

地形、地表溼度和垂直風切對乾線之影響

吳清吉

國立台灣大學大氣科學系

商文義

普度大學地球和大氣科學系

摘要

乾線為近地層濕度水平方向尖銳而狹窄的不連續帶。在春天和早夏常發生於德州西部和奧克拉荷馬州。它常與嚴重雷雨和颶線的產生有關。在好天日間時，乾線會自西向東移；反之，夜間則自東向西移，因此形成日夜的變化。

本文係利用普度大學的中尺度模式，試驗何種因素會影響乾線的形成和維持。結果顯示，地表土壤濕度的水平梯度、地形和垂直風切對於乾線的形成和其水平濕度梯度的維持，扮演重要的角色。

一、前言

乾線 (dryline) 為一明顯的濕度水平不連續帶。在春季和早夏常常發生在美國德州西部和奧克拉荷馬州一帶。乾線的垂直剖面結構如圖 1 (Schaefer, 1974) 所示。在乾線的東方為冷濕的空氣，其上方高度約 0.8 至 1.6 公里左右，被強烈的逆溫層所限制；乾熱的空氣位於乾線的西方，此乾熱空氣可以延伸到高層去。在平常綜觀尺度的天氣圖上，常常不容易發現乾線的存在。

在美國大平原地區，乾線常常伴隨著雷雨和颶線的發展。根據 Rhea (1966) 的研究，在 1959 至 1962 年間的春季月份，百分之六十以上的新生雷達回波發生在離乾線 200 哩的距離內。有許多研究試圖解釋乾線附近雷雨發生的機制。例如：Sun 和 Ogura (1979)，McCarthy 和 Koch (1982) 等。在好天氣時，常可發現乾線在白天時向東移動，但是在夜晚則會向西移回來，因而形成日夜來回移動的變化，如圖 2 所示。Schaefer (1974b) 認為白天由於地面加熱造成強烈的垂直方向混合作用，侵蝕乾線上方強烈的逆溫層因而促使乾線向東方移動。當太陽下山後夜間地表逆溫層因為長波輻射冷卻，

開始形成和發展，因而阻斷垂直的混合作用，同時一個穩定的東風分量被維持著並且驅使乾線向西移動。

Schaefer (1974b) 成功地模擬了白天乾線自西向東的移動，但是無法模擬乾線在夜間往西退回的情況。Sun 與 Wu (1986) 和 Wu (1987) 成功地模擬了乾線白天往東移動以及夜間往西退回的日夜變化。Lanucci 和 Carlson (1983) 指出水平土壤溫度梯度會加強垂直混合在水平方向的梯度和乾線東西面的非地轉反應。Benjamin 和 Carlson (1986) 建議在墨西哥高原的強烈地面加熱，經由平流的作用會加強背風區山後的低壓槽，低壓槽的加強會增加乾線東邊東南風的分量而減緩白天乾線的向東移動；相反地，會加強傍晚時乾線往西退却。本文利用普渡大學的二維中尺度模式，用於試驗地面斜坡、地表水平溫度梯度和低層垂直風切對於乾線的形成和其水平溫度梯度的影響。

二、模式

普度中尺度模式是建立在 σ 坐標上的流體靜力近似的原始方程模式。 σ 定義為 $\sigma = (P - P_t) / (P_s - P_t)$ ，此處 P 為氣壓， P_t 為上邊界的氣

壓（固定），在本文中定為 200 mb, P_s 為地面氣壓。主要的預報變數有相當位溫、總水氣量（包括氣態和液態）、兩個水平風速分量（ u, v ），和地面氣壓。同時有一預報方程用以求取紊流動能 E 。模式中含有輻射項。輻射的參數化方法主要跟隨 Chen 和 Cotton (1983) 所使用的方法。同時地面的能量以及水氣的收支平衡利用強迫恢復（force restoring）方法（Deardorff, 1978）可以預報地表的溫度和濕度。

在模式中紊流通量（包含動量通量、熱通量和水氣通量）由平均量的梯度求得，動量和熱量紊流擴散係數是由紊流長度尺度和紊流動能根據 Deardorff (1980) 方法得到。有關模式的詳細描述可參考 Wu (1987)。

沿著北緯 32 度 55 分，由阿里桑那州的 Tucson (TUS) 到路易西安那州的 Sheveport (SHU)（圖 3）的垂直剖面被選為本文研究的範圍。水平方向共有 65 點，垂直方向為 25 層，水平的網格距離為 29.8 公里，垂直方向離地面第一層的（ $\sigma = 0.9986$ ）

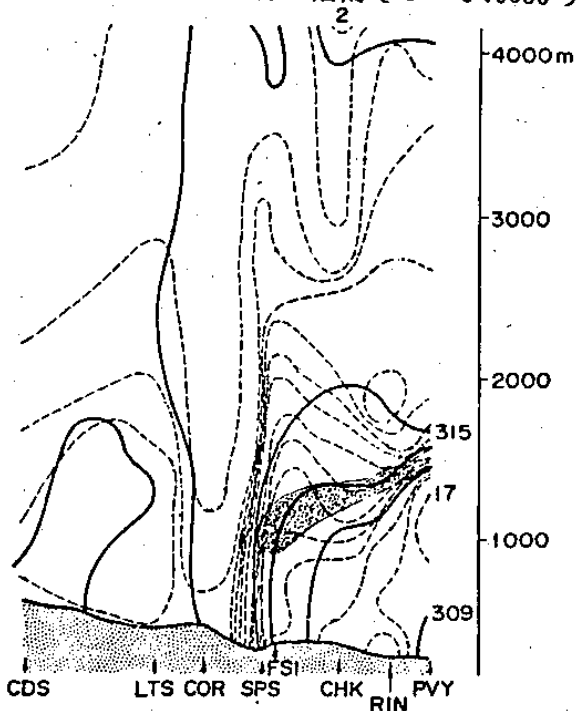


圖 1 1966 年 5 月 22 日 1400 地方時，由德州 Childress (CDS) 至奧克拉荷馬州 Pauls Valley (PVY) 的位溫 (K) (實線) 和混合比 (g/kg) (虛線) 垂直剖面分佈；陰影區為低層逆溫層 (Schaefer 1974a)。

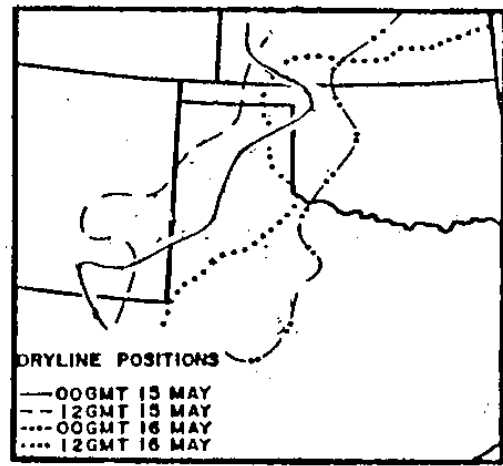


圖 2 1966 年 5 月 15 日至 16 日間乾線位置的日夜變化 (Schaefer, 1973)。

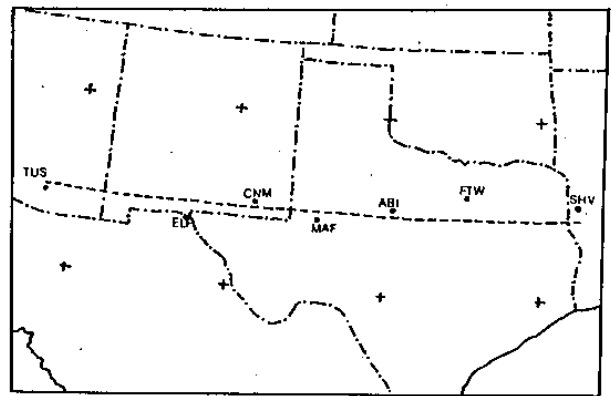


圖 3 二維模式涵蓋區域如虛線所示。

離地高度約為 10 公尺，因為我們主要興趣在於邊界層的部分，故在離地高度 2.5 公里以下，垂直方向的網格距離約在 150 — 164 公尺之間，在 2.5 公里高度以上其垂直網格間距隨高度增加而增大。圖 4 表示地形和 $\sigma = 0.4081, 0.7156, 0.8118$ 和 0.9173 。四層地形最西邊高度為 1,206 公尺高，向東遞減，最東邊為 78 公尺高。

三、初始和邊界條件

在 1970 年 5 月 11 日 0600 地方時 (1200GMT) 由 Tucson 到 Shreveport 的混合比被用作初始的濕度場 (圖 5)。根據 Schaefer (1974b) 的定義，以比濕 9g/kg 的位置定為乾線的位置，在圖中以“D”表示。初始風場 u ，假設在水平方向為均勻，但隨高度而改變，高度在 500 mb 以上風速不變，在 500 mb 以下有一固定風切，即風隨高度變化為 $-4.7 \times 10\text{ms}^{-1}\text{mb}$ ，在 920mb 以下為東風，此為典型

的乾線風場結構 (Schaefer, 1974a)。初始風場 v ，則假設為定值為 2.8 ms^{-1} ，此值為一典型乾線的平均值 (Schaefer, 1974a)。初始溫度場則由初始風場經由溫度風的關係而得到。在側邊界上的風速假設為其最靠內側 5 點風速的平均值，而在側邊界上相當位溫、濕度，和地面氣壓的時間變化率則假設為其最靠近內側 5 點該變數的時間變化率的平均值。假設在上層邊界 (200 mb) 沒有垂直的運動以及沒有紊流通量的傳送發生。在下邊界 (地面) 則假設風速為零。如前所述地表的溫度和濕度則由能量和水汽的收支平衡經由預報方程得到。初始的地表土壤濕度 (W_g) 假設由西向東以下列變曲線正切函數形式增加，第 1 點的地表土壤濕度為

$$W_g(i) = 0.080 + 0.070 \tanh [0.2(i-39)].$$

以上的初始條件我們稱它為控制個案。為了試驗地表土壤濕度地形斜坡以及低層垂直風切的影響，四個個案被試驗，其特性如下：

個案 A：初始條件如控制個案，但地表土壤濕度初始值沒有水平梯度；

個案 B：初始條件如控制個案，沒有地形斜坡；

個案 C：初始條件如控制個案，但是初始風速沒有低層垂直風切。 u 的初始值假設為 0；

個案 D：初始條件如控制個案，但是初始的濕度場由東向西均勻的減少 (如圖 12)，在初始時，乾線不存在。

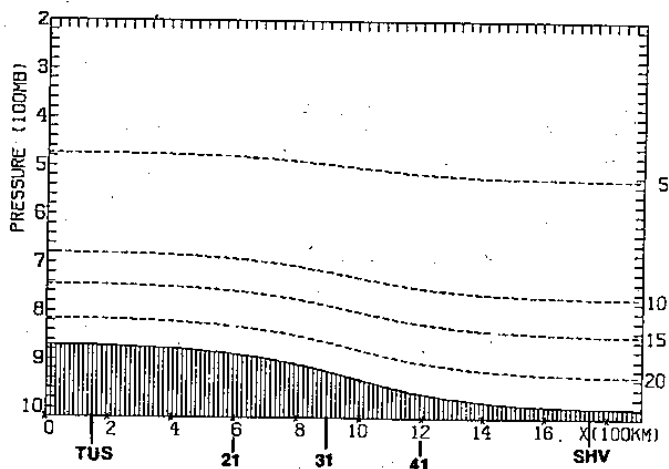


圖 4 地形圖，左邊邊界的高度為 1,206 公尺；右邊邊界高度為 78 公尺；虛線分別為 $\sigma = 0.4081$ (5), 0.7156 (10), 0.8118 (15), 和 0.9173 (20) 的 σ 面。

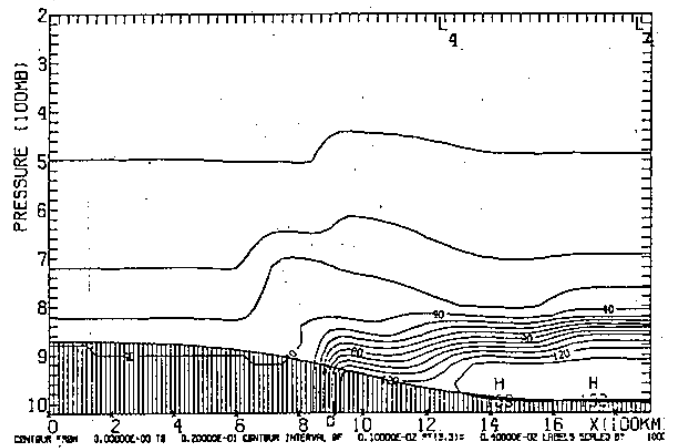


圖 5 控制個案初始時，比濕 (g/kg) 的分佈；乾線的位置 (第 31 網格式) 以 D 表示，X 表示水平的距離。標示的值被放大 10 倍。

四、結果與討論

這模式一共積分 30.4 小時，由第一天的 0600 地方時積分到第二天的 1224 地方時 (以下時間皆指地方時)。圖 6 為控制個案第一層 (離地面高度約 10 公尺， $\sigma = 0.9986$) 的比濕隨時間的變化情形。剛開始時，因為數值技巧的圖滑作用，使得等比濕線有分散的作用。然後再靠乾線 (比濕線 $9g/kg$) 附近的比濕水平梯度幾乎維持著不變。當白天時，乾線向東移動。1400 以後因為混合層的東風增強 (圖略)，以及混合層增厚的關係，乾線的東移速度減緩下來。當乾線東邊的潮濕混合層厚度增加時，用以打破潮濕層上邊逆溫層所需的可感熱通量要增加，因此乾線東進的速度就會被減速。在控制個案中乾線東移減速發生的時間 (1400 地方時) 和 McCarthy 與 Koch (1982) 的觀測相一致。乾線在 1800 以後就停止向東移動，而向西退回。在 0300 之前由於東風的關係，乾線繼續向西退回。夜間因為在斜坡地形上山風的發展，使得東風減弱。因此 0300 以後乾線向西退回的速度減緩。第二天太陽升起後，對流邊界層開始發展，乾線又因垂直的混合作用開始向東移動。

為試驗地表土壤濕度水平梯度的影響，地表土壤濕度的初始值被假設為均勻 (0.075) (個案 A)。圖 7 為離地第一層高度的比濕分佈隨時間的變化情形。在白天等比濕線隨著時間的增加而分散，

但是在夜間則沒有。在 1800 時 7 和 11g/kg 等比濕線的水平距離（如圖中虛線所示）大約為 376 公里，和控制個案（圖 6 約 245 公里）相比較約增加 53%。在 1800 以後比濕線水平梯度幾乎維持不變，此表示地表土壤濕度的水平梯度的影響只有發生在白天。東西向地表土壤濕度的存在會使得白天在乾線東邊的低層因為蒸發的關係使得地表向上的熱通量減少，同時使得水汽增加。當太陽下山以後，蒸發通量停止，因此地表土壤濕度的影響就停止。因為模式的自然調節，第二天白天地表土壤濕度水平梯度稍微增加，所以等比濕線的水平梯度有增強的趨勢。

如果把斜坡地形拿掉，假設地表為平坦地形（個案 B），其他的初始條件都和控制個案相同。圖 8 為個案 B 離地面第一層的比濕隨時間的變化情形，如同在個案 A（圖 6）中一樣，白天等比濕線隨著時間增加而分散，在 1800 時，7 和 11g/kg 等比濕線的（虛線所示）距離為 290 公里，比控制個案增加約 18%。除了對濕度影響外，地形也會對風速產生作用，在個案 B 中，夜間 0146 時南風（圖略）的最大值為 6.3ms^{-1} ，只有含有斜坡地形（控制個案）的一半。斜坡地形會增強中尺度的氣壓梯度，因而增強夜間噴流的強度。

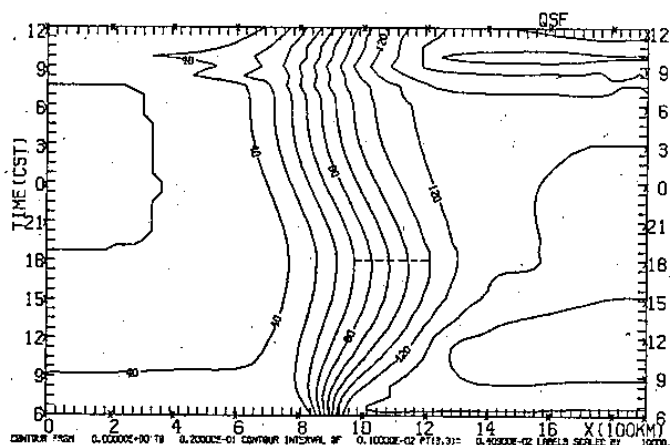


圖 6 控制個案離地面第一層（約 10 公尺高）的比濕（g/kg）隨時間的變化；標示的值被放大 10 倍，9g/kg 等比濕線被定義為乾線的位置。

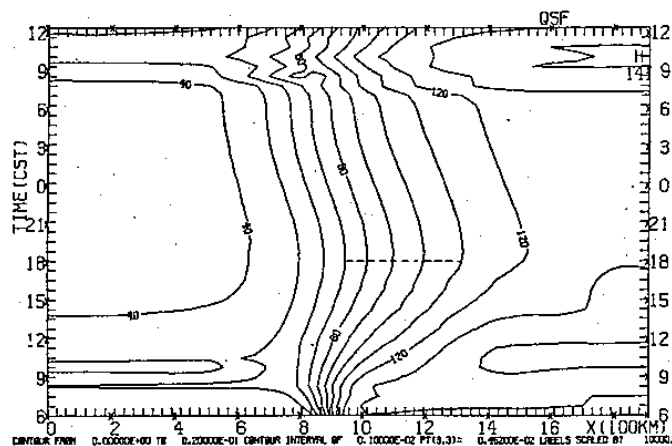


圖 7 同圖 6，但為個案 A。

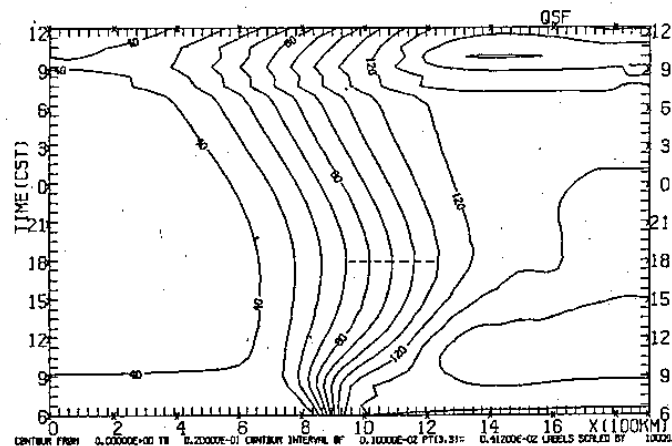


圖 8 同圖 6，但為個案 B。

為試驗低層風切的影響，風場 u 的初始值假設為 0（個案 C）。圖 9 為個案 C 離開地面第一層的比濕隨時間變化情形。和前面個案 A 和 B 相同，白天等比濕線向東移動並同時散開。在 1800 時，7 和 11g/kg 等比濕線的距離（虛線所示）約為 290 公里，和控制個案相比約增加 18%。但個案 C 和個案 A、B 不同的地方在 1800 後，等比濕線仍然繼續散開。此顯示初始時， u 的均勻分佈使得低層風切和輻合變小，不能維持原來低層濕度的水平梯度。

圖 10 和 11 分別表示個案 C 在網格點 31（乾線的起始位）風場 u 和 v 的分佈隨著時間的變化情形。白天時，在混合層內的東風由於內陸海陸風（Sun 與 Ogura 1979）的原因逐漸發展。最大的東風（ -4.4ms^{-1} ）於 2200 時發生在 900 mb 高度上。晚上由於在低層的下坡風（西風）逐漸發展，因此東風逐漸減弱，在 0300 以後完全被西風取代。最大的西風（ 3.9ms^{-1} ）發生於第二天早上 0800 的

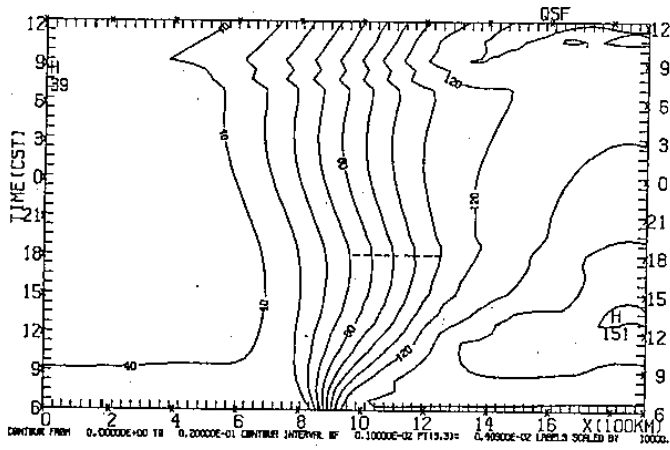


圖9 同圖6，但為個案C。

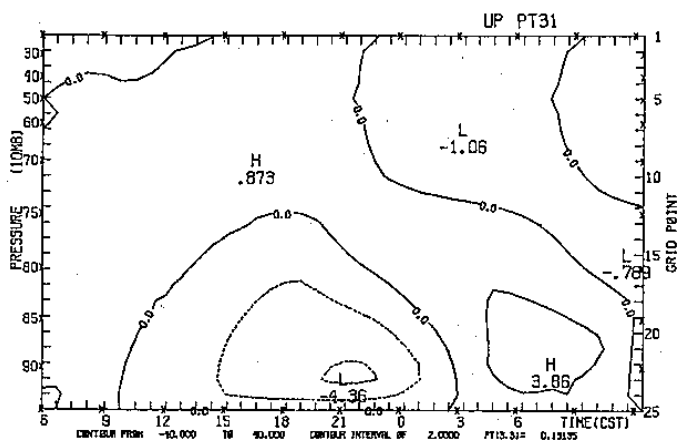


圖10 個案C在第31網格點的風速u分量垂直分佈隨時間的變化情形。

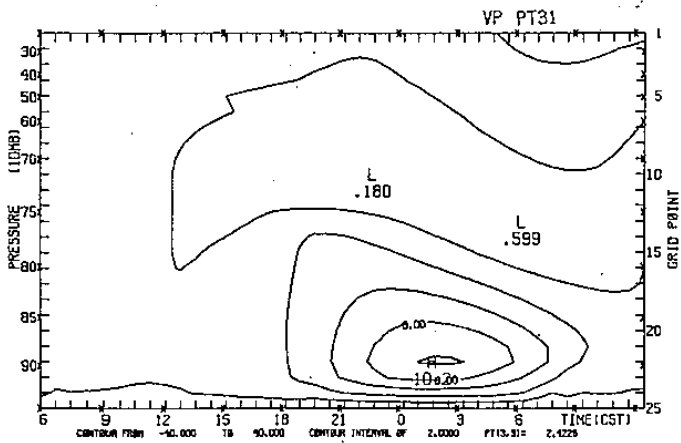


圖11 同圖10，但為風速v分量。

900mb 高度上。圖11中由於東風的發展而產生非地轉力的作用，使得南風逐漸加強。最大南風 (10 ms^{-1}) 於 0200 時發生在 900 mb 高度上，0200 以後由於西風的出現，南風逐漸的減弱。

由以上三個個案的試驗可以知道地表土壤濕度的水平梯度、地形坡度和低層垂直風切對於乾線附近強烈的水平濕度梯度，扮演著重要的角色。為了進一步的試驗這三個因子，濕度場的初始值假設由西向東均勻的減少(圖12)，其餘的初始條件和控

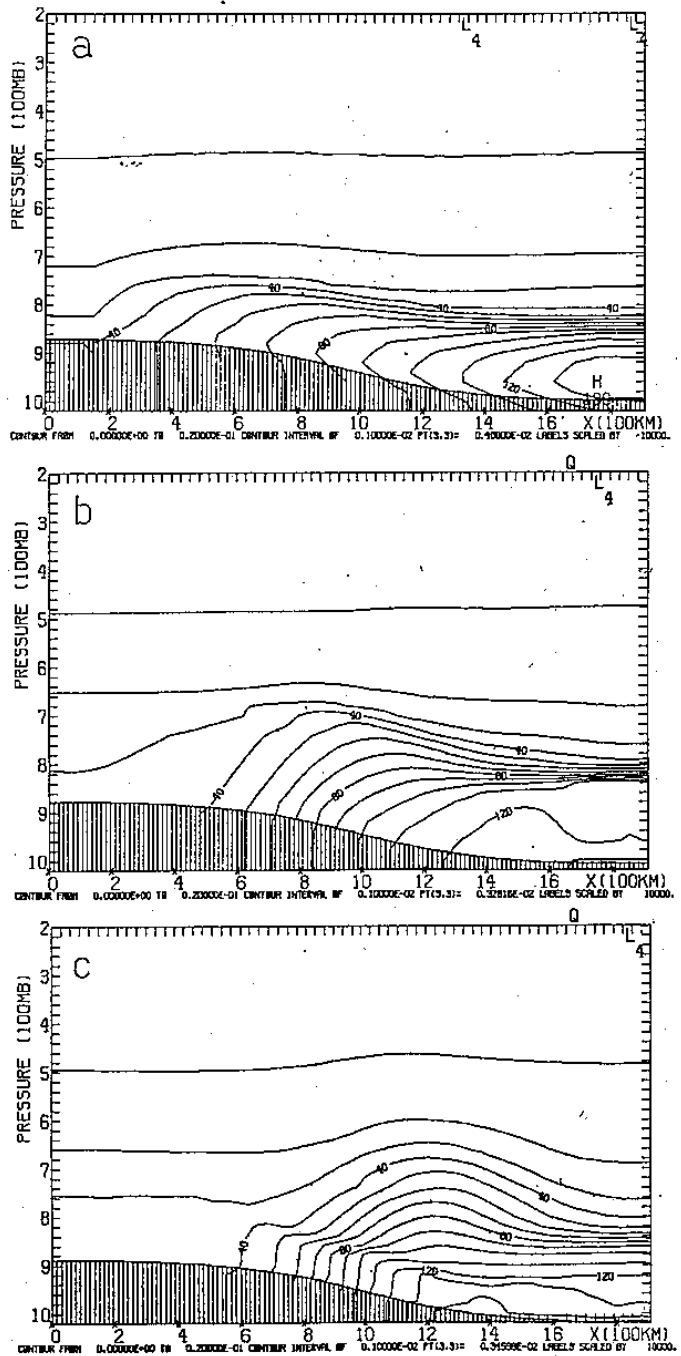


圖12 個案D的比濕 (g/kg ，標示值被放大10倍) 分佈情形：(a)初始值，(b)第二天 0146 地方時，(c)第二天 1224 地方時。

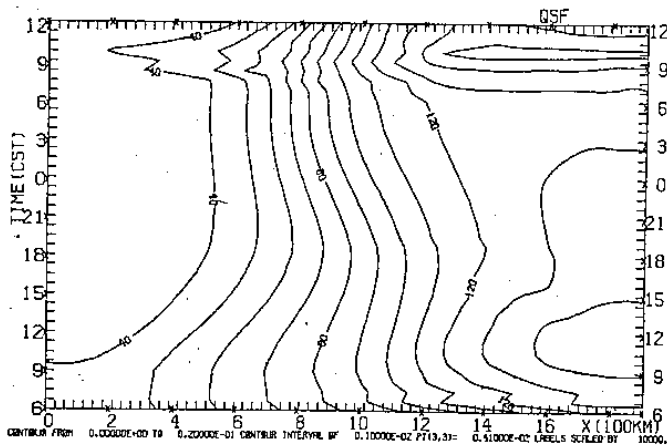


圖 13 同 6，但為個案 D。

制個案相同。圖 12 b 和 12 c 分別表示在第二天 0146 及 1224 的比濕分佈。由圖中可見水平濕度逐漸增強。圖 13 為離地第一層高度比濕隨時間的變化。在剛開始由於模式的調整，等比濕線向西移動，到了 0900 以後，等比濕線由於垂直混合的作用開始向東移動。同時由於低層的輻合作用，濕度梯度開始加強。太陽下山以後，垂直混合作用停止，因為低層東風的平流作用，等比濕線向西移動。由於低層的輻合作用，等比濕線繼續密集，第二天白天等比濕線又開始向東移動，同時水平的濕度梯度已經可以和控制個案（圖 6）相比較了。

五、結 語

包含輻射和地面能量收支的普度中尺度模式，被用於試驗地形、地表土壤的水平濕度梯度和低層的垂直風切對於乾線的影響。此模式含有五個預報方程式用於預報相當位溫、總含水量、兩個水平風速分量和地面氣壓。另外有一系流動能方程式用以預報系流動能。試驗結果指出，地表土壤的水平濕度、斜坡地形和低層垂直風切對於乾線的形成和乾線附近的水平濕度的維持扮演著重要的角色。

本文的工作，部分是在 NSF 編號 ATM-8313418 支助下完成。

- Benjamin, S.G., and T.N. Carlson, 1986: Some effects of surface heating and topography on the regional severe storms environment. Part 1:3-D simulations. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 330-343.
- Chen, C., and W.R. Cotton, 1983a: Numerical Experiments with a one-dimensional higher order turbulence model: simulation of the Wangara Day 33 case. *Bound-Layer Meteor.*, **25**, 375-404.
- Deardorff, J.W., 1978: Efficient Prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophysical Res.*, **83**, 1889-1903.
- Deardorff, J.W., 1980: Stratocumulus capped mixed layers derived from a three-dimensional model. *Bound-Layer Meteor.*, **18**, 495-527.
- Lanucci, J.M., and T.N. Carlson, 1983: Three-Dimensional numerical simulations of dryline and elevated mixed layer evolution as related to soil moisture distribution. Preprints 13th Conf. Severe Local Storm, Tulsa, OK, Amer. Meteor. Soci., 328-331.
- McCarthy, J., and S.E. Koch, 1982: The evolution of an Oklahoma dryline. Part 1: A meso- and subsynoptic-scale analysis. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 225-236.
- Rhea, J.O., 1966: A study of thunderstorm formation along drylines. *J. Appl. Meteor.*, **5**, 58-63.
- Schaefer, J.T., 1973a: The motion and morphology of the dryline. NOAA Tech. Memo ERL NSSL 66, Norman, OK. 81pp.
- Schaefer, J.T., 1974a: The life cycle of the dryline. *J. Appl. Meteor.*, **13**, 444-449.
- Schaefer, J.T., 1974b: A simulative model of dryline motion. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 956-964.
- Sun, W.Y., and Ogura, 1979: Boundary layer forcing as a possible trigger to a squall-line formation. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 235-254.
- Sun, W.Y., and C.C., Wu, 1986: Diurnal oscillation of dryline. Preprint of International Conference on Monsoon and Mesoscale Meteorology. Taipei, Taiwan, 202-205.
- Wu, C.C., 1987: Numerical study of the diurnal variation of the dryline, Ph. D. dissertation, Purdue University, 238pp.

EFFECTS OF THE SURFACE SOIL MOISTURE, TOPOGRAPHY AND LOW-LEVEL
VERTICAL WIND SHEAR ON THE DRYLINE

Ching-Chi Wu
Department of Atmospheric
Sciences
National Taiwan University

Wen-Yih Sun
Department of Earth and
Atmospheric Sciences
Purdue University

ABSTRACT

The dryline is a narrow zone across which a sharp horizontal discontinuity of humidity exists at the ground surface. Under synoptically-quiet conditions, it is often observed that the dryline moves eastward during the daytime and retrogrades westward during the night. In this study, a two-dimensional mesoscale model developed at Purdue University was used to test the effects of the horizontal gradient of surface soil moisture, sloping terrain, and low-level vertical wind shear on the dryline. The results show that these terms play important roles in the formation and maintenance of the strong moisture gradient along the dryline.