

⑬

141-145

## 偏南气流翻越秦岭山脉的数值分析

P435

杜继稳 梁生俊

(陕西省气象台, 710015, 西安, 第一作者 42岁, 男, 高级工程师)

**摘要** 通过数值模拟, 结果表明风场的垂直结构和热力的共同作用是越山气流扰动不稳定发展和背风波形成的重要条件; 水汽作用造成的垂直运动随高度呈抛物线分布; 湍流扩散作用不利于上升运动形成。结果还表明, 雨峰与上升运动有很好的对应关系, 证实了秦岭山脉和越山偏南气流对陕西降水的南北分布有重要贡献。

**关键词** 偏南气流; 越山气流; 降水

**分类号** P409; P435

数值模拟, 风场

陕西省地处青藏高原东北侧, 在其中部为准东西走向的秦岭山脉, 该山脉平均高度 2 500 m 左右, 最大高度在 3 740 m。在陕西省夏季大范围降水期间, 在 1 500~3 000 m 高度上, 往往存在一支温度高、湿度大且为对流性不稳定的低空偏南急流, 最大风速都在 12 m/s 左右。该支气流与秦岭山脉近于垂直。文献 1 曾分析指出, 由于这支偏南暖湿气流与秦岭山脉的相互作用, 造成了秦岭南坡(迎风面)降水量大, 北坡及关中(背风面)降水量小的特征, 而且它对延安南侧的降水峰值也有重要贡献。本文试图在上述工作的基础上, 用数值模拟的方法, 揭示偏南气流翻越秦岭山脉的演变机制和变化特征及其与陕西降水的关系, 特别是分析秦岭山脉同延安南侧降水峰值的关系。迄今为止, 越山气流的研究工作已有不少, 气流越山产生背风波的数值模拟工作也有很多, 但这些研究工作大都讨论的是偏北或西北干冷气流翻越南北走向的山脉, 而本文讨论的是偏南暖湿气流翻越东西走向的山脉。

## 1 数值模式

设  $x$  轴沿山脉走向, 且不考虑气象要素在本方向上的变化;  $y$  轴沿气流方向且与山脉走向垂直, 并且令,  $\pi = \frac{C_p \theta_0}{A} (p/1\ 000\ \text{hPa})^{ARIC_p}$ ,  $\theta_0$  为计算域位温  $\theta$  的平均值。

$$\pi = \pi + \pi', \theta = \theta + \theta', w = w', p = p + p', \quad (1)$$

则, 在 Bossinesq 近似下, 有方程组:

$$\frac{\partial V}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = - \frac{\partial \pi'}{\partial y} + K_v \Delta V; \quad (2)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + v \frac{\partial W}{\partial y} + w \frac{\partial W}{\partial z} = - \frac{\partial \pi'}{\partial z} + \frac{g}{\theta_0} \theta' + K_w \Delta W; \quad (3)$$

$$\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = SW; \quad (4)$$

$$\frac{\partial \theta'}{\partial t} + v \frac{\partial \theta'}{\partial y} + w \frac{\partial \theta'}{\partial z} + \sigma W = \frac{L}{C_p} \Phi + K_\theta \Delta \theta'. \quad (5)$$

式中,  $S = \frac{g-R_\gamma}{RT}$  为大气压缩参数,  $\gamma$  为温度递减率,  $\sigma = \frac{\theta}{T} (\gamma_s - \gamma)$  为大气静力稳定度参数,  $K_v$  和  $K_w$  分别为动力学和热力学方程的湍流交换系数,  $\Phi$  为液态水形成速度,  $\Delta = \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$  为拉氏算符。

由式(4)可引入流函数

$$V = -e^{s\cdot z} \frac{\partial \psi}{\partial z}, \quad (6)$$

$$W = e^{s\cdot z} \frac{\partial \psi}{\partial y}. \quad (7)$$

则式(2),(3)和式(5)式变为

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = e^{s\cdot z} [J(\xi, \psi) - s\xi \frac{\partial \psi}{\partial y}] + \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta'}{\partial y} + K_v \Delta \xi, \quad (8)$$

$$\frac{\partial \theta'}{\partial t} = e^{s\cdot z} [J(\theta', \psi) - \sigma \frac{\partial \psi}{\partial y}] + \frac{L}{Gp} \Phi + K_v \Delta \theta'. \quad (9)$$

这里,

$$\xi = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} = e^{s\cdot z} (\Delta \psi + s \frac{\partial \psi}{\partial z}) \quad (10)$$

为 X 方向的涡度分量,  $J(A, B) = \frac{\partial A}{\partial y} \frac{\partial B}{\partial z} - \frac{\partial A}{\partial z} \frac{\partial B}{\partial y}$  为雅可比算子。

我们利用预报方程(8),(9)和诊断方程(10),(6)和(7)进行偏南气流翻越秦岭山脉的数值分析。如图 1 所示,取规范化地形,南北跨度 572 km,垂直方向 7.6 km,秦岭山脉高度约 2 700 m,大巴山高度约 1 700 m,陕北高原约 1 500 m。这与实际地形基本相符。在计算时,取初始风场为水平气流,但在垂直方向上考虑切变,最大风速轴在 2 800 m,比秦岭山脉高度略高,如图 1 中风速廓线所示。其水平格距取 5 500 m,垂直格距取 200 m;时间步长取 12 s,大气压缩参数  $s$  取值为  $1.039 \times 10^{-4}/m$ 。静力稳定度参数  $\sigma$  随高度变化均大于零,但在急流所在高度上,稳定度要小,  $g/\theta_0$  取值为  $0.315 m/s^2$  度;动

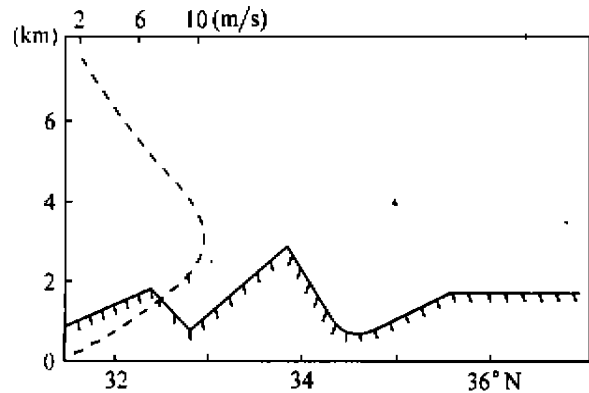


图 1 地形与初始值风速廓线

Fig. 1 The Topography and Profile of Initial Wind

力和热力湍流交换系数均取值为 250 m/s。在模式里加进水汽凝结与蒸发作用的贡献是一个比较复杂的问题,这里仅做简单处理。按照基别尔和古特曼的讨论,液态水形成速度  $\Phi$  可近似地表示为

$$\Phi = \begin{cases} \frac{C_p}{L} (\gamma_s - \gamma_m) w & \text{当 } q \geq q_s \\ 0 & \text{当 } q < q_s \end{cases} \quad (11)$$

这里  $\gamma_s$  和  $\gamma_m$  分别为干、湿绝热系数,  $q$  和  $q_s$  分别表示实际比湿和饱和比湿。(11)代入(9)后其物理意义是明确的。当湿空气块做绝热上升时,因冷却有水汽凝结而释放出潜热,当下沉时,因绝热增温有水滴蒸发而消耗热量。在试验中,假定在 1 800 m~6 000 m 高度上满足条件  $q \geq q_s$ 。湿绝热线递减率  $\gamma_m$  随高度的分布,在 5 000 m 高度以上均为绝对稳定层,而在地面至 5 000 m 高度内为条件不稳定层,最不稳定层在急流附近。

## 2 试验结果讨论

### 2.1 流场的演变

在特定地形和不同物理条件作用下,气流越山有着不同的变化特征。图 2a,c,d,e 反映了预报 100 步即 1 200 s 时不同物理条件下的气流越山流场,同时给出了零步流场(图 2a)。从图上可以看出,仅有动力作用时(图 2b),流场只发生非常微弱的变化,到了 100 步还和零步基本相同,位相和山脉仍然一致。可见由于山脉的强迫作用产生的扰动,在没有其他物理条件作用下,是不发生显著变化的。但是,加进热力作用后(图 2c),流场逐渐发生变化。原来与山谷同位相的气波谷随高度向流出方向倾斜,其结果,使得本来已不断凸起的气波波峰变得陡峭。与此同时,在秦岭背风面逐渐形成一较强的背风波,波峰

在北纬  $36^\circ$  附近, 其涡度值最大达  $2.0 \times 10^{-2}/s$ , 这正是中尺度量级。这个结果同文献 1 中对实际暴雨个例做越山气流的等熵分析结果是一致的。另外, 还发现一个非常有意义的现象, 即在背风面靠近山脉的底部逐渐演变出一个反环流。这个反环流经历了演变的过程, 在时间积分 95 步之前变化缓慢, 95 步之后变化突然急剧起来。到了 120 步, 秦岭背风面的反环流已发展到十分可观的程度, 在大巴山的背风面也形成一个反环流。这个结果同有人在有过山气流时, 在背风坡的一定高度上施放烟幕, 发现烟幕随过山气流下沉, 并在背风坡形成一个涡旋的观测事实是一致的<sup>(4)</sup>。由理查逊数

$$Ri = \frac{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2} \quad (12)$$

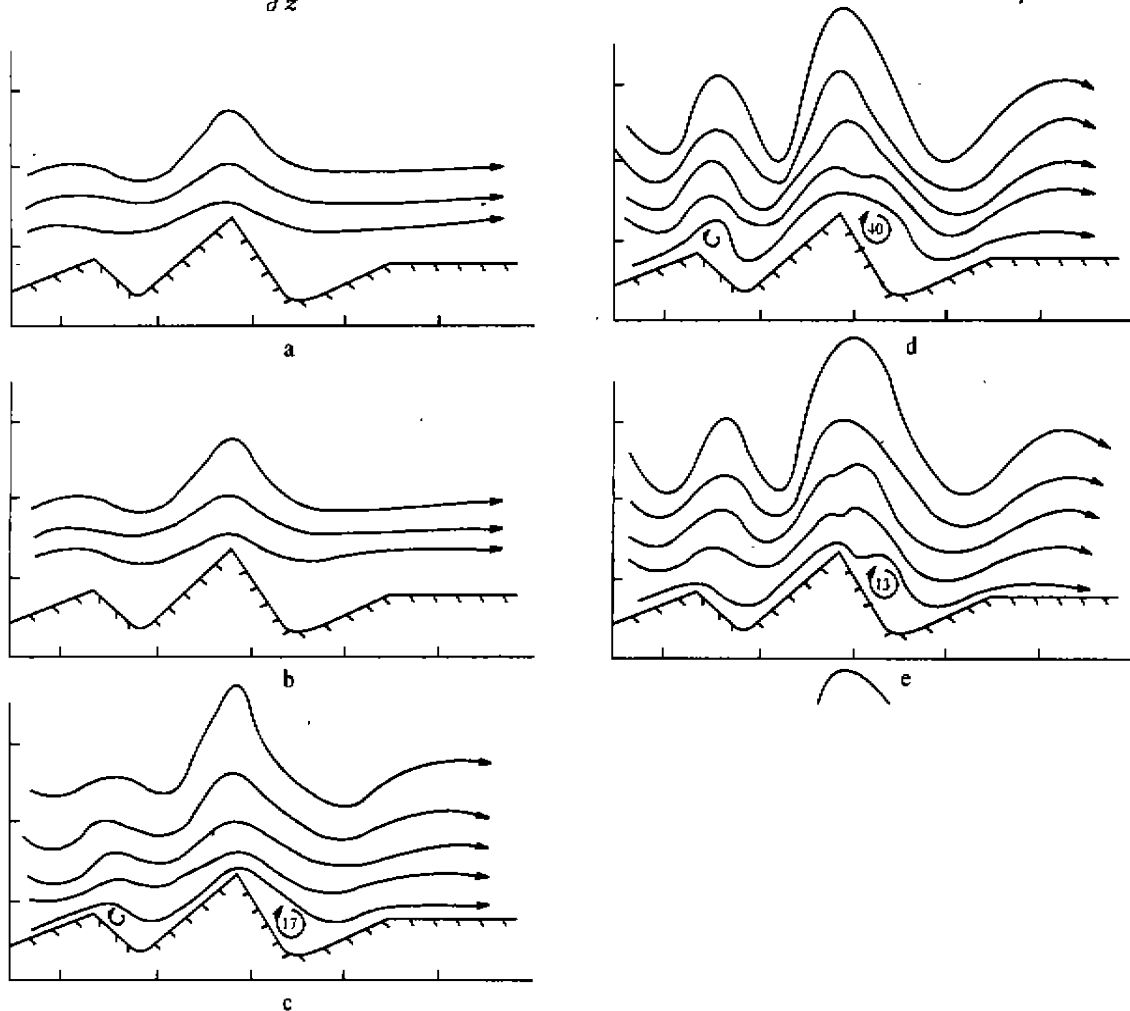


图 2 气流越山流场

Fig. 2 The Streamline Field over Mountains

可知当层结稳定度小和风垂直切变大时,  $Ri$  值小, 这时中尺度系统容易发生不稳定。文献 2 分析指出, 对于均匀气流越山, 当大气层结稳定时, 越山气流扰动不发展。根据上面的两个模拟, 对于有低空急流且风垂直切变最大达  $1.5 \text{ m/s} \cdot 200 \text{ m}$  的流场, 在没有考虑热力作用影响时, 越山气流扰动并不发展, 但是考虑热力作用后, 尽管层结是稳定的(在急流轴附近稳定度略小), 越山气流扰动比较迅速地发展起来。这说明, 风场的垂直结构和热力作用乃是越山气流扰动不稳定发展的重要条件。

在上述两个模拟的基础上, 再加进水汽凝结与蒸发的作用(图 2d)。这时, 上述演变过程急剧加快, 波峰和背风波更加强。秦岭背风侧底部的反环流中心流函数数值由 17 增加到 40, 扩大了两倍多。由于该反环流的加强, 使得秦岭山脊北侧流场凸起来。可见, 水汽凝结对大气的加热对波峰和背风波的发展, 水汽蒸发对大气耗热对反环流的加强起着提高量值的作用。但是, 在加进了湍流扩散作用后(图 2e), 对于越山气流波动的振幅, 反环流的强度及出现的早晚, 都有一定的抑制和延缓的作用。

### 2.2 越山气流扰动与陕西降水的关系

垂直运动场取决于流场,流场的变化随之带来垂直运动的变化,图 3 为积分至 50 步和 100 步时,各个模拟在 3 000 m 高度上垂直速度  $w$  的水平分布图。对于第一个模拟,垂直速度随时间基本不发生变化。但是,另外 3 个模拟则不同,随着越山气流扰动的不断发展和波谷的逐渐倾斜,上升运动愈来愈强。但在背风坡下沉运动则愈来愈减弱,这种减弱是由于山脉背风面底部逐渐形成一反环流且不断增强造成的。再往北,下沉运动则愈来愈强,这种增强是由于背风波不断发展造成的。

比较不同模拟的垂直运动场,显然加进水汽凝结与蒸发作用后的上升运动比干空气热力作用下的上升运动要大,时间积分到 100 步时大一倍左右。但在秦岭背风坡的下沉运动则呈现与上相反的变化,即模拟 3 的下沉速度较模拟 2 要小。再往北对应于背风波的发展,模拟 3 的下沉速度较模拟 2 要大。图 4a, b 分别表示因水汽凝结和水汽蒸发作用而产生的上升运动和下沉运动随高度的分布。图中可见,因水汽凝结作用而产生的上升速度随高度呈抛物线分布,最大高度在离地面约 2 800 m 处,这个结果与 H. H. 古特曼给出的实测的积云中  $w$  随高度的分布以及理论计算值比较一致。因水汽蒸发作用而产生的下沉速度随高度也呈抛物线分布,最大高度在离地面约 3 200 m 处。当加进湍流扩散作用后,其垂直运动介于模拟 2 和模拟 3 两者之间,这是合理的。比较垂直运动场和地形廓线,上升速度波峰均位于山脉的迎风坡上部,而背风面的上升运动则位于北纬 35.5° 附近。文献 1 曾用实测值得出降水自南向北分布廓线(图 3 中粗实线),比较降水分布廓线同地形廓线,南部的两个峰值均位于大巴山和秦岭山脉的南坡,再比较实际降水分布廓线(图 3 中粗实线)和垂直运动曲线,二者位相一致,峰谷对应。值得注意的是,北部降水峰值恰好位于北纬 35.5° 附近,这与背风波所造成的上升速度波峰也很吻合。由此也可说明上述模拟结果是可取的。

为了分析高原地形对北部降水峰值的作用,我们在去掉秦岭山脉北部的高原地形后,重做了第 4 个模拟,结果发现并未改变背风面的上述垂直运动分布特征,只是  $w$  在量值上较有高原地形时略小。这说明,关中平原北部的爬坡及高原地形对秦岭北部的降水值并非起主要作用,真正起主要作用的乃是秦岭山脉及其造成的背风波。当没有大巴山影响时,秦岭及其北部的垂直运动场同有大巴山时垂直运动分布曲线是重合的。为了分析大巴山对越山气候扰动的影响和对降水分布的作用,我们又做了没有大巴山的上述第 4 个模拟,结果表明,大巴山的存在与否不影响秦岭及其北部的降水分布,但是它对秦巴山脉之间的降水却造成直接影响。文献 4 曾分析出,陕西暴雨期间的低空急流自南向北呈斜升性质。这意味着越山气流本身有上升运动分量。为了分析上升运动分量对气流越山的作用,我们改变初始风场

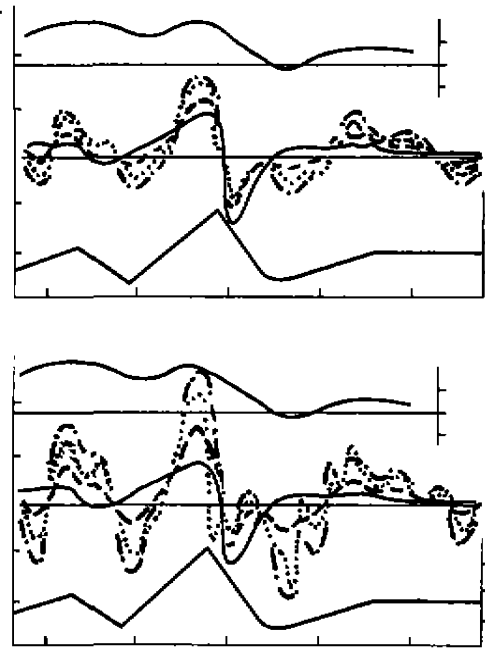


图 3 垂直速度及降水量(粗实线)

Fig. 3 The Perpendicular Velocity and Precipitation(thick line)

a 积分 50 步; b 积分 100 步; 实线,模拟 1; 虚线,模拟 2; 点划线,模拟 3; 点线,模拟 4

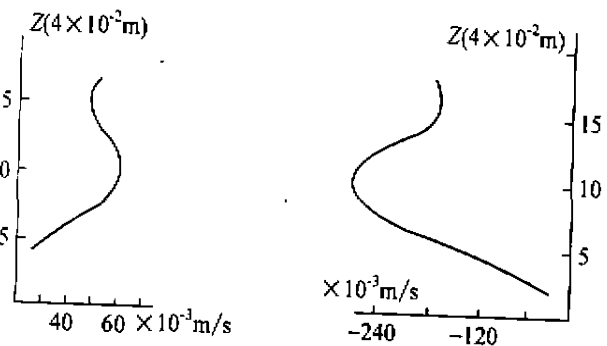


图 4 a. 35.6°N 由水汽凝结产生的上升运动

b. 34.7°N 由水汽蒸发产生的下沉运动

Fig. 4 a. The Ascending Velocity by Vapor Condensation at 35.6°N.

b. The Descending Velocity by Vapor Evaporation at 34.7°N

这意味着越山气流本身有上升运动分量。为了分析上升运动分量对气流越山的作用,我们改变初始风场

结构,使流入边界的急流轴高度在 3 000 m,流出边界的急流轴高度在 3 400 m,急流轴线斜率为 0.019,重做了上述第 4 个模拟,结果发现当初始风场为斜升性质时,大巴山和高原处的上升速度较水平气流时大,下沉速度则小,这是容易理解的。但是在秦岭处,上升速度却比水平气流时小。分析积分 100 步时的两个模拟的水平风速和流线倾角,发现在气流越过大巴山且翻越秦岭之前,斜升气流的风速小于水平气流的风速,前者流线倾角小于后者的倾角。这两者可能是造成斜升气流上升速度较水平气流上升速度小的原因。

由于全年降水量主要在夏季,而夏季降水又主要集中于七八月份,因此,上述讨论能够说明翻越秦岭山脉的气流及其扰动与陕西降水分布的关系。

### 3 结 论

通过以上分析可见:

(1) 风场的垂直结构和热力的共同作用是背风波形成与发展的重要条件,仅有动力作用时不利于越山气流扰动的发展。

(2) 水汽作用造成的垂直运动随高度呈抛物线分布,最大值高度在离地面 3 000 m 附近。

(3) 湍流扩散作用对越山气流扰动和山脉背风面底部的反环流的形成起延缓作用,对上升和下沉气流的加强有明显的抑制作用。

(4) 各试验均在渭北北部至延安南部出现  $w$  峰值,该峰值与文献 1 中所分析的 7 月份急流轴在山脉平均高度以上时,雨峰位置偏南有很好的对应关系。 $w$  的位相与降水  $R$  的位相相吻合,高原地形不起明显作用。这就证实了秦岭山脉以及偏南气流越山对降水有重要的贡献。

### 参 考 文 献

- 1 王明华,杜继稳,秦岭山脉与陕西降水,见:本书编委会主编,山地气候文集,北京:气象出版社,1981,97~101
- 2 李冀,杜行远,刘克武等,背风波形成的非线性数值试验及其对降水的影响,大气科学,1978,2(3):210~218
- 3 马鹤年,高原东北测暴雨时的四股气流,陕西气象,1979(6):3~10
- 4 中国科学院大气物理研究所,山区空气污染与气象,北京:科学出版社,1978,21~27

责任编辑 姚 远

## Numerical Analysis of the South Airflow over Qinling Mountains

Du Jiwen Liang Shengjun

(Meteorological Observatory of Shaanxi Province, 710015, Xi'an)

**Abstract** Through numerical simulation experiment, the result showed that the wind field vertical structure and thermal forcing are important conditions of cross-mountain flow fluctuation instability development and forcing of Lee wave. The distribution of ascending velocity forced by the vapor is parabola with height. The turbulent diffusivity is unfavourable to ascending motion. The ascending motion is in correspondence with the peaks of precipitation. The results verify that the south airflow over Qinling mountains plays an important role in precipitation distribution of Shaanxi.

**Key words** the south airflow; over mountains airflow; precipitation