天气分析和预报

梅雨锋暴雨和梅雨锋生函数

杨金锡　徐耀华*

（安徽省气象科学研究所）

梅雨锋锋面两侧温度对比很不显著，而湿度差别则较明显。因此在个例研究中分析梅雨锋垂直结构的剖面图上常用θ_{se}取代θ的分析而取得较好的结果。本文分析了1981年梅雨锋降水与低空梅雨锋——700毫巴θ_{se}密集区的关系，用梅雨锋生函数公式计算了1981年6月22—26日淮河流域一次静止锋的生消演变过程，并且讨论了强锋生中心和暴雨产生的关系，希望能对台站作梅雨锋分析有所帮助。

一、用θ_{se}定义的梅雨锋及其与降水的关系

众所周知，初夏期间进入江淮地区低空的北来冷气团的温度变性很快，一般与南来海洋气团之间的温差很不明显，因此用温度来确定锋面较困难。而两气团之间的湿度对比相当明显。因此，若在低空等压面图上分析总温度或θ_e，θ_{se}场时可以发现两气团交界处等值线相当密集，如果我们规定此密集区的南界（即海洋气团的北界）作为梅雨锋面的位置，将使初夏锋面分析比较明确，锋面位置较易辨认。根据以往的工作和1981年梅雨季节的分析认为可用337K这条等值线来表征梅雨锋的位置，这样锋面一般随高度略向北倾斜，雨带位置一般在地面锋线上或偏北，在700毫巴锋线偏南一侧，如图1所示。6月23日到7月1日在江淮之间维持一条梅雨锋带，并从北边波动性地向南边缓慢移动，雨带也随之由北向南移动。到7月2日以后，锋面明显北跃，使黄河、华北地区出现暴雨，同时江淮之间的锋系消失，梅雨降水中断。实践证明这样规定的梅雨锋和梅雨天气现象的配合是很好的。

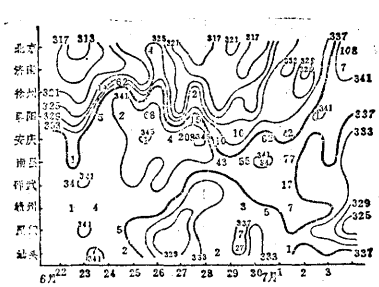


图1　北京—汕头θ_{se}剖面图　图中数值为24小时降水量

二、梅雨锋生函数

教科书上在讨论干大气锋生的运动学条件时，曾引进一个锋生函数$F=\frac{d}{dt}|\nabla\theta|$，并推得一个锋生的判断条件。由于这公式和结论都是从干大气这一前提出发而得到的。因此，它在饱和湿空气控制下的地区不能适用，也就是说至少对梅雨锋的生消过程是不适用的，因为有凝结降水的发生所以θ已不再是保守的物理量。为了得到一个合适的梅雨锋生函数表达式，必须用θ_{se}来代替θ，即定义$F=\frac{d}{dt}|\nabla\theta_{se}|$作为梅雨锋生函数，从而可以类似于$\theta$推得判断梅雨锋生的运动学条件。由于一般只用来判断平面上的锋生，下面我们只给出某等压面上的梅雨锋生函数的表达式，（三维锋生函数也可以类似推得）。

令

$$F=\frac{d}{dt}|\nabla_h\theta_{se}|=\vec{N}\cdot\frac{d}{dt}\nabla_h\theta_{se}\qquad(1)$$

其中$\vec{N}=\frac{\nabla_h\theta_{se}}{|\nabla_h\theta_{se}|}$，下脚号h表示微商在等压面上进行。而

$$\frac{d}{dt}\nabla_h\theta_{se}=\frac{\partial}{\partial t}\nabla_h\theta_{se}+u\frac{\partial}{\partial x}\nabla_h\theta_{se}+$$

* 刘清珍同志参加部分工作。

$$v\frac{\partial}{\partial y}\nabla_h\theta_{se}+\omega\frac{\partial}{\partial P}\nabla_h\theta_{se}$$

$$=\nabla_h\left(\frac{d\theta_{se}}{dt}\right)-\left(\frac{\partial\theta_{se}}{\partial x}\nabla_h u\right.$$

$$\left.+\frac{\partial\theta_{se}}{\partial y}\nabla_h v+\frac{\partial\theta_{se}}{\partial P}\nabla_h\omega\right)\quad(2)$$

考虑到 θ_{se} 的保守性，（2）式右边第一项应为零。把（2）代入（1）则得到水平锋生函数的表达式

$$F=-\vec{N}\cdot\left(\frac{\partial\theta_{se}}{\partial x}\nabla_h u+\frac{\partial\theta_{se}}{\partial y}\nabla_h v+\right.$$

$$\left.\frac{\partial\theta_{se}}{\partial P}\nabla_h\omega\right)\quad(3)$$

如果沿 θ_{se} 线取作 x 轴方向，y 轴垂直于 θ_{se} 线并指向 θ_{se} 低值区，则（3）式可以变为

$$F=\frac{\partial\theta_{se}}{\partial y}\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial\theta_{se}}{\partial P}\frac{\partial\omega}{\partial y}\quad(4)$$

（4）式的 v 是垂直于 θ_{se} 线的风分量，与 y 方向一致时为正，反之为负。当 $F>0$ 时为水平梅雨锋锋生，$F<0$ 时为锋消。因此，（4）式右边第一项表示三种不同类型风场造成梅雨锋生消变化：

（1）当锋区南北两侧风相向时，因为 $\frac{\partial\theta_{se}}{\partial y}<0$ 而 $\frac{\partial v}{\partial y}$ 也小于零，所以 $F>0$，应为锋生。反之，南北两侧风相背时，因为 $\frac{\partial v}{\partial y}>0$，有 $F<0$ 为锋消（见图 2a、b）。

（2）当两侧的风均与 y 同向，且 θ_{se} 低值区一侧风速较 θ_{se} 高值区一侧为小时，由于 $\frac{\partial\theta_{se}}{\partial y}<0$ 且有 $\frac{\partial v}{\partial y}<0$，所以 $F>0$ 为锋生。反之，低值区一侧风速大于高值区一侧时则 $F<0$ 为锋消（见图 2c、d）。

（3）当两侧的风均与y反向时，低值一侧风速大于高值一侧同样有 $\frac{\partial\theta_{se}}{\partial y}<0$，$\frac{\partial v}{\partial y}<0$，即 $F>0$ 为锋生。反之，高值一侧风速大于低值一侧时，则 $F<0$ 为锋消（如图 2e、f）。

（4）式右边第二项对锋生函数的贡献

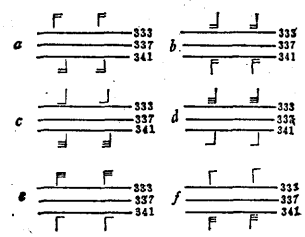


图 2　梅雨锋生模式

是，当大气属于对流性稳定层结时可以促使梅雨锋生的 ω 的分布有三种类型：

（1）等压面上 θ_{se} 低值一侧有上升运动，高值一侧有下沉运动，这时由于 $\frac{\partial\theta_{se}}{\partial P}<0$ 而 $\frac{\partial\omega}{\partial y}<0$ 所以 $F>0$ 为锋生，见图 3a。

（2）等压面上 θ_{se} 两侧均为上升运动，且低值区一侧上升运动数值大于高值区一侧，此时同样有 $\frac{\partial\omega}{\partial y}<0$ 所以 $F>0$ 亦为锋生形势，见图 3b。

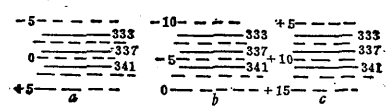


图 3　梅雨锋生模式
实线为等 θ_{se} 线　虚线为等 ω 线

（3）等压面上 θ_{se} 线两侧均为下沉运动，而高 θ_{se} 区一侧 ω 值大于低 θ_{se} 值一侧 $\frac{\partial\omega}{\partial y}$ 亦小于零，$F>0$ 亦为锋生形势，见图 3c。

如果 ω 分布与上述三型正好相反，那么在对流稳定条件下将会促使梅雨锋消。

当大气为对流性不稳定时，这时 $\frac{\partial\theta_{se}}{\partial P}>0$，因此，如果 ω 分布如图 3a、3b、3c 则有梅雨锋的锋消发生。反之，如果图 3 中 ω 的正负号对调过来，正的变负的，负的变正的，这种 ω 分布即为锋生形势。另外，在实例计算中如果 Δx 和 Δy 取 10^5 米，ΔP 取 300 毫巴，那么（4）式右边第二项比第一项一般要小一个量级，因此在粗略的定性判断中可以只考虑第一项的作用，也就是说只要考

虑水平风引起的 θ_{se} 等值线的汇合（锋生）与散开（锋消）的作用即可。

三、梅雨锋生消实例计算

1.1981年6月23—26日淮河流域一次暴雨过程和梅雨锋生消概况

我们首先用700毫巴上锋面生消变化和24小时降水量分布的演变来了解一下这次暴雨过程。从6月22—26日700毫巴 θ_{se} 图上可以看到，有一条 θ_{se} 密集带由长江以南北跃到黄淮流域并在该地区准静止下来而后减弱消失。和它相应的雨带也由江南北移到淮河流域，并使淮河流域地区出现两天的连续暴雨。

从6月22日700毫巴 θ_{se} 场上可以看到，锋面位置在江南地区，雨带也偏南。23日08时，锋面开始北抬，锋带附近 θ_{se} 等值线开始密集，其后24小时淮河流域开始出现中到大雨（见图4a）。到24日08时锋带北跃到黄淮地区，锋区附近 θ_{se} 等值线更为密集，其后24小时内在该区出现暴雨到大暴雨(见图4b)。25日08时锋带准静止在黄淮地区，并继续在该地区造成暴雨到大暴雨天气，而暴雨中心向东移动（见图4c)。26日08时锋区断裂，而后消失，相应的暴雨过程也渐趋停止（见图4d)。这是一次以湿空气活动为主的静止锋生消过程．和它相应的降水带开始发生在337K线北侧，而后逐渐移向南侧，雨带中的主要暴雨中心则向东南移动。

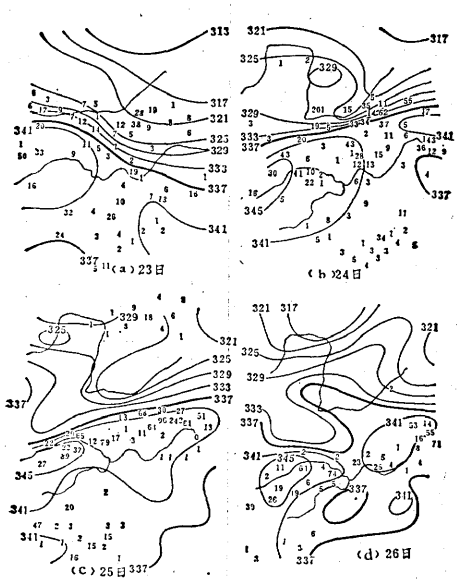


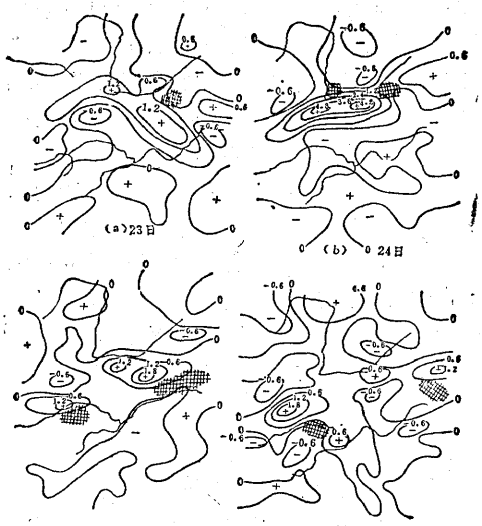
图4　1981年6月23—26日08时700毫巴 θ_{se} 场
图中数字为24小时雨量

从以上700毫巴上 θ_{se} 场的演变可以相当清楚地反映这次淮河流域静止锋生消演变过程，同时也看到和它有密切联系的雨带的发展变化。当然这只是一种粗略的定性的分析，为了比较详细地了解这次锋区的演变，我们利用（3）式对这次过程进行定量计算。

2.锋面生消的定量判断

我们利用安徽省梅雨暴雨试验组计算的 ω 场和对流稳定度，对700毫巴 θ_{se} 锋生场进行了计算。采用正方形差分网格，格距取110公里，坐标中心取在33°N、113°E处，计算格点为17×20。$\partial\theta_{se}/\partial p$ 项取500毫巴和850毫巴的差分，Δp 为350毫巴。计算结果表明，锋生函数的演变清楚地反映了这次静止锋的生消实况。另外，由于能定量地计算出锋带上各不同部位的F值，因此可以较细致地判明整条锋带上各不同部分的强弱变化。有意思的是发现一条锋带上可以有几个中尺度（中间尺度）的强锋生中心存在，而且这些中心与未来24小时暴雨中心有较好的对应关系。

从F分布图可以看到，23日08时，沿淮河上游有一条西北—东南向的锋生带。与同时次的 θ_{se} 密集带相对应，且有一个最大的中间尺度锋生区在淮河上游，锋生函数值为每100公里每10小时1.3度（图5a)。从图4a上可以看到它的东北侧有一个24小时降雨中心。24日08时，黄河中下游南岸是一条锋生带，锋生函数值比23日有明显加强，与同时次的 θ_{se} 密集区分布也有相当好的配合。同时还可以发现，在黄河中游地区有两个强锋生中心，一个在郑州附近锋生值达每100公里每10小时5.4度，另一个中心在西安附近，锋生值为每100公里每10小时4.8度(图5b)。这两个大值中心的东侧、东北侧地区24小时内分别有暴雨中心出现。25



(c)25日　　(d)26日

图5　1981年6月23—26日08时梅雨锋生消函数场　单位　度/100公里·10小时
阴影区为24小时雨量中心

日08时，锋区东段略有南移，西段则明显南压。后者与一小股冷空气从河西走廊进入四川盆地有关。这时锋带上有两个明显分离的锋生中心，一个在阜阳附近，它是由原郑州附近的中心移来的，锋生值为每100公里每10小时1.8度。另一个中心在川东—三峡地区，锋生值为每100公里每10小时1.5度（图5c）。这两个中心的东略偏南侧24小时内都出现暴雨。从图5c还可以看到，由于锋区东段锋生强中心向东移动，西段迅速南压，而中段锋生极弱，锋区出现折断征兆。26日08时整个分析区域内锋生函数值已非常弱，原在东边的锋生强中心已东移到海边，强度只有每100公里每10小时0.6度，而西边川东地区还遗留一个每100公里每10小时1.8度的较强锋生中心（图5d）。在这两个锋生中心的南侧和偏南侧24小时仍有暴雨中心配合。此时淮河流域整个锋区已处于分裂消失阶段，见图4d。

由以上实例计算可见，锋生函数大值带与θ_{se}密集区与降雨区配合都较好，同时也可以看到在锋生大值带中存在几个强中心，这些强锋生中心和未来24小时内的暴雨中心对应很好，暴雨中心处于强锋生中心前进方向，当锋区北抬时处于它的东北侧，锋区南移时处于它的东南侧。可见梅雨带中的暴雨中心是由一些中尺度的强锋生中心引起的。

四、小结

通过以上分析有如下几点看法：

1.初夏梅雨期间，由于地面加热的影响，使得变性大陆气团和海洋气团之间没有明显的温度差异，因此仍用温度对比的概念来确定梅雨锋面的位置实际上已行不通了，如果采用考虑了湿度因素的θ_{se}来区分这两类不同属性的气团则是合理的，个例研究中用它来分析梅雨锋的垂直结构已取得较好的效果。同样，用它来分析低层等压面上的梅雨锋生消也是很有效的。通过实践证明初夏梅雨时期的锋区位置可用低层（700或850毫巴）θ_{se}（总温度）线密集区南界明确地表示出来，一般来说锋面位置可用$\theta_{se}=337$K线表征。未来24小时雨带将出现在337K线附近，一般在它的南侧。

2.在梅雨锋区附近θ不守恒而不能用来判断锋区生消，必须用θ_{se}来取代它。当用θ_{se}取代θ时，其公式推导过程和最后结果形式上都同θ类似，所得定性判断模型也与θ类似，只要用θ_{se}场代替θ场即可。

3.通过对一次暴雨过程的锋面生消演变的定量计算表明，锋生函数表达式（3）对梅雨锋面生消演变有较好的判别能力，并能给出锋带上不同位置的不同锋生强度。

4.计算结果表明，一条梅雨锋带上有一些中尺度强锋生中心存在，这些强中心与未来24小时内暴雨中心的产生关系密切，当锋面北抬时，未来24小时内暴雨中心出现在这些锋生中心的东偏北侧。当锋面南压时，未来暴雨中心出现在强锋生中心的东偏南侧。

参考资料

[1] K. Ninomiya, Enhancement of Asian subtropical front due to thermodynamic effect of cumulus convections——Real data forecast experiment using coarse——Mosh primitive model, J. M. S. Japan, 1982, 2.