

東亞地區冷空氣變性過程之數值研究

侯昭平*¹ 余青樺¹ 張智昇² 張龍耀³
蔡世樵¹ 李亞偉⁴ 黃椿喜⁵

¹國防大學理工學院環境資訊及工程學系

²國立臺灣師範大學地球科學系

³國家實驗研究院臺灣颱風洪水研究中心

⁴國防大學理工學院機電能源及航太工程學系

⁵中央氣象局

(中華民國一〇三年五月二十日收稿；中華民國一〇三年十月二十一日定稿)

摘 要

本研究使用 Weather Research and Forecasting Model (WRF model) 3.5.1 版模擬 2010 年 1 月 13 日影響黃海、東海海面之冷氣團變性過程及海面上淺對流的發展，模擬結果中，大陸冷高壓自華北引入大量冷空氣，流經黃海、東海及臺灣北部海面，並使洋面上出現大量形狀不一的海上層積雲，冷空氣離岸一段距離後，細長條狀的雲系（雲街）開始出現，通過洋面時間更長後，海上層積雲則轉變為塊狀雲系（開放胞）。

海上層積雲出現的位置，自大陸北方到東南方沿岸，有成雲位置自北而南，離岸越遠的特徵；大於 $7 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 的強垂直風切可以形成雲街，但垂直風切接近 $7 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 時，亦能形成開放胞。海洋大氣邊界層自離岸後快速上升，冷空氣屬性亦從乾冷轉為暖濕，離岸較遠的黃海和東海，海洋邊界層因劇烈海氣交互作用，使此區邊界層上方出現了因浮力震盪引發的重力波；固定位置的分析中，發現冷空氣具逐時增溫且變濕的日變化特性，而非絕熱項分析則顯示，相同位置可感熱和潛熱通量均出現逐時下降的情形，但可感熱和潛熱通量均存在離岸越遠，通量值越大的特徵，Bowen ratio 分析顯示，離岸越近，可感熱通量的影響越重要，離岸越遠，轉變為潛熱通量的影響越重要。

關鍵字：淺對流、雲街、開放胞、海氣交互作用、可感熱通量、潛熱通量、Bowen ratio

*通訊作者：E-mail: hoedwardho@gmail.com

一、前言

在冬天的時候，常聽到東北季風增強、大陸冷氣團南下、亦或強大大陸冷氣團南下，此類高壓出海時，觀測顯示，該氣團近地表離岸氣溫常常只有攝氏零下十幾度，但隨東北風通過黃海及東海到達臺灣後，多數個案氣溫均可上升至攝氏五度甚至更高；由於冷高壓通過黃海或東海時，海氣溫差可達十多度，因此誘發了強烈海氣交互作用，此時臺灣北部外海通常會出現大量高度較低（2 公里以下）之層積雲，影響部分航線的飛行安全。

冷空氣通過海洋使大氣屬性改變的現象，屬全世界共同的天氣現象；Renfrew and Moore (1999)以 LSDCE (Labrador Sea Deep Convection Experiment)實驗用 C-130 飛機觀測 1997 年 2 月 8 日，在拉不拉多(Labrador)海上(55°N、48°-54°W)冷空氣爆發後，在海上形成渦度卷的現象。該實驗飛機觀測以三條南北繞飛之計畫路線，對實驗區內 170 m、300 m 及 450 m 三個高度實施飛機大氣探測任務。觀測後發現相對濕度隨著高度增加，受氣溫下降影響，其相對溼度越高，但從比濕來看可以發現，高度越高其實水氣含量越少；冷空氣離岸越遠，氣溫越高，也越潮濕（圖略）。另冷空氣通過洋面的時間越長，受海氣交互作用影響，會使得海洋邊界層深度加深（在該文中加深 300 m）。渦度卷中的上升氣流使得水氣凝結後出現雲街。紊流逸入會導致朝著大氣邊界層頂變暖及變乾燥(Garratt 1992)。

東海和朝鮮半島也經常觀察到，冷空氣從俄羅斯東部發源地一路南下至黃海、東海和表層溫暖海水之間的交互作用後所產生的結果。由於在中尺度氣象領域一直到更多的觀測設備出現

(Lidar; satellite; sodar; Doppler radar)之後，才查覺到大氣現象有很大一部份是由 1-2 km 的淺對流 (Mesoscale Shallow Convection, MSC)所造成，而不是深對流(Atkinson and Zhang 1996)。觀測性的研究包含了使用各種觀測平台觀測各氣象要素，例如：固定塔 fixed towers (LeMone 1973)、衛星 (Walter 1980; Miura 1986)、飛機 (Walter and Overland 1984; Brummer et al. 1985; Hein and Brown 1988; Chou and Ferguson 1991)、機載雷達 (Atlas et al. 1986)、雷達(Kelly 1984; Kristovich 1993; Weckworth et al. 1997)與合孔徑雷達(Alpers and Brummer 1994)。

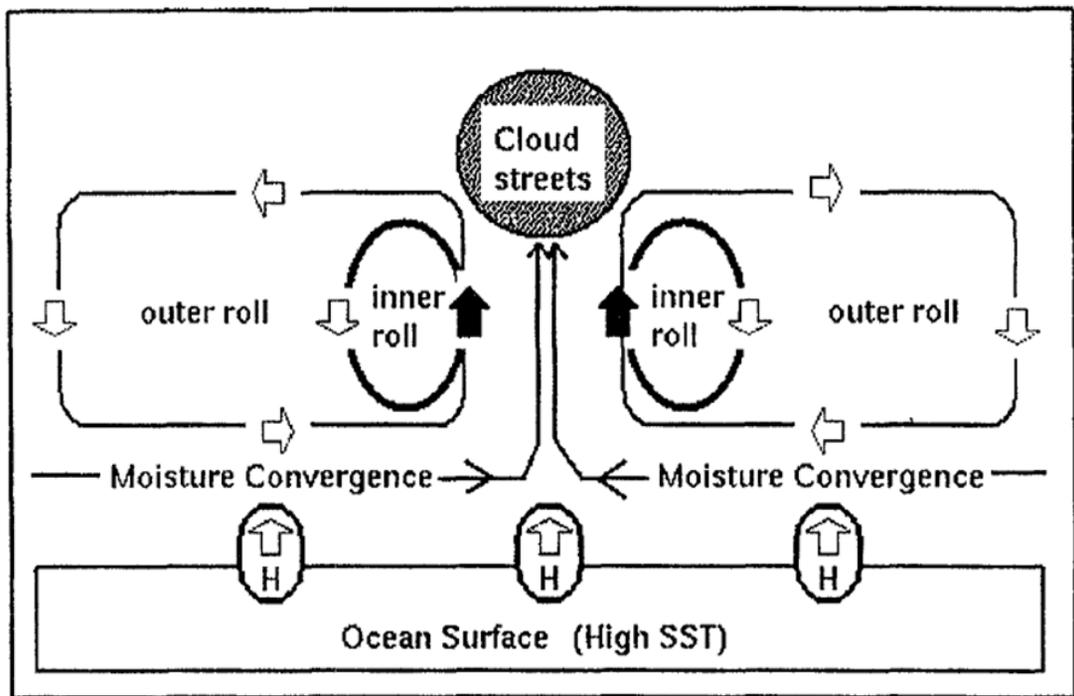
在過去許多觀測實驗中顯示，發生在海上的淺對流(MSC)所產生的雲，形狀多為線狀或是六角形，線狀稱之為雲街(cloud street)、雲帶(cloud band)或對流卷(convective roll)，六角形稱之為胞(cell)，又以中尺度對流胞 (Mesoscale Cellular Convection, MCC)來表示此種互相連接的雲。通常在海洋表面有大量水氣輸送以及強風切的環境下，多以條狀雲街呈現為主，然而在冷空氣潰流至更下游的區域，雲街會開始產生彎曲、曲折的現象，而後形成三維結構的 MCC，觀測顯示大多數為開放胞(open cell)，封閉胞(closed cell)的情形較為少見(Brummer and Busack 1990; Brummer et al. 1992)。

Kuettner (1947)注意到積雲雲街形成有時源自於熱源，如：工業地區、熱島或山區。他認為對流卷的成因就是地表的熱源。在 BOMEX (Barbados Oceanographic and Meteorological Experiment)計畫中，運用 sounding 觀測資料，發現雲街長度約 20~500 公里，雲街之間間隔約 2~8 公里，並計算雲街的寬高比約在 2~4 之間。Le Mone (1973)運用觀測塔觀測雲街，經過計算

後也獲得與 Kuettner (1947)所計算的寬高比一致。Nicholls (1978)運用飛機在海上觀測雲街，其表示對流卷影響水氣傳送及在海洋邊界層上動量分佈。Kang and Kimura (1997)認為垂直風切及靜力穩定度在淺薄雲街中扮演很重要的角色；而在山的背風側呈現長條狀的厚雲街，主要由極大熱通量所引起的靜力不穩定度與地形所產生的亂流分流導致。

Kang and Kimura (1997) 運用 Regional Atmospheric Modeling System (RAMS)模擬出雲街高度約 1 公里、寬度約 4 公里、長度約 80 公里。並已瞭解雲街通常伴隨強對流卷，成對對流卷的組成，需要同時有強的靜力不穩定度或地形所引

起的亂流才會出現。來自海表面強的可感熱通量是對流卷主要的能量來源。在他們的研究中認為，成對對流卷包含兩個副卷(圖 1)：外卷(outer roll)及內卷(inner roll)，外卷是一個半徑較大的弱環流、在低層近海洋表面有大量水氣輻合的副卷；內卷是一個半徑較小的強環流、有強上升運動將低層水氣帶往高層，同時也是維持雲街為「線型」的動力機制的副卷。在其數值模擬中部分個案雖然有強上升氣流，但缺乏地形引起亂流機制，無法維持條狀。而個案中若因為海陸沒有溫差而很穩定，沒有對流卷，低層就沒有水氣輻合，所以沒有雲街的產生。因此他們認為雲街是由強靜力穩定度的影響及地形所引起的亂流所形成。



Sketch of the relationship between convective rolls and cloud streets

圖 1 海面上因熱對流造成之渦度卷結構示意圖。底層為海洋表面，H 代表比洋面上氣溫較高的海溫，H 上方的空心箭頭為上升運動，黑色箭頭代表內卷之上升運動，餘空心箭頭代表氣流流向，細實線在低層有明顯的輻合，隨後有強上升運動，圓內有灰階之圓圈為雲街所在。(摘自：Kang and Kimura 1997)

在過去的研究中(Hubert 1966; Agee and Chen 1973), 雲洞的出現, 代表著受 Rayleigh-Benard convection 的機制影響而出現的六角形結構, 依外觀和動力過程大致可區分為開放胞和封閉胞。通常當海水溫度遠高於近海面空氣溫度時, 使對流較為旺盛時, 會產生開放胞(中間無雲、周邊有雲), 反之, 則會產生封閉胞。因此, 開放胞通常會在冷空氣潰流至暖洋面時發生(冷平流顯著時), 封閉胞(中間有雲、周邊無雲)則是發生洋面溫度較低(海氣溫度差異較小)的地方。Krueger and Fritz (1961)認為開放胞雲的型態和垂直運動有關, 其中間為下沉區, 因此無雲。

侯(2006)發現冷空氣潰流至暖洋面其實是包含了多重尺度的運動, 在冷空氣剛接觸暖洋面時, 雖然會立刻誘發對流, 但冷空氣流速的時間尺度遠大於對流卷擾動的時間尺度, 因此除沿岸地區, 邊界層厚度極度壓縮, 雲街無法出現外; 離開海岸一段距離後, 近洋面的冷空氣受二維對流卷的混合時間增長, 雲街開始出現, 接著因海溫上升, 紊流跟著變大, 對流邊界層頂也跟著提高, 此時, 垂直風切卻因垂直混合的過程開始變小, 雲街也因此開始彎曲, 隨後因洋面的海溫逐漸上升, 紊流的空間尺度變大及垂直風切因動量的垂直混合逐漸變小的關係, 雲的形狀也跟著改變, 邊界層厚度則增加為數百至千餘公尺, 而對流邊界層頂的快速抬升, 引發了另一中尺度環流, 到了更下游地區, 在均勻的海溫上, 受到大小尺度不一的紊流均勻混合後, 邊界層頂附近開始出現開放性中尺度對流胞的積雲群, 而此積雲群又會因水氣的相位改變和對流邊界層內外的空氣產生更小尺度的交互作用。

本研究使用 Weather Research and Forecasting (WRF) model v3.5.1 (Skamarock et al. 2005)版模

擬影響黃海、東海海面之冷氣團變性過程及海面上淺對流的發展, 並挑選 2010 年 1 月 13 日, 大陸冷高壓自華北地區, 平流冷空氣到達台北測站後, 氣溫仍低於 10°C 之個案, 以測試 WRF 計算劇烈海氣交互作用後, 誘發海上淺對流的能力。

二、觀測資料分析與研究方法

(一) 觀測資料分析

2010 年 1 月 13 日 08LST, 大陸冷高壓中心位於華北地區(中心強度 1046 hPa), 以 20 km hr⁻¹ 速度向東南方移動, 大量冷空氣順此高壓外圍, 自大陸遼寧北方潰流至渤海、黃海及東海地區(圖略), 同日 14 LST(圖 2), 高壓中心雖分裂為二, 且中心強度減弱為 1038 hPa, 但冷空氣順此大陸冷高壓外圍潰流後, 涵蓋的位置, 並無明顯改變, 且冷空氣的前緣甚至可達菲律賓北方海面; 由於從圖 2 的地面測站紀錄顯示, 冷空氣自華北離岸時, 空氣溫度僅約 -7°C 至 -13°C, 因此冷空氣離岸後和未結冰的海水, 存在明顯的垂直溫度梯度, 劇烈海氣交互作用的結果, 使海面上的積雲產生明顯的變化。

13 日大量冷空氣進入到較暖的渤海、黃海、東海及日本海一帶後, 在可見光與紅外線衛星雲圖中皆有明顯的雲街形成, 為清楚掌握冷空氣透過暖洋面產生的海上層積雲型態, 挑選同日下午 12:45 及 12:40 LST 繞極軌道衛星 Aqua 之可見光高解析衛星雲圖(圖 3a、b)來實施分析, 在圖中可以看出, 冷空氣在剛離開陸地時, 可能因洋面溫度較低甚至結冰(由圖 3a、b 中可得此資訊), 致使遼東及山東半島一帶, 僅山東半島前端上方有條狀雲系被觀測到, 餘近岸處均無任何雲系產生, 冷空氣離岸一段距離後, 細長條狀的雲系開始出現, 各雲系間彼此平行且雲帶有離岸越遠,

雲帶越寬的特性，朝鮮半島東方海面的雲系亦具有相同的特性。

在圖 3b 中，大陸東南沿海外部的雲系出現兩種型態，浙江省長江口東方海面出現的是部分條狀雲系的雲街和塊狀雲系，類似開放胞的結構，推測塊狀雲系應為來自黃海的冷空氣，通過暖洋面充分變性後的結果，臺灣北方海面仍以條狀雲系的雲街為主，但雲街寬度變化大且快；值得注意的是，大陸東南沿海，洋面並無結冰的狀態，但所有雲系出現的位置均和陸地保持一段距離，且出現的位置比華北沿岸，更為遠離陸地。為了瞭解這類現象出現的原因，並測試 WRF3.5.1 版模式能否模擬這樣的物理現象，我們進行參數調整後，開始模擬。

(二) 研究方法

本研究以美國環境預報中心(National Centers for Environmental Prediction; NCEP)全球模式分析場 FNL(水平空間解析度為 $1^\circ \times 1^\circ$ ，垂直空間解析度為 27 層，時間解析度為 6 小時)作為模式初始資料場及邊界場。三層巢狀網域(圖 4)設計中，地形解析度皆使用 $30'' \times 30''$ ，模擬水平空間解析度由外到內分別為 18 公里、6 公里(網格點數 391×352)、2 公里(網格點數 520×775)；積分步長使用 10 秒，垂直解析度分為 60 層。參數化法組合方面，微物理使用 Morrison double-moment scheme、長波輻射參數化使用 RRTM scheme，短波參數化使用 Goddard shortwave scheme。

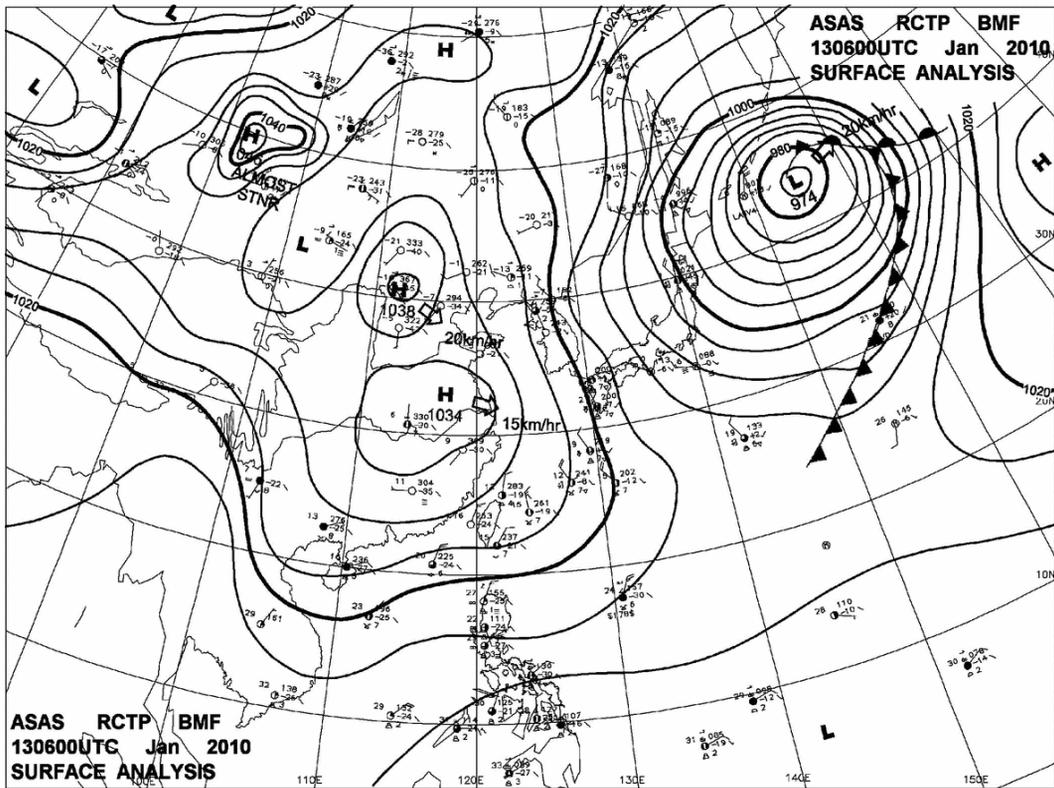


圖 2 2010 年 1 月 13 日 14 LST 地面天氣圖 (摘自：中央氣象局)

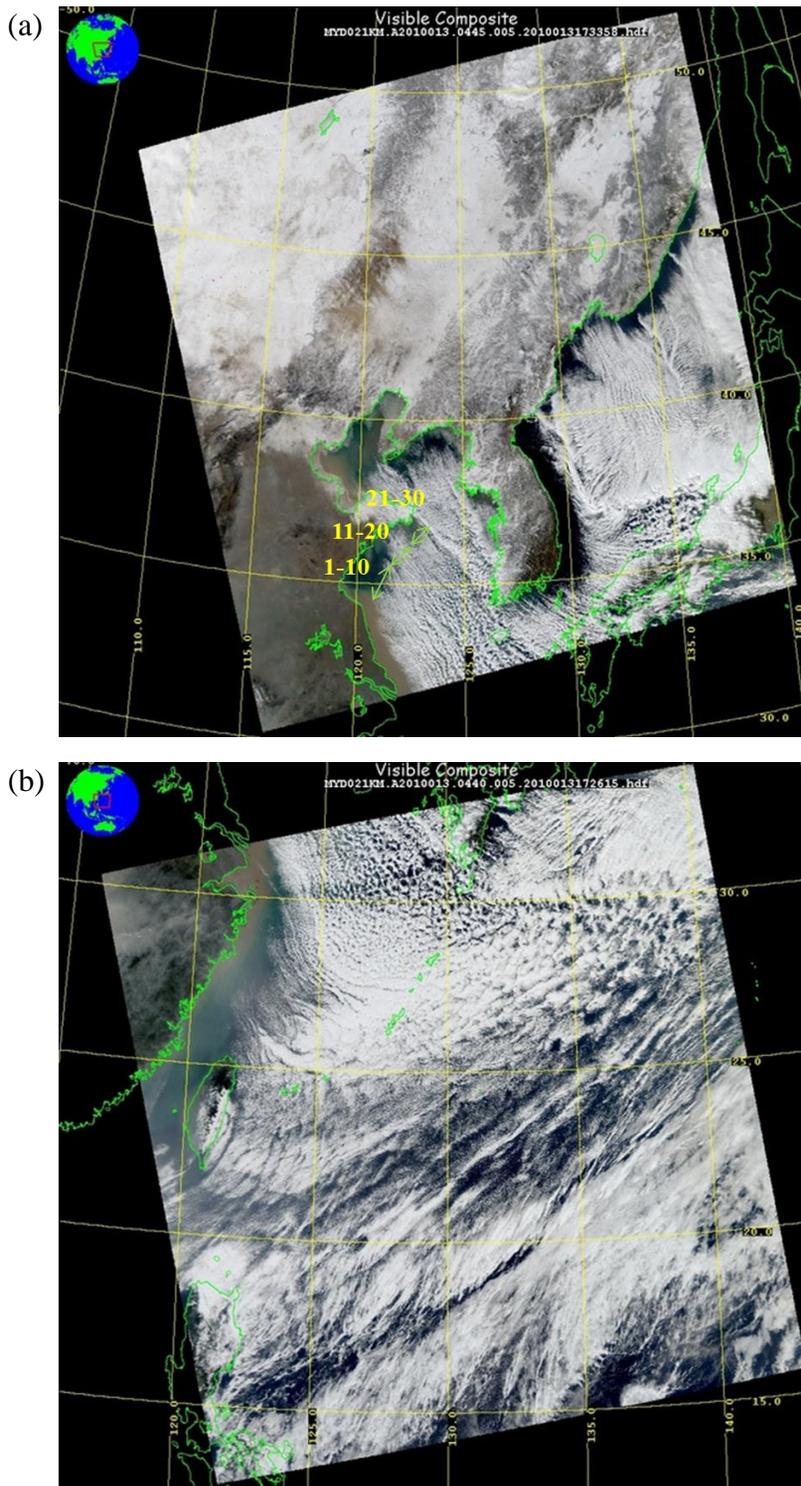


圖 3 2010 年 1 月 13 日繞極軌道衛星 Aqua 於東亞拍攝之高解析可見光彩色衛星雲圖。(a)為 1245 LST，圖中黃色數字為雲街數量、(b)為 1240 LST。(摘自：NASA 網頁 <http://ladsweb.nascom.nasa.gov>)

由於 Jimy Dudhia (NCAR)認為 $dx \leq 3 \text{ km}$ 不需要積雲參數化， $dx \geq 10 \text{ km}$ 可能才需要積雲參數化，且在研究過程中，曾測試 Kain-Fritsch scheme 的表現，結果和無積雲參數化的過程接近，所以在本次模擬中，因解析度較高，我們選擇不使用積雲參數化，以節省計算時間；模式中涵蓋到陸地的部分，使用 Thermal diffusion scheme (TDS)，邊界層參數化使用 Mellor-amadanjic scheme (MYJ)；模式地圖使用藍伯特投影，垂直層頂為 30 hPa，初始的模擬時間為 2010 年 01 月 13 日 0200 LST 至結束時間 2010 年 01 月 14

日 0200 LST，模擬中採用雙向回饋，內外層會互相影響，模擬的區域為東經 105 度到東經 145 度，北緯 18 度到 51 度(模式參數化設定，詳如表 1)。

為了驗證模擬的結果，我們挑選了 2010 年 01 月 13 日 1400 LST 的歐州中期天氣預報中心 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)之全球大氣再分析場資料 (Dee et al. 2011) ERA-Interim 0.125 × 0.125 度來實施部分資料的比對分析，並校驗 WRF 模擬結果之合理性。

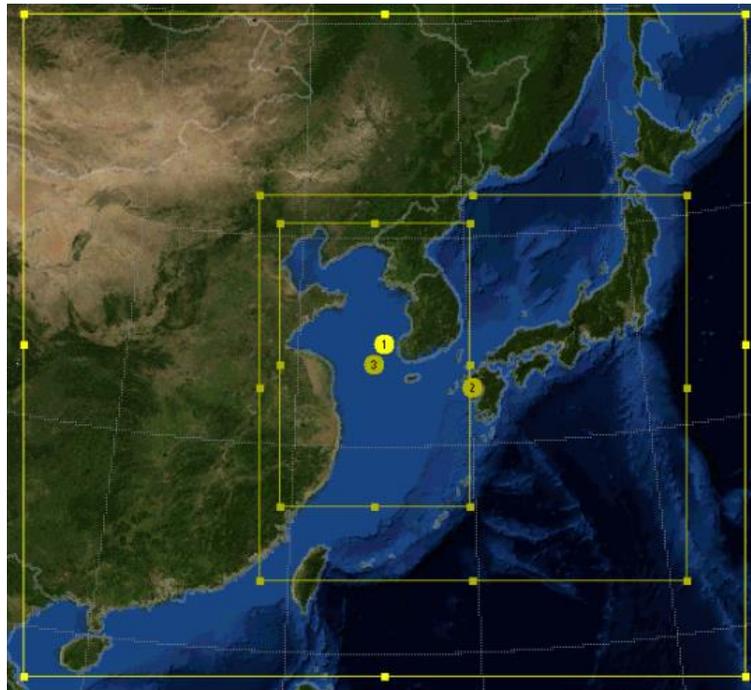


圖 4 WRF 模式巢狀網格示意圖 (編號 1 水平空間解析度 18 公里，對應最大矩形範圍；編號 2 水平空間解析度 6 公里次之、編號 3 水平空間解析度 2 公里為最小矩形)

表 1 模擬的參數化設定

參數 模擬域	長波輻射	短波輻射	邊界層	積雲參數	土壤參數
Domain 1、2、3	RRTM	Goddard	MYJ	無	TDS

模擬中可感熱通量和潛熱通量計算的方式為：

$$\begin{aligned} Q_H &= \rho \cdot C_p \cdot C_H |\overrightarrow{V}_{10}| \cdot (T_s - T_a) \\ &= \rho \cdot C_p \cdot C_H |\overrightarrow{V}_{10}| \cdot \Delta T \end{aligned} \quad (2.1)$$

$$\begin{aligned} Q_H &= \rho \cdot L \cdot C_H |\overrightarrow{V}_{10}| \cdot (q_s - q_a) \\ &= \rho \cdot L \cdot C_H |\overrightarrow{V}_{10}| \cdot \Delta q \end{aligned} \quad (2.2)$$

ρ 為空氣密度 ($1.225 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$)， C_p 是空氣的比熱 ($1004 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$)， C_H 是潮濕的表面交換係數 (常數)， V_{10} 近地面風速， T_s 為表面溫度， T_a 在邊界層的空气溫度。 L 為凝結潛熱， q_s 為飽和比濕， q_a 空氣的比濕。文中並運用 Bowen Ratio 來比較可感熱通量與潛熱通量的重要性，其定義如下：

$$B = \frac{\text{SH flux}}{\text{LH flux}} \quad (2.3)$$

SH flux (sensible heat flux) 代表可感熱通量，LH flux (latent heat flux) 代表潛熱通量。當 Bowen ratio 數值越大時，表示可感熱較重要，影響海氣交互作用較大。

本研究挑選 2010 年 1 月 13 日，臺北測站觀測到十度以下低溫的個案實施模擬，由於臺北測站在 12 日至 14 日連續三天都出現 10 度下的低溫，符合寒潮爆發定義，因而以此個案說明冷氣團在海洋上變性的過程。

三、模擬結果與討論

(一) 海溫與海上層積雲

ERA-Interim 海溫資料顯示 (圖 5)，山東半島沿岸海溫均低於 5°C ，而大陸東南沿海則在

10°C 以上，海水溫度離岸後均具有快速上升和呈現東北至西南走向的海溫分佈特色，臺灣北部海面，海溫在 15°C 以上，由於海上淺對流主要的熱量來源為海洋，因此正確的提供海水溫度是研究此一問題的關鍵，本次研究運用 NCEP 分析場的海水溫度 (圖 6) 不論在近岸的海溫或是離岸的海水溫度梯度和再分析場的海溫非常類似，特別是在本次研究的重點區域黃海和東海一帶，更是如此；再分析場顯示朝鮮半島西南方海域存在海溫的溫度梯度有著不規則的變化，在分析場中則未能呈現，但因其溫度變化範圍均落於 8 至 12 度，和觀測的海溫分佈結果相近，因而此區域小部分不規則變化的海溫對於模擬結果影響有限。

圖 7 為模式中水平空間解析度 6 km 的區域，由於分析場的海溫近似觀測值，因此積分至 13 LST 的液態水累積圖，已能呈現出類似 Aqua 衛星觀測資料中，冷空氣由華北潰流至黃海及東海的雲系，雖然此圖空間解析度較差，但代表雲系的液態水，在大陸北方沿岸呈現出近岸無雲，離岸一段距離成雲；南方沿岸亦呈現出近岸無雲，離岸較北方沿岸更遠距離成雲的型態，這些特性均類似 Aqua 衛星觀測資料，推測大陸北方近岸出現雲系，而南方離岸較遠才出現雲系的原因，應與海溫分佈、風速及海上邊界層的條件有關，也就是說，大陸北方海溫低、氣溫低，致使近岸海洋邊界層發展高度也低，因此海氣溫差造成的劇烈海氣交互作用舉升水氣後，便順著風，平流很短距離後凝結成雲；大陸東南方海溫高，氣溫也較北方高，近岸海洋邊界層發展高度也高，海氣交互作用舉升水氣後，順著風，平流較長距離後，才能凝結成雲。

侯(2006)曾指出，風速和對流翻轉時間的相對關係，決定了凝結成雲的時間和位置 (侯

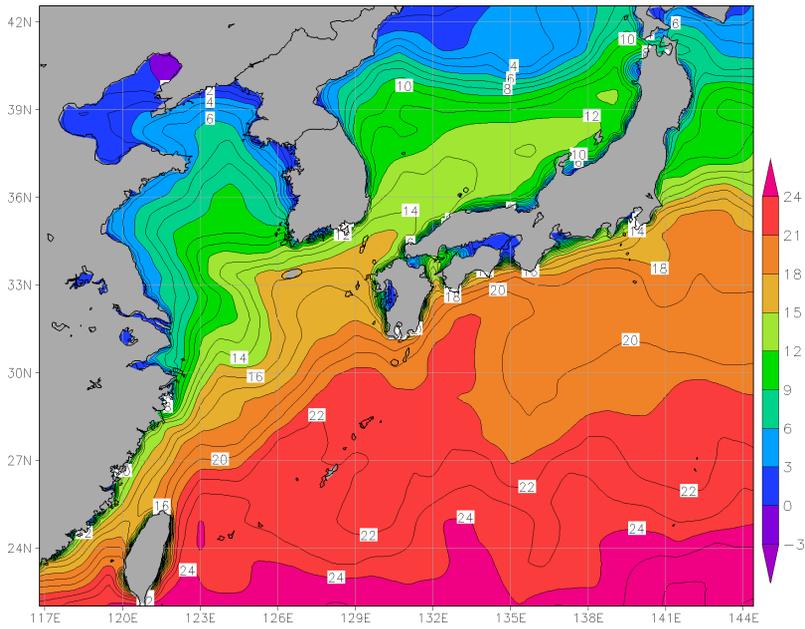


圖 5 2010 年 1 月 13 日 1400 LST 的 ERA-Interim 0.125×0.125 度全球大氣再分析場的海洋表面溫度圖 (顏色對應右方色階, 單位為 $^{\circ}\text{C}$)。

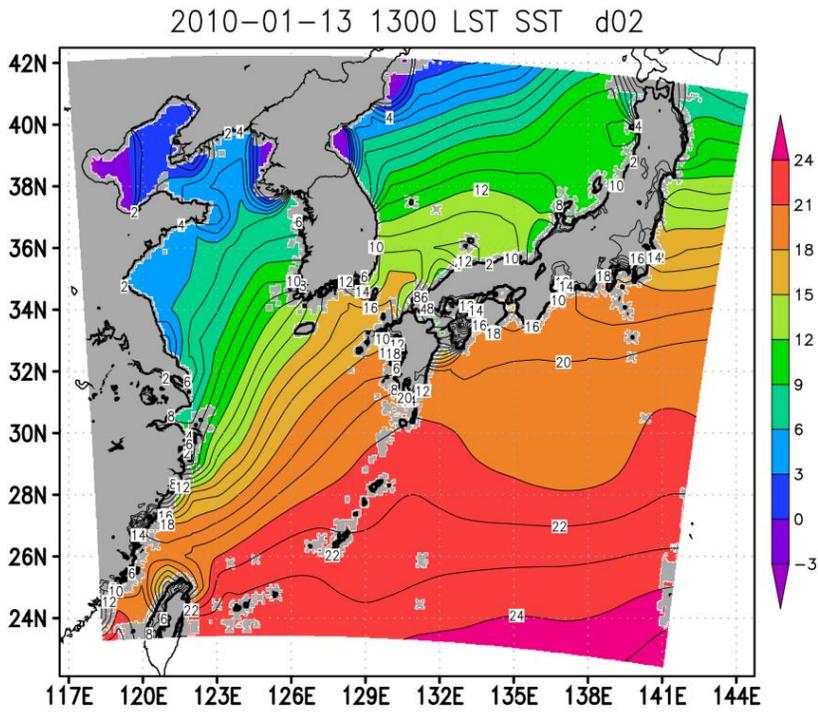


圖 6 東亞地區 2010 年 1 月 13 日 1300 LST, NCEP 分析場的海洋表面溫度圖 (顏色對應右方色階, 單位為 $^{\circ}\text{C}$)。

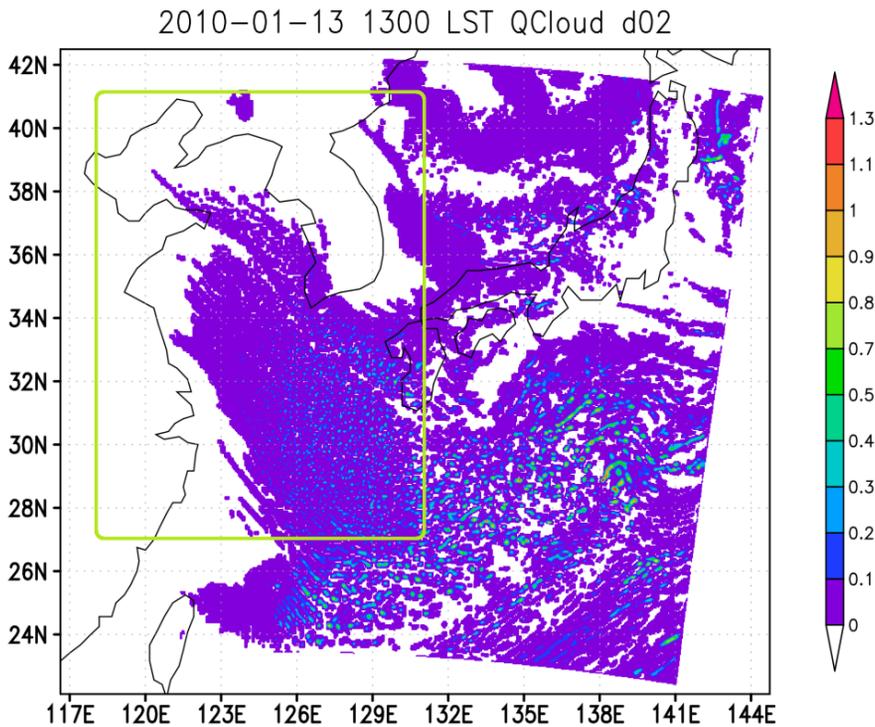


圖 7 模擬東亞地區 2010 年 1 月 13 日 1300 LST，1000 hPa 至 700 hPa 液態水累積圖（顏色對應右方色階，單位為 kg kg^{-1} ），圖中綠色方框為模式中第三層區域。

2006)，由此個案來看，確實如此。另外，山東半島前端上方的條狀雲系，在模擬中亦被掌握，這顯示我們設定的模式大氣物理特性，可以成功的計算海氣及陸氣的交互作用。圖 7 中各雲系在離岸一段距離後，出現了大量彼此平行的條狀雲系，一直到了日本海南方海域，部分來自華北的條狀雲系，有部分開始出現塊狀雲系，但因為水平空間解析度的不足，所以各雲系間的距離無法解析，因此設計水平空間解析度 2 km 的第三層模擬空間（圖 7 中綠色方框）進行模擬，期望能更清楚的解系這些海上層積雲的型態。

提高空間解析度後（圖 8），各條狀雲系（以下簡稱雲街）清楚呈現出彼此平行排列的情形，細數雲街的數量，和 Aqua 衛星觀測相當，各雲

街近岸雲寬較細，經海洋變性後雲帶較寬的特性則不明顯；在離岸更遠的冷空氣下游，雲系出現了類似開放胞的結構，為了更進一步瞭解產生此類不同型態海上層積雲的原因，我們挑選了圖 8 中同時存在雲街與雲塊的紅框位置，來實施進一步的分析。在圖 9 中，多數位置的雲街在離岸一段距離後可以維持，但冷空氣經過海洋的變性後，雲街開始消失，轉而接替的是不規則的塊狀雲系，此圖上半部多為塊狀雲系，而沒有出現雲街，推測原因為此區雲系，是山東半島出海的冷空氣下游區域，冷空氣已完成變性所致。

過去曾有學者，如 Tsuchiya and Fujita (1967) 研究日本東北季風和地形關係時，發現西太平洋上的垂直風切（雲頂環境風減地面環境風，為了

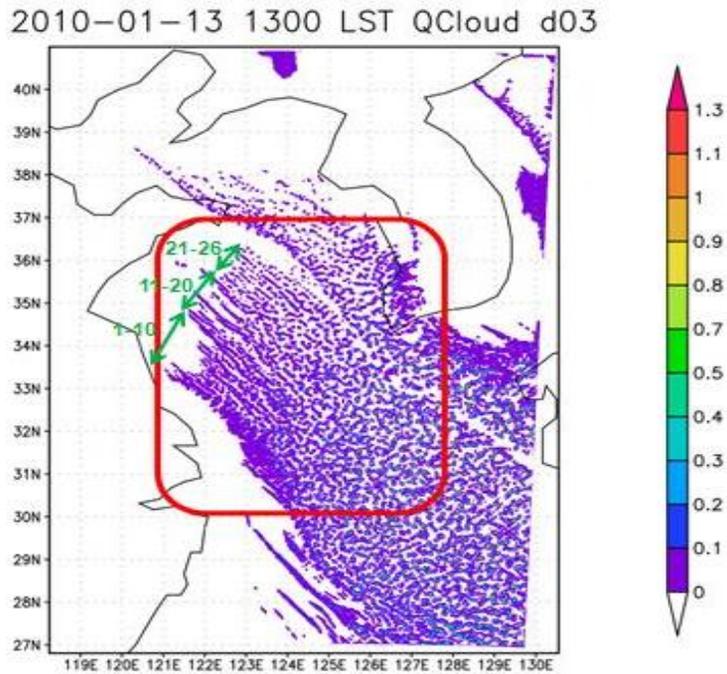


圖 8 模擬時間 2010 年 1 月 13 日 1300 LST，1000 hPa 至 700 hPa 液態水累積圖（顏色對應右方色階，單位為 kg^{-1} ），圖中紅色方框重點分析區域，數字為雲街數量。

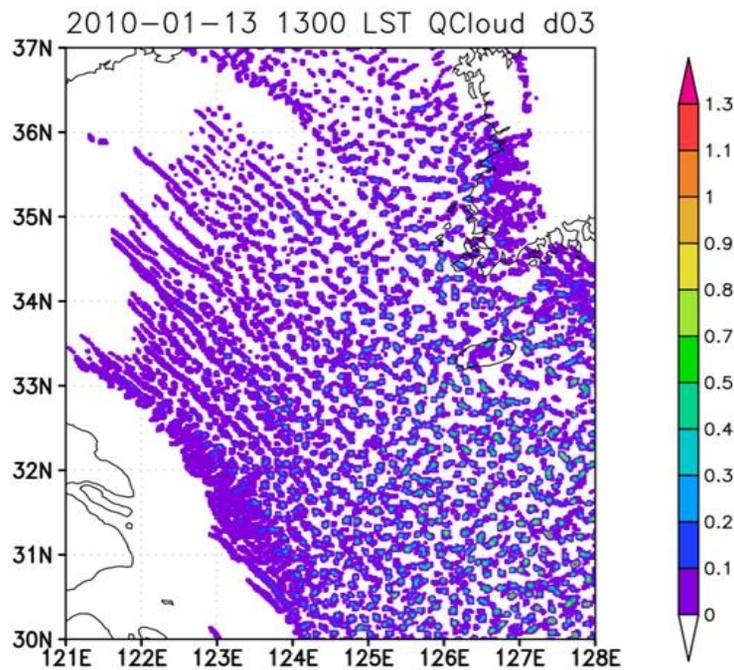


圖 9 同圖 8，但為圖 8 中紅色方框區域。

避免受到地形擾動的影響，地面環境風預設為 0) 大於 $7 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 時為雲街的型態，介於 $5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 至 $7 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 時為彎曲的雲帶，小於 $5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 的時候則會出現中尺度對流胞 (侯 2006)。

由圖 10 中可以發現，雲街的走向是與風向平行的，且到了第三個點之後，對流型態明顯由條狀變為多邊形。因此在本次模擬中，我們亦挑選了代表不同雲形的位置，來計算垂直風切，希望瞭解垂直風切對於海上層積雲的影響，我們選擇和圖 9 同樣位置的區域 (圖 10)，並以順著冷空氣流動方向 (A-A') 上，代表上、中、下游 (點 1 至 3) 及更下游地區 (點 4 至 5) 的五個點來實施垂直風切分析。

在圖 11 中點 1 的風速在 870 hPa 有著較大的變化 (可以此高度定義為此地的海上邊界層厚度)，洋面至 870 hPa 之雲頂風強度約 13 m s^{-1} ，依日本學者計算垂直風切方式 (雲頂風減地面風除以邊界層厚度) 換算後，此點之垂直風切為 $10.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，合於日本學者定義雲街分布的範圍，而此區域也確實出現了雲街的型態。由於模擬中，中下游區域海上層積雲的主要型態為開放胞，因此代表這些區域的位置點，垂直風切的大小亦是我們希望和日本學者定義的比較重點，而分析代表中、下游位置的點 2 和點 3 (圖 11) 的垂直風切後發現，點 2 的垂直風切約為 $10.1 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，點 3 的垂直風切為 $7.6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，垂直風切順著風場向下游遞減，由於在模擬中點 2 的位置雲街已開始彎曲，點 3 的位置則開始出現對流胞，但其垂直風切仍大於 $7 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，此點和日本學者的歸類不同，更下游的點 5 (圖 11)，垂直風切亦為 $8 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，仍然大於 $7 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，但此區模擬中已為對流胞為主的區域，探究其因，我們認為在日本學者的歸類中，環境風場的強度受到地形的影

響明確，因此風場在通過地形後的摩擦和沈降作用，使其下游的風速減緩，所以在其個案的分析中，對流胞的垂直風切範圍較小。

本次模擬中，分析的區域均位於海上，距離陸地遙遠，因此風速較強，經計算後發現，模擬中雲頂的風速大約減少 3 m s^{-1} ，垂直風切的大小就會落於日本學者的分類範圍中；為了證實模擬的正確性，我們挑選了 2010 年 1 月 13 日 1400 LST 的 ERA-Interim 0.125×0.125 度的全球大氣再分析場進行分析比對，結果發現在點 1 (圖 12) 的邊界層頂高度約 850 hPa，洋面至該高度的垂直風切約 $8.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，和我們模擬的結果相近；點 2 和點 3 (圖 12) 的垂直風切分別是 $7.1 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 及 $7.3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，點 2 的垂直風切較模擬的結果小了 $3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，點 3 的結果則相當接近模擬值，點 1 至點 3 同樣具有垂直風切向下游遞減的特性，到了點 4 (圖 12) 的垂直風切約 $7.7 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，也就是分析場中，代表中下游位置的點 2 至點 4，其垂直風切亦均大於 $7 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，和我們模擬的結果相近。

(二) 海洋邊界層與冷空氣變性過程

為了瞭解海洋邊界層與冷空氣變性的關係，運用圖 10 中並以順著冷空氣流動 (A-A') 和垂直冷空氣流動 (區分上、中、下游) 的方向，來分析位溫及相對溼度等氣象參數的垂直剖面 (1000 hPa 至 700 hPa)，上游以 1-1' 表示，中游以 2-2' 表示，下游以 3-3' 表示。在 A-A' 位置的位溫垂直剖面圖中 (圖 13)，左側為緯度較高、離岸距離較近的上游，右側為緯度較低、離岸較遠的下游。900 hPa 以下的溫度，下游明顯高於上游，這代表著冷空氣變性過程中，海洋提供了大量的能量來源，使冷空氣藉由海上的熱對流，逐漸提高空氣

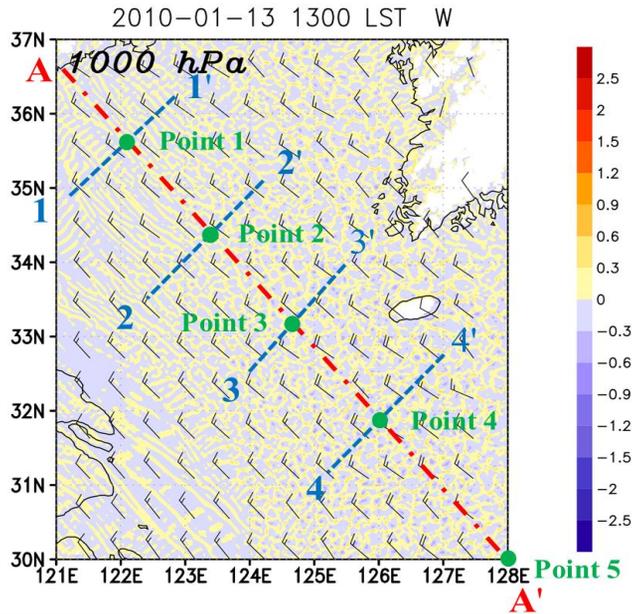


圖 10 同圖 8，但為 1000 hPa 之垂直運動(色階區域，顏色對應右方色階，單位為 $m s^{-1}$)、洋面上 1000 hPa 之風標 (長、短風標為 $10 m s^{-1}$ 、 $5 m s^{-1}$) 與地形 (黑色細實線) 之合成示意圖。紅色點虛線代表冷空氣上游 (A) 至下游 (A') 的垂直剖面位置，藍色虛線分別代表上游 (11')、中游 (22')、下游 (33' 及 44') 的垂直剖面位置，綠色實心點 1 至點 5 為挑選代表上、中、下游及更下游特定之分析位置。

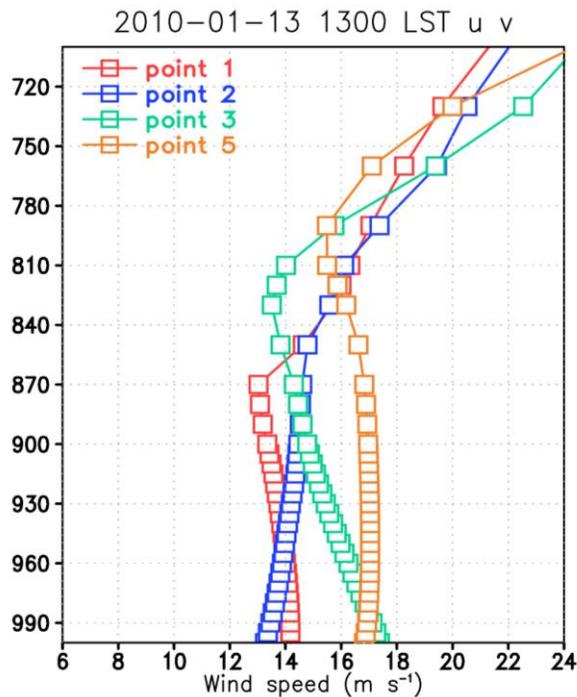


圖 11 為圖 10 中不同位置點 1000 hPa 至 700 hPa 風速的垂直剖面，紅色為點 1，藍色為點 2，綠色為點 3，土黃為點 5。

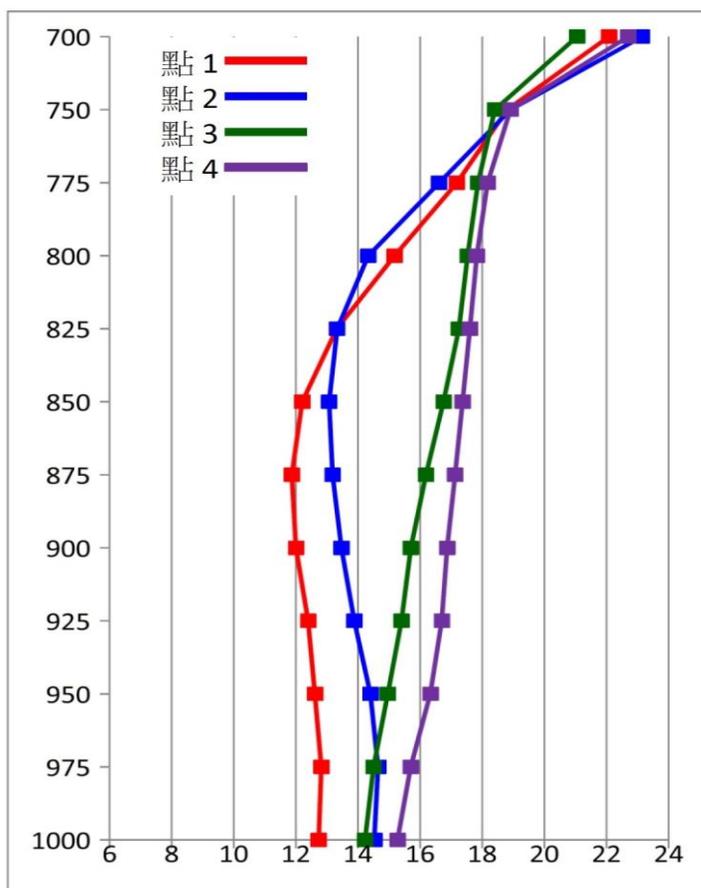


圖 12 同圖 11，但為點 1 至點 4，2010 年 01 月 13 日 1400 LST 的 ERA-Interim 0.125×0.125 度的全球大氣再分析場資料。

溫度，海洋對流邊界層的高度也因熱對流，而逐漸向下游增厚，但僅從位溫圖中不易看出邊界層增厚的情形。由於在對流邊界層以下的區域，冷空氣與暖洋面所發生的海氣交互作用非常劇烈，上游因風速略強，熱對流不明顯，邊界層以上區域重力波擾動不明顯；下游熱對流較強，邊界層以上因熱對流造成的重力波振盪，使位溫也跟著產生了明顯的擾動。從此圖中可以得知上游與下游的位溫差大約 10 K。

分析相對溼度的垂直剖面（圖 14）可以發現，較高的相對溼度（大於 70%）集中於海洋邊

界層的位置，以此對應位溫的剖面，圖中左側代表上游的邊界層高度，大約位於 870 hPa，中游大約位於 840 hPa，下游大約位於 810 hPa。離岸較近的上游溼度較中、下游低，推測可能因為上游冷氣團剛出海，氣團屬性尚未變性（屬於冷乾）；離岸一段距離後，冷空氣受到海溫升高的熱對流混合，氣團屬性產生轉變，邊界層厚度逐漸增加且溼度上升；到了中游，隨著風速慢慢減弱、海溫逐漸升高，熱對流更趨明顯，受到熱對流垂直運動的影響，開始出現受對流胞上升區溼度高、下沉區溼度低的影響，而出現了類似對流胞結構

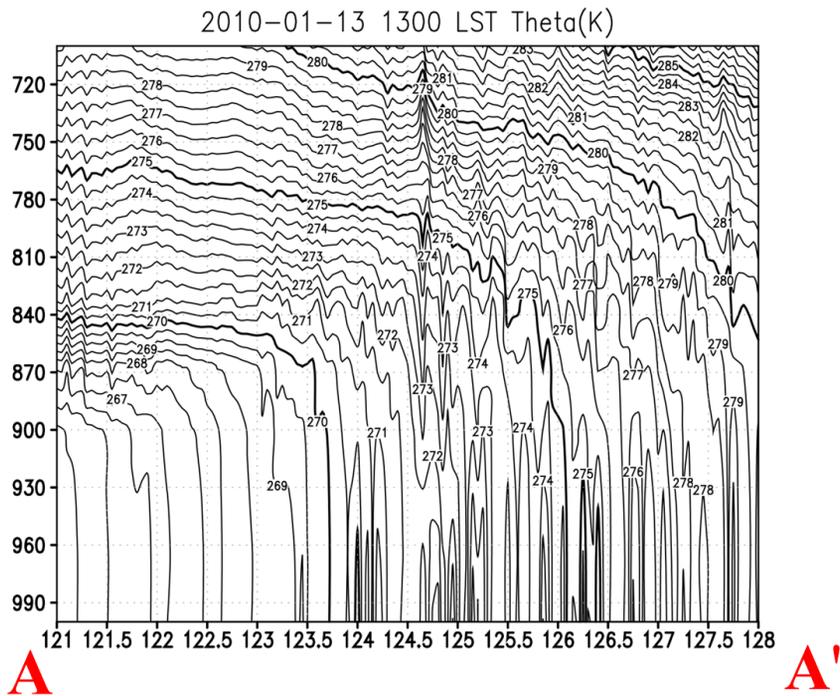


圖 13 為圖 10 中 AA'位置之位溫垂直剖面圖 (細實線等值線間距 0.5 K，粗實線等值線間距 5 K)

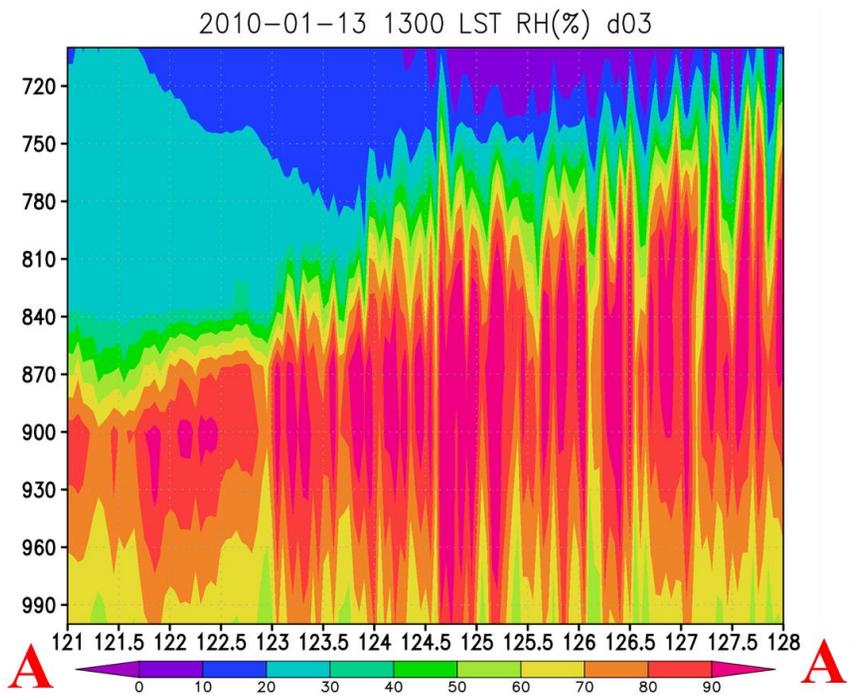


圖 14 同圖 13，但為相對濕度 (%)。

的濕度區域；到了下游，冷空氣屬性受到海溫上升及垂直風切減弱的影響，海洋邊界層更為潮濕，且厚度升高，熱對流的垂直運動造成的局部變化，更為明顯。

海上層積雲的高度和型態亦同樣與熱對流造成的濕度分佈和海洋邊界層有關，透過垂直運動場與液態水之合成圖（圖 15a 至圖 15d），可以知悉雲街及開放胞主要的生長高度是在 850 至 950 hPa，上、中、下游各有一些雲層發展高度較低約位於 950 hPa。上游的條狀雲街發展之雲頂高度主要大約在 900 hPa，中游（雲街與開放胞並存）雲頂發展高度大約在 900 至 850 hPa，下游少數一些對流發展較高的開放胞可成長至 800 hPa，此高度的對流運動，呈現出上升區集中於一點，周圍環狀下沉運動的點狀特徵，且僅下游區海溫較高和水氣較多的地方，才能舉升成雲，顯見此時的海洋邊界層已因冷空氣的變性而抬升。

為了瞭解冷空氣變性的日變化過程，我們挑選了圖 10 位置中，代表上、中、下游及更下游的四個單獨位置進行分析，上游位置（圖 16）中，海溫沒有日變化的特性（圖 16a），保持 6°C，但是海氣溫差卻隨時間增加降低（圖 16b），這代表近洋面(2 m)的空氣溫度隨時間逐漸上升，依圖中資訊計算，自 13 日 03 LST 到 14 日 02 LST 近洋面大氣溫度從 -5°C 變化至 -1°C，共上升了 4°C，因此導致海氣溫差逐時下降；而可感熱通量和潛熱通量同樣具有日變化的特性（圖 16c），且亦隨時間增加而逐漸遞減，可感熱通量自 13 日 03 LST (410 W m^{-2}) 到 14 日 02 LST (120 W m^{-2}) 共減少了近 300 W m^{-2} ，而潛熱通量遞減的幅度較小，同樣時間約減少 120 W m^{-2} ，探究其因，應是洋面上的冷空氣屬性由原先的乾冷，藉由劇烈的海氣交互作用後，增溫且變濕所致，也就是說，近洋面的

空氣溫度隨時間增加，致使海氣溫差減少，因此導致可感熱通量隨時間下降；而洋面空氣濕度的增加，則使洋面與空氣間的比濕差異降低，因此導致潛熱通量下降，而可感熱通量和潛熱通量的逐時降低，使整體通量亦隨時間下降（圖 16d）。

到了中游區域，海溫上升至 9°C（圖 17a）並維持無日變化特性，海氣溫差、可感熱、潛熱通量及整體通量均維持隨時間增加而下降的日變化特質（圖 17bcd），這顯示海氣交互作用持續的進行，冷空氣持續的變暖且變濕，相較代表上游的圖 16，中游位置整體氣溫已上升至 0°C 以上，以 13 日 13 LST 來實施比較，可發現上游至中游（點 1 至點 2），近洋面風速約 14 至 13 m s^{-1} （圖 11ab），空氣溫度從 -2°C 上升至 1°C，但同樣時段可感熱和潛熱通量變化不大，推測原因為空氣變性後的暖濕的效果，被海溫上升抵銷，因此通量變化有限，圖 17 中，另一值得注意的地方為，海氣溫差及通量都有著明顯的擾動，明顯和圖 16 的平順不同。到了圖 18 代表下游（點 3）的位置，海溫上升至 12°C（圖 18a），從海氣溫差圖中（圖 18b）可知，氣溫持續上升（13 日 03 LST 約 2°C，14 日 02 LST 增加為 4°C），並保有日變化的特性，仍以 13 日 13 LST 為基準來比較，此時氣溫約 3°C，又較中游同時段位置上升了 2°C，也就是說 13 日 13 LST，上至下游同位置從 -2°C 上升至 3°C，上至下游的地理位置差異約 500 km，溫度差異可達 5°C，平均每百公里上升約 1°C，此位置近洋面風速增強 17.5 m s^{-1} （圖 11c），位在下游區域的可感熱、潛熱通量和整體通量（圖 18cd）有逐時遞減和擾動的特性，且通量大小明顯大於上、中游，以 13 日 13 LST 來看，可感熱和潛熱通量約 500 W m^{-2} ，但上、中游僅約 300 W m^{-2} ，分析可能的原因，應為海溫上升的速度比冷

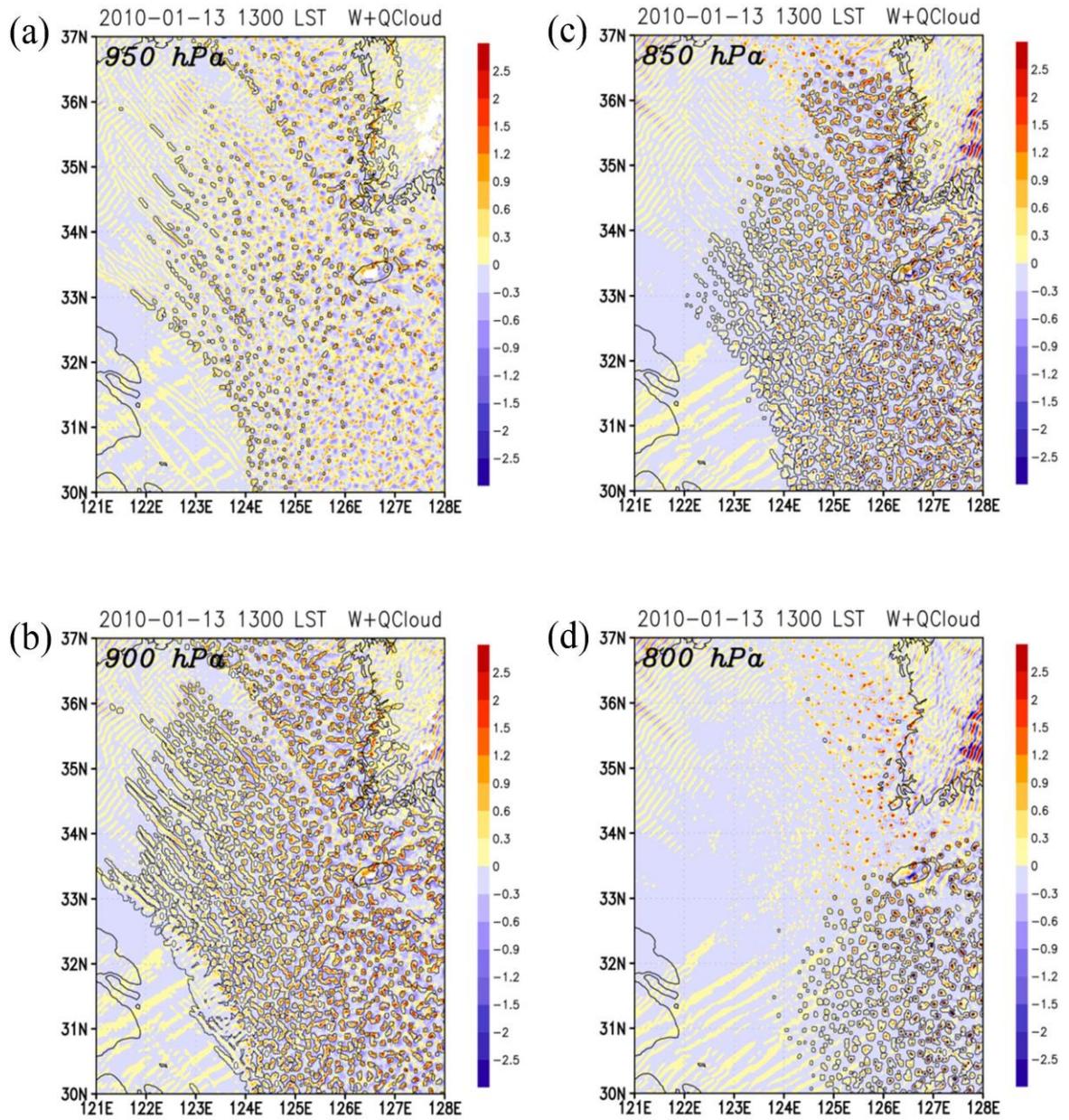


圖 15 1300 LST 垂直運動場 (色階, $m s^{-1}$) 與液態水 (等值線, $kg kg^{-1}$) 合成示意圖。(a) 950 hPa、(b) 900 hPa、(c) 850 hPa 及(d) 800 hPa。

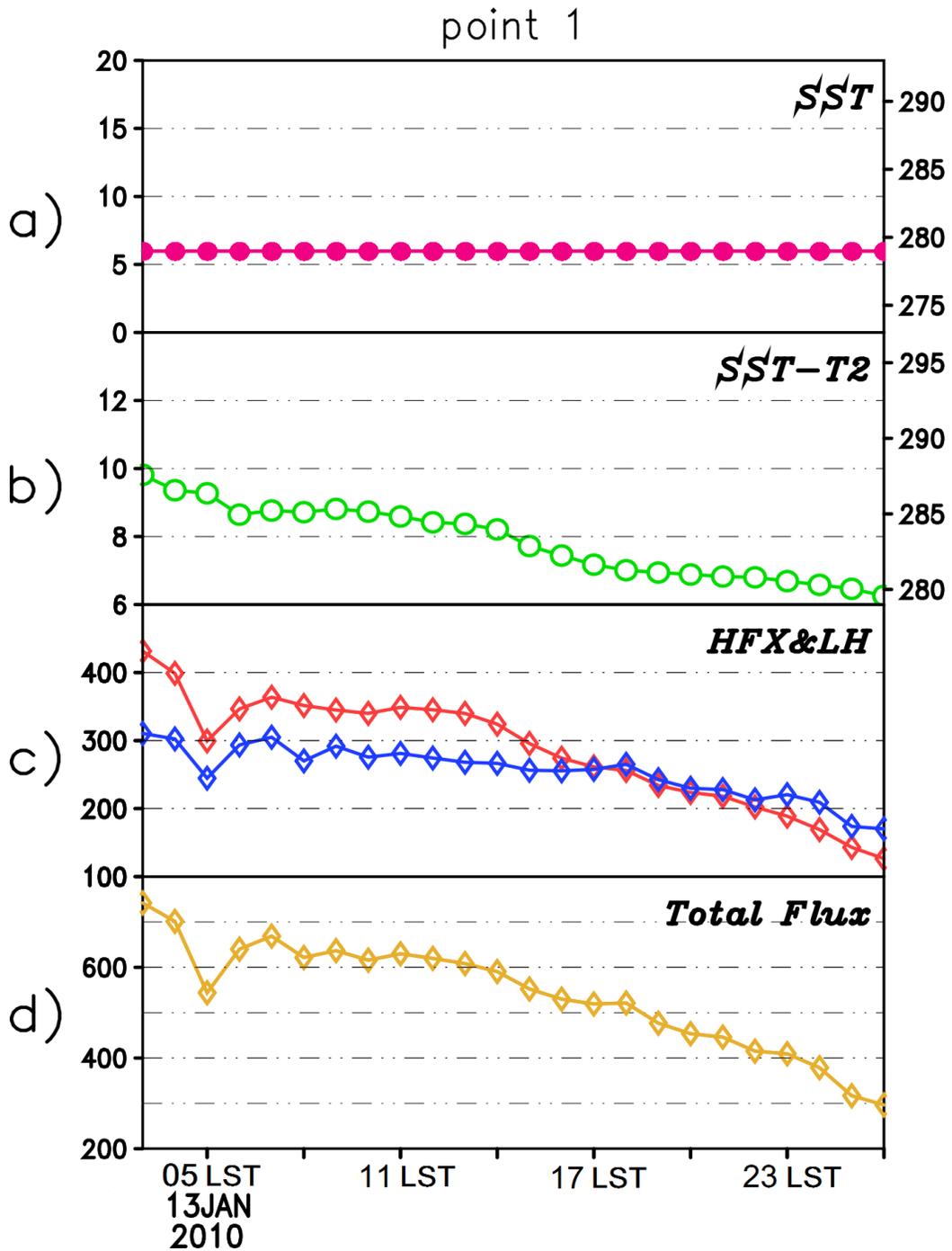


圖 16 圖 10 中綠色實心點 1，2010 年 1 月 13 日 03 LST 至 14 日 02 LST 時間序列圖。(a)海溫、(b)海溫與海面上 2 公尺的氣溫差異、(c)可感熱通量（紅色線）與潛熱通量（藍色線）及(d)總通量（可感熱通量和潛熱通量的總和）。

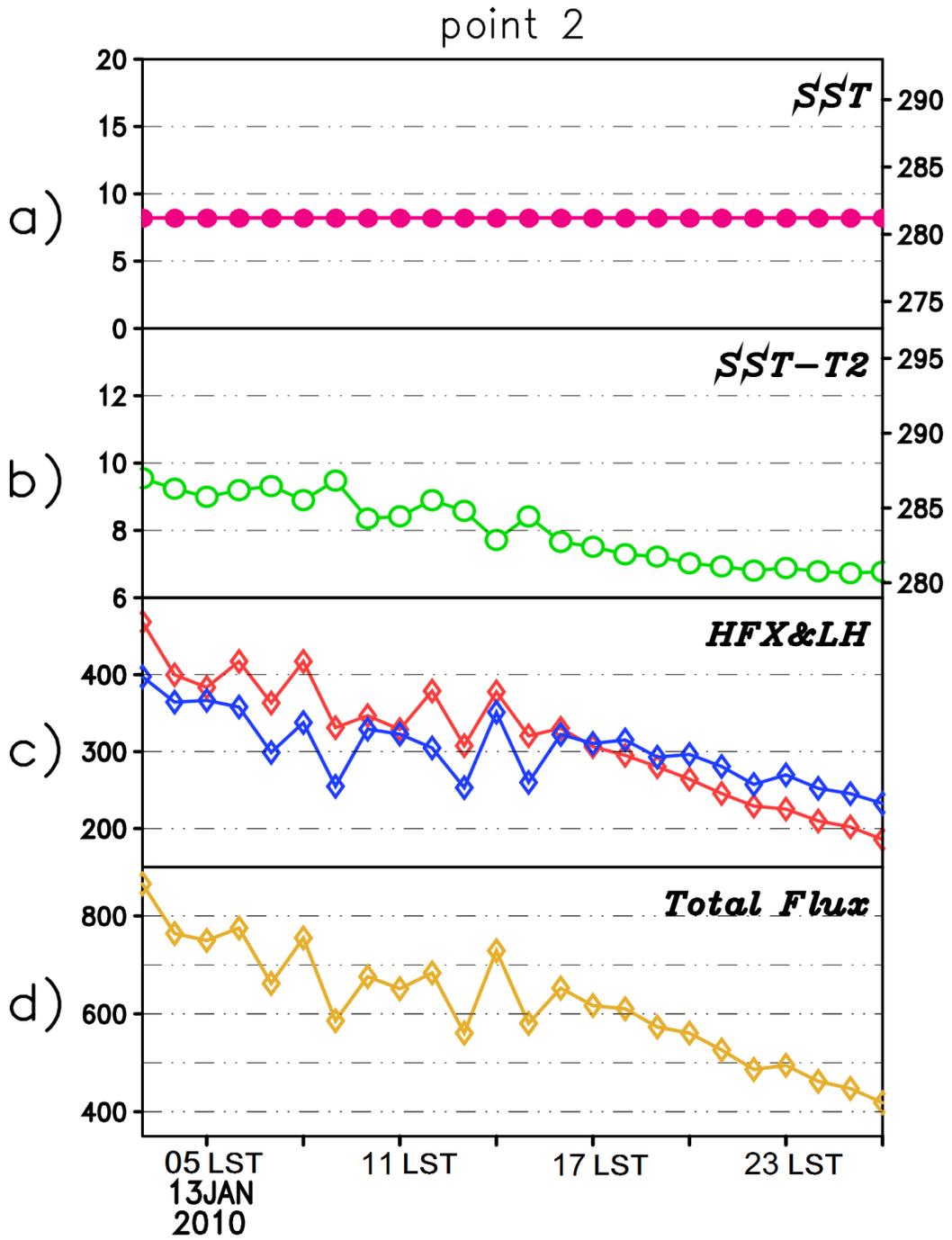


圖 17 同圖 16，但為綠色實心點 2。

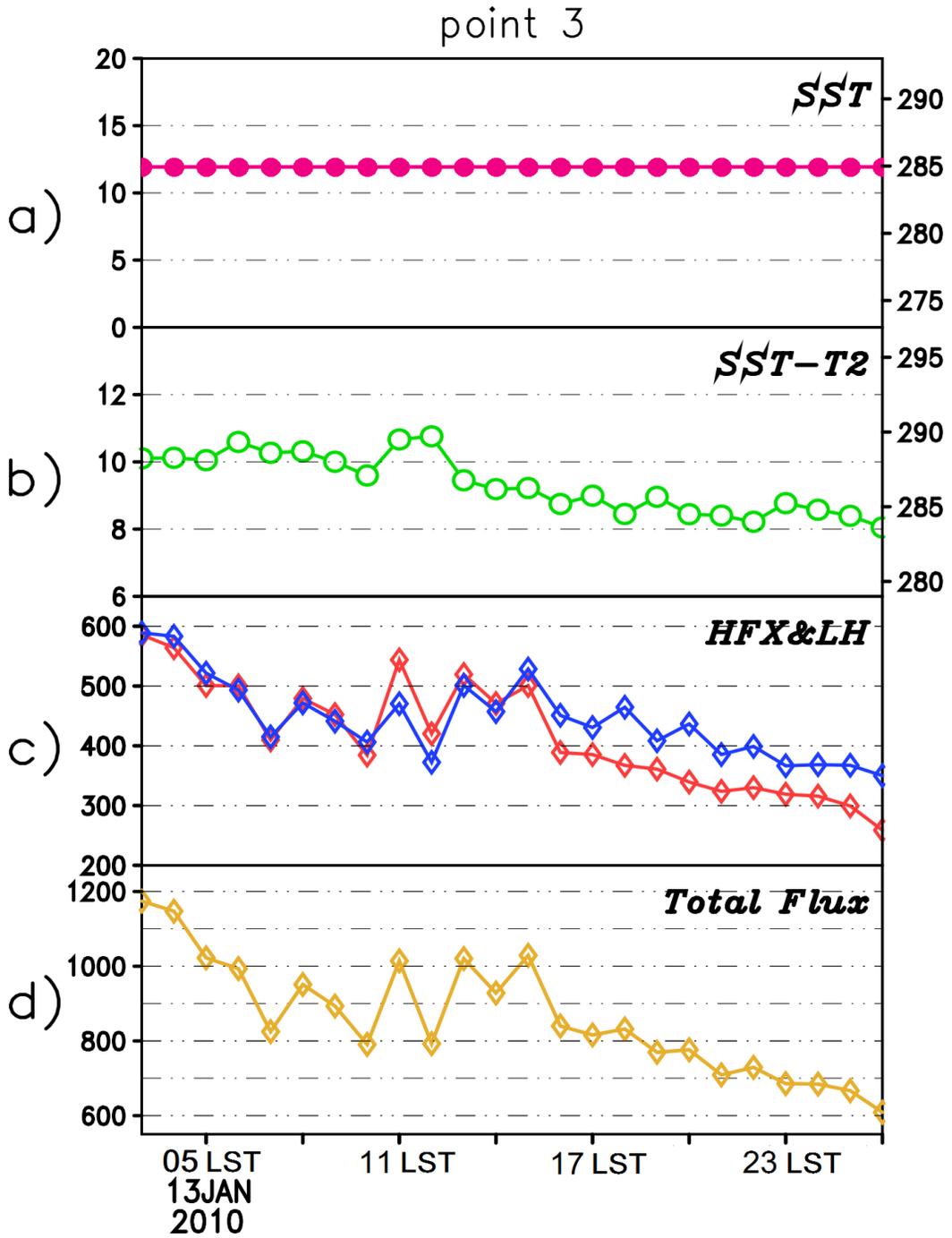


圖 18 同圖 16，但為綠色實心點 3。

空氣變性的速度快，使可感熱通量到了下游位置後快速上升（風速的略為增加亦有貢獻），潛熱通量亦因海溫上升，整體蒸發加遽，導致通量快速上升。

分析更下游的區域（圖 19，跳過圖 10 中差異較小的第四點）可以發現，海溫增加為 18°C （圖 19a），13 日 13 LST 的近洋面氣溫增加為 8°C （圖 19b），此較下游的點 3 增加了 5°C ，更下游的區域，海氣溫差同樣存在日變化，且推測因海溫上升導致更為明顯的熱對流影響，海氣溫差擾動更為明顯，但有趣的是，13 日 13 LST 的可感熱通量（圖 19c）並沒有因此增加，其大小仍為 500 W m^{-2} ，推測主因為海溫增加的速度約等於空氣變性增溫的速度，且此時近洋面風速為 17 m s^{-1} （圖 11d）和點 3 風速接近，因此可感熱通量維持不變，但此時的潛熱通量則增強為 700 W m^{-2} ，這當然是因為海溫增加後，使空氣中的氣溫上升，因此增加了 2.1 式中的空氣飽和比濕，間接使比濕差異增加所造成，也因此更下游區的整體熱通量（圖 19d）大於上游區域；選擇代表可感熱和潛熱通量比值的 Bowen ratio 來分析（圖 20，會發現冷空氣變性時間較短的渤海灣及黃海，多數海面是由可感熱主導，但到了冷空氣下游的東海，較長時間的冷空氣變性過程，使潛熱通量扮演比可感熱通量更為重要的機制，圖 21 再分析場的圖資亦呈現出同樣的結果，但再分析場於黃海地區，潛熱通量在冷空氣離開山東半島後，即扮演較重要的角色，此和模擬結果略有不同，主要原因應為模式對於黃海地區海溫的掌握和實際海溫略有不同所致。

四、結論

本次模擬受限模式計算資源，最高空間解析

度使用 2 km 時，僅能挑選黃海區域，同時存在雲街及開放胞的位置進行模擬，模擬結果中，對於雲街由細變寬的特徵無法掌握，但海洋邊界層隨冷空氣自渤海灣向黃海及東海等下游區域增加厚度，冷空氣上游出現條狀雲街、下游雲的形狀改變為塊狀開放胞及在大陸沿岸，成雲位置自北而南，離岸越遠才能成雲的特徵，均有著不錯的模擬。

選定黃海區域，順冷空氣潰流方向實施的五點分析顯示，上游點 1 的垂直風切為 $10.2 \times 10^{-3}\text{ s}^{-1}$ ，合於日本學者定義雲街分布的範圍，而此區域也確實出現了雲街的型態；代表中、下游位置的點 2 和點 3，其垂直風切順著風場向下游遞減，由於在模擬中點 2 的位置雲街已開始彎曲，點 3 的位置則開始出現對流胞，但其垂直風切仍大於 $7 \times 10^{-3}\text{ s}^{-1}$ ，此點和日本學者的歸類不同，更下游的點 5，垂直風切仍然大於 $7 \times 10^{-3}\text{ s}^{-1}$ ，但此模擬區域中，已是對流胞為主的區域。使用 2010 年 01 月 13 日 1400 LST 的 ERA-Interim 0.125×0.125 度的全球大氣再分析場進行分析比對發現，點 1 至點 3 同樣具有垂直風切向下游遞減的特性，到了點 4 的垂直風切約 $7.7 \times 10^{-3}\text{ s}^{-1}$ ，也就是分析場中，代表中下游位置的點 2 至點 4，其垂直風切亦均大於 $7 \times 10^{-3}\text{ s}^{-1}$ ，和我們模擬的結果相近。探究其因，我們認為在日本學者的歸類中，環境風場的強度受到地形的影響明確，因此風場在通過地形後的摩擦和沈降作用，使其下游的風速減緩，所以在其個案的分析中，對流胞的垂直風切範圍較小。

模擬中另發現，冷空氣變性過程中，空氣中水氣含量和氣溫高低，除取決於洋面的溫度外，亦和變性過程的時間直接相關，黃海區域五點分析顯示，不論是上游或下游位置，海溫不會出現

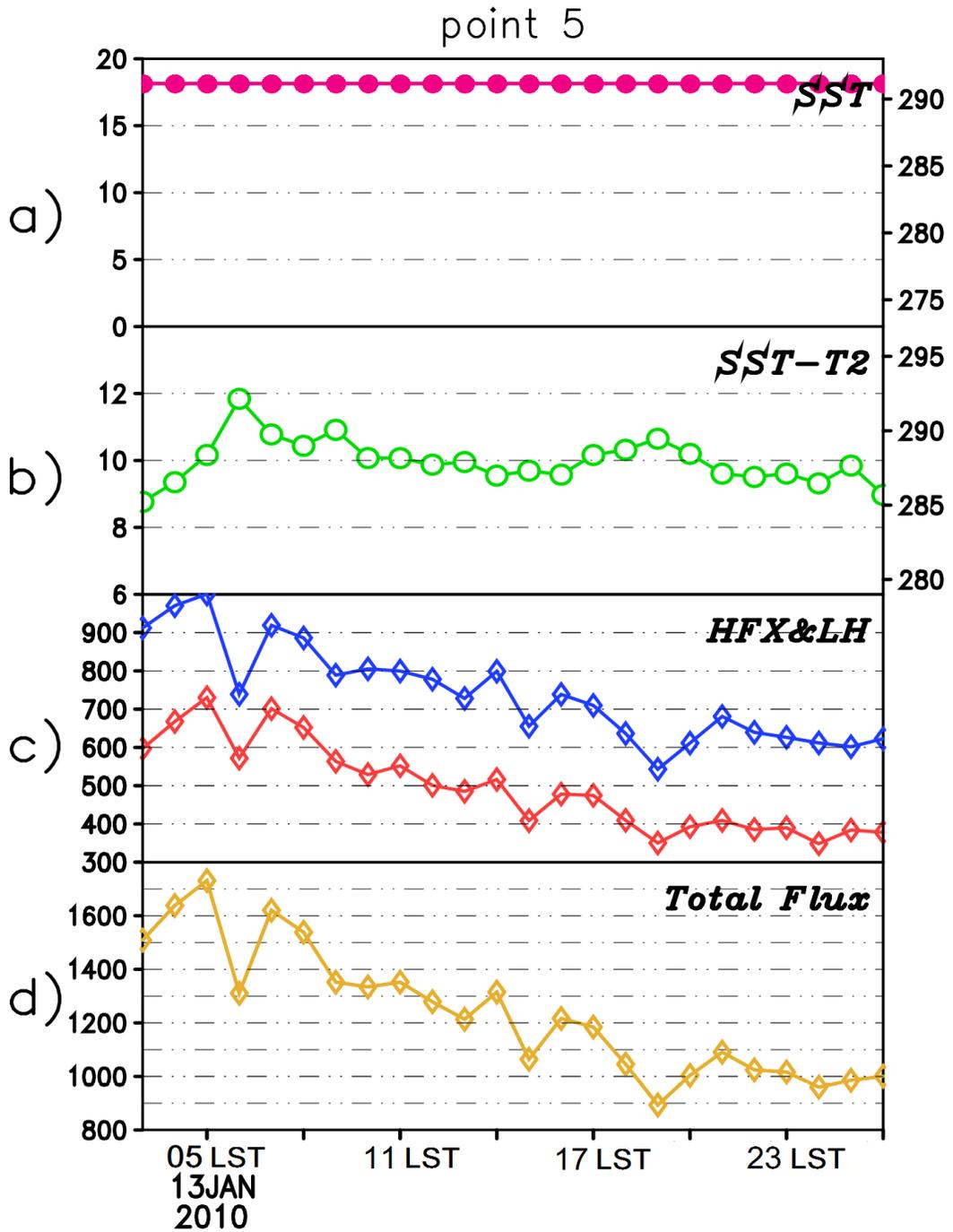


圖 19 同圖 16，但為綠色實心點 5。

2010-01-13 1300 LST Bowen ratio d03

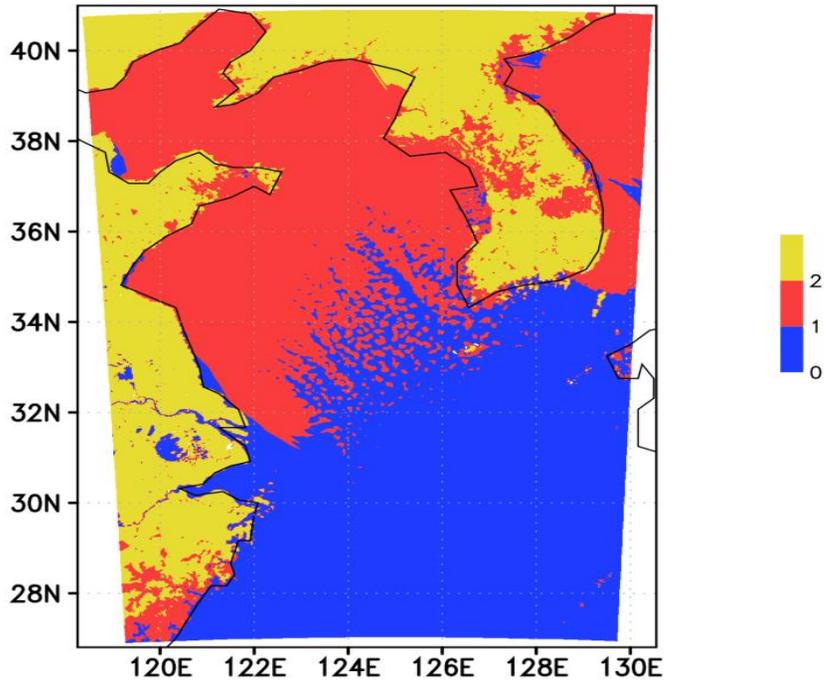


圖 20 模擬時間 2010 年 1 月 13 日 1300 LST，模式第三層 Bowen ratio 分佈圖（顏色對應右方色階）。

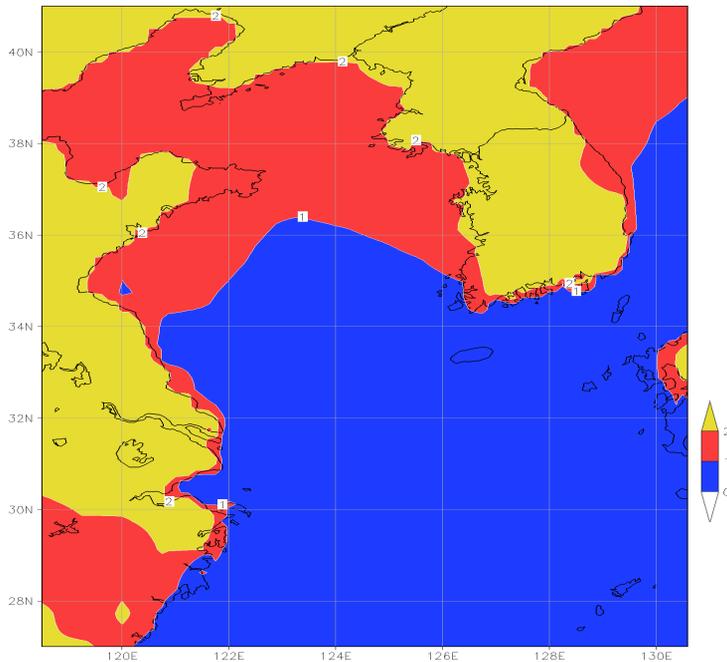


圖 21 同圖 20，但為 2010 年 01 月 13 日 1400 LST 的 ERA-Interim 0.125×0.125 度的全球大氣再分析場資料。

日變化，且自上游點 1 到更下游的點 5 逐漸上升（6°C 上升至 18°C），但是各點的逐時分析中顯示，海氣溫差具有隨時間增加而降低的日變化特性，這樣的現象說明了，冷空氣變性過程中，區域海溫透過海氣交互作用，會使近洋面氣溫增加，而上游至下游透過熱對流產生垂直風切的動量混合機制，則是冷空氣離岸後逐漸變性為溫暖潮濕的重要過程之一。另冷空氣離岸較遠的下游區域，低層因為熱對流明顯，邊界層頂以上重力波振盪明顯。

在通量計算中，亦發現可感熱、潛熱通量，上、下游變化明顯，上游的點 1 整體熱通量約 300 至 700 W m²，到了下游點 5 則增加為 1000 至 1500 W m²，各點通量逐時分析均顯示，海面上的熱通量變化具備逐時減小的日變化特性。其中，可感熱通量在各點均出現逐時減小的原因，應是洋面上的冷空氣屬性由原先的乾冷，藉由劇烈的海氣交互作用後，增溫且變濕所致，也就是說，近洋面的空氣溫度隨時間增加，致使海氣溫差減少，因此導致可感熱通量隨時間下降；而潛熱通量逐時減小則是因洋面空氣濕度的增加，使洋面與空氣間的比濕差異降低，因此導致潛熱通量下降，而可感熱通量和潛熱通量的逐時降低，使整體通量亦隨時間下降。上游到更下游（點 1 至點 5）通量分析顯示，可感熱和潛熱通量均會向下游增加，但可感熱增加的幅度遠不及潛熱通量，Bowen ratio 分析顯示，冷空氣自黃海向下游東海潰流過程中，變性的時間和海溫的增加，使海洋邊界層離岸越近，可感熱通量扮演越重要的角色，離岸越遠，轉變為潛熱通量的影響越重要。

誌謝

本研究經費由國科會資助（計畫編號：NSC

102-2111-M-606-001-MY2）。我們亦感謝國家實驗研究院臺灣颱風洪水研究中心及國家高速網路與計算中心提供的計算資源。

參考文獻

- 侯昭平，2006：不均勻地表情況下淺對流的大渦流模擬研究。博士論文，第 36-56 頁。
- Agee, E. M., 1973: A model for investigating eddy viscosity effects on meso-scale cellular convection, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 180-189.
- Atkinson, B. W., and J. W. Zhang, 1996: Mesoscale shallow convection in the atmosphere, *Rev. of Geo.*, **34**, 403-431.
- Alpers, W., and B. Brummer, 1994: Atmospheric boundary layer rolls observed by the synthetic aperture radar aboard the ERS-1 satellite. *J. Geophys. Res.*, **99**, 12613-12621.
- Atlas, D., B. Walter, S.-H. Chou, and P. J. Sheu, 1986: The structure of the unstable marine boundary layer viewed by lidar and aircraft observations. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1301-1318.
- Brümmer, B., S. Bakan, and H. Hinzpeter, 1985: KonTur: Observations of cloud streets and open cellular structures. *Dyn. Atmos. Oceans*, **9**, 281-296.
- _____, B., and Busack B., 1990: Convective patterns within a field of stratocumulus, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 259-268.
- _____, B. Rump, and G. Kruspe, 1992: A cold air outbreak near Spitsbergen in spring time: Boundary layer modification and cloud

- development, *Bound. Layer Meteor.*, **61**, 13-46.
- Chou, S.-H., and M. P. Ferguson, 1991: Heat fluxes and roll circulations over the western Gulf Stream during an intense cold-air outbreak. *Bound.-Layer Meteorol.*, **55**, 255-281.
- Dee D. P. et al., 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 553-597, DOI: 10.1002/qj.828..
- Garratt, J. R., 1992: The Atmospheric Boundary Layer, *Cambridge University Press*, p. 316.
- Hein, P. F., and R. A. Brown, 1988: Observations of longitudinal roll vortices during arctic cold air outbreaks over open water. *Bound.-Layer Meteorol.*, **45**, 177-199.
- Hubert, L. F., 1966: Meso-scale cellular convection. Meteor. Satellite Lab. Rep. 37, Natl. Environ. Satellite Cent., Environ. Sci. Serv. Admin., Washington, D. C.
- Renfrew, I. A., and G. W. K. Moore, 1999: An extreme cold-air outbreak over the Labrador Sea: roll vortices and air-sea interaction, *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2379-2394.
- _____, and G. W. K. Moore, T. R. Holt, S. W. Chang, and P. Guest, "Mesoscale forecasting during a field program: Meteorological support of the Labrador Sea Deep Convection Experiment." *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 605-620.
- Kang, and F. Kimura, 1997: A Numerical Study on the Mechanism of Cloud-Street Formation in the Lee of an Isolated Mountain Near a Coast, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **75**, 955-968.
- Kelly, R. D., 1984: Horizontal roll and boundary-layer interrelationships observed over Lake Michigan. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1816-1826.
- Kristovich, D. A. R., 1993: Mean circulations of boundary layer rolls in lake-effect snow storms. *Bound.-Layer Meteorol.*, **63**, 293-315.
- Kuettner, J. P., 1947: Der Segelflug in Aufwindstrassen. *Schweizer Aero Revue.*, **24**, 480.
- Krueger, A. F., and S. Fritz, 1961: Cellular cloud patterns revealed by Tiros I. *Tellus*, **13**, 1-7.
- LeMone, M. A., 1973: The structure and dynamics of horizontal roll vortices in the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1077-1091.
- Miura, Y., 1986: Aspect ratios of longitudinal rolls and convection cells observed during cold air outbreaks. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 26-39.
- Nicholls, S., 1978: Measurements of turbulence by an instrumented aircraft in a convective atmosphere boundary layer over the sea., *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **104**, 653-676.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang, and J. G. Powers, 2005: A description of the Advanced Research WRF Version 2. *NCAR Tech Notes-468+STR*, 88 pp.
- Tsuchiya, K., and Fujita T., 1967: A satellite meteorological study of evaporation and cloud formation over the western Pacific under the

influence of the winter monsoon. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **45**, 232-250.

Walter, B. A., 1980: Wintertime observations of roll clouds over the Bering Sea. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 2024-2031.

_____, and J. E. Overland, 1984: Observations of longitudinal rolls in a near neutral atmosphere. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 200-208.

Weckworth, T. M., J. W. Wilson, R. M. Wakimoto, and N. A. Crook, 1997: Horizontal convective rolls: Determining the environmental conditions supporting their existence and characteristics. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 505-526.

The Numerical Study of Cold Air Transfer Process on East Asia

Jou-Ping Hou*¹ Ching-Hua Yu¹ Chih-Sheng Chang²
Lung-Yao Chang³ Shih-Chiao Tsai¹ Ya-Wei Lee⁴ Treng-Shi Huang⁵

¹Department of Environmental Information and Engineering, Chung Cheng
Institute of Technology National Defense University

²Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University
National Defense University

³Taiwan Typhoon and Flood Research Institute, National Applied Research Laboratories

⁴Department of Mechatronic Energy and Aerospace, Chung Cheng Institute of Technology

⁵Central Weather Bureau

(manuscript received 20 May 2014 ; in final form 21 October 2014)

ABSTRACT

The development of shallow convection and the properties change process of cold air mass are simulated with a numerical model Weather Research and Forecasting (WRF) Model V3.5.1 on January 13th, 2010. Our simulation results show that continental cold high pressure brought a lot of cold air from North-East China which passes over the Yellow Sea and East China Sea make a large number of different shapes of marine stratocumulus. Cloud streets formed away from the coast line over warm open water of ocean and changed its shapes to mass clouds (open cells) as cold air outbreak for further distance.

The locations of maritime stratocumulus, from the north to the south-east coast of mainland China, have characteristics of late to form clouds from coastline to further ocean. Strong vertical wind shear more than $7 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ can form clouds streets but when vertical wind shear is close to $7 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ open cells will show up. The depth of boundary layer of marine rises rapidly away from coastline. The properties of cold air changes from cold and dry to warm and humidity. Gravity waves induced by buoyancy oscillations which come from

*Corresponding author: E-mail: hoedwardho@gmail.com

sever air sea interaction over top of marine boundary layer. Fix position analysis showed that cold air have characteristics of hourly warm and wet with the diurnal variation. Non-adiabatic analysis showed that sensible and latent heat fluxes decline hourly at the same position, but sensible and latent heat fluxes are greater when farther offshore. Bowen ratio analysis showed that when offshore closer, the more important impact may be on sensible heat flux. The more close to coastline, the more important of sensible heat flux. The latent heat flux is more important in an oppositely direction.

Key Words: Shallow Water Convection, Cloud Street, Open Cell, Air-Sea Interaction, Sensible Heat Flux, Latent Heat Flux, Bowen Ratio