

東亞噴射氣流之特性 戚啓勳

Characteristics of Jet Streams in the Far East

Abstract

C. H. Chi

This synopsis is to give a general information on the observations and results of my study on the jet streams appeared in the Far East. The writer first gave its cause and characteristics on the formation of a jet-stream in the upper atmosphere and then described its seasonal change on their geographical positions. From mid-October to the mid-April, there are two jet-streams in existence over the continental China and its neighbouring seas. These two jet-streams become intermingled near the neighborhood of Japan. The northern jet-stream was relatively stronger than the southern one and its height was about 40,000 ft. with a horizontal and vertical shears. This prominent feature on branching of the Westerlies was clearly indicated the dynamic effect of Tibetan Plateau. During the summer months the jet-stream played a role of minor importance in the drama of weather. Its average height was 43,000 ft. The wind velocity generally sharply decreased from west to east and gave a contradictory picture from the winter months. But the paths of these jet-streams are fairly agree with the maximum rainy zones and the prevailing tracks of extra-tropical storms.

一、前言

二次大戰以前，由於探空資料稀少，一般氣象學者都不知道高空有所謂「噴射氣流」(Jet stream，亦譯「激流」)存在。直到 1944 年美國太平洋區 B-29 機群空襲日本，發現飛機的真空速雖有每小時 300 哩，但迎面吹來一股強風，竟使地速幾等於零。回來的時候轉為順風，地速一變而為超過真空速幾達一倍。這次任務為恐油量不足，不得不在途中將炸彈卸落，趕返基地。當時李梅將軍為對付此種神秘氣流，命令所屬不顧敵方高射炮火，低空飛往日本轟炸，返航時再爬高到此強風層內，藉收順風之利。

其實這種高空強風帶早在一九一八年就被美國陸軍航空隊一位試飛員在俄亥俄州上空遭遇到，因而創了高速記錄，但在當時大家都未予置信。一九三三年氣象學家白裘克銀 (V. Bjerknes) 等在大氣平均截面圖上也曾發現北半球上空有一條移動迅速的強烈西風帶。隨後經大戰末期的實際經驗證實，氣象學者才急起探測研究。

截至目前為止，雖然噴射氣流的成因還沒有確實明瞭，但它的行為和稟性却已有不少資料。這些成果

無論對天氣預報或高空飛行都有很大幫助。遠東地區的噴射氣流情形經各方探討也有不少成就，值得作綜合性之報導。下面先對噴射氣流成因和一般性質作一簡短說明，使讀者易於瞭解。

二、噴射氣流之成因

關於噴射氣流的成因，最初諾瑪斯 (J. Namias) 倡導一種「合流說」。他認為對流中層常有兩股偏南和偏北的西風氣流，因高低緯波列之異相 (Out of phase) 而相遇在一處，等溫線因而密集，西風能量集中在此狹窄的區域內。軸線北面的較冷空氣逐漸堆積，產生下降運動，軸線南面因為損失空氣而產生上升運動。隨後洛氏 (C. G. Rossby) 一派却認為噴射氣流是大氣中「側面混合」的後果。大規模熱源渦流再加以絕對旋率有趨於平衡的趨向，即可形成側面混合。洛氏指出冬季各月混合區內的勢能具有週期性堆積現象，當它釋出動能時，在緯度 30 至 50 度的對流層頂附近就會產生一條狹窄的強烈西風帶。

這兩種學說主要差別有三：

(一) 混合說認為強勢力管場 (即增加溫度和氣壓梯度) 乃側面混合的結果；合流說却認為增強力管場才

會產生噴射氣流。

(二)混合說認為旋率移轉和側面混合時發生，合流說則認為旋率移轉是噴射氣流建立後經混合作用後才產生。

(三)混合說認為噴射氣流附近有一反向或間接的南北向環流，合流說却認為是一直接的南北向環流。

三、噴射氣流之一般性質

現在大家都知道南北半球的對流層頂都有一條或兩條西風噴射氣流。噴射氣流中心的高度通常在350-200 毫巴之間。強風帶有和定壓面上的等高線相平行的趨勢，但並非永遠如此，特別是槽線以東，有時候最強風的軸線可能會貫穿400 呎間隔的等高線兩條或三條。噴射氣流的位置隨季節而不同，冬季大多在南北緯30-50 度之間徘徊，夏季則移近極圈，以北半球來說至少可抵達北緯55度。有些氣象學者認為任何一條個別噴射氣流移行數日後就會變為不規則行動，但仍能保持移向低緯度的趨勢。根據等風速線的形態可以看出噴射氣流中心呈扁平的橢圓形，厚度大約在4,000 呎左右。噴射氣流的寬度頗不一致，有時候可超過300哩，有時候却只有100哩上下。循一噴射氣流軸線可見它的最大和最小風速中心有向下游移動的趨向。噴射氣流軸線南北溫度梯度極大，每30哩約降攝氏兩度。豎向軸線上垂直風切非常強烈，尤以極面附近為著。

噴射氣流雖然是一條蜿蜒曲折的繞極強風帶，但並非完整無缺，其間常斷裂。低壓南北軸線上大多形成複式噴射氣流。噴射氣流和極面在本質上常彼此關聯，最大風速軸線和500 毫巴面上的極面大多在同一位置。柏爾 (E. Palmen) 門指出：極面上空有一噴射氣流，稱之為「極面噴射氣流」(Polar front jet)，實際上約在極面北方750 哩處。南方另有一噴射氣流，稱之為「副熱帶噴射氣流」(Subtropical jet)。前者亦稱「主噴射氣流」，後者稱為「副噴射氣流」。

噴射氣流也有它的生命循環，包括一構成期和一消散期。一次可維持數星期之久。此種生命循環和指標循環 (Index cycle) 具有密切關係。當噴射氣流南移時，通常勢力大多增強，但在北緯30度以南，因動力作用而使之消散。北緯30-35 度之間，最大風速有時會超過每小時300 哩。

噴射氣流並不限於中緯度的西風帶內，亞非兩洲熱帶地區的高空還有一種東風噴射氣流。海洋上却並

沒有，由此可以想見海陸分佈對於高空氣流型具有重大的控制作用。

四、冬季之東亞噴射氣流

冬季各月，世界上最強烈的西風經常出現在遠東地區上空。從十月中旬開始到次年四月中旬，中國大陸和近海一帶都有兩股噴射氣流。南面一股在北緯30-40 度之間，亦即副熱帶噴射氣流，冬季平均位置在北緯34度，高度在200 毫巴上下，離地約四萬呎。

圖1 示1956年1-3月平均噴射氣流位置，圖中可見

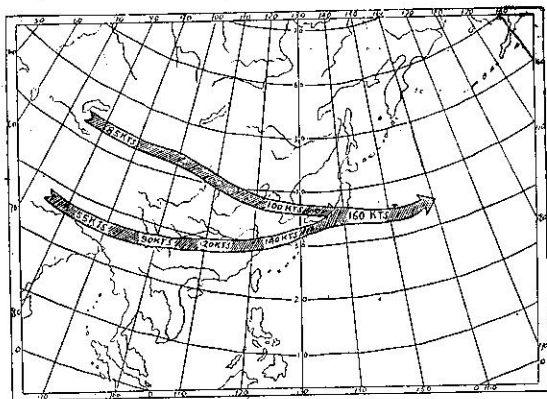


圖1：1956年1月至3月東亞平均噴射氣流位置

南方之噴射氣流從喜馬拉雅山南面向東延伸，穿過川黔交界地區經湘贛北部至杭州灣出海。中心風速向下游增強。在西藏高原南面時僅約每時60~90哩，到川黔交界已增強至每時120 哩，出海時達140 哩，到達日本附近和北方一股合併時增到每時160 哩。個別噴射氣流的強度可達每時300 哩。這一股噴射氣流緯度方面的變化較小，自十月間初見於華南後一直要到次年四月中旬始見北移。它的位置和冬季寒帶空氣南下的極限相配合。因此嚴格說來，此股噴射氣流自十二月至次年二月逐漸增強且趨南移，二月份到達最南極限之北緯三十三度。

北面一股即極面噴射氣流，圖中可見從帕米爾高原以北向東穿越塔里木盆地，至內外蒙交界處折向東南，在秦皇島附近入海。此股較南面一股稍弱，在新疆蒙古一帶中心風速不過每時八十五哩，出海時亦僅一百哩。高度亦較低，平均約在250 毫巴，即離地35,000 呎附近，出海後才升高到40,000呎。這一股噴射氣流和移動性低氣壓及極面相偕，每天和每月的緯度波動範圍較大。圖1內所示之形態無非為平均方法之後果，實際上決沒有這樣平滑而具有規律。

南北兩股噴射氣流中間的西風帶，面積寬廣而勢力薄弱，四川盆地上空甚至還出現東風。出海後中間區域迅速變狹，東經120度的截面上，400毫巴處北緯25度與35度的濕度差竟相差到攝氏十七度。這樣強烈的溫度差，實為兩股噴射氣流漸趨匯合的後果。根據美空軍第一氣象聯隊的分析，日本、韓國一帶北緯50度以南僅有一條最強西風帶，因此推斷中國大陸的兩股噴射氣流出海後即趨於合併。合併後的噴射氣流情況，據統計一月份北緯28~38度離地三萬至五萬呎間平均風速都超過每時一百哩。最強風速在四萬呎附近，該處每時一百哩風速的範圍較廣，可自北緯40度向南延展至北緯25度。二月份更向南伸展至最大限度。最大風速的垂直軸線在下層微向北方上傾，從500毫巴面至噴射氣流中心，軸線近乎垂直，再向上軸線轉為向南傾斜。

冬季亞洲噴射氣流具有強烈的水平風切和垂直風切，水平風切主要在噴射氣流中心的北面。強烈噴射氣流中每一緯度水平風切大約在每時50~80哩，南面偶而也有這樣強大的風切。垂直風切以噴射氣流下面較強，最大風中心以下一萬到一萬五千呎常有每千呎達50哩時的風切出現。西藏高原的南面垂直風切最強，拉薩上空400~300毫巴間每公里垂直風切竟達每時15哩，相當於溫度梯度每百公尺相差攝氏1.4度，此在低緯度已經是相當大的數值；高原以北垂直風切很小，因此溫度梯度也不大。

遠東地區噴射氣流平均位置和最大降水區及最多風暴路徑配合得很好，見圖2。圖中顯示冬季在喜馬拉雅山南面經過的副熱帶噴射氣流正好是低緯度溫帶

氣旋最常走的路徑。這種氣旋大多在長江下游產生，隨後移出東海岸至東經135度後趨於加強，加強後的路徑大多偏向噴射氣流的北方。低壓中心地面位置以西，噴射氣流的高度顯然增加。北方一股和西伯利亞氣旋群的平均路徑或極面相配合。極面之上空或稍偏南常出現一個最大風核心，尤以西伯利亞寒潮爆發時為顯著。

東亞沿海岸上空之有兩股噴射氣流，顯然和美國的情況不同，美國東海岸只有一股噴射氣流。東經120度東亞南方噴射氣流和西經80度美國噴射氣流相比較，前者偏南約5度，中心風速要高出約40哩時。東經120度線上北緯15度和35度的溫度差，較西經8度上同一緯度間距的溫度差要大攝氏五度。

茲舉逐日天氣圖上之實例，以為平均情況之解釋，藉助預報應用。圖3示1954年2月6日0300Z之地面及500mb圖。下層最重大變化在於日本東方之低壓加深至992mb，此種加深過程係在較弱之寒帶噴射氣流中進行。環流加強後，建立新極鋒，此一噴射氣流亦同時增強。因此日本南方顯然有兩股噴射氣流。

第二例認為1957年1月22日1500Z之500mb圖。見圖4，圖中可以看出：西風帶受西藏高原之阻而分成兩支：一支流向高原北方；另一支則趨向南方。二者過高原繞回時，南支因動力作用形成一槽，北支則因動力作用形成一脊，每支西風內均有一噴射氣流存在。

最近在東亞地區噴射氣流較顯著之一例在今（五十）年二月一日0000Z 500mb圖上，如圖5所示。圖中琉球群島至日本南方噴射氣流極為顯著。雖當時

因高空風報告太少，無法確定兩股噴射氣流之軸線位置，大陸上之高空風亦不強。但我人仍可看出河西走廊附近形成一脊，雲南一帶形成一槽，顯然為西風帶越過西藏高原因動力作用而產生。再者，臺灣上空西風極強，冷鋒自臺灣南端向東北伸至日本東南。前面一冷鋒已越過硫磺島。地面高壓中心自外蒙西部趨向東南，低壓中心在北海道以東。凡此均足以顯示副熱帶噴射氣流約經臺灣上空，而寒帶噴射氣流則穿過日本四國之南端，走向東北東。

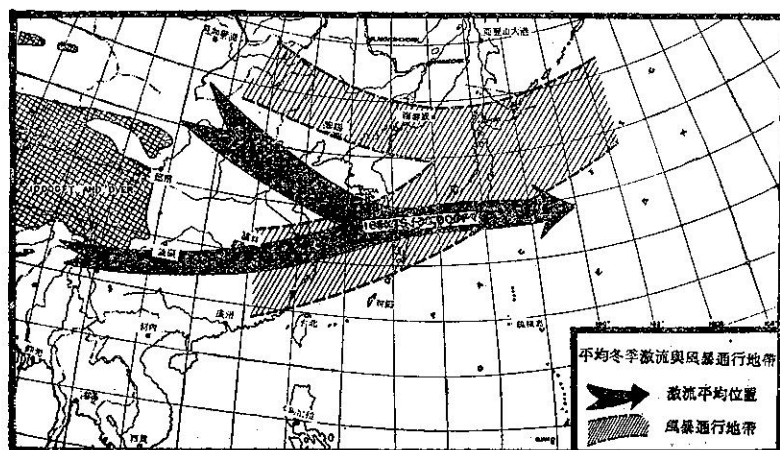


圖2：冬季（12月、1月、2月）最大風軸線平均位置交疊在溫帶氣旋通行地帶的上面。格子部份表示超過10,000呎的西藏高原。

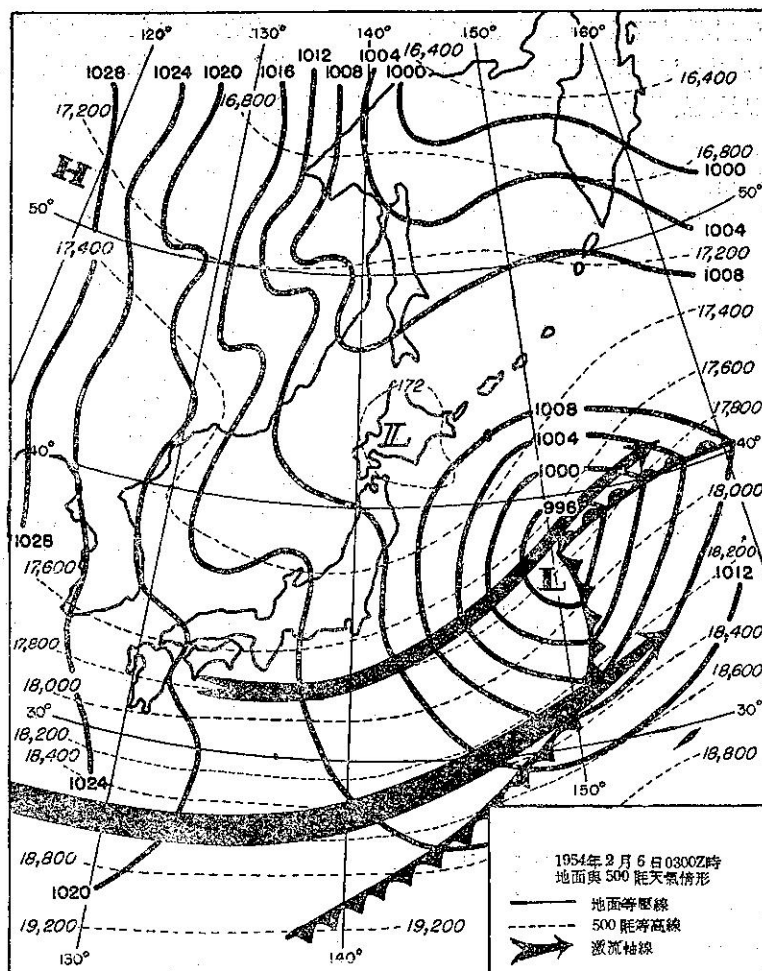


圖3：1954年2月6日0300Z時地面與500mb
天氣情形

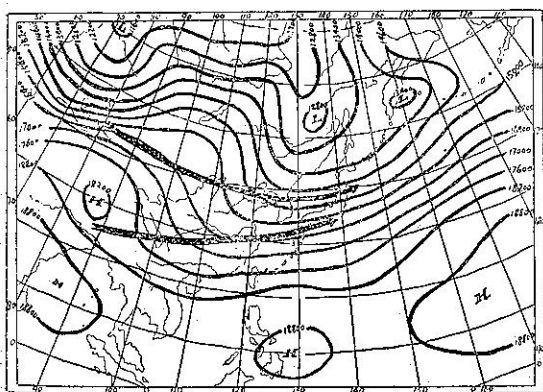


圖4：1957年1月22日1500Z之500mb圖
(粗線箭頭為冬季平均噴射氣流
軸線位置)

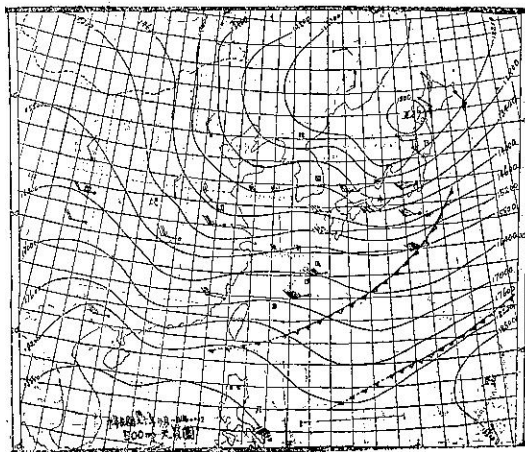


圖5：1961年2月1日0000Z
500mb天氣圖

五、夏季之東亞噴射氣流

亞洲高空夏季的噴射氣流和冬季截然不同，世界上最強的冬季噴射氣流一到夏季就變得微不足道，中心平均風速不足每時60哩。個別噴射氣流的最大風速範圍約自每時50哩至110哩，雖然偶而也可到達150至200哩，但機會很少。根據各經度線上6、7兩月份平均截面圖看來，顯然有兩股分立噴射氣流，但8月份平均圖却沒發現北面一股。南方的副熱帶噴射氣流

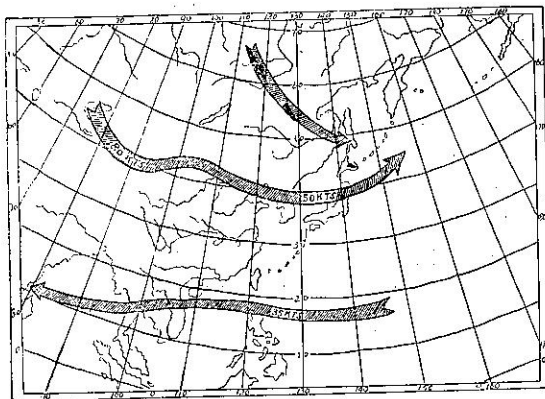


圖 6：1956年7、8兩月平均噴射氣流位置

平均位置在北緯38度附近，變動範圍從北緯35度至45度。高度平均為43,000呎，變動範圍約自35,000呎至50,000呎。圖6示1956年7、8兩月噴射氣流平均位置，圖中顯示南方噴射氣流從巴克什湖上空向東南穿過塔里木盆地，隨後略向北偏經內蒙北部後再偏東南，在渤海之秦皇島上空入海，穿過南北韓接界處和日本本州北部折向東北東。中心風速在巴爾克什湖上空尚有每時80哩，隨即轉弱至不足50哩。此點和冬季情形正好相反，按冬季此一噴射氣流顯然向下游增強。

北方的極面噴射氣流夏季亦隨極面北移，高度約40,000呎，勢力較副熱帶噴射氣流更弱。平均位置約自西伯利亞之勒拿河上游向東南延伸至庫頁島南部。如圖3所示。

另在低緯度高空尚有一股東風噴射氣流，中心風速平均自每時30哩至40哩。根據近世氣象學者研究，指出赤道地區既完全為海洋所佔有，北緯20度以北則為

陸地，因此北半球夏季最強烈之地面加熱在赤道以北；加之廣大西藏高原有大部面積伸至700毫巴面，很多高脊伸展至500毫巴以上，足以將地面吸收的日射直接加熱至對流中層，促使對流上層產生強烈的力管場，推動順鐘向環流，這樣才產生亞洲低緯度的東風噴射氣流。

東亞一帶夏季副熱帶噴射氣流軸線和主要風暴路徑也配合得很好，見圖7。至於遠在北方的一股，因為平均風暴路徑資料不足，故未繪入。據亞洲氣象學者的研究結果，指出五月底或六月初西藏高原的噴射氣流驟然消失，但日本南部的高空此時仍有噴射氣流存在，一定要等到日本的噴射氣流也消失，中國的梅雨期才告終止。

六、春秋交替季節之噴射氣流

春秋兩季南方之副熱帶噴射氣流平均位置在北緯32度至35度。春季向北推移，秋季則逐漸移向南方。平均最大風速春季自每時140哩減弱至100哩，平均為每時120哩。此一噴射氣流秋季逐漸增強，九月份最大風速為每時70哩、至十一月增至140哩。高度約在200毫巴與150毫巴之間，即離地四萬至五萬呎。

北方之極面噴射氣流逐月緯度變化較大，平均位置在北緯40至45度之間，高度約五千呎至四萬呎。秋季較春季略強，按秋季最大風速自每時90哩至110哩，春季約在60至100哩之間。

自夏季至秋季日本上空先出現西風噴射氣流，隨後秋冬之交始在西藏高原以南突然出現一股副熱帶噴射氣流。冬夏交替季節最容易出現複式環流。這兩條

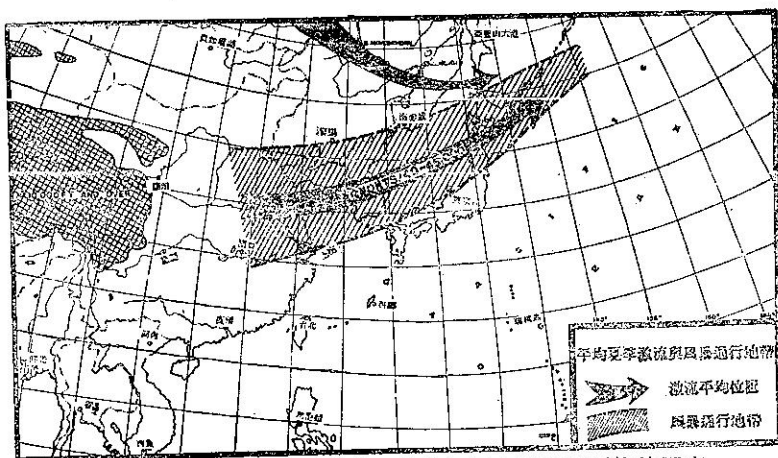


圖 7：夏季（6月、7月、8月）最大風軸線平均位置交疊在溫帶氣旋通行地帶的上面。格子部份表示超過10,000呎的西藏高原。

噴射氣流時合時分，在日本、韓國一帶位置在北緯35度至45度，高度在三萬至四萬五千呎之間。

七、結 論

東亞冬季顯然有南北兩股噴射氣流，即副熱帶噴射氣流和極面噴射氣流，分自西藏高原南北向東延伸，出海後漸趨合併。南面的噴射氣流非常穩定，不僅每天位置很少變化，每年的平均位置也能保持不變。這一股噴射氣流勢力最強，對我國天氣有重大控制作用。北面一股勢力較弱，緯度波動也比較大。夏季雖然也有兩股噴射氣流，但却彼此分立，各不相涉。並且低緯度10度至15度間還有一股東風噴射氣流。遠東地區噴射氣流之具有如此特質，顯然受到兩種控制因素：一種是廣大的亞洲大陸和海洋之間冬季和夏季所產生的熱力對比效應。另一種因素即為西藏高原的動力和熱力效應。因為略呈橢圓形的西藏高原，長軸超過3,000公里，短軸超過1,400公里，假定和鄰近的新疆、蒙古高原併在一起來看，寬廣的程度足以和整個西風帶相比擬。東西向伸展相當於長波的長度。平均高

度超過四公里，佔對流層厚度的三分之一強。西風帶內既然有這樣高大的障礙，對大氣一般環流當然會產生動力影響。再加上到達高原的氣流隨季節而不同，高原的動力效應也隨之而改變。另一方面，西藏高原也可以把它看作一個巨大的輻射體，夏季為一熱源，冬季高原東南部受到日射強烈也是熱源，其餘因積雲之故可能是冷源，因此對大氣環流產生一種熱力效應。東亞噴射氣流的季節演變，即為此等效應的後果。

參 考 文 獻

1st Weather Wing, USAF. Far East Climatology of the Jet Stream 1955.

氣象預報與分析第一至第三期：東亞大氣環流
沈傳節：噴射氣流的性質 氣象學報 第一期

P. Koteswaram: The Eastly Jet Stream in the Tropics
Tellus Feb. 1958.

空軍學術季刊二卷八期：高空氣流探秘

空軍學術季刊二卷七期：噴射氣流內的航行問題

Herbert Riehl: Forecasting in Middle Latitudes. 1952.

氣象學報訂購辦法

- 一、本學報以促進中國氣象學術之研究為目的。
- 二、個人如欲訂購，可報請服務之單位，備文證明，連同價款，逕寄本社，或利用各地郵局，將書款存入臺灣郵政第2797號劃撥儲金本所專戶，當按址寄送所需之學報。
- 三、本學報本期暫收成本費新臺幣壹拾元，郵票十足通用。

氣象學報徵稿啓事

本學報長期徵收稿件，歡迎各方踴躍惠稿，惟為配合出版時期起見，惠稿最好於二、五、八、十一等月月中以前寄達，以便及時刊載，而免積壓，敬請惠稿諸先生注意。