

尺度交互作用與數值預報

蔡清彥

國立台灣大學大氣科學系

摘要

本文討論大尺度與中尺度系統間以及中、大尺度與小尺度系統間之交互作用，而後者主要討論中、大尺度系統與大氣邊界層亂流以及與積雲對流間之交互作用。在討論內容方面，本文特別著重在數值模式中對於這些交互作用的處理方法。

一、前言

由於大氣運動的特性與其水平尺度 (horizontal scale) 有密切的關係，因此水平尺度乃是區分大氣運動系統的良好參數。但國際氣象界對於尺度類別至今仍沒有確切且統一的名稱。本文為方便討論各尺度間之交互作用，乃參考 Orlanski (1975) 及 Betts (1974) 兩篇文章，將大氣運動系統依水平尺度分成三類 (表一)。水平尺度

表一 尺度分類

名稱	水平尺度	時間尺度
大尺度	> 1000km	> 1 day
中尺度	10 - 1000km	1hr - several days
小尺度	< 10 km	< 1 hr

在一千公里以上者稱大尺度 (macro-scale 或 large-scale)，在十至一千公里之間者稱中尺度 (meso-scale 或 intermediate-scale)，在十公里以下者稱小尺度 (micro-scale 或 small-scale) 系統。而大尺度系統之時間尺度均在一天以上，中尺度系統之時間尺度在一小時至幾天之間，小尺度系統之時間尺度則在一小時以下

。其中大尺度系統包括行星尺度 (planetary-scale) 及綜觀尺度 (synoptic-scale) 系統，中尺度系統主要包括颱風、鋒面、雷線 (squall lines)、低層噴射氣流、雲群 (cloud clusters) 及雷雨系統等，而小尺度系統主要包括積雲對流 (水平尺度一至十公里) 及大氣亂流 (水平尺度為一至數十公尺) 等。

在大氣的控制方程式中，運動方程式、熱力及水汽方程式的平流項均為非線性項，故各不同尺度的運動可以透過這些非線性項而產生交互作用。本文主要討論對象為大尺度與中尺度系統間以及中、大尺度與小尺度系統間之交互作用，而後者主要著重在中、大尺度系統與大氣邊界層亂流以及與積雲對流間之交互作用。在討論內容方面，本文特別著重在數值模式中對於這些交互作用的處理方法。

二、大尺度與中尺度系統間之交互作用

大尺度與中尺度系統經常同時存在且相互影響，這種例子在天氣圖中屢見不鮮，譬如中尺度劇烈降水系統伴隨著綜觀尺度氣旋系統存在就是常見的例子。由於大尺度與中尺度系統間之交互作用乃是極複雜的非線性過程，故目前對於其物理機制的了解甚少。在此節，我們將討論大尺度對中尺度系統的控制作用與中尺度對大尺度系統反饋作用等的重

要性，以及數值模式中對於交互作用的處理方法。

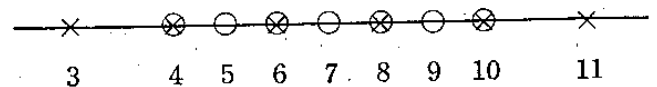
一般而言，中尺度的反饋作用在控制大尺度系統的短期（幾天以內）變化中扮演次要的角色。是故網格點約為四百公里的大尺度數值模式仍能相當準確的預報大於二千公里系統（譬如西風帶中的波動及其相關的地面氣旋與反氣旋等）的短期變化。譬如最簡單的相當正壓模式就能夠相當成功的預測 500mb 重力位高度場的變化。但是，不考慮中尺度系統的大尺度數值模式對於大尺度系統的預測是仍有期限的。譬如，相當正壓模式對於 500 mb 重力位高度的可預測度僅為三、四天（Anthes, 1976）。由此可知，中尺度系統對於大尺度系統的反饋作用雖然對於大尺度系統的短期預報而言是次要的，但對於中期預報而言却是十分重要而必需考慮的作用。

至於大尺度運動對於中尺度系統的移動及發展則有決定性的影響，可以說有控制作用。因此準確的大尺度預報乃是準確中尺度預報的必要條件，但不是充分條件（因為對於中尺度而言仍有其他重要的物理過程如地形影響及潛熱釋放等）。在預報兩種尺度間交互作用的數值模式中，巢狀網格（nested grids）觀念是十分有用的。此方法將高解析度的細網格（fine mesh, 簡稱 FM）系統放在研究中尺度環流的目標地區。而此細網格系統則置於粗網格（coarse mesh, 簡稱 CM）系統中，此種網格的安排似巢狀。由於預報中尺度系統需要高解析度，而預報大尺度氣流則需要廣大區域範圍，這種巢狀網格的處理方法乃是兩種需求間的折衷辦法。

在巢狀網格系的積分過程中，細網格的週界上將產生邊界條件的問題（有限元素，finite element，模式由於解析度是連續變化的，故沒有此問題，是為例外）。一般處理這種邊界條件的方法有單向影響（one-way influence）與雙向交互作用（two-way interaction）兩類（參考 Haltiner and Williams, 1981）。僅考慮單向影響的邊界條件是採用較簡單的步驟。此方法先完成粗網格系的大範圍預報工作，故後面的細網格

計算對於粗網格的預報完全沒有影響。完成粗網格的全部預報後，再進行細網格的預報工作。在細網格的每個預報時間步驟（time-step）中，均先將粗網格資料內插到細網格的邊界上，再利用這些邊界條件來從事細網格的預報。在此單向影響的方法中，穩含了較小尺度系統對較大尺度系統沒有影響的假設。事實上，尺度交互作用是雙方而非單向的，譬如中緯度斜壓波供應能量給基本緯流場以及颱風透過熱量和水汽的垂直輸送來影響大尺度氣流等均為重要從較小尺度到較大尺度的反饋作用。雖然如此，這種模式似仍能夠成功地預報細網格內部的短期變化。

為考慮雙向交互作用，則細網格的計算結果必須也能夠影響粗網格的預報，故細網格與粗網格模式的積分必須同時進行。Harrison and Elsberry (1972) 首先討論雙向交互作用的處理方法，而 Harrison (1973) 則首先利用這種方法從事颱風路徑預報的試驗。此方法可用圖一所示的一度空間網格點來說明。在計算過程中，粗網格點



圖一 細網格點 (O) 與粗網格點 (X)

4 與 10 之預報值提供計算細網格點 5 至點 9 時之邊界條件。而在下次計算粗網格嗎 4 與 10 之梯度時，則利用細網格點 6 與 8 之數值。其預報步驟是先利用粗網格系計算點 3、4、6、8、10 及 11 等的一個時間步驟（time-step）預報值，再計算細網格點 5、6、7、8 及 9 的一個時間步驟預報值（由數個較小時間步驟的計算所組成）。然後在點 6 及 8 上，以細網格計算值取代粗網格計算值。是故，細網格預報值也影響了粗網格的預報，兩種網格模式間具有雙向交互作用。在兩度空間的積分中，則需要空間與時間的內插值以求得細網格的邊界條件。一般研究結果顯示雙方交互作用模式比單向影響模式能獲得較佳之預報結果。

三、中、大尺度系統與邊界層亂流之交互作用

由於地表對大氣之影響而造成在高度約一公里以下的大氣邊界層。在邊界層中，由於小尺度亂流所造成動量、熱量和水汽的垂直輸送將對中、大尺度系統有所影響。若將氣象變數以短時間平均值和擾動量來表示，如 $u = \bar{u} + u'$ ，此平均時間的長度較亂流變化週期長但較中、大尺度運動的變化週期短，則將運動方程式取時間平均可得 Reynolds equations (參考 Holton, 1979 或 Haltiner and Williams, 1980) 如下：

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - f\bar{v} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} \\ + \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial x} (-\rho \overline{u'u'}) + \frac{\partial}{\partial y} (-\rho \overline{u'v'}) \right. \\ \left. + \frac{\partial}{\partial z} (-\rho \overline{u'w'}) \right] \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} - f\bar{u} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial y} \\ + \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial x} (-\rho \overline{u'v'}) + \frac{\partial}{\partial y} (-\rho \overline{v'v'}) \right. \\ \left. + \frac{\partial}{\partial z} (-\rho \overline{v'w'}) \right] \end{aligned} \quad (2)$$

式中各變數均為氣象學上常用符號。上兩式中，最後三項均為渦流應力 (eddy stress) 項，是由運動方程式之非線性項而來，代表邊界層亂流對中、大尺度運動的反饋作用。一般在該三項中前兩項較最後一項小甚多，可忽略之，故公式(1)及(2)可簡化為

$$\frac{d\bar{u}}{dt} - f\bar{v} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial z} \quad (3)$$

$$\frac{d\bar{v}}{dt} + f\bar{u} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial z} \quad (4)$$

其中應力項中 $\tau_{xx} \equiv \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (-\rho \overline{u'w'})$, $\tau_{yy} \equiv$

$\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (-\rho \overline{v'w'})$ 。由公式(3)及(4)得知，在邊界

層中小尺度亂流所造成的垂直動量輸送將影響中、

大尺度系統動量的時間變化。同理由熱力學方程式及水汽方程式可求得小尺度亂流所造成的熱量及水汽垂直輸送將影響中、大尺度溫度及水汽的時間變化。對於大尺度系統之短期預報而言，這類由小尺度擾動所造成垂直輸送量的影響均為次要項。但對於大尺度系統之中期預報以及對於中尺度系統之短期預報而言，小尺度亂流所造成的影響就必需考慮了。

這些應力項是方程式中多出來的因變數。所得封閉問題 (closure problem) 就是要建立一組封閉方程式系 (變數與方程式個數一樣多) 的問題。一種方式是用平均氣流來表示應力項，稱一次封閉 (first-order closure)。若提供控制應力變化的額外方程式，而將這些方程式中的三次相關項用二次或低次項來表示，則稱二次封閉 (second-order closure)。這些封閉方法的基本假設就在於小尺度亂流是受中、大尺度系統的控制或影響，故亂流輸送項可設法用中、大尺度變數來表示。

早期處理邊界層問題是以類似分子擴散的方法來考慮亂流通量，稱渦流黏滯法 (eddy viscosity method)。這種方法假設渦流的應力正比於渦流黏滯係數 (eddy viscosity coefficient) 與垂直風切之乘積，而渦流黏滯係數又可用混合長度 (mixing length) 和風切來表示。在地表層 (surface layer) 動量通量近似常數，利用 Prandtl 假設混合長度與離地表高度成正比之關係，可導出中性大氣之簡易渦流黏滯係數。而大氣是穩定或不穩定時，Monin and Obukhov (M-O) 的類推適用理論 (similarity theory) 介紹 M-O length，並可導出非中性大氣之渦流黏滯係數。這種渦流黏滯係數的獲得引用了許多經驗式。雖然前述這些經驗公式在很多情形下能夠有差強人意的結果，但這些一次封閉方法並不十分令人滿意。

在近十來年，亂流能量或二次封閉模式的研究有迅速的進展。其基本觀念是由原始方程式導出亂流動量通量， $\overline{\rho u'w'}$ 等，的控制方程式，然後將這些方程式中的三次動量相關項用二次或低次項來

表示。Mellor and Yamada (1974) 在這方面作了分類簡化的重要貢獻。這種二次封閉法曾被試驗用在全球環流模式 (global circulation model) 中，並發現其結果較一次封閉法更能正確模擬兩公里高以下的動量變化。雖然如此，更多在觀測和模式上的有關研究仍待加強。

四、中、大尺度系統與積雲對流之交互作用

中、大尺度系統與小尺度積雲對流之交互作用亦可分成兩部份。第一部份是中、大尺度系統對積雲對流的控制作用，第二部份為積雲對流透過其輸送過程對中、大尺度系統之反饋作用。大西洋熱帶實驗 (GATE) 對於此交互作用的了解均有相當的助益。Houze and Betts (1981) 曾評介有關 GATE 的結果。目前我們對於此交互作用的了解仍十分有限。已知的交互作用的兩部份可用圖 2 表示。在中、大尺度對積雲的控制作用中，低層輻合扮演重要角色。少數幾個深厚積雨雲及伴隨之各種較小的積雲構成中尺度雲群 (cloud clusters)，而中尺度雲群在時間和空間上的出現頻率主要是由綜觀尺度東風波 (easterly waves) 及輻射加熱與冷卻的日夜變化所控制。除此之外，積雲的型態也受過去積雲的歷史所影響。

至於積雲的反饋作用，主要是由小尺度積雲對於質量、能量、水汽、動量等之垂直輸送所造成。這種反饋作用也許不是直接由積雲尺度到綜觀尺度的，而是牽涉到中尺度擾動的生成。除了積雲尺度的上升氣流外，積雲尺度下降氣流，中尺度上升氣流，中尺度下降氣流及下降氣流對邊界層的改變及輻射反饋作用等均為改變大尺度熱力及動力結構的重要因素。

由前兩段之討論得知，積雲經常以雲群出現。由許多積雲累加的熱量、水汽及動量輸送效果對於中、大尺度系統是相當重要而必需考慮的。但由於深厚積雲的水平尺度及時間尺度均較綜觀尺度者小數個數量級，是一般數值模式所無法解析的尺度。是故，我們必須將積雲的反饋效果參數化 (parameterization)。積雲參數化問題與前節邊界

層亂流理論的封閉問題是類似的。譬如將濕靜力能量 (moist static energy), $h = Cp + gz + Lq$, 分成時間平均, \bar{h} 及擾動量 h' , 則濕靜力能量方程式可寫成

$$\frac{\partial \bar{h}}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{\mathbf{v}} \bar{h} + \frac{\partial}{\partial p} \bar{\omega} \bar{h} = Q_R + \nabla \cdot \bar{\mathbf{v}}' h' + \frac{\partial}{\partial p} \bar{\omega}' h' \dots (5)$$

其中 Q_R 為輻射加熱率，其它符號均為慣用符號。上式中之擾動變數相關項在此時即代表小尺度積雲輸送的累積貢獻。

目前有數個積雲參數化法存在。最簡單的方法是對流調整法 (convective adjustment)。此方法不直接考慮積雲發展和水汽凝結的效果。在數值預報過程中，若大氣未飽和而氣溫垂直遞減率大於乾絕熱遞減率時，則將氣溫遞減率調整為乾絕熱遞減率。若大氣已飽和，而且氣溫遞減率大於濕絕熱遞減率則將氣溫遞減率調整為濕絕熱遞減率。

郭曉嵐 (Kuo, 1965) 提出另一種參數化法來表示深厚積雲對流所造成之大尺度溫度及濕度變化。他假設積雲對流發生在低層氣流輻合及條件性不穩定的地區。雲底是由地面空氣的凝結高度 (condensation level) 來決定，雲中溫度和濕度則由該凝結高度開始之濕絕熱線而定，而雲頂高度為由該濕絕熱線與周圍環境大氣之控空線相交處。他並假設積雲即刻與環境大氣混合而將其熱量與水汽加入周圍大氣中。郭氏 (Kuo, 1974) 認為參數化法主要是考慮積雲對環境大氣的加熱及潤濕淨效果，故不必考慮周圍空氣混入 (entrainment) 的效果。Kuo 又認為積雲所引起下沉運動的增溫效果已自動被考慮在他的參數化法中。他並稍微修改了他於 1965 年提出的參數化方法。

在近十年來，包含詳細雲物理學的雲模式參數化法已被設計出來了。其中以 Arakawa and Schubert (1974) 的參數化法 (簡稱 ASC) 最具物理基礎。此方法是根據 Arakawa 早期有關積雲總體與大尺度環境交互作用理論所設計出來的。他們首先導出各不同厚度之大尺度熱量和水汽收支 (budget) 方程式 (如公式(5))。方程式中包含了積雲總體 (cloud ensemble) 對其環境的

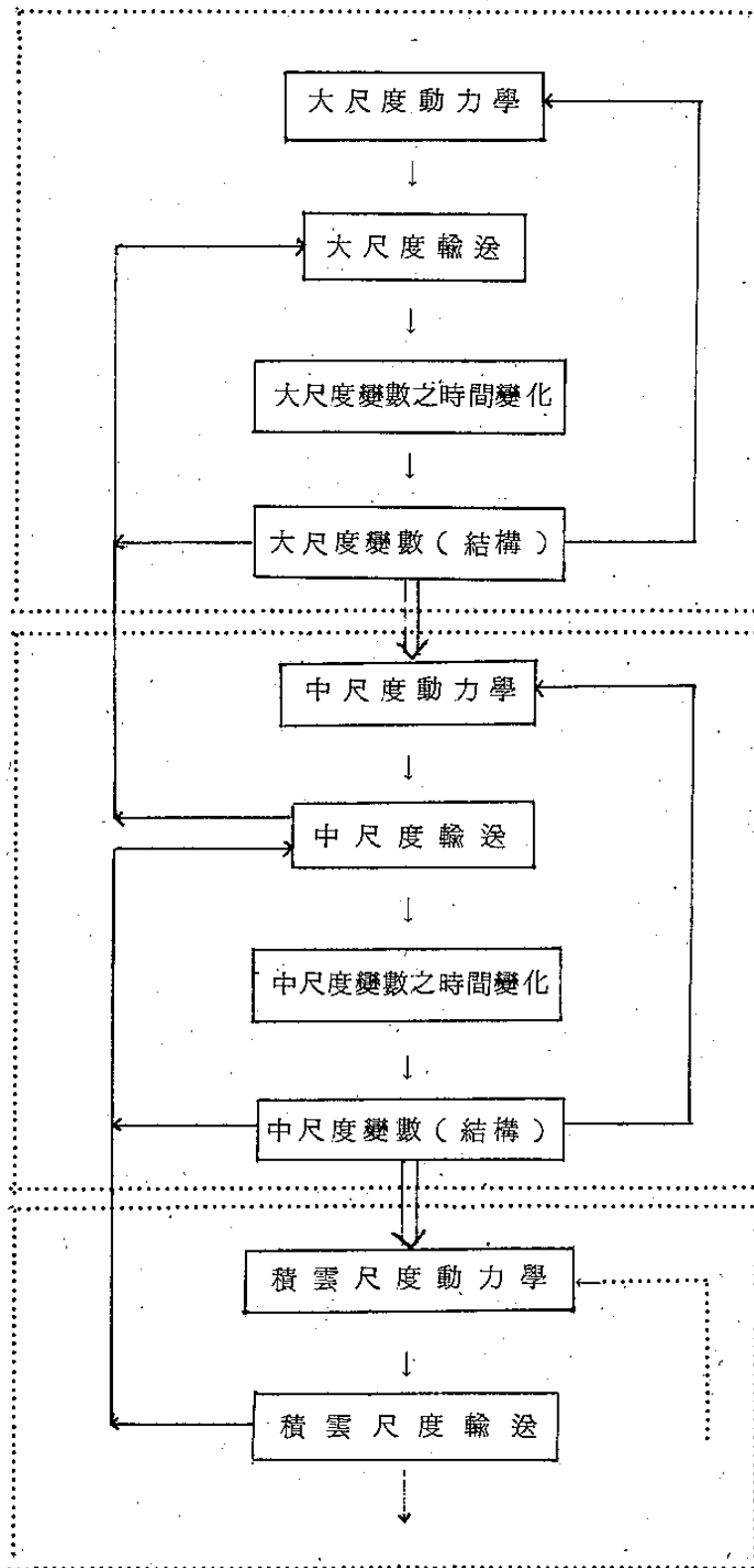


圖2 中、大尺度系統與積雲尺度交互作用示意圖。其中大尺度系統為線觀尺度東風波，而中尺度系統則以雲群為主。

影響。

他們假設積雲透過伴隨之下沉氣流及溢出之飽和水汽和凝結物來改變大尺度溫度和濕度。他們創新之處是將積雲總體區分為許多次總體或雲種類，每類積雲均有其特殊之空氣混入比例函數。環境大氣之垂直結構決定了雲中垂直質量輸送量與雲底者之比值，積雲之熱力特性，每類雲之零浮力高度。而各類雲之雲底質量輸送是由大尺度動力和物理過程以及他們設計的封閉方法來決定。Lord (1978) 曾經利用 GATE 觀測資料詳細驗證 Arakawa and Schubert 的參數化法 (ASC)。一般而言，ASC 加熱量之垂直積分與觀測降水率計算之數值十分接近。但 ASC 仍不能完善的處理溫度和水汽變化量，例如模式大氣之增溫量在 650mb 以下太多，在 650mb 以上太少。總而言之，積雲參數化是很複雜而困難的事情。在目前存在的方法中，以 Arakawa and Schubert 參數化法最完整且最具物理基礎，因此最具發展潛力。

另外 GATE 資料證實積雲對流所伴隨之渦旋度垂直輸送作用是不可忽略的重要過程，但目前的積雲參數化法均不能有效處理此問題，有待進一步研究。

五、結 論

在大氣的控制方程式中，運動方程式、熱力及水汽方程式均為非線性微分方程式。故各不同尺度的運動可以透過非線性之動量、熱量或水汽輸送過程而產生交互作用。本文主要討論大尺度與中尺度系統間，中、大尺度系統與大氣邊界層之小尺度亂流間，以及中、大尺度系統與小尺度積雲對流間之交互作用及數值處理等問題。尺度交互作用是十分複雜且困難處理的問題。目前仍有許多沒有解決的問題。而較大尺度對較小尺度系統的控制作用以及較小尺度對較大尺度系統的反饋作用均為影響各尺度變數變化的重要因素。因此尺度交互作用及其數值處理方法是重要且受重視的研究課題。相信這方面的研究在未來十年內將有重大進展。

參考資料

- Anthes, R. A., 1976: Numerical prediction of severe storms - certainty, possibility, or dream? Bull. Amer. Meteor. Soc., 57, 423 - 430.
- Arakawa, A., and W. H. Schubert, 1974: Interaction of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, part I. J. Atmos. Sci., 31, 674-701.
- Betts, A. K., 1974: The scientific basis and objectives of the U.S. convection subprogram for the GATE. Bull. Amer. Meteor. Soc., 55, 304-313.
- Haltiner, G. J., and R. T. Williams: Numerical prediction and dynamic meteorology. John Wiley and sons, Inc., 477 pp.
- Harrison, E. J., Jr., 1973: Three-dimensional numerical simulations of tropical systems utilizing nested fine grids. J. Atmos. Sci., 30, 1528-1543.
- Harrison, E. J., Jr., and R. L. Elsberry, 1972: A method for incorporating nested finite grids in the solution of systems of geophysical equations. J. Atmos. Sci., 29, 1235-1245.
- Holton, J. R., 1979: An introduction to dynamic meteorology, Academic Press, Inc., 391 pp.
- Houze, R. A. and A. K. Betts, 1981: Convection in GATE. Rev. Geophysics & space Physics, 19, 541 - 576.
- Kuo, H. L., 1965: On formation and int-

- ensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. J. Atmos. Sci., 22, 40-63.
- Kuo, H. L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. J. Atmos. Sci., 31, 1232-1240.
- Lord, S. J., 1978: Development and observational verification of a cumulus cloud parameterization. Ph. D. thesis, UCLA.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. J. Atmos. Sci., 31, 1791-1806.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. Bull. Amer. Meteor. Soc., 56, 527-530.

