

北方天气文集

WEATHER IN NORTH CHINA

北方天气文集编委会编

(6)

北京大学出版社

1987

北方天气文集

WEATHER IN NORTH CHINA

北方天气文集编委会编

(6)

北京大学出版社

1987

北方天气文集(六)

北方天气文集编委会

责任编辑：邱淑清

•

北京大学出版社出版

(北京大学校内)

北京大学印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

•

787×1092毫米 16开本 16印张 250千字

1987年6月第一版 1987年6月第一次印刷

印数：00001—2500册

统一书号：13209·175 定价：3.10元

北方天气文集(6)

目 录

云系的叠置和区域性暴雨·····	马鹤年、马廷标、张汝鹤 (1)
寒潮过程的动力诊断分析·····	郭西峡、刘晓林 (10)
内蒙西部干旱地区的特大暴雨·····	刘景涛、刘天连、熊学农 (20)
地面散度场与中尺度强对流降水的联系·····	高玉霞、白慧安、赵景忠、宁 洁 (27)
欧洲、日本500毫巴数值预告分型及吉林省春季降水、气温趋势预报 ·····	郑秀雅、丁士晟、李永顺 (34)
冬季对流层定常波动能的维持机制与瞬变波的增衰机制 ·····	缪锦海、刘翔鹤、徐淑云、王书治 (42)
暴雨和强对流天气的大尺度环流背景的几个问题·····	李鸿洲 (51)
东亚经向大气热状况的季节变化·····	徐国昌、李麦村 (65)
我国东部季风的发展过程和大气层结的变化·····	梁平德 (73)
东亚夏季低温·····	王绍武、朱 宏 (85)
伏期形势和要素预报的研究·····	刘幼唐 (100)
500毫巴印巴季风低压和北半球西太平洋副热带高压与吉林省夏季旱涝的 若干统计关系·····	章少卿、李方友 (112)
8月西太平洋副热带高压的长期预报·····	赵宗慈、胡一红、王清辰 (126)
华北平原夏季干旱的天气气候分析·····	梁平德 (138)
大气中垂直环流的成因和诊断·····	林本达 (152)
关于快速 Fourier 变换及其计算机程序·····	卢咸池 (176)
局地强对流暴雨胁区的诊断分析·····	周一鹤、李旭峰、郝寿昌 (201)
短论	
论江淮气旋的两类发展过程·····	曹钢锋 (211)
能量收支分析的研究进展·····	辛宝恒 (217)
应用细网格诊断模式确定暴雨落区的两个例子·····	白慧安、高玉霞 (223)
工作报导	
1984年7号台风预报和服务情况	
辽宁省·····	(229)
河北省·····	(235)
山东省·····	(241)
河南省·····	(245)
天津市·····	(247)

云系的叠置和区域性暴雨

马鹤年

马廷标 张汝鹤

(陕西省气象科学研究所)

(陕西省气象台)

提 要

本文通过归纳云图特征,发现不同性质云系的叠置是区域性暴雨过程的突出云图特征,这种云系的叠置是一定类型的天气系统叠置的反映。本文还进一步分析了叠置造成暴雨的物理过程,认为叠置导致暴雨的一种可能机制是系统叠置导致了惯性重力波的不稳定发展,并在此基础上讨论了有关预报问题。

一、前 言

近年来在预报业务上应用卫星云图的实践中,我们感到云图特征,特别是高原上云图特征,对暴雨预报有较好的指示性。为了进一步总结这方面的经验,我们对1979—1982年的全部区域性暴雨个例的云图特征作了普查和分析,在此基础上概括出区域性暴雨若干类型的云图特征。

云图特征是天气形势的反映。近年来关于暴雨成因的研究指出:暴雨是高低层、高低纬以及上下游不同天气系统的相互作用的结果^[1]。根据这种观点的启示,我们进一步结合天气形势,从天气动力学角度,对云系的叠置造成暴雨的物理条件作了进一步分析,由于所用资料只限于一天两次的诺阿卫星云图和常规天气图资料,对于这种叠置造成暴雨的过程,只能作定性的初步分析。

二、几种常见的云系叠置

分析1979—1982年20次区域性暴雨过程的云图特征,发现95%的暴雨过程均发生在云系叠置的过程。这种云系的叠置,实际上是一定环流背景下某些天气系统叠置和相互作用的反映。从天气系统的角度可将这种可能导致暴雨的叠置概括成三类:

1.不同高度的天气尺度系统的叠置——低层暖切变和500毫巴西来槽的叠置 这类叠置造成暴雨个例多,其降水特点是持续时间长,区域大,24小时最大降水量都在100毫米以上。这类过程的天气形势:在近地层一般都有东路弱冷空气经华北和河南省侵入我省,我省处在华北高压的后部;在700毫巴上有黄淮之间有一条东西向的切变线,其南侧一般都有一支较强的西南风低空急流,500毫巴副高较强而位置偏西(图1)。当高原上有低槽或切变线东移与低层暖切变叠置时,700毫巴上有西南涡发展并东移,暖湿西南气流沿低层华北高压后部冷空气垫上滑产生暴雨。暴雨区产生在切变线的南侧。

在云图上,东经105度以东,北纬30—35度之间在暴雨前几天就维持一条东西向的云带

BB' (图1), 此云带西段色调暗淡, 说明云层高度较低, 是低层暖切变生成的云带, 当高原低槽前的云系AA'东移,

与上述 BB' 云带叠置时, 云区变宽, 亮度增加, 并在 AA' 云区的东南部出现浓白色的云团, 预示暴雨就来临了。

2. 低纬台风倒槽和中纬西来槽的叠置 这类暴雨个例很少, 降水持续时间不长, 但强度大, 暴雨仅影响陕西省东部。这类过程如图2所示, 由于西太平洋台风西北移, 在我国东南沿海登陆后, 减弱成为低压, 并继续向西北进到我国内陆, 强度逐步减弱成为倒槽, 此时中纬有一低槽东移, 与台风倒槽叠置造成大暴雨。

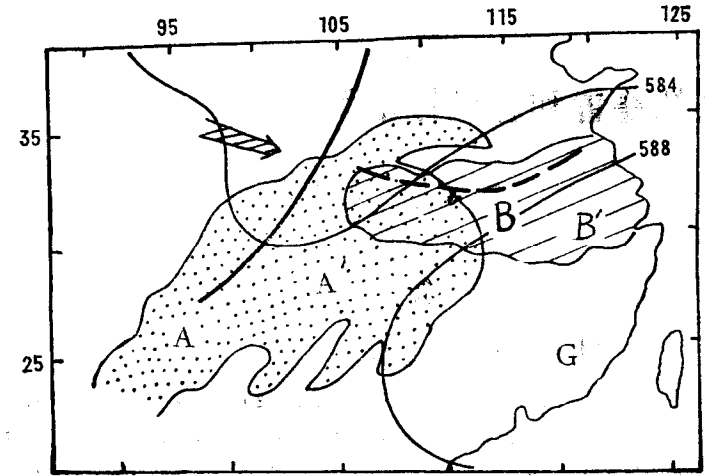
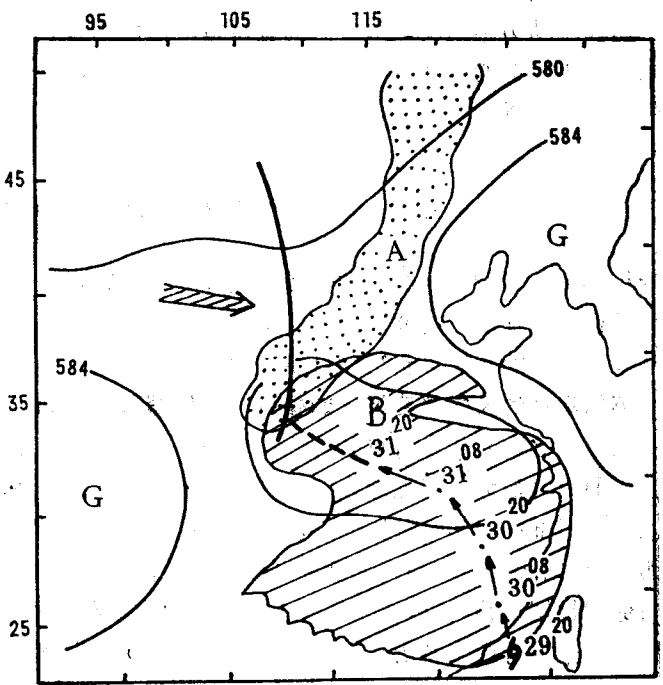


图1 高原云系和低层暖切变云系叠置示意图
(粗线为500毫巴槽线; 粗虚线为700毫巴暖切变线)
Fig.1 The schematic diagram showing the overlapping of the cloud system over plateau and the warm shear cloud system at lower level.

在云图上特征更为明显, 东南沿海上空有一块白亮的近似园形的台风云系 B, 并向西北方向移动, 在这同时西风带低槽云系 A 由于东部副高的阻挡东移极缓慢, A, B 两云系相对移

图2 台风倒槽云系和西来槽云系叠置示意图
(粗线为500毫巴槽线, 粗虚线为地面台风倒槽线)

Fig.2 The schematic diagram showing the overlapping of the cloud system in the inverse trough of typhoon and the cloud system in eastward moving trough. Thick line denotes 500mb trough line, Dashed-thick line denotes inverse trough line of typhoon in surface.



动(图2)在陕西省东部叠置,在云系叠置地区云层加厚,亮度增加,说明有对流发展,地面上很快就下大暴雨。

3. 同一高度上不同天气系统的叠置 这类暴雨个例虽不多,但雨量大,范围广,危害严重。可是在天气图上天气系统不大明显,预报难度大。在500毫巴上(图3)西太平洋副高较强,并西伸到我国东南大陆,陕西省处在副高的西北边缘,这时在河西西部有一个西来槽。另外在高原上也有一个浅槽,槽前是一支弱西西南风,上述两槽成阶梯形,由于河西槽东移较快,与高原槽叠置,使槽前西南气流加强,产生暴雨。

云图上出现两簇云,即西风带低槽云带CC'与高原槽前云区AA'(图3),这两簇云在未进入陕西省前是互相分离、孤立的,当东南移的西风带低槽云系与高原云区南北相遇并叠置,这时云层加厚,云区亮度增亮,当出现一块块白而光亮的对流云团时,暴雨便将开始。

上述三类情况天气系统和云系虽不相同,但它们的共同特征是都有云系叠置现象并导致暴雨。为了进一步了解这种云系叠置对暴雨的指示作用。我们用1980—1982年夏季8个月的逐日云图资料进行了反查验证,这期间在高原东北侧共发现云系叠置25次,其中18次有区域性暴雨(≥ 3 站)拟合率为72%,对5站以上的暴雨

的概括率为84%,对10站以上的暴雨概括率为100%,由此可见,云系叠置对区域性暴雨,特别是大区域暴雨有很好的指示作用,一定类型的云系是相应天气系统的产物,但是常规天气图对有些系统反映并不很清楚,特别是在高原上,资料稀少,天气系统漏分析的可能性较大,云系的叠置往往可以为高原东北侧暴雨预报提供重要依据。

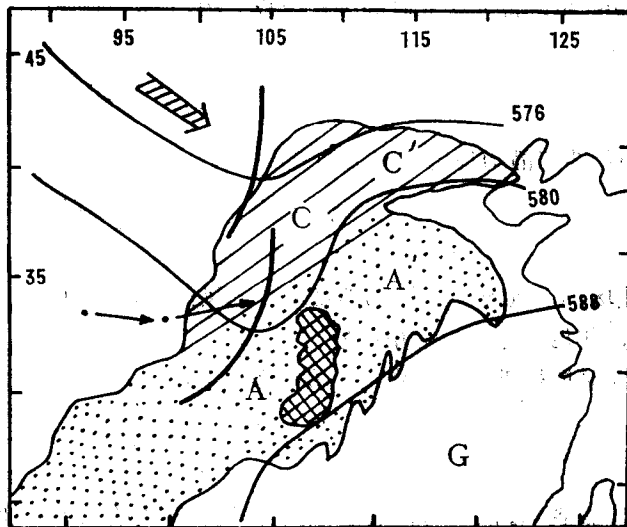


图3 高原云系和西来槽云系叠置示意图
(斜线区为暴雨落区,粗线为500毫巴槽线)

Fig.3 The schematic diagram showing the overlapping of the cloud system in plateau and the cloud system of eastward moving trough. Oblique line denotes heavy rain region. Thick line denotes 500mb trough line.

三、云系叠置产生暴雨的一种机制

为什么某些天气尺度系统叠置容易造成区域性暴雨呢?近年来关于区域性暴雨的研究表明它往往是次天气尺度暴雨系统的产物,这种系统不同于一般天气尺度系统,它具有较明显的非地转性质,其发生发展过程是一种非适应性的调整过程。由于此类系统生、消都比较

快,关于发生发展的研究显得尤其重要,文献^[2]曾对此作了初步的诊断分析,结果表明:在通常的情况下,调整倾向和平流倾向符号相反,这是适应性的调整过程,产生衰减的惯性重力波。但是,如果在某种情况下出现了调整倾向和平流倾向符号一致,这时不可能达到适应平衡状态,调整过程将是爆发性的,结果产生惯性重力波的不稳定发展。

这里不准备讨论惯性重力波不稳定发展的普遍条件,只着重考虑某种可能和暴雨发生有关的情形。由调整方程组可知,在平流引起的正的非热成风涡度倾向 $(-2\hat{V}\cdot\nabla\zeta_2, \hat{V}$ 为 $V_{500}-V_{700}$, ζ_2 为500毫巴涡度)的作用下,会产生相应的上升运动中心,并在相当宽的范围层内层结均已达饱和。在上升运动中心层结为 $\gamma=\gamma_m$,而周围仍为 $\gamma<\gamma_m$ 。注意到上升运动中心 $\nabla\omega=0$,可以证明,此时的调整方程变为:

$$\left(\frac{\partial(\zeta-\zeta_T)}{\partial t}\right)_{adj} = K\omega_2 \left(3.13 - \frac{\nabla^2 C^2}{f^2}\right) \quad (1)$$

其中 C^2 为与静力稳定度有关的参数,

$$C^2 = \frac{R^2 T}{g} (\gamma_m - \gamma) = \frac{-RTp}{2\theta_{se}} \frac{\partial\theta_{se}}{\partial p}$$

ζ 为流场热成风涡度, ζ_T 为温度场热成风涡度, K 为常数, ω_2 为中间层的垂直速度(p 座标),其他符号均为常用符号。

此时惯性重力波不稳定发展的条件为:

$$3.13 < \frac{\nabla^2 C^2}{f^2} \text{ 或 } \nabla^2 C^2 > 3.13 f^2 \quad (2)$$

注意到 θ_{se} 的分布特点是:主要在低层有大的水平梯度,高层相对来说较均匀,略去高层 θ_{se} 分布的影响,将 $\nabla^2 C^2$ 近似表示为:

$$\nabla^2 C^2 \approx -\frac{RTp}{2\theta_{se}\Delta p} \nabla^2 \theta_{seL}$$

此处 θ_{seL} 为低层的 θ_{se} ,代入(2)式,得到

$$\nabla^2 \theta_{seL} < \frac{2\Delta p \theta_{se}}{RTp} \times 3.13 f^2 \quad (3)$$

若取 $\theta_{se}=350^\circ\text{K}$, $T=273^\circ\text{K}$, $p=500$ 毫巴, $\Delta p=400$ 毫巴,于是惯性重力波不稳定判据为

$$\nabla^2 \theta_{seL} < -4.72 \times 10^{-14} \sin^2 \phi \text{ 度/厘米}^2,$$

此处 ϕ 为纬度。

当有一定强度的平流非热成风涡度倾向 $(-2\hat{V}\cdot\nabla\zeta_2)$ 的正中心叠置在符合(3)式所给出的不稳定条件的层结上时,即有惯性重力波的不稳定发展,不稳定发展的结果,将在风场上出现一个强的次天气尺度的上升运动中心,500毫巴低值系统前部往往有较强的平流非热成风涡度倾向,而低层低值系统附近则较容易满足(3)式条件。所以当两系统相遇时,叠置区(一般为次天气尺度)往往既有强的平流非热成风涡度倾向,又有强的 $-\nabla^2 \theta_{seL}$,很容易满足惯性重力波不稳定发展条件。

例如图 4 为 1980 年 8 月 23 日 08 时的一个暖切变, 由 22 日到 23 日切变线位置略北抬, 23 日 08 时以前切变上有中低云, 但未发生区域性暴雨。表一列出了 23 日前后这一地区的惯性重力波不稳定发展判别指标值。(列出的为接近最大中心的值)。由表可见, 22 日 20 时, 虽然平流非热成风涡度倾向均为正值, 但是 $\nabla^2 \theta_{seL}$ 仍不满足不稳定发展条件。从 22 日到 23 日有一高原低值系统东移 (图 4), 23 日 08 时在 500 毫巴表现为一个明显的低槽, 差不多已经叠置到暖切变之上, 这是 850 毫巴在横切变附近形成一个大梯度的 Ω 形分布 (图 5)。低槽东移, 槽前正的平流非热成风涡度倾向有利那里上升运动发展, 使得 θ_{se} 的大中心维持甚至加强。低槽后部的冷空气的东移也有利于高能中心附近形成 Ω

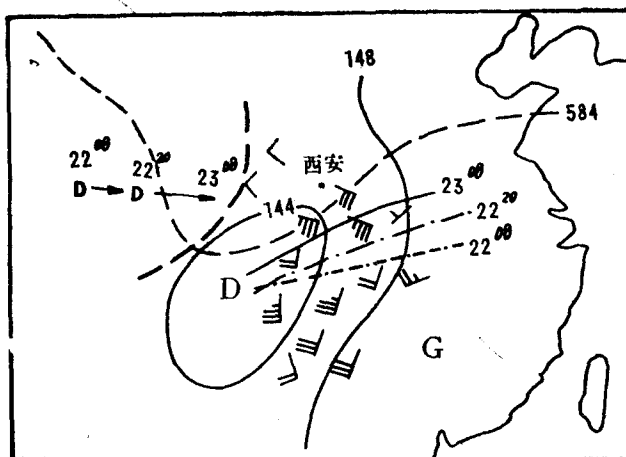


图 4 1980 年 8 月 23 日 08 时高低层形势图
(粗虚线为 500 毫巴槽线, 点划线为 850 毫巴切变线, 注时间的 "D" 中心为 500 毫巴高原低涡)
Fig. 4 The diagram showing the situations in high and low levels. Thick-dashed line denotes 500mb trough line. The line marked by time denotes 850mb shear line. The "D" center marked by time denotes the plateau low vortex in 500mb.

形分布, 由表 1 可见 23 日 08 时 $-\nabla^2 \theta_{se}$ 突然明显加大, 从而满足了惯性重力波不稳定发展的条件, 图 6 为当时的云图, 对比 22 日 20 点云图 (图 7), 可见这一带有次天气尺度的云系明显发展, 结果在陕南造成了较大区域的暴雨。

表 1 惯性重力波不稳定发展判别指标

Table 1 The criteria for the unstable developing of inertial gravity waves.

日期 Date	平流非热成风涡度倾向 ($\times 10^{-10} \text{秒}^{-2}$) Advective non-thermal wind vorticity tendency	$-\nabla^2 \theta_{seL}$ ($\times 10^{-14} \text{度} \cdot \text{厘米}^2$) deg. cm ²	判别值 $-4.72 \times 10^{-14} \sin \phi$ (度·厘米 ²) Discriminatory Value
1980 年 8 月 22 日 08 时	-3.93	0.92	1.25
1980 年 8 月 22 日 20 时	6.80	0.35	1.18
1980 年 8 月 23 日 08 时	6.69	4.41	1.29
1982 年 7 月 30 日 20 时	8.51	1.84	1.46
1982 年 7 月 31 日 08 时	6.43	4.22	2.59
1979 年 7 月 13 日 20 时	8.51	1.29	1.37
1979 年 7 月 14 日 08 时	12.10	4.22	1.51

又例如1982年7月30—31日，关中东部和商洛地区东部出现了登陆台风北侧的倒槽影响

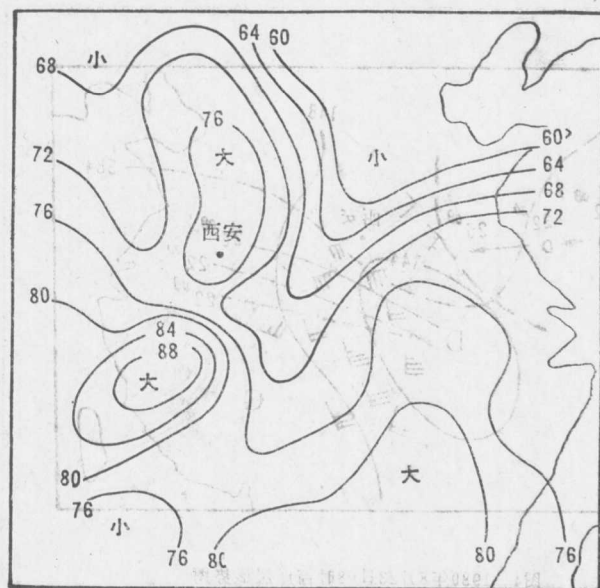


图5 1980年8月23日08时850毫巴 θ_{se} 分布
Fig.5 The distribution of θ_{se} on 850mb for 08
BST 23 August, 1980.

下的特大暴雨。台风减弱移到陕西省上空的例子历史上有过，如1956年有一个登陆台风一直移到陕北。但在省台有天气图资料以来，台风倒槽参与影响造成关中特大暴雨这还是第一次。从系统叠置的角度看(见图8(a)和(b))，7月30日14时西来槽云系在沙音山德到西安一线，以后台风减弱西北移，于31日14时在关中东与西来槽云系叠置，造成暴雨。这两系统叠置时 $-\nabla^2\theta_{seL}$ 明显加大，叠置区也明显符合惯性重力波不稳定发展的条件(表1)。

同一层的低值系统叠置时，叠置区往往有强的平流非热成风涡度倾向，造成上升运动加大，相应的低层辐合也加大，有利形成强的 $-\nabla^2\theta_{seL}$ ，所以那里往往



图6 1980年8月23日08时红外云图
Fig.6 The infra-red cloud picture for 08 BST 23 August, 1980.

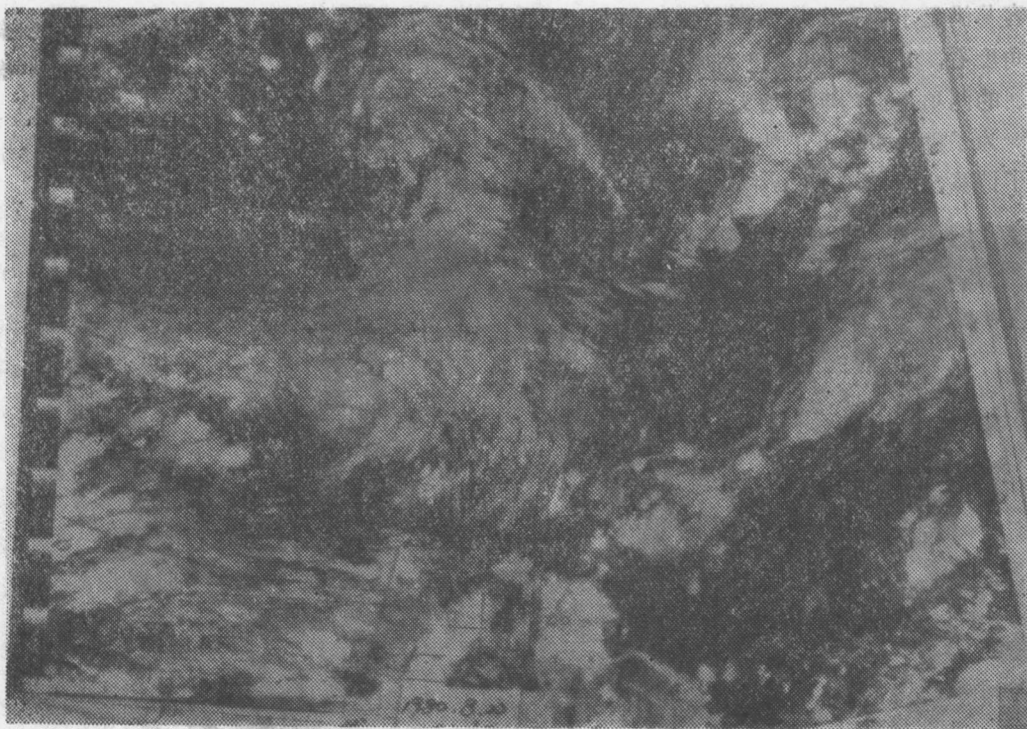


图7 1980年8月22日20时红外云图
Fig.7 As in Fig.6, except for 20 BST 22 August, 1980.

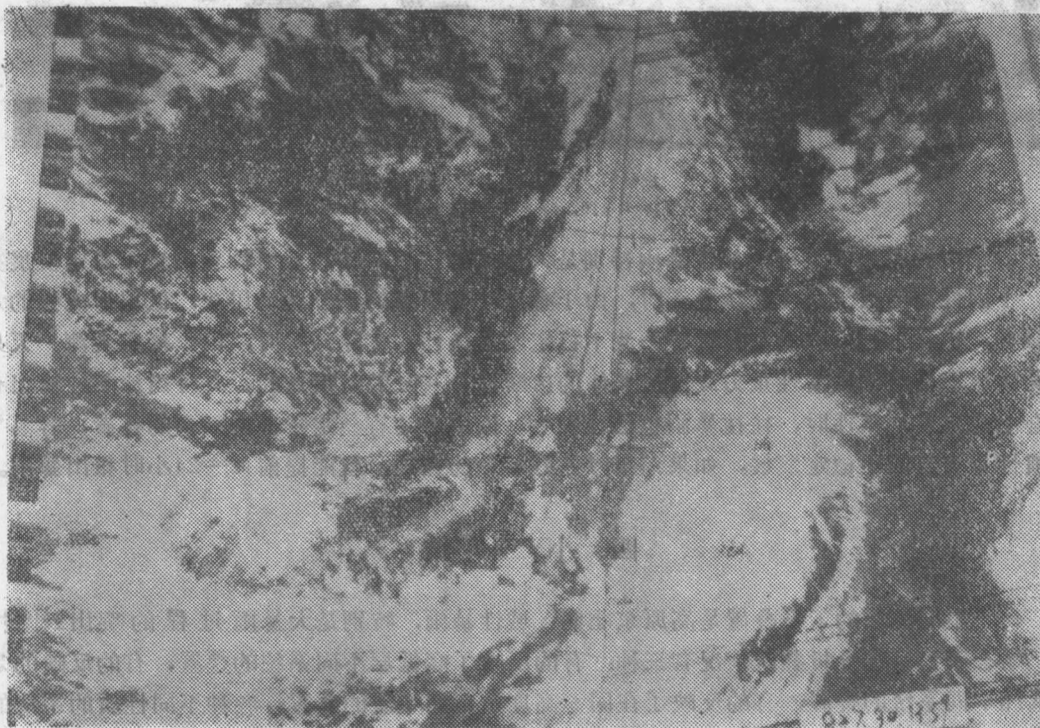


图8(a) 1982年7月30日14时红外云图
Fig.8(a) As in Fig.6, except for 14 BST 30 July, 1982.

也容易满足不稳定发展条件。例如1979年7月14日陕南出现了大暴雨,这次过程从系统叠置的角度看,是一次500毫巴高原槽和西风槽叠置的结果,在系统产生叠置的过程中,不稳定发展的两项指标均明显增大(表1),14日08时符合了不稳定发展条件。

为了进一步验证上述判据,我们对80—82年17次区域性大暴雨(7站以上)过程分别进行了计算,结果13/17暴雨前即满足不稳定发展判据,17/17暴雨当时均满足条件。

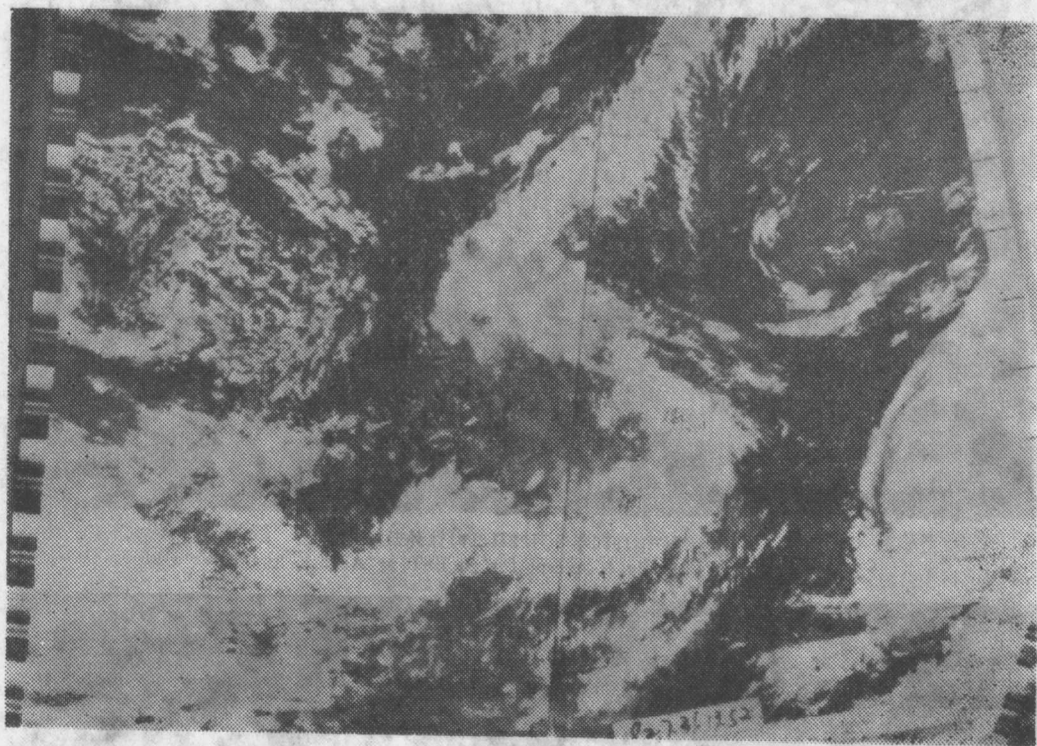


图8(b) 1982年7月31日14时红外云图
Fig.8(b) As in Fig.6, except for 14 BST 31 July, 1982.

看来,云系叠置造成区域性暴雨特别是大暴雨的过程,均满足惯性重力波不稳定发展条件。不同性质的天气尺度系统叠置时,由于叠置区有深厚的上升运动层次,低层形成强的水汽辐合,这种过程容易满足惯性重力波不稳定发展条件,实际预报时,由于探空观测一天只有两次,即使逐次做惯性重力波发展条件的诊断计算其时效是很短的。有时当诊断计算出有符合不稳定发展条件时,往往暴雨也已经发生。但由于具有一定特征的云系的叠置,容易导致惯性重力波的不稳定发展,如果预报时抓好云系的叠置,就能提前12—24小时报出暴雨。

四、小 结

1. 不同性质的云系叠置是高原东北侧区域性暴雨,特别是大暴雨过程的突出云图特征。结合天气系统分析叠置情况有三种:有的反映了高低层不同系统的叠置,有的反映的是高低纬不同系统的叠置,有的反映了在同一高度上不同系统的叠置。各种不同性质的系统的相互作用导致暴雨的一种可能机制是系统叠置的结果导致了惯性重力波的不稳定发展,进而激发暴雨系统的发生发展。

2. 目前预报暴雨尚有较大难度,有些造成暴雨的系统在云图上的反映往往比常规天气图更明显和直观,为暴雨预报提供了一个信息。只要我们结合天气形势,在云图上抓住在高原附近的一定特征云系,对区域性暴雨预报有很好的参考价值。最关键是要分析未来是否会产生云系的叠置。最常见的是高原上移出较高的云系和高原东部低层的稳定少动云系的叠置。根据云图特征,一般能提前12—24小时做出暴雨预报。

参 考 文 献

- [1] 谢义炳、张钲,暴雨分析工作中的基本观点和一些看法,暴雨文集,1978。
[2] 马鹤年等,次天气尺度 Ω 型暴雨系统发展和消亡的诊断分析,北方天气文集(1),北京大学出版社,1981。

OVERLAPPING OF CLOUD SYSTEMS AND REGIONAL HEAVY-RAIN

Ma Henian

(Shanxi Meteorological Institute)

Ma Tingbiao Zhang Ruhe

(Shanxi Meteorological observatory)

Abstract

By summing up the characteristics of satellite cloud picture it is found that the main characteristic for regional heavy-rain is the overlapping of the different cloud systems which reflect special weather systems. The physical processes which lead to the heavy-rain during the overlapping are analysed. One of these processes is that the overlapping leads to unstable development of the inertial-gravity waves.

寒潮过程的动力诊断分析

郭西峡 刘晓林^①

(内蒙锡盟气象处)

提 要

本文对四次寒潮过程按准地转理论作了诊断分析。指出：在寒潮爆发过程中，相对涡度平流是造成槽脊东移的重要原因；槽线前后的涡度平流在地转偏向力的作用下造成辐散辐合，但它却不能改变涡度系统的强度，只能使涡度场沿水平方向传播；槽发展的物理机制是低层冷平流加强导致了槽线上出现辐合，而槽线上的辐合却造成了槽加深发展。

寒潮是我国冬春两季的重要天气过程，也是影响我区的重要灾害天气。因此做好寒潮预报对国民经济建设和国防建设有着重要作用。

本文利用850、700、500毫巴三层高度场、温度场、风场资料，按准地转位势倾向方程对四次寒潮天气过程（1966年3月15—17日，1971年1月15—17日，1971年10月18—20日，1972年5月10—12日），进行了诊断分析。诊断分析的计算范围西从里海，东到日本海，北纬20°—70°，网格采用格距为300公里的正方形网格，共计20×25个网格点。由高度场计算地转风（ V_g ），地转风涡度（ ζ_g ），地转风涡度平流（ $-V_g \cdot \zeta_g$ ），地转风牵连涡度平流（ $-v_g \frac{\partial f}{\partial y}$ ）；由温度场计算地转风温度平流（ $-V_g \cdot \nabla T$ ），由实测风计算散度（ $\text{div } V$ ）。力求通过这些诊断分析，找出寒潮爆发前，高空槽移动、发展的物理机制及各种物理量场之间的相互关系，为寒潮短期预报提供一点预报依据。

一、高空槽的移速

在位势倾向方程中：

$$\left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \chi = -f_0 V_g \cdot \nabla \left(\frac{1}{f_0} \nabla^2 \phi + f \right) + \frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left(-V_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p} \right)$$

右边第一项同地转风绝对涡度平流成正比。为讨论方便，我们将该项分为两部分：

$$V_g \cdot \nabla \left(\frac{1}{f_0} \nabla^2 \phi + f \right) = V_g \cdot \nabla \left(\frac{1}{f_0} \nabla^2 \phi \right) + v_g \frac{\partial f}{\partial y}$$

这两部分分别表示相对涡度和牵连涡度的地转风平流即 $V_g \cdot \nabla \zeta_g$ 及 $V_g \cdot \nabla f$ 。对于西风带扰动来说，这两部分的作用是相反的。这是因为在只有曲率涡度的情况下，正涡度中心在槽线上，西风带上的槽前为偏南风， $v_g > 0$ ，故 $v_g \frac{\partial f}{\partial y} > 0$ ， $V_g \cdot \nabla \left(\frac{1}{f_0} \nabla^2 \phi \right) < 0$ 。我们知道槽、脊的移动，主要取决于那一种涡度平流占优势。本文在计算的四个寒潮个例中，通过比较这两项对槽移动的贡献，证实这两项对槽移动的作用是相互制约的关系。下面我们仅取1971年1

^① 本文承陶祖钰、王文辉同志指导，并提出宝贵意见。

月18日的一次寒潮过程加以讨论。表1为1月16日08时和1月17日08时500毫巴槽、脊线前900公里左右内的近24个网格点（见图1）相对涡度平流、牵连涡度平流的平均值，从表中可见相对涡度平流和牵连涡度平流的符号总是相反的。

图1 槽、脊前涡度平流平均值的
计算范围
Fig.1 The domain for calcu-
lating the mean values
of vorticity advection
in front of trough and
ridge.

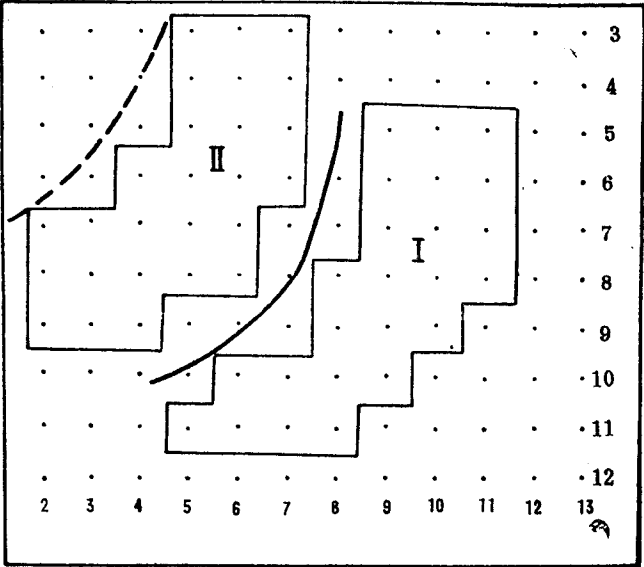


表 1 $-V_g \cdot \nabla \zeta_g$ 同 $-V_g \cdot \nabla f$ 比较 (单位: 10^{-10} 秒⁻²)
Table 1 The comparison between $-V_g \cdot \nabla \zeta_g$ and $-V_g \cdot \nabla f$ (unit: 10^{-10} s⁻²).

日 期 Date	16日	08时	17日	08时
项 目 Item	槽 前 In front of trough	脊 前 In front of ridge	槽 前 In front of trough	脊 前 In front of ridge
$-V_g \cdot \nabla (f + \zeta_g)$	1.6	-7.1	4.3	-7.5
$-V_g \cdot \nabla f$	-1.2	5.6	-2.2	2.0
$-V_g \cdot \nabla \zeta_g$	2.8	-12.7	6.5	-9.5

15日08时500毫巴图上，由乌拉尔山东侧低涡南面的槽线分为两段，北段位于苏联车里雅宾斯克一带，南段槽位于鄂木斯克至伊朗德黑兰一线（见图2）。此时南、北两段槽前的相对涡度平流都大于零，脊前的相对涡度平流小于零，平流零线同槽线基本重合。但从图中可见北槽前的相对涡度平流的正值较小，只略大于牵连涡度平流的绝对值。由于牵连涡度平流和相对涡度平流的符号相反，因此16日08时北段大槽移速缓慢，24小时槽线位置变化不大。由于16日08时北段槽的加深发展，槽前、脊前相对涡度平流正、负值增大。与此同时牵连涡度平流值却相应减小。这是因为牵连涡度平流 $-v_g \frac{\partial f}{\partial y}$ ，只取决于 v_g 的大小， $(\frac{\partial f}{\partial y})$ 只和纬

度有关), 所以 $\nu_g \frac{\partial f}{\partial y}$ 减小是由于 ν_g 变小所造成的, 即槽前的偏南风较小, 其南风分量最大中

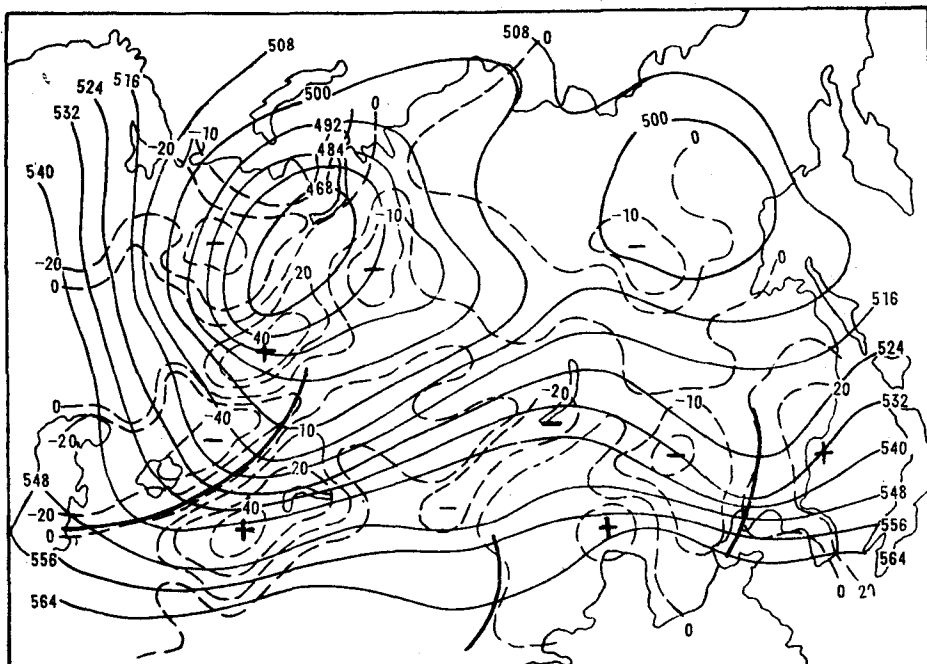


图2 1971年1月15日08时500毫巴高空图及地转风涡度平流的分布
(实线为等高线, 虚线为地转风涡度平流等值线(单位: 10^{-10} 秒 $^{-2}$))

Fig.2 The 500mb chart and the distribution of geostrophic wind vorticity advection for 08 BST 15 Jan. 1971. Solid lines denote contours. Dashed lines denote isoline for the advection of geostrophic wind vorticity.

心数值由原来的25米/秒减小为12.5米/秒。17日08时槽线东移了12个经度, 到达蒙西山地中部。由此可见相对涡度平流对槽东移的贡献是很重要的。其值的大小直接预示到形势场的移动速度。这一点的物理意义很容易理解。涡度平流主要是由于涡度的水平分布不均匀而造成的。在500毫巴槽下游区, 地转风是从位于低槽的正涡度最大区吹向下游脊上的负涡度最大区, 所以: $-\mathbf{V}_g \cdot \nabla \left(\frac{1}{f_0} \nabla^2 \phi \right) > 0$, 但是这时由于 $\nu_g > 0$, 即地转风南风分量是指向牵连涡度的方向, 所以 $-\nu_g \frac{\partial f}{\partial y} < 0$ 。结果相对涡度平流使槽前涡度增大, 而牵连涡度平流却使槽前涡度减小, 即相对涡度平流促使涡度型东移, 即造成槽东移; 而牵连涡度平流却使槽西退。同样讨论也适用于脊前。显然涡度场的实际位移取决于那一种类型的涡度平流占优势^[1]。

在我们所分析的其它三个风雪寒潮个例里, 槽后负相对涡度平流的增强, 都促使乌拉尔山高压脊东移。

我们还对500、700、850毫巴三层的相对涡度平流、牵连涡度平流进行了比较, 发现700、850毫巴两层的涡度平流值较小。因此500毫巴的涡度平流对东移系统的贡献是不可忽略的。张元箴等人曾谈到横槽转竖槽时500毫巴涡度平流的贡献是主要的^[2]。本文的分析说

