

西南低涡的初步研究

中国科学院大气物理研究所拟模组

提 要

本文通过对一些个例的研究,分析了西南低涡的维持和发展条件,发现低涡的维持和发展主要靠中高层的辐散量要大于低层的辐合量,同时中高层凝结潜热的释放也起着相当重要的作用。分析指出,在低涡上空,对流层上层有两支气流,(上升气流和下沉气流),在对流层中下层也有两支气流,共同构成低涡的三维流场。其中对流层中下层的两支气流对天气变化有重要影响。西南低涡的东部和南部是主要的降水区,而降水的强弱和低涡东侧的上升气流强弱及大气层结、水汽辐合量有关。

引 言

西南低涡对我国西南地区、长江中下流地区及华北地区的天气都有相当大的影响。有关这种天气系统的发生、发展和移动等是预报员所关心的问题。

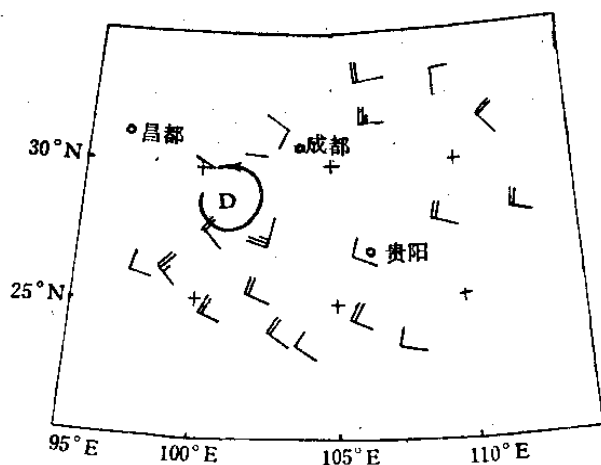
我国气象工作者曾对低涡进行过大量的研究,并且得到了许多重要成果。关于西南低涡的成因,有人认为是高原南北两支急流在高原东侧辐合,并在此基础上再形成动力性低涡^{[1][2]};也有人认为高原的屏障作用和侧障作用也是低涡形成的原因之一^[3];另外,还有人认为高原地形和地表摩擦作用和高空低槽的作用等,都对低涡的形成有重要作用^[4]。西南低涡的维持和发展主要靠高空和低空条件,有人提出低涡发展和潜热释放有关。

本文选例就高原地形的摩擦作用对低涡形成的影响作了分析。另外,也对低涡的结构和降水方面的问题进行了研究,初步得到了一些结果。

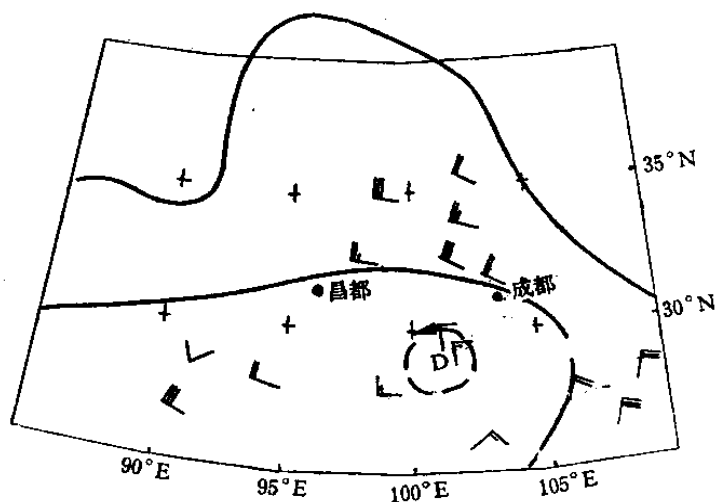
一、西南低涡的形成和发展

西南低涡是在我国青藏高原地形影响下产生的中间尺度天气系统,在开始时先在 700 毫巴和 850 毫巴图上看出。我们常可看到在 25° — 30°N , 95° — 102°E 地区 850 毫巴或 700 毫巴天气图上有气旋性环流,有的是闭合式的气旋性环流,有的是未闭合式的气旋性环流,并有暖区与此环流相配。有的低涡伴有降水或积雨云云系;有的低涡则只有层云。这种涡旋的厚度较浅,在 500 或 300 毫巴图上一般是高压区或高压脊区。(见图 1)。当然也有个别例子中低涡垂直伸展较高,当 700 毫巴上的低涡开始形成时,对应的 500 毫巴图上是低槽,但 300 毫巴图上仍表现为高压区或高压脊区。

西南低涡最初生成在近地面层中。低涡生成时,往往有暖湿气流从南海和孟加拉湾北上,到了四川盆地及其附近地区以后,由于高原东侧的摩擦作用和盆地地形的特殊障碍



a. 1972 年 5 月 24 日 08 时 700 毫巴图



b. 1972 年 5 月 24 日 08 时 500 毫巴图

图 1 当 700 毫巴低涡开始形成时, 500 毫巴为高压脊区所控制。虚线是 700 毫巴低涡的位置。

作用产生动力辐合, 这使低涡形成更加明显的气旋性环流。

为了了解 700 毫巴低涡环流的发展与上述一些因子的关系, 尤其是与摩擦作用的关系, 我们选例做了定量的计算。取运动方程为

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = -f\mathbf{K} \times \mathbf{V} - \nabla\phi + \mathbf{F} \quad (1)$$

其中 $\mathbf{K}$ 的方向是垂直向上, ϕ 为位势高度, $\mathbf{F}$ 为摩擦项。则可得出

$$\frac{\partial}{\partial t} \oint V_T dl = - \oint V_s \frac{\partial}{\partial S} (V_T dl) - \oint f V_n dl + \frac{k}{z} \int_l V_{T_0} V_{S_0} dl \quad (2)$$

其中 l 为计算边界, 切线方向取气旋性变化为正, n 为计算边界的法线方向, 向外为正。

公式左端 $\frac{\partial}{\partial t} \oint V_T dl$ 项为沿着计算边界的环流局地变化项。公式右端第一项 $\oint V_s \frac{\partial}{\partial S} (V_T dl)$ 是沿着流线的环流变化的平流项。第二项 $\oint f V_n dl$ 是由非地转偏差和柯氏力

所引起的辐散辐合项, 其中 $f = 2\omega \sin \varphi$ 为柯氏参数. 第三项 $\frac{k}{z} \int_l V_T V_{S_0} dl$ 是摩擦项(以后简称为 A、B、C、项). 公式中的 V_T 是沿着边界 l 的切向速度; V_n 是垂直边界的法向速度; V_T 是地面风沿边界的切向分量; V_{S_0} 是地面风速. k 是摩擦系数, 其值取为 0.006, z 是 $\frac{\partial T_T}{\partial z} = 0$ 的高度, 其值取为 500 米^[5]. 我们取 1974 年 6 月 29 日 00 时、6 月 29 日 12 时的西南低涡为例进行计算. 00 时的计算范围是在 $25^\circ-30^\circ\text{N}$, $103^\circ-105^\circ\text{E}$ 地区, 12 时的计算范围是在 $25^\circ-30^\circ\text{N}$, $100^\circ-105^\circ\text{E}$ 地区. 把低涡气旋性环流的边界作为计算区, 并在其内外分别取一圈作为辅助计算边界, 内外圈相距约 111 公里, 如图 2 所示.

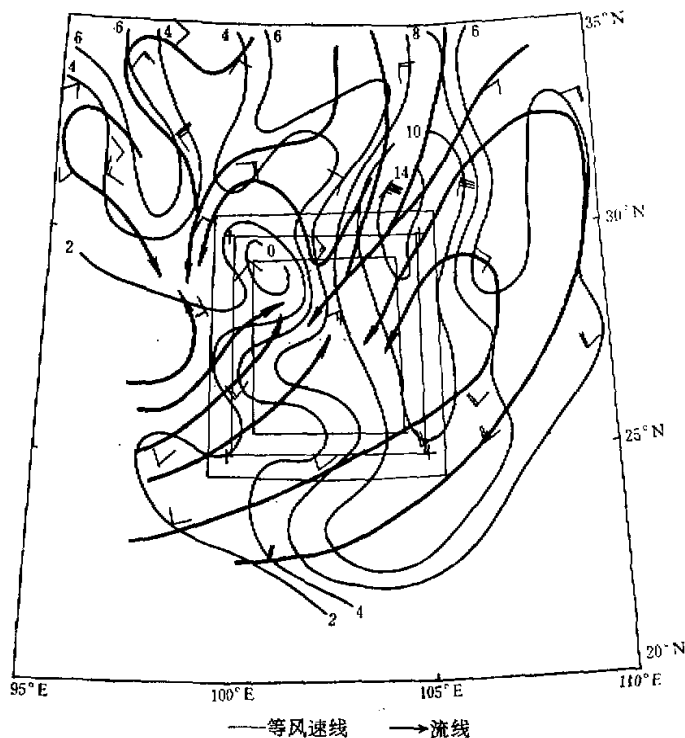


图 2 1974 年 6 月 29 日 12 时西南低涡环流. 中间方框为计算区域, 最内框和最外框相距 111 公里. 从图中看出在高原东侧自东向西有风速的气旋性水平切变.

西部边界取地面资料, 其他均取 700 毫巴上的记录. 计算结果见下表, 单位是米²/秒².

时 间	项 数 值	A 项	B 项	C 项
00 时		76.84	178	43.96
12 时		61.85	89	25.19

表中看出：(1) A、B、C 三项都是正值，说明低涡气旋性环流的增强与沿着流线的环流变化的平流项，与非地转偏差引起的辐散辐合项以及青藏高原东侧的摩擦项都有关系，它们对低涡气旋性环流的增强都起促进作用。(2) 由非地转偏差引起的辐散辐合项对低涡气旋性环流的增强贡献最大；而非地转偏差作用的一部分是由摩擦作用所引起的。由此可见，高原东侧的摩擦作用对高原东侧低涡气旋性环流的变化不是起削弱的作用，而是起增强的作用。这表明摩擦对高原东侧 700 毫巴和 850 毫巴高度上的低涡环流的生成和加强有着重要作用。

西南低涡形成之后，是发展还是消亡决定于它所处的环境条件及其结构。西南低涡是副热带的天气系统，它的维持和发展兼有热带低压和温带低压的双重特点。象温带低压一样，西南低涡的维持和发展，首先要求低涡的高层辐散量要大于低层的辐合量，这样才能促使低涡加深。当低涡位于 500—300 毫巴高空槽前时，这个条件常常可以满足，尤其当低涡位于发展的斜压高空槽前急流轴南侧，或位于高空槽前强正涡度平流区时，低涡上空的辐散量更强。当高空槽后有较强的冷平流时，冷空气从低涡后部南下侵入低涡，这时斜压作用也可使低涡发展。其结果位于高空槽前方的低涡，随其上空的高空槽加深而得到发展加强。若低涡位于高空槽后，或位于高压脊下面，就没有上述的有利条件，这时

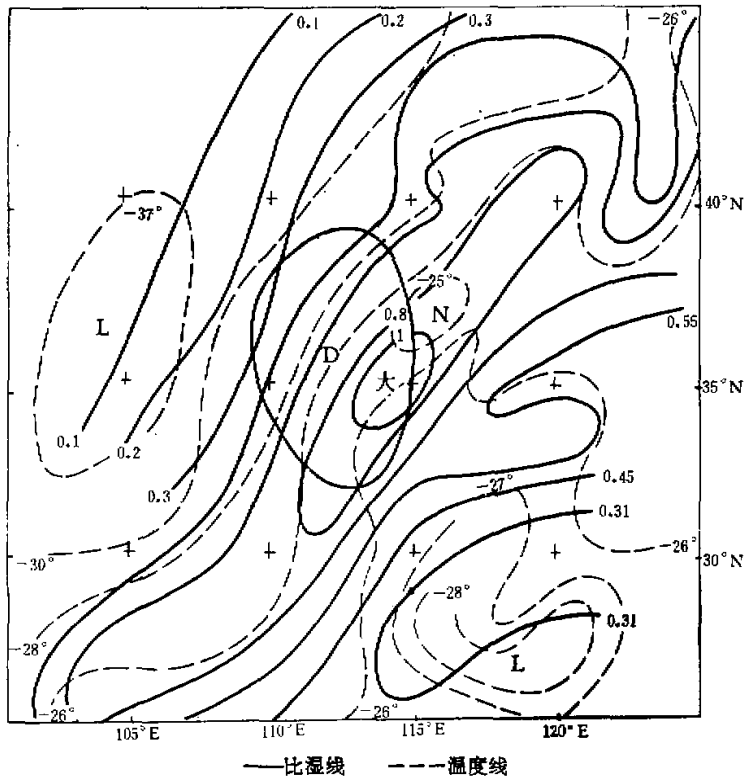


图 3 1973 年 7 月 2 日 08 时 300 毫巴图，低涡和雨区上空是比湿高值区和高温区。

低涡常常减弱。

积云对流和潜热释放对西南低涡的发展也有重要作用,在低涡降水区上空,500—300毫巴上会有增暖现象出现。这种增暖可能与积云对流和潜热释放密切相关。由于潜热释放能使500、300毫巴空气增暖,而高层空气增暖便产生质量的辐散流出,使低涡的低层气压降低,从而有利于低涡的维持和发展。

现在我们以1973年7月2日08时的低涡为例说明潜热的作用。在这个例子中,在500、300毫巴层出现了暖区(见图3)。但在300毫巴图上,低涡区及低涡南部并无暖平流,而500毫巴图上低涡的南半部地区却有冷平流。这表明在这些地区的增暖显然与平流的作用关系不大。此外,此时大气层结是稳定的,并且在包括低涡的范围内从下到上有上升运动,故由公式

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -V \cdot \nabla T - W(\gamma_d - \gamma) + Q \quad (3)$$

可知,右边第一项的作用可略去,第二项是使湿度降低,因而增暖现象主要由外加热源 Q 造成。由于这个地区的水汽辐合量(见图4)要比周围地区大,又是大雨区。我们认为这个地区的增暖现象是由凝结潜热的释放作用造成的。

在低涡发展阶段,暖湿空气的作用也不能忽视。这表现在低涡东移发展的过程中,一般偏南风(如SW风)逐渐加大,形成低空急流,带来大量水汽,使低涡的水汽供应更加充沛,特别是在低涡东南方。另外,在高原东侧经常存在切变线或辐合线,这也有利于低涡

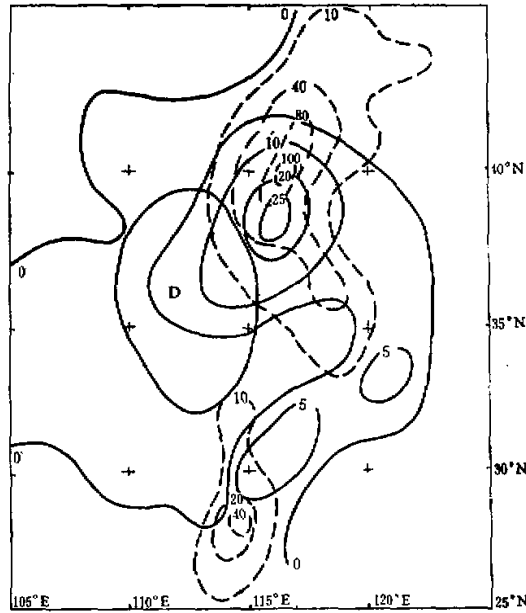


图4 实线为1973年7月2日08时的 $\frac{24 \times 3600}{g} \int_{1000}^{300} \nabla \cdot q V dp$ 值。

单位: 毫米/厘米²。

虚线为7月3日08时降水量实况,低涡是7月2日08时的位置。

的发展。在上述因子的作用下,低涡能继续发展加深,成为气旋性环流更强的闭合式低涡,地面的降水也随之增大,这是低涡的加深阶段。

总之,700毫巴上西南低涡的形成,主要与偏南的暖湿空气在高原地形的作用下所产生的动力辐合作用有关。在开始时西南低涡是一种暖性的浅薄系统,而后在高空槽前的涡度平流和北方冷空气抬升作用以及南方的低空急流的水汽输送等有利因素影响下,使浅薄的低涡发展成较为深厚的闭合低压系统。其中积云对流和潜热释放可能起着重要作用。如果在低涡生成后对流层上部一直被高压区或高压脊区所控制,或是处于高空槽后,则此低涡的强度将逐渐减弱并填塞。

二、西南低涡的结构

我们对西南低涡各层的涡度、散度、垂直运动及温度场、湿度场、风场的特点进行了计算和分析。从1973年6月29日—7月3日一次西南低涡活动个例中选取7月2日08时移至华北的低涡进行了计算。这可以代表发展类型低涡在离开源地时的情形。然后再选取1974年6月30日08时处于重庆、贵阳一带的低涡为例作计算。我们应用的是各层等压面上实测风记录。1973年7月2日08时个例各物理量的计算结果(图略)如下:

(a) 涡度场 中低层(指500、700、850毫巴)是正涡度区,只是在低层西部出现了部分的负涡度场,这是由于低涡处在脊前槽后的位置。高层(指300、200毫巴)是负涡度区,仅在西部出现部分的正涡度场,这是由于低涡处在高空槽前的缘故。

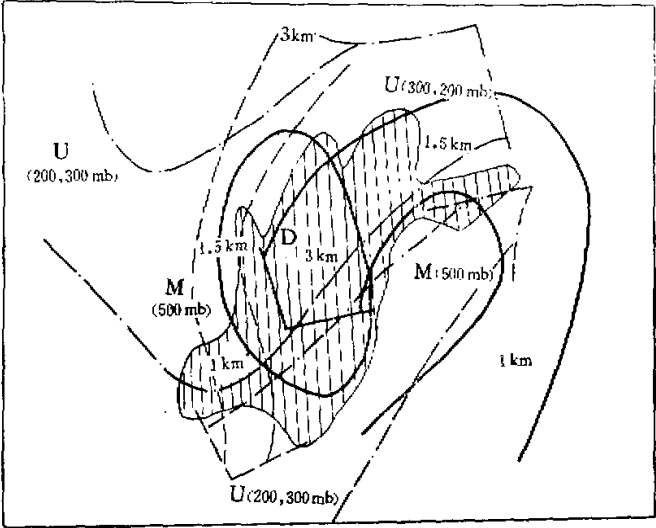
(b) 散度场 低层(指850、700毫巴)的散度场是辐合占优势,高层则为辐散。在中层(500毫巴),涡的北部是辐合,涡的南部为辐散。

(c) 垂直运动 由地面到中层(500毫巴)的上升运动范围逐渐增大,到了500毫巴上升运动范围达最大,而上升运动首先是从低涡东部开始,到了300—200毫巴低涡的北部是上升运动区,而涡的南部是下沉运动区。这是因为低涡的北部处于高空槽前气旋性弯曲的地方,同时由下层到上层皆为辐合,因此有上升运动;而涡的南部处于高空槽前的南部和副热带高压北缘气流汇合处,出现下沉运动。至于700、800毫巴低涡的西部为下沉运动,是由于该处位于高压前部的偏北气流里或高压脊前的偏北气流里,从高层到低层有一支下沉的偏北冷气流。在地面层1000毫巴上,低涡所在的位置是冷高压,是负涡度区、辐散区、下沉运动区,只有东部有小片的上升运动区。

(d) 温度场和湿度场 850—700毫巴是冷性低压,涡东部700毫巴上水汽(比湿)达11克/4克,850毫巴上在涡的东侧水汽(比湿)达14克/千克。在低涡上空500—300毫巴高度上转为暖性结构,在500毫巴上涡的东部比湿达6克/千克,在300毫巴上涡的东部水汽达1克/千克,到了200毫巴高度又变成冷性结构了。由上可见,这个低涡的温湿场分布是较复杂的。另外,从各层等压面图分析来看,850—700毫巴是闭合低压系统,处在500—200毫巴高空槽前,说明中高空仍是气旋性环流。

图5是1973年7月2日08时低涡三维流场结构,在低涡中有四支气流。在低层(700毫巴以下)有两支气流,一支在低涡的东侧从1公里气旋式的旋转上升到3公里,达到低涡区;另一支在低涡的西侧从3公里下沉到1公里,下沉气流经过低涡的西部。这两支低空气流就是前面说到的冷空气与暖空气。在中高层,在低涡西侧和偏北部有一支西

北气流从 200 或 300 毫巴高度下沉到 500 毫巴，然后转向东北，爬升到 300 到 200 毫巴。这支上升气流的西半部复盖在低涡西部低空的下沉气流上，它的东半部复盖在低层的从东北向西南的一支上升气流上面。在对流层中上部的另一支气流是在低涡的南面有一支从西南到东北的下沉气流，这支气流从 200 或 300 毫巴下沉到 500 毫巴。由上可见，低涡的上下层气流结构是比较复杂的。



对流层低层：——上升运动区，---下沉运动区。
对流层中高层：-·-·-下沉又上升运动区，·····下沉运动区。

图 5 1973 年 7 月 2 日 08 时位于北京、太原、郑州一带的低涡气流三维结构斜线区域为 24 小时降水区。

1974 年 6 月 30 日 08 时位于重庆、贵阳一带的低涡，在一天以后就消亡了，未能移出西南地区。从涡度、散度计算的结果来看，与发展类低涡并无多大差别，明显的差异表现在垂直运动分布和温压场结构上。从低层到高层这个低涡区的上升运动范围逐渐缩小，到 500 毫巴上升运动只限于低涡的南部了，上升运动最大的地方是在低涡的东南部。高层是下沉运动，涡的西北部是下沉运动最大的地方。此低涡在 700 毫巴以下是个暖性低压，到 300、200 毫巴就是暖高压了，而中间层 500 毫巴却是一个小的浅槽，说明此低涡到高层就是反气旋环流了，显然其势力没有上述那个低涡强盛（图略）。图 6 是这个低涡的三维流场分布。由图中看到，在对流层中下层出现一支从 1 公里到 5.5 公里的上升气流，此支上升气流从低涡东侧作气旋式旋转上升直到低涡上空。低涡的西北部是一支从 3 公里到 1 公里的下沉气流。在高层（指 300、200 毫巴）有一支从西北到东南的下沉气流经过低涡上空。此外，在低涡的南部则有一支从其南部伸向西方的从 300 毫巴上升到 200 毫巴的上升气流，低涡位于 200 毫巴脊线附近。

低涡中温度层结构对低涡的发展有着重要作用。我们分析了 1971 年 6 月 24 日—6 月 27 日一次西南低涡在刚形成时的温度层结状况，这时低涡从横断山区移到了成都附

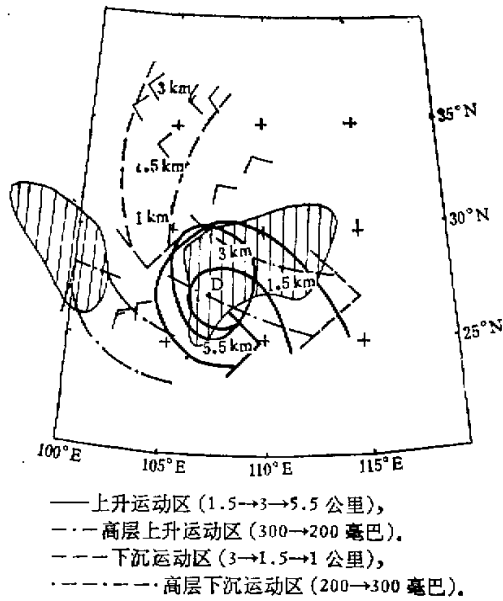


图6 1974年6月30日08时位于重庆、贵阳一带的低涡气流三维结构。
斜线区是24小时降水量区。

近。图7是6月24日穿过低涡的垂直剖面。在低涡东部 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} < 0$, 层结呈位势不稳定, 而西部是稳定层结 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} > 0$, 这是发展类低涡初期的状况。对于夭折类低涡(如1974年6月30日08时位于重庆、贵阳一带的低涡), 几个方向的垂直剖面都是 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} > 0$, 说明不发展类低涡的层结是稳定的。

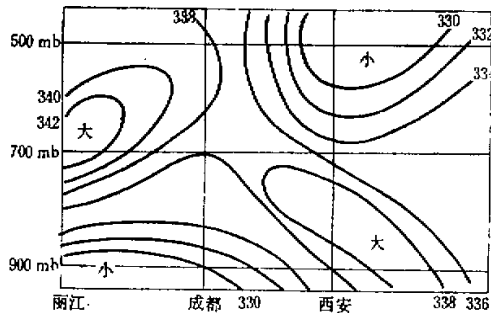


图7 1971年6月24日08时 θ_{se} 垂直剖面,
在低涡东部 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} < 0$, 在低涡西部 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} > 0$ 。

通过以上的对比分析, 我们看低涡的结构是多样性的。有些低涡常有多支气流组成, 辐散辐合的部位和无辐散层的高度也各有不同。流场有一个共同特征: 低涡气流呈气旋性向内辐合(低层), 而高层呈反气旋式向外辐散, 从低层到高层有上升运动, 且低涡

的东南部上升运动最大。在对流层中下层,一般由两支气流所组成,即东侧的一支上升气流和偏西部位的一支下沉气流。但发展类和夭折类的上升运动的分布并不一样。此外,温压结构、高层气流结构也有明显的差异。

上述流场的分布与卫星云图上所看到的云系分布是一致的。在红外云图上,较强的西南低涡的中心是近圆形的浓厚白色云团,在周围有辐散状卷云云系,这表明高层有辐散流场。低涡刚开始发展时,在可见光云图上云比较疏散,且低涡的西部有碧空区,而低涡的东部却是多云区。

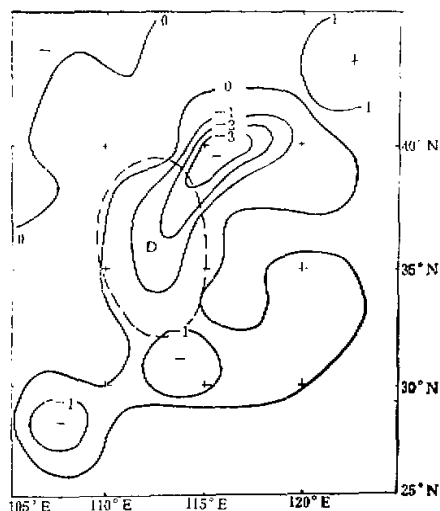
三、低涡的降水及雨区结构

1974年6月30日08时,从重庆、贵阳到长江中游一带有大片降水区。这次降水是500毫巴高空槽和700毫巴低涡叠加后造成的。在低涡东部和南部为主要降水区。降水区位于500毫巴高空槽前和槽线的部位。这片降水区是处在从1公里到5.5公里的一支上升气流的下面(如图6),上升气流把水汽输送到高层。在低涡的西北方有干冷的下沉气流出现。它能起锋面抬升作用,有利于降水的增加。但这次降水并不太大,未达到大雨或暴雨,这是由低涡的流场结构所决定的。在前面的分析中已经指出,这个低涡是一个浅薄的低涡。暖湿上升气流只限于低层,在300、200毫巴上转变为下沉运动了。

1973年7月2日08时的低涡情况就与上面的情形不同。这天的降水区分布是东北—西南向条状大雨暴雨区。其中雨量达50—134毫米的大片雨区处在高空槽前和低涡的东南部及东部。这次降水过程一方面是由于高空槽的作用,因为200、300及500毫巴的辐散量都较大,这对中下层700、850毫巴的辐合量增强很有利,使上升运动范围逐渐增大。另一方面,是由于随高空槽南来的西南低涡的叠加作用。低涡的东部是上升运动区,低涡东侧的环流能吸引潮湿空气北上。这次降水过程中的水汽来源是由强劲的偏南气流输送来的,从南海的洋面上把水风吹向大陆,再由从低层到高层的上升气流把水汽携带到中空。对比雨区和三维气流(图5)的分布可以看到,这片降水区是位于两股上升气流的下方,由于低层上升气流是暖湿的,高层的一股上升气流是比较干燥一些,因而它们叠加在一起就形成较强的位势不稳定层结。这种条件相当容易引起对流活动,形成大量积云,从而造成大片暴雨区的出现,如图5所示。考虑到7月2日08时水汽辐合量会对以后时刻的降水增加产生有利的影响,我们计算了1000—300毫巴各层标准等压面上 $\nabla \cdot qV$ 分布(图8)。由图看出,水汽的辐合区和辐合中心(7月2日08时)与7月3日08时的降水区及大暴雨中心基本上一致。再计算7月2日08时的 $\frac{1}{g} \int_{1000}^{300} \nabla \cdot qV dp$ 值,并假定此

值在7月2日08时—7月3日08时时段内不变,由此可算出7月3日时由水汽辐散辐合引起的降水量,它和实际情况也是比较一致的。这里给出图8,它是700毫巴 $\nabla \cdot qV$ 的分布。由图中看到,水汽辐合带和7月3日08时的降水带分布是一致的。比较图8和图4,水汽辐合中心和暴雨中心基本上也是一致的,南北各有一个大雨中心,对应也有一个水汽辐合中心,但因我们外推时间偏长了,实际雨区的位置偏于东北方一些。对比这两次降水过程,可使我们了解到发展类低涡和夭折类低涡降水也是不同的。

我们分析了雨区上空涡度场、散度场、垂直运动场、风场及温湿场特征(图略)。结果



实线为 700 毫巴 $\nabla \cdot qV \times 10^{-4}$ 秒/, 虚线为低涡的位置。

图 8 1973 年 7 月 2 日 08 时水汽辐散辐合分布图,
此时水汽辐合区和 7 月 3 日 08 时降水区基本上一致。

表明, 雨区对应的中低空以辐合上升区为主, 也是水汽集中区, 大风速区、正涡度区; 而高层以辐散下沉区为主, 也是小风速区, 负涡度区。这是两次降水区的共同特点。但在温湿场分布方面两次过程却不同, 74 年 6 月 30 日的那次, 西南地区的降水其中低空是暖湿区, 但高层却不明显。73 年 7 月 2 日在华北的这次降水, 暖湿中心在雨区东南侧和东侧, 随着高度的增加, 暖区逐渐北移, 到了 300 毫巴雨区上空是暖湿中心区。这表明 7 月 2 日由于低空强烈的水汽辐合, 产生了大量对流活动, 潜热释放结果, 造成了雨区上空 300 毫巴为暖湿中心, 这与天折类低涡上空的温湿状态显然不同。

四、论 讨

通过上面的分析, 从天气预报角度提出几点看法。

1. 西南低涡形成时, 青藏高原地形和地表摩擦阻力起了相当重要的作用。高原东侧的侧向摩擦效应对偏南气流形成低压系统和气旋性环流的增强起着助长作用。为什么高原东北侧是小高压的源地, 而高原东南侧是小低压的源地, 其中一个重要原因就是高原摩擦效应对偏北气流和偏南气流作用的结果。

2. 低涡要维持和发展, 主要靠中高层的辐散量大于其低层的辐合量, 这样低涡的强度才能维持和加强, 这里主要看低涡上空的高空槽是不是发展加深的低槽。其次, 中高层凝结潜热的释放也对低涡的维持和发展起着相当重要的作用。

3. 注意西南低涡初生时的准定常源地, 若该地区出现了气旋性环流, 就要考虑它对西南地区的天气影响; 至于低涡对下游地区的天气影响, 着眼点应放在低涡上空的引导气流上面, 只有在合适的引导气流下, 低涡才能移到本地。若高空槽的径向度大, 槽线和副热

带高压轴线方向近 SW—NE 向, 则低涡向东北方向移动; 若高空是小浅槽且副热带高压轴向近东西向, 则低涡向东移动; 若中高空是高压所占据, 则低涡就移不出西南地区。

4. 低涡的降水主要出现在其东部和南部, 这里一般是上升气流所在地, 也是水汽辐合较大的地区。如在两支上升气流的叠加下造成位势不稳定的大气层结里, 就会引起大雨和暴雨。如在一支上升气流影响下, 一般只能引起一般性降水。

5. 低涡的结构有的较复杂, 有的较简单, 但一般在对流层中下层由两支气流所组成。一支是在低涡东侧的上升气流, 一支是在低涡西北侧的下沉气流。这两支气流对造成该地区天气好坏有着直接的影响。

参 考 资 料

- [1] 叶笃正等, 青藏高原及其附近流场结构和对流层大气的热量平衡, 气象学报, 1957, 28(2)。
- [2] 罗四维, 中国气象学会 1962 年年会论文集 (I)。
- [3] 王彬华, 在西藏高原的影响下中国动力性气旋的生成及其发展, 山东大学学报, 1951, 第 4 期。
- [4] 孙月浦, 西南低压的型式和预报, 《天气月刊》附刊, 1955 年 4 月。
- [5] C. W. Newton, Mechanisms of circulation change during a lee cyclogenesis. J. Meteor., 1956, Vol. 13, pp. 528—539.