

一九八三年三月大氣環流之數值模擬

陳俊欽

空軍氣象中心

摘要

1982/83為本世紀以來最強ENSO年，全球各地發生異常氣候，許及陳（1993）指出若是艾尼紐冬季，則隔年3月臺灣地區雨量偏高，其中以1983年3月最為明顯，在該月觀測距平場上，顯示熱帶地區海溫大範圍、持續性異常增暖，提供大氣過多的水汽源及非絕熱源，造成該地區異常環流，在中高緯地區，波列（wave-train）振幅增大而且為持續性的相當正壓結構，副熱帶噴流強度增強並向南擴展。

本研究將利用NTU GCM模擬1983年3月的異常環流型態，21個初始場經過測試，選定在1983年2月27日，再利用EOF將初始場重組，濾除資料上的雜訊（noise），模式中放入真實海溫做敏感性測試，積分一個月與控制試驗相互比較，以瞭解不同區域海溫對異常環流所扮演的角色。

第一節 前言

當大氣環流持續發生異常現象時，往往可造成許多地方氣候與天氣型態的劇烈變化。許多研究指出大氣環流的異常現象與邊界層的強迫作用有明顯的相關。邊界層的強迫作用，包括海面溫度、土壤濕度、地表反照率、雪與冰，藉著潛熱釋放、長波輻射、可感熱交換等非絕熱過程，輸送能量給大氣。當邊界層的強迫作用發生異常變化時，不僅影響大氣的能量來源與流向，並且改變水汽的源匯分佈，進而引起大氣環流的異常。

一些觀測資料與理論顯示，熱帶海面溫度的異常變化對熱帶及溫帶的大氣環流有著重要的影響。在過去研究中，Bjerknes（1966, 1969）首先熱帶太平洋海面溫度（SST）的異常狀況，與赤道地區的緯向風及大範圍的降雨分佈聯繫起來，揭示了海洋特徵和大尺度大氣

環流特徵的關係。Horel and Wallace（1981）所提供觀測資料也顯示：熱帶海面溫度的異常與包括南方振盪（Southern Oscillation, SO）在內的多種大氣振盪，以及北半球中緯度的異常環流有顯著相關。例如，赤道東太平洋海面溫度正距平與南方振盪指數（Southern Oscillation Index, SOI）有很好的負相關，當東太平洋海面溫度發生異常增暖時，赤道附近中太平洋東風帶減弱，160°E以東赤道測站降雨量增加，太平洋地區哈德里環流（Hadley circulation）加強以及阿留申低壓均加深。

除了由觀測資料分析可窺知海溫異常與大氣環流有某些程度的關係外，利用模式探討熱帶海溫對大氣環流的影響也有許多研究報告，如Matsuno（1966）、Gill（1980）利用簡單線性模式，放入孤立熱源於靜止大氣中，沃克環流與哈德里環流可被模式描述出來。Shukla and Wallace（1983）則利用不同大氣環流模

式，分別模擬一月大氣環流的特徵與氣候變化。他們在赤道東太平洋地區，加入海溫正距平於氣候海溫上，做為海溫敏感性測試的實驗組與控制試驗（放入氣候海溫）比對，發現模式均能模擬出熱帶地區的大氣異常的反應。

另外，在明顯異常海溫與異常天氣實例中，1988年夏季赤道東太平洋地區海溫的異常與美國嚴重乾旱的關係引起熱烈討論。此乾旱形成的環流型態為北美上空有一強大的高壓脊駐波系統，在東岸及西岸則為槽，在大陸上的噴流區隨高壓脊繞向北方，風暴路徑區隨之北移，因此造成此持續性乾旱。Trenberth and Branstator（1988）、Palmer and Brankovitch（1989）分別利用線性模式與ECMWF大氣環流模式研究乾旱形成原因，認為熱帶東太平洋異常海溫引發大氣中的駐波，造成上述環流的異常，形成乾旱。Mo and Zimmerman（1990）對此提出不同的看法，她強調引起美國乾旱的異常波動早已存在於初始場中，海溫的異常只是單純地增加異常波動的振幅。

1982/83年為本世紀以來最強的艾尼紐／南方振盪（El Nino/Southern Oscillation, ENSO）事件，全球許多地方均發生異常的氣候，包括非洲、中南半島、馬來西部、澳洲皆是乾旱；秘魯、美西則是洪水。連夏威夷、大溪地都遭受80年來首次颱風的侵襲。而在東亞地區也有異於常態的月平均環流。1983年3月有一異常加深的槽線持續在華南沿海及臺灣地區，形成該地區春雨綿綿。圖1-1為東亞地區1983年3月雨量的距平場，圖中顯示華北、華中的雨帶南移至華南沿海及臺灣地區，形成當地的豪雨。圖1-2為許及陳（1993）利用臺灣測站雨量及SOI進行統計相關分析，他們指出：若是艾尼紐年冬季，則隔年3月臺灣地區雨量偏高，其中以1983年3月最為明顯。在本研究的第二章中，我們進一步檢視1983年3月各距平場，可以看出大氣環流的異常現象。本研

究以許及陳的分析結果出發，利用大氣環流模式（NTU GCM），研究熱帶海溫的異常增暖與華南及臺灣地區異常環流的關係。

本文首先針對1983年3月的大氣環流與海溫狀況作特徵上敘述，希望從中對異常環流與海溫之間的關連有一些概念。藉著利用臺大大氣環流模式對1983年3月大氣環流進行數值模擬。在本文的第二節敘述資料來源與模式簡介。第三節我們將回顧1983年3月大氣環流特徵與海溫的異常現象。海溫的影響在第四節。第五節，則為最後的討論與結語。

第二節 資料來源與模式簡介

本研究所使用的原始資料，包括ECMWF/WMO高度場及風場資料，NMC（National Meteorological Center）之海面溫度（SST）及NOAA之外逸長波輻射（Outing Longwave Radiation）。雨量資料為中央氣象局之測站雨量資料與MSU（Microwave Sounding Unit）估計的雨量資料。資料分析的期間為1983年3月，各變數的氣候場為1979～1988年3月之平均場。對於觀測資料的處理大部分採用月平均值，處理的過程先求取各場變數之平均值，包括高度場、風場、海面溫度、OLR，再求取各場變數之氣候值，將月平均場減去氣候場得到距平場，用此距平場作進一步分析。

本次實驗所使用的模式為台大大氣環流模式（NTU GCM）。模式所使用的控制方程為原始方程式（primitive equation），使用的數值計算方法，空間上，在水平方向的計算使用波譜法（T42），垂直方向的計算則在 σ 座標上使用差分法。時間上，使用半隱式格式（semi-implicit），但為了避免在應用波譜法時於極區附近發生不連續的情況，因此，將原始方程組中的運動方程以高度方程及輻散度方程取代。模式中的預報變數為溫度場、相對濕度的垂直分量、水平輻散度、地面氣壓及水汽

場（水汽混合比），共有五個預報方程及靜力方程於球面座標上。

利用大氣環流模式說明海面溫度對月平均環流的影響，便需某種程度上模擬出真實的大氣環流狀態，再改變海溫比較二者間的差異，在此基礎上才有顯著的意義，然而初始場的改變對模式而言相當不穩定，尋找一個優良的初始場進行海溫的實驗便是主要的工作，在此我們對資料利用經驗正交函數展開，以增加特定時段初始場的樣本，藉著一連串的測試尋找優良的初始場，消除資料上誤差快速成長的因素，使海溫改變在模式的影響有較明顯的表現。為消除初始場不穩定對模擬結果的影響，將初始資料對時間做經驗正交函數（EOF）Barnett（1977）展開，去除方差較小的經驗正交函數，保留方差較大的經驗正交函數，重組原來的初始場，以保留原來初始場內主要的大氣的結構，以消除初始資料上的誤差，提高模擬月平均的能利力。對於經驗正交函數（EOF）展開，所取的時段為1983年1月至3月，總共90天。經過初始場測試在此測試結果略過，我們發現使用EOF83當做初始場，可以得到最好的結果。接下來的海溫模擬皆將以此為初始場。

第三節 1983年3月大氣環流特徵

在本節中我們回顧1983年3月異常的大氣環流與邊界條件，分別對該月各氣象要素場進行特徵描述如下。

一、500mb高度場和準備留波（quasi-stationary wave）

圖3-1a，圖3-1b分為3月之氣候平均500hPa高度場及1983年3月500hPa月平均高度場。由於地形、海陸分佈、及非絕熱加熱作用形成高度場上槽脊系統配置的波動型式，一般氣候場在大洋面上為槽線，大陸上為脊線。圖3-1b顯示1983年3月的高度場上波動的振幅及強度比氣候值大得多，南北梯度大，甚至在北太平

洋上形成一封閉低壓。我們將每一個網格點上的時間平均值減去相同緯度的緯向平均值，亦即估計準滯留波的分佈。圖3-2a、圖3-2b分別為1983年3月準滯留波與其相對於氣候平均之距平場。準滯留波（圖3-2a）以北太平洋的阿留申低壓最為明顯，東亞地區有一明顯槽線自日本延伸到臺灣及華南沿海。準滯留波的距平場（圖3-2b）則顯示東亞地區的槽加深、脊加強，使該月環流場的梯度加大。華南沿海及臺灣上的槽線地區有一負距平中心，為了說明此槽線在經度與緯度的演化，我們分別取20N至32.5N和90E至120E的區域平均，探討此槽線在經度與緯度的變化。圖3-3a及圖3-3b顯示，此槽線在3月初之前便持續出現在臺灣地區及華南沿海，3月中旬後，隨著自華南地區不斷東移出海的短波槽，使槽線的強度愈來愈強。我們檢視該月天氣圖與臺灣地區測站3月的逐日降水（圖3-4）。發現該月不斷有系統自華南東移出海，形成臺灣附近滯留的低壓及鋒面系統，使得臺灣地區出現持續降水，且對3月平均而言，1983年3月是從1952年來臺灣地區雨量最多的一年。

二、高低層流線場

流線方向為緯向風速與經向風速的合成，可表示出環流方向，所以用流線場表示，不僅可以說明高緯地區的流場形式，低緯地區的環流場亦可清楚顯現。圖3-5a、圖3-5b分別為200mb、850mb高低層3月氣候的流線場。低層離地面較近受邊界層影響大，流場表現較為複雜，在南北半球副熱帶地區的大洋上，包括太平洋、大西洋、印度洋，各有一個反氣旋式環流，北太平洋上有阿留申低壓。高層流場較為單約，南半球陸地面積小，以海洋為主，流場的波動振幅比較小，北半球由於地形及海陸分佈較為複雜，在中高緯地區流場以二波的形式出現。熱帶地區如熱帶非洲、東印度洋至大洋洲一帶及南美洲北部，在南北半球各有一對以

赤道為中心呈對稱的反氣旋式環流。其中以東印度洋至大洋洲地區環流的強度最強及範圍最大。圖3-5c、圖3-5d分別為200mb、850mb高低層1983年3月的流線場。低層顯示副熱帶太平洋高壓中心偏西，阿留申低壓中心位置偏東。高層顯示熱帶地區流場以赤道東太平洋的變化最大，高緯地區流場的波動振幅加大。

三、高層緯向風速和溫度場

圖3-6a為3月200mb緯向風速的氣候場。圖中顯示在熱帶地區除了東太平洋及大西洋上有微弱的西風，其餘各區均為東風帶。在南北半球20°到30°為西風帶，即所謂的副熱帶噴流，而且有三個主要的最大風速區，北半球較強南半球較弱。由前面圖3-5a可知熱帶地區東西風的位置，主要受到該地區三組對稱的反氣旋式環流所支配，東風帶出現在每一組的對稱環流的中心區域，微弱的西風出現在每組環流的分隔區。由於西太平洋上的環流強度及範圍大，以致於印度洋上沒有出現明顯的西風分量。圖3-6b為1983年3月200mb緯向風速場。熱帶東風帶的東風極大值由東太平洋移到西太平洋，大西洋上原本微弱的西風明顯加強了，20°N到30°N之間的副熱帶噴流在強度及範圍均明顯增加。為了說明西風風場的異常現象，距平場（圖3-6c）顯示北半球西風帶有大範圍的西風距平，並且向南擴展，北緯30°的東太平洋上有一西風距平極大值。臺灣和華南地區亦有西風距平中心。圖3-7a顯示西風向南擴展及強度增強為整層的現象，以200mb最為明顯，熱帶地區200mb亦有東風距平極大值。圖3-6c為溫度垂直剖面的距平場，熱帶地區有溫度正距平，北緯30°至40°度有溫度負距平。

四、高低層高度場的標準差

為了表示1983年3月綜觀天氣尺度擾動變化情形，我們計算高度場的標準差。一般綜觀天氣尺度擾動的生命期約為2-7天，所以高度場先經過7天的高通濾波（high pass）處理，

再計算其標準差，以保留天氣尺度的擾動，標準差越大的地區表示天氣尺度擾動愈為頻繁。一般中緯度地區高度場的標準差較大，尤其以西風帶風暴路徑區（storm tracks）的大標準差最為明顯，在熱帶地區由於高度場的逐日變化較小，所以此地區的標準差小。圖3-8a、圖3-8b分別為1983年3月200mb、850mb高低層高度場標準差場的距平場。高低層距平場上顯示，在東亞地區與北半球太平洋上，標準差的正距平向南擴展，而且在臺灣和華南地區及副熱帶東太平洋上均有大的標準差正距平中心。圖3-8a與圖3-7a對照，此地區的標準差正距平與西風的正距平一致，顯示增強的西風帶提供該地區充足的能量，有利於天氣尺度擾動頻頻發生。

五、高低層流函數場

流函數場表示旋轉風的環流，高低緯地區均可明確的表示環流形態。圖3-9a、圖3-9b分別為1983年3月200mb、850mb高低層流函數場的距平場。圖中標示正值部份的環流方向為順時針方向，而負值則為逆時針方向。對高低層的流函數距平場，北半球以負距平為主，南半球則以正距平為主。熱帶地區以北美洲北部為中心，有一組四胞反對稱的環流距平，高層較底層明顯，而且高低層反相位（out of phase）；在中高緯地區北太平洋的阿留申低壓異常加深，中心位置由中太平洋移到東太平洋，高低壓中心之間的梯度亦明顯加強，北太平洋地區及臺灣和華南沿海均存在一氣旋式中心，高低層同相位（in phase），顯示該地區的環流擾動均具有深厚的相當正壓結構。

六、高低層速度位場

速度位場表示非旋轉風的環流，由速度位場的梯度可決定輻合、輻散風的大小，及大尺度對流分佈。圖3-10a、圖3-10b，圖3-10c和圖3-10d分別為850mb、200mb高低層的氣候場和1983年距平場，圖中相對高值為輻合區，相

對低值為輻散區。大致上高低層互相配和，底層輻合則高層輻散，反之底層輻散則高層輻合。由氣候場可知主要的低層輻合、高層輻散中心在熱帶西太平洋的暖池（warm pool）上，熱帶非洲及北美洲亦各有一低層輻合、高層輻散中心，由距平場可知主要的低層輻合、高層輻散中心由熱帶西太平洋上移到熱帶東太平洋上。

七、OLR和MSU估計雨量

為了說明低緯地區的降雨及對流分佈情形，我們對OLR進行分析。OLR是測量從地球外逸的長波輻射，最主要的輻射量來自於沒有雲的地表或雲頂，所以OLR提供了一種量度熱帶對流的指標（Morrissey 1986）。在熱帶地區，OLR值小表示對流強，OLR值大表示對流弱。圖3-11a為3月OLR的氣候場，顯示OLR值較低的地區，主要分佈在熱帶地區，如熱帶非洲、東印度洋至大洋洲一帶及南美洲北部是全球幾個OLR值較小的區域，也是對流較為活躍的地區。圖3-11b為1983年3月OLR的觀測場，平均而言，低緯地區的OLR值比氣候值低得多，顯示1983年3月平均而言低緯地區對流較為活躍。圖3-11c為1983年3月OLR的距平場，圖中顯示最主要的負距平集中在熱帶地區，以熱帶東太平洋上的負距平最為顯著，印度洋至澳洲一帶亦有大範圍的負距平，華南及臺灣地區與西太平洋一帶亦有OLR的負距平。

圖3-12a，圖3-12b，圖3-12c分別為MSU所估計海面上雨量的氣候場、1983年3月平均場和距平場。氣候場（圖3-12a）主要的降雨地區與間熱帶輻合區（ITCZ）、南太平洋輻合區（SPCZ），以及太平洋和大西洋的風暴路徑區一致，圖3-12b顯示1983年3月熱帶地區各降雨區明顯增加，在距平場（圖3-12c）顯示：降雨正距平與LOR的負距平場（圖3-11c）型態上幾乎相同。

八、海面溫度距平場

圖3-13a為1983年3月海溫的距平場，最大的海溫正距平出現在熱帶東太平洋上，量級高達2.6度。為了說明此區海溫距平在不同緯度與經度的演化。圖3-13b，圖3-13c分別取180至120W及10S至赤道的平均。圖2-13b顯示該區海溫正距平在1982年3月已建立，一直持續到1982年6月，正距平的區域大約橫跨20個緯度。圖3-13c顯示熱帶東太平洋的海溫正距平在1982年初從熱帶西太平洋移入熱帶東太平洋，海溫正距平均跨越120個經度，熱帶印度洋海溫亦跨年度的持續性正距平。

綜合上述各氣象要素場的分析，可藉助圖3-14來說明。比較OLR（圖3-11c）、降雨量（圖3-12c）和海溫（圖3-13a）的距平場，可知熱帶地區正距平的海溫區、正距平的降雨，以及負距平的OLR的位置與形態一致，彼此有很好的相關性，例如熱帶東太平洋、印度洋和中國大陸東側沿海，尤其在熱帶地區不僅海溫距平量級高、範圍大且均持續在一個季節以上。高海溫、降雨量大和OLR低分別代表豐富水汽、大量潛熱釋放及對流旺盛區，由這些距平場的配置便可知道低緯熱源的位置。

由於低緯熱源，激發一組以熱源為中心對稱的反氣旋式環流。例如氣候場上顯示（圖3-5a），熱帶旺盛對流區（低OLR值，即熱源的位置），如西太平洋地區、北美洲北部和熱帶非洲200mb上空，在南北半球各有一組反氣旋式環流，此組環流的強弱由該區潛熱釋放所決定。潛熱釋放的位置，所涵蓋範圍以及強度，決定大氣主要高低層的輻合、輻散場及由環流引發東風帶的強弱。引發出的反氣旋式環流向北一支，配合中高緯大尺度的準滯留波便可決定副熱帶噴流的位置及強度。

由1983年3月的海溫、雨量正距平可知，海洋提供給大氣大量的能量，（尤其在熱帶東太平洋上）。在這裡持續性、大範圍的高海溫地區導致降雨量多且對流旺盛。大量蒸發的海

水提供給當地充沛的水汽，在大尺度輻合、輻散有利的環流情況下，海溫異常效應會被傳送到大氣的內部，形成一深厚的熱源，於是一種熱力性質的邊界強迫作用經由大尺度環流的配合轉換成三度空間的熱源，激發出熱帶的環流。原本以熱帶西太平洋為中心的一組反氣旋式環流移到東太平洋上，因為較多能量的供應，使熱帶大氣環流強度增強進而加強副熱帶噴流區的西風風速且使其向南擴展，增強的西風帶在當地提供充足的能量，有利於天氣現象頻繁地發生。

低緯地區的熱源如果在有利的大氣環流結構下，此熱源不僅會在當地產生異常環流，並可以藉Rossby wave傳播到較遠的地區，產生明險的影響。Hoskins and Karoly (1981)用一多層線性原始方程證明，如果緯向氣流對於Rossby wave傳播是有利的話，熱帶地區的非絕熱源在中緯度地區能夠產生明顯並且穩定的影響。

第四節 海溫的影響

地球表面大部分為海洋所覆蓋，海洋吸收大部分的大陽入射輻射，絕大部分的能量儲存於海洋表層中。這些被儲存的能量將以潛熱、長波輻射和可感熱交換等形式輸送能量給大氣，驅使大氣運動。因此海洋面上的溫度變化與海面的蒸發強弱都將對大氣運動的能量產生重要的影響。在這一節中，我們將利用NTU GCM探討異常海溫對大氣環流的影響，使用不同的海溫進行多次模擬。以下模式中使用的初始場，為重組後的初始場（EOF83）。在此首先看此初始場放入觀測海溫所模擬結果的環流表現，接著固定此初始場，以氣候海溫為控制組，觀測海溫與理想海溫為對照組，比較模擬結果，評估海溫的影響。

一、初始場（EOF83）對月平均環流表現

圖4-1a、圖4-1b分別為模擬之月平均500

hPa高度場與準滯留波動。與圖3-1b和圖3-2a比較，北半球大振幅的槽脊線配置和北太平洋的封閉低壓均可模擬出來，準滯留波動上的相對槽脊線位置與觀測資料有一定相似性，尤其以北半球較為明顯。圖4-2a，圖4-2b分別為觀測資料與模式500hPa的緯向風場。在東西風帶上均有不錯掌握，副熱帶西風極大值的位置與模擬結果相近，但是模擬緯向風場偏弱，此為模式本身的系統性誤差，亦即高緯地區高度場高度偏高，低緯地區高度偏低，造成南北壓力梯度減弱。圖4-3a、圖4-3b、圖4-3c和圖4-3d分別為觀測資料與模式模擬高低層輻合、輻散場。觀測的輻合、輻散中心位於南美洲北部附近，低層受地形影響，輻合、輻散較為散亂，高層輻合、輻散場主要以一波型式出現。模擬結果主要的低層輻合、高層輻散中心偏赤道東太平洋，在此顯示我們模式的輻合、輻散場對熱源的反應較為敏感，低層輻合、高層輻散中心與熱源極大值的位置一致。

二、觀測海溫的影響

海面溫度距平變化速率比起大氣距平變化速率要慢，因此對一個有限時段來說（比如，一個月甚至一個季節），海面溫度的強迫作用可以認為是大氣環流的外部作用力。為了探討異常海溫的影響，我們使用不同的海溫進行模擬。在此實驗設計如表1a所示。利用實際海溫（圖4-4b）與氣候海溫（圖4-4a）進行二個模擬，將各環流場的模擬結果相減（RSST-CSST），作為海溫異常引起大氣的反應。在此假設氣候海溫激發出實際氣候場，1983年3月實際海溫激發出實際觀測場，如果模式中異常海溫的反應與觀測距平一致，則意謂著海溫的異常對大氣的異常環流扮演主要的角色。以下對為1983年3月海溫距平及區域海溫距平（赤道東太平洋海溫距平，如圖3-13a的1區）進行模擬，以瞭解赤道東太平洋的異常海溫暖距平，對於1983年3月異常環流所扮演的角色。對於

不同海溫距平在植入模式中引起各距平場的影響分別敘述如下。

以下為植入1983年3月觀測海溫的影響。圖4-5a、圖4-5b分別為高低層200hPa、850hPa海溫異常引起的流函數距平場。圖中顯示在高低層上北半球的反應以負距平為主，南半球的反應以正距平為主，與實際觀測距平比較呈現合理的分佈。在赤道東太平洋的地方，為海溫異常增暖最明顯的區域，在此區域高低層反應出四胞反對稱的結構，而且高低層反相位。在赤道地區以外，北半球氣旋式環流有異常加深趨勢；北太平洋、北美洲副熱帶地區和華南及臺灣沿海上空均有一氣旋式距平中心，而且高低層同相位，與實際觀測距平相似。在200hPa的緯向風距平場（圖4-6a）北半球西風帶上有大範圍西風正距平，顯示海溫異常使副熱帶西風強度加強，並向南擴展。在華南和臺灣地區觀測西風距平中心，模式模擬較為偏南。熱帶地區赤道東太平洋的東風正距平和大西洋的西風正距平與觀測值相似。圖4-6b、圖4-6c分別為高低層200hPa、850hPa高度場標準差。高層200hPa（圖4-6b）與觀測資料圖3-8b比較，在北半球形態較為相近，歐洲大陸與北大西洋均有標準差正距平。華南及臺灣沿海上空可模擬出一標準差正距平中心。西太平洋上亦有標準差正距平，但範圍與量級均較觀測值小。低層850hPa（圖4-6c）北半球太平洋上除了中太平洋標準差正距平較明顯其它地區較不顯著。圖4-7a、圖4-7b分別為高低層200hPa、850hPa輻合、輻散距平場。圖中顯示，低層輻合高層輻散的中心東移至赤道東太平洋，原本為暖池的地方底層有輻散高層有輻合，與觀測輻合、輻散距平場比較大致上類似。在溫度垂直剖面的距平場上（圖4-8a），顯示熱帶地區有溫度正距平，最大正距平中心於300hPa左右，在北緯30度至40度有負溫度距平中心，與圖2-8比較有一致性。圖4-8b為緯向風場剖面距平場

，與圖2-7b比較，副熱帶西風加強為整層現象，最大西風正距平出現在200hPa。觀測的熱帶東風正距平發生在200hPa，模式模擬結果則出現在500hPa左右，較實際位置低，圖4-9a為模擬的雨量，主要的降雨區如間熱帶輻合區（ITCZ）、南太平洋輻合區（SPCZ）和太平洋及大西洋的風暴路徑區與觀測估計的雨量場（圖3-13b）相似。圖4-9b為雨量距平場，由於海風異常造成降雨的距平分佈，主要在赤道東太平洋和印度洋上有雨量正距平，此二地區降水分佈顯示出熱帶海溫異常增暖增加該地區的降雨。華南和臺灣地區亦有一降雨正距平，量級較小。

以下為單獨植入赤道東太平洋的海溫正距平於模式中引起的影響。圖4-10a、圖4-10b分別為高低層200hPa、850hPa區域海溫異常引起的流函數距平場。在此與實際海溫距平反應比較，主要的異常大氣結構如熱帶地區東太平洋上四胞反對稱結構及北半球主要氣旋式距平中心，均有一定的相似，顯示赤道東太平洋的海溫異常增暖對1983年3月大氣環流的異常扮演主要的角色。當然每一個區域海溫異常對該地的環流有一定程度的影響，放入實際海溫的距平將使得異常環流的表現更為逼真。

綜合以上海溫的測試，異常海溫在模式中的影響，熱帶地區較為顯著，中高緯地區型態相似但範圍與量級均較觀測值小。但在模式中整體而言，顯示1983年3月熱帶東太平洋持續異常海溫正距平對於該月異常環流扮演主要的角色。

第五節 討論與結語

本次研究，主要利用臺大大氣環流模式（NTU GCM）對1983年3月的大氣環流進行數值模擬。首先對1983年3月的邊界條件（這裏指海面溫度的變化）和大氣環流作特徵敘述。選取適當的初始場，藉著海面溫度的改變，再利用

模式進行1983年3月大氣環流的模擬。

1983年3月在東亞地區，有一持續且異常加深的槽線滯留在華南沿海與臺灣地區，造成該地區降水異常增加。該年赤道東太平洋海溫大範圍且持續性異常增暖，提供大氣熱源，形成擾動，使熱帶地區環流產生異常變化，進而以波動的形式傳到高緯地區，使中高緯地區的滯留波動的振幅增大。模式模擬的結果顯示，赤道東太平洋海溫異常增暖在1983年3月的異常大氣環流中，扮演主要的角色。1983年3月的異常大氣環流包括：熱帶地區低層輻合、高層輻散中心東移，東風加熱，高緯地區阿留申低壓加深及副熱帶西風帶加強且範圍向南擴展，在模式中均可得到明顯的反應。由於華南沿海與臺灣地區持續性槽區的尺度較小，而且直接影響此槽區的青康藏高原無法依照實際高度放入模式中，所以模擬結果並不明顯，雖然該區雨量增加但數量不顯著。

初始場的些微差異產生模擬結果各不相同，普遍存在每一個非線性的模式中。在本研究中，我們發現初始場的些微變動導致環流的差異不小於異常海溫的影響。因此想要利用模式評估海溫變化對大氣環流的影響，選取一較適當的模式初始場，是得到良好結果的必要條件。礙於觀測資料的有限，單獨由觀測資料所得到的初始場，並不是一個適當的模式初始場。在此我們提供增加初始場樣本的方法，將觀測資料經過經驗正交函數展開，利用主要的經驗正交函數重組原來的初使場，不僅增加初始場樣本個數，亦消除資料上的雜訊，並保留著主要低平大氣的結構。

當然影響月平均環流不能準確模擬的因素不只在於初始場的結構，適當水平、垂直解析度是必須的，地形不恰當的處理將始氣流過山和繞山運動模擬不好，而且在模式中陸地與海洋上的物理過程，僅是參數化的近似式，不適當的參數化將使大氣非絕熱加熱場垂直結構不

真實，造成虛假的駐波。

在本研究中，我們經過一連串的初始場測試，選取EOF83當做模式的適當初始場，對異常環流進行模擬。由1983年3月實際觀測資料與模式模擬結果顯示，熱帶地區海面溫度的異常變化，直接影響低緯地區的環流型態。高海溫區意謂著大降水區、對流旺盛區，相對的輻合、輻散中心。當熱帶海面溫度持續性發生異常時，伴隨海面溫度的環流場亦產生異常。我們由1983年3月熱帶地區的海溫、降雨量和OLR可知，熱帶地區有過多的潛熱釋放，加強由熱力驅動的哈德里環流，進而增強副熱帶噴流的西風風速，由觀測資料顯示，西風風速增強提供能量將有利於天氣尺度擾動頻繁發生。

參考文獻

- 許晃雄、陳圭宏，1993：臺灣地區低頻大氣變化與熱帶海洋及大氣的關係，中央氣象局委託研究計畫。
- Barnett, T. P., 1977: The Principal time and space scales of the Pacific trade wind fields. *J. Atmos. Sci.* 34, 221-236.
- Bjerknes, J. 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18, 820-829.
- , 1969: Atmospheric teleconnections for the equatorial Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, 97, 163-172.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106, 447-462.
- Horel, J. D., and J. M. Wallace, 1981:

Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. Mon. Wea. Rev., 109, 813-829.

Hoskins, B. J., and D. J. Karoly, 1981: The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and topographic forcing. J. Atmos. Sci. 38, 1179-1196.

Mo, K. C., J. R. Zimmerman, E. Kalnay, and K. Kanamitsu, 1991: A GCM study of the 1988 United States Drought. Mon. Wea. Rev., 119, 1512-1532.

Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. J. Meteor. Soc. Japan, 44, 25-43.

Morrissey, M. L. (1986) A statistical analysis of the relationships among rainfall, outgoing longwave radiation and the moisture budget during January-March 1979. Mon. Wea. Rev., 115, 3-12.

Palmer, T. N., and C. Brankovic, 1989: The 1988 US drought Linked to anomalous sea surface temperature. Nature, 338, 54-57.

Smagorinsky, J. 1969: problems and promises of deterministic extended range forecasting. Bull. Amer. Meteor. Soc. 50, 286-311.

Shukla, J., and J. M. Wallace, 1983: Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial Pacific sea surface temperature anomalies. J. Atmos. Sci., 40, 1613-1630.

Trenberth, K. E., G. W. Branstator and P. a. arkin, 1988: Origin of the 1988 North American drought. Science, 242, 1640-1645.

實測海溫的模擬

控制實驗	對照實驗	海溫的影響
氣候海溫 (CSST)	實測海溫 (RSST)	RSST-CSST 二者的距平場
氣候海溫 (CSST)	赤道東太平洋海溫 (ISST)	ISST-CSST 二者的距平場

表1(a) 實測海溫的模擬

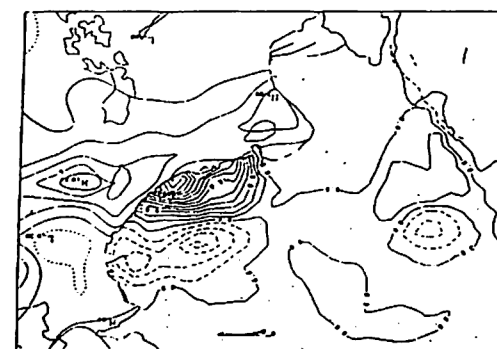


圖1-1 1983年3月雨量距平場。海面上為MSU所估計的雨量資料；等值線間距為2 mm，陸地上為測站雨量資料；等值線間距為3 mm。

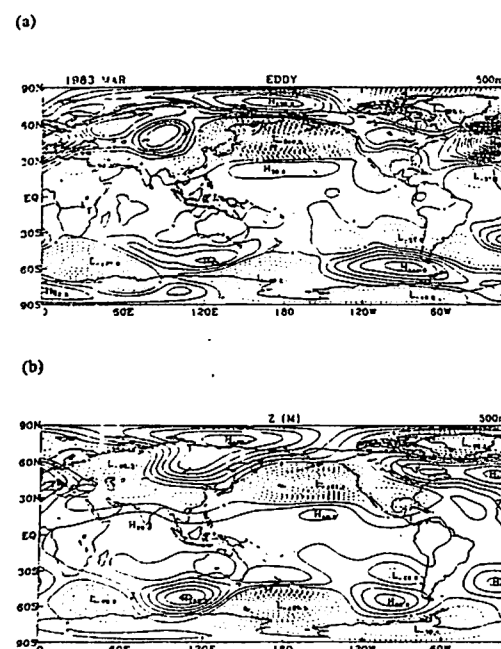


圖3-2 (a) 1983年3月500hPa準滯留波動；等值線間距為20m。(b) 與(a)同但是為距平場；等值線間距為20m。

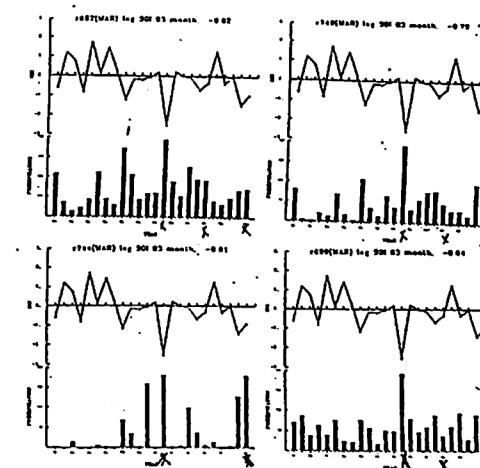


圖1-2 1979年至1993年之臺北(692)、臺中(749)、高雄(744)、花蓮(699)三月雨量(直方圖)，與前一年十二月SOI值。

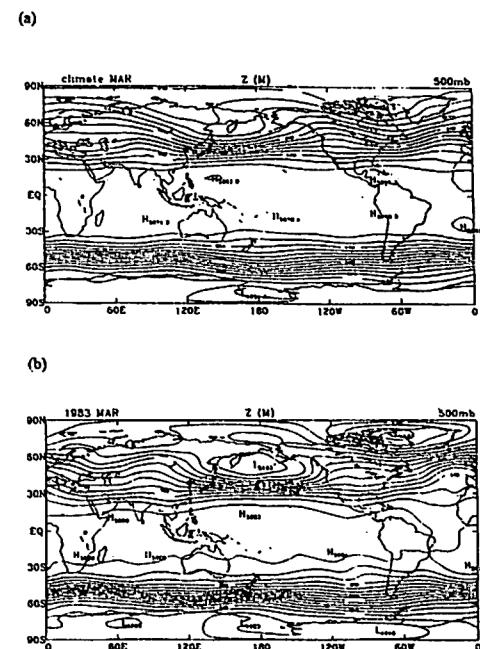


圖3-1 (a) 氣候3月500hPa高度場；等值線間距為60m。(b) 1983年3月500hPa高度場；等值線間距為60m。

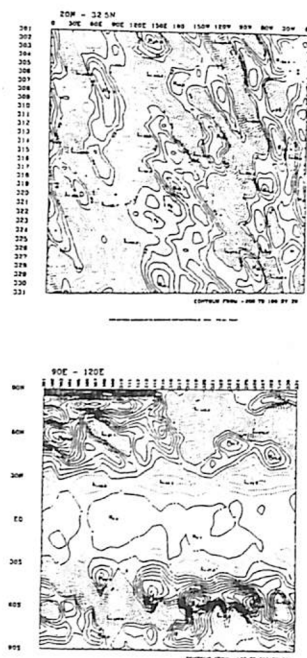


圖3-3 1983年3月500hPa準滯留波動的逐日變化情形、分別取(a)20N~32.5N (b) 90E~120E區域平場。等值線間距均為20m。

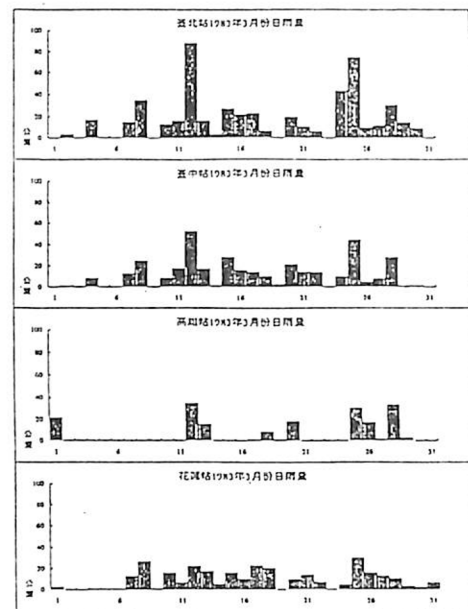


圖3-4 1983年3月臺北(692)、臺中(749)、高雄(744)、花蓮(699)的逐日雨量。

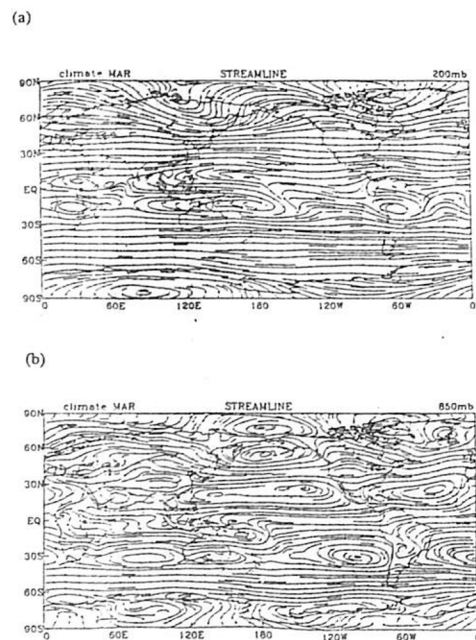


圖3-5 (a)氣候3月200hPa的流線場 (b)1983年3月850hPa的流線場。

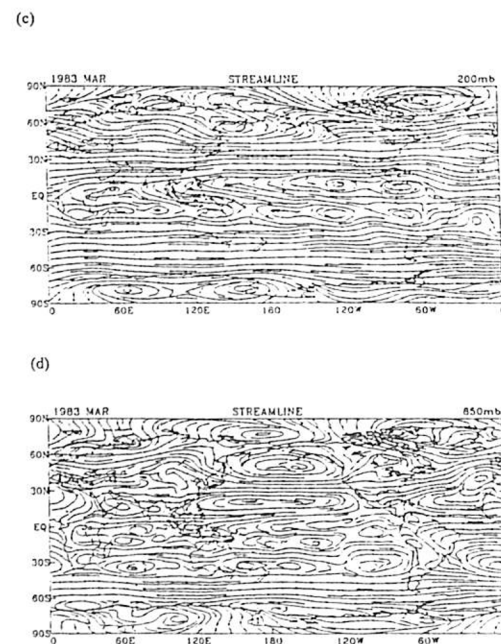


圖3-5 (c)1983年3月200hPa的流線場 (d)氣候3月850hPa的流線場。

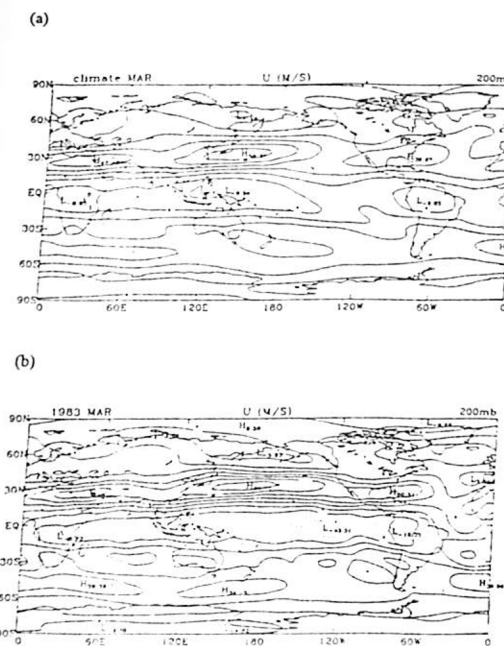


圖3-6 (a)氣候3月200hPa緯向風速場；等值線間距為10m/s. (b)1983年3月200hPa的緯向風速場；等值線間距為10m/s. °

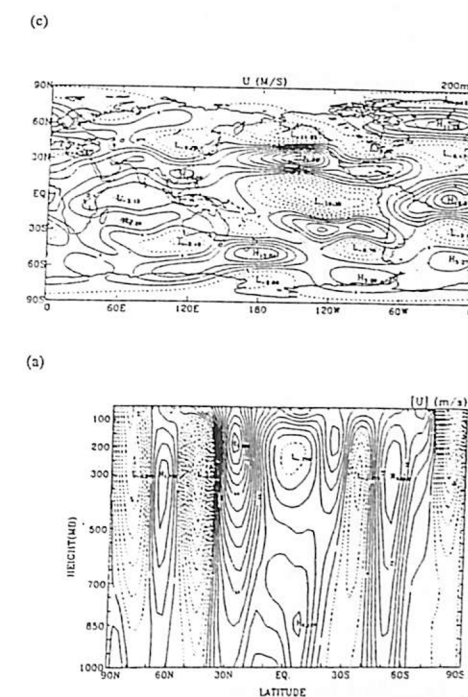


圖3-6 (c)200hPa緯向風速的距平場；等值線間距為3m/s. 圖2-7(a)不同緯度垂直緯向風速距平場；等值線間距為0.5m/s. °

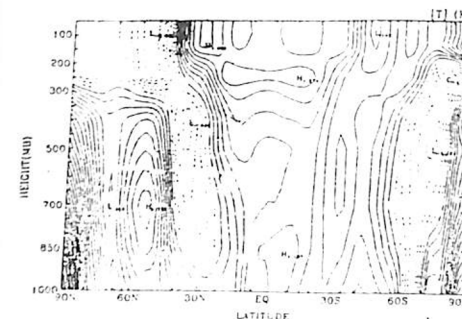


圖3-7 (b)不同緯度溫度垂直剖面的距平場；等值線間距為0.2°K. °

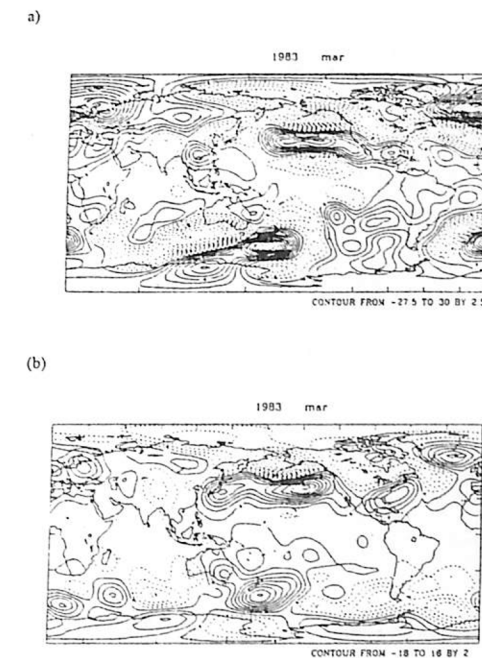


圖3-8 1983年3月高度場的標準差距平場，濾掉7天以上的波動。(a)為200hPa；等值線間距為5m. (b)為850hPa；等值線間距為2.5m. °

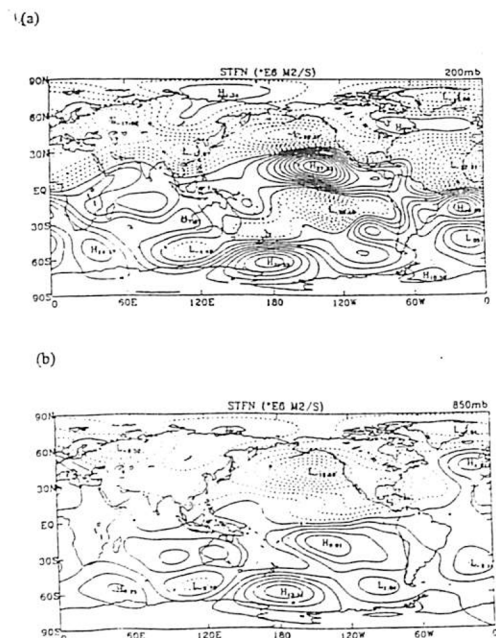


圖3-9 (a)1983年3月200hPa；等值線間距為 $2.5 \times 10^6 \text{ M}^2/\text{S}$ 。 (b)850hPa流函數的距平場；等值線間距為 $2 \times 10^6 \text{ M}^2/\text{S}$ 。

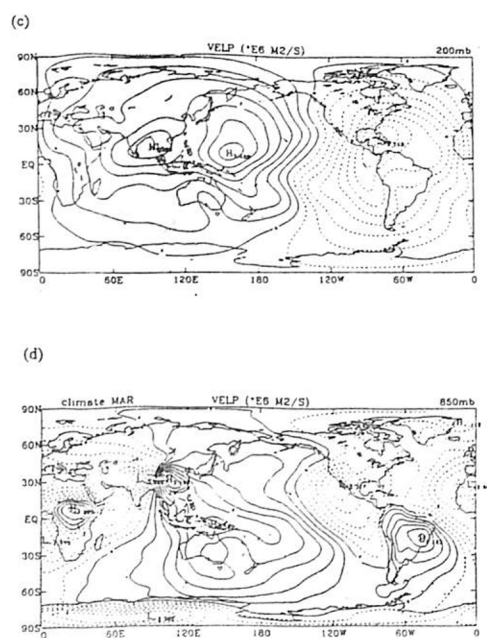


圖3-10 (c)200hPa速度位的距平場；等值線間距為 $0.5 \times 10^6 \text{ M}^2/\text{S}$ (d)850hPa速度位的距平場；等值線間距為 $0.4 \times 10^6 \text{ M}^2/\text{S}$ 。

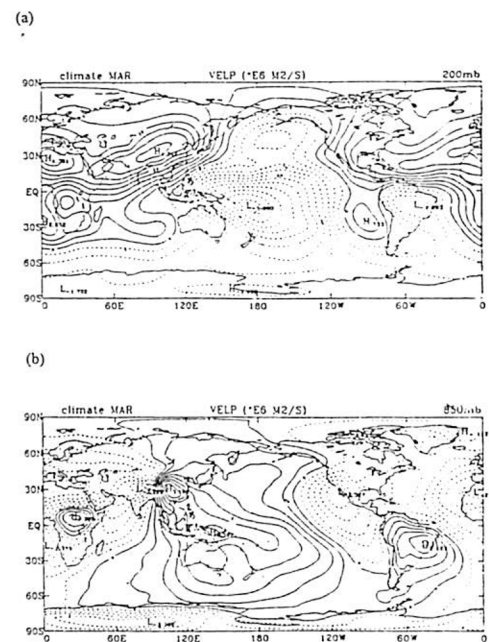


圖3-10 (a)200hPa速度位的氣候場；等值線間距為 $0.5 \times 10^6 \text{ M}^2/\text{S}$ 。 (b)850hPa速度位的氣候場；等值線間距為 $0.4 \times 10^6 \text{ M}^2/\text{S}$ 。

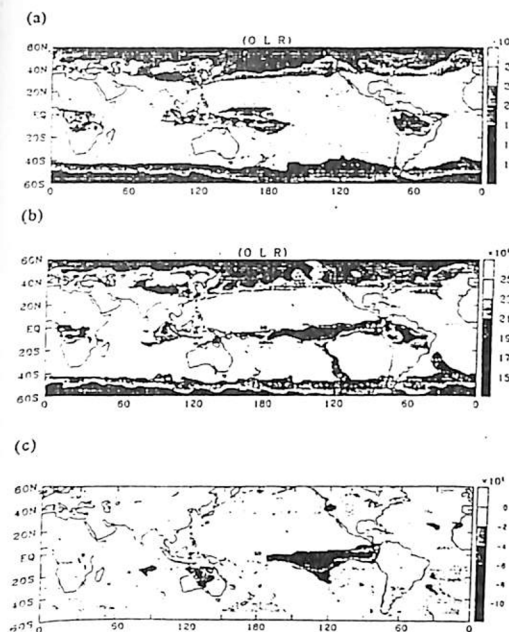


圖3-11 (a)3月OLR的氣候場；等值線間距為 $2 \text{ W}/\text{m}^2$ (b)1983年3月OLR的觀測場；等值線間距為 $2 \text{ W}/\text{m}^2$ (c)1983年3月OLR的距平場；等值線間距為 $2 \text{ W}/\text{m}^2$ 。

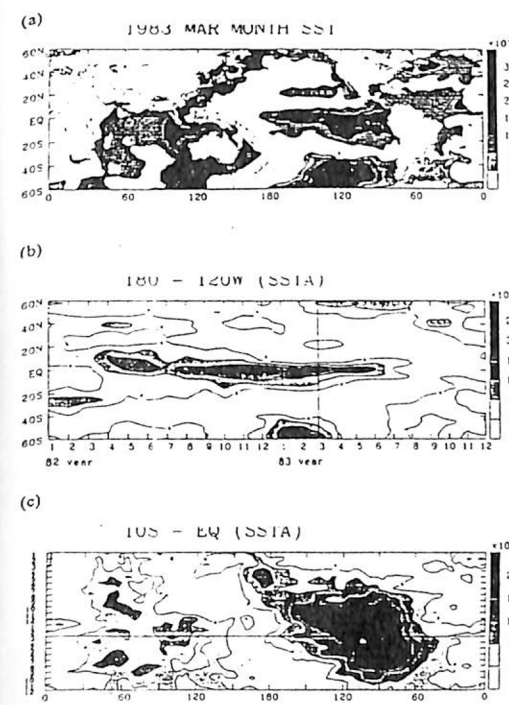


圖3-13 (a)1983年3月SST的距平場 (60N~60S)；等值線間距為 0.5°K 。 (b)180E~120E平均海溫距平變化 (1982年至1983年)；等值線間距為 0.5°K (c)：同圖(b)但取10E~EQ區域海溫平均；等值線間距為 0.5°K 。

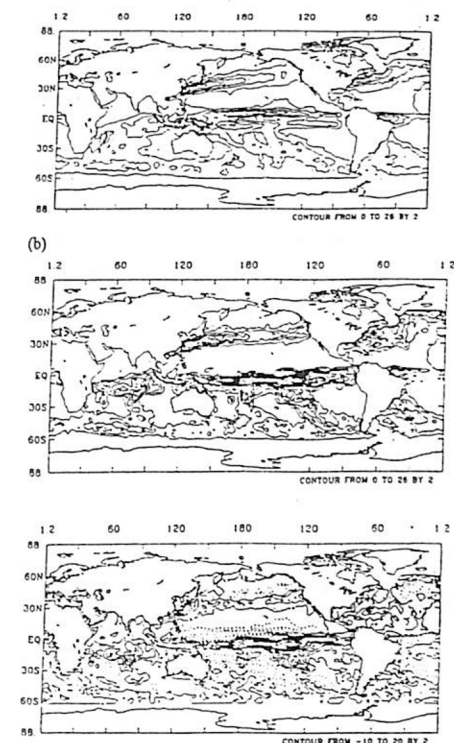


圖3-12 (a)3月雨量的氣候場；等值線間距為 2mm (b)1983年3月雨量的觀測場；等值線間距為 2mm (c)1983年3月雨量的距平場；等值線間距為 2mm。

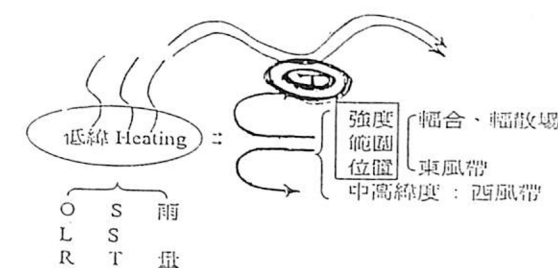


圖3-14 低緯熱源反應示意圖。

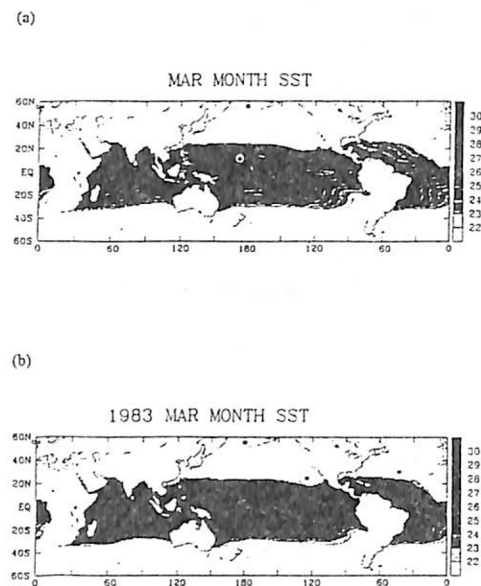


圖4-4 (a)3月的氣候海溫；等值線間距為 1°K (b)1983年3月的觀測海溫；等值線間距為 1°K 。

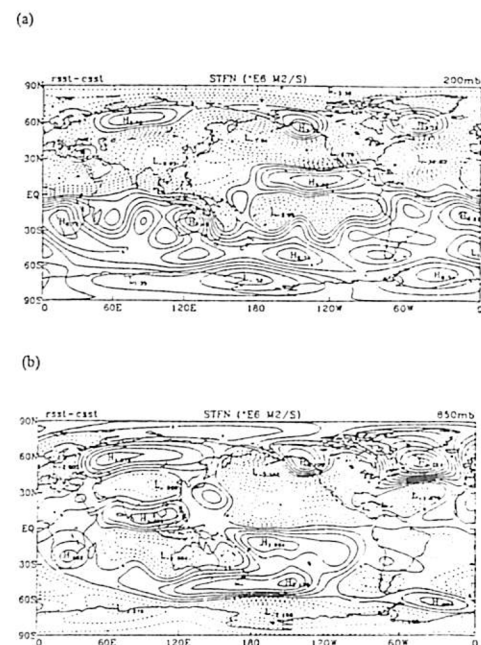


圖4-5 (a)200hPa的流函數距平場；等值線間距為 $1 \times 10^6 \text{M}^2/\text{S}$ (b)850hPa的流函數距平場；等值線間距為 $0.4 \times 10^6 \text{M}^2/\text{S}$ (模式中，1983年3月海溫的影響)。

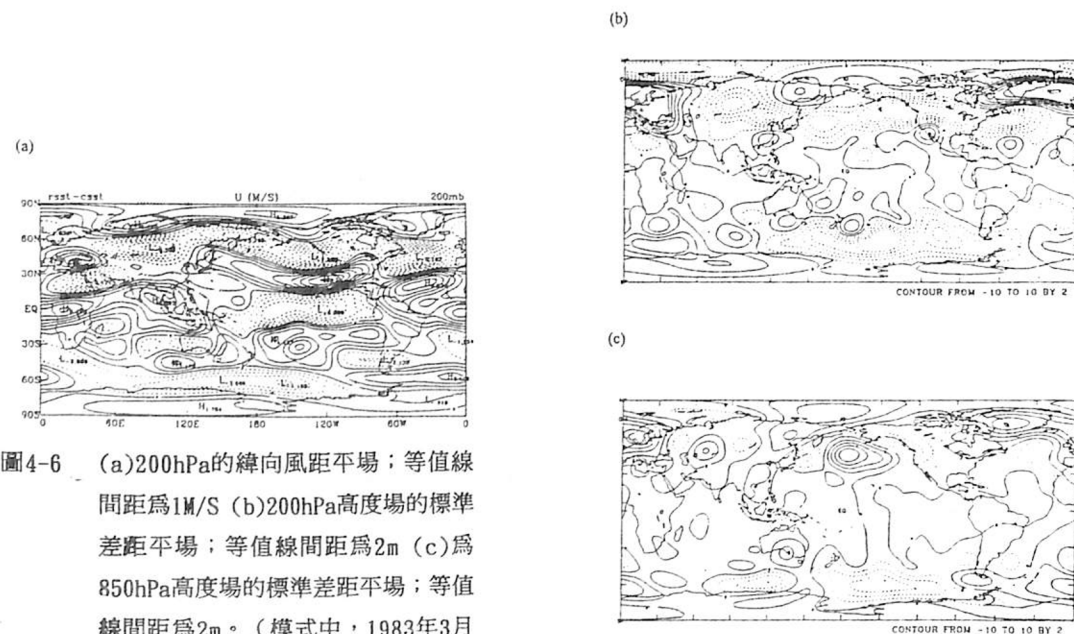


圖4-6 (a)200hPa的緯向風距平場；等值線間距為 $1\text{M}/\text{S}$ (b)200hPa高度場的標準差距平場；等值線間距為 2m (c)為850hPa高度場的標準差距平場；等值線間距為 2m 。(模式中，1983年3月海溫的影響)。

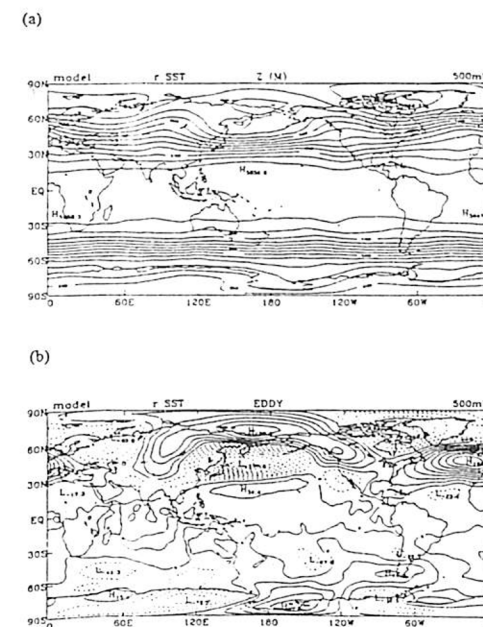


圖4-1 (a)模式所模擬3月月平均500hPa高度場；等值線間距為 60m (b)模式所模擬準滯留波動；等值線間距 20m 。

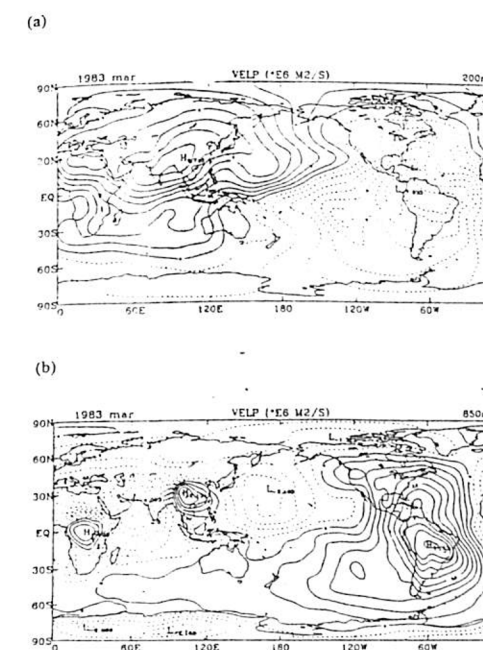


圖4-3 (a)1983年3月200hPa的速度位場；等值線間距為 $0.1 \times 10^6 \text{M}^2/\text{S}$ (b)與(a)同但為850hPa的速度位場；等值線間距為 $0.5 \times 10^6 \text{M}^2/\text{S}$ 。

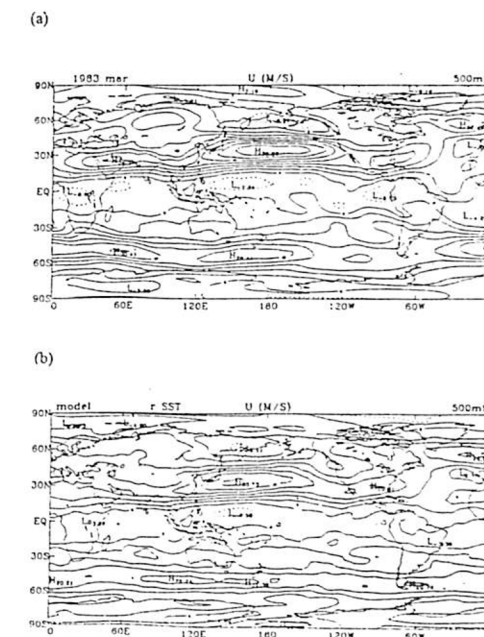


圖4-2 (a)1983年3月500hPa高度場的緯向風速；等值線間距為 $5\text{m}/\text{s}$ (b)與(a)同但為模式模擬的結果；等值線間距為 $5\text{m}/\text{s}$ 。

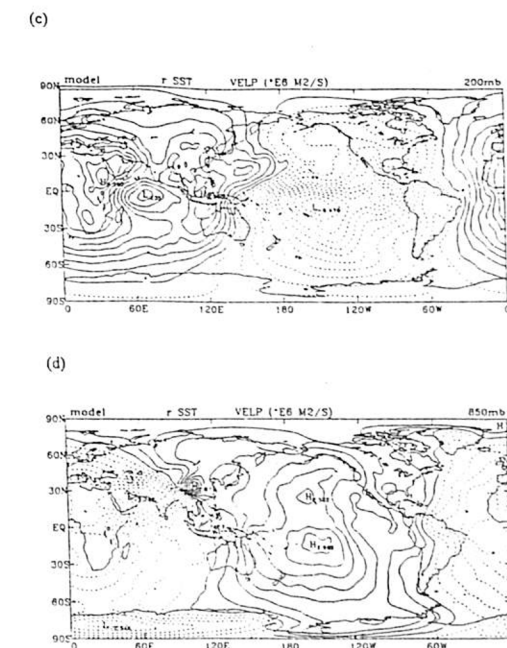
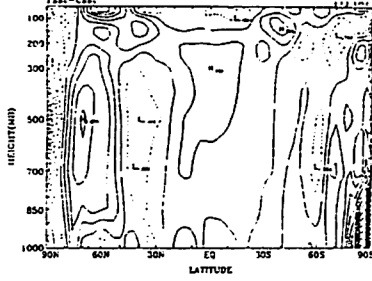


圖4-3 (C)模式對1983年3月200hPa速度位場的模擬結果；等值線間距為 $0.05 \times 10^6 \text{M}^2/\text{S}$ (d)與(c)同但為850hPa速度位場的模擬結果；等值線間距為 $0.4 \times 10^6 \text{M}^2/\text{S}$ 。

(a)



(b)

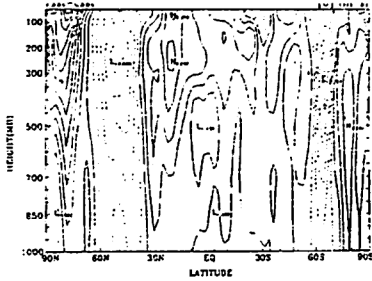
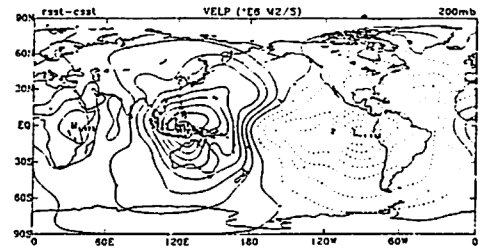


圖4-8 (a)溫度垂直剖面的距平場；等值線間距為 0.3°K (b)緯向風場垂直剖面的距平場；等值線間距為 0.5M/S (模式中，1983年3月海溫的影響)。

(a)



(b)

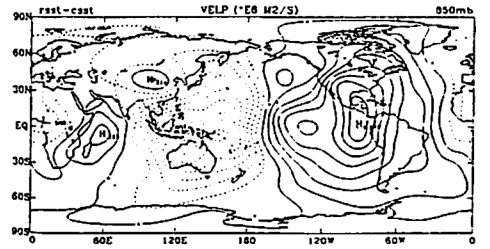
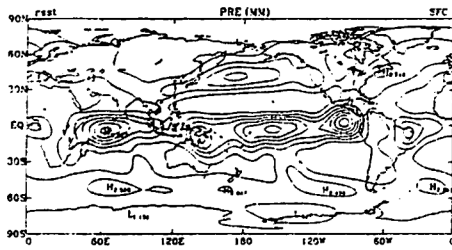


圖4-7 (a)200hPa的輻合、輻散距平場；等值線間距為 $0.5 \times 10^6 \text{M}^2/\text{S}$ (b) 850hPa的輻合、輻散距平場；等值線間距為 $0.2 \times 10^6 \text{M}^2/\text{S}$ (模式中，1983年3月海溫的影響)。

(a)



(b)

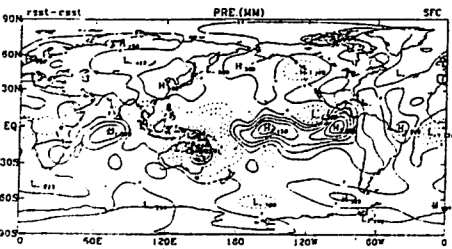
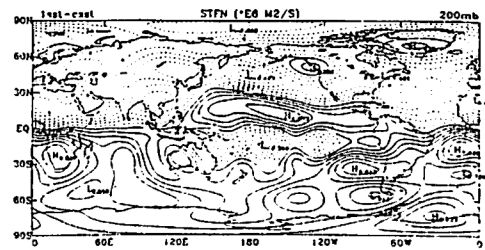


圖4-9 (a)雨量場；等值線間距為 1mm (B)雨量距平場；等值線間距為 0.5mm (模式中，1983年3月海溫的影響)。

(a)



(b)

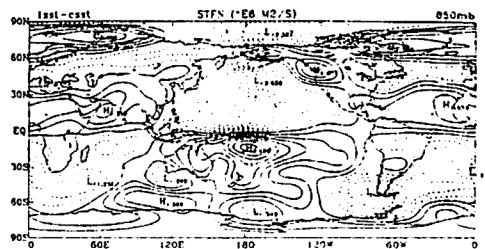


圖4-10 (a)200hPa的流函數距平場；等值線間距為 $1 \times 10^6 \text{M}^2/\text{S}$. (b) 850hPa的流函數距平場；等值線間距為 $0.4 \times 10^6 \text{M}^2/\text{S}$ (模式中，赤道東太平洋海溫正距平的影響)。