

中性濕靜力穩定面之研究

董昀嵐 李永安
國立中央大學大氣物理研究所

摘要

中性濕靜力穩定面是對流層之中一個極為重要的自然臨界面。不論從濕靜力穩定度或相當密度的觀點，它均區分其上及其下對流層大氣為二個不同的物質體系。本篇研究使用 ECMWF/TOGA 的資料計算中性濕靜力穩定面所存在的位置，並透過對於其氣候平均之水平結構的分析，藉以瞭解其基本特性及其所蘊涵的訊息。

由年平均氣候場的研究中發現，此面於熱帶地區最高，極地地區最低，中緯度地區則有很強的高度梯度。而其所存在位置的高度極大值與我們所熟知的對流旺盛區域相符合。由此可知，此面可適當反應出旺盛對流區域，並對暖濕及冷乾二種不同性質大氣具有高度的敏感性。另一方面，此面之高度也適當反應出地形、洋流及海陸分佈等下邊界的情況。在季節變化分析中，可發現此面之高度極大值隨季節有經向移動的現象，說明此面可反應出季節變化的影響，並可藉此詮釋對流活動的季節變化性。

根據此面的特性，可將之做適當的應用。例如利用其高度的時間序列變化，可掌握鋒面通過台灣海峽北部的時間，準確率約為 70%-80%；同時，此時間序列亦可顯示台灣海峽北部附近夏季季風的肇始及衰退日期。另一方面，若選擇其高度位置（以氣壓值表示）的 700hPa 等值線做為廣義熱帶海洋性氣團 (mT) 所能影響的範圍，則可透過此等值線隨月份的變化來瞭解熱帶海洋性氣團 (mT) 的逐月變化性。

綜合以上分析，可發現中性濕靜力穩定面能夠反應諸多大氣的訊息，如旺盛對流區域、季節變化，以及地形、洋流及海陸分佈等下邊界條件。因此，相較於單一個等壓面，它更能有效地反應出真實的對流層結構及其所蘊涵的訊息。由此可知，這個面的重要性實在不容被低估。

一、緒論

1.1 前言

我們都知道，有許多因子都會影響到大氣的行為，舉凡溫度、水汽、氣壓、風、地形及海陸分佈等等。在傳統上，我們需要眾多的診斷工具，才能瞭解大氣這些複雜的行為。由於位渦 (Potential vorticity, PV) 和位溫 (Potential temperature, θ) 在大氣中所具有的準保守 (Quasi-conserved) 性質，因此在近幾年來，許多專家學者開始使用等熵座標和 PV 的觀點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為而言，是個非常重要的診斷工具。然而，由於並未將水汽包括在內，所以這種分析往往會忽略水汽對於大氣的影響。不論從大氣動力或熱力的角度來看，水汽均扮演一個非常重要的角色，因此忽略水汽的效應便成為 PV- θ 分析最主要的缺點。

為了改善這個缺點，自然必須回到濕大氣的準保守量：相當位溫 (θ_e) 與相當位渦

(Equivalent potential vorticity, EPV)。EPV 的概念一直被廣泛應用於斜壓系統的條件性對稱不穩定 (Conditional symmetric instability, CSI) 之研究 (如 Bennett and Hoskins, 1979; Emanuel, 1983 等)。最近，Moore and Lambert (1993) 更進一步提出 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，尚未有專家學者擴展等熵面分析至 θ_e 面來研究大氣的環流狀態。從觀測上 (如 Peixoto and Oort, 1992, fig.7.6)，我們注意到 θ_e 並非為高度的單調函數 (Monotonous function)。因為一般認為只有是高度的單調函數才適合做為垂直座標，而 θ_e 隨高度並非單調變化的行為，便成為妨礙人們使用它來做為診斷工具的主要理由。但事實上真的如此嗎？這是值得我們深入探討的！

在本篇研究中，我們將從另一個角度來看待 θ_e 隨高度的非單調變化性，並藉由此種包含水汽的分析來瞭解濕大氣的行為。

1.2 中性濕靜力穩定面的重要性

從觀測上 (如 Peixoto and Oort, 1992,

fig7.6)，我們可以注意到，對於長時間及緯向平均， $\partial\theta_e/\partial z$ 在下對流層為負值，上對流層為正值，因此 θ_e 並非一個隨高度增加的單調函數。雖然 θ_e 隨高度的非單調變化性使得人們打消使用它來做為垂直座標的念頭，然而從靜力穩定度 (Static stability) 及相當密度 (Equivalent density) 的觀點，它的重要性實在不容被低估。因而在此，我們將澄清這個非單調行為的意義並強調 $\partial\theta_e/\partial z = 0$ (或 $\partial\theta_e/\partial p = 0$) 這個面的重要性。

首先我們知道， $\partial\theta_e/\partial z$ 表示大氣的濕靜力穩定度 (Moist static stability)。因此在對流層中， $\partial\theta_e/\partial z$ 變號的地方隱含著在其下及其上的大氣具有不同的穩定度性質：下對流層為濕靜力不穩定，上對流層為濕靜力穩定。所以由濕靜力穩定度的觀點，對流層被區分為二個不同的體系。由此隱含著 $\partial\theta_e/\partial z = 0$ 這個面可被視為對流層之中的一個臨界面，它區分了對流層下層的不穩定大氣及上層的穩定大氣。我們知道對流層頂區分了對流層與平流層，因此 $\partial\theta_e/\partial z = 0$ 這個面扮演著和對流層頂相似的角色。

從另一個觀點來看，假如我們以 θ_e 做為垂直座標，則連續方程可改寫為

$$-\frac{1}{g} \left(\frac{d}{dt} \ln \left(\frac{\partial p}{\partial \theta_e} \right) + \nabla \cdot \vec{V} \right) = 0$$

由此，我們可以輕易地認知在 θ_e 座標中， $\partial p/\partial \theta_e$ 扮演著相當於密度的角色。同時因 $\partial\theta_e/\partial z = -\rho g \partial\theta_e/\partial p$ ，因此 $\partial\theta_e/\partial z$ 變號的地方隱含著在其下及其上的對流層為二個不同的物質體系。由此 $\partial\theta_e/\partial z = 0$ 這個面可被視為對流層之中的一個物質邊界面，它區分了二個不同的密度體系。

所以，不論是從濕靜力穩定度或是從 θ_e 座標的觀點， $\partial\theta_e/\partial z$ 正負不同號的區域均可被視為不同的物質體系。而 $\partial\theta_e/\partial z = 0$ 這個面則可以被視為對流層之中的一個自然邊界面。

同時，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，顯示 $\partial\theta_e/\partial z = 0$ 這個面比對流層頂更具有邊界面性質。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將不僅受到對流層上、下邊界的影響，同時也會受到對流層之中運動的影響。因此相較於單一個等壓面，它更能有效地

反應出真實的對流層結構及其所蘊涵的訊息。因此在對流層之中 $\partial\theta_e/\partial z = 0$ 這個面的存在對於對流層動力或熱力的重要性就顯而易見了！

對於 $\partial\theta_e/\partial z = 0$ (或 $\partial\theta_e/\partial p = 0$) 這個面，我們稱之為中性濕靜力穩定面 (Neutral moist static stability surface)。由於此面上的水平結構到目前為止尚未被分析，所以先來研究它的一般特性是必要的，之後才能進一步探討它的應用性。在以下第二節，我們描述資料的處理並解釋如何找出中性濕靜力穩定面的位置。第三節，我們顯示中性濕靜力穩定面的年平均氣候場並描述其特性。第四節，我們探討中性濕靜力穩定面隨季節變化的情形。第五節，根據分析所得到的結果，我們說明中性濕靜力穩定面的應用性。第六節，則為本篇研究的討論與結論。

二、資料處理與計算方法

2.1 原始資料

本篇研究用來建立中性濕靜力穩定面的原始資料為 ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecast) / TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere) Basic Level III 之全球同化資料，包括溫度場及相對濕度場等。全球經緯度網格解析度為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。研究期間為 1986 年 1 月至 1993 年 12 月。我們所選用的時間層為 0000UTC，水平空間層為全球尺度，垂直空間層為 1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 10 hPa 之 14 層標準氣壓層。

2.2 中性濕靜力穩定面的計算

在緒論中，我們提到 $\partial\theta_e/\partial p > 0$ 是發生在中低對流層。利用這個觀念，我們在每個網格點上的 $\partial\theta_e/\partial p$ 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 (Linear interpolation)，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 仍為 $\partial\theta_e/\partial p < 0$ 時，我們利用 850hPa 與 1000hPa 的資料線性內插出 995hPa 這個層的資料，如果此層的 $\partial\theta_e/\partial p > 0$ ，則利用上述相同的方法求取 $\partial\theta_e/\partial p = 0$ 這個點的位置。若仍為 $\partial\theta_e/\partial p < 0$ ，則令 $\partial\theta_e/\partial p = 0$ 這個點的位置為 995hPa。使用此做法，我們可以建立全球

中性濕靜力穩定面的高度位置 (以氣壓值 p 表示), 時期為 1986 年 1 月至 1993 年 12 月, 時間層為每日的 0000UTC。

三、年平均氣候場分析

在本節中, 將使用我們所建立的中性濕靜力穩定面資料, 做 1986 年至 1993 年之高度位置 (以氣壓值表示) 的年平均氣候場分析, 藉以瞭解中性濕靜力穩定面水平結構的基本特性。

圖 1 為 1986-1993 年八年的年平均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)。圖中陰影區為 600hPa 以下區域, 表示高度的極大值。大致而言, 中性濕靜力穩定面於熱帶地區最高, 極地地區最低, 中緯度地區則具有密集的等值線分佈。此結果與 Peixoto and Oort (1992) 所顯示的訊息相一致。

我們知道, 全球最主要對流旺盛區域的年平均所在位置為南洋群島、非洲中部及南美洲北部附近, 這與圖 1 陰影區所顯示的位置相符合。而圖 1 的 630hPa 包圍區域在北半球 0° - 10° N 附近所呈現的全球性緯向帶狀分佈之高度極大值, 即為我們所熟知的間熱帶輻合區 (Intertropical convergence zone, ITCZ) 年平均所存在位置。另外, 在南半球 5° - 20° S、東西向 150° E- 130° W 的南太平洋上所出現的明顯高度極大值, 則為南太平洋輻合區 (South Pacific convergence zone, SPCZ)。不論是 ITCZ、SPCZ, 或是南洋群島暖池 (Warm pool) 區等地, 均為全球最主要的強對流區域。而相較於其他地區, 中性濕靜力穩定面在這些強對流區域顯示有較高的高度分佈, 說明了強對流區域的暖濕特性會影響中性濕靜力穩定面所存在的高度位置。由此可知, 對於平均狀態而言, 中性濕靜力穩定面可以適當地反應出旺盛對流區域的地理分佈情形。

另一方面, 就我們對沙漠地區特性的認知, 其溫度雖高, 但水汽少, 因熱力之關係, 為一淺薄之熱低壓 (暖心低壓) 的情況。而在圖 1 中, 中性濕靜力穩定面在非洲北部的撒哈拉沙漠及澳洲西南部的大沙漠等全球主要的沙漠地區, 顯示為高度的極小值。由此可知, 相對於強對流區域的潮濕, 沙漠地區所具有的乾燥特性, 亦會影響中性濕靜力穩定面所存在的高度。

另外, 圖 1 顯示中性濕靜力穩定面在熱帶地區為高度的極大值, 在極地地區為高度的極小值。而我們知道, 極地地區具有冷乾的性質, 而熱帶地區則為暖且潮濕。這二個地區截然不同的性質, 使得中性濕靜力穩定面在中緯度地區具有密集的高度等值線, 也就是強烈的

高度梯度。換句話說, 中性濕靜力穩定面在中緯度地區所具有的強烈高度梯度, 等於在經向區分了極地地區的冷乾大氣與熱帶地區的暖濕大氣。因此在應用上, 若藉由這種對於暖濕及冷乾二種不同性質大氣的高度敏感性, 我們可以使用中性濕靜力穩定面來做為某些天氣系統的診斷工具, 例如鋒面、氣團分析等。

從全球主要洋流分佈圖 (參考 Tolmazin, 1985) 中可發現, 在各大陸西側的洋面上均有向赤道冷洋流的經過, 由於其會帶來極地地區的冰冷性質, 所以相較於同緯度的其他地區而言, 圖 1 顯示中性濕靜力穩定面在這些地區具有較低的高度。除此之外, 圖 1 顯示在亞洲東岸的南部陸地亦具有高度較低的現象。而這些地區相鄰的全球主要山脈附近, 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, 中性濕靜力穩定面則顯示具有較高的高度出現, 這說明了中性濕靜力穩定面所存在的高度位置會受到洋流、海陸分佈及地形等對流層下邊界條件的影響。換句話說, 中性濕靜力穩定面所存在的高度位置可以適當地反應出對流層的下邊界條件。

綜合以上的分析, 我們認為中性濕靜力穩定面可以適當反應出旺盛對流區域的情況, 以及洋流、地形及海陸分佈等下邊界條件, 這與我們在緒論中的推論相符合。

四、季節變化分析

由上一節的分析, 我們得知對於平均狀態而言, 中性濕靜力穩定面所存在高度可適當反應出全球最主要的對流旺盛區域。因此, 我們將透過中性濕靜力穩定面高度位置隨季節的變化, 來瞭解全球對流活動的季節變化性。

首先, 我們來看北半球冬季時期 (DJF) 中性濕靜力穩定面高度位置 (以氣壓值表示) 的分佈情形 (圖 2a), 圖中陰影區顯示主要旺盛對流區域 (600hPa 以下) 均在赤道以南, 強對流中心位於非洲中南部、SPCZ 及南美洲中部東方。另由 630hPa 所包圍的區域來看, SPCZ 不僅為主要的強對流中心, 其範圍更向東延伸至 115° W。至於 ITCZ, 由南印度洋延伸至北半球 0° - 10° N 西太平洋的一段較為顯著, 而東太平洋和大西洋的 ITCZ 約可僅見其輪廓, 仍位於北半球 0° - 10° N, 強度稍弱。而在北半球夏季 (JJA, 圖 2b), 除了 SPCZ 外, 旺盛對流區域均移至赤道以北, ITCZ 稍微北移至 10° N 附近, 但在西太平洋及亞洲地區, ITCZ 甚至達到 30° N, 通過中南半島、印度半島、阿拉伯半島南端, 到達非洲中部。主要的強對流中心大致位於 ITCZ 上, 比較特別的是, 在亞洲、北美洲南部亦出現明顯強對流中心。整體而言, 我們可以明顯發現主要的旺盛

對流區域會隨季節而做南北移動。SPCZ 除了強度及範圍大小的變動外，其位置大致不變。ITCZ 在東太平洋及大西洋的部分大致位於 0° - 10° N，強度會有季節性變化，而印度洋至西太平洋的部分則會隨季節而做明顯的南北移動。

為了更進一步瞭解中性濕靜力穩定面高度位置分佈的季節性差異，我們做了季節距平場分析。圖 3a 及 3b 分別為 1986-1993 年北半球冬季時期 (DJF) 及北半球夏季時期 (JJA) 中性濕靜力穩定面高度位置 (以氣壓值表示) 的季節距平場分佈圖，陰影區為負距平，表示氣壓下降，高度上升。我們可以明顯發現，在北半球冬季時期 (圖 3a, DJF)，於 0° - 35° S 之間顯示了全球性的陰影區帶狀分佈。但在北半球夏季時期 (圖 3b, JJA)，於相同的位置上卻顯示為非陰影區。大致而言，整個高度位置的季節距平場在冬夏二季之間呈現完全相反的分佈，這表示中性濕靜力穩定面會深受季節變化的影響。另外，在阿留申群島及冰島二個定常性低壓存在位置附近，其高度位置的季節距平場在冬夏二季之間亦呈現完全相反的分佈，由此說明此二地的對流活動在冬夏二季之間的所具有的差異。值得注意的是，在冬半球各大陸東岸附近具有一明顯高度下降的現象，一直延伸至海洋上，此為陸地的乾冷性質經由風場而影響到中性濕靜力穩定面高度位置的變化，換句話說，也就是極地大陸性氣團所能影響的範圍。

由以上分析可知，中性濕靜力穩定面所存在高度會明顯受到季節變化的影響，而因其高度極大值可以適當反應旺盛對流區域，所以透過其季節變化性，我們可以清楚瞭解對流活動隨季節的變化情形。

五、中性濕靜力穩定面的應用

經由以上的討論，我們瞭解平均狀態的中性濕靜力穩定面可以適當詮釋對流活動的情況。同時，對於暖濕及冷乾二種性質不同大氣，中性濕靜力穩定面所存在高度位置具有相當強烈的敏感性。亦即，中性濕靜力穩定面會將大氣暖濕或冷乾的訊息直接反應在其所存在之高度位置上。因此在本節中，我們將針對中性濕靜力穩定面的這些特性，來探討其應用性。

5.1 鋒面分析

就我們所知，鋒面為二種不同性質氣團之間的交界面。而在中緯度地區，鋒面的南側一般為暖濕的熱帶海洋性氣團，北側則為冷乾的極地大陸性氣團。所以當鋒面 (冷鋒) 來臨

時，由於受到鋒面抬升的影響，會將熱帶海洋性氣團的暖濕空氣向上輸送，進而會有對流活動的產生。而由於中性濕靜力穩定面對於暖濕與冷乾二種性質不同大氣的敏感性，於是在鋒面 (冷鋒) 來臨時，中性濕靜力穩定面的高度會升高，並且在鋒面 (冷鋒) 過後，受其後冷乾極地大陸性氣團的影響，中性濕靜力穩定面的高度會迅速下降。因此，我們可使用中性濕靜力穩定面來做鋒面分析。

圖 4 分別為 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)。我們以 1986 年為例來說明其行為。

台灣海峽北部 (120° E, 25° N) 在 0-60 天時為冬季時期，此時台灣全區均在極地大陸冷氣團的影響之下，因此在此時期中性濕靜力穩定面高度位置隨時間所顯示的脈衝現象 (即高度上升後又迅速下降，約 3-5 天)，只是有可能為鋒面過境的時間，因為此時的鋒面之前只不過是較不乾冷的空氣罷了，並不足以讓中性濕靜力穩定面具有明顯上升的現象。若換個角度來看，此脈衝現象可能是冷高壓出海後，高壓迴流帶來東方或南方較為暖濕空氣所造成的。以此觀點，似乎較能解釋冬季時期中性濕靜力穩定面上升的原因。同時在此種解釋之下，脈衝現象的發生大約會略晚於鋒面過境的時間。而在 150-270 天，約為台灣海峽北部 (120° E, 25° N) 此地區的春季時期，此時期會交受到熱帶海洋性暖氣團及極地大陸性冷氣團的影響，隨著時間的前進，熱帶海洋性暖氣團會逐漸增強且範圍向北擴張，於是中性濕靜力穩定面會增長停留在高高度的時間，但基本上，其高度大幅度下降的時間即為受到極地大陸性冷氣團的影響，也就是鋒面過境之後。在 120 天以後，中性濕靜力穩定面高度位置大幅度下降的時間即顯示為梅雨鋒面過境之後的時間。我們以上述的方法來掌握台灣海峽北部 (120° E, 25° N) 此地區受到高壓迴流及鋒面過境影響的時間，經由比對中央氣象局的分析報告，保守估計其準確率大約為 70%-80%，我們推測誤差可能在於鋒面本身所具有的特性、地點的選取以及資料的不準確性等方面。但不管如何，中性濕靜力穩定面高度位置的時間序列分析大致可以掌握高壓迴流、鋒面或梅雨鋒面過境的時間。

至於在 150 天附近之後，台灣海峽北部 (120° E, 25° N) 此地區的中性濕靜力穩定面高度位置具有上升後即不再大幅度下降的情形出現，此應為最後一次受到極地大陸性冷氣團影響，並完全進入熱帶海洋性暖氣團的支配時期之時間。換句話說，我們可以定義這個時間為此地區的夏季季風肇始 (Onset) 日期。當然，此後中性濕靜力穩定面高度位置第一次大

幅度下降的日期即為夏季季風衰退日期。

除 1991 年以外，其餘各年台灣海峽北部 (120°E,25°N) 此地區的中性濕靜力穩定面高度位置上升後即不再大幅度下降的時間大約出現在 140-160 天之間，也就是說，大約為五月底至六月初。此時間大概約比觀念中的南海夏季季風肇始日期晚一點點，做為台灣海峽北部 (120°E,25°N) 此地區的夏季季風肇始日期應是合理的。在 1991 年，台灣的梅雨期為極乾的狀況，而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。此時間是否仍為此地區夏季季風肇始的日期？若是，那麼夏季季風肇始日期的早晚是否會對台灣梅雨期的乾濕狀況具有影響？此為一個值得探討的問題！

5.2 氣團分析

就我們所具有的觀念而言，在全球的氣團當中，若論其影響範圍與程度，主要以熱帶海洋性氣團 (mT) 及極地大陸性氣團 (cP) 為主。前者暖濕，後者乾冷，二者之間具有相當不同的秉性。我們在第三節曾經討論到，中性濕靜力穩定面在熱帶地區最高，極地地區最低，這可以說是受到熱帶海洋性氣團 (mT) 及極地大陸性氣團 (cP) 很大的影響。而在中緯度地區，中性濕靜力穩定面具有相當強烈的高度梯度，等於是在經向區分了極地地區的乾冷大氣與熱帶地區的暖濕大氣。因此，我們若能利用中性濕靜力穩定面這種對於暖濕及乾冷的高度敏感性，慎選其在中緯度地區所存在的高度，即能劃分熱帶海洋性氣團 (mT) 及極地大陸性氣團 (cP) 所能影響的範圍。

從前面的分析中，我們可以發現中性濕靜力穩定面所存在高度位置於中緯度地區的高度變化主要由 660hPa 至 870hPa，但根據主觀地判斷，其斜率最大的高度位置大約為 700hPa 附近。所以在以下的分析中，我們選取中性濕靜力穩定面高度位置 (以氣壓值表示) 為 700hPa 的這個等值線做為熱帶海洋性氣團 (mT) 所能影響的範圍 (此處的熱帶海洋性氣團 (mT) 是較廣義的，意指熱帶海洋暖濕大氣所能影響的範圍)。

圖 5a 及 5b 分別為 1986-1993 年 1 月至 6 月及 7 月至 12 月中性濕靜力穩定面高度位置的 700hPa 等值線所在位置分佈圖。在 1 月份時，圖中顯示熱帶海洋性氣團 (mT) 主要位於 30°S-20°N 之間，而非洲北部及各大陸西岸海洋等地區，則有向赤道緊縮的趨勢。非洲北部是受到撒哈拉沙漠的影響，而各大陸西岸海洋則是受到我們之前所述洋面的向赤道冷洋流之影響。隨著時間的演進，熱帶海洋性氣團 (mT) 有逐月向北移動的趨勢。就台灣地區而言，在 3 月份時，台灣南部已受到熱帶海洋性

氣團 (mT) 的影響。在 5 月份時，台灣地區已全區進入熱帶海洋性氣團 (mT) 的影響範圍。同時在 5 月份，帶海洋性氣團 (mT) 在北美洲已深入陸地，約至 40°N-50°N，但在亞洲地區，因受到青康藏高原的屏障，只達 35°N。在 6 月份，東亞地區 40°N-50°N 開始受到熱帶海洋性氣團 (mT) 的影響，而在北美洲，更高達 70°N 的阿拉斯加。在 7 月份，是熱帶海洋性氣團 (mT) 影響北半球陸地最深入的時期，在亞洲地區已突破青康藏高原的障礙，達到 60°N，而在北美洲，依然達到 70°N 的阿拉斯加。但在海洋地區，約只達到 30°N。而在南半球，熱帶海洋性氣團 (mT) 的範圍已從 1 月份的 30°S 北移至 20°S，各大陸西岸海洋甚至達到赤道。在 8 月份以後，熱帶海洋性氣團 (mT) 開始有逐月向南移動的傾向。在 10 月份，熱帶海洋性氣團 (mT) 雖仍主要位於 25°S-30°N 之間，但在亞洲東岸有一明顯高度下降的現象，顯然是受到極地大陸性氣團 (cP) 的影響，台灣北部已脫離熱帶海洋性氣團 (mT) 影響的範圍。在 12 月份，熱帶海洋性氣團 (mT) 大致位於 30°S-20°N 之間，與 1 月份差不多，台灣地區則全區脫離熱帶海洋性氣團 (mT) 影響的範圍。

我們須要注意的是，圖 5 顯示在亞洲的青康藏高原及北美洲的落磯山脈等高山地區，中性濕靜力穩定面具有較高的高度位置分佈，這並非為熱帶海洋性氣團 (mT) 的影響，而是受到地形的影響。另外，圖 5 顯示在 5 月份時，台灣地區已全區進入熱帶海洋性氣團 (mT) 的影響範圍。但就我們所知，此時梅雨 (滯留) 鋒面仍活躍於台灣附近。所以此時期之氣團特性應該是近地面層為受到極地大陸性氣團 (cP) 的影響，而中、上對流層則受到熱帶海洋性氣團 (mT) 所佔據。因此圖 5 之 700hPa 等值線約較傳統台灣地區夏季季風之氣候平均肇始日期 (參考 Tao and Chen, 1987, fig.3.9) 還要早一句 (10 天)。但 Tao and Chen (1987) 的 fig.3.9 之統計結果因為是主觀之人為判斷，所以其準確度亦值得商榷。

六、討論與結論

中性濕靜力穩定面是對流層之中一個極為重要的自然臨界面。不論從濕靜力穩定度或是相當密度的觀點，它均區分其上及其下的對流層大氣為二個不同的物質體系。在本篇研究中，我們使用 ECMWF/TOGA 的資料來計算中性濕靜力穩定面所存在的位置，並且透過對於其氣候平均之水平結構的分析，藉以瞭解其基本特性以及其所蘊涵的訊息。以下，我們對分析的結果做個總結，並對一些問題提出討論。

由中性濕靜力穩定面上年平均高度位置(以氣壓值表示)的水平結構分析中發現,中性濕靜力穩定面於熱帶地區最高,極地地區最低,中緯度地區則有很強的高度梯度。而其所存在位置的高度極大值與我們所熟知的對流旺盛區域相符合。由此可知,中性濕靜力穩定面可以適當反應出旺盛對流區域,並且對暖濕及冷乾二種不同性質大氣具有高度的敏感性。另一方面,中性濕靜力穩定面的高度也適當反應出地形、洋流、海陸分佈等下邊界條件的情況。而在季節變化分析中,可發現中性濕靜力穩定面之高度極大值具有隨季節緯向移動的現象,可藉此說明流活動的季節變化性。由此,亦可說明中性濕靜力穩定面可以良好反應季節變化的影響。

根據中性濕靜力穩定面對於暖濕與冷乾二種不同性質大氣所具有的高度敏感性,我們將之應用於鋒面分析及氣團分析上。首先是透過對台灣海峽北部單點(120°E,25°N)中性濕靜力穩定面高度位置(以氣壓值表示)的時間序列分析,我們可以大致掌握該地高壓迴流、鋒面或梅雨鋒面過境的時間,準確率約為70%-80%。同時,此時間序列亦可顯示該地夏季季風的肇始日期及衰退日期。由此,我們設想將相同的做法應用於印度季風及南海季風的分析上,企圖找出此二地夏季季風的肇始日期及衰退日期,但並沒有得到很好的結果。就技術上而言,我們認為是地點選取的問題。就理論上而言,我們推測是印度地區及南海地區的緯度太低,幾乎全年均在熱帶海洋性暖溼氣團的影響之下,因此中性濕靜力穩定面所存在位置較高,而其變動主要由水汽含量決定,並沒有受到另一乾冷性質大氣的影響,所以變動性不若台灣地區明顯。經由此點,我們可以發現在暖溼氣團及冷乾氣團交界之地,或是隨季節會受到這二種氣團交替影響的地方,中性濕靜力穩定面的應用似乎具有較佳的效果。但是,關於中性濕靜力穩定面在印度季風及南海季風的應用上,我們仍認為還可再進一步探討。

另一方面,我們選取中性濕靜力穩定面高度位置(以氣壓值表示)的700hPa等值線做為廣義熱帶海洋性氣團(mT)所能影響的範圍,並透過此等值線隨月份的變化,瞭解熱帶海洋性氣團(mT)影響範圍的逐月變化性。由分析的結果,我們可看出東亞地區在北半球夏季會受到熱帶海洋性氣團(mT)的影響,但在北半球冬季,東亞地區則是受到另一極地大陸性氣團(cP)的影響。由於具有這種氣團交替影響的現象,因此我們若選擇東亞地區,做中性濕靜力穩定面高度位置700hPa等值線在5月至7月的逐旬(10天)變化分析,我們推測可以得到和Tao and Chen(1987)亞洲夏季季風氣候平均肇始日期相似的結果。由

此,可發現中性濕靜力穩定面在“季風”方面的應用上,應該還有很大的研究發展空間。

綜合以上的分析與討論,可發現中性濕靜力穩定面能夠反應出諸多大氣的訊息,如旺盛對流區域、季節變化,以及地形、洋流及海陸分佈等下邊界條件。因此,相較於單一個等壓面,它更能有效地反應出真實的對流層結構及其所蘊涵的訊息,由此可知中性濕靜力穩定面的重要性。藉由其特性,我們將之應用於鋒面及氣團分析中,並得到一些初步但有趣的結果。至於中性濕靜力穩定面是否還有其他的特性與應用,則有待往後更進一步研究與探討。

參考文獻

- 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.
- Emanuel, K. A., 1983: The Lagrangian parcel dynamics of moist symmetric instability. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2368-2376.
- Hoskins, B. J., 1991: Towards a PV- θ view of the general circulation. *Tellus*, **43AB**, 27-35.
- 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.
- Peixoto, J. P., and A. H. Oort, 1992: *Physics of Climate*. American Institute of Physics, 520pp, 140-141.
- Tao, S., and L. Chen, 1987: A review of recent research on the east Asian summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*, C.-P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., Oxford University Press, 60-92.
- Tolmazin, D., 1985: *Elements of Dynamic Oceanography*. Allen and Unwin, 181pp.

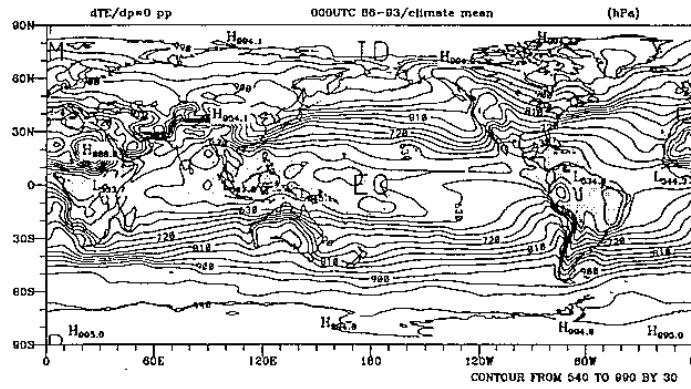


圖 1、1986-1993 年中性濕靜力穩定面年平均高度位置分佈圖(以氣壓值表示)，陰影區為 <600hPa。

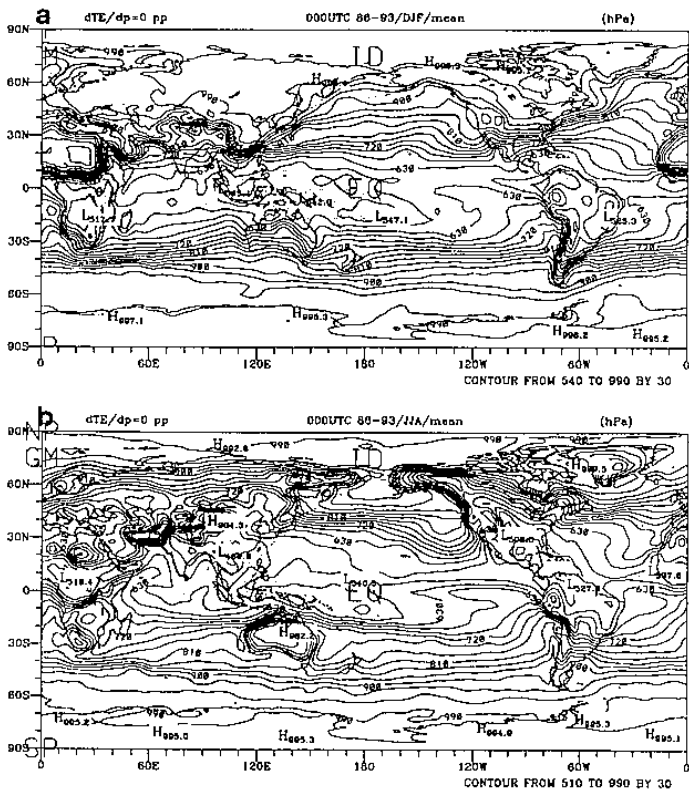


圖 2、1986-1993 年中性濕靜力穩定面高度位置(以氣壓值表示)的季節平均場分佈圖，陰影區為 <600hPa。(a)DJF；(b)JJA。

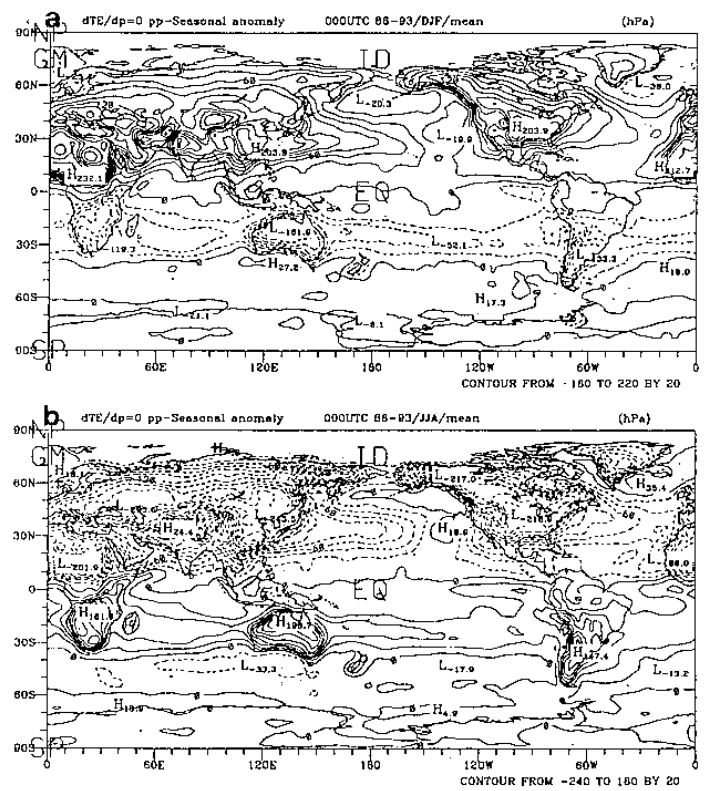


圖 3、1986-1993 年中性濕靜力穩定面高度位置(以氣壓值表示)的季節距平場分佈圖，陰影區為負值區。(a)DJF；(b)JJA。

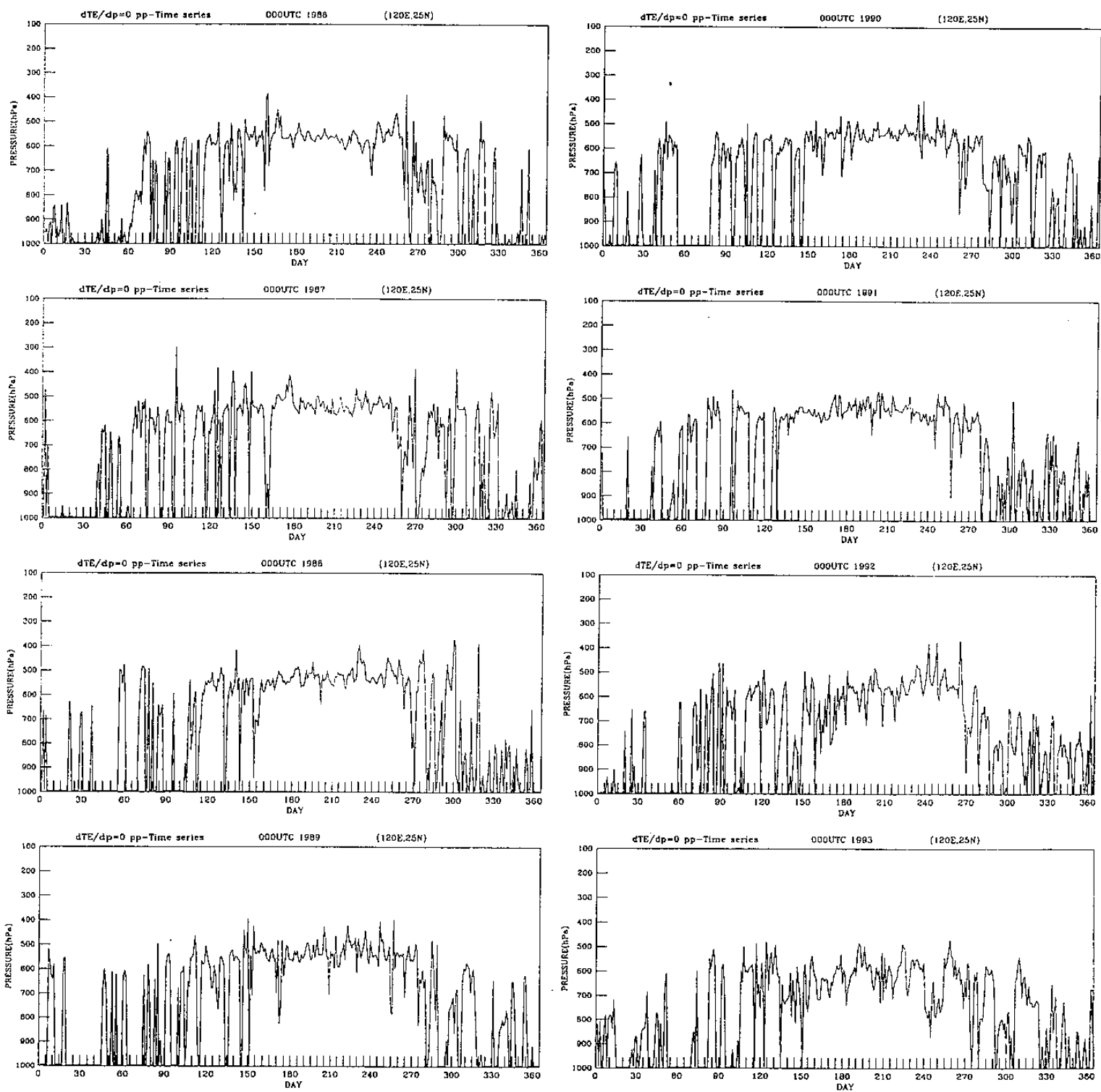


圖 4、1986-1993 年台灣海峽北部單點(120°E,25°N)中性濕靜力穩定面高度位置(以氣壓值表示)的時間序列圖(每年一組時間序列)。

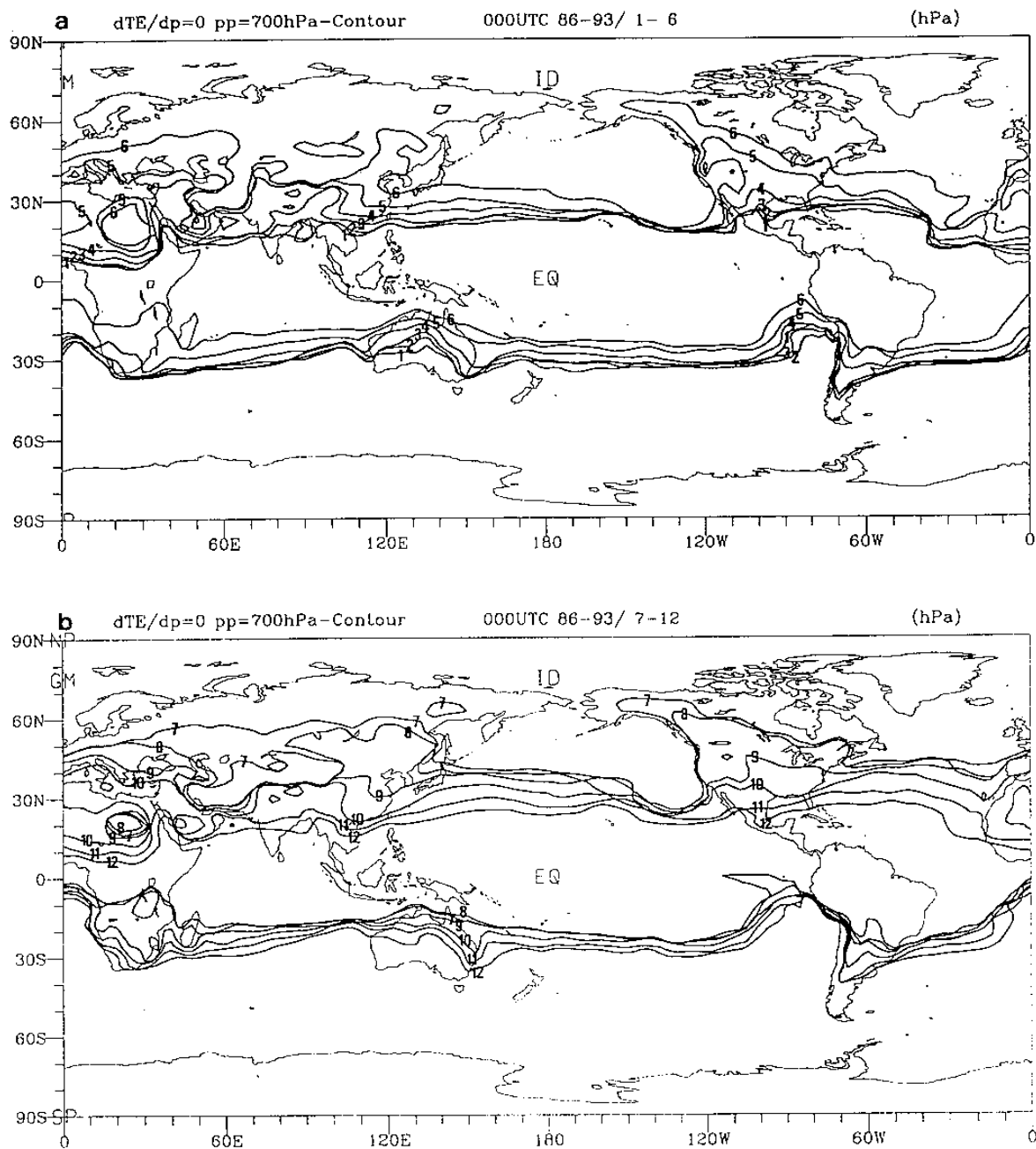


圖 5、1986-1993 年 1 月至 12 月中性濕靜力穩定面高度位置(以氣壓值表示)的 700hPa 等值線所在位置分佈圖。(a)1 月至 6 月；(b)7 月至 12 月。