

# 关于行星边界层顶现象

## 雷雨顺

### 提 要

近些年,我国气象工作者从不同角度发现,离地面1000—2000米存在一系列重要现象,如低空逆温、低空急流和低空活跃层。本文把这些现象联系起来,说明它们都是一种行星边界层顶现象,是行星边界层和自由大气大尺度运动相互作用的结果。由于行星边界层顶是对流层大气中的最活跃层,其变化特征对暴雨、强雷暴及寒潮等灾害性天气有显著的预兆性,故研究这层大气的演变规律,不仅有理论意义,而且对于短期天气预报也是需要的。

### 一、前言

我们用能量天气学研究强对流天气时看到,低空常存在一稳定层,在其高度、厚度和强度适当时即可使大量不稳定能量在大气中积聚起来,一旦受启动系统触发,稳定层破坏,则强对流爆发〔1〕。这稳定层常表现为逆温层,历来受到国内外强雷暴研究者的重视。这逆温层还阻止了大气污染物质的铅直输送,因而也是微气象工作者的研究对象。逆温层下能见度差,逆温层顶附近风速切变大,均对大型飞机起飞、着陆和小型飞机飞行有较大影响,所以也常是航空气象工作者的研究课题。

这稳定层一般就是行星边界层顶,具有重要的动力学意义,反映了对流层中、上部大尺度运动和低层中小尺度运动以及地面属性的相互作用。这个问题,不论对大气环流的能量、动量平衡,或对大型运动的数值模拟和数值预报,都是需要研究的。

这类稳定层是一种全球性现象,人们熟知的半持久性信风逆温和接地逆温属此,中纬度低空逆温和稳定层虽然变化多端但也四季都出现。可能由于中纬度行星边界层顶表现形式的多样性,还很少有人用天气学方法进行系统性研究。可是,用“行星边界层顶”这个概念去阅读一些文献,就会发现许多天气气候学研究中揭示的一些“低空”现象,都与此有关。

本文先罗列一些这类现象,然后综合国外有关文献提出行星边界层结构模式,叙述影响行星边界层顶变化的因子,最后再对这些现象进行初步定性说明。目的在于,强调行星边界层顶是自由大气中天气尺度运动和下垫面制约的中小尺度运动相互作用的必然结果,是对流层大气中各气象要素和物理量变化最活跃之处,它对许多强天气有征兆,值得今后深入进行天气学和气候学研究。

### 二、低空的几个特征现象

1. 低空稳定层 上面提到夏半年经常出现且与强

对流关系密切的低空逆温层,其高度距地面约1000—2000米。不少人还发现,冬春季节在我国东部的黄河以南广大地区,低空也经常存在一稳定层,其高度距地约1000—2000米〔2—3〕。信风区持久的逆温层和副热带高压有关〔4〕,大西洋信风逆温层底最低500米,最高2000米。

2. 低空急流 距地面约1000米,常出现一支低空急流。图1为1972年7月初前后汉口低空风速时间—铅直剖面图,可以看出7月1日以后的每天夜间都出现偏西南风低空急流,但白天明显减弱。低空急流常出现在副高单体的西北侧或槽前,被做为预报暴雨和强对流天气的指标,如文献〔4—7〕。在图1中,本站周围约200公里的范围内,这些天并无明显降水,但当低空急流增强且高度明显增高时,其下游200公里外则发生暴雨并在夜间最大。

3. 低空最活跃层 有人在分析武夷山气候时发现,冬半年每次寒潮下来后,降温并非在地面和中空最大,而在距地约1000米处最大〔8〕。我们发现,不仅温度,湿度也经常在离地面1000米左右变化最大。为综合表示温湿的这种铅直变化特征,可用饱和能差 $T_s$ 。图2为北京1960—1969年逐月的平均饱和能差变化曲线,可以看出900毫巴比地面和高空各层的振幅都大。我们知道,每次降水时 $T_s$ 接近零,故900毫巴的 $T_s$ 在天气过程中比上下各层变幅都大,是最活跃的层次。

当然,对不同地区、不同类型的天气过程,最活跃层次会有变化。例如,根据有人对印度五次季风低压的平均结构的研究,其最活跃层约在800毫巴附近〔9〕。

4. 低空窄带回波 对北京地区夏季雷达回波的分析发现,低空有时出现1—2公里宽、20—160公里长的线状回波,称作“窄带回波”〔10〕。它的出现高度在1000米左右,很少超过2000米。与气象要素对比表明,这种窄带是大气中温、湿、风等要素不连续面的反应。

### 三、行星边界层模式

上述现象均有一共同点:发生在距地面约1000—

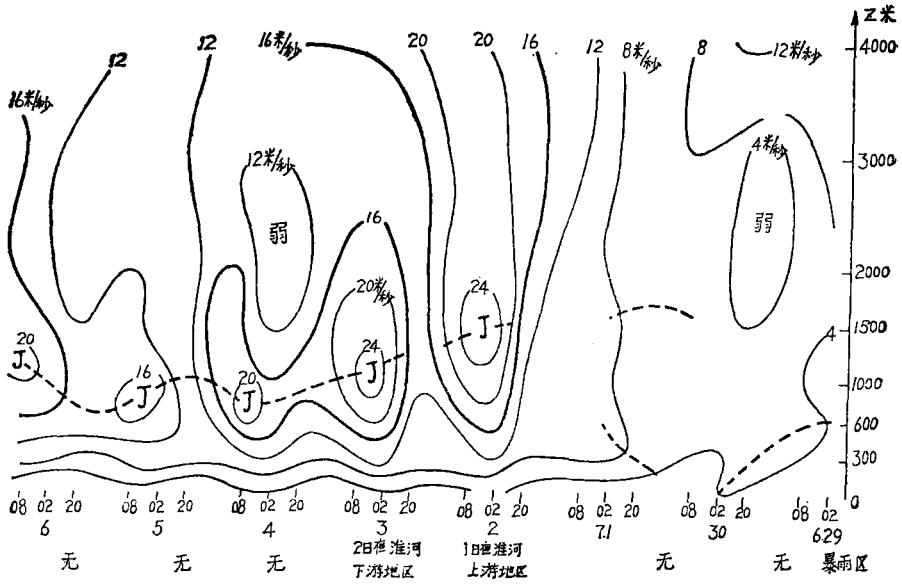


图1 1972年6月29日02时—7月6日08时汉口低层风速剖面(图中J为低空急流中心)

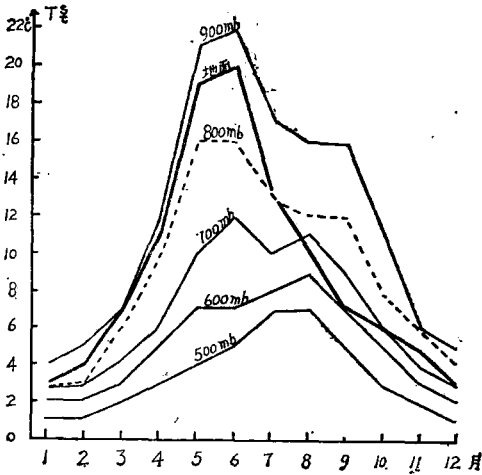


图2 北京各标准层多年平均饱和能差逐月变程

2000米的行星边界层顶附近。

边界层内的大气受地面粗糙度影响大,铅直减温率局地性大,密度分布不规则,故盛行小尺度湍流运动,以往称为摩擦层[11]。此词太偏重于机械效应,不能明确概括行星边界层的热力效应。为兼及二者,目前通行行星边界层一词,或简称边界层。但在讨论稳定层结下的地面摩擦影响时,仍用摩擦层一词。行星边界层以上,小尺度湍流和对流已很微弱,可称之为自由大气。我们把行星边界层上部和自由大气交替的过渡层称为“行星边界层顶”。

根据有关文献[11—18],我们提出行星边界层内部分层模式(见图3)。行星边界层可粗分为内外两

层。内层即地面边界层(狭义的边界层),厚度一般为50—100米,其中最低的2米特称地面层,地面层之上常出现超绝热的温度直减率。内层之上是外层,外层之上就是厚度可达几百米的行星边界层顶。

外层的情况复杂,有两种差别很大的情况:

(1) 稳定边界层 即温湿层结稳定或接近中性的边界层。这时,外层就是混合层,其位温(或干静

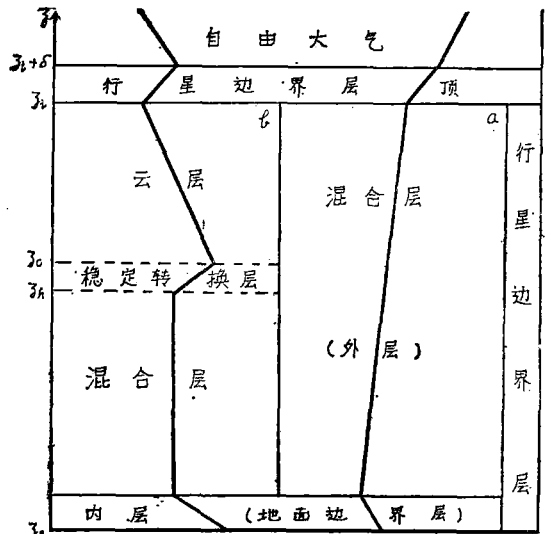


图3 行星边界层模式

图中a为摩擦层、b为对流边界层,粗实线为白天T<sub>t</sub>示意廓线, z<sub>0</sub>为云下稳定层底, z<sub>c</sub>为凝结高度, z<sub>i</sub>为逆温层底, delta为逆温层厚度。

力总温度)、比湿和相当位温  $\theta_e$  (或总温度  $T_t$ ) 等的铅直分布较均匀。

(2) 对流边界层 这是不稳定层结下的边界层, 其外层可分为三层, 即混合层、稳定转换层和云层 (层积云或不太深厚的积云)。混合层约厚 500—1000 米, 层结为中性, 各种属性的铅直分布均匀。转换层约厚 100—300 米, 其顶部和抬升凝结高度一致, 它把上面的有云对流区和云下层机械混合区分隔开来。云层厚度少则几百米, 多则千米。这种情况下的行星边界层, 一般比稳定边界层要高些。

行星边界层的实际结构很复杂, 随天气形势而异, 日变化也大。例如, 近地面在夜间也可出现一个 50—100 米厚的辐射逆温层, 云层和云下混合层间的稳定转换层也可是一个弱逆温层; 这样, 连行星边界层顶的逆温层, 同时可出现三个逆温层。如云层厚度在 2—3 公里以上, 则稳定转换层就成为行星边界层顶。

空气平流的作用也可改变上述基本模式。例如, 美国中部的科罗拉多州东北部是个高原地区, 行星边界层顶约在离地面 1250 米的 700 毫巴附近, 但在 500 毫巴附近还常出现一个弱的“转换层”, 有弱逆温且湿度向上陡减 [16]。这个弱转换层的高度大致正是该地西部高山区地面以上约 1000 米的高度, 可能就是高山区行星边界层顶平流过来。

#### 四、行星边界层顶

在自由大气里, 摩擦作用可以忽略, 对于不考虑加速度的定常运动, 气压梯度力和科氏力平衡, 空气运动遵守地转风关系

$$U_g = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad V_g = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (1)$$

其中  $U_g$ 、 $V_g$  分别为地转风在  $x$ 、 $y$  方向的分量,  $\rho$ 、 $p$  和  $f$  分别为密度、气压和科氏参数。

在行星边界层内, 摩擦力不能忽略, 故定常运动中气压梯度力、科氏力和摩擦力三者平衡, 因而得

$$U = U_g + \frac{1}{f\rho} \frac{d\tau_x}{dz} \quad V = V_g - \frac{1}{f\rho} \frac{d\tau_y}{dz} \quad (2)$$

其中,  $\tau_x$  和  $\tau_y$  是与湍流粘滞性联系的雷诺应力分量。因此, 行星边界层有系统性穿过等压线的质量输送, 高压辐散, 低压辐合, 并分别伴有下沉和上升运动。

在大尺度的高压控制区, 因地面铅直运动为零, 则高压内的下沉运动由地面的零值随高度增大; 而自由大气中不受摩擦影响, 故铅直运动必在摩擦层顶出现一个下沉运动极大值 [11]。根据理论计算, 摩擦层顶的这种下沉速度为 1 厘米/秒左右 [11, 17—18], 大尺度下沉运动和其它因子还可使其增强。由于一方面存在这种自上而下的下沉绝热增温, 另一方面又有从地面层向上的湍流、对流的均匀混合, 结果就

在摩擦层顶附近形成一个逆温层或稳定层。行星边界层的湍流和对流越强, 其顶(即稳定层)也越高。

稳定层上的下沉运动来自较高层且空气干燥, 而稳定层下则是相对混合均匀的湿空气, 因此稳定层上下的湿度对比大、总温度  $T_t$  (或  $\theta_e$ ) 的铅直梯度也大。夏季, 行星边界层内小尺度对流运动极为活跃时, 形成十分显著的稳定层(或逆温层), 这常是强对流可能爆发的特征性前兆现象。冬季, 这种稳定层和原来的高空锋区相结合, 就形成我国南方深厚广大的稳定层。

应当说明, 风的非地转偏差及相应的铅直运动, 主要是风场非定常性, 流线的辐散、辐合、弯曲以及水平温度梯度等引起的, 摩擦效应只不过是这些因子的附加项。但在一定条件下, 如稳定高压下的定常运动, 这个效应突出起来, 使行星边界层特性和大尺度运动结合形成行星边界层顶的稳定层。根据大气运动的适应理论 [19], 除短促的适应过程(往往是低值系统的发生过程)外, 大气运动常处于相对稳定缓变的过程中, 这就是行星边界层顶经常存在一稳定层的物理基础。较强的稳定层一旦形成, 可以大大减弱甚至“中断”边界层和自由大气的质量和能量交换, 为以后的强烈天气爆发积聚起水汽和能量。这也是强天气只能间歇地在一地发生的原因。

关于行星边界层的厚度  $h$ , 按照图 2 应有两种不同的确定方法。一是稳定边界层, 可按过去的方法 [13], 取  $h = \mu U_* / f$ , 其中  $\mu = k U_* / |f| L$ , 这里的  $U_*$  为摩擦速度,  $L$  为莫宁-奥布霍夫长度,  $k$  为卡曼常数。二是对流边界层, 可按照 Deardorff 的数值试验结果 [14],  $h$  仅由逆温层底高  $z_i$  决定,  $h = z_i$ 。显然, 这两种情况下形成的行星边界层的物理过程不同, 因此似不能互相代替。

#### 五、对有关现象的解释

1. 低空稳定层 它是由大尺度运动和行星边界层的固有热力学和动力学性质共同决定的。最常见者, 高压的自由大气是绝热下沉增温, 而行星边界层内则是湍流和小尺度对流引起的均匀混合, 两者的过渡之处就形成行星边界层顶的稳定层。实际上, 日射的日变化、大尺度平流运动、辐射冷却以及稳定层内的动力作用(如重力波), 可能使具体地点和具体时间的稳定层主要成因有所不同。

2. 低空急流 根据定常运动的边界层方程(2)式, 假定气流水平均匀、正压, 且把  $x$  轴取在与  $\vec{\tau}$  平行方向, 则边界条件可写成

$$\left. \begin{aligned} z = z_0 \text{ 处} \quad U = V = 0 \quad \tau_x = 0 \quad \tau_y = \rho u_*^2 \\ z = h \text{ 处} \quad U = U_g \quad V = V_g \quad \tau_x = \tau_y = 0 \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

其中,  $z_0$  为粗糙长度。从  $z_0$  到  $h$  积分(2)式, 得

$$\int_{z_0}^h (U - U_g) dz = 0 \quad (4)$$

$$\int_{z_0}^h (V - V_g) dz = \frac{U_g^2}{f} \quad (5)$$

由于 $z_0$ 处 $U=0$ ,且 $z_0$ 到 $h$ 之间 $U$ 、 $U_g$ 并不恒等于零,而 $h$ 处 $U=U_g$ ,故只有 $z_0-h$ 之间存在 $U>U_g$ 和 $U<U_g$ , (4)式积分才能为零。也就是说,在雷诺应力作用下,行星边界层必然出现一个超地转( $U>U_g$ )的极值风速。事实上从图1看出:不管有无低空急流,在地面到1500米高度内,几乎总出现一个风速最大的高度(图中粗断线);也正因为地面风速趋于零,故近地面的风速切变很大,风速等值线密集。流体流过固体边界形成的这种特有现象,也是行星边界层存在的一个基本物理基础。

一般只把低层达到12—16米/秒的风才称为低空急流。应当指出,这种急流的出现还与大尺度运动决定的斜压性、平流、非定常性以及边界层的热力层结有关。例如图1的急流,就是在850毫巴上副热带高压脊西北侧的气压梯度加强时,才在长江流域中游一带出现较大范围的低空急流;亦即地转偏差很大的低空急流,在自由大气大尺度运动的地转风增大时才增大。另外,地形和非绝热作用也可能形成低空急流。

至于低空急流日变化的原因,理论上已经证明[20],日落后摩擦的强迫作用消失,则日落时的风速由于科氏力和气压梯度力之间处于不平衡而发生惯性振动,这就就会使急流正好在清晨达最大。另外,大山脉东坡日射的变化,也可能是低空急流日变化的一个原因。

3. 低空最活跃层 低空急流的生消演变可能是出现低空最活跃层的主要原因。其经向分量和超地转风大,与等温线、等湿线的交角大,经向交换显著;而近地面风速小,高空盛行纬向地转风时,则经向交换小。低空盛行西南风急流时,输送来高温、高湿空气,空气接近饱和,饱和能差小,易形成降水天气;之后,本地受干冷空气控制,行星边界层顶为较大偏北风,这里的降温最显著,饱和能差变化振幅也大。另外,由于行星边界层顶附近经常存在逆温层,水汽也较少,因此其平均的饱和能差比近地面和自由大气都大。顺便指出,低空急流(更严格地说,低空风极大值)在冬季也是存在的,因而冬季也存在低空最活跃层。

4. 低空线状回波 文献[10]认为其成因和积雨云中流出的下沉气流有关,它是这支下沉干空气与前方暖湿空气之间形成的不连续面的反应。问题是,强雷雨云可高达十多公里,下沉气流一般也是从500毫巴附近就开始的,那为什么线状回波却发生在1000—2000米高度呢?这又是与行星边界层顶的存在有关,

与这里的水汽铅直差别大、有不连续层有关。

上面我们只从四种现象经常出现的一个根本方面——其高度位于行星边界层顶附近,提出对它们最一般性原因的说明,从而也就把这些乍一看无关的现象从本质上联系起来。同时也指出了,实际情况总是很复杂的,因此当我们研究一个具体的这类现象时(如一次低空急流或低空逆温),既要注意这种一般性原因,还要抓住当时大尺度条件或其它条件所决定的主要因子(如平流等)。

这四种现象之间可能存在的内在联系,也是值得今后研究的。例如,从演变过程来看,稳定层(或逆温层)是强天气发生前期的大尺度稳定缓变形势下的行星边界层顶特征现象,其相应的低空风极大值并不显著。一旦形成低空急流,则已是大气运动突变、强天气爆发前夕的行星边界层顶特征。低空窄带回波则是一次强对流天气过程,或者至少是其中一个积云群消散中产生的一种行星边界层顶现象。而行星边界层顶做为整个对流层的最活跃层,则是强天气发生前后后长时段中的一种过程性特征现象。这样,这四种现象可看做强天气酝酿、爆发和消亡全过程中在行星边界层顶的四种特征性表现。当然,也肯定还有其它各种特征性现象,有待进一步发现。

## 六、结语

总之,由于行星边界层的湍流摩擦和小尺度对流混合作用强,在适当的大尺度条件下,就在它与自由大气的过渡区形成温、湿、风铅直分布的不连续层,出现一些特征突出的现象。

我们在这里提出这个问题,是因为对它的研究理论和实际意义都很大;它和许多强天气的发生有很密切的关系,因此特别值得天气学工作者进行研究。

## 参 考 文 献

- [1] 雷雨顺、吴宝骏、吴正华,用不稳定能量理论分析和预报夏季强风暴的一种方法,大气科学,2(1978),297—306。
- [2] 程纯枢,关于改进天气图分析的若干问题,天气月刊,1958年6月号。
- [3] 许祥秀、王慕维,春季华南在冷空气垫上空南支西风槽东移时的天气过程分析,气象学报,35(1965),117—125。
- [4] 帕尔门E.,牛顿C.W.,大气环流系统,科学出版社,1978。
- [5] 陶诗言等,中国夏季副热带天气系统若干问题的研究,科学出版社,1963,59—77和78—105。
- [6] 朱乾根,低空急流与暴雨,气象科技资料,1975年第8期。
- [7] 章淹,孙淑清,关于低空急流的文章,暴雨文集,吉林人民出版社,1980。
- [8] 中央气象局研究所山区组,冷空气降温强度的垂直分布,气象,1975年11期,19—22。

- [9] Gokhole, R. V., *Tellus*, 29 (1977), 25—40.
- [10] 中央气象局气象科学研究所三室测雨组, 北京地区雷达异常回波的观测分析, 1973年雷达气象会议文集, 291—270.
- [11] 佩特森 S., 天气分析与预报, 科学出版社, 1958.
- [12] Ludlam F.H., *Tellus*, 18(1966), 687—698.
- [13] Zilitinkevich S. S., *Boundary-Layer Met.*, 3 (1972), 141—145.
- [14] Deardorff J. W., *J. Atmo. Sci.*, 29(1972), 91—115.
- [15] Augstein E., et al., *Boundary-Layer Met.*, 6 (1974), 129—149.
- [16] Wezel P.J., et al, 8th conf. on Severe Local Storms, 232—237.
- [17] Holton J. R., *An Introduction on Dynamical Meteorology*, 1972.
- [18] Haltiner G.J., et al., *Dynamical and Physical Meteorology*, 1957.
- [19] 叶笃正、李麦村, 大气运动中的适应问题, 科学出版社, 1965.
- [20] Blackadar A.K., *Bull. Amer. Met. Soc.*, 38 (1957), 283—290.