

國立臺灣師範大學

地理學系第二十四屆博士論文

馬來半島極端降水之空間分布與長期變化



指導教授：翁叔平

研究生：黃燕儀

中華民國一〇五年六月

國立臺灣師範大學地理學系博士論文摘要

研究所別：地理學系博士班

論文名稱：馬來半島極端降水之空間分布與長期變化

指導教授：翁叔平

研究生：黃燕儀

論文內容：共一冊，文約四萬餘字，共分五章，以 800 餘字摘要說明。

摘要

馬來半島位處於海—氣—陸交互作用相對複雜的海洋大陸地區，極端降雨的發生行為可說是不同尺度作用相互影響下所展現的結果。近年來，極端降雨事件在全球暖化及社會發展的衝擊下，對馬來半島各地已造成各方面嚴重的破壞及損失。因此，本研究將對馬來半島地區之極端降雨頻率和強度的時空變化進行更全面的探討，做為未來在災害潛勢評估及都市發展等各方面的規劃，可因應極端降雨所帶來的天氣災害，並有效地降低災害的影響範圍。

本研究使用馬來西亞水利灌溉局 22 個測站，時序從 1971 年 1 月至 2007 年 12 月共 37 年的日降雨資料進行分析。首先，本研究以小波時頻分析釐清馬來半島地區降雨週期的頻率變化，做為極端降雨分析的前置作業。在極端降雨的分析上，分別以超閾值法和最大值法做為極端降雨事件閾值之確定，分析極端降雨的長期變化趨勢及空間分布特性，並透過極值理論建立馬來半島極端降雨的概率分布模式，推估不同時期極端降雨的重現期，最後，透過極端降雨的個案分析，探討馬來半島地區極端降雨發生時的綜觀環境特徵。

根據研究顯示，馬來半島東部地區的年最大降雨強度居半島之冠。春夏二季最大降雨強度主要分布在半島西部，秋冬季節最大降雨強度則分布在東部地區。極端降雨日由東往西遞減。以極端降雨趨勢的空間變化而言，在南北空間分布上，4°N 以南地區的極端降雨發生頻率和強度都有增加的趨勢。另一方面，根據廣義極值分布(GEV)模式結果顯示，此分布模式對於半島西部地區極端降雨的重現水平估計難以掌握，就另一個觀點來看，這樣的結果也可能暗示了近年馬來半島極端降雨的趨勢在東西空間分布上的轉變。

馬來半島極端降雨事件發生時的綜觀環境風場主要受到赤道西風、赤道東風和東北季風的影響，上述各環境風場在複雜地形的交互作用下形塑了馬來半島地區極端降雨的空間分布。在極端降雨空間分布的塑造上，半島西岸地區極端降雨

的發生易受跨赤道流的影響；半島東岸地區的極端降雨主要分布在東北季風時期，而極端降雨的發生在南北分布上則受北近赤道槽的影響。此外，ENSO (El-Niño Southern Oscillation)事件對半島地區極端降雨的發生，離不開與季風環流的交互作用，而 La-Niña 現象對極端降雨的發生在於降雨強度的加劇。

關鍵字：極端降雨、小波時頻分析、廣義極值分布(GEV)、近赤道槽、跨赤道流



Spatial Distribution and Long-term Variability of Extreme Rainfall Events in Peninsular Malaysia

Abstract

Malaysia Peninsula is situated in the Maritime Continent with complex ocean-atmosphere-terrain interaction. The extreme rainfall behavior is regarded as a result of this complex multi-scale interaction. In recent years, the extreme rainfall event, aggravated by global warming and social development, has resulted in serious devastation and losses in Malaysia Peninsula. This study is expected to investigate the spatial-temporal variability of the frequency and intensity of extreme rainfall in Peninsula in a more comprehensive way. The finding of this study can be used for risk assessment and the urban development planning to reduce the impact of climate-related disaster caused by extreme rainfall in the future.

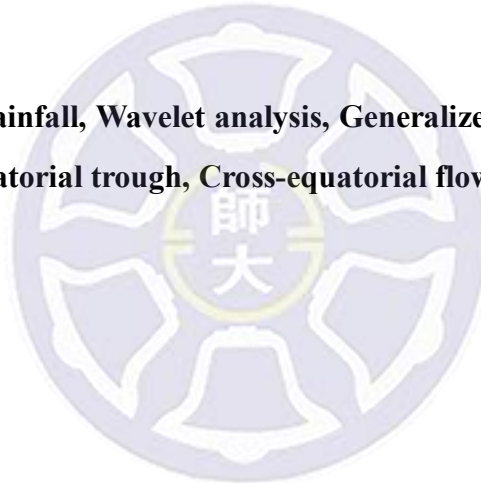
In this study, we made use of the daily rainfall data from a total of 22 rainfall stations obtained by the Department of Irrigation and Drainage Malaysia (DIDM) during January 1971 to December 2007. First, we have used the wavelets analysis to clarify the variability of rainfall periodicity in Malaysia Peninsula. We have employed peak over threshold (POT) and block maximum methods (BMM) to define extreme value threshold for the analysis of the long-term trends and variability and the spatial distribution of the extreme rainfall. In addition, we have used generalized extreme value (GEV) distribution to model the occurrence probability in any given years of extreme rainfall. Finally, we attempted to clarify the generalization characteristics of extreme rainfall pattern via the diagnostic case studies of extreme rainfall events.

The results showed that the greatest rainfall intensity was found in the eastern part of Peninsular Malaysia. Seasonally, the greatest rainfall intensity was recorded in the western Peninsula during the spring and the summer and in the eastern Peninsula during the fall and winter season. Moreover, the average number of days with annual extreme rainfall decreased from the east to the west of Peninsular Malaysia. For the north-south spatial distribution, this study showed that there was an increased trend in frequency and intensity of extreme rainfall to the south of the latitude 4 north. We also noticed a limitation on the use of GEV distribution to estimate the return levels of

extreme rainfall in the western Peninsula. However, the result also showed that there is a shift of spatial distribution of extreme rainfall tendency in recent years.

The spatial distribution of extreme rainfall was greatly influenced by the interaction between the terrain and the synoptic environment dominated by the equatorial westerly, the equatorial easterly, and the northeast. Furthermore, the extreme rainfall events that occur in the western Peninsula were subjected to the impact of cross-equatorial flow, while the eastern Peninsula's events were found during the northeast monsoon season. The latitudinal distribution of the extreme rainfall pattern is suggested to be caused by the migration of the northern near-equatorial trough. On the other hand, the ENSO episodes associated with the extreme rainfall events were also linked to the monsoon. In addition, the influence of La-Niña on extreme rainfall events have been shown to be on the increased intensity of extreme rainfall.

Keywords: Extreme rainfall, Wavelet analysis, Generalized extreme value (GEV), Near-equatorial trough, Cross-equatorial flow



目錄

第一章、緒論

1.1 研究動機.....	1
1.2 研究目的.....	3
1.3 研究流程與架構.....	3
1.4 研究區域環境條件及降雨概況.....	3

第二章、文獻回顧

2.1 熱帶地區降雨的環流特性和季節性的變化.....	6
2.1.1 經向環流特性與季節性的變化.....	6
2.1.2 緯向環流特性與季節性的變化.....	7
2.1.3 間熱帶輻合區.....	7
2.1.4 季風環流.....	9
a. 冬季季風.....	11
b. 夏季季風.....	12
2.1.5 熱帶地區的多尺度擾動與降雨的發生.....	12
a. ENSO.....	13
b. TBO.....	14
c. MJO.....	14
2.1.6 區域尺度擾動與降雨的發生.....	15
2.2 極端降雨事件的相關探討.....	16
2.3 極值理論.....	17

第三章、研究方法

3.1 資料來源.....	21
3.2 研究分析方法	22
3.2.1 小波分析.....	22
3.2.2 廣義極值分布.....	23
3.2.3 參數估計.....	24
a. 最大似然估計.....	25
b. 線性動差估計.....	25
3.2.4 最適性檢定.....	26
3.2.5 重現期推估.....	26

第四章、研究分析與討論	
4.1 馬來半島的降雨週期分析	28
4.1.1 長期趨勢分析	28
4.1.2 小波時頻分析	29
4.1.3 小結	31
4.2 馬來半島極端降雨的長期變化趨勢與空間分布	32
4.2.1 極端降雨頻率	32
4.2.2 極端降雨強度	33
4.2.3 極端降雨的空間分布	33
4.2.4 小結	35
4.3 馬來半島極端降雨重現期的推估	36
4.3.1 GEV 分布之參數估計	36
4.3.2 馬來半島極端降雨重現期的空間分布變化	37
4.3.3 小結	38
4.4 馬來半島極端降雨的分布特徵	39
4.4.1 各測站最大極端降雨事件綜觀天氣分析	39
4.4.2 各季最大極端降雨事件綜觀天氣分析	41
a. 春季	41
b. 夏季	43
c. 秋季	44
d. 冬季	46
4.4.3 極端降雨事件之分布特徵	47
4.4.4 小結	49
第五章、結論	51
參考文獻	54
附表	71
附圖	91

表次

表 1	馬來半島降雨測站資料。.....	71
表 2	馬來半島地區 1971-2007 年極端降雨概況。.....	73
表 3	馬來半島地區 1971-2007 年極端降雨參數推估及配適結果。.....	74
表 4	馬來半島地區 1971-2007 年 MAM 極端降雨參數推估及配適結果。.....	76
表 5	馬來半島地區 1971-2007 年 JJA 極端降雨參數推估及配適結果。.....	78
表 6	馬來半島地區 1971-2007 年 SON 極端降雨參數推估及配適結果。.....	80
表 7	馬來半島地區 1971-2007 年 DJF 極端降雨參數推估及配適結果。.....	82
表 8	MLE 和 LM 二種參數估計下最佳配適的測站結果。.....	84
表 9	馬來半島地區不同重現期下的極端降雨事件。.....	85
表 10	馬來半島地區不同重現期下 MAM 和 JJA 極端降雨事件。.....	86
表 11	馬來半島地區不同重現期下 SON 和 DJF 極端降雨事件。.....	87
表 12	馬來半島各測站 1979-2007 年和 1979 年前後極端降雨事件統計。.....	88
表 13	馬來半島 22 個測站最大極端降雨事件與 ENSO 事件統計。.....	89

圖次

圖 1 研究流程圖。	91
圖 2 馬來半島地區行政區圖與地形圖及測站位置圖。	92
圖 3 馬來西亞地區各季節的平均經緯向風及平均月降雨量。	92
圖 4 各季長期平均的經向流函數。	93
圖 5 低緯緯向環流示意圖。	93
圖 6 廣義極值分布(GEV)概率密度函數。	94
圖 7 區組最大值法 (BMM) 和超閾值法 (POT) 示意圖。	94
圖 8 極端降雨事件統計盒鬚圖。	95
圖 9 馬來半島各測站 1971-2007 年年降雨時間序列。	96
圖 10 馬來半島各測站 1971-2007 年平均季節降雨。	97
圖 11 馬來半島各測站 1971-2007 年每月平均降雨。	98
圖 12 東部地區 ED 和 DG1971-2007 年冬季年降雨與 ENSO 事件。	99
圖 13 馬來半島各測站 1971-2007 年降雨之小波時頻分析及波譜分析圖。	100
圖 14 馬來半島各測站 1971-2007 年夏季降雨之小波時頻分析及波譜分析圖。	101
圖 15 馬來半島各測站 1971-2007 年冬季降雨之小波時頻分析及波譜分析圖。	102
圖 16 1971-2012 年期間年太陽黑子平均數序列。	103
圖 17 馬來半島 22 個降雨測站在 1971-2007 年極端降雨事件的頻率變化趨勢。	104
圖 18 馬來半島 22 個降雨測站在 1971-2007 年各季極端降雨事件的頻率變化趨勢。	106
圖 19 馬來半島地區 1971-2007 年全年、春、夏、秋和冬季極端降雨事件發生頻率的變化趨勢。	108
圖 20 馬來半島 22 個降雨測站在 1971-2007 年極端降雨事件的強度變化趨勢。	109
圖 21 馬來半島 22 個降雨測站在 1971-2007 年各季極端降雨事件的強度變化趨勢。	111

圖 22 馬來半島地區 1971-2007 年年全年、春、夏、秋和冬季極端降雨平均強度分布圖。	113
圖 23 馬來半島地區 1971-2007 年年全年、春、夏、秋和冬季極端降雨強度的變化趨勢。	114
圖 24 1971-2007 年春季及夏季月平均 UV 風向風速及輻散風場圖。	115
圖 25 1971-2007 年 22 個測站極端降雨事件的樣本分布函數和 GEV 理論分布函數在 MLE 和 LM 參數推估下的配適結果。	117
圖 26 GEV 分布推估馬來半島地區極端降雨之重現期。	118
圖 27 GEV 分布推估馬來半島地區 MAM 極端降雨之重現期。	120
圖 28 GEV 分布推估馬來半島地區 JJA 極端降雨之重現期。	122
圖 29 GEV 分布推估馬來半島地區 SON 極端降雨之重現期。	124
圖 30 GEV 分布推估馬來半島地區 DJF 極端降雨之重現期。	126
圖 31 GEV 分布推估馬來半島地區全年、春、夏、秋和冬季之 30 年、50 年和 100 年極端降雨重現期之空間分布圖。	128
圖 32 1971-2007 年春季極端降雨事件日平均 UV 風向風速及輻散風場圖。	129
圖 33 1971-2007 年夏季極端降雨事件日平均 UV 風向風速及輻散風場圖。	132
圖 34 1971-2007 年秋季極端降雨事件日平均 UV 風向風速及輻散風場圖。	135
圖 35 1971-2007 年秋季極端降雨事件日平均 UV 風向風速及輻散風場圖。	138
圖 36 1971-2007 年 IOD 的指數。	141
圖 37 馬來半島春季第 I 類型極端降雨發生之平均 UV 風向風速及輻散風場圖、低層環境風場示意圖和 850hPa 緯向風及經向風分量。	141
圖 38 馬來半島春季第 II 類型極端降雨發生之平均 UV 風向風速及輻散風場圖、低層環境風場示意圖和 850hPa 緯向風及經向風分量。	142
圖 39 馬來半島春季第 III 類型極端降雨發生之平均 UV 風向風速及輻散風場圖、低層環境風場示意圖和 850hPa 緯向風及經向風分量。	142
圖 40 馬來半島春季第 IV 類型極端降雨發生之平均 UV 風向風速及輻散風場圖、低層環境風場示意圖和 850hPa 緯向風及經向風分量。	143
圖 41 馬來半島春季第 V 類型極端降雨發生之平均 UV 風向風速及輻散風場圖、低層環境風場示意圖和 850hPa 緯向風及經向風分量。	143

圖 42	馬來半島夏季第 I 類型極端降雨發生之平均 UV 風向風速及輻散風場圖、 低層環境風場示意圖和 850hPa 緯向風及經向風分量。.....	144
圖 43	馬來半島夏季第 II 類型極端降雨發生之平均 UV 風向風速及輻散風場圖、 低層環境風場示意圖和 850hPa 緯向風及經向風分量。.....	144
圖 44	馬來半島夏季第 III 類型極端降雨發生之平均 UV 風向風速及輻散風場圖、 低層環境風場示意圖和 850hPa 緯向風及經向風分量。.....	145
圖 45	馬來半島秋季第 I 類型極端降雨發生之平均 UV 風向風速及輻散風場圖、 低層環境風場示意圖和 850hPa 緯向風及經向風分量。.....	145
圖 46	馬來半島秋季第 II 類型極端降雨發生之平均 UV 風向風速及輻散風場圖、 低層環境風場示意圖和 850hPa 緯向風及經向風分量。.....	146
圖 47	馬來半島秋季第 III 類型極端降雨發生之平均 UV 風向風速及輻散風場圖、 低層環境風場示意圖和 850hPa 緯向風及經向風分量。.....	146
圖 48	馬來半島秋季第 IV 類型極端降雨發生之平均 UV 風向風速及輻散風場圖、 低層環境風場示意圖和 850hPa 緯向風及經向風分量。.....	147
圖 49	馬來半島秋季第 V 類型極端降雨發生之平均 UV 風向風速及輻散風場圖、 低層環境風場示意圖和 850hPa 緯向風及經向風分量。.....	147
圖 50	馬來半島冬季第 I 類型極端降雨發生之平均 UV 風向風速及輻散風場圖、 低層環境風場示意圖和 850hPa 緯向風及經向風分量。.....	148
圖 51	馬來半島冬季第 II 類型極端降雨發生之平均 UV 風向風速及輻散風場圖、 低層環境風場示意圖和 850hPa 緯向風及經向風分量。.....	148
圖 52	馬來半島冬季第 III 類型極端降雨發生之平均 UV 風向風速及輻散風場圖、 低層環境風場示意圖和 850hPa 緯向風及經向風分量。.....	149
圖 53	馬來半島冬季第 IV 類型極端降雨發生之平均 UV 風向風速及輻散風場圖、 低層環境風場示意圖和 850hPa 緯向風及經向風分量。.....	149
圖 54	影響馬來半島極端降雨發生的低層環境風場。.....	150

第一章 緒論

1.1 研究動機

根據 IPCC (2007) 在全球氣候變遷的觀測報告中提出，許多地區的降水都有增加現象，包括了南北美的東部、歐洲北部及亞洲北部和中部，而在沙赫爾地帶、地中海、非洲南部和亞洲南部部分地區的降水則出現下降的現象。全球暖化將改變極端天氣事件的發生強度與頻率，在極端降雨事件上，大部份地區都可能增加強降雨的發生頻率 (IPCC, 2007)。在臺灣，近七成的極端降雨發生在 7-10 月的颱風季節 (Su et al., 2012)。根據 Chu et al. (2014) 針對 1950-2010 年颱風季極端降雨趨勢的研究指出，因颱風和夏季季風所引發的降水強度有增加的趨勢，此外，受颱風誘發的強降雨日數自 1950 年開始，亦有趨增的現象。極端降雨事件的增加，將影響自然災害事件的發生規模和頻率，如洪患、土石流等，除此之外，也會造成社會各層面一定程度的破壞，其中包括了人命的傷亡、基礎建設的破壞、經濟的停滯，財物損失及傳染病的爆發等，對社會和環境造成巨大的衝擊。

極端降雨事件所造成的災害及影響層面將隨著社會的發展、人口的增加而持續增大。例如馬來西亞在 2006 年和 2011 年極端洪患 (Extreme flood) 的發生，影響了整個半島南部地區，疏散 200,000 人以上，造成 16 人死亡，在經濟上的損失高達美金 5 億 (Juneng et al., 2010)。在過去，馬來西亞對於水患災害的發生，主要著重於水文河道及工程上的整治，較少聚焦在極端降雨的分析。近年來，由於氣候暖化導致極端洪災事件的發生，使得少數學者開始關注到馬來西亞的極端降雨事件。例如，Wan Zin et al. (2010) 在馬來半島極端降雨的研究中指出，馬來半島東部地區的降雨量和極端降雨強度皆高於半島西部地區，然而，在西部地區的八打靈再也 (Petaling Jaya) 測站則觀測到具有較高的極端降雨日數。根據 Wan Zin et al. (2010) 的研究指出，馬來半島地區的極端降雨及極端降雨日數皆發生在東北季風時期。Juneng et al. (2007) 則是針對於 2004 年 12 月 9-11 日在半島東部地區，因極端降雨所造成的洪患事件進行個案分析，透過美國賓州第五代中尺度模式系統 (NCAR Mesoscale Model, MM5) 進行數值模擬當時的綜觀環境及極端降雨事件的發生，結果顯示當地地形在極端降雨事件中，對強降雨的分布起到至關重要的角色，往西移動的天氣系統受到地形的阻擋，抑制內陸地區強降雨的發

生，而沿岸山脈則加強迎風面暖濕空氣的抬升，促使降雨天氣的發生，此外，根據模擬結果指出，潛熱釋放是進一步增強風暴發展的重要機制。另一方面，Zakaria et al. (2012) 及 Wan Zin et al. (2009) 則以極值理論分別對雪蘭莪和馬來半島地區的極端降雨進行統計數值分析，找出各地最適性的極端降雨機率分布。

在馬來西亞，雖然已有部份學者開始關注極端降雨的相關探討，然而，對於極端降雨的時空分布尚處於模糊階段。除此之外，現階段馬來西亞在極端降雨的研究上還面臨著許多的挑戰，特別是在測站資料的取得。Wan Zin & Aziz Jemain (2010) 指出了在發展中國家要取得長期的測站資料是相對困難的，IPCC(2007) 的報告中也表示了目前所面臨的相同現況，所以極端降雨的研究還需持續地前進。

根據上述研究所得，在馬來半島地區極端降雨的研究主要可分為動力數值模擬及統計分析。動力數值模擬可有效地重現某一極端降雨事件的發生行為，然而每次極端降雨事件發生時的環境條件不盡相同，大大降低了模擬結果的成效。此外，複雜的環境條件因子及計算過程，也增加了數值模擬的困難；而統計分析著重於分析歸納極端降雨事件的時空分布及變化趨勢，透過一般化的統計理論建立極端降雨的概率分布模式，並進行未來極端降雨發生頻率的推估，相較於動力數值模擬，統計分析的計算過程也相對簡單。大氣科學學家 Gray 曾在第 20 屆美國氣候診斷年會 (Proceedings of the Twentieth Annual Climate Diagnostics Workshop) 上強調統計預報的重要性，他認為大氣的記憶力遠在人類的認知之上，透過統計方法進行海—氣系統變化的推斷，在氣候診斷及預測方面具有一定貢獻及價值 (丁裕國，2003)。

另一方面，熱帶地區極端降雨的發生行為通常是經由各種不同尺度的擾動所形成 (Caine et al. 2009)，當中不乏各尺度相互影響的複雜結構，故本研究將先釐清馬來半島地區的降雨概況及週期變化。

因此，本研究將採小波時頻分析法(Wavelet analysis)釐清馬來半島地區降雨週期的頻率變化，透過計算波譜分析標準譜的顯著水準，檢定週期的顯著性。在極端降雨部分，本研究將透過極值理論 (Generalized extreme value, GEV) 建立馬來半島極端降雨的概率分布模式，推估不同時期極端降雨的重現期，並透過極端降雨的個案分析，進一步探討影響馬來半島極端降雨的分布特徵，做為未來在災害潛勢評估及都市發展等各方面的規劃上能去因應極端降雨所帶來的天氣災害，

並有效地降低災害的影響範圍。

1.2 研究目的

極端降雨事件在全球暖化及社會發展的衝擊下，在馬來半島地區已造成各方面嚴重的破壞及損失，近年來雖然各界開始關注於此議題的研究，但是在極端降雨的分析上多著重於統計技術的研究和探討，因此本研究將對馬來半島地區極端降雨頻率和強度的時空變化進行歸納釐清，並進一步了解馬來半島地區極端降雨的分布特徵模式。因此，本研究目的擬定如下：

1. 透過馬來半島地區的降雨測站資料，分析馬來半島地區的長期降雨趨勢，並以小波時頻分析法探討此區降雨週期的頻率變化。
2. 了解馬來半島地區極端降雨的長期變化趨勢及空間分布特性。
3. 進行降雨極值概率分布模式擬合，採用統計方法推估不同期距下極端降雨的重現期和最大極端降雨量，推估極端降雨的發生機率及強度，了解此分布模式對馬來西亞極端降雨的適用性。
4. 透過極端降雨的個案分析，釐清影響馬來半島地區極端降雨分布的特徵。

1.3 研究流程

本研究所擬定之研究流程將分為三個階段進行，第一階段在於研究主題的確立、文獻蒐集與探討及測站資料的收集與整理，第二階段採用數值統計方法進行資料的分析，最後階段則針對分析結果進行詮釋。

本研究將於第二章中進行相關文獻的回顧，第三章為資料來源與研究方法，其中包含資料的處理與分析，第四章進行資料的分析與討論，包括了對馬來半島的長期降雨趨勢及週期變化和極端降雨在時間和空間分布變化的探討，其次應用極值理論推估馬來半島地區極端降雨不同時期的重現期距，並進一步探討馬來半島地區極端降雨事件的分布特徵，末章則對本研究之結果進行匯整，並探討本研究之限制，流程圖表示如圖 1。

1.4 研究區域環境條件及降雨概況

馬來半島位於赤道以北 1° 至 7° 之間，東臨南中國海，西向馬六甲海峽

(Melacca Straits)。橫跨馬來半島南—北長約 483km 的蒂蒂旺沙山脈 (Titiwangsa Mountains) 將馬來半島劃分為西部及東部二大區域，同時也是東西兩岸的氣候分界線 (圖 2)。根據柯本氣候分類，馬來西亞地處赤道雨林氣候 (Kotték et al., 2006)，另一方面，此區位處在南亞季風和東亞季風交界之處，形成具有亞洲季風的特點，又受當地其它因素所影響而不同於前的東南亞季風 (趙爾旭等 2006)。此外，位在熱帶西太平洋上典型的海洋大陸島國，顯著的海—氣交互作用，加上馬來半島東—西距離狹小，受區域性的天氣系統影響顯著，使得此區的氣候環境條件相較於其它低緯度地區更為複雜 (Nieuwolt, 1968)。

在區域尺度上，風的日循環是熱帶降雨不可或缺的元素，特別是海陸風循環系統 (Oki & Musiaka, 1994; Qian, 2008)，白天，濕潤的空氣由海面吹向陸地，因抬升作用形成對流活動，此外，受到山區谷風的影響，將濕潤的空氣帶往更內陸地區，形成降雨，這種由海風影響所形成的降雨一般都發生在下午或傍晚時候。其次，在馬六甲海峽一帶由於低層暖濕的空氣所引發不穩定結層所產生的雷暴帶 (Sumatra Squall Lines)，也為半島西部地區帶來大量的雨水，主要發生在 4-11 月馬六甲海峽沿岸的清晨時候，而小尺度的環流，如海陸風，對此風暴帶的強度和移動都具有一定程度的影響 (Yi & Lim, 2007)。

此外，在季節降雨的變化上，季風環流系統是影響馬來半島東岸降雨的主要來源，冷季時 (11 月至隔年 3 月)，受東北季風的影響，為馬來半島東岸地區帶來大量的雨水 (Liew and Fredolin, 2008; Chang et al., 2005; Murakami, 1979)；而在暖季時 (5 月末至九月末)，受到南太平洋副熱帶高壓 (澳大利亞高壓) 跨赤道後轉向為西南方向的季風吹往馬來半島西部，但是受到地形的阻擋，對南中國海沿岸及島嶼地區的降雨影響不大。然而，趙爾旭等人 (2006) 和 Zhou & Chan (2007) 認為東南亞地區的夏季季風是亞洲夏季季風最早的肇始點，最先在南中國海一帶爆發，隨後往西、北推進至印度和中國等地。在亞洲夏季季風的初始期，東印度洋和南中國海一帶的西南氣流加強，從印度南部至馬來半島西部，和中南半島及南中國海上的降雨有增強的現象 (Hsu et al., 1999)。

另一方面，透過 NCEP 再分析資料 (National Centers for Environmental Prediction Reanalysis，資料取自：<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.surface.html>) 1948/1~2013/12 地表每月平均經向風及緯向風和 GPCC (Global Precipitation Climatology Centre，資料取自：

<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.gpcc.html>) 2.5X2.5 網格資料，1901/1~2012/2 地表平均月總降雨量 (圖 3) 分析結果，在馬來半島西岸地區的降雨變化則受冬夏季節轉換的影響，當北半球由夏季轉換至冬季的過渡季節 (SON)，位在孟加拉灣附近的對流活動中心從北向東南移動 (Chang et al., 2005)，因此秋季降雨由北往南移動，直到進入冬季季節；其次，在冬夏的過渡季節 (MAM)，位在赤道以南，澳洲北部的對流活動中心，則緩慢地往北移動，因此春季降雨區由半島南部往北漸進，雨量則由南往北遞減。

在降雨的年際變化上，Tangang & Juneng (2004) 指出聖嬰—南方振盪現象 (El-Niño Southern Oscillation, ENSO) 和區域尺度海—氣的交互作用是影響馬來西亞降雨變化的主要機制。根據郭麗娜等 (2006) 對東南亞地區的降雨變化與 ENSO 關係之研究指出，聖嬰 (El-Niño) 發生時，東南亞地區年降水量普遍減少，而反聖嬰 (La-Niña) 事件發生時則降雨增多。Tangang & Alui (2002) 同時指出，正常的 ENSO 事件對沙巴、砂拉越和東海岸地區的影響較大，而強的 ENSO 事件 (如 1997/98 年) 所影響的範圍則涵蓋整個馬來西亞。



第二章 文獻回顧

2.1 熱帶地區降雨的環流特性和季節性的變化

2.1.1 經向環流特性與季節性的變化

熱帶地區的氣候是經由大尺度的大氣環流、太陽和陸地輻射能量的轉換、大氣邊界層、雲和大氣對流間複雜的相互作用所展現的結果 (Betts & Ridgway, 1988; Gastineau et al., 2009)，而對流的發展則是造成熱帶地區降雨事件發生的主要原因。其中，Hadley 環流可以說是熱帶地區主要的大尺度經向環流，在赤道地區接收大量的太陽輻射，空氣受熱上升，上升高度可達 15km (Nguyen et al., 2013)，在大氣上層往極區移動，並在副熱帶地區下降，往赤道輻合，於大氣低層南北半球的低緯地區形成東南和東北信風帶。

在季節的變化上，Wester (2004) 透過長期平均的經向流函數觀察經向風隨緯度高度的變化特徵表示，在分點（秋春）季節，南北半球從赤道地區至副熱帶地區各存在一個經向環流圈，在赤道上升，副熱帶地區下降；在至點（夏冬）季節，低緯地區的雙環流圈則由一個強的經向環流圈所取代，上升區位在夏半球，跨赤道後於冬半球下降（圖 4）。除此之外，1950 年後，北半球冬季的 Hadley 環流胞的強度有上升的趨勢 (Quan et al., 2004)。在北半球夏季，Hadley 胞的上升帶主要位在北緯 10° 左右，而在北半球冬季時，Hadley 胞的上升帶則位在南緯 5° 附近 (Krishnamurti et al., 2013)，而這條隨著季節更替而移動的輻合上升帶即稱為 ITCZ。

另一方面，Hadley 環流胞的年際變化主要受到 ENSO 事件的影響，根據 Oort & Yienger (1996) 表示，在 El-Niño 年時，Hadley 環流胞異常增強；而 La-Niña 年時，Hadley 環流胞則異常減弱。Wang (2004) 進一步指出，暖事件 (El-Niño) 時，東太平洋地區的 Hadley 環流胞偏強，但是在西太平洋地區的 Hadley 環流胞則是偏弱。Quan et al. (2004) 則採用 NCEP/NCAR 再分析資料進一步指出，Hadley 環流胞受 El-Niño 事件的影響大於 La-Niña 事件，主要表現在 Hadley 單一環流胞的增強，其中，在 1976 年以前，El-Niño 事件發生時，顯著增強往南 Hadley 環流胞的強度；而 1976 年後的 El-Niño 事件，則顯著增強在往北流動的 Hadley 環流胞的強度。

2.1.2 緯向環流特性與季節性的變化

Walker 環流指的是在赤道太平洋上東西向的大尺度大氣環流 (Bjerknes, 1969)，大氣低層風由東往西吹，跨過中太平洋，在西太平洋地區的暖水域上升，並於對流層上層呈相反方向，由西往東流動至東太平洋冷水域的大氣上層處下沉，往暖水域輻合，主要上升區位在暖池 (Warm pool) 地區，包含了西太平洋及海洋大陸一帶，約 115° - 120° E (Lau & Yang, 2003)，在大氣低層輻合上升區以西盛行東風，以東則吹西風，如圖 5。在季節的變化上，一月，Walker 環流主要的上升區位在印度洋—太平洋 (Indo-Pacific) 海域，約 60° - 120° E，而下沉區則位在東太平洋海域附近 (150° - 90° W)；七月，Walker 環流主要的上升區往東移至 150° E 附近，下沉區位在 120° - 90° W (Lau & Yang, 2003)。

Walker 環流的年際變化受到 ENSO 事件的影響。El-Niño 年，因為東太平洋異常增溫的海水，使到中太平洋和東太平洋地區由下沉氣流轉變成上升氣流，減弱了東西向的 Walker 環流，此時，在中太平洋和東太平洋地區的易形成降雨，而西太平洋地區的會產生乾旱，另一方面，對流區的移動，抑制了西太平洋和東印度洋的對流運動，造成南亞季風偏弱；La-Niña 年，東太平洋海溫異常下降，進一步加強大氣原來的運動，使 Walker 環流異常增強，同時造成西太平洋和印尼群島地區的降雨較一般年增加 (Lau & Yang, 2003)。

2.1.3 間熱帶輻合區 (Intertropical convergence zone, ITCZ)

間熱帶輻合區 (Intertropical convergence zone, ITCZ) 或稱赤道輻合帶 (Equatorial convergence zone) 指的是北半球的東北信風與南半球的東南信風往赤道地區匯合而成的一條輻合帶，為 Hadley 環流的上升氣流區的中心軸線 (American Meteorological Society, 2014)。空氣在低層輻合上升，在對流層高層往極區移動，並於副熱帶地區下沉，往赤道地區輻合，在南北半球各形成一個環流圈，即 Hadley 環流，輻合區內伴隨著旺盛的對流、多雲及降水的天氣。

在西太平洋及印度洋，ITCZ 的位置會隨著季節的更替而南北移動，而東太平洋和大西洋上近乎常年皆位在北半球 5° N- 10° N 間狹長的 ITCZ (e.g., Waliser & Gautier, 1993; Waliser & Somerville, 1994; Xie, 2004; Chen et al., 2008)，西太平洋上的 ITCZ 由於受到暖池的影響，輻合區範圍較寬 (Raymond et al., 2003)，並在南太平洋近新幾內亞一帶出現另一支往東南方向傾斜的輻合帶，稱為 SPCZ

(South Pacific convergence zone)(Vincent, 1994), SPCZ 的西北方向與北半球的 ITCZ 相連, 往印度洋延伸 (Vincent, 1994), 除此之外, 每當春季 (3-5 月) 時, 東太平洋 5°S 附近也觀察到另一條較弱的 ITCZ, 與北半球的 ITCZ 合稱為雙 ITCZ (Double ITCZ) (Krishnamurti et al., 2013)。Krishnamurti et al. (2013) 透過 TRMM 衛星不同頻段的微波輻射資料所獲取的季節降雨資料進一步定義 ITCZ 的變化, 冬季 (DJF), 降雨帶主發生在印度洋 $5^{\circ}\text{--}7^{\circ}\text{S}$ 範圍、澳洲北部、印尼南部、婆羅洲及新幾內亞地區, 隨著季節的更替, 降雨帶從印尼南部往北移動, 並於春季 (MAM) 時進入馬來西亞及緬甸, 在 6-8 月繼而往喜馬拉雅山麓東部移動, 於秋季 (SON) 時退回至馬來西亞南部和北婆羅洲一帶。

雨帶伴隨 ITCZ 位置的季節變化而移動, 進一步說明 ITCZ 與象徵著雨季開始的季風的肇始有著密切的關係 (e.g. Chao, 2000; Cheang, 1987)。隨著的夏季的到來, ITCZ 的位置由赤道附近突然北躍至離赤道 12° 以上, 為西太平洋地區夏季季風肇始的特徵之一 (Gray, 1968; Chao, 2000), 並隨著夏季的結束, 逐漸地往赤道方向移動。而在印度洋、東南亞地區、及其它熱帶地區也觀察到相似的 ITCZ 位置的變化 (Chao, 2000)。Chao(2000) 認為, 當 ITCZ 的位置位處在赤道附近, 大氣低層低緯地區盛行東信風, 往 ITCZ 輻合, 而這條寬廣的低壓帶則稱為赤道槽 (Equatorial trough, EQT); 而季風槽 (Monsoon trough) 指的是遠離赤道 12° 以上, 低層風場以西風為主, 其中顯著的特徵為跨赤道流 (Cross-equatorial flow) 的發生。本研究為了區分這兩個低壓輻合區, 位在赤道附近的輻合帶稱為赤道槽, 而進入夏季季節, 在中印半島上形成的輻合帶則稱為季風槽。

此外, Cheang (1987) 也認為季風槽可以說是東南亞地區夏季季風發生時主要的特徵之一, 有些時候, 季風槽的由西太平洋地區往西延伸, 跨過東南亞地區, 進入孟加拉灣和印度一帶; 有些時候, 則會出現兩段槽帶, 一支位在西太平洋和東南亞地區, 另一支則位在中國大陸和印度一帶, 其中, 伴隨季風槽出現的天氣特徵為濕潤多風的天氣。另一方面, 南中國海南部及馬來西亞地區冬季季風的爆發則與近赤道槽 (Near-equatorial trough, NET) 的爆發相關 (Cheang, 1987)。

有關近赤道槽特徵的論述, Sumi & Murakami (1981) 透過 1978-79 年北半球冬季 850mb 和 200mb 的環境風場分析得知, 北近赤道槽 (Northern Near-equatorial trough, NNET) 從西太平洋 (170°E) 沿著 5°N 往西延伸至孟加拉灣 (80°E), 槽的北邊主要盛行東北信風; 而南近赤道槽 (Southern Near-equatorial trough, SNET)

則位在 15°S 附近，槽的北邊以西風為主，南邊則受東風的控制。Cheang (1987) 進一步指出，北半球冬季季風時期，在對流層低層存在兩條近赤道槽，分別位在南北半球的赤道附近，從太平洋往西延伸至印度洋上。北近赤道槽的移動幅度介於 $0-10^{\circ}\text{N}$ ；而南近赤道槽的移動振幅則介於 $0-15^{\circ}\text{S}$ ，伴隨著近赤道槽區而來的特徵為對流雲帶及降雨的天氣。Lim & Azizan (2004) 認為，在 11 月左右，東南亞地區存在兩條近赤道槽，分別位在 4°N 和 4°S ，而位在北半球的近赤道槽自 10 月始，由 10°N 往南移動至赤道，並於隔年三、四月重新後退至 4°N 附近，伴隨槽的北邊盛行東北季風。Lim & Azizan (2004) 指出，近赤道槽不容易從地面氣壓觀察到，但卻可以透過低層環流場的風切明顯觀察到它的存在。

根據過去的研究，對於近赤道槽的特徵可整理如下三點：

1. 在西太平洋至印度洋上，南北半球 $10^{\circ}\text{N}-15^{\circ}\text{S}$ 間各存在一條近赤道槽，可在北半球冬季季風時期明顯觀察到近赤道槽的存在。
2. 近赤道槽可從環境風場風切觀察到它的存在。
3. 南北半球近赤道槽內主要盛行西風，北（南）半球近赤道槽的北（南）邊盛行東北（東南）風。

2.1.4 季風環流

季風一般是指大尺度的地面風出現季節性的反轉 (Trenbert et al., 2006; Krishnamurti et al., 2013)，現今更普遍地被認為季風指的是伴隨季節變動所發生的海陸熱力差異而使熱帶和副熱帶地區大氣環流的季節性反轉及乾濕季節的變化 (Trenbert et al., 2006)。進一步將亞洲季風在冬夏二季的表現特徵整理如下幾點，當亞洲冬季季風時期，(1) 西伯利亞高壓(Siberian High)位處在 $50^{\circ}\text{N}-125^{\circ}\text{E}$ 附近，為北半球冬季季風的冷源；(2) 大氣低層主要盛吹東北風；(3) 在南中國海西岸地區會受到寒潮爆發的影響，並於南中國海中部引發低壓擾動；(4) 伴隨著擾動多雨天氣的近赤道槽在 12 月時位在赤道以北，而 1-2 月時進入赤道以南。而在亞洲夏季季風時期，(1) Mascarene 高壓位在南印度洋約 $30^{\circ}\text{S}-60^{\circ}\text{E}$ 附近；(2) 南半球的東南信風結合 Mascarene 高壓反時針流出的空氣，越過赤道形成跨赤道流；(3) 索馬里噴流為印度洋東岸地區強勁的跨赤道流；(4) 位在對流層高層屬暖心高壓的青藏高原（南亞高壓），維持著深對流的發展，為亞洲夏季季風的熱源；(5) 季風槽位在印度北部附近 (Lim & Azizan, 2004; Krishnamurti et al.,

2013)。

亞洲季風系統的年循環通常可分為乾濕二季，濕季主要是指由溫暖的熱帶洋面往內陸吹拂的暖濕空氣，帶來豐沛的降水；而乾季則指由寒冷的亞洲大陸所帶來的乾冷氣流；一般而言，濕季始於五月，終於十月，而乾季則是從十一月至隔年的四月，然而，在亞洲季風區內，各地區的乾濕季不盡相同，時間長度也有所不同 (Ding & Sikka, 2006)。此外，季風雨帶也會隨著季節的更替有所變動。在北半球冬季，季風雨帶主要位在澳洲北部、馬來西亞南部及婆羅洲一帶；隨著季節前進的腳步，高降雨量的雨帶逐漸往北邁進，春季，雨帶從馬來西亞北部和中部地區北移，於五月上旬移入緬甸一帶，最後在六月中旬，雨帶則到達喜馬拉雅山麓東部 (Krishnamurti et al., 2013)。

在東南亞地區，冬季季風主要發生在十一月左右，並於隔年三月撤離；而夏季季風則從五月下旬開始，直至九月上旬 (Cheang, 1987)。Cheang (1987) 進一步指出，冬季季風的影響對於位處在 10°N 以南的東南亞國家而言相對明顯，此時，冬季季風所帶來的降雨量佔各國總降雨量約 50%；而夏季季風對東南亞地區的影響範圍則位處在 10°N 以北的國家，另一方面，在馬來半島西部和泰國的西南部地區的降雨季節則在位在冬夏二季之間的過渡季節。北半球冬季時，受東北季風的影響，為菲律賓及馬來半島東岸、婆羅洲西岸地區帶來大量的雨水，南下的冬季季風，跨過赤道轉向的西北季風也在爪哇島等赤道以南的其它島嶼造成降雨 (Chang et al. 2005)。北半球夏季，受到澳大利亞高壓跨赤道後轉向為西南方向的季風，由於受到地形的阻擋，故對南中國海沿岸及島嶼地區的降雨影響不大，然而，轉向後的西南季風受到強而穩定的南亞夏季季風的影響，在中印半島北部及孟加拉灣沿岸帶來高降水量。當北半球的夏季邁入秋季，位在南亞孟加拉灣附近的對流活動中心逐漸往東南方向移動，跨過東印度洋及南中國海，於北半球冬季季節到達澳洲北部和東部地區；當北半球進入春季時，對流活動中心依然位在赤道以南，以緩慢的速度往北移動 (Chang et al. 2005)。由上所述，Chang et al. (2005) 表示，北半球的秋季降雨主要分布在赤道以北、婆羅洲以西地區，包括了南中國海沿岸及菲律賓東岸，而北半球的春季降雨則是集中在赤道以南、婆羅洲以東一帶。

a. 冬季季風

在東南亞地區，冬季季風的肇始，也代表了雨季的到來。Cheang (1980) 透過 850mb 的風的穩定 (wind steadiness) 值達 0.6 或以上，而 24 小時總降雨量需達 3 inc (75mm) 或以上，定義冬季季風的肇始 (Cheang, 1987)。Cheang (1987) 進一步指出，東南亞冬季季風的肇始開始於十一月中旬，首先在馬來半島東岸北部爆發，直到十二月上旬時進入半島南部，隨後往東移動，於十二月下旬移入婆羅洲西岸北部，此外，在馬來半島地區，伴隨著冬季季風的肇始會表現出三個天氣特徵：(1) 從九月開始，大尺度的季風槽（低壓系統）從南中國海北部往南移動，並於季風肇始時移入赤道附近，此時，北近赤道槽出現，槽的北邊盛行東北風；(2) 寒潮會在馬來半島冬季季風肇始前的 1-2 日出現；(3) 由於亞洲大陸南北溫度梯度的轉變而在高空 200mb 地帶由西風取代東風。

寒潮的爆發可以說是東南亞地區冬季季風時期主要的天氣表現之一。寒潮由原先乾冷的大陸性氣團，在路經溫暖的洋面後產生變性，進入南中國海域後為當地帶來降水。一般而言，寒潮主要會從兩條不同方向的路徑進入南中國海北部 (Chin, 1969)。在初冬時分，寒潮呈北—東北風方向由中國大陸東南部往南中國海移入；而在盛冬和晚冬時期，寒潮多由太平洋往西進入南中國海北部，其中盛行風向為東風 (Cheang, 1987)。當高空西風長波槽位在亞洲大陸東部 120°E - 160°E 之間時，此時低層大氣的副熱帶高壓中心主要位在 20°N 的西北太平洋上，寒潮則直接從中國東南部地區，呈北—東北風向往南中國海移入，這將增強對馬來西亞—南中國海地區的對流活動，另一方面，在盛冬和晚冬時期，高空西風長波槽東移，低層的副熱帶高壓中心則從太平洋往赤道地區移入，中心位置約在 15°N - 20°N 之間，此時，寒潮則會繞過副熱帶高壓中心，從太平洋呈東風風向往南中國海地區移入，繼而轉回東北風，此時，則為馬來西亞—南中國海地區帶來乾旱的天氣 (Cheang, 1987)。

另一方面，近赤道槽的位置及擾動也為東南亞地區在冬季季風時期帶來降水。在冬季時，赤道附近會有兩條近赤道槽的存在，伴隨近赤道槽而來的是旺盛的對流活動及降水的天氣，在近赤道槽內易發生氣旋式的渦旋，進而發展成為熱帶氣旋。一般而言，近赤道槽的擾動方向主要是由東往西，即從太平洋往印度洋方向移動，在北半球，近赤道槽的擾動多發生在新幾內亞一帶，沿著近赤道槽越過南中國海域，進入孟加拉灣一帶，或在菲律賓北部及臺灣附近進一步發展成颱風，

往西北方向移動 (Cheang, 1987)。除此之外，北近赤道槽的擾動多位在赤道至 10°N 之間；而南近赤道槽的擾動則多發生在赤道至 15°S 之間，而當強勁的東北季風在馬來半島和婆羅州一帶發生跨赤道流時，北近赤道槽則會往東撤離至西太平洋上 (Cheang, 1987)。

b. 夏季季風

Orgill & Riehl (1967) 以中印半島為例的研究指出，當赤道西風 (700mb) 在東南亞地區往北延伸至 15°N 時，東南亞地區夏季季風肇始，此時，北半球近赤道槽消失，夏季季風槽則取而代之。Orgill & Riehl (1967) 根據 1936-1964 年的資料進一步指出，夏季季風肇始的時間最早發生在 5 月 1 日，而最晚則在 6 月 3 日到來，平均肇始時間為 5 月 17 日。Lau et al. (1998) 則認為夏季季風在四月中末(4 月 11 日-25 日)時就會進入馬來西亞大部份地區。另一方面，夏季季風的肇始與近赤道槽的北移，使位在槽內的地區進入西風的影響有關 (Lim & Azizan, 2004)，而近赤道槽爆發性的往北躍進，東南亞地區普遍受西風（或西南風）控制，因此 Lim & Azizan (2004) 認為 Orgill & Riehl (1967) 對於東南亞夏季季風肇始的時間更適用於馬來西亞地區。在夏季季風時期，東南亞許多地區的降水量都進入低峰值，而這些地區的降水多受區域（中尺度）的天氣系統的影響 (Lim & Azizan, 2004)。

Cheang et al. (1981) 提出，在西太平洋和東南亞地區觀察到夏季季風具有 40-50 天的活躍—中斷的週期變化。當夏季季風處在活躍期時，在中印半島北部和中國南部地區的對流活動旺盛，同時在中印半島南部和馬來西亞地區的低層西風偏強，但是，此時的馬來西亞卻處在降雨的低峰期；而在季風中斷期時，伴隨著強的對流活動的季風槽往北移入華中一帶，此時中印半島和中國南部地區的降水則因為副熱帶脊的影響而受到抑制，然而卻為馬來西亞帶來大量的雨水。

2.1.5 熱帶地區的多尺度擾動與降雨的發生

熱帶地區的降雨過程通常是經由各種不同尺度的擾動所形成的 (Caine et al., 2009)，當中不乏各尺度相互影響的複雜結構，其中包括了年際尺度的 ENSO 和 TBO、季內尺度的 MJO 及區域尺度的擾動。

a. ENSO (El-Niño Southern Oscillation)

南方振盪 (Southern Oscillation) 是指每 3-7 年在東太平洋 (Tahiti, 17.5S;149.6W) 與西太平洋 (Darwin,12.4S;130.9E) 一帶的海平面氣壓場 (Sea level pressure, SLP) 呈蹺蹺板的氣壓變化，而南方振盪指數 (SOI) 是以 Darwin 和 Tahiti 二地氣壓場的異常變化作為南方振盪的判斷指數 (Trenberth, 2001; Krishnamurti et al., 2013)。Tahiti 的 SLP 在長期的氣候平均值下普遍高於 Darwin 的 SLP。當 SOI 為負值時，表示 Darwin 的 SLP 異常高於 Tahiti 的 SLP，此時，Darwin (Tahiti) 的 SLP 高 (低) 於氣候平均值；當 SOI 為正值時，則表示 Tahiti 的 SLP 異常高於 Darwin 的 SLP，此時，Darwin (Tahiti) 的 SLP 異常低 (高) 於氣候平均值 (Krishnamurti et al., 2013)。當 SOI 低 (高) 於零時，同時表示了在東太平洋一帶異常高 (低) 的海溫，這種海洋和大氣之間緊密的相互現象則簡稱為 ENSO，而在東太平洋持續性異常偏暖 (冷) 的海溫，則稱為 ENSO 暖 (冷) 事件或 El- Niño (La-Niña) 現象。

El-Niño (西班牙語意為“上帝之子”)原指南美洲秘魯和厄瓜多爾附近海域在聖誕節前後出現異常偏暖的現象，目前普遍指在中／東太平洋上發生海溫異常偏暖的現象，而 La-Niña 則指在中／東太平洋上發生海溫異常偏冷現象 (Trenberth, 2001)。ENSO 現象的發生，離不開溫暖的海域，而暖池的位置對 ENSO 事件的發展起到至關重要的作用。

在正常年，赤道太平洋地區盛行信風，暖池主要位在西太平洋一帶，暖水域可深達 150m 以上 (Trenberth, 2001)，而東太平洋地區在信風的影響下產生湧升流 (深層海水往海面補充)，使東太平洋的海面溫度偏低 (Nicholls, 2003)，冷舌沿著赤道往西延伸，在季節的變化上，十月表現最強；三月最弱 (Trenberth, 2001)。此時，西太平洋一帶的區域，伴隨著暖水域而來的是旺盛的對流與降水。當 El-Niño 年，西太平洋地區西風爆發 (Trenberth, 2001; Tomczak & Godfrey, 2001)，信風減弱，暖池沿赤道往東移至國際變日線附近，西太平洋地區斜溫層變淺，海溫較正常年偏低，而在中／東太平洋一帶海溫升高，使太平洋東部地區的湧升流減弱或中斷，導致冷舌後退或消失，此時，降水區東移，而西太平洋地區的降水受到抑制 (Trenberth, 2001)。La-Niña 時期，信風增強，西太平洋海溫比平均值偏高，加劇了西太平洋地區的降水及東太平洋地區的乾旱。

ENSO 的發生，表示了赤道太平洋地區東西向大氣環流，即 Walker 環流的

擾動，所以，暖事件時，東信風減弱（或西風爆發），將導致一個弱的 Walker 環流；而冷事件發生時，增強的東信風則 Walker 環流偏強（Chang & Zebiak, 2003）。

b. 對流層準雙年振盪 (Tropospheric Biennial Oscillation, TBO)

在年際尺度的週期變化上，Reed et al.(1961) 表示熱帶平流層的緯向風存在著 2-3 年週期東西風異常的現象，稱之為準雙年振盪(Quasi-Biennial Oscillation, QBO)，此後，亦有學者發現亞—澳季風的降雨也有明顯的雙年（或準雙年）週期的變化，Meehl (1994; 1997) 為了區分平流層的準雙年振盪，因此將這種發生在對流層內的週期變化稱為對流層準雙年振盪(Tropospheric Biennial Oscillation, TBO)。

Meehl (1997) 指出，TBO 是受海—氣—陸的交互作用下所產生的結果，而 TBO 的循環週期可整理如下，當印度洋海溫偏暖，地表受熱增溫大，海陸熱力差異明顯，南亞季風增強，為印度帶來大量的降水，豐沛的雨水進一步降低南亞一帶的氣溫，此時，隨著季節的更迭，旺盛的對流中心往東南亞—澳洲一帶移動，雨帶也隨之移至東南亞—澳洲，同樣地，大量的雨水也會造成此區的溫度下降，使印度洋—西太平洋一帶洋面溫度偏冷，此外，北半球的冬春季節進一步地降低南亞地區的氣溫，減小海—陸的熱力差異，導致一個弱的南亞夏季季風的產生，而弱的夏季季風減少南亞地區的降水，使陸面和洋面的溫度逐漸升高，直到來年的夏季，偏暖的海域及明顯的海陸熱力差異形塑出一個強的南亞夏季季風。

根據以上所述，TBO 可以進一步理解為海—氣—陸相互作用下的回饋機制。此外，Li et al. (2001) 也指出，在東亞和西北太平洋地區也存在著明顯的準雙年振盪，一個強（弱）的東亞冬季季風過後，伴隨而來的是一個弱（強）的夏季季風。Li et al. (2001) 進一步指出 ENSO 與東亞季風和 TBO 的關係，一個強（弱）的東亞冬季季風則將激發 El-Niño (La-Niña) 事件，而 El-Niño (La-Niña) 事件的發生則將會導致一個弱（強）的東亞冬季季風，而這種東亞冬季季風的變化與 ENSO 的循環週期被認為是 TBO 的過程。

c. MJO (Madden-Julian Oscillation)

Madden-Julian 振盪 (MJO) (Madden & Julian, 1971) 是指熱帶地區存在著 30-60 天週期的季內振盪(Intraseasonal Oscillation, ISO) (Krishnamurti et al., 2013)，一般而言，MJO 從印度洋沿著赤道往東移動，跨過西太平洋，並消散於中／東

太平洋地區 (Madden & Julian, 1994)，在北半球冬季時的表現最活躍 (Seiki et al., 2015)。MJO 是一個海氣的耦合現象，因此赤道附近的海表面溫度的變化也會影響到 MJO 的活動，而南印度洋，特別是南印度洋東部 (South-eastern India Ocean, SEIO)，的海溫變化對 MJO 的肇始及發展具有密切的關係，當 SEIO 偏冷時，將抑制 MJO 的對流發展，阻礙了 MJO 往太平洋的移動 (Seiki et al., 2015)。

MJO 的影響一般可分為增強降雨及抑制降雨兩種狀態，當發生強的 MJO 活動時，這兩種狀態會同時存在並往東移動，在增強區，下層空氣輻合上升，在大氣上層輻散，並在抑制區下沉，因此，MJO 的增強區對流活動旺盛，伴隨多雲降雨的天氣現象，而對流活動在抑制區則受到抑制 (Gottschalck, 2014)，因此，當印度洋的對流活動增強時，則西太平洋地區的對流活動將受到抑制 (Chang et al., 2004)。

此外，根據 Rauniyar and Walsh (2011) 的研究指出，MJO 活動對海洋大陸地區降雨的顯著影響，主要發生在冬季季節，可分為活躍期、抑制期及微弱期。當 MJO 處於活躍期時，強降雨主要發生在海上，此時也觀測到在馬來半島的降水有增加的現象；當 MJO 處於抑制期時，降雨主要集中在陸上；而弱的 MJO 時期，降雨則分布在沿岸地區及各島國 (Rauniyar and Walsh, 2011)。

2.1.6 區域尺度擾動與降雨的發生

許多研究皆有觀察到熱帶地區的大氣低層風具有明顯的日變化 (e.g. Deser, 1994; Dai & Deser, 1999; Qian, 2008)，風的日循環受下墊面性質的影響顯著，不同的下墊面對太陽輻射量的接收程度不一，導致區域性的氣壓分布不均 (Qian, 2008)，例如海陸風及山谷風。海陸風指的是海洋和陸地的熱力差異所造成白天和夜晚吹不同方向的風，白天，陸地比熱比海水小，所以陸地升溫快，氣壓低，此時，海面溫度偏低，氣壓相對較高，大氣低層的風從海洋吹往陸地，形成「海風」。夜晚時，陸地因長波輻射冷卻，散熱較海洋快，形成與白天相反的氣壓梯度，低層空氣由陸地吹向海洋，形成「陸風」。山谷風通常發生在具有明顯地勢起伏的山區。白天時，山坡地區在太陽的照射下，較同一高度的空氣溫度增溫快，產生水平的氣壓梯度，使空氣下沉至山谷，而山谷地區的空氣則沿山坡爬升，往山頂輻合，形成「谷風」。夜晚時，山坡地區輻射冷卻較同一高度的空氣溫度散熱快，於是形成與白天相反的氣壓梯度，此時，風從山坡吹往谷地，形成「山風」。

其中，陸風（山風）一般比海風（谷風）弱，那是由於白天受熱的溫差大於夜間冷卻的溫度差異，而在沿岸山區，海陸風和山谷風的相互影響，進一步增強日循環系統 (Qian, 2008)。

風的日循環很大程度影響到降雨的發生，Sato et al. (2009) 透過 NICAM 的模擬顯示，降雨日循環與海陸風和地形的熱力環流息息相關，而海洋大陸地區的降雨日循環受海陸風的影響顯著。在海洋大陸地區，夜間，陸風與低層的東北季風在離岸地區輻合，並持續發展成中尺度對流雲簇，白天時，在海風的影響下，對流活動往陸地地區移動 (Lim & Azizan, 2004)。

2.2 極端降雨事件的相關探討

近年來，極端降雨事件的發生已倍受各界的關注，而降雨事件的強度與發生頻率的改變，將影響到地方災害的發生頻率、災害規模及嚴重程度。依據文獻的爬梳，許多學者對於暖化對降雨強度和頻率的影響，主要表現在弱降雨的發生頻率減少，而強降雨事件的發生愈趨普遍 (Karl & Knight, 1998; Manton et al. 2001; Allan & Soden, 2008; Liu et al., 2009)，並增強降雨強度 (Karl & Knight, 1998; Groisman et al. 2012)。在氣候變遷情境下，未來全球極端降雨的發生愈趨普遍，而降雨的變化趨勢將隨著不同的緯度分布而有所差異。在平均降雨的變化上，熱帶和中、高緯度地區的平均降雨量都有在增加，其中，熱帶地區降雨的上升幅度較中、高緯度來得高，而在副熱帶地區的降雨則輕微下降 (Cubasch & Meehl, 2001; Sun et al. 2007)。除此之外，各緯度在降雨頻率的表現上，高緯度地區的降雨頻率明顯增加，包括強、中、弱降雨都在增加；另外，降雨頻率在副熱帶地區則有減少的傾向，其中亦包括極端降雨和中、弱降雨類型；而熱帶地區的降雨頻率則輕微上升，同樣的趨勢也表現在不同強度的降雨上 (Sun et al. 2007)。此結果與 Lau & Wu (2007) 針對 1979-2003 年熱帶降雨的研究中指出，熱帶地區的強降雨及弱降雨都有增加的趨勢，而中降雨事件則是減少的結果大體相同。

對於極端降雨事件的變化及相關的題議上，亦有不少學者在各界學術期刊發表過相關的研究成果。Suppiah & Hennsy (1998) 依據 1910-1990 年澳洲夏半季 (11-4 月) 和冬半季 (5-10 月) 的降雨資料分析得出，除了西澳 (Western Australia) 西南部和昆士蘭 (Queensland) 內陸地區，強降雨事件及總降雨量在冬季都有增加的現象。在英國，Osborn et al. (2000) 研究發現英國冬季的強降雨事件有增強

的趨勢而夏季的強降雨則有減弱的現象。Karl & Knight (1998) 表示，從 1910 開始，美國本土的降雨增加了約 10%，主要表現在兩方面，一是極端降雨頻率的增加；其次是降雨強度的增大。Groisman et al. (2012) 進一步分析美國中部地區的降雨強度及頻率，結果表明在過去 31 年當中，豪大雨和極端降雨的頻率顯著增加。Teixeira & Satyamurty (2011) 則發現巴西南部地區的強降雨和極端降雨的頻率也有上升的趨勢。

在亞洲地區，符嬌蘭等 (2008) 利用 1961-2005 年中國逐日降雨資料分析得出，在長江流域中下游和西北地區的雨日增加，黃河中下游等地區的雨日減少，進一步探討長江流域中下游的雨日增多主要集中在大雨和暴雨雨日，而西北地區則是小雨雨日的增加，另一方面，在環渤海一帶則是大雨雨日減少。Krishnamurthy et al. (2009) 在 1951-2003 年印度極端降雨的頻率和強度的研究中發現，超過 99% 閾值等級之極端降雨的強度和頻率普遍上升，然而，超過 90% 閾值等級的極端降雨的頻率卻呈下降趨勢，但降雨強度是增加的，此外，Krishnamurthy et al. (2009) 也認為，極端降雨的強度和頻率在空間的分布上是不均質的，根據他們的研究指出，在印度次大陸的中部和北部地區，極端降雨的頻率和強度是下降的，而沿岸地區和近孟加拉的地區則呈上升趨勢。

根據 Suhaila & Jemain (2012) 對馬來半島降雨強度空間分布的探討結果顯示，半島西岸的平均降雨強度偏低，而強降雨事件多發生在半島的東岸地區。另一方面，Wan Zin et al. (2010) 透過對馬來半島十個測站時序自 1971-2005 年極端降雨事件的分析得出，半島中部地區的兩個測站的極端降雨強度顯著增加。

由於氣候觀測資料是真實的氣候特徵記錄，從統計理論而言，觀測資料可以說是反映某一時空域上氣候狀況的抽樣。丁裕國 (2003) 認為，統計學就是從大量的觀測中找出其本質規律的一種科學方法，而使用統計學理論與方法是進行分析歸納氣候的變化規律及判斷成因等氣候診斷的不二法門。

2.3 極值理論

極值理論的發展可以追溯到 Ladislaus von Bortkiewicz 在 1898 年出版了《The Law of Small Numbers》一書，文中以 Poisson 分布探討了隨機事件中的小概率事件的發生 (Falk et al., 2004)，隨後，Bortkiewicz 又對常態分布下樣本極差的研究中指出，在此分布底下的樣本最大值為一嶄新的隨機變數，且具有新的分布模式

(史道濟，2006)，提出了極值概念的雛形。

一直到 1928 年 Fisher & Tippett 透過樣本最大或最小值之獨立隨機變數的漸近分布，提出三大經典的極值分布類型，分別為 Gumbel, Frèchet 及 Weibull 分布，奠定了極值理論的基礎。隨後，Jenkinson (1955) 分別探討了 Gumbel, Frèchet 和 Weibull 三種分布的相互關係，最後予以一般化的極值分布函數，稱為廣義極值分布 (Generalized extreme value distribution, GEV)，通過對形狀參數 K 的判斷從資料本身找出最適合的極值分布類型。其中，當 $K = 0$ 時，為 Gumbel 分布；如果 $K > 0$ ，則為 Frèchet 分布；當 $K < 0$ ，此分布將是 Weibull 分布 (圖 6)。

由於 GEV 在選取極值樣本時，是依據序列區分成長度均等的組別或是時距，從區組中取其最大值為樣本，例如年最大降雨值，但是這樣往往會忽略同一區組內發生多次的極端樣本，遺失同一區組或時間內部份有效資料所含的訊息，因此，Balkema & de Haan (1974) 及 Pickands (1975) 針對極值樣本的選取，提出了廣義帕拉圖分布 (Generalized Pareto distribution, GPD)，主要是設定一個閾值，選取大於閾值的所有觀測值作為極端樣本，此方法除了不受總體樣本數的限制外，亦充份地利用極端樣本中的有效信息。

McNeil (1999) 針對於不同極端樣本的選取方式，將極值分析方法分為兩大類，即區組最大值法 (Block Maximum Method, BMM) 及超閾值法 (Peak over threshold method, POT) (圖 7)。BMM 主要配以 GEV 模式進行模擬極端降雨事件的總體機率分布；而 POT 則適用於 GPD 模式，使用 POT 進行極端樣本的選取，閾值的決定是此方法的關鍵所在，如果選取較大的閾值，則會造成極端樣本數降低，同時也會忽略部份的有效樣本；如果閾值較小，則會選出不具代表性的極端樣本。

極值理論的發展著重於分析及描述小概率事件的發生，在過去幾十年，極值理論在發展上取得很大的進程，嚴然成為概率論中一個重要的理論模式，此外，極值理論在各學科領域上也獲得廣泛的應用，其中包括了金融市場 (Longin, 2000; McNeil & Frey, 2000; Gilli & Këllezi, 2006)、風險管理 (Berlant et al., 1996; McNeil, 1999)、地震 (Lavenda & Cipollone, 2000)、水文與水理分析 (Martins & Stedinger, 2000; Katz et al., 2002) 及大氣學界等，而極值理論在大氣領域的應用上又包含了對海平面極值水位的研究 (Sobey, 2005; Menendez et al., 2007)、極端氣溫 (Zwiers et al., 2011)、及極端降雨 (Li et al., 2005; Feng et al., 2007; Chu et

al., 2009; Park et al., 2011) 的探討。

1972 年的夏天，美國南達科塔州 (South Dakota) 的 Rapid 城遭受嚴重的洪患事件，造成當地巨額的財產及生命的損失，大部人都認為這次的事件是屬“百年一遇”的重大災害事件，然而，Hershfiels (1973) 提出了人們普遍對“百年一遇”在頻率分析中所代表的真正涵義的認知不足，而且也強調了極端降雨事件頻率分析的重要性，並採用極值 I 型，即 Gumbel 機率分布，應用在極端降水事件的重現期推估。爾後，Gumbel 分布模式在極端降雨的推估上受到廣泛的使用 (Pagliara et al., 1998)，然而，亦有許多學者質疑 Gumbel 分布模式在極端降雨的推估上會低估最大極端降雨 (Wilks, 1993; Koutsoyiannis & Baloutsos, 2000; Coles et al., 2003; Coles & Pericchi, 2003; Koutsoyiannis, 2004)。而 Koutsoyiannis & Baloutsos (2000) 透過對雅典 (Athens) 測站自 1860-1995 年共 136 年長時間的年最大降雨資料的分析，結果表示了三參數的 GEV 分布相較於二參數的 Gumbel 分布模式，更適用於描述極端降雨右尾 (upper tail) 的分布特徵。

另一方面，極值理論在極端降雨應用上的發展也被推廣至各種的分布模式，例如 Parida (1999) 在印度夏季季風最大降雨重現期的推估研究中指出，四參數的 Kappa 分布具有更靈活分布形態，同時也含蓋了二參數及三參數分布函數的形態。Park et al. (2001) 及 Park & Jung (2002) 分別採用了五參數的 Wakeby 分布和四參數的 Kappa 分布模擬南韓夏季極端降雨分布。然而，Nadarajah & Choi (2007) 卻認為 Wakeby 分布和 Kappa 分布並不屬於極值分布函數，對於模擬極端降雨的統計分布上缺乏理論依據。

近年來，由於氣候的變遷造成許多極端降雨事件的發生，結合了極值分布中三大經典分布模式的三參數 GEV 分布模型於國內外許多地區都受到廣泛地運用，如臺灣 (朱蘭芬等, 2011)、中國 (Feng et al., 2007)、韓國 (Nadarajah & Choi, 2007; Park et al., 2011)、澳洲 (Li et al., 2005; Aryal et al., 2009)、巴西 (Sugahara et al., 2009)、美國夏威夷 (Chu et al., 2009) 及馬來西亞 (Wan Zin et al., 2009; Hasan & Chung, 2010; Hasan et al., 2012)。

2002 年，Zalina et al. (2002a) 於第四屆河流水情國際研討會中提出，將極值理論應用在馬來半島極端降雨分布的推估，Zalina et al. (2002a; 2002b) 分別以 Gumbel、Gamma、GEV、廣義常態分布 (generalized normal)、GPD、皮爾森 III 型 (Pearson type 3)、對數皮爾森 III 型 (log-Pearson type 3) 和 Wakeby 八種類型的

分布函數對馬來半島的年最大降雨量進行擬合，研究表明 GEV 分布模式更適用於解釋馬來半島極端降雨的分布概況。Wan Zin et al. (2009) 在馬來半島降雨極值分布的研究中則採用了 GEV、GPD、廣義羅吉斯分布 (Generalized logistic distribution, GLD)、對數常態分布 (lognormal) 和皮爾森Ⅲ型分布進行極端降雨分布函數的擬合，配合使用線性動差 (L-moment, LM) 的參數推估及相對均方根誤差 (Relative root mean square) 檢定，結果表示，馬來半島多數測站的極端降雨遵循 GLD 和 GEV 分布模式。Zalina et al. (2002a; 2002b) 和 Wan Zin et al. (2009) 分別應用了多種不同的分布模式模擬極端降雨的統計分布，但是在極端樣本皆採年最大法的選取方式上，無法滿足各分布模式的擬合，進而影響到模擬成效，偏離了極值理論的根本。除此之外，在參數推估法和最適性檢定方法的選擇上都會影響到最後的模擬成效。

本研究在採用建立馬來半島極端降雨之概率分布模式的選擇上，基於下列二點：

1. GEV 分布模式結合了極值分布中三大經典分布模式，經過科學嚴謹的論證過程，建立了一般化的極值理論經典。
2. GEV 分布模式的適用性廣泛，同時在馬來半島極端降雨分布模式的推估表現，也獲得較好的成效。

第三章 研究方法

3.1 資料來源

本研究所使用的測站資料取自馬來西亞水利灌溉局 (Department of Irrigation and Drainage Malaysia) 之 58 個馬來西亞降雨測站的時雨量，此資料庫在許多相關研究中普遍被使用及發表過 (e.g. Suhaila et al., 2010; Syafrina et al., 2014)，表示此資料是具備一定的可用性。首先進行資料的預處理，凡每日降雨資料達 95% 以上即為有效資料，反之則視為無效資料。由於各測站資料豐度及時序各異，本研究選取總資料筆數達 90% 以上的有效日降雨資料之測站，包括了南部地區的新山 (Johor Bahru) 和津津 (Chin Chin)；中部地區的芙蓉 (Seremban)、沙華里峇 (Sawah Lebar)、雙溪猛月 (Sg. Manggis)、古打靈 (Petaling)、安邦 (Ampang)、柔河 (Johol)、鵝嘜 (Gombak) 和安南 (Bernam)；北部地區的實兆遠 (Sitiawan)、安順 (Telok Intan)、檳城 (Pinang)、仁嶺 (Jeniang) 和亞羅士打 (Alor Setar)；東部地區的龍運 (Dungun)、甘馬挽 (Kemaman)、北根 (Pekan) 和興樓 (Endau) 及內陸地區的話望生 (Gua Musang)、巴耶江沙 (Paya Kangsar) 和拉美士 (Labis) 22 個測站 (表 1)，時序從 1971 年 1 月至 2007 年 12 月共 37 年的日降雨資料。依據馬來半島地理分區可細分為北馬、中馬、南馬、東岸及內陸五大分區。此外，凡每日降雨量 $\geq 0.1\text{mm}$ 即界定為雨日。

在降雨趨勢和週期分析上，由於受限於各測站資料豐度及時序各異，故僅選取 AST、PN、STW、BN、AP、JHL、JB、DG、PKS 及 ED 十個測站進行分析，在降雨趨勢分析上以二次函數迴歸進行分析，此方法可觀測到變數曲線趨勢的斜率變化，可以清楚了解觀測值的趨勢變化，而在降雨週期的頻率變化則使用小波轉換的 Morlet 小波分析法分析馬來半島年降雨週期頻率訊號。為了確定降雨訊號的顯著週期，將降雨序列進行波譜分析 (Spectral analysis)，並計算出標準譜的顯著水準，做為檢定各測站降雨週期是否達到 95% 或 90% 的顯著性。由於小波分析需以一組完整的序列進行之，故在降雨資料的缺失部份，採鄰近降雨測站資料進行補遺。

在極端降雨的分析上，本研究則於極端降雨頻率變化的探討上採用超閾值法 (POT) 做為極端降雨事件閾值的確定，其中，在 POT 的閾值判斷上，採用 Tukey

(1977) 提出的盒鬚圖 (Box and Whisker plot) 三倍的四分位距 (interquartile range, IQR) 做為超閾值法中的閾值判斷方式，得出極端降雨事件顯示如圖 8，除此之外，亦可了解資料的整體分布特徵。另一方面，對於馬來半島極端降雨強度的變化則分別使用季最大值及年最大值法進行統計描述，並配合 GEV 進行降雨極值概率分布模式擬合，推估馬來半島地區極端降雨的發生頻率及最大極端降雨量。

除此之外，本研究使用 Arcgis 軟體繪製馬來半島極端降雨的空間分布，並以 spline 統計法做為本研究的空間內插方法。Azpurua & Dos Ramos (2010) 也指出，spline 統計法可透過少量的樣本數得出效精確的空間分析。

另一方面，在極端降雨的個案分析上，本研究採用 ECWMF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) 再分析資料 ERA-Interim，解析度為 $0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$ 之風場資料。由於熱帶地區的降雨，多由低層氣流的輻合和潛熱釋放所引發的對流降雨，所以本研究以 850hPa 的 UV 風場所繪製的風向風速及輻散風場圖，進行馬來半島地區極端降雨分布的特徵模式分析。

3.2 研究分析方法

3.2.1 小波分析

小波分析是建立在傅立葉分析 (Fourier analysis) 理論基礎上，相較於僅能將一段時間序列中從時間域轉換為頻率域或頻率域轉換為時間域的傅立葉分析，小波分析則可同時瞭解各時域上頻率域的特性與變化 (Ouerqli, 1997)。小波分析最早是由 Morlet (1982) 提出，用於分析地震的不規則波，此外，Daubechies (1988)、Grossmann & Morlet (1984) 及 Meyer (1992) 等許多學者也對小波分析理論提出更多的研究及應用成果。

熱帶地區的降雨在多重尺度的影響下，許多低頻的訊號在降雨序列中易受到較高頻的訊號所掩蓋，因此，能有效地觀測到各種低頻訊號的診斷方法，將是探究一地降雨行為所不可或缺的分析工具。其中，小波分析在對各種訊號分析的處理上是廣泛被使用的方法，如在天文學、訊號與圖像處理、雷達、光學、聲學和地球物理學等領域。在大氣學科的應用上，包括了熱帶對流、ENSO (El-Niño Southern Oscillation)、溫度變化及降雨週期等 (Santos et al., 2001; Ideião & Santos, 2005) 的分析。相較於僅將時間序列從時間域轉換為頻率域的傅立葉分析

(Fourier analysis)，小波的時頻分析則可同時瞭解各時域上頻域的特性與變化。

近年來，小波分析在降雨頻率及週期的應用上愈趨普遍，Liu & Ma (2007) 針對東三江平原 853 農場自 1959 年至 2005 年洪患季節之降雨序列進行分析，結果顯示此區的降雨具有 3 年、6 年、13 年及 29 年的週期變化。Jury & Melice (2000) 則使用小波理論對 Durban、南非及南埃及地區從 1871 年至 1999 年的降雨資料進行週期分析，結果顯示降雨的年變化是該區主要的降雨週期訊號，此外，此區的降雨同時存在 2.3-4 年的循環週期。Kim (2004) 則採用小波理論分析美國北加利福尼亞地區的降雨週期及空間上的變化。除此之外，Chou (2011)、Ideião & Santos (2005) 和 Joseph et al. (2004) 等許多研究也使用小波對降雨時序進行分析，並獲得良好的分析結果。

在小波分析中，當函數 $\psi(t)$ 是一個具有振盪特質，且其絕對值的平方積分為一有限能量，表示為 $\int_{-\infty}^{+\infty} |\psi(t)|^2 dt < \infty$ ，在快速衰減至 0 的條件下，如表示公式 $\int_{-\infty}^{+\infty} \psi(t) dt = 0$ 。此函數即稱為母小波 (Mother Wavelet)。小波分析中的小波函數種類繁多，如有 Haar 小波、Daubechies (dbN) 小波、Morlet 小波及 Mexican Hat (Mexh) 小波等，本研究採用在時域及頻域在局部特徵上皆有良好表現的 Morlet 小波為小波函數 (Liu & Ma, 2007)，表示公式如下：

$$\psi(x) = e^{ict} e^{-t^2/2} \quad (1)$$

根據 (Liu & Ma, 2007) 指出，Morlet 小波適用於週期性的時序分析。本研究所使用的 Morlet 小波分析係以 Matlab7.9.0 軟體作為工具程式。

3.2.2 廣義極值分布 (Generalized extreme value distribution, GEV)

假設一獨立隨機的降雨時間序列資料 $X_{t1}, X_{t2}, \dots, X_{ti}$ ， i 表示 t 個區間的降雨觀測值，經樣本排序後挑出每個區間的降雨最大值，

$$M_n = \max\{X_{t1}, X_{t2}, \dots, X_{ti}\}, \quad t = 1, 2, \dots, n \quad (2)$$

其中 M_n 表示每年的降雨最大值，並導出此序列之累積機率分布函數：

$$\begin{aligned} \Pr\{M_n \leq z\} &= \Pr\{X_1 \leq z, X_2 \leq z, \dots, X_n \leq z\} \\ &= \{F(z)\}^n \end{aligned} \quad (3)$$

當 $n \rightarrow \infty$ ， $\{F(z)\}^n$ 將趨近於非退化分布 (non-degenerate distribution)，根據

Fisher and Tippet (1928) 理論，如果 M_n 存在常數項 $a_n > 0, b_n \in R$ ，使成立

$$\Pr \left\{ \frac{M_n - b_n}{a_n} \leq z \right\} \rightarrow H(z), \quad \text{as } n \rightarrow \infty \quad (4)$$

則 $H(z)$ 分別為下列三種標準的極值分布之一：

$$\text{I} : H(z) = \exp \left\{ -\exp \left[-\left(\frac{z-b}{a} \right) \right] \right\}, \quad -\infty < z < \infty \quad (5)$$

$$\text{II} : H(z) = \begin{cases} 0, & z \leq b, \\ \exp \left\{ -\left(\frac{z-b}{a} \right)^{-\alpha} \right\}, & z > b; \end{cases} \quad (6)$$

$$\text{III} : H(z) = \begin{cases} \exp \left\{ -\left[-\left(\frac{z-b}{a} \right)^\alpha \right] \right\}, & z < b, \\ 1, & z \geq b, \end{cases} \quad (7)$$

其中 a 為尺度參數 (scale parameter)， b 為位置參數 (location parameter) 而 α 則表示為形狀參數 (shape parameter)。上述三種極值分布分別為 Gumbel (極值 I 型)，Frèchet (極值 II 型) 及 Weibull (極值 III 型)。

為便於統計上的運算，Jenkinson (1955) 將 Gumbel, Frèchet 和 Weibull 三種分布予以一般化的極值分布函數，稱為廣義極值分布 (Generalized extreme value distribution, GEV)，表示公式如下：

$$H(z) = \exp \left\{ -\left[1 + \xi \left(\frac{z-\mu}{\sigma} \right) \right]^{-1/\xi} \right\} \quad (8)$$

式中參數 μ, σ, ξ 分別表示為位置參數、尺度參數及形狀參數。其中位置參數 μ 表示分布的中心位置，尺度參數 σ 則表示分布的離散程度，而形狀參數 ξ 則是決定 GEV 類型的重要參數。當 $\xi = 0$ ，此分布模式為 Gumbel 分布；如果 $\xi > 0$ ，則為 Frèchet 分布，即厚尾分布；而當 $\xi < 0$ ，此分布將是 Weibull 分布。

3.2.3 參數估計

極值模式之參數估計方法眾多，其中，最大似然估計 (Maximum likelihood estimation, MLE) 和線性動差估計 (L-moment estimation, LM) 在分布參數估計中為最普遍的估計法。

最大似然估計的運算過程較為複雜，然而可獲得較精確的參數推估，特別是當樣本數愈大，估計成效愈好 (Raynal-Villasenor, 2012)，Katz et al. (2002) 也指出，當樣本數 ≤ 25 時，採用最大似然法進行參數估計的成效優劣不穩，Madsen et al. (1997) 和 Martins & Stedinger (2000) 則認為當樣本數 ≥ 50 時，最大似然法的

估計成效較好。另一方面，Hosking et al. (1985) 則在研究中指出，當樣本數較小時，相較於最大似然估計，線性動差估計在偏差和變異項取得較好的成效。此外，線性動差估計的在運算上也較最大似然估計簡單 (Hosking et al., 1985; Martins & Stedinger, 2000)。鑒於上述所言，本研究將以最大似然法及線性動差法進行參數推估，透過最適性檢定進行配適判斷，選取最佳的配適結果進一步推估不同時期極端降雨的重現水平。

依據 GEV 分布模式可得機率密度函數 (probability density functions, pdf)

$$h(z) = \frac{1}{\sigma} \left\{ \left[1 + \xi \left(\frac{z-\mu}{\sigma} \right) \right]^{-1-1/\xi} \right\} \exp \left\{ - \left[1 + \xi \left(\frac{z-\mu}{\sigma} \right) \right]^{-1/\xi} \right\} \quad (9)$$

及累積分布函數 (cumulative distribution functions, cdf)

$$H(z) = \exp \left\{ - \left[1 + \xi \left(\frac{z-\mu}{\sigma} \right) \right]^{-1/\xi} \right\} \quad (10)$$

本研究將採用最大似然估計及線性動差估計分別對 ξ 、 σ 和 μ 進行三參數的推估。

a. 最大似然估計 (Maximum likelihood estimation, MLE)

假設 GEV 為三參數的機率密度函數 $h(z|\mu, \sigma, \xi)$ ，定義其似然函數 $z_1, z_2, \dots, z_i$ 之最大似然估計公式為：

$$L(\mu, \sigma, \xi) = \prod_{i=1}^n h(z_i | \mu, \sigma, \xi) \quad (11)$$

當 $\xi \neq 0$ ，GEV 分布的三參數最大似然估計可表示如下：

$$l(\mu, \sigma, \xi) = -n \log \sigma - \left(1 + \frac{1}{\xi} \right) \sum_{i=1}^n \log \left[1 + \left(\frac{z_i - \mu}{\sigma} \right) \right] - \sum_{i=1}^n \log \left[1 + \left(\frac{z_i - \mu}{\sigma} \right) \right]^{-1/\xi} \quad (12)$$

其中，

$$1 + \xi \left(\frac{z_i - \mu}{\sigma} \right) > 0, i = 1, 2, \dots, n \quad (13)$$

b. 線性動差估計 (L-moment estimation, LM)

線性動差估計可以說是機率權重矩 (Probability weighted moment, PWM) 的線性組合 (陳元芳等，2001；Zakaria et al., 2012)，根據 Hosking (1990) 對一實數隨機變數 X 的線性動差估計量 λ_r 之定義：

$$\lambda_r \equiv r^{-1} \sum_{k=0}^{r-1} (-1)^k \binom{r-1}{k} EX_{r-k:r}, r = 0, 1, 2, \dots \quad (14)$$

由上式進一步獲得：

$$\lambda_r = \int_0^1 z(H) P_{r-1}^*(H) dH \quad , r = 0, 1, 2, \dots \quad (15)$$

其中，

$$z(H) = \mu + \frac{\sigma}{\xi} [1 - (-\log H)^\xi] \quad , \quad \xi \neq 0 \quad (16)$$

$$P_r^*(H) = \sum_{k=0}^r p_{r,k}^* H^k \quad (17)$$

$$p_{r,k}^* = (-1)^{r-k} \binom{r}{k} \binom{r+k}{k} \quad (18)$$

根據 Hosking (1990) 表示，線性動差的首四階表示如下：

$$\lambda_1 = EX = \int_0^1 z(H) dH$$

$$\lambda_2 = \frac{1}{2} E(X_{2:2} - X_{1:2}) = \int_0^1 z(H) (2H - 1) dH \quad (19)$$

$$\lambda_3 = \frac{1}{3} E(X_{3:3} - 2X_{2:3} + X_{1:3}) = \int_0^1 z(H) (6H^2 - 6H + 1) dH$$

$$\lambda_4 = \frac{1}{4} E(X_{4:4} - 3X_{3:4} + 3X_{2:4} - X_{1:4}) = \int_0^1 z(H) (20H^3 - 30H^2 + 12H - 1) dH$$

3.2.4 最適性檢定 (Goodness-of-fit test)

本研究採用了 Kolmogorov-Smirnov (K-S) 檢定進行配適判斷。首先，使 K-S 檢定在 0.05 的顯著水平下檢視樣本分布函數是否服從原假設理論分布函數。表示公式為：

$$\max(|F_1(x) - F_2(x)|) \quad (20)$$

其中 $F_1(x)$ 和 $F_2(x)$ 分別為樣本分布函數和理論分布函數，檢驗假設 H_0 ：樣本分布函數為理論分布函數； H_1 ：樣本分布函數與理論分布函數不符，若檢驗結果 H_0 ： $h=0$ 表示接受原假設 H_0 ，即表示 $F_1(x)$ 和 $F_2(x)$ 來自相同的分布，相對地 H_1 ： $h=1$ 則表示拒絕原假設 H_0 ，代表 $F_1(x)$ 和 $F_2(x)$ 來自不同的分布模式。

進一步以原假設 H_0 下差別顯著概率 p 判斷不同參數推估下的理論分布函數的配適結果之良莠，當 p 值愈高表示樣本值與理論分布值吻合度愈高則表示模擬成效愈佳，若 p 值愈趨近於 0.05 則對原假設質疑。

3.2.5 重現期推估 (Return period estimation)

極值理論可透過現有的觀測資料，建立在不同重現期下的極端降水事件，主要可供防洪治理及在氣候風險監測等相關領域的研究所需 (朱蘭芬等，2011)。

透過現有的觀測資料，建立在不同重現期下的極端降水事件 X_p 的發生機率，其中，極端降水事件的發生機率與重現期的關係可表示為 $P=1/t$ ，則 t 表示極端降水事件的重現期， X_p 代表 t 年的降雨重現水準 (Return level)，計算公式表示如下：

$$X_p = \mu - \frac{\sigma}{\xi} \left[1 - \left(-\log \left(1 - \frac{1}{t} \right) \right)^{-\xi} \right] \quad , \quad \xi \neq 0 \quad (21)$$



第四章 研究分析與討論

4.1 馬來半島的降雨週期分析

4.1.1 長期趨勢分析

根據圖 9 馬來半島各測站的二次函數分析，其中 JB 及 AST 地區的降雨在近年內皆有上揚的趨勢，且都達到統計上的顯著性 ($P=0.0002$ 及 $P=0.0139$)。根據各測站 37 年長期降雨的平均記錄顯示，東部地區的降雨居半島地區最高，其中又以 ED 的長期平均年降雨量最高，其次為位在外島的 PN 及中南部地區，而中部地區的降雨主要集中在雪蘭莪一帶 (AP 和 BN)；內陸 (PKS) 及北部地區的降雨偏少，當中又以 STW 地區的降雨位居半島最低。整體而言，半島地區的降雨主要是由東向西，由中南部向北遞減。

根據圖 10 馬來半島各測站由 1971 年至 2007 年各季節的平均降雨資料顯示，馬來半島的降雨型態可分為單峰型與雙峰型兩大類，其中東部地區 (ED 和 DG) 的降雨型態為單峰型降雨，降雨的高峰季節主要集中在秋冬季，而降雨的低峰季則位在春夏季，比照圖 11 馬來半島地區 37 年各測站之平均月降雨量圖顯示，此區的降雨高峰月份主要集中在 11 月及 12 月，該季節的降雨主要來自於冬季季風環流 (Chang et al., 2005; Liew & Fredolin, 2008; Murakami, 1979)，盛行東北風。此外，雙峰型的降雨型態主要分布在半島西部地區，其中以中南部地區的雙峰型特性最為顯著，降雨的高峰季節主要分布在春季及秋季，而夏季和冬季則為此區的乾季，按降雨地理分布顯示，愈往北部，冬季降雨愈少，夏季降雨愈高。根據各測站平均月降雨資料顯示，3 月和 12 月為南部地區 (JB) 的最高降雨月；中部地區的最高降雨月則落在 4 月和 11 月，而北部地區則以 5 月和 10 月為該區的最高降雨月。依據上述分析所得，半島西部地區的雙峰型降雨分布，最高降雨月份由北往南，從 10 月往 12 月移動；另一降雨高峰月份則由南往北，自 3 月往 5 月移動。總體而論，半島西部的雙峰型季節降雨，由中南部地區往北逐漸消失雙峰特性。根據以上所述，在馬來半島西岸地區的降雨變化主要是受到冬夏季節轉換的影響，由夏至冬的過渡季節 (SON)，位在孟加拉灣附近的對流活動中心由北向東南移動 (Chang et al., 2005)，所以秋季降雨由北往南移動，直到進入冬季季節；在冬夏的過渡季節 (MAM)，位在赤道以南，澳洲北部的對流活動中心，

緩慢地往北移動，因此春季降雨區由半島南部往北漸進，雨量則由南往北遞減。

進一步探討各測站不同季節的降雨趨勢與變率，東部地區的冬季降雨變率最大，表示此區相較於其他地區更易受氣候災害的衝擊。依據ED (圖 12a) 和 DG (圖 12b) 地區的冬季降雨年際變化分析，主要的降雨高峰值出現在 1971-72、1975、1977、1984-85、1988-89、1992-93、1996、1998-2000 和 2006 年；而降雨低峰值則發生在 1976-77、1979-80、1986、1989-90、1995、1997、2002-03 和 2006-07 年，比對至日本氣象廳 (Japan Meteorological Agency, JMA) 重新歸類的聖嬰年及反聖嬰年資料，此一年際的降雨變化與聖嬰及反聖嬰事件的發生年份具有一定的吻合。除此之外，該循環現象在半島西部地區其它測站的冬季降雨亦有跡可循，根據上述分析所得，導致半島東部地區冬季降雨的年際變化以 ENSO 事件之貢獻最大。馬來半島地區的降雨除了受季風和 ENSO 事件的影響之外，同時也受到其它天氣系統的影響，例如區域尺度的日循環系統 (Oki & Musiake, 1994; Qian, 2008) 和強對流系統所產生的雷暴帶 (Yi & Lim, 2007) 等。Fujita et al. (2010) 指出，在馬六甲海峽一帶經常可以觀測到顯著的降雨日循環，白天，每日最大降雨量發生在午後或傍晚時分的陸上；凌晨 0100 時，海上開始觀測到強降雨的出現直到清晨。馬六甲海峽上顯著的日循環系統及最大的日降雨量，主要集中在蘇門答臘和馬來半島上具有與海峽平行的山脈，及峽寬狹窄的區域。其次，在馬六甲海峽一帶由於低層暖濕的空氣引發大氣結層的不穩定，有利於線狀對流系統的發生，此外，受到海峽東西兩岸陸風的輻合，使對流系統持續發展成為雷暴帶 (Yi & Lim, 2007)，為馬來半島西岸地區的清晨帶來短時間的雷暴。

4.1.2 小波時頻分析

圖 7 為馬來半島各測站 1971 年至 2007 年年降雨資料的小波時頻分析結果，同時利用波譜分析檢定各測站降雨週期是否達到 95% 或 90% 的顯著水準。由圖 13 顯示，大部份測站皆出現 2-2.5 年、3 年及 4-6 年的降水週期訊號。根據 Tangang & Alui (2002) 的研究指出，馬來西亞在 1951-2000 年過去五十年的降雨變化主要受到為期 3-7 年的低頻振盪和 1.5-2.5 年雙年振盪 (TBO) 的影響，因此，此一規律的年際變化，可推斷是受 ENSO 事件和熱帶地區準雙年振盪的影響。

根據小波時頻分析結果，進一步探究馬來半島降雨週期的時空分布，半島西部地區的降雨在 1977 年至 1995 年受 TBO 的影響由北向南減弱；而 ENSO 事件

對半島南部地區的降雨在 1990 年以前具有明顯的影響；而北部地區則在 1990 年後則有增強的跡象。此外，多數測站在各季節中皆存在著 2-2.5 年、3 年、4-6 年的降雨週期訊號，其中 3 年的循環週期主要發生在半島中南部及外島地區，發生年份為 1984-85 年、1988-89 年、1992-93 年、1996-97 年、2000-01 年及 2004 年。其次，半島地區在各季節中受 TBO 訊號的影響由南往北愈見顯著，而 ENSO 事件對此區的夏季（圖 14）降雨的影響則有逐年增強的現象，而此現象主要發生在半島中南部地區（PKS、AP、ED、BN 及 JB）。

除此之外，透過圖 13 的波譜分析得出，馬來半島的降水亦存在著 9-12 年和 18 年週期的訊號，其中 9-12 年的降雨週期訊號主要發生在冬季季節（圖 15），根據冬季降雨的小波時頻分析結果顯示，9-12 年降水週期的正相位時期發生在 1973-75 年、1984-85 年、1995-97 年及 2004-05 年；負相位之降雨週期則發生在 1978-79 年、1989-92 年及 2000-02 年，持續時間約 2-4 年。

在過去的研究指出，太陽黑子 11 年的活動週期對氣候的影響都分別存在著十年到年代際尺度的變化（White et al., 1997; Lau & Weng, 1995; Mann & Park, 1994），White et al. (1997) 透過不同的分析方法，探討不同時間尺度下太陽輻射對海面溫度的影響，發現兩者皆存在十年（9-13 年）和年代際（18-25 年）尺度的週期訊號。除此之外，本研究也透過 1971-2012 年太陽黑子平均數的變化曲線（圖 16），發現此區冬季的降雨週期變化與太陽黑子週期的時間變化相當吻合，即在太陽黑子活動較活躍時則會降低此區的冬季降雨，而太陽黑子活動減弱時則反之。由上推論，馬來半島地區的降雨在十年和年際尺度上的週期訊號與太陽黑子數的變化具有微妙關聯，此結果與 White et al. (1997) 和 Misios & Hauke (2012) 的研究結果頗具相合之處，即在 11 年太陽黑子活動週期時，在赤道太平洋上伴隨著較暖的海水域，Held & Soden (2006) 認為，溫暖的海域會減弱沃克環流，進而使西太平洋上的深對流區逐漸往東移動，形成一個類聖嬰 (El-Niño like) 現象，造成位在西太平洋上的馬來半島出現乾熱的天氣；但是此結果卻不同於 Van Loon et al. (2007) 和 Meehl et al. (2008) 的研究結果，在活躍的太陽黑子活動期，在東太平洋上則是伴隨著低於氣候平均值的海溫，因而在北半球的冬季發生類反聖嬰 (La-Niña like) 現象。探究以上太陽黑子活動對 ENSO 事件的兩面說法，可歸因於不同的研究目的及資料長度，近期 Haam & Tung (2012) 卻認為太陽黑子活動和 ENSO 事件其實是相互獨立存在的現象。

綜觀上述說法，11 年的太陽黑子週期與 ENSO 事件發生並無直接的相關，但是從本研究的結果可以推論，太陽輻射的強弱（太陽黑子活動週期最大值/最小值），對馬來半島一帶的冬季降雨會產生與 ENSO (El-Niño / La-Niña) 事件相類似的降雨變化。

4.1.3 小結

近年全球氣候變遷導致世界各地出現異常的天氣現象在各方的研究證實下，已是不爭的事實。因此，有效地掌握降雨的長期變化與降雨的週期訊號，是評估當地災害或農業發展所不可或缺的資訊。本研究借由馬來西亞水利灌溉局所提供的馬來西亞測站資料，依據資料的長度與豐度選取十個測站的月降雨資料進行長期趨勢和小波時頻分析。

根據各測站 1971 年至 2007 年的長期平均降雨記錄所示，東部地區的降雨為半島地區最高，整體而言，半島地區的降雨主要是由東向西，由中南部向北遞減。另一方面，馬來半島的降雨型態可分為單峰型與雙峰型兩類，單峰型降雨主要分布在東部地區，降雨的高峰季節集中在秋冬季，主要受到冬季季風環流的影響，而降雨的低峰季節則位在春夏季；雙峰型降雨則分布在半島西部地區，其中以中南部地區最為顯著，降雨高峰季節主要分布在春季及秋季，而夏季和冬季則為此區的乾季。按降雨的地理分布顯示，愈往北部，冬季降雨愈少，夏季降雨愈高。總體而論，半島西部的雙峰型季節降雨，由中南部地區往北逐漸消失雙峰特性，那是由於在北半球冬夏季節的轉換，造成對流活動中心位置的移動而導致降雨在時間和空間上的分布差異。Chang et al. (2005) 及 Wang & Chang (2008) 都曾指出熱帶海洋大陸地區的降雨半年循環 (semiannual cycle) 主要出現在北半球冬-夏 (或夏-冬) 的過渡期，雖然對於馬來半島地區降雨的地理分布變化並無詳細闡明。此外，依據各測站季節標準差統計結果指出，東部及外島地區測站的季節降雨變率最大，易為當地帶來氣候災害。

另一方面，根據馬來半島降雨週期的時空分布，半島西部地區在 1977 年至 1995 年受 TBO 的影響由北向南減弱，而 ENSO 事件對此區夏季降雨的影響則有逐年增強的現象，而此現象主要發生在半島中南部地區，此外，1990 年後，ENSO 事件對半島北部地區的降雨影響有增強的傾向。

根據 1971 年至 2007 年降雨資料之小波時頻分析結果和波譜分析檢定降雨週

期的顯著水準顯示，大部份測站皆出現 2-2.5 年、3 年、4-6 年、9-12 年及 18 年的降水週期訊號，其中 2-2.5 年及 4-6 年的降雨訊號，根據前人研究結果，可推斷為熱帶的準雙年振盪及 ENSO 事件的週期訊號。其次，根據本研究的結果，推論馬來半島地區的降雨在十年 (9-12 年) 和年代際 (18 年) 尺度上的週期訊號與太陽黑子數的變化具有微妙關聯，

4.2 馬來半島極端降雨的長期變化趨勢與空間分布

4.2.1 極端降雨頻率

根據前文所述，本研究依據不同的研究目的使用了不同的分析方法，接下來將針對本研究的分析結果進行詮釋。馬來半島地區在 1971-2007 年間，平均每年的極端降雨日數為 4 日，根據不同的地理分區，半島東岸地區平均每年的極端降雨日數為 6 日，而半島西岸及內陸地區平均每年的極端降雨日數則分別為 3 和 4 日。經由上述的分析，馬來半島平均年極端降雨日數的整體空間分布由東往西遞減。

在極端降雨頻率的趨勢分析上，半島西岸中部及南部地區所有測站的極端降雨事件的發生頻率皆顯現上升趨勢 (圖 17 和圖 19a)，其中 BN、GB、AP、SRB、SL 及 JB 測站 (斜率依序為 0.06、0.05、0.05、0.05、0.10、0.09) 都達到 90% ($p \leq 0.1$) 以上的統計顯著。另一方面，在半島東岸北部地區，DG 極端降雨事件的發生頻率顯著減少 (斜率為 -0.13)，平均每十年減少約 1 日，而東岸南部的 PK 的極端降雨事件在近年來卻明顯增加 (斜率為 0.10)，平均每十年增加約 1 日。

根據季節的變化趨勢，在半島西岸中部地區的春季極端降雨事件在 37 年內都有輕微上升的趨勢 (圖 18 和圖 19b)，其中 AP (斜率為 0.04)、PTL (斜率為 0.04)、SL (斜率為 0.02)、SRB (斜率為 0.03) 4 個測站皆達至統計顯著，主要集中在雪蘭莪南部和森美蘭一帶，同樣的趨勢也發現在餘下的三個季節，唯秋季 (圖 19d) 和冬季 (圖 19e) 各僅有 1 個測站達顯著性，分別為 JHL (SON, 斜率為 0.03) 及 SL (DJF, 斜率為 0.04)，而夏季 (圖 19c) 通過顯著檢定的測站則集中在雪蘭莪北部，分別為 BN、GB 和 AP (斜率皆為 0.02)。另一方面，在 1971-2007 年間，半島東岸北部 DG 測站的極端降雨事件在夏冬二季有減少的趨勢 (斜率依序為 -0.03 及 -0.09)，而東岸南部的 PK 測站和半島南部的 JB 測站在近年內則有增加的趨勢，其中夏季和冬季的趨勢線斜率則分別為 0.01 (PK)、0.03 (JB) 及

0.07 (PK)、0.04 (JB)。

4.2.2 極端降雨強度

根據馬來半島地區 1971-2007 年最大值降雨統計得出平均年最大降雨強度為 114.7mm/day (表 2)，進一步分析此區在 1971-2007 年平均最大降雨強度的空間分布 (圖 20 和圖 22a)，半島東部地區的年最大降雨強度居半島之冠，此結果和過去的研究結果是相符合的 (Suhaila & Jemain, 2012; Wan Zin et al., 2010)，平均最大降雨強度為 199.9mm/day，而位在半島中部地區的森美蘭南區之 JHL 年最大降雨量則為半島最低，平均最大降雨強度為 65.9mm/day。

在季節分析上，冬季的平均最大降雨強度為四季之冠，平均總降雨量為 79.3mm/day (DJF) (表 2)；春季的平均最大降雨強度主要分布在半島北部的檳榔嶼及中部地區，整體分布而言，平均最大降雨強度由沿海往內陸遞減 (圖 21 和圖 22b)；夏季平均最大降雨強度集中在半島北部地區，而中部地區的森美蘭州一帶的平均最大降雨強度則為半島最低 (圖 22c)；除此之外，秋季的平均最大降雨強度分布由半島東北部往南逐漸減弱 (圖 22d)；而冬季季節的平均最大降雨強度則出現在東南一隅，愈往半島西北部，平均最大降雨強度愈低 (圖 22e)。綜上所述，春季和夏季的最大降雨強度主要發生在半島西部，而秋季和冬季最大降雨強度則出現在半島東部地區。

依據圖 23a 極端降雨強度的變化趨勢圖表示，半島中部地區的 GB、BN、AP 和 SL 的極端降雨強度近年來稍有增強趨勢，平均每年極端降雨強度分別增加 0.55mm(GB)、0.78mm (BN)、0.49mm (AP) 和 1.34mm (SL)。根據季節最大值分析半島地區近 37 年極端降雨強度的季節變化趨勢，依統計結果顯示，半島中部地區之測站在春季 (圖 23b) 和秋季 (圖 23d) 時，極端降雨有增強的趨勢，其中春秋二季分別具有 4 (AP、PTL、SL、JHL) 和 2 (BN、JHL) 個測站是達到統計顯著性 ($p \leq 0.1$) 的。冬季時 (圖 23e)，半島南部地區之測站 (SL、CC、JB) 皆有增強的傾向，唯 MG 的冬季強降雨有漸弱趨勢，而夏季 (圖 23c) 極端降雨強度的分布並沒有明顯的空間分布特徵。

4.2.3 極端降雨的空間分布

根據上述的分析結果，在馬來半島極端降雨的頻率及強度趨勢的空間分布上，我們發現到馬來半島極端降雨的變化趨勢以 4°N 為界的南北空間分布若隱而顯，

其中在 4°N 以南的極端降雨發生頻率和強度都有增加的趨勢；而 4°N 以北地區，除了東部地區 (DG) 的極端降雨日數有減少的趨勢外，則多數測站都沒有顯著的趨勢。

此外，我們觀察到最強的極端降雨主要發生在半島東岸的秋冬季節。Suhaila et al. (2010) 曾指出強勁的東北季風會為馬來半島東岸地區帶來大量的降雨，而 Cheang (1987) 卻認為馬來半島東岸地區的降雨，主要受到寒潮渦旋的影響。然而，本研究卻發現東岸地區秋冬季節的極端降雨呈現秋北冬南的空間分布特色，這樣的發現，留下了一個有趣的線索，是什麼原因造成馬來半島地區極端降雨在不同季節出現的空間分布變化？

根據過去的研究，Sumi & Murakami (1981) 指出東南亞地區低層環流的季節變化主要是受到近赤道槽 (NET) 的移動所致，Chen et al. (2013) 也提出了伴隨近赤道槽的移動也對馬來半島的降雨產生了季節性的變化。Chang et al. (2005) 則指出，東南亞地區強降雨的季節變化，與間熱帶輻合區 (ITCZ) 的移動具有一定的關係。接下來，本研究將針對近赤道槽的移動對馬來半島極端降雨的發生做進一步的探討，試圖歸納出塑造馬來半島極端降雨季節性的空間變化的特徵。本研究將透過 1971-2007 年 850hPa 平均每月環境風場和輻散風場，分別對近赤道槽和赤道槽 (EQT) 的變化與馬來半島極端降雨的空間分布進行綜觀分析，此資料取自 ECWMF 所提供的再分析資料 ERA-Interim ($0.125^{\circ}\times 0.125^{\circ}$)。

根據馬來半島地區 850hPa 綜觀環境顯示 (圖 24)，春季 (3-5 月)，EQT 從南半球開始往北移動，NNET 北移跨過馬來半島，NNET 以北受東風控制顯著，NNET 以南則以西或西北風向為主導。因此，在冬夏季風的過渡季節，馬來半島由原來的東風逐漸轉向西或西北風向，比照至馬來半島極端降雨的季節分布 (圖 22)，春季隨著 EQT 的移動伴隨的風向轉向隱約的表現在極端降雨的季節空間分布。此外，隨著夏季西南季風的肇始，馬來半島在夏季 (6-8 月) 完全進入西南季風的籠罩，而受西南季風吹襲的馬來半島西岸，由於蘇門答臘島的地形阻檔，對半島西岸地區的降雨影響不顯著，除了不受地形阻檔的北部地區較易受到北印度洋上的西風的影響，造成強降雨的發生。秋季 (9-11 月)，位在北半球的 EQT 逐漸從中印半島南退至赤道附近，NNET 由中印半島南移至馬來半島中部，NNET 以南受西風控制，NNET 以北則受東北季風的影響，此時，半島東北部地區較容易受到南下強勁的東北季風(或寒潮)的影響，形成強降雨事件。冬季 (12-2 月)，

EQT 進入南半球，NNET 由半島中部往南移動至鄰近赤道北部，強勁的東北季風寒潮沿著越南外海直驅南下馬來半島。此外，南下的東北季風在蘇門答臘島和婆羅洲地形阻擋的交互作用下，易形成婆羅洲渦旋，並往西移動 (Chen et al., 2013)，使半島東南部地區發生強降雨。綜觀而言，隨著 EQT 的變動而移動的 NNET，可以說是塑造馬來半島地區極端降雨秋北冬南空間分布特色的契機。除此之外，半島地區南北走向的山脈，迫使迎風面暖濕氣流的抬升，在秋冬季節時，使位在迎風區的東岸地區發生降雨，並減弱位在背風側的西岸地區。

4.2.4 小結

本研究使用馬來西亞水利灌溉局所提供的 22 個測站 1971-2007 年分析馬來半島極端降雨事件的特徵。本研究依據不同的研究目的使用了不同的分析方法，在極端降雨頻率變化的探討上採用超閾值法 (POT) 做為極端降雨事件閾值 (Threshold) 的確定，而對於馬來半島極端降雨強度的變化則採用年最大值及季最大值法進行分析。

根據極端降雨頻率的分析，馬來半島地區平均每年的極端降雨日數為 4 日，在空間分布上，由東往西遞減。在趨勢上，馬來半島中部和南部地區多數測站的極端降雨事件的發生頻率皆有上升趨勢。然而，在半島東北部地區 DG 測站的極端降雨的發生頻率則有下降趨勢。另一方面，在極端降雨強度的分析上，半島東部地區的年最大降雨強度居半島之冠。在季節分析上，春季和夏季的最大降雨強度主要分布在半島西部，而秋冬季節的最大降雨強度則分布在東部地區。

在馬來半島 1971-2007 年極端降雨頻率及強度趨勢的空間分布上，我們發現到馬來半島極端降雨的變化趨勢以 4°N 為界的南北空間分布若隱而顯，其中 4°N 以南地區的極端降雨發生頻率和強度都有增加的趨勢；而 4°N 以北地區的極端降雨日數有減少的趨勢，然而多數測站都沒有顯著的趨勢。

另一方面，強勁的東北季風寒潮與向西進動的婆羅洲渦旋和地形的走向，在半島東部地區的極端降雨上扮演了重要的角色，然而，隨著 EQT 的變動而移動的 NNET，塑造了馬來半島地區極端降雨秋北冬南的極端降雨強度的空間分布特徵。

極端降雨頻率和強度的變化將影響到地方災害發生的嚴重程度，因此，除了了解馬來半島極端降雨頻率和強度的長期變化，還需進一步探討未來極端降雨的

發生機率及強度，這將仰賴於極端降雨重現期的計算，有關此部分的分析將於下一節中做進一步的討論。

4.3 馬來半島極端降雨重現期的推估

4.3.1 GEV 分布之參數估計

本研究採用最大似然法 (MLE) 和線性動差法 (LM) 推估馬來半島 22 個測站 1971-2008 年和春、夏、秋和冬各季極端降雨事件之 GEV 分布模式的參數值 (表 3~表 7)，並以 K-S 檢定樣本分布函數和不同參數推估下的 GEV 理論分布函數的配適結果 (表 8)。

根據 K-S 檢定結果顯示，所有的理論分布函數在 0.05 的顯著水平下，所有測站皆不拒絕原假設分布，即 $H_0: h=0$ ，除了 ED 測站 (MAM) 和 BN 測站 (DJF) 之樣本分布函數與 LM 參數推估下 GEV 理論分布函數不符外 ($H_1: h=1$)。因此，進一步判斷 MLE 和 LM 推估下的分布函數與樣本分布函數的最佳配適。

從表 8 馬來半島地區極端降雨參數推估及配適結果表示，將近 82% 的測站數皆以 MLE 估計的配適結果較佳，除了 CC、PKS、PN 和 JHL 四個測站的 LM 配適結果優於 MLE。除此之外，根據各季節的配適結果顯示，相同的配適結果也反映在夏季和冬季時分，MLE 配適結果的測站比率分別為 82% 和 86%，其中以 LM 參數推估的最佳配適測站分別佔 JJA 的 18.18% (CC、GB、PKS 和 AST) 及 SON 的 13.64% (ED、GMS 和 AST) (表 3~表 7)；而春和冬兩季對於 MLE 和 LM 二種參數估計下最佳配適的測站比率分別為 MLE 的 59.09% (MAM) 及 54.55% (DJF) 和 LM 的 40.91% (MAM) 及 45.45% (DJF)。進一步以 Q-Q plot 進行 MLE 與 LM 的成效檢驗，從圖 25 顯示 MLE 對馬來半島地區極端降雨的參數推估優於 LM。

依據最佳的參數配適成果進行極端降雨重現期的推估，從圖 26 馬來半島地區極端降雨不同時期之重現期距序列顯示，馬來半島地區在 1971-2007 年間大部分的測站皆經歷大於 50 年重現期的極端降雨事件，其中高於 100 年重現期的極端降雨主要分布在半島西岸地區，包括了 AST、STW、TIT、GB、MG 和 JB 測站。另一方面，根據圖 27~圖 30 不同季節極端降雨之重現期推估分析，馬來半島地區在 1971-2007 年的夏季極端降雨事件中，發生大於 100 年重現期極端降雨，除了 DG，其它測站都分布在半島西岸地區，例如 JN、PN、STW、GB、MG、

SRB、JHL 和 CC；在冬季季節，超過半數的測站都曾經發生高於百年重現期的極端降雨事件，其中 BN、PKS 和 KMM 在 1971-2007 年間都歷經 1 次以上百年重現期距的極端降雨。除此之外，春季和秋季大於 100 年重現期極端降雨事件的測站分別為 PN、GB、PTL、SL、PKS、PK 和 ED 及 JN、TIT、MG、SL、JHL、PKS、PK 和 ED。

4.3.2 馬來半島極端降雨重現期的空間分布變化

為了探討在不同時距重現期推估下的空間分布變化，分別將 30 年、50 年和 100 年重現期距的極端降雨事件表現如表 9~表 11。根據馬來半島地區極端降雨 30 年重現期的空間分布顯示 (圖 31a-1)，半島東部地區的極端降雨將歷經超過 400mm 的日降雨強度，並逐漸往西海岸中部遞減，除了半島北部的檳城一帶，西部地區的極端降雨普遍都低於 160mm/day。此外，在 50 年重現期距 (圖 31a-2) 的推估下，東部地區的極端降雨將歷經大於 600mm/day，而在半島西部地區極端降雨的重現水平則變化不大。依據 GEV 分布估算，在 100 年重現期 (圖 31a-3) 的推估結果顯示，半島東部的日降雨強度將面臨超過 700mm 的極端降雨，另一方面，在雪州南部及森美蘭州一帶的日降雨強度依然低於 160mm。

春季 (圖 31b)，藉由 30 年重現期的極端降雨空間分布顯示，東岸地區的最大日降雨強度分布在 141-180mm 之間，愈往沿岸，降雨強度愈高。在 50 年期距極端降雨重現期的分析得出，東岸地區每日最大降雨量將歷經大於 200mm 的極端降雨，而在 100 年重現期的推估下，東岸地區的日降雨強度則已高於 250mm。其中日降雨強度低於 130mm 的主要都分布在內陸或山區，以及西南沿岸地區，整體而言，降雨強度由沿岸向內陸遞減。

依 GEV 分布推估馬來半島夏季各期距極端降雨重現期的空間分布顯示 (圖 31c)，馬來半島 30 年重現期極端降雨推估表示，在半島北部地區和中部地區的極端降雨強度主要介於 131-190mm/day，而在 50 年重現期的推估下，位在東岸的最大日降雨量已大於 220mm。除此之外，100 年重現期距下的半島西部所遭遇到的最大日降雨強度超過 220mm，主要分布在北部；而半島東岸地區則需面臨高於 270mm/day 的極端降雨，主要位處在南部地區，其中，在森美蘭及馬六甲一帶的降雨強度則依然在 100mm/day 以下。

進一步探討秋季不同重現期距下極端降雨的空間分布 (圖 31d)，從 30 年極

端降雨重現期空間分布圖表示，半島東部地區的最大日降雨量主要集中在 201-340mm，西北部地區則介於 181-200mm/day，而在西南部多數地區依然低於 140mm/day。根據 50 年重現期的推估得出，東岸的最大降雨強度將高於 400mm/day，此外，在西岸北部霹靂州沿海一帶的極端降雨介於 221-260mm/day 之間，而位在西岸南部的大部分地區則集中在 140mm/day 以下。由百年一遇的極端降雨分布圖判斷，東岸將歷經高於 560mm 的最大日降雨量，而在西岸地區的森美蘭和馬六甲一帶的極端降雨則變化不大。

根據圖 31e 馬來半島冬季極端降雨的重現期推估，在 30 年一遇的極端降雨中，東南部地區最大日降雨量將超過 400mm，而在 50 年重現期下的最大日降雨強度則高於 480mm，其中西部地區的極端降雨強度主要都集中在 80-160mm/day。根據 GEV 分布推估 100 年重現期極端降雨的空間分布結果顯示，半島大部分地區的最大日降雨量多低於 200mm，其中，在內陸地區百年一遇的極端降雨普遍低於 80mm/day，另一方面，東南部地區則將遭遇大於 600mm/day 的極端降雨。

4.3.3 小結

本研究採用季節最大值及年最大值對 GEV 分布模式進行擬合，並計算出極端降雨的重現水平。在參數估計上，使用 MLE 和 LM 對 GEV 分布進行參數推估，最後依據 K-S 檢定和 Q-Q 圖進行的配適判斷。

依據不同參數推估下的 GEV 理論分布函數的最佳配適結果獲知，使用 MLE 估計 GEV 理論分布函數的成效優於 LM 估計法，特別是在極大值的推估上。由最佳的參數配適成果進行極端降雨重現期的推估得出，馬來半島多數測站的極端降雨都歷經了大於 50 年的重現標準，其中，在半島西岸地區大部份測站的極端降雨都超越了 100 年的重現值。在季節的分析上，春季和秋季遭遇大於 100 年重現水平的測站，多位在半島的中南部地區；夏季則是集中在西部地區，除了東北部的 DG 測站；冬季半島超過半數的測站都經歷大於 100 年的重現值，其中主要位在 4°N 附近的測站都曾發生 1 次以上的百年重現水平。

根據馬來半島極端降雨在不同時距下重現水平的空間分布表示，極端降雨重現水平推估的空間差異甚大，東岸地區重現水平的變化明顯高於半島西部地區，此外，在不同季節空間分布上，除了春季和夏季的東西兩岸空間分布差異不明顯，秋冬季節都具有相同的空間分布變化，配合上述的實際發生機率，明顯觀察西岸

地區極端降雨頻率和強度的增強，同時也表示了近年馬來半島極端降雨在空間分布的趨勢轉變。

4.4 馬來半島極端降雨的特徵

本研究將透過極端降雨事件的個案分析，進一步釐清影響馬來半島地區極端降雨的分布特徵。本節所採用的資料取自 ECWMF 再分析資料 ERA-Interim，解析度為 $0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$ ，850hPa 日平均 UV 風場所繪製的極端降雨日之風向風速及輻散風場圖。由於該資料庫時間長度始於 1979 年 1 月 1 日，故本研究僅對 1979 年 1 月 1 日後發生的 65 個年最大極端降雨事件及各季最大極端降雨事件進行分析。其中，表 12 為馬來半島地區各測站於 1979 年前後各測站極端降雨事件統計量。

4.4.1 各測站最大極端降雨事件綜觀天氣分析

馬來半島在 1971-2007 年間各測最大極端降雨事件在各季的分配分別為春季 2 個極端降雨事件；夏季 5 個極端降雨事件，包含了 6 個測站，其中夏季的極端降雨事件皆發生在半島的西岸地區；秋季則有 2 個極端降雨事件，包含 4 個測站；冬季則共計 9 個極端降雨事件，包含 10 個測站。透過表 12 極端降雨事件和測站數的百分比顯示，半島地區的極端降雨事件主要發生在冬季，其次則發生在夏季，比照至馬來半島長期平均的季節降雨(圖 10)，半島地區的平均夏季雨量偏低，與極端降雨的發生率不盡相符，這表示了夏季的雨量變率和不確定性偏高，同時也暗示了半島夏季極端降雨事件的發生，特別是在半島西岸地區，除了綜觀尺度環流系統的影響外，對不同尺度所造成的擾動呈現高敏感性。

比照至各測站的極端降雨事件與 NOAA 所提供的 ENSO 事件指標 ONI (Oceanic Niño Index) 整理如表 13，La-Niña 年，半島地區並有 8 個極端降雨事件，包含 11 個測站發生最大極端降雨事件，其中又以 1988 年的強 La-Niña 年和 1971 年的中度 La-Niña 年的發生比率偏高，分別為 1988 年的 5 個測站（3 件極端降雨事件分別坐落於 6、11 和 12 月）和 1971 年的 4 個測站（3 件極端降雨事件分別坐落於 1 和 8 月）；El-Niño 年時，半島地區則有 4 個測站（3 件極端降雨事件）發生最大極端降雨，主要集中在半島西岸地區，除此之外，在非 ENSO 年時共有 7 個測站發生最大極端降雨。

La-Niña 年時，赤道太平洋異常增強的東風及比正常年偏暖的西太平洋暖池，進一步增強了北半球的冬季季風，加劇半島地區的降雨情形。根據圖 32—圖 35 低層環境風場，當 NNET 位在半島中部時，極端降雨易發生在北部地區，如 DG（圖 35-6）；當 NNET 位在半島南部時，極端降雨易發生在中北部地區，此外，南下強勁的東北季風，受到海洋大陸複雜的地形影響，於 NNET（或赤道槽南北側）形成渦旋，如 PK/PKS/GMS（圖 34-11）、KMM（圖 35-3）、SL（圖 35-15）。在北半球夏季，西南太平洋地區的東信風異常增強，往季風槽輻合，東南信風越過赤道發生跨赤道流，在北半球轉向西南風，在跨赤道流的影響下，半島南部地區亦會引發極端降雨事件，如 CC（圖 33-7）。

根據過去的研究指出，El-Niño 事件將使海洋大陸地區 (Ramage, 1968)、印度季風區 (Ashok et al., 2004) 和澳洲北部 (Lau & Nath, 2000) 一帶的季風降雨低於平均值。但是，根據表 13 的統計結果顯示，馬來半島地區共有 4 個測站的極端降雨事件發生在 El-Niño 年。根據圖 33-10 所示，南印度洋東信風跨赤道後轉向，北印度洋上盛行西風，另一方面，位在 30°N 附近的季風槽內氣旋活動活躍，北印度洋的西風受氣旋引導氣流的影響下進一步增強，此外，伴隨著顯著的正相位 IOD (India Ocean Dipole mode) (Saji et al., 1999) (圖 36)，此時，南赤道印度洋東風偏強，而在印度洋 5°N 以北西風也有加強的現象，這時位在鄰近孟加拉灣的半島西岸北部發生極端降雨 (JN/AST, 圖 33-10)。北半球冬季時，IOD 處在正相位，赤道東印度洋的異常東風，增強南下強勁的東北季風，半島南部發生極端降雨，如 JB（圖 35-17）。

非 ENSO 年時，北半球冬春季節，當 NNET 位在馬來半島以南，東北季風直驅進入半島地區，半島中南部地區在冬季季風的影響下，引發極端降雨，如測站 ED（圖 32-5）和 JHL（圖 35-4）；當 NNET 位處在半島中部，往西移動的東風同時在地形的影響下偏轉為東北或西北風，極端降雨則發生在半島北部地區如 TIT（圖 35-2）、BN（圖 35-10）。北半球夏季，伴隨正相位的 IOD，南赤道印度洋東風偏強，特別增強在 1994 年的強正相位 IOD，同時也觀察到在印度洋 5°N 以北的西風亦有增強，並往季風槽輻合，而南半球往西移動的東風受到海洋大陸地形的影響跨赤道轉向，與北半球西風在地形效應下轉向的西北風，在馬六甲海峽地區匯合，此時，半島中部地區發生極端降雨，如 GB（圖 33-9）和 AP（圖 33-17）。

綜上所述，ENSO 事件對半島地區極端降雨發生的影響，離不開與季風環流的交互作用，進而增強降雨現象，特別是 La-Niña 年對東岸地區極端降雨的發生強度的加劇，El-Niño 年對半島地區極端降雨的影響則不明顯。然而，在極端降雨的空間分布上，NNET 的位置、跨赤道流和海洋大陸地區複雜的地形的影響或許更適合解釋極端降雨事件發生時的空間分布。

4.4.2 各季最大極端降雨事件綜觀天氣分析

a. 春季

春季(圖 32)，EQT 位置由南緯 10° 往北緯 10° 移動。當 EQT 位在南半球，東北季風增強或寒潮來襲時，NNET 位處在半島以南地區，半島地區主要受東北季風的影響，測站 CC、LB、PK、ED 發生極端降雨；東北季風偏弱時，這時半島地區主要受到低緯太平洋上往西移動的東風的影響，NNET 則位在半島中南部地區，NNET 以北的半島北部地區盛行東風，NNET 以南半島中南部地區，同時受到地形的影響偏轉為西北風，此時，極端降雨發生在 AST、SL、JHL、AP 測站。當東印度洋受東風影響時，往西移動的氣流在東南亞西緣受到地形的阻擋偏轉為東南風，JN、TIT 發生極端降雨。

隨著季節的進動，EQT 在赤道附近擺動，NNET 位處在半島北部地區，伴隨著華南附近輻合帶的出現，東北季風消弱，半島地區受到太平洋高壓的影響盛行東風，這支往西移動的東風在馬來半島附近在地形和 NNET 及印度洋上逐漸增強的西風的影響下，在東南亞西緣偏轉為西北風，此時，半島東岸主要受東南風影響，半島西岸則受西北風影響，GB、PN 發生極端降雨。當印度洋上西風增強，往東延伸至低緯太平洋西岸附近，東南亞地區普遍受西風的影響，此時，半島地區主要盛行西風，BN、MG、PTL 測站發生極端降雨。

根據上述分析，本研究將每場極端降雨事件發生時所伴隨的低層環境風場進行歸納，並將相關的極端降雨事件之環境風場進一步平均分析得出，隨著赤道槽的北移，春季時馬來半島極端降雨發生時的低層環境風場可整理為五種不同的類型。

1. 由圖 37 顯示，當 EQT 位處在南半球赤道附近，東北季風逐漸消弱，NNET 北移進入半島地區，東南亞地區轉而受到低緯太平洋上常年往西移動的東風的影響，這支往西移動的東風到達東南亞西緣時，受到蘇門答臘島地形及

NNET 的影響下偏轉成西北風向，沿馬六甲海峽由北往南流，此時，馬六甲海峽上吹西北風，半島西岸北部及中部地區易引發極端降雨。發生頻率佔春季極端降雨之 30.8%，同時也是發生春季極端降雨的主要綜觀天氣類型，共計 4 個極端降雨事件。

2. 根據圖 38，當 EQT 位處在南半球赤道附近，伴隨著南下強勁的東北季風或寒潮，NNET 南移至馬來半島以南地區，半島各地受東北季風的影響，極端降雨主要發生在迎風面的半島東岸及地勢低平的南部地區。極端降雨的發生頻率佔春季極端降雨之 23.1%，為春季極端降雨事件發生時次要的綜觀天氣類型，共計 3 個極端降雨事件，包括了 4 個測站。
3. EQT 位在赤道附近，NNET 北移至半島以北地區，當低緯東風消退，印度洋上西風增強，位處在槽內的馬來半島地區受到印度洋上往東進動的西風的影響，同時受到地形的阻擋，從馬六甲海峽呈西北方移動，此時，極端降雨發生在半島西岸中北部地區。極端降雨的發生頻率佔春季極端降雨之 23.1%，與第 II 類同為春季極端降雨事件發生時次要的綜觀天氣類型，共計 3 個極端降雨事件。（圖 39）
4. 當東南亞地區受到低緯太平洋上往西移動的東風的影響下，與此同時，印度洋東岸低緯地區也受到東風的控制，赤道附近往西移動的東風在東南亞西緣，受到蘇門答臘島地形的影響轉向東南風，沿馬六甲海峽由南往北吹東南風，在馬六甲海峽北部與太平洋上的東風匯合，極端降雨則發生在半島西岸的北部地區（圖 40）。極端降雨的發生頻率佔春季極端降雨之 15.4%，共計 2 個極端降雨事件。
5. EQT 北移進入北半球赤道附近，NNET 進入半島北部地區，伴隨華南附近開始形成的輻合中心，東南亞地區位在低緯太平洋上往西移動的東風及印度洋上逐漸增強的西風的交匯處。當低緯東風與印度洋上的西風在東南亞西緣匯合時，半島東岸受到南半球跨赤道流的影響吹東南風；西岸則在地形的影響下偏轉成西北風向，沿馬六甲海峽吹西北風，在馬六甲海峽南部與西風匯合，於半島西岸南部轉向西風。此時，半島地區易有熱帶擾動的發生，極端降雨發生在西岸中北部地區，低層環境風場表示如圖 41。極端降雨的發生頻率佔春季極端降雨之 7.7%，共計 1 個極端降雨事件，包括 2 個測站。

b. 夏季

EQT 位置往北移至北緯 $10^{\circ}\sim 30^{\circ}$ ，隨著季節的進動，向北移動的 EQT 逐漸被季風槽取代，伴隨著低壓槽而來的是擾動及降雨的天氣（圖 33）。北印度洋上西風開始增強，東南亞西緣進入西風的影響範圍，伴隨中印半島北部形成的輻合中心，北印度洋上西風往中印半島北部輻合，而在半島西岸受南半球東風跨赤道流偏轉為東南風或西南風往北輻合，東岸受到跨赤道流的影響吹東南風或南風，極端降雨發生在 PKS、TIT。當北印度洋上逐漸增強的西風，於東南亞西緣與低緯太平洋往西移動的東風匯合，同時受到地形的影響，在東南亞西緣偏轉為西北風，使半島西岸吹西北風，東岸則受東風影響，極端降雨發生在 SRB。

夏季季風時期，北印度洋上盛行西風，強勁的西風往東可延伸至西太平洋地區，東南亞進入西風的控制範圍，北印度洋上的西風經東南亞西緣時受到地形的影響，在馬六甲海峽一帶偏轉為西北風，此時，AP、BN、GMS、PK、SL、GB、JHL、MG、STW、PTL 測站發生極端降雨。當澳大利亞高壓增強，往北移進的東南風於東南亞地區受跨赤道及地形的影響下轉為西南風，強勁的跨赤道流使半島地區受西南季風影響明顯，極端降雨發生在 JN、AST、CC、LB、JB。

夏季季風時期，季風槽形成，將相關的極端降雨事件發生時所伴隨的低層環境風場加以平均分類，夏季時馬來半島地區激發極端降雨的低層綜觀環境可概分為三類。

1. 北印度洋上西風活躍時，往東延伸可達太平洋西岸地區，馬來半島北部主要盛行西風，部份往東進動的西風則在地形的影響下，沿馬六甲海峽吹西北風，至半島南部後重新與西風匯合，此時，半島西岸地區因西風的偏轉受西北風影響，而南部地區則受西南風的影響，極端降雨多集中在半島西岸中北部地區（圖 42）。極端降雨的發生頻率佔夏季極端降雨之 64.7%，共計有 11 個極端降雨事件，為馬來半島地區夏季極端降雨發生時的主要綜觀天氣類型。
2. 透過圖 43 表示，當澳大利亞高壓活躍時，強勁的東南風受到蘇門答臘島地形的影響及跨赤道後轉向，在半島南部地區盛行西南風，而北部地區則受到北印度洋上西風的影響，極端降雨主要分布在半島北部和南部地區。此綜觀天氣類型所引發的極端降雨發生頻率佔夏季極端降雨之 23.5%，共計有 4 個極端降雨事件，包括 5 個測站。
3. 根據圖 44，北印度洋上西風開始增強，伴隨中印半島北部逐漸增強的輻合中

心，這支往東移動的西風與來自低緯太平洋上的東風在東南亞西緣匯合後往中印半島北部的輻合，使得馬來半島地區西岸北部受西南風的影響；南部則受到南半球東風跨赤道後偏轉為東南風的影響。當這支往北流動的氣流與區域性的天氣系統和地形的相互作用下，亦會引發極端降雨，此時，極端降雨發生在半島的中部地區。極端降雨的發生頻率佔夏季極端降雨之 11.8%，共計 2 個極端降雨事件。

c. 秋季

夏季季風漸弱，EQT 位置由北緯 30° 往赤道移動（圖 34），初秋，夏季季風槽結構未完全消失，槽呈西北—東南走向，NNET 位在中印半島，北印度洋上盛行西風，與太平洋上逐漸增強的東風在東南亞附近流往中印半島上的輻合中心，伴隨南半球東風在地形及跨赤道的影響下偏轉為西南風向，半島地區受西南風控制，極端降雨發生在 JHL、MG、AP。

隨著季節的迭進，赤道槽南移，受到太平洋高壓的影響，太平洋西岸盛行東風往西移動，此時西風只發生在印度洋赤道地區，南半球東風受地形及跨赤道影響偏轉為東南風，沿馬六甲海峽往北與北半球東風匯合後向西移動，此時半島東岸吹東風，西岸地區則受東南風的影響，SRB、TIT、JN 發生極端降雨。

EQT 南移至赤道附近 ($5^{\circ}\text{N}\sim 5^{\circ}\text{S}$)，印度洋上的低緯西風往東延伸，NNET 位在半島中部附近，NNET 以北受太平洋上往西移動的東風控制，半島北部盛行東風，往西移動的東風在東南亞西緣受地形阻擋及 NNET 的影響偏轉為西北風，沿馬六甲海峽往南與南半球低緯西風匯合，半島西岸中南部地區受西北風的影響，極端降雨發生在 GB、BN、CC、PN。當太平洋地區東風增強，往西延伸至印度洋上，NNET 位在半島中南部地區，SNET 則北偏進入蘇門答臘島中部，在東南亞地區的低緯西風帶則變得狹長，此時，半島北部受東風影響，中南部地區則在 NNET 和地形的作用下轉向為東北風，AST、SL、PTL、DG、ED、JB 發生極端降雨。當東北季風活躍時，伴隨寒潮的南下，NNET 南偏至半島以南，馬來半島地區盛行東北風，極端降雨發生在 LB、PK、PKS、GMS 測站。

當北半球進入秋季，季風槽開始消退，赤道槽南移，進一步將半島秋季極端降雨發生時的低層綜觀環境可概分為五種類型，敘述如下。

1. 當太平洋地區東風增強，強勁的東風往西延伸至北印度洋上，NNET 位在半

島中南部地區，SNET 北偏進入蘇門答臘島中部，東南亞地區的低緯西風帶則變得狹長，此時，半島北部受東風影響，中南部地區則受 NNET 和地形的作用下轉向為東北風的影響，極端降雨多發生在半島西岸中北部和東岸地區（圖 45）。極端降雨的發生頻率佔夏季極端降雨之 33.3%，共計 6 個極端降雨事件，為馬來半島地區秋季極端降雨發生時的主要綜觀天氣類型。

2. 當 EQT 南移至赤道附近，NNET 位在馬來半島上，印度洋赤道附近盛行西風，往東延伸至西太平洋上，NNET 以北受到來自太平洋上往西移動的東風的影響，往西移動的東風在東南亞西緣受到蘇門答臘島地形的阻擋及 NNET 的影響下偏轉為西北風，沿馬六甲海峽往南與南半球低緯西風匯合，使半島東岸受東風影響，西岸則受西北風的控制，極端降雨多分布在西岸地區（圖 46）。極端降雨的發生頻率佔秋季極端降雨之 22.2%，共計為 4 個極端降雨事件，為秋季極端降雨事件發生時次要之綜觀天氣類型。
3. EQT 進入中印半島附近，呈西北—東南走向，NNET 位在中印半島，北印度洋上盛行西風，往東延伸至南中國海域，伴隨南半球往西移動的低緯東風經蘇門答臘島地形的阻擋及跨赤道的影響下偏轉為西南風向，與北半球低緯西風匯合，半島地區受西南風控制，極端降雨主要發生在中南部地區（圖 47）。極端降雨的發生頻率佔秋季極端降雨之 16.7%，共計有 3 個極端降雨事件。
4. 由圖 48 得知，此時 EQT 進入馬來半島北部，受到太平洋高壓的影響，太平洋西岸低緯地區盛行東風，往西移動，此時西風只發生在印度洋赤道地區，南半球東風受地形及跨赤道影響偏轉為東南風，沿馬六甲海峽往北與北半球東風匯合後向西移動，此時半島東岸吹東風，西岸地區則吹東南風，極端降雨發生在半島西岸中北部地區。此綜觀天氣類型所引發的極端降雨發生頻率佔秋季極端降雨之 16.7%，共計 3 個極端降雨事件。
5. 根據圖 49 顯示，當西伯利亞冷高壓增強，強勁的東北季風或寒潮沿著亞洲大陸沿岸南下，越過溫暖的海域直達東南亞地區，NNET 南移至半島以南，半島地區受東北季風影響，在半島各地易發生極端降雨，多分布在中央山脈以東地區。極端降雨的發生頻率佔秋季極端降雨之 11.1%，共計有 2 個極端降雨事件，其中包括了 4 個測站。

d. 冬季

冬季時分（圖 35），EQT 位置由赤道往南緯 10° 移動。當 EQT 位處在赤道附近（ $0\sim 5^{\circ}\text{S}$ ），NNET 進入半島中部附近，當太平洋高壓活躍時且東北季風偏弱的環境下，NNET 以北盛行東風，這支往西移動的東風，經東南亞西緣時受到地形的阻擋偏轉為西北風向，沿馬六甲海峽往南吹，使半島西岸主要受西北風的影響，半島東岸則受偏東風的影響，此時，PK、AP、DG、PN、STW 皆有極端降雨的發生。當赤道槽進入南緯 10° 附近，NNET 亦隨著赤道槽的南移而離開半島地區。當 NNET 位在半島以南地區，東北季風偏弱而東風盛行的環境下，馬來半島主要受東風的影響，而往西移動的東風在半島以南受到蘇島和婆羅州地形及 NNET 的影響，在爪哇海域上易發展出熱帶低壓擾動，極端降雨發生在 JHL、PKS、BN。

當東北季風增強或寒潮來襲，冷空氣由東亞大陸吹向東南亞，NNET 南偏，此時半島各地皆受到東北季風的影響，南下的冷空氣越過溫暖的海域，挾帶大量的水氣，極端降雨發生在 GMS、KMM、GB、JB、CC、ED、TIT 測站。晚冬時期，華南附近輻合帶開始形成，此時，冬季季風減弱，西風逐漸增強，東南亞地區位在低緯太平洋上往西移動的東風及印度洋上逐漸增強的西風的交匯處。當低緯東風與印度洋上的西風在東南亞西緣匯合後，其中一支往北輻合，另一支則往南流，半島地區東岸以偏東風為主，西岸地區則偏西風，發生極端降雨的測站有 AST、SL、SRB。

冬季，赤道槽進入南半球，赤道槽內西風盛行，影響馬來半島極端降雨事件發生時所伴隨的低層綜觀環境風場可歸納為以下四種類型。

1. 當西伯利亞冷高壓增強，東北季風增強或寒潮來襲時，冷空氣由亞洲大陸吹向東南亞地區，越過溫暖的海域直達馬來半島，馬來半島受東北季風的影響，此時，半島各地皆會發生極端降雨（圖 50）。極端降雨的發生頻率佔冬季極端降雨之 35.3%，共計 6 個極端降雨事件，7 個測站，為馬來半島地區冬季極端降雨發生時的主要綜觀天氣類型。
2. 根據圖 51，EQT 位處在赤道附近，NNET 則位在半島中部，當太平洋高壓活躍時，且東北季風偏弱的環境下，NNET 以南吹西風，NNET 以北盛行東風，這支往西移動的東風，經東南亞西緣時受到 NNET 和地形的阻擋偏轉為西北風向，沿馬六甲海峽往南吹，使半島西岸主要受西北風的影響，半島東岸則

受偏東風的影響，極端降雨主要分布在半島的中北部地區。除此之外，半島西岸西北風往南移動後與西風匯合後續往東移動，在南中國海東岸受到婆羅洲地形的阻擋及 NNET 的影響再次發生偏轉，在南中國海域上易發展出熱帶低壓擾動。極端降雨的發生頻率佔冬季極端降雨之 29.4%，共計有 5 個極端降雨事件，是半島地區冬季極端降雨發生時次要的綜觀天氣類型。

3. 當 EQT 進入南緯 10° 附近，NNET 亦隨著赤道槽的移動而南移至半島以南地區，此時，東北季風偏弱而東風盛行的環境下，馬來半島主要受東風的影響，往西移動的東風在半島以南受到蘇門答臘島和婆羅洲地形及 NNET 的影響，在爪哇海域上易發展出熱帶低壓擾動，極端降雨發生在半島中南部地區根據（圖 52）。極端降雨的發生頻率佔冬季極端降雨之 17.7%，共計有 3 個極端降雨事件。
4. 根據圖 53 顯示，冬季季風減弱，西風逐漸增強，東南亞地區位在低緯太平洋上往西移動的東風及印度洋上逐漸增強的西風的交匯處。當低緯東風與印度洋上的西風在東南亞西緣匯合後，其中一支往北輻合，另一支則往南流，半島地區東岸以偏東風為主，西岸地區則偏西風，此時，半島西岸中北部地區發生極端降雨事件，此類型的綜觀天氣多發生在晚冬的時候。極端降雨的發生頻率佔冬季極端降雨之 17.7%，共計有 3 個極端降雨事件。

4.4.3 極端降雨事件之分布特徵

根據上述的分析，本研究試圖歸納出影響馬來半島地區極端降雨事件發生時的環境風場。透過研究整理如圖 54，馬來半島極端降雨事件發生時大氣低層的環境風場主要受到赤道西風、赤道東風和東北季風的影響。

由於高低緯地區受熱不均而形成行星尺度的大氣運動現象，在中、高、低緯地區構成三個經圈環流，而 Hadley 環流為低緯地區主要的大氣環流圈。北半球低緯地區盛行東北信風；南半球低緯地區盛行東南信風，這兩股信風往赤道地區匯合成一股由東往西移動的偏東風氣流（圖 54-I）。另一方面，在印度洋上的赤道槽內則有另一股往東移動的西風氣流（圖 54-II），這兩股氣流對半島地區極端降雨分布的影響，隨著赤道槽的移動及季節的更迭而有所變動。此外，在季風環流的影響下，北半球冬季受冷高壓的控制，強勁的冷空氣越過溫暖的海域流往低緯地區，在東南亞一帶盛吹東北風向（圖 54-III）；夏季，季風槽位在中印半島以

北，南半球澳大利亞高壓低層氣流以逆時針方向流出，這股東南方向的氣流伴隨赤道東風越過赤道後轉向流往北半球輻合帶。

上述三股來自不同方向的氣流在不同因子的相互影響下，在半島地區所造成極端降雨的分布範圍各異，下面就馬來半島極端降雨發生時低層綜觀環境風場與不同因子的相互作用下，所形塑出來極端降雨的分布特徵做進一步整理。

當西風只發生在印度洋或赤道東風偏強時，海洋大陸地區普遍受東風控制，南赤道東風受到平行於蘇門答臘島上的高山地形的阻擋，跨赤道轉向流往北赤道地區，沿著馬六甲海峽北上，與北赤道東風匯合後往西移動，這類的綜觀環境風場多發現在春秋二季，極端降雨主要分布在半島西岸地區。

當 EQT 進入赤道附近，槽內西風盛行，NNET 位在半島地區，NNET 以北受東風影響，往西移動的東風受蘇門答臘島的地形和 NNET 的影響後偏轉，沿馬六甲海峽往南偏轉，與赤道槽內西風匯合，往東移動，這類的綜觀環境風場多發生在冬季和春秋二季，極端降雨主要發生在西岸地區，而南北分布則受到 NNET 的影響，當 NNET 位在半島中部，極端降雨發生在半島北部一帶；當 NNET 位在半島南部，極端降雨發生在半島中部以北，那是由於 NNET 以南盛行的西風受到蘇門答臘島的阻擋，消弱對半島地區的影響。此外，當東北季風增強，會加劇東風的偏轉，往東移動的西風受到婆羅洲高山地形和 NNET 的影響，再次發生偏轉，進而在南中國海附近激發低壓渦旋的生成。當 NNET 位在半島以南，強勁的東北季風（或寒潮）南下，直接影響半島東岸地區的降雨，特別是東南部地區，多發生在秋冬季節。

當北赤道地區受西風控制，北印度洋上的西風往東移動，受到中印半島地形的影響往南偏轉，沿馬六甲海峽朝東南方流去，這類型的環境風場多分布在春夏二季，極端降雨集中在西岸地區。當季風槽位在中印半島以北，SNET 位在南赤道附近，北印度洋和海洋大陸（北半球）地區受西風影響，SNET 以南盛行赤道東風，伴隨澳大利亞高壓流出的東南風跨赤道後偏轉成西南風，這類的環境風場對半島極端降雨的發生主要分布在受北印度洋上西風影響的西岸北部和受跨赤道流影響西岸南部，主要發生在夏季。

綜上所述，赤道西風和赤道東風為馬來半島地區主要的綜觀環境風場，在極端降雨的空間分布上，本研究提出，半島西岸地區的極端降雨發生易受跨赤道流的影響，而半島東岸地區的極端降雨多分布在東北季風時期，其次，極端降雨的

發生在南北分布上則受 NET 的影響。除此之外，由於本研究區位處於海—氣—陸交互作用相對複雜的海洋大陸地區，極端降雨的發生同時也會受到多重尺度的擾動的影響，例如 ENSO 事件的發生，冷事件時會導致一個強的冬季季風，為半島東岸地區帶來更多的降雨；而當 IOD 處在正相位時，異常偏冷的赤道東印度洋南部，東風增強，加劇往北偏的北印度洋西風區，為半島西岸北部帶來降雨；而在赤道印度洋往東移動的熱帶季內振盪 MJO 及對流層內的年際振盪 TBO 等區域性的天氣系統，亦會對半島極端降雨造成影響。

4.4.4 小結

本研究透過 ECWMF 再分析資料 ERA-Interim，解析度為 $0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$ ，850hPa 日平均 UV 風場所繪製的極端降雨日之風向風速及輻散風場圖，對 1979 年 1 月 1 日後發生的 65 個各測站最大極端降雨事件和各季最大極端降雨事件進行分析。根據 1971-2007 年間各測站最大極端降雨事件在各季節的分配顯示，半島地區的極端降雨事件主要發生在冬季季節，其次則發生在夏季，比照至馬來半島的季節降雨，半島地區的平均夏季雨量偏低，與夏季極端降雨的發生率並不相吻，這表示了夏季的雨量變率和不確定性偏高，同時也暗示了半島夏季極端降雨事件的發生，特別是在半島西岸地區，除了綜觀尺度環流系統的影響外，對不同尺度所造成的擾動呈現高敏感性。

根據最大極端降雨事件和 ENSO 事件的分析顯示，ENSO 事件對半島地區極端降雨發生的影響，離不開與季風環流的交互作用，進而增強降雨現象，特別是 La-Niña 年對東岸地區極端降雨的強度的加劇，而 El-Niño 年對半島地區極端降雨的影響則不明顯。然而，在極端降雨的空間分布上，NNET 的位置、跨赤道流和海洋大陸複雜的地形的影響或許更適合解釋極端降雨事件發生時的空間分布。

在各季最大極端降雨事件的綜觀天氣分析上，春季主要的極端降雨偏好分布在半島西岸北部及中部地區，發生頻率佔春季極端降雨之 30.8%；夏季的極端降雨多集中在半島西岸中北部，極端降雨的發生頻率佔夏季極端降雨之 64.7%；而秋季極端降雨則多發生在半島西岸中北部和東岸地區，發生頻率佔夏季極端降雨之 27.8%；冬季則沒有顯著的分布偏好，強勁的東北季風是造成半島地區冬季極端降雨發生時的主要綜觀天氣，發生頻率佔冬季極端降雨之 35.3%。

根據馬來半島地區極端降雨事件發生時的環境風場分析顯示，赤道西風和赤道東風為馬來半島地區主要的綜觀環境風場。在極端降雨的空間分布上，本研究提出，半島西岸地區的極端降雨的發生易受跨赤道流的影響，而半島東岸地區的極端降雨多分布在東北季風時期，其次，極端降雨的發生在南北分布上則受 NET 的影響。

除此之外，由於本研究區位處於海—氣—陸交互作用相對複雜的海洋大陸地區，極端降雨的發生同時也會受到多重尺度的擾動的影響，例如年際尺度的 ENSO 及對流層內的年際振盪 TBO、往東移動的熱帶季內振盪 MJO、和赤道印度洋的 IOD 現象等區域性的天氣系統，亦會對半島極端降雨造成影響。



第五章 結論

極端降雨事件在全球暖化及社會發展的衝擊下，在馬來半島地區已造成各方面嚴重的破壞及損失，近年來雖然各界開始關注於此議題的研究，但是在極端降雨的分析上多著重於統計技術的研究和探討，因此本研究將對馬來半島地區極端降雨頻率和強度的時空變化進行歸納釐清，了解馬來半島地區極端降雨發生時的綜觀環境特徵，做為未來在災害潛勢評估及都市發展等各方面的規劃上能去因應極端降雨所帶來的天氣災害，並有效地降低災害的影響範圍。

本研究所使用的測站資料取自馬來西亞水利灌溉局總資料筆數達 90% 以上有效日降雨資料之 22 個測站，時序從 1971 年 1 月至 2007 年 12 月共 37 年的日降雨資料進行分析。根據本研究所擬定的研究目的及分析結果進行彙整，提出本研究之相關結論。

(一) 馬來半島地區的降雨趨勢和週期分析

在馬來半島地區的降雨趨勢和週期分析上，以二次函數迴歸進行趨勢分析，而在降雨周期的變化則採用小波分析法，根據研究結果整理如下。

1. 半島東部地區的降雨為半島地區最高，整體而言，半島地區的降雨主要是由東向西，由中南部向北遞減。而位在半島東部及外島地區的季節降雨變率大，易為當地帶來氣候災害。
2. 馬來半島的降雨型態可分為單峰型與雙峰型兩類，單峰型降雨主要分布在東部地區，降雨的高峰季節集中在秋冬季，主要受到冬季季風環流的影響；雙峰型降雨則分布在半島西部地區，降雨高峰季節主要分布在春秋二季，主要是受到北半球冬夏季節的轉換，造成對流活動中心位置的移動而導致降雨在時間和空間上的分布差異。
3. 半島地區大部份測站皆出現 2-2.5 年、3 年、4-6 年、9-12 年及 18 年的降水週期訊號，其中 2-3 年及 4-6 年的降雨訊號，推斷為熱帶的準雙年振盪及 ENSO 事件的週期訊號，而在十年 (9-12 年) 和年代際 (18 年) 尺度上的週期訊號，推論太陽輻射的強弱 (太陽黑子活動週期最大值/最小值)，會對馬來半島的冬季降雨產生與 ENSO (El-Niño / La-Niña) 事件相類似的降雨變化。

(二) 馬來半島極端降雨的分析

在極端降雨頻率分析上，採用 POT 做為極端降雨事件閾值的確定；在極端降雨強度的分析則分別使用年最大值和季最大值法進行統計描述，研究主要發現整理如下。

1. 馬來半島極端降雨日數每年約為 4 日，中部和南部地區極端降雨事件的發生頻率有上升趨勢；在空間分布上，極端降雨日由東往西遞減。
2. 半島東部地區的年最大降雨強度居半島之冠。春夏二季最大降雨強度主要分布在半島西部，秋冬季節最大降雨強度則分布在東部地區。
3. 馬來半島極端降雨的變化趨勢具有南北空間分布的現象， 4°N 以南地區的極端降雨發生頻率和強度都有增加的趨勢。
4. 強勁的東北季風寒潮與向西進動的婆羅州渦旋和地形的走向，對半島東部地區的極端降雨上扮演了重要的角色，而 NNET 的移動，則是塑造馬來半島地區極端降雨強度秋北冬南的空間分布特徵。

(三) 馬來半島極端降雨的重現期推估

透過極值理論 (GEV) 建立馬來半島極端降雨的概率分布模式，推估不同時期極端降雨的重現期。本節主要研究結果整理如下。

1. 在參數推估上，MLE 估計成效優於 LM 估計法，特別是在極大值的推估上。
2. 半島東西兩岸極端降雨重現水平推估的具有明顯的空間差異，東岸地區重現水平的變化明顯高於半島西部地區。
3. GEV 分布模式對於半島西部地區極端降雨的重現水平估計依然難以掌握，雖然在配適度上得到了不錯的配適成效。另一個觀點來看，這樣的結果也可能暗示了近年馬來半島極端降雨的趨勢在空間分布上的轉變。

(四) 馬來半島極端降雨的分布特徵

採用 ECWMF 再分析資料所繪製的風向風速及輻散風場圖，進行馬來半島地區極端降雨的個案分析，主要研究結果整理如下：

1. 半島地區年最大極端降雨事件主要發生在冬季季節，其次則發生在夏季，此結果與馬來半島夏季的平均降雨分析結果並不相吻，表示了夏季的雨量變率和不確定性偏高，特別是在半島西岸地區。

2. ENSO 事件對半島地區極端降雨的發生，離不開與季風環流的交互作用。La-Niña 年對東岸地區極端降雨的發生在於強度的加劇，而 El-Niño 年對半島地區極端降雨的影響則不明顯。
3. 春夏二季的極端降雨偏好分布在半島西岸中北部；秋季極端降雨則多發生在半島西岸中北部和東岸地區；冬季則沒有顯著的分布偏好。
4. 馬來半島極端降雨事件發生時的綜觀環境風場主要受到赤道西風、赤道東風和東北季風的影響。
5. 在極端降雨的空間分布上，半島西岸地區的極端降雨的發生易受跨赤道流的影響，而半島東岸地區的極端降雨多分布在東北季風時期，其次，極端降雨的發生在南北分布上則受 NET 的影響。

本研究係以當地測站資料為基礎，並配合 ECWMF 再分析資料進行長期的極端降雨分析，透過馬來半島地區極端降雨的分析探討，做為對海洋大陸地區極端降雨的初窺研究。

綜合以上研究結果，馬來半島地區的極端降雨現象可說是不同尺度作用相互影響下所展現的結果，加上本研究區位處於海—氣—陸交互作用相對複雜的海洋大陸地區，極端降雨的發生行為，往往建立在更為複雜的環境因素底下。以下就本研究之結論，提出未來可進一步發展的研究方向之建議。

1. 本研究在極端降雨的個案分析上，係以定性分析歸納半島地區極端降雨發生時的環境特性，未來可進一步配合定量研究，提高對誘發極端降雨的環境特性分析結果的可靠度。
2. 在極端降雨分析，主要著重於自然環境因素的討論，但是，城市化的過程、土地利用形式的改變等人為因素，亦會影響地方性降雨行為。因此，把人為因素納入分析考量，可更全面展現實際發生的極端降雨特性。

參考文獻

- 丁裕國 (2003)。統計氣候診斷與預測方法的重要性。**山東氣象**，**91**(23)，13-16。
- 史道濟 (2006)。**實用極值統計方法**。天津：天津科學技術出版社。
- 朱蘭芬、陳永明、張靜貞 (2011 年 9 月)。台灣近百年來極端降雨量之變化情形——以極端值理論與例。陳永明 (主持人)，**氣候監測與預報**。建國百年天氣分析預報與地震測報研討會，交通部中央氣象局。
- 符嬌蘭、林祥、錢維宏 (2008)。中國夏季分級雨日的時空特徵。**熱帶氣象學報**，**24**(4)，367-373。
- 郭麗娜、施能、朱興明、張立波 (2006)。東南亞地區年際降水變化及其與 ENSO 的關係。**南京氣象學院學報**，**29** (1)，88-93。
- 陳元芳、沙志貴、陳劍池、陳民 (2001)。具有歷史洪水時 P-III 分布線性矩法的研究。**河海大學學報**，**29**(4)，76-80。
- 趙爾旭、呂俊梅、璩建華 (2006)。東南亞地區夏季爆發對雲南雨季開始的影響。**熱帶氣象學報**，**22**(3)，209-216。
- Allan, R. P., & Soden, B. J. (2008). Atmospheric warming and the amplification of precipitation extremes. *Science*, *321*, 1481-1484.
- Allen, M. R. & Ingram, W. J. (2002). Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, *419*, 224-232.
- American Meteorological Society (2016). Intertropical convergence zone. *Glossary of Meteorology*. [Available online at http://glossary.ametsoc.org/wiki/Intertropical_convergence_zone]
- Aryal, S. K., Bates, B. C., Campbell, E. P., Li, Y., Palmer, M. J., & Viney, N. R. (2009). Characterizing and modeling temporal and spatial trends in rainfall extremes. *Journal of Hydrometeorology*, *10*, 241-253.
- Ashok, K., Guan, Z., Saji, N. H., & Yamagata, T. (2004). Individual and combined

- influences of ENSO and the Indian Ocean Dipole on the Indian summer monsoon. *Journal of Climate*, 17, 3141-3155.
- Azpurua, M., & Dos Ramos, K. (2010). A comparison of spatial interpolation methods for estimation of average electromagnetic field magnitude. *Progress In Electromagnetics Research M*, 14, 135-145.
- Balkema, A. A., & de Haan, L. (1974). Residual life time at great age. *The Annals of Probability*, 2(5), 792-804.
- Beirlant, J., Vynckier, P., & Teugels, J. L. (1996). Excess functions and estimation of the extreme-value index. *Bernoulli*, 2(4), 293-318.
- Bett, A. K., & Ridgway, W. (1988). Coupling of the radiative, convective, and surface fluxes over the equatorial Pacific. *Journal of The Atmospheric Sciences*, 45, 522-536.
- Bjerknes, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97, 163-172.
- Caine, S., Jakob, C., Siems, S., & May, P. (2009). Objective classification of precipitation convection regimes using a weather radar in Darwin, Australia. *Monthly Weather Review*, 137, 1585-1600.
- Chang, C.-P., Harr, P. A., McBride, J., & Hsu, H. H. (2004). Maritime Continent monsoon: annual cycle and boreal winter variability. In C. P. Chang (Ed.), *East Asian Monsoon*, 107-150. SG: World Scientific.
- Chang, C.-P., Z. Wang, J. McBride, & C.-H. Liu. (2005). Annual cycle of Southeast Asia—maritime continent rainfall and the asymmetric monsoon transition. *Journal of Climate*, 18, 287-301.
- Chang, P., & Zebiak, S. E. (2003). El Niño and Southern Oscillation: theory. In J. R. Holton, J. Pyle, & J. A. Curry (Eds.), *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, 719-724. Amsterdam: Academic Press.

- Chao, W. C. (2000). Multiple quasi equilibria of the ITCZ and the origin of monsoon onset. *Journal of The Atmospheric Sciences*, 57, 641–651.
- Cheang, B. K. (1980). *Some Aspects of Winter Monsoon and Its Characteristics in Malaysia*. MY: Malaysian Meteorological Service.
- Cheang, B. K. (1987). Short- and long-range monsoon prediction in Southeast Asia. *Monsoons*, J. S. Fein and P.L. Stephens, Eds, Wiley-Interscience, 579-606.
- Cheang, B. K., Yap, K. S., Lum, K. G., & Chang, T. Y. (1981). *Variations of Rainfall in Malaysia in Response to the Oscillations of the Summer Monsoon Circulation during Winter MONEX*. MY: Malaysian Meteorological Service.
- Chen, B., Lin, X., & Bacmeister, J. T. (2008). Frequency distribution of daily ITCZ patterns over the western-central Pacific. *Journal of Climate*, 21, 4207-4222.
- Chen, T.-C., Tsay, J.-D., Yen, M.-C., & Matsumoto, J. (2013). The winter rainfall of Malaysia. *Journal of Climate*, 26, 936-958.
- Chin, P. C. (1969). Cold Surges over South China (Tech. Note No. 28). [Available online at <http://www.hko.gov.hk/publica/tn/tn028.pdf>]
- Chou, C. M. (2011). Wavelet-based multi-scale entropy analysis of complex rainfall time series. *Entropy*, 13, 241-253.
- Chu, P.-S., Chen, D.-J., Lin, P.-L. (2014). Trends in precipitation extremes during the typhoon season in Taiwan over the last 60 years. *Atmospheric Science Letters*, 15, 37-43.
- Chu, P.-S., Zhao, X., Ruan, Y., & Grubbs, M. (2009). Extreme rainfall events in the Hawaiian Island. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48, 502-516.
- Coles, S. G., & Pericchi, L. R. (2003). Anticipating catastrophes through extreme value modelling. *Applied Statistics*, 52, 405-416.
- Coles, S. G., Pericchi, L. R., & Sisson, S. A. (2003). A fully probabilistic approach to extreme rainfall modelling. *Journal of Hydrology*, 273, 35-50.

- Cubasch, U., & Meehl, G. A. (2001). Projection of future climate change. In J. T., Houghton et al. (Eds.), *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, 525-582. UK: Cambridge University Press.
- Dai, A., & Deser, C. (1999). Diurnal and semidiurnal variations on global surface wind and divergence fields. *Journal of Geophysical Research*, 104, 31,109-31,125.
- Daubechies, I. (1988). Orthonormal bases of compactly supported wavelets. *Communications on Pure and Applied Mathematics*, 41(7), 909-996.
- Desar, C. (1994). Daily surface wind variations over the equatorial Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 99, 23,071-23,078.
- Ding, Y., & Sikka, D. R. (2006). Synoptic systems and weather. In B. Wang (Eds.), *The Asian Monsoon*, 131-202. UK: Praxis Publishing Ltd.
- Falk, M., Hüsler, J., & Reiss, R.-D. (2004). *Laws of small numbers: extremes and rare events (2nd. ed.)*. Basel; Boston: Birkhäuser Verlag.
- Feng, S., Nadarajah, S., & Hu, Q. (2007). Modeling annual extreme precipitation on China using the generalized extreme value distribution. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 85(5), 599-613.
- Fisher, R. A., & Tippett, L. H. C. (1928). Limiting forms of the frequency distribution of the largest or smallest member of a sample. *Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*, 24, 180-190.
- Fujita, M., Kimura, F., & Yoshizaki, M. (2010). Morning precipitation peak over the strait of Malacca under a calm condition. *Monthly Weather Review*, 138, 1474-1486.
- Gastineau, G., Li, L., & Le Treut, H. (2009). The Hadley and Walker circulation change in global warming conditions described by idealized atmospheric simulations. *Journal of Climate*, 22, 3993-4014.

- Gilli, M. & K llezi, E. (2006). An application of extreme value theory for measuring financial risk. *Computational Economics*, 27(1), 1-23.
- Gottschalck, J. (2014, Dec 31). *What is the MJO and why do we care?* [NOAA Climate.gov]. Retrieved March 25, 2016, from <https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/what-mjo-and-why-do-we-care>.
- Gray, W. M. (1968). Global View of the Origin of Tropical Disturbances and Storms. *Monthly Weather Review*, 96, 669-700.
- Groisman, P. Y., Knight, R. W., & Karl, T. R. (2012). Changes in intense precipitation over the Central United State. *Journal of Hydrometeorology*, 13(1), 47-66.
- Grossmann, A., & Morlet, J. (1984). Decomposition of Hardy functions into square integrable wavelets of constant shape. *SIAM Journal on Mathenatical Analysis*, 15(4), 723-736.
- Haam, E., & Tung, K.-K. (2012). Statistics of Solar cycle–La Niña connection: Correlation of two autocorrelated time series. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69, 2934-2939.
- Hassan, H., & Chung, Y. W. (2010). Extreme value modeling and prediction of extreme rainfall: A Case Study of Penang. *AIP Conference Proceeding*, 1309, 372-393. doi: <http://dx.doi.org/10.1063/1.3525139>
- Hassan, H., Radi, N. F. A., & Kassim, S. (2012). Modeling the distribution of extreme share return on Malaysia using generalized extreme value (GEV) distribution. *AIP Conference Proceeding*, 1450, 82-89. doi: 10.1063/1.4724121
- Held, I. M., & Soden, B. J. (2006). Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *Journal of Climate*, 19, 5686-5699.
- Hershfiels, D. M. (1973). On the probability of extreme rainfall events. *Bulletin American Meteorological Society*, 54(10), 1013-1018.

- Hosking, J. R. M. (1990). L-moments: analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics. *Journal of the Royal Statistical Society B*, 52, 105-124.
- Hosking, J. R. M., Wallis, J. R., & Wood, E. F. (1985). Estimation of the generalised extreme value distribution by the method of probability-weighted moments. *Technometrics*, 27, 251-261.
- Hsu, H. H., Terng, C. T., & Chen, C. T. (1999). Evolution of large-scale circulation and heating during the first transition of Asian summer monsoon. *Journal of Climate*, 12, 793-810.
- Ideiã, S. M. A., & Santos, C. A. G. (2005). Analysis of precipitation time series using the wavelet transform. *Sociedade & Natureza, Uberlândia, Special Issue*, 736-745.
- Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC. (2007). Observed changes in climate and their effects. *Climate change 2007: Synthesis Report*. http://www.ipcc.ch/publications_and_data/publications_ipcc_fourth_assessment_report_synthesis_report.htm (last accessed 18 September 2012).
- Jenkinson, A. F. (1955). The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81(348), 158-171.
- Joseph, P. V., Simon, A., Nair, V. G., & Thomas, A. (2004). Intra-Seasonal Oscillation (ISO) of South Kerala rainfall during the summer monsoons of 1901-1995. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences-Earth and Planetary Sciences*, 113(2), 19-150.
- Juneng, L. & Tangang, F. T. (2002). Malaysia northeast monsoon precipitation variability and its relationships with tropical sea level pressure. *Proceedings of the Regional Symposium on Environment and Natural Resources, April 10-11, Kuala Lumpur*, 1, 251-260.

- Juneng, L., Tangang, F. T., & Reason, C. J. C. (2007). Numerical case study of an extreme rainfall event during 9-11 December 2004 over the east coast of Peninsular Malaysia. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 98, 81-98.
- Juneng, L., Tangang, F. T., Kang, H., Lee, W.-J., & Yap, K.S. (2010). Statistical downscaling forecasts for winter monsoon precipitation in Malaysia using multimodel output variables. *Journal of Climate*, 23, 17-27.
- Jury, M. R., & Melice, J. L. (2000). Analysis of Durban rainfall and Nile river flow 1871-1999. *Theoretical and Applied Climatology*, 67, 161-169.
- Karl, T. R., & Knight, R. W. (1998). Secular trends of precipitation amount, frequency, and intensity in the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(2), 231-241.
- Katz, R. W., Parlange, M. B., & Naveau, P. (2002). Statistics of extremes in hydrology. *Advances in water resources*, 25, 1287-1304.
- Kim, S. (2004). Wavelet analysis of precipitation variability in Northern California, U.S.A. *KSCE Journal of Civil Engineering*, 8(4), 471-477.
- Kottek, M., Griesek, J., Beck, C., Rudolf, B., & Rubel, F. (2006). World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 259-263.
- Koutsoyiannis, D. (2004). Statistics of extremes and estimation of extreme rainfall: I . Theoretical investigation. *Hydrological Sciences Journal*, 49(4), 575-590.
- Koutsoyiannis, D., & Baloutsos, G. (2000). Analysis of a long record of annual maximum rainfall in Athens, Greece, and design rainfall inferences. *Natural Hazards*, 29, 29-48.
- Krishnamurthy, C. K. B., Lall, U., & Kwon, H.-H. (2009). Changing frequency and intensity of rainfall extremes over India from 1951 to 2003. *Journal of Climate*, 22, 4737-4746.

- Krishnamurti, T. N., Stefanova, L., & Misra, V. (2013). *Tropical Meteorology: An Introduction*. NY: Springer-Verlag.
- Lau, K. -M., & Wu, H. -T. (2007). Detecting trends in tropical rainfall characteristic, 1979-2003. *International Journal of Climatology*, 27, 979-988.
- Lau, K.-M., & Weng, H. (1995). Climate signal detection using wavelet transform: How to make a time series sing. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 76, 2391-2402.
- Lau, K.-M., & Yang, S. (2003). Walker circulation. In J. R. Holton, J. Pyle, and J. A. Curry (Eds.), *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, 2505-2510. Amsterdam: Academic Press.
- Lau, K.-M., Wu, H.-T., & Yang, S. (1998). Hydrologic processes associated with the first transition of the Asian summer monsoon: a pilot satellite study. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 1871-1882.
- Lau, N.-C., & Nath, M. J. (2000). Impact of ENSO on the variability of the Asian–Australian monsoons as simulated in GCM experiments. *Journal of Climate*, 13, 4287-4309.
- Lavenda, B. H., & Cipollone, E. (2000). Extreme value statistics and thermodynamics of earthquakes: aftershock sequences. *Annali Di Geofisica*, 43(5), 967-982.
- Li, C. Y., Sun, S. Q., & Mu, M. Q. (2001). Origin of the TBO-interaction between anomalous East-Asian winter monsoon and ENSO cycle. *Advances in Atmospheric Sciences*, 18, 554-566.
- Li, Y., Cai, W., & Campbell, E. P. (2005). Statistical modeling of extreme rainfall in southwest Western Australia. *Journal of Climate*, 18, 852-863.
- Liew, J. & Fredolin, T. T. (2008). Level and source of predictability of seasonal rainfall anomalies in Malaysia using canonical correlation analysis. *International Journal of Climatology*, 28, 1255-1267.

- Lim, J. T., & Azizan A. S. (2004). *Weather and Climate of Malaysia*. MY: University of Malaya Press.
- Liu, D., & Ma, Y. (2007). Wavelet analysis of main flood season precipitation time series in area of well-irrigation in Sanjiang Plain. *Proceedings of 2007 International Conference on Agriculture Engineering*, 54-60.
- Liu, S. C., Fu, C. B., Shiu, C.-J., Chen, J.-P., & Wu, F. (2009). Temperature dependence of global precipitation extremes. *Geophysical Research Letters*, 36, L17702. doi:10.1029/2009GL040218.
- Longin, F. M. (2000). From value at risk to stress testing: the extreme value approach. *Journal of Banking & Finance*, 24, 1097-1130.
- Madden, R. A., & Julian, P. R. (1971). Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *Journal of The Atmospheric Sciences*, 28, 702–708.
- Madden, R. A., & Julian, P. R. (1994). Observations of the 40-50-day tropical oscillation -A review. *Monthly Weather Review*, 122, 814-837.
- Madsen, H., Rasmussen, P. F., & Rosbjerg, D. (1997). Comparison of annual maximum series and partial duration series methods for modeling extreme hydrologic events, 1, At-site modeling, *Water Resources Research*, 33(4), 747–758.
- Mann, M. E., & Park, J. (1994). Global-scale modes of surface temperature variability on interannual to century timescales. *Journal of Geophysical Research* 99(25), 819-833.
- Manton, M. J., della-Marta, P. M., Haylock, M. R., Hennessy, K. J., Nicholls, N., Chambers, L. E., Collins, D. A., Daw, G., Finet, A., Gunawan, D., Inape, K., Isobe, H., Kestin, T. S., Lefale, P., Leyu, C. H., Lwin, T., Maitrepierre, L., Ouprasitwong, N., Page, C. M., Pahalad, J., Plummer, N., Salinger, M. J., Suppiah, R., Tran, V. L., Trewin, B., Tibig, I., & Yee, D. (2001). Trends in

- extreme daily rainfall and temperature in Southeast Asia and the South Pacific: 1961-1998. *International Journal of Climatology*, 21(3), 269-284.
- Martins, E. S. & Stedinger, J. R. (2000). Generalized maximum-likelihood generalized extreme-value quantile estimators for hydrologic data. *Water Resources Research*, 36(3), 737-744.
- McNeil, A. & Frey, R. (2000). Estimation of tail-related risk measures for heteroscedastic financial time series: an extreme value approach. *Journal of Empirical Finance*, 7, 271-300.
- McNeil, A. J. (1999). Extreme value theory for risk managers. *Internal Modelling & CAD II : Qualifying and Quantifying Risk within a Financial Institution*, 9-113. London: Risk Book.
- Meehl, G. A. (1994). Influence of the land surface in the Asian summer monsoon: external conditions versus internal feedback. *Journal of Climate*, 7, 1033-1049.
- Meehl, G. A. (1997). The South Asian monsoon and the tropospheric biennial oscillation(TBO). *Journal of Climate*, 10, 1921-1943.
- Meehl, G. A., Arblaster, J. M., Branstator, G., & Van Loon, H. (2008). A coupled air-sea response mechanism to solar forcing in the Pacific region. *Journal of Climate*, 21, 2883-2897.
- Mendez, F. J., Menendez, M., Luceno, A., & Losada, I. J. (2007). Analyzing monthly extreme sea levels with a time-dependent GEV model. *Journal of Atmospheric and oceanic technology*, 24, 894-911.
- Meyer, Y. (1992). *Wavelets and operators*. UK: Cambridge University Press.
- Misios, S., & Hauke, S. (2012). Mechanisms involved in the amplification of the 11-yr solar cycle signal in the Tropical Pacific Ocean. *Journal of Climate*, 25, 5102-5118.
- Morlet, J., Arens, G., Fourgeau, E., & Giard, D. (1982). Wave propagation and

- sampling theory. *Geophysics*, 47(2), 203-236.
- Murakami, T. (1979). Winter monsoonal surges over East and Southeast Asia. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 57, 133-158.
- Nadarajah, S., & Choi, D. (2007). Maximum daily rainfall in South Korea. *Journal of Earth System Science*, 116(4), 311-320.
- Nguyen, H., Evans, A., Lucas, C., Smith, I., & Timbal, B. (2013). The Hadley circulation in reanalyses: climatology, variability, and change. *Journal of Climate*, 26, 3357-3376.
- Nicholls, N. (2003). El Niño and Southern Oscillation: observation. In J. R. Holton, J. Pyle, & J. A. Curry (Eds.), *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, 731-719. Amsterdam: Academic Press.
- Nieuwolt, S. (1968). Diurnal rainfall variation on Malaya. *Annals of the Association of American Geographers*, 58(2), 313-326.
- Oki, T., & Musiake, K. (1994). Seasonal change of the diurnal cycle of precipitation over Japan and Malaysia. *Journal of Applied Meteorology*, 33, 1445-1463.
- Oort, A. H., & Yienger, J. J. (1996). Observed interannual variability in the Hadley circulation and its connection to ENSO. *Journal of Climate*, 9, 2751-2767.
- Orgill, M. M., & Riehl, H. (1967). Some aspects of the onset of the Summer Monsoon over Southeast Asia (Tech. Rep. Contract No. DA28-043-AMC-01303(E)). [Available from National Technical Information Service AD819959]
- Osborn, T. J., Hulme, M., Jones, P. D., & Basnett, T. A. (2000). Observed trends in the daily intensity of United Kingdom precipitation. *International Journal of Climatology*, 20(4), 347-364.
- Ouerqli, A., & De Felice, P. (1997). Wavelet transform technique to study the behavior of the 10-20-day and 25-50-day modes during Indian summer monsoon onset. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 63, 171-178.

- Pagliara, S., Viti, C., Gozzini, B., Meneguzzo, F., & Crisci, A. (1998). Uncertainties and trends in extreme rainfall series in Tuscany, Italy: effects on urban drainage networks design. *Water Science and Technology*, 37(11), 195-202.
- Parida, B. P. (1999). Modelling of Indian summer monsoon rainfall using a four-parameter Kappa distribution. *International Journal of Climatology*, 19, 1389-1398.
- Park, J.-S., & Jung, H.-S. (2002). Modelling Korean extreme rainfall using a Kappa distribution and maximum likelihood estimate. *Theoretical and Applied Climatology*, 72, 55-64.
- Park, J.-S., Jung, H.-S., Kim, R.-S., & Oh, J.-H. (2001). Modelling summer extreme rainfall over the Korean peninsula using Wakeby distribution. *International Journal of Climatology*, 21, 1371-1384.
- Park, J.-S., Kang, H.-S., Lee, Y. S., & Kim, M.-K. (2011). Changes in the extreme daily rainfall in South Korea. *International Journal of Climatology*, 31(15), 2290-2299.
- Pickands, J. (1975). Statistical inference using extreme order statistics. *Annals of Statistics*, 3, 119-131.
- Qian, J.-H. (2008). Why precipitation is mostly concentrated over island in the maritime continent. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65, 1428-1441.
- Quan, X.-W., Diaz, H. F., & Hoerling, M. P. (2004). Changes in the tropic Hadley cell since 1950. In H. F. Diaz and R. S. Bradley (Eds.), *The Hadley Circulation: Present, Past and Future*, 85-120. Netherlands: Kluwer Academic Publishers.
- Ramage, C. S. (1968). Role of a tropical 'Maritime Continent' in the atmospheric circulation. *Monthly Weather Review*, 96, 365-369.
- Rauniyar, S. P., & Walsh, K. J. E. (2011). Scale interaction of the diurnal cycle of rainfall over the maritime continent and Australia: influence of the MJO. *Journal of Climate*, 24, 325-348.

- Raymond, D. J., Raga, G. B., Bretherton, C. S., Molinari, J., Lopez-Carrillo, & Fuchs, Z. (2003). Convective forcing in the intertropical convergence zone of the eastern Pacific. *Journal of The Atmospheric Sciences*, 60, 2064–2082.
- Raynal-Villasenor, J. A. (2012). Maximum likelihood parameter estimators for the two populations GEV distribution. *International Journal of Research & Reviews in Applied Sciences*, 11(3), 350-357.
- Reed, R., Cambell, W. J., Rasmusson, L. A., & Rogers, D. G. (1961). Evidence of a downward propagating annual wind reversal in the equatorial stratosphere. *Journal of Geophysical Research*, 66, 813-818.
- Saji, N. H., Goswami, B. N., Vinayachandran, P. N., & Yamagata, T. (1999). A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401, 360-363.
- Santos, C. A. G., Galvão, C. O., Suzuki, K., & Trigo, R. M. (2001). Matsuyama city rainfall data analysis using wavelet transform. *Annual Journal of Hydraulic Engineering-JSCE*, 45, 211-216.
- Sato, T., Miura, H., Satoh, M., Takayabu, Y. N., & Wang, Y. Q. (2009). Diurnal cycle of precipitation in the tropics simulated in a global cloud-resolving model. *Journal of Climate*, 22, 4809-4826.
- Seiki, A., Nagura, M., & Hasegawa, T. (2015). Seasonal onset of the Madden–Julian oscillation and its relation to the southeastern Indian Ocean cooling. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 93A, 139-156.
- Sobey, R. J. (2005). Extreme low and high water levels. *Coastal Engineering*, 52, 63-77.
- Sugahara, S., da Rocha, R. P., & Silveira, R. (2009). Non-stationary frequency analysis of extreme daily rainfall in Sao Paulo, Brazil. *International Journal of Climatology*, 29, 1339-1349.
- Suhaila, J., & Jemain, A. A. (2012). Spatial analysis of daily rainfall intensity and concentration index in Peninsular Malaysia. *Theoretical and Applied*

Climatology, 108, 235-245.

- Suhaila, J., Deni, S. M., Wan Zin, W. Z., & Jemain, A. A. (2010). Spatial patterns and trend of daily rainfall regime in Peninsular Malaysia during the southwest and northeast monsoons: 1975-2004. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 110, 1-18.
- Sumi, A. & Murakami, T. (1981). Large-scale aspects of the 1978-79 winter circulation over the greater WMONEX region. Part I: Monthly and season mean fields. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 59, 625-645.
- Su, S.-H., Kuo, H.-C., Hsu, L.-H., & Yang, Y.-T. (2012). Temporal and spatial characteristics of typhoon extreme rainfall in Taiwan. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 90(5), 721-736.
- Sun, Y., Solomon, S., Dai, A., & Portmann, R. W. (2007). How often will it rain? *Journal of Climate*, 20, 4801-4818.
- Suppiah, R., & Hennessy, K. J. (1998). Trends in total rainfall, heavy rain events and number of dry days in Australia, 1910–1990. *International Journal of Climatology*, 18(10), 1141-1164.
- Syafrina, A. H., Zalina, M. D., & Juneng, L. (2014). Historical trend of hourly extreme rainfall in Peninsular Malaysia. *Theoretical and Applied Climatology*. doi: 10.1007/s00704-014-1145-8.
- Tangang, F. T. & Alui, B. (2002). Enso influences on precipitation and air temperature variability in Malaysia. *Proceedings of the Regional Symposium on Environment and Natural Resources, April 10-11, Kuala Lumpur, I*, 124-131.
- Tangang, F. T., & Juneng, L. (2004). Mechanisms of Malaysian rainfall anomalies. *Journal of climate*, 17, 3616-3622.
- Teixeira, M. D. S., & Satyamurty, P. (2011). Trends in the frequency of intense precipitation events in sSouthern and southeastern Brazil during 1960–2004. *Journal of Climate*, 24, 1913-1921.

- Tomczak, M., & Godfrey, J. S. (2001). *Regional Oceanography: an Introduction* (2nd ed.). IN: Daya Publishing House.
- Trenberth, K. E. (2001). El Niño Southern Oscillation (ENSO). In J. H. Steele, K. K. Turekian, & S. A. Thorpe (Eds.), *Encyclopedia of Ocean Sciences* (2nd ed.), 228-240. [Available online at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780123744739002629>]
- Trenberth, K. E., Hurrell, J. W., & Stepaniak, D. P. (2006). The Asian monsoon: Global perspectives. In B. Wang (Ed.), *The Asian Monsoon*, 67-88. UK: Praxis Publishing Ltd.
- Tukey, J. W. (1977). *Exploratory Data Analysis*. Reading Massachusetts: Addison-Wesley Publishing Company.
- Van Loon, H., Meehl, G. A., & Shea, D. J. (2007). Coupled air-sea response to solar forcing in the Pacific region during northern winter. *Journal of Geophysical Research*, 112, D2108. Doi:10.1029/2006JD007378.
- Vincent, D. G. (1994). The South Pacific Convergence Zone (SPCZ): A Review. *Monthly Weather Review*, 122, 1949-1970.
- Waliser, D. E., & Gautier, C. (1993). A satellite-derived climatology of the ITCZ. *Journal of Climate*, 6, 2162-2174.
- Waliser, D. E., & Somerville, R.C. (1994). Preferred latitudes of the intertropical convergence zone. *Journal of The Atmospheric Sciences*, 51, 1619-1639.
- Wan Zin, W. Z. & Jemain, A. A. (2010). Statistical distribution of extreme dry spell in Peninsular Malaysia. *Theoretical and Applied Climatology*, 102, 253-264.
- Wan Zin, W. Z., Jamaludin, S., Deni, S. M., & Jemin, A. A. (2010). Recent changes in extreme rainfall events in Peninsular Malaysia: 1971-2005. *Theoretical and Applied Climatology*, 99, 303-314.
- Wan Zin, W. Z., Jemin, A. A., & Ibrahim, K. (2009). The best fitting distribution of

- annual maximum rainfall in Peninsular Malaysia based on methods of LQ-moment. *Theoretical and Applied Climatology*, 96, 337-344.
- Wang, C. (2004). ENSO, Atlantic climate variability, and the Walker and Hadley circulation. In H. F. Diaz and R. S. Bradley (Eds.), *The Hadley Circulation: Present, Past and Future*, 173-202. Netherlands: Kluwer Academic Publishers.
- Wang, Z., & Chang, C.-P. (2008). Mechanism of the asymmetric monsoon transition as simulated in an AGCM. *Journal of Climate*, 21, 1829-1836.
- Webster, P. J. (1983). The large scale structure of the tropical atmosphere. In B. J. Hoskins & R. P. Pearce (Eds.), *Large-Scale Dynamical Processes in the Atmosphere*, 235-275. NY: Academic Press.
- Webster, P. J. (2004). The elementary Hadley circulation. In H. F. Diaz and R. S. Bradley (Eds.), *The Hadley Circulation: Present, Past and Future*, 9-60. Netherlands: Kluwer Academic Publishers.
- White, W. B., Lean, J., Cayan, D. R., & Dettinger, M. D. (1997). Response of global upper ocean temperature to changing solar irradiance. *Journal of Geophysical Research*, 102, 3255-3288.
- Wilks, D. S. (1993). Comparison of three-parameter probability distribution for representing annual extreme and partial duration precipitation series. *Water Resources Researches*, 29, 3543-3549.
- Xie, S.-P. (2004). The shape of continents, air-sea interaction, and the rising branch of the Hadley circulation. In H. F. Diaz and R. S. Bradley (Eds.), *The Hadley Circulation: Present, Past and Future*, 121-152. Netherlands: Kluwer Academic Publishers.
- Yi, L., & Lim, H. (2007). Semi-idealized COAMPS simulations of Sumatra squall lines: The role of boundary forcing. In W.-H., Ip, & Y.-T., Chen (Eds.), *Advances in Geosciences: Solid Earth, Ocean Science and Atmospheric Science*, 9, 111-124. SG: World Scientific.

- Zakaria, Z. A., Shabri, A., & Ahmad, U. N. (2012). Regional frequency analysis of extreme rainfalls in the west coast of Peninsular Malaysia using partial L-moments. *Water Resour Manage*, 26, 4417-4433.
- Zalina, M. D., Desa, M. N. M., Nguyen, V.-T.-A., & Kassim, A. H. M. (2002b). Selecting a probability distribution for extreme rainfall series in Malaysia. *Water Science & Technology*, 45(2), 63-68.
- Zalina, M. D., Kassim, A. H. M., Desa, M. N. M., & Nguyen, V.-T.-V. (2002a). Statistical analysis of at-site extreme rainfall processes in Peninsular Malaysia. In H. A. J., Van Lanen, & S., Demuth (Eds.), *FRIEND 2002: Regional Hydrology: Bridging the Gap between Research and Practice*, 61-68. Wallingford: IAHS.
- Zhou, W., & Chan, J. C. L. (2007). ENSO and the South China Sea summer monsoon onset. *International Journal of Climatology*, 27, 157-67.
- Zwiers, F. W., Zhang, X. & Feng, Y. (2011). Anthropogenic influence on long return period daily temperature extremes at regional scales. *Journal of Climate*, 24, 881-892.

附表

表 1 馬來半島降雨測站資料

地理 分區	測站 序號	站名			緯度	經度	有效 資料
南 馬 (西馬 南部)	1437116	JB	新山	Stor JPS Johor Bahru	1.47°N	103.75°E	95.4%
	2224038	CC	津津	Chin Chin	2.29°N	102.49°E	99.2%
	2719001	SRB	芙蓉	Setor JPS Sikamat, Seremban	2.74°N	101.96°E	95.0%
中 馬 (西馬 中部)	2722002	SL	沙華里峇	Kg. Sawah Lebar	2.76°N	102.26°E	93.9%
	2815001	MG	雙溪猛月	Pejabat JPS Sg. Manggis Petaling,	2.83°N	101.54°E	93.7%
	2920012	PTL	古打靈	Kuala Klawang Pusat	2.94°N	102.07°E	90.3%
	3117070	AP	安邦	Penyelidikan , JPS Ampang Ibu Bekalan	3.13°N	101.75°E	99.4%
	3217001	GB	鵝嘜	KM16, Gombak Ibu Bekalan	3.27°N	101.73°E	94.2%
	3613004	BN	安南	Sg. Bernam	3.70°N	101.35°E	93.4%
	2623085	JHL	柔河	Ldg. Johol	2.60°N	102.32°E	99.5%
	5302001	PN	檳城	Air Besar Sg. Pinang	5.39°N	100.21°E	99.1%
北 馬 (西馬 北部)	5806066	JN	仁嶺	Jeniang Klinik	5.81°N	100.63°E	96.6%
	6103047	AST	亞羅士打	Stor JPS Alor Setar	6.11°N	100.39°E	96.5%
	4010001	TIT	安順	JPS Telok Intan	4.02°N	101.04°E	92.7%
	4207048	STW	實兆遠	Pejabat JPS Sitiawan	4.22°N	100.70°E	93.2%

東岸	2636170	ED	興樓	Stor JPS Endau	2.65°N	103.62°E	94.4%
	4234109	KM M	甘馬挽	JPS Kemaman	4.23°N	103.42°E	92.4%
	4734079	DG	龍運	Sek. Men. Sultan Omar, Dungun	4.76°N	103.42°E	97.2%
	3533102	PK	北根	Rumah Pam Pahang Tua, Pekan	3.56°N	103.36°E	92.9%
內陸	3924072	PKS	巴耶江沙	Rumah Pam Paya Kangsar	3.90°N	102.43°E	93.5%
	2330009	LB	拉美士	Ldg. Sg. Labis, Labis	2.38°N	103.02°E	91.1%
	4819027	GMS	話望生	Gua Musang	4.88°N	101.97°E	93.7%



表 2 馬來半島地區 1971-2007 年極端降雨概況

測站	年最大 降雨平 均值 (mm)	春季最 大降雨 平均值 (mm)	夏季最 大降雨 平均值 (mm)	秋季最 大降雨 平均值 (mm)	冬季最 大降雨 平均值 (mm)	極端降 雨事件 最大值 (mm)	極端降 雨事件 最低值 (mm)
JB	114.5	72.4	68.2	73.4	86.5	285.4	60.2
CC	84.6	66.5	57.7	64.9	52.0	128.0	47.4
LB	107.0	61.8	54.0	56.2	90.2	203.6	41.0
ED	226.3	74.3	53.1	95.5	214.6	400.1	56.5
SRB	92.0	69.8	59.5	69.4	54.2	149.1	50.9
SL	82.0	60.8	43.8	57.5	52.1	171.5	45.8
MG	85.4	53.1	56.4	63.6	62.1	180.7	44.5
PTL	82.9	55.9	43.9	55.1	52.6	209.0	46.9
AP	98.8	82.1	71.0	77.4	68.3	137.7	63.5
GB	95.7	70.7	75.5	80.8	55.9	158.5	45.0
PK	191.7	76.0	56.6	97.7	159.5	509.9	64.2
BN	103.3	81.1	66.1	76.1	74.1	185.7	64.5
PKS	86.4	54.8	63.7	65.7	53.5	143.7	37.5
TIT	92.1	67.9	58.7	68.0	64.3	181.9	52.5
STW	87.1	59.8	53.6	62.9	57.4	195.0	35.5
KMM	197.7	74.8	69.2	122.5	154.7	438.2	60.0
DG	183.9	74.3	58.8	124.7	127.2	625.5	88.5
GMS	98.3	60.4	63.9	81.5	64.1	189.7	62.0
PN	142.5	93.1	97.9	106.1	60.3	320.2	62.7
JN	99.4	63.1	74.2	75.9	49.3	213.6	60.5
AST	105.0	64.6	86.1	79.7	39.3	185.5	41.0
JHL	65.9	50.6	36.4	52.2	52.3	121.6	33.6
平均值	114.7	67.6	62.2	77.6	79.3	242.5	52.9

表 3 馬來半島地區 1971-2007 年極端降雨參數推估及配適結果

測站	參數 推估	ξ	σ	μ	Ksstat< CV	P>0.05	CV
JB	MLE	0.1017	24.7896	97.3106	0.1102	0.7187	0.2183
	LM	-0.1741	22.9579	96.4883	0.1274	0.5431	
CC	MLE	-0.1027	17.9621	75.7457	0.0867	0.9213	0.2183
	LM	0.0531	18.1829	75.0585	0.0862	0.9242	
LB	MLE	0.1880	32.1589	82.0391	0.0969	0.8447	0.2183
	LM	-0.0786	35.7991	83.3552	0.1176	0.6430	
ED	MLE	-0.2721	85.7288	194.9118	0.0773	0.9677	0.2183
	LM	0.2249	88.1131	191.7858	0.1395	0.4290	
SRB	MLE	-0.1742	21.4631	82.6688	0.0755	0.9738	0.2183
	LM	0.1389	21.8208	82.0458	0.0903	0.8970	
SL	MLE	0.2228	18.1485	67.0507	0.0586	0.9987	0.2183
	LM	-0.1537	19.4836	67.3109	0.1220	0.5973	
MG	MLE	0.0128	17.3720	75.2575	0.0787	0.9621	0.2183
	LM	-0.1019	15.8131	74.4684	0.0836	0.9394	
PTL	MLE	0.2497	17.9839	66.8259	0.0906	0.8951	0.2183
	LM	-0.2466	18.1127	66.6291	0.1142	0.6744	
AP	MLE	-0.2863	18.2802	92.2912	0.0907	0.8940	0.2183
	LM	0.2937	19.2301	92.1406	0.1823	0.1506	
GB	MLE	-0.1387	20.0456	86.7627	0.1035	0.7980	0.2183
	LM	0.0363	18.2424	85.8149	0.1055	0.7789	
PK	MLE	0.2832	62.9018	135.3016	0.0782	0.9643	0.2212
	LM	-0.1659	69.8563	137.8128	0.1522	0.3242	
BN	MLE	0.1227	17.8884	90.5470	0.0810	0.9524	0.2183
	LM	-0.1644	17.4355	89.8988	0.1156	0.6630	

PKS	MLE	-0.1689	21.7812	76.9177	0.1146	0.6737	0.2183
	LM	0.1076	21.6523	76.0461	0.1027	0.7924	
TIT	MLE	0.0183	21.2029	79.4660	0.0952	0.8597	0.2183
	LM	-0.0323	21.3939	79.0739	0.1025	0.7945	
STW	MLE	-0.0149	23.3213	74.0918	0.1037	0.7827	0.2183
	LM	0.0456	23.7924	74.3563	0.1217	0.6004	
KMM	MLE	0.0217	63.7158	159.2635	0.0552	0.9996	0.2212
	LM	-0.0448	64.4931	157.4458	0.0660	0.9946	
DG	MLE	0.3642	47.9411	135.3562	0.1570	0.2902	0.2183
	LM	-0.1893	55.0907	139.4969	0.1617	0.2589	
GMS	MLE	0.2174	15.7101	84.9168	0.0864	0.9231	0.2183
	LM	-0.2929	14.5385	84.0707	0.1545	0.3073	
PN	MLE	0.0015	39.7535	119.5150	0.0900	0.8992	0.2183
	LM	0.0389	42.0229	119.8369	0.0761	0.9718	
JN	MLE	0.1702	18.9025	84.8319	0.0704	0.9868	0.2183
	LM	-0.1760	19.0238	84.4584	0.1208	0.6102	
AST	MLE	-0.2045	29.2979	93.0626	0.0868	0.9206	0.2183
	LM	0.2314	30.7281	93.1450	0.1799	0.1613	
JHL	MLE	-0.0430	15.0141	57.8201	0.1075	0.7460	0.2183
	LM	0.0135	15.0542	57.4277	0.0991	0.8256	

表 4 馬來半島地區 1971-2007 年 MAM 極端降雨參數推估及配適結果

測站	參數 推估	ξ	σ	μ	Ksstat< CV	P>0.05	CV
JB	MLE	-0.0296	21.2232	60.6972	0.0738	0.9813	0.2212
	LM	-0.0344	20.5246	59.8215	0.0788	0.9659	
CC	MLE	-0.1084	16.6051	58.4979	0.0755	0.9736	0.2183
	LM	0.0919	16.9847	58.1600	0.0852	0.9301	
LB	MLE	0.2120	17.9155	47.0500	0.0945	0.8848	0.2243
	LM	-0.2026	18.1174	46.8634	0.1390	0.4666	
ED	MLE	0.2868	19.2340	51.2974	0.1487	0.3669	0.2212
	LM	-0.5480	13.6980	48.9896	0.3048	0.0018	
SRB	MLE	0.1352	20.9319	55.0684	0.0690	0.9909	0.2212
	LM	-0.0915	22.2269	55.1354	0.1028	0.8044	
SL	MLE	-0.0179	24.4969	44.6797	0.1194	0.6567	0.2243
	LM	-0.1097	21.5065	43.2892	0.1326	0.5265	
MG	MLE	-0.1688	19.2056	48.4460	0.0921	0.9101	0.2275
	LM	0.0977	18.3377	47.6961	0.0767	0.9793	
PTL	MLE	0.0345	24.0529	38.5781	0.1366	0.4719	0.2212
	LM	-0.0905	22.1657	38.1413	0.1322	0.5134	
AP	MLE	-0.2119	21.7078	72.6261	0.0797	0.9579	0.2183
	LM	0.1967	22.4884	72.1916	0.1341	0.4782	
GB	MLE	-0.0597	16.9325	61.1268	0.1140	0.7105	0.2243
	LM	0.0092	15.8874	60.7335	0.1014	0.8289	
PK	MLE	0.2756	21.7504	52.8017	0.0780	0.9688	0.2212
	LM	-0.3298	20.9394	51.9129	0.1809	0.1674	
BN	MLE	-0.0534	18.7593	70.3865	0.0657	0.9949	0.2212
	LM	0.0342	19.2680	69.9212	0.0593	0.9988	

PKS	MLE	-0.1392	16.8720	47.7641	0.0935	0.8821	0.2212
	LM	0.1709	17.5068	47.8830	0.1483	0.3706	
TIT	MLE	-0.1426	19.7586	57.2397	0.1093	0.7570	0.2243
	LM	0.0808	19.8774	56.3685	0.0946	0.8839	
STW	MLE	0.1685	18.5147	49.6182	0.0722	0.9871	0.2243
	LM	-0.1104	19.8789	49.8021	0.1226	0.6244	
KMM	MLE	0.0756	27.4363	57.2490	0.1167	0.6680	0.2212
	LM	-0.0021	30.0662	57.8449	0.1059	0.7755	
DG	MLE	0.2671	23.7966	49.1762	0.1125	0.6949	0.2183
	LM	-0.3083	22.7215	48.2467	0.1954	0.1033	
GMS	MLE	-0.1169	17.1294	52.9861	0.0615	0.9983	0.2243
	LM	0.1127	17.7847	52.7112	0.1071	0.7772	
PN	MLE	-0.0559	38.6800	77.3674	0.1369	0.4520	0.2183
	LM	-0.1059	32.9322	74.6440	0.1109	0.7116	
JN	MLE	0.0448	17.4301	55.3775	0.0744	0.9798	0.2212
	LM	-0.0246	18.2685	55.2832	0.0665	0.9941	
AST	MLE	-0.0647	19.2888	59.2376	0.0864	0.9422	0.2275
	LM	0.0557	19.1158	59.0269	0.1097	0.7675	
JHL	MLE	-0.0842	14.7320	41.9883	0.1023	0.7965	0.2183
	LM	0.0650	15.2230	41.6296	0.0971	0.8435	

表 5 馬來半島地區 1971-2007 年 JJA 極端降雨參數推估及配適結果

測站	參數 推估	ξ	σ	μ	Ksstat< CV	P>0.05	CV
JB	MLE	-0.1438	19.6167	59.2360	0.0587	0.9990	0.2212
	LM	0.1401	20.5416	58.9083	0.1042	0.7916	
CC	MLE	0.0647	16.4980	47.0824	0.0845	0.9341	0.2183
	LM	-0.0643	16.9151	46.8308	0.0827	0.9440	
LB	MLE	0.2761	15.3096	39.7885	0.0587	0.9990	0.2212
	LM	-0.2768	15.3070	39.4181	0.1848	0.1506	
ED	MLE	0.1490	15.9247	46.5671	0.0825	0.9504	0.2212
	LM	-0.1612	15.9792	46.3352	0.0998	0.8309	
SRB	MLE	-0.0534	16.2396	47.7133	0.1054	0.7802	0.2212
	LM	0.0174	16.0289	47.2911	0.1126	0.7089	
SL	MLE	-0.2249	19.2000	38.6856	0.1250	0.5676	0.2183
	LM	0.2113	20.1221	38.3155	0.1311	0.5065	
MG	MLE	-0.0802	18.2864	47.0487	0.0930	0.9037	0.2275
	LM	0.0512	17.9164	46.6906	0.1057	0.8043	
PTL	MLE	-0.2418	21.7680	38.7767	0.0665	0.9950	0.2243
	LM	0.1917	21.9463	38.0112	0.1214	0.6364	
AP	MLE	0.0138	18.0176	59.3599	0.0708	0.9861	0.2183
	LM	-0.0216	18.4422	59.0230	0.0801	0.9563	
GB	MLE	-0.0272	20.1366	64.0162	0.0999	0.8423	0.2243
	LM	-0.0312	19.1327	63.3379	0.0930	0.8955	
PK	MLE	0.1432	25.3272	45.3676	0.0973	0.8415	0.2183
	LM	-0.2753	22.1847	43.9128	0.1772	0.1734	
BN	MLE	0.3379	16.2652	47.9055	0.0947	0.9017	0.2308
	LM	-0.1969	18.2556	48.7241	0.1407	0.4871	

PKS	MLE	-0.0409	20.5505	52.2645	0.1199	0.6356	0.2212
	LM	0.0112	20.8667	51.6728	0.1102	0.7330	
TIT	MLE	0.2302	18.2762	43.9333	0.0847	0.9507	0.2275
	LM	-0.1594	19.6672	44.1799	0.1327	0.5431	
STW	MLE	0.1179	16.8307	40.5257	0.0760	0.9719	0.2183
	LM	-0.0574	18.1758	40.7459	0.0842	0.9356	
KMM	MLE	0.2481	25.6923	55.2607	0.0771	0.9717	0.2212
	LM	-0.2651	25.2561	54.6338	0.1352	0.4846	
DG	MLE	0.1058	20.4309	49.0028	0.0918	0.8859	0.2183
	LM	-0.1183	20.5611	48.5870	0.1097	0.7238	
GMS	MLE	-0.0378	19.1537	56.9661	0.0656	0.9958	0.2243
	LM	0.0038	18.6890	56.4761	0.0748	0.9814	
PN	MLE	0.0012	35.4774	76.1658	0.1420	0.4068	0.2183
	LM	-0.1358	28.8484	74.7072	0.1484	0.3540	
JN	MLE	0.1570	19.0302	59.6872	0.0790	0.9652	0.2212
	LM	-0.2132	18.1755	58.9609	0.1374	0.4644	
AST	MLE	-0.0207	25.5329	67.4355	0.0932	0.8848	0.2212
	LM	0.0529	27.5345	67.4210	0.0836	0.9447	
JHL	MLE	0.0257	12.4243	30.1948	0.0620	0.9972	0.2183
	LM	-0.0751	12.1062	29.7375	0.0871	0.9188	

表 6 馬來半島地區 1971-2007 年 SON 極端降雨參數推估及配適結果

測站	參數 推估	ξ	σ	μ	Ksstat< CV	P>0.05	CV
JB	MLE	-0.1780	22.8148	63.5679	0.1193	0.6412	0.2212
	LM	0.2024	23.9844	63.6064	0.1368	0.4701	
CC	MLE	-0.0579	18.4174	55.1363	0.0818	0.9482	0.2183
	LM	0.0800	19.3971	55.1003	0.0956	0.8562	
LB	MLE	0.1942	28.6821	45.7356	0.1203	0.6315	0.2212
	LM	-0.4140	22.0472	43.1266	0.2049	0.0841	
ED	MLE	0.0424	28.0674	73.0891	0.1101	0.7202	0.2183
	LM	0.0430	30.4553	74.1239	0.1097	0.7241	
SRB	MLE	-0.2519	24.0598	59.9598	0.0037	0.7142	0.2243
	LM	0.2455	24.5428	59.7055	0.1711	0.2295	
SL	MLE	-0.2516	17.8791	50.5372	0.1055	0.7788	0.2212
	LM	0.3033	18.7174	50.8392	0.1941	0.1159	
MG	MLE	-0.1651	19.6759	53.8968	0.1168	0.6664	0.2212
	LM	0.2387	19.7751	54.5998	0.1680	0.2338	
PTL	MLE	-0.1887	20.4909	48.9468	0.0743	0.9847	0.2275
	LM	0.1408	20.7003	48.2176	0.0965	0.8796	
AP	MLE	-0.0961	17.8040	67.5541	0.1250	0.5673	0.2183
	LM	0.1038	18.4321	67.5013	0.1325	0.4933	
GB	MLE	0.1123	23.3330	75.8425	0.1122	0.7281	0.2243
	LM	-0.1542	22.4587	75.2652	0.1281	0.5700	
PK	MLE	0.2499	39.2748	58.9101	0.0669	0.9925	0.2183
	LM	-0.3213	36.9618	56.8317	0.1709	0.2050	
BN	MLE	0.0505	23.1901	64.0586	0.0922	0.9011	0.2243
	LM	-0.0285	24.3421	63.9330	0.0924	0.8996	

PKS	MLE	-0.0211	17.3685	58.2718	0.0862	0.9435	0.2275
	LM	0.0341	17.6952	58.2411	0.0879	0.9345	
TIT	MLE	-0.0856	21.6135	57.9215	0.0738	0.9813	0.2212
	LM	0.0762	21.8469	57.5965	0.1064	0.7702	
STW	MLE	0.2177	30.0406	52.8498	0.1478	0.3740	0.2212
	LM	-0.3795	24.6256	50.5070	0.1842	0.1529	
KMM	MLE	0.2164	47.1639	79.6849	0.0711	0.9874	0.2212
	LM	-0.1755	49.4657	79.6322	0.1177	0.6580	
DG	MLE	0.3801	39.0012	81.0483	0.1133	0.7023	0.2212
	LM	-0.2530	43.1023	82.7942	0.2086	0.0749	
GMS	MLE	0.0136	23.5769	62.8878	0.1307	0.5278	0.2212
	LM	-0.0035	23.5044	63.0153	0.1298	0.5364	
PN	MLE	-0.1437	38.9203	85.2631	0.0621	0.9976	0.2212
	LM	0.1122	40.0191	84.0885	0.0974	0.8515	
JN	MLE	-0.1932	30.7965	64.9554	0.0860	0.9384	0.2243
	LM	0.2485	32.0571	65.5721	0.1590	0.3057	
AST	MLE	0.0021	21.8838	67.2737	0.1305	0.5130	0.2183
	LM	-0.0001	22.6498	67.0287	0.1252	0.5647	
JHL	MLE	-0.2970	19.4254	45.8721	0.1295	0.5921	0.2308
	LM	0.2892	18.4373	45.9178	0.1716	0.2548	

表 7 馬來半島地區 1971-2007 年 DJF 極端降雨參數推估及配適結果

測站	參數 推估	ξ	σ	μ	Ksstat< CV	P>0.05	CV
JB	MLE	0.1872	29.0927	63.3196	0.0955	0.8565	0.2183
	LM	-0.1650	30.1076	63.3205	0.1428	0.3996	
CC	MLE	-0.0296	18.0963	42.0673	0.0887	0.9081	0.2183
	LM	0.0544	18.6342	42.1508	0.1117	0.7032	
LB	MLE	0.2041	35.9406	61.7709	0.0866	0.9352	0.2243
	LM	-0.0692	40.8243	63.6748	0.1091	0.7583	
ED	MLE	-0.2589	84.3914	174.9707	0.0686	0.9914	0.2212
	LM	0.2308	87.8991	172.5950	0.1342	0.4937	
SRB	MLE	-0.0022	16.7854	43.9567	0.0853	0.9293	0.2183
	LM	0.0249	17.8494	43.8762	0.0836	0.9390	
SL	MLE	0.0782	20.1611	40.9449	0.0704	0.9902	0.2243
	LM	-0.1204	19.5751	40.3220	0.0795	0.9671	
MG	MLE	0.0633	20.1915	49.1187	0.0895	0.9109	0.2212
	LM	-0.0840	19.9850	48.7311	0.0968	0.8563	
PTL	MLE	0.0455	25.0230	39.2518	0.1637	0.2743	0.2243
	LM	-0.0350	24.3681	39.7268	0.1610	0.2921	
AP	MLE	0.0520	15.4881	58.5997	0.1071	0.7499	0.2183
	LM	-0.0041	16.7104	58.7074	0.0914	0.8889	
GB	MLE	-0.0201	18.6285	46.6357	0.1335	0.5005	0.2212
	LM	0.0737	20.3737	46.8822	0.1194	0.6407	
PK	MLE	0.2360	62.1382	97.1937	0.0996	0.8331	0.2212
	LM	-0.1519	67.4223	98.6003	0.1296	0.5383	
BN	MLE	-0.2867	16.6605	65.3859	0.1202	0.6157	0.2183
	LM	0.3956	17.8075	66.1607	0.2398	0.0235	

PKS	MLE	-0.1971	20.9490	41.9814	0.0754	0.9741	0.2183
	LM	0.2446	21.6419	42.3297	0.1568	0.2912	
TIT	MLE	-0.0111	23.1075	50.0573	0.1184	0.6348	0.2183
	LM	-0.0505	21.1110	49.5225	0.0994	0.8234	
STW	MLE	-0.2237	17.5131	49.3719	0.1271	0.5802	0.2243
	LM	0.2803	17.5595	49.8795	0.1965	0.1168	
KMM	MLE	0.1196	63.9328	92.2417	0.0959	0.8736	0.2243
	LM	-0.0949	66.6994	91.9857	0.0845	0.9462	
DG	MLE	-0.1324	60.7866	94.4463	0.0778	0.9692	0.2212
	LM	0.1202	64.2618	93.0395	0.0940	0.8786	
GMS	MLE	-0.0285	26.3727	48.7047	0.0862	0.9240	0.2183
	LM	0.0642	27.7468	48.8689	0.0919	0.8855	
PN	MLE	-0.0061	29.5027	46.9086	0.1104	0.7169	0.2183
	LM	-0.0446	28.7168	45.8922	0.0979	0.8365	
JN	MLE	-0.1458	19.8659	42.4212	0.1500	0.3414	0.2183
	LM	0.1245	20.8577	41.9655	0.1413	0.4127	
AST	MLE	0.0089	15.5649	30.5886	0.0819	0.9481	0.2183
	LM	0.0144	16.5086	30.5131	0.0807	0.9534	
JHL	MLE	0.0334	15.7555	41.2502	0.1297	0.5201	0.2183
	LM	0.0147	16.8534	41.4191	0.1126	0.6944	

表 8 MLE 和 LM 二種參數估計下最佳配適的測站結果

時間	假說	最佳 MLE 估計	最佳 LM 估計
Year	$H_1 : h=1$	0% (0 stations)	0% (0 stations)
	$H_0 : h=0$	82% (18 stations)	18% (4 stations)
MAM	$H_1 : h=1$	0% (0 stations)	5% (1 stations)
	$H_0 : h=0$	59 % (13 stations)	41% (9 stations)
JJA	$H_1 : h=1$	0% (0 stations)	0% (0 stations)
	$H_0 : h=0$	82% (18 stations)	18% (4 stations)
SON	$H_1 : h=1$	0% (0 stations)	0% (0 stations)
	$H_0 : h=0$	86% (19 stations)	14% (3 stations)
DJF	$H_1 : h=1$	0% (0 stations)	5% (1 stations)
	$H_0 : h=0$	55% (12 stations)	45% (10 stations)

表 9 馬來半島地區不同重現期下的極端降雨事件

測站	T=30	T=50	T=100
JB	197.5	216.0	242.7
CC	142.5	153.9	169.8
LB	234.2	267.2	317.2
ED	384.5	401.0	419.9
SRB	137.6	143.4	150.6
SL	158.7	179.9	212.6
MG	135.3	144.8	157.6
PTL	162.5	185.6	222.0
AP	131.9	135.3	139.0
GB	140.9	147.2	154.9
PK	492.4	583.8	730.4
BN	165.6	180.1	201.1
PKS	164.4	181.0	204.9
TIT	153.5	165.2	181.2
STW	151.1	162.5	177.8
KMM	383.0	418.7	467.5
DG	455.2	548.9	706.7
GMS	163.5	181.4	209.1
PN	271.8	296.9	331.5
JN	171.3	189.5	216.8
AST	164.6	171.8	180.4
JHL	109.6	117.7	128.9

表 10 馬來半島地區不同重現期下 MAM 和 JJA 的極端降雨事件

MAM				JJA			
測站	T=30	T=50	T=100	測站	T=30	T=50	T=100
JB	129.0	138.9	152.0	JB	111.8	117.8	125.3
CC	105.5	111.3	118.7	CC	98.3	105.2	114.2
LB	135.7	155.8	186.6	LB	125.5	147.2	181.8
ED	161.3	189.6	235.1	ED	116.7	130.8	151.8
SRB	144.9	162.6	188.6	SRB	98.0	104.9	114.0
SL	125.1	137.0	152.9	SL	84.2	88.6	93.7
MG	121.3	134.8	154.2	MG	101.2	108.3	117.4
PTL	102.8	111.0	121.5	PTL	89.1	93.8	99.2
AP	125.1	130.3	136.4	AP	121.8	131.6	144.9
GB	115.4	123.9	135.4	GB	124.8	133.6	145.3
PK	174.4	205.2	254.3	PK	155.7	177.7	210.3
BN	139.1	150.4	165.9	BN	150.8	179.7	227.5
PKS	93.3	98.6	105.1	PKS	123.7	134.9	150.2
TIT	133.7	147.5	167.0	TIT	137.6	159.5	193.5
STW	134.1	151.8	178.3	STW	110.5	123.9	143.3
KMM	159.2	174.7	195.5	KMM	191.5	224.4	275.9
DG	180.1	212.7	264.5	DG	132.2	147.7	170.1
GMS	100.9	106.7	113.9	GMS	117.8	126.5	137.8
PN	168.3	179.9	194.6	PN	196.5	214.9	239.8
JN	114.6	123.3	134.7	JN	144.7	162.1	188.0
AST	117.9	125.8	136.0	AST	169.5	186.8	210.8
JHL	99.3	109.2	123.3	JHL	74.1	81.2	90.9

表 11 馬來半島地區不同重現期下 SON 和 DJF 的極端降雨事件

SON				DJF			
測站	T=30	T=50	T=100	測站	T=30	T=50	T=100
JB	121.6	127.7	135.2	JB	200.7	230.5	275.6
CC	111.7	119.5	129.5	CC	100.3	108.8	119.9
LB	183.0	213.2	258.9	LB	237.0	276.2	336.0
ED	185.1	203.5	229.0	ED	365.2	382.2	401.9
SRB	114.8	119.7	125.5	SRB	106.9	117.0	130.9
SL	91.3	95.0	99.3	SL	119.1	132.9	152.6
MG	104.9	110.5	117.3	MG	125.3	138.5	156.9
PTL	100.2	105.5	112.0	PTL	117.5	128.6	143.3
AP	119.0	125.5	133.8	AP	114.9	123.4	134.9
GB	171.9	190.1	216.4	GB	125.2	139.0	158.5
PK	267.9	318.5	397.9	PK	419.1	495.2	613.7
BN	149.7	164.1	184.1	BN	101.5	104.5	108.0
PKS	115.0	123.3	134.4	PKS	93.7	99.0	105.4
TIT	121.4	129.6	140.1	TIT	115.2	124.3	136.2
STW	203.1	237.5	290.5	STW	90.9	95.0	99.7
KMM	315.1	368.8	451.5	KMM	285.1	309.5	340.6
DG	349.9	430.6	568.1	DG	260.3	279.7	303.9
GMS	142.1	154.1	170.3	GMS	133.8	146.1	162.4
PN	189.6	201.5	216.3	PN	136.1	148.7	165.3
JN	141.5	149.4	158.8	JN	129.8	146.8	171.5
AST	143.7	155.4	171.2	AST	87.8	96.8	109.0
JHL	87.3	90.8	94.6	JHL	99.9	109.1	121.6

表 12 馬來半島各測站 1979-2007 年和 1979 年前後極端降雨事件統計

	1979-2007 年 (百分比)	1979 年前 (百分比)	1979 年後 (百分比)
年最大極端降雨事件 (測站數：極端降雨事件數)	22 : 18	6 : 5 (27.3% : 27.8%)	16 : 13 (72.7% : 72.2%)
季最大極端降雨事件 (測站數：極端降雨事件數)			
春季	2 : 2 (9.1% : 11.1%)	7 : 7 (31.8% : 35.0%)	15 : 13 (68.2% : 65.0%)
夏季	6 : 5 (27.3% : 27.8%)	4 : 4 (18.2% : 19.0%)	18 : 17 (81.8% : 81.0%)
秋季	4 : 2 (18.2% : 11.1%)	2 : 2 (9.1% : 10.0%)	20 : 18 (90.9% : 90.0%)
冬季	10 : 9 (45.5% : 50.0%)	4 : 3 (18.2% : 15.0%)	18 : 17 (81.8% : 81.0%)

表 13 馬來半島 22 個測站最大極端降雨事件與 ENSO 事件統計

ENSO 事件	事件數 (日)	測站數	測站 (事件日)
El Niño	3	4	
Very Strong	1	2	AST ; JN (19970823)
Weak	2	2	JB (20061219) ; STW (19760928)
ENSO-neutral	7	7	ED (19880308) ; SRB (19730531) ; AP (20070610) ; GB (19940627) ; BN (19921227) ; TIT (19801227) ; JHL (19840208)
La Niña	8	11	
Strong	3	5	CC (19880611) ; PK ; PKS ; GMS (19881119) ; DG (19881201)
Moderate	2	3	LB (19710102) ; MG ; PTL (19710104)
Weak	3	3	SL (20010226) ; PN (19710821) ; KMM (19831203)



附圖

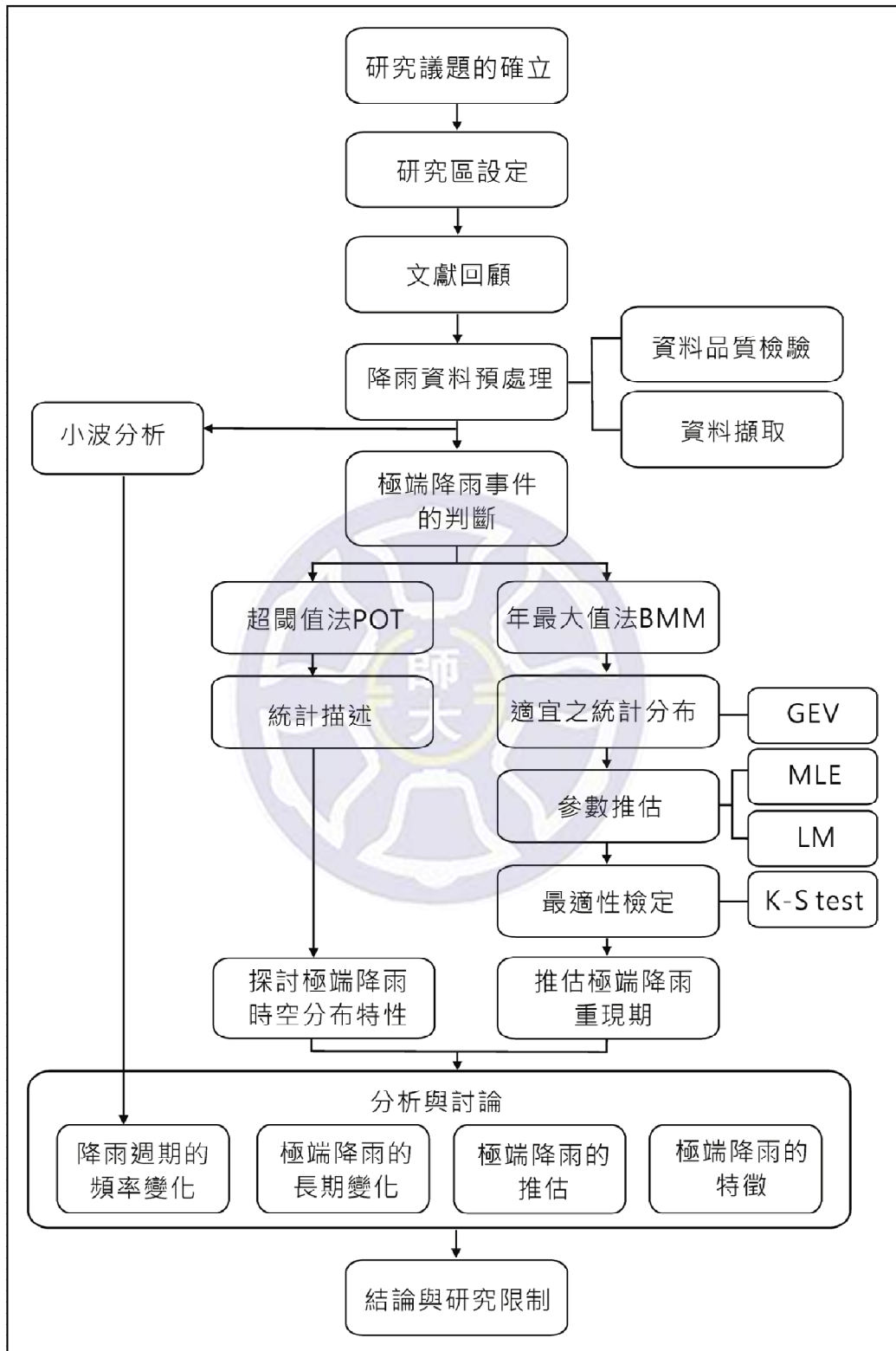


圖 1 研究流程圖。

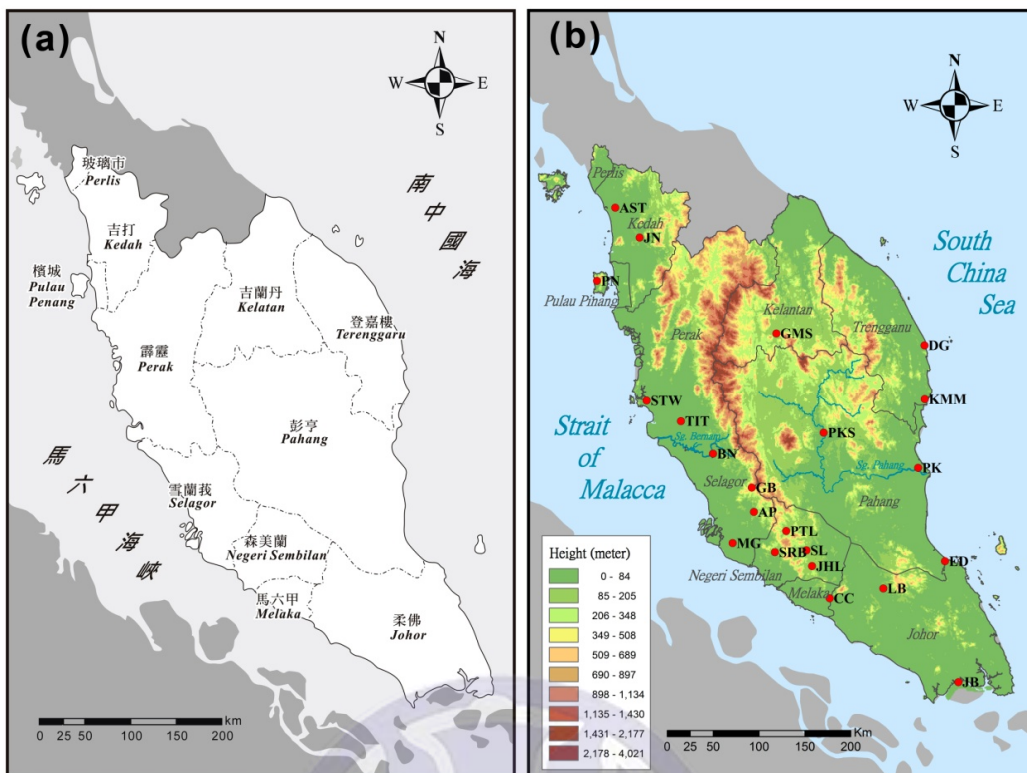


圖 2 馬來半島地區 (a) 行政區圖與 (b) 地形圖及測站位置圖。

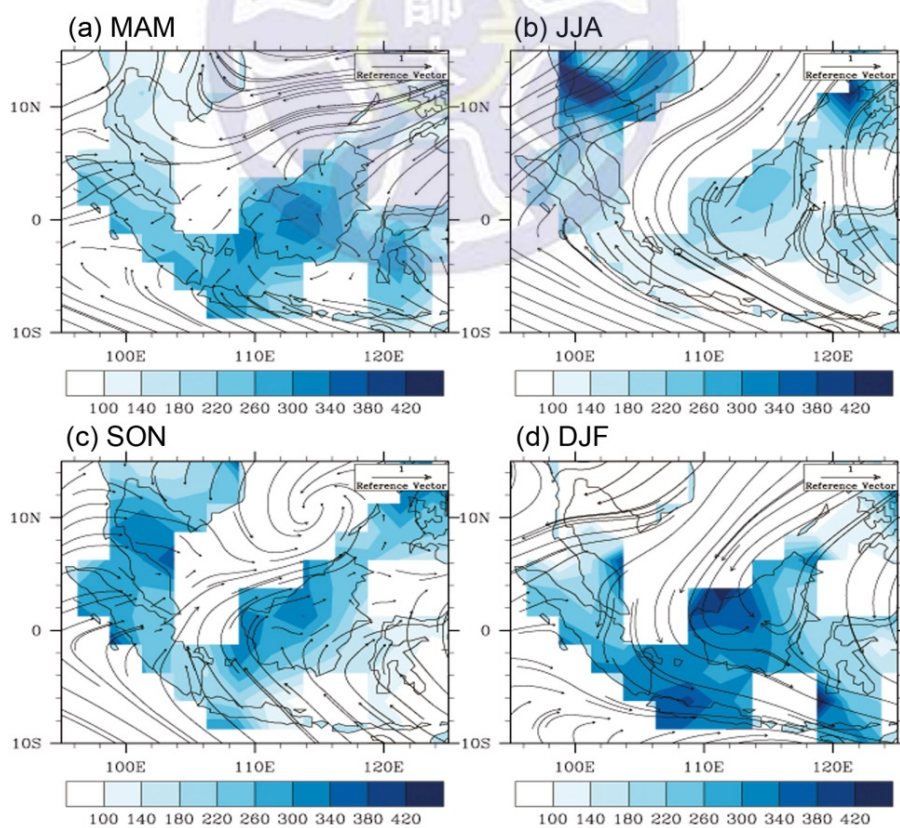


圖 3 馬來西亞地區各季節的平均經緯向風 (箭頭) 及平均月降雨量 (網格)。

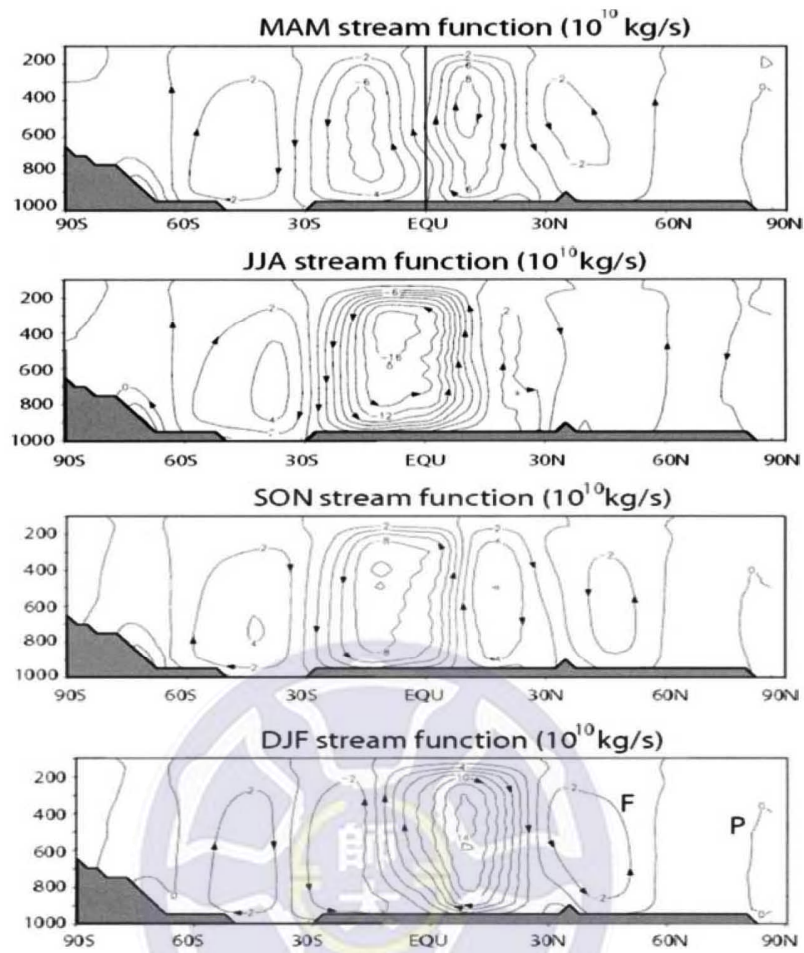


圖4 各季長期平均的經向流函數。(取自Wester, 2004)

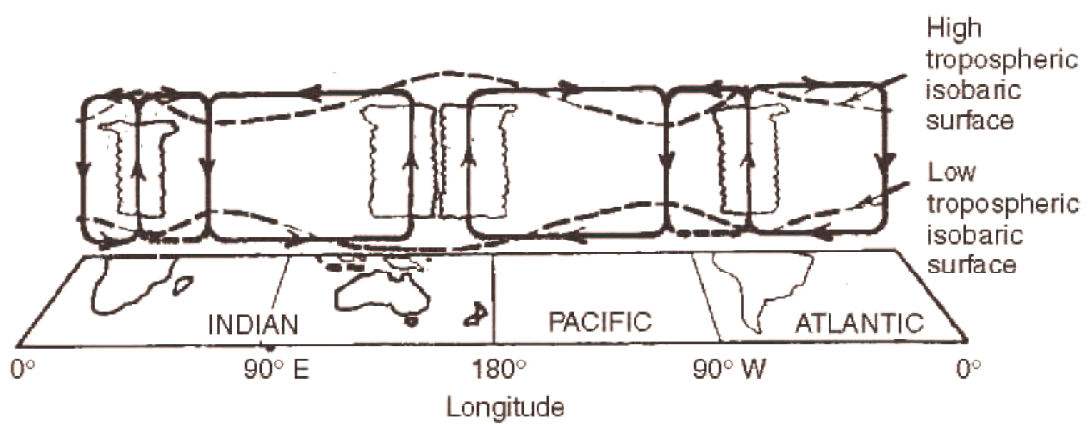


圖5 低緯緯向環流示意圖。(取自Wester, 1983)

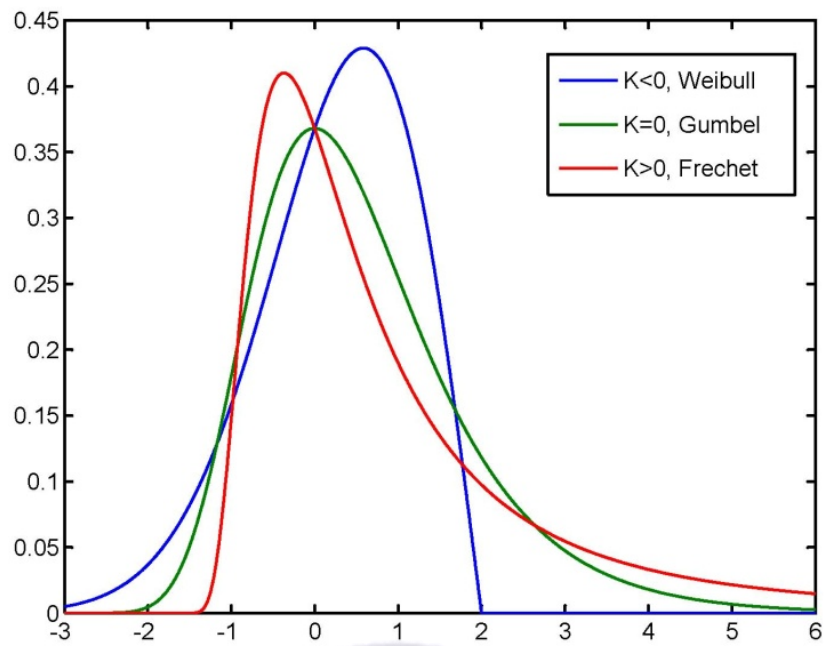


圖 6 廣義極值分布 (GEV) 概率密度函數，綠色表示 Gumbel 分布、紅色代表 Fréchet 分布、藍色為 Weibull 分布。

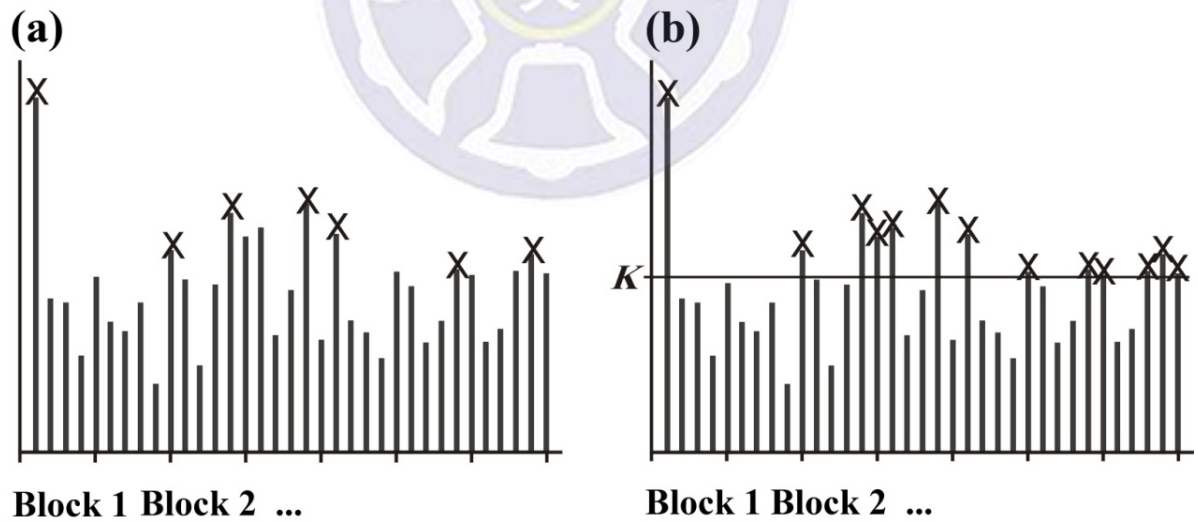


圖 7 (a) 區組最大值法 (BMM) 示意圖；(b) 超閾值法 (POT) 示意圖， K 代表閾值。

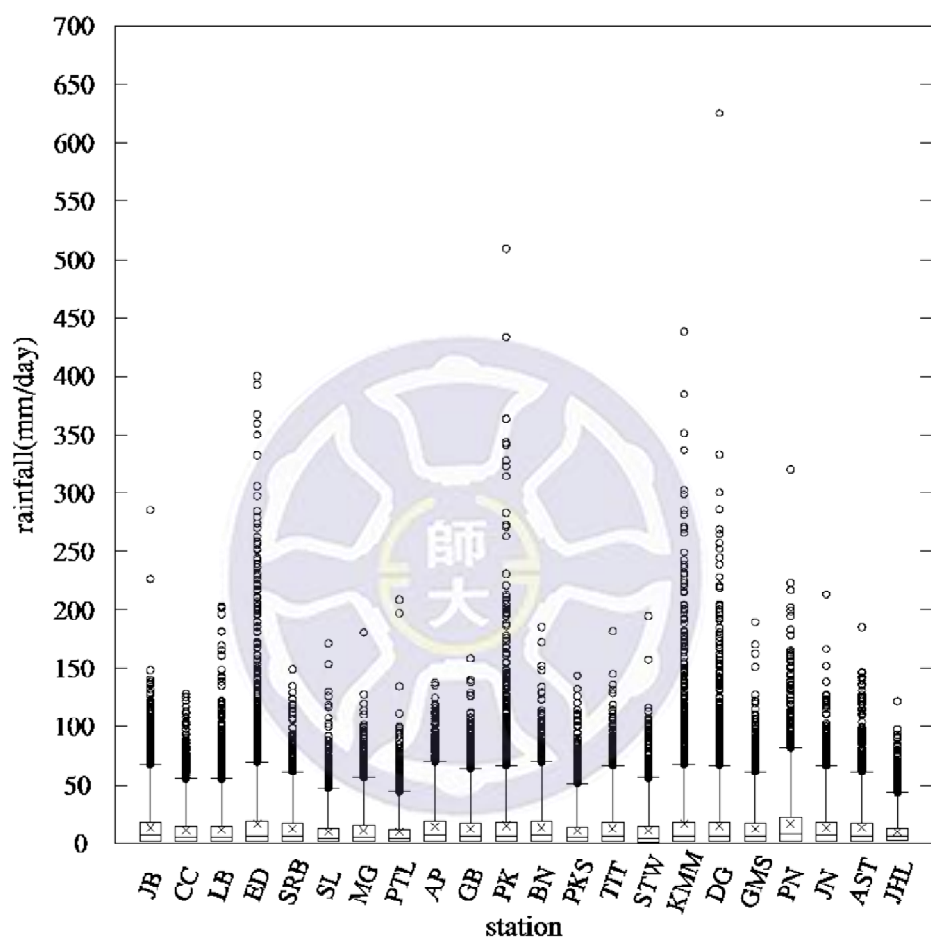


圖 8 以盒鬚圖判斷馬來西亞 22 降雨測站的極端降雨事件，其中盒鬚圖內水平線為降雨序列的中位數，X 表示變數的平均數，數列中的第 75 及 25 的百分位數分別代表盒鬚圖的上下樞紐 (upper and lower hinge)，上下樞紐間的距離則為四分距離 (interquartile range, IQR)，圓點表示 ≥ 3 倍 IQR 的極端降雨事件。

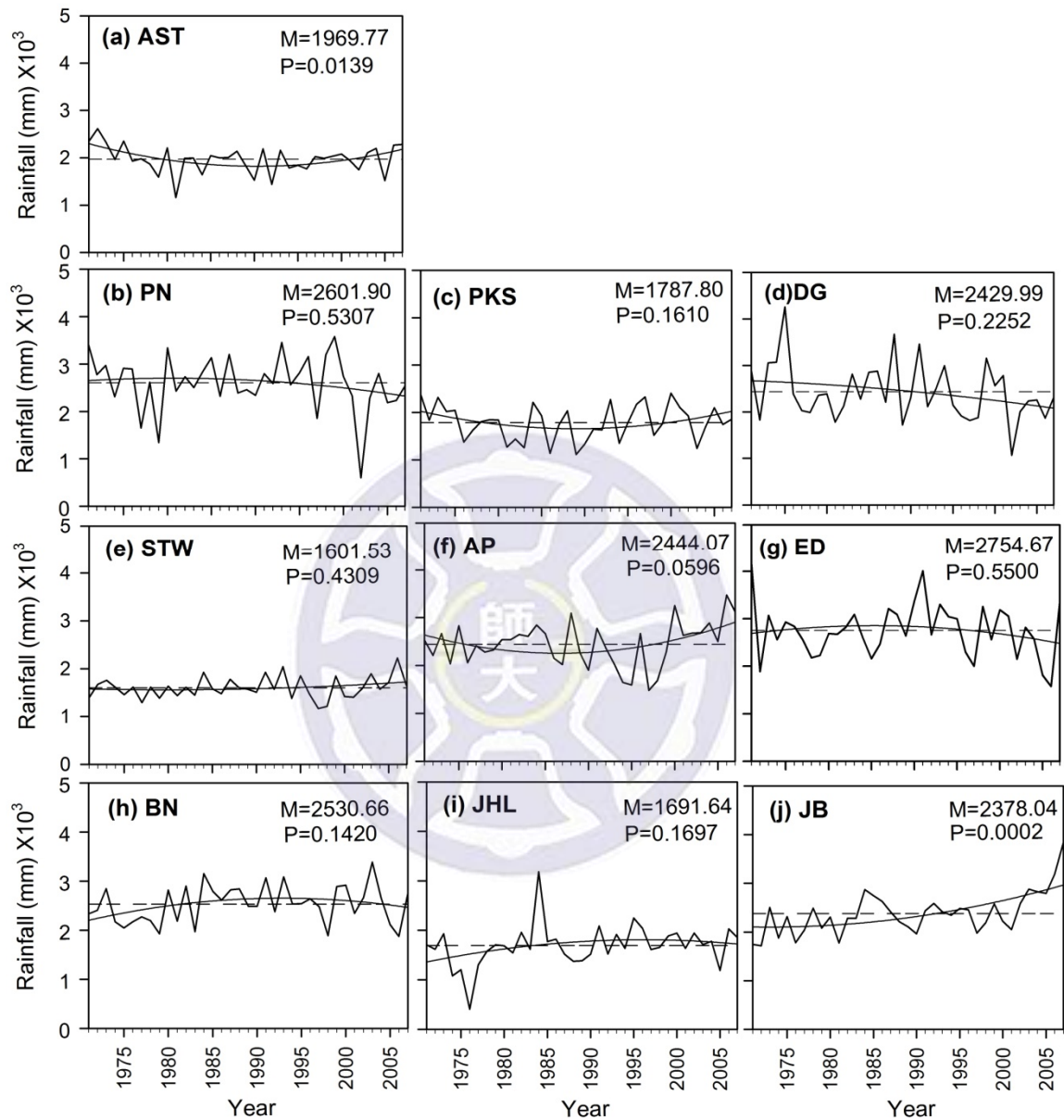


圖 9 馬來半島各測站 1971-2007 年年降雨時間序列，其中虛線為 36 年之年降雨平均，實線為降雨之迴歸趨勢，M 為降雨平均值，P 為統計顯著檢定。

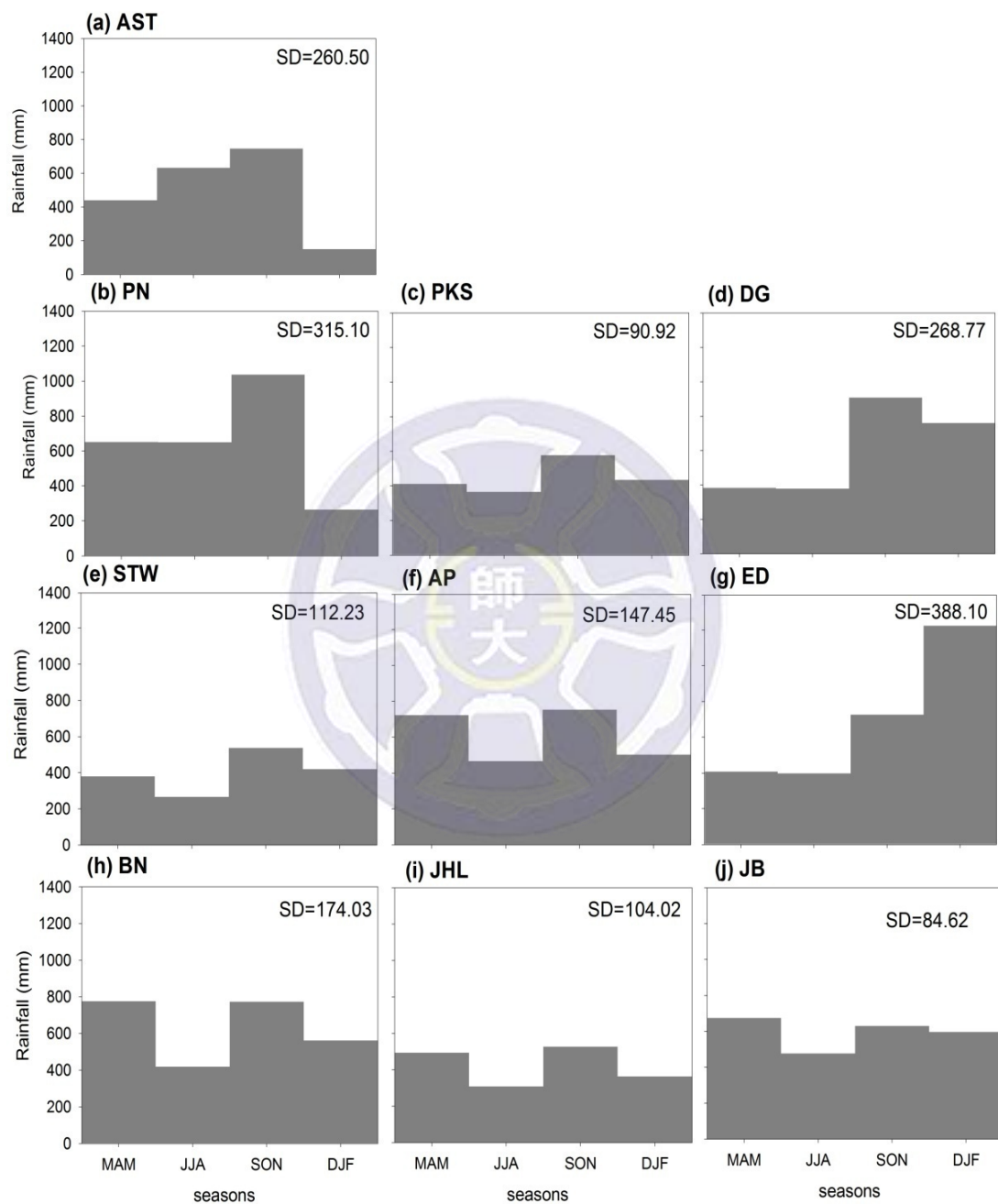


圖 10 馬來半島各測站 1971-2007 年平均季節降雨，其中 SD 為季節標準差。

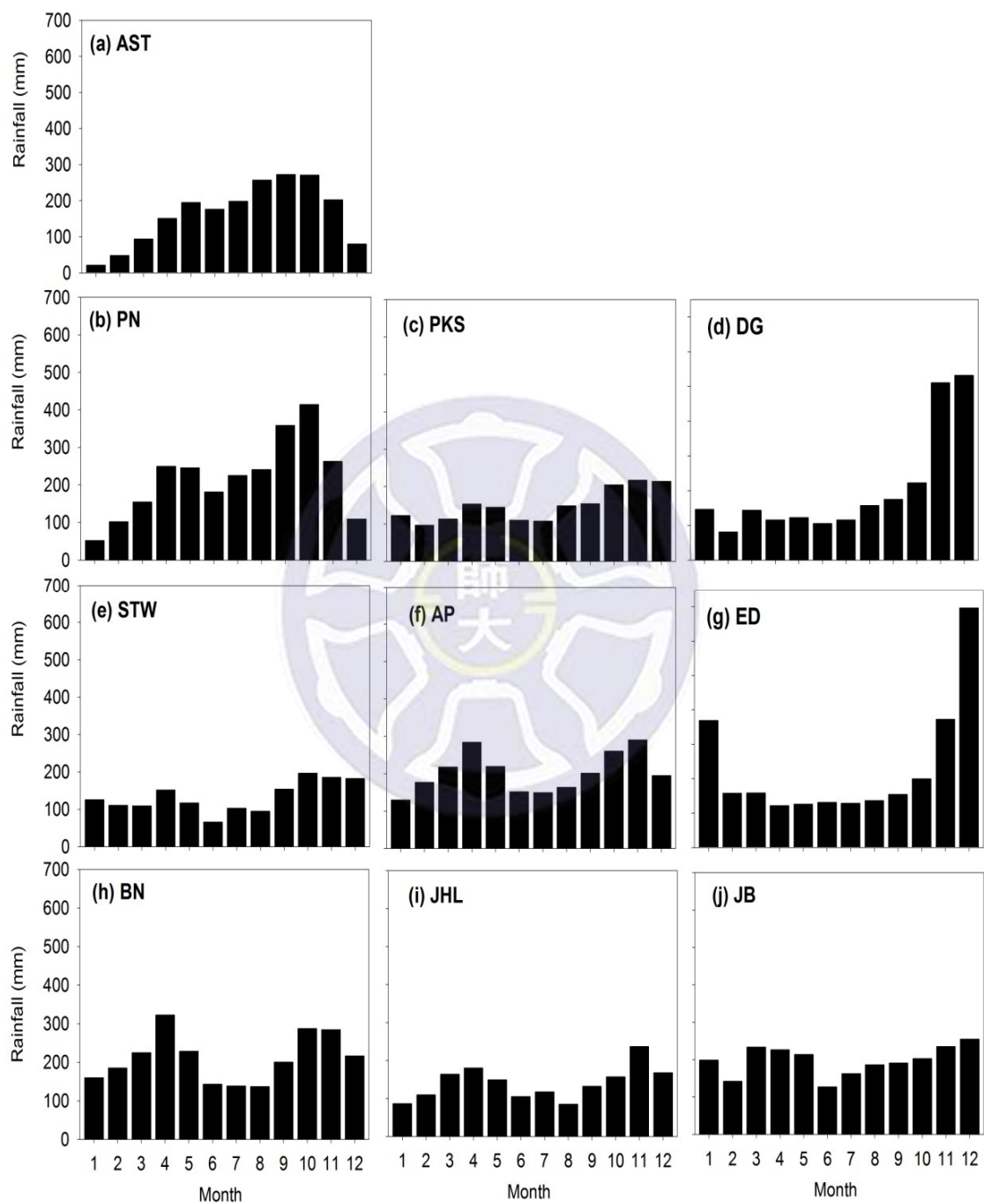


圖 11 馬來半島各測站 1971-2007 年每月平均降雨。

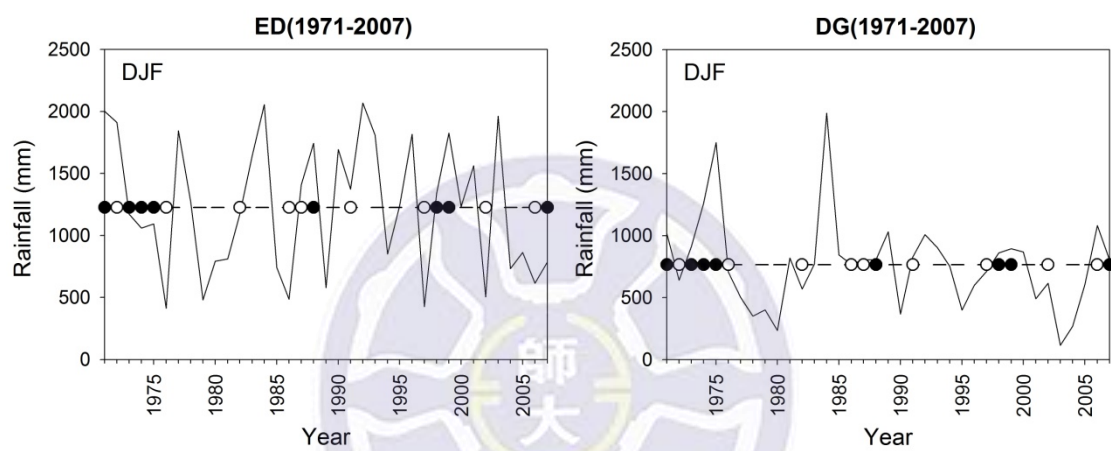


圖 12 東部地區興樓 (ED) 和龍運 (DG) 1971-2007 年冬季 (DJF) 年降雨與 ENSO 事件，其中空點為聖嬰事件，實點為反聖嬰事件，虛線為 36 年降雨平均。

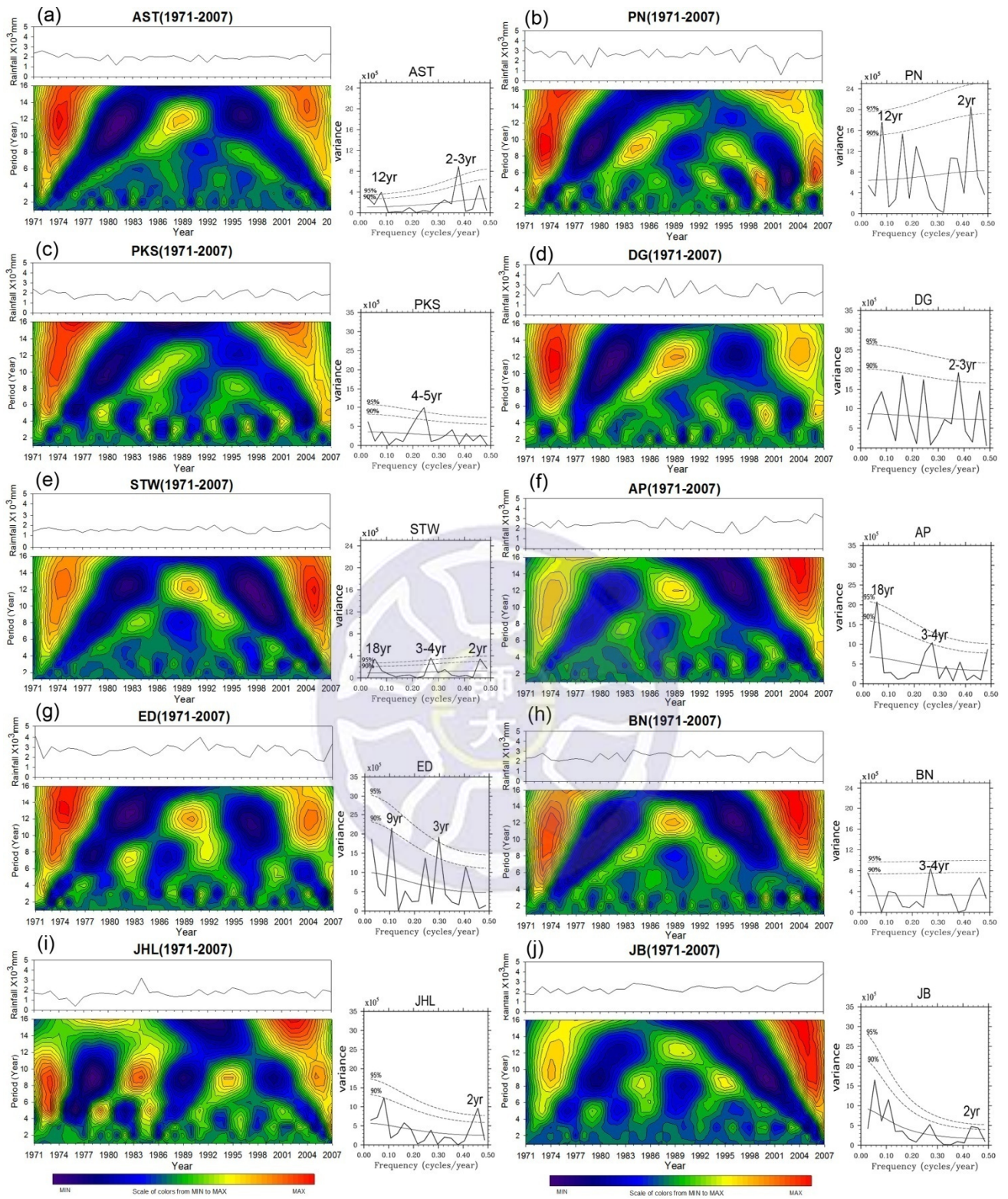


圖 13 馬來半島各測站 1971-2007 年降雨之小波時頻分析及波譜分析圖，虛線分別表示 90%和 95%的顯著水準。

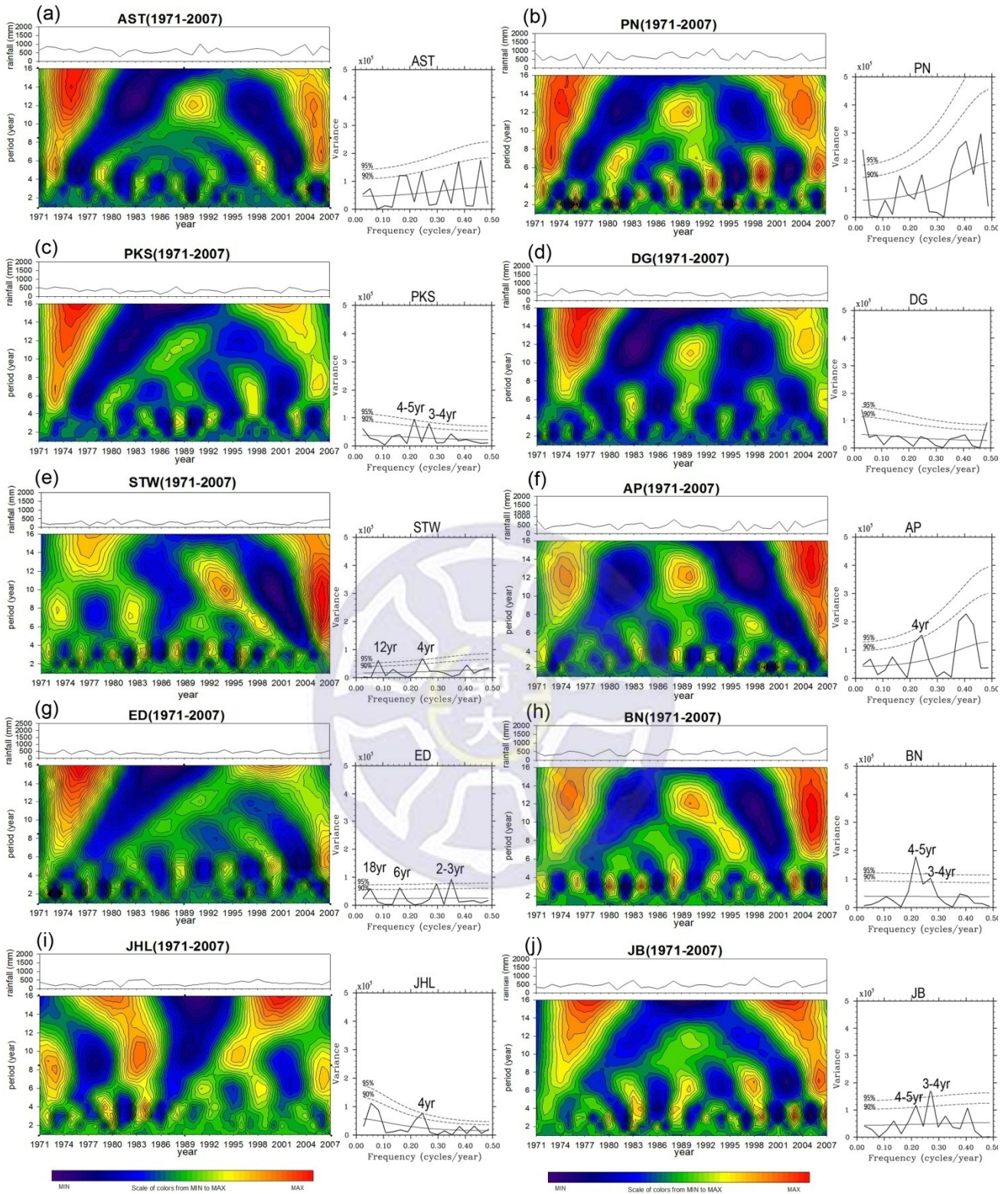


圖 14 馬來半島各測站 1971-2007 年夏季降雨之小波時頻分析及波譜分析圖，虛線分別表示 90%和 95%的顯著水準。

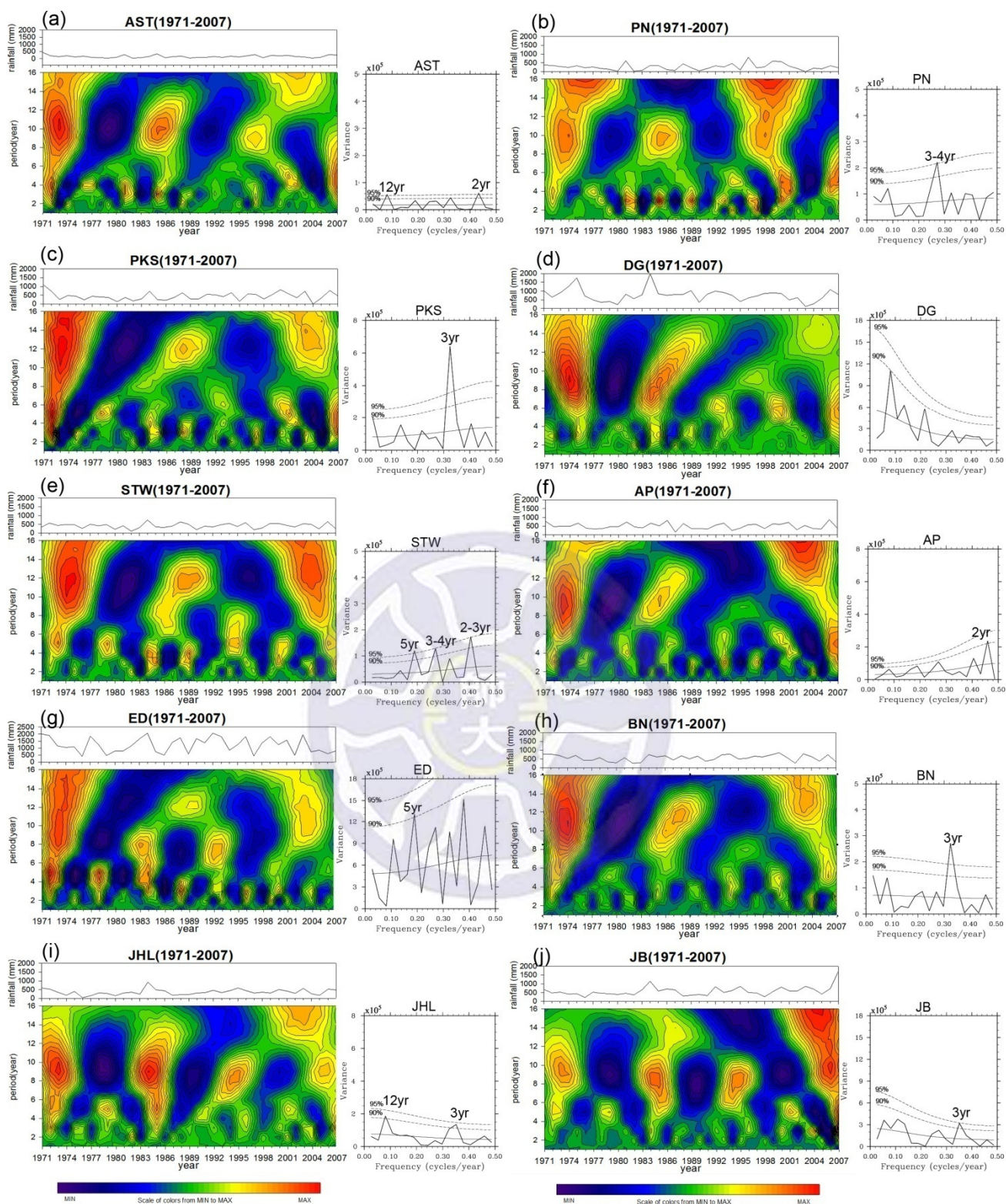


圖 15 馬來半島各測站 1971-2007 年冬季降雨之小波時頻分析及波譜分析圖，虛線分別表示 90%和 95%的顯著水準。

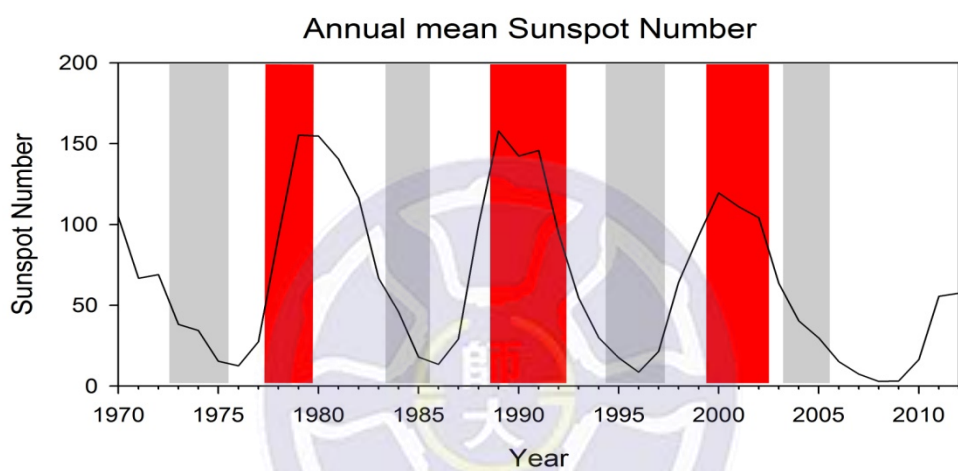


圖 16 1971-2012 年期間年太陽黑子平均數序列，灰色陰影區表示馬來半島地區冬季 (DJF) 9-12 年降水週期的正相位時期；紅色陰影區則表示負相位時期。

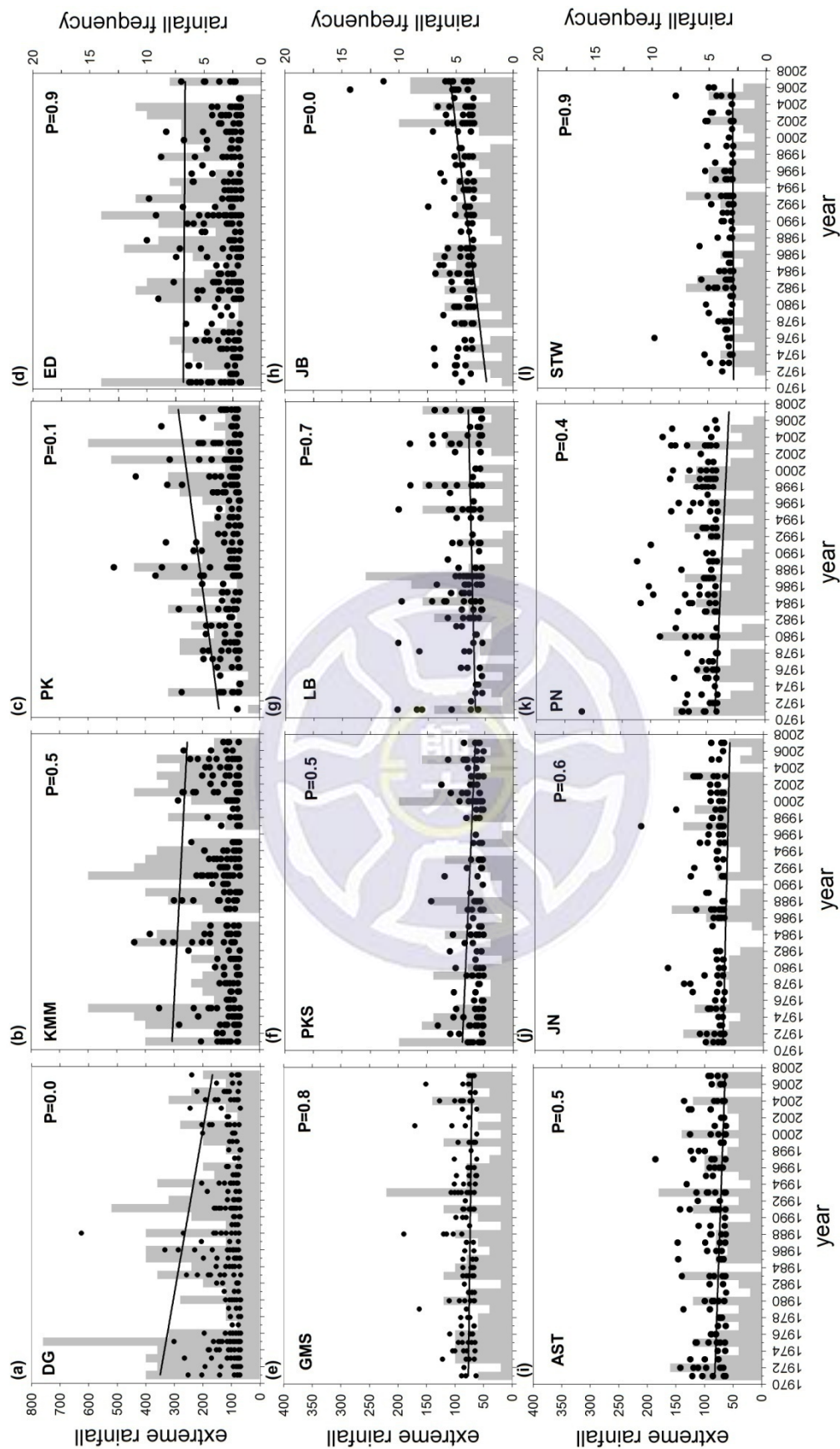


圖 17 馬來半島 22 個降雨測站在 1971-2007 年極端降雨事件的頻率變化趨勢，其中實點為極端降雨事件，灰階直方圖為每年的極端降雨事件次數，實線為極端降雨事件頻率之線性迴歸趨勢，p 代表統計顯著檢定。

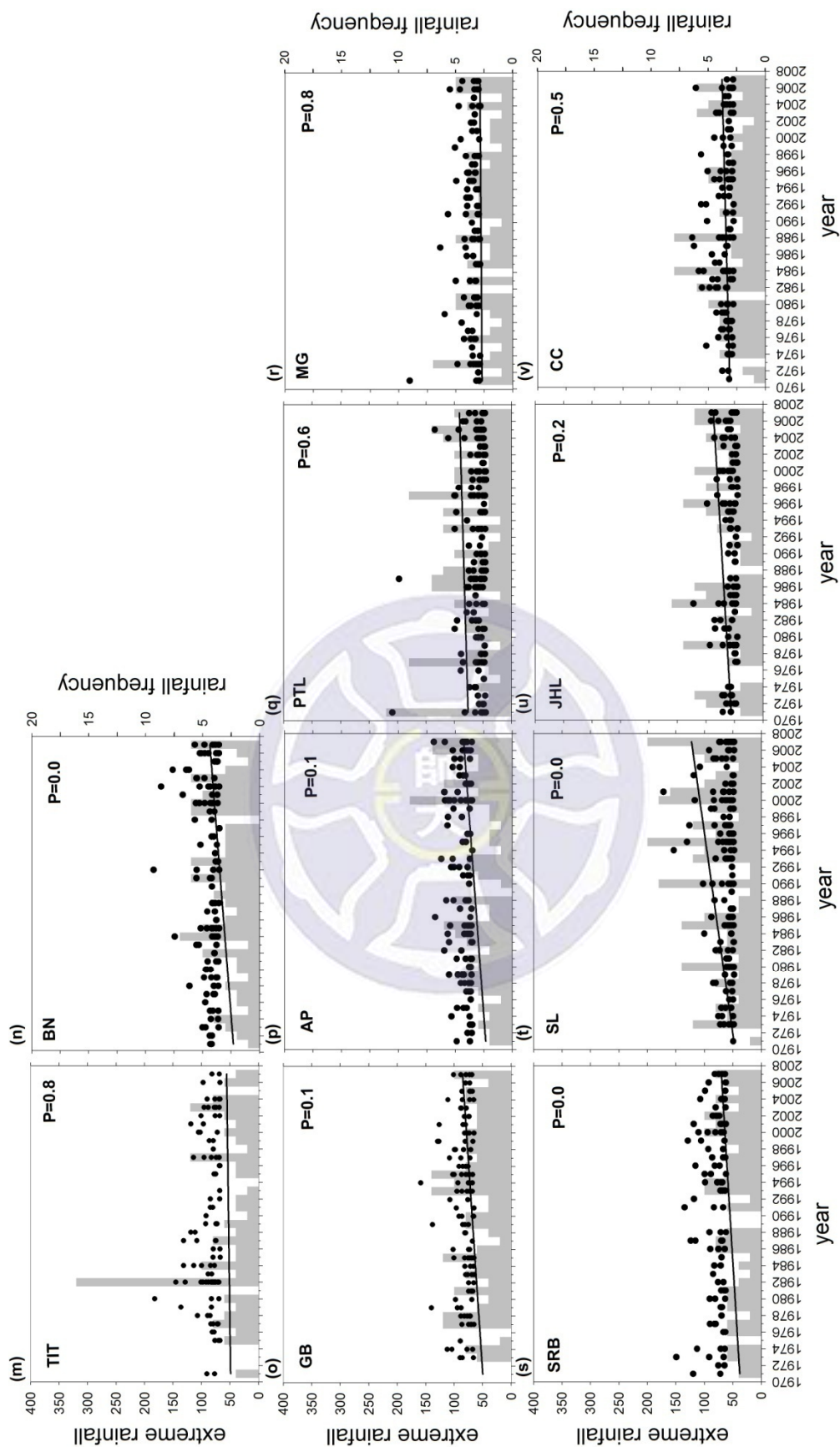


圖 17(續) 馬來半島 22 個降雨測站在 1971-2007 年極端降雨事件的頻率變化趨勢，其中實點為極端降雨事件，灰

階直方圖為每年的極端降雨事件次數，實線為極端降雨事件頻率之線性迴歸趨勢，p 代表統計顯著檢定。

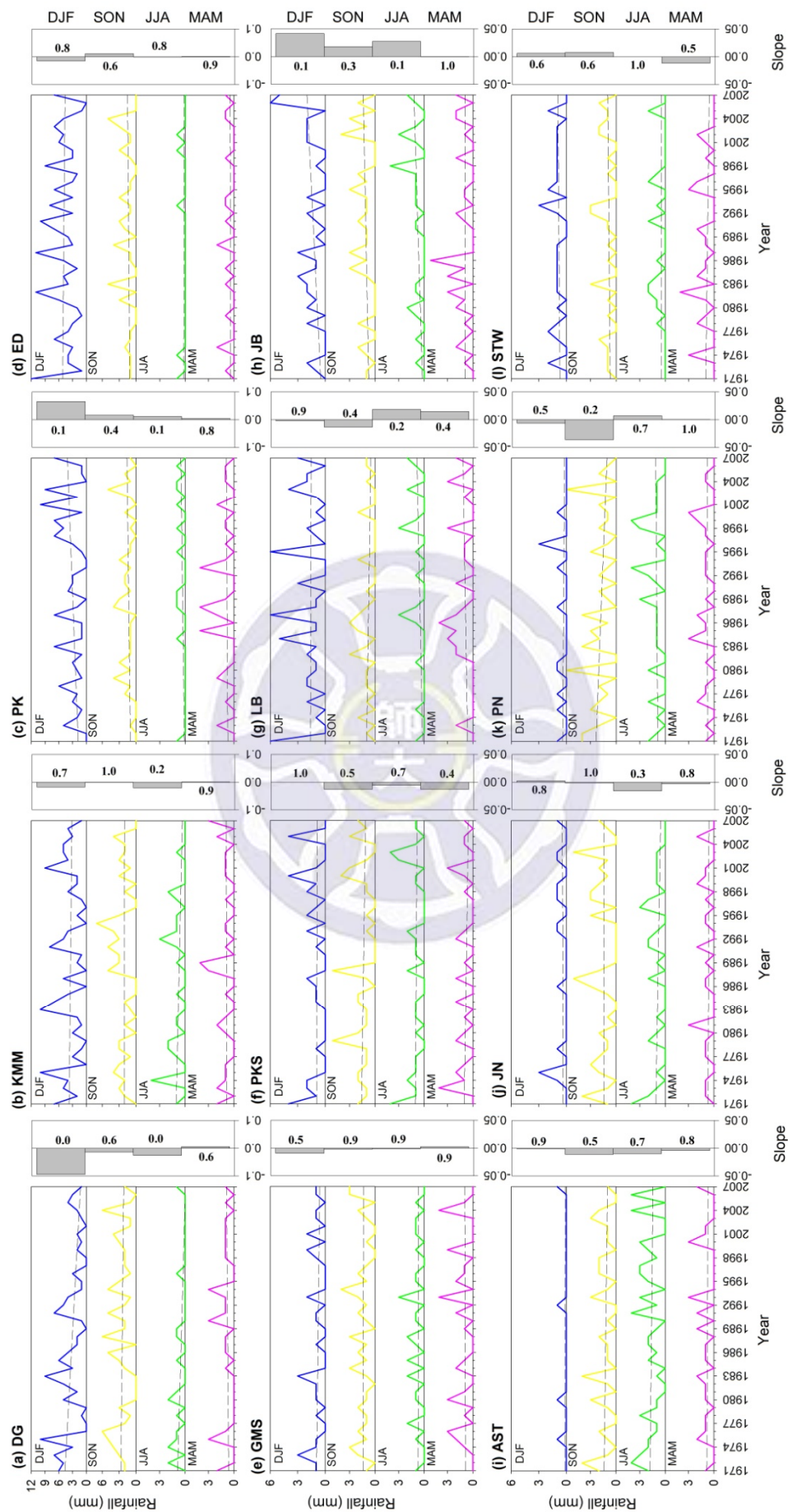


圖 18 馬來半島 22 個降雨測站在 1971-2007 年各季極端降雨事件的頻率變化趨勢，其中藍色代表冬季、黃色代表秋季、綠色為夏季，而紅色表示春季，虛線為各季極端降雨事件頻率之線性迴歸趨勢，柱狀圖為各季趨勢變化的斜率，標示在柱狀圖中的數字代表各季趨勢的統計顯著。

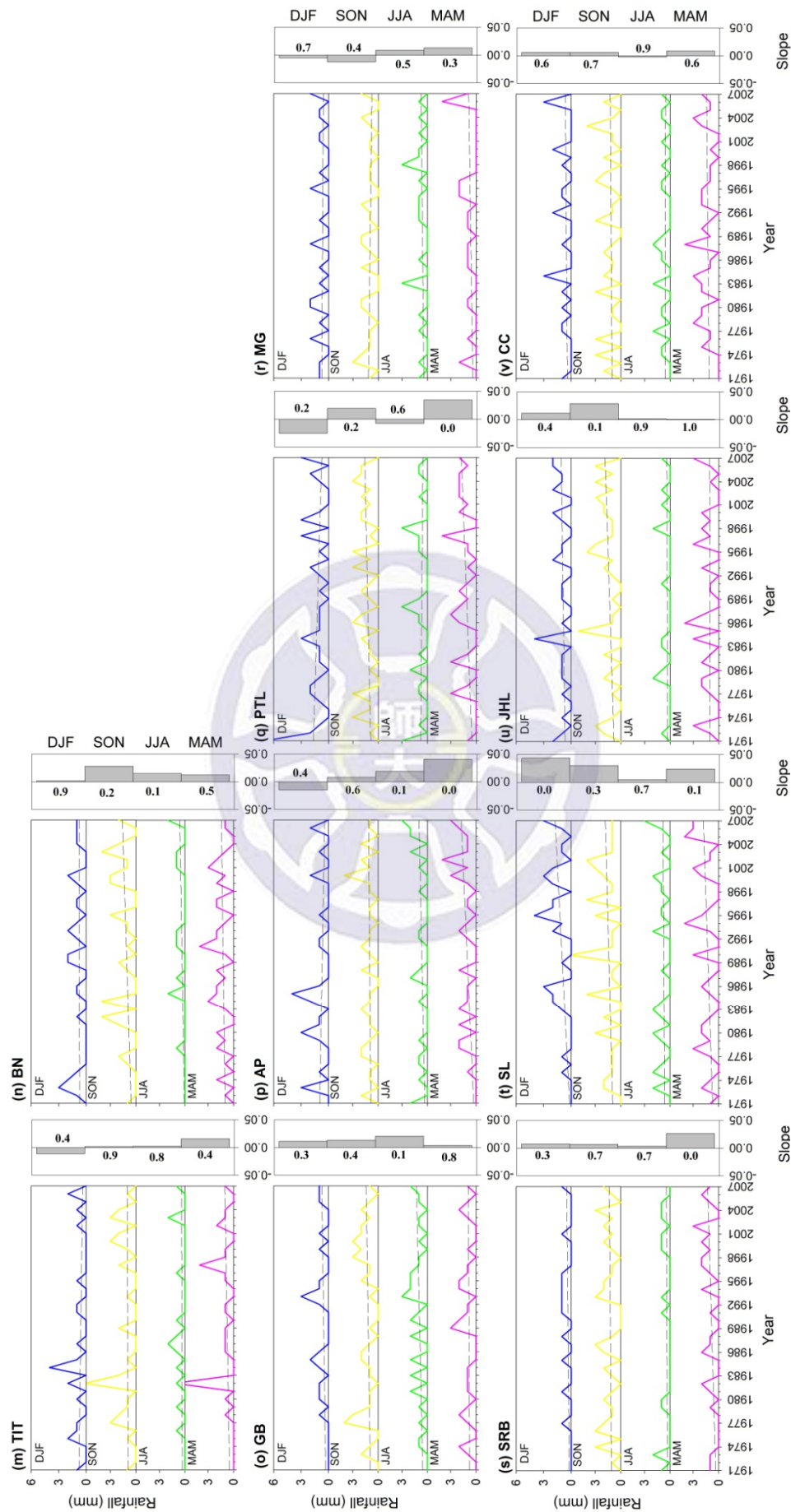


圖 18 (續) 馬來半島 22 個降雨測站在 1971-2007 年各季極端降雨事件的頻率變化趨勢，其中藍色代表冬季、黃色代表秋季、綠色為夏季，而紅色表示春季，虛線為各季極端降雨事件頻率之線性迴歸趨勢，柱狀圖為各季趨勢變化的斜率，標示在柱狀圖中的數字代表各季趨勢的統計顯著。

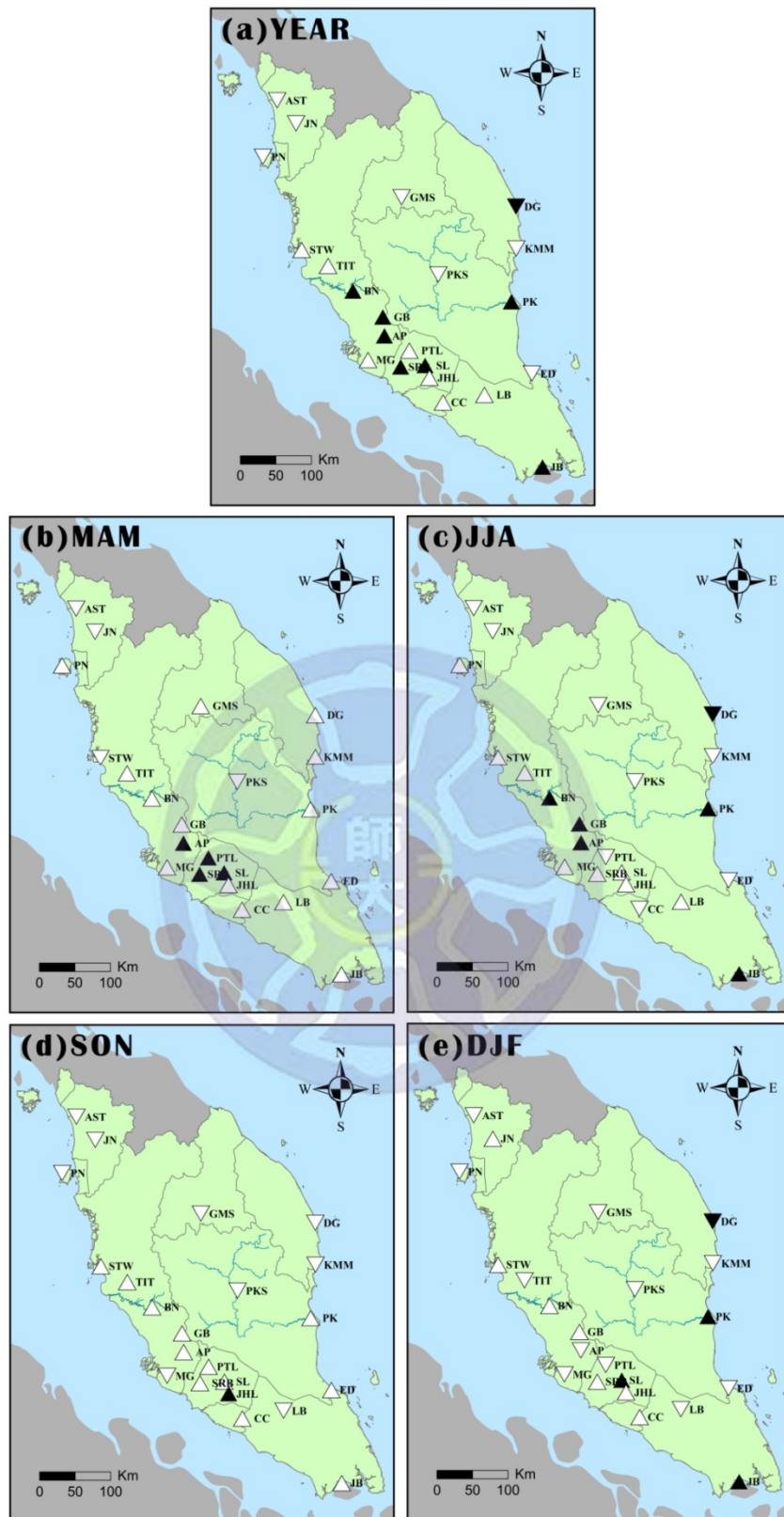


圖 19 馬來半島地區 1971-2007 年(a)全年、(b)春、(c)夏、(d)秋和(e)冬季極端降雨事件發生頻率的變化趨勢，正三角形為上升趨勢，倒三角形表示下降趨勢，其中實心表示達到統計顯著檢定，空心則未達統計顯著檢定。

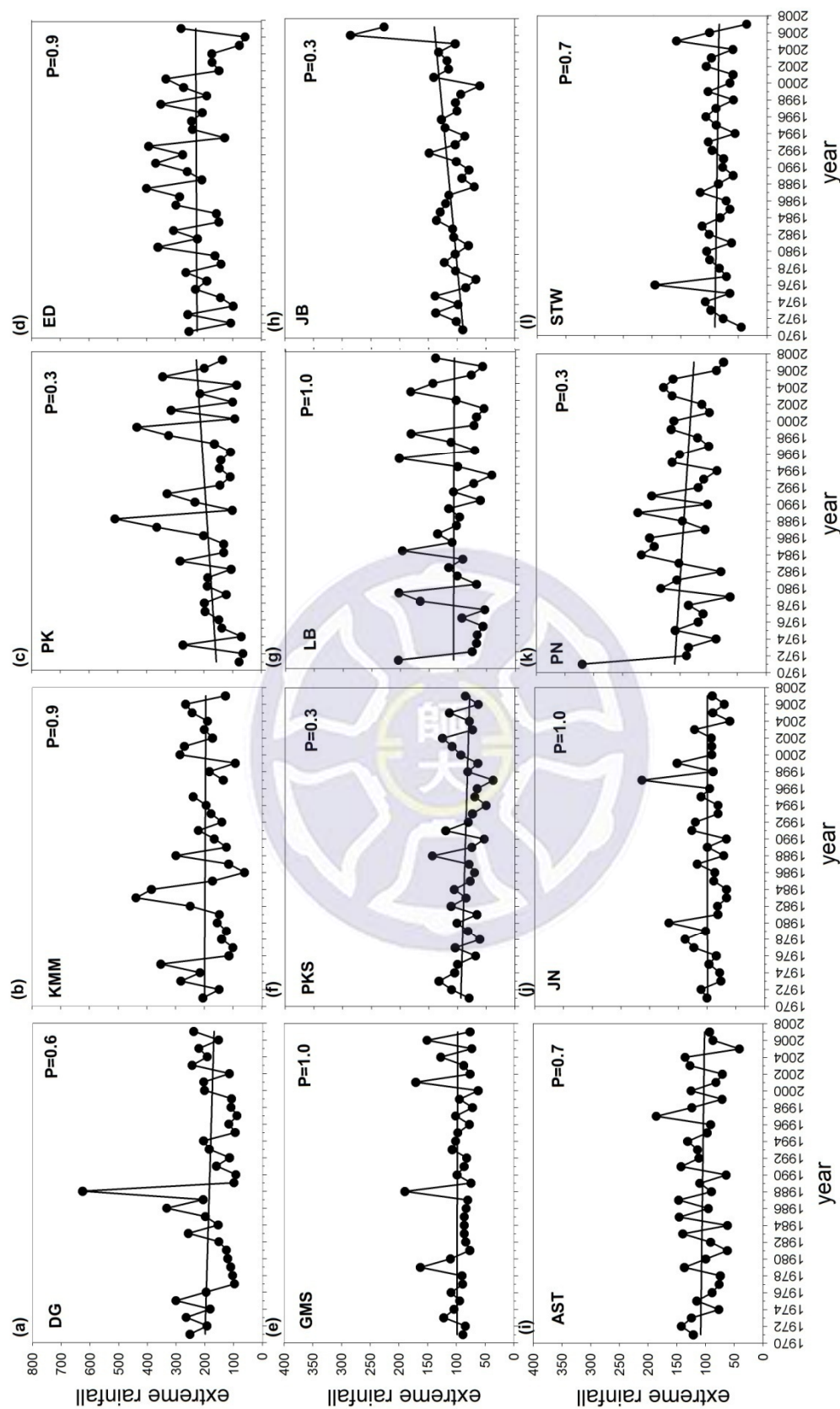


圖 20 馬來半島 22 個降雨測站在 1971-2007 年極端降雨事件的強度變化趨勢，其中實點為極端降雨事件，實線為極端降雨事件強度之線性迴歸趨勢，p 代表統計顯著檢定。

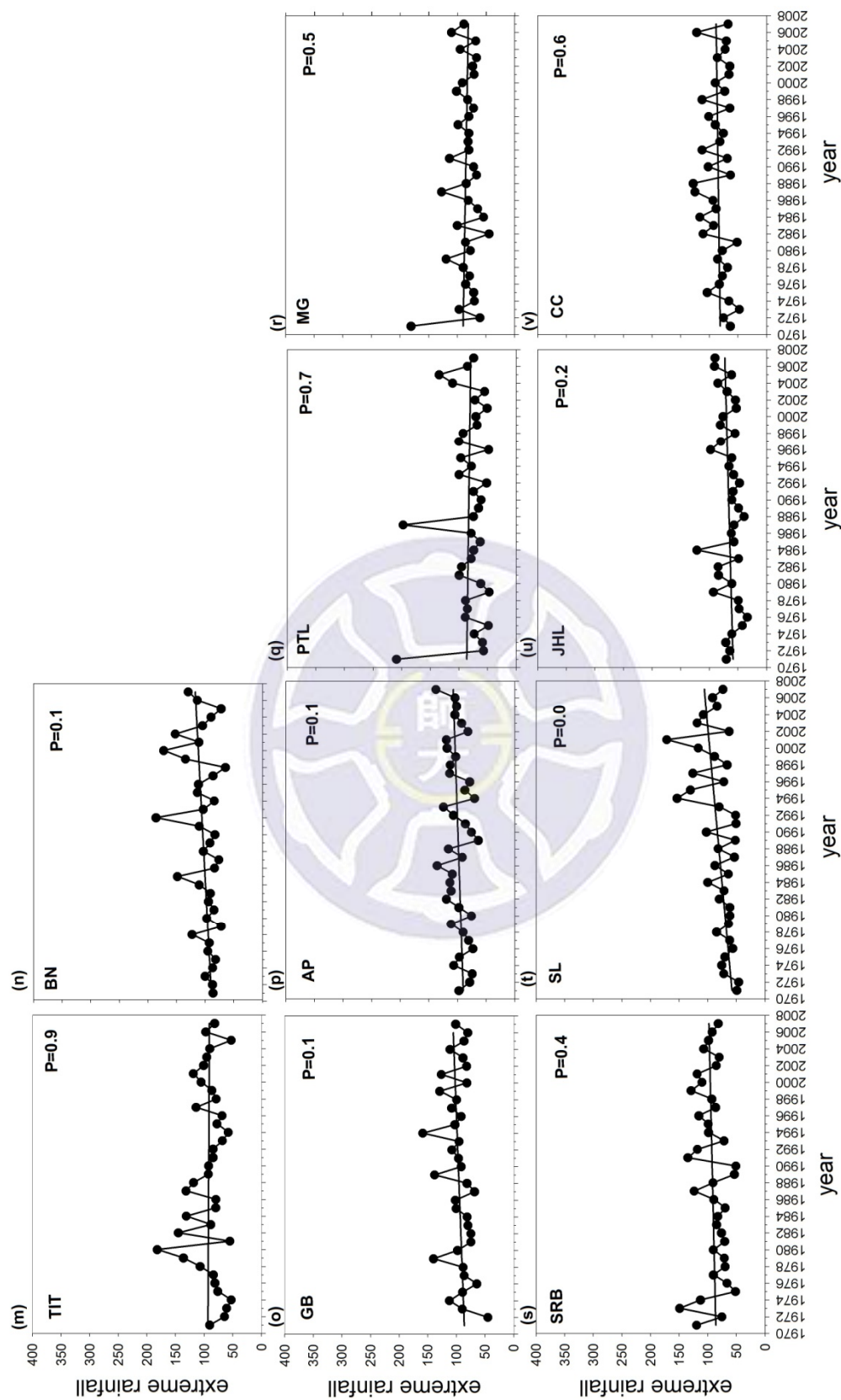


圖 20 (續) 馬來半島 22 個降雨測站在 1971-2007 年極端降雨事件的強度變化趨勢，其中實點為極端降雨事件，實線為極端降雨事件強度之線性迴歸趨勢，p 代表統計顯著檢定。

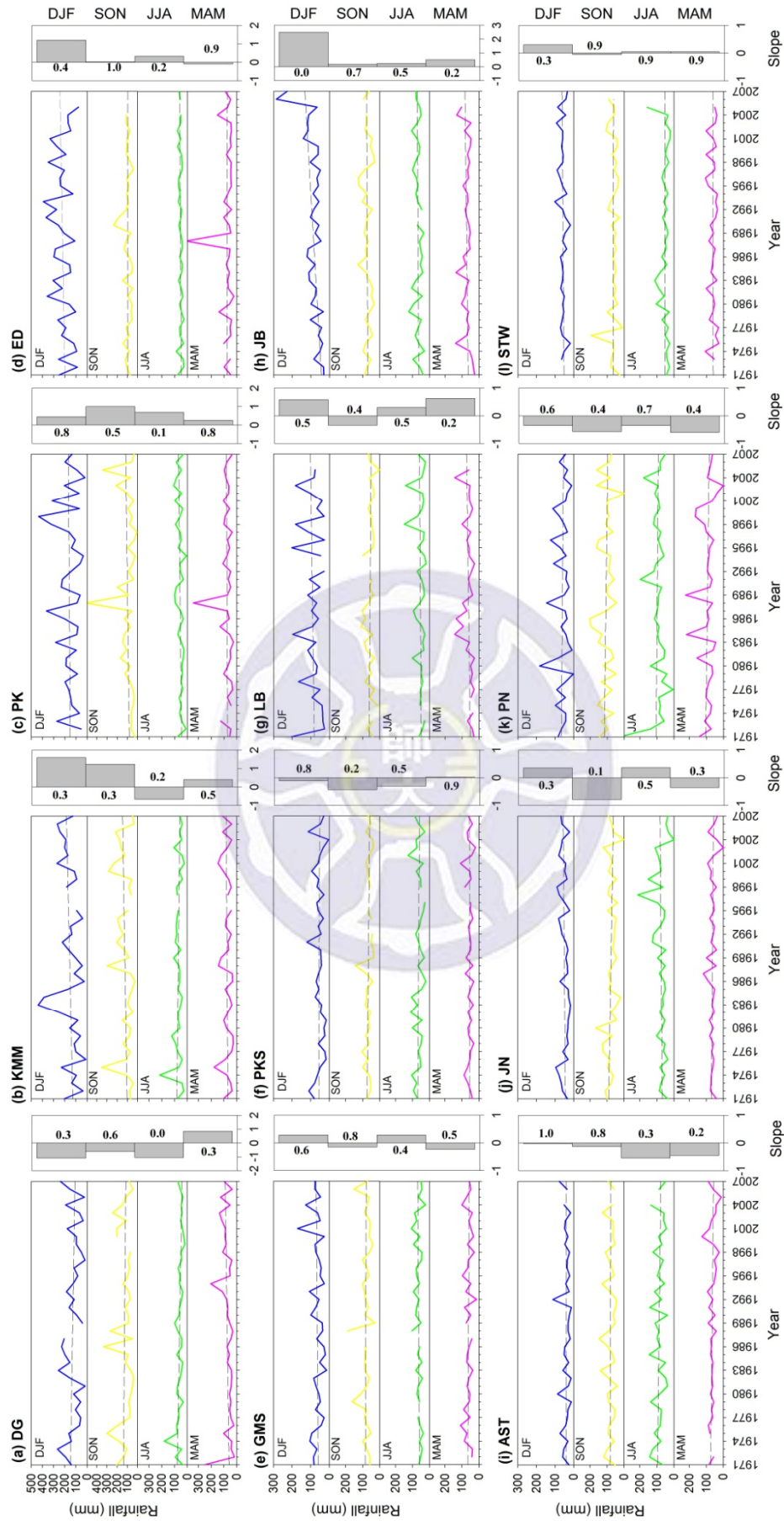


圖 21 馬來半島 22 個降雨測站在 1971-2007 年各季極端降雨事件的強度變化趨勢，其中藍色代表冬季、黃色代表秋季、綠色為夏季，而紅色表示春季，虛線為各季極端降雨事件頻率之線性迴歸趨勢，柱狀圖為各季趨勢變化的斜率，標示在柱狀圖中的數字代表各季趨勢的統計顯著。

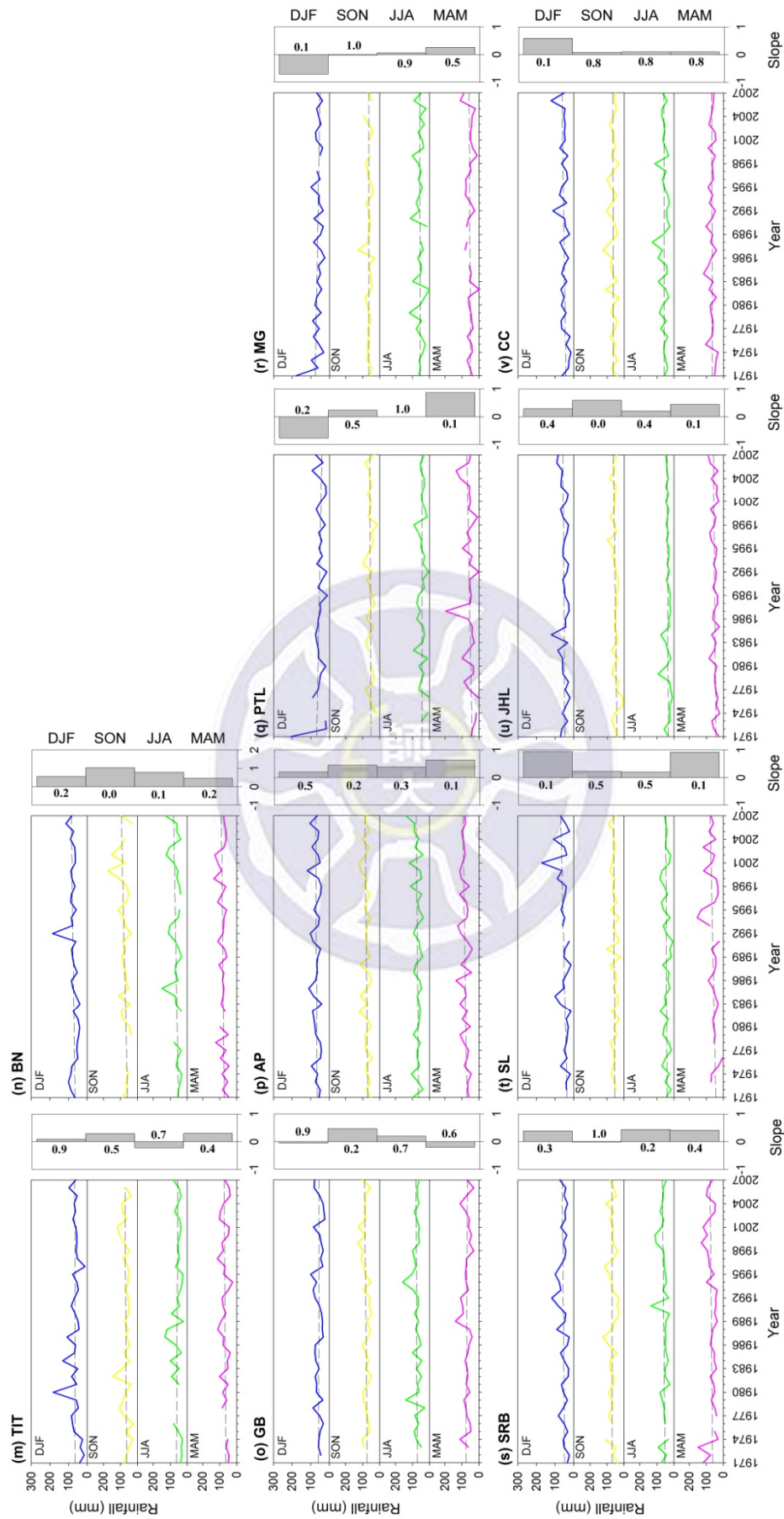


圖 21 (續) 馬來半島 22 個降雨測站在 1971-2007 年各季極端降雨事件的強度變化趨勢，其中藍色代表冬季、黃色代表秋季、綠色為夏季，而紅色表示春季，虛線為各季極端降雨事件頻率之線性迴歸趨勢，柱狀圖為各季趨勢變化的斜率，標示在柱狀圖中的數字代表各季趨勢的統計顯著。

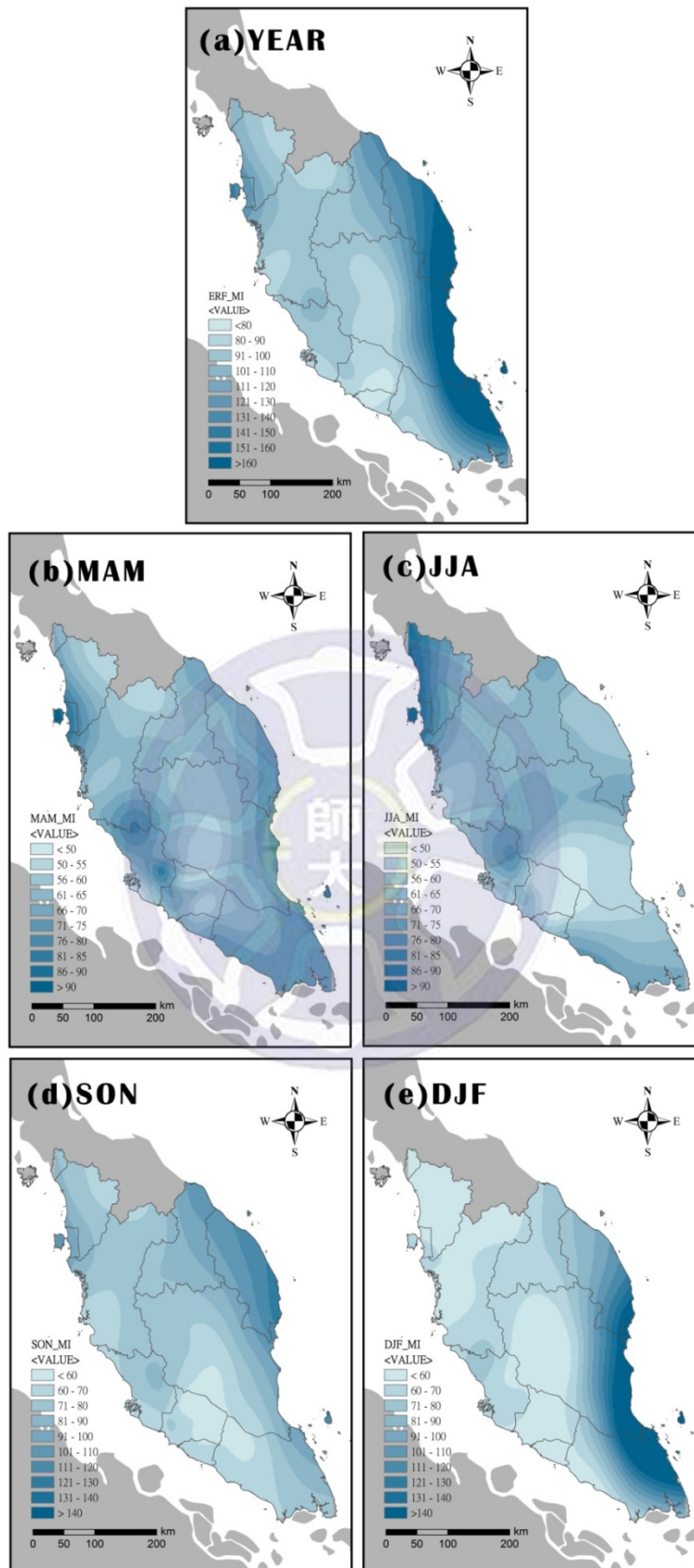


圖 22 馬來半島地區 1971-2007 年(a)全年、(b)春、(c)夏、(d)秋和(e)冬季極端降雨平均強度分布圖

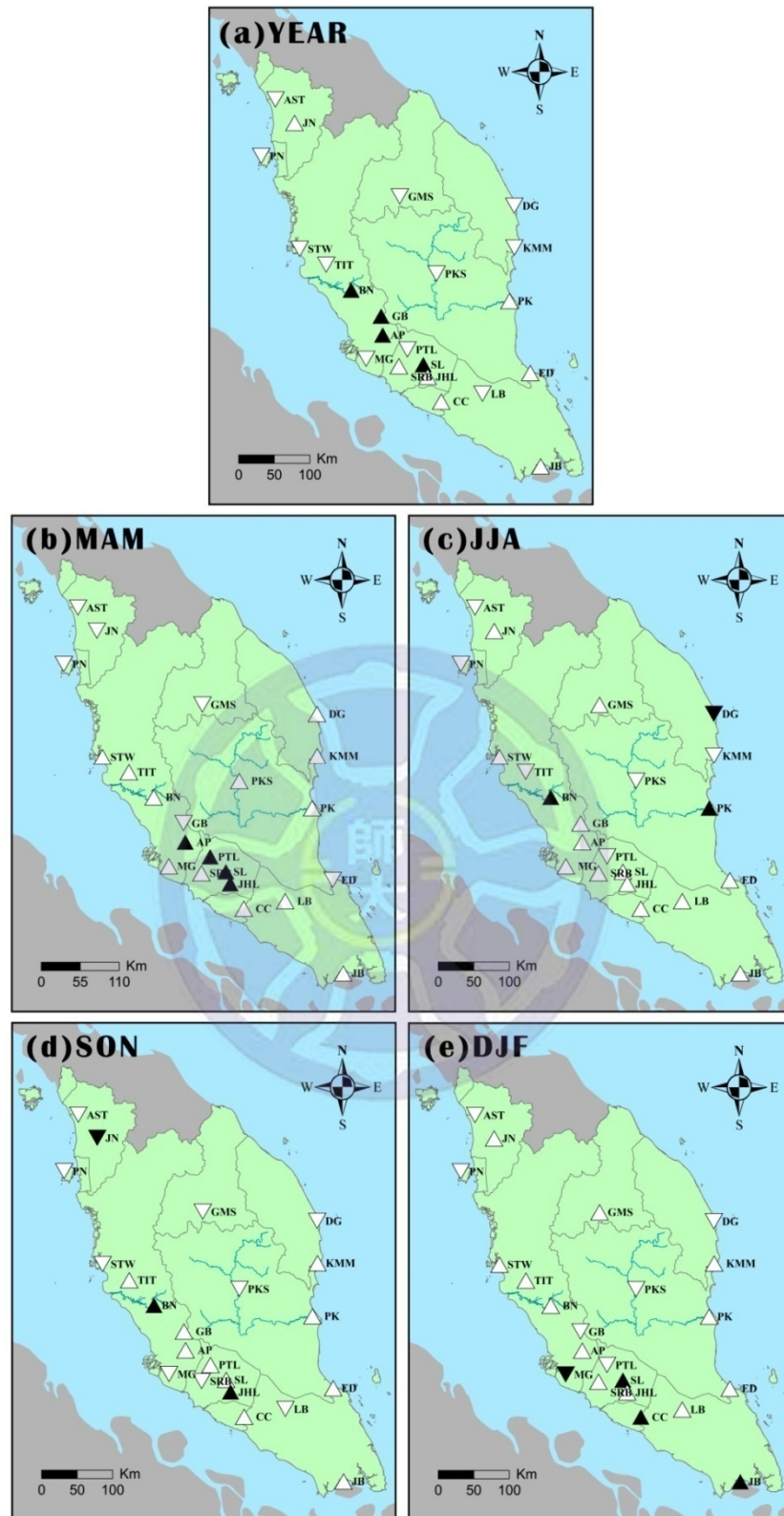


圖 23 馬來半島地區 1971-2007 年(a)全年、(b)春、(c)夏、(d)秋和(e)冬季極端降雨強度的變化趨勢，正三角形為上升趨勢，倒三角形表示下降趨勢，其中實心表示達到統計顯著檢定，空心則未達統計顯著檢定。

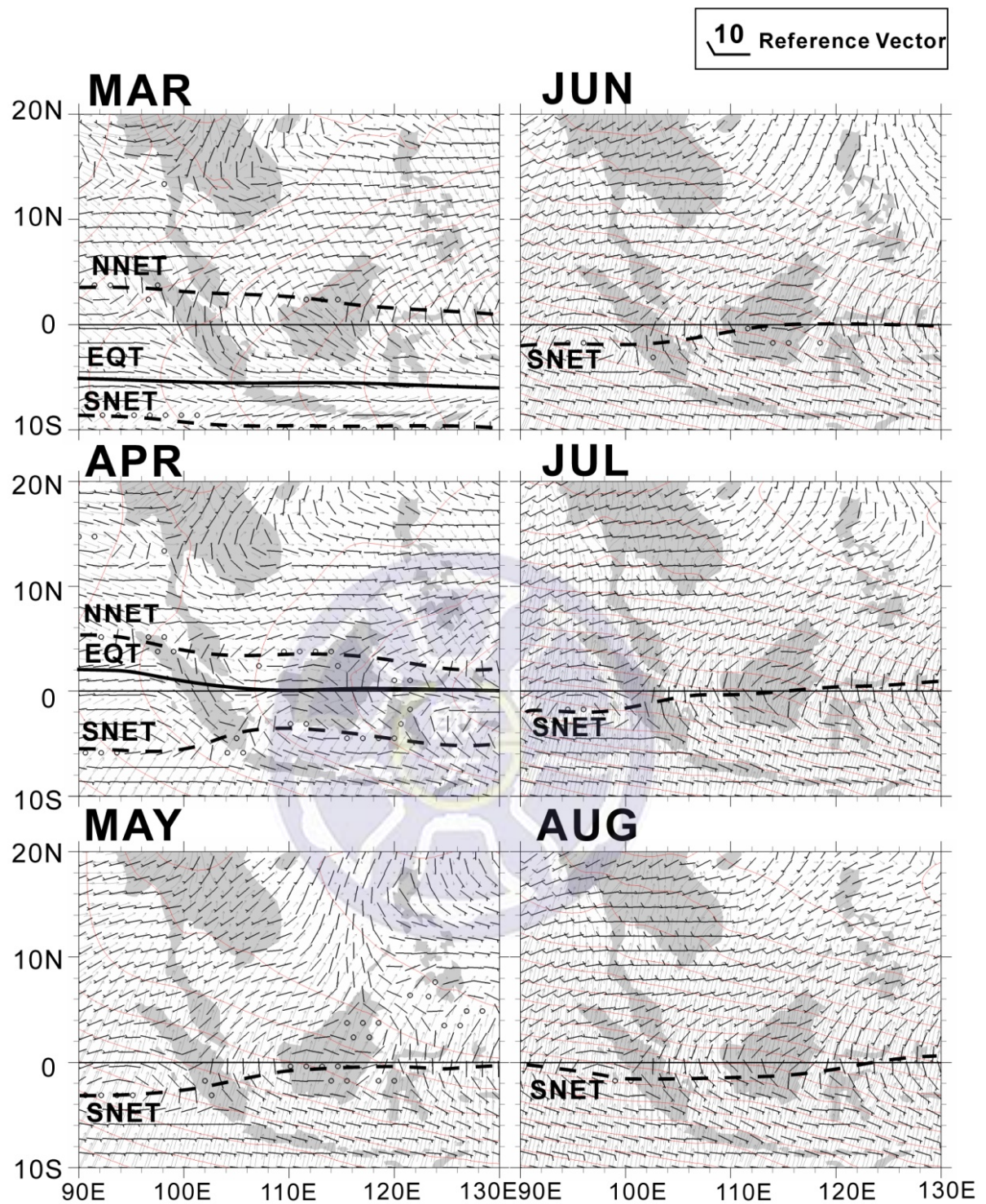


圖 24 1971-2007 年春季 (MAR-MAY) 及夏季 (JUN-AUG) 月平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖，其中等值線表示輻散風場，而黑實線代表了赤道槽 (EQT)；黑色虛線則分別代表北半球近赤道槽(NNET) 及南半球近赤道槽 (SNET)。

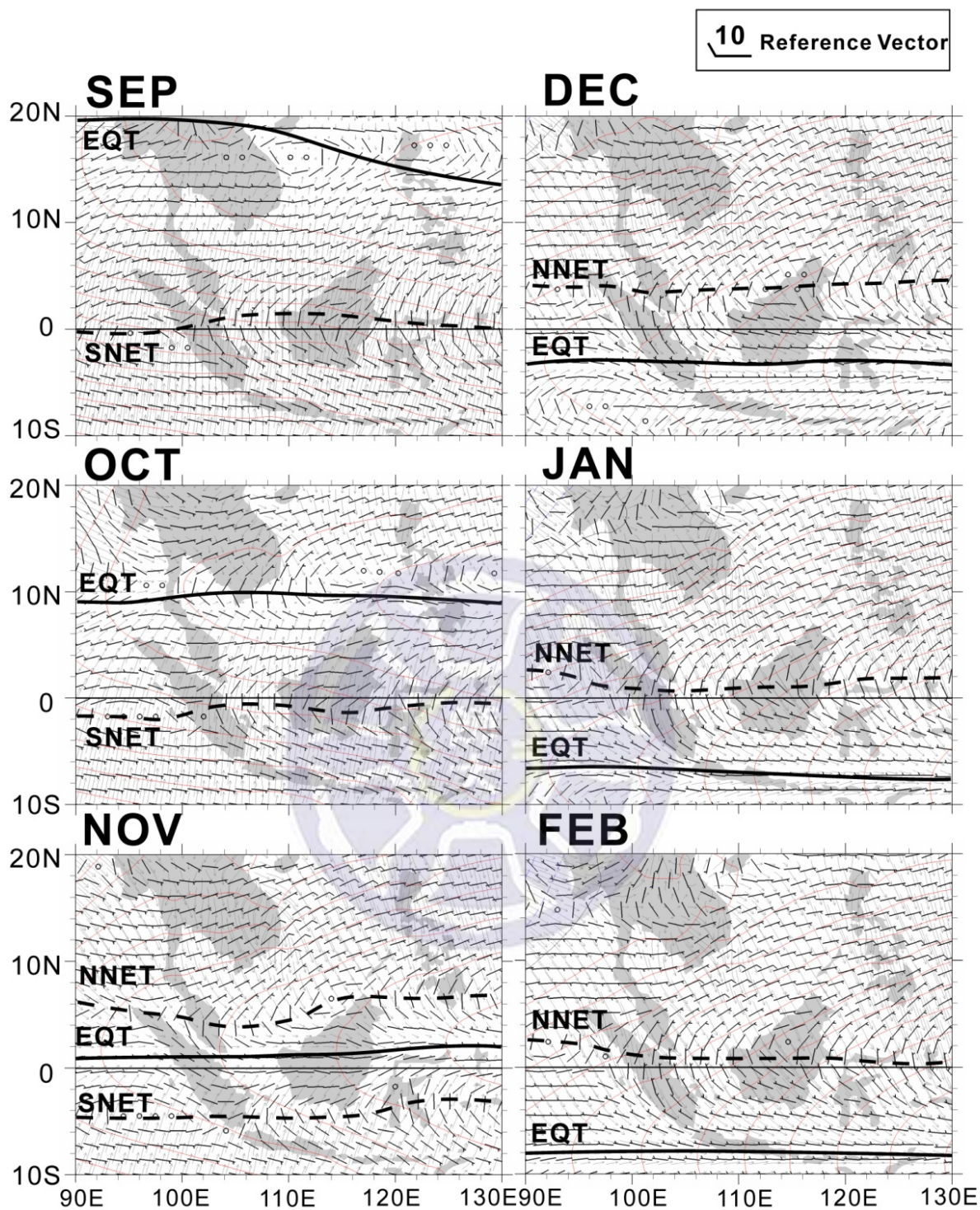


圖 24 (續) 1971-2007 年秋季 (SEP-NOV) 及冬季 (DEC-FEB) 月平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖，其中等值線表示輻散風場，而黑實線代表了赤道槽 (EQT)；黑色虛線則分別代表北半球近赤道槽(NNET) 及南半球近赤道槽 (SNET)。

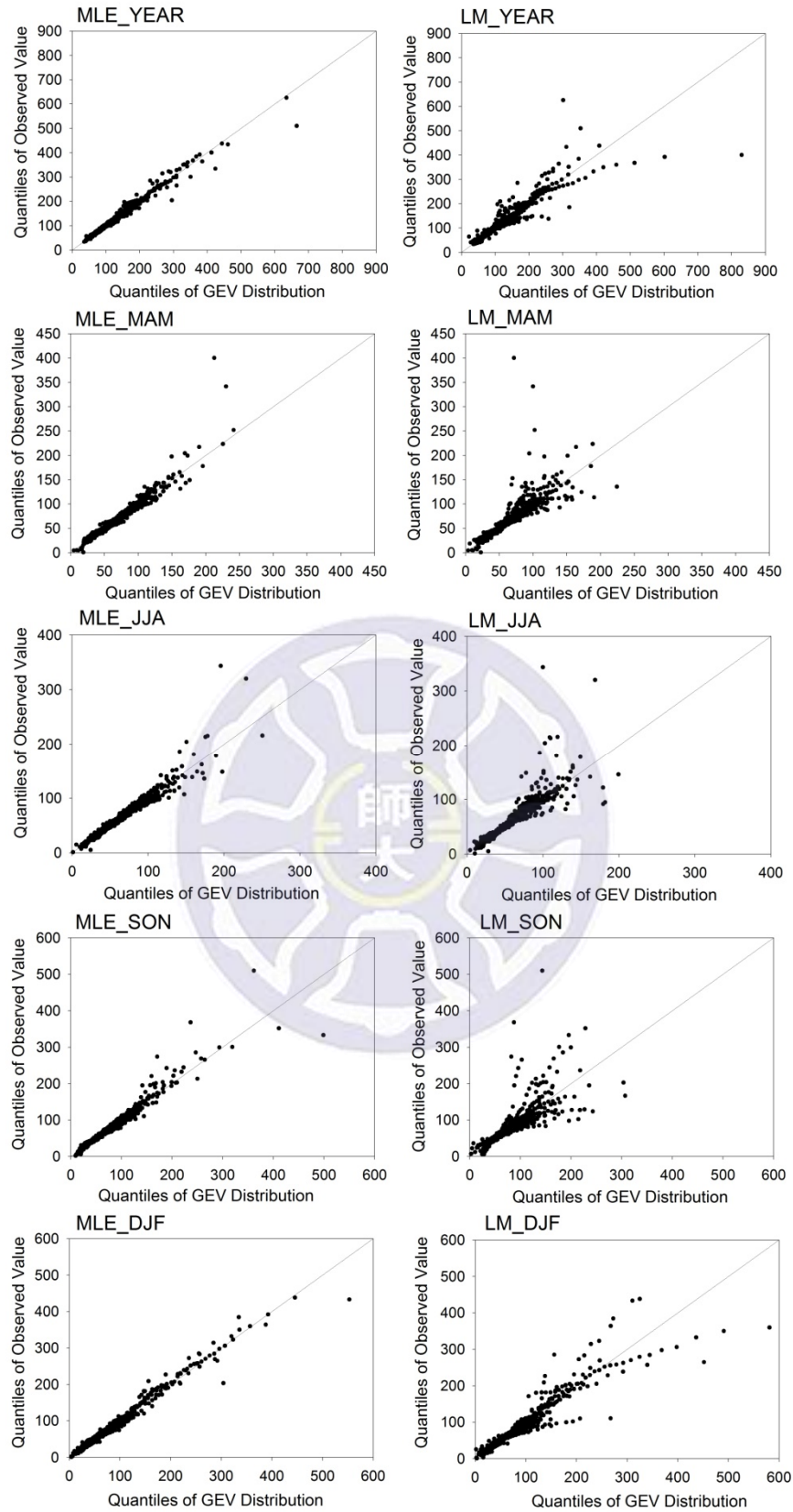


圖 25 馬來半島地區 1971-2007 年 22 個測站極端降雨事件的樣本分布函數和 GEV 理論分布函數在 MLE 和 LM 參數推估下的配適結果

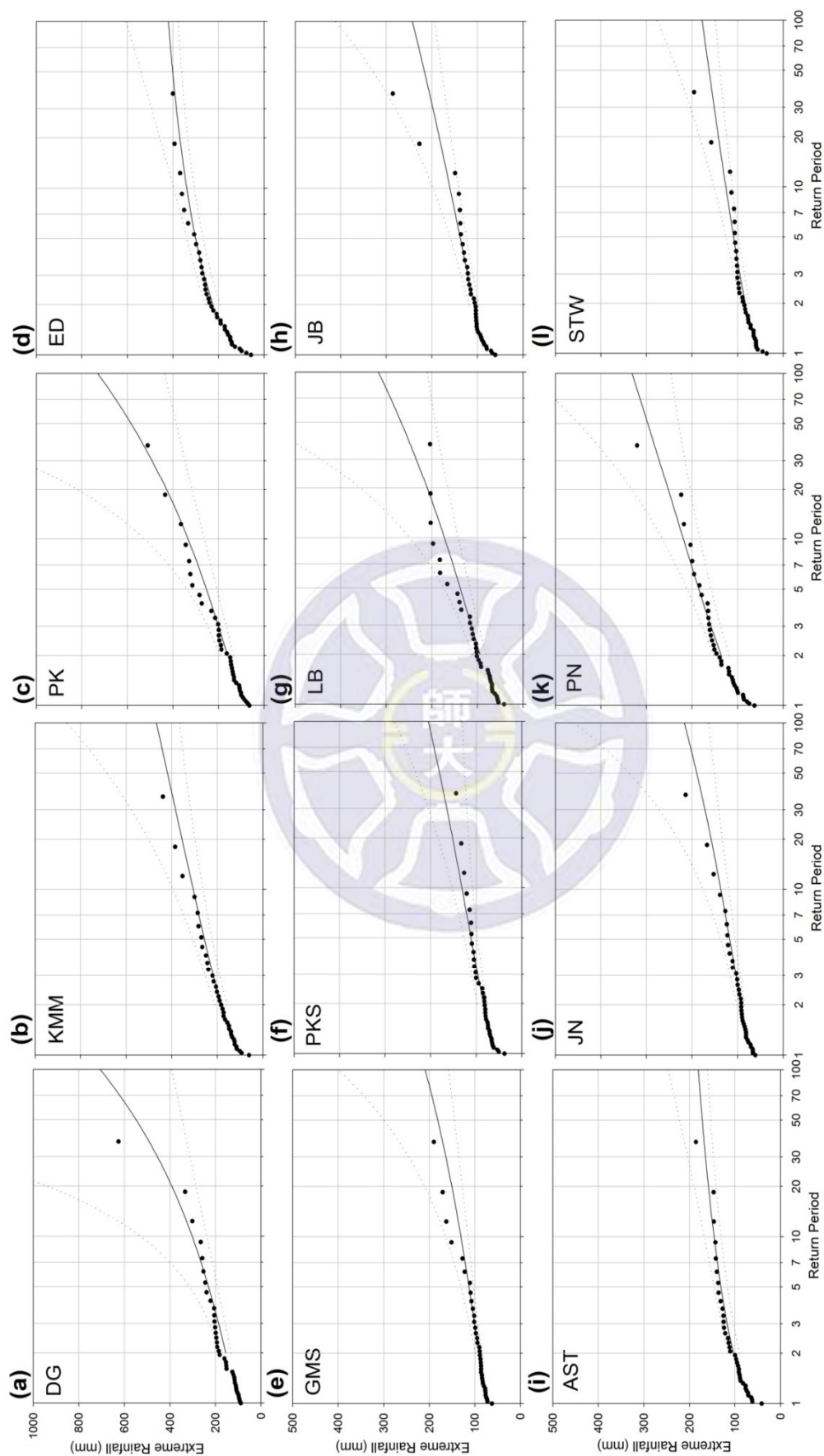


圖 26 採用 GEV 分布推估馬來半島地區極端降雨之重現期，其中實點表示極端降雨序列，實線為降雨重現期推估值，虛線為信賴區間。

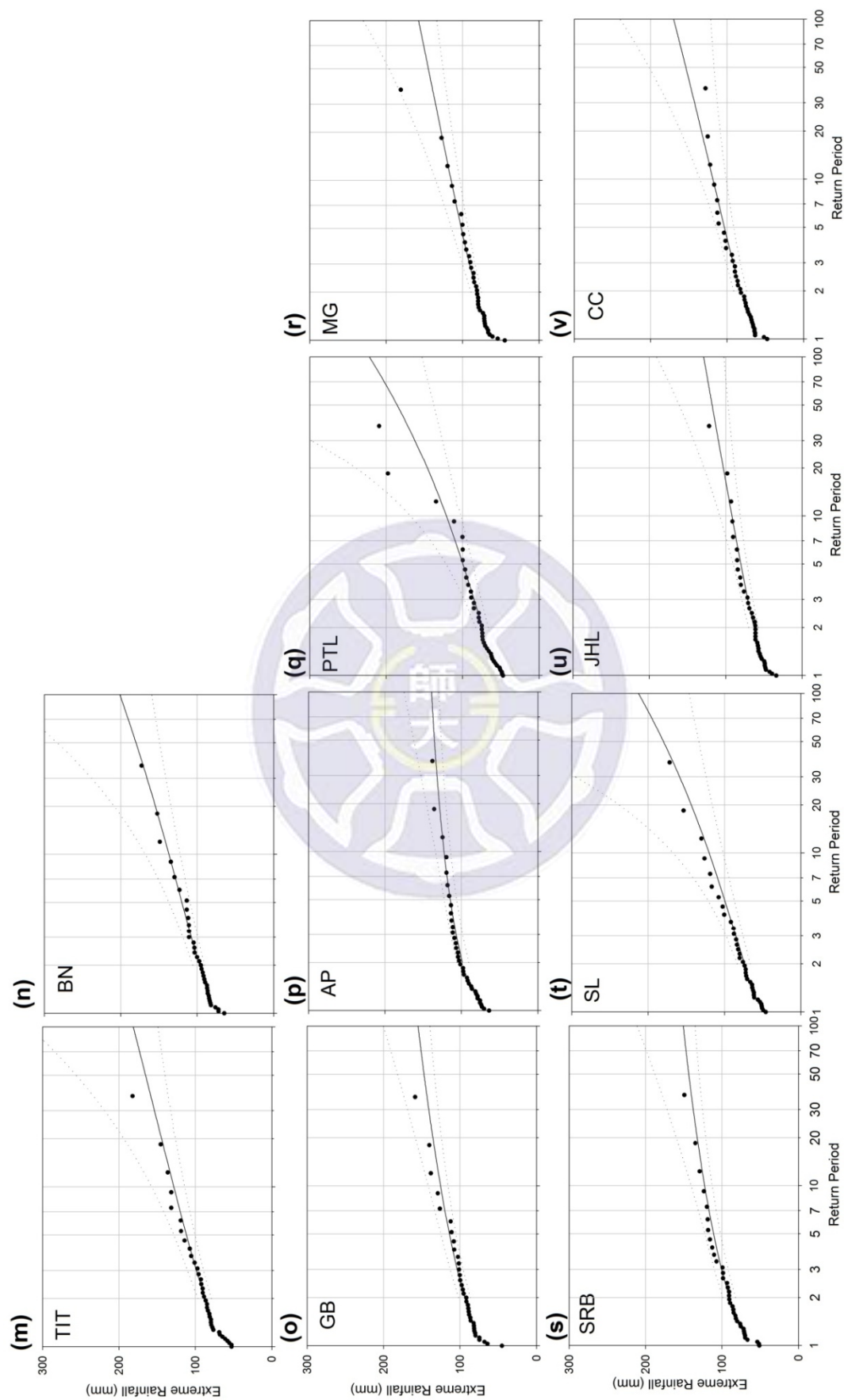


圖 26 (續) 採用 GEV 分布推估馬來半島地區極端降雨之重現期，其中實點表示極端降雨序列，實線為降雨重現期推估值，虛線為信賴區間。

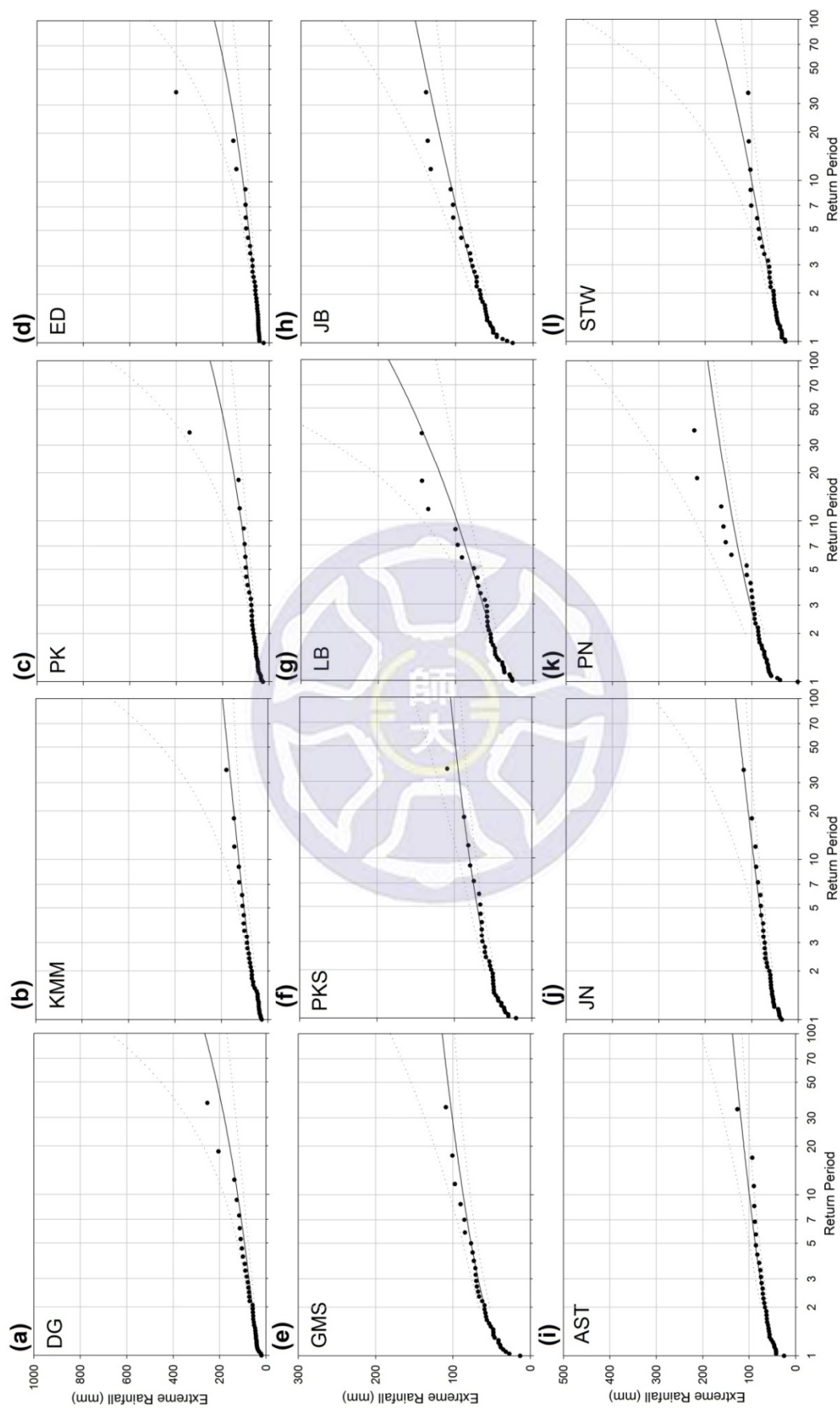


圖 27 採用 GEV 分布推估馬來半島地區 MAM 極端降雨之重現期，其中實點表示極端降雨序列，實線為降雨重現期推估值，虛線為信賴區間。

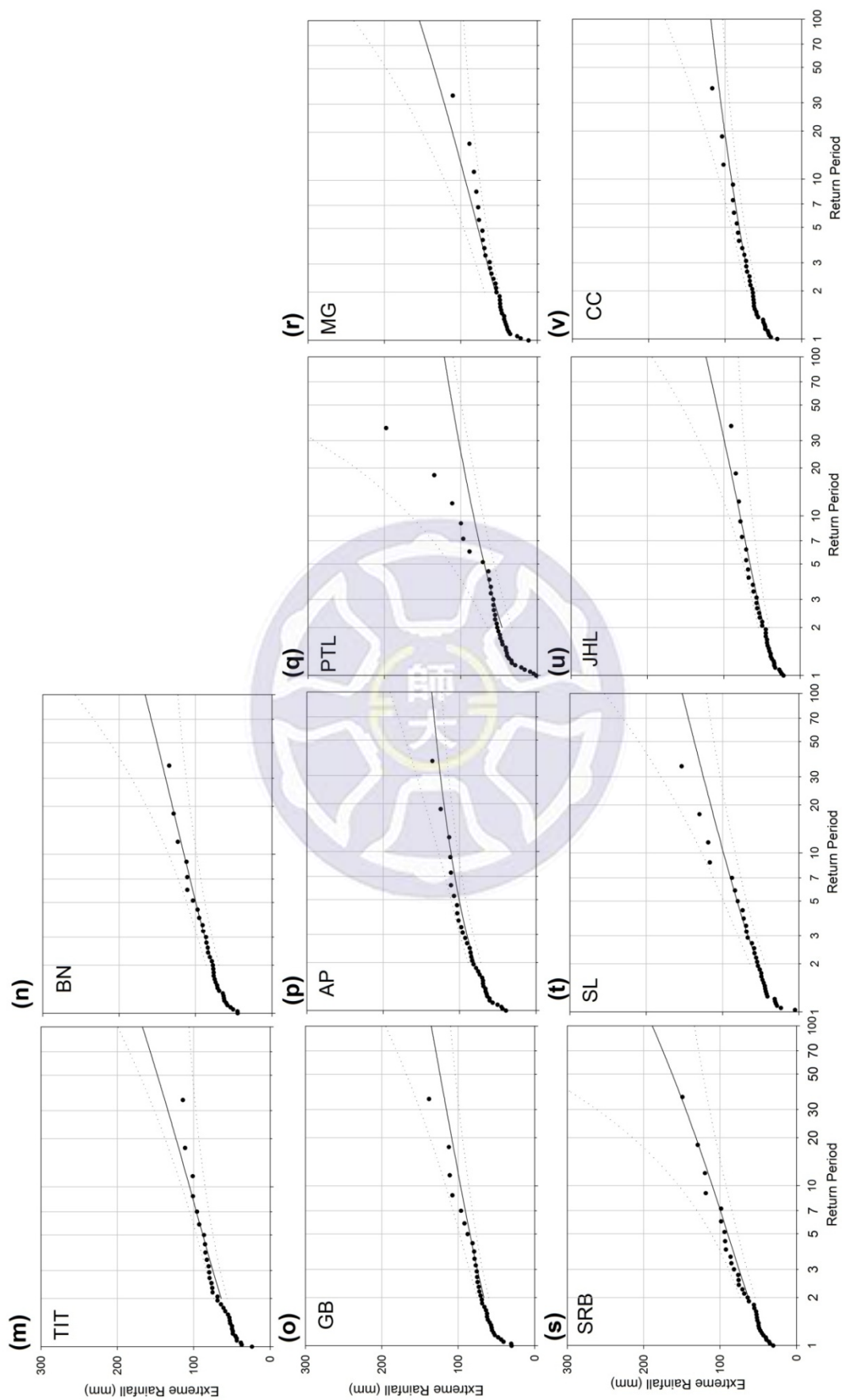


圖 27 (續) 採用 GEV 分布推估馬來半島地區 MAM 極端降雨之重現期，其中實點表示極端降雨序列，實線為降雨重現期推估值，虛線為信賴區間。

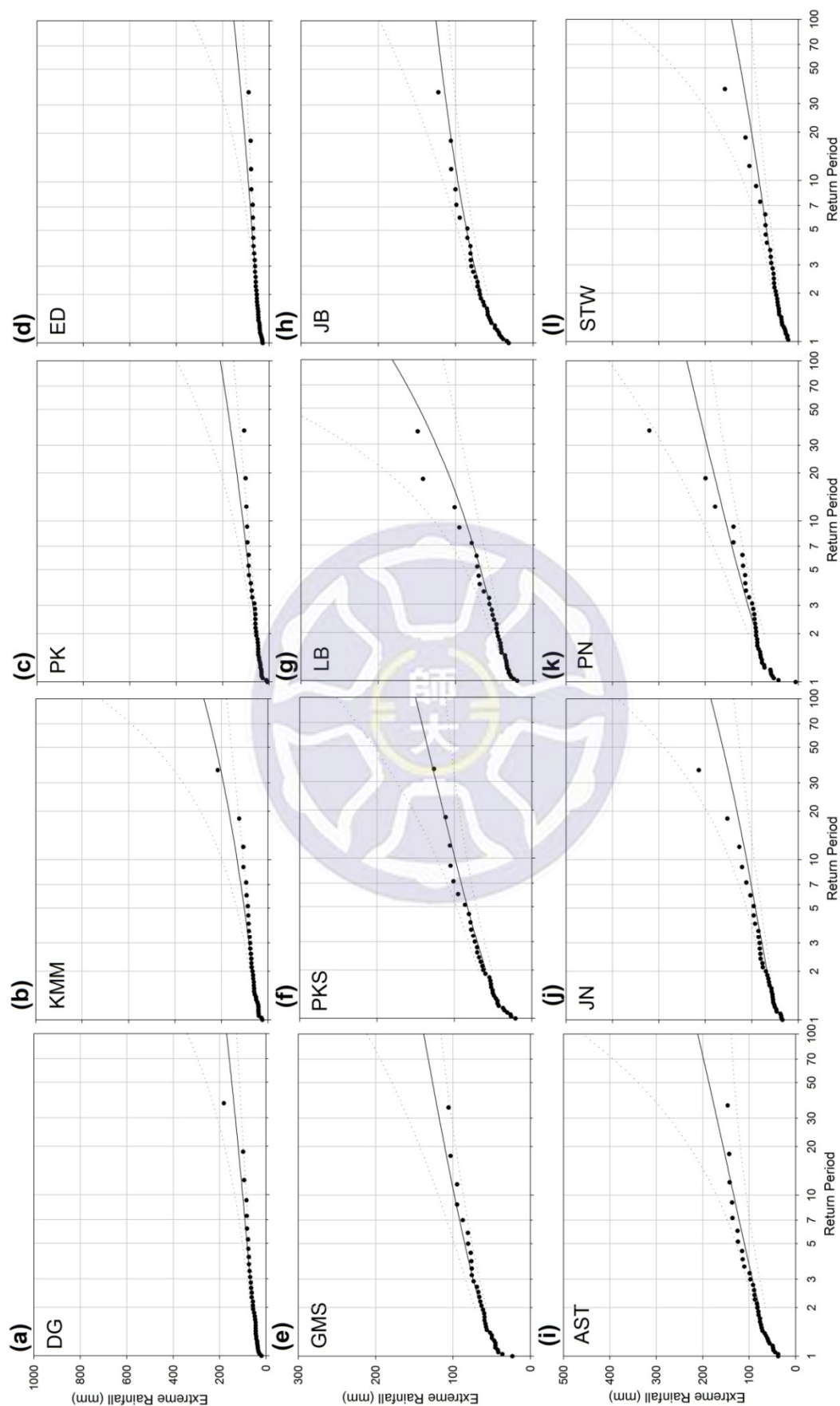


圖 28 採用 GEV 分布推估馬來半島地區 JJA 極端降雨之重現期，其中實點表示極端降雨序列，實線為降雨重現期推估值，虛線為信賴區間。

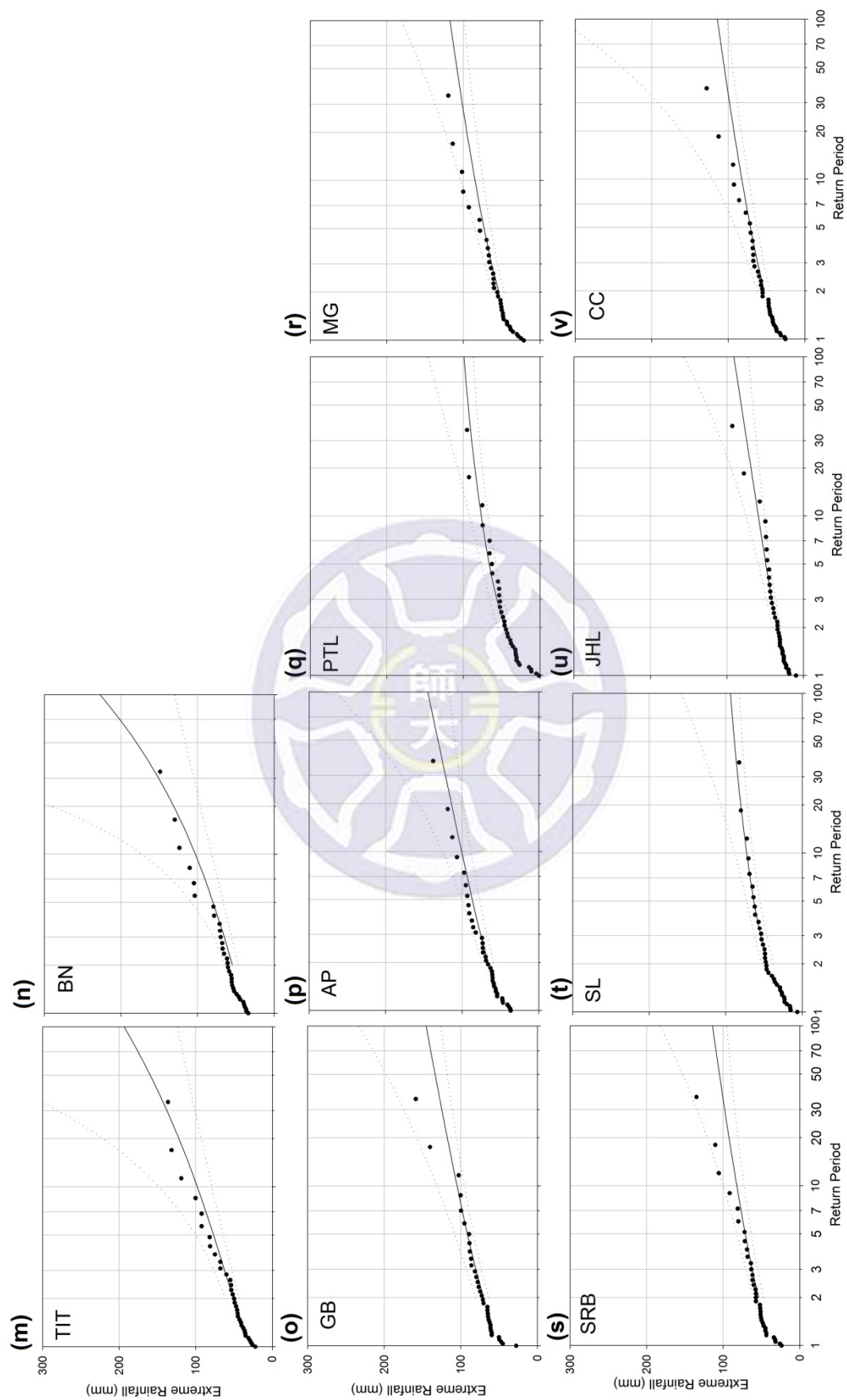


圖 28 (續) 採用 GEV 分布推估馬來半島地區 JJA 極端降雨之重現期，其中實點表示極端降雨序列，實線為降雨重現期推估值，虛線為信賴區間。

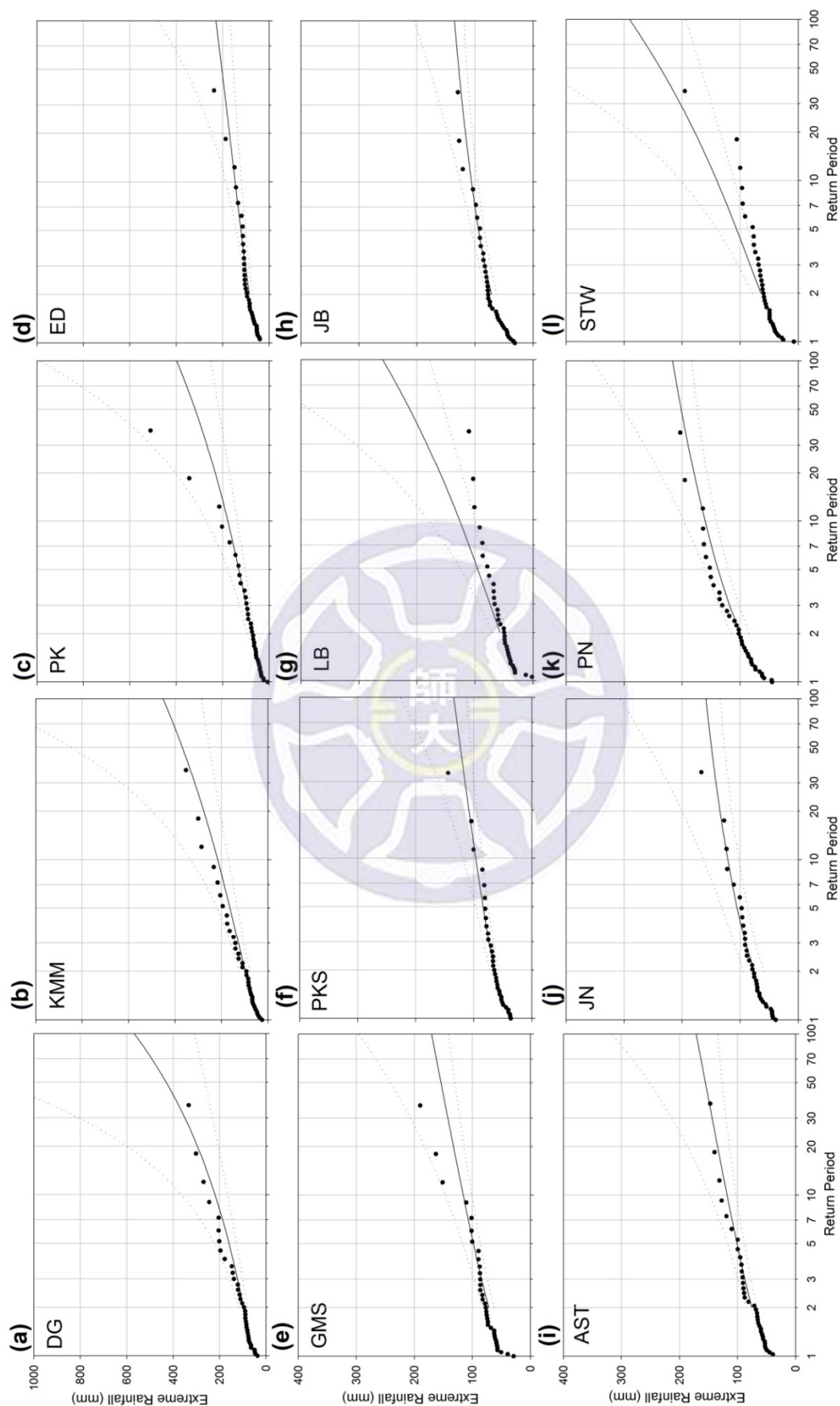


圖 29 採用 GEV 分布推估馬來半島地區 SON 極端降雨之重現期，其中實點表示極端降雨序列，實線為降雨重現期推估值，虛線為信賴區間。

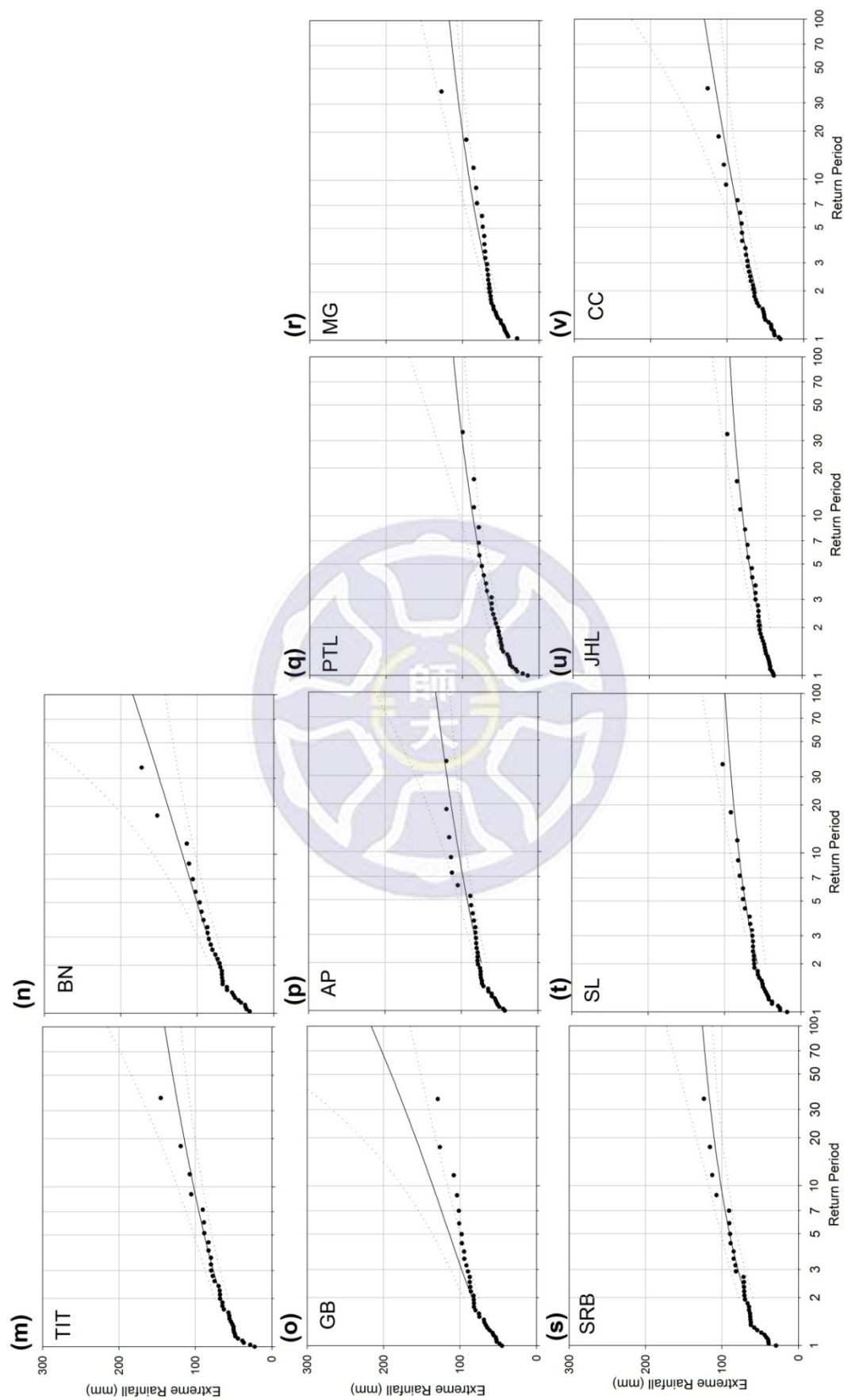


圖 29 (續) 採用 GEV 分布推估馬來半島地區 SON 極端降雨之重現期，其中實點表示極端降雨序列，實線為降雨重現期推估值，虛線為信賴區間。

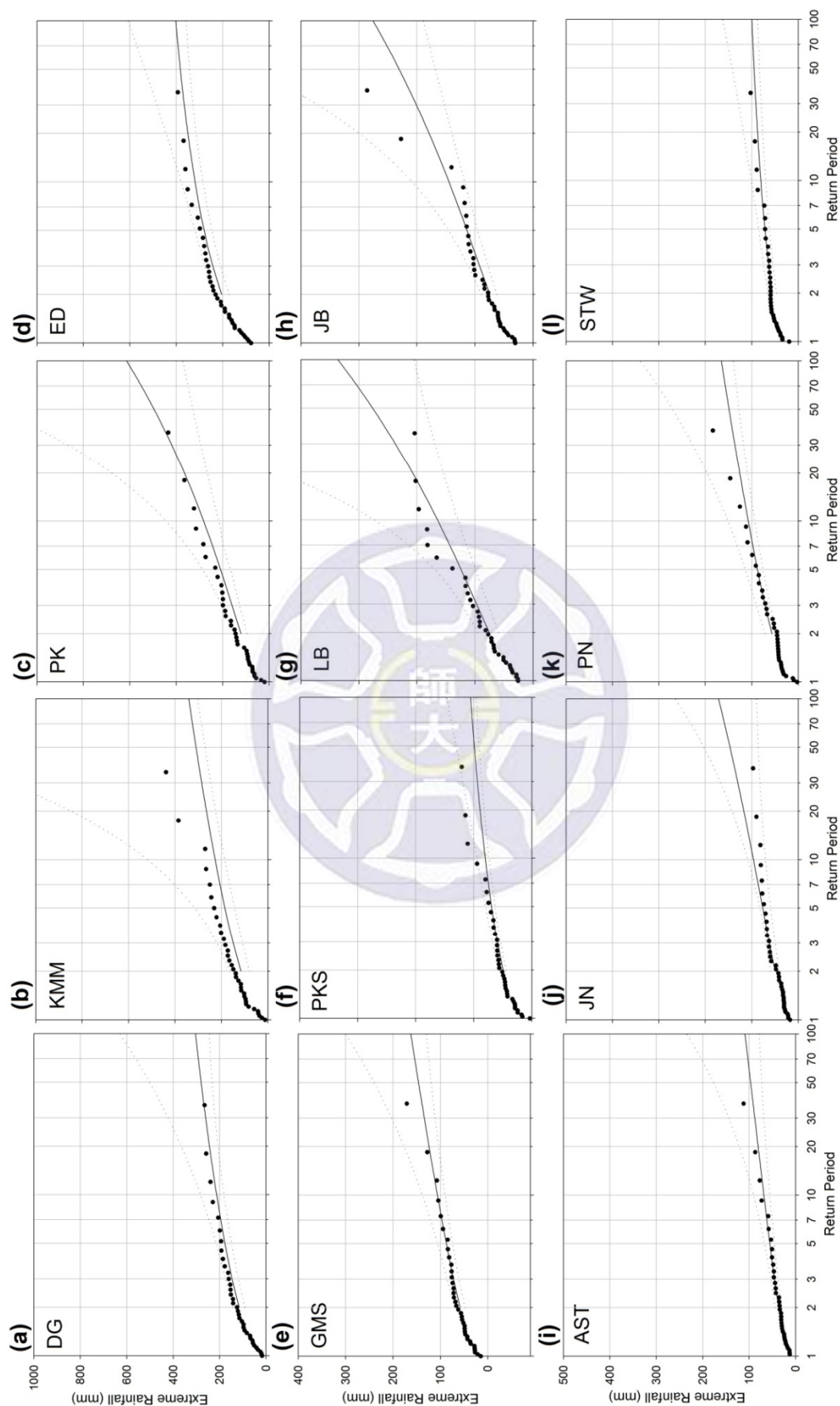


圖 30 採用 GEV 分布推估馬來半島地區 DJF 極端降雨之重現期，其中實點表示極端降雨序列，實線為降雨重現期推估值，虛線為信賴區間。

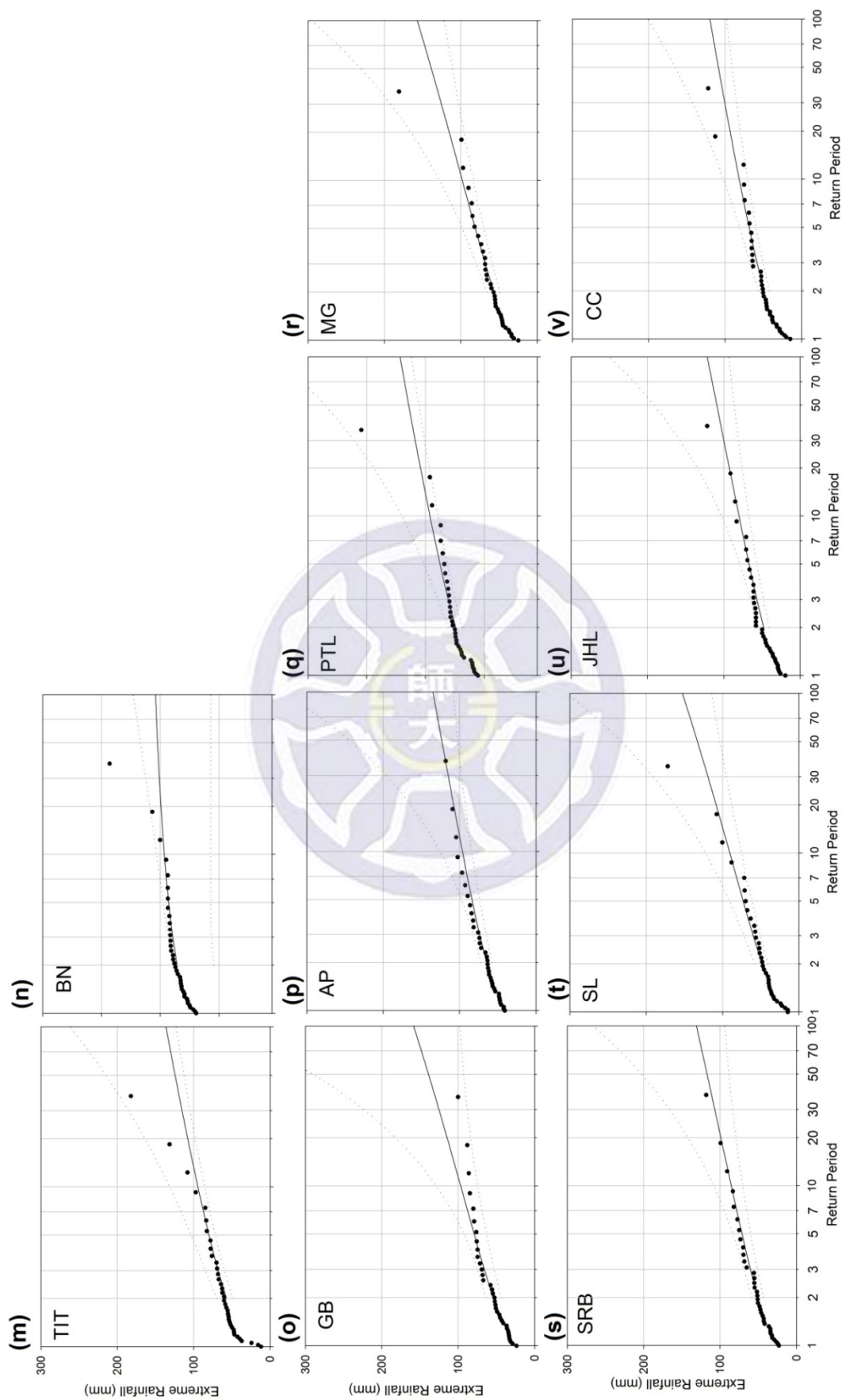


圖 30 (續) 採用 GEV 分布推估馬來半島地區 DJF 極端降雨之重現期，其中實點表示極端降雨序列，實線為降雨重現期推估值，虛線為信賴區間。

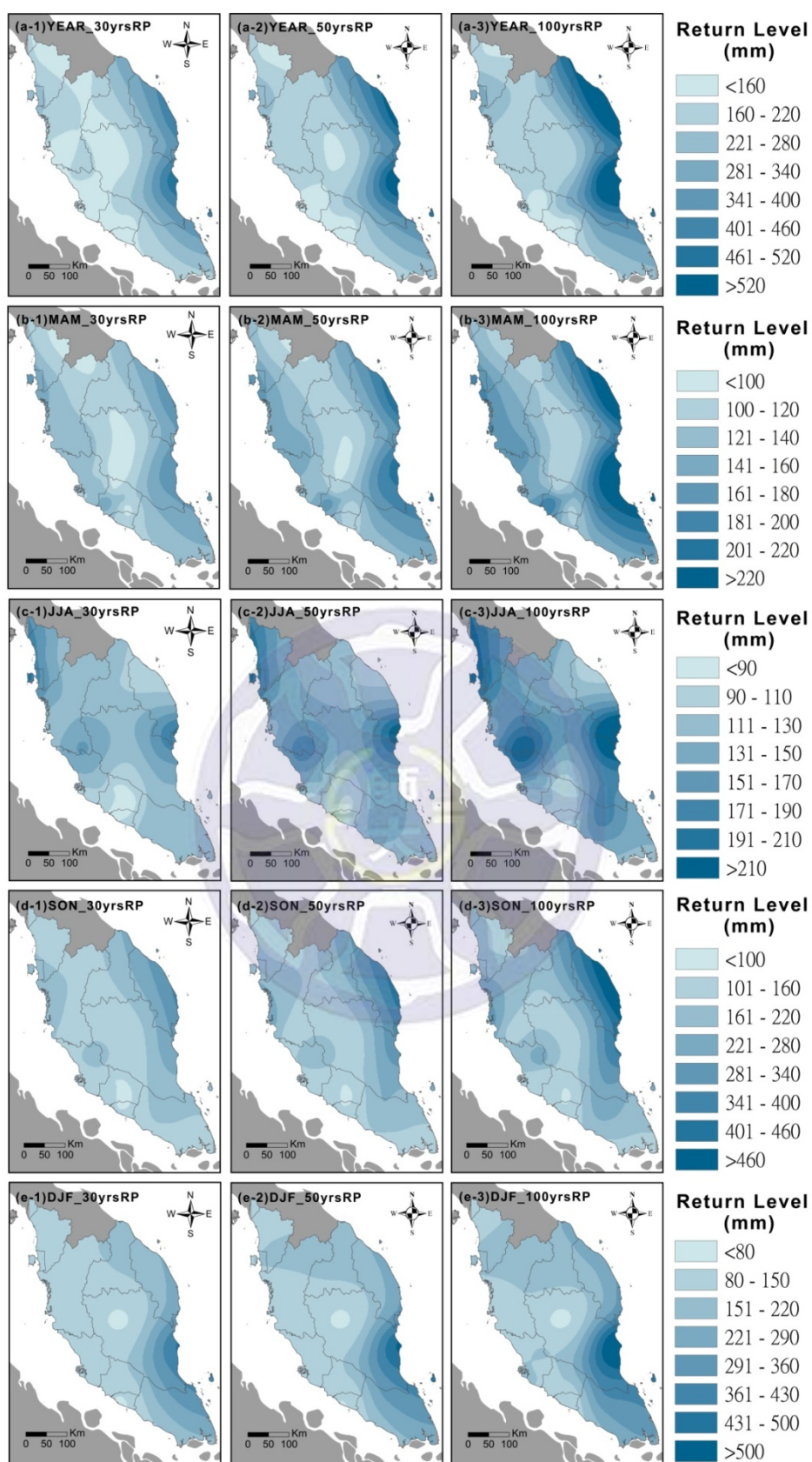


圖 31 採用 GEV 分布推估馬來半島地區(a)全年、(b)春、(c)夏、(d)秋和(e)冬季之(1) 30 年、(2) 50 年和 (3) 100 年極端降雨重現期之空間分布圖。

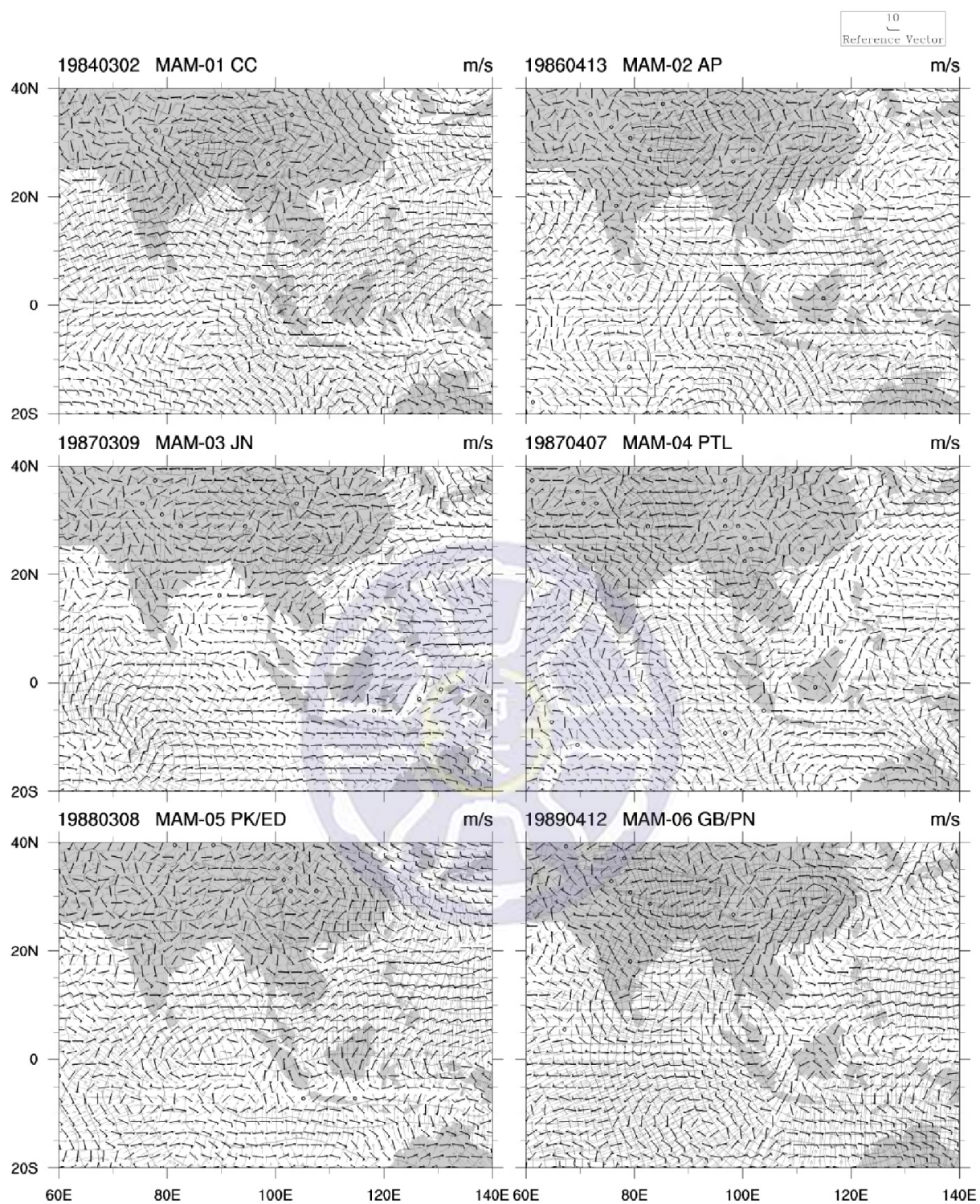


圖 32 1971-2007 年春季極端降雨事件日平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖，圖中等值線表示輻散風場。

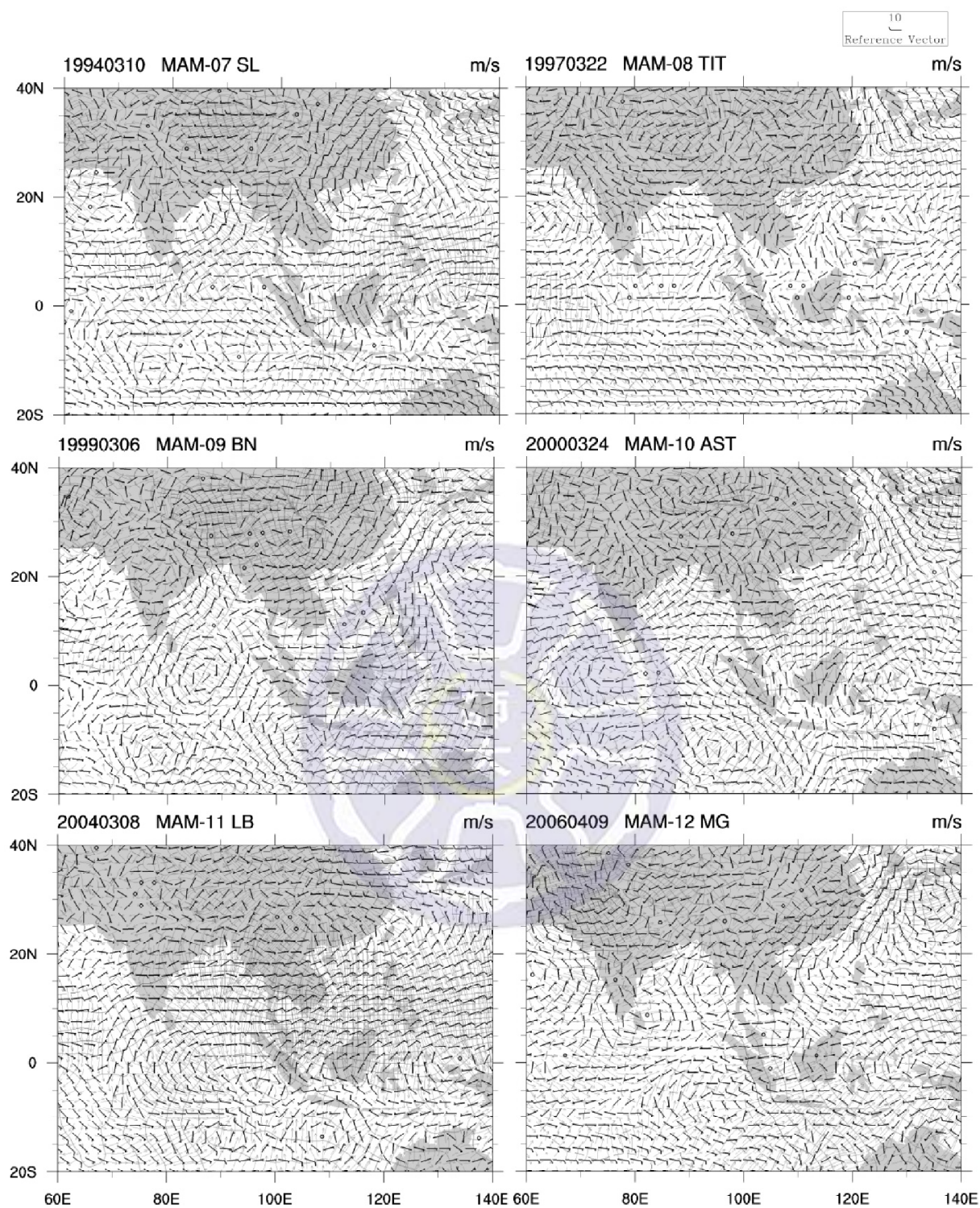


圖 32(續) 1971-2007 年春季極端降雨事件日平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖，
圖中等值線表示輻散風場。

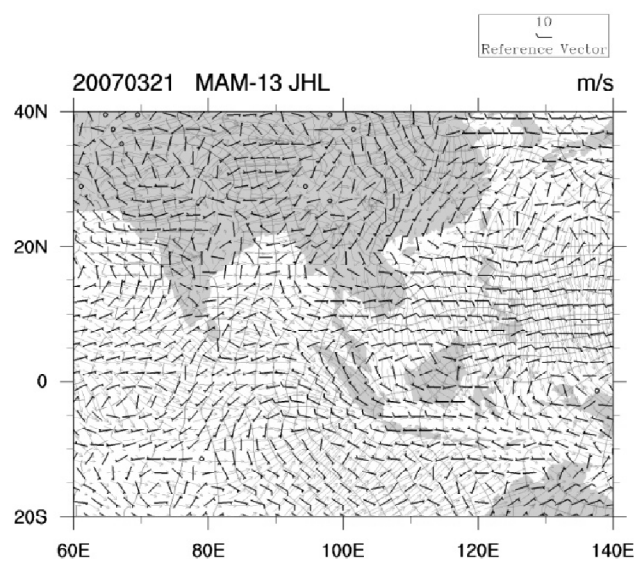


圖 32(續) 1971-2007 年春季極端降雨事件日平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖，
圖中等值線表示輻散風場。

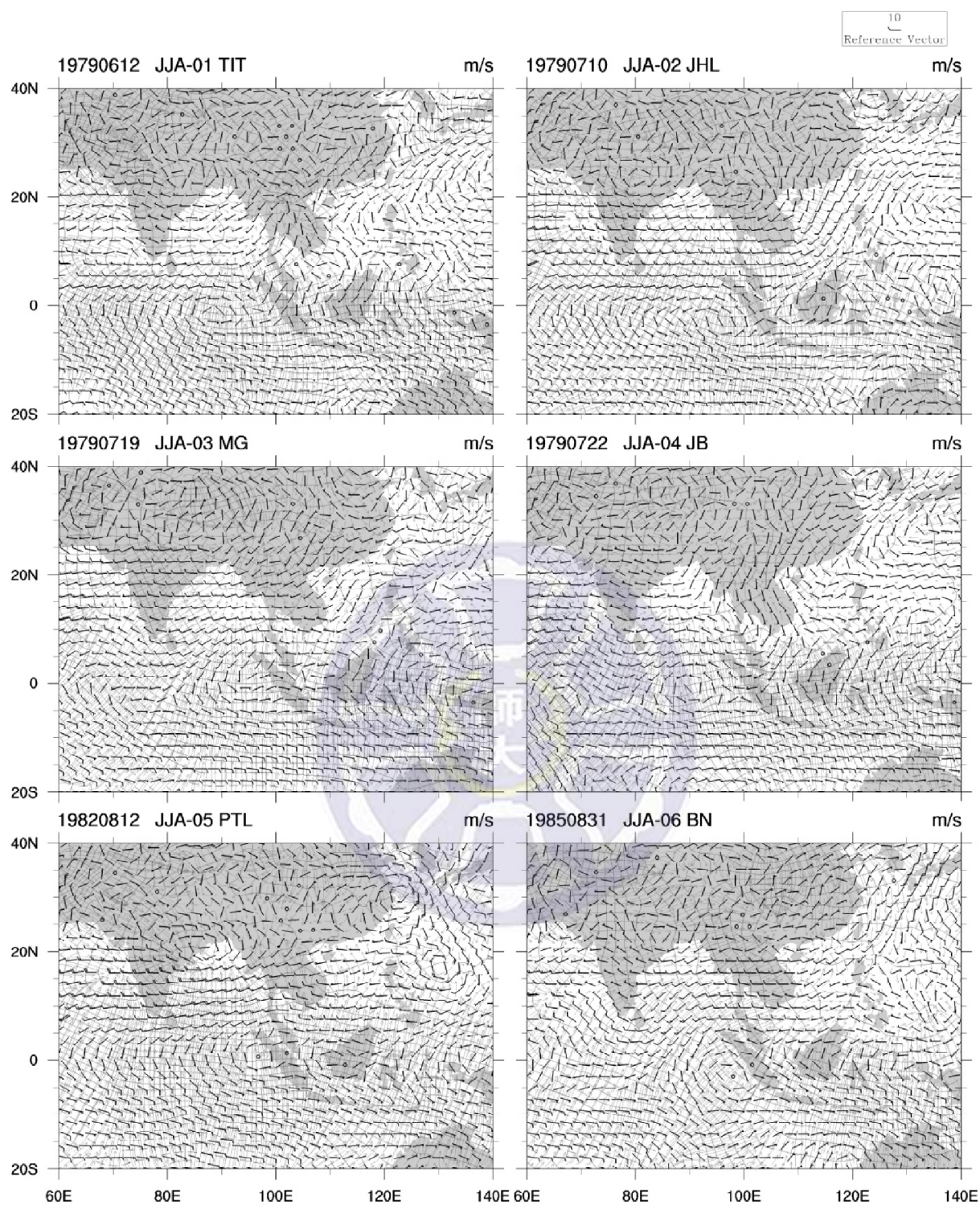


圖 33 1971-2007 年夏季極端降雨事件日平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖，圖中等值線表示輻散風場。

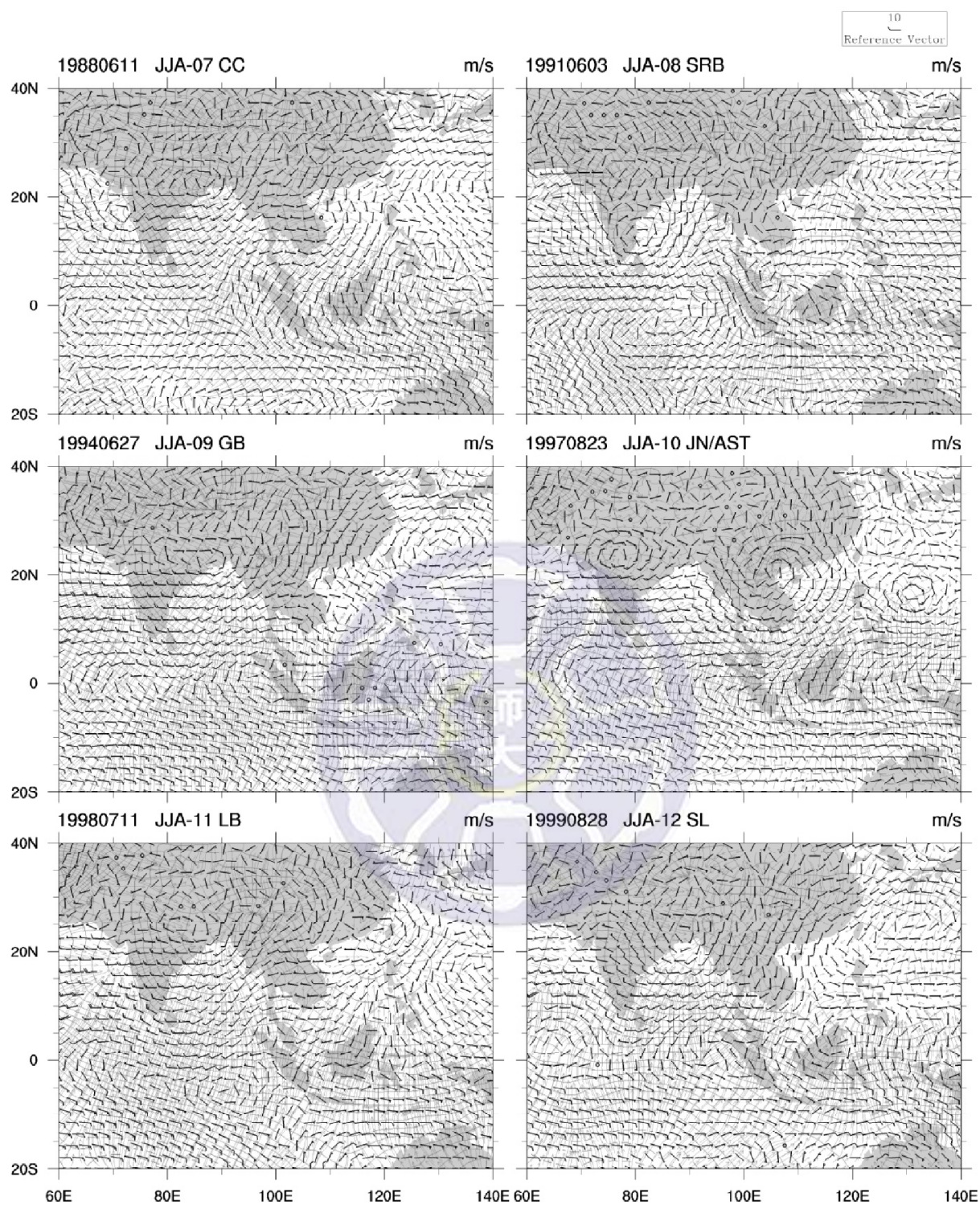


圖 33(續) 1971-2007 年夏季極端降雨事件日平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖，
圖中等值線表示輻散風場。

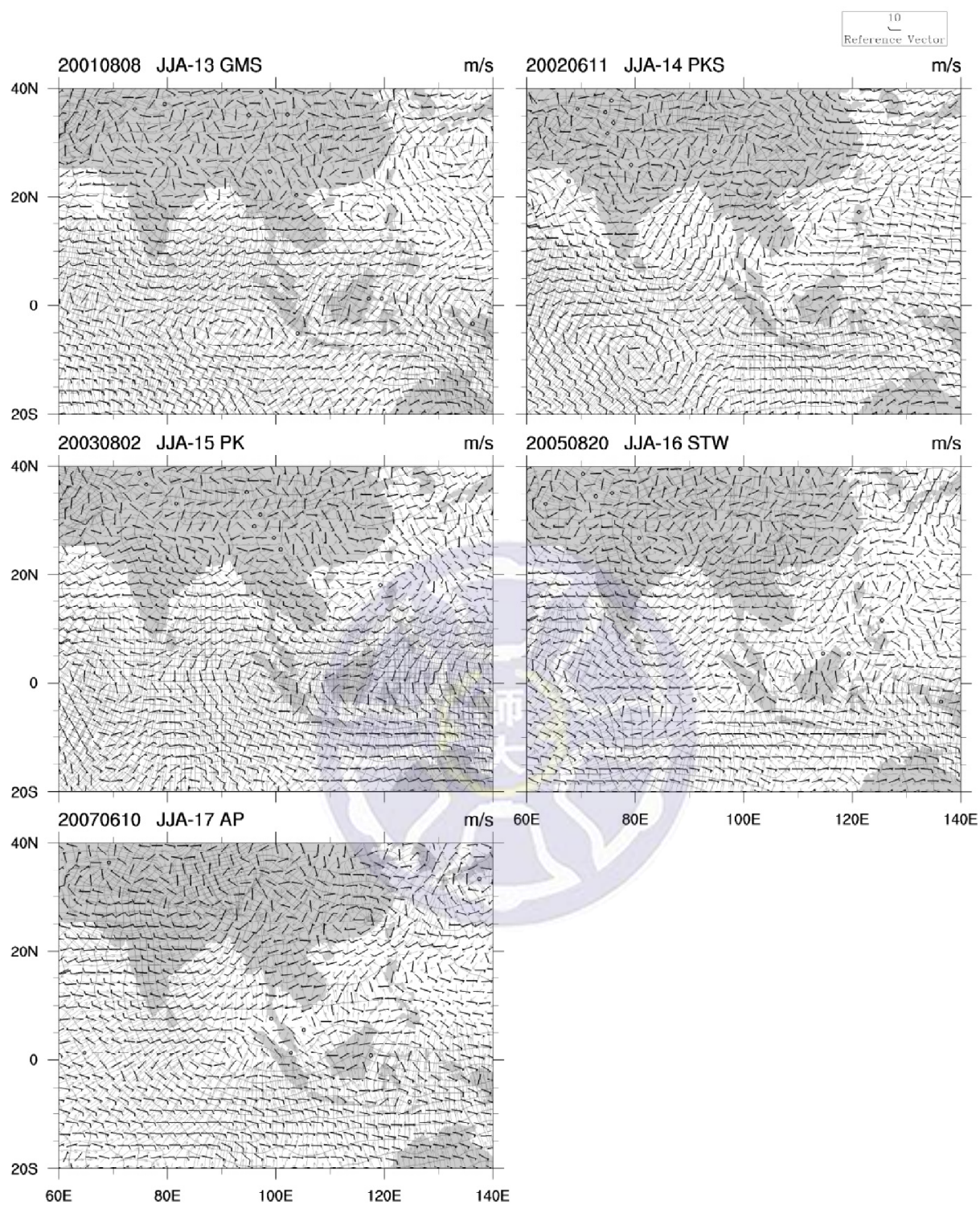


圖 33(續) 1971-2007 年夏季極端降雨事件日平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖，圖中等值線表示輻散風場。

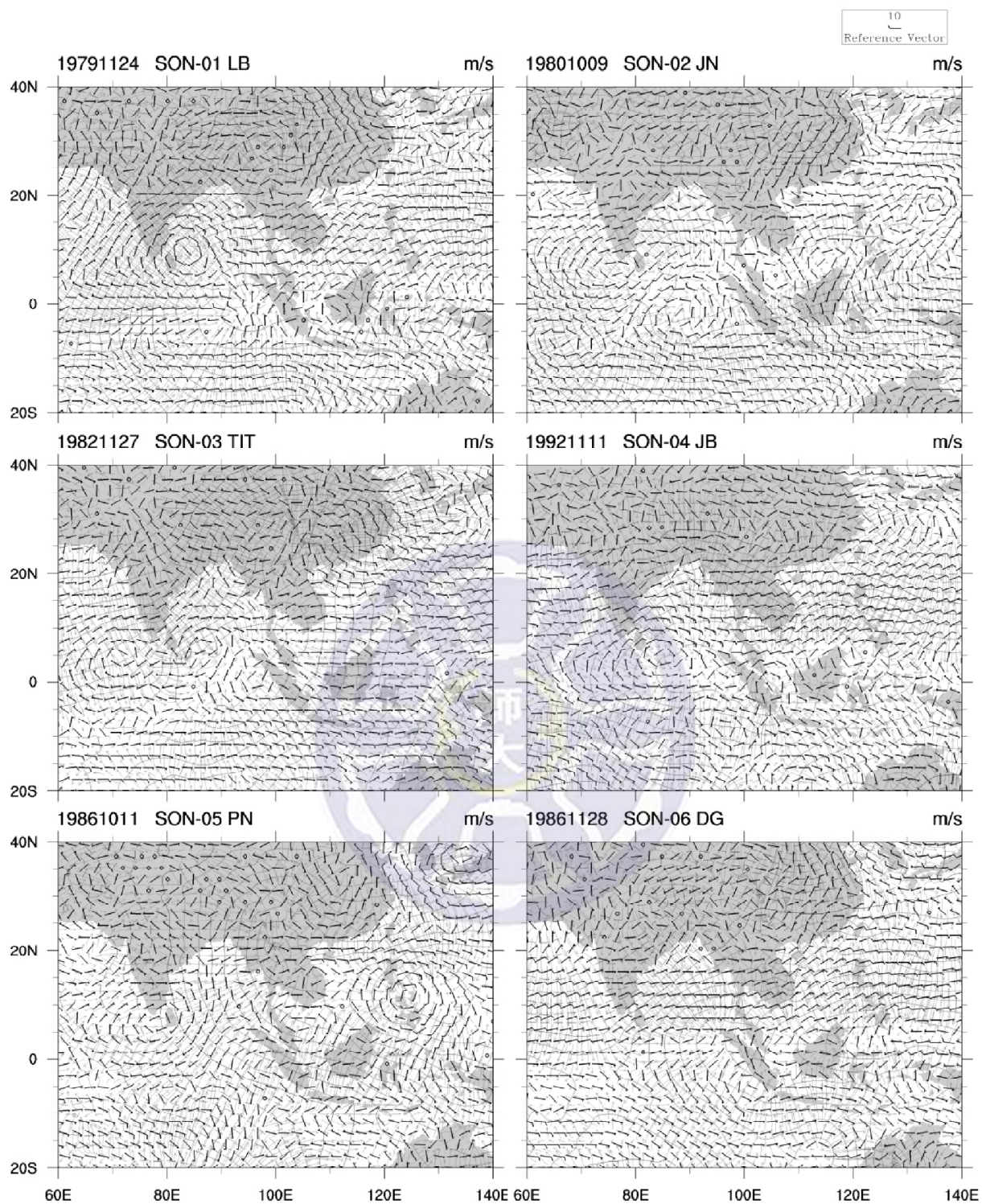


圖 34 1971-2007 年秋季極端降雨事件日平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖，圖中等值線表示輻散風場。

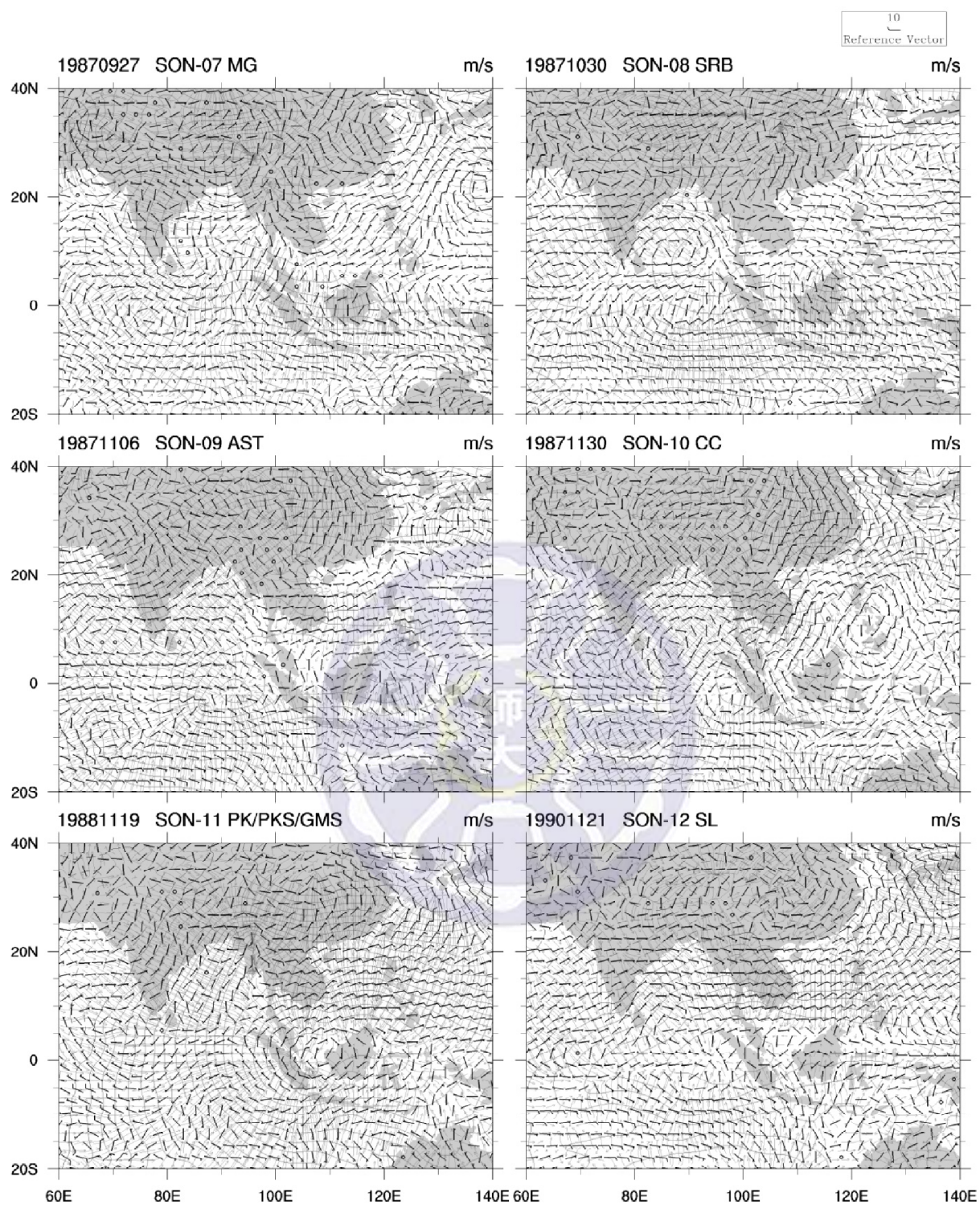


圖 34(續) 1971-2007 年秋季極端降雨事件日平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖，圖中等值線表示輻散風場。

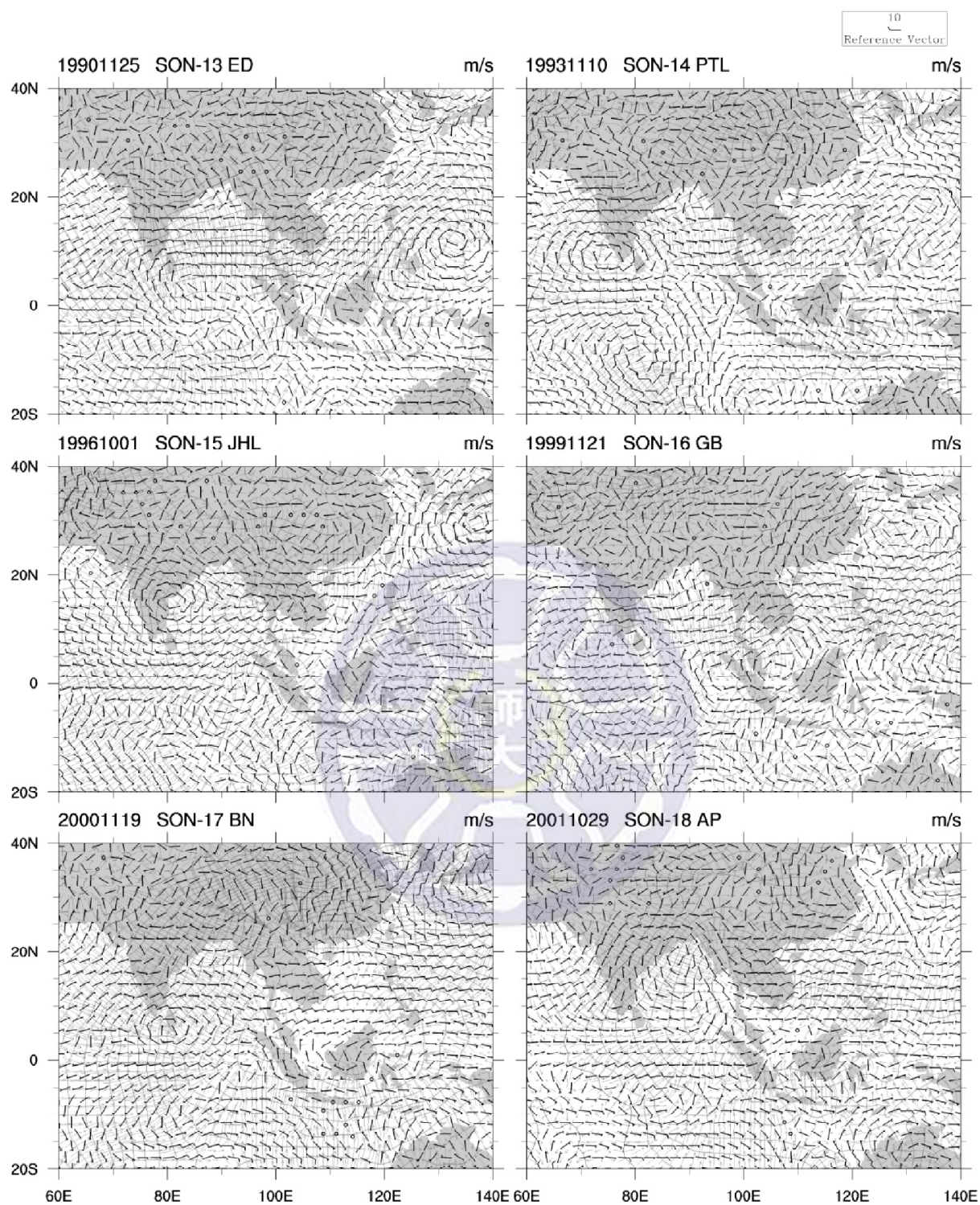


圖 34(續) 1971-2007 年秋季極端降雨事件日平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖，
圖中等值線表示輻散風場。

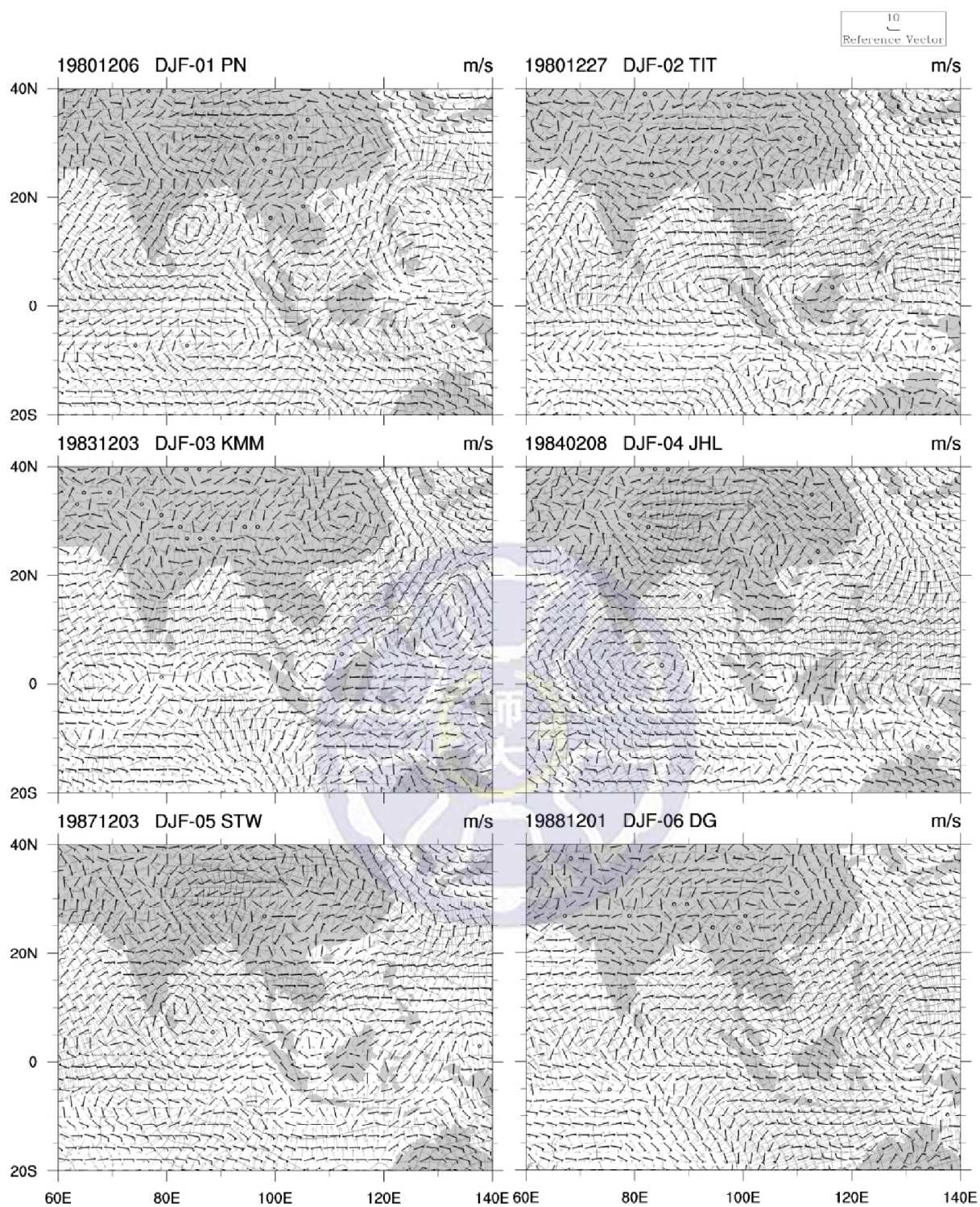


圖 35 1971-2007 年秋季極端降雨事件日平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖，圖中等值線表示輻散風場。

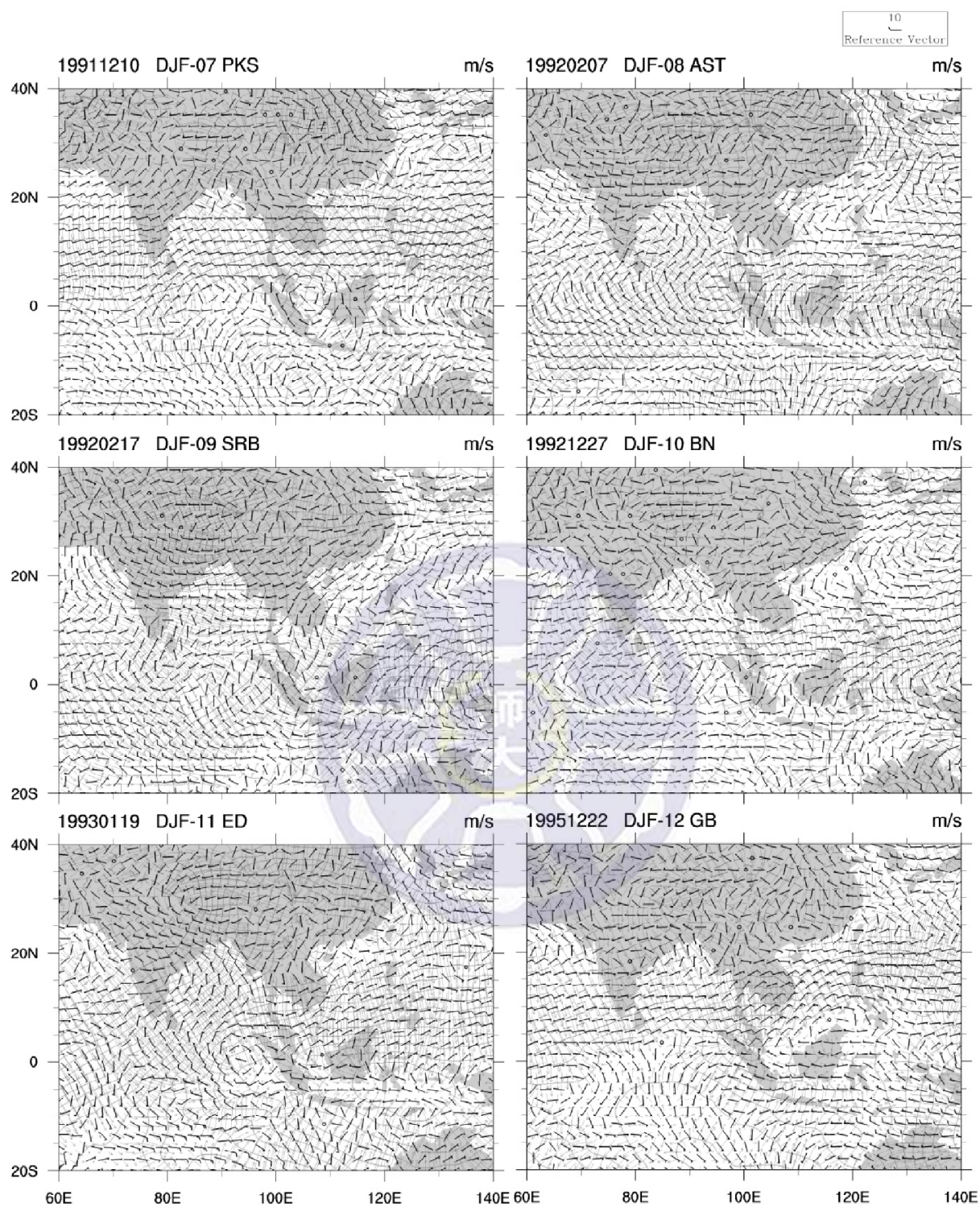


圖 35(續) 1971-2007 年冬季極端降雨事件日平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖，圖中等值線表示輻散風場。

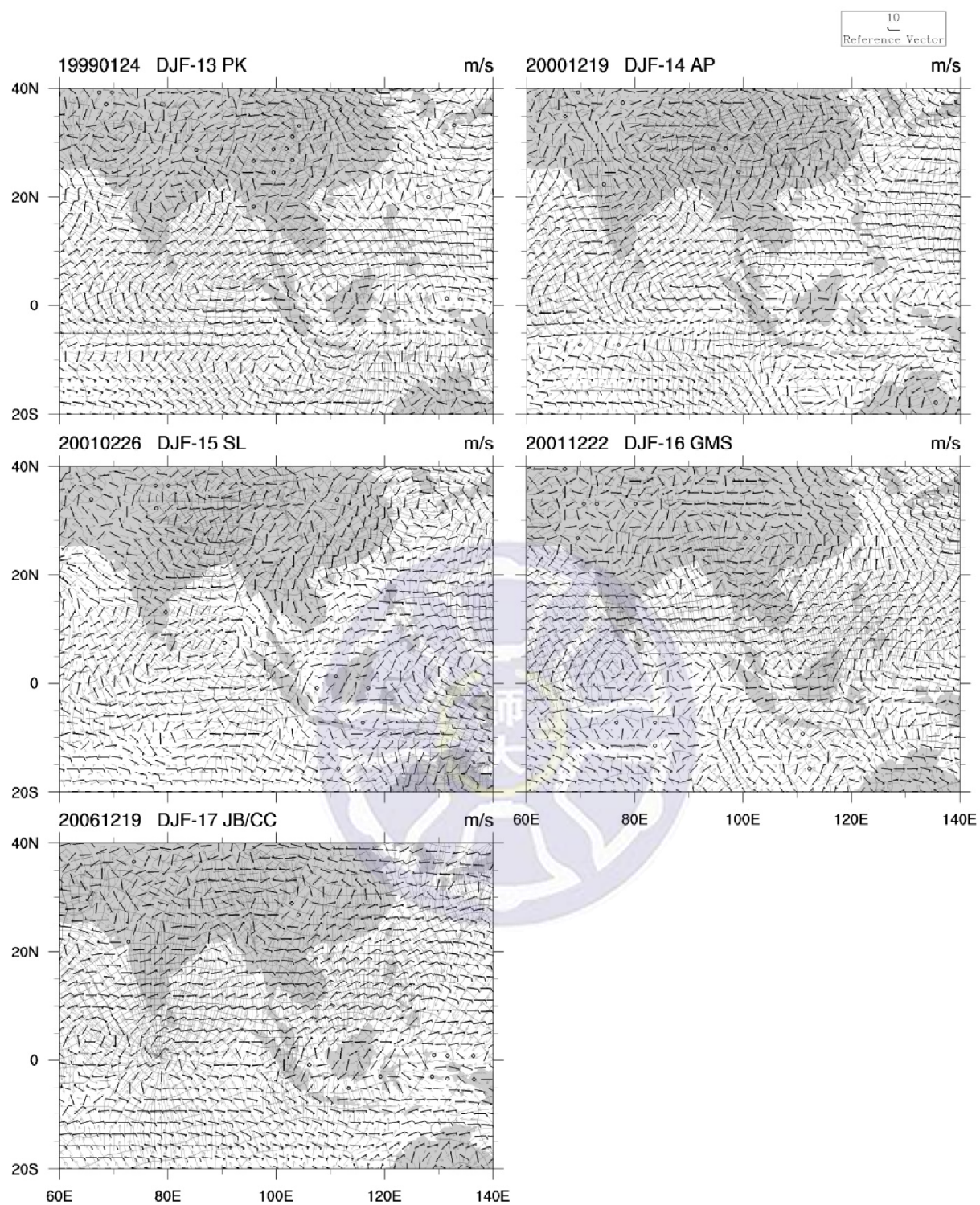


圖 35(續) 1971-2007 年冬季極端降雨事件日平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖，圖中等值線表示輻散風場。

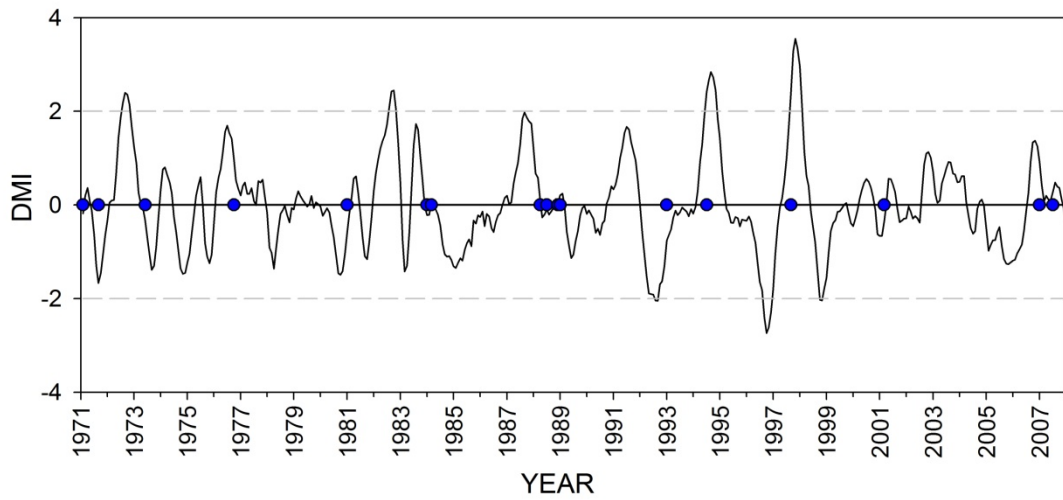


圖 36 1971-2007 年 IOD 的指數 DMI (Dipole Mode Index) 為赤道印度洋西部 (50-70E, 10S-10N) 和赤道印度洋東部 (90-110E, 10S-0) 的海表面溫度距平。此資料取自 HadISST (Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature data set) 的 SSTDMI 月資料。圖中圓點為各測站年最大極端降雨事件發生的時間。

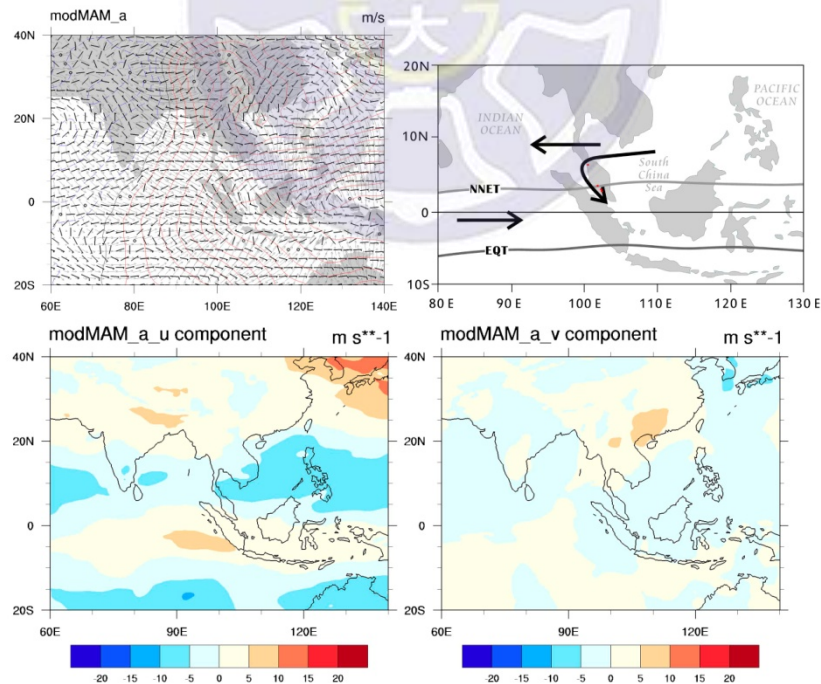


圖 37 馬來半島春季第 I 類型極端降雨發生之平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖(左上)和低層環境風場示意圖(右上),下圖分別為 850hPa 緯向風(u , $u>0$ 表示西風)及經向風(v , $v>0$ 表示南風)分量。

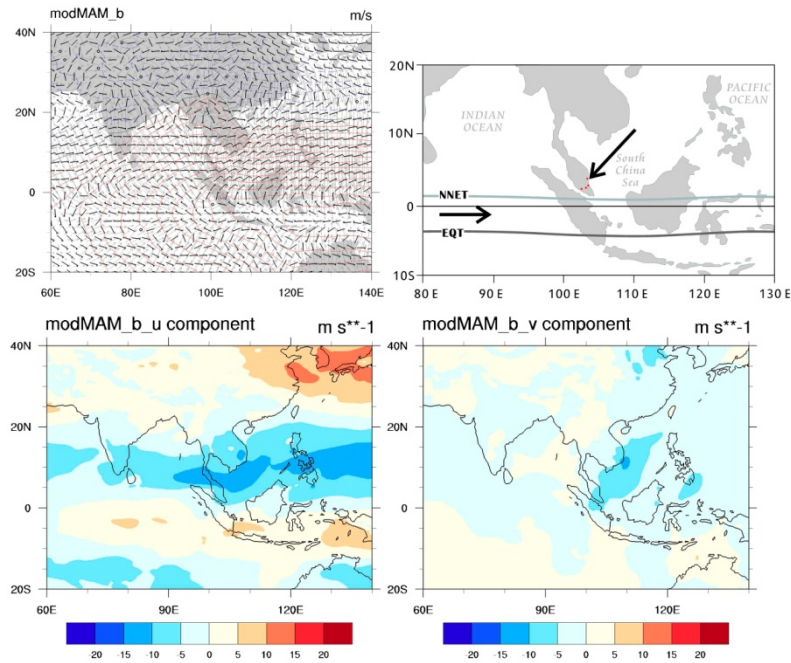


圖 38 馬來半島春季第Ⅱ類型極端降雨發生之平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖(左上)和低層環境風場示意圖(右上),下圖分別為 850hPa 緯向風(u , $u>0$ 表示西風)及經向風(v , $v>0$ 表示南風)分量。

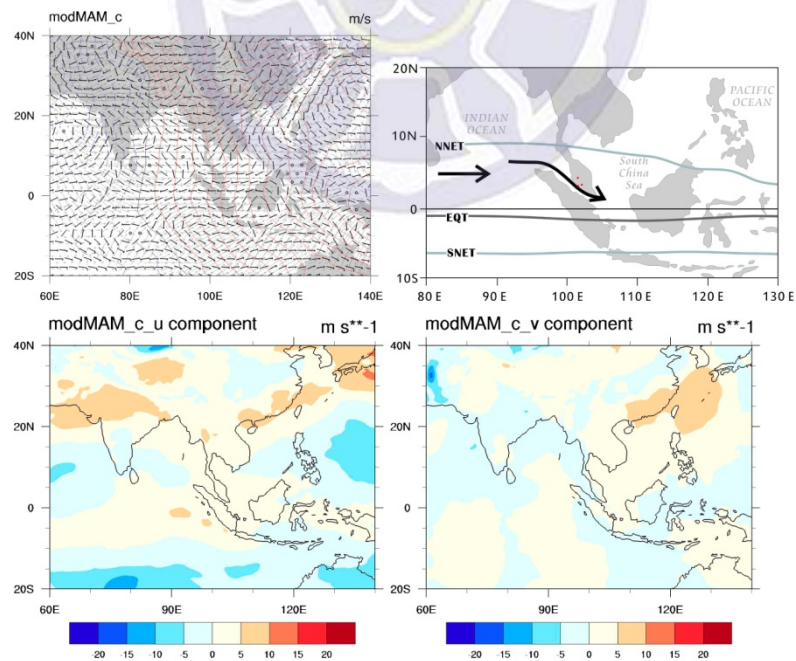


圖 39 馬來半島春季第Ⅲ類型極端降雨發生之平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖(左上)和低層環境風場示意圖(右上),下圖分別為 850hPa 緯向風(u , $u>0$ 表示西風)及經向風(v , $v>0$ 表示南風)分量。

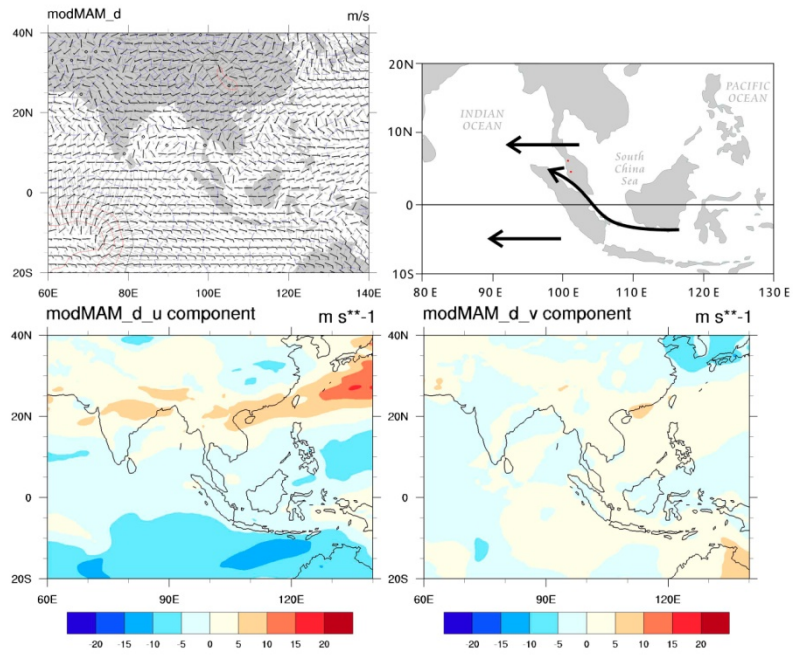


圖 40 馬來半島春季第IV類型極端降雨發生之平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖(左上)和低層環境風場示意圖(右上),下圖分別為 850hPa 緯向風(u , $u>0$ 表示西風)及經向風(v , $v>0$ 表示南風)分量。

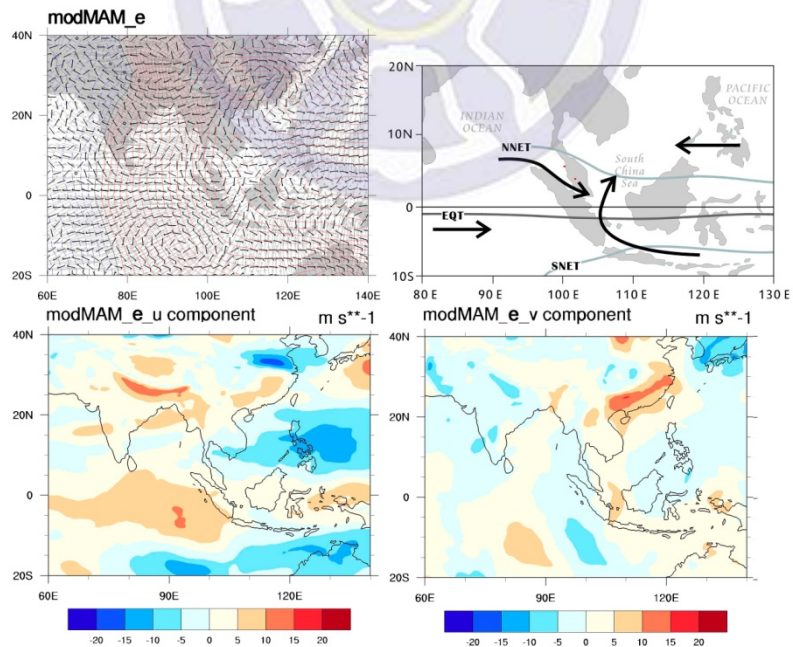


圖 41 馬來半島春季第V類型極端降雨發生之平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖(左上)和低層環境風場示意圖(右上),下圖分別為 850hPa 緯向風(u , $u>0$ 表示西風)及經向風(v , $v>0$ 表示南風)分量。

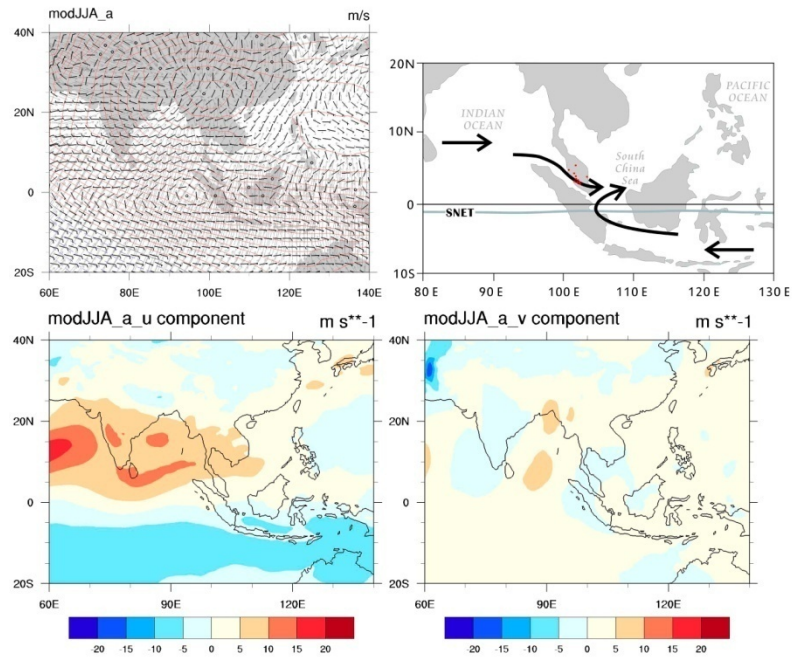


圖 42 馬來半島夏季第 I 類型極端降雨發生之平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖(左上)和低層環境風場示意圖(右上),下圖分別為 850hPa 緯向風(u , $u>0$ 表示西風)及經向風(v , $v>0$ 表示南風)分量。

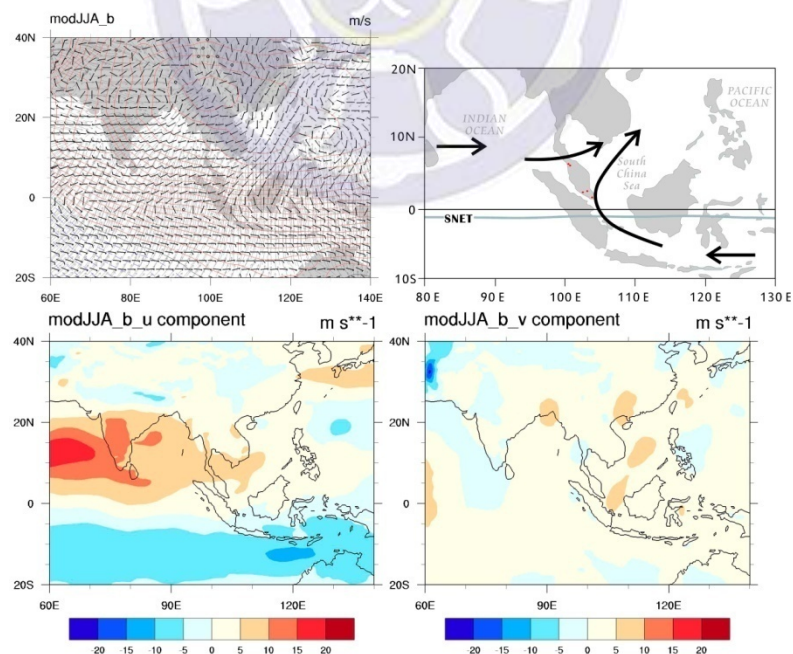


圖 43 馬來半島夏季第 II 類型極端降雨發生之平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖(左上)和低層環境風場示意圖(右上),下圖分別為 850hPa 緯向風(u , $u>0$ 表示西風)及經向風(v , $v>0$ 表示南風)分量。

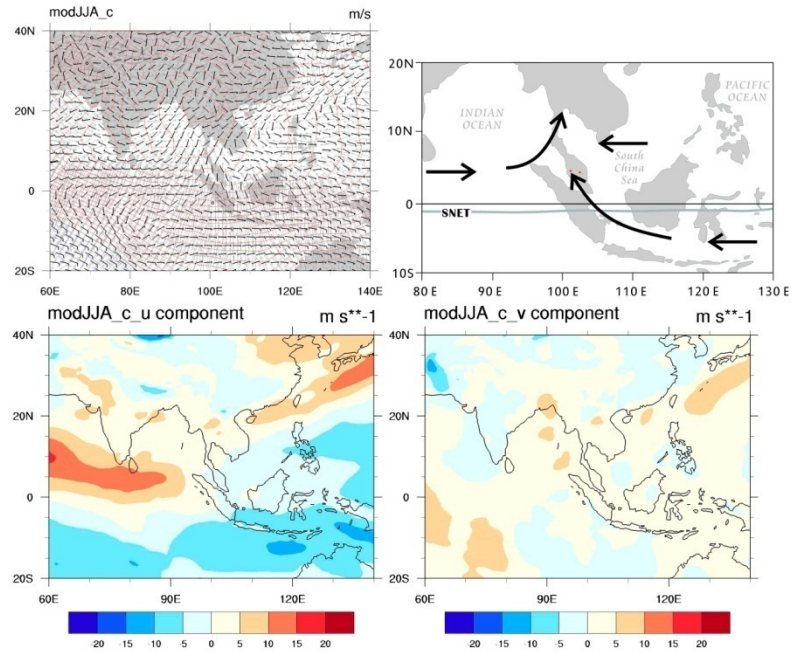


圖 44 馬來半島夏季第Ⅲ類型極端降雨發生之平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖(左上)和低層環境風場示意圖(右上),下圖分別為 850hPa 緯向風(u , $u>0$ 表示西風)及經向風(v , $v>0$ 表示南風)分量。

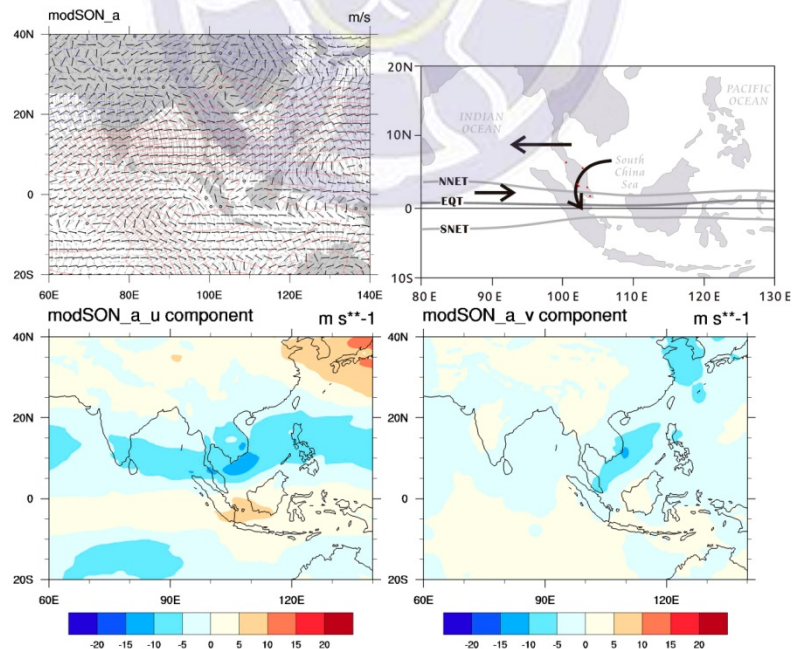


圖 45 馬來半島秋季第Ⅰ類型極端降雨發生之平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖(左上)和低層環境風場示意圖(右上),下圖分別為 850hPa 緯向風(u , $u>0$ 表示西風)及經向風(v , $v>0$ 表示南風)分量。

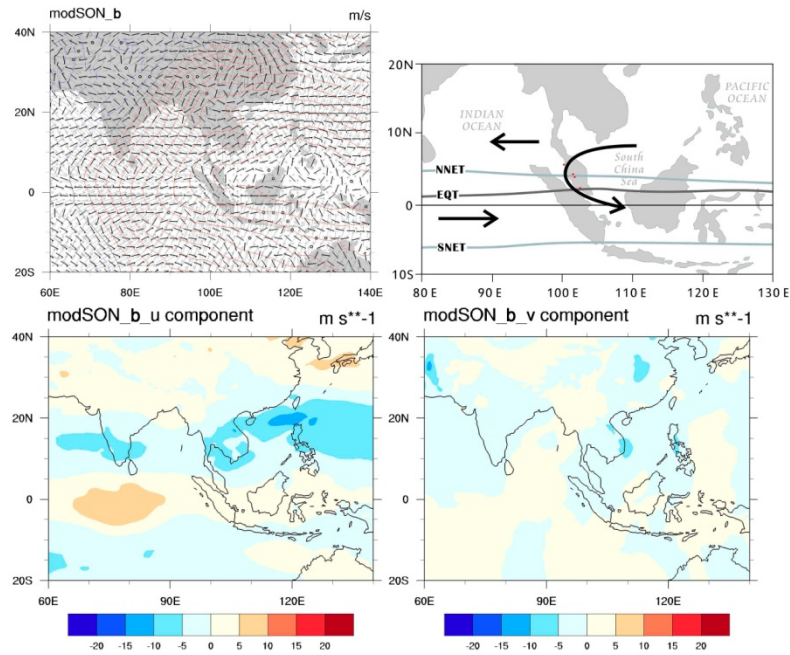


圖 46 馬來半島秋季第Ⅱ類型極端降雨發生之平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖(左上)和低層環境風場示意圖(右上)，下圖分別為 850hPa 緯向風(u ， $u>0$ 表示西風)及經向風(v ， $v>0$ 表示南風)分量。

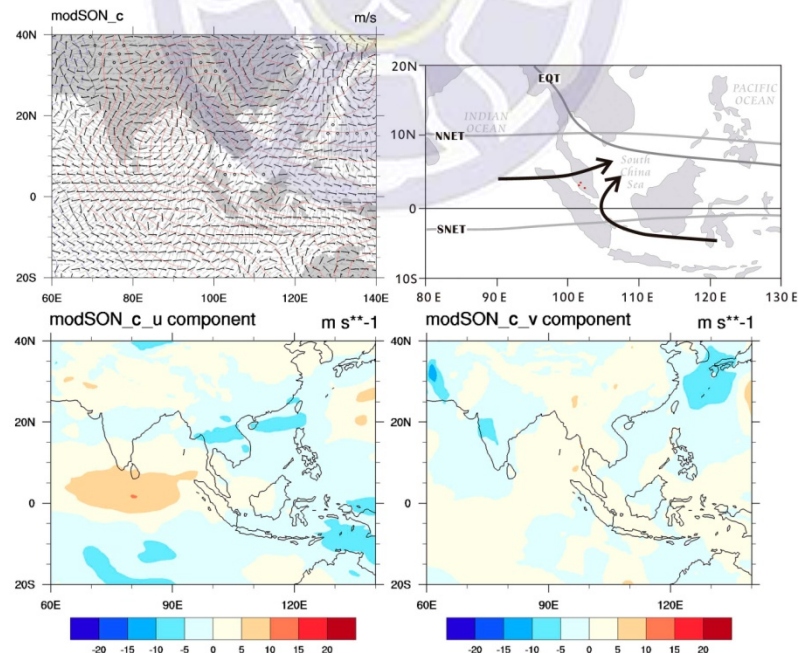


圖 47 馬來半島秋季第Ⅲ類型極端降雨發生之平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖(左上)和低層環境風場示意圖(右上)，下圖分別為 850hPa 緯向風(u ， $u>0$ 表示西風)及經向風(v ， $v>0$ 表示南風)分量。

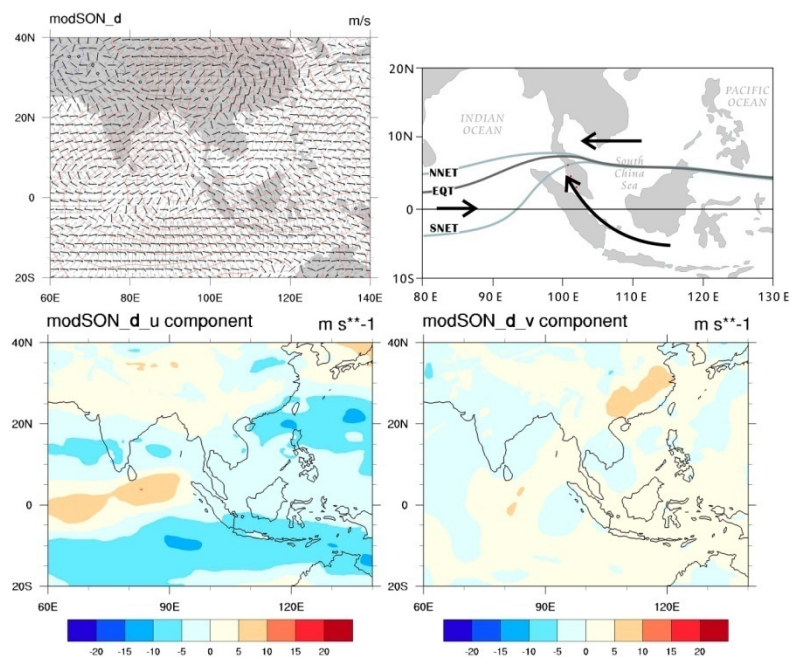


圖 48 馬來半島秋季第IV類型極端降雨發生之平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖(左上)和低層環境風場示意圖(右上),下圖分別為 850hPa 緯向風(u , $u>0$ 表示西風)及經向風(v , $v>0$ 表示南風)分量。

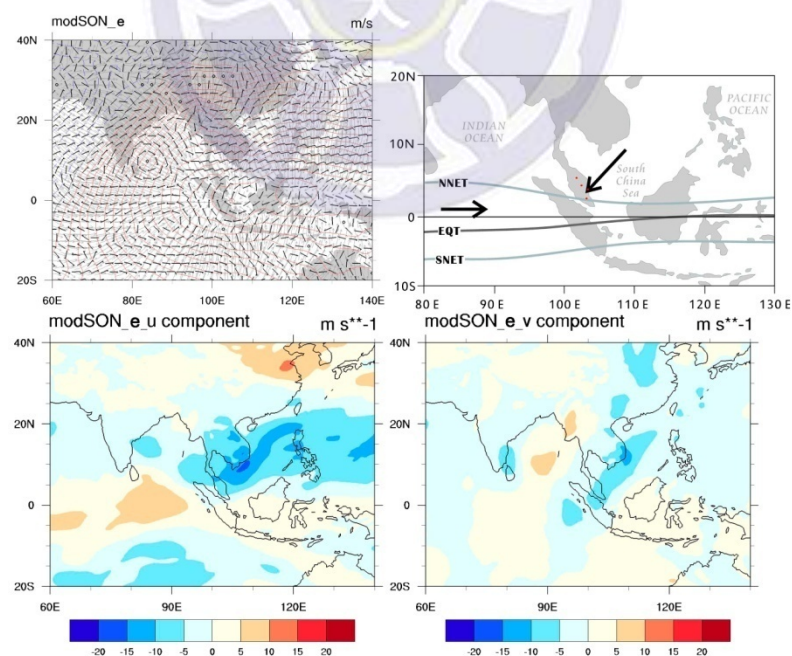


圖 49 馬來半島秋季第V類型極端降雨發生之平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖(左上)和低層環境風場示意圖(右上),下圖分別為 850hPa 緯向風(u , $u>0$ 表示西風)及經向風(v , $v>0$ 表示南風)分量。

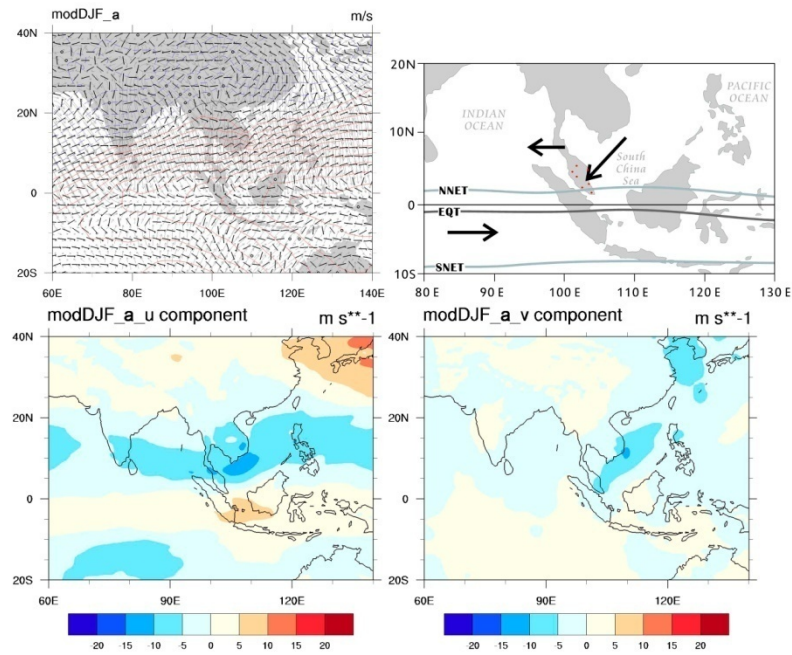


圖 50 馬來半島冬季第 I 類型極端降雨發生之平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖(左上)和低層環境風場示意圖(右上),下圖分別為 850hPa 緯向風(u , $u>0$ 表示西風)及經向風(v , $v>0$ 表示南風)分量。

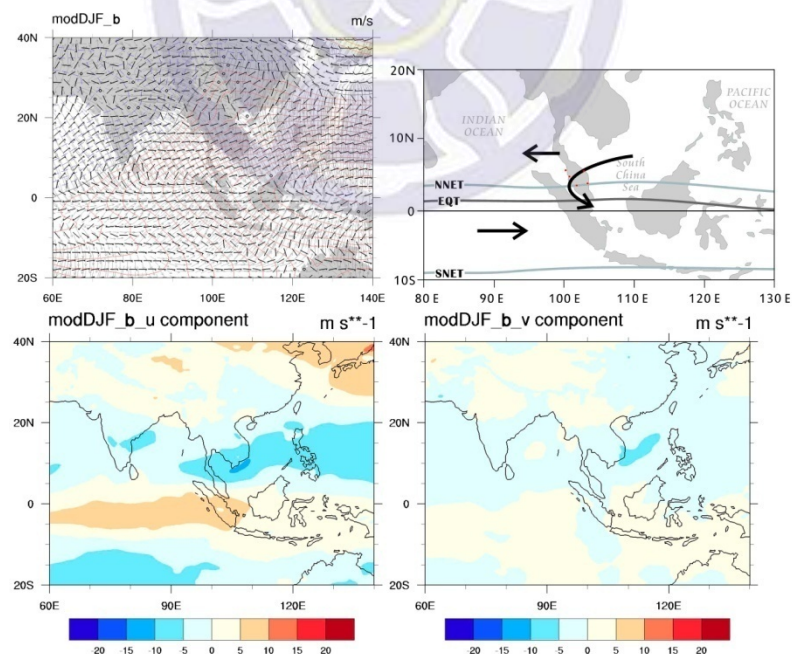


圖 51 馬來半島冬季第 II 類型極端降雨發生之平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖(左上)和低層環境風場示意圖(右上),下圖分別為 850hPa 緯向風(u , $u>0$ 表示西風)及經向風(v , $v>0$ 表示南風)分量。

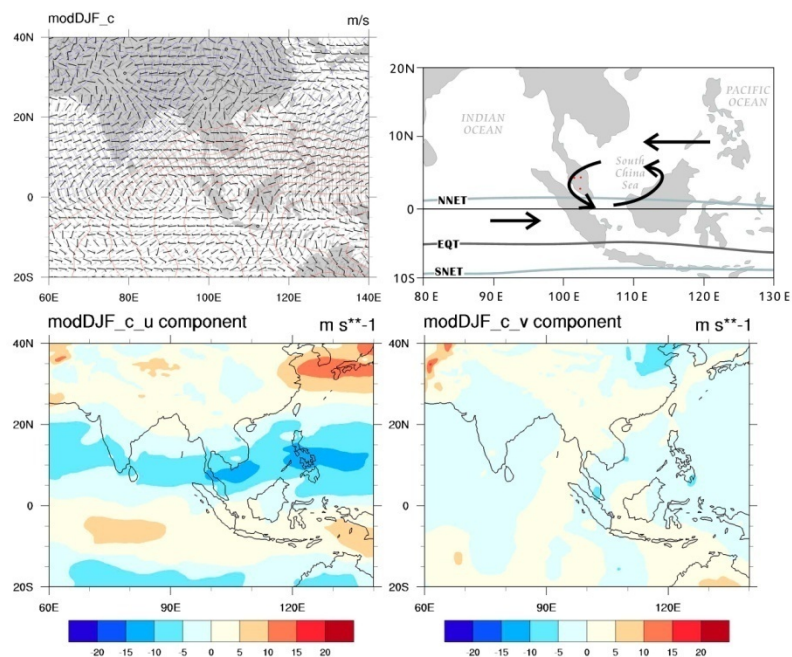


圖 52 馬來半島冬季第Ⅲ類型極端降雨發生之平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖(左上)和低層環境風場示意圖(右上),下圖分別為 850hPa 緯向風(u , $u>0$ 表示西風)及經向風(v , $v>0$ 表示南風)分量。

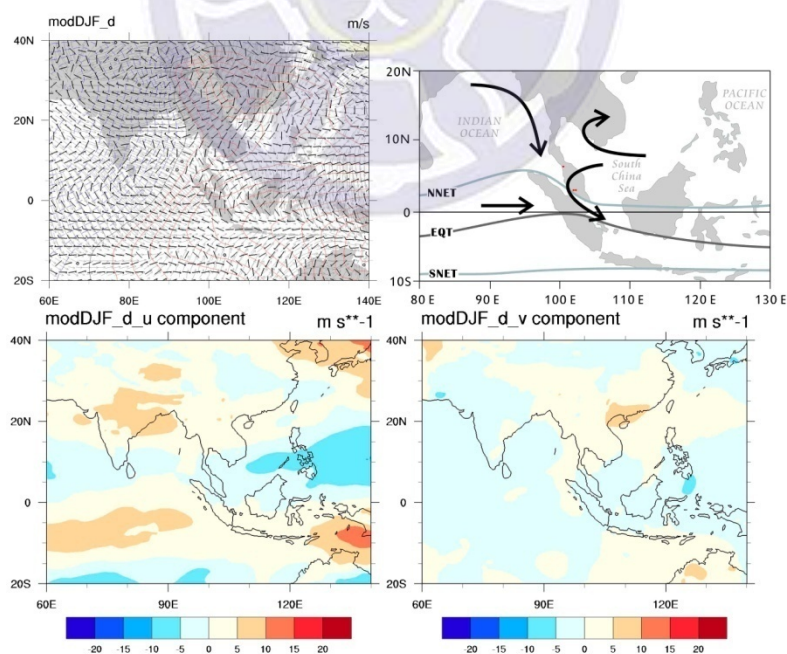


圖 53 馬來半島冬季第Ⅳ類型極端降雨發生之平均 UV (850hPa) 風向風速及輻散風場圖(左上)和低層環境風場示意圖(右上),下圖分別為 850hPa 緯向風(u , $u>0$ 表示西風)及經向風(v , $v>0$ 表示南風)分量。

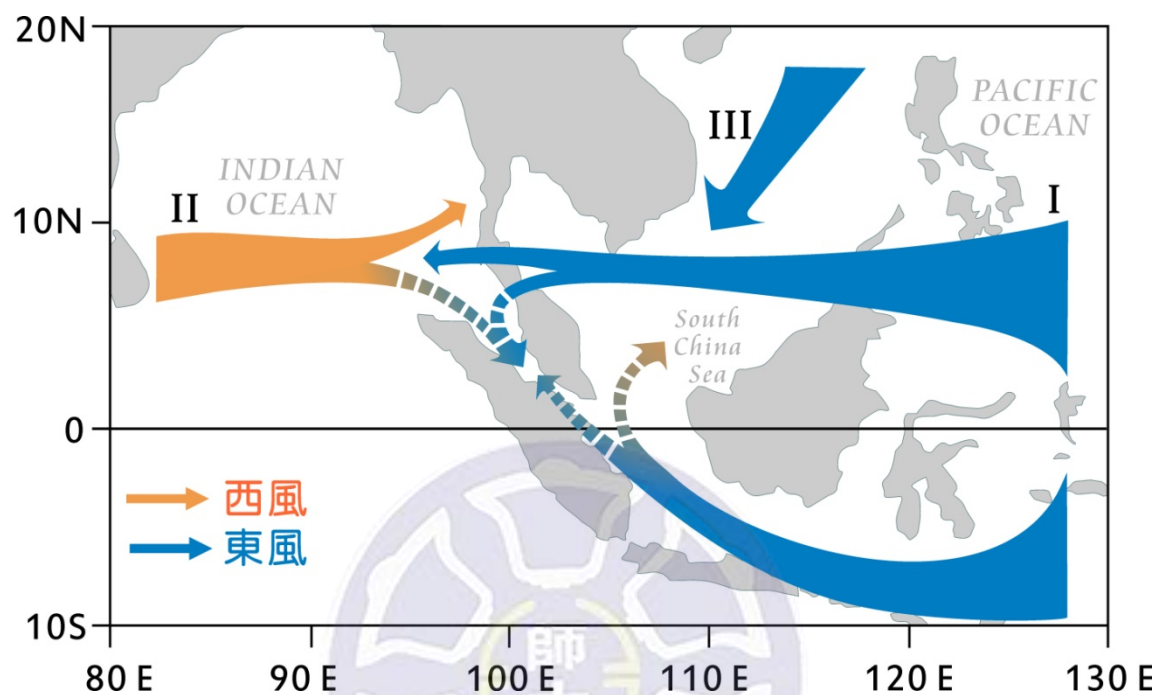


圖 54 影響馬來半島極端降雨發生的低層環境風場主要受到 (I) 赤道東風、(II) 赤道西風和 (III) 東北季風的影響，其中實線表示氣流方向，虛線則表示受到其它因子影響後，在馬來半島地區可能發生轉向的環境風場。