

衛星雲圖中噴射氣流之個案分析與探討

徐天佑

賀克強

摘要

氣象之蓬勃發展僅為近百年之事，在二十世紀初期由於地面觀測網漸增，V. Bjerknes 和 Solberg 兩人乃能由分析各測站之氣象資料而於 1921 年創立鋒面低壓學說，此時對高空氣流尚未深刻了解。至二次世界大戰期間美軍飛機飛行至日本上空時發現有一股甚強之西風帶位於日本上空，因而引起氣象人員之注意與興趣。在 1946 年後探空測站紛紛設立，兩萬呎以上之高空資料得以測獲，從探空資料的詳盡分析使得噴射氣流 (Jet Stream) 漸為吾人所了解。今日更由於氣象衛星之迅速發展，因此對噴射氣流之性質能有更進一步之認識。本文針對上對流層噴射氣流做個案分析，同時配合衛星雲圖探討其各種物理特性。

一、引言

由於太陽軸射之南北差異，加之地球自轉效應，使得大氣各種運動複雜多變，大範圍之子午環流運動首先由 Hadley (1735) 所創立，其構想為直接之熱力環流，暖空氣在赤道上升，冷空氣在極區下降，加上底層與高層之南北氣流運動形成單環式子午環流，後經過多人修正，至 Ferrel (1856) 將柯氏力 (Coriolis Force) 加之於大氣環流中，此時大氣運動漸露曙光，到 1928 年由 Bergero 創立三環 (Three Cell) 說，是為今日子午環流之雛型，在此之前因缺乏高空資料，上對流層之噴射氣流並未為吾人所了解。二次世界大戰後探空資料逐漸完整，Rossby 正式發表三環式學說，至此理論與觀測頗趨一致，可以解釋極區與熱帶均為東風帶，而中緯度西風隨高度增強在高空形成噴射氣流，但是噴射氣流之形成有兩派學說 Namias、Clapp 兩者之理論和 Rossby 稍有出入，Namias (1948) 認為在上對流層高緯度之波動和低緯度之波動有異相 (Out of phase) 的情況，使得高緯度的槽和低緯度的脊相互靠攏產生

合流 (Confluence) 因此南面暖空氣與北面冷空氣向中緯度集中，在合流軸北方有冷空氣堆積形成下沉作用，而其南方有暖空氣上升，造成一個直接熱力環流如圖(1)，環繞而成一個甚強之力管場表示將由位能轉變為動能，當動能被放出時即成為一股強烈的西風氣流。Rossby 則認為中緯度之高空噴射氣流為側面混合 (Lateral Mixing) 所致，側面混合之理論認為，若南北冷暖不同之空氣互相混合如此溫度梯度終將消失，但實際並非如此，側面混合在某一個緯度突然消失，在消失的邊緣上因而形成強烈的溫度梯度。Rossby 用“絕對渦旋率守恆性”以解釋噴射氣流之形成，其學說為在噴射氣流軸以外之渦度有守恆之性質，但在噴射氣流軸上之渦旋率則否，考察三環學說之中間環系在高空向赤道流動之氣流應有東風分速才對，與觀測不符，這是由於湍流的交互作用使中緯度空氣驅向東流形成西風帶。湍流之位能在初期逐漸堆積但有週期性，當其位能消失時變為動能，就在中緯度形成一條狹長的西風帶。Lorenz (1960) 提出可用位能 (Available Potential) 學說，為斜壓波發展

之基本原理，其過程可以圖(2)表示。在圖(2)中平均可用位能釋放位能給擾動可用位能再轉變為擾動動能，而擾動動能之傳入平均氣流即為形成噴射氣流之能源。

實驗室中 Fultz (1953) 以碗桶 (Dishpan) 模擬大氣環流，當旋轉速率為高轉率 (Rossby 比數不大時) 不但有如鋒面之低層水旋且上層也有明顯之噴射式水流。到電子計算機發展完成，

Phillips (1956) 用數值方法模擬大氣運動，雖然用兩層準地轉模式，也能模擬出大氣之各種環流，從模式中已經可以分析出渦流動量轉換為平均緯流、噴射氣流之形式以及東北、西南傾斜之氣旋。Smagorinsky (1967) 以原始方程模式做九層潮濕大氣模擬，整個大氣模式與實際大氣極為相似，只是模式中噴射氣流之平均風速較高。至衛星氣象發展後更增加吾人對大氣現象之了解，本文即是從衛星雲圖中所顯示之噴射氣流以做為探討分析。

二、天氣系統與衛星雲圖概述

本個案之選取為 1981 年 11 月 16 日 1200Z 衛星雲圖如圖(3)所示，從雲圖中可以看到一條很明顯之雲系，和高空圖之噴射氣流軸相吻合，參閱圖(4)、(5)、(6)、(7)，此清晰之噴射氣流雲並未每日皆明顯，其尾端在中南半島及我國雲貴一帶與 500mb 之風變切線相配合如圖(3)，此與 CARLO (1974) 所分析大致相似唯高度略低，而 CARLO 分析之雲盾 (Cloud Shield) 約在 300 mb。本個案可追溯至 11 月 15 日，西伯利亞冷高壓發展成熟後向東南移動，經蒙古、察哈爾、山東至 18 日出海而逐漸減弱，其路徑如圖(8)所示。

三、垂直速度與水汽分布

圖(9)為 700mb 1981.11.16.1200Z 日本氣象廳所發布之 ω 垂直運動圖，正區為下降運動，負區為上升運動，靠近渤海灣之強烈下沉區恰與地面冷高壓中心符合，在地面圖(10)中冷高壓附近為晴空區域與圖(9)下降運動區域相吻合。衛星雲圖中雲系之

前緣與噴射氣流軸相一致，在軸之南方有明顯之雲區，雲區大致位於垂直運動上升區。水汽分布圖以圖(11)、(12)、(13)、(14)為 700、500、300、250 mb 之溫度露點差等值線分布，濕度大的區域與雲區分布相一致。

雲圖中高層雲與上對流層之濕度相配合參閱圖(12)、(13)、(14)，集中於軸線南方，顯示高層之軸線南緣水汽也相當充份，擾動明顯，綜觀而言與 Namias 學說甚為相似，在噴射氣流軸南方因為暖空氣上升濕度大，北方有冷空氣下沉較為乾燥大部份為無雲區。

四、噴射氣流軸附近之風速分析

大氣秉性在大部分的地方均為地轉平衡，但在噴射氣流軸附近非地轉效應很明顯，Väisänen (1954) 為文提及曲率 (Curvature) 效應也是重要因素之一，在噴射氣流軸附近，實際風與地轉風可以下式表示：

$$f(V_g - V) = KV^2$$

V：實際風速

V_g ：地轉風風速

K：曲率

f：柯氏參數

由上可知高層之噴射氣流僅由地轉風代替定有誤差，垂直風切變化可由上式推得：

$$\frac{\partial V}{\partial Z} = \frac{1}{(f + 2KV)} \left(f \frac{\partial V_g}{\partial Z} - V^2 \frac{\partial K}{\partial Z} \right)$$

A 項 B 項

上式等號右端包括兩項即垂直風切由兩項所影響，①A 項就是地轉平衡之熱力風效應。②B 項垂直高度之曲率變化。兩者對垂直風切的變化均有貢獻，圖(15)為 250mb 與 400mb 之重疊圖，其中高度等值線可以看出上下兩層之曲率變化隨高度有反氣旋增強之傾向，符合 B 項之垂直高度曲率變化可以增強噴射氣流軸附近之風速。而單獨之熱力風效應無法產生如此大的風速，因此噴射氣流軸附近風速為 A、B 兩項和之共同效應。

五、合流效應

地球自轉所引起之慣性振盪 (Inertia Oscillation) 其週期為 $T = 2\pi/f$ 其中 f 為柯氏參數。大氣之基本氣流因受慣性振盪之效應使得氣流有加強、減弱、偏轉之現象如圖 (16)；因此在高空表現出槽脊之分布。但是高緯度與低緯度之槽脊時有靠攏的情況，因此在中緯度產生合流 (Confluence)，由南北氣流風速分量可以檢查合流、分流 (Difffluence) 之效應，取北緯 20° 之經流風速分量，以示 Hadley 環流風系，再取北緯 50° 之經流風速分量，以示 Ferrel 環流風系；用 500mb 圖檢視如圖 (17) 所示。取 30°N 之風速值以示合流分流之總效應如圖 (18)，以 20°N 與 50°N 經向風之相對吹行或背向吹行代表合流或分流，由此可以看出其 30°N 之風速與合分流效應頗有明顯之對應，如圖 (18) 在分流區北緯 30° 之風速有減弱之趨勢，在合流區北緯 30° 風速有加強之趨勢，唯 0°N 至 40°N 合分流效應較小之區稍有出入。

六、垂直剖面穩定度分析

垂直剖面路徑如圖 (19) 中 A-A 路徑，風速分布如圖 (20) 所示，圖中顯示噴射氣流軸之位置在東京、TATENO (47646) 附近，軸心風速達 150 KTS，低層之鋒面及高層之鋒面如圖中之雙粗綫區。通常在鋒面附近及噴射氣流軸附近較不穩定，圖 (21) 為垂直剖面之渦度與 Ri 里察遜 (Richardson Number) 比數分布圖，低層鋒面之正渦度高度至 600mb 左右，高層之鋒面附近也有較大的正渦度值，圖中顯示正渦度分布在噴射氣流軸之右方，正好與處於高空槽前而槽後大部份為負渦度。里察遜比數小於 0.5 之區域如圖中點綫分佈區，為不穩定較易產生之處，而 $Ri \leq 1$ 與正渦度重合之處其天氣較惡劣，雲量多，有降水，從地面圖之天氣報告可以驗正大致相吻合。

七、低層噴射氣流

低層噴射氣流其成因與發展因所處之地域各有其特徵，美國洛磯山 (Rocky Mountain) 東側之低層噴射氣流其特性為白天較弱夜晚較強且常伴隨夜間雷雨同時有日變化，其物理機制有三點：1. 摩擦日變化所引起之慣性振盪。2. 邊界層之慣性作用。3. 傾斜地勢之熱力效應。可參閱林氏 (1980) 內有詳盡討論。日本梅雨 (Baiu) 鋒內低層噴射氣流因偏地轉風 (Ageostrophic Wind) 所引起力管場不平衡而激發之垂直力管環流，在噴射流軸上方右側為上升氣流故濕度大，左側正好相反，噴射氣流軸下方右側為下降氣流故乾燥，左側相反如圖 (22)，此由於水平溫度之差異形成力管環流，參閱 Matsumoto (1972)。台灣夏季之低層噴射氣流對雷雨之影響也有密切之關係，往往雷雨產生於低層噴射氣流之輻合區，可參閱黃氏 (1976)、陳氏 (1979) 之研究，以上為低層噴射氣流之簡要說明，因非本文之主題，故僅做略述之。

八、結語

從雲圖與上述之分析可知噴射氣流軸附近擾動極大，亦是易產生卷雲之區域，對於飛安有極大之威脅，參閱賀氏 (1981)，同時鋒面之位置與噴射氣流也有相關，大部產生在高空噴射氣流之南側，其三維空間示意圖如圖 (23) (Aksel) 所示。

噴射氣流為大氣中極為重要之一種現象，由此顯示出南北空氣混合之特性，所以軸綫附近無論水平，垂直風切均大，溫度梯度也大，擾動特強，是飛行人員應盡量避免進入之區域。

致謝

本文電算機部分承蒙林沛練同仁協助完成，資料部分由吳榮煌、林容賢諸同仁蒐集整理，部分圖表由張儀峰、易安成諸同仁協助繪製，特此致謝。

參考文獻

1. 一凡：1965，噴射氣流雲。氣象學報第二卷二期，P50～54。
2. 沈傳節：1955，噴射氣流之性質。氣象學報第一卷第一期，P27～35。
3. 林沛練：1980，低層噴射氣流的理論與應用。大氣物理第十一期，P36～47。
4. 徐應環、王時鼎：1965，西伯利亞寒潮爆發與東亞對流層中部噴射氣流之形成。氣象學報第二卷第一期，P1～10。
5. 許明鑑：1972，噴射氣流。文昇書局印行，PP39。
6. 陳正改：1979，梅雨鋒面所伴隨之低層噴射氣流。大氣科學第六卷第一期，P29～36。
7. 黃中成：1976，低層西風噴射氣流及其對台灣天氣之影響。氣象預報與分析第六十八期，P37～45。
8. 賀克強：1981，噴射氣流與飛安之探討。
9. Aksel, W.N.: Compendium of meteorology. WMO-NO.364, Volume 1. Part 3. Chapter 4.
10. Carl, O.E.: 1974, A jet stream cirrus shield. Mon. Wea. Rev. P.260～261.
11. Forrest, R.M.: 1955, Far East Climatology of the jet stream. First Weather Wing special study 105-1.
12. Hess, S.L.: 1959, Introduction to theoretical Meteorology. PP.362.
13. Holton, J.R.: 1979, An introduction to dynamic meteorology. PP.391.
14. Matsumoto, S.: 1972, Unbalanced low-level jet and solenoidal circulation associated with heavy rainfall. J. Met. Soc. Japan, 51, 101-107.
15. Palmen, E. & Newton, C.W.: 1969, Atmospheric circulation system. PP. 603.

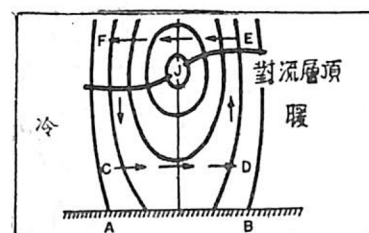


圖1 Namias噴射氣流縱剖面示意圖，J代表軸心，CDEF代表繞軸之環流，粗綫為對流層頂，細綫為等風速綫。

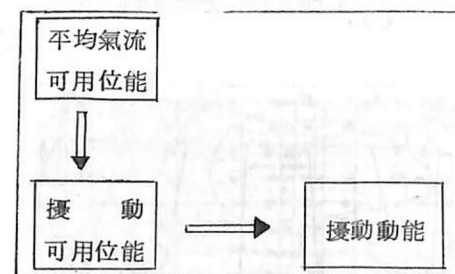


圖2 發展中之斜壓波能量轉換示意圖。

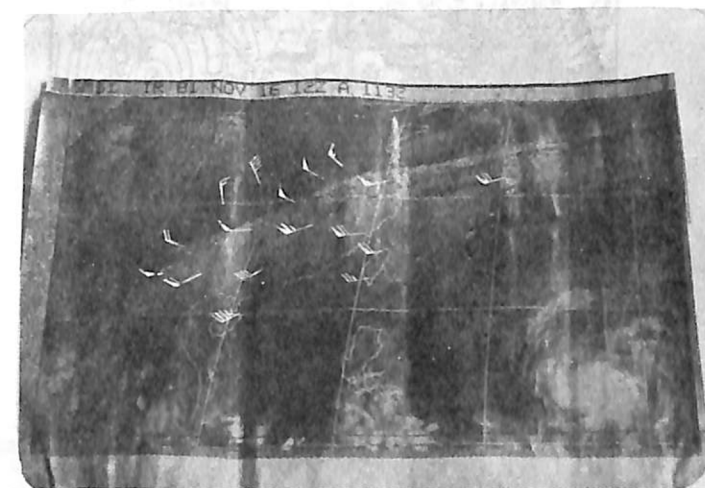


圖3 1981.11.16.1200Z 紅外光衛星雲圖，圖中之風標為500MB之風向風速。

1982.2.

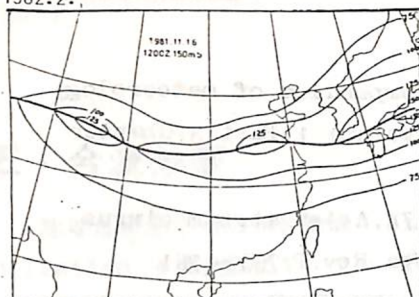


圖4. 150 MB 噴射氣流軸等風速線分布圖，粗實線為噴射氣流軸之位置，細實線為等風速線，單位（哩/時）。

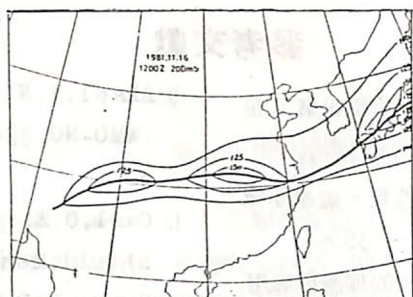


圖5. 同圖4.但為200 MB 之分布圖。

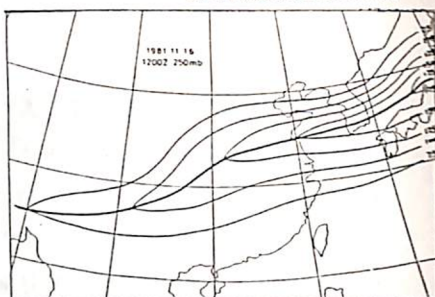


圖6. 同圖4.但為250 MB 之分布圖。

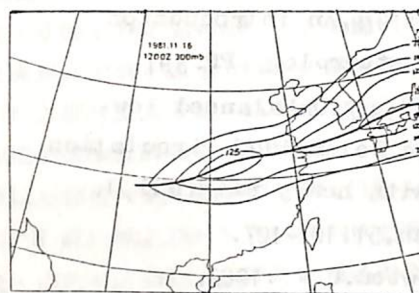


圖7. 同圖4.但為300 MB 之分布圖。

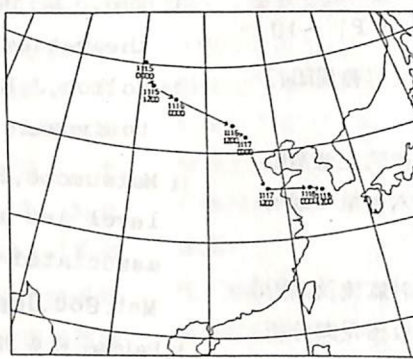


圖8. 高壓中心路徑圖，●代表高壓中心位置，時間自11月15日1200 Z 至11月18日0000 Z。

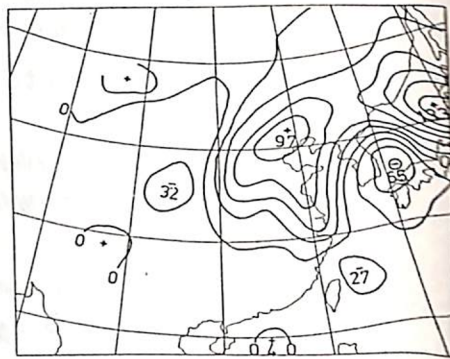


圖9. 700 MB, 1981.11.16.1200 Z ω 垂直運動圖正區為下沉運動，負區為上升運動。

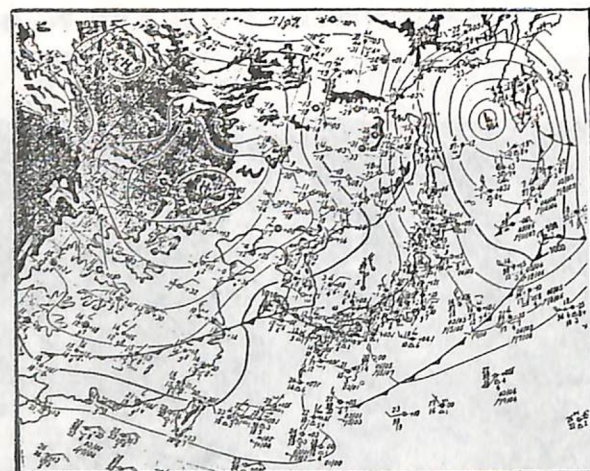


圖10. 1981.11.16.1200 Z 地面天氣圖。



圖11. 700 MB 溫度露點差等值線分布圖，單位（℃）。

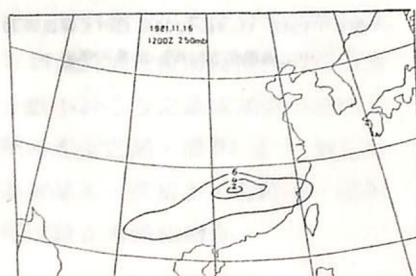


圖12. 同圖11.但為500 MB 分布圖。

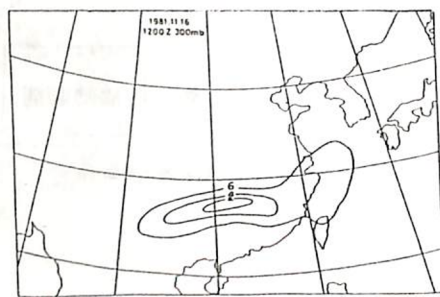


圖13. 同圖11.但為300 MB 分布圖。

1982.2.

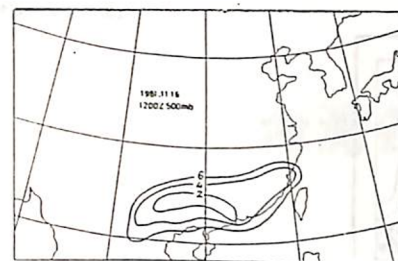


圖14. 同圖11.但為250 MB 分布圖。

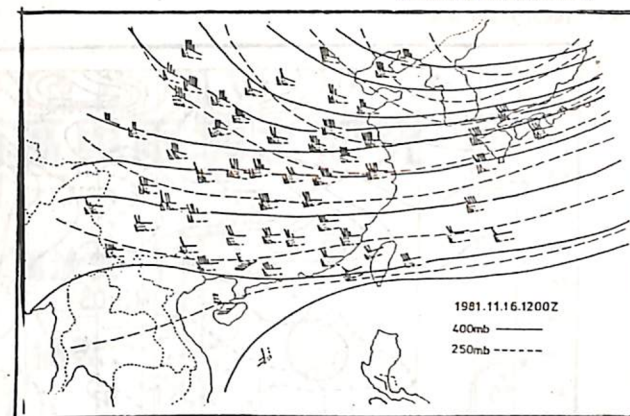


圖15. 400 MB, 250 MB 等高線與風向風速圖。

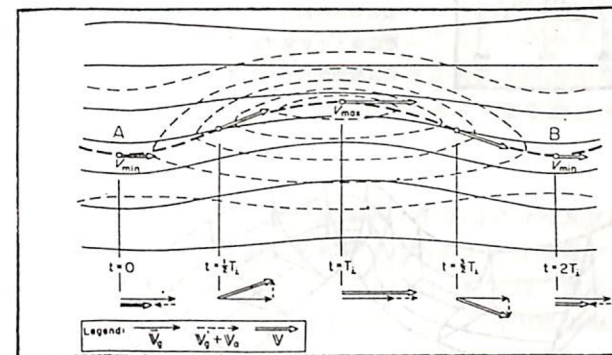


圖16. 慣性作用示意圖（實線），等風速（虛線）及沿噴射氣流軸之風場向量變化，圖下方之向量合成圖為慣性及平均風之合成作用。

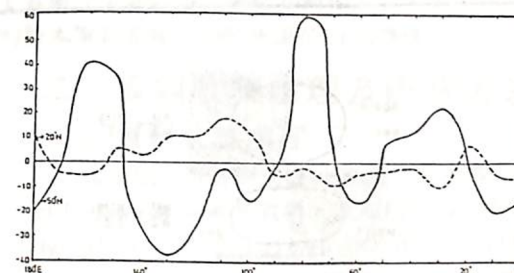


圖17. 500 MB, 1981.11.16.1200 Z 經向風分布圖。實線為50°N 之經向風分速，虛線為20°N 之經向風分速，南風為正，北風為負，單位（哩/時）。

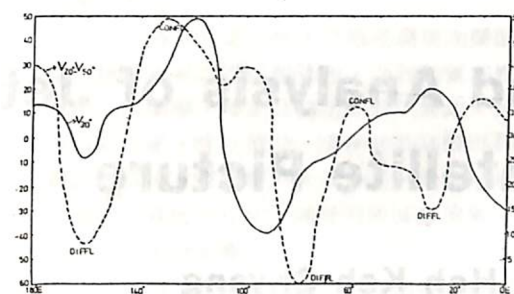


圖18. 500 MB, 1981.11.16.1200 Z 合流分流效應，實線為30°N 之風速分布線，虛線為20°N 之經向風減去50°N 之經向風速值，正值表示合流，負值表示分流。



圖19. 噴射氣流軸垂直剖面路徑圖。

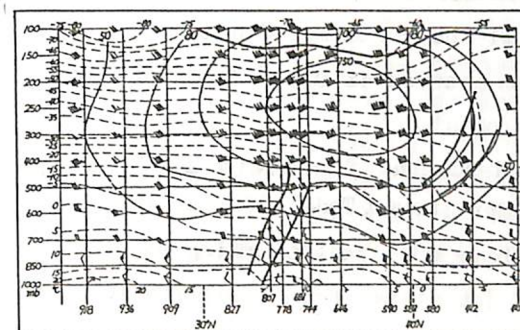


圖20. 垂直剖面圖，細實線為等風速線，虛線為等溫線，單位分別為哩/時、℃，雙粗線為低層及高層之界面位置，圖上方之粗實線為對流層頂。

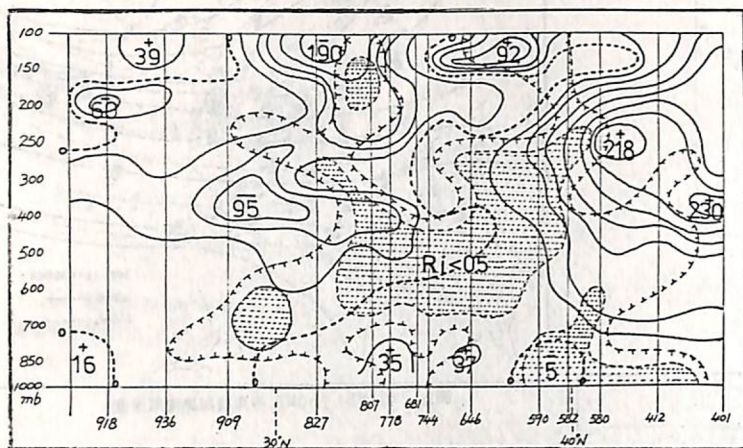


圖21 渦度與里察遜比數 Ri 分布圖，實線為渦度等值線，虛線代表渦度值之零值線， Δ 代表里察遜比數值小於1之等值線，點線陰影區代表 $Ri < 0.5$ ，與圖20相比較可以發現在噴射氣流軸附近，大致 $Ri < 1$ 易產生不穩定之處，正負渦度分布於軸之兩側與高空槽之位置相配合，渦度單位 $(10^{-4} \text{ sec}^{-1})$ 。

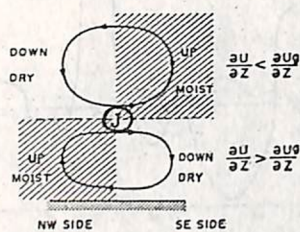


圖22 Baiu 低層噴射氣流示意圖，J代表噴射氣流軸心。

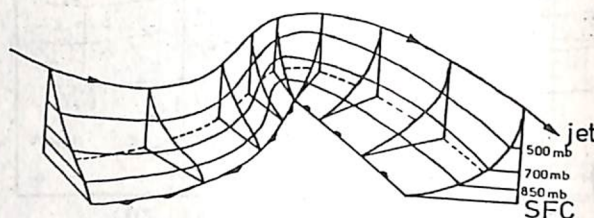


圖23 噴射氣流與鋒面相關位置圖，圖下方之虛線為噴射氣流軸在地面之投影。

The Case Study and Analysis of Jet Stream from Satellite Picture

Shi T. Y.

Heh Keh-Chyang

Abstract

In 1921 V. Bjerknes and Solberg analysis the surface report establish the cyclone-front theory because the lack of upper data, we don't understand the upper flow until the World War Two American Air Force find a strong westly jet stream located in upper layer of Japan that makes the interesting of meteorologist.

After 1946 we have the rawinsonde data and from data analysis we gradually understand the property of jet stream. Today, because the fast development of weather satellite, we have more understanding of jet stream, this case is a case study of jet stream from satellite map and rawinsonde data.