

# 黃海與東海區域冷空氣變性過程之數值研究

侯昭平<sup>1</sup>、余青樺<sup>1</sup>

國防大學理工學院環境資訊及工程學系<sup>1</sup>

## 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；弱垂直風切亦可形成雲街，開放胞出現時，垂直風切均小於  $5\text{ m s}^{-1}$ 。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

## 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、亦或強烈大陸冷氣團南下，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，而此類層積雲部分雲系隨東北風到達臺灣遇地形舉升後，可能產生持續性降水。

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( $55^{\circ}\text{N}$ 、 $48^{\circ}\text{-}54^{\circ}\text{W}$ )冷空氣爆發後，在海

上形成渦度卷的現象。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汽凝結後出現雲街。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。在過去許多觀測實驗中顯示，發生在海上的淺對流（Mesoscale Shallow Convection, 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)。

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。

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。

侯和許 (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，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，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。

## 二、 研究方法

本研究使用 Weather Research and Forecasting Model(WRF model) 3.5.1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，以瞭解冷空氣變性的過程並測試WRF掌握此類問題的能力。

以美國環境預報中心提供的 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。三層巢狀網域設計中，地形解析度皆使用 30 s，模擬水平空間解析度由外到內分別為 18 km、6 km、2 km；積分步長使用 10 sec，垂直解析度分為 60 層。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。

模擬中可感熱通量和潛熱通量計算的方式為：

$$Q_H = \rho \cdot C_p \cdot C_H |\overline{V_{10}}| \cdot (T_s - T_a) = \rho \cdot C_p \cdot C_H |\overline{V_{10}}| \cdot \Delta T \quad (2.1)$$

$$Q_E = \rho \cdot L \cdot C_H |\overline{V_{10}}| \cdot (q_s - q_a) = \rho \cdot L \cdot C_H |\overline{V_{10}}| \cdot \Delta q \quad (2.2)$$

$\rho$  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， $T_a$  在邊界層的空氣溫度。 $L$  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。

## 三、 觀測資料與分析

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。2010 年 1 月 13 日 08 時，大陸冷高壓中心位於華中地區(中心強度 1064 hPa) 隨時間向東南方向移動 (圖略)，黃海及東海地區此時已受其冷空氣前緣影響，在洋面上出現大量形狀不一的海上層積雲，同日 14 時 (圖 3)，分裂冷高壓中心移動至浙江省附近，冷空氣順此大陸冷高壓外圍自華北以南南東方向進入黃海及東海，冷空氣的前緣甚至可達菲律賓北方海面，由於冷空氣的強度和潰流範圍此時最大，因此這段期間海面上雲街最為明顯，而到達臺灣之冷空氣，受黃海及東海之洋面上冷空氣變性結果，及來自東南沿海直接灌入的冷空氣影響，氣溫雖低，但已較冷空氣出海位置，相對溫暖而潮濕。經 8 小時後，臺灣周邊海域才逐漸轉為偏東風的天氣型態。

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 4b 中，大陸東南沿海外部的雲系出現兩種型態，浙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。

#### 四、 模擬結果與討論

農委會水產試驗所運用美國衛星觀測反演的海溫資料顯示（圖 4），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，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 5）不論在近岸的海溫或是離岸的海水溫度梯度和農委會衛星反演的海溫非常類似，特別是在本次研究的重點區域黃海和東海一帶，更是如此。

圖 8 為空間解析度 2 km 的區域，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 6 中同時存在雲街與開放胞的紅框位置，來實施進一步的分析。

模擬結果中（圖 6、7），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；選定黃海區域進行高解析度模擬（圖 8），順

冷空氣潰流方向實施的各點（圖 9-12）分析顯示，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震盪明顯。

在通量計算中（圖 9-12 c、d），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 m<sup>-2</sup>，到了下游點 5 則增加為 1000 至 1500 W m<sup>-2</sup>，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。

Bowen ratio 來分析（圖 13），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。

## 五、 結論

自冷空氣變性開始，海洋邊界層於上游厚度薄，下游厚度厚並且因為底層熱對流明顯，使得邊界層頂以上重力波明顯。在冷空氣變性過程方面，氣團透過在洋面上之混合，由冷乾之氣團，轉變為暖濕之氣團，改變冷氣團在陸地上時原本之屬性；隨著氣團變性，海洋邊界層厚度之變化，上、中、下游之海洋邊界層高度皆下降；通量方面，上游主要受可感熱通量影響，下游是潛熱通量。以時間序列圖來看之單點來看，海溫不變，冷氣團變性後(變暖濕)，通量值下降；若以不同位置(上游 v.s 下游)比較，因為海溫的升高，使得通量趨勢是上升的。

## 六、 致謝

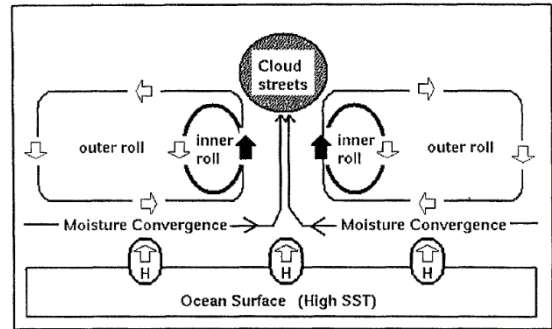
本研究經費由國科會資助（計畫編號：NSC 102-2111-M-606-001-MY2）。我們亦感謝國家實驗研究院臺灣與颱風洪水研究中心及國家高速網路與計算中心提供的計算資源。

## 七、 參考文獻

- 許武榮與侯昭平，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**, pp. 180-189.
- Brummer, B., and Busack B., 1990：Convective patterns within a field of stratocumulus. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, pp. 259-268.
- \_\_\_\_\_, and Rump B., and Kruspe G., 1992：A cold air outbreak near Spitsbergen in spring time: Boundary layer modification and cloud development. *Bound. Layer Meteor.*, **61**, pp. 13-46.,
- Hubert, L. F., 1966：Meso-scale cellular convection. Meteor. Satellite Lab. Rep. 37, Natl. Environ. Satellite Cent. *Environ. Sci.*
- 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**, pp. 2379-2394.
- Kuettner, J. P., 1947：Der Segelflug in Aufwindstrassen. *Schweizer Aero Revue.*, **24**, pp. 480.
- LeMone, M. A., 1973: The structure and dynamics of horizontal roll vortices in the planetary boundary

layer. *J. Atmos. Sci.*, **30**, pp. 1077-1091.

## 八、 圖表彙整



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，因洋溫較高(H)因此產生上升運動(垂直向上的空心箭頭)，黑色箭頭代表內卷之上升運動，餘空心箭頭代表氣流流向，細實現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。

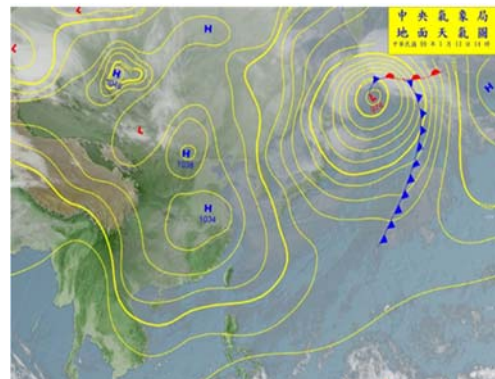
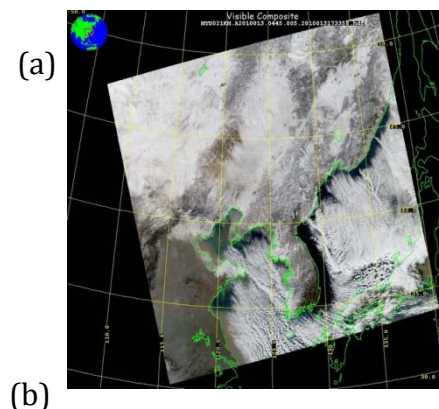


圖 2 2010 年 1 月 13 日 14 時地面天氣圖（摘自：中央氣象局）



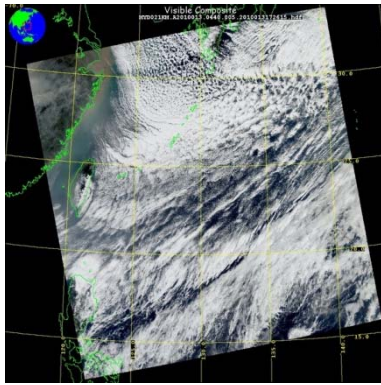


圖 3 2010 年 1 月 13 日繞極軌道衛星 Aqua 於東亞拍攝之高解析可見光彩色衛星雲圖。(a)為 1245 LST, (b)為 1240 LST。(摘自: NASA 網頁 <http://ladsweb.nascom.nasa.gov>)

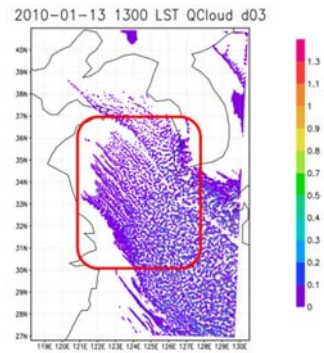


圖 6 模擬時間 2010 年 1 月 13 日 1300 LST, 1000 hPa 至 700 hPa 液態水累積圖(顏色對應右方色階, 單位為  $\text{kg kg}^{-1}$ ), 圖中紅色方框重點分析區

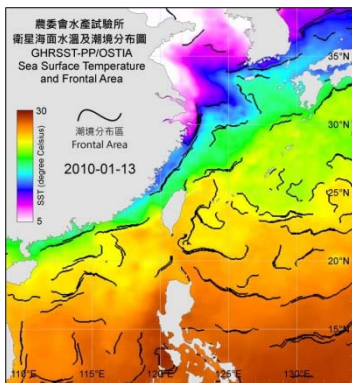
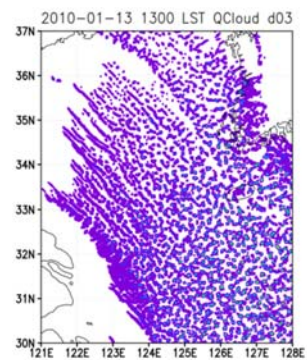


圖 4 2010 年 1 月 13 日衛星反演之海洋表面海水溫度圖(顏色對應左方色階, 單位為  $^{\circ}\text{C}$ ) (摘自: 農委會水產試驗所)



域。

圖 7 同圖 6, 但為圖 6 中紅色方框區域。

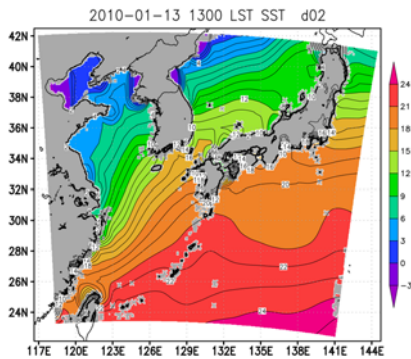


圖 5 東亞地區 2010 年 1 月 13 日 1300 LST, NCEP 分析場的海洋表面溫度圖(顏色對應右方色階, 單位為  $^{\circ}\text{C}$ )。

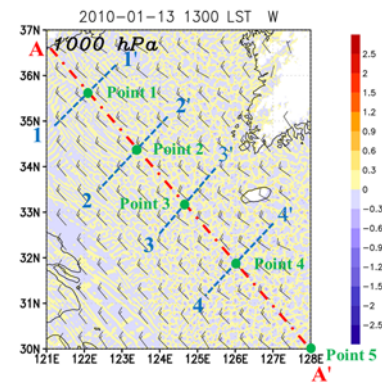


圖 8 同圖 6 之紅框區域, 但為 1000 hPa 之垂直運動(色階區域, 顏色對應右方色階, 單位為  $\text{m s}^{-1}$ )、洋面上 1000 hPa 之風標(長、短風標為  $10 \text{ m s}^{-1}$ 、 $5 \text{ m s}^{-1}$ )與地形(黑色細實線)之合成示意圖。紅色點虛線代表冷空氣上游(A)至下游(A')的垂直剖面位置, 藍色虛線分別代表上游(11')、中游(22')、下游(33'及 44')的垂直剖面位置, 綠色實心點 1 至點 5 為挑選代表上、中、下游及更下游特定之分析位置。(在本文中僅以分析單點之時間序列圖為主)。

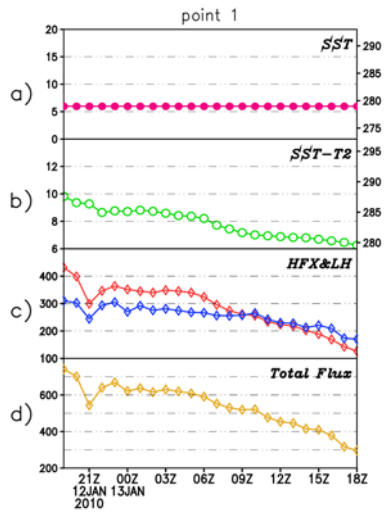


圖 9 圖 8 中綠色實心點 1，2010 年 1 月 12 日 19 Z 至 18 Z 時間序列圖。(a) 海溫，(b) 海溫與海面上 2 公尺的氣溫差異，(c) 可感熱通量（紅色線）與潛熱通量（藍色線），(d) 總通量（可感熱通量和潛熱通量的總和）。

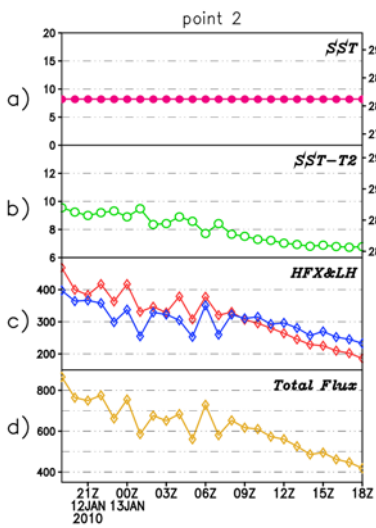


圖 10 同圖 8，但為綠色實心點 2。

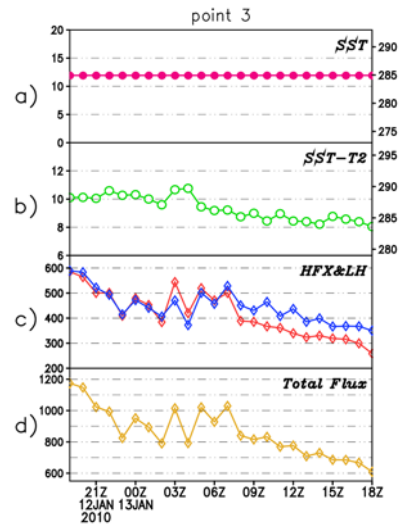


圖 11 同圖 8，但為綠色實心點 3。

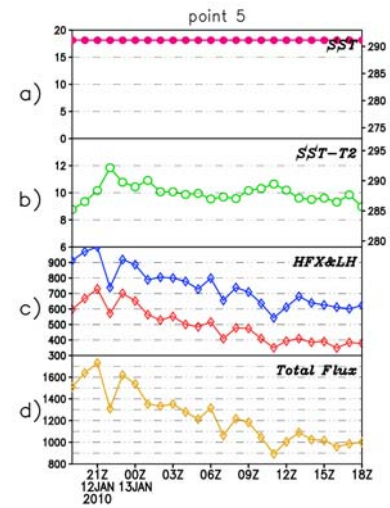


圖 12 同圖 8，但為綠色實心點 5。

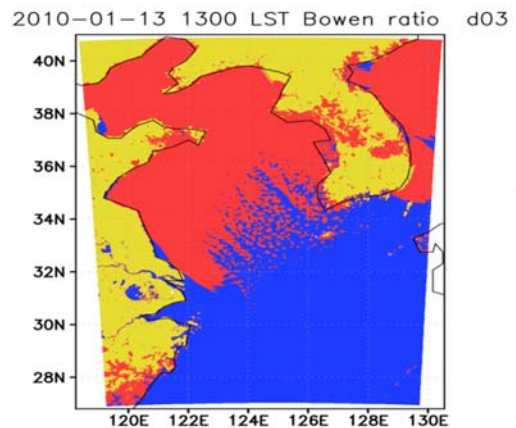


圖 13 模擬時間 2010 年 1 月 13 日 1300 LST，模式第三層 bowen ratio 分佈圖（顏色對應右方色階）。

