

臺灣熱浪特性受人為影響的量化歸因分析

駱世豪 陳正達*

國立臺灣師範大學地球科學系

(中華民國 109 年 9 月 8 日收稿；中華民國 110 年 1 月 8 日定稿)

摘要

本研究針對人為因子對臺灣熱浪次數及日數發生機率影響做歸因分析，運用世界氣候研究計劃氣候變動研究項目下的二十世紀氣候模擬偵測與歸因子計畫模式資料庫，以歷史情境和只有自然驅力情境下的區域熱浪模擬結果進行比對分析。因應區域分析的需求，所選取的是解析度較高且有大量系集成員的 CAM5.1 與 HadGEM3 模式，同時也使用兩種不同的熱浪定義方法來偵測熱浪事件，以比較量化歸因研究結果對於運用不同模式模擬和熱浪偵測方法的敏感程度。

並使用臺灣氣候變遷推估資訊與調適知識平台計畫所產製的臺灣網格化近地面氣溫資料，評估驗證模式在區域熱浪模擬能力。雖然在日最高溫度強度的模擬上有一定的偏差，但在熱浪次數和日數的年際變化上，兩組模式都有很好的表現，系集平均後的時間相關係數都在 0.8 以上，但在平均每年熱浪次數與日數的表現上，CAM5.1、HadGM3 模式模擬結果都比觀測偏多。運用對照數值實驗的大量系集所求得的臺灣熱浪次數與日數機率分佈差異，進一步定量推算人為活動對熱浪次數與日數風險變化影響的可能變動範圍。研究發現過去人為所造成的暖化，「非常可能」（有 90% 以上的機率）至少使臺灣熱浪次數與日數增加 2.5 至 5.3 倍，其中以 HadGM3 模式系集模擬所估算的人為作用比較大，風險增加的程度幾乎是以 CAM5.1 模式系集模擬所估算的 2 倍。另外，若使用不同方式定義熱浪時，熱浪特性所造成系集機率分佈的改變，會讓人為活動所造成的風險略為變動。

關鍵字：熱浪、氣候變遷、偵測與歸因、人為影響

*通訊作者：陳正達 教授，國立臺灣師範大學地球科學系，E-mail: chen@rain.geos.ntnu.edu.tw.

Tel: 886-229309545, Fax: 886-229333315

一、前言

跨政府氣候變遷小組（Intergovernmental Panel on Climate Change，簡稱，IPCC）第五次全球氣候變遷評估報告中，強調近年來全球平均溫度的上升「極有可能」（依據 IPCC 的敘述標準代表 95% 統計信心水準）是人為活動造成的結果（Stocker et al. 2014）。而全球平均溫度的上升，意味著極端事件出現的頻率將有所改變（Alexander et al. 2006；Stott et al. 2004；Mudarra et al. 2010；Liu et al. 2013；Perkins and Alexander 2013），持續高溫的極端事件就是一般所謂的熱浪（Heat wave），而持續低溫的極端事件則是寒潮（Cold spell），兩者對於人類健康、經濟都有很大的影響（Miller et al. 2008；McMichael and Lindgren 2011；Schaeffer et al. 2012；Stillman 2019），但由於在平均氣候暖化下，熱浪造成人民生命財產損失的發生機率比寒潮高得多，所以本研究先對熱浪進行分析討論。從 2003 年歐洲熱浪（Schär et al. 2004）、2010 年俄羅斯熱浪（Grumm et al. 2011）、2013 年東亞熱浪（Peng et al. 2014）、2015 年印度熱浪（Ghatak et al. 2017）、2017 澳洲熱浪（Perkins-Kirkpatrick et al. 2019）、2019 歐洲熱浪（Vautard et al. 2020）等，都

可以看到熱浪事件發生頻率似乎變得越來越高、持續時間越來越長、強度也越來越強（Tebaldi et al. 2007; Sillmann et al. 2013）。就全球角度而言，全球暖化下可以預期熱浪事件發生頻率變高，但在區域氣候上，特別是極端天氣與氣候事件發生機率的改變到底受到人為活動的影響有多大？這類具體量化的歸因（Attribution）分析就有比較大的爭議（Stott et al. 2004；Zhang et al. 2006，Hoerling et al. 2010；Chan et al. 2015；Wu et al. 2019）。

目前，已經有許多研究是針對人為氣候變遷對區域天氣與氣候極端事件影響程度進行量化的評估（Stone et al. 2005；Pall et al. 2011；Otto et al. 2012；Stott et al. 2016）。而所謂的機率事件歸因研究主要是著重在「可歸因的風險」（Attributable Risk）分析，即為量化過去人為活動所造成的溫室氣體、懸浮微粒以及其它輻射驅力對於極端事件發生機率的貢獻。具體的作法是以氣候模式分別模擬包含與過去歷史相同含所有氣候系統驅動力（Historical All Forcing）情境，以及只有自然驅力情境（Historical Natural Forcing Only）（Moss et al. 2008；Taylor et al. 2012）下整體的天氣與氣候變動狀態，然後使用這兩組對照模擬來分析特定天氣與氣候極端事件發生頻率是否有統計上可量

測的差別。另外，也運用大量的系集模擬實驗，來克服罕為發生的極端事件在統計分析採樣上不足的問題，讓評估極端事件發生頻率和強度，以及其可能因為加入人為暖化會有的機率分佈改變的分析有更高的可信度。針對東亞地區也有許多相關的事件歸因分析，例如 Ma et al. (2017)、Kim et al. (2018) 分別針對 2013 年中國和韓國的熱浪事件做人為歸因分析。而過去還沒有特別針對臺灣熱浪受人為影響而改變的歸因分析研究，所以本研究將以機率事件歸因分析的架構與方法，針對臺灣發生極端熱浪事件特徵進行人為因子影響的量化評估。

臺灣主要位於東亞地區，而東亞區域的極端高溫事件通常與西太平洋副熱帶高壓（簡稱，副高）的發展與位置有高度的關連（Luo et al. 2017；朱 2007；鄧等 2009；方與簡 2011）。若關注的焦點從東亞縮小到臺灣，可以看到當副高向西延伸籠罩臺灣時，會在臺灣上空產生下沉氣流並且抑制對流發展，以及反氣旋式的風場會為臺灣帶來南方的暖空氣，加上太陽輻射的加熱作用，通常會造成區域性的高溫且穩定的天氣現象，這樣的天氣背景就很容易形成連續極端高溫現象，在林（2020）的研究中指出，臺灣熱浪事件會與副高籠罩、颱風外圍下沉區、乾燥的西南風影響有關，

而至少有 6 成以上與副高有關（黃 2012；林 2020），可以預期臺灣的熱浪事件與副高有很強的關聯性（Kueh et al. 2017；李與許 2018）。Ding et al. (2010) 的研究中發現副高在近幾年來有變強的趨勢，可能使得區域熱浪發生頻率也變得越來越高。臺灣過去的研究也指出，臺灣高溫日數的發生頻率的確有增強的趨勢（Kueh et al. 2017；盧等 2012；許等 2012）。總結前人的研究可以知道在過去副高有增強的趨勢，而這樣的氣候場變動使得臺灣夏天熱浪發生的頻率變高，但熱浪頻率的改變除了可能來自於人類行為產生的暖化效應外，也受到自然界本身的變動影響，所以若要量化估計熱浪發生特性變化受到人為影響的程度，必須運用數值實驗以及機率事件歸因分析（Probabilistic Event Attribution, Allen 2003）客觀加以計算。

本研究主要是使用世界氣候研究計畫 CLIVAR 主軸規劃下的 20 世紀氣候延伸計畫（Climate of 20th Century Plus Project, Folland et al. 2014）的國際偵測與歸因（Detection and Attribution）分項計畫資料庫（簡稱，C20C+D&A）中的部分模式模擬實驗結果，資料庫中的相關模式模擬結果是特別針對人為氣候變遷的偵測與歸因議題所設計與建立。C20C+D&A 與第五期耦合模式比對計畫

(Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, 簡稱 CMIP5, Taylor et al. 2012) 類似, 先統籌規劃不同實驗情境, 再利用各氣候模式發展中心的模式計算產生模擬結果。因為 C20C+D&A 計畫目的在於偵測與歸因, 所以參與計畫的各個氣候模式中心需要依據統一設計的數值實驗 (包含實際歷史情境與只有自然驅力情境), 進行大量的系集成員模擬才足以支撐後續分析統計之結果 (Langan et al. 2014; Berner et al. 2017; Stone et al. 2019)。

以過去臺灣熱浪研究為基礎, 本論文使用 C20C+D&A 模式資料, 進行從 20 世紀末至 21 世紀初期臺灣熱浪事件發生特性受人為影響所產生變化的歸因研究。除了上述的前言與研究動機說明外, 第二部分將進一步介紹研究所使用的觀測資料和 C20C+D&A 模式資料, 同時也會分別說明臺灣熱浪事件的定義方式與選擇, 以及極端事件風險歸因所使用的分析方法, 第三部分則是從熱浪模擬評估驗證開始, 再比對歷史情境和只有自然驅力情境中臺灣熱浪事件特徵的差異, 並以系集機率分佈特性進行風險變化歸因分析與討論, 最後則為結論。

二、資料與研究方法介紹

2.1 觀測與模式資料

本研究中用來對比模式的觀測資料為臺灣氣候變遷推估資訊與調適知識平台計畫 (Taiwan Climate Change Projection and Information Platform, 簡稱, TCCIP) 所完成的臺灣測站網格化氣候資料中的日最高溫度資料 (翁與楊 2012, 2018)。網格化資料是彙整多個單位的測站觀測資料, 經過處理、整合後以空間統計客觀分析後所得, 資料產製的詳細說明參見翁與楊 (2012, 2018)。本研究使用 TCCIP 所產製之網格日最高溫資料, 解析度為 5 公里, 資料長度是從 1960 到 2014 年, 資料使用範圍則是如圖 1 紅色框中的區域。

由於在 CLIVAR 研究主軸規劃下, C20C+D&A 計畫中雖然有許多氣候模式參與, 但並不是所有模式都適用於本研究的目的, 由於本研究的主題是臺灣的熱浪事件歸因分析, 所以必須符合以下幾個條件: (1) 模式同時模擬歷史情境和只有自然驅力情境實驗、(2) 擁有至少高於 1 度的水平解析度、(3) 擁有大量的長期氣候與短期分析目標為主的模擬系集成員。所以經過篩選後本研究使用 C20C+D&A 計畫中的 CAM5.1-1 degree (Angéilil et al. 2017; Stone et al. 2018, 簡稱, CAM5.1) 與 HadGEM3-A-N216 (Ciavarella et al. 2018, 簡稱, HadGEM3) 模式的日最高溫系集模擬

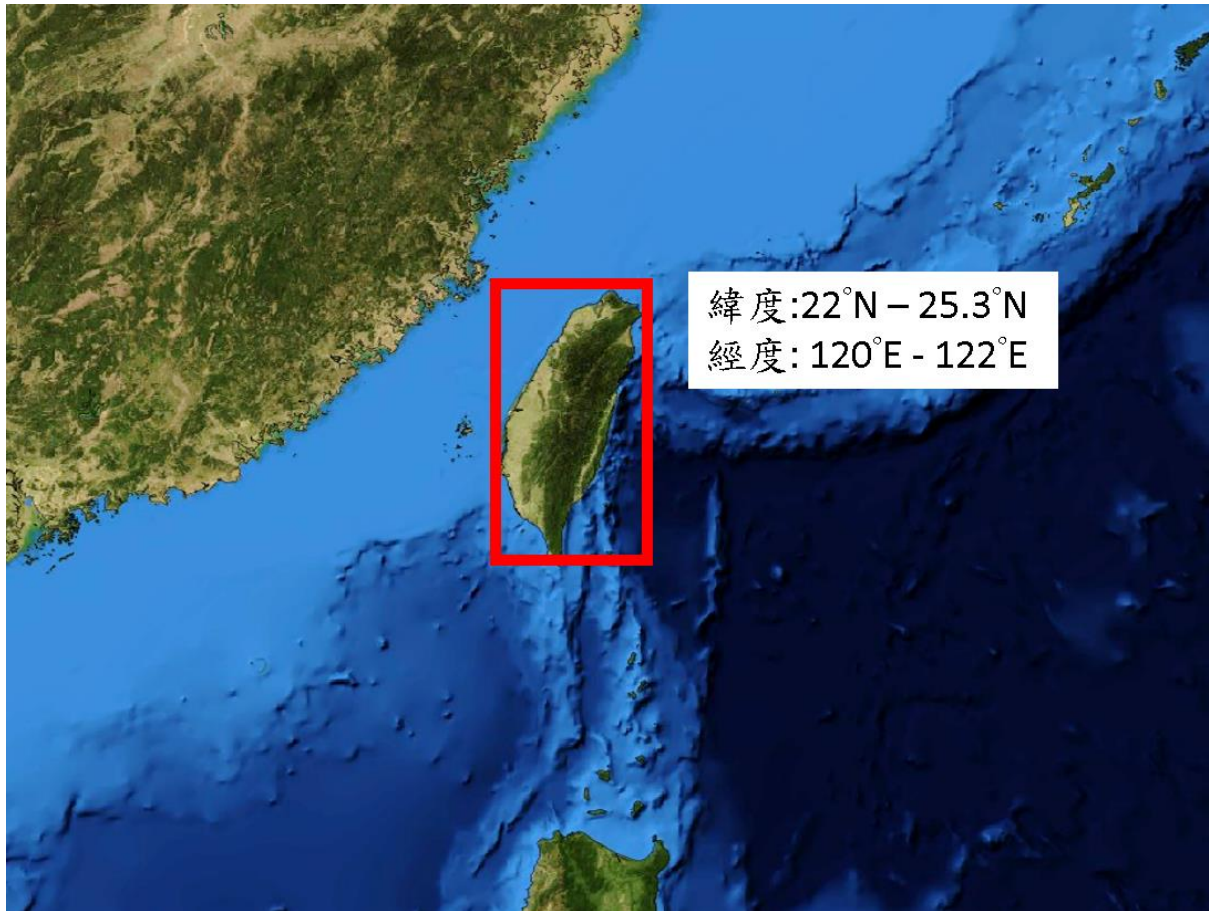


圖 1 研究分析熱浪事件所採用的臺灣平均日最高溫的範圍以圖中紅色框與經緯度範圍加以定義，觀測資料只涵蓋其中陸地部分網格點。

結果。CAM5.1 模式資料是由美國勞倫斯柏克萊國家實驗室（Lawrence Berkeley National Laboratory）運用美國大氣科學研究中心（NCAR）所發展的 CAM5 全球氣候模式所產製，其水平解析度約為 100 公里。HadGEM3 則為英國氣象局下的哈德雷中心（Met Office Hadley Centre）所發展的 HadGEM 第 3 代模式（Walters et al. 2011），其資料水平解析度約為 60 公里。另外，本研究使用含有人為影響的歷史情境（All-

Hist/est1，Stone et al. 2019）和只有自然因子造成氣候系統變動驅力的情境（Nat-Hist/CMIP5-est1，Stone et al. 2019）進行人為影響的歸因分析。所謂的歷史情境是指，模式在模擬時使用歷史觀測資料的海表面溫度（Sea Surface Temperature）和海冰（Sea Ice），並且模式中也使用歷史觀測的太陽輻射變動、火山爆發所帶來的氣膠變化，以及人為活動所造成的溫室氣體、人為氣膠、土地利用改變，也就是說，這些資

料中是同時含有人為和自然驅力的影響。而所謂只有自然驅力情境模擬是指，模式模擬時所使用的是除去人為影響的海表面溫度和海冰，而人為影響的估計方法則是使用 CMIP5 多個大氣海洋耦合模式在歷史情境和只有自然驅力情境的系集差異平均結果。另外，溫室氣體、氣膠、平流層臭氧濃度、地表特性與反照率等設定，則是維持在工業革命以前的狀態 (Stone et al. 2019)。更詳細的實驗設定說明可參考 C20C+D&A 的網站，[http:// portal.nersc.gov/c20c/](http://portal.nersc.gov/c20c/)。

C20C+D&A 計畫的主要目的之一，便是對近期發生的極端事件進行偵測與歸因分析，所以在系集成員中會有模擬時間較長的系集成員以及時間較短的大量系集成員。時間較長的系集成員主要是為了驗證和評估模式的長期氣候分佈所需，模擬時間大多從 1960 年開始；而模擬時間較短的大量系集成員主要是用來做極端事件機率歸因分析，模擬時間短的系集成員大多從 2006 年開始（每組模式稍有不同，詳細可見官網資料）。本研究所使用的 CAM5.1 氣候模擬的系集成員共有 50 組，模擬時段為 1960 到 2012 年，另外，較短的模擬也有 50 組，時間為 1996 到 2018 年。HadGEM3 模式雖然只有 15 組系集成員，但其模擬時間都為氣候模擬，時間區間為 1960 到 2012 年，另外，HadGEM3 模式也有 105 組的

短時模擬系集成員，模擬時間在 2013 到 2014 年間。2 組模式和各個系集成員所模擬的時間有所不同，而本研究將討論時間選定在 1996 到 2012 年進行後續的歸因分析主要原因有以下兩點：（1）考慮 HadGEM3 大量系集成員的時段太短，運用增長分析時段增加採樣數量，同時也才能與 CAM5.1 模式模擬進行同一時段的比較。（2）人為暖化效應在 1996 年之後才会有比較顯著的影響。但在偵測熱浪事件門檻的決定還是使用完整的 1960 到 2012 年，因為我們希望在選擇熱浪門檻時能包含長期氣候溫度資料，讓門檻值的決定在統計採樣上較為穩定。

2.2 熱浪定義方法

在過去的文獻中有許多不同關於熱浪的定義 (Perkins and Alexander 2013 ; Perkins 2015)，各自有其著重的熱浪特性，而不同的熱浪定義也有其侷限性 (Perkins and Alexander 2013)，或是有區域適用性的問題。所以為了解熱浪定義對歸因分析研究的可能影響，本研究使用兩種不同的熱浪定義方法進行後續分析討論。此外，本研究著重受較大範圍氣象環境所造成的熱浪事件，所以後續熱浪事件的分析都是運用臺灣範圍的日最高溫平均 (22° N-25.3° N ; 120° E-122° E，圖 1)，將全島視為一致性

的熱浪事件，並不著重於只有部分區域的高溫現象。

第一種熱浪定義方法（簡稱，HWD1）在過去熱浪研究文獻已有不少運用的先例（Huth et al. 2000；Meehl and Tebaldi 2004；Lau and Nath 2012，2014），方法所定義的熱浪事件是使用長期的日溫度資料進行分析判別，在此我們使用所有 1960 到 2012 年 5 到 9 月的臺灣平均日最高溫度，從其中選出 T1 和 T2 的百分位門檻值，T1 百分位高於 T2 百分位，決定門檻值後，HWD1 的熱浪定義主要依循下列 4 種條件來決定熱浪時段：

1. 熱浪時段必須大於等於 3 天，
2. 熱浪時段內每一天的最高溫度都必須大於 T2，
3. 熱浪時段內必須有連續 3 天最高溫度大於 T1，
4. 熱浪時段的最高溫度平均值需大於 T1，

如圖 2a 所示。由於是使用資料中某個百分位做為門檻值，所以可以減少模式模擬系統性誤差所造成的影響。

在 HWD1 的熱浪定義方法中，T1 和 T2 值的調整變動可以決定每年熱浪發生次數多寡和持續時間的長短，T2 門檻最主要是決定熱浪事件的開始和結束，而 T1 門檻值則是決定熱浪事件的強度。舉例來說，T2 門檻越強的話，依照 HWD1

的定義方式，熱浪持續時間會被縮短，或是一段熱浪事件可能由於期間氣溫略降而被判定為兩段。而 T1 門檻越強的話，代表整體熱浪事件強度越強才能被定義為熱浪。參考前人使用此熱浪定義方法在臺灣熱浪研究的結果（黃 2012，林 2020），將門檻值設在 T1 為 95 百分位和 T2 為 85 百分位時，與歷史熱浪事件較為一致，所以在此沿用上述的門檻值。

為了解分析結果受到偵測熱浪方法影響的敏感程度，本研究希望能在不同的熱浪定義方式下進行歸因分析結果的比較。世界氣象組織（World Meteorological Organization，簡稱，WMO）對於熱浪的定義為連續 5 日氣溫高於歷年最高溫度平均值 5°C 以上。不過，上述的定義顯然是比較合適於夏季溫度變化幅度較大的中高緯度地區。對於平均夏季溫度偏高的副熱帶與熱帶地區，高於氣候平均日最高溫 5°C 的發生機率反而很小，儘管日最高溫可能已經超過 40°C。不過，我們還是根據 WMO 熱浪定義的精神，將其定義加以修正讓其能應用於本研究中。本研究中使用的第二種熱浪定義方法（簡稱，HWD2）為，使用資料中某個溫度百分位做為門檻值，並要求溫度異常需大於所規定之天數。與 HWD1 方法相同，如此則可避免模式與觀測在近地面日高溫度強度的

偏差問題。具體決定熱浪事件的兩個條件如下（參見圖 2b），

1. 熱浪時段內每一天的最高溫度都要大於所有 5 到 9 月日最高溫度的 90 百分位，
2. 熱浪時段必須大於等於 5 天。

總結來說，HWD1 和 HWD2 不同的地方在於，HWD1 較為注重熱浪時段強度的維持，日最高溫度除了要大於門檻值 T2 以外，熱浪時段內還必須有連續 3 天最高溫度大於門檻值 T1，並且熱浪時段的日最高溫度平均值需大於門檻值 T1；而 HWD2 雖然不是非常注重強度的維持，但在連續時間上卻有較為嚴苛的條件。通過 2 種不同特性的熱浪定義，可以評估不同方法在觀測和不同模式中所帶來的影響，並且可以估計定量歸因的結果對於熱浪方法的敏感度。

2.3 歸因分析方法

在量化評估人為影響的可能性時，我們使用歸因風險分析中常用的可歸因風險比例（Fraction of attribution risk，簡稱，FAR，Stone et al. 2005），做為評估人為因子對熱浪特性發生機率改變的方法。以熱浪發生日數為例，根據先前 2.2 節所提的 HWD1 和 HWD2 方法定義熱浪時段，再從模式中每年 5 到 9 月日最高溫資料中找出熱浪時段，並統計完所有偵測年份後，可以得到平均每年

發生熱浪的日數，並且因為 5 到 9 月的總天數為 153 天，所以可以知道發生熱浪日的機率（P）如下所示，

$$\text{熱浪日的發生機率 (P)} = [\text{平均每年熱浪日數 (單位：天)} / 153 (\text{單位：天})] \times 100\% \quad (\text{公式 2.1})$$

接著以熱浪日的發生機率分別在歷史情境（ P_A ）和只有自然驅力情境（ P_N ）下發生機率的改變，計算 FAR 值，其公式如下（公式 2.2），

$$\text{FAR} = 1 - (P_N/P_A) \quad (\text{公式 2.2})$$

P_N 為在只有自然驅力情境下的熱浪發生機率；而 P_A 則是事件在歷史情境下的發生機率。從公式中可以知道，FAR 值會介於 1 到 $-\infty$ ，當 FAR 值越接近 1 時，人為影響造成熱浪日發生機率增加的可能性越大；反之，當 FAR 負值越大時，人為影響反而會造成熱浪日發生機率減小。而當 FAR 接近 0 時（ $P_N \approx P_A$ ），人為影響造成熱浪日發生機率的改變幾乎沒有作用。

另外，我們可以根據公式 2.2 轉換，直接計算 P_A 和 P_N 的比值，也就是說，可以運用這樣的方式呈現人為影響造成熱浪日機率增強（減弱）的倍數，

$$P_A/P_N = 1 / (1 - \text{FAR}) \quad (\text{公式 2.3})$$

最後，為了估計 FAR 值的不確定性或可能發生範圍，通常是以統計上常用的自助抽樣法（bootstrap method），分

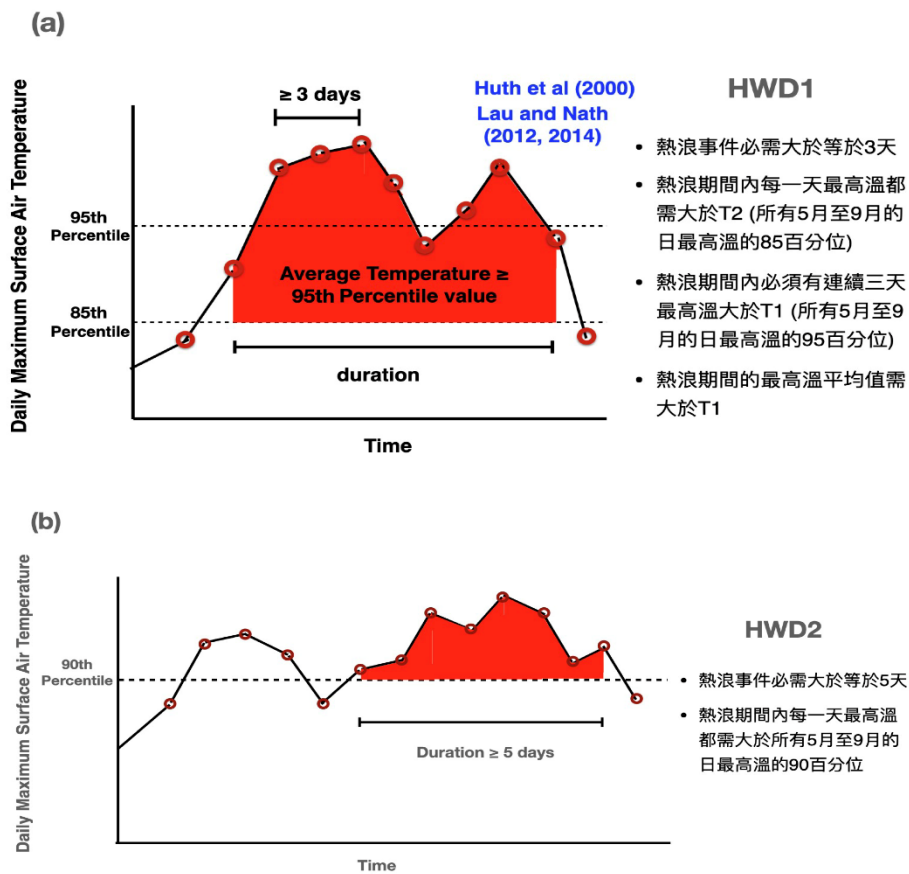


圖 2 (a) HWD1 與 (b) HWD2 定義熱浪時段方式的示意圖與要點說明。(a) 圖中的 T1 和 T2 在是以 1960 到 2012 年 5 到 9 月的每日最高溫度中挑選出的 95 百分位和 85 百分位。(b) 圖中的虛線為門檻值 90 百分位，熱浪期間內所有溫度值須高於此門檻，並且持續大於等於 5 天。

別從兩種情境的系集成員中各隨機任意抽 1000 次（可重複抽）來評估 FAR 值的可能發生範圍。舉例來說，CAM5.1 模式中歷史情境和只有自然驅力情境各有 100 組，若只用其中 1 組對照結果只能得出 1 個 FAR 的值，可以估計的歸因分析所伴隨不確定性的精準度有限，因此從兩種情境的系集成員中進行大量的隨機抽選，可以提升 FAR 可能發生範圍機率分佈的準確性。理論上，增加越多

隨機抽取的次數可以增加結果的穩定性，並且降低估計的誤差，但本研究經過隨機抽取樣本數的測試後得知，當隨機抽取樣本數量達到 1000 次以上的結果已經沒有什麼變化，所以本研究將隨機抽取次數定在 1000 次。

在結果的文字描述方式，則是直接使用 IPCC 第五次氣候變遷評估報告中以文字描述結果的不確定範圍或確信程度（confidence level）所對應的可能發

生機率的方式 (Cubasch et al. 2013)。報告中將發生機率高於 90% 的事件以「非常可能 (very likely)」發生加以敘述，而發生機率高於 66% 的事件稱之為「可能 (likely)」發生，另外，發生機率高於 50%，或超過一半的，以「比較有可能 (more likely than not)」發生加以描述。以 FAR 的機率分佈圖來說，「非常可能」、「可能」、「比較有可能」的事件是門檻值右邊面積累加分別為 90%、66%、50% 的位置。舉例來說，若 FAR 機率分佈上「非常可能」的門檻值落在 0.5，代表有 90% 以上的機率，FAR 值會大於等於 0.5，亦即過去人為暖化「非常可能」使極端事件發生的機率加倍。而「可能」、「比較可能」的表示與其相同，只是代表對於結果確信程度的不同。在 FAR 機率分佈圖上，可以針對偵測的發生機率門檻做調整，上述所使用之機率門檻是討論和考量比較可能發生的狀況，不過在災害事件嚴重程度考量下，也會將災害影響非常大但發生機率非常小的事件做描述和討論，所以本研究在後續分析時，也以 FAR 值 0.9 為例，也就是極端事件發生機率會增加 10 倍的情況做討論（其發生機率為 FAR 值 0.9 門檻以上之面積總和）。

三、實驗結果與討論

3.1 觀測與模式資料比對

3.1.1 日最高溫度的機率分佈

首先，比對觀測與模式 1996 到 2012 年 5 到 9 月的最高溫度來檢驗模式對臺灣最高溫度的模擬表現。圖 3 為模式兩種情境以及觀測日最高溫度的機率分佈圖，從 1996 到 2012 年 5 到 9 月的日最高溫度所建構之機率分佈圖，過程中先將資料依圖 1 所示的範圍做區域平均，並且統計個別實驗與模式所有系集成員，觀測資料則只有單一成員構成機率分佈。首先，在圖 3a、圖 3b 能看到兩組模式在日最高溫度機率分佈上的差異，CAM5.1 模式的歷史情境與觀測較為接近，CAM5.1 歷史情境的平均值為 28.5°C，觀測為 28.0°C；而 HadGEM3 模式的歷史情境模擬機率分佈比觀測資料略低，平均值為 27.5°C。在變異度上，觀測資料的標準差比兩組模式模擬的結相似（都在負 0.9 左右），是副熱帶區域夏季典型的特徵，相對高溫的部分偏多。根據以上的結果，模式在溫度的強度上確實有偏差，主要的原因來自於模式的地形高度因為空間解析度不夠高而比實際地形高度低，這些資料解析度所伴隨的特性都對資料網格點上的近地面日最高溫度有影響，因此造成模式在日最高溫度的強度上有所偏差。針對此強度偏差問題，在本研究使用相對的

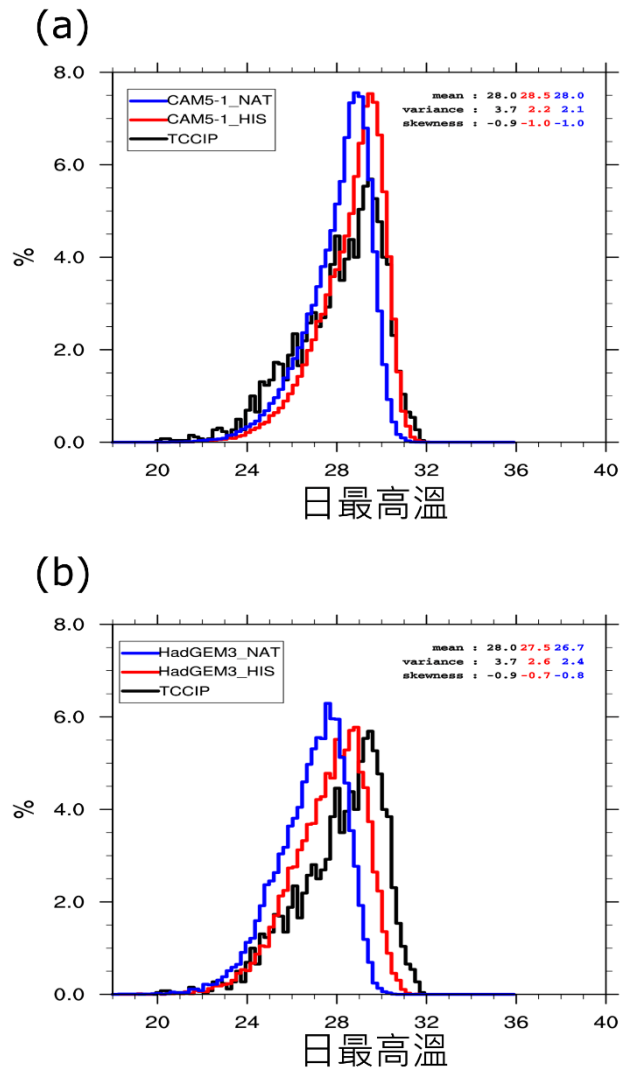


圖 3 (a) CAM5.1、(b) HadGEM3 模式所模擬從 1996 到 2012 年 5 到 9 月間日最高溫度所建構的機率分佈圖，統計模式中所有系集成員的日最高溫度之結果，統計溫度的上下邊界為 15°C 和 36°C ，區間取 100 個機率呈現間隔，個別模式的機率計算包含所有模擬系集成員，X 軸為日最高溫度(單位： $^{\circ}\text{C}$)，Y 軸為機率(單位： $\%$)。黑色實線為 TCCIP 觀測資料，紅色實線為模式歷史情境，藍色實線為只有自然驅力情境。圖上文字分別代表平均值、變異數與偏度，數字顏色與線顏色對應。

百分位當偵測熱浪之門檻值，用來儘量避免絕對值所可能產生的影響。

3.1.2 熱浪特性的比對

透過比對觀測與模式的歷史情境在

熱浪特性上的差異性，瞭解模式對於熱浪的掌握情況，圖 4 和圖 5 為模式與觀測 1996 到 2012 年的每年熱浪發生次數和每年熱浪日數的時間序列圖，分別使用 2.2 節所介紹的 HWD1 (圖 4a、圖

4b、圖 5a、圖 5b) 和 HWD2 (圖 4c、圖 4d、圖 5c、圖 5d) 所定義出來的熱浪次數和日數，並將圖 4 和圖 5 中的平均結果，「平均每年熱浪發生次數」(單位：次)、「平均每年熱浪日數」(單位：天) 這些基本特性統整理於表 1 和表 2。

首先，從觀測與模式的熱浪次數年際變化上看到，兩組模式所模擬的熱浪發生次數和日數，系集平均結果之年際變化與觀測有很好的對應關係，根據圖 4 結果可知，CAM5.1 的時間相關係數分別是 0.80 (HWD1) 和 0.86 (HWD2)，HadGEM3 的時間相關係數分別是 0.81 (HWD1) 和 0.85 (HWD2)；而熱浪日數的年際變化結果與次數之結果一致，根據圖 5 顯示，在 CAM5.1 的時間相關係數分別是 0.87 (HWD1) 和 0.91 (HWD2)，HadGEM3 的時間相關係數分別是 0.86 (HWD1) 和 0.87 (HWD2)，上述之結果都能達到統計檢定 99% 以上的顯著相關。總體來說，兩組模式系集平均的熱浪特性年際變化與觀測趨勢一致，不過如果分別檢視個別系集成員的時間相關係數時，個別系集成員與觀測的對應關係就未必都很好。主要的原因在於，雖然系集成員模擬的過程中，所有成員都使用一樣的觀測西北太平洋海溫變動

當下邊界，對於區域氣候系統模擬會有一定的控制作用，所以在理論上每個系集成員模擬都應該與觀測接近並且結果應該趨於一致，但是在近地表過程的隨機擾動狀態以及隨機的區域天氣系統變動下，造成每個系集成員產生不同的結果，進而在每個系集成員的區域平均高溫的維持有影響。而這些都再次強調系集成員的重要性，若結果只使用單一系集成員來評估，有可能帶來不小的偏差。

接著，從每年平均結果來看模式跟觀測比對的表現，根據表 1 得知，HWD1 所偵測到觀測資料的平均每年熱浪次數為 0.8 次，CAM5.1 模式為 1.9 次，HadGEM3 模式為 2.5 次；使用 HWD2 定義所偵測出來的熱浪次數，觀測資料的平均每年熱浪次數為 0.9 次，CAM5.1 為 1.2 次，HadGEM3 模式為 1.6 次 (表 1)。而平均每年熱浪日數結果為，HWD1 偵測到觀測資料的平均每年熱浪日數為 7 天，CAM5.1 模式為 13.8 天，HadGEM3 模式為 17.8 天；在 HWD2 定義中，觀測資料的平均每年熱浪日數約為 7 天，CAM5.1 模式約為 10 天，HadGEM3 模式為 13 天 (表 2)。總體來說，熱浪特性在兩組模式上的趨勢是一致的，模式所偵測出來的平均每年熱浪次數和日數都會比觀測多，並且 HadGEM3 比 CAM5.1 高估得更多。在方

法上的差異可以看到，使用 HWD2 定義所偵測的熱浪發生次數和日數會少於

HWD1 定義，並且更接近於觀測之結果。

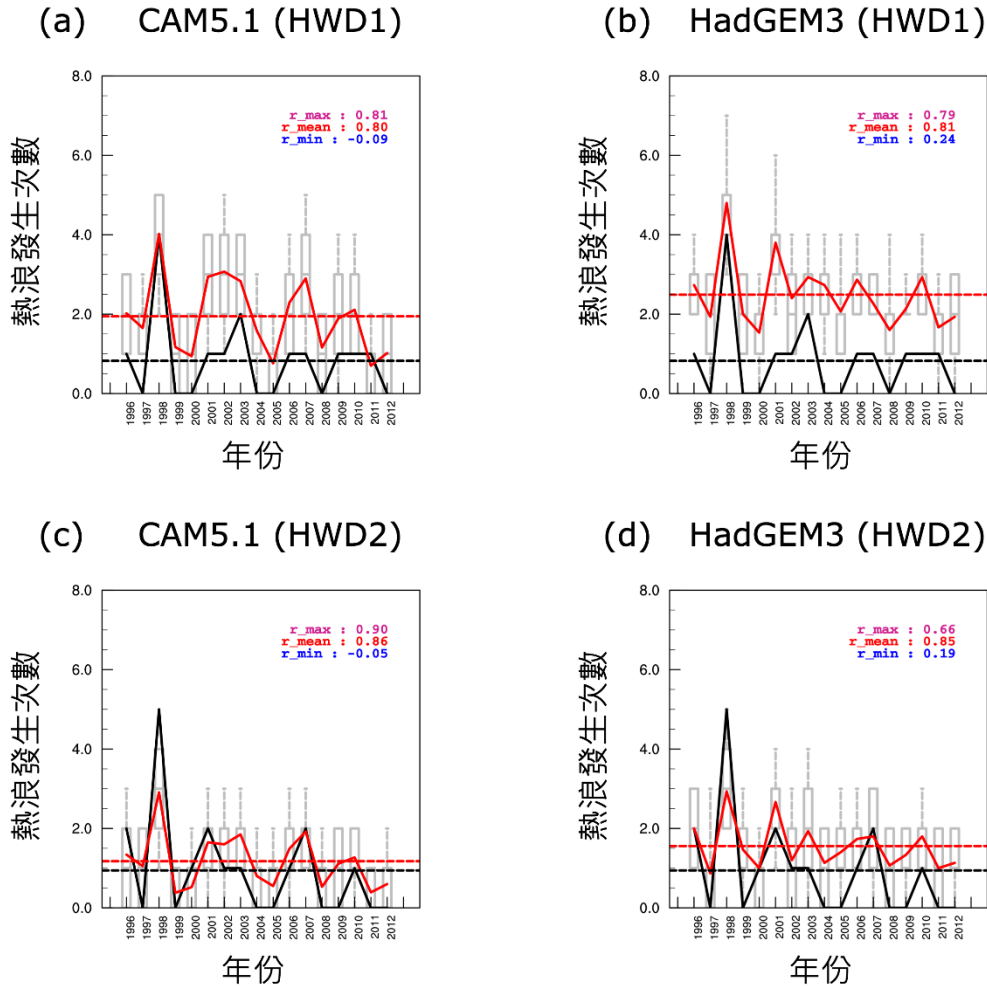


圖 4 模式模擬 1996 到 2012 年的每年熱浪發生次數分佈，分別是使用 HWD1 定義的 (a) CAM5.1 模式、(b) HadGEM3 模式結果，以及使用 HWD2 定義的 (c) CAM5.1 模式、(d) HadGEM3 模式結果。紅色實線為模式系集平均，黑色實線為 TCCIP 觀測資料，紅色和黑色虛線為系集平均和觀測資料從 1996 到 2012 年之長期氣候平均結果，灰色盒鬚圖為模式系集成員之分佈，盒鬚圖由下至上分別表示，10 百分位、25 百分位、50 百分位、75 百分位、90 百分位。圖上所顯示之文字為，觀測和系集平均的時間相關係數 (r_{mean})，以及觀測和系集成員最高 (r_{max}) 和最低 (r_{min}) 的時間相關係數。

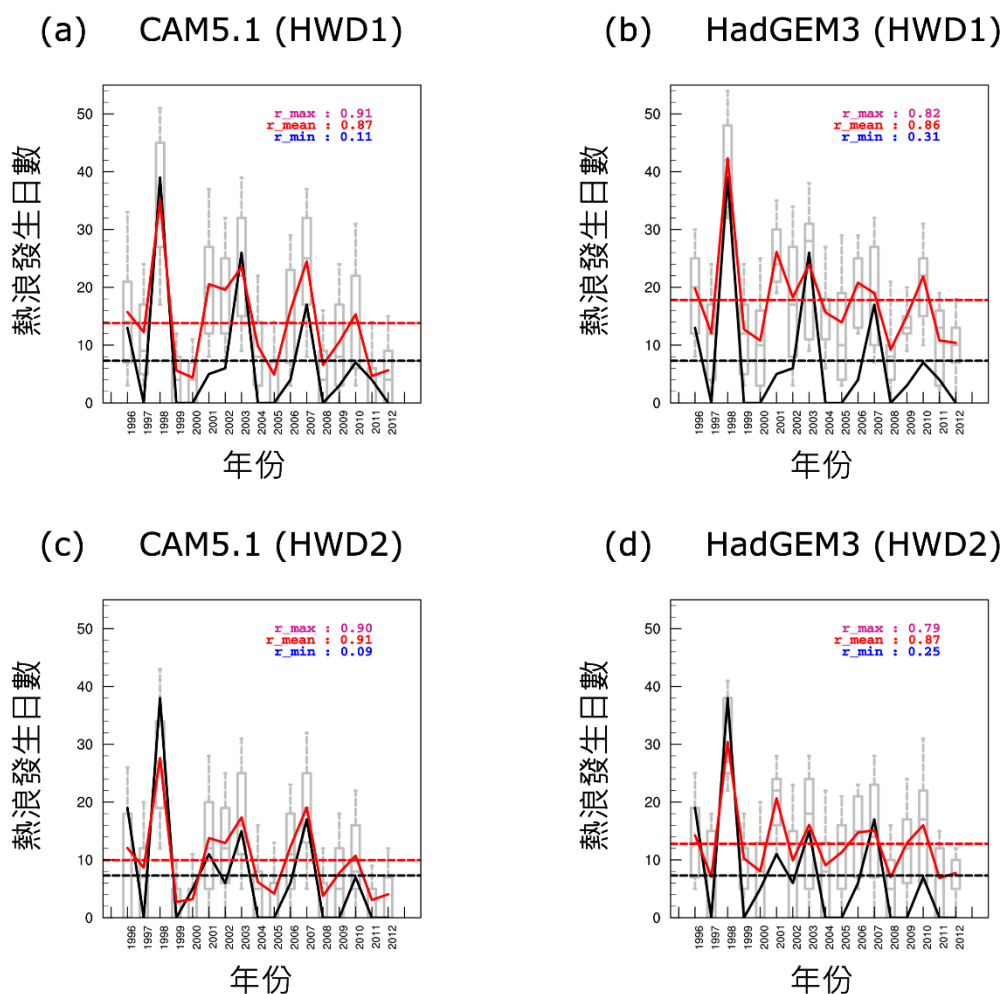


圖 5、與圖 4 相同，但 Y 軸為熱浪日數。

表 1：平均每年熱浪次數(平均數/中位數)

	歷史情境			只有自然驅力情境	
	TCCIP	CAM5.1	HadGEM3	CAM5.1	HadGEM3
HWD1	0.8	1.9/1.9	2.5/2.5	0.5/0.5	0.4/0.4
HWD2	0.9	1.2/1.2	1.6/1.5	0.3/0.3	0.2/0.2
P-value	0.8	1e ⁻¹³	~0	4.9e ⁻¹⁷	0.006

* HWD1 和 HWD2 熱浪定義所計算出來的平均每年熱浪次數，平均時間為 1996 到 2012 年，並使用 T-test 計算兩種定義方法的差異性（平均值）。

表 2：平均每年熱浪日數(平均數/中位數)

	歷史情境			只有自然驅力情境	
	TCCIP	CAM5.1	HadGEM3	CAM5.1	HadGEM3
HWD1	7	13.8/13.9	17.8/17.4	3.1/2.8	2.3/1.9
HWD2	7	10/8.4	13/12.5	2.3/1.6	1.9/1.6
P-value	1	0	4.4e ⁻⁰⁷	1.4e ⁻⁰⁵	0.2

*與表 1 一樣，但數值為平均每年熱浪日數。

進一步檢視模式模擬熱浪次數和熱浪日數偏多的原因，以觀測與模式的熱浪在分析時段每年分佈狀況加以對比（圖 6），挑選熱浪日數時間相關係數最高的系集成員與觀測相比，從兩組模式和兩組熱浪定義方法交叉比對下可知道，兩組模式在模擬極端高溫時通常沒有辦法維持太長的時間。將圖 6 中個別系集成員中所有年份的熱浪時段做平均，則可得到平均熱浪持續時間，在 HWD1 和 HWD2 定義中可以看到，觀測的平均熱浪持續時間約為 9 天和 8 天、CAM5.1 約為 6 天和 10 天、HadGEM3 約為 7 天和 8 天，可以看到 HWD1 定義中的熱浪特性平均來說都比觀測來的短，是因為 HWD1 定義能偵測出更多短時間的熱浪，所以熱浪總天數也會比觀測來的多，如圖 6a 和圖 6b 中可以看到熱浪次數較多且較短暫。而 HWD2 的定義方法比較能排除掉模式中較為短延時的熱浪事件，所以可以看到整體的結果上

HWD2 會比 HWD1 讓模式更接近於觀測，如圖 6c 和圖 6d 中的熱浪次數較少且較連續。在觀測資料上可以看到偵測熱浪事件特性通常是能維持較長的高溫時段，所以可以看到在 HWD1 和 HWD2 方法中並沒有太大的差異性存在。Perkins 2015 文中提到客觀而且普遍適用的熱浪定義並不容易，雖然兩種方法在觀測中為統計上的「無顯著差異」，部分的原因是由於熱浪定義所用的百分位值的選擇，就是使兩者的結果相近，即使定義上有明顯的不同。但在個別模式中，由於日高溫模擬資料特性的差異，不同熱浪定義方式在歷史情境中，還是可以產生熱浪事件統計特性的差別，並且能達到「極顯著差異」（表 1、表 2），所以在此使用兩種熱浪定義方法，能讓我們評估熱浪定義方法差異所伴隨的不確定性對歸因結果所造成的影響。

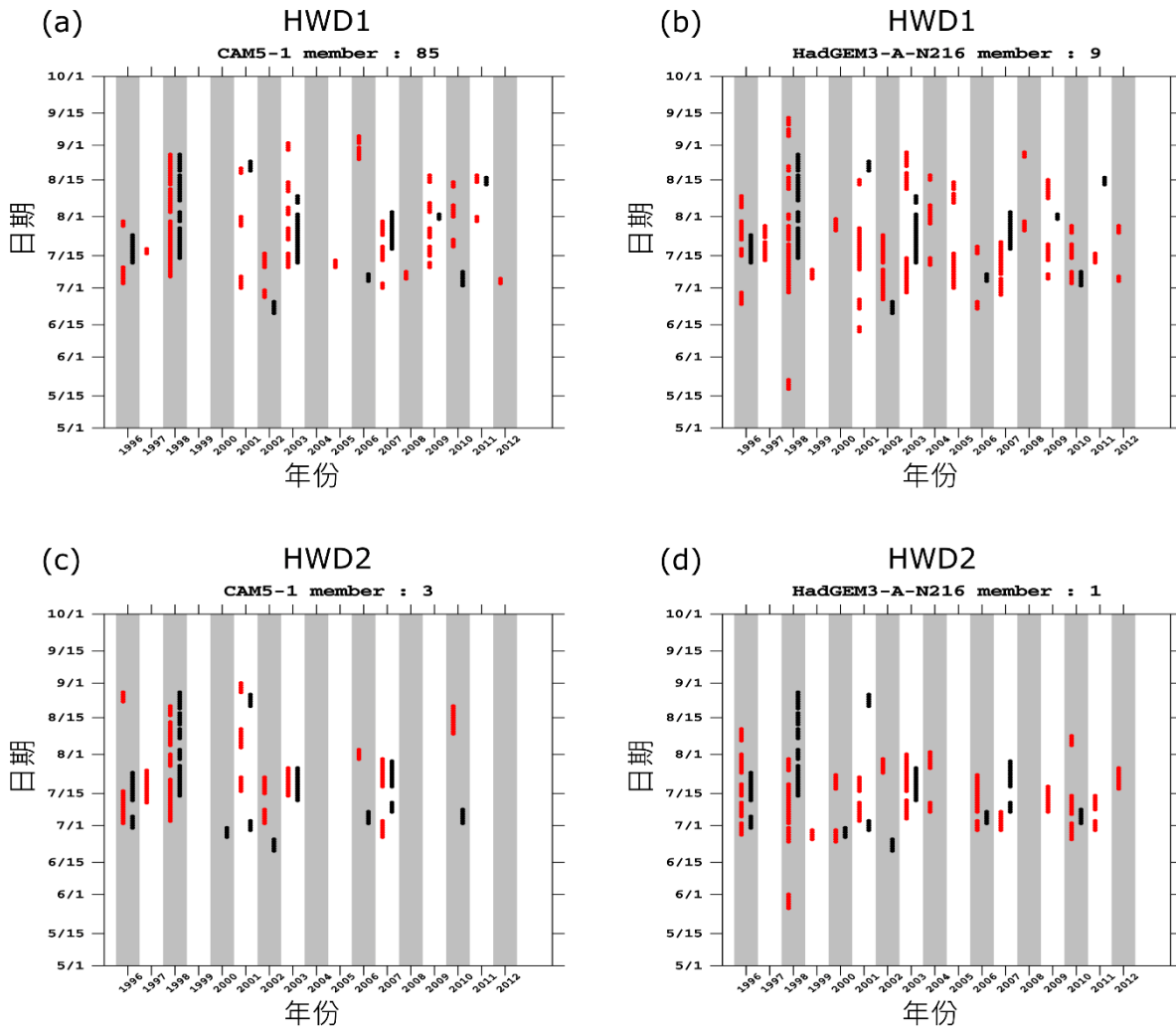


圖 6 以 HWD1 定義之 (a) CAM5.1 (系集成員 85)、(b) HadGEM3 (系集成員 9) 和觀測的每年熱浪分佈，以及以 HWD2 定義之 (c) CAM5.1 (系集成員 3)、(d) HadGEM3 (系集成員 1) 和觀測的每年熱浪分佈，紅色實線為模式熱浪時間分佈狀況，黑色實線為觀測熱浪時間分佈狀況。並選取圖 4 上時間相關係數最高 (r_{max}) 的系集成員作呈現分析。

3.2 模擬熱浪事件在實際歷史驅動力與只有自然驅動力情境的差異

此章節為討論歷史情境和只有自然驅動力情境的熱浪特性差異，利用平均每年熱浪發生次數和平均每年熱浪日數在兩種情境上的系集模擬差異，來呈現人為影響的程度。首先，圖 7a、圖 7b 為使

用 HWD1 熱浪定義之結果，兩組模式的歷史情境（紅色盒鬚圖）和只有自然驅動力情境（藍色盒鬚圖）的平均每年熱浪發生次數、平均熱浪日數，而圖 7c、圖 7d 與前面相同，但定義的方法為 HWD2，並將中位數結果整理於表 1 和表 2。

平均每年熱浪發生次數結果如下（以下配合系集成員結果，使用中位數討論），在 HWD1 定義中，CAM5.1、HadGEM3 模式的歷史情境模擬分別為 1.9 次、2.5 次，而只有自然驅力情境下，則分別降低至 0.5 次、0.4 次（表 1）；使用 HWD2 定義所偵測出來的熱浪次數為，CAM5.1、HadGEM3 模式的歷史情境表現分別為 1.2 次、1.5 次，而只有自然驅力情境下，則分別降低至 0.3 次、0.2 次（表 1）。而平均每年熱浪日數結果為，HWD1 定義偵測到平均每年熱浪日數方面，CAM5.1、HadGEM3 模式的歷史情境表現分別為 13.9 天、17.4 天，而在只有自然驅力情境下縮短為 2.8 天、1.9 天（表 2）；HWD2 定義所偵測到的結果為，CAM5.1、HadGEM3 模式的歷史情境表現分別為 8.4 天、12.5 天，而只有自然驅力情境只有 1.6 天、1.6 天。從中位數的比較上可以看到，HadGEM3 模式受人為影響的程度較大，無論在平均每年熱浪次數和日數上減少的程度都比 CAM5.1 多。另外，從系集成員的分佈上可以看到（圖 7），兩組情境無論在平均每年次數和日數上都能達到「極顯著差異」，並且在平均每年熱浪次數上只有自然驅力情境都會比歷史情境少。

另外，在比對不同熱浪定義時可以看到，HWD2 定義中，平均每年熱浪發

生次數比以 HWD1 定義熱浪時有明顯的降低，從圖 7a 與圖 7c 中可以看到，有人為影響時的系集機率分佈 10 百分位值與去除人為影響後的系集機率分佈 90 百分位值更為接近，主要的原因在於，在 HWD2 特性中要求長時間的高溫異常，造成熱浪次數明顯下降，但統計上還是有發生 0 次的下限，所以造成模式模擬次數系集機率分佈的範圍更為靠近。同樣的情況也發生在平均每年熱浪日數上，從圖 7b 與圖 7d 中可以看到上述的趨勢，在短時間的熱浪被 HWD2 定義排除掉後，平均每年熱浪日數會有下降的趨勢，可以看到 CAM5.1 在 HWD2 的系集成員分佈甚至會重疊（圖 7d）。從系集成員分佈上可以看到，當使用不同熱浪定義方法仍會造成一定程度上的差異。

3.3 歸因分析

從上一節的分析，可以知道在人為影響下熱浪事件發生的越來越頻繁，每年熱浪日數也增加。這一節章節是運用在 2.3 節所說明的歸因風險分析（FAR）進行進一步量化人為影響的歸因研究，量化人為因子對熱浪次數和熱浪日數的影響，除了估計不同模式帶來的不確定性，同時也評估使用 HWD1 和 HWD2 兩種不同熱浪定義所造成的差異程度。

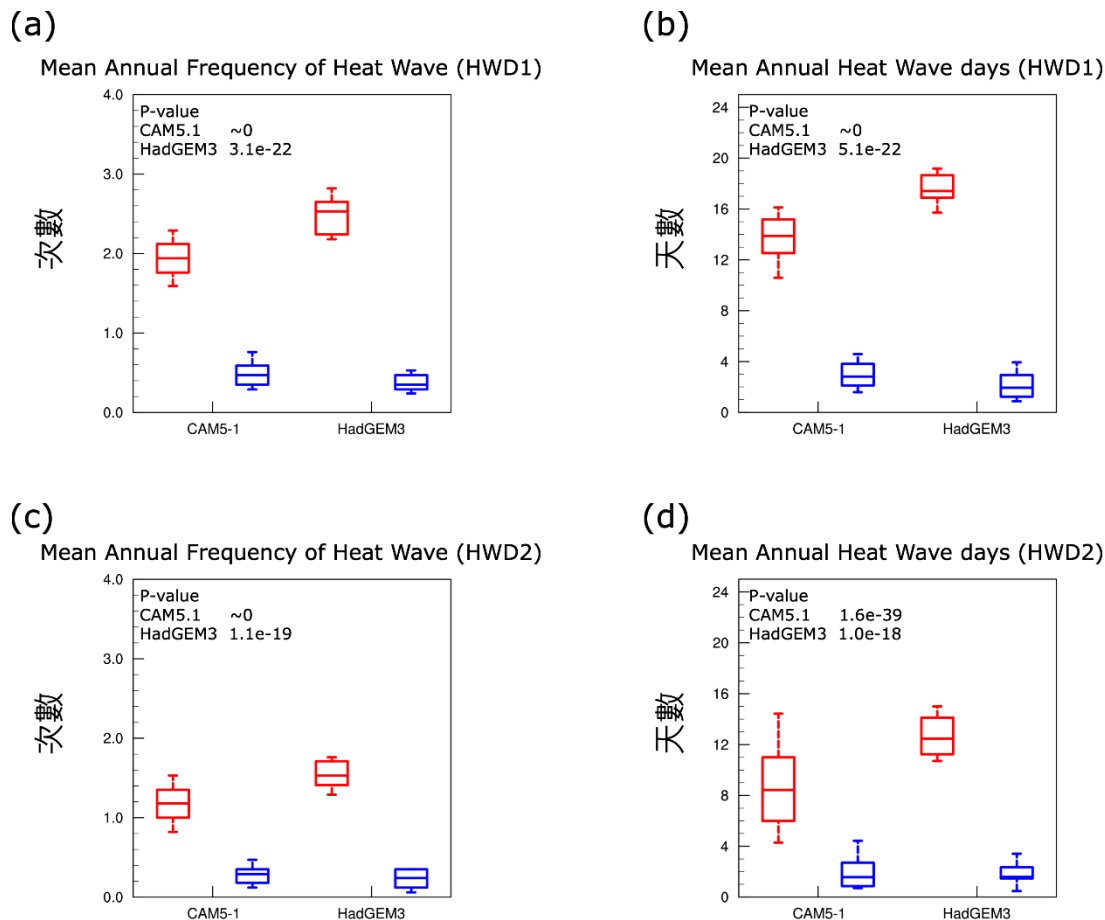


圖 7 CAM5.1、HadGEM3 模擬系集成員的平均每年熱浪發生次數與日數的機率分佈盒鬚圖。紅色盒子代表歷史情境，藍色盒子代表只有自然驅力情境，盒鬚圖由下至上依序顯示，10 百分位、25 百分位、50 百分位、75 百分位、90 百分位。圖分別為，HWD1 定義的 (a) 平均每年熱浪次數（單位：次）、(b) 平均每年熱浪日數（單位：天）、和 HWD2 定義的 (c) 平均每年熱浪次數（單位：次）、(d) 平均每年熱浪日數（單位：天），圖上文字代表兩組情境的 P-value。

3.3.1 平均每年熱浪發生次數之歸因分析

圖 8a、圖 8b 分別為使用 HWD1 定義所計算出以 CAM5.1、HadGEM3 模式系集成員熱浪發生次數分佈為基準的歸因風險分析推估 FAR 值機率分佈圖。圖 8a 中 FAR 值的機率分佈均大於零以上，意味著 CAM5.1 模式評估時，人為因素

幾乎確定會造成熱浪發生次數的增加，而 FAR 值「非常可能」、「可能」、「比較可能」的門檻值（可能性依 IPCC 第五次氣候變遷評估報告定義，Cubasch et al. 2013）依序落在 0.64、0.75、0.79，換句話說，根據公式 2.3 可以得知，熱浪發生次數在有人為影響下會「非常可能」至少增加為沒有人為影

響時的 2.8 倍，或「可能」至少增加為沒有人為影響時的 4 倍。必須強調的是上述熱浪發生風險增加倍數是指分佈的低值，亦即「非常可能」有 90% 以上的機率熱浪發生次數會增加為原本的 2.8 倍，而「可能」是指有三分之二的機會熱浪發生次數會增加至 4 倍，其中甚至有 10% 的機會熱浪發生次數會增加至 10 倍（ $FAR=0.9$ ）。從圖 7a 的平均每年熱浪發生次數分佈盒鬚圖也可以判斷，在有人為因子影響下，10 百分位的位置約在 1.6 次，也就是說，只有不到 10% 的機率模擬的平均熱浪發生次數小於 1.6 次，但是在去除人為因子影響後，只有不到 10% 的機率模擬的平均熱浪發生次數大於 0.8 次，自然可以預期在隨機抽樣的分析中，熱浪發生次數加倍的機率相當高。圖 8b 為 HadGEM3 模式，圖上的 FAR 分佈機率也與 CAM5.1 模式一致，FAR 值均大於零以上，而且比 CAM5.1 模式的結果更高，幾乎都在 0.7 以上，也就是在 HadGEM3 模式模擬中，人為因子所帶來的貢獻更加顯著。從圖 8b 上可看到 FAR 值「非常可能」、「可能」、「比較可能」的門檻值依序落在 0.81、0.85、0.88，也就是熱浪發生次數在有人為影響下會「非常可能」至少增加為沒有人為影響時的 5.3 倍，甚至有 35% 的機會熱浪發生次數會增加至 10 倍（ $FAR=0.9$ ）以上。

另外，我們也使用不同熱浪定義方法來檢驗人為因子對於熱浪發生次數的作用是否會有方法上的差異。圖 8c、圖 8d 分別為使用 HWD2 定義所計算出以 CAM5.1、HadGEM3 模式系集成員熱浪發生次數分佈為基準的歸因風險分析推估 FAR 值機率分佈圖，使用 HWD2 定義所推估的 FAR 值機率分佈與先前使用 HWD1 定義所推估的 FAR 值機率分佈最大的差異在於「非常可能」的門檻值變小，亦即以 CAM5.1 模式所估計的熱浪次數發生機率在有人為影響下，「非常可能」至少增加的風險會從 2.8 倍（HWD1）略為降至 2.5 倍（HWD2），HWD2 比 HWD1 定義少約 11%，也就是機率分佈的負偏度略為變小。同樣地，以 HadGEM3 所估計的熱浪次數發生機率在有人為影響下，「非常可能」至少增加的風險會從 5.3 倍（HWD1）略為降至 4.3 倍（HWD2），HWD2 比 HWD1 定義少約 19%，機率分佈的負偏度變小比 CAM5.1 模式模擬更明顯一些，這個趨勢與圖 7a 與圖 7c 的系集分佈一致，原因也跟 3.2 章節中提到的一樣，發生 0 次的下限造成下降幅度的收斂。在上述結果中，雖然由於熱浪定義方法不同所造成的人為風險評估差異遠小於不同模式所造成的差異，但是還是會由於極端事件發生的機率分佈特性變化，而有系統性的歸因風險改變。

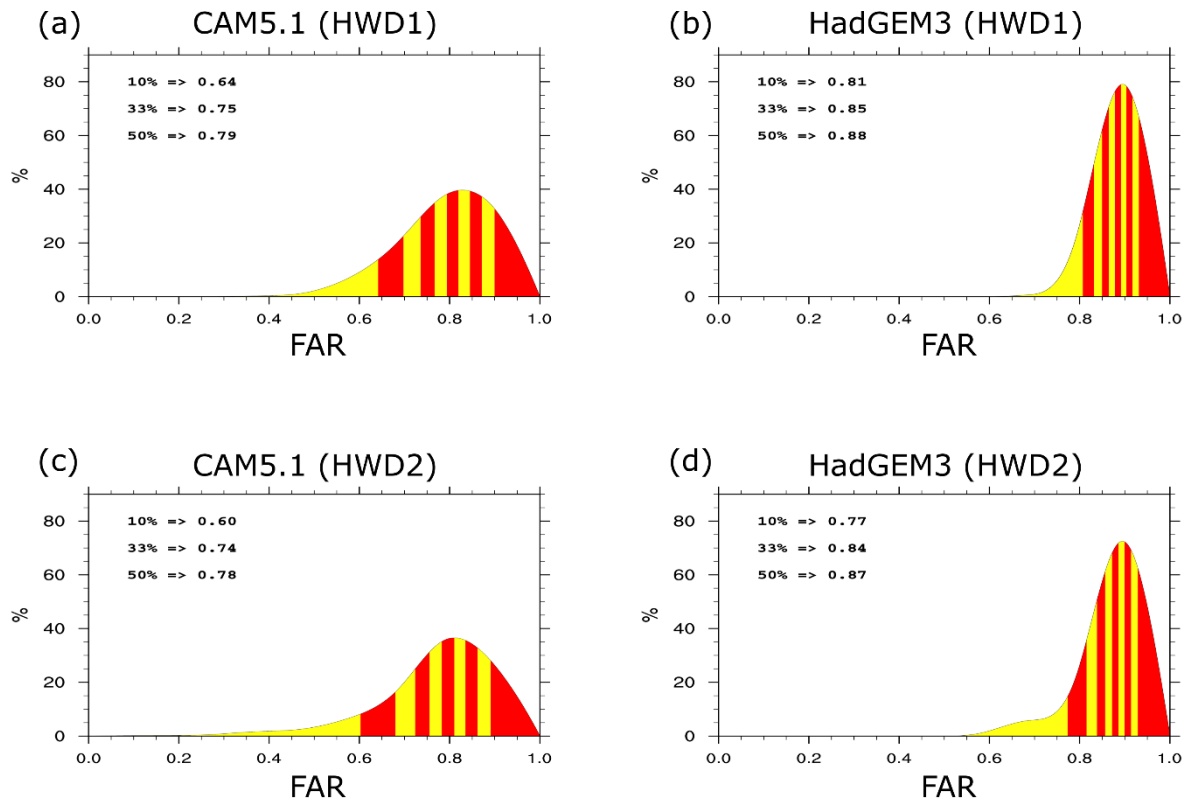


圖 8 平均每年熱浪發生次數受人為影響的 FAR 機率分佈圖，以 (a) CAM5.1 模式與 (b) HadGEM3 模式模擬系集，使用 HWD1 定義偵測熱浪次數的 FAR 機率分佈圖；和以 (c) CAM5.1 模式、(d) HadGEM3 模式模擬系集，但使用 HWD2 定義偵測熱浪日數的 FAR 機率分佈圖。X 軸顯示 FAR 值，Y 軸顯示機率（單位：%），每格紅黃相間的色塊代表所有面積的 10%。圖上文字標示 10%、33%、50% 為占總面積之比例所對應的 FAR 值，分別對應 IPCC 報告中「非常可能」（90-100%）、「可能」（66-100%）、「比較可能」（50-100%）的描述。

3.3.2 平均每年熱浪日數之歸因分析

此章節為平均每年熱浪日數受人為影響的量化評估分析。圖 9a、圖 9b 為使用 HWD1 定義，分別以 CAM5.1、HadGEM3 模式系集成員熱浪日數分佈為基準，所計算歸因風險分析推估的 FAR 值機率分佈圖。使用 HWD1 定義時，CAM5.1 模式的 FAR 值「非常可

能」、「可能」、「比較可能」的門檻值依序落在 0.65、0.77、0.82（圖 9），亦即熱浪日數在有人為影響下會「非常可能」至少增加為沒有人為影響時的 2.9 倍，而其中甚至有 15% 的機會熱浪發生次數會增加至 10 倍（FAR=0.9）以上。相較於對於熱浪次數的影響，可以發現 FAR 值機率分佈的負偏度加大。運用 HadGEM3 模式系集模擬所做的人為影

響歸因分析（圖 9b），FAR 值分佈機率「非常可能」、「可能」、「比較可能」的門檻值依序落在 0.81、0.86、0.88，也就是熱浪日數在有人為影響下會「非常可能」至少增加為沒有人為影響時的 5.3 倍，其中熱浪發生日數會增加至 10 倍（FAR=0.9）的機率達到 35% 左右。與前述熱浪發生次數相似，與 CAM5.1 模式相比，HadGEM3 模式還是有更大的負偏度，亦即 HadGEM3 模式評估人為影響對熱浪發生日數增加的作用更為明顯。

圖 9c、圖 9d 則是使用 HWD2 定義熱浪所對應的兩組模式人為歸因風險分析結果。在使用 HWD2 定義時，CAM5.1 模式的 FAR 值「非常可能」、「可能」、「比較可能」的門檻值依序落在 0.60、0.76、0.82（圖 9c），也就是熱浪日數的發生機率在有人為影響下會「非常可能」至少增加 2.5 倍，其中熱浪發生日數會增加至 10 倍（FAR=0.9）的機率約為 15% 左右。與先前熱浪次數歸因分析 FAR 值機率分佈相比，熱浪發生日數的風險變化也一樣是負偏度加大，但是與使用 HWD1 定義熱浪比較時，可以發現主要的差異是「非常可能」的 FAR 門檻值從 0.65 降至 0.60，亦即「非常可能」增加的風險從至少增加為 2.9 倍（HWD1）略為降低到至少為 2.5 倍（HWD2），HWD2 比

HWD1 定義少約 14%，上述熱浪發生日數的風險變化，其原因就如同 3.2 章節中所說明，HWD2 定義的特性造成兩種情境間的差異減小所造成。而運用 HadGEM3 模式系集模擬所做的人為影響分析所得到 FAR 值分佈機率「非常可能」、「可能」、「比較可能」的門檻值則依序落在 0.78、0.85、0.88（圖 9d），亦即熱浪日數在有人為影響下會「非常可能」至少增加為沒有人為影響時的 4.5 倍，其中熱浪發生日數會增加至 10 倍（FAR=0.9）的機率約為 30% 左右。與 CAM5.1 模式一樣，在「非常可能」的門檻值有明顯的將低趨勢，從原本風險從至少增加為 5.3 倍（HWD1）降至 4.5 倍（HWD2），HWD2 比 HWD1 定義少約 15%。

四、結論

本研究使用 C20C+D&A 計畫下的 CAM5.1 與 HadGM3 兩組模式，以對照數值實驗的系集模擬結果，量化評估過去人為活動所產生的暖化對現今氣候中臺灣極端熱浪事件發生特性的影響。影響熱浪歸因分析時段為 1996 到 2012 年 5 到 9 月，並使用歷史情境和只有自然驅力情境實驗，而兩種情境實驗的大量系集統計特性差異與比對即是人為影響歸因分析的基準。另外，由於過去文獻中熱浪的定義方式眾多，而定義方式又

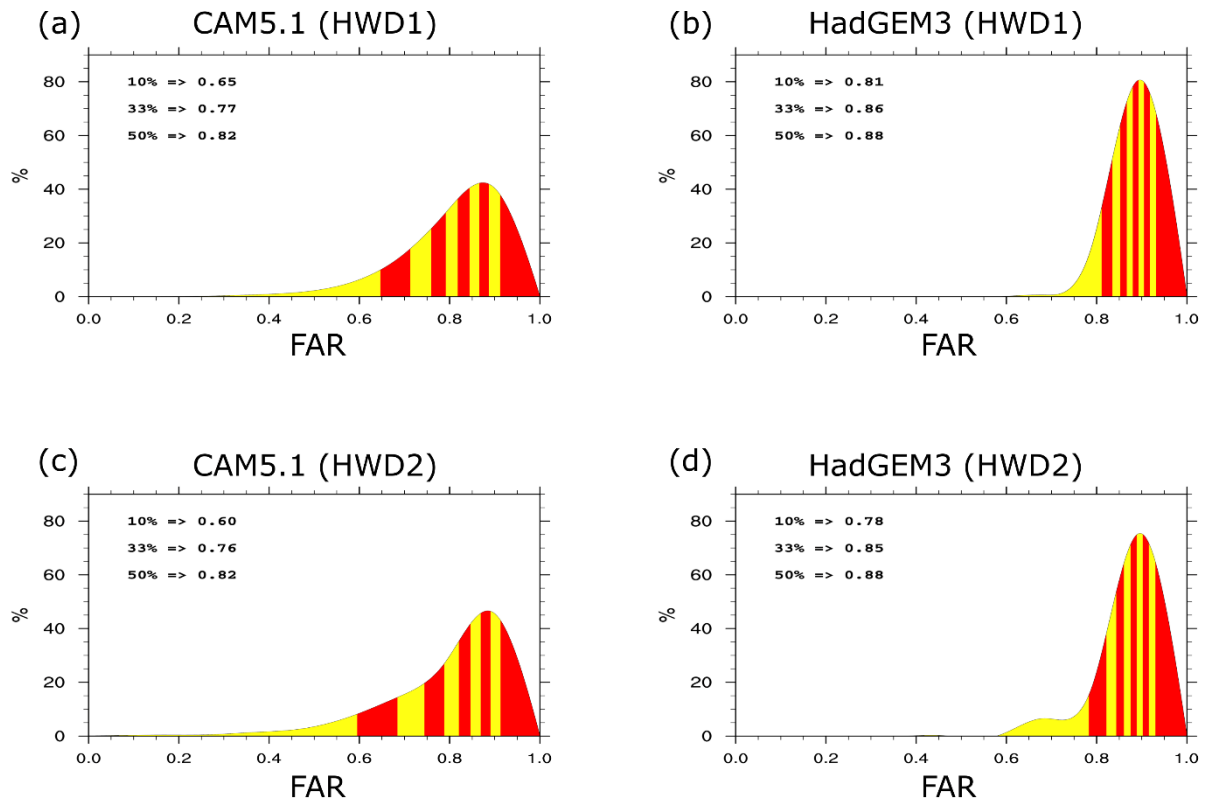


圖 9 與圖 8 一樣，除了改為分析平均每年熱浪發生日數受人為影響的 FAR 機率分佈圖。

可能影響分析結果。因此，本研究中使用 HWD1 與 HWD2 兩種熱浪定義方法以釐清熱浪定義方式對歸因分析結果的可能影響。

本研究運用 TCCIP 研究計畫所產製的臺灣 5 公里網格化觀測資料，做為模式模擬臺灣日最高溫度以及以其定義的熱浪事件的基本驗證與評估。觀測與模式的歷史情境模擬結果相比，在熱浪次數與日數的年際變化上，兩組模式的模擬系集成員平均都有很好的表現，時間相關係數都能達到 0.8 以上，不過個別系集成員的差異非常大，凸顯大量系集模擬在分析上的重要性。另外，在氣候

平均值上，可以看到每年的熱浪次數與日數表現，以 HWD1 定義時，CAM5.1、HadGM3 模式表現偏多，其中 HadGM3 模式偏多的情形更明顯，而在 HWD2 定義下，兩組模式跟觀測略為接近一些。不同熱浪定義方法中可以看到，在平均每年熱浪次數上以 HWD1 定義熱浪事件會多於以 HWD2 定義熱浪事件，並且平均每年熱浪日數，也是以 HWD1 定義多於以 HWD2 定義，其原因主要在於 HWD1 熱浪定義特性會要求強度，造成熱浪時段被切割，而 HWD2 要求長時間的溫度異常，所以短時間的熱浪事件被排除，所以才造成 HWD1 定

義有較高的熱浪次數與較多的熱浪日數。

通過比較歷史情境和只有自然驅力情境下的熱浪特性系集機率分佈的差異，可以評估人為因子對於熱浪特性所造成的差異。根據模式系集成員的中位數分佈結果可知，人為因子對於平均每年熱浪發生次數有明顯的增加效應，以 HWD1 定義熱浪時，CAM5.1 與 HadGEM3 模式模擬結果分別從只有 0.5 與 0.4 次增加到 1.9 與 2.5 次，而以 HWD2 定義熱浪時，兩個模式模擬結果則是分別從只有 0.3 與 0.2 次增加到 1.2 與 1.5 次，無論是哪種熱浪定義方式，HadGEM3 模式所模擬的人為影響都比較明顯。另外，人為因子對於平均熱浪日數也一樣有增加的作用，以 HWD1 定義熱浪時，CAM5.1 與 HadGEM3 模式模擬結果分別從 2.8 與 1.9 天增加到 13.9 與 17.4 天，而以 HWD2 定義熱浪時，兩個模式模擬結果則是分別從 1.6 與 1.6 天增加到 8.4 與 12.5 天。另外，值得注意的是，在系集分佈上對於方法的敏感度仍是有影響，HWD2 的下降趨勢都會小於 HWD1。

最後是以系集機率分佈差異所求 FAR 值可能變動範圍的風險分析，定量評估人為因子對於臺灣熱浪發生次數和日數變化的可能影響。當使用 HWD1 定義熱浪時，以 CAM5.1 模式系集模擬評

估的熱浪次數受有人為影響時，「非常可能」至少增加為沒有人為影響時的 2.8 倍，而以 HadGEM3 模式則為「非常可能」至少增加為沒有人為影響時的 5.3 倍。若使用 HWD2 定義熱浪時，CAM5.1 與 HadGEM3 兩個模式系集所模擬的熱浪次數受人為影響的增加幅度會分別略減為 2.5 與 4.3 倍，以 HadGEM3 模式系集模擬所評估的人為影響比 CAM5.1 的模擬結果大。另外，在臺灣熱浪日數受人為影響的歸因風險分析部分，當使用 HWD1 定義熱浪時，以 CAM5.1 模式系集模擬評估的熱浪次數受有人為影響時，「非常可能」至少增加為沒有人為影響時的 2.9 倍，而以 HadGEM3 模式則為「非常可能」至少增加為沒有人為影響時的 5.3 倍。若使用 HWD2 定義熱浪時，CAM5.1 與 HadGEM3 兩個模式系集所模擬的熱浪次數受人為影響的增加幅度會分別略減為 2.5 與 4.5 倍，同樣是以 HadGEM3 模式的系集模擬所得的人為影響熱浪日數風險較大。

致謝

感謝 WCRP/CLIVAR C20C+ Detection and Attribution 研究計畫與美國勞倫斯柏克萊國家實驗室所提供的模式資料庫與網站平台 (<http://portal.nersc.gov/c20c/>) 以及研究人員

Michael Wehner 與 Dáithí Stone，同時也感謝臺灣氣候變遷推估與資訊平台計畫研究團隊所提供網格化觀測資料。本研究在科技部計畫編號 MOST 107-2119-M-003-005, MOST 108-2111-M-003-006 和 MOST 108-2119-M-001-014 的經費資助下完成，特此致謝。

參考文獻

- 方宇凌、簡茂球，2011：2003 年夏季華南持續高溫天氣過程及熱力診斷。熱帶海洋學報，30，30-37。
- 朱吟晨，2007：21 世紀的熱浪。臺灣大學大氣科學研究所碩士論文。
- 李庭慧、許晃雄，2018：台灣熱浪特性分析與變遷推估。大氣科學，45，281-304。
- 林冠宏，2020：臺灣地區熱浪與伴隨環境場分析。臺灣師範大學地球科學系學位論文。
- 翁叔平、楊承道，2012：臺灣地區月降雨及溫度 1 公里網格資料庫之建立 (1960-2009) 及其在近未來 (2015-2039) 的氣候推估應用。大氣科學，40，349-369。
- 翁叔平、楊承道，2018：臺灣地區日降雨網格化資料庫(1960~2015)之建置與驗證，水利期刊，66(4)，33-52。
- 許晃雄、周佳、吳宜昭、盧孟明、陳正達、陳永明，2012：台灣氣候變遷的關鍵議題。台灣醫學，16，459-470。
- 黃冠鈞，2012：台灣夏季熱浪與伴隨大尺度環境。臺灣師範大學地球科學系學位論文。
- 鄧振鏞、張強、徐金芳、陳敏、秦三杰、張樹譽，2009：高溫熱浪與乾熱風的危害特徵比較研究。地球科學進展，24，867-873。
- 盧孟明、卓盈旻、李思瑩、李清滕、林昀靜，2012：臺灣氣候變化：1911~2009 年資料分析。大氣科學，40，297-321。
- Alexander, L. V., X. Zhang, T. C. Peterson, J. Caesar, B. Gleason, A.M. G. Klein Tank, M. Haylock, D. Collins, B. Trewin, F. Rahimzadeh, A. Tagipour, K. Rupa Kumar, J. Revadekar, G. Griffiths, L. Vincent, D. B. Stephenson, J. Burn, E. Aguilar, M. Brunet, M. Taylor, M. New, P. Zhai, M. Rusticucci, and J. L. Vazquez-Aguirre, 2006: Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J. Geophys. Res.*, **111**, D05109.
- Allen, M. R., 2003: Liability for climate change. *Nature*, **421**, 891-2.

- Angéllil, O., D. Stone, M. Wehner, C.J. Paciorek, H. Krishnan, and W. Collins, 2017: An independent assessment of anthropogenic attribution statements for recent extreme temperature and rainfall events. *J. Clim.*, **30**, 5–16.
- Berner, J., and Coauthors, 2017: Stochastic Parameterization: Toward a New View of Weather and Climate Models. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **98**, 565–588.
- Chan, D., and Q. Wu, 2015: Attributing Observed SST Trends and Subcontinental Land Warming to Anthropogenic Forcing during 1979–2005. *J. Clim.*, **28**, 3152–3170
- Ciavarella, A., N. Christidis, M. Andrews, M. Groenendijk, J. Rostron, M. Elkington, C. Burke, F. C. Lott, and P. A. Stott, 2018: Upgrade of the HadGEM3-A based attribution system to high resolution and a new validation framework for probabilistic event attribution. *Weather Clim. Extrem.*, **20**, 9–32.
- Cubasch, U., D. Wuebbles, D. Chen, M. C. Facchini, D. Frame, N. Mahowald, and J.-G. Winther, 2013: Introduction. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA
- Ding, T., W. Qian, and Z. Yan, 2010: Changes in hot days and heat waves in china during 1961–2007. *Int. J. of Clim.*, **30**, 1452–1462.
- Folland, C., D. Stone, C. Frederiksen, D. Karoly, and J. Kinter, 2014: The International CLIVAR Climate of the 20th Century Plus (C20C+) Project: Report of the Sixth Workshop. *CLIVAR Exchanges*, **19**, 57–59.
- Ghatak, D., B. Zaitchik, C. Hain, and M. Anderson, 2017: The role of local heating in the 2015 Indian Heat Wave. *Sci. Rep.*, **7**.
- Grumm, R. H., 2011: The Central European and Russian Heat Event of July–August 2010. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **92**, 1285–96.
- Huth R., J. Kysely, and L. Pokorná, 2000: A GCM simulation of heat waves, dry spells and their relationship to circulation. *Climatic Change*, **46**, 29–60.
- Kim, Y.-H., S.-K Min, D. A. Stone, H. Shiogama, and P. Wolski, 2018: Multi-model event attribution of the summer 2013 heat wave in Korea. *Weather Clim. Extrem.*, **20 (2018)**, pp. 33–44

- Kueh, M.-T., C.-Y. Lin, Y.-J. Chuang, Y.-F. Sheng, and Y.-Y. Chien, 2017: Climate variability of heat waves and their associated diurnal temperature range variations in Taiwan. *Environ. Res. Lett.*, **12**, 074017.
- Langan, R., R. Archibald, M. Plumlee, S. Mahajan, D. Ricciuto, C. Yang, R. Mei, J. Mao, X. Shi, and J.S. Fu, 2014: Stochastic parameterization to represent variability and extremes in climate modeling. *Procedia Comput. Sci.*, **29**, 1146–1155.
- Lau, N.-C., and M. J. Nath, 2012: A model study of heat waves over North America: Meteorological aspects and projections for the twenty-first century. *J. Clim.*, **25**, 4761–4784.
- Lau, N.-C., and M. J. Nath, 2014: Model simulation and projection of European heat waves in present-day and future climates. *J. Clim.*, **27**, 3713–3730.
- Liu, C., and R. P. Allan, 2013: Observed and simulated precipitation responses in wet and dry regions 1850–2100. *Environ. Res. Lett.*, **8**, 034002.
- Luo, M., and N. Lau, 2017: Heat Waves in Southern China: Synoptic Behavior, Long-Term Change, and Urbanization Effects. *J. Clim.*, **30**, 703–720.
- Ma, S., T. Zhou, D. A. Stone, O. Angéilil, and H. Shiogama, 2017: Attribution of the July-August 2013 heat event in Central and Eastern China to anthropogenic greenhouse gas emissions. *Environ. Res. Lett.*, **12** (2017).
- Meehl, G. A., and C. Tebaldi, 2004: More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st century. *Science*, **305**(5686), 994–997.
- Hoerling, M., J. Eischeid, and J. Perlwitz, 2010: Regional Precipitation Trends: Distinguishing Natural Variability from Anthropogenic Forcing. *J. Clim.*, **23**, 2131–2145.
- McMichael, A. J., and E. Lindgren, 2011: Climate change: present and future risks to health, and necessary responses. *J. Intern. Med.*, **270**, 401–13.
- Miller, N. L., K. Hayhoe, J. Jin, and M. Auffhammer, 2008: Climate, Extreme Heat, and Electricity Demand in California. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 1834–44.
- Moss, R. H., N. Nakicenovic, and B. C. O'Neill, 2008: Towards New Scenarios for Analysis of Emissions, Climate Change, Impacts, and Response Strategies. *Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva*, **132**.

- Mudarri, D., 2010: Public Health Consequences and Cost of Climate Change Impacts on Indoor Environments; Prepared for: The Indoor Environment Division, Office of Radiation and Indoor Air. Washington, D.C., U.S.A.: Environ. Protection Agency.
- Otto, F. E. L., N. Massey, G. J. van Oldenborgh, R. G. Jones, and M. R. Allen, 2012: Reconciling two approaches to attribution of the 2010 Russian heat wave. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, 1-5.
- Pall, P., T. Aina, D. A. Stone, P. A. Stott, T. Nozawa, A. G. J. Hilberts, D. Lohmann, and M. R. Allen, 2011: Anthropogenic greenhouse gas contribution to flood risk in England and Wales in autumn 2000. *Nature*, **470**, 382-385.
- Perkins, S. E., and L. V. Alexander, 2013: On the Measurement of Heat Waves. *J. Clim.*, **26**, 4500-4517.
- _____, 2015: A review on the scientific understanding of heatwaves—Their measurement, driving mechanisms, and changes at the global scale. *Atmos. Res.*, **164–165**, 242–267.
- Perkins-Kirkpatrick, S. E., A. D. King, E. A. Cougnon, N. J. Holbrook, M. R. Grose, E. C. J. Oliver, S. C. Lewis, and F. Pourasghar, 2019: The role of natural variability and anthropogenic climate change in the 2017/18 Tasman sea marine heatwave. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **100(1)**, S105–S110.
- Peng, J. B., 2014: An Investigation of the Formation of the Heat Wave in Southern China in Summer 2013 and the Relevant Abnormal Subtropical High Activities. *Atmos. and Oceanic Sci. Lett.*, **7**, 286–290.
- Schär, C., P. L. Vidale, D. Lüthi, C. Frei, C. Häberli, M. A. Liniger, and C. Appenzeller, 2004: The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, **427**, 332–6.
- Schaeffer, R., A. S. Szkló, A. F. P. de Lucena, B. S. M. C. Borba, L. P. P. Nogueira, F. P. Fleming, A. Troccoli, M. Harrison, and M. S. Boulahya, 2012: Energy sector vulnerability to climate change: a review. *Energy*, **38**, 1–12.
- Shiogama, H., M. Watanabe, Y. Imada, M. Mori, M. Ishii, and M. Kimoto, 2013: An event attribution of the 2010 drought in the South Amazon region using the MIROC5 model. *Atmos. Sci. Lett.*, **14 (3)**, 170–175.
- _____, M. Watanabe, Y. Imada, M. Mori, Y. Kamae, M. Ishii, and M. Kimoto, 2014: Attribution of the June-July 2013 heat wave in the southwestern

- United States. *S.O.L.A.*, **10**, 122–126.
- Sillmann, J., V. V. Kharin, X. Zhang, F. W. Zwiers, D. Bronaugh, 2013: Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 1. Model evaluation in the present climate. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 1716–1733.
- Stillman, J. H., 2019: Heat waves, the new normal: summertime temperature extremes will impact animals, ecosystems, and human communities. *Physiology*, **34**, 86–100.
- Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, L. V. Alexander, S. K. Allen, N. L. Bindoff, F.-M. Bréon, J. A. Church, U. Cubasch, S. Emori, P. Forster, P. Friedlingstein, N. Gillett, J. M. Gregory, D. L. Hartmann, E. Jansen, B. Kirtman, R. Knutti, K. Krishna Kumar, P. Lemke, J. Marotzke, V. Masson-Delmotte, G. A. Meehl, I. I. Mokhov, S. Piao, V. Ramaswamy, D. Randall, M. Rhein, M. Rojas, C. Sabine, D. Shindell, L. D. Talley, D. G. Vaughan, and S.-P. Xie, 2014: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. *Cambridge University Press*, 1535 pp.
- Stone, D. A., and M. R. Allen, 2005: The End-to-End Attribution Problem: From Emissions to Impacts. *Climatic Change*, **71**, 303–318.
- _____, M. D. Risser, O. M. Angélil, M. F. Wehner, S. Cholia, N. Keen, H. Krishnan, T. A. O'Brien, and W. D. Collins, 2018: A basis set for exploration of sensitivity to prescribed ocean conditions for estimating human contributions to extreme weather in CAM5.1-1degree. *Weather Clim. Extrem.*, **19**, 10–19 2018.
- _____, N. Christidis, C. Folland, S. Perkins-Kirkpatrick, J. Perlwitz, H. Shiogama, M. F. Wehner, P. Wolski, S. Cholia, H. Krishnan, D. Murray, O. Angélil, U. Beyerle, A. Ciavarella, A. Dittus, X.-W. Quan, and M. Tadross, 2019: Experiment design of the International CLIVAR C20C+ detection and attribution project. *Weather Clim. Extrem.*, **24**, 100206.
- Stott, P. A., D. A. Stone, and M. R. Allen, 2004: Human contribution to the European heatwave of 2003. *Nature*, **432**, 610–614.
- _____, N. Christidis, F. E. L. Otto, Y. Sun, J. - P. Vanderlinden, G. J. van Oldenborgh, R. Vautard, H. von Storch, P. Walton, P. Yiou, and F. W. Zwiers, 2016: Attribution of extreme weather and climate-related

- events. *WIREs Clim. Change*, **7**: 23-41.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer, and G. A. Meehl, 2012: An Overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93**, 485-498.
- Tebaldi, C., K. Hayhoe, J. M. Arblaster, and G. A. Meehl, 2007: Going to the extremes. *Climatic Change*, **82**, 233–234.
- Vautard, R., M. V. Aalst, O. Boucher, A. Drouin, K. Haustein, F. Kreienkamp, G. J. V. Oldenborgh, F. E. L. Otto, A. Ribes, Y. Robin, M. Schneider, J. M. Soubeyroux, P. Stott, S. I. Seneviratne, M. M. Vogel, and M. Wehner, 2020: Human contribution to the record-breaking June and July 2019 heatwaves in Western Europe. *Environ. Res. Lett.*, **15**, 094077.
- Walters, D. N., M. J. Best, A. C. Bushell, D. Copsey, J. M. Edwards, P. D. Falloon, C. M. Harris, A. P. Lock, J. C. Manners, C. J. Morcrette, M. J. Roberts, R. A. Stratton, S. Webster, J. M. Wilkinson, M. R. Willett, I. A. Boutle, P. D. Earnshaw, P. G. Hill, C. MacLachlan, G. M. Martin, W. Moufouma-Okia, M. D. Palmer, J. C. Petch, G. G. Rooney, A. A. Scaife, and K. D. Williams, 2011: The Met Office Unified Model Global Atmosphere 3.0/3.1 and JULES Global Land 3.0/3.1 configurations. *Geosci. Model Dev.*, **4**, 919–941.
- Wu., T., A. Hu, F. Gao, J. Zhang, and G. A. Meehl, 2019: New insights into natural variability and anthropogenic forcing of global/regional climate evolution. *N.P.J. Clim. Atmos. Sci.*, **2** (2019), 18.
- Zhang, X., F. W. Zwiers, and P. A. Stott, 2006: Multimodel Multisignal Climate Change Detection at Regional Scale. *J. Climate*, **19**, 4294–4307.

Quantitative Attribution of Anthropogenic Contribution to the Changes in Heatwave Characteristics over Taiwan

Shih-How Lo Chang-Ta Chen

National Taiwan Normal University, Department of Earth Sciences

(manuscript received 30 September 2020 ; in final form 8 January 2021)

ABSTRACT

Our study aims at the quantitative attribution of human impact on the changes in the extreme heatwave event characteristics over Taiwan. The analysis uses large ensemble simulations from WCRP/CLIVAR Climate of the Twentieth Century Plus Project (C20C+) Detection and Attribution subproject. The regional heatwave events are identified and compared in historical runs with both all forcings and natural forcings only conditions. Considering the limited analysis domain, and large ensemble data availability, we select only high-resolution CAM5.1 and HadGEM3 models from the archive for analysis. We also apply different heatwave definitions to examine the sensitivity of analysis results to heatwave definition in addition to model selection.

Using the observational data of daily maximum temperature from Taiwan Climate Change Projection and Information Platform (TCCIP) project, we first evaluate the model reliability on simulating regional heatwave characteristics. Although there are model biases associated with the daily maximum temperature, using percentile thresholds to define heatwaves, the interannual variability of ensemble-mean annual heatwave frequency and days are well simulated with a temporal correlation greater than 0.8 (significant at 99% level). Nevertheless, both CAM5.1 and HadGEM3 models tend to overestimate the heatwave frequency and days. The fraction of attributed risk (FAR) due to past human-induced warming was estimated from probability distributions of regional heatwave characteristics based on large ensemble simulations with and without anthropogenic forcing. Our study found that "very likely", with 90% confidence level, impacts from human activities at least increased the risk of heatwave frequencies and days in the present-day climate to 2.5 to 5.3 times of those from the simulation

with only nature forcing. The risk increase estimated by HadGEM3 ensemble simulation was almost double that estimated by CAM5.1. With different heatwave definitions, their impact on the probability distribution of heatwave activities from ensemble simulation tends to slightly change the human-induced risks.

Keywords: Heat waves, Climate change, Detection and Attribution and Anthropogenic forcing. doi: 10.3966/025400022021074901001