

天气学专题讲义

中国人民解放军空军第三专科学校

一九七三年三月

目 录

温带气旋的发展及其预报	1
第一节 温带气旋发展的理论.....	1
第二节 下垫面对温带气旋发展的影响.....	16
第三节 温带气旋发展的过程.....	19
第四节 温带气旋发展的预报.....	44
附录	59
低云的形成过程和预报	70
第一节 概述.....	70
第二节 影响低云生、消的基本因子的分析.....	72
第三节 低云的预报.....	76
附录	99
寒潮天气过程及其预报	102
第一节 西风带空中槽脊.....	102
第二节 东亚寒潮.....	123
附录	154
雷暴的分析与预报	156
第一节 产生雷暴的因子分析.....	156
第二节 雷暴的发展阶段和结构.....	159
第三节 雷暴的近地面天气特征.....	165
第四节 中尺度分析.....	167
第五节 雷暴的预报.....	178
第六节 冰雹.....	207

第七节 龙卷风.....	220
第八节 雷达对对流性天气的探测及其应用.....	222
附录	228
优选法简介及其应用实例.....	233
第一节 优选法简介.....	233
第二节 在气象上应用举例.....	246

温带气旋的发展及其预报

“一切都在运动、变化、产生和消失”^①。气旋也是如此，它不仅在移动着，在移动中通常还要经历生成、发展到消亡的过程。随着它的生成，移动和消失，广大地区的天气就会发生变化。因此，认识和掌握气旋的生成、移动规律是做好天气预报的重要基础之一。

对于温带气旋来说，它的移动，一般情况下是比较容易掌握的。主要是根据4—6公里高度上的气流“引导”，并按不同的具体情况加以适当地修正。它的发展则比较复杂，尤其是气旋的生成，突然加强，以及气旋加强至减弱等转折点，掌握比较困难。所以，本专题着重介绍和研究温带气旋的发展及其预报。

第一节 温带气旋发展的理论

毛主席说：“**理性认识依赖于感性认识，感性认识有待于发展到理性认识**”^②。在长期的天气分析预报实践中，人们积累了很多关于气旋发展的经验，并且从不同角度对这些经验进行了理论概括。尽管这些理论由于受着科学条件和技术条件的限制，至今还不能完全准确地反映出气旋发展的客观实际，但用之于气旋的发展仍然取得一定的成效。现今它还是我们认识掌握气旋发展的必要基础。随着人们的认识通过实践的不断提高以及科学技术条件的发展，气旋的理论也必将得到不断发展，并更趋于客观实际。

在气旋发展的理论中，由于研究问题的着眼点不同，大体上可以归纳为三种类型。

第一种是属于不稳定理论。假设原来有一支未经扰动的基本气流，因某种原因受到扰动，当振幅愈来愈大，成为一个大型波动，那末大气是不稳定的；反之，扰动始终很小或逐渐减弱，大气是稳定的。理论提出了不同情况下的各种不稳定度判据，根据这些判据，可以确定某一种气流是否稳定。

第二种是从气压变化入手考虑气旋的发展。如找到气压变化的规律，那末，由规律指出的减压地区，可能形成气旋。减压如果位于气旋内，气旋就会加强。反之，加压地区，可能形成反气旋，加压位于气旋内，则气旋减弱。

第三种是从流场变化入手考虑气旋的发展。气旋是气流作逆时针旋转的大气涡旋。如找到气流变化的规律，那末，由规律指出的气流逆时针旋转加强的地区，是气旋发生和加强的地区。反之，顺时针旋转加强的地区，是气旋减弱的地区。

上边的三种理论比较来说，不稳定理论到目前为止，只能对于大气中扰动的某些性质给

① 恩格斯：《反杜林论》，人民出版社1970年第1版，第18页。下同。

② 《实践论》。《毛泽东选集》（合订一卷本），人民出版社1967年11月64开横排本，第268页。下同。

以解释,还难以应用于实际天气分析预报,所以,这里不准备讨论。第三种理论,由于近年来在实际工作中应用得最广泛,反映了气旋发展理论的发展方向,我们将在这里作较为详细的讨论。

一、从气压变化讨论气旋的发展

关于气压随时间变化的理论,在其它章已有介绍。这个理论,首先认为:某一地点的气压等于该地单位面积上承受的空气柱重量;大气的总质量不变,而且大气是连续流体。在这样的前提条件下,各地的气压变化就完全决定于其上空气柱中质量的变化。气柱质量增加,气压就会升高;气柱质量减少,气压就会下降。因为大气的总质量不变,而且大气是连续流体,如果某地气柱质量减少,气压下降,另一地气柱质量必增加,气压升高。因此气压变化实际上是由于空气运动而使空气质量在地球上重新分布的结果。空气运动使气柱质量发生变化,有三种情况:水平气流的辐合辐散;不同密度的气团移动;以及空气的垂直运动。下面就从这个气压变化理论的基础上讨论气旋的发展。

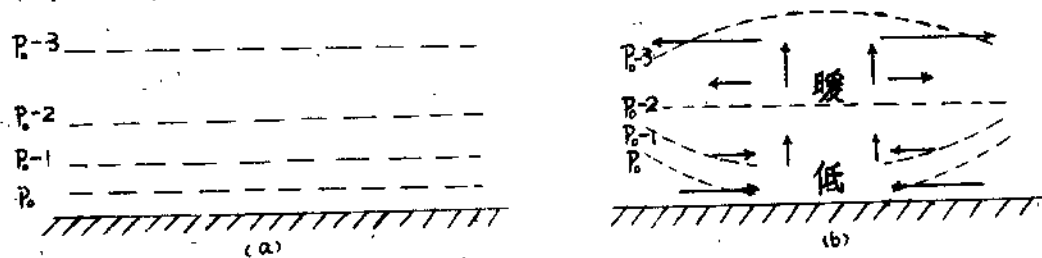
气旋的发展,按其起因来说,可以分为热力和动力两种。

(一) 热力原因

热力原因促使气旋发展的情况,常见的有以下两种:一是由空气受热不均而引起的,二是由冷暖平流而引起的。

1. 空气受热不均的影响

如果原来在同一高度上气温和气压的分布是均一的。以后,空气受热不均,暖区气柱会向上膨胀,空中气压升高,空气沿水平气压梯度力的方向运动,产生水平辐散气流,使地面出现低压(见图1 a、b)。地面既出现了低压,也就出现了气压梯度。在气压梯度力的作用下,空气发生运动,而空气运动一经出现,摩擦力和地转偏向力就会随之产生,地转偏向力使空气运动向右偏转,于是,在低压区内出现了旋转气流。空气旋转了,又会产生惯性离心力。最后,在这四个力的共同作用下,在低压区内的空气,就边作逆时针旋转边向内流。这样,便形成了地面气旋。如果气旋内的空气继续增热,气旋便会不断加强;反之,则逐渐减弱。



→ 气流 - - - 垂直剖面上的等压线
图1 由于空气受热不均产生的气旋

2. 冷暖平流的影响

当有大量暖空气向某一地区流来时,由于气柱密度变小,该地区的地面上气压下降,有利

于气旋形成和发展。反之，如果有大量冷空气来，则在地面上气压上升，有利于反气旋形成和发展。

分析事实指出，温带的移动性气旋，前部一般是暖平流，对地面有降压作用，后部一般为冷平流，对地面有加压作用。在气旋中心附近，平流是微弱的，因而，在气旋形成之后，一般来说，冷暖平流对气旋的影响主要是使气旋沿着变压梯度方向向气压降得最低的地方移去。

（二）动力原因

动力原因又怎样促使气旋发展呢？下面以常见的两种情况来说明。

1. 等高线的曲率影响

在实际工作中，我们常见到在空中低压槽前的下方有气旋的发展，这主要是由于在有曲率变化的等高线中存在着的水平辐散气流，使地面气压降低的结果。图2是在等高线曲率影响下地面气旋生成的示意图。图中实线表示空中等压面（一般取500毫巴以上的等压面）图上的等高线；中间各直线划分的区域表示这个等压面下面的空气柱；右侧虚曲线是地面气旋生成的位置。为了便于讨论，设图上各等高线之间的距离是相等的，并且不计纬度对空气运动的影响。在这种情况下，由第四章“空气水平运动”可知：等高线曲率不同，梯度风值也不同，低压区梯度风风速值小于地转风值，而高压区风速值大于地转风值。这样，在槽线附近的梯度风风速就要小于脊线附近的梯度风风速（如图中等高线之间的矢线所示），而且等高线愈密集，这种差异就愈大。因此，曲率影响将使槽的东部或脊的西部出现速度辐散，槽的西部或脊的东部出现速度辐合。在有速度辐散的地方，由于流走了大量空气，其下方的地面气压就会降低，形成气旋。形成之后，在地面气旋内出现了辐合气流。如果上空的速度辐散量大于近地面层内的速度辐合量，地面气旋就会继续加强。

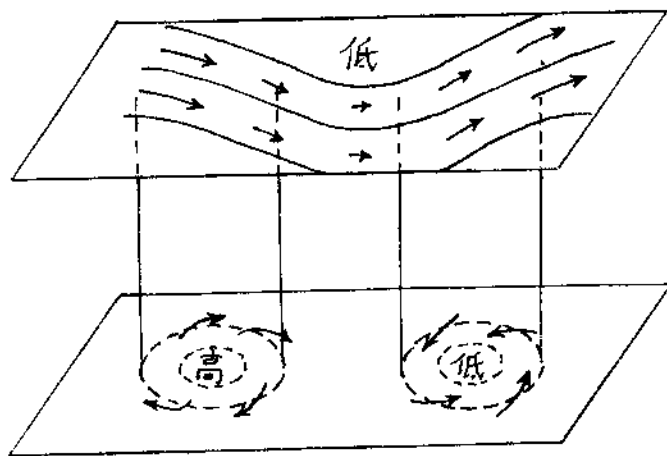


图2 空中低槽下面气旋的生成

必须指出，在曲率沿气流分布的情形相同时，等高线愈密集，它对气旋发展的影响愈大。由于等高线的疏密是同对流层中的锋生锋消相联系的，在对流层锋区中也正是等高线密集的区域，因而，同锋区相结合的低槽前部的下方，更有利于地面气旋的生成和发展。

2. 等高线的散合影响

我们在空中图上，可以见到在锋区的地方等高线之间的距离不是相等的。在锋区出口区的地方，等高线散开，锋区入口区的地方，等高线汇合，如图3所示。现在假设在锋区外缘的相邻两条等高线是平行曲线，且曲率沿气流方向不变。在出口区的地方，会出现超梯度风，气流向高压方向偏斜，在锋区入口区的地方，出现次梯度风，气流向低压方向偏斜。这样，在出口区的上半部，和入口区的下半部存在着速度辐散，空气质量减少，气压下降，因而有利于地面气旋生成和加强。相反，在出口区的下半部和入口区的上半部，存在着速度辐合，空气质量堆积，气压上升，因而有利于地面反气旋的生成和加强。

以上分析了气旋发展的两种原因，实际上，这两种原因往往同时存在，而且其作用有时是相成的，有时是相反的。例如，当空中槽前有暖平流时，槽前既有“槽”的动力作用，又有“暖平流”的热力作用，两者都有利于地面气旋生成。而当空中槽前有冷平流时，两种作用则相反，前者有利于地面气旋生成，后者不利于地面气旋生成，在这种情况下，只有槽的作用大于冷平流的作用时，在空中槽前的下方，才能有气旋生成。

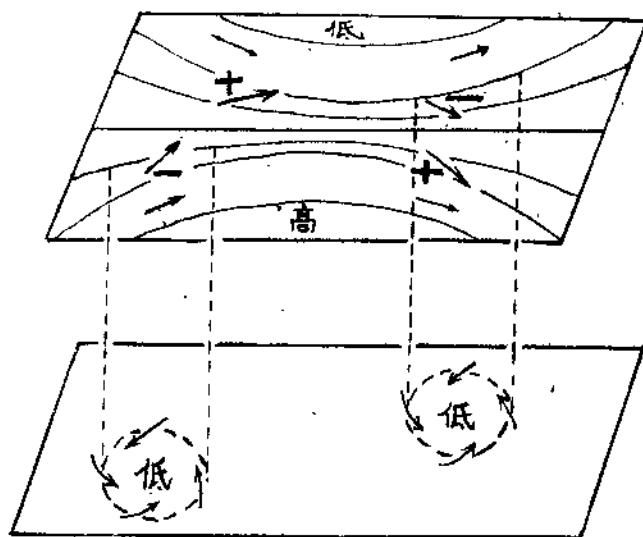


图3 锋区下面气旋的生成

二、从流场变化讨论气旋的发展

大家知道，大尺度空气运动通常是接近于地转风的。也就是说，假如风场变化了，于是，就会在动力作用下引起空气质量的辐合辐散，气压场去适应风场；同时，风场也在调整，使自己适应于气压场。反之，气压场先变化了，风场和气压场也会相互调整趋于适应。根据这种气压场和风场的制约关系，我们如果知道了风场的变化，那末，大范围的气压变化，也可以从风场变化判断出来。既然如此，对于气旋的发展，不但可以从气压变化去讨论，而且，还可以从流场变化的角度去讨论。对于纬度比较低、范围比较小的大尺度系统来说，当有非地转扰动出现后，在适应过程中，流场变动较小，而气压场变化较大去适应流场。也就是说，在这种情况下，风场比较容易维持。因此，我们研究温带气旋的发展，从流场变化入手，应该比从气压场变化入手更为优越。流场变化基本上是涡度变化决定的，因而，对于气旋发

展的研究，近代天气学的实践走了另一条道路，用涡度方程解决气旋发展的问题。

什么是涡度？涡度方程又包括哪些内容？用它怎样来解决温带气旋的发展问题？下面我们就来一一加以说明。

（一）涡度的基本概念

1. 什么是涡度

我们分析实际大气运动，可以发现空气不仅是在平移而且往往绕垂直其运动平面的轴作旋转运动。举例来说，如在某一气旋中选很小的一团空气，通常称作空气元量（图4中的ABCD空气团），在气旋内运动一周的连续位置如图中所示，显然，在这种情况下，它绕其垂直轴作逆时针方向的旋转运动。再如图5空气元量ABCD，在其上端的风速为V，下端无风，经过某一时间后，元量移至A'B'CD'。元量中心O点至A、B的连线OA、OB，在移至新位置后各为O'A'、O'B'。它们同OA、OB相比，都在顺时针方向旋转了一个角度。也就是说，在这样的风速分布情况下，空气元量绕其垂直轴作顺时针旋转运动。由此可见在运动大气中的某一空气元量，常常是在作旋转运动的。在气象上，为了表示它的转动，引入了涡度的概念。涡度就是空气元量旋转的程度，常用“ ζ ”表示。

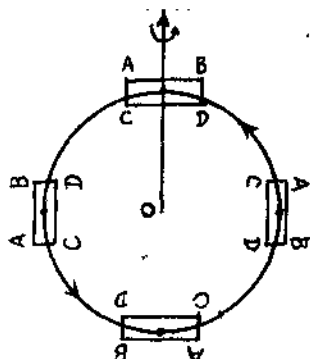


图4 气旋中空气元量的旋转

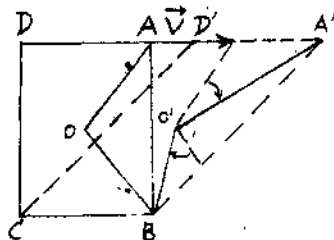


图5 有风速切变情况下的空气元量旋转

2. 涡度的数学表达

通常描写物体转动是采用角速度表示，但在讨论空气元量转动情况时，为便于直接从图上判断和度量其大小，往往采用如下的数学表达式

$$\zeta = KV - \frac{\Delta V}{\Delta n}$$

式中：

V是实际风速，

K是流线的曲率，在数值上等于曲率半径的倒数（ $K = \frac{1}{r}$ ），它表示流线的弯曲程度，气旋式弯曲为正值，反气旋式弯曲为负值，直线流线 $K = 0$ ，

$-\frac{\Delta V}{\Delta n}$ 是风速沿n方向的递减率，即风切变。n的方向垂直于气流且指向气流方向的左方。

当考虑大范围的空气水平运动可用地转风代替实际风时，则流线的曲率也可用等高线的曲率代替，这样就可以根据上式在图上直接从等高线的分布状况来判断涡度的分布状况了。

下面分别讨论上式中三个因子的意义。

(1) 若 $-\frac{\Delta V}{\Delta n} = 0$,

则 $\zeta = KV$ 。

即在没有风切变的情况下，涡度的大小是由等高线的弯曲程度和风速的大小两项因子决定的。因为风速总是正值，所以涡度的符号完全取决于等高线的曲率，气旋式弯曲为正值，反气旋式弯曲为负值，而且当风速一定时，等高线曲率的绝对数值愈大，涡度的绝对数值也愈大，即表示空气的旋转性愈强。图 6 是等高线在不同弯曲情况下，涡度大小的比较。

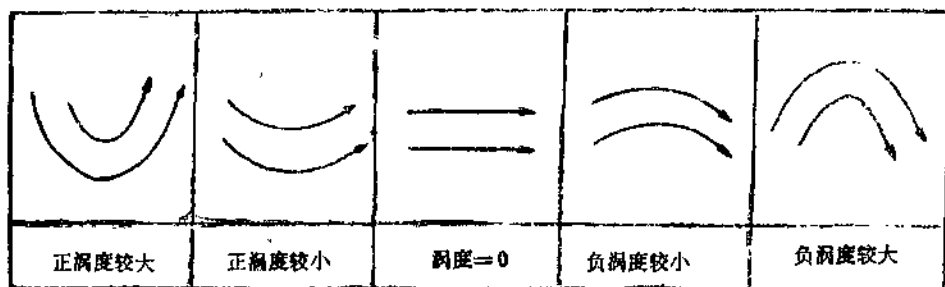


图 6 等高线在不同弯曲情况下，涡度符号及大小比较

同样，如果等高线的弯曲程度一样，则风速愈大，涡度的绝对数值也愈大，即空气的旋转性也愈强（见图 7）。

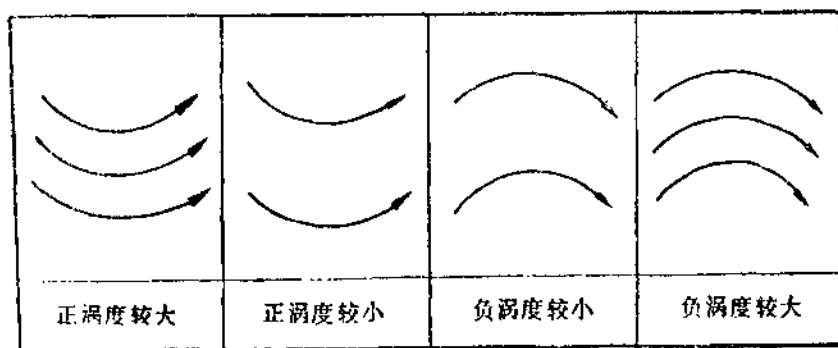


图 7 在不同风速情况下涡度大小的比较

(2) 若 $K = 0$,

则 $\zeta = -\frac{\Delta V}{\Delta n}$ 。

即在等高线为直线的情况下，涡度的大小取决于风切变。下面分析一下风切变与空气转动是怎样联系起来的。

在图 8 所示的流场中，取一很小的空气团，我们来观察这团空气在运动中的转动情况。当风速沿 n 方向是减小的（见 a 图），由于气流方向的右侧风大，左侧风小，小空气团在前进过程中，将有气旋式转动。这种切变称为气旋式风切变，涡度为正值，且切变愈大，空气团转动愈快，涡度值也愈大。与此相反，若风速沿 n 方向是增大的（见 b 图），则称反

气旋式风切变, 这种风切变涡度为负值, 且切变值愈大, 负涡度值也愈大。

从以上讨论可知, 衡量涡度大小的因子是三个, 但决定涡度符号的只有两项, 即曲率项和切变项。两项的符号有时一致, 有时不一致。实际天气图上的涡度, 往往是这两项综合的结果, 因而在定性判断涡度的符号及大小时, 就要比较两项以哪个为主。在一般情况下, 曲率项大于切变项, 但切变项也不容忽视。例如在急流的右侧、台风最大风速区外侧等, 常因切变项大于曲率项而呈现为反气旋涡度。有时, 曲率项和切变项的数值相等符号相反, 这时气流呈无旋运动。

3. 涡度随时间的变化

恩格斯说: “整个自然界, 从最小的东西到最大的东西, ……都处于永恒的产生和消灭中, 处于不断的流动中, 处于无休止的运动和变化中。”^① 涡度作

为空气元量的一种属性, 不仅随着空气的运动而运动, 而且在运动中也是不断的变化着的。如果我们着眼于空间某地的涡度随时间的变化, 根据理论证明可近似地表达为:

$$\frac{\Delta \zeta}{\Delta t} = -\left(u \frac{\Delta \zeta}{\Delta x} + v \frac{\Delta \zeta}{\Delta y}\right) - v \frac{\Delta f}{\Delta y} - (\zeta + f) \left(\frac{\Delta u}{\Delta x} + \frac{\Delta v}{\Delta y}\right) \dots\dots\dots (1)$$

上式称为涡度方程^②。式中第一项为涡度平流; 第二项表示空气的南北运动; 第三项表示空气有速度辐合、辐散。涡度变化主要是由这三个因素决定。下面, 就来分别讨论它们是怎样引起涡度变化的, 以及在天气图上定性判断它们的办法。

(1) 涡度平流的作用

空气从涡度值大的地区流向涡度值小的地区称正涡度平流。反之, 称负涡度平流。

某地如有正涡度平流, 则表示有涡度值大的空气流来, 该地涡度值将变大; 反之, 如有负涡度平流, 则该地涡度值将减小。

关于涡度平流的判断, 同样可以根据等高线的分布型式, 从曲率、风速、风切变三个因素来考虑。由于涡度平流的正负和大小取决于涡度沿气流方向的分布, 因而判断涡度平流也应从曲率、风速、风切变这三个因素沿气流方向的分布来考虑。

① 等高线曲率沿气流方向的分布

在不考虑风速和风切变沿气流方向改变的情况下, 如沿气流方向气旋式曲率减小或反气旋式曲率增大, 则有正的涡度平流; 若沿气流方向气旋式曲率增大或反气旋式曲率减小, 则为负涡度平流。在日常分析的空中图上, 由于槽线附近气旋式曲率最大, 对应的正涡度值也最大; 脊线附近反气旋式曲率最大, 对应的负涡度值也最大, 因而在槽前脊后有正的涡度平

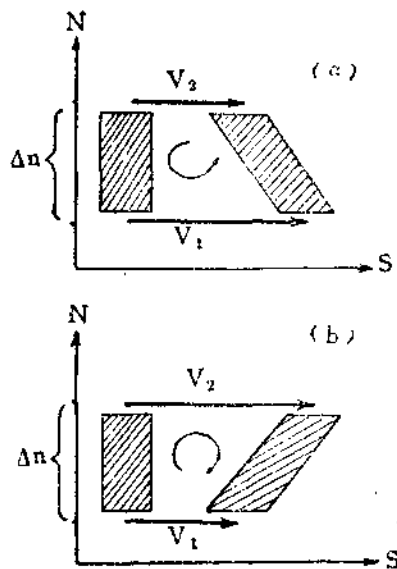


图8 在不同风切变情况下的涡度

① 恩格斯: 《自然辩证法》, 人民出版社1971年第1版, 第16页。下同。

② 这是自由大气的涡度方程, 没有考虑下垫面摩擦的影响。

流，在脊前槽后有负的涡度平流，如图9所示。

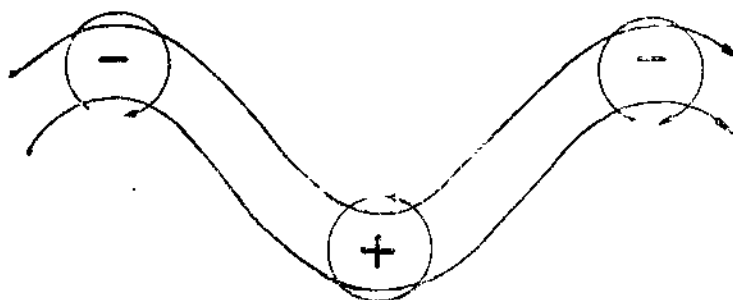


图9

⑩ 风速沿气流方向的分布

风速沿气流方向的改变，主要表现在等高线间距离沿气流方向的改变上：风速沿气流方向减小，等高线沿气流方向呈疏散状；风速沿气流方向增大，等高线沿气流方向呈汇合状。

在不考虑曲率和风切变沿气流方向的改变时，当等高线呈疏散状（即风速沿气流方向减小），则涡度的绝对值沿气流方向是减小的。在这种情况下，若等高线是气旋式弯曲的，正涡度沿气流方向减小，有正涡度平流；若等高线是反气旋式弯曲的，负涡度沿气流方向减小，有负涡度平流（见图10 a、b）。反之，若等高线呈汇合状（风速沿气流方向增大），则气

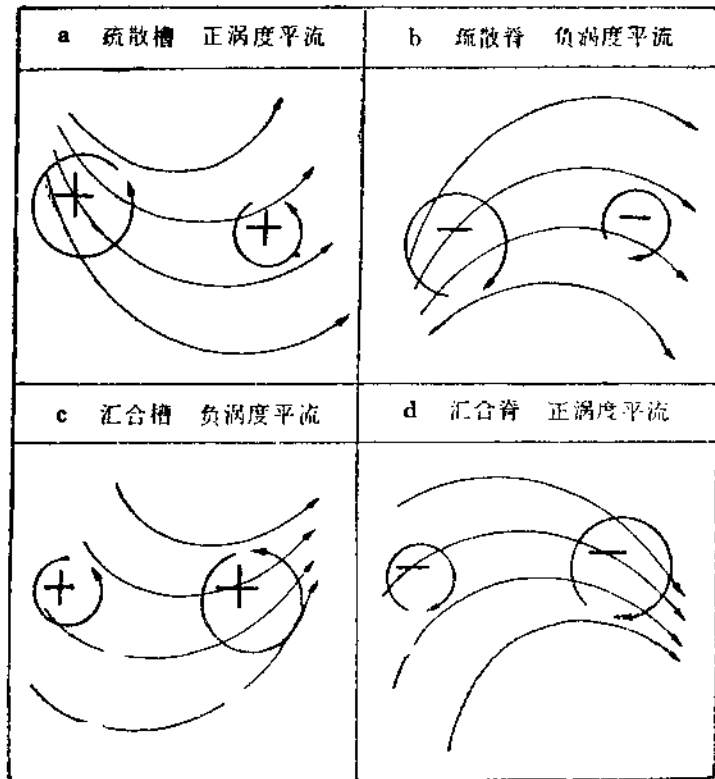


图10

旋式弯曲的等高线有负涡度平流；反气旋式弯曲的等高线有正涡度平流(见图10 c、d)。由此可知：疏散槽区是正涡度平流；疏散脊区是负涡度平流，汇合槽区和汇合脊区分别为负、正涡度平流。

③ 风切变沿气流方向的分布

若沿气流方向气旋式风切变逐渐减小，则有正涡度平流，若沿气流方向气旋式风切变逐渐增大，则有负涡度平流。从等高线的形状来看，前者表现为沿气流方向等高线逐渐向低压一侧靠拢，后者等高线向高压一侧靠拢(见图11)。

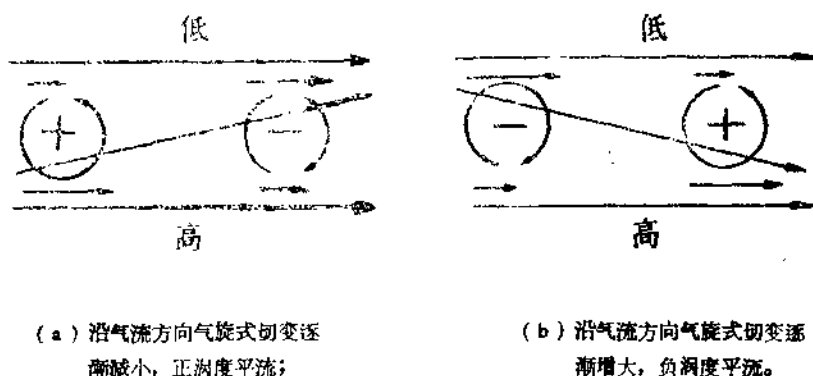


图11

上面讨论了等高线的曲率、速度、风切变这三个因素沿气流方向的分布同涡度平流的关系。涡度是由曲率涡度 (VK) 和切变涡度 ($-\frac{\Delta v}{\Delta n}$) 组成的，显然，涡度平流也可以分解为曲率涡度平流和切变涡度平流两部分。上面在①、②就是讨论了曲率涡度平流的部分，在③中讨论了切变涡度平流的部分。某一地点的涡度变化往往是同曲率的和切变的涡度平流都有关系的。然而，“世界上没有绝对地平衡发展的东西”①。切变涡度平流和曲率涡度平流常常不是同等大小的，因而，我们分析涡度变化的着重点也有所不同。

在槽脊区域，曲率涡度比较大，着重分析曲率涡度平流引起的涡度变化，在锋区急流区，切变涡度比较大，着重分析切变涡度平流引起的涡度变化。

就是曲率涡度平流的两项①、②，也往往不是同等重要的。在槽、脊线附近，如果有等高线散开或汇合的情况，这时，由于槽（脊）线是等高线曲率最大（最小）的地方，因此在槽（脊）线两侧等高线曲率变化所造成的涡度平流，比等高线汇合、散开所造成的涡度平流要小，所以，在槽（脊）线的涡度变化，主要取决于等高线的散合。在槽脊之间的地方，情况则相反。由于从槽到脊等高线的曲率有很大的变化，它所造成的涡度平流，比等高线的散合所造成的涡度平流要大，因而，那里的涡度变化主要取决于等高线的曲率变化。

(2) 空气有南北运动时的作用

毛主席说：“每一事物的运动都和它的周围其他事物互相联系着和互相影响着”②。涡

① 《矛盾论》。《毛泽东选集》，第301页。

② 《矛盾论》。《毛泽东选集》，第276页。

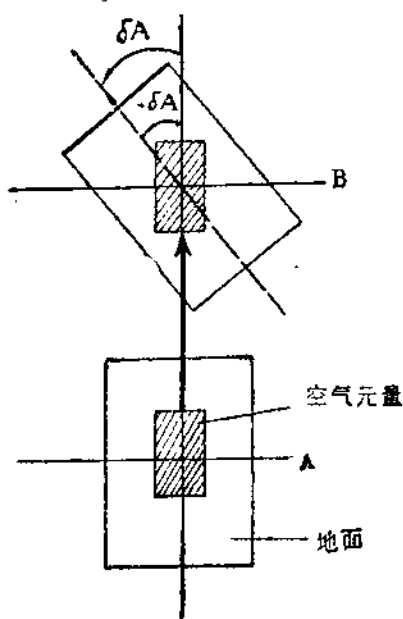
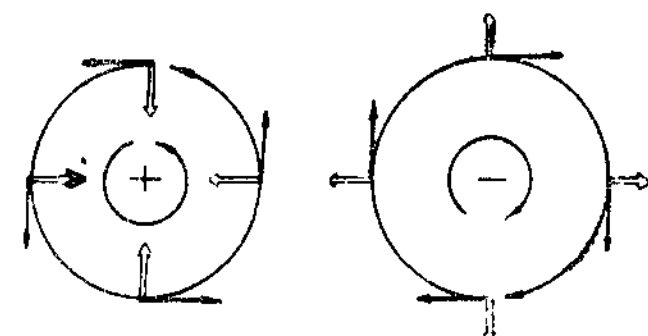


图12 空气在南北运动中涡度的变化

(3) 气流辐合辐散的作用

在北半球，地转偏向力的作用总是使运动着的空气要向右偏转。当有水平气流辐合时，在地转偏向力的作用下将使空气发生气旋式旋转，即有气旋式涡度产生。同理，若有水平气流辐散，则将有反气旋式涡度产生（见图13）。



(a) 气流辐合产生气旋式旋转

(b) 气流辐散产生反气旋式旋转

图13

在天气图上，速度辐合、辐散的分布，通常是由计算得来的，直接从图上判断则比较困难，为了实用上的方便，必须找出在天气图上间接判断风速辐合、辐散的办法。

大家已经知道，气柱因某种原因变冷，它就会向下收缩，并在高层出现水平辐合气流，低层出现水平辐散气流。气柱变暖时，出现的情况则相反，高层出现辐散气流，低层出现水平辐合气流。如果大气中有冷暖平流出现，那末，在冷暖平流区域就会有辐合、辐散气流。暖平流是同对流层高层的辐散气流相联系的，冷平流是同对流层高层的辐合气流相联系的。

这样，速度辐合、辐散对涡度变化的作用，就可以近似地用温度平流来判断。在对流层高层为暖平流的地方，增加反气旋性涡度；冷平流的地方，则增加气旋性涡度。

涡度随时间的变化，应该是上面所说三项的共同作用的结果。实际上，空气南北运动引起的涡度变化只是在南北运动的幅度很大时，其作用才比较显著，一般情况下可以不考虑它。因而，涡度变化可以看作主要是涡度平流和温度平流综合作用的结果。

4. 涡度场与气压场的对应关系

由于大范围流场与气压场有一定对应关系，因而涡度场与气压场之间也必然存在着一定对应关系。在气旋或低压槽区，流线为气旋式弯曲，如果在这些地区没有很强的反气旋式风切变，则涡度应为正值。同样，在反气旋或高压脊的范围里，如果没有很强的气旋式风切变，涡度应为负值。实际上，气旋或低压槽（等压面下凹）区经常与正涡度区对应，反气旋或高压脊（等压面上凸）区经常与负涡度区对应。而涡度的绝对值的最大的地方，一般就在气旋或反气旋的中心附近，系统愈强涡度的绝对值也愈大。

分析过等压面图的人都会知道，在等压面高度较高的区域，等压面是上凸的，等压面高度较低的区域，等压面是下凹的。当前一区域的等压面高度上升，后一区域的等压面高度下降，等压面凹凸就会变得更加明显。上面说到，正涡度通常是同等压面的下凹相联系的，负涡度通常是同等压面的上凸相联系的。当正涡度随时间增加或负涡度随时间减少，则等压面的下凹（上凸）度增加（减少），反之，当正涡度随时间减少或负涡度随时间增加，则等压面的下凹（上凸）度减少（增加）。如果再把等压面的凹凸变化和等压面高度的升降联系起来，那末还可以从涡度随时间的变化知道等压面的高度变化。涡度随时间增加时，等压面高度下降，涡度随时间减少时，等压面高度上升。这样，我们就可以通过研究涡度随时间的变化来了解气压变化，确定气旋和反气旋的发展。

5. 用涡度方程分析气旋的发展

毛主席教导我们：“一切客观事物本来是互相联系的和具有内部规律的”^①。近地面层的等压面高度变化和上空等压面高度变化也是如此，它们是互相联系的。

我们知道，1000毫巴等压面的高度等于500毫巴等压面高度减去1000到500毫巴两等压面间的厚度（见图14），即：

$$H_{1000} = H_{500} - H_{1000}^{500}.$$

而1000毫巴等压面形势反映了近地面层气压场。

如将上式对时间求差分，则：

$$\frac{\Delta H_{1000}}{\Delta t} = \frac{\Delta H_{500}}{\Delta t} - \frac{\Delta H_{1000}^{500}}{\Delta t}.$$

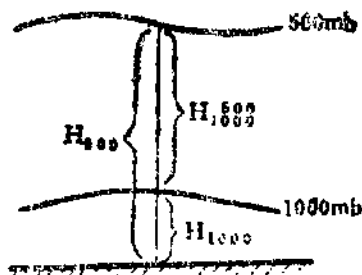


图14

这就是说，1000毫巴等压面高度随时间的变化等于500毫巴等压面高度随时间的变化减去厚度随时间的变化。

从上式可以看出，只要知道了500毫巴等压面的高度变化和1000到500毫巴等压面间的厚

^① 《矛盾论》。《毛泽东选集》，第288页。

度变化,就可以确定1000毫巴等压面的高度变化。当两层等压面间的厚度保持不变时,1000毫巴等压面的高度变化将与500毫巴等压面的高度变化完全相同。若500毫巴等压面高度不变,只有两等压面间厚度变化时,则厚度变大,1000毫巴等压面降低;厚度变小,1000毫巴等压面升高。但实际上往往是500毫巴等压面高度在变,厚度也在变,而1000毫巴等压面的高度变化,在数值上应为两项作用之代数和。

因此,我们讨论近地面层气旋的发展也就必须知道气旋上空某一层等压面高度变化,以及这层等压面同近地面层等压面间的厚度变化,然后再把两者综合起来,才能得出气旋是否发展的结论。

(1) 等压面高度变化的分析

① 正压大气②中的等压面高度变化

在大气中,有些地区的等压面同等密度面(等温面)是接近重合的。例如,在等压面图上的低纬和高纬地区,等温线就非常稀疏。在这些区域里的大气几乎是正压的。在这种情况下,按照正压大气分析等压面高度变化,又省事,又可以得到较好的效果。在中纬度地区,当温度平流比较弱时,按照正压大气分析,也可以得出等压面高度变化的近似结论。

分析实践证明,在近似正压的大气里,大气中的速度辐合、辐散是很小的,空气运动不会发生剧烈的变化。因此,我们讨论正压大气中的等压面高度变化时,可以认为没有气流的辐合、辐散,某一地点的涡度变化,是由涡度平流决定的。在这种情况下,等压面高度变化,也就可以只根据涡度平流的情况加以判断。

现以分析低槽两侧的等压面高度变化为例。如图15(a)所示,槽的东侧为散开的等高线,槽后为汇合的等高线,而沿着法线方向的等高线距离则没有变化。在这种情况下,在槽线的两侧,由等高线曲率沿气流分布引起的和风速沿气流方向分布引起的两种曲率涡度平流都是同号。槽的东侧,为正涡度平流,增加气旋性涡度,因而,等压面高度将会下降。槽的西侧,为负涡度平流,增加反气旋性涡度,因而,等压面高度将会上升,于是,低槽向前移动。

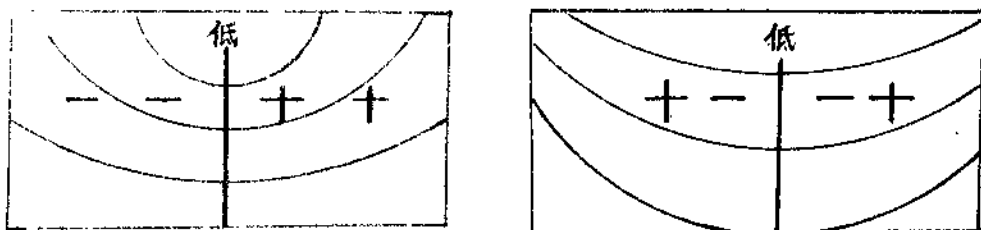


图15 低槽两侧的涡度变化

再如图15(b),槽线以东为汇合的等高线,槽线以西为散开的等高线,因而,两种曲率涡度平流在槽线两侧为异号。在一般情况下,曲率分布引起的涡度平流比速度分布引起的涡度平流值要大一些,结果,槽线以东,仍为正涡度平流,等压面高度下降。槽线以西,仍为负涡度平流,等压面高度上升。只是升降的数值,比图15(a)情况下的小一些。

① 在大气中,如果等压面与等密度面(等温面)重合,这种大气称做正压大气。如果等压面与等密度面是相交的,就称做斜压大气。

② 斜压大气中的等压面高度变化

由于在局部地区或短时期内,可以出现类似正压大气的情况,讨论正压大气中的等压面高度变化,是有一定的实际意义的。然而我们“不但要看到事物的正面,也要看到它的反面”^①。在正压大气中,只有空气涡度平流,没有速度辐合、辐散,因而,空气元量的涡度不生,不消,只是在运动中重新分布。气压系统也只有移动和变形,而不出现生成、消亡的发展进程。然而,在天气分析中经常可以见到:空中脊内有反气旋的形成和加强,并且是同脊后强烈的暖平流联系着的;空中槽内有气旋的形成和加强,并且是同槽后强烈的冷平流联系着的,当冷、暖平流没有了,气旋和反气旋也就停止加强,一旦,反气旋后部出现了冷平流,气旋后部出现了暖平流,它们就迅速消亡。这个事实,说明等压面高度变化和大气斜压性是有密切关系的。

斜压大气有两个显著特征,一个是风随高度变化(热成风不等于零),通常存在着冷暖平流,而且它随高度不是均匀分布的;另一个是速度的辐合、辐散比较大。这些特征决定了斜压大气中等压面高度变化的特殊性质。

由于辐合、辐散的作用,空气元量的涡度不仅能够重新分布,而且能够生成和消灭。某一地点的涡度变化,不仅取决于移来空气元量原有的涡度,同时,还取决于元量在运动过程中,因辐合、辐散所造成的涡度变化。前面说过,辐合、辐散是和温度平流相联系的。因此,斜压大气中的等压面高度变化是涡度平流和温度平流综合作用的结果。它们对于等压面高度变化的作用,有时是相成的,有时则是相反的。在后一种情况下,最后的结论就不大容易确定了。不过,“矛盾着的两方面中,必有一方面是主要的,他方面是次要的”。^②这时,我们如果找出了其中的主要一方,等压面高度变化的情况也是可以断定的。

例如,在1958年1月14日20时500毫巴的等压面图上,我国内蒙古地区有一气旋,在它南部的山东半岛一带,又有冷平流,又有负涡度平流,两者对等压面高度变化的作用是相反的。但如果分析它们的大小,却可以发现:由于等压线接近圆形,负涡度平流值是相当小的,而那里的等高线和等温线都很密集,温度平流则是很强的。因此,我们断定那一带的等压面高度将会降低。事实果真如此。在1958年1月15日20时500毫巴等压面图上,那里出现了负变高。(见图16、17、18)。

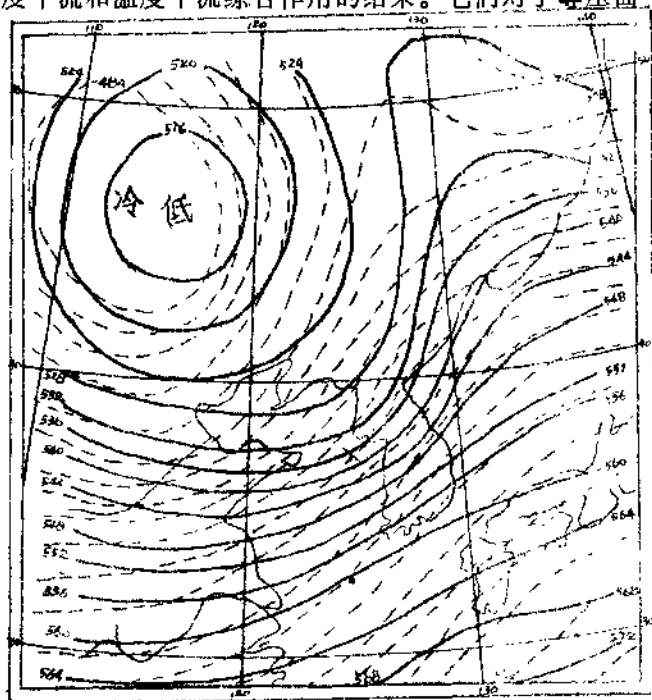


图16 1958年1月14日20时(北京时)500毫巴等压面图

果真如此。在1958年1月15日20时500毫巴等压面图上,那里出现了负变高。(见图16、17、18)。

① 《关于正确处理人民内部矛盾的问题》。《毛主席的五篇哲学著作》，中国人民解放军战士出版社，1970年第1版，第300页。下同。

② 《矛盾论》。《毛泽东选集》，第297页。

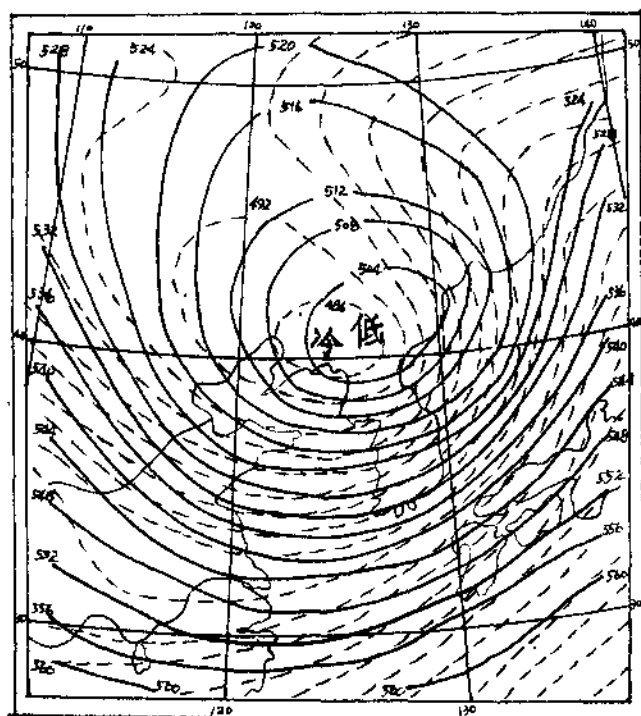


图17 1958年1月15日20时(北京时间)500毫巴等压面图

而威海、巴尔喀什湖和贝加尔湖地区由于相对四周为暖，故常有气旋或低槽发展。需要指出的是，上述这种冷、热源的作用只有当空气比较静稳地处于其上时才显著，而对于迅速移动的系统作用不大。对于移动的系统来说，如果在移动过程中，下垫面不断地对其加热或使其冷却，在这种情况下，下垫面对系统发展的作用也是不容忽视的。如冬季冷高压，在南下过程中，不断增温的作用使冷高压逐渐减弱。又如，冬春季节，低压入海后常常发展加深。这些都是与下垫面温度的影响有关的。

④ 垂直运动(气温绝热变化)的影响。这项作用与温度的垂直分布状况有关：

如层结为干绝热稳定($\gamma_a > \gamma$)，当空气有上升运动时，气柱要降温，低层有加压作用；空气有下沉运动，气柱将升温，有减压作用。

如层结为干绝热不稳定($\gamma_a < \gamma$)，则讨论情况与上面相反，上升运动，低层减压；下沉运动，低层加压。

(1) 厚度变化的分析

因两等压面间的厚度是由两等压面间气柱平均温度决定的。平均温度愈高，厚度愈大；反之，则厚度愈小。这样，厚度的变化就可从气柱平均温度的变化来考虑了。气柱平均温度变化的定性判断，可从以下三个主要方面着眼：

① 气温非绝热变化的影响。气温非绝热变化是通过辐射、乱流、传导、凝结潜热释放等各种方式进行的。但从影响低层系统发展的角度看，主要的是低层的乱流和辐射。如空气接触冷下垫面时，经过乱流和辐射的作用，气柱将变冷，低层有加压作用。若空气接触暖下垫面，气柱增暖，有减压作用。例如：冬季西伯利亚地区、蒙古和我国新疆地区特别寒冷，有利于寒潮冷高压发展，

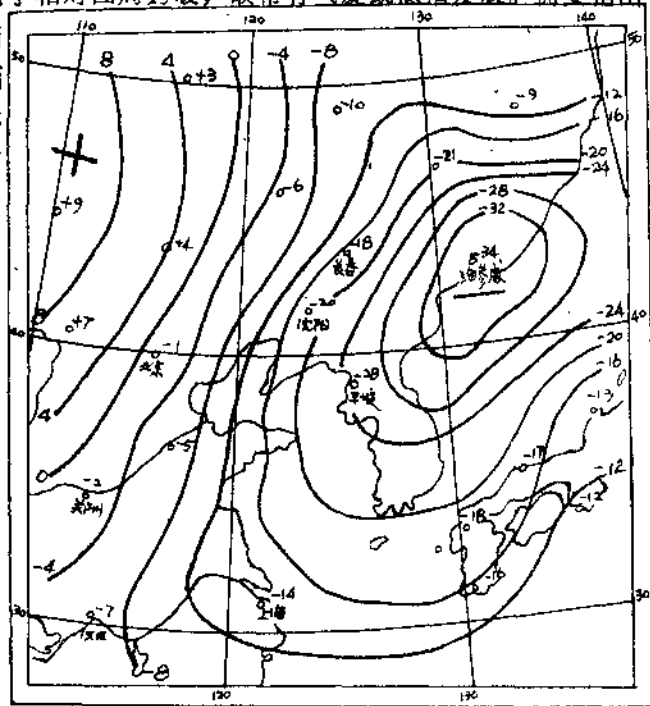


图18 1958年1月14—15日20时变高实况图