

# 20年梅雨季南海海洋邊界層噴流對台灣極端降雨發生頻率之影響

TCCIP 2023

AR6 新資料說明會暨  
氣候變遷資料應用研討會

涂絹琪 中央大學大氣科學系 (Email: [chuanchi@pblap.atm.ncu.edu.tw](mailto:chuanchi@pblap.atm.ncu.edu.tw))、隋中興 台灣大學大氣科學系、  
盧孟明 台灣大學大氣科學系、林沛練 中央大學大氣科學系

## 前言-梅雨季南海海洋邊界層噴流之水氣傳輸至台灣，配合地形效應與鋒面舉升機制使台灣西南部降雨率提高

台灣梅雨季存在三種低層噴流(low-level jets; LLJs  $> 10 \text{ m s}^{-1}$ )，圖1展示了三種LLJs (Tu et al 2019): (1) 850-700-hPa 層的綜觀低層噴流(synoptic-system-related low-level jet; SLLJ) (Chen and Yu 1988; Chen et al. 1994)，出現在梅雨鋒面系統的南緣(圖1d)，與鋒面之二次環流有關。(2) 海洋邊界層噴流(marine boundary layer jet; MBLJ) (Tu et al. 2019)，可視為南海西南季風氣流(southwesterly monsoon flow)之增強(圖1a)，當中國南方梅雨槽加深，西北太平洋高壓增強西伸時，兩系統間的氣壓梯度增強，西南風分量增強而生(圖1c)。(3) 在台灣西北部之地形急流(barrier jet; BJ) (Chen and Li 1995; Li and Chen 1998) (圖1a)，在MBLJ或SLLJ受台灣地形阻滯作用形成在台灣西南部的高壓，西南氣流於此分流，其中一支向北平行於中央山脈走向，並在臺灣西北部形成高風速的BJ。三種噴流皆對於台灣梅雨劇烈降雨有貢獻。

圖2呈現5年(2008-2012)氣候分析，六月平均降雨率(Rain Rate; RR)極值出現在中央山脈與雪山山脈之迎風面西南側，也發生在台灣西南部平原，另外在雪山山脈東北側出現次等的高值。當台灣上游區域的南海盛行海洋邊界層噴流，中央山脈與雪山山脈迎風面西南側之合成降雨率都明顯比六月平均值高(150%-250%)，特別是台灣西南部平原區域的降雨率比一般六月平均值高了 $> 250\%$  (Tu et al. 2019)。

在海洋邊界層噴流日(MBLJ days)，台灣之降雨率的增高是由於水氣多集中在邊界層內，MBLJ造成強的水氣傳送至台灣，經台灣地形舉升與地形阻滯效应在上述這些區域都帶來更多的山區與西南沿岸區之降雨。梅雨鋒面幅合帶/舉升機制也會貢獻劇烈降雨，鋒後冷空氣與BJ幅合會造成台灣西北/北部劇烈降雨，鋒面再往南移，則會與MBLJ幅合，造成中南部劇烈降雨。

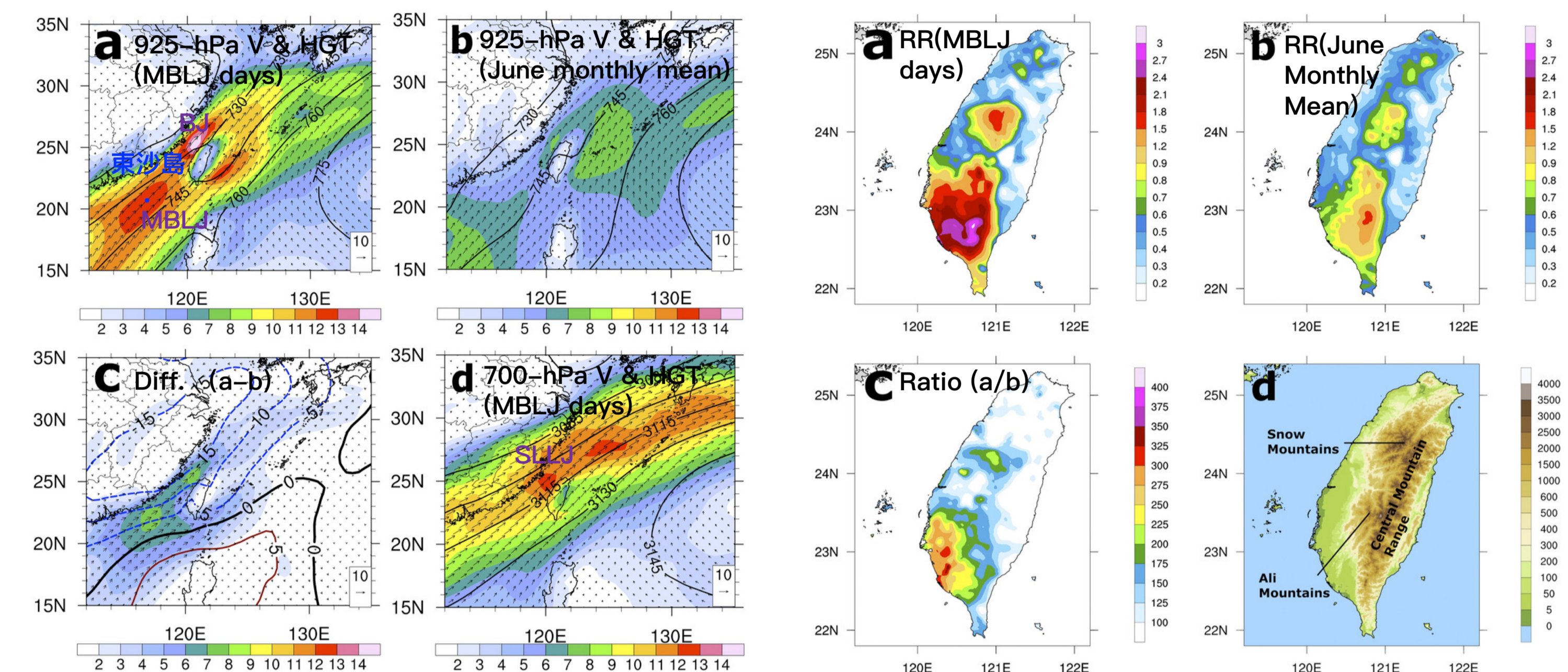


圖1. 2008-2012年 CFRS (a) 海洋邊界層噴流日之925-hPa 風場(V;  $\text{m s}^{-1}$ ) 與重力位高度。(b) 同(a)，但為六月平均值。(c) 同(a)，但為(a)與(b)之差值。(d) 同(a)，但為700-hPa 風場與重力位高度。(a)中藍點為東沙島位置。[Tu et al. 2019]

圖2. 2008-2012年 (a)海洋邊界層噴流日之雨量站觀測降雨率(Rain Rate;  $\text{mm h}^{-1}$ )合成。(b) 同(a)，但為六月平均值。(c) 同(a)，但為(a)與(b)之比率(%) [(a)/(b)]。(d) 台灣之地形高度(m)。[Tu et al. 2019]

References:  
1. Tu, C.-C., Y.-L. Chen, P.-L. Lin, and Y. Du, 2019: Characteristics of the marine boundary layer jet over the South China Sea during the early summer rainy season of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, 147, 457-475.

## 資料與方法

使用資料: TCCIP 1-km 解析度之網格化觀測降雨量日資料(單位為 $\text{mm/day}$ )

資料涵蓋地區: 台灣北部、中部、南部、東部

資料涵蓋時間: 1960-2021年(持續更新); 本研究選取1999-2018年(20年)6月梅雨季之日降雨量

版本資訊: V2

資料來源: 臺灣氣候變遷推估資訊與調適知識平台, <https://tccip.ncdr.nat.gov.tw/>; 致謝: 感謝臺灣氣候變遷推估資訊與調適知識平台計畫提供之資料

本研究探討梅雨季後半期(6月，一般來說西南季風氣流已建立)並移除颱風影響日之台灣極端降雨發生頻率，極端日降雨量之門檻值採使90th 與 95th 百分位數；比較以下兩者:台灣極端降雨發生頻率之 (1)氣候平均值與 (2)台灣上游東沙島出現西南風之海洋邊界層噴流時之頻率值。

並且我們推測高山區與低地的降雨機制與型態會有所差異，所以在探討台灣的極端降雨發生頻率時，以地形高度來分為兩類別討論:

(1) 1 km以上之山區(包含中央山脈與雪山山脈)與 (2) 1 km 以下之區域。

## 研究結果-梅雨季南海海洋邊界層噴流促使台灣極端降雨發生頻率明顯增高，特別是在雪山山脈與中央山脈之西南側迎風面區域

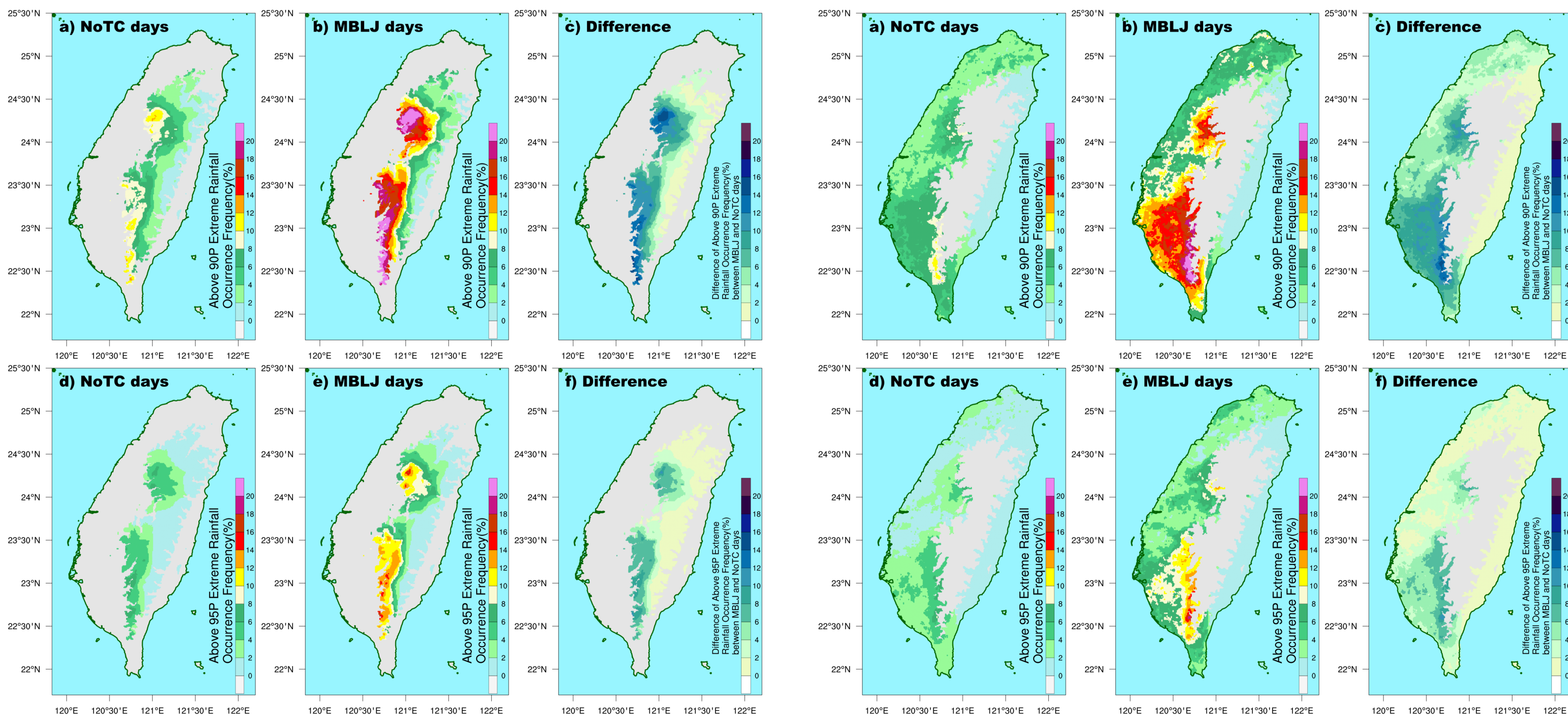


圖3. (a) 對於在台灣高於1 km 的區域，高於 90<sup>th</sup>百分位數之劇烈降雨發生頻率(%)：六月氣候值(NoTC days)。(b) 同(a)，但為海洋邊界層噴流日(MBLJ days)(即是當西南風MBLJ出現在東沙島之日)。(c) 同(a)，但為海洋邊界層噴流日與六月氣候值(無颱風日)之差異(%)。(d)-(f) 同(a)-(c)，但為高於95<sup>th</sup>百分位數。

圖4. 同圖3，但為對於在台灣低於1 km 的區域。

- 由圖3a-3c可見，對於在台灣高於1 km 的區域，高於 90<sup>th</sup>百分位數之劇烈降雨發生頻率之六月氣候平均值在中央山脈與雪山山脈的西南迎風坡有極值皆大於12%；而當海洋邊界層噴流日(MBLJ days)(即是當西南風MBLJ出現在東沙島之日)時，這些地區的高於 90<sup>th</sup>百分位數之劇烈降雨發生頻率增加到大於20%；以海洋邊界層噴流日與六月氣候值(無颱風日)之差異來看，主要的劇烈降雨發生頻率增加發生在迎風面(山脈西南側)，背風面(山脈東側)則無明顯增加劇烈降雨發生頻率。
- 由圖4a-4c可見，對於在台灣低於1 km 的區域，高於 90<sup>th</sup>百分位數之劇烈降雨發生頻率在海洋邊界層噴流日(MBLJ days)時遠高於六月氣候平均值，在西南部平原區大於16%，在雪山山脈西南側山腳大於16%，在中央山脈西南側山腳大於20%。
- 高於 95<sup>th</sup>百分位數之劇烈降雨發生頻率之極值分佈與高於 90<sup>th</sup>百分位數之劇烈降雨發生頻率相似(圖3-圖4)。