

寒潮期间高空波动与东亚 急流的相互作用

高守亭

陶诗言

丁一汇

(中国科学院大气物理研究所, 北京, 100080)

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

提 要

本文分析了东亚寒潮爆发过程中, 高空波动和高空急流的相互作用, 得出如下结果: (1) 高空波动的动量和热通量输送, 使高空急流迅速加速并同时导致急流入口区质量环流的加强. (2) 质量环流引起中高纬度对流层顶下沉并使高空锋区加强. (3) 对流层顶下沉和高空锋区的加强促使平流层下层的气流沿对流层顶折叠处下伸进入对流层, 造成对流层中、上层层结及位涡分布的改变. (4) 位涡分布的改变制约了斜压波发展的能量源, 致使高空波动减弱.

关键词: 寒潮; 高空波动; 东亚急流.

一、前 言

在冬季风盛行期间, 不断有寒潮爆发. 在寒潮爆发时, 高空波动和高空急流存在着明显的相互作用. 陶诗言^[1]曾分析过阻塞形势破坏时期的东亚寒潮过程. 曾庆存^[2]在研究斜压大气中天气系统的发展和能量转换时指出, 在东亚高空大槽发展过程中, 冷空气通过界面对暖空气做功, 暖区动能增加, 造成围绕着冷槽的高空急流增强. 仇永炎等^[3]对东亚寒潮爆发的能量学研究指出, 寒潮爆发实质上是2波和3波之间的能量转换过程. 他们的这些研究都说明东亚寒潮期间波与流、波与波作用的重要性.

高空急流是东亚冬季风时期的强风带, 东亚寒潮期间的高空波动同这个强风带有着相互作用, 并引起能量的转换. 这种转换直接影响到东亚急流的强弱和维持, 强而持久维持的高空急流, 会导致东亚地区出现较大的降水^[4].

过去的研究已经注意到在寒潮爆发期间, 阻高崩溃, 横槽转向, 东亚大槽建立而且高空急流增强^[1, 2, 5]. 但没有对这些变化给出清晰的物理图象, 也没有给出高空急流对高空槽起怎样的反馈作用. 我们利用广义E-P通量关系和急流入口区质量环流加强的观点, 分析了东亚寒潮爆发期高空波同高空急流的相互作用, 得出了一些有意义的结果.

1989年6月21日收到, 1990年12月14日收到修改稿.

二、高空波动对东亚急流的作用

我们选取了近 10 年内三次典型强寒潮爆发个例 (1979 年 11 月 6—13 日、1981 年 5 月 1—5 日, 1983 年 4 月 26—30 日), 分析了高空波动同东亚急流的相互作用。这里仅举 1979 年的一次寒潮个例。

1979 年 11 月初, 200hPa 北半球长波槽脊经历了一次调整, 从 10 月下旬到 11 月 3 日, 亚洲高纬地区存在着一个偏心极涡, 其长轴一直呈东西向分布, 11 月 3 日至 6 日, 东半球的极涡长轴突然从东西向转成南北向, 极涡南伸并加强, 同极涡相连位于莫斯科—基辅西南一带的横槽也空然转向并快速东移, 这个槽发展很深厚, 有很强的斜压性, 6 日就东移到塔什干—鄂木斯克一带, 并开始影响我国新疆西北部地区, 强的寒潮开始爆发, 6—8 日我国大部地区有 6—7 级大风, 日平均气温下降达 $14—18^{\circ}\text{C}$, 在东北、华北北部气温最强下降达 $20—30^{\circ}\text{C}$, 江南大部地区较正常年提早出现霜冻。

就在这次寒潮爆发的高空波动作用下, 东亚急流从 11 月 6 日 08 时开始强度和范围都出现明显的加强变宽, 最强时达 78 m/s , 超过了冬季 12 月至 2 月的 70 m/s 的多年平均值^[6]。范围明显变宽, 11 日由于南北两支急流的合并, 急流中心北抬了 7 个纬度左右, 西伸到了东亚大陆上空, 这个高空急流一直维持到 11 月 14 日 (图略)。

三、急流入口区形成强的质量环流

当东亚急流加速时, 急流入口区质量环流也相应加强, 这种加强从图 1 和图 2 的对比中便看得很清楚。

图 1 是 11 月 6 日 08 时的跨急流入口区在 120°E 的南东南—北西北向的经圈环流垂直剖面。从图上可以看出当时的强下沉区在 45°N 以北, $30—45^{\circ}\text{N}$ 之间的高层虽然已是北风, 但下沉运动很弱, 在图上没有表现, 且在 $30—45^{\circ}\text{N}$ 之间的中层 500hPa 附近还存有弱南风分量。可见 6 日 08 时尽管急流已明显加强, 但入口区的质量环流并不明显。

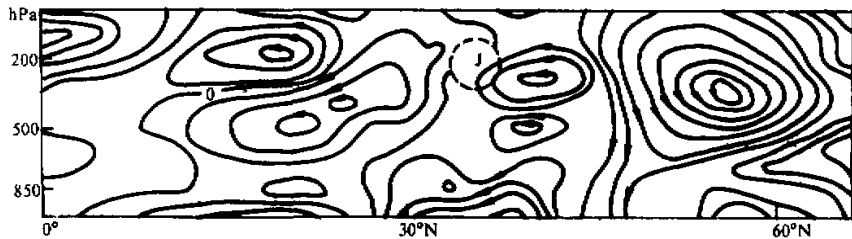


图 1 1979 年 11 月 6 日 08 时 1000—100hPa 自 131°E 经 35°N 处同 120°E 相交的伸向 20°W 的垂直经向跨急流入口区的剖面图

10 日 08 时的情况就不同了 (图 2), 图中明显地表现出在急流轴以北为强下沉运

动, 而其以南为明显的上升运动(注意这时急流轴的位置在东亚已北抬到 40°N).

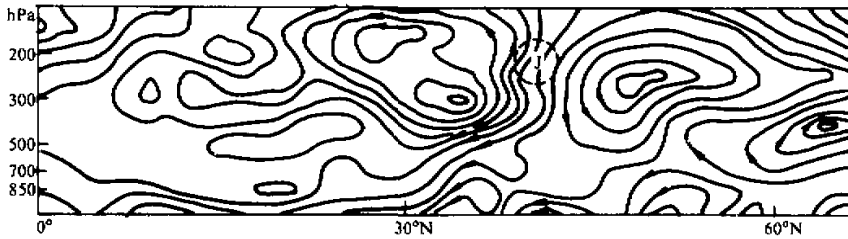


图2 1979年11月10日08时1000—100hPa自 131°E 经 35°N 处同 120°E 相交的伸向 20°W 的垂直经向跨急流入口区的剖面图

比较图1和图2便知在急流的入口处质量环流有了明显的加强.

四、高空锋区变陡、对流层顶下沉 以及对流层内中纬度位涡场的改变

图3是1979年11月6日08时沿 99.4°E 的位温垂直剖面. 从图中看出, 对流层顶在 32°N 到 38°N 之间发生断裂. 断裂区的北侧对流层顶位于200hPa附近, 高空锋区的坡度约为 15° .

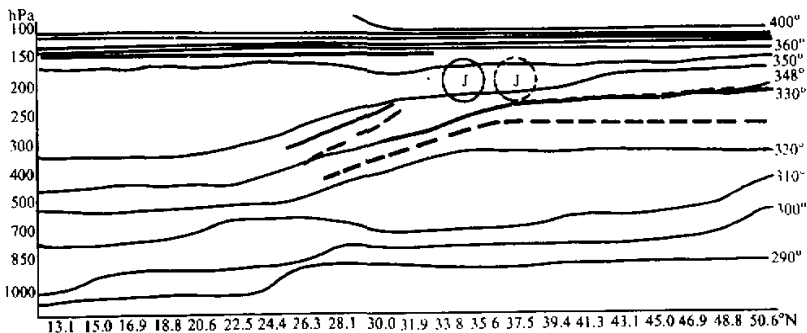


图3 1979年11月6日08时沿 99.4°E 的位温垂直剖面图

实线为等位温线, 粗实线为对流层顶及高空锋区, 断粗线为9日08时的对流层顶及高空锋区. 单位: K.

在9日08时(图3上断线), 断裂带北侧的对流层顶从200hPa下降到250hPa以下, 这时与断裂带相连的高空锋区坡度变陡, 坡度角超过了 20° .

对流层顶断裂带的加大及高空锋区的加强, 有利于平流层同对流层之间的位涡场交换. 通常平流层下层的高位涡质点沿高空锋区会下滑到对流层内部, 促使对流层中上部位涡场的局地改变, 后经寒潮期间较强的平流输送作用, 结果使位涡场分布相对均匀化. 为说明这一点, 我们用300hPa代表对流层的中上层, 给出了300hPa上的位涡分布图.

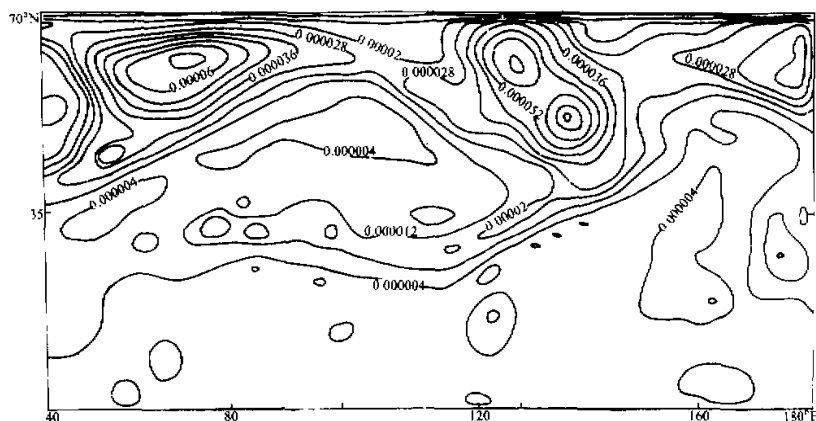


图4 1979年11月6日08时300hPa上的位涡分布 单位: $\text{K}/(\text{hPa} \cdot \text{s})$

从图4可知, 对流层上层的位涡场中, 高纬度有两个极值中心: 一是在 135°E 的 48°N 附近, 中心数值超过 $0.00072 \text{ K}/(\text{hPa} \cdot \text{s})$, 这个强中心是同一个强的暖区(高温区)相对应, 其低层有强的气旋波发展。另一是在乌拉尔山以东的附近地区, 中心数值达 $0.00064 \text{ K}/(\text{hPa} \cdot \text{s})$, 这个中心同低层槽后阻高前部的暖平流区相对应。除此两个中心外, 从图中可以看出 35°N 以南位涡分布除有一条象是带子一样的狭窄高位涡区外, 其他大部分地区位涡是相当均匀且相当小的, 这个带状的高位涡区恰好对应高空锋区, 它反映了平流层下层的气流进入了对流层。尽管它不象前面两个中心那样强, 但它却是 35°N 以南的高位涡带, 而紧靠此位涡带以北又是相对低的位涡区, 这样就造成了位涡梯度分布在南北方向上变号(从 $\partial q/\partial y > 0$ 变到 $\partial q/\partial y < 0$), 是造成不稳定的一个主要原因。

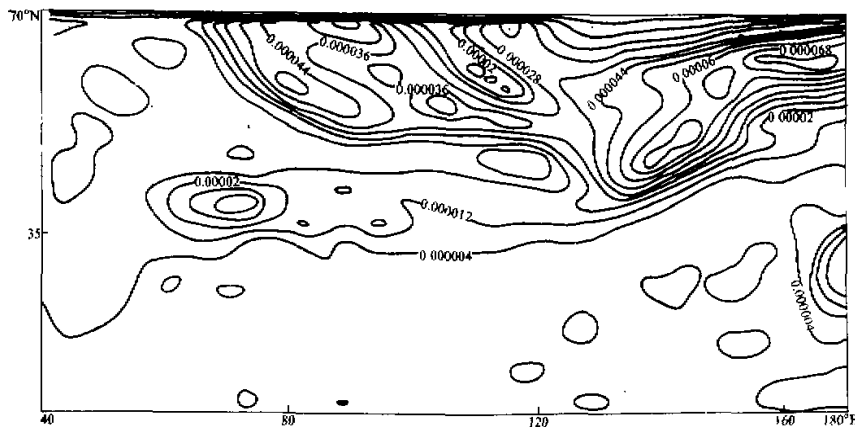


图5 1979年11月14日08时300hPa上的位涡分布 单位: $\text{K}/(\text{hPa} \cdot \text{s})$

从图5可以看出,到寒潮过程基本结束时,300hPa上的位涡分布与初期有很大的不同,最主要是位涡分布变得均匀化,图5中看不到象图4那样的强位涡中心,平流的结果造成高位涡区东移并变得均匀。

可以断定,位涡分布趋于均匀化使位涡梯度在南北方向无大的变化,同时变号区范围变小,有的地方消失,总的趋势导致大气层结趋于稳定,稳定的层结又抑制和削减了高空波动,促使东亚恢复稳定层结下的回暖天气,直到寒潮再次入侵,才能重复如上的演变,这种重复出现的演变过程,是同东亚寒潮的波、流之间的相互作用紧密相关的。

五、高空急流加速的诊断分析

以上是从资料中分析出东亚寒潮期间波与东亚急流相互作用的三种天气事实:高空急流加速;急流入口区质量环流加强;中高纬度的对流层顶下沉及高空锋区的加强引起的对流层中上部局地位涡分布的改变。

针对上述事实,需做出有说服力的解释,为此本节对高空急流加速的原因做出诊断分析,通过资料分析和诊断,我们已经得知东亚寒潮期间有两种原因使高空急流加速:一是大气的斜压性,由于寒潮的爆发使急流以下的温度梯度加大,等温线密集,由热成风关系使其上高空风加大,引起急流变强,这一加速原因从资料中可以清楚地分析出来(图略)。二是高空瞬变波在急流带纬度产生动量、热量通量的辐合,造成在急流带区的纬向平均流加速,促使了高空急流加强,在这里为了说明东亚急流加速的原因,我们通过使用斜压大气的广义E-P通量关系^[6],做出了如图6的诊断结果。

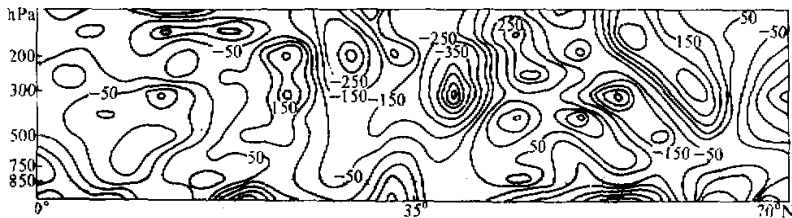


图6 1979年11月10日08时1000—100hPa的E-P通量剖面

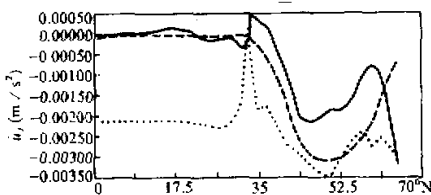


图7 08时200hPa上 $\bar{u}_1$ 的分布

点线: 1979年11月5日。

实线: 1979年11月9日。

断线: 1979年11月14日。

从图6可以看到,10日08时波的动量、热量通量的辐合区在500hPa以上的中高层,位于25—40°N之间,且E-P通量的辐合区分成了两个极值中心:一是靠近对流层顶的37°N附近,中心数值为 $-6.5 \times 10^{-3} \text{ m/s}^2$,另一中心位于37°N的200hPa附近,中心数值为 $-5.0 \times 10^{-3} \text{ m/s}^2$,第一个强辐合中心恰好是东亚急流所在的位置,对急流的加速起着直接作用。

同时我们用广义E-P 通量关系着重计算了200hPa 纬向平均加速的分布(图7)。从图中可以看到高空波影响到东亚后,5日到9日纬向平均风为加速的。加速的最大值位置同上述辐合中心极值位置基本一致,也就是东亚急流所在的位置。因此纬向平均风的加速在这期间促使了东亚高空急流的加强。

六、质量环流加强及位涡沿锋区 向对流层输送的诊断分析

急流加速使急流入口区的左侧(急流轴的北边)产生辐合下沉运动。因为在纬向风加速的同时经向南风从6日到14日在急流轴的左侧(35°N 以北的 $110^{\circ}-155^{\circ}\text{E}$ 处)也明显加强(图略),且其合成产生的西南风呈离急流轴越远其值就越小的梯度分布,其结果造成急流入口区左侧的辐合。从势函数 χ 场的分布可知,急流入口区左侧有 $-90 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{s}$ 的负值中心(图略),表明在这个区域有强的辐合下沉运动。这种用 χ 场作诊断的结果同以上分析的天气事实是一致的,说明急流入口区左侧有强的下沉质量环流。

为了做出高位涡沿锋区进入对流层的诊断,我们绘制了有限范围的等熵面(图8),此图是通过高空锋区的等熵面。从这个等熵面上,可以追溯空气质点的运动。图中等熵面是从位于200hPa 位面上的 50°N 向下倾斜到位于400hPa 位面上的 25°N ,这两个纬度带之间等熵面的倾斜度是很明显的。图中黑粗线包围的高位涡区恰是锋区所在范围(是寒潮逼近东亚时,原在大洋西岸的高空锋区)。锋区中的高位涡质点只能来自于平流层,并沿等熵面从高位涡面向下运动到较低的位涡面,表明了平流层位涡向对流层中上层的输送。

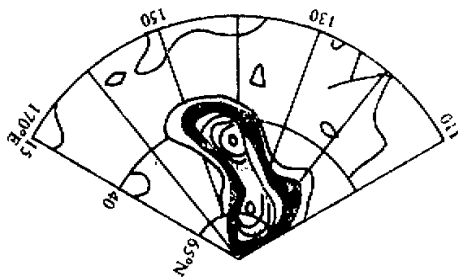


图8 1979年11月6日08时过锋区的330K等熵面
粗黑线包围的区域是大于 $1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的高位涡区

七、结 论

寒潮爆发期间高空波动同高空急流的相互作用是通过波的动量通量和热量通量的辐合使急流加速;加速的急流在入口区产生强的质量环流,特别是造成入口区左侧的下沉运动;下沉运动引起中高纬度对流层顶的下沉和高空锋的加强,诱使平流层下层的高位涡气流沿锋区进入对流层中上层,寒潮过程中的强平流输送使位涡场在对流层上层均匀化,造成大气层结稳定,高空波动减弱。这样一个相互制约的自循环过程是寒潮期间东亚天气型演变的最基本的特征。这种现象值得深入研究。

参 考 文 献

- [1] 陶诗言, 1957, 阻塞形势破坏时期的东亚一次寒潮过程, 气象学报, 28, 63—74.
- [2] 曾庆存, 1979, 数值天气预报的数学物理基础 (第一卷), 科学出版社, 314.
- [3] 仇永炎, 朱玉芬, 1984, 关于寒潮中期过程的正压能量学的统计研究, 全国寒潮中期预报文集, 41—52, 北京大学出版社.
- [4] 董 敏, 1982, 北半球 500 毫巴纬向环流与初夏长江流域降水的关系, 气象科技情报, 2 期, 14—25, 湖南省气象科学研究所出版.
- [5] 张 铨, 1958, 东亚寒潮结构的个例分析, 气象学报, 29, 第 4 期.
- [6] 高守亭等, 1989, 表征波与流相互作用的广义 E—P 通量, 中国科学 B 辑, 7 期, 774—784.

Upper Wave-East Asian Jet Interaction During the Period of Cold Wave Outbreak

Gao Shouting Tao Shiyan

(Institute of Atmospheric physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029)

Ding Yihui

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing, 100081)

Abstract

In this paper, the upper wave-East Asian Jet interaction during the period of cold wave outbreak is studied. The following results are obtained:

1. Due to the momentum and heat transportation of upper waves, East Asian Jet is accelerated. At the same time, mass meridional circulation in the jet entrance is strengthened. 2. The enhancement of mass meridional circulation induces a little fall of the tropopause in the middle-high latitude, and steepens the slope of the upper level front. 3. Both the fall of tropopause and steepening of the front slope reinforce that the air current in the lower layer of the stratosphere flows into the troposphere through the region of tropopause fold. In this way, the distribution of potential vorticity in the middle-upper layer of the troposphere is changed. 4. The change of the potential vorticity distribution often restricts the energy supply for the baroclinic wave development. As a result, upper waves are weakened.

Key words: Cold wave; Upper wave; East Asian jet.