

冬季華南低層鋒面與低壓個案之診斷分析研究

林國金
中央氣象局秘書室

陳泰然
臺灣大學大氣科學系

摘 要

本研究利用 1991 年 12 月 25 日 0000 UTC 至 27 日 1200 UTC 期間東亞地區每 12 小時地面與探空資料，經由主觀分析求取 $20 - 35^{\circ}\text{N}$ 、 $105 - 120^{\circ}\text{E}$ 範圍內 (850、700 與 500 hPa) 網格點之氣壓場、風場及熱力場資料，以研究冬季華南低對流層鋒生過程及鋒面移動之機制，並探討雲貴低壓之旋生過程及低壓發展之機制。

分析結果顯示，冬季華南鋒生過程主要由華南地區盛行西南風場之合流變形而來，並由大尺度冷暖氣團相互作用產生，亦即斜壓區內合流項之鋒生效應；扭轉項一般為鋒消作用，而風切變形可為鋒生或鋒消效應，惟其值在斜壓區內較合流變形為小。本研究顯示，若華南最大位溫梯度區 (斜壓區) 近似滯留，則最大鋒生區可由原斜壓區南側向北移至斜壓區北側，導引華南鋒面北移至斜壓區北側，使最大斜壓區位於暖鋒南側之暖區內，導致暖鋒與斜壓區分離之現象。鋒面斜壓區之移動主要係受斜壓區前有鋒生效應且斜壓區後有鋒消效應，或斜壓區內鋒生作用最大區之平流效應所導引。在鋒面前方至斜壓區間，中低對流層皆為上升運動區，而最強烈上升運動區則發生在鋒面附近，其最大上升區位於低對流層。

至於，雲貴地區之背風旋生，除中低對流層暖平流對旋生有些貢獻外，主要係由中低對流層盛行之下沉氣流絕熱增溫而來，此下沉運動則伴隨低對流層大氣增溫變乾及中低對流層厚度增大等現象，下沉運動則由青藏高原之地形效應而來。雲貴旋生後之低壓發展期，絕熱增溫過程漸由低對流層動力作用過程所取代；而在成熟期後，雲貴低壓受低層輻合產生之最大渦度區向南移動及大陸冷高壓之強盛北風南下導引持續南移。

在雲貴低壓成熟期，其雲貴低壓東南側氣壓梯度增強，導引旺盛西南暖濕氣流，造成鋒面斜壓區之溫度梯度增大，即此時段鋒面斜壓區加強發展主要係雲貴低壓所提供。

一、前言

溯自 1919 年 Bjerknes 提出古典極鋒學說後，不論在日常的天氣分析與預報或在理論研究方面，鋒面均變成最重要的課題之一。就運動學觀點而言，在絕熱過程下，促進鋒面新生或加強已存鋒面之鋒生過程，可因具有風切變之水平及垂直風場所導致之熱力場之差異平流而來。Bergeron (1928) 首先提出鋒生係由水平風場伸張變形效應加強水平溫度梯度過程而來。Miller (1948) 隨後提出運動學上的鋒生方程，包括風切變形、合流變形、扭轉及非絕熱等過程，並作診斷分析。

此外，亦有一些氣象學者利用實測資料探討地面鋒。早期 Sanders (1955) 則探討地面鋒之鋒生機制，發現鋒面區之低層有明顯鋒生作用，主要係合流鋒生效應而來。鋒面區內之扭轉鋒消效應隨高度增加，但在低層鋒面區內之合流鋒生效應大於扭轉鋒消效應，故低層鋒面強度得以維持。

有關鋒生過程之觀測診斷分析結果，在國際學術期刊上發表的論文較偏重在歐洲及北美洲地區發生之鋒生個案 (如 Keyser and Shapiro 1986)，

而東亞地區之個案相對較少。Chen (1986) 曾對 1979 年冬季風實驗期間 (WJONEX) 發生在華中之低對流層鋒生個案進行診斷分析，結果發現低對流層鋒生主要由風場之合流變形而來，扭轉項為鋒消作用，鋒生方程之扭轉項最大值一般發生在中對流層，而合流項及風切項則發生於高低對流層。林與王 (1992) 針對 1979 年梅雨鋒面個案進行鋒生之過程診斷分析，結果顯示伸張變形的作用大於切變變形，且伸張變形的鋒生過程在鋒面區幾乎均為正貢獻，而切變變形在鋒面區內有時為鋒生有時則為鋒消。

Chen and Yeh (1982) 分析華南及鄰近地區 1969-1979 年間冬半年旋生頻率發現，青藏高原東側 ($25 - 27^{\circ}\text{N}$, $103 - 106^{\circ}\text{E}$) 為最高旋生頻率區，此區與盛行西風之地形梯度最大區一致，該區旋生乃因青藏高原之動力效應所導致。隨後該區氣旋向南及向西南移動，作者推論這類背風面氣旋可能是凱爾文 (Kelvin) 波，此種波動可在背山面形成而沿地形呈反氣旋式移動。有關阿爾卑斯山及洛磯山背風旋生之基本機制，目前已有相當了解，但青藏高原背風旋生方面之研究相對而言仍十分缺乏。陳

(1985)曾利用1979年2月18-22日冬季風實驗期間(WMONEX)資料,研究雲貴地區背風旋生之過程及氣旋滯留與移動之動力因素。結果顯示,在旋生及發展初期,背風氣旋之發展係由地形效應主宰,屬侷限於700 hPa以下之淺系統。在發展後期,則絕熱增溫過程之旋生作用漸由中高對流層伴隨噴流條之動力過程所取代。林與簡(1989)研究青藏高原東側之氣旋生成機制則發現,旋生初期,低層因東北季風減弱,西南風增強,有強盛暖平流形成暖脊,增溫降壓使等熵面距離增大,拉長渦管使淺渦生成。同時,在高層由地形引起的背風槽移出,恰與低層的暖渦滯留原地相互加強。蕭(1992)以數值模式模擬探討華南旋生與青藏高原之關係,認為青藏高原地形之阻擋作用應係造成華南地區春季之旋生的最可能的機制,而潛熱釋放對氣旋發展有重要貢獻。上述研究係以暖冬或春季之個案資料作診斷分析。

據我們了解截至目前為止,尚未有學者針對冬季期間在華南地區發生之低層鋒面個案做深入之診斷分析。又台灣地區在冬季期間經常受華南地區鋒面南移影響,雖目前對冬季鋒面預報之準確率極高,但偶而預測鋒面未來12小時將南移影響台灣地區天氣轉壞時,實際上12小時後華南鋒面卻向北移動,此種現象造成對實際預報作業的一大挑戰。因此,本文選擇鋒面南北移動之個案研究,希望結果能提供今後鋒面移動預報之參考。本文選擇1991年12月25日至27日之間在華南地區發生之低層鋒面個案,探討低層鋒生過程及其機制。並利用Miller鋒生方程,以診斷分析各項物理過程在鋒面演變所扮演之角色。另外,並分析雲貴及鄰近地區之中低對流層高度場、渦度場、垂直速度、厚度傾向、能量收支方程及溫度與露點差傾向,以探討冬季雲貴地區旋生之過程及其移動之動力因素。

二、資料與分析方法

本研究利用1991年12月25日0000 UTC至27日1200 UTC東亞地區每12小時地面與探空資料,經由主觀分析求取 $20^{\circ}-35^{\circ}\text{N}$ 、 $105^{\circ}-120^{\circ}\text{E}$ 範圍內850、700與500 hPa之 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 經緯度網格點資料,包括:氣壓、高度、風向、風速、溫度、及露點等。除分析運動參數(渦度、輻散度及垂直速度)與熱力參數(位溫、位溫梯度、高度變率及溫度露點差變率)之分佈外,並以Miller鋒生方程、渦度方程與溫度方程計算各強迫項之大小。

本研究之運動參數、熱力參數及動力參數(方程式內強迫函數)在等壓面上進行分析。另外,為了解雲貴旋生過程之時間變化,以850 hPa高度值最小之相鄰九個網格點之有關參數做區域平均,以求得這些參數之時間序列,此處理方法與陳(1985)所用者相同,以九點平均值之時間序列探

討雲貴旋生,在地形複雜區域,相信較能獲得較合理之結果。本文以850 hPa高度值最小之相鄰九個網格點之幾何中心所在位置代表雲貴低壓中心位置(圖1),

三、綜觀形勢

850 hPa(圖2)之綜觀分析顯示,在25日0000-1200 UTC期間位於甘肅之大陸冷高壓中心近似滯留且減弱,其脊緩慢向東南移動,冷鋒伴隨大陸冷高壓向南移動,其斜壓結構僅發展至850 hPa層,位於貴州之低壓近似滯留並加深發展。之後12小時,大陸冷高壓在原地急速增強發展,但高壓脊僅伸展至陝西一帶。此時,雲貴低壓持續加深發展達最大強度,華南地區盛行之西南/南風迅速增強,導引鋒面向北移動並轉變為暖鋒,即係華南鋒生。26日0000 UTC至1200 UTC間大陸冷高壓持續增強,高壓脊開始向東南伸展至湖北附近,北風明顯再增強向南移,導引鋒面向南移動再轉變為冷鋒,此冷鋒具有較完整斜壓結構並再向上發展至500 hPa層。此時大陸冷空氣亦開始南下,但雲貴低壓仍近似滯留但強度略減弱。之後24小時大陸冷高壓強度及盛行北風仍持續,高壓脊亦持續向東南伸展至華南沿岸附近,導引華南鋒面持續南移至南海附近,而冷鋒後之溫度梯度不變,雲貴低壓並南移至越南,強度減弱。

四、華南低層鋒面特徵與鋒生過程

25日0000 UTC華南斜壓區內風切項為鋒消效應,扭轉項僅在江西為鋒生效應,在其它地區則為鋒消作用,合流項為鋒生作用且在最大位溫梯度區作用最大(圖3)。風切項在雲南、廣東及廣西一帶為微弱鋒生作用,合流項與部分地區扭轉項在斜壓區之外鋒生作用均小。絕熱項顯示在江西斜壓區為弱鋒消作用,即風切項與扭轉項之鋒消作用較合流項之鋒生作用為大,而在其它斜壓區為鋒生效應,即合流項之鋒生效應大於風切項及扭轉項之鋒消效應。12小時後(圖未示)於貴州之風切項及扭轉項在斜壓區內為弱鋒生作用,其它區域仍為鋒消作用。合流項在湖南、貴州及廣西斜壓區及南側有強鋒生效應,在斜壓區北側有弱鋒消作用,該區之鋒面斜壓區南移已可預期。顯見在貴州及廣西斜壓區稍增強及南移主要乃因合流項之貢獻,在湖南以東一帶斜壓區減弱南移,即三項之貢獻相近。絕熱項顯示最大鋒生區呈東北東-西南西走向,約與冷鋒面平行。

26日0000 UTC(圖4)風切項與扭轉項在斜壓區內正負貢獻均有,惟數值較小,合流項於斜壓區北側原弱鋒消效應已急速轉變為強鋒生效應,最大位溫梯度區近似滯留,但合流項最大鋒生區中心

由原最大位溫梯度主軸南側向北移至主軸北側，導引華南鋒面北移至斜壓區北側。絕熱項顯示最大鋒生區增強並向北移動，主要為合流項所提供，導致華南鋒面移至最大位溫梯度區冷空氣邊緣，即斜壓度最大區出現在華南暖鋒南側之暖空氣內。12小時後（圖5）風切項及扭轉項在湖南與廣西之斜壓區南側為鋒生作用，在斜壓區北側為鋒消作用，有利該區鋒面斜壓區向南移動。合流項之最大鋒生區顯著增強及向南移動，最大鋒生主軸與最大位溫梯度主軸一致，且呈東北-西南走向。絕熱項顯示最大鋒生區持續增強且開始向南移動，並位於最大位溫梯度主軸南側與冷鋒後冷空氣之間，主要仍為合流項鋒生作用而來。

27日0000 UTC（圖未示）最顯著的現象是華南斜壓區內風切項為鋒生作用，而扭轉項則為鋒消作用，合流項之鋒生效應維持不變，並在湖南、廣西與廣東一帶達最大值，最大鋒生主軸仍位最大位溫梯度主軸上。此時最大鋒生區仍持續向南移動，合流項之鋒生效應大於扭轉項鋒消效應，華南斜壓區內之鋒生效應主要係由合流項所提供，華南斜壓區繼續向南移已可預期。12小時後（圖未示）華南斜壓區內最主要之鋒生作用係由合流項而來，合流項最大鋒生區之強度持續，且仍緩慢向東南移動，風切項位於雲南、廣西與越南附近之華南斜壓區內有較強鋒生作用，且較該區之合流項鋒生作用為大，廣東一帶則有鋒消作用，扭轉項在鋒上仍為鋒消作用。絕熱項之最大鋒生區減弱，但位於華南斜壓區北側。

五、雲貴低壓

雲貴低壓各時間出現之中心位置之海平面氣壓、850 hPa 高度、850 hPa 渦度值及 700 hPa 垂直速度如表一所示。經 $i - 2 - 1$ 加權函數進行滑動平均以去除日夜變化之後顯見，雲貴低壓中心之海平面氣壓及 850 hPa 高度於 25 日 0000 UTC 後急速下降，主要旋生期發生於 25 日 0000 UTC-26 日 0000 UTC 間，此時段 700 hPa 皆為下沉運動，低壓於 26 日 1200 UTC 達最大強度，850 hPa 高度最小，渦度最大，但 700 hPa 已轉為上升運動。850 hPa 觀測之渦度值則由 25 日 0000 UTC 之 $3.5 \times 10^{-5} s^{-1}$ 增強至 26 日 0000 UTC 達最大值 $7.1 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。

由圖 1 所示之雲貴地區 850 hPa 低壓幾合中心各時間位置分佈，因範圍較小，故對旋生過程之確切分析發生困難，因此，採用 850 hPa 高度值最小之相鄰 9 個網格點正方形範圍來代表 850 hPa 之雲貴低壓區（220 km × 220 km）。以 850 hPa 雲貴低壓之各有關參數 9 點平均值來討論雲貴旋生之有關問題，相信可獲得較合理之概念。圖 6 為 850 hPa 高度值最小之相鄰 9 個網格點正方形範圍之平均海平面氣壓隨時間之變化。顯見 850 hPa 之雲貴旋生

開始於 25 日 0000 UTC 之後，主要加強時間持續至 26 日 0000 UTC。此點與表一去除日夜變化之雲貴低壓中心之海平面氣壓隨時間變化十分一致，僅數值因九點平均則稍變小。可見，所取九點之雲貴低壓十分具有代表性。因此，雲貴旋生期發生於 25 日 0000-1200 UTC，26 日 0000 -1200 UTC 為成熟期，27 日 0000 -1200 UTC 為消散期。

雲貴低壓區之平均中低對流層厚度傾向隨時間之變化，如圖 7 所示。850 hPa 低壓區之低對流層（850-700 hPa）在 26 日 0000 UTC 之前均為正值，即有增溫傾向，且最大值發生於 25 日 0000-1200 UTC。中對流層（700-500 hPa）之各時段皆為正值，最大增暖發生時間與低對流層同時段。整個中低對流層之增暖發生於 26 日 0000 UTC 之前，且於 25 日 0000-1200 UTC 之間達最大值，此段期間即雲貴旋生期，隨後低壓持續增強至 26 日 0000 UTC。圖 8 為 850 hPa 雲貴低壓區之平均 850 hPa 及 700 hPa 高度值隨時間之變化。顯示雲貴低壓區內之 850 hPa 及 700 hPa 之高度變化十分相似，均在 25 日 0000 UTC 至 26 日 0000 UTC 之間迅速降低，此點與圖 7 所示該時段中對流層增暖較對流層增暖為大頗一致，即 850 hPa 及 700 hPa 之高度降低為增暖之靜力反應。

圖 9 為 850 hPa 雲貴低壓區 850 hPa、700 hPa 及 500 hPa 之平均垂直速度、輻散度（500 hPa 無此項）及渦度隨時間之變化。雲貴低壓區之 850 hPa 各時間均為上升運動，亦皆為輻合且隨時間增強至 26 日 1200 UTC 達最大值，渦度在 25 日 0000 UTC 後逐漸增強至 26 日 1200 UTC 達最大值。700 hPa 在 25 日 0000 UTC-26 日 0000 UTC 之間皆盛行下降運動，之後轉為上升運動且隨時間增大。雲貴低壓區之 700 hPa 各時間均為輻散，但在 25 日 1200 UTC 之後隨時間減弱。雲貴低壓區之 700 hPa 渦度亦 25 日 0000 UTC 後逐漸增強至 26 日 0000 UTC 達最強，此與 850 hPa 之渦度變化頗相似。500 hPa 在 25 日 0000 UTC-26 日 1200 UTC 之間皆盛行下降運動，且在 26 日 0000 UTC 達最強下降運動，26 日 1200 UTC 之後轉為上升運動且隨時間增大。雲貴低壓區之 500 hPa 渦度由 25 日 0000 UTC 後逐漸增強至 25 日 1200 UTC 達最強，在 26 日 0000 UTC 之後轉為負渦度且隨時間增大。

圖 10 為 850 hPa 雲貴低壓區之 850 hPa 及 700 hPa 之平均溫度與露點差傾向隨時之變化，正值代表變乾，負值則為變溼。850 hPa 雲貴低壓區之 700 hPa 由 25 日 0000 UTC 至 25 日 1200 UTC 已變乾，25 日 1200 UTC 至 26 日 0000 UTC 變乾達最大，850 hPa 變乾開始時間及發生最大變乾時間約較 700 hPa 晚 12 小時。25 日 1200 UTC 至 26 日 0000 UTC 變乾達最強時，雲貴低壓迅速發展（圖 6 及圖 8）。

圖 11 為 850 hPa 雲貴低壓區上 700 hPa 之溫度方程各項平均值隨時間之變化。平均值係對後一綜

觀時間之低壓區所在九點網格而言。例如，25日0000 UTC至25日1200 UTC 方程內各項數值平均係以25日1200 UTC 低壓區所在九點網格為準。850 hPa 雲貴低壓區上700 hPa 在各時段皆為盛行暖平流，在26日0000 UTC 前亦為顯著之下沉絕熱增溫期，絕熱增溫過程並於25日1200 UTC -26日0000 UTC 之間達最強，即使在非絕熱冷卻（可能為大氣中長波輻射冷卻）之下，雲貴低壓區亦在26日0000 UTC 前皆為局部增溫現象，而局部增溫在25日0000 UTC 至25日1200 UTC 達最強。雲貴低壓亦在下沉絕熱增溫及暖平流盛行期間迅速發展，主要仍為下沉絕熱增溫所提供。

表一及圖6與圖8顯示，雲貴低壓之強度變化可分為旋生期（25日0000 UTC至25日1200 UTC），發展期（25日1200 UTC至26日0000 UTC），成熟期（26日0000 UTC至26日1200 UTC）及消散期（26日1200 UTC之後）。旋生期雲貴低壓區之中低對流層盛行下沉氣流，低對流層之溫度增高且空氣變乾及中低對流層厚度增大，顯示下沉絕熱增溫對旋生之重要性。此種下沉氣流系由青藏高原背風坡之地形效應所導致現象。此外，雲貴低壓區之中低對流層盛行暖平流亦對旋生有些貢獻。

六、總結

本個案之診斷分析顯示，在絕熱狀況下華南鋒生過程主要係經由華南盛行西南風場的合流變形，即合流項之鋒生效應而來。扭轉項一般屬鋒消作用，風切變形可為鋒生效應或鋒消效應，惟一般在斜壓區內較合流變形為小。華南最大斜壓度區一般均位於冷鋒後，惟若最大位溫梯度區近似滯留，且合流項最大鋒生區由原斜壓區南側向北移至斜壓區北側，則可導引華南鋒面北移至斜壓區北側，使最大斜壓區位於暖鋒南側之暖區內，故導致暖鋒與最大斜壓區之分離現象，使鋒面位於斜壓區之冷空氣邊緣。鋒面斜壓區之移動可能主要係受斜壓區前之鋒生效應且斜壓區後有鋒消效應所導引。在鋒前至最大斜壓度區間之上各層皆有上升運動區，而最強烈上升運動區則發生在鋒面附近之低對流層。

在25日0000-1200 UTC 間雲貴低壓區之旋生期，除中低對流層暖平流對旋生有些貢獻外，主要係由中低對流層盛行下沉絕熱增溫而來，此期低對流層空氣增溫且變乾，中低對流層等壓面間之厚度增大，下沉氣流係由青藏高原背風坡之地形所導致。雲貴背風旋生後，當地形效應減弱時，原低壓發展之絕熱增溫旋生過程漸由中低對流層動力作用過程所取代。26日1200 UTC 之後雲貴低壓向南移動，主要乃因地形效應減弱，而低層輻合導致最大渦度中心向南移動，同時大陸冷高壓之盛行北風南下亦使低壓系統南移。

在雲貴低壓成熟期，其雲貴低壓東南側氣壓梯

度增大，導引旺盛西南暖濕氣流，造成鋒面斜壓區之溫度梯度增強，即此時段鋒面斜壓區加強發展主要係雲貴低壓所提供。

七、致謝

作者首先要感謝陳泰然博士給予本研究之指導，並感謝王正仁先生、劉文俊先生及滕春慈小姐等人給予電腦上資料處理及繪圖之協助，廖志翔先生給予資料分析之協助，林民生組長及陳熙揚教授給予審閱及指導初稿之協助。本研究在國科會專案計畫 NSC 85-2111-M002-011 AP6 支持下完成。

八、參考文獻

- 林和與簡芳菁，1989：背風旋生的生成機制。CWB78-01-04，51-63頁。
- 林松錦與王溫和，1992：梅雨鋒面之鋒生過程分析。大氣科學，20，63-77。
- 陳泰然，1985：冬季風實驗期間鋒生與背風旋生之診斷分析。國立臺灣大學大氣科學研究所研究報告 NTUATN-1985-02，1-23。
- 蕭志惠，1992：華南旋生與青藏高原之關係。國立中央大學大氣物理研究所博士論文，1-66。
- Bergeron, T., 1928: Under die dreidimensional verknupfende wetteranalyse I. Geofys. publ., 5, 1-111.
- Bjerkness, J., 1919: On the structure of moving cyclones. Geopys. Publ., 1, NO. 2.
- Chen, G. T. J., and F. W. C. Yeh, 1982: The climatology of winter cyclones over subtropical China and adjacent oceans. Papers Meteor. Res., 5, 85-98.
- Chen, G. T. J., 1986: Diagnostic study of a low-tropospheric frontal case over Central China in Winter MONEX. Proc. Natl. Sci. Council., 10, 390-409.

Keyser, D., and M.A. Shapiro, 1986 : A review of the structure and dynamics of upper-level frontal zones. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 452-499.

Miller, J.E. 1948 : On the concept of frontogenesis. *J. Meteor.* , 5, 169-171.

Sanders, F., 1955 : An investigation of the structure and dynamics of an intense surface frontal zone. *J. Meteor.*, 12, 542-552.

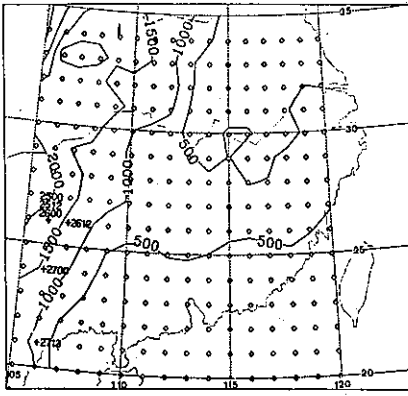


圖 1 1991 年 12 月 25 日 0000 UTC 至 27 日 1200 UTC 雲貴低壓中心（以 850 hPa 高度值最小相鄰 9 點幾何中心定義）所在位置（+ 字），前 2 位數代表日期，後 2 位數代表 UTC

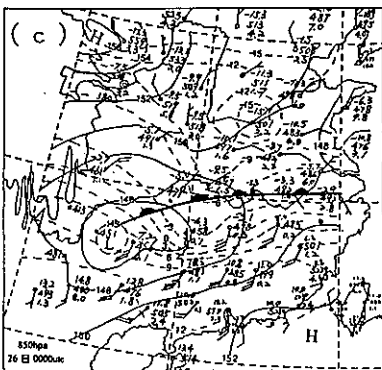
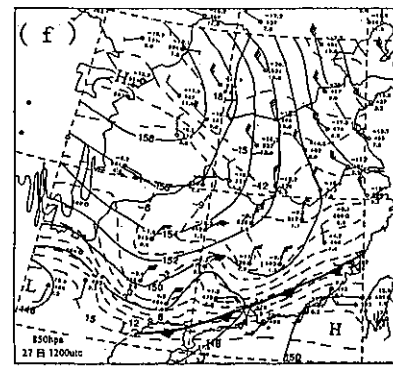
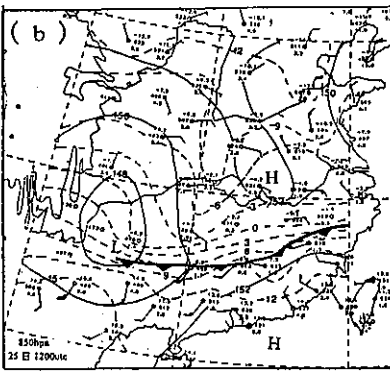
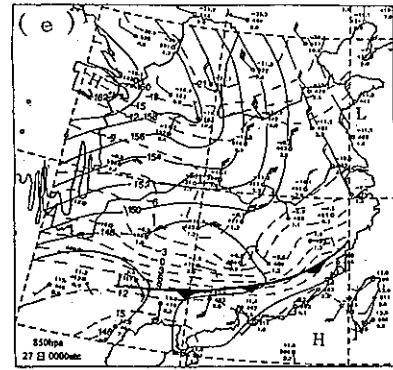
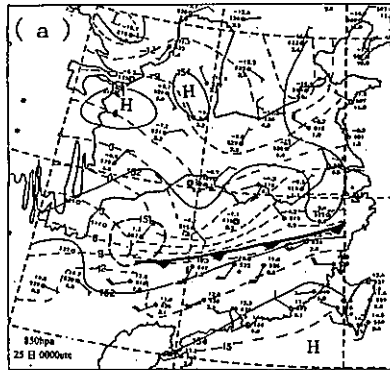
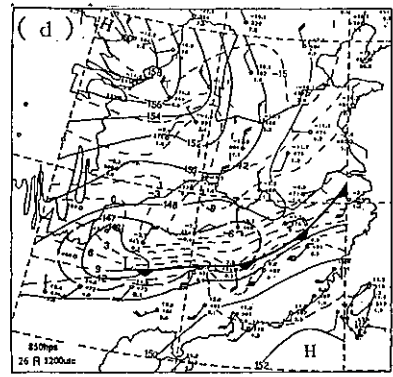


圖 2 1991 年 12 月 (a) 25 日 0000 UTC、(b) 25 日 1200 UTC、(c) 26 日 0000 UTC、(d) 26 日 1200 UTC、(e) 27 日 0000 UTC 及 (f) 27 日 1200 UTC 之 850 hPa 天氣圖。等高線（實線）以 20 gpm 間距分析，等溫線（虛線）以 2°C 間距分析，850 hPa 鋒面亦示於圖內。

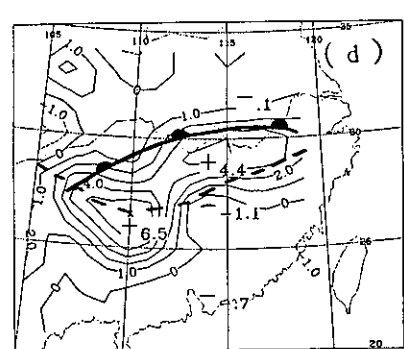
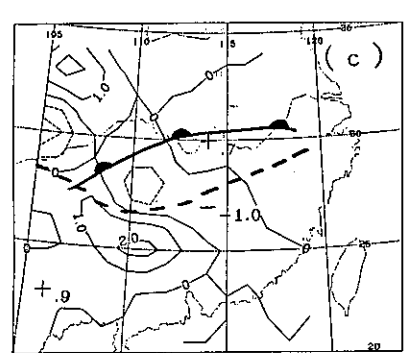
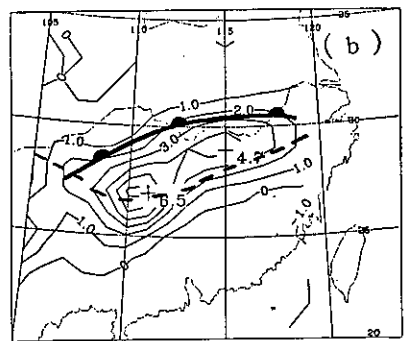
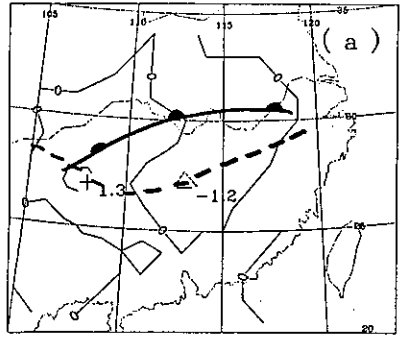
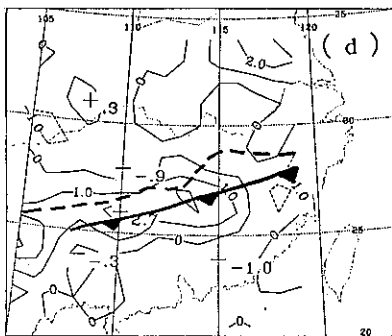
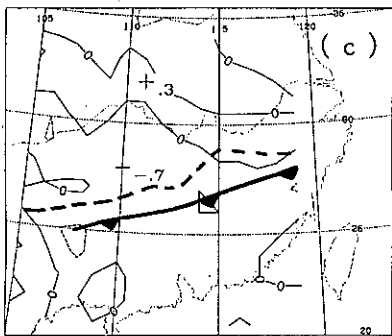
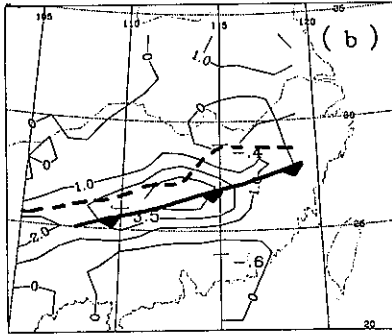
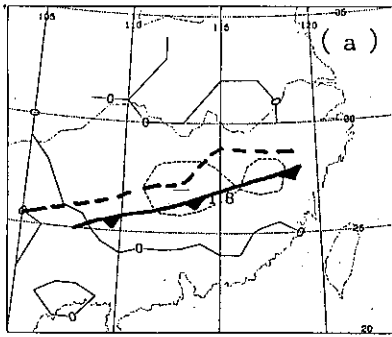


圖 3 1991 年 12 月 25 日 0000 UTC 850 hPa 鋒生方程強迫函數 (a) 風切項 (SHR)、(b) 合流項 (CON)、(c) 扭轉項 (TWS) 及 (d) 絕熱項 (ADB; 即前三項之和) 之分佈。單位為 $^{\circ}\text{C}(12\text{h})^{-1}(100\text{km})^{-1}$ ，實線為鋒生，虛線為鋒消，粗實線為 850 hPa 鋒面，粗虛線為 850 hPa 位溫梯度最大值主軸。

圖 4 同圖 3，但為 1991 年 12 月 26 日 0000 UTC。

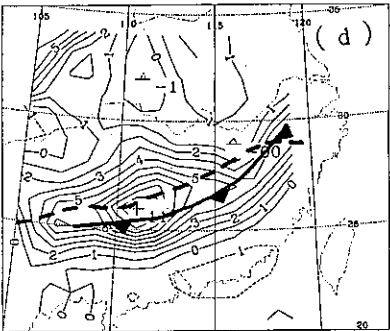
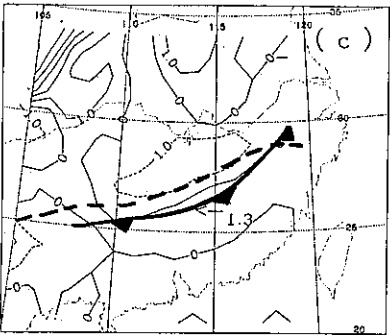
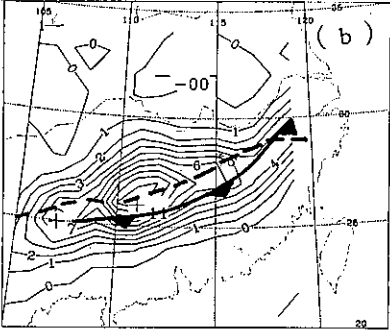
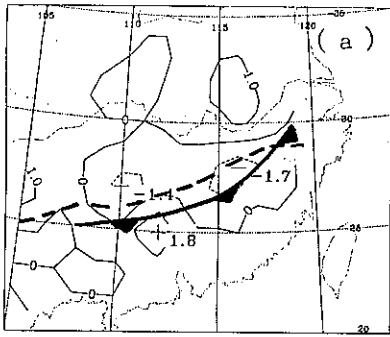


圖 5 同圖 3，但為 1991 年 12 月 26 日 1200 UTC。

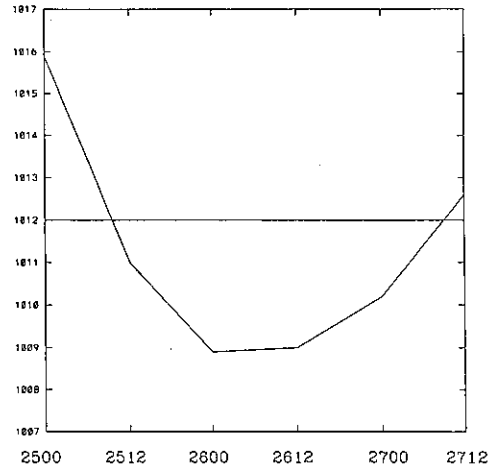


圖 6 1991 年 12 月 25 日 0000 UTC 至 27 日 1200 UTC 雲貴低壓之 850 hPa 高度值最小相鄰 9 個網格點之平均海平面氣壓隨時間之變化。

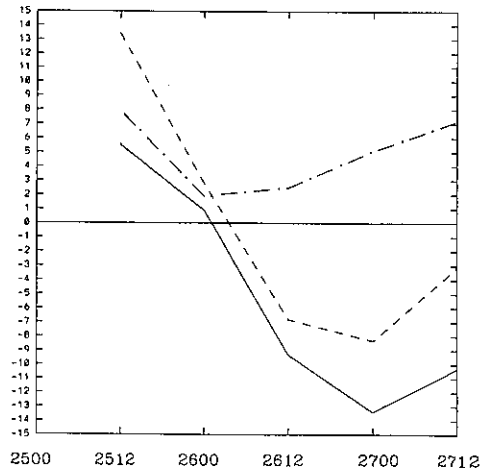


圖 7 1991 年 12 月 25 日 0000 UTC 至 27 日 1200 UTC 雲貴低壓之 850 hPa 高度值最小相鄰 9 個網格點上 850 - 700 hPa 厚度傾向 (實線)、700 - 500 hPa 厚度傾向 (點虛線)、850 - 500 hPa 厚度 (虛線) 傾向平均值之時間分佈。9 點平均值並經 1 - 2 - 1 移動平均以去日夜變化。

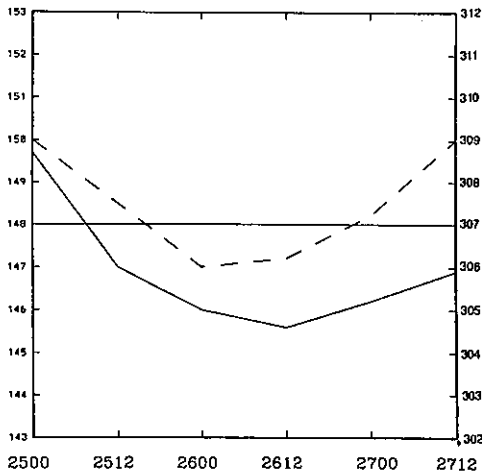


圖 8 1991 年 12 月 25 日 0000 UTC 至 27 日 1200 UTC 雲貴低壓之 850 hPa 高度值最小相鄰 9 個網格點上 850 hPa (實線 dam, 圖左) 及 700 hPa (點虛線 dam, 圖右) 高度值平均之時間變化。9 點平均值並經 1 - 2 - 1 移動平均以去除日夜變化。

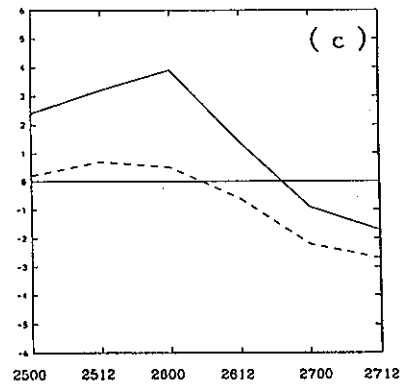


圖 9 1991 年 12 月 25 日 0000 UTC 至 27 日 1200 UTC 雲貴低壓 850 hPa 高度值最小相鄰 9 個網格點上 (a) 850 hPa、(b) 700 hPa 及 (c) 500 hPa 之垂直速度 (實線, μbs^{-1})、輻散度 (點虛線, 10^{-5}s^{-1}) (500 hPa 無此項) 及渦度 (虛線, 10^{-5}s^{-1}) 平均之時間變化。9 點平均值並經 1 - 2 - 1 移動平均以去除日夜變化。

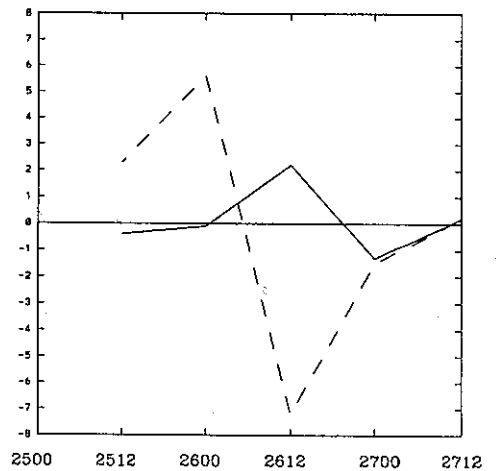
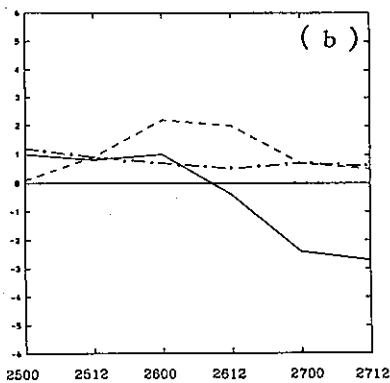
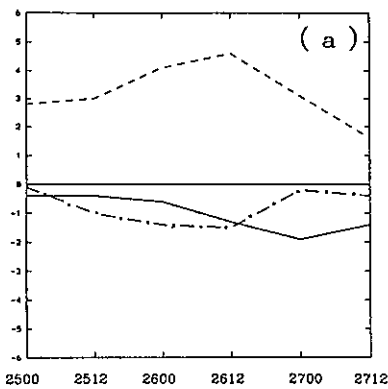


圖 10 1991 年 12 月 25 日 0000 UTC 至 27 日 1200 UTC 雲貴低壓之 850 hPa 高度值最小相鄰 9 個網格點上 850 hPa (實線) 與 700 hPa (虛線) 溫度與露點差傾向值 $(\alpha T - T_d)/\alpha, ^\circ\text{C}$ 平均之時間分佈。

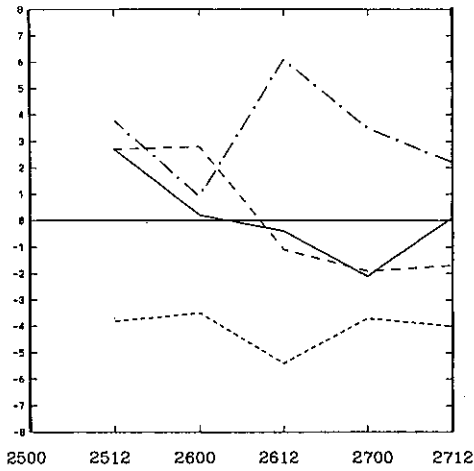


圖 11 1991 年 12 月 25 日 0000 UTC 至 27 日 1200 UTC 雲貴低壓之 850 hPa 高度值最小相鄰 9 個網格點上之 700 hPa 溫度方程 (3) 式內各項，局部變率項 (LC, 實線)，水平平流項 (HA, 點虛線)，絕熱項 (ADB, 虛線) 及非絕熱項 (DIA, 點線) 平均之時間分佈，單位為 $^{\circ}\text{C}(12h)^{-1}$ 。

表一 1991 年 12 月 25 日 0000 UTC - 27 日 1200 UTC 雲貴低壓所在位置之海平面氣壓、850 hPa 高度、850 hPa 渦度及 700 hPa 垂直速度。各數值為網格點上所得值，括號內值所示係經 1-2-1 加權滑動平均以去日夜變化者。

參數 時間	海平面 氣壓 (hPa)	850 hPa 高度 (gpm)	850 hPa 渦度 ($10^{-3}s^{-1}$)	700 hPa 垂直速度 (μbs^{-1})
25 日 0000 UTC	1016.1	1508	3.5	2.0
25 日 1200 UTC	1011.0 (1011.5)	1470 (1474)	2.7 (4.0)	0.9 (1.7)
26 日 0000 UTC	1008.0 (1009.3)	1450 (1459)	7.1 (5.7)	2.8 (1.7)
26 日 1200 UTC	1009.2 (1009.1)	1456 (1457)	5.8 (5.8)	0.2 (-0.2)
27 日 0000 UTC	1010.3 (1010.8)	1464 (1465)	4.4 (4.2)	-4.1 (-2.7)
27 日 1200 UTC	1013.5	1474	2.1	-2.9