

陸地大氣交互作用對於熱帶島嶼日降水強度之影響

陳柏言¹ 吳健銘²

1 中央氣象局

2 國立臺灣大學大氣科學系

(中華民國 108 年 8 月 01 日 收稿；中華民國 108 年 12 月 18 日定稿)

摘 要

本研究透過三維渦度向量方程式的雲解析模式(Vector-Vorticity cloud - resolving Model, VVM)耦合陸地模式(Noah Land-Surface Model, 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(Land - Atmosphere Interactions, LAI)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表輻射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，做為有無直接陸地大氣交互作用的影響。

實驗結果顯示，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(最大陸面平均降水值)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，差異最高可達 71%。而造成降水日變化幅度差異的機制，主要是在都市的陸面實驗中，有較大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。而在沒有直接陸地大氣交互作用的實驗中，地面冷區會對上方大氣產生微弱的下沉運動並讓對流偏好在冷區邊緣發展。在牧場與草地的實驗則因為地面冷區強度逐漸偏弱，使抑制對流發展效果降低。從此結果初步了解到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

一、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，過去便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)透過衛星降水資料統計前 0.1%全球極端降水事件中，結果顯示出時雨量超過 120 mm hr⁻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。

針對在熱帶島嶼上午後熱對流降水機制，Saito et al.(2000)透過模式模擬突顯出熱帶島嶼降水日變化幅度，主要受到午後沿岸對流產生的冷池強度所影響。

冷池促進對流發展的重要性在 Feng et al.(2015)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。

本研究進一步討論在不同陸面環境下，陸地與大氣之間的地表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。陸面環境的部分，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。因此另一部份我們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。

而透過在雲解析模式(Cloud - Resolving Model, 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。在 Guichard et al. (2004); Betts and Jakob (2002) and Bechtold et al.(2004)) 中指出，現有全球模式 (General-Circulation Model, GCM and Single-Column Models, SCMs) 中，由於

SCMs 內對流會過早發生並釋放不穩定度產生降水，使得日變化降水幅度容易低估且發生時間提早，導致掌握海岸及島嶼等陸上降水日變化強度低估。

二、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)

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。Lin and Cheng (2015) 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、輻射及風等對地面輻射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輻射通量，進而討論地面過程改變對於大氣對流發展的影響。

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

本研究中使用的 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，調整地面向上輻射中可感熱通量 (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。

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。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 3.2 m s^{-1})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。

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(Urban)、牧場(Pasture)和草地(Grass)，詳細陸面環境參數設定如表 1。這三組陸面形態主要差異為地面蒸發比(evaporative fraction, EF)分別為小至大，在都市陸面地表通量主要為可感熱通量(sensible heat fluxes, SH)，草地則主要為潛熱通量(latent heat fluxes, LH)。蒸發比計算方式如下：

$$EF = \frac{LH}{SH + LH}$$

(EF:蒸發比；LH:潛熱通量；SH:可感熱通量)

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。另外在每組實驗中各自有六個系集成員(ensemble member)作為對流隨機過程對結果造成的變化幅度。

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，我們假設快速的陸面過程與對流的耦合會直接影響日降水強度，因此我們設計了兩組的實驗作為驗證。

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、風等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給雲解析模式做為新的地表邊界條件，而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。

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 實驗儲存的地面輻射通量資訊強制給雲解析模式。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。

三、實驗結果

3.1 降水與對流分布及強度之日變化與機制

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岸線，因此我們沿海岸線方向取平均(Y 方向)，並透過平均後雲頂輻射量與近地面風速的 Hovmöller diagram 定義出三個對流發展的時期，分別為 Initiation、Propagation 和 Merge。並以 Urban Coupled 實驗結果為例呈現島嶼上對流水平結構、對流降水分布與近地面風場在不同時期的特徵(圖 1.a)。

在 Initiation 時期，於內陸約 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 mm hr^{-1} (圖 1.b)而降水產生的下衝流(downdraft)會加強造成近地面大氣再蒸發，使陸地上平均冷池強度(cold pool intensity)開始增強(圖 2.f)，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。到了 Propagation 時期，對流持續穩定往東側推移並在東側產生降水(圖 1.c)，此時在距離西側海岸約 50 公里處也開始激發對流並發展出砧狀雲頂，但此時整個陸地上仍以小範圍零星降水為主，

最大強度仍維持在 18 mm hr^{-1} ，而平均冷池強度則達到第一次的最大值(約 4.9 m s^{-1})(圖 2.f)。

在 Merge 時期時，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(圖 1.d)。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 mm hr^{-1} ，冷池強度達到第二次最大值(約 4.7 m s^{-1})，而日降水變化幅度受 Merge 時期的對流強度影響顯著。

陸面平均時間序列部分，陸面平均降水(圖 2a)可看出雖然在 Urban 環境整個白天降水量低於 Pasture 和 Grass(主要原因是在陸面能提供的水氣量差異)，但在午後發生最大平均降水量值在三個陸面環境下差異相對不顯著，顯示出即使陸面水氣量偏小(Urban)，仍可透過較強的海風輻合作用(圖 3 左上)產生最強的對流及冷池強度(圖 2f)並降水。

地面總通量(total surface fluxes, 可感熱通量與潛熱通量和)部分(圖 2b)，在三個陸面環境下差異十分顯著，其中 Grass 的總通量最高，Urban 最低，原因是在太陽加熱下，Grass 陸面透過植物蒸發散作用將短波輻射轉換成地

面通量效果高於 Urban。

由於在 Urban 陸面的地面通量以可感熱通量為主(蒸發比最低, 詳見表 1), 此結果會使大氣邊界層高度推至最高 (1 km)(相對 Pasture(0.75 km) 和 Grass(0.5 km))(圖 2c), 且 Urban 地面通量以可感熱為主的特性, 會使舉升凝結高度 (Lifting Condensation Level, LCL) 高於在 Pasture 和 Grass 環境(圖 2d)。低層大氣濕靜能 (Moist Static Energy, MSE) 部分(圖 2e), 三個陸面環

境下皆足夠提供強對流舉升發展, 且 MSE 差異約在 2(K) 左右, 這裡視為相近的大氣低層 MSE 環境。

透過 Y 方向平均得到對流系統在的垂直分布了解對流強度特性(圖 3)。在 Urban 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, 至於在 Pasture 及 Grass 的部分, 對流和海風鋒面垂直結構逐漸分散且偏弱。

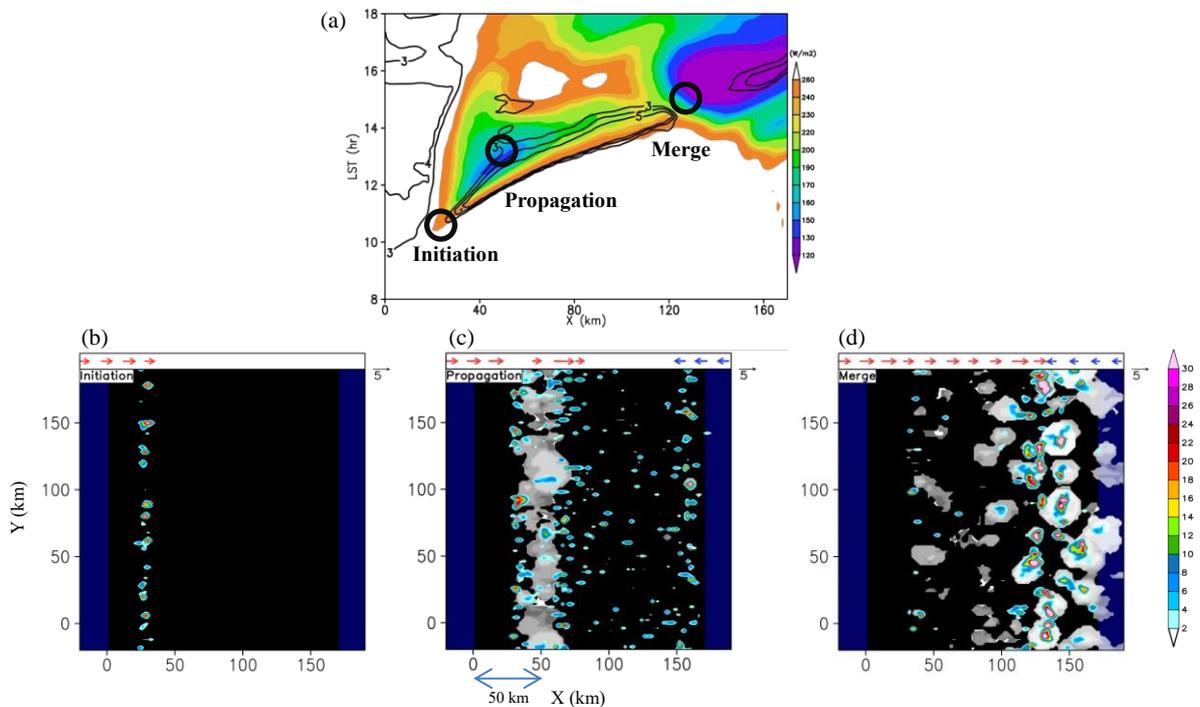


圖 1 (a) 為近地面(0~300 公尺高)u 方向風(contour, 間隔為 1 ms⁻¹)及雲頂向外長波輻射(out-going long wave radiation, OLR)做 Y 方向平均的時序圖(shaded, 間隔為 10 Wm⁻²), 並藉此圖上的轉折點(黑色圓圈)定出三個對流發展的時期(Initiation, Propagation, Merge)。(b)~(d) 分別為三個對流發展時期時, 陸地上水平分布圖。其中彩色 shaded 為降水(mmhr⁻¹)、灰色 shaded 為 OLR(間隔為 5 Wm⁻²)、箭頭為近地面 u 方向風做 Y 方向平均(單位為 ms⁻¹), 紅色表示西風, 藍色表示東風。

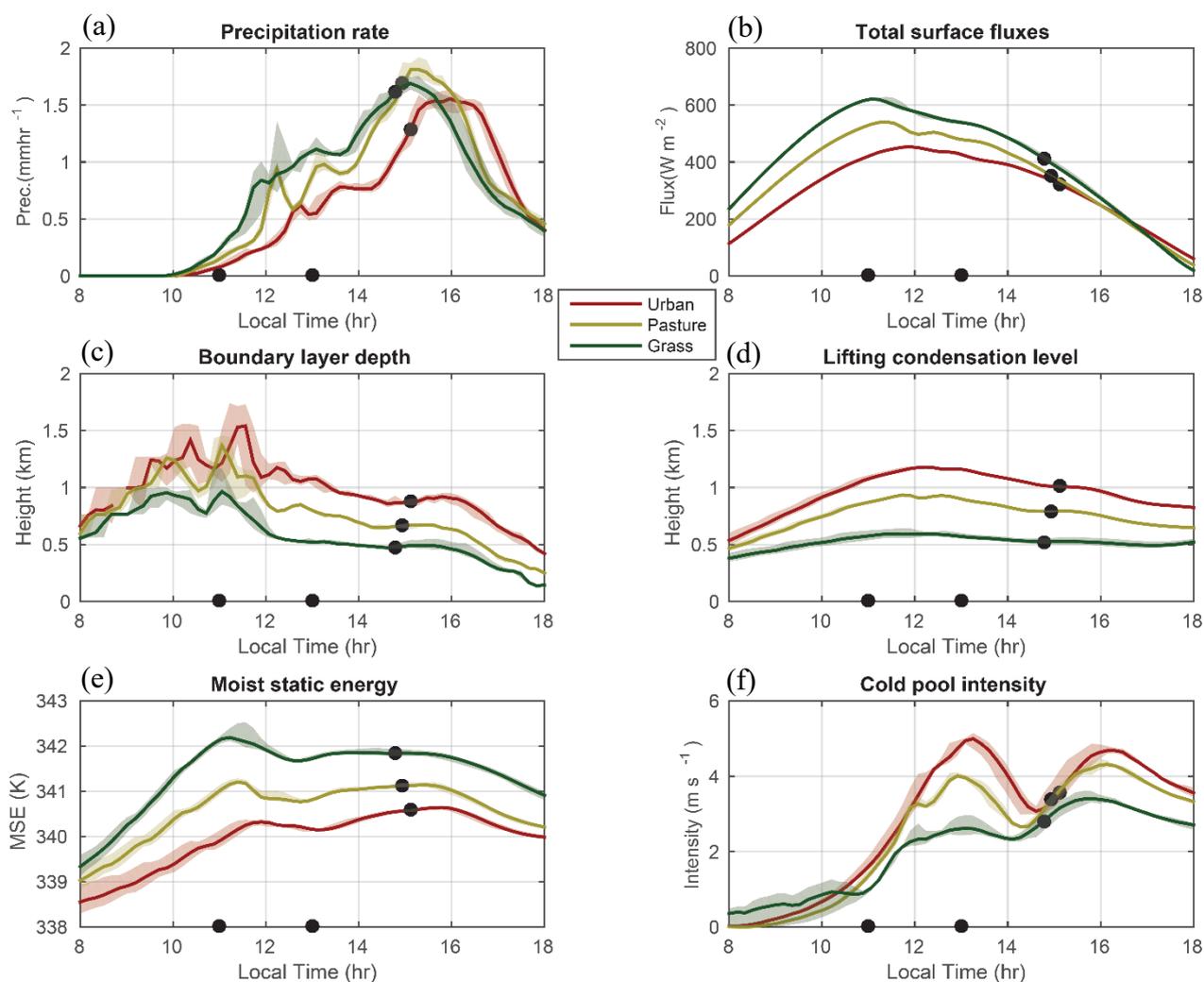


圖 2 Urban、Pasture 及 Grass 實驗的陸上平均(a)降水(mm hr^{-1})、(b) 地面總通量(可感熱+潛熱) (W m^{-2})、(c)邊界層高度(km)、(d)舉升凝結高度 (km), (e) 近地面(0~2km)濕靜能除以 C_p (K) 及(f) 冷池強度 (m s^{-1}) for Urban, Pasture and Grass experiments, respectively. 線下的 shaded 為六個 ensemble 結果的範圍。時間軸上兩個黑點分別為 11,13 點(Initiation, Propagation 時期), 曲線上的點為 Merge 時期。

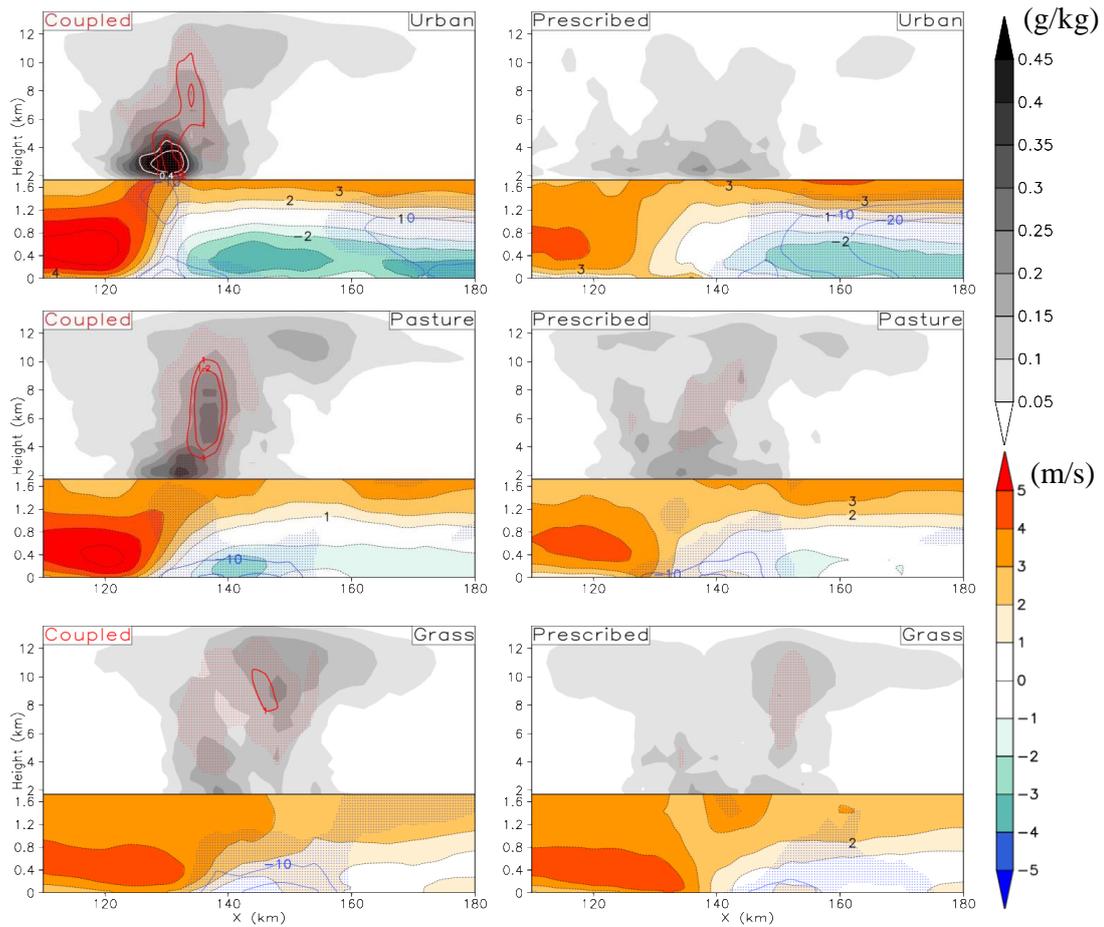


圖 3 在 Merge 時期時，沿 Y 方向平均後的垂直分布圖。灰色 shaded 及白色 contour 為雲的混合比(雲水+雲冰混合比)，白色 contour 量值為 0.4、0.5 gkg^{-1} ；紅點及紅色 contour 為垂直速度大於 0.5、等於 1、1.2 ms^{-1} ；藍橘色 shaded 及黑色 contour 為 X 方向風速與水平方向 X 方向風速平均偏差值(ms^{-1})；藍色點為冷池(-0.003 ms^{-1})，藍色 contour 為冷池強度，量值分別為-0.01、-0.02(ms^{-1})。

表 1 三個陸面環境的陸地模式參數設定，以及在整個模擬時間(早上六點至晚上六點)各陸面 Coupled 實驗結果的平均蒸發比(evaporative fraction)。

Experiment	Land type	Land use	Soil type	soil moisture (volumetric)	porosity	Green fraction	Evaporative fraction
Urban	urban	1	sand	--	--	0.1	0.035
Pasture	pasture	2	sand	0.29	0.339	0.1	0.629
Grass	grass	7	organic	0.32	0.439	0.65	0.803

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(地表通量以可感熱為主)，使得低層 MSE 少(圖 2.e)，LCL 增加(圖 2.d)，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 (aggregated 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，其挾帶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))，為一正回饋過程，且強度隨著對流與降雨強度增加越顯著，因此在蒸發比偏高的陸面下(Pasture, Grass)，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，但三種陸面實驗在陸地上的平均降水時間序列午後最大降水發生的時間接近，主要差異是在對流系統的結構。

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

本章透過在三種陸面形態下的 Coupled 和 Prescribed 結果差異探討有無直接陸地大氣交互作用在不同實驗

環境下的影響程度。

在 Prescribed 實驗中(圖 3 右)，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。對流垂直結構都比 Coupled 實驗結果鬆散，其中又以 Urban 的對流結構差異最大，Grass 差異最小。陸地上平均降水強度的最大日變化幅度(diurnal amplitude)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 Urban 的差距最大，隨著陸面型態從 Pasture 到 Grass 時縮小(圖 4)，Urban 與 Grass 之差異最大可達 71%。(圖未示)

在下午兩點到六點之間極端降水事件機率分布圖(圖 6 左)中可看出，Urban 的 Coupled 和 Prescribed 的機率分布在降水強度超過 20 mm hr^{-1} 後便開始產生差異，在 Pasture 時機率分布分歧點提高至降水強度超過 50 mm hr^{-1} ，Grass 實驗的機率分布則幾乎沒有差異。

3.3 雲尺寸定量分析

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作為代表對流系統強度的特性，並找出與降水強度的關係。

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。為了包含三個陸面實驗在 Merge 時期前後的對流系統與降水, 因此在時間上統一選取出現在下午兩點至六點的對流系統與降水系統。

初步雲尺寸統計結果在 Urban、Pasture、Grass 中, Coupled 和 Prescribed 實驗的機率分布幾乎一致(圖未示), 無法突顯 Prescribed 實驗在定性分析對流垂直發展強度偏弱的現象, 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 m s^{-1} 為對流核心雲(convective core cloud) (圖 5)。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 m s^{-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。

對流核心雲尺寸機率密度分布圖如圖 6, 在不同陸面型態下, 對流核心雲體積出現機率在大於熱塔尺度(10^3 km^3)的對流系統(以下簡稱大雲)機率分布, 而在 Coupled 和 Prescribed 實驗的差異高於體積小於熱塔尺度(以下簡稱小雲)的出現機率(圖 6 右), 另外在 Urban 與 Pasture 環境中, Coupled 和 Prescribed 實驗的大雲出現機率差異明顯高於 Grass 陸面環境, 這樣的差異變化與降水日變化幅度差異相似。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 初始大氣濕度垂直分布之影響

而除了陸面環境造成對日降水強度的敏感性變動之外, 我們亦測試了大氣環境初始濕度對於有無直接陸地大氣交互作用的影響。方式為透過調整初始自由大氣(高度超過 4 km)的濕度垂直分布作增減 20%之後, 測試在不同陸面環境的日降水強度的敏感性變動幅度。

從結果可看出(圖 7)在不同初始大氣環境下, 有無直接陸地大氣交互作用的系統性偏差依舊維持。首先在不同陸面下 Coupled 實驗的日降水強度皆隨初始自由大氣濕度增加(1.2RH)而

變強，而在最強日降水強度的時間(約 16 點)之後的平均降水則和不同初始相對濕度的大氣環境實驗設定沒有直接關係，可能原因是在達到最強降水之前，午後降水更強始可用降水大量消耗造成後面降水減少。

而在不同初始濕度分布實驗下，LAI 在不同陸面下的影響有系統性的偏差 (圖 7 右下)，都是在 Urban 的影響最劇烈，Grass 影響最輕微。但在 Urban 與 Pasture 陸面時，LAI 對日降水強度的影響有隨著初始大氣濕度增加而變顯著，主要是比較濕的大氣環境能提供在 Coupled 實驗組中，對流往中高層(超過 4 km 的地方)更有利發展，

並產生更強的冷池及對地面更強的冷卻，然而地面加強的冷卻效應會更加減弱在 Prescribed 的對流發展，進而減弱日降水強度，這效應在 Urban 尤其更加顯著，因此對大氣初始濕度分布敏感性最高。

在 Grass 下，由於日降水強度差異為最小(圖 4)，本身在 Merge 時期的對流結構差異也最不顯著(圖 5)，這樣的差異特性在不同初始濕度分布的系統性偏差依舊維持(亦即在 LAI 對日降水強度的影響則都不顯著)，顯示 LAI 對日降水強度影響在大氣濕度的變動下敏感性偏低。

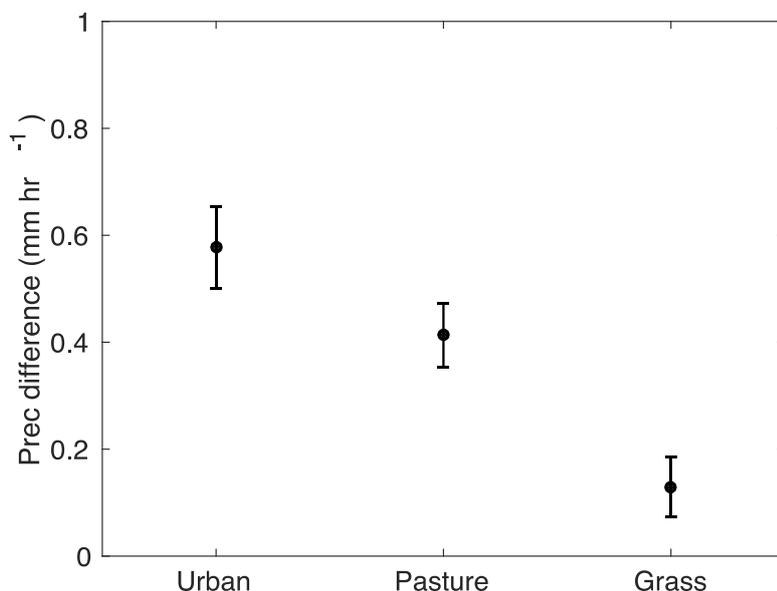


圖 4 在不同陸面下陸氣耦合對日降水強度影響(mm hr⁻¹)，本研究使用 Coupled 和 Prescribed 實驗陸面空間平均降水日極值差代表陸氣耦合對日降水強度影響，bar 為六個系集實驗差值的標準差。

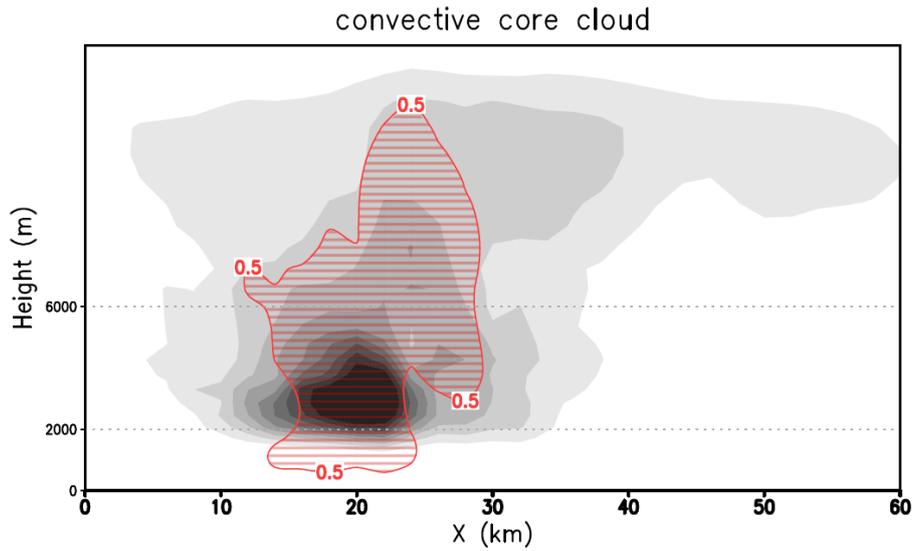


圖 5 對流核心雲(圖中紅色及灰階重疊區域)示意圖。圖中灰色 shaded 定義為雲的區域，紅色橫線區域為垂直速度超過 0.5ms^{-1} 的區域。

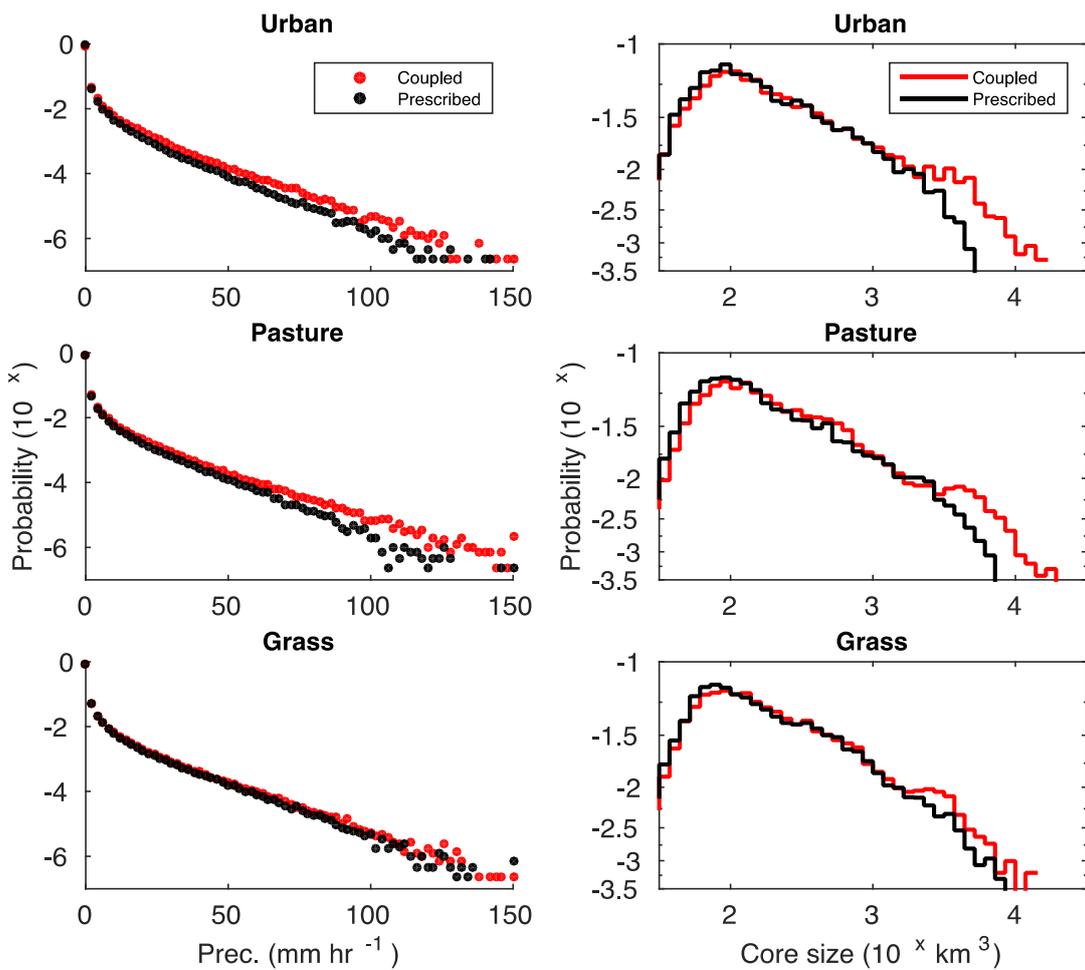


圖 6 下午兩點至六點期間，在 Urban, Pasture, Grass 三種陸面實驗(含系集實驗)的降水機率分布(左排)及對流核心雲體積機率分布(右排)。紅線為有直接陸氣耦合(coupled)實驗，黑線則為沒有直接耦合(prescribed)實驗。

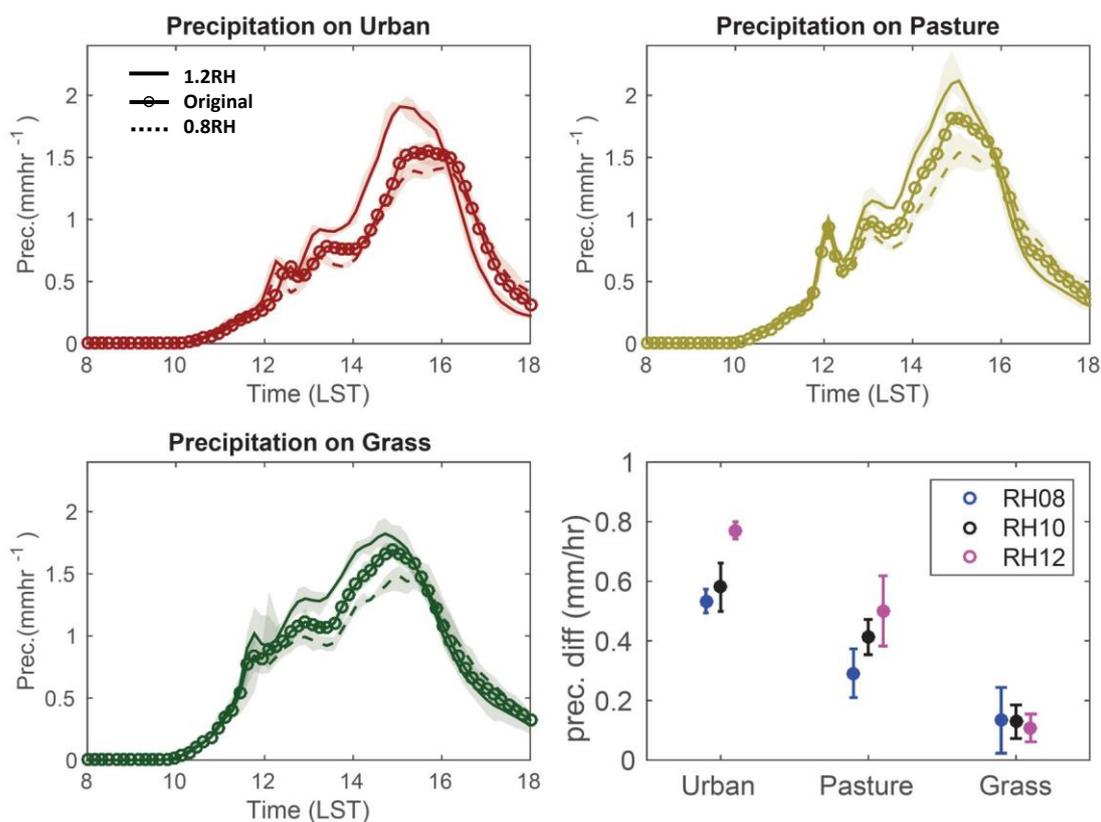


圖 7 初始大氣垂直分布中，將自由大氣(高度 4km 以上)的相對濕度分別乘上 0.8,1.0,1.2 倍後，三個陸面 Coupled 實驗的陸上平均降水時序圖，shaded 為六個系集實驗的時序範圍。右下角圖為陸氣耦合對日降水強度的影響(Coupled 減去 Prescribed 實驗，計算方式同圖 4)，bar 為六個系集實驗日降水強度差異的標準差。

3.5 有無直接陸地大氣交互作用之日變化幅度差異的機制探討

造成 Coupled 和 Prescribed 實驗的對流強度差異如圖 9 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。

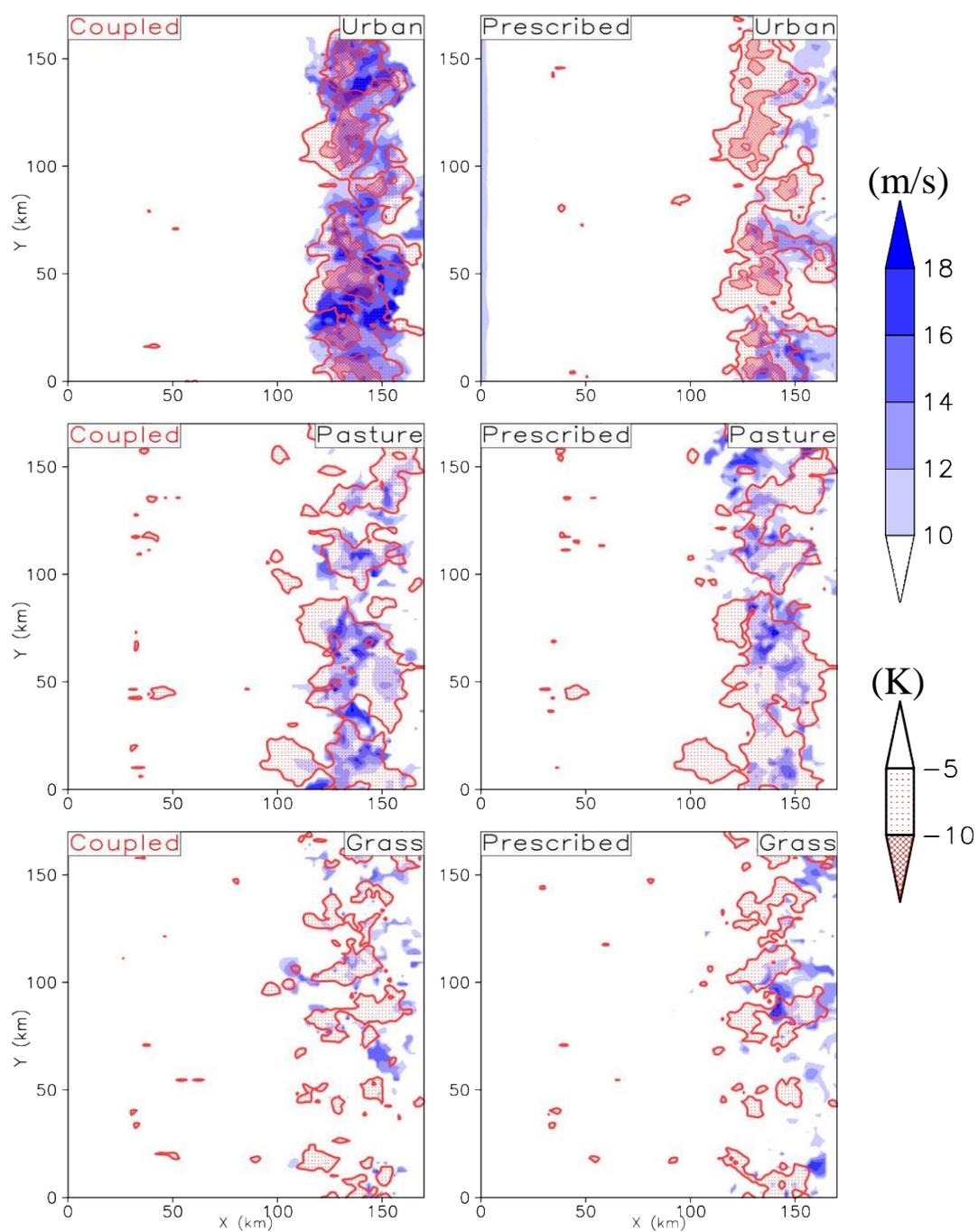


圖 8 在 Merge 時期冷池強度(藍)及地面冷區(紅)的水平分布圖。

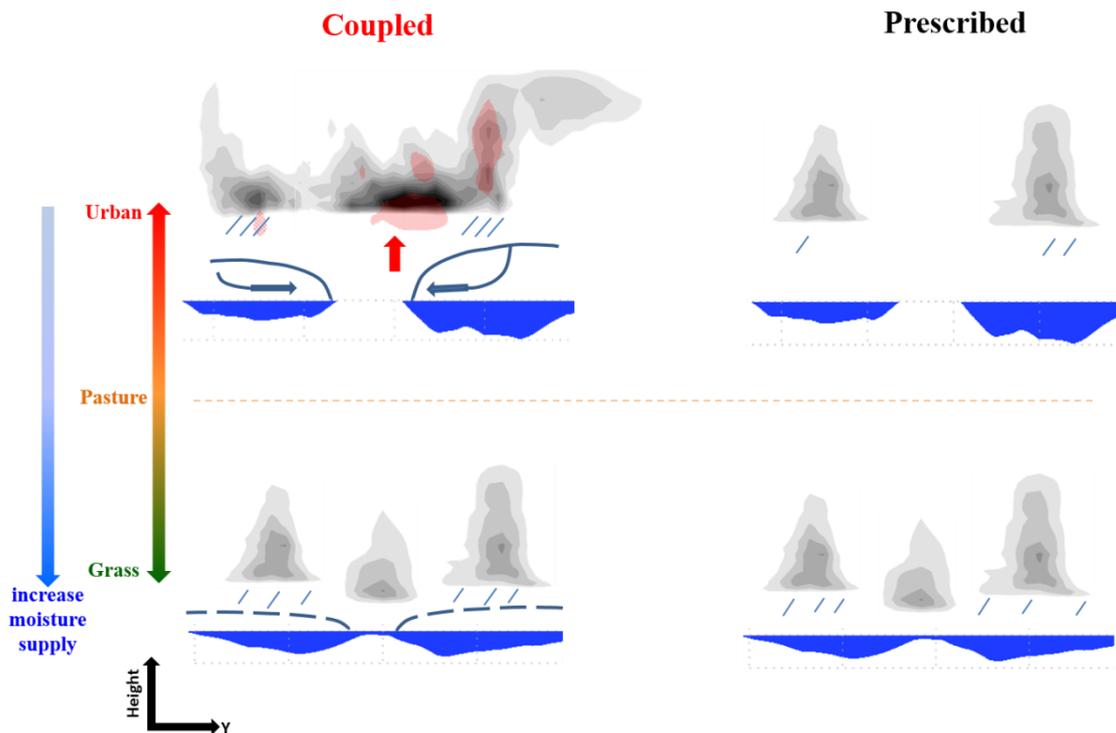


圖 9 在不同陸面狀態下，陸氣耦合對陸上日降水強度影響之示意圖。灰階的 shaded 為雲冰及雲水混合比(視為雲的區域)；紅色網狀區為對流上升區域、紅色箭頭為主要上升區；藍色斜線分布為空間降水；藍色實虛曲線為冷池鋒面(實線強度較大、虛線較弱)、藍色粗箭頭為冷池輻合方向；最左邊藍色箭頭為 moisture supply 增加的方向(視為潛熱通量從 Urban 到 Grass 時增加)。

另外，在此過程中，冷池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溼區(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 8)，且由於在 Urban 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。然而在 Urban 中，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。而在 Pasture 與 Grass 中，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。

四、總結

本研究透過高解析之三維雲解析模式(VVM)以及陸地模式 (LSM)，分別模擬在都市(Urban)、牧場(Pasture)與草地(Grass)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。

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，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，

並討論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，且在 Urban 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 Grass 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，透過 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 km^3 (約在熱塔 (hot tower)尺度)的對流系統出現機率與個數皆高於 Prescribed 的結果，而且在 Urban 的陸面情境下，Coupled 和 Prescribed 之間的差異大於在 Grass 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。

除了陸面環境差異之外，透過調

整初始自由大氣(高度超過 4 km)的濕度垂直分布作增減 20%之後,日降水強度差異的仍維持系統性差異,且在 Urban 尤其更加顯著,因此對大氣初始濕度分布敏感性最高。但在 Grass 下,不同初始濕度分布在 LAI 對日降水強度的影響則都不顯著,顯示 LAI 對日降水強度影響在大氣濕度的變動下敏感性偏低。

造成降水日變化幅度的差異的機制主要是在 Coupled 實驗中, Urban 陸面環境的對流產生較強的冷池(圖 8),冷池強度增加時地面冷區(cold patch)的強度也增加,在較強冷池的交互作用下有利於激發大的對流核心雲,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 Urban),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

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., Chaboureaud, J.-P., Beljaars,

Pasture 與 Grass 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。

致謝

本研究特別感謝大氣科學期刊編輯與審查委員在審查過程中,給予許多寶貴及提升文章邏輯的嚴謹性的建議,使得文章和圖表的完整度與可理解性更佳完備。本研究在科技部自然司計畫(編號: MOST 107-2111-M-002-010-MY4)資助下完成。

參考文獻

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.

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.
- 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.
- Drager, A. J., and S. C. van den Heever, 2017 : Characterizing convective cold pools, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **9**, 1091–1115.
- 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.
- Guichard, F., Petch, J. C., Redelsperger, J.-L., Bechtold, P., Chaboureaud, 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.
- Hamada, A., Y. Murayama, and Y.N. Takayabu, 2014: Regional Characteristics of Extreme Rainfall Extracted from TRMM PR Measurements. *J. Climate*, **27**, 8151–8169.
- Lin H-C, 2015: An idealized simulation to understand impact of land-air exchanging process on fine scale meteorological characteristics in Taiwan using VVM, 國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。
<https://hdl.handle.net/11296/2uxm9u>
- 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
- Tsai, W.-M., and Wu, C.-M. (2017), The environment of aggregated deep convection, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **9**, 2061– 2078. Doi:10.1002/2017MS000967

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

Po-Yen Chen¹ Chien-Ming Wu²

1 Central Weather Bureau

2 Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University, Taipei, Taiwan

(manuscript received 01 August 2019 ; in final form 18 December 2019)

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 3-D 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 (the maximum averaged precipitation over land) 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 weaker impact on the convection development. These findings imply that the diurnal intensity of precipitation as well as the extreme events are 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, doi: 10.3966/025400022019064702001