

我國东部夏季降水 中期预报的初步研究

中国科学院
中央气象局 联合天气分析预报中心中期预报组

科学出版社

我國东部夏季降水 中期预报的初步研究

(試用苏联穆尔塔諾夫斯基-帕加瓦
方法的一个报告)

中国科学院
中央气象局 联合天气分析预报中心中期预报組

研究者: 刘匡南 章震越 胡長康 支德先 归佩蘭
馮澤民 楊長鑫 李正齐 顧震潮
統計者: 刘鍾玲 丁玉坤 朱闔生 王衍恩

科 学 出 版 社

1956年12月

內 容 提 要

本書是把苏联穆尔塔諾夫斯基、帕加瓦的中期天气預报方法結合东亚大型天气过程特点用到我國來的一个試驗研究，着重联系我國东部夏季高空天气过程和降水过程來討論我國东部夏季降水的中期預报問題，并有实际預报的例子帮助說明，可以作为研究和制作我國中期天气預报的参考。

我國东部夏季降水 中期預报的初步研究

編 者 中國科学院 联合天气分析
中央气象局 預报中心中期預报組

出版者 科 学 出 版 社

北京朝陽門大街117号
北京市書刊出版業營業許可証出字第061号

印刷者 北 京 新 華 印 刷 厂

总經售 新 華 書 店

1956年10月第 一 版
1956年12月第一次印刷
(京)0001—4,880

書号：0565 印張：4 3/4
开本：787×1092 1/16
字數：83,000

定價：(10) 道林本 0.95元
報紙本 0.70元

目 錄

引 言

第一節	东亚夏季环流的一般情况	1
第二節	几个基本概念的认识与应用的讨论	8
	(一)关于亚洲自然天气区域的问题	8
	(二)天气过程的几个概念的认识	12
第三節	东亚自然天气周期划分的几个要点的讨论	16
第四節	周期形势预告的一般经验规则	26
第五節	东亚自然天气区特殊天气系统的一些特性与预告	28
	(一)西太平洋及副热带高压	28
	(二)关于东亚台风的问题	33
第六節	关于我国夏季降水及其预告	41
	(一) 我国东部夏季降水的一般情况	42
	(二) 我国东部夏季降水区域(包括暴雨)的发展与周期的关系	42
	(三) 我国东部夏季降水区域发展类型	44
	(四) 周期降水预报的经验规则	49
第七節	东亚中期预告举例	59
	(一) 上周期的环流情况及新周期的决定	59
	(二) 新周期趋势期的形势预告和降雨预告	63
附 錄:	1951年至1954年四年全部自然天气周期一览表	70

引 言

为使我国的中期天气预报由我们过去所用的短期预报“延長”的办法，上升为以苏联穆尔塔諾夫斯基 (Б. П. Мультановский)–帕加瓦 (С. Т. Пагава) 学派的中期预报方法为基础⁽¹⁻⁶⁾、結合东亚天气特点的预报法，前联合天气分析預告中心由 1953 年年底起，制訂了計劃，組織并進行了中期天气预报的研究。具体要求是在 1954 年年底以前，用中期预报法試作我国天气的中期预报，着重于暴雨、台風及寒潮等危險天气，适当地提高三天預告的准确率，并使預告时限擴展到三天以上。

下面就是以这项工作在 1954 年 5 月底的总结报告作基础，根据 1954 年 6 月至 9 月的試报的经验，加以整理与擴充寫成的一个报告。

第 一 節

东亚夏季环流的一般情况

根据帕哥香 (X. П. Погосян) 的 500mb 平均圖(圖 1)，在夏季东亚的主要气压場的分布是：在东經 130° 和 70° 附近有兩個高压脊，在东經 90° 至 100° 間有一大低槽，这样的气压場分布很接近于不对称的变形場，它的最南边的鋒区就在我国的華北地区。在这鋒区的南侧与东南，則为东亚另一主要气压系統太平洋上的副热带高压。它的东西進退关系着華北高空鋒区的南北移动。所以由南北系統構成的温压場就影响着我国夏季天气。

因为地理条件和季節的影响，在上述的平均气压場上，烏拉尔山的高压脊要比东边苏联东海濱省附近的高压脊强些，而在个别年份的月份中尤为突出。据我們的分析及阿里斯托夫 (Б. П. Аристов)^[4]对准靜止高压的統計，都証实这个地区在夏季暖高中心出現的頻率最大。因此烏拉尔山高压脊是構成东亚不对称变形場的一个主要成員。这里需要注意的一点是平均圖所代表的是一般情况。在实际情况中有些年份中很可能只有西边的高压脊顯得强盛，而在另一些年份中东边的高压脊顯得强大，更有些情况則为东西兩側的高压都顯得强大 (圖 2)。因此它对我国夏季的天气的影响就各年不同，而太平洋高压脊脊綫及中心的位置的不同使东亚温压場的結構和夏季天气的变化变得

复雜起來。

在东亚夏季地面圖上我們得出下面几种高緯度高压移动的軸徑(圖3),但因可靠天气圖資料少,及受地形条件的影响,冷高压中心于下達北緯 40° 以后就容易消失,因此各个路徑对我國具体天气的影响不能有較詳細的了解。現在把大致情况略述如下:

第一类軸徑: 高压从巴尔喀什湖以北地区向东或东南方向移动,至东經 95° 北緯 45° 附近再轉向南下,侵入我國西北及四川地区。它的活动范围比較偏西、偏南。这种軸徑出現在七、八月时。在这軸徑影响下,四川盆地每有暴雨產生。

第二类軸徑: 高压是由巴尔喀什湖向东北方向移动大約在东經 95° 附近时轉向东南移动,侵入我國華北地区,然后东移出海,这种路徑屬於西方軸徑,可以帶來華北的冷鋒前后的雷、陣雨。

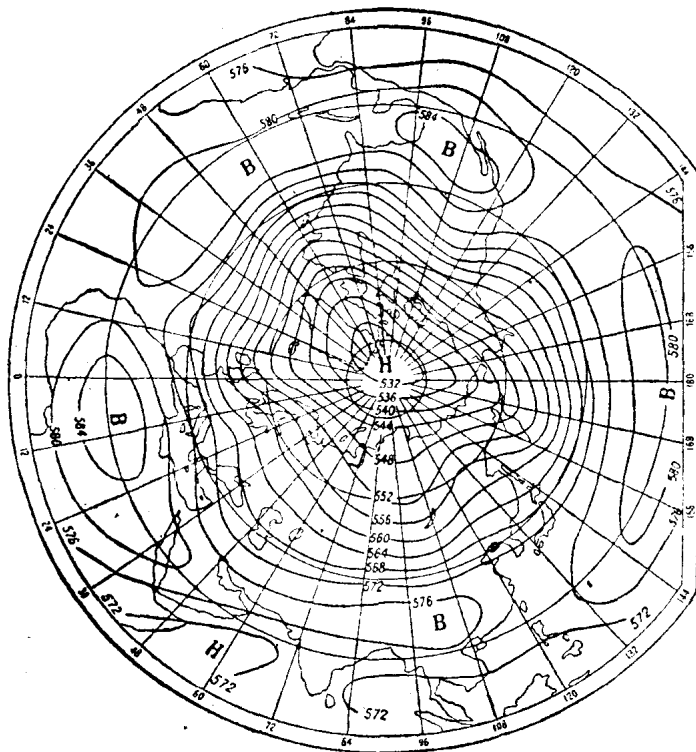


圖1. 东亚500mb平均圖(7月)(采自科斯晋著“气候学”)

第三类軸徑: 高压軸徑是經貝加尔湖附近在东經 95° — 105° 間自北向南移动,約可達北緯 30° 附近此后即轉向而趋于消失。这是初夏最常見的高压路徑。

第四类軸徑: 高压一直沿北緯 55° 附近向东移其出現次数較少,与我國天气無直接影响。

第五类軸徑：高压源地在鄂霍次克海的北或东北逐渐向南或西南移动至日本附近，然后折向东去。軸徑的高压本身不易移入我國东部，但高压的脊也往往可以伸到日本海、朝鮮甚至我國黃海、东海一帶，使我國長江中下游及淮河流域多雨天气持久和雨量强度增大。

以上所說的五类路徑与高空的平均气压場相比較是一致的。前四类軸徑是相当于

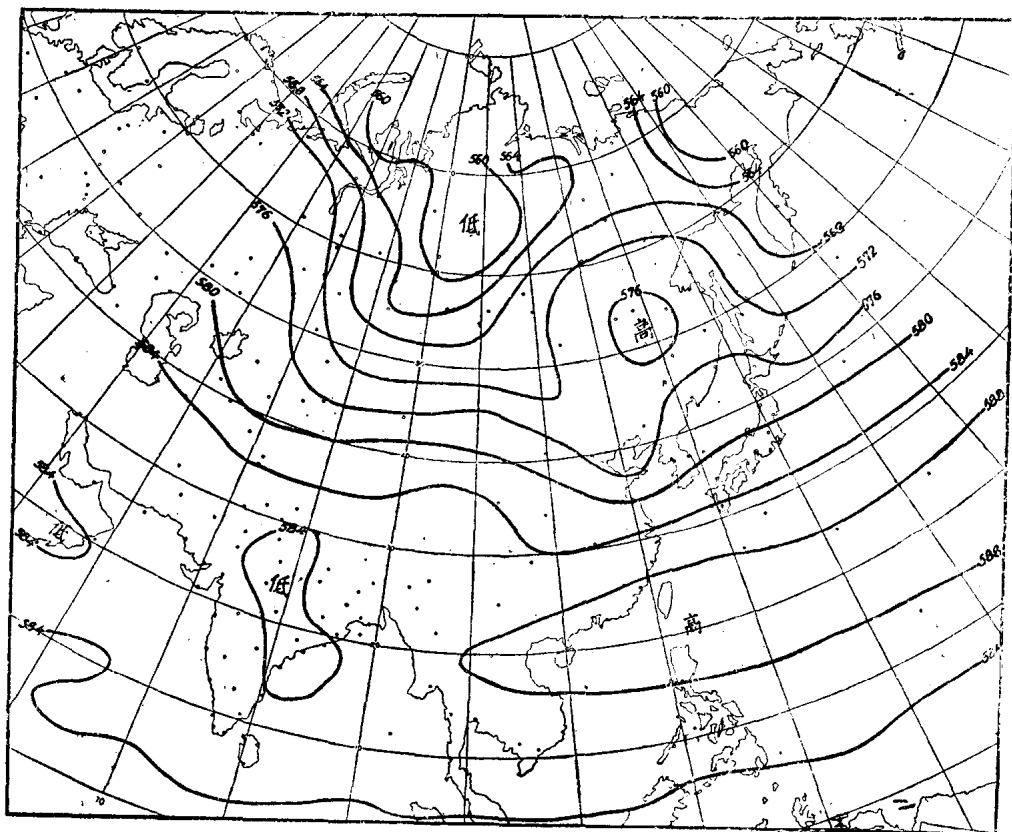


圖2. 夏季东亚上空东部与西部高压脊都很發展的情况(1954年7月500mb平均圖)，
(西边的脊沒有完全表示出來)

烏拉尔山暖脊前西北气流影响下的由極地南下的冷高压路徑，而第五类則相当于东部暖脊前的偏北气流下的冷高路徑。

至于夏季暖空气的活动，則受着太平洋高压及南海等副热带高压同时影响，愈到高空愈明顯。在地面圖上就很难有很清楚的地面气压系統可以表現出來。因此我們根据700mb圖上，在我國華南、印度及西太平洋的环流演变情况以及由春到夏我國月平均降水量的發展趨勢，約略可將夏天暖空气的活动划分为三个阶段，每个階段有一定的性質和天气过程相配合來維持暖空气的活动，这三个階段是：

(1) 6月15日左右以前的时期。在这时期以前700mb圖上南海高压非常活躍，廣

西西南地区降水量自四月中起即开始急增,暴雨中心可成片出现(广西月平均降水量3月比2月减少,而由3月到4月,4月到5月都增加50—100%见图4)。

(2) 6月15日至7月15日。这阶段的开始是西藏高原南侧西风急流的消失,印度南部的平均槽西撤至东经 80° — 85° 。印度的西南季风北上可达阿萨密省及缅甸,以及700mb南海高压的衰退并被西太平洋暖高压脊所代替。因此南海南部及印度支那半岛常有南半球来的暖湿气流沿由西伸的太平洋高压脊的西南北上。我国江南降水增强

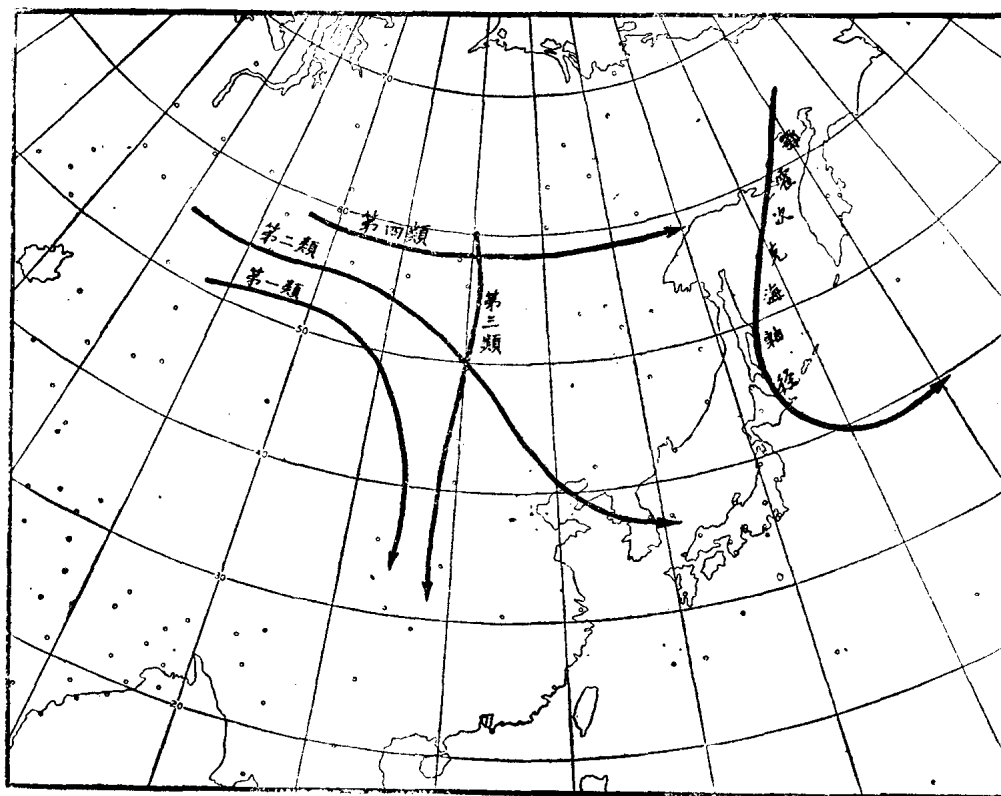
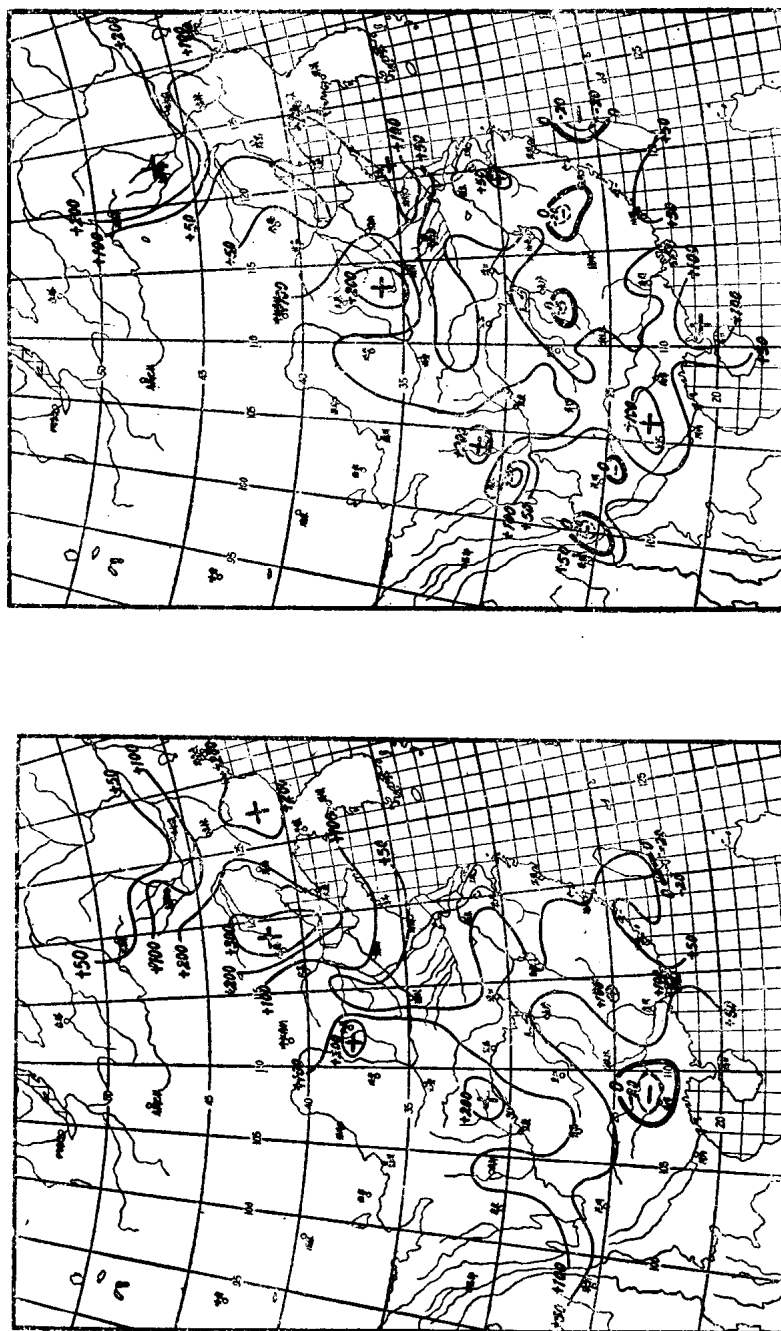


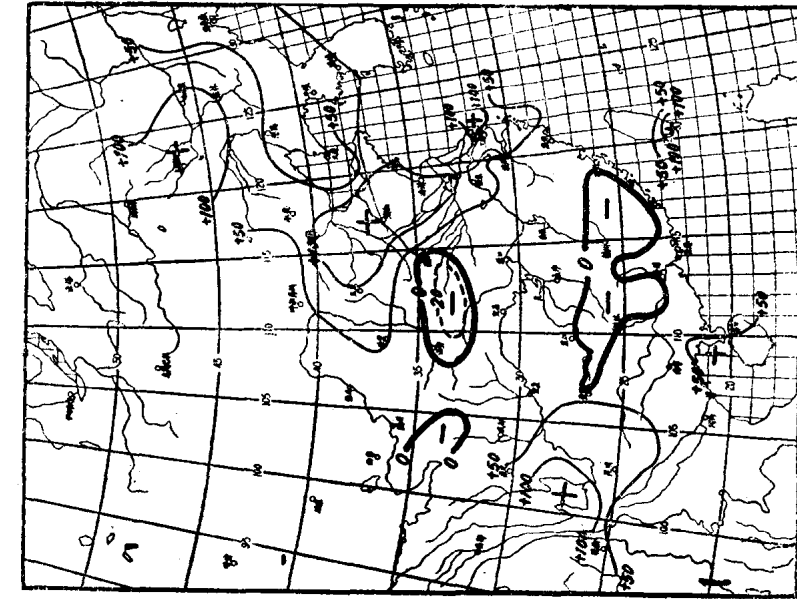
圖3. 夏季东距冷高压軌徑 (1951—1953)

(圖4)。这正是我国江南的梅雨时期。值得注意的是,在这阶段中,我国除东北外,五天平均气温都在 22°C 以上。从气候的观点来看,我国大部分地区都已进入夏季了。但从锋面的活动来看,极锋则正在江淮之间东南季风此时还未出现,主要还是西南季风,亦即南海及印度洋上来的气流占主要。它比东南季风所带来的水份更多,因此虽然夏季锋区北移甚多,在东南季风下的夏季北方降水量要比南方少。

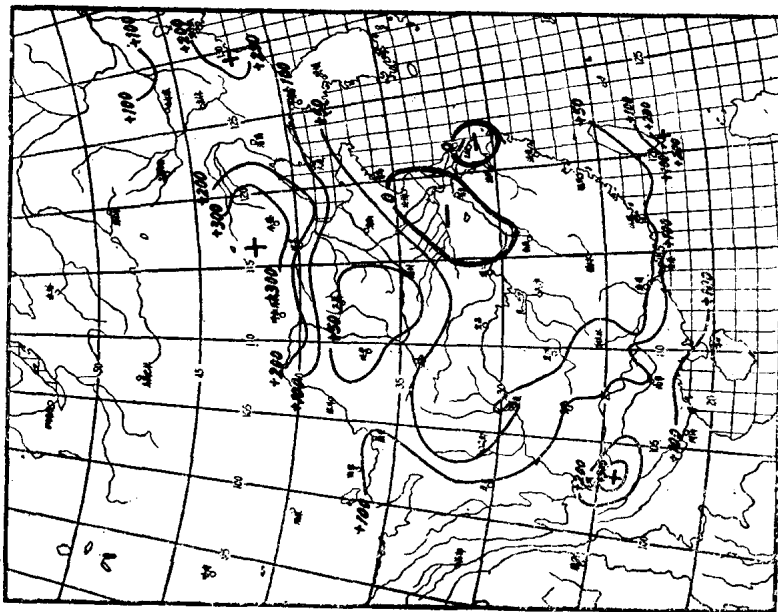
(3) 7月15日以后的阶段。这阶段西太平洋高压脊西移甚多,其西南部的东南气流代替了西南季风,即东南季风出现,把极锋推至华北地区。因此华北、东北、内蒙为雨



a) 3月份平均降水量遞增百分率分布圖
b) 4月份平均降水量遞增百分率分布圖
圖 4. 我國東部月平均降水量月際变化百分率分布(中央气象台長期預報組統計)

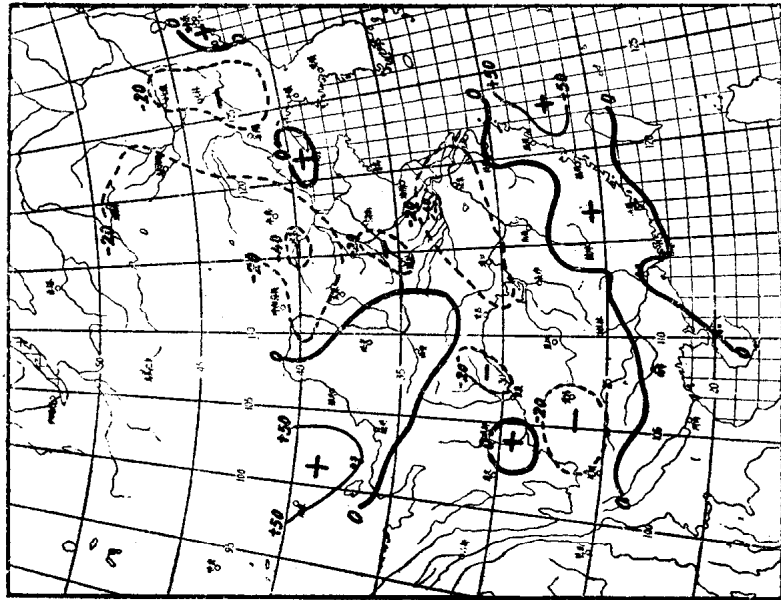


d) 6 月份平均降水量百分率遞增分布圖

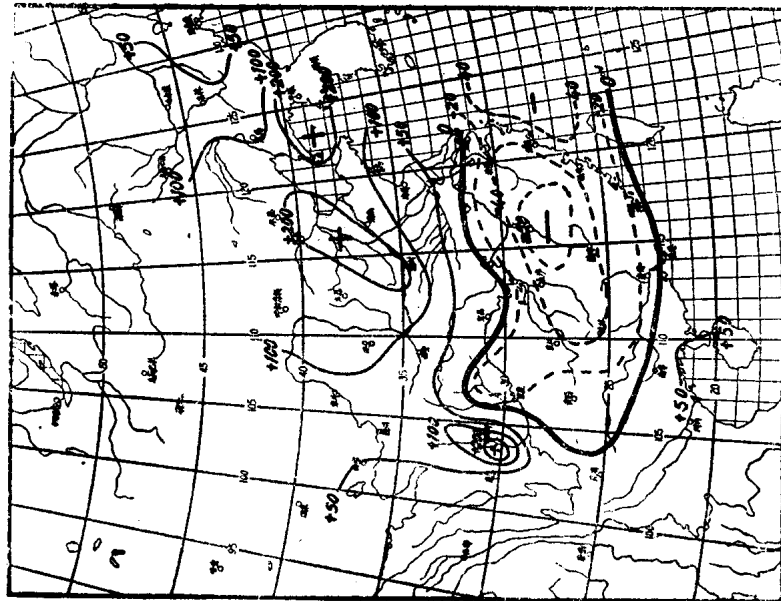


c) 5 月份平均降水量百分率遞增分布圖

圖 1 (續)



f) 8月份平均降水量遞增百分率分布圖



e) 7月份平均降水量遞增百分率分布圖

圖 4 (續)

季。而華南此时多熱雷雨及台風雨。

前面所討論的不过是天气气候的結果。在具体的年份中，各年有顯著的差异。就1950—1954年的情况來說，如1952年大陸上移動的系統較多，低壓槽常处于東經 100° — 110° 之間，而西太平洋高壓脊从7月起即已西來，但在到达東經 130° 后又折向西南而進入我國南海地区，故該年南海高壓比較清楚，以此而形成的切變綫降水也較多。

在1953年烏拉爾山高空的准靜止反氣旋比較發展，特別是在8月份最多，几乎占了全月 $\frac{2}{3}$ 的日数。这样，在該年的8月里，我國在烏拉爾山暖高的下游的平直鋒区的影响下，副熱帶高壓此时依其季節的变化已北移甚多，因此可以在較高的緯度（北緯 30° 附近）向西伸展，脊綫在江淮流域。因此我國江淮流域少雨而華北多雨。

同样在1954年烏拉爾山的阻塞高壓有很大的發展，但它比1953年早一月出現，即在六月底即已出現，而此时正为西太平洋高壓脊逐漸在較低緯度西伸的时候。因此我國的江淮流域正在烏拉爾山阻塞暖高的下游的平直西風鋒区下，釀成1954年夏季的罕見大水。

至于1950及1951年更为不同。1950年夏季西風帶偏北，太平洋高壓北移甚多，副熱帶系統可以不受什么限制影响到整个中國南部。而1951年太平洋高壓不强，冷空气活动較强，鋒面雨較多。

第 二 節

几个基本概念的認識与应用的討論

穆尔塔諾夫斯基-帕加瓦学派的中期預告法，是建立在对某一定的廣大地区上所進行的大型天气过程的划分上。这一廣大地区即所謂自然天气区，在东亚要做中期預告自然首先必須确定在东亚自然天气区的范围，然后才能在这范围内來划分大气的过程和分析其演变情况。

現在我們分別討論东亚自然天气区的边界問題，和提出把有关天气过程的概念应用到我們的亞洲的情况后所得到的認識。

一 关于亞洲自然天气区域的問題

穆尔塔諾夫斯基把1926—1932年各年1月份的北半球冷高壓路徑点出來，發現在一月份里，北半球高壓路徑主要集中在三个地区（見圖5）。由此他确定了三个自然天气区域，即：1. 格陵蘭到泰米尔半島（約東經 90° ），2. 泰米尔半島到白令海峽，3. 白令

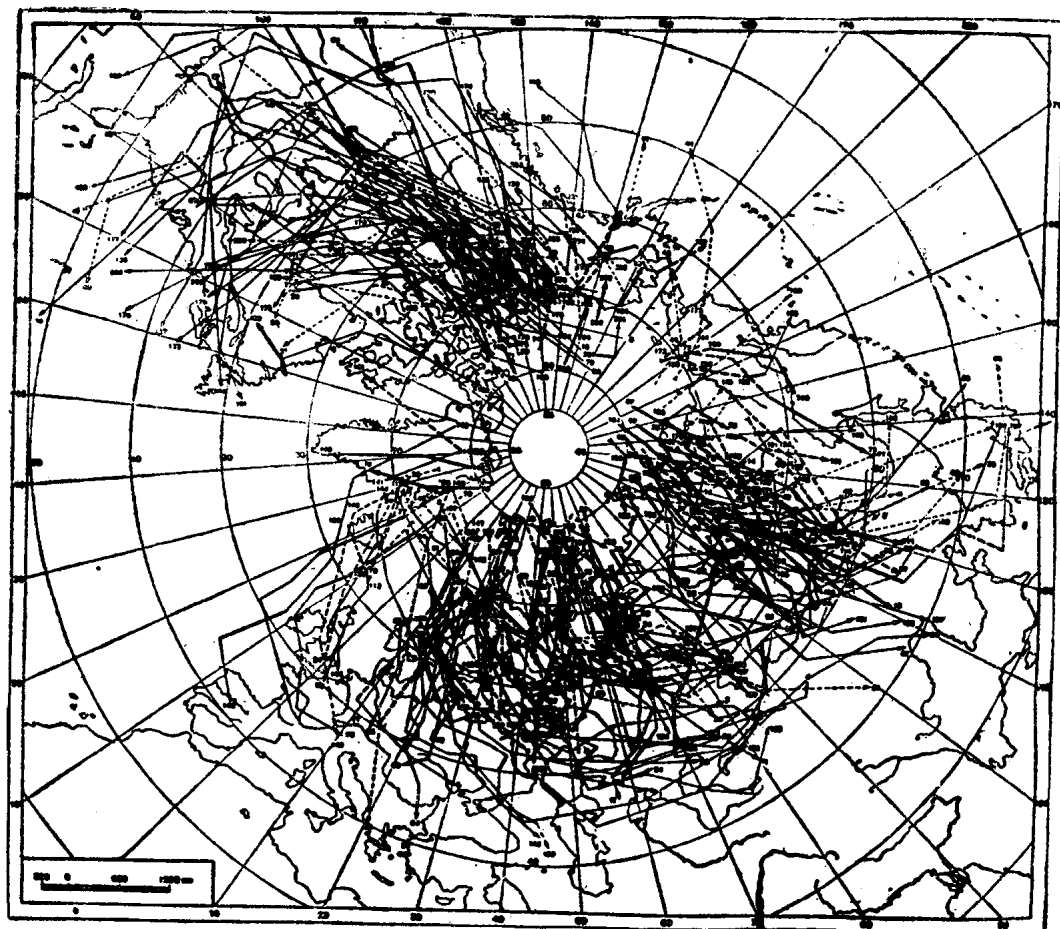


圖5. 北半球1月冷高压路徑圖(1926—1932)(采自帕加瓦等著“天气圖方法長期天气預報的基礎”)

海峽到格陵蘭。後來帕哥香在1947用北半球500mb高空圖也得到同樣的結論。由此可見，自然天气区域主要是一个气候性的概念，它依冷高压活动，或冷空气活动的界限來定的。

然而不难看出在第一圖里歐亞大陸上高压的路徑只在北緯 60° 以北的地方才有明顯的界限，在北緯 60° 以南的地方，高压路徑就不再有明顯的集中了。所以穆尔塔諾夫斯基所提出的界限也都是北緯 60° 以北的地区。

事實上，我們在研究冬半年冷空气活动时所得到烏拉尔地区及烏拉尔以东歐亞大陸上高压軸徑分布(圖6)已經証明，这些高压路徑有一大部分一直指向我國，就是許塔博瓦(Штабова)的高压軸徑^[8]也說明喀拉海到西部西伯利亞的高压軸徑它的南半段是一直伸到我國來的，从帕哥香的圖上也可以看到北半球1月份虽然是三个低槽，但正如过去所指出的从泰米尔到东欧的低槽不是原生的，因而在强度上也不是其他兩個平均槽

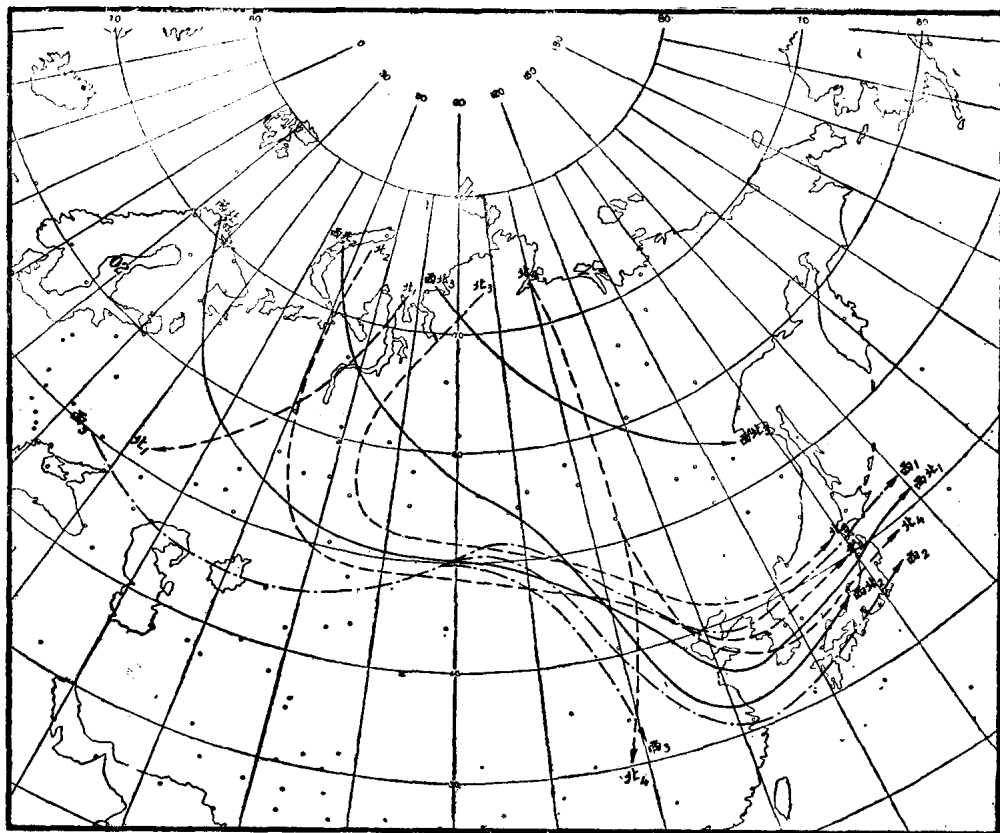


圖 6. 冬半年东亚冷高压路径圖(1951—1954)

所能比拟的,在南边它更是平浅,几乎只是半边的,(它的东边几乎仍是西風)。因此在这槽后部即喀拉海、新地島开始的高压軸徑也常常繞过这平浅的半边的槽而指向我國。

因此,在冬季北半球北緯 60° 以南的地区与其說是分成三区还不如說分成欧亚及北美兩区。而对我國來說,至少也得把烏拉尔附近地区包括在內。

在夏季里,根据帕哥香的 7 月份平均 500mb 形势圖,我們可以看出在夏季中緯度平均槽已是四个。欧亚沿岸的槽很浅,并且也几乎是半边的(在槽后几乎是西風)。因此,只有其他三个低槽后面有高压軸徑的集中出現。在欧亚部分很清楚的可以看到喀拉海、烏拉尔一帶起始的高压軸徑,和堪察加一帶下來的軸徑。因此对中緯度來說夏季可以划分为三个区域。而对我國來說西边至少也得包括烏拉尔附近地区。

但是对我國來說,这样考慮顯然还是不够的。因为極地高压軸徑只能表示冷空气活动,而在中緯度顯然不能像高緯度上那样只考慮冷气活动。因此我們也必須考慮太平洋高压、台風的活动。夏季平均 500mb 形势圖上清楚地指出,在东亚部分北緯 $20^\circ - 30^\circ$ 上 500mb 形势和相对高度形势的分布中,槽脊位置的反相是很清楚的。在

我們这区域中盛夏时候暖空气活动多是从太平洋上一直过來的，台風的路徑上更明顯地表示了这点，因此西太平洋区域不能不包括在我們这自然天气区域里面。

在这种情况下，为了方便起见，在堪察加以西的区域也不得不包括在我們这个自然天气区域之中，因为和这高压軸徑联系的白令海峡的槽，正是与太平洋高压有密切联系的。

因此对于我們的預告需要來說，我們的自然天气区域界限應該是，西起烏拉尔、东到白令海。比起苏联学者所划的界限，我們的西界推西了些。

帕加瓦^[9]用温度等距平綫來推想热量交换分布而划分自然天气区域。他把穆尔塔諾夫斯基的泰米尔界限沿东經 80° 向南延長到北緯 30° 。这样做是值得討論的。因为，第一，从温度等距平綫圖上是不容易看出过程，也不易决定热量交换方向的。例如难于設想为什么在 7 月圖上北美大陸热量向拉布拉多輸送，而在冬季大西洋对北美大陸就沒有热量輸送的可能。大規模的热量交换如冬季从地中海附近向烏拉尔区輸送暖空气，形成暖高（准静止反气旋）就不是等距平綫上所能看得出來的。事实上容易看出等距平中心并不代表热源冷源，热量輸送也不与等距平綫垂直。

第二，海陸热量輸送不是决定大气环流过程的唯一主要因素。地形的影响也是有很大作用的，它積極影响海陸热量輸送。并且正像帕加瓦所証明了的，自然天气周期中天气过程的发展，至少还受着温压場动力机构的主要約制。即是自然天气周期中对流層温压場的分布，至少不只是由海陸热量交换特性的主要型式來約制的。

相反的，我們目前所取的自然天气区域界限和我們的預报經驗是比較一致的。这不是僅僅因为在預报期限內，这区域里的系統都可直接影响到我國的天气。主要是因为在这自然天气区域中的天气过程是密切联系着的。例如烏拉尔区高压的发展就是对我們的天气过程是分不开的，东亚流型的巨大变化，大都是跟烏拉尔地区的巨大变化而產生的（見[10]）。

可以想到，自然天气区域既然是自然天气周期中天气过程发展的特征保持不变的区域，这区域是可以每季每年都不同，甚至每周期不同的。然而，为了工作上的方便，經常变换自然天气区域界限顯然是不方便的，因此，依照穆尔塔諾夫斯基的做法我們仍采用一个固定的平均界限。不过我們在工作中必須在不同自然天气周期中注意到，如果在这固定的自然天气区域內，某一边緣部分天气过程发展的特征局部有改变时，我們應該了解到，它可能不在我們这区域，因而可能不在当时亞洲的自然天气周期中，我們就不可能再用我們那些規則來預报这部分边緣地区过程的发展了。

二 天气过程的几个概念的認識

(1) 基本天气过程

穆尔塔諾夫斯基所指的天气过程,即指形成一定的气压系統的各种气团,在時間和空間上不断地移动和相互作用的过程。在这些不断作用的过程中我們可以按其特性而予以区别,如鋒生的过程、气旋發展的过程和形成反气旋系統的冷空气入侵的过程等。在不同的过程中,發展的趋势和方向都不同,因此其相对的穩定性也不同。所以,穆尔塔諾夫斯基学派在分析天气过程时,主要是从过程發展的相对穩定性出發,把在同一个自然天气区上所進行的天气过程,按其穩定性的程度,而予以划分。因而有基本天气过程,自然天气周期和自然天气季節的天气过程。这三种性質的天气过程的划分,其中和中期預告最有关系的为基本天气过程和自然天气周期。

基本天气过程这一概念是由 Г. Я. 房根盖依姆于 1933 年提出的,即指在某一段時間內在自然天气区域中,当气压場的地理位置不变时,冷暖气流的方向在某些地区基本上保持不变,那末在这段时间內所進行的天气过程就作为一个基本天气过程。

就欧洲的自然天气区而言,一个基本天气过程,常是一个气旋族的发展过程,相应于高空,則为大槽前暖平流的阶段。而冷气团的入侵則又为另一过程,它相当高空大槽前部有冷平流的过程。这是由于在欧洲自然区緯度高,冷空气入侵明显,以及气压系統明显、深厚,并且比較穩定的緣故。

在我國的自然天气区中,春秋的情况比較类似于苏联欧洲的自然天气区中的情况。这时在我國的長江黃河流域有比較清晰的鋒区,冷暖气流的活动都很清楚。于是基本过程在地面圖上比較能反映出來,分析容易。而在冬季虽然鋒区向东南移很多,主要鋒区在日本及琉球群島东南的西太平洋沿岸,气旋波动与反气旋族在我國很少出現。在我國大陸部分,暖平流在地面不清楚。因此从地面冷暖气流的方向來分辨基本天气过程比較春秋季困难些。但冬季冷空气的活动則非常明显,故根据冷高压的活动,來分析基本过程还是比较容易的。只有在夏季,在东亚大陸因热力关系經常維持着一个低压,因此根据地面的情况,就不容易从低压的活动來分析,而另一方面夏季冷空气的活动也不易从地面气压系統來确定。因此在近地面層大气基本过程的划分,就不容易依地面圖分辨出來,而必須借助于高空圖。在我們的工作中,經常借助 700mb 和 500mb 的流型來分析。在大多数情况下,中層对流層中一个中等大小的低压槽的經過,即反映为一次冷暖气流方向的改变,也就經歷了兩個基本天气过程。在我國地区,一个中度深厚的槽在 500mb 圖上出現时(槽的振幅在 10° 緯度的强度下),虽可以引起在比較大的範圍內

有一次暖冷平流的交替，在地面并不能很好的反映出来，但在 850 及 700 毫巴的图上，则可以很清楚地看出冷暖平流的改变。如配合比湿及流綫圖更可以看出水汽的干湿平流的情况的不同，以此作为基本过程的辨認的标志仍是有其代表性的。因此按这样的理解，在地面圖上，若按照降水区的發展，來分析夏季的基本天气过程，当是一个很方便的标志。这在后面我們討論降水的情形时还要討論到。特別是在东亚自然区的东西的边界上有較穩定的暖高中心时，常有中度的低压槽东移，造成冷暖气流方向的改变。这样的基本天气过程維持的时间大多只有二三天。在有些情形下，当高空 500mb 有振幅很大（即大于 10° 緯度的脊槽）而移动較慢的脊槽出現时，則暖平流維持較久，因此一个基本过程的时间較長，可达 4—5 天，构成了一个自然天气週期。这在冬季比較常見。

另外还有一种情形即在高空低压槽振幅也在 10° 緯度以上，但其速度較快（平均速度大于每日 10° 經度）时，則过程進行比較迅速而急剧，故基本过程的維持时间比較短甚至只有一二天。

上面所討論的是当气压場發生变化后，而引起的平流的变化，因而發生基本天气过程的改变的情况。但是大气中过程的变化有时也有由于温度場起了比較顯著的改变而產生平流的改变，因而基本过程也起了变化。因此在高空气流方向沒有顯著的改变时，也有冷暖平流方向的改变，以致基本过程的改变。这种情况在冬季西伯利亞的北部地区比較常見。1954 年 12 月 5—10 日即为一例。这样的基本天气过程可維持 2—3 天。因資料的不全，目前尚不能把上面的几种情况下基本天气过程所能維持的天数的百分数表示出來。

(2) 自然天气周期

这是穆尔塔諾夫斯基的長期天气預告方法的一个最主要的概念。它所包括的天气过程对时间的發展來說过程的穩定度是比較大的。前面已討論过天气过程包括了鋒生过程，气旋發展过程，冷空气入侵的过程等。根据这些不同的特性，我們可以用來表示过程的穩定度。如在不同的高压軸徑下，大气过程的發展就不相同，反映在地面上主要气压場的地理位置也有顯著的不同，所產生的天气現象也随着而改变了。因此在一个軸徑上發展的过程其穩定性就比較大，而在軸徑轉变时，天气过程的方向就要發生改变。按过程的划分應該屬於另一階段。这便是穆尔塔諾夫斯基最初所提出的划分天气过程的一个較明顯而客觀的穩定度的标志。

从上述基本观念出發才發展了較長期的天气預告。因此他說：“在某一段時間內，高压軸徑在一定的自然天气区中維持不变，同时主要气压場符号的地理位置維持不变时，那末这一段时间称为自然天气周期”。但也有很多的天气过程并不包括冷高压的入