

# 新降尺度預報於颱風軌跡季節預報的應用

黃沛語

鄒治華

國立台灣師範大學地球科學系

## 摘要

全球環流模式因空間解析度較粗，仍無法掌握颱風的軌跡和結構。超高解析度全球環流模式(10-20km)與區域氣候模式較能掌握颱風軌跡和強度的氣候特徵，然而卻需要龐大的計算資源。因此，Emanuel (2006) 提出一種不需要龐大計算資源的降尺度方法，模擬大西洋颶風軌跡與強度的長期變化。本研究的目的即在利用 Emanuel 的降尺度方法，估計西北太平洋地區颶風軌跡的長期變化。我們首先使用 NCEP 重新分析資料，採用 Vitart(1997) 與 Knutson(2007) 所發展的客觀模式方法來建立 1979-2008 年 6-8 月的熱帶氣旋生成點，再利用 NCEP 重新分析資料的風場，調整 Emanuel 的方法建立四種不同西北太平洋地區颶風氣候軌跡。結果顯示，西北太平洋地區颶風所處的背景環流與北大西洋颶風不完全相似，除低層副熱帶高壓外，中、高層大尺度環流，季內震盪與季風槽均是影響西北太平洋地區颶風軌跡的重要因素。四種方法中，使用 850-300 hPa 質量加權的風場以及隨緯度增加向北分量 beta drift，再加上 30-60 天的季內震盪訊號，所建立西北太平洋地區颶風氣候軌跡，與 JTWC 觀測颶風軌跡最相似，相關係數高達 0.85。此結果顯示若大尺度風場與季內震盪模擬的良好，則可利用調整後之降尺度方法，模擬西北太平洋地區颶風的軌跡。本研究將進一步探討西北太平洋地區颶風軌跡年際變化。

關鍵字：颶風、降尺度方法、颶風軌跡、季內振盪

## 一、前言

颶風是影響西北太平洋地區重要的自然現象之一，熱帶太平洋地區每年平均生成 22.5 個颶風(Ho et al. 2004)，西北太平洋地區平均生成 27.8 個熱帶氣旋，近乎是全球生成數量的三分之一(Yumoto and Matsuura 2001)，故颶風預報對此區域有其重要性。

全球環流模式雖能掌握熱帶氣旋生成數目的年際變化(Vitart et al. 1997; Camargo et al. 2005)，但因空間解析度較低而無法模擬出真實颶風構造，對於強度與軌跡的模擬較為不佳。因此有降尺度的區域氣候模式(Emanuel 2006)與超高解析度 AGCM(約18km)的模擬(Knutson et al. 2007)，大致能掌握颶風軌跡與強度的長期變化，然而超高解析度與區域氣候模式長期的模擬皆需龐大的計算資源。

Emanuel (2006) 提出一降尺度方法，模擬大西洋颶風軌跡與強度的長期變化，此方法主要包括兩步驟：人造 Tropical Storm(TS)軌跡與高解析度強度數值模擬。在人造 TS 軌跡部分，Emanuel 使用 Markov chains 從歷史生成點資料中產生軌跡的初始點，再以大尺度環流場加上 beta drift 效應所製造出的人造風場，每六個小時導引 TS 移行初步估算 TS 軌跡，而後再沿 TS 軌跡執行第二步驟高解析度強度數值模擬，修正初估軌跡與計算 TS 強度。此方法可精確掌握大西洋地區 TS 軌跡與強度的長期變化，卻不需要進行高解析度區域模式的長期模擬。

然而西北太平洋地區與大西洋的大尺度環流場不盡相同，季內振盪與季風槽均可能是影響西北太平洋颶風的重要因素。Ho(2004)研究西北太平洋夏季颶風軌跡的季內變化，發現在 1980-2001 年東中國海與菲律賓海颶風通過頻率顯著減少，而南中國海些微增加，此與副熱帶太平洋高壓的向西擴展有關。Liu and Chan(2008)西北太平洋 Tropical cyclone(TC)的軌跡有顯著的年代際變化，顯著影響亞洲東部的 TC 登陸活動，TC 的生成位置受季風槽的位置與擴張影響。因此本研究調整 Emanuel(2006)方法中所採用的月平均環流場，加入 30-60 天季內振盪變化。

本研究的目的即在利用 Emanuel (2006) 提出之降尺度方法，估計西北太平洋地區颶風軌跡的長期變化。

## 二、資料與方法

### 2.1 資料

本研究使用的資料為 Joint Typhoon Warning Center (JTWC)的 best track 資料，每六小時一筆，一天共四筆。使用時間長度為 1979-2008 年共 30 年，當中去除熱帶低壓(Tropical Depress, TD)的個案，僅對強度達到熱帶氣旋(Tropical Storm, TS，近中心最大風速大於 17 m/s)以上的個案進行分析研究。

以 National Centers for Environmental Prediction (NCEP)之 reanalysis II 資料建立驅動熱帶氣旋軌跡的風場，網格解析度為 2.5°×2.5°，每六小時一筆，一天共四筆，使用時間長度為 1979-2008 年。

## 2.2 軌跡方法

模擬 TS 軌跡的方法為須先有 TS 生成點，再利用大尺度環流場每六小時驅動 TS 移行，產生 TS 的軌跡。

Emanuel(2006)的生成點是從 National Oceanic and Atmospheric Administration's (NOAA's) Tropical Prediction Center 1970-2002 年 best track 資料，使用 Markov chains 經由空間與時間的機率密度函數隨機產生軌跡的初始點。

而本研究 TS 的生成點是使用 Vitart (1997, 2003) 與 Knutson (2007) 所發展的客觀規則方法，採用 850 hPa 溫度與地面氣壓場及定義好的暖心結構等條件來選擇氣旋。而我們使用的氣旋條件是參考 Vitart et al. (1997) 與 Walsh et al. (2007) 所定義的。

圖 1 為此方法所選擇出的熱帶氣旋生成點(藍點)，在氣候場上與 JTWC 歷史資料(紅點)所觀測之數目與位置相似，並且大致能掌握生成數目與位置的年際變化，與 Vitart et al. (1997) 和 Camargo et al. (2005) 等研究結論相似。且其生成位置多數落在 850 hPa 季風槽與副熱帶高壓的合流區上，與 Ritchie(1999) 觀測之結論相同。

此章節敘述產生模擬 TS 軌跡的第一步驟之 TS 生成點，第二步驟每六小時驅動氣旋移動的大尺度環流場(駛流場與 beta drift)的選擇，將於第三與第四章節再做更詳細介紹。

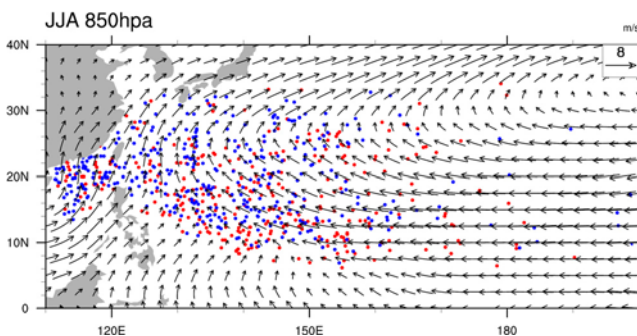


圖 1：背景為 NCEP 1979-2008 年 6-8 月 850 hPa 平均風場；紅色點為 JTWC 所觀測熱帶氣旋的生成點；藍色點為使用 NCEP 資料應用客觀方法去選擇出的生成點。

## 三、駛流場

熱帶氣旋軌跡主要受到大尺度駛流場與 beta drift 的影響(Carr and Elsberry 1990; Wu and Wang 2004; Ho et al. 2004; Emanuel 2006; Camargo 2007)，而 Emanuel (2006) 的人造 TS 軌跡也是根據此理論，製造人造大尺度駛流場來驅動初始點每六小時移行的軌跡。

Emanuel(2006) 為了保持降尺度方法簡單，根據 DeMaria and Kaplan(1994) 選擇 850 hPa 與 250 hPa 這兩層風場作為駛流場，是由於此兩層風切與颶風強度改變有關。

然而關於駛流場的選擇有許多研究(Carr and Elsberry 1990; Wu and Wang 2004; Emanuel 2006; Wang and Holland 1993; Camargo 2007)，其中 Holland (1993) 統整先前有關駛流層的數篇研究，建議使用質量加權 850 hPa 至 300 hPa 氣壓層做為駛流場。

因此我們依照 Emanuel (2006) 的人造 TS 軌跡方法，應用 Emanuel 與 Holland 兩種不同的駛流場產生兩種軌跡方法：

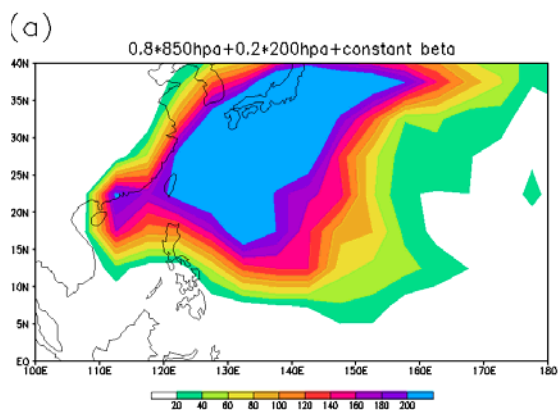
1.  $V_{\text{track}} = \alpha V_{850} + (1-\alpha) V_{200} + V_{\beta}$ ， $V_{850}$  和  $V_{200}$  是代表在 850 hPa 與 200 hPa 氣壓層的綜觀向量場， $\alpha$  是加權常數，根據 Emanuel(2006) 為 0.8。故此軌跡方法可表示為  $V_{\text{track}} = 0.8 V_{850} + 0.2 V_{200} + V_{\beta}$

2.  $V_{\text{track}} = V_{850-300} + V_{\beta}$ ， $V_{850-300}$  表示質量加權 850 hPa 至 300 hPa 氣壓層的綜觀向量場。

為了比較兩種軌跡方法，故  $V_{\beta}$  參考 Emanuel(2006) 為常數的 beta 偏移項， $u_{\beta} = 0 \text{ m s}^{-1}$ ， $v_{\beta} = 2.5 \text{ m s}^{-1}$ 。

利用此兩種大尺度環流場驅動 1979-2008 年 6-8 月客觀條件選擇出的熱帶氣旋初始點，各自產生 388 條軌跡，再將其每六小時的 TS 軌跡資料計算通過  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  與  $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  的網格點頻率。圖 2 即是上述兩種使用不同駛流場的 TS 軌跡方法所模擬出氣候場上熱帶氣旋軌跡通過  $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  的頻率資料圖。

比較圖 2a 與圖 2b 可發現於東經  $130^{\circ}\text{E}$  以東兩者樣式相似，顯示此區域軌跡皆由副熱帶高壓主導，與 JTWC 實際軌跡相符合，顯示副熱帶高壓在此季節對於 TS 軌跡有著重要的影響因素。而東經  $130^{\circ}\text{E}$  以西地區使用質量加權 850 hPa 至 300 hPa 氣壓層做為駛流場的方法 2 所產生的 TS 軌跡，比圖 2a 使用加權 850 hPa 與 200 hPa 氣壓層作為駛流場所產生的 TS 軌跡，有較為偏西與偏南的傾向。



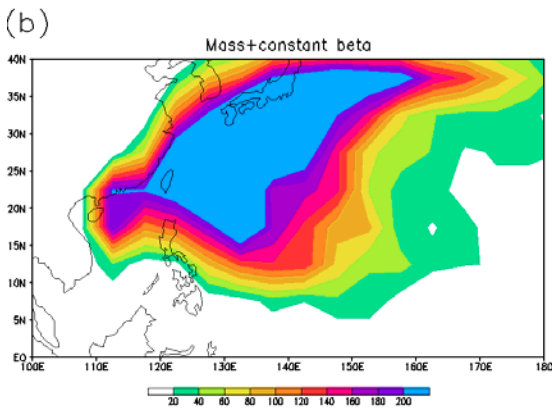


圖 2：1979-2008 年 6-8 月 388 條熱帶氣旋軌跡，每六小時的軌跡資料計算  $5^\circ \times 5^\circ$  網格點通過頻率。(a) 為使用方法一  $V_{\text{track}} = 0.8 V_{850} + 0.2 V_{200} + V_\beta$  所驅動的熱帶氣旋軌跡通過頻率；(b) 為方法二  $V_{\text{track}} = V_{850-300} + V_\beta$  驅動的熱帶氣旋軌跡通過頻率。

將 JTWC 1979-2008 年 6-8 月熱帶氣旋每六小時的軌跡資料也計算  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  與  $5^\circ \times 5^\circ$  的網格點通過頻率，再與兩種軌跡驅動方法所計算出的通過頻率資料於  $5-40^\circ\text{N}$ ， $110-180^\circ\text{E}$  區域作空間相關，其相關係數結果如表 1 所示。

可發現使用 850-300 hPa 質量加權風場所驅動的熱帶氣旋軌跡，其頻率與 JTWC 觀測的軌跡頻率不論在  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  與  $5^\circ \times 5^\circ$  的網格點通過頻率，皆較優於使用  $0.8V_{850} + 0.2V_{200} + V_\beta$  的軌跡方法。

故我們選擇 850-300 hPa 質量加權風場做為驅動西北太平洋地區熱帶氣旋軌跡的駛流場。

	$2.5^\circ \times 2.5^\circ$	$5^\circ \times 5^\circ$
(a) $0.8V_{850} + 0.2V_{200} + \text{constant beta}$	0.51	0.54
(b) $V_{850-300} + \text{constant beta}$	0.55	0.59

表 1：JTWC 與兩種軌跡方法各自計算  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  與  $5^\circ \times 5^\circ$  的網格點通過頻率，於  $5-40^\circ\text{N}$ ， $110-180^\circ\text{E}$  區域作空間相關所得之相關係數。

## 四、Beta drift

由於驅動熱帶氣旋軌跡的大尺度環流場是由大尺度駛流場與 beta drift 影響，前一章節先確立驅動西北太平洋地區熱帶氣旋所使用的駛流場之後，此章節則是著重在探討關於 beta drift 數值的使用。

Emanuel (2006) 為了與大西洋地區的觀察位移統計做比較，所以人造 TS 軌跡的 beta drift 數值使用上有些主觀的選擇  $u_\beta = 0 \text{ m s}^{-1}$ ， $v_\beta = 2.5 \text{ m s}^{-1}$ 。此數值與 Shapiro (1992) 在三層模式中發現 beta drift 約是  $2.4 \text{ m s}^{-1}$  相似。

許多研究探討 beta drift 的數值 (Carr and Elsberry 1990; Shapiro 1992; Wang and Li, 1992; Wu and Wang, 2004)，其中 Wu and Wang (2004) 發現由於垂直風切可以顯著的傾斜 TC 並增加其向北分量，以及與 TC 有關的高層反氣旋滲透進來的緣故，因此伴隨緯向環流場的垂直風切增加而有著隨緯度增加向北分量的 beta drift 數值。

參考 Emanuel (2006) 與 Wu and Wang (2004) 的 beta drift 數值，再加上前面所敘述會影響西北太平洋地區颱風軌跡的季內振盪訊號，因此我們產生如下列三種不同的大尺度環流場，將每六小時驅動熱帶氣旋軌跡：

- $V_{\text{track}} = V_{850-300} + V_{\text{con}\beta}$ ， $V_{850-300}$  表示質量加權 850 hPa 至 300 hPa 氣壓層的綜觀向量場， $V_{\text{con}\beta}$  則表示常數的 beta 偏移項，其  $u_\beta = 0 \text{ m s}^{-1}$ ， $v_\beta = 2.5 \text{ m s}^{-1}$ 。
- $V_{\text{track}} = V_{850-300} + V_{\text{lar}\beta}$ ， $V_{\text{lar}\beta}$  表示  $v_\beta$  為隨緯度增加的 beta 偏移項，其  $u_\beta = 0 \text{ m s}^{-1}$ 。
- $V_{\text{track}} = V_{850-300} + V_{\text{lar}\beta} + V_{\text{ISO}}$ ， $V_{\text{ISO}}$  為 30-60 天季內振盪訊號。

## 五、氣候場

### 5.1 大尺度環流場

熱帶氣旋軌跡是由大尺度環流場所驅動，因此由圖 3 分析 1979-2008 年 6-8 月三種環流場的平均狀態。

三種環流場在東經  $130^\circ\text{E}$  以東皆為相似，顯示在此季節大尺度環流場皆受到副熱帶太平洋高壓主導的現象，故此區域我們四種方法所驅動出的熱帶氣旋軌跡皆為 recurve 形式為主。與 JTWC 在 6-8 月的夏季期間實際 TS 軌跡相比較，實際軌跡在東經  $130^\circ\text{E}$  以東除了少數直接往北的軌跡，近乎皆為 recurve 的軌跡，故模擬的熱帶氣旋軌跡在此區域與實際觀測相似。(軌跡圖未顯示)

比較同樣添加  $2.5 \text{ m s}^{-1}$  向北分量 (beta drift) 的環流場，發現使用 850 hPa 至 300 hPa 質量加權的圖 3a 風場在東經  $140^\circ\text{E}$  附近有明顯向西北鍾的向量，而圖 3b 的  $0.8V_{850} + 0.2V_{200}$  風場則為較偏向北的形式。此即為兩者所驅動氣候場上三十年軌跡的通過頻率與 JTWC 作空間相關 (表 1)，使用質量加權 850 hPa 至 300 hPa 氣壓層為駛流場表現皆較良好，因此我們選擇質量加權 850 hPa 至 300 hPa 氣壓層風場，做為驅動西北太平洋地區熱帶氣旋軌跡的駛流場的原因。

再比較質量加權風場添加常數  $2.5 \text{ m s}^{-1}$  beta drift 向北分量與隨緯度增加 beta drift 向北分量的環流場圖 3b 與圖 3c，發現在  $15^\circ\text{N}$  以南圖 3c 向北移動的速度較為緩慢，而  $30^\circ\text{N}$  則急速向北移動。

將此三圖與 Wu and Wang (2004) 從 JTWC 1965-2000 年的 6-9 月計算出實際熱帶氣旋的平均承鍾加速變圖，可發現與質量加權風場添加隨緯度增加向北的 beta drift 分量的風場最為相像。因此我們選擇在此環流場添加 30-60 天季內振盪訊號。



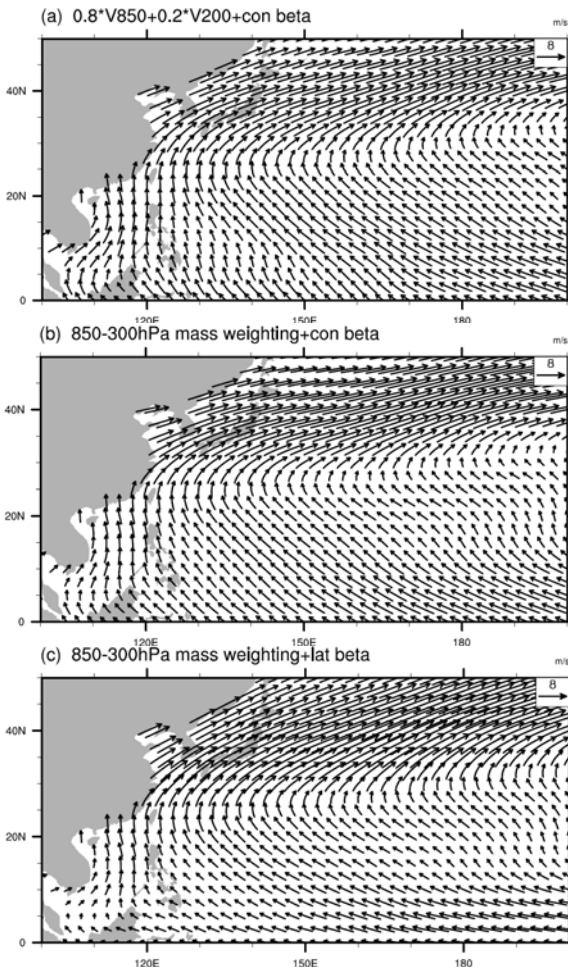


圖 3：1979-2008 年 6-8 月平均駛流場。(a)  $0.8V_{850} + 0.2V_{200} + V_{con\beta}$  (b)  $V_{850-300} + V_{con\beta}$  (c)  $V_{850-300} + V_{lat\beta}$ 。

### 5.2 季內震盪訊號

初步探討添加 30-60 天季內振盪訊號對西北太平洋熱帶氣旋軌跡的影響，故我們分析緯向風場 (u) 與經向風場 (v) 的變異數。

圖 4 為 1979-2008 年 6-8 月緯向風場 (u) 30-60 天振盪訊號的平均變異數。從 300 至 850 hPa (圖 4a-d) 這四層的圖中皆可發現有著大值區於東經 180-200°E，北緯 40°N 附近，且向東延伸到 130°E，其中以 300 hPa 的數值最大，而 850 hPa 較弱。其可能是影響添加 30-60 天季內振盪的風場所驅動出的熱帶氣旋軌跡，較其他三種軌跡方法在此區域較為快速向西移動的原因。

而低層風場 700 與 850 hPa 在 100-140°E，5-20°N 有大值區，最大值在南海附近，850 hPa 此區域的數值高達  $4-5 \text{ ms}^{-1}$  之間，故此區的 30-60 天振盪能影響行經此處的熱帶氣旋軌跡，即為 TS 軌跡通過東經 130°E 之後，仍會向西移動的因素。

圖 5 為 1979-2008 年 6-8 月 v 場 30-60 天振盪的平均變異數。從圖 5a 至 5d 可以得知四層在北緯 20°N 以南，其數值皆在  $1-2 \text{ ms}^{-1}$  之間，故此區域於長期氣候上受到 30-60 天振盪的影響不大。而 v 場的變異數四層與 u 場相同在 35°N 以北，160-200°E 區域皆有最大值區，此

與添加季內震盪訊號的風場在此區域較為快速向北移動有關。

因此使用  $V_{track} = V_{850-300} + V_{lat\beta} + V_{ISO}$  所驅動出來的軌跡雖較多仍以 *recurve* 形式為主，但軌跡較為多元且較多偏向西行的路徑，顯示受到 30-60 天季內震盪的影響。

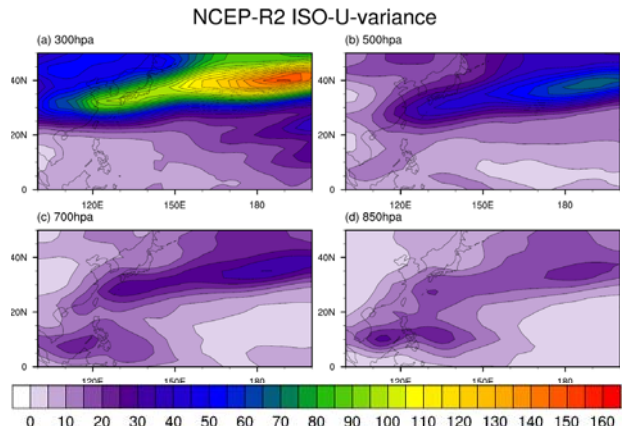


圖 4：1979-2008 年 6-8 月緯向風場 (u) 30-60 天振盪訊號的平均變異數。(a) 300 hPa (b) 500 hPa (c) 700 hPa (d) 850 hPa。

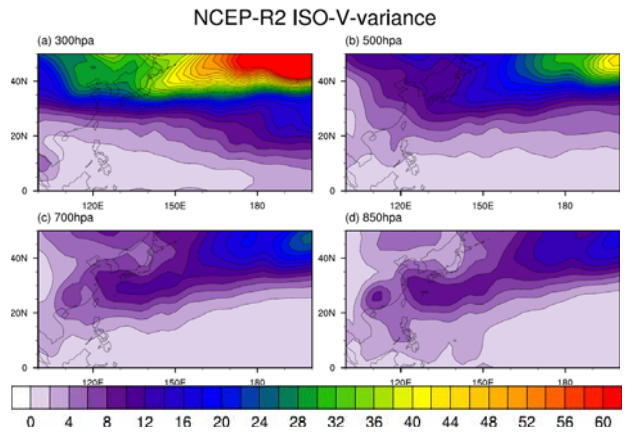


圖 5：1979-2008 年 6-8 月經向風場 (v) 30-60 天振盪訊號的平均變異數。(a) 300 hPa (b) 500 hPa (c) 700 hPa (d) 850 hPa。

### 5.3 軌跡通過頻率

經過上述的討論之後，我們最後選擇章節四所決定的三種大尺度環流場來驅動熱帶氣旋軌跡。圖 6 為計算此三種軌跡與 JTWC 實際 TS 資料的頻率圖。可得知三種方法所驅動出的軌跡於東經 130°E 以東地區，皆與實際 TS 軌跡開式極為相似，二者都是以 *recurve* 形式為主，並且近乎在北緯 20-30°N 之間 *recurve*，與 Camargo (2007) 分析 1983-2002 年西北太平洋地區的熱帶氣旋軌跡在此區域 *recurve* 的結論一致。

而從圖 6b 與 6c 的比較可發現使用隨緯度增加向北分量的 *beta* 偏移項，其軌跡於 20°N 以南其向北移動的速度較為緩慢，而 30°N 以北則急速向北移動，此與平均大尺度環流場的分析一致。

圖 6d 顯示添加 30-60 天季內振盪訊號所調動的軌跡於東經 130°E 以西之後，有較多偏向西行至大陸而後死亡的路徑，與其他兩種軌跡在此區域仍以 recurve 形式為主有所不同。

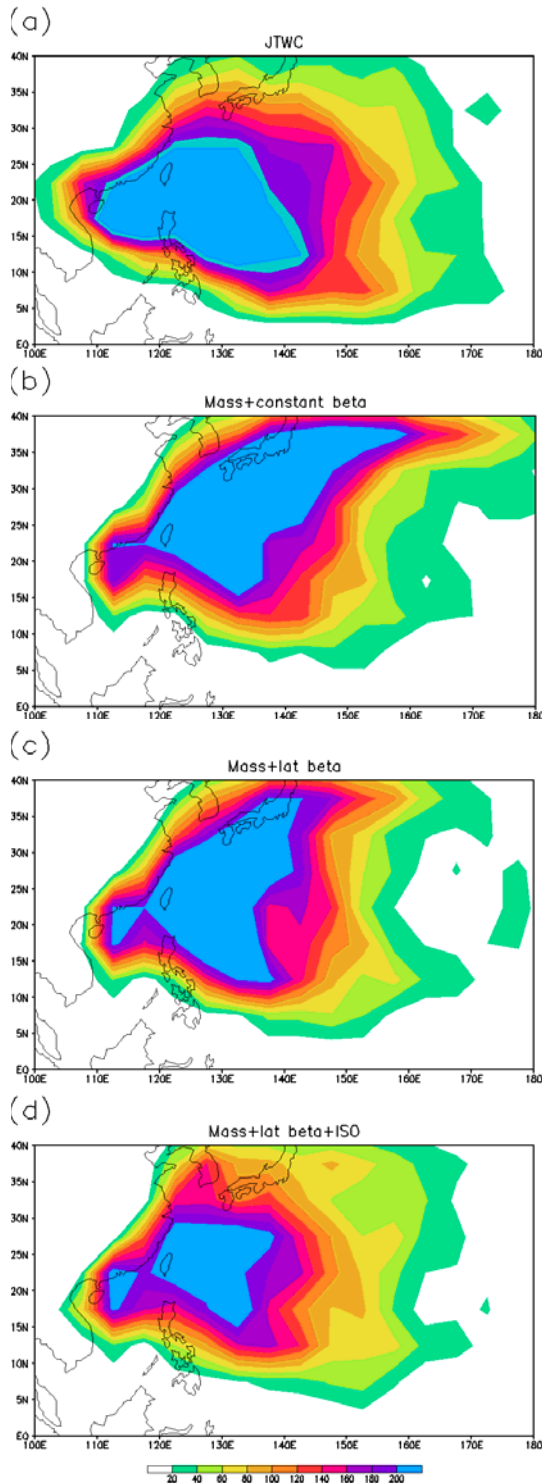


圖 6：1979-2008 年 6-8 月 388 條熱帶氣旋每六小時軌跡資料計算  $5^\circ \times 5^\circ$  網格點通過頻率。(a) JTWC，(b)  $V_{\text{track}} = V_{850-300} + V_{\text{con}\beta}$  作為大尺度環流場所調動的熱帶氣旋軌跡頻率資料，(c) 使用  $V_{\text{track}} = V_{850-300} + V_{\text{lat}\beta}$ ，(d) 使用  $V_{\text{track}} = V_{850-300} + V_{\text{lat}\beta} + V_{\text{ISO}}$ 。

將其三種軌跡方法於 1979-2008 年 6-8 月所調動的熱帶氣旋軌跡，每六小時的軌跡資料計算  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  與  $5^\circ \times 5^\circ$  的網格點通過頻率，再與 JTWC 的 TS 資料於  $5-40^\circ\text{N}$ ， $110-180^\circ\text{E}$  區域作空間相關，其相關係數結果如表 2 所示。

可發現使用隨緯度增加向北分量的 beta 偏移項  $V_{\text{lat}\beta}$  的方法，不論在  $2.5^\circ$  或是  $5^\circ$  與 JTWC 的空間相關皆明顯優於使用常數 beta 偏移項的  $V_{\text{con}\beta}$  方法，因此在西北太平洋地區使用  $V_{\text{lat}\beta}$  的方法較為合適。

而添加 30-60 天季內振盪訊號所調動的軌跡，其頻率的空間相關明顯高於其他兩種方法， $5^\circ \times 5^\circ$  的相關係數可高達 0.85，因此若大尺度環流場與季內震盪模擬的良好，則可利用  $V_{\text{track}} = V_{850-300} + V_{\text{lat}\beta} + V_{\text{ISO}}$  此調整後之降尺度方法，模擬氣候場上西北太平洋地區熱帶氣旋的軌跡。

	$2.5^\circ$	$5^\circ$
(a) Mass+2.5 m/s (v)	0.55	0.59
(b) Mass+lat beta	0.73	0.79
(c) Mass+lat beta+ISO	0.79	0.85

表 2：JTWC 與最終三種軌跡方法各自計算  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  與  $5^\circ \times 5^\circ$  的網格點通過頻率後，於  $5-40^\circ\text{N}$ ， $110-180^\circ\text{E}$  區域作空間相關所得之相關係數。

## 六、結論

客觀條件所定義出的熱帶氣旋生成點，在氣候場上與 JTWC 所觀測之數目與位置相似，並且大致能掌握生成數目與位置的年際變化，其生成位置多數落在 850 hPa 季風槽與副熱帶高壓的合流區上。

由於西北太平洋所處的背景環境場與大西洋並不完全相似，因此調整 Emanuel(2006)人造 TS 軌跡所使用的環流場與 beta drift，並添加 30-60 天季內振盪訊號以符合西北太平洋地區的背景環流場。

研究顯示使用  $V_{\text{track}} = V_{850-300} + V_{\text{lat}\beta} + V_{\text{ISO}}$  所調動熱帶氣旋的軌跡較為多元，經過計算其與 JTWC 實際觀測的颱風軌跡最相似，兩者在  $5^\circ \times 5^\circ$  的通過頻率空間相關係數高達 0.85。

因此若大尺度環流場與季內震盪模擬的良好，則可利用  $V_{\text{track}} = V_{850-300} + V_{\text{lat}\beta} + V_{\text{ISO}}$  此調整後之降尺度方法，模擬西北太平洋地區氣候場的熱帶氣旋軌跡。

## 七、參考文獻

Camargo, S. J., A. G. Barnston, and S. E. Zebiak, 2005: A statistical assessment of tropical cyclone activity in atmospheric general circulation models. *Tellus*, **57A**,

589-604.

- Camargo, S. J., and A. H. Sobel, 2005: Western North Pacific tropical cyclone intensity and ENSO. *J. Climate*, **18**, 2996-3006.
- Carr, L. E., and R. L. Elsberry, 1990: Observational evidence for predictions of tropical cyclone propagation relative to steering. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 542-546.
- Emanuel, K., 2006: Climate and tropical cyclone activity: A new model downscaling approach. *J. Climate*, **19**, 4797-4802.
- Emanuel, K., S. Ravela, E. Vivant and C. Risi. 2006: A statistical-deterministic approach to hurricane risk assessment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 299-314.
- Ho, C. H., J. J. Baik, J. H. Kim, D. Y. Gong, C. H. Sui, 2004: Interdecadal change in summerime typhoon track. *J. Climate.*, **17**, 1767-1776.
- Holland, Ed., 1993: Tropical cyclone motion. Global Guide to Tropical Cyclone Forecasting, World Meteorological Organization Tech.Document WMO/TD 560, Tropical Cyclone Programme Rep. TCP-31, Geneva, Switzerland.
- Knutson T. R., J. J. Sirutis, S. T. Garner, I. M. Held, and R. E. Tuleya, 2007: Simulation of the recent multidecadal increase of atlantic hurricane activity using an 18-km-grid regional model. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **88**, 1549-1565.
- Liu, K.S., and J.C.L. Chan, 2008: Interdecadal variability of western north pacific tropical cyclone tracks. *J. Climate*, **21**, 4464-4476.
- Ritchie, E. A., and G. J. Holland, 1999: Large-scale patterns associated with tropical cyclogenesis in the western Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2027-2043.
- Shapiro, L. J., 1992: Hurricane vortex motion and evolution in a three-layer model. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 140-153.
- Vitart F., J. L. Anderson, and W. F. Stern, 1997: Simulation of the interannual variability of tropical storm frequency in an ensemble of GCM integrations. *J. Climate*, **10**, 745-760.
- Walsh, K. J. E., M. Fiorino, C. W. Landsea, and K. L. McInnes, 2007: Objectively determined resolution-dependent threshold criteria for the detection of tropical cyclones in climate models and reanalyses. *J. Climate*, **20**, 2307-2314.
- Wang, B., and X. Li, 1992: The beta drift of three-dimensional vortices: A numerical study. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 579-593.
- Wu, L., and B. Wang, 2004: Assessing impacts of global warming on tropical cyclone tracks. *J. Climate*, **17**, 1686-1698.
- Yumoto, M., and T. Matsuura, 2001: Interdecadal variability of tropical cyclone activity in the western north pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 23-35.