

臺灣夏季大雨發生頻率變化 與颱風關係研究

Summer Heavy Rainfall Frequency Changes Associated with Typhoon in Taiwan

紀佳臻*

涂建翊**

Chia-Zhen Chi

Jien-Yi Tu

Abstract

This study utilizes the rainfall reanalysis dataset developed from Taiwan Climate Change Projection and Information Platform Project (TCCIP) to examine the changes of heavy (≥ 50 mm/day) and extremely heavy (≥ 200 mm/day) rainfall frequencies in Taiwan during the summer season (July to September). The major rainfall season in Taiwan generally occurs from May to September. However, about 50% of heavy and 72% of extremely heavy rainfall events occur between July and September. The spatial distribution analysis reveals that the main rainfall events take place between Chiayi and Pingtung, Nanao Mountain over the south of Yilan County, in the Hsuehshan Range and Tatun volcano group. For the inter-annual variation, analytical results identified that typhoons are highly correlated with the western North Pacific subtropical high (WNPSH) ridge behavior. The northward movement of the WNPSH ridge causes typhoons to slip toward Taiwan. When the typhoon approaches Taiwan, the typhoon-associated heavy and extremely heavy rainfalls significantly affect on the local area. In contrast, the southwestward extension of the WNPSH ridge decrease the impacts of typhoons on Taiwan. The increases in typhoon frequency during

* 中國文化大學地學研究所博士生

Ph.D. Student, Graduate Institute of Earth Science, Chinese Culture University.

** 國立彰化師範大學地理學系副教授，通訊作者 (e-mail: jienyi@cc.ncue.edu.tw)

Associate Professor, Department of Geography, National Changhua University of Education,
Corresponding Author.

2001–2008 result from significantly rising heavy and extremely heavy rainfall events over the long term.

Keywords: heavy rainfall, extreme heavy rainfall, typhoon, TCCIP, western North Pacific subtropical high.

摘 要

本研究利用臺灣氣候變遷推估與資訊平台計畫 (TCCIP) 提供之再分析網格降雨資料, 分析 1960-2015 年間臺灣夏季 (7-9 月) 大雨 (≥ 50 mm/day) 和豪雨 (≥ 200 mm/day) 發生頻率變化。主要大 (豪) 雨事件出現於 5 月至 9 月, 當中又以 7-9 月的夏季發生頻率最高, 日降雨量達 50 毫米 (含) 的大雨事件和 200 毫米 (含) 以上的豪雨事件發生頻率, 分別占了年總發生頻率的 50% 和 72%。從空間分布來看, 主要區域出現在嘉義至屏東山區、宜蘭南澳山地、雪山山脈與大屯火山群等地。從年際變化來看, 臺灣夏季大 (豪) 雨發生頻率變化, 與該年受颱風活動影響頻率高低關係密切, 而大氣環流配置扮演重要角色。在大 (豪) 雨發生頻率偏多年期間, 西北太平洋副熱帶高壓脊線位置偏北, 颱風往臺灣移動機率增加, 造成全臺大雨發生頻率明顯增加。偏少年期間則呈現相反結果, 西北太平洋副熱帶高壓西伸、高壓脊線位置偏南, 颱風影響臺灣頻率降低。從長期變化來看, 2001-2008 年間是臺灣大 (豪) 雨發生頻率的高峰期, 該時期大 (豪) 雨頻率增加, 主要即是受到颱風影響臺灣頻率增加所致, 非颱風系統的貢獻度相對低。

關鍵字: 大雨、豪雨、颱風、臺灣氣候變遷推估與資訊平台計畫、西北太平洋副熱帶高壓

前 言

每逢夏季太平洋副熱帶高壓強度增強, 西側勢力範圍平均延伸至東經 125 度附近, 颱風也容易沿著高壓西側邊緣往菲律賓、臺灣、中國或日本方向前進, 並對該區域之降雨產生影響。Kubota and Wang (2009) 即以東經 125.8 度為準, 分析北緯 18 至 26 度間的綜觀地面氣象站 7-10 月降雨資料, 發現該區域各氣象站所觀測颱風帶來之降雨量, 約占年總降雨量的 50-60% 左右, 而臺灣花蓮氣象站更是超過 60% 是由颱風所貢獻, 顯示颱風對該區域降雨影響相當大。

臺灣位處於西北太平洋颱風主要活動區域範圍內, 每年遭受 3-5 個不等的颱風所影響, 並帶來大量降雨和災情, 是影響臺灣重要的天氣系統之一。統計氣象局綜觀地面氣象站長期降雨資料顯示, 臺灣降雨主要集中在 5-10 月, 其它月分除了北部地區外, 降雨量均相對偏少, 梅雨鋒面和颱風則是造成降雨的主要天氣系統。極端降雨部分, 有近 70% 集中在 7-10 月的颱風季, 20% 則出現在 5-6 月的梅雨季 (Chen and Chen 2003; Su et al. 2012)。從長期變化來看, Liu et al. (2009) 認為, 全球暖化效應會讓臺灣強降雨發生機率提高, 小雨發生機率則減少。李宗融等 (2010) 分析 1989-2009 年的臺灣極端降雨個案, 發現颱風導致的極端降雨事件占多數, 梅雨個案相對較少, 且 2000 年後颱風事件出現超大豪雨

airiti

的比率明顯增加。Tu and Chou (2013) 將降雨分成颱風雨和非颱風降雨，探討兩種不同類型降雨發生頻率與強度變化也發現，颱風帶來的強降雨發生頻率確實增加、降雨強度也增強，非颱風強降雨發生頻率不增反減，不過強度則些微增加，顯示臺灣長期強降雨發生頻率增加與降雨強度的增強，和颱風系統關係較為密切。Chang, Yang, and Kuo (2013) 分析 1960-2011 年的侵臺颱風資料認為，最近幾年造成臺灣特大降雨量的颱風，主要路徑多以氣象局所定義的第 2 類及第 3 類路徑為主，且大雨主要發生在颱風離開臺灣的階段，也就是受颱風引進西南氣流影響時期。所以作者認為，這可能是西南季風增強，加上氣流與臺灣地形交互作用下的結果，讓颱風帶來的大雨發生頻率增加。Chen, Chen, and Liu (2013) 則從大尺度環流角度來看颱風降雨的變化，颱風降雨會受到兩種不同週期 (30-60 天及 10-24 天) 的季內振盪訊號所影響，強降雨型態在颱風登陸後兩天，有一氣旋式環流距平位於臺灣西北方，加強西南風分量，也增強臺灣的降雨，而弱降雨型態則因受到從西太平洋向北傳至日本的 30-60 天季內振盪，及沿著北緯 20 度向西傳的 10-24 天季內振盪影響，使得登陸後兩日，有較強的西風距平，導致從南中國海來的水氣較少，使降雨量減少。

過去多數研究均利用中央氣象局綜觀地面氣象站之降雨資料，分析臺灣降雨特性的長期變化，然而多數綜觀地面氣象站設立於海拔高度 500 公尺以下的平原區或丘陵區，山區測站數目相對少了許多，但臺灣不管是年降雨量或者是強降雨發生地區都以山區為主，也因此僅利用綜觀地面氣象站資料來探討臺灣豪大雨發生頻率或降雨強度變化，可能無法真實呈現，特別是極端強降雨部分 (Wu et al. 2016)。科技部臺灣氣候變遷推估與資訊平台計畫 (Taiwan Climate Change Projection and Information Platform Project, 簡稱 TCCIP)，整合不同作業單位提供之降雨量，透過客觀分析方法，製作出高解析度臺灣網格降雨資料，該資料也提供我們重新審視臺灣降雨特性變化的機會。由於山區是大 (豪) 雨主要發生區域，加上夏季是主要發生時期，因此，本研究希望可以利用該資料，分析臺灣夏季期間大 (豪) 雨發生頻率變化，以及與颱風活動頻率間之關係。

資料來源與研究方法

(一) 研究資料

本研究採用 TCCIP 產製之網格化降雨觀測資料 (洪致文 2012; 翁叔平、楊承道 2012)，該資料水平解析度為 1 公里 × 1 公里，選取時間為 1960-2015 年。另外，為比對 TCCIP 降雨資料與實際觀測資料的差異，選取了中央氣象局六個綜觀地面氣象站之降雨資料，包含臺北、臺中、高雄、花蓮、台東以及阿里山等站，範圍涵蓋臺灣北、中、南、東以及山區。

颱風資料使用美國聯合颱風警報中心 (Joint Typhoon Warning Center, 簡稱 JTWC) 所提供之西北太平洋最佳化颱風路徑資料，該資料每 6 小時即有一筆颱風位置與風速值，年分自 1945 年起至今。配合降雨分析，資料選取 1960-2015 年。

大氣環流場資料採用日本氣象廳 (Japan Meteorological Agency, 簡稱 JMA) 所提供最新版全球再分析網格資料 (Japanese 55-year Reanalysis, 簡稱 JRA-55)。水平解析度為 1.25 度 × 1.25 度經緯網格，垂直解析度自 1,000 hPa 至 1 hPa，共分 37 層，資料時間自 1958 年迄今 (Kobayashi et al. 2015)。本研

究使用 500 hPa 重力位高度場，做為分析太平洋副熱帶高壓變化的重要參數，選取時間同為 1960 年至 2015 年。

(二) 研究方法

1. 大 (豪) 雨標準：

若以日降雨量超過 0.5 毫米 (含) 才視為有效降雨，特別統計 TCCIP 於 1960-2015 年間，不同日降雨量所相對應出現頻率之百分比發現，日降雨量達 10 毫米 (含) 和 20 毫米 (含) 以上之發生頻率約占年總降雨頻率的 50% 和 32%，至於日降雨量超過 50 毫米 (含)、100 毫米 (含)、200 毫米 (含) 以及 350 毫米 (含) 等較強降雨之出現頻率則分別占 13.5%、6%、2% 和 0.4%。依此不同等級降雨強度所占百分比，本研究選取日降雨量 50 毫米為大雨事件發生門檻，並特別分析 200 毫米 (含) 以上之極端降雨頻率變化，並將之視為豪雨事件。

2. 颱風雨和非颱風雨：

為了瞭解颱風系統和非颱風系統帶來的大 (豪) 雨頻率對年總發生頻率的貢獻度，本研究採用李清騰、盧孟明 (2012) 所提出之客觀方法，以臺灣海岸線往外延伸 300 公里範圍為邊界，一旦颱風中心進入該範圍內，且近中心平均最大風速每小時仍超過 34 海浬時，則當日之降雨即視為颱風雨，其餘則歸類為非颱風降雨。

3. 季節劃分：

本文主要探討夏季大雨發生頻率與颱風的關係，有關季節劃分方式主要有兩種，其一為以天文因子作為劃分的依據，也就是我們所熟知的春 (3 至 5 月)、夏 (6 至 8 月)、秋 (9 至 11 月)、冬 (12 至隔年 2 月) 四季，主要考量地球在黃道上的位置，所反應的則為太陽高度的季節變化，我們稱為「天文季節」。然而，若考量不同地區的特殊地理環境與氣候背景差異，上述公式化的季節分類有時並非十分實用，因此必須考量不同區域氣候轉變的特性，較易使人感受到季節更替的步調，這樣的季節劃分方式，我們稱為「自然季節」。臺灣位處於副熱帶，可受到來自北方中緯度與南方熱帶天氣系統的雙重影響，降雨顯得多變，因此以自然季節來劃分較為恰當，臺灣的自然季節大致可以分成五季，分別為：春季 (2 至 4 月)、梅雨季 (5 至 6 月)、夏 (颱風) 季 (7 至 9 月)、秋季 (10 至 11 月) 以及冬季 (12 月至隔年 1 月) (陳昭銘 2008；陳玄芬、涂建翊 2017)。

結果與討論

(一) 降雨資料比對

翁叔平、楊承道 (2012) 比對日本所提供針對東亞季風區所發展之高空間解析度網格化觀測降雨資料 (APHRODITE Water Resources, 0.25 度 × 0.25 度經緯網格；Yatagai et al. 2008) 與 TCCIP 降雨資料，結果顯示兩組資料的降雨特徵相近，不過 TCCIP 資料更能突顯出臺灣降雨的季節循環以及特有的局地降雨特性。陳玄芬、涂建翊 (2017) 也比較了六個中央氣象局綜觀地面氣象站之觀測降雨量與其相對應之鄰近 TCCIP 網格降雨量平均。從年總降雨量來看，TCCIP 降雨量約比氣象局觀測站之觀測結

果少了 15-20% 左右；從季節循環來看，兩組資料的相關係數超過 0.97，變動十分接近；從長期變化來看，東部測站（花蓮和臺東）相關係數雖較低，但相關係數仍有 0.91，其他四個測站相關係數均高於 0.97，整體而言兩組資料的長期變動趨勢十分接近。

利用與上述相同的比較方法，從夏季日降雨量達 50 毫米（含）以上的大雨發生頻率時間序列來看（圖 1），兩組資料相關係數高達 0.95，再從個別測站來看，以高雄站相關係數 0.93 為最高，其次為阿里山的 0.92、臺北站與臺中站的 0.9，東部的臺東站和花蓮站分別為 0.88 和 0.84。從發生頻率來看，整體平均低估了 17%，個別測站部份，臺北站平均低估達 27%，其次為臺中站的 19%、阿里山 18%、臺東 14%、花蓮 12% 和高雄 10%。綜合上述分析可知，TCCIP 降雨資料普遍有低估的狀況，不過對於大雨發生頻率的長期變化仍有一定的可信度。

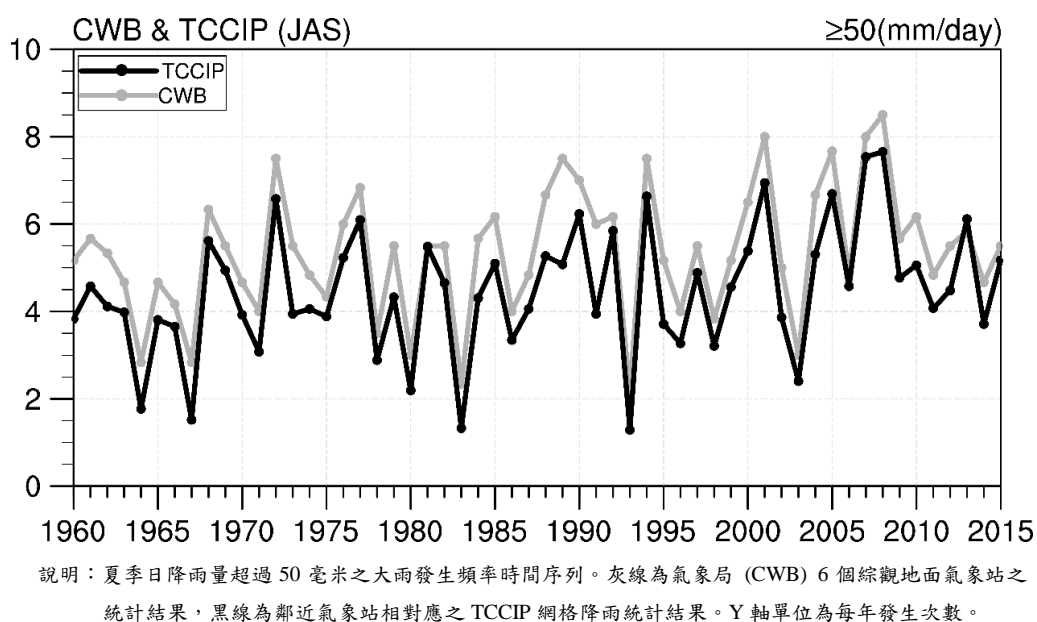
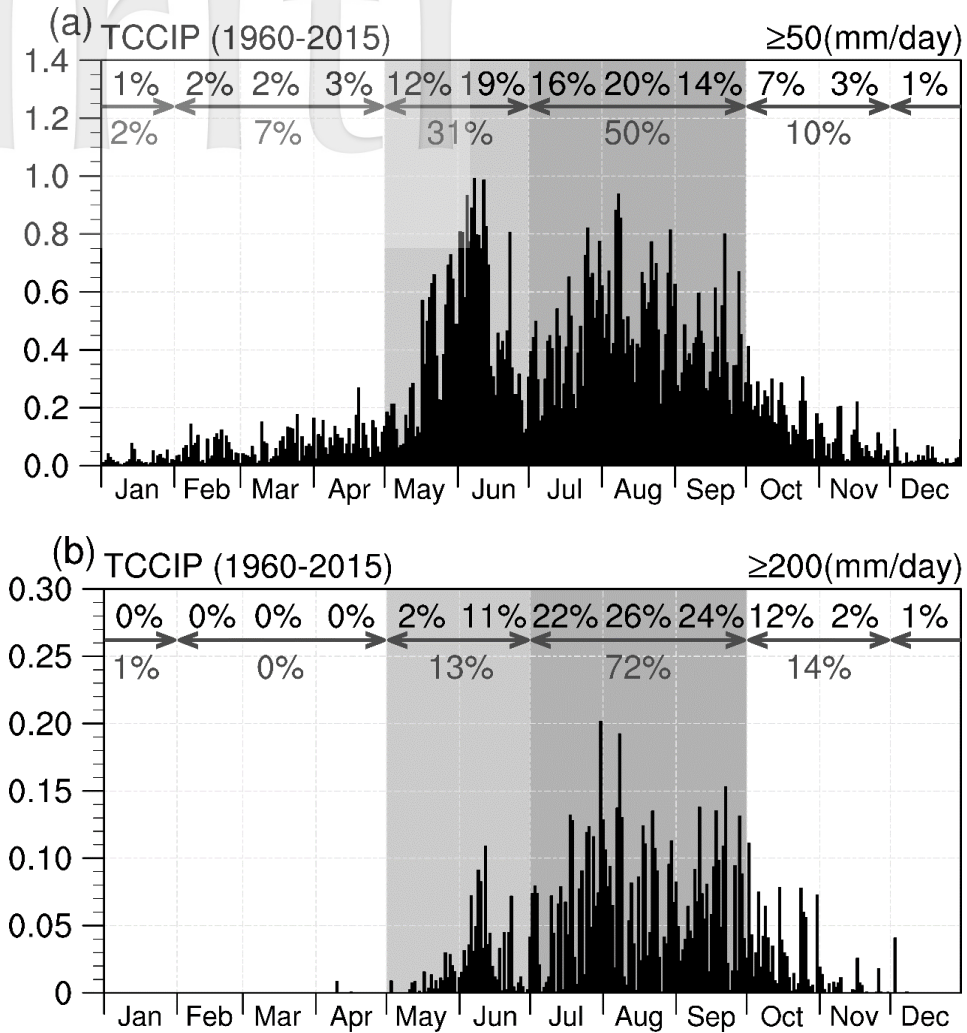


圖 1 夏季大雨發生頻率時間序列

Fig. 1. Time series of summer heavy rainfall frequency.

(二) 大 (豪) 雨發生頻率季節循環

圖 2a 為日降雨量達 50 毫米（含）以上之大雨發生頻率季節循環圖，臺灣大雨出現時間，主要集中在 5-6 月的梅雨季（占 31%）和 7-9 月的夏季（占 50%），兩季合占全年大雨出現頻率的 80% 以上。從月分上來看，8 月和 6 月是兩個發生頻率較高的月分，颱風和梅雨鋒面分別是影響該月大雨發生頻率的重要天氣系統。秋季（10-11 月）、冬季（12-1 月）以及春季（2-4 月）期間的大雨發生頻率相對低了許多，分別只占 10%、2% 和 7%。



說明：利用 TCCIP 降雨資料統計之大雨（日降雨量 ≥ 50 毫米）和豪雨（日降雨量 ≥ 200 毫米）發生頻率季節循環。(a) 大雨、(b) 豪雨。圖中上排百分比代表各月分發生頻率占年總發生頻率之比例，下排百分比代表各季節發生頻率占年總發生頻率之比例，由左至右依序為冬季（12-1 月）、春季（3-4 月）、梅雨季（5-6 月）、夏季（7-9 月）、秋季（10-11 月），淺灰色和深灰色陰影分別代表梅雨季和夏季。X 軸時間間隔為每日；Y 軸單位為每年發生次數，統計時間為 1960-2015 年。

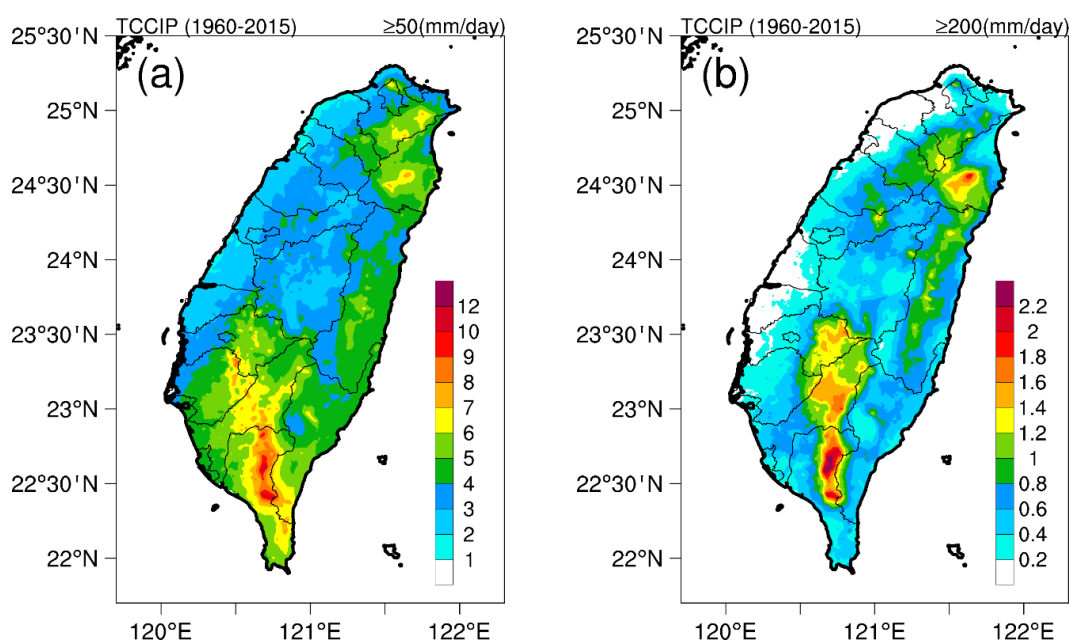
圖 2 大雨和豪雨發生頻率季節循環

Fig. 2. The seasonal cycle of heavy and extreme heavy rainfall frequency.

進一步統計日降雨量達 200 毫米（含）以上之豪雨發生頻率則發現（圖 2b），豪雨事件非常集中在夏季，且均勻分散在 7 至 9 月，該季約占年總發生頻率的 72%，其次為秋季的 14% 和梅雨季的 13%，冬季和春季發生機率則相當低。由於夏季是大雨和豪雨的好發季節，因此本研究也將針對夏季期間的大（豪）雨發生頻率變化，做進一步探討。

(三) 夏季大(豪)雨發生頻率時空特徵

圖 3 為夏季大雨和豪雨發生頻率空間分布，由大雨發生頻率空間分布可看出(圖 3a)，主要區域位於臺灣西南部的嘉義縣至屏東縣(包含中央山脈南段、玉山山脈與阿里山山脈)，平均每年可出現 5 次以上，部分山區甚至超過 10 次，其次為雪山山脈、宜蘭南澳山地(中央山脈北端)、大屯火山群以及花東等地，其他地區大雨發生頻率相對少。進一步分析豪雨發生頻率空間分布(圖 3b)，主要發生區域與大雨發生區域相似，但更集中於山區，嘉義至高屏山區以及宜蘭南澳山地為主要豪雨發生區域，該區平均每年至少出現 1 次，部分地區甚至出現 2 次，平地發生機率相對較低，並以西半部沿海區發生最少。

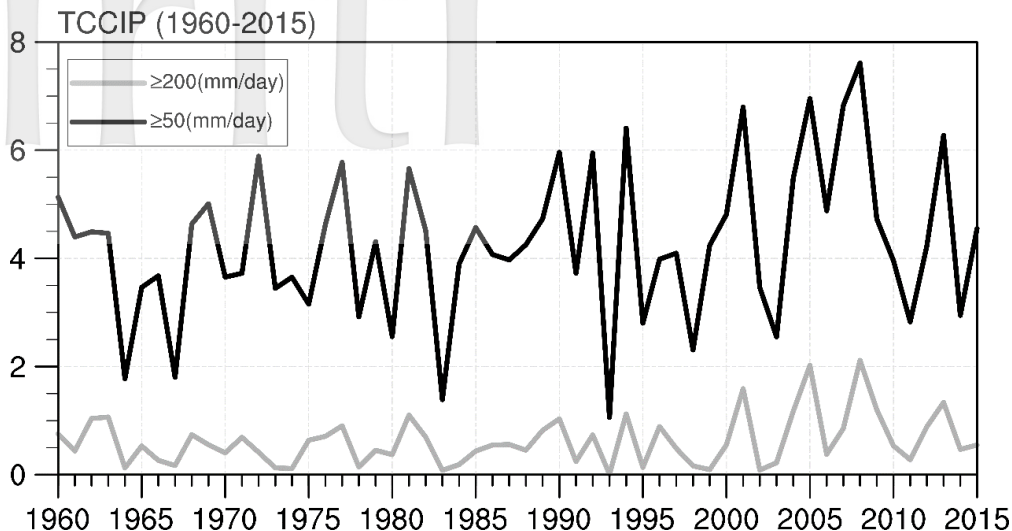


說明:利用 TCCIP 降雨資料統計之氣候平均 (a) 大雨(日降雨量 ≥ 50 毫米)、(b) 豪雨(日降雨量 ≥ 200 毫米)發生頻率空間分布。單位為每年發生次數，統計時間為 1960-2015 年。

圖 3 夏季大雨和豪雨發生頻率氣候平均分布

Fig. 3. The climatology of summer heavy and extreme heavy rainfall frequency.

分析臺灣夏季大雨和豪雨發生頻率(圖 4)，平均每年可發生 4.3 次的大雨事件，從時間序列來看，大雨發生頻率具有明顯的年際變化訊號，同時也有增加趨勢。此外，1964-1967 年間，大雨發生頻率相對較低，平均每年只有 2.7 次，2001-2008 年間大雨發生頻率相對較高，平均每年上升至 5.6 次，並於 2004-2008 年間達到最高峰，平均每年 6.4 次，之後又稍微減少。進一步分析夏季豪雨發生頻率，平均每 10 年可發生 6 次，並於 2001 年之後每 10 年明顯增加至 9 次。



說明：利用 TCCIP 降雨資料統計之每年夏季大雨（日降雨量 ≥ 50 毫米）和豪雨（日降雨量 ≥ 200 毫米）發生頻率時間序列。黑線代表大雨發生頻率，灰線代表豪雨發生頻率，Y 軸單位為每年發生次數。

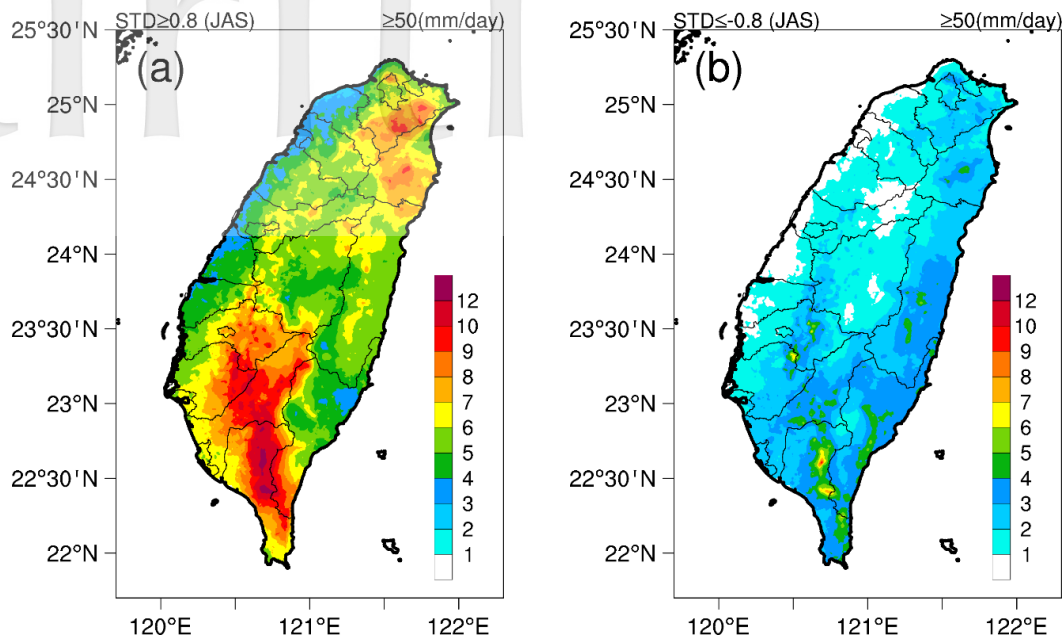
圖 4 夏季大雨和豪雨發生頻率時間序列

Fig. 4. Time series of summer heavy and extreme heavy rainfall frequency.

(四) 夏季大雨發生頻率變化與颱風關係

依大雨發生頻率時間序列（圖 4），以 ± 0.8 個標準差做為篩選大雨發生頻率偏多年與偏少年的標準，藉以瞭解兩者之降雨空間分布差異，依此標準共選出 12 個大雨發生頻率偏多年，以及 11 個大雨發生頻率偏少年。大雨發生頻率偏多年空間分布顯示（圖 5a），除了少數沿海地區發生頻率變化不明顯外，多數地區均明顯增加，尤其是原本大雨好發區（如嘉義至屏東山區、宜蘭南澳山地、雪山山脈北段與大屯火山群等），增加更為明顯。大雨發生頻率偏少年結果顯示（圖 5b），全臺各地大雨發生頻率均明顯減少，僅有屏東山區仍保有較高的大雨發生頻率，但範圍明顯縮小。

分析大雨發生頻率偏多年與偏少年的中層大氣（500 hPa）重力位高度場，於大雨發生頻率偏多年（圖 6a），太平洋副熱帶高壓西側勢力範圍較為偏東，副高脊位置偏北移至北緯 28 度附近，使得臺灣位於副高脊的南側，較有利於颱風往臺灣前進，進而為臺灣帶來降雨。大雨發生頻率偏少年（圖 6b）明顯與偏多年（圖 6a）不同，太平洋副熱帶高壓增強且西側明顯西伸，副高脊所在緯度偏南並涵蓋臺灣陸地，讓颱風活動頻率降低，也不利於往臺灣移動，連帶影響臺灣大雨的發生頻率。將大雨發生頻率偏多年與偏少年之環流場相減後更可清楚看出（圖 6c），臺灣上空為明顯的逆時鐘方向旋轉的低壓環流距平中心，顯示大雨發生頻率偏多年，太平洋副熱帶高壓強度較弱，同時也較為東退，讓臺灣更有機會受到颱風所影響，此環流特徵與 Chou, Wu, and Kau (2011) 利用 10 個人工觀測站，比較臺灣百年夏季降雨乾濕年之環流特徵差異一致。



說明：(a) 大雨發生頻率偏多年，(b) 大雨發生頻率偏少年。單位為每年平均發生次數。

圖 5 夏季大雨發生頻率空間分布

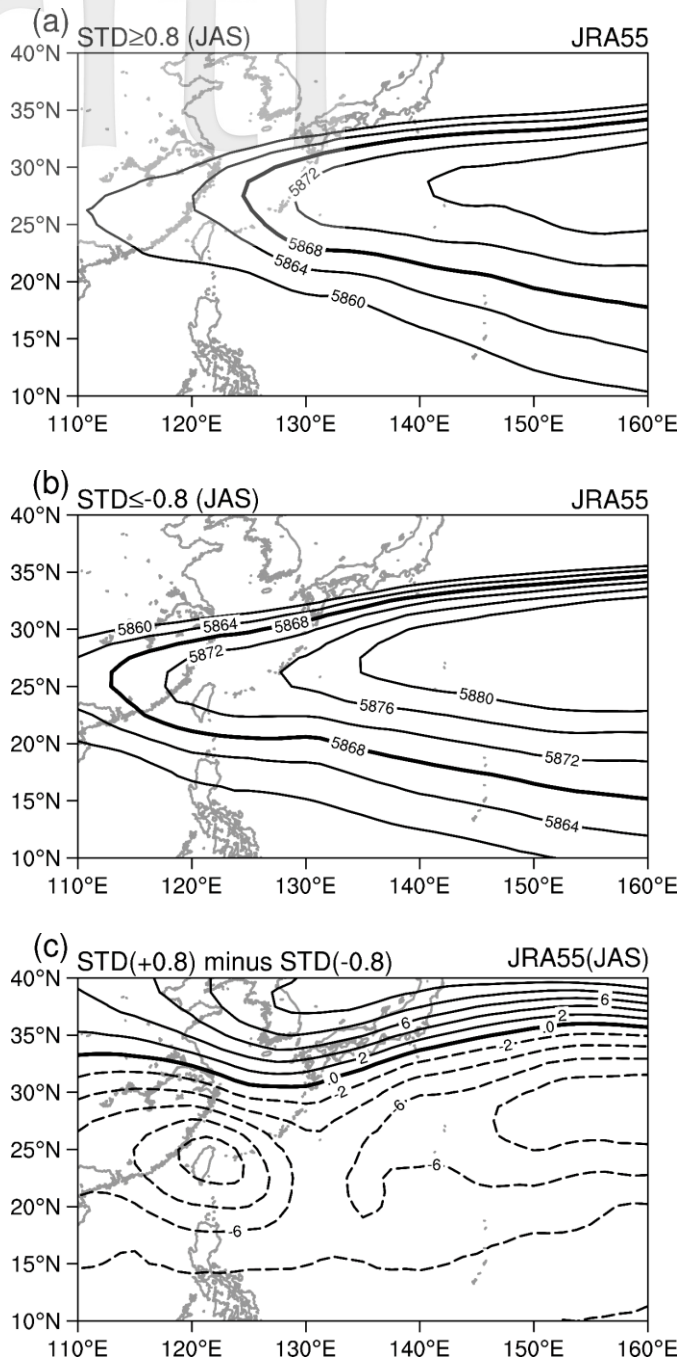
Fig. 5. Spatial distribution of summer heavy rainfall frequency.

進一步比對大雨發生頻率偏多年與偏少年時的颱風活動頻率空間分布可知，大雨發生頻率偏多年，侵臺颱風頻率也明顯增加（圖 7a），颱風移動路徑以從北緯 23 度以北通過臺灣及其鄰近海域為主，連帶也造成全臺大雨發生頻率明顯增加，逆時鐘方向旋轉的環流，讓北部、東北部以及南部山區大雨發生頻率增加更為顯著（圖 5a）。大雨發生頻率偏低年，侵臺颱風頻率明顯減少，移動路徑也明顯移至北緯 23 度以南及其鄰近海域（圖 7b），大雨發生頻率空間分布以臺灣東半部和南部地區為主，不過次數明顯減少（圖 5b）。從颱風移動路徑和降雨空間分布來看，兩者對應十分吻合。將大雨發生頻率偏多年與偏少年期間的颱風頻率空間分布對減後明顯看出（圖 7c），兩者間確實有相當大的差別，偏多年對應臺灣周遭高頻率的颱風活動，且颱風活動範圍偏北。

上述分析結果顯示，臺灣夏季強降雨發生頻率年際變化，與該年侵襲臺灣的颱風頻率高低有直接關係，而大尺度環流配置將影響颱風移動路徑，並對臺灣夏季大雨發生頻率及其空間分布位置產生影響。

(五) 颱風與非颱風大(豪)雨發生頻率變化

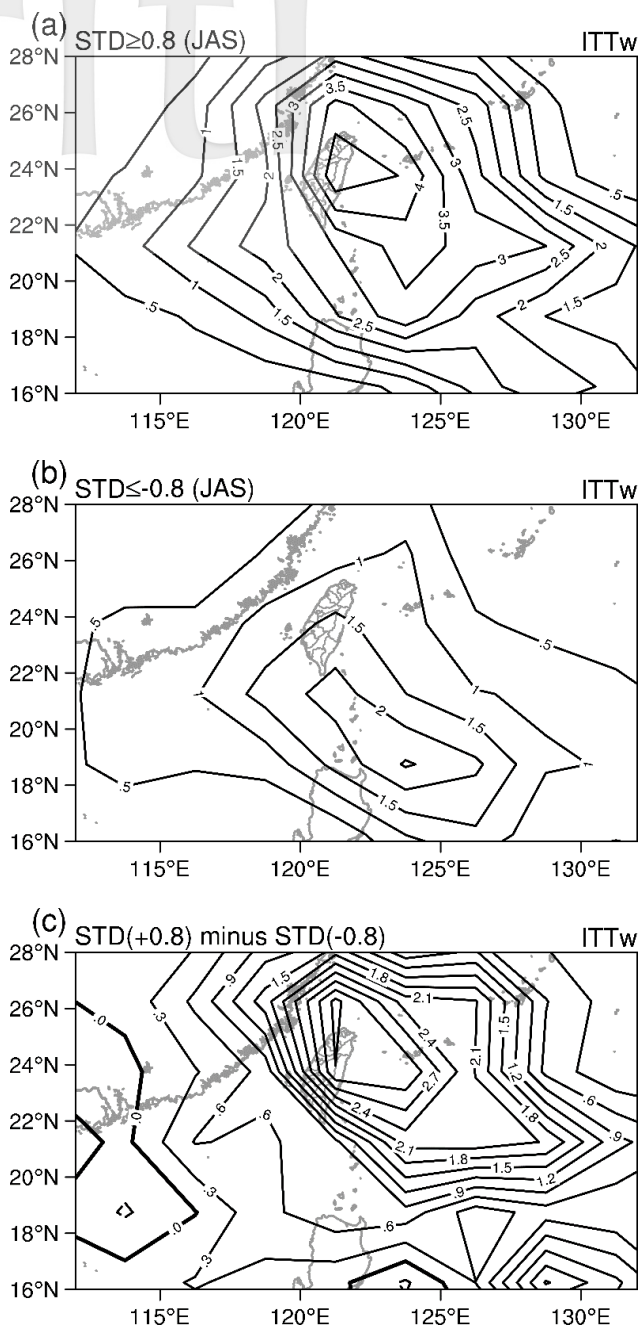
由先前的分析可知臺灣大雨和豪雨發生頻率隨時間變化的特徵（圖 4），進一步將降雨分成颱風和非颱風系統之貢獻（圖 8a），並分別計算兩者與總發生頻率間之相關性，可得相關係數分別為 0.8 和 0.4，顯示颱風造成的大雨發生頻率與總發生頻率變動趨勢有較高的相關性，由時間序列可看出，特別



說明：大雨發生頻率高值年與低值年所相對應之中層大氣 (500 hPa) 重力位高度場分布圖。(a) 大雨發生頻率偏多年，(b) 大雨發生頻率偏少年、(c) 偏高年與偏低年差值。單位為重力位公尺 (geo-potential meter; gpm)。

圖 6 中層大氣 (500 hPa) 重力位高度場分布

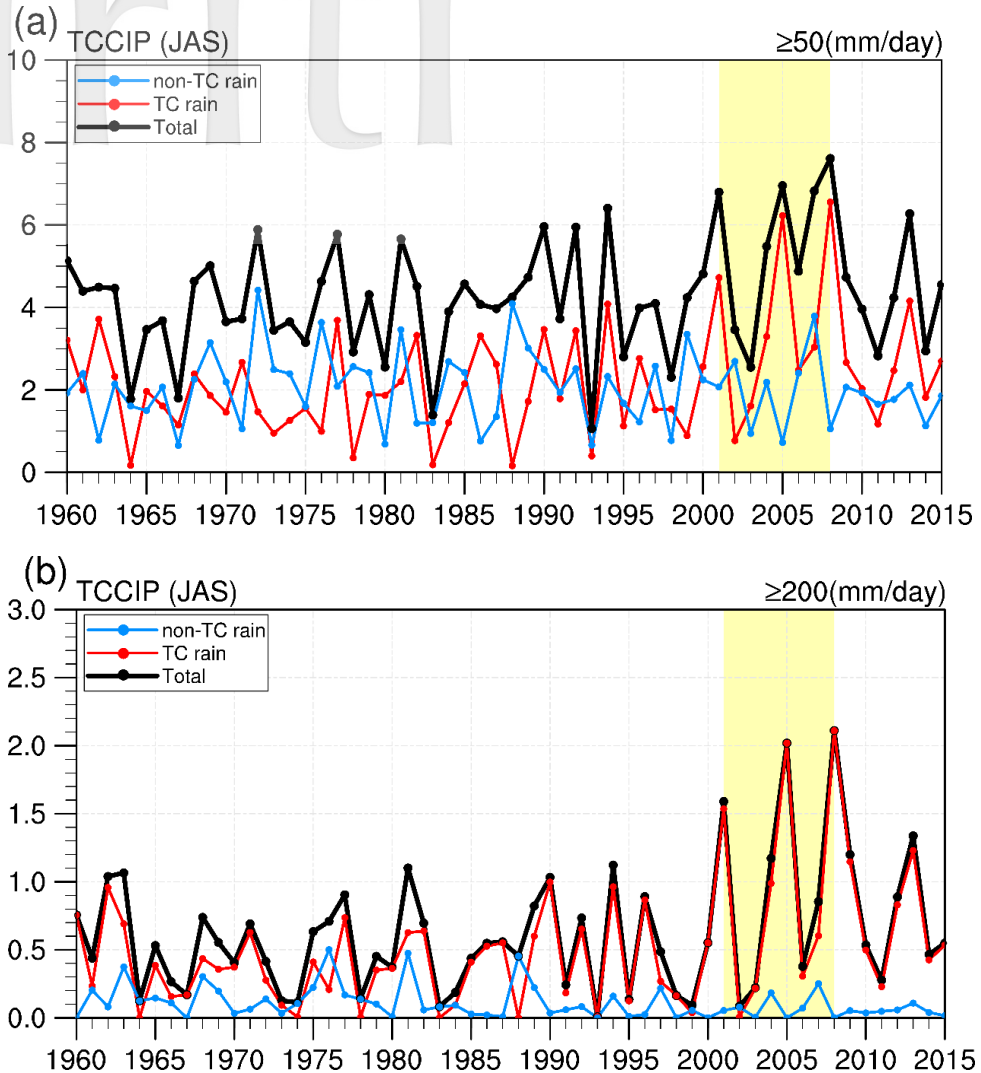
Fig. 6. Spatial distribution of 500 hPa geo-potential height.



說明：(a) 大雨發生頻率偏多年相對應之颱風活動頻率空間分布、(b) 大雨發生頻率偏少年相對應之颱風活動頻率空間分布。(c) 大雨發生頻率偏多年與偏少年之颱風活動頻率差值。圖中等值線單位為每年發生次數。

圖 7 侵臺颱風活動頻率空間分布

Fig. 7. Spatial distribution of typhoon frequency in the vicinity of Taiwan.



說明：(a) 夏季大雨（日降雨量 ≥ 50 毫米）發生頻率時間序列、(b) 夏季豪雨（日降雨量 ≥ 200 毫米）發生頻率時間序列。黑線代表總發生頻率、紅線代表颱風造成之大（豪）雨發生頻率、藍線代表非颱風造成之大（豪）雨發生頻率。黃色陰影為大（豪）雨發生頻率高峰期，Y 軸單位為每年發生次數。

圖 8 夏季颱風和非颱風系統造成之大雨和豪雨發生頻率時間序列

Fig. 8. Time series of summer heavy and extreme heavy rainfall frequency induced by typhoon and non-typhoon events.

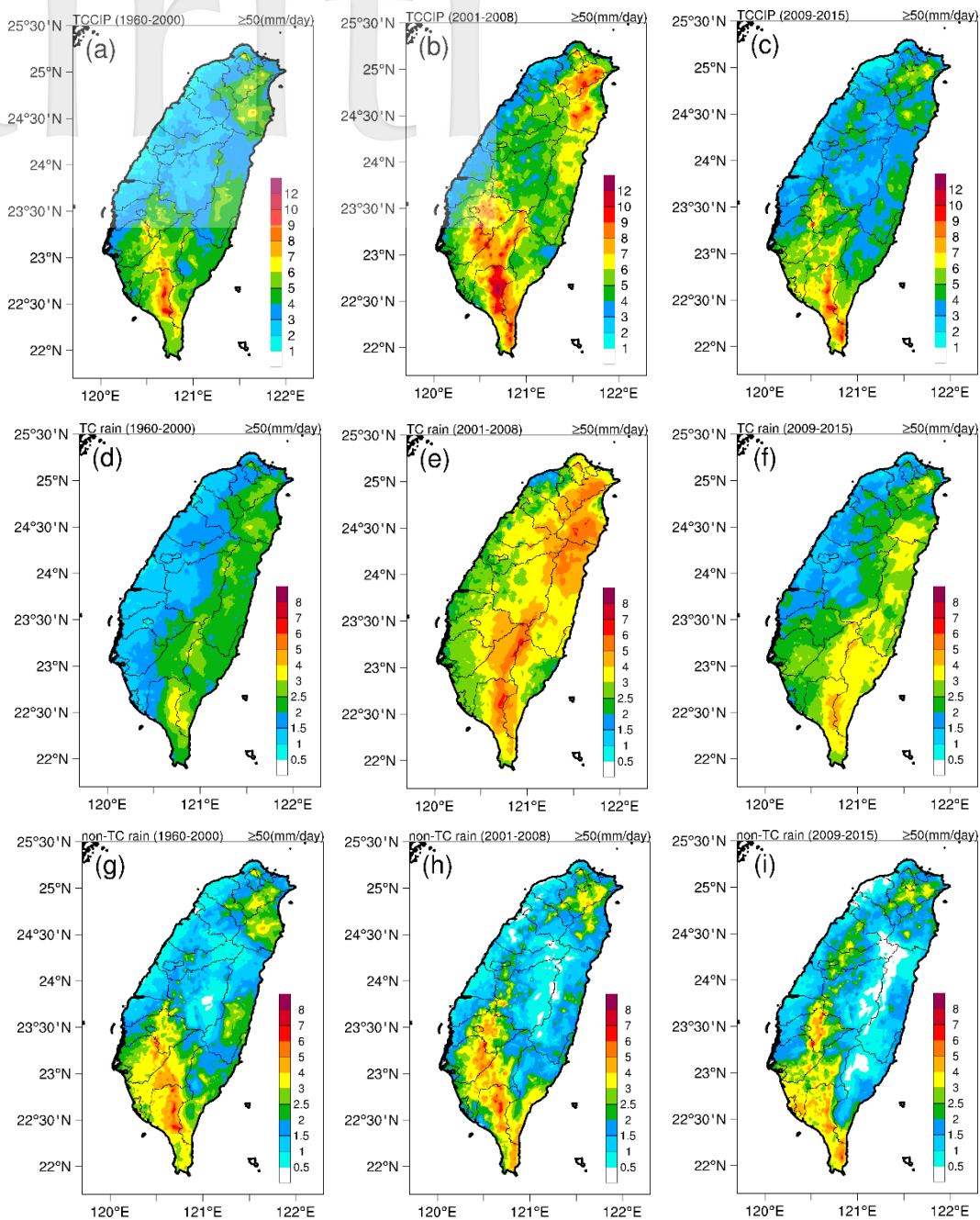
是大雨發生頻率高峰期的 2001-2008 年間，颱風即是主要貢獻者，非颱風系統貢獻度於該時期相對較低。豪雨部份則更加鮮明（圖 8b），颱風造成的豪雨發生頻率和總發生頻率間之相關係數高達 0.97，非颱風僅有 0.12，顯示臺灣夏季豪雨發生頻率變化主要仍由颱風所主導，非颱風系統之貢獻相對低許多，特別是 2001-2015 年間，豪雨發生頻率增加，明顯看出是由颱風系統所帶來。

臺灣大雨和豪雨發生頻率於 2001-2008 年期間達到最高峰，為了瞭解不同時期大雨發生頻率空間分布差異，將之分成三個時期並區分成颱風與非颱風降雨類型進行討論，三時期分別為 1960-2000 年、2001-2008 年以及 2009-2015 年。由總發生頻率空間分布來看（圖 9a、9b、9c），各時期主要發生位置與氣候平均（圖 3a）一致，然 2001-2008 年間全臺大雨發生頻率明顯較另外兩時期為多，當中又以原本的高發生率區域增加最為明顯，包含中南部山區（嘉義至高屏山區）、雪山山脈以及宜蘭南澳山地等。比較三時期颱風造成的大雨發生頻率空間分布（圖 9d、9e、9f），看出 2001-2008 年間全臺均明顯增加，特別是中央山脈兩側以及雪山山脈。其次為近期的 2009-2015 年間，該時期颱風帶來的大雨不及 2001-2008 年間，但卻比 1960-2000 年期間高，且東部大雨發生頻率增加較西部多。非颱風大雨發生頻率部份（圖 9g、9h、9i），三時期主要大雨發生區域並沒有明顯差異，雪山山脈北段以及中南部的嘉義至高屏山區（包含中央山脈南段、玉山山脈與阿里山山脈）仍為主要區域，不過比較前後期空間分布也發現，近期（2009-2015 年間）中南部山區以及宜花東地區，非颱風造成的大雨發生頻率均有減少趨勢，不過雪山山脈南段（苗栗、台中、南投山區）則增加。

比較三時期 500 hPa 重力位高度場分布發現（圖 10a、10b、10c），夏季太平洋副熱帶高壓有逐漸增強且西側有往西延伸的現象，不過不同時期西側副熱帶高壓脊所在緯度並不完全相同，於 2001-2008 年期間較另外兩時期偏北，這也讓颱風有更大機會朝臺灣而來，分析距平圖也可以發現到（未附圖），與後期（2009-2015 年）相比較，該時期臺灣附近呈現明顯的低壓距平。

從侵臺颱風頻率空間分布可看出（圖 11），第一時期（1960-2000 年）颱風移動路徑以東南－西北走向為主（圖 11a），颱風登陸地點散布整個東海岸；第二時期（2001-2008 年）颱風活動頻率明顯高於第一時期（圖 11b），颱風移動路徑同樣以東南－西北走向為主，不過登陸中心卻往北偏移，且較集中在花蓮附近和北臺灣，相似於氣象局所定義的第二類與第三類侵臺颱風路徑，而這樣的颱風路徑不僅容易造成全臺出現大雨，西南部山區更容易受到颱風離開臺灣階段所引進之強盛西南氣流帶來之強降雨所影響。第三時期（2009-2015 年）颱風活動頻率（圖 11c）明顯較第二時期為低，但高於第一時期。該時期除了東南-西北走向的颱風移動路徑外，另有一由南海往臺灣移動的颱風路徑，逆時鐘方向旋轉的氣流，增加臺灣東部大雨發生機率，此結果與圖 9f 的大雨發生頻率空間分布一致。

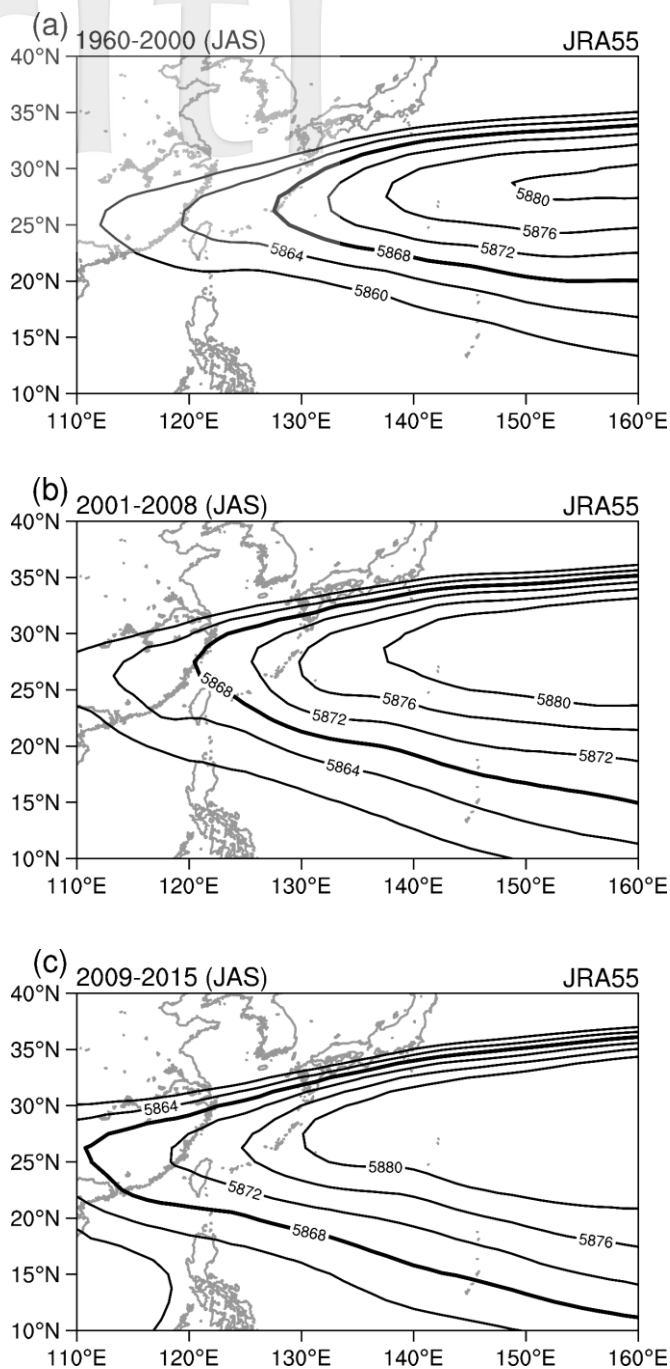
經由上面的分析可以清楚看出，侵臺颱風頻率與臺灣夏季大雨發生頻率之間有相當密切的關聯性，不僅如此，侵臺颱風移動路徑差異也使得大雨發生位置空間分布有所不同。統計不同時期大雨和豪雨發生頻率可看出（圖 12），全臺大雨發生頻率於第二時期最高，第一與第三時期相對較少，將之分成颱風與非颱風系統造成之頻率變化則清楚呈現，非颱風系統造成之大雨發生頻率變化並不明顯，甚至些微減少，相較之下，颱風造成的大雨發生頻率，主要出現在第二時期，且明顯比另外兩時期高出許多，顯示第二時期大雨發生頻率的增加，颱風是主要貢獻者。進一步分析豪雨發生頻率也有同樣的結果，非颱風系統造成的豪雨發生頻率幾乎沒有改變，不過颱風造成的豪雨發生頻率明顯於第二時期偏多，第三時期次之。比對颱風影響臺灣的天數差異，第二時期影響天數明顯偏多，且第三時期也高於第一時期，差異特徵與大雨和豪雨發生頻率十分吻合。



說明：利用 TCCIP 降雨資料所統計之 (a) 1960-2000 年大雨總發生頻率圖、(b) 2001-2008 年大雨總發生頻率圖、(c) 2009-2015 年大雨總發生頻率圖、(d) 1960-2000 年颱風貢獻之大雨發生頻率圖、(e) 2001-2008 年颱風貢獻之大雨發生頻率圖、(f) 2009-2015 年颱風貢獻之大雨發生頻率圖、(g) 1960-2000 年非颱風系統貢獻之大雨發生頻率圖、(h) 2001-2008 年非颱風系統貢獻之大雨發生頻率圖、(i) 2009-2015 年非颱風系統貢獻之大雨發生頻率圖。各圖之單位均為每年發生次數。

圖 9 夏季大雨發生頻率空間分布

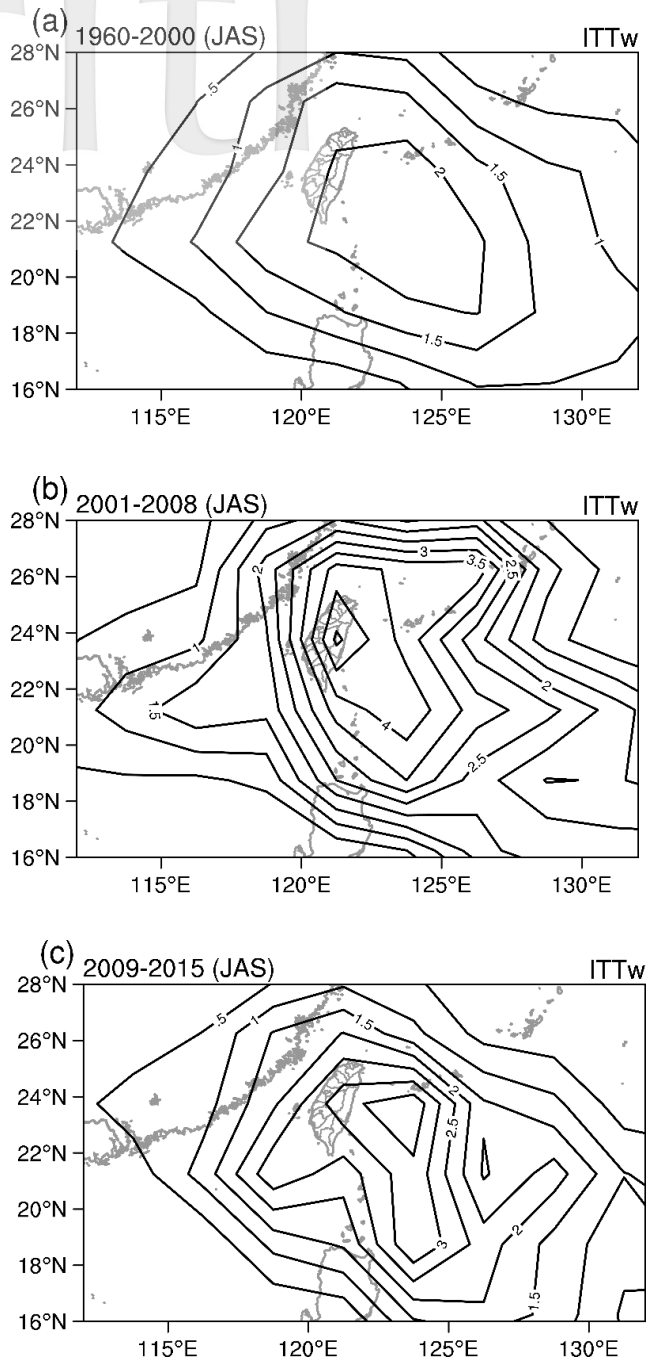
Fig. 9. Spatial distribution of summer heavy rainfall frequency.



說明：依據 TCCIP 降雨資料所統計之大雨發生頻率多寡所區分之三個時期夏季重力位高度場空間分布。(a) 1960-2000 年、(b) 2001-2008 年、(c) 2009-2015 年。

圖 10 三時期夏季 500 hPa 重力位高度場分布

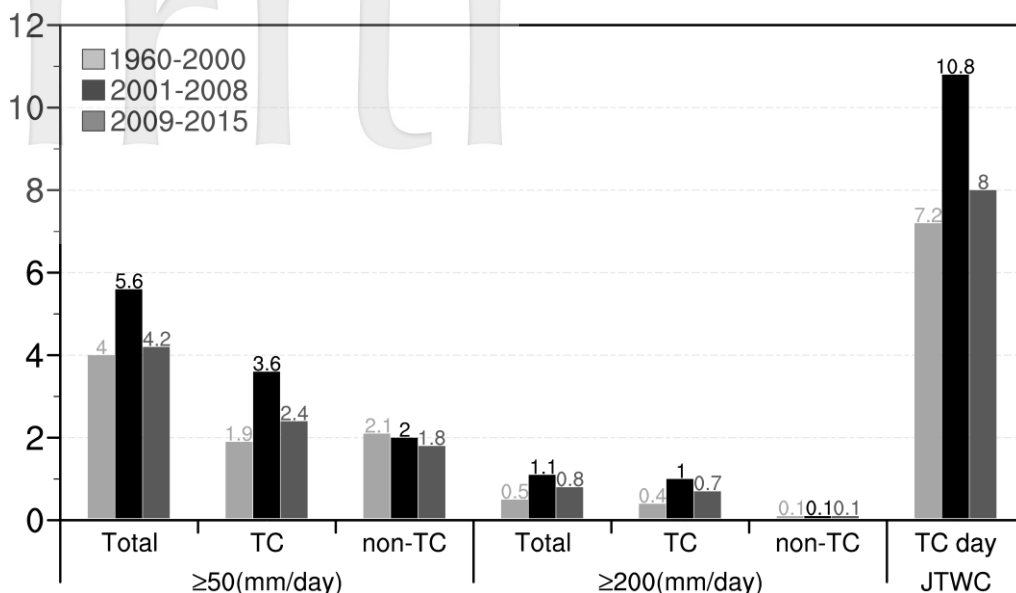
Fig. 10. Spatial distribution of 500 hPa geopotential height in three time periods.



說明：依據 TCCIP 降雨資料所統計之大雨發生頻率多寡所區分之三個時期颱風活動頻率空間分布。(a) 1960-2000 年、(b) 2001-2008 年、(c) 2009-2015 年。

圖 11 三時期夏季颱風活動頻率空間分布

Fig. 11. Spatial distribution of typhoon frequency in the vicinity of Taiwan in three time periods.



說明：淺灰色代表 1960-2000 年、黑色代表 2001-2008 年、深灰色代表 2009-2015 年。Total 代表全部大（豪）雨發生頻率、TC 代表颱風之貢獻、non-TC 代表非颱風之貢獻、TC day 代表影響臺灣的颱風天數，Y 軸單位為每年發生次數（天數）。

圖 12 三時期夏季大雨、豪雨發生頻率以及颱風影響臺灣天數統計圖

Fig. 12. The summer heavy and extreme heavy rainfall frequency and typhoon days in three time periods.

(六) 綜合討論

許多研究統計氣象局綜觀地面氣象站之降雨資料結果均顯示，臺灣的強降雨發生頻率有增加的趨勢 (Liu et al. 2009; 李宗融等 2010; Su et al. 2012; Tu and Chou 2013)，特別是 2000 年以後增加更為明顯 (Chang, Yang, and Kuo 2013; 陳玄芬、涂建翊 2017)，至於造成的原因，有學者認為是暖化增強了蒸發作用，讓大氣中的水氣含量增加，使得颱風可以降下更多的雨水，降雨強度也增強 (Liu et al. 2009)，也有學者提出，受到西太平洋地區副熱帶高壓駛流減慢影響 (Chu, Kim, and Chen 2012)，颱風移動速度變慢，颱風影響臺灣的天數增加，造成颱風帶來的豪大雨發生頻率增加 (Su et al. 2012; Tu and Chou 2013)，亦有學者認為，大雨主要發生在颱風離開臺灣的階段，因此可能與西南季風增強，加上氣流與臺灣地形交互作用有關，讓颱風帶來的大雨發生頻率增加 (Chang, Yang, and Kuo 2013)。

從結果來看，夏季是臺灣豪大雨主要發生季節，而颱風則是為臺灣帶來豪大雨的重要天氣系統，當颱風影響臺灣頻率偏高時，大雨和豪雨出現頻率也同樣增加，然而颱風是否會影響臺灣，則可能與西太平洋副熱帶高壓 (western Pacific subtropical high, WPSH) 環流配置有密切的關聯性。該大尺度環流不僅影響東亞夏季風 (East Asian summer monsoon, EASM) 強度，也影響西北太平洋地區夏季的颱風活動頻率，當高壓強度偏強時，該區域颱風活動頻率會明顯降低，兩者間有相當高的負相關 (Wang,

Xiang, and Lee 2013)。此外，颱風生成位置也可能受此環流影響，特別是在聖嬰現象發展期的秋季，高壓偏弱、季風槽增強並往東南方向延伸，颱風發生位置也明顯往東南方向偏移，颱風往北移動至日本、韓國的機率也增加許多 (Wang and Chan 2002)。從 Lin and Chan (2015) 的研究結果則發現，近年西北太平洋地區的颱風活動頻率是減少的，太平洋副熱帶高壓有增強趨勢，且往西延伸，連帶也使得颱風生成位置往西偏移。然而，臺灣所處地理位置特殊，正好位於西北太平洋兩條颱風主要移動路徑的轉折點上 (Tu, Chou, and Chu 2009)，因此適當的太平洋副熱帶高壓環流配置，才有利於颱風往臺灣附近移動，這也讓颱風是否影響臺灣變得更為複雜。一旦夏季太平洋副熱帶高壓環流配置有利於颱風往臺灣方向移動，則可讓颱風影響臺灣的天數增加，進而提高臺灣出現大雨或豪雨的機率。全球暖化是否可以創造出有利於颱風往臺灣移動的太平洋副熱帶高壓環流配置，讓臺灣豪大雨出現頻率增加，以目前的觀測結果來看仍無法釐清。臺灣近期的豪大雨發生頻率，仍以年代際變化為主，所以未來當我們在探討臺灣大雨和豪雨發生頻率變化與全球暖化關係時，可能需要更加的謹慎。

結 論

本研究使用科技部臺灣氣候變遷推估與資訊平台計畫 (TCCIP) 所提供之高水平解析再分析網格降雨資料，以及美國聯合颱風警報中心 (JTWC) 提供之最佳化颱風路徑資料，探討臺灣夏季大雨和豪雨發生頻率變化與颱風間之關係。

臺灣日降雨量達 50 毫米 (含) 以上的大雨事件主要發生在 5-6 月的梅雨季 (31%) 和 7-9 月的夏季 (50%)，合占年總發生頻率的 80% 以上，而日降雨量達 200 毫米 (含) 以上的豪雨發生頻率，更有高達 72% 是發生在夏季，顯示夏季是大雨和豪雨主要發生期。從空間分布來看，臺灣西南部從嘉義至屏東山區是最容易發生大 (豪) 雨的區域，其次為宜蘭南澳山地 (中央山脈北端)、雪山山脈以及大屯火山群等地，其他區域發生頻率相對較低。

比較夏季大雨發生頻率偏多年與偏少年的降雨、環流和颱風活動頻率空間分布可知，偏多年期間，副熱帶高壓脊位置偏北，侵臺颱風頻率增加，颱風移動路徑以從花蓮以北登陸為主，造成全臺大雨發生頻率明顯增加。偏少年期間則相反，太平洋副熱帶高壓西側勢力範圍明顯西伸，副高脊位置則偏南，並覆蓋臺灣上空，不僅降低颱風侵臺機率，連帶使得全臺大 (豪) 雨明顯減少。

從發生頻率長期變化來看，2001-2008 年間是臺灣大 (豪) 雨發生頻率的高峰期，之後又減少，若將大 (豪) 雨發生頻率分成颱風和非颱風系統之貢獻，可發現該時期 (2001-2008 年) 大 (豪) 雨發生頻率增加，主要是因為太平洋副熱帶高壓脊位置偏北，讓颱風影響臺灣頻率增加所致，非颱風系統導致大 (豪) 雨發生頻率並無增加，甚至些微減少，顯示臺灣夏季大 (豪) 雨發生頻率高低，與該年受颱風影響天數有關。

謝 辭

作者感謝兩位審查委員提供的寶貴意見、中央氣象局提供綜觀地面氣象站降雨資料、國家災害防救科技中心提供臺灣再分析網格降雨資料 (TCCIP)、臺師大地理系翁叔平教授提供降雨資料品質相關

意見、文化大氣系洪夢白教授協助摘要編修。本研究由科技部計畫 MOST 103-2111-M-022 -002 -MY3、104-2111-M-018-001、104-2627-M-018-003、104-2621-M-865 -001、105-2627-M-018-003 支持下完成。

引用文獻

- 李宗融、于宜強、陳永明、陳淡容、林李耀 [Lee, T. J., Y. C. Yu, Y. M. Chen, D. R. Chen, and Y. L. Lee] 2010。臺灣地區致災性降雨特性分析 [Tai wan di qu zhi zai xing jiang yu te xing fen xi]。臺北 [Taipei]：國家災害防救科技中心 [National Science and Technology Center for Disaster Reduction]。
- 李清騰、盧孟明 [Lee, C. T. and M. M. Lu] 2012。從氣候觀點探討影響臺灣颱風的定義問題 [Cong qi hou guan dian tan tao ying xiang tai wan tai feng de ding yi wen ti]。氣象學報 [Qi xiang xue bao; Meteorological Bulletin] 48 (4): 25-38。
- 洪致文 [Hung, C., W.] 2012。台灣降雨指數 (TRI) 的建立與其分析應用 [Tai wan jiang yu zhi shu (TRI) de jian li yu qi fen xi ying yong]。地理學報 [Di li xue bao; Journal of Geographical Science] 76: 73-96, doi: 10.6161/jgs.2012.67.04。
- 翁叔平、楊承道 [Weng, S. P. and C. T. Yang] 2012。臺灣地區月降雨及溫度 1 公里網格資料庫之建立 (1960-2009) 及其在近未來 (2015-2039) 的氣候推估應用 [Tai wan di qu yue jiang yu ji wen du yi gong li wang ge zi liao ku zhi jian li (1960-2009) ji qi zai jin wei lai (2015-2039) de qi hou tui gu ying yong]。大氣科學 [Da qi ke xue; Atmospheric Science] 40 (4): 349-70。
- 陳玄芬、涂建翊 [Chen, S. F. and J. Y. Tu] 2017。以 TCCIP 資料分析臺灣降雨的氣候特徵與長期變化 [Yi TCCIP zi liao fen xi tai wan jiang yu de qi hou te zheng yu chang qi bian hua]。中國地理學會會刊 [Zhong guo di li xue hui hui kan; Bulletin of the Geographical Society of China]。(已接受)
- 陳昭銘 [Chen, J. M.] 2008。臺灣之自然季節 [Tai wan zhi zi ran ji jie]。水利土木科技資訊季刊 [Shui li tu mu ke ji zi xun ji kan] 42: 1-9。
- Chang, C. P., Y. T. Yang, and H. C. Kuo. 2013. Large increasing trend of tropical cyclone rainfall in Taiwan and the roles of Terrain. *Journal of Climate* 26: 4138-47, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00463.1.
- Chen C. S., and Y. L. Chen. 2003. The rainfall characteristics of Taiwan. *Monthly Weather Review* 131 (7): 1323-41, doi: 10.1175/1520-0493(2003)131<1323:TRCOT>2.0.CO;2.
- Chen, J. M., H. S. Chen, and J. S. Liu. 2013. Coherent interdecadal variability of tropical cyclone rainfall and seasonal rainfall in Taiwan during October. *Journal of Climate* 26: 308-21, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00697.1.
- Chou, M. D., C. H. Wu, and W. S. Kau. 2011. Large-scale control of summer precipitation in Taiwan. *Journal of Climate* 24: 5081-93, doi: 10.1175/2011JCLI4057.1.
- Chu, P. S., J. H. Kim, and Y. Chen. 2012. Have steering flows in the western north pacific and the south China Sea changed over the last 50 years? *Geophysical Research Letters* 39 (10), doi: 10.1029/2012gl051709.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H.

- Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi. 2015. The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *Journal of the Meteorological Society of Japan Ser II* 93 (1): 5-48, doi: 10.2151/jmsj.2015-001.
- Kubota, H., and B. Wang. 2009. How much do tropical cyclones affect seasonal and interannual rainfall variability over the Western North Pacific? *Journal of Climate* 22 (20): 5495-510, doi: 10.1175/2009JCLI2646.1.
- Lin, I. I., and J. C. L. Chan. 2015. Recent decrease in typhoon destructive potential and global warming implications. *Nature Communications* 6: 7182, doi: 10.1038/ncomms8182.
- Liu, S. C., C. Fu, C. J. Shiu, J. P. Chen, and F. Wu. 2009. Temperature dependence of global precipitation extremes. *Geophysical Research Letters* 36: L17702, doi: 10.1029/2009GL040218.
- Su, S. H., H. C. Kuo, L. H. Hsu, and Y. T. Yang. 2012. Temporal and spatial characteristics of typhoon extreme rainfall in Taiwan. *J. Meteor. Soc. Japan* 90: 721-36, doi: 10.2151/jmsj.2012-510.
- Tu, J. Y., C. Chou, and P. S. Chu. 2009. The abrupt shift of typhoon activity in the vicinity of Taiwan and its association with western north Pacific-East Asian climate change. *Journal of Climate* 22 (13): 3617-38, doi: 10.1175/2009jcli2411.1.
- Tu, J. Y., and C. Chou. 2013. Changes in precipitation frequency and intensity in the vicinity of Taiwan: Typhoon vs. non-typhoon events. *Environmental Research Letters* 8: doi:10.1088/1748-9326/8/1/014023.
- Wang, B., and J. C. L. Chan. 2002. How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western North Pacific. *Journal of climate*. *Climate* 15: 1643-58, doi: 10.1175/1520-0442(2002)015<1643:HSEET>2.0.CO;2.
- Wang B., B. Xiang, and J. Y. Lee. 2013. Subtropical High predictability establishes a promising way for monsoon and tropical storm predictions. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 110 (8): 2718-22, doi:10.1073/pnas.1214626110.
- Wu, C. C., T. H. Yen, Y. H. Huang, C. K. Yu, and S. G. Chen. 2016. Statistical characteristic of heavy rainfall associated with typhoons near Taiwan based on the high-density automatic gauge data. *Bulletin of the American meteorological Soc.* 97 (8): 1363-75, doi: 10.1175/BAMS-D-15-00076.1.
- Yatagai, A., O. Arakawa, K. Kamiguchi, H. K. Kawamoto, M. I. Nodzu, and A. Hamada. 2008. A 44-year daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges. *Scientific online letters on the Atmosphere* 5: 137-40.

2016年11月28日 收稿

2017年2月2日 修正

2017年3月6日 接受