

由不同的觀測反演估計、分析與模擬實驗 檢視台灣鄰近區域降雨的長期氣候分布特性

陳 正 達

國立台灣師範大學地球科學系

(中華民國八十八年九月七日收稿；中華民國八十九年元月七日定稿)

摘 要

利用新近彙整分析的各種觀測降雨資料集與數值模擬結果，本文以台灣及鄰近區域為研究焦點，比較不同降雨資料集所呈現的區域長期氣候分布特性。在區域平均年降雨量方面，以紅外線反演比其他觀測估計方法來得小，特別是在冬半年。緯度分布變化方面，靠近赤道的輻合帶降雨量比其他方法高，而副熱帶區域比較低，隨時間變化方面，則是傾向於呈現較大的季節變化。微波放射的雨量反演比微波散射法所估計的雨量略高，增加了測站雨量計分析的綜合估計，使得區域平均年降雨量比只用衛星資料的估計大，而主要的差異是源自於春、夏季以及台灣與大陸東南沿海地區，顯示衛星資料低估區域的鋒面降雨。在不同的降雨氣候資料集比較方面，區域平均年降雨量，以 Legates 的降雨氣候值最大，Xie and Arkin 與 Jaeger 的降雨氣候次之，而全球降雨氣候計畫的衛星雨量計綜合估計最小。Legates 的降雨氣候較高的原因，主要是冬季在台灣東側沿海有相當明顯的雨帶，以及夏季在巴士海峽與台灣南部的對流性降雨中心。Jaeger 的降雨氣候在夏季比衛星雨量計綜合估計多，同時偏南的熱帶降雨也較大，副熱帶輻合區降雨變化振幅低估，並且錯置最大振幅區於台灣與巴士海峽。Xie and Arkin 的綜合降雨氣候分析與全球降雨氣候計畫的衛星雨量計綜合估計較為相似，Xie and Arkin 的降雨資料略高，主要是由於整個熱帶與副熱帶海洋上有較強烈的輻合降雨帶。

在降雨模擬方面，歐洲中長期預報中心再分析資料中的降雨季節變化模擬得相當好，可以掌握在熱帶降雨帶隨季節的移動時間與變化幅度，以及台灣鄰近區域在夏季七月份降雨的局部轉小。美國國家環境預報中心的再分析資料中，最大的問題在於低估台灣鄰近區域五、六月的平均雨量，導因於春夏轉換之際西太平洋副熱帶高壓的位置掌握有誤，同時降雨較多的中心反而在大陸華南地區。ECHAM4 氣候模式在副熱帶輻合區的對流性降雨量與季節變化方面，多半是高估的，而台灣附近的副熱帶降雨則略有不足，特別是在夏季。在台灣以北的鋒面降雨系統則完全未能掌握正確的季節相位變化，有提早在大陸華南、長江流域一帶產生較大降雨的趨勢，而模式的副熱帶高壓系統，未能在五、六月之際退出南海北部與台灣附近，移轉至西太平洋，造成該時期的區域降雨低估。模式水平解析度增加並無法顯著而系統化地改善模擬缺失，運用不同的深對流積雲參數化閉合方式，對於副熱帶輻合區的降雨季節變化有明顯的影響。在台灣鄰近地區降雨

年際變化方面，模式模擬降雨距平與尼紐 3 區海溫距平，在 1979 至 1993 年期間的相關係數分布，與觀測相當接近，儘管區域平均月降雨距平的模擬表現，由於相關係數低，與觀測降雨距平不盡相同。

關鍵詞：降雨分佈、水文循環、區域氣候

一、前 言

全球平均的年降雨量大約是 1000 公釐(或平均每天約 3 公釐, Baumgartner and Reichel, 1975), 不過降雨的分佈卻有著高度的變化, 實際上光是在熱帶地區 (30N-30S) 的降雨就佔了全球總量的 60%。而降雨的變化不僅對植物的分佈、乾旱、洪水有決定性的影響, 因此直接改變了水資源、農業和其他人類活動 (Chahine, 1992), 另一方面降雨的變化藉著潛熱的釋放, 也是控制大氣與海洋大尺度環流運動的重要因素。即使不談這些明顯的時空變化, 長期時間平均後的大尺度降雨分佈也對於維持水文循環與氣候系統至為重要。

儘管降雨分佈如此重要, 影響所及也十分深遠, 不過由地表測量資料所估計的降雨氣候分布的精確性與可靠性仍受到若干的質疑, 特別是在海面上的觀測, 船隻上的儀器、觀測數目、固定航線、迴避風暴等都對完整降雨分布的描述有所阻礙。即使是在陸地上的雨量觀測也隱藏著系統性的誤差, 包括雨量計上方的風場偏向效應、雨量計的設計與連續使用問題、濺出濺入、蒸發等 (Groisman and Eastering, 1994), 此外由於測站資料只代表單點的測量, 而降雨分佈的高度時空變化特質, 也使得如何用測站資料代表區域平均狀態變成棘手的問題, 必須有特殊的處理步驟 (Groisman and

Lagates, 1994)。地面雷達觀測利用雷達回波估計雨量強度與分布, 固然可以呈現大範圍 (半徑約 100 公里) 內, 相當高時空解析度的降雨遙測估計, 但是雷達可涵蓋範圍, 特別在海面上, 仍有所侷限, 此外還有回波與降雨的高度非線性關係變化、雨滴分布在觀測上的不均勻性等問題。衛星估計降雨是另一種遙測的嘗試, 觀測估計的方式主要有兩種, 分別是觀測受到雨滴或雲滴影響的輻射頻率。利用微波頻道遙測降雨, 可以避免運用雲和降雨之間的經驗關係, 特別是這個經驗關係往往隨著時空變化, 沒有非常固定的準則 (例如熱帶與中緯度地區的差異性); 反觀利用紅外線頻道估計降雨, 固然有前述雲和降雨經驗關係的問題, 不過由於作業用的繞極與同步氣象衛星都具有紅外線頻道, 觀測的頻率較高, 過去的記錄也較長, 同時沒有微波觀測在陸地受到地表訊號干擾的問題, 這些降雨估計的反演方法, 諸如上述分別在不同的地點、季節時間有各自的優缺點。整體而言, 這些不同來源的降雨資料, 往往在大尺度的分佈形態相似, 不過較小範圍的細節或降雨量的多寡則有明顯的差異 (Xie and Arkin, 1995), 因此新近有若干研究與國際合作計畫便是試圖綜合多種降雨資料來源, 擷取個別估計方法的優點, 整建全球的網格降雨氣候資料庫 (Huffman et al., 1997; Xie and Arkin, 1997), 其中全球降雨氣候計畫 (Global Precipitation Climatology Project, Huffman et al., 1997) 還在

分析資料庫中包含個別估計方法的結果，以方便比較，此外並涵蓋誤差估計與網格平均結果的資料來源，可以說是相當完整的降雨資料分析，Xie and Arkin (1997) 的綜合估計，優點則在於有較長時間的降雨分析。我們在這個研究中，將運用這些降雨觀測估計做為檢視台灣鄰近區域降雨氣候分布的主要資料來源，同時也有利於比較這些不同估計方法的特性，或以另一個角度來看，不同的觀測反演估計也相當程度代表目前這些降雨觀測不確定性的範圍。除了這些引用衛星資料的新近降雨資料集外，較為傳統的地面觀測資料分析（如 Jeager, 1976; Legates and Willmott, 1990）也涵蓋在比較的行列，儘管資料的時間範圍與先前所述資料不同，不過比較的重點將在長期氣候平均方面。

除了降雨的觀測問題之外，降雨在數值模式中也是最難以模擬與預測的物理過程，小至於雲的微物理現象、雲滴的成長，大至於區域或甚至全球的溫度、溼度、風場，都在在影響降雨的大小、範圍與時間。而在大氣環流模式中，受到時空解析度的限制，不得不以簡單的參數化方法加以描述，模擬上的根本問題似乎無可避免，以目前世界上各個主要氣候模擬研究中心的模式降雨分布做比較（Lau et al., 1996; Gadgil and Sajani, 1997），除了大範圍的平均降雨極值分布有相似性外，絕對量與區域的細部時空分佈在不同的模式中有相當大的差異。由於觀測資料本身網格化後的不確定性也不可忽略，因此也很難直接斷言模式的誤差程度。不過在模式的驗證與模擬能力的評估上，降雨模擬結果與觀測資料的比較仍舊是相當重要的指標，即使是氣象分析資料，在資料同化的過程中已經包含著許多觀測結果，可以說相當嚴格地限制住分析模式的溫度場與風場，然而降雨

量的多寡、分佈仍然與分析模式中的物理參數化息息相關，在模式資料方面，我們將包括美國國家環境預報/大氣科學研究中心（NCEP/NCAR）與歐洲中長期預報中心（ECMWF）兩個主要氣象作業中心的再分析計畫（Reanalyses Project; Kalnay et al., 1995, Gibson et al., 1997）中分析模式的降雨資料，再分析的資料明顯地克服了過去氣象分析資料在氣候研究應用方面的連續性問題。此外則是氣候模式的降雨模擬結果，在此，氣候模式是以觀測的海水溫度與海冰分佈（即所的大氣模式比對計畫中所使用的觀測資料; AMIP, Gates, 1992）驅動模式，由於模式的溫度、壓力與風場的分佈將依模式本身的特性發展，因應而產生的降雨分佈，即使在相同的降雨物理參數化方法下，也與前述的分析模式不同，這些氣候模式結果在研究上的優點是經由模式敏感度的探討，我們可以進一步了解模式所採用的不同物理參數化過程、不同模式解析度等模式結構，對於降雨模擬結果的影響，或者從中探討參數化過程中的關鍵性因素，我們將以德國馬克斯普朗克研究所的氣候模式 ECHAM 做為主要降雨模擬評估的對象。

在以往關於降雨氣候分布的探討、比較或模式的驗證，已經有相當多的專文討論（如先前所述諸文），然而研究的觀點，比較傾向於全球大尺度範圍的普遍特徵，多半未在東亞與台灣鄰近地區，就其特色加以細部檢視，本文便是在這方面有所彌補，相信有助於區域氣候的相關研究；另一方面，氣象局的地面觀測站降雨資料也有持續的出版整理（氣候資料年報）與專文、專書討論（臧啓勳與陳孟青, 1995），對於局部降雨資料的了解相當有幫助，然而只有陸地測站的侷限、測站資料的收集特性問題，

並無法將降雨觀測分佈背後更大範圍的氣候型態做更完整的呈現，從這個角度來說，本研究又試圖利用新近的衛星資料將此領域略微擴充。附帶在其中的特色，還包括不同估計反演方法的比較，使我們對個別資料特性的了解更加深入，對資料使用者而言相當重要；與不同的模式降雨模擬的比較，則是對目前模式模擬區域降水型態的能力與物理參數化方法的優缺點，提供有力的見證。本文的第二節將描述這些不同降雨資料的來源，台灣鄰近區域的降雨平均氣候將在第三節中討論，區域平均的降雨季節變化與比較在第四節中有扼要地交代，第五節則是針對區域平均降雨的年際變化做進一步的探究，論文研究的結果於第六節總結。

二、資料來源

降雨資料由不同的觀測估計或模式模擬，將在下列分別簡單介紹，由於多半的資料集與模式結果都已經有專文介紹，特別是詳盡的分析方法與各種隨機和系統性誤差來源的估計。做為區域降雨分佈分析、比較的資料使用者，我們將著重在分述反演估計所使用的基本原理與資料的主要特性（包括資料集涵蓋的時間範圍，時間與空間的解析度），而不在此重複細節。關於氣象資料再分析計畫中的分析模式與所使用的大氣環流模式的詳細介紹也請參照下列的原始文獻資料，不再贅述。

（一）觀測資料

（a）全球降雨氣候計畫（Global Precipitation Climatology Project, GPCP）

Huffman et al. (1997) 詳細陳述了世界氣

候研究計畫組織（WCRP）自 1986 年成立全球降雨氣候計畫的緣由與目標，計畫目前的重心是能長期提供、整理、分析全球經緯網格 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 平均的月平均降雨資料給使用者。如先前所述，降雨量的測量、估計方法良多，各自代表一些相關的資料特徵，又各自有一己的優缺點，所以全球降雨氣候計畫採取的分析方法，是綜合不同降雨資料來源，取其優點，建構最佳的綜合降雨估計。使用的資料其中，微波估計是採取自美國國防氣象衛星計畫（DMSP）的特殊微波感應映像儀（SSM/I）所得的資料；利用紅外線做降雨估計，則主要是由美國、歐洲與日本所維持的同步衛星觀測為首要資料來源，其次便是由繞極衛星提供的觀測資料；至於測站雨量計資料則是來自全球降雨氣候中心（Global Precipitation Climatology Center, GPCC）所收集、分析後的估計。

由於個別資料長期以來便為許多研究人員所使用，同時也各自有其優點，全球降雨氣候計畫也將個別資料或反演方法所估計的結果或組合包含在其中，總共有八種不同或組合的降雨估計（個別與組合的流程參見 Huffman et al., (1997) 文中圖 1），簡述如下：

（1）雨量計觀測分析

利用相似於 Willmott et al. (1985) 的插補方法，全球降雨氣候中心先將所有測站資料（目前共有約 40000 個測站）內外插至 0.5° 的經緯網格上，然後再求 2.5° 度經緯網格的區域月平均值。處理測站資料之前必須有資料的品質控制，降雨記錄有可能因為編碼或傳輸的問題而導致錯誤，必須加以檢查，不過又不能隨意去除一些特殊豪雨的情形，這些資料品質的問題都藉由自動與人為的修正加以克服。此外一

些系統性誤差（比如再蒸發或風場的影響）的修正則與 Legates（1987）相同。

（2）微波放射估計

控制衛星遙測的微波亮度溫度的因素，主要包括地球表面的放射與大氣中的水對經過的微波放射的影響，水面的微波放射量低，因此海洋上由於空氣中水滴所放射的低頻微波相當容易被偵測出來，將微波的亮度溫度與降雨強度的機率分佈關係加以分析，再利用不同低頻微波的資料去除水氣量的影響，最後的微波放射降雨估計再乘以 1.5 倍，修正衛星遙測範圍的誤差（Beam filling bias, Wilheit et al., 1991）

（3）微波散射估計

利用散射微波的降雨估計反演主要是利用 SSM/I 85 GHz 的高頻頻道資料與其推演的散射指數（Scattering index, Ferraro et al., 1994），由於大氣中的冰滴對較高頻的微波有散射作用，而冰粒的存在往往與降雨有強烈的相關，散射估計比之放射估計的優點之一，是能同時提供陸上的降雨估計，不過因為不同地表的微波散射量殊異，必須要將這些因素在反演計算中加以考慮，並且用地面雷達的觀測加以校正。由於反演法需要 85 GHz 的頻道資料，而在第一代的 SSM/I 由於 85 GHz 感應器的問題，使得散射估計在 1990 至 1991 年的部份時間中，使用對降雨較不敏感的 37GHz 頻道做估計。

（4）微波組合估計

對大多數的地區而言，全球降雨氣候計畫中的微波組合雨量估計，是在水面上使用前述的放射估計，而在陸地上則使用以散射指數為基準的散射估計，不過在水陸交界區域的處理方法略有不同，由於放射降雨估計去除了受陸

地影響的感應像素（pixels），在海岸地區的觀測數目少，因此只有在放射降雨估計採樣數目超過散射估計採樣數目的 75% 以上才用放射降雨估計，否則便是兩種估計的線性組合做為降雨估計。

（5）紅外線估計

利用雲頂溫度、範圍與降雨量的關係，也就是所謂同步衛星降雨指標 GPI（GOES Precipitation Index, Arkin and Meisner, 1987）的方法，可以由資料中心儲存的三小時各同步衛星（GOES, GMS, Meteosat）紅外線溫度圖，求得熱帶至部份中緯度地區的降雨估計。在估計方法中已將因同步衛星視角造成的誤差加以校正，不過不同衛星之間的資料並沒有進一步相互校驗，至於同步衛星資料缺乏的區域，則以美國大氣海洋總署（NOAA）的繞極衛星資料補充，不過反演所用的資料量遠低於同步衛星涵蓋範圍。

（6）紅外線微波校正估計

紅外線微波校正估計是利用時空相近的同步衛星紅外線資料與 SSM/I 微波資料，對每一個資料網格範圍，求出彼此相互校驗後的資料關係，再利用此關係修正調整先前所述的紅外線估計，亦即所謂的 AGPI 估計（Adjusted GPI, Adler et al., 1994），在缺乏時空相近的紅外線微波配對資料時，調整的係數則由鄰近地區的資料做平滑的插補，由地面雨量觀測的驗證，校正以後的估計比起只有單一資料來源的結果好（Adler et al., 1994），特別是在副熱帶與陸地上，紅外線估計往往有較大的誤差。

（7）衛星資料綜合估計

這裡的衛星資料綜合估計使用了三種不同

的衛星資料來源（見 Huffman et al. (1997) 文中圖 1），在介於南北緯 40 度之間，如果有紅外線微波校正估計則以其為準，否則便是微波組合估計與微波校正後的繞極衛星紅外線估計兩者權重後的組合，個別權重的決定是以其誤差量的倒數為依據；在緯度 40 度以上的地區，則是採用前述的微波組合估計。

(8) 衛星雨量計綜合估計

全球降雨氣候計畫中的衛星雨量計綜合估計，較先前的衛星資料綜合估計再增加了陸地部份的雨量估計修正，修正的方法有二，首先是將衛星資料綜合估計的結果乘上大範圍（5 x 5 個網格平均）雨量計觀測與衛星資料綜合估計的比值，在雨量觀測結果較少的區域，特別是在地面雨量計觀測結果較大時，便將大範圍雨量計觀測與衛星資料綜合估計的差值平均，加補在衛星資料綜合雨量估計上。其次是運用衛星資料綜合估計與雨量計觀測分析兩者的權重組合得到最後的雨量估計值，個別權重的決定，一樣是以其誤差量的倒數為準。

全球降雨氣候計畫中除了提供各種降雨估計外，也將各個結果逐月的誤差估計分佈與網格的觀測採樣數附在資料集中，這些資料對關心降雨估計準確度與來源的使用者而言，相當有幫助。

(b) Xie and Arkin 降雨氣候資料

Xie and Arkin (1997) 利用數種降雨觀測與模式模擬資料來源，分析自 1979 至 1995 年的全球網格平均的降雨資料，他們的分析與資料組合方法，首先是以最大相似法 (maximum likelihood method) 減低組合的隨意誤差 (random errors)，組合時的權重係數與個別資料的局部隨意誤差平方成反比，其次是試圖去除隨個別

資料而來的誤差，為了達成這個目標，利用 Reynolds (1988) 的分析組合方法將陸地上的地面測站雨量資料與先前的組合估計再混成新的最後結果，在海上資料方面，則是以西太平洋環礁測站雨量為所有熱帶降雨資料的校正基準，再加上中緯度海域的主觀誤差結構假設。

比較全球降雨氣候計畫 (GPCP) 在相同期間的綜合估計，除了在中緯度海洋上，其他的區域都有相當好的對應相似關係，不過 Xie and Arkin 的降雨氣候資料的時間涵蓋範圍較長，儘管在不同的時間範圍內使用來源殊異的原始觀測與模擬資料，這個資料集並沒有不連續方面的問題 (Xie and Arkin et al., 1997)，與聖嬰現象/南方震盪 (ENSO) 相關的降雨年際變化，也與過去的研究相仿。

(c) 傳統長期測站降雨氣候資料

上述運用衛星資料的降雨估計相對而言資料的長度有限，不過雨量的地面觀測則可以回溯到上個世紀，包括船隻的報告記錄。過去已有一些利用這些地面雨量計記錄所分析的全球降雨分佈資料，其中較為人所知的包括 Jaeger (1976) 與 Legates and Willmott (1990) 的降雨氣候資料，固然資料的時間長度較前述資料集長，也未必在同一個時段，不過作為長期氣候平均值而言，則相當有參考價值，在此也將包含這兩個資料在本研究的比較分析中。

Jaeger (1976) 所使用的觀測資料主要的時間範圍是從 1931 至 1960 年，在陸地部份，所使用的資料包括過去已有的降雨氣候圖集以及若干測站相關資料，再加以主觀的視覺估計分析，在海上資料方面，所使用的資料主要是來自美國海洋氣候圖集 (United States Marine Climatic Atlas) 的月平均降雨頻率圖以及年平

均海上降雨量分布估計，最後仍然是以主觀的方式內外插至五度的經緯網格點上。

Legates and Willmott (1990) 所使用的測站資料多達 25000 個，時間涵蓋的範圍 (1920 至 1980) 也較 Jaeger 的降雨氣候資料長，網格資料的建立則是採取客觀分析 (objective analyses) 的方法，此外，對於系統性的雨量計測量誤差 (諸如風場的效應、雨量計壁潮溼等) 也有所校正。

不過由於不同時段的測站資料都被混合在一起，有些空間上的分布不均勻，可能是因為長期的降雨氣候變化趨勢或者不同區域的雨量計設計殊異所造成，在海上資料方面，Legates and Willmott 的降雨氣候資料使用船隻的觀測報告記錄 (Dorman and Bourke, 1979, 1981)，不過在南緯 30 度以南的地方，由於船隻報告資料有限，所使用的仍是 Jaeger 資料集的結果。

(二) 模擬資料

(a) 再分析降雨模擬資料

利用固定作業模式與觀測資料同化系統，歐洲中長期天氣預報中心 (ECMWF) 與美國國家環境預報中心 (NCEP) 各自進行了氣象資料再分析的計畫。計畫的原始企圖，是希望將人為模式發展所造成的分析資料隨時間的變化，從資料中去除，以利長期氣候變化方面的研究，同時模式與資料同化的方法也比較成熟。

這些資料再分析模式所模擬的降雨分布，嚴格說來仍是模擬的資料，不過由於將許多傳統與衛星的氣象觀測資料都包含在資料同化的系統中，模式的大氣狀態應該相當近似實際大氣，在此條件下，模式中與降雨相關的物理過程參數化雖然仍是降雨分佈模擬的誤差來源，

不過由大氣狀態模擬誤差的影響應該比較小。上述雖然是再分析模式的優點，不過由於模式與資料同化系統都不是完美的，因此將觀測資料放入模式中，可能造成模式本身在質量與風場上的不平衡，進而使得降雨量在觀測資料剛加入時，產生減弱或增強的現象，通常稱為起轉 (spin-up) 的問題。所以再分析模式的降雨模擬也不盡然必定優於一般氣候模式的模擬結果，特別是起轉問題嚴重的區域，不過由於美國國家環境預報中心的再分析資料，使用的是波譜統計插補分析法 (Spectral Statistical Interpolation Procedure, Parrish and Derber, 1992)，初始狀態的不平衡已相當程度被去除。

在此，我們使用來自兩個不同作業中心的再分析資料，兩個再分析模式的水平與垂直解析度都不相同，模式所使用的物理參數化殊異，資料同化的系統也不一樣，關於氣象資料再分析計畫以及更深入的模式介紹，可以參考 Gibson et al. (1997) 以及 Kalnay et al. (1993)，這些再分析降雨模擬資料與前述的觀測資料相比較，可以相當程度地呈現目前全球模式降雨過程參數化方面的問題。

(b) 氣候模式降雨模擬資料

在氣候模式降雨模擬資料方面，我們將以德國馬克斯普朗克氣象研究所氣候模式 ECHAM4 的結果為主要評估比較對象，該模式在大氣模式比對計畫 (AMIP) 中與水文循環過程較相關的診斷子計畫中被選為綜合表現較佳的模式之一 (Lau et al., 1996)，ECHAM4 氣候模式的動力結構源自歐洲中長期天氣預報中心的作業模式，不過在物理參數化方面，則是運用馬克斯普朗克氣象研究所獨自發展的參數化方法，關於 ECHAM4 的模式架構介紹與其在模

擬當前氣候狀態方面的表現，在 Roeckner et al. (1996), Chen and Roeckner (1996, 1997), Standel and Roeckner (1998) 等文中已有所討論，其中與本研究較相關的問題是熱帶地區上層東風噴流較弱，同時季風的模擬也有明顯的誤差，在南亞與東亞區域，有相當大的範圍模式的地表氣壓過高，降雨量則有低估的情形，在本研究中將更進一步探討台灣鄰近地區細節的降雨分佈模擬，以及其隨時間變化的情形。

除了以 ECHAM4 在水平解析度為波數 42 的三角波譜截斷 (T42, 約為 2.8 經緯度網格) 所做的控制氣候模擬實驗外，還將收集以不同水平解析度 (三角波譜截斷從 T21 到 T106) 及不同積雲參數化深對流閉合方式 (deep convection closure assumption) 的敏感度實驗結果，檢視水平解析度與物理參數化可能對區域降雨模擬方面的影響。

三、氣候平均分佈

對於上述各種網格平均降雨資料集，必須選擇研究的區域，再進一步後續的時空變化分析，本文中的所謂台灣鄰近區域平均是指涵蓋在東經 118 至 124 度與北緯 20 至 27 度間的所有網格資料平均，而區域東西方向的平均則是指東經 118 至 124 度之間的資料平均，這些經緯度的選擇並不是必然的，不同的研究者可能根據不同的條件或所研究現象有不同的選擇。由於分析的降雨資料都是網格平均資料，即使若干資料集的主要資料來源是測站雨量計的觀測，網格平均值比測站平均值往往來的小，對於台灣鄰近區域而言，特別是區域月平均雨量較高的月份 (6 至 9 月) 最為明顯 (鐘珮瑄，

1998)，這種趨勢在選擇的測站數目較多時 (包括山區與離島測站) 尤為明顯，造成這些差距的原因並不是本文探討的重點，不過顯然必須對於網格平均值的求取方法，有更深入的分析，才能有系統地了解資料品質控制 (quality control) 與空間客觀分析方法對結果的影響，以及其與簡單的網格內測站資料算數平均值的差異，在此由於這些比較工作直接使用網格平均資料，而沒有原始的觀測資料，因此只討論不同網格平均雨量資料的異同，只是希望提醒讀者注意這些網格平均資料與測站資料的差別。此外在此只選取雨量估計的範圍涵蓋全球的資料集，除非對於特殊雨量分布與反演方法在局部陸地或海洋上的估計有特別的討論，否則在台灣鄰近區域網格資料點有限的狀況下，比較的結果容易受到陸地或海洋分佈的影響。

表一 是台灣鄰近區域 (118-124E, 20-27N) 平均年降雨量在不同降雨觀測估計資料集與模式模擬降雨的結果，表中還包括了資料的解析度，時間範圍以及資料來源 (使用的反演估計或模式架構)，這些平均年降雨量是以氣候長期平均的角度加以估計，由於資料來源的觀測或模擬的時間不完全相同，因此平均的時間長度並不一樣，所以在年降雨量的比較上，有些差異可能是源自時間範圍的不同，特別是資料的長度較短時，不過儘管如此，由於還是有超過十年以上的資料，包含聖嬰與反聖嬰等不同氣候年際變動的現象，平均後的比較結果受到的影響有限，這方面的疑慮也的確可以從我們對不同資料集在相同時段的降雨估計比較加以澄清，由於在此強調的是長期氣候平均的比較，因此資料的時間範圍還是儘可能地使用所有資料可用的時間範圍。

從全球降雨氣候計畫的不同估計中可以發

表一 分析之不同降雨資料集【表中的降雨量是台灣鄰近地區（118-124E, 20-27N）的平均年降雨量（mm/year）】

網格降雨資料集	解析度	時間範圍	年降雨量	資料來源 ¹
GPCP 紅外線估計	2.5°	1987-1997	1033	紅外線
GPCP 微波組合估計	2.5°	1987-1997	1608	微波
GPCP 微波散射估計	2.5°	1987-1997	1427	微波
GPCP 衛星資料綜合估計	2.5°	1987-1997	1319	微波 + 紅外線
GPCP 衛星雨量計估計	2.5°	1987-1997	1509	微波 + 紅外線 + 雨量計
Xie and Arkin 綜合估計	2.5°	1979-1996	1808	微波 + 紅外線 + 雨量計
Jaeger 降雨氣候	5°	1931-1960	1862	氣候圖集
Legates 降雨氣候	0.5°	1920-1980	2101	雨量計
EC Reanalyses 降雨	1.1°	1979-1993	1724	分析模式
NCEP Reanalyses 降雨	1.9°	1982-1994	1445	分析模式
ECHAM4 T21 降雨	5.6°	1979-1993	1605	大氣環流模式
ECHAM4 T42 降雨	2.8°	1979-1993	1375	大氣環流模式
ECHAM4 T42 Tiedtke 降雨	2.8°	1979-1993	1205	大氣環流模式
ECHAM4 T106 降雨	1.1°	1979-1988	1417	大氣環流模式

現，台灣鄰近區域（118-124E, 20-27N）平均年降雨量在只以紅外線做為反演依據時，明顯地比其他觀測資料來源或綜合估計來的小，這種趨勢也影響了衛星資料綜合估計，此外微波組合估計比微波散射估計大，顯示微波放射的雨量反演在此區域比散射法所估計的雨量高。同樣是衛星與雨量計資料的綜合估計，Xie and Arkin 在此區域的估計比全球降雨氣候計畫高，與這兩個資料集長期全球年平均雨量的差別一致（Huffman et al., 1997; Xie and Arkin, 1997），在大部分的熱帶與副熱帶海洋上，Xie and Arkin 的降雨估計較高，原因一方面可以歸諸於分析所使用的資料來源不盡相同，此外則是分析的

方法也不一樣（Huffman et al., 1997; Xie and Arkin, 1997）。從與過去 Jaeger 與 Legates 長期降雨氣候的比較中可以發現，Jaeger 的降雨氣候在台灣鄰近區域的年平均值與 Xie and Arkin 的降雨估計相仿，而從 Legates 的降雨氣候可以得到最高的區域降雨，Legates 的降雨氣候全球年平均值也較 Xie and Arkin 的綜合降雨估計為高，主要的差別是源自於熱帶海洋的強烈對流性降雨（Xie and Arkin, 1997）。

儘管都是由分析模式在同化了觀測的大氣的狀態與環流所產生的區域平均降雨，由於降雨過程參數化方法的差異，在歐洲中長期天氣預報中心與美國國家環境預報中心的氣象再分

析資料中，兩種分析模式所模擬的台灣鄰近區域的年平均降雨量也有差異，歐洲中長期天氣預報中心分析資料中的區域平均降雨比美國國家環境預報中心的分析資料還要大 20%，從降雨模擬與觀測估計資料的比較而言，歐洲中長期天氣預報中心分析資料中的區域平均降雨較接近 Xie and Arkin 的綜合降雨估計，而美國國家環境預報中心分析資料中的區域平均降雨與全球降雨氣候計畫的衛星雨量計綜合估計值相去不遠。氣候模式 ECHAM4 的降雨模擬，儘管可能在研究的小區域範圍中有系統性的大氣狀態與環流模擬誤差，在區域年平均的表現而言可以說是相當好，在較高水平解析度（T42 與 T106）的模式模擬中，台灣鄰近區域的年平均降雨較為接近全球降雨氣候計畫的衛星雨量計綜合估計或衛星資料估計，在模式解析度較低（T21）時的區域降雨模擬有增加的情形，在模式解析度為 T42 的模式模擬時，如果改變積雲深對流參數化的閉合方式，從 Nordeng（1994）的方案（以對流可用位能做為深對流發生與否的判定基準）改為歐洲中長期天氣預報中心數值模式所使用的 Tiedtke（1989）方案（以大尺度水氣輻合做為深對流發生與否的判定基準），台灣鄰近區域的年平均降雨則比原來的模擬值低。

圖 1 是各個降雨資料集的年平均降雨在 118E 與 124E 之間的平均值隨著緯度分布變化的情形，為了呈現較完整的區域南北雨量分布上的差異，南北的範圍由上述區域平均時考慮的 20-27N 延伸擴大至 10-35N。圖下方的橫線高度是全球降雨氣候計畫衛星雨量計綜合雨量估計的誤差分析區域平均值，不同資料集的差異如果大於誤差平均值，則顯示資料集之間的

差異相當明顯。從全球降雨氣候計畫的不同估計可以發現（圖 1-a），以紅外線所反演的降雨分布，在靠近赤道的輻合帶降雨量比其他估計方法明顯地高出許多（近乎一倍），而在副熱帶區域（亦即台灣附近）則是比較低，利用雲頂溫度估計降雨量似乎過度強調高雲對降雨的影響，然而在熱帶地區仍有為數不少的高雲（如深對流系統外緣的砧狀雲或卷雲，Rossow and Lelis, 1990），可見光波段的光學厚度並不大（用以散射的冰、水含量並不多），未必有大量的降雨。微波組合估計在各個不同緯度都比微波散射估計高，固然差異並不大（小於誤差範圍），不過系統性的差異，似乎建議微波放射估計比微波散射估計大的區域特徵。圖 1-b 則是比較不同的降雨氣候資料集在台灣附近的南北降雨分布異同，四者在北緯 28 度以北幾乎一致，在北緯 28 度以南，全球降雨氣候計畫的衛星雨量計綜合估計比其他降雨氣候的年平均值要來得小，而 Legates 的降雨分析則總是高過其他的資料集，特別是這兩者在熱帶地區的差距，似乎大過全球降雨氣候計畫綜合估計的誤差範圍，Legates 的降雨氣候在副熱帶輻合區比其他降雨估計大的情形，在 Legates（1995）所做的比較分析中也曾提及。

在模式模擬的年平均降雨在 118E 與 124E 之間的平均值隨著緯度分布變化方面（圖 1c-1d），兩個天氣預報中心的再分析資料，在北緯 28 度以北都比衛星、雨量計綜合估計（全球降雨氣候計畫以及 Xie and Arkin 的降雨估計）要小一些，在此同時呈現兩種綜合各種觀測方法的降雨估計做為評估不同模式降雨模擬在本區域的表現，可以說是除了全球降雨氣候計畫中所提供的個別資料誤差分析外，對目前觀測降

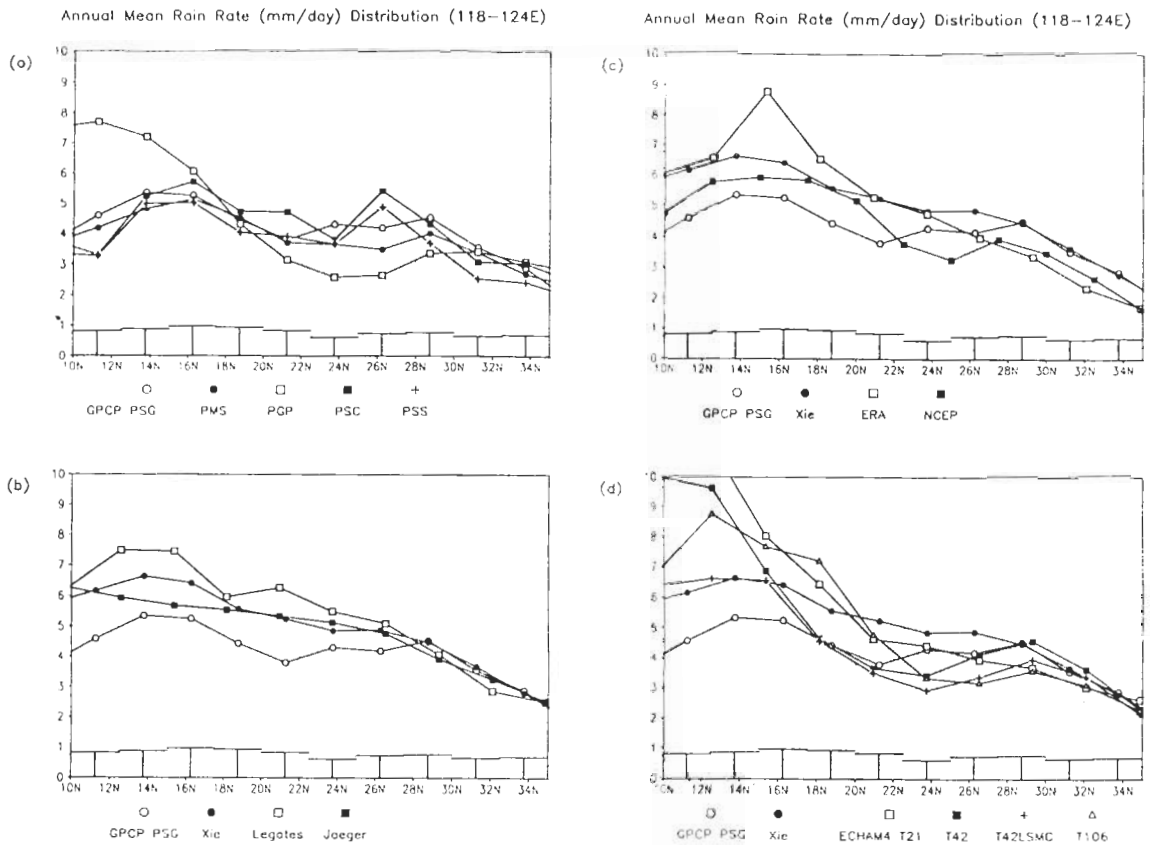


圖 1 (a) 全球降雨氣候計畫資料集中個別及組合降雨估計、(b) 不同觀測降雨氣候估計、(c) 再分析計畫降雨模擬資料以及 (d) 氣候模式降雨模擬資料的年平均降雨在 118E 與 124E 之間的平均值隨著緯度分布變化。各圖中如果有全球降雨氣候計畫衛星雨量計綜合估計(PSG)與 Xie and Arkin 降雨氣候都是以空圓與實圓分別表示，(a) 中衛星資料綜合估計(PMS)、紅外線估計(PGP)、微波組合估計(PSC)與微波散估計(PSS)分別用實圓、空方、實方與十字形表示；(b) 中 Legates 降雨氣候與 Joeger 降雨氣候以空方與實方形分別代表；(c) 中歐洲中心再分析計畫降雨資料與美國國家環境預報中心再分析計畫降雨資料以空方與實方形分別代表；(d) 中 ECHAM4 氣候模式在 T21、T42、T106 解析度以及 T42 解析度加 Tiedtke scheme 的降雨模擬則分別用空方、實方、三角形與十字形加以表示。圖下方的短橫為全球降雨氣候資料集中衛星雨量計綜合估計(PSG)誤差的區域平均值。

雨量不確定性的範圍也一併加以呈現。美國國家環境預報中心的分析資料在副熱帶區域（台灣附近）所模擬的雨量較少，而歐洲中長期天氣預報中心的分析資料則在北緯十五度附近產生較大的降雨，誤差超過全球降雨氣候計畫綜合估計的估計誤差範圍。氣候模式 ECHAM4 的

降雨模擬，在此區域主要的誤差，是偏向間熱帶輻合區的最大降雨帶，除了運用原始 Tiedtke (1989) 的積雲深對流參數化的閉合方式外，不管模式的水平解析度為何，模式的降雨都有過度高估的情形，這種主要降雨帶的雨量高估情形，隨著水平解析度的提高而有所改善，以

對流可用位能做為深對流發生與否，以及有組織的逸入量的判定基準 (Nordeng, 1994)，在此模式中似乎過度有效地強化對流運動，熱帶地區的沃克環流以及水文循環也因而比觀測來得強 (Roeckner et al., 1996)。在台灣鄰近區域，除了模式解析度較低 (T21) 的模擬外，皆比觀測的綜合估計略小，不過多半在觀測的估計誤差範圍內。

四、季節變化

圖 2 中比較的是台灣鄰近區域 (118-124E, 20-27N) 平均年降雨量 (表一) 的逐月變化情形，圖下方的橫線高度同樣是全球降雨氣候計畫衛星雨量計綜合估計的逐月誤差分析的區域平均值，在此作為誤差評估的基準，資料集間的平均差異如果大於此誤差平均值，則表示此差異大於觀測誤差範圍。圖 2-a 中強調的是全球降雨氣候計畫中的不同估計方法的比較，衛星紅外線的區域年平均雨量估計較少，多半是源自於冬半年而非夏季，本區域內偏北處的冬季降雨往往並非由於對流性較高的雲層所造成的，因此使用雲頂的長波輻射量估計雨量，估計值可能有偏小的趨勢。比較微波組合估計與微波散射估計，可以發現兩者的差異在冬季較小，亦即微波散射估計除了冬季以外，在台灣鄰近區域都比微波放射估計小。比較衛星雨量計綜合估計與衛星資料綜合估計，顯示區域雨量的降雨觀測，除了在 10 至 12 月外，都比衛星資料反演的結果來得高。除了紅外線估計以外，所有全球降雨氣候計畫的各項降雨估計在七月的平均降雨都明顯地比六月及八月小 (同樣的特徵也可以在多數台灣測站資料中發現，

除了成功、台東、大武與恆春站，臧啓勳與陳孟青，1995)。

全球降雨氣候計畫的衛星雨量計綜合雨量估計在各個月份的氣候平均值都系統性地比 Xie and Arkin 的綜合估計小 (圖 2-b)，是典型在熱帶西太平洋與東印度洋上的情形 (Xie and Arkin, 1997)，這些海上的估計差異，與原始資料來源以及不同分析方法有關。與過去傳統的長期降雨氣候資料集 (Jaeger 與 Legates) 比較，傳統的長期降雨氣候在台灣鄰近區域的夏季降雨明顯地大於衛星雨量計綜合估計，Jaeger 與 Legates 的長期降雨氣候之間最大的不同處是在赤道東太平洋的幅合降雨帶區域，在熱帶西太平洋較為相似 (Legates, 1995)，冬季時只有 Legates 的區域長期降雨平均較大，主要是由於資料中台灣東側的降雨帶強度要遠大過其他的觀測降雨估計。

在圖 2-c 與 2-d 中，同樣地我們在此利用兩種綜合降雨估計 (全球降雨氣候計畫以及 Xie and Arkin 的降雨估計) 做為評估不同模式降雨模擬在本區域表現的基準，同時提供全球降雨氣候計畫的資料誤差分析以及目前觀測分析的不確定性範圍。歐洲中長期天氣預報中心分析資料中的區域平均降雨模擬表現得相當好，除了對於八、九月的平均降雨略有高估的情形外，季節的變化、七月份雨量較臨近月份小的趨勢都相當程度地可以被此分析模式所掌握 (圖 2-c)；相對地，美國國家環境預報中心的分析資料中的降雨模擬在季節變化上的表現較差，從三到六月都比兩種綜合降雨估計值為低，五、六月的差距尤大，以致於沒有雙重極大值的觀測降雨逐月分布結構 (圖 2-c)。在氣候模式 ECHAM4 所模擬的區域平均降雨變化方面 (圖

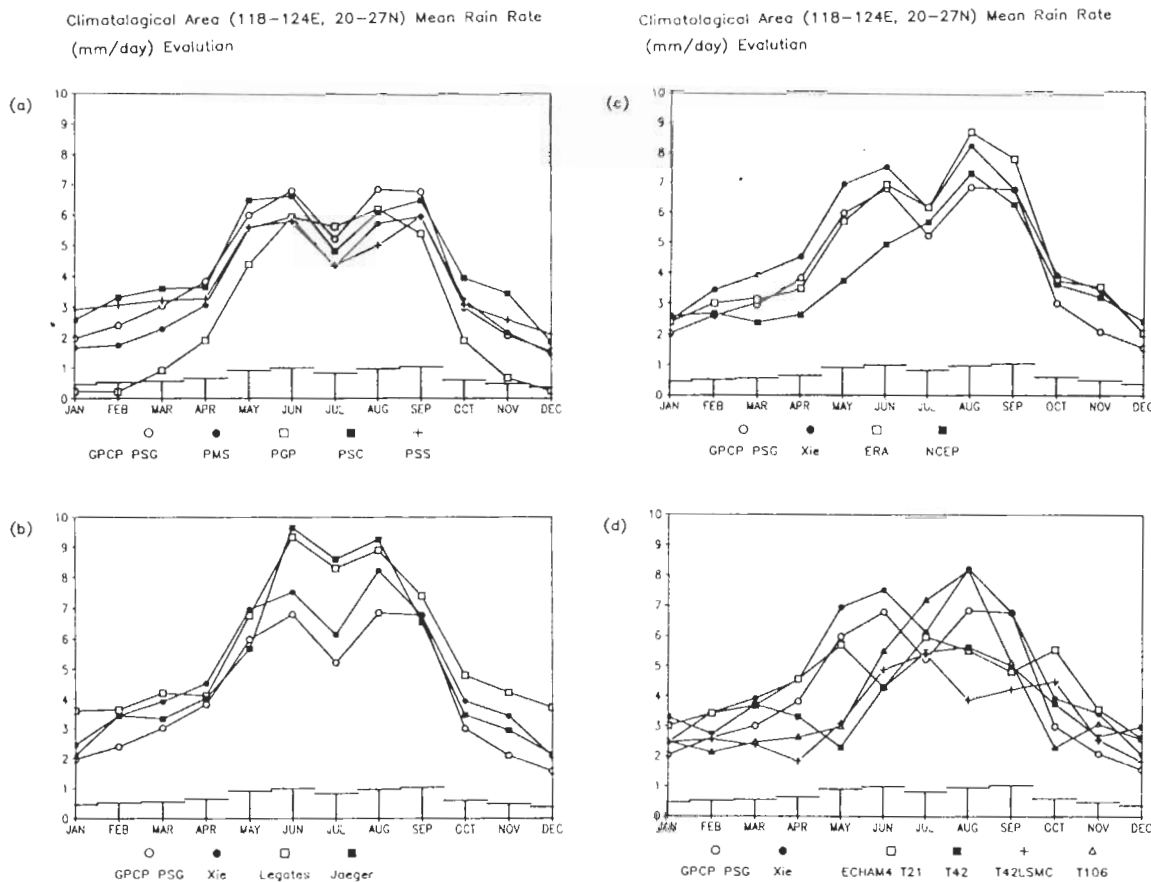


圖 2 同圖 1，除了所比較的是台灣鄰近區域 (118-124E, 20-27N) 平均月降雨量的逐月變化情形。

2-d)，所有的模擬結果都未能將區域從六至八月的特殊變動情形加以掌握，一般而言，模式冬季區域平均降雨模擬得比較好，儘管略有高估。模式解析度較低 (T21) 時的區域降雨季節變化模擬在六、八與九月較觀測值小，不過在十月時有明顯的高估。增加模式的水平解析度到 T42，模式區域降雨量在十月份的高估情形有所改善，不過六、八與九月的問題依然存在，甚至在五月份的區域降雨量有顯著的不足，這種五月份降雨量比觀測值小的情形，即使將模式的水平解析度增加到 T106，也似乎無法將模式區域降雨遞增的時間從六月改為五月，T106

模式中降雨季節變化的模擬表現比較接近觀測的綜合雨量估計，而與其他較低水平解析度模式有顯著不同的時間是在八月，比較以 Nordeng (1994) 的深積雲對流參數化方法與原本歐洲中長期天氣預報中心數值模式所使用的 Tiedtke (1989) 參數化方法，可以發現使用 Tiedtke (1989) 的方案，在台灣鄰近地區所模擬的平均降雨的季節變化較小，特別是在夏半年 (四月到九月) 的降雨量比起衛星、雨量計的綜合估計要來得小。

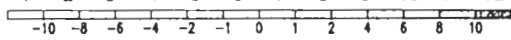
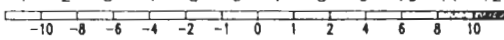
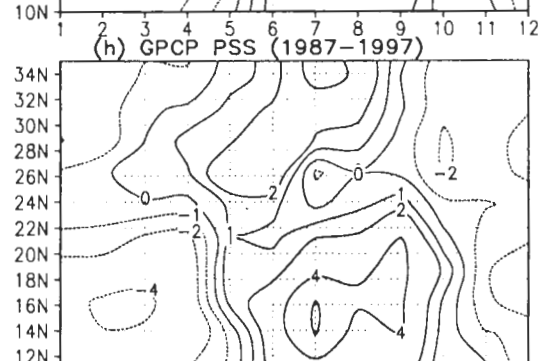
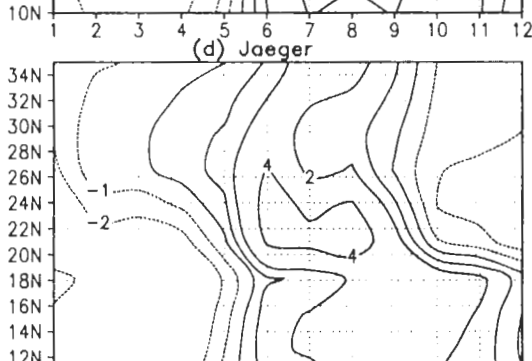
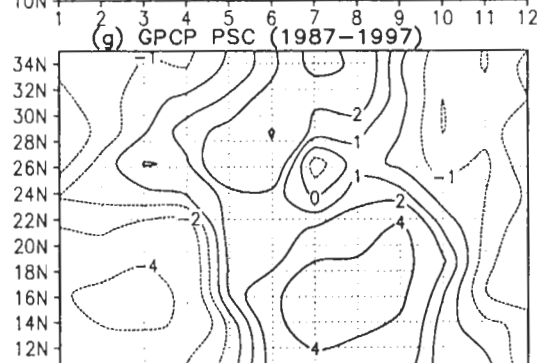
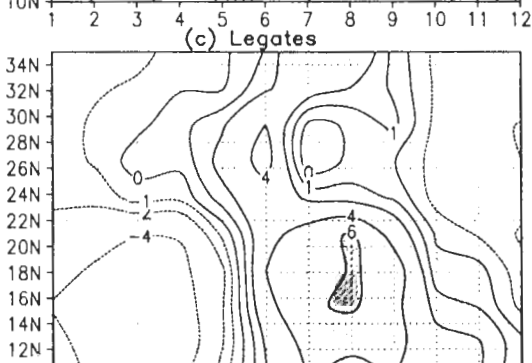
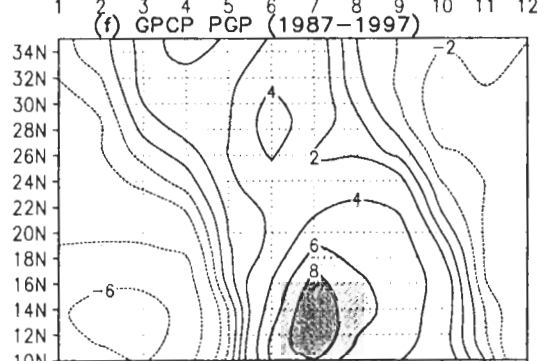
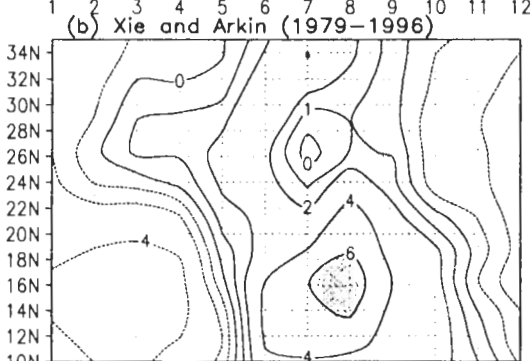
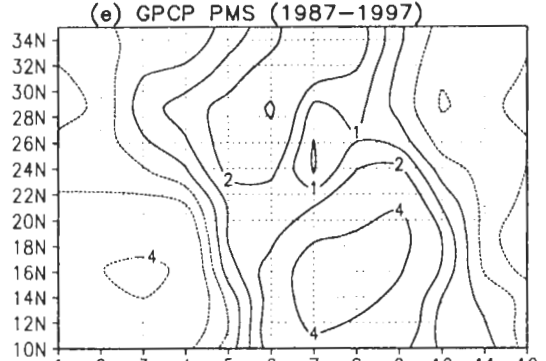
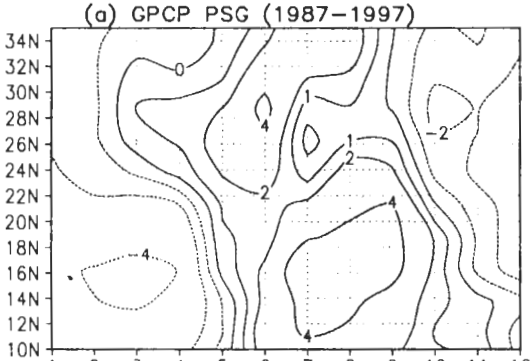
為了進一步呈現季節變化的空間特徵，在圖 3 中將經度 118E 與 124E 之間平均的月降雨

量減去該緯度的年平均值（即圖 1）後，隨季節與緯度分布變化的情形，由於已經減去年平均值，因此所呈現的是各緯度季節變化的振幅與相位，正值的部份為降雨量超過年平均，零值則為相位變換符號的時間。圖 3-a 以及圖 3-e 至 3-h 為全球降雨氣候計畫中，不同估計方法所得到的區域緯度-季節變化分布的比較，從衛星雨量計綜合估計中可以明顯地得知在臺灣附近的經度範圍內，從北緯 10 到 35 度的降雨極值的分布情形(圖 3-a)，在臺灣北側從三月起便有較強的鋒面雨帶使區域平均雨量超過年平均，這個鋒面雨帶隨著時間在整個臺灣以北地區有逐漸增加的趨勢，而且越接近臺灣北部地區(28oN 左右)，相位變化的時間越早，極大值發生的時間在臺灣北部是在五、六月間，到了北緯 35 度附近則是在六、七月之際，相當清楚地將區域滯留性梅雨鋒面隨時間變化的特徵加以呈現，臺灣北部在七月份滯留鋒面北移後是相對較為乾燥的時段，八、九月降雨量又略有增加，冬季則是相對的乾季。在臺灣以南的區域的降雨季節變化與臺灣以北的地區非常不同，北方的鋒面系統在冬、春季往往無法南下到此，所以雨量的季節變化主要是受到整個間熱帶輻合區，在西太平洋與印度洋區域隨著季節變換位置的緣故，不同緯度的降雨相位變化時間較為一致，最大的季節變化振幅約為 8 mm/day，比臺灣以北地區的變化振幅幾乎大一倍，極大值發生的時間在八月前後，極小值則是在三月前後，儘管是由於間熱帶輻合區位置改變所造成的降雨季節變化，不過整個地區發生急速相位由負變正的時間相當一致（在五、六月間超越年平均），相位由正變負的過程則相對比較緩慢，特別是較靠近赤道的區域。

從全球降雨氣候計畫的其他不同估計中（圖 3-e 至 3-h）可以發現，衛星雨量計綜合估計與衛星資料綜合估計相當類似，所以從菲律賓、台灣到大陸東南沿海地區的測站雨量資料並沒有改變主要的降雨隨時間與緯度的分布變化，略有變化的地方為華南沿海區域的春季降雨，由雨量計記錄比衛星反演估計值的變化要大一些（比較圖 3-a 與 3-e），衛星資料組合估計中，區域偏南隨間熱帶輻合區改變的降雨，以及偏北隨鋒面移動變化的雨帶，幾乎都是源自於微波組合估計，而且利用微波放射與散射兩種雨量估計法似乎並沒有太大的差異（圖 3-g 與 3-h）。運用紅外線（即雲頂溫度）所作的雨量反演估計，雖然大體而言也可以掌握區域各緯度逐月變化的情形，以及極大值發生的時間，不過細節方面有較大的差異，在臺灣以南的區域降雨季節變化振幅明顯地變大（由 8 mm/day 增加為 14 mm/day），此外季節變化最顯著的緯度也從北緯 16 度附近向南移至 13 度左右，夏季間熱帶輻合區最大降雨發生的時間集中在七月，最大值也比年平均的 5 mm/day 要高出超過 8 mm/day。在臺灣以北的區域降雨季節變化振幅改變不大，與綜合估計主要的差別在強調較高緯度（長江下游出海口）的春季降雨量的提升，而非較為偏南的浙江、福建沿海與東海地區的春雨增加，此外梅雨鋒面隨時間向北的移動也較不明顯，臺灣北部地區雨量在七月份較鄰近月份小的特徵也未能掌握。

同樣是衛星與雨量計資料的綜合估計，Xie and Arkin 區域平均雨量估計的季節變化（圖 3-b）與全球降雨氣候計畫（圖 3-a）極為相似，這兩個資料集的差別主要是在熱帶與副熱帶海洋上，儘管變化的極值發生時間相似，相位變

Seasonal Variation of Rain Rate (mm/day, between 118E-124E)



Seasonal Variation of Rain Rate (mm/day, between 118E-124E)

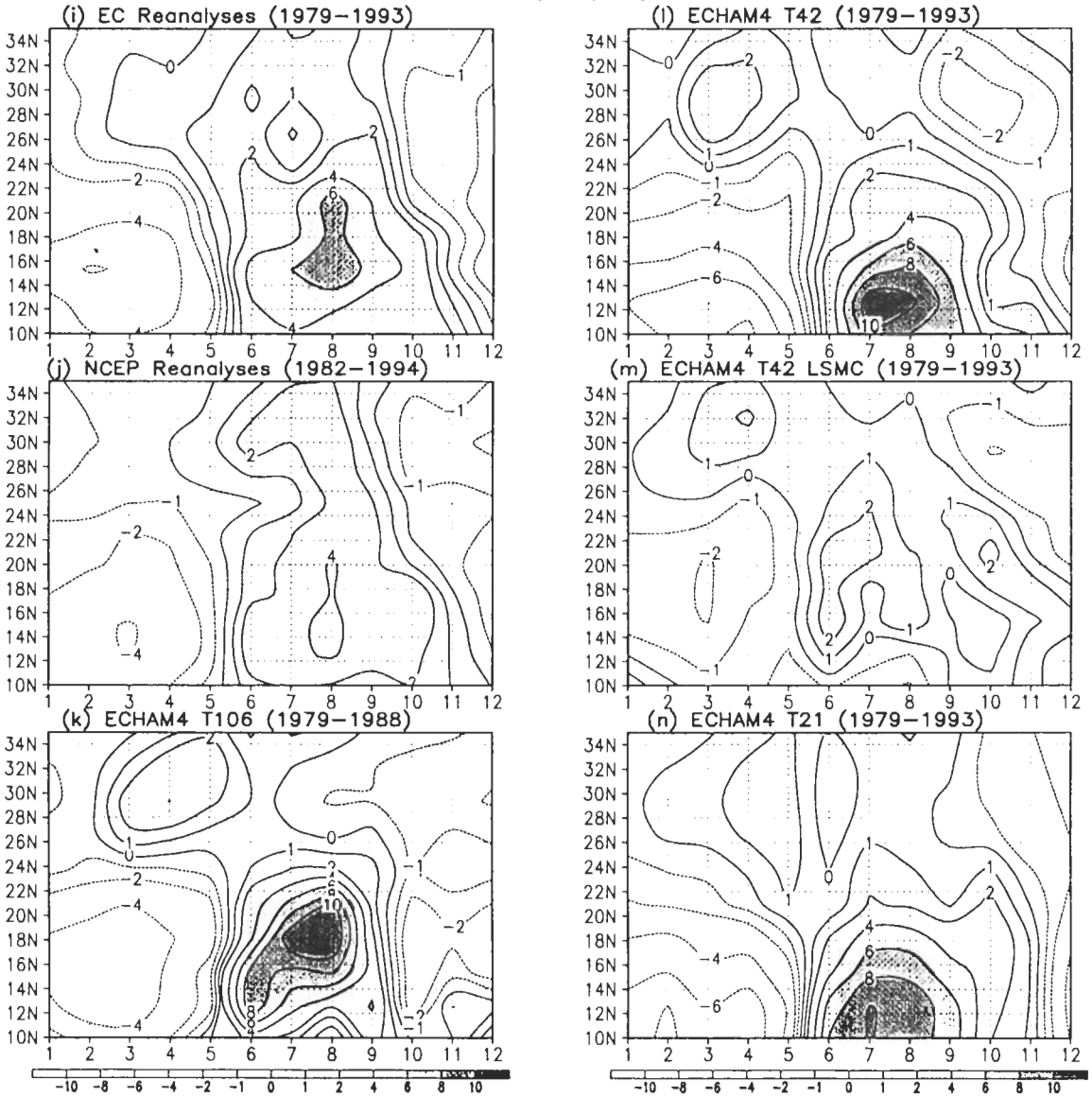


圖3 不同降雨資料集中，經度 118E 與 124E 之間的平均降雨量減去該緯度的年平均值（即圖 1）後，隨季節與緯度分布變化的情形，資料集分別為 (a) 全球降雨氣候計畫衛星雨量計綜合估計、(b) Xie and Arkin 降雨氣候、(c) Legates 降雨氣候、(d) Jaeger 降雨氣候、全球降雨氣候計畫 (e) 衛星資料綜合估計、(f) 紅外線估計、(g) 微波組合估計、(h) 微波散設估計、(i) 歐洲中長期預報中心再分析計畫降雨資料、(j) 美國國家環境預報中心再分析計畫降雨資料、ECHAM4 氣候模式在 (k) T106 解析度、(l) T42 解析度、(m) T42 解析度加 Tiedtke scheme (T42LSMC)、(n) T21 解析度下所模擬的降雨分布。

化時間也相仿，Xie and Arkin 的區域雨量估計在季節變化振幅要比全球降雨氣候計畫資料大 20%。與 Legates 長期降雨氣候（圖 3-c）的比較中可以發現，儘管兩個資料集所涵蓋的時間範圍不同，不過季節-緯度的降雨變化分布特徵依舊相當一致，除了間熱帶輻合區降雨的季節變化較大，與 Xie and Arkin 的綜合降雨估計較相似，此外則是大陸東南沿海的春雨增加發生時間較晚或者是在早春時期的增加量較小。與 Jaeger 長期降雨氣候資料（圖 3-c）相比，則顯得 Jaeger 資料中偏熱帶地區（北緯 20 度以南）的降雨季節變化較小，振幅變化最大的緯度反而是在台灣附近，區域偏北的鋒面降雨季節變化強度略小，時間也較晚，此外台灣鄰近地區平均降雨在七月份較六、八月小的獨特變化在此資料中也欠缺。

模式在區域平均的緯度-季節變化分布模擬方面，同化了觀測的大氣結構與風場狀態的作業中心分析模式的表現，可以預期比一般氣候模式好，儘管模式降雨過程與降雨量還是透過參數化的方法加以描述，歐洲中長期預報中心再分析資料中的降雨季節變化分布大體而言，模擬得相當好（圖 3-i），在台灣以南的熱帶降雨帶隨季節的移動時間與變化幅度，台灣鄰近區域在夏季七月份降雨的局部轉小，都在模式模擬結果中再現，儘管季節變化量的大小與 Xie and Arkin 的綜合降雨估計較相似，不過此分析模式較大的問題是在台灣以北的鋒面降雨帶變化上，雖然滯留鋒面雨帶也隨著季節的變換加強並北移，不過降雨量的增強卻顯得不足。同樣是作業中心的分析模式，美國國家環境預報中心再分析資料中降雨季節變化顯然有較多的模擬問題（兩種分析資料中的溫度、高

度與風場差別應該不大），除了在台灣以南的間熱帶輻合區降雨的季節變化幅度略小以外（圖 3-j），台灣以及台灣北部沿海地區的降雨季節變化與觀測的情形相當不同，多數的觀測資料集顯示五、六月是區域降雨量最大的時間，不過分析模式較為少雨的時間一直持續到五、六月，而模式中區域的最大降水發生時間一直延遲到八月，相對來說，美國國家環境預報中心再分析模式的區域降雨模擬表現較好的是偏北的鋒面雨帶降雨變化，兩種不同分析模式的差別，在中緯度部份主要應該源自於大尺度降水參數化方法的不同，或者是起轉的問題，不過，環流場在局部區域也可能有一些差異。這些分析模式的表現，對於目前相當受重視的區域氣候模擬工作有一些延伸的意義，一方面固然說明在區域細節特徵的掌握上，可能必須要有較高解析度的模式，以及更合適的降雨過程參數化等，另一方面也提醒分析資料的使用者，在使用這些分析資料作為區域氣候模擬的邊界條件時，仍然可能引入這些分析模式的區域誤差（例如在美國國家環境預報中心再分析資料中，台灣附近五、六月雨量的不足，恐怕與分析模式中的區域環流型態比較相關，而不只是降雨參數化的問題），特別是區域波譜模式（Juang et al., 1997），驅動模式的大尺度資料甚至可能影響整個模擬區域，不只是邊界而已。

氣候模式除了降雨過程運用物理參數化的方法外，所模擬的動力場、環流形態也可能有系統性的誤差，特別是關注的焦點如本研究一般，是屬於相當區域性的特徵，更加困難，圖 3-k 至 3-n 便是由氣候模式 ECHAM4 所模擬的各緯度降雨隨季節變化情形，利用較高水平解析度（T106，與歐洲中長期預報中心再分析模式解

析度相同) 模式所獲得降雨季節變化分布(圖 3-k), 比起先前所述的分析模式結果, 相距觀測資料更遠, 而且主要降雨模擬上的系統性偏差, 並不隨著模式水平解析度的改變(減低至 T42 與 T21, 圖 3-m 與 3-n) 而有太大的變化, 此氣候模式的系統性降雨模擬偏差主要有兩個部份, 區域偏南隨間熱帶輻合區改變的降雨, 一般而言季節變化的振幅過大, 最大季節變化的地點較觀測資料偏南, 而區域偏北隨鋒面系統增強、移動變化的雨帶, 則在季節變化的相位方面有明顯提早的趨勢, 特別是以較高解析度(T106 與 T42) 的模式模擬時。除了這些主要的問題外, 還有一些較細微的誤差, 而且若干誤差似乎隨著模式水平解析度的提高而有系統性的變化, 例如上述間熱帶輻合區降雨最大季節變化地點偏南的問題, 隨著解析度的增高就有明顯的改善, 不過振幅過大的問題卻完全沒有因此而轉好, 甚至變化的幅度在增加解析度後變得更大, 另外當模式的水平解析度減低時, 季節變化相位由正轉負的時間也有逐漸延後的趨勢, 這些改變與因模式水平解析度增加而改善的駐波(stationary waves) 特性與區域地形降雨等(Standel and Roeckner, 1998), 似乎並沒有很直接的關連。區域偏北的雨量變化則比較不隨著模式解析度的改變而有系統化的轉換。

在台灣、巴士海峽以及南海北側, 較高解析度的模式(T106 與 T42) 在季節變化相位由負轉正的發生時間約晚了一個多月, 顯示模式對西太平洋副熱帶高壓的位置與強度隨時間變換的掌握有偏差, 一直到六月高壓才向東退出南海地區。觀測資料中, 台灣鄰近區域在夏季七月份降雨的局部轉小, 也未在模擬中再現, 區

域偏北在五至七月隨梅雨鋒面系統增強、移動的雨量變化, 模式也無法正確地模擬, 反而是在華南、長江流域與東海一帶, 春季的降雨最強, 之後似乎就逐漸遞減弱。運用原始 Tiedtke (1989) 的積雲深對流參數化的閉合方式, 在間熱帶輻合區隨季節變化方面的表現與觀測相去甚遠, 尤其是振幅過小, 以大尺度水氣輻合做為深對流發生與否的判定基準, 容易造成赤道南北都產生間熱帶輻合區的情形(Slingo et al., 1994), 西太平洋間熱帶輻合區隨季節移動的特徵, 在運用 Tiedtke 的積雲對流方案後變化比較小, 此外區域偏北鋒面降雨變化相位的問題依舊存在, 與積雲參數化方法的關係不大, 而且變化的振幅也一樣變小。

五、年際變化

聖嬰 / 南方震盪對於地球氣候系統的影響, 在 Glantz et al. (1991) 的專書中, 有相當完整的回顧與探討, 尤其是全球與區域的氣溫與降雨型態的年際變化方面(Ropelewski and Halpert, 1987)。從 1979 年到 1993 年期間, 熱帶大氣海洋經歷了三次聖嬰現象(El Niño) 以及兩次反聖嬰現象(La Niña, 依據 Trenberth (1997) 的定義方式), 同時這段時期的全球觀測系統(特別是衛星遙測方面) 也有比較良好完整的記錄與反演技術, 可以說是分析觀測資料與檢驗模式模擬在年際變化表現的最佳時期, 不過並不是所有本研究所用到的資料在這段期間都有記錄、分析或模擬, 在後續討論台灣鄰近地區降雨的年際變化方面, 將只運用 Xie and Arkin 的綜合降雨估計做為觀測資料的代表(由於全球降雨氣候資料集的起始時間為

1987年，無法做較為完整的反演與分析方法比較，提供觀測資料在估計與分析上的不確定範圍)，而在模式模擬方面，則選擇氣候模式 ECHAM4 在水平解析度 T42 的模擬做為代表(分析模式、其他解析度或物理參數化的改變，對台灣鄰近地區降雨年際變化並沒有非常明顯而系統化的影響，可見海溫年際變化的驅動力主宰著多數模式在年際變化上的反應)，聖嬰/南方震盪雖然對赤道太平洋地區的降雨分布有相當明顯的作用，但是對台灣附近區域降雨的影響較不明確，蔡清彥(1986)以遙相關分析指出，聖嬰/南方震盪現象可能透過對 PNA 型態的改變，對台灣冬春季降雨量年際變化有所影響，胡志文與王作台(1994)則以海溫、外逸長波輻射即環流分析，推論聖嬰/南方震盪成熟期後之春季較易有溼梅狀況。運用長期的尼紐 3 區 (NINO3，即介於南北緯 5 度與西經 150 至 90 度之間的區域) 海溫與台灣測站降雨資料年際變化所獲得的線性相關結果，在統計上較具意義的影響，是海溫距平與台灣春季降雨量距平有正相關的情形，不過相關係數還是不高。因此可以預期的，想要利用模式掌握如此微弱的關係，非常困難。

圖 4-a 是台灣鄰近區域(東經 118 至 124 度與北緯 20 至 27 度間)平均降雨量自 1979 到 1993 年的年際變化情形。圖中除了有觀測與模擬的降雨變化外，還包含尼紐 3 區的海溫距平變化(乘以 5 倍，單位為 $^{\circ}\text{C}$ ，以便與降雨距平使用相同的 Y 軸範圍)。圖 4-b 則是 Xie and Arkin 的綜合降雨估計距平與氣候模式 ECHAM4 模擬降雨距平的散佈圖(Scatter diagram)，其中在聖嬰發生期間的降雨距平以空心圓表示，反聖嬰以十字符號表示，其餘時段則為實心圓(依

Interannual Variation (1979–1993) of Area (118–124E, 20–27N)
Mean Precipitation Rate (mm/day)

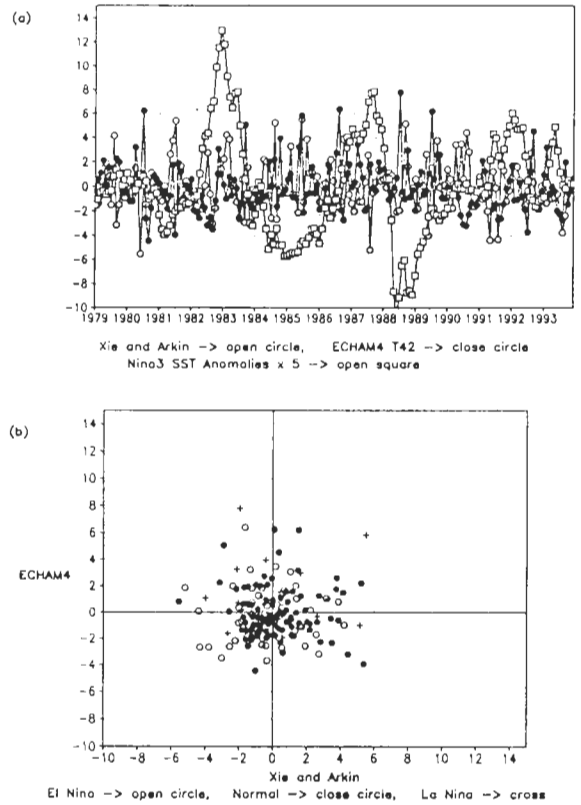


圖 4 (a) 台灣鄰近區域 (118-124E, 20-27N) 平均降雨量自 1979 到 1993 年的年際變化，圖中空圓代表 Xie and Arkin 降雨氣候資料，而實圓代表 ECHAM4 氣候模式在 T42 解析度的降雨模擬，此外還有尼紐 3 區的海溫距平變化(乘以 5 倍，單位為 $^{\circ}\text{C}$ ，以便與降雨距平使用相同的 Y 軸範圍)，而 (b) 所呈現的是 (a) 中 Xie and Arkin 降雨距平與氣候模式模擬降雨距平的散佈圖，其中在聖嬰發生期間的距平用空圓表示，而反聖嬰發生期間的距平用十字形符號表示，其餘時段則為實圓。聖嬰發生期間的定義採用 Trenberth (1997)。

據 Trenberth (1997) 的定義方式)，從圖中可以看出，觀測與模擬的該區域降雨年際變化相關性並不高，而且變化的幅度一般而言並不大，此外觀測與模擬的區域降雨年際變化

也似乎都跟尼紐 3 區的海溫距平變化的情形無關（在此期間的幾次較明顯的聖嬰與反聖嬰現象發生時，並沒有伴隨非常系統化的降雨變化），不過連觀測降雨資料都與尼紐 3 區海溫距平的關係薄弱，而且除了變化量不大，也缺乏持續的特徵，所以此區域本來就比較不適合做為模式驗證的主要目標，但是台灣鄰近地區的雨量變化則顯然又是區域氣候研究的關注焦點，不容忽視，然而從本研究中可知，目前運用觀測海溫驅動氣候模式的方式，除了先前所提到的降雨季節變化模擬問題外，在降雨年際變化模擬的表現，也未臻理想。所以不管是想要利用目前氣候模式所做的短期氣候預報或氣候變遷模擬，以其中的台灣鄰近區域降雨預測做為下游的應用，現階段都有相當大的困難，不過這個推論只侷限於直接運用如 ECHAM4 的氣候模式或類似的全球大氣環流模式，一方面是由於模式在降雨模擬的問題，另一方面則是選則是選擇區域的大小與該區域對年際變化的敏感度的問題。

在此可以利用圖 5 進一步加以說明，圖 5-a 與 5-b 所代表的區域平均降雨年際變化以及資料來源與圖 4-a 和 4-b 相同，除了所選擇的區域由台灣附近轉移至赤道中太平洋地區（換日線至西經 170 度與南北緯 5 度之間），這個區域是對聖嬰／南方震盪現象較敏感的地方，區域的大小則與先前的台灣鄰近區域相仿，因此結果的不同並不是由於較大區域的空間平均效果，所用的觀測與模式資料一樣，所以也還包含模式降雨過程模擬的參數化偏差，不過與圖 4 結果相當不同的是，觀測與模擬的區域降雨年際變化的相關性顯著地提高不少，儘管模式在 1991 年初的表現不好（與觀測的降雨距平符號相

Interannual Variation (1979–1993) of Area (180E–170W, 5S–5N)
Mean Precipitation Rate (mm/day)

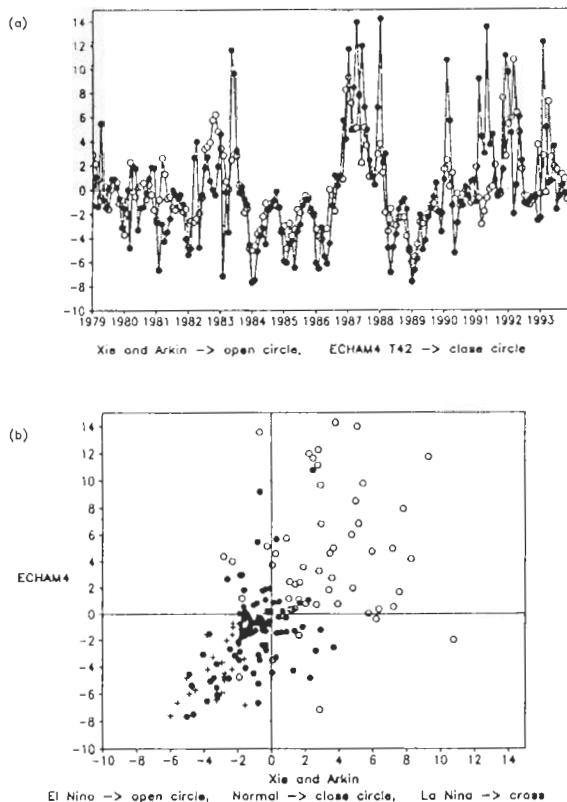


圖 5 同圖 4，除了區域改為赤道中太平洋地區 (180E–170W, 5S–5N)。

反)，不過多數的時段，模式在此區域所模擬的降雨年際變化與觀測結果相當一致，而且也能具體體現該區域在聖嬰現象發生時期（尼紐 3 區海溫距平為正，見圖 4-a）降雨偏多，而反聖嬰時期降雨較少的一般特徵，所以目前氣候模式的模擬結果，在這個較具有系統性年際變化的地區，可以說是相當好，也極有預報的可能性（假設海面溫度可以被正確地模擬）以及應用的價值。

這種模式在區域性的表現良莠不一，可以再用圖 6 加以解釋，特別是為何當採取台灣鄰

Correlation for Monthly Rain Rate Anomalies and Nino 3 SST Anomalies

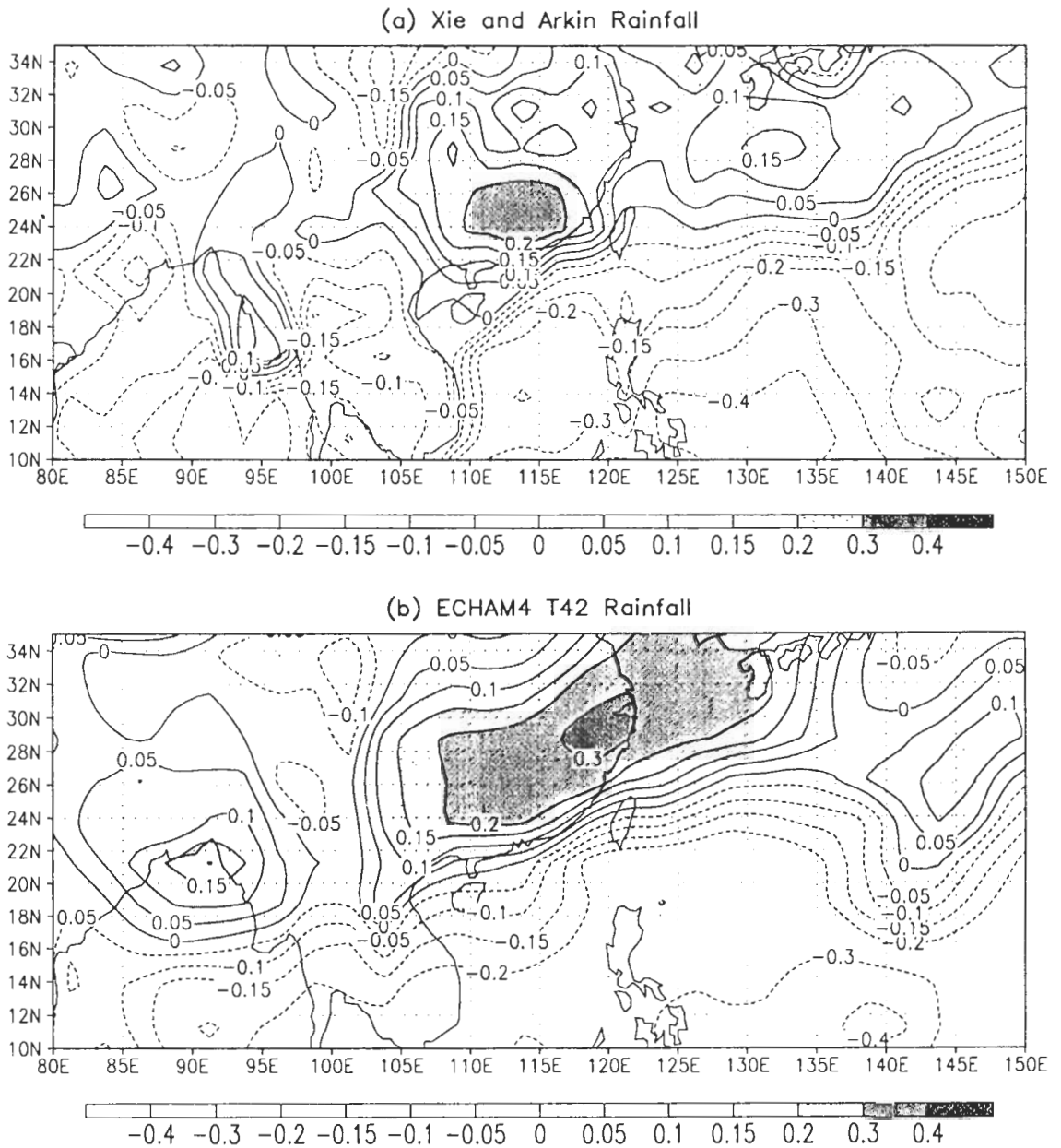


圖6 (a) Xie and Arkin的綜合降雨估計與(b)氣候模式ECHAM4在T42解析度所模擬月平均降雨距平,在1979至1993年期間與尼紐3區海溫距平時序的相關係數分布。

近區域平均降雨年際變化,明明模式的表現不佳,然而變換至另一個區域時,表現去相當好

的原因。圖 6-a 與 6-b 分別代表東亞地區在 1979 至 1993 年期間，觀測 (Xie and Arkin 的綜合降雨估計) 與模擬 (氣候模式 ECHAM4) 月平均降雨距平與尼紐 3 區海溫距平時間序列的相關係數，尼紐 3 區海溫的變化對於赤道太平洋區的降雨分布，影響最為顯著 (因此圖 5 中的相關係數較高)，但是對於台灣附近區域的降雨影響則不明朗，主要原因是由於台灣正好處於在聖嬰期間會較為乾燥的赤道西太平洋地區以及較為多雨的大陸華南地區之間，受聖嬰現象的影響並不明確，然而如果評估模式模擬在圖 6 中正負相關係數的空間分布情形，應該還是可以認為模式在模擬降雨年際變化方面，在整個東亞地區的變化分布型態表現不錯，儘管在長江下游與東海地區的正相關過強，而在關島與塞班島北方附近的負相關區也未能正確地掌握其符號。

六、結 論

降雨是描述區域氣候特徵中相當重要的一環，不過也因為其過程的複雜與時空分布的多變，降雨的觀測、估計、分析與模擬都相當困難且具挑戰性。在先前諸多台灣測站資料氣候分析 (例如戚啓勳與陳孟青，1995) 之外，本研究收集傳統長期全球降雨氣候資料以及較最近的衛星降雨反演估計、綜合雨量計資料後的分析等網格平均降雨資料，以台灣鄰近地區為焦點，比較不同降雨資料集所呈現的長期氣候分布特性，這種系統化的比較，有助於了解個別雨量估計反演方法的特性與局部運用時的優缺點，為資料集的使用者提供除了估計方法誤差分析之外的進一步參考。當然在各個資料集

的反演技術都各自經過相當嚴謹的校驗過程下，這些降雨資料的不同，自然也可以代表目前在降雨觀測技術上不確定性的範圍，透過比較研究後有助於了解這個不確定性範圍的大小。由於研究中的資料集都涵蓋全球，因此還可以將相關結果、比較分析應用到其他地區，對於測站缺乏的海面上或大尺度的水文循環探討尤其重要。

在區域平均年降雨量方面，以紅外線做為反演依據時，明顯地比其他觀測估計方法來得小，特別是在冬半年而非夏季，由於區域內的冬季降雨往往並非由於對流性較高的雲層所造成的，因此使用雲頂的長波輻射量估計雨量，估計值可能有偏小的趨勢；而在平均雨量隨著緯度分布變化上，以紅外線所反演的降雨分布，在靠近赤道的輻合帶降雨量比其他方法要高出許多，而副熱帶區域則是比較低；隨時變化方面，紅外線的降雨反演則是傾向於呈現較大的季節變化。這些結果部份說明了使用外逸長波輻射值推論降雨狀態可能造成的誤差。微波放射的雨量反演在此區域比微波散射法所估計的雨量只是略高，而且沒有明顯隨季節或緯度變化的情形，比較難對於差異的原因加以推論。增加了測站雨量計分析的綜合估計，使得區域平均年降雨量方面比只用衛星資料的估計大，而主要的差異是源自於春、夏季以及副熱帶地區 (台灣與大陸東南沿海地區)，顯示衛星資料低估此區域的鋒面降雨，特別是在大陸東南沿海地區。

在不同的降雨氣候資料集的比較方面，由於資料涵蓋的時間範圍不一，因此有部份的差異可能由此造成，不過如果檢視重疊時段的全球降雨氣候計畫資料與 Xie and Arkin 降雨氣候資料，仍舊有不同之處是源自於綜合、分析資

料的方法上。在區域平均年降雨量方面，以 Legates 的降雨氣候值最大，Xie and Arkin 與 Jaeger 的降雨氣候次之，而全球降雨氣候計畫的衛星雨量計綜合估計最小。Legates 的降雨氣候較高的原因，主要是冬季在台灣東側沿海有相當明顯的雨帶，以及夏季在巴士海峽與台灣南部的對流性降雨中心，不過各緯度區域平均降雨季節變化的主要特徵與較新近的衛星雨量計綜合估計相似，顯示在熱帶海洋地區，Legates 資料來源中的船隻報告的降雨系統較強。Jaeger 的降雨氣候主要是在夏季比全球降雨氣候計畫的衛星雨量計綜合估計多，以及偏南的熱帶降雨較大，不過部份的原因可以歸諸於此氣候圖集的解析度不高，無法較精準地掌握降雨帶的位置與強度變化，從緯度一季節變化圖，更可以明顯知道其低估間熱帶輻合區降雨變化振幅，並且錯置最大振幅區於台灣與巴士海峽。Xie and Arkin 的綜合降雨氣候分析與全球降雨氣候計畫的衛星雨量計綜合估計較為相似，特別是在降雨變化的時空分布方面，區域年平均雨量的不同，是由於每一個月份 Xie and Arkin 的降雨資料都略高，而在平均雨量緯度分布圖中可以發現，整個熱帶與副熱帶海洋上，Xie and Arkin 的資料都呈現較強烈的輻合降雨帶，也因此使得間熱帶輻合區降雨移動所造成的降雨季節變化幅度較大。

在降雨模擬方面，由於是透過物理參數化的方法，在模式中加以陳述，因此即使是已經將觀測的大氣動力與熱力資料同化在所謂的「分析模式」中，其所產生的降雨還是可能因為參數化方法簡略而產生誤差，此外當然還有起轉（spin-up）的問題。而一般只用觀測的海溫變化作為模式主要驅動力的氣候模式，除了上述的參數化問題之外，更有可能在大氣狀態的模

擬方面有系統化的誤差，即使是有近似完美的降雨參數化，還是可能模擬不出正確的降雨時空分布。在區域平均年降雨量方面，歐洲中心的氣象再分析資料近似 Xie and Arkin 的降雨氣候，而美國國家環境預報中心的再分析資料近似全球降雨氣候計畫的衛星雨量計綜合估計，國家環境預報中心的再分析資料中，最大的問題在於低估台灣鄰近區域五、六月的平均雨量，導因於春夏轉換之際西太平洋副熱帶高壓的位置掌握有誤，過於偏西而且涵蓋東海與台灣北部，同時期降雨較多的中心反而在大陸華南地區。ECHAM4 氣候模式的年平均區域降雨，一般而言，與全球降雨氣候計畫的衛星雨量計綜合估計較為接近，模式在間熱帶輻合區的對流性降雨量與季節變化方面，多半是高估的，而台灣附近的副熱帶區域降雨則略有不足，特別是在夏季，在台灣以北的鋒面降雨系統則完全未能掌握正確的季節相位變化，有提早在大陸華南、長江流域一帶產生較大降雨的趨勢。在區域雨量逐月變化方面，此氣候模式的副熱帶高壓系統，未能在五六月之際退出南海北部與台灣附近、移轉至西太平洋，造成該時期的區域降雨有較明顯的低估。

模式水平解析度增加的影響，主要在於對主要降雨中心位置的掌握變得較好，不過間熱帶輻合區降雨季節變化過大的問題，事實上卻惡化了，其他多數上述的氣候模式區域降雨模擬問題，並無法僅僅只透過解析度的增加而有顯著而系統化地改善。運用原始 Tiedtke (1989) 的深對流積雲參數化閉合方式（以大尺度水氣輻合做為條件）而非 Nordeng (1994) 的修正方案，對於間熱帶輻合區的降雨季節變化有非常明顯的影響，原先過強的區域降雨變化幾乎完全消失。目前區域氣候動力模擬方面，常以這

些分析或模式資料做爲外部或內部邊界條件，如果其中有如此明顯的系統性區域降雨誤差，區域氣候模式所提供的較高水平解析度是否能改進這些誤差，是相當值得探討的問題，特別是內部也受到邊界影響的區域波譜模式。

在台灣鄰近地區降雨年際變化方面，模式雖然在區域平均月降雨距平方面的模擬表現與觀測距平相當不一致，在 1979 至 1993 年期間，兩者的相關係數很低，然而由於台灣的位置，正好處於受聖嬰 / 南方震盪現象較爲明顯的兩個區域之間（尼紐 3 區的海溫高時，印尼、菲律賓一帶爲少雨乾燥；大陸華長江流域與華南一帶則雨量較多），所受的影響及表現的年際變化就不明顯，從這個角度而言，台灣鄰近地區降雨年際變化的模擬本來就困難（由於訊號小且雜），不過如果仔細檢視模式模擬降雨距平與尼紐 3 區海溫距平，在 1979 至 1993 年期間的相關係數分布（圖 6），其實與運用觀測降雨距平所得的相關係數分布相當接近，並不比季節變化模擬的結果差。

誌 謝

本文完成非常感謝論文審查者所提供的寶貴意見，世界資料中心（World Data Center A）所提供的全球降雨氣候計畫各項資料集，美國 NOAA 氣候診斷中心(CDC)所提供的 Xie and Arkin 降雨分析 (CMAP) 資料，德國馬克斯普朗克氣象研究所所提供的氣候模擬資料，Legates 降雨氣候，Jaeger 降雨氣候與歐洲中長期預報中心再分析計畫資料，美國國家環境預報中心所提供的再分析氣象資料，全球環境社會所 (IGES) 所提供的 GrADS 繪圖軟體。本研究

在國科會研究計畫 NSC 87-2621-P-003-001 及 NSC87-2111-M-003-001-AGT 的支援下完成。

參考文獻

- 蔡清彥，1986：遙地相關與台灣地區冬春季月雨量年際變化，*大氣科學*，**13**，21-32。
- 胡志文與王作台，1994：ENSO 年後春季東亞大氣特性之分析第二部份：高低層環流之特性與推論，*大氣科學*，**22**，361-385。
- 戚啓勳與陳孟青，1995：台灣之氣候，中央氣象局，531 頁。
- 鐘珮瑄，1998：亞洲季風區域降雨時空分布特徵之研究，國科會大專學生參與專題研究計畫成果報告，45 頁。
- Adler, R. F., G. J. Huffman, and P. R. Keehn, 1994: Global rain estimates from microwave-adjusted geosynchronous IR data. *Remote Sens. Rev.*, **11**, 125-152.
- Arkin, P. A., and B. N. Meisner, 1987: The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the Western Hemisphere during 1982-1984. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 51-74.
- Baumgartner and Reichel, 1975: *The World Water Balance*. Elsevier, Amsterdam, 179pp.
- Chahine, M. T., 1992: The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature*, **359**, 373-379
- Chen, C.-T., and E. Roeckner, 1996: Validation of the Earth radiation budget as simulated by the Max Planck Institute for Meteorology general circulation model ECHAM4 using satellite observations of the Earth Radiation Budget Experiment, *J. Geophys. Res.*, **101**, 4269-4287.
- Chen, C.-T., and E. Roeckner, 1997a: Cloud simulations with the Max Planck Institute for Meteorology general circulation model ECHAM4 and comparison with observations. *J. Geophys. Res.*, **102**, 9335-9350.
- Dorman, C. E. and R. H. Bourke, 1979: Precipitation over the Pacific Ocean, 30°S to 60°N, *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 896-910.

- Dorman, C. E. and R. H. Bourke, 1981: Precipitation over the Atlantic Ocean, 30oS to 70oN, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 554-563.
- Ferraro, R. R., N. C. Grody, and G. F. Marks, 1994: Effects of surface conditions on rain identification using the SSM/I. *Remote Sens. Rev.*, **11**, 195-209.
- Gadgil, S. and S. Sajani, 1997: Monsoon Precipitation in the AMIP Runs. WMO/TD-No. 837, 79pp.
- Gates, W. L., 1992: AMIP: The atmospheric model intercomparison project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1962-1970.
- Gibson, J. K., P. Kallberg, S. Uppala, A. Nomura, A. Hernandez, E. Serrano, 1997: ERA Description. ECMWF Re-Analysis Project Report Series, 1, ECMWF, 72pp.
- Glantz, M. H., R. W. Katz, N. Nicholls (eds.), 1991: Teleconnections linking worldwide climate anomalies. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 535pp.
- Groisman, P. Ya. and D. R. Eastering, 1994: Variability and trends of precipitation and snowfall over the United States and Canada. *J. Climate*, **7**, 184-205.
- Groisman, P. Ya. and D. R. Legates, 1994: The accuracy of United States precipitation data. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **75**, 215-227.
- Huffman, G. J., R. F. Adler, P. Arkin, A. Chang, R. Ferraro, A. Gruber, J. Janowiak, A. McNab, B. Rudolf, and U. Schneider, 1997: The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 5-20.
- Jaeger, L., 1976: Monatakarten des Niederschlags fur die ganze Erde, Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach, 33pp, and plates.
- Juang, H.-M. H., S.-Y. Song, and M. Kanamitsu, 1997: The NCEP regional spectral model: an update. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2125-2143.
- Kalnay and coauthors, 1996: The NCEP/NCAR Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Lau, K.-M., J. H., Kim, Y. Sud, 1996: Intercomparison of hydrologic processes in AMIP GCMs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 2209-2227.
- Legates, D. R., 1987: A climatology of global precipitation, *Publ. Climatol.*, **40**, (1), 85pp.
- Legates, D. R., 1995: Global and terrestrial precipitation: a comparative assessment of existing climatologies. *Int. J. Climatol.*, **15**, 237-258.
- Legates, D. R. and C. J. Willmot, 1990: Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected global precipitation. *Int. J. Climatol.*, **10**, 111-127.
- Nordeng, T. E., 1994: Extended versions of the convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics, Tech. Memo. 206, Res. Dep. Eur. Cent. for Medium Range Weather Forecasts, Reading, England.
- Parrish, D. F., and J. C. Derber, 1992: The National Meteorological Center's spectral statistical interpolation analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1747-1763.
- Reynolds, R. W., 1988: A real-time global sea surface temperature analysis. *J. Climate*, **1**, 75-86.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dumenil, M. Esch, M. Giorgetta, U. Schlese, U. Schulzweida, 1996: The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate, Rep. 218, Max-Planck-Institut fur Meteorologie, Hamburg, Germany, 90pp.
- Ropelewski, C. E., and M. S. Halpert, 1987: Global and regional scale precipitation and temperature patterns associated with the El Nino/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1606-1626.
- Rossow, W. B. and A. A. Lacis, 1990: Global, seasonal cloud variation from satellite radiance measurements. part II: cloud properties and radiative effects, *J. Climate*, **3**, 1204-1253.
- Slingo, J. M., M. Blackburn, A. Betts, R. Brugge, K. Hodges, B. Hoskins, M. Miller, L. Steenman-Clark, and J. Thurn, 1994: Mean Climate and transience in the tropics of the UGAMP

- GCM: Sensitivity to convective parameterization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 881-922.
- Specer, R. W., 1993: Global oceanic precipitation from the MSU during 1979-1991 and comparisons to other climatologies. *J. Climate*, **6**, 1301-1326.
- Standel, M., and E. Roeckner, 1998: Impacts of horizontal resolution on simulated climate statistics in ECHAM4. Rep. 253, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany, 57pp.
- Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large scale model, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1779-1800.
- Trenberth, K. E., 1997: The definition of El Nino. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2771-2777.
- Wilheit, T., A. Change, and L. Chiu, 1991: Retrieval of monthly rainfall indices from microwave radiometric measurements using probability distribution function. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **8**, 118-136.
- Willmott, C. J., C. M. Rowe, and W. D. Philpot, 1985: Small-scale climate maps: A sensitivity analysis of some common assumptions associated with grid-point interpolation and contouring. *Amer. Cartographer*, **12**, 5-16.
- Xie, P., and P. A. Arkin, 1995: An intercomparison of gauge observations and satellite estimates of monthly precipitation. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1143-1160.
- Xie, P. and P. A. Arkin, 1997: Global Precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539-2558.

The Observed and Simulated Climatic Rainfall Distribution over Taiwan and Surrounding Region with Different Retrieval Techniques, Analyses, and Numerical Experiments

Cheng-Ta Chen

Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University

(Manuscript received 7 September 1999 ; in final form 7 January 2000)

ABSTRACT

Using the various recent precipitation estimates, this study compares the long-term climatic precipitation distribution over Taiwan and surrounding area in the different observed and simulated datasets. For annual mean rainfall, the IR-retrieval is less than using other techniques, especially from October to April. IR-retrieval also estimates more rainfall in the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and less in the subtropics. The regional precipitation retrieval using microwave emission technique tends to be slightly larger than microwave scattering technique through the year. The impact of rain gauge measurements is to increase the precipitation estimated from satellite data. The main difference is in Taiwan and the southeastern China where satellite retrieval underestimates the precipitation rate during boreal spring and summer. For the different precipitation climate analyses, the Legates-Willmot rainfall climate analysis produces the largest annual mean regional rainfall. The area precipitation in the rainfall analyses by Jaeger and Xie and Arkin is smaller. The satellite-gauge combined precipitation estimate from Global Precipitation Climatology Project (GPCP) yields the smallest regional rainfall. The main reasons for the larger precipitation in Legates climatology are the rainband in the east of Taiwan during winter and the convective rainfall center over the southern Taiwan and Bashi Channel during summer. The Jaeger climatology produces more rainfall than the GPCP data in summer and over the tropical precipitation bands. Its

amplitude of seasonal variation is underestimated and the location of the maximum center is mislocated northward. The rainfall analyses by Xie and Arkin is similar to the GPCP satellite-gauge combined estimate. The somewhat larger rainfall in Xie and Arkin's dataset is due to the more vigorous convective rainfall centers over the tropical and subtropical ocean.

For the rainfall simulation, the precipitation rate in the ECMWF reanalyses data has reasonable seasonal and latitudinal variations. It can also capture the detailed change of area precipitation in July. The problem of rainfall simulation in the NCEP reanalyses model is the underestimation of the precipitation near Taiwan in May and June. It is caused by error in the position of Pacific subtropical high. The major rainfall center is shifted to the southern China in this period. ECHAM4 climate model runs tend to overestimate the convective precipitation in the ITCZ. The subtropical rainfall is relatively small, specially during the summer. The simulated phase change of the seasonal variation of the frontal system rainfall north of Taiwan is incorrect. The model tends to predict more precipitation over the Yangtze river valley in the spring. The Pacific subtropical high in the model did not retreat from the South China Sea to the tropical Western Pacific in May and early June. This leads to the underestimation of regional rainfall during the period. The increase of model resolution in general can not significantly improve the model deficiency. The impact of different closures for the deep convection on the rainfall seasonal variation in ITCZ is apparent. For the interannual variability of regional precipitation, the distribution of correlation coefficient for the simulated rainfall anomalies and NINO3 SST anomalies from 1979 to 1993 is very close to the observation. Due to the relatively low correlation value, the area mean monthly rainfall anomalies is not captured well by the ECHAM4 model.

Key words: Rainfall distribution, Hydrological cycle, Regional climate