

## 我国南方春季双层锋区锋生过程的分析\*

朱光宇

(江西省气象台, 南昌330046)

吴宝俊 胡圣昌

(中国气象科学研究院, 北京100081)

在我国南方春季连阴雨期间,经常存在着南、北两支急流。南支急流下方,存在着双层锋区,亦即存在着不连接的高空锋区与低空锋区(图1)<sup>[1]</sup>。多层锋区现象早在1951年谢义炳、陈玉樵就曾指出过<sup>[2]</sup>,1953年Mohri亦作过研究<sup>[3]</sup>。其它有关文献虽也有不少描述,但对其成因却讨论较少。本文拟利用高原东侧稠密的探空站资料,借助客观分析方法及锋生公式对其进行分析。

### 1 选例介绍

本次分析所选个例是1987年3月21日08时—23日20时(北京时,以下同)一次南岭准静止锋引起的连阴雨过程。这次过程中,500 hPa在亚欧地区的中高纬度为一槽一脊型,从乌拉尔山到东部沿海均处于东亚大槽底部略偏北的西风气流之中;与此同时,南支气流也异常活跃,500 hPa上孟加拉湾低槽稳定维持,槽前西南风气流一直伸展到东部沿海。南、北两支流在200 hPa上达到最强,分别对应于南、北两支高空急流。南支急流位于30°N附近,北支急流中心则位于40°N左右,与南支急流相伴随,有一高空锋区向下、向南伸展到400hPa左右。在这环流背景下,有一股冷空气分裂南下,21日08时,冷锋南移至南岭附近,转变为静止锋,长江中下游地区维持连阴雨天气。这是一次典型的高空急流分支,对流层中双层锋区稳定维持的天气过程。为了对这一现象有更深入的了解,我们对这一时段内共6个时次的资料用锋生公式进行了诊断计算,尔后就6个时次的结果进行平均,以期给出双层锋维持的物理图象。

诊断计算的资料取自高原东侧各探空站的高空探测记录(含特性层和高空风),采用 Lambert 平面直角投影坐标系,水平方向网格覆盖的范围约为20—45°N和100—125°E,水平格距为150km,共含21×19个网格点,垂直方向每50hPa分为一层,范围为1000—50hPa。

客观分析用Cressman的逐步订正法。 $\omega$ 的计算采用直接计算后再进行整层无辐散修正的方法,具体详见文献[4]。

\*1989年9月29日收到原稿,1990年8月14日收到最后修改稿。本文由“长江中下游连阴雨、连晴天气研究”课题及国家气象局“高原基金”共同资助。

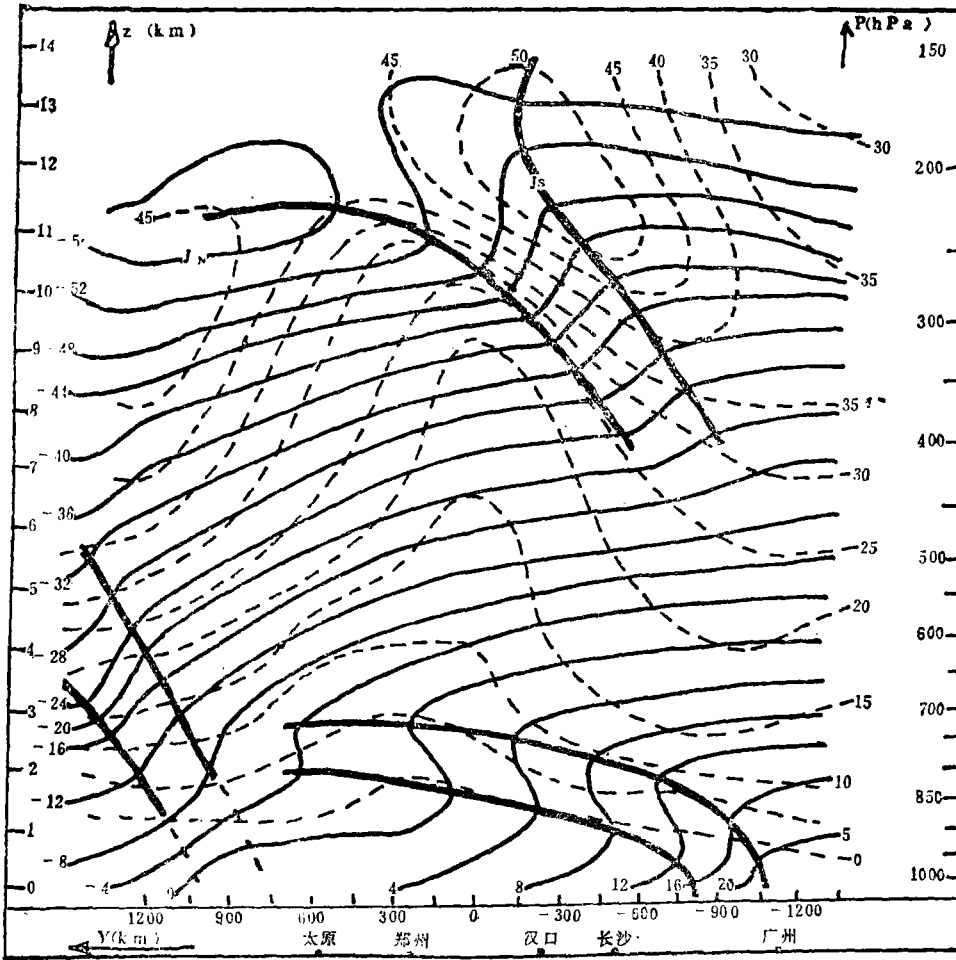


图1 1987年3月21日08—23日20时(共6个时次)的沿110°E经向剖面图(图中实线为等温线,虚线为等西风风速线,粗实线为锋区和水平稳定层的边界;单位:风速(m/s),温度(°C))

## 2 方程及计算结果

### 2.1 诊断方程及计算过程

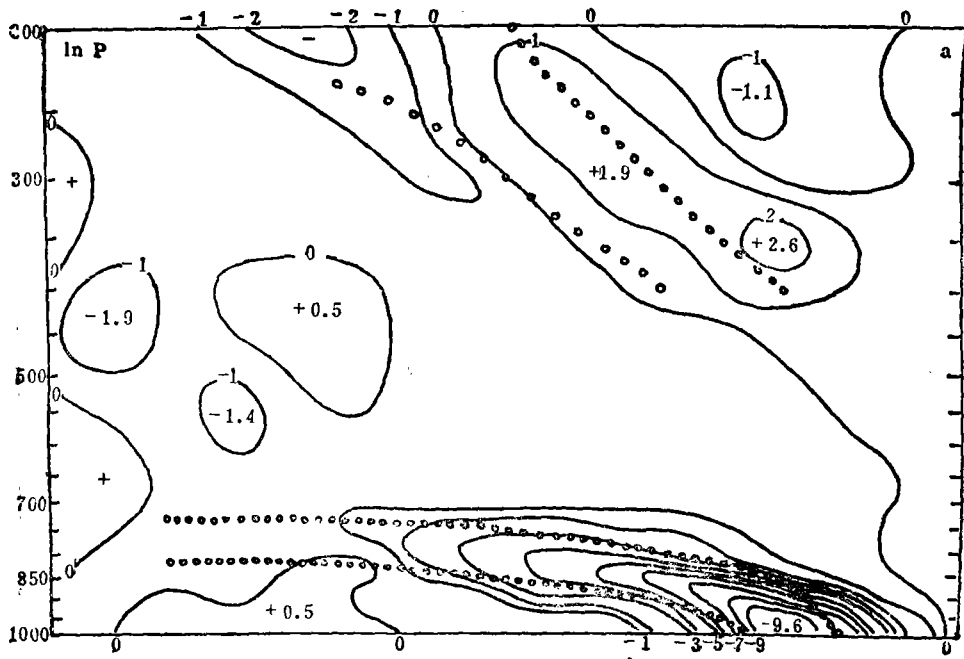
由于我们讨论的是经向剖面上锋区的成因故可用  $\frac{d}{dt}(\partial\theta_{..}/\partial y)$  的锋生公式进行讨论,类似于文献〔5〕中对锋生公式的推导可得

$$\frac{d}{dt}\left(\frac{\partial\theta_{..}}{\partial y}\right) = -\frac{\partial\theta_{..}}{\partial x}\frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial\theta_{..}}{\partial y}\frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial\theta_{..}}{\partial p}\frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial y}(\theta_{..})$$

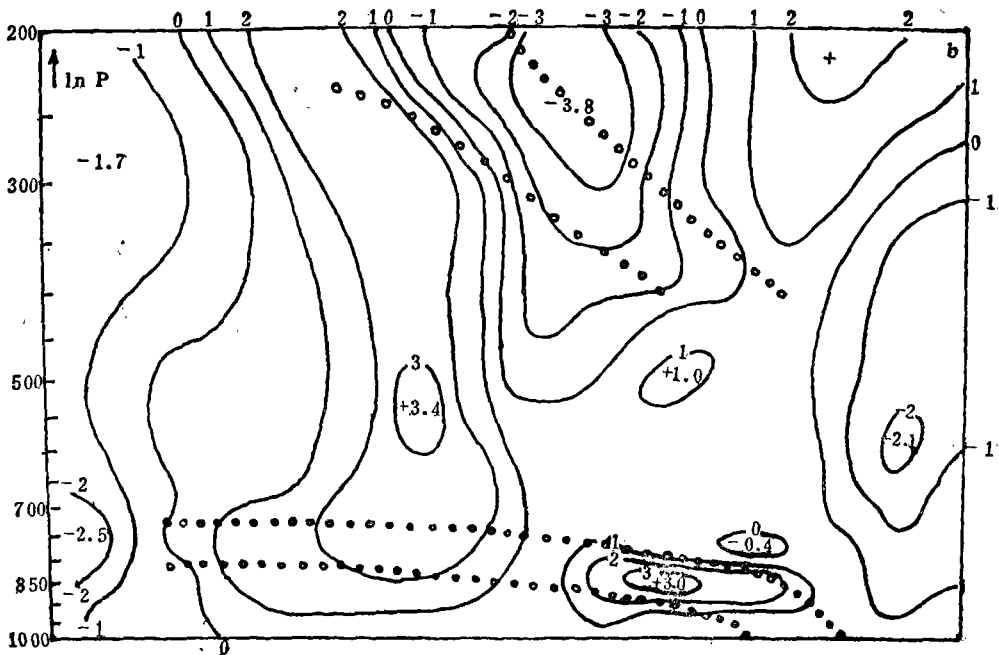
锋生强度    切变项    形变项    扭转项    加热项

其中右端第一项表示水平切变场对锋生强度的贡献,称为切变项;第二项表示水平变形场,即由水平辐合辐散对锋生强度的贡献,称为形变项;第三项表示垂直运动水平分布不均匀对锋生强度的贡献,称为扭转项;第四项表示非绝热加热水平分布不均匀对锋生强度的贡献,称为加热项。由于  $\frac{\partial\theta_{..}}{\partial y} < 0$ ,

故  $\frac{d}{dt}\left(\frac{\partial\theta_{..}}{\partial y}\right) < 0$  对应锋生,  $\frac{d}{dt}\left(\frac{\partial\theta_{..}}{\partial y}\right) > 0$  对应锋消。



2a



2b

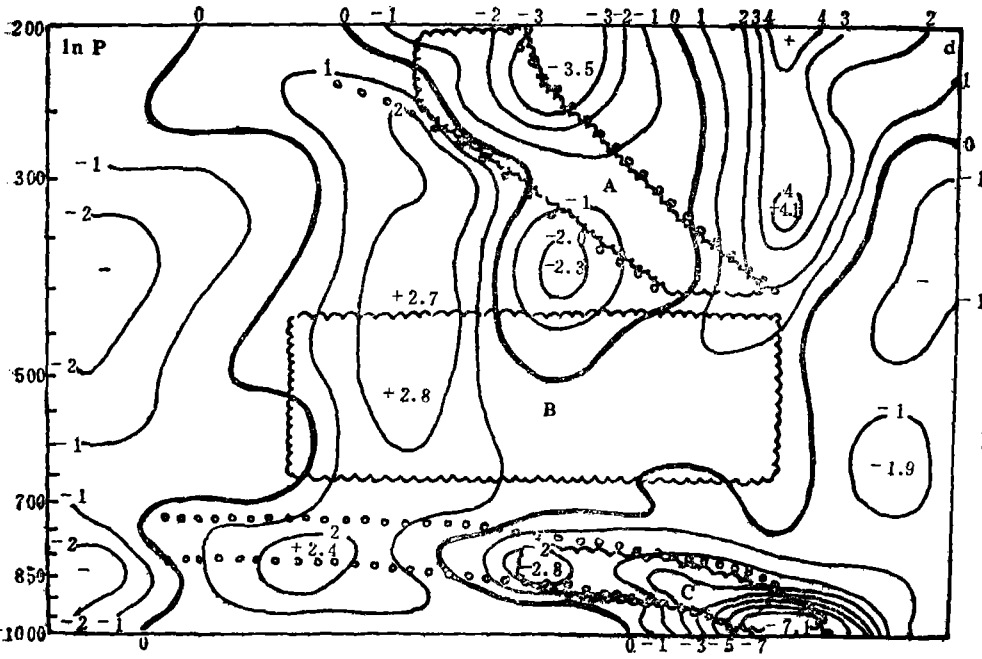
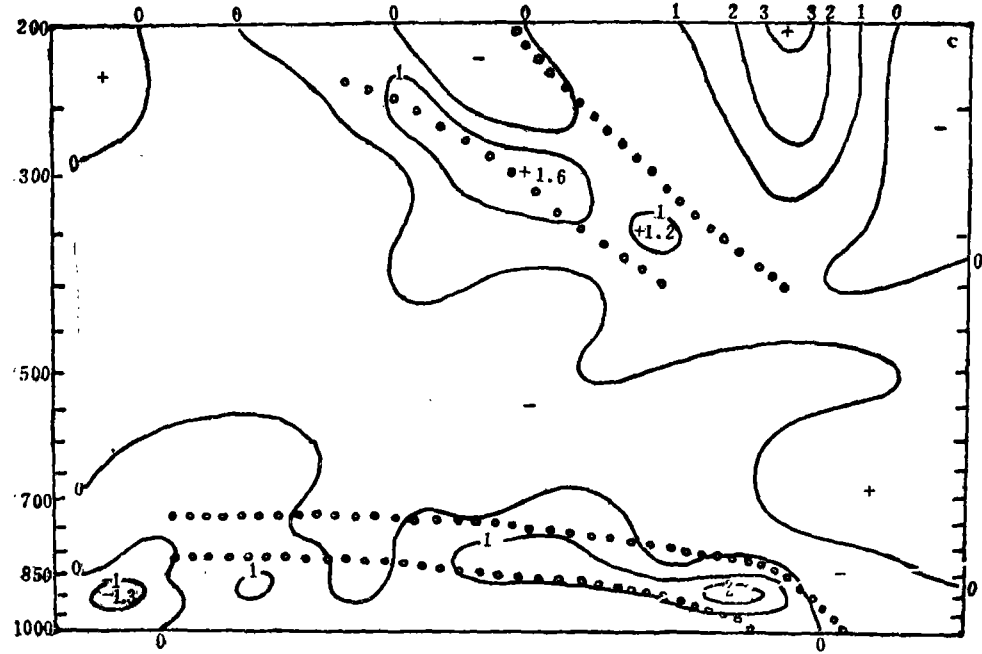


图2 锋生公式中形变项(a) 扭转项(b) 切变项(c) 的计算结果及合成结果(d)  
 (单位:  $10^{-11} K \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ , ...线为图1中对应锋区位置)

为了简单起见，本文暂只利用客观分析所得网格资料计算了上式右端的前三项。

## 2.2 计算结果

现将6个时次平均的计算结果简述如下：

2.2.1 形变项：如图2a，沿低层静止锋区以及与其连接的水平稳定层区域具有明显的汇合锋生作用，最强处位于地面静止锋及其后部坡度较大的锋区。强度为 $-9.6 \times 10^{-10} \text{K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ；高、低空锋区之间的中层，亦是气流汇合的锋生区，只是强度相对较弱；而在高空锋区附近，则是较强的锋消地带。

2.2.2 扭转项：如图2b，与形变项相反，在水平稳定层区域，从低层到高层该项均为锋消作用，其中高低空锋区之间的中层最为明显，强度可达 $3.4 \times 10^{-10} \text{K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ，另外，在地面静止锋附近，也有一个较强的锋消区，其中心值为 $3.0 \times 10^{-10} \text{K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ；而在高空锋区附近则是较强的锋生区，其值可达 $-3.8 \times 10^{-10} \text{K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

2.2.3 切变项：如图2c，由于东西向 $\theta_{se}$ 的梯度 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial x}$ 很小，故该项的绝对值较其它两项要小很多，不是主要作用项。在高、低空锋区附近，该项均为弱的锋消作用，而在高、低空锋区之间的中层，该项为弱的锋生作用。

2.2.4 合成结果：如图2d，三项合成的结果表明高、低空锋区均为锋生作用，而在高、低空锋区之间的中层则为较强的锋消作用。

## 3 高、低空锋区的成因分析

将以上各项对图2d中区域A、B、C，进行区域平均，即可得到表1。区域A代表高空锋区，区域C代表低层锋区（不包括与其连接的水平稳定层），区域B代表高空锋区与低空水平稳定层之间的地带。

由表1可见：在A区，即高空锋区，形变项和切变项均为锋消，而扭转项为锋生，合成结果为锋生，这说明高空锋区的生成取决于垂直运动水平分布不均匀。在C区，即低空锋区，形变项的锋生作用很强，切变和扭转项的锋消作用较之要弱得多，合成结果为强的锋生，亦即低空锋区的生成由水平风场（特别是 $v$ 分量，）的辐合所决定；在B区，即高空锋区与低空水平稳定层之间的地带，扭转项为锋消，形变和切变项为弱的锋生，合成结果为锋消，亦即该区的锋消是由 $\omega$ 水平分布不均匀所决定。下面结合有关图就形变项与扭转项对高、低空锋区生成及中层锋消的作用进一步加以说明，至于切变项，由于它的作用很弱（主要由 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} \approx 0$ 所决定），就不再作更详细的介绍。

表1 锋生诊断方程各项的计算结果

区域	切变项	形变项	扭转项	总和
A	0.15	0.74	-1.48	-0.59
B	-0.13	-0.28	0.88	0.47
C	1.00	-5.96	1.86	-3.07

（其中A、B、C所代表的区域见图2d表中数字单位： $10^{-10} \text{K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ）

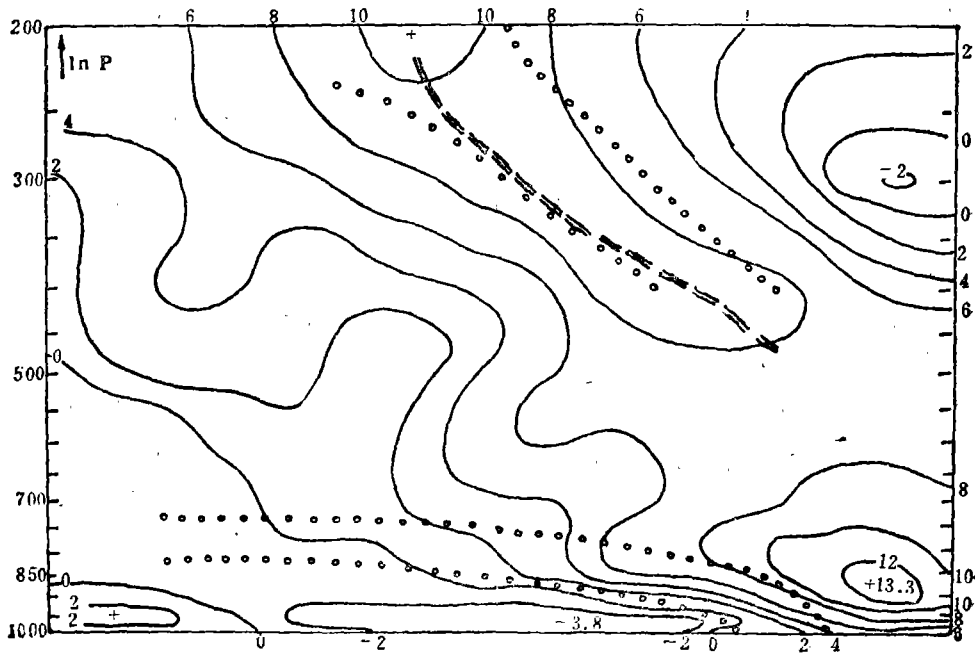


图3 1987年3月21日08时至23日20时沿110°E的平均v风速剖面图。  
(双划线为最大v风速轴, 单位, m/s)

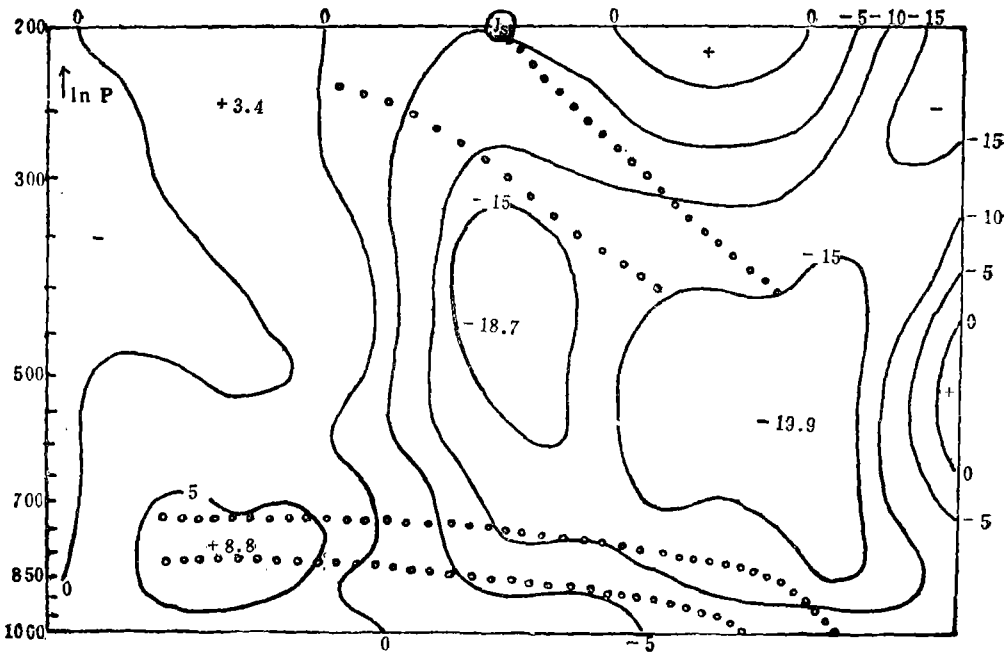


图4 1987年3月21日08时至23日20时110°E平均 $\omega$ 剖面图  
(J.为高空南支急流, 单位,  $10^{-4} \text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ )

### 3.1 低层锋区

在低层锋区, 形变项 $-\frac{\partial \theta_s}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial y}$ 对锋生起主要作用。当 $y$ 方向上风速辐合时,  $\frac{\partial v}{\partial y} < 0$ ,  $-\frac{\partial \theta_s}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial y} < 0$ 有锋生作用。如图3所示, 在低层锋区附近, 具有很明显的 $v$ 分量风速辐合( $\frac{\partial v}{\partial y} < 0$ ), 故在该处产生了强烈的锋生效应。另外, 从图4中可以看出, 低层锋区附近存在着由南向北的 $\omega$ 梯度( $\frac{\partial \omega}{\partial y} > 0$ ), 扭转项产生锋消作用。

### 3.2 高空锋区

如上所述, 高空锋区的生成与扭转项 $-\frac{\partial \theta_s}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial y}$ 有关。当沿着 $y$ 方向有垂直速度梯度时, 就会使 $\frac{\partial \theta_s}{\partial y}$ 发生变化。考虑到本例大气层结属对流性稳定, 亦即 $\frac{\partial \theta_s}{\partial p} < 0$ , 所以如图4所示, A区中虽然都是上升运动( $\omega < 0$ ), 但南侧 $\omega$ 的绝对值较北侧的小, 亦即 $\frac{\partial \omega}{\partial y} > 0$ , 故 $-\frac{\partial \theta_s}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial y} < 0$ , 有锋生作用。而参照图3,  $v$ 的最大南风轴位于高空锋区的偏北侧边缘, 故而在高空锋区内有 $\frac{\partial v}{\partial y} > 0$ , 产生锋消作用。

现有的很多文献都认为, 在急流入口区附近的次级环流为正环流圈, 即右侧为上升运动, 左侧为下沉运动。而本文图4的剖面虽也位于急流入口区, 但其结果却与上述理想模式有差异, 在横穿急流入口区(实为图1中的 $J_s$ 处)的水平方向上, 风速最大值处( $J_s$ )与上升运动中心重合, 而下沉运动中心分别位于 $J_s$ 的南北两侧。

近年发现<sup>[9]</sup>, 急流附近的次级环流可归纳为6种类型, 当沿急流轴方向有暖平流时, 在急流入口区的正环流圈整体向北移动, 其理想模式是南侧的上升运动中心北移至急流轴处, 亦即与本例的 $\omega$ 分布相一致。计算表明<sup>[9]</sup>, 在图1中的 $J_s$ 附近, 确实存在着一个很强的暖平流中心(图略)。

### 3.3 中层锋消区

如图3所示, 在高空锋区与低空水平稳定层之间的B区中, 南侧为由低层锋区的上升气流和高空急流入口区上升运动共同作用而形成的一个强上升区, 北侧为下沉运动,  $\omega$ 的南北梯度非常明显,  $\frac{\partial \omega}{\partial y} > 0$ , 考虑到 $\frac{\partial \theta_s}{\partial y} < 0$ , 则有 $-\frac{\partial \theta_s}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial y} > 0$ , 亦即在该区域中扭转项为锋消。而从图4中可以看出这里的 $v$ 分布有 $\frac{\partial v}{\partial y} < 0$ , 有辐合锋生作用, 但其强度则较扭转锋消要弱得多。

## 4 小 结

由上述分析可知, 在我国南方春季连阴雨期间, 南支急流下方存在着的双层锋区现象, 高低层锋区的成因是不同的, 低层锋区的生成和维持主要取决于气流的汇合作用, 而高层锋区的生成或维持, 主要取决于垂直运动分布的不均匀, 即 $\frac{\partial \omega}{\partial y} < 0$ 。当然, 本文的结论是否带有普遍性, 尚待用更多的例子论证。

## 参 考 文 献

- [1] 中国科学院大气物理所二室. 春季连续低温阴雨天气的预报方法. 科学出版社, 1972.
- [2] 谢义炳, 陈玉樵. On the wind and temperature fields over Western Pacific and Eastern Asia in winter. *J Chinese Geophy Soc.* 1951, 2(3): 279—297.
- [3] Mohri K. On the fields of wind and temperature over Japan and adjacent water during winter of 1950—1951. *Tellus*, 1953, 5(3): 340—358.
- [4] 朱光宇等. 高原东侧水平稳定层的分析. *大气科学*, 15(6): 72—77.
- [5] 丁一汇. 天气动力学中的诊断分析方法. 科学出版社, 1989.
- [6] Keyes D, et al. A review of the structure and dynamics of upper-level frontal zones. *Mon Wea Rev*, 1986, 114: 452—499.

THE ANALYSES ON FORMATIONAL MECHANISM OF  
DOUBLE-LEVEL FRONTAL ZONES IN  
SPRING OVER SOUTH OF CHINA

Zhu Guangyu

(*Jiangxi Meteorological Observatory, Nanchang 330046*)

Wu Baojun      Hu Shengchang

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

Abstract

In this paper, the double-level frontal zones under south branch jet in spring over south of China are investigated based on the dense radiosonde reports. The results calculated from the frontagenetical formula show that the lower-level frontal zone is mainly due to the air flow convergence, while the upper-level frontal zone is primarily caused by the different distribution of vertical motion, i.e.  $\frac{\partial \omega}{\partial y} < 0$ .