

國立臺灣大學大氣科學所

博士論文

Department of Atmospheric Science

National Taiwan University



Doctoral Dissertation

探討歐亞-北太平洋多年代振盪與其成因

Identification of the Eurasian-North Pacific Multidecadal  
Oscillation and Its Relationship to the AMO

李明營

Ming-Ying Lee

指導教授：許晃雄 博士

Advisor: Huang-Hsiung Hsu, Ph.D.

中華民國 102 年 8 月

August 2013

## 致謝



碩班畢業、服役到進入氣象局工作，會回鍋當學生，要感謝當時的課長，雲蘭學姊，那股工作的衝勁與熱情，說是她是個全臺灣最精實的公務員也只是剛剛好而已。由於她的鼓勵，及本身對研究的熱忱，使我毅然決然重返學習之路。在職生的身份是不容易的，工作、學業常常兩頭燒，好在小賈學長及現任的孟詩課長都是個寬容大量的長官，放任我光明正大的利用上班時間作學校研究、課業，亦感謝長期課的同仁，人鳳、資婷、郭郭、致穎、孟峰，以及已經退伍的清滕學長、政忠、柏宏在工作上的協助，在你們身上我也學到許多新的技術。

2001 年夏天，文大畢業後，與幾位同學一起找許晃雄老師聊聊，就開啟了師徒的緣分，當時就感覺許老師是個笑口常開的學者，現在還是這麼覺得，說起來認識許老闆也 12 個年頭了。在許老師身上我看到了對研究的嚴謹，尤其是在投稿國際期刊時，那種字字斟酌、力求盡善盡美的態度令人印象深刻。感謝許老師肯將不才的我納入門下，更感激這幾年來的指導，著實讓我成長不少，即使畢業了，我仍奉您為永遠的偶像。

亦要感謝口試委員，隋中興老師、鄒治華老師、盧孟明老師、洪志誠老師、周佳老師及羅敏輝老師，謝謝各位老師給予的寶貴的建議與方向，使論文能更趨完善。尤其是洪志誠老師，謝謝您帶著我做不同領域的研究，也因此我才會順利通過資格考這一關。盧博士不管是工作與研究上，也常常給予指導與鼓勵。

從入學到畢業，經過了 7 年的光陰，外在環境改變不少，我的人生亦有許多變化，謝謝陪我一路走來的滿婷，我倆從變陌生、熟識到成為最相依賴的家人，現在更是孩子的爹與娘。謝謝妳的包容、忍耐與付出，讓我可以無後顧之憂地打拼。亦感謝女兒的到來，只要看到妳燦爛的笑容，什麼都值得！

## 摘要



歐亞-北太平洋多年代振盪(Eurasia-Pacific Multidecadal Oscillation, EAPMO)是由本研究發現的存在北半球中緯度高對流層的環流結構，呈現多年代振盪特徵。EAPMO 位於北半球溫帶氣候噴流軸北側約  $40^{\circ}\text{N}$  至  $60^{\circ}\text{N}$  的範圍，幾乎緯向均勻對稱的重力位高度場且近似環繞整個北極圈，但以歐亞大陸及北太平洋區域振幅最大。垂直方向為相當正壓且最大振幅位於 200hPa 的高對流層，並伴隨整層中對流層的溫度變化。EAPMO 具有緯向波數為 4 至 5 的空間結構，歐洲、東亞、北太平洋為疊加在緯向均勻構造上的三個區域極大值中心，其中位於東亞局地極值中心剛好位於高地上方，隱含地形可加強 EAPMO 局部強度。不同氣象組織產生的觀測分析場均可診斷出 EAPMO，除強化本研究的可靠性外，更將 EAPMO 存在氣候系統中的歷史證據向前推前至二十世紀初。

由於 EAPMO 與北大西洋海溫高度相關，且演變趨勢與溫帶大西洋多年代振盪(Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO)如出一轍，因此可能是 AMO 所引發的大氣現象。使用大氣環流模式驗證此一推論，在北大西洋中置入 AMO 形態的海溫變化，數值模式實驗結果顯示大氣對北大西洋海溫的反應與 EAPMO 十分相似，證實 AMO 形態的海溫變化不僅影響到大西洋鄰近地區，也透過大氣擾動的傳播，將影響力帶到東亞與北太平洋，甚至整個北半球氣候。另一組無地形實驗的結果顯示，在地勢平滑無起伏的歐亞大陸中，EAPMO 的緯向結構變得非常均勻一致，證明高山地形有強化局部訊號的看法。

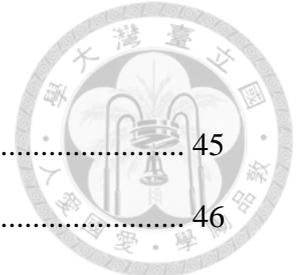
北半球中緯度的多年代變異量比熱帶與南半球複雜，它是由暖化趨勢與多年代振盪兩者結合而成的複合體；相對來說，熱帶與南半球僅需考慮暖化趨勢就足夠了。本研究認為，AMO 本身與其引發的後續反應是北半球主要(或至少部份)造成北半球地表溫度呈現多年代振盪的原因。人為暖化及多年代振盪的雙重影響，造成全球均溫在 1970 年代至二十一世紀初的暖化加速。

# 目錄



致謝.....	i
摘要.....	ii
目錄.....	iii
圖表說明.....	iv
第一章·引言	
1.1 存在北半球溫帶不知名的多年代際現象.....	1
1.2 大尺度低頻氣候現象簡介.....	2
1.3 北大西洋多年代振盪簡介.....	4
第二章·資料、數值模式與分析方法	
2.1 使用資料.....	8
2.2 使用模式.....	8
2.3 分析方法.....	10
第三章·觀測資料分析	
3.1 經驗正交函數分析—北半球隱身在全球暖化後的多年代振盪.....	13
3.2 奇異值分解-更多的佐證.....	14
3.3 合成分析—揭開「歐亞-太平洋多年代振盪」神秘面紗.....	15
3.4 駐波分析—為何歐亞-太平洋多年代振盪屈身於北半球溫帶地帶.....	18
3.5 經驗模態分析—歐亞-太平洋多年代振盪至少已存在百多年.....	19
第四章·數值實驗驗證	
4.1 數值實驗設計—模擬 AMO.....	21
4.2 雙倍海溫實驗—找到了! 真的有歐亞-太平洋多年代振盪!.....	22
4.3 鏟平地形的實驗—驗證地形的局部加乘效果.....	24
4.4 真實海溫實驗—雖然弱, 但歐亞-太平洋多年代振盪還是在.....	25
4.5 模式的敏感性測試與太平洋海溫實驗.....	26
4.6 CMIP3 分析—模式中無 AMO, 無法發現 EAPMO.....	27
4.7 CMIP5 分析—模式中無法真實呈現 AMO.....	28
第五章·結論與討論	
5.1 結論.....	30
5.2 延申應用.....	31
5.3 討論與未來方向.....	33
參考文獻.....	35

## 圖表說明



- 表 1：IPCC CMIP3 17 個模式介紹。..... 45
- 表 2：IPCC CMIP5 21 個模式介紹。..... 46
- 表 3：IPCC CMIP3 17 個模式在 20C3M、Pre-Industrial 兩個情境下(即圖 34 至 39)，全球表面溫度在第 1 至第 3 經驗正交函數的解釋方差，單位為%。  
..... 47
- 圖 1：緯向平均的 200hPa 重力位高度距平場。橫軸為時間，由 1957 年 11 月至 2002 年 6 月；縱軸為緯度，由赤道至 90°N。Arctic Oscillation、Niño3.4 指標分別被標示於圖的上、下沿。所有變數均經 5 個月滑動平均濾波。圖中虛線方框顯示 1968 年 1 月至 1988 年 2 月期間於北半球溫帶地區的重力位高度場以負距平為主，其他時期則多為正距平。..... 48
- 圖 2：9 年滑動平均的氣候指標(包含全球表面平均溫度、Atlantic Multidecadal Oscillation、Pacific Decadal Oscillation、Arctic Oscillation、North Atlantic Oscillation)及 35°N-60°N 緯向平均的 200hPa 重力位高度。圖的左上角標示各種顏色所代表的指標，所有指標均經標準化處理。..... 49
- 圖 3：溫帶 Atlantic Multidecadal Oscillation 海表面溫度距平分佈，為溫帶 Atlantic Multidecadal Oscillation 指標(25°N-60°N, 75°W-5.5°W 區域平均)與全球 9 年低頻濾波海溫的迴歸結果，單位為 °C。..... 50
- 圖 4：經驗正交函數在(a)北半球(30°N-70°N)、熱帶(30°S-30°N)及南半球(70°S-30°S) 三個區域 200hPa 重力位高度的第 1 特徵向量(空間分佈)，時間為經 9 年滑動平均的 1960 至 1997 年。(b)相對應的主成份(時間變化)，可解釋方差在北半球、熱帶及南半球分別為 46.5%、89.4% 及 88.7%。..... 51
- 圖 5：經驗正交函數在全球(70°S-70°N) 200hPa 重力位高度的(a)第一特徵向量及其 (b)相對應的主成份，時間為經 9 年滑動平均的 1960 至 1997 年，可解釋方差為 77.3%。..... 52
- 圖 6：經驗正交函數在全球(60°S-70°N) 9 年低頻濾波海表面溫度的(a)第 1、(b)第 2 特徵向量(空間分佈)，(c)相對應的主成份(時間變化)，黑色線及紅色線分別代表第一及第二主成份，可解釋方差為分別是 56.6% 及 17%。時間為 1951 至 2000 年。..... 53
- 圖 7：北半球 200hPa 重力位高度第一主成份(圖 4c 紅線)與海陸表面溫度的相關係數。..... 54
- 圖 8：同圖 4 但為第 2 特徵向量及其對應的主成份，可解釋方差在北半球、熱帶及

南半球分別為29.8%、5.7%及5.4%。	55
圖 9: 北半球 200hPa 重力位高度場與全球海溫的 SVD 分析。(a)、(b)分別是 200hPa 重力位高度場、海溫第 1 個耦合模的空間結構，(c)為其時間序列，紅、藍色虛線代表 200hPa 重力位高度場、海溫，兩者相關係數為 0.99，可解釋方差為 71.6%。	56
圖 10: 圖 9，但為第 2 個耦合模。200hPa 重力位高度場、海溫時間序列的相關係數為 0.95，可解釋方差為 20.3%。	57
圖 11: 40°N-60°N 緯向平均的 200hPa 重力位高度在 1958 至 2001 年年平均值的時間系列，紅色及藍色圈分別代表北半球 200hPa 重力位高度場的正及負相位時期。	58
圖 12: 北半球 200hPa 重力位高度第二主成份(圖 8c 紅線)正減去負相位的合成環流圖。(a) 200hPa 重力位高度，(b) 600hPa-250hPa 平均溫度，(c) 600hPa-250hPa 平均的經向溫度梯度，(d) 海陸表面溫度。僅有統計信心水準達 95% 以上的區域才被繪出。(a) 至 (d) 的單位分別為 meter、K、 $10^{-5} \times K \text{ km}^{-1}$ 及 K，(a) 與 (c) 的灰色虛線代表 200hPa 噴流的氣候平均位置。	59
圖 13: 北半球 200hPa 重力位高度第二主成份(紅色線)與北半球每間隔 10 個緯度平均的海溫時間序列圖。左縱軸代表海溫距平，單位為 $^{\circ}\text{C}$ ；右縱軸代表第二主成份的標準差。	60
圖 14: 北半球 200hPa 重力位高度合成場(即圖 10a) 35°N-60°N 經向平均之緯向波數的波譜分析(綠色實線)。藍色虛線代表信心水準為 90% 的基準線，其中緯向波數 4 及 5 的訊號超過 90% 信心水準。	60
圖 15: 35°N-60°N 緯向平均 200hPa 重力位高度距平場的時間系列，時間為年及四個季節平均並經 9 年滑動平均濾波。	61
圖 16: 同圖 12 但為 40°N-60°N 緯向垂直剖面的(a)重力位高度場及(b)溫度場。單位在(a)與(b)分別是 meter 及 K，圖底部的黑色區域代表地形。	62
圖 17: 同圖 12 唯(a)代表氣候平均的滯留羅士比波波數(彩色陰影)、200hPa 噴流(黑色虛線)及 200hPa 重力位高度的合成場(紅色等值線)，3 條等值線由外而內分別代表 15、24 及 33 公尺。(b) 200-300hPa 平均的駐波活動通量(箭頭)及 200hPa 重力位高度渦流(彩色陰影)。(c) 40°N-60°N 緯向垂直剖面的駐波活動通量(箭頭)及重力位高度渦流(彩色陰影)。渦流定義為總量去除緯向平均後的剩餘量。在(b)與(c)駐波活動通量單位為 $\text{meter}^2/\text{sec}^2$ ，相對應的向量長度分別標示於圖的右下角，其中(c)向上的駐波活動通量以放大 50 倍顯示。	63

- 圖 18：200-300hPa 平均的駐波活動通量(箭頭)及 200hPa 重力位高度渦流(彩色陰影)在北半球(a)冬(12 月至隔年 2 月)、(b)春(3 月至 5 月)、(c)夏(6 月至 8 月)、(d)秋季(9 月 11 月)的合成分析。駐波活動通量單位為  $\text{meter}^2/\text{sec}^2$ ，相對應的向量長度分別標示於圖的右下角。..... 64
- 圖 19：不同指數之多年代時間尺度的 Intrinsic mode function(IMF)，分別是 35°N-60°N 緯向平均的 ERA40(紅色線)及廿世紀重分析 200-hPa 重力位高度場(綠色線)與 BADC 500-hPa 重力位高度場(藍色線)及溫帶北大西洋(25°N-60°N, 75°W-10°E)海表面溫度(橙色線)。除 ERA40 200-hPa 重力位高度場為 IMF3 其餘為 IMF4。所有指數均經標準化處理，可解釋方差被標示於圖右上角。..... 65
- 圖 20：(a)北半球 200hPa 重力位高度第二主成份正減去負相位的合成海陸表面溫度場。(b)數值模擬給定的雙倍海表面溫度距平形態。(a)與(b)的單位均為  $^{\circ}\text{C}$ 。..... 65
- 圖 21：雙倍海溫數值實驗的 9 年低頻濾波(粗實線)及年平均(細虛線)時間序列圖在(a) 30°N-70°N、(b) 20°S-20°N 及(c) 70°S-30°S 區域平均的 200-hPa 重力位高度場。不同初始場的結果以不同顏色標示，給定的大西洋雙倍海溫係數以淡藍及淡黃色底圖標示。左、右縱軸分別代表 200-hPa 重力位高度場及海溫的量值。..... 66
- 圖 22：雙倍海溫數值實驗系集平均之(a)200-hPa 重力位高度場及(b)2 米溫度第一特徵向量(空間分佈)及(c)相對應的主成份(時間序列)，其中在(c)藍色實線、紅色虛線及灰色線分別代表 200-hPa 重力位高度場、2 米溫度及給定海溫距平係數，左縱軸代表 200-hPa 重力位高度場的量值，右縱軸則為 2 米溫度及給定海溫距平係數的量值。200-hPa 重力位高度場、2 米溫度的可解釋方差分別為 73.1%、78.0%。..... 67
- 圖 23：雙倍海溫數值實驗系集平均在 40°N-60°N 平均的緯向垂直剖面(a)重力位高度場、(b)溫度場合成場。定義合成場為給定海溫係數為大於 0.5 與小於 -0.5 兩個時期的差異。只有信心水準在 95% 的區域訊號才被繪出。... 68
- 圖 24：雙倍海溫數值實驗系集平均合成場的(a)駐波活動通量(箭頭)、200hPa 重力位高度渦流(彩色陰影)及 200hPa 噴流的氣候平均位置(灰色虛線)；(b)40°N-60°N 緯向垂直剖面的駐波活動通量(箭頭)及重力位高度渦流(彩色陰影)。渦流定義為去除緯向平均後的剩餘量。合成的定義為給定海溫係數大於 0.8 減去小於 -0.8 時期。駐波活動通量單位為  $\text{meter}^2/\text{sec}^2$ ，相對應的向量長度分別標示於圖的右下角，其中(b)向上的駐波活動通量以放大 50 倍顯示。..... 69
- 圖 25：40°N-60°N 緯向平均的垂直剖面(a)重力位高度場、(b)溫度場的相對強度，

定義為合成場除以年際變化的標準差，觀測合成場的計算方式與圖 12 相同。(c)和(d)等同於(a)與(b)但為雙倍海溫數值實驗的系集平均，模擬合成場的定義與圖 23 一致。.....	70
圖 26：與圖 22 相同但為無地形數值實驗的結果，200-hPa 重力位高度場、2 米溫度的可解釋方差分別為 73.9%、77.6%。.....	71
圖 27：與圖 23 相同但為無地形數值實驗的結果。.....	72
圖 28：與圖 22 相同但為真實海溫數值實驗的結果，200-hPa 重力位高度場、2 米溫度的可解釋方差分別為 59.5%、57.7%。.....	73
圖 29：與圖 23 相同但為真實海溫數值實驗的結果，零值線、負值、正值等值線分別以綠、藍、橙色系線標示。.....	74
圖 30：以北半球 200hPa 重力位高度場第 2 主分量(即圖 8b 紅色線)的迴歸海溫趨勢的模式合成圖，海溫距平僅存北大西洋，(a)、(b)分別為 200hPa 重力位高度場、2 米溫度場。只有信心水準在 95%的區域訊號才被繪出。...	75
圖 31：同圖 30，但為海溫距平在(a)北太平洋及(b)北大西洋加北太平洋的 200hPa 重力位高度場。.....	76
圖 32：IPCC CMIP3 在 20C3M 情境下，35°N-60°N 緯向平均 200hPa 重力位高度場在 1950-1999 年 9 年低頻濾波的時間曲線，個別模式以不同顏色代表，並標示於圖的左上角，黑色線是所有模式的平均。.....	77
圖 33：IPCC CMIP3 在 Pre-industrial 情境下，個別模式的 200hPa 重力位高度場與北半球溫帶大西洋(25°N-60°N, 75°W-5.5°W)近地表溫度的相關係數圖，時間經 9 年滑動平均濾波。.....	78
圖 34：IPCC CMP3 在 20C3M 情境下，全球 2 米溫度的第 1 特徵向量，個別模式的名稱及其解釋方差分別標示於圖的左上邊沿。時間為 1950-1999 年，經 9 年低頻濾波。.....	79
圖 35：同圖 34 但為第 2 特徵向量。.....	80
圖 36：同圖 34 但為第 3 特徵向量。.....	81
圖 37：IPCC CMIP3 在 Pre-industrial 情境下，全球 2 米面溫度的第 1 特徵向量，個別模式的名稱及其解釋方差分別標示於圖的左上邊沿。時間長期為 90 年，經 9 年低頻濾波。.....	82
圖 38：同圖 37 但為第 2 特徵向量。.....	83
圖 39：同圖 37 但為第 3 特徵向量。.....	84

- 圖 40：CMIP5 模式 Historical run 的溫帶 AMO 指標時間序列，不同模式以不同顏色的虛線標示，黑色粗實線為所有模式的系集平均，紅色粗實線為實際觀測場，模式與觀測的相關係數亦標示於圖中每個模式名稱之後。(b)同(a)但只保留相關係數大於 0.6 以上的模式。..... 85
- 圖 41：CMIP5 模式 Historical run 的 2 米溫度場與溫帶 AMO 指標相關係數圖，時間上經去除線性趨性及 9 年滑動平均處理，模式分別為 bcc-csm1-1、GISS-E2-H、GISS-E2-R、HadGEM2-AO、HadGEM2-CC 共 5 個模式，這些模式的溫帶 AMO 時間序列與觀測相關係數達 0.6 以上(即圖 40b)... 86
- 圖 42：同圖 41，但為 CMIP5 模式 Historical run 的 200 百帕高度場與溫帶 AMO 指標之相關係數圖。..... 87
- 圖 43：北半球(20°N-90°N)、南半球(90°S-20°N)、熱帶(20°S-20°N)與全球平均溫度在 1911 至 2005 年的 9 年低頻濾波時間序列圖。..... 88
- 圖 44：40°N-60°N 緯向平均的 200hPa 重力位高度時間系序圖，為 GFDL CM2.1 模擬 Atlantic Multidecadal Oscillation 的結果，本圖由 Rong Zhang 博士提供，詳細的模式設定請參閱 Zhang and Delworth (2006)。..... 88



## 第一章·引言

### 1.1 存在北半球溫帶不知名的多年代際現象

混沌的地球氣候系統具有多重時間特徵，其中更不乏許多緯向對稱結構的現象。舉例來說，屬於大氣內部動力並影響北半球中高緯度地區天氣的北極震盪 (Arctic Oscillation, AO; 亦稱北環狀模, Northern Annular Mode, NAM, 如 Thompson and Wallace 1998, 2000, Thompson et al. 2000) 就是一個高頻大氣擾動的例子。存在熱帶太平洋且耳熟能詳的聖嬰與南方振盪 (El Niño-Southern Oscillation, ENSO; e.g., Angell and Korshover 1978, Pan and Oort 1983, Yulaeva and Wallace 1994, Hsu 1994, Lu 2008) 則是時間尺度在季節至年際之間的最佳代表之一。圖 1 為北半球由赤道至極區，在去除季節變化後再經 5 個月滑動平均的 200 百帕重力位高度場 (Geopotential high at 200hPa, H200)，圖的上、下沿亦分別疊加上 AO 指標與 Niño3.4 (赤道中太平洋[5°S-5°N, 170°W -120°W]海溫距平，可代表 ENSO 強度)。檢視圖 1 便可輕易找到上述兩個系統在高對流層留下的蹤跡。當赤道中太平洋海溫較為偏暖時，熱帶地帶(0°-30°N)的高度場亦較高，反之亦然。兩者的相關係數為 0.46 便可說明 ENSO 為主宰熱帶大氣的重要角色之一。極區(65°N-90°N)平均的 H200 與 AO 的相關係數更是高達-0.74，顯示 AO 幾乎可完全代表極區高度場的季內變化。然而，北半球溫帶地區卻表現出與熱帶和極區截然不同的律動，在 1960 年代後期至 1980 年代末約廿年期間高對流層高度場以負距平為主，在此期間的前後則多為正距平，具有明顯的多年代變化特徵。就我們認知，此一低頻的多年代現象尚未被完整的了解與探討。

為了更進一步分析這個獨特的多年代現象，圖 2 列舉了幾個重要大尺度低頻現象的時間系列，譬如全球平均地表溫度、太平洋年代振盪 (Pacific Decadal Oscillation, PDO, Latif and Barnett 1994)、北大西洋振盪 (North Atlantic Oscillation,



NAO, Walker and Bliss 1932, Barnston and Livezey 1987)、AO 及大西洋多年代振盪 (Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO, Kerr 2000)。當然，我們的主角，35°N-60°N 緯向平均的 H200 也在其列。應用年平均及 9 年滑動平均濾除上述各指數時間尺度在年代以下的雜訊。北半球溫帶地區的 H200 在 1960 年代晚期之前為逐漸下降，隨後將近廿年的走勢大致持平，最後於 1980 年代末期轉為上昇趨勢，展現出多年代擺動的時間特徵，正巧是圖 1 想探索的現象。另一方面，目前所知的低頻氣候現象是否有相似的時間變化?將在接下來的段落一一闡述。

## 1.2 大尺度低頻氣候現象簡介

全球暖化，這個近年來最夯的議題一再占據新聞版面，已被媒體渲染成所有天氣/氣候異常的罪魁禍首、幕後黑手。雖然全球暖化不像媒體形容的無所不能，但不可諱言的，全球暖化依然是近百多年來地球氣候中最值得一提的系統。全球地表平均溫度(圖 2 黑色線)並不只是平順的上昇趨勢，而是以階梯式地逐漸增暖，1940 年代至 1970 年代中期期間溫度趨勢持平甚至略呈逐年遞減，在 1910 年至 1940 年、1970 年代末期之後的兩個時期上昇趨勢最為明顯。根據此一溫度曲線，2007 年發表的 Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report (IPCC AR4) 評估為過去 100 年、50 年、30 年的全球平均氣溫上升速率分別為 0.074°C/10 年、0.128°C/10 年、0.177°C/10 年，認為全球暖化有逐漸加速的跡象。另外，Fu et al. (2006) 利用 1979 年至 2005 年的衛星反衍資料，認為熱帶哈德里環流 (Hadley circulation) 在全球暖化趨勢最為顯著的期間，向南北半球擴張了 1 個緯度；除此之外，他們也發現暖化程度在副熱帶地區比赤道附近大，尤其在北半球的高緯度地區更為顯著。然而，全球暖化逐漸加速的看法是可議的，Wu et al. (2007) 認為近數十年加速暖化現象是多年代振盪與拋物線上升趨勢兩者組合所造成的。近年來，更新的研究應用多元線性迴歸 (multiple linear regression) 分析，在移除



ENSO、火山及 AMO 的影響之後，人類活動引起全球暖化呈現穩定的線性上升趨勢，暖化速率在 1910 年之後每十年大約增加 0.07-0.08°C，明顯低於 IPCC AR4 對最近 30 年全球平均氣溫上升速率的估計(Tung and Zhou 2013, Zhou and Tung 2013)。

PDO，北太平洋海表面溫度(sea surface temperature, SST)在年代際時間尺度最重要的型態(Latif and Barnett 1994, Mantua et al. 1997)，定義當熱帶中東太平洋海溫高於平均值，同時溫帶北太平洋海溫低於平均值為正相位。1940 年代 PDO 由正轉為負相位，對應的負至正轉向則發生於 1976 年附近(圖 2 綠色線，或參閱 Parker et al. 2007)。PDO 的空間結構為一對海溫距平偶極座落於中緯度北太平洋至熱帶中東太平洋，海溫距平變化以中緯度較為顯著。PDO 的空間特徵與 ENSO 類似，但後者的海溫變化以熱帶地區為主。由於彼此相似的海溫距平形態，探索 PDO 與 ENSO 是否有關聯性的理論成為熱門議題。Newman et al. (2003) 舉出許多證據說明 PDO 只是 ENSO 投影到年代至多年代際時間尺度的隨機變異量。另一角度的理論亦被提出，這類的看法認為 PDO 能調節 ENSO 在年代至多年代際時間尺度的變異量 (Power et al., 1999; An and Wang, 2000; Rodgers et al., 2004) 。比方說，1976/77 年之前以反聖嬰現象出現的頻率較高，但在這之後轉變成聖嬰現象為主。Power et al. (1999)認為太平洋的年代/年代際變異量不只發生於北太平洋，而是存在於整個太平洋，因此提出年代際太平洋振盪(Inter-decadal Pacific Oscillation, IPO)的觀念。Liu and Sui (2013)分析了數組觀測及重分析資料，認為近百多年來最重要的兩個多年代際振盪變異量為 PDO-like 及 AMO-like，此兩個現象大約可解釋最近 30 年一半的暖化幅度，而且在接下來這個年代兩者均扮演抵消暖化的角色。

NAO (Walker and Bliss 1932, Barnston and Livezey 1987, Jones et al., 1997) 定義為亞速爾群島 (位於副熱帶北大西洋) 減去冰島的海平面氣壓差異，代表北大西洋冬季的西風與熱通量強度。NAO 為正相位時，冰島低壓與大西洋副熱帶高壓都



增強，造成較強的中緯度西風帶及向北位移的冬季風暴路徑。由於冬季時大西洋相對於同緯度的歐洲是又濕又暖的，偏強且偏北的西風將暖濕空氣帶往更遠及更北的歐洲內陸，使得北歐的冬季較平常更加暖和、濕潤；南歐及北非因來自海洋的調節作用減少而變得較為乾冷(Trenberth et al., 2007)。AO 是一個較 NAO 更新的觀點，描述北極與中緯度海平面氣壓場呈現反相位的振盪關係。AO 無論在空間結構或時間變化均與 NAO 類似，Thompson and Wallace (1998)認為 NAO 僅是 AO 的局部訊號，並使用北緯 20 度以北的海平面氣壓場之第 1 個經驗正交函數來代表 AO 指數，定義北極氣壓偏低，中緯度北大西洋與北太平洋氣壓偏高的環流型態為正相位。當 AO 為正相位時，中緯度西風帶較強，北極與中緯度的氣流不易交換，極區的冷空氣被鎖在當地，因此極區變冷、中緯度變暖。NAO 與 AO 雖然是天氣尺度的大氣現象，但亦具有低頻變化趨勢，1960 至 1990 年代兩者均呈現上昇趨勢，隨後轉為逐年遞減，多年代時間尺度的時間特徵清晰可見(圖 2 的灰色線與橙色線，亦可參閱 Scaife et al. 2005, Thompson and Wallace 2000)。然而，在一系列由全球暖化、PDO、NAO 介紹到 AO 這些著名的大尺度現象時，發現上述系統與我們想探索的 H200 多年代振盪在時間變化上不吻合，除了接下來即將介紹的另一現象是唯一的例外。

### 1.3 北大西洋多年代振盪簡介

年代際時間尺度在北大西洋扮演舉足輕重的地位，這個左右全球氣候的低頻海溫現象被稱為 AMO (Kushnir 1994, Schlesinger and Ramankutty 1994, Kerr 2000)。本研究定義溫帶北大西洋(25°N-60°N, 75°W-5.5°W)區域年平均海溫再經 9 年滑動平均濾波(圖 2 藍色線)為溫帶 AMO 指標。此指標在 1920 年至 1930 年代中期逐年上昇，1950 年代末至 1960 年代轉為下降趨勢，另一段上昇趨勢約發生於 1980 年代晚期至 21 世紀初。溫帶 AMO 指標在 20 世紀初至 21 世紀初百多年期間



大約經歷了 1.5 個循環，週期大約有 70 年左右，展現出明顯的多年代變化特徵。1960 年代至 20 世紀末的溫帶 AMO 指標變化與北溫帶 H200 的韻律如出一轍，隱含兩者可能存在的密切關聯性。

溫帶 AMO 為南北半球對立的海溫偶極距平結構，北半球的海溫距平明顯較南半球偏強，其中最大特色為北大西洋全洋面一致的海溫距平訊號，並以北大西洋溫帶 40°N-60°N 區域最為顯著，當溫帶 AMO 指數變化一個標準差時，該區最大海溫變化量大約是 0.25°C(圖 3)。除北大西洋外，北太平洋溫帶地區為 AMO 另一個海溫距平較顯著的區域，印度洋的海溫距平則偏弱許多。由於 AMO 對全球氣候的影響是廣泛且多面向的，AMO 逐漸成為近年來的研究顯學。然而，有限的觀測資料使低頻 AMO 的存在受到質疑，為此，Delworth and Mann (2000)藉由資料重建技術，將觀測地表溫度向過去延伸 200 多年，並證實 AMO 的蹤跡至少可追溯至 17 世紀中。數值模式模擬亦為證明 AMO 存在的利器，Wei and Lohmann (2012)應用地球系統偶合模式，推測自全新世(Holocene，最年輕的地質年代，約從 11700 年前迄今)以來 AMO 便是地球氣候系統的一份子。許多研究認為 AMO 是自然變異造成的，海洋模式的長期模擬發現，溫鹽環流(thermohaline circulation，或稱為 meridional overturning circulation, MOC)是形成 AMO 的主要機制(e.g., Delworth et al. 1997; Delworth and Mann 2000; Latif et al. 2004; Sutton and Hodson 2003, Vellinga and Wu 2004; Knight et al. 2005; Kuhlborcht et al, 2007)。此理論認為，北大西洋的上層暖洋流流經弗拉姆海峽(Fram Strait，位於格林蘭東側，連接北大西洋與北極海)為北極海注入的溫暖海水，使海冰融化、淡水增加，形成鹽度較低、比重較輕的海水，所以往深海下沉的北大西洋深海流(North Atlantic Deep Water)流量減少，溫鹽環流因此減弱，北大西洋海水上層的暖洋流流速亦隨之減緩，導致北極海的海冰又逐漸回復，形成一個不斷循環的海-冰-大氣交互作用機制。

地球氣候系統中到處都可看到 AMO 的影響力，如全球平均溫度除平緩的上昇



趨勢外，亦因 AMO 調節而有多年代的低頻訊號(e.g., Knight et al. 2005, Zhang et al. 2007, Delsole et al. 2011, Wu et al. 2011, Tung and Zhou 2013, Zhou and Tung, 2013)。Keenlyside et al., (2008) 應用偶合模式，預測接下來的十年 MOC 較長期平均偏弱，因此歐洲及北美將略為降溫，全球暖化的威脅亦將稍稍減緩。除此之外，AMO 亦會改變熱帶海溫的水平梯度，進而使間熱帶輻合區(Intertropical Convergence Zone, ITCZ)有南北向的位移。異常的 ITCZ 變化牽引出眾多的氣候變異，如熱帶南美及非洲的雨量、Hadley 環流及副熱帶噴流強度(Sutton and Hodson 2003, Vellinga and Wu 2004; Sutton and Hodson, 2007, Parker et al., 2007, Ting et al. 2011)。大西洋颶風生成數目與 AMO 指標有良好的相關，當 AMO 為正相位時熱帶大西洋海溫較暖、颶風主要生成區的垂直風切偏弱，均為有利颶風生成的環境(Goldenberg et al. 2001, Wang et al. 2008)。Sutton and Dong (2012)認為歐洲氣候的年代變化深受大西洋海溫影響，並推論造成 1990 年代之後北歐的夏季變得更濕、南歐則有偏熱且乾的夏季，與北大西洋海溫突然大幅增溫在時間上吻合，且此海溫變化是 AMO 的一部份。研究亦發現北美季風的強度、肇始與結束與 AMO 有關(Arias et al. 2012)。其他 AMO 的影響如北美洲與歐洲的夏季氣候、北美洲的乾旱、加勒比海的雨量、撒赫勒(Sahel)乾旱的長期變化等(e.g. Venegas and Mysak 2000, Sutton and Hodson 2005, Trenberth and Shea 2006)。

藉由遙相關，AMO 的影響力可伸展至太平洋及亞洲等地，Dong et al. (2006) 推測正相位的 AMO 將使得熱帶太平洋有更深的斜溫層，降低海溫的垂直層化，使 ENSO 的變異量減弱。Zhang and Delworth (2007)則發現在多年代時間尺度下，觀測與模式模擬的 AMO 分別領先北太平洋海溫 3 年與 12 年。Wang et al. (2012)使用追溯至 1950 年的懸浮微粒資料，發現沙塵亦有相似於 AMO 的多年代變化。亞洲夏季季風方面，Lu et al. (2006)發現 AMO 正相位時，有利東南亞及東亞的夏季季風增強，並會使印度夏季季風延遲結束。Li and Bates (2007)指出中國東部的冬季溫度與 AMO 為正相關，冬季雨量在該區則有北濕南乾的相位。在臺灣，Lu et

al.(2012)發現全年平均及冬季的溫度有相似於 AMO 的多年代際變化趨勢。

然而，目前尚未有任何文獻提及 AMO 會影響到北半球溫帶的 H200，顯然這是個尚待探索的有趣議題。本研究將利用環流分析與數值模擬解開兩者之間的聯關。第二章說明使用資料、數值模式及分析方法。第三章及四章分別說明觀測場及數值模擬的結果。最後的結論與討論在第五章。



## 第二章·資料、數值模式與分析方法

### 2.1 使用資料

本研究使用以下月平均資料：

(1) The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) 40 Year Re-analysis (ERA40,  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ , 資料時間長度為 1957 年 9 月至 2002 年 8 月, Uppala et al., 2005)。

(2) The Met Office-Global Sea Surface Temperature (HadISST 1.1,  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ , 資料時間長度為 1870 年迄今, Rayner et al. 2003)。

(3) The Climate Research Unit (CRU) temperature (TS2.0,  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ , 資料時間長度為 1901 年至 2002 年, Mitchell et al. 2004)。

(4) The British Atmospheric Data Centre (BADC) Northern Hemisphere ( $15^{\circ}N$  以北) 500hPa Geopotential Height fields ( $5^{\circ}$  latitude  $\times$   $10^{\circ}$  longitude), 為探空資料反衍的分析場, 資料時間長度為 1945 年至 2005 年, 相關資料可至以下網頁下載 [http://badc.nerc.ac.uk/view/badc.nerc.ac.uk\\_ATOM\\_dataent\\_HEIGHT](http://badc.nerc.ac.uk/view/badc.nerc.ac.uk_ATOM_dataent_HEIGHT)。

(5) The 20<sup>th</sup> Century Reanalysis version 2 ( $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ , 資料時間長度為 1871 年至 2008 年, Compo et al. 2011)。

雖然 NCEP-NCAR Reanalysis I 的資料時間長度(1948 年迄今)比 ERA40 更長, 但因其 1970 年代在蒙古利亞一帶的近地面分析場可信度較低(Inoue and Matsumoto 2004), 可能會影響到分析結果的辨別, 所以本研究選用 ERA40。

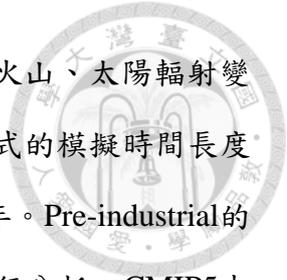
### 2.2 使用模式



以ECHAM5 (European Centre Hamburg Atmosphere Model version 5, Roeckner et al., 2003 and 2006)進行多組數值實驗來探求北大西洋海溫距平對全球大氣環流的影響。ECHAM系由德國漢堡(Hamburg)大學將ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)改寫成的氣候模式。更多有關模式詳細的說明可參閱由Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M)編寫的技術報告(e.g., Roeckner et al. 2003, 2004 and 2006)。本研究選用的水平解析度為緯向波數42的三角截斷(triangular truncation at wave number 42, T42)，大約等於 $2.8^{\circ} \times 2.8^{\circ}$ 個緯經度；垂直分層由地表至10 hPa共有19層。詳細的模式實驗設計將於第四章作說明。

本研究亦分析CMIP(Coupled Model Inter-comparison Project) 3及5，其中CMIP3分析了17個海氣耦合模式資料，包括(1)BCCR BCM2.0、(2)CGCM3.1(T47)、(3)CGCM3.1(T63)、(4)ECHAM5/MPI-OM、(5)GFDL CM2.0、(6)GFDL CM2.1、(7)GISS AOM、(8)GISS EH、(9)GISS ER、(10)INGV SXG、(11)INMCM3.0、(12)IPSL-CM4、(13)MIROC3.2(hires)、(14)MIROC3.2(medres)、(15)MRI-CGCM2.3.2、(16)UKMOHadCM3、(17)UKMO-HadGEM1。更多的詳細資料如表1 (Meehl et al.2007)。CMIP5本研究挑了其中的21個模式，如表2所示，分別為(1)ACCESS1-0、(2)bcc-csm1-1、(3)CanESM2、(4)CCSM4、(5)CESM1-CAM5-1-FV2、(6)CNRM-CM5、(7)GFDL-CM3、(8)GFDL-ESM2G、(9)GFDL-ESM2M、(10)GISS-E2-H、(11)GISS-E2-R、(12)HadCM3、(13)HadGEM2-CC、(14)HadGEM2-ES、(15)HadGEM2-AO、(16) inmcm4、(17)IPSL-CM5A-LR、(18)MIROC5、(19)MIP-ESM-LR、(20)MIP-CGCM2、(21)NorESM1-M，關於模式的詳細說明可參閱Taylor et al. (2012)。

IPCC CMIP3有不同情境的模擬，本論文選用其中兩個，分別為工業化前(Pre-industrial)及20世紀(20th Century climate, 20C3M)兩種。工業化前情境的溫室氣體、懸浮微粒的直接效應與太陽輻射量，均固定為1850年當時含量，並不隨時間



改變。而20C3M情境的各樣溫室氣體變化、懸浮微粒變化以及火山、太陽輻射變化，均依20世紀的實際情況變化放入模式中模擬。由於個別模式的模擬時間長度不同，20C3M情境選用各模式均有模擬的1950至1999年，共50年。Pre-industrial的模式年份不一定能代表真實時間，所以統一選用其中的90年進行分析。CMIP5本研究僅分析歷史重建情境(Historical run)，分析年份為1880至2005年。CMIP3、5的個別模式可能有不同的預報成員數量，為使問題單純化，僅分析各模式的第1個預報成員。

### 2.3 分析方法

為將研究焦點鎖定在年代際，應用年平均及9年滑動平均(running averaging)濾除時間尺度在年代際以下的訊號。經驗正交函數(empirical orthogonal function, EOF)或稱主成分分析(principal components analysis, PCA)為氣象分析上常見的統計技巧。EOF主要是通過對變異數矩陣進行特徵向量分解，將隨時間變化的原始氣象場，分解成特徵向量(空間分佈)和其對應的主成份(特徵值，常為時間變化)兩個部分。每一對特徵向量與主成份彼此之間必然正交，其對應可解釋方差(explained variance)代表對原始資料之總變異量的解釋能力，所有主分量的解釋方差總和為100%，也就是說解釋方差愈大，其主分量愈具有代表意義。解釋方差會隨著主分量的順序而逐漸減少，分析上一般只取前幾個重要的主分量來研究，可以達到簡化資料維度的優點。簡而言之，EOF分析能由資料中萃取出前幾個最主要的氣象模態，並濾除不必要的雜訊，對研究某些特定氣象現象是實用的分析方法。

合成分析係指探討某兩個特定族群之間的差異。本研究欲探討北半球溫帶地區200hPa重力位高度場是否有明顯的多年代際變異，採用正負相位的相減的合成技術來探索各變數的空間結構。在合成分析研究中，不免遇到分析結果是否具代表性的問題，統計檢定就是用來判定分析結果是否具統計意義的方法。使用



Student's *t*-test 作為統計顯著性檢定的依據，其公式為：

$$T = \frac{\overline{X}_1 - \overline{X}_2}{S_P \sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}}$$

$$S_P^2 = \frac{(n_1 - 1)S_1^2 + (n_2 - 1)S_2^2}{n_1 + n_2 - 2}$$

下標數字代表不同組群，如  $\overline{X}_1$ 、 $\overline{X}_2$  分別代表組群1、2的平均值， $n$ 為樣本個數， $S$ 為標準差。虛無假設設定為兩個組群屬同一分佈，拒絕此虛無假設表示兩個組群來自不同分佈且有顯著不同，使用雙尾檢定並以信心水準達95%以上作為通過統計檢定的條件。

駐波活動通量(wave activity flux, WAF)為計算駐留羅士比波(stationary Rossby wave)能量傳遞方向與速度的一種計算方法。WAF為一向量，方向代表駐波群速(能量傳遞)方向，向量大小正比於駐波中能量傳遞速度。輻散發生處代表波源，可能由非絕熱熱量或地形等機械力激發出駐波。輻合發生處代表波匯，可能有潛熱釋放或大氣內部的不穩定。WAF最早是由Plumb (1985)提出，利用準地轉假設下的位渦方程式經過線性化後所導出，Takaya and Nakamura (1997)改進WAF的計算方式，使基本流場假設更貼近實際大氣，公式如下：

$$W = \frac{1}{2|\overline{U}|} \times \begin{bmatrix} [U(\psi_x^2 - \psi \cdot \psi_{xx}) + V(\psi_x \psi_y - \psi \cdot \psi_{xy})] \cdot \hat{i} \\ [U(\psi_x \cdot \psi_y - \psi \cdot \psi_{xy}) + V(\psi_y^2 - \psi \cdot \psi_{yy})] \cdot \hat{j} \\ \left[ \frac{f^2}{S_t^2} U(\psi_x \cdot \psi_p - \psi \cdot \psi_{xp}) + V(\psi_y \cdot \psi_p - \psi \cdot \psi_{yp}) \right] \cdot \hat{k} \end{bmatrix}$$

$$S_t^2 = -\alpha \frac{\partial(\ln \theta)}{\partial p}$$

$W$ 為駐波活動通量， $|\overline{U}|$ 為水平風速氣候值， $U$ 、 $V$ 分別代表緯向風、經向風風速。 $\psi$ 為流函數(stream function)，下標文字代表偏微分，如 $\psi_y$ 代表對 $y$ (經向)方向

的偏微分， $\psi_{xp}$  代表對x(緯向)及垂直方向的偏微分。 $f$ 為科氏參數(Coriolis parameter)， $S_i^2$ 代表靜力穩定度(static instability)， $\alpha$ 為比容(specific volume)，位溫(potential temperature)由 $\theta$ 表示。



經驗模態分解(Empirical Mode Decomposition, EMD, Huang et al. 1996, 1998 AND 1999; Wu et al. 2007)為臺灣中央研究院黃顎院士團隊的創新發明，它是一種高效率、可自變的時變程序演算法，已被廣泛地應用於各個領域。最難能可貴的是，EMD 可應用於任何非線性與非穩態之訊號分析。EMD 能將混雜各種資訊的原始資料分解成有限且通常較精簡的本質模態函數(intrinsic mode functions, IMF)，每個 IMF 彼此之間具有互相獨立、正交的特性，且有不固定的周期與振幅。分解 IMF 並必須符合以下兩個條件：

1. 在整筆資料中，局部極大值與局部極小值的數目之和與跨零點的數目要相等或是最多相差一個。
2. 在任一時間點上，由局部極大、極小值所定義的上、下包絡線平均值為零。



### 第三章·觀測資料分析

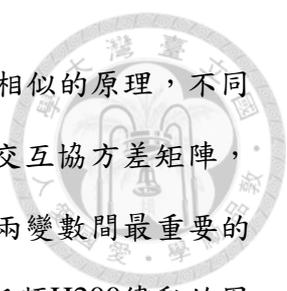
#### 3.1 經驗正交函數分析—北半球隱身在全球暖化後的多年代振盪

分別應用EOF分析於北半球(30°N-70°N)、熱帶(30°S-30°N)、南半球(70°S-30°S)三個區域的9年低頻濾波H200。雖然EOF分析是分三個不同區域進行的，但它們的第1特徵向量(空間結構)卻可近似完全地拼組成一個全球形態的空間分佈，東亞中部、北太平洋、格林蘭附近至東歐為負距平，其餘區域以正距平為主，並以北美經北大西洋至歐洲、南印度洋、東南太平洋及南大西洋的訊號較為明顯(圖4a)。再者，三者的時間系列(主分量)均展現出相似的上昇趨勢(圖4b)。由空間及時間的一致性，顯示三個區域的第1特徵向量應是在描述同一現象。為進一步證實此推論，將EOF分析的範圍放大到全球，結果顯示三個高度負距平位於東亞中部、北太平洋、格林蘭周遭至東歐，南半球的印度洋、太平洋及大西洋仍為高度正距平最明顯的區域(圖5a)。除空間結構外，其時間變化(圖5b)亦與原來的分析十分接近，顯示圖4的確是在描述全球尺度的現象。那麼，是何種機制造成上述的大氣現象呢？圖6a為全球9年低頻濾波海表面溫度的EOF1，除北太平洋、高緯度的北大西洋及熱帶北大西洋偏冷外，展現出近似全球暖化的空間特徵。EOF2則為AMO類形的海溫距平(圖6b)，最顯著的海溫訊號位於北大西洋中緯度，北太平洋為另一個海溫距平較明顯的區域。另一方面，分析北半球H200的第1主成份與海陸表面溫度的相關係數(圖7)亦可得到與圖6a相當類似的空間結構，亦說明除裏海及巴西附近外，大部份的陸地亦有增暖現象。圖6c與圖7的空間特徵與冷海-暖陸形態(Cool Ocean-Warm Land pattern, Wallace et al. 1995; Zhang et al. 1997; Broccoli et al. 1998)頗為接近；且其時間變化亦呈現逐年遞增趨勢(圖6c黑色曲線)。由這些線索推論，近似全球暖化的海溫結構在廿世紀中後期是影響H200律動最主要的因素。然而，H200的第1個EOF在熱帶及南半球的解釋方差高達近9成(分別是89.4%及88.7%)，在北半球卻不到一半(46.5%)。說明全球暖化形態的海溫結構在不同區域對H200的影響程度不

一，在熱帶與南半球占絕對性的優勢地位，但北半球則不然，需要搭配另一尚未被全面了解的低頻現象才能充分解釋北半球H200在年代際的變異量，突顯出北半球在年代際時間尺度的變異量較熱帶及南半球更複雜多元。

這個隱身在全球暖化之後，左右北半球年際變異量占第二順位的現象就是圖8a呈現的相貌，EOF分析低頻H200的第2特徵向量，在30°N-60°N展現出近似環北極的帶狀分佈，唯加拿大東部及北大西洋高緯度地區的訊號較為偏弱。除近似緯向對稱的結構外，在歐洲、東亞、北太平洋為三個局地高壓中心，另外在北美及北大西洋為另兩個強度較弱的高壓中心。上述區域極大值之間的距離說明此現象緯向波數大約為4至5。北半球H200 EOF2的時間變化(即其主成份，圖8b紅色曲線)具有明顯的多年代特徵，1960年代末之前為下降趨勢，1980年代中之後為上昇趨勢，與35°N-60°N緯向平均H200極其近似(圖2紅色曲線)，兩個時間系列的相關係數更高達0.97。由近似緯向對稱結構更可斷定EOF2就是圖1中所說在北半球溫帶地區不知名的現象，因其主要訊號位於歐亞大陸至北太平洋且為多年代的時間尺度，所以使用「歐亞-太平洋多年代振盪(Eurasian-Pacific Multidecadal Oscillation, EAPMO)」來代表此一特殊大氣現象。另一方面，EOF2的解釋方差在北半球有29.8%，但在熱帶、南半球卻分別只有5.7%、5.4%，而且展現出與北半球截然不同的時間變化(圖8b)。此外，不同於EOF1在熱帶及南、北半球可近似完成地合併(圖4a)，EOF2在三個區域各有自己的風格(圖8a)，由時間及空間的差異性，顯示EOF2並不是在描述同一個現象。由這些證據顯示，熱帶與南半球單一EOF能解釋的變異量，在北半球要用兩個模態才達到相近(46.7%+29.8%=76.5%)的量值；也就是說，必需要同時考慮全球暖化形態海溫及EAPMO才能充分說明北半球在年代際變化時間尺度以上的變異量。

### 3.2 奇異值分解-更多的佐證



奇異值分解(Singular Value Decomposition, SVD)具有與EOF相似的原理，不同的是SVD主要應用於探討兩變數之間的關聯性，利用兩變數之交互協方差矩陣，求取兩變數在時間上有最大協方差平方的水平分佈，進而得知兩變數間最重要的偶合模態。上一小節我們利用EOF分析說明前兩個影響北半球低頻H200律動的因子為全球暖化及AMO形態海溫，此一論述可以在SVD分析中進一步獲得佐證。經9年低頻濾波的北半球H200與全球海溫之第1個SVD偶合模(圖9)顯示，東亞中部、北太平洋、格林蘭附近至東歐為H200負距平，其餘區域以正距平為主，與EOF1分析結果(圖4a上圖)說是孿生兄弟也不為過；海溫形態亦與北半球H200第1主分量的相關係數分析(圖7)極為類似，呈現出全球暖化形態的海溫配置。此形態環流配置可解釋71.6%的總變異量。北半球H200與全球海溫在SVD第1個偶合模的時間序列皆為線性上昇趨勢(圖9c)，兩者的相關係數高達0.99，說明H200與海溫緊密的關聯性。SVD第2個偶合模方面，顯現出似曾相識的時空結構，緯向均勻的帶狀H200幾乎環繞北半球中緯度一整圈，疊加在其上分別有東歐、東亞、北太平洋、北美及北大西洋5個區域中心(圖10a)，與北半球EOF2的空間結構(圖8a上圖)幾乎全然相同，唯一差異在北太平洋的局地高壓較為偏弱。SVD2的海溫為AMO形態(圖10b)，其解釋方差為20.3%。SVD2的時間序列於1970年代初期之前、1980年代中期之後分別為下降、上昇趨勢的多年代際變動清晰可見(圖10c)，H200與全球海溫兩者在時間上相關係數高達0.95。由EOF與SVD的高度雷同，加強本研究論點的可信度，也就是全球暖化、AMO形態的海溫結構，為左右北半球高層高度場在年代際時間尺度以上變異量的首要份子。

### 3.3 合成分析—揭開「歐亞-太平洋多年代振盪」神秘面紗

為揭開EAPMO更多不為人知的面紗，定義北半球H200的第二主成份當其大於0.5個標準差時為正相位年份；反之，小於-0.5個標準差時為負相位，最後以正減去



負相位年份的合成方法應用於各個變數場。結果顯示，正相位年份為1958年至1966年及1990年至2001年兩個時期，負相位則為兩正相位之間的1970年至1985年。如圖11在40°N-60°N緯向平均的H200年際時間序列所示，即使在EAPMO訊號最明顯的北半球中緯度，H200仍有顯著的年際變異量，若單獨只看正或負相位時期的年份，各年份之間並無存在明顯的趨勢，也就是說，有效自由度會因資料間自相關性高而大量降低的問題在比合成計算中是可被忽略的。另一方面，由於正相位年份分為前後兩個時期，與時間位於其間的負相位相減後，可濾除像全球暖化般成線性上升的訊號，僅有年代際變化被保留在合成分析中。

合成分析場的H200(圖12a)與EOF2(圖8a)結果十分類似，顯示採用的合成技巧能正確無誤地代表EAPMO。往後的圖特別將地圖中心的經度調整至120°E以便EAPMO能較為流暢地被呈現出來。如圖12a所示，H200所代表的EAPMO的訊號只顯現於北半球中緯度且恰好位於噴流軸氣候位置的北側，似乎隱含噴流能決定EAPMO所在的位置，更進一步的探討將在後面的章節做更深入的分析。600-250hPa垂直積分的溫度場展現出與H200極為接近的空間結構，北半球溫帶地區的緯向對稱結構再次出現，代表除昇高的高對流層高度場外，中對流層亦有整層增暖現象；此外，中對流層溫度場在大西洋至歐洲可被區分為兩個中心，再一次說明EAPMO的緯向波數可能是4至5(圖12b)。600-250hPa垂直積分的經向溫度梯度方面，因其水平尺度較小，為突顯大尺度訊號，濾除其緯向波數在24以上的小尺度擾動。圖12c顯示沿噴流軸線的600-250hPa經向溫度梯度減弱，在其北方則為加強。根據熱力風方程，經向溫度梯度正比緯向風速的垂直風切，所以代表噴流軸上的緯向風速減緩，噴流北方的緯向風速加強，即噴流軸附近的經向水平風切減弱。地表溫度方面，當EAPMO為正相位時，東亞、北太平洋、北美西岸、北大西洋及地中海較為偏暖(圖12d)，這些地區剛好是H200振幅較大的區域高壓中心；相對來說，南半球的訊號微弱許多。有趣的是，在地中海及東亞的暖區與Lo and Hsu (2010)探討之1980年代晚期氣候突變的空間結構頗為相似。另一方面，北大西洋幾乎全面性



偏暖的形態與溫帶AMO正相位(圖3)相當神似；再者，EAPMO的時間變化亦與溫帶AMO雷同，種種證據均指出EAPMO可能是由溫帶AMO激發出的大氣現象。圖13比較EAPMO與北半球個別緯度圈海溫的年代際時間變化，發現 $30^{\circ}\text{N}$ - $40^{\circ}\text{N}$ 及 $40^{\circ}\text{N}$ - $50^{\circ}\text{N}$ 均有1950年代至1960年代為下降趨勢，1980年代中期至廿世紀末轉為上昇趨勢，呈現出與EAPMO相似的時間變化，證實北半球中緯度海溫變化與EAPMO的良好相關。另外，為證明EAPMO為緯向波數4至5的結構，將合成的H200經 $35^{\circ}\text{N}$ - $60^{\circ}\text{N}$ 經向平均後，再利用波譜分析計算其緯向波數，結果顯示只有波數4、5超過統計檢定90%的信心水準(圖14)。另一個有趣的現象為熱帶非洲大陸中對流層(圖12b)有偏冷訊號，但其地表(圖12d)卻是偏暖，這是個值得進一步探討的問題，但與本研究所著重的方向不同，因此對此不再多做著墨。

截至目前，以上的分析都是建基於年平均的計算，為了解EAPMO在各個季節變化的異同，計算 $35^{\circ}\text{N}$ - $60^{\circ}\text{N}$ 緯向平均H200在四個季節與年平均的時間序列(圖15)。季節間與年平均的變化大致雷同，均具有1960年代晚期之前為下降走勢，1980年代末以逐年遞增為主的多年代變動特色，其中以秋季與冬季的時間變化與年平均最為相近。春、夏兩季則與年平均的變化略有不同，如1970年代的下降趨勢在春季可持續至1970年代末，1980年代的上昇趨勢在夏季延後至1990年代才發生。也就是說，EAPMO亦存在於在季節分析中，只是多年代振盪的特色在春、夏兩季略有不足，為簡化問題，以下的分析將主要只聚焦在多年代振盪最明顯的年平均上。

EAPMO中心大約位於 $40^{\circ}\text{N}$ - $60^{\circ}\text{N}$ ，沿此緯度範圍進行垂直剖面的合成分析。重力位高度場顯示，EAPMO最大振幅約位於200hPa的高對流層且具有相當正壓的垂直結構(圖16a)，四個區域極大值分別位於西歐、東亞、北太平洋及北美西側，在西歐及北太平洋的重力位高度場只向下延伸至中對流層；但東亞及北美西側的近地表仍可發現EAPMO的蹤跡，此兩區域地形較高，且重力位高度場極大值中心

接近山脊位置，不禁懷疑，地形對EAPMO是否有加強的效應?圖16b為溫度場的垂直剖面結構，呈現出相似於重力位高度場的不傾斜且具有四個區域極大值中心，並具有整層中對流層同時增暖的結構；不同的是，溫度場最大振幅的高度約位於300hPa-400hPa，略低於重力位高度場。此外，東亞及北美西側的近地表的偏暖現象亦相當顯眼，說明可能是由山區地形影響引起的效果，提供另一個地形影響EAPMO的證據。

### 3.4 駐波分析--為何歐亞-太平洋年代振盪屈身於北半球溫帶地帶

接下來，將試著解釋另一問題，為何EAPMO只出現在噴流軸北側?為發掘問題的真相，計算滯留羅士比波波數(stationary Rossby wave number)的氣候場，其公式如下：

$$K_s = \left( \frac{\beta_M}{U} \right)^{1/2}$$

滯留羅士比波波數( $K_s$ )只有當緯向風( $\bar{U}$ )與經向梯度的絕對渦度( $\beta_M$ )同時為正值時才有意義，如圖17a所示，噴流軸線如同分水嶺般，將滯留羅士比波波數一分为二，緯向波數超過5的短波被阻隔在噴流軸南側，長波如緯向波數5以下的滯留羅士比波則被限制在噴流軸北側。根據滯留羅士比波波數，緯向波數為4至5的EAPMO當然只會出現在噴流軸以北的區域。此圖亦可以用來解釋為何許多擾動能量可被追溯至大西洋(如Hong et al., 2008)，如圖17a所示，若有一大氣擾動在北大西洋被激發出來，能量可以沿著波導向東傳遞至東亞甚至北太平洋，但在北太平洋波導路徑很快就進到極區，無法向下流傳遞太遠。

駐波活動通量(wave activity flux ,WAF)為駐波能量傳遞方向的診斷工具，定義渦流為減去緯向平均後的剩餘項，圖17b的300-200hPa平均駐波活動通量渦流顯

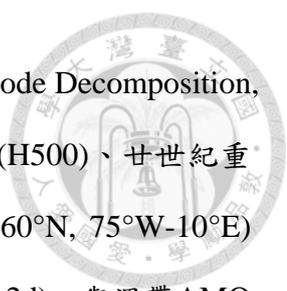


示，駐波能量由溫帶北大西洋向東南傳播至北非，接著經中東轉向裏海再轉為向東橫越歐亞大陸中部並抵達東亞沿岸。此一能量傳遞路徑剛好是EAPMO所在的範圍，也是高對流層渦流擾動最顯著的區域。40°N-60°N緯向垂直剖面的駐波活動通量可將上述波動向東傳播的現象更清楚地表現出來(圖17c)，渦流駐波能量源自於北大西洋的向上傳播，至300-200hPa的上對流層轉而向東，最終抵達東亞沿岸。東亞高地、偏暖的北太平洋均有明顯向上的駐波活動通量，而且重力位高度的擾動渦流場隨高度有略為向西傾斜的特徵，符合向上能量頻散羅士比波的傳遞特性，說明區域的地形與海溫距平可能會加強與EAPMO有關的渦流擾動以及駐波活動，使能量向上傳遞，加熱/冷卻整層對流層溫度，進而使高層重力位高度升高/降低。

WAF與噴流位置密切相關，具有明顯的季節變化，以季節的角色來檢視WAF是必要的。北半球冬季時，有兩支能量傳遞由大西洋中緯度向東傳遞，分別是大西洋經南歐、中亞，最後抵達東亞沿岸；另一支由大西洋經北歐，轉為向南並抵達中亞(圖18a)。春季WAF由大西洋沿著西歐、北非、中東的能量傳遞頗為明顯，接著在中東轉為向蒙古利亞、東北亞至北太平洋；除此之外，另外亦有直接由歐洲東傳至東亞的能量分支(圖18b)。夏季時，渦流波動能量由北大西洋朝東南方向至歐洲，最後向東抵達東亞沿岸(圖18c)。秋季WAF路徑較為偏北，約由格林蘭沿極圈到達鄂霍次克海附近(圖18d)。整體而言，四個季節的WAF都有渦流駐波能量向東傳遞的特徵，不過可能由於時間尺度縮到季節時，因包含太多的高頻訊號，使駐波能量傳遞稍顯凌亂。

### 3.5 經驗模態分析--歐亞-太平洋年代振盪至少已存在百多年

雖然以上的分析清楚明白地指出EAPMO存在北半球溫帶地區，但上述的分析只是ERA40的結果，若其他不同資料中心的重分析場也能診斷出EAPMO將會大大



強化EAPMO存在證據的可信度。使用經驗模態分解(Empirical Mode Decomposition, EMD)分析在35°N-60°N緯向平均的BADC 500hPa重力位高度場(H500)、廿世紀重分析資料H200及ERA40 H200，另外亦加入溫帶北大西洋(25°N-60°N, 75°W-10°E)海表面海溫平均，海溫選取的範圍是根據海溫振幅最大區域(圖12d)，與溫帶AMO指標非常接近。圖19為時間尺度在多年代的各個本質模態函數(intrinsic mode functions, IMF)，為方便比較將所有指標經標準化處理。ERA40 H200、BADC H500、廿世紀重分析H200及溫帶AMO可解釋變異量占總變異量分別達31.1%、42.1%、20.7%及43.8%，突顯出多年代變異量在不同資料組間均占有不可忽略的重要性。ERA40 H200在1950年代末至1970年代中為下降趨勢，隨後至廿一世紀初轉為上昇。BADC H500比ERA40有更長的記錄，展現出與ERA40 H200相似的多年代變化，只是BADC H500的轉折點發生於1980年代初，略晚於ERA40 H200。廿世紀重分析H200更可將資料向前延伸至廿世紀初，且在1950年代之後與ERA40 H200有同步調的時間變化，因此可推斷EAPMO的存在可向前追溯至廿世紀初，在氣候系統至少有百多年的記錄。溫帶AMO與廿世紀重分析H200同步調的多年代振盪又一次說明EAPMO與AMO密不可分的關係，AMO型態的海溫距平可能是趨動EAPMO的主要推手。另一方面，廿世紀重分析H200完整的一個振盪大約發生於1920年代中至1990年代末，顯示EAPMO的週期與AMO相近，大約為70年。許多研究認為AMO成為地球氣候系統一份子的事實至少已長達數個世紀(Delworth and Mann 2000; Knight et al. 2005; Tung and Zhou 2013; Zhou and Tung 2013)，甚至偏及於更新紀之後(Wei and Lohmann, 2012)。若以上的論點正確，由AMO趨動的EAPMO亦在氣候系統中擁有相同悠久的歷史。然而，光是分析資料的佐證是不夠的，為使理論更加的紮實，數值實驗的驗證將在接下來的章節進行。



## 第四章·數值實驗驗證

### 4.1 數值實驗設計—模擬 AMO

大氣環流模式(Atmospheric General Circulation Model, AGCM)可用來探討在改變邊界條件(boundary condition)後，大氣會隨之因應調整並回到平衡態，比較大氣環流的變化量，便了解邊界條件對大氣的影響作用為何，是氣象研究上常被應用的診斷工具。改變的邊界條件可能是海表面溫度，亦或是地形等，端看欲探討的機制而設計。AGCM 只考慮邊界條件對大氣的影響，忽略大氣調整後對邊界條件的反饋機制，所以最常被應用於邊界條件為主導角色的模擬研究。經過前面章節一系列的觀測資料分析，所有的線索均指出 EAPMO 極可能是由類似 AMO 海溫距平所激發的大氣現象。為證明此一假設，將 AMO 形態海溫距平加入數值模擬實驗中，觀察是否能激發出類似 EAPMO 的大氣反應。

數值模擬實驗設計參考 Sutton and Hodson (2007)的精神並略作調整，詳細說明如下：以 9 年滑動平均的年平均海溫與 AMO 指標進行迴歸分析，以求得 AMO 的海溫空間結構。為忽略其他海域的影響，設定海溫距平僅存在北大西洋  $5^{\circ}\text{S}$ - $65^{\circ}\text{N}$ ,  $82.5^{\circ}\text{W}$ - $5^{\circ}\text{E}$  的範圍內，其餘海域的距平值均設定為零值。為避免海溫距平邊界的不連續，在上述範圍中的經向與緯向方向均使用餘弦(cosine)權重系數(即中心為 1，最外圍為零)。EMD 的分析顯示，EAPMO 與 AMO 的週期大約都是 70 年(圖 19)，故以週期為 70 年的正弦(sine)曲線代表海溫距平的多年代際變動。每組實驗由 4 個不同初始場的系集平均，模擬長度為 107 年，等於 1.5 個多年代際循環，忽略前幾年的模式啟動(spun up)時間，只分析第 38 年到 107 年共 70 年的資料。為強化大氣對海溫的反應，將給定的海溫距平加大，比較圖 20a 與圖 20b，模式的海溫距平約為實際觀測場的兩倍，實際上，取兩者區域平均的距平值分別為 0.56 與 0.25，也大約是 2:1 的關係，故稱此實驗為**雙倍海溫實驗**。因為強制置入的海溫距平的北邊界只到  $65^{\circ}\text{N}$ ，又因實施餘弦權重平滑，高緯度的海溫距平相當微弱(圖



20b)，對海冰的影響應可忽略，所以本數值實驗不考慮海冰的變化。

#### 4.2 雙倍海溫實驗—找到了！真的有歐亞-太平洋多年代振盪！

圖 21 為雙倍海溫數值模擬的 9 年低頻濾波與年際變化 H200 距平在北半球 30°N-70°N、熱帶 20°S-20°N、南半球 70°S-30°S 的時間序列。雖然給定多年代變化的海溫距平值，但大氣反應仍存在明顯的年際變化。然而，當海溫為正距平時，北半球 H200 亦以正距平為主；反之亦然。北半球 9 年低頻濾波的 H200 更可看到明顯的多年代變化特徵。相對來說，熱帶地區 H200 的多年代變化不明顯，南半球更為偏弱。比較 9 年低頻濾波與年際變化的變異量，兩者的比值在北半球、熱帶、南半球分別為 0.48、0.19、0.09，說明年代際變異量在北半球約占年際變異量一半的比重，在熱帶不到 2 成，南半球更少於 1 成。以上分析證明由溫帶 AMO 海溫型態趨動的年代際大氣擾動訊號僅集中於北半球，與分析場觀察到 EAPMO 只出現於北半球的看法一致。另一方面，由於模式結果的年際變異仍大，適當的統計處理顯然是必要的，應用與分析場一致的 9 年滑動平均來去除年代際時間尺度以下的訊號。

應用於分析場相似的統計技巧，以 EOF 分析北半球經 9 年低頻濾波的 H200 與 2 米溫度場(2-m air temperature, T2m)，兩者 EOF1 分別可解釋 73.1% 及 78% 的總變異量且其空間結構(圖 22a, b)與觀測分析場(圖 12a, d)相當一致。舉例來說，副熱帶東大西洋、40°N-60°N 的歐洲大陸至北太平洋為帶狀高壓距平，疊加在帶狀結構中為三個局部極大值分別位於東歐、東亞及北太平洋。模擬的 T2m 方面，偏暖的亞洲大陸亦像極了觀測分析場。另一方面，模擬之 H200 與 T2m 均有七成多的解釋方差，份量十足，第一特徵向量的重要性不容質疑。不僅如此，H200 與 T2m 的時間變化幾乎完全跟隨給定海溫距平而變，大氣反應與海溫變化為亦步亦趨的關係(圖 22c)。無論是空間結構或是時間變化，模式的結果與觀測實況都十分類似。



證明 AMO 型態的海溫距平是趨動 EAPMO 最主要的機制。

定義給定海溫距平係數大於 0.5 時為正相位，小於-0.5 時為負相位，以正負相位相減的合成分析探索數值實驗中 EAPMO 的垂直結構。40°N-60°N 緯向平均垂直剖面的合成分析場顯示，歐洲、東亞高地、北太平洋呈現相當正壓的垂直結構(圖 23a)，上述三個區域在中低對流層的暖區與低平流層的冷區(圖 23b)，均與實際分析場有很高的相似度(圖 16)。特別是 EAPMO 最主要的特徵，重力位高度場最大振幅位在 200hPa，最大暖區出現在中對流層及東亞山區的近地表，模式模擬的十分貼切。不僅如此，渦流 WAF 模擬亦有不錯的結果，譬如 WAF 由北大西洋朝東南方向至北非、歐洲，再向東橫越歐亞大陸，能量傳遞主要位於噴流軸北側(比較圖 24a 與圖 17b)；又如 40°N-60°N 緯向垂直剖面的 WAF 亦模擬到由北大西洋東傳至東亞，在東亞地形、北太平洋及北大西洋能量向上傳播(比較圖 24b 與圖 17c)。

美中不足的是，模式究竟還是模式，人工的虛擬地球還是無法完美地描述上帝創造的美麗世界，不切實際的模擬如以下所示。加拿大近地表的偏冷及北美大洲西半部缺少明顯 H200 訊號與真實大氣相去甚遠，這也許是觀測分析場在北美大陸的訊號可能還含有 AMO 以外的其他機制；在大西洋無論是重力位高度、溫度亦或是向上的 WAF 均有反應過度的問題，合理懷疑是因為大西洋的海溫距平是強制且放大置入的；北太平洋在近地表無明顯溫度距平則是因為 AGCM 的 T2m 強烈取決於邊界海溫，缺少海溫距平的北大平洋其 T2m 當然不會有多年代變異量。WAF 雖然有與觀測相近的向東趨勢，但其中的細節還是略有不同，如觀測場由中東向裏海的能量傳遞無法成功地模擬(比較圖 17b 與圖 24a)。另外，雖然數值實驗中模擬到東亞地形上方訊號被加強的事實，但模式中的重力位高度與溫度場極大值的位置並不在地形山脊的正上方，反而是向東位移一些些(圖 23)，此一誤差可能是本研究模式的水平解析度不足所造成的。最後，即使海溫距平在模式中已被放大兩倍，但大氣反應卻只有約觀測分析中的一半。雖然，反應過弱的大氣是多數模式



的通病，但以下的分析將可說明事情並非想像那麼糟糕。定義合成分析場除以年際標準差的比值為「年代際相對振幅」，象徵年代際時間尺度在當地所占的相對重要性。年代際相對振幅在觀測分析場 40°N-60°N 緯向平均的垂直剖面重力位高度場有不小的量值，歐洲、東亞、北太平洋及北美的高對流層均大於 0.7，東亞地形上方甚至高達 0.9 以上(圖 25a)；不只是高度場，溫度場在上述地區亦有 0.9 以上的高值(圖 25b)，充分顯示年代際變異量在這些區域的重要性。模式的年代際相對振幅亦不遑多讓，重力位高度場在歐洲、東亞高對流層的比值達 0.7 以上(圖 25c)，溫度場的比值更是超過 0.9(圖 25d)，與觀測分析場相去不遠。上述分析說明即使模式中大氣變異量只有觀測分析的一半，年代際變異量的重要性在真實大氣與數值模擬約略是相等的。造成模式變異量較觀測低除可能是模式的技術限制外，亦可能是模式中只是探討特定單一對象的影響，在實際觀測中則是眾多因素造成的結果。然而，本研究僅考慮北大西洋海溫變化就可非常成功地模擬到 EAPMO，說明縱使北大西洋海溫不是 EAPMO 的唯一因子，也將是不可忽略的重要趨動因素。

#### 4.3 鏟平地形的實驗—驗證地形的局部加乘效果

雙倍海溫實驗已證實了 AMO 形態的海溫的確能引起類似 EAPMO 的大氣變化。下一個由分析真實大氣留下的問題是，地形對 EAPMO 有加乘效應嗎？為回答這一個問題，將進行另一組數值模擬，所有實驗設計與之前的雙倍海溫實驗一模一樣，唯新的實驗把北半球在歐亞大陸及北美洲的地形給鏟平，其高度全設為零值，並將此模擬稱為**無地形實驗**。藉由比較有無地形實驗的異同，就能了解地形在 EAPMO 扮演的角色。與原雙倍海溫實驗相似，無地形模擬中在北半球溫帶地區仍為環繞北極圈的帶狀高壓距平結構(圖 26a)，在其底層的 T2m 亦有相對應的偏暖反應，除了北太平洋仍無明顯近地表溫度距平(圖 26b)。H200 與 T2m 的解釋方差為 73.9%與 77.6%，時間變化具有明顯多年代特徵(圖 26c)，皆與原雙倍海溫實



驗結果一致，這代表即使無地形，AMO 形態的海溫擾動仍然能在大氣中引發相似 EAPMO 的現象。然而，若兩組實驗沒有差別，故事將會說不下去。仔細比對兩組模擬便可發現，EAPMO 在地形鏟平的實驗中，歐亞大陸上不論是 H200 或 T2m 都變得平滑許多(圖 26)。沿 40°N-60°N 緯向平均的垂直剖面更可將無地形實驗均勻平滑的特色看的一清二楚，歐亞大陸至北太平洋的高對流層重力位高度場除東北亞(約 130°E)有區域極大值外，其他地區訊號相當均勻一致(圖 27a)；中對流層溫度場在歐亞大陸(約 0°至 140°E)上的沿水平方向的量值幾乎不變，顯示水平溫度梯度相當微弱(圖 27b)。經由比較有無地形兩組實驗的差異得到一項證據，即東亞高地對 EAPMO 有加強局地訊號的作用。綜合來說，兩組數值模擬證實了分析觀測場的假說，EAPMO 可由類似 AMO 的海溫距平激發的大氣現象，並可由東亞高地加強局地訊號。另一方面，為何在有地形實驗中位於東亞高地的局地高壓中心(圖 22a)與中國東半部的暖區(圖 22b)，在無地形實驗會分別向東及東北位移至東北亞海陸交界附近(圖 26a, 圖 26b)呢?這個問題的答案要從地形影響天氣系統移行路徑的理論說起，研究發現高山對低層冷空氣有導引作用，低層冷空氣會沿著高山呈反氣旋式偏移，所以東亞地形會將低層冷空氣引導向南使得寒潮能南下抵達東亞南部(Hsu and Wallace 1985, Hsu 1987)。反觀鏟平地形的實驗結果，因少了地形向南的導引作用，低層氣流南下分量減弱，冷空氣因中緯度西風的吹拂被帶往東北亞沿岸。

#### 4.4 真實海溫實驗—雖然弱，但歐亞-太平洋年代振盪還是在

上述兩組實驗都是將置入海溫放大兩倍才能模擬出類似 EAPMO 的大氣反應，若以接近真實的海溫距平是否能激發出相似的結果呢?這次，置入近似真實海溫距平，再進行一模一樣的模擬，海溫距平形態同圖 20b，但距平值要乘上 1/2，即模式的海溫距平接近真實環境。結果顯示，真實海溫的大氣反應還是跟 EAPMO

類似，北半球溫帶地區近似環繞極區一圈的 H200，偏暖的大西洋與歐亞大陸(圖 28)，均抓到了 EAPMO 獨特的特色。40°N-60°N 緯向垂直剖面在歐亞大陸、北太平洋的高對流層正距平的重力位高度場，偏暖的中低對流層則位於北大西洋、歐亞大陸及北太平洋(圖 29)。雖然不明顯，但東亞高地上方的訊號還是比周遭略強一些。上述結果顯示，近似真實的海溫距平依然能引發 EAPMO 形態的大氣反應，只是強度弱了些(如解釋方差由雙倍海溫實驗的 7 成降到近 6 成)，空間結構與真實大氣差了些，但還是不可抹滅 EAPMO 可能由溫帶 AMO 海溫距平趨動的推論。

#### 4.5 模式的敏感性測試與太平洋海溫實驗

本研究的模擬與觀測有蠻好的相似性，敏感度測試是驗證模擬可靠性的方法之一。我們將海溫距平由 AMO 型態換為北半球 H200 的第 2 主分量(即圖 8b 紅色線)的迴歸結果(類似圖 12d)，海溫距平仍只有在北大西洋中有值，以此海溫趨動實驗組模式，每組實驗仍為 4 個不同初始場的系集平均，模式海溫距平大約還是實際的兩倍，但這次距平維持不隨時間變化，總共跑 80 年，只分析第 11-80 年的資料。另外亦進行以氣候海溫的控制組模擬實驗，最後以實驗組減去控制組模擬，結果如圖 30 所示，其 H200 及 T2m 的空間結構與原來的實驗(圖 22)或觀測場(圖 12)非常相似，說明即使使用不同但相似的海溫趨動大氣環流模式，還是可以模擬出 EAPMO 的大氣結構，大大提升本研究模擬實驗的可信度。

另外，我們亦進行另一組實驗，與前一組實驗完全相同，只不過海溫距平換到了北太平洋，其 H200 最大的反應在副熱帶北太平洋為一扁平的高壓中心，在北半球副熱帶其他區域及加拿大中部亦為高壓距平，熱帶則為環繞一圈的負距平(圖 31a)，與 EAPMO 完全不像。最後一組實驗為海溫同時存在北太平洋及北大西洋，H200 距平中心位置如同北太平洋海溫實驗，只是距平強度放大、範圍更廣，猶如



北太平洋海溫實驗的加強版(圖 31b)。這兩組實驗可知，EAPMO 應不是由北太平洋海溫變動所趨動的。

#### 4.6 CMIP3 分析—模式中無 AMO，無法發現 EAPMO

由於 EAPMO 為環北極圈的帶狀結構， $35^{\circ}\text{N}$ - $60^{\circ}\text{N}$  緯向平均可清楚地表現出其時間變化特色(圖 2 紅色曲線)。然而，IPCC CMIP3 在 20C3M 情境模擬下，我們所選的 17 個模式均找不到類似的年代際振盪，其時間變化多數呈現 1950 年代至 1960 年代中期為持平或略為下降趨勢，隨後轉為快速上昇走勢(圖 32)。由於 Pre-industrial 情境的模擬時間不一定能代表真實時間，所以無法使用上述方法來診斷 EAPMO 是否存在。因本研究認為 EAPMO 是由溫帶 AMO 所趨動，故可以應用溫帶 AMO 做為判斷 EAPMO 的依據。分別計算個別模式的溫帶 AMO 指數，即北大西洋在  $25^{\circ}\text{N}$ - $60^{\circ}\text{N}$ ,  $75^{\circ}\text{W}$ - $5.5^{\circ}\text{W}$  區域平均的 9 年低頻濾波 T2m，再將此指標與 9 年低頻濾波的 H200 進行相關分析，其結果顯示 17 個模式與 EAPMO 的相似度均不高(圖 33)。綜合而言，不管是 20C3M 或 Pre-industrial 情境，IPCC CMIP3 模式中均無法發現 EAPMO 的蹤跡。

為分析 EAPMO 不存在 IPCC CMIP3 模式中的原因，分別對個別模式的全球近地表溫度進行 EOF 分析。很明顯地，20C3M 各模式間的 EOF1 均是全球暖化型態的模態(圖 34)，解釋方差在 4 成至 8 成，分散度頗大(表 3)，且其空間分析與觀測場的相似度亦不高(圖 6a)。20C3M 全球近地表溫度的 EOF2 在各模式間不一致性偏高，除部份模式具有類似 PDO 形態的空間特徵外，如 ECHAM/MPI-OM、INGV SXG、INM CM3.0 及 UKMO HadCM3 等，其餘模式似乎不能代表任何較具意義的氣候系統(圖 35)。至於 20C3M 全球近地表溫度的 EOF3(圖 36)，部份模式反應出熱帶太平洋的海溫變化，如 BCCR BCM2.0、GFDL CM2.1、INGV SXG 及 INM CM3 等，但其他模式仍為不具意義的空間形態。Pre-industrial 情境方面，在少了全球暖

化模態後，大約有一半的模式的 EOF1 為 ENSO 或 PDO 類型(圖 37)，諸如 BCCR BCM2.0、CGCM3.1(T47)、ECHAM5/MPI-OM、GFDL CM2.0、GFDL CM2.1、INGV SXG、IPSL CM4、MIROC3.2(hires)、MIROC3.2(medres)，它們的解釋方差約在 2 成至 6 成之間(表 3)。Pre-industrial 情境的 EOF2(圖 38)及 EOF3(圖 39)呈現的空間特徵彼此間一致性較低。本研究 EOF 僅分析至第三個特徵向量，因為不論 20C3M 或 Pre-industrial 情境的 EOF3 解釋方差均下降至 10% 左右(表 3)，表示為剩餘的 EOF 模態已不重要。回顧實際觀測場，全球暖化與 AMO 是全球海溫前二個最重要的氣候模態(圖 6)，但在 IPCC CMIP3 模擬則不然，類似全球暖化的結構仍為 20C3M 情境中最重要的低頻變異量，Pre-industrial 情境中大略有一半的模式以 ENSO 形態為年代際變異量的首要角色，但兩個情境的模擬均不存在 AMO 類型的氣候模態，這應該是 EAPMO 無法在這些模式被診斷出的主因。由以上分析可知，年代際的重要性在 IPCC CMIP3 是被低估的。雖然，IPCC CMIP3 模式的分析結果不如預期，但仍可得到一個反論，若模式不存在 AMO，EAPMO 亦不能被激發出來。

#### 4.7 CMIP5 分析—模式中無法真實呈現 AMO

年代較為久遠的 CMIP3 對 AMO 的模擬能力不佳，那較新版的 CMIP5 如何呢？分析 CMIP5 Historical run 中 21 個模式的溫帶 AMO 指標(北大西洋在 25°N-60°N, 75°W-5.5°W 的 9 年低頻濾波海溫)，發現 CMIP5 的年代際振盪訊號(圖 40)比 CMIP3(圖 32)明顯許多，其中 bcc-csm1-1、GISS-E2-H、GISS-E2-R、HadGEM2-AO、HadGEM2-CC 五個模式與觀測分析場在時間上的相關係數更在 0.6 以上(圖 40b)，顯示這 5 個模式對於 AMO 的模式應該不錯。但仔細比較模式與觀測場，仍可發現模式中溫帶 AMO 振盪頻率較觀測分析高，如觀測場在 1880 年代至 1920 年代大致為下降趨勢(圖 40b 紅色線)，模式的系集平均卻呈現小幅度來回振盪兩次(圖 40b 黑色線)；1920 至 2005 年觀測場約有一次完整的擺盪，模式系集平均大約有兩次週



期。圖 41 分析了 CMIP5 中溫帶 AMO 時間序列與觀測最為接近的 5 個模式本身的溫帶 AMO 指標與 T2m 的相關係數，可視為模式中溫帶 AMO 的空間形態。然而，即使表現最好的 5 個模式，其溫帶 AMO 在彼此間亦存在極大的差異性(圖 41)，與觀測分析場(圖 12d)更是全然不像，突顯出模式對溫帶 AMO 模擬能力仍有許多進步空間。模式溫帶 AMO 與 H200 的相關係數分析(圖 42)與 T2m 相似，說明高層高度場為地表溫度的直接反應。由以上 CMIP5 的分析推論，雖然新版的模擬有與觀測分析更為接近的年代際訊號，但還是有週期太短的問題，而且對溫帶 AMO 的反應在各模式間差異性大，無法診斷出 EAPMO。

利用旋轉經驗正交函數(rotated empirical orthogonal function, REOF)，吳(2012)分析 CMIP5 模式的年代際變化特徵，Pre-industrial 情境下竟沒有任一模式存在 AMO，顯示這些模式不認為 AMO 是自然變異的一份子，也就是說，即使其他情境可以被診斷出 AMO 形態的海溫，那也可能是外力強迫出來的結果，不符合真實氣候系統的機制。在 Historical 情境，少數模式可被診斷出相似 AMO 的海溫形態，但或多或少都有些與觀測分析場相異之處，如可解釋方差太低(如 ACCESS1-0, HadGEM2-CC)、海溫距平的極大值區位移至熱帶(CanESM2)、空間過於平滑(如 HadGEM2-ES)、時間尺度太短(ACCESS1-0)或變化趨勢不同(MIROC5、CanESM2)等，代表不同氣候模式對於這些外部驅動力的反應不一，吳(2012)的結果與本研究有相似之處，即 CMIP5 對 AMO 的掌握能力尚有許多有待加強的地方。

關於對 CMIP3 及 CMIP5 的分析，本研究或許稍顯簡易，應用其他的分析方法(如 SVD, spectrum analysis…)可能會有不同的結果，但評估 CMIP3、CMIP5 的能力不是本研究的重點。

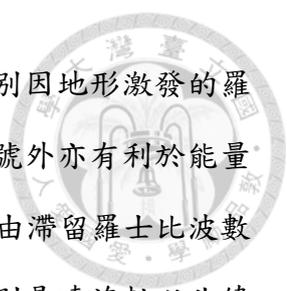


## 第五章 · 結論與討論

### 5.1 結論

本研究在大氣中發現了一個尚未被全面了解的多年代際振盪現象，它位於北半球溫帶地區氣候噴流軸北側約  $40^{\circ}\text{N}$  至  $60^{\circ}\text{N}$  的範圍，具有近似緯向均勻對稱並幾乎環繞北極圈的高對流層重力位高度場，垂直方向為相當正壓且最大振幅位於  $200\text{hPa}$  的高對流層，亦伴隨整層中對流層的溫度變化。由於訊號以歐亞大陸至北太平洋最為明顯，且呈現多年代際的時間尺度，以「歐亞-北太平洋多年代振盪 (Eurasia-Pacific Multidecadal Oscillation, EAPMO)」來稱呼此一獨特的現象。除緯向均稱的空間特色外，在歐洲、東亞、北太平洋有三個區域極大值中心，另外在北美及北大西洋為強度較不明顯的局部極大值，顯示 EAPMO 為緯向波數為 4 至 5 的大氣現象。其中在東亞的區域極大值剛好位於高地上方，隱含地形會加強 EAPMO 局部強度的可能性。當 EAPMO 為正相位時，中緯度高對流層噴流軸心附近的緯向風場較弱，在噴流軸北方則為增強的西風，顯示水平經向風切在噴流軸有減弱現象。近地表溫度場方面，北大西洋、歐洲、東亞、北太平洋及東亞較為偏暖，這些區域剛好也是高對流層的重力位高度場訊號較明顯地區。EAPMO 不僅可由資料長度較短的重分析資料被診斷出來(如 ERA40 及 BADC H500)，亦可在廿世紀重分析資料及有百多年歷史的海表面溫度(如 HadISST)發現其蹤跡，說明 EAPMO 已至少有存在一個世紀以上。

正相位的 EAPMO 具有與溫帶 AMO 類似的海溫距平分佈，即北大西洋全洋面性的偏暖並以溫帶地區的海溫距平振幅最為突出；另一方面，EAPMO 的時間變化與溫帶 AMO 幾乎同一步調。由空間及時間的雙重吻合，幾乎可斷言，溫帶 AMO 與 EAPMO 有不可分割的關聯性，更可能是趨動 EAPMO 的主要推手。以下說明由觀測分析場診斷出的機制。當 AMO 為正相位時，北大西洋海溫偏暖且以中緯度地區的海溫距平強度最為顯著，此海溫距平將引發羅士比波，駐波波動發源於大



西洋經歐亞大陸向東抵達至北太平洋。東亞高地及北太平洋分別因地形激發的羅士比波及偏暖的海溫，均有駐波能量向上傳播，除強化局部訊號外亦有利於能量持續向下流傳遞。至於為何 EAPMO 只在北半球溫帶地區，可由滯留羅士比波數說起，氣候場的緯向滯留羅士比波數被噴流軸劃分為兩區，分別是噴流軸以北緯向波數 5 以下的長波，及噴流軸以南緯向波數大於 5 的短波，屬於長波的 EAPMO 自然會座落於噴流軸以北的溫帶地區。

除來自觀測分析場的證據外，亦使用 ECHAM5 大氣環流模式驗證 EAPMO 為 AMO 所趨動且只存在於北半球溫帶地區的推論。植入 AMO 型態的海溫距平於北大西洋，其他海域以氣候海溫趨動模式。EAPMO 主要的特徵均可在數值模擬中重現，雖然模式的反應振幅較真實大氣小，但多年代占年際變異量的比重在數值模擬與觀測分析場是約略相等的。為證實由地形會加強 EAPMO 的局地訊號，將歐亞大陸及北美地形鏟平後再進行相同的數值模擬，實驗結果顯示在少了地形之後，雖然 EAPMO 還是可以被模擬出來，但緯向結構變得非常均勻一致，提高山區有強化 EAPMO 說法的可信度，特別是亞洲高地扮演的角色。我們亦進行敏感度測試，以相似但不同的海溫驅動 ECHAM5，還是可以模擬出 EAPMO，增加數值模擬的可信度。

## 5.2 延申應用

本研究的論點也可以用來解釋其他大尺度現象，例如許多文獻提及發生於 1980 年代末期冬令時期的氣候遷移。Lo and Hsu (2010)、羅(2010)利用變遷點偵法 (change point detection) 分析北半球冬季氣溫，發現遍及北半球溫帶地區的廣大範圍，在 1980 年代末期都可以找到同時發生氣候遷移的證據，這些區域包含突然變暖的東亞北部、黑潮延伸地帶、歐洲及美國東南部、灣流地區，及變冷的加拿大東部。由於溫帶 AMO 亦在 1980 年代末期由負值轉為正值，且氣候遷移的區域與

EAPMO 近地表溫度的空間結構相似，因此可推論造成 1980 年代末期氣候遷移的原因可能主要或部份來自於溫帶 AMO 的貢獻。



EAPMO 的存在說明了多年代際變異量在北半球比熱帶及南半球複雜，當熱帶及南半球使用全球暖化就可解釋絕大部份時間尺度在年代際以上的變異量，北半球溫帶地區卻要同時考慮全球暖化與 EAPMO 兩個現象方能說明清楚。北半球多元的年代際變異量亦顯現於地面溫度場，圖 43 為 9 年低頻濾波的年平均溫度場在全球、北半球、熱帶及南半球的時間序列圖。南半球平均溫度的時間變化主要呈現顯著長期線性上昇趨勢，多年代際振盪特徵非常微弱。反觀北半球的平均溫度，以多年代振盪特色最受注目，長期線性暖化趨勢相對較弱。全球平均溫度呈現出類似南、北半球的綜合體，舉例來說，1970 至 1990 年代南半球為溫度正距平，北半球則為冷距平，中和部份南半球的增暖趨勢，結果全球平均溫度的時間曲線剛好就被夾在南、北半球的時間序列之間，熱帶地區與全球平均有相似的時間變化特性。Friedman et al. (2013)亦注意南北半球溫度場不對稱的現象，在分析觀測、CMIP3 及 CMIP5 之後，他們認為各國在 1980 年之後強力地控制空氣污染，使人口稠密的北半球懸浮微粒濃度大幅下降，其造成的冷卻作用亦隨之降低，無法再中和溫室效應造成的暖化，最終導致北半球在 1980 年之後的暖化速率大於南半球。但是，仔細分析他們的圖 1，便可發現無論是 CMIP3 或 CMIP5，均無法成功模擬到南北半球在觀測分析場存在明顯多年代際變化的事實。若模式的模擬能力不足，其作出的推論也是存疑的。

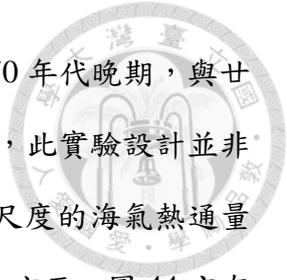
近來有愈來愈多的研究認為全球平均氣溫中多年代際的變化特徵可歸因於 AMO 的影響(如 Zhang et al. 2007, Delsole et al. 2011, Wu et al. 2011, Zhou and Tung 2013)，本研究更進一步建議全球平均溫度中的多年代變異量，應該主要來自北半球的貢獻。過去的理論(如 Zhang et al. 2007)認為，AMO 不只是北大西洋當地的現象，還能影響到整個北半球溫帶地區的地表溫度，本研究的觀測分析場及數值模



擬均符合此理論的看法。AMO 本身與其引發的後續反應是北半球主要(或至少部份)造成北半球地表溫度呈現多年代際振盪的原因。IPCC AR4 評估認為 1970 年代之後全球平均氣溫上升速率最快，並認為全球暖化有逐漸加速的跡象，事實上 1970 年代至廿一世紀初亦為 AMO 的明顯上升時期，加上人為暖化趨勢，因此顯著增暖速率特別快，是兩個現象的加乘效果，我們的分析亦顯示 IPCC CMIP3 模式的確低估了年代際變異量的重要性。CMIP5 雖然年代際的模擬能力較佳，但仍有週期過短及對 AMO 掌握能力不足的誤差。因此，不該把近期加速的暖化趨勢完全歸究於人造溫室氣體產生的暖化作用。

### 5.3 討論與未來方向

雖然，本研究數值實驗成功地模擬到 EAPMO，且與觀測分析場有十分雷同的時空分佈，但不可諱言的，我們還是遇到了 AGCM 常見通病，模式反應過小的誤差。此一通病可能是受限於現行 AGCM 模擬能力的科技限制，尤其是應用 AGCM 於多年代變異量模擬時，通常都有多年代變異量遠小於年代際變異的缺陷。本研究植入的海溫距平在極區非常微弱，所以忽略海冰的變化。但某些研究(Semenov et al. 2010)認為在考慮北極海海冰之後，模式中對 AMO 的反應會有加大效果。另一方面，Omraniet al. (2013)將 ECHAM5 模式頂部由 10hPa 提高至 0.1hPa 且將平流層的垂直解析度加密，藉此強化大氣波動在對流層及平流層之間的垂直傳播能力，在經過如此調整的 ECHAM5 會增強由平流層回到對流層的反饋作用，能模擬出振幅更強、更接近真實大氣的 NAO。考慮海冰變化及提高模式頂高度，都是未來改善本研究的可行方向。最後，偶合模式是否能模擬到 EAPMO? Zhang and Delworth (2006)使用 GFDL CM2.1 來研究 AMO 的影響，實驗中將大西洋海洋混合層垂直厚度固定不變，並改變在海表面的熱通量以模擬低頻 AMO 現象，除大西洋之外的區域保留原模式的全偶合機制，圖 44 為她們模擬研究結果在 40°N-60°N 緯向平均的



H200 時間系序圖，最高及最低值分別位於 1930 年代末期及 1970 年代晚期，與廿世紀重分析資料的多年代 IMF(圖 19 綠色線)相似度極高。雖然，此實驗設計並非真正的全偶合數值模擬，但仍可證明若大西洋存在年代際時間尺度的海氣熱通量變化，仍可透過遙相關作用，趨動出類似 EAPMO 的訊號。另一方面，圖 44 亦有明顯的年際變化，與我們的結果相似(圖 21)，似乎暗示著即使模式邊界條件僅有低頻的年代際變化，大氣中仍會有高頻的年際變異量，這應該是多數氣候模式都有的普偏性問題。

受限於有限的觀測資料，數值模式模擬多年代振盪的能力亦仍有不足，多年代振盪的研究具有重重的困難度。但多年代振盪對氣候系統甚至生態體系的影響無遠弗屆，在全球暖化及氣候變異倍受注目的今天，多年代振盪研究更顯重要。尤其是人口集中的北半球，其多年代際的變異遠比南半球複雜，為何南北半球有如此大的差異?其原因是海陸分佈的不同?亦或只是南半球長年資料品質較差造成的誤判?要揭開真正的原因，還有漫長的路要走。本研究只是揭開多年代振盪神秘面紗的滄海一粟，未來應投注更多資源在其上。

## 參考文獻

- 
- 吳仁傑，2012：CMIP5 年代氣候模擬。國立臺灣大學大氣科學所碩士論文。
- 許晃雄，羅資婷，洪致文，洪志誠，李明營，陳雲蘭，黃威凱，盧孟明，隋中興，  
2012：氣候自然變異與年代際變化。 *大氣科學*，**40**，249-296。
- 羅資婷，2010：1980 年代晚期北半球冬季氣候轉移。國立臺灣大學大氣科學所博士論文。
- An, S.-I., and B. Wang, 2000: Interdecadal change of the structure of the ENSO mode and its impact on ENSO frequency, *J. Climate*, **13**, 2044–2055.
- Angell, J. K., and J. Korshover, 1978: Estimate of global temperature variations in the 100-30-mbar layer between 1958 and 1977. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1422-1432.
- Arias, P., R. Fu, and K. Mo, 2012: Decadal variation of rainfall seasonality in the North American Monsoon region and its potential causes. *J. Climate*, **25**, 4258–4274.
- Barnston, A. G., and R. E. Livezey, 1987: Classification, seasonality and persistence of low frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Weather Rev.*, **115**, 1083-1126.
- Broccoli, A. J., N.-C. Lau, M. J. Nath, 1998: The Cold Ocean–Warm Land Pattern: Model Simulation and Relevance to Climate Change Detection. *J. Climate*, **11**, 2743–2763.
- Compo, G. P., and Coauthors, 2011: The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quarterly J. Roy. Meteorol. Soc.*, **137**, 1-28. DOI: 10.1002/qj.776.



DelSole, Timothy, M. K. Tippett, and J. Shukla, 2011: A significant component of unforced multidecadal variability in the recent acceleration of global warming. *J. Climate*, **24**, 909–926.

Delworth, T. L., and M. E. Mann, 2000: Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Clim. Dyn.*, **16**, 661–676.

Dong, B., R. T. Sutton, and A. A. Scaife, 2006: Multidecadal modulation of El Niño–Southern Oscillation (ENSO) variance by Atlantic Ocean sea surface temperatures, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L08705, doi:10.1029/2006GL025766.

Friedman, A. R., Y.-T. Hwang, J. C. H. Chiang, and D. M. W. Frierson, 2013: The interhemispheric temperature asymmetry over the 20th century and in future projections. *J. Climate*, in press.

Goldenberg, S. B., C. W. Landsea, A. M. Mestas-Nuñez, and W. M. Gray, 2001: The recent increase in Atlantic hurricane activity: Causes and implications. *Science*, **293**, 474–479.

Hong, C.-C., H.-H. Hsu, H.-H. Chia, and J.-I. Wu, 2008: Decadal Relationship between the North Atlantic Oscillation and Cold Surges Frequency in Taiwan. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L24707, doi:10.1029/2008GL034766.

Hsu, H. -H., and J. M. Wallace, 1985: Vertical structure of wintertime teleconnection patterns. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1693-1710.

Hsu, H.-H., 1987: Propagation of low-level circulation patterns in the vicinity of mountain ranges. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1864-1892.

Hsu, H.-H., 1994: Relationship between tropical heating and global circulation: Interannual variability. *J. Geophys. Res.*, **99**, D5, 10473-10489.

Huang, N. E., S. R. Long, and Z. Shen, 1996: The mechanism for frequency downshift in nonlinear wave evolution. *Adv. Appl. Mech.*, **32**, 59-111.

Huang, N. E., and Coauthors, 1998: The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. *Proc. Roy. Soc. Lond.*, **454**, 903-993.

Huang, N. E., Z. Shen, and R. S. Long, 1999: A New View of Nonlinear Water Waves - The Hilbert Spectrum, *Ann. Rev. Fluid Mech.* **31**, 417-457.

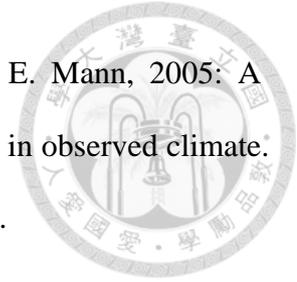
Inoue, T., and J. Matsumoto, 2004: A comparison of summer sea level pressure over East Eurasia between NCEP-NCAR Reanalysis and ERA-40 for the period 1960-99. *J. Meteo. Soc. Japan*, **82**, 951-958.

Jones, P. D., T. Jónsson, and D. Wheeler, 1997: Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. J. Climatol.*, **17**, 1433-1450.

Keenlyside N. S., M. Latif, J. Jungclaus, L. Kornblueh and E. Roeckner, 2008: Advancing decadal-scale climate prediction in the North Atlantic sector. *Nature*. **453**. 84-88.

Kerr, R., 2000: A North Atlantic climate pacemaker for the centuries, *Science*, **288**, 1984-1986.

Knight, J. R., R. J. Allan, C. K. Folland, M. Vellinga, and M. E. Mann, 2005: A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20708, doi:10.1029/2005GL024233.



Kuhlbrodt, T., A. Griesel, M. Montoya, A. Levermann, M. Hofmann, and S. Rahmstorf, 2007: On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation, *Rev. Geophys.*, **45**, RG2001, doi:10.1029/2004RG000166.

Kushnir, Y., 1994: Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions. *J. Climate*, **7**, 141–157.

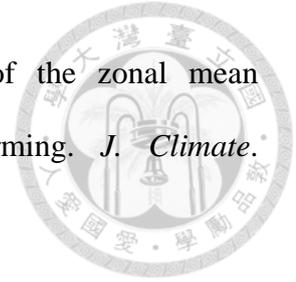
Latif, M., and T. P. Barnett, 1994: Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North American. *Science*, **266**, 634-637.

Lee, M.-Y., and H.-H. Hsu, 2013: Identification of the Eurasian-North Pacific Multidecadal Oscillation and Its Relationship to the AMO. *J. Climate*, accepted. 10.1175/JCLI-D-13-00041.1

Li, S., and G. T. Bates, 2007: Influence of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the winter climate of east China, *Adv. Atmos. Sci.*, **24**, 126-135.

Liu, P. and C.-H. Sui, 2013: An Observational Analysis of Oceanic and Atmospheric Structure of Global-Scale Multidecadal Variability. *Advances in Atmospheric Science*, in press.

Lo, T.-T., and H.-H. Hsu, 2010: Change in dominant decadal modes and the late 1980s abrupt warming in the extratropical Northern Hemisphere. *Atmos. Sci. Lett.*, DOI:10.1002/asl.275.



Lu, J., G. Chen and D. M. W. Frierson, 2008: Response of the zonal mean atmospheric circulation to El Niño versus global warming. *J. Climate*, **21**, 5835-5851.

Lu, M.-M. and Coauthors, 2012: Pacific and Atlantic Decadal Variability Reflected by the Winter Temperature in Taiwan During the Period 1911-2010. NTU International Science Conference on Climate Change: Multidecadal and Beyond. Taipei, Taiwan, Sep19-21 2012.

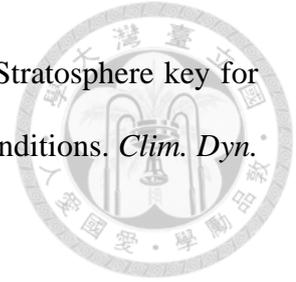
Lu, R., B. Dong, and H. Ding, 2006: Impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the Asian summer. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L24701, doi:10.1029/2006GL027655.

Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis, 1997: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1069– 1079.

Meehl, G. A., C. Covey, T. Delworth, M. Latif, B. McAvaney, J. F. B. Mitchell, R. J. Stouffer and K. E. Taylor, 2007: The WCRP CMIP3 multi-model dataset: A new era in climate change research, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **88**, 1383-1394.

Mitchell, T. D., T. R. Carter, P. D. Jones, M. Hulme, and M. New, 2004: A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901–2000) and 16 scenarios (2001–2100). Tyndall Centre Working Paper 55, Norwich, UK, 30pp.

Newman, M., G. P. Compo, and M. A. Alexander, 2003: ENSO-forced variability of the Pacific Decadal Oscillation, *J. Climate*, **16**, 3853– 3857.



Omrani, N.-E., N. S. Keenlyside, J. Bader, and E. Manzini, 2013: Stratosphere key for wintertime atmospheric response to warm Atlantic decadal conditions. *Clim. Dyn.*

Doi 10.1007/s00382-013-1860-3

Pan, Y. H., and A. H. Oort, 1983: Global climate variations connected with sea surface temperature anomalies in the eastern equatorial Pacific Ocean for the 1958-70 period. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1244-1258.

Parker, D., C. Folland, A. Scaife, J. Knight, A. Colman, P. Baines, and B. Dong, 2007: Decadal to multidecadal variability and the climate change background. *J. Geophys. Res.*, **112**, D18115, doi:10.1029/2007JD008411.

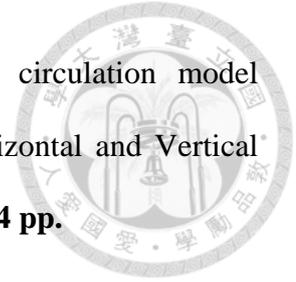
Plumb, R. A., 1985: On the Three-Dimensional Propagation of Stationary Waves. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 217-229.

Power, S., T. Casey, C. Folland, A. Colman, and V. Mehta, 1999: Interdecadal modulation of the impact of ENSO on Australia. *Clim. Dyn.*, **15**, 319–324.

Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, and A. Kaplan, 2003: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys Res*, **108**:D14, 4407. doi:10.1029/2002JD002670

Rodgers, K. B., P. Friederichs, and M. Latif, 2004: Tropical Pacific decadal variability and its relation to decadal modulations of ENSO. *J. Climate*, **17**, 3761–3774.

Roeckner, E., and Coauthors, 2003: The atmospheric general circulation model ECHAM5, Part I: Model description. *Max Planck Institute for Meteorology Rep.* **349**, **127 pp.**



Roeckner, E., and Coauthors, 2004: The atmospheric general circulation model ECHAM5, Part II: Sensitivity of Simulated Climate to Horizontal and Vertical Resolution. *Max Planck Institute for Meteorology Rep. 354*, **64 pp.**

Roeckner, E., and Coauthors, 2006: Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution in the ECHAM5 atmosphere model. *J. Climate*, **19**, 3771-3791.

Scaife, A. A., J. R. Knight, G. K. Vallis, and C. K. Folland, 2005: A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18715, doi:10.1029/2005GL023226.

Schlesinger, M. E., and N. Ramankutty, 1994: An oscillation in the global climate system of period 65–70 years. *Nature*, **367**, 723–726.

Semenov, V. A., M. Latif, D. Dommenges, N. S. Keenlyside, A. Strehz, T. Martin, W. Park, 2010: The Impact of North Atlantic–Arctic Multidecadal Variability on Northern Hemisphere Surface Air Temperature. *J. Climate*, **23**, 5668–5677.

Sutton R. T. and D. L. R. Hodson, 2003: Influence of the ocean on North Atlantic Climate Variability 1871-1999. *J. Climate*, **16**, 3296-3313.

Sutton R. T. and D. L. R. Hodson, 2005: Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *Science*, **290**, 2133-2137.

Sutton, R. T., and L. R. Hodson, 2007: Climate response to basin-scale warming and cooling of the North Atlantic Ocean. *J. Climate*, **20**, 891-907.

Sutton, R. T., and B. Dong, 2012: Atlantic Ocean Influence on a shift in European climate in the 1990s. *Nature Geoscience*, **5**, doi:10.1038/NGEO1595.



Takaya, K., and H. Nakamura, 1997: A formulation of a wave-activity flux for stationary Rossby waves on a zonally varying basic flow. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2985-2988.

Taylor, K. E., R. J. Stouffer, G. A. Meehl, 2012: An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *American Meteorological Society, BAMS*, April, 485-498.

Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297–1300.

Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Climate*, **13**, 1000-1016.

Thompson, D. W. J., J. M. Wallace, and G. C. Hegerl, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part II: *Trends. J. Climate*, **13**, 1018–1036.

Ting, M., Y. Kushnir, R. Seager, and C. Li, 2011: Robust features of Atlantic multi-decadal variability and its climate impacts. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L17705, doi:10.1029/2011GL048712.

Trenberth, K.E., and D. J. Shea, 2006: Atlantic hurricanes and natural variability in 2005, *Geophys Res. Lett.*, **33**, L12704, doi: 10.1029/2006GL026894.

Trenberth, K.E., P.D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J.A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden and P. Zhai, 2007: Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon,



S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Tung, K. K., and J. Zhou, 2013: Using data to attribute episodes of warming and cooling in instrumental records. *PNAS*, Vol. **110**, No.6.

Uppala, S. M., and Coauthors, 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961–3012.

Vellinga, M., and P. Wu , 2004: Low-latitude fresh water influence on centennial variability of the thermohaline circulation, *J. Climate*, **17**, 4498– 4511.

Venegas, S. A. and L. A. Mysak, 2000: Is there a dominant timescale of natural climate variability in the Arctic? *J. Climate*, **13**, 3412-3434.

Walker, G. T. and E. W. Bliss, 1932: World Weather V. Mem. *Roy. Meteor. Soc.*, **4**, No. 36, 53-84.

Wallace, J. M., Y. Zhang, and J. A. Renwick, 1995: Dynamic contribution to hemispheric mean temperature trends. *Science*, **270**, 780–783.

Wang C., S. Dong, A. Evan, G. Foltz, and S. Lee, 2012: Multidecadal Co-variability of North Atlantic sea surface temperature, African dust, Sahel rainfall and Atlantic hurricanes. *J. Climate*, **25**, 5404-5415.

Wei, W., and G. Lohmann, 2012: Simulated Atlantic Multidecadal Oscillation during the Holocene. *J. Climate*, **25**, 6989–7002.



Wu, Z., N. E. Huang, S. R. Long, C. K. Peng, 2007: On the trend, detrending and variability of nonlinear and non-stationary time series. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **104**, 14889–14894.

Wu, Z., N. E. Huang, J. M. Wallace, B. V. Smoliak, and X. Chen, 2011: On the time-varying trend in global-mean surface temperature. *Climate Dynamics*, **37**, 759-773, doi:10.1007/s00382-011-1128-8.

Yulaeva, E., and J. M. Wallace, 1994: The signature of ENSO in global temperature and precipitation fields derived from the microwave sounding unit. *J. Climate*, **7**, 1719–1736.

Zhang, R., and T. L. Delworth, 2006: Impact of Atlantic multidecadal oscillation on Inida/Sahel rainfall and Atlantic hurricanes. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L17712, doi:10.1029/2006GL026267.

Zhang, R., T. L. Delworth, and I. M. Held, 2007: Can the Atlantic Ocean drive the observed multidecadal variability in Northern Hemisphere mean temperature? *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L02709, doi:10.1029/2006GL028683.

Zhang, R., and T. L. Delworth, 2007: Impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the North Pacific climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L23078, doi:10.1029/2007GL031601.

Zhang, Y., J. M. Wallace and D. S. Battisti, 1997: ENSO-like interdecadal variability: 1900-93, *J. Climate*, **10**, 1004-1020.

Zhou, J., and K. Tung, 2013: Deducing multidecadal anthropogenic global warming trends using multiple regression analysis. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 3-8.



表 1：IPCC CMIP3 17 個模式介紹。

機構/組織	模式名稱
Bjerknes Centre for Climate Research	BCCR BCM2.0
Canadian Centre for Climate Modelling & Analysis	CGCM3.1(T47)
Canadian Centre for Climate Modelling & Analysis	CGCM3.1(T63)
Max Planck Institute for Meteorology	ECHAM5/MPI-OM
US Dept. of Commerce/NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	GFDL-CM2.0
US Dept. of Commerce / NOAA / Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	GFDL-CM2.1
NASA / Goddard Institute for Space Studies	GISS-AOM
NASA / Goddard Institute for Space Studies	GISS-EH
NASA / Goddard Institute for Space Studies	GISS-ER
Instituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia	INGV-SXG
Institute for Numerical Mathematics	INM-CM3.0
Institut Pierre Simon Laplace	IPSL-CM4
Center for Climate System Research (The University of Tokyo)	MIROC3.2(hires)
Center for Climate System Research (The University of Tokyo)	MIROC3.2(medres)
Meteorological Research Institute	MRI-CGCM2.3.2
Hadley Centre for Climate Prediction and Research / Met Office	UKMO-HadCM3
Hadley Centre for Climate Prediction and Research / Met Office	UKMO-HadGEM1

表 2：IPCC CMIP5 21 個模式介紹。

機構/組織	模式名稱
Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization and Bureau Of Meteorology	ACCESS1-0
Beijing Climate Center, China Meteorological Administration	bcc-csm1-1
Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis	CanESM2
National Center for Atmospheric Research	CCSM4
Community Earth System Model Contributors	CESM1-CAM5-1-FV2
Centre National de Recherches Meteorologiques /Centre Europeen de Recherche et Formation Avancee En Calcul Scientifique	CNRM-CM5
NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	GFDL-CM3
NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	GFDL-ESM2G
NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	GFDL-ESM2M
NASA Goddard Institute for Space Studies	GISS-E2-H
NASA Goddard Institute for Space Studies	GISS-E2-R
Met Office Hadley Centre	HadCM3
Met Office Hadley Centre	HadGEM2-CC
Met Office Hadley Centre	HadGEM2-ES
National Institute of Meteorological Research/ Korea Meteorological Administration	HadGEM2-AO
Institute for Numerical Mathematics	inmcm4
Institut Pierre--Simon Laplace	IPSL-CM5A-LR
Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine--Earth Science and Technology	MIROC5
Max Planck Institute for Meteorology	MPI-ESM-LR
Meteorological Research Institute	MRI-CGCM3
Norwegian Climate Centre	NorESM1-M

表 3：IPCC CMIP3 17 個模式在 20C3M、Pre-Industrial 兩個情境下(即圖 34 至 39)，全球表面溫度在第 1 至第 3 經驗正交函數的解釋方差，單位為%。

	20C3M				Pre-Industrial			
	EOF1	EOF2	EOF3	EOF1-3總和	EOF1	EOF2	EOF3	EOF1-3總和
BCCR BCM2.0	55.4	18.4	10.1	83.9	30.5	17.2	12.2	59.9
CGCM3.1(T47)	83.4	7.8	2.6	93.8	21.9	14.9	13.0	49.8
CGCM3.1(T63)	79.1	6.4	4.5	90.0	35.4	11.9	8.0	55.3
ECHAM5/MPI-OM	52.3	18.6	12.7	83.6	23.9	18.2	9.9	52.0
GFDL-CM2.0	49.5	19.0	12.9	81.4	27.3	20.0	15.5	62.8
GFDL-CM2.1	41.9	17.4	12.0	71.3	29.9	19.0	10.8	59.7
GISS-AOM	63.4	13.1	7.4	83.9	29.8	13.2	11.7	54.7
GISS-EH	50.3	16.5	12.0	78.8	55.4	9.4	7.2	72.0
GISS-ER	46.9	15.9	13.3	76.1	19.1	15.0	12.5	46.6
INGV-SXG	56.7	15.2	11.3	83.2	59.5	12.9	6.3	78.7
INM-CM3.0	44.0	18.1	15.2	77.3	30.6	17.0	14.0	61.6
IPSL-CM4	60.2	17.0	8.3	85.5	23.4	16.2	10.9	50.5
MIROC3.2(hires)	64.2	12.0	8.4	84.6	20.9	15.4	14.2	50.5
MIROC3.2(medres)	49.6	18.8	13.3	81.7	32.4	18.6	9.9	60.9
MRI-CGCM2.3.2	70.4	12.4	5.0	87.8	29.6	14.3	11.3	55.2
UKMO-HadCM3	52.2	15.7	11.0	78.9	27.4	17.0	11.1	55.5
UKMO-HadGEM1	58.8	13.8	9.2	81.8	37.4	14.3	11.8	63.5

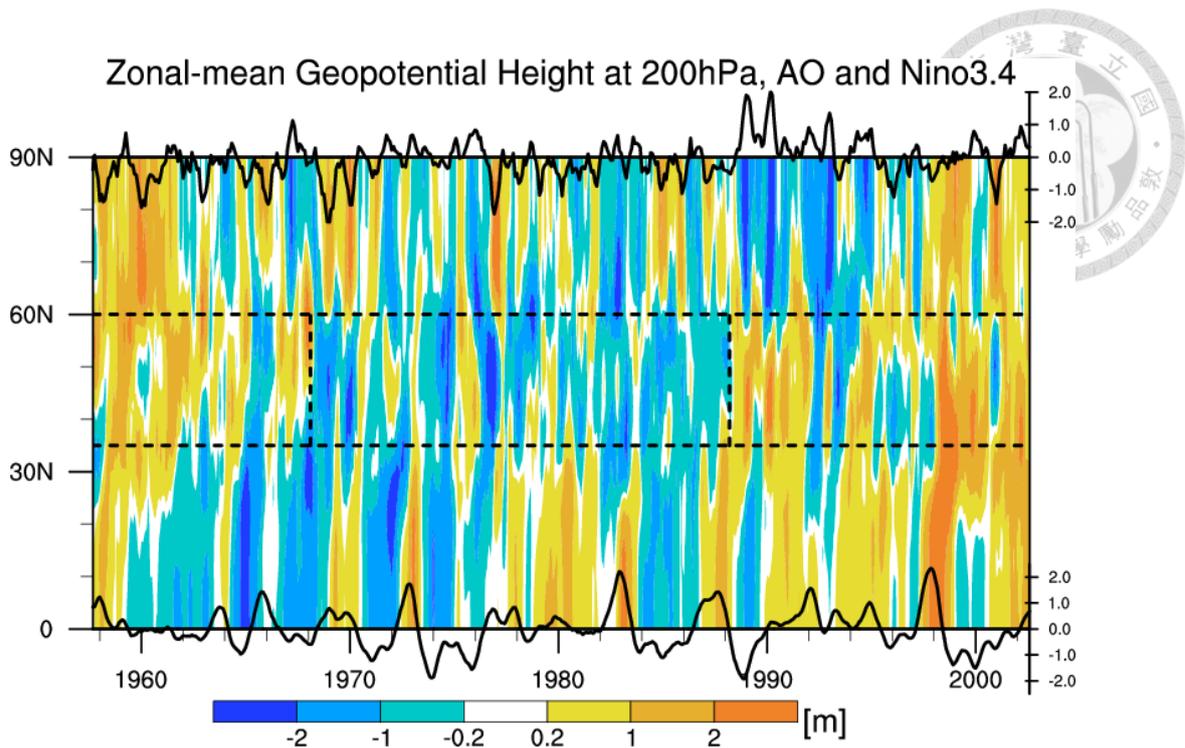


圖 1：緯向平均的 200hPa 重力位高度距平場。橫軸為時間，由 1957 年 11 月至 2002 年 6 月；縱軸為緯度，由赤道至 90°N。Arctic Oscillation、Niño3.4 指標分別被標示於圖的上、下沿。所有變數均經 5 個月滑動平均濾波。圖中虛線方框顯示 1968 年 1 月至 1988 年 2 月期間於北半球溫帶地區的重力位高度場以負距平為主，其他時期則多為正距平。

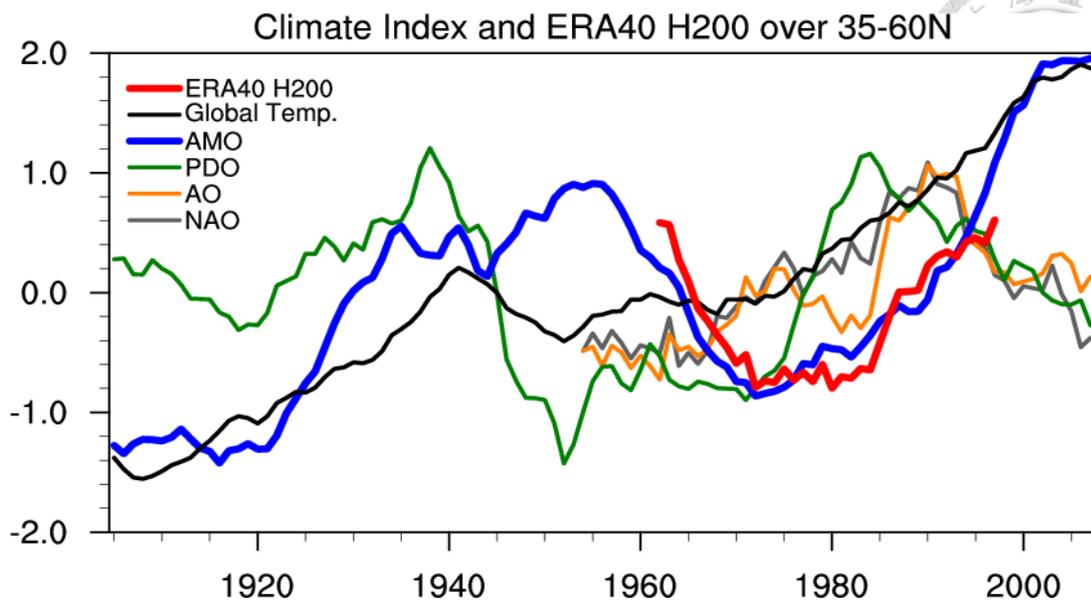


圖 2：9 年滑動平均的氣候指標(包含全球表面平均溫度、Atlantic Multidecadal Oscillation、Pacific Decadal Oscillation、Arctic Oscillation、North Atlantic Oscillation) 及 35°N-60°N 緯向平均的 200hPa 重力位高度。圖的左上角標示各種顏色所代表的指標，所有指標均經標準化處理。

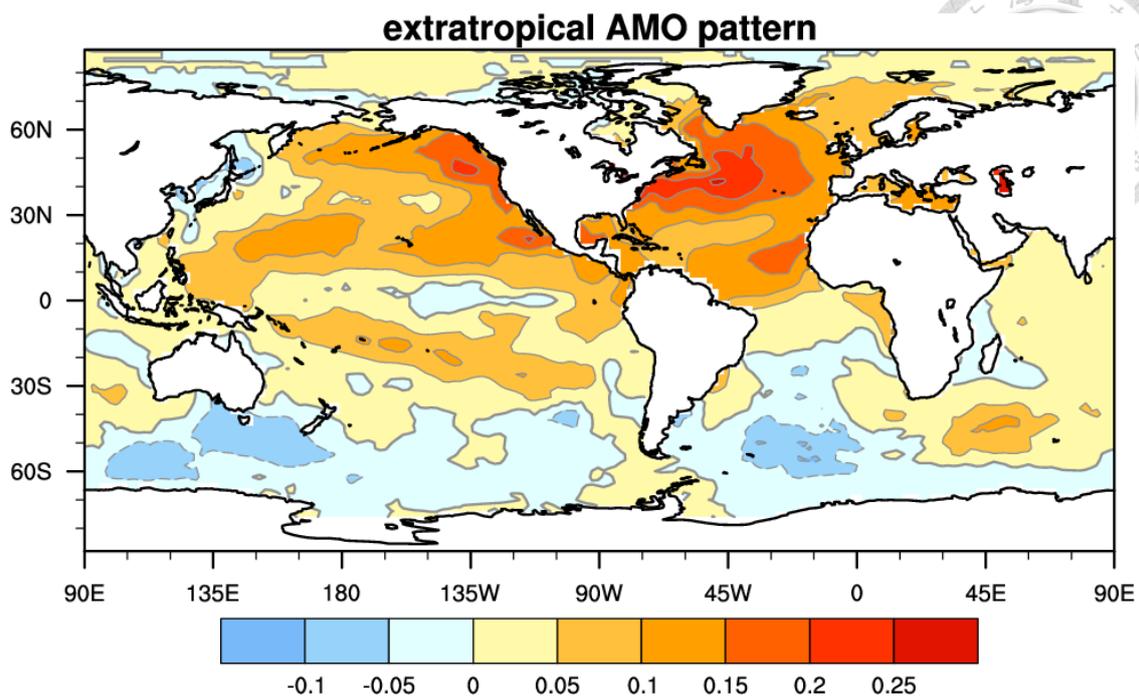


圖 3：溫帶 Atlantic Multidecadal Oscillation 海表面溫度距平分佈，為溫帶 Atlantic Multidecadal Oscillation 指標(25°N-60°N, 75°W-5.5°W 區域平均)與全球 9 年低頻濾波海溫的迴歸結果，單位為 °C。

# 1<sup>st</sup> EOF of 3 Divided Regions for H200

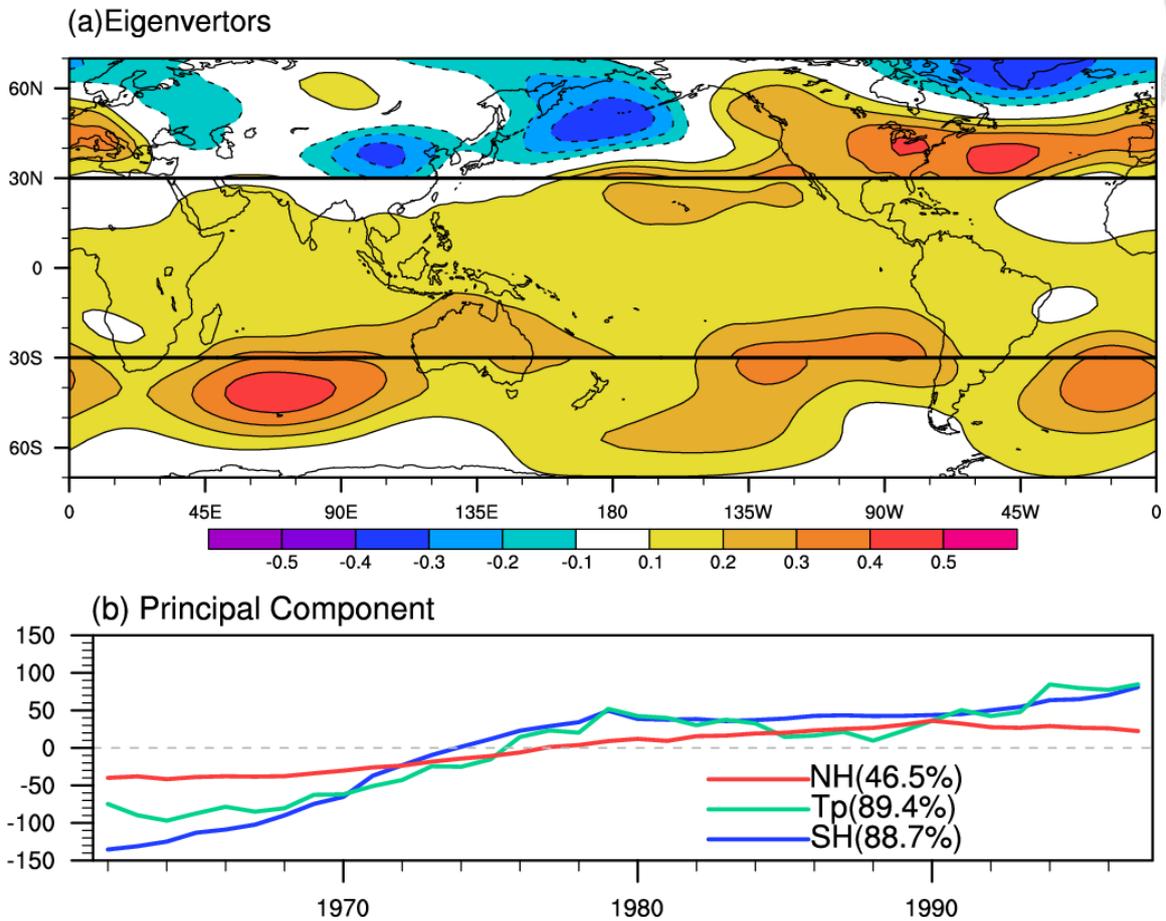
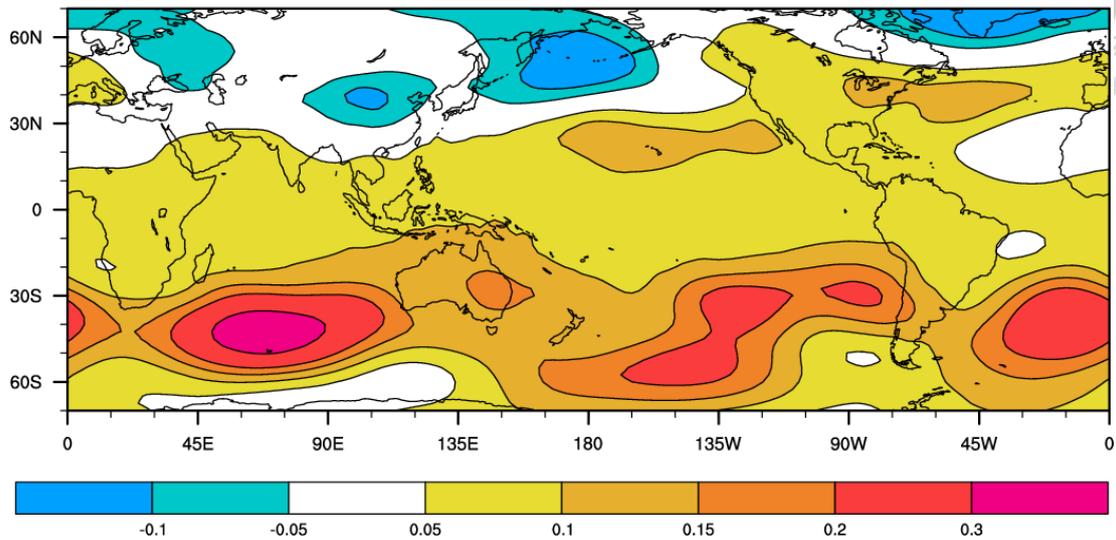


圖4：經驗正交函數在(a)北半球(30°N-70°N)、熱帶(30°S-30°N)及南半球(70°S-30°S)三個區域200hPa重力位高度的第1特徵向量(空間分佈)，時間為經9年滑動平均的1960至1997年。(b)相對應的主成份(時間變化)，可解釋方差在北半球、熱帶及南半球分別為46.5%、89.4%及88.7%。

# 1<sup>st</sup> EOF of ERA40 9 Year Running H200

(a) Eigenvector (77.3%)



(b) Principal Components

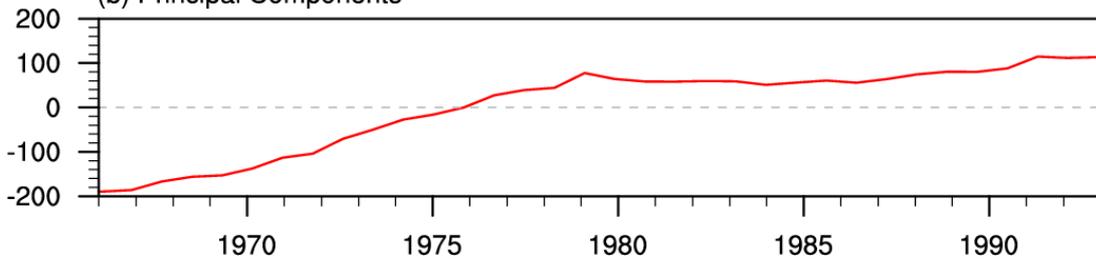


圖5：經驗正交函數在全球(70°S-70°N)200hPa重力位高度的(a)第一特徵向量及其(b)相對應的主成份，時間為經9年滑動平均的1960至1997年，可解釋方差為77.3%。

## EOF of Global SST (9 year running, 1951-2000)

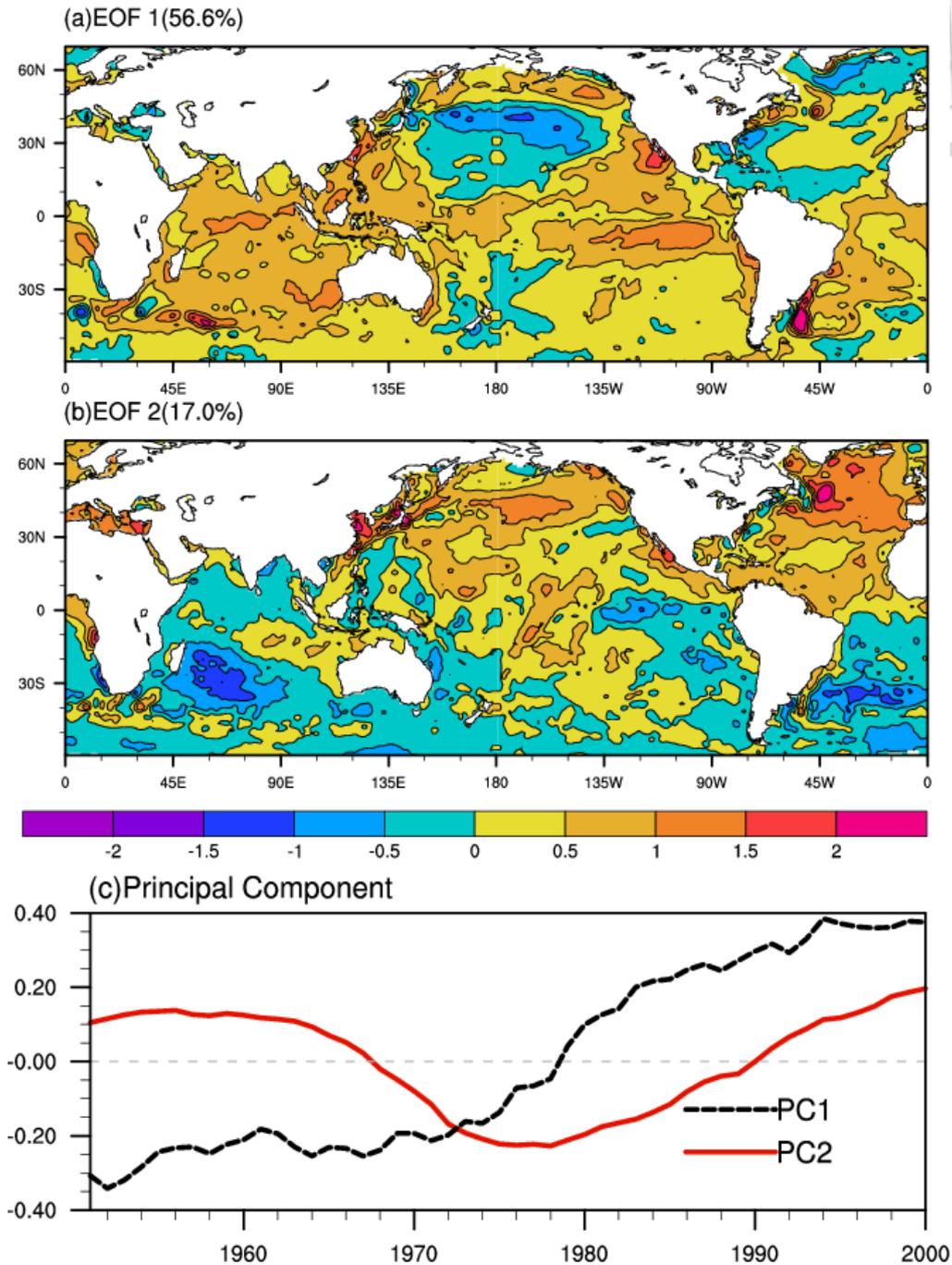


圖6：經驗正交函數在全球(60°S-70°N)9年低頻濾波海表面溫度的(a)第1、(b)第2特徵向量(空間分佈)，(c)相對應的主成份(時間變化)，黑色線及紅色線分別代表第一及第二主成份，可解釋方差為分別是56.6%及17%。時間為1951至2000年。

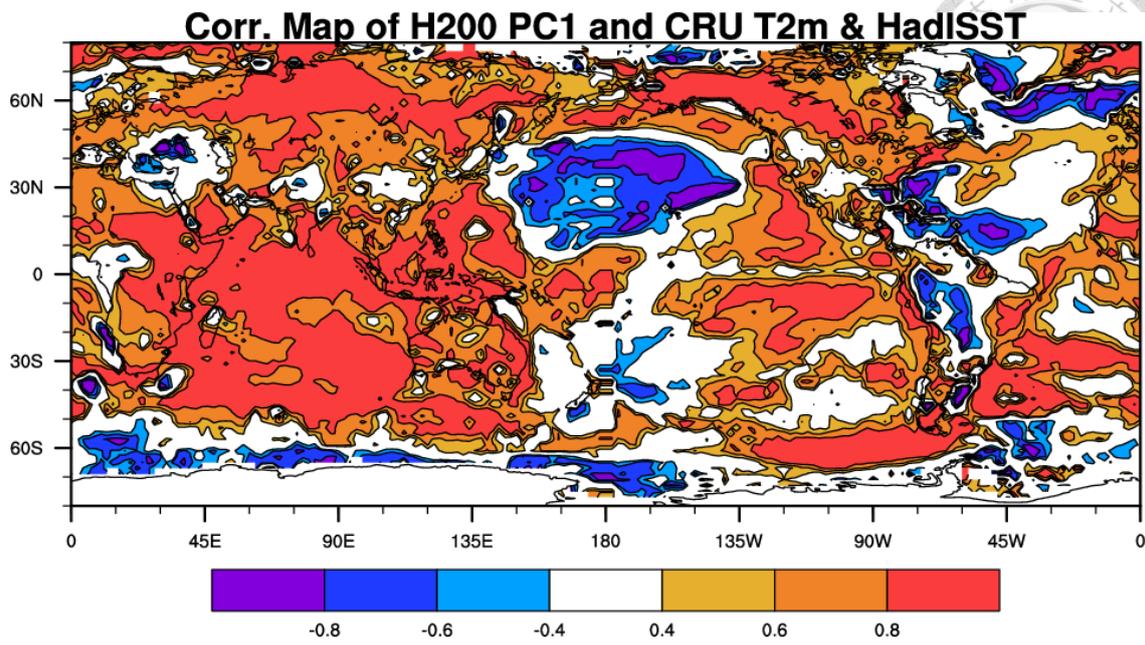


圖7：北半球200hPa重力位高度第一主成份(圖4c紅線)與海陸表面溫度的相關係數。

## 2<sup>nd</sup> EOF of 3 Divided Regions for H200

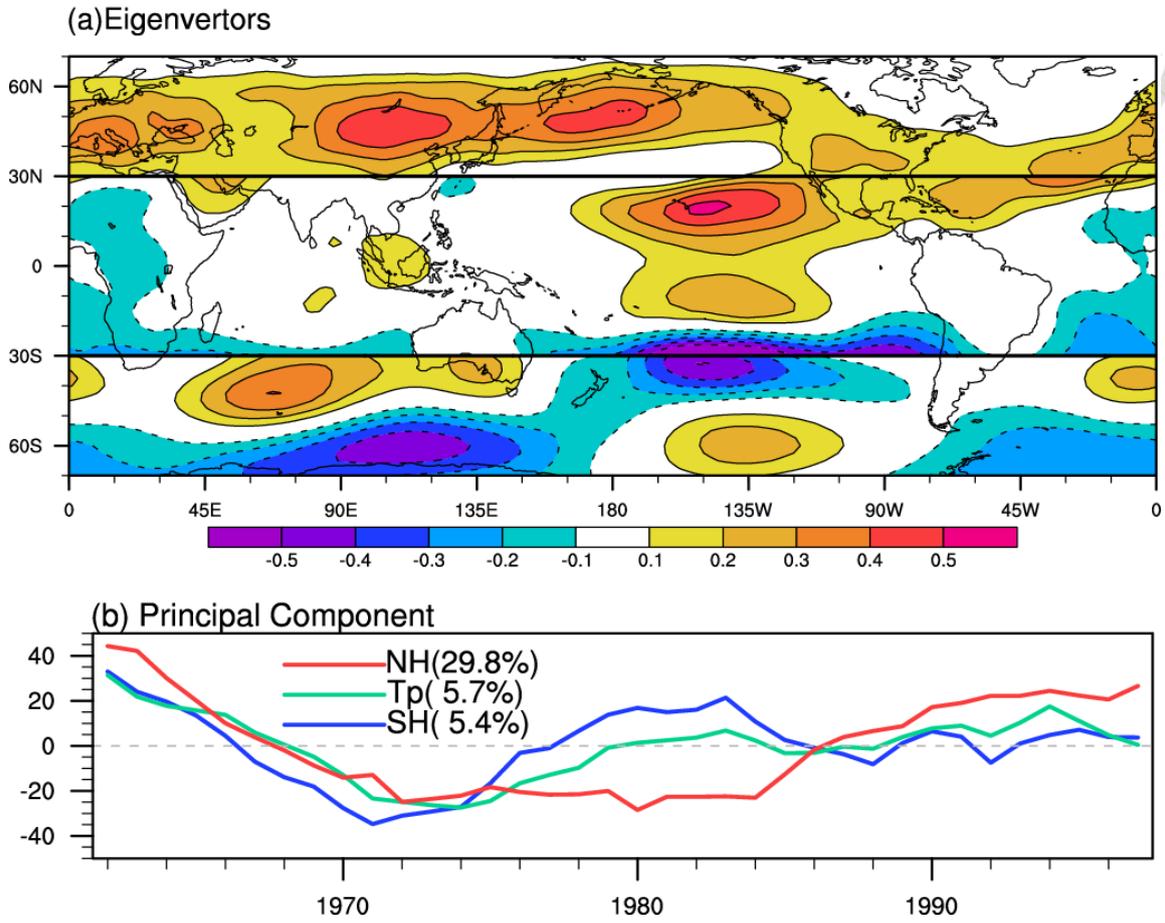


圖8：同圖4但為第2特徵向量及其對應的主成份，可解釋方差在北半球、熱帶及南半球分別為29.8%、5.7%及5.4%。

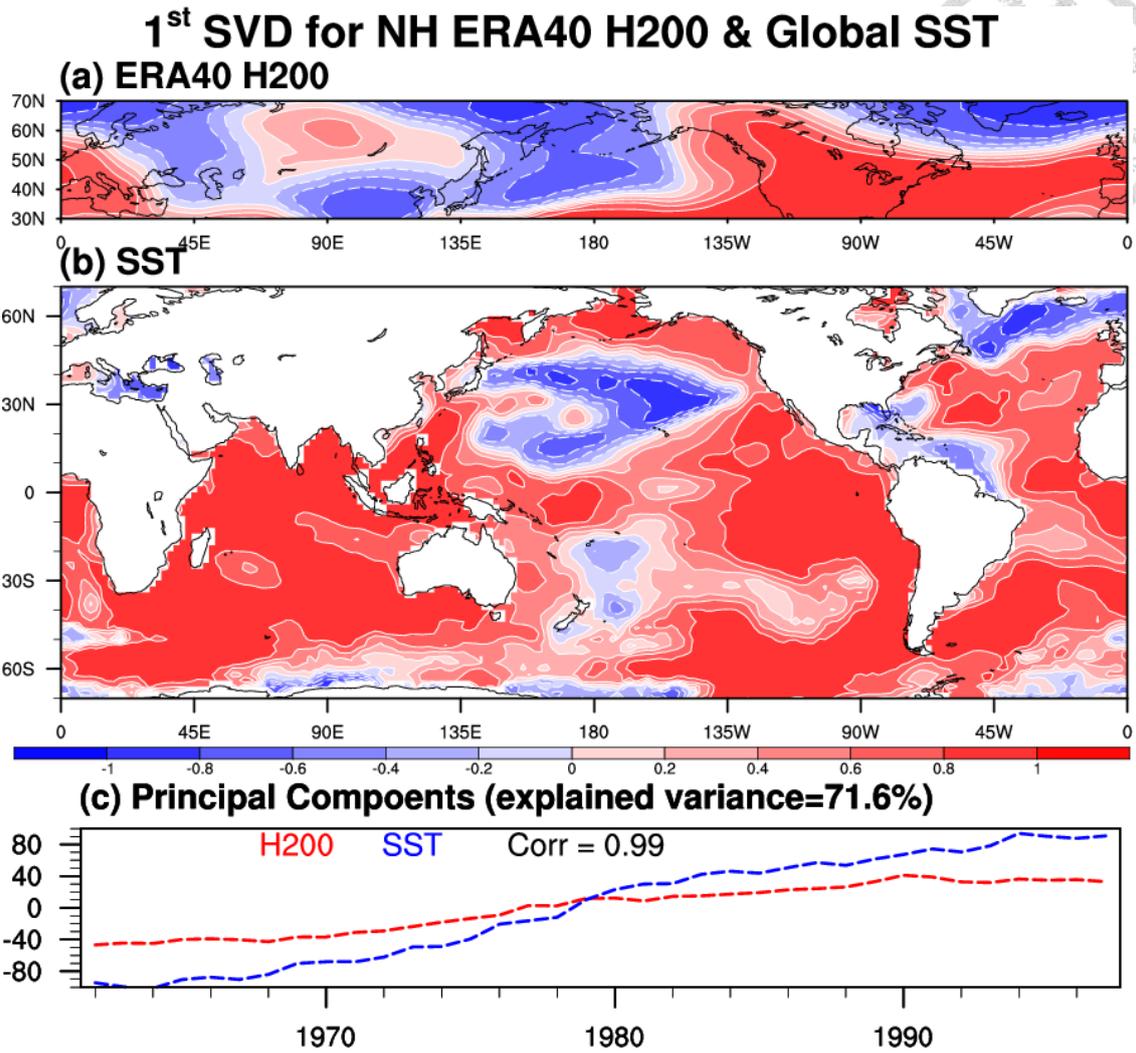


圖 9：北半球 200hPa 重力位高度場與全球海溫的 SVD 分析。(a)、(b)分別是 200hPa 重力位高度場、海溫第 1 個耦合模的空間結構，(c)為其時間序列，紅、藍色虛線代表 200hPa 重力位高度場、海溫，兩者相關係數為 0.99，可解釋方差為 71.6%。

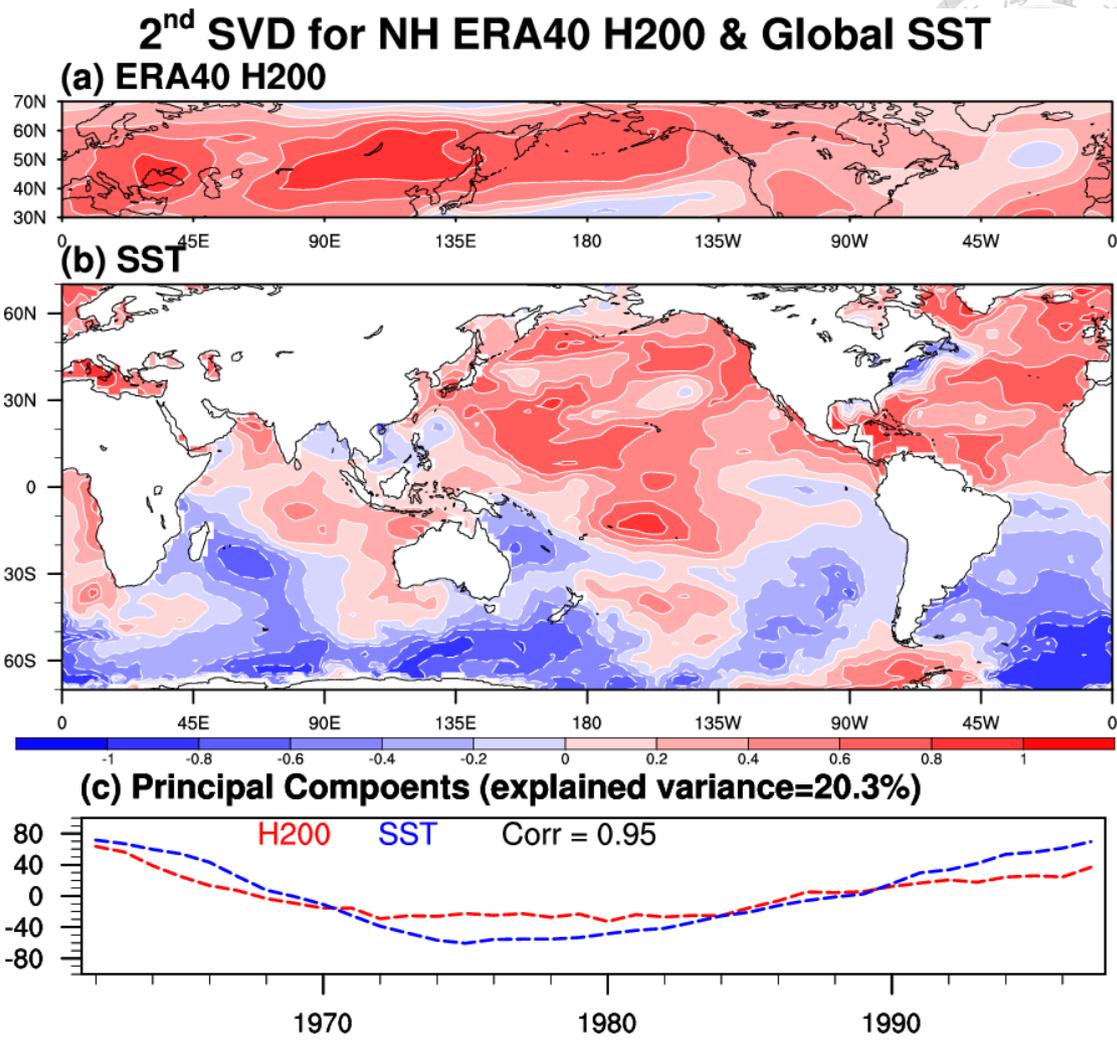


圖 10：圖 9，但為第 2 個耦合模。200hPa 重力位高度場、海溫時間序列的相關係數為 0.95，可解釋方差為 20.3%。

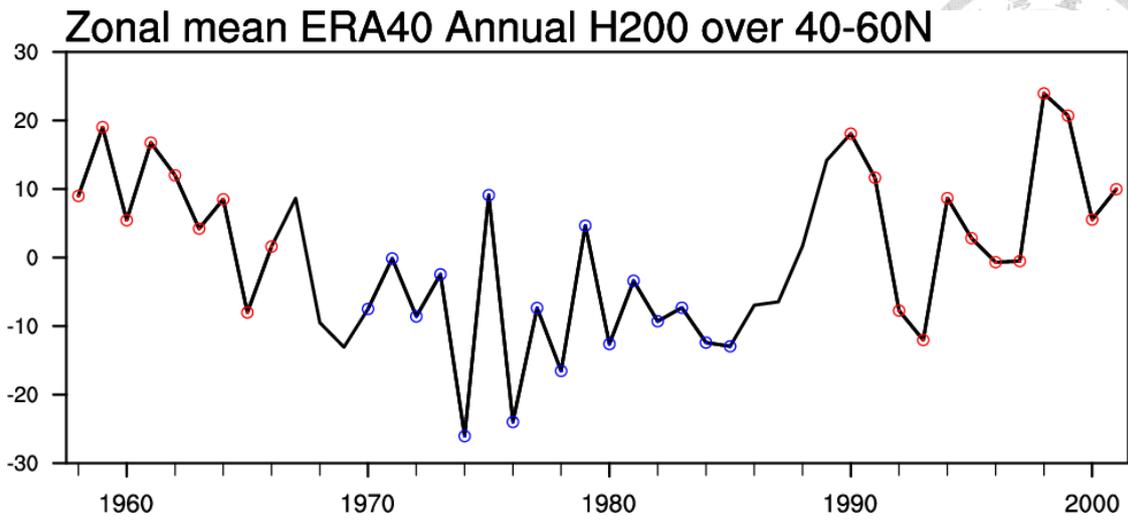


圖11：40°N-60°N緯向平均的200hPa重力位高度在1958至2001年年平均值的時間系列，紅色及藍色圈分別代表北半球200hPa重力位高度場的正及負相位時期。

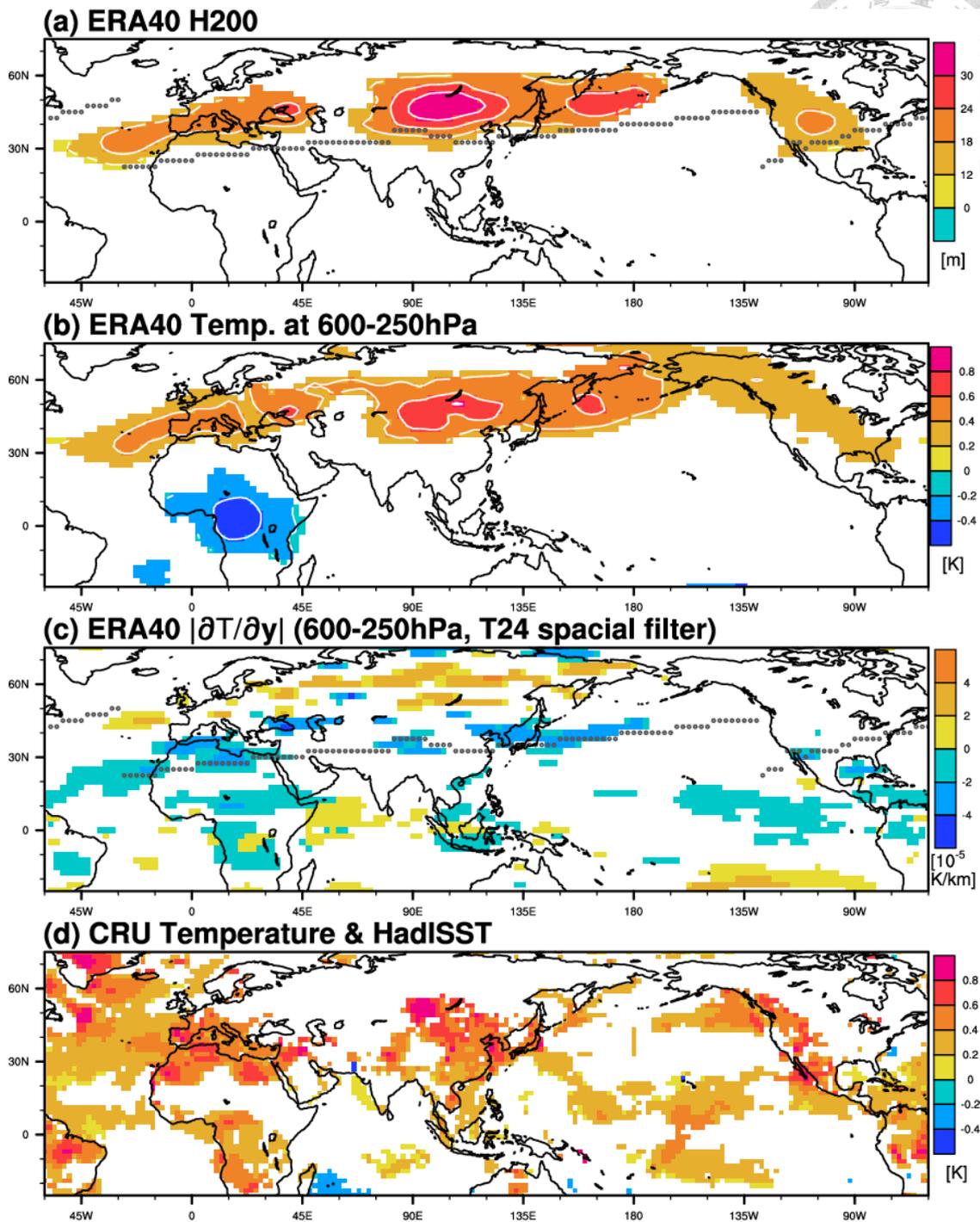


圖12：北半球200hPa重力位高度第二主成份(圖8c紅線)正減去負相位的合成環流圖。(a)200hPa重力位高度，(b)600hPa-250hPa平均溫度，(c)600hPa-250hPa平均的經向溫度梯度，(d)海陸表面溫度。僅有統計信心水準達95%以上的區域才被繪出。(a)至(d)的單位分別為meter、K、 $10^{-5} \times K \text{ km}^{-1}$ 及K，(a)與(c)的灰色虛線代表200hPa噴流的氣候平均位置。

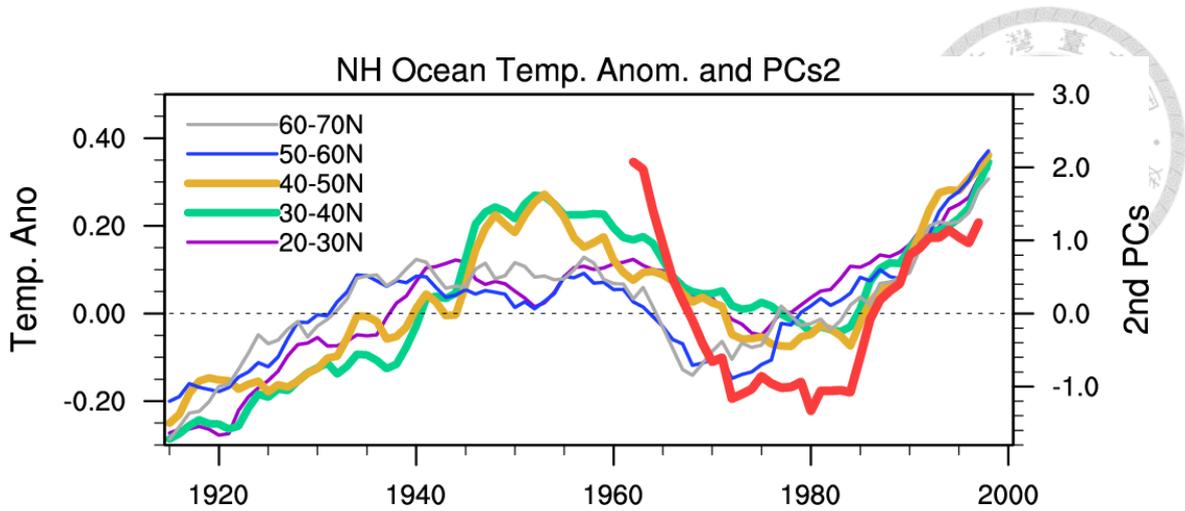


圖13：北半球200hPa重力位高度第二主成份(紅色線)與北半球每間隔10個緯度平均的海溫時間序列圖。左縱軸代表海溫距平，單位為 $^{\circ}\text{C}$ ；右縱軸代表第二主成份的標準差。

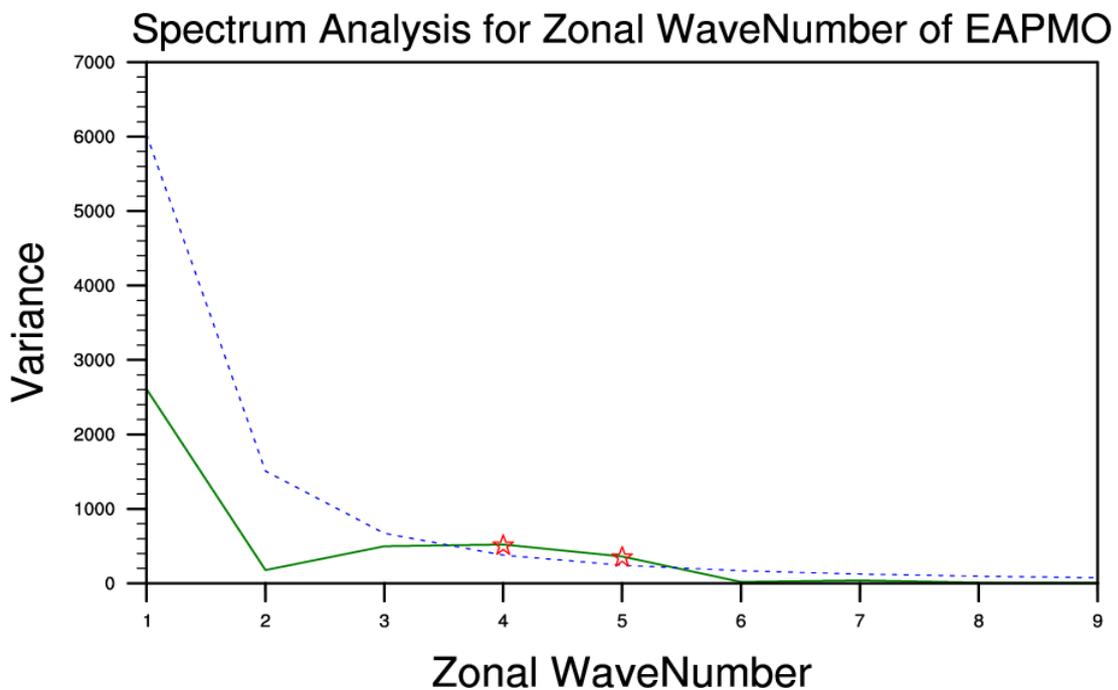


圖 14：北半球 200hPa 重力位高度合成場(即圖 12a)35°N-60°N 經向平均之緯向波數的波譜分析(綠色實線)。藍色虛線代表信心水準為 90%的基準線，其中緯向波數 4 及 5 的訊號超過 90%信心水準。

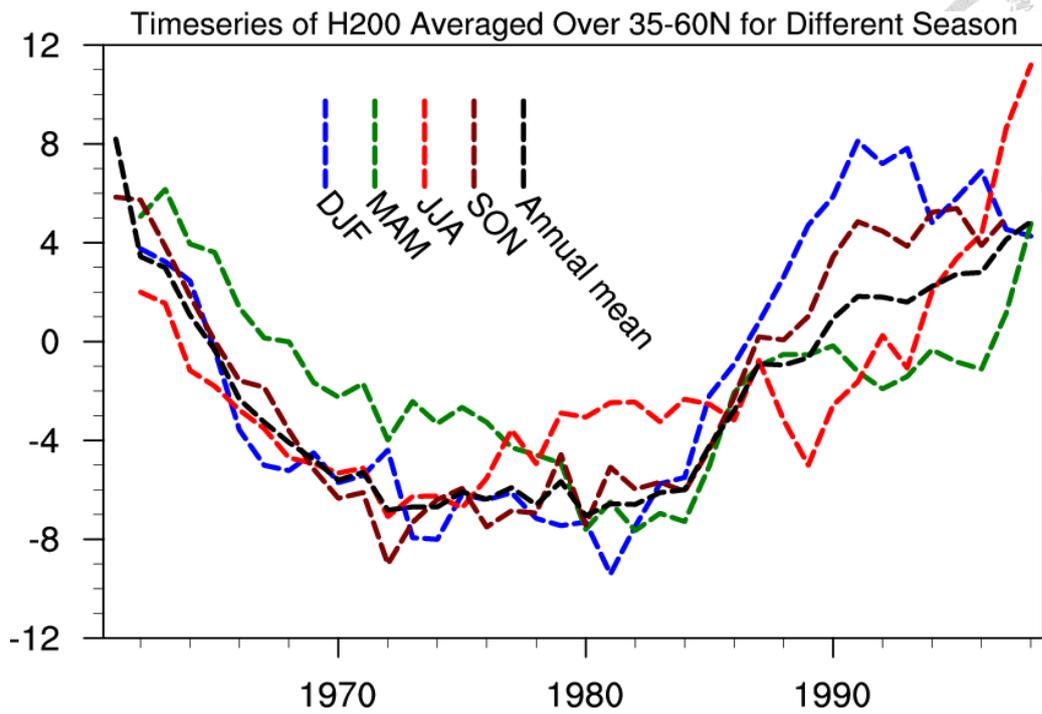


圖 15：35°N-60°N 緯向平均 200hPa 重力位高度距平場的時間系列，時間為年及四個季節平均並經 9 年滑動平均濾波。

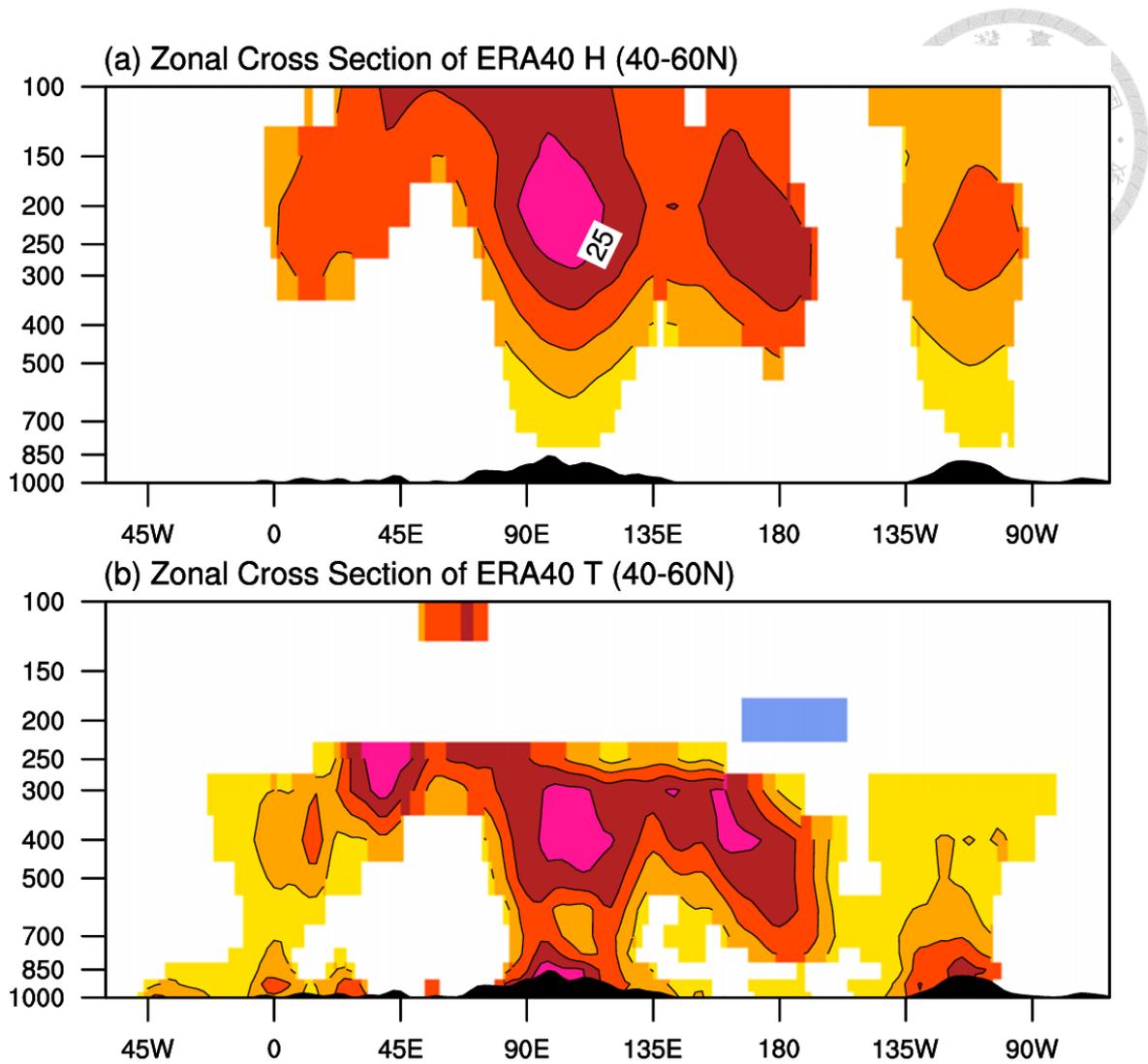


圖16：同圖12但為40°N-60°N緯向垂直剖面的(a)重力位高度場及(b)溫度場。單位在(a)與(b)分別是meter及K，圖底部的黑色區域代表地形。

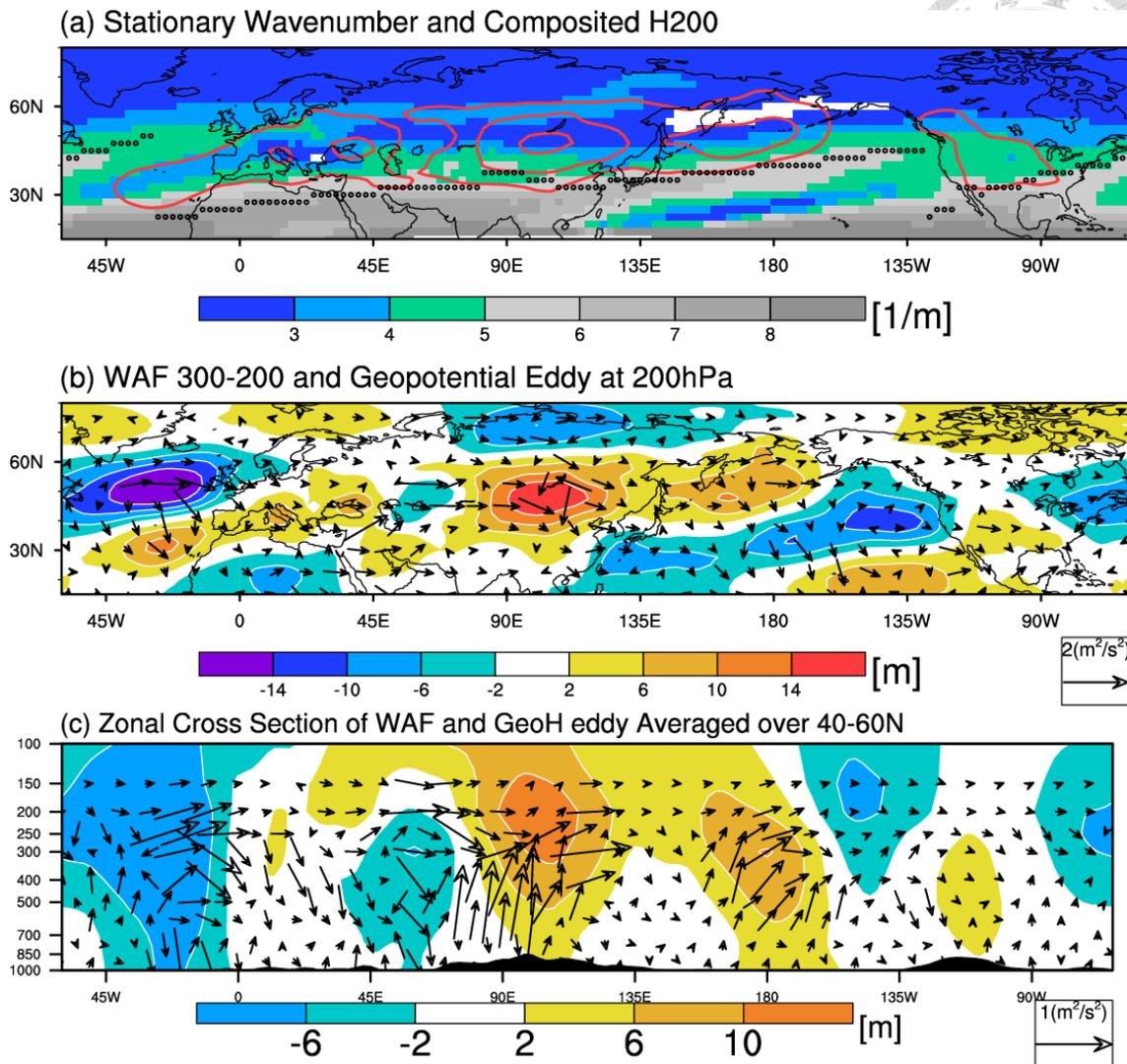


圖 17: 同圖 12 唯(a)代表氣候平均的滯留羅士比波波數(彩色陰影)、200hPa 噴流(黑色虛線)及 200hPa 重力位高度的合成場(紅色等值線), 3 條等值線由外而內分別代表 15、24 及 33 公尺。(b)200-300hPa 平均的駐波活動通量(箭頭)及 200hPa 重力位高度渦流(彩色陰影)。(c)40°N-60°N 緯向垂直剖面的駐波活動通量(箭頭)及重力位高度渦流(彩色陰影)。渦流定義為總量去除緯向平均後的剩餘量。在(b)與(c)駐波活動通量單位為  $\text{meter}^2/\text{sec}^2$ , 相對應的向量長度分別標示於圖的右下角, 其中(c)向上的駐波活動通量以放大 50 倍顯示。

### Seasonal WAF 300-200hPa and H200 Eddy, ERA40

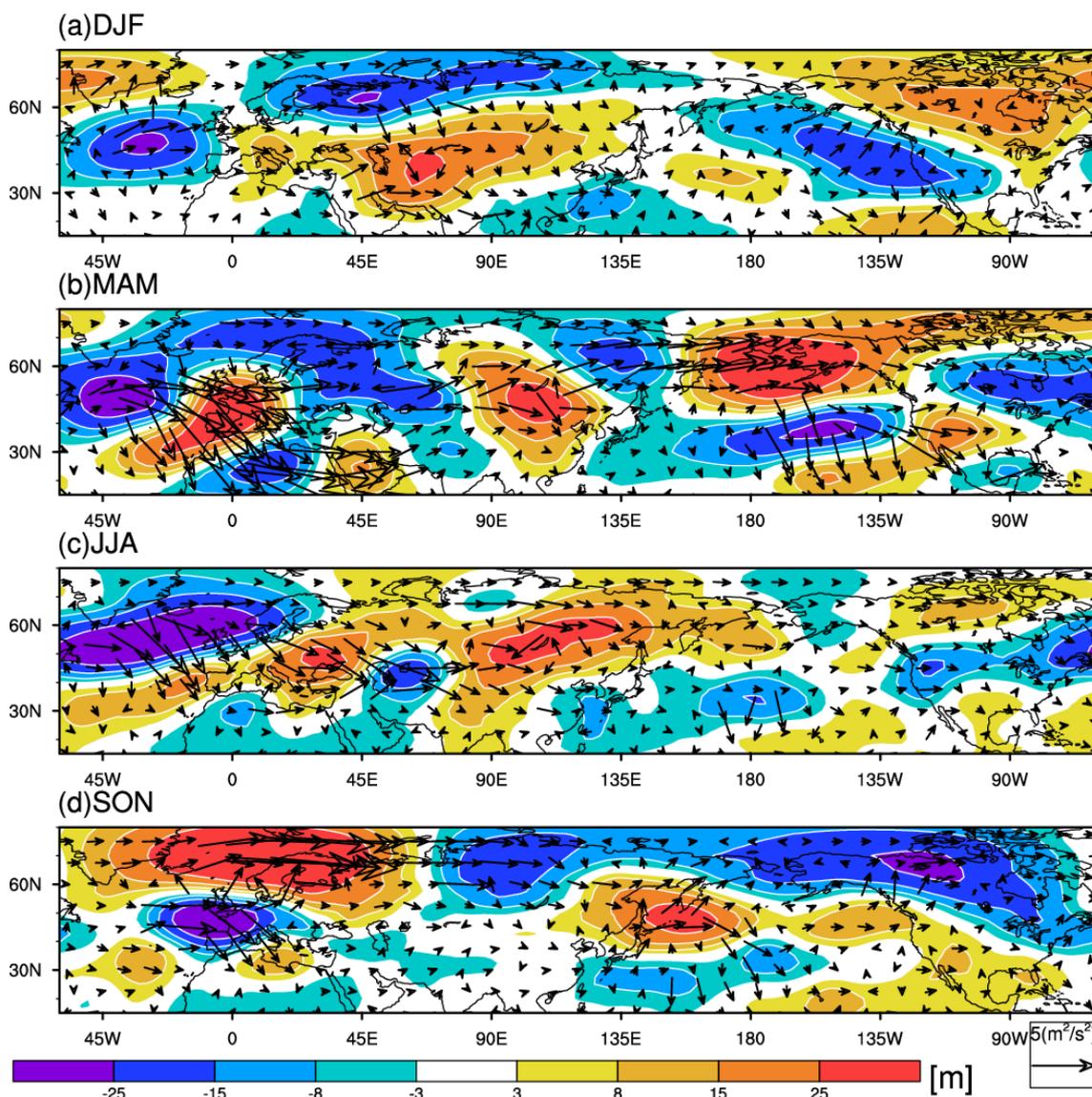


圖 18:200-300hPa 平均的駐波活動通量(箭頭)及 200hPa 重力位高度渦流(彩色陰影)在北半球(a)冬(12 月至隔年 2 月)、(b)春(3 月至 5 月)、(c)夏(6 月至 8 月)、(d)秋季(9 月 11 月)的合成分析。駐波活動通量單位為  $\text{meter}^2/\text{sec}^2$ ，相對應的向量長度標示於圖的右下角。

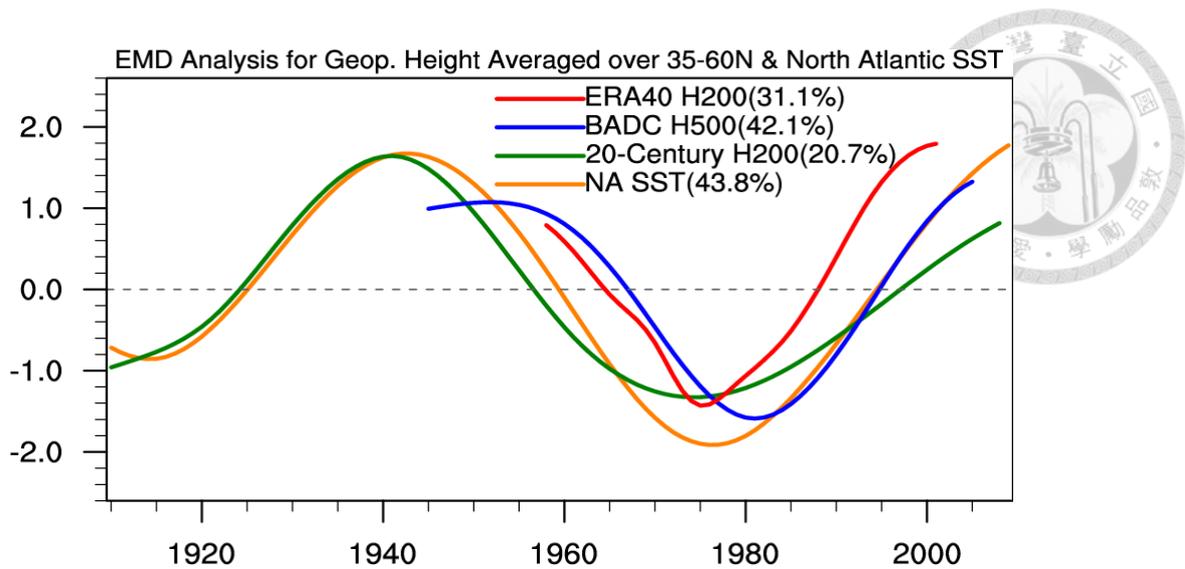


圖19：不同指數之多年代時間尺度的Intrinsic mode function(IMF)，分別是35°N-60°N緯向平均的ERA40(紅色線)及廿世紀重分析200-hPa重力位高度場(綠色線)與BADC 500-hPa重力位高度場(藍色線)及溫帶北大西洋(25°N-60°N, 75°W-10°E)海表面溫度(橙色線)。除ERA40 200-hPa重力位高度場為IMF3其餘為IMF4。所有指數均經標準化處理，可解釋方差被標示於圖右上角。

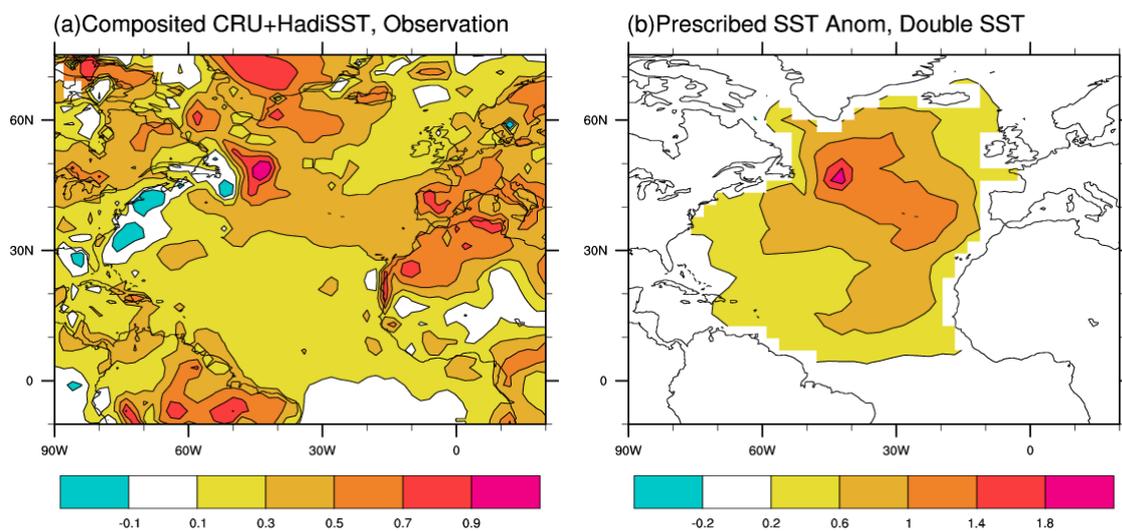


圖20：(a)北半球200hPa重力位高度第二主成份正減去負相位的合成海陸表面溫度場。(b)數值模擬給定的雙倍海表面溫度距平形態。(a)與(b)的單位均為°C。

# Simulated H200 Anom., Original Topo.

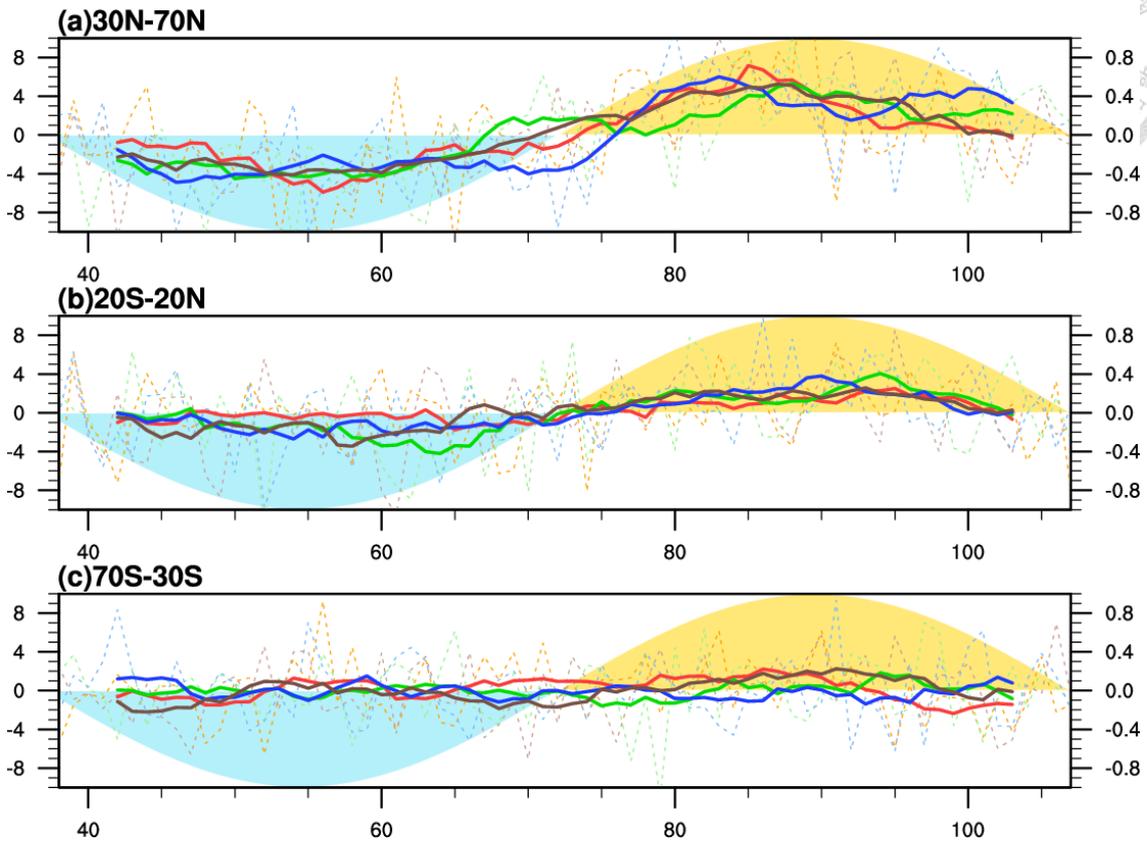


圖 21：雙倍海溫數值實驗的 9 年低頻濾波(粗實線)及年平均(細虛線)時間序列圖在 (a) 30°N-70°N、(b) 20°S-20°N 及(c) 70°S-30°S 區域平均的 200-hPa 重力位高度場。不同初始場的結果以不同顏色標示，給定的大西洋雙倍海溫係數以淡藍及淡黃色底圖標示。左、右縱軸分別代表 200-hPa 重力位高度場及海溫的量值。

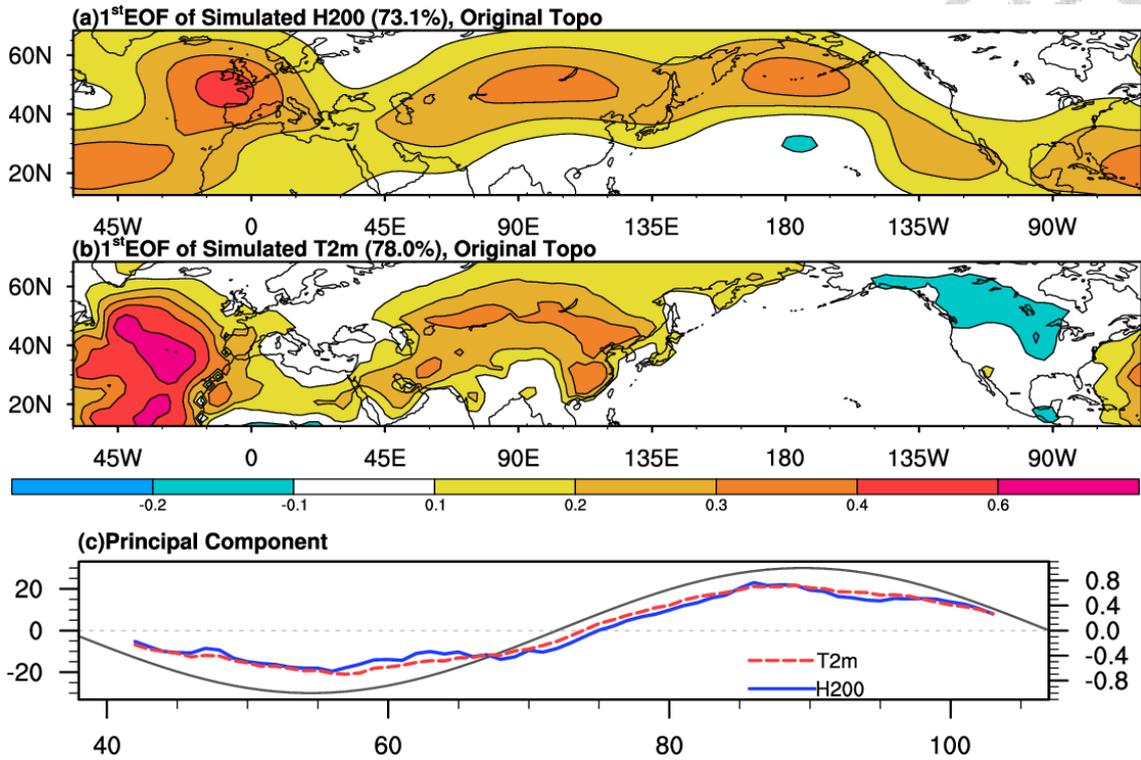


圖 22：雙倍海溫數值實驗系集平均之(a)200-hPa 重力位高度場及(b)2 米溫度第一特徵向量(空間分佈)及(c)相對應的主成份(時間序列)，其中在(c)藍色實線、紅色虛線及灰色線分別代表 200-hPa 重力位高度場、2 米溫度及給定海溫距平係數，左縱軸代表 200-hPa 重力位高度場的量值，右縱軸則為 2 米溫度及給定海溫距平係數的量值。200-hPa 重力位高度場、2 米溫度的可解釋方差分別為 73.1%、78.0%。

## Zonal Cross Section of Original Topographic Simulation (40-60N)

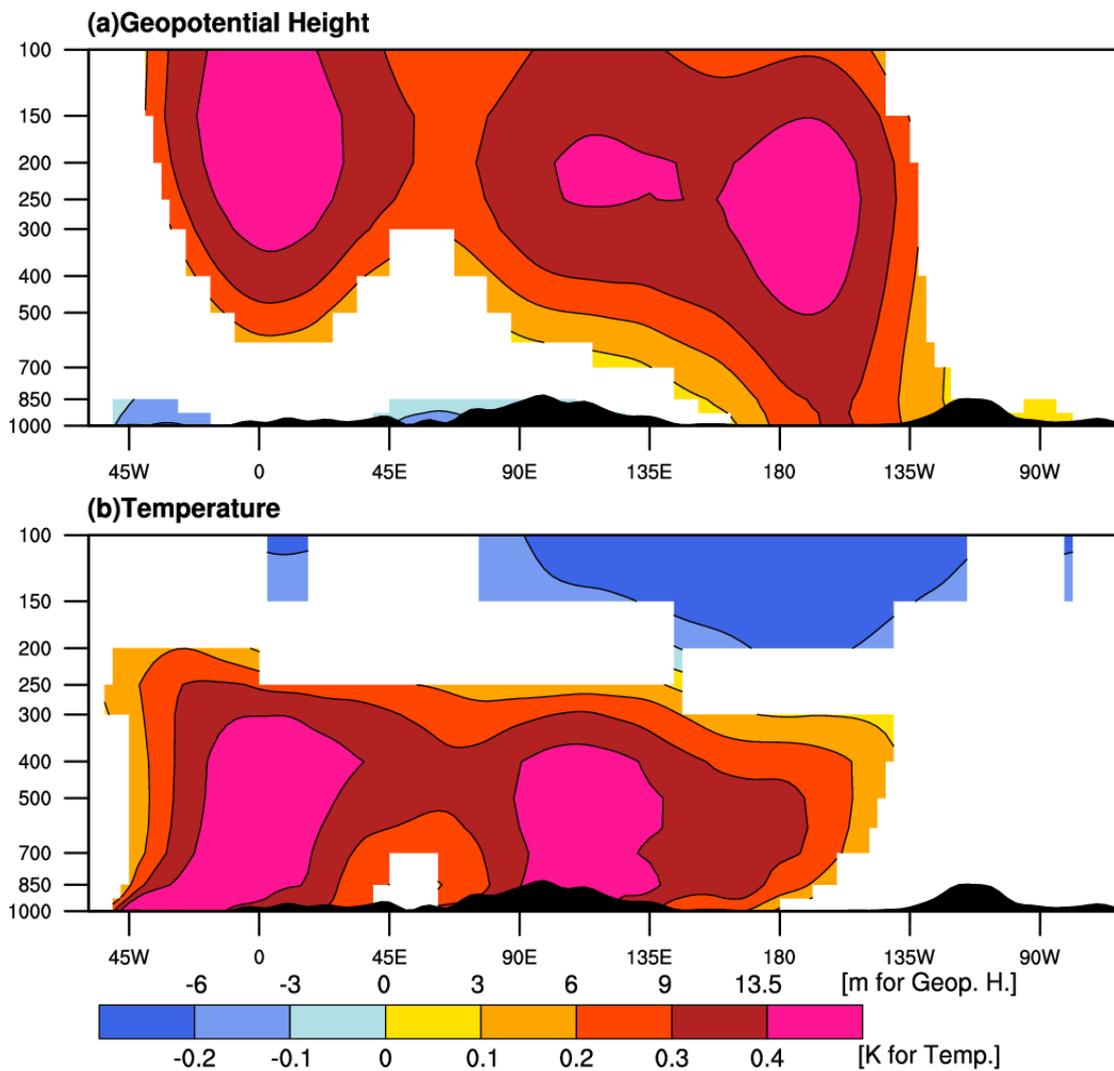


圖 23：雙倍海溫數值實驗系集平均在 40°N-60°N 平均的緯向垂直剖面(a)重力位高度場、(b)溫度場合成場。定義合成場為給定海溫係數為大於 0.5 與小於 -0.5 兩個時期的差異。只有信心水準在 95% 的區域訊號才被繪出。

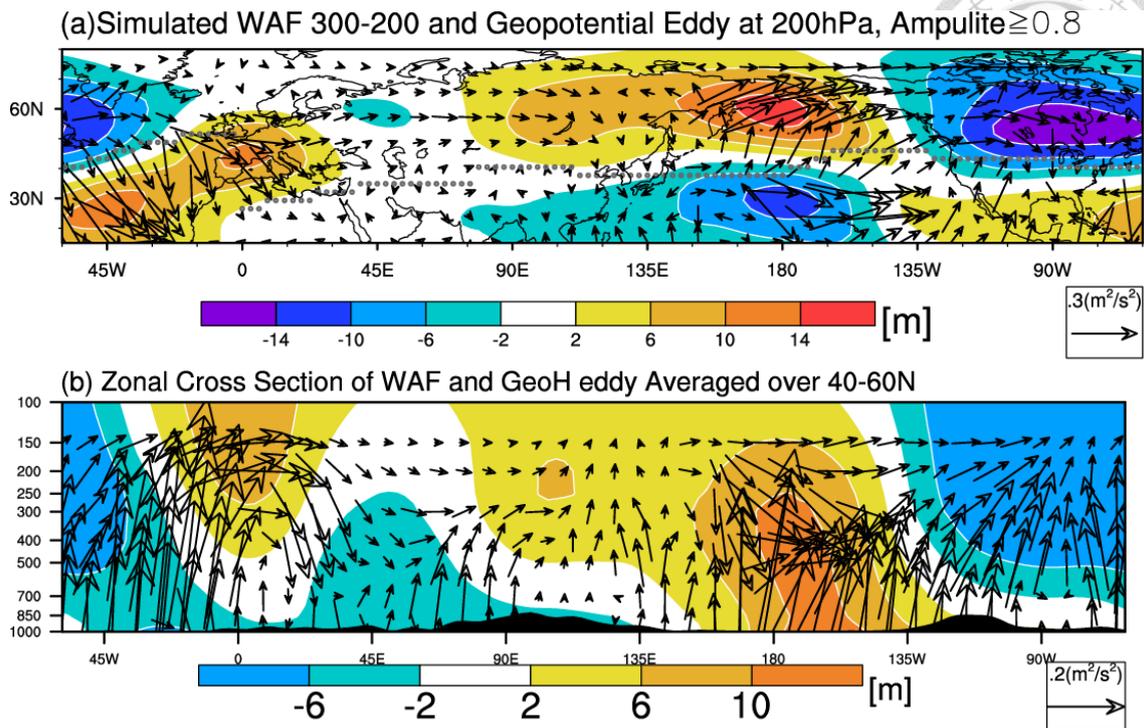


圖 24：雙倍海溫數值實驗系集平均合成場的(a)駐波活動通量(箭頭)、200hPa 重力位高度渦流(彩色陰影)及 200hPa 噴流的氣候平均位置(灰色虛線)；(b)40°N-60°N 緯向垂直剖面的駐波活動通量(箭頭)及重力位高度渦流(彩色陰影)。渦流定義為去除緯向平均後的剩餘量。合成的定義為給定海溫係數大於 0.8 減去小於-0.8 時期。駐波活動通量單位為  $\text{meter}^2/\text{sec}^2$ ，相對應的向量長度分別標示於圖的右下角，其中(b)向上的駐波活動通量以放大 50 倍顯示。

## Zonal Cross Section of Relative Amplitude (40°N-60°N)

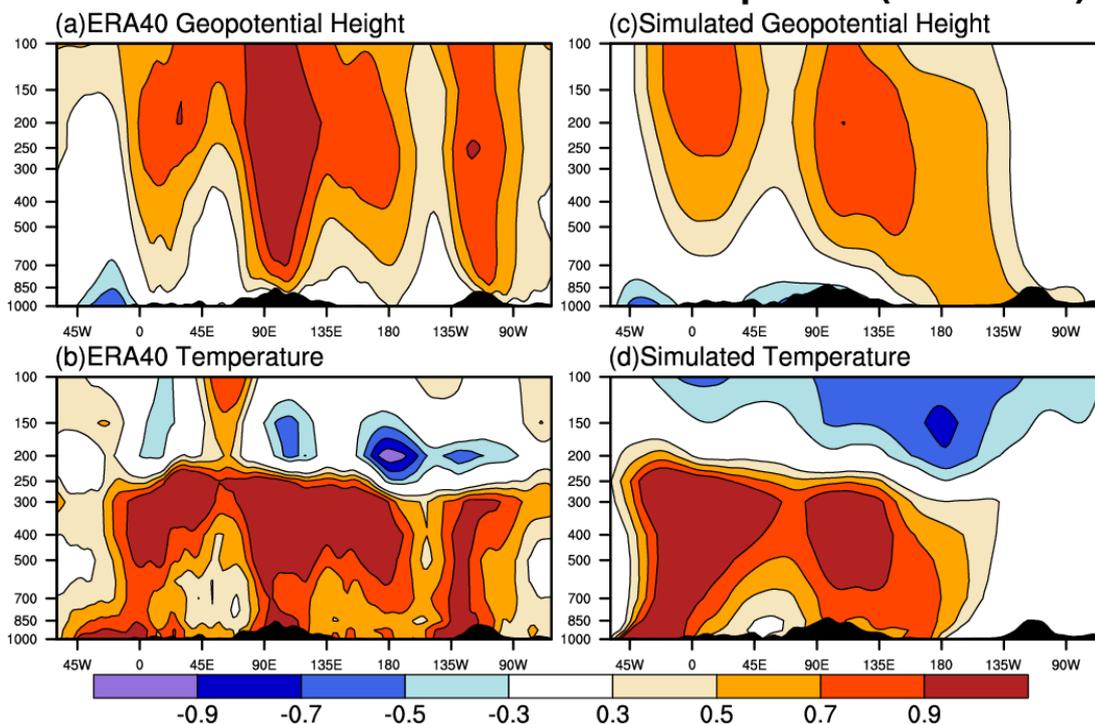


圖 25：40°N-60°N 緯向平均的垂直剖面(a)重力位高度場、(b)溫度場的相對強度，定義為合成場除以年際變化的標準差，觀測合成場的計算方式與圖 12 相同。(c)和(d)等同於(a)與(b)但為雙倍海溫數值實驗的系集平均，模擬合成場的定義與圖 23 一致。

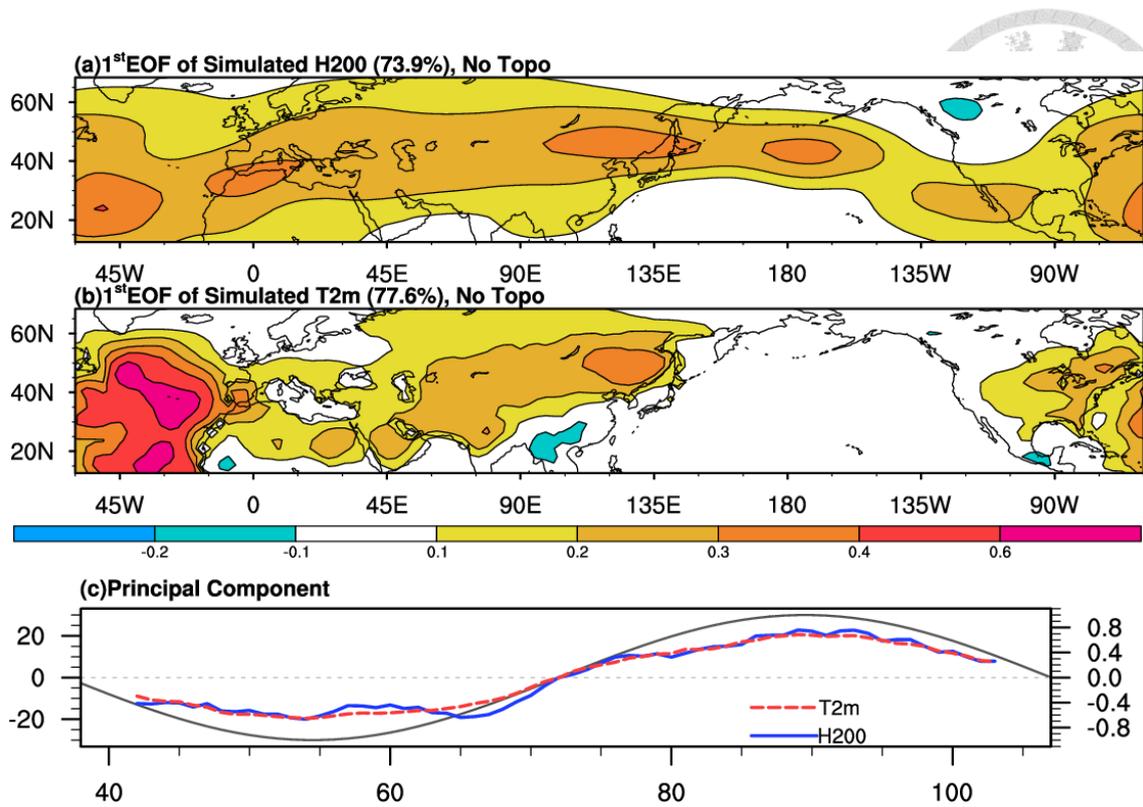


圖 26：與圖 22 相同但為無地形數值實驗的結果，200-hPa 重力位高度場、2 米溫度的可解釋方差分別為 73.9%、77.6%。

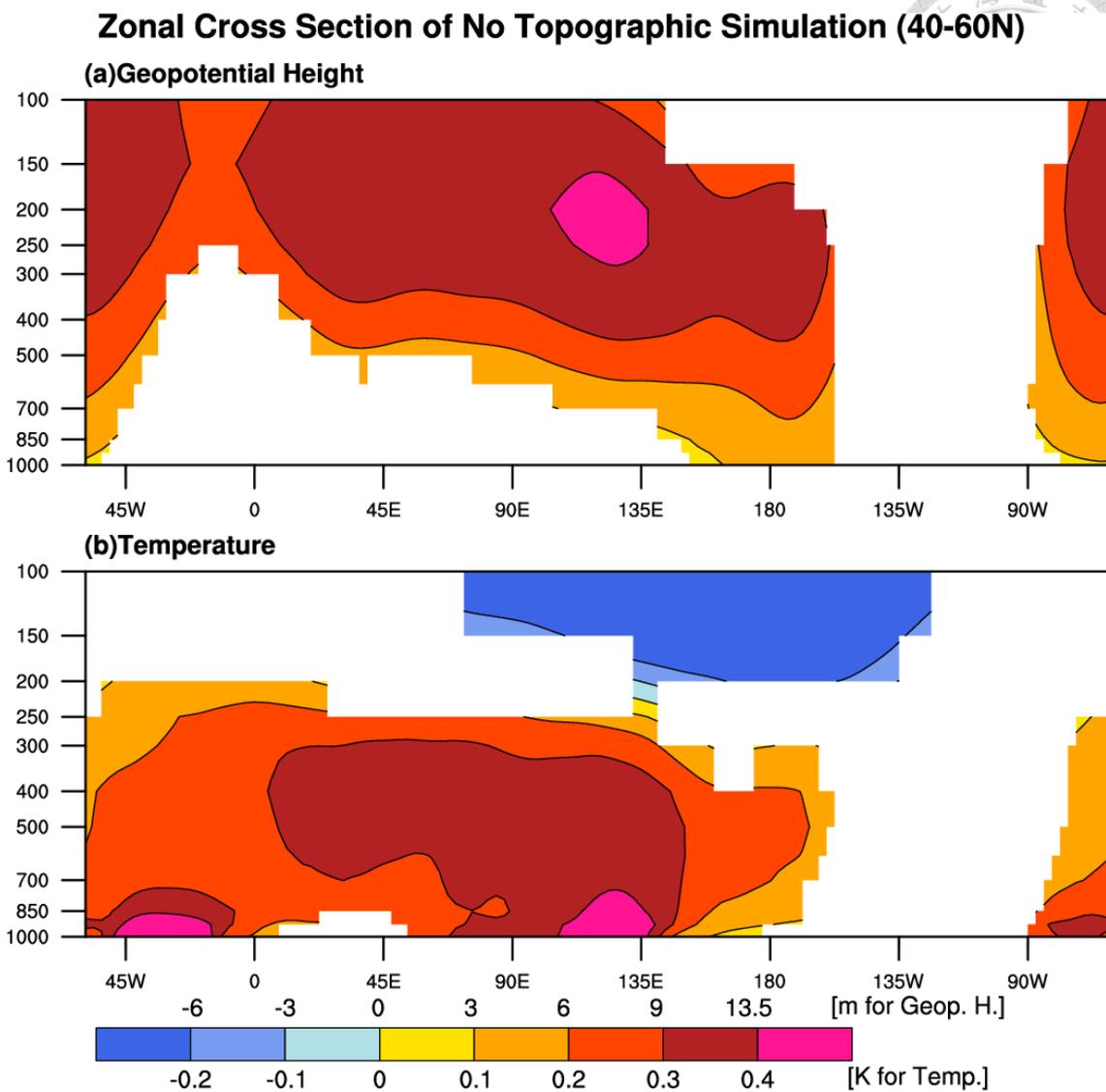


圖 27：與圖 23 相同但為無地形數值實驗的結果。

### EOF of Simulative H200 and T2m, Relistic SST experiment

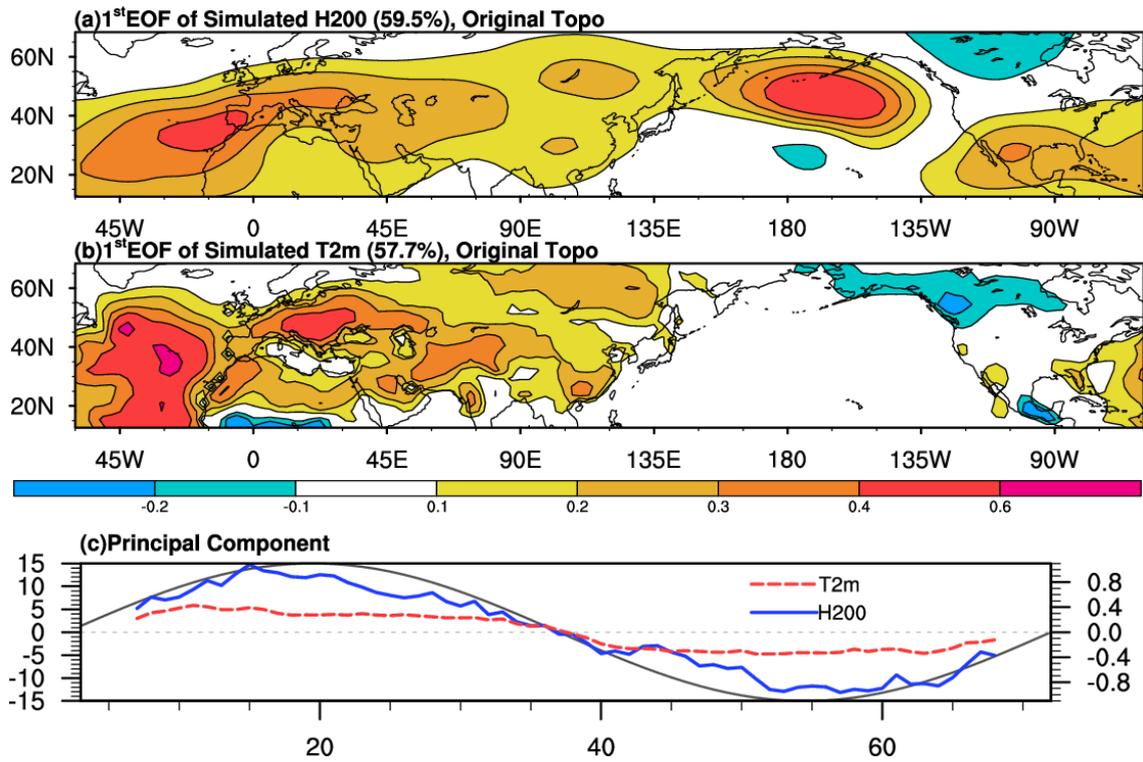


圖 28：與圖 22 相同但為真實海溫數值實驗的結果，200-hPa 重力位高度場、2 米溫度的可解釋方差分別為 59.5%、57.7%。

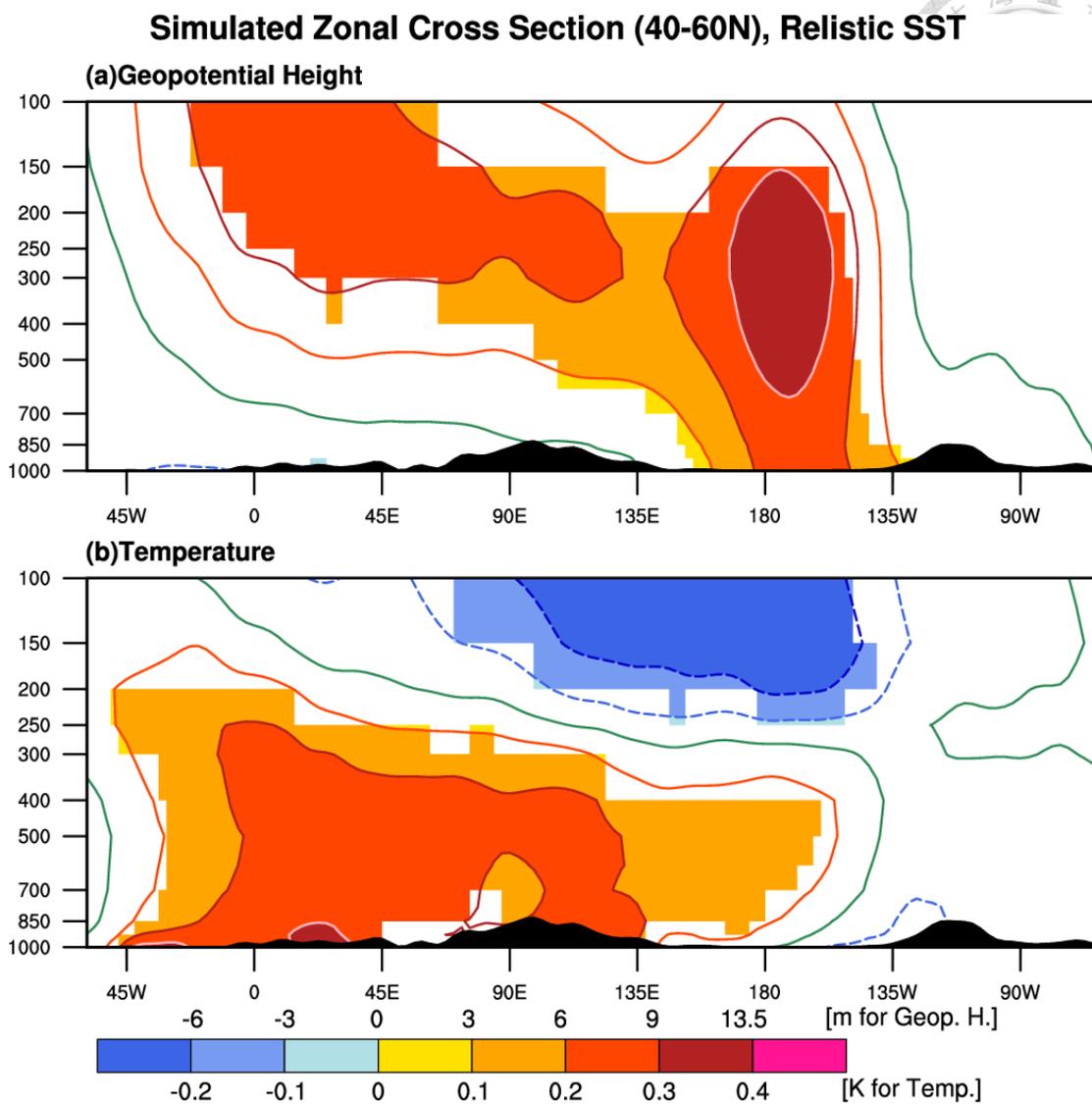


圖 29：與圖 23 相同但為真實海溫數值實驗的結果，零值線、負值、正值等值線分別以綠、藍、橙色系線標示。

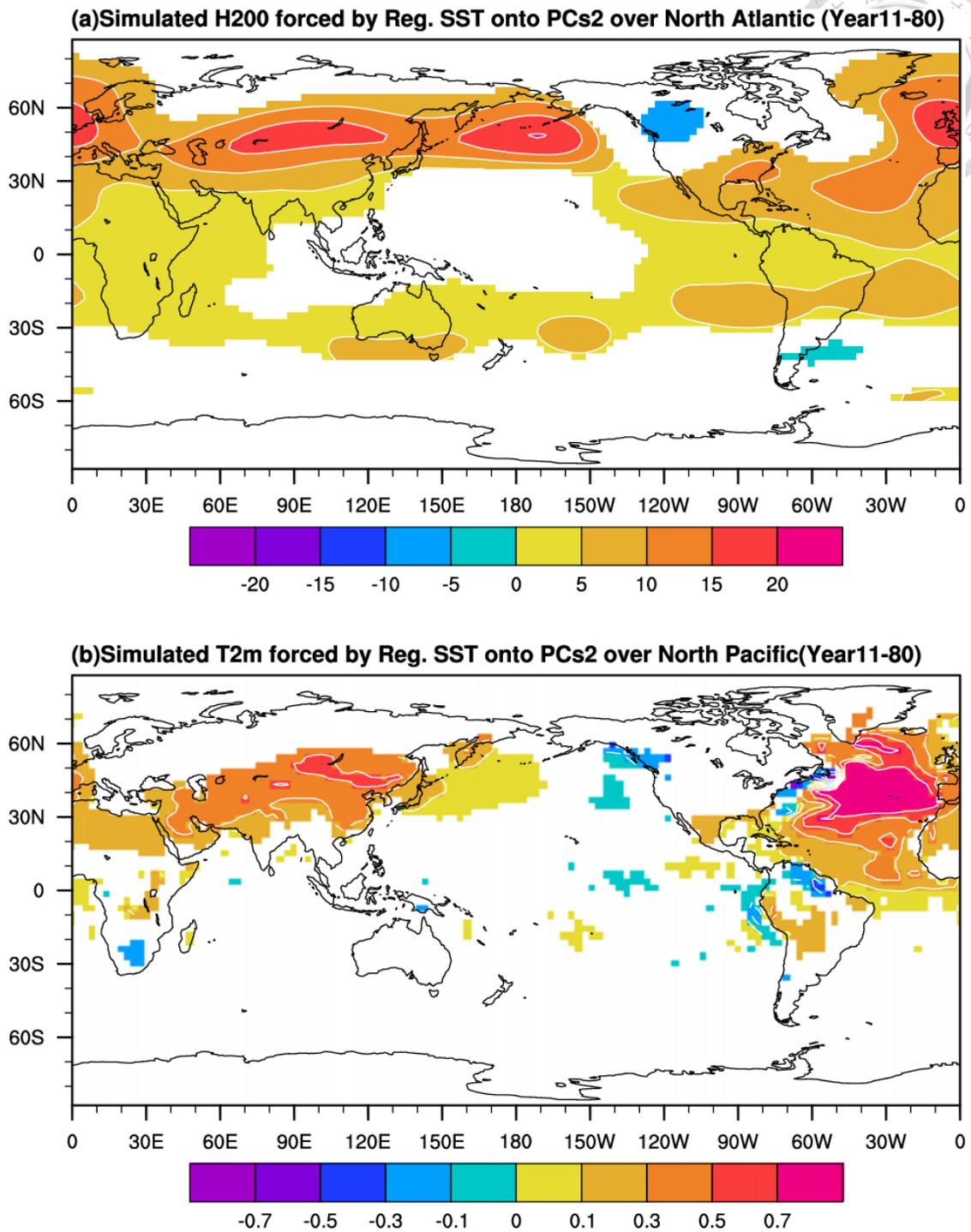


圖 30: 以北半球 200hPa 重力位高度場第 2 主分量(即圖 8b 紅色線)迴歸海溫趨動的模式合成圖，海溫距平僅存北大西洋，(a)、(b)分別為 200hPa 重力位高度場、2 米溫度場。只有信心水準在 95% 的區域訊號才被繪出。

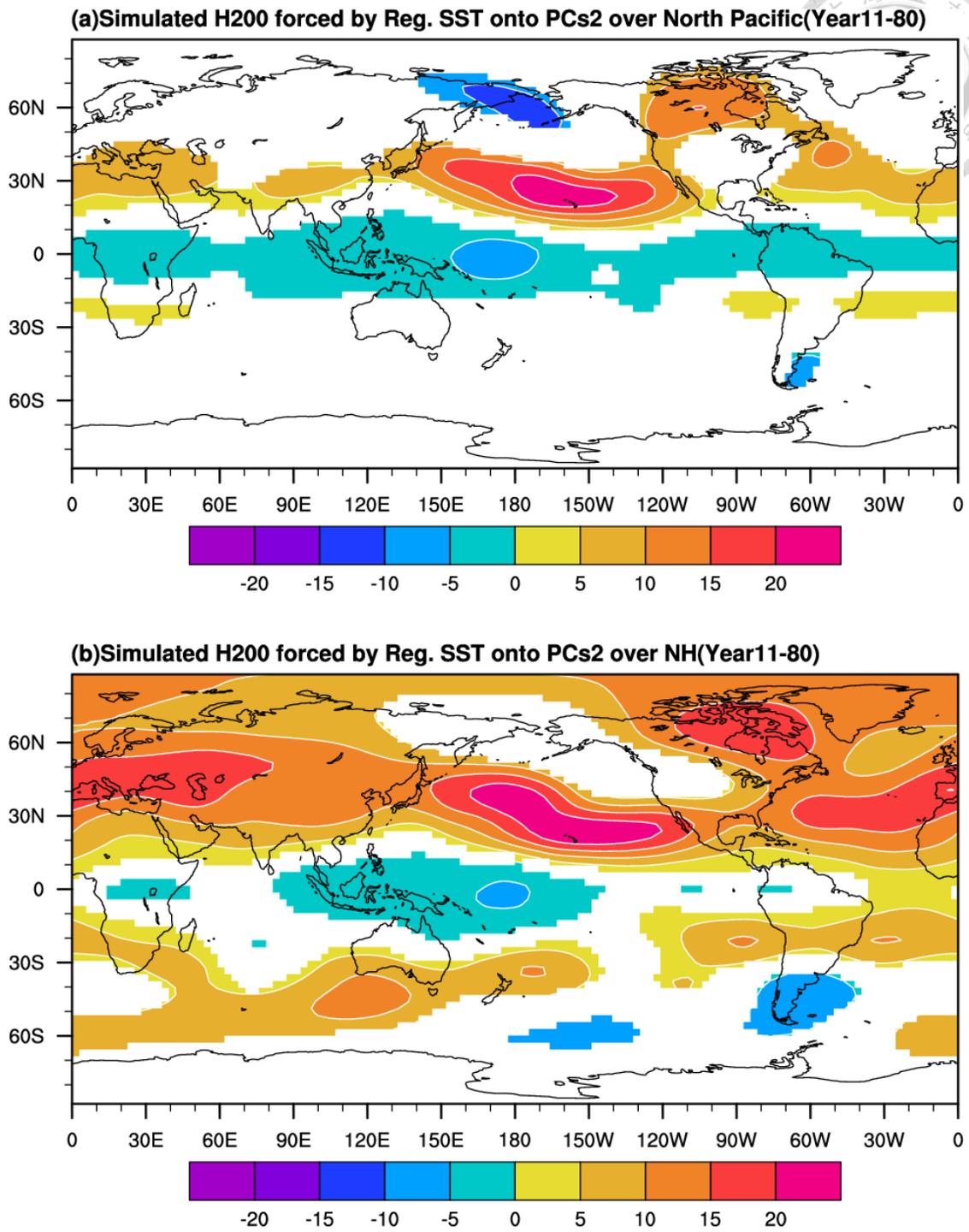


圖 31：同圖 30，但為海溫距平在(a)北太平洋及(b)北大西洋加北太平洋的 200hPa 重力位高度場。

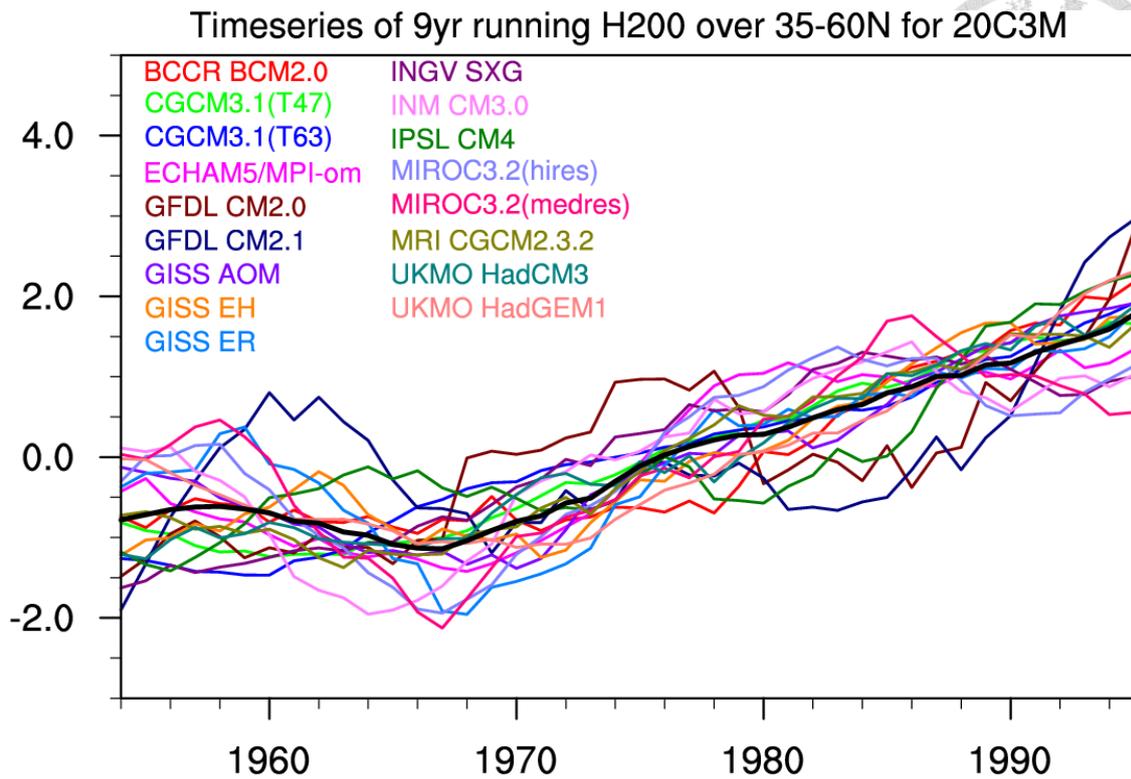


圖 32：IPCC CMIP3 在 20C3M 情境下，35°N-60°N 緯向平均 200hPa 重力位高度場在 1950-1999 年 9 年低頻濾波的時間曲線，個別模式以不同顏色代表，並標示於圖的左上角，黑色線是所有模式的平均。

### Corr. Map for North Atlantic SST and H200(IPCC CMIP3, Pre-industrial)

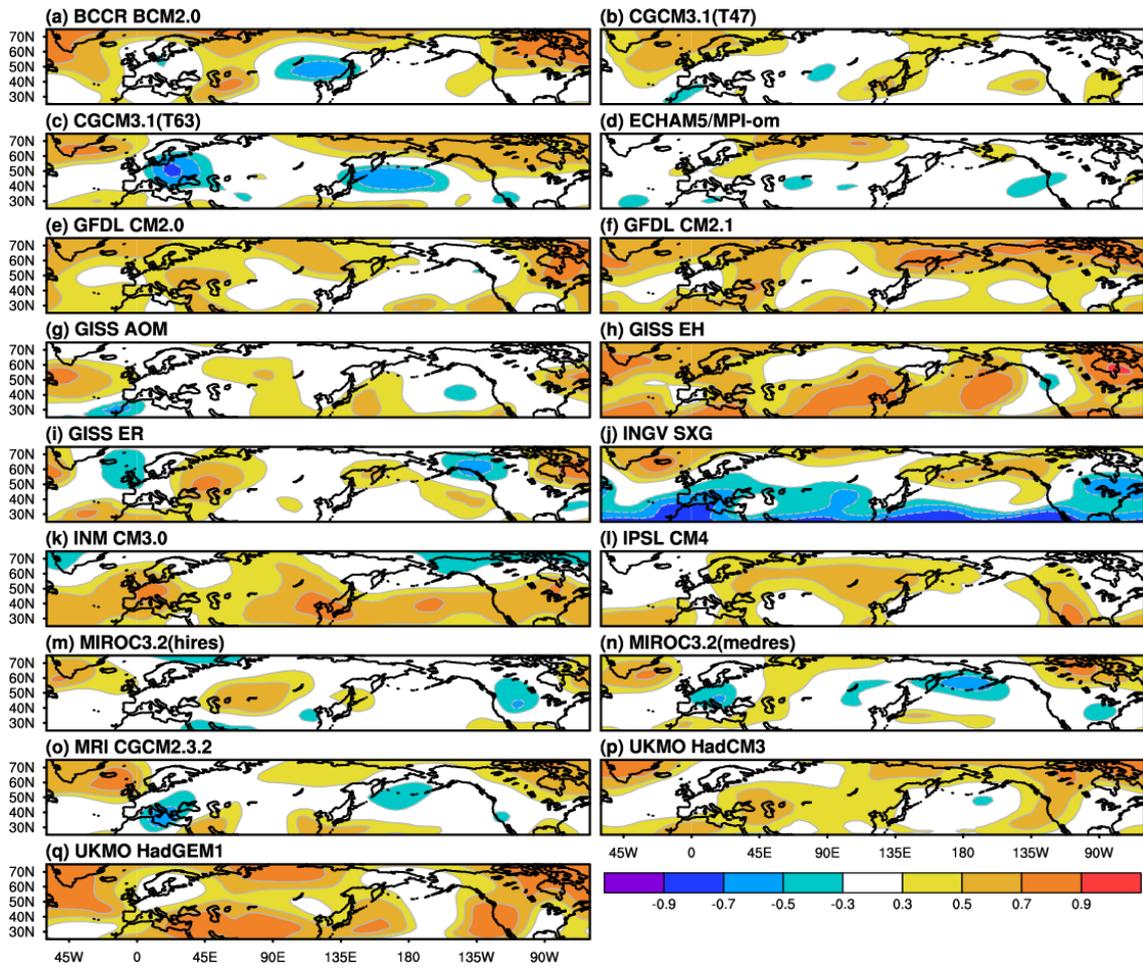


圖 33：IPCC CMIP3 在 Pre-industrial 情境下，個別模式的 200hPa 重力位高度場與北半球溫帶大西洋(25°N-60°N, 75°W-5.5°W)近地表溫度的相關係數圖，時間經 9 年滑動平均濾波。

### EOF 1 of T2m for IPCC CMIP3, 20C3M

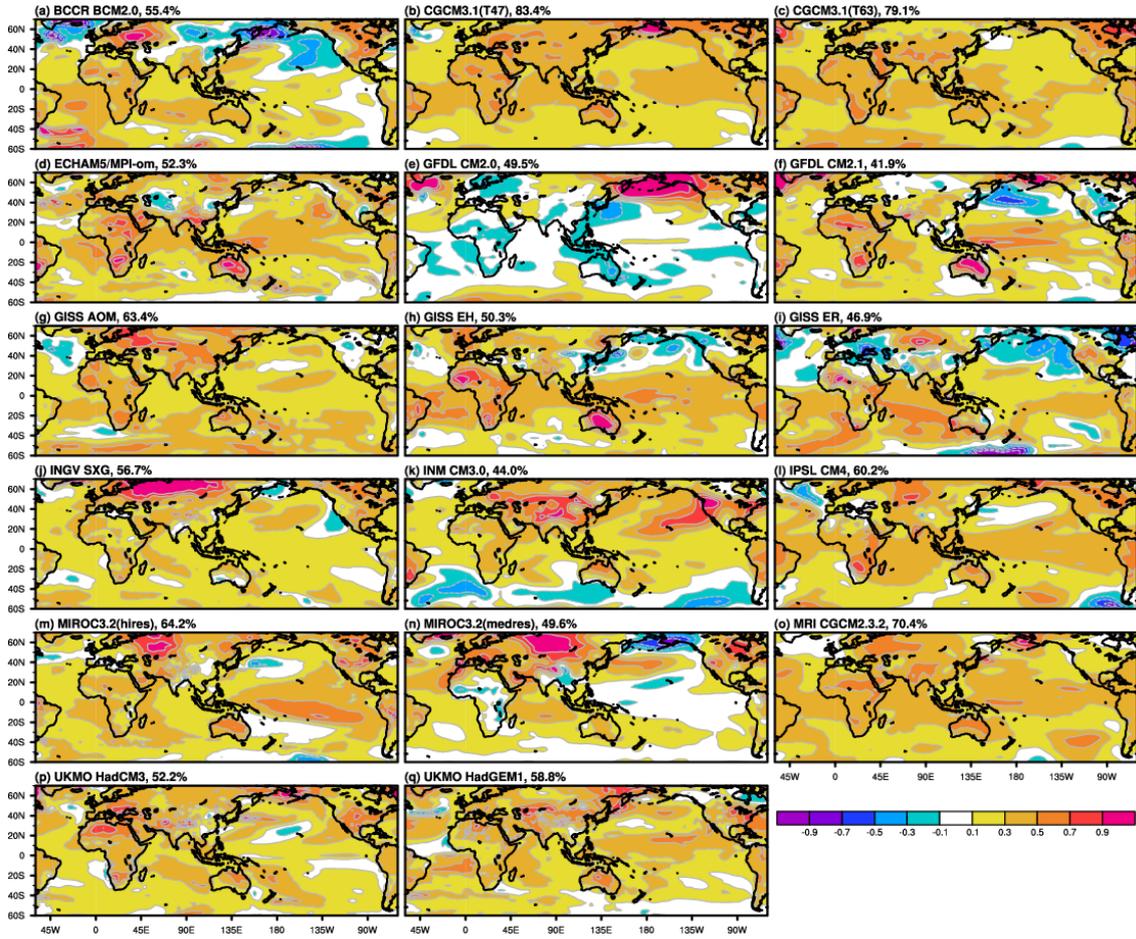


圖 34：IPCC CMP3 在 20C3M 情境下，全球 2 米溫度的第 1 特徵向量，個別模式的名稱及其解釋方差分別標示於圖的左上邊沿。時間為 1950-1999 年，經 9 年低頻濾波。

## EOF 2 of T2m for IPCC CMIP3, 20C3M

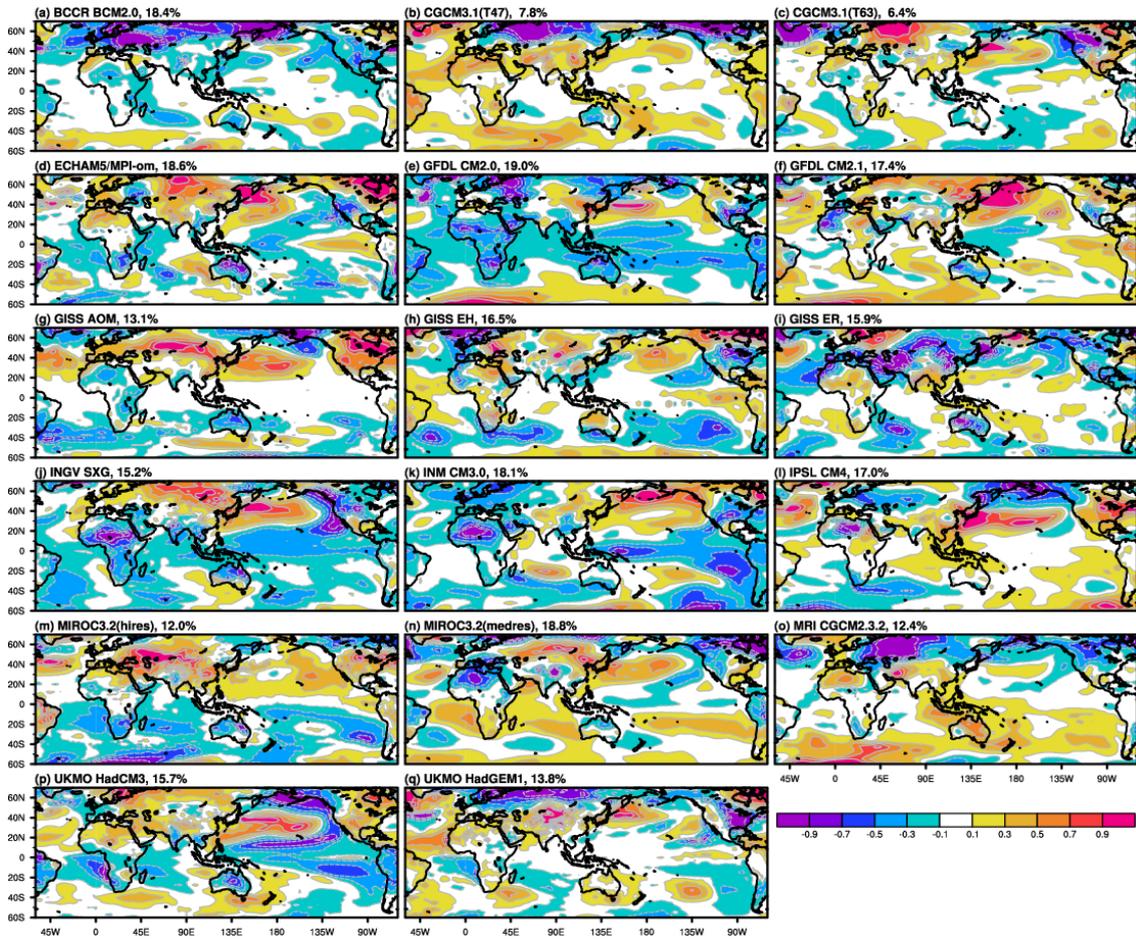


圖 35：同圖 34 但為第 2 特徵向量。

### EOF 3 of T2m for IPCC CMIP3, 20C3M

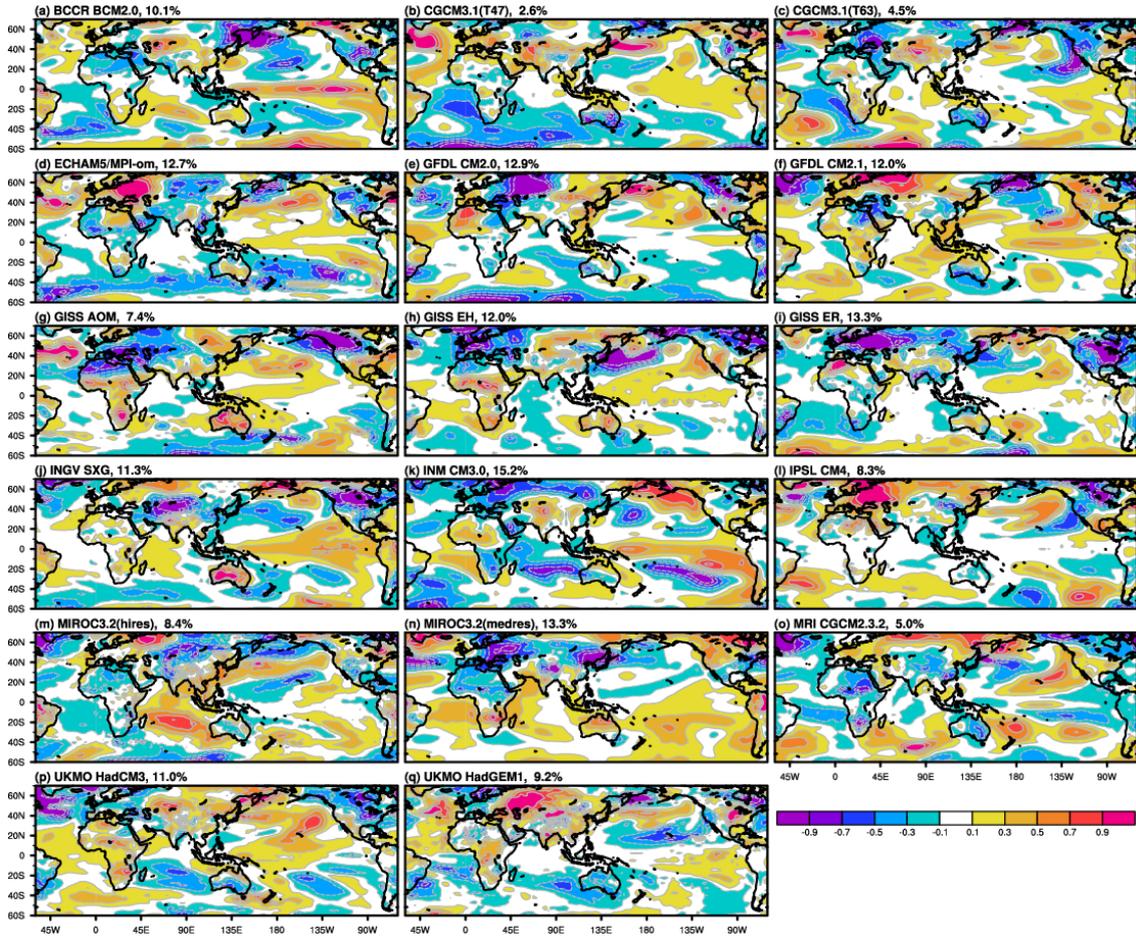


圖 36：同圖 34 但為第 3 特徵向量。

### EOF 1 of T2m for IPCC AR4 Pre-industrial

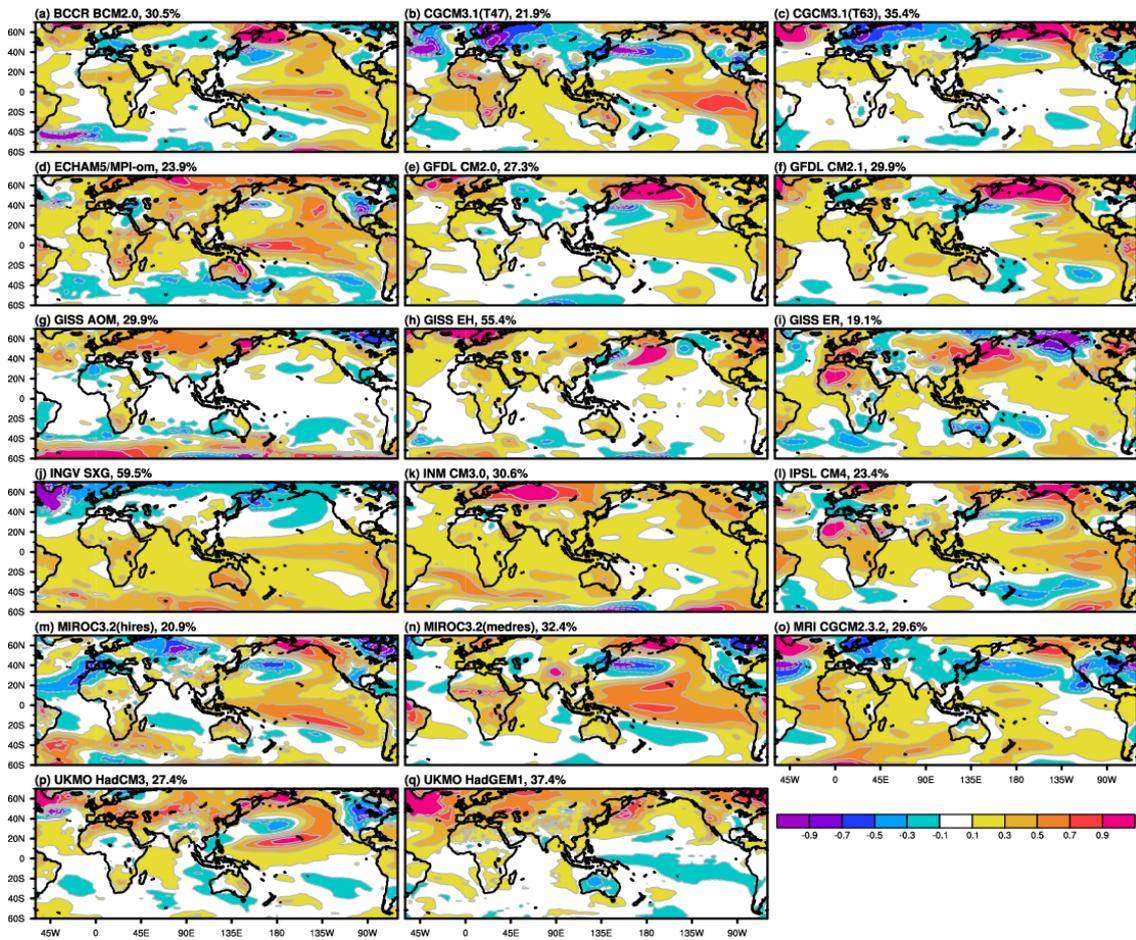


圖 37：IPCC CMIP3 在 Pre-industrial 情境下，全球 2 米面溫度的第 1 特徵向量，個別模式的名稱及其解釋方差分別標示於圖的左上邊沿。時間長期為 90 年，經 9 年低頻濾波。

## EOF 2 of T2m for IPCC AR4 Pre-industrial

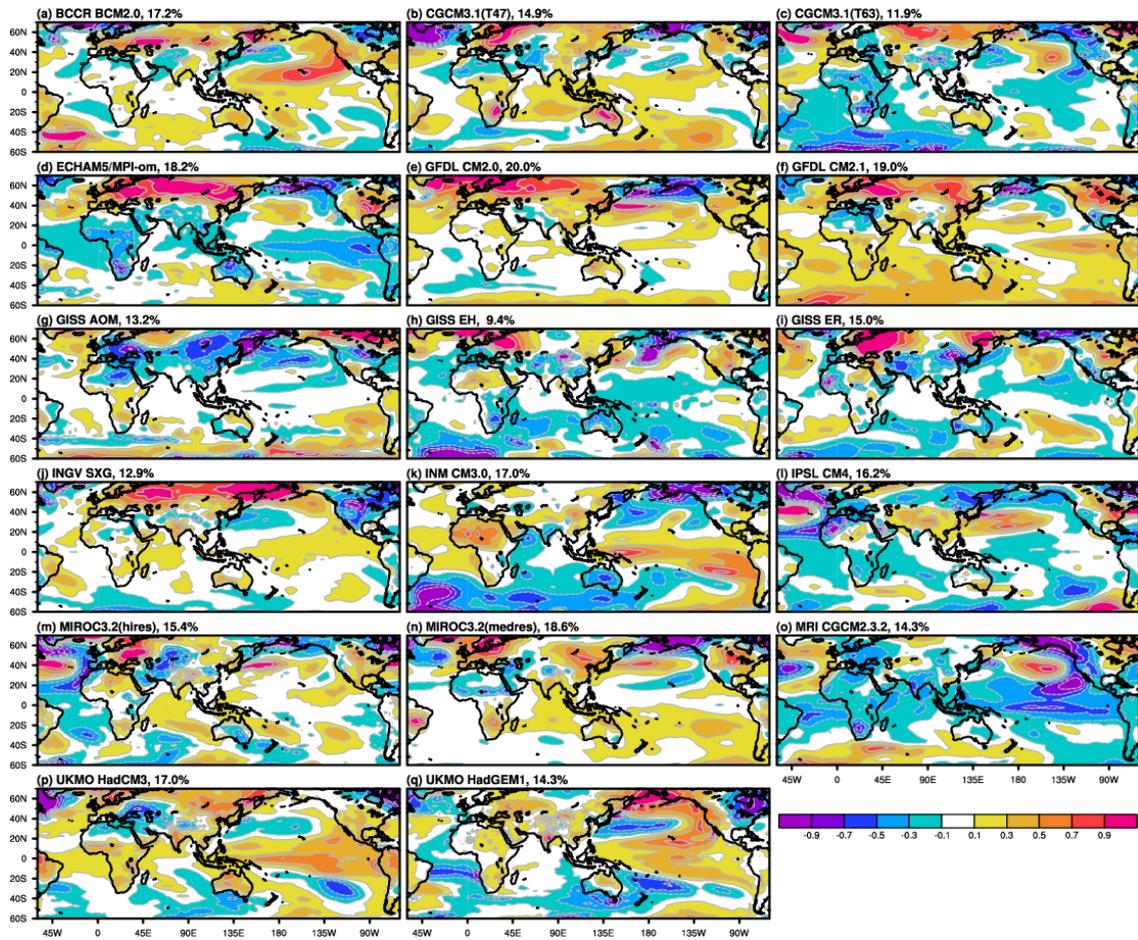


圖 38：同圖 37 但為第 2 特徵向量。

### EOF 3 of T2m for IPCC AR4 Pre-industrial

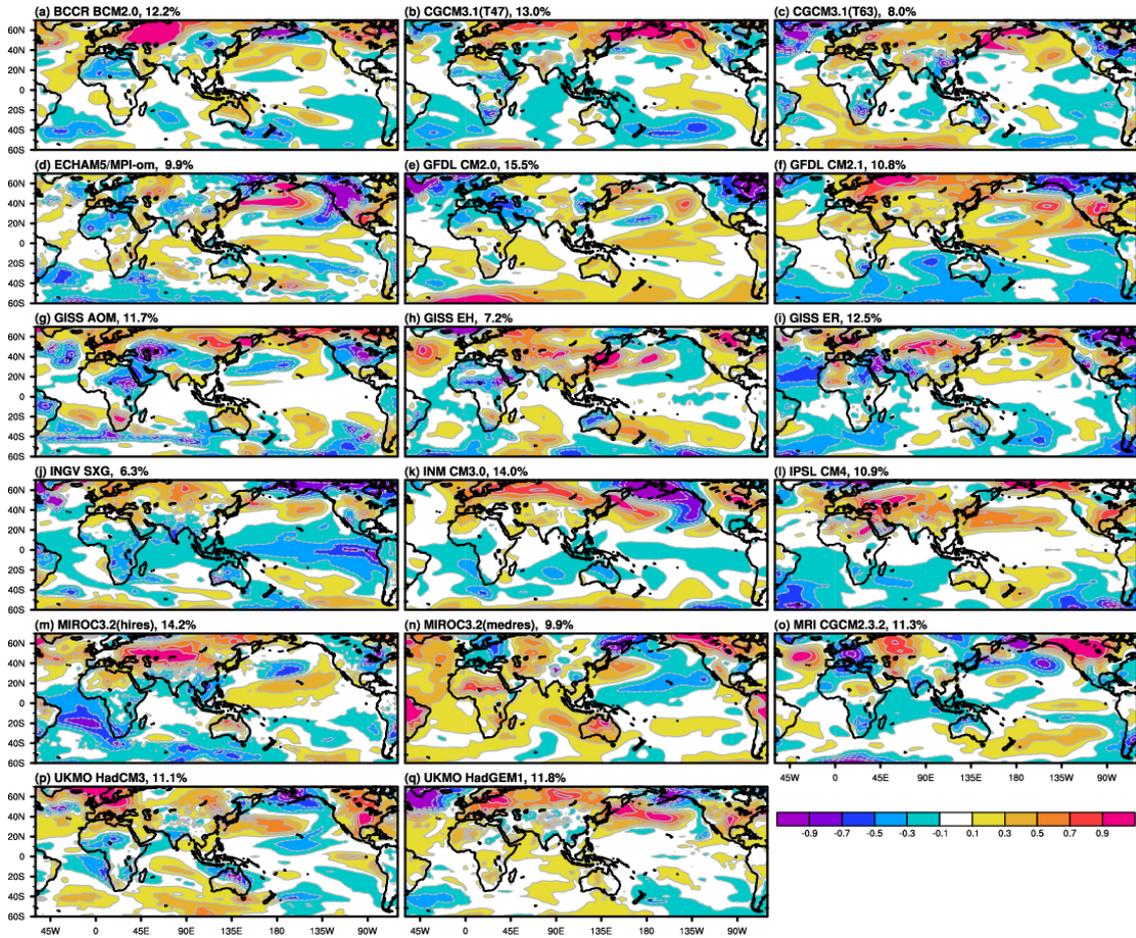


圖 39：同圖 37 但為第 3 特徵向量。

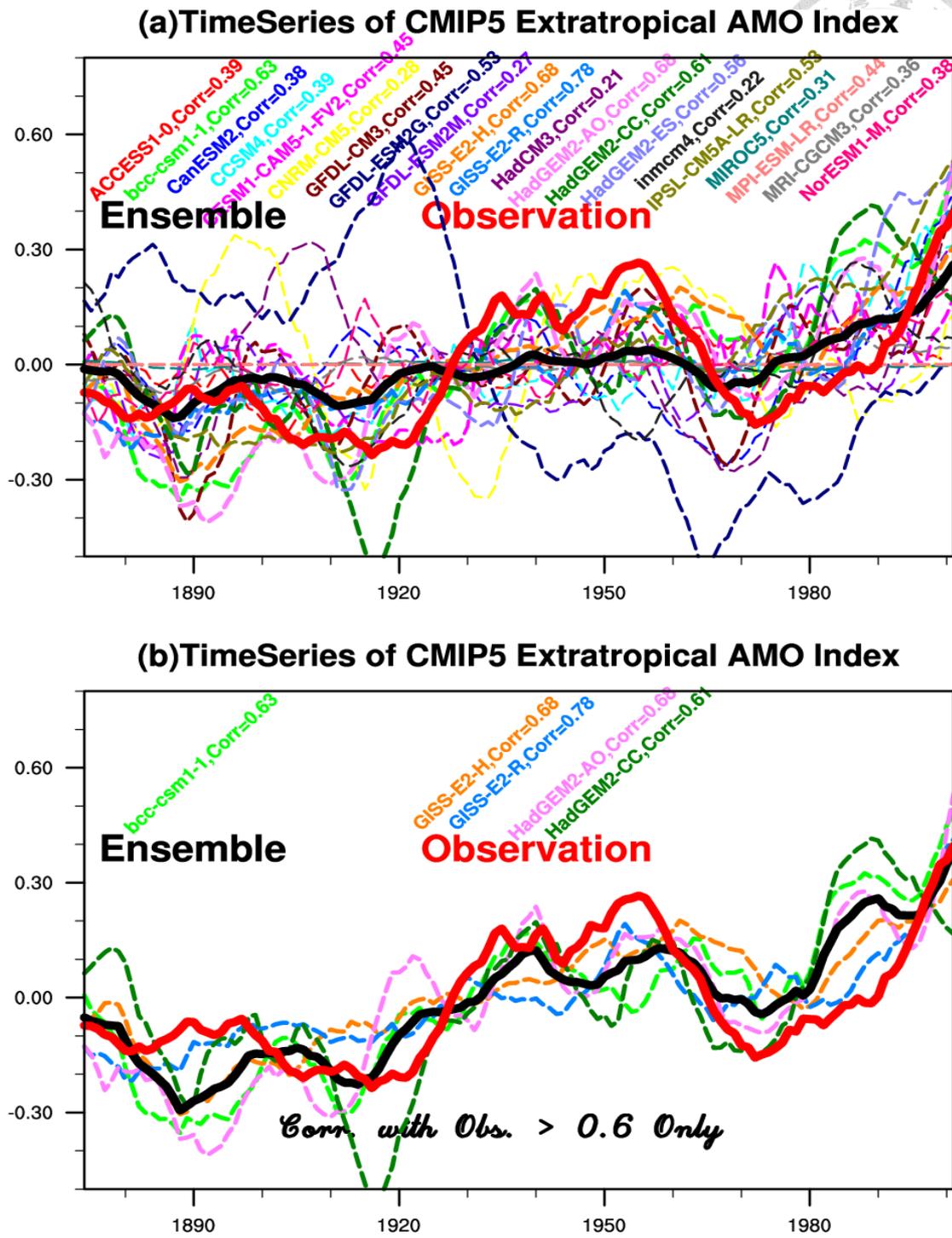


圖 40：CMIP5 模式 Historical run 的溫帶 AMO 指標時間序列，不同模式以不同顏色的虛線標示，黑色粗實線為所有模式的系集平均，紅色粗實線為實際觀測場，模式與觀測的相關係數亦標示於圖中每個模式名稱之後。(b)同(a)但只保留相關係數大於 0.6 以上的模式。

### Corr. Map of Dtrend Extratropical AMO index. and T2m during 1940-2005

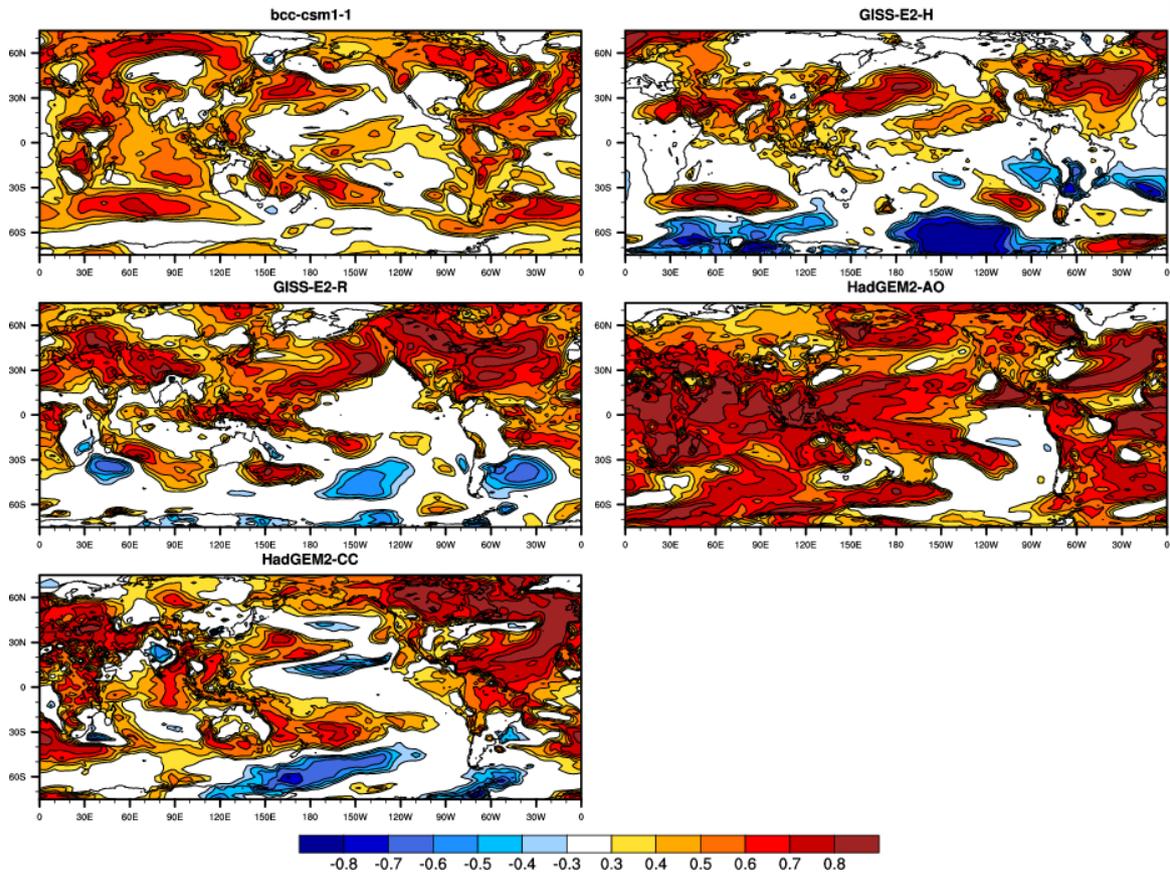


圖 41：CMIP5 模式 Historical run 的 2 米溫度場與溫帶 AMO 指標之相關係數圖，時間上經去除線性趨性及 9 年滑動平均處理，模式分別為 bcc-csm1-1、GISS-E2-H、GISS-E2-R、HadGEM2-AO、HadGEM2-CC 共 5 個模式，這些模式的溫帶 AMO 時間序列與觀測相關係數達 0.6 以上(即圖 40(b))。

Corr. Map of Dtrend Extratropical AMO index. and H200 during 1940-2005

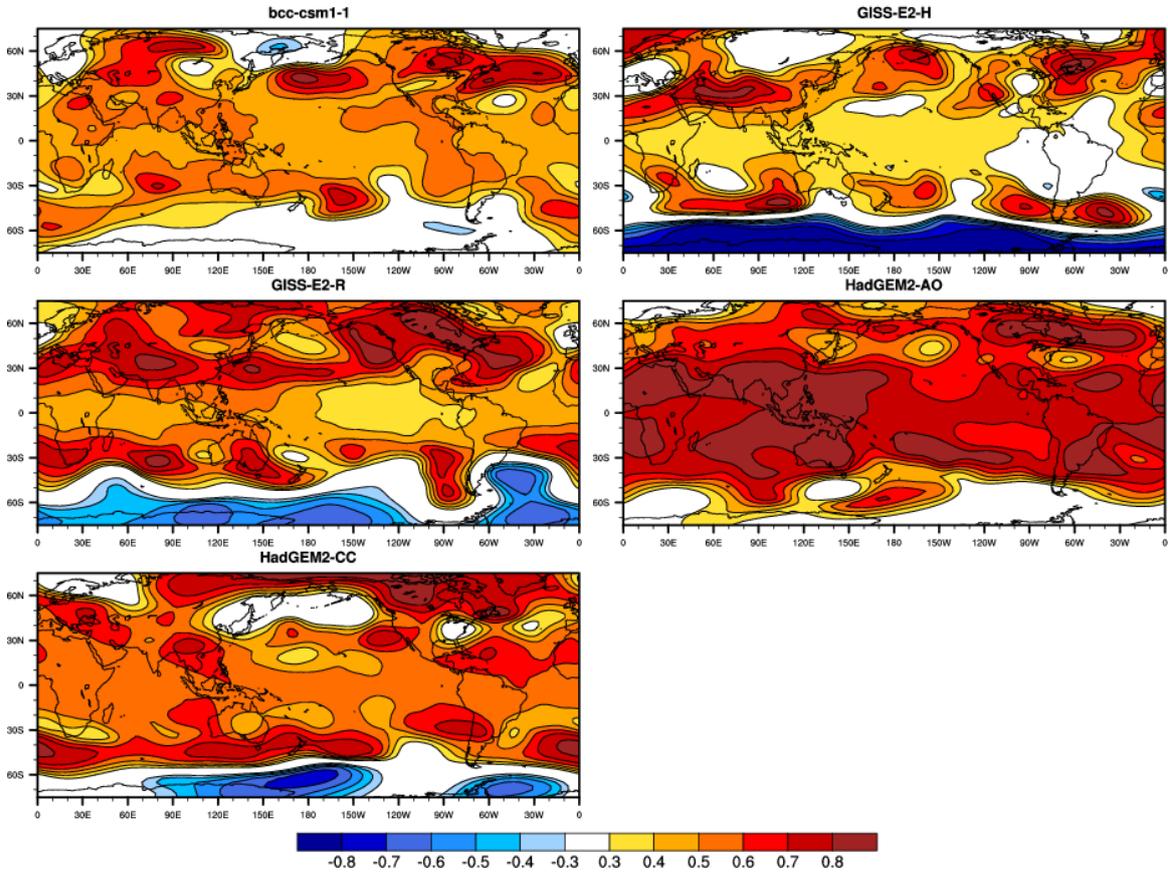


圖 42：同圖 41，但為 CMIP5 模式 Historical run 的 200 百帕高度場與溫帶 AMO 指標之相關係數圖。

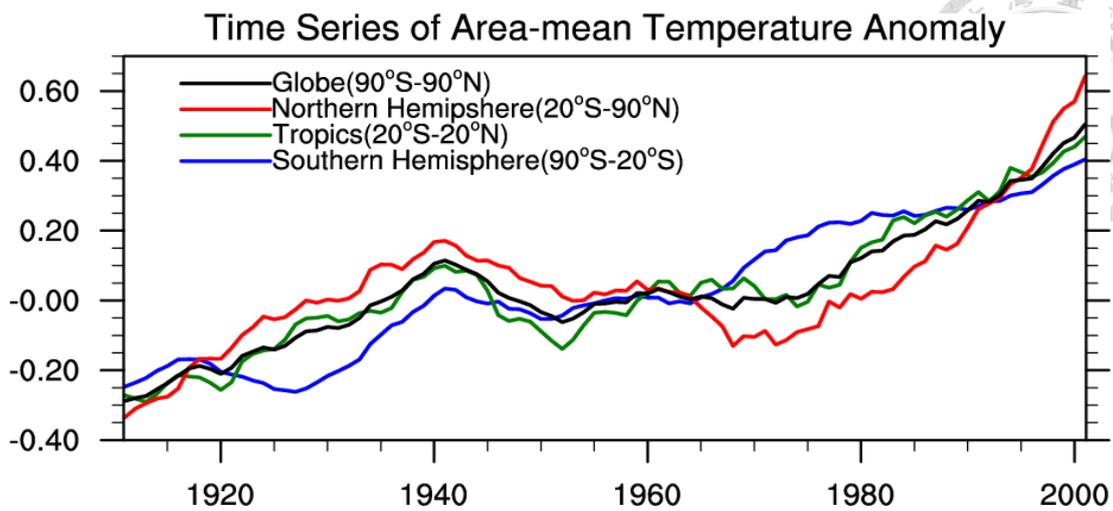


圖 43：北半球(20°N-90°N)、南半球(90°S-20°N)、熱帶(20°S-20°N)與全球平均溫度在 1911 至 2005 年的 9 年低頻濾波時間序列圖。

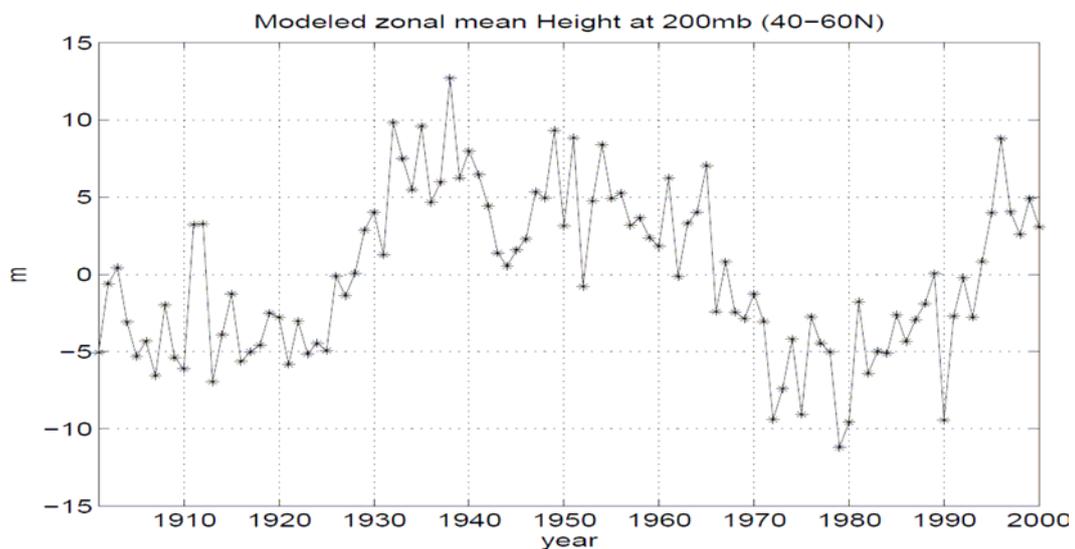


圖 44：40°N-60°N 緯向平均的 200hPa 重力位高度時間系序圖，為 GFDL CM2.1 模擬 Atlantic Multidecadal Oscillation 的結果，本圖由 Rong Zhang 博士提供，詳細的模式設定請參閱 Zhang and Delworth (2006)。