

氣候變遷對棲蘭雲霧森林地表通量特性的影響

楊子瑩¹ 羅敏輝^{1*} 鄭兆尊²

¹國立臺灣大學大氣科學系

²行政法人國家災害防救科技中心

(中華民國 110 年 6 月 18 日收稿；中華民國 110 年 9 月 28 日定稿)

摘 要

雲霧森林是經常性受到雲霧籠罩所影響的森林生態系。雲霧對於當地有調節水分與能量的作用，是維持該生態系平衡的重要因子。過去研究指出，大量樹冠水在早晨受太陽加熱蒸發，造成潛熱通量的峰值提前而有利於當地雲霧生成。但在氣候變遷下，降水、溫度、濕度及二氧化碳濃度的改變可能影響樹冠水的累積，進而改變地表通量和雲霧生成。本研究利用 NCAR 地表過程模式，搭配棲蘭雲霧森林及蓮華池森林的大氣觀測資料，以及 TCCIP 模式的未來氣候推估資料，討論氣候變遷影響雲霧森林樹冠水及地表通量的機制。結果顯示未來增強的降水強度將不利於樹冠水累積，但大氣增溫造成的水氣量增加卻有助於夜間露水凝結，使氣候變遷下平均的樹冠水量增加。二氧化碳濃度的增加對樹冠水量沒有明顯影響，但會提升光合作用效率並造成氣孔縮小而使蒸散量降低。

暖化下增加的樹冠水，提升了雲霧森林在早晨的潛熱通量，但全天平均的潛熱通量則因降水截留的減少而下降，然而其中氣溫提升所造成的潛熱通量增加仍扮演緩解降水強度變強對雲霧森林衝擊的角色。植被透過蒸散作用調節其表面溫度，是暖化下有利夜間露水凝結的重要因素，而在二氧化碳提升下所增加的光合作用速率亦能調節當地二氧化碳濃度的變化，顯示雲霧森林中植被在氣候變遷下的重要性。

雲霧森林中的地表通量在氣候變遷下的改變也會同時透過陸地與大氣間的交互作用而影響到當地的大氣穩定度與邊界層發展等，因此未來將利用大氣與陸地耦合模式並考慮雲霧與山谷風環流在雲霧森林中的關係，進一步討論未來氣候變遷下雲霧森林內的水與能量循環的變化。

關鍵字：氣候變遷、暖化、雲霧森林、樹冠水、蒸發、潛熱通量

* 通訊作者：羅敏輝，Email: minhuilo@ntu.edu.tw

一、前言

雲霧森林，即頻繁或持續性受雲霧籠罩所影響的森林生態系。考慮雲霧生成條件及植被種類，雲霧森林實際的分布位置受各地緯度、海拔高度、風場、降水型態、山的大小和距海遠近等因素影響，約佔全球熱帶森林面積的百分之 1.4 (Bubb et al., 2004; Bruijnzeel et al., 2011)。雖然僅佔全球陸地面積的一小部分，其中卻孕育著不成比例之多的生物，亦包含許多特有種和受威脅物種，使其形成重要的生物多樣性熱點 (Bubb et al., 2004; Bruijnzeel et al., 2010)。

雲霧森林擁有獨特的水文氣候循環。在水量方面，雲霧出現時的潮濕大氣，將抑制地表及植物表面的蒸發散作用，使較多水分留存於生態系內；霧水受植物及土壤表面攔截而形成水平降水 (horizontal precipitation)，提供垂直降水之外的可用水量予生態系使用；當地潮濕的環境亦有利附生植物生長，遍布於森林中的附生植物如海綿般儲存水分，利用其對水分的吸收及釋放，調節當地及森林之外區域的乾濕季水量 (Still et al., 1999; Mildenerger et al., 2009; Fisher et al., 2016; Schulz et al., 2016)。

在能量方面，雲霧會阻擋太陽短波的入射，減少給予植物光合作用使用的光合有效輻射 (Photosynthetically Active Radiation, PAR)，亦透過雲霧散射光線的效應，使陰葉 (shaded leaves) 獲取陽光行光合作用，以上作用皆可能使當地植物衍生出適應此環境的生存方法 (Knohl and Baldocchi, 2008; Mildenerger et al., 2009)。

根據古(2020)於宜蘭棲蘭雲霧森林的研究，獨特的潛熱通量日循環和近地表氣溫變化是有助於當地雲霧生成的關鍵，且此特性並未在臺灣中部的蓮華池森林(非雲霧森林)中出現。降水及霧水受葉片所截留，再加上夜晚高相對溼度之下於葉片表面凝結而成的露水，累積形成葉片上大量的樹冠水 (canopy water)，而早晨太陽升起時受太陽加熱，樹冠水大量以冠層蒸發形式回到大氣，造成雲霧森林的潛熱通量峰值約於上午 9 點出現，相較於一般森林(如蓮華池)中午 12 點左右出現的潛熱峰值更為提前。除提供大氣更多水氣之外，白天有較多的能量用於水的相態轉換，而較少透過可感熱通量來加熱大氣，使雲霧森林白天的氣溫上升較緩慢，形成更有利雲霧形成的環境。

然而在氣候變遷之下，全球暖化造成雲霧森林的溫度及溼度改變，可能對當地雲霧的出現產生影響，進而衝擊當地原本適應於雲霧環境的生態系。當氣溫提升，依克勞克拉方程 (Clausius-Clapeyron equation)，飽和水氣壓將以約7%/°C的速率提升，若水氣壓不變、下降或其增加量少於飽和水氣壓的增加量，則相對溼度降低，意即雲霧發生的頻率或濃度將下降；另一方面，大氣較低的相對溼度有利於森林中的水分經由蒸發散作用離開地表及植物體，且在適當溫度之內，較溫暖的氣溫將使氣孔導度(stomatal conductance)增加 (Stewart, 1988)，亦將提升植物蒸散效率，提供大氣更多水氣，有利於當地雲霧生成。除了暖化造成的影響之外，全球二氧化碳濃度的提升，也對森林中的水氣通量有潛在的影響：當植物保衛細胞感受到二氧化碳濃度的提升時，將造成保衛細胞膜電位的去極化，進而使氣孔縮小(Ainsworth and Rogers, 2007)。這個效應除了影響光合作用的效率之外，也間接降低氣孔蒸散的速率，使較少的水氣透過蒸散作用進入大氣，進而對當地雲霧生成造成影響。多種機制影響之下，使得氣候變遷下雲霧森林中雲霧如何改變的議題變得更加複雜。

從古(2020)的研究所提及樹冠水在雲霧森林中的重要性，我們可以進一步從樹冠水變化的角度來考慮氣候變遷對當地的影響。樹冠水的多寡會影響大氣中水氣量與白天地表可感熱與潛熱通量的分配，是間接影響雲霧生成環境的重要因素。若氣候變遷下樹冠水量增加，更多能量分配予蒸發，可能得以減緩暖化下雲霧森林中大氣的升溫；而若樹冠水減少，則更多能量分配予提升白天的氣溫，使雲霧不易生成，且讓樹冠水來源更為減少，形成雲霧及樹冠水減少的正回饋效應。樹冠水的來源主要為葉片對當地降水的截留，其次則是對霧水的截留和葉片上露水的凝結(古，2020)。而 Shiu et al. (2009) 分析 1961 至 2005 年間臺灣十五個氣象測站的降水資料，發現雖然總降水量變化不大，但降水強度頻率分布有向強降水移動的趨勢，顯示小雨(資料強度頻率分布中相對較弱之降水)變少、大雨(資料強度頻率分布中相對較強之降水)變多的情形。

利用地表過程模式分別輸入棲蘭雲霧森林及蓮華池森林(非雲霧森林)的大氣及陸地參數，模擬兩地的樹冠水量(圖 1)，發現棲蘭有蓮華池約十倍的樹冠水量，推測此差異有部分來自兩地的降水差異，並且

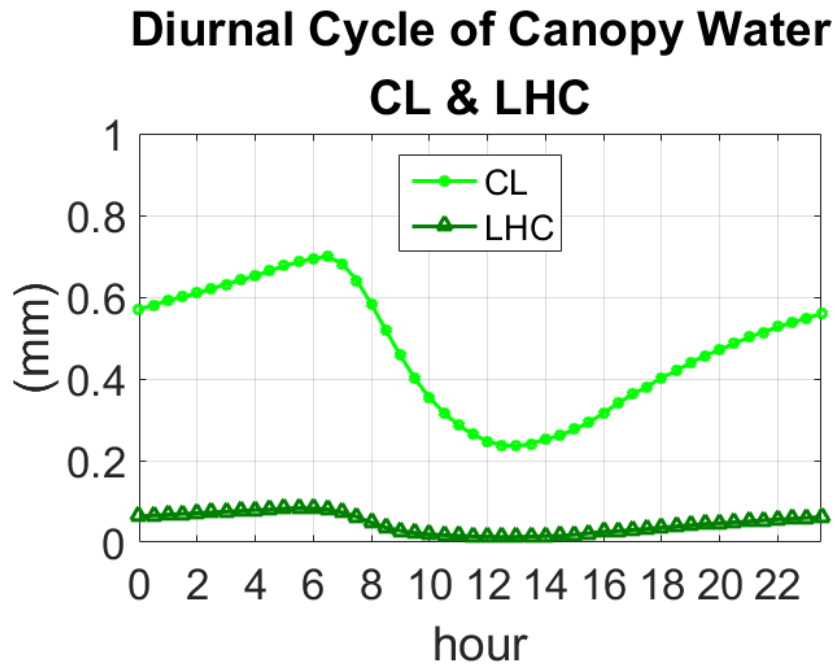


圖 1、地表過程模式分別模擬棲蘭(CL)及蓮華池(LHC)大氣及陸地參數下的樹冠水量日循環

可能同時與年降雨量和降水強度有關。葉片對於強度較弱的降水有較好的攔截效率 (Dunkerley, 2021)，因此在降水強度增強的情境之下，樹冠水可能減少。而在暖化之下，Shiu et al. (2009)亦從測站資料中發現夜間顯著的升溫和相對溼度降低。我們推測在溫度提升、相對溼度降低的大氣條件下，再加上二氧化碳濃度提升造成較少水氣透過蒸散作用供給予大氣，將使露水更難以凝結生成，導致樹冠水減少。因此當考慮降水、溫度、相對溼度及二氧化碳濃度改變可能造成的樹冠水量變化，較少水氣透過樹冠水蒸發進入大氣，較少的能量被用於潛熱通量而較多被用於可感熱來提

供大氣的升溫，推測未來氣候變遷將對雲霧森林中的雲霧生成造成負面影響。

綜合以上，雲霧森林具有相較於平地及一般森林更多樣化且獨特的生態，且當地生態系深受雲霧所影響，在氣候變遷，暖化、降水型態及二氧化碳濃度改變，甚至雲霧減少之下，可能將有更多生物受到衝擊，被迫遷徙或適應新環境。在雲霧森林獨特的水文氣候循環影響之下，氣候變遷對雲霧森林內的大氣以及邊界層的影響可能更加複雜，因此在預測未來雲霧森林中雲霧發生情形之前，我們有必要更深入了解調節雲霧森林水文氣候循環的機制。本研究利用地表過程模式搭配棲蘭的大氣

觀測資料及蓮華池的降水觀測，以及棲蘭區域在現今及世紀末的氣候模式資料，嘗試了解在未來氣候變遷，降水、溫度、相對溼度及二氧化碳濃度改變時，雲霧森林的樹冠水及地表通量將以何種機制變化，進而推論當地氣候變遷下雲霧生成可能受到的影響。

二、研究資料與方法

本研究使用地表過程模式 (Community Land Model, CLM, Lawrence et al., 2011) 模擬棲蘭的水及能量循環在不同大氣因子改變下的變化，並參考棲蘭地區的降尺度氣候模式資料，以現今與二十一世紀末之差異做為地表過程模式模擬中的大氣變化。樹冠水及地表能量通量作為影響棲蘭雲霧森林水文氣候循環與雲霧生成的重要因子，本研究將關注於樹冠水量及地表通量的改變和機制。棲蘭雲霧森林的通量塔資料將作為驅動地表過程模式的大氣強迫 (atmospheric forcing)，蓮華池森林的降水資料則用於進行樹冠水量在不同降水形態下的敏感度測試。降尺度模式資料在現今與世紀末的差異則用於調整大氣強迫，以模擬未來氣候變遷下樹冠水及地表

通量變化。以下詳細介紹本研究所使用資料、模式與實驗設計。

(一) 觀測資料

1. 棲蘭通量塔

棲蘭 (Chi-Lan, CL) 為一座位於臺灣東北部山區的雲霧森林，全年有頻繁雲霧出現，且約下午 3 點為一日內雲霧最常出現的時間。當地 2009 至 2011 年間全年平均氣溫約為 15°C，日溫差約 2°C，年雨量約 3720mm，降水主要來自地形抬升且毛毛雨頻繁，偶有颱風、梅雨帶來較強降水 (Chang et al., 2002; Klemm et al., 2006; Chu et al., 2014)。植相方面，棲蘭森林為一常綠針葉林，優勢樹種為台灣扁柏 (*Chamaecyparis obtusa* var. *formosana*)，樹高約 11 至 13 公尺 (Chu et al., 2014)，根據 Gu et al. (2021) 於 2015 至 2017 年的觀測，附近區域全年葉面積指數 (Leaf area index, LAI) 介於 3.3 至 5.7m²/m² 之間，冠層之下樹幹及地面因長年潮濕而有附生植物附著生長 (Chu et al., 2014; 古, 2020)。棲蘭通量塔 (24°35'N, 121°25'E) 建於海拔高度 1650 公尺位置，於一東南坡向山坡地。根據 Chu et al. (2014)，塔上裝有超音波風速計 (ultrasonic anemometer) 和紅外線氣體分

析儀(infrared gas analyzer)，量測大氣中的紊流(eddy)，計算風速與熱量、水氣或物質濃度的共變異數(covariance)，可得所需變數如潛熱通量、可感熱通量、二氧化碳通量等在大氣圈與生態系間的交換量。塔上亦有相關儀器量測大氣參數，包括溫度、相對溼度、長短波輻射量、氣壓、風場及降水，提供每半小時一筆的資料(Chu et al., 2014)。本研究使用由棲蘭通量塔於 2009 至 2011 年量測之大氣參數作為大氣強迫以驅動地表過程模式。

2. 蓮華池通量塔

蓮華池(Lien-Hua-Chih, LHC)為一座位於臺灣中部的森林，未有頻繁雲霧出現。當地 2009 至 2011 年間全年平均氣溫約為 19°C，平均日溫差約在 7°C 左右，年降水量則約為 1894mm。其植被為多種樹種混生之闊葉樹林，冠層高約 17 公尺，生長季間葉面積指數約介於 2.5 至 4.5 m²/m² 之間(Chen and Li, 2012)。蓮華池通量塔(23° 55'52"N, 120°53'59"E)建於海拔高度約 780 公尺處，山脊上之蓮華池研究中心五號集水區位置(Chen and Li, 2012)，提供溫度、相對溼度、長短波輻射、風場、氣壓、降水等每半小時一筆的資料。根據模式模擬的蓮華池及棲蘭樹冠水量的巨大差異(圖

1)，預期此差異應與兩地降水間的差異有關，因此本研究使用由蓮華池通量塔於 2009 至 2011 年量測之降水量驅動地表過程模式，並與棲蘭雲霧森林之模擬結果做比較。

(二) 降尺度氣候模式資料

臺灣氣候變遷推估資訊與調適知識平台(Taiwan Climate Change Projection Information and Adaptation Knowledge Platform, TCCIP)提供臺灣地區降尺度氣候網格資料作為研究及應用上使用。本研究使用依 1984 至 2008 年 HiRAM 模式(High Resolution Atmospheric Model)資料為歷史基期，並透過 WRF 模式進行動力降尺度的氣候模式資料，使用棲蘭附近區域之網格(每小時一筆，空間解析度 5 公里 x 5 公里，選取五個網格：包含通量塔經緯度之網格及其東、南、西、北各一個網格)，分析其在歷史基期(1984 至 2008 年)及 RCP8.5 之下二十一世紀末(2075 至 2099 年)各 25 年資料間的差異，並將此差異加回原本棲蘭的觀測資料，用此新的大氣強迫，進行棲蘭在此變化下之樹冠水及地表通量差異的模擬。

(三) 模式模擬

本研究使用地球系統模式 (Community Earth System Model, CESM, version 1.0.3) 中的陸地模式 (Community Land Model, CLM, version 4) 來模擬棲蘭地區之樹冠水及地表潛熱通量，並將其區分為冠層蒸發 (Canopy evaporation)、冠層蒸散 (Canopy transpiration) 及地表蒸發 (Ground evaporation) 三個組成。根據 Oleson et al. (2010)，CLM 中的植物生理如葉片氣孔阻抗是根據 Collatz et al. (1991) 中所描述的 Ball-Berry 模型來計算，而 C_3 植物的光合作用則是基於經過 Collatz et al. (1991) 修正的 Farquhar et al. (1980) 中的模型來計算。在所有模擬中，我們皆輸入以三年為單位循環的觀測資料作為驅動地表過程模式的大氣強迫 (包含氣溫、絕對溼度、降水、風速、向下長短波輻射、氣壓，其中絕對溼度由氣溫、相對溼度及氣壓計算得出；觀測資料中的缺失值以當月當小時之氣候平均值填入)，進行二十四年單點陸地模式的模擬，並分析最後九年的結果。模式中棲蘭的陸地型態參考古(2020)，設定 100% 溫帶常綠針葉樹，年平均葉面積指數 $4.6 \text{ m}^2/\text{m}^2$ ，單位葉面積指數之最大可含露水量則根據古(2020)由預設之 0.1 mm 修正為 0.2533 mm 。通量塔量測之向下短波

輻射已受雲霧事件影響，而雨量筒收集之降水則不包含地面及植物表面對雲霧攔截所增加的林下可用水量。實際雲霧的變化無法從氣候變遷下陸地的反應所推估，因此本研究中的模擬未考慮雲霧對於系統的額外水量供給，以避免未來情境下對於雲霧貢獻的潛在低估或高估。

本研究參考古(2020)及 Gu et al. (2021)，比較觀測與 CLM 輸出之樹冠水量、潛熱通量及蒸散量來驗證 CLM 的模擬結果。利用棲蘭之大氣及陸地條件模擬的樹冠水量(圖 1)，平均而言於上午 6:30 有最高值，並於其後之上午時間大幅減少，而古(2020)利用葉溼計觀測到上午 6 點有相較一天中潛熱通量峰值時間(約上午 9 點)更潮濕的葉片表面，雖然葉溼計觀測葉片溼度於一天中之最低點時間(上午 9 點)與 CLM 模擬樹冠水量最低點時間(下午 1 點)有所差異，但此結果仍顯示 CLM 能模擬出太陽升起後葉片逐漸乾燥的趨勢，且樹冠水量可貢獻於太陽升起時大量的潛熱通量。Gu et al. (2021) 中比較 CLM 輸出及棲蘭通量塔觀測的潛熱通量，發現二者有相似的日循環型態，但若不考慮霧水受植被及地表截留的貢獻，則模擬結果將稍微較觀測值低；若於觀測能見度低於 1000 公

尺時在大氣強迫中增加降水量，做為霧水對於截留的貢獻，則 CLM 能模擬出與觀測值相似的潛熱通量日循環型態及最高值。Gu et al. (2021)同時比較 CLM 模擬的蒸散量及於棲蘭通量塔周圍台灣扁柏樣樹上所量測的樹液流速度，發現二者有相似的日循環型態，皆於約上午 11 點有最高值。因此本研究將利用 CLM 進行一系列在氣候變遷下的實驗，如下。

為了解樹冠水量在不同降水量及降水強度下的多寡變化，本研究設計四組模擬：CL、LHC、LHCx2 及 LHC_light (表 1)，分別代表相同大氣及陸地條件下不同降水型態的實驗，降水以外之參數皆使用棲蘭通量塔於 2009 至 2011 年量測之數值。CL 及 LHC 實驗分別輸入棲蘭及蓮華池於 2009 至 2011 年通量塔量測之降水量(圖 2a)；LHCx2 實驗將 LHC 之降水強度增為兩倍，使其年總雨量與 CL 相近，但降水強度分布不同(圖 2b)；LHC_light 實驗修改自 LHC 之降水資料，隨機挑選無雨時加入 0.5mm/30min 的降水(即通量塔雨量筒量測之最弱降水強度單位)，使平均每年 0.5mm/30min 的降水強度次數和 CL 相同，年總雨量則介於 CL 和 LHC 之間(圖 2c)。

為了解樹冠水量及地表通量在未來氣

候變遷下的變化，並考慮可能影響樹冠水來源的大氣因子，本研究設計七組模擬：CTL、PREC、T、RH、T_RH、2xCO₂、T_RH_PREC_2xCO₂(表 2)，分別代表現今及世紀末不同大氣條件的變化，而本研究著重在降雨、溫度、溼度及二氧化碳濃度的變化。CTL 為控制組，輸入來自棲蘭通量塔 2009 至 2011 年量測之所有參數，惟輸入及輸出之時間解析度由每半小時一筆資料更改為每一小時一筆，降水資料由觀測整點及其後半小時共兩筆降水量相加求得，其餘參數則以兩筆做平均得到。為避免 TCCIP 資料中可能的系統性誤差影響研究結果，未來情境下的參數不直接使用 TCCIP 於世紀末的資料做為大氣強迫，而是將 TCCIP 歷史基期與世紀末的差異加入通量塔 2009 至 2011 年的觀測資料求得：T 及 RH 實驗分別於 CTL 之氣溫或相對溼度參數中加入 TCCIP 資料在各個月份中歷史基期及世紀末的差異日循環，其中 T 實驗之相對溼度不變，意即絕對溼度將隨氣溫的增加而提高。PREC 實驗根據 TCCIP 降水資料在各個月份中歷史基期及世紀末的差異更改 CTL 之降水參數，由於直接於降水資料中加入各月份平均降水量變化將同時改變總降水量及所有時間的降水強度，可能

表 1、CLM 實驗設計：降水型態對棲蘭樹冠水量變化的影響

模擬	陸地及大氣 條件 (降水除外)	降水條件	模擬設定
CL	棲蘭	棲蘭 (年雨量 3720 mm)	<p>陸地：</p> <ul style="list-style-type: none"> ● 100%溫帶常綠針葉樹 ● 年平均葉面積指數=4.6 m²/m² ● 單位葉面積指數之最大露水量=0.2533mm <p>大氣：</p> <ul style="list-style-type: none"> ● 棲蘭 2009 至 2011 年每半小時觀測資料
LHC	棲蘭	蓮華池 (年雨量 1894 mm)	<p>陸地：</p> <ul style="list-style-type: none"> ● 與 CL 相同 <p>大氣：</p> <ul style="list-style-type: none"> ● 降水之外參數與 CL 相同 ● 降水來自蓮華池 2009 至 2011 年每半小時觀測資料
LHCx2	棲蘭	蓮華池 (降水強度 增加) (年雨量 3788 mm)	<p>陸地：</p> <ul style="list-style-type: none"> ● 與 CL 相同 <p>大氣：</p> <ul style="list-style-type: none"> ● 降水之外參數與 CL 相同 ● 降水來自蓮華池 2009 至 2011 年每半小時觀測資料，並將所有時步之降水強度變為原本的兩倍
LHC_light	棲蘭	蓮華池 (小雨次數 增加) (年雨量 2461 mm)	<p>陸地：</p> <ul style="list-style-type: none"> ● 與 CL 相同 <p>大氣：</p> <ul style="list-style-type: none"> ● 降水之外參數與 CL 相同 ● 降水來自蓮華池 2009 至 2011 年每半小時觀測資料，並隨機選取無雨時步使其變為 0.5mm/30min，使強度介於 0.5mm/30min(含)~1mm/30min(不含)的降水次數和 CL 相同

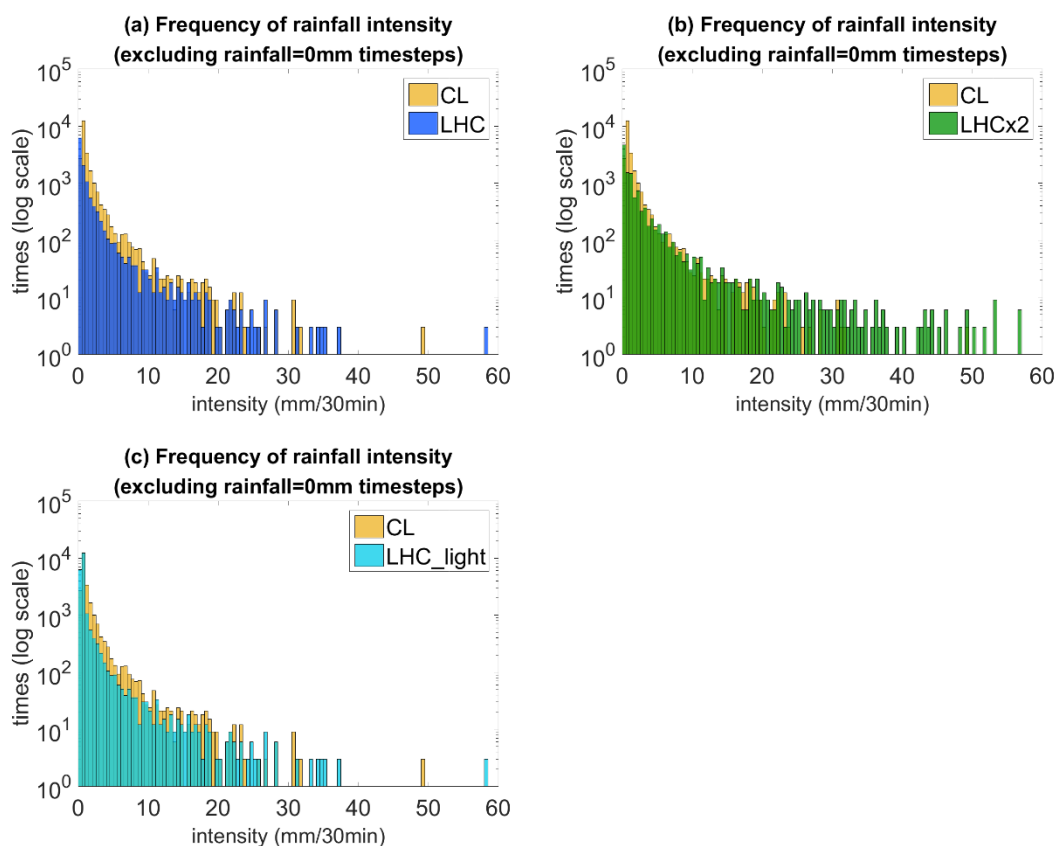


圖 2、比較(a) CL 及 LHC、(b) CL 及 LHCx2、(c) CL 及 LHC_light 之降水強度次數分布，不包含無雨時步。橫軸以每 0.5mm/30min 為區隔，除第一組為 0mm/30min<強度<0.5mm/30min 外，其餘組別以包含下界強度而不包含上界強度之方式計算次數(如 0.5mm/30min≤強度<1mm/30min)，縱軸為對數座標。

與 TCCIP 中的降水型態變化不一致，因此必須針對不同降水強度在一天中不同時段的次數變化進行處理。TCCIP 中棲蘭區域的無雨時步及降水強度 1mm/hr (即自雨量筒量測之最弱降水強度單位 0.5mm/30min 換算為小時資料之量值)以下的出現次數佔所有時步的百分之 90 以上，且其餘降水強度於一天中不同時間增減的情形都不相同，為簡化問題，本研究僅針對 0 至

1mm/hr 及每月最強百分之 1 的降水進行處理：

若 TCCIP 中該月該時段降水強度 1mm/hr 以下之次數減少，即依減少之次數，從所有觀測資料在該月該時段的資料中隨機挑選降水強度 1mm/hr 以下的時步，並將其更改為無雨時步；若 TCCIP 中該月該時段降水強度 1mm/hr 以下之次數增加，即依增加之次數，從所有觀測資料

表 2、CLM 實驗設計：氣候變遷下不同參數對樹冠水及地表通量的影響

模擬	陸地及 大氣條件	氣候變遷下 變化之參數	模擬設定
CTL	棲蘭	無	<p>陸地：</p> <ul style="list-style-type: none"> ● 100%溫帶常綠針葉樹 ● 年平均葉面積指數=4.6 m²/m² ● 單位葉面積指數之最大露水量=0.2533mm <p>大氣：</p> <ul style="list-style-type: none"> ● 棲蘭 2009 至 2011 年每一小時觀測資料
PREC	棲蘭	降水	<p>陸地：</p> <ul style="list-style-type: none"> ● 與 CTL 相同 <p>大氣：</p> <ul style="list-style-type: none"> ● 降水之外與 CTL 相同 ● 考慮 TCCIP 歷史基期及世紀末之降水變化，改變 CTL 中各月份各時段 0-1mm 降水強度次數及每月最強 1% 降水
T	棲蘭	氣溫	<p>陸地：</p> <ul style="list-style-type: none"> ● 與 CTL 相同 <p>大氣：</p> <ul style="list-style-type: none"> ● 氣溫之外與 CTL 相同 ● 將 TCCIP 歷史基期及世紀末之氣溫變化加至 CTL 之氣溫
RH	棲蘭	相對濕度	<p>陸地：</p> <ul style="list-style-type: none"> ● 與 CTL 相同 <p>大氣：</p> <ul style="list-style-type: none"> ● 相對濕度之外與 CTL 相同 ● 將 TCCIP 歷史基期及世紀末之相對濕度變化加至 CTL 之相對濕度
2xCO ₂	棲蘭	二氧化碳濃度	<p>陸地：</p> <ul style="list-style-type: none"> ● 二氧化碳濃度之外與 CTL 相同 ● 將陸地二氧化碳濃度由原先 367ppm 改為 734ppm <p>大氣：</p> <ul style="list-style-type: none"> ● 與 CTL 相同

			● 二氧化碳濃度變化不會影響大氣強迫
T_RH	棲蘭	氣溫 相對濕度	陸地： ● 與 CTL 相同 大氣： ● 氣溫及相對濕度之外與 CTL 相同 ● 將 TCCIP 歷史基期及世紀末之氣溫及相對濕度變化加至 CTL
T3_RH	棲蘭	氣溫(極端變化) 相對濕度	陸地： ● 與 CTL 相同 大氣： ● 氣溫及相對濕度之外與 CTL 相同 ● 將 TCCIP 歷史基期及世紀末之相對濕度變化及三倍的氣溫變化加至 CTL
T_RH_PREC_2xCO2	棲蘭	氣溫 相對濕度 降水 二氧化碳濃度	陸地： ● 二氧化碳濃度之外與 CTL 相同 ● 將陸地二氧化碳濃度由原先 367ppm 改為 734ppm 大氣： ● 氣溫、相對濕度及降水之外與 CTL 相同 ● 將 TCCIP 歷史基期及世紀末之氣溫、相對濕度及降水變化加至 CTL，方法與 T、RH、PREC 實驗相同 ● 二氧化碳濃度變化不會影響大氣

在該月該時段的資料中隨機挑選無雨時步，並將其降水強度更改為 1mm/hr；

強降水部分，當 TCCIP 中該月最強百分之 1 之降水強度分布向強降水移動，即將觀測資料中該月最強百分之 1 之降水變為兩倍之強度，反之若向弱降水移動，則變為 0.5 倍之強度。

T_RH 實驗同時考慮 TCCIP 中氣溫及相對濕度變化，絕對溼度隨此二者變化。

2xCO₂ 實驗模擬兩倍二氧化碳濃度之情境，大氣強迫及陸地條件皆與 CTL 相同，僅更改陸地之二氧化碳濃度，此濃度變化將影響陸地過程，但不影響大氣參數如輻射、氣溫之變化。T_RH_PREC_2xCO₂ 實驗同時

改變多個變數(氣溫、相對溼度、降水、二氧化碳濃度),模擬多種參數同時影響下對於棲蘭樹冠水及地表通量的綜合效應。

另為討論更高氣溫對樹冠水及地表通量的影響,亦設計 T3_RH 實驗(表 2)。模擬參數與 T_RH 實驗相同,惟於 T3_RH 氣溫中加入三倍之 TCCIP 氣溫變化。以上所有實驗中若輸入之相對濕度大於 100%,則設定為 100%。

三、研究結果

(一) 二十一世紀末棲蘭雲霧森林大氣條件之變化

分析 TCCIP 提供之模擬結果以了解氣候變遷下棲蘭附近區域之變化,依 RCP8.5 情境,世紀末的棲蘭雲霧森林有暖化之情形,全年平均升溫約 3 度 C,且於白天升溫較多(圖 3a),與 Shiu et al. (2009) 及《臺灣氣候變遷科學報告 2017—物理現象與機制》從過去觀測資料所發現臺灣夜間平均變暖較多的現象有所差異,但《臺灣氣候變遷科學報告 2017—物理現象與機制》中指出臺灣未來在 RCP8.5 情境下平均氣溫日較差(DTR, Daily Temperature Range, 日最高溫減日最低溫)微幅增加,即在日夜皆升溫之下,白天的升溫略多,與 TCCIP 所

提供棲蘭之變化相同。以上測站資料及推估資料的差異可能為過去及未來變化的不同,亦可能來自模式模擬時產生的誤差。

TCCIP 棲蘭資料中各月份升溫幅度不一,並以秋天(九月至十一月)增溫最多,冬天(十二月至二月)最少(圖 3b)。升溫之下有利於植物蒸散及地表蒸發,使全年近地面大氣中水氣量增加,但與飽和水氣量的增加相比仍較少,因此整體而言平均相對濕度減少,全年平均減少約 2%(圖 4a),與過去臺灣測站資料變化方向一致。三、四、九月相對濕度下降最多,僅五、六月夜間及二月、十一月白天相對濕度提升(圖 4b)。

降水部分,根據 TCCIP 的降水變化以第二節中第三小節所述之方法在棲蘭通量塔觀測資料中改變降水的強度,發現全年降水強度頻率分布在未來氣候變遷下,有向強降水移動的趨勢(圖 5a),與 Shiu et al. (2009)所發現過去四十五年間臺灣有小雨變少、大雨變多之情形相似。年雨量在世紀末則較現今增加約 500mm,與 Shiu et al. (2009)提及之總降水量變化不大之情況略有差異。細看不同月份之降水強度分布變化,所有月份中,較弱的降水皆減少,較強的降水則除二、三、九及十一月變少之外,其餘月份皆增加(圖 5b)。

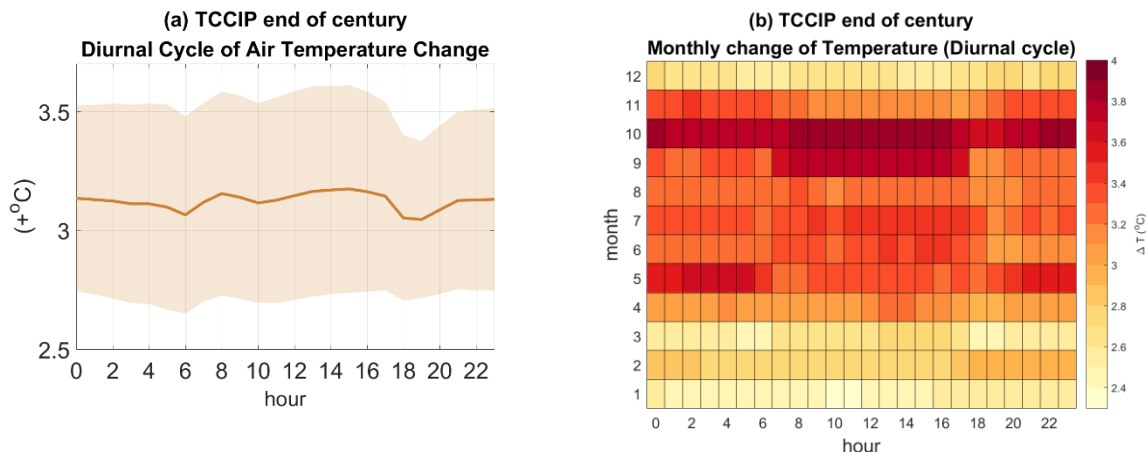


圖 3、TCCIP 模擬棲蘭區域氣溫於歷史基期(1984 至 2008)及世紀末(2075 至 2099)差異的 (a)年平均日循環 及 (b)各月份平均的日循環。(a)中填色區域呈現平均差異加減一個標準差以內數值。

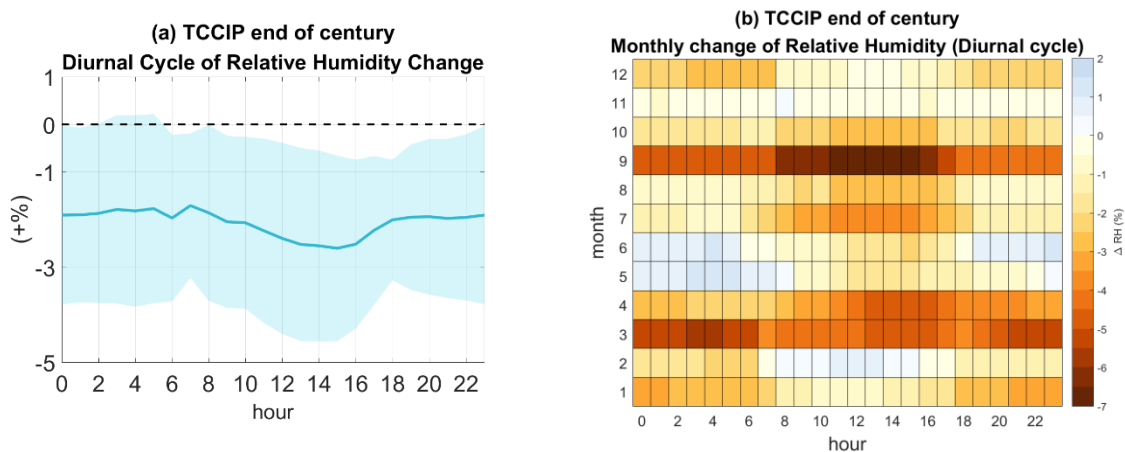


圖 4、TCCIP 模擬棲蘭區域相對濕度於歷史基期(1984 至 2008)及世紀末(2075 至 2099)差異的 (a)年平均日循環 及 (b)各月份平均的日循環。”%”為相對濕度單位。(a)中填色區域呈現平均差異加減一個標準差以內數值。

(二) 降水對於棲蘭雲霧森林中樹冠水量的影響

棲蘭雲霧森林年雨量 3720mm，約為蓮華池森林 1894mm 的兩倍(圖 2a)，且除了每三十分鐘 0.5mm 以下(不含 0.5mm)的強度之外，大部分降水強度的出現次數皆

較蓮華池多。棲蘭的樹冠水量亦較蓮華池多(圖 1)，由於樹冠水主要來自葉片對垂直降水的攔截累積，因此降水對樹冠水應有相當大的影響。除降水量之外，葉片對於不同強度降水的攔截效率不同，通常小雨較容易被葉片接住，因此在相同降水量之

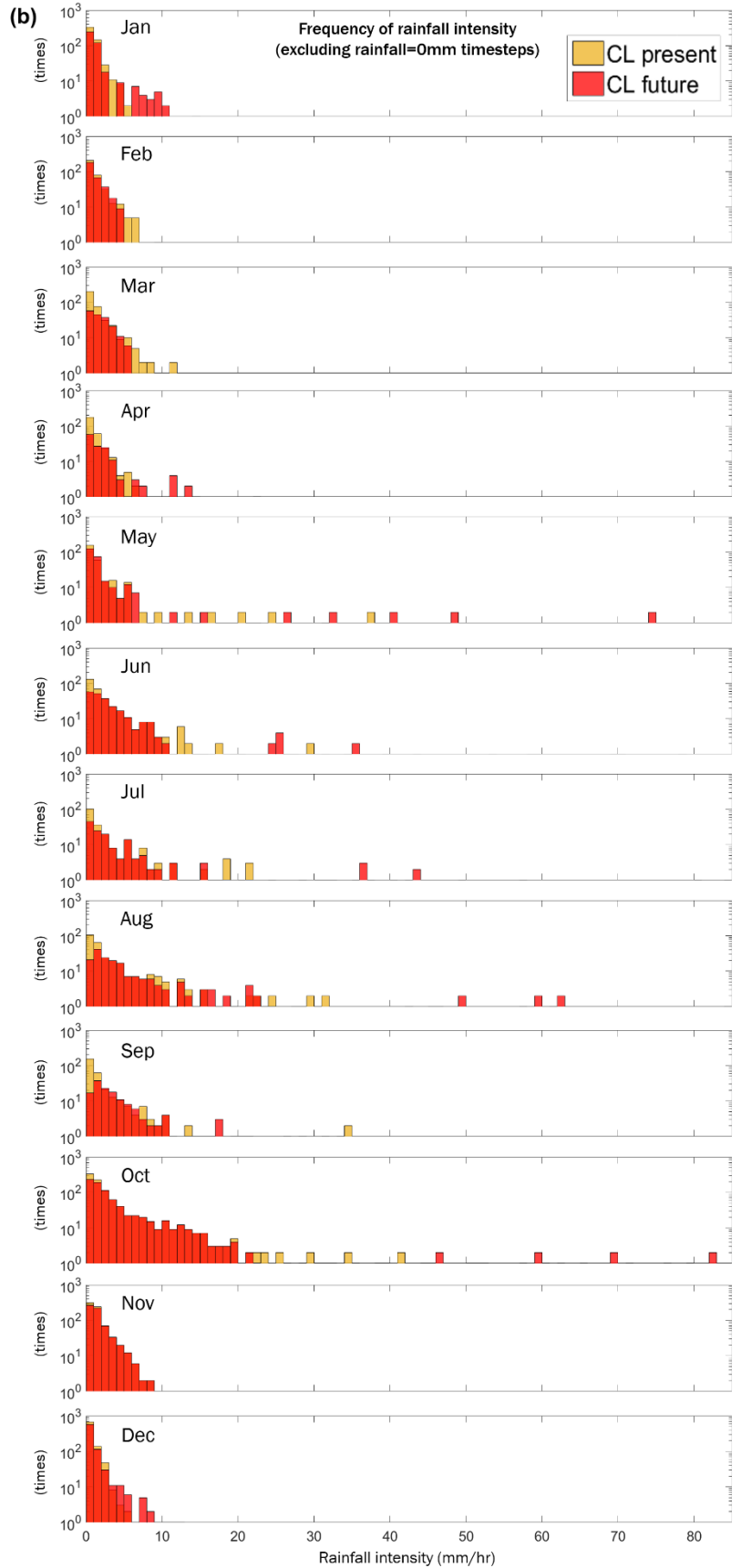
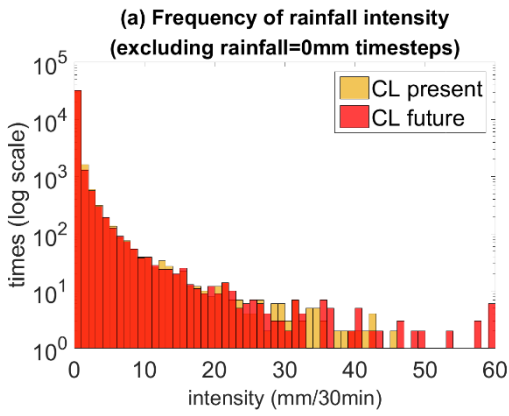


圖 5、現今(present, 黃, 棲蘭通量塔 2009 至 2011 年觀測)及未來(future, 紅, 根據 TCCIP 中不同降水強度次數從歷史基期至世紀末的變化修改 present 降水)的 (a)全年 及 (b)各月份 降水強度次數分布。不包含無雨時步, 橫軸以每 1mm/hr 為區隔, 除第一組為 0mm/hr<強度<1mm/hr 外, 其餘組別以包含下界強度而不包含上界強度之方式計算次數(如 1mm/hr≤強度<2mm/hr), 縱軸為對數座標。

下，不同降水型態也可能造成樹冠水量差異。

本研究利用 CL、LHC、LHCx2 及 LHC_light 四組模擬討論降水量及降水型態對樹冠水量累積的貢獻。在四組實驗中，樹冠水量因葉片攔截降水加上夜間露水凝結而累積，並透過蒸發及穿落水 (throughfall) 形式減少，其中於早晨太陽升起時因大量蒸發而減少最劇烈，形成類似的樹冠水量日循環(圖 6)。CL 與 LHC 的樹冠水量差異大，前者年雨量 3720 mm，後者 1894 mm，可知樹冠水量受降水量影響，但無法判斷是否受其中特定降水強度影

響。LHCx2 年雨量為 LHC 的兩倍(3788 mm)，降水強度亦變為兩倍，但樹冠水量並無等比例增加，相較年雨量相近但強度分布偏向弱降水的 CL，LHCx2 的樹冠水量仍少。LHC_light 的年降水量(2461mm)高於 LHC，但比 CL 及 LHCx2 少約 1300 mm。與 CL 相比，LHC_light 較低的降水量造成其較少的樹冠水量，且由於 LHC_light 中多數的降水強度發生次數都少於 CL (圖 2c)，因此亦無法判斷特定降水強度對兩者樹冠水量差異的貢獻；然而相較於 LHC 及 LHCx2，LHC_light 的年雨量介於兩者之間，但增加大量 0.5mm/30min 降水的發生頻率，使樹

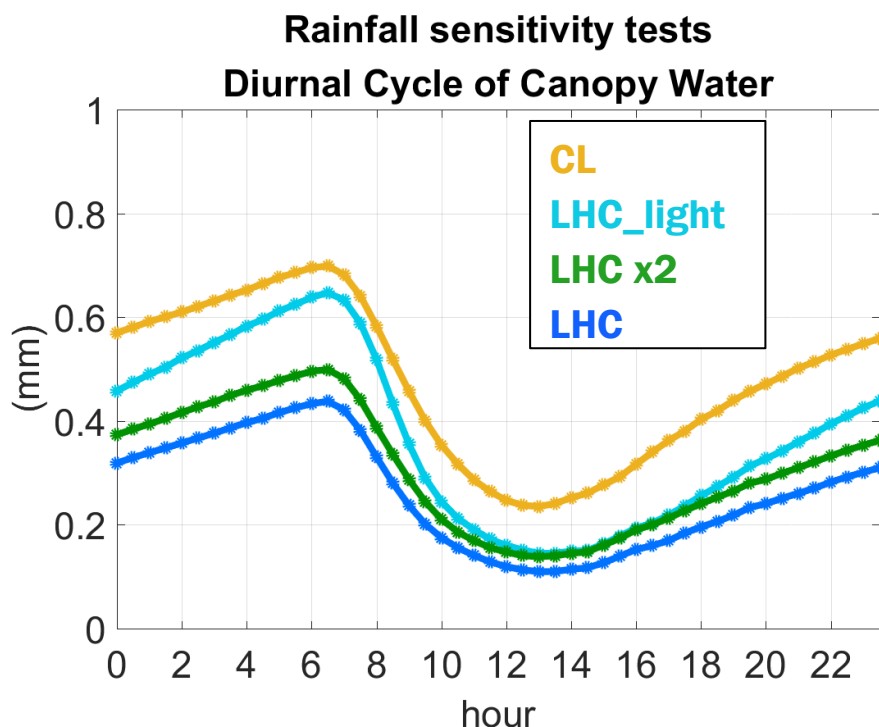


圖 6、不同降水型態模擬(CL、LHC、LHCx2、LHC_light)下的樹冠水量日循環

冠水量高於此二者，因此可知對於葉片攔截降水的效率而言，即使年降水量較少，增加弱降水次數比起增加強降水次數更能有效造成樹冠水量的累積。

上述四組模擬說明小雨對樹冠水累積的重要性。而在氣候變遷下，TCCIP 降水資料說明棲蘭地區有小雨變少、大雨變多之情形，因此可能造成當地樹冠水量累積減少。本研究比較 CTL 及 PREC 兩模擬，討論未來降水變化下樹冠水量及冠層蒸發散量與現今的差異。在未來降水變化下，由於小雨於各月分皆減少，使年平均樹冠水量

減少約 9.03% (圖 7a)。部分月份大雨增加和總降水量增加提供更多樹冠水的水量來源，因此亦對樹冠水量變化有所影響，雖然影響較小雨弱，但仍使部分時間的樹冠水量略為增加。平均樹冠水量減少、葉片上有較少的水被蒸發，使棲蘭當地白天的冠層蒸發量減少，也使得冠層周遭水氣減少、水氣壓差增加，植物體中的水分較容易自氣孔離開進入大氣，造成蒸散量在周遭大氣水氣壓差提升之下略微增加 (圖 7b)。此情境下減少的平均潛熱通量可能減少雲霧森林中的雲霧生成。

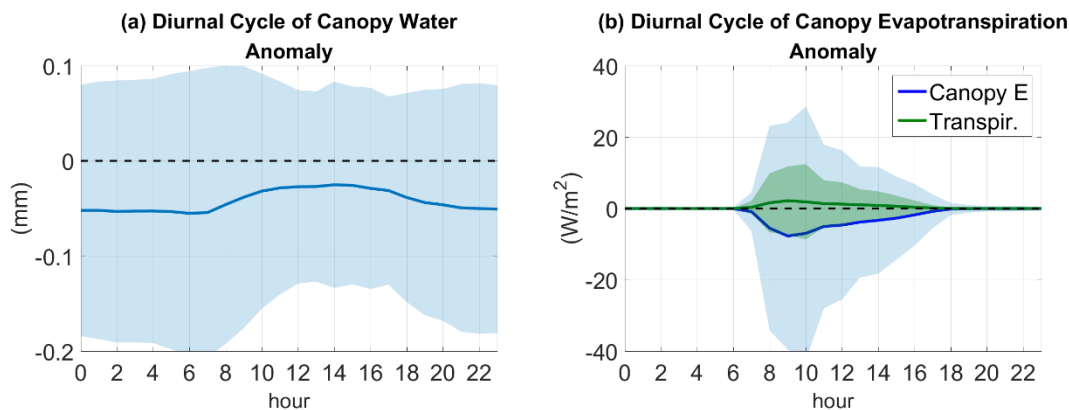


圖 7、PREC 減去 CTL 之(a)樹冠水量及(b)冠層蒸發散量 差異日循環，填色區域呈現平均差異加減一個標準差以內數值。

(三) 暖化對於棲蘭雲霧森林中樹冠水量及地表通量的影響

棲蘭年均溫約 15°C，全天溫度變化不大且潮濕，夜晚有利於先前降水留存於葉

片上，亦有利於露水凝結，累積樹冠水量，而早晨太陽升起時樹冠水大量蒸發，接著植物蒸散隨輻射量與氣溫的上升而增加，相較之下地表蒸發量則較少而可忽略(圖 8)，因為大部分的輻射能在樹冠層就被攔

截，到達地表相對很少。TCCIP 資料顯示，蒸發散量，改變大氣水氣量，亦將影響夜
 棲蘭未來氣溫上升約 3 度，相對濕度變化 晚露水凝結效率、樹冠水量及當地後續水
 平均減少約 2%，而氣溫與相對濕度會影響 文氣候循環。

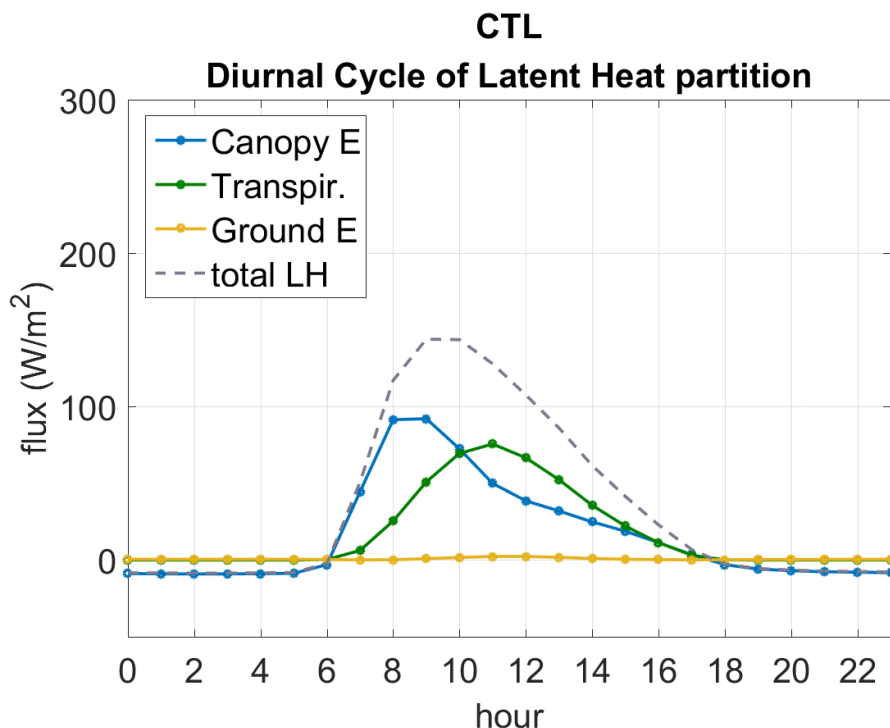


圖 8、CTL 潛熱通量(LH)及其三個組成：冠層蒸發(Canopy E)、冠層蒸散(Transpir.)、地表蒸發 (Ground E) 的日循環。

本研究利用 T、RH 及 T_RH 實驗與 CTL 比較，討論棲蘭未來溫度、相對濕度變化下之樹冠水量、地表通量變化及其機制，藉以了解雲霧森林在暖化下可能的變化情形。當氣溫提高而相對濕度不變時(如 T 實驗)，大氣中水氣量提升，而年平均樹冠水量增加約 13.13%(圖 9a)。太陽剛升起時，由於樹冠水量增加，更加潮濕的植物表面允許更多水分透過蒸發進入大氣，補足當

時大氣的水氣壓差，使水氣不需從植物體內離開，而使當時的蒸散量相較於 CTL 略為減少(圖 9b)。其後，氣溫增加造成植物氣孔阻抗(stomatal resistance)降低(圖 9d)，氣孔變大，有利於土壤水透過冠層蒸散形式自植物體內離開，使白天的蒸散量增加(圖 9b)，更提高大氣中冠層以上的水氣量(圖 9c)。提升的水氣量有利於夜晚水氣於葉片上凝結(圖 9b，在模式中，負值的冠層

蒸發通量代表凝結)，使樹冠水量增加，進而回饋至隔天白天增加的冠層蒸發量，更有利於雲霧生成的能量與水文循環。當相對溼度降低而氣溫不變時(RH 實驗)，絕對溼度下降(圖 10c)，而年平均樹冠水量減少約 3.53%(圖 10a)。大氣相對溼度變低，雖然植物氣孔阻抗略為增加(圖 10d)，氣孔縮

小以減少過多的水分流失，但大氣條件仍有利於水分藉由冠層蒸發散過程從冠層表面或氣孔離開至大氣中。然而於夜晚減少的水氣量不利於夜間葉片上的水氣凝結，使樹冠水量減少，造成隔天早晨樹冠水蒸發量的下降，反而使早晨蒸發量在相對溼度變低之下仍減少(圖 10b)。

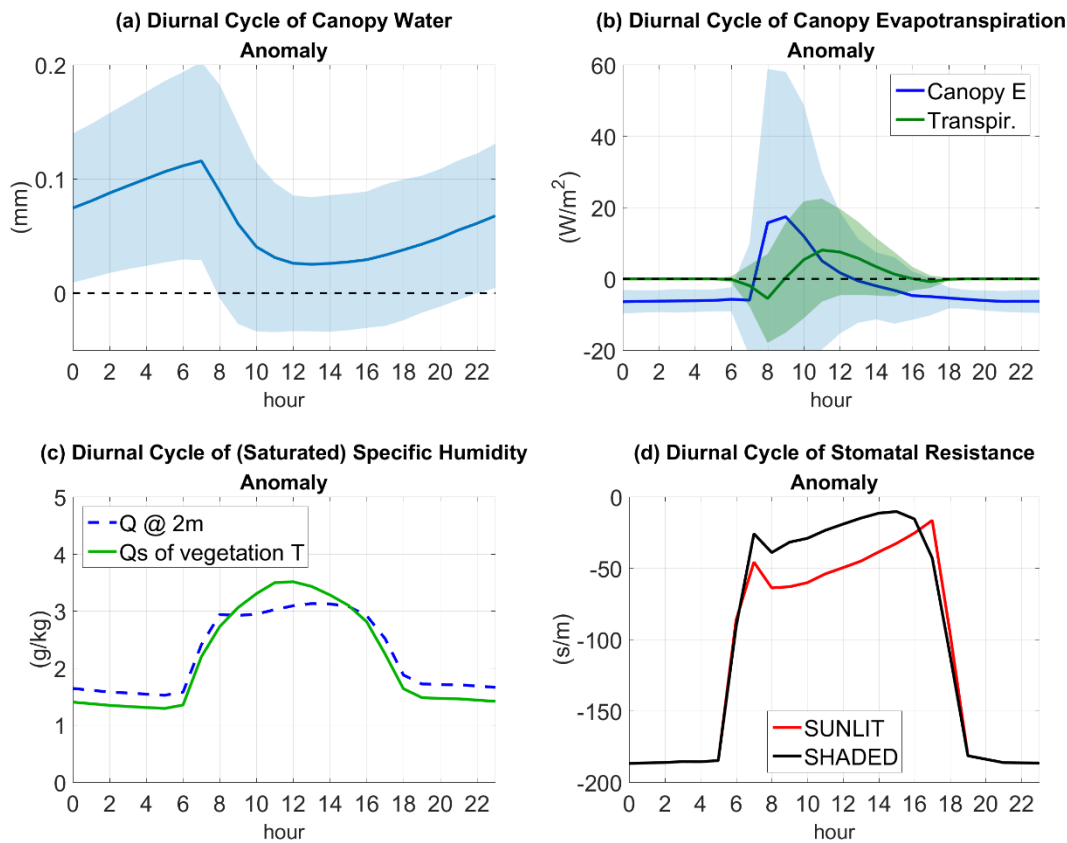


圖 9、T 減去 CTL 之(a)樹冠水量、(b)冠層蒸發散量、(c)兩公尺高水氣量(Q@2m)與葉片溫度達飽和所需水氣量(Qs of vegetation temperature)、(d)陽葉及陰葉的氣孔阻抗 差異日循環。(a)、(b)填色區域呈現平均差異加減一個標準差以內數值。

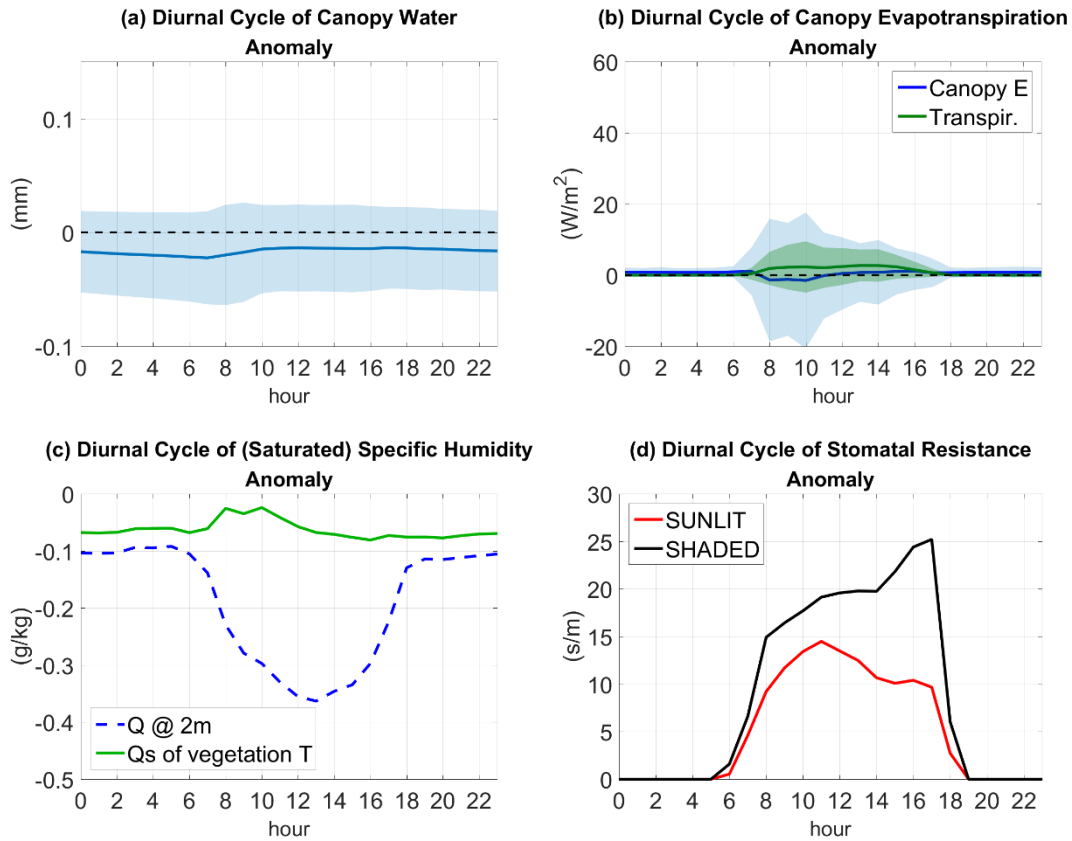


圖 10、RH 減去 CTL 之(a)樹冠水量、(b)冠層蒸發散量、(c)兩公尺高水氣量(Q@2m)與葉片溫度達飽和所需水氣量(Qs of vegetation temperature)、(d)陽葉及陰葉的氣孔阻抗 差異日循環。(a)、(b)填色區域呈現平均差異加減一個標準差以內數值。

暖化之下，氣溫及相對濕度將同時改變，並共同影響大氣中的水氣量。當大氣如 TCCIP 資料有氣溫升高且相對濕度下降之現象(T_RH 實驗)，整體而言大氣中水氣量仍為增加，樹冠水量及冠層蒸發、蒸散、凝結變化亦與僅氣溫改變時相似(圖 11a、圖 11b)，顯示氣溫對棲蘭樹冠水量及蒸發散的影響較相對濕度的影響來得大。相對濕度下降之下，雖然白天的蒸發散仍較 CTL 多，但與僅氣溫改變的實驗相比，較不利於夜晚凝結，因此樹冠水量及白天蒸發

量的增加幅度較 T 實驗低。由上可知，在氣溫升高之下，即使大氣相對濕度降低，夜晚的露水凝結仍然升高，並不如想像中較乾的環境將不利於水氣凝結的情況。其原因在於夜晚葉片上凝結水量的多寡與大氣中的水氣量及葉片達飽和所需的水氣量有關(式 1，Oleson et al., 2010)。

$$E_v = -\rho_{atm} \frac{q^{surface} - q_s^{Tv}}{r_{total}} \quad \dots \text{(式 1)}$$

式 1 中 E_v 為從植被向大氣的水氣通量， ρ_{atm} 為大氣密度， r_{total} 為葉片邊界層阻力及氣孔阻力總和的效應， $q^{surface}$ 為冠層周

遭大氣的水氣量，而 q_s^{Tv} 為根據葉片溫度達飽和所需的水氣量。白天時 E_v 包含冠層蒸發及蒸散，而夜晚植物無蒸散作用， E_v 僅代表蒸發項，若大氣中水氣量大於水氣在葉片溫度下達飽和所需的量，則 E_v 為負，即水氣在葉片上凝結。氣候變遷下，溫度上升，葉片溫度隨之提升，根據克勞克拉方程，在葉片上達飽和所需水氣量也將提升($\Delta q_s^{Tv} > 0$)；另外，由於大氣強迫中的氣溫增加，無論相對濕度不變或稍微降低(例如 TCCIP 之變化幅度)，皆會造成大氣強迫中絕對溼度的提高，並且使蒸發散量增加，進而造成冠層周遭大氣中水氣量增加($\Delta q^{surface} > 0$)。整體而言棲蘭夜晚的 $q^{surface}$ 增加大於 q_s^{Tv} 增加(圖 9c、圖 11c)，使葉面上凝結量提升，樹冠水量增加。

T、RH、T_RH 實驗說明葉片上露水凝結多寡與大氣中的水氣量及葉片溫度有關。葉片溫度隨大氣溫度上升，同時受到蒸散的冷卻作用所調節，因此其增溫幅度小於大氣之升溫(圖 11d)。水氣量部分，除了受大氣強迫給定的氣溫及相對濕度影響，亦受當地蒸發散控制。當氣溫升高，蒸發散量增加，但若氣溫超過植物所能承受的閾值，植物將關閉或縮小氣孔

(Stewart, 1988)，而降低蒸散量，並減少近地表大氣的水氣來源。

T3_RH 實驗討論在氣溫改變較大時，棲蘭夜晚的冠層凝結是否仍將增加。當氣溫增加量變為原本增加量的三倍(也就是約 9 度 C)，白天蒸發量大量增加，而蒸散量年平均變化則不如蒸發量增加的多(圖 12b)，主要因為太陽剛升起時水分主要以大量樹冠水的蒸發過程進入大氣，使蒸散量受到抑制，而接近中午時氣孔雖然因增溫而張大，但夏天及秋天在增溫後的氣溫高過於最大氣孔導度的氣溫，氣孔阻抗的減少小於冬春兩季，甚至在中午前後時氣孔反而縮小(圖 12d)，造成在高溫下蒸散量的增加量較少，也使得在夏秋兩季的光合作用效率降低(圖 12e、圖 12f)。由於相對濕度變化不大，使得氣溫大幅提升下大氣中及冠層周圍水氣量提升許多，且此水氣量的增加($\Delta q^{surface}$)在夜晚較葉片上達飽和所需水氣量的增加(Δq_s^{Tv})還多(圖 12c)，使葉面上凝結量及樹冠水量在此情境下大幅增加(圖 12a、圖 12b)。

上述結果說明大氣中絕對濕度的高低對於夜間凝結效率的影響非常重要，而白天蒸發散提供大氣水氣量的多寡除了與大氣條件有關，還受樹冠上可蒸發的水量影

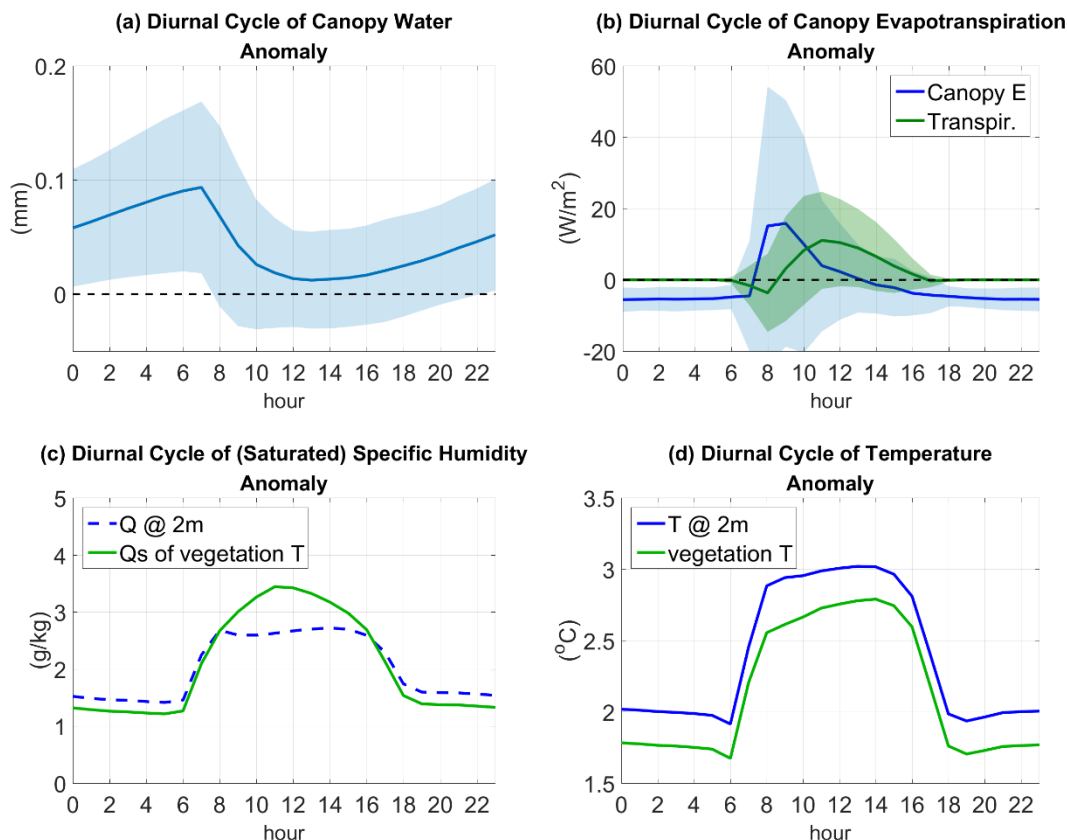


圖 11、T_RH 減去 CTL 之(a)樹冠水量、(b)冠層蒸發散量、(c)兩公尺高水氣量(Q@2m)與葉片溫度達飽和所需水氣量(Qs of vegetation temperature)、(d)兩公尺高氣溫(T@2m)與植被溫度(vegetation T) 差異日循環。(a)、(b)填色區域呈現平均差異加減一個標準差以內數值。

響；植物表面透過蒸散的冷卻效應對其表面溫度在暖化下的調節，使其增溫幅度較小，夜晚飽和水氣壓增加較小，亦是暖化下可能造成樹冠水量增加的重要角色。

(四) 二氧化碳濃度提升對於棲蘭雲霧森林中樹冠水量及地表通量的影響

森林中植被蒸散量提供給大氣的水氣量僅次於樹冠水的蒸發量，亦是潛熱通量中重要的一項。當二氧化碳濃度提升，將使植物氣孔縮小而影響當地蒸散量值

及能量通量的分配。2xCO2 實驗主要是討論未來兩倍大氣二氧化碳濃度情境(734ppm)下，陸地的反應將如何受其影響，並以何種機制影響棲蘭的能量和水文循環。當二氧化碳濃度提升，氣孔阻抗增加(圖 13d)，氣孔大小如預期縮小，並使白天的蒸散量及近地表水氣量減少(圖 13b、圖 13c)，然而對夜晚的水氣量和露水凝結量並沒有明顯的影響，因此樹冠水量及白天冠層蒸發量變化亦不明顯(圖 13a、圖 13b)。

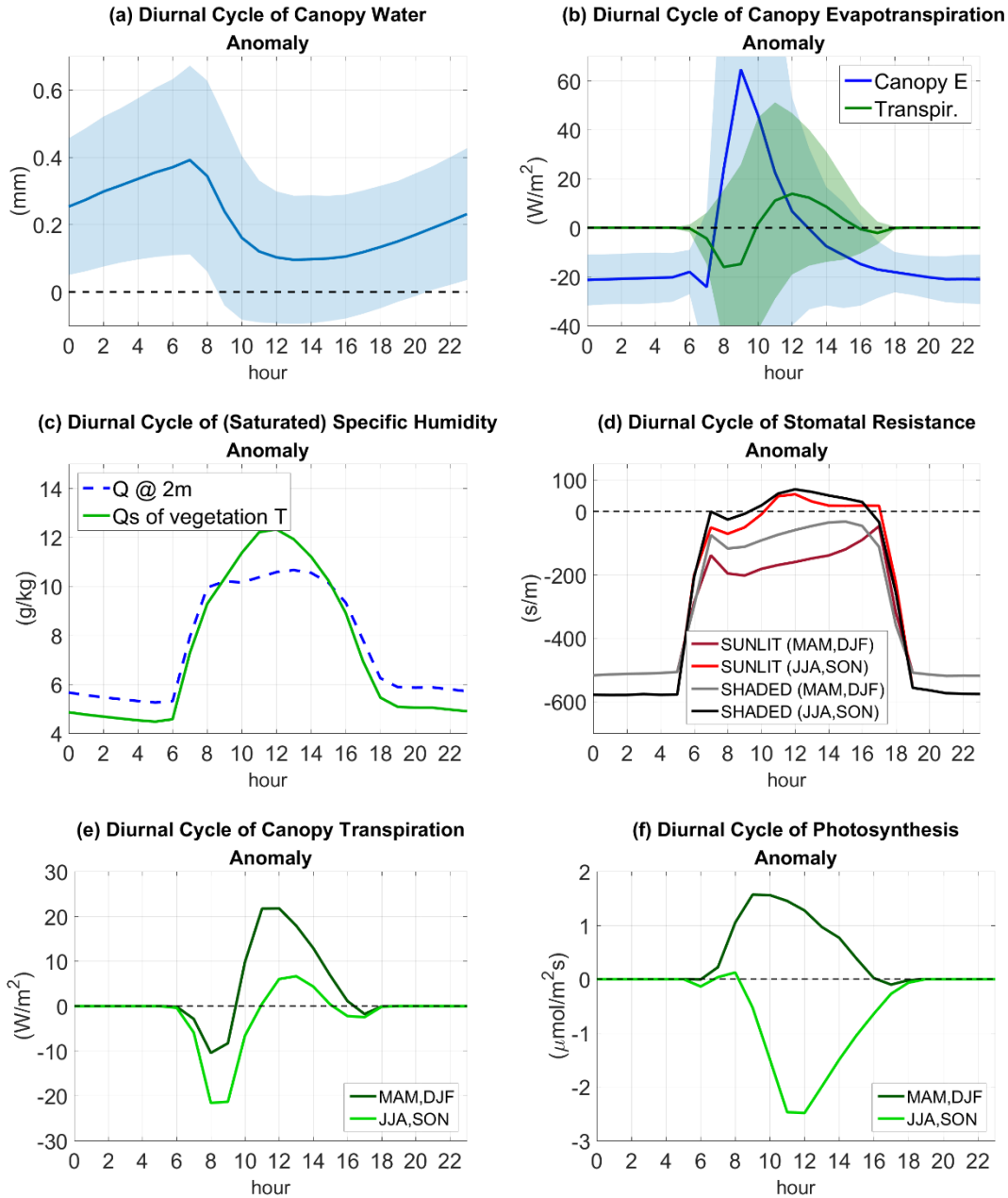


圖 12、T3_RH 減去 CTL 之(a)樹冠水量、(b)冠層蒸發散量、(c)兩公尺高水氣量(Q@2m)與葉片溫度達飽和所需水氣量(Qs of vegetation temperature)、(d)陽葉及陰葉在春冬兩季(MAM、DJF)及夏秋兩季(JJA、SON)的氣孔阻抗、(e)春冬兩季(MAM、DJF)及夏秋兩季(JJA、SON)的冠層蒸散、(f)春冬兩季(MAM、DJF)及夏秋兩季(JJA、SON)的光合作用 差異日循環。(a)、(b)填色區域呈現平均差異加減一個標準差以內數值。

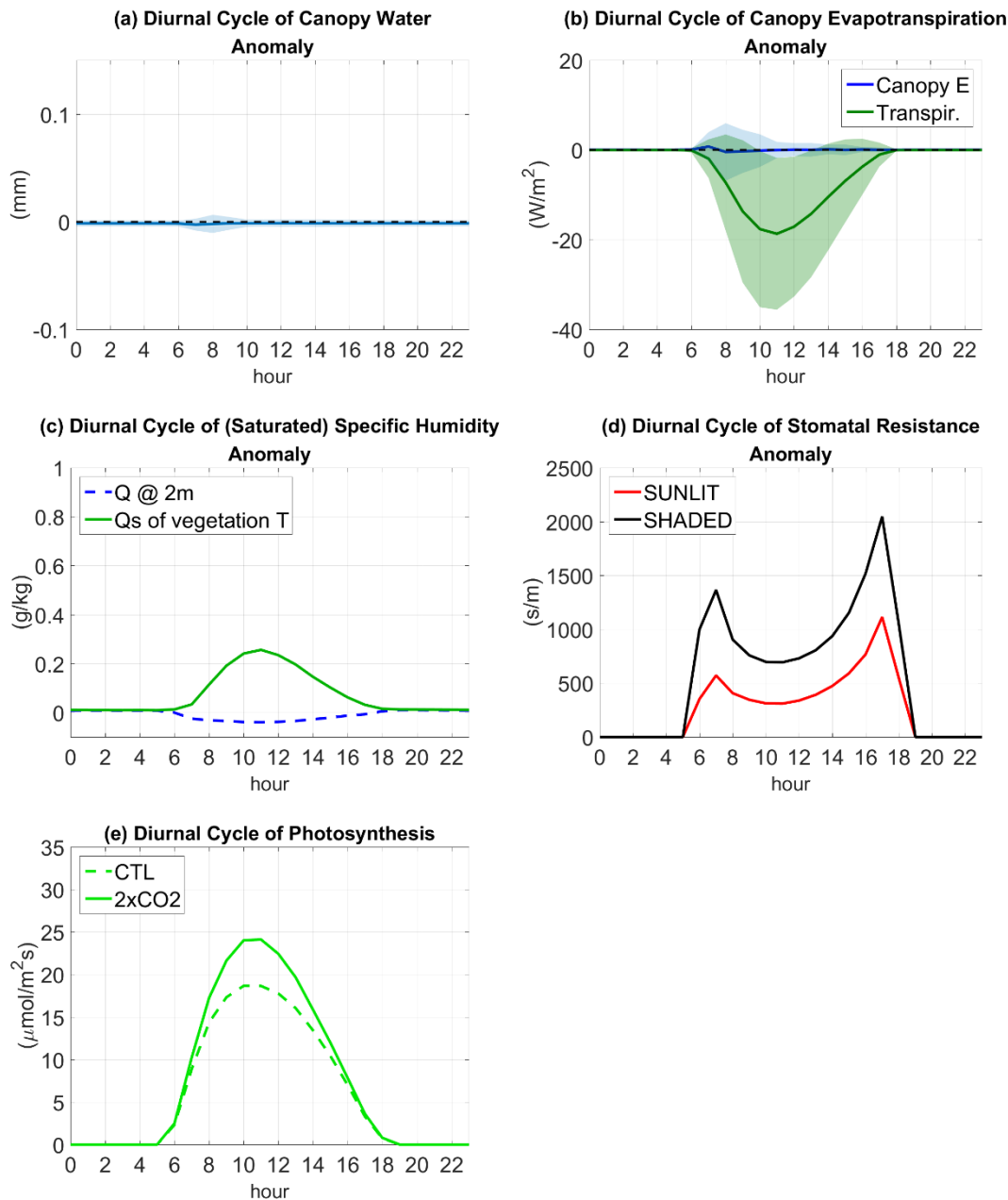


圖 13、2xCO₂ 減去 CTL 之(a)樹冠水量、(b)冠層蒸發散量、(c)兩公尺高水氣量(Q@2m)與葉片溫度達飽和所需水氣量(Qs of vegetation temperature)、(d)陽葉及陰葉的氣孔阻抗 差異日循環。(a)、(b)填色區域呈現平均差異加減一個標準差以內數值。(e)為 CTL 及 2xCO₂ 的光合作用日循環。

二氧化碳濃度提升之下，即使氣孔縮小，光合作用效率仍因二氧化碳濃度的增加而提升(圖 13e)，顯示在此情境下，森林中的植物能扮演緩解二氧化碳濃度變化的

角色。然而在氣孔縮小之下，蒸散量減少，植物透過蒸散調節葉片表面溫度的機制被減弱，因此使白天植被溫度上升(圖 13c)。

(五) 氣候變遷對棲蘭雲霧森林的總和效應

世紀末氣候變遷下，降水強度分布向強降水移動，將不利於葉片對降水的截留，造成森林中樹冠水量減少；氣溫升高與相對濕度下降，兩項參數同時改變大氣中的水氣量，有利於夜間露水在葉片上的凝結，造成樹冠水量增加；而在二氧化碳濃度提升之下，雖然對樹冠水量沒有明顯影響，但透過氣孔的縮小而減少自植物傳向大氣的水氣量。以上實驗只有改變某部份參數，而 T_RH_PREC_2xCO₂ 實驗將討論未來四種因素同時改變之下，棲蘭雲霧森林的樹冠水量及地表通量將如何改變，又不同的變數是否由不同的效應或機制所主導。

當氣溫、相對濕度、降水及二氧化碳濃度同時改變，樹冠水量同時受升溫及較低的相對濕度、降水增強、二氧化碳濃度提升所影響，整體而言，樹冠水年平均較 CTL 增加約 0.74% (圖 14a)，顯示氣溫及相對濕度變化造成的露水凝結增加對於棲蘭平均樹冠水量的影響較大。由於夜晚水氣量的增加大於葉片表面溫度達飽和所需水氣量的增加(圖 14c)，因此在此情境下造成露水凝結增加，夜晚樹冠水累積變多(圖 14a、圖 14b)。太陽剛升起時，這些累積於

葉片上的水大量被蒸發，造成早上的冠層蒸發量增加，然而降水的增強讓樹冠水減少，也讓其後的冠層蒸發減少(圖 14b)。氣孔部分，雖然氣溫升高會使氣孔阻抗降低，但在此情境下主要仍受二氧化碳濃度提升影響，氣孔阻抗增加，僅比 2xCO₂ 中的氣孔阻抗增加略少(圖 14d)。氣孔變小之下，植物白天的蒸散量減少，而光合作用仍因二氧化碳的影響而提高(圖 14b、圖 14f)。整體而言，由於蒸散量受抑制，且平均冠層蒸發量減少，因此在氣溫、相對濕度、降水及二氧化碳濃度同時改變之下，潛熱通量減少(圖 14e)。

四、討論

(一) 氣候變遷下樹冠水量及地表通量的反應

氣候變遷下，大氣中氣溫、濕度、降水與二氧化碳逐漸改變，這些改變同時以不同的方式影響著雲霧森林的能量與水文循環，如圖 15 所示(各實驗中不同變數之變化量值及相對於控制組量值之變化比例呈現於表 3、表 4)。本研究根據未來模式預測，改變單一或多個氣候變數，模擬棲蘭雲霧森林在不同參數改變下，樹冠水與

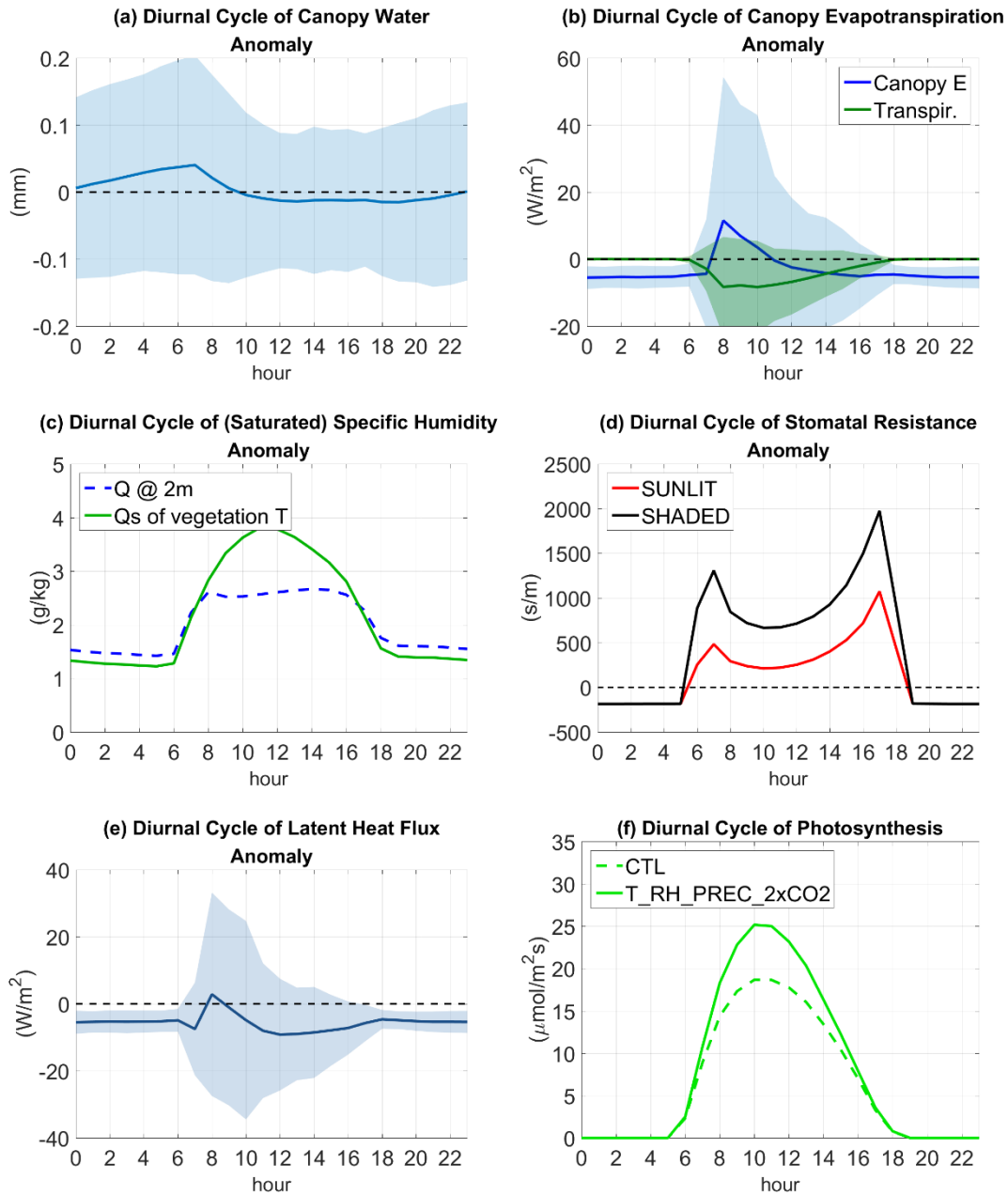


圖 14、T_RH_PREC_2xCO₂ 減去 CTL 之(a)樹冠水量、(b)冠層蒸發散量、(c)兩公尺高水氣量 (Q@2m)與葉片溫度達飽和所需水氣量(Qs of vegetation temperature)、(d)陽葉及陰葉的氣孔阻抗、(e)潛熱通量 差異日循環。(a)、(b)、(e)填色區域呈現平均差異加減一個標準差以內數值。(f)為 CTL 及 T_RH_PREC_2xCO₂ 的光合作用日循環。

地表能量通量的變化，藉以從其改變機制中找到雲霧森林水文循環未來變化的方向。

對於樹冠水而言，主要受兩種機制影響其在氣候變遷下的累積—葉片攔截降水的多寡以及於葉片上凝結出露水的多寡。

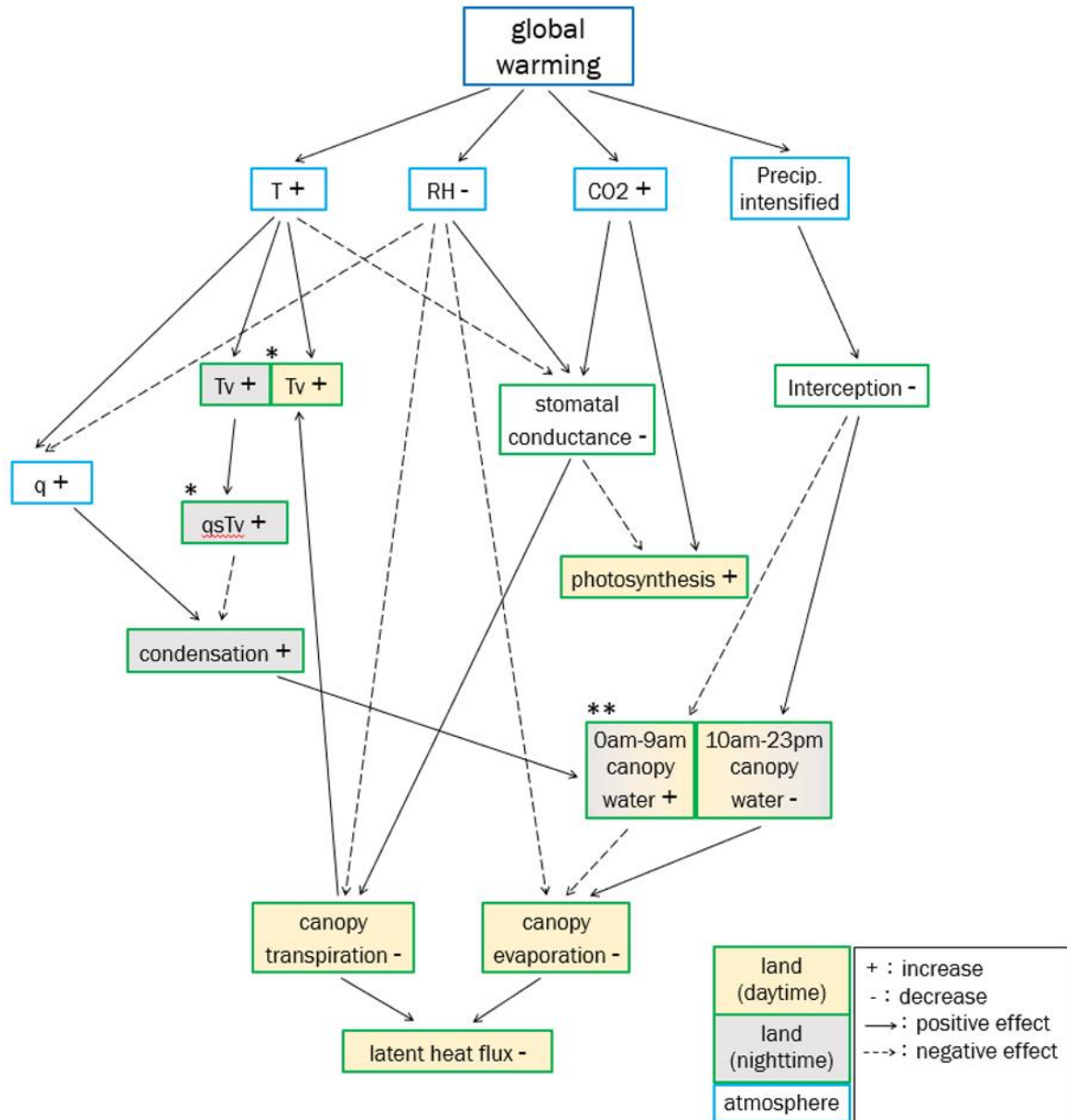


圖 15、氣候變遷下影響棲蘭雲霧森林植被、樹冠水量、地表通量變化的機制。

* T_v 為植被溫度、 q_{sT_v} 為葉片溫度達飽和所需水氣量

**根據圖 14a 的平均數值決定 0am-9am 及 10am-23pm 分界

在未來情境中，降水強度增強造成葉片攔截較少雨水，對樹冠水的變化為負貢獻，

且單一個變數(降水)改變造成樹冠水量約 9%的減少(表 3，PREC 實驗)。降水增強的

表 3、CLM 模擬結果比較(T、RH、PREC、2xCO₂、T_RH_PREC_2xCO₂)。數值由所有小時資料計算得到,正值(負值)表示平均相較於 CTL 增加(減少)。”()”中以百分比表示相對於 CTL 的變化。”±”後標註 1 個標準差的量值。”[]”中為各變數單位。

變數 \ 實驗	T	RH	PREC	2xCO ₂	T_RH_PREC_2xCO ₂
樹冠水 [mm]	+0.061 ±0.076 (+13.13% ±16.16%)	-0.016 ±0.038 (-3.53% ±8.12%)	-0.042±0.127 (-9.03% ±27.15%)	-0.001±0.004 (-0.32% ±0.79%)	+0.003±0.131 (+0.74%±28.12%)
截留 [mm/s]	-8.32 x10 ⁻⁷ ±9.94x10 ⁻⁶ (-12.75% ±152.27%)	+2.11 x10 ⁻⁷ ±4.48x10 ⁻⁶ (+3.24% ±68.69%)	-7.44x10 ⁻⁷ ±1.99x10 ⁻⁵ (-11.40% ±304.62%)	+1.28x10 ⁻⁸ ±1.35x10 ⁻⁶ (+0.20% ±20.68%)	-1.28 x10 ⁻⁶ ±1.30x10 ⁻⁵ (-19.55%±199.42%)
冠層蒸發 [W/m ²]	-2.04 ±17.94 (-12.75% ±112.24%)	+0.52 ±7.85 (+3.24% ±49.09%)	-1.82 ±14.34 (-11.40% ±89.70%)	+0.031 ±2.033 (+0.20% ±12.72%)	-3.13±17.92 (-19.55%±112.12%)
冠層蒸散 [W/m ²]	+0.97±7.85 (+5.52% ±44.87%)	+0.90±3.30 (+5.12% ±18.87%)	+0.48±4.15 (+2.76% ±23.73%)	-4.70±10.67 (-26.89% ±60.96%)	-2.43±7.26 (-13.91%±41.46%)
地表蒸發 [W/m ²]	-0.209 ±0.494 (-29.71% ±70.22%)	+0.080 ±0.251 (+11.42% ±35.66%)	+0.011 ±0.199 (+1.63% ±28.32%)	+0.076±0.186 (+10.84% ±26.44%)	-0.025±0.443 (-3.59%±62.95%)
潛熱通量 [W/m ²]	-1.28±15.76 (-3.75% ±46.11%)	+1.49±6.50 (+4.37% ±19.00%)	-1.33±10.40 (-3.88% ±30.42%)	-4.60±10.87 (-13.45% ±31.79%)	-5.59±13.50 (-16.34%±39.50%)
可感熱通量 [W/m ²]	-11.04±17.33 (-24.06% ±37.74%)	-1.07±5.63 (-2.33% ±12.26%)	+1.23±9.24 (+2.67% ±20.13%)	+4.25±9.86 (+9.25% ±21.49%)	-6.71±13.10 (-14.63%±28.55%)
光合作用 [μmol/m ² s]	+0.12±0.48 (+1.88% ±7.81%)	-0.03±0.20 (-0.51% ±3.30%)	+0.00047 ±0.056 (+0.008% ±0.89%)	+1.38±2.92 (+22.20% ±47.14%)	+1.67±3.27 (+26.90%±52.76%)
氣孔阻抗 (陽葉) [s/m]	-113.21 ±84.50 (-1.24% ±0.93%)	+5.14 ±24.35 (+0.06% ±0.27%)	+0.99±12.11 (+0.01% ±0.13%)	+271.70 ±444.20 (+2.98% ±4.88%)	+140.99±479.20 (+1.55%±5.26%)

氣孔阻抗 (陰葉) [s/m]	-104.41 ±92.88 (-1.07% ±0.95%)	+8.87±35.30 (+0.09% ±0.36%)	+2.43±26.03 (+0.02% ±0.27%)	+567.90 ±733.08 (+5.85% ±7.53%)	+458.89±785.55 (+4.72%±8.07%)
白天冠層蒸發 [J/ m ² day]	+108771.83 ±321040.41 (+6.16% ±18.18%)	+14025.49 ±159861.78 (+0.79% ±9.05%)	-157922.63 ±373470.60 (-8.94% ±21.15%)	+1014.96 ±10844.21 (+0.06% ±0.61%)	-28944.51±413443.22 (-1.64%±23.41%)
夜間冠層凝結 [J/ m ² day]	+284838.53 ±127157.08 (+74.03% ±33.05%)	-30730.54 ±35412.74 (-7.99% ±9.20%)	-499.05 ±984.98 (-0.13% ±0.26%)	-1693.05 ±1235.20 (-0.44% ±0.32%)	+241064.41 ±127842.25 (+62.66%±33.23%)
白天潛熱 [J/ m ² day]	+169832.43 ±404392.91 (+5.11% ±12.16%)	+98646.57 ±155379.83 (+2.97% ±4.67%)	-114986.66 ±273632.75 (-3.46% ±8.23%)	-399329.77 ±368947.68 (-12.01% ±11.10%)	-246312.95 ±292846.07 (-7.41%±8.81%)
白天可感熱 [J/ m ² day]	-830562.30 ±414786.76 (-18.76% ±9.37%)	-69494.54 ±110474.27 (-1.57% ±2.50%)	+104782.74 ±245610.65 (+2.37% ±5.55%)	+363812.31 ±332593.74 (+8.22% ±7.51%)	-437971.46 ±287556.57 (-9.89%±6.50%)

1* “白天”值由每天該變數為正值的時步計算，得其總和並乘以 3600 以將單位由每秒轉為每小時，並計算所有日子的平均。

2* 夜間冠層凝結計算自每天冠層蒸發為負值的時步，方法與 1*相同。

3* 其餘變數計算皆為所有資料點的平均。

現象在一天中不同的時段皆有出現，因此平均而言對全天的樹冠水量累積都造成減少。葉片上露水凝結量的變化主要受到葉片溫度與冠層周遭絕對溼度的相對變化所影響，在未來情境中對樹冠水變化為正貢獻，且主要為夜間至日出前的影響。氣溫上升時若相對濕度不變，此時葉片溫度和

絕對溼度皆增加，且絕對溼度增加量大於在此葉片溫度下凝結所需水氣的增加量，因此夜晚葉片上凝結成的露水增加，使僅氣溫改變下的樹冠水有約 13%的提升(表 3, T 實驗)，因此氣溫變化相較於降水造成的樹冠水改變有更大的影響。然而氣候變遷下相對濕度並非如 T 實驗中固定不

表 4、CLM 模擬結果比較(T_RH、T3_RH)。符號意義及變數與表 3 相同。

變數 \ 實驗	T_RH	T3_RH
樹冠水 [mm]	+0.045±0.061 (+9.71%±13.04%)	+0.215±0.239 (+46.07%±51.07%)
截留 [mm/s]	-6.30 x10 ⁻⁷ ±8.56x10 ⁻⁶ (-9.65%±131.26%)	-2.97 x10 ⁻⁶ ±2.50x10 ⁻⁵ (-45.58%±383.08)
冠層蒸發 [W/m ²]	-1.54±15.52 (-9.65%±97.08%)	-7.29±49.81 (-45.57%±311.59%)
冠層蒸散 [W/m ²]	+2.00±8.15 (+11.42%±46.58%)	+0.51±20.46 (+2.93%±116.94%)
地表蒸發 [W/m ²]	-0.121±0.405 (-17.25%±57.65%)	-0.501±1.275 (-71.28%±181.32%)
潛熱通量 [W/m ²]	+0.33±15.09 (+0.98%±44.15%)	-7.27±41.70 (-21.28%±121.97%)
可感熱通量 [W/m ²]	-12.14±17.44 (-26.44%±38.00%)	-29.92±46.89 (-65.17%±102.14%)
光合作用 [μmol/m ² s]	+0.09±0.52 (+1.41%±8.36%)	-0.07±1.60 (-1.14%±25.84%)
氣孔阻抗(陽葉) [s/m]	-109.51±88.07 (-1.20%±0.97%)	-303.54±271.18 (-3.33%±2.98%) * 春冬兩季 -327.16±224.56 (-3.48%±2.39%) 夏秋兩季 -280.06±308.89 (-3.17%±3.50%)
氣孔阻抗(陰葉) [s/m]	-98.07±99.78 (-1.01%±1.03%)	-283.99±283.59 (-2.92%±2.91%) * 春冬兩季 -296.19±251.04 (-2.96%±2.51%) 夏秋兩季 -271.86±312.14 (-2.87%±3.30%)
白天冠層蒸發 [J/ m ² day]	+110842.45±250215.56 (+6.28%±14.17%)	+422532.40±961078.37 (+23.93%±54.43%)
夜間冠層凝結	+244071.68±128914.14	+1051904.42±478560.12

[J/ m ² day]	(+63.44%±33.51%)	(+273.41%±124.38%)
白天潛熱 [J/ m ² day]	+268461.77±383251.39 (+8.07%±11.53%)	+413463.74±1051182.32 (+12.44%±31.62%)
白天可感熱 [J/ m ² day]	-898987.23±420770.39 (-20.31%±9.51%)	-2183922.74±1142074.21 (-49.34%±25.80%)

變，且會藉由影響大氣中絕對溼度的變化來改變夜間露水凝結的多寡(如 RH 實驗中降低的相對濕度造成大氣絕對溼度降低，不利於露水凝結而使樹冠水減少約 3.5%，表 3)，因此同時考慮氣溫及相對濕度的變化將能更準確的了解未來樹冠水受凝結量變化影響的程度。

雖然在同時考慮兩者變化後絕對溼度及露水凝結量仍然增加，但溫度提升下樹冠水量的增加在相對濕度減少時降為 10% 左右(表 4，T_{RH} 實驗)，與降水增強造成的樹冠水量減少變得接近。另外，由於大氣中二氧化碳濃度提升造成植物氣孔縮小，使蒸散量減少而較不易調節葉片表面溫度，同樣不利於露水凝結而使未來樹冠水量減少，但此效應不明顯，單一變數僅造成樹冠水不到 0.5% 的變化(表 3，2xCO₂ 實驗)。以上顯示氣候變遷下樹冠水量的變化為牽涉多個變數的複雜過程。葉片攔截降水的多寡及於葉片上凝結出露水的多寡兩種機制對於樹冠水未來的增減有相反的

影響，且於一天中主要影響的時段不同，因此兩效應雖互有抵銷，但於日出前主要受露水凝結增加所主導，其後則因露水凝結效應漸弱而逐漸由降水攔截減少所影響，形成樹冠水量變化如圖 14a 的日循環。

棲蘭的能量與水文循環中，太陽剛升起時的樹冠水蒸發與白天植物的蒸散量貢獻大量的潛熱通量，提供大氣更多水氣，也使較少能量分配至可感熱通量，白天溫度上升緩慢而有利於雲霧生成。棲蘭當地早晨的冠層蒸發量主要受可蒸發水量影響(古，2020)，因此當樹冠水量增加(如 T 實驗)，則白天尤其上午 8 點至 9 點的蒸發量亦增加；RH、2xCO₂ 兩實驗在樹冠水略微減少之下，蒸發量反而少量增加，前者主要因大氣的水氣壓差有利於水分自植物表面離開，而後者則因蒸散量大量減少、大氣水氣壓差不變，而使水氣通量產生重新分配至較多的冠層蒸發；蒸散量除了受大氣乾燥程度的直接影響，也受植物本身氣孔的變化影響：當氣溫提升，氣孔阻抗減

少，而使蒸散量增加；二氧化碳濃度提高時，氣孔阻抗提升，則蒸散量減少；相對濕度降低時，雖然氣孔阻抗增加，但因大氣水氣壓差增加，故蒸散量增加。

整體而言，當氣溫、大氣相對濕度、降水及二氧化碳濃度同時改變時，夜晚露水凝結增加，平均的樹冠水量上升，而蒸發量僅在太陽升起時因夜間樹冠水累積增加而提升，其餘白天的時間則因截留減少、樹冠水量減少，故蒸發量減少，導致平均白天的蒸發量也減少。蒸散量主要因二氧化碳濃度升高而減少。總和白天的潛熱通量減少，反而不利於古(2020)中提及雲霧森林水文氣候循環的潛熱通量要件，然而其中樹冠水量在氣溫升高之下的增加造成白天潛熱通量的增加，顯示樹冠水在氣候變遷下的雲霧森林中仍然扮演削弱白天可感熱通量增加的角色。

過去較少有研究從樹冠水和能量通量的角度討論雲霧森林在氣候變遷下的變化。古(2020)及 Gu et al. (2021)提及雲霧森林中樹冠水及能量通量在氣候變遷下如何改變是重要的議題。上述兩研究於討論中有推測氣候變遷下樹冠水及潛熱通量可能的變化，但未實際針對大氣條件的變化進行測試。本研究結果發現未來弱降水減少

將造成冠層截留的雨水減少，將使冠層蒸發量減少，與 Gu et al. (2021)討論中之推論相同；上述兩研究也猜測未來大氣增溫將造成相對濕度降低，可能不利於棲蘭雲霧的生成及夜間露水的形成，使雲霧、雨水的截留及露水的生成皆減少，造成較少的樹冠水以致較低的潛熱通量。上述文獻中未考慮本研究中所提及暖化下絕對溼度的改變及植物對於其表面溫度的調節，該效應將使未來露水凝結增加，抵銷降水增強所造成的樹冠水量減少，使氣候變遷下樹冠水及冠層蒸發增或減的預測變得更為複雜。另外，本研究發現植物氣孔在氣候變遷下的反應將影響其蒸散量，亦是冠層蒸發量之外影響雲霧森林潛熱通量的不可忽略之因素。未來研究中也應考慮上述兩研究中所提及氣候變遷下雲霧的改變對樹冠水量的影響，以及大氣環流改變下供給棲蘭水氣來源的變化，對於未來棲蘭樹冠水及能量通量變化的了解才能更為全面。

(二) 氣候變遷下植被對於地表通量所扮演的角色

植被在遭遇大氣溫度提升時，透過提升的蒸散量調節其表面的溫度，使其增溫幅度小於大氣的增溫，導致夜晚所增加的

水氣高過在葉片上凝結所需水氣量的增加，進而有利於夜晚露水的凝結，增加樹冠水量及白天的潛熱通量，也減緩可感熱通量在暖化下的增加。此效應顯示陸地在面對暖化時的調節機制，有利於強化雲霧森林水文氣候循環中的能量通量分配，透過樹冠水與潛熱通量的增加，提供大氣更多水氣並減緩白天氣溫的升高，來緩解暖化對於當地雲霧形成的衝擊。

氣孔對於大氣條件變化的反應在氣候變遷下也扮演改變森林中地表能量通量的重要角色。氣溫升高時，植物張開氣孔使蒸散量增加，能夠在水分充足的條件下利用蒸散降低植物表面溫度，避免其在氣溫升高下產生過熱而傷及進行光合作用的器官，也將表面溫度控制在淨光合作用量較高的溫度範圍(Drake et al., 1970; Schulze et al., 1973)。此時氣孔的反應使蒸散量提高，間接增加大氣中的水氣量，補充氣溫升高之下雲霧或露水生成所需要的水氣，也減緩葉片溫度的提升，使在葉片上凝結所需的飽和水氣量在暖化下不會上升太多。而在二氧化碳升高之下，原本受二氧化碳濃度所限制的光合作用羧化反應效率提升，並且抑制光呼吸，因此能提升淨光合作用速率(Ainsworth and Rogers, 2007)，使植物

在二氧化碳升高的環境下扮演調節其變化的角色；然而提升的二氧化碳濃度也促進保衛細胞膜電位的去極化，造成氣孔縮小(Ainsworth and Rogers, 2007)，此時氣孔的反應雖僅抵銷部分光合作用的增加，但同時減少植物的蒸散作用，除了提供較少水氣給大氣之外，也降低植物透過蒸散調節表面溫度的機制，在同時氣溫升高的情境之下，可能對於植物體包含光合作用的器官造成無法回復的傷害(Doughty, 2011; Tan et al., 2017)。根據 Gopalakrishnan et al. (2011)在不同程度的二氧化碳提升的地表過程模擬中，光合作用的增加隨著二氧化碳濃度的提升逐漸達到飽和，然而蒸發散量則持續減少，伴隨著可感熱通量的增加。此現象顯示在二氧化碳濃度提升之下，光合作用所扮演的調節角色存在著上限，然而未來暖化下的氣溫提升將在更高的二氧化碳濃度之下持續受到二氧化碳的生理效應(CO₂-physiological effect)所強化。另一方面，當氣溫持續升高，加速植物的蒸散量與呼吸速率，將使細胞間二氧化碳濃度升高，且因蒸散速率大過植物汲取水的速率而產生缺水，都可能造成氣孔在溫度上升時反而縮小(如 T3_RH 夏及秋季)。此效應將弱化氣溫及相對濕度改變下年平均蒸散

量和光合作用的提升，造成植物體在溫度升高之下受到過熱傷害，並減弱光合作用在未來二氧化碳濃度提升下所提供的調節功能。

(三) 棲蘭在暖化下減少的潛熱通量

Pascolini-Campbell et al. (2021) 發現 2003 至 2019 年間全球陸地潛熱通量有逐漸增加的趨勢，且其趨勢及變異度與逐漸提升的氣溫有關。該研究中說明降水隨時間增加，且這些水有更高的比例被分配於蒸發散而非逕流。大氣在未來更高的水氣壓差之下，應更有利於自地表向大氣的水氣通量，使蒸發及蒸散量在未來暖化情境下上升(如本研究中 T_RH 實驗)。然而在未來大氣條件改變下，棲蘭整體而言減少的潛熱通量結果與 Pascolini-Campbell et al. (2021) 中全球的結果並不相符。該研究強調其結果為全球總體之推估，未能顯示特定地區的潛熱通量變化。本研究針對棲蘭區域性的研究，發現當地實際的蒸發散量受多重因子影響，包含可蒸發的水量及會影響蒸散量的氣孔大小，因此與全球之估計有所差異。在 T_RH_PREC_2xCO₂ 實驗中，全天平均及白天平均的潛熱通量皆減少。全天平均潛熱通量的減少主要源自於

夜晚更多的水氣凝結，貢獻負的潛熱通量值；白天平均的潛熱通量將影響白天的氣溫變化，且受數個因子影響：夜晚凝結累積的樹冠水量造成太陽升起時更多的冠層蒸發，而在較乾的大氣中亦有更高的蒸發散量，然而因為降水截留減少，使得其後的蒸發量減少，蒸散量也因氣孔在二氧化碳濃度提升下受到抑制。整體而言，降水與二氧化碳所造成的影響勝過凝結與大氣乾燥程度的貢獻，使得平均潛熱通量在未來氣候變遷下減少。此效應可能限定於特定環境如棲蘭雲霧森林，存在大量樹木、潮濕大氣且有較頻繁出現的弱降水，造成樹冠上大量雨水截留與凝結現象，以及植被的蒸散作用。然而由於以上效應與其他因子如植被種類、大氣條件、土壤溼度等因素有關，因此本研究無法說明以上效應是否將於其他森林或非森林區域出現。

(四) 非耦合模式的限制

本研究使用非耦合的地表過程模式以單點模擬棲蘭雲霧森林在氣候變遷下的樹冠水與地表通量變化，預期透過樹冠水、冠層蒸發量與潛熱通量變化推測雲霧森林陸地對氣候變化的反饋。結果顯示雖然多種變數綜合影響下，白天的潛熱通量減少，

但其中氣溫升高能增加樹冠水量並使潛熱通量減少的幅度降低，是減緩白天可感熱增加的重要因子。

然而本研究利用地表過程模式所進行的模擬有部分限制：**(1)**非耦合模式輸入大氣強迫驅動陸地變化，而大氣則不因陸地的改變而變化。氣溫升高之下，使大氣釋放的長波輻射增加，但向下長短波輻射由大氣強迫給定，造成淨輻射量減少，因此即使氣溫升高、潛熱通量減少，可感熱通量亦減少。相對濕度給定的情況下，大氣中絕對的水氣量除了被地表水氣通量影響之外，有部分由大氣強迫中的氣溫與相對濕度所決定，因此由水氣量的變化無法直接指出樹冠水量與蒸發散量實際上是否有效促進夜晚葉片上的凝結。**(2)**本研究使用的地表過程模式無法模擬霧水的生成，除了無法得知氣候變遷下的雲霧變化，亦無法考慮其變化對樹冠水量及後續地表變化的影響。**(3)**本研究使用單點模擬，不考慮風向及風速變化，然而棲蘭的水氣來源有部分來自谷風帶來下游的水氣，在氣候變遷下，暖化對坡地及大氣加熱效率的差異可能改變當地山谷風的特性，此環流變化對棲蘭當地樹冠水與地表通量的影響也應是未來研究中需要被考慮的。

五、結論

棲蘭雲霧森林獨特的能量與水文循環，受到大氣中多重的參數影響，並與當地陸地、植被有著不可分割的交互作用。當地由葉片攔截降水、雲霧與露水凝結所組成的樹冠水，與其在太陽升起時大量蒸發加上植物蒸散所貢獻的潛熱通量，提供水氣並減緩白天氣溫的上升，是有利於當地雲霧生成的重要因素。全球暖化下，棲蘭當地氣溫提升、相對濕度下降、降水強度頻率分布向強降水移動、二氧化碳濃度提升，都將會對雲霧森林的樹冠水與地表通量產生影響：**(1)**小雨較大雨更能有效率的被樹冠攔截，因此在降水增強之下，樹冠水減少，白天的蒸發量亦減少；**(2)**氣溫提升下水氣量的提升與植被表面增溫較弱的現象造成夜晚露水凝結增加和白天的冠層蒸發量提升。當氣溫提升時相對濕度同時降低，樹冠水仍因水氣量提升的效應而增加；**(3)**二氧化碳濃度增加對樹冠水量影響不大，並將提升光合作用速率，但造成氣孔阻抗上升，使白天蒸散量及潛熱通量減少，且不利於植物透過蒸散作用進行表面的降溫。多重因子共同影響之下，將使白天的潛熱通量減少，不利於當

地雲霧生成的水文與能量循環，然而氣溫升高時所增加的樹冠水量，仍然是暖化下減緩可感熱通量上升的重要因子。

雲霧森林特殊的樹冠水與地表通量特性在氣候變遷下能扮演調適森林暖化和二氧化碳濃度提升程度的角色，然而我們仍然不能輕忽氣候變遷對森林的傷害：當暖化加劇，或二氧化碳濃度持續提升，都可能使氣孔縮小、蒸散量降低，進而使植物難以適度調節其表面溫度，造成過熱的傷害；其他生物在環境劇烈改變下也將被迫調適或遷徙，因此都可能危害當地植被與其他生物共同組成的生態系。

本研究利用非耦合地表過程模式進行單點模擬，透過給定的大氣參數探討氣候變遷下棲蘭雲霧森林中樹冠水及地表通量改變的機制，但無法了解陸地及大氣間在未來環境改變下的交互作用。未來將嘗試使用陸地大氣耦合的模式，討論陸地在氣候變遷下的反應將如何回饋給大氣和其本身。除此之外，也期望在未來的研究中考慮雲霧及山谷風環流在氣候變遷與雲霧森林水文氣候循環中的角色，使未來對雲霧森林在氣候變遷下的變化有更全面的了解和更正確的因應。

致謝

感謝莊振義老師及張世杰老師提供棲蘭通量塔資料，以及感謝李明旭老師與陳奕穎老師提供蓮華池通量塔資料。感謝臺灣氣候變遷推估資訊與調適知識平台(TCCIP, <https://tccip.ncdr.nat.gov.tw/>)提供降尺度氣候資料。同時感謝 2020 地科專題競賽、科技部大專生計畫與台灣大學學士論文評審委員們的問題與建議。也感謝黃倬英老師、莊振義老師、中井太郎老師、古鎔與小姐和張譯心小姐在研究過程中的討論及幫助，讓本研究更臻完善。本研究同時感謝國立台灣大學核心研究群計畫“建立一個觀測與數值模式框架探索台灣山地雲霧森林的生態水文氣候系統”與科技部計畫：“MOST 106-2111-M-002-010-MY4”與“MOST 110-2628-M-002 -004 -MY4”的資助。

參考資料

Ainsworth, E. A., and Rogers, A., 2007: The response of photosynthesis and stomatal conductance to rising [CO₂]: mechanisms and environmental interactions. *Plant Cell Environ.*, 30, 258-270, <https://doi.org/10.1111/j.1365-3040.2007.01641.x>

- Bruijnzeel, L. A., Kappelle, M., Mulligan, M., and Scatena, F. N., 2010: Tropical montane cloud forests: State of knowledge and sustainability perspectives in a changing world. *Tropical Montane Cloud Forests: Science for Conservation and Management*. Bruijnzeel, L. A., Scatena, F. N., and Hamilton, L. S., Ed., Cambridge University Press: Cambridge, UK, 691-740, <https://doi.org/10.1017/CBO9780511778384.074>
- Bruijnzeel, L. A., Mulligan, M., and Scatena, F. N., 2011: Hydrometeorology of tropical montane cloud forests: emerging patterns. *Hydrol. Process.*, 25, 465-498, <https://doi.org/10.1002/hyp.7974>
- Bubb, P., May, I., Miles, L., and Sayer, J., 2004: *Cloud Forest Agenda*. UNEP-WCMC, Cambridge, UK.
- Chang, S.-C., Lai, I.-L., and Wu, J.-T., 2002: Estimation of fog deposition on epiphytic bryophytes in a subtropical montane forest ecosystem in northeastern Taiwan. *Atmospheric Research*, 64(1-4), 159-167, [https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(02\)00088-1](https://doi.org/10.1016/S0169-8095(02)00088-1)
- Chen, Y.-Y., and Li, M.-H., 2012: Determining adequate averaging periods and reference coordinates for eddy covariance measurements of surface heat and water vapor fluxes over mountainous terrain. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 23(6), 685-701, doi: 10.3319/TAO.2012.05.02.01(Hy)
- Chu, H.-S., Chang, S.-C., Klemm, O., Lai, C.-W., Lin, Y.-Z., Wu, C.-C., Lin, J.-Y., Jiang, J.-Y., Chen, J., Gottgens, J. F., and Hsia, Y.-J., 2014: Does canopy wetness matter? Evapotranspiration from a subtropical montane cloud forest in Taiwan. *Hydrol. Process.*, 28, 1190-1214, <https://doi.org/10.1002/hyp.9662>
- Collatz, G. J., Ball, J. T., Grivet, C., and Berry, J. A., 1991: Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. *Agric. For. Meteorol.*, 54,107-136, [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(91\)90002-8](https://doi.org/10.1016/0168-1923(91)90002-8)
- Doughty, C. E., 2011: An in situ leaf and branch warming experiment in the Amazon. *Biotropica*, 43, 658-665, <https://doi.org/10.1111/j.1744-7429.2010.00746.x>
- Drake, B. G., Raschke, K., Salisbury, F. B., 1970: Temperature and transpiration resistances of xanthium leaves as affected by air temperature, humidity,

- and wind speed. *Plant Physiol.*, 46, 324-330, <https://doi.org/10.1104/pp.46.2.324>
- Dunkerley, D. L., 2021: Light and low-intensity rainfalls: A review of their classification, occurrence, and importance in landsurface, ecological and environmental processes. *Earth-Sci. Rev.*, 214, 103529, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103529>.
- Farquhar, G. D., von Caemmerer, S., and Berry, J. A., 1980: A biochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species. *Planta*, 149, 78-90, <https://doi.org/10.1007/BF00386231>
- Fischer, D. T., Still, C. J., Ebert, C. M., Baguskas, S. A., and Williams, A. P., 2016: Fog drip maintains dry season ecological function in a California coastal pine forest. *Ecosphere*, 7(6), e01364. [10.1002/ecs2.1364](https://doi.org/10.1002/ecs2.1364)
- Gopalakrishnan, R., Bala, G., Jayaraman, M., Cao, L., Nemani, R., and Ravindranath, N. H., 2011: Sensitivity of terrestrial water and energy budgets to CO₂-physiological forcing: An investigation using an offline land model. *Environ. Res. Lett.*, 6: 044013, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/6/4/044013>
- Gu, R. Y., Lo, M. H., Liao, C. Y., Jang, Y. S., Juang, J. Y., Huang, C. Y., Chang, S. C., Hsieh, C. I, Chen, Y. Y., Chu, H., and Chang, K. Y., 2021: Early peak of latent heat fluxes regulates diurnal temperature range in montane cloud forests. *J. Hydrometeorol.*
- Klemm, O., Chang, S.-C., and Hsia, Y.-J., 2006: Energy fluxes at a subtropical mountain cloud forest. *For. Ecol. Manag.*, 224(1-2), 5-10, <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2005.12.003>
- Knohl, A., and Baldocchi, D. D., 2008: Effects of diffuse radiation on canopy gas exchange processes in a forest ecosystem, *J. Geophys. Res.*, 113, G02023, doi:10.1029/2007JG000663.
- Lawrence, D. M., Oleson, K. W., Flanner, M. G., Thornton, P. E., Swenson, S. C., Lawrence, P. J., Zeng, X., Yang, Z.-L., Levis, S., Sakaguchi, K., Bonan, G. B., and Slater, A. G., 2011: Parameterization improvements and functional and structural advances in version 4 of the Community Land Model. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 3 M03001, <https://doi.org/10.1029/2011ms00045>
- Mildenberger, K., Beiderwieden, E., Hsia, Y.-J., and Klemm, O., 2009: CO₂ and water vapor fluxes above a subtropical

- mountain cloud forest—The effect of light conditions and fog. *Agric. For. Meteorol.*, 149(10), 1730-1736, doi: 10.1016/j.agrformet.2009.06.004
- Oleson, K. W., Lawrence, D. M., Bonan, G. B., Flanner, M. G., Kluzek, E., Lawrence, P. J., Levis, S., Sean, C. S., Thornton, E., Dai, A., Decker, M., Dickinson, R., Feddema, J., Heald, C. L., Hoffman, F., Lamarque, J.-F., Mahowald, N., Niu, G.-Y., Qian, T., Randerson, J., Running, S., Sakaguchi, K., Slater, A., Stöckli, R., Wang, A., Yang, Z.-L., Zeng, X., and Zeng, X., 2010: Technical Description of version 4.0 of the Community Land Model (CLM).
- Pascolini-Campbell, M., Reager, J. T., Chandanpurkar, H. A., and Rodell, M., 2021: A 10 per cent increase in global land evapotranspiration from 2003 to 2019. *Nature*, 593, 543–547, <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03503-5>
- Schulz, H. M., Thies, B., Chang, S.-C., and Bendix, J., 2016: Detection of ground fog in mountainous areas from MODIS (Collection 051) daytime data using a statistical approach. *Atmos. Meas. Tech.*, 9, 1135-1152, <https://doi.org/10.5194/amt-9-1135-2016>
- Schulze, E. D., Lange, O. L., Kappen, L., Buschbom, U., and Evenari, M., 1973: Stomatal responses to changes in temperature at increasing water stress. *Planta*, 110, 29–42, doi: 10.1007/BF00386920
- Shiu, C., Liu, S. C., and Chen, J., 2009: Diurnally Asymmetric Trends of Temperature, Humidity, and Precipitation in Taiwan. *J. Climate*, 22, 5635–5649, <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2514.1>
- Stewart, J. B., 1988: Modelling surface conductance of Pine forest. *Agric. For. Meteorol.*, 43, 19-35, [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(88\)90003-2](https://doi.org/10.1016/0168-1923(88)90003-2)
- Still, C. J., Foster, P. N., and Schneider, S. H., 1999: Simulating the effects of climate change on tropical montane cloud forests. *Nature*, 398, 608-610, <https://doi.org/10.1038/19293>
- Tan, Z.-H., Zeng, J., Zhang, Y.-J., Slot, M., Gamo, M., Hirano, T., Kosugi, Y., Rocha, H. R. da, Saleska, S. R., Goulden, M. L., Wofsy, S. C., Miller, S. D., Manzi, A. O., Nobre, A. D., Camargo, P. B. de, and Restrepo-Coupe, N., 2017: Optimum air temperature for tropical forest photosynthesis: Mechanisms involved and implications

for climate warming. *Environ. Res. Lett.*, 12, 054022 doi: 10.1088/1748-9326/aa6f97.

古鎔與，2020：從日變化尺度探討臺灣山區雲霧森林的水文氣候循環及其特殊性。國立臺灣大學理學院大氣科學研究所碩士論文。

周佳、陳維婷、羅敏輝、李明安、許晃雄、洪志誠、鄒治華、盧孟明、洪致文、陳正達、鄭兆尊等撰寫小組，2017：《臺灣氣候變遷科學報告 2017—物理現象與機制》，臺灣氣候變遷推估與資訊平台建置計畫，新北市，666 頁。

Changes of Surface Flux Characteristics in Chi-Lan Montane Cloud Forest under Climate Change

Tzu-Ying Yang¹ Min-Hui Lo^{1*} Chao-Tzuen Cheng²

¹Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

²National Science and Technology Center for Disaster Reduction

(manuscript received 18 June 2021 ; in final form 28 September 2021)

Abstract

Cloud-fog forest is known as a forest ecosystem governed by frequent fog immersion. Fog plays a vital role in maintaining the ecosystem's equilibrium in montane cloud forests, where a large amount of canopy water evaporates in the morning, being a critical factor for fog formation. Recent studies found that precipitation, temperature, humidity changes, and elevated CO₂ concentration under climate change may affect the canopy water amount and surface fluxes in cloud forests, but the mechanisms remain unclear. We explore the changes in surface flux characteristics in the Chi-Lan montane cloud forest under climate change by using the NCAR Community Land Model, in-situ observation from Chi-Lan cloud forest and Lien-Hua-Chih forest, and future climate scenarios from TCCIP modelling outputs. Results show that the future intensified rainfall is unfavorable for canopy water accumulation, while more water vapor under future warming leads to more nighttime condensation on leaves. Elevated CO₂ concentration does not greatly impact canopy water amount, but the photosynthesis efficiency is enhanced and the transpiration is suppressed under higher CO₂ concentration.

The combining results show overall increased canopy water under various climate changes. It promotes strong canopy evaporation when sun rises, but the total daytime evaporation still decreases due to the decreased intercepted rainfall. The response of canopy water and surface fluxes under rising temperature mitigates the impact of higher precipitation

intensity on cloud forests. The regulating factor of vegetation temperature plays a critical role in the increasing canopy water under a warming climate. The increased photosynthesis under elevated CO₂ weakens the local change of CO₂ concentration, implying the importance of vegetation in forests under climate change. The atmosphere can interact with the land surface through the adjusted surface fluxes under climate change. Therefore, future work may require coupled land and atmosphere model simulations and considering changes of fog and local circulations in the future scenario to explore the impact of climate change on cloud forests.

Keywords: climate change, warming, cloud forest, canopy water, canopy evaporation, latent heat flux. doi: 10.53106/025400022021124902001

*corresponding author, Min-Hui Lo: minhuilo@ntu.edu.tw