 合成緯度 | 合成經度 | 合成強度 (KTS) | 合成日期 | 合成探空數 | |
|--------------|-----|-----|------|-------|------------|-------|-------|-------------|
| | | | | | | | 0-15° | 1~3° (0~5°) |
| 加強型 STAGE 0 | 434 | 194 | 12.9 | 144.5 | 31.7 | 8月27日 | 2360 | 77 (245) |
| 加強型 STAGE 1 | 434 | 194 | 14.3 | 142 | 39.4 | 8月28日 | 2925 | 65 (225) |
| 加強型 STAGE 2 | 434 | 194 | 16.9 | 138 | 75.7 | 8月29日 | 4146 | 67 (244) |
| 非加強型 STAGE 0 | 398 | 124 | 13.6 | 142.9 | 33.9 | 8月15日 | 2531 | 62 (208) |
| 非加強型 STAGE 1 | 398 | 124 | 15 | 140.7 | 39.6 | 8月16日 | 3054 | 61 (204) |
| 非加強型 STAGE 2 | 398 | 124 | 17.1 | 137.4 | 49.4 | 8月18日 | 3824 | 71 (269) |

表 3. 加強與非加強型合成的統計結果

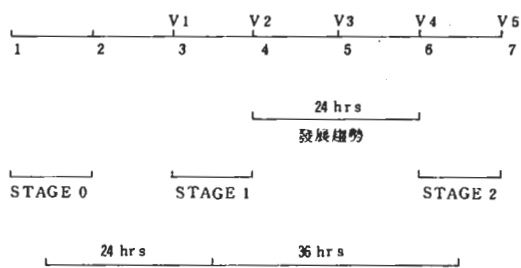


圖3. 個案選取之階段區分圖

1 至 STAGE 2) ; 強度增加 20 kts 以上為加強型 , 15 kts 以下為非加強型 ; 同時尚有一些其它限制以去除變化較特異之個案 , 這些條件皆列於表 2 中。此外在選取個案時 , 為避開西岸大陸和菲律賓群島 , 以及高緯度的斜壓作用 , 所選個案的中心位置需介於 5 ~ 25°N 和 122 ~ 180°E 之間。

經由選取個案後 , 各合成的氣候統計結果以及合成探空數皆列於表 3 ; 結果顯示 , 在各 STAGE 中 , 加強型 (INT) 與非加強型 (NINT) , 在空間和時間分佈都很相近 , 合成個案數自然差別不大 , 但所獲得的探空個數 STAGE 1 與 STAGE 0 , 卻差了五百多個 , 這是因為合成位置的關係 , 如圖 2 , 所示各階段之位置 , 平均在較西北邊有較多的測站 , 而東南邊則大洋的測站寥寥無幾。此外 , 值得一提的是初期合成 (STAGE 1) 的颱風強度幾乎一樣 , 經過 36 小時後 , 一個變成為中度颱風 (Typhoon) , 一個仍然是輕度颱風 (Tropical storm) , 因此分析在 STAGE 1 時兩類合成的差異 , 可增進對熱帶氣旋發展重要物理機制的了解 ; 而且將 STAGE 1 往前延伸兩個 12 小時時段合成為 STAGE 0 , 也就是在其早期的變化情形 , 以期更進一步了解熱帶氣旋發展前之結構變化。

四、合成結構之分析

1 熱力結構

由於熱力場一般隨緯度而有系統性變化 , 且颱風中心往北移動 , 因此熱力場分佈是取和東西向 9° ~ 15° 間平均值的偏差值來表示。圖 4 顯示了 950 mb 高度偏差值 (代表地面氣壓) , 圖中點線表示 ST-

AGE 0 , 粗虛線為 STAGE 1 , 實線表示 STAGE 2。基本上高度場的分佈在各階段中皆類似 , 由外圍往中心降低 , 且高度梯度也往中心地區增加 , 梯度的變化也隨颱風的增強而增加。然而 , 在 STAGE 1 時加強型颱風在 2° 以內有較大的高度梯度 , 而非加強型的高度梯度較小 ; 也就是說 , 加強型的颱風在加強前 (或 STAGE 1) 其低層氣壓梯度向中心處集中的情形較非加強型颱風明顯。而由 STAGE 1 演變至 STAGE 2 的加強過程之中 , 這種集中效應在加強型的個案中更趨明顯 , 梯度的集中意味著中心附近風速的增強 , 即強度的增加 , 以及高對流

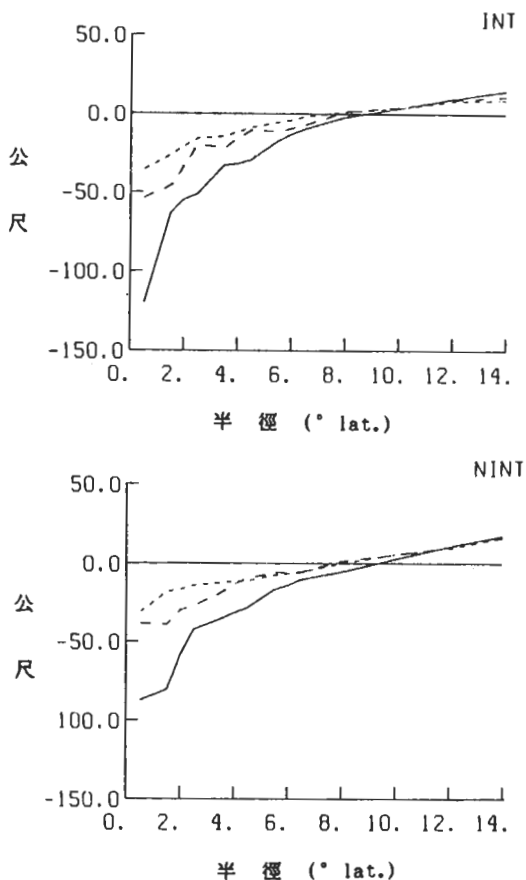


圖4. 950 mb 高度場偏差值 Z' (與高度場 9-15° 平均之差值) 徑向分佈 , INT 表加強型 , NINT 表非加強型 , 點線為 STAGE 0 , 虛線為 STAGE 1 , 實線為 STAGE 2。(單位 : 公尺)

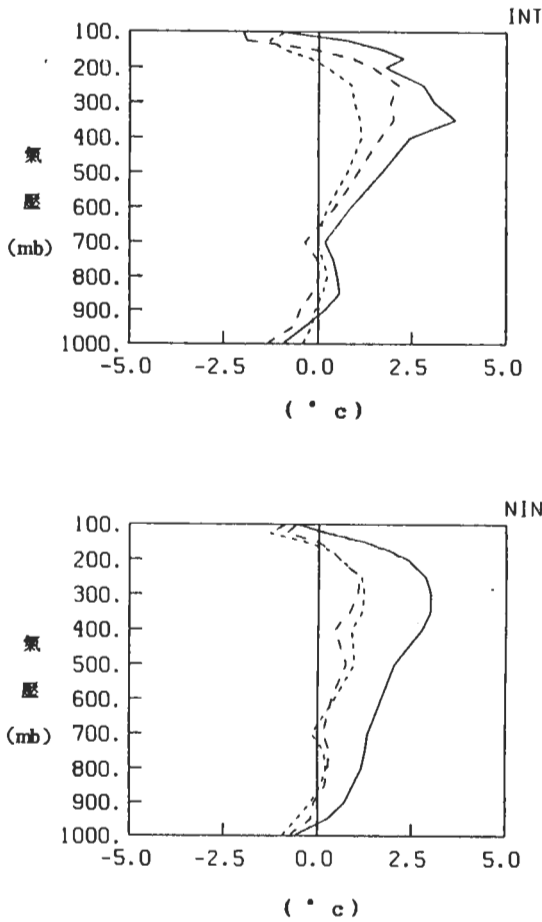


圖5. 0-2°溫度場偏差值 (T') 垂直分佈圖。INT表加強型，NINT表非加強型，點線為STAGE 0，虛線為STAGE 1，實線為STAGE 2。(單位 °c)

層暖心的增強。

就溫度結構而言，由早期的文獻發現，颱風中心的暖心結構，主要來自於非絕熱的潛熱釋放，以及對流區相對於颱風位置的空間分佈 (Gray, 1981, Frank, 1977)。由 0°~2° 之溫度偏差值之垂直分佈 (圖5)，顯示暖心幾乎涵蓋了整個對流層，最大值發生於 300 mb 處，且強度越強暖心越強。300 mb 水平向溫度分佈 (圖6)，顯示溫度由外圍往中心增暖，在 4 度範圍內水平溫度梯

度急遽地增加，加強型於STAGE 2更明顯地集中在中心區域。可預期地，颱風的加強是集中在中心區域，而並非純係大範圍的增強。300 mb 溫度場之水平分佈，與圖4所示之高度場分佈非常一致，也就是低層的氣壓場反應了高層 200~400 mb 之溫度場。

透過附屬徑向風的輻合，內流作用將水汽往氣旋中心攜進，使得可降水量往中心急遽增加 (圖從略)，這一點是可以預期得到的。然而 0~2 度平均混合比偏差值的垂直分佈 (圖7) 進一步顯示，整個對流層水汽往中心之集中趨勢在加強型與非加強型合成中有明顯不同，由STAGE 0~STAGE 2加強型皆有集中之趨勢，而非加強型則僅在STAGE 1至STAGE 2時有明顯的集中趨勢，由於

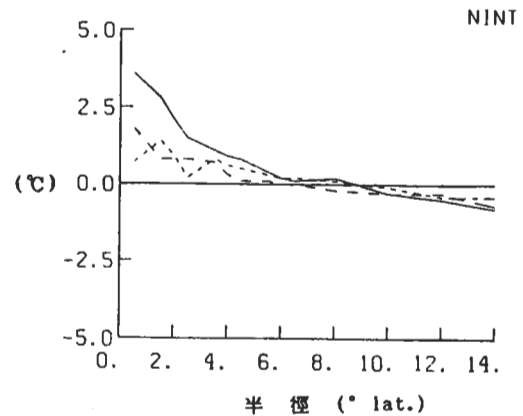
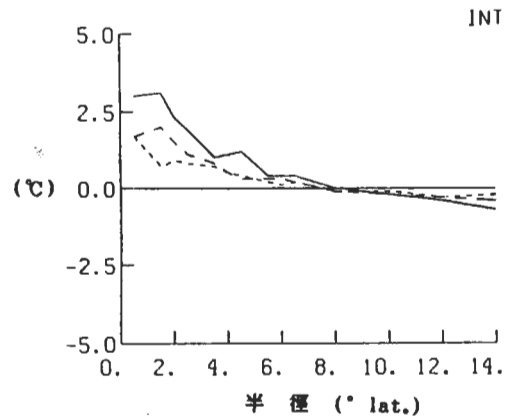


圖6. 300 mb 溫度場偏差值 (T') 之徑向分佈。說明如圖5。(單位 °c)

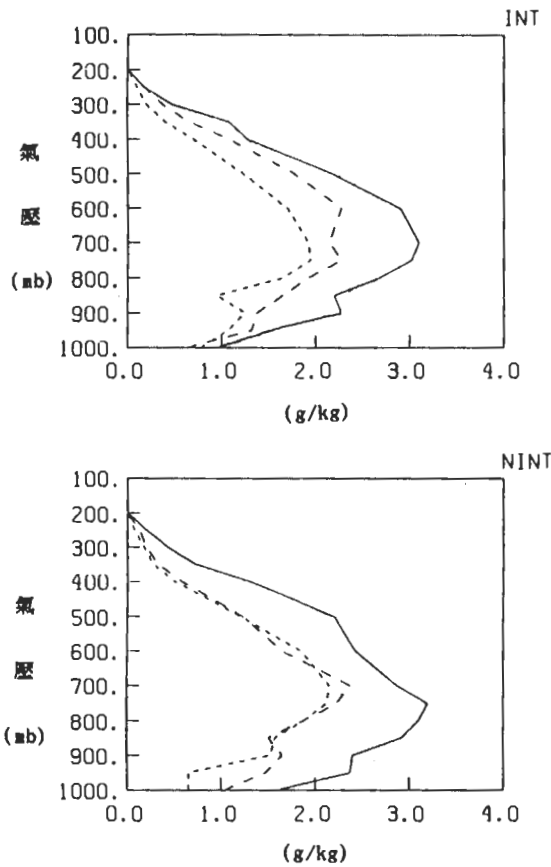


圖7. $0-2^\circ$ 混合比偏差值 (q')。INT 表加強型，NINT 表非加強型，實線為STAGE 2，點線為STAGE 0，虛線為STAGE 1，實線為STAGE 2。(單位 g/kg)

水汽之變化往往受輻合和對流場之影響 (Lee, 1986)，此種水汽偏差值集中趨勢之不同，應同時顯示在徑向風速上。

2. 動力場

以低層氣流的輻合，透過垂直運動以致高層的輻散，構成颱風範圍中的次環流；圖8為徑向風速的垂直剖面圖。加強型颱風於STAGE 1在低層靠近中心區域有較強的內流，高層同時有較強的外流；而在STAGE 0時，加強型颱風中心區域同時有較深的內流；同樣的情形也發生於STAGE 1之中；又如圖9，徑向風速在 2° 和 4° 之垂直分佈圖顯示加強型颱風有較深層的內流，一般可到達300 mb

左右，而非加強型則只到達400 mb左右，尤其在950 mb處，加強型內流較非加強型大2 m/sec或為兩倍大，這些結果顯示集中性的深層對流能較有效地激發颱風的發展趨勢。

垂直速度場可以運用簡單的運動學方法透過連續方程求得，如圖10顯示垂直運動之垂直剖面圖。加強型在STAGE 0與1時， $2\sim 4^\circ$ 間；加強型之垂直速度最大值大約在400 mb \sim 300 mb之間，非加強型則介於650 \sim 550 mb之間。加強型的外圍沉降區皆發生於 $4\sim 5^\circ$ 之間且有較深的沈降層，而非加強型除發生於 5° 外，在靠近中心區域 2.5° 另有一弱下沉區。前述之深對流層輻合導致加強型於STAGE 0及1的垂直速度最大值發生於較高層，表示颱風的加強需要有集中於中心處的深對流。此外可以聯想到外圍沉降區的深度和水平範圍與對流深淺的相對關係，集中性的深對流強迫的沉降區發生於 $4\sim 5^\circ$ 之間，而非加強型較淺的對流則另外又於 2.5° 左右產生較淺的沉降區。沉降作用意味著高層下沉乾空氣的補充，可降水量徑向分佈亦顯示出非加強型於STAGE 0和1時， $2\sim 3^\circ$ 間之可降水量有明顯減少的現象；此結果顯示若中低對流層之水汽能充分的供應中心集中性對流所需，將有助於颱風的發展。

為了更進一步了解中心附近之垂直速度變化情形，圖11顯示 $0\sim 2^\circ$ 和 $0\sim 4^\circ$ 垂直速度($\bar{\omega}$)之垂直分佈。在 $0\sim 4^\circ$ 的範圍內，除了非加強型在STAGE 0時 $\bar{\omega}$ 較小外，兩類合成變化情形差別不大。但是在 $0\sim 2^\circ$ 內，兩合成則顯現了極大的不同，加強型颱風之垂直速度較非加強型大，而且由STAGE 0到STAGE 2呈穩定增加，非加強型沒明顯增加情形，而且由STAGE 1至STAGE 2反而下降，使得加強型颱風在STAGE 2時比非加強型具有2倍以上之垂直速度。即使在STAGE 1(或加強前)加強型颱風即具有比非加強型強30 \sim 40%之垂直速度。

由先前高度場的分析可以預期到低層氣旋式風速向中心有增加的趨勢，由圖12切線風速的垂直剖面圖的分析可以發現，隨著氣旋強度增強，在中心

附近中低對流層氣旋式風速隨強度增加，在外圍區域（6°）反而是高層反氣旋式增強，部份原因可能是 STAGE 2 的合成位置偏北，受到中緯度西風帶

的影響。1.5 度的值是由 1°~2° 的合成值代表，結果顯示由 STAGE 0 至 STAGE 2，在 4° 以內幾乎是整個對流層 V_{θ} 皆增強；然而加強型的增加

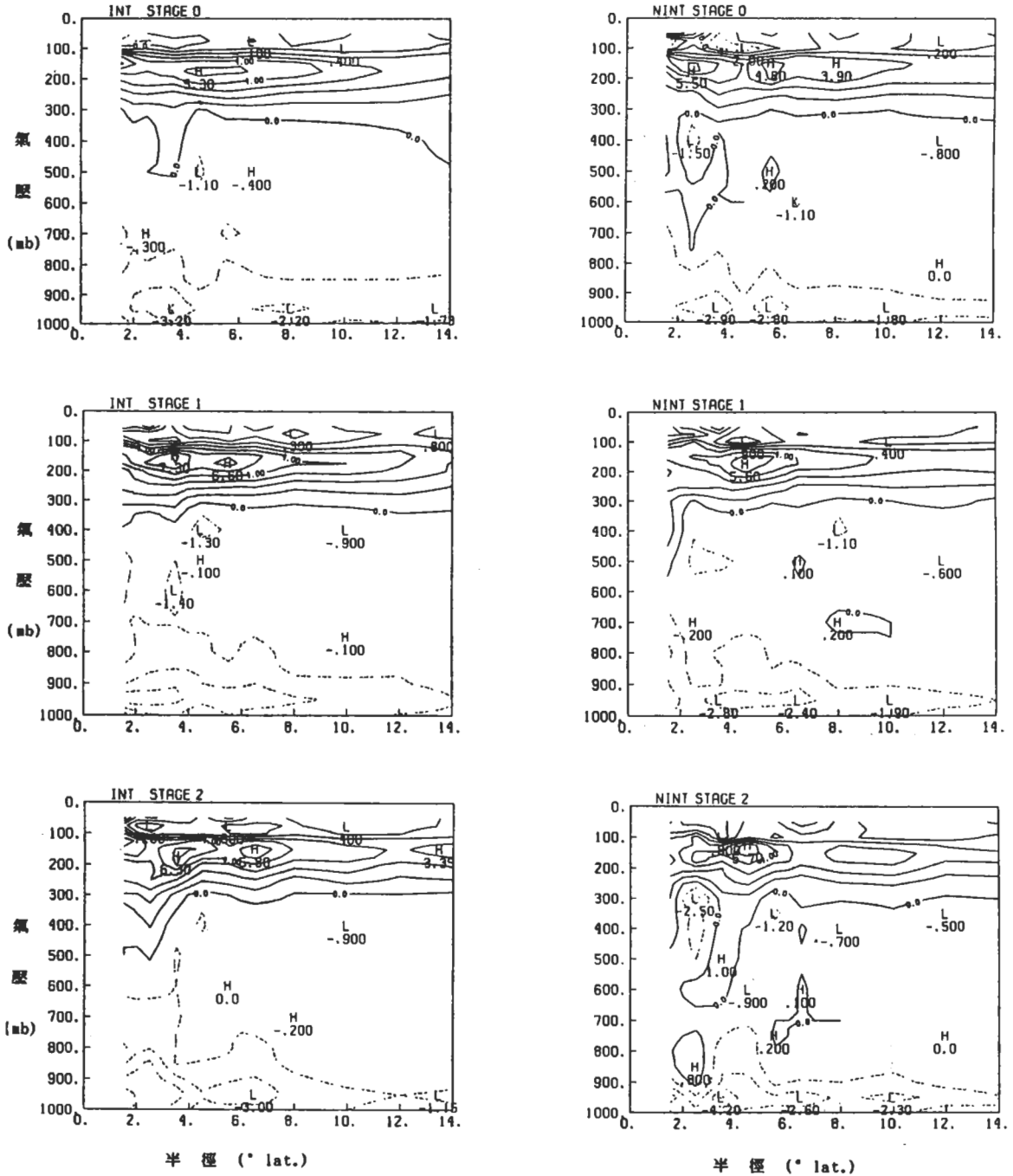


圖8 徑向風速 (V_r) 之垂直剖面圖。實線代表正值，虛線表負值，線與線間隔 1 m/s (單位 m/s)

趨勢較非加強型明顯，尤其是 300 ~ 500 mb 之間，強度的變化則僅發生於 4° 以內，而非整個大範圍的加強，在 6° 地區切線風速幾乎皆無甚改變，此結果與前圖 11 之結果頗吻合，例如 0 ~ 4° 的平均垂直速度於 STAGE 1 和 STAGE 2 時，兩類合成並無明顯地差別；但是加強型於 0 ~ 2° 的 $\bar{\omega}$ 卻較強且最大值發生於 350 mb，此表示對流區均集中於中心附近，而且亦表現了深對流的特性。由此 $\bar{\omega}$ 的垂直分佈和水平方向的差異，可以了解颱風中對流的情形。

3. 總結與討論

藉著加強型與非加強型颱風合成的結構分析與

比較，可歸納至下列幾點：

(1). 在溫度場、高度場以及切向風速三者的相互關係可以在結構上很容易地分析出來，而颱風強度的強弱正也可以由其中反應出來。至於主要的差異都集中在徑向風速所導致的水汽輻合及垂直運動的空間分佈。颱風發展旺盛的趨勢與徑向風速的關係，如 Middlebrooke & Gray (1987) 在分析西北太平洋地區低層之飛機觀測資料時亦發現，發展與不發展颱風的主要差別是低層內流的強弱，這與上述結構分析的結果相當類似。

(2). 垂直速度場的分佈表示了加強趨勢的颱風具有 4° 以內集中的對流。加強趨勢弱的颱風，卻於

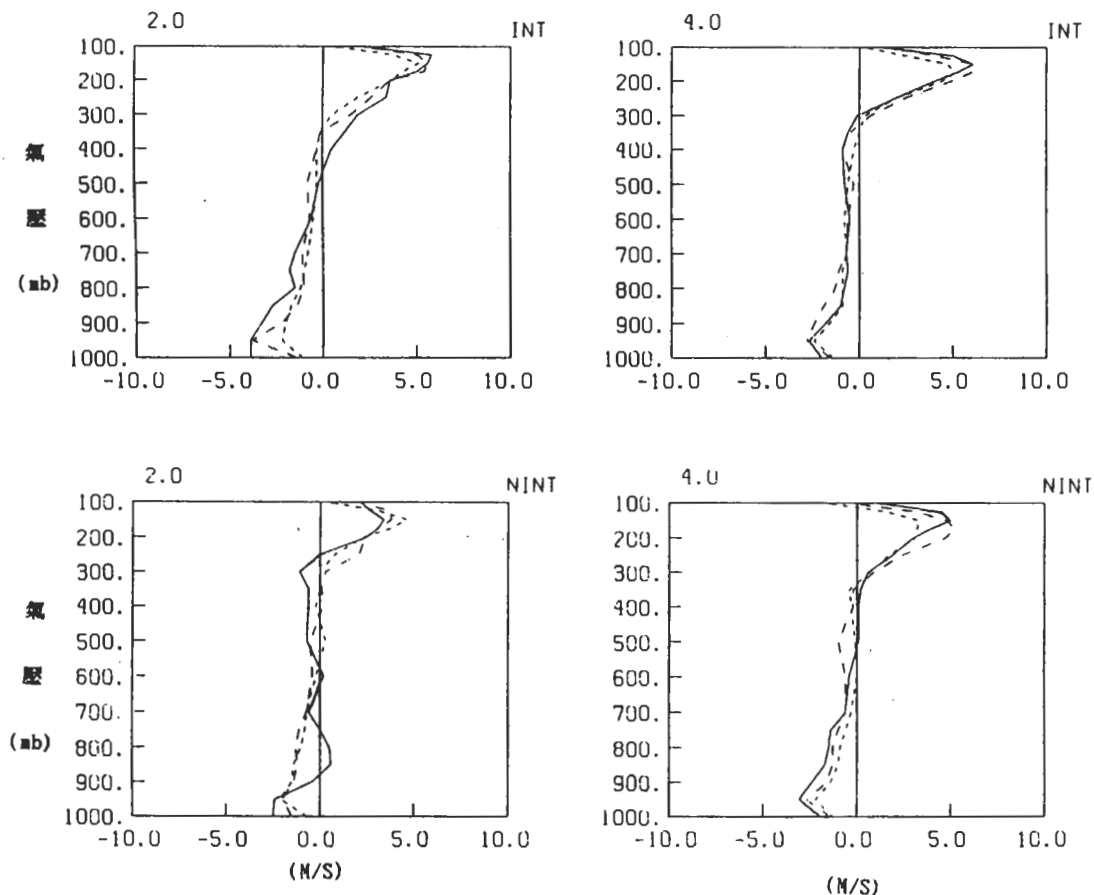


圖 9. 2°與 4°之徑向風速 (V_r) 垂直分佈。INT表加強型，NINT表非加強型，點線為 STAGE 0，虛線為 STAGE 1，實線為 STAGE 2。(單位 m/s)

2°~3° 間另有一下沉區；相對的，在該區由於沉降作用，產生了較乾的現象，所以對流區的集中隱含著颱風加強的潛力。

五、能量和水汽的收支

對於颱風尺度能量和水汽收支的計算係採用

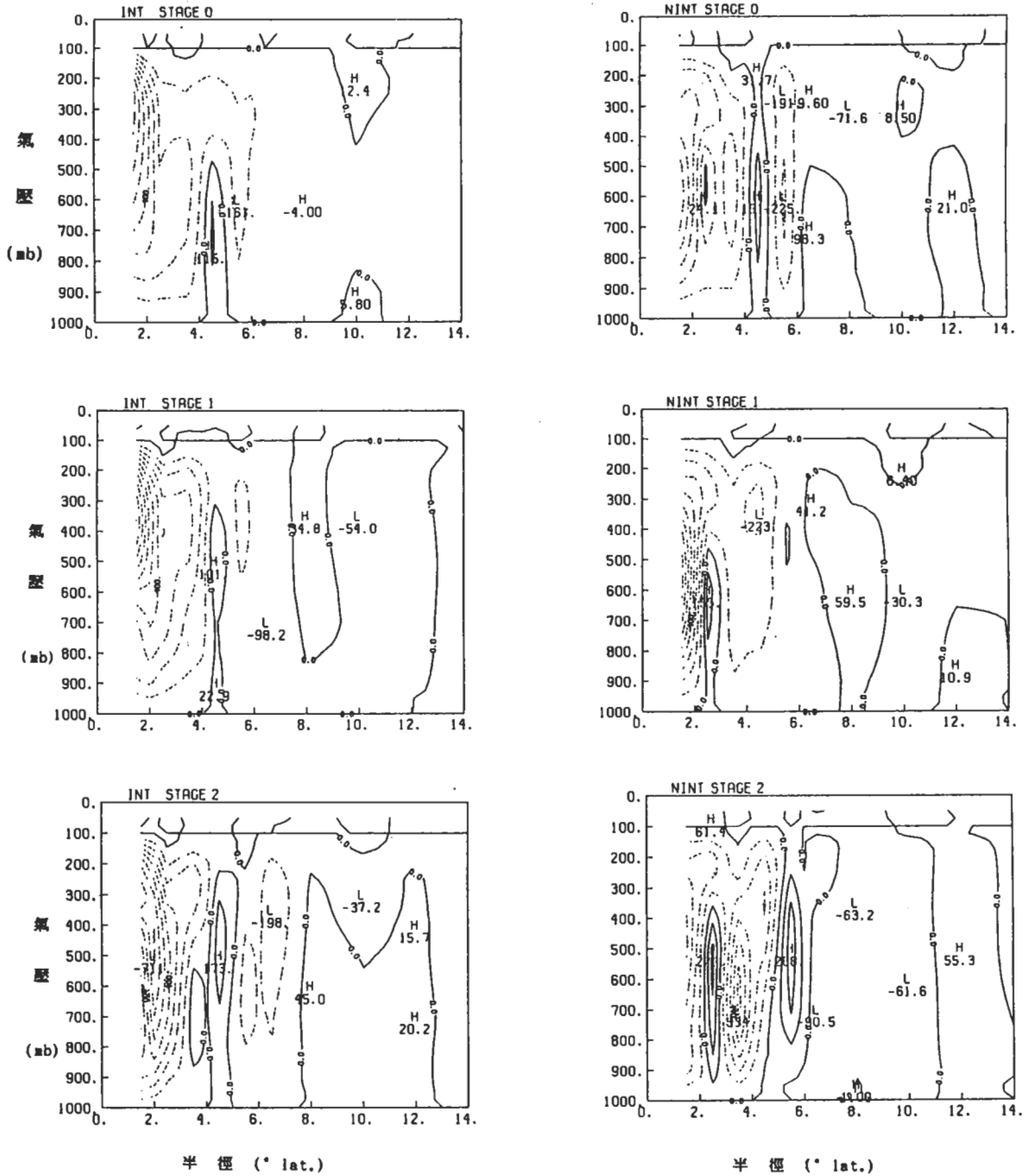


圖10. 垂直速度 ($\bar{\omega}$) 之垂直剖面圖。虛線代表上升速度，實線代表下降線與線間隔 100 mb/day。(單位 mb/day)

Yanai, Esbensen 和 Chu (1973) 定義的 Q1 (Apparent heat Source) 和 Q2 (Apparent moisture sink)，藉著環境大尺度觀測參數來描述積雲簇性質，如環境與積雲簇的質量和水汽交換等，Q1 和 Q2 分別定義如下：

$$Q_1 \equiv \frac{\partial [S]}{\partial t} + [\nabla \cdot S V] + \frac{\partial [S][\omega]}{\partial P} = [Q_R] + [L(C-E)] - \frac{\partial}{\partial P} [S' \omega'] \quad (1)$$

$$Q_2 \equiv -L \left(\frac{\partial [q]}{\partial t} + [\nabla \cdot q V] + \frac{\partial [q][\omega]}{\partial p} \right) = [L(C-E)] + L \frac{\partial}{\partial p} [q' \omega'] \quad (2)$$

其中 $S = C_p T + gZ$ 為乾靜能

$h = C_p T + gZ + Lq$ 為濕靜能

C：凝結率

E：蒸發率

L：凝結潛熱

Q_R ：輻射加熱率

T：溫度

Z：高度

q：比濕

“ [] ”：表示水平面積平均

“ ' ”：表示與水平面積平均的差異

(1)式中的 $[s' \omega']$ 與(2)式 $[q' \omega']$ 此二項主要是由於積雲對流產生的垂直渦流傳送。由(1)和(2)式可轉換

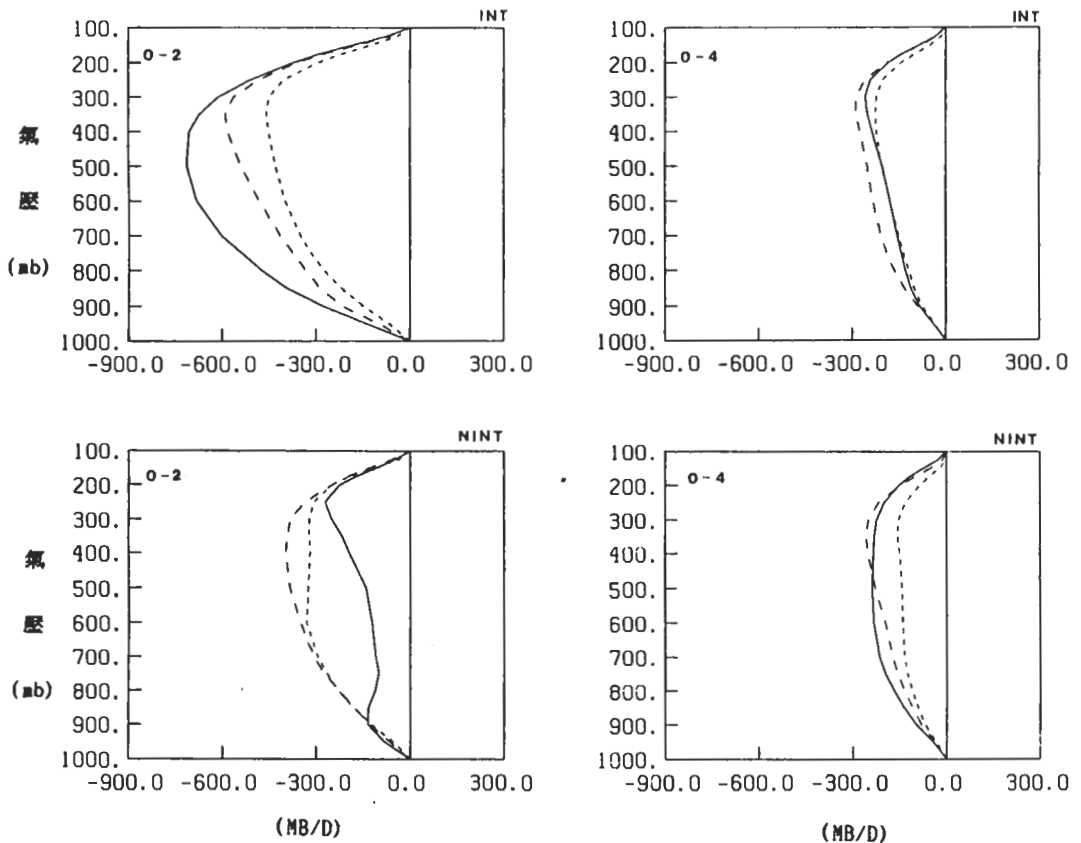


圖11 0-2°與 0-4°之平均垂直速度之垂直分佈。INT表加強型，NINT表非加強型，點線為STAGE 0，虛線為STAGE 1，實線為STAGE 2。(單位mb/day)

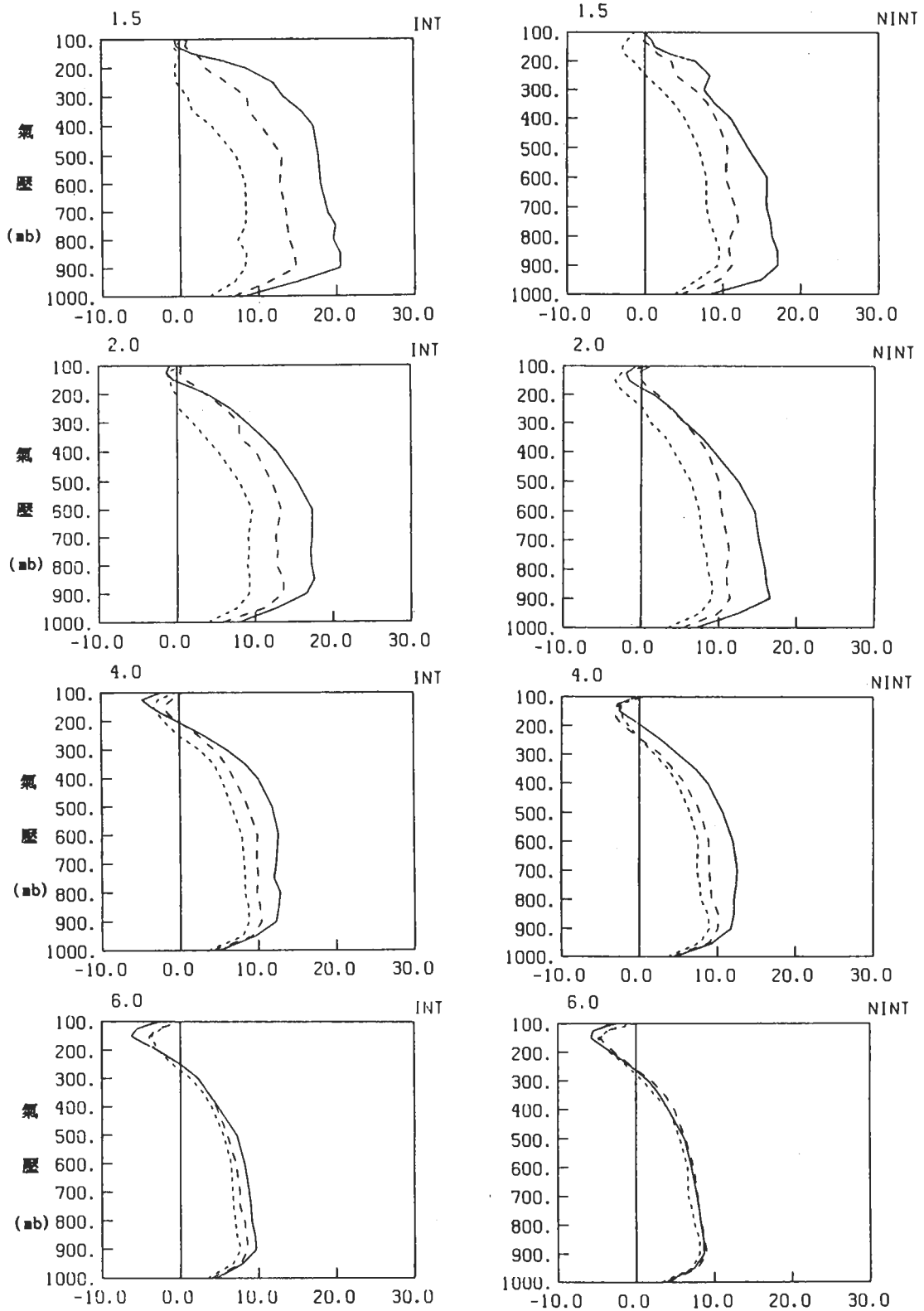


圖12 切向風速 V_{θ} 於 1.5° ， 2° ， 4° ， 6° 之垂直分佈。INT表加強型，NINT表非加強型，點線為STAGE 0，虛線為STAGE 1，實線為STAGE 2。(單位m/s)

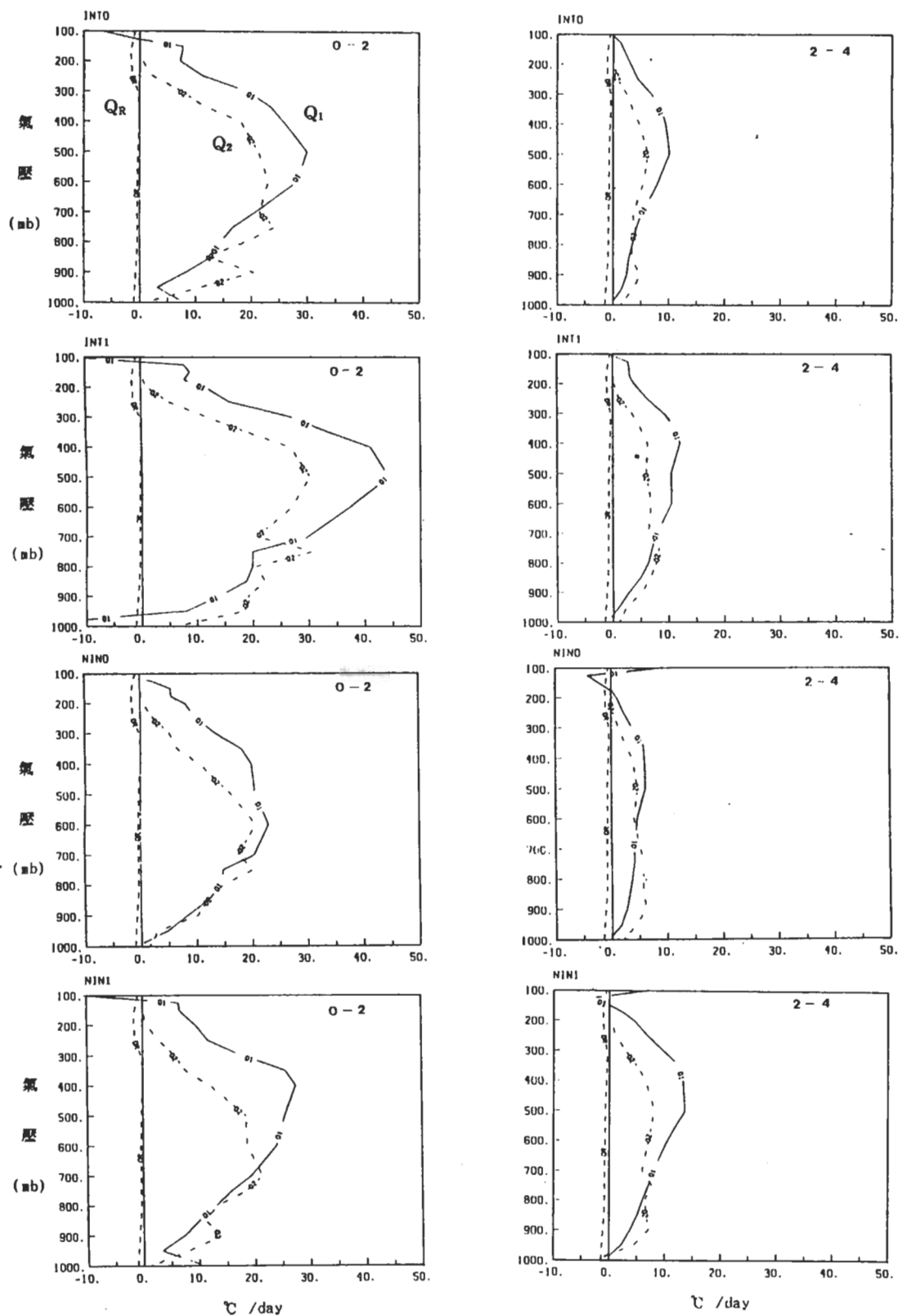


圖13. 0-2°, 2-4° Q_R , Q_1 , Q_2 之垂直分佈。INT表加強型, NINT 表非加強型。(°C/day)

成：

$$Q_1 - Q_2 - Q_R = -\frac{\partial}{\partial p} [(S' + Lq') \omega']$$

$$= -\frac{\partial}{\partial p} [h' \omega'] \quad (3)$$

[-h' ω'] 為渦流垂直傳送的總能量，可用以估計積雲對流的量。

公式(1)及(2)中左邊的局部變化，水平輻合通量及平均垂直通量第三項可以直接由合成資料中求得，Q_R 的估算利用觀測的經驗值求之。由於選用了圓柱座標的原因，所以水平的輻合通量可以用以下公式求得：

$$[\nabla \cdot AV] = \frac{\partial \langle r V_r A \rangle}{r \partial r} = \frac{\partial r V_r A}{\partial r \partial r} \quad (4)$$

其中A為s，q或h；V_r為徑向風速，“—”為固定半徑的圓周平均，<>為網格平均。對固定半徑r₁，r₂的水平積分式可表成

$$[\nabla \cdot AV]_{r_1, r_2} = 2 \times \frac{(r V_r A)_2 (r V_r A)_1}{r_2^2 - r_1^2} \quad (5)$$

(5)式中r₁可設為中心(r₁ = 0)。

由於合成座標的限制，空間上一個圓周圈上祇有8個網格點，時間上12小時一個觀測值，對於(5)

式中求得的水平通量實在很難描述出瞬變渦流的訊息。然而根據Lee (1986)之分析水平總通量rV_rA，可在每個網格點上各別求得，然後再做圓周平均。計算局部變化項時，考慮由STAGE 1到STAGE 2相差1.5天。以STAGE 2的合成量減STAGE 1的合成量除以1.5天代表STAGE 1的局部變化量。而STAGE 2沒有下一個合成時間所以沒有計算Q₁及Q₂。至於Q_R的計算則採用Albrecht和Cox (1975)及Dopplick (1974)的Q_R垂直分佈，並根據Arnold (1977)所分析之雲蓋量的分佈：0~2°為81%，2~4°為53%，4~6°為32%，求得不同區域的Q_R值。

由公式(3)，將它做整個對流層(地面~100mb)垂直積分，所得到的即為地面渦流傳送的總能量。如下式

$$F_{sfc} = -\frac{1}{g} \int_{100}^{sfc} (Q_1 - Q_2 - Q_R) dp \quad (6)$$

F_{sfc}表示地面(sfc)總的能量通量，其中包含了可感熱通量和潛熱通量。又為了估計地面降水量，對公式(1)及(2)做垂直積分取其差值得：

$$\frac{1}{g} \int_{100}^{sfc} (Q_1 - Q_R) dp = L P_{sfc} + S_{sfc} \quad (7)$$

和

$$\frac{1}{g} \int_{100}^{sfc} Q_2 dp = L (P_{sfc} - E_{sfc}) \quad (8)$$

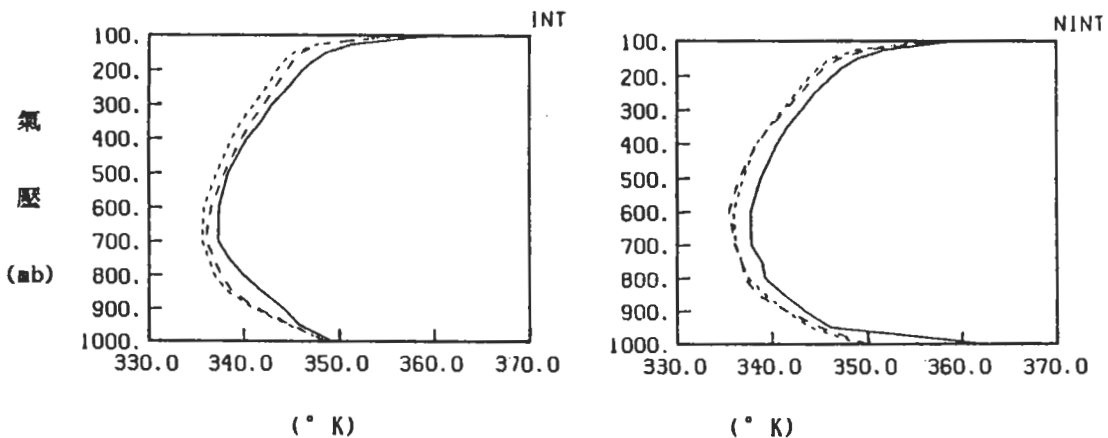


圖14. 1-3°相當位溫θ_e之垂直分佈。INT表加強型，NINT表非加強型，點線為STAGE 0，虛線為STAGE 1，實線為STAGE 2。(單位 °K)

其中 P_{net} 表示降水量， S_{net} 表示地面可感熱通量， LE_{net} 表示地面潛熱通量。由於有二個方程式和三個變數，因此，假設伯因比 (Bowen ratio; $B \equiv S_{net}/LE_{net}$) 為 0.1。由此便可以解出三個變數的解。在熱帶海洋上，地面可感熱通量通常比潛熱通量小一個數量級 (Yanai et al, 1973)，所以在此伯因比假設為 0.1 是相當合理的。

由上述結構分析可以發現，熱帶氣旋強度發展的變化主要的差異是發生在 4° 範圍裡面，所以在分析能量收支時也將集中於中心附近 0~2°，2~4° 之範圍分別討論；這兩個範圍的 Q_1 及 Q_2 垂直分佈見圖13。在STAGE 0時加強型颱風在 0~2° 及 2~4° 皆有較大之 Q_1 和 Q_2 值；然而在 0~2° 兩者差別並不大，反而在 2~4° 內差別較顯著。由STAGE 0 演化至STAGE 1 (或颱風即將加強時)，加強型之合成在 0~2° 的 Q_1 值急速增加，而 2~4° 則幾乎無多大變化；非加強型 2~4° 之 Q_1 值幾乎加倍，但於 0~2° 內則變化很小，這種明顯之差異主要源自加強型颱風於加強前對流有往中心集中的趨勢，非加強型則無此明顯之特徵。

透過對流層垂直積分，可由(1)及(2)求得濕靜能平衡公式。在此我們分析了兩種合成於加強前 (即STAGE 1) 0~2°，2~4° 之濕靜能收支各項；結果列於表四。由表中可看出濕靜能的水平輻散損耗和輻射冷卻主要是由海面提供能量補充。水平輻散項一般皆負值，亦即系統傳送能量，此乃根源於濕靜能的垂直分佈，如圖14所示，加強型和非加強型 1~3° 的相當位溫 (θ_e) 垂直剖面曲線近乎一致，而且在各不同階段之基本結構皆無改變，一般 700~600 mb 之間有最小值。然而颱風中心附近深層內流可由地面至 300 mb，透過質量保守假設，100~300 mb 高 θ_e 值區間顯然有等量的外流，雖然內流較集中於邊界層，但是大致而言 $-\nabla \cdot V_h$ 還是負值。

海平面能量的上傳 LE_{net} 及 S_{net} 除了受到海面溫度影響之外，近地層風速的大小與之也有相當的關係；Lee (1986) 對於熱帶海洋基本場 (background) 的分析結果，顯示熱帶海面平均潛熱通

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\nabla \cdot V_h + LE_{net} + S_{net} + Q_a$$

| | | | | | | |
|--------|------|-----|------|-----|-----|------|
| 0 - 2° | 加強型 | 1.2 | -3.5 | 4.8 | 0.5 | -0.6 |
| | 非加強型 | 1.9 | -2.8 | 4.9 | 0.5 | -0.6 |
| 2 - 4° | 加強型 | 1.1 | -1.1 | 2.6 | 0.3 | -0.7 |
| | 非加強型 | 1.1 | -1.5 | 3.0 | 0.3 | -0.7 |

表 4. STAGE 1, 0~2° 及 2~4° 區域之濕靜能收支情形。單位 °C / day。

量 LE_{net} 大約為 1.3 °C / day；比較表 4 可發現，此間海面向上傳送的潛熱通量差距主要還是受到風速不同的影響，而加強型和非加強型颱風之潛熱通量並無大差別，0~2° 內之值大約為 4.8 °C / day，接近基本值之 4 倍，至於在 2~4° 則為基本值的 2 倍多。 Q_a 的計算完全由經驗式求得，Arnold (1977) 利用衛星雲圖分析得知，颱風在發展期間雲系的變化不大，所以在此估計 Q_a ，祇有水平範圍的差異而無強度變化的差異。

由公式(7)或(8)可以估計出地面降雨量 P_{net} ，結果列於表五；表中括弧內單位 cm / day。百分比值表示局部蒸量發與降水量比值。加強型颱風於增強前在 0~2° 內降雨量為 8.4 cm per day，其中地面蒸發量的貢獻僅佔 21%；2~4° 範圍內降雨量為 2.4 cm per day，而地面蒸發量所佔比例祇增加為 32%。非加強型於 0~2° 範圍降雨量為 5.5 cm per day，其中地面蒸發量提供 32% 的水汽來源，在 2~4° 範圍內局部蒸發量亦僅提供了 35% 的水汽來源。當比較加強型和非加強型颱風時，在 4° 以內，兩者平均降雨量差別不大，加強型僅多 10%

| | | | |
|------|----------------------|---------------------|----------------|
| | 0° - 2° | 2° - 4° | 0° - 4° |
| 加強型 | 23.2 (8.42) (21%) | 8.1 (2.42) (32%) | 11.2 (3.91) |
| 非加強型 | 17.8 (5.5) (32%) | 8.5 (2.53) (35%) | 10.1 (3.29) |

表 5. STAGE 1, 0~2°, 2~4° 和 0~4° 之降雨量，單位為 °C / day。括弧內單位為 cm per day。局部蒸發量佔總降雨量的百分比值亦列於括弧內。

左右，然而在 2° 以內，加強型的平均降雨量較非加強型多50%以上，亦即加強型颱風4度範圍內水汽水平輻合量大多集中於 2° 以內，大大提高了此處之降雨量。

當從100mb (假設在此 $\overline{\omega'h'} = 0$) 開始對 $Q_1 - Q_2 - Q_n$ 積分以至地面，可得濕靜能的垂直渦流通量，即 $-\overline{\omega'h'}/g$ ；此可視為積雲的活躍性；圖15為 STAGE 1, $0^\circ \sim 2^\circ$, $2^\circ \sim 4^\circ$ 的垂直剖面圖，600 mb 以上的曲線幾乎是向上線性遞減。結果顯示，加強型颱風在 $0 \sim 2^\circ$ 範圍有較強的 $-\overline{\omega'h'}/g$ 明顯的極大值，非加強型颱風在 $0 \sim 2^\circ$ 範圍中雖有近似與加強型颱風的 $-\overline{\omega'h'}/g$ 值，然而在 $2 \sim 4^\circ$ 範圍內，兩者差別不大。

六、角動量收支

在熱帶地區科氏效應很小，對流雲區大多由大尺度輻合效應強迫作用而形成，這種非地轉效應產生的對流區所伴隨的次環流，漸次地增加了低層之正渦旋度，地面中心附近之氣壓亦同時下降。當此渦旋度增強，系統的質量中心也趨明顯，颱風眼一般在此形成。在旋轉中心附近，柯氏效應在梯度風平衡下，重要性也漸次增強，此時藉用角動量來描

述颱風旋轉風場可以得到合理的分析。本文係採用 Holland (1983) 導出的角動量平衡公式計算熱帶氣旋的角動量傳送作用。其中假設氣旋移動速度不變，省略了地球曲率以求水平距離。

在颱風中，絕對角動量可定義為：

$$Ma = r V_\theta + \frac{1}{2} f_0 r^2 \tag{9}$$

其中 f_0 為颱風中心之科氏參數。切線方向的動量公式在移動座標 (Lagrangian) 為：

$$\frac{dV_\theta}{dt} = -fV_r - \frac{\partial \phi}{r \partial \theta} - \frac{V_\theta V_r}{r} + F_\theta \tag{10}$$

其中除 V_r , f 及計算地面摩擦力 F_θ 之風速乃在 Eulerian 座標 (亦即全部風分量) 外，其餘全在 Lagrangian 座標上 (亦即合成之 MOT 座標)。

由(9), (10)式可得：

$$\frac{dMa}{dt} = -rV_r f' - \frac{\partial \phi}{\partial \theta} + rF_\theta \tag{11}$$

其中 $f' = f - f_0$ ，在此我們考慮圓周平均，右邊第二項為零。由(11)式全微分展開及轉換，並從中心積分到半徑 r 之面積 (見Holland, 1983)，角動量收支公式可寫成：

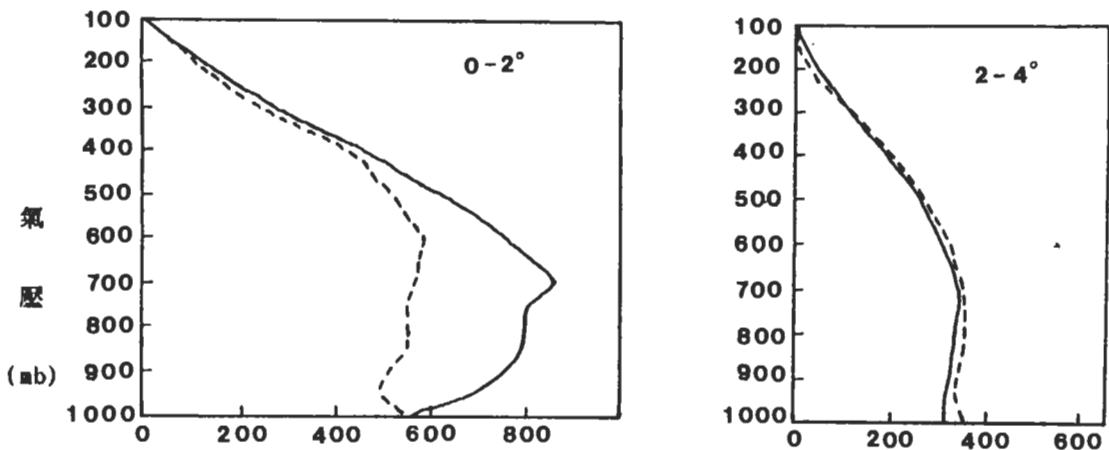


圖15. $0-2^\circ$, $2-4^\circ$ 平均溼靜能垂直渦流通量之垂直分佈，實線表示加強型，虛線表示非加強型。(單位 Watt/m^2)

$$\frac{1}{r^3} \int_0^r \frac{\partial Ma}{\partial t} r dr = - \left(\frac{\bar{V}_\theta \bar{V}_r}{r} \right)_r - \left(\frac{\bar{V}_\theta' \bar{V}_r'}{r} \right)_r - (f_\theta \bar{V}_r)_r - (f' \bar{V}_r')_r - \left(\frac{\bar{V}_{rL}' \bar{V}_{\theta c}}{r} \right)_r - \left(\frac{\bar{V}_{rc} \bar{V}_{\theta L}'}{r} \right)_r + [F_v] + [F_\theta] \quad (12)$$

其中 $[F_v]$ 表示垂直方向通量，註角 C 表示颱風移速的分量，L 表示相對於颱風中心的風速分量。(12) 式中左邊為中心至半徑 r 的絕對角動量變化項，右邊前 4 項為主要的水平作用項，且均為邊界通量作用（垂直傳送項 F_v ，只做垂直方向的再分配）；第三項垂直積分雖然為零，但在每一層扮演重要的作用； F_θ 可由 bulk aerodynamic 公式求得（Lee 1986, Frank 1977）。

由於颱風強度的變化主要集中在中心附近，以切向風速的徑向分佈圖來看（見圖16），加強型颱風在增強階段中，由 STAGE 1 至 STAGE 2 切向風速的增強與非加強型之不同，主要發生在 2° 以內的範圍，所以在角動量收支的分析上將集中於 2° 及 4° 的角動量通量分析。然而因為風速差別主要在 1° 左右，而此處所佔面積較小，加強型颱風之角

動量增加量並不一定比非加強型大很多；加上資料的限制，因此本文將僅探討各水平角動量通量項。根據 Holland (1983) 對公式(12)各項的分析發現，在 2° 和 4° 內的主要通量為 $(-\bar{V}_\theta \bar{V}_r)$ ， $(-f_\theta \bar{V}_r)$ 及 $(-\bar{V}_{rL}' \bar{V}_{\theta c})$ ；另外 $(-f' \bar{V}_{rc})$ 及 $(-f' \bar{V}_{rL})$ 兩項因 f' 在中心附近變化不大，小於前三項一個數量級以上，所以不予討論，又氣旋移動產生的渦流通量 $(-\bar{V}_{rL}' \bar{V}_{\theta c})$ 及 $(-\bar{V}_{rc} \bar{V}_{\theta L}')$ ，由於颱風移向的關係相互抵銷，所以也不予討論。

圖17顯示了三個主要項 2° 和 4° 之垂直分佈曲線。結果顯示颱風低層 950 mb 處有最大的內傳角動量通量，且主要是由平均項 $(-f_\theta \bar{V}_r)$ 及 $(-\bar{V}_r \bar{V}_\theta)$ 的貢獻；在 STAGE 1 內流由地面深及 400 mb，此平均角動量大量地內傳，一方面將平衡摩擦層的消散作用，一方面將平衡高層的外傳通量。比較兩類颱風發現，在 STAGE 1 時加強型颱風，在 2° 地方有較強的低層平均角動量內傳，而且是由 STAGE 0 明顯的增加至 STAGE 1。 $(-f_\theta \bar{V}_r)$ 是由

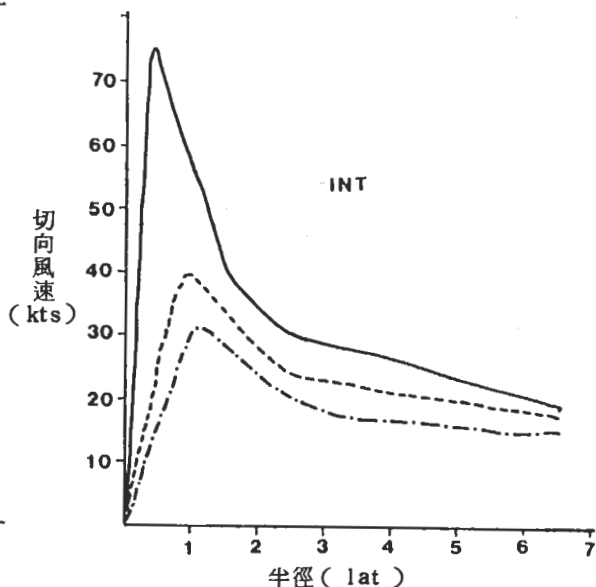
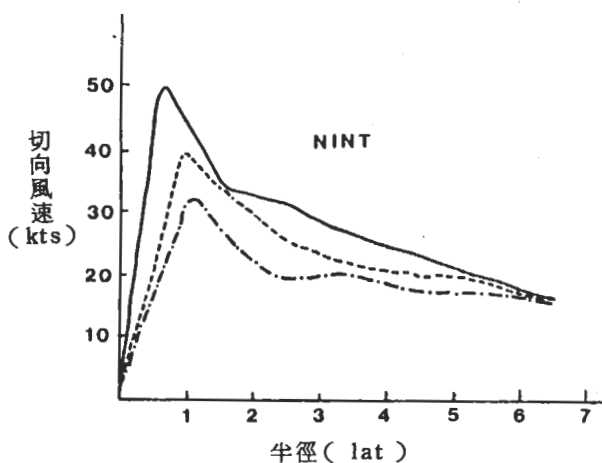


圖16. 900 mb 切向風速之徑向分佈， 1.5° 以內的資料及由合成最大風速資料，根據 Gray, 1981 資料求得其在半徑。(單位 KTS。) INT 表加強型，NINT 表非加強型點線為 STAGE 0，虛線為 STAGE 1，實線為 STAGE 2。

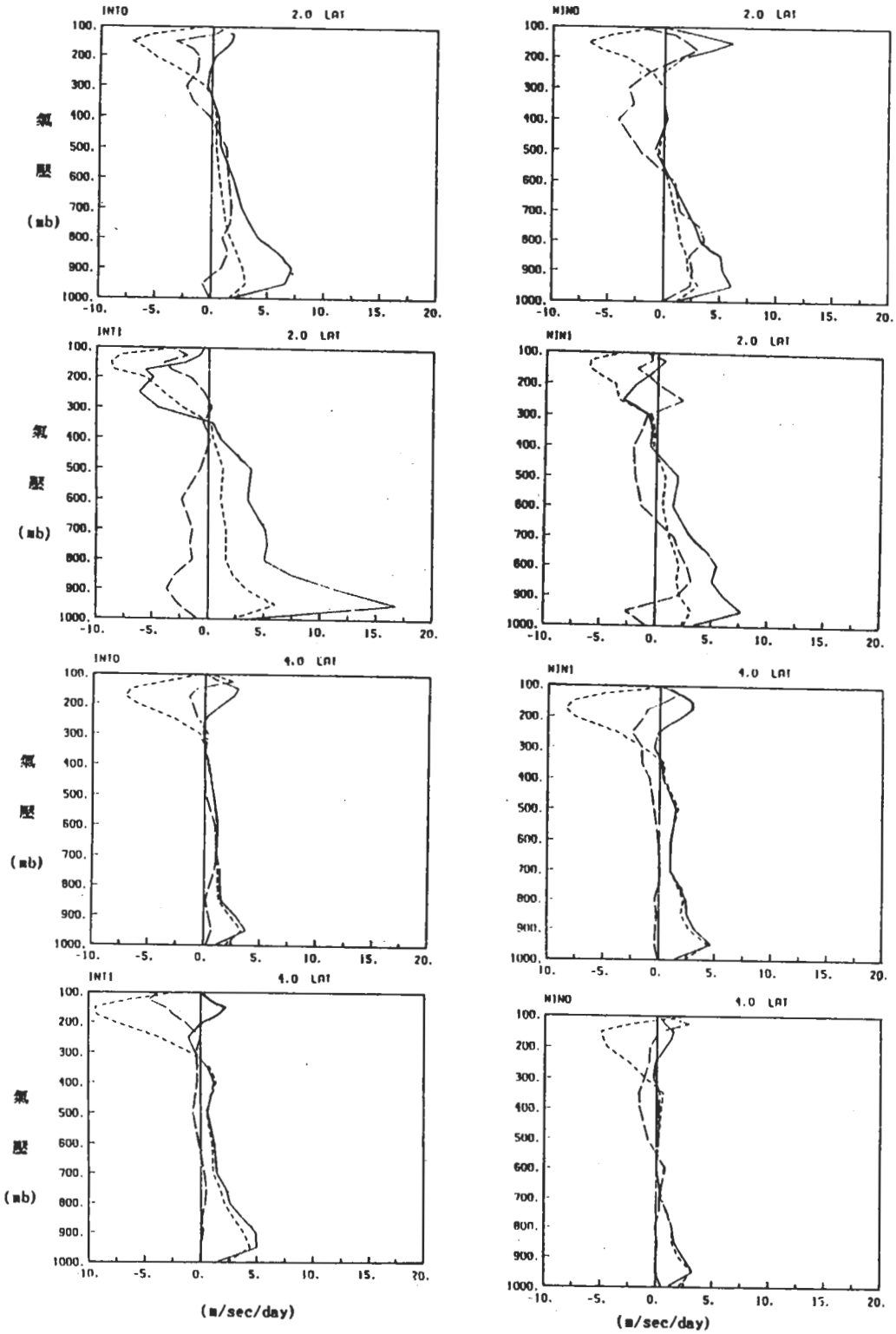


圖17. 2°與4°水平角動量之垂直分佈，實線表平均相對角動量通量，長虛線表渦流相對角動量通量，短虛線表平均地轉角動量通量，INT表加強型，NINT表非加強型。(單位 $ms^{-1}day^{-1}$)

於質量傳送引起的地轉角動量傳送，在低層內流區有 spin-up 作用，高層外流區有 spin-down 作用，其分佈和徑向流一致。由不對稱性產生的相對角動量渦流通量的分佈隨著個案與個案之間變化非常大； $(-\bar{V}_r' \bar{V}_\theta')$ > 0 ，表示有 spin-up 作用，也就是說在較大氣旋式風速 (cyclonic wind) 有較強的內流 (inflow)，或在較弱反氣旋式風速中有較強的外流。

以上結果可以看出加強型颱風強度的加強 (stage 1 到 stage 2) 主要是發生於 1° 範圍以內，利用 2° 及 4° lat 來計算實在是有所困難。然而目前結果仍顯示加強型颱風在 2° 地方有較非加強型強很多的平均相對角動量內傳 $(-\bar{V}_r, \bar{V}_\theta)$ ；因此我們似可臆測 $-\bar{V}_r, \bar{V}_\theta$ 之作用為颱風增強之主要貢獻項。但是在此我們並未考慮其它作用項，主要是因為 2° 以內的合成資料，可用探空數目的稀少，而且強風狂雨下探空氣球的資料精確性皆不易克服，(尤其是 $\bar{V}_r, \bar{V}_\theta$ 對中心位置很敏感)，所以 2° 之渦流通量的評估誤差可能較大。以上之種種困難皆須要有待克服。

七、討論

Ooyama (1964, 1969a) 和 Charney 和 Eliassen (1964) 對颱風發展所提出之第二類條件不穩定 (CISK) 理論之主要重點是：透過積雲尺度和颱風尺度間的交互作用，積雲提供了颱風徑向潛熱釋放的水平差異以增強颱風，而颱風尺度環流提供低層水汽輻合予積雲對流尺度，在兩種尺度間的交互作用下，使得颱風發展和維持。但是因為沒辦法將積雲對流完整的建在模式之中，而參數化問題一直是模式的弱點。近年來 Schubert et al. (1982) 更利用 Eliassen balance vortex model 對颱風加強機制研究，獲知颱風中慣性穩定度和水平加熱區的分置，對於氣旋的發展有很重要的關係，尤其是當積雲對流作用釋放出的潛熱發生在較大的慣性穩定區域時，釋出潛熱不因大量質量輻合產生的絕熱冷卻而抵消，所以在慣性穩定度較

大的旋轉中心區域釋放出的潛熱容易保持住，於是 Schubert et al. 認為這種增溫效率的增加和慣性穩定度之間的非線性回饋作用與氣旋的加強有很大的關係。

最近的研究 (Lee, 1986) 同時指出於颱風生成初期因羅士培變形半徑 (Rossby Radius of Deformation) 很大，強調加熱作用的 CISK 理論並不能適用；Ooyama (1982) 且重述其 1969 年之線性 CISK 理論的重點乃針對颱風之發展過程而非生成過程。Hack and Schubert (1986) 更指出 CISK 理論之可適用性隨颱風強度之增加而增加，亦即經由積雲對流加熱作用所產生的渦度場增加效應更明顯。本文所研究的熱帶氣旋強度為 30—60 kts 亦即介於生成初期和成熟熱帶氣旋之間，CISK 理論的可適用性尚待釐清，亦即熱力或動力作用的相對重要性有待討論。

目前結果顯示加強型與非加強型合成的結構及能量上的差異主要是發生在 2° 以內。深對流層的內流伴隨著對流，集中於颱風中心附近，經由對流透過潛熱釋放，增暖中高對流層 (400 ~ 200 mb)，以加深氣旋強度，而有效率的增暖需要大範圍的水汽供應。由於對流附近所伴隨的下沉運動將乾空氣往下帶而抑制大範圍的水汽供應，所以中心附近的深對流，以及邊界層 900 mb 以下的內流加強，將大量地提供颱風增強的能量。透過能量收支的計算也發現積雲對流的活躍性於 $0 \sim 2^\circ$ 間的加強有助於颱風的發展。此結果與 Ooyama (1982) 對於颱風加強的描述非常一致。

在此我們需強調 Lee (1986) 之分析顯示積雲對流和加熱作用是於熱帶氣旋發生後方才增強，而本研究發現在氣旋加強前其積雲對流和加熱效應已經明顯增加很多，雖然不能證明積雲對流加熱為影響颱風加強之唯一重要物理過程，但定性上已可知對流加熱作用具有一定程度之重要性。

另一方面，在討論角動量傳送時，由於颱風強度加強的範圍主要是集中在距中心範圍 1° 以內，合成資料不容易透過角動量收支計算完整地描述出來，但仍可由分析 2° 及 4° 的水平角動量通量上來

探討。颱風系統的加強，大多是由最大風速區至 6° 的加強，其中深層的內流作用，對颱風強度增強有絕對作用。亦即經由 $-\bar{v}_r f_0$ 項的作用可維持暖心於高層，對於地面氣壓降低的作用較顯著。Schubert et al (1982, 1986) 對於颱風中心慣性穩定度與強度的變化關係以及由渦流產生的非線性作用，在本合成分析中，皆可以求得印證。

如同積雲加熱作用般，低層相對角動量之內傳，在 STAGE 1 (或加強前) 加強型颱風即具有較非加強型兩倍之值，此顯示角動量的傳送在颱風增強的過程中亦扮演一定之角色，並不是僅由加熱作用控制。可能的原因乃是此合成包括了強度介於 30—60 kts 之系統，在此強度內，地轉調節之作用是動量場和質量場相互調整，因此無法看出一個主導之作用。

八、結語

綜合以上合成颱風的結構分析，能量的收支計算和角動量傳送計算可以得以下幾個結論：

- (1). 加強前之加強型的颱風在中心 4° 範圍以內有由地面深至 400 mb 的內流層；且低層有較強之內流速度。
- (2). 加強型的颱風由對流作用產生之沉降區域發生於 $4^\circ \sim 5^\circ$ lat，而非加強型則另有沉降區發生於較靠近颱風中心區域 $2^\circ \sim 3^\circ$ 之間。
- (3). 加強型颱風有較強且集中的對流加熱作用，及較大範圍的水汽輻合作用。
- (4). 低層內流角動量傳送有助於颱風的增強。

由以上的結論在此可以對颱風的發展做一個簡易的總結，颱風的加強需要有大範圍且深的內流作用，以提供角動量和能量的輻合以及集中性的對流，同時需要高層外流噴流的作用以減少中心附近產生下沉作用，使得乾燥空氣回流到颱風中心而減少水汽。由於有大範圍提供大量的水汽而有集中性的潛熱釋放，配合角動量傳送所產生的垂直風切增加，使得颱風中心暖心增強，亦加深了颱風強度。想

進一步瞭解這些作用，則有必要對所謂 spiral band 中，水汽和動量由外圍傳送至中心區的過程，作深入的分析。

致 謝

承蒙美國科羅拉多州立大學 Dr. W. M. Gray 提供寶貴資料，特此致謝。本研究進行期間，特別感謝周仲島、羅國維及吳明進等教授提供寶貴意見，彭強蘭、吳鳳娥小姐及李慶胤、厲學成先生協助繪圖以及資料和文件處理。本研究在國科會專案計劃 NSC 76-0202-M002-19 支持下完成。

參考文獻

- Albrecht, B. and S.K. Cox, 1975: The large-scale response of the tropical atmosphere to cloud-modulated infrared heating. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 16-24.
- Anthes, R.A., 1982: Tropical Cyclones: Their Evolution, Structure and Effects. Meteor. Mongr. No. 41, *Amer. Meteor. Soc.*, 208pp.
- Arnod, C.P., 1977: Tropical cyclone cloud and intensity relationships. Dept. of Atmos. Sci. Paper No. 277, Colo. State Univ., Ft. Collins, CO. 145pp.
- Emanuel, K. A., 1987: An air-sea interaction theory for tropical cyclone. Part II: Evolutionary study using a Nonhydrostatic axisymmetric numerical model. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 542-561.
- Frank, W.M., 1977: The structure and energetics of the tropical cyclone, I; Storm structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1119-1135.
- Gray, W. M., 1981: Recent advances in tropical cyclone research from rawinsonde composite analysis. Paper prepared for the WMO Committee of Atmospheric Science, Geneva, Switzerland, 407pp.
- Hack, J., and W. Schubert, 1986: On the non-linear response of atmospheric vortices to heating by organized cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **43**, **15**, 1559-1573.
- Holland, G.J., 1983: Angular momentum transports in tropical cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **109**, 187-209.

- Holland, G.J., and R.T. Merrill, 1984: On the dynamics of tropical cyclone structural changes. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 110, 732-745.
- Kurihara, Y., and R.E. Tuleya, 1981: A numerical simulation study on the genesis of a tropical storm. Mon. Wea. Rev., 109, 1629-1653.
- Lee, C.-S., 1986: An observational study of tropical cloud cluster evolution and cyclogenesis in the western North Pacific. Dept. of Atmos. Sci. Paper No. 403, Colo. State Univ., Ft. Collins, CO, 250pp.
- McBride, J.L., and R. Zehr, 1981: Observational analysis of tropical cyclone formation. Part II: Comparison of non-developing versus developing systems. J. Atmos. Sci., 38, 1132-1151.
- Merrill, Robert T., 1985: Environmental influences on hurricane intensification. Dept. of Atmos. Sci. Paper No. 394, Colo. State Univ., Ft. Collins, CO, 156pp.
- Middlebrooke M., and W.M. Gray, 1987: Comparison of low-level aircraft observations between early stage developing and non-developing tropical disturbances in the northwest Pacific. Proceeding of 17th AMS Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, Miami, April, 4pp.
- Ooyama, K.V. 1969: Numerical simulation of life cycle of tropical cyclones. J. Atmos. Sci., 26, 3-40.
- Ooyama, K.V., 1982: Conceptual evaluation of the theory and modeling of the tropical cyclone. J. Meteor. Soc. of Japan., 60, 369-380.
- Schubert, W.H., J.J. Hack, P.L. Silva Dias and S.R. Fulton, 1980: Geostrophic adjustment in an axisymmetric vortex. J. Atmos. Sci. 37, 1464-1484.
- Schubert, W.H., and J.J. Hack, 1982: Inertial stability and tropical cyclone development. J. Atmos. Sci., 39, 1687-1697.
- Yanai, M., S. Esbensen and J. Chu, 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. J. Atmos. Sci., 30, 611-627.
- Yanai, M., 1961: A detailed analysis of typhoon formation. J. Meteor. Soc. Japan 39, pp. 187-214.

AN OBSERVATIONAL ANALYSIS OF TROPICAL CYCLONE DEVELOPMENT IN THE
WESTERN NORTH PACIFIC

Cheng-Shang Lee *Gwo-Chern Leu*

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

(manuscript received 10 February 1988; in final form 5 March 1988)

ABSTRACT

This paper discusses the structure, and energy, moisture and angular momentum budgets of the composite developing and non-developing tropical cyclones. The composite data set was obtained from Colorado State University. It contains 21 years of western north Pacific rawinsonde data. Results indicate that there exists a deeper tropospheric inflow at 2 degree (latitude) radius in the developing system. The upward vertical motion is found inside 4 degree radius in developing tropical cyclone, but subsidence occurs at 2-3 degree radius in non-developing system. The moisture field also indicates a dryer region at lower atmosphere between 2-3 degree for the non-developing system. This is possibly due to the downward motion there. These results imply that stronger moisture flux penetrated from outer radii into inner region is conducive to the development of tropical cyclone.

Results also indicate that the developing tropical cyclone has much stronger cumulus activities and cumulus heating (Q1) than the non-developing system inside 2° radius. However, over the area of 0–4° radius, the difference is not much. This increase in cumulus heating inside 2° radius is found to occur before the major intensification process takes place. The angular momentum analysis also reveals an increase in the low level inward mean relative angular momentum flux before the intensification process. These results have highlighted the importance of the existence of the spiral rain band in enhancing the cyclone developing process.

Key words: Typhoon, typhoon strength, composite analysis