

## 東北季風時期台灣海峽強風成因之研究

吳政忠<sup>1</sup>、呂芳川<sup>1</sup>、陳文定<sup>2</sup>、鄭竹齋<sup>2</sup>、莊漢明<sup>3</sup>

1. 國防大學中正理工學院應用物理系

2. 海軍氣象中心

3. 美國國家環境預報中心

### 摘要

東北季風時期台灣海峽風浪強勁，每年均因海面強風浪而有數起海上事故發生，造成人民生命與財產損失，其實東亞地區冬季東北季風是自然界最具破壞力的天氣之一，是以國科會早於民國六十五年即在召開「第一次全國大氣科學學術研討會」之後，就確認寒潮、颱風等是台灣地區最具破壞性及災害性天氣。本次研究利用非靜力中尺度區域波譜模式(MSM)，探討東北季風時期台灣海峽及鄰近海域風場與氣壓場變化，並分析強風發生原因與時機。

由研究個案顯示；東北季風時期，台灣附近海域強風基本上都是由於地形效應而增強近地層風速，因此在考慮台灣附近海域強風發生位置、強度時，必須注意盛行風向撞擊台灣地形的角度以及冷高壓相對位置，也證實所謂管道效應其實就是氣流通過台灣海峽時，受到兩側(大陸東南丘陵、台灣山脈)地形阻擋，使得局部氣壓梯度改變，而有增強風速的效果。而且在模擬過程中亦發現，大陸冷高壓出海時，均會在台灣海峽與台灣東部沿海造成11m/s(六級)以上強風，不過仍以山東半島南方出海之路徑，所造成之台灣海峽風速最強。

關鍵詞：東北季風、地形效應、管道效應

流。

### 一、前言

張、劉於(1985)藉由統計1974至1983年冬季11月至翌年3月資料，認為大陸冷高壓大致可分為二支，一為由山東半島南方出海；另一路徑是由長江口附近出海，通常大陸冷高壓由山東半島南方出海機率較高而且此一路徑造成台灣海峽之風速較強。

Pierrehumbert et al. (1985)於阿爾卑斯山實驗(ALPEX)期間，藉由尺度分析發現幾種控制參數，如：Rossby number、Froude number等參數；以定性方法來描述氣流遇到山脈地形阻擋時之表現，發現低層氣流基本上是受到阿爾卑斯山脈(Alps)影響，而產生分流現象，顯示地形明確地影響近地層氣

Li et al. (1998)及Yeh et al. (2003)研究台灣地區中尺度實驗(TAMEX)期間，雖然台灣地區盛行西南風，但是卻在台灣西北部近海發現風速近14 m/s之強風，且該強風區距地表約一公里至八百公尺高處，研究結果證實，該強風是由於台灣地區山脈所引發，證實地形效應會引發近地層強風甚至是噴流。

Doyle (1997)研究1995年6月北加州外海一氣旋生成後，加州中部海岸卻因地形效應而產生沿加州海岸山脈一側之低層噴流，則是認為陡峭地形可以將低層噴流強度增強45%。

洪(2002)以MM5模擬1998年梅雨季豪雨實驗IOP4(六月四日至五日)發現近地

層東北季風受地形阻擋而在武夷山東側（迎風面）形成高壓脊，其往下游方向之氣壓梯度力則形成沿地形一側發展之大風速區，同樣認為地形引發近地層強風。

巢狀區域波譜模式（最高解析度 30 公里），目前為海軍氣象中心日常作業之數值天氣預報模式，可有效掌握東亞地區天氣系統，在此一巢狀模組之下，再內嵌一高解析非靜力波譜模式（MSM），依據蔡（2001）、洪（2002）、任（2003）研究顯示；MSM 可有效掌握與預報台灣附近海域天氣系統變化和發展。

由以上回顧可知，在盛行西南風時期近地層強風和地形效應有密切關係，以實際作業經驗而言，台灣海峽在東北季風時期除了風速分布極不均勻外，6 級以上強風區位置更非固定不變，對於執行海上任務與海象預報，形成一大挑戰，而過去許多研究均以流率觀念解釋台灣海峽強風，此一概念並無法清楚說明台灣海峽實際風場演變的許多疑點；例如台灣海峽風場分布不均，最強風速區往往在沿海岸地形一帶出現等。

但是經本次研究以 MSM 模式模擬與分析後，很清楚的發現東北季風時期，地形效應同樣地除了使台灣海峽海面強風分布不均之外，更會增強台灣海峽的低層強風。

## 二、資料處理與模式設定

因此本次研究使用美國 NCEP 發展非靜力區域波譜模式 MSM 模擬東北季風時期二個案，每小時輸出乙次。

同時為求得較佳的低層大氣模擬資料，因此將 850hPa 以下內插為 12 層，並且採用 6 order diffusion，模式相關設定如（附表一）所示。

模式輸出結果正確與否非常重要，依據吳、呂（2003），以修正之變異係數、標準差校驗模式輸出風速、海平面氣壓與中央氣象局彭佳嶼、東吉島測站做比較。

修正之標準差（Standard Deviation）公式如下：

$$X_i = X_{cwb} - X_{msm}$$

但是  $X_i$  有正負之分，為避免取平均數反而失去統計意義，因此將  $X_i$  取絕對值再作平均，而求得修正之標準差。

$$\bar{X} = \sum_{i=1}^N |X_i| / N$$

N：觀測次數

得到標準差 S：

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2}{N}}$$

雖然標準差小，表示模式與觀測差距小，但由於計算標準差時，每個數值都要減去平均數，因此標準差必然受到平均數的影響，為避免變異指標受到平均數影響，而將標準差除以平均數形成變異係數（Coefficient of Variation），公式如下：

$$CV = S / (\sum |X_i| / N)$$

變異係數（CV）越小，顯示模式輸出越接近測站觀測值。

Pierrehumbert and Wyman（1985）利用理想化鍾形地形探討氣流遇到地形時的行為，以下述無因次參數作定性描述：

Burger number 表示山脈陡峭度， $[B = (N/f)/(H/L) = R_0/F_0]$ ，其中 N 表示浮揚頻率，f 為科氏參數，H 為山脈高度，L 為半山寬，若  $B \geq 1$  即表示陡峭山脈，低層大氣會受到地形的影響，若氣流通過陡峭地形時， $F_0$  和  $R_0$  可以描述氣流的運動特性。Froude number  $[F_0 = U/NH]$ ，其中 U 表示上游氣流正向於山脈之風速，若  $F_0 < 1$  時，低層大氣受到地形阻擋，而氣流上游受地形阻擋使得風速減弱，現象侷限於羅士培變形半徑（Rossby radius） $L_R = NH/f$ （Yeh and Chen, 2003），本次研究採氣流上游風速較均勻區域任取一點（27°N;123°E），計算風速與科氏參數。Rossby number  $[R_0 = U/fL]$ ， $R_0 > 1$  氣流受地形影響，產生向上傳播之重力波動， $R_0 \approx 1$

時為背風波， $R_0 < 1$  則以地轉調節為主（洪，2002）。

地形阻擋氣流造成迎風面形成高壓脊，背風面為低壓槽（Yeh et. al. 2002），但是要如何表示氣壓高低呢？我們將 MSM 預報區域海平面氣壓做平均，將此平均值減去每個格點海平面氣壓值，即可得到氣壓差  $dp$ ，由  $dp$  之等值線便可以了解氣壓高低分布。

$dp$  定義如下：

$$dp = \frac{17280}{\sum_{i=1}^{17280} p_i - p_i}$$

氣壓梯度  $\nabla p$  比較方式可以由下述方程式表示：

$$\nabla p = \left| \bar{p}_x + \bar{p}_y \right|$$

$\bar{p}_x$ 、 $\bar{p}_y$ ：表示  $x$ 、 $y$  之方向氣壓梯度

### 三、台灣海峽強風預報

整體來說，大陸冷高壓由山東半島南方出海出現頻率較高，風速亦較大，所以將採用民國 92 年元月 22 日至 25 日，冷高壓由長江口出海；民國 90 年 2 月 23 日至 27 日，冷高壓由山東半島南方出海，二類型路徑探討台灣海峽及鄰近海域強風形成原因及演變。

#### 1. 冷高壓由長江口出海：

模式與彭佳嶼風速標準差為 2.18m/s，變異係數為 0.89，與東吉島風速標準差為 1.71m/s，變異係數為 0.48。

模式與彭佳嶼海平面氣壓標準差為 0.77hPa，變異係數為 0.84；與東吉島海平面氣壓標準差為 1.17hPa，變異係數為 0.66。

由上述可以認為模式輸出之風場與氣壓場相當準確。

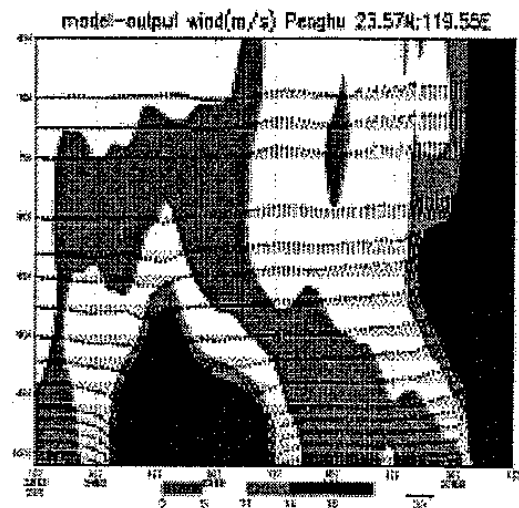
#### 2. 冷高壓由山東半島南方出海：

模式與彭佳嶼風速標準差為 2.51m/s，變異係數為 0.68，與東吉島風速變異係數為 0.78。

模式與彭佳嶼海平面氣壓標準差為

1.16hPa，變異係數為 0.83；與東吉島海平面氣壓標準差為 1.54hPa，變異係數為 0.77。

同樣地模式輸出之風場與海平面氣壓場相當準確，而由模式輸出之澎湖單點風場剖面圖（如圖一），台灣海峽 18m/s 以上強風發展至大約 900hPa，應為低層強風。



圖一 澎湖模擬探空之垂直風場時序圖

### 四、台灣海峽強風成因之探討

#### (一)、地形效應：

以模擬民國 92 年元月 22 日至 25 日之第 14 小時為例（如附表二），由附表二顯示，當氣流通過台灣海峽時，勢必會受到兩側地形影響，預期雖然東北季風時期台灣北部海面風速達到 11m/s，但是當東北季風氣流通過台灣海峽時，受會到福建省境內大陸東南丘陵與台灣中央山脈陡峭地形的影響而有明顯阻擋效應。

但是地形到底對於東北季風時期台灣海峽低層強風是以何種方式影響，就必須以動量方程收支來研判。

#### (二)、動量收支

以個案一為說明，個案一共計模擬 72 小時，但是在預報第 40 小時起，彭佳嶼(46695)風向轉為東風，而且台灣海峽風力減弱至 11m/s 以下，因此僅討論第 1 至第 40 小時台灣海峽海域之 momentum budget。

依照 Holton 所著之大氣動力學，水平動量方程如下：

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} = -U \cdot \nabla u - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + F_{rx} \\ \frac{\partial v}{\partial t} = -U \cdot \nabla v - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu + F_{ry} \end{cases}$$

若 1. 忽略 x 與 y 方向之摩擦力  $F_{rx}$ 、 $F_{ry}$ 。

2. 因為

$$\frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial p}{\partial x} \right)_z = \left( -\frac{\partial p}{\partial z} \right) \left( \frac{\partial h}{\partial x} \right)_p = g^* \left( \frac{\partial h}{\partial x} \right)_p$$

所以可得下列二式：

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} = -U \cdot \nabla u - g^* \left( \frac{\partial h}{\partial x} \right)_p + fv \\ \frac{\partial v}{\partial t} = -U \cdot \nabla v - g^* \left( \frac{\partial h}{\partial y} \right)_p - fu \end{cases}$$

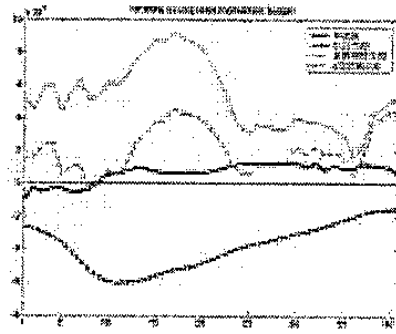
因為東北季風時期強風主要出現在低層，因此將低層大氣簡略分為 1010、960、920hPa 三層，分別探討其平流項 ( $-U \cdot \nabla u$  或  $-U \cdot \nabla v$ )、科氏力項 ( $fv$  或  $-fu$ )、氣壓梯度項 ( $-g^* \left( \frac{\partial h}{\partial x} \right)_p$  或  $-g^* \left( \frac{\partial h}{\partial y} \right)_p$ ) 以及 u 或

v 之局部變化項 ( $\frac{\partial u}{\partial t}$  或  $\frac{\partial v}{\partial t}$ )，將結果分別繪製成 (圖表二 a 至 f)。

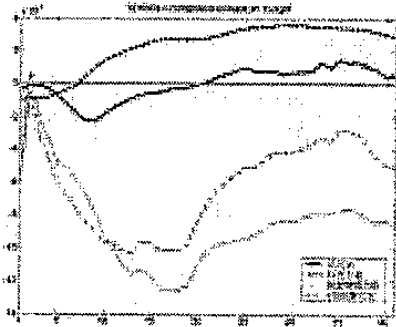
圖二 a 至 f 顯示雖然由 momentum budget 可以看出科氏力和氣壓梯度力分別為二個最大量，若是分別由 u-component 與 v-component 分量來看，在 1010hpa 等壓面，很明顯的氣壓梯度力之 v-component 分量較科氏力大一個 order，而氣壓梯度力 u-component 分量亦較科氏力大，此一現象隨著高度增加而逐漸消失。

雖然氣壓梯度力是造成台灣海峽強風之主因，但是東北季風時期，冷高壓東移出海，氣壓梯度自然較大，而這也正是造成東亞地區冬季強風的成因。

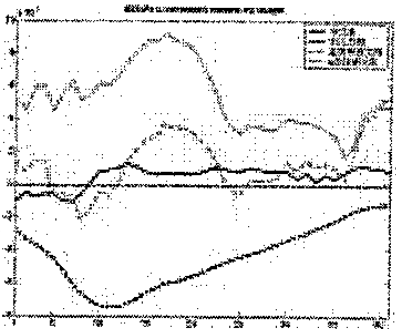
因此要證明氣流遇到台灣海峽兩側地形 (大陸東南丘陵、台灣中央山脈) 所形成之氣壓梯度是增強台灣海峽低層強風主因，那麼就還須要證明台灣海峽的氣壓梯度大於其他海域。



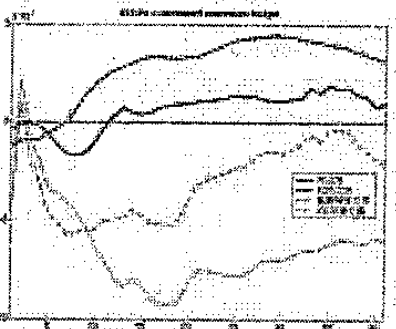
圖二 a x 軸為預報時間



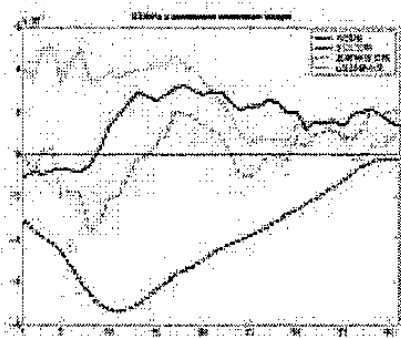
圖二 b



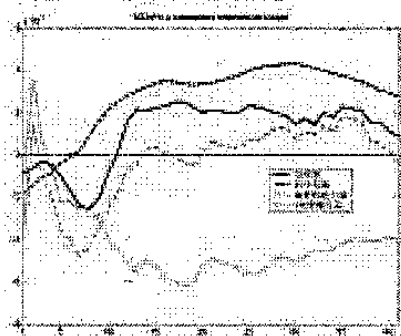
圖二 c



圖二 d



圖二 c

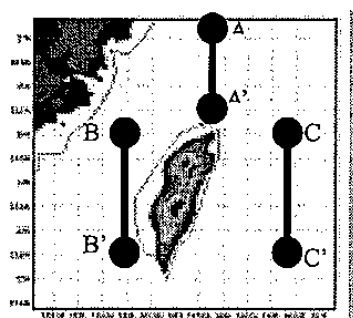


圖二 f

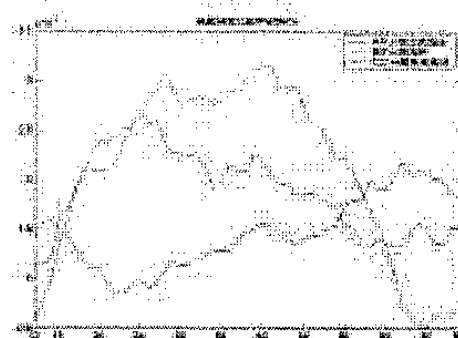
### (三)、峽管效應

如果東北季風時期，台灣海峽低層強風是由於地形效應加強，那麼台灣海峽氣壓梯度應該比其他海域更大才是。

以個案二為例作說明，在 MSM 模式預報區域之台灣北部海面、台灣海峽、台灣東部海面取某一剖面（如圖三 a），比較預報第 12 至第 64 小時海平面氣壓梯度的變化（如圖三 b）。



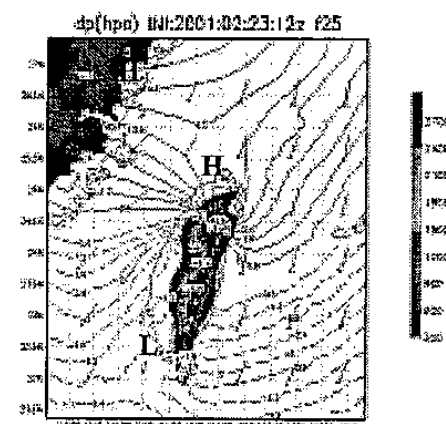
圖三 a 台灣北部海面、台灣海峽、台灣東部海面取剖面示意圖



圖三 b 三處剖面之平均氣壓梯度  $\nabla p$  比較；x 軸為預報時間，y 軸為氣壓梯度強度

由附圖三 b 可以看出來，台灣海峽於東北季風強風時期，氣壓梯度大於台灣東部海域，至於台灣北部海域推測是因為受到羅士培變形半徑影響，使氣壓梯度小於台灣海峽以及台灣東部海域。

以計算並繪製個案二預報第十九小時之 dp（如附圖四），便可以清楚看到迎風面高壓脊；背風面低壓槽氣壓分布。



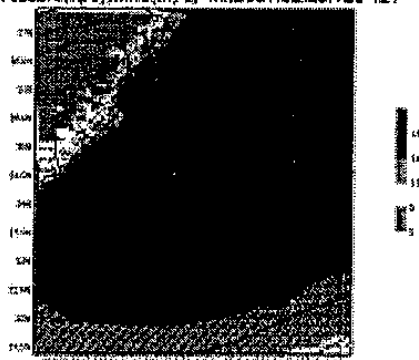
圖四海平面氣壓變量分布

### (四)、地形效應模擬

由上述證明地形確實是造成台灣海峽以及台灣東部海域強風的主要原因，那麼由改變地形模擬之中，應可展現出地形效應，也就是氣流應該不再受地形影響。

以個案一為例，分別除去台灣地形（附圖五）、大陸東南丘陵地形（附圖六）。

Pressure(hpa)-Wind(m/s) (t:2001:02:23:12z f21



圖五 除去台灣地形後預報地 21 小時之台灣近海風場與氣壓場

附圖五是模擬個案一，除去台灣地形後預報地 21 小時之台灣近海風場與氣壓場，可以發現在福建沿海一帶仍有受地形影響的擾動，但是台灣附近海域氣壓場與風場就不受地形影響，非常均勻。

圖六，同樣是模擬個案一，預報第 21 小時台灣近海風場與氣壓場，但是僅除去大陸東南丘陵地形，此時可以發現台灣附近海域受到地形效應的影響十分明顯。

Pressure(hpa)-Wind(m/s) (t:2001:02:23:12z f31



圖六 除去大陸東南丘陵地形

由上述地形測試，可以發現雖然除去台灣地形後，氣壓場與風場變得較為均勻，但是仍有受大陸東南丘陵影響，所以大陸東南丘陵與台灣中央山脈地形對於東北季風時期台灣海峽低層強風，影響至深且巨。

## 五、結論與討論

本次研究均以分析場模擬，同時針對東北季風時期，影響台灣附近海面產生強風較嚴重的大陸冷高壓移行二路徑挑選個案進行研究，有下述結論：

1. MSM 模式可以確實掌握東北季風時期台灣海峽風力演變情形。

2. 所謂管道效應 (Channel Effect) 對於東北季風時期，台灣海峽強風的影響，其實就是地形效應 (Barrier Effect)，也就是當氣流通過台灣海峽時，受到兩側地形影響，在迎風面產生質量堆積，形成高壓脊，但是在下游背風區域卻相對出現一低壓區 (Windward Ridge-Leeward Trough)，因此產生一指向下游的氣壓梯度力，而有增強風力效果 (如圖四)。

3. 本次研究發現，東北季風時期台灣海峽域強風發展高度約為 850 至 900hpa，屬低層強風，地形效應阻擋氣流造成局部氣壓梯度改變，而有增強風速的效果。

## 參考文獻：

- 戚啟勳、嚴夢輝，1978：氣象統計學。  
王文中，2002：統計學與 EXCEL 資料分析之實習應用 (第四版)。  
海峽兩岸大氣科學名詞，2002，科學出版社。  
張志誠、劉隆偉，1985：馬公地區冬季強風預報與分析。空軍氣象預報與分析，104，29—34。  
蔡晉東，2001：巢狀波譜模式在東亞地區天氣預報上的應用。  
洪景山，2002：武夷山地形和海洋邊界層在梅雨鋒面南下過程中扮演的角色，30，275—289。  
洪景舜，2002：區域波譜模式在颱風預報上之應用。  
任亦偉，2003：巢狀模式在飛航預報之策略研究。  
廖啟昌、呂芳川，2003：台灣附近寒潮爆發前緣冷空氣移行之數值模擬。  
吳政忠、呂芳川，2004：東北季風時期台灣海峽風力預報之研究。  
Holton, J. R., 1992: An Introduction to Dynamic Meteorology.  
Glossary of Meteorology, 2002, American Meteorology Society.  
Pierrehumbert, R. T., 1984: Linear Result on the Barrier Effect of Mesoscale Mountains. J. Atmos. Sci., 41, 1356-1367.

Pierrehumbert, R.T., and Wyman, B.,1985: Upstream Effect of Mesoscale Mountains. *J. Atmos. Sci.*, 42, 977-1003.

Doyel, J. D., 1997: The Influence of Mesoscale Orography on a Coastal Jet and Rainband., *Mon. Wea. Rev.*, 125, 1465-1488.

Li, J. and Chen, Y. L., 1998: Barrier Jets during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 959-971.

Yeh, H. C. and Chen, Y. L., 2003: Numerical Simulations of the Barrier Jet over Northwestern Taiwan during the Mei-Yu Season. 131, 1396-1407.

預報模組 參數設定	RSMA	RSMC	MSM
$\Delta x(\text{km})$	120	30	5
$\Delta t(\text{s})$	240	60	20
垂直層數	18	18	28
I x J grid	81 * 55	81 * 79	128 * 135
6 order diffusion	—	√	√

附表一； $\Delta x$  為模組空間解析度， $\Delta t$  為模組積分時間間隔（即時間解析度），  
I x J grid 為模組水平網格數，6 order diffusion 為該預報模組採 6 階近似。

K 點風速 11.73m/s	$H_{\max}$ (模式輸出最大高度；公尺)	$F_0$ (Froude Number)	$R_0$ (Rossby Number)	B (Burger number)
大陸東南丘陵 (武夷山)	963	1.19	1.78	1.49
台灣地區 (中央山脈)	2766	0.42	3.55	8.55

附表二 個案一之各項地形參數（預報第 14 小時）