

远东地区的天气形势预报

内部参考材料

中央气象局办公室編印

一九六三年十二月

前 言

这本小冊子是根据1957年駐日美国空軍的东京天气中心出版的一本手冊性材料翻譯的。原书系供美軍在远东各軍事基地上的預报員学习之用。主編者是該中心的天气分析預报处处长馬丁(Donald. E. Martin)中校。本书內容是闡述一些在該中心試驗或試行以后認為是比較好的預报方法，規則及其簡單原理，主要介紹了用图解法計算渦度平流和距平平流，以預报未来短期內的天气形势演变；也介紹了一些一般天气学教科书上常提到的某些預报原理和方法的具体应用与操作技术，例如，等绝对渦度路徑和长波公式的計算和应用等。书中还提到了他們所用的評分方法。

本书中所介紹的預报方法，大体上也是国外比較盛行的一些形势預报方法。近几年来随着高速电子計算机的广泛应用和发展，許多国家已开始用电子計算机的計算来代替这些图解法，使計算方法更为精細。但是，据近来了解，也还有不少国家，例如东欧的許多社会主义国家仍在大量运用和研究与此相似的图解法，有些还得到了比較好的效果。

把这本书翻譯出来，介紹給我国的預报員，使大家能更多的了解一些国外的具体預报技术，这对我們的預报业务工作将会是有益的。至于这本书中所介紹的那些預报方法和規則是否真的象书中所說的那樣灵驗，是否对我国也同样有效，这还有待于进行考察和試驗。

本书由駱繼宾、卢志強两位同志翻譯。在翻譯时，对原书中一些有关簡單原理的部份和重复的地方，曾略加刪节和改写。

編者 1963年8月

以下是本报告中經常用到的一些符号的含义:

d —作空間平均时所取的平滑步长(以 45°N 处的緯距为单位)

q —相对渦度

Q —绝对渦度

f —地轉参变数

M_2 —費約托夫特函数(見附录C)

b —爱斯托克函数

$\mathbf{V}$ —风速向量

$\mathbf{V}_{(\bar{Z}_{11.2}+M_2)}$, 等——表示由注脚等值綫場所确定的地轉风的向量

Z —500毫巴高度

$\bar{Z}_{11.2}$, $\bar{Z}_{5.6}$ —500毫巴上的空間平均高度, 其空間平均时所取的平滑步长 d 分別为 45° 处的
11.2个緯距和5.6个緯距

Z' —500毫巴高度距平(与气候正常值之偏差)

$\bar{Z}'_{11.2}$ —500毫巴空間平均高度距平(与 $\bar{Z}_{11.2}$ 的气候正常值之偏差)

Z_0 —1000毫巴高度

$\bar{Z}_0$ —1000毫巴高度的空間平均值

$\bar{N}_{11.2}$ —500毫巴平均(气候)值的空間平均高度, 空間平均时所取的平滑步长
 $d=11.2$ 个緯距

h —1000—500毫巴的厚度

$\bar{h}$ —1000—500毫巴厚度的空間平均值($d=11.2$ 个緯距)

h_n —1000—500毫巴厚度的平均值(气候正常值)

h' —1000—500毫巴厚度距平(对厚度的气候正常值之偏差)

CAVT—等绝对渦度路径

目 录

第一章 緒論	(1)
第二章 渦度和空間平均的概念	(2)
第三章 距平在預報上的应用	(4)
A. 距平的定义	(4)
B. 500毫巴距平	(5)
1. 500毫巴平均图	(5)
2. 高度距平場的一般特性	(5)
3. 长波的距平特性	(5)
a. 应用空間平均图辨認长波	(5)
b. 应用空間平均距平 $\bar{Z}'_{11.2}$ 来确定大尺度型式	(8)
C. 1000—500毫巴厚度距平	(9)
第四章 預報工具和方法	(9)
A. 基本图和輔助图表	(9)
1. 500 毫巴图	(9)
2. 1000 毫巴图	(9)
3. 500 毫巴高度和 1000—500 毫巴厚度的平均(气候)图	(9)
4. 1000—500毫巴厚度图	(9)
5. 500 毫巴高度距平图	(9)
6. 1000—500 毫巴厚度距平图	(9)
7. 渦度图	(9)
8. “变化”图	(9)
B. 500 毫巴形势的預報	(12)
1. 500 毫巴图在預報中的应用	(12)
2. 500 毫巴图的空間平均	(16)
a. 平滑步长	(22)
b. 渦度平流	(22)
3. 24小时500毫巴变高的应用	(22)
4. 500毫巴距平图	(22)
C. 500 毫巴高度距平場(Z')与空間平均距平場($\bar{Z}'_{11.2}$)的关系	(23)
D. 1000—500 毫巴厚度場的預報	(37)
1. 爱斯托克預報厚度变化的方法	(37)
2. 1000—500 毫巴距平場的应用	(40)

a. 厚度距平場的平流	(40)
b. 远东地区气旋发生的預报	(42)
c. 西伯利亚高压的厚度距平特征	(47)
d. 应用厚度距平确定鋒面位置	(47)
3. 1000—500 毫巴变厚度图的应用	(47)
E. 地面气压場的預报	(48)
1. 地面預报图的制作	(48)
2. 預报地面气压場的客觀方法	(49)
a. 爱斯托克方法	(49)
b. 复合图A	(50)
c. 复合图B	(51)
d. “S”图	(52)
e. 消除預报的系統性誤差的訂正方法	(60)
f. 地面气压系統强度变化的預报	(60)
附录	(66)
A. 空間平均等高綫图	(66)
B. 相对渦度場	(66)
C. M_2 場与 $(\bar{Z}_{11.2} + M_2)$ 等值綫	(66)
D. 絕對渦度場	(66)
E. 500 毫巴距平場	(66)
F. 500 毫巴空間平均距平場	(67)
G. 1000—500 毫巴厚度場	(67)
H. 1000—500 毫巴厚度距平場	(67)
K. 热成风渦度平流場及复合图A	(67)
L. 复合图B	(67)
M. CAVT的計算方法	(67)
N. 关于应用派特遜波速計算尺的說明	(68)
O. 解罗斯貝长波方程計算尺的应用	(69)
P. 時間平均或选择平均图的图解法	(69)
等絕對渦度路径查算表	(74)

第一章 緒 論

A. 用語: 在討論這本報告所列举的技术方法和描述其应用的具体步驟时, 我們曾用了許多气象上的術語。这些術語在这本報告里純粹是描述性的, 它們并不总是和这些術語在物理学和数学上的严格定义一致。我們之所以这样不严格, 是因为这些術語的含义在預報員中已經成为一种极为通用的“行話”, 它們簡明的表达了一些所要說的内容。

例如, 从严格的数学上和物理学上就很难理解“距平場平流”这一詞的意义。而我們在应用这一術語时仅仅是指等距平綫明显的沿同一天气图上另一組等值綫的移动, 这并不意味着有一个真实的“距平”这个物理实体在移动。同理, 沿等距平綫或等厚度綫的地轉气流这一術語是指平行于这些等值綫方向的风的分量, 而不一定是沿这些等值綫真有一支气流存在。

B. 对資料和图表的要求: 在东京天气中心每天抄收北半球的地面和高空資料。除了通常的基本图表例如地面图和500毫巴图而外, 每天还用了許多輔助图表来描述和突出某一天气形势和系統的演变, 其中的絕大多数輔助图表都是由基本图表經過图解加、減法而后推演出来的。

我們并不曾企图从某一张图里得到一个最后的預報答案, 而是每张图都用, 只要我們認為它对整个形势預報有一些独特的貢獻。現在所用的这些輔助图表都是經過一定的試驗程序而后选择出来的, 試驗表明它們对解决我們的預報問題都有一定作用。

C. 远东地区預報中的天气气候学背景: 我們所处的地区正好在一个辽闊的高原的背风面, 也是世界上最大的陆地和海洋的边界。因而, 这就需要我們对这个地区一年四季的气候学特点給予特殊的考虑。

这一地区气候学的特点有时是如此的明显, 特别是在冬季, 以致有一些被广泛接受的技术方法如外推法、渦度平流和厚度平流等方法所得出的預報結果竟是錯多对少。

在这种情况下, 那些与这一地区天气系統移动、新生相联系的預報象征全被一些持續而强大的系統(例如强盛的蒙古高压和高空东亚沿岸的大槽)所遮盖了。

預報員面对一个任务, 就是在这个多气旋产生的远东地区如何預報地面气压場的迅速变化。必須找寻一些方法来消除这一地区气候学上所产生的那些遮盖作用, 以便把一些在通常天气图上出現的預報象征显现出来。例如, 冬季在日本应用厚度平流方法几乎总是得到厚度降低而地面加压的結果, 在此种情况下, 預報員就必须确定究竟在那一次这种明显的“平流”会真的发生。

把气候学的天气型式与移动性的天气系統区分开来的一个方法是应用各种气象要素的距平。我們选用距平方法并非偶然, 日本的許多預報远东天气的規則就是建立在气压、风和溫度距平这一概念基础之上的。在东京天气中心研究远东气旋发生时就曾把距平作为一种基本工具。

D. 东京天气中心的預報規程: 在东京天气中心每日天气預報的制作是按如下程序进行的: 負責制作預報图(36、54和72小时的地面預報图及24、54小时500毫巴預報图)的預報員

們在完成了分析和图解程序之后，还要逐一考查各种基本图表和輔助图表。

在上午8—10点有两名測报員計算500毫巴和1000毫巴客觀24小时变高預报图。这种图一直要扣压到天气会商时才拿出来給預报員們看。

每天上午10时就开始举行天气会商，所有值班的气象工作者都要参加。在会商中首先明确当日討論的重点問題，然后，从各个預报員的发言中寻求一个看来比較合理的預报結論。

在对預报图上的主要形势演变已經取得一致意見之后，就把計算出来的客觀24小时变高預报图拿出来。如果这些客觀变高預报与討論后綜合的預报結論一致，当然，那就把預报肯定下来，如果不一致或提出了另一种結果，那么就应当順序重新估价和討論先前得出的初步結論。倘若有一些为大家所公認的理由認為客觀变高預报是不可靠的，那么，也可以对其加以摒弃。

E. 空間平均和距平概念的应用：在东京天气中心絕大多數的輔助图表都是用来促使以下两种概念变为可以应用的預报技术方法：（1）渦度和空間平均原理；（2）某些气象参数的距平。

有关上述原理与概念将在本报告第二、三章中加以簡要的討論。

第二章 渦度和空間平均的概念

在气象上，一般只考虑x、y平面上的渦度，即 $\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ 。对于一个在地表面上的观察者，它表示一个空气质点沿垂直于平面的軸的“旋轉”程度。

等压面上的相对渦度（即x、y面上的渦度或称渦度的垂直分量）可以看成是由两个量組成的：一个是流綫的曲率；一个是风速的切变，即风速沿气流法綫方向上的变化。

这一概念可以用以下这个例子說明。在河流中放两根棍子，一根(A)与水流垂直；一根(B)与水流平行（见图1a）。如河中水流沒有曲率，也沒有切变，这两根棍子在移动过程中都不会改变方向。这时，水流可以認為是无渦度的。

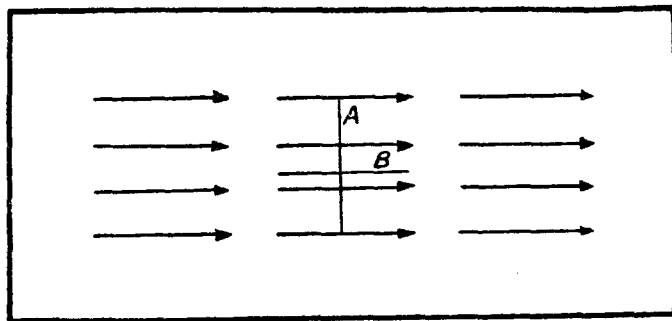


图 1a 相对渦度等于零时的示意图

假設，沿水流法綫方向流速有变化，即有切变存在，但沒有曲率，那么，A棍就会在移动过程中产生旋轉（见图1b）。假設，水流无切变，但流綫有曲率，这时B棍就要产生旋轉，而A棍不旋轉（见图1c）。所謂相对渦度就是指这两根棍子对于一个河流中固定坐标的旋轉总

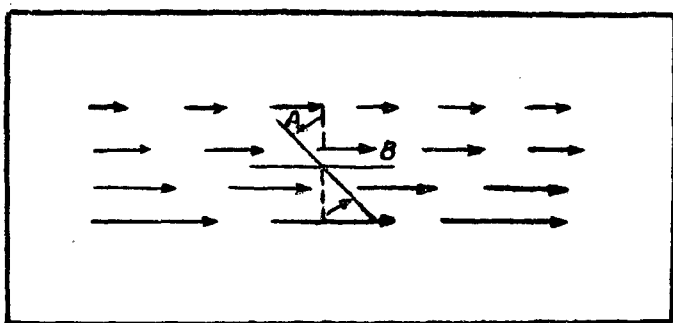


图 1b 单纯由切变引起（气旋）涡度时的示意图

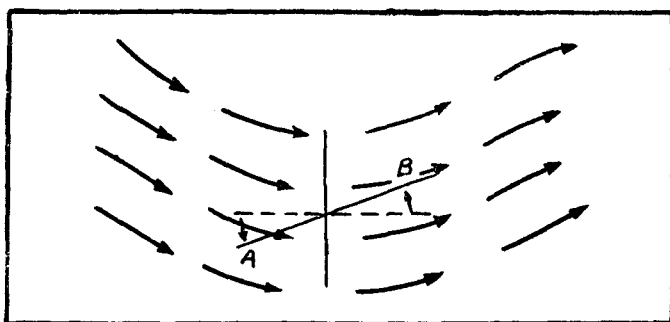


图 1c 单纯由曲率引起正（气旋）涡度时示意图

量。而其绝对涡度是指这两根棍子对天体坐标系而言的旋转总量，由于地球是在旋转，所以，绝对涡度就等于地球的涡度 f 加上地球表面上某一坐标系中的相对涡度 q 。

$$Q = q + f$$

Q —绝对涡度 q —相对涡度 f —地转参数

在天气图上，我们可以应用空间平均的方法来计算涡度。这里，我们以儿童游戏中的转车为例说明空间平均值及涡度的求法以及它们在天气预报中的应用。

假定有四个小孩在推动一个转车。其中，小孩A用力5磅；B用力15磅；C用力10磅；而D在相反方向用力5磅。总的净转动动力为： $5 + 15 + 10 - 5 = 25$ 磅。这些力就确定了转车绕P点旋转的程度或称“涡度”。用力越大，旋转越快，相对涡度越大。知道转车的半径及各小孩用的力就可以计算出涡度来（见图2）。

现在把这个概念用到500毫巴图上。这里的力就是该等压面上某一点的风力，其数值和方向可以由其附近等高线的梯度所确定（见图3）。如等高线分布均匀，则通过A点的力，与A'点和P点间的距离 d ，除以该两点之高度差值成正比，即与 $\frac{A'-P}{d}$ 成正比。同样，B点的力与 $\frac{B'-P}{d}$ 、

C点的力与 $\frac{C'-P}{d}$ 、D点的力与 $\frac{D'-P}{d}$ 成正比。这四点的总和是与绕P点的总旋转力成正比。

其总和为：

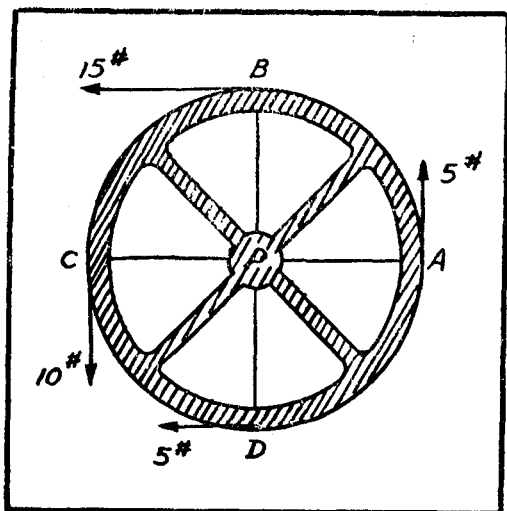


图2 引起P点上的涡度的各个力

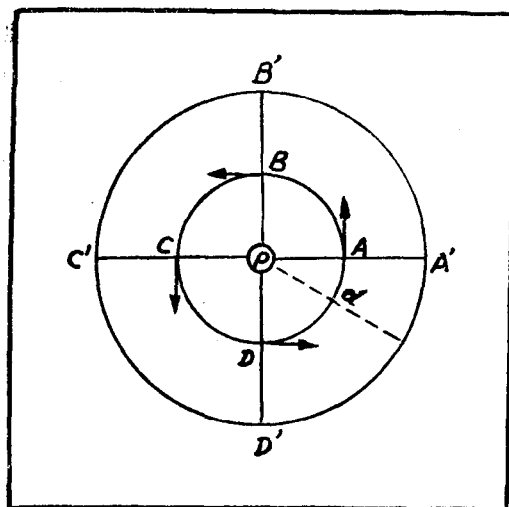


图3 作用于500毫巴上一点的旋轉力

$$\Sigma = \frac{A' - P}{d} + \frac{B' - P}{d} + \frac{C' - P}{d} + \frac{D' - P}{d} = \frac{A' + B' + C' + D'}{d} - \frac{4P}{d}$$

$$\Sigma = \frac{4}{d} \left(\frac{A' + B' + C' + D'}{4} - P \right)$$

$\frac{A' + B' + C' + D'}{4}$ 这一项表示以P点为圆心, 以d为半径的圆周上均匀分布四点的平均高度, 即P点的空间平均值。施加于P点的旋转力, 与P点的高度值及该点之空间平均高度值的差成正比。

用图解法(穿綫相加或相减)可以求得一个空间平均高度场即 $\frac{A' + B' + C' + D'}{4}$, 然后减去原来的高空图, 就可以得到一个与原高空图上地转风场涡度成正比的量场。

設500毫巴图上任一点之高度为Z, 而以此点为圆心, 在其x、y方向等距(d)四点之高度平均值即该点之空间平均高度为 $\bar{Z}$, 则 $\bar{Z} - Z$ 是一个与该点地转风涡度成正比的数值, 我們就簡称其为“涡度”。实际上应该对此数值乘上一个以1/LT为因次的比例系数, 才可以得到真正的地转风涡度值。涡度的因次是1/T(T为时间单位)。

将 $\bar{Z} - Z$ 场与 M_2 函数场相加就可以得到一个与绝对涡度成比例的数量场, 簡称其为绝对涡度场。所謂 M_2 函数, 除了考虑地球的涡度即地转参数f而外, 其中还包含平滑步长d及投影形式等, 在一种特定的投影图上, 某一点的 M_2 函数值是一定的, 它只依赖于緯度。因此, M_2 场的等值綫是与緯度平行的一组綫(參閱附录C)。

第三章 距平在预报上的应用

A. 距平的定义 所謂距平即在某一地点上, 某一气象参数对于该地、该参数平均值的偏

差。平均值是指一个气象参数的气候正常值即一段时期的時間平均值。

由于一个特定时期的气候平均值包含了地形、地理、緯度与季节的影响。因此，一个距平場就是消除了上述各种影响因子后的瞬时气象参数場。

8. 500毫巴距平

1. 500毫巴平均图：500毫巴平均图上的等高綫是比较平滑的，图上只有一些寬广的槽脊，其曲率比瞬时 500 毫巴图要小得多。由平均等高綫所計算出的风場的切变很小。因此，平均图上的相对涡度也很小。将平均图再进行空間平均以后的高度場就更为平滑了。实用上可以当它是沒有涡度的場。

在东京天气中心（TWC）500毫巴高度距平 Z' 是根据下式得出的。

$$Z' = Z - \bar{N}_{11.2}$$

Z' 为500毫巴的高度距平值， Z 为500毫巴瞬时高度， $\bar{N}_{11.2}$ 为500 毫巴平均图取空間平均后的高度值，取空間平均时所取的平滑步长相当于緯度 45° 处的11.2个緯距。（ N 表示高度的气候平均值）

空間平均距平 $\bar{Z}'_{11.2}$ 为

$$\bar{Z}'_{11.2} = \bar{Z}_{11.2} - \bar{N}_{11.2}$$

其中 $\bar{Z}_{11.2}$ 为500毫巴高度的空間平均值，取平均时的平滑步长相当于 11.2个緯距（ $45^\circ N$ 处）。

为什么东京天气中心所制的高度距平图不是由原始天气图上的高度 Z 减去平均高度 N ，而是 $Z' = Z - \bar{N}_{11.2}$ ，其理由如下：

a. 对于所有实用目的而言，取空間平均的过程可以消去一切原始平均图上的涡度場以及在求平均（气候）时所遗留的小尺度誤差。

b. 平均图在取空間平均以后是一个变化极慢的高度場。

2. 高度距平場的一般特性：我們发现，如果用相当大的步长（11.2个緯距或以上）来取平均所得的相对涡度場的量級和分布位置与距平图十分接近。此外，也发现用涡度平流方法預报时，往往在相对涡度与高度距平相差很大的地方最不可靠。由图 4 与图 5 可以看出高度距平場与相对涡度場的相似性。

3. 长波的距平特性：

a. 应用空間平均图辨認长波：天气图上一个最不可捉摸而或許是最有用的概念就是“短波”和“长波”的差別。不幸的是現在还未能給长波定出一个确切的定义。实际上我們在預报过程中企图做的就是将天气图上出現的振动，按其波长分为长波和短波两类。

在天气图上确定长波位置的一种比較好的方法是計算出那张图的空間平均場。在空間平均图上仍遗留下来的槽、脊即可認為是长波槽、脊。确定长波型式的另一个方法是用相邻几张 500 毫巴图的时间平均場。

应用空間平均場比時間平均場具有下列优点：

（1）应用空間平均方法所得的“平均”图是以最近的天气图为依据的。显然，時間平均图就不可能以最近的图为其平均的中心。

（2）应用原始500毫巴天气图和空間平均500毫巴图可以計算涡度平流，并可以客觀的預报出500毫巴变高場。

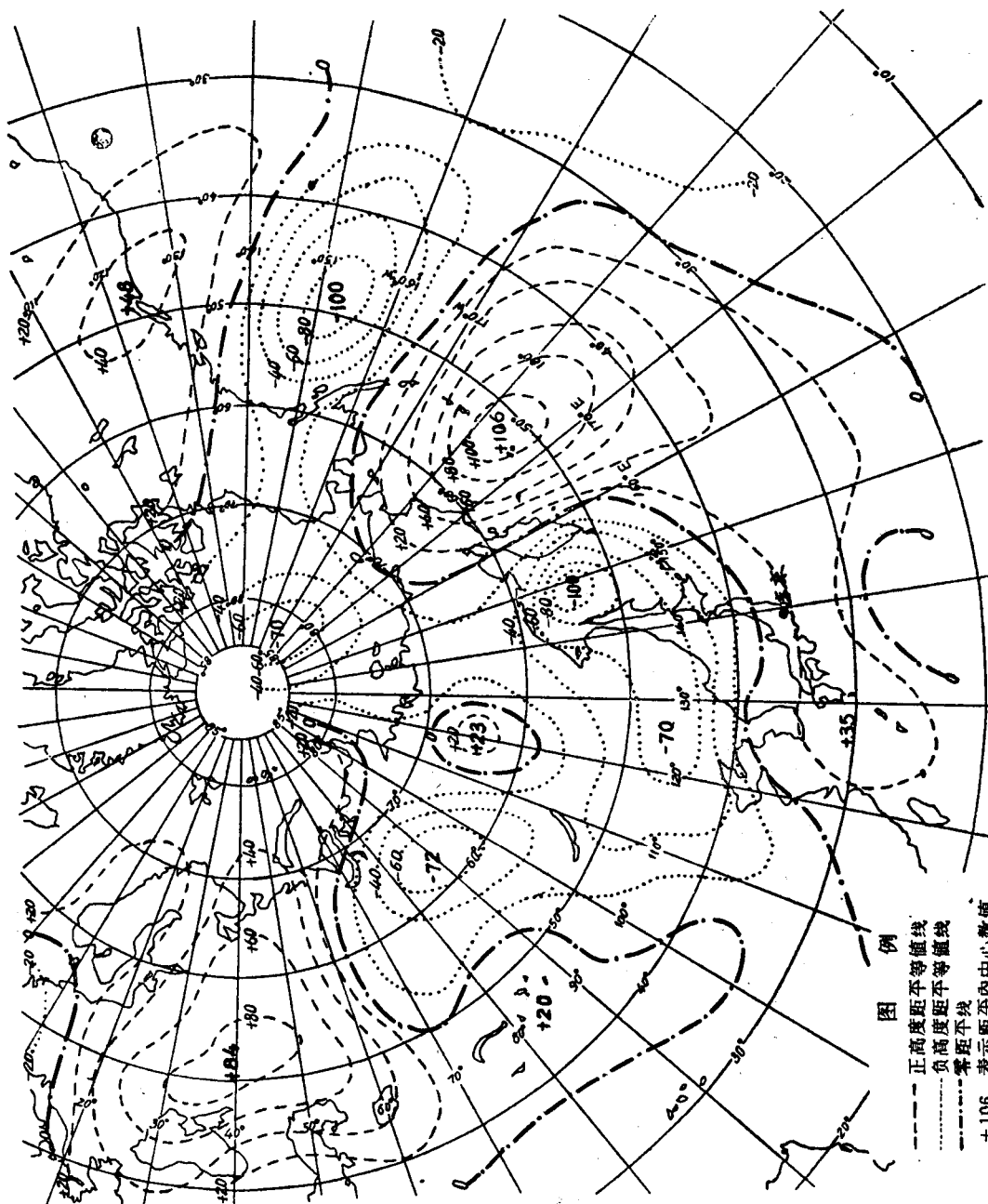


图 4 1956年 4 月18日 1500Z 500毫巴高度距平(Z')场

图 例
 --- 正高度距平等值线
 --- 负高度距平等值线
 --- 零距平线
 +106 表示距平内中心数值
 (单位为10呎)

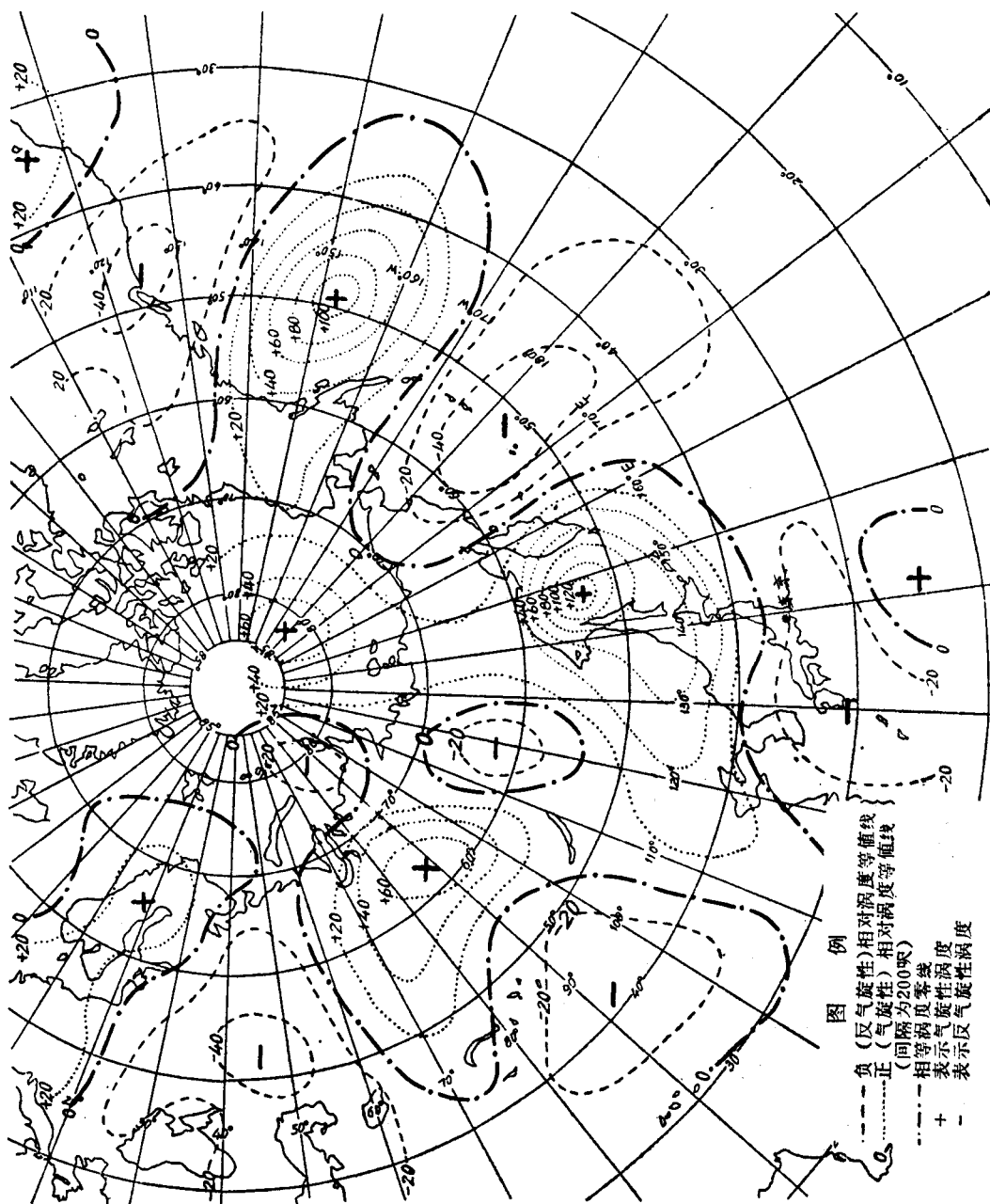


图5 1956年4月18日1500Z 500毫巴相对涡度场 ($d=11.2^\circ$)

在长波预报中，通常假设长波气流具有引导短波活动的特性，在这一假设基础上，得出了下列规则：

- (1) 短波槽在移近长波槽时加深。
- (2) 短波槽在移近长波脊时减弱。
- (3) 短波脊在移近长波槽时减弱。
- (4) 短波脊在移近长波脊时加强。

在计算涡度平流时是假设空间平均图上的大尺度气流为稳定的。而所出现的变化则是由大尺度气流（系统）引导的较小尺度系统（相对涡度场）的平流变化所引起的。

这些假设对于短期预报通常是——但也不一定是——有效的。而对于中期预报却还有不少问题。例如，我们如何来预报假定为稳定的大尺度气流的变化呢？

b. 应用空间平均距平 $\bar{Z}_{11.2}$ 来确定大尺度型式

$$500\text{毫巴高度距平 } Z' = Z - \bar{N}_{11.2}$$

在此式两边各加上 $\bar{Z}_{11.2}$

$$\text{得 } Z' + \bar{Z}_{11.2} = Z + \bar{Z}_{11.2} - \bar{N}_{11.2}$$

$$Z' = (Z - \bar{Z}_{11.2}) + (\bar{Z}_{11.2} - \bar{N}_{11.2})$$

$$Z' = (Z - \bar{Z}_{11.2}) + \bar{Z}'_{11.2}$$

最后一式的右边第一项即相对涡度表示式（其符号相反）。后一项表示空间平均高度距平。因此，可以认为500毫巴高度距平是由两个部份组成的；即与图上短时特征有关的 $(Z - \bar{Z}_{11.2})$ 场以及代表大尺度缓慢移动特征的 $\bar{Z}'_{11.2}$ 场。

如果500毫巴大尺度型式（即空间平均场）与平均（气候正常）型式十分接近，则

$$\bar{Z}_{11.2} - \bar{N}_{11.2} \approx 0$$

$$Z' \approx Z - \bar{Z}_{11.2}$$

这表示500毫巴高度距平与涡度场十分接近。

从瞬时500毫巴图的空间平均场减去平均500毫巴图的空间平均场即得 $\bar{Z}'_{11.2}$ 场。另外，对 Z' 的场进行空间平均亦可得到 $\bar{Z}'_{11.2}$ 场。

$\bar{Z}'_{11.2}$ 的分布能表示高空平均流场的系统，及其量级、位置和轴向，并且看出其逐日的变化。

500毫巴空间平均距平图（ $\bar{Z}'_{11.2}$ 场）与500毫巴距平图（ Z' 场）比起500毫巴空间平均（ $\bar{Z}_{11.2}$ 场）和500毫巴图本身（ Z 场）具有如下的优点：

(1) 实际的空间平均等高线是相当平滑的，很难用肉眼看出其槽脊的位置，更难看出其微小的变化，而具有正、负变高中心的距平图却能使这些槽、脊表现得明显。

(2) 应用 Z' 和 $\bar{Z}'_{11.2}$ 场的连续性可以方便地比较出500毫巴图和空间平均图上型式和系统的变化。通过比较还可以确定在距平（ Z' ）场中那些距平是与小尺度系统相联系的，那些是与大尺度系统相联系的。

(3) 在平均槽的区域（如冬季东亚沿岸）往往看不出有脊，但当发现这一地区有正的 $\bar{Z}'_{11.2}$ 或 Z' 中心时即可认为是脊，可以用一般预报高压脊的预报规则。

(4) 在 $\bar{Z}'_{11.2}$ 场中有大的椭圆形中心，且其长轴为东西向时，它往往并不表现为南北向的槽脊，而是表明西风带的分支，例如，当发现有一个上述形式的正 $\bar{Z}'_{11.2}$ 时，则表明在高纬

有一个偏强的西风带，而较低纬度有一个偏弱的西风带或一个东风带。

(5) 我们可以对持续的、减弱的、加强的、移动的 $\bar{Z}'_{11.2}$ 及其相应的 $\bar{Z}_{11.2}$ 场的变化分成模式，用这些模式可以分析天气图上长、短波的关系。

C. 1000—500 毫巴厚度距平：1000—500 毫巴厚度距平在预报上的应用有许多方面是与 500 毫巴高度距平相类似的，厚度距平即某一瞬时的厚度与（气候）平均厚度的偏距。由于厚度距平是与该气层内的平均虚温成正比，所以 1000—500 毫巴厚度距平图也就是 1000—500 毫巴虚温距平图。因此，从厚度距平的连续演变中可以追查出气团的轨迹及其中的虚温变化。1000—500 毫巴厚度距平与 1000—500 毫巴“热成风涡度”的关系极相似于 500 毫巴高度距平与 500 毫巴相对涡度的关系；1000—500 毫巴厚度的 24 小时变化也与 500 毫巴高度的 24 小时变化相似。

1000—500 毫巴“热成风涡度”场是这样作出的：将 1000—500 毫巴厚度按 11.2 个纬距的步长来求空间平均，然后将空间平均场与原厚度场相减。图 6 和图 7 分别为用同一张厚度图求出的距平场和“热成风涡度场”。注意它们之间在大小、位置方面的相似性。当预报员没有足够时间同时作这两种图时，就可以利用这种相似性，用热成风涡度来代替厚度距平。这两种场都适用于以后的讨论和规则。

第四章 预报工具和方法

A. 基本图和辅助图表

1. 500 毫巴图：我们按需要制作各特定层的高空图，直至 50 毫巴。但以每天两次的 500 毫巴图为基本高空图。为了制作一些其他的辅助图，还作了一些 500 毫巴的素描图。

2. 1000 毫巴图：先分析出北半球的地面图，并将这些图转换为 1000 毫巴的图。

3. 500 毫巴高度和 1000—500 毫巴厚度的（气候）平均图：由美国天气局取得 500 毫巴双月平均图，然后取空间平均即得空间平均后的平均图（ $\bar{N}_{11.2}$ 场）。在东京天气中心，平均 1000—500 毫巴厚度图则是根据美国天气局出版的 500 毫巴平均、700 毫巴平均、1000—700 毫巴厚度平均制成。用 500 毫巴平均减去 700 毫巴平均再加上 1000—700 毫巴厚度平均值即得。

4. 1000—500 毫巴厚度：每天作一次北半球 1000—500 毫巴厚度图。是用 500 毫巴图减去 1000 毫巴图求得的。然后将它描在地面图上。

5. 500 毫巴高度距平图：作出半球范围的 500 毫巴高度距平图即 Z' 场、 $\bar{Z}'_{11.2}$ 场以及 $(\bar{Z}_{11.2} + M_2)$ 场。

6. 1000—500 毫巴厚度距平图：用每天的 1000—500 毫巴厚度减去 1000—500 毫巴的平均图即可求得。

7. 涡度图：用每天的 500 毫巴及 1000—500 毫巴厚度图可以分别作出涡度和热成风涡度图。将 $(\bar{Z}_{11.2} + M_2)$ 场描在一张素描的 500 毫巴图上，便可一眼看出那些地方是绝对涡度平流最强亦即未来高度上升或下降最强的区域。将 $\bar{Z}_{5.6}$ 场描在 500 毫巴图上，便可一眼看出相对涡度平流的区域。

8. “变化”图：

(i) 每 12 小时作一张 500 毫巴 24 小时变高图。

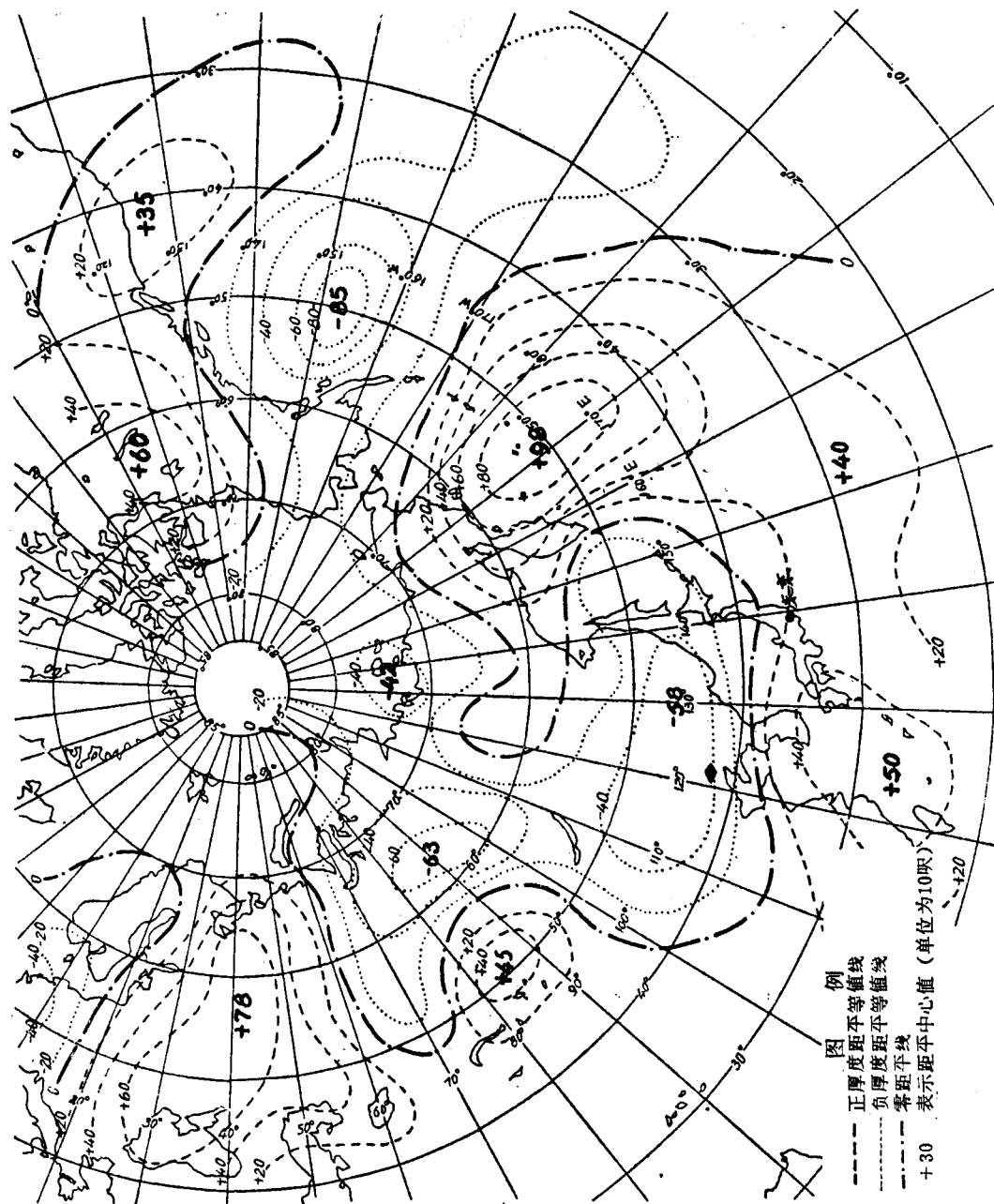


图6 1956年4月18日1500Z 1000—500毫巴厚度距平场

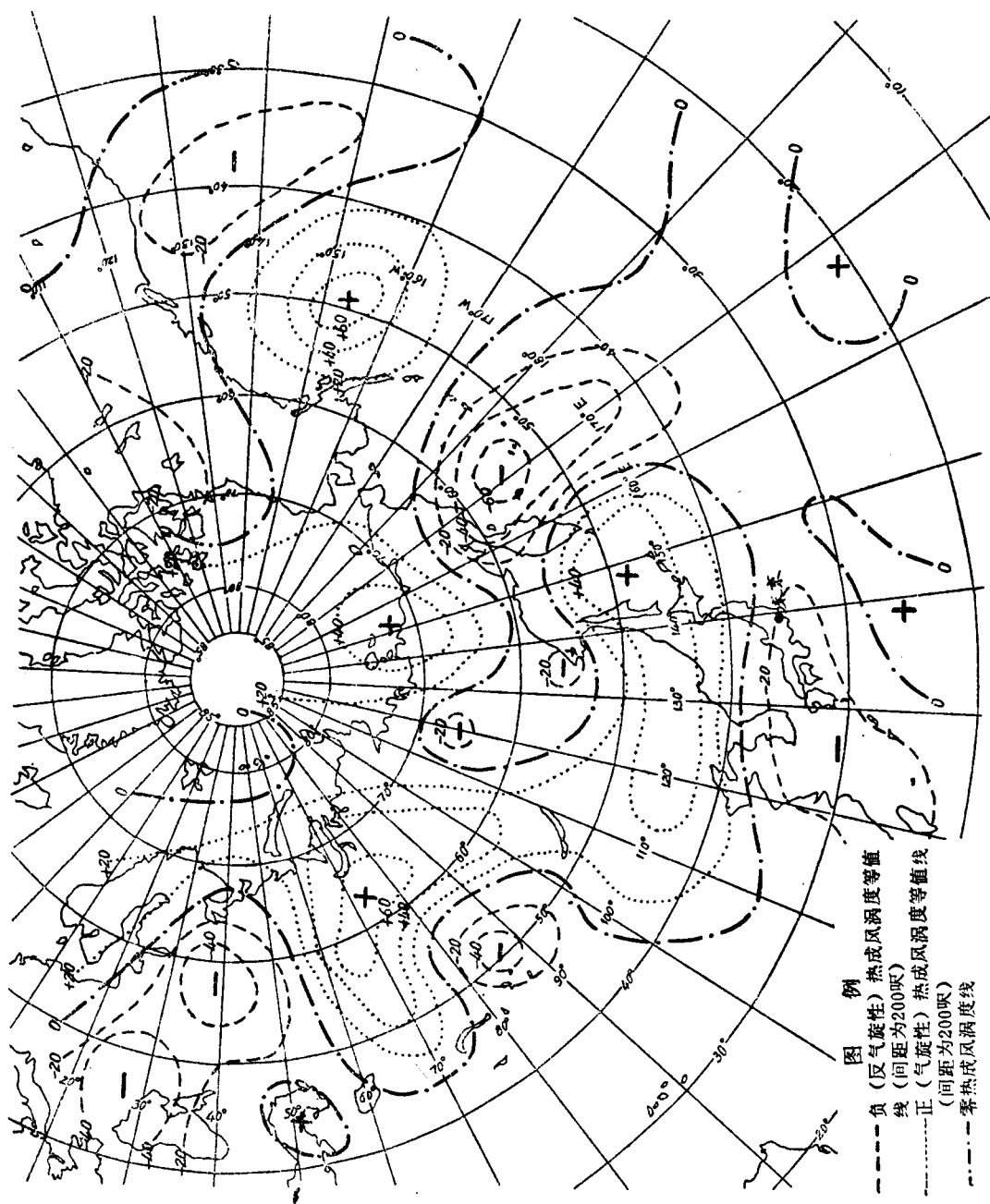


图7 根据1956年4月18日1500Z 1000—500毫巴厚度场作出的热成风涡度场

(ii) 每天作一张 1000—500 毫巴 24 小时变厚度图。

(iii) 每 12 小时作一张 24 小时地面变压图。

B. 500 毫巴形势的预报

1. 500 毫巴图在预报中的应用

a. 把上述各种辅助图上分析得出的预报象征、指标转化到 500 毫巴或地面图上, 以补充预报员的经验。

b. 跟踪 500 毫巴图上的某些要素 (如槽、脊线、变高中心) 的连续性对预报很有帮助, 有些预报员则应用德芳特 (Defant) 运动学或瓦斯柯 (Wasko) 引导线等方法来制作 24 小时 500 毫巴预报, 而这些方法都应用了过去 48 小时内某些要素的连续性。

c. 派特逊波速公式: 可用来确定 500 毫巴槽脊的移动。

$$C = \frac{u - \frac{\beta L^2}{4\pi^2} \cos \gamma}{1 + \frac{L^2}{4B^2\pi^2}}$$

式中 C 为槽线或脊线的速度; u 为气流中心在槽、脊线上的最大风速; β 为地转参数向北的变率; L 为波长; B 为气流的半宽度; γ 为槽脊线对于经线的偏角。

此方程所用的假设本质上与罗斯贝波速公式相同, 其主要区别是此公式未假设西风为一无限宽的风带以及槽、脊线为南北向。如将此公式中 B 取为无穷大; 槽脊线取为南北向则整个方程就转变成为罗斯贝波速公式。

应用此公式时应记住下列标准:

(1) 此公式仅能用于槽、脊中曲率最大处。这一点不一定是槽、脊中某一等值线最南或最北的一点。

(2) 如果长波上没有较小的槽脊, 则此公式可以计算长波槽、脊的移速。如果有较小的槽、脊叠加在长波之上, 则此公式仅能计算较小的槽、脊的移速, 而不能计算长波的移速。

运用此波速公式时需要测定以下几个参数:

(1) 波长 L 是主要气流中所要计算的槽 (脊) 与其上游脊 (槽) 间距离的两倍。其距离系沿主要气流, 由气旋性 (反气旋性) 曲率最大的一条线量至反气旋性 (气旋性) 曲率最大的一条线。有些预报员沿纬圈量而不是沿主要气流量是不对的。

(2) 计算时用的纬度是指主要气流 (急流中心) 越过所要计算的那个槽或脊线的纬度。

(3) 中心风速 u 是指在槽或脊线上观测到的或计算出的最大风速。

(4) 半宽度 B 是指在槽、脊线上气流中心向南或向北至风速仅及中心最大风速数值一半的第一个点的距离。

(5) 24 小时位移必需沿一条与槽或脊线垂直的线来移动, 并且通过槽或脊线当前位置的中心 (并不一定是沿东—西方向的轴线)。

选择计算点时应尽可能按下列要求:

(1) 根据足够的高空风资料定出槽、脊线及其四周的风场。