

1961-2015 年間受全球暖化影響下台灣

不同季節降雨的變化趨勢

蔡怡真¹

劉紹臣²

林沛練³

國立中央大學¹ 中央研究院環境變遷研究中心² 國立中央大學³

摘要

本研究運用 Liu et al.(2009)提出的年際變異法(Interannual Difference Method, IDM)，取得降雨強度與全球溫度距平關係上的定量結果：在 1961-2015 年間，台灣地區雖然總降雨量沒有明顯變化，但台灣的強降雨隨全球暖化有顯著增加，其中最強的前 10%的降雨隨全球溫度增加約 $78\%K^{-1}$ ，而十個強度降雨隨溫度的變化量，隨降雨強度越強，有遞增的趨勢；因同一時期，中、小雨相對的減少，幾乎抵銷了強降雨增加的雨量，導致整體的總降雨量並沒有太大改變。另外，分析不同季節的降雨特性，發現降水強度最強的前 10%的降水皆是增加，強度最弱的後 10%的降水則都是減少，其降雨強度變化的趨勢與年變化趨勢大致一致；儘管增減幅度不一，甚至在台灣的雨季-梅雨季時的總降雨量是減少的，說明了台灣地區降雨隨氣候暖化的變化趨勢主要是受到「強降雨越強、弱降雨越弱」的機制驅動。

關鍵字：年際變異法

一、前言

世界各地近幾年陸續注意到大雨有增加的現象(即使在一些總降雨減少的地方也是如此)，但受到觀測儀器、時間尺度等因素影響，要定義極端氣候事件是如何發生的資訊實在有限，且通常造成極端事件的變因有許多，因此要推估極端天氣隨氣候的變化，有極高的不確定性，尤其是區域性的變化更難推估(周與劉, 2012)。

近年許多研究發現全球各地過去數十年強降雨量隨全球溫度上升有增加的情形發生，而中、小強度降雨量則在減少(Karl and Knight 1998; Goswami et al. 2006; Lau and Wu 2007)。一般而言，降雨量的多寡和大氣中水氣的含量和大氣環流中上升運動的強弱有關。全球暖化會造成大氣含水氣能力的增加，Trenberth et al.(1999,2003)指出，在相對濕度沒有明顯變化的情況下，根據 Clausius-Clapeyron equation (C.-C. equation)熱力關係式：

$$\frac{de_s}{e_s} = \frac{LdT}{RT^2}$$

e_s 是溫度 T 時的飽和水氣壓、 L 是蒸發潛熱、 R 是氣體常數。可計算出當地表溫度每增加 1K 全球大氣平均水氣含量大約增加約 7%，此現象不管是從觀測資料或是再分析資料皆有得到驗證(Dai et al. 2006; Wentz et al. 2007; Simmons et al. 2010; Willett et

al. 2013)，另外，額外增加的大氣水氣也意味著降雨量或降雨強度可能增加。一般認為溫度的上升會造成大氣中的水蒸氣量增加，進而使得降雨量也增加，特別是對於經常造成水患的極端降雨系統；由於強降雨的降雨率取決於邊界層的水氣輻合，降雨強度增加應該和大氣水氣含量有相同增加率；而大氣中水氣的增加必然會影響大氣的水循環，進而造成降雨的改變，有的地方會增加，但有的地方則會減少，且因對流在高空所釋放出的能量(潛熱)也會進一步改變降雨的強度。Trenberth et al.(2003)認為大氣中水氣的增加會增強水循環，而使降水也隨之增加 $7\%K^{-1}$ ；同時指出強的對流系統會伴隨大量潛熱釋放，使風暴更為強烈，進而吸收更多的水氣，此正回饋機制使得強降水的增加應當超過 $7\% K^{-1}$ 。但，不論是模式估計全球總降雨量的增加幅度(Cubasch et al. 2001)，或是利用觀測資料(Alder et al. 2008)、再分析資料，結果都只有增加約 $1-3\%K^{-1}$ ；而全球的強降雨確實是隨全球地表溫度上升而增加超過 $7\%K^{-1}$ ，但受排擠作用，中、小強度降雨明顯的減少，這一增一減的情形下，致使全球總降雨量的變化幅度不大。

一般相信，溫度上升會造成大氣中水氣含量增加，進而增加降雨可能；不過，平均溫度上升的地區，不代表該區降雨強度必然增加。如果進一步針對不同區域降雨強度及頻率的變化進行分析，這和

從全球的角度來看是非常不同的(Chou and Chen 2010)。Liu et al.(2016)針對 1979 年後有全球衛星降雨觀測的資料進行分析，發現各區域之降雨隨氣候暖化的變化趨勢主要是受到「強降雨更強、中小降雨更弱」的機制驅動，而非「濕更濕、乾更乾」的機制；在台灣地區，Liu et al.(2009)發現 1961 年至 2005 年間，全球溫度約增加 0.7°C，而全台灣前 40%強降雨皆是增加的，特別是前 10%最強降雨在此 45 年增加約 100%，後 10%的弱降雨則減少約 50%。

雖然降雨量比氣溫難預測且空間上差距大，但進一步分析降雨強度與頻率的改變是非常重要的。推論台灣強降雨大都來自颱風及梅雨，更大、更多的摧毀性水災、土石流，未來將無可避免；同時，台灣中、南部春冬兩季常因缺少中、小雨而產生旱災，此類旱災亦會更嚴重、頻繁。綜合以上，分析探討台灣不同季節極端降雨的變化和其背後的原因極為重要。

二、資料來源與研究方法

(一)資料來源

降雨資料時間的選取從 1961-2015 年，共 55 年，由中央氣象局(Central Weather Bureau, CWB)的 21 個地面觀測站人工觀測資料所取得，其中包括五個高山測站觀測站(鞍部、竹子湖、阿里山、玉山、日月潭)和三個外島測站(彭佳嶼、澎湖、蘭嶼)。測站列表與地理位置如表 1 所示。根據中央氣象局所提供的日降雨資料，包含逐日降雨量和逐日降雨時數的資訊；因此，我們可以計算出降雨強度的單位是毫米/小時(mmhr⁻¹)。

全球表面溫度資料使用美國國家海洋暨大氣總署(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)美國國家氣候中心(National Climate Data Center, NCDC)的全球表面溫度距平(Smith et al. 2008)，此資料計算 1880 年至今的全球 5°×5°網格的年和月平均溫度距平。

(二)研究方法

年際變異法(Interannual Different Method)由 Liu et al.(2009)在分析全球暖化對極端降水的影響中所提出。計算任意兩年降水之差(ΔP)與其對應兩年溫度之差(ΔT)的分佈統計分析其兩者之變化趨勢。計算強度降雨隨溫度變化方法如下：

$$\Delta T(K) = T_i - T_j \quad (T_i > T_j)$$

$$\Delta P_n(\%) = \frac{(P_n^i - P_n^j)}{\bar{P}_n} \quad (n = 1, 2 \dots 10)$$

ΔT 是 1961-2015 年中任意兩年 i、j 的全球地表溫度差異，其中 T_i > T_j；ΔP_n 是 i 和 j 這兩年第 n 個強度的降雨差異除上整個時期的平均降雨，將降雨變化

換算成百分比的相對變化。因為 ΔP_n 和 ΔT 接近線性關係(Liu et al. 2009)，因此將 ΔP_n 和 ΔT 以最小平方方法線性迴歸後求得的迴歸線斜率，即為降雨隨溫度的變化 ΔP_n/ΔT(%K⁻¹)。

三、結果與討論

(一)台灣總降雨強度變化

圖 1 為以年際變異法計算台灣地區共 55 年的降雨隨全球地表溫度變化的結果；圖中的迴歸線斜率代表降雨隨溫度的變化：ΔP/ΔT。可以觀察到降水強度最弱的後 10%的降水量隨全球地表溫度每增加 1K 減少了 53%；而降水強度最強的前 10%的降水量則是隨全球地表溫度每增加 1K 增加了 78%，且具有 95%的信心水準。

運用年際變異法計算全部 10 個強度的降雨量隨溫度的變化結果如圖 2 所示，可以看出在 1961-2015 年間，10 個強度的降雨隨溫度的變化量：降雨強度較弱的降雨量會變得更少，但降雨強度較強的降雨量則有增加的趨勢，且增加的幅度隨著強度而有越趨顯著的變化；因此可說，台灣地區的強降雨隨全球暖化有顯著增加，但同一時期，中、小雨卻相對的減少，導致從 1961-2015 年共 55 年間，整體的降雨量並沒有太大改變，僅隨全球地表溫度每增加 1K 些微減少約 6%。

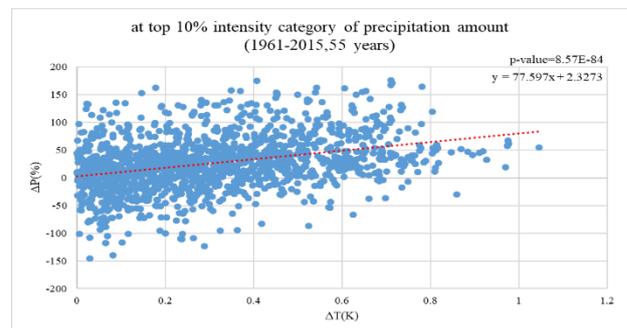
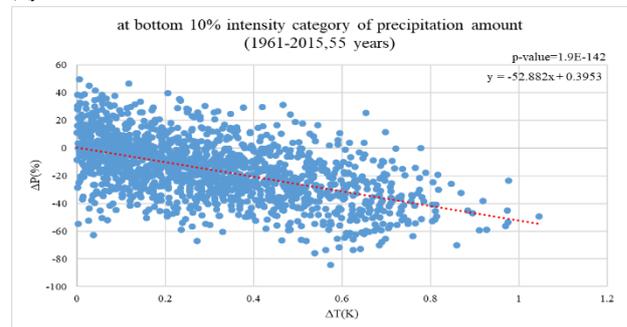


圖 1：以年際變異法計算台灣 55 年間，最弱和最強的 10%年總降雨隨全球地表溫度的變化。

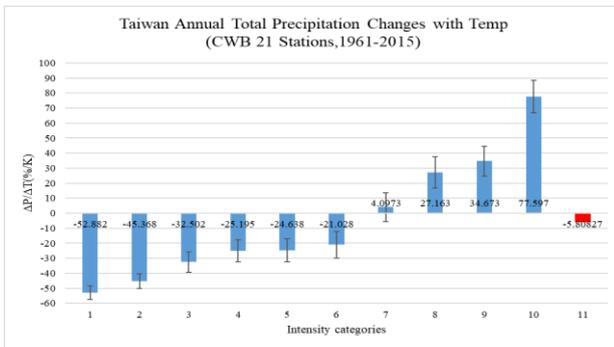


圖 2：以年際變異法計算出全部十個強度台灣年總降雨的 $\Delta P/\Delta T$ ，誤差線代表 95%信心水準下的信賴區間。

(二) 台灣不同季節降雨強度變化

1. 春季

台灣的春季(3、4月)降雨屬系統性降水居多，由前述可推知，這種大範圍的連續性降水，其降水強度通常沒有急劇的變化，含水量和降水強度都比較小；運用年際變異法計算在春季全部 10 個強度的降雨量隨溫度的變化結果如圖 3、圖 4 所示（具有 95%的信心水準）：當全球平均氣溫每上升 1K，降水強度最強的前 10%的降水量是增加，強度最弱的後 10%的降水強度則是減少；也可觀察到降水強度較弱的後 40%的降水量隨全球地表溫度每增加 1K 有明顯的減少；而相對降水強度較強的降雨量貢獻不多，隨溫度增加的降雨量遠小於隨溫度減少的。

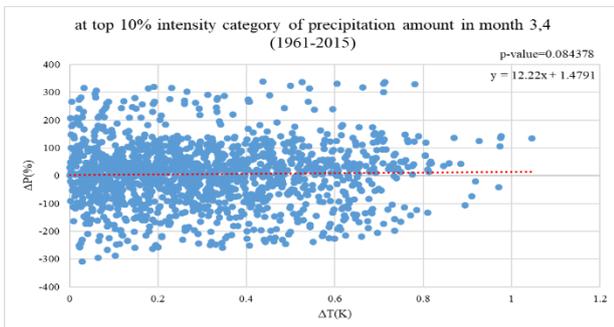
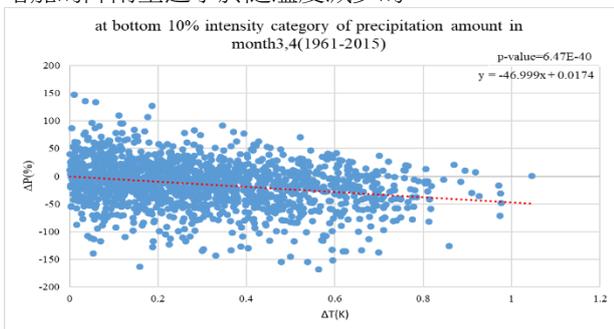


圖 3：以年際變異法計算台灣春季（三至四月），最弱和最強的 10%年總降雨隨全球地表溫度的變化。

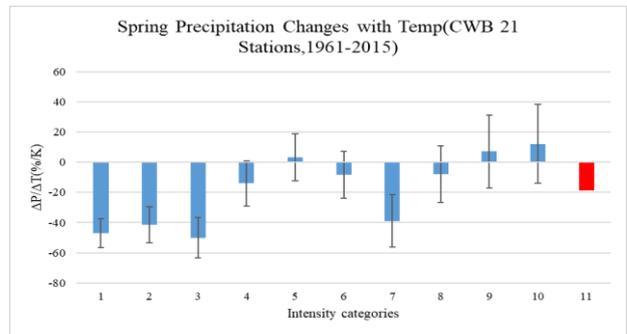
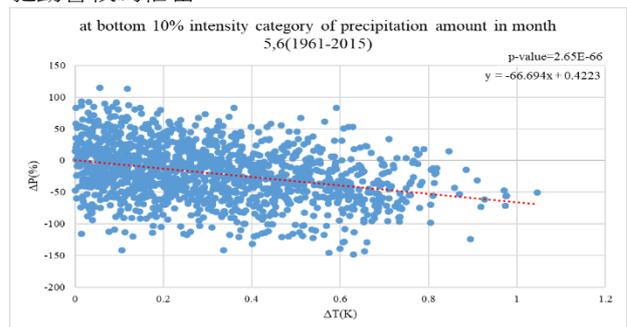


圖 4：以年際變異法計算出全部十個強度台灣春季（三到四月）降雨的 $\Delta P/\Delta T$ ，誤差線代表 95%信心水準下的信賴區間。

2. 梅雨季

台灣梅雨季(5、6月)最主要的天氣特徵便是持續性連綿降雨；東北季風逐漸減弱而西南季風逐漸增強，大陸冷高壓與副熱帶太平洋高壓之間，常形成移動緩慢的梅雨鋒面（低壓帶）。運用年際變異法計算在梅雨季全部 10 個強度的降雨量隨溫度的變化結果如圖 5、圖 6 所示（具有 95%的信心水準）：當全球平均氣溫每上升 1K，降水強度最強的前 10%的降水量是增加，強度最弱的後 10%的降水強度則是減少；又因主要受到鋒面系統的影響，有時帶來大量降雨，有時雨量卻不多，儘管梅雨在台灣地區是非常不穩定、變動甚大的天氣現象，但可發現在降雨強度較強的前 40%，有明顯的增加；而在降雨強度較弱的後 60%，有明顯的減少趨勢發生。

另外，還可發現台灣梅雨季的總降雨量隨溫度的變化竟呈現減少的情形，這與中研院環境變遷研究中心研究員周佳(2009)所指出的，利用聯合國跨政府氣候變遷專家委員會(IPCC)的氣候模擬模式，比對台灣 30 年來降雨量變化趨勢，呈現出「乾季降雨減少、雨季降雨增加」的狀況有所不同(Chou et al. 2009)；應當為「強降雨越強、弱降雨越弱」機制驅動會較為恰當。



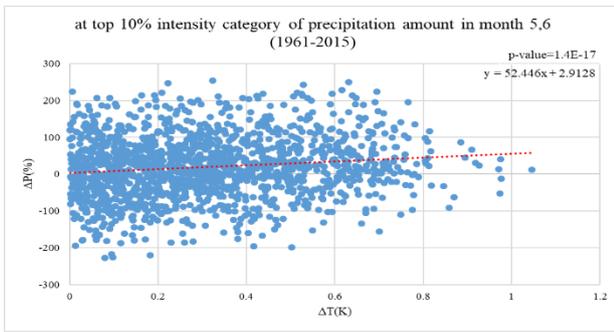


圖 5：以年際變異法計算台灣梅雨季（五至六月），最弱和最強的 10%年總降雨隨全球地表溫度的變化。

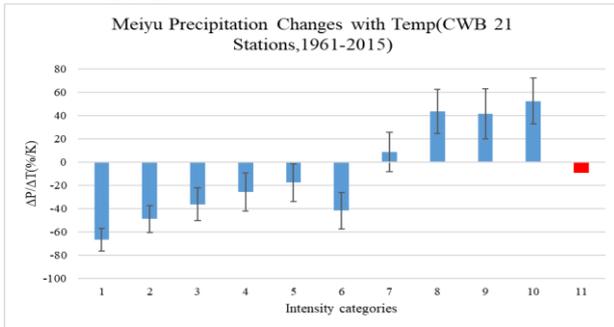


圖 6：以年際變異法計算出全部十個強度台灣梅雨季（五至六月）降雨的 $\Delta P/\Delta T$ ，誤差線代表 95%信心水準下的信賴區間。

3. 夏季

每年 7、8、9 月是台灣的颱風季，也是亞洲夏季季風盛行時期，而中尺度對流系統和地形交互作用往往能產生強降水。而夏季時颱風降雨在強降雨的增加幅度較其他季節降雨大，可能是因為此時期的颱風是更強且持續時間較長的對流系統，使其藉由水氣增加的正回饋機制更活躍。因此圖 7（具有 95%的信心水準），運用年際變異法計算在夏季全部 10 個強度的降雨量隨溫度的變化結果可看出：當全球平均氣溫每上升 1K，降水強度最強的前 10%的降水量是增加，強度最弱的後 10%的降水強度則是減少；另外圖 8，降雨強度依次排序，其對應降雨量隨溫度的變化近似線性的變化，其降水強度最強的前 10%的降水量增加有 $103\%K^{-1}$ 之多。

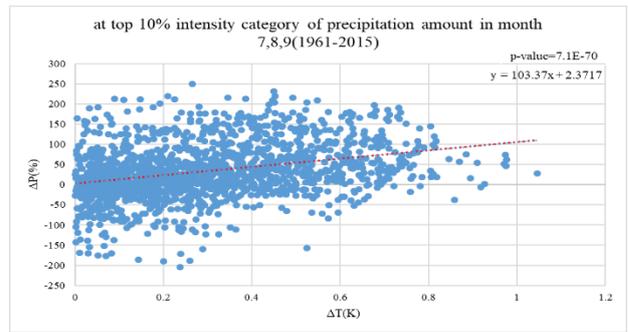
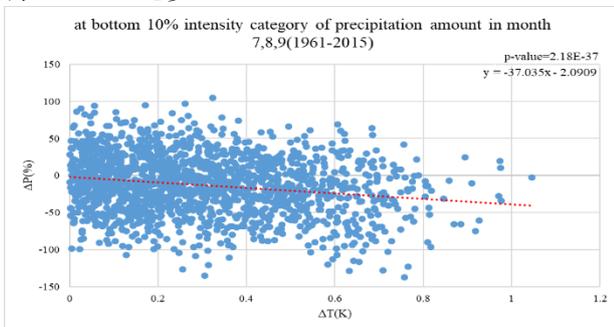


圖 7：以年際變異法計算台灣夏季（七至九月），最弱和最強的 10%年總降雨隨全球地表溫度的變化。

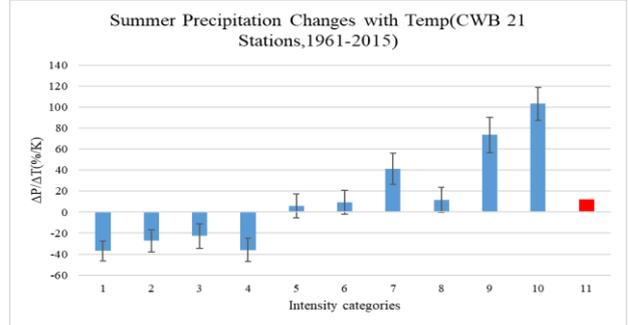
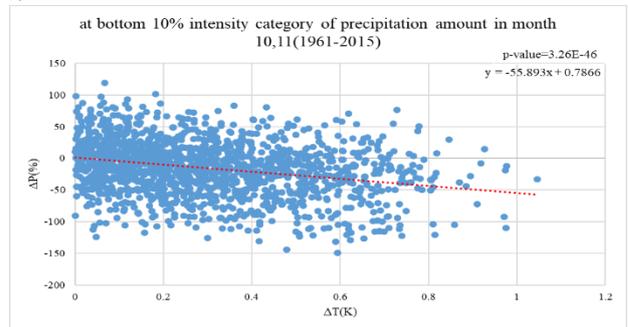


圖 8：以年際變異法計算出全部十個強度台灣夏季（七至九月）降雨的 $\Delta P/\Delta T$ ，誤差線代表 95%信心水準下的信賴區間。

4. 秋季

台灣地區颱風的影響會從夏天持續到秋季(10、11月)，而在 9 月後季風漸轉為東北季風，期間降雨，主要是在迎風面的山坡地區，降雨性質多為連續性小雨。由圖 9、圖 10(具有 95%的信心水準)，運用年際變異法計算在秋季全部 10 個強度的降雨量隨溫度的變化結果可看出：當全球平均氣溫每上升 1K，降水強度最強的前 10%的降水量是增加，強度最弱的後 10%的降水強度則是減少；再詳細一點說明，降水強度最強的前 30%的降水量都是增加的，而這有可能是由秋颱帶來的強降雨居多。反觀，其餘降水強度較弱的後 70%的降水量則都是減少的情形。



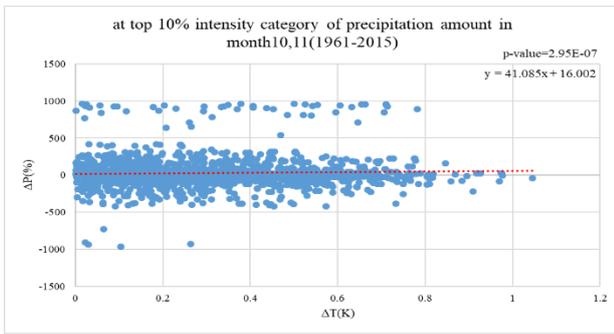


圖 9：以年際變異法計算台灣秋季（十至十一月），最弱和最強的 10%年總降雨隨全球地表溫度的變化。

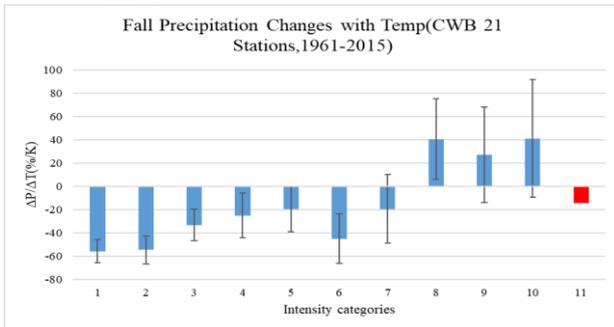


圖 10：以年際變異法計算出全部十個強度台灣秋季（十至十一月）降雨的 $\Delta P/\Delta T$ ，誤差線代表 95%信心水準下的信賴區間。

5. 冬季

台灣冬季(12、1、2月)降水主要受東北季風與冷鋒鋒面過境影響，降水範圍集中在北部及東北部地區，降水強度變化較不明顯，極端降水發生頻率並不高；但依據陳等人(2011)研究分析 1994 年 11 月至 2002 年 2 月之冬季月份(11、12、1、2月)的雨量分布顯示，可能因為鋒面過境前有較強南風與較大混合比及迎風面的地形效應之故，有最大降雨強度的出現。因此如圖 11、圖 12(具有 95%的信心水準)，運用年際變異法計算在冬季全部 10 個強度的降雨量隨溫度的變化結果可看出：當全球平均氣溫每上升 1K，降水強度最強的前 10%的降水量是增加，強度最弱的後 10%的降水強度則是減少；也發現，雖然冬季中、小強度降雨量均隨溫度而減少，唯一降水強度最強的前 10%的降水量是顯著增加的，且增加到 $81\%K^{-1}$ 之多。

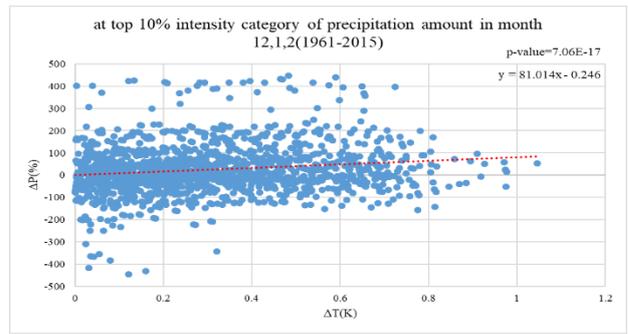
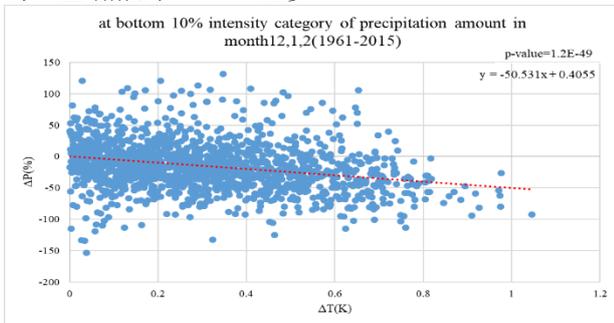


圖 11：以年際變異法計算台灣冬季（十二至隔年二月），最弱和最強的 10%年總降雨隨全球地表溫度的變化。

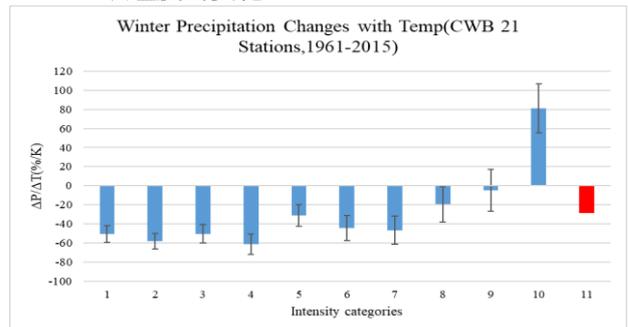


圖 12：以年際變異法計算出全部十個強度台灣冬季（十二至隔年二月）降雨的 $\Delta P/\Delta T$ ，誤差線代表 95%信心水準下的信賴區間。

總結以上年總降雨及五個季節降雨量隨溫度的變化情形，以年際變異法計算降水強度最強及最弱的 10%的降水量和全球溫度的變化結果；當全球平均氣溫每上升 1K，降水強度最強的前 10%的降水量皆是增加，強度最弱的後 10%的降水強度則都是減少；儘管增減幅度不一，甚至在台灣的雨季-梅雨季時的總降雨量是減少的，說明了台灣地區降雨隨氣候暖化的變化趨勢主要是受到「強降雨越強、弱降雨越弱」的機制驅動。

台灣降雨的改變，受全球暖化使水氣增加影響，本研究因全球地表溫度自 1961 年起有明顯的升溫，未來在全球地表溫度每增加 1 度的情況下，表示台灣春季、梅雨季、秋季跟冬季的平均總降雨將會減少 18%、9%、14%及 29%，但夏季總降雨將可能從平均每年 876 毫米增加至 983 毫米，增加約 12%(圖 13)。顯示出受全球氣候變遷影響下，溫度差異造成台灣地區乾濕季差異更加明顯。

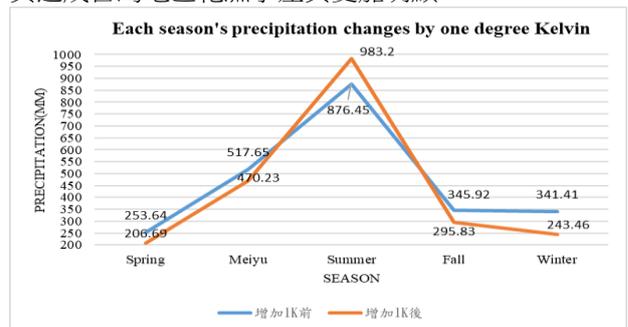


圖 13：各季節平均降雨量受到全球地表溫度增加 1K 的前後變化情形。

四、 結論

受到全球氣候變遷影響，降雨的變化在空間分布上存在著差異，為了解區域降雨的長期變化，利用年際變異法分析台灣地區二十一個測站的降水與全球平均地面氣溫在年際變化上的統計關係，結果發現，不管是年總降雨或是不同季節降雨隨全球的地表溫度的變化皆呈現強降雨增加，中、小降雨減少的情形；因全球暖化，水氣的增加使對流釋放出更多潛熱，此一正回饋機制能加強對流作用，使得強降水顯著增加，但高空潛熱釋放的增加，上層大氣暖化的幅度較大，使得大氣整體的溫度遞減率減少進而增加穩定度，就有可能造成中、小強度降雨的減少。

根據本研究所得結果，在 1961-2015 年間，台灣降雨受全球暖化影響，最強的前 10% 降雨隨全球地表溫度增加約 78%K-1，但同時，中、小雨相對的減少，導致台灣整體的總降雨量並沒有太大的改變，而這結果與全球平均降雨隨全球地表溫度變化的結果大致相同。進一步分析台灣五個季節降雨的變化特性，降雨強度最強的前 10% 降雨皆是增加，強度最弱的後 10% 降雨則都是減少；雖然在不同季節增減幅度不一，甚至在雨季-梅雨季可發現總降雨量是減少的，但其降雨強度前 40% 降雨隨溫度的變化仍為正貢獻，說明了台灣地區降雨隨氣候暖化的變化趨勢主要是受到「強降雨越強、弱降雨越弱」的機制驅動。

已知，台灣降雨量的增加以強降雨的貢獻最為顯著，因結果顯示台灣的降雨變化與降雨強度較有關係，根據本研究，當全球地表溫度約上升 1 度，表示台灣夏季平均總降雨會從 876 毫米增加至 983 毫米，增加約 12%；而乾(冬季)濕(夏季)季的差異，也會從 2.6 倍擴展到 4 倍之多，這變化對台灣的水資源管理將產生很大的影響。另外台灣夏秋兩季的強降雨主要由颱風所致，而台灣夏季最強的 10% 降雨約增加了 103%K-1，秋季則增加了 41%K-1，其結果呼應了周(2016)的研究：降雨可代表一颱風的能量，而颱風在暖化的氣候背景下很可能會增強。隨著全球暖化，不論乾季或濕季，都將會有更多、更強的強降雨發生，台灣將暴露在更嚴重的水旱災風險中，而這情形是無可避免的；面對極端天氣事件與暖化的威脅，減緩及調適氣候變遷造成的影響，將是我們繼續努力的目標。

五、 參考文獻

周佳與劉紹臣,2012：全球氣候變遷觀測。大氣科學，**40(3)**，185-225。

Allan, R. P., and B. J. Soden, 2008: Atmospheric warming and the amplification of precipitation extremes, *Science*, **321**, 1481-1484.

Chou, C., and C. A. Chen, 2010: Depth of convection

and the weakening of tropical circulation in global warming. *J. Climate*, **23**, 3019-3030.

Cubasch, U. et al., 2001: in *Climate Change 2001: The Scientific Basis (Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change)*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK.

Dai, A., 2006: Recent climatology, variability, and trends in global surface humidity, *J. Clim.*, **19**, 3589-3606.

Goswami, B. N., V. Venugopal, D. Sengupta, M. S. Madhusoodanan, and P. K. Xavier, 2006 :

Increasing trend of extreme rain events over India in a warming environment, *Science*, **314**, 1442-1445.

Karl, T. R., and R. W. Knight, 1998: Secular trends of precipitation amount, frequency, and intensity in the United States, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **79**, 231-242.

Lau, K. M., and H. T. Wu, 2007: Detecting trends in tropical rainfall characteristics, 1979-2003, *Int. J. Climatol.*, **27**, 979-988.

Liu, S. C., C. B. Fu, C. J. Shiu, J. P. Chen, and F. T. Wu, 2009: Temperature dependence of global precipitation extremes. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L17702.

Liu, R., S. C. Liu, C.-J. Shiu, J. Li, and Y. Zhang, 2016: Trends of regional precipitation and their control mechanisms during 1979-2013. *Adv. Atmos. Sci.*, **33(2)**, 164-174.

Smith, T. M., R. W. Reynolds, T. C. Peterson, and J. Lawrimore, 2008: Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006). *J. Climate*, **21**, 2283-2296.

Simmons, A. J., K. M. Willett, P. D. Jones, W. Thorne, and Dee, 2010: Low-frequency variations in surface atmospheric humidity, temperature, and precipitation: Inferences from reanalyses and monthly gridded observational data sets, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **115**, D01110.

Trenberth, K. E., 1998: Atmospheric moisture residence times and cycling : Implications for rainfall rates with climate change, *Clim. Change*, **39**, 667-694.

Trenberth, K. E., 1999: Conceptual framework for changes of extremes of the hydrological cycle with climate change, *Clim. Change*, **42**, 327-339.

Trenberth, K. E., A. Dai, R. M. Rasmussen, and D. B. Parsons, 2003: The changing character of precipitation, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **84**, 1205-1217.

Wentz, F. J., L. Ricciardulli, K. Hilburn, and C. Mears, 2007: How much more rain will global warming bring? *Science*, **317**, 233-235.

Willett, K. M., et al., 2013: HadISDH: an updateable land surface specific humidity product for climate monitoring, *Clim. Past*, **9**, 657-677.