

夜间逆温条件下超低空急流 的间歇性特征

金维明 王学永 洪钟祥 赵德山
(空军气象研究所) (中国科学院大气物理研究所)

提 要

逆温条件下的超低空急流在其出现过程中,强度及高度位置都有一个起伏变化。强度的变化周期约为2小时左右,即当超低空急流开始出现以后维持1—2小时,随即又减弱(有时甚至暂时消失),过了2—3个小时又加强(或重新出现),最后又消失。超低空急流出现的高度,也多有100米左右的起伏变化。

一、引 言

在晴朗平静的早晨或夜间,正在进场着陆的飞机有时会感到突然机头下沉、空速的指示迅速减少,使飞行操纵感到困难。这是存在超低空急流的象征。超低空急流发生的高度比较低,恰好是处于飞机着陆(或起飞)状态时的高度范围内。这时的飞机速度较低,航向局限在着陆(或起飞)的方向,飞机的气动外形处于较大阻力状态,飞机的高度机动余地很小,可用以加速(克服速度损失所必需的)的剩余推力也到了最低限度。因此,如果飞机在起落时遇到了超低空急流,就会影响正常的起飞或着陆。如果飞行员处置不当,就会给飞行安全带来严重的后果。所以,超低空急流的研究对航空活动有着重要的意义。

在本文讨论的超低空急流,其标准规定为:在塔层观测的风速垂直廓线上,如果在320米以下,出现风速极大值,其值 $V_{max} \geq 5$ 米/秒,且 $\Delta V = V_{max} - V_{min} \geq 1.5$ 米/秒者,则称之为存在超低空急流。这里的 V_{min} 为相邻近的且其位置在 V_{max} 上部的风速极小值(由于塔的高度所限,在320米处的风若与其下部相比为最小者,且达到上述的 ΔV 差值,也把它作为极小值来处理)。

本文所用的资料是从中国科学院大气物理研究所320米气象塔的观测资料中选出的。从1979年8月到1980年7月及1981年9月到10月期间,共选出了9个个例。

二、超低空急流的间歇性特征

超低空急流(为叙述方便,以下文中有时简称“急流”)发生在秋季和冬季的机会比较

多,其天气形势通常地面为高压所控制。就北京地区来说,常常是受蒙古伸向河套的大陆小高压所控制,北京正好处在高压脊的前缘。850毫巴处于高压脊的前部,700毫巴及500毫巴为偏北气流所控制。天气晴朗,有时有高云存在。超低空急流的日变化,往往在傍晚逆温层形成以后开始出现,直到次日早晨日出后逆温层破坏,超低空急流便立即崩溃消失。但在它整个出现过程中不论其强度还是发生的高度都具有明显的间歇性特征:

1. 强度的变化特征 超低空急流在其出现过程中强度变化的间歇性特征主要表现为: 在塔层各高度风速的时间剖面图上,其中心风速的强度变化有2小时左右的间隔周期。即当急流开始出现以后,其强度可维持1—2小时,之后便出现减弱(甚至完全消失)的现象。再过2—3小时之后,又出现加强(或重新出现)的现象。然后再维持1—2小时,之后又减弱,如此间歇地变化着。直到日出以后,逆温破坏,急流立即崩溃,这时间歇现象就结束。图1(a,b)是1979年9月25日傍晚到26日早晨的一次超低空急流过程。25日的日落时间是17时54分。这时近地面层的逆温开始出现,并逐渐向上扩展,见图1(b)。图中纵座标为高度,横座标为时间。在20时低空逆温已经发展得很强了。逆温顶的高度在120米附近。以后这个高度上一直维持着逆温,直到次日早晨8时半开始减弱,9时消失。图1(a)是与图1(b)对应时间内的风速随时间的变化。根据前面所说的超低空急流的标准,从图中可以看到: 18时开始逐渐形成,20时发展到顶点,21时出现减弱现象,22时30分又加强,23时30分又出现减弱等等,直到次日早晨7时半,急流消失。但由于8时的逆温又有所加强,所以在图1(a)上对应地又出现了一个强度较弱($\Delta V = 1.3$ 米/秒)的急流,9时完全消失。从图1(a)中还可以看到: 25日20时及26日1—2时均出现通常所说的“双急流”现象。

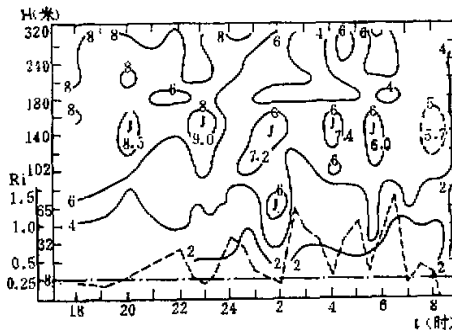
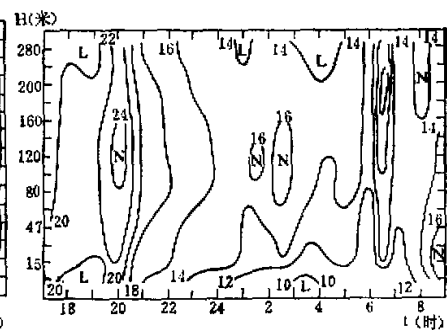


图1(a) 1979年9月25日18时—26日09时,风速随时间的变化。实线为风速等值线(米/秒),虚线为Ri数曲线



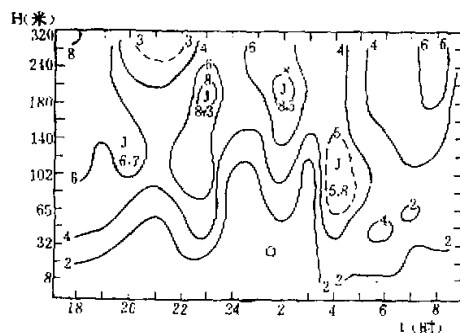


图2 1980年1月15日—16日风速随时间的变化。单位为米/秒

面图上,统计出的相邻二个急流中心之间不同的时间间隔的次数。每次急流过程其间歇的次数不等,9个个例共有23个间隔。

表1 急流间歇变化的时间间隔的次数

间隔时间(小时)	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	≥4.5	合计
次 数	2	7	2	7	0	2	3	23

2. 高度的变化特征 超低空急流在出现过程中,其急流中心所在的高度往往有幅度为100米左右的变化特征(见图2)。15日20时的急流高度在102—120米之间;23时及16日02时,则急流的高度升高在180—200米之间;在16日04时又降低到80—102米之间。因此在整个过程中超低空急流的高度似乎呈现出具有波动的性质。表2是与表1相对应的相邻的两个急流中心之间高度差的不同间隔的出现次数(对于双急流现象,则取高度较低的那个作统计)。

表2 急流中心之间高度差的不同间隔的出现次数

高度差(米)	≤19	20—40	41—60	61—80	81—100	101—120	121—140	141—160	≥161	合计
次 数	5	4	2	1	4	4	1	2	0	23

三、讨 论

下面我们对超低空急流的间歇性特征作一初步的分析讨论:

1. 理查孙数(Ri)的分析 我们对急流中心所在高度以下的气层作了梯度理查孙数(Ri)的计算。计算所用的公式为:

$$Ri = \frac{g \left(\gamma_s + \frac{\partial T}{\partial Z} \right)}{\bar{T} \left(\frac{\partial u}{\partial Z} \right)^2} \quad (1)$$

计算中所用的 ΔZ 不是采用固定高度上的高度差,而是用实际的急流中心所在高度

与 15 米高度*之间的高度差,其他物理量的差值也按此对应高度上的值作计算;风切变值 $\left(\frac{\Delta u}{\Delta Z}\right)$ 是按对应 ΔZ 高度差两端风的向量差的模来计算的;图 1(a) 是 1979 年 9 月 25 日—26 日的例子,虚线为 Ri 数的变化曲线,纵座标的左边标尺为 Ri 数的计算值,横座标为时间。从图中可以看到以下几点:

① 理查孙数 (Ri) 值的大小,随着超低空急流的周期性间歇也相应地时大时小。当急流出现时,其下部气层 Ri 的数便减少;当急流处于减弱(或暂时消失)时,Ri 数值便增大。

② 超低空急流处于减弱(或暂时消失)之前的那个时刻,其下部气层的 Ri 数的数值大多集中在 0.14—0.30 之间。这一数值与剪切层流转换为湍流的临界梯度理查孙数 Ri_c 为 0.25 左右是比较吻合的。因此,可以认为:当急流中心的下部气层处于切变不稳定的临界状态时,如果上空的动量继续往下输送,使其超过临界状态时,层流便要破坏(或不同程度地部份破坏),致使急流暂时消失(或强度减弱)。由于整个过程中低空逆温始终存在,因此,上空输送的动量再重新继续在逆温层积累,从而重新建立(或再度加强)急流。因此,可以认为:急流中心下部气层的切变不稳定性是使其在整个过程中具有间歇性变化的主要原因。

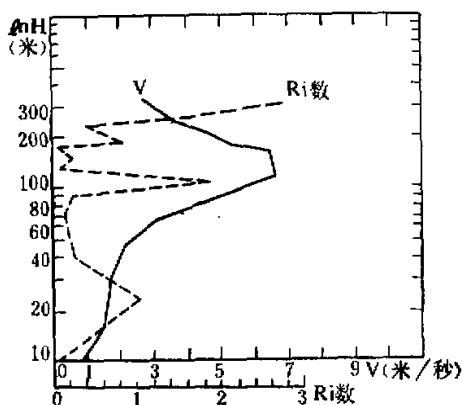


图 3 超低空急流存在时 Ri 数的垂直变化。
图中实线为 1980 年 1 月 15 日 20 时 53 分的
风速廓线,虚线为 Ri 数曲线

另外,我们又作了急流出现时的各高度层次上的 Ri 数变化,如图 3 所示。该图为 1980 年 1 月 15 日 20 时 53 分的风速廓线及对应的 Ri 数的垂直变化。如同 L. Mahrt 等人在 1979 年曾分析的那样,在急流所在高度上,Ri 数存在一个极大值,而在急流的上部及下部两侧,Ri 数就急剧减少(详见参考文献[4])。

2. 下沉运动的分析 我们把热流
入量方程写为局地微分的形式,即有:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) - w(\gamma_d - \gamma) + \frac{\gamma_d}{\rho g} \left(\frac{\partial p}{\partial t} + u \frac{\partial p}{\partial x} + v \frac{\partial p}{\partial y} \right) + \frac{\epsilon}{C_p} \quad (2)$$

式中 γ_d 为干绝热梯度; ρ 为空气密度; g 为重力加速度; C_p 为空气的定压比热; ϵ 为单位时间流入单位容积内的热量。

为讨论简单起见,假定温度和气压在水平方向都是均匀的;又假定在较稳定的高气压控制之下,在几小时内气压随时间的变化可以略去不计,其他的热量流入也略去不计。则(2)式可以简化为:

* 这里为了减少地表的影响,不取地面上的温度及风速,而取 15 米高度上的。另外,当急流高度低于 100 米时,取与 8 米处的高度之间的差值。

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_w = -w(\gamma_d - \gamma) \quad (3)$$

上式即为描述由于空气垂直运动所引起的温度变化。它与垂直速度 w (上升运动为正) 及 $(\gamma_d - \gamma)$ 成比例。

图 4(a) (b) 为 1981 年 9 月 14 日 19 时~22 时的风速和温度廓线随时间的变化; 图 4(c) 是同年 9 月 14 日 19 时到 15 日 08 时在 240 米高度上垂直速度随时间的变化。垂直

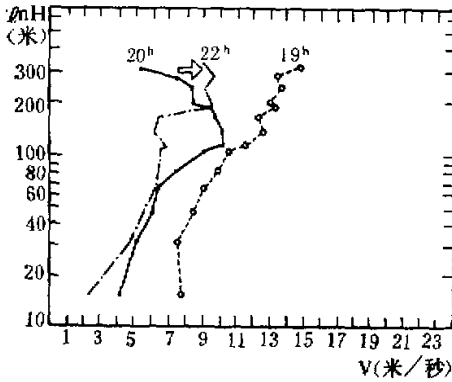


图 4(a) 1981 年 9 月 14 日 19~22 时的风速廓线随时间的变化

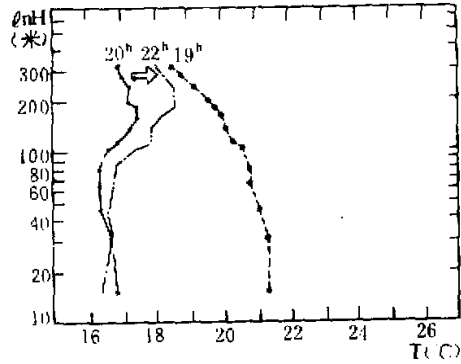


图 4(b) 1981 年 9 月 14 日 19~22 时的温度廓线随时间的变化

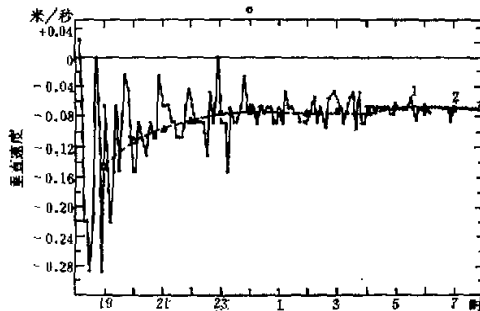


图 4(c) 1981 年 9 月 14 日~15 日在 240 米高度上垂直速度随时间的变化。上升运动为正,下沉运动为负

(1) 正点前每分钟的值,每小时 10 个值 (2) 正点前 10 分钟的平均值。

速度向上为正,向下为负。从图 4(c) 中可以看到,在整个过程中,240 米高度上基本上都为下沉气流。其平均强度在上半夜有逐渐减弱的趋势。再看图 4(b) 中 160 米到 280 米这一范围的温度层结。14 日 19 时,这一距离内的温差 $\Delta T_{19} = T_{280} - T_{160} = -1.2^\circ\text{C}$,层结为中性。即 $\gamma = \gamma_d$ 。据 (3) 式可知,对于中性层结,虽有下沉运动,也不会引起温度的变化。20 时塔的中层开始出现逆温,这时 160 米与 280 米之间的温差 $\Delta T_{20} = -0.3^\circ\text{C}$,即 $\gamma = -0.25^\circ\text{C}/100$ 米,它小于 γ_d (绝对值)。这时的下沉运动有增温作用。从图 4(c) 中可得 20 时的平均垂直速度为: -0.112 米/秒;利用 (3) 式,可以估计出空气从 280 米下

沉到 160 米这一范围内将增温 0.9°C ; 同理可算得在 22 时的增温为 1.4°C 。这个增温的量级与图 4(b) 中实际的 20 时到 22 时温度廓线的变化是比较吻合的。23 时虽然有同样量级的增温作用, 但因 160 米到 180 米之间存在强烈的风切变 (23 时这层的 Ri 数为 0.004; 24 时 Ri 数为 0.11), 由于湍流的混合作用限制了温度继续升高。25 日 01 时以后, 气层又呈现为中性。因此, 可以认为下沉运动对低层逆温有直接的增强作用。另一方面, 在同样量级的风切变条件下, 由于逆温的增强, 使 Ri 数增大。也就是说, 使湍流活动受到抑制。相应的因湍流交换所带走的动量也就较少 (湍流活动有使动量分布趋于均匀化的倾向, 反之亦然)。换言之, 使逆温层的动量积累更为有效。由此推断, 强的逆温可能使达到形成急流时所必需的动量积累过程有缩短的作用。即下沉增温作用的强弱不同也可能是使急流在减弱之后又重新加强的这种间歇周期有时表现为较短, 有时表现为较长的原因之一。

再有, 下沉运动的掺混作用把上部风速较大的空气质点往下带, 使下部风速增大, 对超低空急流的形成也有一定的作用。

3. 动量下传的不规则性 动量下传的机制是十分复杂的, 其下传过程的尺度不论是时间尺度还是空间尺度都可以有很大的差别。在暴雨过程的分析中经常会联系到对流

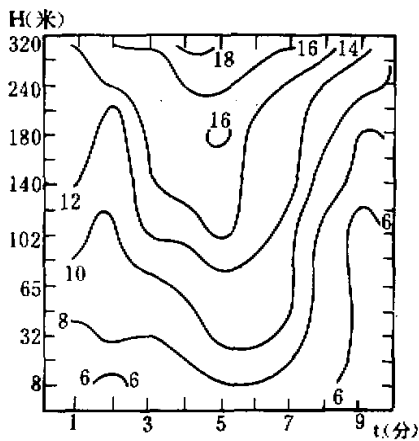


图 5 1981 年 9 月 14 日 18 时 51 分—19 时 00 分的风速变化, 单位为米/秒

层高层动量下传, 使低层风加大并形成低空急流。这种高层动量下传过程, 其时间尺度往往是 1—2 天, 空间尺度为几百公里*。在本文所探讨的超低空急流现象中, 有类似的过程, 但尺度要小很多, 见图 5。该图为 1981 年 9 月 14 日 18 时 51 分到 19 时 00 分风速随时间的变化过程。图中实线为根据每分钟的风速观测记录分析的等值线。19 时的温度层结为中性。从图可见, 在这次过程中, 从塔层顶部 300 米附近的 14 米/秒的等风速线往下伸展到最低点约 100 米高度上, 只有 4 分钟的间隔, 以后整层风速逐渐减弱。整个过程只有 8—9 分钟, 空间尺度只有几百公尺。当天 20 时, 在 100 米左右的高度上出现逆温。这时,

由于逆温层对动量下传的阻挡作用, 超低空急流在逆温层附近形成, 见图 4(a)。因此可以推断: 这种尺度很小的动量下传过程在超低空急流的形成 (或加强) 过程中有直接的作用。但资料分析的结果表明: 这种尺度很小的动量下传过程不是在整个急流过程中自始至终都表现得十分清楚的。也就是说, 它的出现是带有不规则性。因此可以认为这种动量下传的不规则性, 也是造成超低空急流间歇周期长短不一的原因之一。

* 见《中国之暴雨》陶诗言等著, 第 62 页。

四、结 束 语

从所选取的资料分析表明,当有低空逆温存在时,不一定每次都出现超低空急流。据初步的资料统计,从1979年8月到1980年7月的124天资料中有159时次*出现逆温。在出现逆温的同时存在超低空急流者为69时次。也就是说,在有逆温的条件下只有约43%的可能性出现超低空急流。另外,从现有的资料分析来看,超低空急流现象没有表现出其天气方面的意义。但超低空急流所造成的风切变区对飞机的起落飞行有直接的影响。按平均情况而言,超低空急流中心下部一侧的切变值约为 $+0.073 \text{ 秒}^{-1}$ (风速向下递减),它使正在着陆的飞机的空速下降,机头下沉。假定超低空急流的高度发生在240米处,飞行员如不及时采取措施,据估计,它可使飞机不到跑道头,约提前200米就接地了。因此,对超低空急流的进一步研究对航空活动有着重要的意义。

参 考 文 献

- [1] 李兴生、叶卓佳、刘林勤,夜间低空急流的分析研究,大气科学,第5卷第3期,1981.
- [2] 张世丰,南京164米高塔观测到的超低空急流,南京大学学报,第5期,1979.
- [3] Blockadar, A. K., Boundary Layer wind maxima and their significance for the growth of the nocturnal inversion, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 38, 283—290, 1957.
- [4] Mahrt, L., Heald, R. C., Lenschow, D. H., Stankov, B. B. and Troen, I. B., An Observational Study of the structure of the nocturnal Boundary layer, *Boundary Layer Meteorology*, 17, 247—264, 1979.

INTERMITTENT FEATURES OF THE ULTRA-LOW-LEVEL JET DURING THE APPEARANCE OF NOCTURNAL INVERSION

Jin Weiming Wang Xueyong

(Institute of Meteorology, Air Force)

Hong Zhongxiang Zhao Deshan

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

Abstract

During the occurrence of the ultra-low-level jet, both its intensity and height have fluctuations with intermittent characteristics. The interval between successive occurrences of the jet is nearly 2 hours and the height of the jet also fluctuates frequently, with a variation up to about 100 m.

* 所谓“时次数”,即在观测的一小时内,有该现象出现者作为一次。