

东亚寒潮活动对下游爆发性气旋生成的影响*

孙 淑 清 高 守 亭

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

提 要

本文研究了东亚寒潮过程与下游爆发性气旋之间的关系。通过对一个强寒潮过程及随后在西北太平洋上爆发性气旋生成的个例分析发现, 寒潮过程相伴随的大环流调整给下游气旋猛烈发展提供了极好的背景条件。当超长波槽与长波槽耦合加深时, 槽前气旋迅速发展。大槽的加深使高空急流不断加速, 大风区向低层扩展。出口区的次级环流也随着急流的加强而加强, 它促使北侧低层气旋发展。对 93 次爆发性气旋作统计分析进一步证实了上述结论。绝大多数过程皆伴有上游的强冷高压活动。高压中心越强相应的爆发性气旋也越强, 甚至可以发生连续的爆发。绝大多数爆发性气旋发生在超长波槽前, 强高空急流出口区的向极侧。

关键词: 东亚, 寒潮, 爆发性气旋。

1 引 言

东亚地区寒潮的频繁爆发是该地区冬季风的一个主要标志。这种寒潮过程是大范围环流调整的结果, 同时也促使下游及低纬环流的极大变化。近年来由于对冬季风研究的逐步开展, 对寒潮爆发的物理过程及引起的中低纬环流间的相互作用有了更进一步的了解。如卢文通^[1]等研究了寒潮爆发过程的非地转特征。指出锋区及高原附近的非地转风的加大促使冷空气加速南下。曾庆存^[2]从动能转换角度讨论了与寒潮爆发相联系的东亚大槽发展过程及不同发展阶段的垂直环流图象, 并指出由于冷空气通过界面对暖空气作功而造成大槽底的急流加强。高守亭^[3]则用诊断分析的方法研究了长波与急流之间的相互作用。冬季风及寒潮过程与下游环流的关系也开始为人们所重视。如李崇银^[4]指出强冬季风年由于东亚大槽东南移, 槽前的负高度距平使太平洋副高减弱南移, 促使南侧赤道中太平洋上的东北信风减弱。从这个观点出发, 他建立了东亚冬季风强弱与厄尔尼诺现象的联系。

冬季北太平洋地区频繁发生的爆发性气旋是重要的冬季强天气系统。这类有明显地区性的系统, 其发生发展与上游寒潮的爆发或冷空气活动有何关系呢? 这是一个有意义的课题。

研究表明^[5], 爆发性气旋的发展与其上游环流的变化有关。上游槽的加深, 冷平流加大或对流顶的断裂有利于气旋的猛烈发展。Lau^[6]也指出, 寒潮所引起的冷涌在其建立后 2—3 天, 下游中太平洋地区扰动动能即可增至原来的两倍以上。因此不难推论东亚大槽强烈发展过程必将对其下游的系统产生影响。

* 1991 年 2 月 25 日收到原稿, 1991 年 9 月 25 日收到修改稿。

我们对一次强寒潮过程及随之而发生的下游爆发性气旋进行了个例分析, 研究这两者之间的联系及可能的物理过程。试图从环流调整变化角度来研究冬季风活动对其下游的影响。在此基础上我们又对三年中该地区的 93 次爆发性气旋个例进行了统计研究, 以进一步证实所得之结论。

2 东亚一次强寒潮过程及下游气旋的爆发

1979 年 11 月 8—13 日东亚地区有一次强的寒潮过程。随着高空极涡长轴从北美伸向东亚大陆, 东亚大槽在 11 月 6 日后开始建立。这时 500 hPa 上大槽的斜压性极强, 温度槽落后高度槽近 $\frac{\pi}{2}$ 位相角。强烈的冷平流促使东亚地区有强寒潮爆发。作东亚地区

沿 118.1°E 的时间剖面图, 以观察 1000 hPa 上位温 θ 的变化(图 1)。可见从 7—8 日各纬度上的位温 θ 值皆略有升高, 正处于前一次降温过程回暖阶段的后期。8 日开始地面温度急剧降低, 从 35°N 以北出现了极强的锋区。在 40°N 处, 9 至 10 日 θ 值下降了 15K,

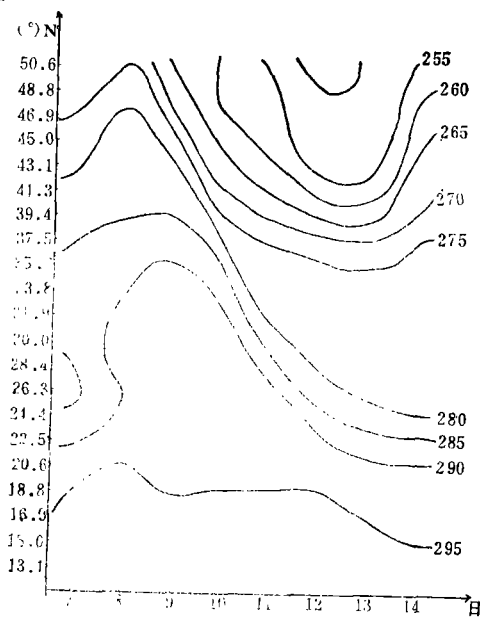


图 1 沿 118.1°E 1000 hPa 上 θ 值的时间演变图

相邻的北京站地面气温下降了 8.6°C 。从图 1 看 θ 线走向可以清楚地看到冷锋的南压过程。11 日以后冷空气主体维持在 35°N 以北, 在该经度上锋区大体位于 $37^{\circ}-41^{\circ}\text{N}$ 间, 直到 13 日大槽东移, 锋面也随之东北移, 该地区才开始回暖。

从图 1 我们可以发现一个十分有趣的现象: 冷空气从 9 日向南扩散时分成了两股。10 日东亚地区锋区较宽。以后以 $\theta \leq 275\text{K}$ 为代表的冷空气主体大体维持在 35°N 以北。但另一股以 θ 在 $280-290\text{K}$ 之间的冷空气却以极快的速度南下, 11 日锋区到达 25°N , 12 日为 22.5°N , 13—14 日则为 21°N , 以后东移至海上。很明显北纬 30° 以南地区的降温是从 10 日以后开始的。10 日以后东亚地区出现了南北双重锋区。图 1 清晰地描绘了冷空气爆发过程中

其前沿脱离主体而迅速向前推进的图象。

寒潮爆发所引起的降温过程由北及南十分强烈。表 1 给出沿 $115^{\circ}-120^{\circ}\text{E}$ 间的各站的地面 08 时温度及日变温。可看出地处 40°N 左右的北京在 6—11 日开始有 -6.6°C 和 -6.4°C 的强降温, 一直持续至 13 日才开始回暖, 而由济南至南昌则几乎都发生在 10—11 日, 最大强度为安庆的 -8.4°C ; 而低纬度的厦门和香港则发生在 11—12 日和 12—13 日, 其中香港的日降温达 -4°C 。日降温超过 -3°C 的纬度到 20°N 以南。可见这次寒潮过程的强度很强, 向南推进的纬度较低。

在寒潮爆发过程中, 高空急流发生较大的变化。急流最大风速加大, 其轴逐渐南移。

从10日的 41°N 附近移至13—14日的 30°N 附近,以后东移至海上,这时风速仍没减弱。图2显示的最强急流期,11月12日沿 118.1°E 的 u 和 ω 剖面图。这时急流轴南压至 35°N ,高度降到200 hPa以下。 u 值为79.0 m/s,轴上全风速达85 m/s。比起8—9日的45 m/s,急流有了明显的加速。从等 θ 线看(略),在急流轴处有清楚的对流顶断裂, 37°N 以北的对流顶下降与锋区相连,而南侧的对流顶则在150 hPa以上。图上的垂直环流表明,在急流区有极强的下沉运动,最强在500—400 hPa间,达 $+2.6 \times 10^{-3}\text{hPa/s}$ 。下沉气流一直扩展至低纬,形成极强的局地Hadley环流。

表1 1979年11月8—15日各站地面气温 T 及日变温 ΔT ($^{\circ}\text{C}$)值

| 站 | 8 | | 9 | | 10 | | 11 | | 12 | | 13 | | 14 | | 15 | | |
|-----|---------------------|------------|---------------------|------------|---------------------|------------|---------------------|------------|---------------------|------------|---------------------|------------|---------------------|------------|---------------------|------------|--|
| | $T^{\circ}\text{C}$ | ΔT | $T^{\circ}\text{C}$ | ΔT | $T^{\circ}\text{C}$ | ΔT | $T^{\circ}\text{C}$ | ΔT | $T^{\circ}\text{C}$ | ΔT | $T^{\circ}\text{C}$ | ΔT | $T^{\circ}\text{C}$ | ΔT | $T^{\circ}\text{C}$ | ΔT | |
| 北 京 | | 5.8 | -6.6 | -6.4 | -2.9 | -2.7 | 0.6 | 5.6 | | | | | | | | | |
| | 5.2 | | 11.0 | 4.4 | -2.0 | -4.9 | -7.6 | -7.0 | -1.4 | | | | | | | | |
| 济 南 | | 0.3 | -3.6 | -6.2 | -1.3 | -3.8 | 7.0 | 5.0 | | | | | | | | | |
| | 11.8 | | 12.1 | 8.5 | 2.3 | 1.0 | -2.8 | 4.2 | 9.2 | | | | | | | | |
| 蚌 埠 | | 4.7 | -1.8 | -6.1 | -1.6 | -4.8 | 2.6 | 2.7 | | | | | | | | | |
| | 10.9 | | 15.6 | 13.8 | 7.7 | 6.1 | 1.3 | 3.9 | 6.6 | | | | | | | | |
| 安 庆 | | 5.0 | 0.2 | -8.4 | -0.9 | -3.2 | -0.1 | 3.5 | | | | | | | | | |
| | 12.8 | | 17.8 | 18.0 | 9.6 | 8.7 | 5.5 | 5.4 | 8.9 | | | | | | | | |
| 南 昌 | | 2.1 | 1.5 | -6.7 | -2.7 | -2.1 | -1.5 | 3.1 | | | | | | | | | |
| | 15.9 | | 18.0 | 19.5 | 12.8 | 10.1 | 8.0 | 6.5 | 9.6 | | | | | | | | |
| 厦 门 | | 0 | 1.7 | -1.1 | -3.8 | -3.5 | -1.9 | 4.4 | | | | | | | | | |
| | 21.2 | | 21.2 | 22.9 | 21.8 | 18.0 | 15.3 | 13.4 | 17.8 | | | | | | | | |
| 香 港 | | 0 | 1.0 | 0 | -3.0 | -4.0 | -1.0 | 3.0 | | | | | | | | | |
| | 23.0 | | 23.0 | 24.0 | 24.0 | 21.0 | 17.0 | 16.0 | 19.0 | | | | | | | | |

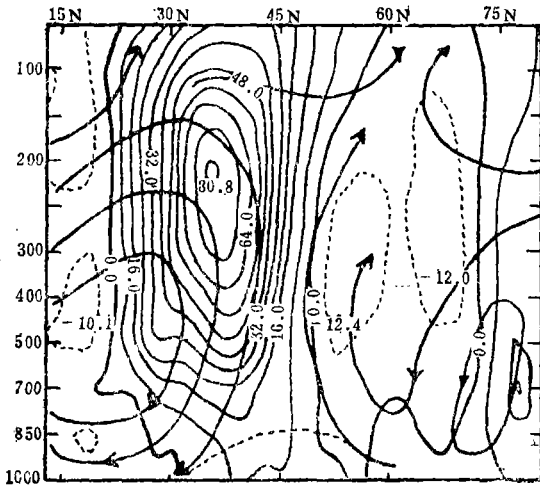


图2 1979年11月12日沿 118.1°E u (单位: m/s)和垂直环流图

与冷锋东南移的同时,高空急流强风区12日以后开始向东移动。至13日中心已移至日本岛以东(参见图5)。这时原在日本岛东岸,中心为990 hPa的地面弱气旋也开始向东北移动,并开始加深。至14日气旋位于急流轴之左侧,中心气压开始急剧下降。从14日08时至15日20时,它的每隔12小时的中心气压值分别为996 hPa, 985 hPa, 972 hPa和960 hPa。24小时降压为24—25 hPa。在该纬度上相当为贝吉龙数1.1。图3给出气旋中心最强时刻的地面天气图。可见东亚大陆高压主体仍维持,且中心强度为1055 hPa左右。高压与海上强气旋组成了气压场上一高一低的偶极子形势。这时500 hPa上大槽东移并加深,槽线距气旋中心约10个经距左右(图3)。东亚大槽呈一横槽形势,低压系统的垂直倾斜度不大。

与冷锋东南移的同时,高空急流强风区12日以后开始向东移动。至13日中心已移至日本岛以东(参见图5)。这时原在日本岛东岸,中心为990 hPa的地面弱气旋也开始向东北移动,并开始加深。至14日气旋位于急流轴之左侧,中心气压开始急剧下降。从14日08时至15日20时,它的每隔12小时的中心气压值分别为996 hPa, 985 hPa, 972 hPa和960 hPa。24小时降压为24—25 hPa。在该纬度上相当为贝吉龙数1.1。图3给出气旋中心最强时刻的地面天气图。可见东亚大陆高压主体仍维持,且中心强度为1055 hPa左右。高压与海上强气旋组成了气压场上一高一低的偶极子形势。这时500 hPa上大槽东移并加深,槽线距气旋中心约10个经距左右(图3)。东亚大槽呈一横槽形势,低压系统的垂直倾斜度不大。

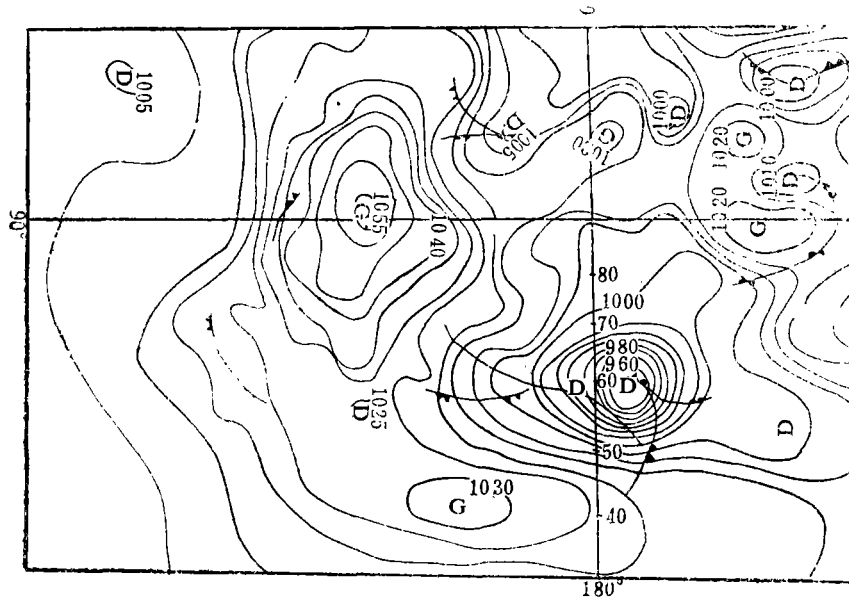


图 3 爆发性气旋发展时的地面形势图
(粗实线为500hPa之槽线,“D”为500hPa及地面气旋中心位置)

3 东亚寒潮爆发与下游爆发性气旋的发展

寒潮爆发给东亚地区的形势带来很大的变化。从图 3 大体可见,超长波系统加深发展,亚洲地区大体上为一脊一槽的形势。这是大型环流调整的结果。其次,随着冷空气的推进及槽的加深,高空急流加强,急流强风区由大陆移到了海上。这些变化无疑为其下游的气旋强烈发展提供了极好的条件。下面分别给予说明:

3.1 环流调整与爆发性气旋的发生

为了说明大型环流调整的情况,应用了该时期 500 hPa 的高度场的波谱分析以观察各种波长的振幅和位相的变化。图 4 给出 500 hPa 高度场波数为 2 和 5 分量的时间-经度剖面,它们分别代表超长波与长波系统的情况。图中数值为高度分量在 50°N 和 60°N 两个纬圈上的平均值。a 图是 2 波的活动,在该时段内波槽在东亚大陆至太平洋地区。在寒潮向东亚爆发之前(7—10日),超长波略呈后退之势。槽区范围从 90°E 扩展至北太平洋中部 180°E 处。以后缓慢东移,且其强度明显增强,最大振幅 223 dagpm,比寒潮爆发前增大一倍。至 14—15 日最强槽区位于 $150^{\circ}-160^{\circ}\text{E}$ 之间。再看行星尺度波系的变化(图 4 b)。从 7 日开始,5 波分量一直是东移的,但其强度有变化:最强时段为 10 日和 11 日。这时 5 波槽位于 $110^{\circ}-130^{\circ}\text{E}$ 区域内,这正是寒潮爆发时东亚大槽在中高纬度的经度区。它也正好与超长波系统槽同位相(在此之前为反位相)。这说明冬季寒潮爆发是长波尺度波系与超长波系共同作用的结果。更值得注意的是:随着东亚大槽的东移和超长波的同时东进,两支波系的槽线在 13 日以后几乎趋于重合(主要重合槽区在 $140^{\circ}-150^{\circ}\text{E}$ 处)。这时 500 hPa 上大槽又重新加深,最低高度降至 549 dagpm。与此同时,海平面上原来较弱的气旋发生了极为强烈的发展,气压下降至 960 hPa。从 100 hPa 形势

图上看,流场呈现明显的两波型,其槽分别位于东亚和北美大陆,以后逐渐东移。爆发性气旋正位于超长波系统的槽前。由此可见,超长波由后退转为东进且其槽区与长波槽处于同位相,是使其槽前的气旋得到爆发性发展的重要背景条件。而寒潮的爆发却又是这种大尺度环流调整的一个重要契机。下面对大量个例的研究还将进一步证实这个事实。

3.2 高空急流强迫与爆发性气旋

高守亭等^[3]曾指出高空行星波系的发展使急流加速,并导致次级环流的加强。从本次过程看,在气旋爆发性发展之前就出现了高空急流不断加强和东伸。图5是11日以后200 hPa急流动态图, D 为爆发性气旋中心位置。 M 及其下标表示该日之极大风速值。可以看出12日以前急流轴位置略南移但变化不大,以后即向东北扩展,强度并未减弱。虽然由于海上测站极少,不易获得它的极大值,但从ECMWF的网格点上的资料看,在 155.6°E 附近,14与15两日最大风分别达到 78.8 m/s 和 81.8 m/s (大致位于 42.5°N 处)。

可见随着超长波系统东移,高空急流并不减弱,而强风核的位置则不断向东北移动。爆发性气旋即发生在出口区的左下方。在急流不断东北移并加强的同时,它的大风区向下层扩展。图6给出随急流东移相应的剖面图。图中等值线为 u 分量。可以看到,11日(图6a)沿 127.5°E 经度的急流中心强度为 63.1 m/s (u 分量), 32 m/s 的等值线下伸至500 hPa左右,范围也较小。而到12日(b图),该经度上的急流很快增强至 73.4 m/s ,同时 32 m/s 等值线下扩至700 hPa高度,对流层低层出现范围宽阔的大风区。而同时在此以东的沿 146.3°E 洋面上(图c),急流风速尚未明显加大, 32 m/s 等值线在450 hPa高度上。至13日(d图)该经度上风速明显增大。 u 值由前一天的 61.7 m/s 增至 71.6 m/s ,而大风区的下扩也同时发生。沿 155.6°E 的急流加强则发生在13—14日。在图5d上我们标出即将爆发的气旋的位置,可以看到它正位于急流强中心之北侧。

根据Uccellini^[7]的研究,在急流出口区将发生质量调整。根据简单的动量方程,可

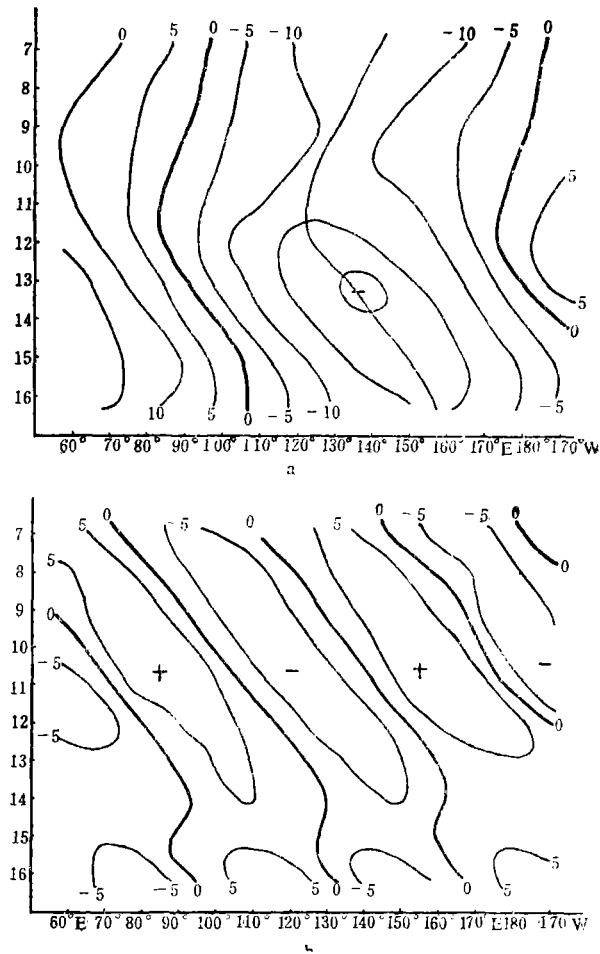


图4 500 hPa高度场波数为2(a)和5(b)分量的时间-经度剖面图(单位: dagpm)

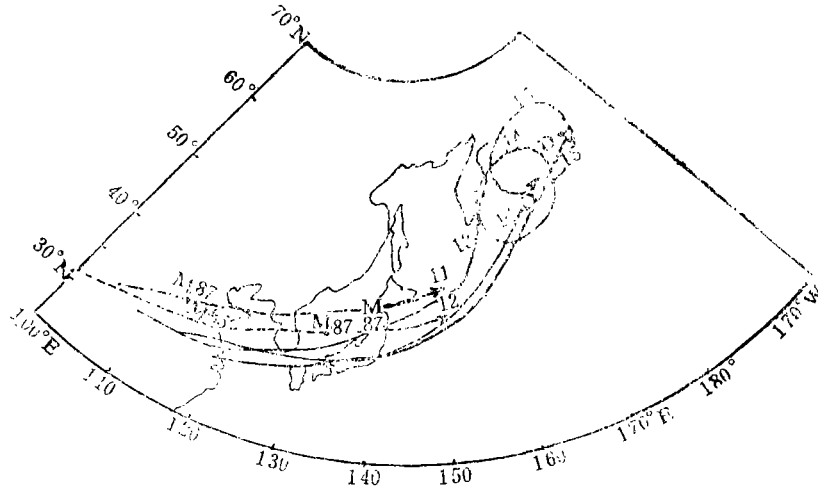


图 5 200 hPa 上急流轴动态图
(M_{87} 为最大风位置及大风风速(m/s), D 为爆发性气旋位置)

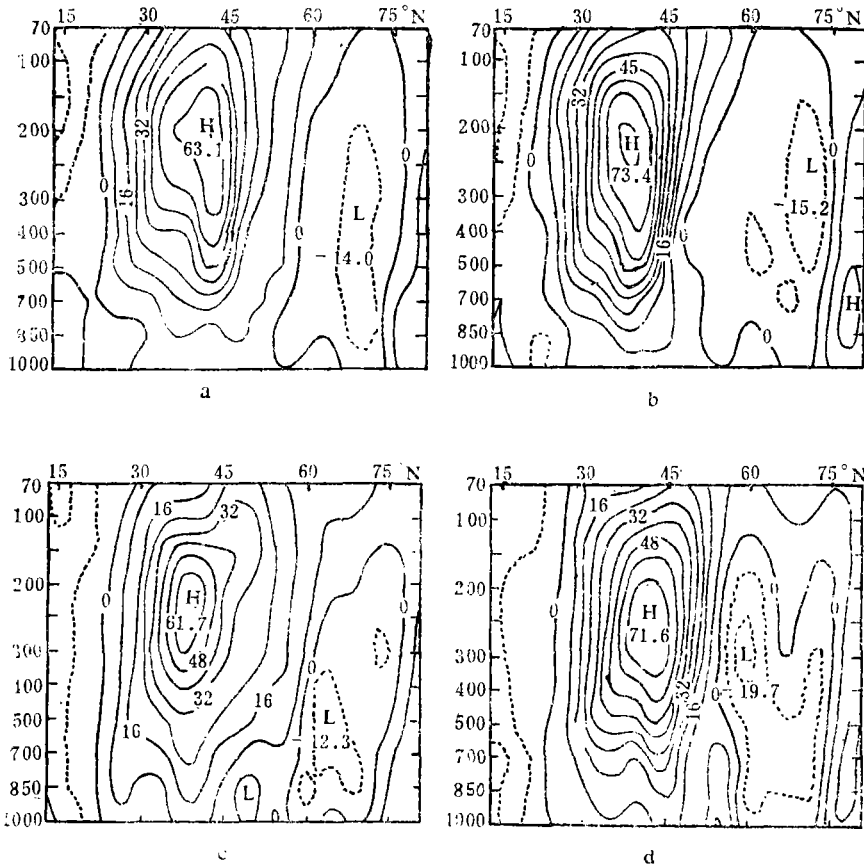


图 6 u 分量的垂直剖面图
(实线为正值,虚线为负值(单位, m/s); a 与 b 分别为 11 日与 12 日沿 127.5°E 图, c 与 d 分别为 12 与 13 日沿 146.3°E 之 u 图)

知在出口减速区有指向其右侧的非地转分量。它引起质量的向南输送。质量调整明显地有助于在急流轴左侧低层低压的发展。从图 5 看, 气旋猛烈发展的位置正是位于 14—15 日高空急流出口区之左下方。

出口区非地转风的分布及它随急流发展的加强, 使相应的次级环流得到加强。我们对 10—15 日自西向东沿各经度的逐日垂直环流图进行研究, 比较在急流移动及发展的不同时期其出口区次级环流的变化。发现随着急流的加强和扩展 (包括向下层的扩展), 次级环流的范围和强度都有较大的变化。因篇幅所限, 本文只给出其中两张, 用 11 月 12 日与 14 日之不同剖面来说明它们的演变。从图 5 可知, 急流从 12 日开始向东移出大陆, 11 日的出口区北侧出现明显的上升气流, 以后逐渐加强。12 日沿 146.5°E 剖面图上 (图 7 a)。这个位置处于急流出口区, 急流强风中心此时尚在 $115^{\circ}\text{—}132.5^{\circ}\text{E}$ 东亚大陆至日本海附近), 45°N 以北的上升气流十分清楚, 特别以中层最为突出, 它是在大槽前强西南气流中上升的, 最大上升速度为 $-1.8 \times 10^{-3}\text{hPa/s}$, 而在急流南侧则为冷的下沉气流。13 日出口区继续向东北移, 从 155.6°E 的剖面图 (略) 看, 急流北侧的最大上升速度为 $-3.2 \times 10^{-3}\text{hPa/s}$ 。至 14 日 (图 7 b) 急流轴 (图中标 J 处) 北侧约 15 个纬距内皆为上升运动, 强度则大为加强。最大上升速度达到 $-8.2 \times 10^{-3}\text{hPa/s}$ 。相对于冬季一般的天气尺度系统中的垂直速度, (尤其是上升速度) 这个速度是极强的。在紧靠急流轴北侧构成一个狭窄的强上升运动带。它与低层气旋强烈发展区紧密相连, 强上升速度与轴上向东南的非地转风一起构成了该区附加的逆次级环流。显然大大有助于低层气旋环流的发展, 爆发性气旋就是从 14 日突然发生的。

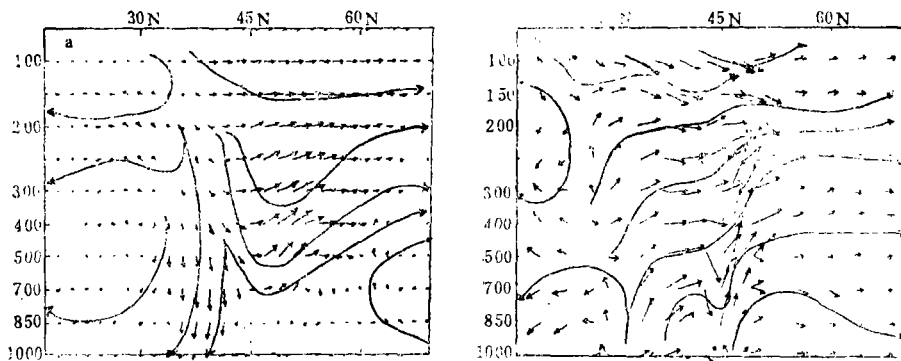


图 7 垂直环流示意图

(a 1979 年 11 月 12 日沿 146.5°E , b 1979 年 11 月 14 日沿 155.6°E)

由此可见, 高空急流对于爆发性气旋的发生起着极强的动力作用。对流层低层的强风带与高空急流的加强及向下扩展有关。而急流出口区的非地转效应造成的次级环流随着急流的增强而增强。这些大大激发了下层气旋环流的发展。

下面用更多的个例来进一步证实爆发性气旋发展与其上游系统之间的关系。

3.3 统计事实

对 1984 年 10 月至 1987 年 3 月三个冬半年中发生在西太平洋地区 (160°W 以西, 20°N 以北) 的爆发性气旋进行分析。这期间共有 93 次爆发性气旋, 其发展速率超过

Sanders^[8]等人定义的 1 个 Bergeron 数 $\left(24 \text{小时降压} \geq 24 \frac{\sin \varphi}{\sin 60^\circ} \text{ hPa} \right)$ 。分析这 93 个爆发性气旋生成时其上流东亚大陆的系统发现: 无一例外地皆对应为一大陆冷高压, 其形势大致与图 3 相似。大多数大陆冷高压的强度皆较强。表 2 给出这批个例与其上游大陆高压强度之间的关系。在 93 次过程中, 有 41 次加深率超过或等于贝吉龙数 1.4, 其中两次为 1.8, 一次 1.9, 24 小时降压最大为 38 hPa, 中心最低气压则为 932 hPa 这里称它们为强爆发性气旋。从各月分布看, 隆冬月内强爆发性气旋比例较高, 过渡季节则较少。(1 月份虽然 ≥ 1.4 的过程只占 19 次中的 7 次, 但是 $B=1.3$ 的则有 5 次, 比其它月都多)。气旋上游高压中心的平均值因季节变化各月有异, 但可以看出, 大致维持着较强的强度。对比 93 次个例与 41 次强过程的平均高压中心值可见, 后者都比前者强(除 10 月只有两次 $B \geq 1.4$, 没有代表性外)。这说明大陆冷高压越强, 所激发的下游气旋发展过程越激烈。

表 2 各种强度的爆发性气旋分布及其相应的大陆冷高压强度
(B 为贝吉龙数; G_1, G_2, G_3 分别代表与 $B \geq 1.0, \geq 1.4$ 及连续爆发过程相对应的大陆高压平均强度)

| 月 | N | | | G (hPa) | | |
|---------|--------------|------------|------|---------|---------|---------|
| | $B \geq 1.0$ | ≥ 1.4 | 连续爆发 | G_1 | G_2 | G_3 |
| 10 | 8 | 2 | 0 | 1 030.7 | 1 027.5 | — |
| 11 | 14 | 7 | 4 | 1 041.1 | 1 050.1 | 1 050.0 |
| 12 | 20 | 11 | 9 | 1 048.0 | 1 051.4 | 1 053.3 |
| 1 | 19 | 7 | 5 | 1 048.3 | 1 049.3 | 1 057.0 |
| 2 | 15 | 9 | 4 | 1 045.8 | 1 047.2 | 1 050.0 |
| 3 | 17 | 5 | 4 | 1 030.8 | 1 038.0 | 1 037.5 |
| 合计 (平均) | 93 | 41 | 26 | 1 042.0 | 1 047.1 | 1 050.6 |

更为有意思的是: 在三个冬半年中有许多次连续爆发的气旋, 也就是说有两天以上气旋中心气压下降率超过 1 个贝吉龙数。表 1 中列出各月连续性爆发气旋的次数。93 次过程中连续爆发的为 26 次, 其中 17 次强度超过贝吉龙数 1.4。与连续爆发气旋相应的大陆高压的中心值皆比非连续爆发过程的强, 12 月至 2 月的隆冬月份中, 平均中心气压甚至明显超过强爆发性气旋相应的高压中心值。1 月 5 次连续性爆发过程中其上流高压中心值有三次超过了 1060 hPa。这个表清楚地说明: 东亚大陆寒潮爆发及强冷高压的维持, 有利于下游爆发性气旋的发展。冷高压的强度越强, 维持时间越长, 下游爆发气旋的强度也越强, 甚至可能获得连续几天的爆发性发展。

用 100 hPa 的环流形势代表超长波系统的活动以考察它与爆发性气旋的关系。41 次强爆发性气旋中 29 次高空皆为 2 波形势, 10 次则为一波占优势, 这时强极涡偏于东亚大陆。图 8 给出有代表性的两波的形势。这是 1984 年 1 月 18 日的 100 hPa 概略图。两个超长波槽分别位于北美洲和东亚大陆。地面爆发性气旋位于超长波槽前。在西南气流中有很强的天气尺度的暖中心。这是该地区对流顶下陷的标志。对流顶降低, 平流层与对流层空气的交换是促使气旋猛烈发展的重要因素^[5]。这说明高空急流区也正是气旋上空的对流顶折叠区。它对应着低层爆发性气旋的位置。这说明超长波系统的这种配置是有利于在其特定位置上产生爆发性气旋的。

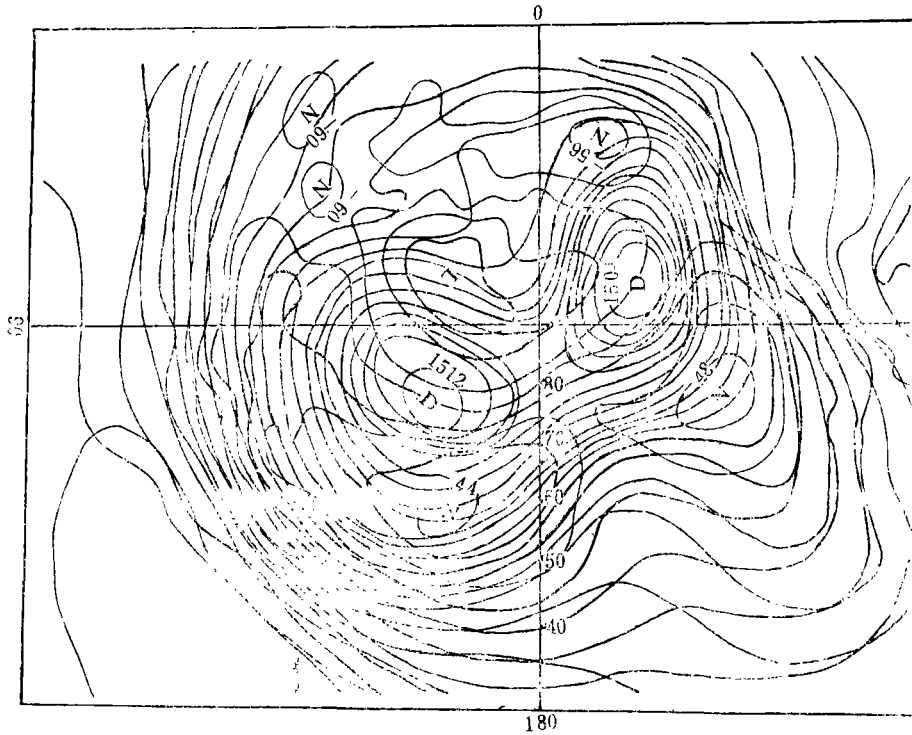


图 8 爆发性气旋发生时的高空形势图

(*D* 为地面爆发性气旋位置, 粗实线为等高线, 细实线为等温线)

对高空急流的分析表明: 几乎全部气旋的爆发性发展都产生在急流轴的左方出口处。恰如图 5 所示。前已指出, 在气旋爆发前或爆发时, 高空急流有明显加速现象。由于海面上资料的缺乏, 较难对上述每一次过程分析急流中心的风速演变。但是考察位置较为偏西的过程发现, 在大陆沿岸或日本上空, 急流中心确有明显的加速过程。以图 8 所示的过程为例。12 月 13 日急流中心位于日本岛上空, 最大风速为 64 m/s, 14 日突增至 80 m/s, 这时在其左前方堪察加半岛以南发生强度为 1.6 *B* 的爆发性气旋。以后急流中心继续加强至 88 m/s。16—17 日风速略为减弱, 18 日又开始增强至 84 m/s 以上。此时在其左前方连续发生了强度为 1.5 *B* 和 1.4 *B* 的爆发性气旋。气旋位于急流出口区流线辐散处, 从图 8 的 100 hPa 图上大致可以看得清楚。又如 1987 年 1 月 25—26 日, 气旋在堪察加以南海域爆发。急流中心位于日本上空。它的强度从 25 日的 40 m/s 猛增至 26 日的 92 m/s, 增速一倍以上。地面低压此时猛烈发展, 24 小时降压达 27.4 hPa。在急流以极强的风速维持期内(至 27 日), 该海域也发生了连续的气旋爆发。

综上所述我们可以对东亚冬季风活动与下游爆发性气旋之间的联系作一个概括: 高空超长波系统的发展加强及它与长波的耦合是使低层气旋发展的有利背景流场, 它同时提供了气旋猛烈发展的特定位置。而与此伴随的急流加速和产生的次级环流使地面低压得到迅速加强。可见东亚冬季风活动大大促进了下游中高纬环流中、短波系统的发展。

4 小结与讨论

冬季风活动所联系的东亚寒潮过程是冬季大气环流十分重要的一种扰动。它的爆发及相应的稳定形势的建立对其下游有较大的影响, 本文的个例分析及资料统计研究了它对其下游爆发性气旋发生的关系。

1. 所研究的强寒潮过程造成我国东部大多数地区的强降温和大风天气。冷空气南扩分成两股: 主体伴随锋区南移至 35°N 附近, 而其前缘则以较快的速度移至 20°N 左右, 持续影响低纬环流。在东亚大槽加深时, 高空急流不断加速, 强度增大近一倍。寒潮爆发所伴随的大尺度环流调整对西太平洋地区爆发性气旋发生提供了必要的环流背景。当超长波系统由后退变为东进, 且槽区与长波槽相耦合时, 大槽前即有气旋的猛烈发展。绝大多数爆发性气旋的上游都有强冷高压的活动和维持, 冷高压越强, 下游爆发性气旋也越强, 甚至可以发生连续的爆发性发展。

2. 冬季风活动常使高空急流大大加强, 大风区向低层伸展。出口区东北移。在出口区非地转风所引起的质量调整是使其左下方减压, 有利低压发展, 出口区北侧的上升运动得到发展。这个附加的次级环流促进了低层低压的加强。几乎所有爆发性气旋都发生在高空急流出口区之北侧。

3. 大量统计事实表明爆发性气旋基本上是一种冷季现象, 很少在夏季发生。因此它必然与冬季风活动及与之相联系的大型环流配置有关。本文从其上游冷高压建立及高空急流加强及出口区特定的动力条件入手揭示了这两者之间的关系。但是这只是从冬季风过程对爆发性气旋产生的动力学过程进行了探讨。至于它所产生的热力学影响, 如冷高压建立对其下游冷平流的加强以及气旋区斜压性的加强的作用等, 都有待进一步深入研究。

参考文献

- [1] 卢文通, 丁一汇. 近年来国外关于东亚冬季风期间冷涌对热带环流影响的研究. 热带气象, 1987, 3: 177—187.
- [2] 曾庆存. 数值天气预报的数学物理基础, 科学出版社, 1979, 314.
- [3] 高守亭等. 寒潮期间高空波动同东亚急流的相互作用. 大气科学(即将发表).
- [4] 李崇银等. El Niño 事件发生的一个重要原因——东亚寒潮的频繁活动. 大气科学特刊, 1988, 125—132.
- [5] Uccellini L W. The possible influence of upstream upper-level baroclinic processes on the development of the QE II storm. Mon Wea Rev, 1986, 114: 1019—1027.
- [6] Lau K M, et al. Short-term planetary-scale interaction over the tropics and midlatitudes. Part II. Mon Wea Rev, 1983, 111: 1372—1388.
- [7] Uccellini L W, et al. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. Mon Wea Rev, 1979, 107: 682—703.
- [8] Sanders F, Gyakum J R. Synoptic-Dynamic climatology of the 'Bomb'. Mon Wea Rev, 1980, 108: 1589—1606.

THE INFLUENCE OF THE ACTIVITY OF
COLD WAVE IN EAST ASIA ON THE
EXPLOSIVE CYCLONE AT ITS
DOWN STREAM

Sun Shuqing Gao Shouting

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica, Beijing 100080)

Abstract

A case study indicates that the circulation adjustment associated with the strong cold wave provides a favourable background for the explosive development of the cyclone. When the coupling of ultralong and long wave troughs occurs in the coast of east Asia, the cyclone beneath the southwest current of the trough will develop rapidly. The deepening of the trough accelerates the upper level jet obviously. Then the area of the jet stream expands downwards. The secondary circulation around the exit area of the jet strengthens with the speeding up the jet, which tends to faster the development of the cyclone. Most explosive cyclones occur ahead of large-scale major trough at the north fringe of the exit area of jet.

Key words: East Asia, Cold wave, Explosive cyclone.