

夏季江淮气旋的 Ertel 位涡 诊断分析

侯定臣

(南京气象学院)

提 要

本文应用 Ertel 位势涡度的理论,分析了两例夏季江淮气旋活动的等熵面位涡图和位涡垂直廓线,讨论了这类系统发生发展的一种可能机制以及它们与典型温带气旋的区别,从而得出了夏季江淮气旋活动的一个概念模式:从高原一带东移的对流层中层弱的扰动在有利条件下引起江淮地区较强降水,中层潜热释放导致气旋性环流向下延伸,最终可在地面静止锋上形成波动。当副热带锋区北侧平流层下部空气沿等熵面南下时,气旋波可能发展成为典型的温带气旋。

一、引 言

我国东部尤其是江淮流域夏季准静止锋上常有次天气尺度气旋波活动,它们在东移中或减弱或缓慢加深,有的则在沿海发展成为典型的温带气旋。近二三十年来,我国气象学界对这类天气系统的研究,尤其是对与之相伴的暴雨的研究,取得了显著进展,但到目前为止,这类系统生成与发展的机制以及它们与典型温带气旋的区别还是一个有待深入研究的问题。一般认为,凝结潜热的释放对江淮气旋的发生和发展起着十分重要的作用,但对于潜热作用的具体机制,尚有不同的认识^[1,2]。另一方面,青藏高原科学实验资料^[3]表明,夏季 500hPa 附近青藏高原及周围地区常有次天气尺度气旋性扰动移入我国东部地区,其中有一部分能移过 110°E 并在对流层低层激发出气旋波。这些扰动与对流层中上部引起温带气旋强烈发展的波动系统在动力学上有何区别,它们与凝结引起的非绝热加热如何相互作用,它们所引起的地面扰动与典型温带气旋有什么相同和不同之处,都有待于进一步研究。本文试图通过分析 Ertel 位势涡度场(以下简称位涡)的演变来回答这些问题。

二、Ertel 位涡和等熵面位涡图

Ertel 1940 年曾指出位涡

$$P = \rho^{-1} \xi_a \cdot \nabla_3 \theta \quad (1)$$

在绝热无摩擦运动中是一个保守量,(1)式中 ξ_a 是三维绝对涡度矢量, $\nabla_3 \theta$ 是位温的三维梯度。最近 Hoskins 等人^[4]重新考察了位涡在理论研究和实际天气分析中的重要意义,

指出绝热无摩擦大气有沿等熵面做二维运动的趋势,因而等熵面位涡图是研究大气动力过程的一个非常有用的工具。位涡的数值在对流层一般小于 1.5 位涡单位($10^{-6}m^2s^{-1}Kkg^{-1}$,以下简称单位),平流层中则超过 4 单位,这是因为平流层中 $\frac{\partial\theta}{\partial z}$ 很大。中上层等熵面虽然高度变化不大,但在中高纬度和低纬度却分别处于平流层和对流层中。因此对流层顶在等熵面位涡图上表现为一组密集的等值线,根据等熵面位涡图可以明确地区分平流层空气和对流层空气并大致确定气团的源地。

Hoskins 等人还指出,在一定的平衡条件下,由位涡的空间分布和上下边界的位温分布,可以唯一确定温压场和速度场。例如,在静力平衡和梯度风平衡条件下,圆形对称的等熵面高位涡区所对应的切向速度场可由非线性方程

$$\frac{\partial}{\partial r} \left[\frac{1}{r} \frac{\partial(rv)}{\partial r} \right] + \frac{P}{g} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{f_{10c}}{R} \frac{\partial v}{\partial \theta} \right) = \sigma \frac{\partial P}{\partial r} \quad (2)$$

解出,式中 r 为柱坐标中的水平径向距离, θ 为位温, $P = P(r, \varphi) = \sigma^{-1}\xi_{a0}$ 为位涡, $R = R(P) = \frac{1}{\rho\theta}$, $f_{10c} = f + 2v/r$ 为两倍的局地绝对角速度, $\sigma = -g^{-1}\partial P/\partial\theta > 0$ 为 P 坐标系中的静力稳定度因子, $\xi_{a0} = f + \xi_0$ 为等熵面上的绝对涡度。图 1a 是(2)式解的示意图,其要点可表述为:(1) 高位涡区对应气旋性环流;(2) 该环流向上向下延伸的尺度为

$$H \sim (f_{10c}P\sigma)^{1/2}L/N \quad (3)$$

即正比于高位涡区的水平尺度 L , 反比于 Brunt-Väisälä 频率 N ;(3) 高位涡区中静力稳定度较高,但其上下方空气比周围稳定度为低。如图 1b 所示,如果把与边界相交的等熵面看成是集中在边界附近的一个薄层内,那么边界上的暖区内稳定度和位涡都较周围为高,并由(2)式可知在对流层下部对应一气旋性环流。与此类似,等熵面上低位涡区和地面冷区对应反气旋性环流。实际上,上述关系对任意形状的高(低)位涡区都是适用的。

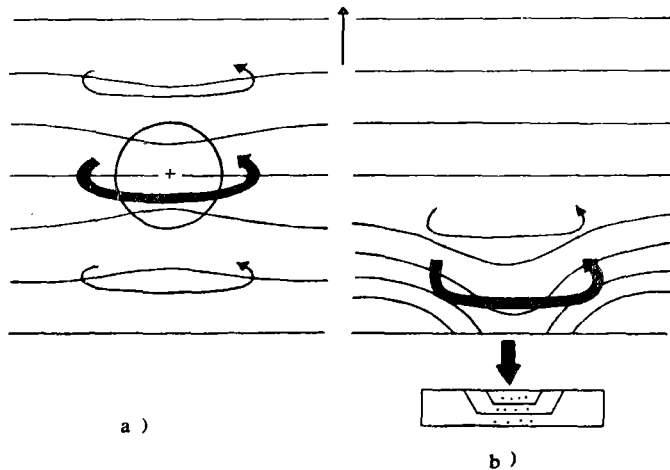


图 1

- a) 等熵面高位涡区(用+表示), b) 下界面位温分布与稳定度(等位温面在垂直方向的疏密)和水平流场(环形箭头)的关系示意图
- (b) 下方小方框内阴影区表示等位温面密集无限薄层,无箭头的线表示等位温线)

分析等熵面位涡图还可以大致估计地面摩擦和非绝热加热(冷却)的作用。理论研究表明^[4],前者趋于使高低位涡区中心强度减弱,而后者引起的位涡变化可用下式表示:

$$\frac{d}{dt}P \approx P \frac{\partial \theta}{\partial \theta} \quad (4)$$

一般地说,位涡 P 为正值,那么当非绝热加热随高度增大(减小)时,位涡随时间增加(减小),即最大加热层上位涡减小,以下位涡增大。

三、分析方法和个例概况

本文根据第二节理论分析了1984年6月12—15日(84.6个例)和1979年7月1—4日(79.7个例)两例江淮地区夏季气旋波活动过程。利用12小时一次的常规探空资料和一种基于样条插值但有一定平滑作用的客观分析方法^[5]把虚温、位势高度和风的 u, v 分量内插到水平格距100km,垂直间隔50hPa的网格上,再用(1)式计算各层的位涡分布。(1)式中垂直分量对位涡的贡献 $\frac{1}{\rho} (f + \xi) \frac{\partial \theta}{\partial z}$ 比其他两个分量约大一个量级,基本上决定了位涡中心的位置和强度。等熵面位涡图是在垂直方向对位涡 P 进行内插而得到的。

在地面天气图上,84.6个例是一个在由西南伸向江淮地区的倒槽内生成的气旋波。12日开始,30—35°N之间有一雨带自西向东伸入江淮地区。12日08时至13日08时24小时降水量图上(见图2a)鄂北豫南一带有一大于100mm的中心,13日08时气旋波就在这一中心附近的信阳生成。其后气旋波沿地面静止锋东移,降水中心位于气旋前部(图2b)。15日气旋波转向北上并在苏北沿海发展为典型的温带气旋。79.7个例中,西北一条冷锋在东移中其南段与江淮地区局地锋生形成的暖锋相接构成一条东西向准静止锋。2日20时700hPa有一低涡在冷暖锋交接处的雨区内生成并于12小时后在静止锋上形成弱气旋波,随后东移消失(图略)。

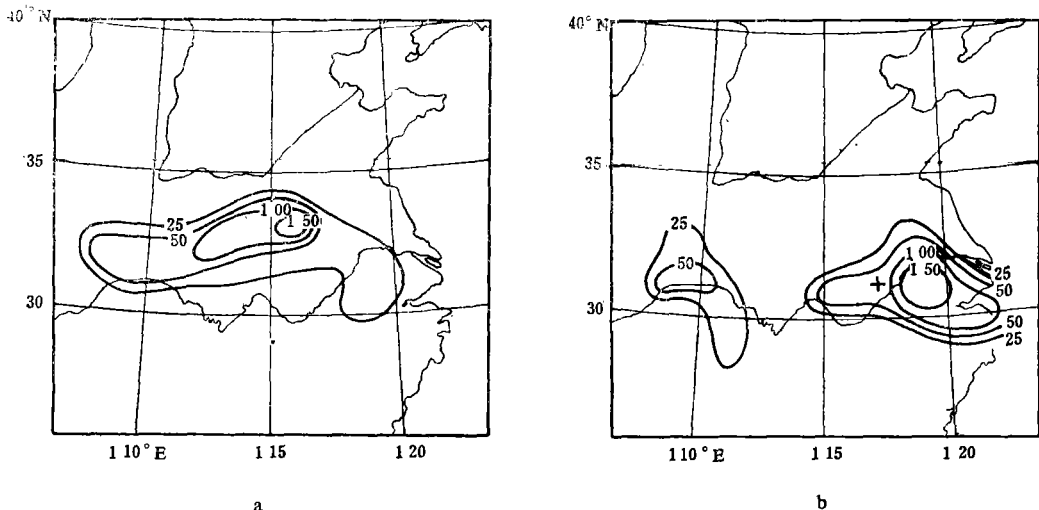


图2 84.6个例24小时降水量图

(a 6月12日—6月13日08时, b 6月13日—6月14日08时, “+”表示20时的气旋中心位置)

四、位 涡 分 析

本节主要给出 84.6 个例的分析结果, 对于 79.7 个例, 只指出它与 84.6 个例的不同之处。

1. 等熵面位势涡度图

图 3 是 315 K 等熵面图。该面大约位于 600—700hPa 之间, 图中清楚地表示出与气旋中心相对应的一个相对高位涡区(>0.6 单位)的演变过程。12 日开始, 30—35°N 之间有一高位涡区自华西(110°E 以西)东伸(见图 3a), 与这一地区的降水区相对应(图 2a)。其前缘 13 日 08 时位于苏皖边境, 12 小时后到达黄海海岸(图 3b), 这时阜阳附近有一中心强度超过 0.8 单位的高位涡中心, 比地面图上的中心略偏北。14 日另一强度超过 0.8 单位的高位涡区出现在河套北部(图 3c), 它与 500hPa 上一个快速东移的长波槽相对应并向南扩展, 24 小时后与江淮地区的高位涡中心合并成为黄海上一个宽广的高位涡区, 中心强度超过 1.0 单位。

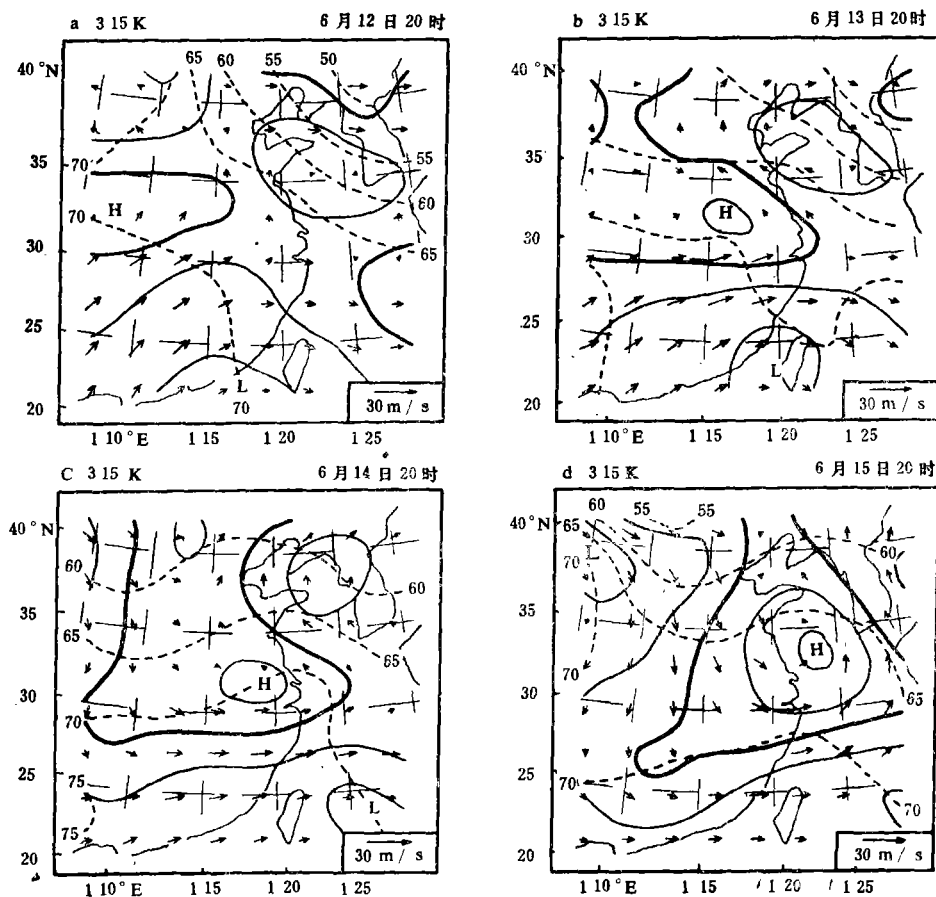


图 3 84.6 个例的 315 K 等熵面图
(虚线为等压线(单位 kPa); 实线为等位涡线, 间隔 0.2 单位, 0.6 单位为粗线; 箭头为水平风矢量)

330K 图上, 15 日以前位涡演变过程与 315K 相似。13 日 20 时以前在江淮流域东伸的高位涡区位置与 315K 大致重合(图 4a)。过程后期 15 日黄海上空没有高位涡中心, 但有一个高值舌从内蒙一带伸向黄海(图 4c)。此时黄海北部正位涡平流明显, 与 15, 16 两日气旋北移相一致。350K 等熵面上(图 4b, d)位涡等值线集中于华北地区, 表示该面与对流层顶的交线。35°N 以南位涡低于 1.0 单位, 为来自低纬的热带气团所控制。14 日以前 40°N 附近朝鲜一带为高位涡区, 对应一长波槽; 我国大陆则为低位涡区, 气压场上对应高压脊。14 日 20 时开始, 另一高位涡区从我国西北迅速东移, 并于次日移到华北。15 日 20 时该区取代原来的长波槽成为中纬度主要天气系统, 华北沿海高位涡平流明显(图 4d)。

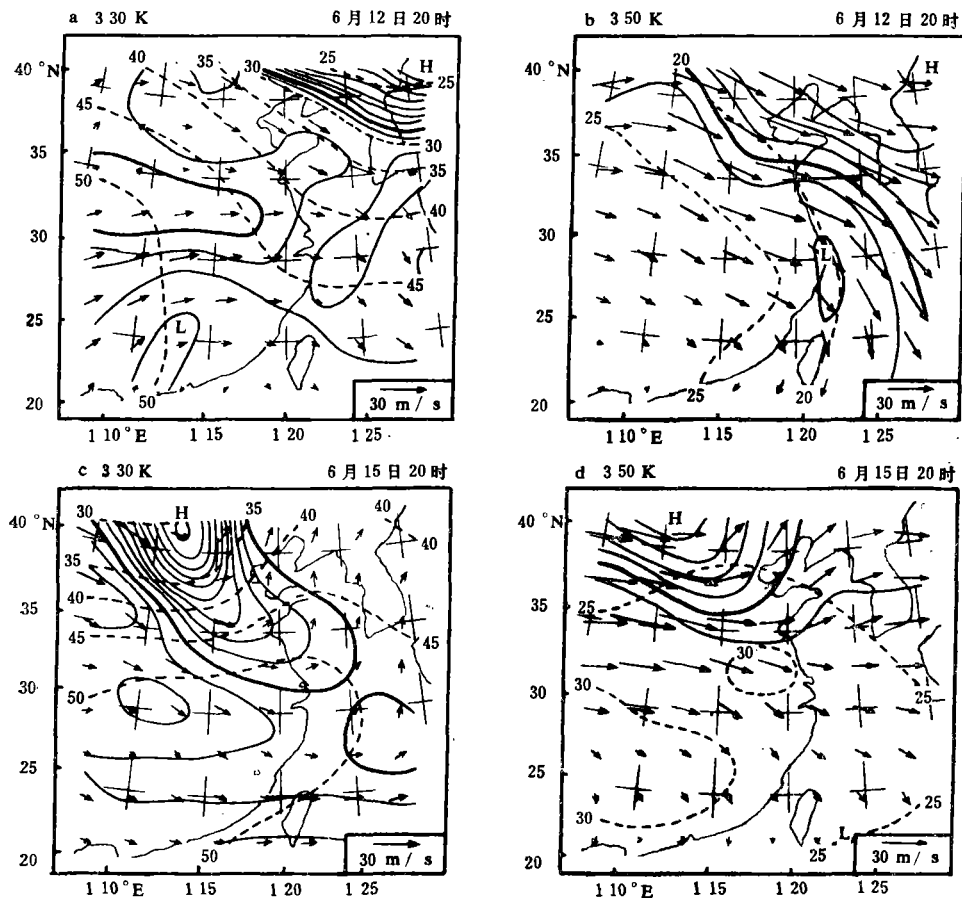


图 4 84.6 个例的 330 K(a, c)和 350 K(b, d)等熵面图
(330K 上粗线为 0.8 单位; 350K 上等位涡线间隔为 1.0 单位, 粗线为 2.0 单位; 其他同图 3)

79.7 个例的气旋波形成阶段, 各层等熵面上的位涡场演变与 84.6 个例类似, 315K 上有 1.0 单位的中心, 但它在地面闭合等压线形成后即迅速减弱消失。在整个过程中 350 K 位涡场几乎没有变化, 对流层顶一直位于 40°N 附近, 这是它与 84.6 个例的一个主要区

别。

2. 位涡的垂直廓线

为了了解气旋波及其环境场的垂直结构和演变过程,图 5 给出了各个时次的位涡垂直廓线。所有数值均为 850hPa 低压中心附近的 $400 \times 400 \text{ km}^2$ 正方形面积上的平均。所谓“低压中心”,在闭合等压线形成前是指稍后低压中心首次出现的位置,在系统移出研究范围时则是指前一时次它所在的位置。

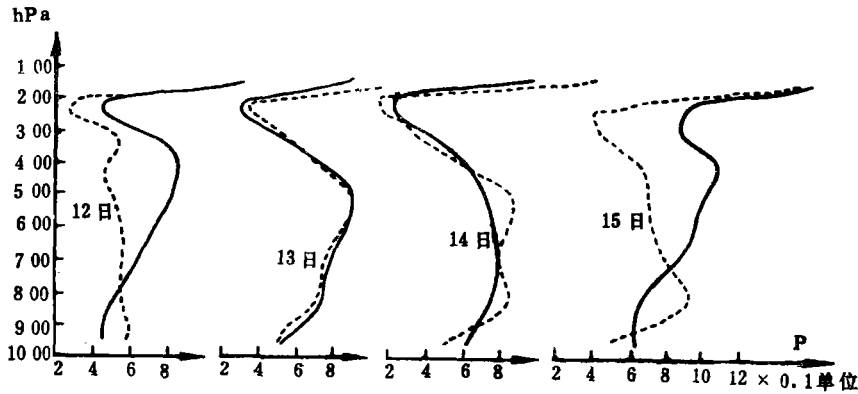


图 5 84.6 个例中 12,13,14,15 日 850hPa 低压中心附近位涡的垂直廓线图
(虚线为 08 时,实线为 20 时)

为了从这些垂直廓线讨论位涡平流及源汇的作用,取(4)式在 P 坐标系中的准拉格朗日坐标形式,即:

$$\frac{\delta P}{\delta t} = -(\mathbf{v} - \mathbf{c}) \cdot \nabla_p P - \omega \frac{\partial P}{\partial p} + P \frac{\partial P}{\partial \theta} \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial p} \quad (5)$$

其中矢量 \mathbf{c} 为所取面积的水平移速,它在前两个 12 小时时段内为零,因为前三个时次的垂直廓线是对同一面积而求得的。

为节省篇幅,这里不再给出等压面上的位涡分布。(5)式中的等压面上的水平位涡平流,我们从邻近的等熵面上来估计。由于所取面积较小,且位于等熵面上一个孤立的相对高位涡区附近,因而可以认为等压面上的位涡及风速分布相差不大,所以这种近似是可取的。当然对于定量计算,其精确度可能是不够的。

由图 5 可以看出,在 84.6 个例的位涡垂直廓线上,对流层上部自始至终存在一个最小值。其数值在 13 日之前低于 0.4 单位,14 日则降到 0.2 单位,15 日随对流层上部位涡的增大而达到 0.8 单位左右。对流层中低层除了 12 日 08 时以外,位涡廓线上都有一最大值。它于 12 日 20 时出现在 400hPa 附近,12 小时后降到 500 hPa。从图 4 a 和图 3 a 可以看出,12 日 20 时鄂北豫南一带气旋生成区对流层中层(330 K 等熵面在这一带位于 400 hPa 和 500 hPa 之间)位涡平流明显。再考虑到该区在第一个时段内(12 日 08 时至 20 时)降水量较第二时段(12 日 20 时至 13 日 08 时)为小(雨区东伸并逐渐加强),可以认为 400 hPa 处的最大值主要是由平流、即华西高位涡区东移造成的。这一最大值在其后 12 小时

内的下降则不能用平流来解释。图3和图4表明，这两个时次所取廓线在中下层都处于高位涡区中，水平平流很小；降水区中有强上升运动，因而位涡最大值的下降也不是由垂直平流(对流)造成的。这一问题将在下节详细讨论，这里只要指出13日08时315K等熵面上气旋生成区形成了一个高位涡中心。位涡最大值的下降一直持续到14日20时。15日对流层中上层位涡的升值显然是由华北高位涡区前部平流造成的，因为那里风速 $|v|$ 远比 $|c|$ 为大(图4c,d)。

79.7个例位涡垂直廓线的演变与84.6个例15日以前的情况基本相同，地面闭合低压中心的出现伴随着对流层中下部位涡最大值的下降和250hPa位涡的减小。不同之处是这一个例后期整层位涡值减小(图略)。

五、夏季江淮气旋波活动的讨论

1. 初始扰动

本文所研究的两例江淮气旋波形成以前，对流层中下部都有一个弱的相对高位涡区自我国西部东移，它在对流层中层表现最为明显。高位涡区虽然在330K和315K等熵面上都有东移，但明显的位涡平流只出现在330K上，这表明中层气旋性扰动对这两例夏季江淮气旋波的形成起了重要的触发作用。其具体机制是：当对流层中层高位涡区前方位涡由平流而增强时，由(2)式所确定的气旋性环流向上、下两方延伸，导致高位涡区在一个较厚的气层内东移。但由于这一高位涡区水平尺度较小且强度较弱，它所对应的气旋性环流不能到达地面。(3)式中如取 $f_{loc} = 10^{-4} s^{-1}$, $L = 300$ km, $N = 1.2 \times 10^{-2} s^{-1}$, 可得 $H \sim 2.5$ km。因此500hPa以上的扰动一般不能直接引起地面气旋波的形成，而是要通过下面讨论的高位涡区下降过程。

2. 地面气旋波的形成

第四节中指出了6月12日20时至6月13日08时之间的位涡垂直廓线上最大值的下降不能用平流来解释。实际上，6月13日20时直到6月14日20时，低压中心和位涡中心基本重合，因而位涡平流对位涡廓线上最大值的下降也不起作用。因此，位涡最

大值的下降要用其他原因来解释，这里讨论潜热加热的影响。

图6计算时采用了24小时中央插分。12日20时 Q_1 在300hPa附近有一最大值，在这之后12小时中，位涡最大值从400hPa下降到500hPa。同样，13日20时 Q_1 最大值在700hPa附近，12小时后800hPa出现一新的位涡最大值。13日08时 Q_1 垂直廓线在750hPa和350hPa之间比较均匀，仅在500hPa附近有一个不甚明显的极小值，对比图5发现其后12小时位涡廓线没有明显变化。综上所述，

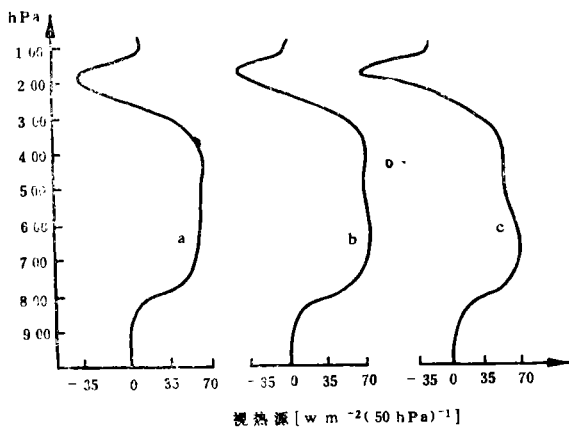


图6 84.6个例中的视热源 Q_1 垂直廓线
(a 12日20时, b 13日08时, c 13日20时)

位涡最大值的下降与非绝热加热 Q_1 的垂直分布有密切关系, 即加热最大值附近下方位涡增大, 上方位涡减小, 从而引起位涡最大值下降。这与(4)、(5)两式的结果一致。

对流层中层非绝热加热主要由潜热释放引起, 引起潜热释放和降水的垂直运动条件可以直接从等熵面上来分析。在图 3 a 中, 东移高位涡区前方 $30^\circ-35^\circ\text{N}, 110^\circ-115^\circ\text{E}$ 之间气流沿等熵面上滑, 上升速度量级为

$$10 \text{ ms}^{-1} \times 50 \text{ hPa}/100 \text{ km} = 10 \times 5 \times 10^3 \times 10^{-5} \text{ Pa/s} = 0.5 \text{ Pas}^{-1} \approx 450 \text{ hPa/d}$$

这比同一地区等熵面在这前后 24 小时中的下降($\approx 50 \text{ hPa}$)大一个量级。另外, 由于该区位于高位涡区下风方, 中层正位涡平流明显, 而近地层温度对比和位涡平流均很小, 根据文献[4]附录的讨论, 当位涡平流随高度增加时还有附加的上升运动, 即穿越等熵面的上升运动。所以垂直运动的强度在 400 hPa/d 以上, 这与运动学方法和 ω 方程方法计算的结果[5]一致。总之, 气旋生成区存在着次天气尺度的强上升区。图 7 表明较强的位势不稳定层结在过程开始后 24 小时已经消失, 地面观测和卫星云图(略)都证实了对流性降水的发生, 24 小时降水量图则在气旋发生区有一个 100 mm 以上的暴雨中心。

以上分析表明, 对流层中层扰动在东移过程中, 如果江淮西部地区天气尺度流场有利于稳定性和对流性降水发生, 对流层中层的凝结潜热释放就会使高位涡区下移, 它所对应的气旋性环流可逐渐伸展到地面形成气旋波。当然地面温度场上的扰动也起了一定的作用, 两例气旋波都生成在降水过程中逐渐形成的静止锋上。

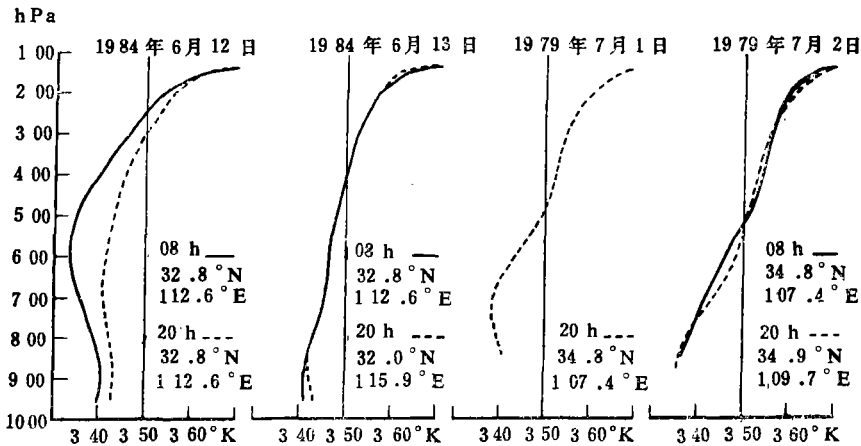


图 7 84.6 个例过程前期气旋生成区附近的相当位温垂直廓线

3. 气旋波的发展和减弱

84.6 个例中的气旋波在 13 日形成以后, 在缓慢东移的同时逐渐加深, 中心最低气压 24 小时约下降 2 hPa , 79.7 个例则根本没有加深, 而是迅速减弱。造成这种区别的原因可能是相当复杂的, 但就本文的分析来讲有两点值得注意。一是气旋波所对应的高位涡中心与较高纬度高位涡区的联系: 84.6 个例中, 315 K 上江淮地区高位涡中心 13 日起就与 40°N 附近的另一高位涡区打通(图 3 b, c), 有利于高纬高位涡空气沿等熵面南下, 补充江淮地区由于地面摩擦而造成的位涡中心强度减弱。79.7 个例中地面 低压形

成之后 315 K 上的位涡中心就已孤立, 地面摩擦使系统迅速减弱。二是气旋波前方强降水的持续, 这引起了 84.6 个例中 13, 14 两日高位涡中心的进一步下移, 也可抵消摩擦的作用。

4. 夏季江淮气旋与典型温带气旋的区别

84.6 个例中的气旋波 6 月 14 日 20 时以后迅速加深, 其结构也发生了显著变化, 变成了典型的温带气旋, 15 日 20 时到 16 日 08 时中心气压下降了 8 hPa。在等熵面位涡图上, 这种转变与 350 K 和 330 K 的高位涡舌南伸有关, 该舌内部 P 值超过 4 单位, 330 K 上也达 2 单位, 为典型的对流层顶下降的情况。根据文献[4]的讨论, 当对流层上部一个高位涡舌与低层斜压区迭加时, 将引起气旋发展。在本例中, 中上层高位涡舌东移中赶上了对流层下部江淮地区的相对高位涡区, 两者所对应的气旋性环流迭加, 互相促进, 导致对流层内深厚气旋性环流的发展。因此, 来自中高纬平流层下部的高位涡空气沿等熵面向南方下滑, 是典型温带气旋区别于夏季江淮气旋的主要特征。夏季江淮气旋波所对应的相对高位涡区, 出现在较低纬度的对流层中部, 与平流层空气无直接关系, 它们可能是由对流层内的地形侧向摩擦、潜热释放等物理过程形成的。由于强度很弱, 只能在地面形成很弱的波动。

六、结 论

由以上讨论, 可以得出夏季江淮地区气旋波活动的概念模式, 即: 1) 自青藏高原及其外围地区东移的弱气旋性扰动移入我国东部时, 位于对流层中层。这时, 如果江淮地区条件适宜而发生强降水过程, 那么对流层中层潜热释放就可能导气旋性环流向地面伸展, 最终在江淮地区准静止的梅雨锋上形成气旋波; 2) 如果降水得以维持较长时间且有高纬高位涡空气输入波动区域的话, 气旋波可缓慢加深, 反之则减弱消失。3) 只有当对流层中上层有波动发展, 高纬平流层下部空气进入亚热带对流层中下层时, 气旋波才会与高空槽结合而发展成为典型的温带气旋。夏季江淮气旋波与典型温带气旋的区别在于前者无平流层空气介入。

致谢: 本文的研究工作曾得到英国 Reading 大学 B. J. Hoskins 教授和 M. A. Peddet 博士的指导, 成文过程中受国家自然科学基金和国家气象局季风课题联合资助, 在此一并致谢。

参 考 文 献

- [1] 陈嘉滨等, 一个降水气旋的数值模拟, 暴雨文集, 94-101, 吉林出版社, 1978。
- [2] 李崇银, 论江淮气旋生成的一种机制, 大气科学, 6, 3, 258-263, 1982。
- [3] 徐夏因、焦佩金, 夏季江淮气旋的结构, 大气科学, 8, 2, 189-196, 1984。
- [4] Hoskins, B. J., et al, On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 111, 877-946, 1985。
- [5] Hou Dingchen, A diagnostic study of two summer depressions over the Changjiang-Huaihe Valley, Ph. D Thesis, University of Reading, U. K., 1987。

THE POTENTIAL VORTICITY STRUCTURE OF SUMMER CYCLONES OVER THE CHANGJIANG-HUAIHE VALLEY

Hou Dingchen

(Nanjing Institute of Meteorology)

Abstract

Based on the theory of Ertel potential vorticity, the isentropic potential vorticity maps and vertical potential vorticity profiles for two summer depressions over the Changjiang-Huaihe Valley are analysed. After discussing a possible mechanism for the genesis and development of such systems and their difference from typical extratropical cyclones, a conceptual model for their activities is proposed: A mid-level, weak disturbance originated from around the Qinghai-Tibet Plateau may cause heavy precipitation under favourable conditions, latent heat release in the mid-troposphere leads to downward extension of cyclonic circulation and a wave on the quasi-stationary front. This weak cyclone can develop substantially and become a typical extratropical cyclone only when air from the lower stratosphere flows downslope along isentropic surfaces into the region of interest.