

對流尺度系集預報系統研究：邊界層參數化擾動

賴曉薇¹、陳依涵¹、蘇奕叡¹、李志昕¹、洪景山²

氣象資訊中心¹ 氣象科技研究中心²

中央氣象局

摘要

氣象局近年來發展對流尺度系集預報系統(convective-scale ensemble predict system, CEPS)，主要針對可預報度低的午後對流，希望藉由量化預報的不確定性，提供機率預報產品，以協助短延時強降雨事件的預警。現階段CEPS的不確定性來源包括來自LETKF雷達資料同化系統的初始擾動搭配預報過程的模式擾動，後者包含隨機擾動及多物理參數法。CEPS校驗結果顯示，使用不同邊界層參數法可以有效提高10米風的離散度，但同時也會增加預報誤差，其中使用MYJ參數法的成員其10米風速預報誤差較大，而YSU和MYNN的誤差則較小。本研究目的為改善CEPS低層預報的離散關係：期望在不降低預報效能的條件下，增加系集離散度。

本研究選定YSU參數法進行擾動實驗，對邊界層渦流擴散係數中的經驗參數進行多參數擾動與隨機擾動的實驗測試，在合理的範圍內評估參數的不確定性對邊界層的結構和發展的可能影響。實驗結果顯示經過參數擾動的系集離散度可在預報3小時後開始增長；在不同實驗中離散度的水平分布皆相仿。相較於邊界層內風場垂直分布，成員預報幾乎沒有差異，對應午後對流預報，在初始發展時間上幾乎無離散，而成員溫度場與水氣場垂直分布的差異較大，呈現在大雨期間系集預報有能力涵蓋到實際的降雨。

Key words: 對流尺度系集預報系統、邊界層參數化擾動

一、前言

數值模式對於午後對流的預報能力相當有限，包括對流生成的位置與時間、以及隨後的移動與演變，乃至於定量降水預報等。午後對流的生成及發展與局部環流密切相關，而大氣邊界層透過紊流過程主宰了低層大氣熱、動量和水氣的傳送，直接影響到局部環流特性。因此對數值天氣預報而言，模式與低邊界層預報相關的參數法往往是對流預報不確定性的重要來源。

氣象局近年來發展對流尺度系集預報系統(convective-scale ensemble predict system, CEPS)，主要針對午後對流預報，目的為要量化預報的不確定性，並藉由開發合適的機率產品以協助短延時強降雨事件的預警。氣象局現正發展之CEPS包括來自建立在32組局地系集轉置卡爾曼濾波同化(Local Ensemble Transform Kalman Filter, LETKF; Hunt et al. 2007; Yang et al. 2009; Tsai et al. 2014) 系統的雷達資料同化所提供的初始擾動，並搭配不同物理參數法提供預報過程的模式擾動。過去的校驗結果顯示，使用不同邊界層(PBL) 物理參數法可以有效提高10米風的離散度，但同

時也會增加預報誤差(圖1)，其中使用MYJ參數法的成員其10米風速預報誤差較大，而YSU和MYNN的誤差則較小。午後對流的初始激發與局部環流息息相關，過大的風速的預報誤差不利於午後對流預報。因此本研究期望在不降低預報效能的條件下，增加系集離散度，以改善CEPS低層預報的離散關係。

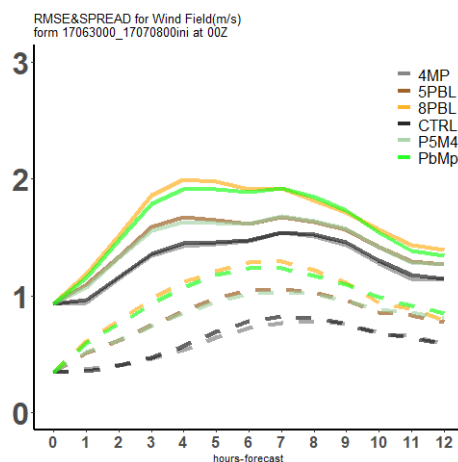


圖 1：CEPS 之 10 米風速預報，使用 mult-physics 時可以增加離散度，但同時也會大幅增加誤差。

由於PBL物理參數法的YSU方案在台灣區域有較佳的預報表現，因此本研究針對YSU方案中不確定來源的參數加入擾動，並評估這些擾動對於預報系統的效能。

二、系統介紹與實驗設計

(一)CEPS系統介紹

中央氣象局使用32組成員的局地系集轉置卡爾濾波系統(LETKF)來同化雷達及地面資料，分析過程可有效的修正背景場以貼近觀測。分析場中以其中16組分析場提供CEPS做為初始條件，同化的分析過程有效的修正背景場以貼近觀測。以3DVar雷達資料同化每6小時更新的10km解析度預報做為CEPS的側邊界條件，進行12小時預報。CEPS目前的測試版本，模式擾動包括了隨機動能後向散射法(Stochastic-Kinetic Energy Backscatter, SKEB; Shutts 2005)及隨機物理趨勢項擾動法(Stochastically Perturbed of Physics-Tendency, SPPT; Buizza et al. 1999, Palmer et al. 2009)以及多重物理參數法。但本研究則選用單一初始場及單一物理參數設定以釐清YSU參數擾動對於預報離散度的影響。

(二)YSU方案介紹

PBL參數化主要在描述次網格內之渦流效應(eddy/turbulent flux $\overline{w'\theta'}$ 或 $\overline{u'w'}$)對預報變數之影響。假設在邊界層下，渦流運動行為和分子擴散相似，任何變數場的通量將正比於平均場的局部梯度值，通量項則可改寫為：

$$\overline{w'\theta'} = -K_h \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \quad \text{及} \quad \overline{u'w'} = -K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$$

其中 K_h 為擴散係數， K_m 為黏滯係數。如何描述通量項中的 K 即是不同PBL參數法計算的重點。

YSU為1階閉合方案，也就是它是透過診斷方法來處理二階的變數通量項，又稱為K-profile參數法。K-profile是在邊界層範圍內渦流擴散係數的垂直分佈，可以表示為

$$K_m = \kappa w_s z \left(1 - \frac{z}{h}\right)^p$$

其中 p 為k-profile的形狀指數，地表層的速度尺度 $w_s = (u^*)/\phi$ ，而 h 為邊界層高度，後者會直接影響混合的深度、混合量級以及最大混合的高

度。YSU以 K_m 及 K_h 係數試圖完成局部混合。然而對流邊界層還具有較深的熱胞，能使邊界層混合更均勻、更有效率。

YSU考慮對流層具有熱胞的大渦流(large eddy)效應，加入了非局部混合，

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} = \dots + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_c \left(\frac{\partial \bar{c}}{\partial z} - \gamma_c \right) \right]$$

以逆梯度項(countergradient, γ_c)來代表之，以有效移除混合層的垂直梯度。YSU以地表通量($\overline{w'c'}$)強迫來實現逆梯度項的貢獻，如下式表示：

$$\gamma_c = b \frac{\overline{w'c'}}{w_s h}$$

(三)實驗設計

本研究針對YSU方案的參數上加上擾動(見表1)。當該參數是固定的經驗值，則在這些參數的建議值範圍內加上擾動，這些參數包括了影響邊界層高度的臨界整體理查遜常數、控制湍流混合幅度的 a 因子、影響非局部效應的 b 因子等、 k -剖面的形狀指數 p 因子；擾動的方式包括對不同的成員設定相異的參數值(該值適用於全域及整場積分)，以及在範圍內加上隨機擾動(每個格點及每個時步皆不同)。當該參數是輸入的數值，例如以及與地表層的速度尺度有關的磨擦速度 u^* ，則直接加上隨機擾動。選取2017年7月之午後對流個案進行預報實驗。

三、結果分析與討論

系集離散度在低層的分布顯示在預報後(圖2以預報第12小時為例)各實驗間離散度水平分布特徵相似。而各實驗的隨機擾動組並未顯示雜亂分布的特性，而是與固定參數組類似。其中 A_p 之固定參數組相對其它實驗組顯示稍大的離散度。

由各成員在西南平原的區域平均垂直剖面呈現(圖3以預報第6小時為例)：

1. 溫度剖面：在1000m以下，成員的離散度隨高度靠近地面而增加；
2. 風速剖面：除了 A_p 之固定參數組，其它實驗組之成員的風速幾無差異；
3. 水氣剖面：成員之水氣差異可延伸至3000km。 A_p 的水氣離散度較大。同一實驗，固定參數設定之成員的離散度稍大於隨機擾動。

表 1：實驗組擾動值的設定

Exp	Perturbed parameter	Group 1	Group 2	Reference
Ar	Critical bulk Richardson number which determining the mixed-layer height	Multi Ricr=0.1~0.5 5	Random Ricr=[0.1,0.3]	Troen and Mahrt, 1986; Nielsen-Gammon et al., 2010
Na	Factor a controls the magnitude of turbulent mixing by determining the mixed-layer height that is defined as the minimum flux level.	Multi afac=4~13	Random afac=[4,13]	Troen and Mahrt, 1986; Hong, Noh and Dudhia, 2006
Nb	The local gradient correction factor b controls the level of vanishing temperature gradient	Multi bfac=4~13	Random bfac=[4,13]	Hong and Pan 1996; Hong, Noh and Dudhia, 2006
Ap	profile shape exponent of the diffusivity coefficient	Multi pfac=1~3	Random pfac=[1.5, 2.5]	Pleim, 2007; Brost and Wyngaard 1978; Troen and Mahrt 1986
Ust	surface frictional velocity of mixed-layer velocity scale	Random ($\pm 0.1r*Ust$)	Random ($\pm 0.2r*Ust$)	

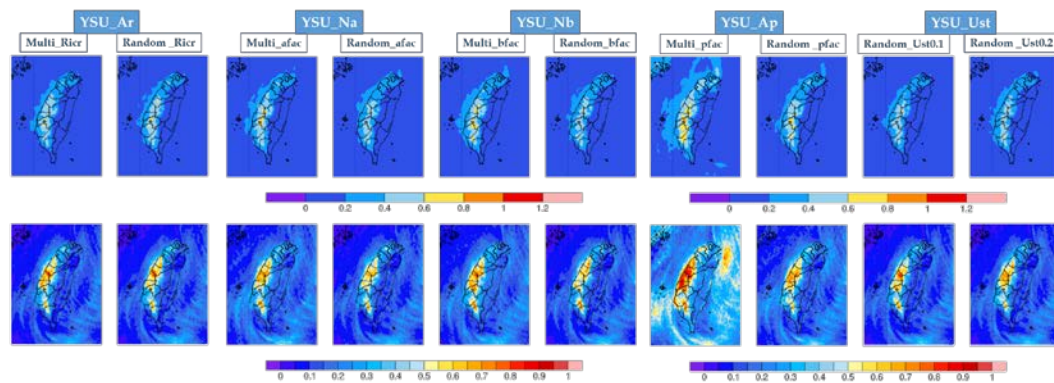


圖 2：預報第 12 小時之系集離散度分布。上排為 925hPa 的風場 U 向量，下排為 925hPa 的水氣場。

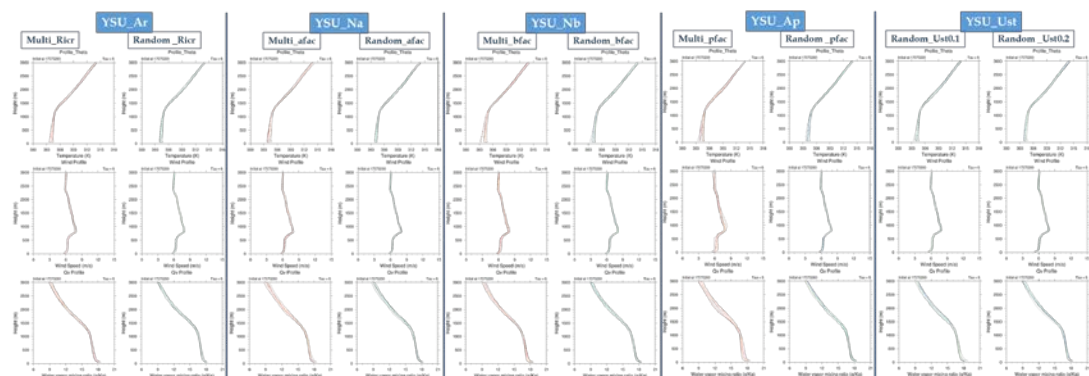


圖 3：預報第 6 小時之各成員在西南平原的區域平均垂直剖線。上排為位溫，中排為風速，下排為水氣。

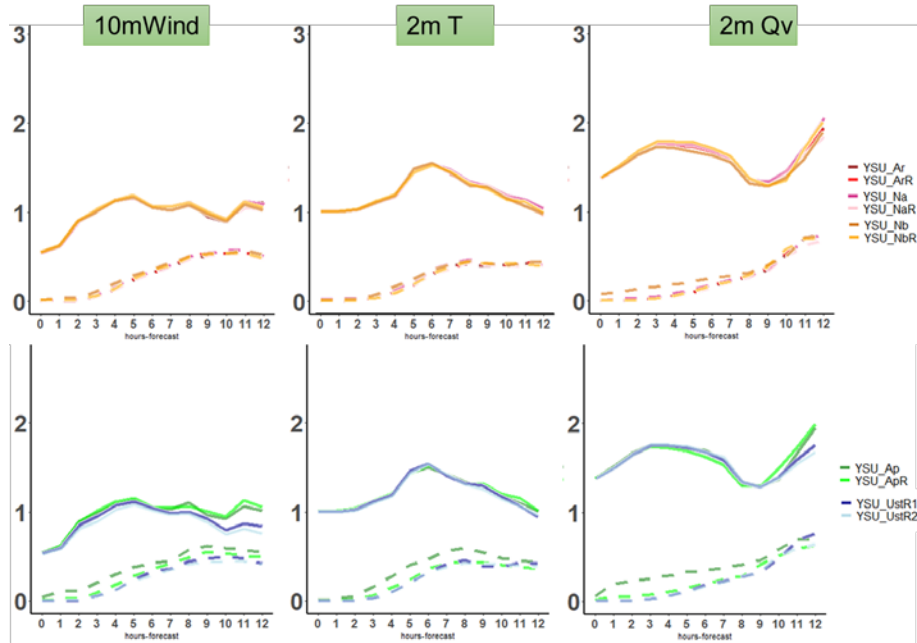


圖 4：地面觀測校驗，實線為預報誤差，虛線為系集離散度。左側 10 米風，中間為 2 米溫度，右側為 2 米水氣。

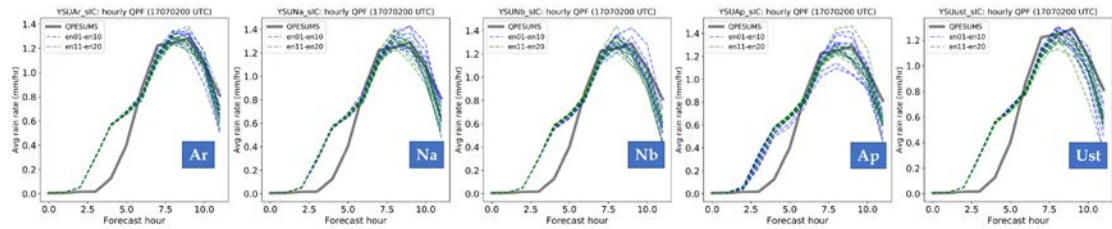


圖 5：降雨校驗在陸點平均降雨率。

而地面觀測校驗則顯示（圖 4）各組實驗成員的離散誤差關係相仿，離散度與誤差的增減大致呈正相關。離散度大致在預報第 3 小時（11LST）後開始增加。YSU_Ap(Multi_pfac)有較大的離散度，YSU_Nb (Multi_bfac)次之。但 YSU_Ap 在預報後期的誤差增加。

降雨校驗在陸點平均降雨率（圖 5）顯示在午後對流初始發展時間上幾乎無離散，僅 Ap 有些微差異；降雨強度上有較顯著的差異，大雨期間成員預報能涵蓋到實際的降雨。

在擾動 YSU 方案的參數實驗中，以設定相異的參數值的擾動方式與隨機擾動方式的預報離散度分布相似，可能由於隨機擾動沒有時空上的結構性，而導致擾動無法隨積分成長。另一方面，擾動局部項和非局部項兩者的差異也不大，推測是渦流相關的擾動增加/減少了垂直的混合，但當地面的狀態不變時，經過混合

後，成員彼此在邊界層內的差異也不會很顯著。特別是在與局部環流的輻合有關的風場上，在各實驗組中，成員間風速的離散度微乎其微，亦指出對流初始時間難以產生差異的可能因素。

四、 結論

本研究目的為改善 CEPS 低層預報的離散關係：期望在不降低預報效能的條件下，增加系集離散度。本研究選定邊界層 YSU 方案法進行單一參數法擾動實驗，評估是能否有效並合理的增加系集離散度。

實驗結果顯示經過參數擾動的系集離散度可在預報 3 小時後開始增長；在不同實驗中離散度的水平分布皆相仿，其中設定相異的參數值的擾動方式與隨機擾動方式的預報離散度分布相似，擾動局部項和非局部項兩者的差異也不大。而相較於邊界層內風場垂直分布，各種實驗的成員預報幾乎沒有差異，對應午後

對流預報，在初始發展時間上幾乎無離散，而成員溫度場與水氣場垂直分布的差異較大，呈現在大雨期間系集預報有能力涵蓋到實際的降雨。

Jankov 等人(2019) 研究指出，使用隨機參數擾動法 (stochastic parameter perturbations, SPP) 應用於邊界層參數法MYNN方案，相較於多模式物理參數法之10米風速預報誤差表現為佳，同時能維持良好的離散關係，我們將評估SPP方法在YSU方案的適用性。另外，我們認為地面變數的擾動，可能對於局部對流的初始 (時間/位置)，因此結合地表模式 (LSM) 的擾動方案以改善低層的離散關係也是下個階段的實驗方向。

五、參考資料

- Brost, R. A., and J. C. Wyngaard, 1978: A model study of the stably stratified planetary boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1427-1440.
- Buizza, R., M. Miller, and T. N. Palmer, 1999: Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF Ensemble Prediction System. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 2887-2908.
- Hong, S.-Y., and H.-L. Pan, 1996: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a Medium-Range Forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2322-2339.
- Hong, S.Y., Y. Noh, and J. Dudhia, (2006) A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mov. Wea. Rev.*, **134**, 2318-2341.
- Hunt, B., E. Kostelich, and I. Szunyogh, 2007: Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: a local ensemble transform kalman filter. *Physica D*, **230**, 112-126.
- Nielsen-Gammon, J. W., X. Hu, F. Zhang, and J. E. Pleim, 2010: Evaluation of planetary boundary layer scheme sensitivities for the purpose of parameter estimation, *Mov. Wea. Rev.*, **138**, 3400-3417.
- Jankov, I., Beck, J., Wolff, J., Harrold, M., Olson, J. B., Smirnova, T., Alexander, C., & Berner, J. (2019). Stochastically perturbed parameterizations in an HRRR-based ensemble, *Mov. Wea. Rev.*, **147**, 153-173.
- Palmer, T. N., R. Buizza, F. Doblas-Reyes, T. Jung, M. Leutbecher, G. Shutts, M. Steinheimer, and A. Weisheimer, 2009: Stochastic parametrization and model uncertainty. ECMWF Tech. Memo. 598, 44 pp., <https://www.ecmwf.int/en/e-library/11577-stochastic-parametrization-and-model-uncertainty>.
- Pleim, J. E., 2007: A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part I: Model description and testing. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **46**, 1383-1395.
- Shutts, G. J., 2005: A kinetic energy backscatter algorithm for use in ensemble prediction systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 3079-3102.
- Troen, I., and L. Mahrt, 1986: A simple model of the atmospheric boundary layer: Sensitivity to surface evaporation. *Bound.-Layer Meteor.*, **37**, 129-148.
- Tsai, C.-C., S.-C. Yang, and Y.-C. Liou, 2014: Improving quantitative precipitation nowcasting with a local ensemble transform Kalman filter radar data assimilation system: Observing system simulation experiments. *Tellus*, **66A**, 21 804.
- Yang, S., M. Corazza, A. Carrassi, E. Kalnay, and T. Miyoshi, 2009: Comparison of ensemble-based and variational-based data assimilation schemes in a quasi-geostrophic model. *Mov. Wea. Rev.*, **137**, 693-709.