

# 海面溫度對於臺灣東南沿海對流線之影響

林哲佑<sup>1</sup> 游政谷<sup>2\*</sup>

<sup>1</sup> 中國文化大學地學研究所

<sup>2</sup> 國立臺灣大學大氣科學系

(中華民國一〇五年八月三十一日收稿；中華民國一〇五年十月二十七日定稿)

## 摘 要

本研究主要利用綠島 C-band 都卜勒雷達與 MODIS (The Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer) 衛星資料來探討海面溫度(sea-surface temperature, SST)對於台灣東南沿海對流線之影響。台灣東岸為黑潮主流流域，對於此區域海洋至大氣對流層之熱量及動量傳輸扮演著重要的角色。然而，在此區域的低層大氣與海面溫度(SST)/海面溫度梯度(SST gradient)之交互作用是否會影響中小尺度之對流線（如生成位置與季節）仍為未知，故本研究目的著重於探討台灣東南沿海對流線與海面溫度/海面溫度梯度之間的關係。本研究檢視 2002~2004 年的雷達資料，共選取出 257 個對流線個案。統計結果顯示，對流線最常發生之區域是位於離岸 10~30 km 之沿海地區；海面溫度梯度較大之區域也同樣是集中在離岸 30 km 以內之沿海地區；而海面溫度較高處則位於離岸 40 km 以外之外海地區。在季節統計方面，各個季節對流線生成區域與較顯著之海面溫度梯度區域也有著相似的分佈，但與較高海面溫度區域有所不同，顯示海面溫度梯度對於對流線之生成位置可能有所影響。然而，海面溫度較高之區域不論在哪個季節皆與對流線較常發生之區域有所差異。此外，對流線於冷季（10 月~4 月）較常發生，暖季（5 月~9 月）則反之。沿海地區之低層輻合與對流線在不同季節之生成頻率也有著一致性，在平均低層輻合較大的月份，其對流線生成頻率也相對較高。造成低層輻合季節性的變化除了與大環境風場的改變有關之外，海面溫度梯度可能也有所貢獻。

關鍵字：對流線、都卜勒雷達、海面溫度、海面溫度梯度

---

\*通訊作者：游政谷，10617 台北市大安區羅斯福路四段 1 號，國立臺灣大學大氣科學系，  
E-mail: yuku@ntu.edu.tw, TEL: 02-3366-3902

## 一、前言

台灣為多山的島嶼，由於四周環海與複雜地形之因素，經常會發生因海陸及地形受熱不均所產生之局部環流(如海陸風、山谷風與斜坡風等)，進而影響降水分佈與強度(Chen 1983; Chen et al. 1999; 紀與陳 1989; 陳與王 2010; 陳等 2012; 陳等 2013)。在台灣地區附近海域時常可觀測到形狀狹窄、細長，約略平行於海岸之線狀對流系統(如圖 1)，先前的相關研究也讓我們對於對流線的基本特性與生成機制有了初步認識。Yu and Lin (2008)與林(2007)分析 1998~2004 年大氣條件為弱綜觀情形下發生在台灣東南沿海 211 個對流線個案，其統計結果指出對流線為常年存在的中尺度現象，平均每月有 5 個個案發生且大多於夜間生成。對流線分佈範圍可達離岸 100 km；而離岸 30 km 以內之沿海地區為對流線較常發生之位置，其中又以海岸山脈附近之沿海地區最常發生，造成此地區發生頻率最高主要可能與夜間山風加強了離岸風(offshore flow)有關。

而關於對流線的生成機制探討，Yu and Jou (2005)檢視發生於台灣東南沿海地區(離岸約 15 km)對流線，此個案研究發現對流線的主要生成機制是由夜間陸風與大環境之向岸風所產生之低層輻合所致；而 Yu and Hsieh (2009)藉由多種觀測資料來釐清發生於外海(約離岸 50 至 60 km)對流線之可能生成機制，其分析結果顯示外海地區之對流線主要是由於大尺度環境風場遇到沿岸山脈地形阻擋所產生之阻塞氣流(blocked flow)，此低層輻合促成了對流線的生成。此外，中尺度模擬研究也指出環境風遇到地形時在沿海地區所產生之回流(return flow)也有助於台灣東部對流線之生成與發展(Alpers et al. 2007, Alpers et al.

2010)。

然而，台灣東部為黑潮主流流域，其終年向中、高緯度地區傳輸低緯度地區的溫暖海水，所以經常會影響此地區從海洋到大氣對流層之熱量傳輸。先前在熱帶地區的研究已證實，海面溫度梯度(sea-surface temperature gradient)可藉由不同之物理機制來影響低層風場，其中包含氣壓調整機制與垂直混合機制(圖 2)。氣壓調整機制主要是因為低層大氣壓力受到較暖(冷)之海水表面溫度影響而導致氣壓減少(增加)，當風場由暖(冷)海面吹向冷(暖)海面時，會產生輻合(輻散)之情形(Lindzen and Nigam 1987)。垂直混合機制則是由於較暖的海水表面會使大氣邊界層風場均勻混合，而較冷的海水表面之低層大氣較穩定，因此抑制垂直混合作用，而低層風受海面摩擦力減弱，導致當風場由暖(冷)海面吹向冷(暖)海面時，低層風場會產生輻合(輻散)之情形(Wallace et al. 1989)。

有關海氣交互作用在熱帶地區之研究，Chelton et al. (2004)藉由衛星資料觀測全球範圍之研究發現海面溫度與風速為正相關，並觀測到當風從冷海面吹向暖海面時會產生輻散之情形。Minobe et al. (2008)利用氣壓梯度調整數值模式分析北大西洋灣流之海氣交互作用，其研究中發現海面溫度梯度對於氣壓、風場的影響可穿越邊界層至對流層頂，其上升運動可達 200 hPa。然而，Kelly et al. (2010)則認為發生於灣流區域的海氣交互作用並非皆由相同機制所致，不同的季節與發生位置會有不同之影響機制。而對於北太平洋區域海氣交互作用之相關研究則大多集中於中、高緯度地區的黑潮及黑潮延伸流(Kuroshio Extension)流域上；例如 Nonaka and Xie (2003)藉由黑潮延伸流域上的浮球觀測資料發現海面溫度

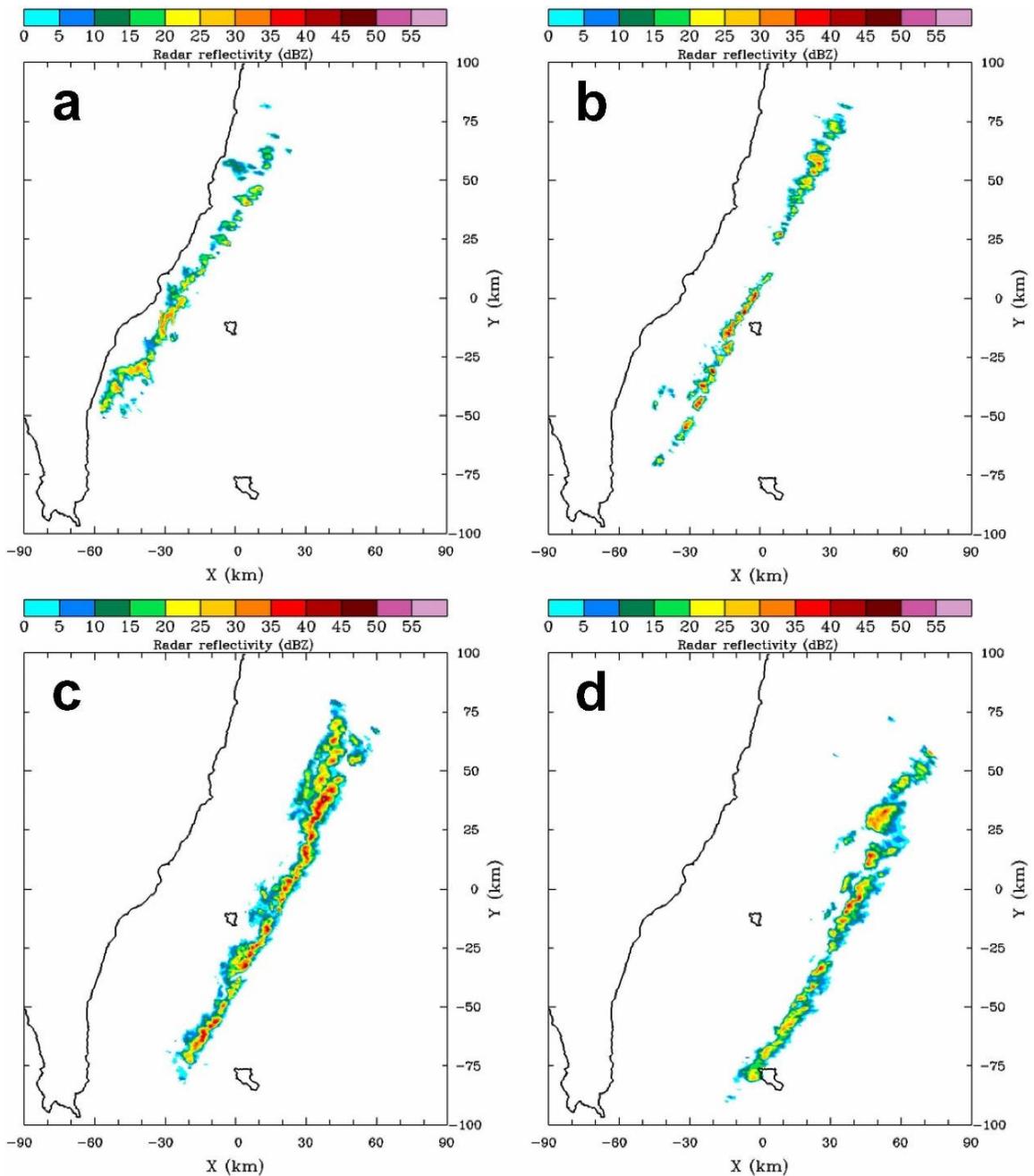


圖 1 (a) 2002 年 8 月 11 日 2330 LST ; (b) 2003 年 4 月 20 日 0600 LST ; (c) 2004 年 1 月 3 日 0540 LST ; (d) 2004 年 1 月 1 日 1420 LST 之綠島 PPI (1.5°仰角) 雷達回波圖。色階為雷達回波 (單位為 dBZ)，間距如圖上方所示。

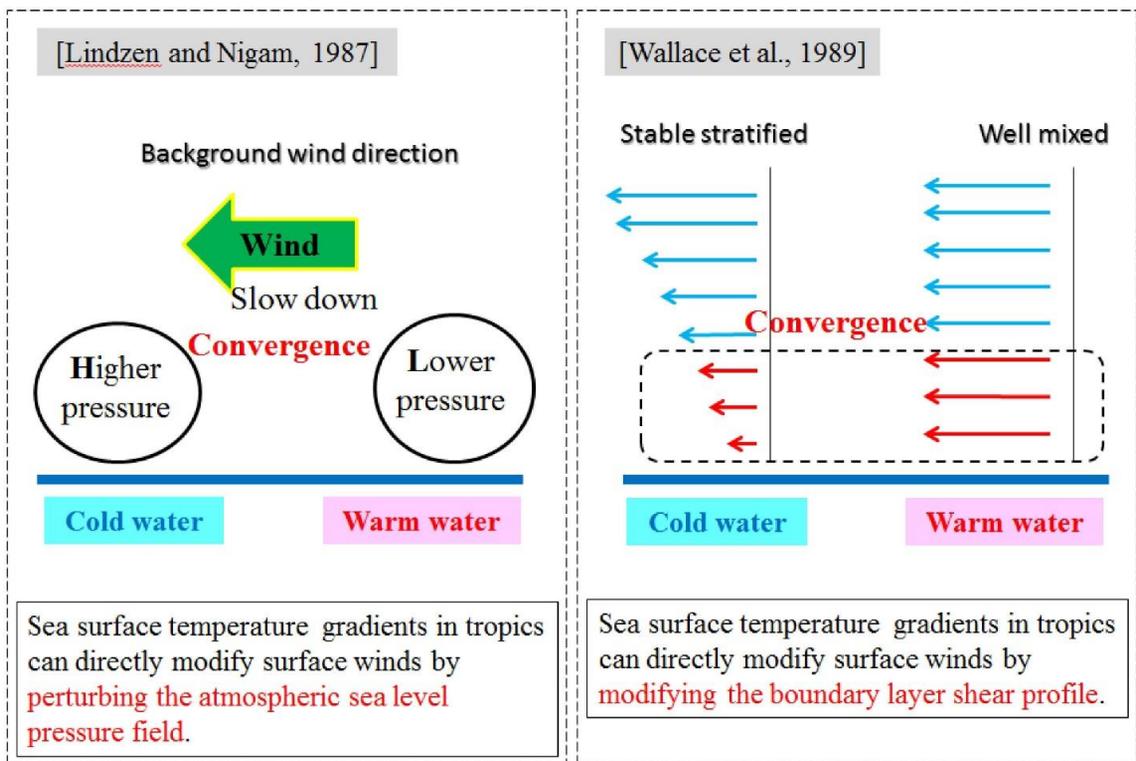


圖 2 海氣交互作用機制示意圖。(a)為 Lindzen and Nigam (1987)所提出的氣壓梯度調整機制，(b)則為 Wallace et al. (1989)所提出的垂直混合機制。

與風場之間呈現正相關的情形，並認為其主要是受到垂直混合機制所致。

先前有關台灣東部沿海對流線之研究皆集中在探討其生成機制與統計特性。然而，在黑潮流經的台灣東部沿海地區，大氣與海面溫度/海面溫度梯度之交互作用是否會影響中小尺度之對流線降水系統仍為未知。因此，本研究利用 C-band 都卜勒雷達與衛星資料來探討台灣東南沿海對流線與海面溫度/海面溫度梯度之間的關係。本文第二章為介紹研究中所使用的各項資料與對流線的選取方法；第三章為對流線發生位置、環境風場、海面溫度/海面溫度梯度之統計特徵；第四章則為探討對流線與海面溫度梯度之關係；末章為研究結果整理。

## 二、研究資料與對流線的選取方法

### (一) 研究資料

#### 1. MODIS 夜間海面溫度衛星資料

美國太空總署(NASA)於 1999 年 12 月 18 日與 2002 年 5 月 4 日分別發射 Terra 及 Aqua 衛星，藉由衛星上搭載的中解析度影像光譜輻射儀(Moderate Resolution Imaging Spectro radiometer, MODIS)來量測並推算海水表面溫度。本研究採用 MODIS/Terra 的 Level-3 月平均夜間海面溫度資料(Nighttime Sea Surface Temperature, NSST)來進行分析，資料的空間解析度為 4 km x 4 km，其中選用夜間海面溫度資料之目的有兩個，第一是為了避免海面溫度受日間太陽輻射之影響，第二則

是由於先前研究顯示大多數的對流線皆於夜間生成。此外，先前統計結果顯示對流線為短生命期的天氣系統，平均生命期約為 3.5 個小時，且對流線為形狀狹窄、細長之對流系統，推測對流線的雲雨對於 MODIS 夜間海面溫度反演的正確性所造成的影響應該相當有限，故此不確定性可暫時忽略。

## 2. 綠島都卜勒雷達資料

綠島雷達為 C-band (5 cm) 都卜勒氣象雷達，其型號為 DWSR-92C (Doppler Weather Surveillance Radar)，座落於 121.48°E、22.67°N，天線高度為 284 m，每 15~30 分鐘作一次體積掃描。雷達的觀測資料包含未濾除地面雜波之降水回波(DZ)、已濾除地面雜波之降水回波(CZ)、都卜勒徑向風場(VR)及頻譜寬(SW)。由於對流線皆發生於海面上，故選擇未濾除地面雜波之降水回波資料(DZ)來選取與分析台灣東南沿海對流線個案。

## 3. NCEP-CFSR 全球再分析資料

由於台灣東南部海域缺乏地面觀測資料，故本研究利用位於台灣東南沿海之 NCEP-CFSR 網格點資料(圖 3 中實心與空心方點所在位置)，將其內插成與 MODIS 海面溫度資料相同空間解析度(4 km × 4 km)之網格點資料進行合成分析，此資料取自美國國家環境預報中心(National Center for Environmental Prediction, NCEP)所提供的氣候預報系統之再分析全球資料(Climate Forecast System Reanalysis, CFSR)，該資料時間涵蓋 1979~2011 年；垂直分層由 1000 hpa 至 1 hpa，共 37 層；等壓面上水平解析度為 0.5° × 0.5°；時間解析度為 6 小時(00UTC、06UTC、12UTC、18UTC)，低層風場的資料則是使用近地面(10 m)的 NCEP-CFSR 網格點資料。此外，我們也有使用位於台

灣東南沿海的網格資料(圖 3 中實心方點所在位置)合成探空資料，針對低層(850 hpa 以下)的空氣塊( $T_c$ )與環境溫度( $T_e$ )進行分析。低層  $T_c$  求得方式是假設空氣塊沿著乾絕熱線上升至舉升凝結層高度後，再沿著濕絕熱線繼續上升，故我們將 850 hpa 以下乾絕熱與濕絕熱線上的溫度平均後來代表低層  $T_c$  的溫度；而低層  $T_e$  則是直接平均 850 hpa 以下 NCEP 資料的氣溫來表示。

## 4. 地面觀測資料

利用中央氣象局所提供之台東地面觀測站(海拔高度 9 m)與民航局所提供之離岸的綠島地面觀測(海拔高度 24.2 m)站之風向風速資料換算成垂直於台灣東南沿海岸走向(方位角 25°)之氣流分量( $u$ )，並以兩者的差值( $\Delta u$ )來代表輻散值(Divergence =  $\Delta u / \Delta x$ ，由於  $\Delta x$  為固定常數，故將  $\Delta x$  加以省略)，藉此探討東南沿海輻合輻散之情形。

## (二) 對流線個案的選取

本研究使用兩個客觀條件進行對流線個案的選取，而這兩個條件則是參考了 Yu and Lin (2008) 在 1998~2004 年選取個案時所使用的其中兩個客觀條件，包含對流線發生期間大氣條件必須為弱綜觀(由地面天氣圖判斷對流線發生時是否有其他天氣系統影響)與對流線維持線狀的時間至少達 1 小時以上，從 2002 年 6 月~2004 年 12 月年共選取出 257 個對流線個案。這 257 個個案皆可由雷達清楚觀測到對流線從生成至消散的過程，當對流線消散後一小時又有對流線緊接著在同一處生成或是當對流線仍未消散時在不同處有新的對流線生成時，上述兩種情況皆算是第二個對流線個案，故在一天之中有可能會觀測到兩個以上的個案。然而，由於 MODIS 海面溫度資料從 2000

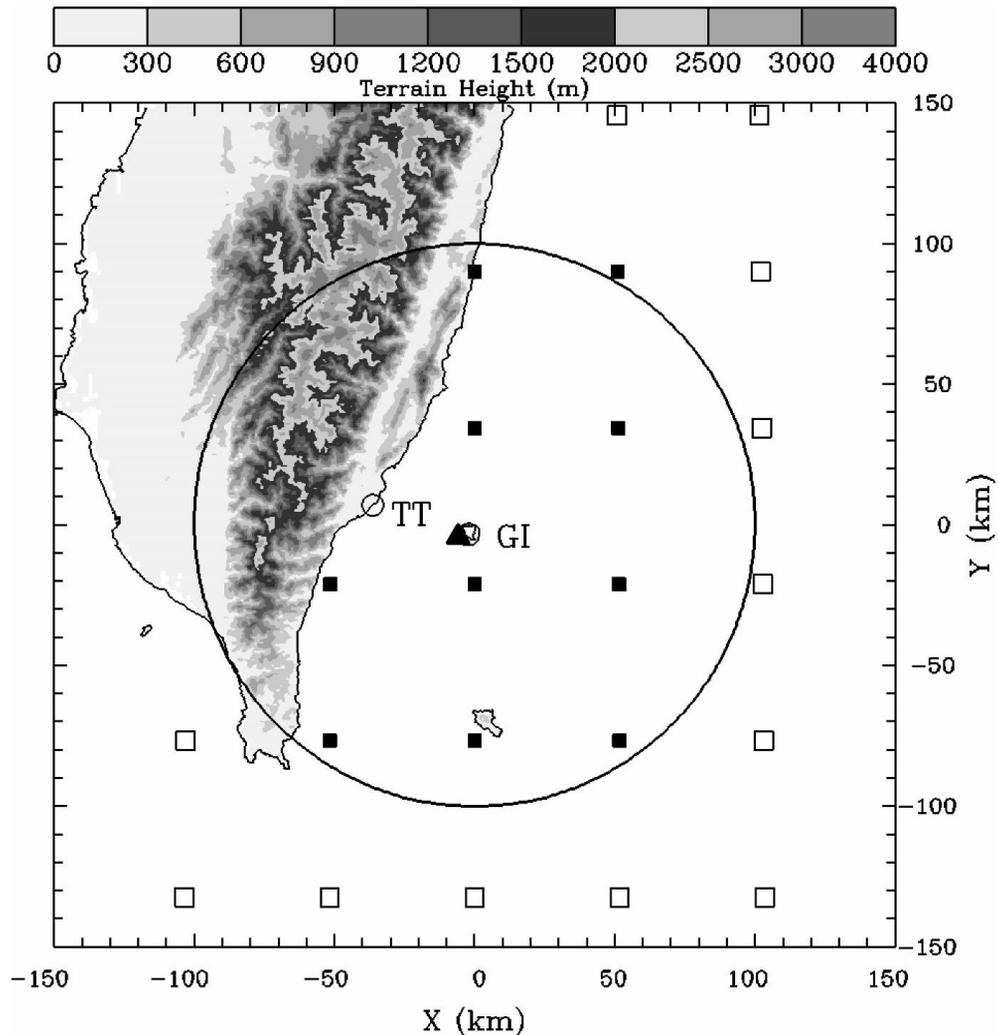


圖3 台灣東南部地形圖，灰階為地形高度（單位為 m），間距如圖上方所標示。大圓圈為綠島雷達觀測範圍，實心三角形為綠島雷達站之位置，小圓圈代表台東(TT)與綠島(GI)地面觀測站之位置，空心與實心方點為本研究中所使用的 NECP-CFSR 網格點資料位置。空心方點僅只用風場資料，實心方點則為合成探空資料時所使用的資料位置。

年以後才開始較為完整，再加上 2000 年 8 月綠島雷達遭受碧利斯(Bilis)颱風破壞，導致 2000 年 8 月 22 日至 2002 年 5 月 2 日皆呈無觀測資料之情形，且 5 月份的資料相當不連續，故本研究從 2002 年 6 月開始進行對流線個案之選取與統計分析。此外，僅選取 2004 年 12 月以前的個案主要原因是在 Yu and Lin (2008)的研究中已有不少對流線

個案，為增加選取個案的效率，故本研究僅針對 2004 年 12 月以前所發生的對流線進行個案選取。257 個對流線個案中包含了 Yu and Lin (2008)在 2002~2004 年所選取的 136 個個案，而新增加的個案則有 121 個，詳細的個案發生日期列表於附錄之中。

### 三、台灣東南沿海對流線、低層風場與海面溫度之統計特徵

圖 4 為台灣東南沿海伴隨 257 個對流線個案較強回波（大於 15 dBZ）發生的頻率分佈圖，利用 15 dBZ 之回波大小當作統計門檻，可濾除回波強度較弱之海面雜波。圖中清楚顯示對流線大多發生於離岸 70 km 以內之海域，其中頻率最大值

則位於海岸山脈附近離岸 10~30 km 之沿海地區；而在離岸 50~60 km 較外海處則有局部最大值。在不同季節中，春季、夏季與秋季對流線較高之發生頻率皆集中於離岸 30 km 之沿海地區（圖 5a~c），且除了夏季之外，春季與秋季頻率最大值同樣位於海岸山脈附近之沿海地區。然而，在冬季對流線發生位置則相對較為廣泛（圖 5d），離岸 10~70 km 之海域皆有不少的個案發生，且

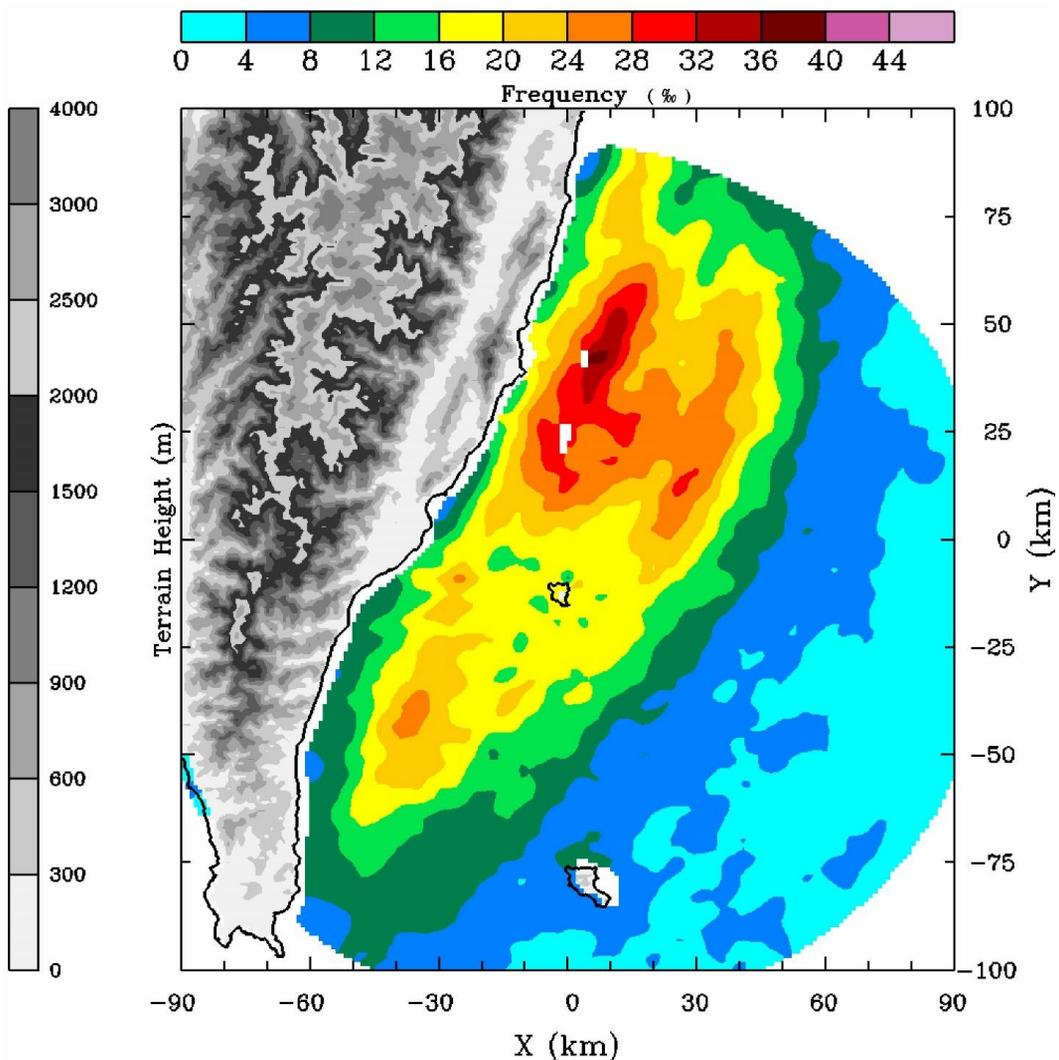


圖 4 2002 年 6 月~2004 年 12 月台灣東南沿海伴隨 257 個對流線個案較強回波（大於 15 dBZ）發生之頻率分佈圖。色階為回波大於 15 dBZ 之頻率（單位為‰），間距如圖上方所示。灰階表示地形高度（單位為 m），間距標示於圖左側。

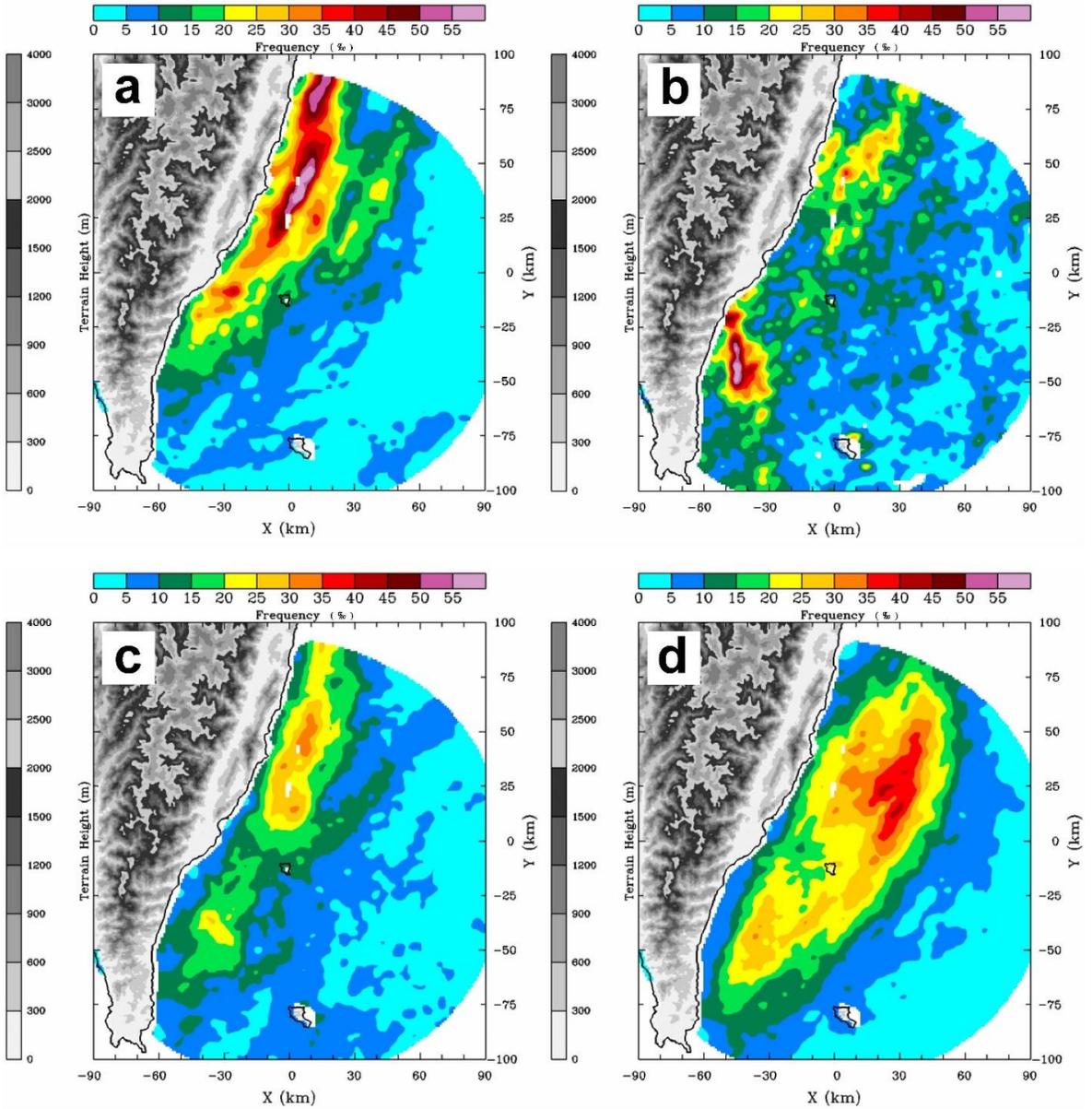


圖 5 2002 年 6 月~2004 年 12 月台灣東南沿海伴隨 257 個對流線個案較強回波（大於 15 dBZ）發生於(a)春季（3~5 月）；(b)夏季（6~8 月）；(c)秋季（9~11 月）；(d)冬季（12~2 月）之頻率分佈圖。色階為回波大於 15 dBZ 之頻率（單位為%），間距如圖上方所示。灰階表示地形高度（單位為 m），間距標示於圖左側。

頻率最大值位於離岸 50~60 km 之外海地區。此分佈情形暗示在冬季對流線之生成可能大多與環境風場遇到沿岸山脈地形阻擋所產生之阻塞氣流 (blocked flow) 有關；而在其他季節離岸氣流 (offshore flow) 對於對流線之生成則扮演較重要之角色。

黑潮終年向北傳輸低緯度熱帶區域之溫暖海水，而且台灣東部為黑潮主流流域。因此，在台

灣的東部沿海區域形成了約略平行於海岸之東西向海表面溫度鋒面。研究分析期間台灣東南沿海平均海面溫度(SST)在離岸 40 km 以外相對較高 (圖 6)，高溫可達 27.5°C 以上，近岸處的平均海面溫度則相對較低，最低僅有 26°C 左右，而低層平均環境風場為東北風。此外，不論是哪個季節，較高溫之平均海面溫度皆在離岸 40 km 以外 (圖 7a~d)，沿海地區平均海面溫度都相對較低。而台

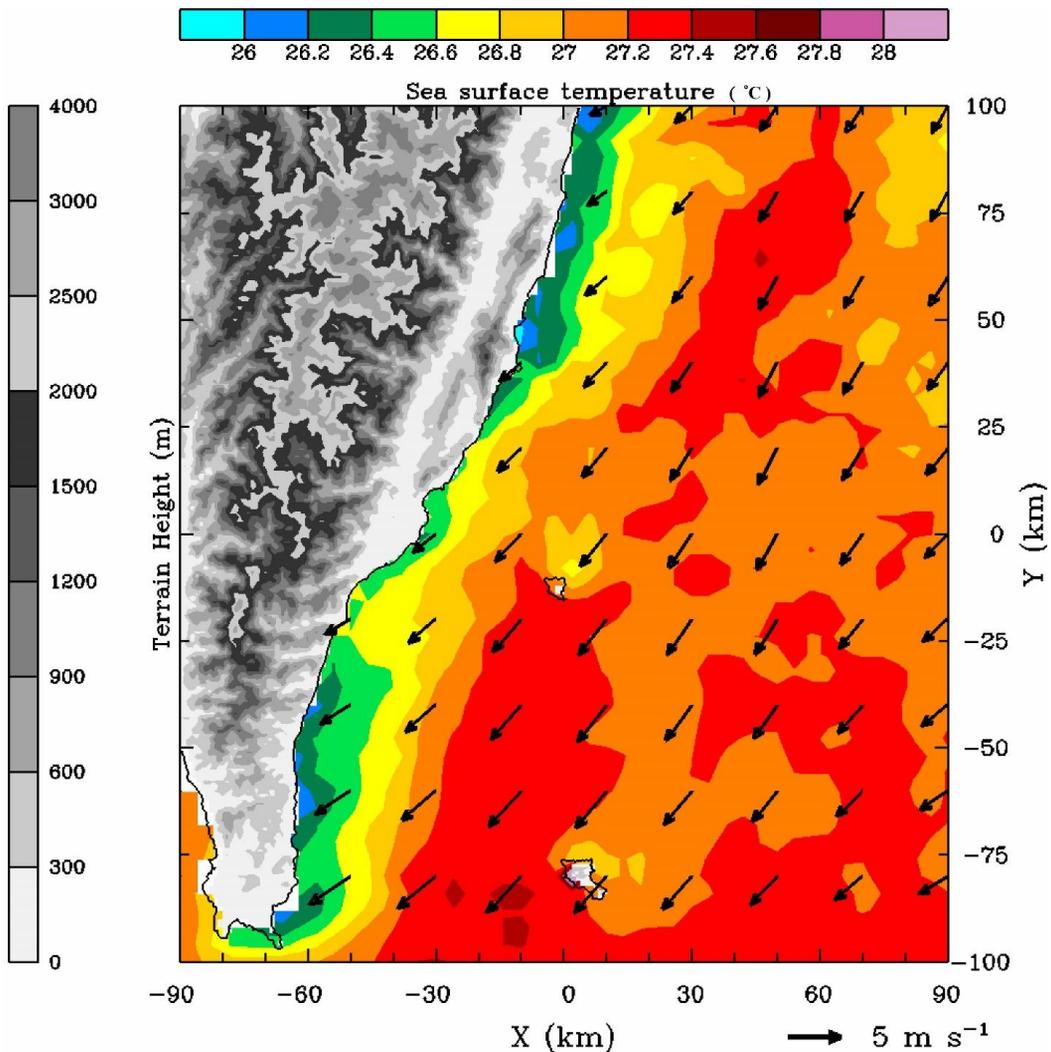


圖 6 2002 年 6 月~2004 年 12 月台灣東南沿海之平均海面溫度與低層風場(10 m)分佈圖。色階為海面溫度 (單位為°C)，間距如圖上方所示。灰階表示地形高度 (單位為 m)，間距標示於圖左側。風向風速以箭頭表示，右下角的箭頭表示 5 m s<sup>-1</sup> 的風速大小。

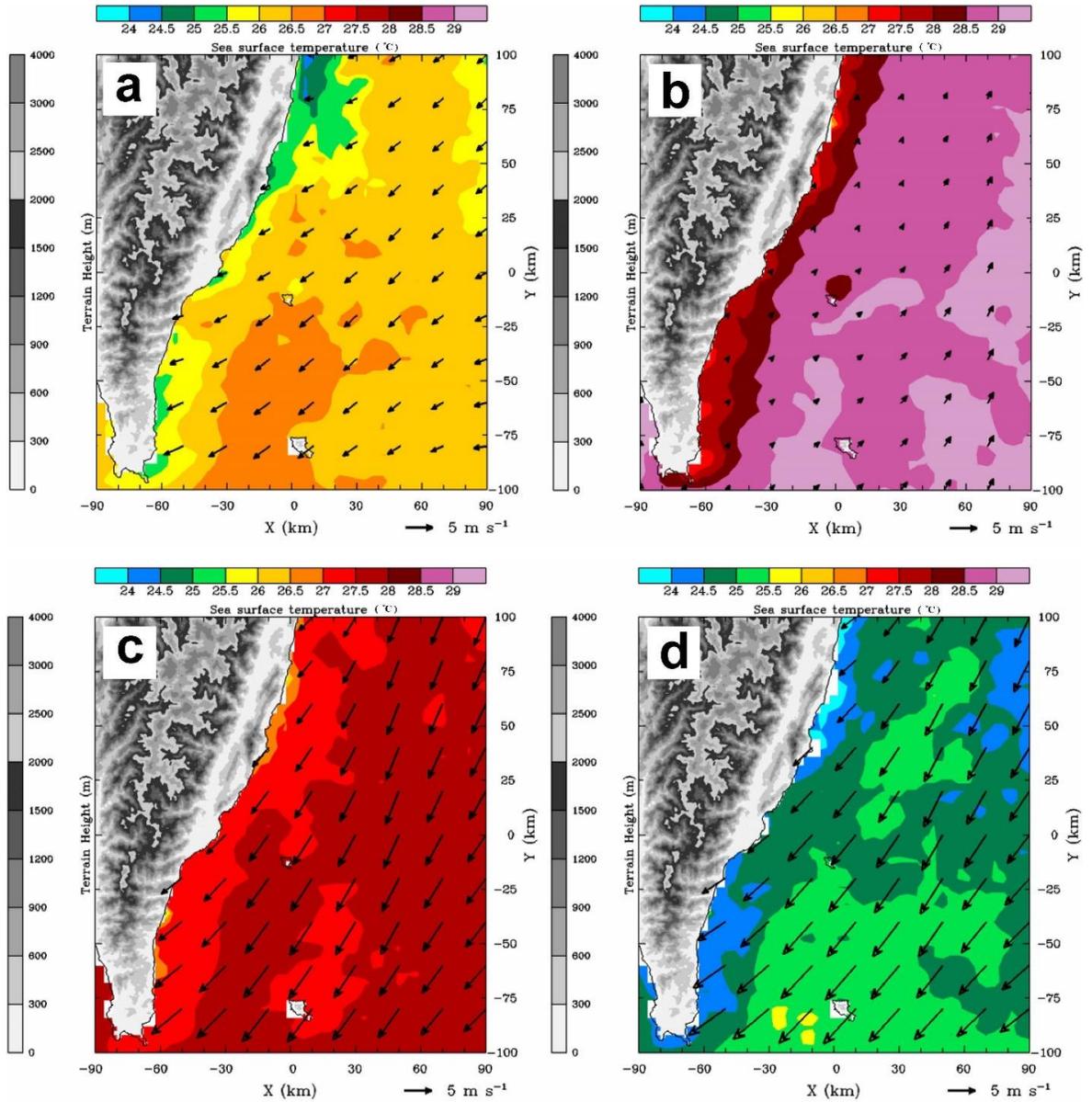


圖 7 2002 年 6 月~2004 年 12 月台灣東南沿海在(a)春季 (3~5 月); (b)夏季 (6~8 月); (c)秋季 (9~11 月); (d)冬季 (12~2 月) 之平均海面溫度與低層風場(10 m)分佈圖。色階為海面溫度 (單位為°C)，間距如圖上方所示。灰階表示地形高度 (單位為 m)，間距標示於圖左側。風向風速以箭頭表示，右下角的箭頭表示 5 m s<sup>-1</sup> 的風速大小。

灣東南沿海低層平均環境風場除了夏季為較弱的南南西風之外，春季、秋季與冬季則皆為東北風。為了更清楚顯示海面溫度在水平範圍內之變化，我們進一步繪製了平均海面溫度梯度絕對值 (VSST) 之分佈情形 (圖 8)。圖 8 顯示較顯著之海面溫度梯度大多集中於離岸 30 km 之沿海區域，而在不同季節，海面溫度梯度之分佈情形也有所差異。在春季 (圖 9a)，梯度較顯著的區域位

於離岸 40 km 以內之沿海地區；在夏季與秋季 (圖 9b~c)，梯度較顯著的區域僅集中在離岸 20 km 以內之沿海地區；而在冬季 (圖 9d)，較顯著的梯度可由沿海地區延伸至外海地區，最遠可達離岸 100 km 處。由此可知，對流線較常發生的位置與海面溫度較高的區域有所不同，此結果暗示海面溫度對於對流線的生成位置可能沒有直接的影響，而海面溫度梯度較顯著的區域則似乎與對流

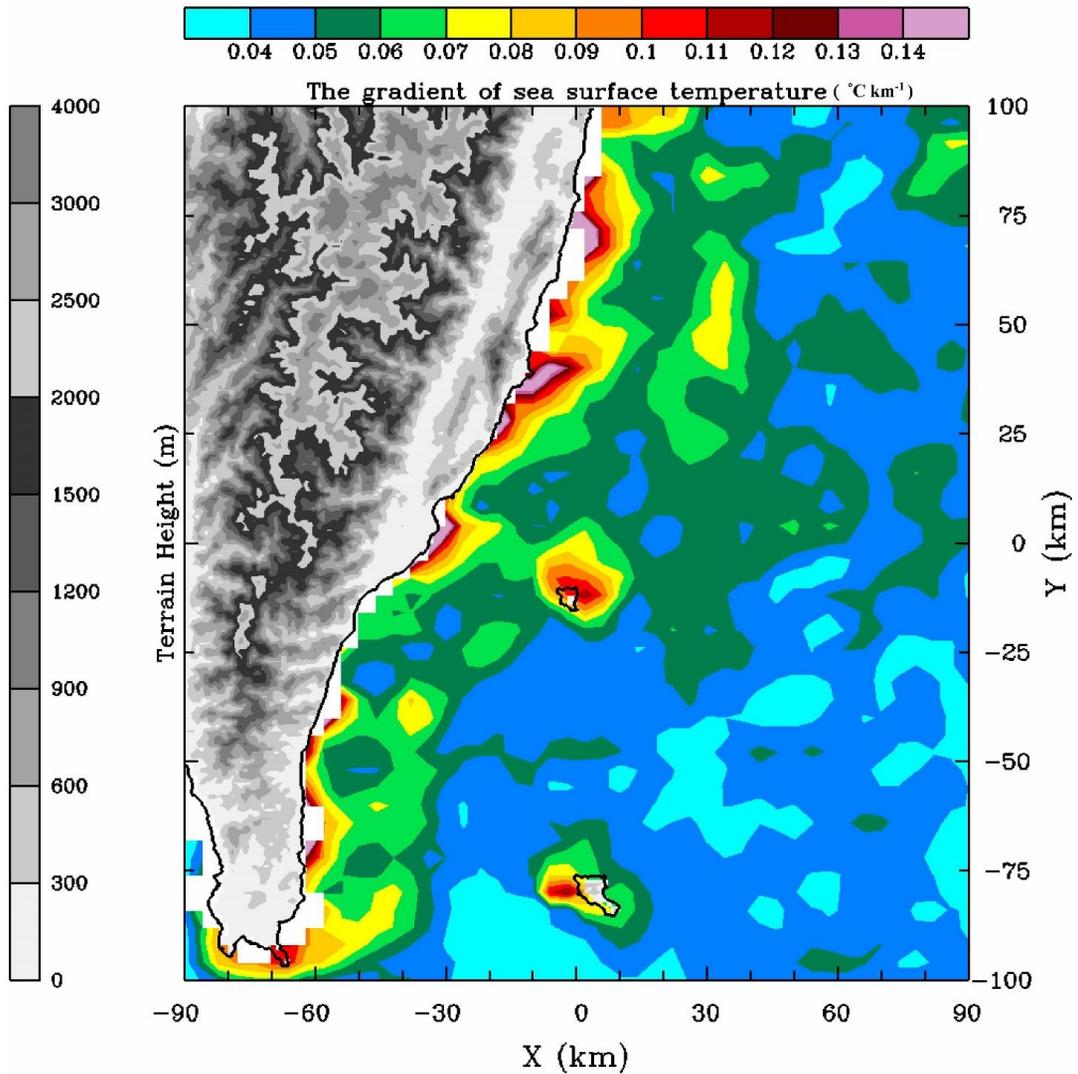


圖 8 2002 年 6 月~2004 年 12 月台灣東南沿海之平均海面溫度梯度絕對值(VSST)分佈圖。色階為海面溫度梯度 (單位為 $^{\circ}\text{C km}^{-1}$ )，間距如圖上方所示。灰階表示地形高度 (單位為 m)，間距標示於圖左側。

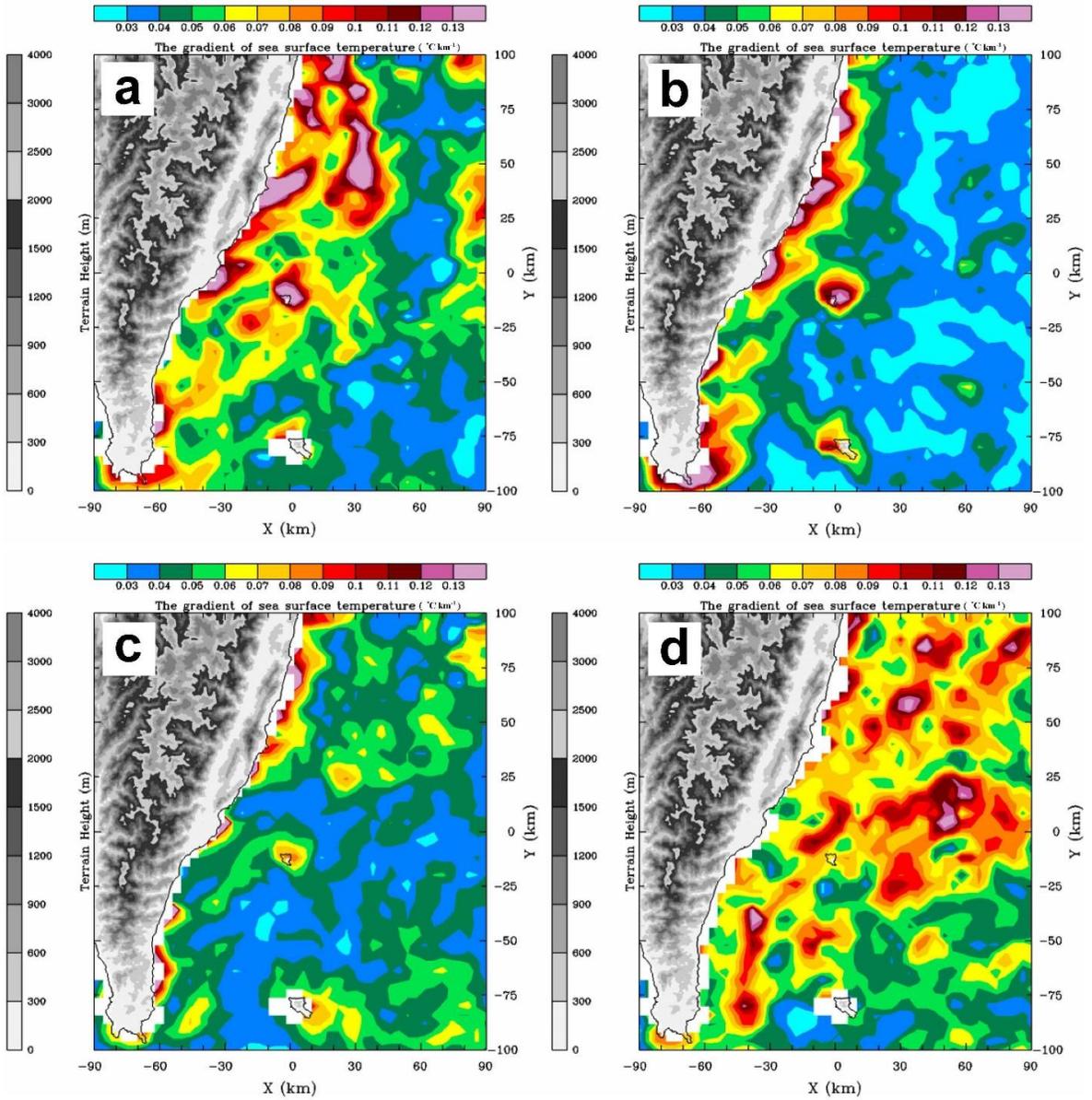


圖 9 2002 年 6 月~2004 年 12 月台灣東南沿海在(a)春季 (3~5 月); (b)夏季 (6~8 月); (c)秋季 (9~11 月); (d)冬季 (12~2 月)之平均海面溫度梯度絕對值( $\nabla S S T$ )分佈圖。色階為海面溫度 (單位為 $^{\circ}C km^{-1}$ )，間距如圖上方所示。灰階表示地形高度 (單位為 m)，間距標示於圖左側。

線發生的位置較為一致，所以接著我們將海面溫度梯度以向量的形式表示並疊加上對流線主要發生位置加以確認兩者的分佈特性（圖 10， $-VSST$  以箭頭表示）。圖 10 清楚顯示在對流線主要發生位置以及其附近地區海面溫度梯度較為顯著，且在不同季節海面溫度梯度較顯著之區域與對流線主要發生之位置皆有著相似的分佈情形。在春季、

夏季與秋季較顯著的海面溫度梯度與對流線主要發生位置皆集中在離岸 40 km 以內之沿海地區（圖 11a~c）；而在冬季對流線主要發生位置與較顯著的海面溫度梯度的分佈範圍皆相當廣泛，此結果暗示除了離岸氣流(offshore flow)與阻塞氣流(blocked flow)會影響對流線生成的位置之外，海面溫度梯度也有可能影響對流線之發生位置。

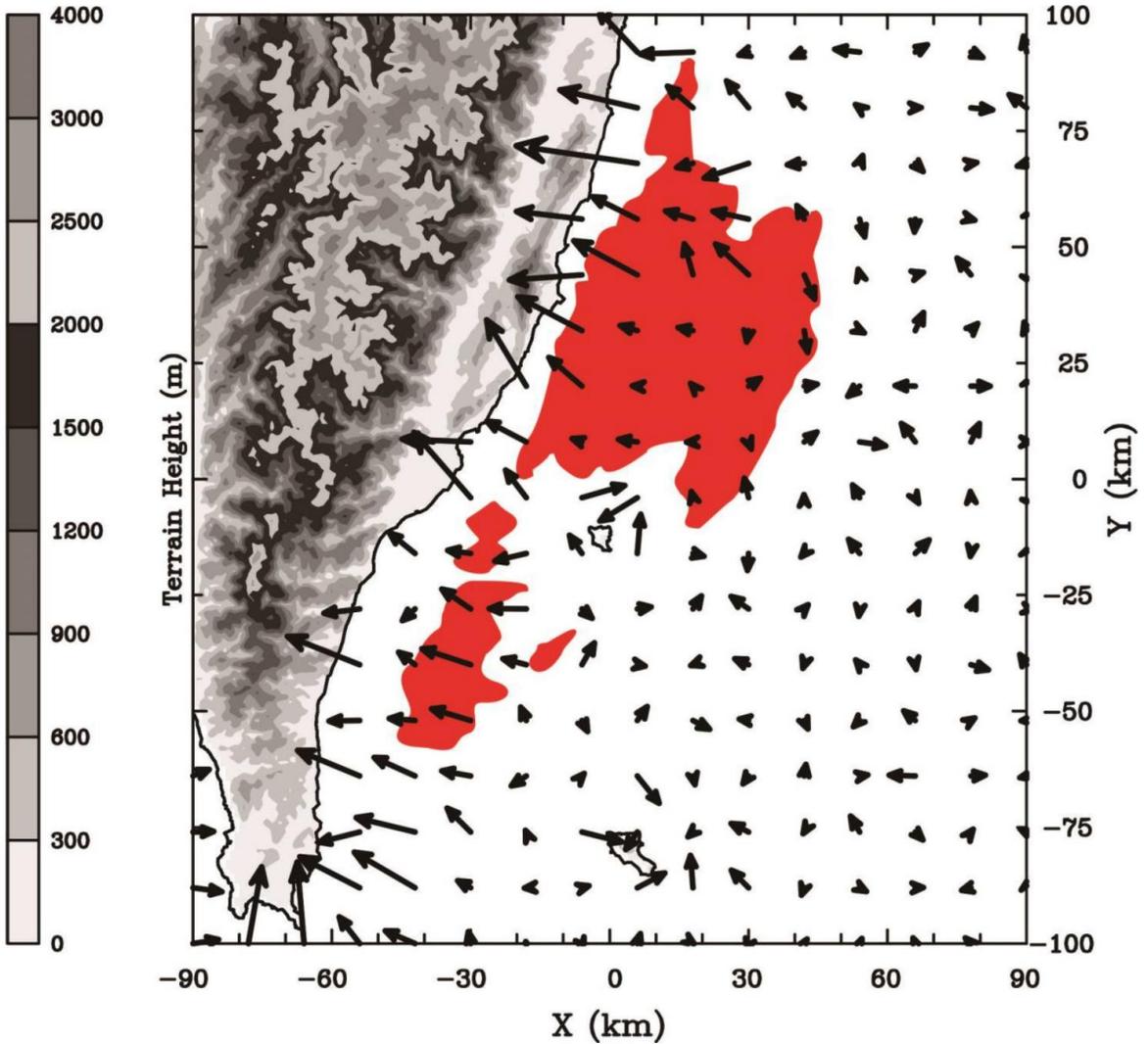


圖 10 2002 年 6 月~2004 年 12 月台灣東南沿海之對流線的主要發生位置與海面溫度梯度之分佈圖。箭頭表示海面溫度梯度的大小與方向（箭頭所指方向為冷海面）。紅色區域為對流線的主要發生位置（發生頻率大於 20%）。灰階表示地形高度（單位為 m），間距標示於圖左側。

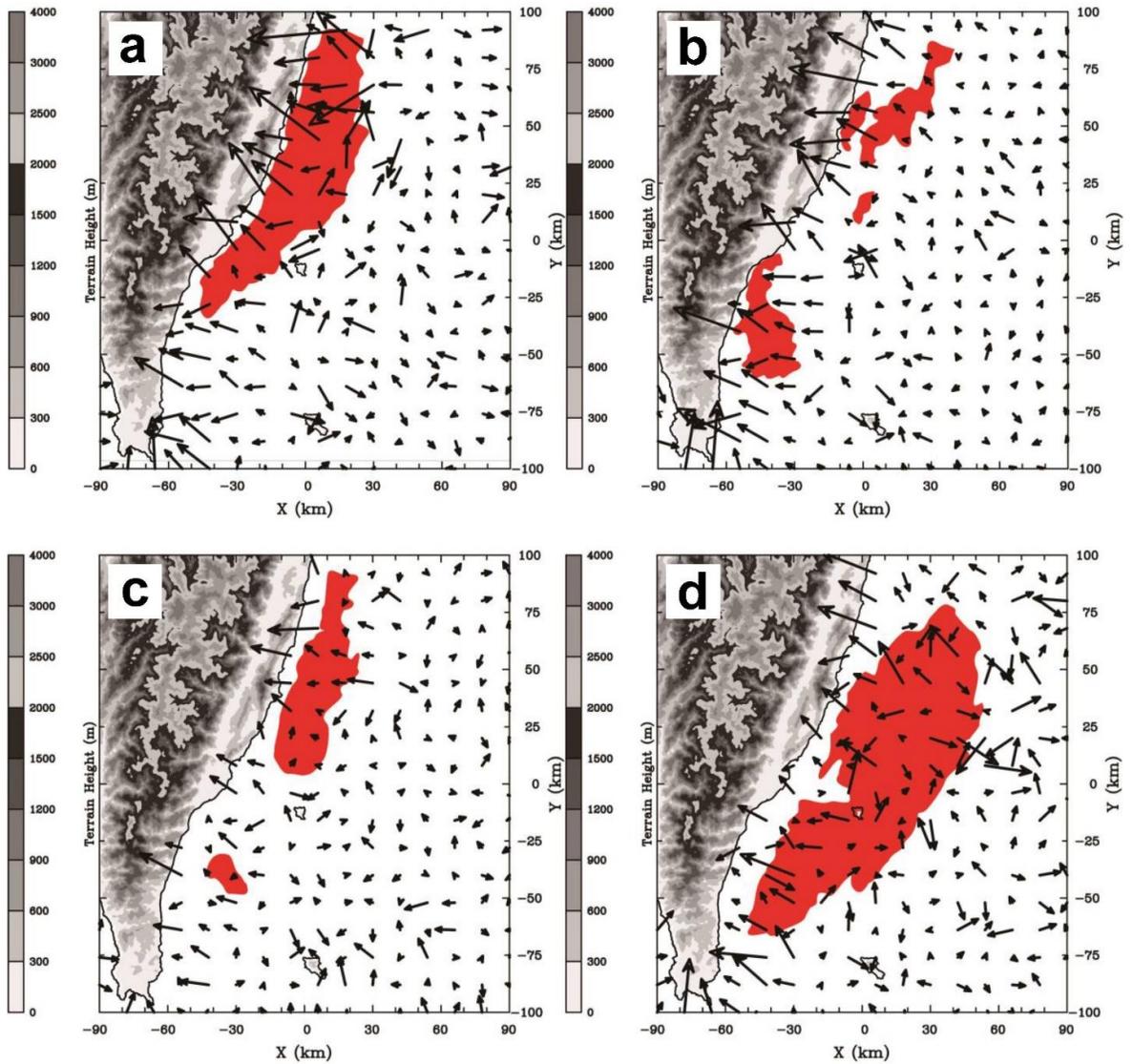


圖 11 2002 年 6 月~2004 年 12 月台灣東南沿海在(a)春季 (3~5 月); (b)夏季 (6~8 月); (c)秋季 (9~11 月); (d)冬季 (12~2 月)之對流線主要發生位置與海面溫度梯度之分佈圖。箭頭為海面溫度梯度的大小與方向 (箭頭所指方向為冷海面)。紅色區域為對流線的主要發生位置 (發生頻率大於 20%)。灰階表示地形高度 (單位為 m), 間距標示於圖左側。

#### 四、對流線與海面溫度梯度之關係

藉由上節的討論可得知台灣東南沿海對流線較常發生之區域、海面溫度/海面溫度梯度之分佈情形與低層環境風場之特徵，並發現到在海面溫度梯度較顯著之地區，對流線也有較常發生的趨勢。為更進一步了解海面溫度梯度對於對流線的影響，我們將著重在海面溫度梯度與對流線發生位置以及季節之間的關係進行探討。由於先前研究指出不論何種機制，海面溫度梯度對於大氣低層風場皆會造成影響，當低層風場由暖（冷）海面吹向冷（暖）海面時會產生輻合（輻散）之情形，進而影響降雨的分佈（如圖 2）。

有關海面溫度梯度影響降水的研究中，Tokinaga et al. (2009)結合船測與衛星資料探討黑潮延伸流附近之海氣交互作用，其分析結果顯示在海面溫度梯度較大的地區，有觀測到風場輻合及雨帶發生的現象。而在較低緯度區域，Xie et al. (2002)發現在冬季時黑潮暖側的風速及雲量有較多的趨勢。Xu et al. (2011)從觀測資料中發現中國東海在春季時，海面溫度梯度能加強深對流的發展，其進一步利用數值模式移除海面溫度梯度之影響後發現對流降雨的持續時間減少，強度也有減弱之情形；而增強海面溫度梯度則會在黑潮上方產生較強之雨帶。方等(2013)利用高解析衛星與觀測資料來探討台灣東部外海黑潮與大氣之交互作用，分析結果顯示冬季黑潮會藉由可感熱通量和蒸發，對大氣淺層加熱；春季則是透過海面溫度梯度影響低層風場，而風場和水氣會在當地輻合產生對流並發生降雨。Toy and Johnson (2014)針對 TiMREX 期間在台灣西南部沿海地區發生的強降水個案進行分析，其透過數值模擬發現不論台灣地形是否存在，當有較強的海面溫度梯度存在時，降雨則有明顯增強的情形。

為了釐清台灣東南沿海海面溫度梯度較顯著區域之低層風場分佈情形，我們透過 SSTA 值 (Sea-Surface Temperature Advection) 來判斷低層風場是否是由暖（冷）海面吹向冷（暖）海面，其公式為：

$$SSTA = -\vec{V} \cdot \nabla T$$

$\vec{V}$  為 10 m 之 NCEP 風向風速，單位為  $\text{ms}^{-1}$ 。 $\nabla T$  為海面溫度梯度，單位為  $^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ，當 SSTA 值為正表示低層風由暖海面吹向冷海面，負值則反之。圖 12 為東南沿海對流線主要發生位置與 SSTA 值之分佈情形，從圖中我們可發現，SSTA 值較大的地區集中在離岸 30 km 內的沿海地區，表示此地區的低層風場大多由暖海面吹向冷海面；而離岸 30 km 以外的地區 SSTA 值則相對較小且有些地區 SSTA 值為負值。此外，對流線主要發生區域附近 SSTA 值也相對較大，其中在海岸山脈附近沿海地區最常發生對流線之位置與 SSTA 值最大值的發生位置相當接近。上述結果顯示，對流線主要發生區域與海面溫度梯度較顯著的地區大約一致，且這些區域內低層風場大多是由暖海面吹向冷海面，此情形可能會產生低層輻合，進而影響對流線之生成位置。

由於海面溫度梯度較顯著的區域與對流線較常發生的位置大多集中在沿海地區，且低層風場幾乎都是由暖海面吹向冷海面，但此地區風場之輻合輻散情形仍不甚清楚，故我們將深入探討不同月份對流線發生頻率與沿海地區之低層輻散值（利用台東與綠島測站之風向風速資料求得）以及沿海地區（離岸 40 km 以內之區域）SSTA 值三者的關係。統計結果顯示對流線較常發生在冷季（10 月~4 月），而暖季（5 月~9 月）的發生頻率則較低（圖 13）。不僅如此，SSTA 值與低層輻散值隨月份之變化情形也呈現與對流線發生頻

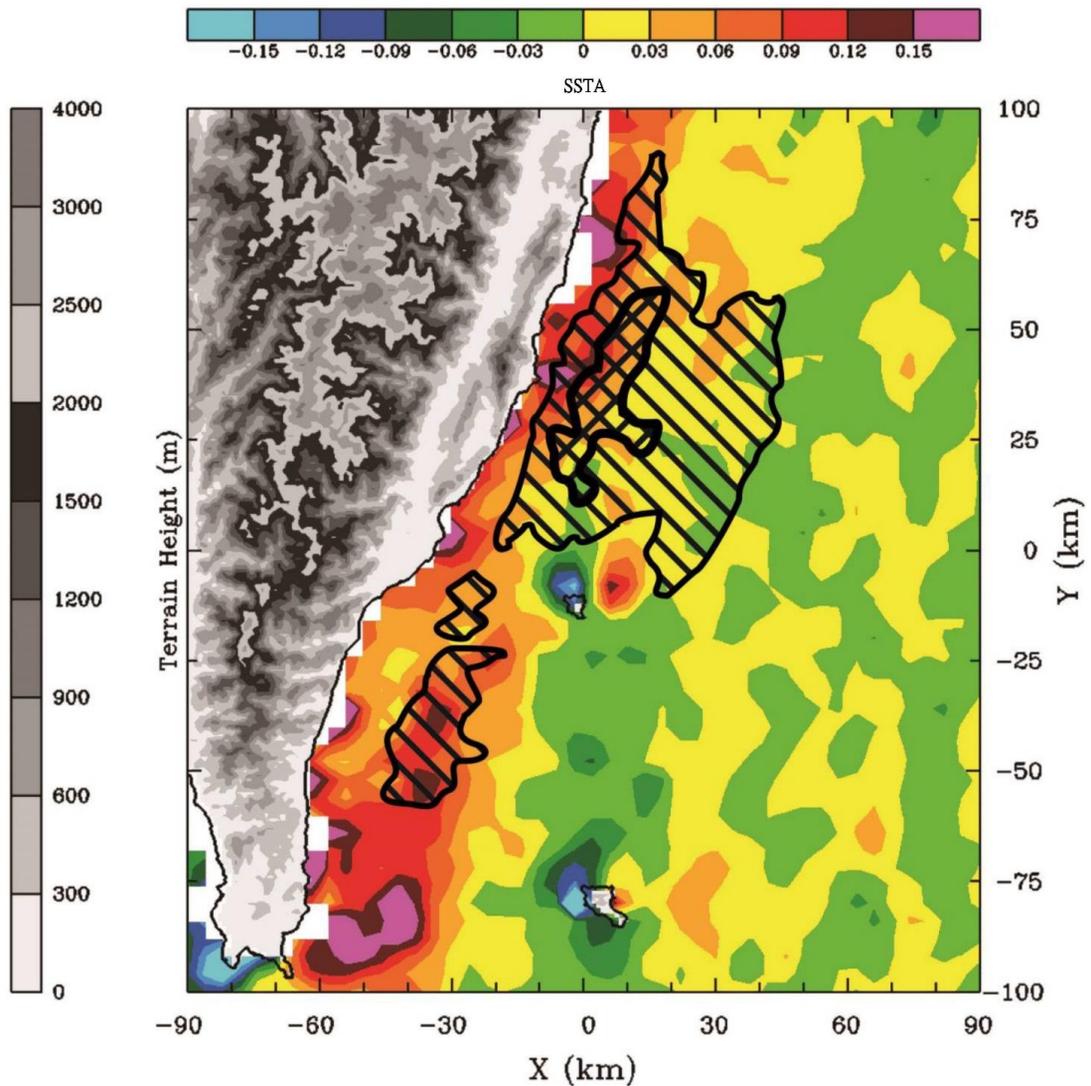


圖 12 2002 年 6 月~2004 年 12 月台灣東南沿海之對流線的主要發生位置(發生頻率大於 20%)、最常發生位置(發生頻率大於 32%)與 SSTA 值之分佈圖。色階為 SSTA 值的大小，正值表示低層風由暖海面吹向冷海面，負值則反之。斜線區域為對流線的主要發生位置，網線區域為對流線的最常發生位置。灰階表示地形高度(單位為 m)，間距標示於圖左側。

率一致的趨勢，在冷季 SSTA 值相對較大，且低層輻合也有較大的情形；暖季 SSTA 值則相對較小，在 6~8 月幾乎為 0，且低層輻合也較小，甚至同樣在 6~8 月轉變成輻散的情形。造成對流線在不同月份發生頻率有所不同的可能原因與暖季時台灣地區低層大環境風場較弱，與沿海地區之

離岸風(offshore flow)或阻塞氣流(blocked flow)產生的低層輻合較弱有關。然而，月平均之統計結果也顯示由於沿海地區低層風場在冷季是由暖海面吹向冷海面，而暖季中的 6~8 月則否，此情形也可能造成在冷季低層輻合的產生進而導致對流線在冷季發生的頻率明顯比暖季要高。雖然影響

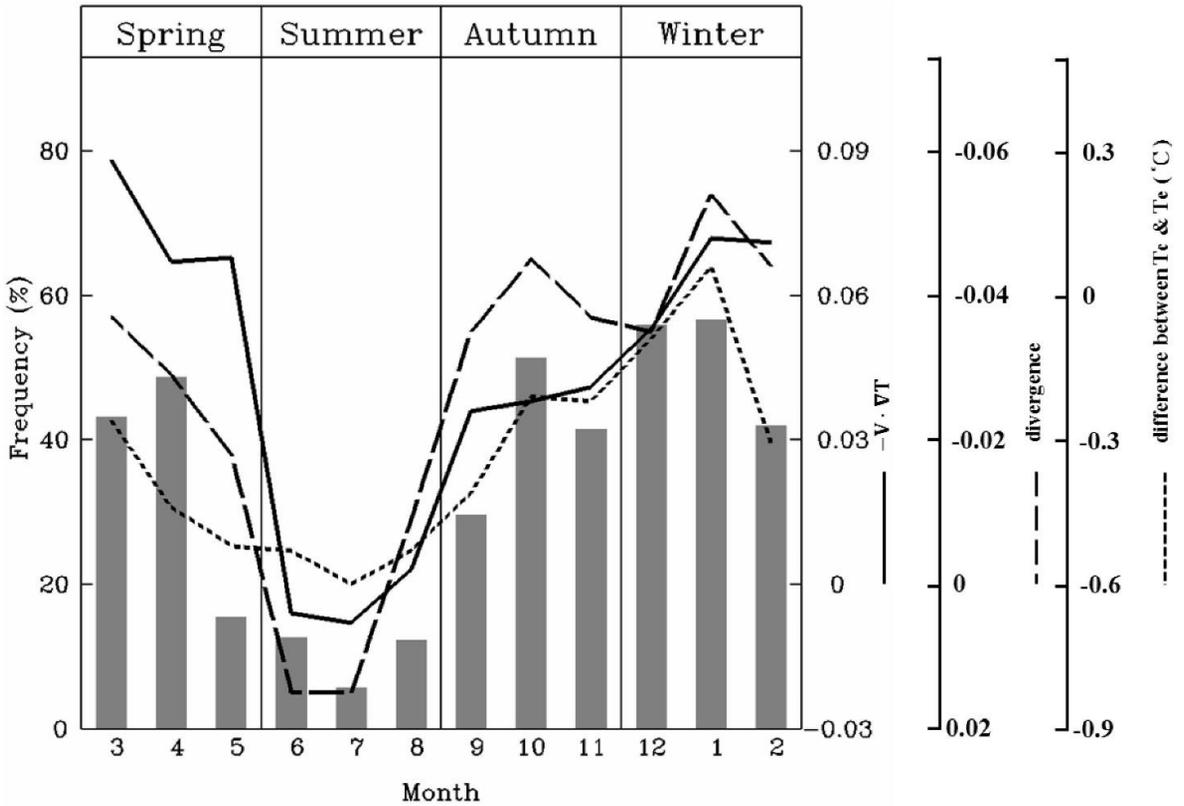


圖 13 2002 年 6 月~2004 年 12 月台灣東南沿海 257 個對流線個案在各個月份之發生頻率(以灰色長方條表示)、沿海地區(離岸 40 km 以內之區域)之平均 SSTA 值(以實線表示)、沿海地區之平均輻散值(以虛線表示)與低層(850 hpa 以下)空氣塊( $T_c$ )與環境溫度( $T_e$ )之差值( $T_c - T_e$ , 以點線表示)。

台灣東南沿海地區低層風場之輻合的大氣因子有很多，如熱力作用所產生之夜間陸風(land breeze)與動力作用所造成之阻塞氣流(blocked flow)，但仍不可忽略海面溫度梯度對於此地區風場的低層輻合所帶來的可能貢獻。此外，我們也利用 NCEP 再分析資料合成探空資料來探討在不同月份低層(850 hpa 以下)空氣塊溫度( $T_c$ )與環境溫度( $T_e$ )的差值( $T_c - T_e$ ，代表正負能區)變化情形。圖 13 顯示在冷季，低層大氣環境溫度與空氣塊溫度的差值較小(即負能區較小)，表示空氣塊較容易被抬升，可能進而增加對流系統生成；而在暖季低層環境溫度相較於空氣塊溫度則高出許多(即負

能區較大)，空氣塊較不易被抬升，此結果也進一步說明了對流線傾向在冷季發生而在暖季則較少發生的原因。

### 五、結論

本研究利用 2002 年 6 月~2004 年 12 月之綠島 C-band 都卜勒雷達與 MODIS 衛星資料來探討海面溫度(SST)對於台灣東南沿海對流線之影響。統計結果顯示，離岸 10~30 km 之沿海地區為對流線最常發生之區域。此外，在不同季節對流線之分佈情形也有所不同，在冬季對流線經常發生的位置較為廣泛，離岸 10~70 km 為其主要發生

地區，其中在離岸 50~60 km 的外海處有發生頻率最大值，而在其他季節則較集中於離岸 30 km 以內之沿海地區。此分佈情形暗示在冬季對流線之生成可能大多與環境風場遇到沿岸山脈地形阻擋所產生之阻塞氣流(blocked flow)有關，而在其他季節離岸氣流(offshore flow)對於對流線之生成則可能扮演較重要之角色。在研究期間，台灣東南沿海低層風場分佈除了夏季為微弱的西南風之外，其他季節則皆為東北風。平均海面溫度分佈顯示不論哪個季節，溫度最大值皆位在離岸 40 km 以外之海域，表示海面溫度對於對流線的生成位置可能沒有直接的影響。相較於海面溫度在不同季節的分佈情形，海面溫度梯度(SST gradient)之分佈則有季節性之變化，在冬季較顯著之海面溫度梯度分佈較廣泛，從沿海地區到外海地區海面溫度梯度皆相當顯著；而其他季節則大多集中在沿海地區，此季節分佈特性與對流線在不同季節的發生位置相當類似。

在對流線與海面溫度梯度之關係討論中，我們發現對流線較常發生之區域，其海面溫度梯度也較為顯著，且不論在哪個季節皆有此特徵。而在海面溫度梯度較顯著的區域，其低層風場大多是由暖海面吹向冷海面(即 SSTA 值為正值)，此情形可能會產生低層輻合，進而影響對流線之生成位置。月份統計分析顯示對流線在冷季(10月~4月)有較高之發生頻率，暖季(5月~9月)則反之。造成此季節性分佈之可能原因與暖季時台灣地區低層環境風場較弱，與沿海地區之離岸風(offshore flow)或阻塞氣流(blocked flow)所產生的低層輻合較弱有關。然而，雖然在各個季節在沿海地區皆有顯著的海面溫度梯度，但在冷季沿海地區低層風場是由暖海面吹向冷海面(即 SSTA 值為正值)，而暖季中的 6~8 月低層風場則無明

顯由暖海面吹向冷海面的情形，此結果可能造成在冷季低層輻合的增強進而導致對流線在冷季發生的頻率明顯比暖季要高。由此可知，海面溫度梯度不僅對於對流線發生的位置可能有所影響，也可能影響對流線在不同月份所發生的頻率。此外，我們從探空資料中也發現在冷季，低層大氣的負能區較小；而在暖季負能區則較大，此結果也可說明對流線之所以在冷季較常發生而在暖季則較少發生。

## 誌謝

作者感謝空軍氣象聯隊所提供之綠島雷達資料以及台灣大學大氣科學系林依依老師在衛星資料使用上的指導與建議，並特別感謝練育貞在擔任研究助理期間對此研究的貢獻。本研究由科技部計畫 103-2111-M-002-011-MY3 支助完成。

## 參考文獻

- 方敏、林依依及隋中興，2013：利用衛星資料分析台灣東部外海黑潮與大氣之交互作用。*航測及遙測學刊*，**17(3)**，173-192。
- 林哲佑，2007：台灣東南沿海對流線雷達觀測之氣候特徵分析。中國文化大學地學研究所大氣科學組碩士論文，68 頁。
- 紀水上與陳泰然，1989：第一階段 TAMEX 密集觀測之個案對流系統與降水研究。*大氣科學*，**17**，15-75。
- 陳泰然與王子軒，2010：梅雨季台灣東部地區降雨與局部環流之研究。*大氣科學*，**38**，165-184。

- \_\_\_\_、王子軒及黃心怡，2012：宜蘭地區梅雨季鋒後大豪雨之中尺度特徵探討。 *大氣科學*，**40**，407-426。
- \_\_\_\_、黃心怡及王子軒，2013：臺灣東部地區梅雨季鋒後超大豪雨之個案研究。 *大氣科學*，**41**，21-42。
- 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.
- Chen, G. T.-J., 1983: The winter diurnal circulation and its influence on precipitation over the coastal area of northern Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 2269-2274.
- Chen, T.-C., M.-C. Yen, J.-C. Hsieh, and R. W. Arritt, 1999: Diurnal and seasonal variations of the rainfall measured by the automatic rainfall and meteorological telemetry system in Taiwan. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 2299-2312.
- 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.
- 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.
- 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.
- Tokenaga, 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.
- Toy, M. D., and R. H. Johnson, 2014: The influence of an SST front on a heavy rainfall event over coastal Taiwan during TiMREX. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 3223-3249.
- 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.
- Werner Alpers, J.- P. Chen, I.- I. Lin, and C.- C. Lien, 2007: Atmospheric Fronts along the East Coast of Taiwan Studied by ERS Synthetic Aperture Radar Images. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 922-937.
- Werner Alpers, J.- P. Chen, C.- J. Pi, and I.- I. Lin, 2010: On the Origin of Atmospheric Frontal Lines off the East Coast of Taiwan Observed on Spaceborne Synthetic Aperture Radar Images. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 475-496.

- 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.-K., and B. J.-D. Jou, 2005: Radar observations of diurnally forced, offshore convective lines along the southeastern coast of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1613-1636.
- Yu, C.-K., and C.-Y. Lin, 2008: Statistical location and timing of the convective lines off the mountainous coast of southeastern Taiwan from long-term radar observations. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 5077-5094.
- Yu, C.-K., and Y.-H. Hsieh, 2009: Formation of the convective Lines off the mountainous coast of southeastern Taiwan: A case study of 3 January 2004. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3072-3091.

# Effect of Sea Surface Temperature on the Convective Lines off the Southeastern Coast of Taiwan

Che-Yu Lin<sup>1</sup> Cheng-Ku Yu<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Graduate Institute of Earth Science, Chinese Culture University, Taipei, Taiwan

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

(manuscript received 31 August 2016 ; in final form 27 October 2016)

## ABSTRACT

This study used C-band Doppler radar on Green Island and Moderate Resolution Imaging Spectro Radiometers (MODIS) nighttime Sea Surface Temperature (SST) derived from satellite measurements during 2002-2004 to investigate the relationship between the convective lines off the southeastern coast of Taiwan and SST. The coastal zone of eastern Taiwan is the main path of Kuroshio, which plays an important role in transports of heat and momentum from ocean to troposphere in this particular geographical location. Whether the interaction between the atmosphere and SST associated with Kuroshio may operate to influence the initiation and intensity of the convective lines remains unknown. The main objective of this study is to explore the possible relationship between the convective lines and SST along this coastal zone. A total of 257 cases of the lines were identified during 2002-2004. Statistical analyses for all identified cases reveal that the area of the most frequent occurrence was primarily confined to an elongated zone located ~30 km off the coast and the locations of the line's occurrence generally coincided with the regions of obvious SST gradient. However, the areas of warmer SST were located farther offshore, greater than 40 km away from the coast and did not coincide with the main positions of the line's formation. The result also indicates that the lines prevailed in spring and winter, but were much fewer in summer. The low-level convergence in nearshore regions also showed a clear, consistent trend of monthly variation like the lines did. This monthly variation was found to be related to the interaction between the atmosphere and SST gradient associated with Kuroshio.

**Key Words: Convective line, Doppler radar, SST, SST gradient**

