

# 利用衛星資料分析台灣東部外海黑潮與大氣之交互作用

方敏<sup>1</sup> 林依依<sup>2\*</sup> 隋中興<sup>3</sup>

## 摘要

台灣緊鄰黑潮，眾多天氣系統與黑潮相關，近年針對中高緯度暖流與大氣間交互作用研究眾多，然而目前對中低緯度暖流，特別是台灣東部外海黑潮(由經緯度(127°E,30°N), (132°E,30°N), (118°E,22°N), (123°E,22°N)四點組成之範圍)對大氣的影響程度了解甚少。本研究目的即為探討低緯度黑潮(KS)與大氣間交互作用，研究範圍定在台灣東部外海到琉球群島一帶，利用高解析衛星資料及觀測資料探討多項相關參數，包括海表面溫度、雲量、降雨率、蒸發率、水氣通量、風場輻合、垂直運動、熱通量等，分析季節性變化並搭配低緯度灣流(GS)比較討論。

季節分析結果顯示，KS區內冬季的黑潮藉可感熱通量和蒸發，對大氣影響為淺層加熱，然而受下沉氣流影響，垂直上升運動至750hPa；春季則透過海溫梯度(SST gradients)影響低層風場，風場和水氣在當地輻合，配合鋒面抬舉作用，產生對流以致降雨，垂直上升運動至400hPa；夏秋兩季對流發展強，分別達100hPa和150hPa，但是KS海溫梯度不顯著，主要為溫度夠高所致。較高緯度的GS則四季皆有顯著海溫梯度，冬季情形與KS類似，但無下沉氣流壓抑且和高緯運動相連，可達300hPa；春季蒸發減少 $1 \times 10^{-2}$ Pa/s，垂直運動只至700hPa；夏秋也和KS同，對流顯著達150hPa和200hPa，不過海溫梯度使上升運動固定於此。整體來說，若海表面溫度梯度夠顯著，且大尺度大氣無不利條件，例如強烈下沉氣流等因素，KS在冬季和春季時藉海溫梯度對低層風場的調整，影響可達中高對流層。

**關鍵詞：**黑潮、海氣交互作用、海溫梯度、衛星資料

## 1. 緒論

眾多海流中，黑潮僅次於灣流為全球第二大洋流，和灣流同樣從低緯傳送大量熱源到中緯度地區，對於氣候有莫大影響，本篇文章即為探討黑潮與當地大氣之間的交互作用。回首過往對於海洋與大氣交互作用之文獻，大多著重在熱帶地區，好比聖嬰現象(Neelin *et al.* 1998)或是ITCZ(Intertropical convergence zone)北移等狀況(Philander *et al.* 1996; Xie 2004; Xie & Philander 1994)。隨著觀測資料的精進和模式的進步，對於海洋與大氣關聯的了解也日臻完善，甚至研究範圍跳出大尺度熱帶地區，開始往中高緯度地區發展。也因氣象衛星資料的啟用，更多較小尺度的現象能看得更加仔細、精確，

甚至將對過往研究翻盤。近十多年來針對赤道以外洋流的研究日益增多，包括以地理環境與台灣息息相關的黑潮(Xie *et al.* 2002; Xu *et al.* 2011)、北大西洋的灣流(Joyce *et al.* 2009; Kelly *et al.* 2010; Kuwano-Yoshida *et al.* 2010; Kwon *et al.* 2010; Minobe *et al.* 2008; Minobe *et al.* 2010)、巴西-馬爾維納斯洋流(Brazil - Malvinas Currents)(Tokinaga *et al.* 2005)、印度洋的阿古拉斯回流(Agulhas Return Current)(O'Neill *et al.* 2005)、西印度洋的阿拉伯海(Arabian Sea)(Vecchi *et al.* 2004)，這些地區都具備有海表面溫度梯度(海表面溫度在水平範圍內沿著某方向具有顯著變化)，可以藉由各樣機制來影響當地氣候甚至遙遠的氣候。搭配新興的設備和儀器，目前對赤道以外海洋與大氣之間的理解已更加

<sup>1</sup> 國立台灣大學大氣科學系 碩士

<sup>2</sup> 國立台灣大學大氣科學系 教授

\*通訊作者, 電話: 02- 33663917, E-mail: iilin@as.ntu.edu.tw

收到日期:民國102年03月25日

修改日期:民國102年06月12日

接受日期:民國102年08月08日

深入，以下將特別針對灣流和黑潮的近期海氣交互作用研究做回顧分析。

大西洋西北側的灣流和太平洋西北側的黑潮，是為人所熟知的兩大西方邊界流，地理位置相當，同樣由南往北傳送高能量海水，與大氣之間都有著複雜的動力和熱力機制。然而，兩者之間仍有許多差異性存在，包括洋流本身的強度(流速、溫度梯度、熱含量等)、斜溫層的深度、海盆地形(Xie *et al.* 2002)，並且所處的位置也受不同天氣系統影響，像是季節性變化、年際震盪(Pacific Decadal Oscillation(PDO)、North Atlantic Oscillation(NAO))的問題也纏繞在海氣的研究間(Kelly *et al.*, 2010)。

近年來透過衛星資料證實了海表面溫度與風速的正相關後(Chelton *et al.* 2004)，灣流和黑潮的海溫梯度是如何影響大氣的議題也引起學者更多的注意。Nonaka & Xie(2003)用垂直混合作用連結黑潮及其向東延伸區域(Kuroshio Extension)與大氣之間的關聯；Nakamura *et al.* (2004)認為在中緯度噴流較弱的時期，氣旋路徑(storm track)的位置會受海溫影響，集中在黑潮延伸區域上方；Joyce *et al.* (2009)也發現冬季時氣旋路徑會隨著黑潮和灣流改變。

接下來的延伸議題是這些暖流是否會影響到高層大氣。根據早期研究指出，海洋對大氣的影響僅止於海洋邊界層(Marine atmosphere boundary layer, MABL)(Greenhut 1982; Taylor & Guymer 1983)，不過 Minobe *et al.* (2008)利用高解析資料、數學運算分析和壓力調整機制模式在灣流卻成功模擬出海溫梯度對氣壓、風場的影響。上述研究團隊發現海溫梯度的影響可以穿越邊界層到對流層頂，向上運動達 200hPa，且其運動會駐留在海溫梯度強的位置並搭配高層風場的輻散，大尺度西風噴流結構更有機會藉行星波而被影響。但是也有人質疑他們的分析是建立在年氣候平均的非絕熱加熱，恐怕會低估天氣尺度的影響，如氣旋路徑等(Kelly *et al.* 2010)，同時吾人也發現灣流範圍年平均造成的海氣交互作用並非皆由相同機制所致，不同季節在不同位置會產生不同效果，只是在年平均訊號看來會是一致的。隨後他們就用了相似處理方

式對不同季節作分析，再根據垂直上加熱方式分出兩種形式，冬季時在 Gulf Stream proper(介於 Cape Hatteras 和 Grand Bank 之間的灣流)的風場輻合強烈，與壓力調整過程一致，並加強蒸發作用增加降雨，透過在邊界層內很強的可感熱通量和低層大氣的潛熱釋放將此現象分為“shallow-heating mode”；夏季則在佛羅里達洋流(Florida Current)觀測到高雲分布及高閃電率，當地海溫所致的蒸發提供了一半的降水，另一半則由大尺度降水提供，跨越深對流門檻值的海溫和中層大氣的潛熱釋放造成深對流，相對於冬天現象歸類為“deep-heating mode”(Minobe *et al.* 2010)。

一開始對黑潮的研究較多在黑潮與親潮向東延伸區域(Kuroshio/Oyashio Extension)，這裡的溫度梯度變化大，常有氣旋活躍(storm-track activity)，在冬春季時在海溫暖側(冷側)有向上(向下)可感熱供應，具有相當大的熱量傳送。若將海溫梯度去除，並在模式中減去與海溫梯度相關的海洋斜壓調整後，氣旋在這裡的活躍度將大大減低(Taguchi *et al.* 2009)。同年刊登的研究也對黑潮延伸區域探討不同季節的變化，冬季時如同灣流情形，在暖側有壓力梯度調整作用，風場強輻合產生，雲頂突破中對流層；早夏則有垂直混合作用，此區一般會有南來溫暖的風增加穩定度，但在海溫梯度強的暖側卻沒有海霧生成，表示此區大氣受海溫梯度影響依然不穩定，同樣有風場輻合並伴隨雨帶，支持了向東延伸的梅雨帶(Tokinaga *et al.* 2009)。

較低緯的黑潮部分則以東中國海段較多分析。Xie *et al.* (2002)在研究東中國海海盆地形對海溫及氣候影響時，有注意到冬季時此區的風速、雲量在黑潮流經的暖側較多，並用模式模擬出台灣低壓來。此後，東中國海的黑潮在近兩年才開始有較多研究成果。Xu *et al.* (2011)針對春季時的研究顯示出在此海溫梯度能加強深對流，除了觀測資料分析，向東移動的氣旋在 WRF(Weather Research Forecasting)模式挪去海溫梯度的效應後，對流降雨的期間和強度會跟著減弱，放入海溫梯度則產生集中在黑潮上方且較強的降雨帶，當地提供的可感熱

和潛熱釋放為雨帶駐足的關鍵。Sasaki *et al.* (2012) 對六月梅雨季也有觀測資料和模式的分析，雖然在此季節大氣受大尺度天氣系統影響，梅雨是主要的降水來源，不過他們認為黑潮在此提供的蒸發和風場受壓力梯度調整效應更能加強降水，使雨帶集中。模擬實驗中，若將海溫梯度挪去，即便梅雨系統存在，雨帶將變為大範圍的降雨，強度也會減弱。

緊鄰黑潮的台灣，受黑潮引起暖濕的空氣造就了許多獨有特色，包括對台灣的文化特色、經濟產業等等。但是回首過往，大多研究著重在中高緯度的黑潮或黑潮向東延伸區域，近兩年雖然將研究範圍南移，開始對東中國海的黑潮有不同月份的分析，但是仍未以副熱帶、流經台灣東部的黑潮為主作各季節有系統的研究。

另外，台灣低壓的快速形成、北移，常造成日本嚴重災害，過去對台灣低壓的統計中，發現1962-1976年間發生在台灣附近海域(北緯20到30度，東經120到130)的位置，絕大多數就在黑潮流經範圍(Yu, 1980)。戴志輝(2008)對冬季台灣近海對流邊界層發展的模擬也提到，“冬季台灣的局部環流與天氣特徵，並非只是單純之氣流與地形間相關性問題，更應強調海洋對大氣調節的過程。”若能對此地區用更好的觀測資料深入研究或許對台灣低壓及天氣氣候系統的認識層面能更多更廣。

然而東亞四季變化強烈，若要找出黑潮的影響力何在，須分季節做更詳盡的分析。本文即針對黑潮對台灣東部延伸地區(由經緯度(127,30), (132,30), (118,22), (123,22)四點組成，如圖1(a)方框所示)的大氣影響，如降雨量、對流程度等作季節性分析，期盼使用高解析衛星資料能挖掘出黑潮影響力的不同面向，再加以統整，對低緯度黑潮海氣交互作用能有更多了解，以利往後能應用在更多不同氣象層面。經過過往相關文獻回顧後，以下第二章會先介紹取用的各項資料和研究方法，第三章討論季節性變化，第四章針對研究結果做總結和討論目前面臨的議題。

## 2. 資料來源與研究方法

### 2.1 資料簡介

#### 2.1.1 海表面溫度 (1) : MODIS/Terra 4km NSST

美國國家航空及太空總署(NASA)於1999年12月與2002年5月所發射的Terra與Aqua衛星，為其地球觀測系統(EOS)計畫中的兩個衛星，這兩個衛星均攜帶有中解析度成像光譜儀(MODIS: Moderate Resolution Imaging Spectro Radiometer)，MODIS/Terra以及MODIS/Aqua衛星分別於2000年2月24日2002年6月24日開始搜集並傳送觀測資料。本文使用的第一組海表面溫度資料使用為搭載在Terra衛星上MODIS感應器的level-3(11和12 micron)夜間海表面溫度資料(NSST)，選用夜間的目的是為避免白天輻射對海表溫度造成干擾。品質控管選在等級一，因為此資料是為紅外線波段，會受雲層遮蔽干擾，經過測試以等級一(medium)的資料最為完整可信。

資料網格點為4km × 4km，解析度相當高。網站提供每日、八天平均、月平均、年平均等不同時間尺度，從2000年提供至今。本文選用月平均資料作季節性分析，八天平均資料做時序分析，精細的網格點能完整呈現小範圍內海溫的變化，並且在陸地邊緣仍有資料，較能配合本研究所需。

表 1 KS 和 GS 區域內，海表面溫度、雲內液態含水、降雨率、蒸發率、水氣通量輻合、水氣平流項、水氣輻合項、十米高風速之平均值、最大值、最小值與標準差；以及垂直向上運動  $1 \times 10^{-2}$  Pa/s 發展高度和最大風速

mean/max/min/SD	region	DJF	MAM	JJA	SON
SST ( $^{\circ}\text{C}$ )	KS	22.8/25.6/17.2/1.4	23.8/27.1/17.7/1.8	28.4/30.3/25.6/0.5	27.0/28.1/24.6/0.6
	GS	21.1/25.2/11.9/2.7	21.6/25.8/13.1/2.4	27.0/29.3/23.6/1.1	25.7/28.3/20.5/1.6
Cloud liquid water (mm)	KS	0.17/0.35/0.00/0.04	0.14/0.45/0.00/0.03	0.11/0.38/0.01/0.03	0.12/0.35/0.03/0.03
	GS	0.11/0.17/0.37/0.03	0.08/0.14/0.02/0.02	0.09/0.22/0.04/0.02	0.11/0.39/0.05/0.02
Rain rate (mm/day)	KS	5.12/36.80/0.00/2.66	5.74/15.20/0.00/2.26	6.26/25.10/0.00/2.21	5.42/35.60/0.00/2.62
	GS	5.08/10.78/0.15/1.27	4.66/7.72/0.00/1.30	5.79/20.94/0.00/1.59	5.68/17.25/1.04/1.64
Evaporation (mm/day)	KS	8.4/10.1/5.6/1.3	3.9/5.4/2.2/0.9	3.0/3.8/2.1/0.4	6.9/8.0/4.5/0.8
	GS	8.3/9.9/5.7/1.1	5.0/6.5/2.5/1.1	3.2/3.8/1.7/0.6	7.2/8.0/5.5/0.7
Moisture flux divergence ( $10^{-6}\text{s}^{-1}\text{*g/kg}$ )	KS	-29.6/80.3/-87.9/35.8	10.3/116.1/-54.9/34.8	15.3/93.4/-21.2/22.1	-2.1/104.8/-47.8/32.0
	GS	-17.0/20.9/-80.2/31.1	2.0/51.2/-52.8/28.0	12.5/46.1/-44.4/21.8	5.0/38.5/-41.6/21.0
Moisture advection term ( $10^{-6}\text{s}^{-1}\text{*g/kg}$ )	KS	-33.2/-14.3/-45.6/7.2	-6.2/1.7/-15.6/4.0	3.9/7.9/-5.4/2.5	-15.4/-5.0/-24.5/4.2
	GS	-19.9/-1.5/-36.6/10.5	-1.3/5.4/-12.4/5.8	9.1/12.9/4.7/2.2	-5.0/0.01/-10.2/3.2
Moisture convergence term ( $10^{-6}\text{s}^{-1}\text{*g/kg}$ )	KS	3.4/115.5/-63.0/34.9	16.5/119.3/-44.2/33.5	11.6/86.0/-22.8/21.3	13.6/120.0/-33.7/31.8
	GS	2.0/33.7/-48.8/23.8	2.9/48.2/-47.2/25.3	3.6/37.9/-55.6/21.8	9.6/41.3/-33.5/19.6
10-m wind speed (m/s)	KS	9.4/12.6/6.8/0.6	7.8/13.6/6.4/0.6	7.0/9.6/5.3/0.3	8.7/11.5/7.1/0.6
	GS	9.8/11.9/6.8/1.1	8.7/10.3/6.0/0.9	6.7/7.8/5.2/0.5	8.4/10.5/5.8/0.6
Vertical upward wind (hPa)/( $10^{-2}$ Pa/s)	KS	750hPa/6	400hPa/5	100hPa/3	150hPa/4
	GS	300hPa/1	700hPa/1	150hPa/5	200hPa/2

### 2. 1. 2 降雨率(rain rate)和雲內液態水(cloud liquid water)

降雨率和雲內液態水此兩筆資料取自 AMSR-E, AMSR-E 是一種被動式微波輻射儀，酬載在 AQUA 衛星上，有 12 個頻道 6 種頻率，其頻率範圍從 6.9 到 89.0 GHz。自 2002 年 5 月 4 號升空後，資料從 2002 年 6 月 1 日啟用，至 2011 年 10 月 4 日停止運作。網站提供一天兩筆的資料及三天平均、周平均、月平均資料。涵蓋範圍包括全球海洋，共  $1440 \times 720$  個網格點，解析度約  $25\text{km} \times 25\text{km}$  ( $\sim 0.25$  degree)。本文利用月平均資料做季節分析，周平均資料做時序分析。降雨率(Rain rate)為液態降水率(rate of liquid water precipitation)，不包含固態降水(雪、冰)，在近陸地 25 公里內缺乏

資料；雲內液態水(cloud liquid water)為大氣垂直層內全部的液態水含量，不包含冰、雪等固態水，在近陸地 25 公里內缺乏資料。

### 2. 1. 3 近海表風場資料：QuikScat 10-m wind

近海表風場資料取自 1999 年 6 月發射的 SeaWinds on QuikScat Ku-band( $\sim 14$  GHz)微波段散射儀，屬於主動式遙測，已於 2009 年 11 月 23 日結束觀測。觀測表面粗糙度(wind stress)，提供近海面十米高度的風速和風向。測得風速介於 3~20 m/s 之間，精確度達 2 m/s；方向的精確度達 20 度，有雨時觀測會受干擾，本研究處理過程已將受雲或水氣干擾的資料濾除。網站提供一天兩筆的資料及三天平均、周平均、月平均資料。涵蓋範圍包括全

球海洋，共  $1440 \times 720$  個網格點，解析度約  $25\text{km} \times 25\text{km}$  ( $\sim 0.25$  degree)。

### 2.1.4 熱通量資料：Gsstf.2b Latent heat flux/Sensible heat flux

Goddard Satellite-based Surface Turbulent Fluxes (GSSTF) 為 NASA 提供。利用 GSSTF2 bulk flux model 取得四種通量值，可感熱通量、潛熱通量、經向和緯向風應力，這些參數對於了解海氣交互作用是非常重要的。

計算公式如下：

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{Wind Stress} \\ \text{Sensible heat flux} \\ \text{Latent heat flux} \end{array} \right. \quad \begin{array}{l} \tau = \rho C_D u_*^2 \\ SHF = -\rho C_p u_* \theta_* \\ LHF = -\rho L_v u_* q_* \end{array}$$

衛星提供十米高風場、整層水氣和亮度溫度，再去推算出低層的水氣、大氣比濕等參數。但是只有這些資料是不夠算出通量，因此再從 NCEP(National Cholesterol Education Program) 資料中取出海表面溫度、海平面氣壓、兩米高度溫度、海表飽和比濕放入模式中運算取得。

本研究取用潛熱通量加入空氣密度、相變潛熱值運算，得到蒸發率以便和降雨率比較。目前本篇使用之解析度為  $1^\circ \times 1^\circ$ ，預計未來可使用  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  的海溫資料，以增進資料解析(Shie *et al.* 2009)。

### 2.1.5 大氣資料：EC-Advanced

由歐洲中期天氣預報中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)在世界氣候研究計劃(World Climate Research Program, WCRP)資助下發展並維持的熱帶海洋與全球大氣(Tropical Ocean and Global Atmospheric, TOGA)資料庫。資料的水平解析度  $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ ，垂直層數則依不同年份而有所差異，在 1999 年以前垂直層數為 15 層(包含 1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 10hPa)，2000 年至 2007 年 11 月 6 日前的垂直層數為 21 層(包含

1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2, 1hPa)，2007 年 11 月 7 日後垂直層數為 25 層(包含 1000, 950, 925, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2, 1hPa)，六小時一筆，變數包含三維運動場、溫度、溼度、地表溫度、地表氣壓、海表面溫度、海平面氣壓等。本研究使用三維運動場與輻散場觀察大氣流動和對流情形，並用水平風場及濕度，運算出水氣通量以界定水氣傳送過程。

## 3. 季節分析研究結果

由於台灣地區位居西北太平洋、東亞沿岸，氣候受東亞季風、西南季風、西北太平洋副高壓變化、五六月梅雨季和六到九月颱風季等影響，四季變化特徵明顯。若將時間尺度放在年平均討論黑潮對台灣東部外海到琉球群島一帶範圍之間的海氣交互影響時，勢必會將許多不同氣候特徵訊號互相抵消掉(例如不同的降雨型態、雲量、海表面溫度、風速和風向等)。為清楚顯現黑潮在此區對大氣的影響，本章節分析將從四季不同的海洋及大氣因子著手，研究區域設定在西北太平洋台灣東部外海到琉球群島一帶(黑潮流經區域低緯段)，並搭配西北大西洋佛羅里達洋流(灣流經區域低緯段)相互比較討論，以期完整呈現季節的特徵以及比較海氣交互作用的影響力或是受限因素。

### 3.1 海表面溫度

首先使用海表面溫度瞭解兩大洋流的本質，對大尺度有一定認識後，再聚焦研究範圍討論。由於研究區段黑潮緊鄰陸塊，且為降低白天太陽輻射干擾，本研究利用 MODIS Terra 衛星四公里解析夜間海表面溫度(NSST)，此資料為紅外線波段，鄰近陸塊仍有資料。如圖 1 所示為太平洋西北側及大西洋西北側四季海溫分布。西北太平洋在冬天(十二、一、二月，DJF)和春天(三、四、五月，MAM)海溫偏低，北緯 25 度左右海溫約落在攝氏 24 到 25 度區間；夏天(六、七、八月，JJA)和秋天(九、

十、十一月，SON)海溫偏高，北緯 25 度左右海溫約落在攝氏 28 度左右。從海溫分布圖可見，西北太平洋和大西洋的海表面溫度並非完全隨著緯度由南向北遞減，靠近西側陸棚區域皆有一條明顯的海表面溫度鋒面(SST front)，流經此區的表面海水溫度較高，與同緯度海表溫度比較，可高出數度，在太平洋的即為黑潮，在大西洋的即為灣流。北緯 30 度以南的黑潮也就是本篇特別著重的範圍。

太平洋的黑潮在冬天和春天較為顯著，夏秋兩季的海溫在緯度 30 度以南幾乎皆可達 28 度以上，普遍高溫，較看不出黑潮的位置；但是冬春兩季的黑潮明顯，台灣東側海域(東經 123 度；北緯 23 到 25 度)的溫度相較同緯度可高出 2 到 3 度；日本四國以南海域(東經 132 度；北緯 30 到 35 度)相較同緯度的溫度可高出 4 到 5 度。而灣流四季皆顯著，相較同緯度幾乎都有 4 到 5 度的相對高值，並且鋒面往北延伸範圍可達北緯 38 度左右(黑潮明顯的 SST front 到日本南部(北緯 35 度左右)就轉向了)。

進一步跨越緯度分析，在流經台灣東側的黑潮以及較低緯的灣流各取相等大小的平行四邊形(kuroshio south：由經緯度(127°E,30°N), (132°E,30°N), (118°E,22°N), (123°E,22°N)四點組成，如圖 1(a)方框所示，以下簡稱 KS)以及 Gulf stream south：由經緯度(287°E,38°N), (292°E,38°N), (278°E,30°N), (283°E,30°N)四點組成，如圖 1(b)方框所示，以下簡稱 GS)，方框內的海溫值取平均、最大值、最小值及標準差做比較，如圖 2 所示：兩區域四季的海表面溫度平均值都在 21 度以上，KS 內的平均溫度約高於 GS 約 1.5 度，春天差異較大，高 2.2 度，兩區域的最高和最低溫也差距甚大。然而，GS 和 KS 的最高值相當，除了春天差異還是稍大外，秋天甚至高出 KS 0.13 度，並且 GS 的最低溫除了夏季都較 KS 低出 4 度以上。表示兩區域的海溫梯度都相當高，不過灣流的高溫軸細長，海表面溫度梯度較大。

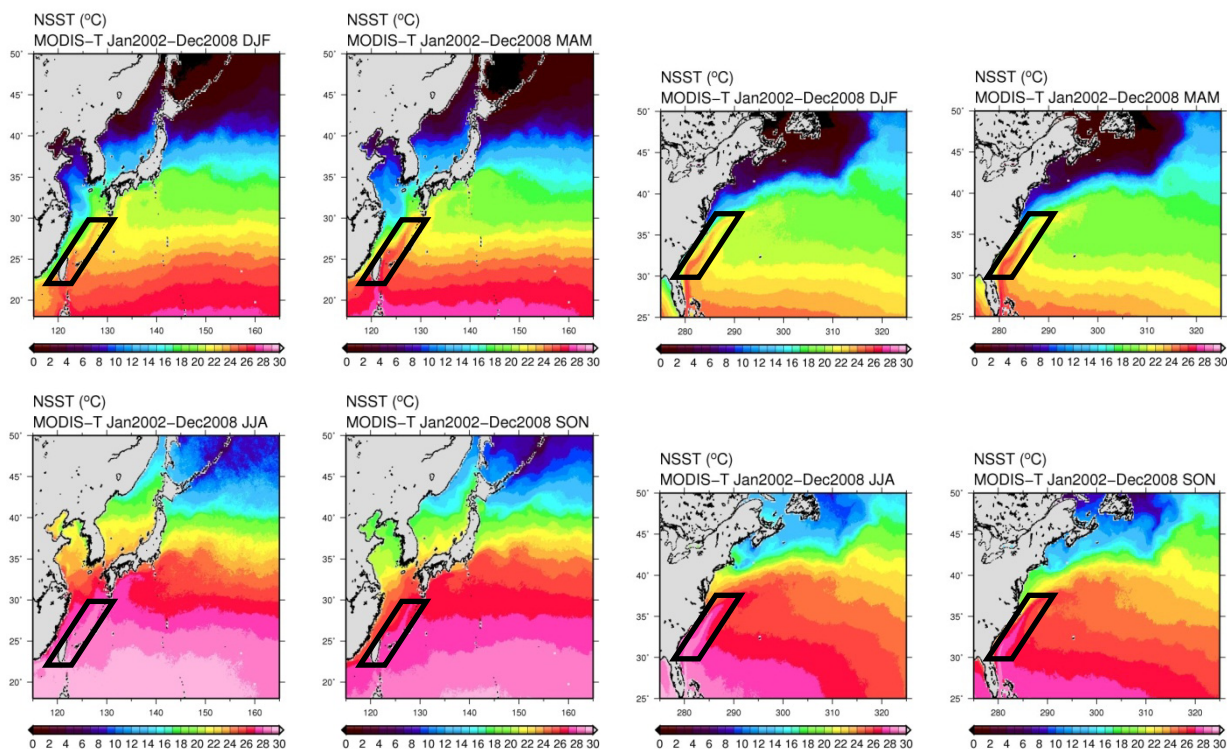


圖 1 MODIS/Terra 4km 解析 NSST(°C)，2002 年 1 月到 2008 年 12 月(a)西北太平洋和(b)西北大西洋季節平均場

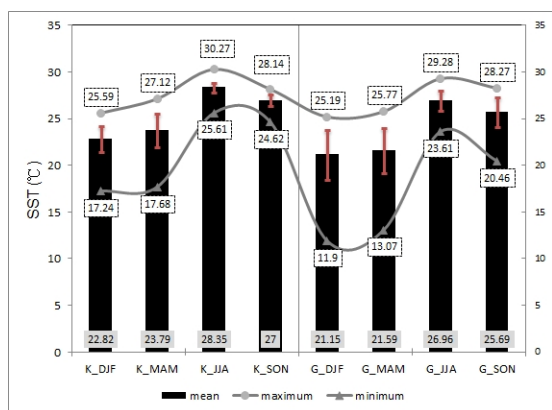


圖 2 黑潮南(KS)(左)和灣流南(GS)(右)區域內(如圖 1 平行四邊形內所示)海表面溫度季節區域平均(黑色長條圖)、海表面溫度季節區域最大值(圓形)、最小值(菱形)、標準差(紅線)。平均值縱座標位於左方；極值縱座標位於右方

## 3.2 海溫鋒面與降雨關係

圖 3 同樣是利用 MODIS Terra 衛星的 4km 解析夜間海表溫度，雲量和降雨資料則用微波段的 AMSR-E 的雲內液態含水量(cloud liquid water)及降雨率(rain rate)所製成的時間序列圖。在這裡為求時間上較細微的變化，使用的時間解析是海表溫度八天平均和 AMSR-E 七天平均資料。縱座標的時間範圍從 AMSR-E 有資料的 2002 年 6 月開始，到 2008 年 12 月止，橫坐標為經度值，繪製的是北緯 24 到 25 度的緯向平均。暖季時(六月至十一月)的溫度在經向上變化不大，約莫落在 28 度以上，但是在冷季時(十二月至五月)的經向變化就很顯著了，在東經 128 度以東的海溫就落在 22 度以下，但是以西可以上升到 25 度左右，隨著經度改變一度，海表面溫度也改變一度的變化值可以反映到同時期雲內液態水及雨量訊號上。

在冷季時有顯著的液態雲分布，以 2002 年 12 月到 2003 年 5 月為例，此時的海表溫度都在 28 度以下，以東經 128 度為界，向西的溫度經向變化大，從 22 度增加到 25 度，對應到雲的液態水含量在 0.08mm 之上，越靠近台灣訊號也越強，而降水部分也大都集中在這個範圍，落在 5mm/day 左右，並且降雨的時間點連續；東經 128 度以東則是完全

不同的情形，128-134 度之間的溫度低，變化不大，伴隨的雲量低，降雨也少。在暖季時則經向溫度梯度極小，普遍高溫，溫度主要隨時節變化，所對應的雲量和降雨少，且經向變化微弱。暖季在東經 128 以西偶有大於 0.16mm 的雲液態水和大於 30 mm/day 的降雨率，事實上是常常無雲無雨狀態，此不連續且強降雨的狀態可能為西南氣流或颱風降雨所致。上述的情形在其他年份也常可見到，可見在冷季時，黑潮帶來的海溫梯度變化和當地降水訊號在時序變化上有著密切相關性。以下將繼續介紹降水相關訊息。

## 3.3 雲量、降雨和蒸發

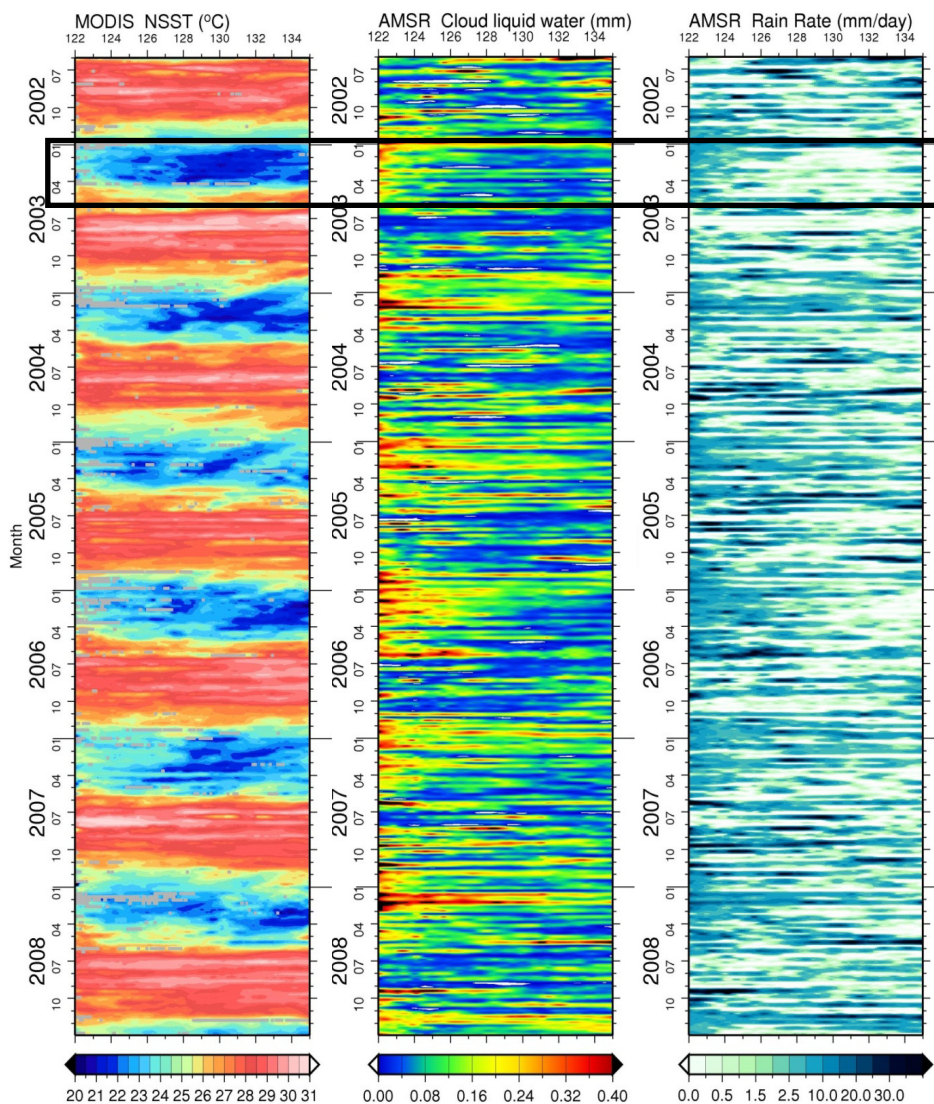
太平洋和大西洋地區高雲量(大於 0.1mm)大致沿暖流經位置分布，如圖 4(a)所示。大西洋區域的雲量在冷季時主要集中在高緯區域(北緯 35 到 40 度)，以冬季最多，超過 0.18mm；暖季時往低緯分布(GS 區域)，夏季超過 0.1mm 的區域最少。西北太平洋區域則普遍雲量多，黑潮流經的區域皆有大於 0.1mm 的雲量，然而在 KS 區域內尤甚，KN 區域(東經 145 度，北緯 34 度，以下稱為黑潮北，Kuroshio North, KN)次之，如圖 5(a)所分析，冬季和秋季平均雲量達 0.17mm 和 0.14mm，最大值甚至超過 0.35mm 及 0.45mm，出現在台灣東側外海，此多雲的狀況與 GS 迥異。

降雨分布位置與雲內液態水分布相近，如圖 4(b)，唯獨太平洋冬季狀況較不同。西北太平洋區域內，冬季的降雨普遍較其他季節來的小，少部分區域達 5mm/day 的量值，並且在 KS 區域內平均起來是四季中最小的，但是降雨率的最大值卻同時出現在此季(圖 5(b))，特別在台灣東部有一長條 9mm/day 的高降雨分布；其他三季時的降雨分布則較均勻，春季沿著琉球群島有較強超過 8mm/day 的訊號，黑潮流經範圍與量皆相當高；夏季和秋季在 KS 區內平均值為 5.4 到 6.3mm/day，秋季也在 KS 和 KN 有高降雨量。大西洋的降雨如同 Minobe et al. (2010)的季節分析，冬季多分布在北緯 38 度的 Gulf stream proper，7-8mm/day；夏季集中在北緯 33 度的佛羅里達洋流，8-9mm/day；春季、秋

季則分別與冬季、夏季分布相似。GS 內的平均降雨率及最大值除了秋季約莫都小於 KS 區域 0.5mm/day。

從蒸發的角度來看，若某地區的蒸發夠強，表示當地海水和底層空氣的濕度或風速差異夠大，使水份能透過蒸發從海洋帶入大氣，並釋放出潛熱加熱大氣。圖 4(c)是由 GSSTF.2b 提供的潛熱通量 (latent heat flux)，透過參數換算後得到的蒸發量，資料本身解析為 1° x 1°。除了在東亞夏季較不明顯外，蒸發率的相對高值隨著暖流分布，冬春兩季與同緯度蒸發量差異特別大，而強度在兩大洋都以冬季和秋季的蒸發最強，春天次之，夏季最弱(圖 5(c))，在 KS 區的冬秋春夏平均值分別為 8.36、

6.90、3.85、3.00 mm/day，與降雨率的差值分別為 3.24、2.42、-1.89、-3.26mm/day；在 GS 區域的平均值分別為 8.31、7.20、5.03、3.15mm/day，與降雨率的差值分別為 3.32、1.52、-0.37、-2.64mm/day。兩區域皆以冬秋兩季蒸發大於降雨，春夏兩季蒸發小於降雨，同於 Minobe *et al.* (2010)對西北大西洋區域的研究結果。但是 KS 在春夏的蒸發、降雨較 GS 為懸殊，冬季相近。表示兩區域在季節性蒸發變化上還是有所不同，不過在冬季時都因暖流的流經，提供大氣相當充裕的水氣，至於其他季水氣供應是否為蒸發，爾或蒸發的來源到底是海氣濕度差異或是風速所致還有待其他參數分析後商榷。





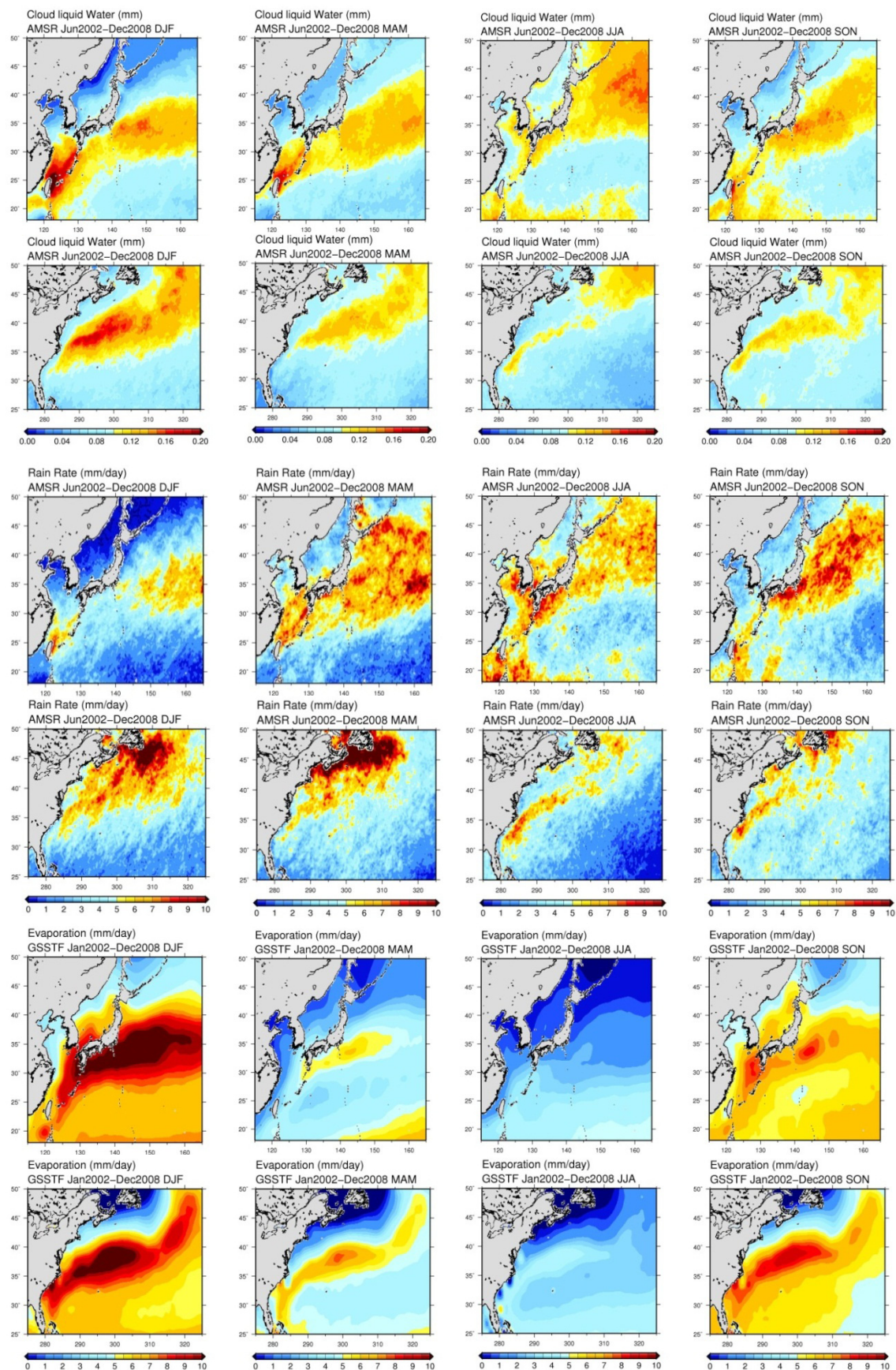


圖 4 (a)AMSR-E 雲內液態含水(mm) (b) AMSR-E 降雨率 (mm/day) (c) GSSTF.2b 蒸發率 (mm/day)·2002 年 1 月到 2008 年 12 月季節平均場(上排為西北太平洋，下排為西北大西洋，由左至右依序為冬春夏秋)

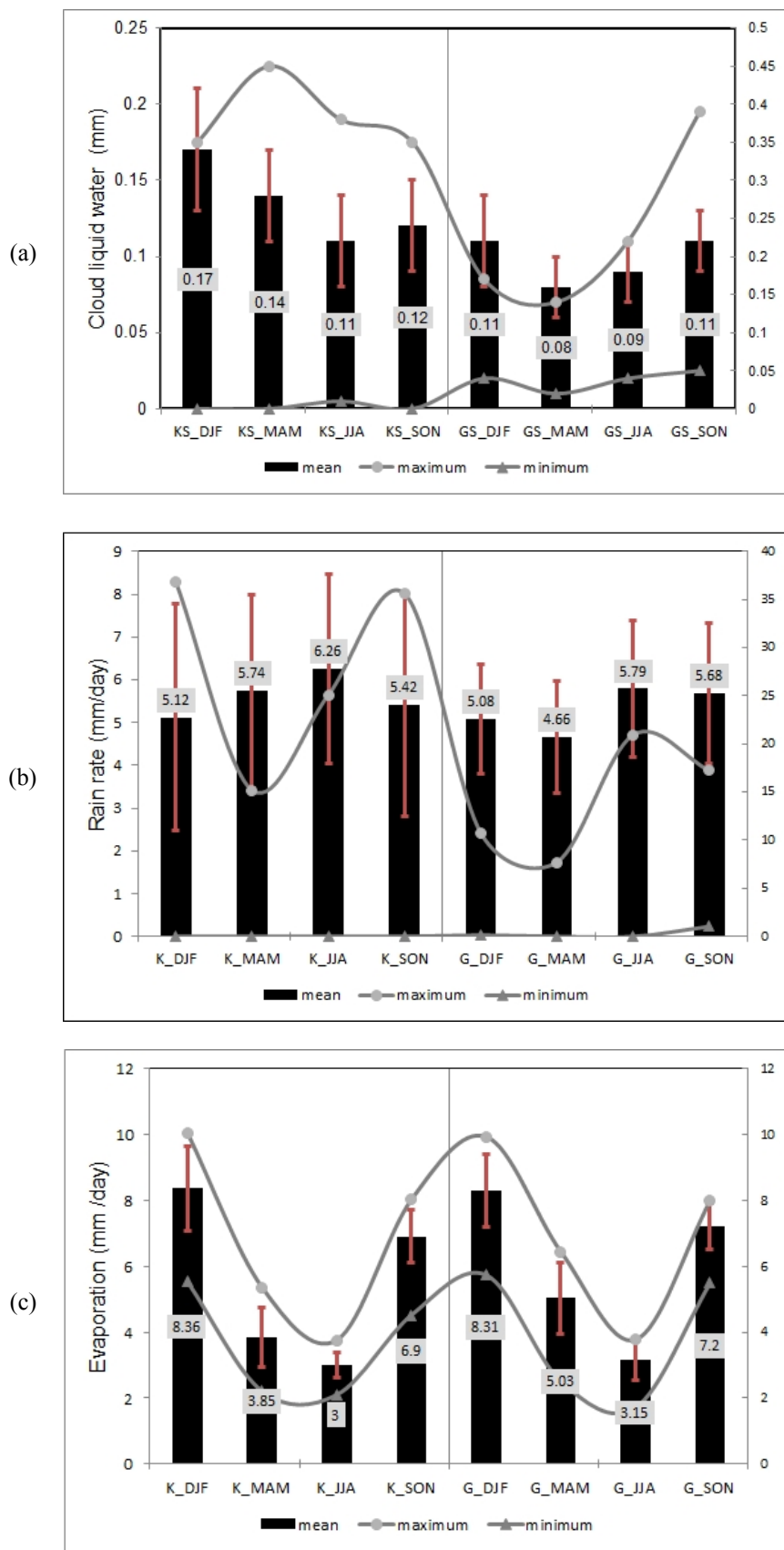


圖 5 如圖 2，(a)雲內液態含水(mm) (b)降雨率(mm/day) (c)蒸發率(mm/day)

### 3.4 風場分析

Minobe *et al.* (2008)在研究灣流對氣候的影響時，利用 Lindzen & Nigam(1987)所提出的壓力梯度調整(pressure adjustment mechanism)去解釋海溫是如何改變低層大氣再進而影響到整個大氣層的，關鍵就在於底層的壓力變化和風場變化。海表面溫度會影響邊界層的氣溫，使低層壓力變化有了梯度進而驅動風場，風會在相對暖區產生輻合，冷區輻散。另外 Chelton *et al.* (2004)利用衛星遙測資料去檢視具有 SST 梯度洋面上的特徵時，引用 Wallace *et al.* (1989)提出的垂直混合(vertical mixing mechanism)，他認為上述 Lindzen and Nigam 所用的海表面溫度梯度、海表面壓力梯度和風速彼此之間並非完全的線性相關，邊界層的動力機制才是關鍵。海洋表面因摩擦力使低層風速很小，高層風速大，在冷洋面上的風速垂直分層明顯；而在高海溫洋面上的近地層空氣不穩定，加強了垂直混合作用，使低層風速增加。所以在暖海面上風速大，冷海面上風速小，當風從冷海溫吹向暖海溫時，跨過等溫線的風會有輻散現象。眾多海氣調整的機制都與風場變化息息相關，所以接下來再用風場資料來檢視 KS 和 GS 的情形。

用 EC advanced 大氣資料繪出的 GS 區的

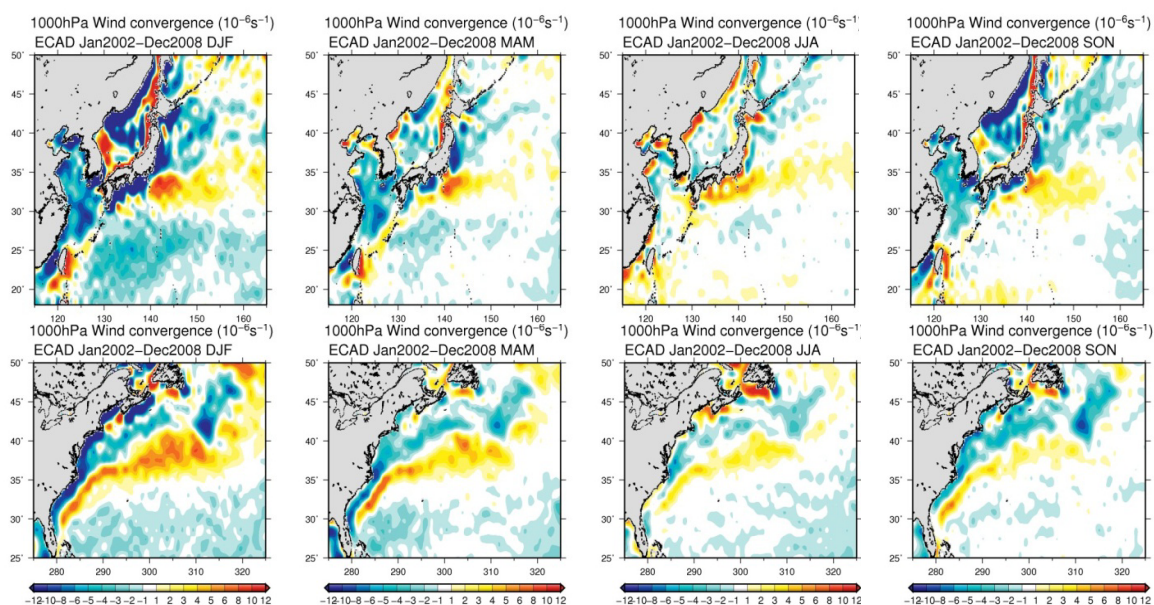


圖 6 EC advanced 1000hPa 風場輻合 ( $10^{-6}s^{-1}$ ), 2002 年 1 月到 2008 年 12 月西北太平洋(上)和西北大西洋(下)季節平均場，由左至右為冬春夏秋

1000hPa 風場輻合，圖 6 中大西洋以灣流為界，在海溫暖區輻合，冷區輻散，又以冬天最為強烈；在東亞狀況相異，整體以春天的輻合較顯著，為帶狀分布，暖區輻合、冷區輻散，輻合量值約莫  $3 \times 10^{-6}s^{-1}$ ，冬季在台灣東部也相當強，可高到  $10 \times 10^{-6}s^{-1}$ ，其他三季的輻合則相當微弱，極值落在台灣東部和日本東南部(KN)，不似灣流的輻合值在四季皆為帶狀連續分布。

### 3.5 水氣收支分析

降水不僅僅從當地蒸發貢獻，其他還有水氣的平流和輻合等項提供，Trenberth & Guillemot (1998)分析大氣中水氣的循環時提到，一地的降水來源有三：大氣原有的水氣、經由風帶到某地區水氣平流所產生的輻合、從表面蒸發帶到大氣的水氣，然而在長時間尺度下，第一項的作用已不顯著，主要的作用為蒸發和水氣通量。圖 7 為利用 EC advanced 比濕(Specific humidity mixing ratio)和風場資料換算得來的西北太平洋和西北大西洋的低層水氣傳送，分別是 1000hPa 水氣平流項( $-v\nabla q$ )和水氣輻合項( $-q\nabla v$ )。

水氣平流項和水氣輻合項相加即為水氣通量輻合項，其值分布大致與水氣輻合項相當(圖中未顯示)，部分地區有超過  $10^4$  的數量級，水氣平流項相較之下來的很小，主要在正負  $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}(\text{g/kg})$  之間。大西洋的水氣通量輻合相當高，主要由水氣輻合項貢獻，並且沿著暖流分布，冷季和暖季各有不同極值坐落，冷季時 Gulf stream proper 的水氣通量輻合達  $40 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}(\text{g/kg})$ ；暖季則較集中在 GS 區域，有到  $60 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}(\text{g/kg})$ 。而在 GS 地區在平流項部分以夏天較高，平均  $+9.07 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}(\text{g/kg})$ ，由隨著西南氣流南向北傳送水氣；冬季反向，平均  $-19.94 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}(\text{g/kg})$ ，西北風將水氣往外帶走；春季亦如是，在高緯經由大西洋西風帶將水氣往東方送，與 Minobe *et al.* (2010) 季節性分析結果相同，使灣流向東延伸區域在冷季雖然蒸發量不特別大，但仍有充足降水分布；秋天則由北風吹送，平流項平均同為負值，但較小， $-5.04 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}(\text{g/kg})$ 。

然而在太平洋區域，只有春季的水氣正通量輻合沿黑潮範圍分布，在琉球群島有  $+30 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}(\text{g/kg})$ ，其他三季在琉球群島多為負值，不過在台灣東部鄰近陸塊區域都有很強的正通量輻合(冷季時超過  $90 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}(\text{g/kg})$ )，也以輻合項場做主要供應，四季都在 KS 和 KN 區域有較大的輻合，但在春秋兩季的帶狀分佈較明顯(但是離黑潮海面溫度梯度較強的位置有向東偏離的現象，可能與此資料為  $1.125^\circ$  解析有關)；KS 內平流項同樣只在夏天顯著，由南向北送上  $10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}(\text{g/kg})$ ；不過在冬季時，東北季風帶來的水氣較乾，有較強的負值影響(平均約  $-33.2 \times 10^{-6}$ ，最低值到  $-45.6 \times 10^{-6}$ ，為兩區域四季最低)；春秋在 KS 同為負值，約  $-10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}(\text{g/kg})$ 。

由兩區域的水氣收支分析可知，KS 和 GS 只有在夏季時水氣平流項為正，由大尺度西南氣流供應水氣，而其他三季水氣皆向外平流，其中以冬天向外量值較高，在此區水氣充足。輻合情況在西北太平洋區域較為混亂，很強的輻合、輻散值同時存在，不過在 KS 內仍為輻合居多，以春季供應較甚。

### 3.6 垂直運動

接下來看到緯向上的垂直速度剖面。以東亞區域輻合較強的兩個區域 KS、KN，以及近似 Minobe *et al.*(2010)探討灣流對大氣影響季節性的變化時分析的兩個區域(Gulf Stream proper、佛羅里達洋流(近似 GS))，作緯向上的垂直速度剖面，經向平均範圍標於如圖 8 敘述中。

Gulf Stream proper 在四季皆有上升運動駐點，都有到 200hPa 左右，以冬天上升運動最強，650hPa 以下達  $4 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ ，到 200hPa 仍有  $2 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$  的風速，有高層往北偏情形；春季情況似冬季，但程度約弱  $1 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ ；夏天風速也相當強，高風速核心( $3 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ )出現在中大氣層，400hPa 到 700hPa 之間；秋季較弱只到  $1 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ ，但仍是整層的運動。

在佛羅里達洋流(GS)四季差異較大，冬天的  $1 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$  風速到 650hPa，但是與緯度較高的高層垂直運動相連，中層大氣仍有微弱向上對流；春季達 700hPa，為四季最弱；夏天的高風速核心在中層，可達  $5 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ ，發展最強；秋季發展仍高，到 200 hPa，但是上升運動微弱，幾乎皆在  $2 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$  以下。

在 KN 區域的向上運動也發展到高層，特別是冬季的垂直運動強烈，高於每秒  $9 \times 10^{-2} \text{ Pa}$ ，為 Gulf Stream proper 的 2 倍多，同有到高層北傾的現象，但是高低層向上運動並不完全連續；春季情形也似冬季，但程度較弱，最高值為  $4 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ ；夏季整區皆為上升，與 Gulf Stream proper 相似；秋季也幾乎為整區上升，程度又較夏季強，可到 4 到  $5 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ 。

本文所關心的 KS 區垂直運動則較受侷限，冬季發展不超過 700hPa，主要在北緯 22 到 25 度之間，不過有  $6 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$  的上升運動，大環境為下沉氣流；在其他三季仍發展到 400hPa 以上，但是狀況迥異；春季  $2 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$  的運動到 700hPa 以上，另外再北傾升到 400hPa，最高風速達  $5 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ ；夏秋兩季的高風速分布較低緯，且普遍向上，夏季運動又較秋季強，且主要在高層分布，由

北緯 22 度向低緯發展，與其他三季不同；秋季也向南偏，達 400hPa，但  $2 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$  的量值只到

450hPa。上述四季垂直運動的相異，表示在 KS 不同季節各有不同的垂直運動發展因素。

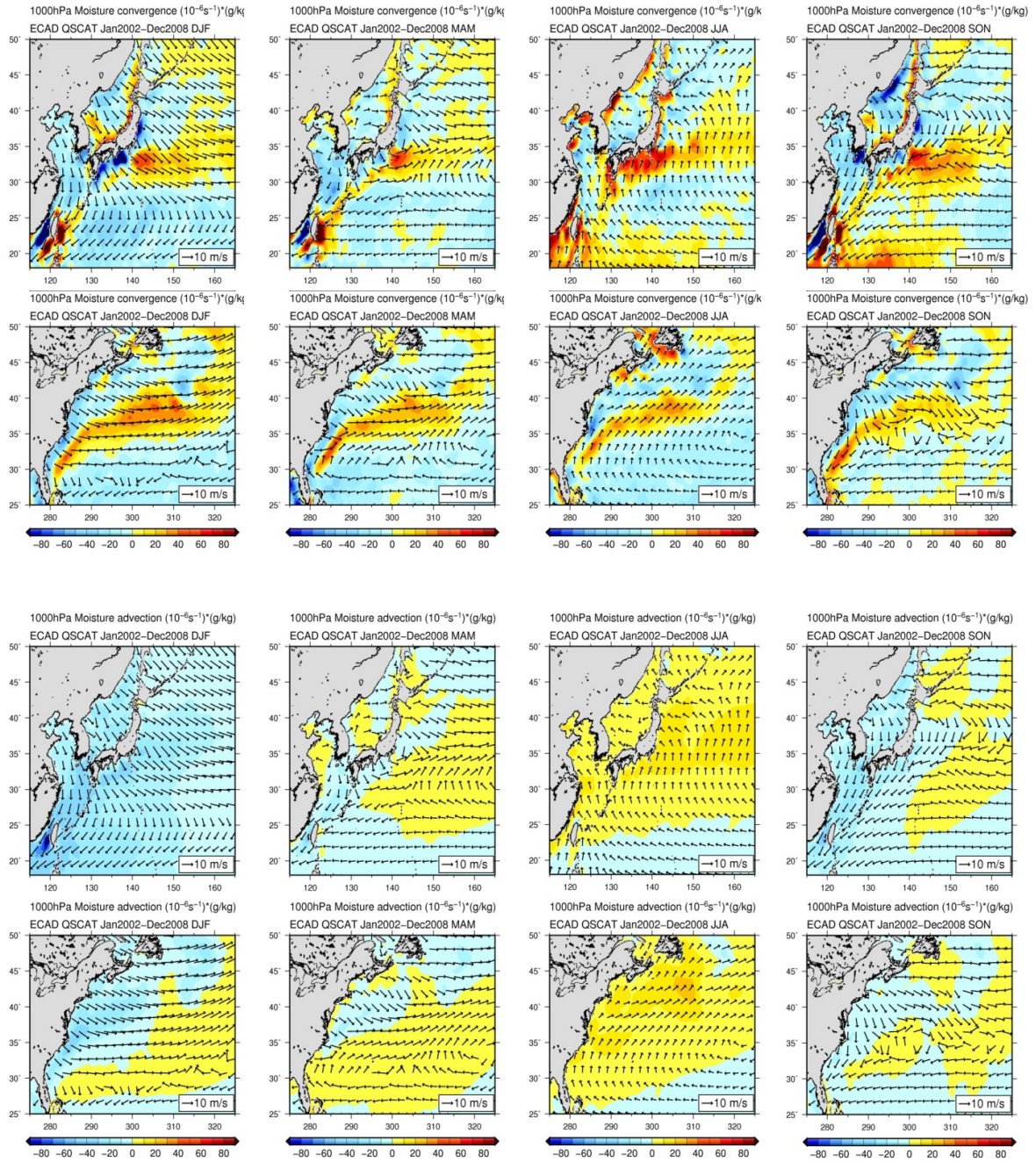


圖 7 advanced 1000hPa(a)水氣輻合項 ( $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ )(g/kg); (b) 水氣平流項 ( $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ )(g/kg) (shaded)和 QSCAT 十米高度風場(vector)，2002 年 1 月到 2008 年 12 月西北太平洋(上)和西北大西洋(下)季節平均場，由左至右為冬春夏秋

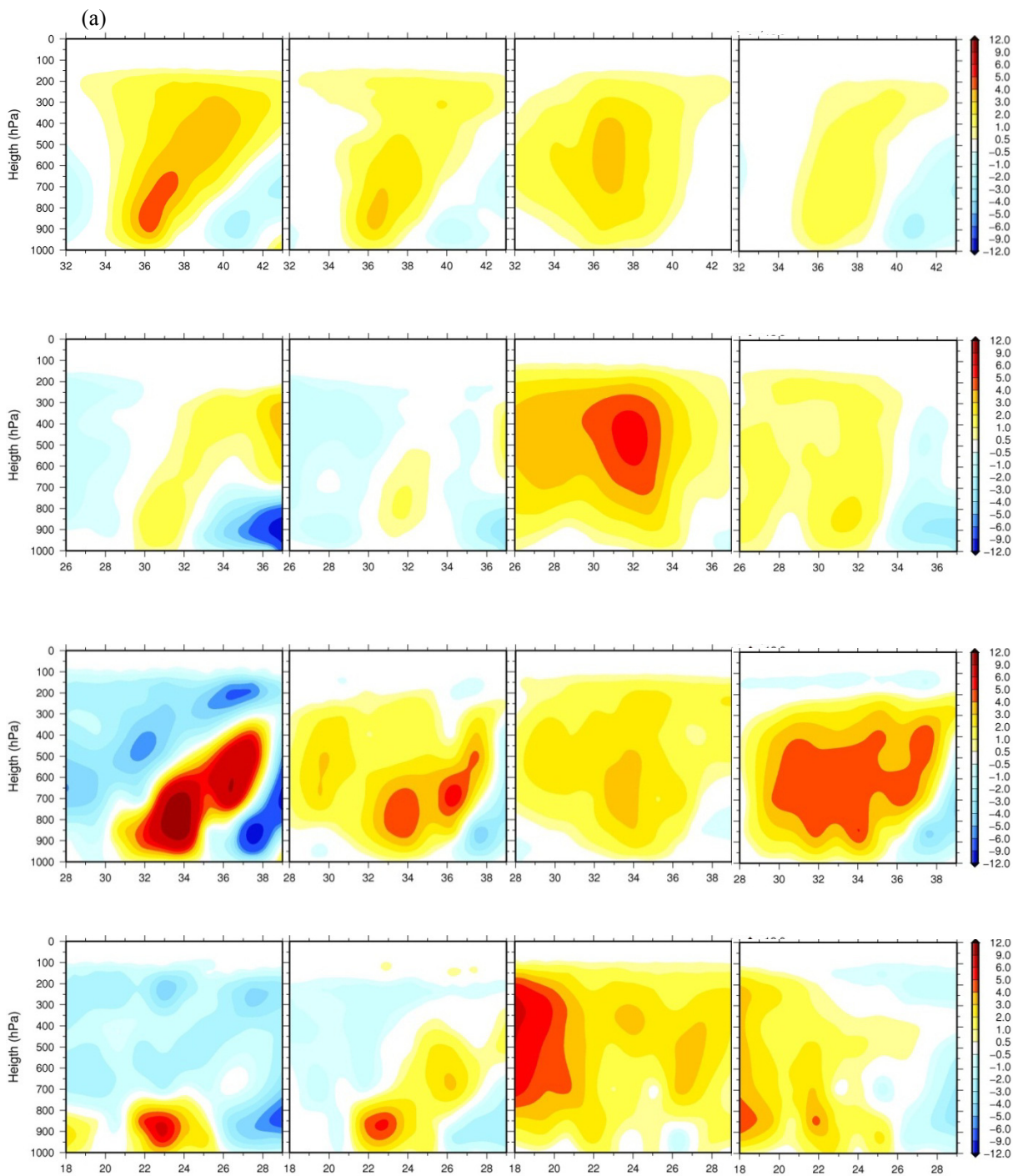


圖 8 advanced 垂直上升運動剖面( $10^{-2}$  Pa/s), 由左至右為冬、春、夏、秋。(a) Gulf stream proper, 西經 70-60° 平均 (b) Florida current(~GS), 西經 80-75° 平均。(c)黑潮北(~KN), 東經 144-145° 平均。(d) 黑潮南(~KS), 東經 123-124° 平均

### 3.7 KS 和 GS 區域的季節性分析(冷季)

KS 區以冷季(春天和冬天)時的海表面溫度梯度較顯著, 在雨量和雲量上都有特殊表現, 但是極值分布不同。在台灣東北部外海雲量都相當高, 又

以冬季高於春季, 然而反映在降水方面是春季高於冬季, 並且冬季降水集中在台灣東北部外海。綜合本章分析結果而言, 冬季水氣平流為負值, 寒冷的東北風帶來強勁風速卻未帶來水氣, 而碰上黑潮這樣暖濕的洋面後, 強烈的溫差和濕度差產生向上的

可感熱通量以及潛熱蒸發，其中蒸發除了受到溫差和濕度差影響，也受到海溫引起的強風速作用，但是受到大環境下沉運動的壓抑，向上運動雖以黑潮位置為核心，卻侷限在中低對流層，並且產生高雲量卻未能有效降水。依 Minobe *et al.* (2010) 的分類，為冬季以可感熱在低層主導的 shallow-heating mode。需注意的是，冬季 KS 的強降水(>8mm/day) 集中在台灣東北角，與蒸發較強的位置不同，此區的高降水率應與風向和山脈走勢帶來的迎風面降水相關(Xu *et al.* 2011)。

KS 春季則蒸發較他季弱，但是風場輻合和水氣場輻合較強，並且在對應黑潮的位置上有強風速帶及雨帶產生，表示此區洋面對大氣的影響為正向(Xie 2004)。在此季節的向上風速位置與同冬季相同，不過卻有突破到中對流層以上，特別的是在高層有北傾現象，可能與東北風抬舉作用相關，由西伯利亞高原由高緯傳送而來的冷氣團碰上南來溫暖的空氣，暖濕空氣沿著鋒面爬坡抬舉。可以推論，入春後的大氣較冬季溫暖，蒸發不夠強烈，但是顯著的海溫梯度仍使風場產生變化，風速的增強和輻合捲入周遭水氣，使此區仍產生集中雨帶，並且搭配高層的輻散和鋒面的抬升使對流到達中高層。Xu *et al.* (2011) 透過不同種類降雨的分析，顯示這裡在此區此季有對流型降水和閃電，以及使用 WRF(Weather Research and Forecasting) 模擬出黑潮的效力，並且該研究認為產生此現象機制為壓力梯度調整機制 (pressure adjustment mechanism)，模擬中挪去海溫梯度後，雨帶將不會在這裡集中，以此展現春季的黑潮仍對大氣具有相當影響力，且會造成深對流。

GS 區則不受地形影響，冬季時雖同有來自陸地的乾冷平流，強風速和海氣溫差引起高蒸發量，但是冬季降雨分布均勻，量與 KS 大範圍相當，無在某處有特強的降水。在此季 GS 的海表面溫度梯度較大，低層風場輻合也相當強，且無大環境下沉運動的壓抑下，支持此區向上運動的發展，不過程度不如 KS 強，可發展到高層應與北邊系統的上升運動有關。

春季的 GS 狀況與其冬季相當類似，同樣具有

高海表溫度梯度、低層風場輻合相當強，使水氣輻合進來，不同的是，此時漸有南來水氣帶入，但風速稍弱些與海氣溫差較小，使蒸發量不大(仍較春季 KS 強)，以致降雨量較冬季小，同時垂直運動也較冬季弱一些。

### 3.8 KS 和 GS 區域的季節性分析(暖季)

KS 夏季和秋季雖然海溫梯度較微弱，但因溫度都超過 27 度，在暖季的對流仍然旺盛，向上垂直運動在此區都衝到高對流層(300hPa 以上)，不過位置卻與黑潮較無完全對應。若從時序分析來看，這兩季的降水並非連續，以夏季來說，水氣的供應主要以水平傳送項為主，是大尺度系統供應。雖然 Sasaki *et al.* (2012) 針對六月梅雨季在東中國海的分析及模擬，表示黑潮對該區早夏(六月)的降水也透過壓力調整機制提供，但是由蒸發項來看其實是很小的，只佔降雨率一半，水氣輻合也並不顯著，此季盛行暖濕的西南氣流，恐怕主要的雨量仍來自大環流的水氣供應(西南氣流、梅雨)，如同 deep-heating mode。

KS 秋季雖然在蒸發率和水氣輻合都堪稱明顯，但是並未搭配顯著底層風場輻合，目前只能說是海溫達深對流門檻值(Graham & Barnett 1987; Waliser *et al.* 1993)，風速強致使蒸發強烈，並且大環境無不利對流發展，使秋季同樣也產生深對流，位置較偏南，與海溫梯度的調整較無直接無關。

GS 在暖季的海表面溫度大平均也超過 26 度左右，夏季也盛行西南風，平流大量水氣進入此區，對流旺盛使雨量相當高，位置同於高溫區，垂直運動在中層強烈並發展到對流層頂，正如 Minobe *et al.* (2010) 對 Florida current 的分析，此區為 deep-heating mode，和 KS 的夏季相似，但是較顯著的海溫梯度使強垂直運動對應在暖流上方。

而 GS 秋季吹東北風，雖無水氣平流入此區，但是仰賴較夏季高的風速，仍提供充足蒸發量，在此雲量和雨量也不小。和 KS 不同的是，GS 夏季和秋季具有海溫梯度，在暖季時仍有造成底層風場的輻合，或許是上述原因，如 GS 夏季般協助了垂

直向上運動固定在此，不像 KS 暖季和冷季的垂直運動位置有挪動。

整體而言，GS 受大尺度系統影響較小，且四季皆具有海表面溫度梯度，在此的海氣交互作用較為一致；KS 則需要考量多項因素，受到大尺度限制或影響也較多，四季各有不同情況。至於邊界層內受海溫影響而產生的機制疑慮會在下一章節後半段一併討論。

## 4. 結論及未來展望

### 4.1 結論

奠基於過往海氣交互作用機制在理論上的建立，與高時空解析資料和模式模擬的運用，洋流，特別在具有海溫梯度特徵的洋流與大氣之間的交互作用為近年來熱門議題。國內外學者爭相研究的範圍也逐漸從熱帶移向中高緯度區域，再往中低緯度副熱帶等區域發展，而台灣即位於副熱帶區域，並且緊鄰的黑潮與台灣文化、經濟等發展息息相關。然而，在本區的海氣交互作用目前尚缺乏統整，透過近十多年來的精良氣象衛星資料，我們已具備氣候觀測的良好工具。本研究的目的即為使用多重氣象衛星和觀測資料去分析台灣東側周遭海域的海氣交互作用，了解此區的季節性變化以及年際變化，並與全球第一大洋流—灣流的低緯段作比較，在太平洋和大西洋洋流暖流流經的較低緯處各取一範圍做評比，整合過去至現今的研究結果，以期提供低緯段黑潮良好的背景知識。

目前對於 KS 和 GS 內季節變化海氣交互作用研究所需的各項參數分析如表 1 所示，分項為以下幾點：

1. 海表面溫度：KS 平均值、最大值海溫較 GS 高 1 到 2 度；GS 最小值較 KS 小 2 到 6 度，高低溫差大。KS 溫度較高，GS 梯度較強。
2. 雲內液態水：KS 在全年雲量都較 GS 多，冷季尤甚。
3. 降雨率：KS 平均稍高於 GS，最大值高出 GS 一到三倍。
4. 蒸發率：GS 約莫等於 KS，在春季時 GS 稍高於 KS。
5. 平均蒸發率減平均降雨率：兩者在冬季較高，約 3.2mm/day，蒸發大於降水；夏季為負值，蒸發小於降水；他季則在正負 1 到 2 之間，以 GS 蒸發減降水較強。
6. 水氣通量輻合：冬季為負值，向外傳送；他季為正值，向內傳送。以 KS 區內量值較強。
7. 水氣平流項：冷季為負值，冬季 KS 遠低於 GS；夏季為正值，GS 高於 KS。
8. 水氣輻合項：四季皆以 KS 較強，春季尤甚。
9. 近地表風速：平均值皆以冬季最強，GS 高於 KS。另外 KS 的最大最小值差異較大，春季尤甚。
10. 垂直向上運動：冷季以 KS 發展高度和最高值強於 GS；夏季相近，但 KS 的發展核心不在黑潮上；秋季以 GS 發展較高，KS 風速較強。

綜合以上幾點和過往文獻可得知：由於春季黑潮低緯段海溫梯度最大，伴隨強風速梯度並產生低層輻合，將周遭水氣帶入以致降雨，向上對流發展最強，並強於灣流低緯段，與 Xu et al. (2011) 在春季東中國海發現的深對流現象相似；冬季則海氣溫差大，並也有海溫梯度存在，即使東北風帶入乾冷平流，但海氣交互作用產生強風速帶，且黑潮的存在給予足夠水氣，蒸發量夠高以致降雨，但是向上運動發展受限，歸類為 shallow-heating mode，同於 Gulf stream proper 冬季；夏季西北太平洋普遍高溫，此時海溫梯度不顯著，但最低溫仍超過深對流門檻值，並有西南季風帶來暖濕水氣，蒸發只占一半降水量，可歸類為 deep-heating mode，同於 Florida Current 夏季，不過 Sasaki et al. (2012) 認為六月時除了大尺度供應降水外，較 KS 內高緯的琉球群島西側可因海溫梯度將降水集中在此區；秋季海溫梯度更小，風場輻合不明顯，但在此時的風速仍強，高海溫、高蒸發量使此區仍有不少降雨和對流發展。

一般來說，海溫會影響可感熱通量和潛熱通量的釋放，但若未搭配低層風場輻合和高層風場輻散的調整，在此區對大氣的影響仍受限於低對流層。



相反的，若海溫梯度夠強、大氣環境場無強烈抑制等不力因素，對大氣產生不均勻加熱則可促發海洋邊界層的調整機制，影響程度可到中高對流層，如春季和年際變化中 2002 年 12 月對大氣的影響情形。目前為止，本研究利用衛星資料高解析度的優勢，已可證實 KS 區域的黑潮對當地大氣具有顯著影響力，可直接影響到中高對流層(400hPa)，打破過往對此區的了解，影響力並非都侷限於邊界層(900-850hPa)。

## 4.2 未來展望

KS 區域黑潮對大氣的影響已可從衛星資料顯現出，然而甚麼樣的機制在當中調整仍有待商榷。在季節分析中，由底層風場的表現和與過去文獻的比對，將春季黑潮帶來海溫梯度對大氣的影響歸因為壓力調整機制，而事實上，在赤道以外壓力梯度調整機制適用與否備受爭議，近年有諸多討論。目前常用於解釋受海表密溫度梯度鋒面(SST front)導致風場輻合/輻散的機制除了壓力梯度調整外，另一個即為垂直混合機制。從分析結果得知，黑潮低緯段對當地大氣的影響是確立的，並且在海溫梯度顯著的季節也與前人研究結果相當一致，在邊界層的風場都有作出反應，但是否能同樣套用過去所提出的此二機制在本研究範圍嗎？

Minobe *et al.* (2008)研究同為赤道以外的灣流，透過拉普拉斯運算子(Laplacian Operator)得到海表面溫度(SST)、表層壓力(SLP)和風場輻合的高度相關(月平均氣候值相關係數為 0.7)，正的拉普拉斯 SLP 對應負的拉普拉斯 SST 顯出壓力梯度調整的作用。Chelton *et al.* (2004)剖析全球低層風場，用垂直混合機制解釋平行等溫線的風(crosswind)會產生風渦旋，跨過等溫線的風(downwind)會產生輻散，在具有海溫梯度的位置都有發現此現象，包括本研究涉及的灣流和黑潮。

Takatama *et al.* (2012)為分辨出兩者在灣流的效力，設計了一組診斷方程和模式，包含壓力梯度、垂直混合機制和水平平流分別對風場輻合/輻散的影響。模式的結果作迴歸分析，得到的相關係

數分別為：0.69、0.34、-0.03，顯示壓力梯度調整為主因，垂直混合其次。實際上模式結果又高估了垂直混合的作用，表示壓力梯度調整確實在灣流為主因，與過去研究相吻合。此研究顯示壓力梯度調整的構想用在赤道以外區域是可行的。

在 Chelton *et al.* (2004)的研究中，台灣東部外海到琉球群島一帶有很強的風渦旋，也就是 KS 區域，風場輻合也有，但相較之下較弱。風渦旋較強應與此區盛行風相關，在四年平均下 KS 主要為東北風，平行等溫線吹送造成渦旋，至於風場輻合很有可能就是壓力梯度調整造成的了。Shimada & Minobe(2011)對全球具有顯著海溫梯度的區域作壓力調整的分析，在灣流和印度洋的阿古拉斯回流都有很好的關聯性，黑潮-親潮向東延伸區域則較微弱，但是 KS 區域並未在他們的討論範圍內，不過從他們的分析圖中可以發現 KS 區域的海表面溫度梯度、壓力梯度和風場輻合也都有互相對應到。表示壓力梯度調整作用在 KS 區相當有機會是可行的，能解釋在此只要海溫梯度顯著就配有風場的輻合之現象，以及降水和對流等訊號。

雖然過去也有眾多模式支持在東中國海的黑潮是由壓力調整機制導致對流、降雨等，即便如此，東亞地區仍受多項參數影響，還是有眾多因素夾雜其中有待釐清，或許要用到更多不同的數值方法以分開不同的貢獻。

## 參考文獻

- 戴志輝, 2010: 冬季台灣近海對流邊界層發展之數值模擬。國立台灣大學理學院大氣科學研究所博士論文。
- Chelton, D. B., M. G. Schlax, M. H. Freilich, and R. F. Milliff, 2004: Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds. *Science*, 303, 978-983.
- Graham, N. E., and T. P. Barnett, 1987: Sea-Surface Temperature, Surface Wind Divergence, and Convection over Tropical Oceans. *Science*, 238, 657-659.
- Greenhut, G. K., 1982: Stability Dependence of Fluxes and Bulk Transfer-Coefficients in a Tropical Boundary-Layer. *Bound-Lay Meteorol.*

- 24, 253-264.
- Joyce, T. M., Y. O. Kwon, and L. S. Yu, 2009: On the Relationship between Synoptic Wintertime Atmospheric Variability and Path Shifts in the Gulf Stream and the Kuroshio Extension. *J Climate*, 22, 3177-3192.
- Kelly, K. A., R. J. Small, R. M. Samelson, B. Qiu, T. M. Joyce, Y. O. Kwon, and M. F. Cronin, 2010: Western Boundary Currents and Frontal Air-Sea Interaction: Gulf Stream and Kuroshio Extension. *J Climate*, 23, 5644-5667.
- Kuwano-Yoshida, A., S. Minobe, and S. P. Xie, 2010: Precipitation Response to the Gulf Stream in an Atmospheric GCM. *J Climate*, 23, 3676-3698.
- Kwon, Y. O., M. A. Alexander, N. A. Bond, C. Frankignoul, H. Nakamura, B. Qiu, and L. Thompson, 2010: Role of the Gulf Stream and Kuroshio-Oyashio Systems in Large-Scale Atmosphere-Ocean Interaction: A Review. *J Climate*, 23, 3249-3281.
- Lindzen, R. S., and S. Nigam, 1987: On the Role of Sea-Surface Temperature-Gradients in Forcing Low-Level Winds and Convergence in the Tropics. *J Atmos Sci*, 44, 2418-2436.
- Minobe, S., A. Kuwano-Yoshida, N. Komori, S. P. Xie, and R. J. Small, 2008: Influence of the Gulf Stream on the troposphere. *Nature*, 452, 206-209.
- Minobe, S., M. Miyashita, A. Kuwano-Yoshida, H. Tokinaga, and S. P. Xie, 2010: Atmospheric Response to the Gulf Stream: Seasonal Variations. *J Climate*, 23, 3699-3719.
- Nakamura, H., T. Sampe, Y. Tanimoto, and A. Shimpo, 2004: Observed associations among storm tracks, jet streams and midlatitude oceanic fronts. *Geoph Monog Series*, 147, 329-345.
- Neelin, J. D., D. S. Battisti, A. C. Hirst, F. F. Jin, Y. Wakata, T. Yamagata, and S. E. Zebiak, 1998: ENSO theory. *J Geophys Res-Oceans*, 103, 14261-14290.
- Nonaka, M., and S. P. Xie, 2003: Covariations of sea surface temperature and wind over the Kuroshio and its extension: Evidence for ocean-to-atmosphere feedback. *J Climate*, 16, 1404-1413.
- O'Neill, L. W., D. B. Chelton, and S. K. Esbensen, 2005: High-resolution satellite measurements of the atmospheric boundary layer response to SST variations along the Agulhas Return Current. *J Climate*, 18, 2706-2723.
- Philander, S. G. H., D. Gu, D. Halpern, G. Lambert, N. C. Lau, T. Li, and R. C. Pacanowski, 1996: Why the ITCZ is mostly north of the equator. *J Climate*, 9, 2958-2972.
- Sasaki, Y. N., S. Minobe, T. Asai, and M. Inatsu, 2012: Influence of the Kuroshio in the East China Sea on the early summer (Baiu) rain. *J Climate*, 25, 6627-6645.
- Shie, C. L., and Coauthors, 2009: A Note on Reviving the Goddard Satellite-Based Surface Turbulent Fluxes (GSSTF) Dataset. *Adv Atmos Sci*, 26, 1071-1080.
- Shimada, T., and S. Minobe, 2011: Global analysis of the pressure adjustment mechanism over sea surface temperature fronts using AIRS/Aqua data. *Geophys Res Lett*, 38.
- Taguchi, B., H. Nakamura, M. Nonaka, and S. P. Xie, 2009: Influences of the Kuroshio/Oyashio Extensions on Air-Sea Heat Exchanges and Storm-Track Activity as Revealed in Regional Atmospheric Model Simulations for the 2003/04 Cold Season. *J Climate*, 22, 6536-6560.
- Takatama, K., S. Minobe, M. Inatsu, and R. J. Small, 2012: Diagnostics for near-surface wind convergence/divergence response to the Gulf Stream in a regional atmospheric model. *Atmos Sci Lett*, 13, 16-21.
- Taylor, P. K., and T. H. Guymmer, 1983: The Structure of an Atmospheric Warm-Front and Its Interaction with the Boundary-Layer. *Philos T Roy Soc A*, 308, 341-358.
- Tokinaga, H., Y. Tanimoto, and S. P. Xie, 2005: SST-induced surface wind variations over the Brazil-Malvinas confluence: Satellite and in situ observations. *J Climate*, 18, 3470-3482.
- Tokinaga, H., Y. Tanimoto, S. P. Xie, T. Sampe, H. Tomita, and H. Ichikawa, 2009: Ocean Frontal Effects on the Vertical Development of Clouds over the Western North Pacific: In Situ and Satellite Observations. *J Climate*, 22, 4241-4260.
- Trenberth, K. E., and C. J. Guillemot, 1998: Evaluation of the atmospheric moisture and hydrological cycle in the NCEP/NCAR reanalyses. *Clim Dynam*, 14, 213-231.
- Vecchi, G. A., S. P. Xie, and A. S. Fischer, 2004: Ocean-atmosphere covariability in the western Arabian Sea. *J Climate*, 17, 1213-1224.
- Waliser, D. E., N. E. Graham, and C. Gautier, 1993: Comparison of the Highly Reflective Cloud and Outgoing Longwave Radiation Datasets for Use in Estimating Tropical Deep Convection. *J Climate*, 6, 331-353.
- Wallace, J. M., T. P. Mitchell, and C. Deser, 1989: The Influence of Sea-Surface Temperature on Surface Wind in the Eastern Equatorial Pacific - Seasonal and Interannual Variability. *J Climate*, 2, 1492-1499.
- Xie, S. P., 2004: Satellite observations of cool

- ocean-atmosphere interaction. *B Am Meteorol Soc*, 85, 195–208.
- Xie, S. P., and S. G. H. Philander, 1994: A Coupled Ocean-Atmosphere Model of Relevance to the ITCZ in the Eastern Pacific. *Tellus A*, 46, 340-350.
- Xie, S. P., J. Hafner, Y. Tanimoto, W. T. Liu, H. Tokinaga, and H. M. Xu, 2002: Bathymetric effect on the winter sea surface temperature and climate of the Yellow and East China Seas. *Geophys Res Lett*, 29, 81-1-81-4.
- Xu, H. M., M. M. Xu, S. P. Xie, and Y. Q. Wang, 2011: Deep Atmospheric Response to the Spring Kuroshio over the East China Sea. *J Climate*, 24, 4959-4972.
- Yu, C. C., 1980: Some climatological aspects of Taiwan Low. *Paper Meteor. Res*, 3, 78-90.

# Air-Sea Interaction of Kuroshio near the East of Taiwan by Satellite Remote Sensing

Min Fang<sup>1</sup> I-I Lin<sup>2\*</sup> Chung-Hsing Sui<sup>2</sup>

## ABSTRACT

Many weather phenomena are related to Kuroshio, which is neighboring to Taiwan. However, there were rare studies about the interaction between the atmosphere and the warm current in low latitude region, especially Kuroshio near the east of Taiwan ((127°E,30°N), (132°E,30°N), (118°E,22°N), (123°E,22°N)). The aim of this study is to investigate the atmosphere response to the south region of Kuroshio (KS: 118-132°E, 22-30°N) and to compare with the south region of Gulf Stream (GS: 278-292°E, 30-38°N). A suit of high resolution satellite data and observed data are analyzed including sea surface temperature (SST), cloud, rain, evaporation, moisture flux, vertical motion and heat flux etc.

Seasonal variability analysis showed that, in winter, KS and GS affected atmosphere by sensible heat flux and evaporation. The upward motion extended from surface to 300hPa in GS, but limited to 750hPa in KS owing to large scale downward motion; in spring, SST gradient was stronger than other seasons in KS and cooperated with frontal lifting. It sequentially caused the local wind convergence, deep convection and rain. The upward motion extended to 400hPa in KS, but to 700hPa in GS; in summer and fall, the upward motion extended to about 150hPa in both KS and GS. In GS, the SST gradient was the key to anchoring the upward motion. In KS, the deep convection was due to high-SST. Overall, the KS will affects the upper troposphere through low level wind adjustment by SST gradient in winter and spring, if SST is strong and atmospheric condition is not unfavorable. Our study was based on observed data set, the exact restricted reason and mechanism are not clear, other large scale information and regional model would be good methods to further study.

**Keywords:** Kuroshio; air-sea interaction; SST gradient; satellite data

<sup>1</sup> Master, Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

<sup>2</sup> Professor, Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

\* Corresponding Author, Phone: 886- 2- 33663917, E-mail: iilin@as.ntu.edu.tw

Received Date: May. 25, 2013

Revised Date: Jun. 12, 2013

Accepted Date: Aug. 08, 2013