

台灣冬季寒潮歷史變遷與未來推估

張智鈞¹ 洪志誠¹ 董德輝²

1 台北市立大學地球環境暨生物資源學系

2 台北市立大學師資培育及職涯發展中心

(中華民國 109 年 5 月 13 日收稿；中華民國 109 年 11 月 05 日定稿)

摘要

本研究利用台灣 5 個百年測站資料與 CMIP5 模式資料，探討台灣冬季寒潮之過去變遷與未來推估。5 個測站資料顯示近 100 年來的冬季寒潮發生頻率、低溫日數皆呈現顯著減少趨勢，但 48 小時日最低溫降幅則出現增加趨勢，寒潮持續天數則無明顯趨勢。觀測顯示台灣寒潮發生頻率與西伯利亞高壓以及東亞主槽的強度呈統計相關，北極振盪與寒潮發生頻率在統計上無明顯相關，但伴隨北極振盪負相位的大尺度環流則有利於極端寒潮事件的發生。

CMIP5 多模式系集平均結果顯示，2 組暖化情境下(RCP4.5、RCP8.5)寒潮的發生頻率、低溫日數以及寒潮持續日數都呈現顯著減少趨勢，暖化導致台灣冬季溫度提升，日低溫不易跨過寒潮門檻是主要原因之一。相較於現今氣候態，西伯利亞高壓強度與範圍在暖化情境下無明顯改變，東亞主槽則呈減弱趨勢，導致東北季風與伴隨冷平流減弱，不利台灣發生寒潮事件。現今氣候態下，台灣寒潮發生頻率與西伯利亞高壓的統計相關性偏低；寒潮發生頻率與東亞主槽強度具統計相關；暖化情境下，台灣寒潮頻率與大尺度環流指標的相關性普遍下降，去除暖化增溫趨勢的影響之後，寒潮發生頻率與東亞主槽強度的相關性在 21 世紀末明顯提升，顯示暖化導致的熱力作用可能是造成寒潮發生頻率與大尺度環流變化關係性減弱的關鍵因素。雖然暖化情境下，台灣寒潮發生頻率減少，但 48 小時日最低溫降幅不減反增，如何預防溫度大幅驟降是未來防寒災需特別留意的事項。

關鍵詞：寒潮、CMIP5、西伯利亞高壓、東亞主槽、北極振盪、暖化、熱力作用

通訊作者：洪志誠，台北市立大學地球環境暨生物資源學系，台北市中正區愛國西路 1 號，cchong@utapei.edu.tw

一. 前言

台灣冬季的天氣型態主要受到東亞冬季季風的影響，其中寒潮爆發為東亞冬季季風影響台灣最為顯著的天氣現象之一(Chang and Li 2004; Wang 2006)。寒潮泛指高緯度強烈的冷空氣潰流到低緯度地區，並導致該地區氣壓上升、風速增強且氣溫急速下降的現象(Boyle and Chen 1987)。寒潮所造成的氣溫驟降與極端低溫，對於農漁業及國民健康安全造成極大威脅，往往導致經濟作物以及養殖魚業出現重大損失。例如在 2008 年 2 月持續性寒潮，導致澎湖海域出現 11.7°C 的持續性低溫，造成當地海域野生魚類大量死亡，除了經濟巨額損失，也重創當地海洋生態(行政院農業委員會電子報第 119 期，陳等人，2008)；此外，寒潮伴隨的溫度驟降現象，容易造成血管收縮誘發心血管疾病，對於國人的生命財產也是一大威脅。

寒潮的定義截至目前並未製定統一標準，國內比較常用的標準大致如下：王(1978)將寒潮分為兩類，前一日之日最高溫於 24 小時內因冷鋒過境而使溫度下降 8°C 以上者稱為急變寒潮，若溫度下降不足 8°C，但台北市日最低溫度小於 10°C 時則稱為緩變寒潮。任與蔡(1981)根據降溫幅度，若台北之日最低溫連續兩天降溫達 4°C 以上定義為寒潮事件，達 4~5.9°C 稱為中寒潮，6~7.9°C 之間稱為強寒潮，8°C 以上稱為極強寒潮。中央氣象局則以台北測站溫度為判斷標準，當台北站日最低溫低於 10°C 以下者即稱為寒潮。由以上定義可以

發現，台灣寒潮的定義主要使用日最低溫以及 24、48 小時的溫度降幅作為判斷的基準。寒潮爆發時的大尺度環境條件，王(1978)指出西伯利亞高壓增強為寒潮的最主要因素之一，配合日本北海道與鄂霍次克海區出現強盛的氣旋則是導引冷空氣南下之關鍵動力因素。任與蔡(1981)透過合成分析，發現寒潮爆發時，貝加爾湖一帶的高壓脊與日本上空的東亞主槽均出現增強現象，華南、台灣一帶的北風分量也同時增強，而貝加爾湖高壓脊軸線的走向則是決定寒潮強弱的關鍵。吳等人(1989)比較冷、暖冬 500hPa 高度場之差異，發現冷冬時東亞主槽加深，其上游大陸上的脊線則加強，噴流的位置較暖冬時偏南，結果與任與蔡之研究一致。

Wu and Wang(2002)的研究顯示，北極振盪(Arctic Oscillation, 簡稱 AO)與西伯利亞高壓存在顯著的負相關，當 AO 負相位時，西伯利亞高壓增強，東亞主槽加深，東亞冬季季風也加強，有利東亞地區寒潮的發生。Chang et al.(2006)也指出在北大西洋振盪(North Atlantic Oscillation, 簡稱 NAO)正相位時，西伯利亞高壓明顯偏弱，反之則偏強。李與盧(2013)比較幾個東亞冬季風指數，研究發現利用 110°E 與 160°E 海平面氣壓差所定義之東亞冬季季風強度(Wu and Wang 2002)，與台灣寒潮變化的統計關係最高，兩地區東西方向的氣壓梯度所決定的北風強弱是台灣全島型寒潮事件發生的關鍵因素。

熱帶地區海溫也影響東亞冬季季風的年

際變化，Wang et al.(2000)指出，聖嬰成熟期的冬季，西北太平洋地區發展出的反氣旋距平減弱東亞冬季季風，不利寒潮發生，反聖嬰年冬季則反之；Zhang et al.(1997)的研究也指出東亞寒潮次數與南方振盪指數(Southern Oscillation Index, SOI)具顯著正相關，與Wang et al.(2000)之結果一致。許與陳(1991)研究顯示SOI及聖嬰指數(El Niño index 簡稱 ENI)與台北站冬季月平均氣溫具延遲相關，SOI大致領先台北溫度半年，ENI大致落後幾個月，此與聖嬰成熟年台灣容易出現暖冬的現象一致。此外，該研究指出鄰近台灣的南海海溫與台灣冬季溫度也存在顯著統計相關。此外，研究發現台灣寒潮爆發與30~60天熱帶季內振盪(Intraseasonal Oscillation)的相位有關，當海洋大陸屬於濕(乾)相位時，氣流上升(下降)導致南北向哈德里環流，在香港至台灣一帶的近地面產生北風(南風)分量，有(不)利於冷氣團南移(Hong and Li 2008)。研究也指出，台灣寒潮爆發與沿著副熱帶噴流傳播，源自歐亞大陸的波列有關(Hong et al. 2009)。

論文回顧顯示，台灣寒潮過去歷史變化已累積相當可觀的研究，但過往的研究多半偏重在歷史資料分析，有關未來的推估的探討相對較少，本文旨在分析台灣寒潮的歷史變遷與未來推估，我們利用中央氣象局五個超過百年紀錄之測站資料，以及政府間氣候變遷專門委員會(Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC)第五次評估報告使用的第五階段耦合氣候模式數值實驗計畫

(CMIP5, Coupled Model Intercomparison Project, Taylor et al. 2012)各國模式輸出資料，探討台灣寒潮的長期歷史變遷與未來推估，並討論大尺度環流變遷與寒潮變遷的可能關係。

二. 資料及研究方法

(一) 資料來源

定義寒潮事件所使用的溫度資料使用中央氣象局具100年以上之測站資料，包括台北(466920)、花蓮(466990)、台南(467410)、台中(467490)及恆春(467590)共5站的日最低溫資料，其中台南測站在1998~2001年期間由於短暫搬遷造成該期間資料中斷，於計算季平均以及長期滑動平均時會出現資料空缺；另外，為了與未來變遷的模擬資料比較，除了測站資料，也採用National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Twentieth Century Reanalysis V2 版本(後稱NCEP20th)，水平空間解析度為 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 網格化資料(Compo et al. 2011)，計算台灣地區冬季寒潮發生頻率及寒潮與大尺度環流因子之相關分析。

模式資料採用CMIP5海氣耦合氣候模式輸出資料，變數方面選取日最低溫、地表日平均溫度、925hPa水平風場、海平面氣壓及500hPa重力位高度場；其中的historical資料作為模式在現今氣候狀態下的基準狀態，RCP4.5、RCP8.5則代表兩組不同暖化程度的模擬結果。將historical模擬1951~1975年平均作為本研究的基期，2個暖化情境模擬2075~2099年平均作為21世紀末的氣候狀態。

根據上述，初步挑選出 21 個數值模式(模式名稱與詳細模式資訊列於表 1)。為了對多組數值模式的模擬表現進行客觀的評估與比較，進一步使用 Reicher and Kim (2008)所建立的 Performance index，量化不同模式輸出與觀測值的差異度，最後得分作為選擇模式的標準。Performance index 的計算在該文有詳細介紹，當 performance index 為正數，且數值愈小代表該模式的表現與觀測結果愈為接近。根據上述方法，將 21 組模式資料內插至與觀測資料相同的網格點後，計算 21 個數值模式在東亞區域(0~80°N, 60°E~180°)冬季(12 月~隔年 2 月)的水平風場、海平面氣壓以及重力位高度場的 performance index，結果如圖 1 所示，根據圖 1 選取指數由小至大排列前 10 名的模式作為台灣寒潮未來變遷的參考，分別為 ACCESS1.0、ACCESS1.3、CMCC-CM、CMCC-CMS、CNRM-CM5、CSIRO-MK3.6.0、HadGEM2-CC、MIROC5、MPI-ESM-LR、MPI-ESM-MR 共 10 組模式資料進行後續分析。

本文所使用與台灣寒潮相關的大尺度環流氣候指標定義分別為:

- a. 西伯利亞高壓指數(Siberian High Index, SHI): 以 40°N~60°N, 80°E~120°E 範圍內的海平面氣壓平均 (Wu and Wang 2002)。
- b. 北極振盪指數(Arctic Oscillation Index, AOI): 計算北半球 20°N 以北範圍海平面氣壓的 EOF 所得到的第一主分量而得，本文使用 NOAA 網站所提供的月平均 AO 指數進行相關分析 (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao_index.html)
- c. 東亞主槽指數(East Asia Trough Index, EATI): 30°N~45°N, 125°E~145°E 範圍內的 500hPa 重力位高度區域平均，並乘以負號，使指數與東亞主槽強度成正比 (Sun and Li 1997)。

以上三項指數均先經過標準化處理再行計算。

表 1 本研究選取使用的 CMIP5 模式之相關資訊列表。

模式編號	開發機構	模式名稱	水平解析度
1	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (CSIRO) and Bureau of Meteorology (BOM), Australia	ACCESS1-0	145x192
2		ACCESS1-3	145x192
3	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration, China	BCC-CSM1-1	64x128
4		BCC-CSM1-1m	160x320
5	Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici, Italy	CMCC-CESM	48x96
6		CMCC-CM	240x480
7		CMCC-CMS	96x192
8	Centre National de Recherches Météorologiques / Centre Européen de Recherche et Formation Avancée en Calcul Scientifique, France	CNRM-CM5	128x256
9	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization in collaboration with Queensland Climate Change Centre of Excellence, Australia	CSIRO-Mk3-6-0	96x192
10	NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, United States	GFDL-CM3	90x144
11		GFDL-ESM2G	90x144
12		GFDL-ESM2M	90x144
13	Met Office Hadley Centre (additional HadGEM2-ES realizations contributed by Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), United Kingdom	HadGEM2-CC	145x192
14			
15	Institute of Numerical Mathematics, Russia	INM-CM4	120x180
16	Institut Pierre-Simon Laplace, France	IPSL-CM5A-LR	96x96
17		IPSL-CM5A-MR	143x144
18	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), and National Institute for Environmental Studies, Japan	MIROC5	64x128
19		MIROC-ESM	64x128
20	Max-Planck-Institut für Meteorologie (Max Planck Institute for Meteorology), Germany	MPI-ESM-LR	96x192
21		MPI-ESM-MR	96x192
22	Meteorological Research Institute, Japan	MRI-CGCM3	160x320

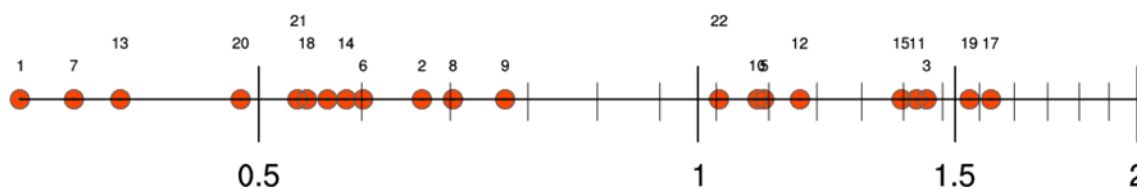


圖 1 CMIP5 模式在東亞區域冬季的 performance index 分布情形，圖中數字對應表 1 所列之模式編號。

(二) 寒潮定義

參照盧與李(2009)台灣寒潮定義，觀測資料選取 1950 年至 2011 年、CMIP5 資料選取 1950 年至 2005 年冬

季的日最低溫、24 小時及 48 小時溫度變化，分別將資料進行排序後，將第 10 個百分位(PR10)的最低溫度以及第 90 個百分位(PR90)的 48 小時溫度降幅做為判斷寒潮事件發生的門檻值，日最

低溫大於 PR20 以上定義為非低溫日，當滿足最低溫低於 PR10 溫度或者 48 小時溫度降幅大於 PR90 之值的日期，則定義為一次寒潮事件的開始，同時將該日定為低溫事件發生日；選取第 20 個百分位(PR20)的日低溫及 PR90 的 24 小時升溫幅度為寒潮結束的標準，符合日最低溫大於 PR20 溫度或者 24 小時升溫幅度大於 PR90 之值其中之一則該日為寒潮事件結束日。網格化資料的寒潮選取為台灣區域(120°E~122°E, 21.9°N~25.8°N)內的網格點進行平均後所得到的逐日地表最低溫度後，再使用上述定義進行寒潮事件的選取。另外，本文對於極端寒潮事件的定義，為滿足上述寒潮定義之外，同時滿足個案發生日的日最低溫小於 PR5 以下的事件。圖 2 以 1980/81 年冬季為例，該年冬季共發生 6 次寒潮事件，其中 4 次的起始日定義符合日最低溫小於 PR10 的標準(1980/12/23、1980/12/27、1981/1/2、1981/1/16)，另外 2 次為日最低溫介於 PR10 至 PR20 之間(1981/1/10、1981/2/25)，但 48 小時降溫幅度大於 PR90 門檻值的個案。寒潮結束日則有 5 次皆為日最低溫大於 PR20 以上。

根據以上寒潮定義，另將寒潮發生日的日最低溫 48 小時溫度降幅作為該次寒潮事件的強度，事件開始日至

結束日期間所經的日數定為該次寒潮事件的持續時間。與寒潮事件相關的 4 項指標分別為：寒潮發生頻率、低溫日、個案持續日數以及寒潮強度(48 小時溫度降幅)。

(三) 去除暖化導致的熱力作用

由於暖化情境下，溫度上升趨勢明顯，為討論增溫導致的熱力作用對於寒潮事件與大尺度環流關係性的影響，本文另外計算扣除此熱力作用後的寒潮發生頻率以及環流指數。寒潮頻率計算，以 CMIP5 模式台灣範圍的日最低溫資料，扣除 60°S~60°N 緯度範圍的全球地面日最低溫度平均值後，再以此溫度資料計算每年寒潮發生頻率，作為扣除熱力因素後的寒潮頻率變化。大尺度環流部分，則參考 Ting et al. (2009)去除趨勢方法，計算全球平均溫度與環流指數的迴歸係數，可由線性迴歸方式得到一組反應指數隨全球溫度變化的迴歸值，最後將指數原始值扣除其與全球溫度的迴歸值後，作為去除熱力因素後的環流指數。

三. 研究結果

(一) 寒潮過去歷史變遷

圖 3 為全台 5 個長期測站的冬季日最低溫平均在 1900 年至 2011 年期間的變化，結果顯示各測站的冬季日

最低溫在 20 世紀間皆呈現上升趨勢；以 20 世紀百年趨勢來看，5 個測站以台北站和台南站(+2.6°C/100 年)溫度上升趨勢最明顯，恆春最小(+1.2°C/100 年)。近 50 年(1962~2011 年)，除了恆春站增溫 1.4°C/50 年以外，其它測站皆有 2°C 以上的增溫趨勢；近 30 年(1982~2011 年)，各測站的增溫趨勢變得較為趨緩，約增加 1~1.6°C/30 年。整體來看，台灣在 20 世紀溫度的上升幅度以北部、中部較大，東部、南部則相對偏小。

盧與李(2009)的研究顯示 80% 的台北測站發生寒潮期間，有 9 個以上的測站同時發生寒潮，約 50% 的比例有 17 站同時出現寒潮，即當台北站發生寒潮事件時，有 50% 可代表全島型的寒潮事件。以台北測站為代表計算 4 項寒潮指標在 1900~2011 年冬季寒潮的趨勢變化(圖 4a~d)。長期來看，寒潮發生頻率以及低溫日數在近 100 年均呈現明顯的減少趨勢，截至 2011/12 年冬季為止，寒潮發生次數減少約 3.7 次/100 年，低溫日數則減少約 11.9 天/100 年；兩者在近 50 年仍有顯著的減少趨勢，但在近期的 30 年趨勢則明顯趨緩，無明顯趨勢出現。以時間序列來看，寒潮頻率以及低溫日分別在 20 世紀初期以及 1960 年代處於偏多的時期，而 1980 年代以後的寒潮發生頻率及低溫

日隨著冬季溫度的上升而處於低點；雖然地表溫度在近 30 年仍持續上升(圖 3)，但寒潮發生頻率並未再出現明顯的減少；寒潮個案平均持續日數在 20 世紀無論短、中或長期皆未出現明顯趨勢，長期來看較接近年代際變化，近 30 年約減少 1 天/30 年，但其變化未達統計顯著標準。寒潮發生日的強度(48 小時降溫幅度)在過去 100 年增加 1.4°C/100 年，但在近 30、50 年則沒有明顯趨勢出現。上述結果反映在 20 世紀冬季平均溫度逐年上升，達到寒潮門檻值的天數減少，導致台灣冬季的寒潮事件發生頻率、低溫日均明顯降低，同時需有較大的溫度降幅才能達到寒潮發生的溫度標準。

進一步比較其他測站資料的寒潮長期趨勢(圖 4e)，寒潮頻率在近 100 年均呈現顯著下降的趨勢，其中東部的花蓮站(-2.4 次/100 年)與南部的恆春站(-2.5 次/100 年)的下降幅度相對其他測站較為緩和；近 50 年趨勢以台中站下降幅度最大(-4.1 次/50 年)，其次則為台北站(-3.8 次/50 年)；近 30 年在恆春(-3 次/30 年)、花蓮站(-2.2 次/30 年)也有顯著的減少，其他測站與台北站皆無明顯趨勢變化。近 100 年的低溫日數各站減少 9 天以上，其中以台南站減少 17 天最高。近 50 年趨勢以台中站減少最多(-16.7 天/50 年)，其他測站也有 12~15

天的減少幅度；近 30 年趨勢同樣在花
蓮及恆春站有較顯著的下降趨勢之外，
其他站則與台北站的結果相近。寒潮
事件持續日數僅在台南及花蓮 100 年
長期趨勢有較明顯的減少(-1.4 天/100
年)；48 小時降溫幅度在台北、台中及
花蓮站約增加 1.4 度/100 年，南部的測
站在短、中及長期皆無明顯趨勢。整體

而言，除了近 30 年變遷趨勢各測站間
的差異較大外，台北站各項寒潮指標
的中、長期變化與其它測站的趨勢大
致相同，改變幅度介於 5 個測站之間，
應可作為台灣寒潮變遷之代表，後續
將以台北站為代表，與各項大尺度環
流指數進行相關性的分析。

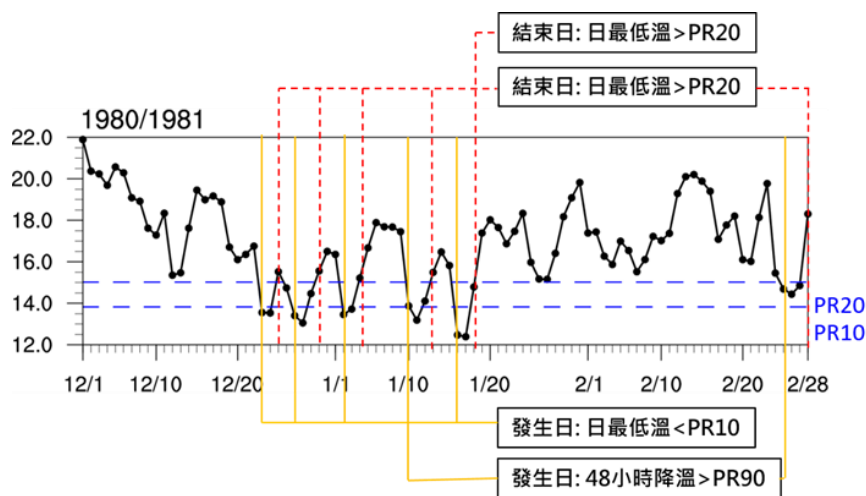


圖 2 寒潮事件選取方法示意圖 (以 1980/81 年冬季為例)。

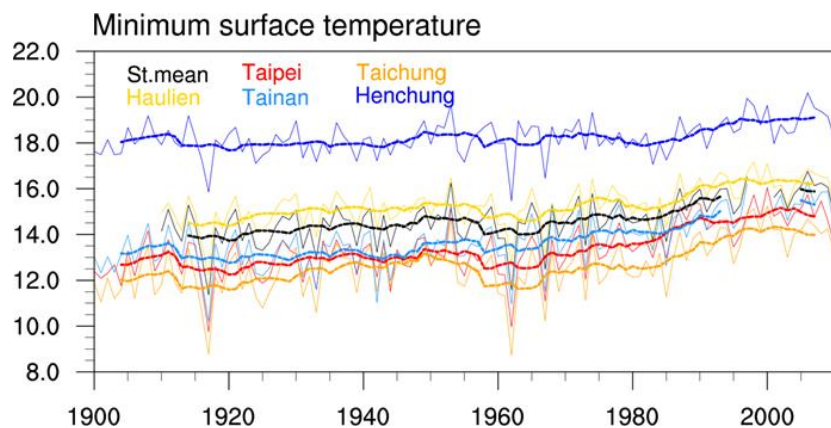


圖 3 1900 年~2011 年期間每年冬季平均日最低溫的時間序列。分別為台北、台
中、花蓮、台南及恆春的測站資料的結果，其中黑線為 5 個測站的平均值。

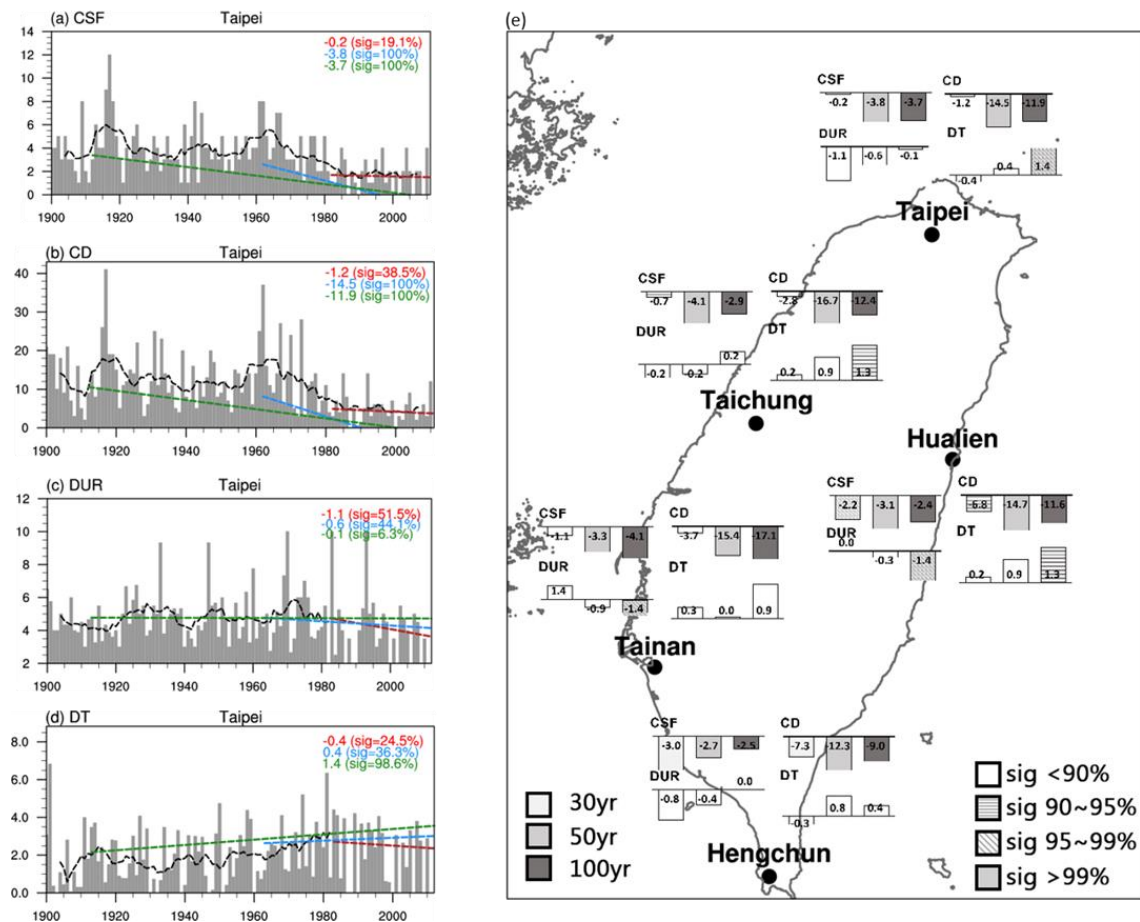


圖 4 台北測站 1900~2011 年冬季期間的(a)寒潮發生頻率(CSF)、(b)低溫日(CD)、(c)平均個案持續日數(DUR)以及(d)平均個案發生日的 48 小時降溫幅度(DT)之時間序列，圖中紅、藍及綠色虛線分別代表近 30、50、100 年的線性趨勢。(e)為使用 5 個台灣百年以上觀測資料的測站(台北、台中、花蓮、台南、恆春)的寒潮線性趨勢。

(二) 寒潮與大尺度環流因子之相關

前人研究指出，東亞冬季寒潮發生頻率受到諸多大尺度環流場的影響，如西伯利亞高壓(王崇岳, 1978; Zhang et al., 1997; Park et al., 2011; Ou et al. 2015)、東亞主槽(任與蔡, 1981; 吳清吉等人, 1989)、北極振盪(Wu and Wang 2002; Chang et al. 2006)等，以此為基礎，選取台灣冬季寒潮發生頻率大於(小於)1 個

標準差的年份，以寒潮偏多(偏少)年進行海平面氣壓、低層風場以及 500hPa 重力位高度場的合成(圖 5)。相較於氣候平均值(圖 5a)，寒潮偏多年的海平面氣壓在西伯利亞地區以及往東延伸至鄂霍次克海及堪察加半島、往南延伸的中國華中、華南一帶出現顯著的正距平，反映西伯利亞高壓增強後主要的 2 條外移路徑；500hPa 重力位高度場在日本、韓國一帶出現顯著負距平，則反映東亞主

槽的加深，同時對應低層風場北風分量的增強，有利北方冷空氣往南傳送(圖 5b)；寒潮偏少年(圖 5c)則呈現與偏多年相反的空間結構，但僅在台灣週邊的海平面氣壓負距平以及高度場正距平有較明顯的訊號出現(統計顯著性 $>95\%$)。

圖 6 為大尺度環流指數與冬季平均溫度的迴歸係數分布，結果顯示，西伯利亞高壓強度影響地表溫度較顯著的區域為西伯利亞地區、華中、華南及日本、韓國至台灣一帶區域(圖 6a)，反映極地大陸冷氣團增強後向東、向南移動的影響。AO 主要影響 40°N 以北區域(圖 6b)，與地表溫度呈正相關，在負相位時由於極鋒噴流減弱致使極圈冷空氣往南潰流，導致中高緯地區低溫現象，但其對台灣溫度的影響在統計上並不顯著。然而，AO 處於負相位時，除了加強西伯利亞高壓的強度，增強大陸冷氣團強度並有利其往下游移動，間接提供極端寒潮事件發生的有利大尺度環境(Wu and Wang 2002)，也可能誘發極圈內冷氣團直接南移至台灣，造成台灣發生極端低溫的寒潮事件。東亞主槽指數則與華南、台灣、日本、韓國一帶的地面溫度呈正相關(圖 6c)，反映當東亞主槽加深(減弱)時，主槽上游的北風分量增強(減弱)，有利(不利)冷氣團的南移，加強(減弱)冷平流作用。值得留意的，極端低溫事件通常是上述因子複合效應加總的

結果，例如 2016 年 1 月下旬台灣極端低溫，導致海拔 600 公尺以上山區多處出現降雪，平地區域多處出現降霰，除了西伯利亞強度增強(中心地面氣壓超過 1070hPa)，AO 指數處於歷史相對低值，北太平洋出現阻塞高壓，加深其上游東亞主槽的強度等複合效應的結果(李與盧，2016)。

從時間序列來看(圖 7)，西伯利亞高壓強度在 1980 年代以前呈現下降趨勢，並在 1985 年後轉折向上；寒潮頻率 9 年滑動平均的變化大致與西伯利亞高壓相似，兩者在 1950 至 2011 年期間的相關係數約為 0.4，具顯著正相關，但寒潮頻率轉折向上的時間(~ 2000 年)遠比西伯利亞高壓強度轉折向上的時間晚(比較圖 7a,b)。AO 指數以長週期的年代際變化為主，與台灣寒潮的年際相關係數呈弱的負相關(-0.2)，兩者之間的相關性主要建立在極端低溫事件上，統計結果顯示，台北站在 1900~2011 年期間共發生 54 次極端寒潮事件，其中有 41 次發生在 AO 負相位的月份，約佔所有極端寒潮事件的 76%，同時，此類寒潮事件的西伯利亞高壓增強幅度也高於發生在 AO 正相位時的寒潮(圖略)，與前述研究結果一致。不同於其它指標，東亞主槽指數減弱趨勢最明顯，但其變化仍夾雜年代際變化，在 1930~1940 年代以及 1970~1985 年期間為指數相對偏高的

時期。進一步計算寒潮頻率與各項大尺度環流指數在 1950 年後的滑動相關係數(圖 8), 寒潮頻率與西伯利亞高壓強度在 1950 年代以來均呈正相關, 但兩者相關性在 1980 年代後弱化, 類似的結果也

出現在寒潮與 AO 指數、東亞主槽強度的統計相關, 顯示台灣寒潮發生頻率和上述大尺度氣候指標的統計關聯逐漸減弱, 圖 7 也反映一致的結果。

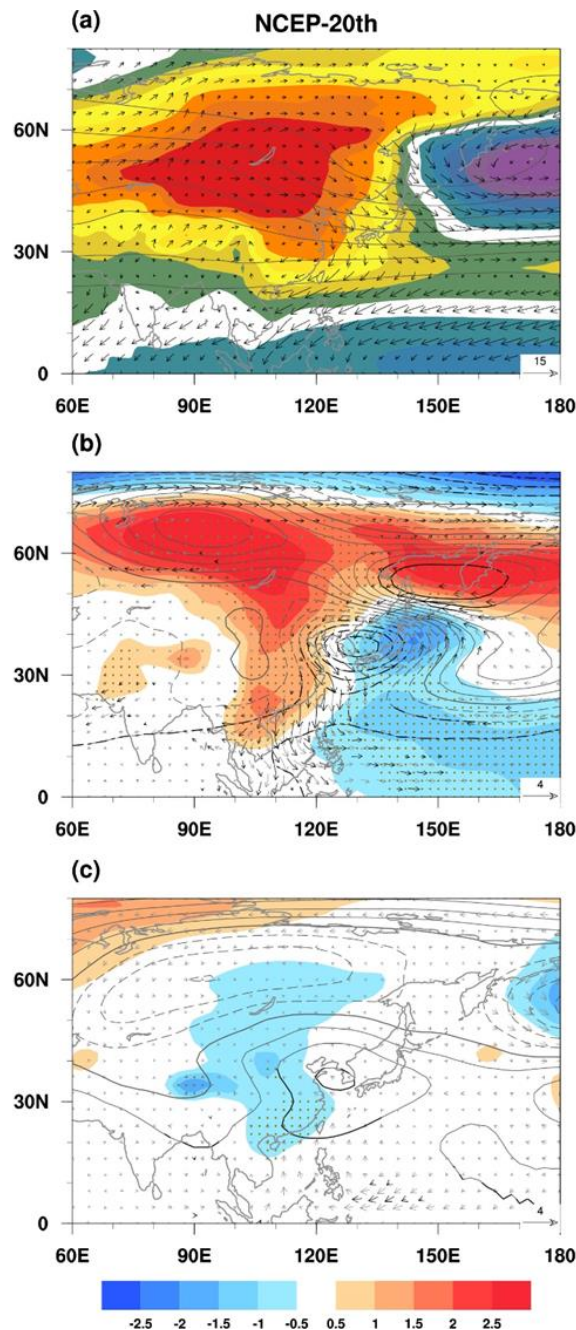


圖 5 (a)1981~2010 年冬季的海平面氣壓(色階)、500hPa 重力位高度(等值線)以及 925hPa 風場(箭號, 單位:m/s)氣候平均場, (b)~(c)分別為寒潮偏多、偏少年份與氣候平均值的差值, 圖中加粗部分的等值線、風標以及打點部分代表達到 95%以上統計顯著性之區域。

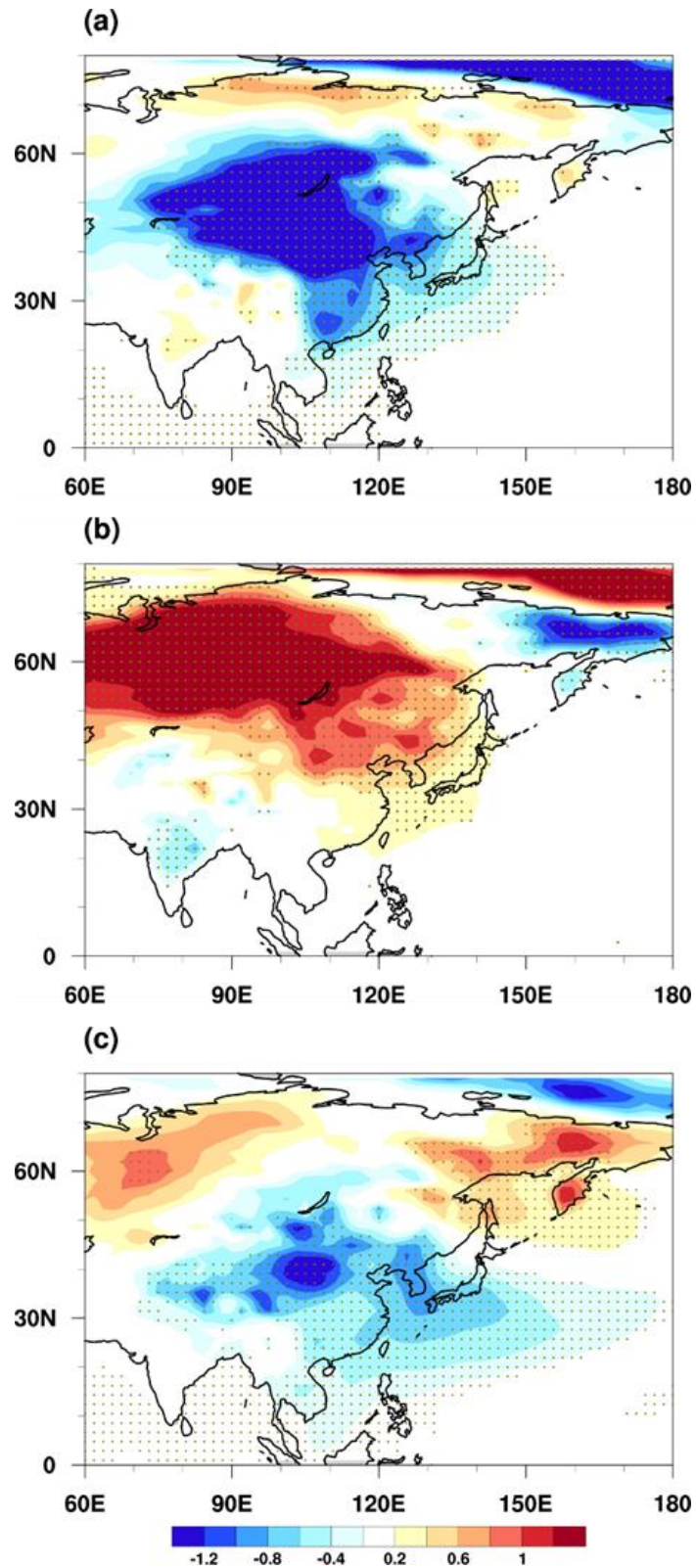


圖 6 1950~2011 年冬季平均之(a)西伯利亞高壓指數、(b)AO 指數以及(c)東亞主槽指數與地表溫度的線性迴歸係數在東亞區域的空間分布。圖中打點部分代表達到 95%以上統計顯著性的區域。

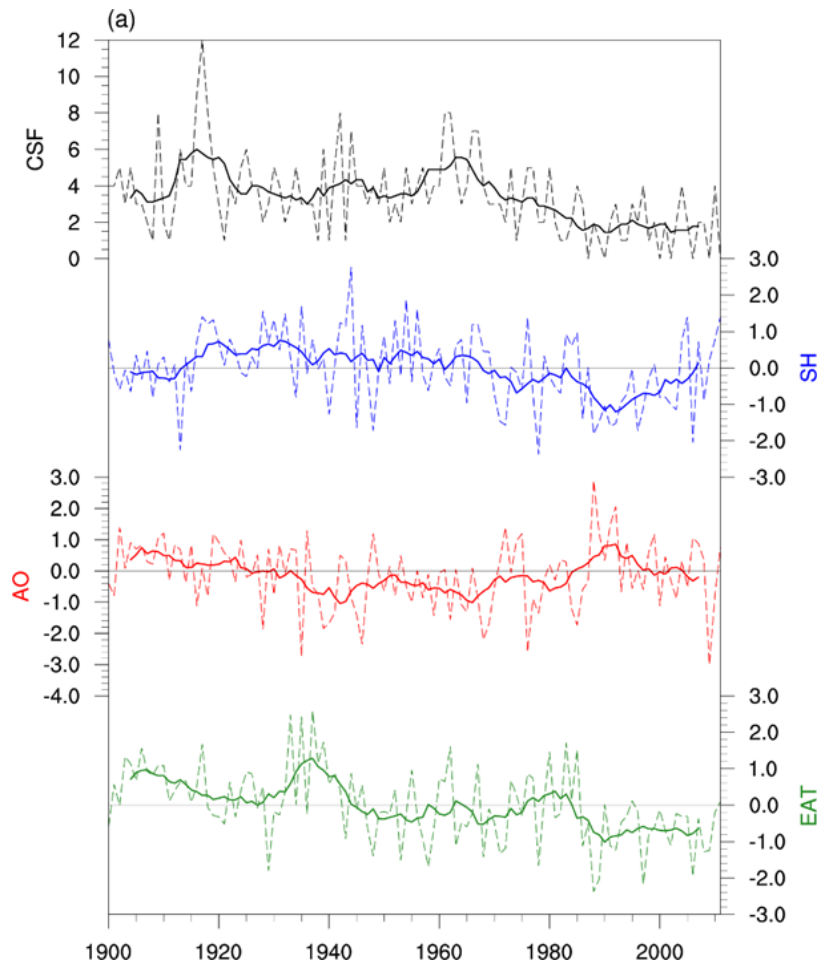


圖 7 1900~2011 年冬季平均的台灣寒潮發生頻率(黑線)，以及標準化後之西伯利亞高壓指數(藍線)、AO 指數(紅線)以及東亞主槽指數(綠線)，圖中虛線代表每年冬季之值，實線為以該年為中心前後 4 年，計算 9 年滑動平均後的結果。

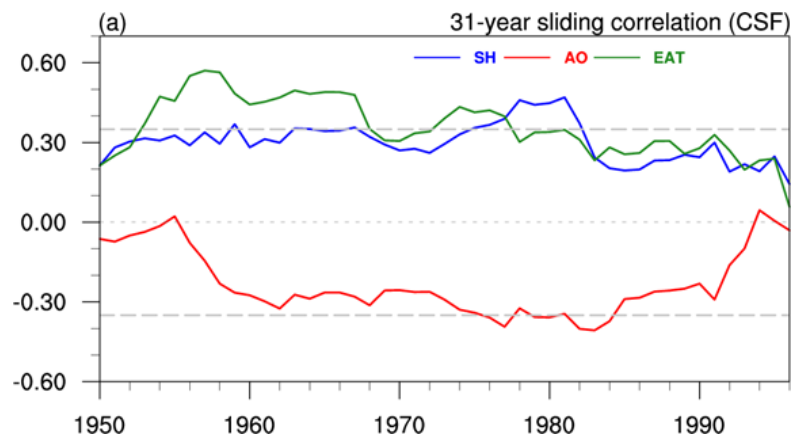


圖 8 寒潮頻率與西伯利亞高壓指數(藍線)、AO 指數(紅線)以及東亞主槽指數(綠線)在 1950~2011 年期間的 31 年滑動相關係數時間序列，圖中年份表以該年為中心，前後 15 年的計算結果，灰色粗虛線表示達到 95%統計顯著性的相關係數之值。

(三) 寒潮未來變遷的推估

相較於觀測，CMIP5 模式現今氣候的系集平均顯示，寒潮頻率、低溫日、寒潮持續日數與 48 小時溫度降幅，在 20 世紀期間內，其近 30 年、50 年或 100 年均未出現顯著變化趨勢(圖 9)。兩種暖化情境的模擬顯示，台灣冬季寒潮發生頻率以及低溫日在未來均明顯減少(圖 9)，且減少的幅度與暖化程度成正比(表 2)；RCP4.5 與 RCP8.5 情境下，至 2099 年冬季，寒潮發生次數各減少 2.7 次/100 年，及 3.6 次/100 年，越接近 21 世紀末，寒潮次數減少的情形越明顯，寒潮發生頻率在基期的平均為 3.6 次/年，在 RCP4.5 及 RCP8.5 世紀末時期平均則僅剩下 1.4 次/年與 0.5 次/年。此外，模式之間的差異隨著暖化程度的加強以及模擬時間的增加，到了 21 世紀末趨於一致(表 2)，2080 年後多數模式已無寒潮事件的發生。

系集平均的冬季低溫日在 RCP4.5 與 RCP8.5 情境下 21 世紀的 30、50、100 年線性趨勢分別減少 0.5、1.6、6.5 天以及 0.5、1.2、7.2 天，與寒潮頻率的變遷趨勢一致，其中以 100 年的線性變化最為顯著，而 30、50 年的線性趨勢減少幅度較小且無顯著性；以時間序列來看(圖 9b)，2035 年以前 2 個暖化情境的減少趨勢相近，2035 年後 RCP8.5 的減少幅度

超越 RCP4.5 情境，且低溫日已少於 3 天，因此在 21 世紀後期的變化趨勢反而不顯著。上述結果顯示，模式在現今氣候態下的寒潮並沒有出現明顯減少趨勢，反而是 RCP8.5 情境下 21 世紀的減少幅度與測站資料的幅度較為接近，21 世紀寒潮頻率與低溫日的減少趨勢僅在 100 年的長期趨勢具有統計顯著性，21 世紀中後期則無明顯趨勢出現，其原因為隨著平均溫度的上升，在 21 世紀中期後的冬季溫度難以出現達到寒潮門檻值的溫度，寒潮個案數量與低溫日均大幅減少，或已無寒潮事件發生，導致無法進一步出現明顯減少的趨勢；此外，由於每年寒潮個案在 21 世紀後期已明顯偏少，在計算寒潮平均持續日數時容易受到個案數量的影響，導致模式間的差異會變大(圖 9c)。寒潮發生日之 48 小時降溫幅度在 21 世紀呈現顯著增強趨勢(圖 9d)，RCP4.5 及 RCP8.5 情境在 21 世紀近 100 年分別增加 1.1 與 1.9°C；以時間序列發現 2060 年之後，寒潮平均持續日數受到個案偏少的影響，年際變化幅度出現加大現象，模式間的差異也比較明顯。

受到暖化的影響，冬季各月份寒潮發生的比例也出現顯著的變化(圖 10)，多數模式及系集平均顯示，RCP4.5 與 RCP8.5 情境在 21 世紀末寒潮事件發生的月份，相較於現今氣候態基期更集中

在 1 月份，12 月以及 2 月份的發生比例明顯降低，冬季各月份低溫日的比例變化也得到相似的結果(圖略)，此變遷主要是受到暖化的影響，台灣冬季的起始時間延後，結束時間提前，造成冬季時間縮短的現象(李等人 2018)所造成。

表 2 CMIP5 模式在不同暖化情境下(RCP4.5、RCP8.5)21 世紀 2099 年冬季為止，台灣寒潮 4 項指標的 30、50、100 年線性趨勢變化，其中粗體字表示通過 95%以上統計顯著性的結果。

	DUR						DT					
	30-yr		50-yr		100-yr		30-yr		50-yr		100-yr	
	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85
ACCESS1-0	-0.3	-1.5	-0.4	-1.3	-0.3	-0.7	0.6	-0.7	0.7	0.8	2	2.6
ACCESS1-3	-0.1	0.2	-0.1	0	-0.8	-1.6	-0.5	0.5	0	1.4	1.2	2.4
CMCC-CM	0.1	-0.8	0.1	-0.7	-0.7	-1.8	-0.2	-1	-0.1	1.7	1.3	1.9
CMCC-CMS	-0.5	0	0	-2	-0.4	-1.4	0.9	0.4	0.4	0.2	1.1	0.9
CNRM-CM5	0.7	0.9	-0.1	0.3	0.1	-0.6	-0.4	0.3	-0.3	0.8	0	1.5
CSIRO-Mk3-6-0	-0.4	0	0	-0.5	-1	-0.6	-2.6	0.8	-0.2	2.8	0.5	2.8
HadGEM2-CC	0.6	-0.9	-0.4	0.3	-0.1	-0.9	2.5	-2.7	1.9	-0.6	2.6	1.8
MIROC5	-0.4	0.2	-0.3	0	-0.4	-1	2	1.8	0.9	0.6	1.1	1.8
MPI-ESM-LR	-0.2	-0.9	-0.4	-1.4	-1.5	-2.3	-0.9	-0.7	-0.5	0.2	0.1	0.5
MPI-ESM-MR	0.4	0.2	-0.4	-0.8	-1.3	-2.1	-0.2	0	0.7	1.2	1.1	1.7
MME	0	0	-0.2	-0.1	-0.7	-1	0	0	0.3	0.9	1.1	1.9

	CSF						CD					
	30-yr		50-yr		100-yr		30-yr		50-yr		100-yr	
	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85
ACCESS1-0	-0.5	-0.7	-1.3	-0.9	-3.6	-4.4	-0.4	-3.4	-1.2	-1.6	-5.1	-7.5
ACCESS1-3	0.3	-0.3	-0.7	-1.3	-0.3	-4	-1	0.3	-1.4	-1.1	-8.8	-8.7
CMCC-CM	-1.2	-1	-1.4	-1.9	-3.8	-4	-1.2	-0.3	-1.5	-1.6	-8.9	-8.6
CMCC-CMS	1.2	-0.1	-0.1	-0.8	-2.5	-3.2	-0.4	-0.4	-0.2	-1.6	-5.1	-8.6
CNRM-CM5	1.7	-0.6	0.3	-1.5	-1.1	-2.1	1.9	0.2	-3.7	-1.8	-4.5	-5.1
CSIRO-Mk3-6-0	0.6	-0.1	-0.6	-0.6	-2.2	-4.4	-0.6	-0.6	-0.6	-1.2	-6.4	-8
HadGEM2-CC	-1.3	-0.8	-1.5	-0.7	-3.5	-4.5	-0.1	-1.1	-2.4	-0.5	-8.1	-9
MIROC5	-0.6	0	-0.7	-1	-2.8	-3.7	-0.8	-0.2	-1.6	-1.9	-6.4	-7.1
MPI-ESM-LR	-0.9	-0.2	-0.7	-1	-2.4	-3.2	-2.2	-0.3	-1.6	-1.3	-6.4	-8.3
MPI-ESM-MR	-0.1	-0.1	-1.1	-1.2	-1.7	-2.9	-0.3	-0.2	-1.6	-0.8	-5.3	-4.6
MME	-0.1	-0.4	-0.8	-1.1	-2.7	-3.6	-0.5	-0.5	-1.6	-1.2	-6.5	-7.2

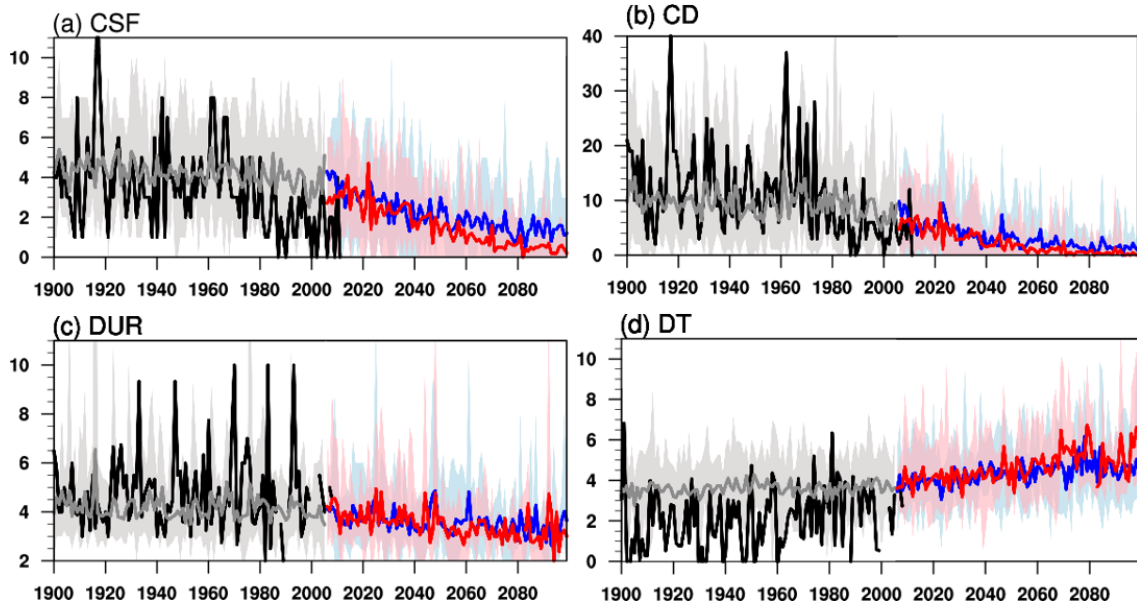


圖 9 CMIP5 模式不同情境下台灣冬季寒潮的(a)發生頻率、(b)低溫日、(c)48 小時降溫幅度以及(d)持續日數的時間序列。其中黑線為觀測值，灰、藍及紅線分別代表 CMIP5 historical、RCP4.5 與 RCP8.5 情境系集平均的結果，塗色部分表模式間差異的區間。

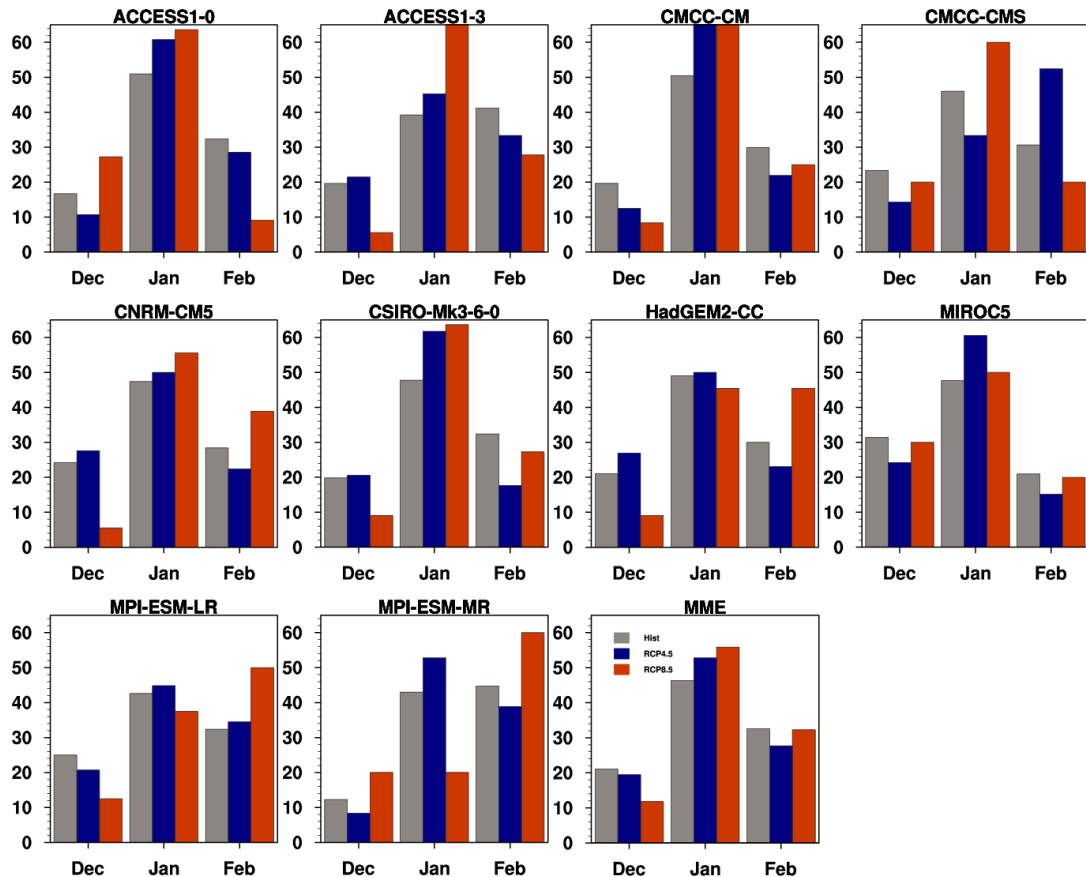


圖 10 CMIP5 個別模式與系集平均的台灣冬季寒潮事件在 12 月、1 月及 2 月的比例分布，圖中灰、藍及紅色長條分別代表 historical 現今氣候態(1951~1975 年)、RCP4.5 以及 RCP8.5 情境 21 世紀末(2075~2099 年)時期平均的結果。

圖 11 是現今氣候模擬與暖化情境 21 世紀末模擬結果，冬季日最低溫、降溫幅度之機率密度函數 (probability density function, PDF) 的比較。由圖得知，最低溫與降溫幅度，兩者大致呈現常態分布，21 世紀末最低溫的 PDF 分布型態與基期並無明顯差異，但峰值往高溫區位移，且位移情形與暖化程度成正比，反映了暖化程度對平均溫度上升的作用；值得注意的是，不同暖化情境對 48 小時溫度降幅並無此作用，除了峰值略有差異外，基期與 RCP4.5 及 RCP8.5 情境 PDF 幾乎重疊，暖化對 48 小時溫度

降幅的影響並不顯著。由於本文寒潮的定義使用日最低溫以及 48 小時降溫幅度做為門檻值，由上述結果可以得知，寒潮頻率以及低溫日的減少主要來自平均溫度的上升；基期下的日最低溫 PR10 門檻值(即寒潮門檻)在暖化情境下的發生機率明顯下降；換言之，在暖化情境下，48 小時降溫幅度較大的冷氣團才有機會通過寒潮門檻，21 世紀末寒潮降溫幅度的 PDF 相較基期並未出現明顯改變的情況下，大幅度降溫事件仍屬於低機率的極端事件，不易達到符合寒潮標準的低溫條件。

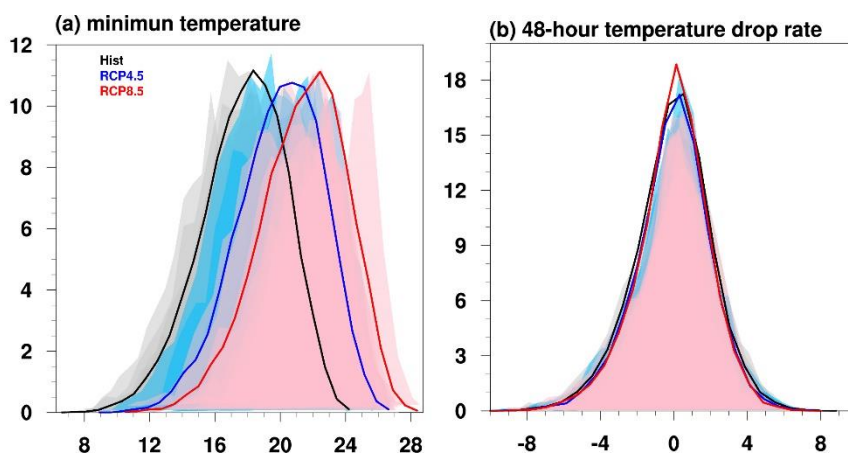


圖 11 CMIP5 多模式系集平均在台灣冬季的(a)日最低溫、(b)48 小時降溫幅度的機率密度函數分布。其中黑、藍及紅色實線分別代表 historical 情境 1951~1975 年以及 RCP4.5、RCP8.5 情境下 2075~2099 年期間的結果，顏色範圍表示不同模式結果的分布範圍。

(四) 寒潮與大尺度環流關係性未來變遷

觀測分析顯示，AO、西伯利亞高壓及東亞主槽分別影響高緯度、中緯度及副熱帶地區冬季近地面溫度(圖 6)；西伯利亞高壓及東亞主槽強度與台灣冬季寒潮的發生頻率具顯著相關，AO 雖與台灣寒潮頻率無顯著相關，但 AO 負相位時有利台灣極端寒潮事件的發生。根據此結論，本節進一步分析 CMIP5 模式台灣寒潮發生頻率與這些大尺度因子在現今氣候態的統計相關，以及 21 世紀末的未來變遷。

圖 12 比較暖化情境下 21 世紀末海平面氣壓、925hPa 風場與 500hPa 重力位高度與現今時期的差異，2 組不同暖化程度系集平均的結果相似，僅強度上有所差異，西伯利亞地區氣壓略減，高壓整體強度並未明顯改變，與 Li and Gao(2015)使用 12 個模式系集平均所得到的結果一致。低層風場在台灣北側為南風距平，顯示冬季東北季風在未來減弱，並對應日本東南側的氣壓正距平；500hPa 重力位高度在中高緯度呈現增加趨勢，但東亞主槽範圍(30°N~45°N，125°E~145°E)之重力位高度增加幅度明顯高於同緯度其他區域，配合前述低層風場與氣壓變化，顯示東亞主槽在未來也出現減弱。上述結果顯示 21 世紀末

環流場的改變以東亞主槽減弱最明顯，造成槽前東北季風減弱、冷平流減弱，不利台灣寒潮事件的發生。圖 13 計算海平面氣壓與 500hPa 重力位高度，在暖化情境下線性趨勢的系集平均，結果與圖 12 一致；此外，進一步確認 CMIP5 模擬顯示在暖化情境下，西伯利亞高壓強度在 21 世紀末並無明顯變化趨勢，但東亞主槽強度則呈現長期減弱趨勢。另外，北極振盪的未來變化與西伯利亞高壓相似，並無明顯的趨勢變化，21 世紀仍維持以年代際振盪為主的變化(圖略)。

圖 14~16 進一步比較台灣寒潮頻率與西伯利亞高壓、東亞主槽及 AO 指數在現今(1951~1975 年)及暖化(2075~2099 年)情境下相關性的改變。在相關性的未來變化探討中，另外計算一組將寒潮頻率與環流指數移除熱力作用後的結果，藉此瞭解排除熱力作用後台灣寒潮發生頻率與大尺度環流指數相關性的未來變遷。個別模式在 2 組暖化情境結果雖不盡相同，但以模式整體表現來看，兩者結果相近，為方便討論，我們僅以模式整體表現為主進行討論，未針對個別相關性明顯偏高或偏低的模式做進一步討論。整體來看，historical 情境下，CMIP5 模式對於台灣寒潮頻率與西伯利亞高壓及 AO 相關性的模擬普遍低於觀測結果，且未達統計顯著標準，模式僅

與東亞主槽強度變化具顯著相關。暖化情境下，2 組暖化情境均顯示 21 世紀末期台灣寒潮頻率與東亞主槽的相關性明顯下降，西伯利亞高壓與 AO 指數與寒潮頻率整體的相關性雖然也呈現降低，但由於其在現今氣候態下的相關性已經偏低，未來推估結果的參考性相對偏低。去除增溫趨勢的影響後，東亞主槽與寒潮頻率的相關性在 2 組暖化情境中均有明顯提升，西伯利亞高壓及 AO 則無明顯提升。以上分析顯示，CMIP5 僅能反映寒潮頻率與東亞主槽強度年際變化的關係性，且兩者受到暖化的熱力因素影響，相關性在未來明顯減弱；寒潮頻率與西伯利亞高壓、北極振盪在 historical 以及 RCP 情境下都沒有明顯的相關性出現，暖化熱力作用對兩者相關性的影響也不明顯。

圖 17 比較現今及暖化情境下 CMIP5 寒潮個案合成的差異，並以觀測合成作為對照。CMIP5 現今時期合成顯示寒潮在發生前 6 天的海平面氣壓與地面溫度均無明顯訊號，前 3 天西伯利亞地區的海平面氣壓增強，地面溫度降低，冷高壓隨時間向東南移動；個案發生日冷氣團移至中國華南、台灣一帶，海平面氣壓特徵為華南地區氣壓正距平以及其東側太平洋上負距平，高壓籠罩地區出現明顯降溫，其演變與觀測結果大致相同(圖 17a,c)。暖化情境下，21 世紀

末寒潮發生日的西伯利亞高壓強度及溫度降幅較現今時期皆明顯增強(圖 17c、d)，其中 RCP8.5 情境下，個案發生前 6 天在西伯利亞地區已出現冷高壓加強，並伴隨地面溫度降低的訊號，此與極端寒潮合成的演變較相似(圖 17b,d)。上述結果反映，暖化情境下，雖然台灣寒潮發生頻率與大尺度環流的相關性降低，但由個案演變仍可見西伯利亞高壓增強及東亞主槽加深的特徵，表示大尺度環流對台灣溫度變化的影響在未來仍然維持。圖 18 顯示，CMIP5 模式三項大尺度環流指數與東亞地面溫度的迴歸係數分布在 historical 情境與觀測結果一致，且在暖化情境下無明顯改變，其中東亞主槽指數 RCP8.5 情境下受到暖化影響較大，迴歸係數僅能反映東亞地區一致的增溫結構，去除熱力因素對指數的影響後進行同樣分析，會得到與 historical 相近的結果(圖 18f)。

綜合上述結果，暖化情境下受到整體溫度上升影響，21 世紀末的寒潮事件需達到極端事件的強度，才能通過以現今氣候態為基準的寒潮定義，造成未來台灣寒潮個案數量大幅減少，發生的個案以現今氣候標準來看皆為極端類型。未來台灣寒潮發生頻率與東亞主槽強度變化的相關性也普遍下降，但主要受到增溫造成寒潮減少、東亞主槽減弱的熱力作用影響，兩者的相關性在去除熱

力因素後得到明顯提升。未來台灣雖不易出現寒潮事件，但大幅度的降溫事件

並未因此減少，其對農漁業及健康的影響仍不容忽略。

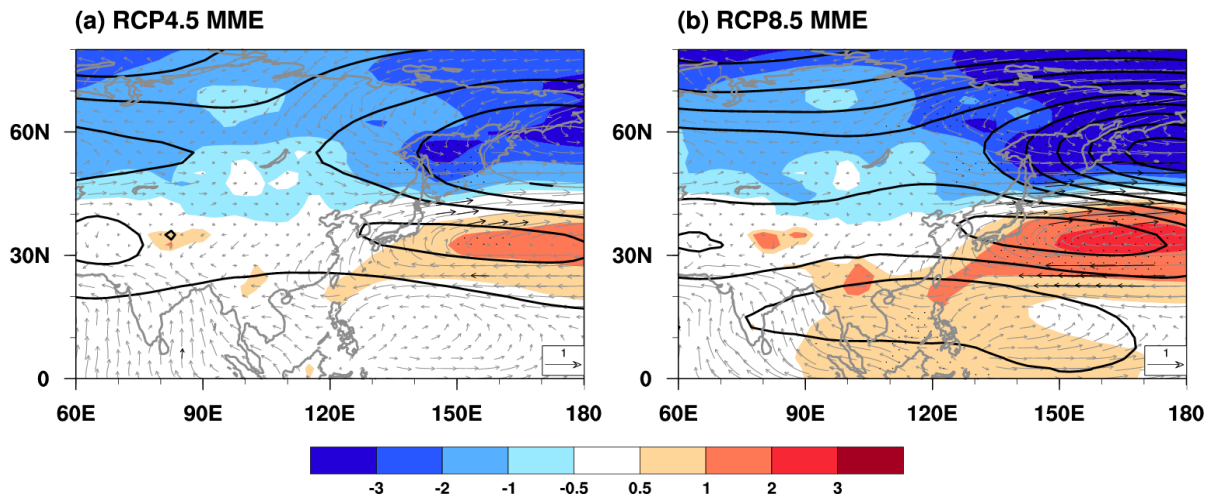


圖 12 CMIP5 多模式系集平均世紀末時期與現今時期的差值。圖中色階、等值線及風標分別為海平面氣壓、500hPa 重力位高度以及 925hPa 風場(單位:m/s)的結果，其中打點部分、黑色實線與黑色風標表示達到 95%以上統計顯著性的區域。

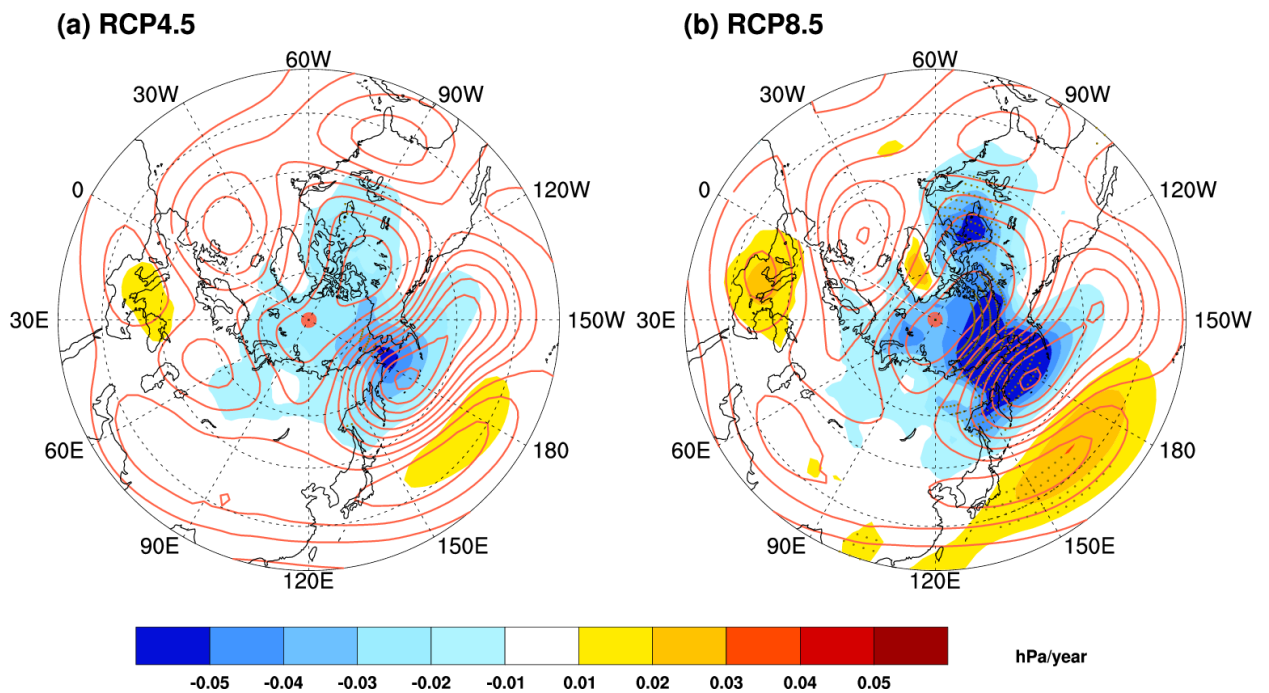


圖 13 CMIP5 多模式系集平均 21 世紀北半球冬季海平面氣壓(色階)、500hPa 重力位高度(等值線)在 2006~2099 年期間的線性趨勢，圖中打點部分表示氣壓達到 95%以上統計顯著性的區域。

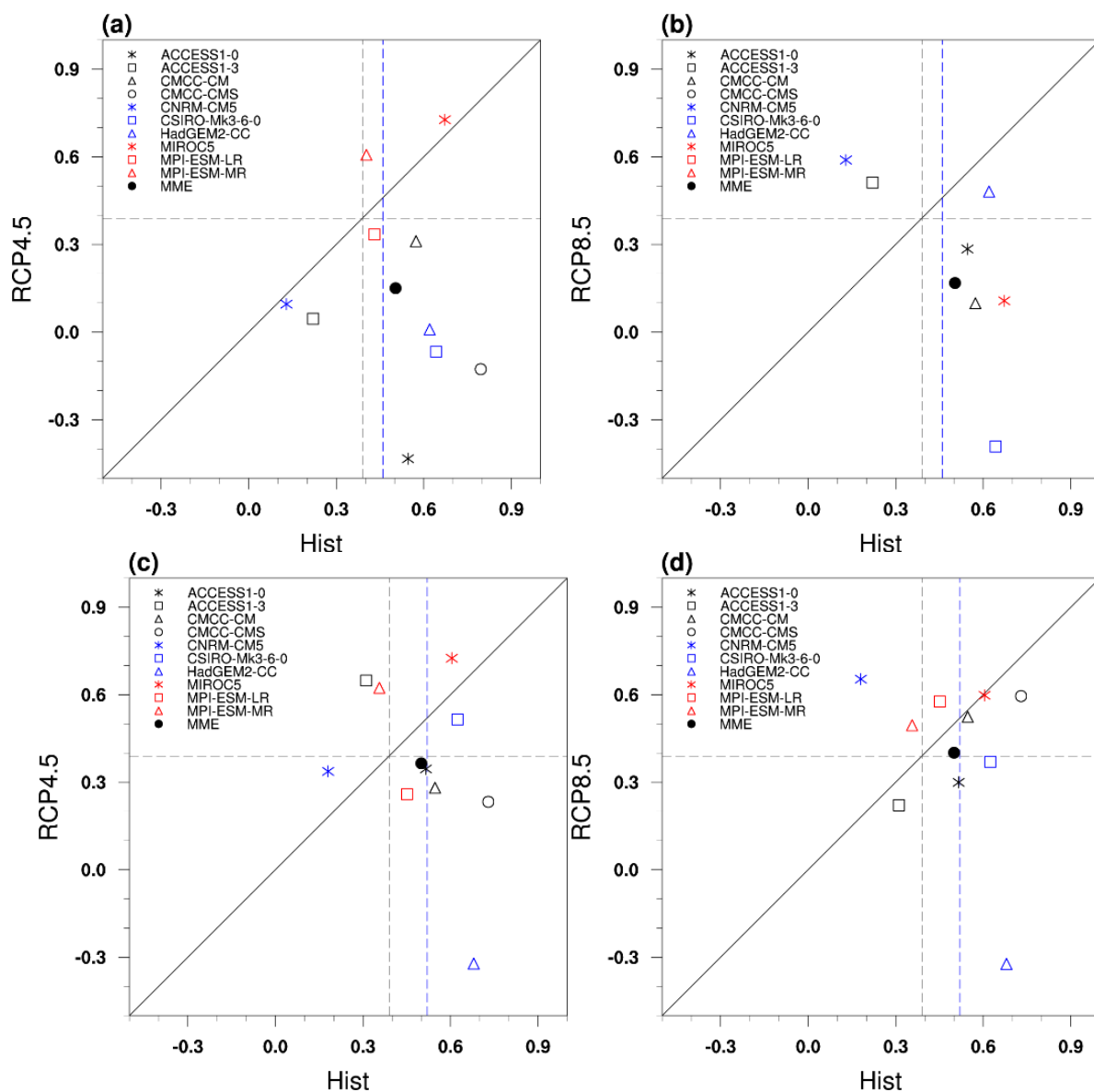


圖 14 CMIP5 模式中台灣冬季寒潮頻率與西伯利亞高壓指數在 historical 情境下 1951~1980 年 (x 軸)以及(a)RCP4.5、(b)RCP8.5 情境下 2075~2099 年(y 軸)的相關係數散布圖。圖中藍色虛線為觀測資料的相關係數，灰色虛線表示 95% 統計顯著性的相關係數數值。沒有顯示在散布圖上的模式則表示該模式在選取的期間內無寒潮發生，無法計算相關係數。

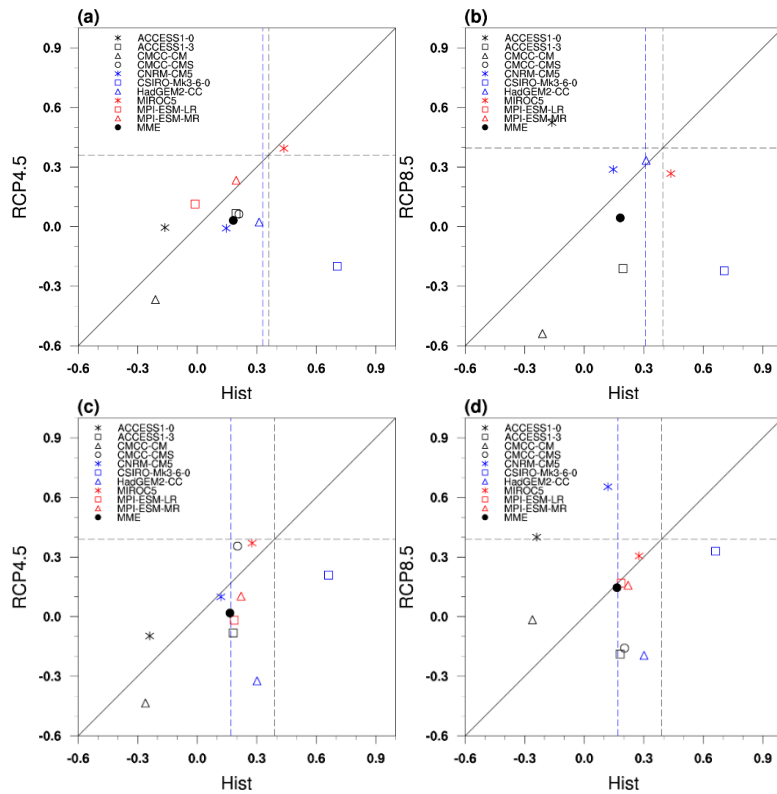


圖 15 同圖 14，但為冬季寒潮頻率與東亞主槽指數的相關係數散布圖。

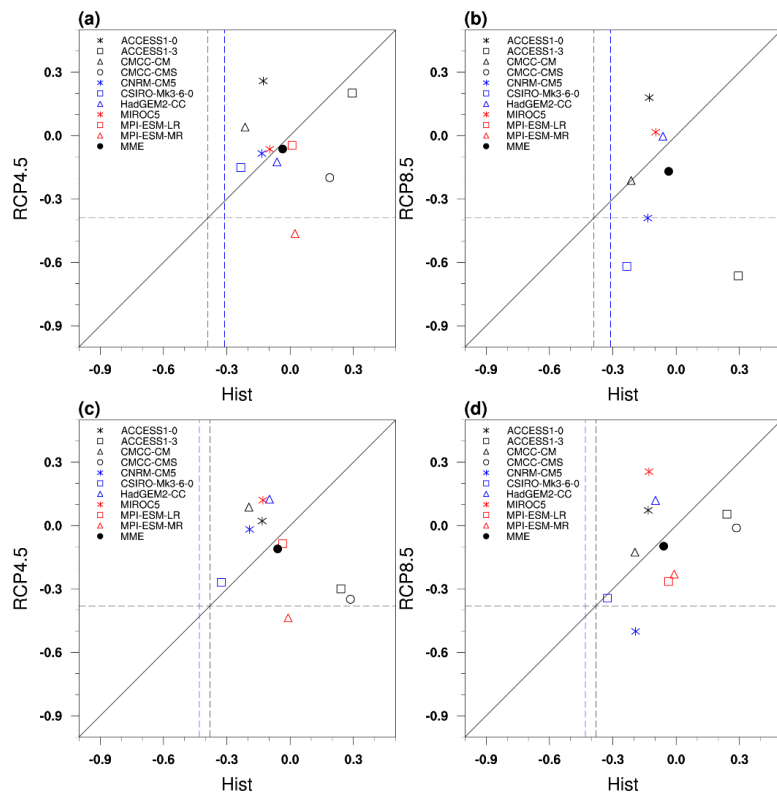


圖 16 同圖 14，但為冬季寒潮頻率與北極振盪指數的相關係數散布圖。

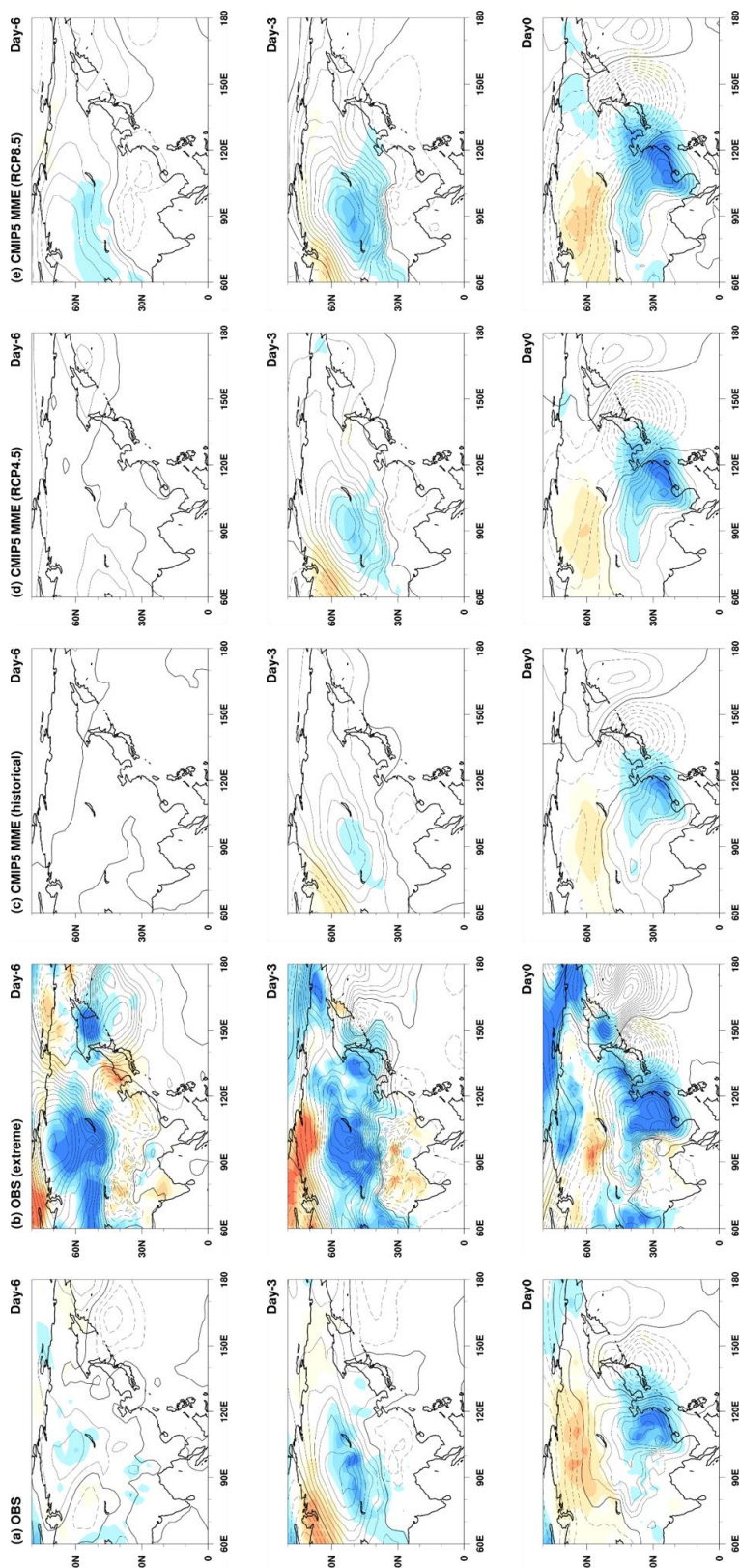


圖 17 台灣冬季寒潮個案的地表溫度(色階)與海平面氣壓(等值線)合成圖。上至下圖分別為個案發生前 6 天、前 3 天與發生日的空間分布。其中(a)、(b)為觀測值所有個案與極端個案(日最低溫小於 PR5 以下)的合成結果，(c)~(e)行分別為 CMIP5 多模式系集平均在 historical 情境下現今時期、RCP4.5 以及 RCP8.5 情境下世紀末時期的合成結果。

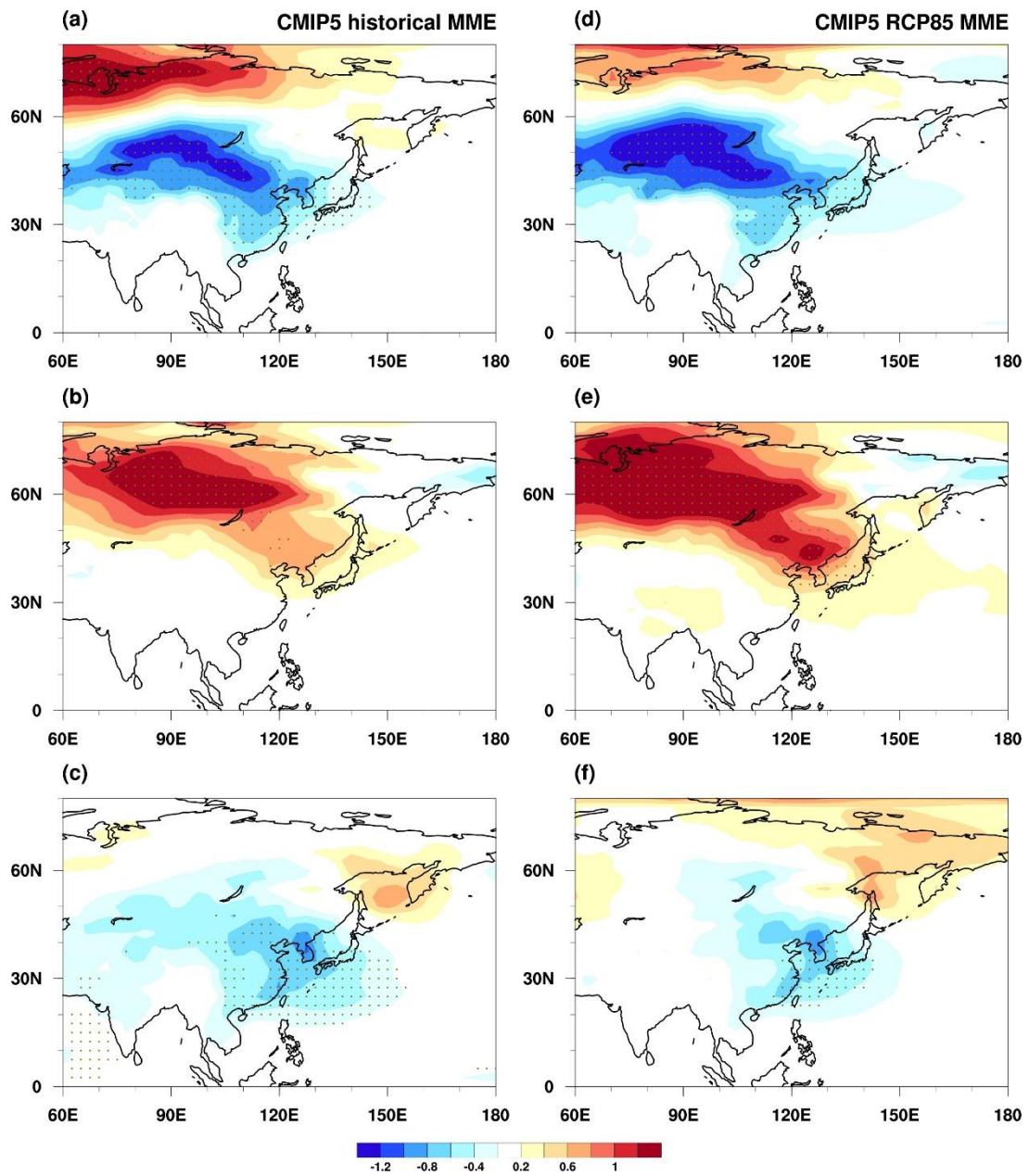


圖 18 (a)~(c)分別為 CMIP5 historical 情境(1950~1999 年)冬季西伯利亞高壓、北極振盪與東亞主槽指數對冬季平均地面最低溫度的迴歸係數分布。(d)~(f)同(a)~(c)，但為 RCP8.5 情境(2050~2099 年)的系集平均結果。圖中打點區域代表通過 95%以上 t 檢定統計顯著性的範圍。

四. 結論與討論

本研究使用台灣長期測站資料以及 CMIP5 模擬資料探討台灣冬季寒潮的頻率、強度、持續時間在 20 世紀的趨勢變化，以及 2 個不同程度的暖化情境下，台灣冬季寒潮特性在 21 世紀的可能變遷。觀測資料顯示，台灣冬季溫度在整個 20 世紀來看有明顯的上升趨勢，冬季寒潮每年的發生頻率則明顯下降，低溫日數也逐年減少，相對的個案平均的降溫幅度則呈現增強的趨勢。在 2000 年以後寒潮頻率則開始出現回升的傾向。

為了進一步了解台灣寒潮在 21 世紀的可能變化，本研究選取 10 組 CMIP5 模式，檢視寒潮在不同暖化程度的未來情境底下可能發生的改變。模式的模擬結果一致顯示，台灣冬季寒潮的發生頻率、低溫日在 21 世紀均呈現明顯的下降趨勢，且下降程度與暖化程度成正比。未來台灣冬季溫度的分布結構與現今無明顯差異，呈常態分布，但受暖化增溫影響，整體往高溫區偏移。由於寒潮定義是以溫度百分位排序為基準，因此，在暖化情境下，低溫日以及寒潮事件的發生頻率勢必減少。此外，在暖化情境下，未來東亞主槽的強度明顯減弱，不利於中高緯度冷空氣向低緯度的冷平流，是造成台灣未來寒潮事件減少的另

一個關鍵因素。由於暖化導致台灣冬季起始時間延後，結束時間提前，未來寒潮發生頻率除了減少，12 月與 2 月發生的比例也降低，出現往 1 月份集中的趨勢。

值得留意的，西伯利亞高壓的強度以及北極振盪在 2 組暖化情境下均無明顯的趨勢變化，整體強度也與現今時期無明顯差異，代表兩者與台灣寒潮發生頻率的關聯在暖化情境下應逐漸弱化；然而，東亞主槽的強度出現明顯減弱趨勢，與寒潮頻率的變遷一致，但相關性在未來仍明顯下降，可能與 21 世紀中後期台灣寒潮事件已鮮少發生甚至完全無寒潮事件有關，即出現無論大尺度環流增強或減弱，寒潮頻率皆呈現偏少的情形，可將其視為暖化增溫的熱力影響所導致。去除暖化的熱力影響後，台灣寒潮頻率在 21 世紀無明顯減少，其年際變化與東亞主槽強度的相關性可回到現今氣候態的狀態。

暖化情境下寒潮事件雖然明顯減少，但寒潮事件 48 小時溫度降幅在未來並無明顯減弱甚至致出現增大趨勢，以現今氣後的標準，未來寒潮都屬於極端類型(此類型才能通過寒潮定義門檻)，因此一旦寒潮發生，溫度都會出現大幅下降；另一方面，大尺度環流的強度變化雖與寒潮頻率的相關性降低，但仍然影響台灣週邊的溫度變化。即便未來寒

潮頻率減少，但劇烈溫度變化發生的頻率不變，對於高年齡族群、心血管疾病患者仍是一大的威脅，溫度驟降對於已適應暖冬環境的上述族群的生命安全或將造成更大的風險，是暖化情境下，預防寒害特別需注意的事項。

致謝

本研究在科技部 MOST-105-2111-M-845-002 與 MOST-1106-2621-M-865-001 計畫補助下完成，研究使用之測站溫度資料由中央氣象局所提供，以及 2 位審查委員提供本文諸多建議，使本文內容得以更明確、完整，特此致謝。

參考文獻

王崇岳，1978：台灣寒潮之分析與預報。
氣象學報，**24**，2，1-18。

任立渝與蔡清彥，1981：台灣地區冬季異常之長期預報。*大氣科學*，**8**，219-227。

行政院農業委員會水產試驗所電子報，2016。第 119 期。

李思瑩與盧孟明，2013：近三年（2010-2012）東亞冬季季風特徵分析與比較，102 年天氣預報與分析研討會，中央氣象局，A3-97-103。

李思瑩與盧孟明，2016：2016 年 1 月霸王級寒流事件大尺度氣候特徵分析，105 年天氣預報與分析研討會，中央氣象局，A3-2。

吳清吉、李汴軍、陳圭宏、李玉偵，1989：冷暖冬 500 毫巴環流場之初步分析。*氣象報告彙編*，1989(A)，65-71。

許晃雄與陳圭宏，1991：台北各季月平均氣溫與海面溫度的統計關係，*氣象科技研究中心技術報告彙編*，**5-1**，31-35。

陳永明、于宜強、黃柏誠，2008：澎湖海域 2008 年寒害分析報告。*國家災害防救科技中心災害防救電子報*，**35**。

盧孟明與李思瑩，2009：台灣寒潮定義-分析以台北測站為代表之適當性。*大氣科學*，**37**，1，1-10。

Boyle, J. S. and T.-J. Chen, 1987: Synoptic aspects of the winter time East Asian monsoon. *Monsoon Meteorology*. C.- P. Chang and T. N. Krishnamurti, *Eds.*, Oxford University Press, New York, 125-160.

Chan, J. C. L., and C. Li, 2004: The East Asia Winter Monsoon. *East Asian Monsoon World Scientific Series on Asia-Pacific Weather and Climate*, 54 - 106, doi:10.1142/9789812701411_0002.

Chang, C.-P., Z. Wang, and H. Hendon, 2006: The Asian winter monsoon. *The Asian Monsoon*, B. Wang, Ed., Springer Press, 89-127.

Compo, G. P., and Coauthors, 2011: The

- Twentieth Century Reanalysis Project. *Quarterly J. Roy. Meteorol. Soc.*, **137**, 1 – 28, doi:10.1002/qj.776.
- Hong, C.-C., and Tim Li, 2009: The Extreme Cold Anomaly over Southeast Asia in February 2008: Roles of ISO and ENSO, *J. Climate*, **22**, 3786-3801. [SCI, NSC 97-2111-M133-001]
- Hong, C.-C., H.-H. Hsu, and H.-H. Chia, 2009: A Study of the East Asian Cold Surges during 2004/05 Winter: The Impacts of East Asian Jet Stream and Subtropical Upper-level Rossby Wave Trains, *Terr. Atmos. Ocean Sci.*, **20**, 333-343. [SCI, 95-211-M133-001-AP4 and NSC-96-2745-M-002]
- Hong, C.-C., H.-H. Hsu, H.-H. Chia, and C.-Y. Wu, 2008: Decadal relationship between the North Atlantic Oscillation and cold surge frequency in Taiwan. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, doi:10.1029/2008gl034766.
- Li, Y., and S. Yang, 2010 : A dynamical index for the East Asian winter monsoon. *J. Climate*, **23**, 4255-4262.
- Ou, T., D. Chen, J.-H. Jeong, H. W. Linderholm, and T. Zhou, 2015: Changes in winter cold surges over Southeast China: 1961 to 2012. *Asia-Pac J. Atmos Sci*, **51**, 29 – 37, doi:10.1007/s13143-014-0057-y.
- Park, T-W., C.-H. Ho, and S. Yang, 2011: Relationship between the Arctic Oscillation and cold surges over East Asia, *J. Climate*, **24**, 68 – 83.
- Reichler, T., and J. Kim, 2008: How Well Do Coupled Models Simulate Today's Climate?, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 303 – 312, doi:10.1175/bams-89-3-303.
- Sun, B. M., and C. Y. Li, 1997: Relationship between the disturbances of East Asian trough and tropical convective activities in boreal winter. *Chin. Sci. Bull.*, **42**, 500 – 504.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer, and G. A. Meehl, 2012: An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **93**, 485 – 498, doi:10.1175/bams-d-11-00094.1.
- Ting, M., Y. Kushnir, R. Seager, and C. Li, 2009: Forced and internal twentieth-century SST trends in the north Atlantic. *J. Clim.*, **22**, 1469 – 1481.
- Wang, B., R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific – East Asian Teleconnection: How Does ENSO Affect East Asian Climate? *J. Climate*, **13**, 1517 – 1536, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<1517:peathd>2.0.co;2.
- Wu, B., and J. Wang, 2002: Winter Arctic

- Oscillation, Siberian high and East Asian winter. *Geophysical Research Letters*, **29**,1987-1990.
- Zhang, Y., K. R. Sperber, and J. S. Boyle, 1997a: Climatology and interannual variation of the East Asian winter monsoon: Results from the 1979 – 95 NCEP – NCAR reanalysis. *Mon. Wea. Rev.*,**125**, 2605 – 2619.

Long term change of wintertime cold surge in Taiwan in present climate and future projection

Chih-Chun Chang¹ Chi-Cherng Hong¹ Ter-Huei Tung²

¹Department of Earth and Life, University of Taipei

²Center for Teacher Education and Career Development, University of Taipei

(manuscript received 13 May 2020 ; in final form 05 November 2020)

Abstract

The cold surge frequency in Taiwan in present climate and future projection under global warming was investigated by using five long-term (more than 100 years) station's data of the Central Weather Bureau and the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) simulations, respectively. The long-term observations reveal that the cold surge frequency and cold days in Taiwan shows a significant decreasing trend; conversely, the 48-hour minimum temperature drop rate exhibits a significant increasing trend. Regression indicates that the cold surge frequency in Taiwan was significantly correlated with Siberian high and East Asia trough. No significant statistical relationship was detected between the Arctic Oscillation and cold surge frequency even though the Arctic Oscillation associated large-scale circulation provides a favorable large-scale environment for the occurrence of extreme cold surge.

The CMIP5 multi-model ensemble reveals that the cold surge frequency, cold days and the duration of cold surge in Taiwan all show significant long-term decreasing trend in the 21th century in the warming scenarios of RCP4.5 and RCP8.5. CMIP5 simulations yield that the strength of Siberian high was nearly unchanged whereas the East Asia trough exhibited significant long-term decreasing trend in the future projection. The decrease of cold surge frequency in future was primarily resulted from the weakening of East Asia trough that decreases substantially the northeasterly prevailing wind and the cold air temperature advection. However, the significant relationship between the East Asia trough and the cold surge frequency in Taiwan decreases remarkably in the future due to the thermal effect induced by warming trend. Notably, the 48-hour minimum temperature drop rate shows remarkable increase in the future. That indicates that the warning of dramatically temperature drop will be an important issue in preventing the cold surge induced disaster in the warming climate.

Key Words: cold surge, CMIP5, Siberian high, East Asia trough, global warming, thermal effect, doi: 10.3966/025400022020124802003