对江淮气旋发生和发展条件的分析

陶祖钰　谢　安*

本文对1973年4月30日长江中下游倒槽静止锋上产生的一个气旋进行动力学分析，寻找其发生和发展的条件。这次气旋过程可分为四个阶段。29日20时以前为酝酿阶段，倒槽逐渐发展并在槽中形成静止锋；29日20时—30日08时为气旋发生阶段，形成有冷暖锋结构的闭合低压；30日08—20时为维持阶段，气旋向东北方向移动，强度变化不大；30日20时—5月1日08时为发展阶段，气旋显著加深。图1为气旋在倒槽中形成时的地面形势及其以后的动态。

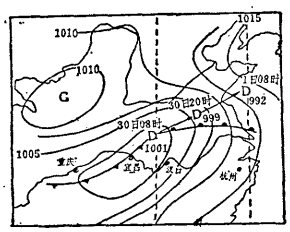


图1　4月30日地面图及气旋路径　虚线为剖面基线

一、气旋中的垂直环流

在气旋生成前，地面锋和700mb切变线之间为主要上升运动区，其南北两侧各形成一个垂直环流圈（图2a），气旋生成后，上升速度显著增大，由29日08时的－7.6（单位为10^{-3}mb/s，下同）增大到30日08时的－11.8。5月1日08时气旋最强时，在锋区周围形成一个暖空气上升、冷空气下沉的完整正环流圈（图2b）。

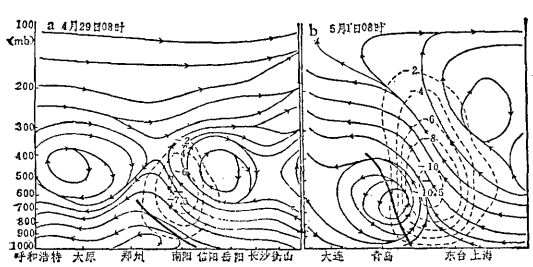


图2　气旋中的经圈环流　虚线为等ω线，粗实线为锋面

从图3可以看到，与气旋中最大上升运动区相对应的对流层上部300mb附近，有一很强的辐散区；对流层下部的两个辐合区，一个在700mb附近，一个在900mb以下。它说明气旋周围中、低层的空气向气旋中心辐合，然后上升到对流层上部向外流出。气旋的发生和发展是和低空辐合、高空辐散及上升运动的加强联系在一起的。

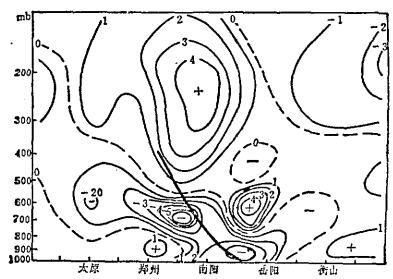


图3　气旋中散度场的垂直剖面图

二、研究气旋发展的方法

研究地面气旋发展的常用方法有两种：一是彼得森（Petterssen）的发展公式，地面涡度倾向取决于对流层中层500mb的涡度平流和500—1000mb之间的热成风涡度倾向，其缺陷是忽视了对流层上部天气系统对地面系统的影响，而且不能仔细考察对流层下部不同高度上温压场结构的差异对气旋发展的影响。另一种是直接用1000mb上的涡度方程，由于地面的涡度平流很小，通常可简化为：

$$\frac{\partial \xi_0}{\partial t} = f_0 \frac{\partial \omega}{\partial p},$$

如果用垂直运动ω-方程，求出ω的垂直分布，就可以从$\partial\omega/\partial p$求出1000mb的涡度倾向$\partial\xi_0/\partial t$，并能根据温度平流、涡度平流等对ω的贡献大小来讨论气旋发展的机制。显然1000mb的涡度倾向应由低空的ω垂直分布所决定。在平原地区，地面的垂直速度可近似取为零，即$\omega_0 = 0$，则

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = \frac{\omega_0 - \omega_p}{1000 - p} = -\frac{1}{\Delta p}\omega_p$$

其中ω_p为低空某一气压为p的等压面上的垂直速度，$\Delta p = 1000 - p$，于是有

$$\frac{\partial \xi_0}{\partial t} = -\frac{f}{\Delta p}\omega_p$$

---

* 参加分析的还有方乾、赵少云、曾九芳、潘鲁宁等。

当低空有上升运动时，$\omega_p<0$，则$\frac{\partial \zeta_0}{\partial t}>0$，地面涡度增加，气旋发展。因此低空上升速度的大小可以作为地面气旋发展的度量，我们可以从造成低空上升运动的原因来分析气旋发展的机制。

下面我们用修正的运动学方法求得的垂直速度，来诊断低空的上升速度是否和气旋的发展有关，然后再通过包括潜热和地形摩擦的 ω-方程

$$\sigma\nabla^2\omega + f^2\frac{\partial^2\omega}{\partial p^2} = f\frac{\partial}{\partial p}[V\cdot\nabla(\zeta+f)]$$

$$+ A\nabla^2(V\cdot\nabla\theta) - \frac{R}{c_p p}\nabla^2 Q_1 + gk\cdot\frac{\partial^2}{\partial p}(\nabla\times\tau),$$

求出的温度平流、涡度平流、潜热和地形摩擦造成的垂直速度分量 ω_1、ω_2、ω_3、ω_4，分析气旋发展的机制。计算采用格距为 150km 的正方形网格。

三、上升速度和气旋发展的关系

我们用修正的运动学方法，从求得的气旋中上升运动中心 ω 的垂直分布廓线（图略）看出，除29日08—20时，倒槽中的上升速度在各高度上都有增强外，其后的各时次中，300mb 以上的上升速度基本保持不变，而 500mb 以下（在气旋生成和显著加深的时刻）上升速度都有增加，其中以 700、800mb最明显。将等压面上 ω 值做成时间变化曲线（见图 4），300 mbω的变化仅为2，800 及 700mbω的变化几乎达到6。从 700 和 800mbω 的变化曲线和地面气旋中心的地转风涡度**的时间变化曲线（图略）可以看出，在气旋发生和发展的时刻，地转风涡度和 700 及 800mb 的 ω 是一致增大的。

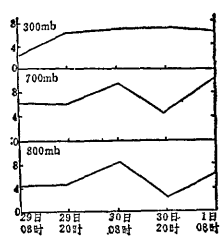


图 4　等压面上升运动中心 ω 的时间变化曲线

上述事实证明，气旋的发展和低空上升速度的大小关系最密切，因此，我们可以从各种物理过程对低空上升速度的贡献进行讨论。

四、各种物理过程对气旋发展的贡献

因为地形和摩擦所引起的上升运动ω_4，在ω_i中只占几十分之一，这里不进行讨论。当然这不等于摩擦的作用可以忽略，后面我们会看到，摩擦所造成的行星边界层中的辐合，也是决定低空上升速度大小的重要因子之一。

1.潜热的贡献

图 5 为紧邻气旋中心的一个网格点上的ω_i和$\Sigma\omega_i$的垂直分布廓线。在 29 日 08 时和 30 日 08 时、20时潜热所引起的ω_3在$\Sigma\omega_i$中都占一半以上，因此ω_3的大

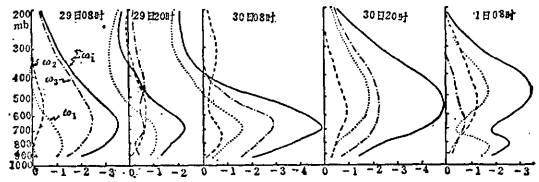


图 5　ω_i 及$\Sigma\omega_i$ 的垂直分布廓线

小决定了$\Sigma\omega_i$廓线的基本特征。29 日20 时和1 日 08 时的ω_3很小，使得这两个时次的$\Sigma\omega_i$也较小。这是计算 ω_3所用的约束条件（当T－Td＞4°C时，$\omega_3=0$）和海上资料稀少等原因引起的。这两个时次的实际降水量并不比其它时次明显减小，因此，不能认为ω_3较小相应所释放的潜热也小。为了弥补ω_3计算上的缺点，我们用摩擦层顶 900—100mb 整个气柱中的水汽净辐合量

$$I = \frac{1}{g}\int_{900}^{100}\nabla\cdot(Vq)\,dp - \frac{1}{g}\omega_{900}q_{900}$$

代替 ω_3（气柱中辐合的水汽全部凝结，则 I 的大小应和潜热成正比）。从 I 值时间变化曲线（图略）看出，29 日20 时以后，I 值的不断增大和降水实况相一致，说明用 I 值的大小代表潜热是合理的。30日08时气旋产生时，I 值剧增，说明潜热对气旋的初生有贡献。但 30 日20时 I 值继续增大，而气旋却没有进一步加深；1 日20 时 I 值增加不显著，但气旋却强烈发展，这一事实表明，气旋生成后，潜热对气旋发展的贡献不如初生阶段时明显。由于我们目前还不了解实际大气中潜热释放的具体过程，因此无法解释潜热在气旋发生时和发生后的不同作用。但在不少气旋过程中，气旋发生时，降水性质为不稳定的对流性降水，气旋发生后逐渐转变为稳定的连续性降水。在这个气旋实例中，30日 08 时前降水有很强的对流性，30 日 08时后变成稳定性降水。这一事实可能表明对流性降水和稳定性降水对大气的加热作用是不同的，因此，对气旋发展所起的作用也不同。

2.暖平流的贡献

在ω-方程中，在暖平流中心$\nabla^2(V\cdot\nabla\theta>0$，可以引起上升运动。在斜压大气中，暖平流在对流层下部最强，因此，可以设想暖平流对低空的上升运动会有较大的贡献。图 5 中ω_1的垂直廓线表明，在气旋中，暖平流造成的上升速度的极大值出现在 700 或 800mb附近，它的数值比涡度平流所造成的ω_2大一倍到几倍。气旋中上升运动中心处 700、800、900mb三层ω_1之和的时间变化和地面地转风涡度变化的趋势大体上是一致的。在气旋形成和显著加深的时刻，低空ω_1都显著增大，在气旋不发展的时刻，ω_1都较小。因此，可以认为暖平流在气旋的整个发展过程中始终起重要作用。本例中暖平流的情况为：在酝酿阶段，地面倒槽和700mb 槽线之间稳定的暖平流区使倒槽逐渐

** 计算地面地转风涡度时，格距也是150km，气旋形成前的 29 日 08 时和 20 时计算的位置和 30 日 08 时相同。

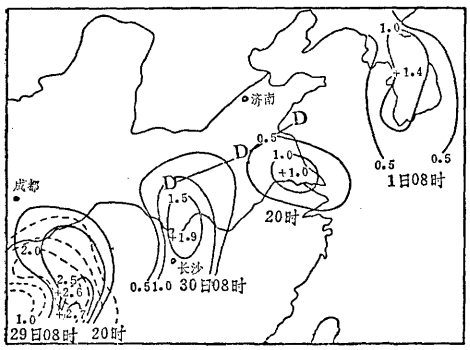


图 6　700mb 暖平流中心动态

加强（图略）。图 6 说明，在 30 日 08 时，暖平流中心从四川、贵州一带移到湖北北部时，气旋在倒槽中形成，然后气旋和暖平流中心一起东移。

3. 涡度平流（低空）的贡献

在ω-方程中，正涡度平流随高度增加，即$\frac{\partial}{\partial p}[V\cdot\nabla(\zeta+f)]>0$，引起上升运动。在图 5 中，29 日 08 时—30 日 08 时，700mb 以下的 ω_2 从 -0.1 增大到 -0.7，它和气旋的酝酿和生成过程相一致。在本例中，虽然从 850—500mb 都有一个相当强的低涡从高原东侧移到沿海，但低空 ω_2 的数值一般仅为 ω_1 的二分之一。因此可以认为，即使在低空有较强低涡存在，低空的涡度平流对气旋发展的贡献也不是很大的。

五、造成低空辐合和高空辐散的原因以及高空槽在气旋发展过程中的作用

按准地转动力学理论，辐合、辐散是两种过程引起的，一种是涡度平流，另一种是温度平流的微差。一般讲在斜压大气中温度平流在低空较强，涡度平流在高空较强，因此，在上升运动区，低空的辐合主要由暖平流随高度增大引起的，高空辐散主要由正涡度平流造成的。从图 5 中可以看到，在低空 ω_1 随高度增大，说明正是暖平流随高度增大造成了700mb附近的辐合层。900mb以下的辐合层，看来很可能是由于摩擦造成的。因此从准地转过程来看，低空的暖平流和行星边界层中的摩擦所引起的辐合对地面涡度增大是很重要的。

为了说明高空正涡度平流引起的辐散对气旋发展的贡献，须用拉格朗日方法，求出到达各时次气旋上空空气质点的轨迹，考察气块原来所携带的涡度以及它到达气旋上空时，由于辐散使气块涡度减小的情况。

图 7a、b为29日20时和 30 日 20时 300mb 流场和部分涡度场以及到达下一时刻气旋中心上空的气块在12小时内的轨迹。我们发现，29日20时位于兰州—成都一线的高空槽和 30 日 20 时位于河套中部的高空槽，所具有的正涡度中心输送 到 30 日 08 时 和 1 日 08 时地面气旋的上空，引起的辐散使地面气旋发生和发展。计算得出，到达 29 日 20 时倒槽上空的气块的涡度12

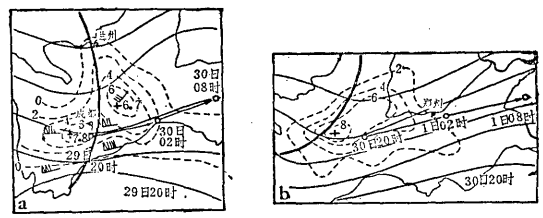


图 7　300mb 流场和涡度分布　实线为流线，虚线为等涡度线，箭头线为空气质点的轨迹

小时内由 -3.0（单位为 $10^{-5}s^{-1}$）增大到 -2.0，个别涡度增大，说明气块在移动过程中是辐合的，而引起辐合的原因则和 -2.0的涡度平流变化有关，因此不利于气旋发生。到达 30 日 08 时气旋上空的气块，是来自高空槽的正涡度中心附近，它以具有 3.0 正涡度值的气块代替了原来为 -2.0 的负涡度的气块，12 小时内涡度平流变化达 5.0，这样大的正涡度 平流引起了辐散，使地面气旋在 30 日 08 时生成，同时也使气块的涡度由 3.0 减小为 1.5。同样，30 日 20 时前 12 小时，气旋上空的涡度平流变化等于零，所以气旋在此期间没有发展；1 日 08 时前 12 小时 内的 涡度平流变化为 4.0，相应地面气旋加深了 7mb。气块的 涡度个别变化为 -2.5，说明是正涡度平 流造成了 气块上空辐散。

上述事实表明，这次气旋的发生和发展，分别和两个 300mb 的高空槽有关。历史资料普查表明，许多发展较强的江淮气旋，往往在 300mb 上都有南北两个高空槽先后东移，第一个槽位置稍偏南，引起气旋发生，第二个槽位置稍偏北，使气旋加深。

值得指出的是，29 日 20 时 300mb上的槽，等高线气旋性弯曲并不很显著，由于槽底附近有一风速为 40m/s左右的强风带，构成较强的风速切变，使与槽相配合的正涡度中心 达 7.8，和 30 日20时等高线弯曲显著的河套槽的正涡度中心 8.1 几乎大小相同。因此在日常预报中必须注意高空强风带所具有的切变涡度。

六、结论和对预报的启示

1. 对流层低层的上升速度是地面气旋发展的良好指标，它可用 850 或 700mb的上升速度来代表，分析 850 或700mb上升运动的原因，可以诊断地面气旋发展的机制。

2. 对流层低层（850 或 700mb）的暖平流是造成低空上升运动的主要原因之一，它对气旋的发生和发展都起积极作用。

3. 对流层上部高空槽输送的正涡度是造成气旋上空辐散的重要原因，对于有 明 显 发 展的江淮气旋，300mb上常有两个高空槽活动，分别使地面气旋发生和发展。在定性估计高空槽的强度时，要注意强风带所具有的切变涡度。

4. 降水（特别是对流性降水）所释放的潜热，对气旋最初形成可能有重要作用，当地面倒槽中出现成片强对流性降水时，应注意有气旋发生的可能。气旋生成后的连续性降水的强度和气旋加深的关系不显著。