

地形重力波拖曳參數法對東亞地區預報影響之研究

戴俐卉 洪景山

中央氣象局

(中華民國一〇一年三月六日收稿；中華民國一〇一年八月二十八日定稿)

摘 要

本研究主要是探討 WRF 模式中次網格地形重力波拖曳 (gravity wave drag induced by subgrid-scale orography, GWDO) 參數法對模式預報的影響。研究結果顯示, 在 45 公里網格間距下, 使用 GWDO 參數法可以有效改善模式冬季在低對流層到 200 hPa 高度的預報能力。GWDO 參數法在低層的改進, 主要分布在青康藏高原的下游區, 包括印度、中南半島和華中、華南一帶, 在中高層則有效修正了模式在北緯 25°~40° 之間西風帶的系統性誤差。

在 GWDO 參數法的敏感度測試中, 選擇接近於模式網格解析度之次網格地形資料可以得到較好的預報結果。而在使用部分循環更新之資料同化策略中, 使用 GWDO 參數法可以得到較大幅度的改善。另外, 在季節敏感度的測試中, GWDO 參數法對冬季預報的改進幅度要明顯大於夏季的預報。

總體而言, 在 WRF 模式使用 GWDO 參數法可以明顯地改進模式的預報誤差, 此一改進在冬季中尤為明顯。然而, 模式中 GWDO 參數法對不同重力波物理過程的處理, 其影響因地而異, 這和平均流場的結構以及地形的分布有密切的關係, 本研究著重在探討 GWDO 參數法對預報的影響, 有關影響預報結果之物理過程的探討, 則有賴更進一步的診斷分析。

關鍵字：次網格地形重力波拖曳參數法

一、前言

氣塊在穩定層化的大氣中產生垂直位移時，環境的垂直回復力（重力或浮力）會迫使空氣塊回到原來的平衡位置，此即為重力波。激發大氣重力波的來源有許多，如地形、對流系統的非絕熱不對稱分布，或者是噴流及鋒面等，都可能引發重力波，從而使能量往外傳送。在這些諸多來源中，就屬地形所產生的重力波影響最被廣泛的了解及討論（例如 Smith 1979, 2001, Baines 1995, Wurtele et al. 1996）。地形重力波的結構取決於地形的尺度、形狀、環境流場之風速及溫度的垂直分布。對於線性問題而言，在地形水平尺度小、流體動量較大或環境穩定度不足的情況下（即 $LN/U < 1$ ，其中 L 為地形尺度， N 為 Brunt-Väisälä 頻率， U 為平均流場速度）重力波無法向上傳送。只有在足夠條件的配合下（ $LN/U > 1$ ），重力波始能向上傳送。依據 Eliassen-Palm（1961）理論，重力波向上傳遞的過程中，會因大氣密度減小而加深其振幅，當振幅大到一定程度時，波動就易產生不穩定，導致波的破碎（Wave breaking）。此外，在 Froude number（ $Fr = Nh/U$ ，其中 U 為流場速度， N 為 Brunt-Väisälä 頻率， h 為有效地形高度）大於 1 的情況下，重力波便進入非線性過程，其複雜度也隨之增加。在氣流無法順利爬升過地形的情況下，會在山前產生滯流（flow blocking）或繞行，山後產生渦流擾動、水躍（hydraulic jump）及重力波的破碎等現象（Olafsson and Bougeault 1996, Rontu 2007）。無論是在線性或是非線性的情況下，重力波破碎所產生的渦流會移除波的能量，使流場減速，並且減弱其上方垂直傳播之重力波振幅。這一造成基本流場減速的力即稱為重力波拖曳力（gravity wave drag，以下稱 GWD）。

一般而言，重力波的水平尺度約在數公里到百公里間，而時間尺度為數小時至一天，因此許多數值模式都會使用參數法來模擬此一次網格現象對網格尺度大氣環流的影響。研究顯示，全球數值模式中忽略 GWD 的影響，會導致北半球冬季過強的西風帶（Palmer et al. 1986）及平流層過強的極夜噴流（Shepherd 2000）等現象。但隨著計算機的精進與發展，模式解析度得以不斷的提高，因此高解析度模式是否仍需要使用 GWD 參數法來掌握次網格重力波效應也逐漸被關心與討論。Clark and Miller（1991）指出，模式網格間距在大於 10 公里的情況下需考慮次網格重力波對環境流場的影響。而 Smith et al.（2006）更進一步利用七個氣流過山個案探討模式解析度對次網格地形引起之 GWD（gravity wave drag induced by subgrid-scale orography，以下稱 GWDO）的敏感度，研究顯示在多數個案中，即使模式網格間距提高到 4 公里，模式仍需考慮 GWDO 之影響。文中更進一步推論 Clark and Miller（1991）的結論是因為使用了 10 公里解析度之原始地形資料，否則，次網格重力波對環境流場的影響即便在模式網格間距 10 公里以下仍不能被忽略。在現今電腦計算資源的限制下，區域模式仍有水平解析度的限制，因此，GWDO 參數法是改善模式次網格重力波過程對解析尺度環流影響的重要解決方案之一。

本研究利用 WRF 模式中的 GWDO 參數化法，評估其對東亞地區預報之影響。第二部份說明模式中的 GWDO 參數法。第三部份闡明本研究之模式設定與實驗設計，第四部份為主要的實驗結果，而相關討論與結論則在最後說明。

二、模式中 GWDO 參數法介紹

傳統數值模式中的 GWDO 參數法，主要在處理線性重力波理論及飽和假設 (Lindzen 1981) 下的效應。Boer et al. (1984) 首先將 GWDO 參數法使用在模式之低層大氣，其後 Chouinard et al. (1986) 利用 Froude number 做為判斷 GWD 非線性化的指標。Palmer et al. (1986) 與 McFarlane (1987) 則分別使用不同的飽和假設來決定重力波破碎的條件。此外，許多類似的 GWDO 參數法 (例如 Miller and Palmer 1986, Helfand et al. 1987, Miller et al. 1989, McFarlane 1987, Iwasaki et al. 1989 和 Broccoli and Manabe 1992 等) 也在許多研究與模式 (包括 WRF 模式) 中被廣泛的使用與討論。

WRF 模式中的 GWDO 參數法 (Kim and Arakawa 1995)，主要是建立在 Hong et al. (2008) 的基礎上，除了處理傳統重力波在高層的破碎 (Alpert et al. 1988) 問題，也強化處理因地形非對稱性 (asymmetry) 及尖銳性 (convexity) 導致的低層重力波破碎問題，地形的非對稱性主要是用來描述重力波對於鄰近網格的影響 (Kim 1992)，而地形尖銳性，則是考慮地形陡峭或平緩的特性對重力波振幅的影響 (Phillips 1984 及 Kim et al. 2005)，其參數法的主要流程描述如下：

1. 計算參考層上的 GWD

首先依據 Kim and Arakawa (1995)，計算參考層上的 GWD (τ_0):

$$\tau_0 = E \frac{m'}{\Delta x} \frac{\rho_0 U_0^3}{N_0} G' \quad (2.1)$$

$$E \equiv (OA + 2) \frac{C_E F_{r0}}{F_{rc}} \quad (2.2)$$

$$m' \equiv (1 + L_x)^{OA+1} \quad (2.3)$$

$$G' \equiv G_{\max} \frac{F_{r0}^2}{F_{r0}^2 + C_G OC^{-1}} \quad (2.4)$$

其中 ρ 為密度， N 是 Brunt-Väisälä 頻率， U 是水平風速， Δx 為模式的水平網格間距，下標 0 代表的是參考層，也就是重力波的產生層， E 為參考層上拖曳力的增強因子，用來增加受到低層波破碎或是補陷 (trapping) 作用導致的拖曳力，主要會受到地形的非對稱 (OA) 以及 Froude number (F_{r0}) 所影響， F_{rc} 為臨界的 Froude number， C_E 為常數，設為 0.8。 m' 代表網格內山的數量，主要是受到地形的非對稱 (OA) 以及有效地形長度 (L_x) 所影響， OA 的數值範圍介於 -1 到 1 之間，地形往下風處傾斜時為正，反之為負，對稱則為 0， G' 是一個用來斷定氣流阻塞 (blocking) 與否的漸進函數，參考自 Pierrehumbert (1986)， OC 代表的是地形的尖銳性，其值越大，代表地形越陡峭，所產生的重力波振幅越大，反之則表示地形平緩，重力波振幅也較小。 G_{\max} 是無因次飽和通量， C_G 則為常數，二者分別設為 0.5 以及 1.0。

2. 計算拖曳力的垂直分布

得到參考層的 GWD 後，便可計算拖曳力的垂直分布。依據理論，重力波若未滿足飽和假設，能量可以在不損失的情況下向上傳。因此，使上層 (下標為 k) 的 GWD 等於下層的 GWD (下標為 $k+1$ ， $\tau_k = \tau_{k+1}$)，以此計算上層波的位移振幅 (displacement wave amplitude, h_d)，並利用此振幅，求取局地修正李察森數 (Richardson number, R_m)，如下式：

$$h_{d,k}^2 = \frac{\Delta x}{m'} \frac{\tau_{k+1}}{\rho_k N_k U_k}, \quad (2.5)$$

$$F_{r,k} = \frac{N_k h_{d,k}}{U_k}, \quad (2.6)$$

$$R_{im} = \frac{R_i(1 - F_{r,k})}{(1 + \sqrt{R_i} \cdot F_{r,k})^2}, \quad (2.7)$$

其中 R_i 為平均李察森數，其定義可參考 Kim and Arakawa (1995) 之 (2.11) 式。

3. 檢查波的穩定度。

依據 Lindzen (1981) 的飽和假設，波的破碎會發生在當 $R_{im} < R_{ic} (= 0.25)$ 時，因此，當未達飽和條件時，重力波在該層不破碎，該層之 τ 維持不變。反之，重力波破碎，能量損失至飽和臨界點 ($R_{im} = 0.25$) 為止。如此，可在 (2.7) 式中以 $R_{im} = 0.25$ 代入計算臨界振幅 h_c ：

$$h_c = \frac{U_k}{N_k} \left\{ 2 \left(2 + \frac{1}{\sqrt{R_i}} \right)^{\frac{1}{2}} - \left(2 + \frac{1}{\sqrt{R_i}} \right) \right\} \quad (2.8)$$

4. 利用 (2.8) 式求得之振幅，計算該層之剩餘 GWD：

$$\tau_k = \frac{m}{\Delta x} \rho_k N_k U_k h_c^2 \quad (2.9)$$

5. 重覆步驟 2~4，計算垂直層上之 GWD 直到 $\tau = 0$ 或到達模式層頂為止。

利用上述流程計算得到的 GWD 垂直分布可求得各層風場的時間變化趨勢，最後再完成 WRF 模式中 GWDO 過程對風場的修正。

三、模式設定與實驗設計

本研究使用 WRF 模式評估 GWDO 參數法對預報之影響。模式水平網格間距為 45 公里，網域分布如圖 1。垂直層數為 45 層，模式頂設為 30 hPa。物理參數法包括 NOAH 土壤模式、Goddard 微物理參數法、YSU 邊界層參數法、Kain-Fritsch 積雲、RRTM 長波輻射和 Goddard 短波輻射參數法等，各參數法之介紹詳見 WRF 使用手冊 (Skamarock et al., 2008)。模式之側邊界採用

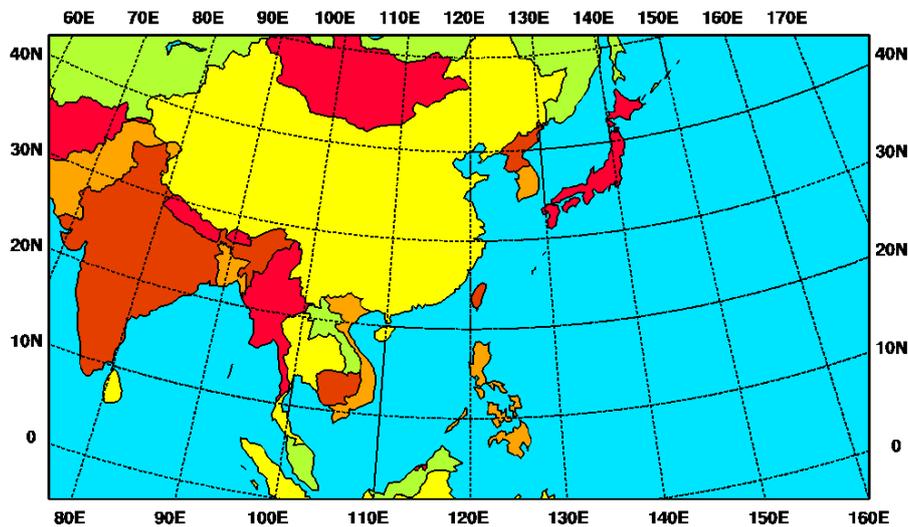


圖 1 本研究之模式積分範圍。

NCEP (National Centers for Environmental Prediction) 全球模式 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 的預報場，模式的初始場依據實驗設計分成 NODA 及 UPD 兩種。NODA 指的是沒有使用資料同化，僅以 NCEP 全球模式 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 的分析場經由 WRF 的前置處理系統 (WPS)，將資料內插至 WRF 模式網格系統上所得到的初始場。UPD 則是指模式的初始場是經由 WRF 和 WRF 3DVAR 所建構之資料同化系統產生。此一資料同化系統採用部份循環更新 (partial update cycle) 資料同化策略，也就是每一個模式的初始場均自 12 小時前由 NCEP GFS 的分析場冷啟動 (cold start)，然後每 6 小時進行一次 WRF 3DVAR 客觀分析，其中模式的初始猜測場來自 WRF 的 6 小時預報，也就是循環更新

(full cycle) 模式。這也是目前中央氣象局作業模式所採用的資料同化策略。

本研究主要在探討模式中 GWDO 參數化法之使用對於東亞地區預報之影響，因此主要設計了三組實驗 (如表 1)：第一組是探討初始場未使用資料同化 (NODA) 的情形下，GWDO 參數法對模式預報的影響。實驗 1 為控制組 (以 NODA_NOGWD 表示)，是模式未使用該參數法下對 2008 年 12 月一整個月的預報實驗。實驗 2 (以 NODA_GWD1 表示) 類似實驗 1，但考慮模式使用 GWDO 參數法下的預報，其中模式是採用以全球 $30''$ (約 1 公里) 之地形資料產製成 $30'$ (約 55 公里) 之次網格地形資訊 (包括變異數、

表 1 本研究本研究中各實驗測試主要說明列表。

NODA	實驗期間：2008 年 12 月，沒有資料同化		
	第一組	實驗 1 (NODA_NOGWD)	控制組，不使用 GWDO 參數法，次網格地形資訊解析度為 $30'$
		實驗 2 (NODA_GWD1)	使用 GWDO 參數法，次網格地形資訊解析度為 $30'$
		實驗 3 (NODA_GWD2)	使用 GWDO 參數法，但次網格地形資訊解析度為 1°
UPD	實驗期間：2008 年 12 月，使用部份循環更新資料同化策略		
	第二組	實驗 4 (UPD_NOGWD)	控制組，不使用 GWDO 參數法，次網格地形資訊解析度為 $30'$
		實驗 5 (UPD_GWD1)	使用 GWDO 參數法，次網格地形資訊解析度為 $30'$
NODA	實驗期間：2008 年 6 月，沒有資料同化		
	第三組	實驗 4 (UPD_NOGWD)	控制組，不使用 GWDO 參數法，次網格地形資訊解析度為 $30'$
		實驗 5 (UPD_GWD1)	使用 GWDO 參數法，次網格地形資訊解析度為 $30'$

非對稱性、尖銳性等)。實驗 3 (以 NODA_GWD2 表示) 和實驗 2 類似, 皆為使用 GWDO 參數法下的預報實驗, 但為使用 1° 之次網格地形資訊, 主要是進行次網格地形解析度的敏感度測試。第二組則是初始場使用部份循環更新之資料同化策略(UPD)下, 針對 2008 年 12 月東亞地區 GWDO 參數法對模式預報影響之探討。實驗 4 為本組實驗中的控制組, 為無使用 GWDO 參數法的預報 (以 UPD_NOGWD 代表), 實驗 5 和實驗 2 類似, 但是在 UPD 下使用 GWDO 參數法的預報 (以 UPD_GWD 代表)。第三組設計是用來探討模式中的 GWDO 參數法在夏季之表現, 實驗 6 為控制組, 代表無使用 GWDO 參數法下對 2008 年 6 月的預報 (以 NOGWD_JUN 表示), 實驗 7 和實驗 2 類似, 但為在 UPD 下使用 GWD 參數法的預報 (以 GWD1_JUN 表示)。

此外, 本研究之預報實驗分別為 2008 年 6 月和 2008 年 12 月一整個月, 每日執行 0000 UTC 和 1200 UTC 初始場之 72 小時預報, 並以歐洲中期天氣預報中心 (ECMWF) 之全球分析場作為校驗的真值, 所有的校驗分析皆為 1 個月平均的結果。

四、結果與分析

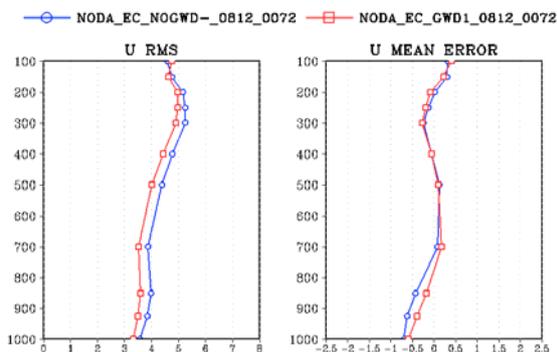
在第一組的實驗中, 實驗 1 (NODA_NOGWD) 與實驗 2 (NODA_GWD1) 之設計是用來探討未使用資料同化 (NODA) 下, GWDO 參數法對模式預報結果的影響。圖 2 即為該 2 組實驗之 72 小時預報對 ECMWF 分析場的校驗結果。由圖中可以看出, 使用 GWDO 參數法的模式預報均方根誤差, 無論是在風場 (圖 2A、B)、高度場 (圖 2C) 或是溫度場 (圖 2D) 上, 都優於未使用 GWDO 參數法的結果。此外, GWDO

參數法對於模式預報的改進, 從低對流層到 200 hPa 都很明顯。在平均誤差方面, U 分量的改善主要在 700hPa 以下, V 分量則在 500hPa 附近, 惟改善幅度不大。值得注意的是, 使用 GWDO 參數法後, 高度場 (圖 2C) 及溫度場 (圖 2D) 的平均偏差反而增加。

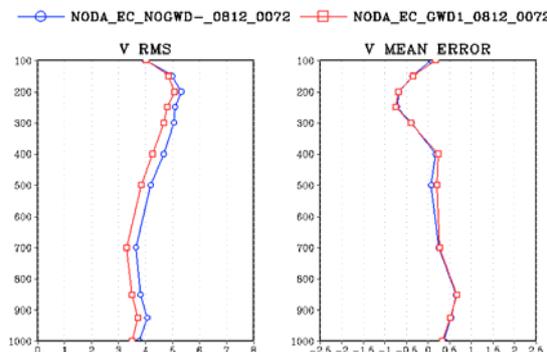
圖 3A 為 NODA_NOGWD 實驗之預報 72 小時 500 hPa 溫度場與 ECMWF 分析場之月平均及兩者之差值, 對照於圖 3B 之 NODA_GWD1 實驗的二維分布可以清楚看到, 使用 GWDO 參數法之 72 小時預報結果要比未使用該參數法的結果接近 ECMWF 的分析場, 中緯度西風帶上游區之冷偏差以及下游區之暖偏差都在使用 GWDO 參數法後被有效地修正回來。另外, 圖 3A 顯示 NODA_NOGWD 實驗在中國大陸地區及西北太平洋地區都有較大的平均預報誤差, 因而導致較大的均方根誤差 (如圖 2C 左圖), 但此一平均誤差正負抵銷, 使得水平平均的平均誤差反而較實驗 2 小, 這是 NODA_NOGWD 實驗之所以會有較小平均誤差的原因 (如圖 2C 右圖所示)。

圖 3C 與圖 3D 類似於圖 3A 與圖 3B, 但為 500 hPa 重力位高度。如圖顯示, 加入 GWDO 參數法後有效改善青康藏高原高壓和華中槽線的強度, 此為冬季鋒面系統的預報帶來了明顯的助益。GWDO 參數法的使用除了改善 500 hPa 的預報外, 同時也改善模式的近地面預報, 如海平面氣壓 (圖 4) 及 10 公尺風速 (圖 5) 等。在 NODA_NOGWD 實驗中, 模式對海平面氣壓預報在中南半島與印度半島間過高, 而在韓國、日本以及西北太平洋上則太低, 但在 NODA_GWD1 實驗中則大幅改善此一預報偏差。中南半島和印度洋一帶加入 GWDO 參數法後對海平面氣壓場預報的改進, 也反應在風場的預報上。對照於圖

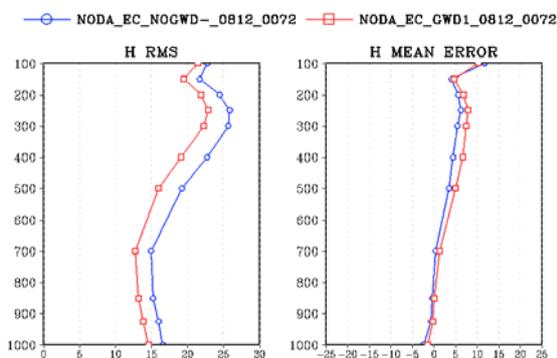
A



B



C



D

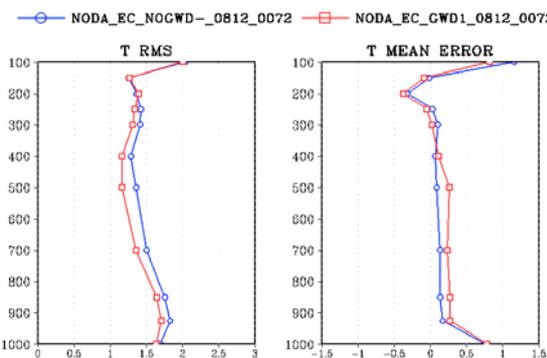


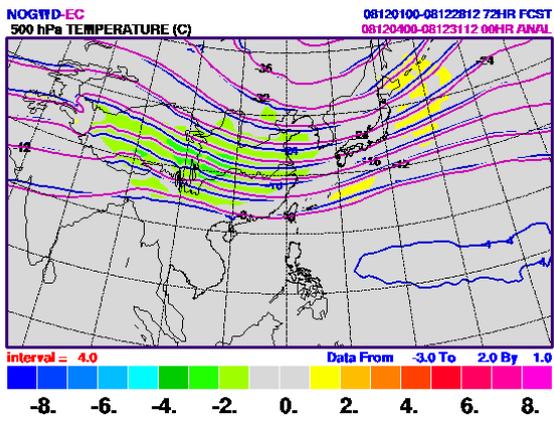
圖 2 實驗 1 (NODA_NOGWD, 藍線) 與實驗 2 (NODA_GWD1, 紅線) 之 72 小時預報對 ECMWF 分析場的校驗結果。A 為 U 分量 (單位 m/s) 之均方根誤差 (左) 和平均誤差 (右), B 為 V 分量 (單位 m/s), C 為重力位高度場 (單位 m), D 為溫度場 (單位 K)。

5A 與圖 5B 所示, 青藏高原南部至中南半島、印度洋間以及大陸華北、渤海灣一帶也可以看到顯著的改善。此一修正可以看出 GWD0 參數法除了對於傳統高層重力波破碎之處理外, 也強化了參考層重力波的處理, 因之對於低對流層的 GWD 影響亦有明顯的修正作用。

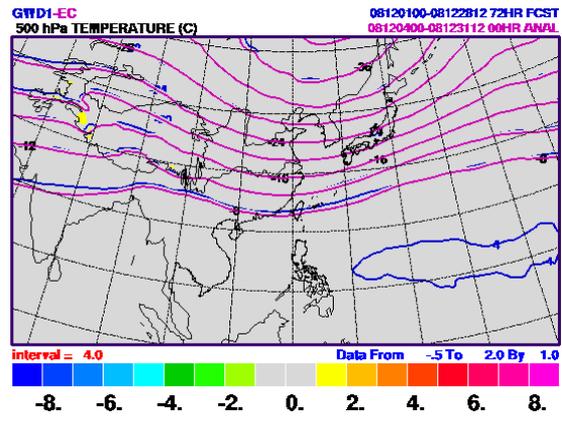
為更進一步瞭解 GWD0 參數法對預報影響的範圍, 在此將 NODA_GWD1 實驗和 NODA_NOGWD 實驗之均方根誤差相減, 所得到的結果為負值的區域, 代表該地區 NODA_GWD1 實驗預報能力優於 NODA_NOGWD 實驗。圖 6

即為風場 (U)、溫度場 (T) 和重力位高場 (H) 在 850、500 和 300 hPa 之均方根誤差差異的分布。圖中顯示, GWD0 參數法對 850 hPa (圖 6A、B、C) 的改善, 主要分布在華中、華南地區以及青藏高原南部至印度和中南半島間, 此為低層平均風場行經青藏高原地形的下游區。500 hPa 和 300 hPa 沿著北半球 25°~40° 西風帶 (圖 6D~I) 之間, 使用 GWD0 參數法後也呈現大幅改進的情形, 此與 Palmer et al. (1986) 研究相同。此外, 在台灣、菲律賓外海及大陸東南沿岸則有小範圍預報變差的現象, 此為受到 2008 年 12 月 12~16

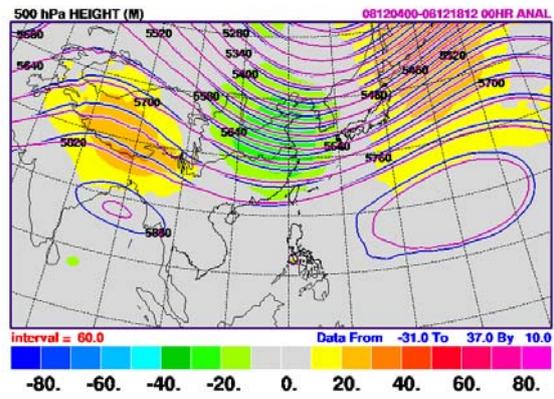
A



B



C



D

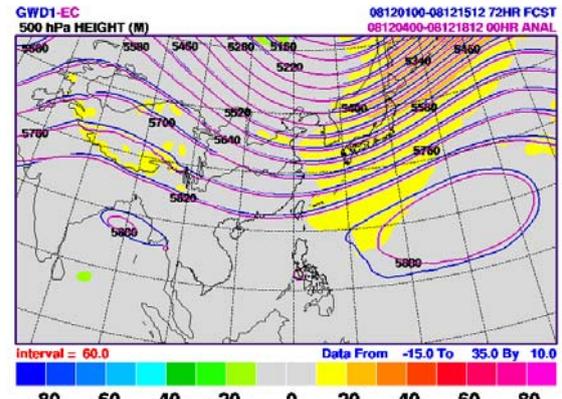
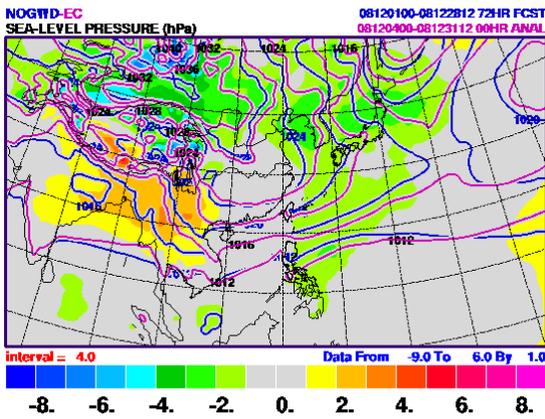


圖 3 A 為實驗 1 (NODA_NOGWD) 之預報 72 小時 500 hPa 溫度場 (藍線) 與 ECMWF 分析場 (紅線) 之月平均及兩者之差值 (以顏色表示)。B 圖同 A 圖, 但為實驗 2 (NODA_GWD1)。C 圖與 D 圖則為 500 hPa 重力位高度。

A



B

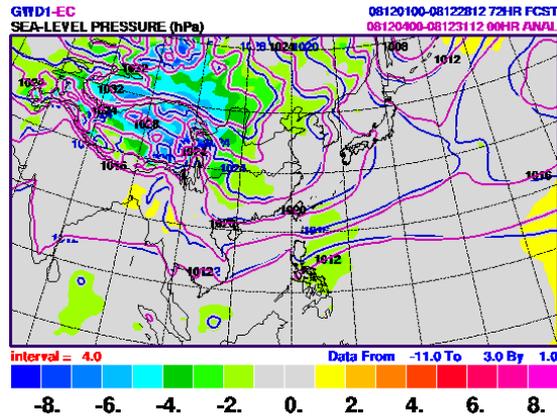


圖 4 A 為實驗 1 (NODA_NOGWD) 預報 72 小時海平面氣壓 (藍線) 及 ECMWF 分析場 (紅線) 之月平均及兩者之差值 (以顏色表示)。B 同 A 圖, 但為實驗 2 (NODA_GWD1)。

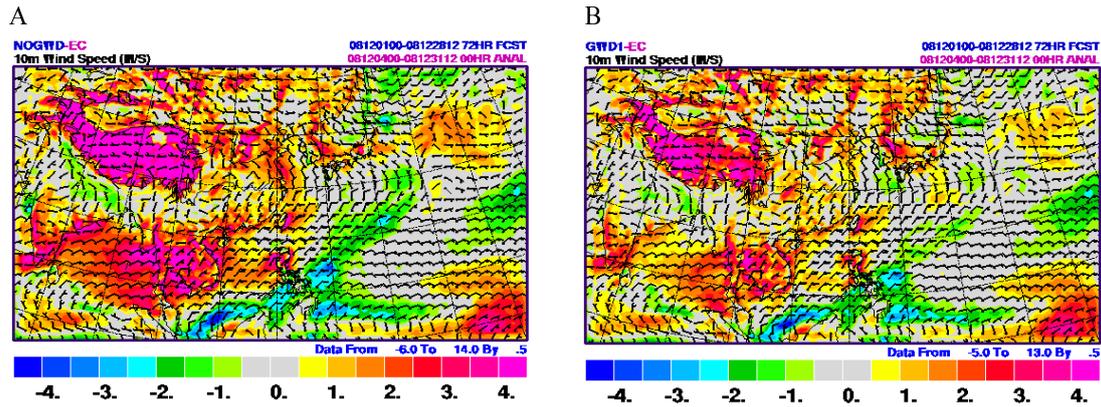


圖 5 A 為實驗 1 (NODA_NOGWD) 預報 72 小時之 10 公尺風速及 ECMWF 分析場之月平均的差值 (以顏色表示)。B 同 A 圖，但為實驗 2 (NODA_GWD1)。

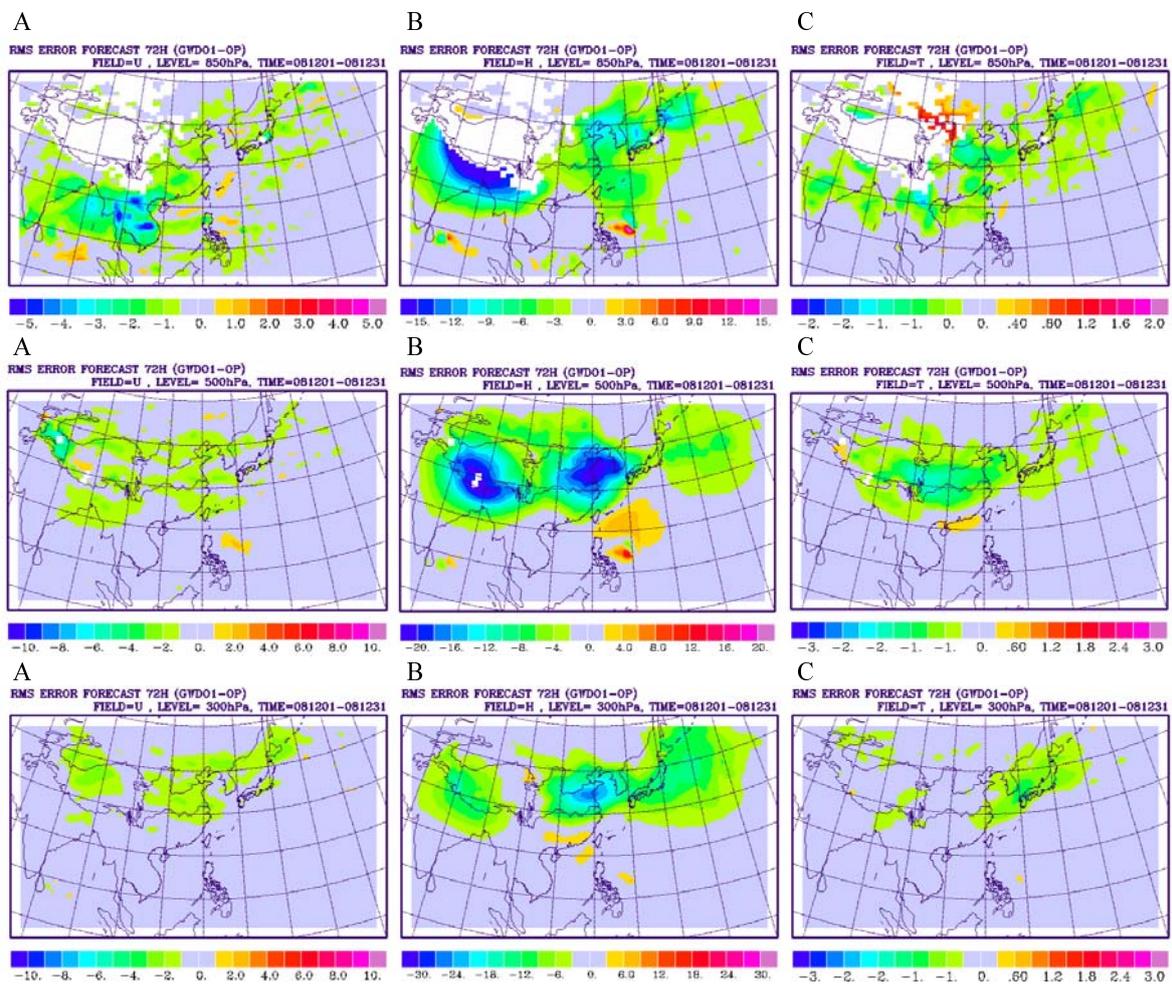


圖 6 實驗 2 (NODA_GWD1) 與實驗 1 (NODA_NOGWD) 之月平均均方根誤差差值場的分布。A、B、C 分別為 850 hPa 之 U-風速 (單位 m/s)、重力位高度 (單位 m) 和溫度場 (單位 °C)，E、E、F 則為 500 hPa，G、H、I 為 300 hPa。

日發生在此區附近的多爾芬颱風個案影響之故。在移除發生颱風個案後(圖未示),原先的小範圍正區即不存在。GWDO 參數法的影響在 200 hPa 以上則逐漸減弱(圖未示)。總的來說, GWDO 參數法在低層的改進,主要分布在青康藏高原的下游區,包括印度、中南半島和華中、華南一帶,在中高層則有效修正了模式在北緯 $25^{\circ} \sim 40^{\circ}$ 之間西風帶的系統性誤差。

圖 7 與圖 8 是 GWDO 參數法對預報影響之垂直剖面。圖 7A 為 500 hPa NODA_GWD1 實驗與 NODA_GWD1 實驗在風速上的差異分布圖。由圖中可以看出, GWDO 參數法的使用對 500

hPa 風速的主要影響,是使得流場在青藏高原區減速,而在青藏高原南側孟加拉、印度一帶以及大陸東北有加速的情形。因此我們選取圖 7A 由西南到東北涵蓋 3400 公里範圍之剖面,以檢視其在垂直方向上的影響。選取此一剖面是基於以下三點考量,第一是它切過了上文中所提及的三個主要風速的變化區,第二是它位於青藏高原的下游區,第三則是此一剖面大致垂直於平均流場的方向。圖 7B 為風場差異的垂直剖面圖,圖中顯示,加入 GWDO 參數法後,青藏高原下游的減速區與大陸東北的加速區的影響可達 100 hPa,而印度、孟加拉一帶的加速區則在 300 hPa 以下。

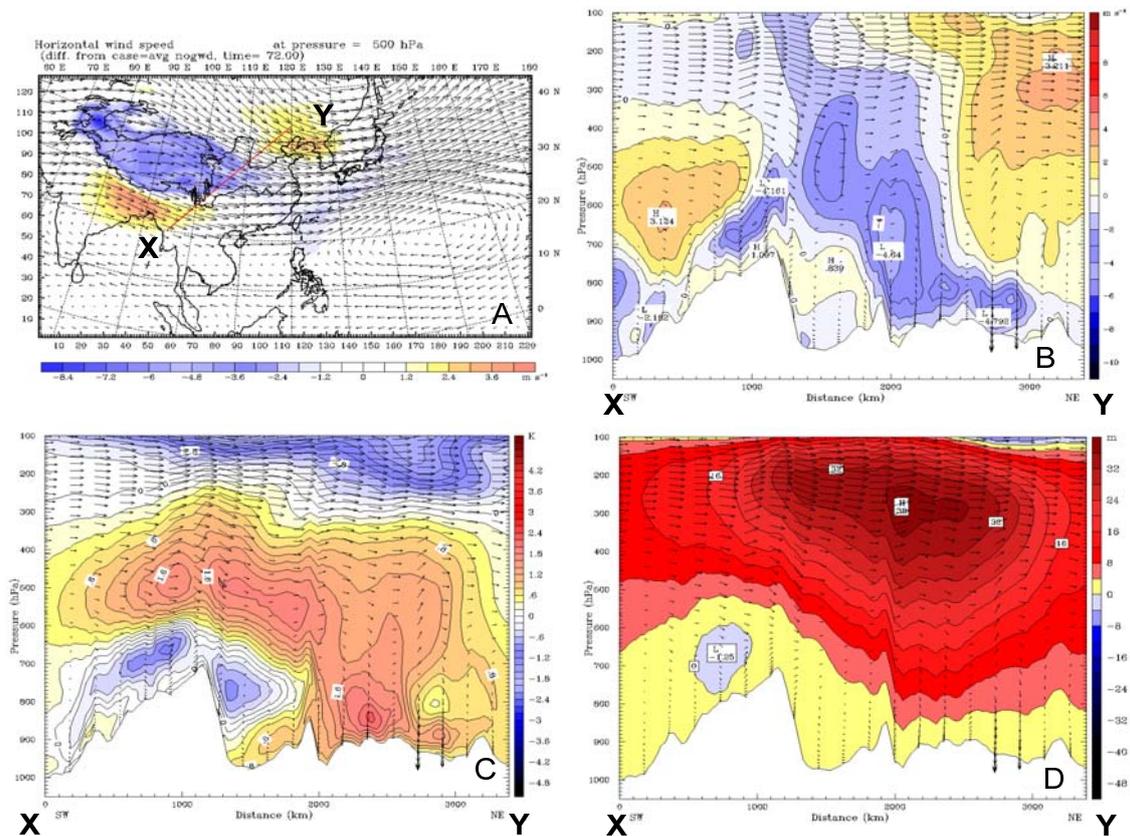


圖 7 A 為實驗 2 (NODA_GWD1) 與實驗 1 (NODA_NOGWD) 72 小時預報 500 hPa 風速之月平均差值場(顏色分布)。B、C、D 為 A 圖中紅線之垂直剖面圖,其中 B 為風速差值場(單位 m/s),C 為溫度差值場(單位 $^{\circ}\text{C}$),D 為重力位高差值場(單位 m)。風標皆為實驗 2 之 72 小時預報風場。

使用 GWDO 參數法與否的速度差異在此區最大可以達到約 5 m/s。在溫度場方面(圖 7C),加入 GWDO 參數法後,在青藏高原附近為低層變冷、高層增溫,在華中一帶則整層均為增溫,這樣的分布透由靜力平衡關係反應在高度場(圖 7D),則顯示在青藏高原下游至華中一帶之高度場增加,其最大增值約發生在 300 hPa 高度左右。對應圖 2 和圖 3,此一高度場和溫度場的影響,導致了模式預報能力的改善。

圖 8 則是另外選取一由東南到西北,切過中南半島延伸至印度北邊之 3100 公里長範圍的剖面(圖 8A 中的 X-Y 剖面),用來分析此區 GWDO 參數法影響之垂直分布。選取此一剖面同樣基於三個理由,第一是此區為低對流層改善較大的區域,第二是選取剖面大致垂直於中南半島上主要流場的方向,第三則是此選取範圍包括中南半島的減速區以及青藏高原南端的加速區。由風場差異垂直剖面圖(圖 8B)可以看出,低緯度東風帶在行經中南半島地形上時,受到 GWD 的影響會有減速的情形,但影響的高度不高,均在 500 hPa 以下。至於圖中右方的加速區,則是 GWDO 參數法對青藏高原南方繞山氣流的影響,其發展的高度較高。風速差異可達 5 m/s 以上。圖 8C 為溫度場差異的垂直剖面圖,圖中顯示 GWDO 參數法在中南半島區域對溫度預報的影響主要在 700 hPa 以下的增溫,但對青藏高原南側繞山氣流的影響則為低層變冷、高層變暖。此一溫度影響,同樣透由靜力平衡關係反應在高度場(圖 8D)上,於中南半島區域整層高度場的預報都為增加的情形,最大值發生在 300 hPa 左右,青藏高原之繞山區域則為低層變低、高層變高。由以上之分析可知, GWDO 參數法對預報的影響因地而異,主要是模式中 GWDO 參數法的效果取決於

環境的流場特徵、地形的分布以及所處理的次網格重力波物理過程,例如氣流過山、繞山、阻塞及重力波破碎等。本研究著重在探討模式 GWDO 參數法對預報的影響,因此不同物理過程如何在不同環境條件下對預報產生影響,此則有賴更進一步的診斷分析。

表 2 為本研究各組實驗的 72 小時預報均方根誤差。表中可以看出,實驗 3 (NODA_GWD2) 使用了較粗之次網格地形(1°)資訊計算模式的 GWD,所得到的結果雖然仍舊優於實驗 1 (NODA_NOGWD) 未使用 GWDO 參數法之結果,但改進的效果多不如實驗 2 (NODA_GWD1) 中使用 30' 之次網格地形資訊的結果。這說明了次網格地形資料對模式之 GWD 預報扮演了重要的角色;在本測試中,選擇接近於模式網格解析度(30')之次網格地形可以使模式預報得到較好的效能。表中第二組實驗是用來檢視模式使用部份循環更新資料同化策略(UPD)下, GWDO 參數法的影響。由計算之均方根誤差結果可以看出該組實驗 5 (UPD_GWD1) 的改進,在三組實驗中最為明顯,其改進的比例在 500 hPa 溫度場可以達到 19.3% (見表 2)。顯示在部分循環更新的同化策略下,藉由 GWDO 參數法的使用,可以得到更佳的分析場,並進而改進模式的預報能力。另外,藉由第三組實驗可以瞭解 GWDO 參數法在東亞地區夏季的預報表現,結果顯示兩者的預報表現十分接近,均方根誤差的改進程度約在 1%~4%之間,此與 Hong et al.(2008)和 Kirtman et al.(1993)針對不同季節所做的研究結論一致。

由以上的分析可知,使用 WRF 模式中的 GWDO 參數法可以有效地改善模式在東亞地區的冬季預報,而對夏季預報也有些微的改進,但在圖 6 的討論中提到颱風的存在對於 GWDO 參

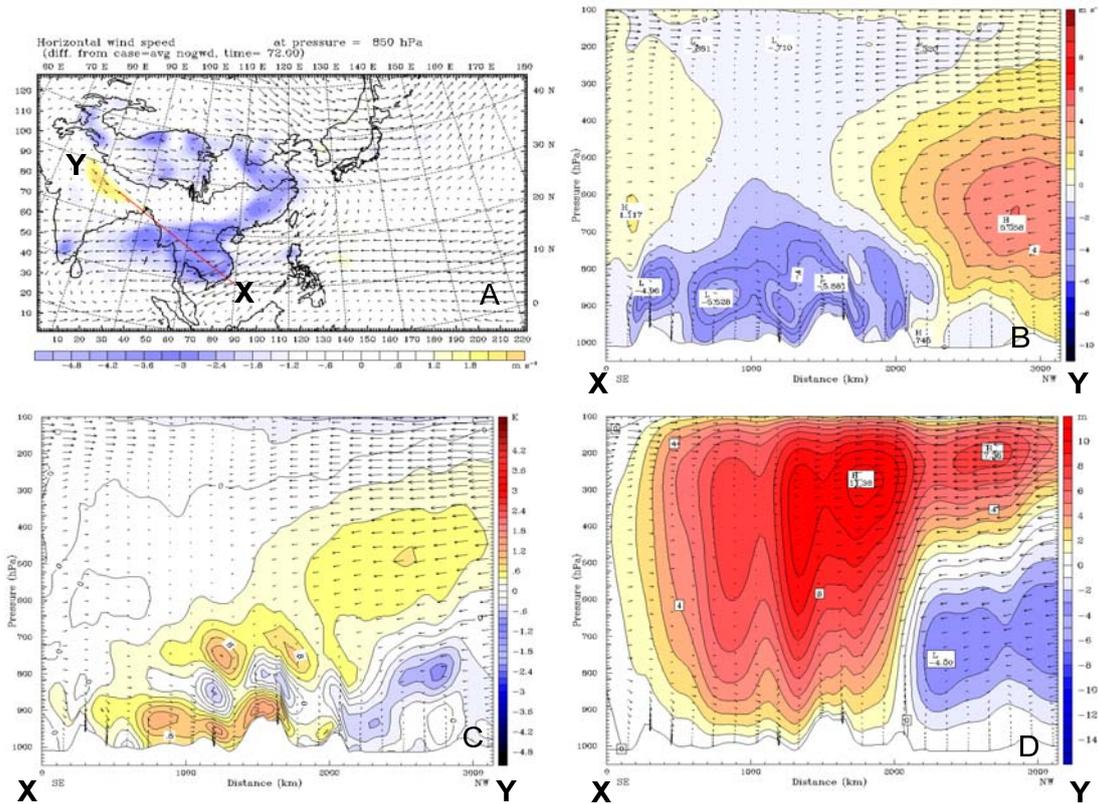


圖 8 A 為實驗 2 (NODA_GWD1) 與實驗 1 (NODA_NOGWD) 72 小時預報 850 hPa 風速之月平均差值場 (顏色分布)。B、C、D 為 A 圖中紅線之垂直剖面圖，其中 B 為風速差值場 (單位 m/s)，C 為溫度差值場 (單位 °C)，D 為重力位高差值場 (單位 m)。風標皆為實驗 2 之 72 小時預報風場。

表 2 各實驗之 72 小時預報與 ECMWF 分析場之均方根誤差的月平均值，百分比數代表相較於各同組實驗中未使用 GWDO 參數法之改進比率。

		850 hPa				500 hPa				300 hPa			
		H	T	U	V	H	T	U	V	H	T	U	V
第一組	實驗 1	14.97	1.803	3.953	4.002	18.4	1.379	4.183	4.203	25.73	1.442	5.264	5.133
	實驗 2	13.64 8.9%	1.654 8.3%	3.609 8.7%	3.764 6.0%	15.63 15.1%	1.141 17.3%	3.882 7.2%	3.815 9.2%	22.62 12.1%	1.282 11.1%	4.957 5.8%	4.087 20.4%
	實驗 3	13.72 8.4%	1.757 2.6%	3.659 7.4%	3.715 7.2%	16.56 10%	1.239 10.2%	4.095 2.1%	3.965 5.7%	23.44 8.9%	1.304 9.6%	5.096 3.2%	4.836 5.8%
第二組	實驗 4	15.74	1.803	4.05	4.055	19.17	1.438	4.328	4.321	27.29	1.49	5.423	5.271
	實驗 5	13.88 11.8%	1.645 8.7%	3.675 9.3%	3.79 6.5%	16.28 15.1%	1.16 19.3%	3.968 8.3%	3.889 10%	23.3 14.6%	1.256 15.7%	4.934 9.0%	4.732 10.2%
第三組	實驗 6	12.16	1.777	3.674	3.34	16.59	0.983	3.979	3.686	22.83	1.273	5.409	5.537
	實驗 7	11.62 4.4%	1.706 4.0%	3.511 4.4%	3.208 4.0%	16.3 1.8%	0.968 1.5%	3.842 3.4%	3.577 3.0%	22.52 1.4%	1.22 4.2%	5.333 1.4%	5.444 1.7%

數法預報會帶來些改變，爲了更進一步瞭解 GWDO 參數法是否能對颱風的路徑預報帶來影響，我們選取了 2011 年梅花颱風，針對其在 2011 年 7 月 31 日 0000 UTC 到 2011 年 8 月 4 日 1200 UTC 期間，每日進行 4 次，共計 19 次預報之部分循環更新資料同化實驗，以分析 GWDO 參數法實驗 (UPD_GWD1) 對颱風路徑預報的影響。

圖 9A 爲此 19 次預報之平均路徑誤差。由圖中可以看出，使用 GWDO 參數法之颱風預報路徑誤差，在模式預報第 0 至 48 小時與 UPD_NOGWD 組實驗預報的誤差幾乎一致，一直到第 48 小時後 GWDO 參數法才開始有較好的路徑預報，這應是由於個案發生之季節在夏季，GWDO 影響較不明顯之故。不過使用 GWDO 參數法的預報實驗仍可得到較小的路徑預報誤差，較之 NOGWD 組實驗，72 小時的路徑預報誤差改善可達 9%。

圖 9B 爲此 19 次預報實驗第 72 小時預報的颱風位置圖，由圖中可以看出，使用 GWDO 參數法預報之 19 個颱風在第 72 小時的模式預報位置 (紅點) 都比未使用 GWDO 參數法之預報位置 (綠點) 接近颱風的最佳路徑，其中在 UPD_NOGWD 實驗中路徑預報偏向最佳路徑之右 (左) 側者，加入 GWD 後可修正偏右 (左) 之路徑預報誤差。對照於該 19 次預報合成之預報 72 小時 500 hPa 高度場差異圖 (圖 10)，可以看出使用 GWDO 參數法會導致日本、朝鮮半島一帶高壓的脊線加強，此將不利於預報之颱風行經日本南方海域時向北偏的趨勢，這和 UPD_GWD1 預報之路徑較 UPD_NOGWD 在該區域之預報偏南的趨勢一致 (圖 9B)。另外，在南海及華南一帶增強的高壓及加強的脊線也不利於颱風在行進中往南移動的傾向，這和圖 9B 中，UPD_GWD1

預報之路徑較 UPD_NOGWD 於臺灣北部外海到長江出海口一帶偏北的趨勢一致。因此，在此個案中，經由定性上的診斷，可推論 GWDO 參數法透過改變了模式預報綜觀尺度之環流場，進而改進了此個案颱風之路徑預報誤差。不過此僅爲一個颱風個案之研究分析，GWDO 參數法對於颱風預報的影響，仍需要更多的個案依據颱風季節、強度、以及路徑分類進行更加完整的研究分析與評估。

五、結論

本研究主要是藉由三組預報實驗，考慮不同資料同化策略、不同季節以及不同次網格地形背景資料下，針對 45 公里網格間距之 WRF 模式，評估 GWDO 參數法對預報的影響。

在未使用資料同化 (NODA) 下冬季一個月的預報實驗中，使用 GWDO 參數法的模式預報均方根誤差，自低對流層到 200 hPa 都明顯優於未使用 GWDO 參數法的預報結果。加入 GWDO 參數法能有效改善 500 hPa 青藏高原高壓和華中槽線的系統性偏差，對改進冬季鋒面系統的預報有很大的助益。此外，在低層海平面氣壓與 10 公尺風速上的預報上，GWDO 參數法同樣大幅改善了印度、中南半島與大陸華北到日本一帶的預報，顯示 WRF 模式中的 GWDO 參數法除了對傳統高層重力波破碎之處理外，也強化了對低層重力波的處理，因之對低對流層預報效能的改進亦扮演重要的角色。總的來說，GWDO 參數法在低層的改進，主要分布在青康藏高原的下游區，包括印度、中南半島和華中、華南一帶，在中高層則有效修正了模式在北緯 25°~40° 之間西風帶的系統性誤差。

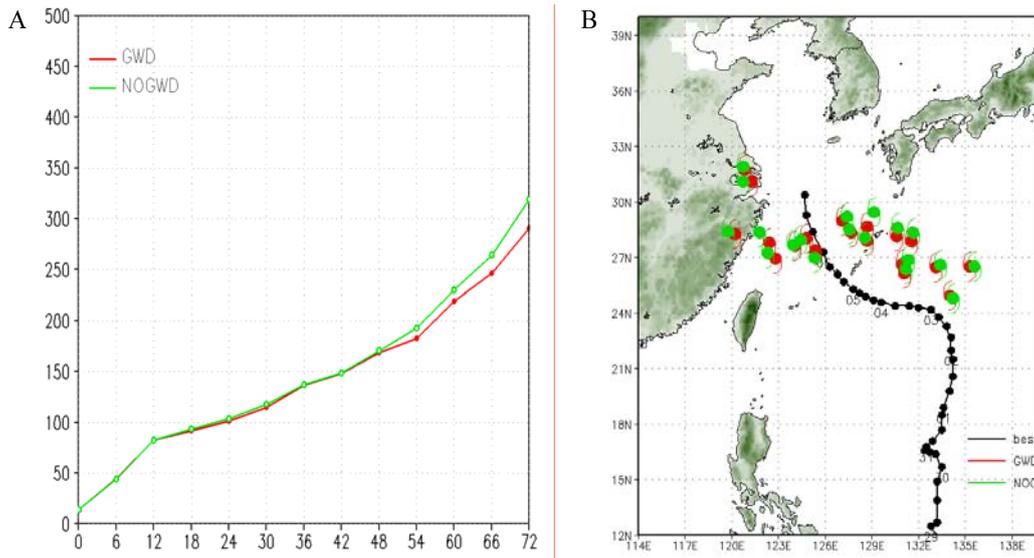


圖 9 A 為梅花 (Muifa) 颱風之平均路徑預報誤差，其中紅線為有使用 GWD 參數法之實驗 (UPD_GWD1)，綠線則為未使用 GWD 參數法之實驗 (UPD_NOGWD)。B 為梅花 (Muifa) 颱風之最佳路徑 (黑色點線) 以及 19 個 UPD_GWD1 實驗 (紅點) 和 UPD_NOGWD 實驗 (綠點) 預報第 72 小時之颱風位置。

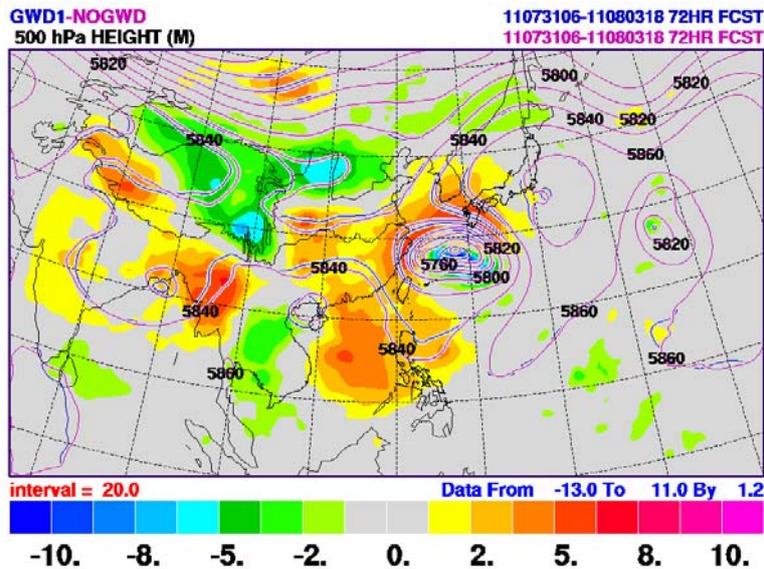


圖 10 梅花 (Muifa) 颱風預報實驗期間，72 小時預報之 500 hPa 高度場的合成圖，藍線為 UPD_GWD1 實驗，紫線為 UPD_NOGWD 實驗，兩個實驗之高度場預報的差值以顏色表示。

而在 GWDO 參數法的敏感度測試中，調整次網格地形背景資料的解析度會對模式的預報產生顯著的影響；選擇接近於模式網格解析度(30')之次網格地形資料可以使模式得到較好的預報結果。而在使用部分循環更新之資料同化策略中，GWDO 參數法可以對預報得到較大程度的改善，這可能是 GWDO 參數法在部分循環更新中改進了模式的初始場之故。另外，在季節敏感度的測試中，GWDO 參數法對冬季預報的改進幅度要明顯大於夏季的預報，這和文獻上的研究結果是一致的。

在針對颱風影響的個案測試中，GWDO 參數法對梅花颱風的預報路徑誤差在模式預報第 48 小時後方才明顯，72 小時路徑預報的改進程度可以到達 9%。此一路徑的修正，推測是模式考慮 GWDO 參數法後，改善了綜觀環境流場的預報，並進而改善颱風的路徑預報準確度。

總體而言，在 WRF 模式使用 GWDO 參數法，於模式網格間距為 45 公里時可以明顯地改進模式的預報誤差，此一改進在冬季尤為明顯。然而，模式中 GWDO 參數法對不同重力波物理過程的處理，其影響因地而異，這和平均流場的結構以及地形的分布有密切的關係，本研究著重在探討 GWDO 參數法對預報的影響，因此有關影響預報結果之物理過程的探討，則有賴更進一步的診斷分析。

致謝

本研究特別感謝中央氣象局馮欽賜副主任、陳得松、汪鳳如研究員提供的討論與建議，以及蔡雅婷小姐、李志昕先生在程式資料收集、處理方面的協助。本研究在中央氣象局氣象資訊中心

提供之計算支援以及國科會計畫 NSC 99-2625-M-052 -006 -MY3 支援下完成。

參考文獻

- Alpert, J. C., M. Kanamitsu, P. M. Caplan, J. G. Sela, G. H. White, and E. Kalnay, 1988: Mountain induced gravity wave drag parameterization in the NMC medium-range forecast model. Preprints, *8th Conf. on Numerical Weather Prediction*, Baltimore, MD, 726-733.
- Baines, P. G., 1995: *Topographic effects in stratified flows*. Cambridge Univ. Press, 482 pp.
- Boer, G. J., N. A. McFarlane, R. Laprise, J. D. Henderson, and J. P. Blanchet, 1984: The Canadian Climate Centre spectral atmospheric general circulation model. *Atmos.-Ocean*, **22**, 397-429
- Broccoli, A. J., and S. Manabe, 1992: The effects of Orography on midlatitude Northern Hemisphere dry climates. *J. Climate*, **5**, 1181-1201.
- Chouinard, C., M. Beland, and N. McFarlane, 1986: A simple gravity wave drag parameterization for use in medium-range weather forecast models. *Atmos.-Ocean*, **24**, 91-110.
- Clark, T. L., and M. J. Miller, 1991: Pressure drag and momentum fluxes due to the Alps. II: Representation in large scale models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **117**, 527-552.
- Eliassen, A., and E. Palm, 1961: On the transfer of energy in stationary mountain waves. *Geophys. Pub.*, **22**, 1-23

- Helfand, H. M., J. C. Jusem, J. Pfaendtner, J. Tenenbaum, and E. Kalnay, 1987: The effects of a gravity-wave drag parameterization scheme on GLA fourth order GCM forecast. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 729-742.
- Hong, S. Y., J. Choi, E. C. Chang, H. Park, and Y. J. Kim, 2008: Lower-Tropospheric Enhancement of Gravity Wave Drag in a Global Spectral Atmospheric Forecast Model. *Wea. forecasting*, **23**, 523-531.
- Iwasaki, T., S. Yamada, and K. Tada, 1989: A parameterization scheme of orographic gravity wave drag with two different vertical partitionings. Part I: Impacts on medium-range forecasts. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 11-27.
- Kim, Y.-J. 1992: Numerical simulation and parameterization of orographic gravity waves. PhD dissertation, University of California, Los Angeles, 254 pp.
- Kim, Y. J., and A. Arakawa, 1995: Improvement of Orographic gravity-wave parameterization using a mesoscale gravity-wave model. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1875-1902.
- Kirtman, B., A. Vernekar, D. Dewitt, and J. Zhou, 1993: Impact of orographic gravity-wave drag on extended range forecasts with the COLA-GCM. *Atmosfera*, **6**, 3 - 23.
- Lindzen, R. S., 1981: Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown. *J. Geophys. Res.*, **86**, 9707 - 9714.
- McFarlane, N. A., 1987: The effect of orographically excited gravity wave drag on the general circulation of the lower stratosphere and troposphere. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1775-1800.
- Michalakes, J., S. Chen, J. Dudhia, L. Hart, J. Klemp, J. Middlecoff, and W. Skamarock 2001: Development of a Next Generation Regional Weather Research and Forecast Model. *9th ECMWF Workshop on the Use of High Performance Computing in Meteorology*, Singapore. pp. 269-27
- Miller, M. J., and T. N. Palmer, 1986: Orographic gravity-wave drag: Its parameterization and influence in general circulation and numerical weather prediction models. *Proc. Seminar/Workshop on Observation, Theory and Modeling of Orographic Effects*, Vol. 1, Shinfield Park, Reading, United Kingdom, ECMWF, 283-333.
- , —, and R. Swinbank, 1989: Parameterization and influence subgrid-scale orography in general circulation and numerical weather prediction models. *Meteor. Atmos. Phys.*, **40**, 84-109.
- Olafsson, H., and P. Bougeault, 1996: Nonlinear flows past an elliptic mountain ridge, *J. Atmos. Sci.*, **53**, 2465-2489
- Palmer, T. N., G. J. Shutts, and R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in circulation and numerical weather prediction models through an Orographic gravity-wave

- drag parameterization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 1001-1039.
- Phillips, D. S., 1984: Analytical surface pressure and drag for linear hydrostatic flow over three-dimensional elliptical winters. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1073-1084.
- Pierrehumbert, R. T., 1986: An essay on the parameterization of Orographic gravity-wave drag. *Proc. Seminar/Workshop on Observation, Theory and Modeling of Orographic Effects*, 1, 251-282.
- Rontu, L., 2007, Studies on orographic effects in a numerical weather prediction model, Finish Meteorological Institute, No. 63.
- Shepherd, T. G., 2000: The middle atmosphere. *J. Atmos. Sol Terr. Phys.*, **62**, 1587 - 1601.
- Skamarock, W. C., and Coauthors 2008: A description of the Advanced Research WRF version 3. *NCAR Tech. Note NCAR/TN-475+STR*, 113 pp.
- Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in Geophysics*, **33**, 87-230.
- , 2001: Stratified flow over topography. In: *Environmental Stratified Flows, Topics In Environmental Fluid Mechanics*. Vol. 3, R. Grimshaw (Ed.), Kluwer, London. pp. 121-159.
- Smith, S. A., J. D. Doyle, A. R. Brown, and S. Webster, 2006: Sensitivity of resolved mountain drag to model resolution for MAP case-studies. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 1467-1487.
- Wurtele, M. G., R. D., Sharman, and A. Datta., 1996: Atmospheric lee waves. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, **28**, 429 - 476.

Impact Study of the Gravity Wave Drag Parameterization on the Numerical Weather Prediction Over East Asia Area

Li-Hui Tai and Jing-Shan Hong

Central Weather Bureau, Taipei, Taiwan

(manuscript received 6 March 2012 ; in final form 28 August 2012)

ABSTRACT

The impact of the gravity wave drag parameterization induced by the subgrid scale orography (GWDO) on the forecast was investigated in this study. The results show that the GWDO parameterization in WRF model significantly improve the model forecast from lower troposphere to 200 hPa in winter season. In overall, the geographical distribution of the improvement was over the down-stream area of the Tibetan Plateau in lower troposphere, including the India, Indo-China Peninsula, and south of Mainland China. Above 500 hPa, the improvement is distributed along the westerlies between 25°N~40°N.

In the sensitivity experiments, the better performance was found as using the sub-grid terrain dataset with comparable model resolution. The impact of the GWDO parameterization is larger in the partial cycle data assimilation than that without data assimilation. In addition, the effect of the GWDO parameterization is larger in wintertime than that in summer.

In summary, the GWDO parameterization scheme in WRF model can improve the model forecast significantly, in particular in the wintertime. This study is focus on studying the statistical impact of the GWDO parameterization on the forecasts, the more diagnostic analysis is needed to further understand the role of the GWDO in individual case.

Key Words: Gravity wave drag, GWDO