

大一暴雪前后湿有效能量积聚和释放过程的个例分析

饶流芜

(气象科学研究院)

研究表明,在发生大一暴雪之前,雪区中有一个较明显的湿有效能量增加过程。但是,对于这些能量是怎样积聚和释放的,却尚无人进行过讨论。本文以1984年3月13日08时—14日08时(北京时,下同)发生在山西省中、南部及其邻近地区的一场大一暴雪为例,对上述问题进行讨论。

一、雪区中心湿有效能量演变特征

1984年3月13—14日,山西省中、南部及其邻近地区产生了一次降雪,降雪量之大,雪区面积之广都是该地区多年所少见。从24小时降水量图(图1)可见,太原市位于降雪的最大值中心附近,因此,我们选太原为代表站计算参考气压,并给出了太原站单位截面气柱湿有效能量^[1] $(MAE)_1$ 的演变情况(图2)。从图2可见,在3月11日以前, $(MAE)_1$ 一直为负值,且数值变化较小。从3月11日开始 $(MAE)_1$ 连续激增,在降雪开始前12小时由负值变为正值,降雪开始时达最大值—— $58 \times 10^6 \text{J} \cdot \text{m}^{-2}$ 。3月14日08时降雪结束, $(MAE)_1$ 值减小并由正值转为负值。

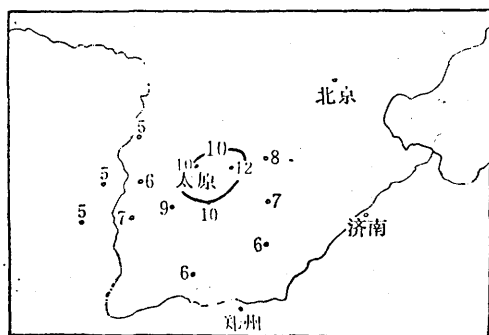


图1 1984年3月13日08—14日08时降水量图
(单位: mm, 资料来源: 历史天气图)

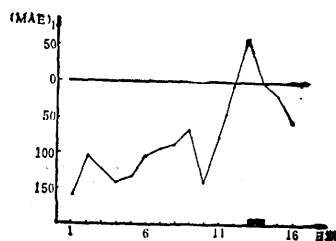


图2 1984年3月1—16日(08时)太原 $(MAE)_1$ 演变曲线与降雪时段(图下阴影段)对照图

二、湿有效能量的积聚和补充

由第一类有限区域湿有效能量收支方程^[1]可知,湿有效能量的积聚有两种方式:水平积聚与铅直积聚。

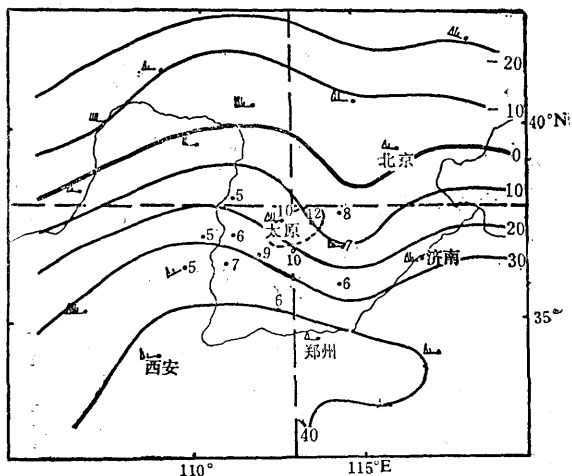


图3 1984年3月13日08时500hPa层 Amk形势图

其中站点旁或上面的数字以及闭合虚线见图1

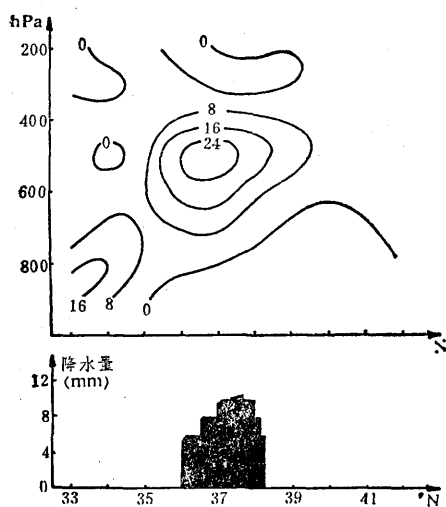


图4 水平积聚项(单位: $W \cdot hPa^{-1} \cdot m^{-2}$)
经向(113°E)铅直剖面与降水量分
布对照图

1. 水平输送与水平积聚

为了揭示湿有效能量的水平输送与水平积聚情况, 我们分别给出了大雪开始时湿比有效能量 $Amk^{(2)}$ 的 500hPa 形势图(图3)以及 Amk 的水平通量辐合 $-\nabla \cdot (AmkV)$ 剖面图(图4)。

由图3可见, 降雪区的 Amk 为正值, 雪区之南有一高能舌, 降雪区就位于高能舌的下风方。很显然, Amk 场与风场的这种配置有利于向雪区输送湿有效能量。

分析高能舌的历史演变可以发现(图略), 11日以前在四川盆地高空有一小低压环流。此系统虽然温度较低, 但湿度较大, 四川盆地连续几天都有零星降水。11日08时, 有一低值系统从青藏高原东部进入四川盆地, 加强了盆地原有的低压环流和川东的偏南风, 从而也加强了湿有效能量从川东地区向北的输送, 12日08时在川北、陕南出现了高能舌。此后, 高能舌不断北伸东移, 13日08时(降雪开始时)达最强。3月14日08时降雪结束, 高能舌明显减弱、东移。

在 Amk 水平通量辐合(水平积聚项)剖面图(图4)上, 雪区上空为一强大的 Amk 水平通量辐合中心, 中心值为 $31 W \cdot hPa^{-1} \cdot m^{-2}$ (图中未给出)。这个强中心是在12日20时出现的, 一直存在到降雪行将结束。它既为降雪准备了能量, 又使降雪时释放了的能量得以补充。

2. 湿有效能量的铅直积聚

图5给出了降雪开始时 Amk 的铅直通量辐合值(铅直积聚项)经向铅直剖面与降水量分布对照图。可以看出, 图上有两个强的负值中心, 一个在雪区上空的对流层中层, 另一个在雪区以南对流层下层。它们的作用都是减少所在气层里的湿有效能量。而在两个负值中心之上各有一个正值区, 它们的作用当然是增加所在气层的湿有效能量。

众所周知, 湿有效能量水平通量辐合可分解为两个分量: 经向水平通量辐合与纬向水平通量辐合。由于此次过程 Amk 等值线呈准纬向分布, 加之西风分量纬向梯度较小, 故水平积聚主要是由经向积聚所决定。因此, 欲使经向水平通量辐合强度不减弱, 就必须在雪区之南维持一个强大、深厚的高能舌。而上面提到的雪区之南对流层中层那个能量铅直通量辐合区(正值区), 则有利于上述高能舌的维持。从这个意义上讲, 它也就是间接保证了湿有效能量在水平方向上向雪区上空不断积聚与补充, 从而成为使降雪得以持续的重要因素。

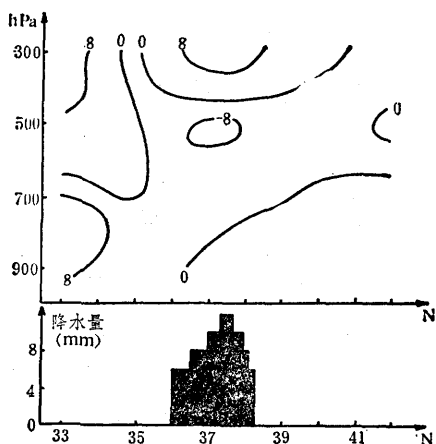


图5 铅直积聚项(单位: $W \cdot hPa^{-1} \cdot m^{-2}$)
经向(113°E)铅直剖面与降水量分
布对照图

三、湿有效能量的释放

按照湿有效能量的观点, 降雪过程应是湿有效能量的释放过程。计算表明, 对于降雪区中单位截面 ($1m^2$)、单位厚度 ($1hPa$) 的气块来说, 这次降雪过程的湿有效能量释放速率, 平均约为 $10 W \cdot hPa^{-1} \cdot m^{-2}$, 整个过程释放的湿有效能量约为 $8 \times 10^6 J \cdot hPa^{-1} \cdot m^{-2}$ 。

湿有效能量是一种潜在的能量, 必须在

正环流的情况下才能释放出来。那么,降雪开始时的正环流是怎样形成的呢?

在这次降雪开始以前,铅直速度计算结果表明,雪区及其附近均为下沉运动。进一步分析看出,上述下沉运动区与华北小高压控制区相一致。这个水平尺度不到1000km、铅直尺度只达对流层中层的冷性小高压,于3月11日在内蒙古中部形成后一直缓慢地向东南移动。在降雪开始之前,它阻挡了能量继续向北输送,使得湿有效能量储存在它的上游,并在其南缘形成能量锋区。当冷性小高压与其南面的系统继续相向运动,使锋区达到一定强度时,暖湿气流的上升运动与小

高压中的下沉运动速度都迅猛增加,因而形成了正环流,降雪开始。

图6给出了降雪开始时通过雪区的纬向铅直环流。从图可见,降雪区为上升运动,雪区之东为下沉运动,两者恰好构成了一个正环流圈。计算结果表明,上升速度的最大中心位于降雪区上空,其数值为 $-8.7 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ (图中未标出)。

事实上,在此次大雪过程之前,华北南部对流层中下层一直存在着一条东西向尺度较大的能量锋(图略)。但是,这条能量锋只能作为这次降雪过程的大背景。而华北冷性小高压的存在,加强了其南部的锋面强度,加快了暖湿气流在冷高压之上的向北爬升,从而导致了在山西省中、南部及其邻近地区产生了这场大一暴雪。

四、小结

综合分析:(1)跟暴雨过程一样,大一暴雪过程也是湿有效能量的释放过程。在这次降雪开始时,降雪区为上升运动,其东为下沉运动,两者构成的正环流圈为湿有效能量的释放系统;(2)要产生一场大一暴雪,大量的湿有效能量的储备和补充是必要的。在这次降雪过程中,雪区南面的Amk铅直通量辐合区,对于保证湿有效能量在雪区上空不断积聚与补充起了重要作用。

参考文献

- [1] 吴宝俊,湿有效能量概念和方法简介,湿有效能量应用文集,1—15,广西人民出版社,1985。

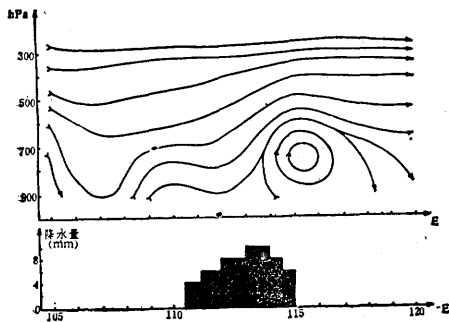


图6 3月13日08时(降雪开始时)的
纬向(38°N)铅直环流与降水量分
布对照图