

梅雨锋上引发暴雨的低压动力学研究^{*}

张 凤 赵思雄

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 对1998年“二度梅”结束前后长江中下游地区准静止锋上一次气旋发生发展过程进行了涡度收支的诊断分析。结果表明: (1) 风场 (尤其是辐散风场) 对该气旋发生发展有重要影响; (2) 低层辐合场是直接决定气旋发生发展的动力因子, 它导致低层正涡度制造, 对气旋的发展起直接作用; (3) 涡度平流上正下负的配置和水汽凝结潜热释放, 通过影响上升运动及低层辐合对地面气旋的发展起间接作用。在系列研究工作的基础上, 提出了梅雨锋上第二类气旋 (低压) 的概念模型。

关键词: 凝结潜热释放; 涡度收支; 梅雨锋低压; 动力学研究

1 引言

气旋多与坏天气有关, 一直受到人们的关注。其中, 气旋的发生发展更是关键。早在20世纪初, 挪威学派即已提出气旋模型^[1], 强调了地面强斜压区的扰动是其发生的重要原因。此后, 由高空探测资料揭示了高空扰动有可能在地面没有斜压区的情况下引起气旋的发生发展^[2]。因此, 对于温带气旋, 有人又将其按上述特征, 分别归并为A类和B类。在欧美, 已有大量工作研究了温带气旋发生发展的机制^[1~5]。

由于东亚大陆独特的地形, 在这个地区所生成的气旋 (低压) 有所不同, 特别是梅雨锋上的气旋。梅雨锋的重要特征是其斜压性很弱, 其上低压多属于对流层中层较为浅薄的系统, 不一定有高空扰动诱发其气旋 (或低压) 的发生发展。因而, 挪威学派及欧美的气旋 (低压) 模型不能完全适用。为此, 对于东亚的梅雨, 尤其是其低压, 已开展了不少专门的研究^[6~9]。在20世纪70年代初, 日本进行的梅雨试验中, Matsumoto^[10]将梅雨锋上的低压称为中间尺度系统。这已经和欧美模型有了很大的不同。然而, 对于中间尺度气旋发生发展的机理, 至今了解还不太多。近来的研究工作表明^[11], 梅雨锋上低压的情况较为复杂, 中间尺度低压难以完全概括梅雨锋上低压的主要特征。从1998年“二度梅”期间的情况看^[12], 可能至少存在着两类中尺度低压的发生发展过程, 一类是时间和空间尺度比较小的中尺度低压, 其水平尺度大约为500~1000 km, 生命史大约一天, 它们与梅雨锋上的暴雨中心常有密切关系^[13]。对于另一类 (这里称它为第二类) 气旋, 它们开始在梅雨锋上发生时为一小的扰动, 而在有利环境下, 扰动增幅发展为一低压 (气旋), 水平尺度达1000 km以上, 生命史可达数日, 常在较大

2002-12-02收到, 2002-02-26收到修改稿

^{*} 国家重点基础研究发展规划项目 G1998040907、国家自然科学基金资助项目 49875011 和中国与欧盟合作项目 ANFAS 共同资助

范围内引发暴雨。由于低压发生发展的规律很不相同,因此有必要进行更深入的研究。

1998年7月末这次梅雨锋上的第二类气旋较为典型,它持续时间较长,我们可以分析它在不同阶段以及不同因子的具体影响^[12,14,15]。通过研究发现:从北方来的冷空气及弱斜压性对此类低压的发展有重要的作用^[14]。从能量转换的观点看,在此类气旋(低压)发展过程中,在对流层低层有明显的涡旋动能产生,表明有一定的有效位能转化为动能以维持辐散风^[15]。

人们发现梅雨锋常常表现为一正涡度带,而暴雨常与正涡度带中的大值区有密切的关系。那么这一正涡度带(区)是如何产生和维持的?它与天气尺度系统的输送和平流过程关系如何?它与能量转换过程的关系如何?它与潜热释放是否也有关系?为了回答这些问题,本文集中对这一个例中涡度收支的状况及潜热释放等因子对正涡度维持与增长所作的贡献作一讨论,以期更好理解此类气旋(低压)发生发展的物理过程。

2 天气系统与降水特征

1998年7月底,即“二度梅”结束前后,长江中下游地区准静止锋上生成一个气旋并迅速发展,向东北方向移动后出海,引发了7月31日韩国大暴雨。研究表明:该气旋的生命史长达4天左右(从7月29日到8月1日),在发展鼎盛时期(31日00时,世界时,下同),地面图上出现多条闭合等压线,中心气压值由发展初期的1002 hPa增强(下降)为996 hPa,水平尺度达到了1000 km以上(图1)。从各层高度场(图略),可清楚地看到,在地面气旋发生发展过程中,对流层中低层亦有相应的中尺度低压系统的发生发展与之对应^[12],并且各层低值中心的位置几乎重合,尤其在发展强烈时期——30日00时和31日00时。

表1为850 hPa低涡中心的位置及其强度。本次气旋过程分为两个阶段:第一阶段从28日00时到29日00时,为气旋的发生阶段;第二阶段在29日00时以后,为气旋的发展阶段。该气旋向东北方向移动的过程中,所经之地均出现了强降水(见图2)。随着气旋的不断发展加深,暴雨也不断加强。以30日为例(图2c),气旋在向东北方向移动的过程中,沿途出现了3个暴雨大值区,其中心值由南向北逐渐增加,分别为50、57、101 mm。31日00时以后,气旋经山东半岛东移出海,在其中心及东南侧出现非均匀的暴雨带分布,当天韩国境内普遍出现暴雨,部分地区24 h总降水超过130 mm。

我们将利用NCEP格点 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 资料对气旋发生发展时期的各种物理量进行计算,以期对该气旋发生、发展的机制有更深入的认识。

表1 850 hPa中尺度低涡所处位置及中心强度

	7月28日00时	7月29日00时	7月30日00时	7月31日00时
区 域	115~119°E, 29~33°N	115~119°E, 29~33°N	116~122°E, 31~36°N	115~125°E, 31~39°N
中心强度	1470 gpm	1450 gpm	1420 gpm	1410 gpm
中心位置	31°N, 117°E	31°N, 117°E	33°N, 119°E	36°N, 120°E

注:7月28日00时未出现闭合低压中心,仅有一小低槽扰动,故低涡位置及中心强度均指低槽的情况

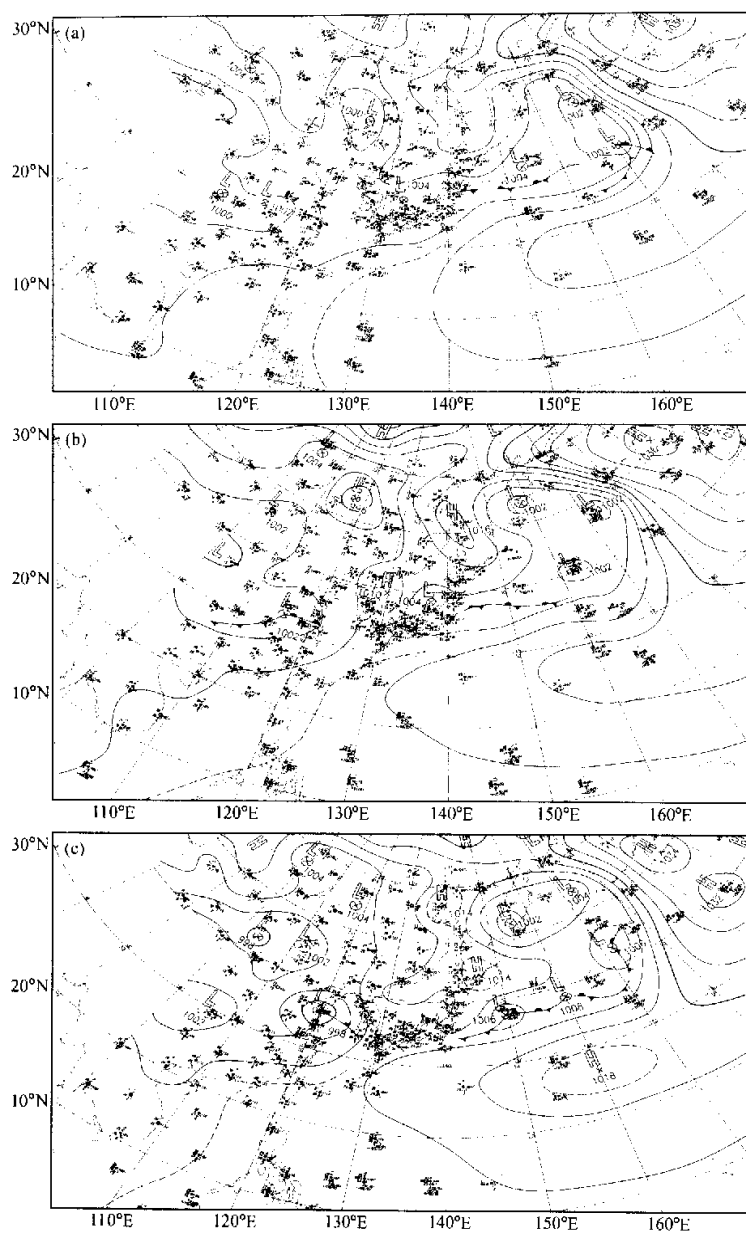


图1 1998年7月29日00时~31日00时地面天气
(a) 7月29日00时; (b) 7月30日00时; (c) 7月31日00时

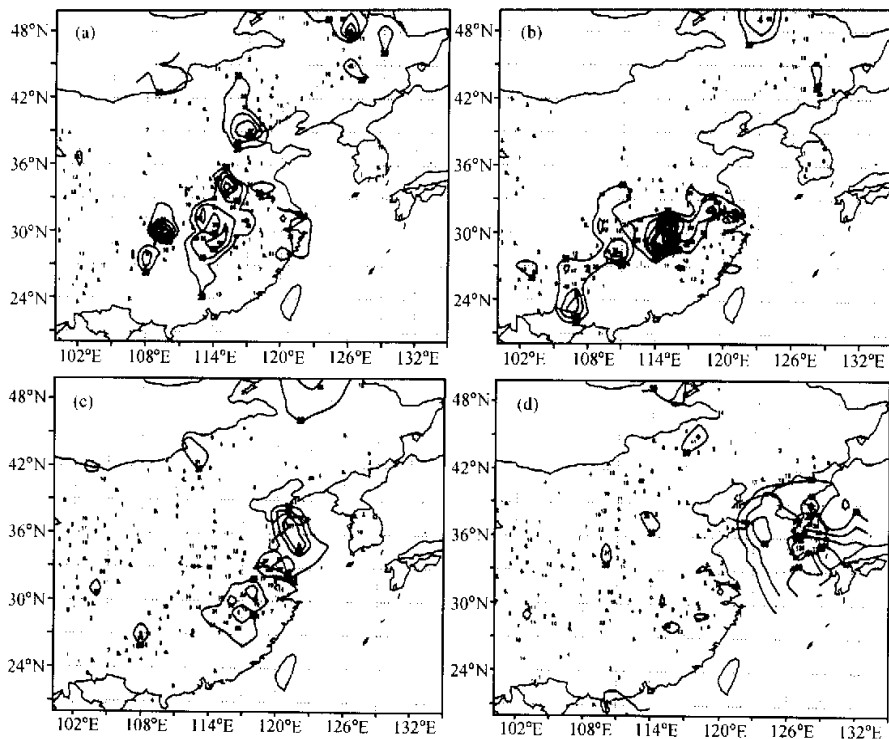


图2 1998年7月28日~31日逐日24 h的实况降水量分布(单位: mm d^{-1})
(a) 7月28日; (b) 7月29日; (c) 7月30日; (d) 7月31日

3 气旋区域上空物理量场的分析

从区域平均(所用区域范围见表1)的物理量(涡度、散度及垂直速度)垂直分布图(图3)可见, 28日00时到31日00时, 气旋区域上空对流层低层为正涡度, 高层为负涡度, 并且对流层低层辐合、高层辐散, 整层为上升运动; 对流层高层辐散场的强度均远大于低层辐合场的强度, 高层辐散所造成的抽吸作用能够导致上升运动及低层辐合的强烈发展; 气旋发展所引起的大量水汽潜热释放, 使对流层中上层气温升高有利于地面降压。上述形势有利于气旋的维持和发展。

在气旋生成之前, 其区域上空就已存在较强的对流不稳定层结。同时, 对流层高层(200 hPa)环流出现有利转变^[15], 造成了气旋区域上空高低空急流的耦合、上升运动及高层辐散、低层辐合的维持和加强。上述局面能够导致不稳定能量释放造成对流发展, 从而引发气旋的生成。

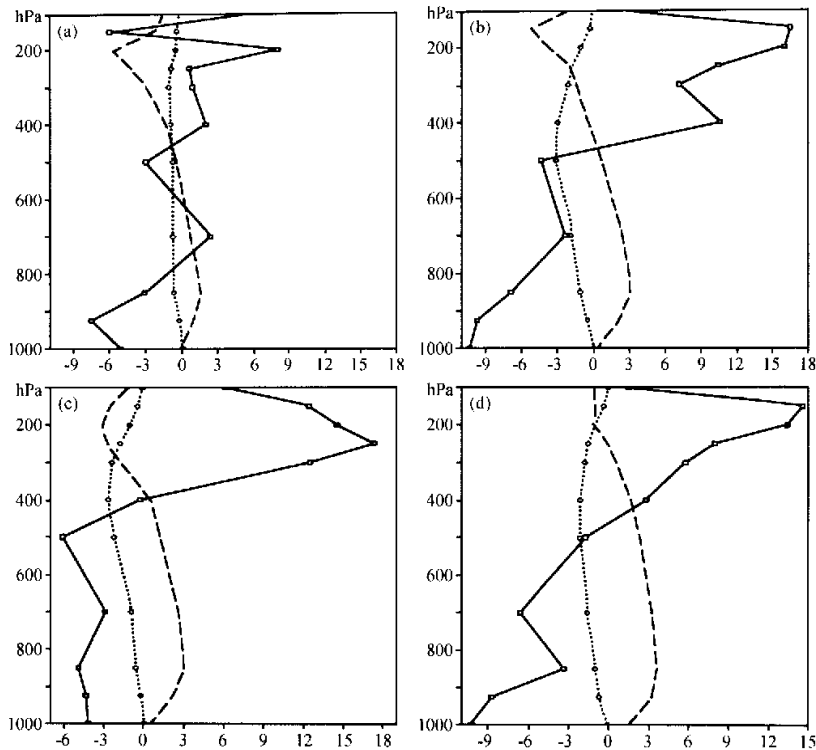


图3 1998年7月28日00时~31日00时区域平均的垂直速度(点线, 单位: $10^{-3} \text{hPa s}^{-1}$)、
 涡度(长虚线, 单位: 10^{-5}s^{-1})、散度(实线, 单位: 10^{-6}s^{-1})的垂直分布
 (a) 7月28日00时; (b) 7月29日00时; (c) 7月30日00时; (d) 7月31日00时

4 对大气加热场性质的分析

本文虽然主要进行动力学研究, 但是动力作用与热力作用是密不可分的。尤其是本例气旋发生在1998年“二度梅”的末期, 因此有必要探讨一下水汽凝结潜热释放的作用, 以弄清它对动力过程的影响。这里大气加热率引起的温度变率计算, 采用热力学第一定律用温度场和流场倒算的方法, 公式如下:

$$\frac{H}{c_p} = \frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T + \left(\frac{1000}{p} \right) \kappa \omega \frac{\partial \theta}{\partial p}, \quad (1)$$

其中, H 为大气加热率, c_p 为空气的定压比热, T 为温度, θ 为位温, ω 为垂直速度, $\mathbf{V}$ 为水平速度, p 为气压, $\kappa = R_d/c_p$, R_d 为干空气气体常数。可以认为, 正的温度变率区相当于加热区, 空气有热源供给热量; 负的温度变率区则相当于失热区, 空气有汇存在失去热量。将各变量取区域平均后, 热力学方程可化为

$$c_p \frac{\partial T}{\partial t} + c_p \mathbf{V} \cdot \nabla T + c_p \left(\frac{1000}{p} \right) \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} = Q_R + L(c - e) - \frac{\partial (\overline{S'w'})}{\partial p}, \quad (2)$$

其中, Q_R 为辐射冷却, $L(c - e)$ 为净的水汽凝结, $-\partial (\overline{S'w'}) / \partial p$ 为由积云与乱流产生的小尺度涡旋垂直输送, 其余各物理量的意义同公式 (1)。结合 (1) 式可见, H 场由 3 项组成: 辐射冷却, 净的水汽凝结, 由积云与乱流产生的小尺度涡旋垂直输送。在较强降水的情况下, Q_R 在短期过程中是一个相对的小量, 可略去不计。 H 场取整层积分, 有

$$\langle H \rangle \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} (c - e) dp - \frac{1}{g} \overline{(S'w')}_{p=p_s} = LP + S,$$

P 、 S 分别表示地表面的降水和感热通量, g 为重力加速度。

我们首先给出区域平均的 H/c_p 垂直分布图(图 4)。由图可以清楚看到, 在气旋发展过程中, 对流层基本整层均为非绝热加热, 其加热峰值位于 500~400 hPa, 与垂直速度峰值所在高度接近(图 3), 表明非绝热加热是促使上升运动加强的主要因子之一。此外, 由图还可以清楚地看到, 29 日 00 时, 非绝热加热的量值较 28 日 00 时有了显著增长, 相应上升运动亦有明显增强, 这表明非绝热加热为低层气旋的生成提供了有利环境场。

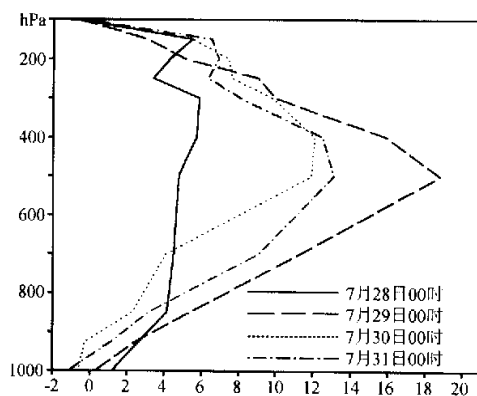


图 4 1998 年 7 月 28 日 00 时~31 日 00 时区域平均的大气加热场 (H/c_p) 垂直分布 (单位: $K d^{-1}$)

若加热以水汽凝结潜热释放为主, 则暴雨区中 $\langle H \rangle$ 场(已换算为降水量)正值区的水平分布及量值应与实际降水量相近。从图 5 可见, 28 日、29 日和 30 日 3 天 24 h 总的 $\langle H \rangle$ 场正值区分布与降水分布(图 2)基本一致。我们发现, 在 00 时气旋强烈发展地区, $\langle H \rangle$ 与实测降水量基本相当, 并且 $\langle H \rangle$ 随气旋的发展而增加。例如, 28 日 ($31^{\circ}N, 117^{\circ}E$) 附近区域(即气旋生成地), $\langle H \rangle$ 正值区中心值为 $60 mm d^{-1}$, 而雨量测值则为 $65 mm d^{-1}$; 29 日 ($33^{\circ}N, 119^{\circ}E$) 附近区域(即 30 日 00 时气旋所在处), $\langle H \rangle$ 正值区中心值为 $90 mm d^{-1}$, 而雨量测值为 $92 mm d^{-1}$; 30 日在山东半岛(即 31 日 00 时气旋所在处), $\langle H \rangle$ 正值区中心值为 $100 mm d^{-1}$, 而雨量测值为 $101 mm d^{-1}$ 。以上说明, 一方面, 在气旋区域, $\langle H \rangle$ 场以水汽凝结潜热释放为主, 而地面向上的感热通量作用相对较小; 另一方面说明, 气旋与降水之间存在正反馈机制, 气旋生成发展引发降水, 反过来, 降水产生的凝结潜热释放的加热作用又可促使气旋发展和加强。因此, 我们可以认为气旋区域加热场的主要来源可能是由于水汽凝结潜热

释放的结果。过去的研究中^[16,17]，强调风场动力作用在低压发生初始阶段有重要的作用，而在发展阶段凝结潜热的反馈不可忽视，与本文的结果是相一致的。

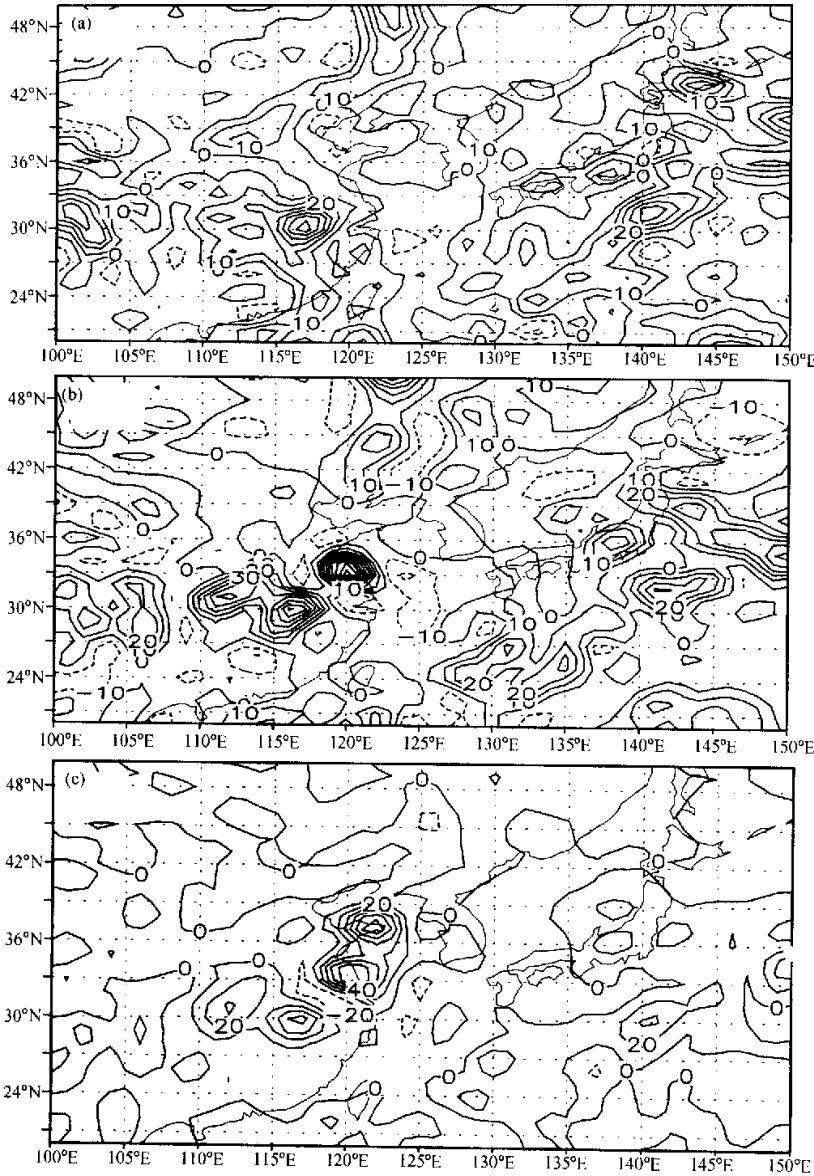


图5 1998年7月28日00时~31日00时24 h总的 $\langle H \rangle$ 场的水平分布(单位: mm d^{-1})
(a) 7月28日; (b) 7月29日; (c) 7月30日

5 涡度的收支分析

赵思雄等^[16]和周晓平等^[17]已强调了风场在中尺度低压(扰动)和暴雨发生中的重要作用。但是风场是以何种方式产生这种重要影响?下面作一具体的分析。

在本例气旋发展过程中,低压中心强度的增幅不算太强,从发展初期到鼎盛时期(3天左右),低压中心值仅下降了约8 hPa。然而在整个过程中气旋式环流不仅非常明显,而且随着气旋的发展而加强(图略)。这表明,涡度场是气旋系统的一个重要特征。我们将从涡度收支来分析气旋发生发展的原因。

5.1 气旋发展时期涡度收支的动力因子分析

涡度收支方程为

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = A + B + C + D + E,$$

其中, A 为水平平流项, B 为垂直平流项, C 为水平辐散项, D 为扭转项, E 为摩擦项。

$$A = - \left[u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \left(\beta + \frac{\partial \zeta}{\partial t} \right) \right],$$

$$B = - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p},$$

$$C = - (F + \zeta) \nabla \cdot \mathbf{V},$$

$$D = - \left(\frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right),$$

$$E = - g \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right),$$

式中, u 为纬向水平风速, v 为经向水平风速, ω 为垂直风速, ζ 为涡度, f 为科里奥利力, $\beta = \partial f / \partial y$, τ_x 和 τ_y 分别为纬向和经向的摩擦力。由 A 、 B 、 C 可见辐合使正涡度增加, 辐散使正涡度减少, 将 A 、 B 、 C 、 D 这4项取区域平均, 所取区域参见表1。

首先我们分析了气旋发展时期(29日00时到31日00时)的涡度收支情况。从区域平均的垂直分布图(图6)可见, 对低层气旋发展起直接作用的项是 C 项, 即水平辐散项, 而 A 、 B 和 D 项对低层气旋的贡献都较小, 有时甚至为负贡献(如30日00时和31日00时的 A 项)。然而经过分析, 我们又发现, 尽管 A 、 B 、 D 这3项对低层气旋的直接贡献不大甚至为负, 但它们通过影响上升运动和高层辐合, 对地面气旋的发展有间接作用。下面就气旋发展期的各项涡度收支进行具体讨论。

从水平辐散项(C 项)的区域平均垂直分布可见, 在这段时期内, 500 hPa以下涡度的水平辐散项使正涡度增加, 有利于低层气旋的发展; 400 hPa以上涡度的水平辐散项使正涡度减少, 则有利于高层反气旋的发展。与图3中散度场的垂直分布相对比, C 项的垂直分布与 $(-\nabla \cdot \mathbf{V})$ 的垂直廓线基本一致, 且量值相当。由此表明, 在这段时期内低层辐合及高层辐散的配置对低层气旋的发展的确起到了重要作用。此外, 我们还发现, 30日00时, 低层水平辐散项的量值较29日00时有很大增长, 925 hPa层 C 项量值从29日00时的 $1 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ 增大到 $1.6 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$, 而高层的辐散场亦有显著增强, 250 hPa层从29日00时的 $-0.5 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ 变为 $-1.0 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ 。30日00时正是

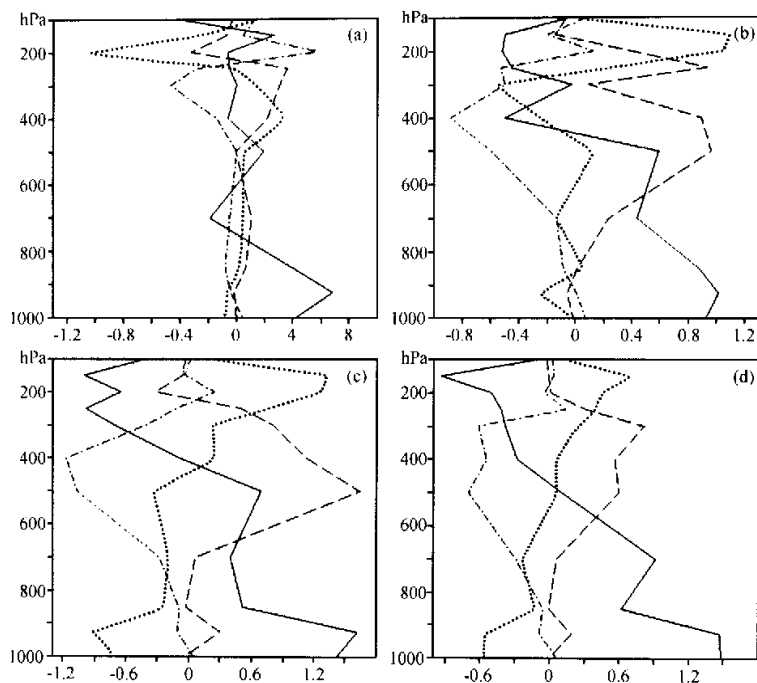


图 6 1998 年 7 月 28 日 00 时~31 日 00 时涡度收支各项区域平均的垂直分布 (单位: 10^{-9}s^{-2})

(a) 7 月 28 日 00 时; (b) 7 月 29 日 00 时; (c) 7 月 30 日 00 时; (d) 7 月 31 日 00 时

点线: 水平平流项; 长虚线: 垂直平流项; 实线: 水平辐散项; 点虚线: 扭转项

气旋强烈发展的时期, 这进一步说明低层辐合、高层辐散的增强对低层气旋的进一步发展有重要作用。

从水平平流项 (A 项) 的区域平均垂直分布可以清楚地看到, 29 日 00 时, 250 hPa 以上涡度的水平平流项使正涡度增加, 250 hPa 以下 (除 850 hPa、500 hPa 以外) 涡度的水平平流项使正涡度减少; 30 日 00 时和 31 日 00 时, 500 hPa 以下涡度的水平平流项使正涡度减少, 400 hPa 以上涡度的水平平流项使正涡度增加。虽然低层涡度平流项的直接作用是使低层气旋减弱, 但由 ω 方程可知, 当涡度平流随高度增加时, 将产生上升运动, 这样就可能使低层辐合的加强, 从而促使地面气旋发展。因此间接看来, 在气旋发展阶段, 气旋区域内的涡度水平平流项下负上正的垂直分布非常有利于地面气旋的发展。

从垂直平流项 (B 项) 的区域平均垂直分布可见, 在这段时期内, 垂直平流项基本是对流层整层为正, 并且垂直平流项的峰值位于 500~300 hPa 之间。这说明, 正涡度由低层向高层输送, 使 500~300 hPa 有正的涡度收入, 有可能导致中层短波槽加深; 而槽前正涡度平流及上升运动的增强, 又有利于低层辐合的增加, 从而有利于地面气旋发展。这表明垂直平流项对地面气旋发展亦具有间接作用。

从扭转项 (D) 的区域平均垂直分布可见, 在这段时期内, 扭转项除了在对流层高

层(250 hPa 以上)及近地面层(925 hPa 以下)有弱的正值出现外,其余各层均为负值。表明扭转项对正涡度的主要贡献为负。

5.2 涡度收支的热力因子分析

在本文第4节的分析中,可以看到在气旋发生发展过程中,大量的水汽凝结潜热释放。然而,在夏季发生暴雨甚至特大暴雨的次数是很多的,但并不是每次都能导致相应气旋的发生发展,也就是说,在一些个例中,尽管有大量凝结潜热的释放为低层气旋生成提供有利的环境背景场,但如果在对流层低层没有其他一些有利的动力因素配合,也不一定会有气旋生成。因此下面我们将对涡度收支方程进行变形,引入热力因子的作用。考虑到涡度水平平流项和水平辐散项的物理意义明确,而扭转项的作用在对流层整层为负,我们只对涡度垂直平流项进行了变形,以分析热力因子对气旋发生发展的重要性,并与其他动力因子作比较。

垂直速度由第4节中的(1)式求出,表达式如下:

$$\omega = -\frac{\left(\frac{1000}{p}\right)^{\kappa}}{\frac{\partial \theta}{\partial p}} \left(\frac{H}{c_p} - \frac{\partial T}{\partial t} - \mathbf{V} \cdot \nabla T \right),$$

各符号物理意义同公式(1)。则涡度收支方程中的垂直平流项可写为

$$B = B_1 + B_2 + B_3,$$

其中, B_1 为非绝热加热项, B_2 为温度平流项, B_3 为局地温度变化项,

$$B_1 = -F \left(\frac{H}{c_p} \right),$$

$$B_2 = -F(-\mathbf{V} \cdot \nabla T),$$

$$B_3 = -F \left(-\frac{\partial T}{\partial t} \right),$$

式中

$$F = \frac{\left(\frac{1000}{p}\right)^{\kappa}}{\frac{\partial \theta}{\partial p}} \frac{\partial \zeta}{\partial p}.$$

从图3和图4可以清楚地看到,在本例气旋发生发展过程中,气旋区域上空基本上都是 $\partial \zeta / \partial p > 0$ 和 $H > 0$ 。在这种情况下,当 $\partial \theta / \partial p < 0$ (干对流稳定) 时,正涡度将增加;当 $\partial \theta / \partial p > 0$ (干对流不稳定) 时,正涡度将减少。可见,在不同环境场的配置下,非绝热加热对涡度收支的作用可以完全相反。

由于 B_3 项的值很小,这里我们仅给出了 B_1 和 B_2 项的计算结果(见图7)。从图可见,非绝热加热项(B_1)对 B 项的贡献最大,两者的垂直廓线几乎一致。潜热释放的作用使得对流层中高层正涡度显著增加,而对对流层低层的正作用则很小,甚至为负。由上有关 B 项的分析,可知,潜热释放对低层气旋发展的直接作用很小,它主要通过低层动力辐合对气旋发展起间接作用。

在气旋的整个生命史中,尽管 B_1 项随气旋的发展其作用有了显著的增加(见图7c、7d),但该项的数值一直都较小。这表明,尽管大气斜压性对气旋进一步加深发展有贡献,但它还不是影响气旋发生发展的最主要原因。

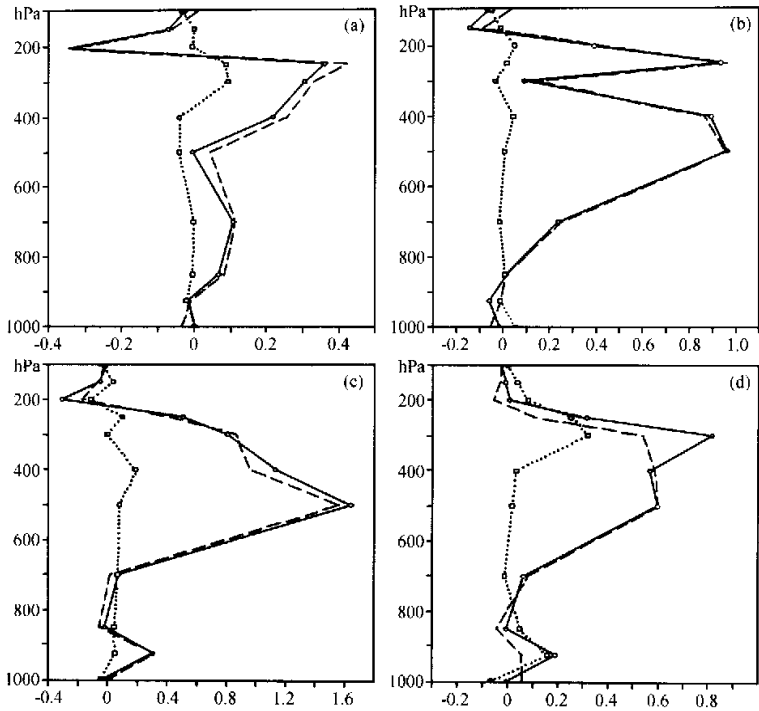


图7 7月28日00时~31日00时B项(实线)、 B_1 项(虚线)及 B_2 项(点线)的计算结果(单位: 10^{-9}s^{-2})

(a) 7月28日00时; (b) 7月29日00时; (c) 7月30日00时; (d) 7月31日00时

5.3 对该类低压发生发展原因的探讨

首先分析发生阶段,对比7月28日00时和29日00时涡度收支各项区域平均的垂直分布场发现,28日00时,700 hPa以上各层涡度水平辐散项(C项)的量值很小,接近零值,这表明28日00时,高层辐散场还未充分建立。另外,从水平平流项(Δ 项)区域平均的垂直分布可见,28日00时,高层正涡度平流值很小,并且在200 hPa层有一负涡度平流项的峰值出现,达到了 $-1.0 \times 10^{-9} \text{s}^{-2}$,这必然会限制高层上升运动的发展。这些均表明,28日00时,高层环流形势不利于低层辐合及上升运动的发展,从而不利于地面气旋的生成。29日00时,高层环流发生了有利转变,低层正的水平辐散项(C项)相对于28日00时,其层次有所增加且量值有了明显增长,它直接导致了气旋的生成。总之,在发生阶段,在高层大气环流发生了有利转变的条件下,低层的动力辐合产生正涡度是决定气旋发生的直接动力因子。

在发展阶段,对低层气旋的发展起作用的有以下两个方面:一是低层风场辐合导致的涡度产生对气旋的发展起直接作用;另一是中上层正涡度平流的水平输送和非绝热加热项有利于上升运动及低层辐合的加强,从而对地面气旋的发展起间接作用。即,辐散风场是气旋发展的直接和决定性的因子,而凝结潜热的释放则对气旋发展起间接

作用。然而,如果没有凝结潜热的作用,气旋不可能达到观测的实际强度。

6 结 论

在综合本文及有关此类气旋发生发展的系列研究^[12,14,15]基础上,可以得到具体说明该气旋的概念模型(见图8)。这个模型不仅包含本文的结果,而且是对系列研究的总结。

将该气旋发生发展过程的特征概括如下:(1)在发展鼎盛时期,该气旋是一个较深厚的 α 中尺度系统,从地面一直延伸到500 hPa以上,水平尺度达1000 km以上,并且其轴线近于垂直。(2)温度平流尽管不是最重要的因子,但它在发展过程中显著增大,仍表明大气斜压性对此类气旋进一步发展的重要性。(3)由于本气旋发生在1998年“二度梅”期间,因此它与湿润大气中的空气活动有密切关系,具有较强的位势不稳定层结,凝结潜热释放对气旋的作用很大。(4)散度风场是影响气旋系统的主要动

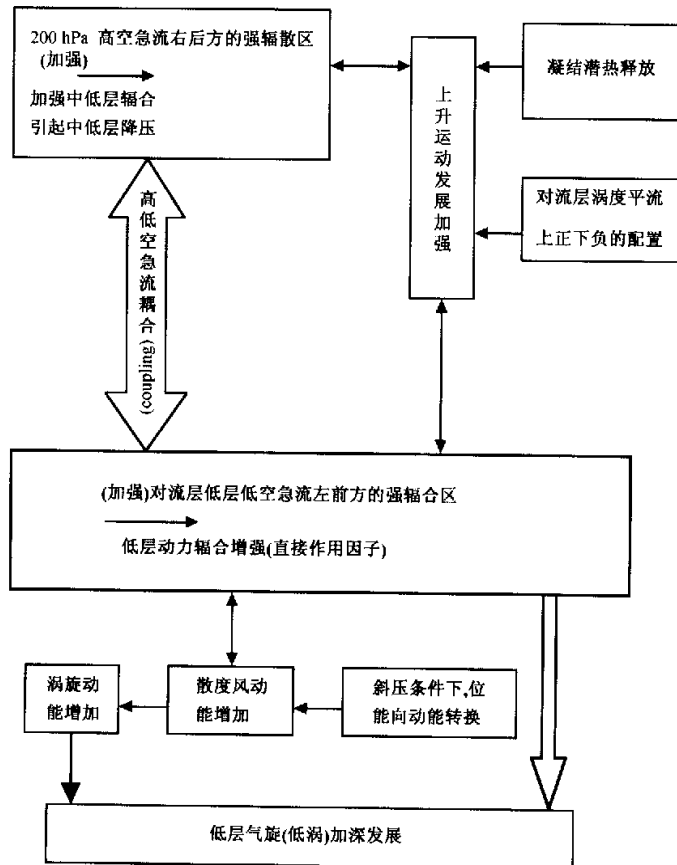


图8 梅雨锋上第二类气旋(低涡)的概念模型

力因子,一方面,低层的辐合场导致涡度产生,直接决定着气旋的发生发展;另一方面,中上层正涡度的水平输送和水汽凝结潜热的释放则是通过影响低层辐合对地面气旋的发展起间接作用。从上可见,梅雨锋上的气旋(低压)与经典的温带气旋模式不同,与日本的“中间尺度气旋”的情况也有差别。本例气旋既具有温带气旋的某些特征,又具有热带系统的某些特征,因此我们可以认为它可能更接近低纬或副热带地区的低压系统。

致 谢 本项研究得到曾庆存院士的热情指导与帮助,特此致谢。

参 考 文 献

- 1 Bjerknes, J., On the structure of moving cyclones, *Geofys. Publ.*, 1919, 1, 1~8.
- 2 Petterssen, S., and S. J. Smebye, On the development of extratropical cyclones, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1971, **97**, 457~482.
- 3 Bosart, L. F., Observed cyclone life cycles, *The Life cycles of Extratropical Cyclones*, M. A. Shapiro, and S. Gronas, Eds., Amer. Meteor. Soc., 1999, 187~213.
- 4 Donald, M. R., and P. J. Smith, A composite diagnosis of synoptic-scale extratropical cyclone development over the United States, *Mon. Wea. Rev.*, 1996, **124** (6), 1084~1099.
- 5 Hobbs P. V., J. D. Locatelli, and J. E. Martin, A new conceptual model for cyclones generated in the lee of the Rocky Mountains, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1996, **77** (6), 1169~1178.
- 6 陶诗言, 中国之暴雨, 北京: 科学出版社, 1980, 1~225.
- 7 赵思雄, 中尺度动力学与暴雨等灾害性天气预测理论的研究, *大气科学*, 1998, **22** (4), 503~510.
- 8 施曙, 赵思雄, 梅雨锋上与强暴雨有关的中低压及其三维环境流场诊断研究, *大气科学*, 1994, **18**, 476~484.
- 9 Ninomiya, K., and H. Muraki, Large scale circulation over East Asia during Baiu period of 1979, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1986, **64**, 409~429.
- 10 Matsumoto, J., On the structure of the “Baiu Front” and the associated intermediate-scale disturbances in the lower atmosphere, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1970, **48** (6), 479~491.
- 11 Zhao Sixiong, Energetics of cyclogenesis on Meiyu (Baiu) front, Proceedings of Palmen Memorial Symposium on Extratropical Cyclones, Helsinki, Finland, 1988, 205~208.
- 12 赵思雄, 孙建华、陈红、张凤, 1998年7月长江流域特大洪水期间暴雨特征的分析研究, *气候与环境研究*, 1998, **3** (4), 368~381.
- 13 Bei Naifang, Zhao Sixiong, and Gao Shouting, Numerical simulation of a heavy rainfall event in China during July 1998, *Meteor. Atmos. Phys.*, 2002, **80**, 153~164.
- 14 Zhao Sixiong, and Zhang Feng, Diagnosis and simulation of heavy rain in Korean Peninsula during July 1998, Proceedings of International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rain in East Asia, Seoul, Korea, 2000, 183~188.
- 15 Zhang Feng, and Zhao Sixiong, Study on one kind of cyclone on Meiyu front, Proceedings of International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia, Tokyo, Japan, 2002, 117~122.
- 16 赵思雄、周晓平、张可苏、刘苏红, 中尺度低压系统形成和维持的数值试验, *大气科学*, 1982, **6** (2), 109~117.
- 17 周晓平、赵思雄、张宝严, 梅雨锋上中尺度低压发生的数值模拟实验, *大气科学*, 1984, **8** (4), 353~361.

A Dynamic Study of One Kind of Meiyu Front Lows Producing Heavy Rainfall

Zhang Feng, and Zhao Sixiong

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029*)

Abstract Vorticity budget was diagnosed during the developing process of a cyclone which occurred on Meiyu (Baiu) front around the end of the second stage of Meiyu (Baiu) in 1998. It was found out that it is different not only from the classical Euramerican cyclone models, but also from the mesoscale lows which usually occur during Meiyu (Baiu) period. It belongs to another kind of cyclone on Meiyu (Baiu) front. Its characteristics are as follows: (1) Wind is the major feature of this cyclone. (2) From the results of the budgets of vorticity, two different factors influenced the development of the cyclone; one factor, the low-level convergence field directly determined the occurrence and development of the cyclone. It created low-level positive vorticity and had direct effects on the development of the cyclone; the other factor, the positive horizontal advection of vorticity in mid-and upper troposphere and the whole-level vertical advection of vorticity had indirect effects on the development of the cyclone through the low-level convergence. (3) Based on a series of research work, including this paper, a physical model of one kind of cyclones on Meiyu front has been suggested.

Key words: latent heat release; budget of vorticity; low on Meiyu front; dynamic study