

热带对流和降水

热带气象译文第五期

广东省热带海洋气象研究所 编
中央气象局科技情报研究所

说 明

本集收入二十一篇文章,其中十九篇涉及热带对流和降水问题。一部分论文是对热带大西洋试验和其它试验资料作的研究,反映了这些试验的一部分成果。文章对热带副热带降水系统,特别是热带对流的大尺度、中尺度和积云对流活动特征及它们的相互作用,从不同角度进行了研究,对分析诊断方法进行了探讨,有一些新的见解。这些对我们研究热带副热带地区暴雨有较好的参考价值。

1980年12月

目 录

对流层上层和下层急流的配合及其对强对流风暴发展的意义	1
地面散度和涡度在对流性降雨生命史中的作用 第 I 部分	
观测和分析	25
地面散度和涡度在对流性降雨生命史中的作用 第 II 部分	
概念模式	42
大西洋热带试验区深厚对流活动的大尺度特征	50
大西洋热带试验对流系统的生命史	71
大西洋热带试验第二、三阶段对流活动和降水的日变化	82
在大西洋热带试验中对积云上升下沉气流与大尺度运动的	
相互作用的诊断研究	95
大尺度背景对中尺度扰动生成的影响	105
在大西洋热带试验中一个热带低压内的中尺度现象	124
湿热带环境中对流积云的数值研究	143
在大西洋热带试验雷达回波图形中对流尺度和中尺度降水的分布	150
利用地球同步卫星图象估计大西洋热带试验的雨量	165
亚洲副热带湿润区锋面低压的暴雨 II 降水、雷达回波和	
层结的中尺度特征	176
大西洋上空可降水汽季节分布的测定及对边界层结构的推断	192
热带东大西洋天气尺度波扰动的涡度、动量和散度的收支	208
涡度、散度和垂直运动场	226
1970年4月19日美国中西部重力内波发生的分析	236
西北太平洋热带低压的加强判据	250
干旱和雨量正常年北半球夏季的热带环流	261
西印度洋低空急流中的一次极大风速	278
用1961年气象局特殊气球测风网资料描述的三次偏南风	
低空急流过程	281

对流层上层和下层急流的配合及其 对强对流风暴发展的意义

L.W.UCCCELLINI

空间科学技术中心，威斯康辛大学

D.R.JOHNSON

空间科学技术中心，威斯康辛大学气象系

提 要

通过数值模拟、实例分析及等熵坐标系中等变压风方程的应用等方法，对急流入口区和出口区中的横向环流进行研究，以分析对流层上层和下层急流与强对流风暴发展之间的相互作用。与急流在纬向通道中传播有关的质量和动量调整，用一个混合型的等熵—— σ 坐标数值模式来模拟。数值计算的结果描绘出急流入口区和出口区中一种双层质量调整。还证明在低层等熵面上等变压风是横向环流回返分支的主要组成部分，并为伴随急流传播的双层质量调整所推动。从一次恶劣天气爆发的实例分析结果可以看出：1)处在对流层上层急流的出口区下方，有一条低空急流(LLJ)夹在一个逆环流的下支气流中。2)下支气流的增强和LLJ的发展主要是等变压风分量加强的结果。3)LLJ的发展通过急流出口区中的双层质量调整与对流层上层的急流相配合。LLJ的等变压风分量是LLJ轴线与上部急流轴线存在相当大角度的主要原因，并且导致风随高度顺转。在出口区中，由于质量调整的几何性质，对流层低层的暖湿空气向右并位于急流之前，与急流高度上的干、冷空气相结合，产生使大气变为对流不稳定的各种平流。实例研究的结果证实了这样一个概念，即强对流风暴发展的有利条件可以因伴随对流层上层急流传播的质量和动量调整而加强。

1. 前言

Faubush和Miller(1953, 1954)的研究工作中包含有这样的概念，即对流层上层和下层急流之间的相互作用对于有组织的对流风暴系统的发展是很重要的。他们指出，与对流层中层强西风有关的干、冷空气平流，以及对流层低层暖、湿空气舌的迅速北移，为深厚的对流创造了有利条件。他们还强调了发生对流的可能性随风的强烈顺转而增大，因此，对流层中层的风向和湿舌轴之间的夹角很大。其他气象工作者，如Pettersen(1956)和Newton(1967)把风随高度顺转以及随后的各种温、湿平流

跟不同高度上急流轴的交叉以及对流不稳定的发展 联系起来(图1)。当不同高度上的急流轴趋于垂直且平流的强度达到极大值时,对流不稳定也发展最强。

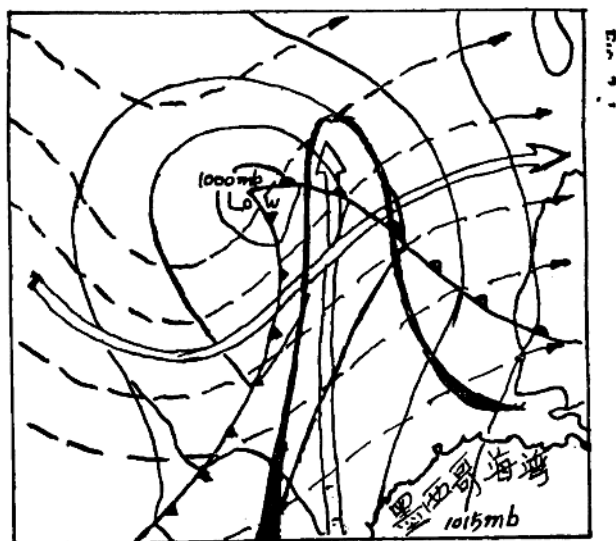


图1.一次剧烈天气爆发的图解特征

实线是海平面等压线,虚线是对流层上层气流的流线。阴影表示低层湿舌的大致范围和位势不稳定区(引自Newton, 1967)。

对流层急流在强对流风暴的发展中的作用*曾由Petterssen(1956), Reiter(1963), Ludlam (1963), Newton (1933, 1967), Palmen和Newton (1969), 以及Danielsen (1974) 等人进行概括。在这些模式中, 对流层上层急流的主要作用是在对流层上层和 中层提供干、冷空气平流, 加强上层辐散, 并从对流区向下游输送感热。低空急流 (LLJ) 则迅速地向对流区输送热量和水汽(参看Means, 1952, 1954, Bonner, 1966)。 对流层上层和下层急流带的联合作用产生了一片对流不稳定区, 最后恶劣天气就在那里 发生。Beebe和Bates (1955) 也把上下二层急流的相对走向和位置跟辐散场和辐合场的 叠加联系起来, 这个叠加导致了机械抬升并引起对流风暴。Reiter (1933) 提出了涡度 平流、散度和动量的垂直交换方面的补充论据, 强调急流带对恶劣天气的产生的作用。 而Ludlam (1933) 则指出急流带的平均位置与强对流的全球分布紧密相关。

对流层上层和下层急流的分析通常描绘在等压面上。在判断强对流风暴的发展时, 这些急流是当作彼此分隔的实体来处理的。然而, 对于在等熵面上分析的急流, 在一些 实例中, 由于LLJ向对流层中层伸展, 两支看来是分开的急流汇合成一片 (Reiter, 1969)。Reiter认为, 在某些情况下, 低空急流不是单独存在, 而是与对流层上层急流 相配合出现的。

本文的研究目的是为了确定对流层上层和下层急流是如何相配合的, 并讨论上下层

* Palmen和Newton (1969.) 定义急流为等风速线极大区。

急流的配合在强对流风暴的发展中的作用。在第2节中,讨论影响北美大陆的低空急流的类型,并详细说明为研究而选取的LLJ的类型。第3节介绍来源于调整观点的对流层上层和下层急流相配合的原理。第4节中讨论一个实例研究,把对流层上层急流出口区中质量和动量的调整与LLJ的发展联系起来,并与为强对流风暴创造有利条件的各种温度和水汽输送联系起来。第5节对研究成果进行总结并对进一步探讨提出建议。

2. 低空急流

Bonner (1968) 的气候概述列举了在美国大平原及中西部地区对流层下层急流发展的大量例子,从得克萨斯州到内布拉斯加州春季和夏季诸月LLJ产生的数量最多。大平原南部,低空急流的特点是昼夜变化,在清早达到最大强度,并且与夜间逆温有联系(Blackadar, 1957; Wexler, 1961; Gerhardt, 1962, 1963; Hoecker, 1963; Izumi和Barad, 1963; Izumi, 1964; Bonner, 1968; Lettau, 1967)。低空急流的发生和它的季节、时间及地理特征与付热带高压的季节性移动,倾斜的地形,边界层过程和昼夜辐射变化等全都有关系(Blackadar, 1957; Wexler, 1961; Lettau, 1967; Paegle和Rasch, 1973)。

Reiter (1969) 指出对流层下层风的极大值同样发生在中西部地区,与天气尺度或次天气尺度的输送息息相关。Hoecker (1963) 和Bonner (1966) 提出LLJ的一些实例,背风面低压槽或气旋的生成显然正好在落矶山的东部。这些LLJ的发展昼夜变化最小,并且延伸至行星边界层以上直到850mb高度。Danielsen (1974) 指出,对于类似情况,饱含水汽的低空风极大值的出现,跟发展中的背风面气旋引起的气压梯度增大有关。Browning和Harrold (1970) 用多普勒雷达观测一条通过英伦三岛的冷锋提供了低空急流和气旋发展同时存在的论据。他们确定了锋前水汽的水平输送局限于对流层下层,并且主要跟位于锋前并与冷锋平行的对流层下层风的极大值有关。本文的研究重点是,与对流层上层急流出口区下方的LLJ有关的天气尺度调整对流层上层急流的方向从反气旋(南)一侧指向气旋(北)一侧(图1)。

3. 与急流有关的质量和动量的调整

本节讨论与急流有关的质量和动量的相互调整以及对流层下层风的反应。由于在恶劣天气情况下,位于对流层上层急流出口区下方的LLJ指向上层急流的气旋一侧(参看图1),看来是夹在逆环流的回返分支内。横向环流的回返分支通过与风的极大值传播有关的质量调整进行输送,如果将这种输送单独分离出来,将有助于了解对流层上层和下层急流的相互配合。

正向的和逆向的横向环流存在于急流传播的入口区和出口区中(Chicago大学, 1917; Namias和Clapp, 1949; Bjerknes, 1951; Riehl等人, 1952; Murray和Daniels, 1953; Sawyer, 1956; Newton, 1959; Staley, 1960; Reiter, 1969; Johnson, 1970; Cahir, 1971; Uccellini, 1976)。出口区中的逆环流包括对流层上一条朝向急流反气旋一侧的支流,气旋一侧的上升运动和反气旋一侧的下沉运动,以及对流层下层朝着气旋一侧的回返分支。入口区中的正环流与逆环流的方向完全相反。

非平衡气流要求必须有正环流和逆环流的存在，这一点在Rossby (1938, 1949), Cahn (1945) 和Sawyer (1956) 的研究工作中已经有所涉及。Cahir (1971) 在近年的一项关于横向环流和中小尺度降水区的研究中，利用一个二维原始方程模式模拟了正环流和逆环流，模式映射在与急流正交的铅直平面上，并被用于实例研究。Cahir对逆环流进行数值模拟的一个例子(图2)表明上层和下层横向风分量分别为5.8米/秒和4.7米/秒，垂直运动 $>2.0 \mu b/s$ 。在以后的一次试验中，初始的相对湿度增加30%，增加释出的潜热几乎使急流气旋一侧的铅直上升运动加大一倍。Cahir应用他的模式于大量实例并强调了中小尺度降水区是与急流传播有关的正环流和逆环流的向上垂直分支引起的。

观测资料对横向环流的验证综合了三维波动结构及其与动量及压力的顺流变化有关的非线性平流，大气层结，地形影响，曲率效应，以及在气旋发展及长波加强期间与大尺度波的相互作用(Newton, 1954; Beebe和Bates, 1955; Shapiro, 1975)。在本文中，质量和动量调整的一些三度空间的特点以及对流层上层与下层之间的配合将通过等熵系统内的动量地转近似进行验证。

$$\frac{dU}{dt} \approx \frac{dU_g}{dt} \approx \frac{\partial U_g}{\partial t_0} + U \cdot \nabla_0 U_g + \frac{d\theta}{dt} \frac{\partial U_g}{\partial \theta}, \quad (1)$$

式中， U 和 U_g 分别是水平风和地转风，(参看 Eliassen, 1949, 1962; Hoskins, 1975)。利用下式表示的水平加速度和非地转气流(U_{ag})之间的关系

$$U_{ag} = U - U_g = f^{-1}k \times \frac{dU}{dt} \quad (2)$$

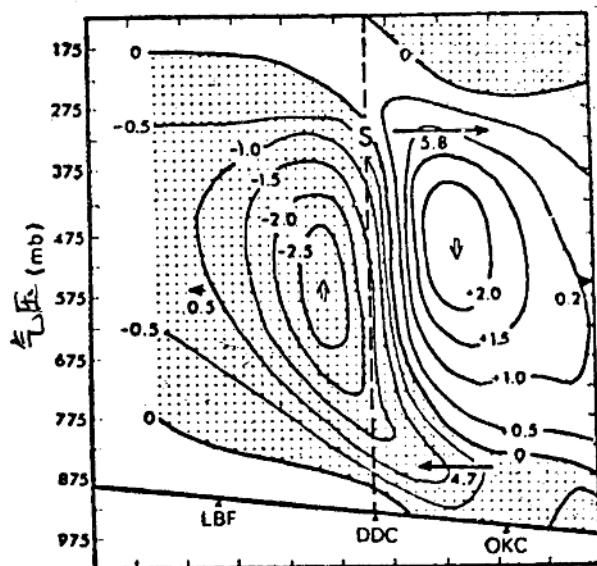


图2. 按照PE模式映射在通过急流出口区的截面上的逆环流模拟图。实线等值线是垂直运动($10^{-4} s^{-1}$)，带黑点的是上升运动，带有数字的箭头表示水平横向分量(ms^{-1}) (引自Cahir, 1971)。

联系非绝热气流的假定并略去 $(U \cdot \nabla_0 k) \times U_g$ 项, 非地转速度转换形式为

$$U_{ag} = f^{-1} \left[K \times \frac{\partial U_g}{\partial t_0} + U \cdot \nabla_0 (K \times U_g) \right] \quad (8)$$

$\underbrace{\hspace{1.5cm}}_A \qquad \underbrace{\hspace{1.5cm}}_B$

A项代表等变压风 (Brunt 和 Douglas, 1928), 而B项则表示惯性的平流过程。

(3) 式的准地转形式是将 U_g 代替平流速度 U 。但是, 在B项中计入非地转分量会对锋和急流附近大梯度区中平流过程的定量估计造成很大的差别 (Hoskins, 1975)。还应注意在等熵系统中采用绝热限制, 非地转运动和惯性过程之间的联系就唯一地依赖于准水平平流。如果全微商是在笛卡尔坐标系或等压面坐标系中展开的, B项将计入一个对流层上层和下层通过铅直平流相互作用的方式。

采用等熵坐标系, 一个明显的等变压方式 (A项) 可以单独用于辨别对流层上层和下层之间通过质量和动量调整的相互作用。代入流体静力的地转关系,

$$U_g = f^{-1} k \times \nabla \theta \psi \quad (4)$$

在 (3) 式中, 非地转风的等变压分量是

$$U_{agi} = -f^{-2} \nabla_0 \frac{\partial \psi}{\partial t_0} \quad (5)$$

这里, ψ 是 Montgomery 流函数。从地球表面到一个中间等熵面 θ_L 对流体静力方程进行积分可得

$$\psi_L = \psi_s + \int_{\theta_s}^{\theta_L} L C_p \left(\frac{P}{P_{00}} \right)^k d\theta \quad (6)$$

式中, P 是气压, $P_{00} = 1000 \text{mb}$, k 是干空气的气体常数 R 与定压比热 C_p 之比。按照 Leibniz 法则, (6) 式的偏微商是

$$\frac{\partial \psi_s}{\partial t_0} = \frac{\partial \psi_s}{\partial t_0} + \frac{C_p k}{P_{00}} \int_{\theta_s}^{\theta_L} \left(\frac{P}{P_{00}} \right)^{k-1} \frac{\partial P}{\partial t} d\theta - C_p \left(\frac{P_s}{P_{00}} \right)^K \frac{\partial \theta_s}{\partial t_0} \quad (7)$$

根据 Poisson 方程和 ψ 的定义, Montgomery 流函数的地面值的时间微商为

$$\frac{\partial \psi_s}{\partial t_0} = C_p \left(\frac{P_s}{P_{00}} \right)^K \frac{\partial \theta_s}{\partial t_0} + \frac{C_p \theta K}{P_{00}} \left(\frac{P_s}{P_{00}} \right)^{K-1} \frac{\partial P_s}{\partial t_0} \quad (8)$$

将 (8) 式代入 (7) 式, 并重新整理各项, 得到

$$\frac{\partial \psi_s}{\partial t_0} = R \left[\frac{T_s}{P_s} \frac{\partial P_s}{\partial t_0} + \int_{\theta_s}^{\theta_L} \left(\frac{P}{P_{00}} \right)^k \frac{1}{P} \frac{\partial P}{\partial t_0} d\theta \right] \quad (9)$$

利用这个结果和 (5) 式, 非地转风 (U_{agi}) 在 θ_L 上的等变压风分量是

$$U_{agi}(\theta_L) = -\frac{R}{f^2} \left\{ \nabla \left[\frac{T_s}{P_s} \frac{\partial P_s}{\partial t_0} \right] + \nabla \left[\int_{\theta_s}^{\theta_L} \left(\frac{P}{P_{00}} \right)^K \frac{1}{P} \frac{\partial P}{\partial t_0} d\theta \right] \right\} \quad (10)$$

(10) 式表明在等熵坐标系中等变压风取决于地面气压倾向和地面至 θ_L 之间气压倾向的积分。在流体静力的大气中, 总的垂直质量分布倾向决定了第一项, 而第二项则与内部质量再分配有关。注意即使地面气压倾向等于零, 等变压风分量也可以在等熵面上存在。

气压倾向与(10)式 U_{ag} 表达式之间的关系把对流层的质量调整跟 θ_L 上的等变压风配合起来。在任意的下层和上层等熵面(θ_2 和 θ_1)之间对质量连续方程进行垂直积分,得到

$$\frac{\partial P_2}{\partial t_0} = \frac{\partial P_1}{\partial t_0} + \int_{\theta_2}^{\theta_1} \left[\nabla_{\theta} \cdot \frac{\partial P}{\partial \theta} U + \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{\partial P}{\partial \theta} \frac{d\theta}{dt} \right) \right] d\theta \quad (11)$$

将(11)式代入(10)式,在 θ_L 上的等变压非地转分量可以跟水平质量辐散和非绝热过程联系起来。

a、与急流传播有关的质量调整

我们用一个等熵和 σ 坐标混合型的数值模式的模拟结果来说明与纬向通道中传播的急流有关的质量——动量调整。下面是Uccellini等人曾详细描述的一个混合型模式的简单情况(1979)。这个混合型模式由一个自由大气的等熵表示法与一个对流层底部200mb的 σ 坐标表示法综合组成。利用基本方程组的通量形式使模式不同区域间分界面上的各个边界条件互相配合,从而使在模式的不同区域之间相互充分作用而不致引入虚假的质量、动量和能量来源,用一个隔行的垂直网格来维持质量场和风场的平滑过渡不需要人工调整,经向边界条件是周期性的,而纬向边界条件则不受干扰,可以自由滑动。初始质量场根据一组解析函数来确定,规定了地面温度梯度和整个模式区域内的垂直递减率。初始风场是通过地转关系来确定的。

在四个象限包围的急流中,每个用 $4\Delta x$ 乘 $3\Delta y$ 的长方形($\Delta x = \Delta y = 2.75 \times 10^5 m$)16h输入相似模式计算的平均质量通量散度。这些平均值是对290k和350k之间的八个层次计算的, $\Delta \theta$ 等于10k。

由于绝热条件,质量通量散度只与(11)式中的水平质量通量散度项有关。总质量通量散度(实廓线)的平均值的垂直分布表明急流带入口区和出口区中的双层质量调整(图3)。在气旋出口和反气旋入口的两个象限中,对流层上层的质量辐散是由对流层下层的质量辐合来补充的。无辐散层的高度位于310k附近。反气旋出口区和气旋入口区的情况则正好相反。四个象限,两层型式是与Bjerknes(1951)和Riehl等人(1952)关于质量调整与急流有关的观点是一致的。

在这个尺度上地转运动与非地转运动的相对重要性的一些标志可以根据区分质量通量散度为地转和非地转两种方式:

$$\nabla_{\theta} \cdot (\rho J U) = \nabla_{\theta} \cdot (\rho U_g) + \nabla_{\theta} \cdot (\rho J U_{ag}) \quad (12)$$

这里, ρJ (密度; Jacobian变换)等于 $-(1/g) \frac{\partial P}{\partial \theta}$ 地转方式(点虚线廓线)与非地转方式(虚线廓线)比较的相对振幅表明,这个尺度上的质量调整主要决定于质量通量散度的非地转方式(图3)。

b、对流层上层的横向分量

分析非地转质量通量散度各个分量,展示出在对流层低层,横向气流分量 $\partial(\rho J v_{ag})/\partial y$ 通常占优势。在对流层上层,横向和纵向气流的非地转分量量值相等、符号相同。Bjerknes(1951)曾强调了对流层上层非地转分量在急流的出口区和入口区中提供

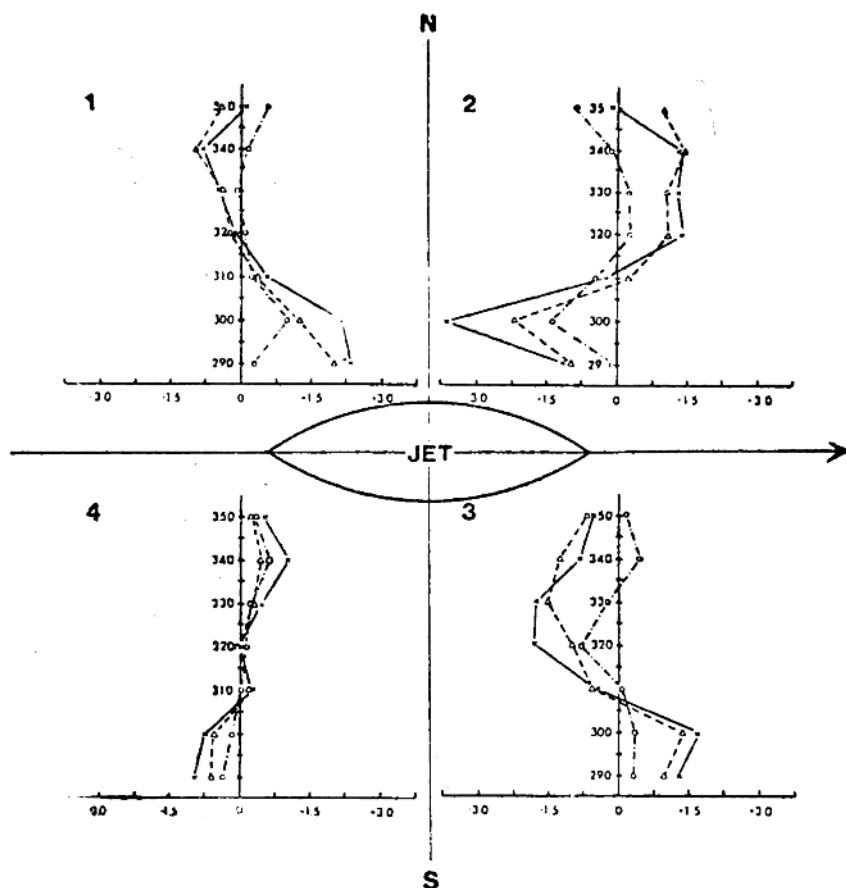


图 3、在围绕急流的四个象限中,模式计算的平均质量通量散度 ($\times 10^1 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) 垂直廓线 [总体的是实线,非地转的是虚线,地转的是点虚线]。

横向气流质量输送的必要性。在出口区中,对流层上层非地转风从急流的气旋一侧输送质量到反气旋一侧。在入口区中,对流层上层非地转风从急流的反气旋一侧输送质量到气旋一侧。在急流高度上,气压梯度力和风的水平变化最大,(3)式中的平流惯性项趋于大于等变压风项,并在横向非地转分量的作用下抵消了等变压项(Bjerknes, 1951)。图 4 说明惯性平流项所规定的 340k 非地转风分量。在入口区中,地转风沿急流方向增强产生一个 4.5 米/秒的非地转横向风分量极大值,方向指向气流一侧。在出口区中,地转风沿急流轴的减小,产生一个 8.5 米/秒的非地转横向风分量极大值,方向指向反气流一侧。这个基本型式随着急流一起传播,并维持准稳定。

c. 对流层下层回返分支看作是一个等变压风分量

各个象限中 310K 以下的面平均质量通量散度相反的类型(图 3)表明,正环流和逆环流的对流层下层分支与图 4 所示的上层分支刚好反向。在对流层下层中,平流速度

较小且惯性风分量因摩擦而极大地减小，经过摩擦影响的等变压风对低层气块加速度及合成的非地转气流来说是更为重要的因子（Hess, 1959; Young, 1973）。比较(3)式中对 U_{ag} 有贡献的两项，对于这个模式等变压风（A项）是对流层下层横向非地转风分量的主要因子。对流层下层最大的等变压风分量垂直于急流轴并且与上层分支的惯性平流分量方向相反（图5）。

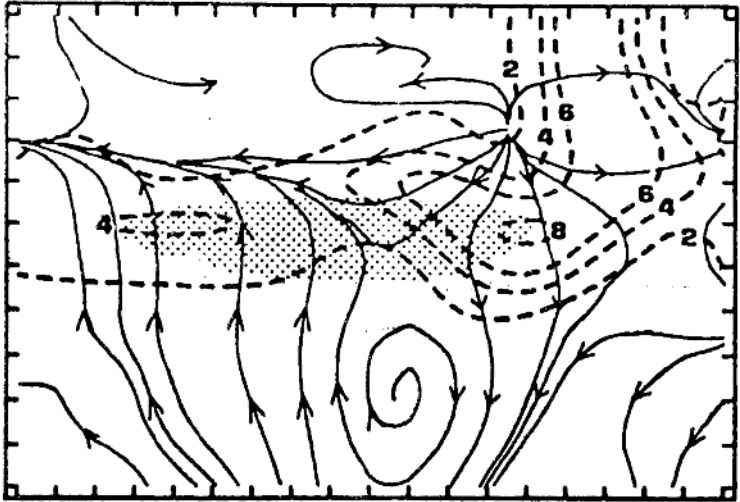


图4.模拟与340K面上惯性平流项〔方程(3)的B项〕有关的非地转分量。
实线表示模式区域北边界和南边界第一行格点以内的流线分析；数值以虚线表示。
阴影区表示急流（ u 分量 $>40\text{ms}^{-1}$ ）。沿着边界的刻度表示格点间隔为275km。

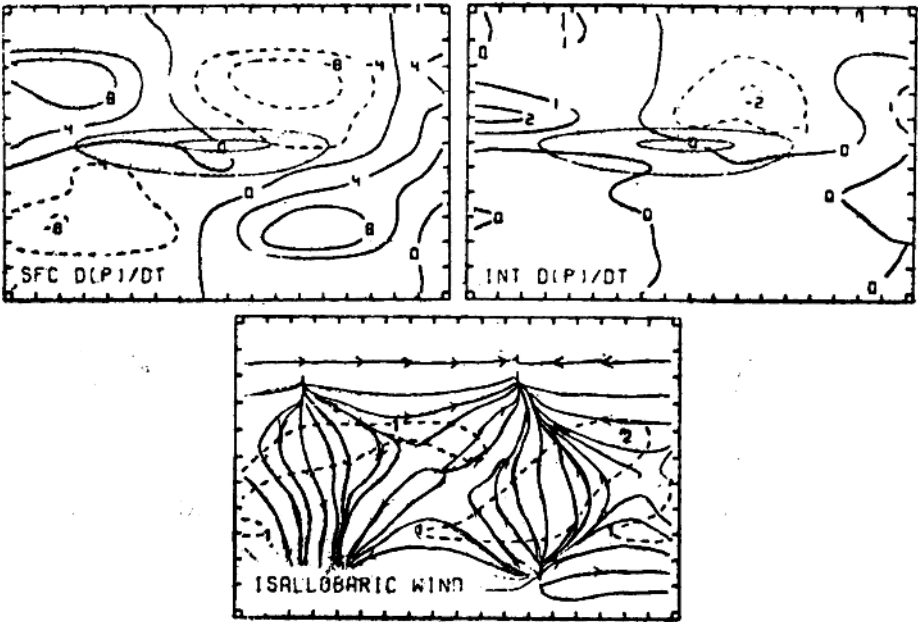


图5.（上图）在300k上（ $\times 10^{-3}\text{m}^2\text{s}^{-3}$ ），由(9)式计算的地面气压倾向和总的气压倾向对 ψ 倾向的贡献。（下图）流线分析，等变压风的数值（ ms^{-1} ）如虚线所示。其它细节参看图4说明。

极大值1.5米/秒紧接在急流的前面和后面。等变压风分量的这个基本型式随急流一起传播，随后一直维持稳定。

图5还说明了对流层上层急流入口区和出口区中等变压风与质量调整的关系。(9)式中地面气压倾向项和总的气压倾向项按 θ_L 等于300K计算来确定回返分支中等变压风的输送作用。这两项都表现出基本的四种型式，在这些绝热试验中，地面气压倾向项显著大于另一项。在气旋性出口区和反气旋性的入口区中，气压倾向是负的；而在反气旋性的出口区和气旋性的入口区中，气压倾向是正的。就象(10)式所规定的那样，两种气压倾向起到迫使等变压风方向朝着急流出口区和入口区下面的气旋和反气旋一侧。这些非地转的等变压风分量表示了正环流和逆环流在对流层下层的回返分支。

d. 横向支流与对流层质量调整的配合

正环流和逆环流在对流层上层和下层的主要分量概括在图6中。在对流层上层急流的入口区中，流线的汇合和地转风的顺风向增强与惯性平流过程以及指向急流的气旋一侧的横向非地转分量有关(图6A)。在出口区中，流线的分流和地转风的顺风减小则与指向反气旋一侧的非地转分量有关。对流层上层各个横向分量导致的横截气流的质量输送促成了对流层下层等变压风，而后者代表横向环流的低层分支。在对流层上层急流入口区的下方，对流层上层的质量输送使对流层下层等熵面的坡度减小(因为P向左增加又向右减少)，减小了 ψ 梯度，并产生在 θ_L 上产生一个指向气流右方的非地转分量(图6B)。在出口区下方，对流层上层的质量输送使等熵面的坡度和 ψ 梯度增大，在

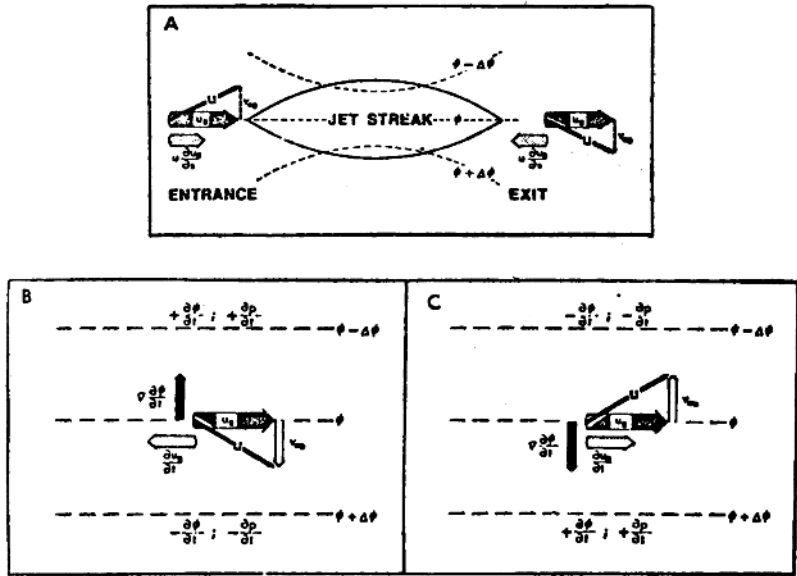


图6.(A)急流高度上气压梯度力沿气流的变化促成的横向分量(V_{ag})图解。(B),(C).在对流层下层等熵面(θ_L)上位于急流入口区下方(B)和出口区下方(C)的等变压风(V_{ag})。地转风是 V_g ，总的风是 U ，气压是 P ，顺气流的坐标是 S 。

θ_L 上产生一个指向气流左方的非地转分量(图6C)。这些在对流层上层和下层的非地转分量代表了正环流和逆环流的各个横向分量,而风的总分量(在图6中的 U)则代表整个对流层上层和下层的环流的各个分支。

图7示意了急流出口区中绝热质量调整促成的对流层低层等变压风的横截面。当急流(J)传向图7A中的垂直横截面时,对流层上层非地转分量向急流的反气旋一侧输送质量。质量通量在 θ_L 之上反气旋一侧辐合而在气旋一侧辐散,使 θ_L 之上及其下急流的右边气压增加,急流的左边气压减小。根据(9)式在 θ_L 的上方的上层分支中的质量调整使 θ_L 之上及其下方气压梯度力的值增大,而根据(10)式同时促使一个等变压风发展,后者代表逆环流的回返分支(图7B)。随着回返分支的发展,质量的输送指向 θ_L 下方急流的气旋一侧。这个反映了质量-动量相互间的调整,并且是 θ_L 下方急流的反气旋一侧向高压和气旋一侧向低压,使等熵面下降和抬升的结果。图7中描绘的双层调整起源于Rossby,关于成层流体调整概念(Rossby, 1938, 1949; 芝加哥大学, 1947)。

非绝热质量输送在横截气流方向上的变化对增加 θ_L 上气压梯度值的影响如图7C和图7D所示。向右非绝热加热或是向左非绝热冷却将导致 θ_L 上等变压风的增大,加热使质量从 θ_L 以下向 θ_L 以上垂直输送,冷却则使质量从 θ_L 以上向 θ_L 以下输送(图7C)。

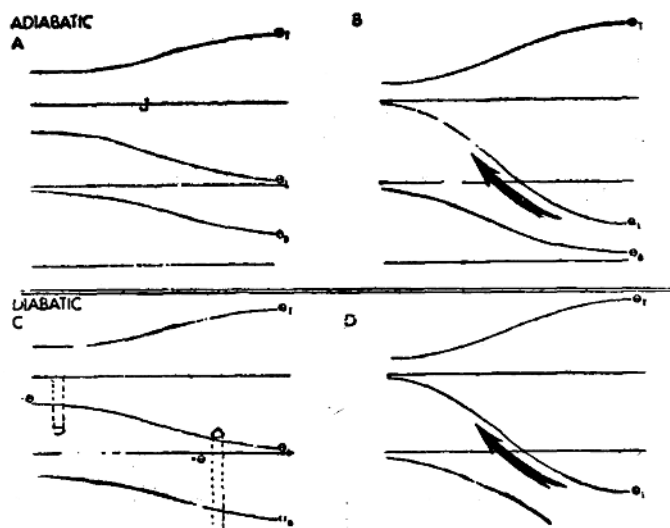


图7.(A), (B)与急流(J)轴正交的垂直横截面显示临近的急流出口区中的非绝热质量输送,以及由此产生等变压风(B中的粗箭头)。(C), (D)是对等变压风有贡献的非绝热质量输送(D中的粗箭头)。

由于非绝热质量输送是垂直方向的,地面气压倾向不直接受(9)式中第一项的影响(该项减小为零)。然而,利用图7所示假定的非绝热质量输送,(9)式中沿垂直方向的总气压倾向项在 θ_L 以下的等熵面之右为正,向左为负。结果,气压梯度力的增强产生一个沿 θ_L 的等变压风非绝热分量,方向向左(图7D)。如果在急流右方的暖湿区中发展起积云对流,潜能的释放有时可能使这个分量加强。当 θ_L 接近急流右方的行星边界层

时与感热通量有关的非绝热质量输送同样可以很重要。如果非绝热加热的极大值出现在急流的左方,如图1所示,等变压分量的数值将减小。由于最初的模式试验是对干燥大气的,不能估算这些因子相对的重要性。

4. 实例研究: 1973年5月10日——11日

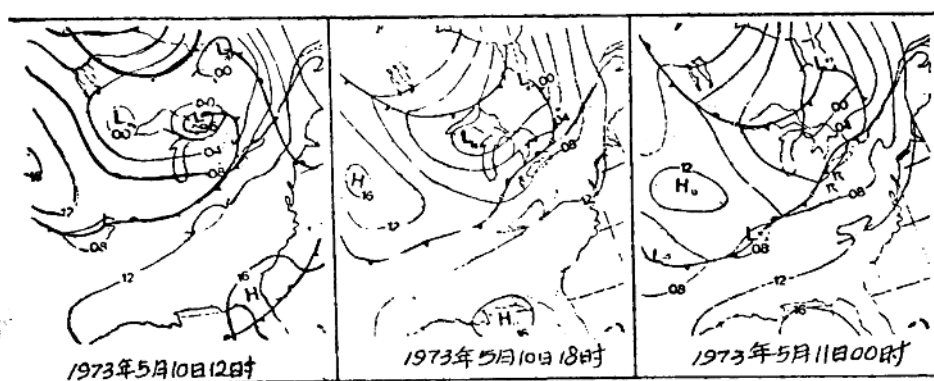
现在提供一次实例分析证明由于质量—动量的相互调整及由此产生的对流不稳定性,对流层上层和下层急流之间的配合作用。选取1973年5月10日—11日在印第安纳州和俄亥俄州上空发生的一次恶劣天气进行分析,因为这个实例中没有气旋生成,可以把质量调整分离开,并主要考虑由急流促成的对流层下层风的反应。

强对流风暴发展之前的天气条件在本节中

进行描述。对流层上层急流的传播和双层质量调整的研究在于确定对流层下层300K面上等变压风的加强。接着,应用轨迹诊断分析将等变压风和300K等熵面上低空急流的发展联系起来。最后,又将LLJ的发展及其与对流层上层急流的相互作用跟印第安纳州东部和俄亥俄州的对流风暴系统的发展联系起来。

a. 地面和雷达分析

1973年5月10日早晨(1200世界时,下同),一个凌乱的低压系统位于五大湖和哈得逊湾地区,有一条弱冷锋从休伦湖以东向西南延伸,通过伊利诺州南部和密苏里州,那里有一条静止锋与在堪萨斯的一个弱低压相连接(图8)。



前，从伊里诺州南部到密苏里州东南部，另有一条飊线发展并向肯塔基州——田纳西州边界传播，同时锋带伸入密苏里州。印第安纳州和俄亥俄州内的风暴造成9个经确认的陆龙卷和15个漏斗云的正式记录，而南部的系统产生5个经确认的陆龙卷和6个漏斗云。

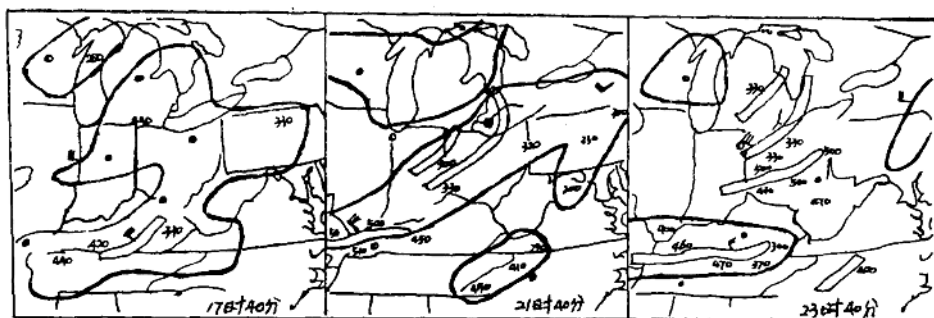


图9. 雷达描绘，1973年5月10日，云顶高度单位百英尺（430 = 43000英尺），RW表示阵雨，TRW表示雷阵雨

b. 高空分析

在本文中，高空分析是主观的。等熵面和等压面分析用15个垂直截面互相校核，以便将各个无线电探空测风仪上升曲线的详细的垂直记录跟等熵面上的风，气压和湿度的分析以及等压面上的风、温度和湿度分析结合起来。（参看 Shapiro, 1970; 图2）。这种相互校核方法还能保证对每个时间间隔内等熵面上和等压面上分析的一致性。

5月10日1200，在830K等熵面上有三个急流（图10A）夹在基本的西风气流内，从西海岸伸向大湖区。我们主要关心的是对流层上层急流，风速极大值稍大于60米/秒，由内布拉斯加州延伸到爱阿华州。在800K等熵面上分析等风速线（图10B）表明在该时刻基本的西风气流不具有与对流层上层急流轴相垂直的LLJ。5月10日1200 850mb等风速线分析（没有图示）确实表明伊里诺州中西部上空存在相当弱的南到西南风风速约5米/秒。一大片混合比超过6克/千克的水汽带从墨西哥湾向北延伸进入中部平原，然后向东伸入宾夕法尼亚州西南部（图10c）。从伊里诺州南部到宾夕法尼亚州的湿舌平行于等压线（800K等熵面倾斜度的一个量度），通常保持在800mb高度以下。

到5月11日0000，中部平原上空的急流略有加强并向东传播，从爱阿华州东部延伸至俄亥俄州西北部（图10D）。同时，在800K面上有一条西南风>20米/秒的低空急流，从肯塔基州北部950mb等压面延伸至宾夕法尼亚州西部700mb等压面（图10E）到0000，湿舌大大加强，从肯塔基州向俄亥俄州伸展与LLJ的轴相一致，并且沿等熵面向上指向俄亥俄州东北的700mb等压面（图10F）。

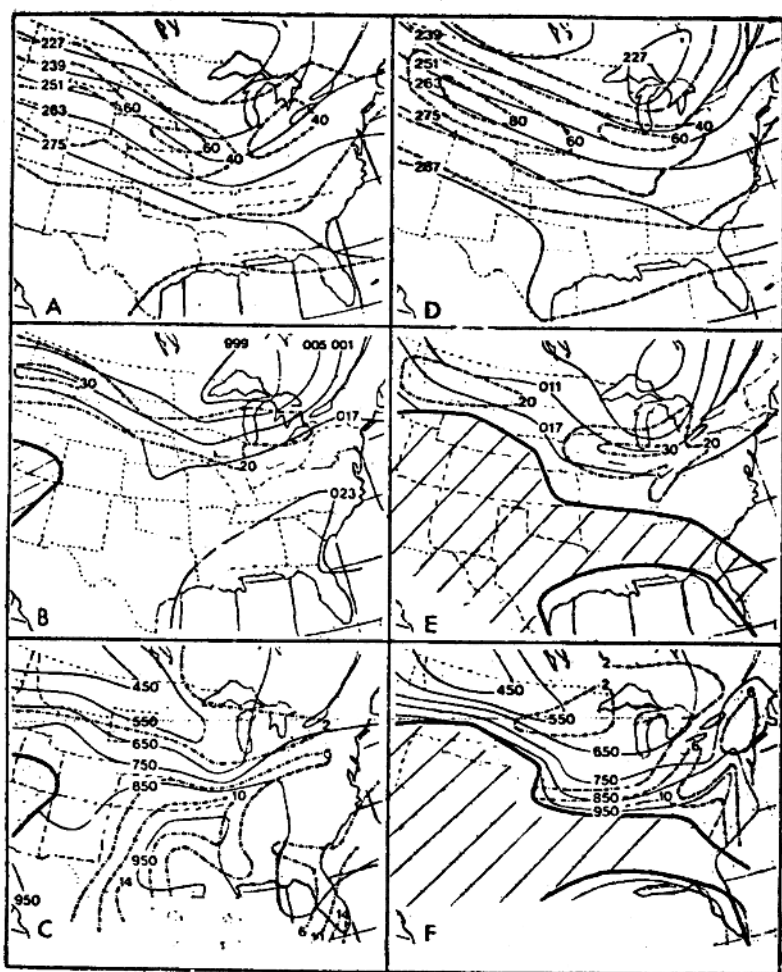


图10. 1973年5月10日1200和5月11日0000等熵面分析。(A)、(D)表示330K面上的等风速线和 ψ 线;

(B)、(E)表示300K面上的等风速线和 ψ 线。等风速线(虚线, ms^{-1}), ψ (实线, $275 = 3.275 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-2}$);

(C)、(F)表示300K面上的气压(实线, mb)及湿度(虚线, gkg^{-1})。

根据截面分析得出的资料, 另一个 >30 米/秒的风速极大值在330K面上伊利诺州北部也很明显(图10E), 并显然表示330K面上所分析的对流层上层急流的向下延伸。这个风速极大值的特点是基本西风气流几乎与 ψ 廓线和650mb等压线相平行。因此西风的极大值显然有别于非地转的LLJ, 后者在俄亥俄州上空的300K等熵面加速地趋向低 ψ 值并上升。

到了5月11日1200, 东移至宾夕法尼亚州的对流层上层急流更趋于西南—东北向, 并减弱到45米/秒, 同时一般界限不很分明。在300K等熵面上, 对流层下层的极大

风速与湿舌都大为加宽，强度减小，并且从0000的位置向东和向南移动。

c. 在5月11日0000对流层下层风的极大值

本例研究最重要之点为5月11日0000从肯塔基州延伸至俄亥俄州的LLJ的发展。它在850mb等压面上的相对位置(图11B)处于300mb等压面(图11A)上对流层上层急流出口区范围内，与Newton给出的图解接近一致(图1)。850mb等压面的分析清楚地显示出LLJ，而300K等熵面分析(图10E)则更好地显示LLJ的垂直范围，以及LLJ与330K等熵面上分析出的对流层上层急流之间的直接相互作用。LLJ是沿300K等熵面指向上方，从肯塔基州950mb等压面延伸至宾夕法尼亚州750mb。LLJ轴在俄亥俄州上空与 ψ 廓线交成一个显著的夹角，并且在850mb等压面上与高度廓线形成近 30° 的角(图11B)，说明风的极大值显然是非地转的，并且不断加大。由于对流层下层风的极大值沿倾斜的等熵面指向上方，并朝向对流层上层急流的气旋一侧，看来LLJ是夹在逆环流的回返分支之中。必须强调指出，这条对流层下层的急流与南部大平原春夏诸月常有的低空急流具有不同的特征(第2节)。本例中的LLJ在近黄昏时出现极大值，并且向上延伸至700mb等压面，不同于在清晨达到最大强度且通常受行星边界层限制的夜间急流。这个实例其它方面的研究涉及与回返分支加强有关的双层质量调整的分析以及对导致LLJ形成的各种过程的研究。

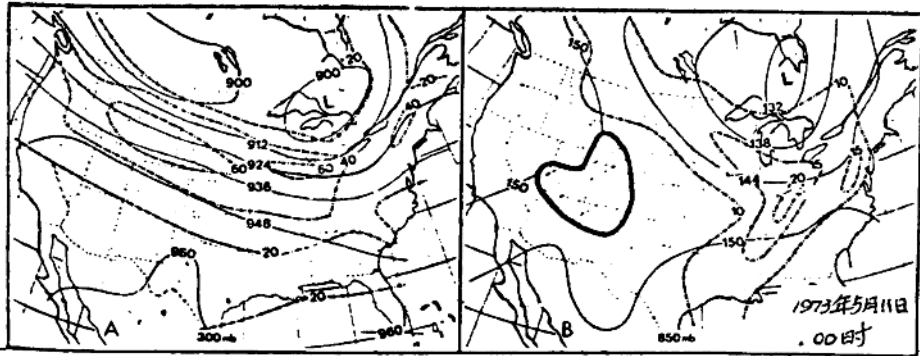


图11. 1973年5月11日0000等压面分析。

(A) 300mb 等风速线(虚线, ms^{-1})和位势高度(实线, 924 = 9240m)。

(B) 850mb 等风速线和位势高度(实线, 144 = 1440m)。

d. 双层质量调整的分析

5月11日0000急流传播进入俄亥俄州，分析与此有关的质量调整利用交迭多项式方法计算等熵面间流体静压差(ΔP)的倾向，该方法是由Whittaker和Peterson(1977)推导的，本文附录中作了讨论。图12说明了从340K到300K，以及300K到地面的两层中12小时内(5月10日1200—5月11日0000) ΔP 的倾向。上层和下层 ΔP 倾向的型式是非常