

國立臺灣大學理學院大氣科學系

博士論文

Department of Atmospheric Science

College of Science

National Taiwan University

doctoral dissertation



東亞冬季季風：年代際變化、突變與減弱趨勢

The East Asian Winter Monsoon: Decadal Variation,
Abrupt Change and Weakening Trend

高培根

Pei-ken Kao

指導教授：許晃雄副主任、洪致文教授

Huang-Hsiung Hsu, Ph.D. and Chih-wen Hung, Ph.D.

中華民國 105 年 7 月

July 2016

國立臺灣大學博士學位論文 口試委員會審定書

本論文係 高培根 君 (學號 D98229002) 在國立臺灣大學大氣科學學系、所完成之博士學位論文，於民國 105 年 7 月 14 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明

口試委員：

許景川 張啟 (簽名)
(指導教授)

陳世通 洪吉誠
翁叔平 高志明
吳明達

系主任、所長

理學院大氣科學系主任 **林依依**

(簽名)

誌謝



本論文能夠順利完成，首先要感謝我的兩位指導教授，分別為許晃雄老師以及洪致文老師，謝謝兩位老師在我就讀博士班這七年的時間，不論在研究方法的教導，或是在研究思維邏輯上的訓練，讓我對於氣候研究更增添了嚴謹與更多思維，更在經費上支持我，讓我能不增加家裡負擔來完成博士學業。而從碩士班就開始指導我的洪致文老師，一直到現在都扮演著亦師亦友的角色。也感謝我在美國加州大學爾灣分校執行千里馬計畫的期間，余進義老師對我的嚴格訓練。感謝參加我的口試委員，包括吳明進老師、盧孟明博士、陳正達老師、翁叔平老師與洪志誠老師、謝謝各位老師給予許多研究上用心的建議。也謝謝每年年度考核時，隋中興老師的寶貴意見。

在研究的過程中，有許多困難所在。感謝同實驗室的李衍民先生在程式上的解惑，以及楊明錚先生在冬季天氣分析上的解答，也感謝和駿學長、承道、明甫學弟，大家一起在實驗室裡奮鬥的日子。也要感謝現在遠在美國芝加哥的鄒宇昊，讓我在美國的那段時間有個人可以互相照應。

就讀博士班的這七年時間，經歷了許多人生大大小小的事情，包含買了房子、為了執行千里馬計畫在美國生活了一年、為了結婚而將自己時間塞滿的家教與補習班兼差生活、結婚以及為了結婚而遠赴印尼，回顧這七年也真是精彩。

最後要感謝我的妻子彭麗娟以及我的家人，謝謝他們支持我攻讀博士班。本研究為國科會研究計畫「亞-澳-非地區之季風多重尺度交互作用」(NSC 99-2111-M-003 -001-MY3)與「西北太平洋颱風之季內至年代際變化對臺灣之影響」(NSC 103-2111-M-003 -003-)以及科技部研究計畫「西北太平洋颱風之季內至年代際變化對臺灣之影響」(MOST 104-2111-M-003 -002-)與「總計畫：氣候變遷實驗室」(MOST 100-2119-M-001 -029-MY5)所支持，所需之計算機資源與設備由中央研究院環境變遷研究中心與國立臺灣師範大學地理系提供。

摘要



在過去的許多研究往往使用單一指數來定義東亞冬季季風的強度，本論文找出高緯度至低緯度地區，其北風分別有年代際變化、突變與減弱趨勢。第一個機制為阿留申低壓的東移，而使得高緯度東亞沿岸地區的冬季向西海平面氣壓梯度與冬季低層北風減弱，阿留申低壓的東移是由於太平洋年代際震盪的相位轉換所致。第二個機制為位於中緯度北風的突變，其原因為北極震盪在 1980 年代晚期後轉為正相位並持續十幾年，使得東亞主槽減弱，並讓中緯度東亞沿岸地區的冬季溫度增加與低層北風減弱。第三個機制為，在低緯度地區的東北季風，其年代際變化之部份是由於太平洋年代際震盪轉為正相位，並在菲律賓產生一反氣旋式環流距平，進而使得東亞沿岸低緯度地區的北風減弱。而在長期的減弱趨勢方面，第四個機制可能是因為大西洋多重年代際震盪在 1990 年代初期轉為正相位，使得中太平洋聖嬰發生頻率增加，進而讓位於南中國海北部與臺灣東方海面的冬季反氣旋式環流的位置發生改變，低緯度地區的低層冬季北風在 1990 年代之後轉為南風。本研究認為單一指數與單一機制是不足以描繪及解釋跨越低緯度至高緯度地區的東亞冬季季風系統，本研究提出的四種機制才可解釋位於不同緯度的東亞冬季季風，其年代際變化、突變以及減弱趨勢。

關鍵詞：東亞冬季季風、年代際變化、突變、趨勢、太平洋年代際震盪、北極震盪、中太平洋聖嬰

Abstract



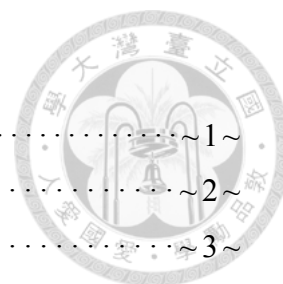
The intensity of East Asian winter monsoons (EAWM) is represented by a single EAWM index in many previous works. This study finds a decadal variation, abrupt change and a weakening trend of northerly wind in EAWM in different areas over latitudes along the East Asia Coast. The first mechanism of the northern part of the East Asia Coast is influenced by the forcing from the middle latitudes during 1950s to 2000s and related to the Pacific Decadal Oscillation (PDO). This work propose that the decreased EAWM in the recent decades is associated with the change of pressure gradient along the East Asia coast. This mechanism accounts for the change of the westward sea-level pressure (SLP) gradient along the Northeast Asia coast, and is affected by the location of Aleutian low, which is associated with the phases shift of the PDO. As the Aleutian low is influenced by the negative PDO phase and moves westward, the SLP gradient between the Siberian high and the Aleutian low can increase and the northerly wind at 850 hPa will be enhanced. The second mechanism accounts for the phase change of the Arctic Oscillation (AO) after the late 1980s. When the AO is in its positive phase, the low-level northerly wind from South Korea to northern Taiwan and the East Asian trough weaken. The third mechanism of the decadal variation of the northerly wind in the lower latitude is associated with the positive phase of PDO and the location change of the anti-cyclonic circulation center over the southern China. The positive phase of the PDO induces a low-level anti-cyclonic anomalous circulation against the EAWM in the lower latitudes. On the other hand, the forth mechanism accounts for the increased occurrence of Central-Pacific El Niño copes with the phase change of Atlantic Multi-decadal Oscillation (AMO) in early 1990. The anti-cyclonic circulation moves eastward and produces southwesterly wind over the

northern part of the South China sea when the frequency of Central-Pacific El Niño increase. Therefore the EAWM has weakened in recent decades. This study argues that neither a single EAWM index nor only one mechanism can explain the whole process of the weakening of EAWM over the East Asia Coast from the tropics to the middle latitudes. The four mechanisms provided by this study can explain the decadal variation, abrupt change and the weakening of EAWM at different latitudes.

KEY WORDS:

East Asian winter monsoon, decadal variation, abrupt change, trend,
Pacific Decadal Oscillation, Arctic Oscillation, Central-Pacific El Niño

目錄



口試委員會審定書	~1~
誌謝	~2~
摘要	~3~
Abstract	~4~
目錄	~6~
圖表目錄	~7~
第一章 前言	1
1-1 文獻回顧	1
1-2 研究動機	6
1-3 論文架構	7
第二章 資料來源與研究方法	11
2.1 資料來源	11
2.2 研究方法	12
第三章 不同緯度最大向西海平面氣壓梯度	16
3.1 東亞冬季季風之氣候平均場	16
3.2 最大向西海平面氣壓梯度位於東亞沿岸	18
3.3 小結	19
第四章 東亞冬季季風的年代際變化	24
4.1 東北亞北風與西伯利亞高壓	24
4.2 阿留申低壓與太平洋年代際震盪	25
4.3 小結與討論	27
第五章 東亞冬季季風的突變	35
5.1 北風與東亞主槽的突變	35
5.2 北極震盪	36
5.3 小結	38
第六章 東南亞冬季季風的減弱趨勢	46
6.1 東南亞冬季季風的年代際變化	46
6.2 東南亞冬季季風環流改變	47
6.3 小節與討論	50
第七章 結論與討論	65
參考文獻	74

圖表目錄



- 圖 1.1：1948 年至 2012 年 NCEP Re-analysis 冬季氣候平均場，a 為海平面氣壓場，b 為 850 hPa 風場。……………9
- 圖 1.2：同圖 1.1，但 c 為 500 hPa 重力位高度場，d 為 200 hPa 緯向風場。……10
- 圖 2.1：上圖為太平洋年代際震盪指數與全球海表面溫度的回歸係數（陸地上則為地表溫度，北極海為海冰），下圖則為太平洋年代際震盪指數的時間序列。此圖出自 Trenberth et al., (2014)。……………14
- 圖 2.2：北極震盪處於正相位（左圖）與負相位（右圖）時，北美洲與歐洲受影響之示意圖。此圖來自 <http://www.nasa.gov/>。……………15
- 圖 3.1：1948 年至 2012 年冬季氣候平均，等值線為 850hPa 經向風場（虛線為負值，為北風），顏色覆蓋處為緯向之海平面氣壓梯度（向西為紅色，向東為藍色）。黑框為北緯 42.5°至 62.5°，東經 135°至 142.5°，之後簡稱 A 區。……………21
- 圖 3.2：顏色覆蓋處為使用 1948 年至 2012 年冬季日平均資料計算出西伯利亞高壓及阿留申低壓間每條緯度線（北緯 20°至 70°）上最大的向西海平面氣壓梯度之次數（經過九點平滑），等值線為 1948 年至 2012 年冬季海平面氣壓場氣候平均。……………22
- 圖 3.3：三個區域的冬季平均之 850hPa 經向風場，黑線、紅線與藍線分別為區域 A、B1 與 B2 區經向風場之冬季平均，白（灰）區為北（南）風，細線為年際變化，粗線則經過 11 年之滑動平均。……………23
- 圖 4.1：為各種變數經過 11 年滑動平均後的時間序列，由上而下分別為：紅線為 A 區之 850hPa 冬季經向風場，黑線為標準化後 A 區之經向海平面氣壓梯度，藍線則為太平洋年代際震盪指數。……………29
- 圖 4.2：陰影為 A 區緯向氣壓梯度與西伯利亞高壓指數（均為 11 年之滑動平均）

間的相關係數，而等值線為海平面氣壓之氣候平均。.....	30
圖 4.3：陰影為冬季西伯利亞高壓指數與 850hPa 經向風場間的相關係數，而等值線為 850hPa 冬季經向風場之氣候平均。.....	31
圖 4.4：陰影為冬季海平面氣壓場之變異量，而等值線為冬季海平面氣壓之氣候平均。.....	32
圖 4.5：a 為 1948 年至 1976 年（太平洋年代際震盪為負相位）海平面氣壓場之平均，b 同 a，但為 1977 年至 2006 年（太平洋年代際震盪為正相位）之平均。單位為 hPa。.....	33
圖 4.6：a 為 1977 年至 2006 年平均減 1948 年至 1976 年平均的海平面氣壓場。單位為 hPa。顏色覆蓋處為通過 95% 信心度之處，b 的陰影區為太平洋震盪指數與冬季海平面氣壓的迴歸係數，等值線則為 1948 年至 2012 年之海平面氣壓場之平均。單位為 hPa。顏色覆蓋處為通過 95% 信心度之處。.....	34
圖 5.1：陰影為冬季 B1 區南北風對 500hPa 重力位高度場之相關係數，而等值線為 500hPa 重力位高度場冬季氣候平均。白虛線則為東亞主槽所在位置。.....	39
圖 5.2：東亞主槽指數的冬季時間序列，單位為公尺。細線均為年際變化，粗線為 11 年之滑動平均，灰線則為其時間序列之平均值。.....	40
圖 5.3：同圖 5.2，但為北極震盪指數。.....	41
圖 5.4：同圖 5.2，但為 B1 區的地表溫度平均，單位為攝氏。.....	42
圖 5.5：陰影為冬季 500hPa 重力位高度場與北極震盪指數間的相關係數（均先處理為 11 年之滑動平均再計算其相關係數），等值線則為冬季 500hPa 重力位高度場之氣候平均。.....	43
圖 5.6：同圖 5.5，但為冬季 850hPa 經向風場與北極震盪指數間的相關係數，等值線則為冬季 850hPa 經向風場之氣候平均。.....	44

圖 5.7：同圖 5.5，但為冬季地表溫度與北極震盪指數間的相關係數，等值線則為冬季地表溫度之氣候平均。·····	45
圖 6.1：黑線為 B2 區冬季 850 hPa 經向風場的年際變化，紅線為北半球冬季地表溫度平均的年際變化，灰線則為 B2 區冬季 850 hPa 經向風場的年際變化減去北半球冬季地表溫度平均年際變化與 B2 區冬季 850 hPa 經向風場年際變化的迴歸係數。黑線與灰線對應左側的 Y 軸，紅線則對應右側的 Y 軸。·····	52
圖 6.2：圖 6.1a 灰線與冬季 850 hPa 經向風場的迴歸係數，等值線為冬季 850 hPa 經向風場之氣候平均。·····	53
圖 6.3：11 年滑動平均的冬季太平洋年代際震盪指數與冬季 850 hPa 經向風場的迴歸係數，等值線為冬季 850 hPa 經向風場之氣候平均。·····	54
圖 6.4：箭頭與陰影分別為冬季 850 hPa 風場與冬季 850 hPa 經向風場與太平洋年代際震盪指數間的迴歸係數。·····	55
圖 6.5：a 至 e 分別為 1958 年、1968 年、1989 年、2002 年與 2004 年冬季 850 hPa 風場與重力位高度場之平均，f 則為上述 5 年冬季 850 hPa 風場與重力位高度場之合成分析。白框為 B2 區的範圍。·····	56
圖 6.6：同圖 6.5，但 a 至 e 分別為 1955 年、1962 年、1964 年、1967 年與 1985 年，f 則為上述 5 年冬季 850 hPa 風場與重力位高度場之平均。·····	57
圖 6.7：為 1958 年、1968 年、1989 年、2002 年與 2004 年冬季 850 hPa 風場與重力位高度場之合成分析減去 1955 年、1962 年、1964 年、1967 年與 1985 年冬季 850 hPa 風場與重力位高度場之合成分析。白框為 B2 區的範圍。·····	58
圖 6.8：為冬季冬季 850 hPa 風場與重力位高度場，(a)為 B2 區 850 hPa 風場吹南風時的合成分析，(b)為 B2 區 850 hPa 風場吹北風時的合成分析，(c)為 B2 區 850 hPa 風場吹南風時減去 B2 區 850 hPa 風場吹北風的合成分析。	

白框為 B2 區的範圍。.....59

圖 6.9：a 為 B2 區冬季 850 hPa 吹南北風的年份，藍色直條代表 B2 區 850 hPa 吹北風，紅色直條代表 B2 區 850 hPa 吹南風。E 代表當年為 EP El Niño 年，C 則為 CP El Niño 年。b 為冬季 850 hPa 反氣旋式環流中心位置的年份，值為 2.0 代表中心在 B2 區西北側，值為 1.0 代表中心在 B2 區西側，值為 0.0 代表中心在 B2 區上，值為 -1.0 代表中心在 B2 區東側。.....60

圖 6.10：為冬季 850 hPa 風場與重力位高度場，a 為反氣旋式環流中心在 B2 區西北側、西側或 B2 區內的合成分析，b 為反氣旋式環流中心在 B2 區東側的合成分析，(c)1967 年至 1989 年之平均，(d)1990 年至 2012 年之平均。白框為 B2 區的範圍。.....61

圖 6.11：同圖 6.11，同圖 6.11，但 a 為 1967 年至 1989 年當 B2 區冬季 850 hPa 吹北風時的合成分析，b 為 1967 年至 1989 年當 B2 區冬季 850 hPa 吹南風時的合成分析，c 為 1990 年至 2012 年當 B2 區冬季 850 hPa 吹北風時的合成分析，d 為 1990 年至 2012 年當 B2 區冬季 850 hPa 吹南風時的合成分析。.....62

圖 6.12：同圖 6.11，但 a 為 1967 年至 1989 年當 B2 區冬季 850 hPa 吹北風時的合成分析減去 1967 年至 1989 年之平均，b 為 1967 年至 1989 年當 B2 區冬季 850 hPa 吹南風時的合成分析減去 1967 年至 1989 年之平均，c 為 1990 年至 2012 年當 B2 區冬季 850 hPa 吹北風時的合成分析減去 1990 年至 2012 年之平均，d 為 1990 年至 2012 年當 B2 區冬季 850 hPa 吹南風時的合成分析減去 1990 年至 2012 年之平均。.....63

圖 6.13：冬季 850 hPa 風場與 850 hPa 重力位高度場的合成分析，a 為 CP El Niño 個案的合成分析，b 則為 EP El Niño 的合成分析（排除掉 1972/73 年、1982/83 年與 1997/98 年的超強聖嬰年）。陰影的單位為 m，白框則為 B2

區之位置。.....	64
圖 7.1：一概念模式可解釋 A 區冬季 850 hPa 北風的年代際變化與阿留申低壓位置及太平洋年代際震盪之關係。.....	70
圖 7.2：一概念模式可解釋 B 區冬季 850 hPa 北風的在 1980 年代晚期突變與北極震盪、駐波能量通量及東亞主槽之關係。.....	71
圖 7.3：一概念模式可解釋 B2 區冬季 850 hPa 經向風的年代際變化與位於菲律賓的反氣旋式環流距平及太平洋年代際震盪之關係。.....	72
圖 7.4：一概念模式可解釋 B2 區冬季 850 hPa 北風的減弱趨勢且轉為南風與位於南中國海北部到臺灣東部海域之反氣旋式環流中心位置之關係。.....	73
表一：任兩區間冬季經向風場之相關係數.....	20

第一章 前言



1.1 文獻回顧

亞洲季風區，一般認為包含了南亞季風區以及東亞季風區，而對於大部分的亞洲季風區，例如南亞，其夏季被歸類為雨季；相對地，冬季則被歸類為乾季 (Webster et al., 1998; Chang, 2004)。東亞，一個位於歐亞大陸與太平洋交界的區域，因處於全球最大洋與陸塊交界處，其冬季與夏季，分別受到大範圍亞洲低層反氣旋與氣旋季風環流所影響，而其夏季 (冬季) 也有潮濕 (乾燥) 且溫暖 (寒冷) 的季節特徵。在先前許多關於東亞冬季季風 (East Asian Winter Monsoon; EAWM) 的研究中，從年際到年代際時間尺度都被廣泛的討論 (Zhang et al., 1997; Nakamura et al., 2002; Chang, 2004)。這些研究中大多使用最大風速結合寒潮來描述東亞冬季季風的特徵；而沿東亞邊緣的緯向風和氣壓梯度，與西伯利亞高壓 (Siberian high) 和阿留申低壓間 (Aleutian low) 的槽有關，而此關係通常可用來檢視東亞冬季季風的變異性。在冬季，東亞地區處於寒冷且弱降水的季節 (Webster et al., 1998; Chang, 2004)。東亞冬季季風是全球活躍的氣候系統之一，其氣候表徵包含了低層的西伯利亞高壓 (圖 1.1a)、阿留申低壓 (圖 1.1a)、東亞沿岸的低層北風 (圖 1.1b)、中層的東亞主槽 (East Asian trough; (圖 1.2a)、以及位於日本南方高層西風噴流 (Upper-level westerly Jet; (圖 1.2b) (Lau and Li, 1984; Jhun and Lee, 2004)。

關於這些東亞冬季季風中子系統的變化，Gong et al. (2001) 定義西伯利亞高壓指數 (Siberian high index; SHI) 來估計其強度，他們發現在 1970 年代中期後，西伯利亞高壓減弱，而伴隨著此氣壓的減弱，西伯利亞的氣溫也逐漸上升 (Shi 1996; Gong and Wang 1999; Kang et al., 2006)。另一方面，Hong et al.

(2008) 發現寒潮發生的頻率與西伯利亞高壓的強度有關。而關於阿留申低壓的研究，Minobe (1997)、Overland (1999) 與 Nakamura et al. (2002) 發現阿留申低壓在 1976/77 年後加深，他們推測其現象與太平洋年代際震盪 (Pacific Decadal Oscillation; PDO) 有關。Cui and Sun (1999) 指出，當東亞主槽加深時，西伯利亞高壓、阿留申低壓以及東亞冬季季風皆增強，此外他們也發現東亞主槽在 1985 年後減弱。Mo et al. (1998) 與 Chen and van den Dool (1999) 發現，高層的西風噴流在過去幾十年東移，這樣的現象也使得此噴流與其他的子系統的相關性變差。

過去許多研究會利用指數來定義東亞冬季季風的強度，例如 Shi (1996) 使用海陸間兩個區域(北緯 20°~50°，東經 110°E 與北緯 20°~50°，東經 160°E) 的海平面氣壓 (Sea Level Pressure; SLP) 差來計算西伯利亞高壓與阿留申低壓間的氣壓梯度。而 Sun and Sun (1995) 則使用 500 hPa 的重力位高度場來顯示東亞主槽之強度，進而顯示東亞冬季季風之強度。Chen et al. (2001) 則使用了兩個區域 (北緯 25°~40°，東經 120°~140° 與北緯 10°~25°，東經 110°~130°) 的 10 m 經向風場差異來定義東亞冬季季風指數。Jhun and Lee (2004) 則用位於 27.5°~37.5°N, 110°~170°E 與 50°~60°N, 80°~140°E 的 300 hPa 緯向風場的差異來描述東亞冬季季風的強度。此外 Jhun and Lee (2004) 認為當高層西風噴流、東亞主槽、西伯利亞高壓以及阿留申低壓減弱時，東亞冬季季風也減弱。

此外也有許多學者分析東亞冬季季風與其他氣候系統的關係，Wang and Zhang (2002) 指出，聖嬰 (El Niño) 年的冬季，聖嬰會在菲律賓海產生一低層反氣旋式環流，而使得東亞冬季季風減弱。而 Gong (2001) 也提到北極震盪 (Arctic Oscillation; AO) 與東亞冬季季風之關係，當 AO 為正相位時東亞冬季季風變弱。而與北極海冰的關係，Petoukhov and Semenov (2010) 認為當北極海冰濃度降低時，歐亞大陸會有冷溫度距平。而 Wu et al. (2011) 認為此時

位於歐亞大陸上的西伯利亞高壓則會增強。而在北太平洋的阿留申低壓，Li and Wang (2013) 則指出，當白令海峽的海冰增加時，阿留申低壓的西半部則會增強。



年代際尺度變化的現象，以PDO最為學界所熟知，PDO為將太平洋20°N以北的海平面溫度 (Sea Surface Temperature; SST) 作經驗正交函數 (Empirical Orthogonal Function; EOF) 分析後所得的第一主成份，其為50-70年週期的年代際變化 (Minobe 1997)，20世紀初期開始，1920年代由負相位轉為正相位，於1940年代由正轉為負，在1976/77年又轉為正相位。而在1976/77年後的正相位，太平洋海平面溫度有明顯改變，包含赤道中東太平洋與美國西岸的海平面溫度增加、聖嬰現象發生的頻率比負相位時增多、貿易風減弱、湧升流減弱、赤道太平洋海面下的斜溫層深度改變、赤道太平洋的葉綠素增加、北太平洋冬季阿留申低壓的增強及其附近海平面溫度降低，諸種現象維持超過十年的時間 (Venrick et al., 1987; Nitta and Yamada, 1989; Trenberth, 1990; Tanimoto et al., 1993; Hurrell, 1994; Miller et al., 1994; Graham, 1995; Mantua et al., 1997; An and Wang, 2000; Seager et al., 2001; Giese et al. 2002; McPhaden and Zhang, 2002; Wu and Wang, 2002; Trenberth and Vecchi et al., 2006)。

PDO所帶來的影響，不僅侷限於太平洋上，環太平洋陸地上的降水、溫度與環流都明顯的改變，Mantua and Hare (2002) 就指出，當PDO處於正相位時，阿拉斯加與加拿大西岸的冬季溫度較溫暖，但墨西哥與北美洲東南部的溫度卻偏冷，而在降水方面，墨西哥與北美洲東南部在PDO為正相位時偏多，而加拿大與西伯利亞的雨量則偏少。此外，白令海峽的海冰則在1977年後減少 (Niebauer 1998)。而PDO對東亞地區的影響方面，Chang et al. (2000) 認為太平洋海表面溫度的高低會影響太平洋副熱帶高壓的強弱，而進一步影響華南梅雨季的降水以及華南與長江梅雨的相互關係。而關於PDO與西北太平洋的颱風

關係，Gong and Ho (2002) 發現在1976/77年後，太平洋副熱帶高壓在北半球夏季西伸的位置明顯改變，使得西北太平洋颱風的路徑產生變化，而通過臺灣東方海面的颱風明顯減少 (Ho et al., 2004)。而對於印度洋的影響，當PDO處於正相位時，南亞夏季季風的降水減少，而印度地區的夏季溫度升高 (Krishnan and Sugi, 2003)。

而氣候突變 (abrupt change or regime shift) 是指一個氣候平均狀態轉變為另一個平均狀態，且轉變過程的時間遠小於維持平均狀態的時間 (Minobe, 1997; Yasunaka et al., 2002)，由過去的研究可以歸納出，氣候突變的發生可分為兩種情形，一種為週期性的震盪轉換，即大氣環流狀態在自然存在的震盪中於特定時間做相位轉換，而再經過一段時間後又會回復至原相位，另一種則為單一突變事件，大氣環流在突變後的狀態與先前不同且改變的時間較無週期性，且不同於震盪現象會回復至原本的狀態。過去有許多學者已經發現了多種氣候突變的事件，例如 Minobe (1997) 使用 EOF 來分析北美樹木年輪資料後發現 1920 年代與 1940 年代的突變，且認為此兩次突變與 PDO 的相位轉換有關。而 1950 年代初期，東亞地區的溫度突然下降但東亞沿岸的溫度與海溫卻突然增暖 (羅, 2004; Lo and Hsu, 2008)。此外，1990 年代中期，位於北大西洋的海表面溫度與颶風個數突然增加，(Goldenberg et al., 2001) 認為此突變現象與北大西洋多重年代際震盪 (Atlantic Multidecadal Oscillation; AMO) 的相位轉換有關，因 AMO 轉為正相位而使得北大西洋海表面溫度增加。

而討論到 1980 年代晚期的突變，Walsh et al. (1996) 使用極區的浮標資料 (buoy data)，發現北半球極區的海平面氣壓在 1987 年後突然下降，中緯度地區的海平面氣壓反而上升。Comiso (2003) 也發現在 1987 年後，極區的氣溫較先前偏暖。而同時鄂霍次克海的海冰減少以及海平面溫度上升 (Tachibana et al., 2002)。而在其他地區，俄羅斯的溫度也在 1980 年代晚期之後溫度突然增

加 (Shmakin et al., 2006)。Watanabe and Nitta (1999) 指出東亞地區的溫度在 1980 年代晚期之後突然增加且冰雪量也減少。Tian et al. (2004, 2008) 發現在 1980 年代晚期之後，西北太平洋的黑潮 (Kuroshio) 及其附近海域的海平面溫度突然增加，黑潮的流速也有所增加，進而使得日本海域附近的針魚數量增加。此外，Nakamura et al. (2002) 提到西北太平洋的熱通量 (heat flux)，其年際變化的最強變異性發生在北半球冬季的中期，而其變異性經過 EOF 處理後，其第一個模態 (mode) 可抓到風暴路徑的年代際活動趨勢，而西北太平洋冬季的風暴活動 (storm track activity) 在 1987 年後突然增強，進而發現東亞冬季季風環流在 1980 年代減弱。

此外，在氣候變遷 (Climate Change) 的議題上，全球暖化 (Global warming) 對於氣候變遷的影響一直是學界熱烈討論的議題，政府間氣候變遷專門委員會 (Intergovernmental Panel on Climate Change; IPCC) 在第四次評估報告 (Fourth Assessment Report; AR4) 中提到，在 1906 年到 2005 年間，全球地表的平均溫度大約上升了 0.74°C ，而 1956 年至 2005 年的全球溫度增加速度幾乎是 1906 年至 2005 年的增加速度之兩倍，故全球溫度增加的速度有明顯地在增加，尤其陸地增溫比海洋大，而中高緯度地區特別明顯。伴隨著溫度上升，海平面的上升與海冰的融化都有被觀測到。而這樣暖化下的結果，使得各地的區域環流產生變化，進而使得降水發生改變，北半球中緯度陸地地區的平均降水量是增加的，尤其是在北美洲東半部、南美洲、北歐、北亞與中亞，但在撒哈拉沙漠、地中海地區、南非與部份南亞地區的降水減少。Fu et al. (2006) 利用衛星觀測資料分析，發現在過去 20 幾年間，哈德里胞 (Hadley cell) 在向南北兩極擴張。而在東西向的沃克環流 (Walker circulation) 則是減弱的 (Vecchi and Soden, 2007)。而 Lu et al. (2007) 進一步利用 IPCCAR4 所使用的模式資料來進行分析，進而發現在全球暖化的情境下，哈德里胞在未來會持續向兩極擴張。

太平洋經向模 (Pacific Meridional Mode ; PMM) 為一個存在於副熱帶東太平洋的海氣耦合現象 (Chiang and Vimont, 2004), 其現象存在於海表面溫度以及近地面風場; 而風的變動來自於溫帶的大氣變化, 例如北太平洋震盪 (North Pacific Oscillation ; NPO) 所帶來風的改變, 而導致副熱帶太平洋的海表面溫度透過風所影響的蒸發量而改變, 此過程稱為風-蒸發-海表面溫度反饋機制 (wind-evaporation-SST feedback mechanism ; Xie and Philander, 1994), 此海氣交互作用使得從下加州 (Baja California) 延伸到赤道中太平洋出現近地面風與海表面溫度的距平, 而 PMM 可從北半球冬季中緯度大氣變化最劇烈時開始發展, 透過季節性的足跡機制 (seasonal footprinting mechanism ; Vimont et al., 2001 ; 2003) 一直發展至春季, 並在接下來的季節引發 El Niño 事件 (e.g., Anderson, 2003 ; Chiang and Vimont, 2004 ; Alexander et al., 2006, 2010)。

而在最近的研究中, PMM 及其季節性足跡機制被用來解釋中太平洋聖嬰現象 (Central-Pacific El Niño ; CP El Niño ; Yu and Kao, 2007 ; Kao and Yu, 2009) 的生成機制。傳統的東太平洋聖嬰 (Eastern-Pacific El Niño ; EP El Niño) 的暖海溫距平從南美洲海岸向西延伸, 且其動力機制來自於溫躍層 (thermocline) 的變化, 但 CP El Niño 的暖海溫距平卻是發生在國際換日線附近且與溫帶大氣的變化有關 (Yu et al., 2011 ; Yu and Kim, 2011 ; Kim et al., 2012 ; Yu et al., 2012)。溫帶大氣的擾動透過 PMM 及季節性足跡機制來影響赤道中太平洋。而在 CP El Niño 的年代際變化上, 許多研究認為最近幾十年 CP El Niño 發生的越來越頻繁 (Ashok et al., 2007 ; Kao and Yu, 2009 ; Kug et al., 2009 ; Lee and McPhaden, 2010), 在此觀點下也可合理的提出 PMM 或許也有年代際的變化以及影響其變化的機制, 例如 PDO 或是 AMO。

1.2 研究動機

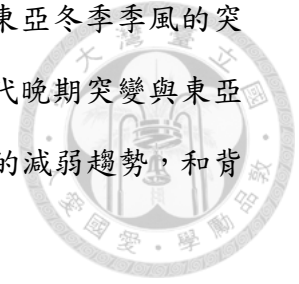


高 (2008) 由彭佳嶼的冬季風場時間序列發現，其北風在 1980 年代開始減弱，使得從南海傳送至中國華南的低層水汽增加，而提供往東移動的鋒面更多水汽來發展其雲雨帶，進一步使得中國華南地區與臺灣北部平地地區的冬季降水增加。而許多前人研究也都發現了東亞冬季季風的減弱 (Nakamura et al., 2002; Jhun and Lee 2004)。但是在過去的研究中，許多關於東亞冬季季風的研究都使用單一季風指數來定義東亞冬季季風的強度，而後使用季風指數來檢視東亞冬季季風的強弱與何種氣候或天氣系統有關，但其季風指數往往只與某一兩個東亞冬季季風內的子系統關係很好，與其他子系統關係卻不好，因此這樣的一個單一指數究竟能不能代表東亞冬季季風，其代表性有待商榷。且經過前面的文獻回顧中可知，影響東亞冬季季風的因素不是只有單一且來自不同緯度的氣候或天氣系統所影響，而且東亞冬季季風的範圍涵蓋了中高緯度地區以及副熱帶地區，故若只使用單一指數來描繪東亞冬季季風及分析其可能影響的氣候或天氣系統可能是不足的。故本研究將利用日平均的海平面氣壓資料來計算冬季最大向西氣壓梯度頻率最大的區域，將東亞冬季季風分區，再進一步探討各區在年代際尺度以上的變化是受到何種氣候或天氣系統所影響。

1.3 論文架構

本論文共分為七章。第一章為前言，主要介紹研究背景、動機與目的。第二章為資料來源與研究方法，針對本研究所採用之資料與研究方法等做一詳盡介紹。第三章則藉由計算美國國家環境預測中心-國家大氣研究中心的每日平均資料，1948 年至 2012 年冬季西伯利亞高壓及阿留申低壓間每條緯度線上最大的向西海平面氣壓梯度之次數，由高緯度至低緯度定義出三個區域。第四章為東亞冬季季風的年代際變化，分析位於東北亞北風之年代際變化，進而發現

其年代際變化與 PDO 及阿留申低壓位置之關係。第五章為東亞冬季季風的突變，此外也進一步探討中緯度的冬季低層北風，在 1980 年代晚期突變與東亞主槽及 AO 間的關係。第六章則為分析低緯度冬季低層北風的減弱趨勢，和背後可能的機制，最後一章為結論與討論。



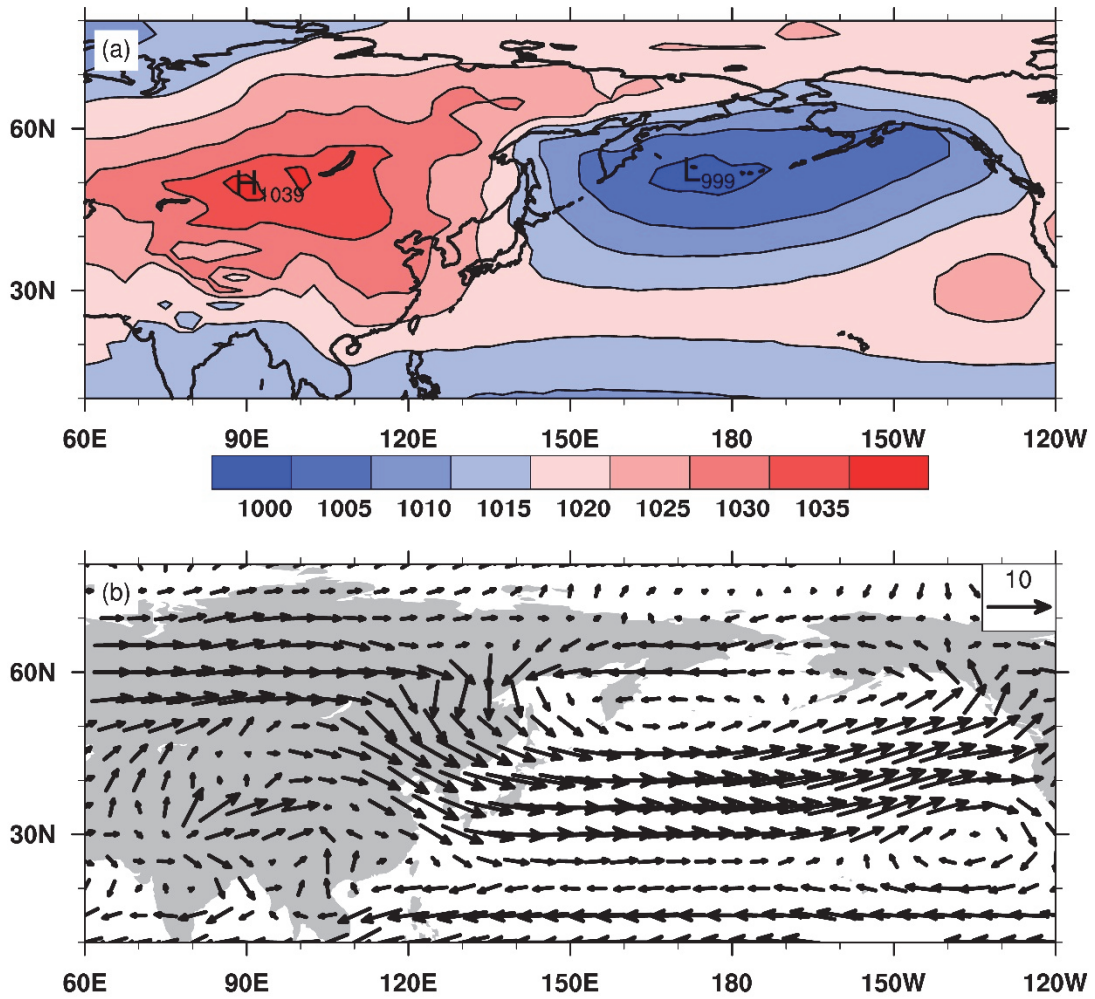


圖 1.1：1948 年至 2012 年 NCEP Re-analysis 冬季氣候平均場，a 為海平面氣壓場，b 為 850 hPa 風場。

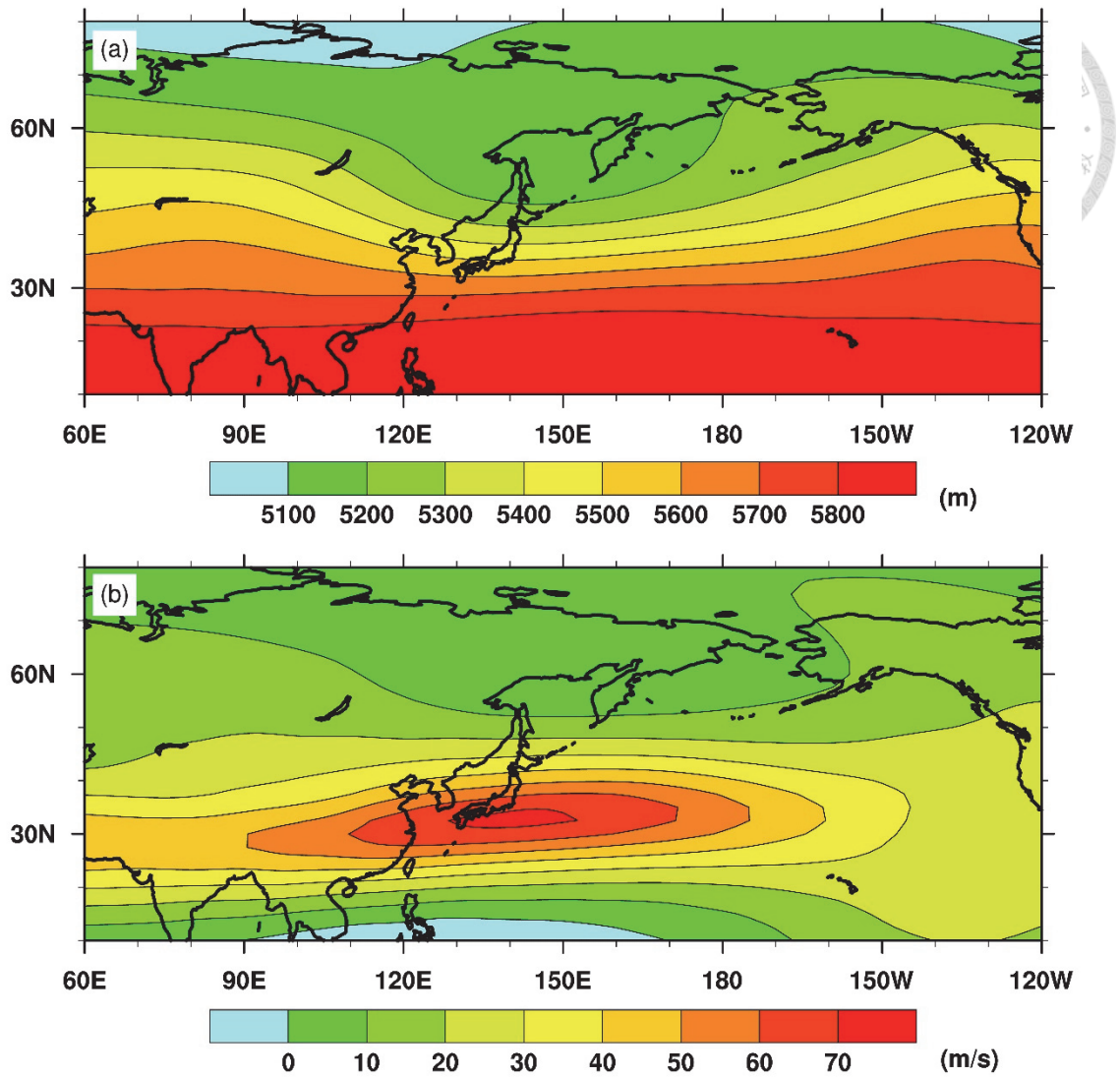


圖 1.2：同圖 1.1，但 c 為 500 hPa 重力位高度場，d 為 200 hPa 緯向風場。

第二章 資料來源與研究方法



2.1 資料來源

本文採用之資料包括美國國家環境預測中心-國家大氣研究中心 (National Centers for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research; NCEP–NCAR) 重分析資料 (NCEP Re-analysis), PDO 指數及 AO 指數等, 以下將逐一描述本文使用之資料來源、種類、格式及起迄時間。

2.1.1 NCEP 重分析資料

本文採用美國國家環境預測中心-美國國家大氣研究中心的重分析資料 (Kalnay et al., 1996)。該資料水平解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 經緯網格, 資料範圍涵蓋全球, 垂直分為 23 層, 而資料的起迄時間為 1948 年 1 月迄今。本研究只取 1948 至 2012 年, 而採用的變數為經向風場 (meridional wind)、緯向風場 (zonal wind)、重力位高度場 (geopotential height)、海平面氣壓場與地表溫度 (surface temperature)。

2.1.2 太平洋年代際震盪指數

太平洋年代際震盪月平均指數來自於美國大氣海洋總署網站 (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>), 起迄時間為 1948 年迄今, 本研究只取 1948 至 2012 年。該資料將太平洋 20°N 以北的月平均海平面距平溫度, 先去除長期趨勢後, 作經驗正交函數分析後所得的第一主成份 (Mantua et al., 1997; Zhang et al., 1997)。其特徵為 (圖 2.1), 當 PDO 處於正 (負)

相位時，北太平洋海表面溫度會偏冷（暖），而赤道中東太平洋的海表面溫度則會偏暖（冷）。其指數於 1920 年代由負相位轉為正相位，於 1940 年代由正轉為負，再於 1970 年代轉回正相位。



2.1.3 北極震盪指數

北極震盪月平均指數皆來自於美國大氣海洋總署網站 (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>), 起迄時間為 1948 年迄今, 本研究只取 1948 至 2012 年。該資料將北半球 20°N 以北的 1000 hPa 重力位高度場作經驗正交函數分析後所得的第一主成份之時間序列 (Thompson and Wallace, 1998), 此指數為月平均資料。當北極振盪為正(負)相位時(圖 2.2), 北極的海平面氣壓較低(高), 使其與中緯度的氣壓差變大(小), 此時北極的噴射氣流與極地渦旋變強(弱), 進而使得北美的冬季氣溫偏暖(冷)。

2.2 研究方法

本節針對文中所使用的研究方法及其背後所代表之物理意義作說明, 有關的方法分述如下:

2.2.1 突變測定方法

Rodionov (2004) 提出一針對時間序列中, 找出突變現象的一種客觀的連續演算法。此方法可針對特定時間序列來定義突變的時間點, 且一串時間序列中可找出多個突變點。所謂的連續演算法, 為隨著時間來計算每個區段間的差異, 若差異大於所定義的臨界值, 則代表兩區段的平均值有顯著的差異性, 其

方法為先計算出一臨界值 B。



$$B = t \sqrt{\frac{2\sigma_l^2}{l}} \quad \sigma_l^2 \text{ 為平均變異數} \quad t \text{ 為通過 95\% 信心度之值。}$$

計算 l 年後每一點與時間序列平均值之差異，若大於 B ，則進一步計算 RSI (regime shift index) 值： x_i 為其時間序列， j 為第幾年， l 為選取的區段長度 (本研究為 10 年)

$$\text{RSI 為 } RSI_{i,j} = \sum_{i=j}^{j+m} \frac{x_i^*}{l\sigma_l}, m = 0, 1, \dots, l-1$$

當 RSI 值大於零時，則代表當年 (第 j 年) 為突變之發生年，且第 j 年往後十年的平均值與第 j 年往後十年的平均值之差異大於 B 。當 RSI 值越大，則表示突變之程度越明顯，即突變通過的信心檢定越大。在本研究中其信心檢定度為 0.05。

2.2.2 統計檢定

本研究使用 Student's t-test 來檢視相關的顯著性，在虛無假設 (樣本為常態分佈) 與雙尾檢定的情況下，其檢定公式為：

r 為樣本的相關係數， n 為樣本數， $n-2$ 為自由度，

$$T = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}}$$

當 T 大於 t -distribution 時，則表示相關性有達到一定的顯著程度 (significance level)，本研究使用 95% 來作用顯著程度。

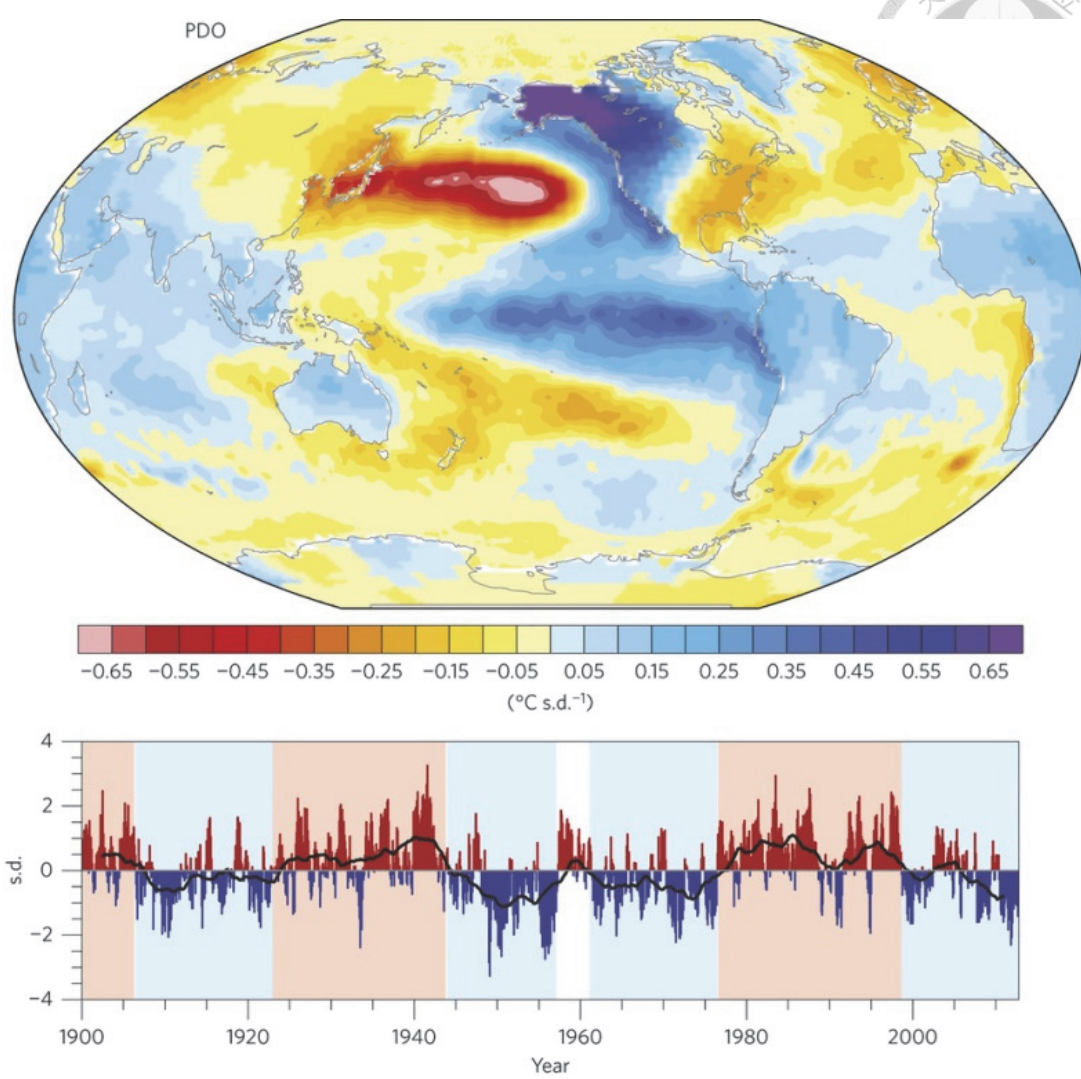


圖 2.1: 上圖為 PDO 指數與全球海表面溫度的迴歸係數(陸地上則為地表溫度, 北極海為海冰), 下圖則為 PDO 指數的時間序列。此圖出自 Trenberth et al., (2014)。

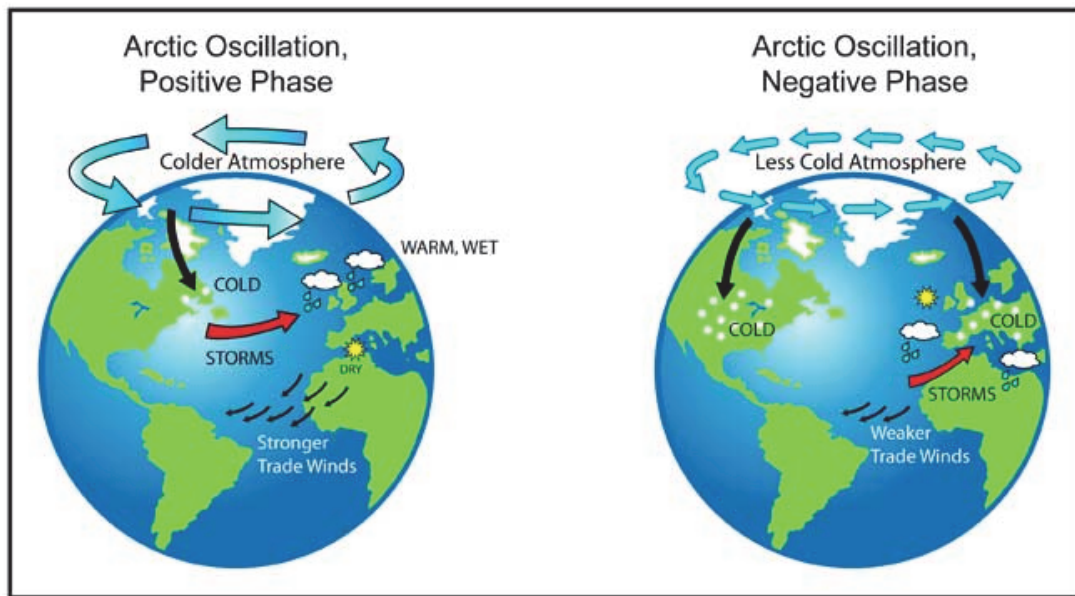


圖 2.2：AO 處於正相位（左圖）與負相位（右圖）時，北美洲與歐洲受影響之示意圖。此圖來自 <http://www.nasa.gov/>。

第三章 不同緯度最大向西海平面氣壓梯度



東亞冬季季風強度在過去研究中往往都使用單一指數來描述，但在本研究中分析不同緯度最大向西海平面氣壓梯度後，發現不同緯度的東亞冬季季風，有著不同的年代際變化、突變以及趨勢影響不同地區北風的年代際變化與趨勢，可能分別來自於不同機制。

3.1 東亞冬季季風之氣候平均場

東亞冬季季風往往會使得東亞地區乾冷，但是在日本的日本海沿岸、臺灣北部、菲律賓東部與中南半島東部在冬季有明顯的降水。Hung and Kao (2010) 研究在 1980 年代初期之後，東亞冬季季風減弱與北臺灣以及中國華南地區冬季降水增加之關係。其原因為東亞冬季季風環流在近幾十年間減弱，導致東亞許多山地與沿海迎風面地區（如日本之日本海沿岸，呂宋島東部，中南半島東部），其冬季降雨減少。但是，台灣北部平地地區與中國華南地區，其冬季雨量在 1980 年代初期後急劇增加。其原因推測為全球暖化之影響，導致南海之海表面溫度與低層水汽增加，加上華南地區南風異常增強（由於東亞冬季季風之減弱），進而提供東移鋒面更多的水汽來發展其雲雨帶，故北台灣平地與中國華南地區在 1980 年代後，其冬季雨量急劇增加。

Hung and Kao (2010) 發現了北臺灣和中國華南地區的冬季降水增加與東亞冬季季風減弱之關係，但其研究並未探討東亞冬季季風減弱的原因。而在過去的研究中指出，東亞冬季季風與西伯利亞高壓、阿留申低壓以及高層西風噴流有關 (Nakamura et al 2002; Jhun and Lee 2004)。而在此研究中，為了瞭解並且探討東亞冬季季風減弱的機制，因此在探討東亞冬季季風的變化前，有必要

審視東亞冬季季風系統的氣候平均狀態。

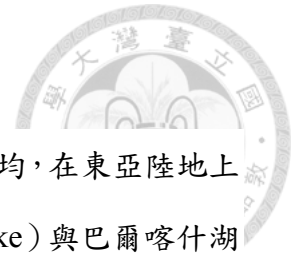


圖 1.1a 為 1948 年至 2012 年冬季海平面氣壓場之氣候平均，在東亞陸地上由西伯利亞高壓所壟罩，其中心位置位在貝加爾湖 (Baikal lake) 與巴爾喀什湖 (Baerkashen Lake) 之間。而位於北太平洋上的則為阿留申低壓所主宰，中心位置位於阿留申群島 (Aleutian Islands) 的西半部，其性質為只處於冬半年的半永久性低壓 (semi-permanent low)。而這樣高低壓的海陸配置，使得東亞陸地上的低層風場為反氣旋式環流，而北太平洋則為氣旋式環流 (圖 1.1b)。而在東亞沿岸，可以清楚的發現到其北風分為兩支，一支吹向北太平洋，而另一支則往南方，且被稱為東北季風。此現象與 Lau and Ding (1984) 提出的看法一致。

而圖 1.2a 為 1948 年至 2012 年冬季 500 hPa 重力位高度場之氣候平均，由圖可知東亞主槽落在北緯 30° 至 45° 與東經 125° 至 145° 的位置，而這樣的位置可使得東亞沿岸，其中層能有由北向南的冷平流，使得高緯度地區的冷空氣能南下。而在高層的西風噴流，圖 1.2b 為 1948 年至 2012 年冬季 200 hPa 緯向風場之氣候平均，可發現噴流所在的位置為日本南方 (北緯 25° 至 35° 與東經 120° 至 160°)。

東亞冬季季風系統主要由陸上的西伯利亞高壓以及北太平洋上的阿留申低壓所主宰 (圖 1.1)。因此東亞冬季季風的強度與此兩個系統間的氣壓梯度密切相關，西伯利亞高壓與阿留申低壓分別處於東亞的西側與東側，故使得東亞的緯向氣壓梯度為向西且伴隨北風。圖 3.1 為 850hPa 經向風場與緯向之海平面氣壓梯度的冬季氣候平均，此圖顯示了最大的向西海平面氣壓梯度位於庫頁島至北海道，而東亞沿岸幾乎都處於向西的海平面氣壓梯度以及北風所涵蓋 (圖 1.1 與圖 3.1)。

3.2 最大向西海平面氣壓梯度位於東亞沿岸



在上一節中本研究分析出在高緯度地區 (40° 至 60°N)，其緯向氣壓梯度是相當大的，但低緯度地區 (20° 至 40°N) 的緯向氣壓梯度相較於高緯度地區的緯向氣壓梯度是較小的 (圖 3.2)。在接下來的分析中，本研究計算出美國國家環境預測中心-國家大氣研究中心的日平均重分析資料中，1948 年至 2012 年冬季西伯利亞高壓及阿留申低壓間每條緯度線 (北緯 20° 至 70°N) 上最大的向西海平面氣壓梯度之次數 (每日計算且經過九點平滑)。因此根據此計算，我們可以沿著東亞沿岸找出三個次數最大的區域 (圖 3.2)，分別為 A 區 (北緯 42.5° 至 62.5° ，東經 135° 至 142.5° ；庫頁島至北海道；此 A 區與圖 3.1 的 A 區範圍一致)，B1 區 (北緯 25° 至 35° ，東經 122.5° 至 127.5° ；南韓至臺灣北部)，與 B2 區 (北緯 20° 至 27.5° ，東經 115° 至 120° ；長江至中國南海)。此三區皆在東亞沿岸，而此三區的冬季平均 850hPa 經向風場的年際與年代際變化顯示於圖 3.3。

在分析不同緯度最大向西海平面氣壓梯度的區域後，本研究進一步分析位於 A 區、B1 區與 B2 區，其 850hPa 經向風彼此間的相關性。表一為任兩區間冬季經向風場之相關係數，此表顯示了 A 區與 B 區群 (包含 B1 區與 B2 區) 850hPa 經向風場間的相關係數非常低 (均約 0.2)，但是在 B1 與 B2 區間的相關性非常高 (相關係數 0.87)。此結果與 Lau and Ding (1984) 認為東亞冬季的低層環流，在東亞沿岸是分為兩支的結果一致。一支吹向北太平洋，而另一支則往南方，且被稱為東北季風。因此，此表也指出此三區的 850 hPa 冬季經向風之變化，是由不同的機制所影響。此外，B1 區的低層北風在 1980 年代突然減弱的情形，與 Hung and Kao (2010) 中的彭佳嶼冬季風場相似。

而從圖 3.3 中可以發現，A 區 850 hPa 冬季北風，其 11 年滑動平均線有很明顯的年代際變化。B1 區之低層冬季北風在 1980 年代中期有明顯的突變，使用 Rodionov (2004) 的突變方法分析後，發現其北風在 1985/86 有著明顯減弱的突變點，而 B2 區的低層冬季北風很明顯地為長期之減弱趨勢。在此章接下來的分析中，本研究在接下來的三章將分別分析影響 A 區冬季 850 hPa 北風年代際變化的因素、B1 區之 850 hPa 冬季北風在年代際尺度中，在 1985/86 年後突然減弱的機制，以及 B2 區冬季北風減弱趨勢之探討。

3.3 小結

因冬季氣候平均之向西海平面氣壓梯度無法表現出低緯度地區，其向西海平面氣壓梯度最大的區域，因此本研究使用日資料來計算冬季西伯利亞高壓及阿留申低壓間每條緯度線上最大的向西海平面氣壓梯度之頻率，進而定義出 A 區、B1 區與 B2 區。且發現 A 區冬季 850 hPa 經向風場有很明顯的年代際變化；B1 區冬季 850 hPa 經向風場則在 1980 年代晚期，其北風突然減弱；在 B2 區的冬季 850 hPa 北風則有長期的減弱趨勢。加上三區的 850 hPa 冬季經向風場間的相關係數可知，影響此三區的年代際變化、突變與減弱趨勢可能來自不同機制的影響。

表一：任兩區間冬季經向風場之相關係數

	A		
A	1	B1	
B1	0.177	1	B2
B2	0.214	0.862	1



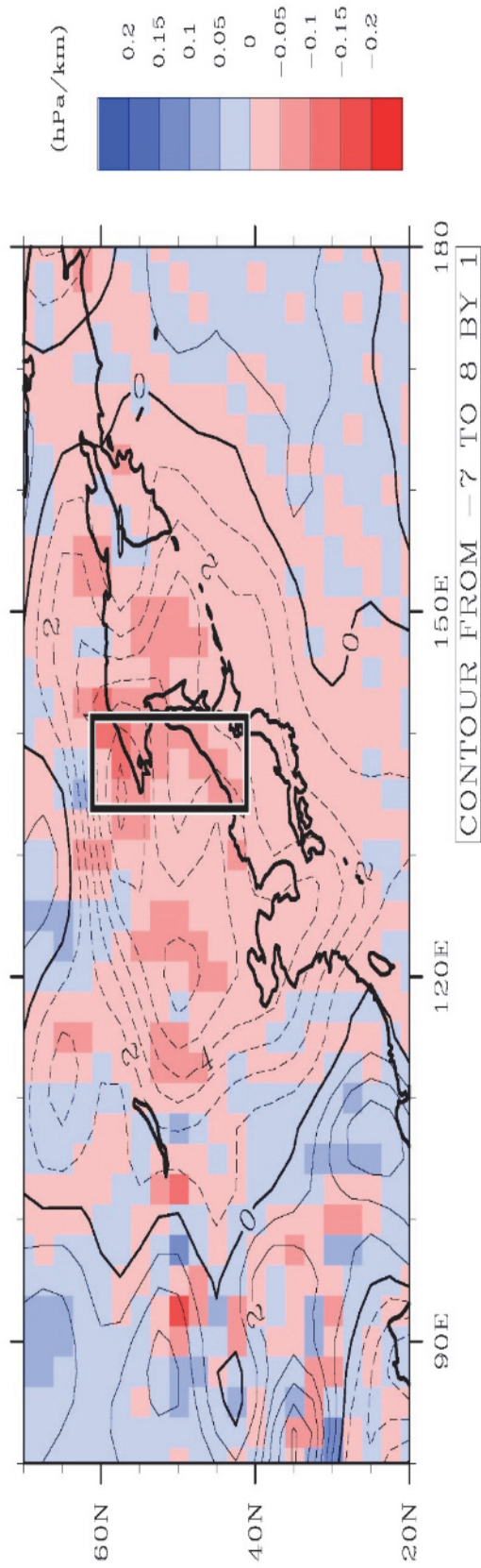


圖 3.1：1948 年至 2012 年冬季氣候平均，等值線為 850hPa 經向風場（虛線為負值，為北風），顏色覆蓋處為緯向之海平面氣壓梯度（向西為紅色，向東為藍色）。黑框為 42.5°N，135°E 至 142.5°E，之後簡稱 A 區。

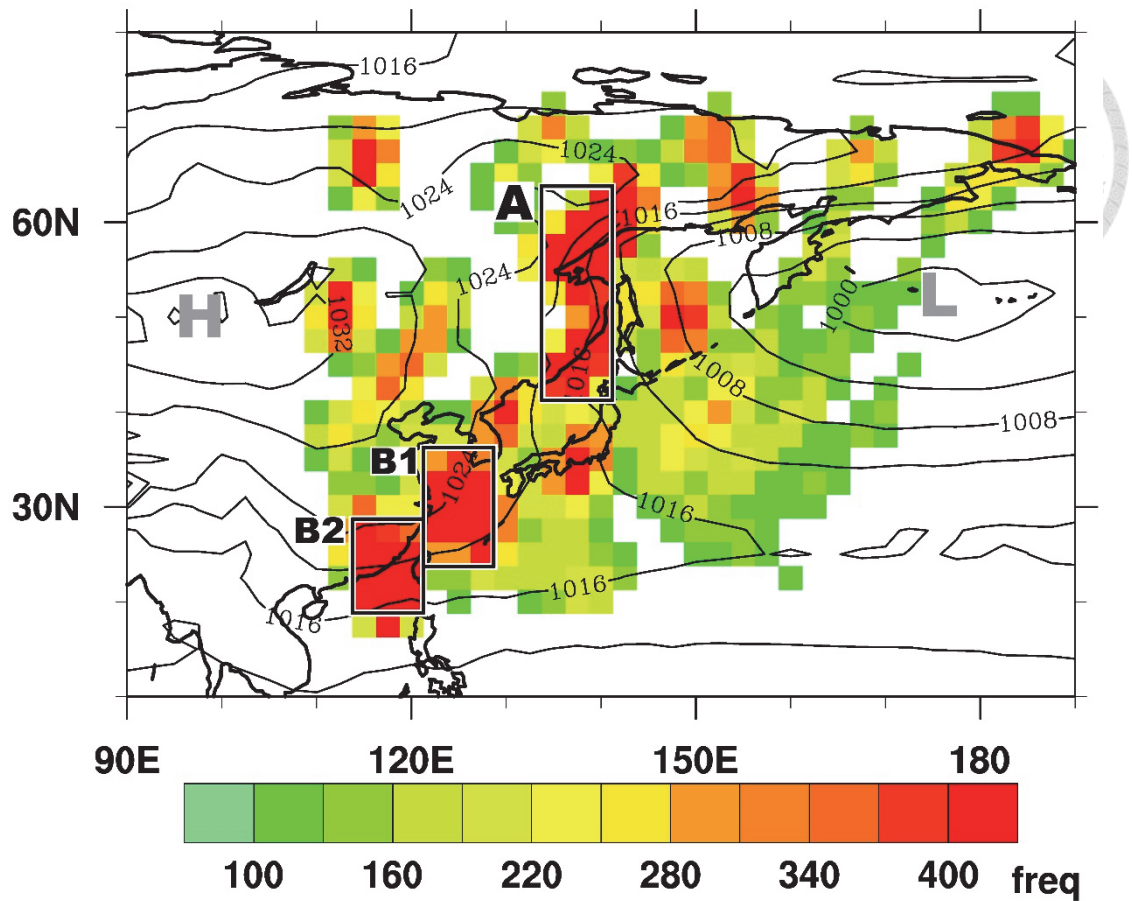


圖 3.2：顏色覆蓋處為使用 1948 年至 2012 年冬季日平均資料計算出西伯利亞高壓及阿留申低壓間每條緯度線（北緯 20°至 70°）上最大的向西海平面氣壓梯度之次數（經過九點平滑），等值線為 1948 年至 2012 年冬季海平面氣壓場氣候平均。

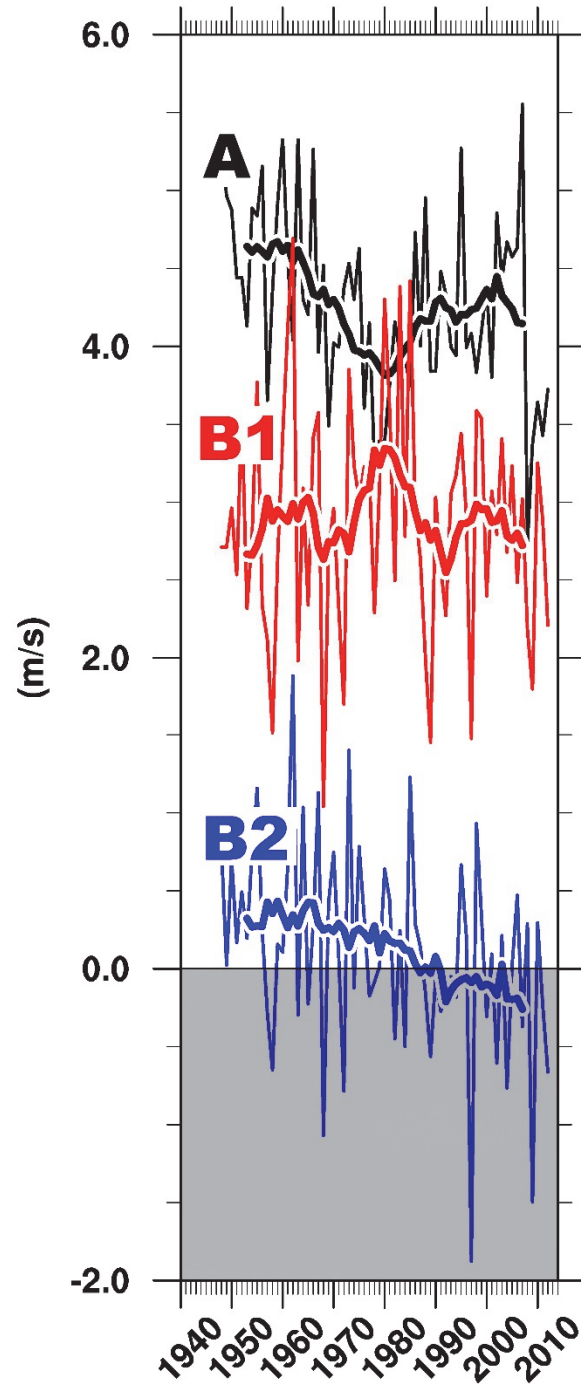


圖 3.3：三個區域的冬季平均之 850hPa 經向風場，黑線、紅線與藍線分別為區域 A、B1 與 B2 經向風場之冬季平均，白（灰）區為北（南）風，細線為年際變化，粗線則經過 11 年之滑動平均。

第四章 東亞北部冬季季風年代際變化



在此章的研究中分析阿留申低壓與西伯利亞高壓間，氣壓梯度最大的區域在庫頁島至北海道，進一步分析此區的冬季北風發現，其年代際變化與PDO的相位相符，而由迴歸分析得知，PDO為正（負）相位時，阿留申低壓會加深（減弱）且東（西）移，這使得此區的向西氣壓梯度下降（增加），進而使得北風減弱（增強）。

4.1 東北亞北風與西伯利亞高壓

Wu and Wang (2002) 認為冬季的 AO 會影響西伯利亞高壓與東亞冬季季風。因此，本研究先探討西伯利亞高壓與 A 區低層經向風之關係。此區的冬季平均 850hPa 經向風場的年際與年代際變化顯示於圖 4.1（紅線）。由圖中可以看到，A 區的北風有顯著的年代際變化，1977 年後北風較 1977 年前弱，而對照同區域的冬季緯向海平面氣壓梯度（圖 4.1 的黑線），也有同樣在 1976/77 年，向西的海平面氣壓梯度增加（即向西之海平面氣壓梯度力減弱）。

傳統觀念認為西伯利亞高壓與阿留申低壓間的緯向氣壓梯度及低層經向風是與兩系統有關。為了進一步瞭解是哪一個系統與 A 區的北風及緯向氣壓梯度最有關係，本研究計算 A 區緯向氣壓梯度與西伯利亞高壓指數間 11 年滑動平均後的相關係數（圖 4.2），此圖顯示 A 區緯向海平面氣壓梯度與阿留申低壓高度相關，尤其是阿留申低壓中心。但是西伯利亞高壓卻與 A 區緯向海平面氣壓梯度並無相關性。故在年代際尺度上，西伯利亞高壓的強弱並不是影響 A 區低層經向風場的主要因素，而是阿留申低壓。

由圖 4.2 可知，A 區的低層經向風場在年代際尺度上與西伯利亞高壓無明顯的相關，但西伯利亞高壓依然是東亞冬季季風中重要的系統。Sahsamanoglou et al. (1991) 分析 116 年的海平面氣壓場資料，發現西伯利亞高壓在 1970 年代開始減弱，其減弱原因與西伯利亞地區的低對流層增溫有關。此外，Cohen and Entekhabi (1999) 認為歐亞大陸的雪覆蓋也會影響西伯利亞高壓。Wu and Wang (2002) 則指出 AO 會影響冬季東亞的海平面氣壓與氣溫，而當冬季海平面氣壓與氣溫改變時，西伯利亞高壓也會隨著 AO 改變。

為了再次確認在年代際尺度上，西伯利亞高壓與 A 區 850 hPa 北風風場的關係，本研究計算(Gong et al. 2001)冬季西伯利亞高壓指數(Siberian high index; 北緯 40°至 60°，東經 80°至 120°海平面氣壓場之平均)與 850hPa 經向風場間的相關係數(圖 4.3)。位於西伯利亞東側的 850 hPa 經向風場與西伯利亞高壓有相當好的關係，當西伯利亞高壓增強，其東側的 850 hPa 北風也會變強。但 A 區的北風與西伯利亞高壓依舊無明顯關係。

4.2 阿留申低壓與太平洋年代際震盪

由上個段落可知 A 區的冬季平均北風，有很明顯的年代際變化，但與西伯利亞高壓無明顯相關，故本研究將進一步探討 A 區低層北風的年代際變化之相關。此外，阿留申低壓為重要的北太平洋低層系統。Overland (1999) 認為阿留申低壓在北太平洋上的位置變化很大，在年際及年代際尺度上，其東西向位置的差異可達 40 個經度。圖 4.4 為冬季海平面氣壓場之變異量，此圖顯示西伯利亞高壓的變異量是相當小的，但是阿留申低壓的變異量卻相當大，尤其為阿留申低壓中心的東側。阿留申低壓的變異量是大於西伯利亞高壓的變異量，可推測 A 區的向西海平面氣壓梯度的變化可能來自於阿留申低壓變異量的貢獻。



而在上節圖 4.1 的討論中，發現 A 區 850 hPa 北風的年代際變化與 PDO 的變化相當一致，但問題是在年代際變化中，PDO 是如何影響 A 區 850 hPa 的北風的，將是本研究接下來要探討的問題。在年代際尺度上，PDO 是一個主要影響太平洋氣候的現象。圖 4.5a 與 b 分別為 1948 年到 1976 年 (PDO 為負相位) 與 1977 年到 2006 年 (PDO 為正相位) 的冬季海平面氣壓場的氣候平均。當 PDO 處於負相位時，阿留申低壓中心位於國際換日線 (International Date Line) 的西側。而當 PDO 轉為正相位後，阿留申低壓的位置卻跑到了國際換日線以東。這樣的現象表示當 PDO 處於正相位時，西伯利亞高壓與阿留申低壓之間的距離是較 PDO 處於負相位時大的。此外，阿留申低壓的中心海平面氣壓值在 1948 年到 1976 年之平均與 1977 年至 2006 年之平均分別為 1000 hPa 與 997 hPa，而西伯利亞高壓的中心海平面氣壓值在 1948 年到 1976 年之平均與 1977 年至 2006 年之平均皆為 1039 hPa。故阿留申低壓與西伯利亞高壓的氣壓差值在 PDO 處於正相位時較大。假如西伯利亞高壓與阿留申低壓間的距離不變，則兩系統間的緯向氣壓梯度與低層北風將會變強。但是 A 區的 850 hPa 北風卻在 PDO 處於正相位時變弱，這樣的現象指出阿留申低壓與西伯利亞高壓間的距離才是影響 A 區 850 hPa 北風之年代際變化的關鍵。

圖 4.6a 為 1948 年至 1976 年平均與 1977 年至 2006 年平均相減之海平面氣壓場差異 (後期減前期)，由圖可知當 PDO 處於正相位時，海平面氣壓場差值的最大處位於國際換日線以東。而這樣的狀況與 PDO 指數與冬季海平面氣壓的迴歸係數 (圖 4.6b) 相似，由此分析可知，當 PDO 為正相位時，北太平洋的氣壓會下降。對照阿留申低壓的氣候平均位置可知，PDO 所產生的低壓距平中心並非在阿留申低壓中心，而是在其東側。這說明了當 PDO 為正相位時，阿留申低壓不僅僅是加深，其位置也會因為產生的低壓距平而中心偏東。

在傳統觀念上，當西伯利亞高壓與阿留申低壓間的向西氣壓梯度較強時，其低層北風也會變強。A 區正好位於西伯利亞高壓與阿留申低壓之間，故有必要進一步確認在年代際尺度中，西伯利亞高壓與阿留申低壓間的距離。圖 3.2 顯示 A 區的北風有顯著的年代際變化，而這樣的變化與 PDO 的相位是一致的，PDO 在 1976/77 年前為負相位，而在之後轉變為正相位，而與 A 區北風的相關係數為 0.75，由此可知兩者為高度相關。此外，A 區的向西海平面氣壓梯度在年代際變化上受到阿留申低壓之影響（圖 4.2）。而由前面的分析可知，A 區向西海平面氣壓梯度的年代際變化是受到西伯利亞高壓及阿留申低壓間的距離所影響。當 PDO 處於正（負）相位時，阿留申低壓會向東（西）移動，但西伯利亞高壓的位置並無變化，這樣的現象會使得西伯利亞高壓與阿留申低壓間的距離變大（小），進而使得 A 區的向西海平面氣壓梯度與 850 hPa 北風變弱（強）。

4.3 小結與討論

本章討論了冬季西伯利亞高壓與阿留申低壓，及其在陸地上伴隨的反氣旋式環流與北太平洋上的氣旋式環流，而兩系統間的向西氣壓梯度產生了北風。此外，兩系統間最大的向西海平面氣壓梯度出現在庫頁島至北海道（本研究定義為 A 區），進一步分析此區的冬季北風與向西海平面氣壓梯度的時間序列，發現與 PDO 有高度相關，當 PDO 為正（負）相位時，A 區的北風減弱（增強）且向西海平面氣壓梯度增加（減少）。利用迴歸分析，在 1976/77 年後，因西伯利亞高壓減弱，加上 PDO 轉為正相位而使得阿留申低壓加深與東移，使得處於兩系統間的 A 區，其向西之海平面氣壓梯度力與低層北風減弱。而關於 PDO 如何使得阿留申低壓東移的物理機制，Yu and Zwiers（2007）使用氣候模式來驗證，PDO 與 ENSO（El Niño-Southern Oscillation）會加強 PNA（Pacific-North America）波列，而 PNA 是受到北太平洋到北美洲的駐波距平所影響，且 PNA

則會影響北太平洋的風暴路徑與阿留申低壓，故阿留申低壓的與 PDO 有高度相關。此外 Minobe (1997)、Overland (1999) 與 Nakamura et al. (2002) 也認為阿留申低壓的位置與 PNA 及 PDO 有關。故 PNA、阿留申低壓的位置、A 區向西海平面氣壓梯度、A 區 850 hPa 北風以及東亞冬季季風的年代際變化都會受到 PDO 所影響。

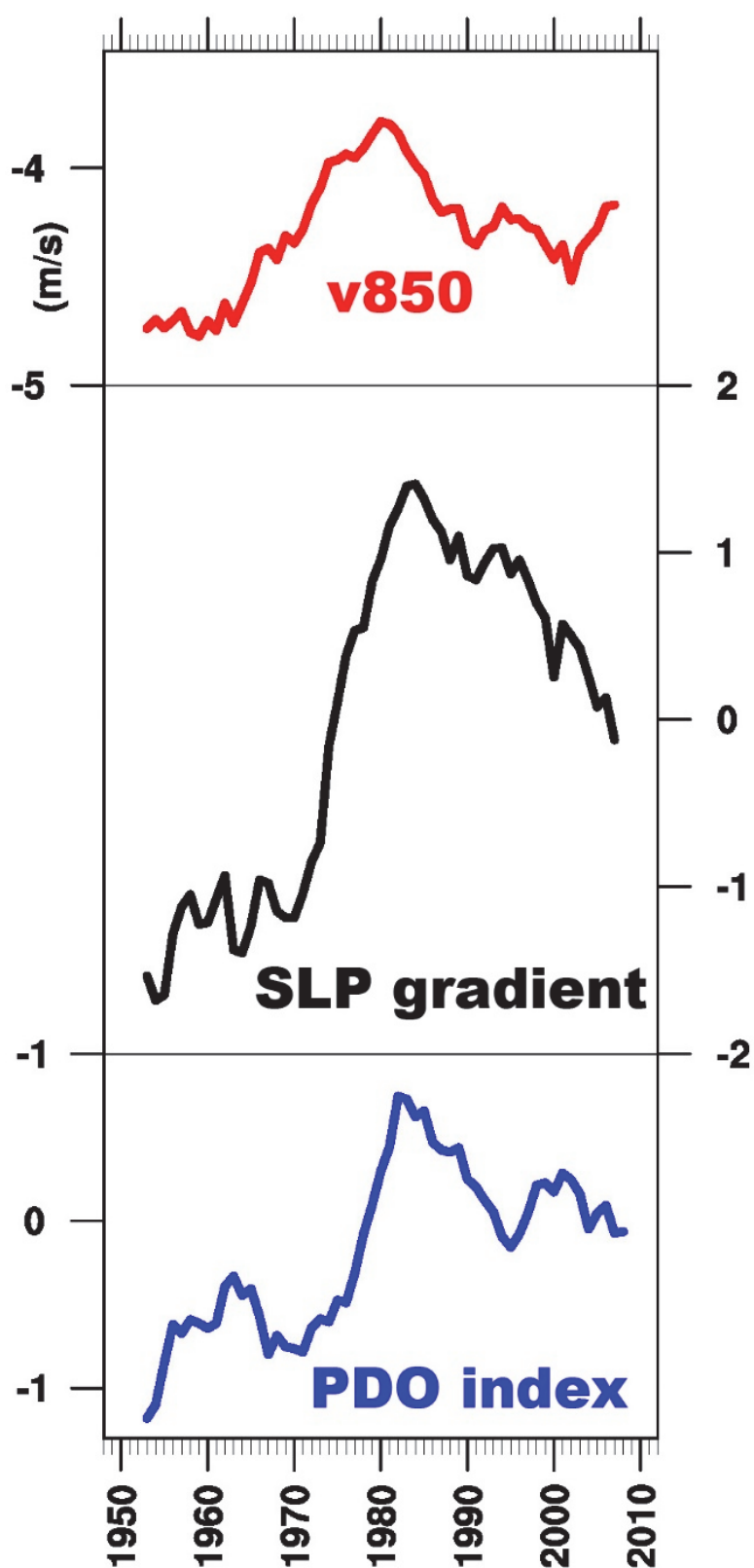


圖 4.1：為各種變數經過 11 年滑動平均後的时间序列，由上而下分別為：紅線為 A 區之 850hPa 冬季經向風場，黑線為標準化後 A 區之緯向海平面氣壓梯度，藍線則為 PDO 指數。

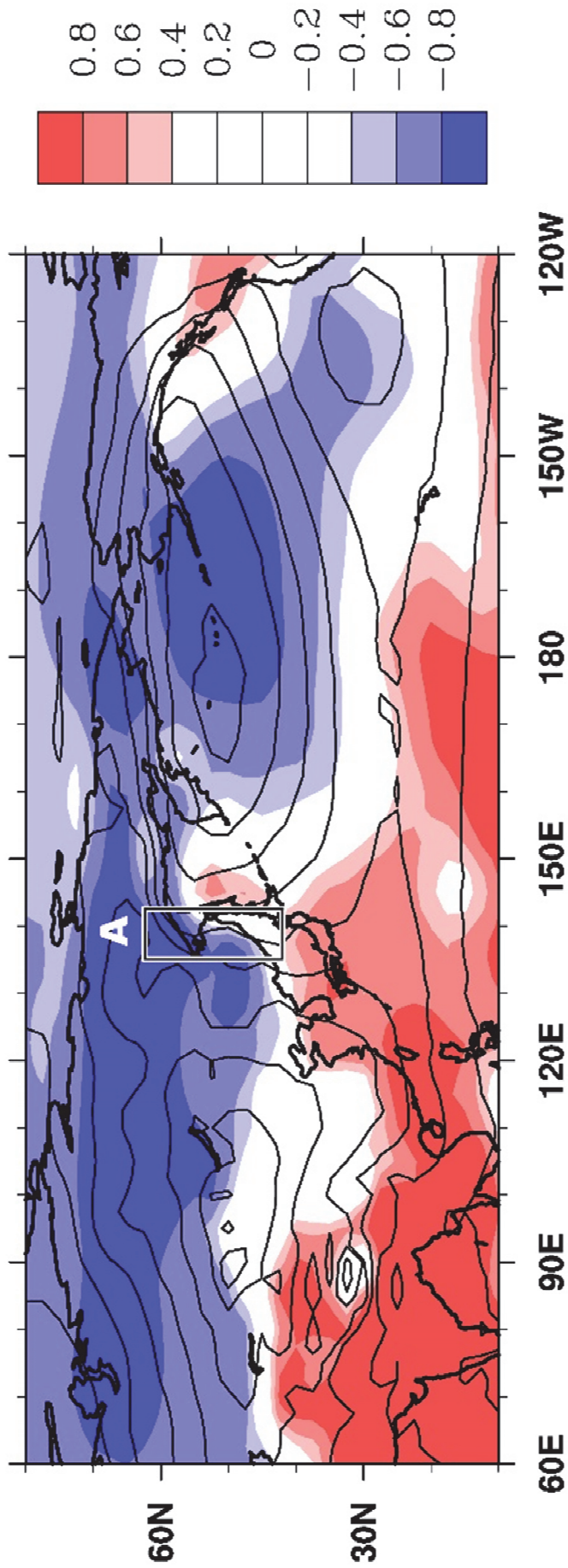


圖 4.2：陰影為 A 區緯向氣壓梯度與海面氣壓場（均為 11 年之滑動平均）間的相關係數，而等值線為海面氣壓之氣候平均。



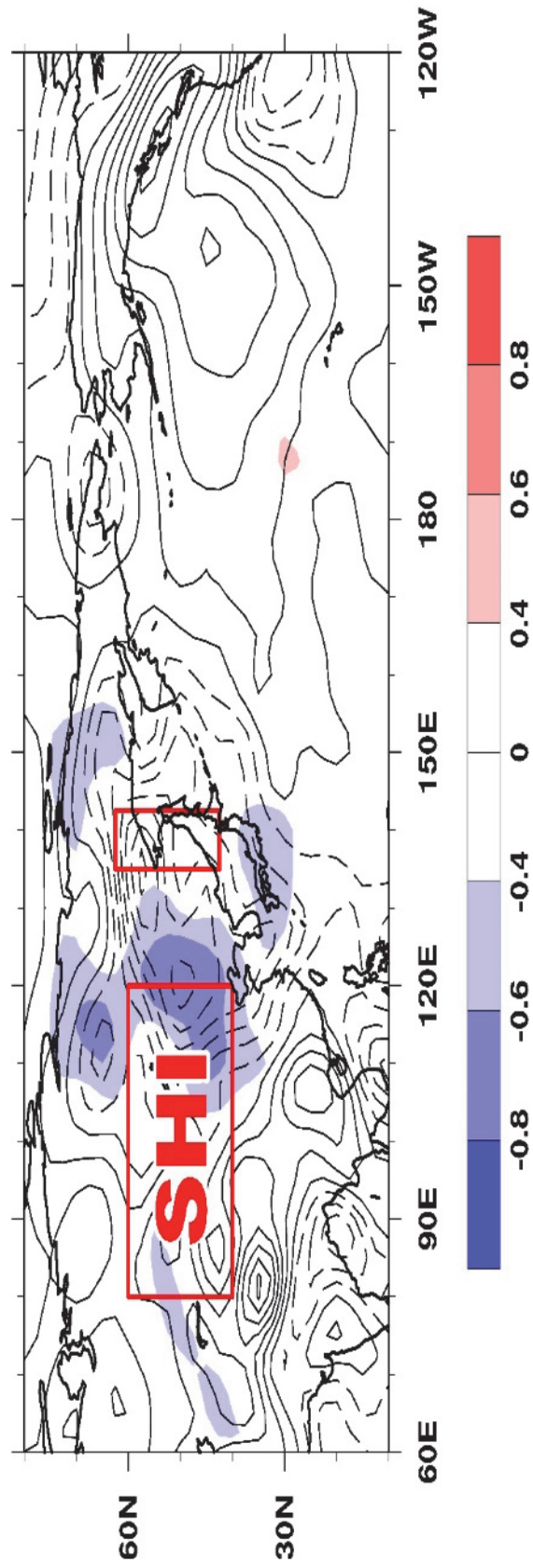


圖 4.3：陰影為冬季西伯利亞高壓指數與 850hPa 經向風場間的相關係數，而等值線為 850hPa 冬季經向風場之氣候平均。



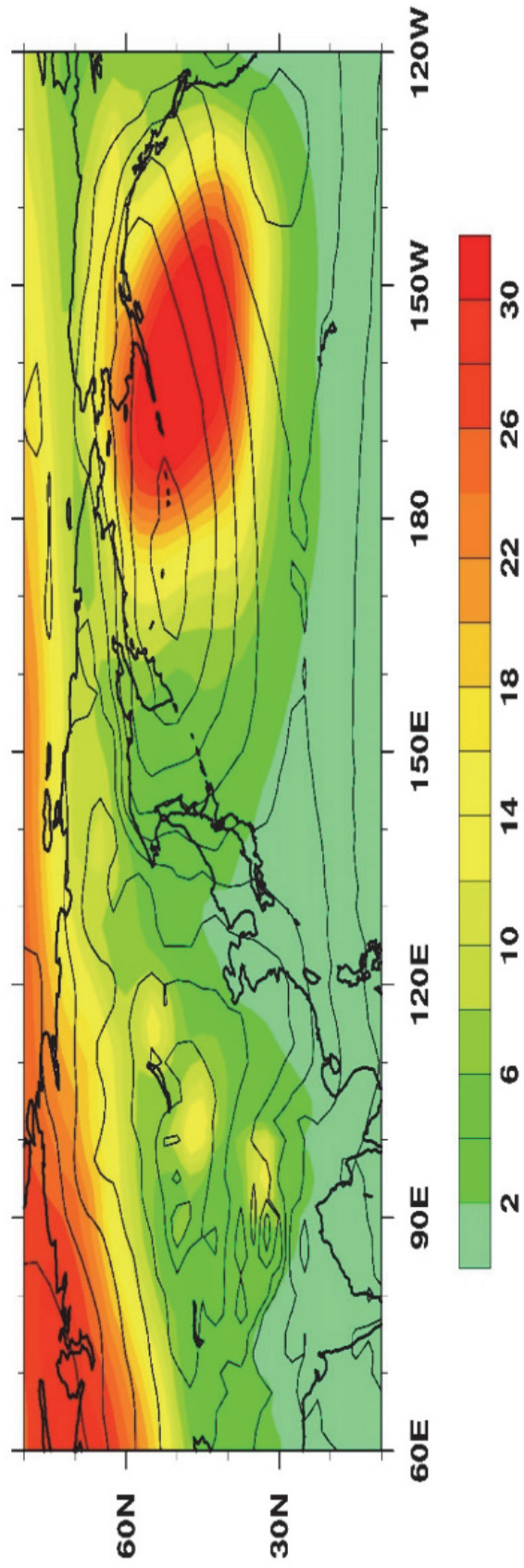


圖 4.4：陰影為冬季海面氣壓場之變異量，而等值線為冬季海面氣壓之氣候平均，單位為 hPa。

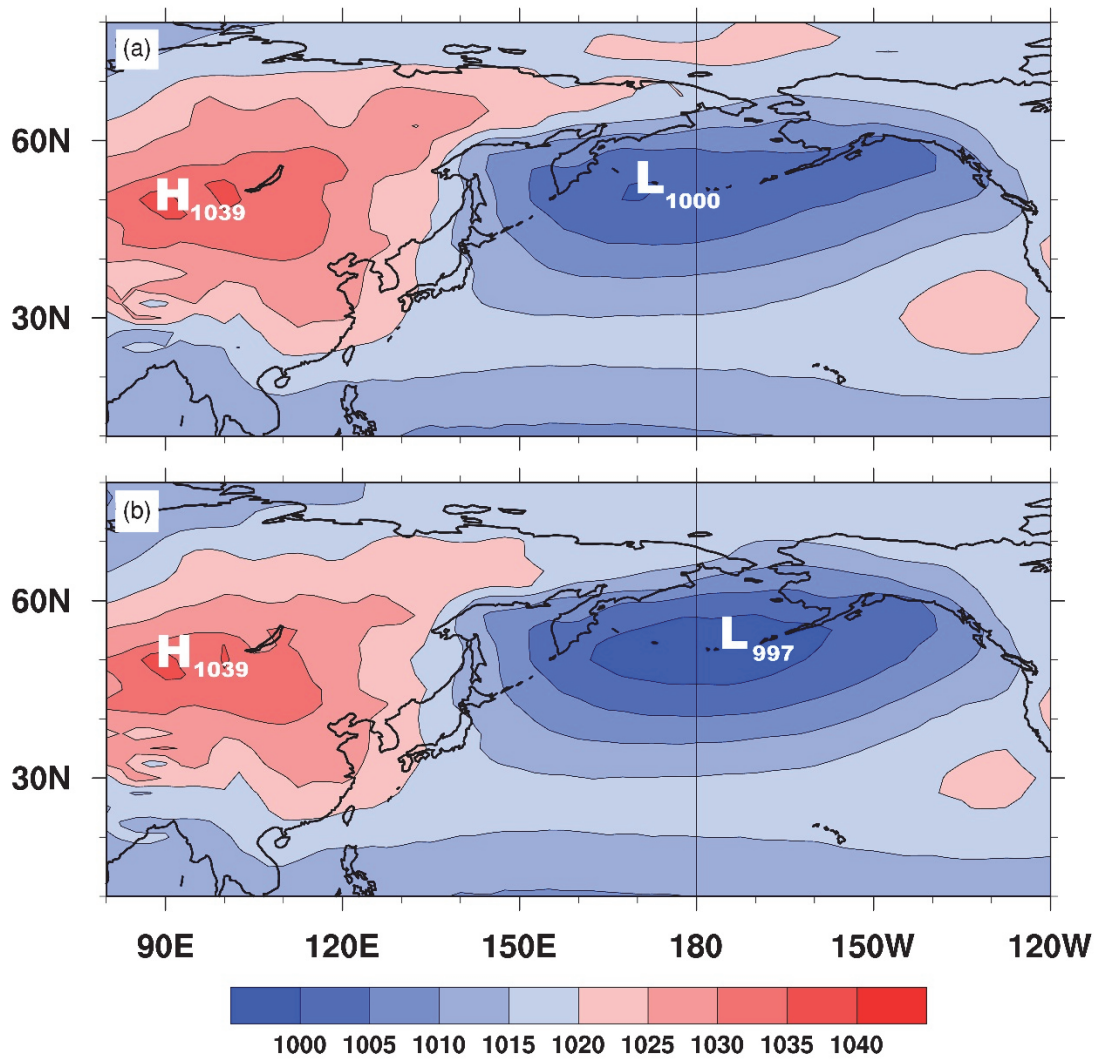


圖4.5：a為1948年至1976年（PDO為負相位）海平面氣壓場之平均，b同a，但為1977年至2006年（PDO為正相位）之平均。單位為hPa。

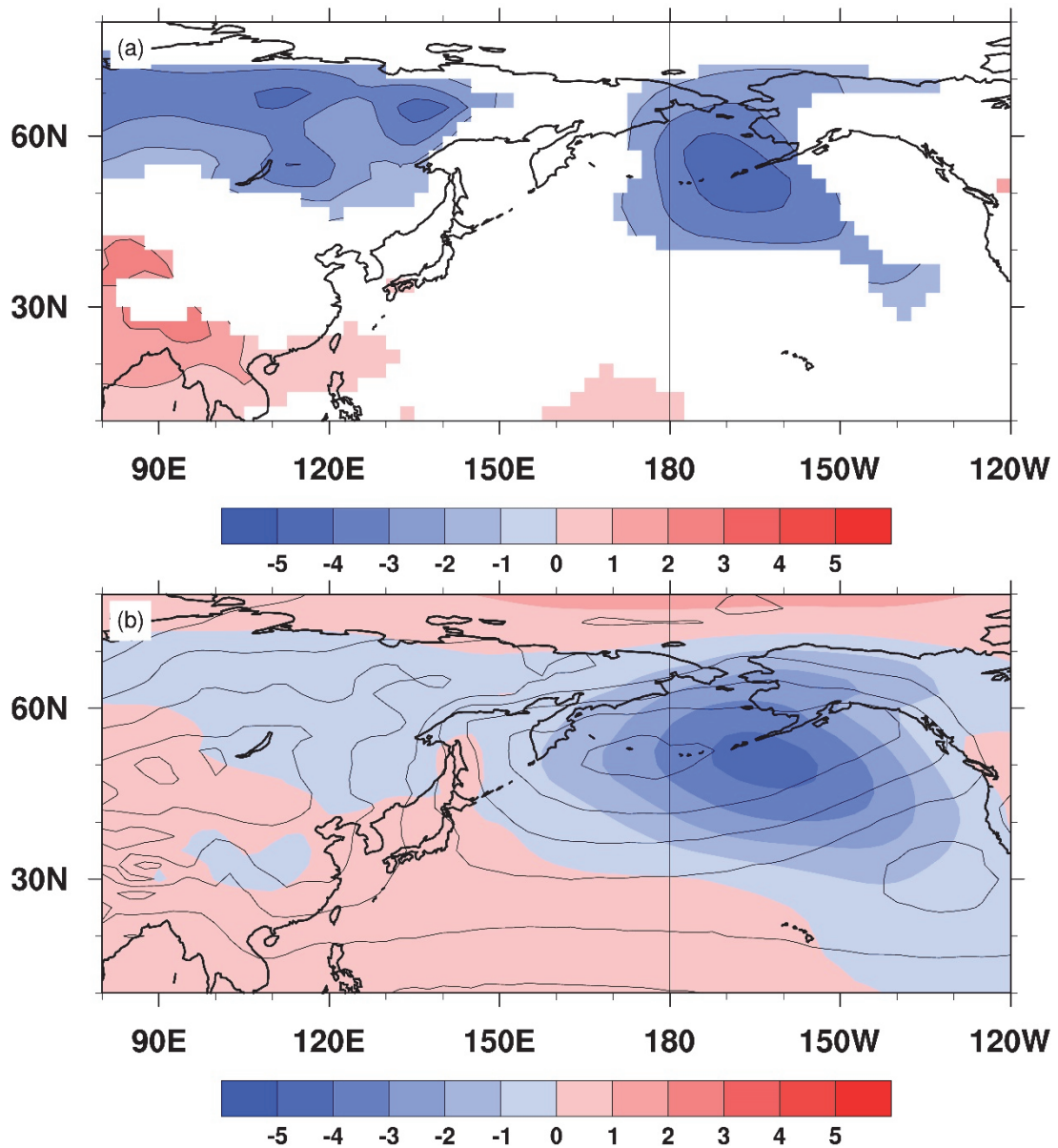


圖4.6：a為1977年至2006年平均減1948年至1976年平均的海平面氣壓場。單位為hPa。顏色覆蓋處為通過95%信心度之處，b的陰影區為PDO指數與冬季海平面氣壓的迴歸係數，等值線則為1948年至2012年之海平面氣壓場之平均。單位為hPa。顏色覆蓋處為通過95%信心度之處。

。

第五章 東亞中部冬季季風突變



本章將討論位於中緯度 B1 區的北風在 1980 年代中晚期的突變，原因是東亞主槽在 1985 年後減弱，北大西洋海平面溫度增加，導致 AO 維持正距平且讓能量傳至東亞，故使得朝鮮半島到台灣北部的北風減弱。因此，本研究認為，冬季季風的強度無法用單一指數來解釋，也沒有單一機制可以解釋東亞冬季季風之減弱。

5.1 北風與東亞主槽的突變

雖前一章解釋了高緯度的 A 區冬季低層北風，其年代際變化原因是阿留申低壓在 1976/77 年後增強，但西伯利亞高壓在過去並無變化，但在 1976/77 年後，阿留申低壓的位置開始東移，而使得西伯利亞高壓與阿留申低壓間的距離越來越遠，而這樣的位置變化，與 PDO 的相位轉變吻合。這樣的運動導致它們之間的向西海平面氣壓梯度變大（向西海平面氣壓梯度減小），因此處於它們之間的 A 區，其 850hPa 北風減弱。但在較低緯度的冬季北風，前一章並未分析其變化及原因，故在本章中，為了瞭解東亞冬季季風在中低緯度的變化，將進一步分析可能的影響機制。例如許多研究指出東亞冬季季風與西伯利亞高壓、阿留申低壓、東亞主槽以及高層西風噴流有關（Nakamura et al 2002；Jhun and Lee 2004），故應該更貼近低緯度地區來檢視其向西的海平面氣壓梯度。

由圖 3.2 可知，B1 區的位置相當靠近東亞主槽。本研究將進一步瞭解 B1 區的 850 hPa 北風與東亞主槽間的關係。圖 5.1 為冬季 B1 區 850 hPa 經向風對 500hPa 重力位高度場之相關係數，可以發現其相關係數在東亞主槽所在的位置

相當高，故 B1 區 850 hPa 經向風與東亞主槽的關係是很好的，當東亞主槽位置的 500hPa 重力位高度場減少時，東亞主槽加深，此時 B1 區的 850 hPa 北風則會變強。故接下來本研究將分析東亞主槽是否同樣在 1980 年代晚期有突變

圖 3.3 顯示 B1 區的 850 hPa 北風在 1980 年後期突然變弱，而圖 5.1 也說明了東亞主槽與 B1 區的 850 hPa 北風有相當好的正相關。而 Gao (2007) 認為東亞主槽指數 (East Asian trough index) 在 1980 年代晚期有所轉變。故本研究使用 Sun and Sun (1995) 所定義之東亞主槽指數來檢視東亞主槽是否跟 B1 區的 850 hPa 北風在 1980 年後期一樣變弱，該指數使用北緯 30° 至 45° 與東經 125° 至 145° 之 500hPa 重力位高度場平均來作為東亞主槽指數，圖 5.2 為東亞主槽指數的時間序列，可以發現東亞主槽指數年代際變化的部份 (粗黑線為 11 年之滑動平均)，在 1980 年代中晚期突然變弱。故本研究進一步使用 Rodionov (2004) 的連續演算法分析後發現此東亞主槽指數在 1985/86 有著明顯減弱的突變點，這與 B1 之北風減弱的時間點一致。而 Cui and Sun (1999) 也指出東亞主槽在 1985 年後減弱。

5.2 北極震盪

而針對 1980 年代晚期的突變，有學者認為與 AO 的相位轉變有關 (Thompson and Wallace, 1998; Overland et al., 2002; Jhun and Lee, 2004; Rodionov, 2005)。AO 指數為將北半球北緯 20° 以北的 1000 hPa 重力位高度場作經驗正交函數分析後所得的第一主成份之時間序列 (Thompson and Wallace, 1998)，當 AO 轉為正相位時，北半球極區的海平面氣壓下降，而中緯度的海平面氣壓則上升且其西風增強 (Walsh et al., 1996)，這會使得極區的冷空氣不易往南流，而造成中緯度地區的增暖 (Thompson et al., 2000; Thompson and Wallace,

2000)。而過去的研究也發現，當 AO 為正相位時，東亞冬季季風較弱 (Gong, 2001; Jeong and Ho, 2005)，而此時西伯利亞高壓、阿留申低壓與東亞主槽也都有減弱之情況 (Wu and Wang, 2002; Jhun and Lee, 2004)。



在許多前人的研究中指出，在 1980 年代晚期之後，AO 指數突然增加且持續維持正值 (Thompson and Wallace, 1998; Overland et al., 2002; Rodionov, 2005)。當 AO 為正值時，極渦的風速增強，使得北極區的冷空氣不易流至中緯度地區，進而使中緯度地區的溫度較高。而 Gong et al. (2001) 與 Wu and Wang (2002) 在其研究中指出，AO 是透過影響東亞主槽及中高緯度的行星波，進而改變東亞冬季季風的強度，導致東亞沿岸溫度改變。為了進一步討論 AO 是否與 B1 區北風及東亞主槽減弱有關，圖 5.3 為 AO 指數時間序列，由圖得知，其 11 年的滑動平均線在 1980 年代中晚期之後皆為持在正值。而再使用 Rodionov (2004) 的連續演算法分析後，也發現 AO 指數在 1986 年有著明顯增加的突變點。Lo and Hsu (2010) 認為東亞的冬季地表溫度也在 1980 年代晚期突然增暖，圖 5.4 為 B1 區的地表溫度平均的時間序列。可以發現 B1 區的地表溫度也在 1985/86 年突然增暖。故東亞主槽、AO、B1 區的地表溫度與 850 hPa 北風都在 1980 年代中晚期有突變之現象。

為了進一步瞭解 AO 與東亞主槽、B1 區的地表溫度與 850 hPa 北風之關係，圖 5.5 為冬季 500hPa 重力位高度場與 AO 指數間在年代際變化尺度上的相關係數，而圖 5.6 則為為冬季 850hPa 經向風場與 AO 指數間在年代際變化尺度上的相關係數，最後則是冬季地表溫度與 AO 指數在年代際變化尺度上的相關係數 (圖 5.7)。可由圖 5.5、圖 5.6 與圖 5.7 發現，在年代際尺度中，當 AO 處於正相位時，冬季東亞主槽會變弱、B1 區冬季低層南風距平增強 (亦即北風減弱) 且 B1 區冬季地表溫度也變暖，這樣的關係與 Jhun and Lee (2004) 的結果相當一致，東亞主槽、B1 區的地表溫度與 850 hPa 北風會被 AO 所影響。



而 AO 為何在 1987 年後持續地維持正相位，以及與東亞冬季季風的關係為何？ Lo and Hsu(2010)與羅(2010)的研究指出，由於北大西洋(30°-50°N)海平面溫度在 1986 年後增加，而使得當地大氣底層產生能量，而由駐波活動通量分析可知，能量由大氣底層傳至高層後，在經由向背移動的噴流傳至歐亞大陸，而這樣的能量造成北大西洋震盪 (North Atlantic Oscillation; NAO) 持續為正相位。且此時因 PDO 處於正相位，故 PDO 與北半球溫度相關性變差。另一方面，因北大西洋震盪 (North Atlantic Oscillation ; NAO) 的正相位提供了向高層傳遞的駐波活動通量，進而加強了原本向東傳遞的駐波活動通量，而讓能量能順著噴流進入東亞，而使得東亞溫度上升。故也使得東亞中層大氣增厚，而使得東亞主槽減弱，進一步使得 B1 區的低層北風減弱。而 Thompson and Wallace (1998) 在其研究中指出，AO 在北大西洋的結構與 NAO 非常相似，NAO 的變化就是 AO 變化的一部分。

5.3 小結

本節探討 B1 區冬季 850 hPa 經向風場在 1980 年代晚期突變，利用 Rodionov (2004) 提出之找尋突變點的連續演算法分析 B1 區冬季 850 hPa 北風風場發現，南韓到台灣北部的冬季低層北風在 1986 年後突然減弱。分析其相關性後得知，B1 區的北風與東亞主槽的相關性相當高，且東亞主槽也在 1986 年後突然減弱。也發現 AO 指數在同時間轉為正相位且維持十幾年。而依 Lo and Hsu (2010) 與羅 (2010) 的研究成果指出，因北大西洋海溫在 1987 年後增加，而使得其大氣底層產生能量且往高層傳遞以及造成 NAO 轉為正相位，再配合正相位的 NAO 提供向高層傳遞的駐波活動通量，加強了傳遞能量的強度，使其能量能傳到東亞，使東亞溫度突然增暖及減弱了東亞主槽與位於 B1 區的北風。

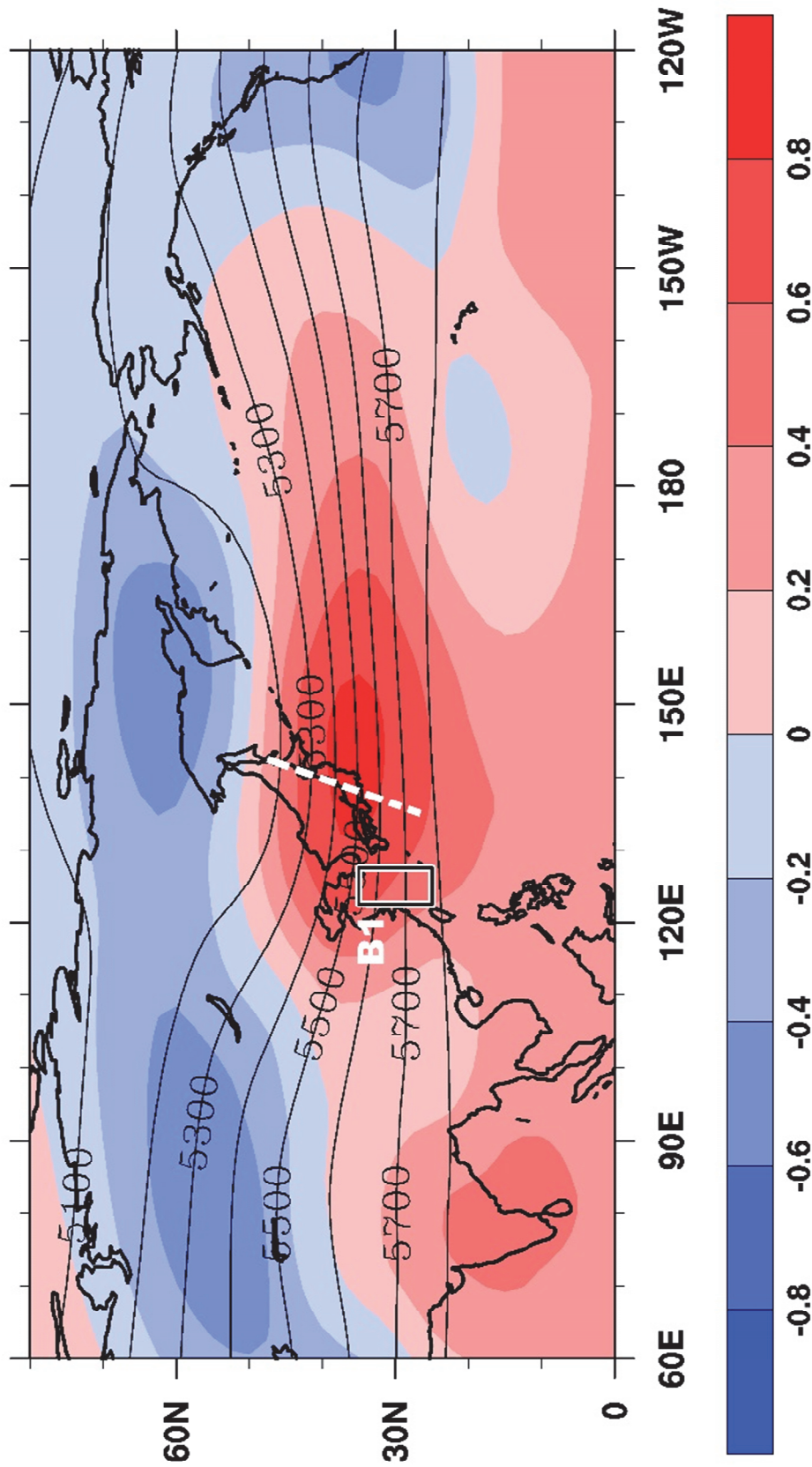


圖 5.1：陰影為冬季 BI 區南北風對 500hPa 重力位高度場之相關係數，而等值線為 500hPa 重力位高度場冬季氣候平均。白虛線則為東亞主槽所在位置。

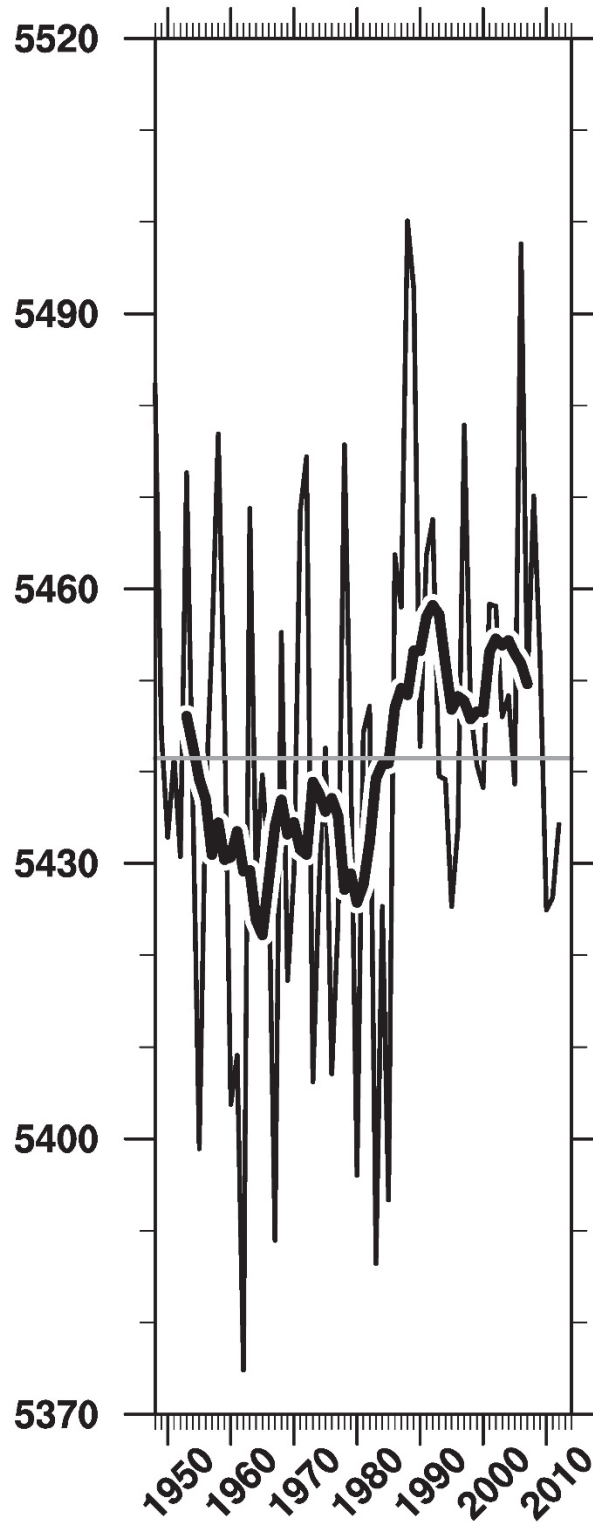


圖 5.2：東亞主槽指數的冬季時間序列，單位為公尺。細線均為年際變化，粗線為 11 年之滑動平均，灰線則為其時間序列之平均值。

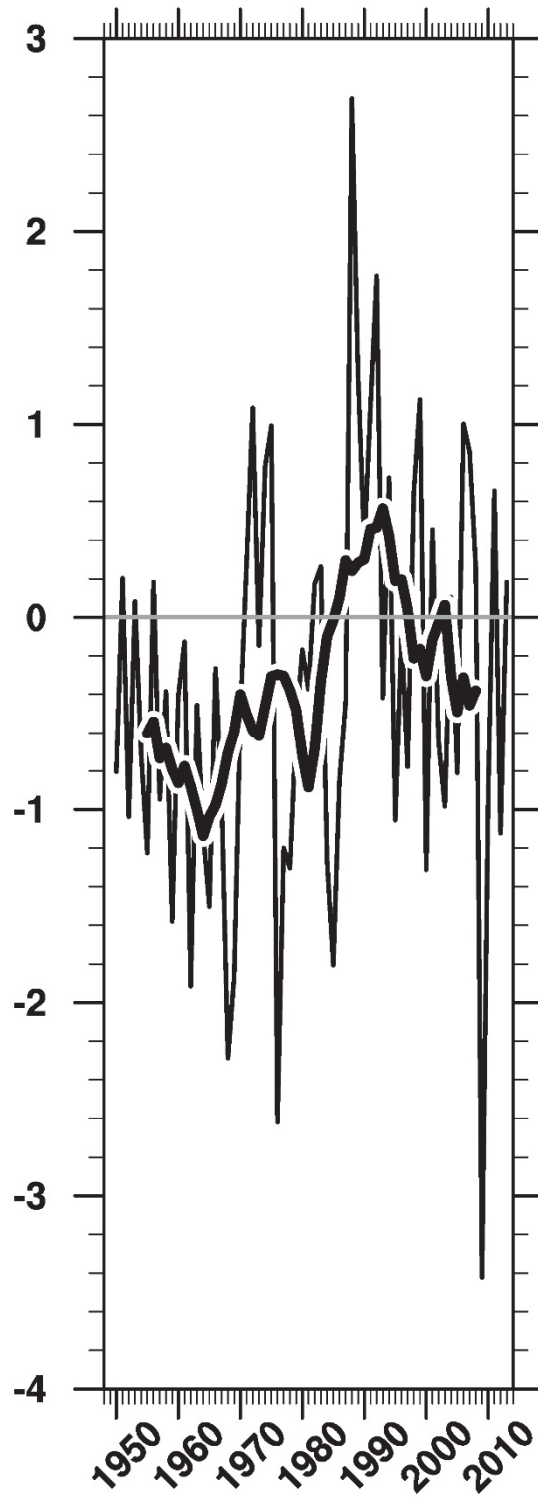


圖 5.3：同圖 5.2，但為 AO 指數。

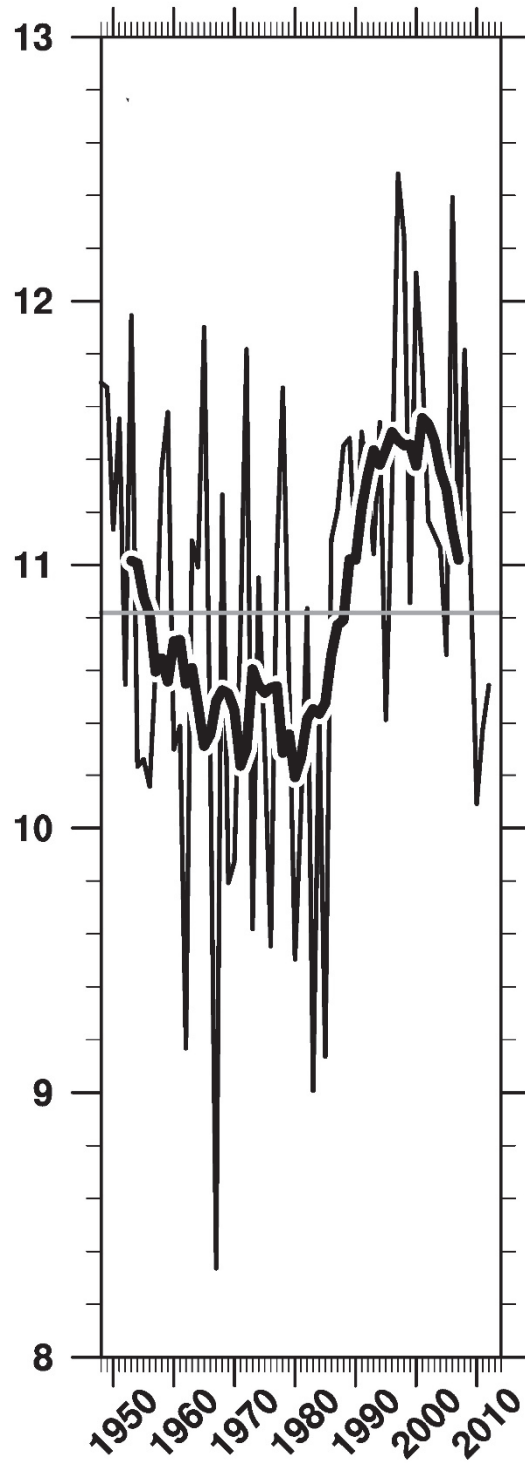


圖 5.4：同圖 5.2，但為 B1 區的地表溫度平均，單位為攝氏。

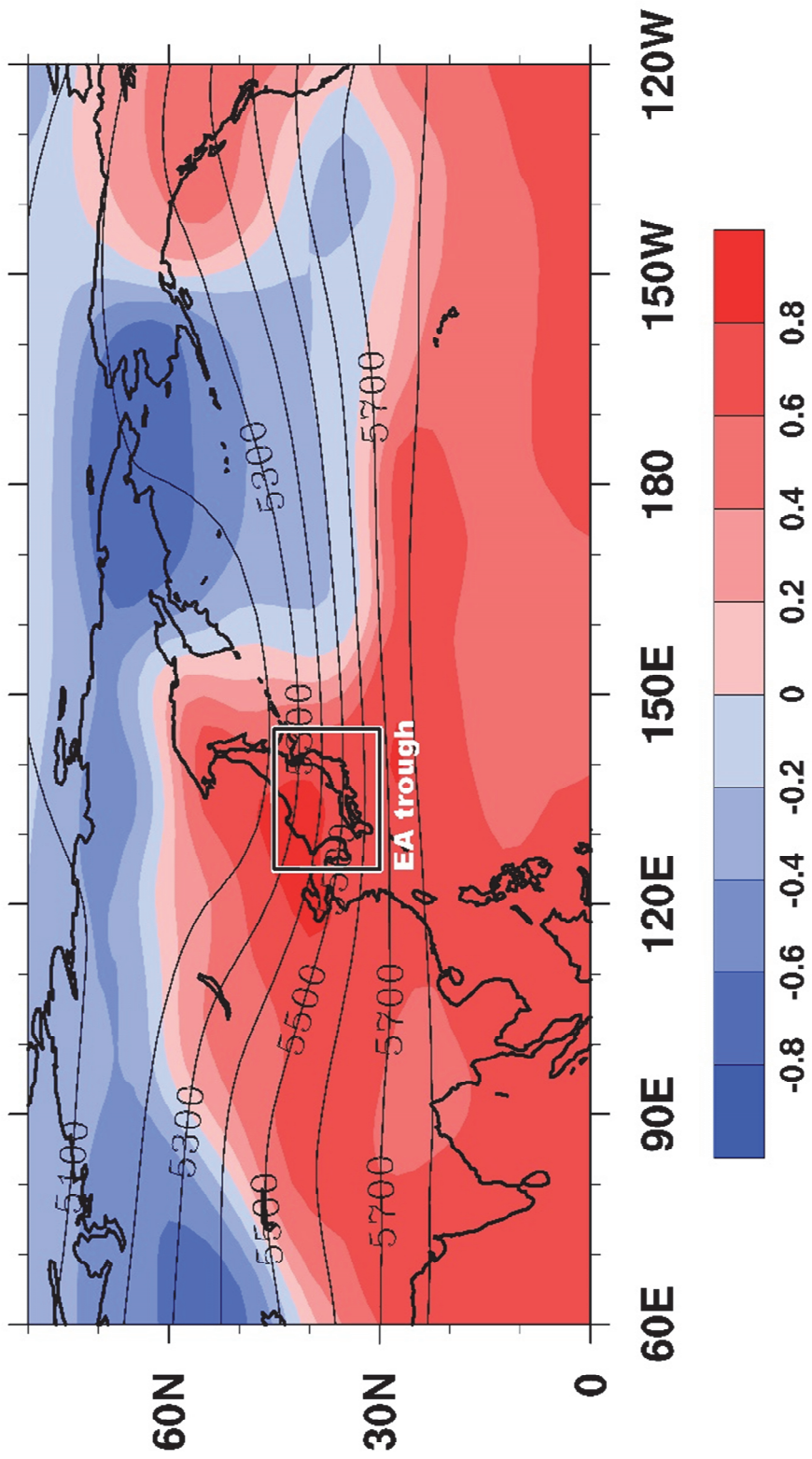


圖 5.5：陰影為冬季 500hPa 重力位高度場與 AO 指數間的相關係數（均先處理為 11 年之滑動平均再計算其相關係數），等值線則為冬季 500hPa 重力位高度場之氣候平均。



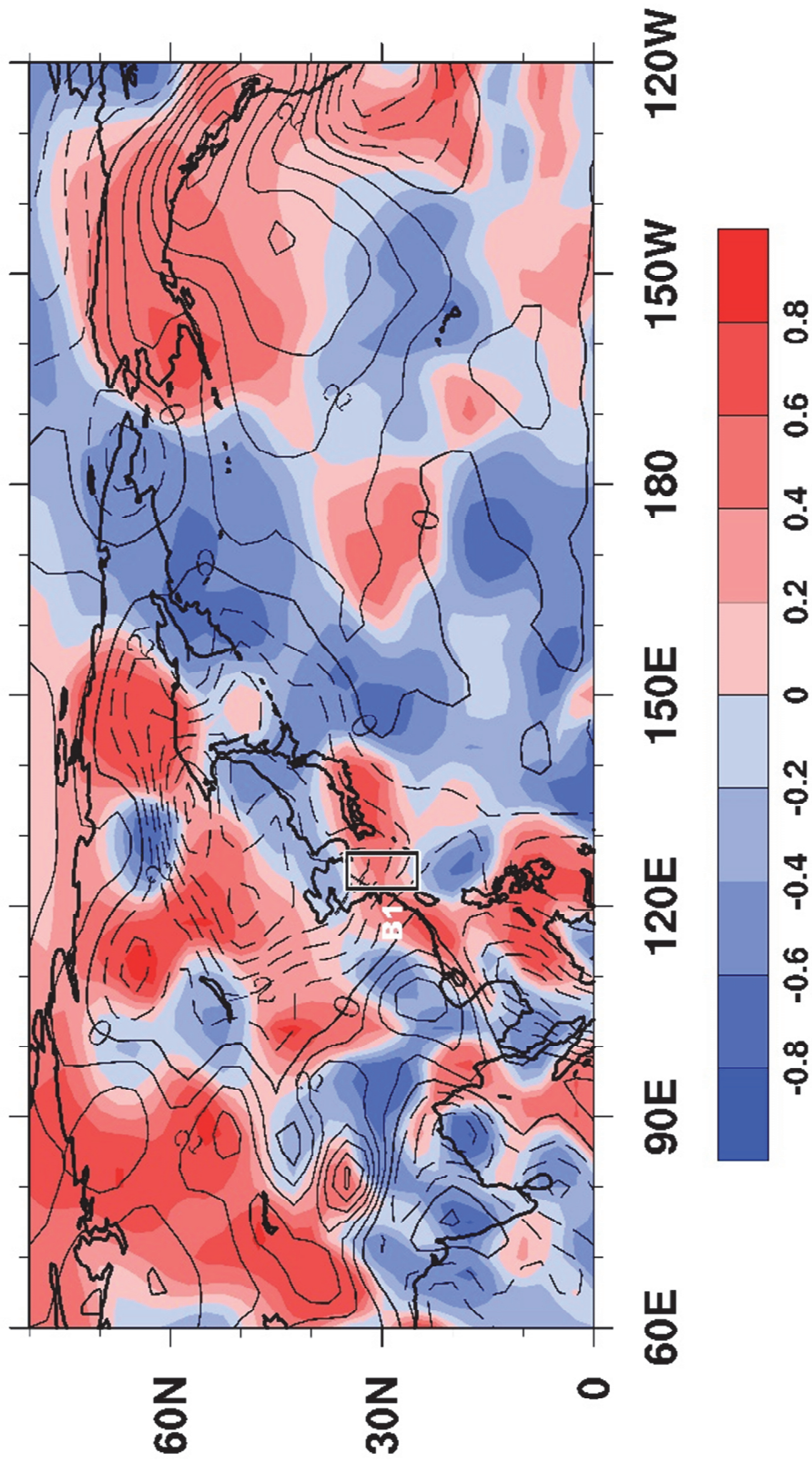


圖 5.6：同圖 5.5，但為冬季 850hPa 經向風場與 AO 指數間的相關係數，等值線則為冬季 850hPa 經向風場之氣候平均。

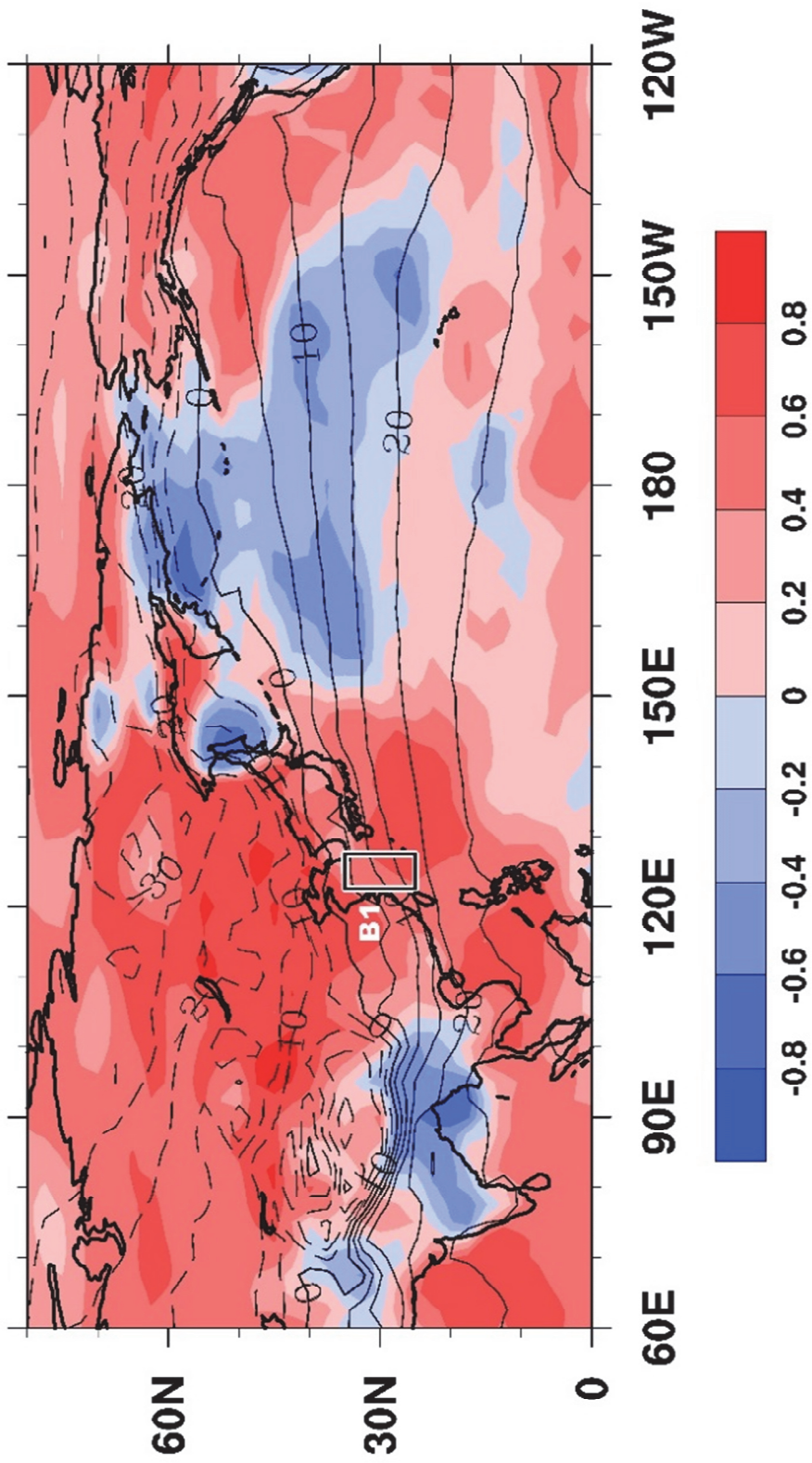


圖 5.7：同圖 5.5，但為冬季地表溫度與 AO 指數間的相關係數，等值線則為冬季地表溫度之氣候平均。



第六章 東亞南部冬季季風減弱趨勢



在前兩章已討論 A 與 B1 區冬季低層北風年代際變化與突變的原因，是來自於 PDO 的轉變與 AO 在 1986 年後轉為正相位。本章繼續探討 B2 區北風的減弱趨勢，東亞冬季季風強度在過去研究中往往都使用單一指數來描述，但在本研究中發現東亞冬季季風中，影響不同地區北風的年代際變化與趨勢，分別來自於海洋、中緯度以及熱帶的三種不同機制。本章發現最南邊 B2 區北風的年代際變化與 PDO 有關，而其減弱趨勢可能因 CP El Niño 發生頻率增加，而使得局部地區環流改變有關。

6.1 東亞南部冬季季風的年代際變化

Hung and Kao (2010) 發現北台灣以及中國華南的冬季降水增加與華南冬季北風減弱之關係，其關鍵在於華南沿海的北風減弱，這與本研究中 B2 區位置相近，但並未討論其冬季北風減弱之原因。B2 區的北風從 1948 年以後都一直呈現減弱的趨勢 (圖 3.3)，甚至到 1990 年代中期之後，其 11 年的滑動平均線還轉為南風。而比較了 A 與 B1 區的冬季低層北風可以瞭解，B2 區的冬季低層北風並沒有像 A 區冬季低層北風有年代際上的轉變，或是像 B1 區冬季低層北風的突變，其冬季低層北風更像是減弱的趨勢。再者，由於 B2 區的地理位置較為靠近熱帶，且 Wang and Zhang (2002) 曾提出，當聖嬰發生時，產生在菲律賓海的反氣旋式環流距平，會使得東亞冬季季風減弱。而 Hung et al. (2004) 指出當 PDO 處於正相位時，春季時菲律賓海會產生低層的反氣旋式環流距平，這會在臺灣東部產生西南風距平進而增加臺灣北部的春季降水，此反氣旋式環流距平在春季會產生西南風距平且減弱北風。

由前人的研究可知，B2 區的冬季低層經向風場變化可能是被 PDO 與全球暖化所影響，故本研究需要將 PDO 與全球暖化對 B2 區冬季低層經向風場的影響分開。圖 6.1 的黑線為 B2 區冬季 850 hPa 經向風場的年際變化，而紅線為北半球冬季地表溫度平均的年際變化，灰線則為 B2 區冬季 850 hPa 經向風場，其年際變化減去北半球冬季地表溫度平均的年際變化與 B2 區冬季 850 hPa 經向風場年際變化的貢獻，由圖中的灰線可猜測，其年代際變化與其相位變化的時間點與 PDO 相似。因此，圖 6.2 與圖 6.3 分別為 11 年滑動平均的圖 6.1 灰線與冬季 850 hPa 經向風場的迴歸係數與冬季 PDO 指數與冬季 850 hPa 經向風場的迴歸係數。圖 6.3 中位於東南亞沿岸的迴歸係數及其格局與圖 6.2 相當一致，尤其在 B2 區更為相近。因此可認為藍線的時間序列就是由 PDO 所貢獻，故 B2 區冬季低層經向風場的影響可分開成 PDO 與全球暖化之貢獻。

關於 PDO 對 B2 區冬季低層經向風場的影響，圖 6.4 為冬季 850 hPa 風場與冬季 PDO 指數間的迴歸係數。可以明顯發現有一反氣旋式環流距平位於菲律賓海，而這樣的環流距平使得南中國海與 B2 區產生西南風距平，這與聖嬰現象發生時在菲律賓海所產生的反氣旋式環流相當一致。而這樣的環流距平是來自於羅士培波 (Rossby wave) 對於赤道東太平洋海表面溫度距平的影響，而在菲律賓海產生局部的海氣交互作用 (Lau and Nath, 2000; Wang et al., 2000; Hsu et al., 2001; Wang and Zhang, 2002; Lau and Nath, 2003; Chou, 2004)。因此，當 PDO 處於正 (負) 相位時，此時赤道東太平洋的海溫較暖 (冷)，而讓冬季的菲律賓產生一反氣旋式 (氣旋式) 環流距平，而讓南中國海與 B2 區的冬季 850 hPa 北風變弱 (強)。

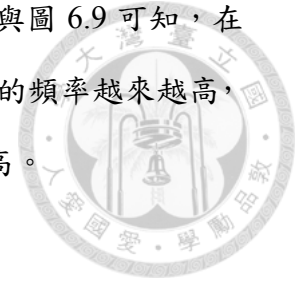
6.2 東亞南部冬季季風環流改變

在上一節本研究將對 B2 區低層北風影響的因素分拆為全球暖化的貢獻與 PDO 的影響，且探討了 PDO 對 B2 區冬季低層北風的影響，是由於 PDO 在正相位時會在菲律賓產生一低層反氣旋式距平環流，故使得 B2 區冬季低層北風減弱，接下來本研究將進一步探討全球暖化對 B2 區冬季低層北風的影響。

在圖 3.3 中可以發現，B2 區 850 hPa 冬季經向風場在 1980 年代以前，其大部分年份都吹北風，經過 11 年滑動平均後的時間序列，也都是吹北風。但在 1990 年代之後，大部分的年份卻改為吹南風，其 11 年滑動平均線也轉為南風。因此這樣的南北風向的轉變，似乎與局部地區的環流改變有關，有必要先審視其環流狀態，故先從圖 3.3 挑出 B2 區低層冬季南風最強的五個年份（分別為 1958 年、1968 年、1989 年、2002 年與 2004 年）與北風最強的五個年份（分別為 1955 年、1962 年、1964 年、1967 年與 1985 年）來檢視其環流。圖 6.5 與 6.6 為冬季南風與北風最強的五個年份的冬季 850 hPa 風場與重力位高度場之平均及其合成分析，由圖可知，當 B2 區冬季低層不論吹南風還是北風時，有一反氣旋式環流壟罩在南中國海北部與臺灣東部海面，但是在吹北風時，其反氣旋式環流中心在 B2 區的西側；而吹南風時，反氣旋式環流中心則在 B2 區的東側。而進一步分析兩圖的差異（圖 6.7）可以發現 B2 區出現南風距平且有一反氣旋式環流距平出現在日本海。若直接看所有 B2 區低層吹南風與北風的合成分析（圖 6.8）也可以得到相同的結論。

經過圖 6.5 至圖 6.8 的分析後可以歸納出 B2 區低層吹南風或北風的關鍵在於其低層反氣旋式環流中心的位置。為了進一步確認反氣旋式環流中心位置與 B2 區低層吹南風或北風的關係，圖 6.9a 與 b 分別為 B2 區冬季 850 hPa 吹南北風的年份與冬季 850 hPa 反氣旋式環流中心位置的年份，可以發現當冬季 850 hPa 反氣旋式環流中心在 B2 區東側時，B2 區當年幾乎都是吹南風（1959 年例外），而其反氣旋式環流中心不論是在 B2 區的西北側、西側或是在 B2 區

上，B2 區當年幾乎都是吹北風（1959 年例外）。且由圖 3.3 與圖 6.9 可知，在 B2 區冬季低層北風減弱的趨勢下，B2 區冬季低層吹南風年份的頻率越來越高，而反氣旋式環流中心位置出現在 B2 區東側的頻率也越來越高。



為了進一步檢視在這樣環流改變的狀態下，其平均背景場的改變。圖 6.10a 與 b 分別為反氣旋式環流中心在 B2 區西北側、西側或 B2 區內的合成分分析及反氣旋式環流中心在 B2 區東側的合成分析，由圖可知當反氣旋環流中心在 B2 區西北側、西側或 B2 區內時，B2 區是吹北風，而反氣旋環流中心在 B2 區東側時，B2 區是吹南風。圖 6.10c 與 d 分別為 1963 年至 1987 年之冬季 850 hPa 風場與重力位高度場平均與 1988 年至 2012 年之冬季 850 hPa 風場與重力位高度場平均，而圖 6.11a 到 d 分別為 1963 年至 1987 年當 B2 區冬季 850 hPa 吹北風時的合成分析、1963 年至 1987 年當 B2 區冬季 850 hPa 吹南風時的合成分析、1988 年至 2012 年當 B2 區冬季 850 hPa 吹北風時的合成分析與 1988 年至 2012 年當 B2 區冬季 850 hPa 吹南風時的合成分析。透過不同年代的平均發現，反氣旋式環流中心在後期（1988 年至 2012 年）也是在 B2 區的東側。而進一步分析反氣旋環流中心在 B2 區西北側、西側或 B2 區內以及反氣旋環流中心在 B2 區東側時在不同時期（1963 年至 1987 年與 1988 年至 2012 年）的狀態（圖 6.11），可以發現不論是哪個時期，只要反氣旋環流中心在 B2 區西北側、西側或 B2 區內時，B2 區是吹北風，反氣旋環流中心在 B2 區東側時，B2 區是吹南風。但檢視反氣旋中心在不同位置且不同年代的差異（圖 6.12）可以發現，一樣是反氣旋中心在 B2 區東側時，在前期（1963 年至 1987 年）是由於菲律賓東方有反氣旋式環流距平且中國有一氣旋式環流距平而使得 B2 區冬季低層吹南風；而在後期（1988 年至 2012 年）則是因為南中國海南部的反氣旋式環流距平與壟罩在東亞大陸上的氣旋式環流距平所造成，而造成這樣背景氣候場的差異可能與全球暖化有關。

由圖 6.12 可以發現，使得 B2 區冬季低層吹南風的反氣旋式環流距平，其位置在不同年代有所差異，在 1967 年至 1989 年間，其反氣旋式環流距平在菲律賓東側，但在 1990 年至 2012 年時，反氣旋式環流距平則跑到南中國海。在 1967 年至 1989 年的反氣旋式環流距平的位置與聖嬰年所發生的距平位置相近，故在 1990 年代後聖嬰是否也發生轉變而導致其反氣旋式環流距平位置產生改變。Kao and Yu (2009) 使用正交經驗函數與迴歸分析將聖嬰現象分為 EP El Niño 與 CP El Niño。而關於此兩種聖嬰的成因，EP El Niño 與赤道上的溫躍層變化比較有關；而 CP El Niño 則與 PMM 現象有關。本研究參考 Yu et al. (2012) 定義之 EP El Niño 與 CP El Niño 年，將圖 6.9a 中的 EP El Niño 與 CP El Niño 年標注出來 (E 為 EP El Niño 年，C 則為 CP El Niño 年)，由圖可知除了 1972/73 年、1982/83 年與 1997/98 年的超強聖嬰年之外，絕大部分的 CP El Niño，B2 區的冬季 850 hPa 均吹南風；而 EP El Niño 年，B2 區的冬季 850 hPa 則吹北風。而且在 1990 年代後，CP El Niño 與 B2 區冬季 850 hPa 吹南風事件的頻率都增加。Yu et al. (2015) 也提到，在 1990 年後 CP El Niño 的發生頻率增加。

由上述可知 B2 區冬季低層吹南風與 CP El Niño 的發生可能有很大的關係，故接下來將透過 EP El Niño 與 CP El Niño 的合成分析來探討與 B2 區 850 hPa 風場之關係。圖 6.13 為 CP El Niño 與 EP El Niño 冬季 850 hPa 風場與 850 hPa 重力位高度場的合成分析，可以發現當 CP El Niño 時，冬季 850 hPa 反氣旋式環流中心在 B2 的東側，故使得 B2 區冬季低層風場吹南風；而 EP El Niño 發生時，冬季 850 hPa 反氣旋式環流中心在 B2 的西側，使得 B2 區冬季低層風場吹北風。

6.3 小結與討論

此章探討了位於東亞沿岸低緯度地區的 B2 區，其 850 hPa 北風風場的年代際變化與減弱趨勢，因 Wang and Zhang (2002) 曾提出，菲律賓海會在當聖嬰發生時，產生反氣旋式環流距平，這會使得東亞冬季季風減弱。而 Hung et al. (2004) 指出當 PDO 處於正相位時，菲律賓海也會產生相同的低層反氣旋式環流距平。故 B2 區冬季 850 hPa 北風的年代際變化，是受到 PDO 所影響，當 PDO 轉為正（負）相位時，此時赤道東太平洋的海溫較暖（冷），會在菲律賓產生一反氣旋式（氣旋式）環流距平，而此反氣旋式（氣旋式）環流距平會使得位於東亞沿岸低緯度地區的 B2 區，其低層的冬季北風減弱（增強）。

而在 B2 區 850 hPa 冬季北風減弱的部份，可以發現在 1990 年代後，其 11 年滑動平均已轉為南風，且吹南風年份出現的頻率越來越高。而透過 B2 區冬季低層吹南風與吹北風的合成分析發現，當 B2 區冬季低層吹南（北）風時，反氣旋式環流中心位置在 B2 區的東側（西北側、西側或 B2 區上），而且 1990 年代後，反氣旋式環流中心出現在 B2 區東側的頻率也越來越多。Yu et al. (2015) 認為在 1990 年代初期後，因為 AMO 轉為正相位，而使得 PMM 變得活躍，進一步讓 CPEI Niño 發生頻率增加。此外，在全球暖化的狀態下，在副熱帶東太平洋的海氣交互作用變得較為活躍，也使得 CP El Niño 發生頻率增加。而 CP El Niño 發生頻率的增加，造成 B2 區吹南風的背景環流場發生改變。而關於在全球暖化下，印度洋-海洋大陸的海表面溫度也跟著上升，使得局部地區環流場發生變化與冬季季風的改變，Kimoto (2005) 使用模式驗證，在全球暖化的情境下，東亞冬季季風會減弱，其原因為在暖化的情境下，歐亞大陸上的行星波會變得較淺且北移。而 Hori and Ueda (2006) 與 Hu et al. (2000) 也使用海氣耦合模式提出在全球暖化的情境下，哈德里胞會減弱，且冬季的東亞高層噴流也會變弱且東移。此外，中層的東亞主槽也會減弱且向東移動 (Xu et al. 2016)。

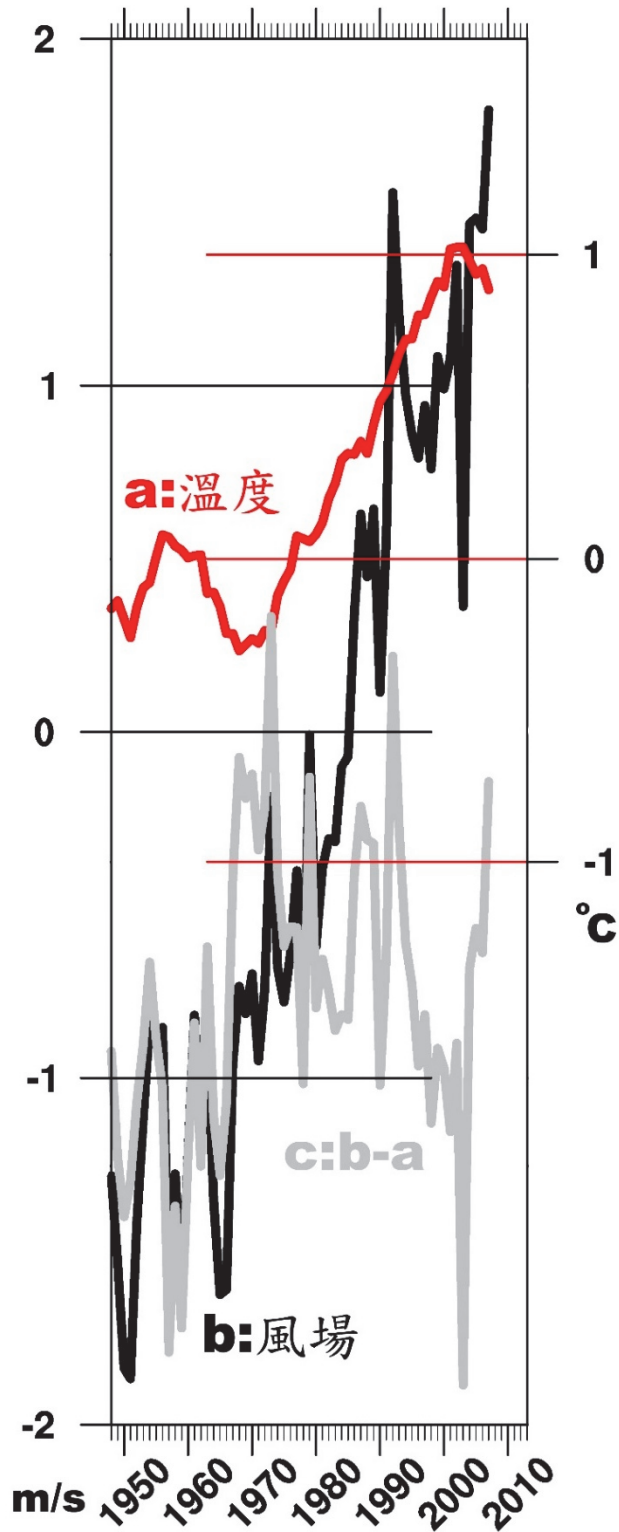


圖 6.1：黑線為 B2 區冬季 850 hPa 經向風場的年際變化，紅線為北半球冬季地表溫度平均的年際變化，灰線則為 B2 區冬季 850 hPa 經向風場的年際變化減去北半球冬季地表溫度平均年際變化對 B2 區冬季 850 hPa 經向風場年際變化的貢獻（計算北半球冬季地表溫度平均與 B2 區冬季 850 hPa 經向風場間的迴歸係數，再將此迴歸係數乘上 B2 區冬季 850 hPa 經向風場的時間序列）。黑線與灰線對應左側的 Y 軸，紅線則對應右側的 Y 軸。

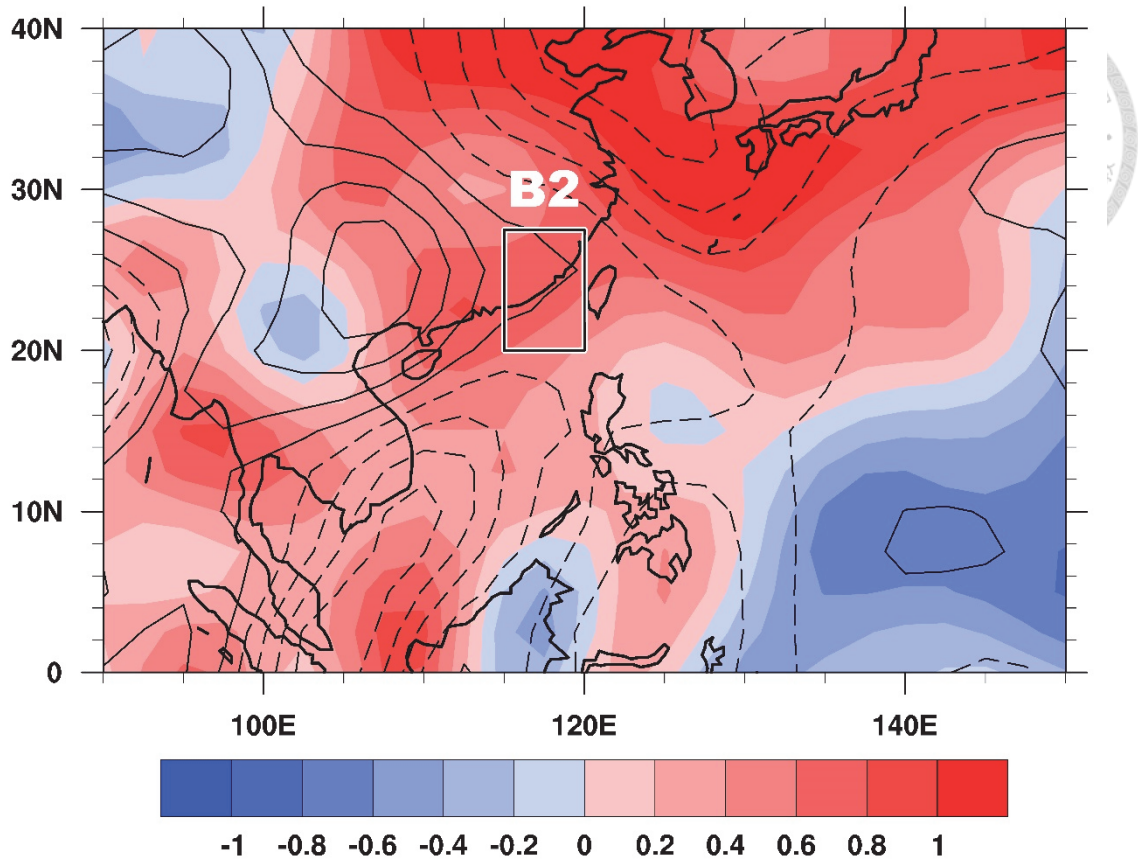


圖 6.2：圖 6.1(a)灰線與冬季 850 hPa 經向風場的迴歸係數，等值線為冬季 850 hPa 經向風場之氣候平均。

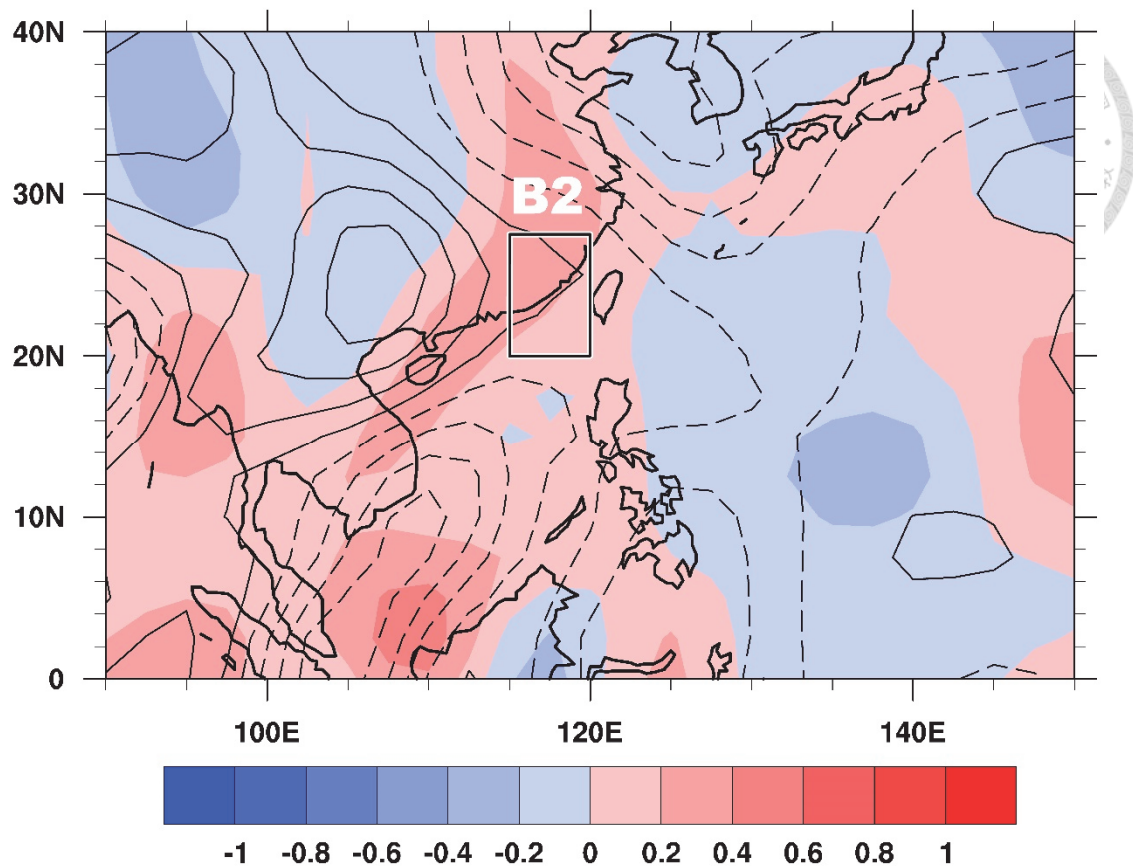


圖 6.3：11 年滑動平均的冬季 PDO 指數與冬季 850 hPa 經向風場的迴歸係數，等值線為冬季 850 hPa 經向風場之氣候平均。

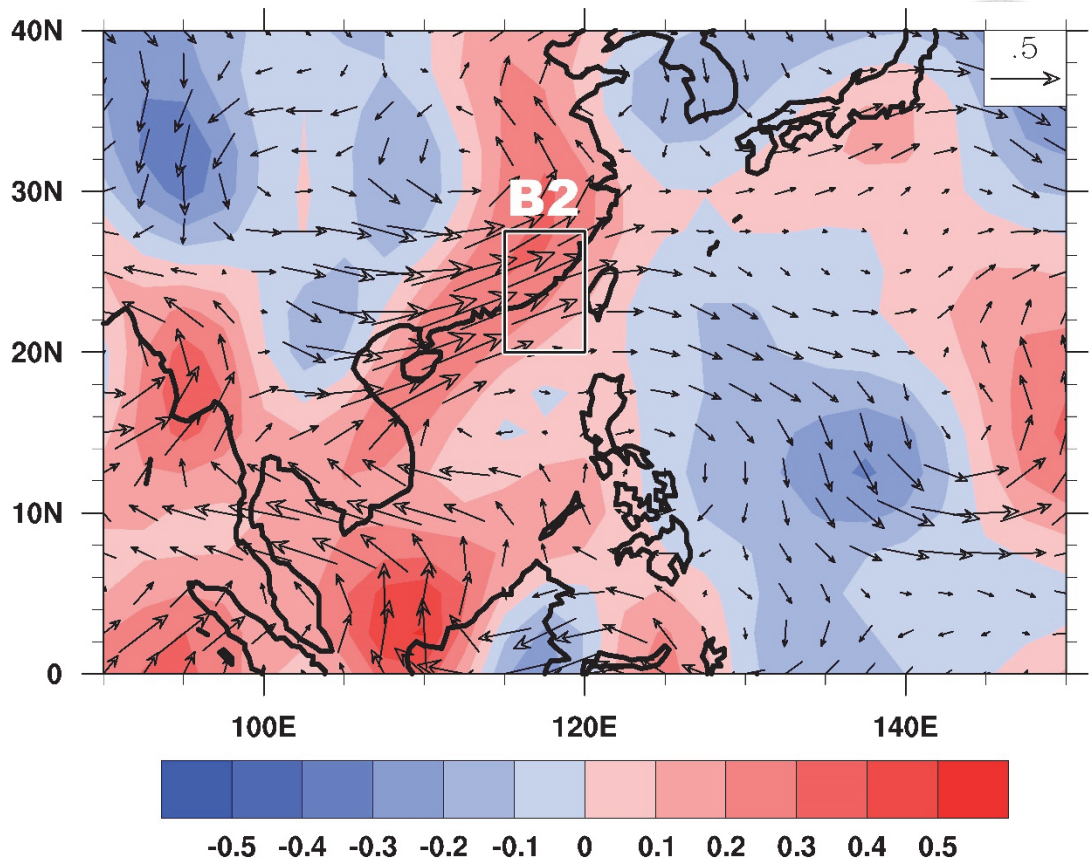


圖 6.4：箭頭與陰影分別為冬季 850 hPa 風場與冬季 850 hPa 經向風場與 PDO 指數間的迴歸係數。

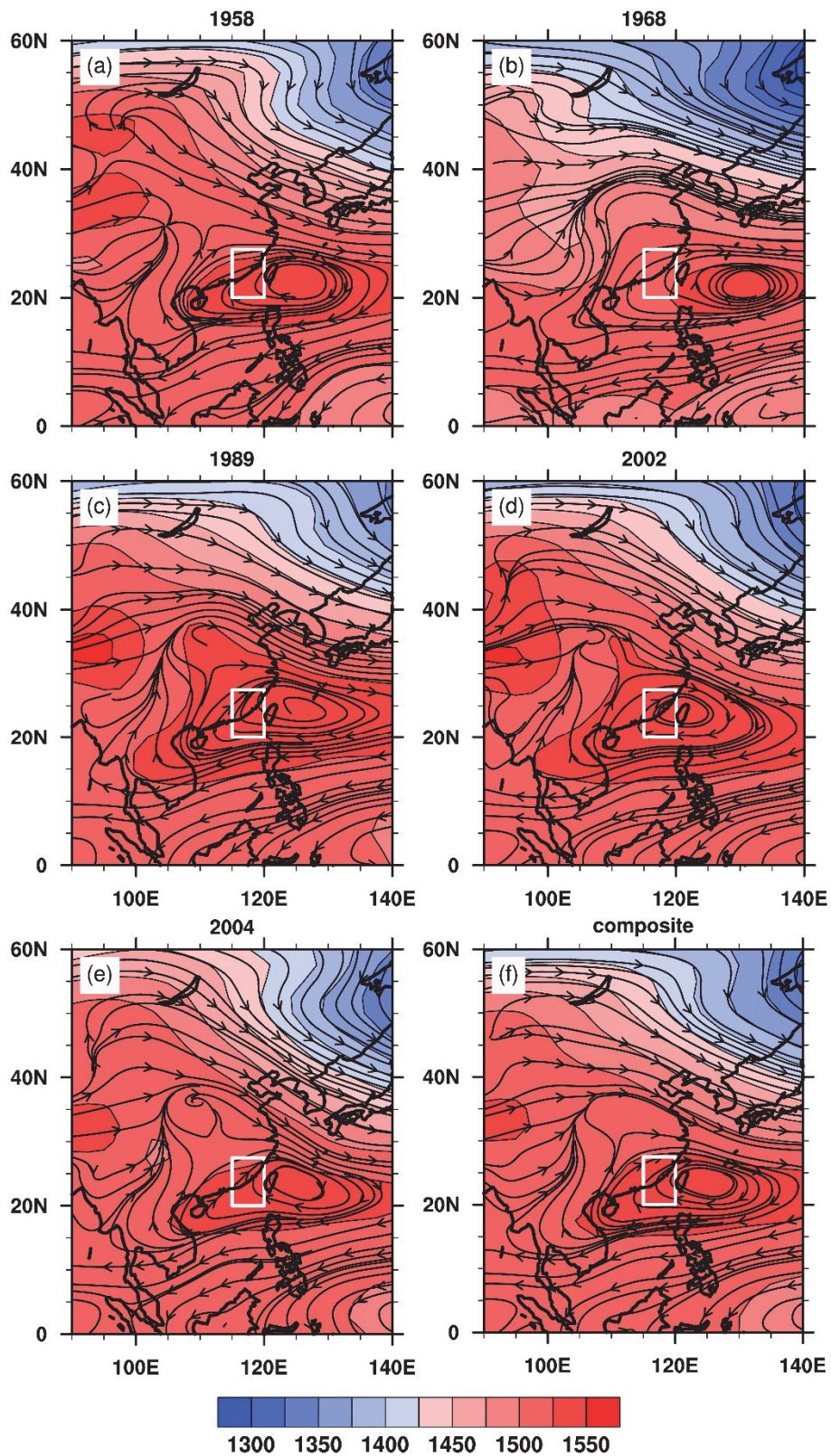


圖 6.5：a 至 e 分別為 1958 年、1968 年、1989 年、2002 年與 2004 年冬季 850 hPa 風場與重力位高度場之平均，f 則為上述 5 年冬季 850 hPa 風場與重力位高度場之合成分析。白框為 B2 區的範圍。

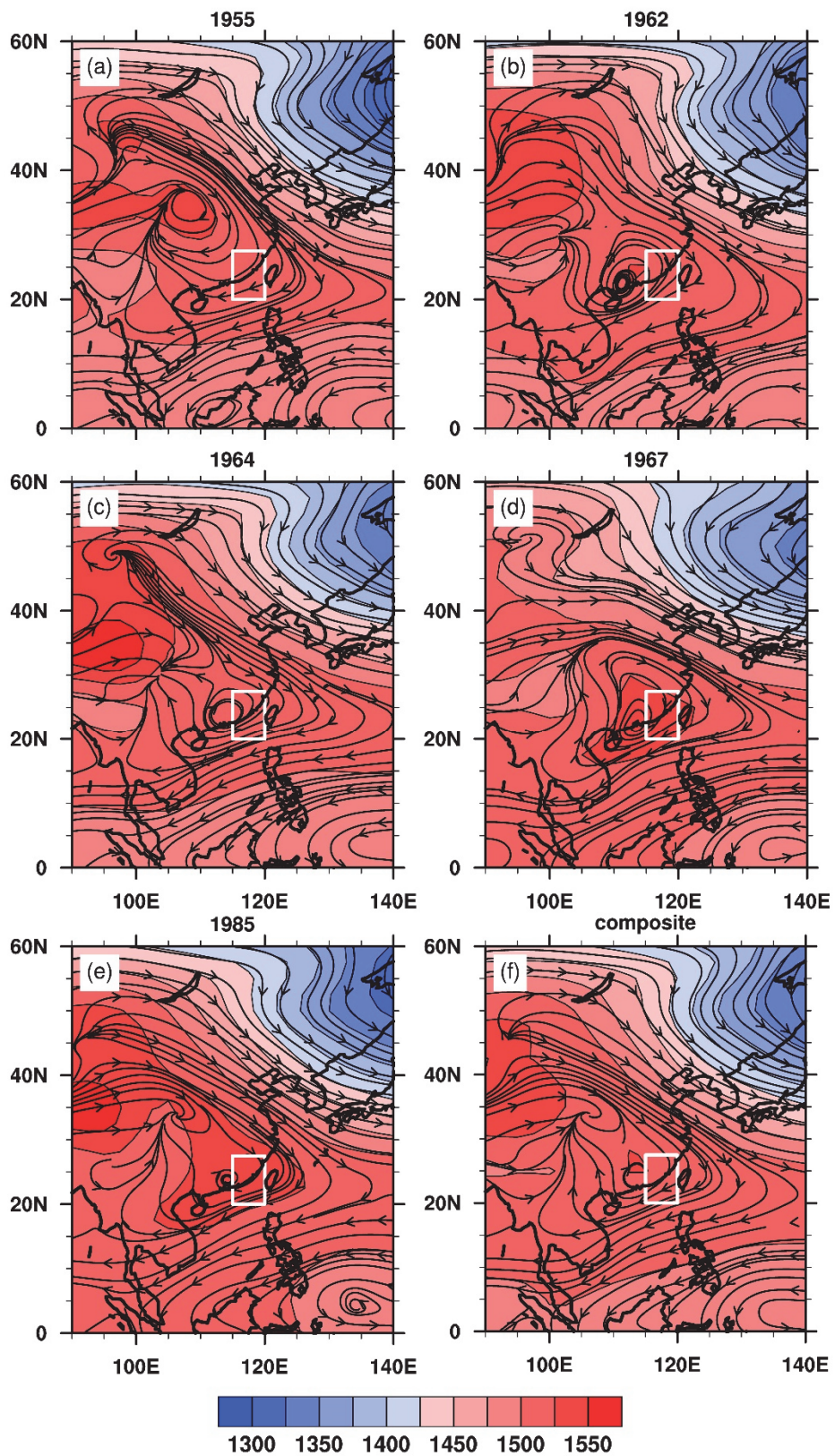


圖 6.6：同圖 6.5，但 a 至 e 分別為 1955 年、1962 年、1964 年、1967 年與 1985 年，f 則為上述 5 年冬季 850 hPa 風場與重力位高度場之平均。

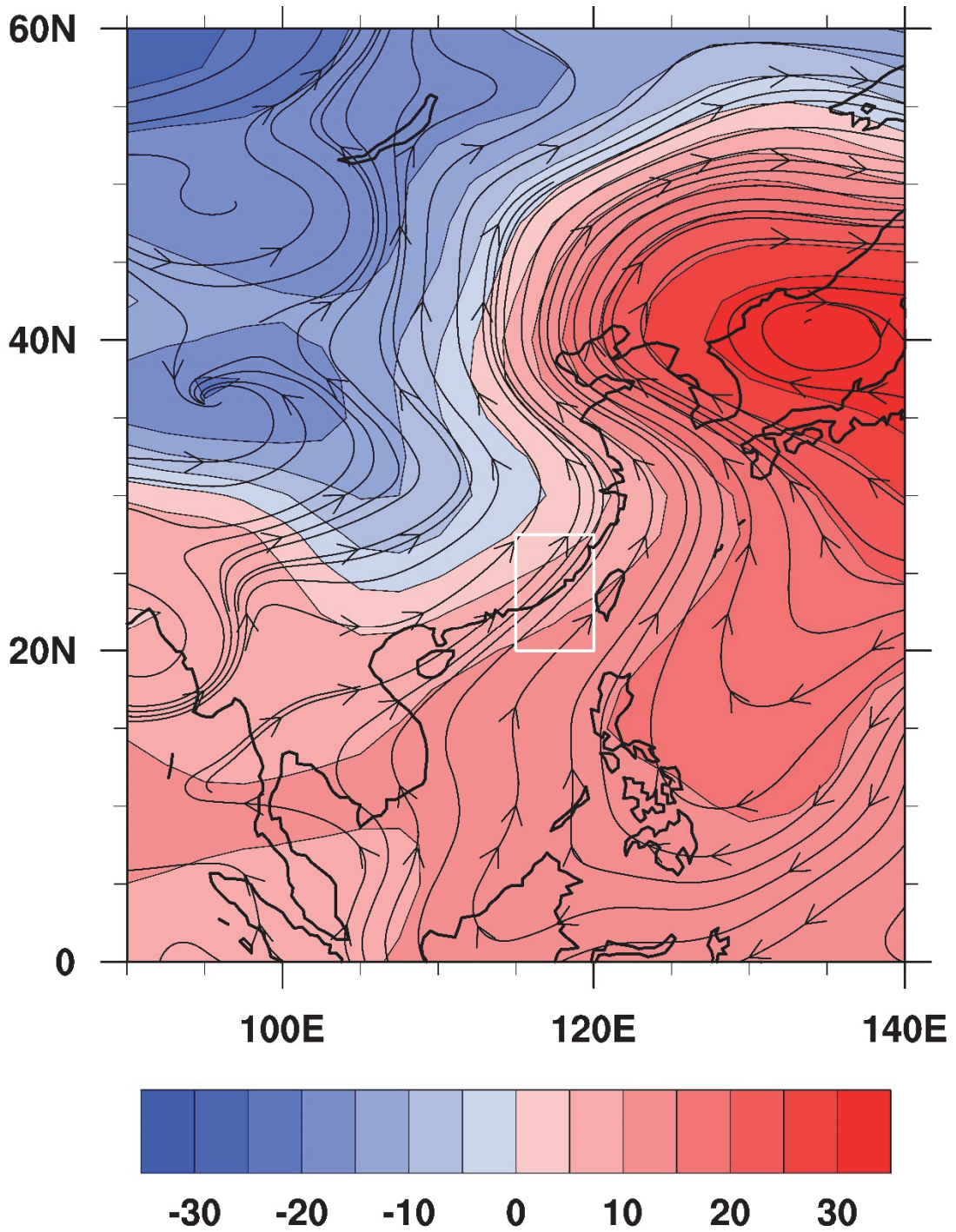


圖 6.7：為 1958 年、1968 年、1989 年、2002 年與 2004 年冬季 850 hPa 風場與重力位高度場之合成分析減去 1955 年、1962 年、1964 年、1967 年與 1985 年冬季 850 hPa 風場與重力位高度場之合成分析。白框為 B2 區的範圍。

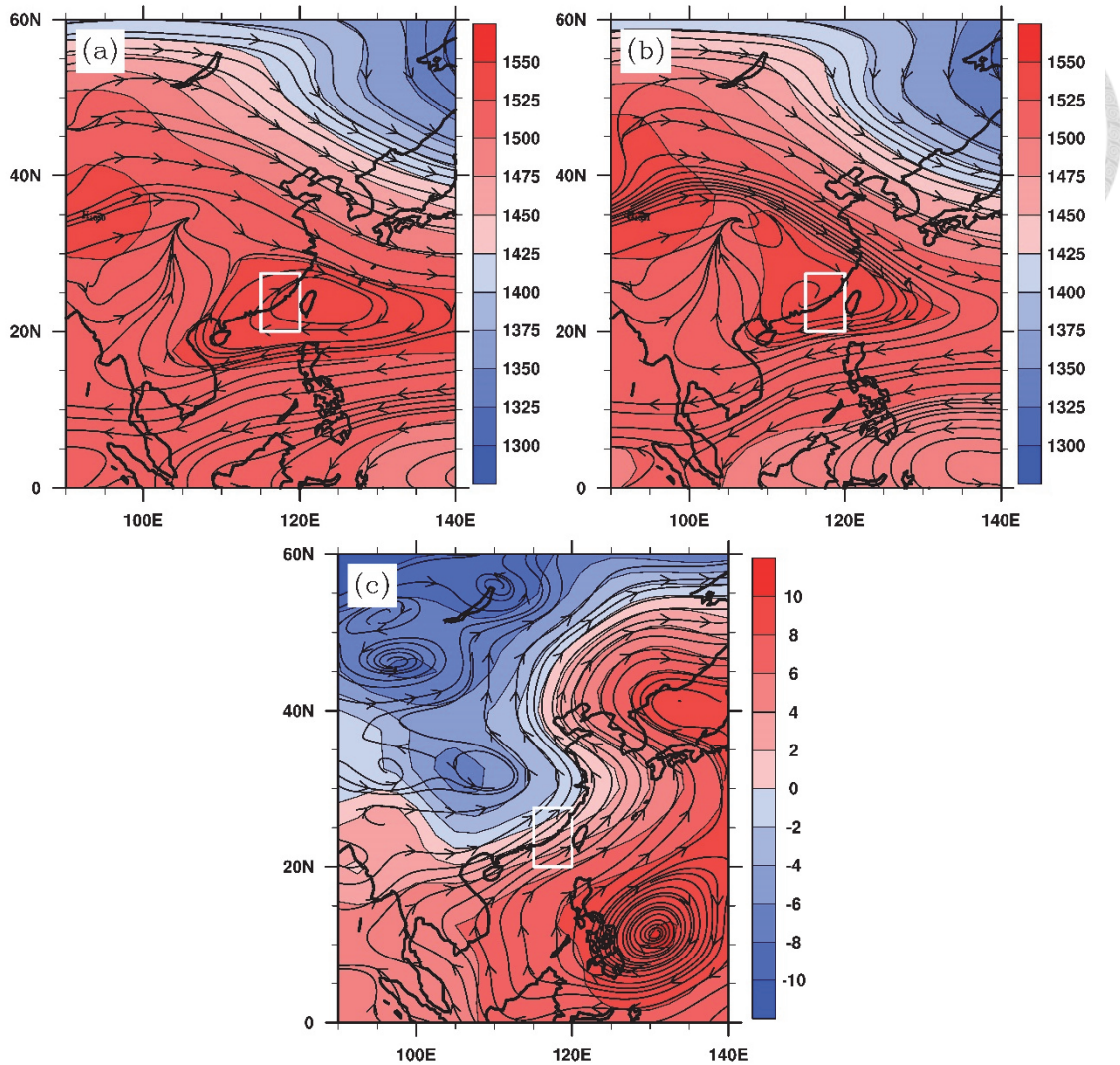


圖 6.8：為冬季冬季 850 hPa 風場與重力位高度場，a 為 B2 區 850 hPa 風場吹南風時的合成分析，b 為 B2 區 850 hPa 風場吹北風時的合成分析，c 為 B2 區 850 hPa 風場吹南風時減去 B2 區 850 hPa 風場吹北風的合成分析。白框為 B2 區的範圍。

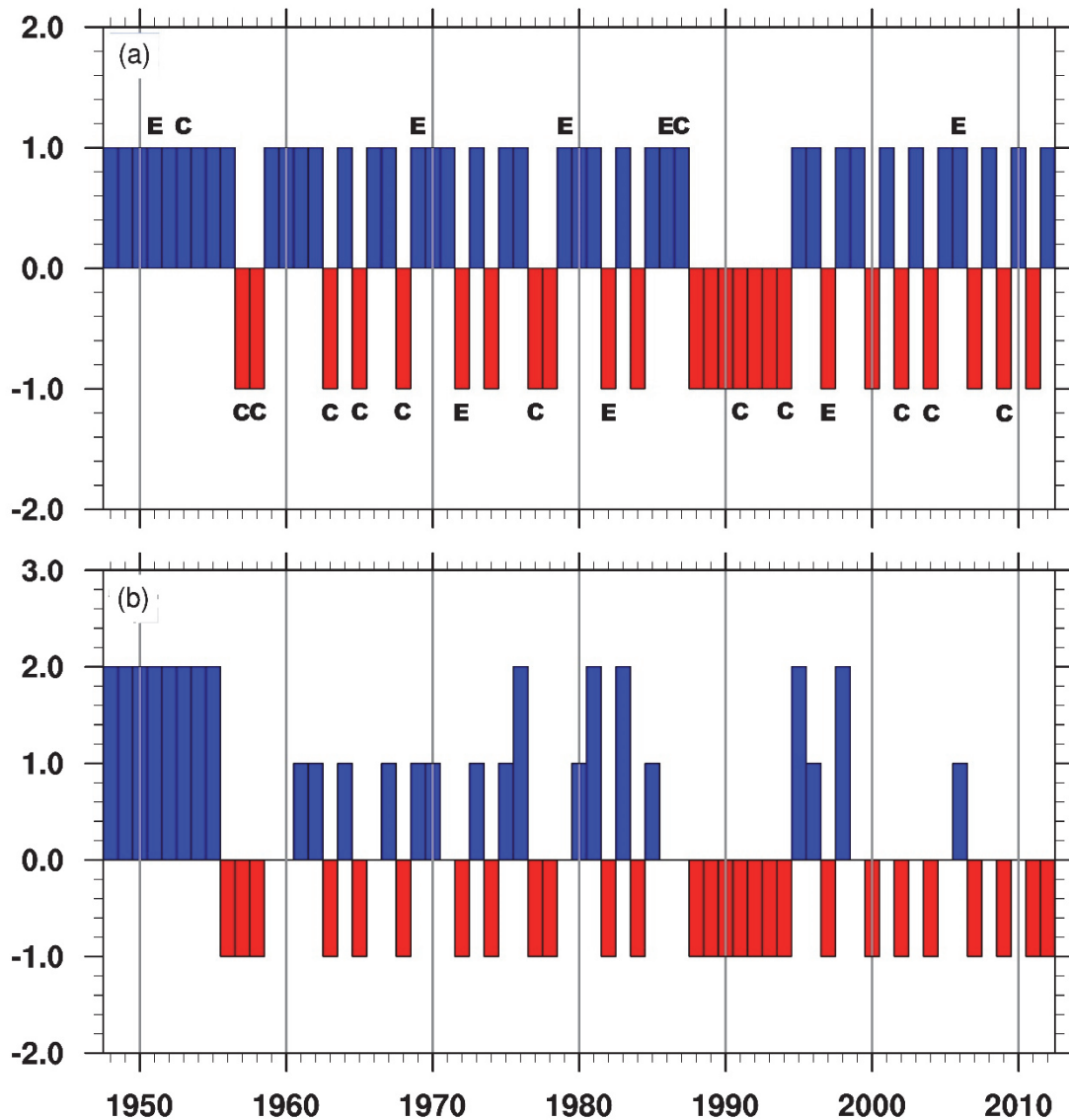


圖 6.9：a 為 B2 區冬季 850 hPa 吹南北風的年份，藍色直條代表 B2 區 850 hPa 吹北風，紅色直條代表 B2 區 850 hPa 吹南風。E 代表當年為 EP El Niño 年，C 則為 CP El Niño 年。b 為冬季 850 hPa 反氣旋式環流中心位置的年份，值為 2.0 代表中心在 B2 區西北側，值為 1.0 代表中心在 B2 區西側，值為 0.0 代表中心在 B2 區上，值為 -1.0 代表中心在 B2 區東側。

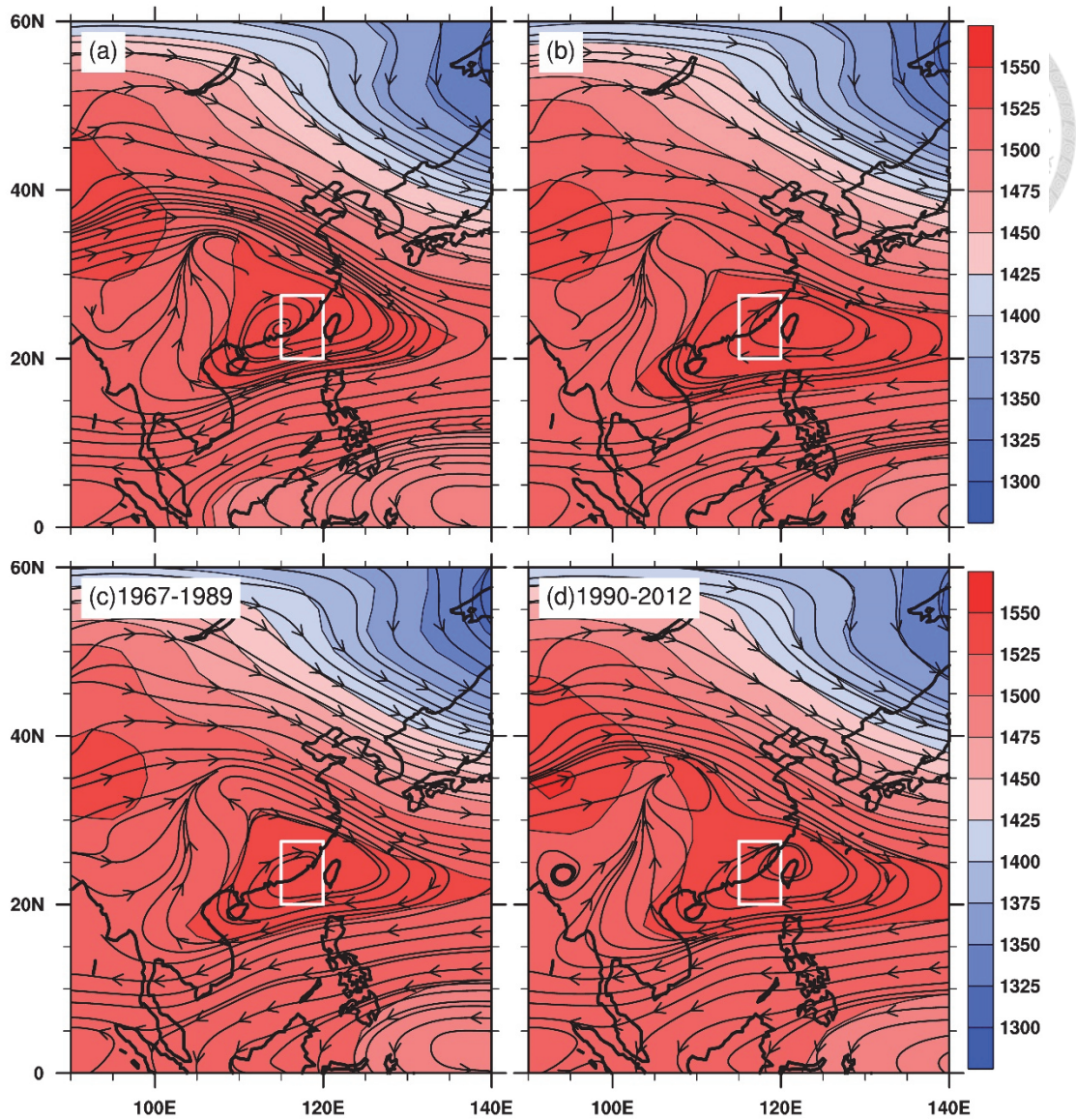


圖 6.10：為冬季 850 hPa 風場與重力位高度場，a 為反氣旋式環流中心在 B2 區西北側、西側或 B2 區內的合成分析，b 為反氣旋式環流中心在 B2 區東側的合成分析，c 為 1967 年至 1989 年之平均，d 為 1990 年至 2012 年之平均。白框為 B2 區的範圍。

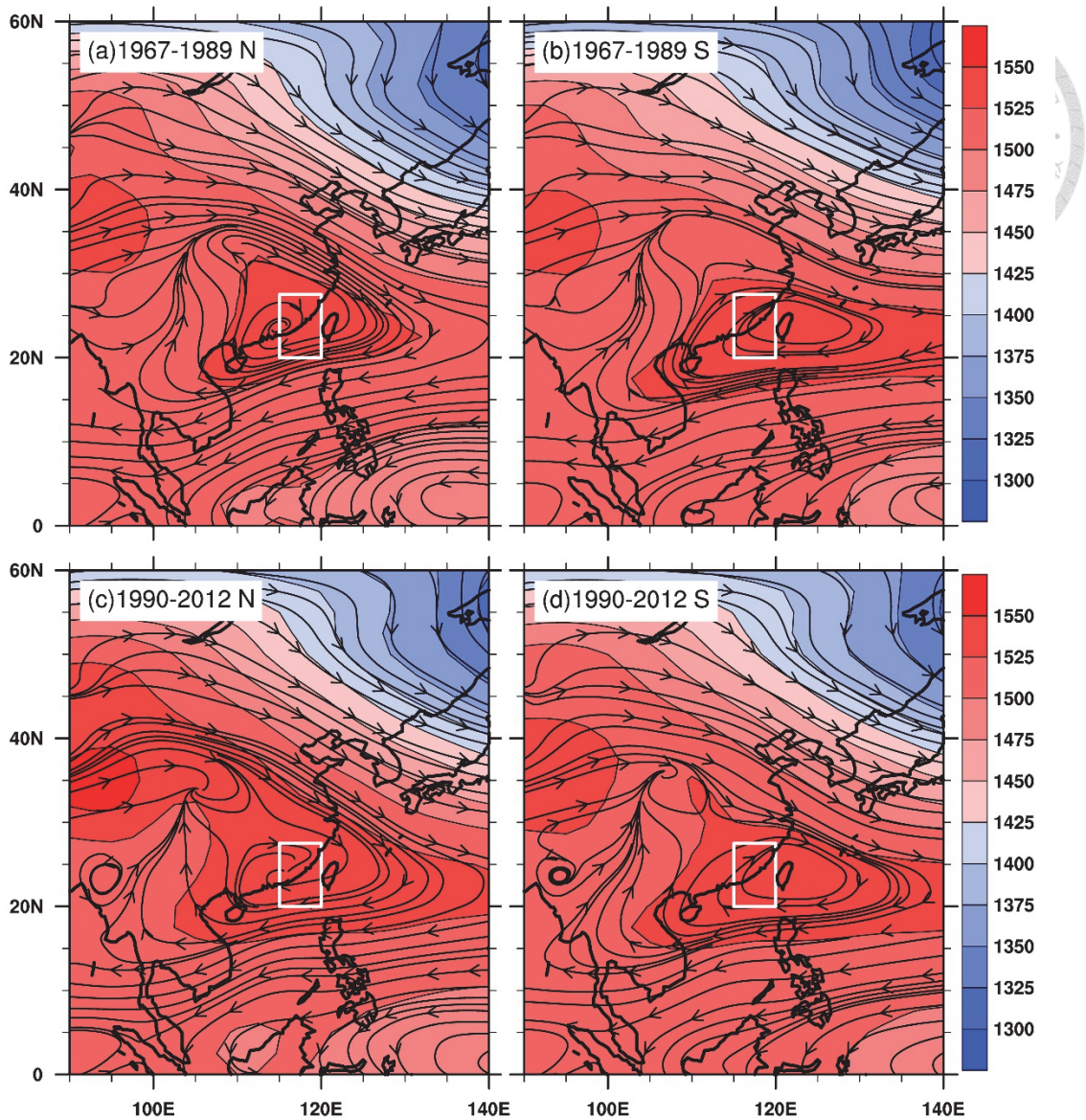


圖 6.11：同圖 6.10，但 a 為 1967 年至 1989 年當 B2 區冬季 850 hPa 吹北風時的合成分析，b 為 1967 年至 1989 年當 B2 區冬季 850 hPa 吹南風時的合成分析，c 為 1990 年至 2012 年當 B2 區冬季 850 hPa 吹北風時的合成分析，d 為 1990 年至 2012 年當 B2 區冬季 850 hPa 吹南風時的合成分析。

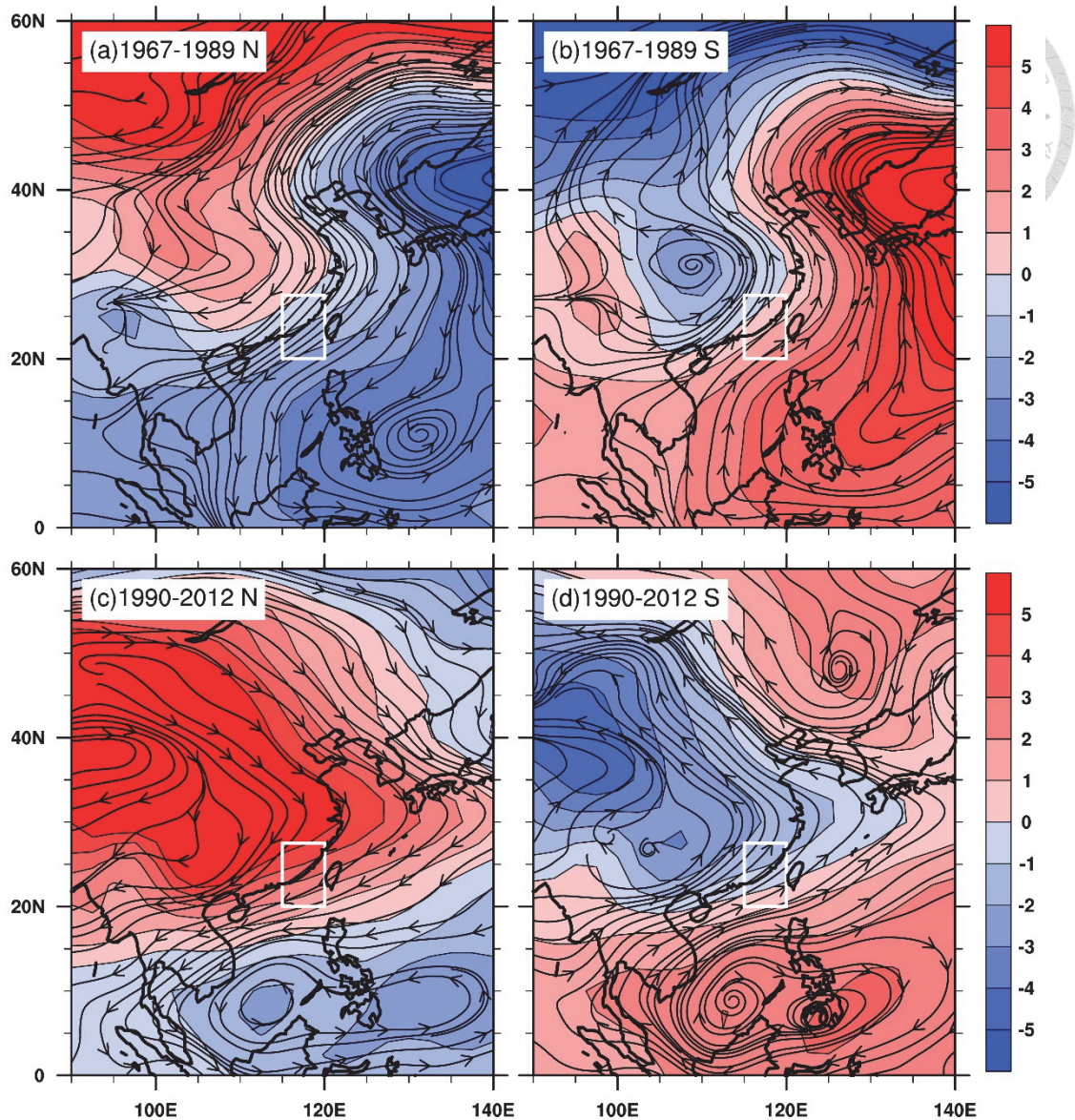


圖 6.12：同圖 6.10，但 a 為 1967 年至 1989 年當 B2 區冬季 850 hPa 吹北風時的合成分析減去 1967 年至 1989 年之平均，b 為 1967 年至 1989 年當 B2 區冬季 850 hPa 吹南風時的合成分析減去 1967 年至 1989 年之平均，c 為 1990 年至 2012 年當 B2 區冬季 850 hPa 吹北風時的合成分析減去 1990 年至 2012 年之平均，d 為 1990 年至 2012 年當 B2 區冬季 850 hPa 吹南風時的合成分析減去 1990 年至 2012 年之平均。

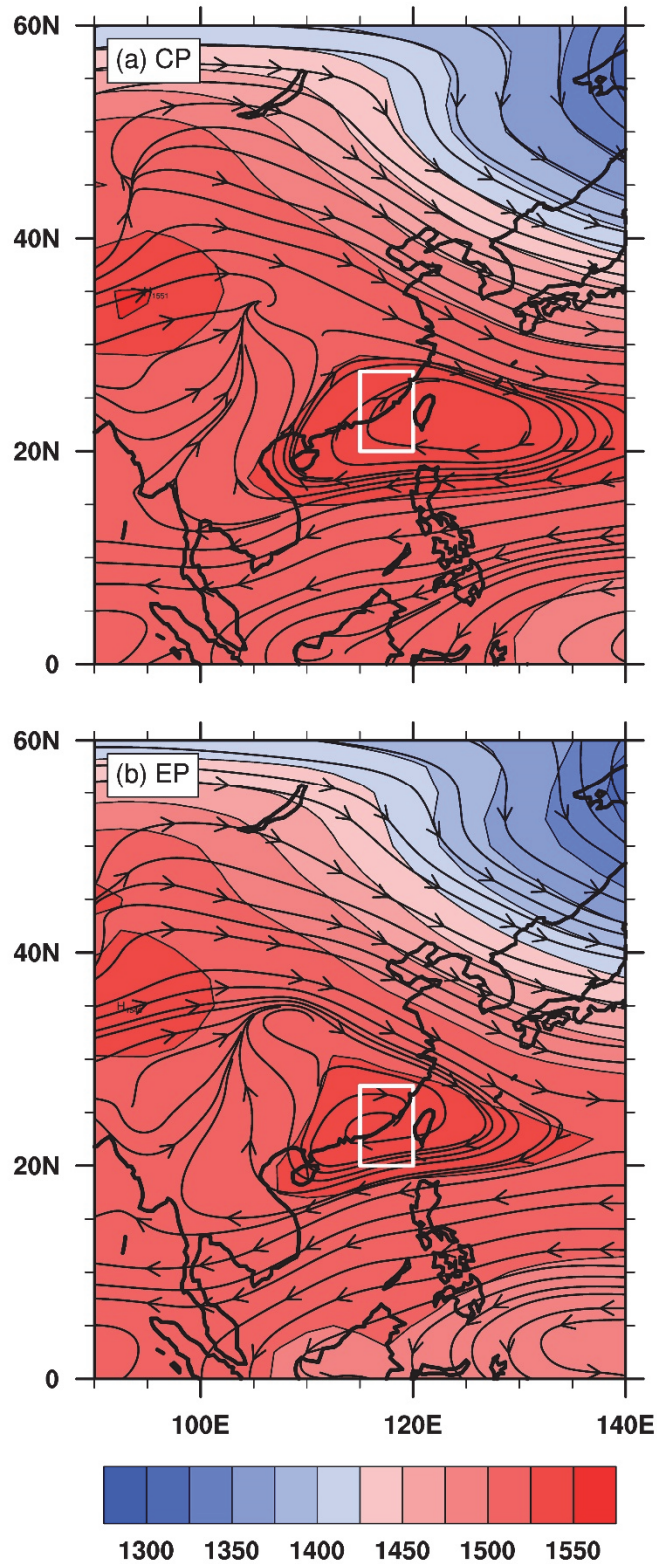


圖 6.13：冬季 850 hPa 風場與 850 hPa 重力位高度場的合成分析，a 為 CP El Niño 個案的合成分析，b 則為 EP El Niño 的合成分析（排除掉 1972/73 年、1982/83 年與 1997/98 年的超強聖嬰年）。陰影的單位為 m，白框則為 B2 區之位置。

第七章 結論與討論



本研究使用美國國家環境預測中心-國家大氣研究中心的重分析資料,分析位於不同緯度東亞沿岸低層東亞冬季季風的年代際變化、突變與減弱趨勢。在北半球冬季,西伯利亞高壓與阿留申低壓分別為東亞與北太平洋最大的天氣系統,位於東北亞的 A 區(俄羅斯庫頁島至日本北海道)被西伯利亞高壓與阿留申低壓所影響。此機制使得 A 區的向西海平面氣壓梯度與 850 hPa 北風受到西伯利亞高壓與阿留申低壓的強度及兩系統間的距離所影響。

Lau and Ding (1984) 認為東亞沿岸的冬季低層風場分為兩支,其中一支吹往北太平洋,而另一支則是吹往低緯度的東北季風。故在第三章進一步計算出 1948 年至 2012 年冬季西伯利亞高壓及阿留申低壓間每條緯度線上最大的向西海平面氣壓梯度之次數。根據此分析沿著東亞沿岸定義出三個次數最大的區域(圖 3.2),分別為 A 區、B1 區與 B2 區。而進一步分析 A 區、B1 區與 B2 區的冬季 850 hPa 北風風場得知,此三區分別有年代際變化、突變與減弱趨勢的情形(圖 3.3)。

本研究分析出位於東北亞沿岸的 A 區為西伯利亞高壓與阿留申低壓間最強的向西海平面氣壓梯度區(圖 4.1 與圖 4.2),圖 7.1 為一概念模式可解釋 A 區冬季 850 hPa 北風的年代際變化與阿留申低壓位置及 PDO 之關係。PDO 轉變相位與阿留申低壓移動時,A 區的冬季向西海平面氣壓梯度與 850 hPa 冬季北風也會隨之改變。當 PDO 轉為正相位時,位於北太平洋的阿留申低壓會向東移動,而其機制 Yu and Zwiers (2007) 提出, PDO 會加強 PNA,而 PNA 是受到 PDO 所引發的駐波距平所影響,PNA 則會影響北太平洋的風暴路徑與阿留申低壓。但是,對於 A 區的冬季向西海平面氣壓梯度與冬季 850 hPa 北風的

年代際變化，西伯利亞高壓並無明顯的相關與影響。而阿留申低壓向東移動時，西伯利亞高壓與阿留申低壓間的距離變大，這使得 A 區的冬季向西海平面氣壓梯度與 850 hPa 冬季北風變弱。



本研究第四章分析了俄羅斯庫頁島至日本北海道冬季 850 hPa 北風的年代際變化，但另一個重要的課題是較低緯度的低層北風是如何變化及其影響的機制。位於中緯度地區的 B1 區（南韓至臺灣北部），其冬季 850 hPa 北風風場，在使用 Rodionov (2004) 的連續演算法分析後發現 1985/86 年有明顯的突變且減弱。圖 7.2 為另一概念模式可解釋 B 區冬季 850 hPa 北風的在 1980 年代晚期突變與 AO、駐波能量通量及東亞主槽之關係。本研究分析出 B1 區的冬季低層北風及其冬季地表溫度、東亞主槽與 AO 有高度相關，當 AO 轉為正相位，東亞主槽減弱、B1 區的冬季地表溫度增加且低層北風變弱。根據依 Lo and Hsu (2010) 與羅 (2010) 的研究成果指出，因在 1987 年後北大西洋海平面溫度增加，故其大氣底層產生能量且往高層傳遞，而造成北 NAO 轉為正相位。而此時因 PDO 處於正相位，北半球溫度與 PDO 之關係變弱，而因 AO 轉為正相位，故與北半球溫度之相關性變好。再配合正相位的 NAO 提供向高層傳遞的駐波活動通量，傳遞能量的強度被加強了，使其能量能傳到東亞，而使得東亞溫度突然增暖及減弱了東亞主槽與位於 B1 區的冬季低層北風。

而關於低緯度地區的 B2 區，其 850 hPa 北風風場的年代際變化與減弱趨勢。圖 7.3 為一概念模式可解釋 B2 區冬季 850 hPa 經向風的年代際變化與位於菲律賓的反氣旋式環流距平及 PDO 之關係。其冬季 850 hPa 北風的年代際變化，是受到 PDO 所主導影響，當 PDO 轉為正相位時，此時赤道東太平洋的海溫較暖，而在菲律賓產生一反氣旋式環流距平，使得 B2 區低層的冬季北風減弱，反之亦然。而冬季北風減弱的部份，圖 7.4 為另一概念模式可解釋 B2 區冬季 850 hPa 北風的減弱趨勢且轉為南風與位於南中國海北部到臺灣東部海域之

反氣旋式環流中心位置之關係。可以發現在 1990 年代後轉為南風，且吹南風年份出現的頻率越來越高。當 B2 區冬季低層吹南風時，壟罩在南中國海北部與臺灣東部海面的反氣旋式環流中心位置在 B2 區的東側，而且 1990 年代後，反氣旋式環流中心出現在 B2 區東側的頻率也越來越多。在 1990 年代下，因 PMM 變為活躍，而使得 CPEI Niño 發生頻率增加，進一步造成 B2 區吹南風的背景環流場發生改變。Wang et al. (2010) 在其研究中指出，東亞冬季季風南半部的年際變化，會受到聖嬰現象之影響，其機制為當聖嬰現象發展時，當年的冬季會在菲律賓北部產生一反氣旋式環流，而此反氣旋式環流會使得南方的東亞冬季北風減弱。

在本研究中發現不統緯度的冬季季風，在不同時間尺度下，影響東亞冬季季風的主要因子會有所不同。然而，在過去的許多研究中也都有探討在各種不同時間尺度下影響東亞冬季季風的因素。在年際變化上，Watanabe and Nitta, 1999、Clark and Serreze, 2000、Gong et al., 2003 與 Jhun and Lee, 2004 認為位於西伯利亞至蒙古間的秋季覆雪會影響當年東亞冬季季風的強度。當覆雪面積較大時，會減少地表吸引的太陽輻射量，而使得當年冬季的西伯利亞高壓較強，故東亞冬季季風增強。而 Gong et al. (2001) 指出東亞冬季季風與 AO 是一種負向的關係。而在 1970 年代中期之後，AO 成為西伯利亞高壓的主要影響因子 (Gong and Ho, 2002)。而 Chen et al. (2013) 認為當 AO 處於正 (負) 相位且當時為聖嬰 (反聖嬰) 年時，中國北部的冬季溫度會變暖 (冷)，此時西伯利亞高壓與東亞冬季季風都變弱。Wu and Wang (2002) 也認為 AO 會直接影響東亞的地表溫度、海平面氣壓、東亞主槽以及西伯利亞高壓。另一方面，來自熱帶的影響也是另一個主要因素，Zhang et al. (1996)、Tomita and Yasunari (1996)、Ji et al. (1997)、Hamada et al. (2002) 與 Chang et al. (2004) 認為 ENSO 是影響東亞冬季季風年代際變化的重要因子，聖嬰年會在菲律賓產生一低層反氣旋式環流距平，進而讓東亞冬季季風減

弱。而不僅僅是熱帶太平洋的海表面溫度會影響東亞冬季季風，Wang et al. (2010) 認為北大西洋與熱帶印度洋海表面溫度的變化會影響東亞主槽的強度，進而影響東亞冬季季風。而在年代際變化上，Wang et al. (2010) 認為北大西洋與熱帶印度洋海表面溫度的年代際變化也會影響東亞冬季季風的年代際變化，當海表面溫度增加時，東亞冬季季風會減弱。

在過去對於東亞冬季季風的研究，往往是使用單一的東亞冬季季風指數來分析其與某種氣候系統或天氣系統間的關係，這樣的分析方式常常只針對某種氣候或天氣現象進行探討，故較無法透視整個東亞冬季季風系統的全貌，Gao (2007) 比較了四種不同的東亞冬季季風指數，發現其中三種能夠明顯看出東亞冬季季風在 1980 年代中晚期的減弱，而另一種則無。但也說明了使用單一指數來定義東亞冬季季風的強度，是比較難分析出如本研究中高緯度的年代際變化以及低緯度的減弱趨勢。且在氣候變遷的狀況下，利用單一指數來描繪東亞冬季季風系統是較危險的，例如近幾年的研究已指出，在全球暖化下，位於日本南方高空的高層西風噴流，其位置已經東移且與東亞冬季季風系統之關係變弱 (Mo et al., 1998; Chen and van den Dool, 1999)，倘若使用噴流的強弱來定義東亞冬季季風指數，那描繪出的指數與東亞冬季季風的強弱關係必然較差。故本研究使用美國國家環境預測中心-國家大氣研究中心之日平均重分析資料計算出 1948 年至 2012 年冬季西伯利亞高壓及阿留申低壓間每條緯度線上最大的向西海平面氣壓梯度之次數。根據此分析沿著東亞沿岸定義由高緯度至低緯度的三個次數最大區域 A 區 (庫頁島至北海道)，B1 區 (南韓至臺灣北部)，與 B2 區 (長江至中國南海)。而發現此三區分別有明顯的年代際變化、突變與減弱趨勢，進而分別分析其影響之機制。透過這樣的分區，可以瞭解東亞冬季季風系統在年代際變化、突變與減弱趨勢各受到何種現象或是系統所影響。但本研究尚未討論 CPEI Niño 是透過何種機制，使得冬季位於華南至臺灣東部的反氣旋式環流中心東移 (相較於 EPEI Niño)，進而使得 B2 區的低層風

場吹南風，這是在後續可以繼續研究之方向。此外可以發現在 A 區與 B2 區的年代際變化都受到 PDO 的影響，且 Lo and Hsu (2010) 與羅 (2010) 的研究也指出，東亞主槽在 1976/77 年以前跟 PDO 的關係是相當好的，只是在 PDO 轉為正相位後，與北半球溫度的關係變差，故與東亞主槽的關係也變差。因此在年代際尺度上，PDO 對於東亞冬季季風系統的影響是值得在未來繼續探討的。當然，在過去的研究中，有討論到東亞冬季季風系統也與其他現象或是系統相關，但多數是在年際尺度以下的變化，故未來也可繼續利用此分區的概念，去探討其他年際變化現象對東亞冬季季風系統的影響。

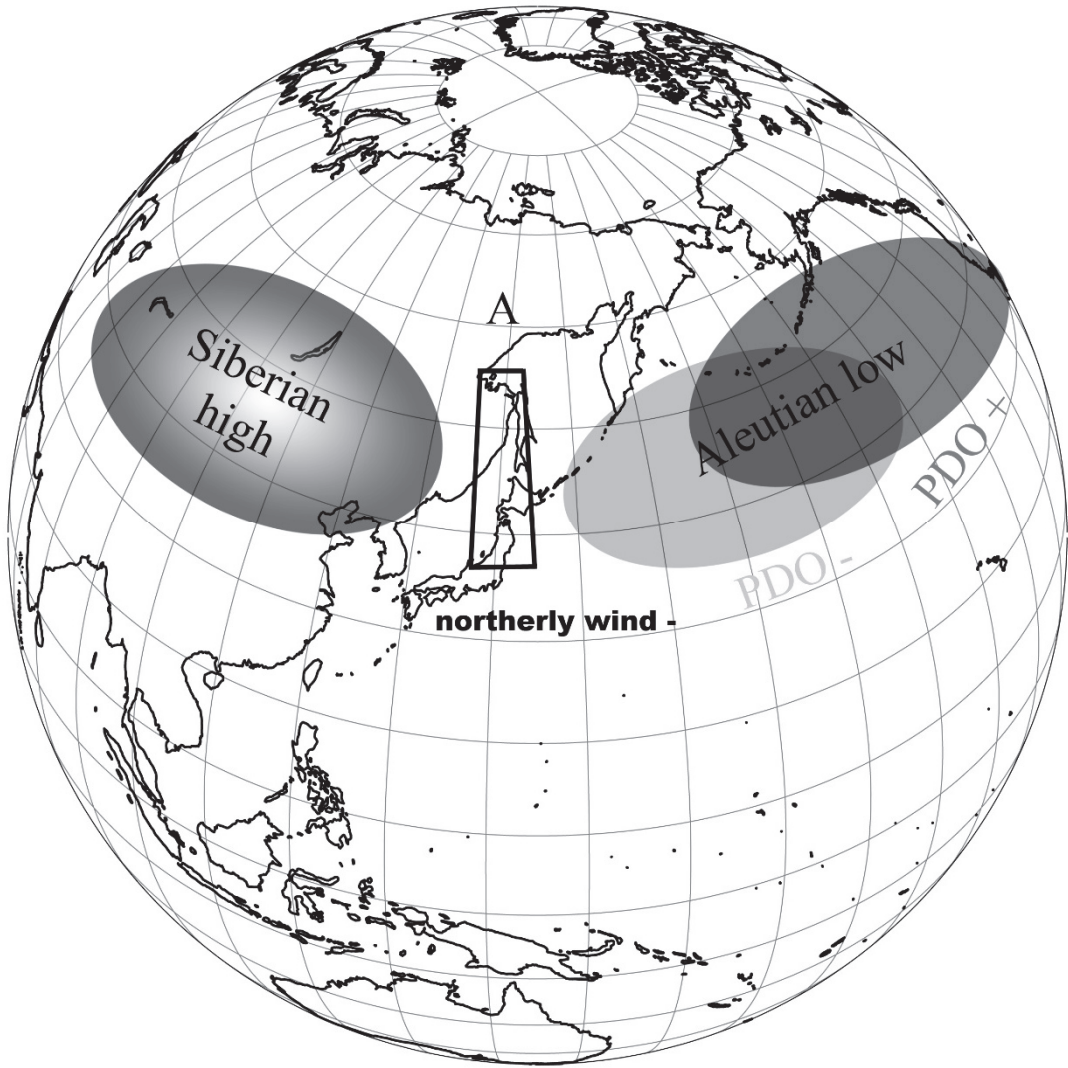


圖 7.1：一概念模式可解釋 A 區冬季 850 hPa 北風的年代際變化與阿留申低壓位置及 PDO 之關係。

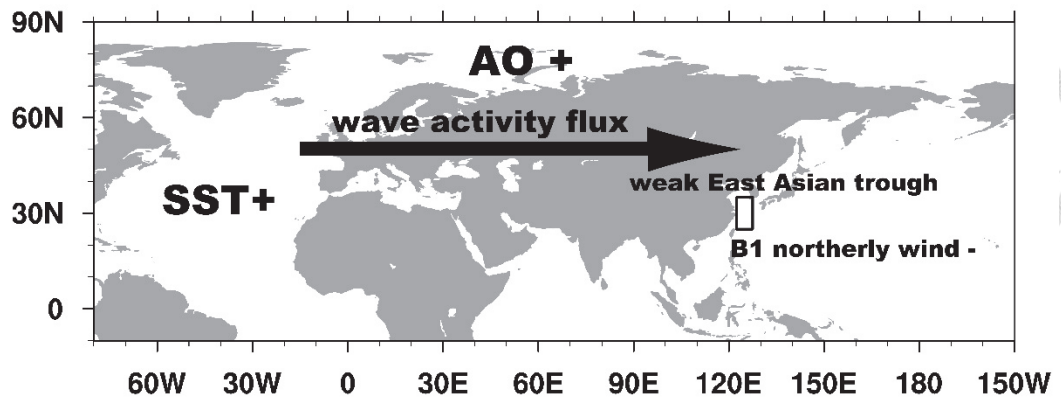


圖 7.2：一概念模式可解釋 B 區冬季 850 hPa 北風的在 1980 年代晚期突變與 AO、駐波能量通量及東亞主槽之關係。

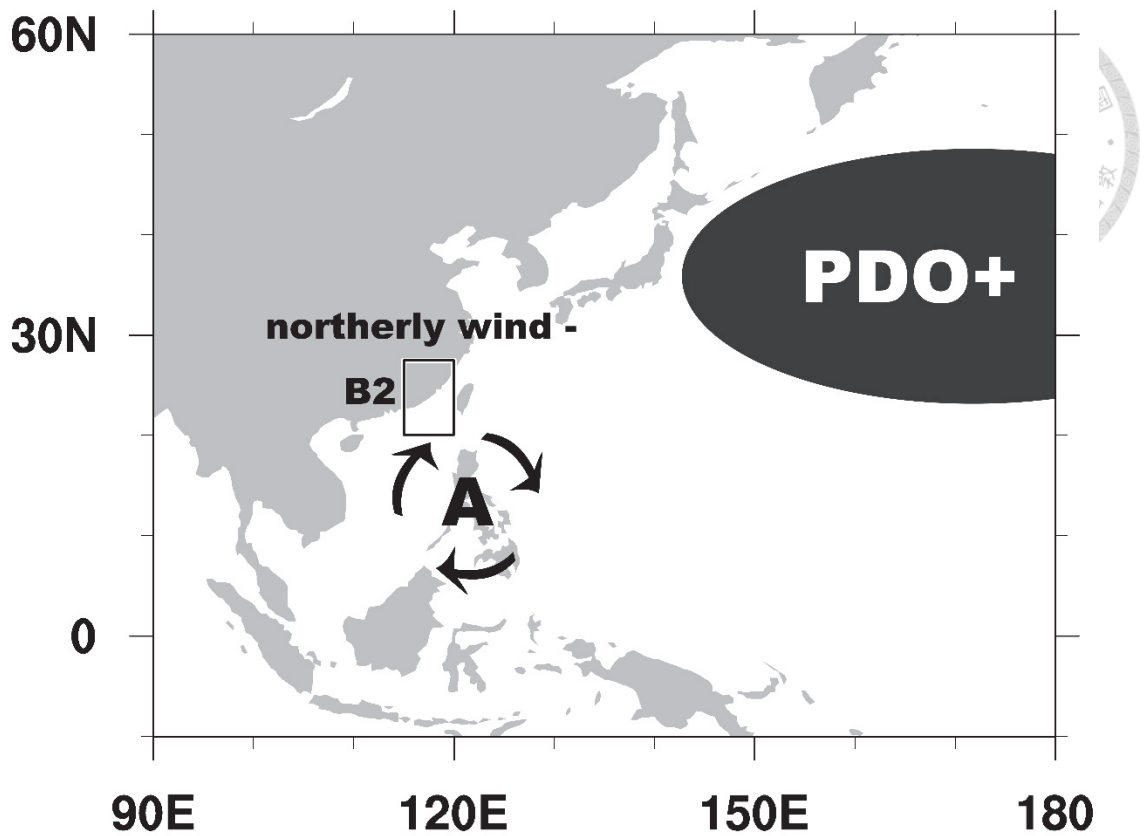


圖 7.3：一概念模式可解釋 B2 區冬季 850 hPa 經向風的年代際變化與位於菲律賓賓的反氣旋式環流距平及 PDO 之關係。

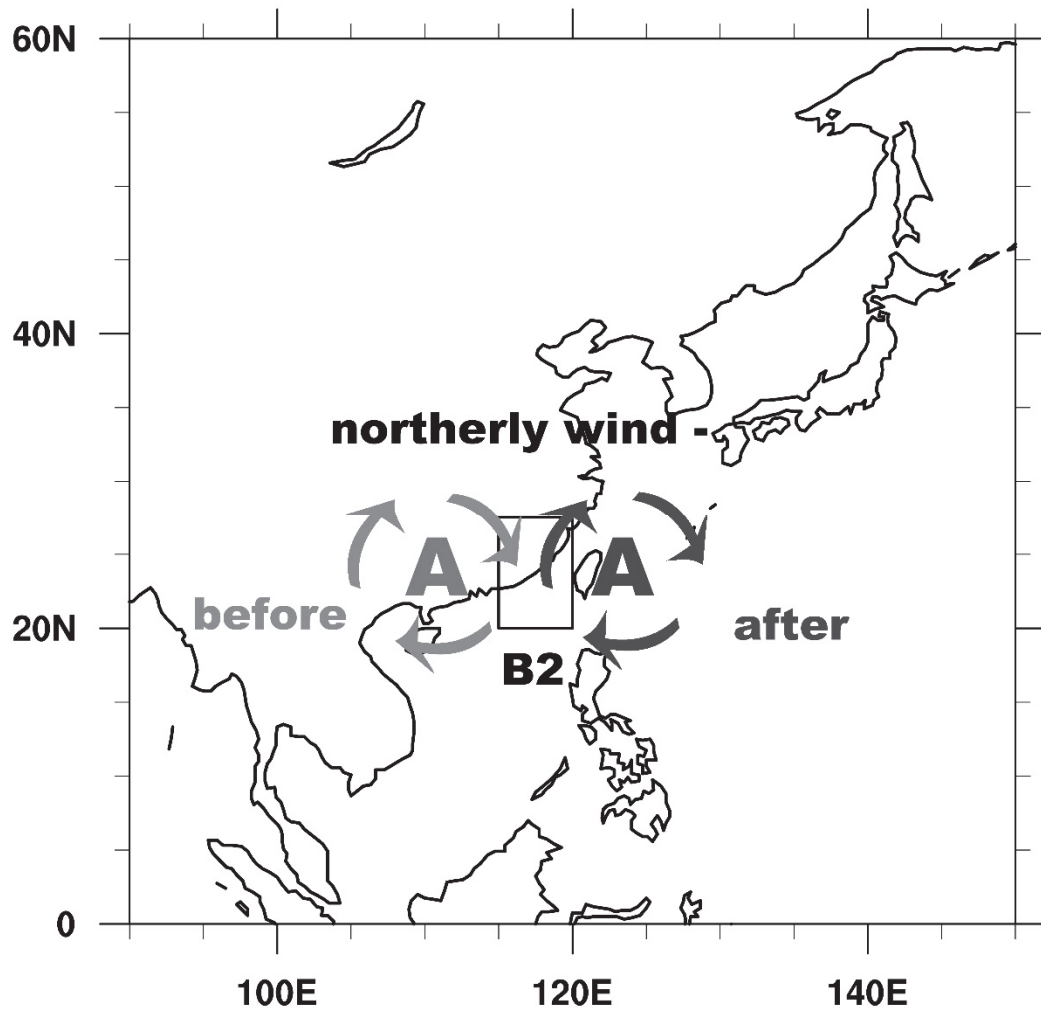


圖 7.4：一概念模式可解釋 B2 區冬季 850 hPa 北風的減弱趨勢且轉為南風與位於南中國海北部到臺灣東部海域之反氣旋式環流中心位置之關係。

參考文獻

羅資婷，2004：1950 年代東亞氣候突變。國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文。

羅資婷，2010：1980年代晚期北半球冬季氣候轉移。國立台灣大學大氣科學所博士論文。

高培根，2008：1980年代初台灣北部東計降水劇增與東亞冬季季風之減弱。中國文化大學地學研究所大氣科學組碩士論文。

Alexander, M., J. Yin, G. Branstator, A. Capotondi, C. Cassou, R. Cullather, Y.-O.

Kwon, J Norris, J. Scott, I. Wainer, 2006: Extratropical Atmosphere-Ocean Variability in CCSM3. *Journal of Climate*, **19**, 2496-2525.

Alexander, M., D. J. Vimont, P. Chang, J. D. Scott, 2010: The Impact of

Extratropical Atmospheric Variability on ENSO: Testing the Seasonal Footprinting Mechanism Using Coupled Model Experiments. *Journal of Climate*, **23**, 2885-2901.

An, S. I., and B. Wang, 2000: Interdecadal change of the structure of ENSO mode and its impact on the ENSO frequency. *Journal of Climate*, **13**, 2044-2055.

Anderson, B. T., 2003: Tropical Pacific sea-surface temperatures and preceding sea level pressure anomalies in the subtropical North Pacific. *Journal of Geophysical Researches*, **108**, 4732, doi:10.1029/2003JD003805.

Ashok, K., S. Behera, A. S. Rao, H. Weng, and T. Yamagata, 2007: El Niño Modoki and its teleconnection. *Journal of Geophysical Research*, **112**, C11007, doi:10.1029/2006JC003798.

Chang, C. P., 2004: East Asian Monsoon Vol.2. World Scientific Series on Meteorology of East Asia. 564pp.

Chang, C.-P., Y. Zhang, and T. Li, 2000: Interannual and interdecadal variations of

- the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part II: Meridional Structure of the Monsoon. *Journal of Climate*, **13**, 4326-4340.
- Chen, W., H. F. Graf, and R. H. Huang, 2001: The interannual variability of East Asian winter monsoon and its relation to the summer monsoon, *Advances in Atmospheric Sciences*, **17(1)**, 48–60.
- Chen, W. Y., and H. M. van den Dool, 1999: Significant change of extratropical natural variability and potential predictability associated with the El Nino/Southern Oscillation. *Tellus*, **51A**, 790–802.
- Chiang, J. C. H., and D. J. Vimont, 2004: Analogous Pacific and Atlantic meridional modes of tropical atmosphere-ocean variability, *Journal of Climate*, **17**, 4143–4158.
- Chou, C., 2004: Establishment of the low-level wind anomalies over the western North Pacific during ENSO development, *Journal of Climate*, **17**, 2195–2212.
- Clark, M. P., and M. C. Serreze, 2000: Effects of variations in East Asian snow cover on modulating atmospheric circulation over the North Pacific Ocean. *Journal of Climate*, **13**, 3700–3710.
- Cui, X. P., and Z. B. Sun, 1999: East Asian winter monsoon index and its variation analysis. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology*, **22**, 321-325. (in Chinese).
- Fu, Q., C. M. Johanson, J. M. Wallace, and T. Reichler, 2006: Enhanced mid-latitude tropospheric warming in satellite measurements, *Science*, **312**, 1179.
- Gao H., 2007: Comparison of East Asian winter monsoon indices. *Advances in Geosciences*, **10**, 31–37.
- Giese, B. S., S. C. Urizar, and N. S. Fue`kar, 2002: Southern Hemisphere origins of the 1976 climate shift. *Geophysical Research Letters*, **29**, 1014, doi:10.1029/2001G

L013268.

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.



Gong D.Y. and S. W. Wang, 1999: Long-term variability of the Siberian High and the possible connection to global warming. *ACTA GEOGRAPHICA SINICA*, **54**, 125-133. (in Chinese)

Gong, D. Y., S. W. Wang, and J. H. Zhu, 2001: East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, **28**, 2073-2076.

Gong, D., and C. Ho, 2002: Shift in the summer rainfall over the Yangtze River valley in the late 1970s. *Geophysical Research Letters*, **29(10)**, 1436, doi:10.1029/2001GL014523.

Gong, G., D. Entekhabi, and J. Cohen, 2003: Modeled Northern Hemisphere winter climate response to realistic Siberian snow anomalies. *Journal of Climate*, **16**, 3917–3931.

Graham, N. E., 1995: Simulation of recent global temperature trends. *Science*, **267**, 666– 671.

Ho, C.-H., J.-J. Baik, J.-H. Kim, D.-Y. Gong, and C.-H. Sui, 2004: Interdecadal changes in summertime typhoon tracks. *Journal of Climate*, **17**, 1767-1776.

Hori, M. E., and H. Ueda, 2006: Impact of global warming on the East Asian winter monsoon as revealed by nine coupled atmosphere-ocean GCMs, *Geophysical Research Letters*, **33**, L03713, doi:10.1029/2005GL024961.

Hsu, H.-H., Y.-L. Chen, and W.-S. Kau, 2001: Effects of ocean-atmosphere interaction on the winter temperature in Taiwan and East Asia, *Climate Dynamics*, **17**, 305– 316.

Hu, Z.-Z., L. Bengtsson and K. Arpe, 2000: Impact of the global warming on the

- Asian winter monsoon in a coupled GCM. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 4607-4624.
- Hung C. -w. and P.-k. Kao, 2010: Weakening of the Winter Monsoon and Abrupt Increase of Winter Rainfalls over Northern Taiwan and Southern China in the Early 1980s. *Journal of Climate*, **23**, 2357-2367.
- Hurrell, J.W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science*, **269**, 676-679.
- Jeong, J., and C. Ho, 2005: Changes in occurrence of cold surges over east Asia in association with Arctic Oscillation, *Geophysical Research Letters*, **32**, L14704, doi:10.1029/2005GL023024.
- Jhun, J. G. and E. J. Lee, 2004: A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. *Journal of Climate*, **17**, 711–726.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 437–471, doi: 10.1175/1520-0477(1996)077 , 0437:TNYRP. 2.0.CO;2
- Kang, L.H., W. Chen and K. Wei, 2006: The interdecadal variation of winter temperature in China and its relation to the anomalies in atmospheric general circulation. *Climatic and Environmental Research*, **11**, 330-309. (in Chinese)
- Kao, H.-Y. and J.-Y. Yu, 2009: Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO. *Journal of Climate*, **22**, 615-632, doi: 10.1175/2008JCLI2309.1.
- Kim, S. T., J.-Y. Yu, A. Kumar, and H. Wang, 2012: Examination of the Two Types of ENSO in the NCEP CFS Model and Its Extratropical Associations, *Monthly Weather Review*, **140**, 1908-1923.
- Kimoto, M., 2005: Simulated change of the east Asian circulation under global warming scenario, *Geophysical Research Letters*, **32**, L16701,

doi:10.1029/2005GL023383.

Krishnan R, and M. Sugi, 2003: Pacific decadal oscillation and variability of the Indian summer monsoon rainfall. *Climate Dynamics*, **21**, 233-242.

Kug, J.-S., F.-F. Jin, and S.-I. An, 2009: Two types of El Niño events: Cold tongue El Niño and warm pool El Niño. *Journal of Climate*, **22**, 1499–1515.

Lau, K. M., and M. T. Li, 1984: The monsoon of East Asia and its global associations—A survey. *Bull. American Meteorological Society*, **65**, 114-125.

Lau, N.-C., and M. J. Nath, 2000: Impact of ENSO on the variability of the Asian-Australian monsoons as simulated in GCM experiments, *Journal of Climate*, **13**, 4287– 4309.

Lau, N.-C., and M. J. Nath, 2003: Atmosphere-ocean variations in the Indo-Pacific sector during ENSO episodes, *Journal of Climate*, **16**, 3 – 20.

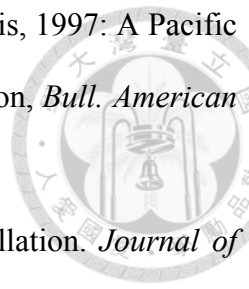
Lee, T., and M. J. McPhaden, 2010: Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific, *Geophysical Research Letters*, **37**, L14603, doi:10.1029/2010GL044007.

Li, F., and H. J. Wang, 2013: Relationship between Bering Sea ice cover and East Asian winter monsoon year-to-year variations. *Advance Atmospheric. Science*, **30(1)**, 48-56, doi: 10.1007/s00376-012-2071-2.

Lo, T. T., and H. H. Hsu, 2008: The early 1950s regime shift in temperature in Taiwan and East Asia, *Climate Dynamics*, **31**, 449-461.

Lo, T.-T., Hsu H.-H. 2010: Change in the dominant decadal patterns and the late 1980s abrupt warming in the extratropical Northern Hemisphere. *Atmospheric Science letters*, **11**, 210–215.

Lu, J., G. A. Vecchi, and T. Reichler, 2007: Expansion of the Hadley cell under global warming, *Geophysical Research Letters*, **34**, L06805, doi:10.1029/2006GL028443.

- 
- Mantua, N.J., S.R. Hare, Y. Zhang, J.M. Wallace, and R.C. Francis, 1997: A Pacific decadal climate oscillation with impacts on salmon production, *Bull. American Meteorological Society*, **78**, 1069-1079.
- Mantua, N. J. and S. R. Hare, 2002: The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography*, **58**, 35-44.
- McPhaden, M. J., and D. Zhang, 2002: Slowdown of the meridional overturning circulation in the upper Pacific Ocean. *Nature*, **415**, 603– 608.
- Miller, A. J., D. R. Cayan, and W. B. White, 1998: A westward-intensified decadal change in the North Pacific thermocline and gyre-scale circulation. *Journal of Climate*, **11**, 3112-3127.
- Minobe, S., 1997: A 50–70-year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geophysical Research Letters*, **24**, 683–686.
- Mo, R. P., J. Fyfe, and J. Derome, 1998: Phase-locked and asymmetric correlations of the wintertime atmospheric patterns with the ENSO. *Atmosphere.–Ocean*, **36**, 213–239.
- Nakamura, H., and T. Izumi, 2002: Interannual and decadal modulations recently observed in the Pacific storm-track activity and East Asian winter monsoon. *Journal of Climate*, **15**, 1855–1874.
- Niebauer, H. J. 1998: Variability in Bering Sea ice cover as affected by a regime shift in the North Pacific in the period 1947-96. *Journal of Geophysical Research*, **103 (C12)**, 27,717- 27,737.
- Nitta, T. and S. Yamada, 1989: Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere circulation. *Journal of Meteorological. Society Japan*, **67**, 375-383.
- Overland, J. E., J. M. Adams and N. A. Bond, 1999: Decadal variability of the Aleutian Low and its relation to high-latitude circulation, *Journal of Climate*, **12**,

1542-1548.

Overland, J. E., M. Wang and N.A. Bond, 2002: On the Recent Temperature Changes in the Western Arctic during Spring. *Journal of Climate*, **15**, 1702-1716.

Petoukhov, V. and V. A. Semenov, 2010: A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents, *Journal of Geophysical Research*, **115**, D21111

Rodionov, S. N. 2004. A sequential algorithm for testing climate regime shifts. *Geophysical Research Letters*, **31**, L09204; doi:10.1029/2004GL019448.

Rodionov, S.N., and J. E. Overland, 2005: Application of a sequential regime shift detection method to the Bering Sea ecosystem. *ICES Journal of Marine Science*, **62**, 328-332.

Seager, R., Y. Kushnir, N. H. Naik, M. A. Cane, and J. Miller., 2001: Wind-driven shifts in the latitude of the Kuroshio-Oyashio extension and generation of SST anomalies on decadal timescales. *Journal of Climate*, **82**, 4249-4265.

Shi, N., 1996: Features of the East Asian winter monsoon intensity on multiple time scale in recent 40 years and their relation to climate, *Journal of Applied Meteorology Science*, **7(2)**. 175–182. (in Chinese)

Shmakin, A.B., and V. V. Popova., 2006: Dynamics of climate extremes in northern Eurasia in the late 20th century. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*, **42**,157-166.

Sun, S. Q. and B. M. Sun, 1995: The relationship between the anomalous winter monsoon circulation over East Asia and summer drought/flooding in the Yangtze and Huaihe River valley, *Acta Meteorological Sinica*, **57(4)**, 513–522.

Tachibana, Y., M. Honda and K. Takeuchi, 1996: The abrupt decrease of the sea ice over the southern part of the Sea of Okhotsk in 1989 and its relation to the recent weakening of the Aleutian Low. *Journal of Meteorological Society Japan*, **74**,

579-584.

Tanimoto, Y., N. Iwasaka, K. Hanawa and Y. Toba, 1993: Characteristic variations of sea surface temperature with multiple time scales in the North Pacific. *Journal of Climate*, **6**, 1153-1160.

Thompson, D.W.J. and J.M. Wallace, 2000: Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. *Journal of 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. *Journal of Climate*, **13**, 1018-1036.

Trenberth, K. E., 1990: Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. *Bulletin American Meteorological Society*, **71**, 988-993.

Trenberth, K. E. and J. W. Hurrell, 1994: Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate Dynamics*, **9**, 303-319.

Trenberth, K. E., J. T. Fasullo, G. Branstator, and A. S. Phillips 2014: Seasonal aspects of the recent pause in surface warming. *Nature Climate Change*, **4**, doi:10.1038/NCLIMATE2341.

Uppala, S. M., and Coauthors, 2005: The ERA-40 Re-Analysis. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **131**, 2961–3012.

Venzke, S., M. Munnich, and M. Latif, 2000: On the predictability of decadal changes in the North Pacific. *Climate Dynamics*, **16**, 379-392.

Vecchi, G. A., and B. J. Soden, 2007: Global warming and the weakening of the tropical circulation. *Journal of Climate*, **20**, 4316–4340.

Vimont, D. J., D. S. Battisti, and A. C. Hirst, Footprinting, 2001: A seasonal connection between the tropics and mid-latitudes, *Geophysical Research Letters*, **28**, 3923y3926. doi: 10.1029/2002GL015924.

Vimont, D. J., J. M. Wallace, and D. S. Battisti, 2003: The seasonal footprinting

- mechanism in the Pacific: Implications for ENSO, *J. Clim.*, **16**, 2668–2675.
- Walsh, J. E., W. L. Chapman, and T. L. Shy, 1996: Recent decrease of sea level pressure in the central Arctic. *Journal of Climate*, **9**, 480–486.
- Wang, B., R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific–East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate?, *Journal of Climate*, **13**, 1517–1536.
- Wang, B., and Q. Zhang, 2002: Pacific–east Asian teleconnection. Part II: How the Philippine Sea anomalous anticyclone is established during El Niño development. *Journal of Climate*, **15**, 3252–3265
- Wang, B., Wu, J., Liu, C.-P., Chang, J. Li, and T.-J. Zhou, 2010: Another look at interannual-to-interdecadal variations of the east Asian winter monsoon: The northern and southern temperature modes. *Journal of Climate*, **23**, 1495–1512
- Wang B, Wu Z, Chang C-P, Liu J, Li J, Zhou T, 2010: Another look at interannual-to-interdecadal variations of the East Asian winter monsoon: the northern and southern temperature modes. *Journal of Climate*, **23**, 1495–1512
- Watanabe, M. and Nitta, T., 1999 : Decadal changes in the atmospheric circulation and associated surface climate variations in the Northern Hemisphere winter, *Journal of Climate*, **12**, 494-510.
- Webster, P. J., V. O. Magana, T. N. Palmer, J. Shukla, R. A. Tomas, M. Yanai, and T. Yasunari, 1998: Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *Journal of Geophysical Research*, **103(C7)**, 14451–14510.
- Wu, B.Y., J. Wang, 2002: Winter Arctic Oscillation, Siberia High and East Asian Winter Monsoon. *Geophysical Research Letters*, **29**, 1897–1990.
- Wu B Y, Su J Z and Zhang R H., 2011: Effects of autumn-winter Arctic sea ice on winter Siberian High. *Chinese Science Bulletin*, **56**, 3220-3228, doi:10.1007/s11434-011-4696-4
- Wu, R., and B. Wang, 2002: A Contrast of the East Asian Summer Monsoon and

- ENSO Relationship between 1962-1977 and 1978-1993. *Journal of Climate*, **15**, 3266-3279.
- Xie, S.-P. and S.G.H. Philander, 1994: A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific. *Tellus*, *46A*, 340-350.
- Xu, M, H. Xu and J. Ma, 2016: Responses of the East Asian winter monsoon to global warming in CMIP5 models. *International Journal of Climatology*, **36**, 2139-2155.
- Yasunaka, S., K. Hanawa, 2002: Regime shifts found in the Northern Hemisphere SST field. *Journal of Meteorological Society Japan*, **80**, 119-135.
- Yu, J.-Y., P.-k. Kao, H Paek, H.-H. Hsu, C.-w. Hung, M.-M. Lu, S.-I. An, 2015: Linking Emergence of the Central-Pacific El Nino to the Atlantic Multi-decadal Oscillation, *Journal of Climate*, **28**, 651-662, doi: 10.1175/JCLI-D-14-00347.1.
- Yu., J.-Y., and H.-Y. Kao, 2007: Decadal changes of ENSO persistence barrier in SST and ocean heat content indices: 1958-2001. *J. Geophys. Res.*, *112*, D13106, doi:10.1029/2006JD007654.
- Yu., J.-Y., M.-M. Lu, and S. T. Kim, 2012: A change in the relationship between tropical central Pacific SST variability and the extratropical atmosphere around 1990, *Environmental Research Letters*, **7**, doi:10.1088/1748-9326/7/3/034025.
- Yu., J.-Y., H.-Y. Kao, T. Lee, and S. T. Kim, 2011: Subsurface Ocean Temperature Indices for Central-Pacific and Eastern-Pacific Types of El Niño and La Niña Events. *Theoretical and Applied Climatology*, *103*, 337-344, DOI: 10.1007/s00704-010-0307-6.
- Yu., J.-Y., and S. T. Kim, 2011: Relationships between Extratropical Sea Level Pressure Variations and the Central-Pacific and Eastern-Pacific Types of ENSO, *Journal of Climate*, **24**, 708-720.
- Yu., J.-Y., Y. Zou, S. T. Kim, and T. Lee, 2012: The Changing Impact of El Nino on

US Winter Temperatures, *Geophysical Research Letters*,
doi:10.1029/2012GL052483.

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

