

國立臺灣大學理學院大氣科學研究所

碩士論文

Graduate Institute of Atmospheric Sciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis



陸地大氣交互作用對於熱帶島嶼日降水強度之影響

The impact of land-atmosphere interactions on the  
diurnal intensity of precipitation over tropical islands

陳柏言

Po-Yen Chen

指導教授：吳健銘 博士

Advisor: Chien-Ming Wu, Ph.D.

中華民國 107 年 1 月

January, 2018

# 國立臺灣大學碩士學位論文 口試委員會審定書

本論文係 陳柏言 君 (學號 R03229005) 在國立臺灣大學大氣科學學系、所完成之碩士學位論文，於民國 106 年 11 月 9 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明

口試委員：

吳建宏

(簽名)

(指導教授)

陳建宏

陳維婷

吳政輝

系主任、所長

楊明仁 代 (簽名)

## 謝辭

在撰寫論文最後的這一章節時，一邊回首過去碩士班這兩年的生涯。首先要感謝吳健銘老師從我大四獨立研究時，便一直在研究、報告與各種畫圖技巧上不斷耐心指導，即使老師自己再忙都一定會撥出時間挑出我在研究上的問題與提供方向，而在徬徨或疲累時老師也不斷一直給我鼓勵或泡杯咖啡讓我有前進的動力。

而每次在 Group meeting 報告時，也感謝陳維婷老師和羅敏輝老師針對報告與研究方向上不斷修正與確認，讓我更了解自己研究上需要補足的部分，並提供許多在投影片與口頭報告上的呈現方式的建議，這是在碩士生涯中得到最珍貴的禮物。另外也感謝吳健銘老師、陳維婷老師、羅敏輝老師與陳建河博士在百忙之中撥空擔任口試委員，並針對論文在描述方式、研究方法與結果的呈現上提出許多寶貴的建議。

而在 C404 的研究生涯，自己也不是孤單奮戰的研究生，在一開始進研究室時遇到程式上許多的問題，簡睦、蔡包、冠廷學長和 Kevin 都願意花時間幫忙處理並讓我學習如何找尋解決問題的答案。在投影片與海報上，感謝歸鎮、竹君、皮皮與 Perry 給了我很多呈現上的建議，晚上在實驗室疲累的時候，也能一起聊天紓解壓力，也感謝 C404 所有的研究夥伴在研究生涯壓力最大的時候給予的陪伴與幫助。研究生修課的過程時，印象最深的則是雲環境與陸地水文這兩門課，每周晚上幾乎都和適文、冠廷、皮皮在實驗室一起奮戰討論，也讓我自己寫程式的能力更加進步，雖然常常忙到凌晨，但現在回憶起來都是很珍貴的時光。

最後感謝家人在我研究最疲累的時候給予我最大的支持，在我壓力大的時候也給予我許多鼓勵讓我繼續前進，有你們的支持才有今天的我，謝謝。

## 摘要

本研究透過三維渦度向量方程式的雲解析模式(VVM)耦合陸地模式(LSM),分別探討在都市、牧場和草地三種的理想熱帶島嶼上,有無直接陸地大氣交互作用時對於降水日變化強度的影響。我們設計了兩組實驗,第一組為有直接的陸地大氣交互作用(VVM 耦合 LSM);第二組為沒有直接陸地大氣交互作用的結果(只有 VVM),利用第一組實驗中包含高時空頻率的地面通量和溫度等資訊做為大氣地表邊界變化。最後去看在不同蒸發比的陸面下,兩組實驗中日降水變化和對流系統在時空上的差距,作為有無直接陸地大氣交互作用的影響。

結果顯示在三種陸面環境下,有直接陸地大氣交互作用的降水日變化幅度與極端降水事件強度都高於沒有直接陸地大氣交互作用。另一部份則是在都市的實驗下,降水日變化幅度與極端降水強度差異明顯高於在牧場與草地的實驗,都市與草地的差異最高可達 71%。

造成降水日變化幅度的差異的機制,主要是在都市的陸面實驗中,由於空間尺度較大(大約在熱塔尺度,半徑約 10km)的對流核心雲產生較強的冷池,而在較強冷池的交互作用下有利於激發更強的對流核心雲,因此在有直接陸地大氣交互作用的實驗下冷池對於對流發展為一個正貢獻過程。但在都市陸面實驗中,沒有直接陸地大氣交互作用實驗下則因為前面實驗的強冷池對於地面冷卻效果明顯,使得在冷區上方有微弱的下沉運動並讓對流偏好在冷區邊緣發展。而在牧場與草地的實驗則因為冷池強度和冷區偏弱,因此抑制對流發展強度降低。此結果初步顯示在經歷都市化或砍伐森林過程的熱帶島嶼上,降水的日變化強度和極端降水事件對於陸地大氣交互作用的過程更加敏感。

**關鍵字：**午後熱對流、冷池、陸地大氣交互作用、熱帶島嶼、降雨日變化

## Abstract

This study investigates the impact of land-atmosphere interactions (LAI) on the diurnal intensity of precipitation over a tropical island. Idealized simulations are performed with three different land surface conditions urban, pasture and grass using a three-dimensional Vector Vorticity equation cloud-resolving Model (VVM) coupled with the Noah Land Surface Model (LSM). Two sets of experiments are performed in this study. The first set considers direct LAI in which VVM is fully coupled with LSM. The second set of experiment eliminates direct LAI by prescribing surface fluxes in VVM, in which the high spatiotemporal variabilities are preserved from the fully coupled VVM/LSM. With this approach, the difference in temporal and spatial evolution of precipitation and convective systems can be interpreted as the impact of LAI.

The results show that the diurnal amplitude and extreme precipitation is stronger with direct LAI than without under all land surface conditions. The impact of LAI is profound on the diurnal amplitude with urban experiment, which is 71% larger compared with grass experiment. This is due to strong cold pool intensity by convective systems with large updraft core clouds in urban experiment. There is a positive contribution to convective updraft core cloud development by strong cold pool intensity. The surface cooling in the experiments without direct LAI, on the other hand, produces a weak divergence to suppress the convection development. The convective cells prefer to develop at the boundary of surface cold patch. In experiments over pasture and grass, the strength of surface cooling becomes weaker and hence weaker impact on the convection development. These findings imply that the diurnal intensity of precipitation as well as the extreme events can be more sensitive to LAI over tropical islands through processes such as urbanization or deforestation.

**Keywords: afternoon thunderstorm, cold pool, land atmosphere interaction,  
tropical island, diurnal cycle of precipitation**



# 目 錄



口試委員會審定書.....	i
謝辭.....	ii
中文摘要.....	iii
英文摘要.....	iv
目錄.....	vi
圖表目錄.....	vii
第一章 前言.....	1
第二章 數值模式與理想化實驗設計.....	5
2.1 數值模式 Vector Vorticity Equation Cloud-Resolving Model(VVM) .....	5
2.2 數值模式 Noah Land Surface Model(LSM) .....	6
2.3.理想化實驗設計.....	6
2.3.1 島嶼及陸面型態設定.....	6
2.3.2 耦合陸地大氣交互作用.....	7
第三章 實驗結果.....	9
3.1 降水與對流分布及強度之日變化與機制.....	9
3.2 有無直接陸地大氣交互作用(Coupled vs. Prescribed)之日變化幅度差異.....	12
3.3 雲尺寸定量分析.....	13
3.4 對流雲之降水貢獻.....	14
3.5 有無直接陸地大氣交互作用之日變化幅度差異機制探討.....	16
第四章 總結.....	18
第五章 討論.....	20
參考文獻.....	21
附錄.....	44

## 圖表目錄

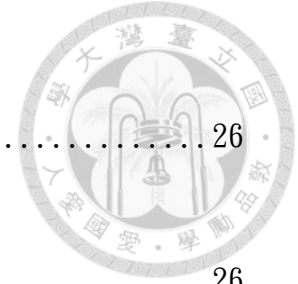


表 1 大氣模式設定.....	26
表 2 陸地模式設定.....	26
圖 2.1 大氣初始場之位溫與水氣混合比垂直分布。紅線為位溫(potential temperature (K))。藍線為水氣混合比(water vapor mixing ratio ( $\text{g kg}^{-1}$ ))。.....	27
圖 2.2.1 陸地總地面通量之空間上平均時間序列圖。實線為六個系集實驗時間序列平均,其中淺色區域為時間序列的範圍。.....	28
圖 2.2.2 陸地總地面通量之空間上平均時間序列圖。實線為空間平均,淺色區域為地面通量之空間標準差。.....	28
圖 2.3 五組陸面環境下的蒸發比(evaporative fraction)時序圖。實線為六個系集實驗時間序列平均,其中淺色區域為時間序列的範圍。.....	29
圖 3.1 在 Coupled 實驗下,都市島嶼的日變化之空間分布圖。圖中左上角為時間,黑底為陸地,藍底為海洋。Color shading 為地面降水。Gray shading 為雲頂溫度。箭頭為風速風向之 Y 方向平均後的近地面(0~300 公尺高)水平風,紅色為西風,藍色為東風。.....	30
圖 3.2 各陸面下 Coupled 實驗之(a)左側海風移入距離時序圖,海風鋒面移入距離只顯示到兩側海風鋒面輻合的時刻,在此定義為近地面(0~180 公尺高)及 Y 方向平均東西向風在下午陸地上東側發生最大水平輻合的時刻。(b)節自 Crosman and Horel, 2010,其中整理四篇模擬海風移入距離時序圖,其中(a)(b)中紅色虛線方框為相同時間和海風鋒面移入距離區間。(c)為海風鋒面移動速度時序圖,移入速度只定義到海風鋒面輻合的時刻。淺色區域為六個系集實驗結果的範圍。.....	31
圖 3.3 在各陸面下, Coupled 實驗的陸地平均降水時序圖。淺色區域為六個系集實驗結果的範圍。.....	32



- 圖 3.4 各陸面下，Coupled 實驗的降水(color shading)、雲頂溫度(gray shading)與近地面(0~300 公尺)平均水平風速。時間點分別為 Initiation (早上 11 點)、Condensation(下午 1 點)、Merge(海風鋒面輻合)與 Prec.(陸地平均最大降水時刻)..... 33
- 圖 3.5 各陸面的 Coupled 和 Prescribed 下，取 Y 方向平均的下午對流與海風鋒面輻合時的垂直結構差異。Gray shading 及白色 contour 為雲水雲冰混合比，contour 等值線量值分別為 0.4,0.5 ( $\text{gkg}^{-1}$ )。紅色打點為垂直速度超過  $0.5(\text{ms}^{-1})$  區域、紅色 contour 分別為垂直速度 1,1.2 ( $\text{ms}^{-1}$ )。藍橘色 shading 及黑色 contour 為 X 方向風速。藍色打點為冷池邊界( $-0.003 \text{ms}^{-1}$ )，藍色 contour 為冷池強度，等值線量值分別為  $-0.01,-0.02 (\text{ms}^{-1})$ ..... 34
- 圖 3.6 各陸面的 Coupled 實驗中，陸地上平均 (a)邊界層高度(Boundary Layer height, BL) (b)冷池強度(cold pool intensity) (邊界層高度、冷池強度定義詳見附錄) (c)近地面兩公里內平均濕靜能(moist static energy, MSE) (d)舉升凝結面高度(Lifted of condensation level, LCL)。在此使用氣塊法(air parcel theorem)並利用近地面(0~21 公尺高)的平均溫度和水氣混合比作為氣塊在地面之溫度與水氣混合比計算。淺色區域為六個系集實驗結果的範圍..... 35
- 圖 3.7 各陸面下之陸地上平均日降水時序變化差值(Coupled 減 Prescribed)。中心黑點為六個系集實驗最大差值的平均，error bar 為系集實驗差值之標準差..... 36
- 圖 3.8 下午兩點到六點之間在(a) U00 (b) P05 (c) G08 陸面環境的陸地降水強度機率分布圖..... 37
- 圖 3.9 在 (a) U00, (b) P05, (c) G08 陸面環境下 Coupled 和 Prescribed 之雲(雲水+雲冰混合比超過  $10^{-5} \text{kgkg}^{-1}$ ) 尺寸機率分布圖(Probability of cloud-size distribution)。(d)不同陸面環境下六個系集實驗的雲總個數平均..... 38
- 圖 3.10 在 (a) U00, (b) P05, (c) G08 陸面下 Coupled 和 Prescribed 實驗的對流核心雲(convective core cloud) (雲水+雲冰混合比超過  $10^{-5} \text{kgkg}^{-1}$  且垂直速度超過  $0.5 \text{ms}^{-1}$ )尺寸機率分布圖。(d) 不同陸面環境下六個系集實驗的對流核心雲大雲(尺寸 超過  $10^3 \text{km}^3$ ) 總個數平均..... 39

- 圖 3.11 三種陸面型態下對流核心雲的下午兩點至六點之降水貢獻比例在 Coupled 和 Prescribed 實驗的差異(Coupled 減 Prescribed)。其中 Large 為對流核心雲(convective core cloud)尺寸超過  $10^3 \text{ km}^3$ ，Small 為尺寸小於  $10^3 \text{ km}^3$ 。..... 40
- 圖 3.12 在各陸面下 Coupled 和 Prescribed 實驗發生最大平均降水時，冷池強度和地面溫度距平(地面溫度和陸地地面溫度平均之差值)。藍色 shading 為冷池強度，紅色 shading 為地面溫度距平。..... 41
- 圖 3.13 (a)在各陸面下 Coupled 和 Prescribed 實驗發生最大平均降水時冷池強度和地面溫度距平(和陸地地面溫度平均之差值)區域分離比例(0 為完全重合、1 為完全分離)。實心點為六個系集實驗之空間分離度平均，error bar 為系集實驗之空間分離度平均的標準差。(b)為空間分離度定義的示意圖。藍色為冷池強度超過  $10 \text{ (ms}^{-1}\text{)}$ ，紅色為地面溫度距平低於  $-5 \text{ (K)}$ 。平均空間分離比例的計算為只考慮有數字的區域(0,1)(即不考慮 NaN 區域)之下取平均。..... 42
- 圖 3.14 造成在陸面從偏乾轉變到偏濕時，Coupled 和 Prescribed 實驗中對流集結過程差異的機制示意圖。水藍色區域為地面冷區(cold region)強度，藍色實線為冷池鋒面(cold pool front)垂直剖面，藍色虛線為冷區造成上方大氣沉降。..... 43


## 第一章 前言



在天氣系統裡影響降水日變化幅度以時空尺度落在日變化尺度(diurnal scale)及小空間尺度(約數十至數百公里)的午後熱對流(afternoon thunderstorm)為主。過去有許多研究透過衛星及雷達觀測及高解析數值模式掌握午後熱對流發展以及降水強度等特性。其中 Hamada et al.(2014)中透過 Tropical Rainfall Measuring Mission(TRMM) Precipitation Radar(PR)衛星降水資料統計在全球降水事件中，結果顯示出時雨量超過  $120 \text{ mmhr}^{-1}$  的極端降水事件主要發生在午後的島嶼與陸地沿岸地區，且降水日變化峰值(diurnal peak of precipitation)在熱帶陸地上出現比例最高且主要在午後發生。而同時這些地區也是許多國家主要都市所在地，因此掌握在海岸的區域極端降水以及降水日變化幅度的特性有助於預防淹水等災害造成的損失。

針對在熱帶島嶼上午後熱對流降水機制，Qian(2007)透過衛星觀測(NOAA/Climate Prediction Center(CPC) Morphing Technique, CMORPH)在爪哇島(Java)日降水時空分布，更清楚看到在熱帶島嶼白天降水主要集中在島嶼中央且在午後發生，並透過區域氣候模式(Regional Climate Model version 3, RegCM3)模擬風場水平分布與降水時空變化，初步了解熱帶島嶼的午後日降水成因主要是海風鋒面激發在沿岸的降水並往內陸推進，並在中午之後海風在島中央輻合引發對流合併過程使日降水的最大值集中在島中央的過程。Saito et al.(2000)則透過模式模擬強調出下午對流耦合時，原本的對流降水產生的陣風鋒面(gust front)與冷池(cold pool)會促進新的對流發展並耦合，並使降水日變化在午後達到最大值。因此影響熱帶島嶼降水日變化幅度主要是在午後沿岸對流產生的冷池強度。


冷池促進對流發展的重要性在 Feng et al.(2015)與 Rowe and Houze(2015)也



被提出，其中 Rowe 等人提出 Madden-Julian Oscillation(MJO)在 active period 時，淺積雲有機會發展並產生較大的冷池，而在冷池邊界上能產生更深的對流系統。在 Feng 等人的研究中則透過 Weather Research and Forecasting model(WRF)在 MJO 的模擬結果，提出交叉冷池(intersecting cold pools)空間尺度大約是單獨冷池(isolated cold pools)的兩倍，冷池強度多 41%且厚度多 62%，除了交叉冷池可以增加在冷池邊界的上升區速度約 45%原因之外，更重要的是冷池激發的對流能縮短對流和對流雲簇的間距促進對流集結。

除了大氣本身冷池和對流的增強機制之外，大氣和陸面之間也能透過地面通量的交互作用機制維持冷池強度，進而影響對流集結發展強度和降水日變化強度。如 Drager and van den Heever(2017)指出透過地面降水的冷卻效果使地面的可感熱通量(sensible heat flux)降低且增加潛熱通量(latent heat flux)產生濕冷區塊(wet patch)，其效果有助於維持上方大氣的冷池強度。陸面過程對降水日變化的影響在 Baker et al.(2001)的模擬結果亦被顯示出來，透過改變水平土壤濕度分布，結果顯示降水日變化強度在土壤溼度有空間分布差異時會高於均勻分布的結果。而若加入海岸線曲率的變因時，有曲率的海岸線則會非線性增加在土壤溼度有空間分布差異時的降水日變化強度。

而在模式中島嶼的存在對於整個模擬區域的平均降水量值影響很顯著。在 Cronin et al.(2014)透過高解析 CRM 模擬大氣在 RCE(Radiative-Convective Equilibrium)理想熱帶海洋環境中，有無島嶼的存在對於日降水的影響，實驗結果顯示有島嶼的除了降水分布會集中在島嶼上之外，整個模擬空間的平均降水也會高於只有海面的實驗。這表示島嶼的存在除了會改變降水空間分布之外，也會改變整個環境的平均降水量，在氣候模式中降水的強度和分布的模擬結果會影響到大氣和陸地水收支平衡，因此降水的預報也是目前氣候模式模擬上的一直努力



改進的目標。Guichard et al.(2004)指出，現有全球模式(General-Circulation Model, GCM and Single-Column Models, SCMs)中在掌握海岸及島嶼等陸上降水日變化強度並不好。主要原因在於全球模式的空間解析度較低，無法直接透過物理過程模擬積雲對流發展，因此透過積雲參數化代表積雲對流過程，但缺點為在 SCMs 內對流會過早發生並釋放不穩定度產生降水，在掌握日變化降水幅度容易低估且發生時間提早(Betts and Jakob (2002) ; Bechtold et al.(2004))。相對在 CRM 中由於能直接模擬積雲對流發展，透過在 CRM 日降水變化幅度模擬的結果可幫助我們去改善 GCM 等全球模式在掌握區域極端降水的時間與強度。

綜合以上回顧，熱帶島嶼上的夏季降水日變化強度，主要是海風在沿岸激發的對流系統並在午後在內陸對流系統的集結耦合產生最大的降水，而對流耦合與冷池強度和冷池之間交互作用有關，然而冷池強度的維持機制除了對流系統降水的再蒸發效應之外，地面的濕冷區塊也能透過陸地大氣交互作用維持冷池強度，並透過此機制改變日降水強度。本研究則進一步討論陸地大氣之間的地面通量與地面溫度在有無直接的交互作用下，濕冷區塊是否仍能維持冷池強度，以及是否會改變最後對流耦合強度、日降水強度變化和午後極端降水等結果。另外由於降水日變化會受到早上在海風受到曲折海岸線的影響(Baker et al., 2001)，以及對流在下午耦合時和複雜地形的交互作用過程(Qian, 2007、Saito et al., 2001)。本研究設計上採用沒有地形且平直的海岸線的理想島嶼，探討陸地大氣交互作用對於對流耦合過程對降水日變化強度的影響。

而島嶼陸面環境部分，由於在海洋大陸(Maritime Continent)地區，也是熱帶島嶼主要分布區域，過去從 1990~2015 年間森林消失的速率每年平均超過 500 公頃(United Nations Food and Agriculture Organization, FAO)，而 Chen et al.(2014)統計全球都市化(Urbanization)比例從 1980 年的 20% 上升至 2011 年的 50%，顯示

近 30 年熱帶島嶼的陸面型態(land cover)有顯著的改變，因此我們想探討在陸面型態從森林轉變到都市時，有無直接陸地大氣交互作用下對於日降水變化幅度影響的程度的改變。



## 第二章 數值模式與理想化實驗設計



### 2.1 數值模式 Vector-Vorticity Equation Cloud-Resolving Model(VVM)

由於午後熱對流為時空尺度較小的天氣系統，而且午後降水強度受到積雲發展過程有顯著影響，因此採用雲解析模式模擬午後熱對流日變化過程。透過物理過程模擬的三維雲解析模式能更有利於呈現接近實際的積雲對流發展及降水強度。本研究使用 Jung and Arakawa(2008)發展的三維雲解析模式 VVM，其特色為透過渦度方程進行渦度預報後，再透過診斷方程算出對應的水平及垂直風場。

雲微物理過程採用 Krueger et al.(1995)雲微物理參數化(microphysics scheme)，其中考慮雲微物理中的相變過程，並輸出水氣、雲水、雨水、冰、軟雹及雪等水相變數。地面通量採用 Deardorff(1972)之參數化過程。輻射參數化採用 RRTMG (Rapid Radiative Transfer Model for GCMs, Iacono et al., 2008)。此模式也做為研究準三維多重尺度模式架構(Jung and Arakawa, 2010)，討論雲解析模式中地形效應對濕對流的影響(Wu and Arakawa, 2011)。在 Chien and Wu(2016)透過垂直網格線性變化減緩 VVM 在地形網格上的變化。此外還有許多研究使用 VVM 模式討論，如 Arakawa and Wu(2013)、Wu and Arakawa(2014)在統合參數化(unified parameterization)發展；地面通量空間異質性對降水日變化的影響(Wu et al.,2015)；層積雲的發展(Tsai and Wu, 2016)、對流組織化的影響(Tsai and Wu, 2017)及討論台北午後熱對流特性(Kuo and Wu, 2015)。

Lin and Cheng(2015)成功將 Noah 陸地模式(Land Surface Model, LSM)耦合進 VVM 並取代原本地表通量參數化，相對能更真實反映地面通量量值。除了能將大氣中降水、輻射及風等對地面通量影響更具物理意義計算出來之外，也能透過設定陸面型態、土壤濕度及植被覆蓋等改變地面通量，進而討論地面過程改變

對於大氣對流發展的影響。詳細介紹如附錄。



## 2.2 數值模式 Noah Land-Surface Model(LSM)

本研究使用的 Noah Land Surface Model(3.4.1 版本)為一維陸地模式，本質上遵守地面輻射平衡、水量保守等過程。雲解析模式與陸地模式的耦合主要是透過雲解析模式提供降水、近地面風速及輻射變數，加上在陸地本身如陸面型態、土壤濕度、孔隙率及植被覆蓋率參數設定後，調整地面可感熱通量(sensible heat fluxes)及潛熱通量(latent heat fluxes)比例，做為雲解析模式地面邊界條件。

在 Noah LSM 中，Chen et al.(1996)與 Chen and Dudhia(2001a)將 Penman 潛在蒸發法(potential evaporation approach)(Mahrt and Pan, 1984)、多層土壤模式(multilayer soil model) (Mahrt and Ek, 1984)、原始作物模式(primitive canopy model)(Pan and Mahrt, 1987)、原始作物阻抗法(canopy resistance approach)(Noilhan and Platon, 1989、Jacquemin and Noilhan, 1990)與簡易水平衡模式(Simple Water Balance Model)中的表面逕流模式(surface runoff model)(Schaake et al., 1996)等模式耦合放入 LSM 中，以提供更真實的陸地大氣交互作用。

## 2.3 理想化實驗設計

### 2.3.1 島嶼及陸面型態設定

由於本研究主要在探討在熱帶島嶼上，不同陸面型態下有無陸地大氣交互作用對於午後熱流強度的影響，因此先簡化島嶼本身在地形及海岸線變化等對於對流發展的影響。本研究參考 Baker et al.(2001)，設計一個寬度約 170 公里、沒有地形(與海平面同高)且平直海岸線的長條型島嶼，在這寬度下的島嶼，海風產生的對流剛好能在下午時在島上完成輻合，島的兩側為海洋並固定海溫維持在



302(K)。背景風場部分使用適當大小的西風(約 3.2m/s)代表在海洋大陸地區背景風場值。大氣垂直探空曲線則選用典型夏季弱綜觀環境下適合對流發展溫度及水氣分布(圖 2.1)。



在陸面型態設計部分，我們設計了三組陸面型態，分別是都市(U00)、牧場(P05)和草地(G08)，第一英文字母為陸面型態縮寫，後面兩位數為陸面平均蒸發比(evaporative fraction)，這三組的陸面的地面通量總和(可感熱與潛熱通量和)以及蒸發比分別從小到大(圖 2.2.1, 2.3)，並搭配 2.3.2 小節有無陸地大氣交互作用的實驗作討論。

VVM 水平方面屬於雙週期邊界模式，水平寬度設定為 512 公里 \* 512 公里，解析度為 2 公里，垂直高度設定約到 17.5 公里，底層垂直網格解析度較高(約 100 公尺)，往高處時解析度逐漸遞減，模擬時間從日出開始(早上六點)至日落(下午六點)，共 12 小時，詳細設定如表 1。另外在每組實驗中各自有六個系集成員(ensemble member)作為對流發展對結果造成的變化程度，透過改變在前 10 分鐘從地面至 500 公尺範圍給定不同幅度的隨機位溫(potential temperature)擾動使原本均勻的邊界產生溫度梯度，搭配給定大氣環境垂直分布使大氣中不穩定度開始透過對流發展釋放。在 Noah 陸地模式設定中，垂直方向上有一層作物層及四層土壤層，土壤厚度從地表往下分別是 0.1,0.3,0.6,1.0 公尺。在本研究中將四層土壤初始濕度設定為相同而且為水平均勻分布，詳細參數設定如表 2。

### 2.3.2 耦合陸地大氣交互作用

為了討論在夏季弱綜觀環境下有無直接陸地大氣交互作用對於在熱帶島嶼上日變化降水強度的影響，我們設計了以下兩組的實驗：

第一組實驗稱作 Coupled，為有直接陸地大氣交互作用下的模擬，利用雲解

析模式耦合陸地模式模擬午後熱對流及降水日變化。雲解析模式會把地面邊界降水、輻射、風資訊輸出至陸地模式中，而陸地模式會計算並輸出相對應的地面通量回雲解析模式做為新的地表邊界條件。在這邊同時保留並儲存高時間與空間變異度的地面通量以及地面溫度等資訊(圖 2.2.2)。

第二組實驗稱作 Prescribed，為沒有直接陸地大氣交互作用下的模擬，設計上是透過在相同初始大氣環境下，單獨使用雲解析模式模擬日變化降水，而地面邊界條件則是將 Coupled 實驗儲存的地面通量資訊驅動給雲解析模式。因此在 Coupled 及 Prescribed 兩組實驗擁有相近高時間與空間變異度的地面通量。

### 第三章 實驗結果

由於日變化降水強度與對流發展強度有關，因此本章節分別從降水及對流系統強度與空間尺度進行討論。3.1、3.2 小節討論在有陸地大氣交互作用(Coupled 實驗組)之下，不同陸面型態的午後熱對流及降水特徵。3.3、3.4 小節定量討論有無直接陸地大氣交互作用(Coupled vs. Prescribed 實驗)之下，降水及對流強度的日變化幅度在不同陸面型態時的差異，3.5 小節則針對造成對流雨降水強度差異的機制做討論。

#### 3.1 降水與對流分布及強度之日變化與機制

為了了解在島嶼上對流水平結構、對流降水分布與近地面風場變化關係，其日變化以都市島嶼(U00) Coupled 實驗結果為例呈現(圖 3.1)。

在早上十點前，海陸加熱差異使海風開始建立並往內陸移動，同時加深陸上平均邊界層高度至 1.3 公里(圖 3.6a)，但還未發生降水。海風移動速度為從地面且到 180 公尺高的平均西風分量(u 方向正分量)，計算結果大約為  $8 \text{ kmhr}^{-1}$ ，和 Crosman and Horel(2010)中整理其他研究的數值模擬海風移速比較(圖 3.2b)相近。其移速有減慢的趨勢(每小時約減少  $2 \text{ kmhr}^{-1}$ )，主要是邊界層的厚度在增加使得水平方向上的移速減慢。十點至十一點時在內陸約 20 公里處激發出單胞對流系統並產生零星降水，最大降水強度約  $18 \text{ mmhr}^{-1}$ ，海風移速則加速到  $17 \text{ kmhr}^{-1}$ ，主要是降水產生的下衝流(downdraft)造成近地面大氣再蒸發，使得陸地上平均冷池強度(cold pool intensity，定義參考附錄)開始增強(圖 3.6b)，冷池強度增強會增強冷池鋒面強度使海風移速加速，此時對流還沒發展出砧狀雲結構。中午十二點時，由於海陸加熱差異持續增加，海風與積雲對流持續往內陸推進且加深海風持續向東側推進，此時對流系統開始發展出砧狀雲頂結構，降水區域逐漸擴大，但最大強度仍維持在  $18 \text{ mmhr}^{-1}$ ，海風移速部分加速至  $20 \text{ kmhr}^{-1}$ 。在下午一點到兩

點之間，對流持續穩定往東側推移並在東側產生降水，此時在距離西側海岸約 10 公里處也開始激發對流並發展出砧狀雲頂，但此時整個區域上仍然偏向小區域降水，最大強度仍維持在  $18 \text{ mmhr}^{-1}$ ，而平均冷池強度則達到第一次的最大值(約  $4.8 \text{ ms}^{-1}$ )，此時海風移速維持在大約  $26 \text{ kmhr}^{-1}$ 。直到下午三點時，兩側海岸發展積雲對流在島嶼偏東側組織開始合併，並發展出完整的砧狀雲頂。在下午四點時對流發展到最成熟並使降水強度日變化幅度達到最大，強度最大超過  $30 \text{ mmhr}^{-1}$ ，冷池強度達到第二次最大值(約  $4.8 \text{ ms}^{-1}$ )。到了下午五點至六點，由於太陽輻射減少造成地面通量減少且大氣中的對流不穩定度已經釋放完畢，對流進入消散期，邊界層高度也降低至 400 公尺，雖然在島嶼中間位置再度激發一些零星的對流及降水，但最大降水強度已減弱至  $16 \text{ mmhr}^{-1}$ ，冷池強度也遞減至  $3 \text{ ms}^{-1}$ 。從以上對流發展以及降水日變化中可以看出在熱帶島嶼上，下午發展成熟的午後熱對流主要是兩側海風激發的積雲對流在內陸組織合併造成午後的最大降水。

在其他陸面環境下的 Coupled 實驗(牧場(P05)以及草地(G08))，對流發展以及降水水平空間分布日變化大致相同(圖 3.4)，主要差異是在下午降水強度達到最大日變化幅度時，對流水平分布以及降水區域在空間上的集中程度。從水平分布圖中可看出島嶼的陸面型態從 U00, P05 到 G08 時，砧狀雲頂結構以及降水分布皆從集中變成分散，但是陸地上空間平均降水時間序列(圖 3.3)之差異相對不顯著。

由於對流系統水平結構差異與對流在垂直方向上的發展有關，且由於在熱帶島嶼上的日降水和對流位置大致平行海風鋒面，因此我們取海風鋒面方向平均(Y 方向)(圖 3.5)以了解對流在垂直海風鋒面方向的垂直結構變化。而造成降水日變化幅度差異的對流系統，主要落在下午時從島嶼兩側往內陸移動的對流在島嶼上輻合的時刻，此時對流接近成熟期並產生最強降水。從圖 3.5 可看出對流系統垂

直分布在 U00 實驗時，對流系統的雲水雲冰混合比(cloud water and ice mixing ratio)及垂直速度最強且集中，邊界層中的海風鋒面垂直結構也比較完整。而在 P05 及 G08 實驗中，對流和海風鋒面垂直結構逐漸分散且偏弱。主要機制是當陸面環境蒸發比越小時，地面潛熱通量減少，地表相對越乾(地面通量以可感熱為主)，使得低層大氣濕淨能(Moist Static Energy, MSE)少，舉升凝結高度(Lifted Condensation Level, LCL)增加(圖 3.6d)，對流需要更多熱力強迫機制舉升才能發展，發展出的對流胞強度比較強且偏向集結對流系統(agggregated convection)，降水強度較高且集中，而雲下的大氣透過強降水蒸發冷卻及降水下沉運動形成下衝流 (Tompkins,2002a,b)，下衝流本身的雨滴經過低層大氣時會因為蒸發作用冷卻使空氣密度增加，並在近地面形成冷池，新的對流胞透過冷池鋒面的交互作用(cold pool front interaction)在兩個冷池交界面被激發出(Feng et al.2015)。因此當降雨強度越大越集中時，冷池強度會增加使得對流胞集結程度越顯著，為一個正回饋循環，同時對地面冷卻程度也比較高。相反的在蒸發比偏高時，地表偏濕使低層大氣 MSE 偏高且 LCL 高度下降，相對只需一些熱力舉升機制就能發展對流，但發展出的對流胞強度偏弱且鬆散，冷池的強度以及地面冷卻程度會比較小。然而在陸地上的平均降水時間序列(圖 3.3)中，這三組在午後最大降水峰值接近，顯示出在陸地上午後總降水量差不多，但是對流系統有明顯結構差異，在都市環境(U00)主要是集結較好的對流系統，而在 G08 的陸面環境主要是尺度較小的午後對流系統貢獻降水。

本章節初步透過平均垂直剖面定性分析了解在有直接陸地大氣交互作用下，不同陸面型態的島嶼上對流系統耦合後的強度差異，在 3.3 小節中則透過定量分析並討論對流系統的空間尺寸統計，3.4 小節則針對對流系統對於午後發生最大日降水幅度的貢獻比例分別做討論。

### 3.2 有無直接陸地大氣交互作用(Coupled vs. Prescribed)之日變化幅度差異

為了探討在 U00, P05, G08 三種陸面環境的島嶼上，有無直接陸地大氣交互作用對於邊界層中的冷池強度與降水強度及對流強度在日變化幅度最大時的影響，因此除了做第一組實驗(Coupled)之外，我們另外保留高時間與空間變異度的地面通量及地面溫度等資訊，作為在第二組實驗(Prescribed)的地面邊界條件，並比較在 U00, P05, G08 三種陸面環境時，Coupled 和 Prescribed 實驗之間降水強度日變化幅度差異。

在 Prescribed 實驗中，由於地面通量的日變化和 Coupled 實驗相近，因此對流系統的日變化過程相近，在早上十點左右因為海陸加熱差異而在陸上沿岸區域建立海風，並隨著時間往中午移動海風移入、對流激發以及下午在島嶼偏東側輻合等演變過程與 Coupled 實驗相近。但在不同陸面型態下，陸地上平均降水強度的最大日變化幅度(圖 3.7)在各陸面環境中 Prescribed 實驗都低於在 Coupled 實驗，且降水強度幅度在都市環境(U00)下的差異最大，而隨著陸面型態從 P05 到 G08 時減小，U00 與 G08 之差異最大可達 71%。

從下午兩點到六點之間極端降水事件機率分布圖(圖 3.8)中可看出，在 U00 環境時，Coupled 和 Prescribed 的機率分布在降水強度超過  $20 \text{ mmhr}^{-1}$  後便開始產生差異，隨著環境轉變成 P05 時，Coupled 和 Prescribed 的機率分布差異縮小(降水強度超過  $50 \text{ mmhr}^{-1}$ )，而在 G08 實驗的機率分布幾乎沒有差異。

由於降水強度日變化幅度以及區域極端降水差異與對流發展強度差異有關，因此我們同樣先定性分析 Y 方向平均後的對流垂直結構差異，時間一樣選擇島嶼兩側對流準備輻合開始發展最強降水的時間(圖 3.5)。從圖中可看出在每種地表環境，Prescribed 實驗的對流雲的雲水雲冰混合比和垂直速度分布都比 Coupled 實驗結果鬆散，其中又以都市環境(U00)下 Coupled 和 Prescribed 實驗中的對流強

度差異最大，草地環境(G08)環境差異最小，與降水日變化幅度差異(圖 3.7)類似。



### 3.3 雲尺寸定量分析

而在探討對流強度對降水強度的影響時，除了定性判斷對流與海風鋒面垂直結構差異之外，我們另外透過定量上統計對流系統尺寸機率分布而找出對流系統強度的差異，並找出對流系統強度與降水強度的關係。本研究採用 Tsai and Wu(2017)中的六邊連結分割法(six-connected segmentation method)，先篩選出符合雲(雲水+雲冰(ice water)混合比大於  $10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$ )的網格並連結成雲的物件，算出每朵雲的尺寸。此外從圖 3.1 中在下午三點和四點時(對流開始耦合至發生平均最大降水時)，對流系統的水平尺度大約為  $10 \sim 50 \text{ km}$ ，若簡單假設對流系統厚度為  $10 \text{ km}$ ，則對流系統空間尺度主要為  $10^3 \sim 10^4 \text{ km}^3$ (熱塔尺度(hot tower))。造成降水日變化幅度差異與在這區間的對流系統發展有關，因此本研究主要探討在雲尺寸落在熱塔尺度的對流雲發生頻率差異以及對午後降水幅度的影響。

圖 3.9 的雲尺寸機率密度分布圖(Probability of cloud-size distribution)結果顯示，在這三種陸面型態下，Coupled 和 Prescribed 實驗的機率分布差異都不大，尤其是尺寸大於  $10^3 \sim 10^4 \text{ km}^3$  的部分，無法突顯 Prescribed 實驗在定性分析(圖 3.5)對流垂直發展強度偏弱的現象。另外在 Coupled 實驗定性分析時，對流強度(雲冰+雲水混合比或垂直速度)會隨著陸面環境從 U00 轉變到 G08 時減弱，在雲尺寸統計中也無法被突顯出來。顯示出只透過雲水雲冰混合比當作門檻的結果，並無法反映有無直接陸地大氣交互作用對流強度的改變。

為了篩選出對實驗結果中對流系統的差異，我們增加對流雲的門檻為：雲底高度低於兩公里且雲頂超過六公里，且垂直速度必須超過  $0.5 \text{ ms}^{-1}$  為對流核心雲(convective core cloud)。主要是針對從邊界層(2 km)發展到超過中對流層(6 km)

的對流系統，而核心雲(core cloud，垂直速度超過  $0.5 \text{ ms}^{-1}$  的區域)想法來自於 Tsai and Wu(2014)，由於其伴隨較強的上升運動與質量、水氣傳送，因此在物理機制上比起單純雲尺寸，核心雲能更客觀地代表對流系統強度。

從對流核心雲尺寸機率密度分布圖(圖 3.10)中，則可看出在不同陸面型態下，Coupled 實驗在對流核心雲體積小於熱塔尺度( $10^3 \text{ km}^3$ )的對流系統(以下簡稱小雲)機率分布在 Coupled 和 Prescribed 實驗的差異不明顯，體積落在熱塔尺度(以下簡稱大雲)的出現機率則高於在 Prescribed 實驗，另外在 U00 與 P05 環境中，Coupled 和 Prescribed 實驗的大雲出現機率差異明顯高於 G08 陸面環境，這樣的差異變化與降水日變化幅度差異(圖 3.7)相似。此結果顯示沒有直接的陸地大氣交互作用對於大雲的發展有明顯抑制效果，使得對流核心雲系統多半小於熱塔尺度。

### 3.4 對流雲之降水貢獻

從以上降水日變化幅度差異與對流強度定性分析和對流核心雲尺寸的定量分析結果，知道有無直接陸地大氣交互作用對於大雲的對流系統和降水強度的影響趨勢相近。最後以熱塔尺度為分界(對流核心雲體積 $\sim 10^3 \text{ km}^3$ )，討論體積大於該尺度的對流核心雲(大雲)、小於該尺度的雲(小雲)以及核心雲(只考慮雲冰+雲水 $>10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$  且垂直速度超過  $0.5 \text{ ms}^{-1}$  的區域)等三類的雲對在午後降水貢獻的影響。

我們參考 Tsai and Wu(2017)中對流對地面降水貢獻的概念，其中假設為：對流雲在地面投影區域的降水總和來自該對流雲，但如果有一朵以上的對流雲對應到同一降水網格時，因為無法判讀降水來源所以直接捨棄該點降水資料。由於對流發展到發生最大降水有時間差距，我們挑出在下午兩點到六點的對流貢獻的降水總和，並與該時間區間的地面總降水量相除，得到對流雲降水對總降水貢獻的



比例。

從降水貢獻比例結果顯示出核心雲在不同陸面環境下的 Coupled 和 Prescribed 實驗中對於下午兩點到六點的總降水量都有 87 % 以上的貢獻(未在圖中顯示)，代表核心雲對於午後對流降水與日變化幅度有一定程度的影響。

為了深入瞭解深對流雲尺寸對於午後降水貢獻的差異，我們將目標縮小至對流核心雲(從 2 km 以下長到 6 km 高的對流系統)。從圖 3.11 結果顯示出在 U00 陸面環境時，Coupled 的降水來自大雲的比例高於 Prescribed 結果(約 35 %)，且比例差異約是 P05(20%)及 G08(12 %)環境的 1.5 倍，小雲的比例則是 Prescribed 高於 Coupled 結果，但在三個陸面環境下差距(約在 5~ 15 %之間)比大雲的結果低。在圖 3.7 降水日變化強度差異的原因主要是午後降水大雲降水貢獻比例的差異造成，而來自小雲降水與非對流核心雲(主要為雲底超過 2 km 的中高雲，未在圖中顯示)在 Coupled 和 Prescribed 的降水貢獻差異在三個陸面環境中相近。

總結圖 3.10 對流核心雲分布和圖 3.11 對流核心雲降水貢獻差異的結果，由於在 U00 陸面環境偏好空間尺度大的對流系統發展並發生午後降水，使得 Coupled 實驗的大雲對流系統出現機率(圖 3.10a)與個數(圖 3.10d)偏高，但在 U00 的 Prescribed 實驗中，由於地面環境不利於大雲對流系統發展(機制於 3.5 小節詳述)，使得大雲對流系統機率分布與個數明顯低於 Coupled 結果(與 P05、G08 對照的結果)，造成在最後日降水變化強度差異(圖 3.7)在 U00 環境最顯著。隨著環境轉變成 P05 到 G08 時，由於大雲在 Coupled 和 Prescribed 的機率分布差距縮小，大雲降水貢獻差距縮小，使得 P05 到 G08 的日降水變化強度差異縮小。

### 3.5 有無直接陸地大氣交互作用之日變化幅度差異機制探討

從以上定性分析對流垂直分布以及定量分析對流系統空間尺度以及和降水的對應關係，可以知道在這三組陸面環境下，在 Prescribed 實驗中對於空間平均的降水日變化幅度、區域極端降水強度以及較大空間尺度的對流系統體積都有減弱的效果，且減弱的幅度在 U00 的環境比較顯著。從 Saito et al. (2000) 研究已經知道在熱帶島嶼上對流系統的冷池前緣有助於新的對流系統集結與激發，Feng et al. (2015)、Rowe and Houze (2015) 等研究指出在冷池邊緣的交界有助於新的對流被激發，顯示出冷池強度的發展對於對流系統發展集結、造成降水日變化強度以及發生區域極端降水強度差異有一定程度的影響。本章節將探討 Coupled 和 Prescribed 實驗對於改變冷池強度的成因與機制。

造成 Coupled 和 Prescribed 實驗的對流強度差異如圖 3.14 所示。在 Coupled 實驗在下午對流即將輻合集結前，由於對流系統降水造成的下衝流冷卻空氣後產生冷池並冷卻地面，而在冷池邊緣由於動力舉升以及近地面有微弱垂直風切，使得新的對流有利於在冷池邊緣被激發，最後促進對流系統的聚合，此為對流系統集結的過程 (convection aggregated process)，集結後的對流系統由於空間尺度增加，環境乾空氣逸入作用降低使對流系統不易消散，使得大雲的系統更容易維持，因此冷池和對流系統為一正回饋過程。在這過程同時會冷卻地面形成冷區 (cold patch)，而冷區的形成有助於維持冷池強度，此概念來自於 Drager and van den Heever (2017) 提出因為降水浸潤地面產生 wet patch 並維持冷池強度與向外擴散的機制。因此在 Coupled 實驗中，冷池強度和冷區強度亦為正回饋的過程，使得對流雲尺寸可以發展更大。這樣的過程導致在發生最大日變化降水時的地面冷卻區域與冷池區域重疊 (圖 3.12)，且在都市的陸面形態下 (U00) 由於降水強度較大使得冷池強度大且分布集中，因此冷區面積相對集中。為了定量描述冷區和冷池在空間分布上的分離比例，在本研究中的定義與計算方式如圖 3.13b 所示，若分離

比例值為 1 代表冷區和冷池在空間分布完全分離，0 代表完全重疊。空間分離比例計算結果如圖 3.13a，可看出在 U00(71%)和 P05(73%)的 Coupled 的分離比例低於 G08(95%)。而造成 G08 的分離比例偏高成因，主要是降水強度較小且區域比較零散，冷池強度與冷區都相對偏弱且破碎造成。

然而在 Prescribed 實驗下，由於大氣受到來自 Coupled 實驗的地面冷區冷卻，造成在冷區上方產生微弱的輻散且不利於對流產生，輻散空氣則在冷區外緣產生微弱輻合並發展對流，最後產生降水並形成冷池，因此在三種陸面環境下，Prescribed 實驗的冷池和冷區的空間分離比例均高於 Coupled 的結果。

在 U00 陸面環境下，由於其 Coupled 的地面冷卻較強且分布較集中，因此在對應的 Prescribed 實驗時，雖然在冷區邊緣產生的輻合比較強，相對有利對流系統發展，但由於冷區分布較大而隔絕了對流彼此集結的過程，當對流集結效果不好時對流的尺寸相對會偏小，使得乾空氣逸入作用明顯而抑制對流發展，使得最後在空間平均降水達到最大值時，整個空間內的對流強度與貢獻的降水仍然偏低。

而當陸面環境轉變成 P05 到 G08 時，由於來自 Coupled 的地面冷卻強度較弱且分布破碎，雖然冷卻較弱使得在冷區邊緣的輻合強度較低，因此發展出的對流系統強度也偏低，但由於地面冷區強度低且分布破碎，相對在地面上有比較多的空間讓對流發展，且對流系統之間距離相對較近，較有利於系統集結，使得達到最大空間平均降水的值與 Coupled 實驗相近。

## 第四章 總結



在過去研究中，透過觀測和模式模擬已經了解影響熱帶島嶼的日降水變化幅度主要來自午後熱對流系統產生的強降水，且降水區域主要集中在島嶼中央。本研究透過高解析之三維雲解析模式 Vector Vorticity equation cloud-resolving Model(VVM)以及陸地模式 Noah Land Surface Model(LSM)，分別模擬在都市、牧場與草地三種不同總地面通量與蒸發比陸面環境的理想島嶼上，有無直接的陸地大氣交互作用對於邊界層冷池強度的改變，最後對於對流強度以及日降水變化強度的影響。實驗設計部分，我們先透過 VVM 耦合 LSM 模擬在島嶼上的日降水變化過程，視為有直接陸地大氣交互作用的過程(Coupled)，並把地面高時間與空間變異度的地面通量與地面溫度的日變化資訊作為另一組單獨 VVM 模擬的地面邊界過程，視為沒有直接陸地大氣交互作用的過程(Prescribed)。透過這兩組實驗在不同陸面環境下，定性與定量討論在降水日變化幅度與午後對流耦合產生的極端降水差異，並透過對流系統強度與尺寸了解對於降水的貢獻差異，最後試著透過定性分析對於在有無直接陸地大氣交互作用下對流系統強度改變的機制。

模擬結果顯示在不同陸面環境之下，Prescribed 實驗的日降水變化幅度與午後極端降水事件強度都低於 Coupled 的結果，而且在都市環境(U00)時，降水強度日變化在 Coupled 和 Prescribed 之間的差異最顯著，其中日降水變化幅度差異與草地環境(G08)的結果差異可達 71%，另外透過定性分析 Y 方向平均的午後對流系統垂直剖面也看到強度有類似差異。

對流系統的定量分析方面，本研究使用 Tsai and Wu(2017)的六邊連結分割法(six-connected segmentation method)並用雲水雲冰混合比以及垂直速度定義出核心雲，並額外考慮雲底與雲頂高度，找出從邊界層(2 km)長到中高對流層(6 km)

的對流核心雲尺寸(convective core cloud size)和雲數量(cloud number)。結果顯示在所有陸面環境下，Coupled 實驗的對流核心雲尺寸超過  $10^3 \text{ km}^3$  (約在熱塔 (hot tower) 尺度) 的對流系統(大雲)出現機率與個數皆高於 Prescribed 的結果，而且在 U00 的陸面情境下，Coupled 和 Prescribed 之間的差異大於在 G08 陸面的結果，與日降水變化強度差異變化具有一致性，而小於此尺寸的分布則沒有明顯差異。對流核心雲對於午後兩點至六點的陸上降水貢獻部分，在 Coupled 與 Prescribed 實驗的降水都主要由大雲系統提供，因此大雲系統的比例對於午後日降水變化幅度有主要的影響。

造成降水日變化幅度的差異的機制如圖 3.13，主要是在 Coupled 實驗中，U00 陸面環境的對流產生較強的冷池(圖 3.6b, 3.12)，冷池強度增加時地面冷區(cold patch)的強度也增加，而冷區有助於維持冷池強度(Drager and van den Heever, 2017)，在較強冷池的交互作用下有利於激發大雲的對流核心雲，因此 Coupled 實驗下冷池、冷區對於大雲的對流核心雲發展為一個正貢獻過程。

但在 Prescribed 實驗下，陸面冷區則扮演抑制對流發展的腳色，當 Coupled 的冷區強度越大時(如 U00)，冷區上方微弱的下沉運動對於對流的抑制效果越明顯，使得對流偏好在冷區邊緣發展。隨著陸面環境轉變成 P05 與 G08 時，則因為冷池強度和冷區偏弱，因此抑制對流強度的效果降低。

此本研究透過三種陸面環境，初步顯示在經歷都市化或砍伐森林等過程的熱帶島嶼，降水的日變化強度和極端降水事件對於陸地大氣交互作用的過程更加敏感。而未來我們希望藉由本研究利用雲解析模式耦合陸地模式的日降水的變化特徵改善在全球模式在模擬熱帶島嶼以及沿岸的極端降水事件結果。

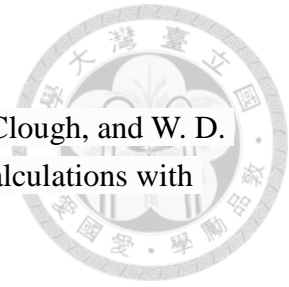
## 第五章 討論



在本研究中只考慮三種陸面環境實驗組，雖然每組實驗中皆有六組系集成員計算可能因為隨機過程對於對流發展強度等變異度，但仍然有一些問題需要探討並做為未來研究的方向，問題條列如下：

1. 目前只有考慮陸面型態作為實驗的控制變因，但陸地有許多因子如土壤濕度(soil moisture)、土壤性質(soil property)、地表綠色植物比(green fraction)等，也會改變陸地性質並透過陸地大氣交互作用影響對流發展。
2. 由於在模式設定上，大氣與陸地之間地面通量是每 30 秒(6 個時步)做一次交換，而透過改變地面通量交換的頻率可能會影響到在 Coupled 實驗的對流發展與降水強度，進而影響在不同陸面環境下 Coupled 和 Prescribed 實驗之間的降水日變化強度差異與敏感度。
3. 本研究所使用的空間水平解析度為 2 km，雖然恰可模擬對流發展過程，但當提高解析度後可以掌握更細緻的對流結構(Tsai and Wu, 2014)。然而同時也會增加地面通量在空間上的異質性(spatial heterogeneity)，可能會降低對流結構組織程度與降水強度(Wu et al., 2015)，因此地面通量的異質性的增加有可能放大或縮減 Coupled 與 Prescribed 之間降水差異的程度與敏感性。
4. 在選定冷池強度與冷區邊界上，只考慮相對適合本實驗結果並主觀選定門檻值。然而冷池強度與性質也被陸面環境影響，因此需要能考慮不同環境的方式來選定冷池門檻值，如 Drager and van den Heever(2017)等研究中定義冷池邊界方法。

## 參考文獻



Acono, M. J., J. S. Delamere, E. J. Mlawer, M. W. Shephard, S. A. Clough, and W. D. Collins, 2008, Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models, *J. Geophys. Res.*, 113, D13103

Antonelli M, Rotunno R., 2007: Large-eddy simulation of the onset of the sea breeze. *J Atmos Sci* 64:4445–4457

Arakawa, A. and C. Wu, 2013: A Unified Representation of Deep Moist Convection in Numerical Modeling of the Atmosphere. Part I. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 1977–1992.

Baker, R.D., B.H. Lynn, A. Boone, W. Tao, and J. Simpson, 2001: The Influence of Soil Moisture, Coastline Curvature, and Land-Breeze Circulations on Sea-Breeze-Initiated Precipitation. *J. Hydrometeor.*, 2, 193–211.

Bechtold, P., Chaboureau, J.-P., Beljaars, A., Betts, A. K., Köhler, M., Miller, M. and Redelsperger, J.-L. 2004 : The simulation of the diurnal cycle of convective precipitation over land in a global model. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 130: 3119–3137. doi:10.1256/qj.03.103

Betts, A. K., and C. Jakob, 2002: Study of diurnal cycle of convective precipitation over Amazonia using a single column model, *J. Geophys. Res.*, 107(D23), 4732, doi:10.1029/2002JD002264.

Chen, F., K. Mitchell, J. Schaake, Y. Xue, H. Pan, V. Koren, Y. Duan, M. Ek, and A. Betts, 1996: Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *J. Geophys. Res.*, **101**, 7251-7268.

Chen, F. and J. Dudhia, 2001a: Coupling an Advanced Land Surface-Hydrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 569-585.

Chen M, Zhang H, Liu W, Zhang W., 2014: The Global Pattern of Urbanization and Economic Growth: Evidence from the Last Three Decades. *PLoS ONE*9(8): e103799. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0103799>

Chien, M.-H., and C.-M. Wu, 2016: Representation of topography by partial steps using the immersed boundary method in a vector vorticity equation model (VVM), *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 8, 212–223.

Cosby, B. J., G. M. Hornberger, R. B. Clapp, and T. R. Ginn, 1984: A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resour. Res.*, **20**, 682-690.

Cronin, T. W., Emanuel, K. A. and Molnar, P., 2015: Island precipitation enhancement and the diurnal cycle in radiative-convective equilibrium. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 141: 1017–1034. doi:10.1002/qj.2443

Crosman, E.T. & Horel, J.D. *Boundary-Layer Meteorol*, 2010: Sea and Lake Breezes: A Review of Numerical Studies *Boundary-Layer Meteorol* (2010) 137, 1-29, doi.org/10.1007/s10546-010-9517-9.

Deardorff, J. W., 1972: Parameterization of the planetary boundary layer for use in general circulation models, *Mon. Weather. Rev.*, 100, 93–106.

Drager, A. J., and S. C. van den Heever, 2017 : Characterizing convective cold pools, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 9, 1091–1115, doi:10.1002/2016MS000788.

Feng, Z., S. Hagos, A. K. Rowe, C. D. Burleyson, M. N. Martini, and S. P. de Szoeke, 2015: Mechanisms of convective cloud organization by cold pools over tropical warm ocean during the AMIE/DYNAMO field campaign, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 7, 357–381, doi:10.1002/2014MS000384.

Guichard, F., Petch, J. C., Redelsperger, J.-L., Bechtold, P., Chaboureau, J.-P., Cheinet, S., Grabowski, W., Grenier, H., Jones, C. G., Köhler, M., Piriou, J.-M., Tailleux, R. and Tomasini, M., 2004: Modelling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with cloud-resolving models and single-column models. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 130: 3139–3172. doi:10.1256/qj.03.145

Hamada, A., Y. Murayama, and Y.N. Takayabu, 2014: Regional Characteristics of Extreme Rainfall Extracted from TRMM PR Measurements. *J. Climate*, 27, 8151–8169.



H-C Lin, 2015: An idealized simulation to understand impact of land-air exchanging process on fine scale meteorological characteristics in Taiwan using VVM

Qian, J., 2008: Why Precipitation Is Mostly Concentrated over Islands in the Maritime Continent. *J. Atmos. Sci.*, 65, 1428–1441.

Jacquemin, B., and J. Noilhan, 1990: Sensitivity study and validation of a land surface parameterization using the HAPEX-MOBILHY data set. *Bound.-Layer Meteor.*, **52**, 93-134.

Janjić, Z. I., 1990: The Step-Mountain Coordinate: Physical Package. *Mon. Wea. Rev.*, **118**,1429–1443.

Janjić, Z. I., 1994: The Step-Mountain Eta Coordinate Model: Further Developments of the Convection, Viscous Sublayer, and Turbulence Closure Schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 927–945.

Janjić, Z. I., 1996: The surface layer in the NCEP Eta Model, Eleventh Conference on Numerical Weather Prediction, Norfolk, VA, 19–23 August; Amer. Meteor. Soc., Boston, MA, 354–355.

Janjić, Z. I., 2002: Nonsingular Implementation of the Mellor–Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso model, NCEP Office Note, No. 437, 61 pp.

Jung, J.-H., and A. Arakawa, 2008: A three-dimensional anelastic model based on the vorticity equation, *Mon. Weather Rev.*, 136(1), 276–294.

Khairoutdinov, M., and D. Randall, 2006: High-resolution simulation of shallow-to-deep convection transition over land, *J. Atmos. Sci.*,63(12), 3421–3436.

Kuo G.-T. and C.-M. Wu, 2015: What Causes the Precipitation Hotspots of Afternoon Thunderstorms over Taipei Basin?

Krueger, S. K., Q. Fu, K. Liou, and H.-N. S. Chin, 1995: Improvements of an ice-phase microphysics parameterization for use in numerical simulations of tropical convection, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 34(1), 281–287.

Mahrt, L., and M. Ek, 1984: The influence of atmospheric stability on potential evaporation. *J. Climate Appl. Meteor.*, **23**, 222-234.

Mahrt, L., and H. L. Pan, 1984: A two-layer model of soil hydrology. *Bound.-Layer Meteor.*, **29**, 1-20.

Monin, A.S. and A.M. Obukhov, 1954: Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci., USSR*, (151), 163–187 (in Russian).

Noilhan, J., and S. Planton, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536-549.

Ogawa S, Sha W, Iwasaki T., 2003: A numerical study of the interaction of a sea-breeze front with convective cells in the daytime boundary layer. *J Meteorol Soc Jpn* 81:635–651

Pan, H.-L., and L. Mahrt, 1987: Interaction between soil hydrology and boundary-layer development. *Bound.-Layer Meteor.*, **38**, 185-202.

Physick WL., 1980: Numerical experiments on the inland penetration of the sea breeze. *Q J Roy Meteorol Soc* 106:735–746

Rowe, A. K., and R. A. Houze Jr., 2015: Cloud organization and growth during the transition from suppressed to active MJO conditions, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120**, 10,324–10,350, doi:10.1002/2014JD022948.

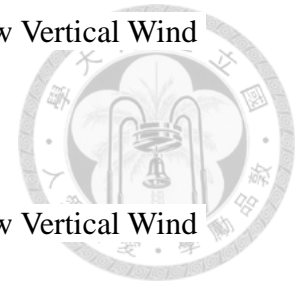
Saito, K., T. Keenan, G. Holland, and K. Puri, 2001: Numerical Simulation of the Diurnal Evolution of Tropical Island Convection over the Maritime Continent. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 378–400.

Schaake, J. C., V. I. Koren, Q. Y. Duan, K. Mitchell, and F. Chen, 1996: A simple water balance model (SWB) for estimating runoff at different spatial and temporal scales. *J. Geophys. Res.*, **101**, 7461-7475.

Tijm ABC, Van Delden AJ, Holtslag AAM., 1999b: The inland penetration of sea breezes. *Contrib Atmos Phys* 72:317–328

Tompkins, A.M., 2001a: Organization of Tropical Convection in Low Vertical Wind Shears: The Role of Water Vapor. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 529–545.

Tompkins, A.M., 2001: Organization of Tropical Convection in Low Vertical Wind Shears: The Role of Cold Pools. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1650–1672,



Tompkins, A.M., 2001: Organization of Tropical Convection in Low Vertical Wind Shears: The Role of Cold Pools. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1650–1672

Tsai, W.-M., and C.-M. Wu, 2017: The environment of aggregated deep convection, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **9**, doi:10.1002/2017MS000967.

Tsai, W.-M., and C.-M. Wu, 2014: The responses of extreme precipitation to organized convections using a cloud resolving model.

Tsai, J.-Y. and C.-M. Wu\*, 2016: Critical Transitions of Stratocumulus Dynamical Systems. *DYNAT*.

Wu, C.-M., and A. Arakawa, 2010: Inclusion of Surface Topography into the Vector Vorticity Equation Model (VVM), *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **3**, M04002.

Wu, C. and A. Arakawa, 2014: A Unified Representation of Deep Moist Convection in Numerical Modeling of the Atmosphere. Part II. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 2089–2103.

Wu, C.-M., M.-H. Lo, W.-T. Chen, and C.-T. Lu, 2015: The impacts of heterogeneous land surface fluxes on the diurnal cycle precipitation: A framework for improving the GCM representation of land-atmosphere interactions, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120**, 3714–3727.

表

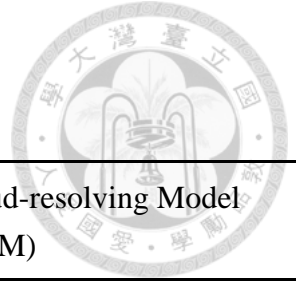


表 1 大氣模式設定

Model (Atmosphere)	Vector Vorticity cloud-resolving Model (VVM)
Model (Land)	Noah Land Surface Model (LSM) v3.4.1
Horizontal grid points • Resolutions	256 x 256 • 2 km x 2 km
Vertical resolutions	34 levels , stretching grid (up to 17.5 km)
Simulation duration	12 hours (0600 ~ 1800 LST)
Time step	5 s
Back ground Wind	Uniform West Wind , 3.2 m/s
Lateral boundary condition	Double periodic
Surface flux update period	30 s (six time steps)

表 2 陸地模式設定

Experiment	Land type	Soil type	soil moisture (volumetric )	porosity	Green fraction
<b>U00</b>	Urban	sand	--	--	0.1
<b>P05</b>	Pasture	sand	0.29	0.339	0.1
<b>G08</b>	Grass	organic	0.32	0.439	0.65

圖

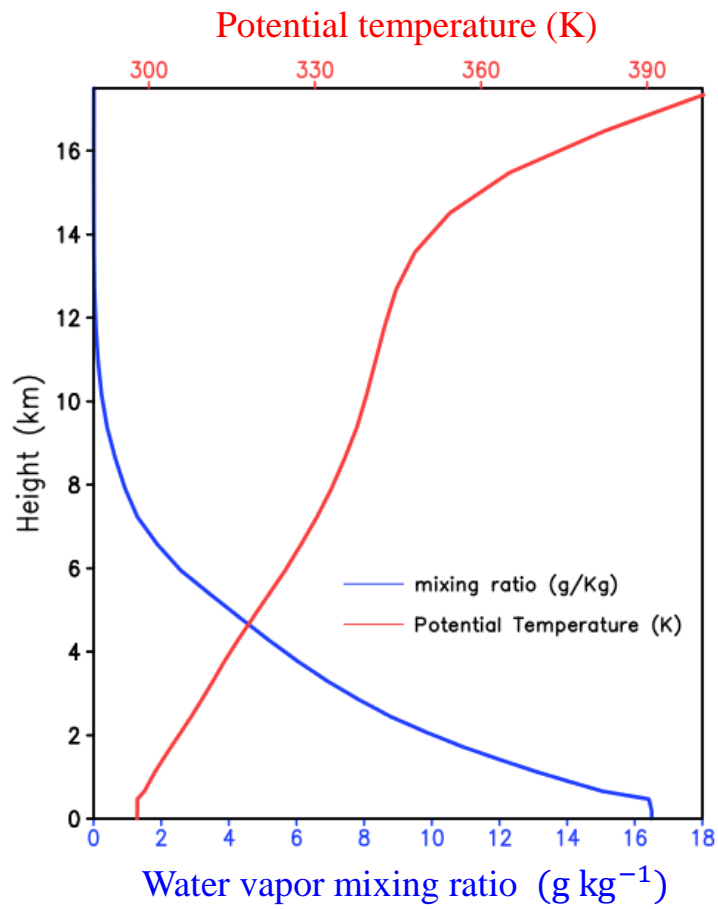


圖 2.1 大氣初始場之位溫與水氣混合比垂直分布。  
紅線為位溫(potential temperature (K))。  
藍線為水氣混合比(water vapor mixing ratio (g kg<sup>-1</sup>))。

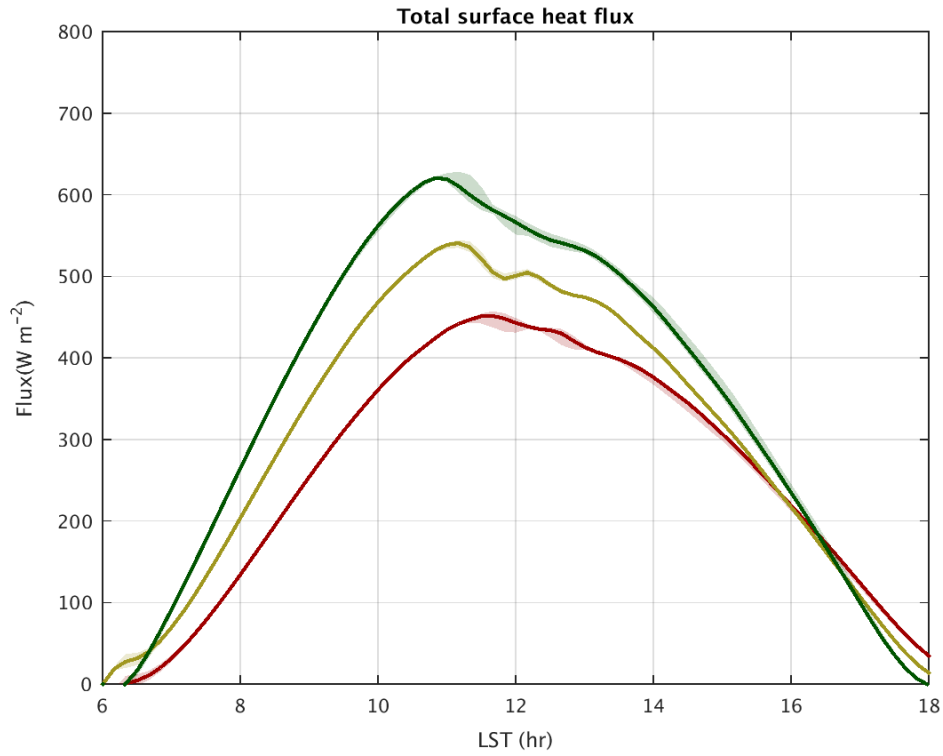


圖 2.2.1 陸地總地面通量之空間上平均時間序列圖。  
實線為六個系集實驗時間序列平均，其中淺色區域為時間序列的範圍。

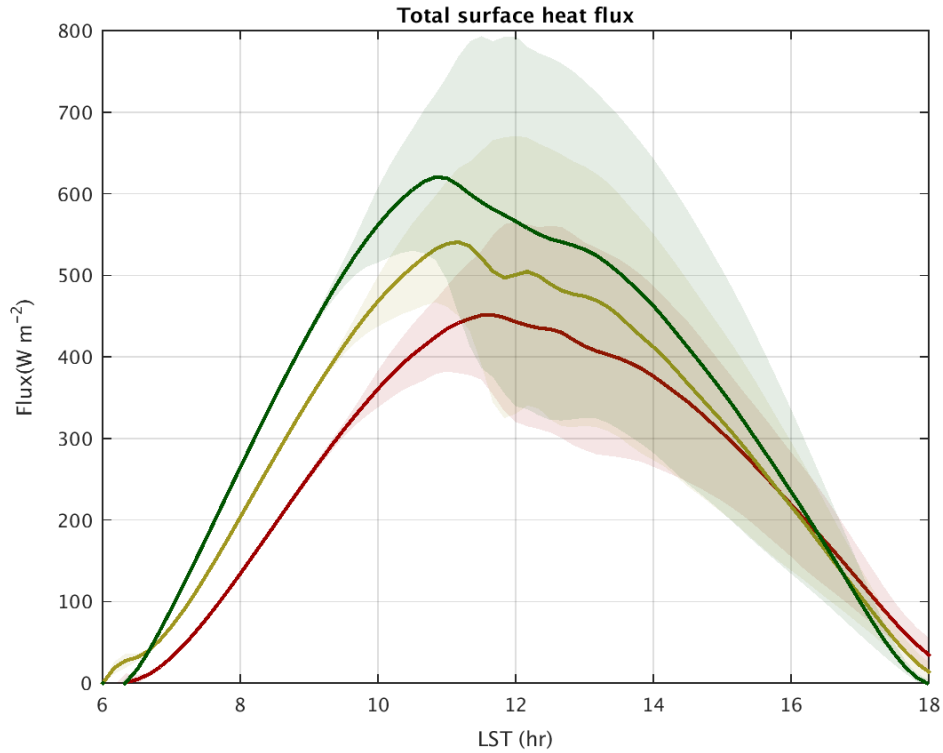


圖 2.2.2 陸地總地面通量之空間上平均時間序列圖。實線為空間平均，淺色區域為地面通量之空間標準差。

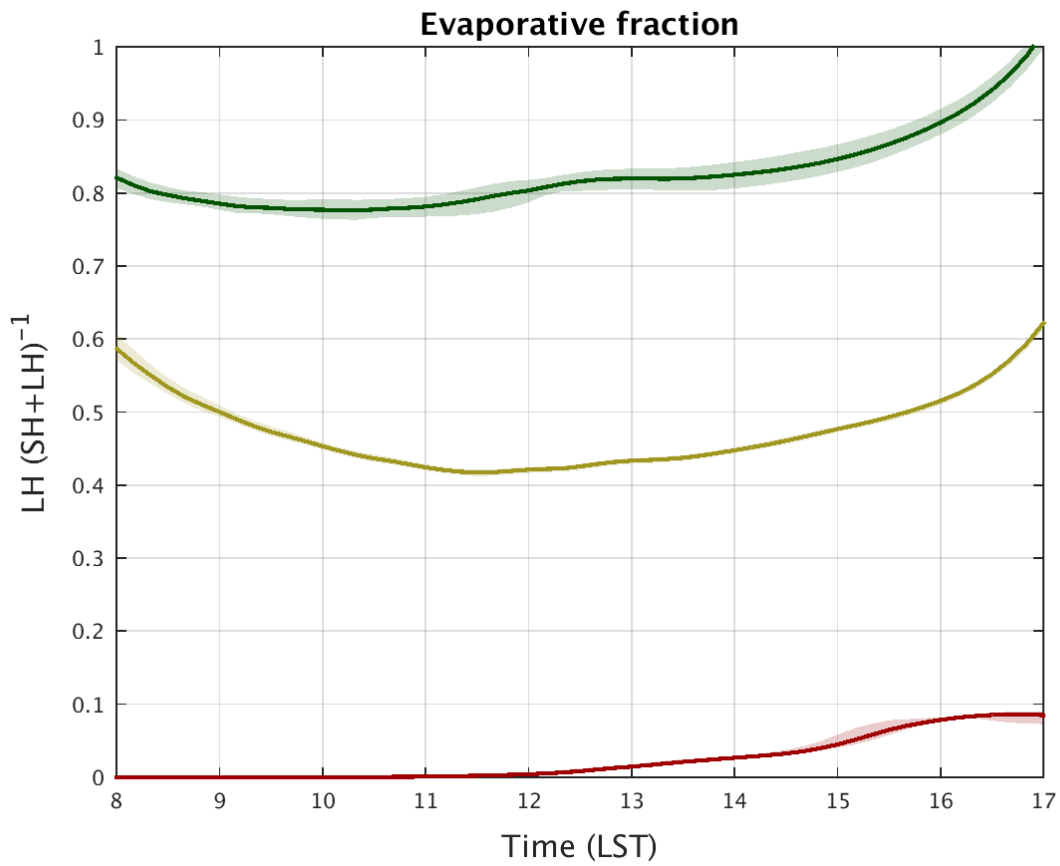
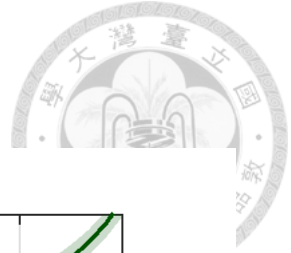


圖 2.3 五組陸面環境下的蒸發比(evaporative fraction)時序圖。  
實線為六個系集實驗時間序列平均，其中淺色區域為時間序列的範圍。

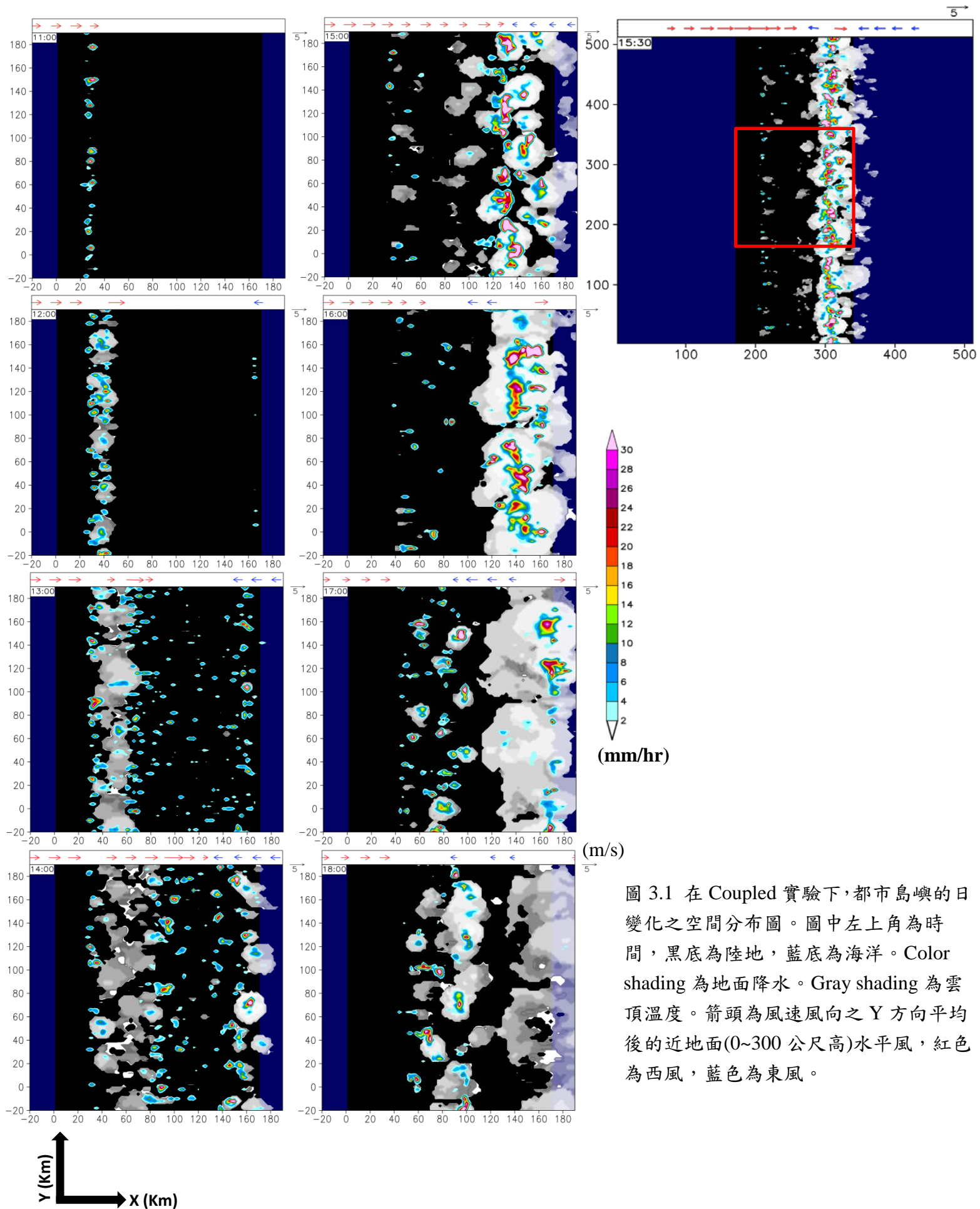
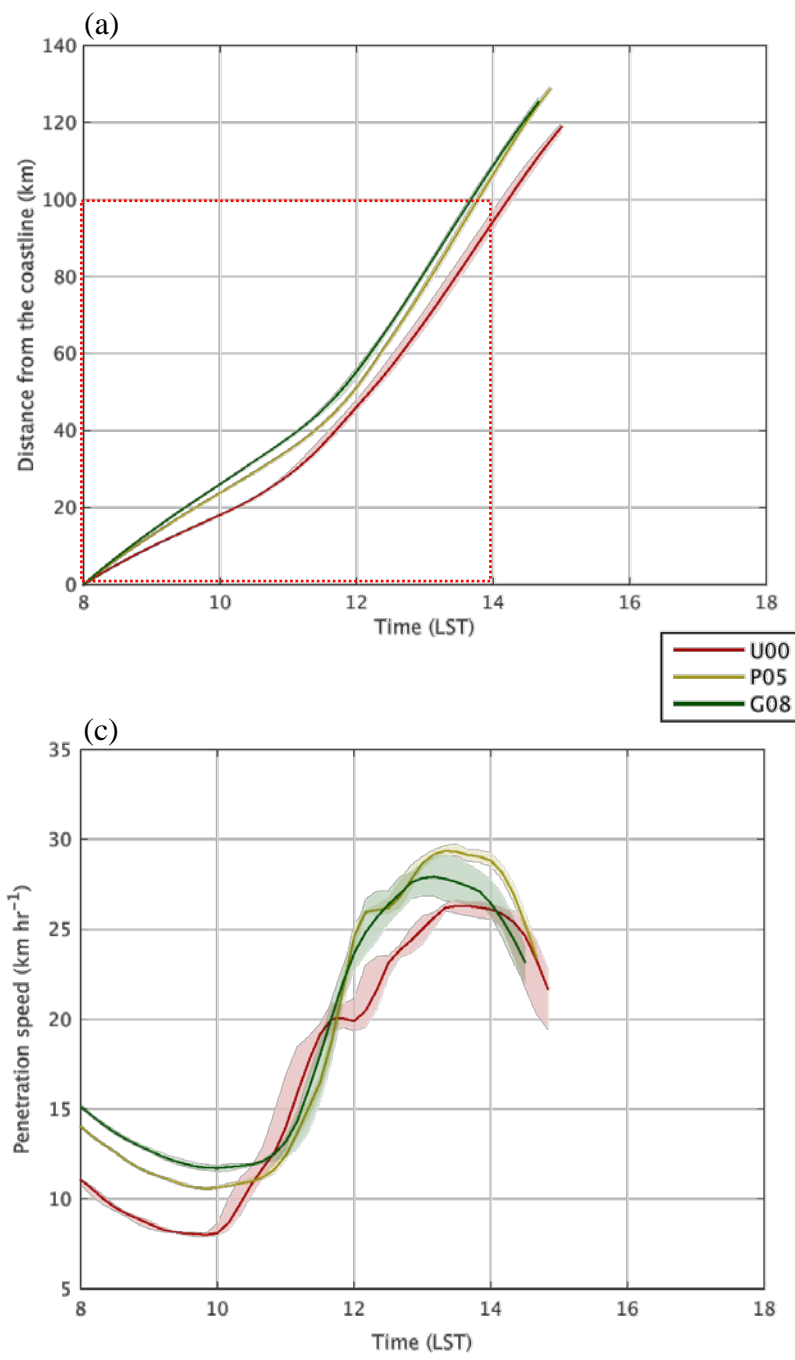


圖 3.1 在 Coupled 實驗下，都市島嶼的日變化之空間分布圖。圖中左上角為時間，黑底為陸地，藍底為海洋。Color shading 為地面降水。Gray shading 為雲頂溫度。箭頭為風速風向之 Y 方向平均後的近地面(0~300 公尺高)水平風，紅色為西風，藍色為東風。





(b) 地面在不同可感熱(H)下海風鋒面移入距離時序圖。  
 (背景風皆為0, 除了 Tjim et al., 1999b)  
 Physick, 1980  
 點虛線(上):  $H = 240 \text{ (Wm}^{-2}\text{)}$   
 (下):  $H = 84 \text{ (Wm}^{-2}\text{)}$   
 Tjim et al., 1999b  
 (有背景風( $V_g = 2 \text{ (ms}^{-1}\text{)}$ ), offshore)  
 點線(上):  $H = 250 \text{ (Wm}^{-2}\text{)}$   
 (下):  $H = 150 \text{ (Wm}^{-2}\text{)}$   
 Ogawa et al., 2003: 實線  
 Antonelli and Rotunno, 2007  
 ++ 線(上): high H  
 (下): low H

圖 3.2 各陸面下 Coupled 實驗之

(a)左側海風移入距離時序圖，海風鋒面移入距離只顯示到兩側海風鋒面輻合的時刻，在此定義為近地面(0~180 公尺高)及 Y 方向平均東西向風在下午陸地上東側發生最大水平輻合的時刻。  
 (b)節自 Crosman and Horel, 2010，其中整理四篇模擬海風移入距離時序圖，其中(a)(b)中紅色虛線方框為相同時間和海風鋒面移入距離區間。  
 (c)為海風鋒面移動速度時序圖，移入速度只定義到海風鋒面輻合的時刻。  
 淺色區域為六個系集實驗結果的範圍。

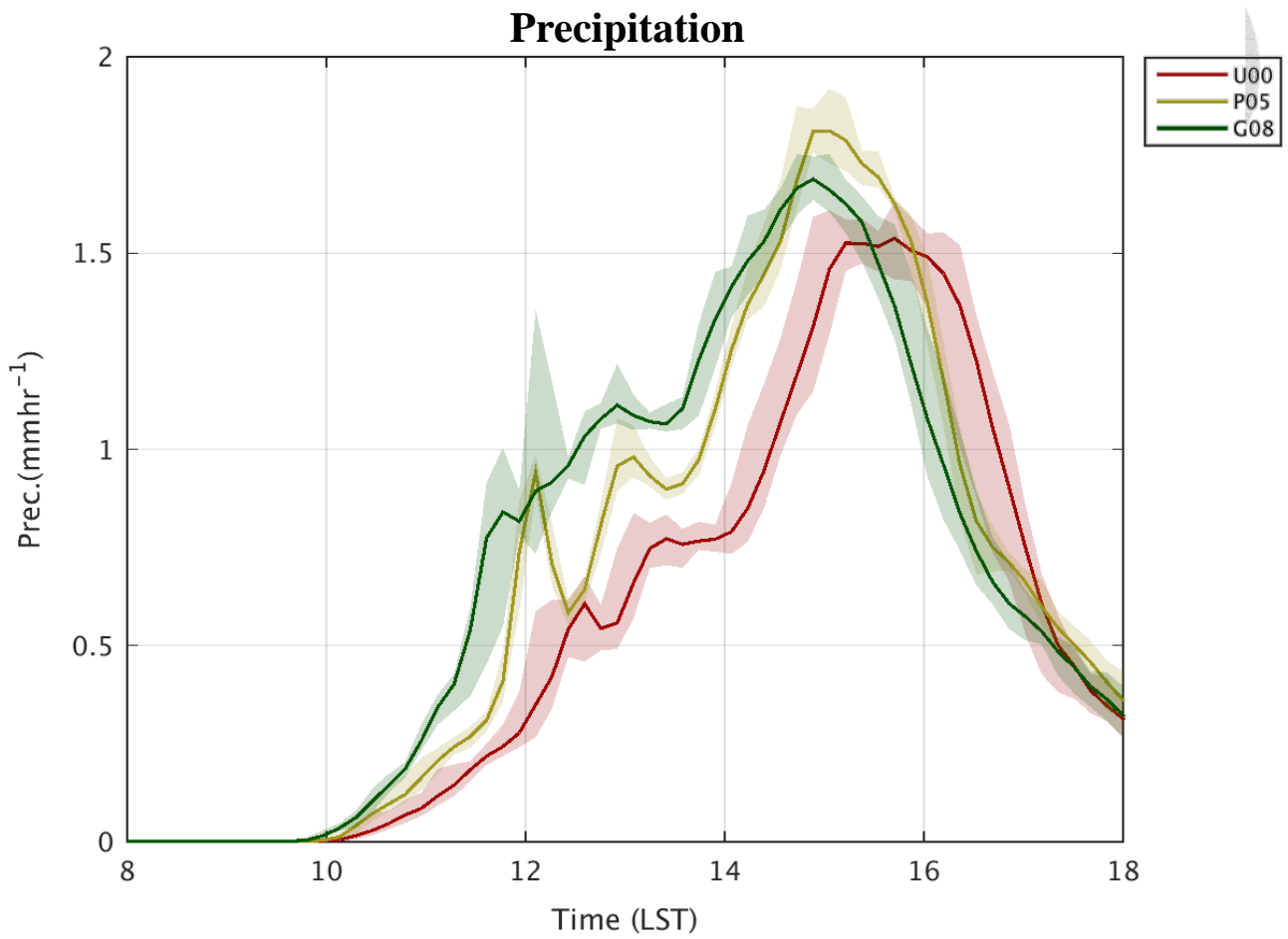


圖 3.3 在各陸面下，Coupled 實驗的陸地平均降水時序圖。  
淺色區域為六個系集實驗結果的範圍。

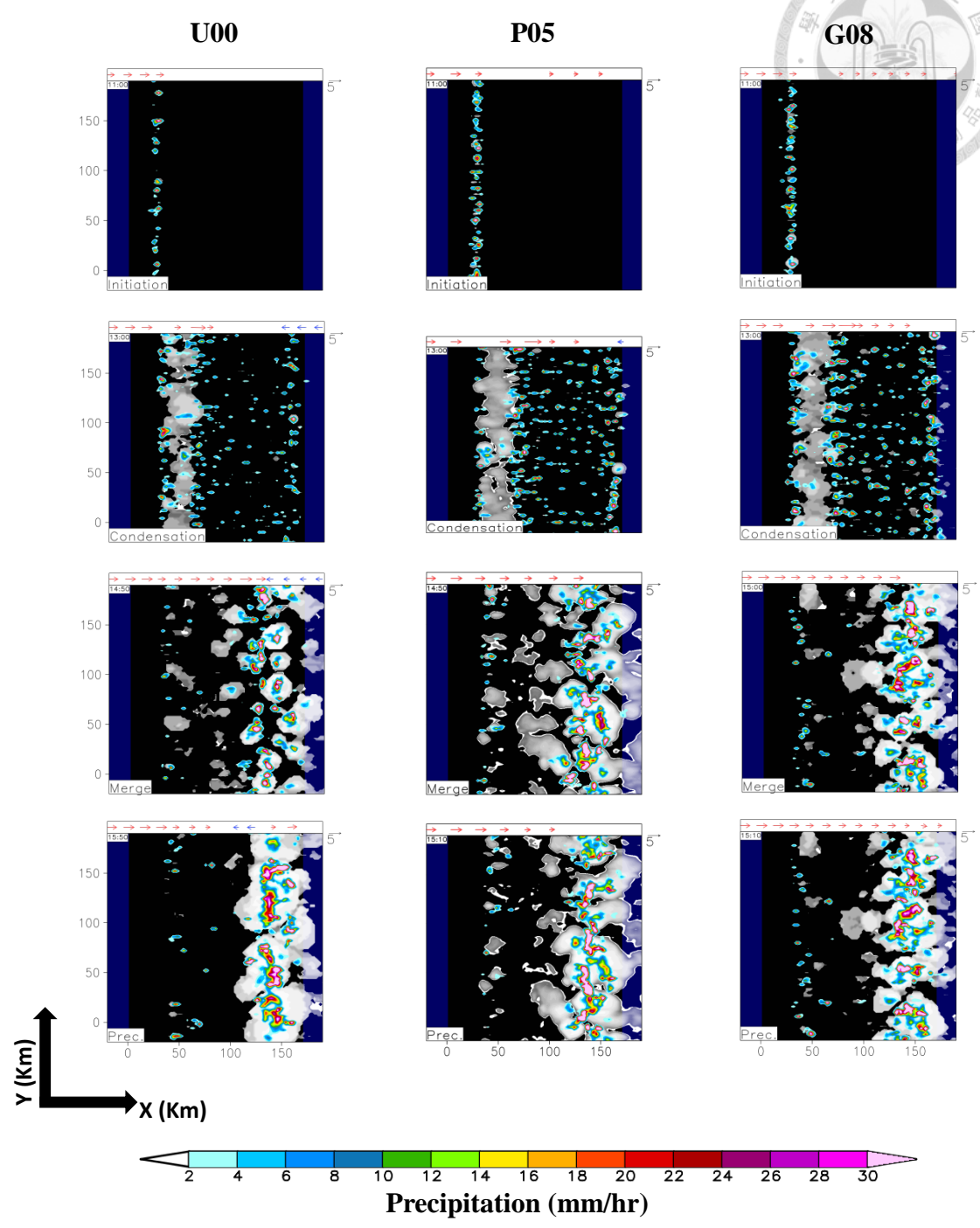
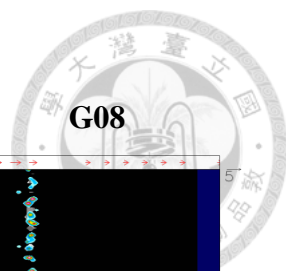


圖 3.4 各陸面下，Coupled 實驗的降水(color shading)、雲頂溫度(gray shading)與近地面(0~300 公尺)平均水平風速。時間點分別為 Initiation (早上 11 點)、Condensation(下午 1 點)、Merge(海風鋒面輻合)與 Prec.(陸地平均最大降水時刻)。

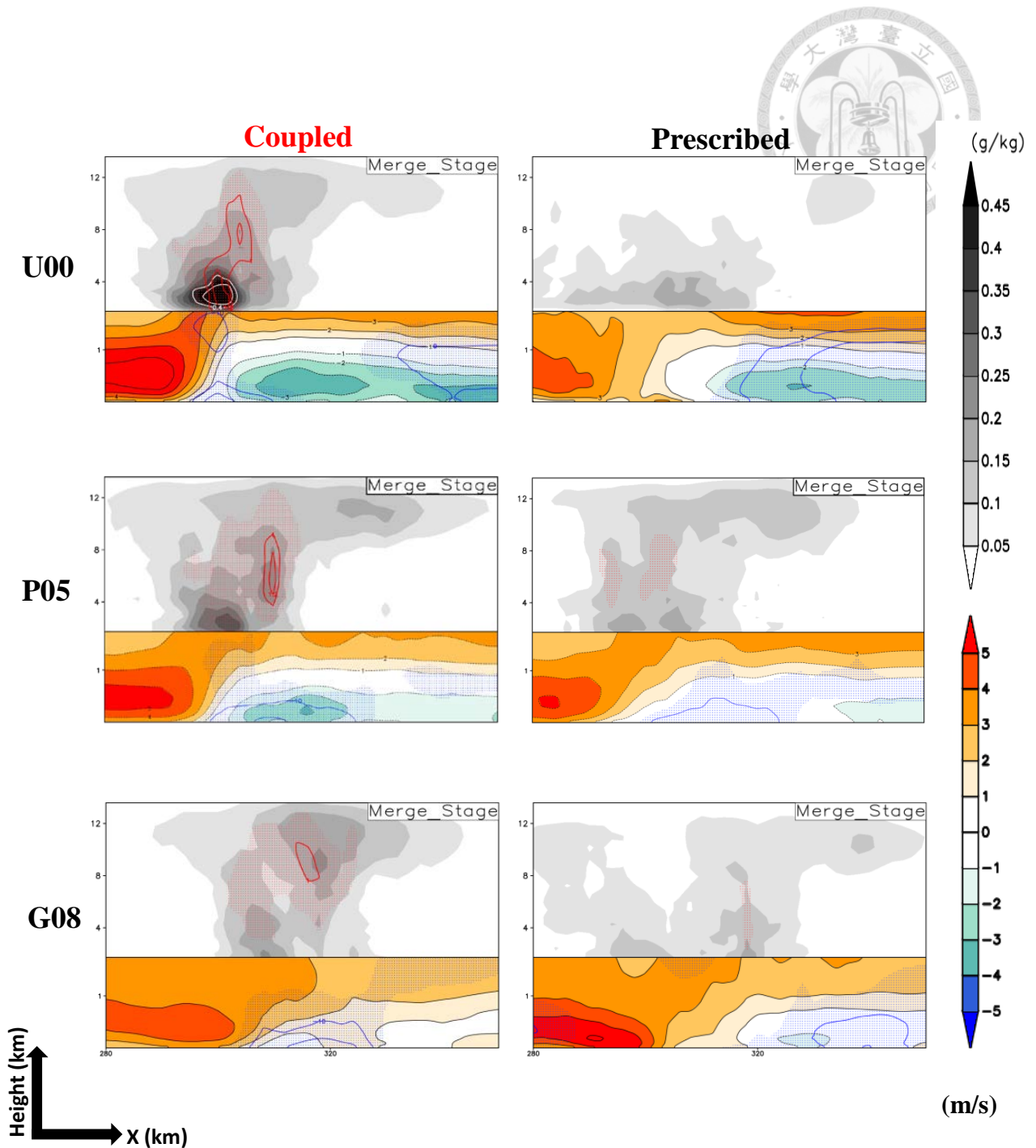


圖 3.5 各陸面的 Coupled 和 Prescribed 下，取 Y 方向平均的下午對流與海風鋒面輻合時的垂直結構差異。Gray shading 及白色 contour 為雲水雲冰混合比，contour 等值線量值分別為 0.4, 0.5 ( $\text{gkg}^{-1}$ )。紅色打點為垂直速度超過  $0.5(\text{ms}^{-1})$  區域、紅色 contour 分別為垂直速度 1, 1.2 ( $\text{ms}^{-1}$ )。藍橘色 shading 及黑色 contour 為 X 方向風速。藍色打點為冷池邊界 ( $-0.003 \text{ms}^{-1}$ )，藍色 contour 為冷池強度，等值線量值分別為  $-0.01, -0.02 (\text{ms}^{-1})$ 。

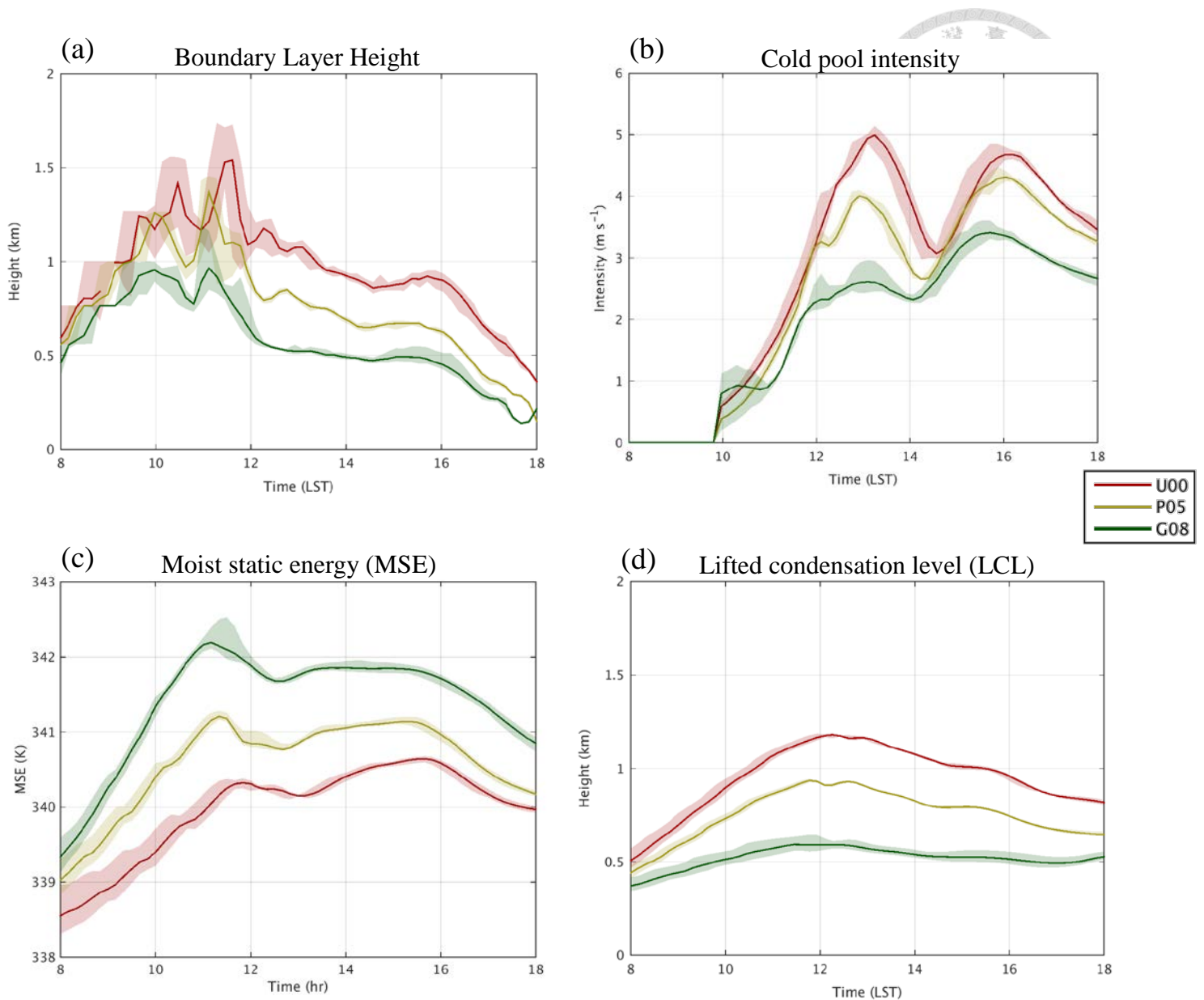


圖 3.6 各陸面的 Coupled 實驗中，陸地上平均

(a)邊界層高度(Boundary Layer height, BL)

(b)冷池強度(cold pool intensity) (邊界層高度、冷池強度定義詳見附錄)

(c)近地面兩公里內平均濕靜能(moist static energy, MSE)

(d)舉升凝結面高度(Lifted of condensation level, LCL)。在此使用氣塊法(air parcel theorem)並利用近地面(0~21 公尺高)的平均溫度和水氣混合比作為氣塊在地面之溫度與水氣混合比計算。

淺色區域為六個系集實驗結果的範圍。



## The LAI impact on diurnal amplitude of precipitation

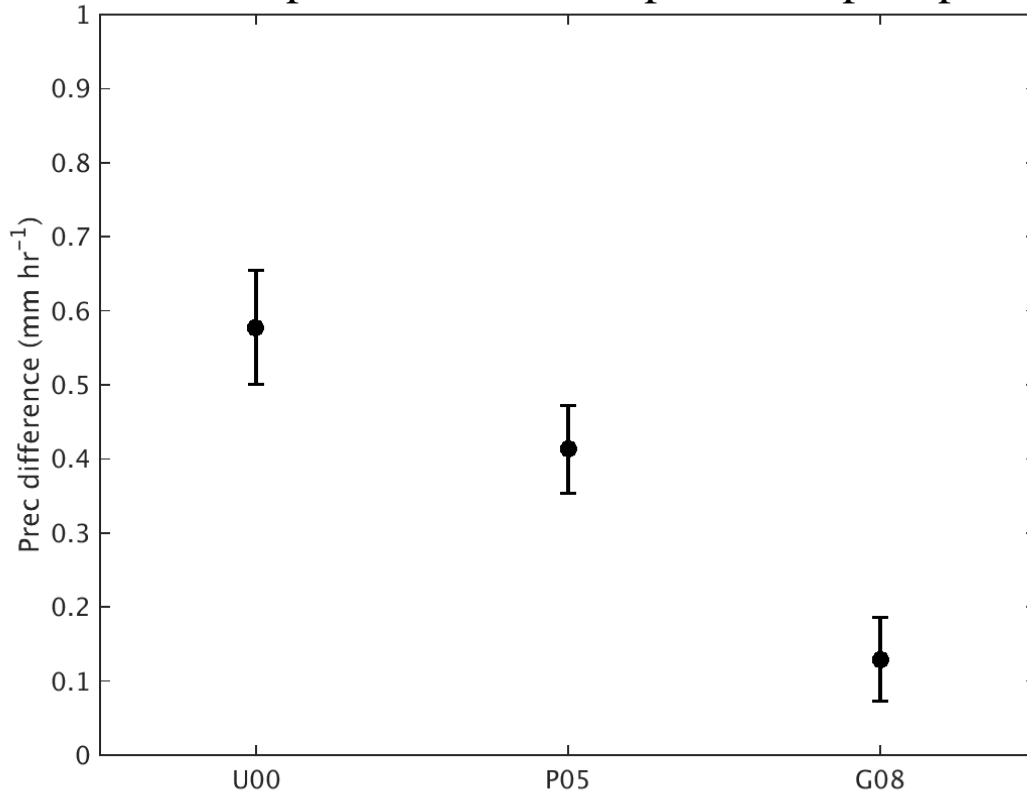


圖 3.7 各陸面下之陸地上

平均日降水時序變化差值(Coupled 減 Prescribed)。

中心黑點為六個系集實驗最大差值的平均，error bar 為系集實驗差值之標準差。

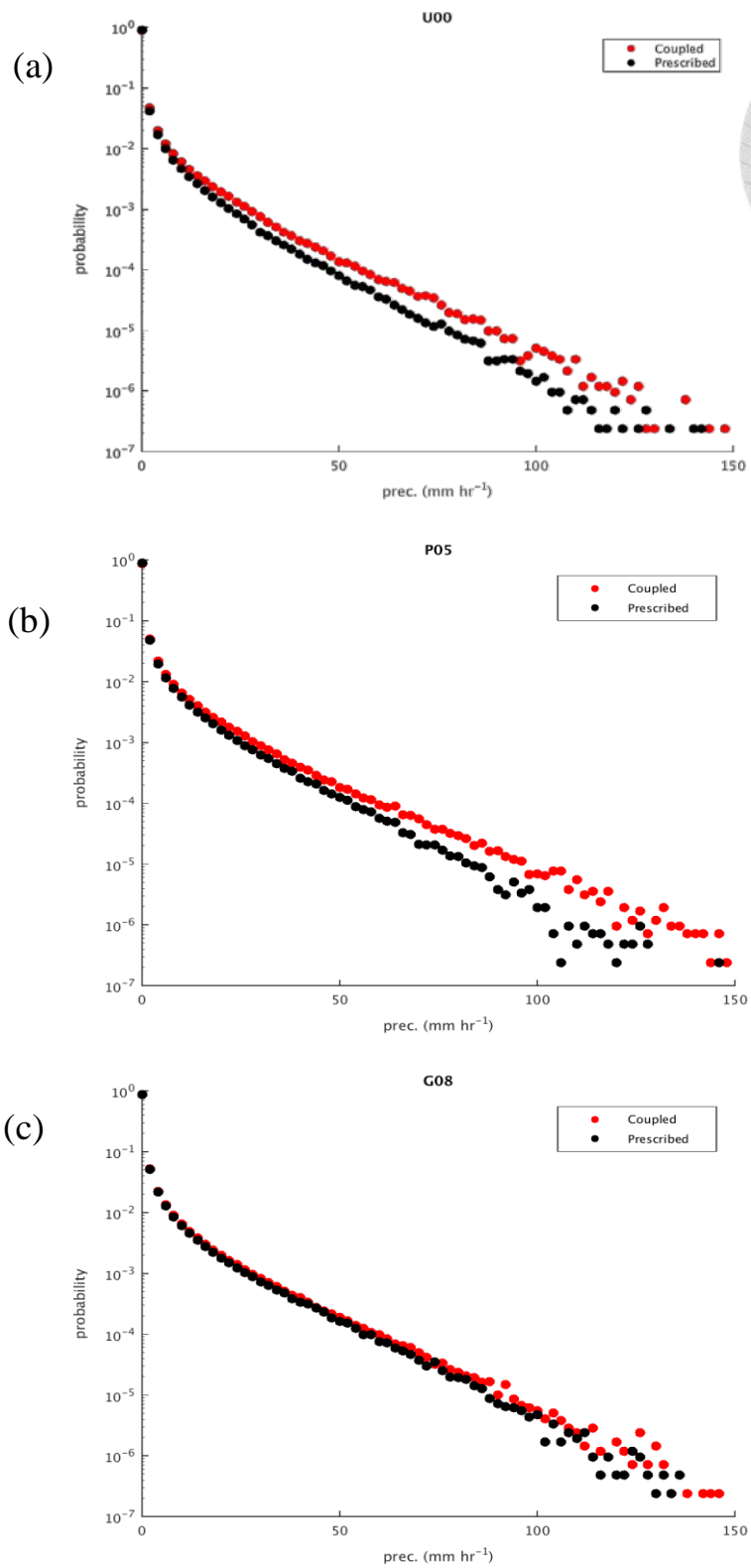


圖 3.8 下午兩點到六點之間在(a) U00 (b) P05 (c) G08 陸面環境的陸地降水強度機率分布圖。

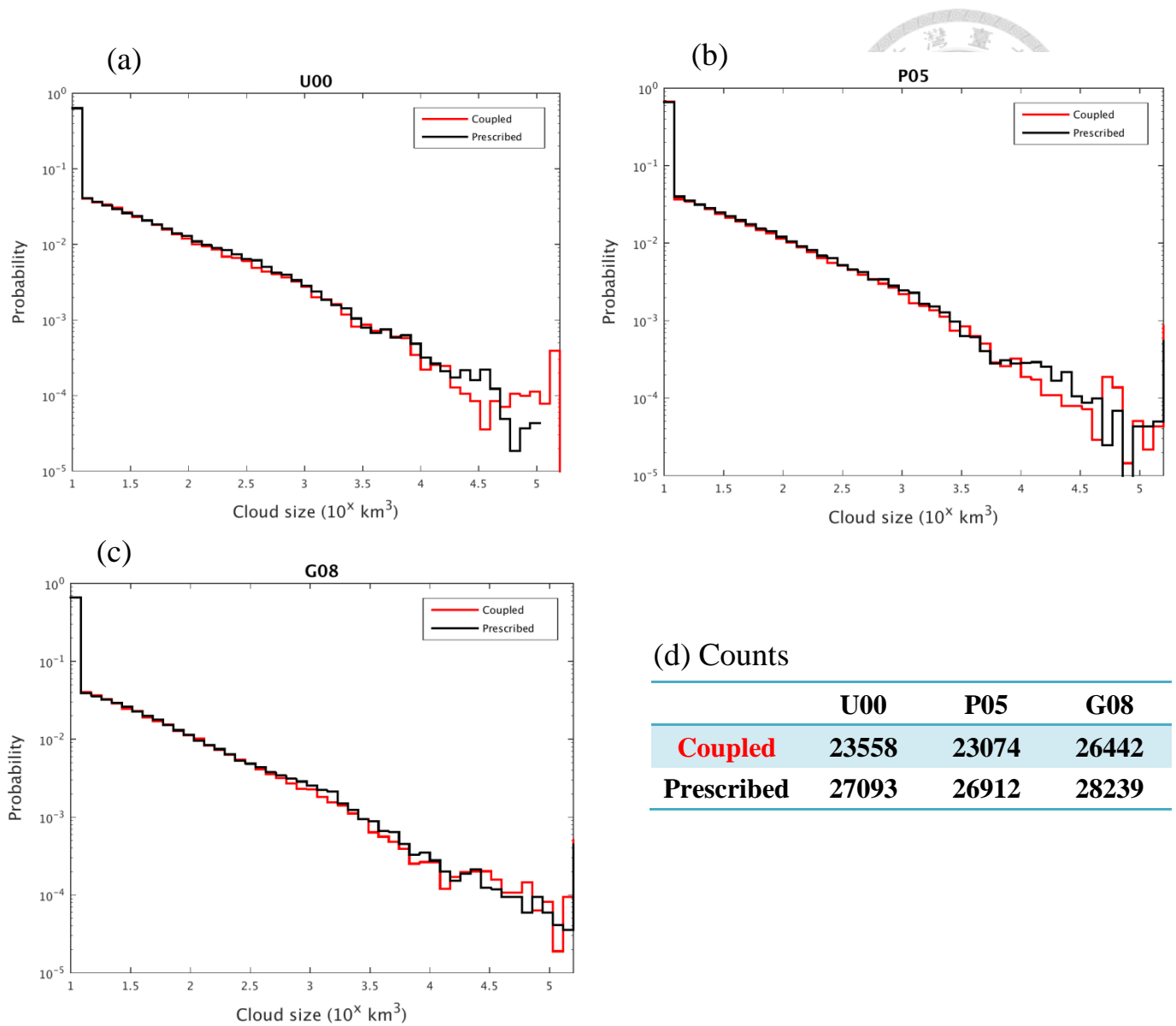


圖 3.9 在 (a) U00, (b) P05, (c) G08 陸面環境下 Coupled 和 Prescribed 之雲 (雲水+雲冰混合比超過  $10^{-5} \text{ kgkg}^{-1}$ ) 尺寸機率分布圖(Probability of cloud-size distribution)。  
 (d)不同陸面環境下六個系集實驗的雲總個數平均。



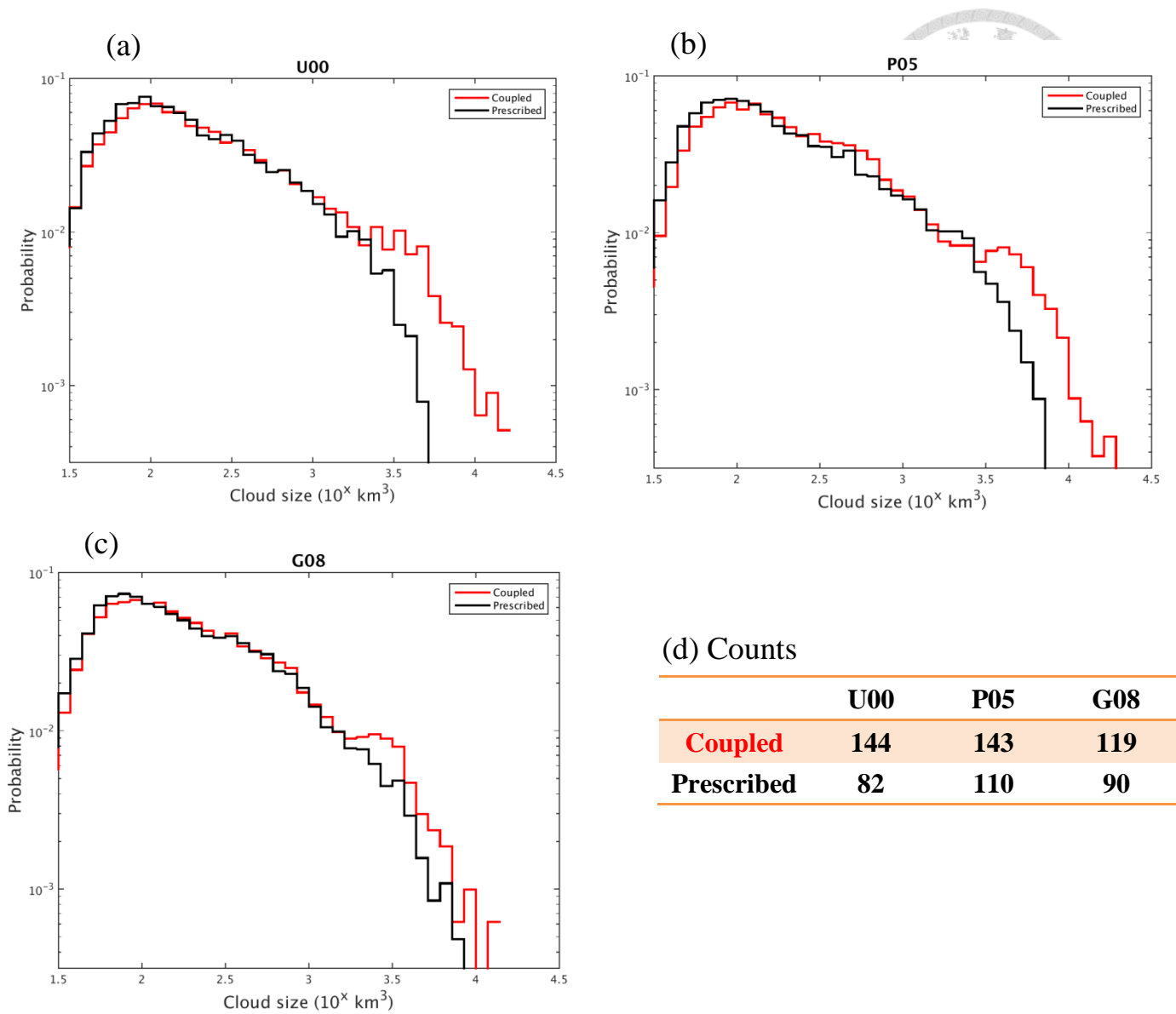


圖 3.10 在 (a) U00, (b) P05, (c) G08 陸面下 Coupled 和 Prescribed 實驗的對流核心雲(convective core cloud) (雲水+雲冰混合比超過  $10^{-5} \text{ kgkg}^{-1}$  且垂直速度超過  $0.5 \text{ ms}^{-1}$ ) 尺寸機率分布圖。  
 (d) 不同陸面環境下六個系集實驗的對流核心雲大雲(尺寸超過  $10^3 \text{ km}^3$ ) 總個數平均。

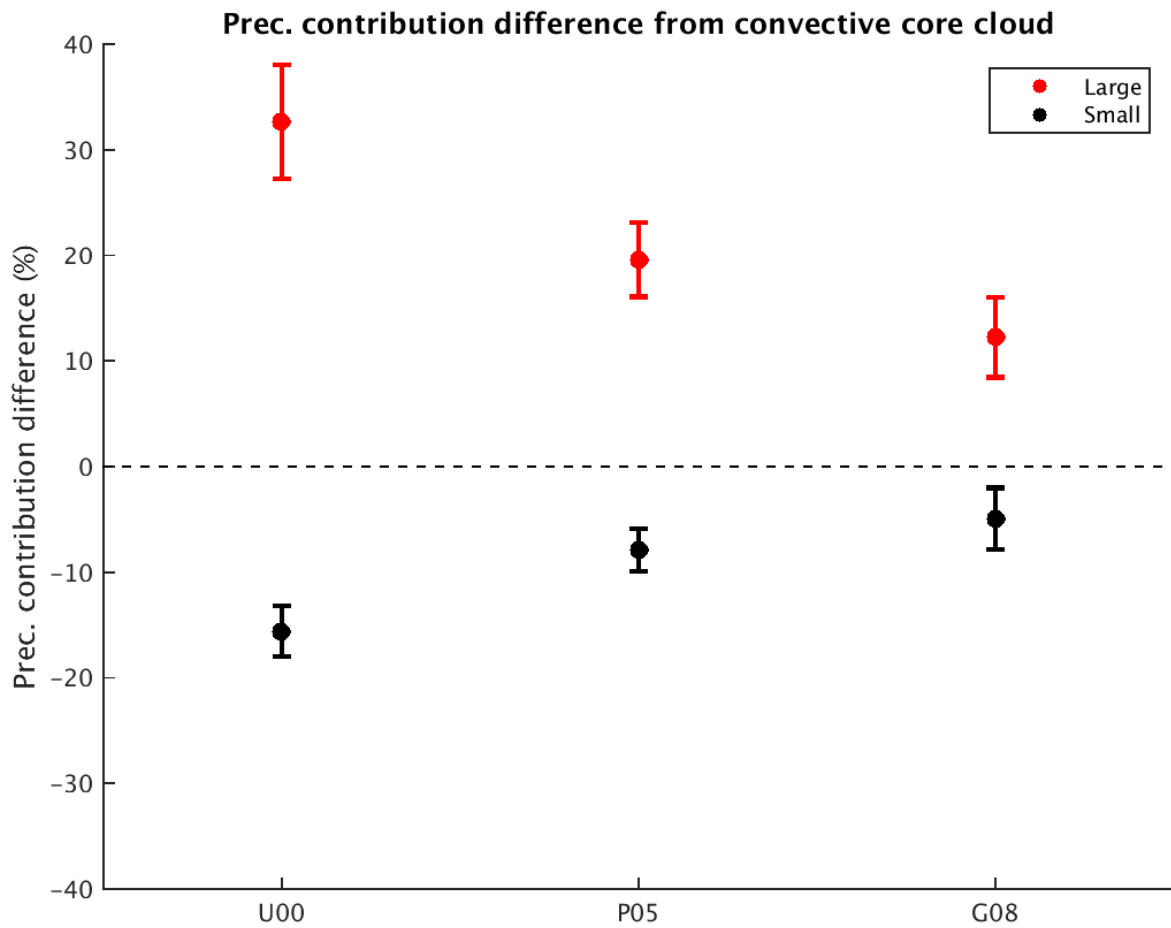


圖 3.11 三種陸面型態下對流核心雲的下午兩點至六點之降水貢獻比例在 Coupled 和 Prescribed 實驗的差異(Coupled 減 Prescribed)。

其中 Large 為對流核心雲(convective core cloud)尺寸超過  $10^3 \text{ km}^3$ , Small 為尺寸小於  $10^3 \text{ km}^3$ 。

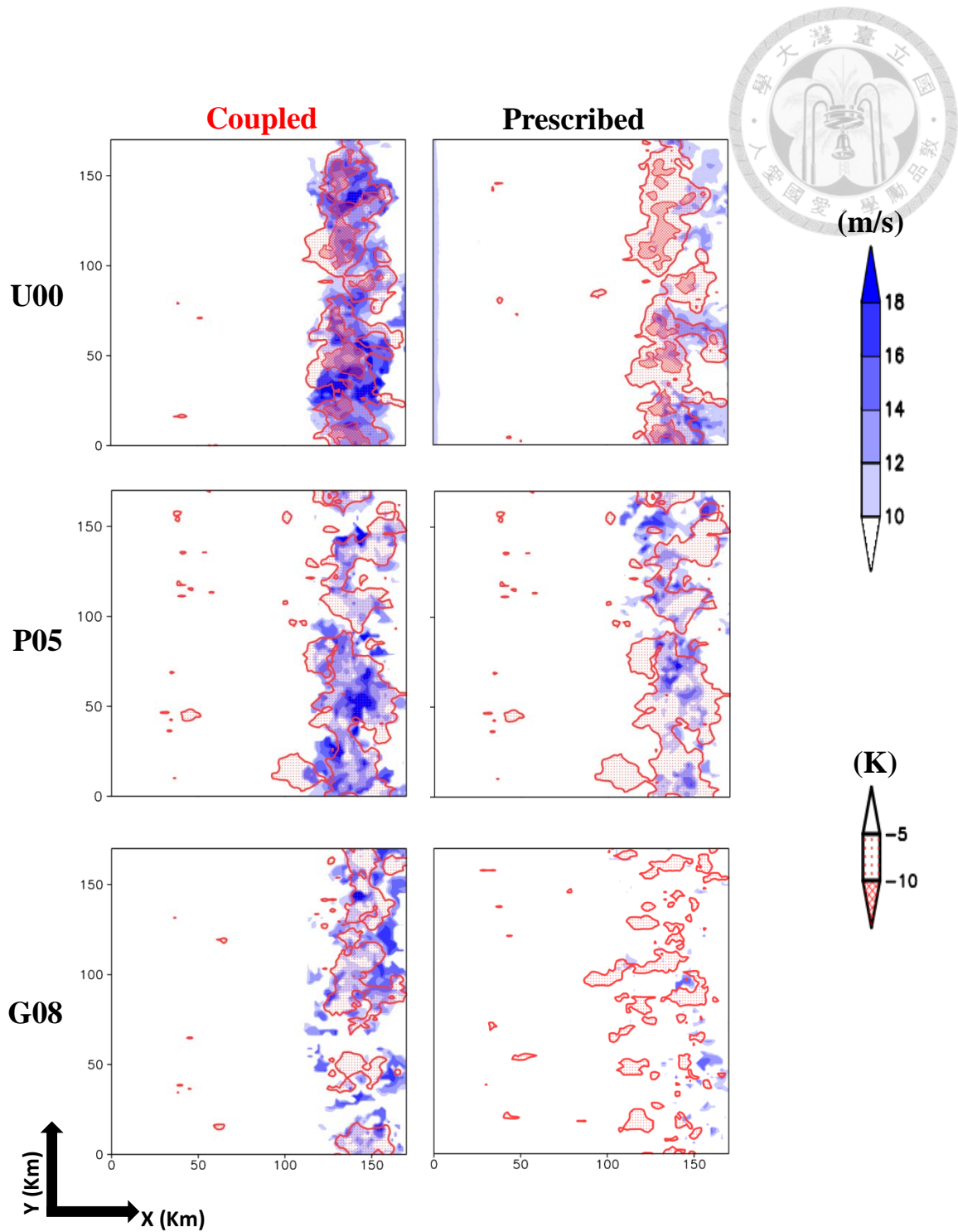


圖 3.12 在各陸面下 Coupled 和 Prescribed 實驗發生最大平均降水時，冷池強度和地面溫度距平 (地面溫度和陸地地面溫度平均之差值)。藍色 shading 為冷池強度，紅色 shading 為地面溫度距平。

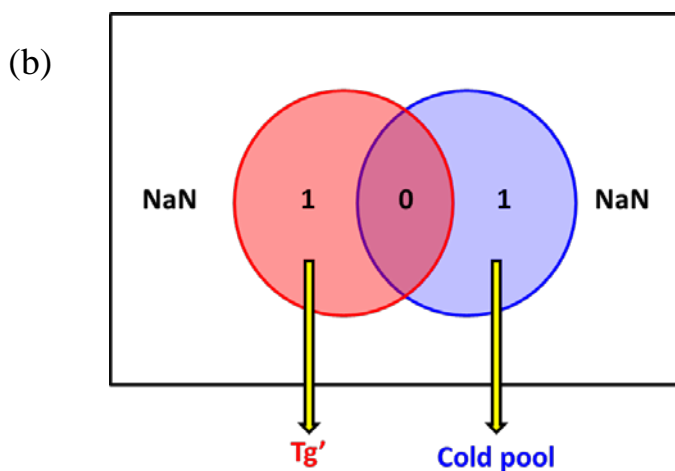
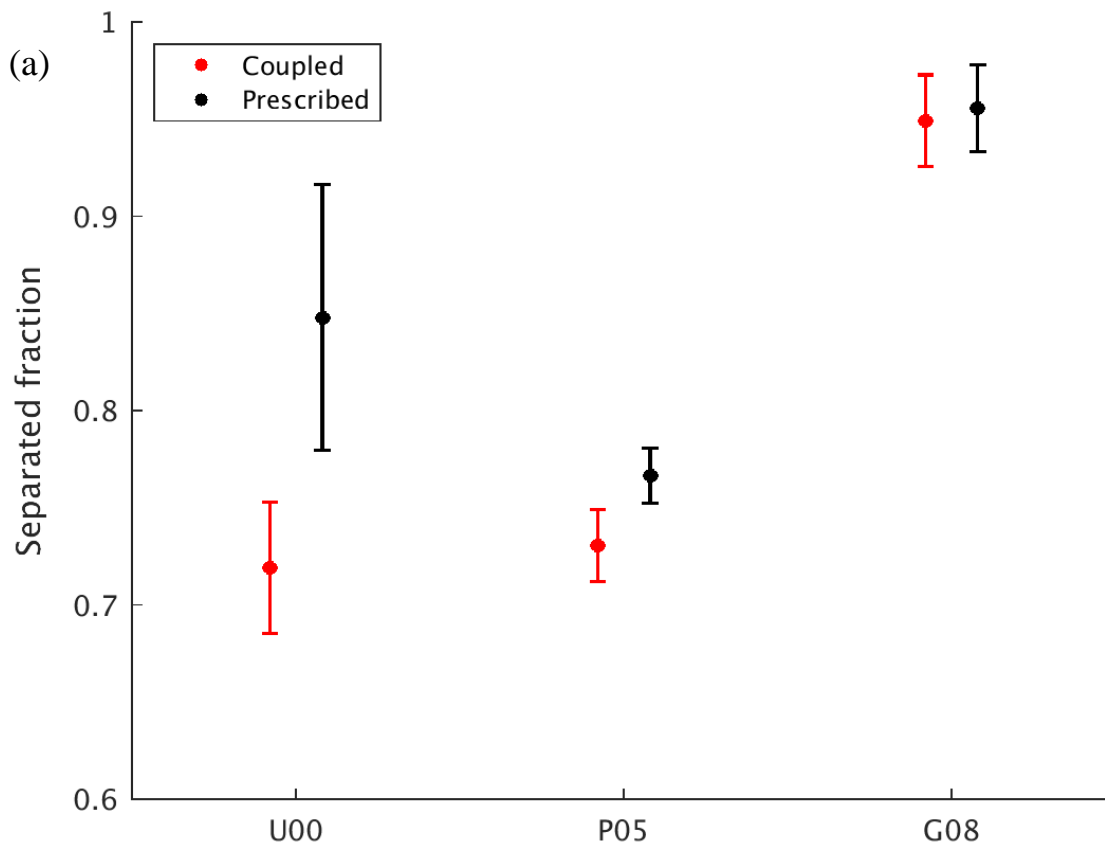


圖 3.13

(a) 在各陸面下 Coupled 和 Prescribed 實驗發生最大平均降水時冷池強度和地面溫度距平(和陸地地面溫度平均之差值)區域分離比例(0 為完全重合、1 為完全分離)。實心點為六個系集實驗之空間分離度平均，error bar 為系集實驗之空間分離度平均的標準差。

(b) 為空間分離度定義的示意圖。藍色為冷池強度超過  $10 \text{ (ms}^{-1}\text{)}$ ，紅色為地面溫度距平低於  $-5 \text{ (K)}$ 。平均空間分離比例的計算為只考慮有數字的區域(0,1)(即不考慮 NaN 區域)之下取平均。

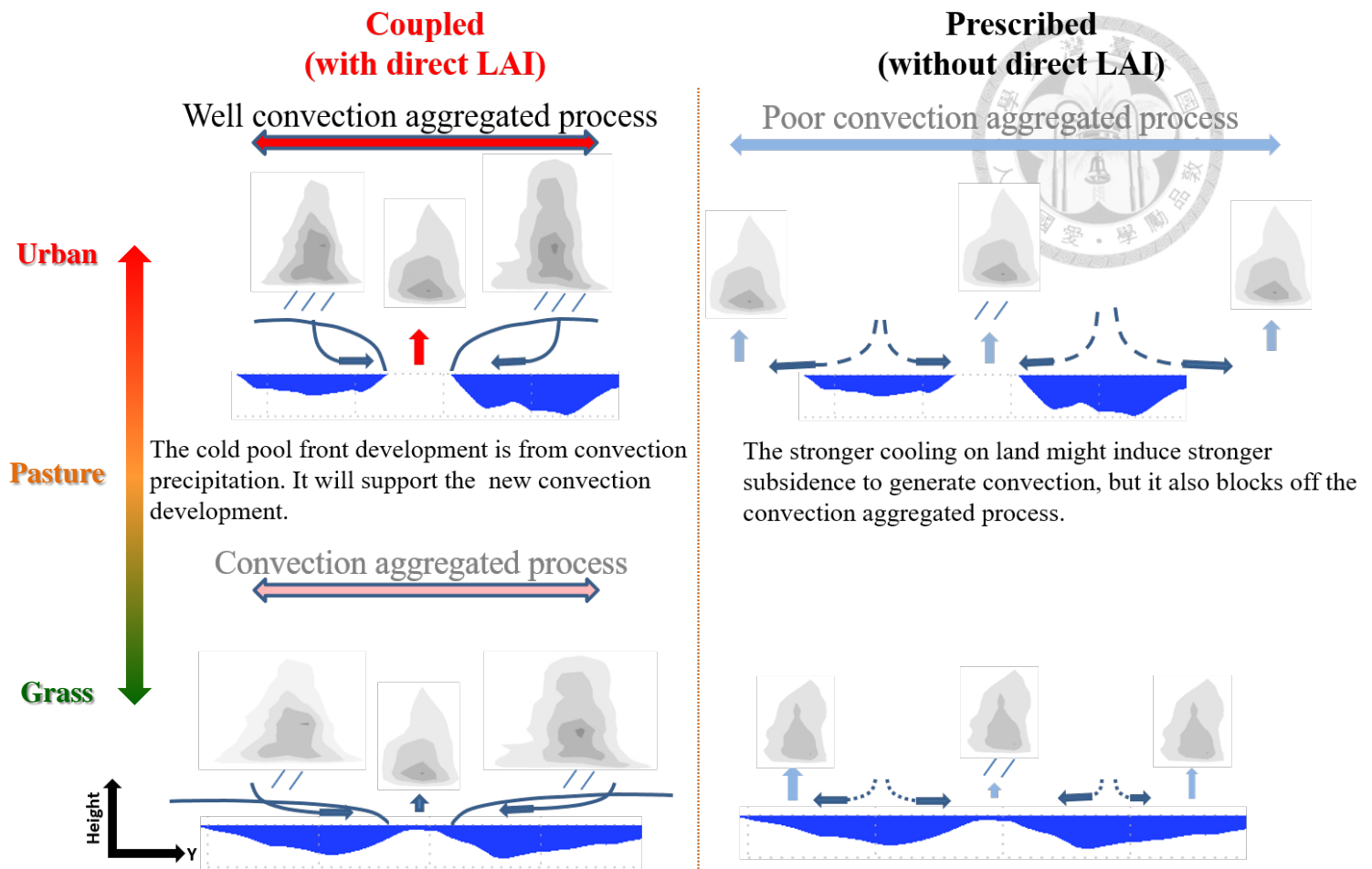


圖 3.14 造成在陸面從偏乾轉變到偏濕時，Coupled 和 Prescribed 實驗中對流集結過程差異的機制示意圖。水藍色區域為地面冷區(cold region)強度，藍色實線為冷池鋒面(cold pool front)垂直剖面，藍色虛線為冷區造成上方大氣沉降。

## 附 錄



### 1. 邊界層高度:

本研究使用的邊界層高度定義為網格點上，在某高度的虛位溫(virtual potential temperature)第一次高於地面虛位溫 0.05 K 時，該高度即為網格點的邊界層高度。

虛位溫定義:  $\theta_p = \theta(1 + 0.61q_{vapor} - q_{cloud} - q_{rain})$  ,  $\theta = T \left( \frac{P_{sfc}}{P} \right)^{\frac{R_d}{C_p}}$

$q_{vapor}$ : 水氣混合比;  $q_{cloud}$ : 雲滴混合比;  $q_{rain}$ : 雨滴混合比

### 2. 冷池強度:(節錄自 Feng et al., 2015)

冷池強度計算部分主要是透過浮力項的垂直積分。浮力項(buoyancy, b)計算沿用 Tompkins,2001 的定義:

$$b = \frac{g(\theta_p - \bar{\theta}_p)}{\bar{\theta}_p} \quad (\text{ms}^{-2})$$

浮力項垂直積分部分參考 Rotunno et al.(1998):

$$B = \sqrt{-2 \int_0^h b \, dz} \quad , B(\text{ms}^{-1})$$

h 為 b 超過  $-0.003 \text{ ms}^{-2}$  時的高度，B 為冷池強度(cold pool intensity)。

### 3. 1D-Noah land surface model 介紹 (節錄自 Lin et al., 2015)

#### 3.1 Thermodynamics

根據 Mahrt and Ek(1984)中可藉由土壤溫度(soil temperature)擴散方程計算地面熱通量(ground heat flux):

$$C(\theta) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_t(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right]$$

C:單位體積的熱容量(volumetric heat capacity)( $\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ )

$K_t$ :熱傳導係數(thermal conductivity) ( $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ )。

$\theta$ : 土壤含水量(soil water content)，被土壤性質決定(Cosby et al.1984)

在模式中第 i 層的土壤方程可改寫成

$$\Delta z_i C_i \frac{\partial T_i}{\partial t} = \left( K_t \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z_{i+1}} - \left( K_t \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z_i}$$

$T_i$ 可由 Crank-Nicholson scheme 算出。



### 3.2 Hydrology

土壤含水量( $\theta$ )可藉由下式計算

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} + F_{\theta}$$

D: 土壤水耗散(soil water diffusivity)

K: 液體傳導(hydraulic conductivity)

$F_{\theta}$ : 土壤水的來源和流失(sources and sinks), 如降水、蒸發和逕流。

在模式中四層土壤中 $F_{\theta}$ 經代換後可改寫成

$$d_{z1} \frac{\partial \theta_1}{\partial t} = D \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z1} - K_{z1} + P_d - R - E_{dir} - E_{t1}$$

$$d_{z2} \frac{\partial \theta_2}{\partial t} = D \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z1} - D \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z2} + K_{z1} - K_{z2} - E_{t2}$$

$$d_{z3} \frac{\partial \theta_3}{\partial t} = D \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z2} - D \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z3} + K_{z2} - K_{z3} - E_{t3}$$

$$d_{z4} \frac{\partial \theta_4}{\partial t} = D \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z3} - K_{z3} - K_{z4}$$

$d_{zi}$ : 第 i 層土壤厚度

$P_d$ : 降水(未被植物攔截的部分)

R: 地表逕流

$E_{dir}$ : 最上層土壤直接蒸發量

$E_{ti}$ : 來自第 i 層土壤植物的根提供的蒸散分量

總蒸發散量(Evapotranspiration, E)

$$E = E_{dir} + E_c + E_t + E_{snow}$$

$E_{dir}$ : 最上層土壤直接蒸發量

$E_c$ : 植物葉面攔截水蒸發量

$E_t$ : 透過植物和根的蒸散量

$E_{snow}$ : 雪堆的昇華或堆積量

### 3.3 地面通量(surface heat flux)計算

#### 3.3.1 可感熱(sensible heat flux, SH)

$$SH = (\overline{w'\theta'_s}) = -\frac{C_h C_p P_s}{R \theta_{va}} (\theta_a - \theta_s)$$

$C_h$ : 在地表之熱通量和水氣通量交換係數



$C_p$ :乾空氣之定壓比容

$P_s$ :地面氣壓

R: 乾空氣氣體常數

$C_h$ 透過 Monin and Obuhkuv similarity theory(1954)為基底的 Eta surface layer scheme 計算出(Janjić,1990,1994,1996,2002)

下標符號 s:地面; a: 風速計高度

### 3.3.2 潛熱(latent heat flux, LH)

$$LH = (\overline{w'q'_s}) = E = E_{dir} + E_c + E_t + E_{snow}$$

$$E_{dir} = (1 - \sigma_f)\alpha E_p, \text{ 其中 } \alpha = \frac{\theta_1 - \theta_w}{\theta_{ref} - \theta_w}$$

$E_p$ :potential evaporation,透過 Penman-based 能量平衡方法(Mahrt and Ek 1984)算出。

$\theta_1$ : 最上層土壤濕度

$\theta_{ref}$ : 土壤最大存水濕度

$\theta_w$ : 植物凋萎點之土壤濕度

$\sigma_f$ : 綠色植被比(green vegetation fraction)

$$E_c = \sigma_f E_p \left(\frac{W_c}{S}\right)^n$$

$W_c$ : 植物攔截水量

S: 植物最大攔截水量

其中 $W_c$ 變化可從下式算出:

$$\frac{\partial W_c}{\partial t} = \sigma_f P - D - E_c, \text{ P 為總降水、D 為當 } W_c > S \text{ 時到達地面的過量降水}$$

$$E_t = \sigma_f E_p P_c \left[1 - \left(\frac{W_c}{S}\right)^n\right]$$

$$P_c(\text{plant coefficient}) = \frac{1 + \frac{\Delta}{R_r}}{1 + R_c C_h + \frac{\Delta}{R_r}}$$

其中

$\Delta$ : 與絕對溼度的飽和曲線斜率有關

$R_r$ :為地面溫度、地面氣壓和 $C_h$ 之函數

$R_c$ :植物的阻抗值(canopy resistance)。在 Jacquemin and Noilhan(1990)中





$$R_c = \frac{R_{cmin}}{LAI F_1 F_2 F_3 F_4}$$
$$F_1 = \frac{\frac{R_{cmin} + f}{R_{cmax}}}{1 + f}, \quad f = 0.55 \frac{R_g}{R_{gl} LAI}$$
$$F_2 = \frac{1}{1 + h_s [q_s(T_a) - q_a]}$$
$$F_3 = 1 - 0.0016 (T_{ref} - T_a)^2$$
$$F_4 = \sum_{i=1}^3 \frac{(\theta_i - \theta_w) d_{zi}}{(\theta_{ref} - \theta_w) (d_{z1} + d_{z2})}$$

$R_{cmin}$ : 最小植物阻抗值

$R_{cmax}$ : 葉面表皮阻抗值

LAI: leaf area index

$q_s(T_a)$ : 在溫度為 $T_a$ 時的飽和水汽混合比

$q_a$ : 在溫度為 $T_a$ 時的實際水汽混合比

$T_{ref}$ : 最適宜的蒸散作用的氣溫

$R_g$ : 地面接受到向下的太陽輻射

$h_s, R_{gl}$ : 與地表型態有關之參數

$F_{1\sim4}$  代表意義

$F_1$  : 太陽輻射效應

$F_2$  : 水蒸氣壓缺量效應

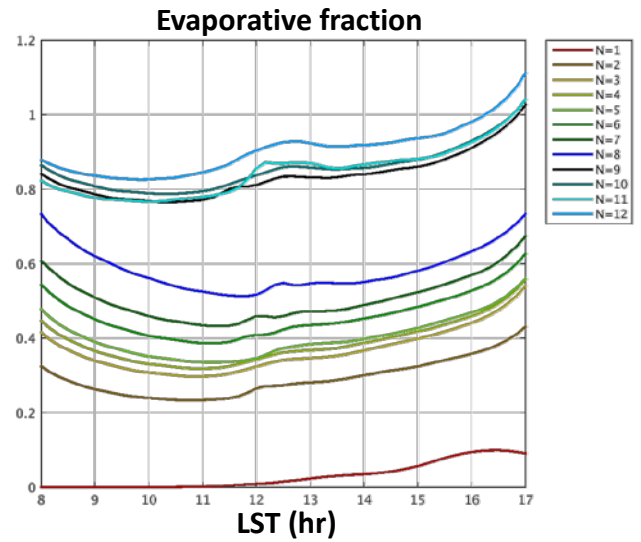
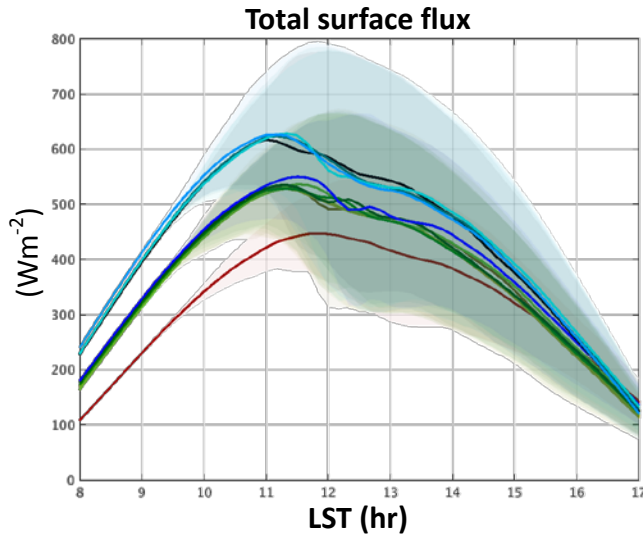
$F_3$  : 氣溫效應

$F_4$  : 土壤濕度效應

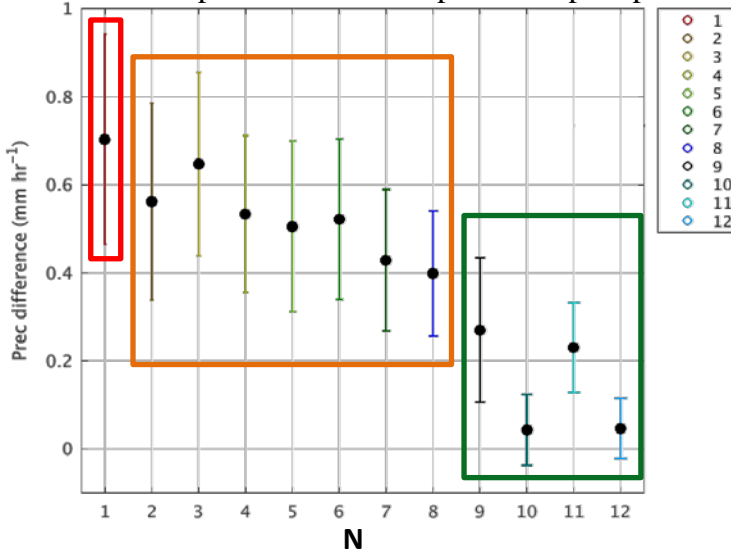
#### 4. 更多陸面環境對於降水日變化的影響



此部分的陸面環境設定除了不同陸面型態之外，也有改變土壤濕度、地表綠色植物比(green fraction)等變數，並在這些環境之下看 Coupled 與 Prescribed 之間降水日變化差異的程度，但沒有系集成員的統計結果。



The LAI impact on diurnal amplitude of precipitation



N	Land type	soil moisture	green fraction	soil type
1	urban	--	--	sand
2	pasture	0.2	0.1	sand
3	pasture	0.23	0.1	sand
4	pasture	0.24	0.1	sand
5	pasture	0.25	0.1	sand
6	pasture	0.27	0.1	sand
7	pasture	0.29	0.1	sand
8	pasture	0.32	0.1	sand
9	pasture	0.32	0.65	sand
10	pasture	0.32	0.7	sand
11	grass	0.32	0.8	organic
12	grass	0.32	0.9	organic

黑點為 Coupled 與 Prescribed 實驗之間降水日變化最大值之差異，error bar 為降水日變化差異的標準差。