

TOGA COARE IOP 期間大氣低頻擾動之特性

盧孟明
中央氣象局

(中華民國八十三年十一月三日收稿；中華民國八十四年六月五日定稿)

摘 要

TOGA COARE IOP 期間赤道附近的對流運動有明顯的低頻振盪現象。與之對應的振盪現象亦出現在熱帶地區高低層風場。我們發現在赤道東風增強之前，西亞或東亞之高層亞（副）熱帶西風噴流即開始增強；而赤道西風增強的個案中均有中緯度西風向赤道伸入的現象。另外，在中高緯度（ 50° N）的東西風分量也有明顯的低頻振盪現象。這些現象顯示出「低頻擾動」的複雜程度，即使在赤道附近也與簡單的「凱爾文-羅士比波」有許多不一致處。初步結果顯示熱帶低頻擾動與中高緯擾動是密不可分的。其間的「聯結」關鍵處除了赤道西風帶之外，以從北非到印度洋北側之高空亞熱帶噴流位置最為重要。

關鍵詞：熱帶季內振盪、中高緯低頻擾動、熱帶與中高緯交互作用

一、前 言

1992年11月1日至1993年2月28日是TOGA（Tropical Ocean-Global Atmosphere）COARE（Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment）IOP（Intensive Observing Period）期間。在這段觀測期間，台灣亦投注了相當的人力物力參與觀測。

藉TOGA COARE氣象與海洋學者急於要研究的問題主要有以下四大類：一、西太平洋暖洋區域海洋與大氣耦合的基本物理特性；二、發生在此暖洋區的組織性對流運動組織過程；三、在西太平洋暖水域海洋對於浮力以及洋面風切力的反應；四、與西太平洋暖水區海氣交互作用有關之大氣中多重尺度系統間的交互作用。第四項主題是我們的主要興趣所在。然而在本文中，我們準備僅根據現象來描述太平洋暖水區組織性對流運動週期性變化與大尺度環流低頻變化的關係。至於熱帶與中高緯度波動之交互關係，將在別文中另外討論。

以氣候平均狀態而言，西太平洋暖水域是冬季中大氣對流運動最旺盛的區域；並且這旺盛的對流運動有明顯的活躍期與抑制期等近似週期性的變化（Lau and Chan, 1985；Sui and Lau, 1992）。Maps and Houze (1993)發現熱帶地區的對流雲系週期性變化在季內尺度最為明顯。這種季內變化普遍存在於整個熱帶地區，並由西向東傳遞。雖然所有尺度的對流雲系均有季內變化，但是相對而言，愈大尺度之雲系（多半出現在西太平洋暖水域）其季內變化愈為顯注。為此 TOGA COARE 的觀測地點選在西太平洋的暖水域；而在 TOGA COARE IOP 期間西太平洋暖水域的對流運動的確有明顯的低頻振盪現象（Gutzler et al.1994, Vleden and Young 1994）。若以赤道附近的 OLR（Outgoing Longwave Radiation）值作為對流運動指標，圖 1 顯示出在西太平洋換日線附近的對流運動，除了十一月在印度洋上有較持續的旺盛對流運動之外，最明顯的組織性對流發生在兩個時段：十二月底到一月上旬以及一月底到二月中上旬。圖 1 並顯示出這兩次旺盛的組織性對流運動均與一自西向東傳播之低頻擾動（週期約一個月）息息相關，這種東移擾動現象在一月比十二月更清楚。十一月時，對流運動的滯留（或駐留）特性強過移動特性，而在十二月上旬擾動似乎由駐波突然轉為東移波。這種轉變特點曾在多篇論文中被提出討論（例如：Hsu et al.1990, Weickmann and Khalsa 1990, Sui and Lau 1992），並被普遍認為綜觀尺度系統在這種轉變中扮演著極重要的角色。利用 TOGA COARE IOP 期間的資料，我們希望從現象分析上來回答的問題有：（1）這低頻擾動如何表現在風場？（2）它是否僅存在於赤道附近？（3）若是它僅存在於赤道附近，它與中高緯度之波動有何關係？若它不僅在赤道附近出現，它的尺度有多大？又與大氣環流場間存在著何種關係？（4）為何會東移？其中第（4）個問題雖是我們目前正在進行的研究工作重點；但因其問題比較複雜，我們現在只能根據現象分析結果提供解釋之線索，有關詳細動力機制則將在別文中討論。

二、資 料

我們所用的資料是 TOGA COARE IOP 期間，ECMWF/TOGA BASIC，解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，在 850hPa 和 200hPa 上的全球格點資料。用到的資料主要為風場和一些如渦度和輻散等風場的導出量。這些導出量之計算都是利用將格點資料換算成球面波譜係數，利用係數計算後再將導出量係數換算回格點上。換算步驟可以參考 Haltiner and Williams（1979, 193-201 頁）。除此之外，我們也利用了相同期間內的 OLR，解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 之格點資料。

三、低頻擾動

（一）時間與經度剖面圖

在本文中我們對「低頻」擾動的定義並不嚴格，僅在於週期長於二週並且在未經複雜程序處理後之資料中立即可辨識之擾動。換言之，我們所關切之低頻擾動是相對於基本場（季節平均）的最大擾動。特別避開過多統計程序的主要原因在於保持現象上的真實性及希望藉此可以比較確切地感覺到不同擾動系統間的可能交互作用。

圖2是從 5° S到 5° N平均之200hPa風場的東西分量(u)在時間與經度上之剖面圖。圖中u是減除了十一、十二、一以及二月等四個月平均值後的剩餘量。在第一節中我們曾指出，根據OLR資料(圖1)，在TOGA COARE IOP期間，自十二月起有兩段時間西太平洋區(180° 左右)組織性對流運動比較活躍。圖2進一步顯示在十二月下旬至一月上旬以及一月下旬至二月上旬這兩段時間當中，赤道附近的西太平洋暖水域上高空風場的東風分量均轉強。仔細比對圖1和圖2即可清楚看到，在大約十二月二十一日以前，OLR所顯示的旺盛對流運動與圖2中對應到表示u為輻散的u零值線配合得近乎完美。另外，在十二月二十五日左右西太平洋暖水域對流運動旺盛時，高空風為東風距平。在高空風轉為西風距平時(例如1月中旬左右)，赤道上組織性對流運動亦明顯地減弱(圖1)。再以一月下旬至二月上旬的低頻振盪個案為例，赤道附近的印度洋上的旺盛對流運動即發生在高空風場為東風距平時。這種高空風場特之轉變與對流運動的相互關係，在Gutzler et al. (1994)和Johnson et al. (1993)論文中也被指出。根據這些結果我們可以初步假設：高空西風對對流運動有抑制的作用，高空適當強度的東風則有利於對流運動的發展。

圖3是從 5° S到 5° N在850hPa上u的平均。圖3顯示出，在前面提到的兩個組織性對流運動極活躍的時期內，西太平洋暖水域上的850hPa風場有西風增強的關係與之對應，其中又以一月下旬到二月上旬西太平洋上西風擾動明顯從西往東移入之現象最引人注意。比照圖1來看，低層西風增強(或許可稱為西風爆潮)均發生在對流運動加強之後，這和Lau et al. (1989)所指出的現象不盡一致。

歸納以上結果，由圖1，2與3我們看到在TOGA COARE IOP期間西太平洋暖水域上的高空和低層風場均有週期約為一個月的振盪現象，並伴隨有組織性對流運動活躍與否的變化。我們還看到這種低頻振盪現象並非僅侷限在西太平洋暖水域；在對流運動比較不旺盛的東太平洋，高空風場仍有清楚的低頻振盪。如此看來風場的低頻振盪似乎比對流運動的低頻振盪更為廣泛。風場的低頻振盪雖有東移的特徵，但也不像是一種簡單的移動行星波(traveling planetary wave)。為了進一步確定低頻波動的特性，我們利用簡單的31點濾波法(Blackmon et al. 1979)濾除週期長於7日的波，並比較所剩餘的低頻分量和濾波前的差異。圖2與圖4顯示赤道地區高空風場的東西分量的確為低頻擾動所主宰，這種擾動的特性又有明顯地域性的不同。在非洲和印度洋一帶(0° E- 90° E)，擾動的駐留(standing)性很強；從東印度洋一直到東太平洋(90° E- 90° W)，擾動則有明顯的移動性特徵。在大西洋上，低頻擾動最不明顯。這些現象已被多位學者提出討論過(例如：Knutson and Weickmann 1987)，但是仍無明確的理論可以解釋現象。

這種地域性差別不僅存在於高層風場，在低層更為明顯(圖略)。由圖3已可看出向東移動的低頻擾動在東印度洋和西太平洋(90° E- 180°)一帶比較清楚；在東太平洋(180° - 90° W)上則以向西移動頻率較高的擾動比較明顯，而在大西洋上的擾動比較傾向於駐留性波動。有趣的是不論在何種經度範圍，屬何種對流運動型態，或屬何種移動特性的波動，高低層風場東西分量大體上是維持反相位的關係。這多少顯示出熱帶大氣風場擾動受到對流運動的控制程度。接下來，我們要進一步討論低頻擾動的區域性特徵以及中高緯度擾動和熱帶地區擾動的相互關係。

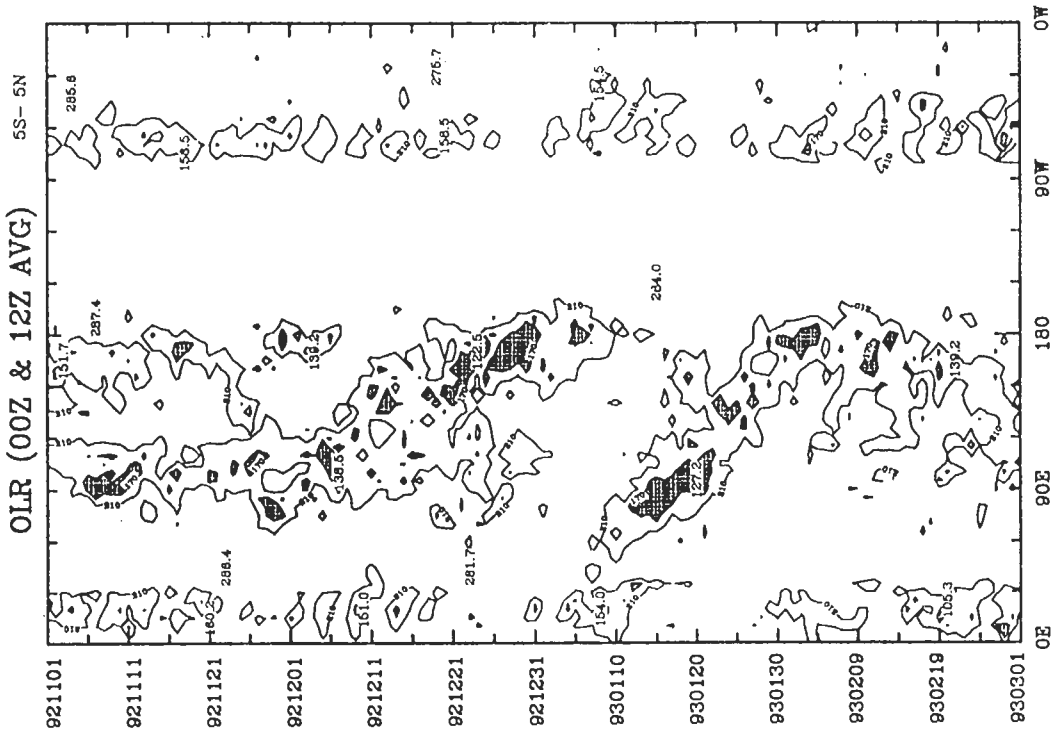


圖 1 5° S 到 5° N 平均之 OLR [日平均] 在經度 [X 座標] 與時間 [Y 座標] 上剖面圖。等值線間距為 40 W m^{-2} ，第一條線是 210 W m^{-2} ，其餘之等值線值均較其為小。陰影部份顯示數值小於 170 W m^{-2} 的區域 [表示深對流運動]。

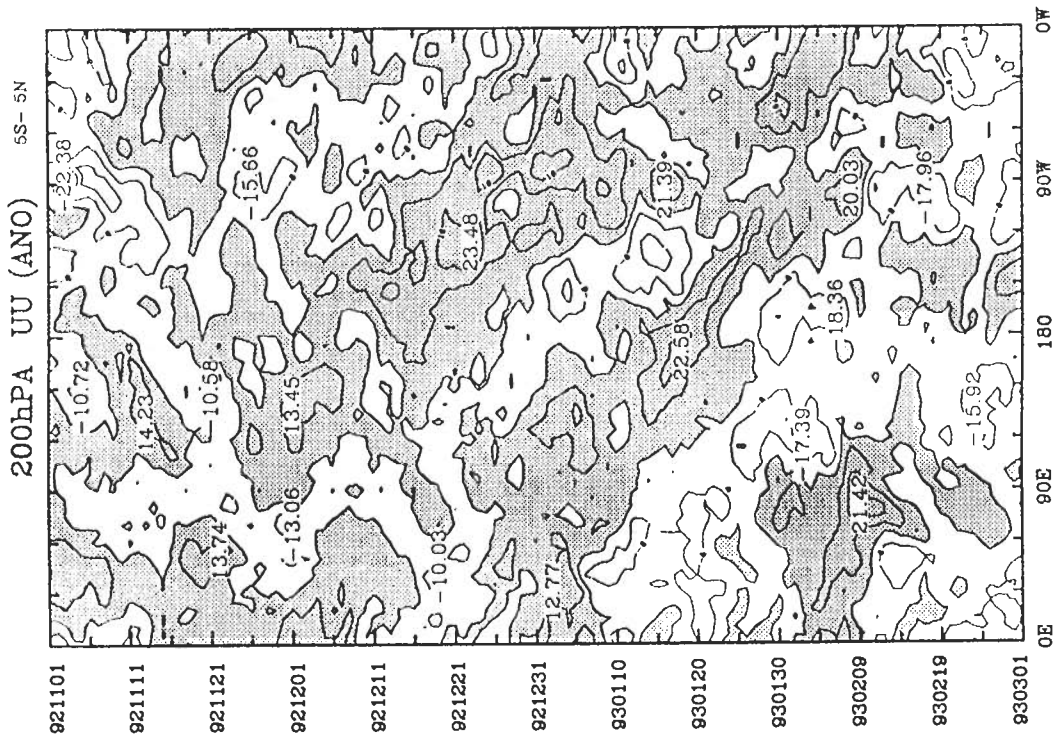


圖 2 與圖 1 類似，但是在 200 hPa 上的 u ，並季節平均 [1992 年 11 月 1 日到 1993 年 3 月 1 日] 值已被減除。陰影部分為正值區域，等值線間距為 8 m s^{-1} 。

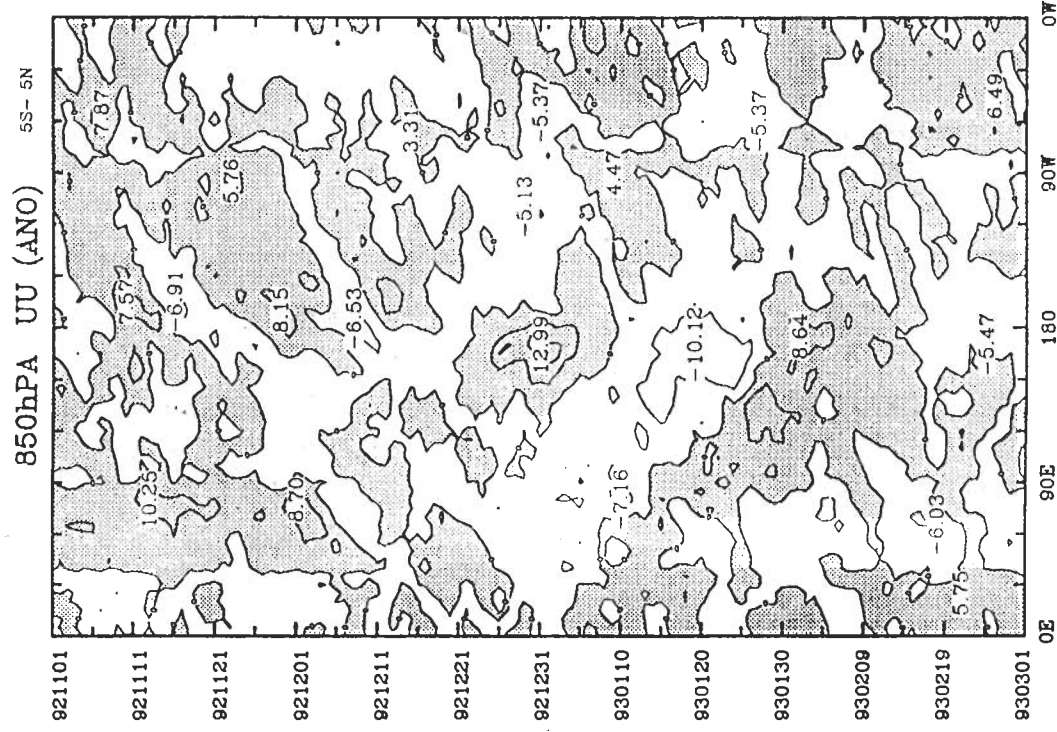


圖3 與圖2同，但是在850hPa上的u。

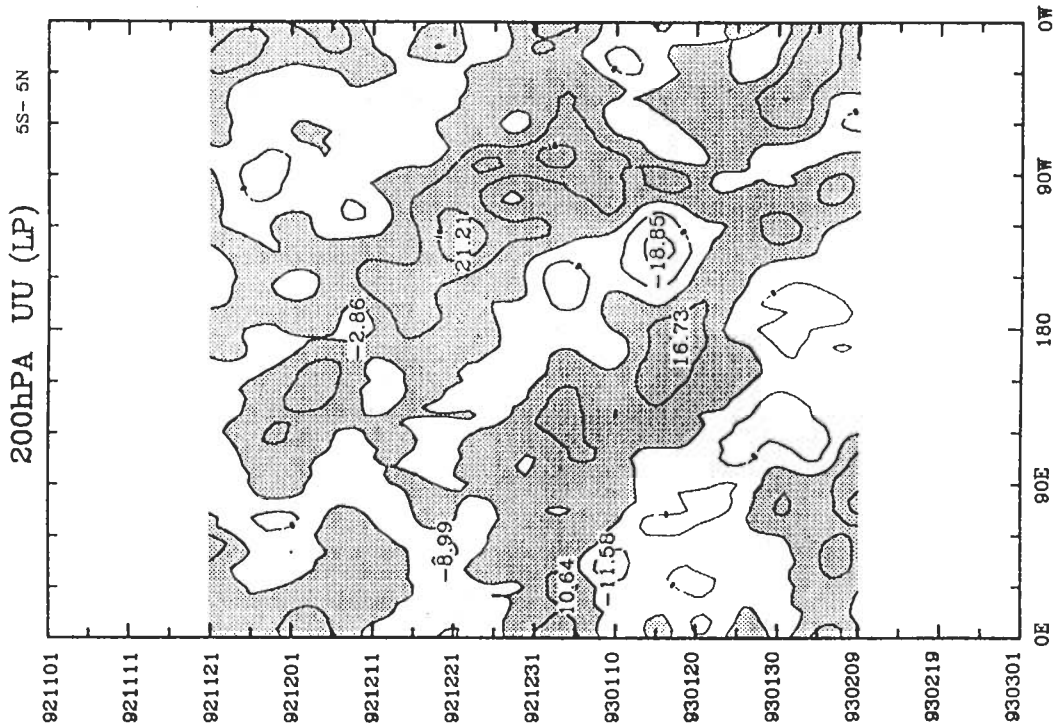


圖4 與圖2同，但是是經31點濾波濾去週期短於7日擾動之結果。

(二) 低頻擾動之區域性特徵

在這一節中，我們要討論不同區域風場之緯向平均量隨時間的變化特性，目的在了解前面一節中提到的熱帶風場之區域性特徵與中高緯風場的關係。我們簡單地將全球在球面上以60度經度為間隔均分為6個區域，並依序稱為區域A、B、C、D、E及F。換言之，區域A表示從經度0向東到60°E，區域B表示從60°E到120°E，依此類推。每個區域中在200hPa上緯向平均u的時間與緯度剖面圖依序表示在圖5a至f。

圖5a至f顯示，熱帶地區的風場特性有明顯的區域性差異。大體而言，在非洲、歐亞大陸及印度洋一帶（0° - 120°E，包括區域A、B和C）赤道附近有比較穩定的東風區。同時，在北半球中緯度除了西風在強度上比較強之外，西風隨時間的變化亦比其他區域有較明顯的規律性。另外，根據圖5a至f我們看出在赤道東風比較強的區域（區域A、B和C），因為緯向氣流在熱帶與副熱帶兩個區域明顯的不同，這兩個區域之間大氣的動量交換據推測應較為有限。而在赤道東風比較弱的區域（區域D、E和F），藉綜觀尺度系統交換之動量或許比較顯著；其中以區域D在十二月中旬左右出現的西風（見圖5d）和區域E在十二月底至一月上旬出現的赤道強西風區（見圖5e）二例最為突出。這一點將在第五章中再加討論。

圖5a、b及c顯示出，在區域A、B和C赤道東風的變化通常伴隨著中緯度西風的變化，並其變化頻率俱低頻特徵，其中又以區域C最為明顯。前面曾提到，赤道附近的區域C不論是在對流運動或是u量方面均表現出最明顯的東移特性。圖5a、b及c所顯示赤道東風之增強與減弱與圖2和圖4是一致的；另外我們還看到幾次赤道東風的顯著加強發生之前，北半球中緯度西風噴流已加強；而東風減弱之同時我們看到中緯度西風帶向熱帶地區伸入。這些現象均暗示至少在對流層頂附近，赤道附近之風場變化和中緯度（或亞熱帶）噴流強弱變化有密切的關係。另一有趣的現象是這種中緯度西風帶向熱帶地區伸入的型態似乎並不能維持太久，亦即赤道東風減弱之後，往往又會急速加強。或許在這些區域（其中以區域B最是明顯），中緯度西風帶的侵入除了破壞赤道東風之外也同時具有激發在短期內東風加強的某種不穩定機制。是否果真如此則是值得我們日後深入研究的課題。

根據以上結果我們知道，赤道地區的低頻擾動與中高緯度低頻擾動有直接的關連性，而其關連性有地區性差異。以高空風場而言，在西印度洋和非洲一帶（區域A），熱帶地區的低頻擾動和中高緯度系統在u呈較單純的反相關係。但是在西太平洋區域（區域B和C）的熱帶低頻擾動，則可能與中高緯度系統間存在著比較複雜的互動關係。另外，在東太平洋，中美洲陸地以至於大西洋上（區域D、E和F）的熱帶大氣低頻擾動，與其他地區擾動間的關係尚不能從以上簡單的分析做出任何推論。

(三) 熱帶地區與中高緯低頻擾動之相互關係

爲了要更清楚低頻擾動緯向上之分布，我們利用時空波譜分析法（Hayashi,1971）分析了在不同緯度的風場。圖6a和b是200hPa上u的波譜密度值，顯示低頻擾動同時存在於200hPa上中高緯和低緯之風場。圖6a是波數1波動的波譜密度值，圖6b是波數2；兩圖中波譜密度值均主

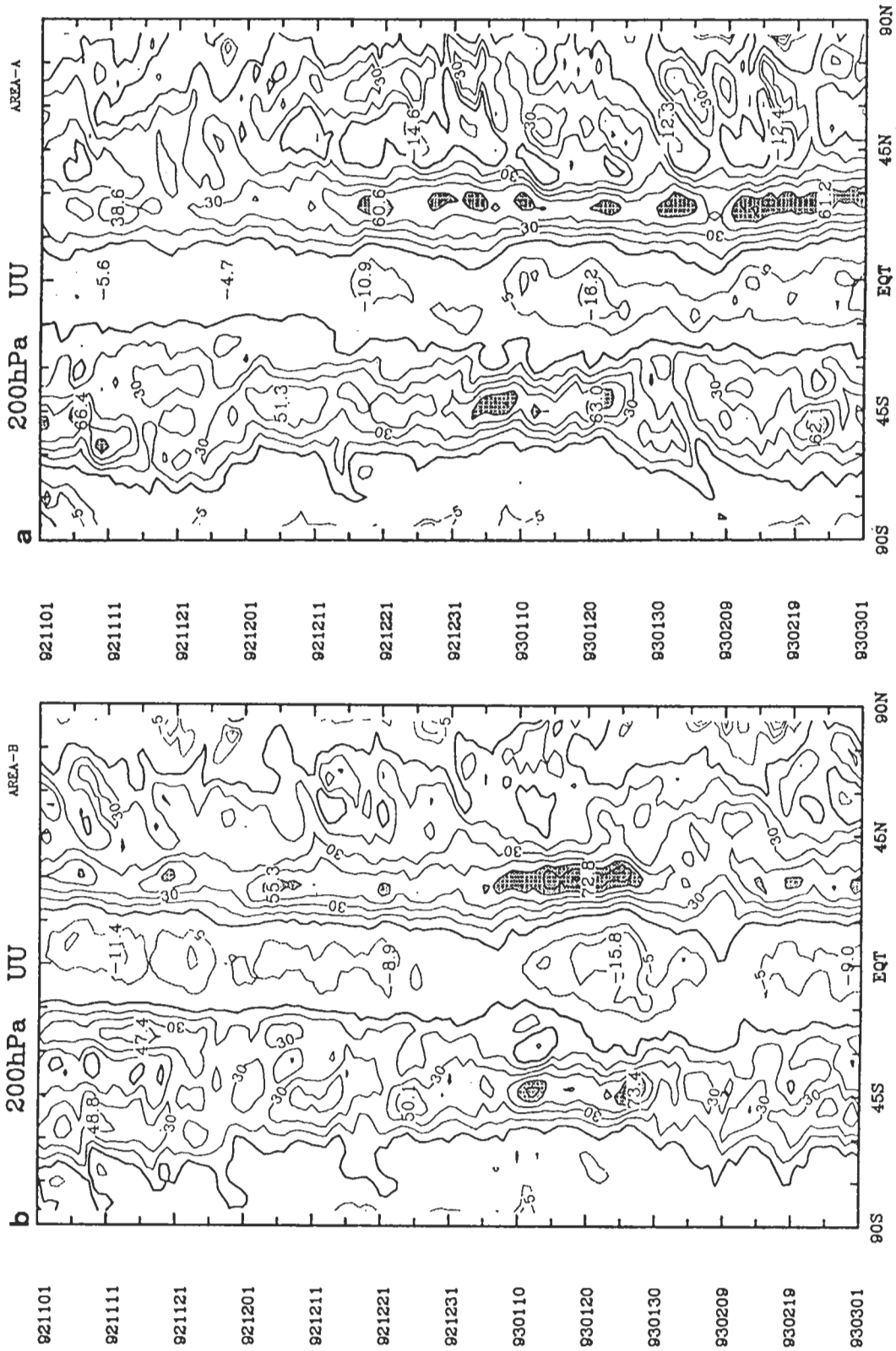


圖5 針對不同經度範圍平均之在200hPa上u的緯度[X座標]與時間[Y座標]剖面圖。等值線不完全是等間距。在正值部分(西風)等值線間距為15ms⁻¹，(東風)部分間距為5ms⁻¹。陰影部分顯示強西風區，即風速大於35ms⁻¹。經度範圍分別是(a)0° E-60° E，(b)60° E-120° E。

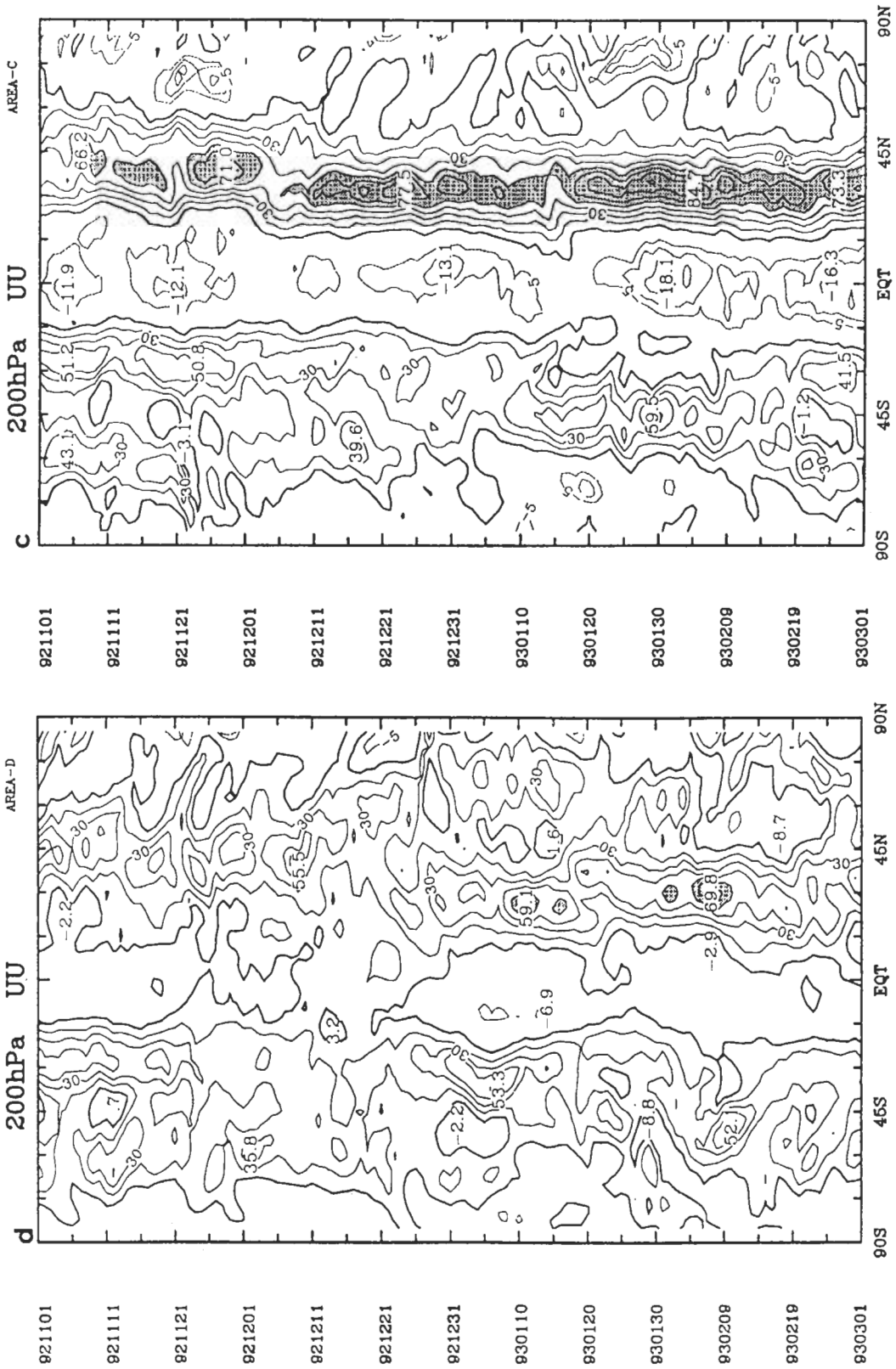


圖5 (續)。經度範圍分別是(c)120° E-180° E, (d)180° E-120° W。

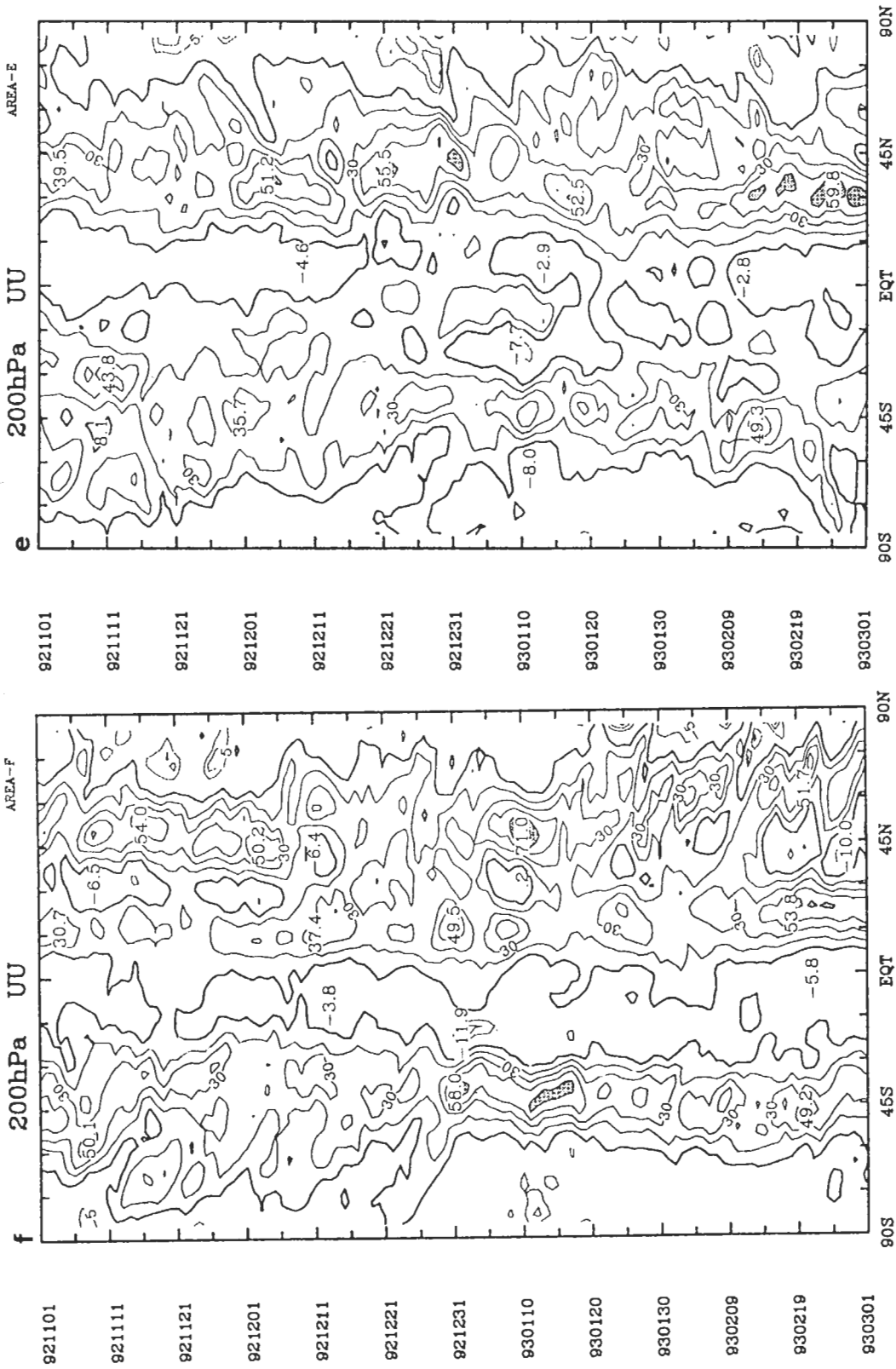


圖5 (續)。經度範圍分別是(e)120° W - 60° W, (f)60° W - 0° W。

POWER SPECTRAL DENSITY (ECMWF)

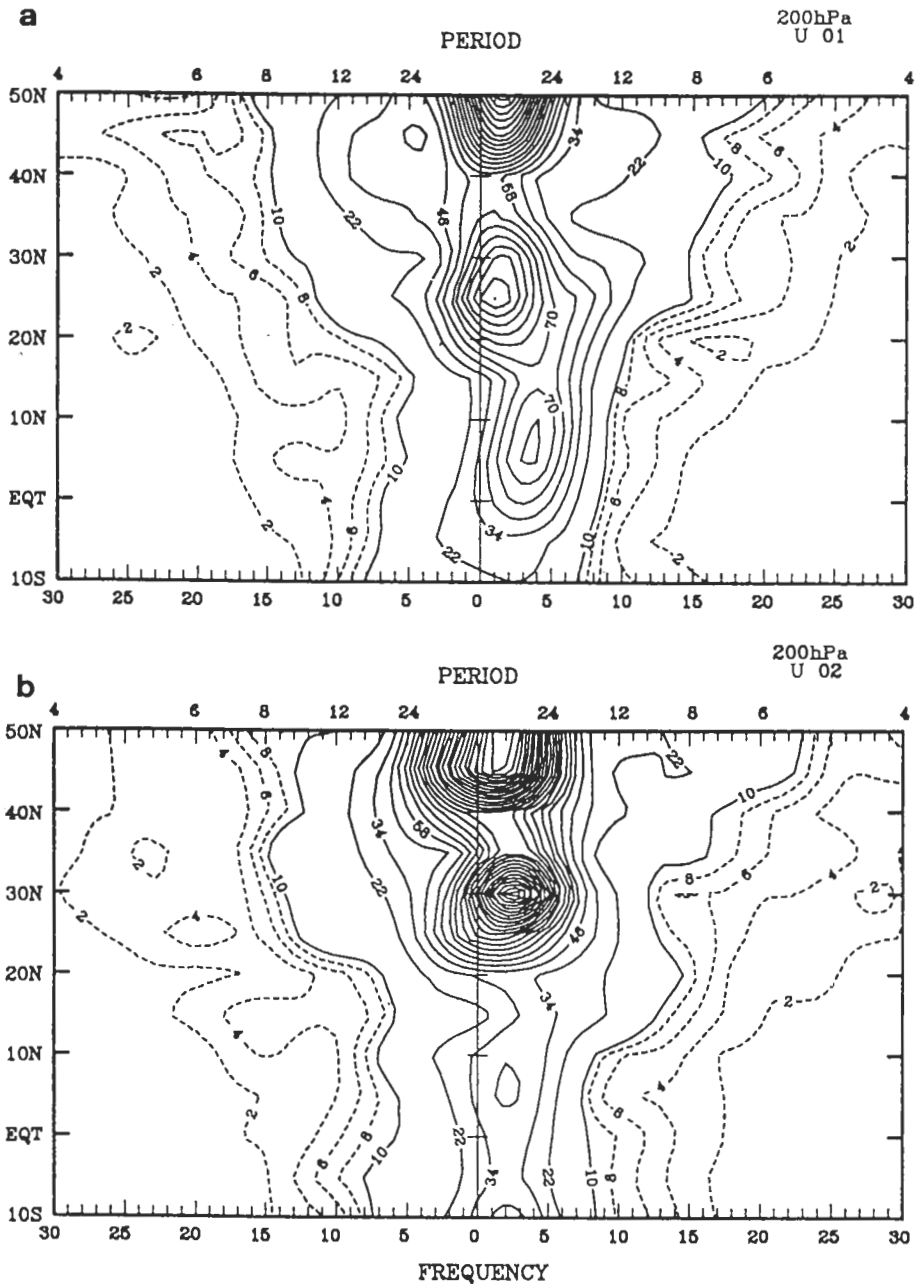


圖6 在200hPa上u之時空波譜分析結果。其中右半區表示向東移動的波，左半區表示向西移動。橫座標頂部標示週期（單位：day），底部標示頻率（單位：1cycle/120day）。縱座標顯示緯度，間格10度，從10° S到50° N。實線與虛線表示不同間距之等值線，實線部分之間距為 $12m^2s^{-3}$ ，從 $10m^2s^{-3}$ 開始；虛線部分之間距為 $2m^2s^{-3}$ ，從 $2m^2s^{-3}$ 開始。頻率為0 cyl/day部分的等值線為臨近頻率東移與西移波波譜密度值之平均。波譜密度值分別屬於緯向波數為(a)1和(b)2的波。

要集中在向東移動之低頻擾動部份。主要的波譜密度極大值，以波數1的波而言出現在 5° N（週期約30至40天）， 25° N至 30° N（週期60天或更長）和 50° N（週期60天）；波數2的波則出現在 5° N（週期約40天）， 30° N（週期約40天）和 50° N（週期60天）。以u的波譜密度值而言，熱帶地區低頻擾動的擾動程度和中高緯之擾動相比要微弱了許多。我們也檢查了未經與經過低頻濾波後，在 30° N和 50° N之200hPa上u量的時間與經度剖面圖（圖略）。目的除了要了解低頻擾動的時空變化之外，也可藉以驗證波譜分析的確實性。結果顯示低頻濾波後之擾動有清楚向東移動的特性，並且兩個緯度上的u值大致成反相的關係。另外，我們看到赤道地區的u和 30° N的u大致也是成反相關係。根據這些不同緯度間u的相位關係，我們推測在前面提到的幾個波譜密度極值出現的緯度之間，應當會有相對應之v的波譜密度極值。

圖7（200hPa上的v波數為1之波譜密度值表示在緯度和週期為座標上）顯示三處波譜密度極值，它們的位置分別在赤道上（週期40天）， 20° N到 25° N（週期40天）以及 40° N（週期60天）；其中在 25° N到 40° N的極值正符合我們前面根據u的波譜密度值分布狀況所推測的位置，但是出現在赤道的極值並不是我們所預期的。赤道地區的低頻振盪運動的風場習慣上西風的部分被解釋為沒有v分量的凱爾文波（Kelvin wave）而東風的部分被解釋成凱爾文波與羅士比波的（Rossby wave）組合，因此赤道上v的波譜密度極值至少暗示我們在這段時間的赤道地區低頻振盪運動並非單純的「凱爾文-羅士比波」。為了驗證波譜分析的可信程度，我們檢查了在200hPa上從 5° N到 15° N之平均v的時間和經度剖面圖（圖略）。正如我們所預期，雖然v量的主要擾動性質屬尺度較小且頻率較高者，但隱藏在其中的向東移動之低頻擾動仍然可見，其中又以從孟加拉灣到西太平洋的區域（ 90° E - 180° ）最為明顯，並與 30° N的u

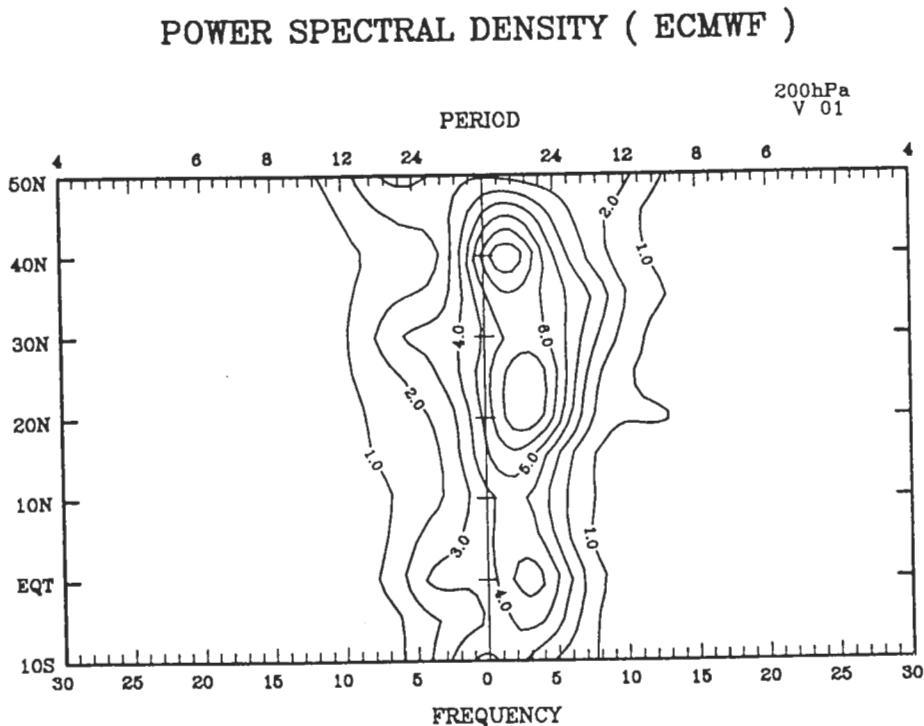


圖7 同圖6，但是在200hPa的v，波數為1的分量。

量之輻合與輻散配合良好。大致上沿著相對於 u 之輻散中心的 v 為正值；相對於 u 輻合中心的 v 為負值。也就是說在亞洲亞熱帶西風噴流加強之「入口」處通常有南風距平，在西風噴流減弱處（「出口」）有北風距平。另外，我們也對照比較了圖2與在200hPa上沿 5° N之 v 的時間和經度剖面圖（圖略）發現在「東半球」（ 0° E - 180° E）的赤道地區低頻擾動西風分量（ $u > 0$ ）通常伴隨著南風（ $v < 0$ ），東風分量（ $u < 0$ ）則通常伴隨著北風（ $v > 0$ ）。換言之，以高對流層跨赤道流而言其低頻擾動部分應有東南與西北等方向性的特徵，這種特徵的控制因素據推測端視南半球熱帶地區對流運動之活躍與否。這些關係在下一章討論低頻擾動結構時會更為清楚。

我們接著還檢查了在200hPa上沿 25° N渦度的時間與經度剖面圖（圖略）。雖然渦度值主要的貢獻來自於綜觀尺度擾動，但仍可以相當程度的反應出頻率較低的大尺度擾動作用。特別是在東半球，自十二月開始即有正負渦度以週期約40日型式交替出現。若以經過低頻濾波處理之沿 30° N的 u 為指標，我們發現當 30° N附近西風增強時，伴隨有亞熱帶負渦度（反氣旋式環流）的增強，同時中緯度（ 40° N）伴隨有正渦度（氣旋式環流）加強的現象；而當 30° N附近西風減弱時，伴隨有亞熱帶正渦度（氣旋式環流）的增強。與前面跨赤道流的特性一併看來，中緯度西風增強時在「東半球」應有較強東南方向之跨赤道流而西風較弱時有較強之西北跨赤道流。

四、低頻擾動之結構

我們前面討論到，從高層風場來看，低頻擾動並非僅局限在某一特定的緯度範圍內，在不同的經度範圍中其特性也有所不同。因此低頻擾動似乎並不能單純地以一種波動來描述。在這一節當中，我們嘗試從現象上來詳細地說明低頻擾動的結構，以及其移動的特徵。

根據圖1得知，在TOGA COARE IOP期間，表現在OLR資料上的低頻振盪可以十二月和一月從印度洋一直到西太平洋的兩波向東移動的波動為代表；其中又以一月之個案結構最完整。個案中熱帶低頻振盪以類似波數為1或2的東移波型式表現在赤道地區高層（200hPa）風場的東西風分量上（圖2）。為了希望能清楚地說明低頻擾動並不偏離TOGA COARE的主題，我們選擇熱帶西太平洋為切入點，亦即以那個地區的風場變化來追蹤低頻振盪之發展。

圖8為從 120° E到 180° E（西太平洋）平均 u 值，實線表示沿 5° N在200hPa上的 u ，虛線則表示沿 10° S，在850hPa上的 u 。緯度的選擇除了依據高低層 u 之關係明顯程度之外，我們發現與赤道附近對流運動最相關的系統在高層是北半球（冬半球）的亞熱帶噴流，而在低層是以澳洲高壓為參考的一些綜觀尺度天氣系統。這些關係會在後文個案討論中進一步說明。實線部分（200hPa的 u ）清楚顯示出週期約在30天左右的振盪。虛線部分（850hPa的 u ）低頻振盪現象雖不如實線部分清楚，但自十二月中旬到二月與實線部分成明顯反相關係之振盪。除了西太平洋上平均 u 顯示出低頻振盪特性之外，在同一經度範圍內850hPa上 v 的平均值（圖9）也有低頻振盪的現象。在圖9中，我們看見在200hPa上從 120° E到 180° 分別沿 15° S（實線）和 15° N（虛線）平均的 v 值成近似於反相位關係（向赤道輻合或輻散）的振盪；其中仍以自

十二月中旬到一月上旬最為明顯，十一月中上旬和一月下旬到二月上旬亦相當清楚。簡單地說，OLR大的負距平值（即較旺盛的對流運動）可以找到大的低層 v 輻合值與之對應，這種關係與我們的常識是一致的。檢查了與圖9相配合的平均高層 v 值（圖略），我們發現直到十二月中旬至一月上旬，分別沿 $15^\circ S$ 和 $15^\circ N$ 的平均高層 v 值才表現出反相位並且相對於赤道為輻散的關係。

(UU 5N C200,UU 10SC850)

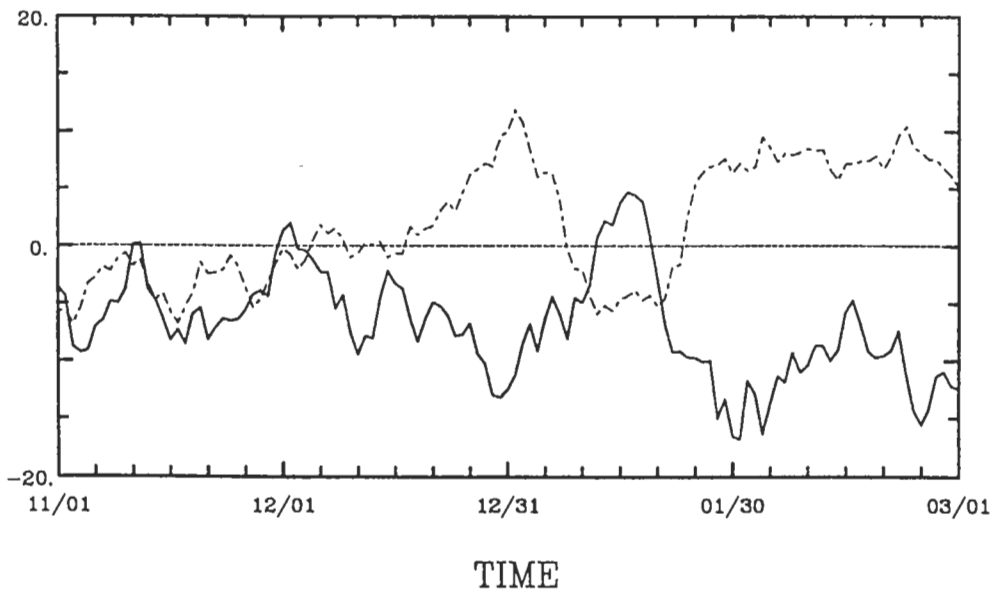


圖8 標準化後的 $120^\circ E$ 到 $180^\circ E$ 平均之 u 分量。實線是沿 $5^\circ N$ 在200hPa上的 u ，虛線是沿 $10^\circ S$ 在850hPa上。單位為 ms^{-1} 。

(VV 15SC850,VV 15NC850)

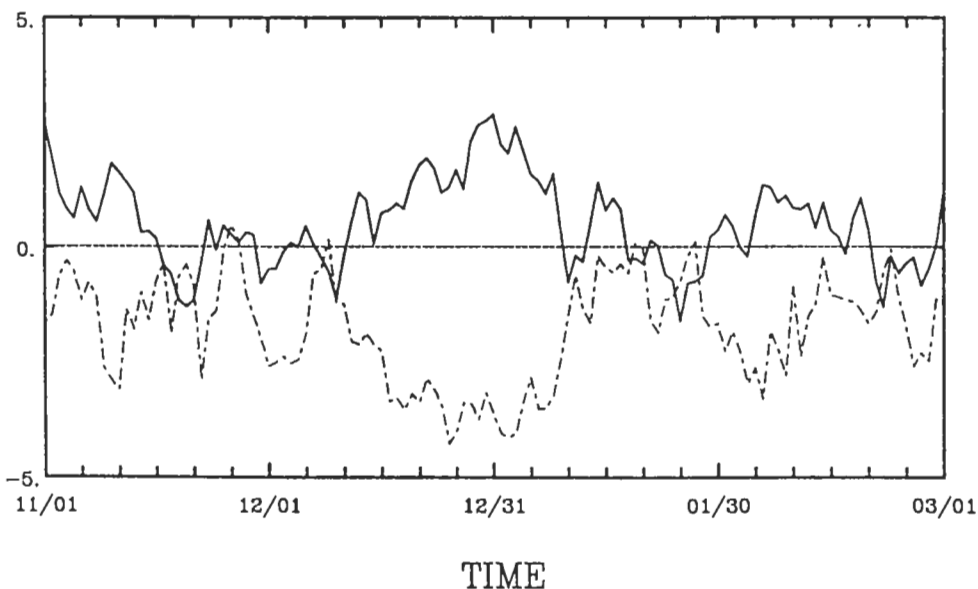


圖9 同圖8，但實線是沿 $15^\circ S$ ，虛線是沿 $15^\circ N$ ，在850hPa上的 v 。

由以上結果得知，熱帶地區低頻擾動除了清楚地表現在西太平洋赤道附近高層和低層之 u 量上，也清楚地表現在同一區域內 v 之低層輻合和高層輻散（純粹由風場方向來定義，沒有考慮將旋轉量分開）。這種高低層和南北緯利於對流運動發展的一致關係之快速發展完成甚是明顯，因此有必要進一步探究造成這種結果的原因。為了能方便我們清楚地將系統定義出，以及使我們能更直接地掌握現象，以下要討論的均是根據經過簡單10日平均後的資料。

(一)850hPa風場

我們現在配合圖1、3以及圖8和9，利用從12月25日開始到2月12日之每10日平均風場來討論赤道附近（特別是西太平洋區域）組織性對流運動與在850hPa大尺度環流系統的關係。

圖10a為（1992年）12月25日到（1993年）1月3日的平均風場向量和等風速線，同一時間內的平均 u 等值線表示在圖11中。我們已在圖1中看到，在這段期間西太平洋赤道附近對流運動非常旺盛，同時圖9也顯示南北半球亞熱帶的 v 是往赤道輻合。圖10a顯示這種輻合所屬系統分別是對應於南、北半球西太平洋和大陸東岸亞熱帶區之低壓（南半球）和高壓（北半球）系統，兩系統分別以台灣東方海面 and 澳洲東方斐濟群島附近為中心；系統之間則有氣流匯集在印尼群島一帶，造成低層西風噴流（參考圖3和11）。在西太平洋印尼群島以北，從北而下的跨赤道流，藉著南半球系統的引導，在印尼群島北方形成一帶狀低壓區。此低壓區或許可以東亞冬季季風槽稱之。低層西風噴流強弱與季風槽深淺應大体上是一致的。印尼群島及西太平洋一帶相對經度範圍內南北半球之壓力梯度控制了季風槽之深淺。季風槽深度變化之動力機制，是我們目前正致力研究之課題。

圖10a中在南半球太平洋上的亞熱帶高低壓環流系統間有明顯的輻合帶，在此輻合帶之高層大氣（200hPa）則有明顯的大輻散值（圖略），即SPCZ。圖1中看到的OLR負極值便是SPCZ的一部份（Velden and Young 1994）。另外，依照圖1來看，在西太平洋赤道附近的強對流運動並沒有繼續向東移動的跡象，而圖3則顯示出赤道西風帶仍向東移動。為了確定這種移動的特徵，以及西風帶和對流運動接下來的變化，我們繼續檢查了1月3日往後的10日平均流線場。

比較圖10b和圖10a，我們發現赤道附近的系統的確有些許東移的現象，其中以在 25° N附近的亞熱帶高壓向東發展出新的中心最為明顯；並其伴隨的西太平洋上東風亦隨之加強。另外，赤道附近東太平洋上東風隨時間在減弱也就是西風分量加強。這些變化可幫助我們進一步了解圖3所顯示出的結果。同時在澳洲東方海面上的低壓系統也有減弱且轉為鬆散的趨勢，而在澳洲東南方海面上的高壓系統卻隨之增強。另外，原來圖10a中在SPCZ位置的明顯輻合流帶也不復存在於圖10b中。我們來檢查了高層輻散場（圖略），發現了SPCZ的確減弱，並輻散中心向北移至約在赤道和換日線相交位置。因此，對流運動沒有繼續向東發展，極有可能是因低層輻合氣流對其不利所造成的。

我們繼續比較接下來的10日平均圖。圖10c呈現出和圖10a及10b比較不同的運動系統。在南半球亞熱帶地區出現了沿著約 30° S排列整齊的五個高壓系統。在北半球亞熱帶高壓系統也是相當整齊地沿約 25° N從太平洋到大西洋甚至於印度洋排列著。和南半球相比，北半球的亞熱帶高壓區比較沒有明顯的中心，且南北尺度也較小。在赤道附近的風場，太平洋和大西洋上均是東風，東風之強度又以換日線偏東部分最強（圖略），這些特性與圖3和圖9的結果是一

致的。在印度洋上主要是吹西風，且有比較明顯的南北風輻合的現象，這可能是導致圖1中印度洋一帶顯示出較旺盛對流運動的原因。圖1同時顯示，在1月14日至1月23日這段時間中，西太平洋赤道附近對流運動非常不活躍。在圖10c中我又看到在赤道附近的西太平洋上 v 量非常小（季風槽微弱），主要是吹東風。太平洋上系統之所以微弱或許至少部分是導自於阿留申低壓的減弱。這種低層風場與對流運動的關係，多少反映出赤道附近風場 v 分量對於對流運動的重要性。 v 分量的輻合，也表示有較明顯的綜觀系統與之配合。另外，是否低層東風強時較不利於對流的發展？目前尚無答案。

1月24日到2月2日的10日平均圖（圖10d）和圖10c相比又有明顯的變化。首先，在南半球我們看到在澳洲的西北方和東北方海面上有兩個低壓中心生成。因此，和圖10c相比，原來在西半部印尼群島和印度洋上之西風有向東延伸出去的情況，這和圖3中在這段時間看到的西風向東移情形是一致的。另外，華中地區有一高壓中心，伴隨之外圍環流和前面所提過澳洲西北方之低壓中心外圍環流構成明顯的從南北半球往赤道輻合氣流。這輻合氣流加強了在印尼一帶之西風，此現象與我們在圖9所看到的結果是一致的。

在接下來的10日平均圖（圖10e）中，我們看到亞熱帶及赤道附近的流線場繼續在改變。首先，我們看到赤道附近的西太平洋西風區繼續往西延伸，不但如此，可以說整個在印度洋、印尼群島一帶的從南北半球往赤道輻合帶都在向東移動。在南半球部分，澳洲北部和東北方海面上的低壓系統均向東移動，並有加強的趨勢。在南半球之中太平洋也出現有明顯的輻合帶，構成SPCZ。另外，在北半球台灣附近的亞熱帶高壓系統也隨時間有東移的變化。這些東移的特點與圖3中所表現出來的低頻擾動東移特性完全一致。

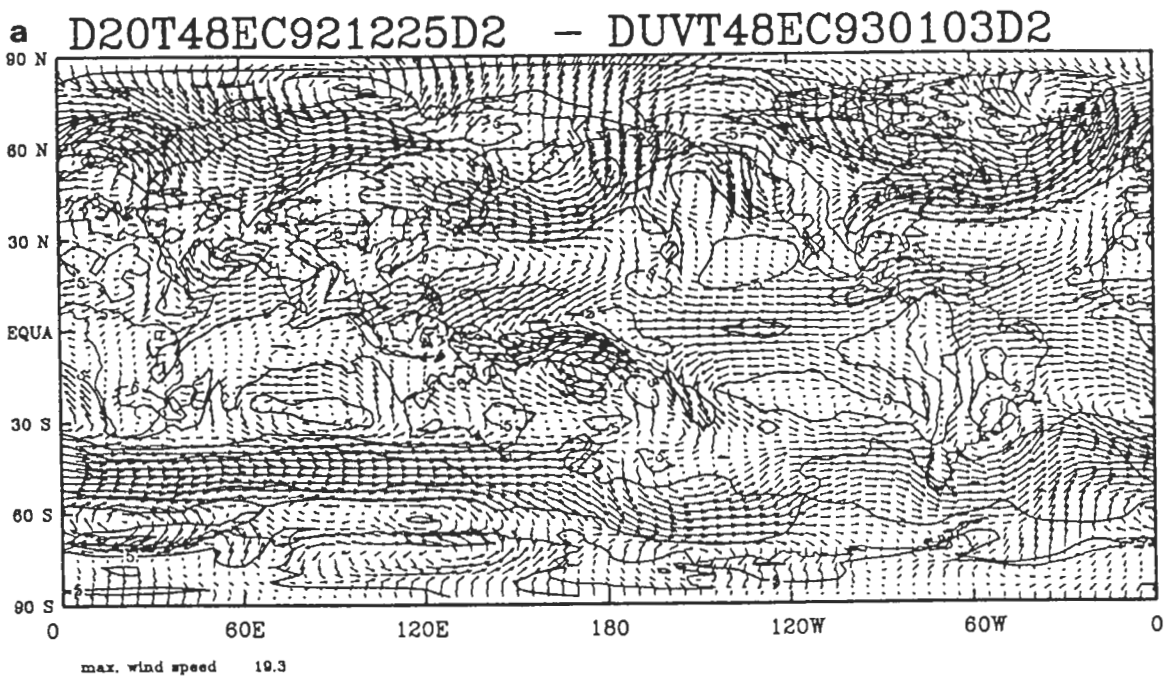


圖10 10日平均，850hPa上的風場。(a)1992年12月25日到1993年1月3日。

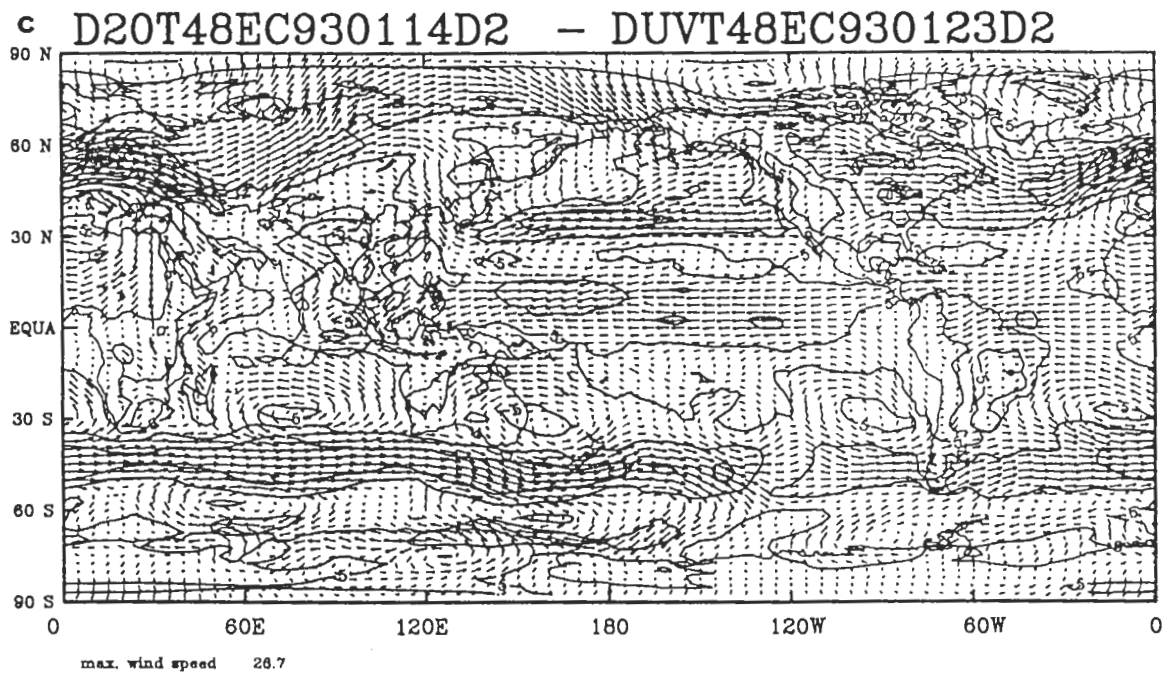
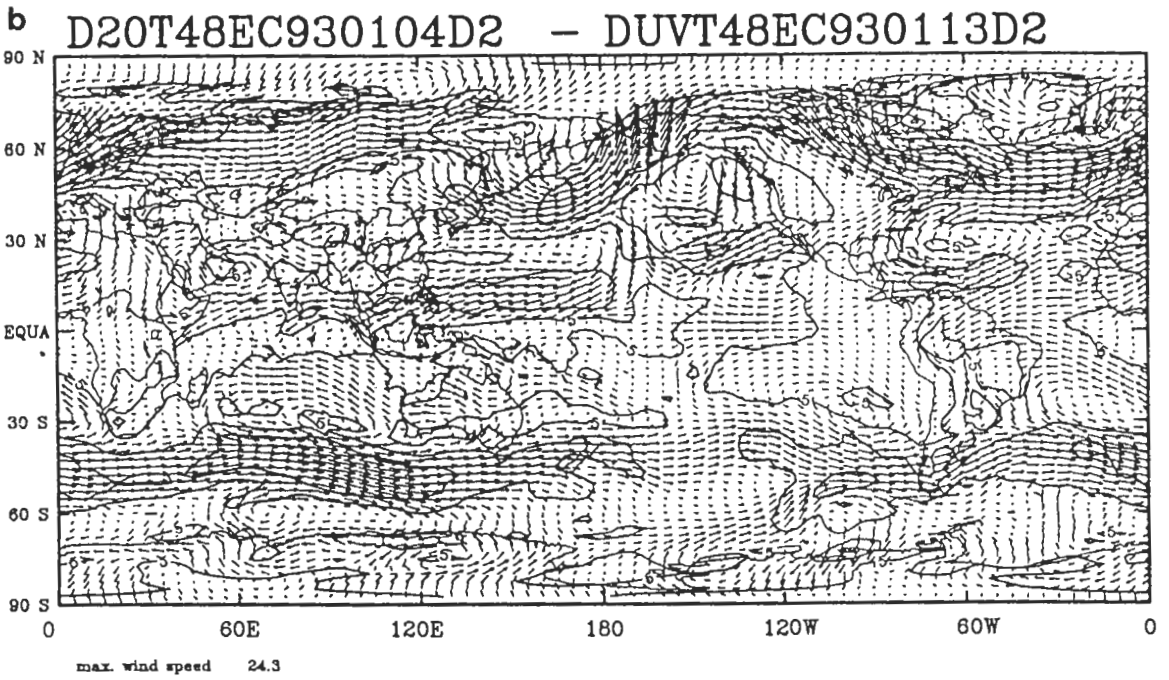
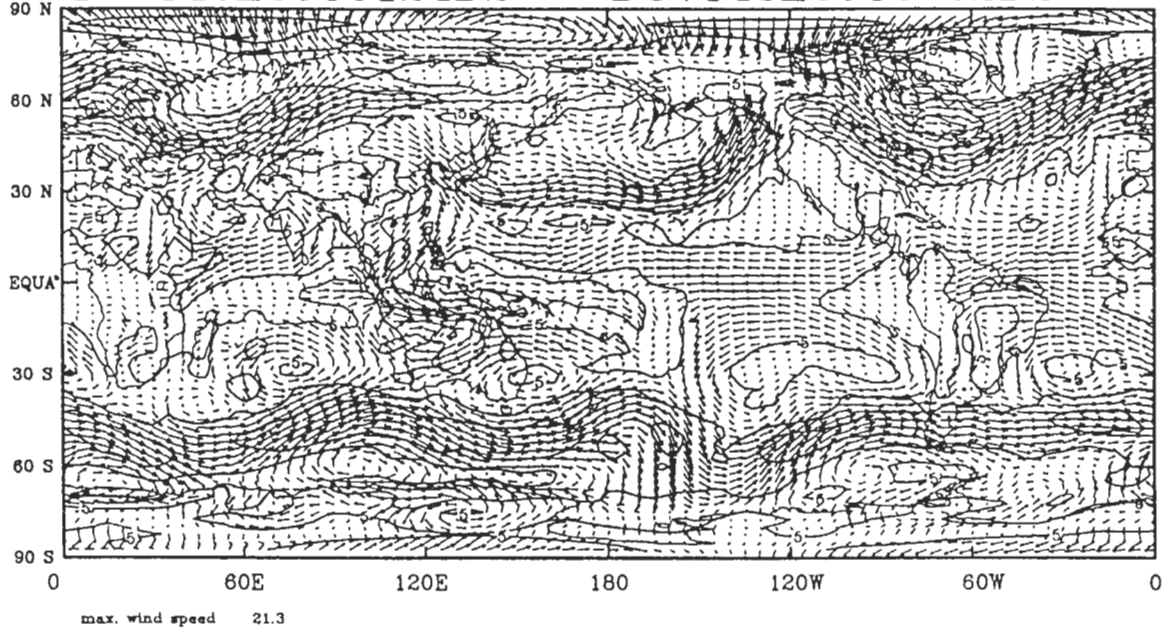


圖10 (續)。(b)1月4日到1月13日之平均，(c)1月14日到1月23日。

d D20T48EC930124D2 - DUVT48EC930202D2



e D20T48EC930203D2 - DUVT48EC930212D2

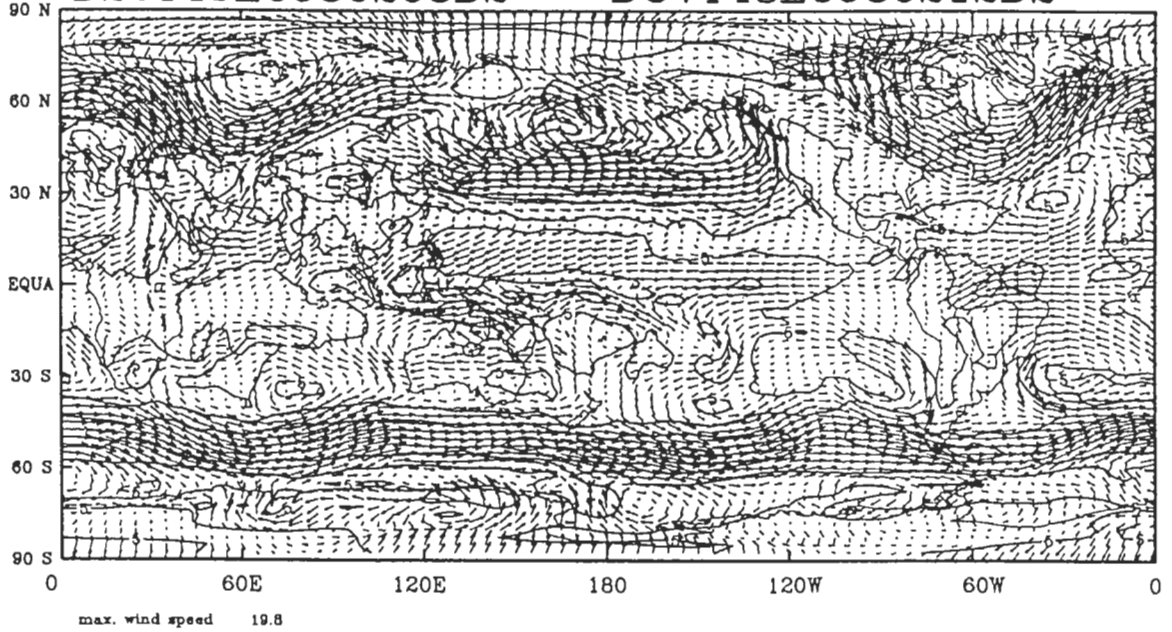


圖10 (續)。 (d)1月24日到2月2日之平均， (e)2月3日到2月12日之平均。

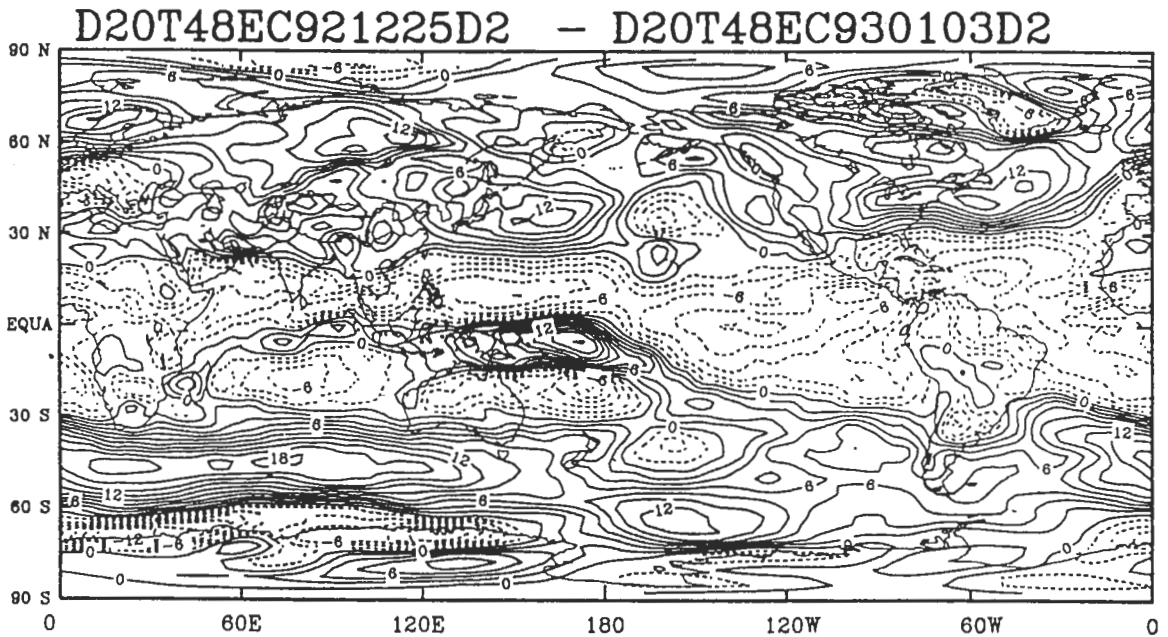


圖 11 在 850hPa 上，1992 年 12 月 25 日到 1993 年 1 月 3 日平均的 u 之等值線。實線正值，虛線負值，間距為 3ms^{-1} 。

在第三章中我們已討論過，低頻擾動隨著地理位置之不同特性也有差異。其東移的特點在太平洋上表現得特別明顯。在這一節中，我們發現在 850hPa 赤道附近的 u 之低頻擾動東移性質，與南半球澳洲北方及東方之低壓系統和北半球中國大陸和西太平洋上之亞熱帶高壓系統的東移是一體的；其在赤道附近獨特的低頻特性也直接受到這些亞熱帶系統的持續與發生等機制的影響。以運動場而言，東移的特性在印度洋地區比較不顯著，或許是因為造成該區赤道附近 u 變化之系統主要為南印度洋亞熱帶高壓和印度及阿拉伯灣附近的滯留性高壓系統。有趣的是，東移特性在對流運動（OLR）上的表現卻甚是清楚（圖 1）。

(二) 200hPa 風場

在圖 8 我們看到，熱帶地區低頻擾動在西太平洋 5°N 200hPa 上 u 之表現；對應於對流運動的活躍與否，南北半球亞熱帶地區則有表現在 v 上輻散和輻合的變化。在第三章中我們詳細地討論過低頻擾動並非一種單純的熱帶擾動，在 30°N 和 50°N 亦有清楚的低頻擾動訊號。熱帶和中高緯系統的交互作用在高層（200hPa）大氣應最為明顯。因此接下來我們要看現象上低頻擾動在熱帶和中高緯度地區有何種表現，並希望藉此推測不同地區擾動的相互關係。為了希望能更直接地了解熱帶和中高緯度系統之間的關係，以下的 10 日平均風場均為將四個月的平均值減去後的剩餘量，或可解釋成對季節平均場的擾動量。我們再要特別提出的是現在要討論的「擾動」雖沒有清楚的時空尺度定義，但是是相對於四個月平均場擾動的 10 日平均值。換言之，其時間上的尺度較綜觀系統的尺度要長，在空間上的尺度也自然增大。在這種尺度範圍內，熱帶地區最明顯的擾動就是「30-60」天振盪。中高緯地區雖沒有可以完全對應的振盪，但「低頻

」擾動是隨時存在的。

參考圖2以及圖8，我們知道從1992年12月25日到1993年1月3日這段時間內，可以在赤道附近西太平洋上200hPa的東風為一追蹤熱帶地區低頻擾動的指標。在圖12a中我們看到此東風所屬的系統為北半球熱帶西太平洋上的東南風帶狀區其來源在南半球近赤道處，與東太平洋和印尼、菲律賓群島一帶的西風成為對比。若以印尼群島東端約 5° S靠近換日線處為主要輻散中心，我們清楚看到南半球亞熱帶之 v 相對於赤道呈輻散狀。在相同時間內200hPa上之10日平均 u （沒有減去季節平均場）之等值線表示在圖13a中。比較圖12a與13a，我們可立即看出在赤道東風區內擾動相對而言非常微弱；而在赤道西風區內，特別是在東太平洋和美洲一帶，擾動甚是活躍，並有順著美洲大陸南北半球貫穿一氣之勢。在圖13a中 30° N附近東半球主要有北非和東亞（自日本南端到西太平洋）兩支噴流。北非噴流的出口附近有強勁北風從北非往南吹，一部分跨過赤道而併入以馬達加斯加島為中心的高壓環流，但另一部分沿著阿拉伯海、印度朝東北而上，並在華南上空形成或併入一明顯的氣旋式渦流中。在東亞噴流的位置附近，我們也看到了相連的氣旋，反氣旋式擾動散佈在東太平洋和美洲大陸上。

以上的結果來看，熱帶地區的低頻擾動和中高緯度的擾動絕對是不可分離的。在我們接下來嘗試從現象上釐清它們的關係之前，要回想一下我們在前面曾歸納出現的一些重點。（1）在東半球，副熱帶西風噴流的加強與減弱和赤道東風之強弱變化息息相關，並赤道東風之增強往往在副熱帶西風噴流增強之後（參圖5a、b、c）；（2）在 30° N、 50° N之 u （圖6、7、8）和 25° N之 v （圖7）有明顯的低頻擾動量，並其向東移動的特性也以在東半球比較明顯。

接下來要看從1月4日到1月13日平均的擾動（圖12b）。比較圖12a和b，我們發現主要擾動位置的配置從圖12a到圖12b有相當大的變化。以熱帶地區而言，最明顯的可說是東風帶（擾動微弱區域）的改變。圖12a所顯示擾動微弱的區域乃以印尼群島為中心，含蓋西太平洋，東印度洋以及澳洲的北部。而圖12b所顯示出的微弱擾動區域則在西太平洋和非洲以及印度洋一帶。從圖12a與12b中我們的確可以看到如圖2中赤道附近西風和東風擾動的東移現象。例如，西印度洋及非洲一帶在圖12a中為強西風帶，印尼群島東方西太平洋上則為微弱的西或東風區域，然而在圖12b中西印度洋及非洲一帶西風均明顯減弱，但是印尼群島東方及西太平洋則成為強西風帶。另外，如果我們將圖12b中東太平洋上的東風與圖12a連續來看，單單就熱帶地區而言，擾動有如同從西往東移的表象（參圖2）；然而從整體看來，這種所謂東移的現象則要複雜多了。因此，接下來的重點是討論在前面時間與經度剖面圖所看到的移動波其結構與特性究竟如何。

我們先討論赤道附近 120° E以西部份西風的移動。前面曾約略提到，在圖12a中的東非和阿拉伯海之西風位於北非噴流的出口下游，而北非上的噴流在圖12b中已移到從阿拉伯半島北方一直到印度半島西北方的位置。在圖12b中我們看到的確有強西風擾動出現在中南半島和印尼群島的西部與圖2中的西風擾動相互對應。因此，我們在圖2中所看到的西風擾動東移效果，若不是在 30° N附近西風噴流的強風軸東移所造成的結果也必然與強風軸之移動有密切關係。此外，赤道附近太平洋上東風的東移效果也同樣地可從東亞噴流強風軸東移得到類似的推論。

圖2中我們看到從1月15日到1月底太平洋上有明顯的西風東移現象。為了繼續探討和這種東移效果有關之系統，我們把1月14日到1月23日之平均「擾動」風場表示在圖12c中。比較圖

12c和b，發現的確在赤道附近之強西風帶從圖12b中的西印度洋、中南半島和西印尼群島一帶移到了在圖12c中換日線附近的位置。也如同我們在圖2中所看到的一樣，圖12b中東太平洋（ 150° W附近）的東風擾動到了圖12c位置亦已東移並強度也變強。儘管在圖2中表現出的「東移波」特性與10日平均風場中看到的完全一致，但是在太平洋上赤道東、西風擾動明顯地分別是近赤道的渦旋和反渦旋式擾動之部分；這些近赤道渦旋和反渦旋的擾動，和中高緯度的擾動以致於副熱帶西風噴流的變化是環環相扣的。

爲了要從現象上了解近赤道渦旋和反渦旋與副熱帶西風噴流的關係，我們把在與圖12c相同時期內之10日平均u（沒有減除四個月的平均值）等值線表示在圖13a中。圖13a顯示在亞洲上方的西風噴流相當的強，並且緯向的尺度也相當大。但是在 25° N左右有噴流斷開成兩支的現象，東邊一支雖然強度比較弱，卻向東和東北方延伸得很遠，可說是一直延伸到西歐。從圖12c中主要副熱帶渦旋和反渦旋式擾動和這種西風噴流的特徵我們可以概念性地推測出一種可能普遍存在的關係：在噴流入口處有強的南風，出口處有強的北風；而赤道附近的強勁西風均出現在副熱帶噴流出口處強勁北風之下游部位（即東南側），赤道附近的強勁東風多半與熱帶地區深對流運動有關。以下我們將就赤道東風做進一步討論。

在圖2中我們已看到在1月20日前後印度洋上有東風極值，這個極值在圖12c中印度洋上可確認出來；圖12c並顯示此東風是以孟加拉灣爲中心之反氣旋環流外圍的一部分。在圖1中我們看到在這段期間內印度洋上赤道附近有非常旺盛的對流運動，由此我們推測東印度洋上強盛的東南風可能就是受到對流運動產生之輻散氣流而加強。另外，在圖1中我們還看到這個對流系統有東移的現象，類似的東移也表現在圖2中，爲了繼續追蹤伴隨著此東移之東風極值的系統，我們將1月24日至2月2日的平均擾動風場表在圖12d中，並詳細比對圖12d與圖12c。圖12d顯示在西太平洋、印尼群島一帶的風場的確有強勁的東南氣流（強東風分量）隨著旺盛對流運動（圖1），從印尼群島一直向西北延伸到青康藏高原的南側，即東亞噴流之入口處。圖12d中在換日線以東沿著赤道也有一東風區，但根據圖1看來這個東風區與對流運動似乎沒有關係。

圖2顯示，在2月9日左右赤道附近印度洋上又出現了強的西風擾動。在圖12e中我們看到與此西風擾動並存的擾動系統非常複雜。雖是如此，我們仍然可以藉助這段期間的平均u等值線（圖13b）歸納出一些重點。圖13b中在北半球的東半部與圖13a最大的差異在於西亞噴射氣流向東北直指至青康藏高原的北側。這看似直接受青康藏高原阻塞效應造成的結果，實際上是由黑海和裏海附近的深槽連同著在印度和孟加拉灣一帶另有一深槽（圖略）組合構成的，這種深槽的結構在圖12e中也可以約略看得出來。因此，圖13b中在阿拉伯半島西方的西風噴流可說是黑海和裏海槽線之槽底，而在圖12e赤道附近印度洋上看到的強勁西風則與我們前面歸納出的赤道西風極值通常出現在副熱帶西風噴流出口之下游部份結果是一致的。圖13b中太平洋上的噴流入口處靠赤道一方在圖12e中可以找到相對應的南風，而噴流出口處（靠赤道一方）可以找到相對應的北風。因此，我們前面歸納出的副熱帶噴流與熱帶地區風場擾動的關係在此仍成立。另外，我們在前面提過熱帶地區的東風強度與深對流運動密切相關。在圖1中我們看到這段時間西太平洋對流運動非常旺盛。因此，圖12e的中太平洋赤道附近的擾動之所以主要是東南風可能是熱帶深對流運動造成的，在噴流南側的南風擾動也可能是受到熱帶深對流運動加強的結果。強的南風擾動也可以在圖10中清楚見到。

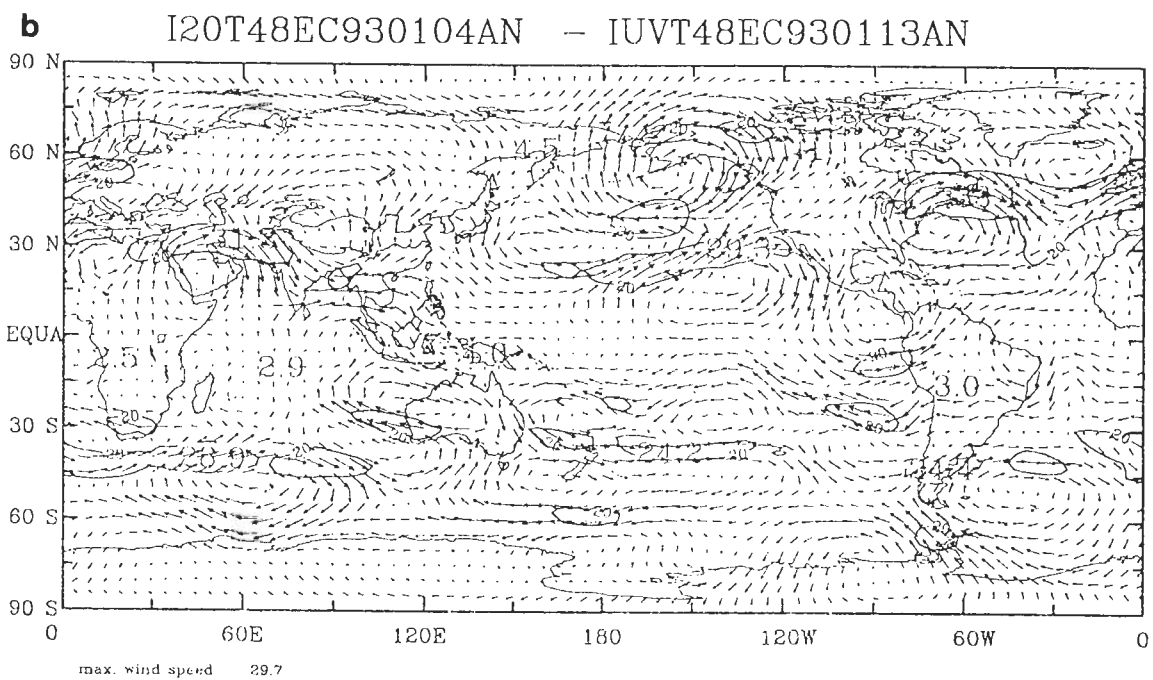
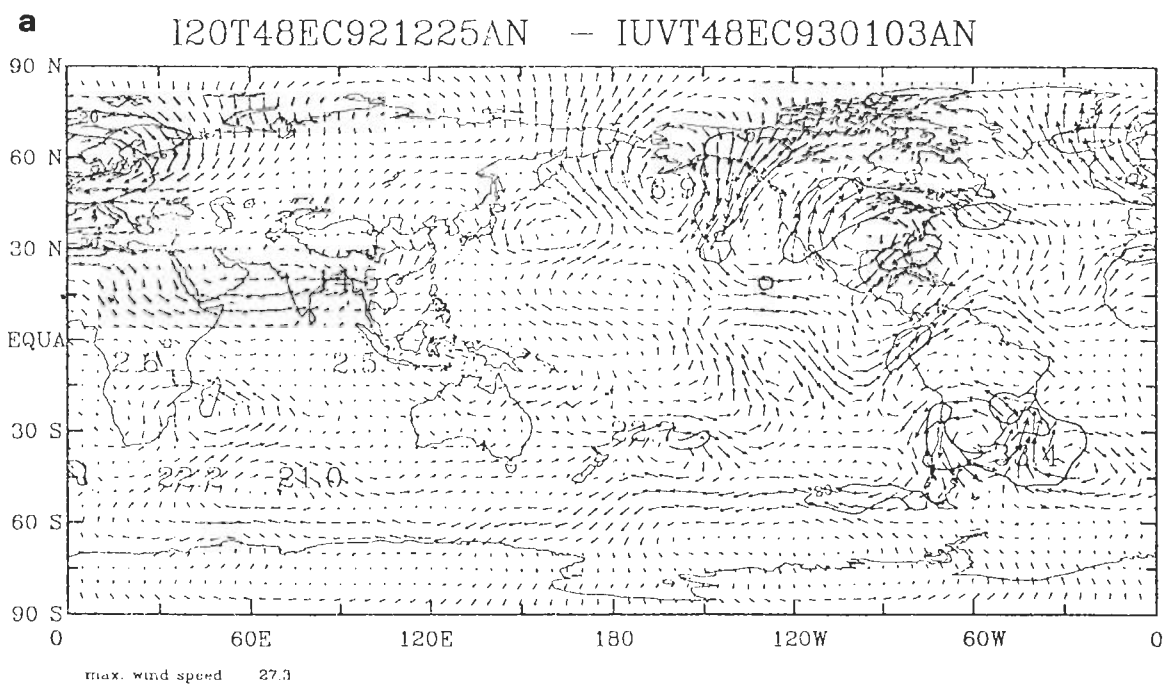


圖12 同圖10，但是在200 hPa上的風場，並季平均值已被減除。

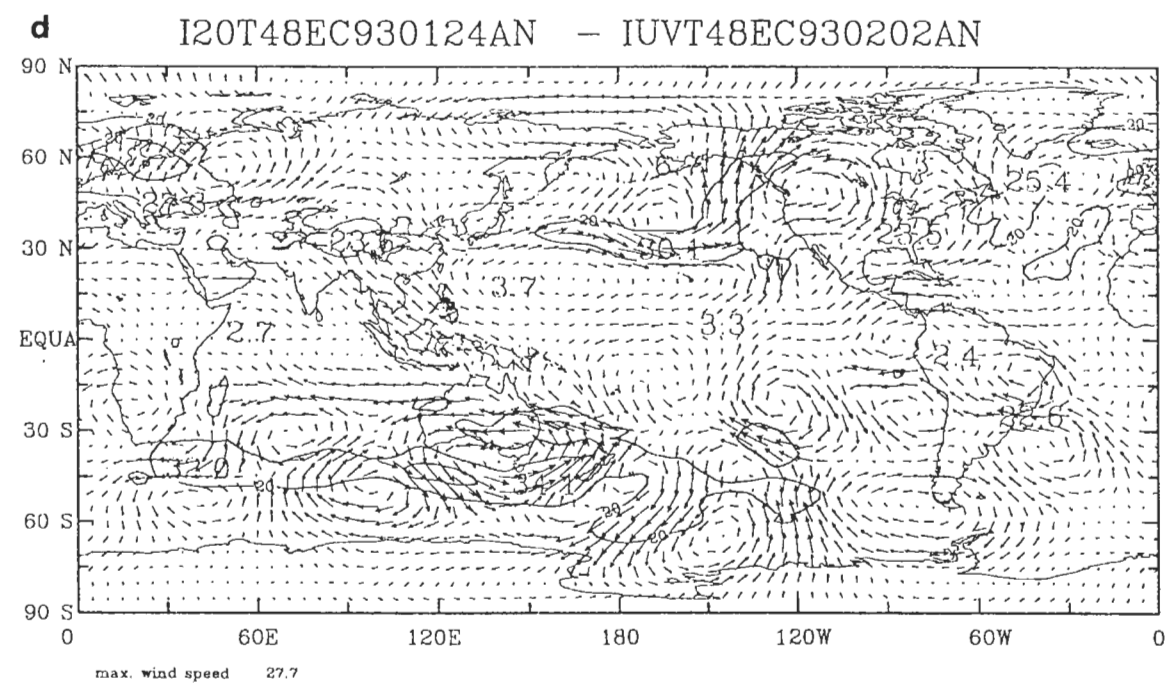
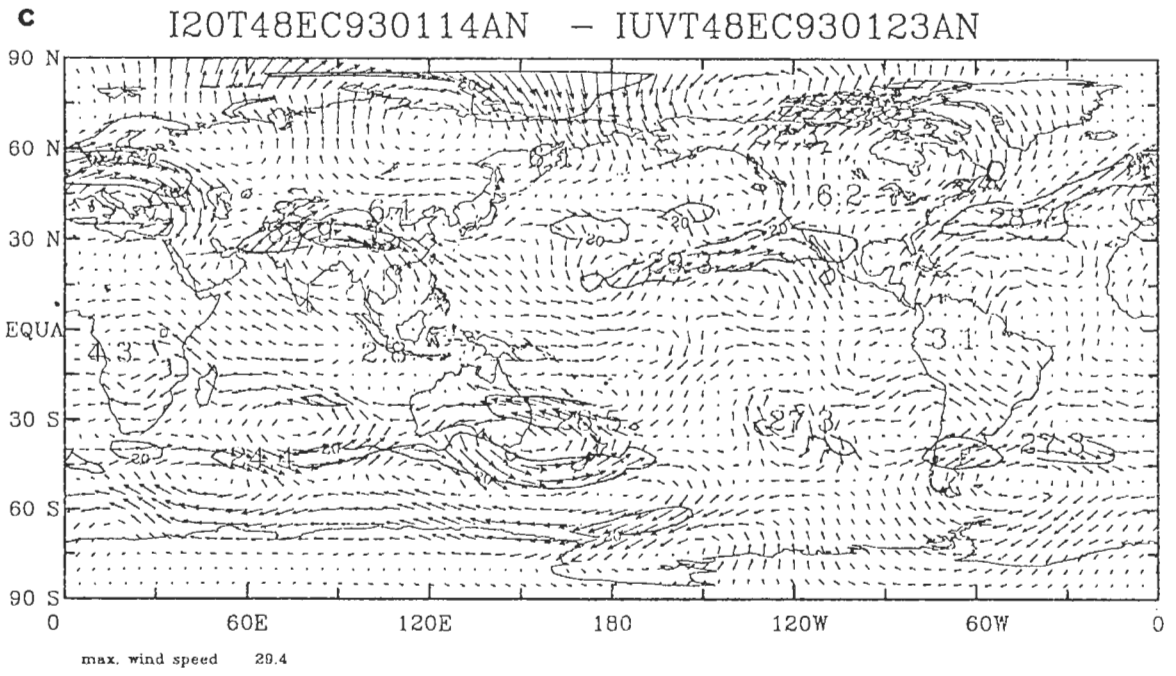


圖12 (續)。

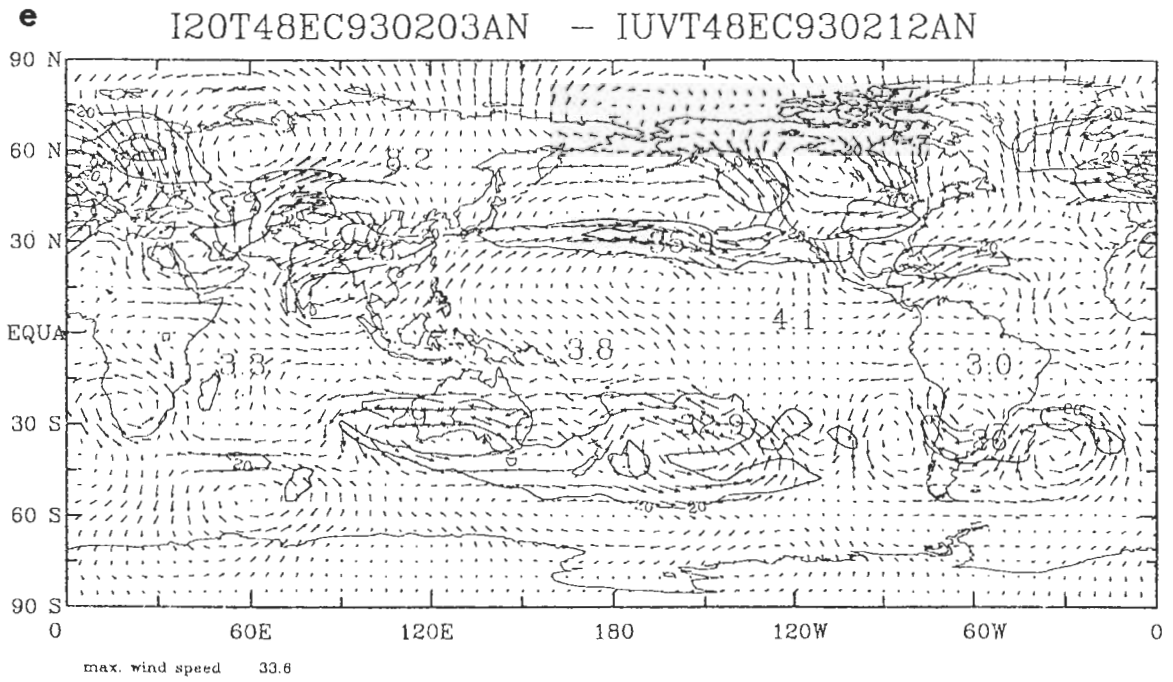


圖 12 (續)。

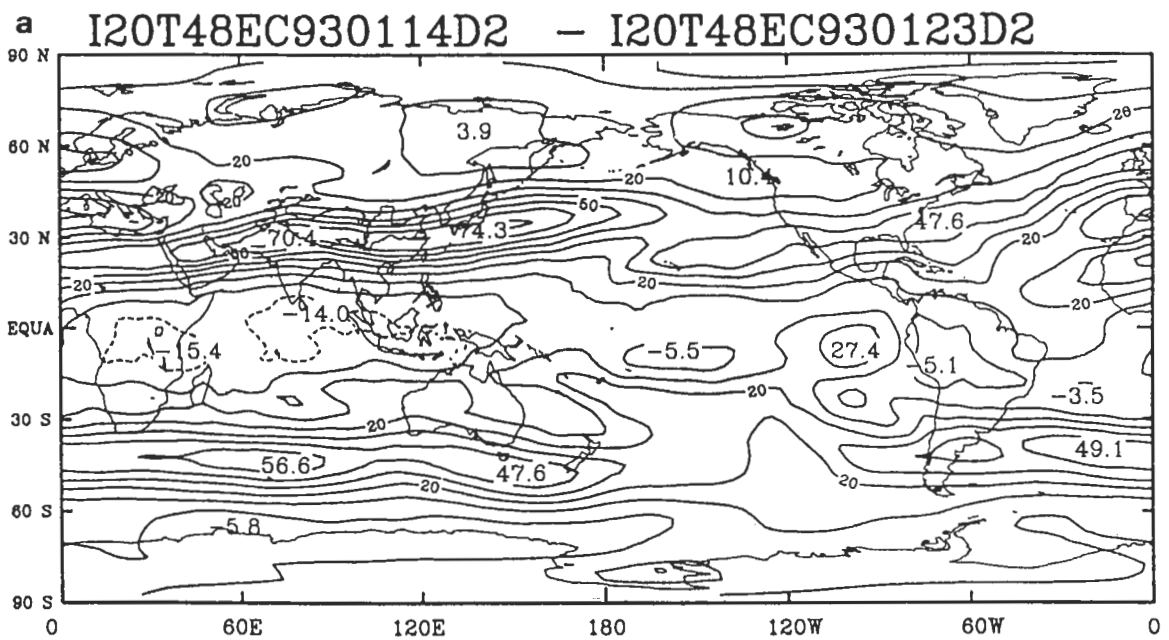


圖 13 同圖 11，但是是在 200hPa 上，分別為 (a) 1993 年 1 月 14 日到 1 月 23 日，(b) 2 月 3 日到 2 月 22 日之平均。

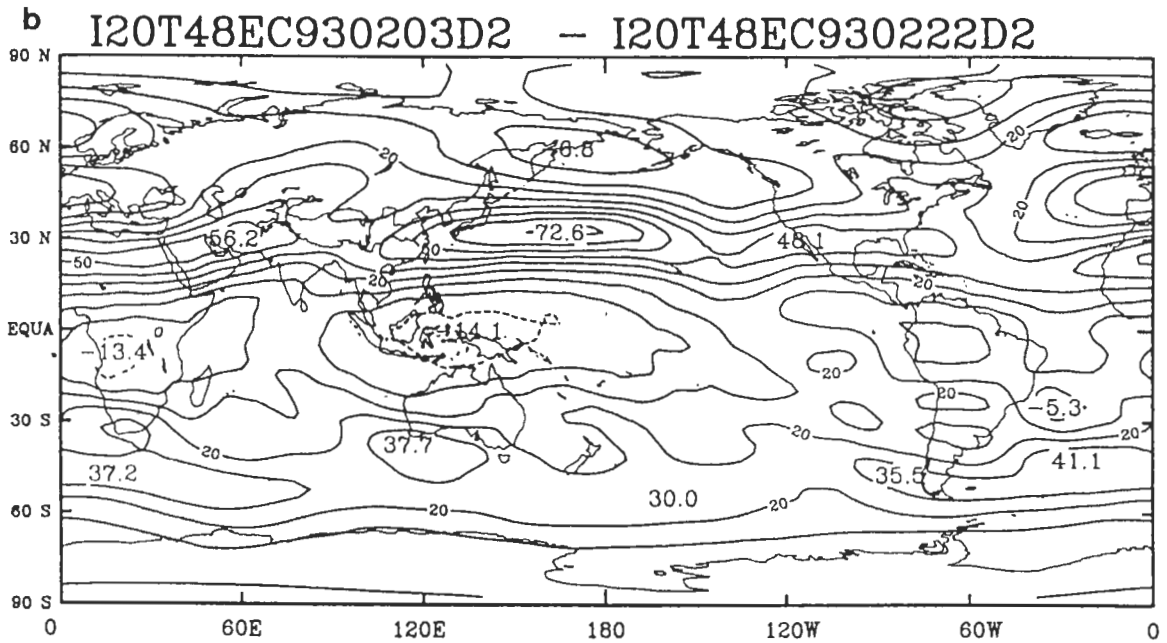


圖13 (續)。

五、綜合討論

在TOGA COARE IOP期間，熱帶地區西太平洋對流運動有明顯的低頻變化，其週期約為30天。這種低頻變化從12月下旬到2月底（實際上是3月上旬，但是IOP結束於2月28日）特別明顯。在本文中我們從現象方面詳細地討論了這低頻擾動在環流上的特性。

熱帶地區的低頻擾動則除了在OLR資料表現出之外，赤道附近在200hPa和850hPa上的u均有與深對流運動相互呼應的低頻擾動訊息；而頻率類似的擾動也可以在200hPa上30° N甚至50° N附近的u以及25° N附近的亞熱帶v看到。這種低頻擾動在緯向上尺度並不規則，波數約為1或2；它的特性也隨不同的地理位置不盡相同。以赤道附近的低頻擾動而言，基本上在200hPa上與在850hPa上u的擾動有反相關係。從非洲大陸到東印度洋部分，擾動有時近似於駐波，移動性不強；然而在太平洋上擾動則有明顯的向東移動之特性。但是，這種移動特性之地域性差異，對中高緯度的低頻擾動而言並不明顯。

為了方便探討基本環流隨時間變化特性和低頻擾動的關係，我們將全球資料按每隔60° 經度等分成六個區域，並對每一區域做緯向平均。我們發現在東半球（0° E-180° E）熱帶地區的高層東風區可以比較清楚地定義出來，但在西半球則不然。在東半球，不僅熱帶東風強弱有明顯的低頻變化，冬半球的副熱帶西風噴流強弱也有低頻變化，並且熱帶東風的加強往往在亞熱帶西風加強之後，這種關係以從0° E到60° E之平均值最為明顯。另外，亞熱帶西風噴流的增強趨勢有時也會往熱帶地區傳遞，但是熱帶地區往往在西風增強之後東風便緊跟著加強。

在我們仔細地觀察了從1992年12月1日到1993年3月31日之850hPa和200hPa 10日平均風場之後，更加肯定熱帶地區的低頻擾動與冬半球的副熱帶近對流層頂之西風噴流強度變化密切相

關。我們歸納出在西風噴流的出口往往會出現強的北風向量，而在噴流出口的東南方下游處（加強北風之下游處）西風向量會增強。若此時在加強的赤道西風擾動東方有對流運動發生，則因為高層風場提供的良好輻散環境適合對流運動快速發展，對流因此可以加強，並有強東風向量因應對流運動所產生的高層輻散氣流而產生。此輻散氣流若能回饋到副熱帶西風噴流，西風噴流便可維持或增強了。

副熱帶西風噴流強弱之變化，除了受到熱帶對流運動（或廣義的局部哈德里胞）的影響之外，也受到中高緯度大尺度波動的影響。大尺波動中影響最鉅者莫過於在中高緯度的滯波或如阻塞高壓一類的低頻擾動系統。深入探討中高緯度低頻擾動與西風噴流強度變化關係已超出本文的討論範圍，我們將在別文中另討論。但是，從高對流層低頻擾動在 30° N與在 50° N的u相位近乎相反，以及在 40° N的v也有明顯的低頻擾動分量看來，我們不難推測出在噴流入口靠北極一方有強的北風分量而在出口（靠北極一方）有強的南風分量。換言之，中高緯度「滯波」槽線底部通常就是西風噴流的位置。大氣能量頻散作用直接關係到滯波的變化。這種變化，對綜觀時間尺度擾動而言，在高層大氣主要表現在副熱帶噴流強度的變化；對長於綜觀尺度的時間尺度之擾動而言，則表現在噴流位置的變化。我們推測，副熱帶噴流強度與位置的變化是熱帶低頻擾動的週期和移動等特性的根本決定要素；而熱帶低頻擾動或其年際變化自然也會透過它對副熱帶噴流之影響進而影響到中高緯滯波和其他低頻系統的變化。這種熱帶與副熱帶大氣運動之互動關係雖然在Lau and Philips（1986）和Knutson and Weickmann（1987）中均提到過；但特別針對副熱帶噴流如何影響到熱帶低頻擾動的移動特徵我們所知仍不多。

高低緯低頻擾動系統間的相互作用是一個非常複雜的問題，至今也尚無明確之理論可以解釋。以東亞高層噴流強度變化而言，在冬季其強度直接影響到太平洋上中緯度之斜壓不穩定度，現象上則反應在下游氣旋之發展和路徑（storm track）。在本文中所述的一些觀察結果，並不能清楚地說明亞熱帶噴流的變化如何影響熱帶大氣運動與對流系統發展，但我們可以確定將熱帶低頻擾動獨立於中高緯擾動之外來討論是不合適的。

六、結語

我們分析了TOGA COARE IOP期間ECMWF所提供的網格資料。發現在這段期間中，特別是從1992年12月底到1993年3月初熱帶地區的深對流運動和高低層風場均有明顯的低頻振盪現象，週期約為30天。

我們都知道深對流運動發生，需要在低層有輻合氣流並在高層有適合輻散氣流發展的條件；但是我們對於組織性深對流運動發生的「週期性」以及其發生之後「移動性」的決定條件卻還不完全清楚。根據本文的討論，或許我們可以作以下的推論。熱帶地區深對流運動之低頻變化是多半球伴隨大氣能量頻散造成副熱帶西風噴流強度與位置的變化所決定的，其移動性則視副熱帶西風噴流中因動能向東傳遞導致下游連續發展（downstream successive development）並伴隨有高層大氣輻散場之變化及動量之南北交換（平流）以導致熱帶與副熱帶大氣的交互作用。東亞副熱帶噴流受東亞主槽影響在太平洋上呈西南-東北走向。因此，若是在西太平洋暖洋區產生的深對流運動，因在下游方向愈來愈偏離西風噴流的原故其移動性不顯著。而在東太平洋

，赤道附近缺乏低層輻合氣流的支持，對流運動不易發展。但是，對於在印度洋產生的深對流運動，藉著深對流系統與非洲和亞洲亞熱帶及副熱帶噴流的交互作用，組織性深對流系統可能容易往下游方向傳遞，並在西太平洋暖洋區達到旺盛對流的極值。若真如此，熱帶地區深對流運動低頻「振盪」之突發性（sporadical）應強於其週期性（periodical），因此在頻率上鑽研其確切範圍將無實質意義。我們認為南北半球的熱帶和亞熱帶大氣渦流系統是否能同時對於對流運動系統產生正面之供獻，是熱帶地區深對流運動低頻「振盪」發生的基本條件。熱帶地區低頻振盪的普遍存在及明顯程度，表示某種組織低緯渦流系統使其對於對流及渦流發展有正回饋效應之機制存在的高度可能性。我們接下來要進行的工作是用更多年及更精細的資料來確定這種機制。

誌 謝

本研究是在國科會計畫NSC83-0202-M-052-004支助下完成。

參考文獻

- Blackmon, M. L., R. A. Madden, J. M. Wallace, and D. S. Gutzler, 1979 : Gergragucak varuatuib ub tge vertucak strycture of gropotential height fluctuation. *J. Atm. Sci.*, **36**, 2450-2466.
- Gutzler, D.S., G.N. Kiladis, G.A. Mcchl. K.M. Weickmann. and M. Whccler. 1994 : The global climatic of December 1992-Feb-ruary 1993. Part II: Large-scale variability across the tropical western Pacific during TOGA COARE. *J. Climate*. 7. in press.
- Haltiner, G. J., and R.T. Williams, 1980 : Numerical prediction and dynamic meteorology. John wiley & Sons, Inc., pp477.
- Hayashi, Y., 1971 : A generalized method of resolving disturbances into progressive and retrogressive waves by space Fourier and time crossspectral analysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, 125-128.
- Hsu, H.-H., B. J. Joskins and F. -F. Jin, 1990 : The 1985/86 intraseasonal oscillation and the role of Rossby waves. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 823-839.
- Johnson, R.H., J.F. Bresch, P.E. Ciesielski, and W.A. Gallus Jr., 1993 : The TOGA COARE atmospheric sounding array: Its performance and preliminary scientific results. Preprints, *20th Conf. on Hurricane and Tropical Meteorology*, San Antonio, TX, Amer. Meteor. Soc., 1-4.
- Knutson, T.R., and K.W. Weickmann, 1987 : 30-60 day oscillations: composite life cycles of convection and circulation anomalies. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1407-1436.
- Lau, K.M., and P.H. Chan, 1983 : Short-term climate variability and atmospheric teleconnection as inferred from satellite derived outgoing longwave radiation. Part I: Simultaneous correlations. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2735-2750.
- , K.M., and T.J. Phillips, 1986 : Coherent fluctuations of extratropical geopotential height and tropical convection in intraseasonal time scales. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1164-1181.
- , L. Peng, C.H. Sui, and T. Nakazawa, 1989 : Super cloud clusters, westerly wind burst, 30-60 day oscillations and ENSO: A unified view. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 205-219.
- Mapes, B. E., and R. A. Hourze, Jr., 1993 : Cloud clusters and superclusters over the oceanic warm pool. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1398-1415.
- Sui, C. H., and K. -M. Lau, 1992 : Multiscale phenomena in the tropical atmosphere over the western Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 407-430.
- Weickmann, K.M., and S.J.S. Khalsa, 1990 : The shift of convection from the Indian Ocean to the western Pacific ocean during a 30-60 day oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 964-978.
- Velden, C.S., and J.A. Young, 1994 : Satellite Observations during TOGA COARE: Large-Scale Descriptive Overview. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2426-2441.

Characteristics of Low-frequency Disturbances in the Atmosphere during the Period of TOGA COARE IOP

Mong-Ming Lu

Central Weather Bureau
Taipei, Taiwan, R.O.C.

ABSTRACT

Equatorial deep convection clearly oscillated with low-frequencies during the period of TOGA COARE IOP. Corresponding oscillations are observed in the tropical wind field. We find that before upper equatorial easterly anomalies being intensified, the subtropical westerly jet stream over west or east Asia first become intensified. In the cases of strong equatorial westerly anomalies, subtropical westerlies are often found to intrude into the tropics. In addition, the low-frequency oscillations are also observed in midlatitude (50°N) in east-west wind component of the upper tropospheric wind. Our results suggest that the low-frequency disturbances are not simple planetary waves. Even near the equator, the disturbances do not resemble the coupled Kelvin-Rossby modes. The low-frequency disturbances in the tropics and in the extratropics are not independent. The key location for connecting the low-frequency systems at different latitudinal belts are the tropical westerly duct and the subtropical jet stream, extending from north Africa to the northern rim of the Indian Ocean.

Key words : Tropical intraseasonal oscillation, Midlatitude low-frequency disturbances, Tropical-extratropical interactions.