

“77.8” 内蒙特大暴雨前的高空锋生

刘延英

一、引言

1977年8月1日17时—2日08时，在内蒙乌审旗降了罕见的特大暴雨。暴雨中心最大降水量达1400mm。在短时间内产生这样大的降水，它的触发系统是什么，一直是人们所关心的。

在进行暴雨成因分析时，发现在降水时（8月1日20时）有一高空锋面位于雨区北侧一百公里左右（500毫巴上的锋面在 39.5°N 附近）。锋面成WNW—ESE走向，坡度约 $\frac{1}{90}$ （见图1）。

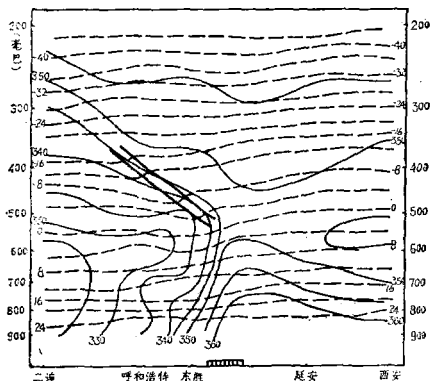


图1 1977年8月1日20时剖面图。图中：细实线为等 0.5°C 线，细虚线为等温线，双粗线为锋面位置

这条高空锋面，已有的研究一致认为它是这场特大暴雨的主要触发系统。对这样一个引起特大暴雨的关键因子，弄清楚它的来龙去脉是很必要的。本文的目的就是要回答在降水前、在可能直接影响区域里（指 35°N — 45°N ； 100°E — 115°E 所包围的区域，下同）是否存在这样一条高空锋面。若不存在，它又是通过怎样的机制产生的。

二、不是冷锋南下

鉴于我们考虑的时段较短、高空风速较小，又由于等温线基本与纬圈平行，本节和下节主要讨论在直接影响区域里南下和北上锋面的可能性。

1. 降水前雨区以北直到 44°N 约500公里找不到与降水时（指1日20时，下同）相类似的高空锋面。

2. 由于测站密度较稀，找不到锋面并不等于不存在。为了不漏掉这种锋面，我们可作如下分析：东胜站（1日20时锋面所在位置）以北450公里内500到300毫巴各层南北最大温差为 5°C ，其水平梯度约 $1.1^{\circ}\text{C}/\text{百公里}$ 。可见此区域里的空气基本上是属于同一气团。假若这450公里内存在一锋面，设锋线位于测站稀疏的呼和浩特（ 40.8°N ）到二连（ 43.7°N ）中间（约 42°N ），那么这锋线离20时的锋线位置约有260公里。查看从 42°N 到1日20时的锋面位置，500到300毫巴各层上08时—20时北风分量，最大值为7米/秒。

锋面以这个速度的80%向南移动,并设流场形势不变,则10小时内锋面向南移动的距离S为:

$$S = 7 \text{ 米/秒} \times 80\% \times 3600 \text{ 秒} \times 10 \text{ 小时} = 201 \text{ (公里)}$$

表1 108—113°E 南风分量零线位置

位置 高度(毫巴)	时次	1日08时	1日20时
300		37.7°N	41.5°N
400		42.3°N	41.5°N
500		40.1°N	42.5°N

这是最大可能移动距离,但仍小于260公里。实际情况是只有300毫巴上空在08时是吹北风的。而其余时次,南北风分量零线都在40°N以北(见表1)。怎么可以想像锋面能逆风移到40°N以南呢?

三、南部没有锋面

1. 东胜站之南在08时也找不到锋面。

2. 从温度场看,南部测站虽密,但测得温度梯度比北部要小(水平梯度小于0.5°C/百公里)。在测站之间存在一锋面的可能性更小了。

东西方面也不存在锋面。

从二、三节的分析,可以得出结论:1日20时的高空锋面不是原来存在于某地的锋面移过来的,可能是新的锋生锋面。

四、水平运动在锋生中的作用

选X轴平行于锋生线,Y、Z轴由暖空气指向冷空气的右手螺旋坐标系。略去非绝热项(由于所计算的区域里, $T - T_d > 5^\circ\text{C}$, 凝结可不考虑。又由于时间较短,长波辐射可略去)则三度空间锋生的运动学方程,可以写成下面形式:

$$\begin{cases} F_y = -\frac{\partial V}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial y} - \frac{\partial \omega}{\partial z} \frac{\partial \theta}{\partial p} & (1) \\ F_z = -\frac{\partial V}{\partial z} \frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{\partial \omega}{\partial z} \frac{\partial \theta}{\partial p} & (2) \end{cases}$$

公式中符号为常用符号。

(1)式为绝热情况下由三度空间运动决定的水平面上(或等压面上)锋生表达式。

由于实际大气锋面一般都有一定坡度,水平位温梯度大的锋面,其垂直梯度一般亦大。特别是水平锋面的强弱直接反映了大气的斜压性。因此我们主要讨论水平锋生强度。

(1)式第一项 $(-\frac{\partial V}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial y})$ 是由于水平位温梯度和水平运动的不均匀性对水平锋生的贡献。用1日08时为初始场,并假设10小时内为定常。计算500

到300毫巴各层上水平位温梯度增加值。其数值都不超过0.4°/百公里。可见此项在水平锋生的作用是很小的。

(1)式第二项 $(-\frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial p})$ 表示两部分空气相对垂直运动在相同的层结下对水平锋生的作用。在我们考虑的区域里大气是处于静力稳定状态(即 $-\frac{\partial \theta}{\partial p} > 0$),所以,当冷空气相对暖空气是上升时(即 $\frac{\partial \omega}{\partial y} < 0$),则有锋生。

(1)式第二项的作用,因为垂直速度是需要计算的量,由于计算方法的不同和观测资料的限制,其计算结果就有所不同,特别在测站稀少的情况下,考虑到地面是一球面,实际测风都是以当地子午线为一坐标轴的局地坐标系上的数值。为了使锋生线两边所算的数值可以进行比较,作者用球面多边形计算散度的方法。

五、用球面多边形计算散度的方法

本节计算中多边形顶点(即测站)以反时针顺序编号,弧和角皆以弧度为单位度量。

1. 散度公式

根据散度定义,可将求散度公式写成如下形式:

$$D = \text{div } \vec{V} = \lim_{\sigma \rightarrow 0} \frac{\oint_{\sigma} V_n ds}{\sigma} = \frac{\sum_{i=1}^N \vec{V}_{n_i} \cdot S_i}{\sigma} \quad (3)$$

上式中 S_i 为球面多边形第 i 边的边长(即第 i 站到第 $i+1$ 站大圆弧长,其方向从第 i 站到第 $i+1$ 站, S_N 为第 N 站到第 1 站)。即:

$$S_i = \bar{a} \cdot Z_i \quad (4)$$

(4)式中 \bar{a} 为地球平均半径, Z_i 为第 i 站到第 $i+1$ 站的大圆弧弧度。

(3)式中 σ 为 N 个大圆弧围成的球面多边形面积,由下式给出:

$$\sigma = \sum_{i=1}^N \sigma_i = \sum_{i=1}^N \bar{a}^2 \delta_i \quad (5)$$

(5)式中 σ_i 为第 i 边 S_i 和通过该边两端子午线(其方向指向北)所围成的球面三角形的面积。

(3)式中 \vec{V}_{n_i} 为第 i 站和第 $i+1$ 站实测风在第 i 边 (S_i) 外法线方向上投影的平均值,由下式给出:

$$\left. \begin{aligned} \vec{V}_{n_i} &= \frac{1}{2} (V_{n_{i+1}} + V_{n_{i+1}}) \\ V_{n_{i+1}} &= -\cos(\alpha_i - \alpha_{i+1}^0) V_i \\ V_{n_{i+1}} &= -\cos(\alpha_{i+1} - \alpha_{i+1}^0) V_{i+1} \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

上式中: V_i , α_i 分别为第 i 站实测风风速和风向, α_{i+1}^0 为第 $i+1$ 站的子午线与第 i 边的夹角(顺时针方向为正)。

2. 球面三角形面积求法

球面三角形面积总是正值。为了把球面多边形面积化成 N 个球面三角形面积的代数和，还必须对三角形面积的符号加以规定。(5) 式中的 δ_i 由下式给出：

$$\delta_i = \begin{cases} |A_i + A_i' + (\lambda_{i+1} - \lambda_i) - \pi| & \text{当 } \lambda_{i+1} \geq \lambda_i \text{ 时} \\ -|A_i + A_i' + (\lambda_i - \lambda_{i+1}) - \pi| & \text{当 } \lambda_{i+1} < \lambda_i \text{ 时} \end{cases} \quad (7)$$

上式 λ_i 为第 i 站的经度。

(7) 式中的 A_i (或 A_i') 由下式给出：

$$A_i(A_i') = \begin{cases} A_{ii}(A_{ii}') & \text{当 } A_{ii}(A_{ii}') \leq \pi \text{ 时} \\ |A_{ii}(A_{ii}') - 2\pi| & \text{当 } A_{ii}(A_{ii}') > \pi \text{ 时} \end{cases} \quad (8)$$

3. Z_i 、 A_{ii} (A_{ii}')、 α_{ii}^0 (α_{ii+1}^0) 的求法如下：

把球面三角公式改写成如下形式：

$$\left. \begin{aligned} \cos Z_i &= \sin \varphi_{i+1} \sin \varphi_i + \cos \varphi_i \cos \varphi_{i+1} \cos (\lambda_{i+1} - \lambda_i) \\ \cos A_{ii} &= \frac{\cos \varphi_i \sin \varphi_{i+1} - \sin \varphi_i \cos \varphi_{i+1} \cos (\lambda_{i+1} - \lambda_i)}{\sin Z_i} \\ \sin A_{ii} &= \frac{\cos \varphi_{i+1} \sin (\lambda_{i+1} - \lambda_i)}{\sin Z_i} \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

上式中 φ_i 为第 i 测站的纬度。

根据 (9) 式可解出 Z_i 、 A_{ii} 。则：

$$\alpha_{ii}^0 = A_{ii} - \frac{\pi}{2}$$

A_{ii}' 的求法只需把 (9) 式左端 A_{ii} 换成 A_{ii}' ，右端 λ 、 φ 的下标 i 与 i+1 交换，即：

$$\left. \begin{aligned} \cos Z_i &= \sin \varphi_i \sin \varphi_{i+1} + \cos \varphi_i \cos \varphi_{i+1} \cos (\lambda_i - \lambda_{i+1}) \\ \cos A_{ii}' &= \frac{\cos \varphi_{i+1} \sin \varphi_i - \sin \varphi_{i+1} \cos \varphi_i \cos (\lambda_i - \lambda_{i+1})}{\sin Z_i} \\ \sin A_{ii}' &= \frac{\cos \varphi_i \sin (\lambda_i - \lambda_{i+1})}{\sin Z_i} \end{aligned} \right\} \quad (9')$$

根据 (9') 式解出 A_{ii}' ，则：

$$\alpha_{ii+1}^0 = A_{ii}' - \frac{\pi}{2}$$

到此为止，球面多边形内平均散度可求出。将各层散度代入连续方程积分并采用差分形式得第 K 层垂直速度 ω_K ：

$$\omega_K = \omega_{K-1} + \bar{D}_{K-1, K} [P_{K-1} - P_K] \quad (10)$$

上式中： $\omega = \frac{dp}{dt}$ ；下标 K-1, K 分别表示上下两层压面；

$$\bar{D}_{K-1, K} = \frac{1}{2} (D_{K-1} + D_K)$$

计算中，采用 1500 米 (代表 900—800 毫巴平均值)、2000 米 (800 毫巴)、3000 米 (700 毫巴)、4000 米 (600 毫巴)、5500 米 (500 毫巴)、7000 米 (400 毫巴)、9000 米 (300 毫巴)、1200 米 (200 毫巴)、1600 米 (100 毫巴) 等九层实测风资料。并设 1000 米 (900 毫巴) 垂直速度 $\omega_0 = 0$

六、散度和垂直速度的计算结果

为了进行比较，在未来锋区南北两边共计算四个多边形 (见图 2) 的数值。现将对流层中层一对南北

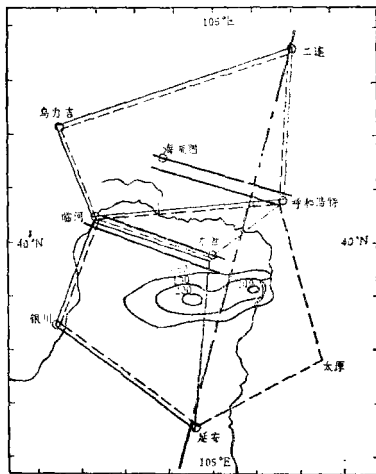


图 2 多边形和锋面位置

图中：双粗实线为 8 月 1 日 20 时 500 毫巴 (南) 和 400 毫巴 (北) 上锋面位置；细 (实线为 A 形；虚线为 B 形) 线所包围的区域为南北多边形位置；点划线为图 1 剖面基线。雨量 (mm) 为过程总雨量。

多边形的数值列于表 2。

表中下角标有 c 者为进行运动学修正后的数值。散度 (D) 和垂直速度修正分别采用如下方案：

表2 1977年8月1日08时南北多边形平均散度和垂直速度

数值 项目	高度(毫巴)					
		700	600	500	400	300
南A多边形	$D(\times 10^{-6}\text{秒}^{-1})$	-1.68	8.4	13.55	-13.61	-5.42
	$D_c(\times 10^{-6}\text{秒}^{-1})$	-3.58	4.72	8.6	-19.17	-12.82
	$\omega(\times 10^{-4}\text{毫巴}\cdot\text{秒}^{-1})$	13.83	17.5	28.47	28.73	19.51
	$\omega_c(\times 10^{-4}\text{毫巴}\cdot\text{秒}^{-1})$	10.15	19.11	16.16	16.26	-6.35
北A多边形	$D(\times 10^{-6}\text{秒}^{-1})$	11.8	-9.2	-3.7	4.6	-8.05
	$D_c(\times 10^{-6}\text{秒}^{-1})$	11.4	-9.8	-4.56	3.52	-9.34
	$\omega(\times 10^{-4}\text{毫巴}\cdot\text{秒}^{-1})$	12.7	14.0	7.55	8.0	6.27
	$\omega_c(\times 10^{-4}\text{毫巴}\cdot\text{秒}^{-1})$	12.66	12.71	5.4	4.78	1.76

$$\begin{cases} D_c = D - \delta D \\ \delta D = \frac{2k}{N(N+1)} \cdot \frac{\omega_N}{\Delta p} \quad \text{取} \Delta p = 100\text{mb} \\ \begin{cases} \omega = \omega_c - \delta\omega \\ \delta\omega = \frac{K(K+1)}{N(N+1)} \omega_N \end{cases} \end{cases}$$

上式中K为层次，N为总层次。 ω_N 为第N层的垂直速度初算值。

700—300毫巴上计算结果有如下特点：

1. 除南A多边形300毫巴上进行运动学修正后的垂直速度(ω_c)是上升运动外，皆为下沉运动。
2. 南北多边形不论怎样组合和垂直速度修正与否，在500毫巴、400毫巴上南部下沉运动皆比北部要快，并出现最大差值。
3. 南北多边形相对平均散度，500毫巴上 $D_{南} > D_{北}$ ；400毫巴上： $D_{南} < D_{北}$ 。这个结果与南北多边形如何组合无关，也与是否进行运动学修正无关。
4. 虽然四种南北多边形如何进行组合不影响总的趋势，但进行仔细的比较还是有差异的。分析其原因有三：①在选择南北多边形组合时要互不包含，两多边形的交界处要在锋生线上；②南B多边形面积过大（比其他多边形面积要大 $\frac{1}{2}$ 倍到1倍），其尺度就有差别（即要求两多边形的面积差不多）；③我们的系统是处于西风带上，所计算的多边形要适当选在偏西一些（上游）。

鉴于上述理由，（南A—北A）和（南A—北B）的组合就较佳了。

下面我们就用表2的数值来讨论垂直运动在锋生中的作用。

七、垂直运动在锋生中的作用

从散度数值的计算和各种多边形计算结果的反复对比，使我们相信所得数值的正确性。

取四种南北组合在500到400毫巴各层上的平均值：

$$\overline{\Delta\omega} = -16 \times 10^{-4} \text{mb/秒}; \quad -\frac{\partial\theta}{\partial p} = 10^\circ\text{C}/100\text{mb}$$

设流场形势不变情况，以时间 $t = 10$ 小时计算，则单纯由南北下沉运动之差所产生的南北位温梯度为：

$$\int_0^1 -\frac{\partial\omega}{\partial y} \frac{\partial\theta}{\partial p} dt \approx -6^\circ\text{C}/\Delta y$$

Δy 为南北距离。以南北多边形中心距离300公里计算，垂直运动项可产生 $-2^\circ\text{C}/$ 百公里的位温梯度。由于在500到400毫巴各层上 $\Delta\theta \approx 1.2\Delta T$ ，可粗略认为位温梯度即是温度梯度。可见此值比可能直接影响区域最大温度梯度要大一倍（见第二节）。

八、锋面的可能高度

事实上，从分析垂直运动对水平锋生的作用中已经回答了锋面产生的高度。现在再从（2）式（决定锋生锋面垂直梯度的因子）看看锋生高度。从表1知1日08时在锋生线附近500到400毫巴各层间 $\frac{\partial V}{\partial z} <$

0，则 $-\frac{\partial V}{\partial z} \frac{\partial\theta}{\partial z} < 0$ ，所以500到400毫巴各层间有垂

直方向的锋生（层结更稳定）。

在两多边形的结合处500到400毫巴间水平方向有锋生，加上垂直方向将产生稳定层。因此降水时的锋面为锋生锋面，锋面向北倾斜。其倾斜情况可以从

（2）式右端第2项 $\left(-\frac{\partial\omega}{\partial z} \frac{\partial\theta}{\partial p}\right)$ 推出。因为 $-\frac{\partial\theta}{\partial p} > 0$ ，要使 $-\frac{\partial\omega}{\partial z} \frac{\partial\theta}{\partial p} < 0$ ，必须 $\frac{\partial\omega}{\partial z} < 0$ ，即要求 $\frac{\partial\omega}{\partial p}$

$= -D < 0$ （因Z轴方向向下，所以 $\frac{\partial p}{\partial z} = \rho g$ ）。从表

2可知，散度 $D > 0$ 并且为极大值的高度：南部在500毫巴，而北部在400毫巴上。所以南部在500毫巴上而北部应在400毫巴上有垂直方向的锋生。因此高空锋面是以向北倾斜的形式产生在南北不同的高度上。8月1日20时的高空锋面正是在南部（东胜、临河）500毫巴上、北部（呼和浩特、海流图）400毫巴上（见图2）。

九、小结

1. “77.8”内蒙特大暴雨时的高空锋生过程中，垂直运动起了主要作用。这说明，在抓暴雨的影响系统时，不仅要注意外来锋面的影响，还要注意是否有可能产生锋生。在对流层中层的锋生过程中，固然，一般情况下平流和潜热的作用是主要的但在适当的条件下，垂直运动的差异也可产生锋生。

2. 将 (1) 式中的 θ 换成 q (比湿) 和 θ_s (假相当位温), 同理可计算出湿度场和 θ_s 场上的锋生值。不过对此二场, 1 日 08 时在雨区高空已各有一弱的锋面 (露点锋和能量锋), 并以每小时 8 公里的速度向北移动。对露点锋来说, 水平运动使其加强, 而垂直运动的作用又抵消了水平运动所增加的部分。对能量锋来说, 水平运动和垂直运动同等重要, 都起着锋生的作用, 到 1 日 20 日时可使原锋面增强。

3. 因为我们使用的是暴雨之前的资料进行计算和分析的, 这就有了预报意义。从而给锋生暴雨的预报提供了一种新的手段和信息。但这还只是一个个例研究。要总结出带普遍性的规律, 还有大量的工作等待我们去完成。

本文工作是在吴宝俊和章淹同志的指导下进行的。