第3卷 第1期 气象科学研究院院刊 Vol. 3, №1
1988年4月 JOURNAL OF ACADEMY OF METEOROLOGICAL SCIENCE Apr. 1988

中上层冷平流对飑线发生的影响

李洪勣 徐宏
（空军气象研究所）

提 要

飑线的产生经常与不稳定能量和垂直风切变相联系。本文提出了对流层中上层温度平流的一种诊断方法。应用这一方法分析了一些例子中700—300hPa间的平流值。结果表明，冷平流会引起不稳定能量E的增加，E和$\frac{\partial E_a}{\partial t}$的大小对强飑线的发生有一定指示作用。文中指出垂直风切变及其变化与温度平流的存在是紧密相关的。还指出分析不稳定能量和中上层温度平流的水平分布对预报飑线发生的区域是有用的。

一、引 言

飑线属中尺度天气系统。飑线天气来势迅猛，常伴有大风，冰雹，预报比较困难。关于飑线发生发展的规律，国内外曾作过许多研究工作。指出层结不稳定，高空急流，低空水汽辐合，干暖盖，风的垂直切变等条件与飑线的发生有着密切联系[1]。近年来，在我国飑线产生条件的研究中，陶诗言等着重强调层结不稳定和风的垂直切变两者的作用[2]。强对流风暴数值模拟工作的进展，也在给定大气层结和风的垂直廓线情况下，成功模拟出风暴的许多特征[3]。可见，大气不稳定能量和环境风场对强对流风暴的生成、结构、维持是至关重要的。当然，强对流天气的形成，初始扰动条件也是必须的。在数值模拟中，常给出一定尺度的初始温度扰动。在实际天气过程中，触发条件有热力的和动力的。这类扰动与前面条件相比，在大气中出现机会更经常些。因此，飑线产生条件的诊断亦应围绕这些方面。我国出现的飑线天气，一般以500hPa槽后型的南移飑线强度为强。研究指出，在该型不稳定层结的建立中，以中上层冷平流的贡献为主[4]。预报这类强飑线，需要建立可行的诊断冷平流的方法，研究冷平流与不稳定能量、风场改变的具体联系。本文利用南京、徐州1974年6月、1982—1983年5—6月和北京1969年8月共6个月资料（其中含3次有名的强飑线过程），对有无强飑线两类过程的08时不稳定能量分布，不同高度上的温度平流及不稳定能量和风切变的变化，进行了分析计算，并研究了它们与强飑线的关系。所得的结果对分析预报强飑线有一定参考价值。

本文1986年6月17日收到，1987年7月16日收到修改稿。

二、中上层冷平流的诊断方法

在天气分析中，温度平流的分析一般是在等压面图上计算 $-V\cdot\nabla T$。对于研究强对流天气来说，仅诊断几个标准层温度平流反映深厚对流层中的不稳定能量变化是不够的。近年来在暴雨强对流天气的诊断分析中，根据高空风的垂直变化来计算温度平流的方法已被人们采用。但是这些计算公式都是在气层中风随高度变化小的假设下得出的。而在强对流天气发生、发展过程中，环境风的垂直变化通常不是很小，而是很大。为此，我们在假定 $P_1-P_2(P_1>P_2)$ 气层中风向、风速随气压对数线性变化的情况下，取静力平衡和地转平衡近似，得出下面的计算公式[5]：

$$\frac{\partial T_x}{\partial t}=\frac{f}{R_d\ln(P_1/P_2)}\left[v_1v_2+\frac{1}{3}(v_2-v_1)^2\right](d_2-d_1) \tag{1}$$

式中 f 为地转参数；R_d 为干空气气体常数；v_1、v_2、d_1、d_2 分别为气压 P_1、P_2 层次上的风速、风向；T_m 在业务工作中常被当作 P_1-P_2 气层中的平均温度。实际上，这一关系是根据静力方程和状态方程推导出来的。严格地讲 T_m 应是平均虚温。由(1)式可见，当风向随高度顺转时，为暖平流，气层中的平均虚温 T_m 将随时间增大；反之，当风向随高度逆转时，为冷平流，则 T_m 减小。平流的强弱与风速的大小及风向、风速随气压的变化有关。气层中虚温变化引起的气层厚度改变会影响不稳定能量(E)的变化。在大气热力学中，

$$E=-R_d\int_{P_1}^{P_2}(T_{vi}-T_{ve})d\ln P$$

式中 T_{vi}、T_{ve} 分别为上升空气块和环境空气的虚温。考虑到参加积雨云对流的空气大部分来自低层，因此，T_{vi} 可用地面空气状态确定。上式可写成下面的形式[6]，

$$E=g[\Delta H_s(\theta_{se})-\Delta H] \tag{2}$$

式中 $g=9.80665$ 焦耳·千克$^{-1}$·位势米$^{-1}$；ΔH 是 P_1-P_2 气层的厚度；$\Delta H_s(\theta_{se})$ 为 P_1-P_2 气层的绝热位势厚度，它是地面气压 P、温度 T，露点 T_d 所确定的 θ_{se} 的函数。将(2)式对时间 t 求导数，得

$$\frac{\partial E}{\partial t}=g\left(\frac{\partial\Delta H_s}{\partial t}-\frac{\partial\Delta H}{\partial t}\right)$$

式中右边第一项为地面温、压、湿变化引起的 E 变化；第二项为上空厚度变化引起的 E 变化。P_1-P_2 气层中虚温平流引起的 E 变化为：

$$\frac{\partial Ea}{\partial t}=-g\frac{\partial\Delta Ha}{\partial t} \tag{3}$$

式中 $\frac{\partial\Delta Ha}{\partial t}$ 即为虚温平流引起的 P_1-P_2 气层厚度变化(考虑到习惯叙述方便，下面也称为温度平流)。利用静力公式，并将(1)式代入，得：

$$\frac{\partial Ea}{\partial t}=-f\left[v_1v_2+\frac{1}{3}(v_2-v_1)^2\right](d_2-d_1) \tag{4}$$

由(4)式可见，当风向随高度逆转，冷平流时，E 将随时间增加；反之，暖平流时，E 将随时间减小。E 的变化大小主要决定于风向、风速的变化。当风速以米/秒为单位，风向以弧度为单位时，$\frac{\partial Ea}{\partial t}$ 的单位为瓦·千克$^{-1}$。$\frac{\partial Ea}{\partial t}$ 是气层 P_1-P_2 间温度平流变化引起

的单位时间不稳定能量变化值，与相应的厚度变化值，绝对值相差 g 倍，符号相反。

在业务工作中，标准层上的风有几个记录，实际使用的计算公式为下面形式：

$$\frac{\partial Ea}{\partial t}=-f\sum_{i=2}^{n}\left[v_{i-1}v_i+\frac{1}{3}(v_{i-1}-v_i)^2\right](d_i-d_{i-1}) \tag{5}$$

n 为 P_1—P_2 气层中所含标准等压面的层次数，d_i、v_i 为第 i 标准层上的风向、风速。而 P_1、P_2 的选取可以根据研究或预报对象的需要，或冷、暖平流的垂直分布来确定。(5)式可以反映一定厚度的气层 P_1—P_2 中温度平流引起不稳定能量的增减或厚度的变化情况。分析 $\frac{\partial Ea}{\partial t}$ 的水平分布可以看出不稳定能量急剧变化的地区，上空等压面间厚度的改变和斜压性加强的区域。这些都是与强对流天气发生发展所需的浮力不稳定和斜压不稳定的形成紧密相关的，是通常用等压面上温度、风计算 $-V\cdot\nabla T$ 所不能看到的。可见，用(4)式或(5)式诊断中上层冷平流的强度及其分布，对预报强对流天气特别是强飑线天气是有益的。

三、 中上层冷平流在强飑线发生中的作用

1. 冷平流使不稳定能量随时间增加

在华北、华东地区强对流天气分析中，我们看到中上层(700—300hPa)常有冷平流，冷平流将使不稳定能量随时间增加，这一定性的概念预报员是熟悉的。我们应用(5)式计算了有无飑线天气的单站对流层中上层(700—300hPa)温度平流引起的不稳定能量变化 $\frac{\partial Ea}{\partial t}$，利用(2)式计算了不稳定能量 E。附表给出了几次强飑线出现当天08时和前一天08时本站的 ΔH_s、ΔH、E，$\frac{\partial Ea}{\partial t}$（均为700—300$hPa$值）。相应的不稳定能量旬平均值（$\overline{E}$）也列在表中。其中北京为1969—1978年平均，其他站为1961—1977年平均。由附表可见，在飑线出现前，当天在700—300hPa气层都有强冷平流。这样的冷平流6小时可使相应的气层厚度减小36—67位势米，相应不稳定能量增加约360—670焦耳/千克。而前一天08时相应层次为暖平流，24小时暖平流转冷平流的变化将在24小时内使相应层次厚度增加后又减小。$\frac{\partial Ea}{\partial t}$ 为观测时间的瞬时量。从 ΔH 的24小时变化可以看出，多数为负值，有的负变厚已达40位势米。也有一次为正变厚，可能是冷平流开始时间较晚，但 $\frac{\partial Ea}{\partial t}$ 的符号与 E 的24小时变化符号是一致的。可见中上层冷平流对不稳定能量的变化起重要作用。ΔH_s 在24小时内也有明显变化，这是由地面空气状态决定的，对 E 的变化也起重要作用，但也有24小时 ΔH_s 下降，而 E 增大的情况。由附表还可以看出，当天08时的不稳定能量显著地偏高于其旬平均值，这是强对流天气出现前的一种征兆。由于当天08时这样强的冷平流存在，以后不稳定能量还会很快增加，加上地面日变化的作用，将为下午强飑线发生提供有利的浮力不稳定条件。

中上层冷平流常伴随下沉运动，这种运动与人们注意到的强飑线出现前中低层的逆

温层形成和能量贮存有一定联系。温度平流引起的变厚将受到垂直运动抵消，所以按(5)式计算的不稳定能量变化通常比实际中厚度变化要大，其大小与强飑线天气关系可以统计得出。

附表　几次强飑线的 E 和 $\frac{\partial Ea}{\partial t}\times 6$ 小时的计算结果(单位：10 焦耳/千克)

地　点	日　期	ΔH_s	ΔH	E	$\frac{\partial Ea}{\partial t}\times 6$小时	$\overline{E}$
徐　州	1982 年 6 月 16 日	6429	6473	−44	−69	−76
	6 月 17 日	6505	6433	72	67	
徐　州	1974 年 6 月 16 日	6567	6500	67	缺测	
	6 月 17 日	6602	6510	92	45	
南　京	1974 年 6 月 16 日	6602	6550	52	−7	−71
	6 月 17 日	6593	6530	63	40	
北　京	1969 年 8 月 28 日	6328	6350	32	−11	−21
	8 月 29 日	6376	6310	66	36	

图 1 是根据徐州，南京、北京共 6 个月中 300hPa 上偏南风时，单站 08 时 E 和 $\frac{\partial Ea}{\partial t}$ 与强飑线关系的统计图。300hPa 偏南风表示上层处在槽前，对流层中下层的冷空气中心还在测站的西北部。4 个测站的强飑线均出现在 E 和 $\frac{\partial Ea}{\partial t}$ 大的情况下，即集中在图中的右上角。分析表明，E 大，而 $\frac{\partial Ea}{\partial t}$ 小时，多出现一般性雷暴；而 $\frac{\partial Ea}{\partial t}$ 大，E 小时的情况常常是整层均处在冷空气控制之下，天气晴好。可见 08 时不稳定能量较大，中上层有冷平流，将使局地不稳定能量继续加大，这对下午能否出现强飑线是十分重要的。

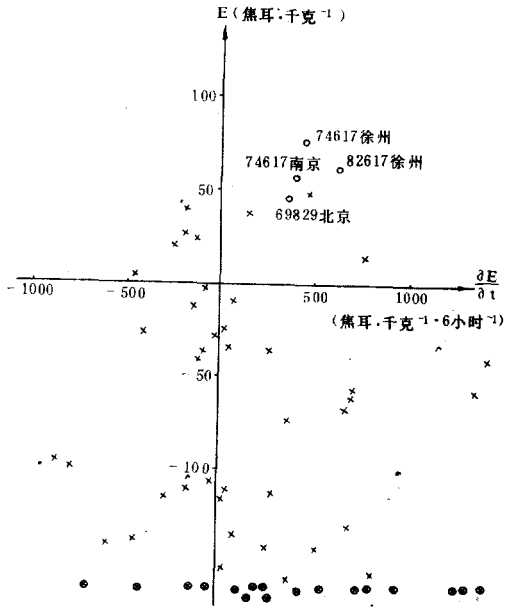

图 1　强飑线与 E、$\frac{\partial E}{\partial t}$ 的关系

图中○表示出现强飑线；×没有出现强飑线；下边界⊗表示点在边界外，没有出现飑线

上面所述的不稳定能量是人们通常所指的对流上升空气释放的不稳定能量。它是积雨云中上升气流能量的主要来源。实际上，在飑线发展中，还有一支强度与上升气流相当的下沉气流或下冲气流。下沉气流在下降过程中也释放不稳定能量，并转变为空气的动能。不难看出，下沉空气温度比环境温度越低，其起始高度离地面越高，获得的动能越大。中上层冷平流将伴有 θ_{se} 下降，有利于这类不稳定能量的增长。如南京 1974 年 6 月 17 日受飑线影响出现了 38.9 米/秒的大风。由于中上层冷平流影响和低层暖平流影响，θ_{se} 随高度减小的层次很厚，θ_{se} 最小值为 58.8℃，出现在 480hPa(根据 12 时的探空)。按(1)式计算，12—19 时 400—500hPa 冷平流还将使温度平均下降 0.92℃，相应的最小 θ_{se} 值将达到 57.4℃。与飑线过后地面出现

最大风速时(19时)的56.1℃数值十分接近。可以认为在对流过程中，中上层低θ_{se}的空气近于绝热地下降到达地面。假定下沉气流是饱和的，那么过480hPa的$\theta_{se}'=57.4$℃的湿绝热线即为下沉气流的状态曲线。

在上述这样确定的物理过程中，到达地面上单位质量空气可能出现的最大动能可以通过能量守恒判定，

$$\frac{1}{2}\left(\frac{v_{P_0}}{k}\right)^2=-R_d\int_{P_1}^{P_0}(T_{vi}-T_{ve})d\ln P+\frac{1}{2}V_{P_1}^2$$

式中P_0为地面气压；P_1为θ_{se}最小层次上的气压；v_{P_0},v_{P_1}为相应层次上的风速；T_{vi}为绝热下沉气流空气的虚温；T_{ve}为环境空气的虚温；k为地面摩擦作用引起的风速减弱系数。通常在地面考虑摩擦影响，要使风速减小1/3—1/4[7]，相应地取$k=3/4$—$2/3$。代入1974年6月17日12时探空得到的数据，$v_{P_1}=10$米/秒，算得不稳定能量$E_{1000}^{480}=1350$焦耳/千克，$v_{P_0}=35$—40米/秒，与实际风速比较接近。可见，这样大的风速出现，主要来自不稳定能量释放。

2. 冷平流与垂直风切变的关系

在静力平衡和地转近似的条件下，垂直风切变与温度平流的存在是直接联系的。由(1)式可见，风向、风速变化越大，即垂直风切变越强，温度平流亦越强。图2是4次强飑线出现前单站标准等压面上风的u、v分量的平均值廓线以及风向随高度的变化曲线(相应的冷平流情况可见附表)。由图可见，西风分量随高度增加，在200hPa达到39米/秒，是比较大的。$\overline{v}$分量不大，在500hPa附近有符号变化，风向随高度由西北偏西转西北，后又转西南偏西。在700—300hPa间的垂直风切变为3.6×10^{-3}秒$^{-1}$。这与超级单阵风暴中风切变值是一致的[8]。需要指出，如此之强或更强的切变在没有强对流天气发生时也有出现，但其中低层风切变是不同的。在这几次强飑线中，飑线出现前地面都是偏南风，即风向自下而上由偏南转为偏北，后又逆转为偏南。看来这种“南—北—南”型的风，以及出现较强的中上层垂直风切变，是强对流天气预报中应该注意的。强风暴的三维数值模拟的初步结果也表明，类似这样的多风向变化的切变，总的来说对强风暴发展是有利的[8]。

温度平流的存在还会引起垂直风切变的变化。对于研究强对流天气产生的环境风切变的变化来说，可将热成风方程对时间求导数，即

$$\frac{\partial^2 V}{\partial t\partial\ln P}=\frac{R_d}{f}\boldsymbol{k}\times\nabla\frac{\partial T}{\partial t}\tag{6}$$

实际工作中常用两标准等压面上下层风的矢量差表示垂直风切变。于是将上式积分，则有

$$\frac{\partial(V_{P_2}-V_{P_1})}{\partial t}=-\frac{R_d}{f}\boldsymbol{k}\times\left(\nabla\int_{P_1}^{P_2}\frac{\partial T}{\partial t}d\ln P\right)$$

将(1)式代入上式，则温度平流引起的P_1—P_2气层风切变的变化

$$\frac{\partial(V_{P_2}-V_{P_1})_a}{\partial t}=\boldsymbol{k}\times\nabla\left\{\left[v_1v_2+\frac{1}{3}(v_2-v_1)^2\right](d_2-d_1)\right\}\tag{7a}$$

或者写作

$$\frac{\partial(V_{P_2}-V_{P_1})_a}{\partial t}=-\frac{1}{f}\boldsymbol{k}\times\nabla\frac{\partial E_a}{\partial t}\tag{7b}$$

以及
$$\frac{\partial(V_{p_2}-V_{p_1})_a}{\partial t}=\frac{g}{f}\cdot\frac{\partial\Delta H_a}{\partial t}\tag{7c}$$

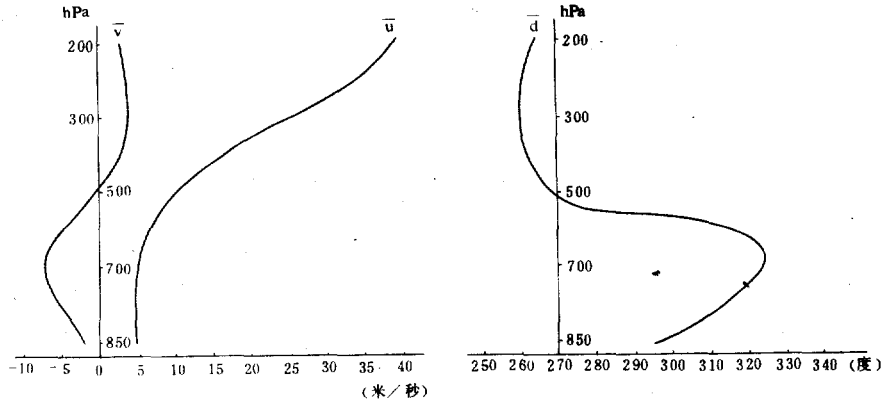

图 2　环境风的平均垂直分布

式中 $\boldsymbol{k}$ 为垂直方向的单位矢量。由此，在中上层东移的冷平流中心之前方，上下层风切变的偏南风分量将随时间增加；在冷平流中心之后方，偏北风分量将随时间增加。相应的上层风向将分别随时间向南和向北转动。在冷平流中心的南方和北方，风切变的偏西和偏东方向分量将增加，相应上层的西风风速将分别随时间增加或减小。冷平流对风垂直变化的这一影响，在北京夏季冷涡型雷暴中很明显。在小股冷空气沿中上层西北气流向东南移时，在冷平流中心的前方和中上层偏南风分量随时间增加，风向随高度逆转。相反，在冷平流中心的后方，偏北方向的分量增加，风向随高度顺转。这样在中上层等压面上，常常生成 NNW－W 的切变线。伴随这类切变线过境，可一连几日出现飑线雷暴天气。

上面分别分析了中上层冷平流与不稳定能量和垂直风切变的关系。由(5)式，(7b)式可见，分析计算 $\frac{\partial E_a}{\partial t}$ 的分布可以反映冷平流对飑线产生的影响。

图 3 是根据间隔约 90 千米的华东中尺度试验探空资料算出的 1982 年 6 月 17 日 08 时 $\frac{\partial Ea}{\partial t}\times 6$ 小时的水平分布。由图可见，在江苏、安徽的北部地区有两个负变厚或不稳定能量增加的大值区。其中心距离约 230 千米，具有中尺度特征。在这个例子中，当天下午 16 时后，出现了两个飑线系统。如图所示，一个产生在徐州附近，

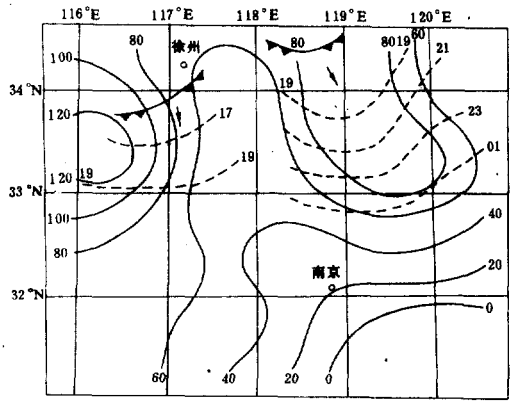

图 3　1982 年 6 月 17 日 08 时 $\frac{\partial E_a}{\partial t}\times 6$ 小时（位势米）分布和飑线活动时次（虚线）

后南移，另一个产生在临沂地区南部，靠近沿海地区南移，前者强度很强，后者持续时间较长。这两个飑线活动区与08时算得的强冷平流区对应得很好。在08时不稳定能量高分辨的水平分布图，这两个飑线活动区也是处于不稳定能量的高值区[9]。本文中其它飑线过程也是这种情况。与中上层存在强冷平流而未出强对流天气的个例相比，冷平流区中不稳定能量数值大小是一个主要的差别。应用 E 和 $\frac{\partial E_a}{\partial t}$ 的水平分布图，分析了一些飑线过程，E 和 $\frac{\partial E_a}{\partial t}$ 都高的地区，对未来飑线活动区有指示意义。

四、结　语

强飑线的发生发展涉及层结不稳定以及与风切变相联系的斜压不稳定和惯性不稳定。对于飑线的发生预报来说，由于出现前低空急流并不常见，重要的是前两种不稳定条件的形成，这是诊断分析中应该注意的。基于这一看法，我们提出了中上层温度平流的一种诊断方法。利用这一方法和计算不稳定能量的新方法[6]，我们研究了中上层冷平流在强飑线发生发展中的作用。结果表明，冷平流将使不稳定能量随时间增加；中层冷空气进入下沉气流后，有利于扰动发展，与飑线大风强度有关；冷平流存在会影响垂直风切变的变化；分析冷平流和不稳定能量的水平分布对飑线产生条件的分析及其预报是有益的。由于收集的强飑线资料不多，有些问题还有待进一步研究。

参 考 文 献

[1] 杨国祥，中小尺度天气学，气象出版社，1983年。

[2] 陶诗言等，中国之暴雨，科学出版社，1980年。

[3] Schlesinger, R. E., Three—dimensional numerical modeling of convective storms; a review of milestones and challenges, Preprints, 12th Conference on Severe Local Storms, 1982, 1。

[4] 丁一汇等，我国飑线发生条件的研究，大气科学，6，1，1982。

[5] 李洪勋，对温度平流计算公式的探讨，气象，11，1984。

[6] 李洪勋，计算不稳定能量的新方法及其应用，气象学报，43，1，1985。

[7] 北京大学地球物理系气象教研究，天气分析和预报，科学出版社，1978。

[8] Atkinson, B. W., Meso—scale atmospheric circulation, 323—386, AP, 1981。

[9] 徐宏，李洪勋，用不稳定能量对稳定度的高分辨诊断，气象，7，1985。

INFLUENCE OF COLD ADVECTION IN MID—AND—UPPER TROPOSPHERE ON SQUALL LINE OCCURRENCE

Li Hongji　Xu Hong

(*Institute of Meteorology, Air Force*)

Abstract

The occurrence of squall lines is frequently associated with instability energy and vertical wind shear. In this paper, a method for diagnosing temperature advection in mid-and-upper troposphere is proposed, with which the advection magnitudes between 700 and 300 hPa in several cases are analysed. Results show that the cold advection would cause an increase in the instability energy E between 700 hPa and 300 hPa and the magnitudes of E and $\frac{\partial E}{\partial t}$ could present a certain indication for the formation of strong squall lines. It is pointed out that vertical wind shear and its change are closely correlated with the temperature advection. It is also emphasized that analysis of horizontal distribution of instability energy and cold advection is useful for forecasting the area in which squall lines occur.