

中性濕靜力穩定面的氣候特徵

李永安 董昀嵐

國立中央大學大氣物理研究所

(中華民國八十七年元月二十五日收稿，中華民國八十七年四月二日定稿)

摘 要

不論從濕靜力穩定的角度或從濕等熵座標中相當密度的角度來看，中性濕靜力穩定面（ $\partial \theta_e / \partial z = 0$ 的面）都應被視為對流層內的一個邊界面。為了瞭解其氣候基本特性和所蘊涵的訊息，我們利用 ECMWF/TOGA 1986 至 1993 八年的資料來分析長期平均的中性濕靜力穩定面所存在位置的壓力與風場。我們發現，大體而言，中性濕靜力穩定面上的高度（以壓力表示）分佈於熱帶地區最高，極地地區最低，而中緯度地區則有很強的梯度。但是由於中性濕靜力穩定面所存在的位置深受水氣分佈的影響，因此其上變數場的結構也受到大氣運動、下邊界條件與季節變化的影響而有強烈的局部差異。所以，相較於單一等壓面，此面上的分析蘊涵了更多對流層結構的訊息。因為台灣位於中性濕靜力穩定面高度季節遷移最明顯的區域，我們發覺藉由此特性可以很容易的決定出台灣地區的季節遷移過程，特別是夏季的肇始與衰退的日期。

關鍵詞：中性濕靜力穩定面，相當位溫，濕等熵座標

一、前 言

眾所周知，大氣運動受到許多因子的影響（例如：溫度、水汽、氣壓、風、地形及海陸分佈等），因此通常我們需要眾多的診斷工具才能瞭解其複雜的行為。近十幾年來由於意識到位渦 (Potential vorticity, PV) 與位溫 (Potential temperature, θ) 所具有的準保守 (Quasi-

conserved) 性質和位渦所具有的反演動力與熱力場的能力，許多專家學者（例如：Hoskins et al., 1985; Davis and Emanuel, 1991; Brunet et al., 1995）開始使用等熵座標 (Isentropic coordinates) 和等熵位渦的想法 (Isentropic potential vorticity thinking) 來診斷中緯度綜觀尺度系統的行為。不僅如此，根據 Hoskins (1991) 的論述，這種 PV- θ 分析亦可洞察大氣環流的狀

態。由此可見，PV- θ 分析對於瞭解大氣的行爲而言，是個非常重要的診斷工具。然而位渦與位溫的保守性質僅適用於絕熱非黏滯大氣，所以這種分析比較難以反應出水汽對於大氣的影響。由於不論從動力或熱力的角度來看，水汽在大氣中均扮演一個非常重要的角色，因此忽略水汽的效應便成爲 PV- θ 分析最主要的缺憾。

如何改善這個缺點？很自然的我們會想到濕大氣的準保守量：相當位溫 (θ_e) 與相當位渦 (Equivalent potential vorticity, EPV)。事實上 EPV 的概念一直被廣泛應用於條件性對稱不穩定 (Conditional symmetric instability, CSI) 的研究 (如 Bennett and Hoskins, 1979; Emanuel, 1983 等)。最近，Moore and Lambert (1993) 更進一步指出 EPV 的確可以用來確認 CSI 區域。然而，EPV 的應用性似乎也只被局限在診斷 CSI 現象。就我們所知，尚未有專家學者利用 EPV- θ_e 分析來研究大氣的環流狀態。

從觀測上 (如 Peixoto and Oort, 1992, fig.7.6) 我們知道 θ_e 並非高度的單調函數 (Monotonous function)。由於一般認爲只有單調函數才適合做爲座標之用，所以 θ_e 這種隨高度並非單調變化的行爲應該是人們認爲它不適合做爲垂直座標的最主要理由。但是我們從靜力穩定度和相當密度的角度來詮釋 θ_e 隨高度非單調變化的行爲發現：它不僅不是 θ_e 被當做爲垂直座標的阻礙，反而是 θ_e 之所以能反應濕大氣動力或熱力的重要特徵。而 $\partial\theta_e/\partial z = 0$ 的面 (中性濕靜力穩定面) 也因爲區分了受水氣主控的下對流層與水氣影響可忽略的上對流層，所以應被視爲一個存在於對流層中的邊界面。由過去的理論研究我們得知邊界面對於大氣動力具有不可忽視的影響，因此推測中性濕靜力穩定面

在濕大氣中應扮演一個十分重要的角色。然而此面從未被研究過，我們有必要先了解其基本特徵。所以本文之主要目的是希望能經由中性濕靜力穩定面的分析來進一步瞭解濕大氣的行爲。

本篇論文之章節如下。在第二節中我們從連續方程式得知， $\partial p/\partial\theta_e$ 在 θ_e 座標中扮演著相當於密度的角色。因此 θ_e 隨高度的非單調變化行爲意味著大氣應被視爲具有多重物質的系統。同時 $\partial\theta_e/\partial z = 0$ 的面也應被視爲是不同物質的邊界面。由於此面存在於大氣內部，所以其重要性不容被忽略。爲了瞭解其氣候基本特性和所蘊涵的訊息，我們利用 ECMWF/TOGA 1986 至 1993 八年的資料來分析長期平均的中性濕靜力穩定面所存在位置的壓力與風場。因此在第三節中我們說明資料來源與處理方法。在第四節中我們分析其上各個變數的氣候特徵。在第五節中我們由上述的特徵中初步的探討其可能的應用。最後在第六節中我們對本研究做討論和總結。

二、 中性濕靜力穩定面的重要性

從 Peixoto and Oort (1992) 的圖 7.6 我們注意到，就長時間及緯向平均而言， $\partial\theta_e/\partial z$ 在下對流層爲負值而在上對流層則爲正值。就是因爲 θ_e 這種隨高度的非單調變化使人們認爲它並不適合做爲垂直座標。在本節中我們將從靜力穩定度及相當密度的觀點來詮釋這個非單調行爲並說明 $\partial\theta_e/\partial z = 0$ 這個面的重要性。

首先，從靜力穩定度的角度來看。由 Holton (1992, 第九章) 我們知道，雖然不能直接由 $\partial\theta_e/\partial z$ 來判斷大氣的濕靜力穩定度 (Moist

static stability), 但是它們之間仍有非常密切的關係。因此對流層中 $\partial\theta_e/\partial z$ 的變號潛在意味著大氣具有穩定度相反的區域: 下對流層可能為濕靜力不穩定而上對流層則為濕靜力穩定。同時由於 $\partial\theta_e/\partial z = 0$ 這個面區分了可能不穩定的下對流層與穩定的上層大氣, 所以這個面可被視為一個存在於對流層中的邊界面。

上述這種氣塊尺度的觀點也許不適於推廣到大尺度動力範疇。我們仍可以經由大尺度環流基本上滿足流體靜力的假設, 從濕等熵座標中相當密度的角度來獲得一樣的結論。根據質量守恒定律我們知道, 在流體靜力的條件下,

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt}(\delta M) &= \frac{d}{dt}(\rho \delta x \delta y \delta z) \\ &= -\frac{1}{g} \frac{d}{dt}(\delta x \delta y \delta p) = 0 \end{aligned} \quad (1.1)$$

假設我們以 θ_e 做為垂直座標, 那麼 (1.1) 可再改寫成

$$-\frac{1}{g} \frac{d}{dt} \left(\frac{\delta p}{\delta \theta_e} \delta x \delta y \delta \theta_e \right) = 0 \quad (1.2)$$

所以, 在 θ_e 座標上連續方程式變成

$$\frac{d}{dt} \ln \left(\frac{\partial p}{\partial \theta_e} \right) + \nabla \cdot \vec{v} = 0 \quad (1.3)$$

從上式中我們可以輕易地認知到, $\partial p/\partial \theta_e$ 在 θ_e 座標中扮演著相當於密度的角色。由於 $\partial\theta_e/\partial z = -\rho g \partial\theta_e/\partial p$, 因此 $\partial\theta_e/\partial z$ 的變號也相當於 $\partial\theta_e/\partial p$ 的變號。所以從相當密度的觀點來看, $\partial\theta_e/\partial z$ 在對流層中的變號並非意味著 θ_e 不能做為垂直座標。相反的它強烈的反應出, 由於水氣的垂直分佈, 上下對流層被區分為

二個截然不同的物質體系。由於 $\partial\theta_e/\partial z = 0$ 這個面區分了受水氣所主控的下對流層與水氣的影響則可忽略的上對流層, 因此它應被視為對流層之中的一個物質邊界面。所以, 不論是從靜力穩定度或是從相當密度的觀點來看, $\partial\theta_e/\partial z$ 不同號的區域均應被視為不同的物質體系。在此同時 $\partial\theta_e/\partial z = 0$ 這個面則應被視為對流層之中的一個邊界面。因為 $\partial\theta_e/\partial z$ 與濕靜力穩定度有關, 因此我們稱 $\partial\theta_e/\partial z = 0$ 這個面為中性濕靜力穩定面 (Neutral moist static stability surface)。

中性濕靜力穩定面的重要性可以從下列的觀察得知。首先, 從以往斜壓不穩定的研究和不穩定的必要條件中 (如 Charney, 1947; Eady, 1949; Pedlosky, 1964; Bretherton, 1966 等) 我們知道, 邊界條件對於不穩定的產生與擾動的結構具有決定性的作用。同樣的位渦反演 (Potential vorticity invertibility) 的研究 (如 Hoskins et al., 1985; Davis and Emanuel, 1991 等) 也告訴我們, 對流層頂的結構對上對流層的動力具有深遠的影響。我們知道對流層頂是因為區分了對流層與平流層, 所以被視為一個邊界面。可是如果仔細比較對流層頂與中性濕靜力穩定面的特性我們可以很輕易的發現, 中性濕靜力穩定面比對流層頂更具有邊界面的性質。因為 $\partial\theta_e/\partial z = 0$ 這個面是區分濕靜力穩定度 (或相當密度) 正負不同號的區域, 而對流層頂只是區分靜力穩定度同號但量值不同的區域。因此我們也可以據此推論它在動力上可能的影響。舉例來說, 由於中性濕靜力穩定面存在於對流層中, 因此它可以有效地減小垂直尺度。這意謂了不穩定擾動的水平尺度亦可望被減低。另一方面, 邊界面的增加表示不穩定的必要條件更容

易被滿足，因此亦可望加強不穩定度。上述這些對流層之中邊界面存在之影響的推論與 Mak (1982) 的研究結果相一致。此外，因為 $\partial\theta_e/\partial z = 0$ 這個面潛藏於對流層之中，我們推測它的水平結構可能不僅會受到對流層上、下邊界的影響，同時也可能會受到對流層之中運動的影響。因此相較於單一個等壓面，它應更能有效地反應出真實的對流層結構及其所蘊涵的訊息。所以 $\partial\theta_e/\partial z = 0$ 這個面的重要性實在不容被低估。

由於中性濕靜力穩定面到目前為止尚未被分析過，所以本文先就其氣候特徵做一分析並初步探討其可能應用。

三、資料來源與處理方法

本篇論文所用的原始資料為 1986 年 1 月至 1993 年 12 月 0000UTC ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forecast) / TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere) Basic Level III 之全球同化資料。其水平解析度為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ，垂直上有 14 層。我們利用此資料建立中性濕靜力穩定面上的資料庫的步驟如下。首先我們採用 Bolton (1980) 的經驗式，

$$\theta_e = \theta \exp\left[\left(3.376/T_L - 0.00254\right) \times r\left(1 + 0.81 \times 10^{-3} r\right)\right] \quad (3.1)$$

來求出各標準等壓面上的 θ_e 。其中 r 為混合比 (Mixing ratio)。 θ 為濕大氣的位溫，

$$\theta = T_K \left(\frac{1000}{p}\right)^{0.2854(1-0.28 \times 10^{-3} r)} \quad (3.2)$$

T_K 是絕對溫度 ($T_K = 273.15 + T$)。 T_L 為舉升凝結面溫度，

$$T_L = \frac{1}{\frac{1}{T_K - 55} - \frac{\ln(RH)}{2840}} + 55 \quad (3.3)$$

根據 Bolton (1980) 的說法，當分析範圍在 $-35^\circ\text{C} \leq T \leq 35^\circ\text{C}$ 且 $200\text{hPa} \leq p \leq 1000\text{hPa}$ 之內時，此經驗式的最大誤差只有 0.3K。然後我們推廣 Brunet et al. (1995) 所使用的方法，經由上下二個鄰近層不等間距的對數中差型式，求得各標準等壓面上的 $(\partial\theta_e/\partial p)_k$ 。其公式如下：

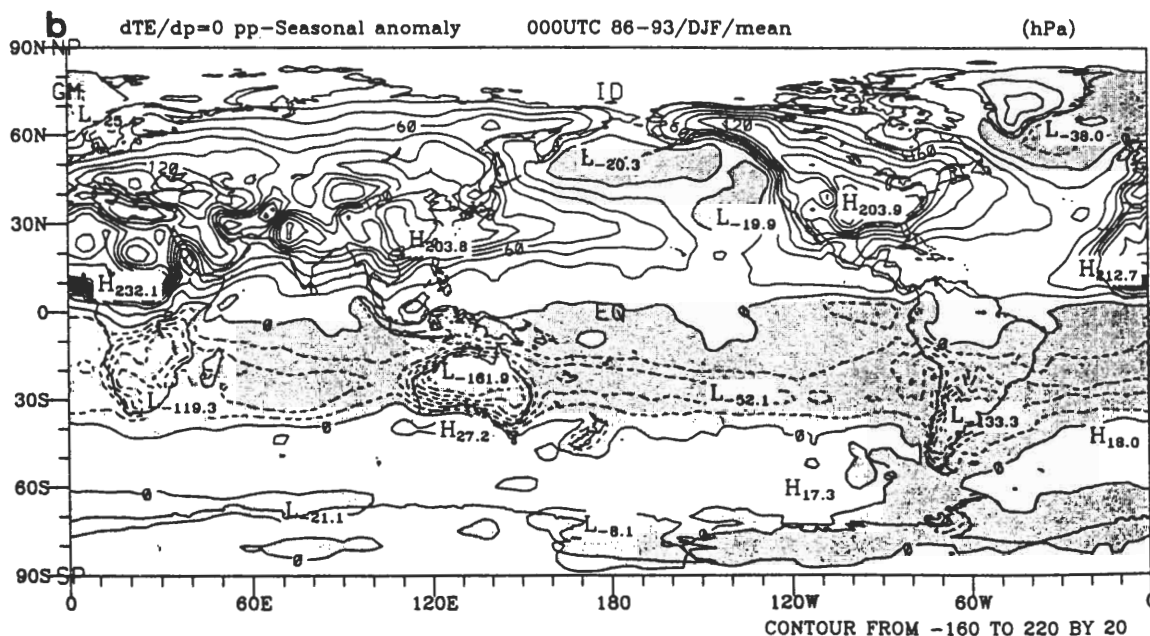
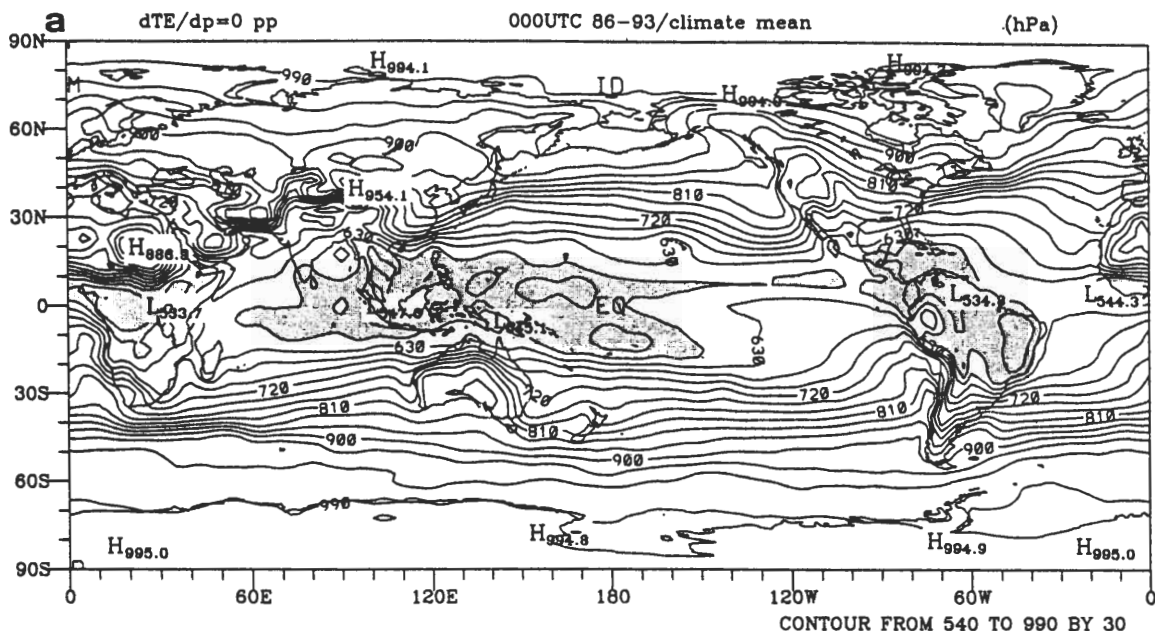
$$\left(\frac{\partial\theta_e}{\partial p}\right)_k = \frac{\theta_{ek}}{p_k} \left[\frac{\ln(p_k/p_{k-1}) \ln(\theta_{e(k+1)}/\theta_{ek})}{\ln(p_{k+1}/p_k) \ln(p_{k+1}/p_{k-1})} + \frac{\ln(p_{k+1}/p_k) \ln(\theta_{ek}/\theta_{e(k-1)})}{\ln(p_k/p_{k-1}) \ln(p_{k+1}/p_{k-1})} \right] \quad (3.4)$$

由於在上層大氣 $\partial\theta_e/\partial p$ 恆小於零，我們在決定每個網格點上 $\partial\theta_e/\partial p = 0$ 的位置時均由標準等壓面的最上層 (30hPa) 計算下來。當第一次遇到 $\partial\theta_e/\partial p > 0$ 的等壓面時，讀取其正值，並與上一層 $\partial\theta_e/\partial p < 0$ 的負值做線性內插，以求取 $\partial\theta_e/\partial p = 0$ 這個點的位置 (以氣壓值表示)。若計算至 850hPa $\partial\theta_e/\partial p$ 仍然小於零時，我們就利用 850hPa 與 1000hPa 的資料線性內插出 995hPa 這個層的資料。如果此層的 $\partial\theta_e/\partial p$ 大於零，則利用上述相同的方法求取 $\partial\theta_e/\partial p = 0$ 這個點的位置。若仍然小於零時，則令 $\partial\theta_e/\partial p = 0$ 這個點的位置為 995hPa。

在中性濕靜力穩定面的位置確定後我們就可以用內差法得到此面上的各種變數場。

四、氣候場特徵

在本節中我們將經由分析 1986 年至 1993 年之中性濕靜力穩定面上壓力與風場的年平均



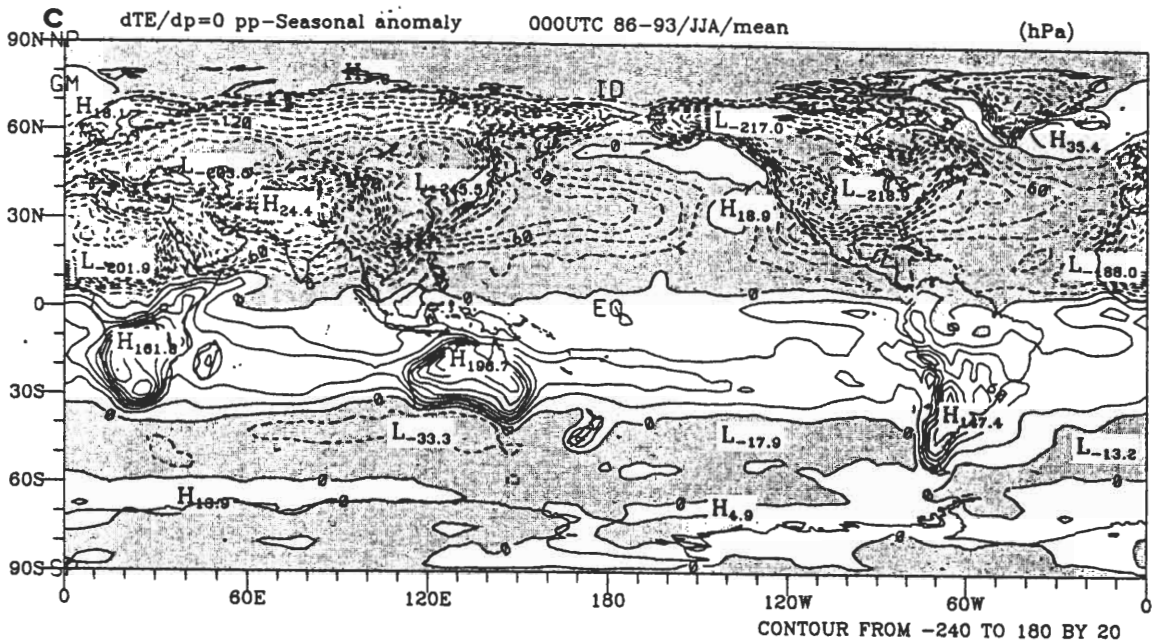


圖 1 中性濕靜力穩定面所在之高度分佈圖（以氣壓值表示：氣壓值低表示高度高，氣壓值高表示高度低）。(a) 是八年總平均，陰影區為氣壓值低於 600hPa 以內的區域，等值線間隔為 30 hpa。(b) 是北半球冬季（12, 1, 2 月）的八年平均與八年總平均之間的差異，陰影區為負值區，等值線間隔為 20 hpa。(c) 是北半球夏季（6, 7, 8 月）的八年平均與八年總平均之間的差異，其餘與(b)同。

氣候場資料以瞭解其基本特性。圖 1 是中性濕靜力穩定面所存在之高度分佈圖（以氣壓值表示：氣壓值低表示高度高，氣壓值高表示高度低）。其中 (a) 是八年總平均，陰影區為氣壓值低於 600hPa 以內的區域；(b) 是北半球冬季（12, 1, 2 月）的八年平均與八年總平均之間的差異，陰影區為負值區；(c) 是北半球夏季（6, 7, 8 月）的八年平均與八年總平均之間的差異。從圖 1(a) 中陰影區分佈的位置或 630hPa 所包圍的區域來看，我們很容易就可以發現中性濕靜力穩定面的主要高度極大值分佈與熱帶最主要對流旺盛區域的所在位置相符合。這是因為旺盛的對流會使大氣增暖變濕，所以我們可以預期中性濕靜力穩定面的高度極大值會與對流的分佈有密切的關係。另一方面，高緯地區和沙漠地

區由於水氣稀少，因此中性濕靜力穩定面的高度為極小值。至於各大陸西側的海洋上，因為冷洋流的影響，所以相較於同一緯度有較低的高度發生。值得注意的是在主要山脈或高原附近，如亞洲的青康藏高原、北美西側的落磯山及南美西側的安地斯山等，因為主要是反應了地形的效應，因此中性濕靜力穩定面的高度顯示了較高的高度分佈情況。總體而言，中性濕靜力穩定面的高度反應了溫度的南北分佈：熱帶地區最高，極地地區最低，而中緯度地區則有密集的等值線分佈。然而由於它也包含了水氣的效應，所以對於大氣內部的對流活動和下邊界的海陸、洋流、地形與地貌的分佈也十分的敏感。因此中性濕靜力穩定面的高度分佈顯現出比定壓面的高度分佈更豐富的結構。

其次，從圖 1 (b) 和 (c)，我們不僅看到了明顯的季節變化也注意到其中的不均勻性。一般而言，由於陸地得比熱小，因此陸地的季節變

化最為劇烈而北半球也比南半球劇烈。值得注意的是，北半球海洋西側與東側的季節變化有明顯的差異。不但振幅有很大的差距而且相位也

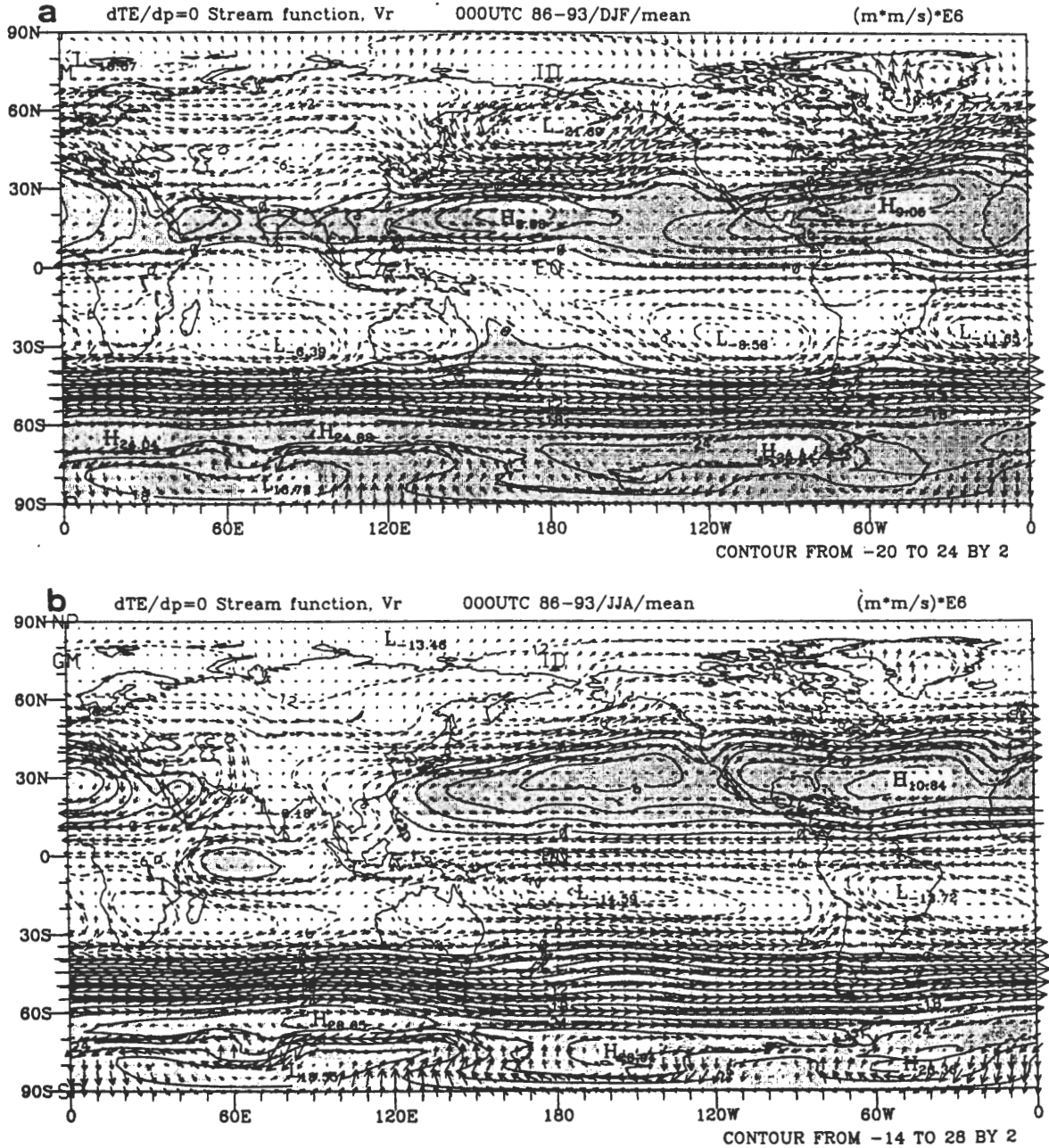


圖 2 中性濕靜力穩定面上的流函數分佈圖。(a) 是北半球冬季 (12, 1, 2 月) 的八年平均, (b) 是北半球夏季 (6, 7, 8 月) 的八年平均。陰影區表正值區。等值線間隔為 $2 \times 10^{-6} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 。

是相反的。事實上我們發現大洋西側的變化是由各大陸東岸一直延伸至海上。這現象說明了大陸性氣團經由平流而影響到大洋西側的結構。換句話說，中性濕靜力穩定面不僅反應大

氣內部的對流活動和下邊界的結構也反應出大氣內部的平流活動所造成的影響。另一方面，由於南半球的陸地集中在 40° S 以北，因此與北半球季節反相位變化的現象也大部分局限於該

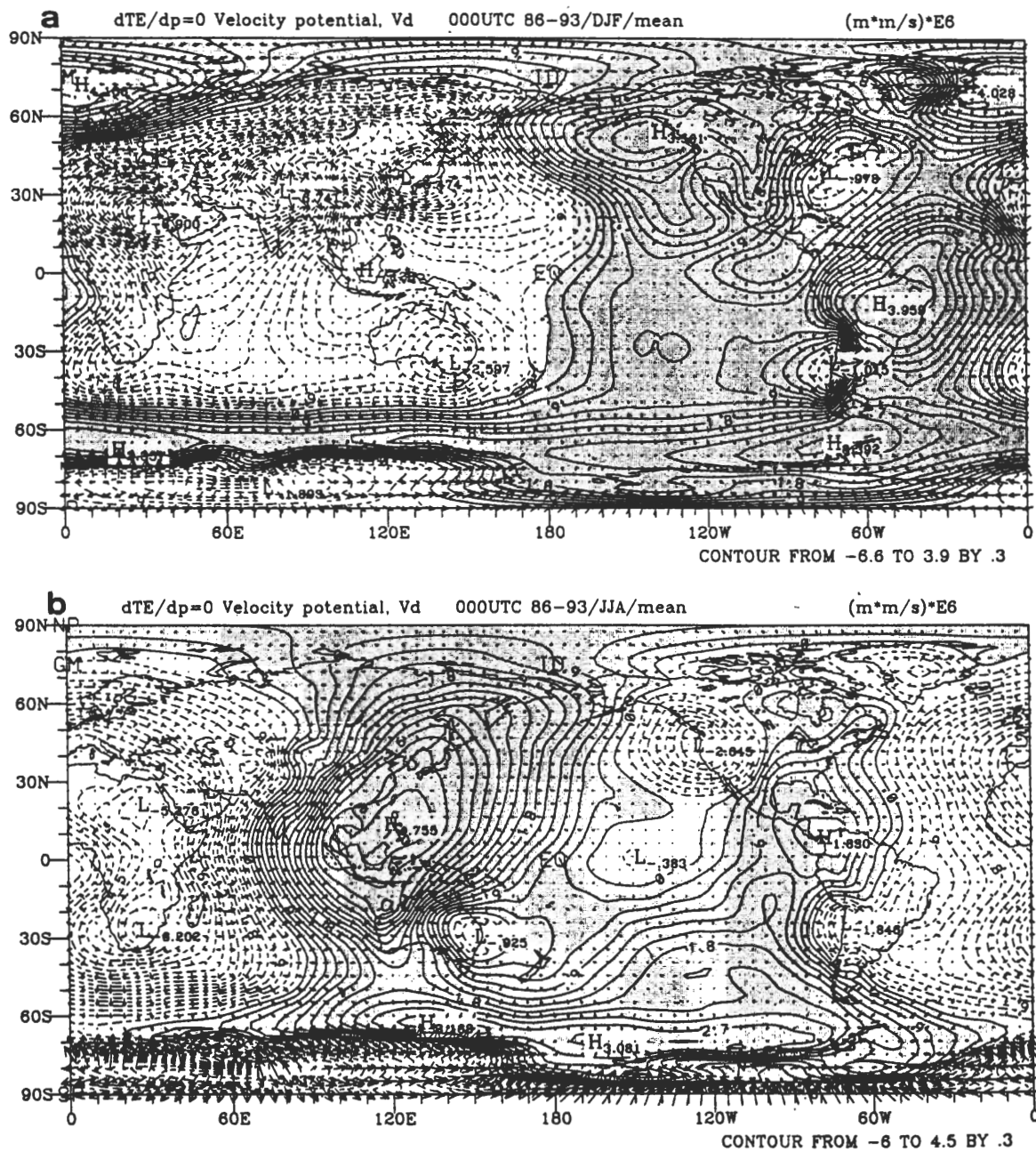


圖 3 除了是速度位分佈圖與等值線間隔為 $3 \times 10^7 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 外，其餘與圖 2 同。

區域。

接下來我們來分析中性濕靜力穩定面上的風場特徵。圖 2 是中性濕靜力穩定面上的流函數分佈圖。(a) 是北半球冬季的八年平均而 (b) 是北半球夏季的八年平均, 陰影區表正值區。由於中性濕靜力穩定面的高度大部分位於低對流層, 因此此面上的流函數分佈基本上也與低對流層等壓面上的流函數分佈 (許晃雄等, 1997) 相似。比較值得注意的是, 因為中性濕靜力穩定面的高度在中緯度有非常明顯的梯度, 所以此區的強西風帶也比低對流層等壓面上的明顯。另一方面, 比較圖 2 (a) 和 (b), 我們也發現到環流的季節變化在東亞和南亞季風區非常的明顯。這些特徵顯示中性濕靜力穩定面上的流函數可以適當的反應出低對流層的環流結構。

圖 3 則是中性濕靜力穩定面上的速度位分佈圖。與等壓面上的速度位分佈 (許晃雄等, 1997) 比較, 我們發覺有明顯的差異。在中性濕靜力穩定面上顯然有更多的幅合幅散中心。這可能是因為中性濕靜力穩定面相當於邊界面, 基本上地轉平衡比較不易被滿足, 所以幅合幅散相對於等壓面會比較強烈。其中位於撒哈拉沙漠、南非、印尼群島、澳洲東南角、北美州的西北海岸和秘魯海岸的中心是定常性的存在。除了北美州的西北海岸在冬季是幅合中心而夏季是幅散中心外, 其他中心的季節變化基本上只是強度的改變而已。至於位於青藏高原、韓國半島、亞馬遜流域和北美州東岸的中心則只存在於特定季節。與此面的高度分佈圖 (董, 1997, 圖 4.1 (a), (c)) 比較, 這些幅合幅散中心大都位於高度梯度極值區。很顯然的其作用是在局地調節中性濕靜力穩定面高度梯度。另一方面由於這些幅合幅散中心也與主要對流區和噴

流入出區十分吻合, 因此中性濕靜力穩定面上的風場顯然比單一定壓場的風場包含了更多的動力訊息。

從上述的分析我們知道中性濕靜力穩定面上變數場的分佈顯現出比定壓面上更豐富的結構。但是因為其動力理論基礎仍有待建立, 因此本文只能定性的討論而無法明確的獲知這些豐富的結構所蘊含的動力訊息。所以中性濕靜力穩定面的理論與其上的現象和變化值得我們更深入的去探討。

五、中性濕靜力穩定面分析的初步應用

從上節氣候特徵的分析中我們注意到中性濕靜力穩定面所存在高度在中緯度地區具有相當強烈的高度梯度。此梯度帶區隔了熱帶地區的暖濕空氣與中高緯度的乾冷空氣。同時此梯度帶隨著季節有顯著的南北移動。為了探討中性濕靜力穩定面的可能應用, 我們首先針對此梯度帶的季節遷移做一分析。

圖 4 為八年平均的中性濕靜力穩定面高度位於 700hPa 的逐月等值線分佈圖。此等值線所包圍的區域大體上可認定為暖濕空氣所影響的範圍。由圖中我們可以很明顯發現, 從 1 月至 7 月 此區域有逐月向北移動的趨勢。其在 7 月份最深入北半球而 8 月以後則開始有逐月向南移動的傾向。值得注意的是, 此暖濕空氣所影響的範圍的逐月變化性在陸地與海洋之間, 以及南北半球之間有很大的不同。就海陸分佈而言, 因為陸地的比熱小, 因此其逐月變化性明顯大於海洋。而就南北半球而言, 因為北半球的陸地遠多於南半球, 因此北半球的逐月變化性也明

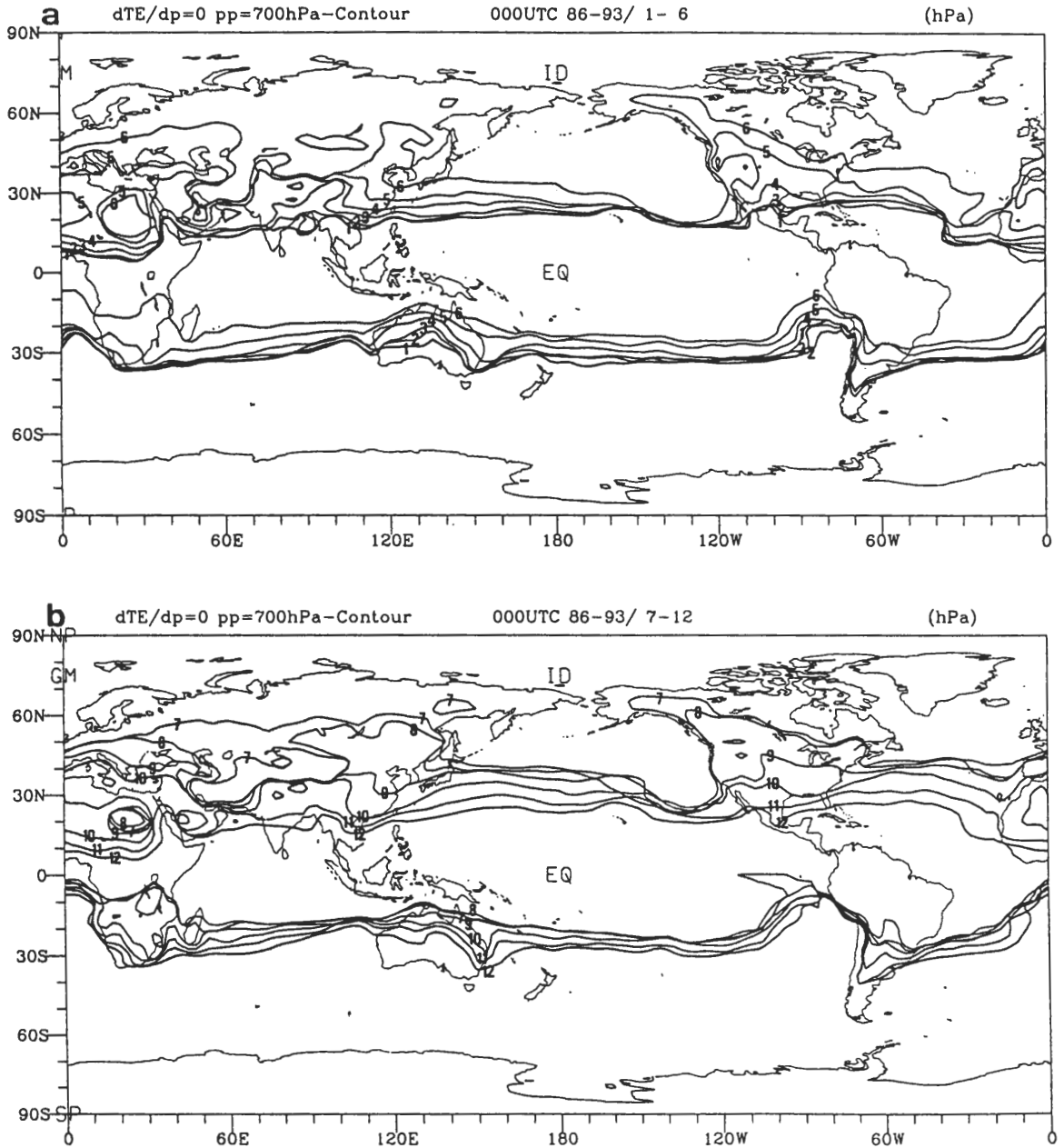


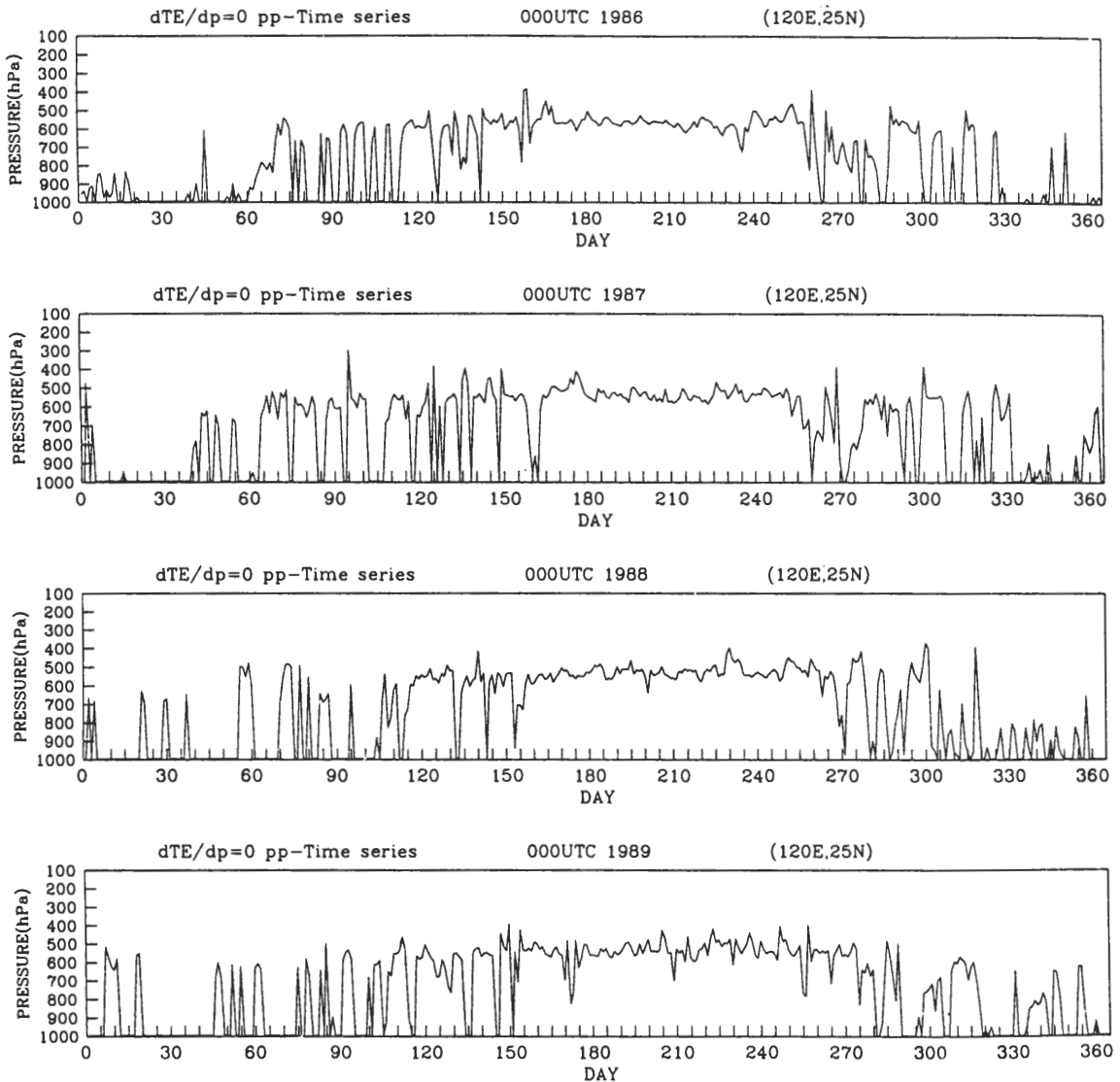
圖4 八年平均的中性濕靜力穩定面高度位於700hPa的逐月等值線分佈圖。(a)為1至6月而(b)則為7至12月之分佈圖。

顯的大於南半球。以個別區域來看，由於春夏季的加熱效應，700hPa的等值線在春夏季於各個主要山脈區有非常明顯的遷移。另一方面對應於季風環流，歐亞大陸東岸具有最明顯的季節

遷移的現象。而在各個海洋西側則因為位於冷洋上與陸地的上游所以呈現出幾乎沒有季節變化的跡象。

由於台灣位於最明顯的季節遷移區域，我們最先想到的中性濕靜力穩定面的可能應用就是藉由此面的高度變化來分析台灣地區的季節轉換過程。圖 5 是 1986 年至 1993 年台灣海峽北部單點 (120°E,25°N) 中性濕靜力穩定面所存在高度位置 (以氣壓值表示) 的時間序列圖 (每年一組時間序列)。從圖我們很容易就可以分辨出各個季節的特徵。在冬季，因為中性濕靜力穩定面大部分都不存在，所以只有當受到高

壓迴流引進比較暖濕空氣的時候我們才會看到短暫的高度上升後又迅速下降 (約 3-5 天) 的脈衝現象。在春季，由於溫度逐漸增加水氣也漸充沛，中性濕靜力穩定面高度也就逐漸的上升。此時反而只有當鋒面過境後冷高壓南下引進比較乾冷空氣的時候其高度才又下降至地面。值得注意的是，大約在五月底六月初時中性濕靜力穩定面高度位置有上升後即不再下降至地面的情形出現。此時乃臺灣地區最後一次受到極地



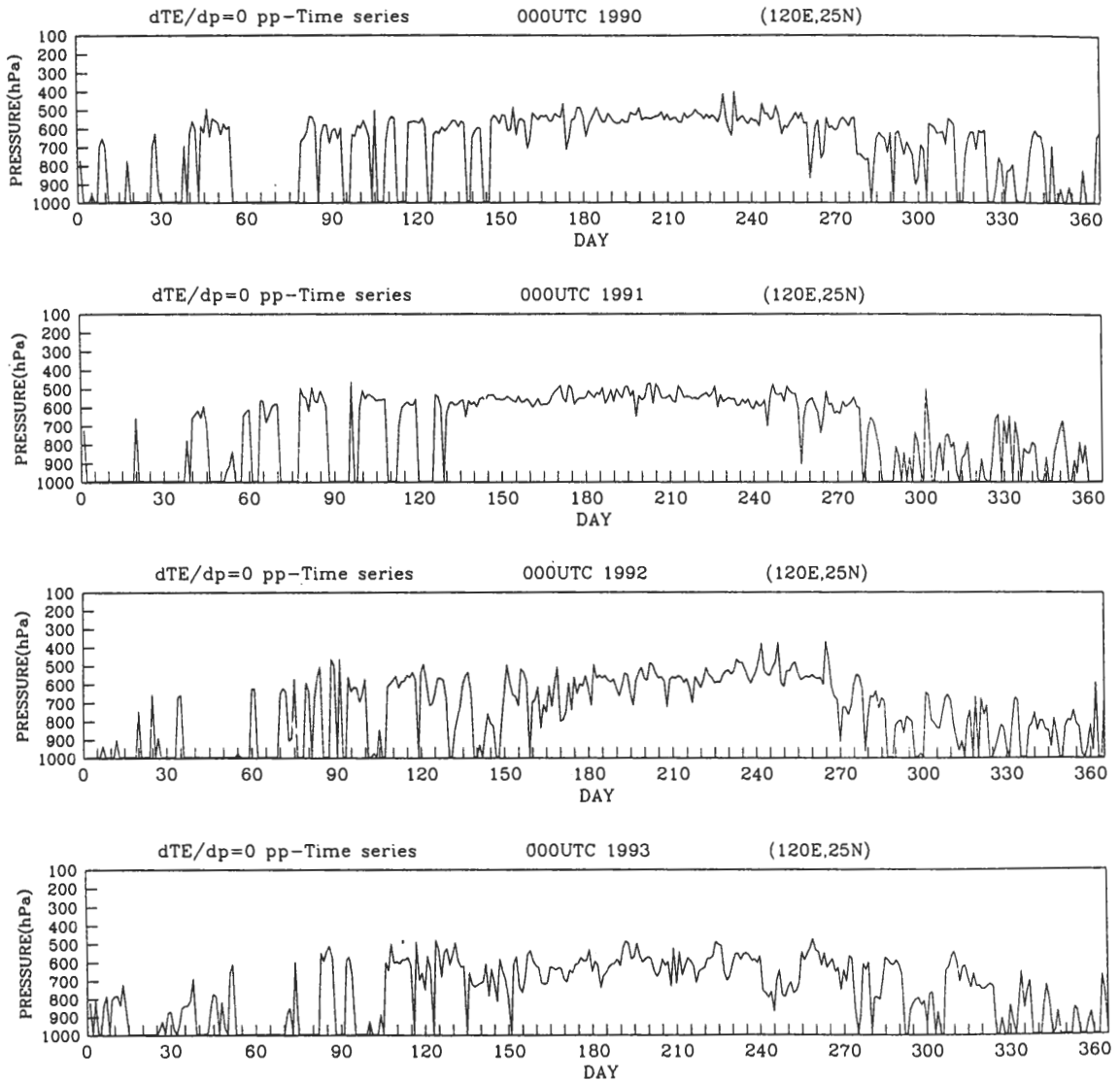


圖 5 1986 年至 1993 年台灣海峽北部單點 (120°E,25°N) 中性濕靜力穩定面所存在高度位置 (以氣壓值表示) 的時間序列圖 (每年一組時間序列)。

大陸性冷氣團影響，並完全進入熱帶海洋性暖氣團支配之時間。同樣的大約在九月底十月初時會有夏季後第一個高度下降至地面的事件。之後中性濕靜力穩定面的高度又開始上下振盪。這意謂了秋天的降臨。到了十一月底十二月初上下振盪的幅度明顯減少，表示此時台灣又進入冬天了。因此如果我們以夏季前臺灣地區最後

一次受到極地大陸性冷氣團影響的時間和夏季後臺灣地區第一次受到極地大陸性冷氣團影響的時間來定義此地區夏季的肇始與衰退的日期，那麼我們由中性濕靜力穩定面高度變化的時間序列很容易就可以決定其時間。比較特別的是，在 1991 年中性濕靜力穩定面高度上升後即不再明顯下降的現象約提前在 129 天附近出

現。這提前的現象讓當年台灣幾乎沒有梅雨期。其中的關聯與動力機制值得我們進一步探討。

六、討論與結論

從第二節的討論中我們知道，不論從濕靜力穩定度或是相當密度的觀點來看，中性濕靜力穩定面都是把上下對流層區分為二個不同的體系的一個臨界面，因此它應被視為對流層內的一個邊界面。從 ECMWF/TOGA 的資料我們發現，長期平均的中性濕靜力穩定面所存在的高度於熱帶地區最高，極地地區最低，而中緯度地區則有很強的梯度。同時由於此面所存在的位置深受水氣分佈的影響，因此其上變數場的結構也受到大氣運動、下邊界條件與季節變化的影響而有強烈的局部差異。另一方面因為台灣位於最明顯的季節遷移區域，我們發現經由中性濕靜力穩定面的高度變化的時間序列很容易就可以分辨出各個季節的特徵。其中值得注意的是，如果我們以夏季前最後一次與夏季後第一次受到極地大陸性冷氣團影響的時間為台灣地區夏季肇始與衰退的日期，那麼我們由此面高度變化的時間序列很容易就可以決定其日期。

綜合而言，由於中性濕靜力穩定面可被視為對流層內的一個自然邊界面，因此其上變數的分布能夠適當的反應出大氣運動、下邊界條件與季節變化的訊息。相較於單一個等壓面，中性濕靜力穩定面上變數場的分佈具有更豐富的結構。但是因為其理論基礎仍有待建立，對於這些豐富的結構所蘊含的動力訊息我們仍無法明確的掌握。所以希望藉由本文的發表促使大家更深入的去探討中性濕靜力穩定面的理論與其

上的現象和變化以增進吾人對於濕大氣的了解。

致 謝

作者感謝中央大學大氣物理研究所曾仁佑、林松錦、嚴明鈺和台大大氣科學系許晃雄等教授對本研究的協助與建議。本文是在國科會計畫 NSC 85-2111-M008-016 和 NSC 86-2111-M008-017 支援下完成。

參考文獻

- 許晃雄，王美富，王治平，1997：全球大氣環流圖集：ECMWF 分析，1985-1995。台大大氣科學大氣研究資料庫。
- 董昀嵐，1997：中性濕靜力穩定面的研究。國立中央大學，大氣物理研究所，碩士論文。
- Bennetts, D. A., and B. J. Hoskins, 1979: Conditional symmetric instability—a possible explanation for frontal rainbands. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 105, 945-962.
- Bolton, D., 1980: The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1046-1053.
- Bretherton, F. P., 1966: Critical layer instability in baroclinic flows. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 92, 325-334.
- Brunet, G., R. Vautard, B. Legras, and S. Edouard, 1995: Potential vorticity on isentropic surfaces: Climatology and Diagnostics. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 1037-1058.
- Charney, J. G., 1947: The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *J. Meteor.*, 4, 135-163.
- Davis, C. A., and K. A. Emanuel, 1991: Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 1929-1953.

- Eady, E. T., 1949: Long waves and cyclone waves. *Tellus*, 1, 33-52.
- Emanuel, K. A., 1983: The Lagrangian parcel dynamics of moist symmetric instability. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2368-2376.
- Holton, J. R., 1992: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. 3rd. edition, Academic Press, 511pp.
- Hoskins, B. J., M. McIntyre, and A. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111, 877-946.
- Hoskins, B. J., 1991: Towards a PV- θ view of the general circulation. *Tellus*, 43AB, 27-35.
- Mak, M., 1982: On moist quasi-geostrophic baroclinic instability. *J. Atmos. Sci.*, 39, 2028-2037.
- Moore, J. T., and T. E. Lambert, 1993: The use of equivalent potential vorticity to diagnose regions of conditional symmetric instability. *Wea. Forecasting*, 8, 301-308.
- Pedlosky, J., 1964: The stability of currents in the atmosphere and the oceans. Part I. *J. Atmos. Sci.*, 27, 201-219.
- Peixoto, J. P., and A. H. Oort, 1992: *Physics of Climate*. American Institute of Physics, 520pp, 140-141.

General Characteristics of the Moist Neutral Static Stability Surface

Yung-An Lee Yun-Lan Dong

Institute of Atmospheric Physics, National Central University

(Manuscript received 25 January 1998 · in final form 2 April 1998)

ABSTRACT

Either from moist static stability or from the equivalent density in moist isentropic coordinate points of view, we noted that the moist neutral static stability surface (surface of $\partial\theta_e / \partial z = 0$) should be recognized as a boundary surface embedded within the troposphere. To understand this surface's general characteristics, we used 8 years (1986-1993) of ECMWF/TOGA data to analyze long term behaviors of various variables on this surface. We found that, the altitude of the moist neutral static stability surface is generally decreasing from the tropics toward both poles with sharp gradient located at mid-latitudes. Nevertheless because moisture distribution has great influence on the location of this moist neutral static stability surface, hence variables' behaviors on this surface showed intimate relations not only with motions within the troposphere but also with lower boundary conditions. Therefore, in comparison with those on single isobaric surface, variables' behaviors on this surface showed richer structures. Furthermore we found that the seasonal migration of the height of the moist neutral static stability surface is very pronounced in East Asia. Hence seasonal transition process as well as the onset and the retreat of summer season near Taiwan can be easily identified in time series of the height of the moist neutral static stability surface.

Key words: Moist neutral static stability surface, Equivalent potential temperature, Moist isentropic coordinates.