

# 熱帶地區氣柱水汽量與降水強度關係之分析

劉曉薇\* 余嘉裕

國立中央大學大氣科學系

(中華民國一〇五年四月二十日收稿；中華民國一〇五年六月十三日定稿)

## 摘 要

從觀測與模式資料顯示，全球氣溫增暖的同時，降雨的變化並非普遍性地增加，而是顯現正負錯綜的分佈。本文採用 SSM/I 衛星反演之氣柱水汽量 (column water vapor, 簡稱 CWV) 及 GPCP (Global Precipitation Climatology Project) 降水資料，探討 1988~2014 年間，氣柱水汽量與降水強度時空關係。分析結果顯示：熱帶地區氣柱水汽量與降水在空間上有高度相關性。平均而言，在 ITCZ 附近，每 8mm 氣柱水汽量可產生 1mm/day 降水強度。不過，氣柱水汽量和降水強度間關係並非線性，而是呈現上拋物線關係，亦即當氣柱水汽量愈大時，降水強度增加幅度反而逐漸趨緩。

從時間變化趨勢來看，1988~2014 年間，熱帶地區平均氣柱水汽量大約增加 4% 左右 (由 36mm 增加至 37.5mm)，但同時期降水強度幾無明顯改變，這顯示熱帶地區之降雨效率 (定義為降水和氣柱水汽量之比值) 在這段期間似乎有下降的趨勢。對於熱帶降雨效率下降的情形，主要是發生在有乾平流逸入對流區邊緣，和 Neelin et al. (2003) 所提出之“落井下石機制” (the upped-ante mechanism) 相符，亦即大氣暖化雖可增加大氣中的水汽量，但對流增強的同時也將在氣候下沉區以及對流邊緣區抑制對流發生，可解釋整體熱帶地區降水改變並不如氣柱水汽量增加般明顯。另外，我們也發現聖嬰成熟時期熱帶地區降雨變化有長周期南北位移的現象發生，並不對稱於赤道，這與太平洋年代震盪相位有密切關係。

關鍵字：氣柱水汽量、降水強度、降雨效率

---

\*通訊作者：劉曉薇，32001 桃園市中壢區中大路 300 號，國立中央大學 大氣科學系，  
E-mail: clamp102656@yahoo.com.tw

## 一、前言

人類溫室氣體排放造成的全球暖化和氣候變遷已成為人類 21 世紀所面臨的最重大環境議題，近期觀測研究顯示，因全球暖化所引發的極端天氣（熱浪、乾旱、豪大雨）強度與頻率在過去 30 年來有顯著增加趨勢(Stocker et al. 2013)。根據 Clausius-Calpeyron 方程，在相對濕度不變的情況下，當地表溫度每增加 1°C 全球大氣平均水汽含量大約增加 7% (Trenberth et al. 2003)。但觀測資料顯示，相同條件下全球平均降雨量僅增加約 1~3% (Allen and Ingram 2002; Held and Soden 2006)，顯示降雨對暖化反應除了受熱力效應（溫度、水汽）影響外，也受到動力效應（大氣環流）相當程度影響，呈現較為複雜之區域性變化。

近年來降雨趨勢研究顯示，氣候暖化下降雨分佈不均的情形越來越顯著，其中熱帶與高緯度地區之平均降雨量顯示為增多現象，而副熱帶地區之降雨量為減少情況(Held and Soden 2006; Vecchi and Soden 2007)。全球降雨氣候計劃(GPCP)分析 1988 年至 2008 年期間熱帶海洋區降水變化趨勢發現，潮濕地區每 10 年增加約 1.8% 之降雨量，乾燥地區則每 10 年減少約 2.6% 之降雨量(Liu and Allan 2013)，大致上呈現「濕者愈濕、乾者愈乾」(wet-get-wetter and dry-get-drier)之趨勢，亦即氣候上之輻合區降水增多，輻散區降水減少。最近研究顯示，此現象為熱力條件改變產生動力反饋效應之結果(Chou et al. 2009; Chou et al. 2013)。

為瞭解熱帶地區水汽含量與降水強度關係在全球暖化下之變化，本文利用 SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) 衛星觀測之熱帶地區氣柱水汽量資料和 GPCP (Global Precipitation Climatology

Project) 降水資料，分析兩者在暖化和聖嬰環境下之變化。第二節介紹研究所需的資料來源，第三節為氣柱水汽量與降水強度之時空分佈特徵及聖嬰/反聖嬰成熟期之變化趨勢，第四節總結本研究的主要發現並討論造成此變化之可能原因。

## 二、資料來源

本文使用 SSM/I 衛星反演之氣柱水汽量 (Column Water Vapor, 簡稱 CWV) 及 GPCP (Global Precipitation Climatology Project) 降水資料簡述如下：

### (一) SSM/I 資料

SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) 為美國 1987 年 6 月所發射 DMSP-F8 (Defense Meteorological Satellite Program) 衛星中所裝載的被動式輻射儀，而後陸續發射 F-10~F-15 號衛星。SSM/I 輻射儀包含 19.3GHz、22.2 GHz、37.0 GHz 及 85.5 GHz 等四個微波頻率，可提供較高空間解析度 (12.5 公里至 25 公里)，對於大氣中液態水含量、水汽、降水量等具有良好的反演能力 (Grody 1991)。雖然 SSM/I 並非氣柱水汽量的『原處觀測』(in-situ observation) 資料，但在海面上缺乏探空資料情況下，它仍然被視為是最接近真實觀測的一種資料。本文使用 SSM/I 氣柱水汽量，水平解析度為  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  之逐月資料，資料時間由 1988 年 1 月 1 日至 2014 年 12 月 31 日，共 27 年資料。

### (二) GPCP 降水資料

GPCP (Global Precipitation Climatology Project) 降水資料，是世界氣候研究計劃 (World Climate Research Program: 簡稱 WCRP) 下之子計劃，其

目的將全球許多年的降水分佈資料作量化的記錄，並結合了所有的觀測資料，包含地面雨量計測量、衛星估計、以及探空觀測等，所獲得的全球降水網格資料。本文採用 GPCP-V2 版本，水平解析度為  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  之逐月資料，涵蓋時間自 1979 年 1 月至 2014 年 12 月止，共 36 年資料。為了和 SSM/I 氣柱水汽量進行比對分析，本文僅針對上述兩筆資料共存的時間範圍（1988 至 2014 年）進行分析，採用月平均資料。

### 三、氣柱水汽量與降水之時空特徵

#### (一) 空間分佈特徵

熱帶地區氣柱水汽量與降水強度在空間上呈

現高度之相關性（見圖 1），大範圍的水汽高值區主要位於熱帶西太平洋及印度洋地區（CWV 值介於 40~60mm 間），所對應之降水強度則介於 5~8mm/day 間。在東太平洋及大西洋約  $5^{\circ}\text{N}$  附近，也可清楚看到南北方向狹窄、東西方向狹長之水汽高值區（CWV 值介於 40~50mm 間），所對應之降水強度也達到 6~8mm/day 間。此外，東太平洋『冷舌』（cold tongue）上空則有顯著氣柱水汽量低值區（30mm），而降水強度也顯著減弱（ $< 2\text{mm/day}$ ）。整體而言，若不考慮地面溫度及水氣壓力變化，氣柱水汽量愈豐富的地方，降水強度愈強（Bolsenga 1965; Karalis 1974）。平均而言，在 ITCZ（Inter-Tropical Convergence Zone）附近，50mm 氣柱水汽量等值線大致上與 6mm/day 降水

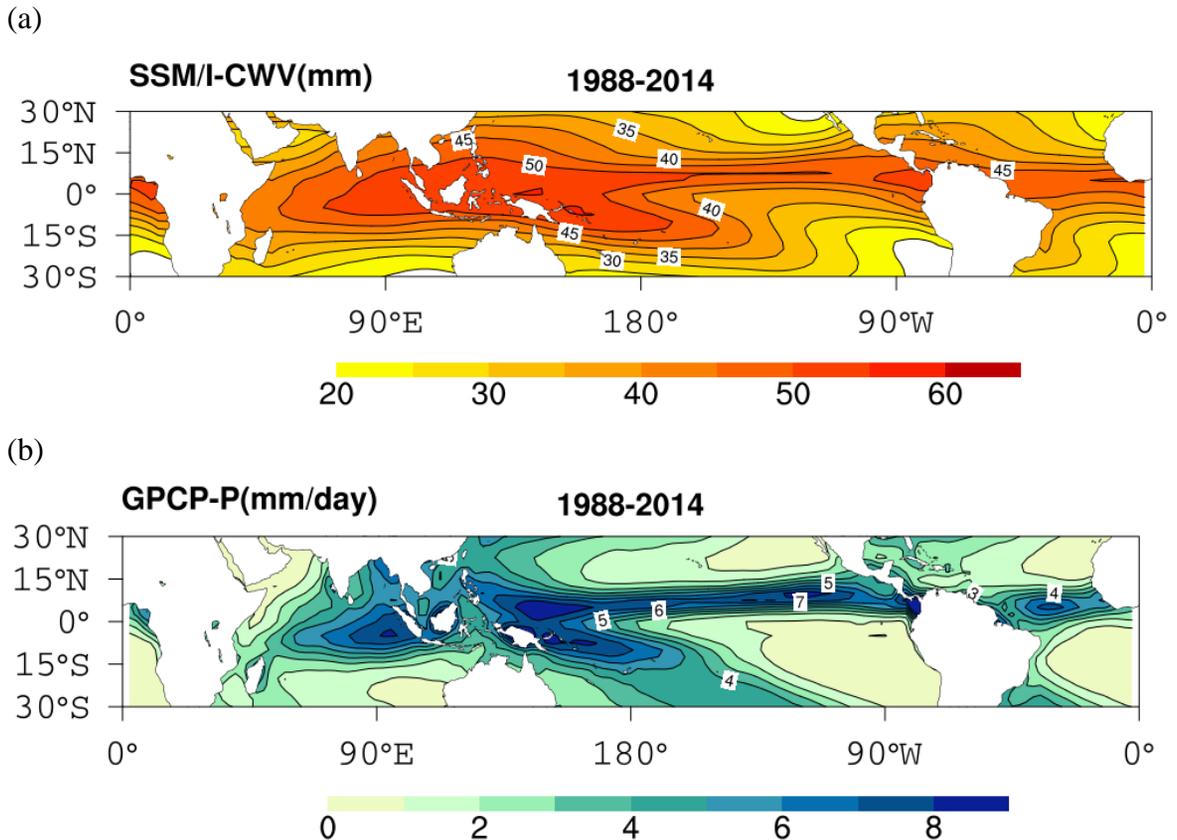


圖 1 (a) SSM/I 反演氣柱水汽量與(b) GPCP 降水資料的氣候空間分佈。資料時間取 1988~2014 年之平均值，單位分別為 mm 與 mm/day

強度等值線重合，亦即在 ITCZ 範圍內，每 8mm 氣柱水汽量可對應 1mm/day 降水強度。在副熱帶地區，兩者間關係稍差（如：太平洋和大西洋西岸副熱帶地區有顯著之區域降水高值區，但該處之氣柱水汽量並無對應之區域高值出現），這可能和副熱帶地區也受到中緯度天氣系統影響有關。

(二)時間變化趨勢

圖 2 進一步來看 SSM/I 衛星反演氣柱水汽量與降水強度之時間變化特徵並疊加氣候平均值。SSM/I 氣柱水汽量資料顯示（圖 2a），氣柱水汽量主要變化區大多集中在太平洋海域，包括(1)從赤道中太平洋（換日線附近）分別往東北與東南延

伸至中美洲外海的大範圍水汽減少區（CWV 變化率介於 $-1.5 \sim -4.5 \text{ mm decade}^{-1}$ 間）、(2)赤道西太平洋和副熱帶太平洋地區氣柱水汽量增加區（ $1.5 \sim 6 \text{ mm decade}^{-1}$ ）、(3)北印度洋以及赤道東太平洋地區的水汽量增加區（ $1.5 \sim 2 \text{ mm decade}^{-1}$ ）。整體而言，熱帶地區氣柱水汽量在 1988~2014 年間呈現上升趨勢，和全球氣溫暖化趨勢相當一致（Trenberth et al. 2003）。降水強度顯示（圖 2b），主要變化區也大多集中於太平洋海域，包括(1)從中太平洋以赤道為界往南北半球副熱帶地區延伸之大範圍降水強度減弱區（ $-0.4 \sim -1.2 \text{ mm/day decade}^{-1}$ ）、(2)赤道西太平洋及南北向狹窄、東西向狹長延伸至中美洲海域之降水強度增強區（ $0.2$

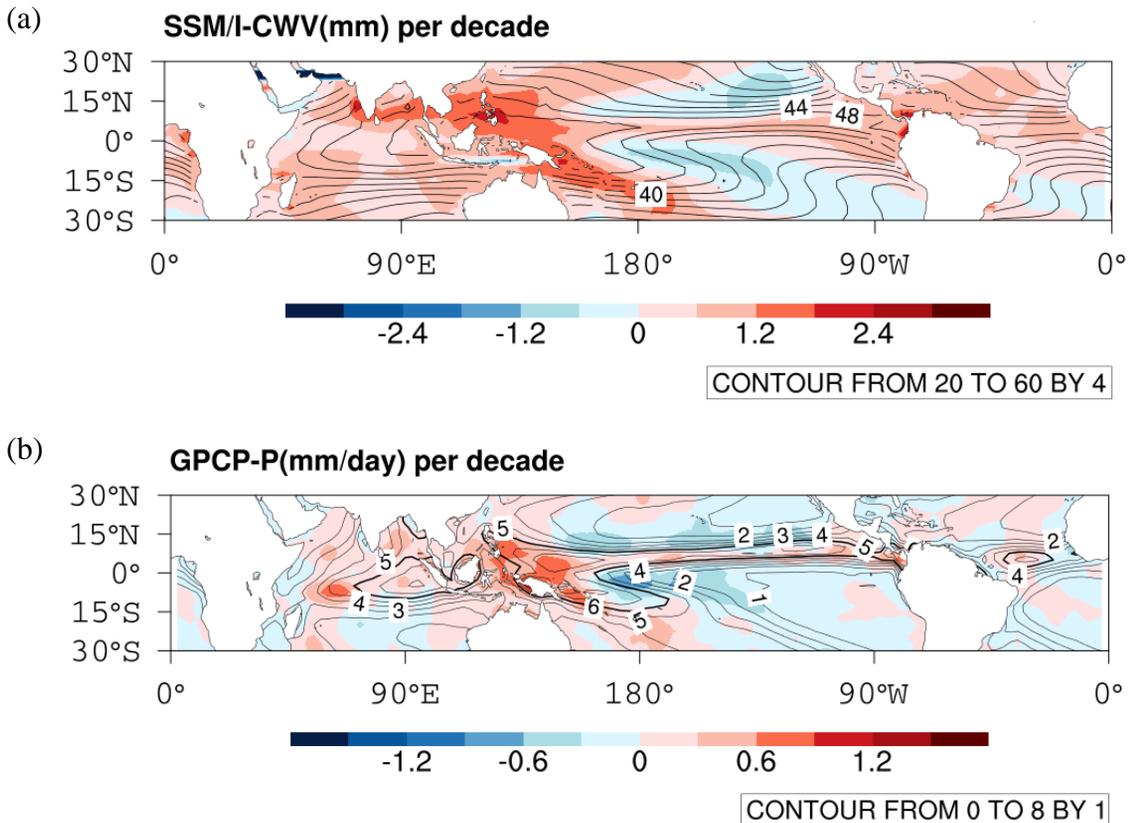


圖 2 (a) SSM/I 反演氣柱水汽量與(b) GPCP 降水資料之時間變化趨勢圖。資料時間取 1988~2014 年間之變化趨勢，單位分別為  $\text{mm decade}^{-1}$  與  $\text{mm/day decade}^{-1}$ ，等值線為氣候平均值。

~1.4mm/day decade<sup>-1</sup>)。此外，東太平洋『冷舌』區為兩者最大差異區，氣柱水汽量雖有顯著大範圍增加(1.5~2mm decade<sup>-1</sup>)，但降水強度變化卻極小(-0.2~0mm/day decade<sup>-1</sup>)，和東太平洋海域常年為大氣環流的下沉區，空氣不易舉升，導致大氣中水汽較難凝結形成降雨(Allan and Soden 2007)。

進一步檢視氣柱水汽量和降水強度關係發現，雖然充足的水汽量是造成強降水的先決條件，但兩者間並非呈現線性關係(圖 3a)，而是呈現上拋物線特徵(黑線顯示)，亦即當氣柱水汽量愈大時，對應之降水強度增幅逐漸趨緩，和 Bretherton et al. (2004)、Peters and Neelin (2006)及 Neelin et al. (2009)發現水汽量與降水強度間存在指數數學

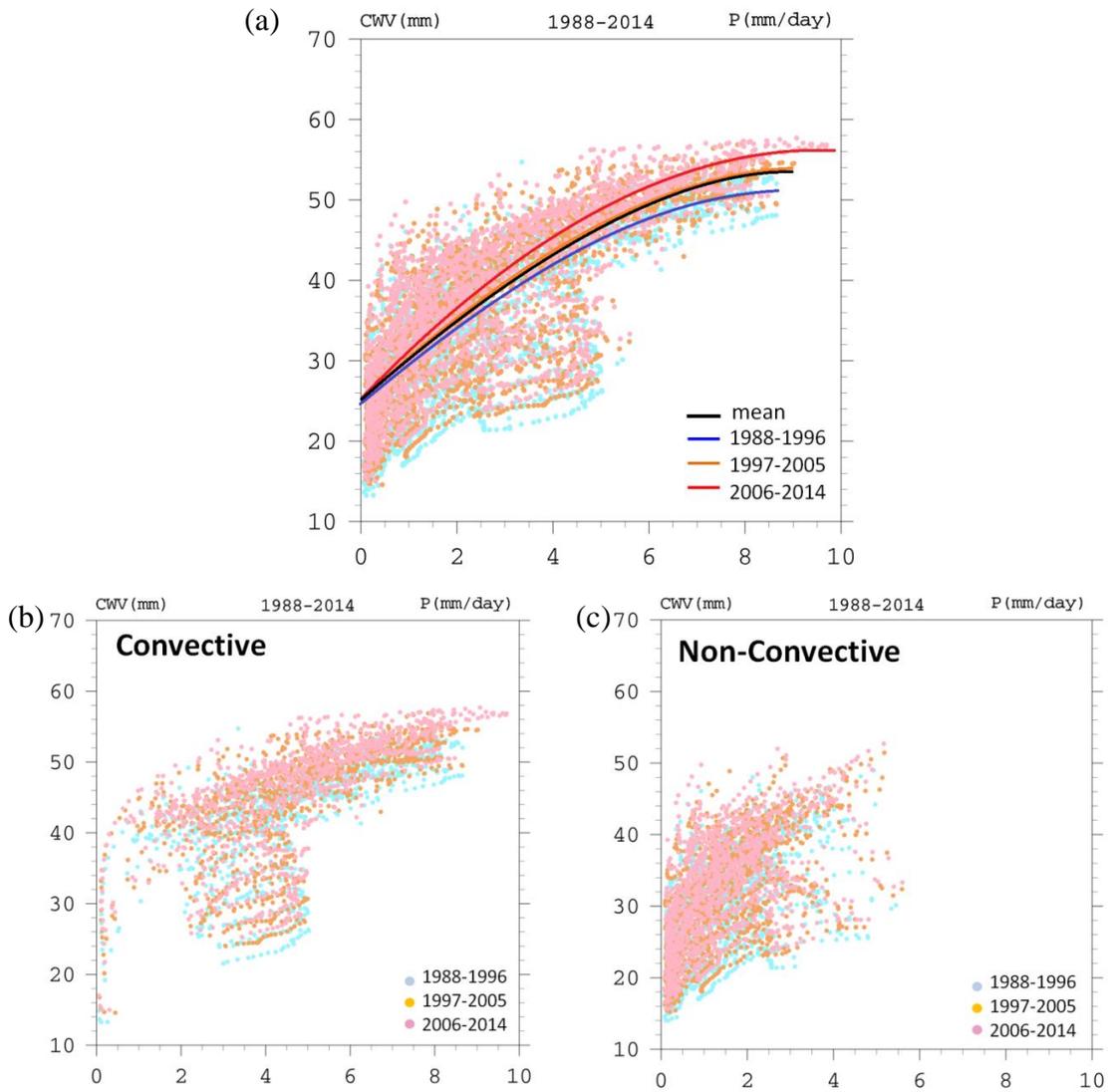


圖 3 SSM/I 反演氣柱水汽量與 GPCP 降水資料之關係分佈圖。X 軸為降水強度，單位為 mm/day。Y 軸為氣柱水汽量，單位為 mm。(a)資料時間取 1988~2014 年並分為三時期，1988~1996 年間為前期(藍線)、1997~2005 年間為中期(橘線)及 2006~2014 年間為後期(紅線)、(b)為氣候平均上升區、(c)氣候平均下沉區。

型式關係特徵相符。整體而言，在 1988~2014 年間，弱降雨(< 2mm/day)區間每增加 1mm/day 降水強度所需的氣柱水汽量平均增加需 5mm；強降雨區間(> 5mm/day)每增加 1mm/day 降水強度所需氣柱水汽量平均只需增加 2mm。這顯示在氣候上氣柱水汽量較高區域（如：ITCZ），些微的水汽量增加，即可顯著地增加降水量；反之，在氣候上氣柱水汽量較少區域（如：副熱帶和東太平洋冷舌區），大氣需要更高的水汽量增加門檻，才能產生相同的降水量。

若將 1988~2014 年間分為 3 期：1988~1996 年間為前期（藍線）、1997~2005 年間為中期（橘線）、2006~2014 年間為後期（紅線），我們發現熱帶地區強降水(> 5mm/day)區段，氣柱水汽量隨時間有顯著增加趨勢，例如：降水強度(5mm/day)所對應之氣柱水汽量在前期為 45mm，中期則為 47mm 到後期增加至 49mm，亦即相同的降水強度，後期則需更多的氣柱水汽量，亦即平均而言熱帶地區之降雨效率有下降趨勢。反之，弱降雨(< 2mm/day)區段所對應之氣柱水汽量隨時間似乎並無顯著變化。再將氣柱水汽量和降水強度關係分為氣候平均運動上升區及下沉區（圖 3b、3c），我們可以發現上升區的氣柱水汽量可供大部分強降雨的發生。反之，下沉區由於空氣不易抬舉，水汽較難凝結產生降雨，大多為弱降雨發生區。

從熱帶地區氣柱水汽量、降水強度、降雨效率（定義為降水和氣柱水汽量之比值）時間趨勢來看（圖 4），在 1988~2014 年間，熱帶地區平均氣柱水汽量大約增加 4% 左右（由 36mm 增加至 37.5mm），但同時期降水變化正負夾雜、彼此互相抵銷，幾無明顯改變趨勢，這顯示熱帶地區之降雨效率在這段期間有下降的趨勢。進一步將

熱帶地區氣柱水汽量、降水強度、降雨效率時間趨勢分為氣候平均運動上升區及下沉區（圖 4b、4c），我們可以發現熱帶地區平均氣柱水汽量在上升區大約增加 5.8% 左右（由 40.5mm 增加至 43mm），而下沉區增加約 3.8% 左右（由 32.9mm 增加至 34.1mm），但相對於降水強度不管在氣候平均上升區或下沉區，降水變化幾無明顯改變，而導致降雨效率皆有下降的趨勢。

熱帶地區降水變化幾無明顯改變趨勢，我們可以從（圖 5）GPCP 之降水強度變化趨勢與 ERA-interim 垂直速度氣候平均圖解釋。黑粗實線為( $\omega_{500} = 0$ )，我們發現氣候平均運動上升區範圍內降水有部分地區增加，部分地區減少且增加區範圍大於減少區，而氣候平均運動下沉區也有相同現象但降雨增加區範圍小於減少區。整體而言，熱帶地區降水變化正負夾雜、彼此互相抵銷。所以從物理機制來看，控制熱帶地區降水變化除了熱力效應（溫度和水氣）以外，動力效應（大氣環流）也扮演非常重要角色，通常後者（如：暖化後大氣環流減弱）扮演部分抵消前者之角色（Chou and Chen 2010），使得降水量變化幅度遠小於水汽變化幅度。若進一步檢視動力效應（大氣環流）對熱帶地區降雨改變的影響，我們將氣候平均運動上升區（圖 6a），由後五年（2010 至 2014）氣候平均減前五年（1988 至 1993）氣候平均來看垂直速度結構變化分佈。整體而言，在氣候平均運動上升區，大氣垂直環流的增強造成降雨趨勢增多（紅線），大氣垂直環流的減弱，使得降雨趨勢減少（藍線）。反之，氣候平均運動下沉區（圖 6b），下沉垂直環流運動減弱造成降雨趨勢增多（紅線），下沉運動增強，使得降雨趨勢則減少（藍線）。

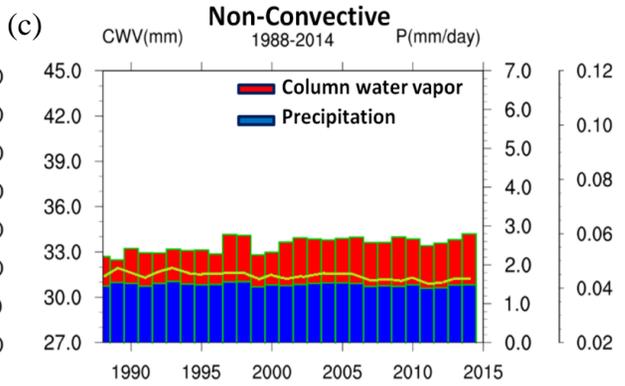
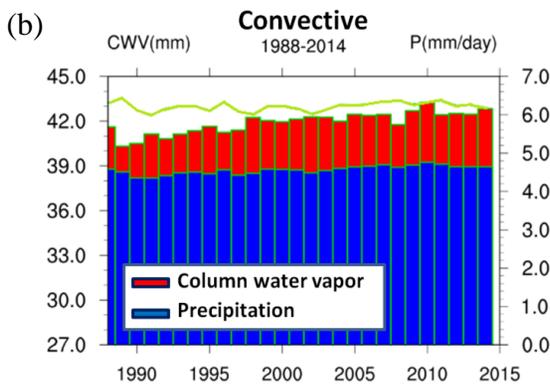
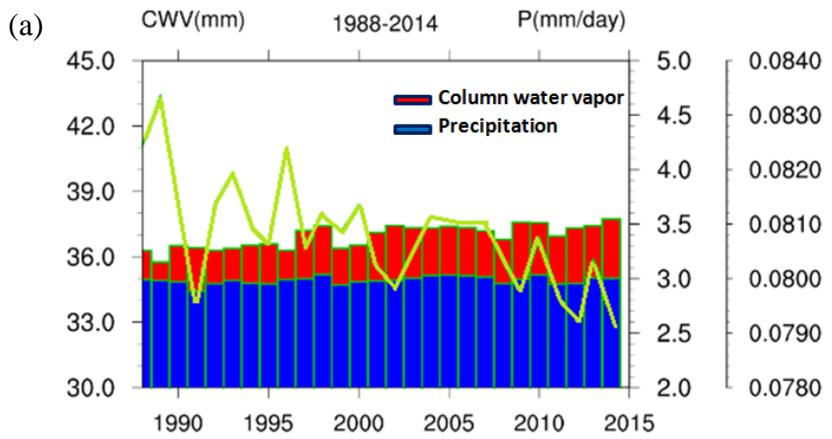


圖 4 SSM/I 反演氣柱水汽量（紅）、GPCP 降水資料（藍）與降雨效率（綠線）之逐年分佈圖。資料時間取 1988 ~2014 年。(a)熱帶地區、(b)為氣候平均上升區、(c)氣候平均下沉區。

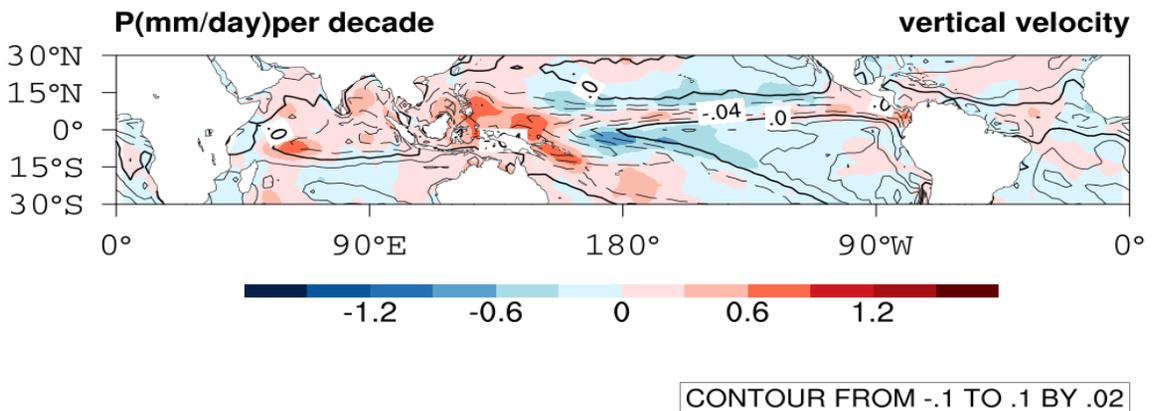


圖 5 GPCP 之降水強度時間變化趨勢（色階）與 ERA-interim 氣候平均垂直速度（等值線）。資料時間取 1988 ~2014 年。黑粗實線為 $(\omega_{500} = 0)$ 、虛線為氣候平均上升區、實線是氣候平均下沉區。

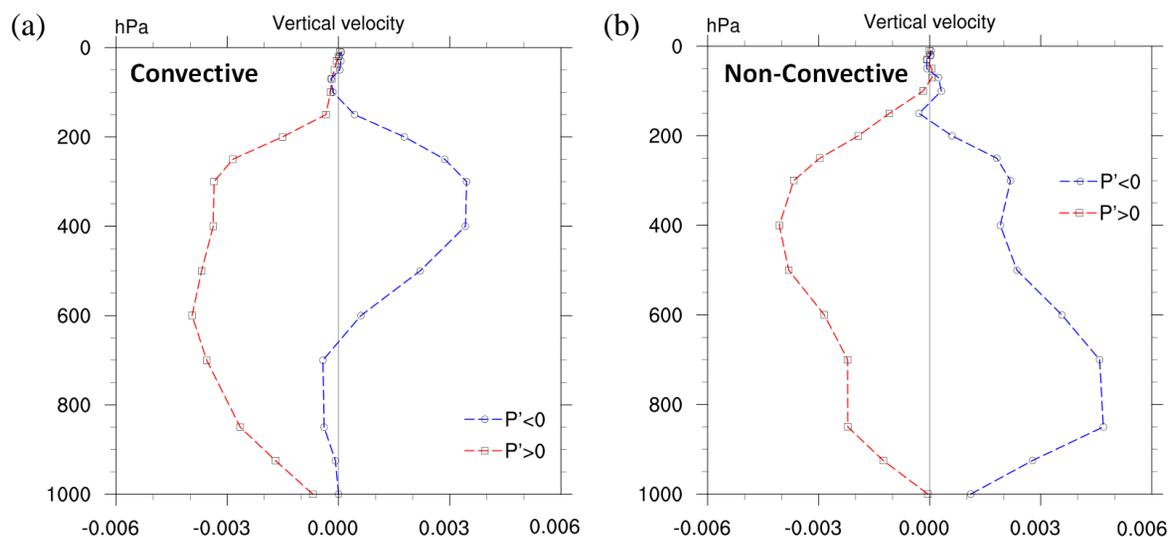


圖 6 ERA-interim 垂直速度結構變化分佈圖。由後五年（2010 至 2014）資料減前五年（1988 至 1993），降雨趨勢增多（紅線）、降雨趨勢減少（藍線）。(a)為氣候平均上升區、(b)氣候平均下沉區。

### (三) 聖嬰／反聖嬰成熟期變化趨勢

聖嬰現象的影響並不僅限於熱帶海洋，更牽連全球大氣環流型態的年際變化。為瞭解氣柱水汽量與降水強度對年際氣候變化之反應，圖 7 顯示聖嬰與反聖嬰成熟期(DJF)氣柱水汽量與降水強度距平之緯向平均分佈。在聖嬰成熟期（圖 7a），氣柱水汽量與降水強度在熱帶地區之變化特徵類似，如：1991/92、1994/95 及 1997/98 事件中，赤道以南地區出現正距平（最大海溫和降水正距平發生在  $5^{\circ}\text{S}$  附近），以北地區則為負距平，而 2002/03 及 2009/10 事件則有赤道偏北的正距平（最大海溫和降水正距平發生在  $0\sim 5^{\circ}\text{N}$  間），這種 2000 年前後聖嬰成熟期最大海溫距平南北位移現象和太平洋年代震盪（Pacific Decadal Oscillation，簡稱 PDO）在 2000 年左右改變相位有關（見第四節討論）。同期間之經向平均分佈（圖 8a）也可發現，原本西太平洋地區旺盛的對流系統減弱，降水減少（負距平），而東太平洋地

區卻因對流系統增強，降水顯著增加（正距平），如：1991/92、1994/95 及 1997/98 事件中，換日線以西地區出現水汽減少之負距平，相對於東太平洋區域則為水汽增加之正距平。反之，反聖嬰時期氣柱水汽量與降水主要變化特徵為赤道地區有對稱的負距平（圖 7b），經向平均分佈（圖 8b）也發現西太平洋水汽增加，而中、東太平洋的雨量則明顯減少（負距平）。

進一步檢視氣柱水汽量、降水強度及降雨效率（圖 9）在東太平洋地區（換日線至西經  $80^{\circ}$  度，赤道至南緯  $30^{\circ}$  度），我們發現降雨效率在暖事件中有上升的趨勢，如：1991/92、1997/98 及 2009//10 事件，但在冷事件中，降雨效率卻無顯著變化趨勢。

## 四、結論與討論

本文採用 1988~2014 年間 SSM/I 衛星反演之氣柱水汽量及 GPCP 降水強度資料，發現熱帶

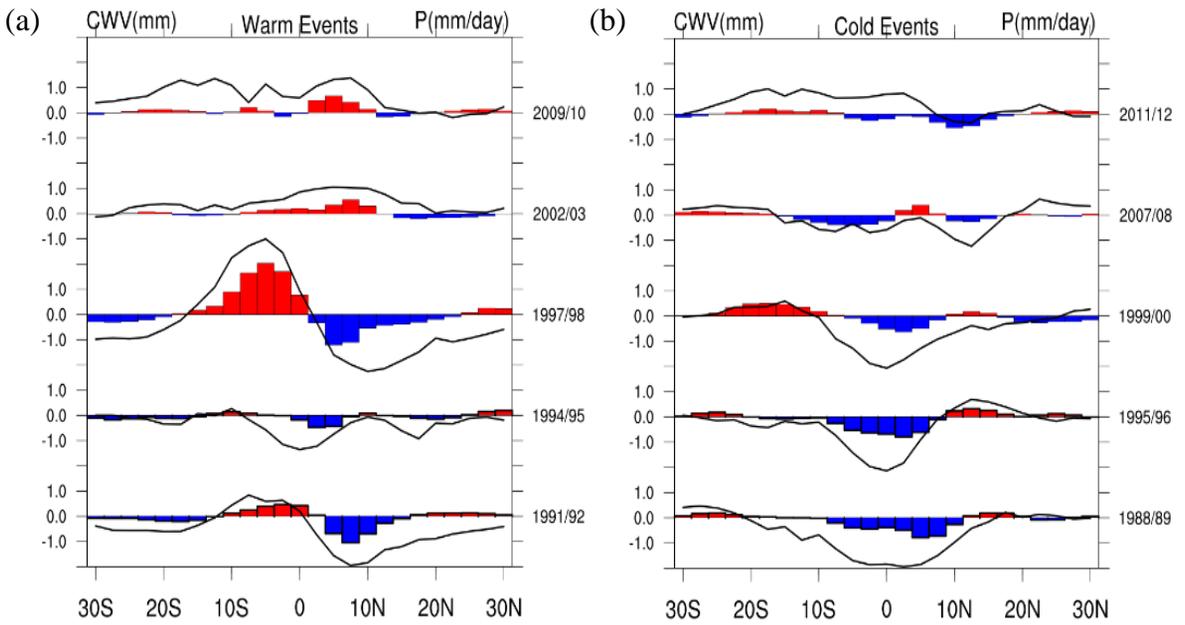


圖 7 SSM/I 反演氣柱水汽量 (柱狀) 與 GPCP 降水資料 (黑線) 在聖嬰與反聖嬰成熟期(DJF)空間距平之緯向平均。(a)為暖事件，依序為 1991/92、1994/95、1997/98、2002/02 及 2009/10。(b)為冷事件，依序為 1988/89、1995/96、1999/00、2007/08 及 2011/12。

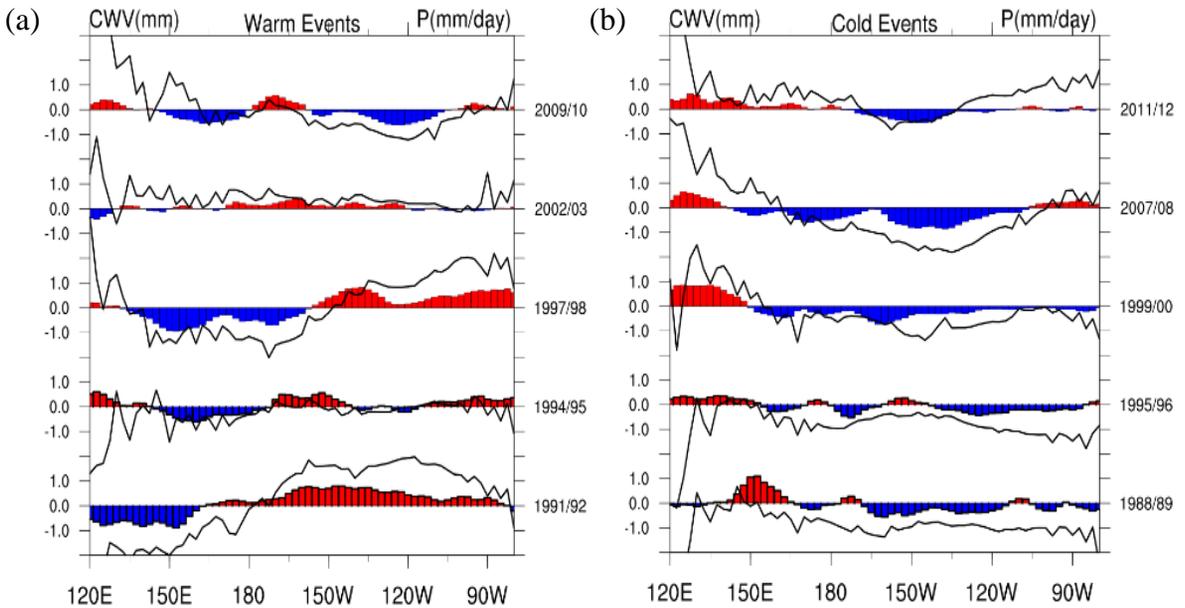


圖 8 同圖 7 但為空間距平之經向平均。

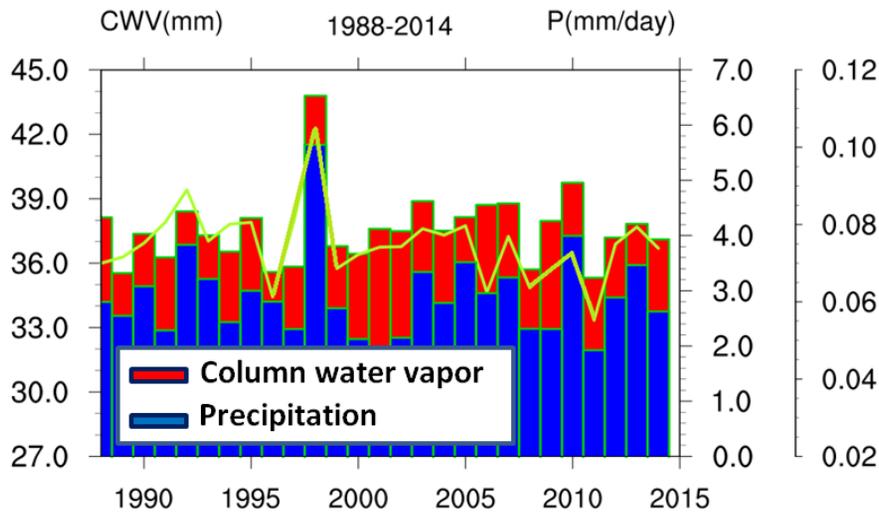


圖 9 SSM/I 反演氣柱水汽量（紅）、GPCP 降水資料（藍）與降雨效率（綠線）之東太平洋(DJF)逐年分佈圖。資料時間取 1988~2014 年。

地區氣柱水汽量與降水強度在空間上有高度相關性。在 ITCZ 範圍內，平均每 8mm 氣柱水汽量對應上約 1mm/day 降水強度。從時間變化趨勢來看，熱帶地區平均氣柱水汽量在 1988~2014 年間大約增加 4% 左右（由 36mm 增加至 37.5mm），但同時期降水強度幾無明顯改變，這顯示熱帶地區降雨效率（定義為降水和氣柱水汽量之比值）在這段期間有下降的趨勢。

根據 Clausius-Clapeyron 方程式，大氣中水汽含量隨溫度變化率約為  $7\%/^{\circ}\text{C}$ ，由於大氣降水強度與水汽量大小有關外，仍取決於低層大氣條件為輻合或輻散，故降水增加率不會等同於水汽量增加率。一般而言，在低層大氣輻合區，氣柱水汽量增加有利於強降水發生；反之，低層大氣輻散區，氣柱水汽量增加並不會使得降水強度增加，一般在氣候上呈現所謂“濕者越濕(rich-get-richer)”的情形(Chou et al. 2009)。關於熱帶地區降雨效率隨暖化而降低之現象，我們可用 Neelin et al. (2003)所提出之“落井下石”機制(the upped-

ante mechanism)來解釋。該機制認為，在暖化過程中雖然整體大氣水汽量也隨之增加，但熱帶對流區因受到較高海溫影響，水汽增加量會比非對流區來得多，加強了熱帶地區水平水汽梯度。原本伴隨著熱帶對流的環流系統在這水平水汽梯度的配合下，會將相對乾的空氣從非對流區往對流區傳送，造成熱帶對流區邊緣因為水汽供給減少而無法維持原有的對流強度，使得降雨減少。因此降水趨勢在空間上顯現正負夾雜、彼此互相抵銷，使得熱帶地區整體降水趨勢並無明顯變化。影響熱帶地區降水變化除了熱力效應（溫度和水氣）以外，動力效應（大氣環流）也扮演非常重要角色。整體而言，熱帶地區降雨趨勢增多，會伴隨大氣環流垂直運動上升速度增強，而降雨趨勢減少，則為上升運動速度減弱。

另外在聖嬰成熟期(DJF)之空間分佈，我們發現基本上在西元 2000 年前熱帶地區最大氣柱水汽量與海溫正距平有偏南的趨勢，而西元 2000 年以後氣柱水汽量與海溫正距平則較對稱於赤道，

甚至於略為偏北；反之，反聖嬰時期（圖 5b）則剛好相反。我們可以引用張和余(2005)文章中的圖 1 和圖 2 說明，張和余(2005)利用海面溫度與近地面風場做奇異值分解(SVD)，其中圖 1 為「年代模」(decadal mode) (亦即 PDO)，時間序列上，1982 年到 2001 年間處於赤道海溫偏暖的暖年代，1956 年到 1975 年則為冷年代，而空間分佈顯示海溫有三個主要變異中心：北半球中太平洋、熱帶東太平洋及赤道印度洋，其中前者海溫變異和後兩者呈反相位關係，亦即在暖年代當熱帶印度洋與東太平洋海溫偏暖時，北半球中太平洋海溫卻偏冷，其中熱帶東太平洋有赤道偏南之變異量。圖 2 為「年際模」(interannual mode)代表聖嬰/南方震盪模時空分佈特徵。兩者海溫距平相似，但時間尺度方面，聖嬰現象為 2~7 年周期，年代震盪則約為 20~30 年，其次年代模主要遙相關區域在中緯度，熱帶屬於其次反應區；而聖嬰成熟時期主要反應發生於熱帶區域（東太平洋）。

當年代模處於 PDO 暖相位時期（如：1982-2001 年間），可造成 2000 年前聖嬰成熟期(DJF)熱帶地區氣柱水汽量與海溫正距平有偏南的趨勢；反之，當年代模處於 PDO 冷相位時期（如：2001~迄今），聖嬰成熟期(DJF)熱帶地區氣柱水汽量與海溫正距平有略為偏北的趨勢。近年且有研究顯示，PDO 暖相位時期可能也會加速全球暖化並加劇聖嬰現象事件(Zhang et al. 1997; Gershunov and Bamett 1998)。例如：PDO 上一次處於特別長的暖相位時，也是兩個史上最強烈的聖嬰現象(1982/83, 1997/98)出現時期，故對於過去數十年全球暖化加速的看法，不可忽略年代際振盪的貢獻與影響。

## 致謝

本研究由科技部計畫 MOST 103-2111-M-008-026-MY2 及 MOST 104-2811-M-008-087 支助，所使用的資料下載自 SSM/I 資料庫(<http://www.remss.com/missions/ssmi>) 及 GPCP (Global Precipitation Climatology Project)降水資料庫(<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/gpcp-monthly-global-precipitation-climatology-project>)，作者非常感謝兩位審查委員提供的寶貴建議，使本文內容得以更為完善。

## 參考文獻

- 張振璋，余嘉裕，2005：大氣與海洋年代震盪特徵分析，大氣科學，**33**，321-340
- Allan, R. P., and B. J. Soden, 2007: Large discrepancy between observed and simulated precipitation trends in the ascending and descending branches of the tropical circulation. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L18705, doi:10.1029/2007GL031460.
- Allen, M. R., and W. J. Ingram, 2002: Constraints on future changes in the hydrological cycle. *Nature*, **419**, 224-228.
- Bolsenga, S., 1965: The relationship between total atmospheric water vapor and surface dew point on a mean hourly basis. *J. Appl. Meteor.*, **4**, 430-432.
- Bretherton, C. S., M. E. Peters, and L. E. Back, 2004: Relationships between water vapor path and precipitation over the tropical oceans. *J. Climate*, **17**, 1517-1528.

- Chou, C., J. D. Neelin, C.-A. Chen, and J.-Y. Tu, 2009: Evaluating the “rich-get-richer” mechanism in tropical precipitation change under global warming. *J. Climate*, **22**, 1982-2005.
- , and C.-A. Chen, 2010: Depth of convection and the weakening of tropical circulation in global warming. *J. Climate*, **23**, 3019-3030.
- , J. C.-H. Chiang, C.-W. Lan, C.-H. Chung, and Y.-C. Liao, and C.-J. Lee, 2013: Increase in the range between wet and dry season precipitation. *Nature Geoscience*, **6**, 263-267.
- Gershunov and Barnett 1998: Interdecadal modulation of ENSO teleconnections. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**, 2715-2726.
- Grody, N. C., 1991: Classification of snow cover and precipitation using the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I). *J. Geophys. Res.*, **96**, 7423-7435.
- Held, I. M., and B. J. Soden, 2006: Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *J. Climate*, **19**, 5686-5699.
- Karalis, J. D., 1974: Precipitable water and its relationship to surface dew point and vapor pressure in Athens. *J. Appl. Meteor.*, **13**, 760-766.
- Liu, C. and R. P. Allan, 2013: Observed and simulated precipitation responses in wet and dry regions 1850-2100. *Environ. Res. Lett.*, **8**, 034002 doi:10.1088/1748-9326/8/3/034002.
- Neelin, J. D., Chia Chou, and H. Su, 2003: Tropical drought regions in global warming and El Niño teleconnections. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(24), 2275, doi:10.1029/2003GL018625.
- , O. Peters, and K. Hales, 2009: The transition to strong convection. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 2367-2384.
- Peters, O., and J. D. Neelin, 2006: Critical phenomena in atmospheric precipitation. *Nat. Phys.*, **2**, 393-396.
- Stocker, T. F., and coauthors, 2013: Climate Change 2013 The Physical Science Basis. *Cambridge University Press*, 1535pp.
- Trenberth, K. E., A. Dai, R. M. Rasmussen, and D. B. Parsons, 2003: The changing character of precipitation. *Bull. Am. Met. Soc.*, **84**, 1205-1217.
- Vecchi, G. A., and B. J. Soden, 2007: Global warming and the weakening of the tropical circulation. *J. Climate*, **20**, 4316-4340
- Zhang, Y., J.M. Wallace, D.S. Battisti, 1997: ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *J. Climate*, **10**, 1004-1020

# The Relation between Column Water Vapor and Rainfall over Tropical Region

Hsiao-Wei Liu and Jia-Yuh Yu

Department of Atmospheric Sciences, National Central University, Taoyuan City 32001

(manuscript received 20 April 2016 ; in final form 13 June 2016)

## ABSTRACT

In observed and model simulations, as the global temperature increase, changes in precipitation exhibit positive and negative anomalies. Thus, the relation between column water vapor and extreme rainfall are analyzed using the Special Sensor Microwave Imager( column water vapor, CWV) and Global Precipitation Climatology Project (GPCP, precipitation) during the period 1988-2014. In this study, we have shown a tight relationship between tropical column water vapor and precipitation. Every 8 mm CWV can cause 1mm/day of precipitation intensity over the ITCZ. The existence of a non-linear relation between CWV and precipitation is found.

The column water vapor of tropical convective zone increases as much as 4% (36 to 37.5mm) from 1988 to 2014, even though on average there is virtually no change of precipitation during this period. In contrast to CWV, the precipitation changes exhibit strong regional discrepancies with the coexistence of positive and negative precipitation trends (e.g., positive trend over ITCZ and negative trend elsewhere), which implies a decrease of the precipitation efficiency under global warming when the tropic is considered as a whole. In the upped-ante mechanism, dry inflow from non-convective regions tends to suppress convection and induce negative precipitation anomalies over margins of convective regions (Neelin et al. 2003), which may plausibly explain why the precipitation change is much less significant as the water vapor under global warming. We also found the hemispherical asymmetry of tropical precipitation changes in El Niño events. This precipitation asymmetry in the El Niño cases is associated with the phase change of Pacific Decadal Oscillation (PDO).

**Key Words: Column Water Vapor, Precipitation, Precipitation Efficiency**

