

中国天气类型



目次	說明 頁次	例圖 頁次
引論.....	3	
範型天氣舉例.....	20	39
型1. 寒潮冷鋒及其波動氣旋.....	20	40
1948年12月21—26日		
型2. 冷氣團領域中廣大雨區的重生.....	22	46
1948年12月27—29日		
型3. 副冷鋒.....	23	50
1948年11月11—14日		
型4. 中國北部的波動氣旋——黃河氣旋.....	23	52
A. 1948年5月1—8日		
附：春季寒潮		
B. 1948年4月6—10日		
型5. 高氣壓東移入海後部所生之低槽及其氣旋.....	25	
5A. 南嶺低槽——南副鋒系及其氣旋.....	25	
5A1. 1948年1月6—12日	25	59
5A2. 1948年5月25—6月3日	26	64
5A3. 1948年4月11—15日	27	71
5A4. 1948年1月18—26日	28	76
5A5. 1948年2月25—29日	29	82
5A6. 1948年2月12—17日	30	87
5B. 沿台灣形成的低槽及其氣旋.....	31	93
1948年12月17—20日		
型6. 冬季西太平洋的大型低槽.....	31	98

	1948年12月12—14日	
	附：西北寒潮與乾冷鋒	
型7.	大陸氣旋自西北入中國後之轉變與鋒面之再生…	32 100
	1948年3月8—14日	
型8.	夏季大陸高氣壓東下……………	33 104
	1948年8月17—25日	
	附：南海熱帶低壓區之擴張與赤道鋒	
型9.	夏季形勢……………	34 108
	1948年7月2—6日	
型10	盛夏……………	35 111
	1948年8月8—10日	
	附：颱風	
型11	太平洋的熱帶低氣壓……………	35 112
	1948年5月14—18日	
型12	東南季風中的移動雨區……………	36 115
	1948年6月6—7日	
型13	梅雨鋒系形勢……………	36 117
	1949年6月25日—7月15日	

編者的話

1948年在上海氣象台，爲了想幫助新學分析的人員能早些當班工作，我們一面組織起學理的學習，一面想儘所能使他們得一些中國天氣大勢的知識。我總認爲溫習講解一些重要的，典型的例子是必要的——因爲各學校一直沒經常地，連續地分析天氣的實習。但是我們既無好的印圖機，也沒反射幻燈可用來講圖討論。於是想將近來自己分析過的一些好例子編印出來作爲討論的基礎——附上一些分析說明，儘我個人能認識的或敢提的。反而總論方面的文字，以爲儘量少說爲好——一方面我們已有一些書可用；（例如盧鑒「中國氣候總論」中一大部份，至於這小冊第一次印出後又有氣象學報第20卷出版，對一些總論問題又有新的檢討。）另一方面我國從天氣觀點出發的統計研究很少（因爲天氣分析所用的技術及材料歷年前後差別很大，這類工作難以着手），所以不能說得有根據，不如少說。結果短期中編出了這一小冊子，主要在提供一些我認爲是重要的典型的例子，作爲嘗試——無論從方法，內容及形式上自己都不認爲是一種學術性的工作；而只在氣象工作開展前夜希望對初學人起一些作用，有一些便利而已。中國天氣範型的精詳研究還要等幾年——等高空紀錄經常些，大家分析看法統一些。所以這本小冊實在不如稱爲「中國天氣範型舉例」好些，因內容未改也即沿用舊名。

這小冊子原來是爲了是一點節餘的經費來印的，支付不了中文排字的費用，才用英文打字機影印的方式簡單印成（1949年3月）。除了台內應用，只分送給少數氣象台請教。雖在初解放的期間，竟也承一些有經驗同志的首肯，認爲尚是一種有用的嘗試。也經一些初學同志認爲需要，因此，現在又重將存書更換中文說明，改裝應用。解放後忙於工作還沒有時間重加增補，只有些小更動。

到現在爲止，天氣問題的處理是極缺乏良好條件的，初學者要小

心，我提的這些例子可以是典型的，但不一定是已收羅得完全。我在分析以外所提示的一些意見絕不是教條，而是應作為問題提示來看的，我以為天氣分析是觀測與理論的適當結合，一方面要材料足夠，一方面要分析者理論原理的運用得當，才有好的結果。而各國的預報技術到現在不過是分析的簡單延長，但是天氣變化因子複雜，從分析到預報不是教條所能解決的。

型5舉例很多，這是因為我認為是中國最有趣味，且也是很重要的型類，也是東亞地理環境下獨特的，類此的情形盧鋈同志以前曾以副冰洋鋒的名稱提出，但還沒有受到普遍的注意，因此也使它在小冊中佔了較大的份量，因一直缺乏高空紀錄，這問題本身未有充分解答，但對這現象的注意是值得提倡的。

原來為節省起見不能將各圖照原稿圖製版，所以採用簡圖方式：只有等壓線，分析符號及重要天氣符號，將一部份中低雲符號附上，以說明一般分佈情形——高雲及天氣符號都省略了，分析符號除通用的以外，斷線表示風變線（無溫度濕度不連續的鋒），雙線表示赤道鋒，降水區域加斜線羣，弱降水區斜線稀些。

程純樞

於華東航空處氣象處，一九五〇年五月。

引 論

冬季 (12—3月)

極地大陸氣團的活動是中國冬季天氣的主宰，它的變性經歷說明了各地一般天氣。而寒潮(新鮮Pc)的暴發，不但每每造成驟烈的天氣變化，而且是中國冬季天氣演變交替顯明的轉換始點。雖然還沒有長期的系統分析，我們可以說中國冬季天氣的演變交替有這樣的循環：

新鮮Pc在西伯利亞暴發，冷鋒過華北，代替了稍溫和晴好的老N Pc，鋒上雲雨很弱，可能沒有。冷鋒過長江雲雨轉多，（並且可以遭遇已形成南副鋒的暖氣流，或西南暖氣流），冷鋒終於過華南出海以後，冷空氣下層變性很深，在地面圖上無法辨明。在非列濱已感到有變化的時候，Pc的高壓中心已在華北或華中，全國天氣已在新Pc控制之下，接續因上空下沉作用與日射的間接作用，Pc衰老，天氣晴朗，日間日漸回暖。高壓中心東移入海，此時在西伯利亞每已釀成新的寒潮，在華南及東南每亦醞釀南副鋒，至這第二次寒潮的暴發，肅清了暖氣流的活動，便完全成了一期交替，這種天氣演變交替當然不會是機械地週期性的，它時期的長短，冷鋒天氣輕重，南副鋒強弱有無，氣旋大小有無，一方面應決定於西伯利亞上層氣流情況，也看副熱帶氣流情況——各因子的強弱位置，各階段的久暫，決定於大部份北半球環流的強弱變化，這當然已經是長期(幾天)預報的問題，非有歐亞高空天氣圖不能考慮的問題。天氣演變的因子多且遠，並無簡單的週期存在；即使作24小時的預報，也不是單在地面圖上用「路徑法」「傾向法」可以每次如意的。

寒潮是怎樣暴發的？

西伯利亞天氣圖需要仔細分析，有些人將西伯利亞天氣圖畫成非常簡單，忽略了重要的指示，原因不外(1)紀錄收用得太少，(2)對測站高度與地形不加了解，(3)以為總是由一個大高氣壓盤據，像氣

候圖。其實西伯亞的紀錄很好，但地形不簡單，在圖上邊緣部份的低氣壓槽要注意畫出，不可沒殺。這種低槽往往是圖外一個大氣旋的一部份，它反映了高空低槽的存在，而且可以指示後部高氣壓的發展與傾向的。

關於西伯亞高氣壓，還沒有看到有詳細的研究報告。而我們的天氣圖也從沒有畫到 Ob 河以西，對於這些高氣壓的來歷也沒有系統研究。但是沒有問題的，它們是從西面移來，常常在貝加爾湖區加強，並不是在這裏形成的。

貝加爾湖西北常有狹長氣旋自西方來；它的冷鋒起初不明顯，隨後向東近貝加爾湖，其後的高壓漸增，冷鋒也漸明顯。因為暖鋒一直很不明顯，所以很可能這氣旋是歐洲來的老鋼囚氣旋；它或許是因為高空西風帶波的適宜條件而重新增強的。冷鋒後在西伯利亞往往有大區的雪。（究竟是鋒面的雪，還是冰鋒氣流的氣團性陣雪，難以決定）。

當大氣旋已近黑龍江邊境，寒潮冷鋒已近長城。冷鋒過東北華北，風力增強，溫度濕度頓落，氣壓陡增都是通性，但因為所遭遇的常是老NPC，只短時的陰雪，有時甚至只有Ac雲而已。

寒潮冷鋒冬季在華北東北行動迅速，無不穩定波，但在日本海與朝鮮偶亦有波動發展成氣旋。

寒潮冷鋒近長江流域時，雲雨天氣比華北較寬，尤其是上空有太平洋迴歸的暖NPC或西南暖流存在的時候雲雨可更廣大。寒潮冷鋒過長江進行雖稍慢，鋒面上的波動仍多是穩定的，極少發生氣旋的機會。多數氣旋都是在冷鋒未到前南副鋒所生成，而由寒潮冷鋒併入的。寒潮冷鋒上冬季產生的氣旋只偶爾在琉球一帶出現。

雖然寒潮冷鋒已到華南，過台灣，而強大的大陸高氣壓中心在冬季常可仍逗留在貝加爾湖一帶幾天之久。如果高空沒有引入暖氣流的原因存在，華中天氣會即轉好。這時原來引導寒潮暴發的大陸氣旋已在日本東北海上，（深可至990mb）。這大氣旋的後部每有副冷鋒在黑龍江一帶出現，隨之大陸高氣壓漸在蒙古一帶分裂為二（分裂的主要

原因應是高空有低槽出現），北高壓中心多在貝加爾湖區，南高壓中心多在黃河中上游。

此後一般情形：

北高壓（1）因高空高壓脊出現而稍加強，繼續停留數日。或（2）隨着較強的副冷鋒向東移——可分兩種情形：（2）a，如副冷鋒後段有波動發生（在朝鮮一帶），北高壓形狀東西伸長而分為兩小個，西一個可與南高壓合併；東一個東移向日本海。（2）b 整個移向日本海而漸頹弱。上述的副冷鋒過境，在東北，朝鮮日本有短時的風力加強或輕雪陣；但對其他中國大陸地方無影響。

南高壓 中心常較原來的西伯利亞高壓低約 10mb，南高壓中少有過長江的機會。常只在華中停留一二日，天氣良好，然後便東移入海（也有不停一日就東移的，要注意傾向），到日本以後漸衰落。又有時在東移入海以前，後部有新的寒潮南推，將南高壓逐漸併吞；這時冷鋒過境時只有少許溫度低降，風力移增，只有短時的Ac 或A3 陰天，在華北華中很少有雨發生。

強大寒潮的天氣（可以參讀盧鑒：「天氣預報學」）

寒潮天氣的雲雨，要看原受替換的NPc 的濕度，（尤其是水份的垂直分佈。在華北東北原來空氣仍很乾，雪少陰短。在長江流域通常有幾毫的降水量，因為原NPc 常有些近海區的經歷。過長江以後，鋒一方面勢漸減，一方面地形崎嶇，所以漸緩慢，加以NPc 濕度較大，雨雪因而較廣大，在鋒過境後常常拖一兩天陰冷間歇小雨天氣，這後期的陰冷小雨可能是在強大的cP 氣流經東海所生渦動性Sc 雲的有限對流所產生的，是氣團本身的降水，已與鋒面無關，這種情形可能也是東南中國冬季多雲原因之一。

長江以南雖然有很多相宜的地形，冬季寒潮冷鋒波動在大陸上現出不穩定（成顯明的波氣旋）是很少的。波動常須到琉球一帶才顯著起來。

鋒線過了華南，因為冷空氣低層變性愈重，使溫度露點的不連續

愈不明顯，鋒線往往不能明確決定。分析者應該先列出現在與24小時前的露點差數，可以沿露點降落最多的區域的軸線，勉強畫出不連續線的所在，露點對於增熱與降水蒸發作用並不保守，氣團離源地多時，想從一張圖的露點分佈找不到連續線往往是難事，（加上雨區對露點的影響）而用24小時差數往往比較明顯。寒潮南下在長江以北露點的降落以及風的增強往往很明顯，在江南除了露點變化的不明顯外，邱陵地形使風力的不連續也不明顯，而在大反氣旋等壓系統之下往往連沿沿鋒的槽也沒有，在華南往往鋒前後都是東北風偏東風。這些地面要素模糊的情形並不應該沒殺鋒的存在。低層之上氣團的差異應該是存在的。連續性的雲雨系統是證明。

廣州的同志曾告訴我，對於寒潮冷降在粵省方面如何模糊難辨，有時只從香港及其附近的船舶報告知道風力突然增強，才知道鋒已確然過境了，在沒有雷達報告與飛機報告的情況下，地形複雜（渦動），冷氣團變性加深，鋒帶行動變慢，稀疏的報中難考慮地形的局部影響，雨區內露點的不保守，天氣要素WW報告的不精，冷空氣以上氣流不知——等等的複雜現實使江南天氣精細分析很難，完全說明了教科書孤立的種種教條之無用，也說明了精確緻密的報告（有它才能注意地形的影響）與高空觀測之必要。在這種情形下，分析者的深思熟慮是必要。

江南以至華南天氣的複雜模糊，如有精細的報告，尤其是WW原應有些辦法，例如雨雪的種類，降水的性質，（陣性，間歇，連續）原可以幫助我們窺測鋒的構造。但是問題也多。WW觀測的是否精確？（這是可以改善的）。這降水是否是氣團本身的，不是鋒系的？這問題應該注意的，也是初學分析的人所容易忽略的。我們東南及華南在鋒線過境之後，冷氣流往往是經過海上的（在冬月很大的高壓盤據在東亞的情形如此，如高壓已分裂為南北較小高壓，或已在華北頹減的高壓不如此），它本身在海上已形渦動性的Sc雲，到山地增強，往往使東南華南在冷鋒過後三兩天內還有陰小雨（Sc內有限對流為地形增強

時所下的雨，或陣性毛毛雨)。這種氣團性的降水，往往也因為報告網太疏，大家對它分佈的情形與地形的關係，還沒有很好的研究。

在江南華南寒潮之後天氣轉好期中，川滇一帶常仍陰雲不開，且有小雨。這種情形，可能是寒潮鋒系大秦嶺大巴山一帶落後，可能是西部上空有暖氣流（西南暖流）；也可能冷鋒確已過境歷經山地渦動而很模糊的，仍有氣團性降水。這一方面詳細分析的研究也沒有人好好做過，分析者對這一方面也要特別注意的。

很強大的大陸高氣壓（中心氣壓往往在1050mb以上）往往可有籠罩東亞六七日之久，並不分裂，也無大變動。（所謂「低指數」型情形。）這時期中阿留申羣島的大氣旋後部陸續的有幾次的副冷鋒出現，在東北各省朝鮮日本能造成短時的天氣變化，而對東海以西的中國部份並沒有什麼天氣影響，這些「北副鋒」的較強的，有時能在東北及朝鮮一帶發生波動氣旋，可能是由於上空有低槽經過，長白山或興安嶺地形也有關係。這些副冷鋒對東海黃海的天氣與風多有短時的影響的，在海洋預報工作上還是要留意的，（此外，日本西北岸常有陣雪，因冷氣團過日本海下層不穩定而發生的，如果沒有明顯的氣壓變化順序，不應分析成副冷鋒。長白山脈以東日本海常有動力原因的低槽，雖然有利於生鋒作用，但不一定造成副冷鋒。）

寒潮冷鋒的天氣固然很重要，Pc固然是中國冬半年的的主動因子，這對於我們大陸季風氣候的中國是當然的。但是長江以南的冬半年天氣暖氣流的活動，重要性不亞於寒潮。大陸高氣壓東移入海而新Pc未出現的時候，長江以南常有明顯的暖氣流活動；有時且在Pc佔領長江以南才一兩日高氣壓仍在中國的時期，已趨轉好的天氣又轉為大區的連續性陰雨，也說明了上空有暖氣流的活動。中國南半天氣的分析預報的重點，應該是這些暖氣流：

中國冬半年暖氣流之活動與南鋒系

我國冬半年極地氣團在地面極佔優勢，故天氣分析者多易注意於

此種氣團之活動。但自種種重要天氣表現而論，在江南一帶，暖氣流之活動尤為頻繁，故其重要性固不亞冷氣流，江南天氣預報之困難，主要在於當暖氣流活動時，無充足可用之紀錄，高空紀錄更為缺乏，現時廣大西南太平洋氣壓溫度報告不過數處，無從直接應用於中國預告問題。欲明暖氣流在中國逐日之活動傾向，非經常獲有琉球羣島、台灣、東西南沙羣島、菲北及印支有高空溫壓及氣流之報告不可。

目前吾人對於暖氣流之本質及活動方式之知識，頗感概略而間接，僅可以提出若干主要問題泛論之。

冬半年暖氣流之本質問題

此處所指暖氣流或暖氣團，僅泛指在Pc或NPc上駛動造成大區雲雨系之氣團（必為具有南來分向之氣流）現時尚不能有足夠之材料加以分類，但不妨說包括下列氣團：

- (1) 變性於黑潮暖洋流海面之NPc。此可稱為暖性海洋變性極地大陸氣團，據香港紀錄（註1），其秉性為條件性不穩定。當高壓東移入日本之南時，中國東南及南部之空氣因先經日本黑海洋面，故到達中國時亦可稱為迴折氣團 RNPc。
- (2) 熱帶海洋氣團 (Tm;Tp)。應指在菲列濱東西洋面已獲得 Tm 秉性之氣團。西南太平洋在仲冬季無恆定之副熱帶高壓，而係東行入海之高氣壓（在北緯三四十度）絡繹所組成，故其空氣應為NPc或NPc → Tp 過渡氣團；此據馬尼拉高空紀錄所示兩種氣團秉性極近似一點可知（註1）。
- (3) 西南氣流。其說明如張丙辰氏文（註2），應為NPc → Tm 之最西一環，亦即龍相齊氏所稱之「熱帶氣團」。

暖氣流活動的表現

〔滯緩冷面〕 新鮮極地大陸氣團(F—Pc)之鋒面，過長江後，行動滯緩。每在華南滯留二日，而成類似靜止鋒之情形。此時長江以南，西自湘黔，東至浙閩，出現一廣大雨區。雨期每逢二三日。此

種冷鋒期天氣之降水，大部份由於暖氣流之上滑(A型冷鋒)；小部份為冷氣團中之過動性Sc雲所生之有限對流所致之小雨陣。(大寒潮到達江南後，江南隨即有行經東海黃海及日本海之海上變性NPc。)在此二三日雨期內，相當持續之雨雪，每可達十小時，其量每可達三十公厘以上，不能不歸功於冷面上之暖流。在冬季寒潮雨雪預報易中，而天氣轉佳及雨量之預告則不易正確，其原因即在暖流活動情形不知(上空流場及其趨勢不知)。

【滯緩面後廣大雨區之再生】 冬季極強大高壓前部已控制全中國，前鋒在華南停滯，江南經三數日陰雨後，雨雪已霽；同時地面中氣旋式之等壓線亦未變形(即高壓中心尚未南下，亦未衰退)。然雨區又自西南重生，且漸擴大延長至長江下游，此為Pc上暖濕氣流再度加強之表現。此種雨區之再生，如僅賴地面天氣圖為預告之根據，甚難預測。因為暖氣流之複雜形勢及趨勢，非依靠東南亞洲精密高空氣象之分析不可。此種情形下，雨區重生之後，江南等壓線漸生變形，初現小低氣壓槽，繼成小氣旋於長江流域。(在此過程中，Pc上似應有高空低氣壓槽經過，當低氣壓槽在西部時，可吸引暖氣流之北伸，及其到達長江中下游時，地面等壓線之變形，冷氣團領域中雨區重生，有時竟可以在冷鋒過境才一日，(溫度仍甚低)即發生的例，方始顯露。)

【南嶺低氣壓槽】 每當南部高壓中心東移入海，其後部並非皆緊接有新的Pc氣團南下，西部尤罕有新的高壓抵補。故南部高壓中心開始東移時，常發生平行之低氣壓槽，在筑桂湘間發生雲系與小雨，隨南部高壓中心向東移至日本之南；同時低氣壓槽身，沿南嶺北麓伸長以達長江下游。低氣壓槽之北部，南嶺與長江間有廣大的小雨區，此為暖流在冬半年最習見之活動方式，江南多數小雨時期應歸因於此。當此低氣壓槽身沿南嶺之時，南北地面氣流之輻合漸顯，但溫度並無顯著之不連續，蓋兩側皆為NPc，僅經歷不同，秉性稍異。故NPc與其上的暖流，究在何地相接，無從確定。

【南嶺低氣壓之天氣】 低氣壓槽身之北，自黔湘至長江下游為廣

大的小雨區，雲幕自三千呎降至一千呎，能見度二至一哩。其南部閩浙粵諸省有零星之雨區，故地形雨之成分爲多。雲幕與低氣壓槽北部者相仿，能見度尙稍遜，且多局部之霧與毛雨，爲暖海變性 NPe 重登冷陸之暖性氣團表現。（華中高氣壓若東西伸長，分裂爲二，一入海東移，一留長江中上游，則南嶺低氣壓槽每不顯，小雨區難擴大。有時高壓入海停滯且留一楔於東南各省，南嶺槽亦不顯。陰雨天氣每無；尤其是華氣壓仍高之時如此。）

【南嶺低氣壓槽所生之氣旋】當南嶺低氣壓槽伸至長江下游時，最易生小氣旋，其中心多在浙皖邊境至長江口間，使長江下游雲幕低至五百呎左右。在接近中心各地，則可有數小時雲幕在三百呎以下。此時能見度由一哩降至四分之一哩以下。氣旋未形成時，能見度之惡劣與雲幕之低垂，皆由於暖海變性氣團在低氣壓槽中心附近所生小雨所致；氣旋形成時，雨勢加強，Ns 雲下之 Sc—St 碎雲增多，中心附近各地天氣，更趨惡劣，成「零零」天氣（能見度在四分之一哩以內，或雲幕在百呎以下）。此時期中，惡劣天氣在鋒之兩側並無甚差異。此種氣旋此時多甚弱，長江下游風力亦弱。

【鋒之移動】長江下游氣旋既經形成，東海方面，雨區加大，暖鋒遂逐漸加長，伸入日本南部。而原來槽身中之「靜止面」亦因氣旋環流之存在，使黃河下游之陸上或冷海變性 NPe 徐徐南引。同時鋒面亦漸向東南推移，此時鋒面兩側皆爲陰雨天氣，其他氣象要素仍少顯著之不連續性。如華北有新 Pc 追蹤南來，新冷鋒向東南併吞原來南嶺低氣壓槽所生之鋒系時，則行動轉速，不連續性亦漸明顯。

【氣旋之發展】南嶺低氣壓槽端所生之氣旋，其個別發展情況，相差甚大，關鍵在高空低氣壓槽及暖氣流之強弱。但氣旋一經形成必可達日本西部，其後發展情形可分三種：

（1）單純之南嶺低氣壓槽端小氣旋。因高空低氣壓槽弱，同時東移之高壓進行滯緩，故氣旋至日本稍微加深，在日本形成大片雨區後即漸消滅，其後亦絕無第二波發生之機會，此爲常見情形。（見附圖

1948年1月6日至11日之例。)

(2) 在東海黃海間遇新寒潮。此類情形亦屬常見。結果氣旋中心在日本加深頗甚，原因在寒潮爆發時，多有西伯利亞大氣旋及高空低氣壓槽在日本之北所致。此時在東海或琉球有第二波發生之可能。但氣旋在中國境內遇到寒潮南下，則僅使氣旋後部之鋒面為新冷鋒所併吞，加速進行。第二波既在新寒流冷面加入以後發生，本質上已為冷面上之波動，與第一波原因迥異矣。(見附圖1948年1月21日至25日之例。)

(3) 極強盛之南嶺低氣壓槽氣旋系。此為少見之例。在南嶺低氣壓槽端有兩次氣旋發生；第一氣旋在東海即加深甚多，第二波之發展亦較尋常見者較為完全。此種氣旋僅需要有強盛持久之暖氣流，及頗深之高空低氣壓槽助其發展，而並不需新寒潮爆發之助。

(亦有時：這氣旋加深很快，鋒系行動亦快；但在後追隨的新寒潮冷鋒不强，在東海中位置不易確定——鋒前後地面氣流平行，海上露點很不保守。——前後兩冷鋒是否終於合一，或竟前冷鋒加強後冷鋒漸減，不易確定。)

南嶺低氣壓槽天氣型之成因與機構

因高空資料之缺乏，目前尚無辦法詳細討論南嶺槽之發展及其內部結構。中原高氣壓(即西伯利亞大高氣壓分裂後之南部高氣壓，或有時西伯利亞高氣壓之前部)向東海前進時，其前部邊緣之空氣，按其普通流場而論，終必折返反氣旋之後。同時其外之暖洋歷史較久之空氣(即非台附近之暖Npc或Tp)亦隨之經南海而入桂黔湘邊境使該區天氣最先變為陰雨。但此初期之降水，可能仍為最暖濕之迴返氣流中條件性不穩定下之地形雨。在粵閩之初期東南氣流中，因在海上歷史尚短，故少大區降水機會。及高氣壓完全入海後，南風或西南風區漸伸至長江，其厚度可達一萬呎。(因地球之偏向力，南來氣流愈北行必愈偏向東可漸成西南風但高空槽東行是主因。)此時暖流越過南嶺山脈，即上駛於山後在湖南一帶之淺薄大陸性Npc氣團及長江下游海

上歷史短促之冷海性NPc氣團上；因而南嶺一帶之氣壓，遂漸下降而出現低氣壓槽，同時逼使華中一帶之NPc微弱氣流漸得向北之風向，使氣旋式環流漸次明顯。如上空之低氣壓槽相當深，則氣旋發展之條件更形有利。（因通常暖流下層風速並不甚強，又因南嶺山脈亦有多處中斷，故南嶺低氣壓槽似非純粹為動力槽。）

南嶺低氣壓槽天氣型式在中國冬半年為常見現象。中原高壓入海，西北無新的高壓中心遞補時，可在南嶺一帶造成相對的低氣壓區，使海洋暖流深入於內陸。（在北美洲如高壓東入於海，其後必緊隨一太平洋鋼囚氣旋，入據中部平原，由墨西哥暖流之注入，使低氣壓重生同時引生，進太平洋海洋氣團 mP，故無類似南嶺槽型天氣形勢；而僅在中部平原之南有弱雨區，成為復生太平洋氣旋暖面之附加部份，未見單獨伸長成冷氣壓槽而發生氣旋的。）歐洲氣旋東行有過印度西北部的，至於氣旋逐步越橫斷山脈高原而入中國之情形極少可能，故與南嶺槽天氣無關。

南副鋒系與北副鋒系

南嶺低壓槽為我國江南冬季重要天氣型式，已如上述，以往尚無較詳之報道，盧鋈首先提出類此情形。稱這一類鋒系「副冰洋鋒」。我不贊成Pc寒潮冷鋒稱為冰洋鋒，因此也不贊同「副冰洋鋒」所以本文所論南嶺低壓槽所生之鋒系，擬名之為「南副鋒」。按副鋒通常僅在極地氣團中有之，以示其為變性有別之兩極地氣團間之鋒，「南」以別於東亞東北部之其他副冷鋒（北副鋒）。「北副鋒」常見於東北九省；日本海、日本、黃海及東海諸地有陣雪，而對中國內地天氣幾無影響。北副鋒往往可因其後高壓增強而成為寒潮鋒系，加速向東推進。

南副鋒初生於南嶺北麓，屬靜止鋒性質，俟長江下游氣旋發生後，而冷暖面特性始漸顯著，南副鋒系逐漸伸長至日本後，每為「寒潮鋒系」所合併，或與「北副冷鋒」聯合，而失其獨立性。足見南副鋒系

非但對中國冬季天氣有種種重要性，亦且純為中國地形環境下之產物。此外發軔於南副鋒系上之氣旋，而抵達日本及太平洋者，為數亦不少，故其對日本而言，南副鋒系之重要，亦不亞於「寒潮鋒系」及「北副鋒系」也。

南副鋒系之頻率

筆者尚無機會研究歷年之稿圖，而歷年公佈之圖分析觀點極不一致，故不能作為統計之材料。據1948年筆者於上海參加分析之圖，南副鋒系出現二十次。（形成於台灣附近之類似天氣未計入。）

月 份	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	合計
有氣旋形成	3	3	3	1	1	1	0	1	1	0	0	1	15
無氣旋形成	0	1	0	0	2	2	0	0	0	0	0	0	5

此一年一例固不足以代表常年情況，但亦足以示其梗概，十二月至四月應為可能最多，而情況最標準之季節。夏季情況已不單純，因有真正 Tp 參加，大陸東移高壓衰弱，所生狀似南嶺低壓槽之南副鋒系之形勢，已漸似熱帶之東風帶波，故與本文所論者已異。且西風帶低壓槽之南伸機會之減少，使氣旋發生機會亦減。

南副鋒系在秋及初冬可能性甚少，其原因有二：一、西太平洋颶風及大低壓區之活躍，常使大陸高壓在華北伸入日本而少移入東海西太平洋之機會，故東南及南部沿海常得東北風及北風，減少如冬季之緩流迴返入華南之機會。二、寒潮出現多迅速南下，每可不待有南嶺低壓槽形成，即衝至華南。

南副鋒系之認識之重要性

【天氣分析上之重要性】 冬季風系控制下之中國冬半年天氣型中，除寒潮冷鋒天氣以外，以南副鋒系為最重要。蓋吾人如對南副鋒系無認識拘泥於歐洲極面學說，每可將華南之陰雨天氣勉強連接於正在太平洋副熱帶消失之前一次寒潮鋒系，或竟連入尚未過黃河之新寒潮鋒，使分析歷史之順序混亂，造成極不良之結果。有時南副鋒系與

日本之北副鋒系同時平行發展，在兩者間之高壓(日本)未分裂時節，急於將兩系統連成一系，一若爲一發展良好之寒潮鋒系者，亦爲常病，長江以南冬季常有斷續陰雨十餘日之天氣均由於寒潮冷鋒天氣與南副鋒天氣之緊接交替數次，使長江下游無短期開朗之機會。此種情形下，若對南副鋒無認識，則天氣圖之糾紛更甚，無系統可尋矣。

【南副鋒系氣候重要性】 此型在1948年有十數次。長江以南之多數陰小雨天氣，及回暖天氣多屬此型天氣，故當其發生時，稱爲暖汎或暖波，以與寒潮對稱。暖汎對於江南冬半年氣候影響甚大，而常致有陰濕溫和之天氣。

【南副鋒系航空氣象上之重要性】 前所述之低劣能見度與雲幕，使槽區兩側均不宜飛行。在氣旋中心區附近，長江下游「零零」，天氣尤不宜飛行，飛機之失事，累見不鮮。此型天氣雖有定型，但航站天氣何時進入「最低限度」，何時或是否到達「零零」程度，以及確定氣旋在何處何時生成，非僅據地面或簡單之高空圖所能推斷。