

國立臺灣大學理學院大氣科學所

碩士論文

Department of Atmospheric Sciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis



利用多重尺度全球氣候模式探討冬季季內震盪期間海
洋大陸地區日夜週期性降水之變化

The interaction between diurnal cycle precipitation and
MJO over the Maritime Continent in a multi-scale
global climate model

周晉傑

Chin-Chieh Chou

指導教授：陳維婷 博士

Advisor: Wei-Ting Chen, Ph.D.

中華民國 106 年 8 月

August, 2017



誌謝

在台大大氣待了六年，即將迎來第二次的畢業，不過這次可能是真的要離開校園了。第一次畢業時沒有什麼傷感，因為有許多同學一起考上研究所，心裡想著畢業不過就是有了固定的實驗室座位，老同學們還是依舊每天見面，換個位子繼續在同一棟系館念書罷了。然而這次畢業感受到真的即將分別，與這所學校、這棟系館、親切的老師們、熟悉的同學們、實驗室的學長們，可能此次一別，下一次相會就不知在何時了。

感傷之餘也是充滿著感謝之情，能夠順利完成畢業論文，真的是很感謝陳維婷老師，這兩年在老師的悉心、耐心指導下，獲益良多。除了在百忙之中仍然細心指引我探究學術的真理，並在完成論文上給予極大的幫助，還一而再，再而三的包容我的過失、提點我的缺點，使我明白了許多待人接物與為人處世的道理。

謝謝實驗室的大家，營造整個實驗室時而認真、時而歡笑的樂鬧氣氛，推著我前進也適時的讓我放鬆，感覺實驗室就像第二個家一樣。謝謝一路從大學陪我走上來的同學們，雖然常常在比誰耍廢耍得比較多，但當我需要幫助時，你們一個比一個還可靠，與你們相處時的歡笑也填滿了我那可能原本枯燥乏味的生活，也感謝大家所處的各個實驗室空間，讓我串了不少門子與多了許多忙裡偷閒時休憩的好地方。

最後謝謝一路走來一直默默支持著我的家人，生活中我總是跌跌撞撞的讓大家操心，但在你們的關懷中我也成長了許多。尤其是對於老媽，要感謝得實在太多太多，千言萬語也無法表達我的心，只好濃縮成一句：媽，我愛你。

謝謝你，謝謝你們的陪伴，我，畢業了！

摘要

本研究為首次利用多重尺度全球模式 SPCAM 來分析海洋大陸地區(MC)平均降水與日夜週期降水在冬季季內震盪現象(MJO)期間變化之研究。利用多變量 MJO 指數作為追蹤 MJO 移動與變化的代表，分析 SPCAM 模擬中 MC 地區海洋、陸地降水與 MJO 之間交互作用的差異並探討可能機制；運用 TRMM 衛星觀測降水與 SPCAM，比較觀測及模式中 MC 地區日夜週期性降水隨 MJO 變化的特徵。

觀測上發現 MJO 對流活躍區抵達 MC 地區前，陸地降水領先海洋，提前一個相位出現正距平極大值；MJO 離開 MC 地區時，陸地降水為負距平而海洋降水仍為正距平。SPCAM 模擬指出此差異係因 MJO 大尺度環流控制了輸送到 MC 區域的水分量、近地表風速的改變影響海洋表面上潛熱通量，再加上中尺度對流的熱力作用影響大氣穩定度及濕度。大尺度和中尺度的交互作用解釋了 MC 地區在 MJO 不同相位的陸地、海洋降水異常的差異。

觀測及 SPCAM 模擬同樣指出蘇門答臘島上的日夜週期性對流特徵，陸地上強降水從西南側海岸發展，向東北方海岸、西南側近海傳遞，向東北方可傳遞至東北側海岸形成強降水，向西南方可傳遞至西南側外海形成中等強度降水。而 MJO 與蘇門答臘島嶼上深對流傳遞的關係，從觀測上可以發現 MJO 到達前中低層弱東風使深對流雲向西南側傳遞而無法向東北岸傳遞，MJO 離開後中低層轉為強西風使深對流雲向東北岸傳遞而較少向西南傳遞，SPCAM 大致模擬了觀測上的特徵。

本研究指出 SPCAM 因為掌握了中尺度熱力對流(海陸交界的日夜週期性降水)過程、大尺度(MJO)環流以及兩種尺度之間的交互作用，所以可以在 MJO 期間 MC 地區降水的變化有非常好的模擬。未來可設計數值實驗，測試在尺度交互作用較不敏感的情境下，瞭解中尺度對流降水受到大尺度環境影響的比例，可以更加明確地指出在 MJO 經過 MC 時日夜週期性降水變化的可能機制。

關鍵字： 多重尺度全球模式、海洋大陸地區、冬季季內震盪、日夜週期性降水、跨尺度交互作用

Abstract

This paper investigates the impact of the Madden-Julian Oscillation (MJO) on the diurnal cycle of rainfall over the western Maritime Continent (MC) during the boreal winter. For this purpose, combined empirical orthogonal functions (EOFs) analysis is applied to the tropical rainfall measuring mission (TRMM) high quality (HQ) rain rate and the NCEP reanalysis 2 data for the period 1998–2015; and also applied to multiple-scale global model, Super-Parameterized Community Atmosphere Model (SPCAM), for 20 years simulation. It is demonstrated that the daily mean rain rate over the domain tends to increase when convectively active phase of MJO approaches the Maritime Continent. The changes in the rain rate due to MJO differ over the ocean and the land. During mature stage, terrestrial rain rates show medium values while oceanic rain rates record maximum values. During the decaying stage, the daily mean precipitation weakens significantly over the land but only weakly over ocean. Analyses suggest that the anomalous lower level winds accompanied by MJO over the Maritime Continent. Westerlies anomalous by MJO convection in the mature stage increase wind speed mainly over the ocean. As a result, heat flux release from the ocean to the atmosphere is enhanced by the increased surface wind resulting in instability. This may contribute to heavy rainfall over the ocean during the mature stage. On the other hand, moisture flux convergence (MFC) over the islands, which play important roles in inducing rainfall, tend to be strong before the mature stage of MJO. Strong MFC arising from MJO before the mature stage tend to increasing moist convergence over islands. This strong MFC by MJO gives rise to increased rain rates over the land regions.

Key word: Super-Parameterized Community Atmosphere Model、Maritime Continent 、Madden-Julian Oscillation 、diurnal cycle of rainfall 、multiple-scale interaction

目錄



誌謝	i
摘要	ii
Abstract	iii
目錄	iv
表目錄	vi
圖目錄	vii
第一章 前言	1
第二章 數據與方法	4
2.1 SPCAM 模式介紹	4
2.2 觀測資料	5
2.2.1 TRMM 衛星降水資料	5
2.2.2 NOAA 衛星 OLR 資料	5
2.2.3 NCEP 再分析風場資料	6
2.3 分析方法	6
2.3.1 MJO 相位	6
2.3.2 日夜週期性降水	7



第三章 MJO 與平均降水.....	8
第四章 MJO 與日夜週期性降水.....	12
4.1 海洋大陸之日夜週期性對流系統.....	12
4.2 MJO 對海洋大陸日夜週期性降水之影響	14
第五章 討論	17
第六章 總結與未來展望.....	21
參考文獻	23
表格	26
圖片	28

表目錄

表 1 觀測及 SPACM 中 MJO 振幅強度 >1 的天數.....	26
表 2 觀測及 SPACM 中，在 11 月至 4 月時 MJO 發生的次數以及通過 MC 地區的 次數.....	27



圖 目 錄



圖 1.1 節錄自 Birch et al. (2016)論文。北半球冬半年(11 月至 4 月)在西 MC 地區的各項變數隨 MJO 相位的變化(黑線表示西 MC 地區平均、藍線表示海洋網格平均、紅線表示陸地網格平均) (a)OLR (b)海洋及陸地平均降水 (c)整層大氣垂直積分 MFC (d)地表太陽短波輻射 (e)陸地可感熱通量 (f)海洋潛熱通量。其中降水及 MFC 單位為 mm day^{-1} ，其餘單位為 W m^{-2} 。	28
圖 2.1 11 月至 4 月降水日夜週期峰值時間(a)TRMM 3B42HQ (b)SPCAM。顏色代表 FFT 第一和諧波(24 小時週期波)的峰值發生時間(當地時間 LCT)，飽和度代表第一和諧波在 FFT 中佔所有和諧波之比例(顏色越白代表 24 小時週期波所佔比例越低，即降水越沒有 24 小時週期變化)。	29
圖 2.2 11 月至 4 月熱帶地區 NOAA 衛星 OLR 去除周年變化後的波數-頻率圖。縱軸為波數，橫軸為頻率，頻率為正(右側)代表赤道波動向東傳、頻率為負(左側)代表赤道波動向西傳。顏色表示 OLR 變異數，單位為 $\text{W}^2 \text{ m}^{-4}$ 。	30
圖 2.3 11 月至 4 月熱帶地區 SPCAM OLR 去除周年變化後的波數-頻率圖。縱軸為波數，橫軸為頻率，頻率為正(右側)代表赤道波動向東傳、頻率為負(左側)代表赤道波動向西傳。顏色表示 OLR 變異數，單位為 $\text{W}^2 \text{ m}^{-4}$ 。	31
圖 2.4 11 月至 4 月熱帶地區 CAM OLR 去除周年變化後的波數-頻率圖。縱軸為波數，橫軸為頻率，頻率為正(右側)代表赤道波動向東傳、頻率為負(左側)代表赤道波動向西傳。顏色表示 OLR 變異數，單位為 $\text{W}^2 \text{ m}^{-4}$ 。	32
圖 2.5 11 月至 4 月熱帶地區 NOAA 衛星 OLR 隨 MJO 相位變化，顏色代表 OLR 在 MJO 期間的距平，藍色表示 OLR 為負距平(雲量較多)，單位為 W m^{-2} ，右邊天數表示 1998 至 2015 年中該相位之天數(包含 MJO 振幅<1 的情況)。. .	33
圖 2.6 11 月至 4 月熱帶地區 SPCAM OLR 隨 MJO 相位變化，顏色代表 OLR 在 MJO 期間的距平，藍色表示 OLR 為負距平(雲量較多)，單位為 W m^{-2} ，右邊天數表示 SPCAM 模擬 20 年中該相位之天數(包含 MJO 振幅<1 的情況)。34	34



圖 3.1 節錄自 Peatman et al. (2014)論文。北半球冬半年(11 月至 4 月)海洋大陸地區 TRMM 3B42 HQ 日平均雨量隨 MJO 相位變化，紅色代表負距平、藍色代表正距平，單位為 mmday^{-1} ，從左下角開始逆時針依序為 MJO 相位 1 到 8。 35

圖 3.2 北半球冬半年(11 月至 4 月)海洋大陸地區 SPCAM 日平均雨量隨 MJO 相位變化，紅色代表負距平、藍色代表正距平，單位為 mmday^{-1} ，從左下角開始逆時針依序為 MJO 相位 1 到 8。 36

圖 3.3 SPCAM 中，西 MC 地區(-8S~10N 100E~122E)海陸合成平均所選定的海洋及陸地網格分布，灰色為陸地網格。 36

圖 3.4 11 月至 4 月 TRMM(內插到水平解析度 2.8 度)在西 MC 地區 (圖 3.3 區域) 平均降水(上圖實線)、日夜週期降水振幅(上圖虛線)和 NOAA OLR(下圖)隨 MJO 相位的變化，藍色為海洋網格平均、紅色為陸地網格平均，降水單位為 mmday^{-1} ，OLR 單位為 Wm^{-2} 。 37

圖 3.5 11 月至 4 月 SPCAM 在西 MC 地區平均降水(上圖實線)、日夜週期降水振幅(上圖虛線)和 OLR(下圖)隨 MJO 相位的變化，藍色為海洋網格平均、紅色為陸地網格平均，降水單位為 mmday^{-1} ，OLR 單位為 Wm^{-2} 。 38

圖 3.6 11 月至 4 月 SPCAM 在西 MC 地區的各項變數隨 MJO 相位的變化(黑線表示區域平均、藍線表示海洋網格平均、紅線表示陸地網格平均) (a)OLR (b) 平均降水 (c) 整層大氣垂直積分 MFC (d) 地表太陽短波輻射 (e) 陸地可感熱通量 (f) 海洋潛熱通量 (g) 近地表風速。其中降水及 MFC 單位為 mmday^{-1} ，風速單位為 ms^{-1} ，其餘單位為 Wm^{-2} 。 39

圖 4.1 節錄自 Mori et al.(2004)論文 (a) 分析蘇門答臘島所選取的地區，顏色為地勢高度，單位 m (b) TRMM 蘇門答臘島日夜週期性降水圖，顏色為降水量，單位 mmhr^{-1} ，縱軸為當地時間 LCT，橫軸為距離西南側海岸多遠(向西南方為正，島嶼寬約 350km，故定義距離海岸線 350km 為近海，超過 350km 為外海) 40



圖 4.2 11 月至 4 月 TRMM 蘇門答臘島日夜週期性降水圖，顏色為降水量，單位 mm day^{-1} 、縱軸為當地時間 LCT、橫軸為距西南側海岸距離(向西南方為負)，單位 km，黑色框為島嶼陸地部分。.....	41
圖 4.3 11 月至 4 月 SPCAM 蘇門答臘島日夜週期性降水圖，顏色為降水量，單位 mm day^{-1} 、縱軸為當地時間 LCT、橫軸為距西南側海岸距離(向西南方為負)，單位 km，黑色框為島嶼陸地部分。.....	42
圖 4.4 11 月至 4 月 SPCAM 蘇門答臘島有雲(以雲冰+雲水量 $> 10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$ 視為有雲)時間佔所有時間比的日夜週期變化，縱軸左為壓力座標(hPa)、右為高度座標(km)，橫軸為距西南側海岸距離，單位 km，黑色框為島嶼陸地部分，由左上至左下為當地時間 9 至 18 時，右上至右下為當地時間 21 至隔日 6 時。...	43
圖 4.5 11 月至 4 月 TRMM 蘇門答臘島日夜週期性降水隨著 MJO 變化，顏色為降水量，單位 mm day^{-1} 、縱軸為當地時間 LCT、橫軸為距西南側海岸距離，單位 km，黑色框為島嶼陸地部分，從左下角開始逆時針依序為 MJO 相位 1 到 8。.....	44
圖 4.6 11 月至 4 月 SPCAM 蘇門答臘島日夜週期性降水隨著 MJO 變化，顏色為降水量，單位 mm day^{-1} 、縱軸為當地時間 LCT、橫軸為距西南側海岸距離，單位 km，黑色框為島嶼陸地部分，從左下角開始逆時針依序為 MJO 相位 1 到 8。.....	45
圖 4.7 11 月至 4 月 SPCAM 蘇門答臘島地區(10S-10N 95E-110E)緯向風垂直分布圖，(a)為蘇門答臘島冬半年緯向風氣候平均值，(b)為蘇門答臘島不同 MJO 相位時，緯向風垂直分布，顏色代表不同相位，相位 1、3、5、7 分別為紅、橙、綠、藍，單位 ms^{-1} 、縱軸為氣壓(hPa)。.....	46
圖 5.1 SPCAM 中 MC 地區海洋及陸地各項變數在 MJO 不同相位的變化示意圖。圖框下方標示著 MJO 相位，島嶼顏色表示地表溫度，雲朵大小表示雲量多寡，藍色雨絲表示 MJO 期間降水正距平發生在島上或海上，黑色箭頭為向陸地網格輻合的水氣輻合通量，黃色箭頭為陸地地表接收到的向下太陽短波輻射通	

量，紫色箭頭為陸地地表放出的向上長波輻射通量，藍色箭頭為海洋表面放出的向上潛熱通量。.....

47



第一章 前言



海洋大陸地區(Maritime Continent, MC)為影響全球大氣環流的重點區域(Simpson et al., 1993 ; Neale and Slingo, 2003)。其上的熱帶對流是由多個時間尺度組成的，從日夜週期時間尺度到季內振盪時間尺度。特別是在日常時間尺度上，海洋大陸地區因為有著眾多的島嶼和淺海，其複雜的地形地貌、漫長的海岸線、海陸熱容量的對比，使得海洋大陸地區的日夜週期性降水所佔比例非常顯著(Yamanaka, 2016)。在季節內時間尺度上，冬季季內震盪現象(Madden-Julian Oscillation, MJO)是熱帶季節內變化的主要因素，MJO 由大規模向東傳遞的對流及環流異常組成，通常起源於印度洋並穿過 MC 至西太平洋，週期約 30-90 天(Zhang, 2005)。

許多研究表明了 MJO 對 MC 日夜週期的影響(Rauniyar and Walsh, 2011 ; Peatman et al., 2014 ; Birch et al., 2016)。Rauniyar and Walsh (2011)指出，當 MJO 對流活躍區在印度洋以上時，在 MC 島嶼上的降水量及其日夜週期達到最大值，這是由於在相對不穩定的環境中發生的太陽日曬量大，造成較高的濕靜能(Moist Static Energy, MSE)供應、海陸風環流增強。隨後，隨著 MJO 的對流活躍區到達 MC，雲量增加並且日照逐漸減小，這反過來削弱了島嶼上的降水。

Peatman et al. (2014)分析 TRMM 衛星降水觀測資料，更進一步發現 MJO 通過海洋大陸時，隨著 MJO 相位的演進，MC 在海洋和陸地上的日平均降水及降水的日夜週期振幅會有不同的反應：在 MJO 對流活躍區接近 MC 時，MC 海洋和大陸地區平均降水量會上升，MJO 離開時會下降；而 MC 的陸地平均降水會比海洋早達到峰值；MJO 對流區離開 MC 時，陸地平均降水也比海洋早達到低值，而降水日夜振幅的反應和平均降水表現一致。

Birch et al. (2016)利用高解析區域氣候模式模擬 MJO 期間 MC 地區的降水現象，結果如圖 1.1 所示，由上至下分別是(a)西 MC 地區平均向外長波輻射(outgoing longwave radiation, OLR) (垂直坐標軸經過翻轉) (b)海、陸平均降水 (c)整層大氣

垂直積分水氣通量輻合(moisture flux convection, MFC) (d) 西 MC 地區平均地表太陽短波輻射 (e) 陸地可感熱通量 (f) 海洋潛熱通量。圖 1.1(a) 指出 OLR 在相位 3 達極值，圖(b) 顯示陸地平均降水變化相位領先於海洋，分析指出圖 1.1(c) 在相位 2(MJO 抵達西 MC 地區前) 有最大的 MFC，有利於陸地對流性降水的增加。而在相位 5 時，圖 1.1(d)(e)(f) 因為地表接受太陽短波輻射減少、陸地可感熱通量減少而不利於陸地對流性降水，但海洋潛熱通量的提高使得海洋降水有第二高峰。Birch et al. (2016) 使用高解析區域模式，指出 MJO 經過 MC 時，海洋上降水變化是由 MJO 大尺度環流通過控制輸送到 MC 區域的水氣量、大氣穩定性和近地表風速強弱影響海洋潛熱通量所致。

目前全球模式對於海洋大陸上的降水以及 MJO 訊號模擬上有顯著偏差。Yang and Slingo(2001) 指出傳統全球環流模式(General Circulation Model, GCM) 在模擬 MC 的降水有著顯著偏差；大多數的全球模式在模擬 MJO 經過 MC 的表現非常不佳(Neale and Slingo, 2003; Kim et al., 2009; Hung et al., 2013)。特別是許多模式中的 MJO 並不會通過 MC，且 MJO 強度太弱也移動太快(Hartmann and Hendon, 2007)。

Kim et al. (2009) 指出，多重尺度全球模式(Super-Parameterized Community Atmosphere Model, SPCAM) 和傳統 GCM 相比，在 MJO 的降水、雲量、高低層東西向風速距平以及向東傳遞經過 MC 的過程等都有接近觀測的模擬。Pritchard and Somerville (2009) 指出，SPCAM 在日夜週期性降水特徵比傳統 GCM 改善許多(尤其是在海陸交界的地區明顯改善)，包含降水峰值時間、降水強度、降水持續時間等。

眾多前人研究指出當 MJO 經過 MC 地區時，海洋及陸地的降水反應並不相同，其上的日夜週期性降水也會隨之變化。而 SPCAM 相較於傳統 GCM 可以模擬更好的 MJO 訊號以及日夜週期性降水。本研究將使用 SPCAM 進行長期氣候模擬，瞭解模式中 MJO 經過 MC 時的海洋、陸地降水反應以及其上日夜週期性降水的變化。本研究的目的有三，(1) 從衛星觀測分析 MC 地區的日夜週期性降水在 MJO 期間的

變化，(2)了解多重尺度全球氣候模式 SPCAM 在 MC 地區是否能掌握 MJO 與日夜週期性降水之間的交互作用，(3)藉由模式分析在 MJO 期間影響 MC 地區海洋、陸地降水差異的因素。第二章介紹 SPCAM 模式、觀測資料、數據處理與分析方法。第三章呈現觀測及模式中 MJO 與 MC 地區平均降水的特徵。第四章呈現觀測及模式中 MJO 與 MC 地區日夜週期性降水的特徵。第五章為討論上述特徵的可能機制。最後第六章為總結與未來展望。

第二章 數據與方法



2.1 SPCAM 模式介紹

本研究中使用的多重尺度全球是 Super-Parameterized Community Atmosphere Model (SPCAM) v3.0 (Khairoutdinov et al., 2005)。它在每個全球模式網格中嵌入一個二維(x-z 方向)雲解析模式(cloud-resolving model, CRM)來取代傳統的積雲參數化、雲量參數化與雲微物理參數化過程，可以解析次網格內中尺度雲雨對流過程，並回傳雲雨對流產生的熱力趨勢項給全球網格尺度，而模式中其他動力及物理過程則與傳統的全球環流模式 (Community Atmosphere Model 3.0)相同。

SPCAM 相對於使用傳統積雲參數化的 CAM，具有幾個重要優勢：可以在微物理尺度和雲動力尺度兩種尺度之間有更好的連結；可以解析雲動力尺度的下沉氣流和中尺度效應。然而 SPCAM 也有幾個缺點：運算時間和 CAM 相比大約慢了 200 倍；地表通量的計算和地形的影響仍然使用全球網格尺度的傳統參數化計算，即地表通量是使用全球網格的風場來計算，故 CRM 中的對流過程（陣風鋒面或下沉氣流）所引起的蒸發增加並不會反應在地表通量上(Thayer-Calder and Randall, 2009)。

許多研究表明 SPCAM 模擬比 CAM 3.0 更接近觀測，包括模擬降水日夜週期上的峰值發生時間及振幅(圖 2.1)、MJO 訊號(圖 2.2、圖 2.3、圖 2.4)、MJO 東傳過程(圖 2.5、圖 2.6)、垂直結構(Pritchard and Somerville, 2009 ; Kim et al., 2009 ; Benedict and Randal, 2009)。觀測及 SPCAM 降水日夜週期上的峰值發生時間及振幅如圖 2.1 所示，顏色代表 24 小時週期波的峰值發生時間(當地時間)，飽和度代表 24 小時週期波在佔所有週期和諧波之比例，可發現觀測與 SPCAM 的日夜週期峰值時間同樣在 MC 地區陸地上為深夜、近海為清晨、遠海為下午時段，且日夜週期佔比同樣在 MC 東北側開放洋上較小。觀測與模擬 MJO 訊號如圖 2.2、圖 2.3、圖 2.4 热帶地區 OLR 的波數-頻率圖，頻率為正(右側)代表赤道波動向東傳、頻率為負(左側)代表赤道波動向西傳，顏色表示 OLR 變異數，可發現觀測上(圖 2.2)在



波數 1 有向東傳遞的頻率 0.01 到 0.03 之間(即週期 30 到 90 天)的赤道波動，而在 SPCAM(圖 2.3)也有強度相當的相同波數頻率波動，在 CAM(圖 2.4)中則沒有強度相當的向東傳遞赤道波動。

觀測與模擬 MJO 訊號如圖 2.5、圖 2.6 OLR 隨 MJO 相位變化所示，顏色代表 OLR 在 MJO 期間的距平，藍色表示 OLR 為負距平(雲量較多)，可發現 MJO 對流活躍區之 OLR 強度及移動速度在 SPCAM 和觀測上相當，但在抵達 MC 地區的時間有差異，在觀測上相位 4 時 MJO 對流活躍區抵達 MC 地區，而 SPCAM 是在相位 3 時 MJO 抵達 MC 地區。

本研究使用的全球網格解析度在水平方向每個網格間格 2.8 度，垂直方向 30 層，積分時步 30 分鐘；在每個全球網格內所嵌入的雲解析模式為水平解析度 4 km 共 32 格，水平週期性循環邊界，垂直 23 層，積分時步 20 秒。使用代表西元 2000 年之海溫氣候資料驅動，進行 20 年 4 個月的氣候模擬，前 4 個月當作模式調整期，只分析最後 20 年的模擬結果。

2.2 觀測資料

2.2.1 TRMM 衛星降水資料

本研究使用 1998 至 2015 年 Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) 3B42 v7，3B42 產品同化了多顆衛星的微波和紅外線降水估計值，以時間解析度 3 小時和水平解析度 0.25 度提供地面降水量，本研究使用微波波段反演所得的高質量 (high quality, HQ) 降水數據。在後面的章節為了和模式做比較，對 TRMM 降水觀測內插到 SPCAM 的網格上，利用的內插方法是保守內插法 (conserved interpolate)，保守內插法對於降水這種空間變異度大的二維資料在對時間做積分時，比線性內插法會有較好的表現

(<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data-tools-and-analysis/regridding-overview>)

。

2.2.2 NOAA 衛星 OLR 資料

使用 1998 至 2015 年 NOAA 衛星 OLR 日平均資料作為觀測雲量參考，用以直接比對模式中 OLR 值以及作為觀測上合成 MJO 相位的參考，水平解析度每格 2.5 度。



2.2.3 NCEP 再分析風場資料

使用 1998 至 2015 年 NCEP reanalysis 2 的 200hPa 和 850hPa 水平 u 風場日平均資料作為觀測上合成 MJO 相位的參考，水平解析度每格 2.5 度。上述觀測資料皆使用 1998 至 2015 年北半球冬半年(11 月至 4 月)作分析，係因為北半球冬季是 MJO 最活躍的時期。

2.3 分析方法

2.3.1 MJO 相位

將北半球冬半年間 200hPa、850hPa 水平 u 風場以及 OLR 的日平均資料距平作 20 至 100 天的帶通濾波，再取南北緯正負 15 度之間作經向平均，三組資料經過相同處理後一起作 combined EOF 分析可得出 RMM index (Wheeler and Hendon, 2004)。根據 RMM index 可將 MJO 分成 8 個相位。本研究僅分析 MJO 振幅強度大於 1 的日子，如 (1) 式。

$$\sqrt{(RMM1)^2 + (RMM2)^2} > 1 \quad (1)$$

表 1 呈現觀測以及模式中 MJO 振幅強度大於 1 的相位天數，MJO 振幅強度大於 1 的總天數在觀測上 18 年間為 2035 天，平均一年 113 天，SPCAM 模擬 20 年總天數為 2428 天，平均一年 121 天。

表 2 呈現 MJO 發生的次數，將 MJO 振幅強度大於 1 且傳遞了至少三個相位的 MJO 天數定義為一次 MJO 事件，在觀測上 18 年間發生 59 次 MJO 事件，平均一個冬半年發生 3.27 次，SPCAM 模擬 20 年共發生 67 次 MJO 事件，平均一個冬半年發生 3.35 次。若一次 MJO 事件在通過 MC 地區的前後一個相位(觀測為相位 3、5，模式為相位 2、4)時，兩相位振幅強度皆 >1，則定義此次 MJO 事件有通過 MC



地區，觀測 18 年間有 46 次通過 MC 的 MJO 事件，SPCAM 模擬 20 年則發生 52 次通過 MC 的 MJO 事件。觀測與模式平均一年發生 MJO 的次數相近，且振幅強度大於 1 的天數相近，代表 SPCAM 在模擬 MJO 的發生頻率以及強度變異上也與觀測相近。

2.3.2 日夜週期性降水

將降雨量對 MJO 不同相位作平均得到各相位下 24 小時的日夜週期性降水，再利用快速傅立葉轉換(fast Fourier transform, FFT)得到 24 小時週期 sine 波，即可計算出在 MJO 不同相位下的日夜週期性降水振幅(r_d)及降水峰值時間(t_0)

$$r = \bar{r} + r_d \cos \left\{ \frac{2\pi}{\tau} (t - t_0) \right\} + \text{高頻項}$$

其中 $\tau = 24$ 小時， \bar{r} 是日平均降水。

第三章 MJO 與平均降水



對觀測(TRMM)以及模式(SPCAM)資料做同等處理，將北半球冬半年(11月至4月)海洋大陸地區(80E~180E、20S~20N)降水對MJO八個相位之天數平均可得MJO八個相位時的日平均降水，再計算出MC地區MJO八個相位中的日平均降水距平，如圖3.1(節錄自Peatman et al., 2014)、圖3.2，紅色代表負距平、藍色代表正距平，從左下角開始逆時針依序為MJO相位1到8。從觀測上(圖3.1)可發現在相位1時，MC地區海洋上降水呈現最大負距平 5 mmday^{-1} ，西MC陸地(蘇門答臘島、婆羅洲)上則呈現降水些微正距平 1 mmday^{-1} ；相位4時，整個MC皆呈現降水正距平，其中陸地是些微正距平 1 mmday^{-1} ，海洋則是最大正距平 5 mmday^{-1} ；相位5時，海洋上持續為最大正距平 5 mmday^{-1} 、西MC陸地則為降水最大負距平 5 mmday^{-1} 。模式中(圖3.2)亦可發現在相位1時，MC地區海洋上降水呈現中等負距平 2 mmday^{-1} ，西MC陸地上則呈現降水些微正距平 1 mmday^{-1} ；相位3時，整個MC皆呈現降水正距平，陸地與海洋正距平皆大於 3 mmday^{-1} ；相位5時，海洋上降水約為平均值、西MC陸地則為些為負距平 1 mmday^{-1} ；相位7時整個MC皆呈現降水負距平，陸地中等負距平 2 mmday^{-1} ，海洋為最大負距平 3 mmday^{-1} 。

搭配圖2.2、圖2.3的熱帶地區OLR在MJO期間距平圖，OLR負距平區即是MJO對流活躍區，可知在觀測上MJO對流活躍區約於相位4達到MC地區，而模式中約是在相位3達到MC地區。之後在比較觀測及模式時，會分別由相位4以及相位3來做為觀測及模式中MJO對流活躍區抵達MC的時間點。因此不論觀測或模式中皆可發現MJO抵達MC前，海洋上呈現降雨負距平而陸地上是正距平；MJO離開MC時，海洋上持續呈現正距平而陸地開始出現負距平。

針對西MC地區(-8S~10N、100E~122E)做更進一步的分析，圖3.3呈現SPCAM模式中在西MC地區的海陸網格分佈的情形，灰色代表陸地網格。為了比較觀測與模式，在此將TRMM降水內插至SPCAM網格大小($2.8^\circ \times 2.8^\circ$)。圖3.4、圖3.5分別為觀測和模式在西MC地區日平均降水、日夜週期降水振幅和OLR隨



MJO 相位的變化，紅線為陸地網格平均、藍線為海洋網格平均，上半圖實線為日平均降水、虛線為日夜週期降水振幅，下半圖為 OLR。根據 OLR 最小值的相位做為判斷 MJO 對流活躍區壟罩在西 MC 地區的相位，從圖 3.4 可發現觀測上 MJO 在相位 4 抵達西 MC 地區，且海洋和陸地 OLR 隨 MJO 經過的表現特徵一致。對照上半圖日平均降水的變化，海洋上降水與 OLR 變化一致，降水(OLR)在相位 4 有極大(小)值、相位 8 有極小(大)值，即海洋上平均降水變化主要是受到 MJO 對流活躍區的直接影響。另外，此圖呈現了前段所提及西 MC 在 MJO 期間陸地平均降水與海洋不同反應的現象，可發現陸地平均降水相位領先海洋，在 MJO 對流活躍區到達前即出現最大值，而陸地日夜週期性降水振幅也與陸地平均降水呈現同相位的變化。

從圖 3.5 看模式西 MC 降水隨 MJO 的變化也可以發現和觀測一致的情況，模式中 MJO 在相位 3 抵達西 MC 地區，海洋和陸地的 OLR 表現一致：在相位 3 達最小值、相位 7 達最大值。模式與觀測上表現特徵一樣的有：(1)海洋上降水與 OLR 變化一致、(2)陸地平均降水相位領先海洋、(3)陸地日夜週期性降水振幅與陸地平均降水呈現同相位的變化、(4)陸地平均降水最大最小值同樣相差 4 mm day^{-1} 、(5)陸地日夜週期振幅最大最小值同樣相差 2 mm day^{-1} 。模式與觀測上不同之處為(1)MJO 抵達前，觀測的陸地平均降水比海洋最多相差 3.5 mm day^{-1} ，模式的陸海平均降水最多相差 3 mm day^{-1} 、(2)海洋日夜週期振幅隨 MJO 相位的變化幅度，觀測海洋日夜週期振幅最大最小值相差 1.5 mm day^{-1} ，模式最大最小值只相差 0.5 mm day^{-1} 。

圖 3.6 是模式西 MC 地區各項變數隨 MJO 相位的變化(黑線表示西 MC 地區平均、藍線表示海洋網格平均、紅線表示陸地網格平均)，由上至下分別是(a)西 MC 地區平均 OLR(垂直坐標軸經過翻轉) (b)海、陸平均降水 (c)海、陸整層大氣垂直積分 MFC (d)西 MC 地區平均地表太陽短波輻射 (e)陸地可感熱通量 (f)海洋潛熱通量 (g)西 MC 地區平均近地表風速。首先 OLR 最小值發生在相位 3，代表 MJO 對流活躍區壟罩在西 MC 地區上的時期，相位 1、2 代表 MJO 對流活躍區位在東



印度洋上即將進入西 MC 地區，相位 4、5、6 代表 MJO 對流活躍區從即將離開西 MC 地區到抵達西太平洋的過程。

從圖 3. 6(a)(b)可知，海洋平均降水的相位變化大致上與西 MC 地區平均 OLR 變化一致，而陸地平均降水峰值領先海洋，在相位 8、1、2 比海洋平均降水多約 3 mm day^{-1} ，在相位 5、6 比海洋少約 1 mm day^{-1} 。

比較圖 3. 6(a)(d)可發現，平均地表太陽短波輻射受到 OLR 變化的直接影響，西 MC 地區在相位 3 時受到 MJO 對流活躍區壟罩，雲量最多(OLR 值最小)、地表太陽短波輻射最少，反之在相位 7 時亦然。而比較圖 3. 6(e)(f)可發現陸地可感熱通量與地表短波輻射變化一致，陸地可感熱通量可代表陸地地表溫度(圖未呈現)，代表陸地在雲量少時受到較多太陽短波輻射，使地表平均溫度上升，並反應在可感熱通量，而模式中海洋溫度是給定的。因此在短波輻射收支上並未發現足以影響陸地在 MJO 抵達前即有平均降水上昇的有利因素。

圖 3. 6(f)是海洋上潛熱通量的變化，可發現在 MJO 離開西 MC 時，海洋潛熱通量來到最大值，發現此與海洋近表面風速表現一致(圖 3. 6g)，海洋近表面風速在 MJO 抵達前維持低風速，在 MJO 離開時達到最大風速，係因為北半球冬半年 MC 地區低層平均風場為西風，而 MJO 抵達前在 MC 地區會有低層東風距平，使整體低層風速較小，在 MJO 離開 MC 地區時會有低層西風距平，使 MC 地區低層風速較大，使海洋上提供更多潛熱通量(和 MJO 抵達前相比約提高 15% 量值)，並使海洋上降水較陸地增加(約比陸地多 18% 降水量)。

從圖 3. 6(c)可發現陸地水氣通量輻合(MFC)在相位 8、1、2 為正且較海洋上多約 2 mm day^{-1} 。在相位 4、5 時海、陸水氣通量輻合一樣且由正轉負，此時 MJO 對流活躍區離開西 MC 地區，環境轉為不利對流降水。850 hPa 以下的水氣通量輻合與整層相似(圖未呈現)，亦即在環降有利於降水時(水氣通量輻合為正值)，即低層水氣通量輻合是陸地與海洋平均降水差異的主要因素之一。

綜合上述所述，在 MJO 通過期間 MC 陸地和海洋日平均降水峰值大小、海陸峰值的相位差、陸地的降水日夜週期振幅大小及變化幅度和 TRMM 衛星降水觀測



有一致的表現；海洋上降水日夜週期振幅的變化幅度則為觀測結果的 33%。MJO 期間 MC 海洋降水主要是由大規模環流所主導，在 MJO 離開 MC 時，由於近地表風速相較於 MJO 到達前增加 1ms^{-1} ，造成海洋潛熱通量提高 15%，導致此時海洋上降水較陸地多 18%，這點與 Birch et al. (2016)所提出的機制一致。在陸地上，MJO 到達前降雨出現峰值的原因是由於此時陸地低層水氣通量輻合較海上多 2 mmday^{-1} ，而陸地日夜週期性降水較海上增加 2 mmday^{-1} ，且平均降水較海上增加 3 mmday^{-1} ；MJO 離開 MC 時，陸地低層水氣通量輻合較 MJO 到達前減少 5 mmday^{-1} ，使得陸地平均降水減少 4 mmday^{-1} 。

第四章 MJO 與日夜週期性降水



4.1 海洋大陸之日夜週期性對流系統

在上一章討論過平均降水受到 MJO 來臨前後輻射收支及水氣通量的變化後，在本節將進一步了解西 MC 地區的日夜週期性降水在 MJO 期間所扮演的角色。

Mori et al. (2004) 時使用 TRMM 降水資料對蘇門答臘島全年的日夜週期性降水分析 (圖 4.1)，在此同樣使用 TRMM 降水資料對相同地區先做北半球冬半年平均的日夜週期性降水分析，下一節再依 MJO 相位分析 MJO 對蘇門答臘島日夜週期性降水的影響。

圖 4.1 節錄自 Mori et al. (2004) 之研究，圖 4.1 (a) 是西 MC 地區地勢高度圖，黑框所選取的範圍為分析區域，(b) 為 TRMM 降水資料 (沒有經過內插處理的原始資料) 沿平行蘇門答臘島海岸線做平均可得，橫軸是距西南側海岸線之距離，縱軸為當地時間，雨量單位為 mmhr^{-1} 。蘇門答臘島寬約 350 km，故定義距離海岸線 350 km 為近海，超過 350 km 為外海。

圖 4.2 為北半球冬半年蘇門答臘島 TRMM 降水，橫軸是距西南側海岸線之距離，縱軸為當地時間，黑框為蘇門答臘島陸地所佔範圍。圖 4.2 和圖 4.1(b) 相比降水特徵一致：在蘇門答臘陸地上當日強降水約是當地時間 18 時，開始從西南側海岸發展，並向東北方海岸、西南側近海傳遞。隔日 3 時傳遞到東北側海岸形成強降水，同時在西南側近海形成強降水。9 時西南側近海降水傳遞到西南側外海但強度略減，東北側近海只剩弱降雨。

圖 4.3 為 SPCAM 北半球冬半年蘇門答臘島降水，橫軸是距西南側海岸線之距離 (一格 2.8 度)，縱軸為當地時間。在 SPCAM 中蘇門答臘島嶼陸地部分佔兩格 (參照圖 3.3 SPCAM 海陸網格分布圖)，因為模式解析度較衛星觀測低，因此強降雨的量值較小 (但前一章將衛星觀測內插至模式解析度後其兩者降水強度量級一致)。從圖 4.3 可觀察到蘇門答臘島日夜週期降水特徵與圖 4.2 的觀測一致，陸地上強降水約 18 時從西南側海岸發展，向東北方海岸、西南側近海傳遞。隔日 3 時在東



北側海岸形成強降水，同時在西南側近海形成強降水。9 時西南側近海降水傳遞到西南側外海強度略減，東北側近海同樣為弱降雨。和觀測比較不一樣的是向東北方傳遞的降水，在 9 時及 12 時模式中有持續傳遞至東北方近海的弱降水，即是在模式裡向西南方及東北方的傳遞距離相當對稱但向西南方的降水強度較強，和觀測比則是高估向東北方傳遞的距離。由於蘇門答臘島的地形為平行海岸線的陡峭山脈，在模式中較低的解析度使得山脈地形較為平滑，故可能是模式高估降水向東北方傳遞距離的因素之一。綜上所述，表明 SPCAM 在蘇門答臘島的日夜週期性降水有非常好的再現度以及降水自西南側海岸向東北方傳遞的距離可能和模式地形在不同解析度下的表現有關。

圖 4.4 為北半球冬半年 SPCAM 蘇門答臘島地區雲量垂直分布的日夜變化，以雲冰加上雲水的總和混合比大於 $10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$ 視為有雲，呈現了整個冬半年期間雲量佔時間比的日夜週期變化，可發現海洋上低層(850 hPa)終日有低雲存在，中、高層雲量有較明顯的日夜變化。陸地上 18 時在西南側海岸出現中高層雲量增多，可能為陸地深對流發展的雲系，並向西南近海、東北海岸兩側發展。隔日 6 時東北海岸深對流雲已消散，而西南近海深對流雲發展旺盛，陸地上低雲減少。9 時陸地上幾乎無雲，西南近海深對流雲隨後逐漸消散。

比較 SPCAM 日夜週期性的降水(圖 4.3)與雲量(圖 4.4)，SPCAM 的日夜週期性降水時間自 18 時在西南海岸開始發展，此時恰好是西南側海岸中層(500 hPa)雲量開始發展的時間。在 6 時及 9 時弱降水向東北方近海傳遞的過程，中層雲量並未一起傳遞至東北方，而是中低層(700 hPa)雲量傳遞至東北方。在 9 時是島嶼上降水最少的時期，同時島嶼上低層雲量最少。在 3 時及 6 時強降水在西南近海發展，同時西南近海中層雲量增加。綜上所述，日夜週期性的強降水與中層雲量有密切相關，且降水極大值的時間與中層雲量極大值的時間一致。而弱降水的傳遞則是和中低層的雲量傳遞有關。SPCAM 中不同高度的雲量與降水的強弱及傳遞有很好的密切相關。



圖 4.7(a)為 SPCAM 在蘇門答臘島地區冬半年緯向風氣候平均值的垂直分布圖，比較圖 4.4 與圖 4.7(a)，陸地雲量在 18 時開始發展，在隔日 3 時至 12 時可以看到 600~800 hPa 中低雲系統從陸地傳遞至東北近海，是由於受到環境風場 500~800 hPa 的西風吹送所致。而深對流雲受到 500 hPa 以上高層東風吹送，400~300 hPa 的雲量在 18 時至隔日 3 時向西南近海延伸增多。SPCAM 中不同高度雲量的傳遞與環境垂直風場有密切相關。

4.2 MJO 對海洋大陸日夜週期性降水之影響

前一節分析北半球冬半年蘇門答臘島日夜週期性降水的氣候平均，這節將探討在 MJO 期間蘇門答臘島上日夜週期性降水的變化。

圖 4.5 為蘇門答臘島在 MJO 期間 TRMM 降水變化圖，黑框為蘇門答臘島陸地所佔範圍，從左下角開始逆時針依序為 MJO 相位 1 到 8。此圖有包含圖 3.4 所提過的特徵，陸上平均降水在相位 1、2、3 漸增至最大雨量，而海上平均降水則是在相位 4 達最大雨量，相位 5 時海上平均降水量大於陸上平均降水量。此外還可以看到日夜週期性降水自西南側海岸發展後向西南、東北傳遞過程隨 MJO 相位的變化，在 MJO 對流活躍區即將抵達蘇門答臘島時(相位 1、2)，雨量向西南側近海傳遞而未向東北方傳遞。MJO 對流活躍區抵達蘇門答臘島時(相位 3、4)可以發現雨量向西南近海傳遞並且使西南外海在當地白天時產生降水，同時雨量也向東北側近海傳遞。當 MJO 對流活躍區離開蘇門答臘島時，除了平均雨量變小之外，雨量向西南側近海傳遞的過程消失，只剩下雨量從西南側海岸向東北側海岸傳遞的訊號，而西南側近海的雨量並不是由西南側海岸傳遞過去所致。最後在 MJO 相位 7、8 時蘇門答臘島處於 MJO 對流抑制區，陸上仍有從西南側海岸發展的降水，僅向東北側海岸傳遞，西南近海幾乎無降水。

圖 4.6 與圖 4.5 呈相似內容但為 SPCAM 的結果。模式中 MJO 對流活躍區抵達蘇門答臘島約是在相位 3，可發現在 MJO 對流活躍區抵達前(相位 1、2)，雨量自西南側海岸向西南近海及向東北近海傳遞，且西南近海雨量較東北近海雨量大。



在相位 3 雨量向西南近海傳遞並且使西南外海在當地白天時產生降水，同時雨量也向東北側近海傳遞。當 MJO 對流活躍區離開蘇門答臘島(相位 4、5)時，雨量一樣從西南海岸向西南近海及東北近海傳遞，但和相位 1、2、3 相比，海上陸上雨量皆較小。相位 6 呈現有趣的狀態，西南近海有降水的最大值，比西南海岸雖然降水時間較西南近海早但雨量較小。相位 7、8 則是整體雨量較小但仍是西南海岸同時向西南、東北傳遞。

比較觀測和模式，觀測上 MJO 抵達前雨量從西南側海岸向西南近海傳遞，沒有向東北近海傳遞；MJO 抵達時雨量同時向東北和西南近海傳遞，且可傳遞影響至西南外海；MJO 離開後雨量只在島嶼上向東北海岸傳遞，幾乎不傳遞至近海(無論西南側或東北側)。模式無論何時皆是從西南側海岸同時向西南及東北近海傳遞，在 MJO 抵達前可看到雨量向西南近海傳遞訊號較明顯；MJO 抵達時和觀測相同可傳遞影響至西南外海；MJO 離開後雨量只傳遞至西南及東北側近海岸並無擴張至外海。

圖 4. 7(b)為不同 MJO 相位時，SPCAM 在蘇門答臘島地區緯向風垂直分布，顏色代表不同相位，相位 1、3、5、7 分別為紅、橙、綠、藍。比較圖 4. 6 與圖 4. 7(b)，在相位 1 時，MJO 對流活躍區尚在印度洋上，MJO 東側低層為東風距平，故蘇門答臘島地區是整層東風，此時日夜週期性降水自陸地發展後向西南近海傳遞，而可能因為此時環境風切小(高低層風切約 1 ms^{-1})，不利於中尺度對流發展及維持，故降水僅傳遞至西南側近海(約距離海岸 350 km)即消散。相位 3 時，MJO 對流活躍區籠罩蘇門答臘島，此時緯向風垂直分布與冬半年氣候值相近，以 600 hPa 為界，低層西風、高層東風，日夜週期性降水自陸地發展後向東北側近海及西南側外海傳遞。相位 5 時，MJO 離開 MC 地區，中低層(500 hPa 以下)為強西風，高層東風，此時期自陸地發展的日夜週期性降水強度小，降水向東北傳遞不明顯，但向西南側外海傳遞顯著，可能與此時期環境風切強(高低層風切達 6 ms^{-1})有關，降水傳遞至西南側外海(距離海岸超過 350 km)。相位 7 時，整層西風且高層幾乎無風，日夜週期性降水往西南傳不明顯，降水主要為向東北傳遞至東北側近海。



雨量從西南側海岸向西南及東北傳遞的過程推測和對流發展後受到環境高低層風向帶動有關，而降水在海洋上向西南方傳遞的距離以及日夜週期性降水持續時間可能與環境風切是否有利於中尺度對流發展有關。MJO 不同相位除了代表對流活躍區的移入移出，也代表著提供不同背景風場的環境，相關討論會在下一章詳述。

第五章 討論



在第三章中比較了海洋大陸地區日平均降水隨著 MJO 相位的變化，發現陸地日平均降水比海洋呈現不同的反應。第四章中，針對蘇門答臘島的日夜週期系統，發現 MJO 不同相位對日夜週期的對流系統有不同反應。本章將討論模式中這些現象發生的可能機制。

SPCAM 在次網格使用 2 維、水平 4 公里解析度共 32 格的雲解析模式來替換傳統積雲參數化方案，直接解析於次網格內對流發展的演變過程，而不會如傳統積雲參數化般在次網格對流發展過於單一化(如陸地日夜週期性對流過於和當地太陽時吻合)。

利用 SPCAM 預期會有較好的次網格對流過程的模擬，許多研究也指出 SPCAM 比傳統 GCM 在日夜週期性對流以及 MJO 有很好的模擬，並提出許多可能因素，包含能模擬 MJO 的發展過程中淺積雲、濃積雲的逸入逸出作用使深對流出現前低層大氣即有濕化加熱的特徵(Benedict and Randall, 2009)，能模擬 MJO 期間積雲、砧狀雲、層雲等雲屬同時存在時的加熱、濕化傾向(Zhu et al., 2009)，能模擬日夜週期性對流發展的積雲連續特徵(Pritchard and Somerville, 2009)。

在第三章檢視了西 MC 地區在 MJO 期間海洋及陸地的降水變化，發現 SPCAM 對於觀測上的降雨特徵有很好的掌握。MJO 所引起的雨量變化在海洋和陸地上有所不同，當 MJO 對流活躍區接近及離開 MC 時，這種差異是最大的。MJO 接近 MC 時，陸地平均降水比海洋多 2 mm day^{-1} ，同時陸地日夜變化的降水也比海洋多 2 mm day^{-1} ，MJO 離開 MC 時，海洋平均降水比陸地多 1 mm day^{-1} ，日夜變化降水幾乎無差異。

進一步分析 SPCAM 中環境場的變化發現造成此現象是分別由兩種因素產生，MJO 接近 MC 時，MJO 低層環流的東風異常會讓 MC 島嶼自東方洋面上帶來豐沛的水氣通量輻合。此時期陸地低層水氣通量輻合增加 2 mm day^{-1} ，再加上此時期 MJO 雲系尚未籠罩在 MC 上方，OLR 值仍大，MC 島嶼上原本旺盛的日夜週期性



對流因為有更多的低層水氣通量輻合使得日夜週期性降水增加 2 mm day^{-1} ，並反應在陸地的平均降水上。

當 MJO 離開 MC 時，雖然同樣會有低層環流的西風異常經過 MC 島嶼，但根據 Benedict and Randall (2009)所做出的 SPCAM 及觀測下的 MJO 垂直結構同樣指出，MJO 對流活躍區後方大氣呈現乾化且穩定的大氣結構，此時期 MC 地區的對流不穩定性已被消耗，大氣水氣含量為負距平，因此自西方洋面上所帶到 MC 島嶼上的水氣通量輻合為負值，故陸上降水減弱。而 Birch et al. (2016)提出 MJO 離開時還有雲量增加、陸地地表短波輻射減少的因素，會使中尺度環流減弱，此現象在 SPCAM 的模擬中並不明顯，故推測地表短波輻射相較於低層水氣通量輻合可能為模擬中影響 MJO 期間 MC 陸上降水的較次要因素。

MC 地區在北半球冬半年低層風場的氣候平均值為西風，MJO 接近時低層東風異常使低層風速量值較小，MJO 離開時低層西風異常使風速量值較大，大氣底層風速大小是影響洋面蒸發的主要因素之一，故洋面蒸發量(潛熱通量)呈現 MJO 離開時比接近時多 15 W m^{-2} 。雖然 MJO 離開時海洋及陸地的水氣通量輻合皆為負距平，但海洋上有較多的水氣提供，使得海洋上平均降水在 MJO 離開時比陸地多。

MJO 經過時的陸地與海洋降水特徵不同的因素可用圖 5.1 示意圖來呈現，相位 1 時由於向陸地的水氣通量輻合強、MC 地區雲量少日照強使陸地地表高溫，陸地水氣充沛加上地面高溫不穩定度大，容易發展中尺度對流，使得陸地降水為正距平；相位 3 時 MJO 對流活躍區壟罩，陸地雲量增多日照減少使地表溫度降低，但大尺度環流輻合提供利於對流發展的環境且向陸地水氣通量輻合強，陸地與海洋皆為降水正距平；相位 5 時 MC 西方的大氣乾化、向陸地的水氣通量輻合為負，雖然陸地雲量少日照多，但水氣供應為負距平，故陸地降水亦為負距平，海洋上水氣通量符合與陸地一樣呈現負距平，但因為 MJO 離開使近地表風速增加、洋面潛熱通量增加，故海上降水漸少幅度較陸地小而呈現降水正距平。

第四章探討了 MJO 經過時蘇門答臘島上的日夜週期性降水變化，日夜週期性降雨主要是從西南側海岸開始發展並向東北和西南方向傳遞，而隨著 MJO 的不同



相位，傳遞方向及強度會有所變化。

觀測上，在 MJO 接近時，雨量大多只向西南傳遞；MJO 犱罩時，同時向西南及東北傳遞；MJO 離開後，只向東北傳遞。這可能是因為 MJO 提供了不同的環境背景風場，島嶼海岸上生成的深對流雲受到不同環境的中低層風場吹拂而使雨區移動。

SPCAM 大致上有掌握到觀測上的傳遞特徵，雖然在 MJO8 個相位皆同時有降雨向東北及西南傳遞的訊號，但傳遞距離與降水強度隨 MJO 相位的變化還是大致符合觀測上的特徵。MJO 接近時，傳遞向西南近海的雨量較東北近海雨量大；MJO 犬罩時，同時向西南及東北傳遞且皆有傳遞至外海上的特徵。MJO 離開後，雨量同時向西南及東北傳遞，但和 MJO 接近時相比，海上陸上雨量皆較小，傳遞距離也較近，與觀測相符。

蘇門答臘島上日夜週期性降水向東北海岸傳遞的過程是受到中低層(1000 至 500hPa)環境風場所致(Yanase et al., 2017)，西南側海岸生成深對流雲受到中低層風場吹動而使雨區向東北海岸傳遞。而不同相位的 MJO 相當於提供不同的中低層風場，在北半球冬季 MC 氣候平均場是中低層吹西風，在觀測上當 MJO 接近時，MJO 的低層東風異常會減弱中低層西風風速，與降水在 MJO 接近時無法傳遞至東北海岸相符；當 MJO 離開後，MJO 的低層西風異常會加強中低層西風風速，與降水在 MJO 離開後有傳遞至東北側海岸的訊號相符。SPCAM 的模擬也呈現大致特徵，在 MJO 接近時，整層大氣，強降水發生在陸地及西南近海；MJO 離開後，雖然整體強降水較少但中等強度降水有傳遞至東北側海面上。

然而目前蘇門答臘島上日夜週期性降水向西南測外海傳遞的過程尚未有一定的解釋，Mori et al. (2004)提出可能是因為高層東風將島嶼上對流砧狀雲吹往外海，砧狀雲下方形成種雲再降水；Sakurai et al. (2009,2011)、Fujita et al. (2010)提出深對流下方冷池使降雨重建的過程是海洋上傳遞的因素；Mapes et al. (2003)提出係因海洋、陸地混合層白天的差異加熱形成重力波向外海傳遞所致。

在 SPCAM 模擬中，蘇門答臘島上日夜週期性降水向西南測外海傳遞的距離



不只和高層東風強度有關，可能也和垂直風切有相關。在 MJO 相位 1 時，雖然環境整層東風(風速約 2 ms^{-1})，但高低層垂直風切約 1 ms^{-1} ，雖然陸地降水強度大(13 mm day^{-1})，但強度 7 mm day^{-1} 以上的降水僅傳遞至西南側近海(離岸 350km 處)。在相位 5 時，高層為東風(風速約 2 ms^{-1})，但高低層垂直風切約 6 ms^{-1} ，此時雖然陸地降水強度小(10 mm day^{-1})，但強度 7 mm day^{-1} 以上的降水卻可以傳遞至西南側外海(離岸超過 350 km)。故推測當蘇門答臘島上的日夜週期性降水自陸地發展起來後，向西南側傳遞的過程會受到環境風切所影響，若環境風切有利於中尺度對流的發展與維持，則日夜週期性降水可維持一定降水強度傳遞至較遠方的海面。

比較 SPCAM 和前人研究，發現降水區向西南外海移動速率並不符合重力波傳遞速率，但重力波傳遞速率可能受到模式解析度影響而有所不同，而在海洋上因為 SPCAM 模擬固定海溫的因素對於深對流下方冷池的表現會有所抑制，故推測有可能是高層東風將砧狀雲或其他有利降水的因素傳遞至西南外海而使降水區移動。

由於 SPCAM 的次網格過程並不會藉由網格尺度傳遞，也就是沒有對流胞橫跨網格移動的模擬能力(例如美國中部大平原颶線對流胞的移動)，但 SPCAM 仍然對蘇門答臘島上日夜週期性降水向西南傳遞的過程有很好的掌握，或許提供另一個降水向西南傳遞的因素，可能是適合對流發展的環境(例如風切、水氣輻合、熱力不穩定等)會在海岸上發生深對流之後向西南移動。



第六章 總結與未來展望

本研究由 TRMM 觀測和 SPCAM 模擬結果綜合得出了 MC 地區在 MJO 期間的對流行為和機制的一些關鍵結論，(1)從衛星觀測發現 MC 地區的日夜週期性降水在 MJO 期間的變化特徵，(2)指出 SPCAM 在 MC 地區能掌握 MJO 與日夜週期性降水之間的交互作用，(3)分析 SPCAM 在 MJO 期間影響 MC 地區海洋、陸地降水差異的因素，支持了 Birch et al.(2016)的假設。同時這也是首次運用多重尺度全球模式來分析日夜週期性對流在 MJO 期間的行為，並得出與觀測相符的結論。

MJO 期間 MC 海洋降水主要是由大規模環流所主導，在 MJO 離開 MC 時，由於近地表風速相較於 MJO 到達前增加 1 ms^{-1} ，造成海洋潛熱通量提高 15%，導致此時海洋上降水較陸地多 18%，這點與 Birch et al. (2016)運用高解析區域模式所提出的機制一致。在陸地上，MJO 到達前降雨出現峰值的原因是由於此時陸地低層水氣通量輻合較海上多 2 mmday^{-1} ，使得陸地日夜週期性降水及平均降水較海上增加 2 mmday^{-1} ；MJO 離開 MC 時，陸地低層水氣通量輻合較 MJO 到達前減少 5 mmday^{-1} ，使得陸地平均降水減少 4 mmday^{-1} 。

MJO 大尺度環流控制了輸送到 MC 區域的水分量、近地表風速調節的海洋潛熱通量，再加上中尺度對流熱力作用調節大氣穩定度及濕度，大尺度和中尺度的相互作用解釋了 MJO 不同相位的陸地、海洋降水異常的差異（即為什麼陸上降雨在早期 MJO 階段相對於海洋而言先達到峰值）。

MJO 的大尺度環流同時也扮演著控制蘇門答臘島嶼上深對流發展及傳遞的關鍵因素，北半球冬季氣候平均場為 MC 高層東風、中低層西風，從觀測上可以發現 MJO 到達前中低層弱東風使深對流雲向西南側傳遞而無法向東北岸傳遞，MJO 離開後中低層轉為強西風使深對流雲向東北岸傳遞而較少向西南近海傳遞。

SPCAM 在模擬蘇門答臘島北半球冬季氣候平均場的日夜週期性降水有非常好的再現性，包含陸地上強降水約 18 時從西南側海岸發展，向東北方海岸、西南側近海傳遞。隔日 3 時在東北側海岸形成強降水，同時在西南側近海形成強降水。



9 時西南側近海降水傳遞到西南側外海且強度略減為中等強度降水，東北側近海為弱降雨。

本研究指出 SPCAM 因為掌握了中尺度熱力對流(海陸交界的日夜週期性降水)過程、大尺度(MJO)環流以及兩種尺度之間的交互作用，所以在 MJO 訊號、MC 地區平均降水、MC 地區日夜週期性降水以及 MC 地區降水在 MJO 期間的變化有非常好的模擬，並且同時指出在 MJO 經過 MC 時平均降水變化的可能機制。

本研究尚有許多細節值得更進一步探討，未來可以對 SPCAM 中 MJO 的垂直風場以及其他適合對流發展的參數(風切、水氣量、輻合、輻射通量等)做進一步分析，並且試著分析除了蘇門答臘島之外，婆羅洲上是否有相似反應。並設計數值模擬實驗，可將中尺度對流受大尺度環流的敏感性降低，例如由網格尺度傳入 CRM 次網格尺度的環境風速、風切值都降低為一半，以瞭解中尺度對流受大尺度環境風切影響佔比；或改變陸地潛熱與可感熱通量的比例，例如將陸地植被全部改為裸土，以瞭解陸地輻射通量與中尺度對流的關係以及如何由中尺度對流回饋至大尺度環流上。

參考文獻



- Benedict, J. J., and D. A. Randall (2007), Observed characteristics of the MJO relative to maximum rainfall. *J. Atmos. Sci.*, 64, 2332–2354.
- Benedict, J. J., and D. A. Randall (2009), Structure of the Madden–Julian oscillation in the superparameterized CAM. *J. Atmos. Sci.*, 66(11), 3277–3296.
- Benedict, J. J., and D. A. Randall (2011), Impacts of Idealized Air–Sea Coupling on Madden–Julian Oscillation Structure in the Superparameterized CAM. *J. Atmos. Sci.*, 68, 1990–2008, doi:10.1175/JAS-D-11-04.1
- Birch, C. E., S. Webster, S. C. Peatman, D. J. Parker, A. J. Matthews, Y. Li, and M. E. E. Hassim (2016), Scale Interactions between the MJO and the Western Maritime Continent, *J. Climate*, 29, 2471–2492, doi: 10.1175/JCLI-D-15-0557.1.
- Hagos, S. M., C. Zhang, Z. Feng, C. D. Burleyson, C. De Mott, B. Kerns, J. J. Benedict, and M. N. Martini (2016), The impact of the diurnal cycle on the propagation of Madden-Julian Oscillation convection across the Maritime Continent, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 8, 1552–1564, doi:10.1002/2016MS000725.
- Hung, M. P., J. L. Lin, W. Wang, D. Kim, T. Shinoda, and S. J. Weaver (2013), MJO and convectively coupled equatorial waves simulated by CMIP5 climate models, *J. Clim.*, 26, 6185–6214.
- Khairoutdinov, M., D. Randall, and C. DeMott (2005), Simulations of the atmospheric general circulation using a cloud-resolving model as a superparameterization of physical processes. *J. Atmos. Sci.*, 62(7), 2136–2154, doi: 10.1175/JAS3453.1.
- Kim, D., K. Sperber, W. Stern, D. Waliser, I. Kang, E. Maloney, W. Wang, K. Weickmann, J. Benedict, M. Khairoutdinov, M. Lee, R. Neale, M. Suarez, K. Thayer-Calder, and G. Zhang, (2009), Application of MJO simulation diagnostics to climate models. *J. Clim.*, 22(23), 6413–6436.



- Majda, A. J., and Q. Yang (2016), A Multiscale Model for the Intraseasonal Impact of the Diurnal Cycle over the Maritime Continent on the Madden–Julian Oscillation. *J. Atmos. Sci.*, 73, 579–604, doi:10.1175/JAS-D-15-0158.1
- Neale, R., J. M. Slingo (2003), The Maritime Continent and its role in the global climate: A GCM study. *J. Clim.*, 16, 834–848.
- Oh, J.-H., K.-Y. Kim, and G.-H. Lim (2012), Impact of MJO on the diurnal cycle of rainfall over the western Maritime Continent in the austral summer. *Clim Dyn* 38: 1167, doi:10.1007/s00382-011-1237-4.
- Peatman, S. C., A. J. Matthews, and D. P. Stevens (2014), Propagation of the Madden–Julian oscillation through the Maritime Continent and scale interaction with the diurnal cycle of precipitation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 140, 814–825.
- Peatman, S. C., A. J. Matthews, and D. P. Stevens (2015), Propagation of the Madden–Julian Oscillation and scale interaction with the diurnal cycle in a high-resolution GCM. *Clim Dyn* 45: 2901, doi:10.1007/s00382-015-2513-5.
- Pritchard, M. S., and R. C. J. Somerville (2009), Assessing the diurnal cycle of precipitation in a multi-scale climate model. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 1, 12.
- Simpson, J., T. D. Keenan, B. Ferrier, R. H. Simpson, and G. J. Holland (1993), Cumulus mergers in the Maritime Continent region. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 51, 73–99.
- Thayer-Calder, K., and D. A. Randall (2009), The Role of Convective Moistening in the Madden–Julian Oscillation. *J. Atmos. Sci.*, 66, 3297–3312, doi:10.1175/2009JAS3081.1
- Yamanaka, M. D. (2016), Physical climatology of Indonesian Maritime Continent: An outline to comprehend observational studies. *Atmos. Res.*, 178–179, 231–259.
- Yanase, A., K. Yasunaga, and H. Masunaga (2017), Relationship between the direction of diurnal rainfall migration and the ambient wind over the Southern Sumatra

Island, Earth and Space Science, 4, 117–127, doi:10.1002/2016EA000181.

Yang, G.-Y., and J. Slingo (2001), The diurnal cycle in the tropics. *Mon. Weather Rev.*, 129, 784–801.

Zhu, H., H. Hendon, and C. Jakob (2009), Convection in a Parameterized and Superparameterized Model and Its Role in the Representation of the MJO. *J. Atmos. Sci.*, 66, 2796–2811, doi:10.1175/2009JAS3097.1



表格



表 1 觀測及 SPACM 中 MJO 振幅強度>1 的天數

MJO 相位	觀測(1998-2015)	SPCAM(20 年)
1	155	263
2	221	293
3	303	334
4	276	317
5	282	267
6	313	300
7	267	320
8	218	334
總共	2035	2428



表 2 觀測及 SPACM 中，在 11 月至 4 月時 MJO 發生的次數以及通過 MC 地區的次數

	觀測(1998-2015)	SPCAM(20 年)
MJO 發生次數	59	67
MJO 通過 MC 的次數	46	52

圖片

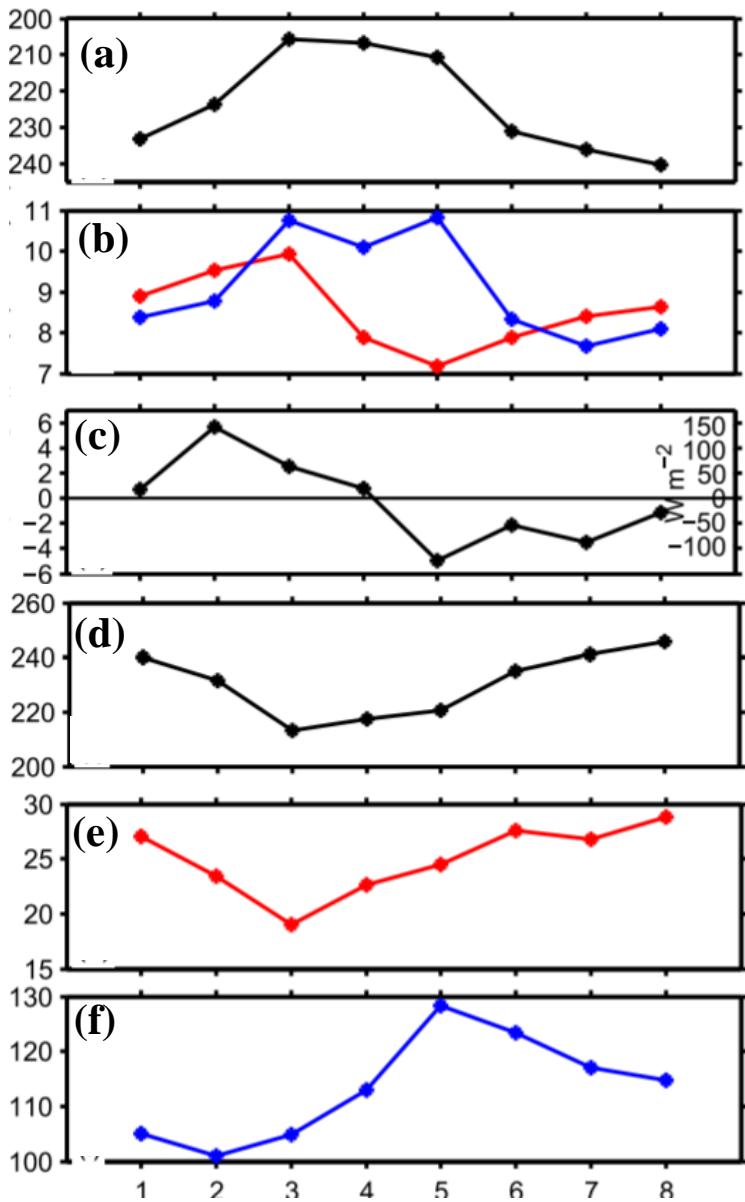


圖 1.1 節錄自 Birch et al. (2016)論文。北半球冬半年(11 月至 4 月)在西 MC 地區的各項變數隨 MJO 相位的變化(黑線表示西 MC 地區平均、藍線表示海洋網格平均、紅線表示陸地網格平均) (a)OLR (b)海洋及陸地平均降水 (c)整層大氣垂直積分 MFC (d)地表太陽短波輻射 (e)陸地可感熱通量 (f)海洋潛熱通量。其中降水及 MFC 單位為 mm day^{-1} ，其餘單位為 W m^{-2} 。

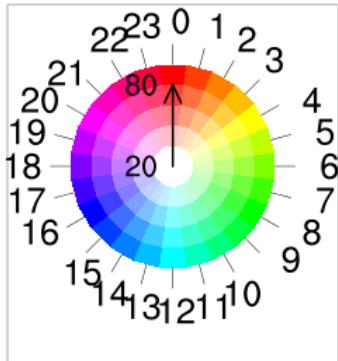
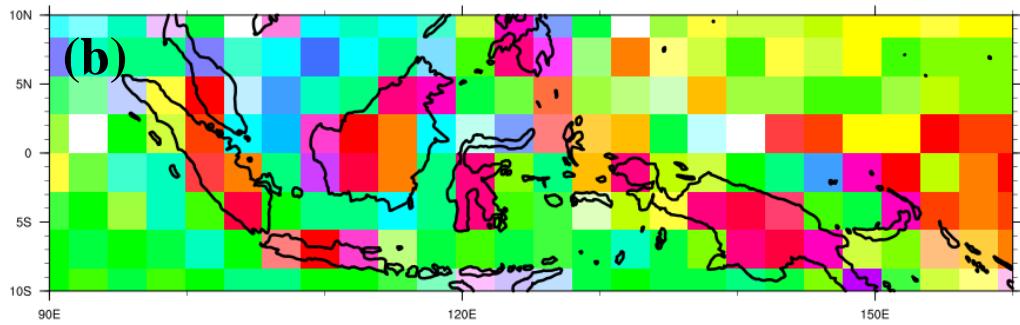
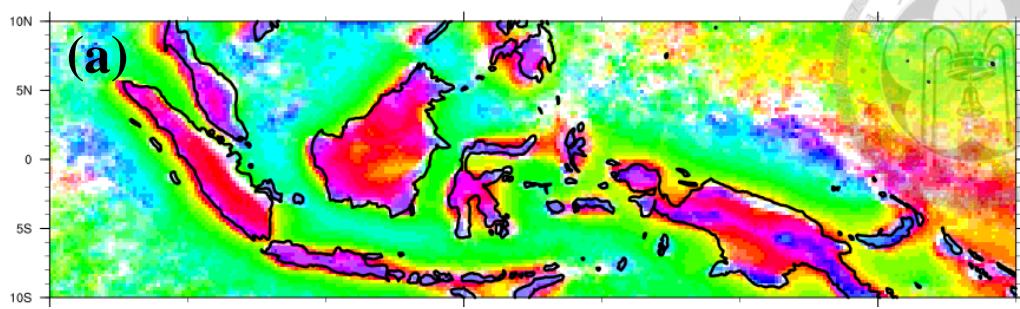


圖 2. 11 月至 4 月降水日夜週期峰值時間(a)TRMM 3B42HQ (b)SPCAM。顏色代表 FFT 第一和諧波(24 小時週期波)的峰值發生時間(當地時間 LCT)，飽和度代表第一和諧波在 FFT 中佔所有和諧波之比例(顏色越白代表 24 小時週期波所佔比例越低，即降水越沒有 24 小時週期變化)。

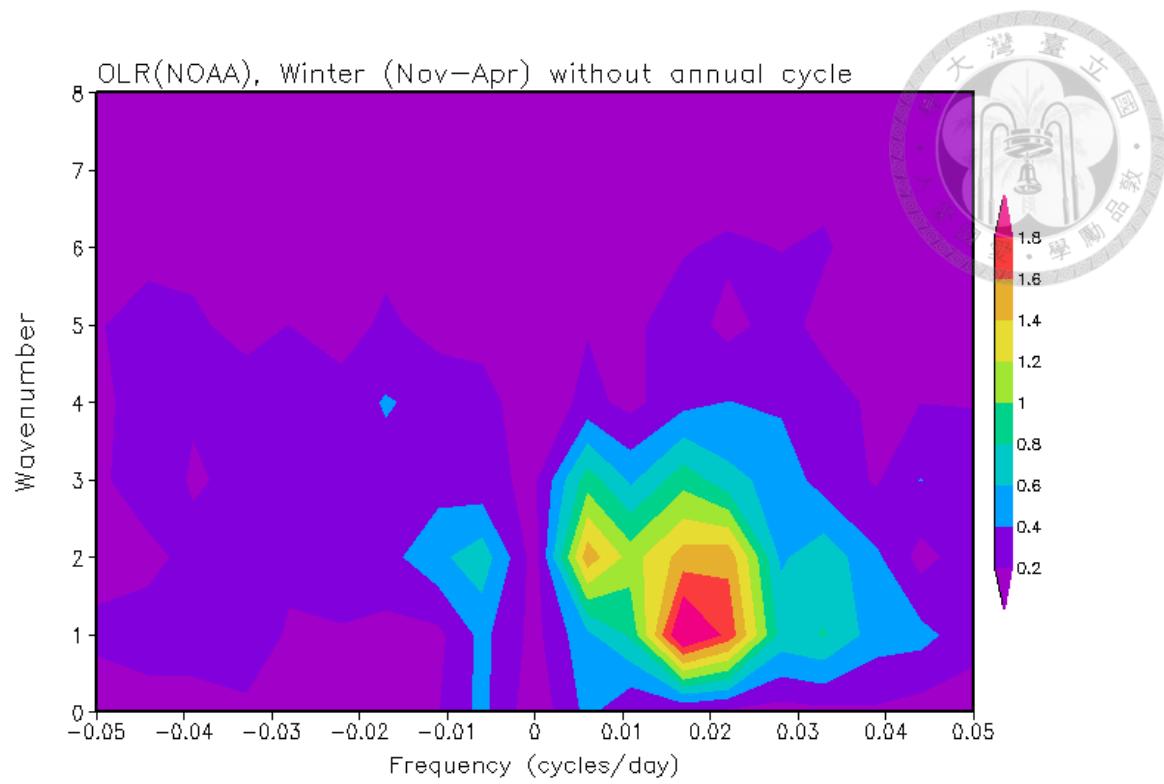


圖 2.2 11 月至 4 月熱帶地區 NOAA 衛星 OLR 去除周年變化後的波數-頻率圖。縱軸為波數，橫軸為頻率，頻率為正(右側)代表赤道波動向東傳、頻率為負(左側)代表赤道波動向西傳。顏色表示 OLR 變異數，單位為 $\text{W}^2 \text{ m}^{-4}$ 。

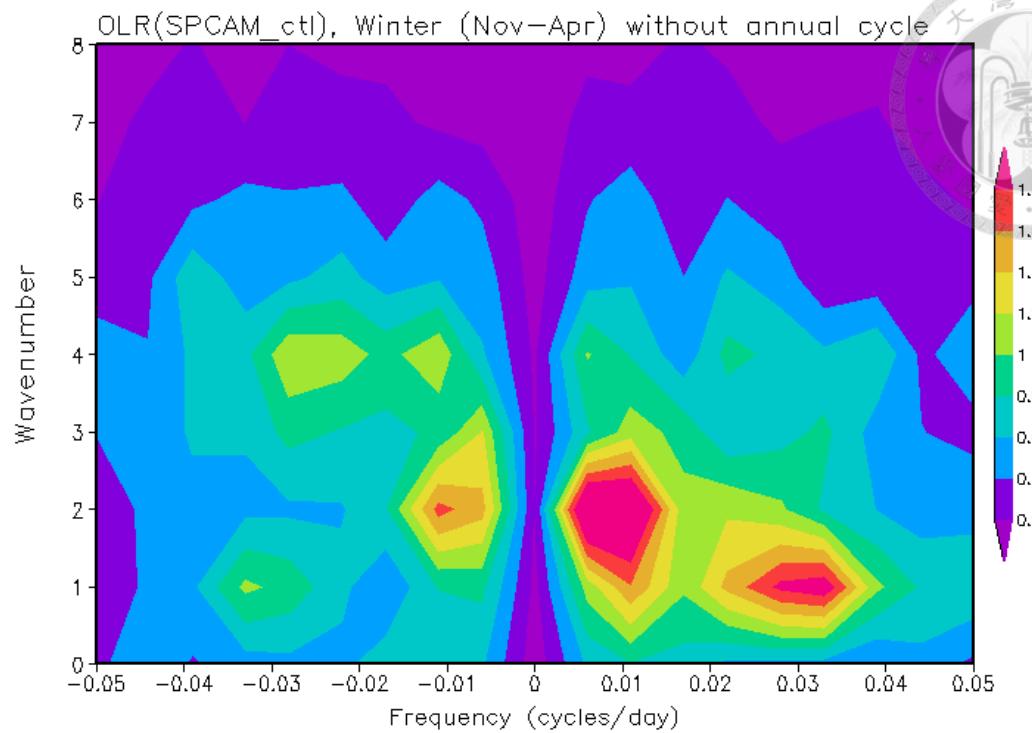


圖 2.3 11 月至 4 月熱帶地區 SPCAM OLR 去除周年變化後的波數-頻率圖。縱軸為波數，橫軸為頻率，頻率為正(右側)代表赤道波動向東傳、頻率為負(左側)代表赤道波動向西傳。顏色表示 OLR 變異數，單位為 $\text{W}^2 \text{ m}^{-4}$ 。

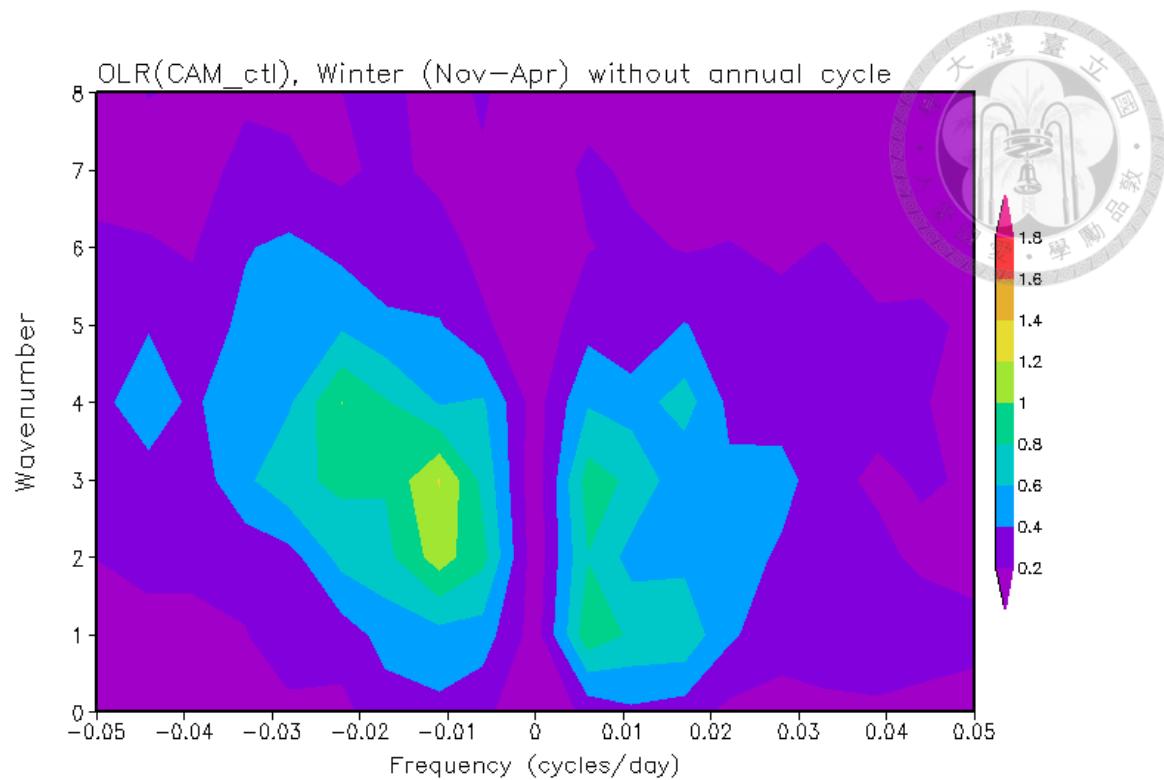


圖 2.4 11 月至 4 月熱帶地區 CAM OLR 去除周年變化後的波數-頻率圖。縱軸為波數，橫軸為頻率，頻率為正(右側)代表赤道波動向東傳、頻率為負(左側)代表赤道波動向西傳。顏色表示 OLR 變異數，單位為 $\text{W}^2 \text{ m}^{-4}$ 。

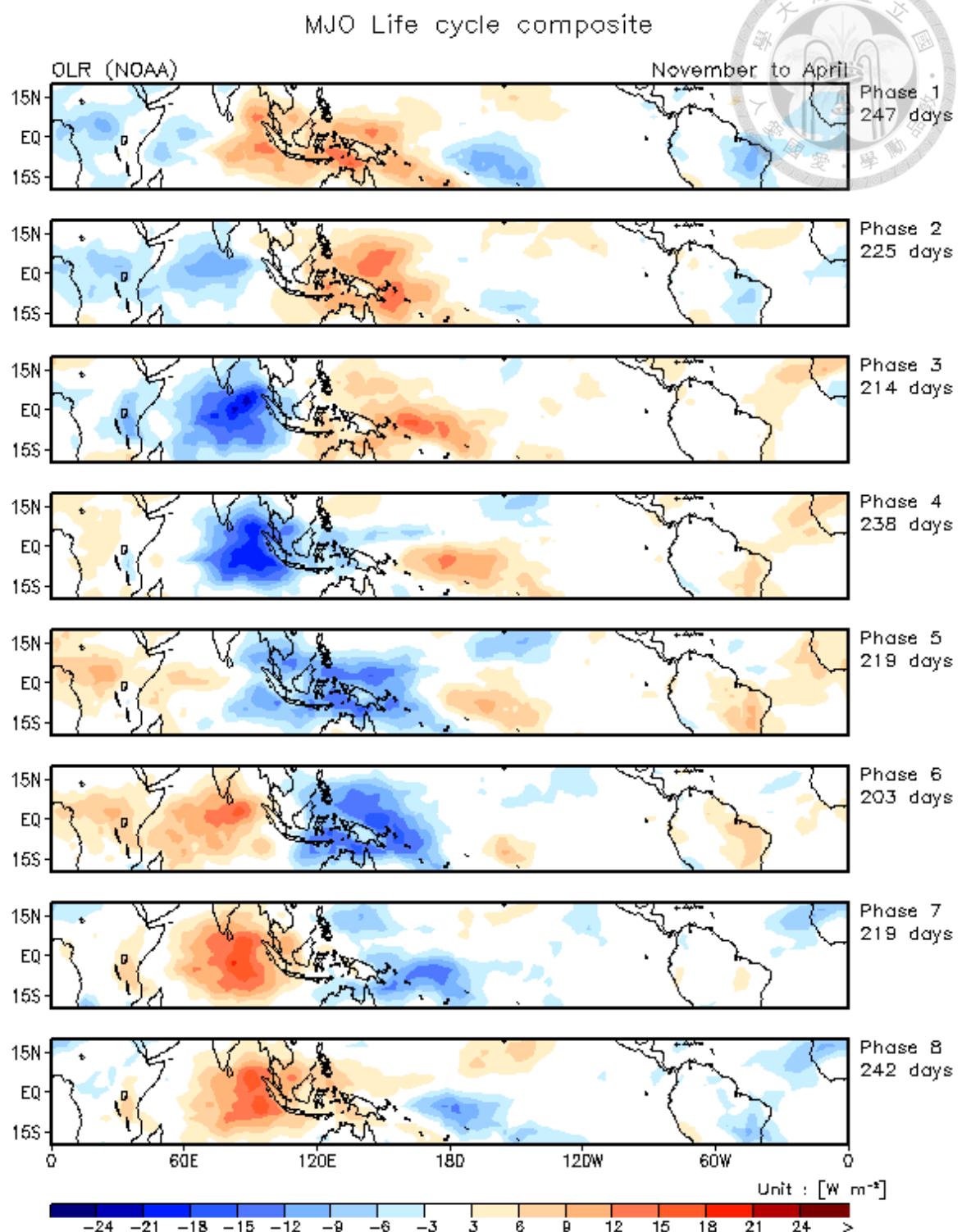


圖 2.5 11 月至 4 月熱帶地區 NOAA 衛星 OLR 隨 MJO 相位變化，顏色代表 OLR 在 MJO 期間的距平，藍色表示 OLR 為負距平(雲量較多)，單位為 $W \cdot m^{-2}$ ，右邊天數表示 1998 至 2015 年中該相位之天數(包含 MJO 振幅<1 的情況)。

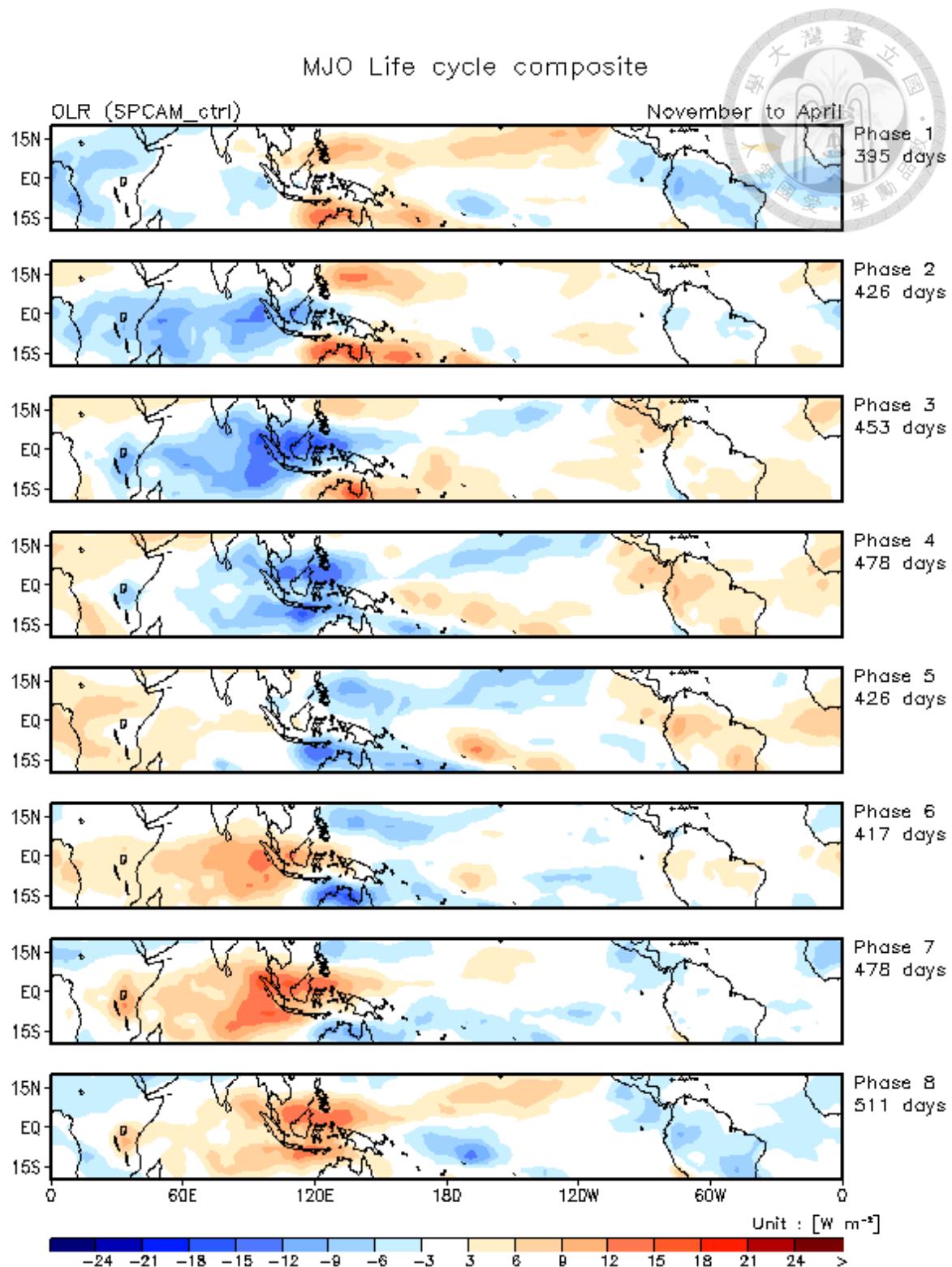


圖 2.6 11 月至 4 月熱帶地區 SPCAM OLR 隨 MJO 相位變化，顏色代表 OLR 在 MJO 期間的距平，藍色表示 OLR 為負距平(雲量較多)，單位為 W m^{-2} ，右邊天數表示 SPCAM 模擬 20 年中該相位之天數(包含 MJO 振幅<1 的情況)。

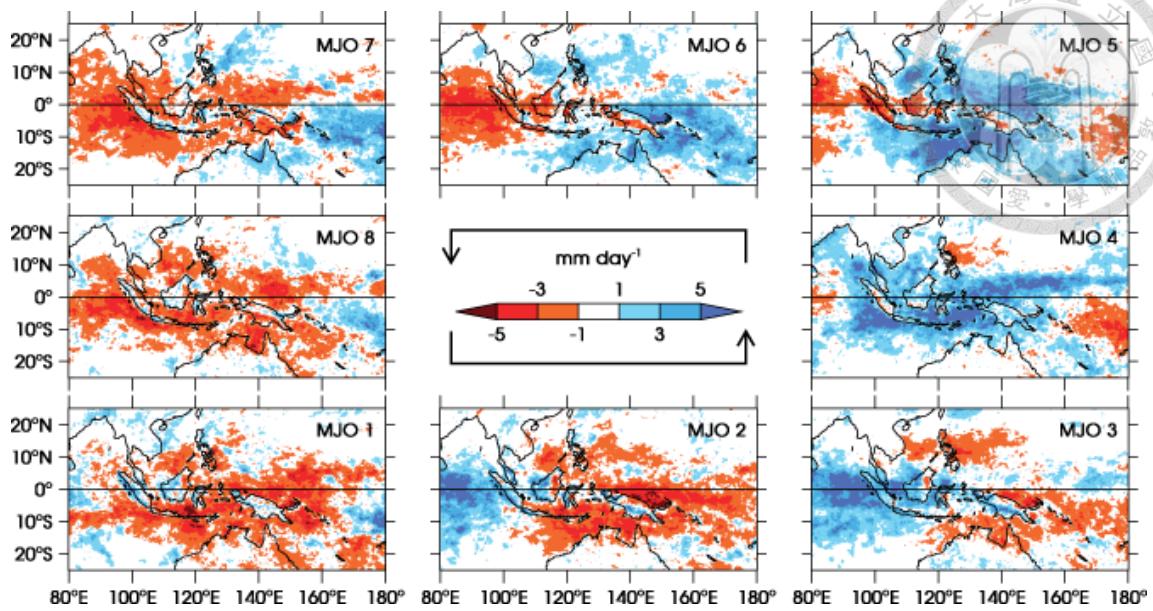


圖 3.1 節錄自 Peatman et al. (2014)論文。北半球冬半年(11 月至 4 月)海洋大陸地區

TRMM 3B42 HQ 日平均雨量隨 MJO 相位變化，紅色代表負距平、藍色代表正距平，
單位為 mm day^{-1} ，從左下角開始逆時針依序為 MJO 相位 1 到 8。

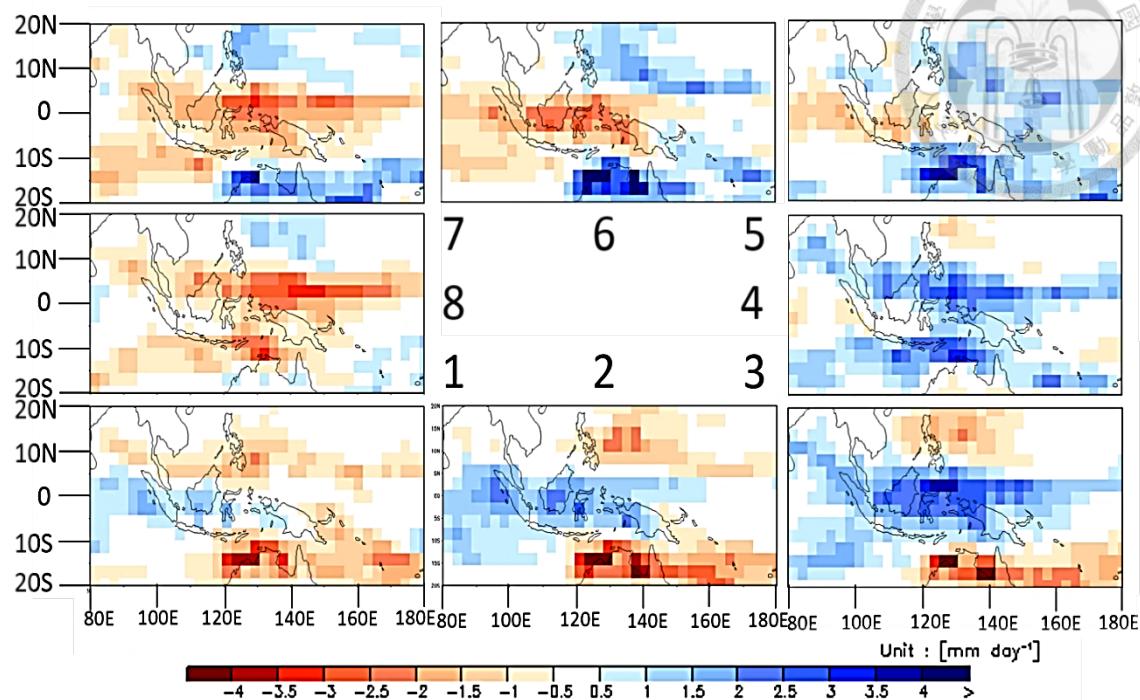


圖 3.2 北半球冬半年(11 月至 4 月)海洋大陸地區 SPCAM 日平均雨量隨 MJO 相位變化，紅色代表負距平、藍色代表正距平，單位為 mm day^{-1} ，從左下角開始逆時針依序為 MJO 相位 1 到 8。

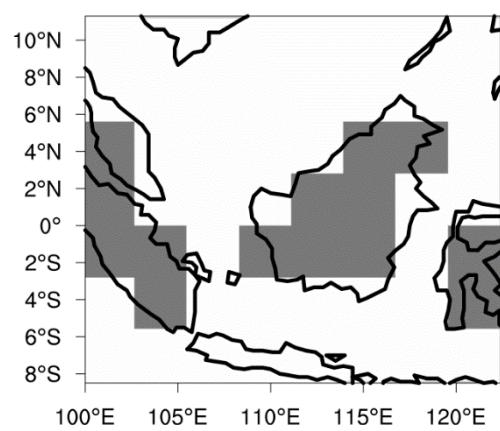


圖 3.3 SPCAM 中，西 MC 地區(-8S~10N 100E~122E)海陸合成平均所選定的海洋及陸地網格分布，灰色為陸地網格。

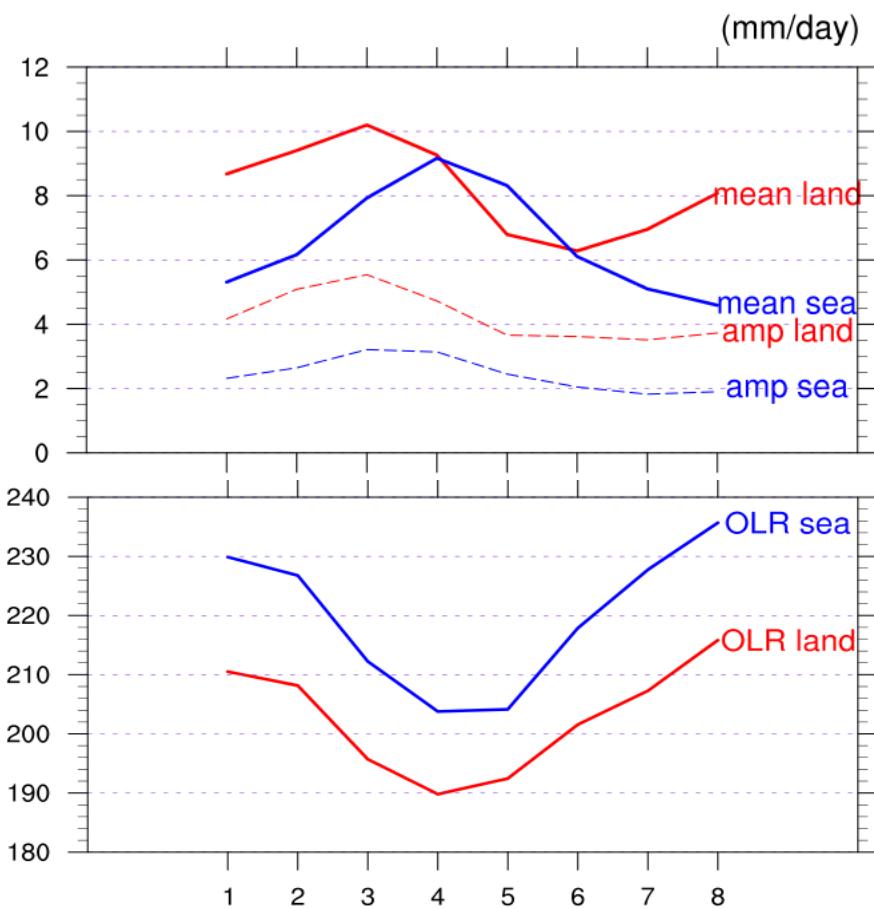


圖 3.4 11 月至 4 月 TRMM(內插到水平解析度 2.8 度)在西 MC 地區(圖 3.3 區域)平均降水(上圖實線)、日夜週期降水振幅(上圖虛線)和 NOAA OLR(下圖)隨 MJO 相位的變化，藍色為海洋網格平均、紅色為陸地網格平均，降水單位為 mm day^{-1} ，OLR 單位為 W m^{-2} 。

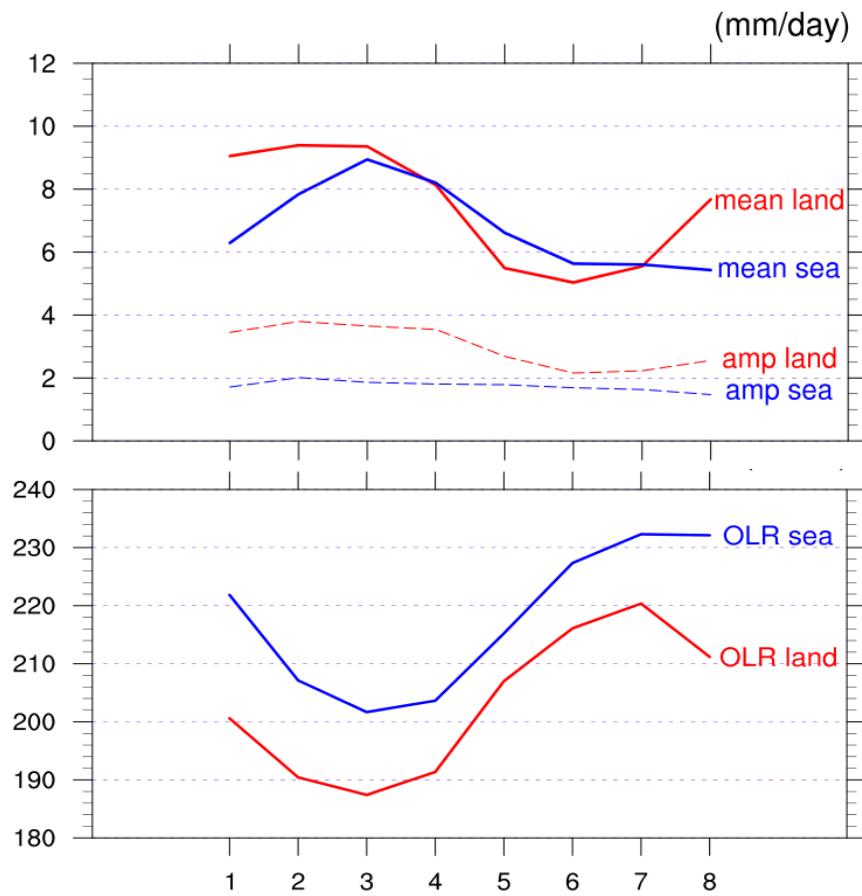


圖 3.5 11 月至 4 月 SPCAM 在西 MC 地區平均降水(上圖實線)、日夜週期降水振幅(上圖虛線)和 OLR(下圖)隨 MJO 相位的變化，藍色為海洋網格平均、紅色為陸地網格平均，降水平位為 mm day^{-1} ，OLR 單位為 W m^{-2} 。

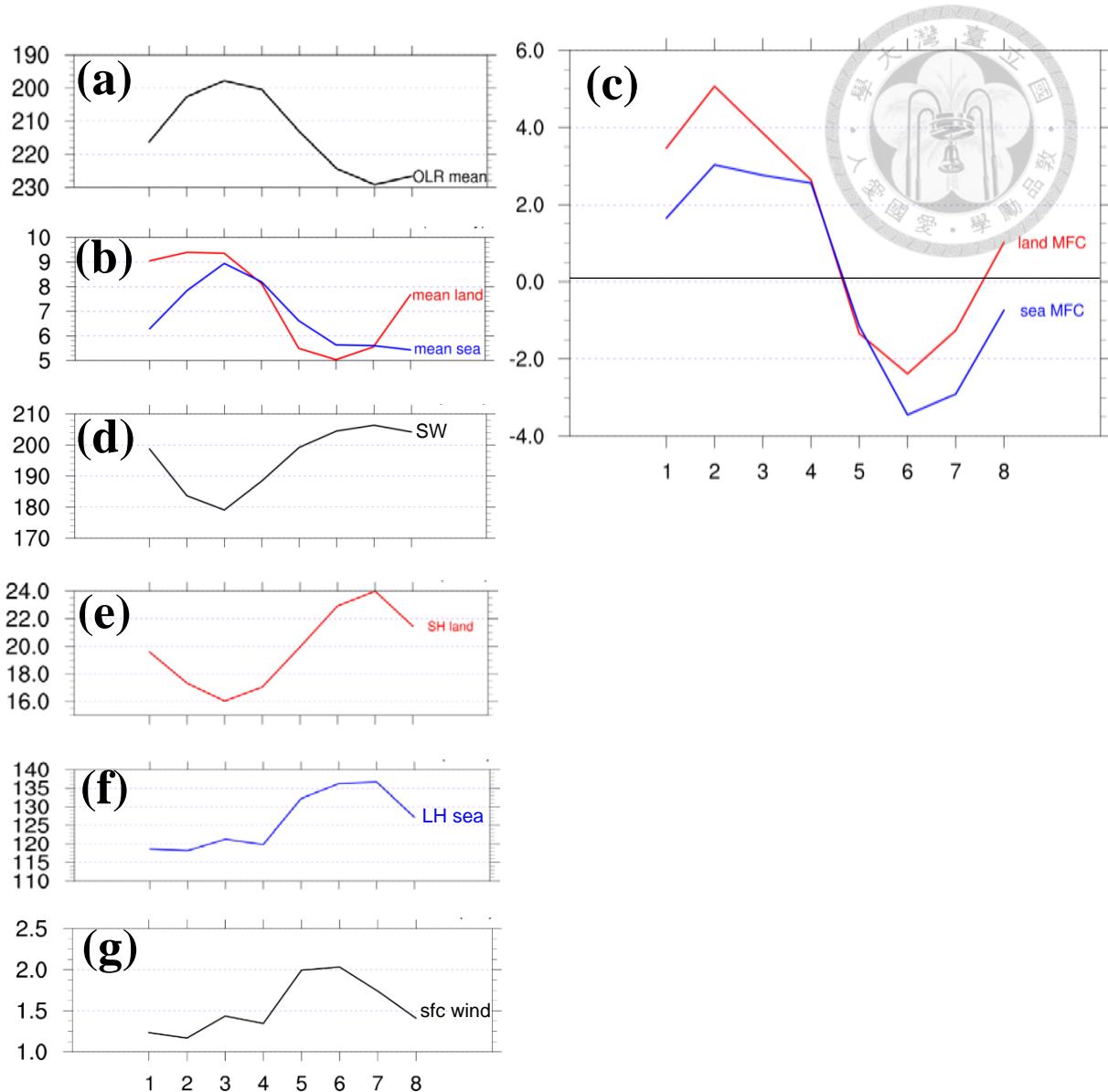


圖 3.6 11 月至 4 月 SPCAM 在西 MC 地區的各項變數隨 MJO 相位的變化(黑線表示區域平均、藍線表示海洋網格平均、紅線表示陸地網格平均) (a)OLR (b)平均降
水 (c)整層大氣垂直積分 MFC (d)地表太陽短波輻射 (e)陸地可感熱通量 (f)海洋潛
熱通量 (g)近地表風速。其中降水及 MFC 單位為 mm day^{-1} ，風速單位為 m s^{-1} ，其
餘單位為 W m^{-2} 。

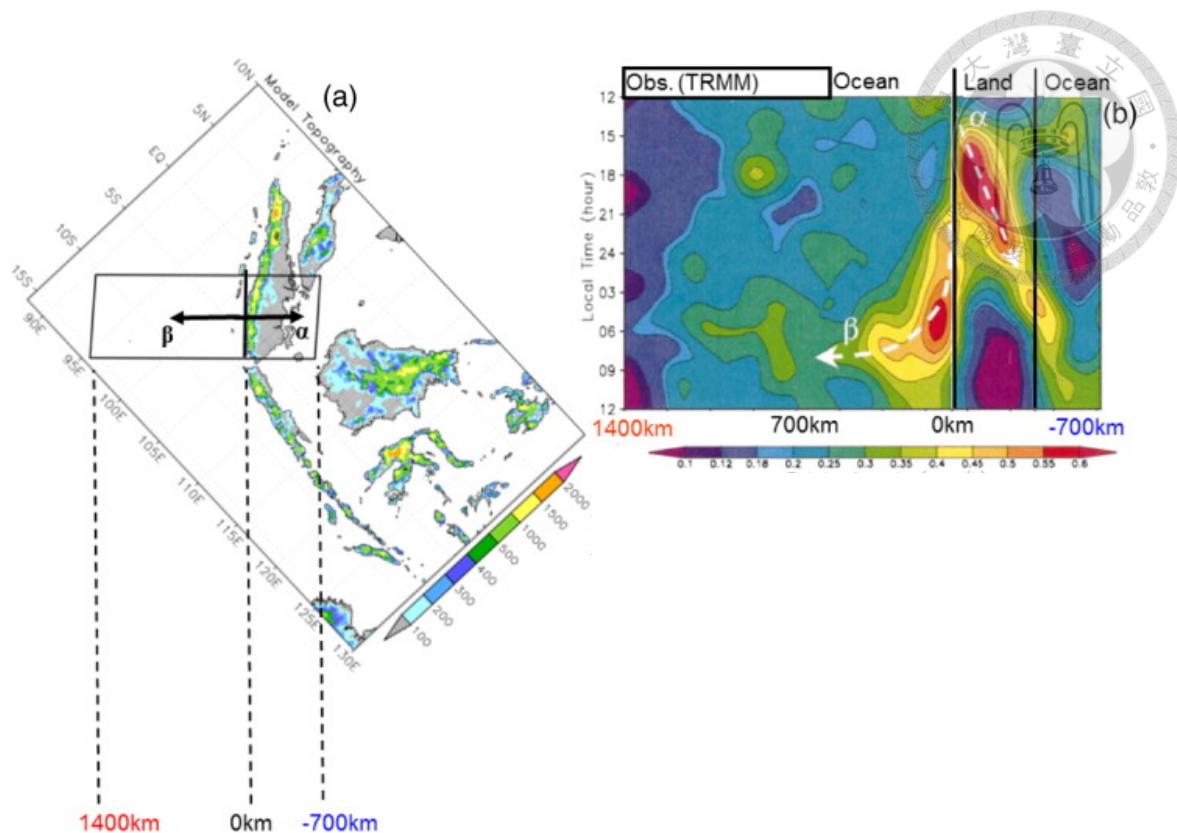


圖 4.1 節錄自 Mori et al.(2004)論文 (a)分析蘇門答臘島所選取的地區，顏色為地勢高度，單位 m (b)TRMM 蘇門答臘島日夜週期性降水圖，顏色為降水量，單位 mmhr^{-1} ，縱軸為當地時間 LCT，橫軸為距離西南側海岸多遠(向西南方為正，島嶼寬約 350km，故定義距離海岸線 350km 為近海，超過 350km 為外海)

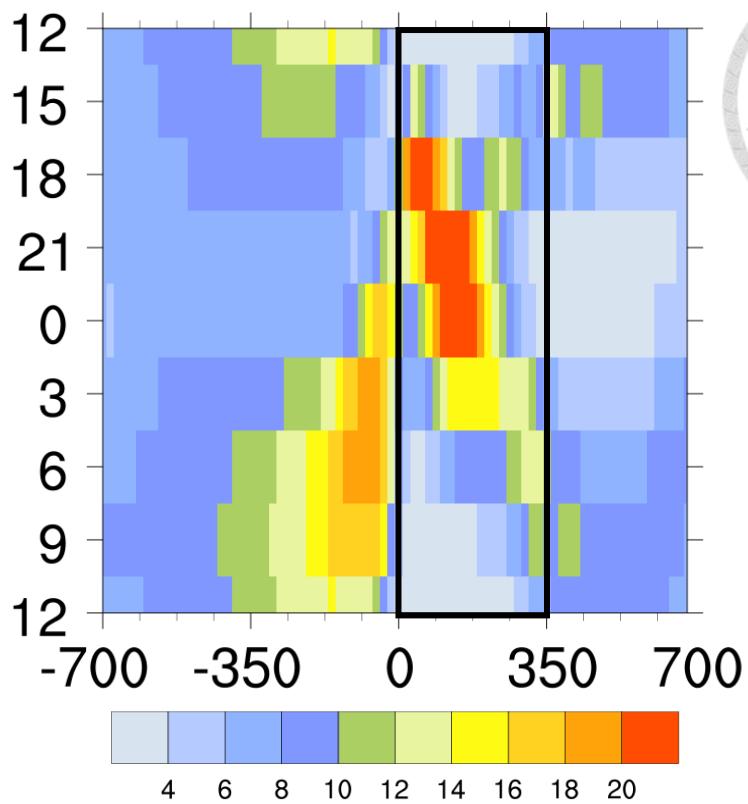


圖 4.2 11 月至 4 月 TRMM 蘇門答臘島日夜週期性降水圖，顏色為降水量，單位 mm day^{-1} 、縱軸為當地時間 LCT、橫軸為距西南側海岸距離(向西南方為負)，單位 km，黑色框為島嶼陸地部分。

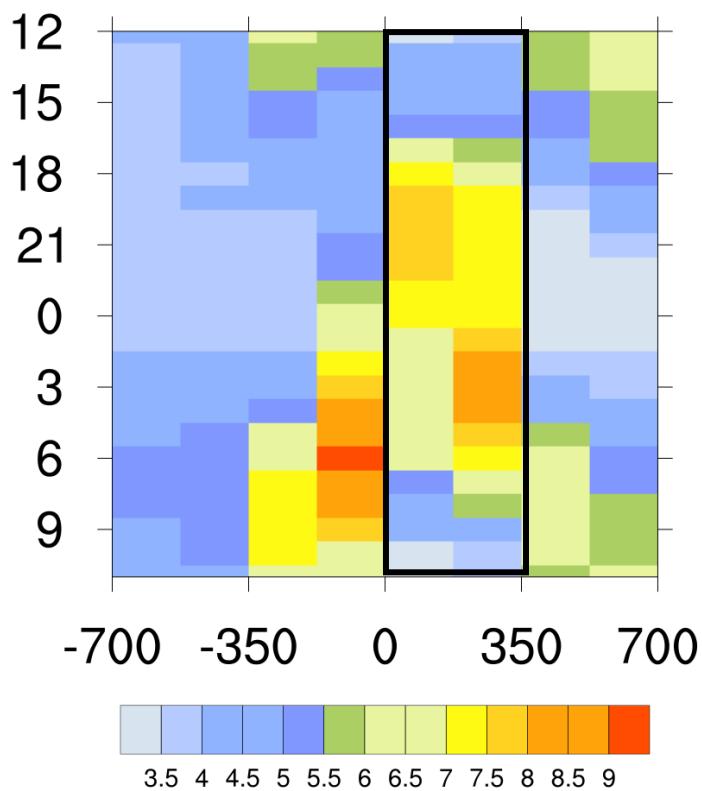


圖 4.3 11 月至 4 月 SPCAM 蘇門答臘島日夜週期性降水圖，顏色為降水量，單位 mm day^{-1} 、縱軸為當地時間 LCT、橫軸為距西南側海岸距離(向西南方為負)，單位 km，黑色框為島嶼陸地部分。

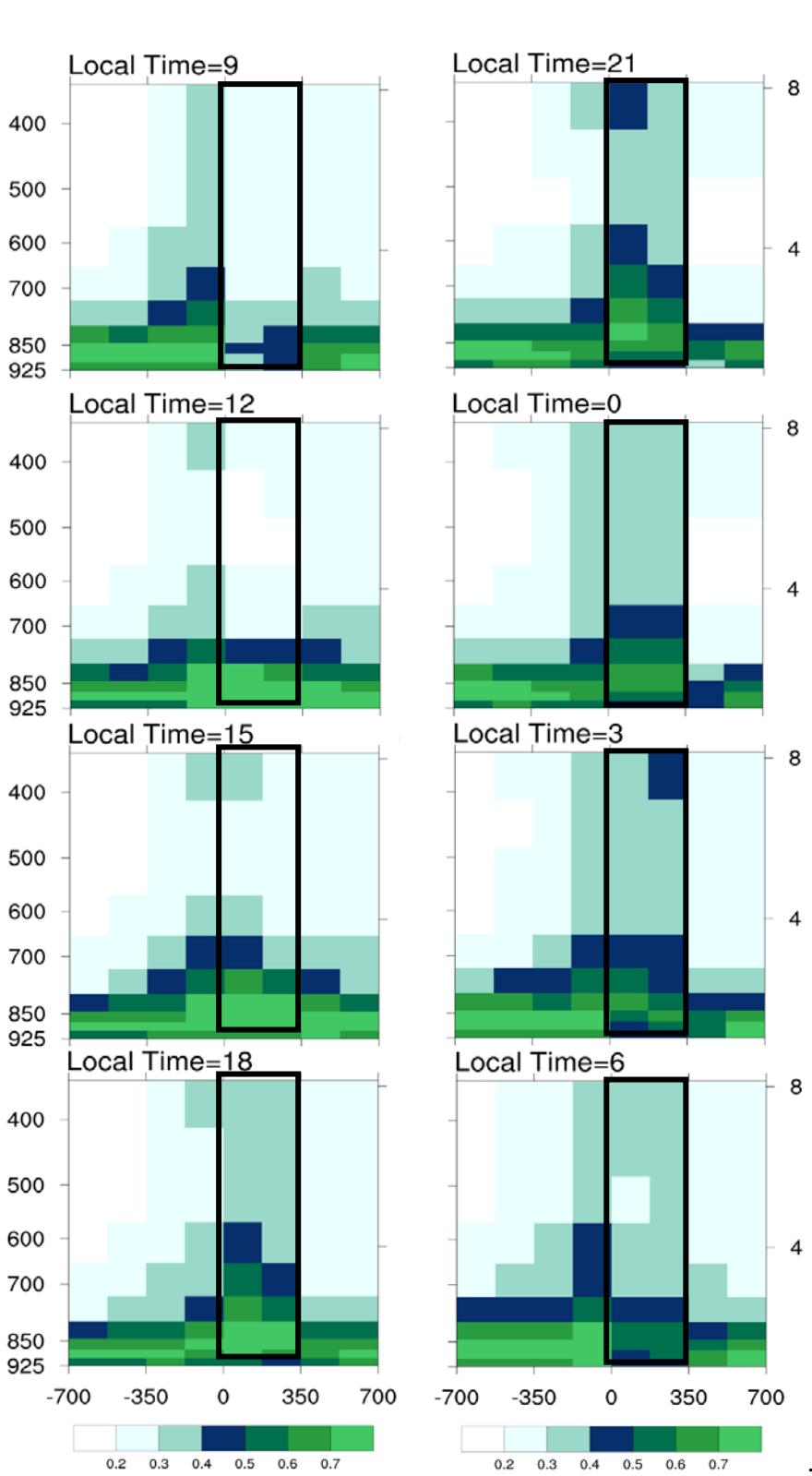


圖 4.4 11 月至 4 月 SPCAM 蘇門答臘島有雲(以雲冰+雲水量 $>10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$ 視為有雲)
 時間佔所有時間比的日夜週期變化，縱軸左為壓力座標(hPa)、右為高度座標(km)，
 橫軸為距西南側海岸距離，單位 km，黑色框為島嶼陸地部分，由左上至左下為當
 地時間 9 至 18 時，右上至右下為當地時間 21 至隔日 6 時。

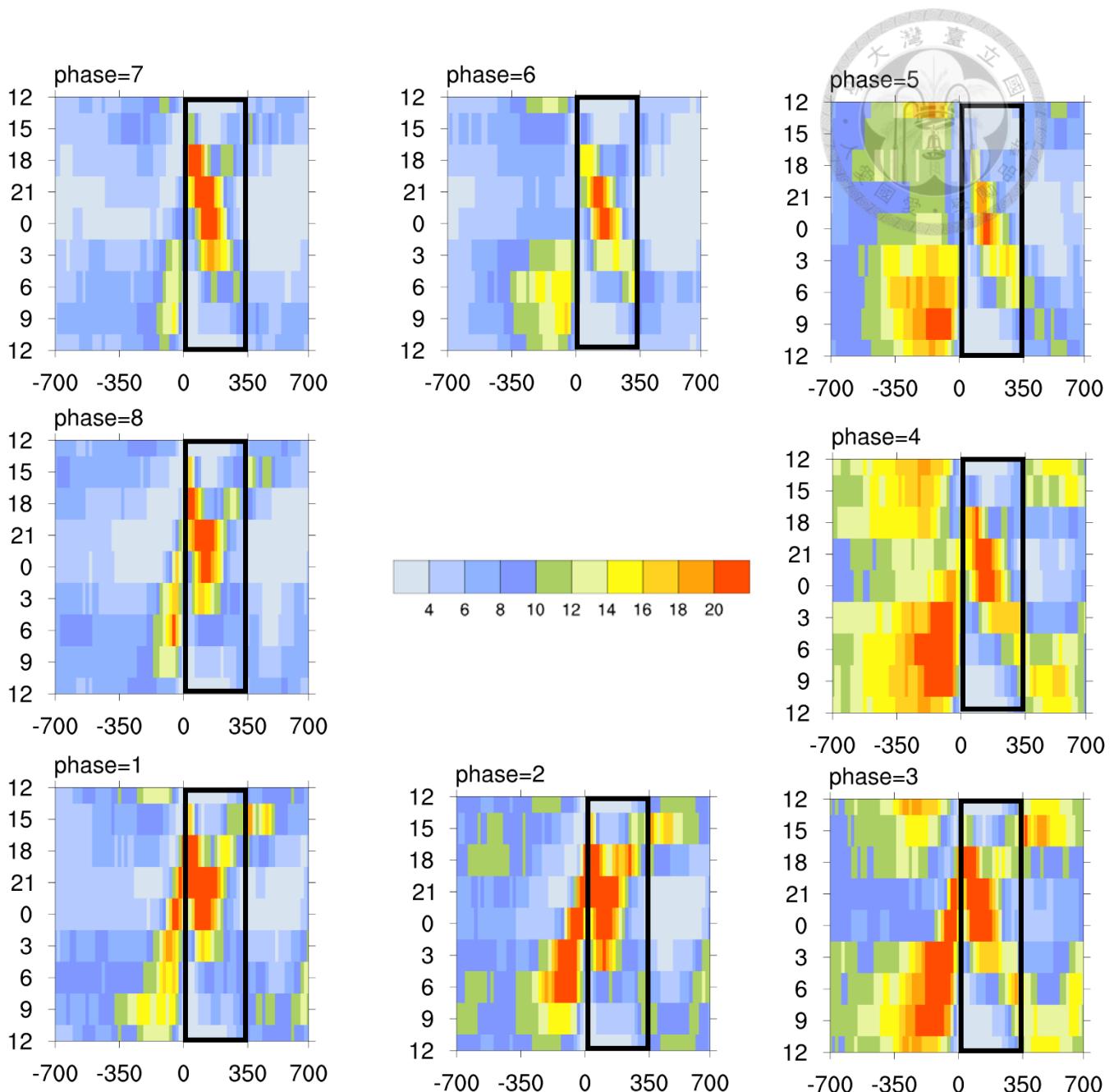


圖 4.5 11 月至 4 月 TRMM 蘇門答臘島日夜週期性降水隨著 MJO 變化，顏色為降水量，單位 mm day^{-1} 、縱軸為當地時間 LCT、橫軸為距西南側海岸距離，單位 km，黑色框為島嶼陸地部分，從左下角開始逆時針依序為 MJO 相位 1 到 8。

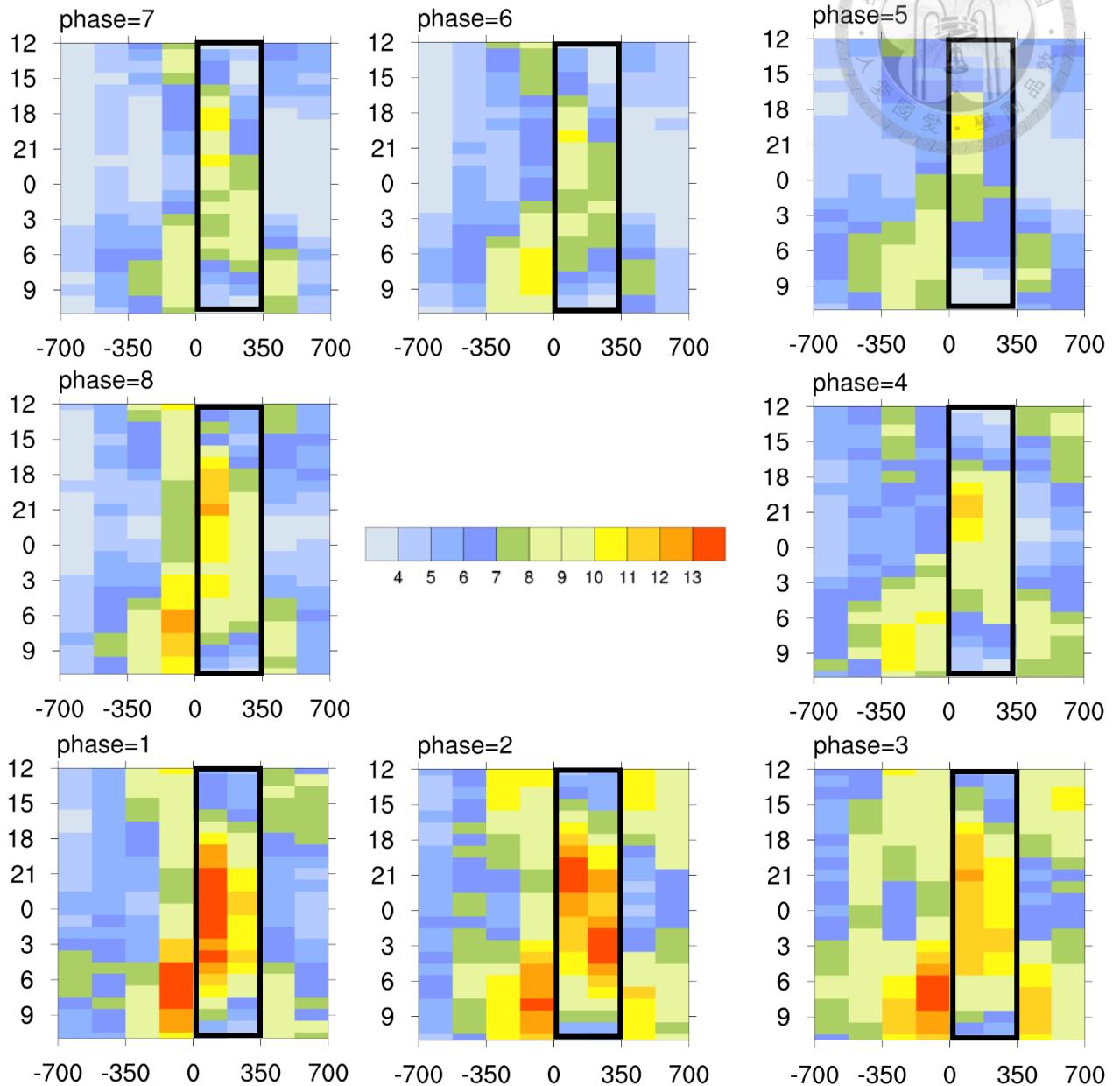


圖 4.6 11 月至 4 月 SPCAM 蘇門答臘島日夜週期性降水隨著 MJO 變化，顏色為降水量，單位 mm day^{-1} 、縱軸為當地時間 LCT、橫軸為距西南側海岸距離，單位 km，黑色框為島嶼陸地部分，從左下角開始逆時針依序為 MJO 相位 1 到 8。

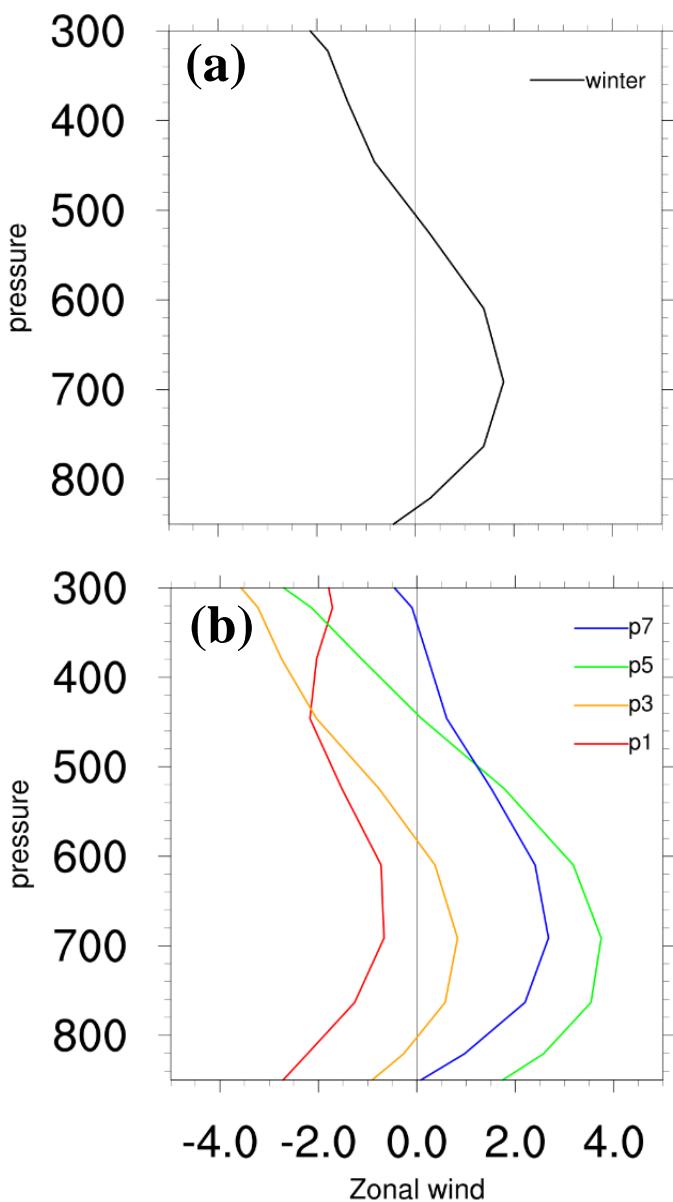
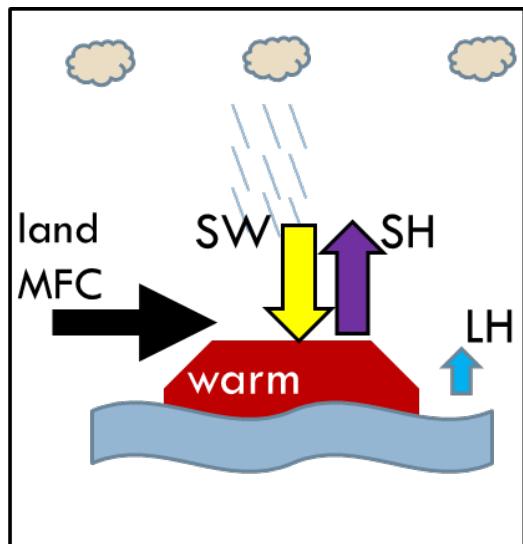
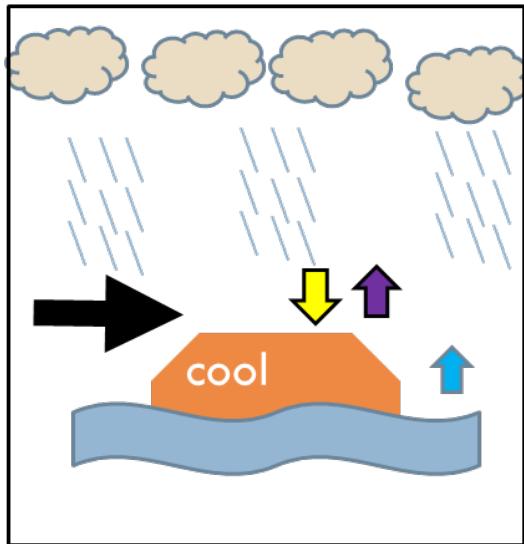


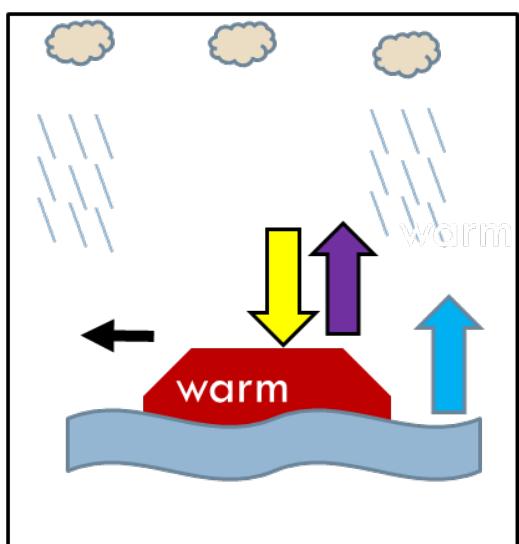
圖 4.7 11 月至 4 月 SPCAM 蘇門答臘島地區(10S-10N 95E-110E)緯向風垂直分布圖，
(a)為蘇門答臘島冬半年緯向風氣候平均值，(b)為蘇門答臘島不同 MJO 相位時，緯
向風垂直分布，顏色代表不同相位，相位 1、3、5、7 分別為紅、橙、綠、藍，單
位 ms^{-1} 、縱軸為氣壓(hPa)。



Phase 1



Phase 3



Phase 5

圖 5.1 SPCAM 中 MC 地區海洋及陸地各項變數在 MJO 不同相位的變化示意圖。

圖框下方標示著 MJO 相位，島嶼顏色表示地表溫度，雲朵大小表示雲量多寡，藍色雨絲表示 MJO 期間降水正距平發生在島上或海上，黑色箭頭為向陸地網格輻合的水氣輻合通量，黃色箭頭為陸地地表接收到的向下太陽短波輻射通量，紫色箭頭為陸地地表放出的向上長波輻射通量，藍色箭頭為海洋表面放出的向上潛熱通量。