

气旋爆发性发展过程的动力特征 及能量学研究

吕筱英 孙淑清

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

摘 要 本文对不同路径的爆发性气旋进行了动力特征及能量学研究。发现高空大值位涡空气的下伸是气旋爆发性发展的一个重要条件。初生气旋逐渐向强位涡区移近并形成上下位涡区相接的形势, 使气旋迅速发展。高空急流与气旋发展有密切关系, 发展中的气旋明显地向着急流左侧的辐散区移动, 急流的突然加强及高空强风动量的不断下传, 构成了下层的强风带及上下一致的急流结构。能量学研究指出在气旋发展前气旋内散度风动能向旋转风动能的转换突然增强。散度风动能在爆发性气旋发展时有明显增长。

关键词 爆发性气旋 等嫡位涡 高空急流 散度风动能

1 引言

爆发性气旋是一种发展快速, 中心气压下降幅度大的气旋。其附近风力常可迅速增至 30 m s^{-1} 以上, 并伴有暴雪等其他强烈天气。在北半球它多发生在中高纬度洋面上, 对海上航行和作业造成威胁。多年来人们对它的特征及成因进行了大量的研究, 取得了不少成果。如 Rogers 等^[1]强调了斜压性的作用, 它是在低层斜压环境里发展的, 而同时又强调了对流的作用。以后 Uccellini^[2], 李长青等^[3]及田生春等^[4], 又指出高空急流对爆发性气旋的作用。他们都发现在气旋爆发性发展过程中副热带西风急流异常强, 急流出口区北侧的辐散区为气旋爆发提供了动力条件。孙淑清^[5]则更进一步指出东亚寒潮频繁爆发使高空急流加强, 出口区东移, 造成气旋的突然发展。Uccellini^[6]在对“总统日”气旋个例分析时指出气旋爆发性发展前上游环流形势的影响。他指出上游斜压性的发展使对流层顶发生折叠, 平流层与对流层相互作用增强。这种上游效应也为孙淑清等人^[5]的研究所肯定。总之, 近十几年来的研究大大加深了人们对此类天气过程的认识和了解。但是对于影响气旋爆发性发展因子的揭露至今仍较零散, 值得继续深入研究的问题还较多。作者曾对 10 年中 352 个爆发性气旋的源地及路径作过统计研究^[7]并指出: 爆发性气旋原型大体可分为三类。大多数是由北方气旋南下入海后爆发的, 另一类是由热带地区的扰动发展的, 第三类则是日本海附近的静止锋上发展的扰动演变而成。本文通过诊断分析, 对两个不同位置, 不同路径的个例分析了它们的动力特征, 与高空急流的关系以及在爆发过程中的能量变化, 试图解释此类气旋突发的原因。

2 个例概述

诊断分析所用资料为 FGGE-IIIb 自 1000 hPa 到 100 hPa 六层风和温压场, 格距为 1.875° 。

本文选取了两个在地理位置、爆发路径都各异的爆发性气旋。第一个个例发生在 1979 年 3 月 6~8 日, 6 日 08 时在日本岛以南的海面上出现一个新生的低压, 此时低压中心值为 1017 hPa, 此后它向东北方向移动, 24 小时后在日本以东洋面上, 它已具有气旋性质, 中心气压为 1005 hPa, 此后气旋开始猛烈发展, 到 3 月 8 日 08 时中心气压降至 971 hPa, 24 小时内下降了 34 hPa, 贝吉龙数达到 1.9, 显然是一个极强的爆发性气旋, 图 1 给出了 3 月 8 日 08 时的海平面天气图, 虚线为它在前两天中的位置, 可以看出它是一个路径偏南的气旋, 它前身的低压是在低纬扰动的基础上发展起来的。

第二个爆发气旋与前者不同, 它是由一个弱的东移出海的北方气旋发展的, 图 2 为该气旋的位置及相应地面形势图, 在 1979 年 5 月 17 日 08 时的海平面图上有一中心值为 1003 hPa 的弱气旋随北方冷空气东移。在 500 hPa 图上可以看到气旋西侧的深槽及闭合中心。到 18 日 02 时气压已下降到 991 hPa, 24 小时后, 即至 19 日 02 时, 气压下降速度突然加剧, 中心气压为 964 hPa, 24 小时加深率为 27 hPa, 贝吉龙数接近 1.4。从路径看, 它比前一个个例要偏北, 在它的前身, 就已经是一个比较浓厚的低压系统了。但是它们都表现出发展迅速, 爆发强度强, 持续时间长的特点, 且都带来了大范围强风区, 最大地面风速达 30 m s^{-1} 以上。

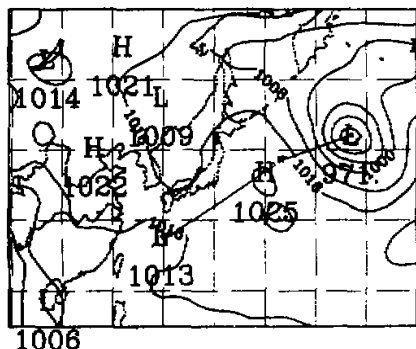


图 1 1979 年 3 月 8 日 08 时海平面气压图

* 表示地面气旋中心

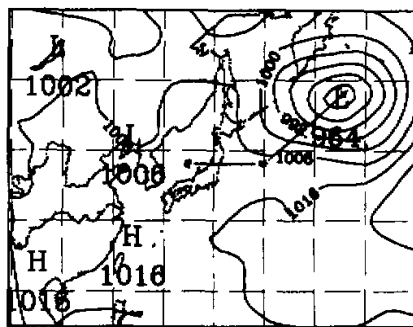


图 2 1979 年 5 月 19 日 02 时海平面气压图

* 表地面气旋中心

3 气旋爆发性发展时涡度及位势涡度的变化

3.1 绝对涡度变化特点

表 1 和表 2 分别为该两例发展前后的绝对涡度值。表中数值为气旋区域内 10×10

个格点值的平均值。表中标出了气旋开始爆发及结束的时间，可以看出，它们的共同特点是：(1) 随着气旋的发展，涡度不断增大，且有明显的突增现象。这种增加不仅发生在低层，而且还发生在对流层高层，这说明了爆发性气旋的深厚及它与高空环流的密切相关性。(2) 涡度的最大值都出现在 850 hPa，这一点与 Sanders^[8]和 Manobianco^[9]的结论不同。他们的研究指出绝对涡度最大值出现在 500 hPa。这可能与他们的研究对象发生在大西洋有关。比较该两表还可发现：位置偏南的气旋其绝对涡度值在对流层中高层明显小于对流层低层；而对于北方气旋，从 1000 hPa 至对流层高层，各层之值相差不多。这说明，对于 3 月 6~8 日个例，它的前身是一个热带扰动，路径也偏南，系统较为浅薄，它基本上是一个对流层低层的现象，而对于由北方气旋发展而来的个例，它的高空系统即为东亚槽，因而系统深厚，它的爆发性发展是由对流层中高层的强涡度作为背景的。因此表现得十分深厚。比较表 1 与表 2 中的平均值可见，北方气旋的绝对涡度比 3 月个例要大得多，尽管它所处纬度略高， f 值要大些。

表 1 绝对涡度 ζ 的演变，单位为 $10^{-5} s^{-1}$

$\zeta + f$ p/hPa t	1000	850	700	500	200	100
3月6日08时	7.30	7.90	6.00	8.00	8.00	6.00
3月6日20时	8.60	10.60	8.60	11.90	13.10	8.00
3月7日08时*	11.90	12.40	9.00	12.60	13.30	8.00
3月7日20时*	20.20	20.00	15.10	13.60	13.20	8.00
3月8日08时*	22.60	28.10	23.70	17.70	15.30	11.90
3月8日20时	22.80	22.60	18.80	16.90	12.00	11.20
平均	15.57	16.93	13.53	13.45	12.49	8.85

表 2 绝对涡度 ζ 的演变，单位为 $10^{-5} s^{-1}$

$\zeta + f$ p/hPa t	1000	850	700	500	200	100
5月17日20时	8.00	14.00	11.40	16.90	16.00	12.00
5月18日02时*	12.80	16.40	14.80	16.30	17.90	11.50
5月18日20时	18.30	23.50	21.80	16.00	18.90	12.00
5月19日02时*	18.90	20.60	16.00	19.70	18.40	12.00
5月19日20时	21.90	20.00	21.70	19.60	18.80	12.50
5月20日02时	20.60	21.90	20.90	18.60	18.40	12.00
平均	16.75	19.40	17.77	17.85	18.07	12.00

注：* 表示气旋爆发开始和结束。

从各层的 $\zeta + f$ 值水平分布看 (图略)，在气旋爆发前 200 hPa 上皆出现了闭合的正涡度中心，3 月个例其大值中心达 $13.1 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。爆发前后 1000 hPa 上最大值中心从 $8.6 \times 10^{-5} s^{-1}$ 猛增至 $22.6 \times 10^{-5} s^{-1}$ ，中层 500 hPa 中心的最大值激增至 $26.6 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。高层正涡度中心的强度也略有增加，对于较浅薄的 3 月个例而言，200 hPa 的绝对涡度值爆发前后增辐近一倍。5 月个例情况大体相同，所区别的是高层的涡度中心值与地面相差不多，且基本上无增长。

3.2 位势涡度的演变

Uccellini^[6]曾经指出：在气旋爆发性加强时，平流层的大值位涡会下传至对流层。当上下层位涡大值区相连时有利气旋发展。可见考察位势涡度的变化，特别是高层位势涡度的变化有利于研究气旋突然发展的物理过程，本文计算了两个例在爆发前后的等值位势涡度场的变化。图 3a、b 为 3 月个例发展前后沿气旋中心所作的经向剖面，图中虚线为纬向风分量等值线，实线则为等位涡线 $[-(f + \zeta_0) \partial \theta / \partial p]$ ，图中标出了气旋中心的相应纬度。从图 3a、b 可以看出，对流层中低层的位势涡度值有很大的加强。在气旋爆发前 12 小时 (3 月 6 日 20 时图略)，等位涡线平直，400 hPa 以下对流层内等值位涡值变化很小。爆发开始后 (图 3a)，等位涡线开始呈波状，它向下伸展。在气旋中

心的两侧出现了向下伸展的大位涡舌。而这时低层也开始出现大位涡区。至 3 月 8 日 08 时 (图 3b), 位涡的垂直分布发生了很大的变化。在地面气旋位置的上方, 大值位涡向下伸展构成一个很强的舌, $12 \times 10^{-7} \text{ km}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ 的等值线伸展至 500 hPa 以下, 而低层的该线上升至 700 hPa, 上下层之间的大值位涡相连接。高层大位涡的向下扩展还可从对流层高层位涡值的变化可见。对比图 3a 和 3b, 在爆发性气旋发展盛期, 150 hPa 高度上出现了中心大于 $116 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ 的高值区, 它与下伸的高值舌一致, 南北宽度约为 5 个纬距构成上下贯通的狭长大位涡区。这种现象在气旋发展之前或是在它的其他部位都是没有的。

值得指出的另一个有意思的现象是: 气旋在爆发过程中是向着高空的大位涡区移动

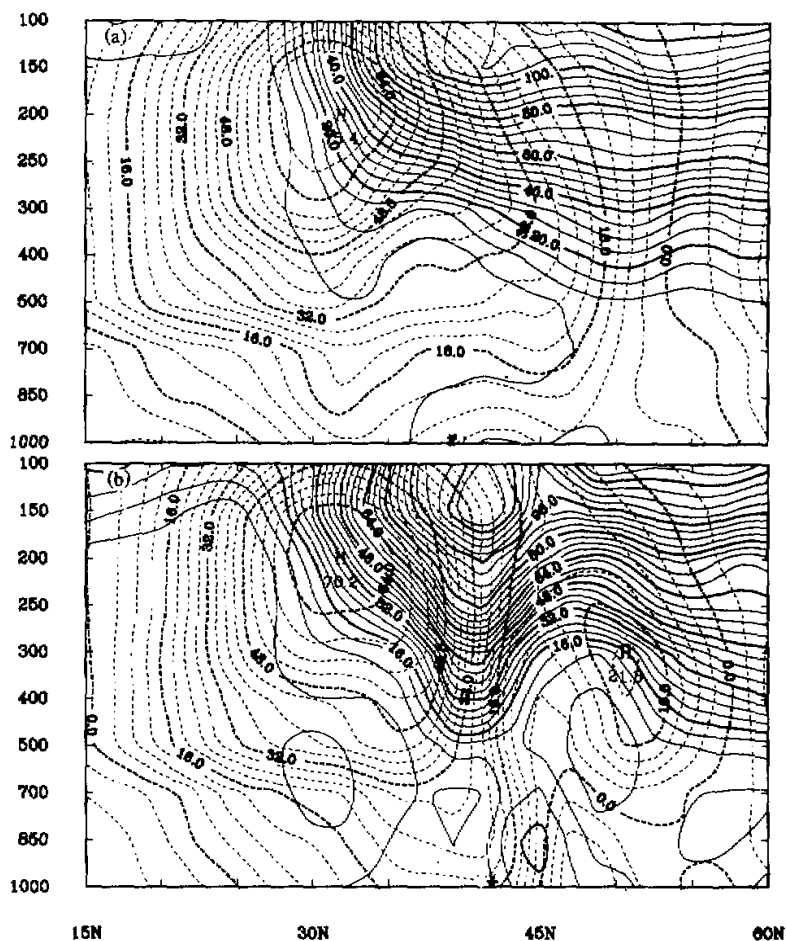


图 3 1979 年 3 月纬向风速 (m s^{-1}) (虚线) 及等熵位涡 ($10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$) 经向剖面

* 表示地面气旋中心, 剖面通过气旋中心。(a) 7 月 08 时; (b) 8 月 08 时

的。在 3 月 6 日 20 时, 气旋位于 30°N 附近, 在它的上空等位涡线几乎垂直, 气旋上方 300 hPa 至 150 hPa 处之位涡为零值。至 3 月 7 日 08 时 (图 3a), 它向北移至 38°N 附近, 正好位于 150 hPa 大位涡中心区内。之后高空位涡舌在 40°N 纬区范围内下伸, 气旋继续北移至上下贯通区内爆发性发展。

5 月的个例大体与此类似。图 4 是相应的剖面图。可以看出, 在爆发前 6 小时 (图 4a), 高空虽已有大位涡下伸, 但气旋尚位于它的南方。低层也未形成大位涡; 至爆发开始低层出现了大位涡区 (图略), 以后它与气旋一起北移, 至发展盛期, 构成了上下贯通的狭长大位涡带 (见图 4b)。形成与图 3 相似的垂直分布。Uccellini^[6]等曾经指出, 在气旋加强时, 平流层的大值位涡会下沉移至气旋上空。图 3 和图 4 不仅给出了气旋猛烈发展前后对流层高层高值位涡的出现, 而且清楚地给出了下传的过程。由此

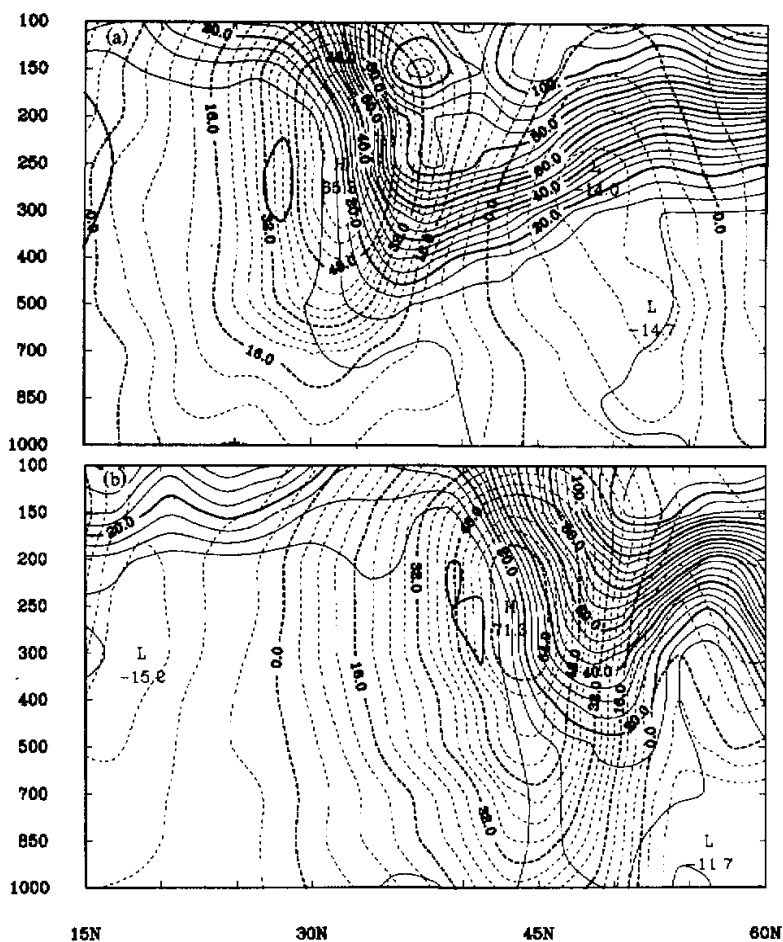


图 4 1979 年 5 月 17 日, 19 日剖面
(a) 17 日 20 时; (b) 19 日 20 时。其余图例同图 3

可见, 在气旋爆发性发展过程中, 上下层之间的交换是必不可少的。

与 3 月份个例一样, 气旋在其弱的阶段并不位于高值位涡区的下方, 而是在它的南侧。在以后气旋逐渐北移, 接近不断下扩的大位涡区。(注意: 高空大位涡区并未明显南移)。至爆发盛期, 它也正位于大值位涡的下方。可见高低空之间物理属性的有利耦合 (比如位涡), 特别是强位涡气团由对流层高层甚至平流层向下扩张, 将大大有利于低层气旋的爆发性发展。

4 高空急流对爆发性气旋的作用

对大量个例研究表明, 爆发性气旋大都发生在高空急流的北侧, 且其最大频数纬度段的南北移动与急流轴的南北移动是一致的 (另文发表)。那末急流对气旋爆发性发展的物理过程是怎样的呢? 我们通过这两个个例来进行分析。

图 5 是 3 月份个例在爆发前后的 200 hPa 等风速线图。在气旋爆发前 8 小时 (图 5a) 此时气旋刚形成, 地面气旋中心位于急流中心的左后方。从流线分布看 (图略), 正位于高层槽的底部, 气流辐散不强。至 3 月 7 日 20 时地面气旋中心已移到大风中心的左前方了, 此处也正是大槽前部, 流线散开, 辐散较强。气旋进入了爆发阶段。至 8 日 08 时 (图 5b) 气旋仍处于高空急流北侧的槽前强辐散气流里, 气旋强度还在继续加强, 12 小时内中心气压又下降了 10 hPa, 使其中心气压达到整个过程的最低值: 966 hPa。在本个例中, 200 hPa 高空急流一直很强, 最强劲的时刻出现在爆发前 8 小时, 此时最大风速值达到 96.7 m/s 。

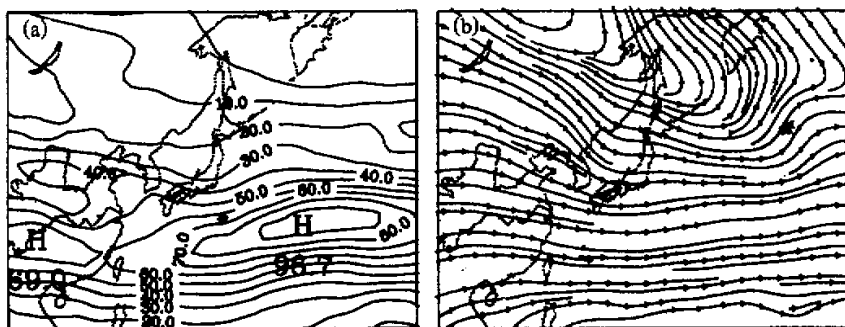


图 5 1979 年 3 月 6 日 200 hPa 风速和 8 月 200 hPa 流线图

(a) 3 月 6 日 20 时风速图; (b) 3 月 8 日 08 时流线图。* 为地面气旋中心

5 月个例中气旋与高空急流的相对位置变化与 3 月个例大体相似。在气旋爆发性发展前 8 小时, 地面气旋中心处在西风急流两个急流中心之间, 从流场上看正为高空大槽槽前辐散区内。气旋西侧的急流中心正随着大槽的东移而减弱。所以实际上气旋仍位于加强着的急流中心的后方。以后气旋不断向东北移, 穿过急流中心位于它的左前方 (图 6)。气旋中心的气压急剧下降, 24 小时下降了 27 hPa。在未来的 8 小时内地面气压又下降了 5 hPa。

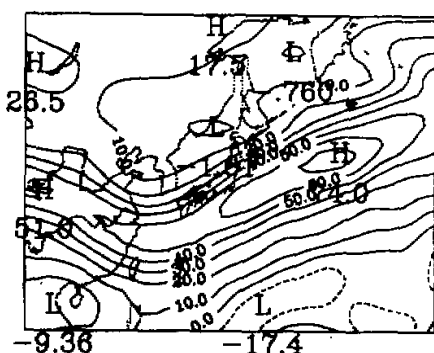


图 6 1979 年 5 月 19 日 02 时 200 hPa 等风连线

急流强度在气旋猛烈发展之前有一个急剧的增强过程。17 日 08 时 200 hPa 最大风速值为 44.5 m s^{-1} , 12 小时后, 即气旋爆发前夕, 急增至 72.0 m s^{-1} , 以后大体维持在这个强度上, 对于 5 月的平均急流强度来说这是一个不小的值。

由以上分析可见, 气旋与高空急流间相对位置的变化以及高空急流的突然增强, 是大大有利于它的发展的。

沿气旋中心附近作的南北向剖面上看风速的垂直变化以研究它与气旋发展的关系 (见图 3 和图 4)。

考察这两组剖面图中的等风速线 (u 分量) 可见, 急流的大风动量有明显的下传过程。它不仅表现在大风速的不断下扩, 而且还表现在急流中心北侧南北梯度很强, 并由高空向地面扩展。从 3 月个例看, 40 m s^{-1} 等风速线在 6 日 20 时只到 400 hPa 左右的高度, 而到 7 日 08 时下扩至 500 hPa, 至爆发期下伸至 600 hPa (见图 3b), 而 16 m s^{-1} 的等风速线则从 6 日的 650 hPa 一直下扩至 7 日的 900 hPa (见图 3a) 和 8 日的地面; 从大风中心的结构看, 在 6 日的剖面上只有在 300~400 hPa 以上急流中心的两侧呈现强的风速梯度, 在此以下 45°N 以南风速几乎无大变化, 等风速线几乎与气压坐标垂直。而从 7 日开始, 强的南北梯度自高空向低层发展, 自 200 hPa 至 500 hPa 以至地面形成了极强的急流分布 (见图 3b)。5 月的个例也不例外, 5 月 17 日 08 时急流中心值只有 44.5 m s^{-1} , 强南北梯度也只局限于 400 hPa 以上。而 12 小时后 (即爆发前, 图 4a, 不仅中心强度增强, 等风速线明显下扩, 12 m s^{-1} 线扩展至 900 hPa; (见图 4b), 32 m s^{-1} 线替代了它的位置, 对流层低层盛行 40 m s^{-1} 以上的强风。而风的强南北梯度带 (即急流结构), 从 200 hPa 一直伸展至地面, 动量下传使从 $45^\circ\sim 52^\circ\text{N}$ 附近形成一个宽广的急流带, 该急流带的位置几乎上下相同。风速剖面图还进一步表明, 地面或对流层低层大风或急流结构并不是一支独立的风系, 它是高层动量下传的结果, 这与夏季强天气过程中的低空急流是不一样的。关于这一点我们还可以从图 3、图 4 中风与位涡之间的分布关系得到进一步的证明: 由图可见, 急流结构的上下贯通区与大位涡舌的向下伸展区是完全一致的。这说明正是高层空气向下层的迅速穿透所带来动量及其他有利于气旋式环流发展的物理属性的下传, 才使气旋得以猛烈的发展。Uccellini 等^[10]曾经指出过, 在高空急流出口区左侧于非地转风所产生的质量调整将有利于该地区下方气旋的发展。但实际上并不是所有的气旋都会有爆发性发展。从本文分析可见, 只有在高空急流突然加速, 高低空间有强烈交换的某特定地区, 这种发展才有可能。

5 气旋爆发过程的能量学研究

对气旋爆发性发展过程中的能量学特征进行研究有利于我们进一步了解它发生发展

的物理机制。当我们把风向量分解成辐散部分 $\bar{v}_x$ 和有旋部分 $\bar{v}_\psi$ 时, 动能方程即可表示为

$$\begin{aligned}\frac{\partial K_\psi}{\partial t} &= B_\psi + c(K_x, K_\psi) + F_\psi, \\ \frac{\partial K_x}{\partial t} &= B_x - c(K_x, K_\psi) + c(p, K_x) + F_x.\end{aligned}$$

这里我们把爆发性气旋看成是一个开系, B 项即为有关动能的通量项; F 则为摩擦作用引起的动能变化。 $c(p, K_x)$ 则为有效位能与散度风动能之间的转换; 而 $c(K_x, K_\psi)$ 则为散度风动能与旋转风动能间的转换, 它的表达式为

$$c(K_x, K_\psi) = (f + \zeta) \nabla \chi \cdot \nabla \psi + \omega J \left(\psi, \frac{\partial \chi}{\partial p} \right) + \frac{1}{2} |\nabla \psi|^2 \nabla^2 \chi.$$

我们着重研究它的变化。

计算表明, 散度风动能从气旋爆发前 6 小时就开始明显增大, 在中心气压降到最低值之前 24 小时达到最大值, 除 100 hPa 不甚清楚外, 其余各层皆有此特点。特别值得提出的是, 1000 hPa 的 K_x 最大, 其变化也最迅猛, 表 3 为 5 月个例 1000, 850, 500, 200 hPa 各层中 $K_x / (K_x + K_\psi)$ 的比值和 K_x 值的变化。可以看出虽然 K_x 值比 K_ψ 要小得多, 但是它的比重在气旋爆发前后有明显的增长。在对流层中低层, K_x 与 K_ψ 的比例在发展前已维持一个较高的值, 在爆发后反而略有下降。这是因为随着气旋的发展, 涡旋运动突出, 使 K_ψ 值大大加强。而 1000 hPa 的情形略有不同: 在气旋爆发之后, $K_x / (K_x + K_\psi)$ 值猛增。这说明在近地层虽然由于气旋的发展而使旋转运动加速, 但散度场的变化却更为激烈, 这部分能量在气旋发展中所起的作用更大。对流层高层的 K_x 值始终维持较高的值, 从水平分布看气旋中心位于高层大 K_x 值带的北侧。该大值带正好是高空急流出口区的气流辐散带。这个结论与上面分析气旋与高空急流关系是一致的。3 月个例 K_x 的变化与分布与 5 月一致。

表 3 1979 年 5 月 17~20 日散度风动能 K_x 及它在总动能中所占的百分比
(单位: $10 \times \text{m}^2/\text{s}^2$)

$\begin{matrix} p/\text{hPa} \\ K_x, K_\psi \\ K_x/(K_x+K_\psi) \end{matrix}$	1000		850		500		200	
	K_x	$\frac{K_x}{K_x+K_\psi}$	K_x	$\frac{K_x}{K_x+K_\psi}$	K_x	$\frac{K_x}{K_x+K_\psi}$	K_x	$\frac{K_x}{K_x+K_\psi}$
5 月 17 日 20 时	0.7	19.9%	0.8	10.3%	0.9	3.0%	1.4	1.9%
5 月 18 日 02 时*	0.9	21.0%	0.7	7.0%	1.1	3.3%	1.4	2.0%
5 月 18 日 20 时	2.1	21.4%	0.9	4.3%	1.2	3.8%	1.5	1.4%
5 月 19 日 02 时*	1.7	17.0%	0.5	2.6%	1.0	3.1%	0.7	2.0%
5 月 19 日 20 时	0.9	10.1%	0.3	2.3%	0.7	2.6%	0.7	1.7%
5 月 20 日 02 时	0.7	11.7%	0.5	5.4%	0.6	3.9%	0.8	3.0%

对气旋发展过程中的 $c(K_x, K_\psi)$ 值进行计算后表明, 两种动能之间的转换在气旋发展过程中是十分重要的。表 4 和表 5 给出两个例气旋发展过程中平均 $c(K_x, K_\psi)$ 值

的变化。表中的值仍为气旋区域内 10×10 个格点的平均。先看 3 月个例的情况 (表 4)。在气旋爆发之前低层的 c 值很小, 自 7 日 08 时爆发时 c 值突然增大了 10 倍 (见 1000~500 hPa 气旋积分值), 这种增量一直维持到爆发盛期。这就是说气旋爆发时, 对流层低层有大量的散度风动能转换成旋转风动能以增强气旋的涡旋运动。这与上一节中指出的绝对涡度值在爆发时的猛增过程是完全一致的。可见低层气旋旋转运动加速的动能主要来自散度风动能。而高层的情况有些不同: 在发展前就有极强的正向转换, 而以后则变得很小, 甚至变为负值。这说明高层散度风动能向旋转风动能的转换主要发生在前期。结合上面讨论到的大值位涡下传的事实可见: 爆发前期大量的动能的转换为以后下传以维持低层强涡旋发展创造了有利条件。从水平分布看 (图略), 不管是高层或是低层, 气旋中心位于正的 $c(K_x, K_y)$ 中心区内。从总体上说散度风动能向 K_y 转换。为涡旋发展作了不可缺少的贡献。

5 月个例 (表 5) c 值的变化与 3 月个例大体相同, 特别是低层的情况, 它在气旋发展时也有一个激增过程。有所差别的是高层, 在气旋爆发前, 为一个很小的负值, 即有少量的旋转风动能向散度风动能转换。(注意, 此时高层维持较高的 K_x 值)。这种差别可能是因为由北方气旋发展起来的爆发性气旋在它的初期就有深厚的涡旋结构, 这点

表 4 1979 年 3 月 6~8 日 $c(K_x, K_y)$ 值之变化

$\begin{matrix} p/hPa \\ c \end{matrix}$	1000	850	700	500	200	100	$-\frac{1}{g} \int_{1000}^{500} c dp$	$-\frac{1}{g} \int_{1000}^{100} c dp$
3 月 6 日 08 时	0.053	0.076	0.012	-0.112	5.653	0.415	0.163	14.533
3 月 6 日 20 时	0.186	0.190	-0.098	-0.036	7.343	0.402	0.223	18.928
3 月 7 日 08 时*	0.949	0.985	0.165	-0.178	0.351	0.840	2.300	2.446
3 月 7 日 20 时	3.706	1.067	-0.243	0.175	-0.908	-0.181	4.130	1.941
3 月 8 日 08 时*	1.585	0.462	0.468	0.803	-1.200	-0.750	3.848	0.939
3 月 8 日 20 时	1.575	0.575	0.652	0.112	0.195	-0.004	3.297	3.949
平均	1.342	0.559	0.159	0.128	1.906	0.120	-	-

注: 表中数值为气旋区 10×10 个格点之平均。单位: $10^{-3} \text{m}^2 \text{s}^{-2}$, 积分值单位: W / m^2

表 5 1979 年 5 月 17~20 日 $c(K_x, K_y)$ 值之变化

$\begin{matrix} p/hPa \\ c \end{matrix}$	1000	850	700	500	200	100	$-\frac{1}{g} \int_{1000}^{500} c dp$	$-\frac{1}{g} \int_{1000}^{100} c dp$
5 月 17 日 20 时	1.025	4.888	2.352	-0.111	-0.339	-0.169	9.856	8.673
5 月 18 日 02 时*	1.154	5.000	0.379	0.366	-0.389	-0.138	9.395	8.523
5 月 18 日 20 时	0.017	8.182	6.376	0.809	-0.913	-1.523	24.253	21.661
5 月 19 日 02 时*	0.594	2.450	5.958	3.034	1.757	-0.471	17.547	26.020
5 月 19 日 20 时	0.288	2.676	4.425	2.072	1.126	3.154	14.046	23.123
5 月 20 日 02 时	2.219	0.370	1.661	1.745	2.239	0.774	6.871	15.860
平均	0.883	3.927	3.525	1.319	0.580	0.271	-	-

注: 表中数值为气旋区 10×10 个格点平均。单位: 同表 4

从表 1 就可以看到, 高层始终维持着较强的涡旋运动, 而两种动能之间的转换都变得很小。但是不管各层分布怎样, 整个气旋的动能间转换都是正向的, 散度风动能支持了涡旋运动所必须的能量。它在气旋发展过程中是一个十分活跃的因素。

6 小结

(1) 爆发性气旋在其发展前期, 涡度在各层都有明显的激增。对于系统深厚的北方气旋, 发展前高层就有较强的涡度, 而对于由热带扰动发展的情况, 其涡度的激增在高低层都较明显。

(2) 高层大值位涡的出现与加强是气旋爆发性发展的一个十分重要的物理条件。强位涡区不断向下延伸; 而初生的气旋则迅速向大位涡区下方移动。当它位于它的正下方, 或上下大值区呈相接形势时, 气旋就会猛烈地发展。

(3) 高空急流与爆发性气旋有密切关系。气旋明显地向着急流左侧的辐散区移动。在这个有利发展的位置上, 高空急流动量大幅度下传, 强风区域不断向下扩展, 在爆发性气旋所在的区域内急流结构延伸至地面。对流层内从低层至高层皆为强急流带。这种动量的下传对低层强风形成及由此而产生的热量, 能量向涡旋区输送有极大的作用。这种风的南北梯度上下一致的结构在一般的气旋发展中是不多见的。结合等位涡线下伸区与急流动量下传区的一致性可见, 高层流场的强迫作用对气旋爆发性激烈发展是有极重要意义的。

(4) 气旋爆发前后低层有大量的散度风动能向旋转风动能转换, 中低层涡旋动能的加强主要来自散度风动能的转换以及高层的向下输送。虽然散度动能占总动能的比值甚小, 但这个比值在气旋爆发时有明显的增长。

(5) 由热带扰动发展的爆发性气旋在向东移动时发展并不明显。但当它向北进入高空急流的左前方时则剧烈加强。此外, 这类气旋在爆发前期系统较为浅薄。高层涡旋结构不明显, 因此当它发展前高层出现了很大的 $c(K_\chi, K_\psi)$ 值, 使旋转风动能迅速增加; 而由北方气旋发展的爆发性气旋系统浓厚, 气柱中 K_χ 向 K_ψ 的转换主要集中在对流层中低层。在气旋爆发之后从对流层整层和中低层 $c(K_\chi, K_\psi)$ 积分值来看, 北方气旋要明显大于热带扰动发展的气旋。

致谢: 本文部分计算工作由孙柏民协助完成, 特此致谢。

参 考 文 献

- 1 Rogers E. and L.F.Bosart, 1986, An Investigation of explosively deepening oceanic cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 702~718.
- 2 Uccellini, L.W., P.J. Kocin and R.P. Petersen, 1984, The President's Day cyclone of 18~19 February 1979: Synoptic overview and analysis of the subtropical jet streak influencing the precycligenetic period. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 31~55.
- 3 李长青、丁一汇, 1989, 北太平洋爆发性气旋的诊断分析, *气象学报*, **47**, No.2, 178~190.
- 4 田生春、刘苏红, 1988, 一次快速发展气旋的诊断分析, *气象学报*, **46**, No.3, 250~257.

- 5 孙淑清、高守亭, 1993, 东亚寒潮爆发对下游爆发性气旋发生的影响, *气象学报*, **51**, 304~314.
- 6 Uccellini L.W. and D. Keyser, 1985, The President's Day cyclone of 18-19 February 1979: Influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding on rapid cyclogenesis, *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 962~988.
- 7 吕筱英, 1991, 亚洲和西北太平洋气旋爆发性发展的研究, 中国科学院大气物理研究所研究生毕业论文.
- 8 Sanders, F., 1986, Explosive cyclogenesis in the west-central north Atlantic Ocean, 1981-1984, Part I: Composite structure and mean behavior, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1781~1794.
- 9 Manobianco, J., 1989, Explosive east coast cyclogenesis over the west-central north Atlantic Ocean: A composite study derived from ECMWF operational analysis, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2365~2383.
- 10 Uccellini, L.W. and D.R. Johnson, 1979, The coupling of upper and lower tropospheric jet streams and implications for the development of severe convective storms, *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 682~703.

A Study on the Dynamic Features and Energy Conversion of the Development of Explosive Cyclones

Lu Xiaoying and Sun Shuqing

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract A study on the dynamic features and energy conversion for two cases of explosive cyclones with different tracks is done in present work. It is found that the air with high potential vorticity in the upper troposphere extends downward. The nascent cyclone moves towards the area beneath it, forming a column of high value of potential vorticity. It is certainly favourable to the drastic development of the cyclone. It is also clear that there exists a close relation between the upper level jet and the development of the explosive cyclone. A developing cyclone moves obviously to the divergence area on the left side of the jet. The sudden increase of wind velocity in the jet occurs before the strengthening of the cyclone, which brings about a large amount of momentum transferring downward to form a strong wind belt and a jet structure with a strong horizontal gradient of wind velocity in the lower troposphere. By analyzing the energy conversion during the evolution of the explosive cyclone, it is indicated that the conversion of kinetic energy from divergence winds parts K_z to rotation winds parts K_r occurs in the cyclone region through the whole period of its development, especially in its early stage. It is verified that the divergence winds kinetic energy K_z and its conversion to the rotational winds kinetic energy K_r plays an important role in the explosive development of the cyclone. A comparison is also made between two explosive cyclones with different tracks.

Key words explosive cyclone isentropic potential vorticity upper level jet divergence winds kinetic energy