

# 青藏高原隆升作用于大气临界高度的数值研究<sup>\*</sup>

张耀存 钱永甫

(南京大学大气科学系, 南京, 210093)

## 摘 要

利用  $P-\sigma$  混合坐标系全球大气环流模式研究了青藏高原隆升作用于大气临界高度问题, 通过对数值试验结果的分析进一步证实了在高原隆升的过程中存在着一个临界高度, 这个高度在夏季约为 1500 ~ 2000 m。当高原总体平均高度超过临界高度后, 高原周围地区的气流主要以绕流为主, 爬坡气流的速度较小, 稳定的高原季风开始形成, 高原地区范围内为强大的上升运动区, 高原南侧和中国东部地区出现一条明显的雨带, 随着高原隆升高度的增高, 雨带内的降水量逐渐增加, 同时高原西侧附近地区形成一个稳定的感热通量大值带。

关键词: 青藏高原隆升, 临界高度, 数值研究。

## 1 引 言

青藏高原作为世界上范围最大、高度最高和最陡峭的大地形是在漫长的地球演变过程中从无到有、从低到高逐步隆升而形成的, 它的出现对亚洲和全球大气环流与气候的形成和变化产生了很大的影响。一系列的数值试验表明<sup>[1-3]</sup>, 青藏高原隆升过程与亚洲季风的形成和演变有着密切的关系, 并影响高原地区的加热场以及地面温度、降水等气候要素的分布特征。由于高原大地形对大气的动力和热力强迫是一种高度的非线性作用, 在高原隆升的不同阶段即使上升相同的幅度带来的气候与环境效应可能也有很大的差异。汤懋苍等<sup>[4,5]</sup>提出了所谓高原隆升临界高度的概念, 并从大气动力学、热力学和气候学等多方面从理论上阐述了青藏高原隆升临界高度的存在及其重要性<sup>[6]</sup>。但在这些研究工作中, 理论研究对大气做了高度的简化, 而在数值研究中则以分析温度等气候要素的变化为主, 分析气流变化的工作却不多见, 因此进一步研究青藏高原隆升作用于大气临界高度及其对环流场的影响是十分必要的。

文中利用改进的  $P-\sigma$  混合坐标系全球大气环流模式进一步分析研究了青藏高原隆升作用于大气的临界高度问题。下面对所用的模式系统、数值试验设计方案等分别予以介绍。

## 2 模式系统简介

\* 初稿时间: 1997 年 1 月 27 日; 修改稿时间: 1997 年 10 月 13 日。

资助课题: 国家基础性研究重大关键项目(TIPEX)。

这里所用模式是在球带范围的  $P-\sigma$  混合坐标系模式的基础上发展为地气和海气简单耦合的全球大气环流模式系统<sup>[7]</sup>, 在  $60^{\circ}\text{S}-60^{\circ}\text{N}$  的球带范围内大气模式是一个 5 层的  $P-\sigma$  混合坐标系原始方程模式, 水平网格为球面经纬度网格, 格距  $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ ; 在极区范围内, 大气模式的垂直坐标仍采用  $P-\sigma$  混合坐标, 水平网格采用极射赤面投影下的正方形网格系统, 因此  $P-\sigma$  混合坐标系全球大气环流模式是由  $60^{\circ}\text{S}-60^{\circ}\text{N}$  球带范围的经纬度网格与极区极射赤面投影的正方形网格相结合构成的。为了使两种网格系统能很好地衔接, 且边界有重迭, 投影坐标系的范围达到  $55^{\circ}\text{N}$  或  $55^{\circ}\text{S}$ , 根据投影坐标系中格点坐标的分布和模式变量, 利用双线性插值方法求得相应的球面经纬度网格点上的模式变量, 这样既可避免极区经纬线辐合造成的计算不稳定, 也可以使极区的格距与经纬度网格中的相匹配。

为较好地计算地气和海气之间的动量、水汽和热量的交换, 模式系统中有与大气模式相耦合的土壤和海洋混合层模式<sup>[8,9]</sup>, 土壤模式有 2 层, 第 1 层反映土壤温度日变化, 第 2 层反映土壤温度年变化, 陆地土壤类型取 6 种, 由于模式范围包括极区, 地表类型增加一种冰雪表面。海洋混合层模式与土壤模式类似, 也有 2 层, 厚度分别为 50 m 和 250 m, 各层土壤和海水温度均根据热量平衡原理计算。由于在计算海水温度时只考虑了海洋热力作用, 没有考虑洋流, 所以只能看作简单的海气耦合。

模式中包含的物理过程与球带模式基本一致, 主要考虑了长短波辐射、大尺度凝结、积云对流、行星边界层及水平和垂直扩散等。关于模式物理过程的详细情况可参阅文献[10]。

### 3 数值试验方案设计

为了检验模式对夏季月平均气候的模拟性能, 利用 GFDL 多年平均 6 月份 100 hPa, 200 hPa, 300 hPa, 500 hPa, 700 hPa, 850 hPa 和 1000 hPa 共 7 个标准等压面的纬向平均高度场资料经过初值处理作为模式的初始场, 以 6 月 26 日 20 时作为模式积分起始时间, 共积分 35 d, 用后 30 d 的平均场代表模式模拟的夏季平均气候场。

表 1 各试验方案中的地形高度

组别	试验代号	隆升范围	隆升范围内地形高度(m)		平均高度(m)	最大高度(m)
1	EM 25	20~60°N, 0~145°E	$h = h_0$	$h_0 < 500$	957	1591
			$h = 500 + 0.25(h_0 - 500)$	$h_0 > 500$		
2	EM 50	同 1	$h = h_0$	$h_0 < 500$	1420	2683
			$h = 500 + 0.50(h_0 - 500)$	$h_0 > 500$		
3	EM 75	同 1	$h = h_0$	$h_0 < 500$	1882	3774
			$h = 500 + 0.75(h_0 - 500)$	$h_0 > 500$		
4	EM 100		$h = h_0$		2345	4866

与文献[2]类似, 根据青藏高原及周围地区在隆升过程中的不同高度, 设计了 4 个数值试验(见表 1), 表 1 中  $h_0$  为实际地形高度,  $h$  为试验用的地形高度, EM 100 为控制试验, 取真实地形, 在各组试验中除了地形高度外, 其它没有差别, 每个试验中的青藏高原附近地区( $25^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ ,  $70^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$ ) 平均地形高度和最大地形高度也在表 1 中给出。

## 4 试验结果的分析

### 4.1 夏季月平均气候的模拟

图 1 给出了模拟的夏季月平均海平面气压场和相应的多年平均夏季海平面气压场。比较两图可以发现, 模拟的夏季月平均海平面气压场与多年平均结果比较接近, 南半球海平面气压场上的主要气压系统为副热带高压带, 模拟结果与实际非常接近, 强度也较为一致。北半球各主要气压系统如欧亚大陆热低压、太平洋高压等都被模拟出来, 位置与实际情况也较为一致, 但在强度和范围上有些差异, 海洋上的高压强度都较弱, 范围较小, 而大陆上的热低压强度较强, 范围较大。造成这种差异的主要原因可能与模式中海洋的处理过于简单有关, 模式垂直分辨率较低使得大气边界层参数化比较简单也会引起模拟结果与实际情况的差异。但与球带范围模式的模拟结果相比, 全球模式的模拟结果有所改进, 通过与实际资料的相关和误差分析发现, 结果是可信的<sup>[7]</sup>。

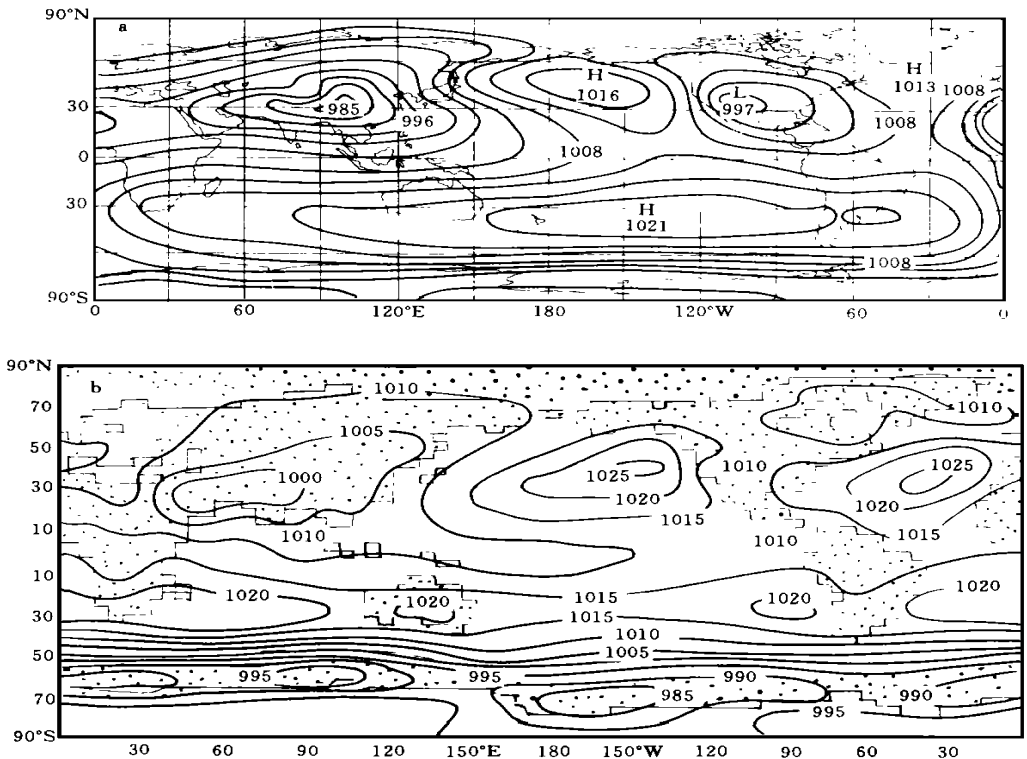


图 1 模拟的夏季月平均海平面气压场(a)和实际的多年平均夏季海平面气压场(b)

### 4.2 高原隆升过程中流场的变化特征

为了从复杂的流场中区分出风场中的绕流分量和爬坡分量, 对模式最低层的风场进行了分解。根据文献[10], 水平气流中的绕流分量和爬坡分量应满足以下条件:

$$\mathbf{V}_r \cdot \nabla z_s = 0 \quad (1)$$

$$\mathbf{V}_r \times \nabla z_s = \mathbf{V}_s \times \nabla z_s \quad (2)$$

$$\mathbf{V}_p \cdot \nabla z_s = 0 \quad (3)$$

$$\mathbf{V}_p \times \nabla z_s = \mathbf{V}_s \times \nabla z_s \quad (4)$$

其中  $\mathbf{V}_s$  为模式最低层的风矢量,  $\mathbf{V}_r$  和  $\mathbf{V}_p$  分别为  $\mathbf{V}_s$  的绕流分量和爬坡分量。分别联立求解方程(1), (2) 和(3), (4), 可以得到绕流速度和爬坡速度的  $u_r, u_p, v_r, v_p$  分量

$$u_r = \left[ u_s \left( \frac{\partial z_s}{\partial y} \right)^2 - v_s \frac{\partial z_s}{\partial x} \frac{\partial z_s}{\partial y} \right] / |\nabla z_s|^2 \quad (5)$$

$$v_r = \left[ v_s \left( \frac{\partial z_s}{\partial x} \right)^2 - u_s \frac{\partial z_s}{\partial y} \frac{\partial z_s}{\partial x} \right] / |\nabla z_s|^2 \quad (6)$$

$$u_p = \left[ u_s \left( \frac{\partial z_s}{\partial x} \right)^2 + v_s \frac{\partial z_s}{\partial x} \frac{\partial z_s}{\partial y} \right] / |\nabla z_s|^2 \quad (7)$$

$$v_p = \left[ v_s \left( \frac{\partial z_s}{\partial y} \right)^2 + u_s \frac{\partial z_s}{\partial x} \frac{\partial z_s}{\partial y} \right] / |\nabla z_s|^2 \quad (8)$$

表 2 给出了各试验中高原周围地区(25 ~ 45 N, 70 ~ 115 E) 绕流速度和爬坡速度的计算结果, 从表 2 中可以发现, 在 EM 25 试验中绕流速度和爬坡速度的差异并不是很大, 两者数值接近, 但在 EM 50, EM 75 和 EM 100 试验中绕流速度和爬坡速度两者之间的差异逐渐明显, 高原周围地区的气流主要以绕流为主, 爬坡气流的速度较小。在绕流分量中, 东西向的绕流速度明显大于南北向的绕流速度, 而在爬坡分量中, 两者差异并不显著。分析绕流速度和爬坡速度的  $v$  分量发现, EM 25 和 EM 50 中均为北风分量, EM 75 和 EM 100 中却变为南风分量, 但 EM 50 中的北风分量数值明显小于 EM 25 中的北风分量。因而从风速和风向的综合分析中可以证实高原隆升临界高度是存在的, 该临界高度可能是 EM 50 试验中的地形高度或者介于 EM 50 和 EM 75 之间, 临界高度的数值可能在 1500 m 左右。考虑到本文所用的地形最大高度为 4866 m, 比实际数值要小得多, 高原平均高度取为 2345 m 也偏小, 因为所取平均的范围大于高原实际范围, 因此高原隆升的实际临界高度可能高于本文试验中高度值, 参考理论和古地质学的研究结论, 高原隆升的实际临界高度应该在 1500 ~ 2000 m 之间。

表 2 不同试验中绕流和爬坡的风速值

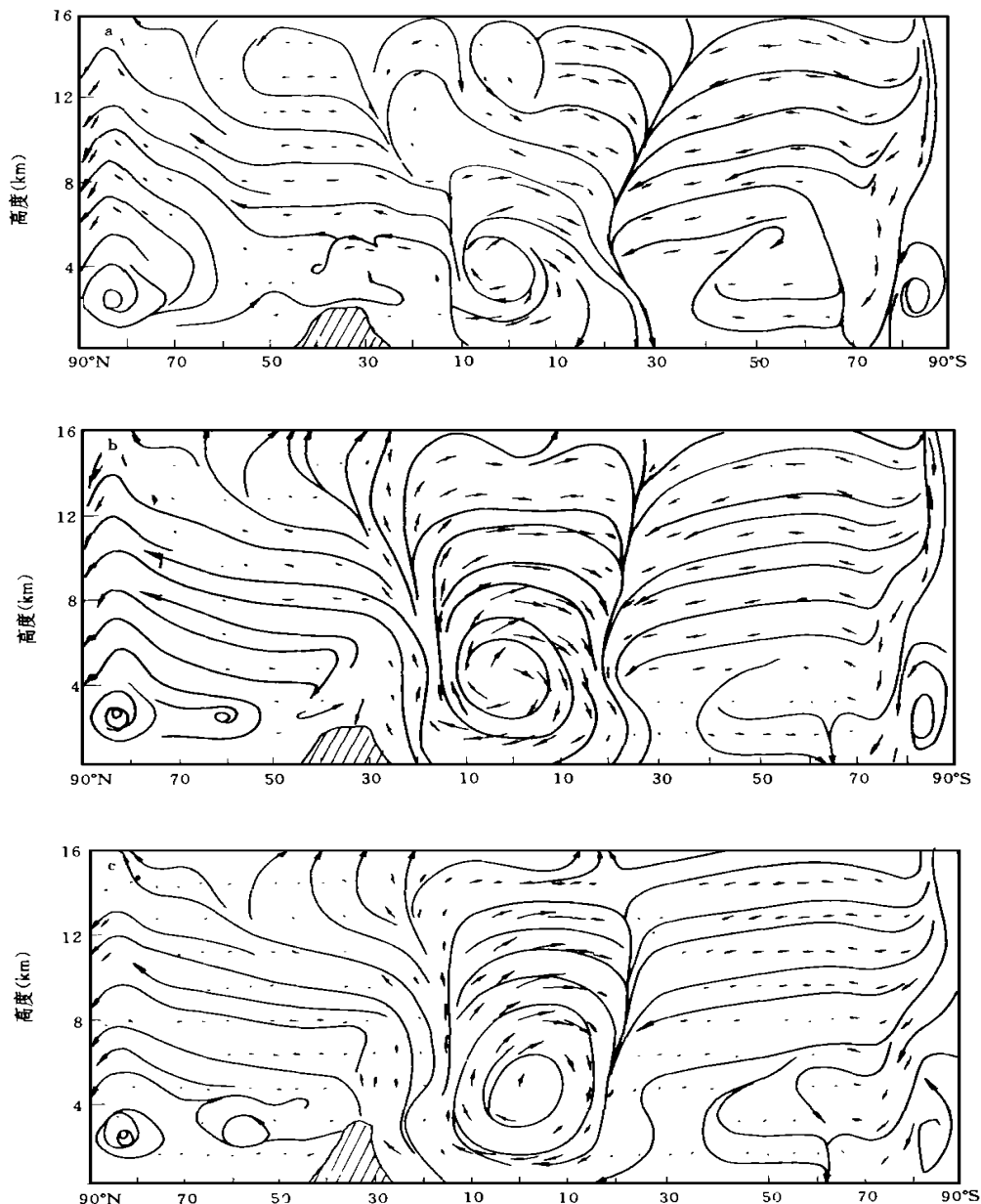
	$ \mathbf{V}_r $	$ \mathbf{V}_p $	$u_r$	$v_r$	$u_p$	$v_p$
EM 25	0.42	0.38	0.37	-0.19	0.08	-0.36
EM 50	0.74	0.08	0.74	-0.04	0.06	-0.05
EM 75	0.88	0.15	0.87	0.08	0.13	0.04
EM 100	1.18	0.18	1.13	0.33	0.08	0.16

### 4.3 高原隆升对高原季风的影响

青藏高原作为高耸于对流层中部的大地形, 夏季由于其巨大的热力作用改变了高原附近地区大气环流的基本形势, 最明显的特征就是在东亚的西南季风区形成一个季风环流圈<sup>[11]</sup>, 青藏高原隆升的不同阶段由于其热力和动力作用的不同必然会对高原季风产生较大的影响。图 2 给出了 EM 25, EM 50, EM 100 和由实际资料分析得到的 7 月沿 90 E 的经圈环流图, 从图 2 中可以看到, EM 50 和 EM 100 两个试验的结果基本是一致的, 高原地

区为上升运动区, 南半球 15° 附近地区为下沉运动区, 高原附近的季风环流圈已被模拟出来, 与实际情况相比也比较接近, 但由于模式分辨率较低, 更细致的环流特征还不能模拟出来, EM 75 的结果(图略)与 EM 50 和 EM 100 是类似的。而 EM 25 的经圈环流与 EM 50 和 EM 100 有明显差异, 主要表现在高原地区附近不存在上升运动区, 因而也不会存在一个高原季风环流圈。由此可见, 在高原隆升的过程中, 只有当高原的总体平均高度超过一定高度以后, 才会出现与实际情况类似的经向环流结构, 即开始形成稳定的高原季风。

为了进一步分析高原隆升对高原季风的影响, 图 3 给出了 EM 25, EM 50, EM 100 和由实际资料分析得到的 7 月沿 35°N 的平均纬向环流图。分析图 3 发现, 与经圈环流类似,



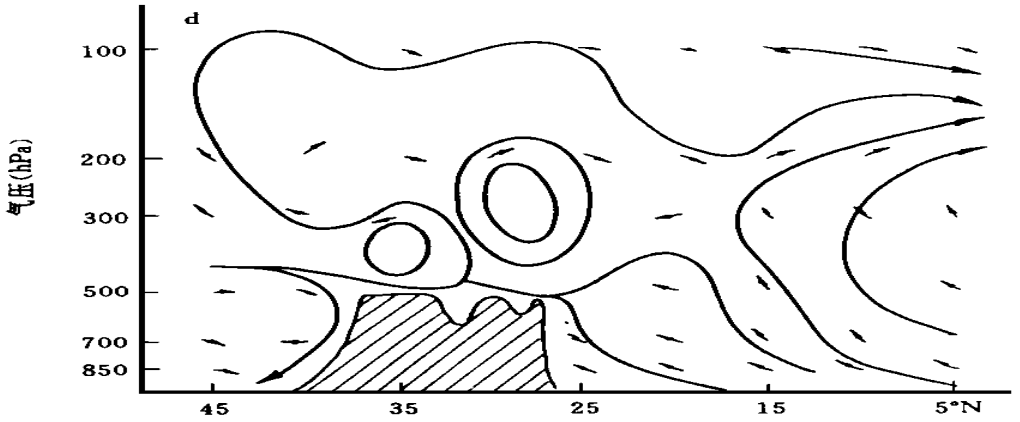
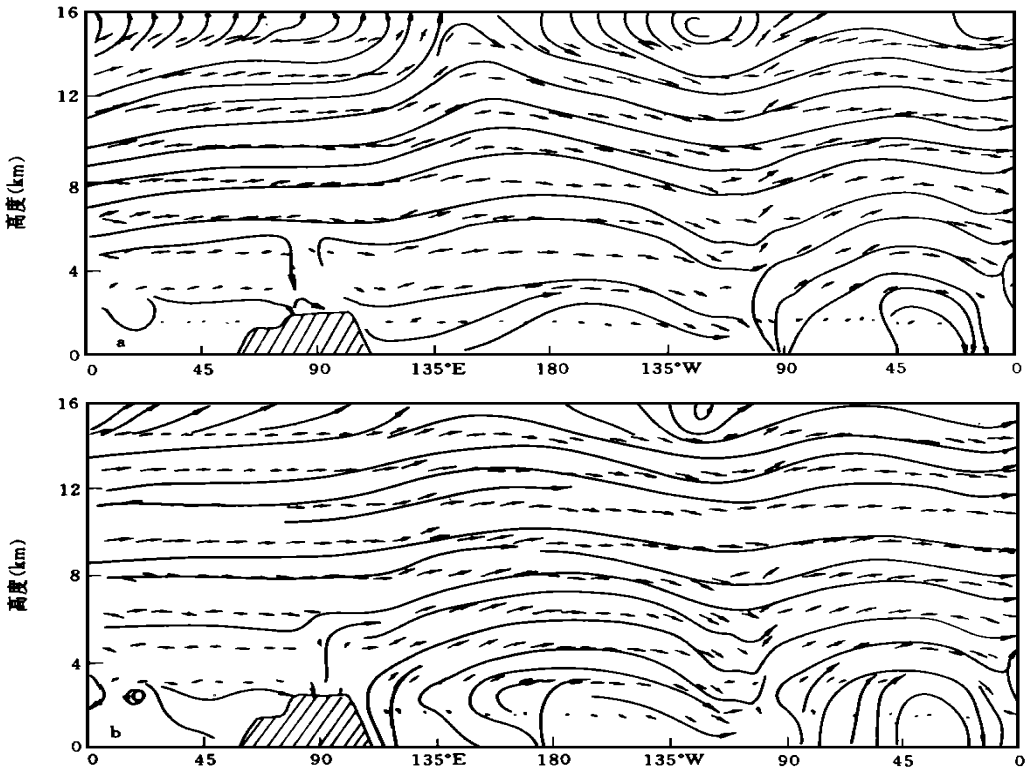


图2 7月沿90°E平均经圈环流图(模拟结果作图时垂直速度扩大1000倍)  
(a. EM25; b. EM50; c. EM100; d. 实际资料分析结果(引自文献[11]))

EM100和EM50两个试验的纬向环流基本是一致的,高原地区范围内为强大的上升运动区,向东很远的地区下沉,高原西部也存在一个弱的下沉运动区,与图3d的实际情况相比是比较一致的。而图3a不论与EM50,EM75(图略)及EM100模拟结果,还是与实际情况差异都比较大,高原附近地区不存在明显的上升运动区。因此从纬向环流的分析中也可看到,高原在隆升的过程中确实存在着—临界高度,超过此高度以后,纬向环流将发生巨大的变化,其影响的范围不仅仅局限于高原附近地区,还会影响到很远地区的环流状况。



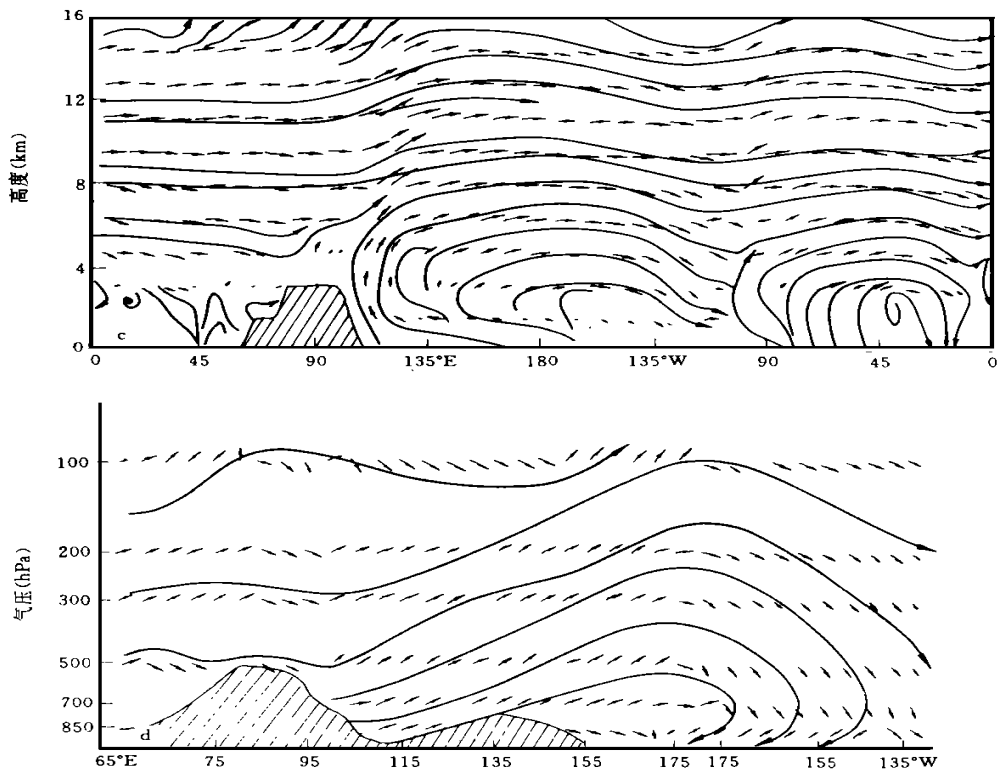
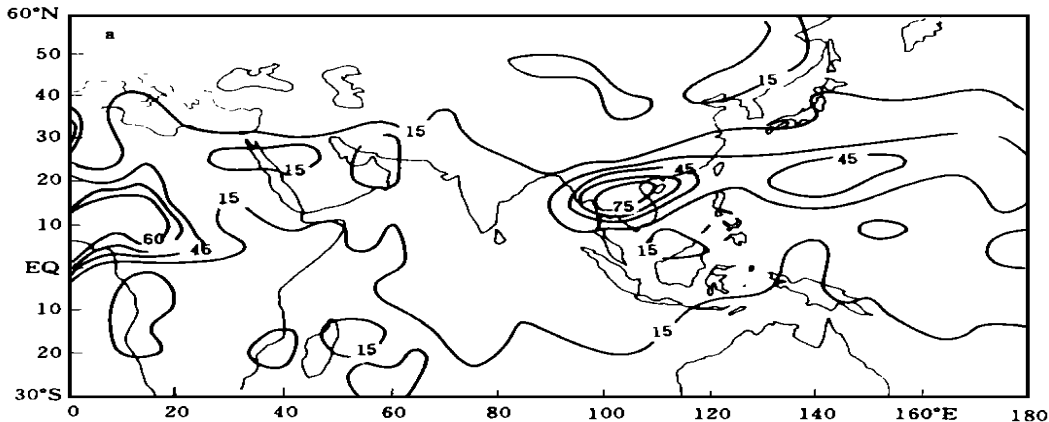


图3 7月沿 35°N 的平均纬向环流图(模拟结果作图时垂直速度扩大 1000 倍)  
 (a. EM25; b. EM 50; c. EM 100; d. 实际资料分析结果(引自文献[11]))

#### 4.4 高原隆升降水场的分布特征

数值试验结果表明,高原隆升以后高原附近地区地面降水增加,但这只是对于该地区平均而言的,高原隆升不仅影响区域平均降水量,同时也会影响降水的地区分布特征,图4给出了试验 EM 25, EM 50, EM 100 中 30°S-60°N, 东经 0-180° 区域的地面月降水量分布图以及观测的地面降水量分布图(根据 1987~1994 年 7 月份降水资料计算得到的)。分析图4发现, EM 25 与 EM 50 和 EM 100 的地面降水分布特征具有明显的差异,在试验



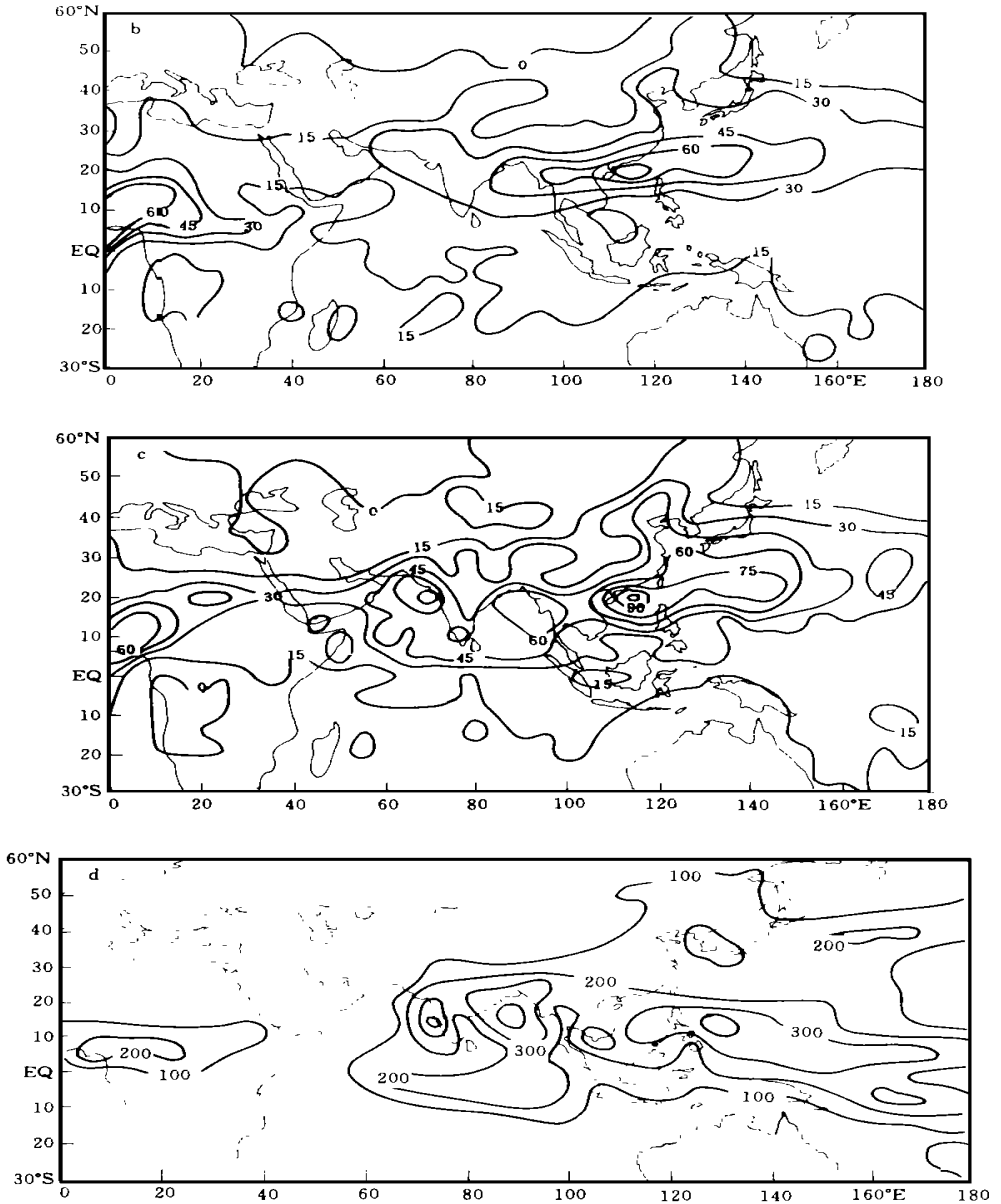


图4 模拟的夏季月降水量分布图

(a. EM25; b. EM50; c. EM100; d. 观测结果。单位: mm)

EM 25 中(图4a), 印度季风区和中国东部地区的雨带未能很好地模拟出来, 主要降水带位于西太平洋和中南半岛地区。而在试验 EM 50, EM 75(图略), EM 100 中(图4b, c), 印度季风区和中国东部地区均出现一条明显的雨带, 与 EM 25 相比主要雨带明显北移, 同时随着高原隆升高度的增高, 雨带内的降水量逐渐增加, 同时出现雨带断裂, 在高原东南侧形成一个降雨中心, 华北和华南的多雨以及江淮流域的少雨形势也比较明显。与图4d 相比,



EM 50 和 EM100 的结果更符合实况, 只是模拟的雨量小于实际观测值。因此从地面降水场的分布特征来看, 高原隆升过程中确实存在一个临界高度, 当高原隆升的平均高度超过这一临界高度以后, 印度季风区和中国东部地区的雨带分布特征具有明显的变化。

#### 4.5 高原隆升地面加热场的分布特征

高原的热力作用很大程度上是由地面加热场的作用而形成的, 在高原隆升的不同阶

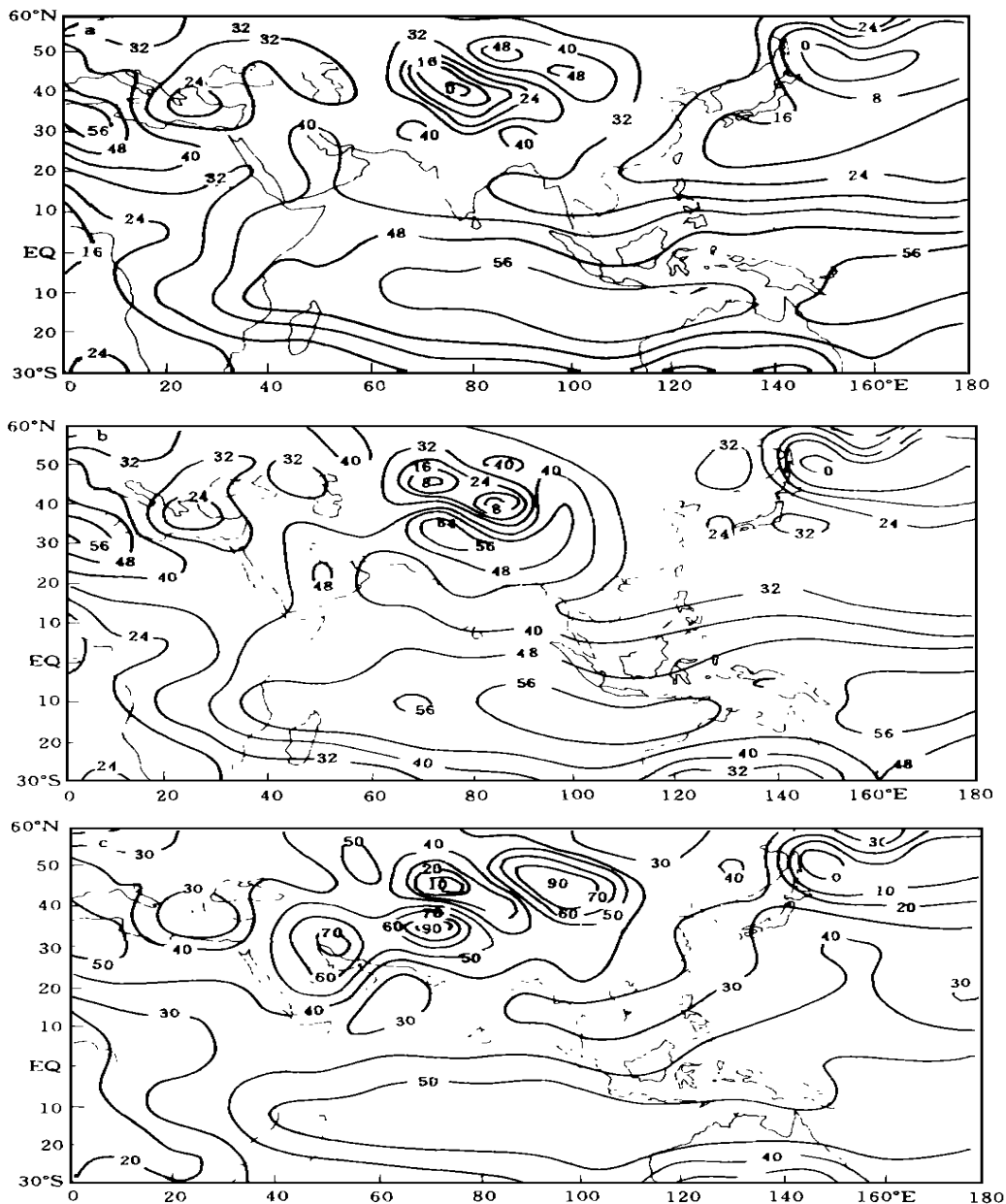


图 5 模拟的夏季月平均地表感热通量

(a. EM 25; b. EM 50; c. EM 100。单位:  $W/m^2$ )

段,地面加热作用也有很大的差异,图 5 给出了试验 EM 25, EM 50, EM 100 中 30 S—60 N, 东经 0—180 区域的地面向大气输送的感热通量分布图,分析发现,在 EM 25 中(图 5a)高原附近地区并没有形成一个感热通量的大值中心,相反在西北侧的大片地区感热通量为低值区,仅在高原东北侧形成一个相对的高值区。随着高原高度的增加,在 EM 50 试验中(图 5b)高原西侧附近地区开始出现一个感热通量的大值中心,高原西北侧的感热通量小值区仍然存在。随着高原隆升高度的进一步增加,高原附近地区形成了一个稳定的感热通量大值带,此大值带沿 30 N 向西伸展到伊朗高原,在 30 N 以北沿 95 E 向北伸展至 55 N,高原东部和西部地区平均的感热通量数值与文献[11]中的实际观测值也比较接近。因此,在高原隆升的过程中,当高原总体平均高度超过临界高度后,地面加热场的分布特征也会出现显著的变化,进而引起高原热力作用的变化,影响高原附近地区及全球的大气环流状况。

## 5 结 论

通过所进行的数值试验,进一步证实了在高原隆升的过程中,存在着一个临界高度,在夏季为 1500~2000 m。当高原总体平均高度超过临界高度后,高原周围地区的气流主要以绕流为主,爬坡气流的速度较小,稳定的高原季风开始形成,高原地区范围内为强大的上升运动区,印度季风区和中国东部地区出现一条明显的雨带,随着高原隆升高度的增高,雨带内的降水量逐渐增加,同时高原附近地区形成一个稳定的感热通量大值带。

以上只是初步工作,还存在许多不完善之处,冬季的临界高度还有待于进一步分析证实,因为气流绕流或爬坡不仅与地形有关,同时还与纬向基本气流的强弱有关。

## 参考文献

- 1 吴池胜,王安宇.青藏高原隆起对亚洲夏季风形成作用的数值试验.高原气象,1995,14(4):425~433
- 2 Qian Yun, Qian Yongfu. Sensitivity experiments on influences of uplift of Qinghai-Xizang Plateau on circulation in summer. Acta Meteor Sinica, 1995, 9(3): 267—277
- 3 Hahn D G, Manabe S. The role of mountains in the south Asian monsoon circulation. J Atmos Sci, 1975, 32: 1515 - 1541
- 4 汤懋苍.高原季风研究的若干进展.高原气象,1993,12(1):296~301
- 5 汤懋苍,刘晓东.一个新的划分第四纪的标志——高原季风演变的地质环境后果.第四季研究,1995,(1):82~88
- 6 刘晓东,汤懋苍.论青藏高原隆起作用于大气的临界高度.高原气象,1996,15(2):131~140
- 7 张耀存,钱永甫,王世玉.  $P-\sigma$  混合坐标全球模式模拟夏季气候的性能及系统误差分析.高原气象,1997,16(3):235~242
- 8 钱永甫.地表热平衡温度的一种计算方法.气象科学,1988,8(4):14~27
- 9 Qian Yongfu. Numerical experiments of effects of initial desert moisture on the climate change. Adv Atmos Sci, 1991, 8(4): 459- 470
- 10 钱永甫,颜宏,王谦谦,王安宇.行星大气中地形效应的数值研究.北京:科学出版社,1988. 105
- 11 叶笃正,高由禧.青藏高原气象学.北京:科学出版社,1979. 206~209

# NUMERICAL STUDIES ON THE EFFECTS OF THE CRITICAL HEIGHT OF QINGHAI-XIZANG PLATEAU UPLIFT ON THE ATMOSPHERE

Zhang Yaocun Qian Yongfu

(*Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing, 210093*)

## Abstract

The effects of the critical height of Qinghai-Xizang Plateau uplift on the atmosphere have been studied by using  $P$ - $\sigma$  incorporated coordinate general circulation model system in this paper. Numerical experiment results show that there is a critical height during the course of Qinghai-Xizang Plateau uplift, which is near 1.5 km in summer. When the average height of the Plateau uplifting surpasses this critical height, a series of changes in general circulation and climatic elements will occur. The uplift of the Plateau changes the air flow pattern around the Plateau. The deep and steady Plateau monsoon appears. There are maximum sensible centers over the western Plateau. The rainbelt and precipitation amount will be also changed obviously.

**Key words:** Uplift of Qinghai-Xizang Plateau, Critical height, Numerical studies.