

# 青藏高原对不同纬向环流 动力扰动的数值试验

陈于湘 纪立人 沈如金

(中国科学院大气物理研究所)

## 提 要

本文采用 $\sigma$ 坐标的三层初始方程模式,用数值试验方法,模拟了青藏高原对四种纬向基本气流的动力扰动:正压均一西风,正压急流型气流,斜压气流和夏季纬向平均气流。实验结果有助于认识青藏高原对东亚大气环流的动力作用。

## 一、引 言

青藏高原对大气环流有多方面的影响。它作为流动大气中的巨大障碍物,迫使气流爬越或绕过高原;同时,由于其高度和坡度带来的摩擦侧向不均一,在其紧邻地区形成特殊的环流系统。高原的这种动力作用是基本的,也是研究得较多的一个方面。Charney 和 Eliassen<sup>[1]</sup> 最早把大地形的动力作用引入数值预报模式。我国气象学者自五十年代以来,深入地研究了青藏高原对大气环流的影响<sup>[2]</sup>。朱抱真<sup>[3]</sup>、巢纪平<sup>[4]</sup>等在线性化问题中,从理论上讨论了大地形动力作用对北半球平均槽脊形成的贡献。近年来,广泛地使用数值试验方法进行研究。如冈村<sup>[5]</sup>、中村<sup>[6]</sup>等在理想地形分布下研究不同地形、不同季节的地形动力扰动。钱永甫<sup>[7]</sup>等则着重对比了爬流和绕流的影响。最近,陈瑞荣<sup>[8]</sup>等用转盘模拟实验研究了青藏高原对不同正压基流的作用。本文中,我们使用一个适用于中低纬度的三层原始方程模式,取比较接近实际的地形高度分布,对比不同基流下青藏高原的动力扰动,侧重讨论扰动的垂直结构、波长和气流分布特征,并对模拟现象进行物理解释。

## 二、模式和试验方法概要

数值试验取 $\sigma$ 坐标的原始方程组<sup>[9]</sup>:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -\mathcal{L}(u) + fV - \frac{P_*}{m} f v_x + \frac{P_*}{m} F_u + \frac{P_*}{m} D_u \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -\mathcal{L}(v) - fU + \frac{P_*}{m} f u_x + \frac{P_*}{m} F_v + \frac{P_*}{m} D_v \quad (2)$$

1981年4月27日收到,12月14日收到修改稿。

$$\frac{\partial \dot{\Sigma}}{\partial \sigma} = -\frac{1}{m} \left[ m^2 \left( \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) + \frac{\partial P_*}{\partial t} \right] \quad (3)$$

$$\frac{\partial P_*}{\partial t} = - \int_0^1 m^2 \left( \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) d\sigma \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{P_*}{m} C_p T \right) = & - \mathcal{L} (C_p T + \phi) - \frac{1}{m} \frac{\partial (\sigma \phi)}{\partial \sigma} \frac{\partial P_*}{\partial t} \\ & + (U \{v_z + V \{u_z\} + \frac{P_*}{m} \dot{Q} + \frac{P_*}{m} P T \end{aligned} \quad (5)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial \ln \sigma} = -RT \quad (6)$$

其中,  $F_u$ 、 $F_v$  表示边界层摩擦引起的动量耗散,  $D_u$ 、 $D_v$  表示水平湍流扩散,  $\dot{Q}$  是非绝热加热率,  $m = \sec \varphi$ , 是地图投影放大系数, 取麦卡托投影,  $U = P_* u/m$ ,  $V = P_* v/m$ ,  $\dot{\Sigma} = P_* \dot{\sigma}/m$ , 算符

$$\mathcal{L}(a) = m \left[ \frac{\partial}{\partial x} (Ua) + \frac{\partial}{\partial y} (Va) \right] + \frac{\partial}{\partial \sigma} (\dot{\Sigma} a) \quad (7)$$

其他符号和一般常用相同。

模式通过  $\sigma$  坐标考虑了地形的机械阻挡作用及地表摩擦作用, 由  $\dot{Q}$  反映高原特有的给对流层中高层的加热作用。本试验中, 由于只研究地形的动力作用, 故令  $\dot{Q} = 0$ 。垂直方向取等距的三层, 积分区域为  $0^\circ - 165^\circ \text{W}$ ,  $37.1^\circ \text{S} - 62.2^\circ \text{N}$ , 包括欧亚大陆、非洲及西太平洋的部分地区。网格距在赤道上为 555 公里, 南北取固定边界, 东西界互相衔接, 构成环状区域。时间积分取欧拉后差, 步长为 15 分钟。每一步中, 各个变量的时间倾向取其九点平滑值。为保持温度场和位势场的协调性, 要求二者的倾向  $\frac{\partial T}{\partial t}$  和  $\frac{\partial \phi}{\partial t}$  满足对  $t$  微商后的静力方程。用近似的静力插值方案<sup>[10]</sup>处理气压梯度力项。

试验初值的形成: 首先给定等压面上的风场  $\bar{u}$  (其性质由表 2 给出),  $v = 0$ , 由风场求高度场  $\phi$  ( $28.7^\circ \text{N}$  以北用地转关系, 以南用平衡方程求解), 然后用拉格朗日插值, 结合微分形式的静力方程, 求得各  $\sigma$  面上的  $\phi$  和  $T$  值。

我们试验了四种初始纬向风场:

- (1)  $\bar{u} = \text{常数}$ 。即正压西风基流, 取 5 米/秒和 10 米/秒两种情况。
- (2)  $\bar{u} = \bar{u}_1 + \bar{u}_2 \cdot \exp[-(\gamma - \gamma_0)^2/r_0^2]$ , 正压急流型基流。取  $\bar{u}_1 = 5$  米/秒,  $\bar{u}_2 = 20$  米/秒,  $\gamma_0$  在  $33^\circ \text{N}$  处,  $r_0 = 2200$  公里。
- (3)  $\bar{u} = \bar{u}_0 + \bar{u}_T(P_0 - P)$ , 即随气压线性变化的斜压基流。 $\bar{u}_0 \approx 4$  米/秒,  $P_0 = 1000$  毫巴,  $\bar{u}_T = 0.02$  米/秒·毫巴。
- (4)  $\bar{u} = \bar{u}(\gamma, P)$ , 取夏季实测风分布的纬向平均。

计算中使用了三种地形高度分布<sup>[10]</sup>, 即低高度的孤立青藏高原, 记为地形 I; 高高度孤立高原, 记为地形 II; 包括高原在内的大地形, 记为地形 III。它们是取自文献 [11] 中的地形高度  $\tilde{Z}$  (符号  $\sim$  表示对地形高度进行平滑), 并按表 1 中的处理方法而得。按表 1 中的方法处理后, 地形 I、II 都成为孤立高原, 水平范围相等, 二者仅高度相差约一公里。

表 1

地形类别	处理方法	高原的最大高度(米)
I	$Z_* = (\bar{Z} - 2000) \times 1.5$	3150
II	$Z_* = (\bar{Z} - 2000) \times 2$	4200
III	$Z_* = \bar{Z} \times 0.5$	4300

模式积分 16 天之后仍保持稳定。对各种初始基流, 一般积分三天后, 地形扰动的槽脊位置就基本趋于稳定。我们将主要讨论积分第五天的结果。

### 三、结 果

#### 1. 正压均一西风基流的动力扰动

全场以 10 米/秒的正压均一西风气流作为初值, 试验孤立高原对它的动力作用。图 1 给出了低层 850 毫巴的流场。比较积分 24 小时和 120 小时的流场, 可以看出演变分为两个阶段: 第一阶段是高原东侧约  $105^\circ\text{E}$  处, 形成天气尺度的深槽, 整个高原地区上空成为一脊一槽的形势。第二阶段是下游槽线顺转, 槽的北部东移, 南部滞留, 逐渐在高原东侧形成东西向的切变线。以后流场趋于准定常, 就  $37^\circ\text{N}$  来说, 上游脊稳定在  $75^\circ\text{E}$  附近, 槽则稳定在  $115^\circ\text{E}$  附近。需要说明的是, 地形 I 所覆盖的高原范围内, 850 毫巴层已低于地表面, 其流场实际上并不存在, 但从周围气流来看, 上述结果仍可近似地反映高原上空低空流场的结构。

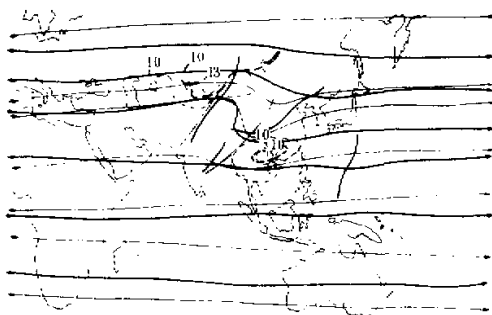


图 1 正压基流  $\bar{u} = 10$  米/秒, 地形 I, 850mb 流线。细、粗实线分别为积分 24、120 小时流线, 细、粗断线分别为积分 24、120 小时的大风区等风速线

从图 1 给出的风速值可以看出, 尽管由于近地面层有较强的摩擦消耗, 多数格点的风速值均趋于减小, 但高原周围仍出现两个风速增强区: 一在高原北侧  $80-90^\circ\text{E}$ , 另一在南侧  $105^\circ\text{E}$  附近。时间积分 24 小时以后的各天, 这两个强风区始终存在, 位置少动, 积分时间越长, 风速极值越大。积分 24 小时, 两侧的风速极值为 10 米/秒, 积分 120 小时, 北侧风速为 13 米/秒, 南侧竟达 15 米/秒。  $\bar{u} = 5$  米/秒的初值, 强风区仍然出现, 高原东南侧的西南风速达到 9 米/秒, 比初值几乎增加一倍。 Okamura<sup>[9]</sup> 也曾注意到这个现象。我们指出, 这种强风速中心主要出现在低层, 随高度增加风速强度减小, 有类似低空急

流的结构。在等压面上,风速极值南北还形成显著的水平切变。图1中,在高原东南侧(24.2°N、105°E)的急流轴上,相对涡度  $\zeta = -\frac{\partial u}{\partial y} = 1.1 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$ , 而  $\frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \approx 3.14 \times 10^{-11} \text{米}^{-1} \cdot \text{秒}^{-1}$ , 超过了该处相应的  $\beta$  值 ( $2.10 \times 10^{-11}$ )。高原北侧(80°E、41°N)急流南缘,  $\frac{\partial u}{\partial y} = -1.45 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$ , 而  $\frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = 2.0 \times 10^{-11} \text{米}^{-1} \cdot \text{秒}^{-1}$ , 也超过那里的  $\beta$  值 ( $1.73 \times 10^{-11}$ )。高原地区形成的这种西风经向分布和切变是有代表性的。看来,我国华南地区低空急流的形成,青藏高原的动力作用有重要贡献。

500 毫巴的流场演变过程同低层相似。高原的分流现象——北脊南槽的形势同样存在。由积分第五天的 500 毫巴流场看出,系统随高度西倾,扰动强度随高度减弱。850 毫巴到 500 毫巴等压面之间的厚度槽位于 110°E, 也落后于 850 毫巴的高度槽。这说明在斜压模式中,尽管初始时刻西风基流是正压的,没有水平和垂直切变,但在高原的动力影响下,仍演变成具有典型斜压结构的槽。

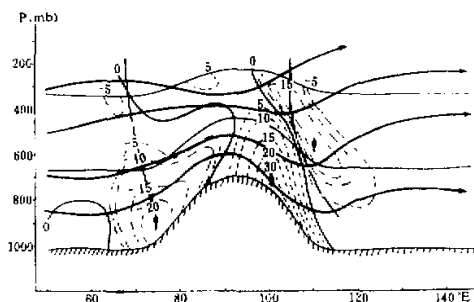


图2 正压基流  $\bar{u} = 10$  米/秒,积分120小时,沿33°N的纬向剖面  
粗实线为流线,粗断线为槽脊线,点划线为上升运动区  $\omega < 0$  的等值线,断线为下沉运动区  $\omega > 0$  的等值线。(单位:  $10^{-4} \text{mb/s}$ )

图2给出积分第五天沿33°N纬向剖面。由图看出,在高原东西两侧各有一个主要上升运动区。西面是迎风坡上的上升气流,最大中心在75°E的900毫巴层上。东侧是地形低槽前部的上升气流,最大值为  $-17 \times 10^{-4}$  毫巴/秒。槽后的下沉区已扩展到迎风坡一侧。

沿90°E的剖面图上高原南北侧主要是下沉气流。值得注意的是下沉运动最大值并不出现在高原北侧反气旋环流区,而是在南坡低空流场呈气旋式曲率的地区。迎风坡低层的爬坡气流,再往东则成为边绕边下沉的形式。这可能说明,在西风环流下,就地形的动力影响来说,对高原南北侧都不利于降水的形成,而在高原东侧105—110°E形成大片上升运动区,也许有利于降水。实际上,这块地区正是气候上的多雨地区。

我们计算了沿90°E中层  $\left(\sigma = \frac{2}{3}\right)$  24.2—44.6°N六个格点上  $\omega$  的均方值。积分12小时的  $\bar{\omega}$  为  $47 \times 10^{-4}$  毫巴/秒。随着积分时间的增加,  $\bar{\omega}$  逐渐减小,60小时以后,基本稳定在  $5 \times 10^{-4}$  毫巴/秒。可能反映了气流开始以爬越高原为主,然后转变为爬、绕结合以绕为主的过程。

当取  $\bar{u} = 5$  米/秒时, 流场的演变过程与取  $\bar{u} = 10$  米/秒时相似, 但所形成的准定常流型却不相同,  $75^\circ\text{E}$  附近的脊表现不清楚。在高原北侧形成狭长的反气旋环流带, 呈现北脊南槽的形势。如果对比高原上空的垂直运动, 可以看到当  $\bar{u}$  减为 5 米/秒时, 高原南坡上空上升运动加强, 范围稍有扩大。我们知道<sup>[9]</sup>, 由春入夏, 紧接高原低层的平均气压形势, 由一脊一槽转变为北高南低的形势, 高原北侧是狭长的高压带。这表明对于高原上空低层的区域性环流, 行星纬向环流强度可能是个敏感因子。

## 2. 急流型西风基流

取一正压急流, 其中心在  $33^\circ\text{N}$ , 最大风速为 25 米/秒, 向南北呈指数递减, 迅速减为 5 米/秒的常数西风, 如图 3 粗实线所示。采用孤立地形 II, 试验高原对此类急流的动力作用。我们希望知道, 西风急流能否在高原上空维持? 如果不能维持, 它是北进、南撤, 还是取其他形式? 试验结果表明, 仅仅是高原的机械阻挡和摩擦作用既不能使急流维持, 也不能使它北撤, 而是将急流分为两支。这种分支低层比高层明显。200 毫巴上, 仅仅减弱急流的强度, 基本上不起分支作用。

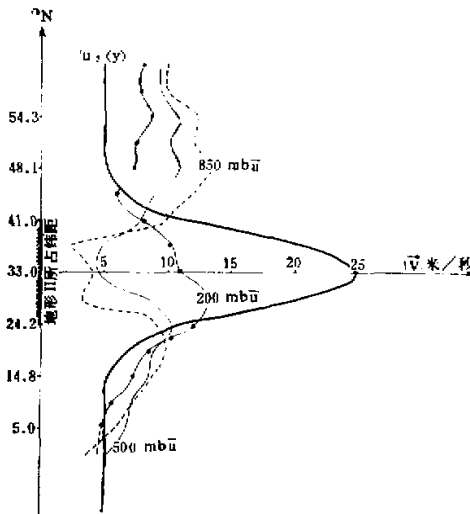


图 3 正压急流型基流  $u_0(y)$ , 地形 II, 积分 120 小时, 沿  $90^\circ\text{E}$  的五天平均值  $\bar{u}$

图 3 中还给出了上述急流初值积分 5 天以后沿  $90^\circ\text{E}$  剖面上的五天平均(相对于初值的增量), 风速分布。由图可见, 高原上空风速很快减小, 高原两侧的风速增加, 分别在  $48^\circ\text{N}$  和  $15^\circ\text{N}$  附近达到极大值。500 毫巴面上分别为 7 米/秒和 4 米/秒, 850 毫巴上, 风速增加值达 10 米/秒。200 毫巴的急流风速明显减弱, 但急流中心仍保持在  $33^\circ\text{N}$ , 并向南北衰减。

需要指出, 为了保持计算稳定, 我们采用了欧拉后差格式。这对流场起了较强的平滑作用, 特别是对急流区, 往往导致急流中心减弱。但由试验结果, 仍然可以认为: (1) 高原上空中低层的强风速轴难于较长时间维持。(2) 高原的动力作用主要是使急流分支,

有助于南北两侧西风加强,但不能使急流北撤。特别是实际大气的急流轴中心往往位于200毫巴层以上。与 Nakamura<sup>[6]</sup> 的看法不同,我们认为,急流的季节性北移以及在高原地区取跃进的形式,看来主要还不能由高原的动力作用来解释。

沿 33°N 纬圈上各个经度的“位势高度-时间”演变图中看出地形扰动向下游传播,形成二槽二脊的形势,但下游槽脊强度很快减弱,系统随高度西倾。特别注意到200毫巴上高原地区槽脊呈现东西振荡,在低层这种振荡表现不清楚,这是个有意思的现象。

这种强西风基流背景下,高原上空垂直运动的特点是,下沉运动区向上游扩展。除迎风坡浅薄的一层外,高原上空几乎整个是下沉运动,高原东西两侧对流层中部各有一个中心。类似的现象,在转盘实验中<sup>[8]</sup>也可观察到。不同的是,后者在西风基流风速增加时,高原上空甚至出现逆转的下沉运动,并一直扩展到迎风坡上空。

我们还比较了不同地形的影响。在所给急流型基流分布下,初始时刻南半球全部是5米/秒的西风。对孤立地形 I 与 II,南半球流场变化不大,积分至第五天仍保持基本均匀的西风。对大地形 III,流场出现了许多有意义的变化:高原下游槽加强、高原东南侧出现小的低涡。更有意思的是,随着高原下游大振幅槽的出现,南半球中低纬西风转为大范围的东风,出现副热带气旋式环流和类似马斯克林高压、澳大利亚高压、赤道缓冲带的流场,还有索马里急流的某些蛛丝马迹(见图4)。由于我们在模式中只放入了地形,没有加热,所以,我们认为上述几种低纬环流的出现,反映了大范围地形对低纬环流形成的动力作用。同时也看到大地形在南北半球相互作用中是有贡献的。

另一个有意思的现象是,相当于考虑了海陆作用的大地形 III,虽然高原下游槽加强,但对西太平洋的副热带高压却没有丝毫的描写,这可以从一个侧面说明,副热带高压是一个热力性高压,地形的动力作用对它的形成是不重要的。

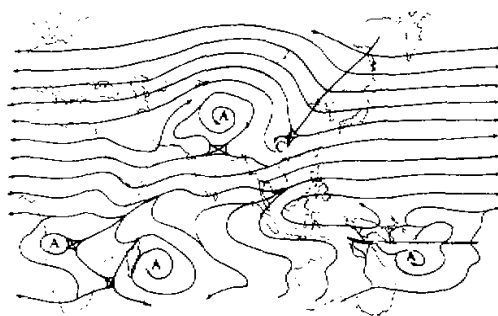


图4 急流型基流  $u_1(y)$ , 地形 III, 积分120小时, 850mb 流线

我们将试验急流减弱,中心风速由原来的25米/秒减小到10米/秒,孤立地形 I 对它的作用。我们发现,高原主体上空(37°N附近)500毫巴波长大大缩短,比  $\bar{u}_1(y)$  缩短了两千多公里。对于较高纬度(45°N附近)波长稍有增长。详细比较已列于表  $2\bar{u}_2(y)$  项。

我们做过没有地形的试验。当取消地形后,对各种理想场而言,模式引起的计算误差非常小。比如  $v$  分量,全场均在0.5米/秒以下,与地形引起的扰动相比是微不足道的。

### 3. 斜压基流 $\bar{u}(p)$

按第二节所给  $\bar{u}(p)$  分布, 850、500、200 毫巴的西风分别为 7 米/秒、14 米/秒和 20 米/秒。平均垂直风速切变约为 1.41 米/秒·公里。这样大的风速及垂直切变可以同冬季的西风强度相比拟。我们仍然用地形 II 作试验。



图 5 斜压基流  $\bar{u}(p)$ , 地形 II, 积分 120 小时, 850mb 流场

图 5 给出了低层流场分布。在斜压基流下, 高原北侧系统的移速比南侧快得多, 因而槽线顺转的过程更快。积分 24 小时其槽线顺转程度已同正压基流 72 小时的结果相似。积分 120 小时之后(见图 5)槽断裂为两部分, 北部东移出海, 已到达  $130^{\circ}\text{--}145^{\circ}\text{E}$  之间, 强度大大减弱。槽的南部滞留高原上空, 被切断成低涡, 与高原南侧气旋性环流合并, 在孟加拉湾北部形成南支西风槽。与此同时, 北面高压脊顺高原旋转, 48 小时之后脊开始基本稳定在高原东北侧。除高原上的槽脊和向下游传播的槽外, 整个流场扰动很小, 说明孤立高原虽然高度增加, 但由于西风强度比较大, 侧向摩擦作用反而减弱。这样的平直西风流场结构不利于北方冷空气的向南输送, 因此高原东侧的动力槽在东移过程中减弱。

斜压基流的地形扰动随高度增加西倾, 有明显减弱的趋势。由于风的垂直切变, 使扰动向下游传播。

### 4. 夏季实测风纬向平均基流

初始风场用北半球夏季实测资料, 沿纬圈作平均, 求得  $\bar{u}(p, y)$  分布, 用地形 II 作试验。它也代表了具有弱水平切变和垂直切变的风场。  $33^{\circ}\text{N}$  纬圈上, 对流层的垂直切变约为 0.8 米/秒·公里, 850 毫巴上最大西风风速也不过 3 米/秒。

积分 120 小时的 850 毫巴流线与上节斜压基流  $\bar{u}(p)$  的结果比较, 有明显的差别: 高原下游槽加深, 槽的位置偏西, 高原北侧边缘出现了小高压系统, 副热带高压被模拟, 南支槽消逝。这些天气系统都是夏季常常观测到的, 同时也说明了在弱西风的条件下, 气流是以绕过高原流动为主要运动方式。

我们在同样基流下, 使用坡度较小的地形 I 作了试验。结果表明, 槽脊分布和形状与使用地形 II 时基本相同, 但扰动强度则因地形坡度减小而稍微减弱差别主要也在低层。中村曾经得出<sup>[6]</sup>: 当地形坡度减小时, 有利于气流爬越高原, 因而加强了地形槽。但是, 这

只是问题的一个方面。因为,当地形坡度增加时,下风方涡管伸长效应加大,也会使地形槽加深。同样坡度的情况下,爬流和绕流的对比又会随基本气流强度而变化<sup>[2]</sup>。地形槽随地形坡度究竟起怎样的变化,看来还是一个需要进一步研究的问题。

## 四、讨 论

### 1. 关于高原动力扰动的波长

表 2 综合了前述各种基流下高原地区 500 毫巴上的槽脊位置和波长。它们都是积分 120 小时的结果,基本上代表了地形动力扰动的准静止波长。

表 2 各种基流下高原上空 500 毫巴槽脊位置和波长

基流性质	试验地形	北纬 37.1°				北纬 44.6°				44.6°N 罗斯贝波波长 $L_r$ (千公里)	44.6°N 用(8)式计算的波长 (千公里)
		脊位置	槽位置	波 长		脊位置	槽位置	波 长			
				经度数	千公里			经度数	千公里		
$\bar{u} = 5$ 米/秒	I	68°E	102°E	68	6.0	80°E <sub>1</sub>	114°E	68	5.5	3.1	4.6
$\bar{u} = 10$ 米/秒	I	70°E	108°E	76	6.7	82°E	122°E	80	6.4	4.5	6.5
$\bar{u}_1(y)$	I, II, III	72°E	114°E	84	7.5	84°E	128°E	88	7.1	6.1	8.8
$\bar{u}_2(y)$	I	87°E	117°E	60	5.3	77°E	123°E	92	7.3	6.1	8.8
$\bar{u}(p)$	II	87°E	127°E	80	7.1	90°E	135°E	90	7.2	5.4	7.7
$\bar{u}(y, p)$	I, II	97°E	124°E	54	4.8	102°E	128°E	52	4.3	3.0	4.4

表内同时给出了由长波公式(8)考虑地形南北坡度影响得到的准静止波长  $\tilde{L}$  (44.6°N)。

$$\tilde{L}_s = 2\pi \sqrt{\frac{\bar{u}}{\tilde{\beta}}} \quad (8)$$

式中  $\tilde{\beta} = \frac{2Q \cos \phi}{a} + \frac{f}{\bar{H}} \frac{\partial \bar{H}_*}{\partial y}$ ,  $\bar{H}$  为均质大气高度, 取为 8 公里,  $\frac{\partial \bar{H}_*}{\partial y}$  为平均地形坡度, 我们取为  $-10^{-3}$ 。当不考虑地形影响时,  $\tilde{\beta} = \beta$ ,  $\tilde{L}_s = L_s$  (罗斯贝波准静止波长) 计算中  $\bar{u}$  均取 500 毫巴的西风基流值。急流型基流则取高原南北范围内的平均值 ( $\bar{u} = 18.04$  米/秒)。

从表中可以看出: (1) 高原下游槽一般在 120°E 以东。(2) 下游槽大都是东北西南的导式槽。(3) 波长约为 70—90 个经度, 一般随纬度和西风风速增加而变长。这一点同(8)式是一致的。(4) 所有自由波的静止波长  $L_s$  均小于数值试验的计算结果。这个现象说明在高原地区地形修正项  $\tilde{\beta}$  的考虑是必要的。当然, 表中  $\tilde{L}_s$  一般偏大些, 这同平均场的  $\frac{\partial \bar{H}_*}{\partial y}$  如何取值有关。

我们知道, 在高原影响下, 东亚西风带常定槽的位置及相应的气旋平均路径都比较偏东。同北美的情况不同, 落矶山下游槽的发展, 位置靠拢山脊, 文献[12]中曾讨论了这

问题。这种差别显示了青藏高原影响的特殊性,特别是东西延伸达三千多公里的北坡的作用。我们的数值试验结果,进一步证实了这一点。

## 2. 关于地形扰动的能量转换

我们的试验表明,高原动力影响的另一个共同特征是造成西风基流分支,致使高原两侧纬向风急剧的南北梯度。特别是存在稳定的南北不对称的两个风速极值中心。我们从能量转换的角度来加以讨论,这里主要是纬向平均动能和扰动动能的相互转换。转换函数可写为:

$$C_{ZE} = -\overline{u^*v^*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \quad (9)$$

式中“ $\bar{\quad}$ ”和“ $^*$ ”分别代表纬向平均和扰动值。图6是高原周围典型的流场示意图。由于高原的阻挡,西风分流,沿高原长轴在东西两侧形成西风小值区。高原北坡,由于摩擦的侧向不均一,形成显著的纬向风切变  $\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} > 0$ 。而在高原西北(图6a区)  $\overline{u^*v^*} > 0$ ,由(9)式得知,就有  $C_{ZE} < 0$ ,扰动动能转换为平均动能,有利于高原西北面维持一个西风大风速中心区。相反,在高原东北侧,则有相反的转变,有利于扰动发展。类似地,一旦高原东

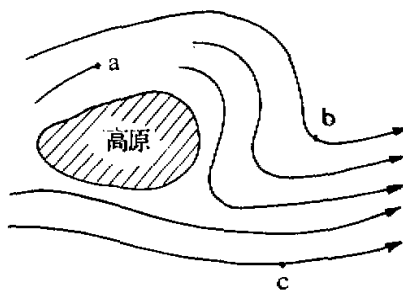


图6 高原周围流场示意图 a、c区  $\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} > 0$ , b区  $\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} < 0$

侧形成低槽,其前缘(图6b和c区)都有  $C_{ZE} < 0$ ,有助于形成另一个中心。这种配置关系当然不一定是地形动力槽所特有。但是,显然青藏高原的存在和地形特点,对于  $\bar{u}$  的这种经向分布和  $u^*$ 、 $v^*$  的相关特性,则是有密切联系的。

## 五、结 语

综合前述试验有以下几点初步结论:

1. 在斜压大气中,青藏高原对各种西风基流的动力扰动,一般轴线西倾,有发展完好的垂直环流配合,强度则随高度很快减弱。它的波长在中纬度约70至90个经度,一般超过相应的准静止自由波波长。扰动能量主要向下游传播,但振幅很快衰减,其影响基本上只限于140°E以西。

2. 高原的一个基本作用是导致西风分支,形成上下游特殊的西风经向分布,使高原东

侧成为切变线发生频数较高的地区。

3. 高原地区低层环流对不同西风基流的反应是敏感的。文中给出的四种基本流型都有表现。比如,正压基本流型,当西风强度由 10 米/秒减为 5 米/秒时,高原南坡上空的上升运动加强,范围也稍有扩大;对急流型基流,当其中中心风速由 25 米/秒减为 10 米/秒时,高原主体上空(37°N 附近)500 毫巴的波长缩短了两千多公里。

上述几点结论是初步的,有的需要进一步验证,有的则需要从物理上,理论上加以讨论,例如,低层环流对于基流低层风速以及垂直切变的响应等问题。另外,我们的试验中高原动力扰动在垂直、水平方向的作用范围都不是很大,但线性理论则强调地形对超长波和平流的作用。二者存在明显的不一致。这些问题都有待进一步加以研究。

### 参 考 文 献

- [1] Charney, J. G. and Eliassen, A., A numerical method for predicting the perturbations of middle-latitude westelies, *Tellus*, **1**, 38—54, 1949.
- [2] 叶笃正、谢光道,十年来我国大气环流研究工作, *气象学报*, **30**, 263—275, (1957).
- [3] 朱抱真,大尺度热源、热汇和地形对西风带的定常扰动(二), *气象学报*, **28**, 122—140, (1957).
- [4] 巢纪平,斜压西风带中大地形有限扰动的动力学, *气象学报*, **28**, 303—313, (1957).
- [5] Okamura, Y., Numerical experiments of orographic effect on the large scale motion of the atmosphere, *papers Met. Geophys.*, **27**, 1—20, 1976.
- [6] Nakamura, H., Dynamical effects of mountains on the general circulation of the atmosphere, *Jour. Met. Soc. Japan*, **56**, 317—367, 1978.
- [7] 叶笃正、高由禧等,青藏高原气象学,科学出版社, 234—245, 1979.
- [8] 陈瑞荣、李国庆,青藏高原对层结大气纬向环流动力扰动的模拟实验(即将发表).
- [9] 大气所中期预报组,初始方程数值模式的一个计算格式及其预报个例实验, *大气科学*, 第二期, 39—51, 1976.
- [10] 纪立人、沈如金、陈于湘,夏季青藏高原动力、热力的数值试验(一)(即将发表).
- [11] Berkofsky, L. and Bertoni, E. A., Mean Topographic Charts for the Entire, *Bulletin of the American Met. Soc.*, **36**, No. 7, 350—354, 1955.
- [12] 骆美霞、朱抱真、张学洪,青藏高原对东亚纬向型环流形成的动力作用(即将发表).

## THE NUMERICAL EXPERIMENTS ON DYNAMIC FORCING BY TIBET PLATEAU FOR VARIOUS ZONAL FLOWS

Chen Yuxiang Ji Liren Shen Rujin

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

### Abstract

In this paper, the dynamic disturbances to various basic zonal currents caused by Tibet Plateau are simulated by means of a three-level primitive equation model, in which  $\sigma$  is used as the vertical coordinate. Four types of current have been used, i.e. the barotropic homogeneous current, barotropic jet stream, baroclinic current and the zonal mean current in summer. The results are helpful to understand the Tibet Plateau's dynamic effects on the general circulation over East Asia.