

## 一次西北涡生成移动过程的数值试验

丁治英 吕君宁

(南京气象学院)

**摘要** 本次试验发现,在青藏高原的东北边缘,低涡的生成与地形和高低层系统的活动关系密切,去除地形后低涡不再出现。当低层副热带高压势力较强,整个高原的东部吹偏南风,高原东北部处在高空急流的辐散场中,易有低涡出现。非绝热因子可使高空槽减弱,使低涡停滞少动。

**关键词** 西北涡,高空急流,高空槽

西北涡与西南涡同是青藏高原背风坡天气系统。但人们对西北涡不如对西南涡那样重视。事实上西北涡的生成和东移可影响黄河中、下游各省市。文献[1]指出,西北涡多生成于青甘川边境地区和柴达木盆地。其定义范围为  $95^{\circ}\text{E}$ — $105^{\circ}\text{E}$ ,  $35^{\circ}\text{N}$ — $40^{\circ}\text{N}$  之间,是下垫面热力作用造成的热低压。文献[2]曾对 1971—1979 年 5—8 月西北涡进行普查发现,西北涡生成后东移至  $110^{\circ}\text{E}$  的仅占 17%,而东移的低涡中有 74% 造成暴雨天气,有的还达到特大暴雨程度,是西北和华北地区的主要灾害性天气系统之一,因此有必要对其生成和移动进行深入研究。本文对一次西北低涡生成和东移条件作了数值试验。此低涡在生成和移动过程中给源地及其下游带来较大的降水。

### 1 天气概况与方案

1979 年 7 月 25—27 日,在 700hPa 青藏高原东北边缘有一次低涡的生成及东移过程。25 日 20 时低涡生成于 ( $98^{\circ}\text{E}$ ,  $38^{\circ}\text{N}$ ) 附近,26 日 08 时东移至 ( $40^{\circ}\text{N}$ ,  $102^{\circ}\text{E}$ ) (见图 1)。26 日 20 时位于 ( $41^{\circ}\text{N}$ ,  $106^{\circ}\text{E}$ ),27 日 08 时移至 ( $112^{\circ}\text{E}$ ,  $42.5^{\circ}\text{N}$ )。它在生成和东移过程中普遍造成了中—大雨。26 日 08—27 日 08 在银川、呼和浩特、东胜出现了日雨量大于 50mm 的暴雨天气。

为了找出影响低涡生成、移动的主要因子,本文对其进行了数值模拟及试验。本次数值模拟利用  $1.875 \times 1.875$  网格距、复杂地形条件下的有限区域  $p-\sigma$  六层细网格模式<sup>[3]</sup>。该模式对复杂地形特别是高原地区的处理较好,因此可用来模拟高原背风坡天气系统。模式采用单向影响嵌套边界,在水平结构上取 C 型跳点网格,地形处理采用 Arakawa—Lamb 位势拟能守恒格式,并考虑了各种非绝热因子对大气的影。

本次试验以 25 日 08 时为初始场,采用整层无辐散初始化方案,积分 24 小时。计算范围  $62.8^{\circ}\text{N}$ — $6.8^{\circ}\text{N}$ ,  $62.8^{\circ}\text{E}$ — $119.1^{\circ}\text{E}$ 。并做了以下 6 种试验方案。

表 1

| 试 验 方 案 | 试 验 方 法                |
|---------|------------------------|
| I       | 全因子试验                  |
| II      | 将 400—200hPa 大风区南移试验   |
| III     | 无地形试验                  |
| IV      | 仅考虑非绝热因子中积云对流、大尺度降水加热率 |
| V       | 仅考虑非绝热因子中大尺度降水加热率      |
| VI      | 不考虑非绝热因子               |

图 2 为方案 I 积分 24 小时 700hPa 流场。图中 26 日 08 时低涡位于  $(42^{\circ}\text{N}, 103^{\circ}\text{E})$  左右。在  $(38^{\circ}\text{N}, 110^{\circ}\text{E})$  附近有一反气旋环流中心。  $(45^{\circ}\text{N}, 104^{\circ}\text{E})$  以北有一低槽。500hPa 该涡西部  $97^{\circ}\text{E}$  附近有一浅槽。槽前为暖平流,槽后为冷平流控制(图略)。将以上结果与实况(图 1)对比发现,预报 26 日 08 时的低涡位置比实况偏北 2 纬距,偏东 1 经距。实况与预报场在  $(38^{\circ}\text{N}, 113^{\circ}\text{E})$  附近都对应一反气旋环流。500hPa 低涡西部槽出现的位置也基本相同。因此本次数值模拟较成功地反映出了低涡的生成及移动过程。

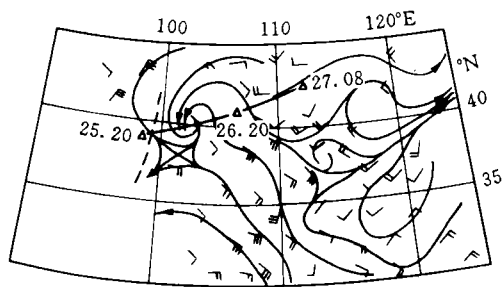


图 1 1979.7.26.08 时 700hPa 实况流场

△—△为低涡移动路线,  
---为 500hPa 槽线

## 2 数值试验结果分析

### 2.1 高空急流与低涡的生成

在全因子试验中 25 日 08 时初始场上 300hPa 高空急流中心位于  $(92.8^{\circ}\text{E}, 42.2^{\circ}\text{N})$ 。低涡生成区位于高空急流的右前方。积分前 12 小时内无低涡生成,低涡生成区一直处在高空急流的右前方。积分 18 小时后低涡生成于  $(41^{\circ}\text{N}, 101^{\circ}\text{E})$  附近。高空急流中心位于  $(100^{\circ}\text{E}, 44.1^{\circ}\text{N})$ 。低涡位于高空急流中心右侧。积分 24 小时

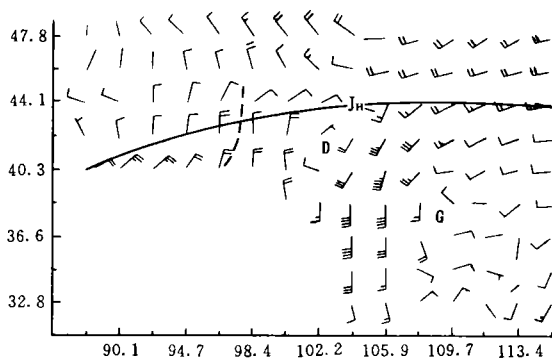


图 2 1979.7.26.08 时预报 24 小时 700hPa 流场

—J<sub>H</sub>→300hPa 高空急流轴,

J<sub>H</sub> 为高空急流中心,---为 500hPa 槽线

后高空急流中心移至  $(102^{\circ}\text{E}, 44^{\circ}\text{N})$ ,低涡东移至  $(103^{\circ}\text{E}, 42^{\circ}\text{N})$ ,高空急流中心的右后方。文献[4]指出,在高空急流的左前、右后方为辐散场;左后、右前方为辐合场。因此高原东北部处在高空急流右前方时低涡不易生成。这可能是积分 12 小时后仍无低涡出现的原因之一。模式中由于网格尺度过大无法在 700hPa 上表现出  $(98^{\circ}\text{E}, 38^{\circ}\text{N})$  的要素场。但从 24 小时预报结果分析,模拟结果与实况基本一致。

为了更清楚地看出高空急流与低涡生成的关系,本文将高空急流南压近 6 纬距后得到了 I 方案。为了使模式合理,采用了地转风初始化方案。由改变 400—200hPa 高度场,使风场和温度场随之改变。从试验结果看低层没有虚假的系统产生,模式稳定,试验基本合理。试验发现,积分 6 小时后有低涡生成于(41°N,101°E)附近,高空急流中心位于(37°N,91°E),西北涡生成于高空急流的左前方。因此高空急流左前方的辐散场可能是低涡生成的有利条件之一(见图 1)。

N、V、VI 方案分别为去除太阳短波辐射及地气长波辐射和地表热平衡过程方案、去除积云对流及以上辐射过程方案、去除所有非绝热因子试验方案。积分 12 小时后三种方案在(41°N,101°E)均出现了低涡,比方案 I 早出现 6 小时。此时 300hPa 高空急流中心位于(44.1°N,96.6—102.2°E)范围内,低涡处在高空急流中心下方。该形势也较 I 方案早出现 6 小时。因此同 I、I 方案一样,低涡的生成与 300hPa 高

空急流中心的位置有关。高空急流区的辐散场有利于低涡生成,辐合场对低涡的生成不利。同时可见非绝热因子对本次低涡的生成不起作用。即低涡的生成与热力作用无关。

## 2.2 地形与低涡的生成

III 方案为去地形试验。此时青藏高原地面以下各高度的初始场采用欧洲中心提供的垂直插值法资料。文献[5]中得出该模式去除地形后位势涡度拟能是守恒稳定的,系统无虚假发展,动能无突变现象,地面气压倾向的均方根也较稳定。去除地形后在 25 日 08 时初始场上 38—40°N,95—97°E 之间有一低涡存在,积分 6 小时后该低涡消失,直至积分 24 小时西北涡均未出现(见图 4),说明试验中出现的西北涡确实是在高原东北缘特殊地形下形成的。文献[6]指出西风带系统流经高原后将分支。一支从高原南部绕过高原东南侧产生气旋性切变,导致气旋性环流产生(如西南涡);一支从北部绕过高原在高原的东北侧产生反气旋切变,生成反气旋环流(兰州小高压)。本次过程中由于夏季副热带系统偏强,在副高西部偏南风的作用下,可使整个高原东部出现气旋性切变。在高原东北缘东南风沿边缘流过出现气旋性曲率,有利于西北涡的产生。

积分 6—18 小时 700hPa 流场图上副热带高压环流一直向西推进。积分 18 小时低涡生成区内有一反气旋环流。I 方案中高原边缘的一支偏南风低空急流没有出现。积分 24 小时(图 4)300hPa 高空急流中心位于(102—108°E,44.1°N)。原低涡生成区位于高空急流的右后方,为反气旋曲率。可见高空急流仅为低涡的生成提供了较好的高层辐散条件,在无高原存在的情况下,仍不利于低涡出现。

由以上讨论可见青藏高原的作用是:阻挡副热带高压的西进,使高原边缘低层产生一支偏南风急流,从而加大高原边缘的切变涡度,使高原东北缘气旋性曲率加大,有利于低涡产生。

由完全涡度方程<sup>[7]</sup>

$$\begin{aligned} \frac{d\zeta}{dt} = & -\vec{V} \cdot \nabla f - \eta \operatorname{div} \vec{V} + \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial w}{\partial x} \\ & + \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\partial \alpha}{\partial y} - \frac{\partial p}{\partial y} \frac{\partial \alpha}{\partial x} + \gamma \nabla^2 \zeta + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial D_y}{\partial x} + \frac{\partial D_x}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (1)$$

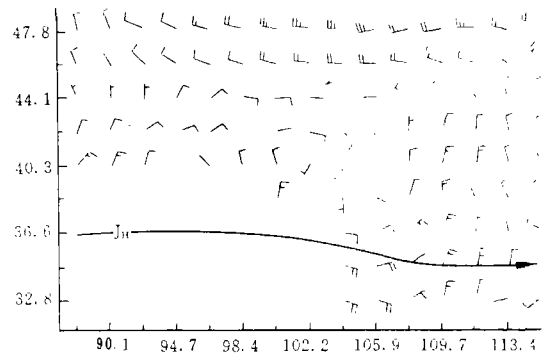


图3 I 方案预报 6 小时 700hPa 流场(说明同图 2)

其中  $\gamma$  为水平扩散系数,  $\eta = \zeta + f$ ,  $D_x = k \frac{\partial u}{\partial x}$ ,  $D_y = k \frac{\partial v}{\partial y}$  为  $x, y$  方向的摩擦力,  $\alpha = \frac{1}{\rho}$ ,  $\gamma \nabla^2 \zeta + \frac{\partial}{\partial x} (\frac{\partial D_x}{\partial x} + \frac{\partial D_y}{\partial y})$  为耗散项, 对低涡的生成没有贡献。  $-\vec{V} \cdot \nabla f$  为地转涡度平流项, 对低涡尺度的系统影响较小。  $\frac{\partial p}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial p}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial x}$  为力管项, 表示斜压作用对涡度的影响。  $\frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial w}{\partial x}$  为扭转项, 其量级也相对较小。 因此若考虑地形对低涡的作用, 散度场最为重要。

在 I、N、V、VI 试验中, 低涡生成时在其东南方向存在一支偏南风低空急流。 因 700hPa 高原边缘的急流实际可认为是大气边界层顶的急流。 这时可得风速垂直廓线分布为<sup>[7]</sup>

$$u = C_B [1 - e^{-a(z-z_0)} \cos(z - z_0)] \quad (2)$$

$$v = C_B [e^{-a(z-z_0)} \sin(z - z_0)] \quad (3)$$

其中  $C_B = C_B / (1 + e^{-a})$ ,  $a = \sqrt{f/2k}$ ,  $h = \pi/a$ ,  $C_B$  为边界层顶的全风速,  $Z_0$  是地面拔海高度。

将(2)、(3)代入(1)式右端第二项得

$$\text{div} \vec{V} = \frac{ae^{-a}}{1 + e^{-a}} C_B (\frac{\partial z_0}{\partial x} + \frac{\partial z_0}{\partial y})$$

高原背风坡有  $\frac{\partial z_0}{\partial x} < 0$ ,  $\frac{\partial z_0}{\partial y} < 0$ , 使  $\text{div} \vec{V} < 0$ , 有利于低涡形成。

因此在不考虑平流作用下, 背风坡低涡的生成依赖于  $-(\zeta + f) \text{div} \vec{V}$  项的影响。 而边界层顶存在一支急流对低涡的生成有利。

当边界层顶无急流存在, 风速随高度增加时, 风速的垂直分布廓线为

$$u = C_B (\cos \tau - \sin \tau) \cos \tau \quad (4)$$

$$v = C_B (\cos \tau - \sin \tau) \sin \tau \quad (5)$$

这里  $\tau$  是边界层内风向和  $C_B$  的交角

$$\tau = \frac{\pi}{4} - \frac{\pi}{4h} (z - z_0)$$

将(4)、(5)式代入右端第三项得

$$\text{div} \vec{V} = C_B \frac{\pi}{4h} (-\frac{\partial z_0}{\partial x} + \frac{\partial z_0}{\partial y})$$

因高原东北缘  $\frac{\partial z_0}{\partial x} \sim \frac{\partial z_0}{\partial y}$ ,  $\text{div} \vec{V} \sim 0$ 。 此时该项对西北涡的生成影响较小。

在 I、N、V、VI 方案中均可发现, 低涡生成时, 在低涡东部存在一支偏南风低空急流。 而无地形试验中, 低涡没有出现, 偏南风低空急流也没有出现。 可见边界层顶急流的存在有利于低涡的生成。 另外在方案 I (图 3) 中, 低涡生成时其东部无偏南风低空急流。 由 2.1 节讨论可知此时低涡生成与高层辐散场有关。 低层低涡的东部仍处在副高边缘的偏南风气流中, 当高原东部吹偏南风时, 高原东北部可出现切变与曲率涡度大于零的现象。 尽管无急流存在时切变与曲率涡度较小, 在高层辐散场的作用下也可生成低涡。 图 4 中还可看出, 即使高层辐散条件较好, 低层处在副高西部偏南

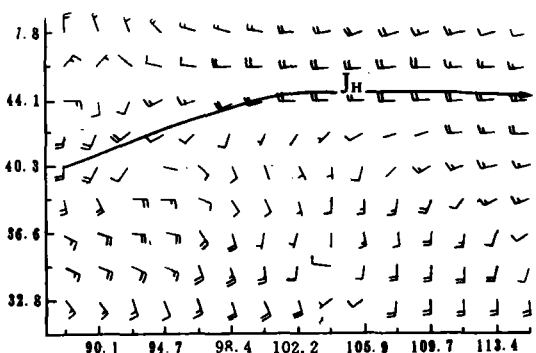


图 4 I 方案预报 24 小时 700hPa 流场  
→ 为高空急流轴, JH 为急流中心

气流下,无特殊地形条件,低涡也不易出现。

综上所述,本次西北涡的生成需要三个条件:一青藏高原东北边缘的特殊地形;二有利的高层辐散场;三副热带高压边缘的偏南风场。

### 2.3 500hPa 低槽与低涡移动的关系

众所周知,低涡移动主要靠 500hPa 高空槽前的西南气流的引导,因此是否有高空槽出现对低涡的移动影响较大。500hPa 低槽的活动与哪些因子有关,与低涡的移动关系如何是以下讨论的主要问题。

I 方案中 700hPa 低涡在积分 18 小时后出现于(41°N,101°E),24 小时后东移至(42°N,103°E)。500hPa 图上积分 18 小时低涡左侧无高空槽出现,因此低涡的生成与高空槽无关。24 小时后低涡东移,在低涡左侧 97°E 附近(图 2)有一较弱的高空槽。

方案 I 中低涡在积分 6 小时后出现直至 18 小时一直处在(41°N,101°E)附近,较少移动。24 小时后低涡范围扩大,环流加强并东移至(42.5°N,102°E)附近。对应 500hPa 环流场可见,积分 18 小时内,500hPa 低涡的西侧一直无高空槽配合。24 小时后在 100—102°E 之间出现一明显的高空槽,与方案 I 相比该槽较深。由 I、I 方案低涡移动方向比较(图 5),I 方案 24 小时后低涡位置较 I 方案偏北,这可能与低槽较深造成槽前西南气流(引导气流)偏北分量较大,偏东分量小的缘故。而高空槽的加深与急流南压有关。

在 I、I、N、V、VI 5 种方案中低涡最初均生成于同一地点(41°N,101°E)。图 5 可见在 N、V、VI 方案中,12—18 小时低涡向东移动,18—24 小时低涡移动缓慢。以上三种方案 18—24 小时 500hPa 流场发展,原在 I 方案中积分 24 小时后出现在 500hPa、97°E 附近的高空槽一直未能出现,因此去除非绝热因子后可使高空槽减弱,西北涡失去槽前引导气流而移动缓慢,可见非绝热因子对高空槽的影响较大。

从以上讨论可知,非绝热因子对高空槽的强度影响较大。当无高空槽存在时,不利于低涡的东移。

由图 5 还可看出积云对流对低涡的移动贡献也较大。当有积云对流存在时(N 方案)低涡移动速度虽较 I、I 方案慢,但与 V、VI 方案相比仍然较快。因此积云对流对低涡的移动有利。文献[8]指出,积云对流可使冷暖平流加强,从而有利于低涡的移动。本次试验也证明了这一点。

### 2.4 低涡降水

图 6a、b 为实况 25 日 08 时—26 日 08 时降水量图与预报 24 小时降水量图。将两者比较发现,预报降水区与实况最大降水区对应较好。最大降水中心与实况基本一致,且对应降水量之差在 10mm 左右。因此该模式对降水预报也较成功。在西北涡降水区南侧有一西南涡对应的降水区。从实况以及预报图都能清楚地区别出两个不同低涡产生的雨带。降水主要发生于西北涡的南侧,北侧无降水产生。

当高空急流南压时(I 方案)在 40.3°N 的降水大值区已不存在,降水区明显南压并与南部的西南涡降水连成一片。这可能是高空急流南压,导致地面锋南压造成的。因此高空急流南压时不利于西北涡降水(图 6c)。

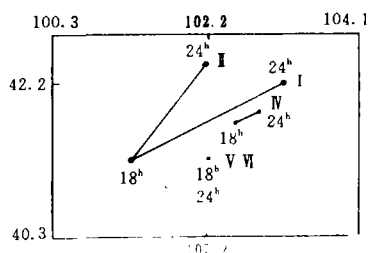


图 5 5 种方案积分 18—24 小时低涡移动路线图

将高原去除后(图 6d)高原东部仍有降水产生,但此时降水量大大削弱。其降水总量仅为原来的五分之一。可见地形对降水增幅作用明显。

去除积云对流后降水大大削弱,大尺度降水仅占总降水量的三分之一。因此积云对流对降水的加强作用也十分明显(图略)。

### 3 小 结

综上所述,由本次数值试验可得以下几点:

1 西北涡主要是在高空急流的辐散场、低层高原东北边缘的特殊地形和 700hPa 副热带高压西缘的偏南风共同作用下生成的。700hPa 高原边缘的偏南风急流有利于低涡生成。当低层条件符合若无高层辐散场,低涡不易生成。当有高层辐散场而无低层条件配合时(■方案)也无低涡形成。

2 青藏高原对副热带高压的西进起阻挡作用,它可使高原边缘产生偏南风低空急流,有利于低涡的形成。

3 西北涡的东移主要靠 500hPa 高空槽引导,较深的高空槽比较浅的高空槽移动方向偏北。当无高空槽时低涡移动缓慢。

4 非绝热因子对高空槽的生成影响较大。去除非绝热因子不利于高空槽的生成,从而影响低涡的移动。

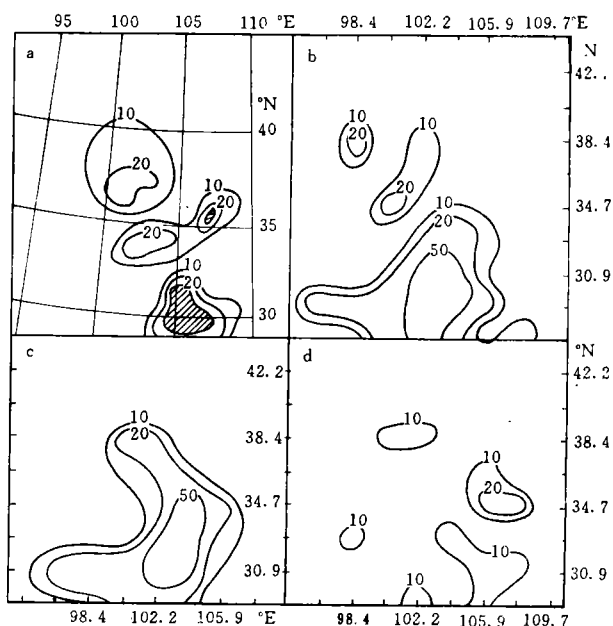


图 6 25 日 08—26 日 08 时降雨量

a 实况 b I 方案 c II 方案 d III 方案

### 参 考 文 献

- 1 马鹤年. 青藏高原科学试验文集(二), 北京: 科学出版社, 1984, 262—272
- 2 唐惠芳等. 北方天气文集(一), 1981, 69—75
- 3 顾 宏等. 高原气象, 1987, 6(2)增刊, 1—64
- 4 斯公望等. 大气科学, 1982, 6(2), 165—170
- 5 李素华等. 高原气象, 1987, 6(2)增刊, 285—299
- 6 朱乾根等. 天气学原理和方法, 北京: 气象出版社, 154—156
- 7 卢敬华. 西南低涡概论, 北京: 气象出版社, 1986, 31—40
- 8 丁治英, 吕君宁. 南京气象学院学报, 1992, 15(3), 428—435

## NUMERICAL EXPERIMENTS ON AN NW VORTEX IN ITS FORMATION AND MOVEMENT

Ding Zhiying   Lü Junning

(Nanjing Institute of Meteorology)

**Abstract** Numerical experiments show that on the northeastern edge of the Qinghai — Xizang Plateau the formation and movement of a vortex is closely related to topography and the activities of high — and low — level systems. After the removal of topography, the vortex would no longer exist. When the low — level subtropical high is powerful in intensity, the southerly wind prevails all through the eastern part of the plateau and its northeastern part is within the divergence field of the upper — air jet stream with vortex easily occurring. The factor of the non — adiabatic change can weaken the upper trough and make the vortex stagnant.

**Key words** NW vortex, upper — air jet stream, upper trough