

青藏高原隆升影响夏季大气环流的敏感性试验*

钱 云 钱永甫

(南京大学大气科学系, 南京, 210008)

摘 要

本文用球带范围的大气环流耦合模式,模拟了青藏高原隆升过程中大气环流的变化。模拟的结果表明,高原对大气的加热作用随着高原地形的升高而加强,而其中潜热加热的贡献占据第一位。高原隆升加剧了高原上空大气的上升运动,使高低空的高低压系统得到了加强,增强了南亚和东亚的季风强度,并且引起高原地区降水明显增加,地表面平均温度剧烈下降。

尽管如此,青藏高原的隆升并没有从根本上改变大气环流形势,海陆分布才是形成当代大气环流及季风的根本因子。因此,要模拟地质历史时期气候状况,除了高原地形外,还须考虑更多的因子,尤其是海陆分布的变化。

关键词: 青藏高原隆升, 大气环流, 敏感性试验, 气候变化。

1 引 言

青藏高原是世界上最高大和最陡峭的大地形,平均海拔达 4000m 以上。许多研究都证明,通过其热力和动力作用,青藏高原对于高原及邻近的环流系统和天气气候均有显著影响。但高原的影响程度有多大,认识并不统一。

从 1960—1970 年代以来,国外许多学者用 GCM 模拟了地形的气候效应,如 Hahn 和 Manabe (1975)^[1]、Barron (1984)^[2]、Kutzbach 和 Guetter (1989)^[3],这些研究工作,对高原的作用大都估计偏高。国内钱永甫等^[4]从 1975 年起,就开始用 2 层或 5 层的区域气候模式,对青藏高原对于东亚大气环流和天气气候的影响进行了数值模拟。他们着重对数值模式中陡峭地形的处理方法进行了研究,提出了用 $P-\sigma$ 混合坐标系处理地形的数值模式,使模式最大地形高度达 5000m,地形梯度也较大。在计算复杂地形气压梯度力时,提出用 DDD 坐标变换法。Kuo 和 Qian (1982)^[5]首先模拟出高原作用对季风的影响是第二位的,第一位的是海陆分布,最近,钱永甫等通过数值试验重新强调了海陆热力作用……。但他们所用的模式过于简单,而且受有限区域的限制。本文就是在这些工作的基础上,用球带范围(60°N—60°S)的耦合模式重新研究了在青藏高原隆升过程中大气环流及气候要素场的变化情况。

2 模式系统

* 初稿时间:1994 年 3 月 8 日;修改稿时间:1994 年 7 月 5 日。

资助课题:国家基础性研究重大关键项目“气候动力学和气候预测理论研究”及国家自然科学基金项目。

本文所用模式是一个地气和海气相耦合的模式系统。大气模式是一个 5 层的 $P-\sigma$ 混合坐标系初始方程模式^[6], 包含了各种绝热和非绝热物理过程, 太阳辐射还包含日变化。海洋混合层模式有 2 层, 厚度分别为 50m 和 250m^[7]。土壤模式也有 2 层, 第一层反映日变化, 第二层反映年变化, 陆地上土壤类型可取 5 种, 本文为突出地形高度的影响, 只取一种, 即粘土牧草地。

模式系统的水平范围为 60°S—60°N 间的球带, 水平网格为球面网格, 格距 $5^\circ \times 5^\circ$, 时间积分步长 15min。大气中初始场取多年 6 月纬向平均场的 100, 300, 500 和 700hPa 高度和海平面气压场, 初始海平面气压分布见图 1。各模式层上的高度、温度和风场由它们求出。模式由初始时刻先积分 15 个模式日, 作为由纬向平均场至基本气候场的过渡时期, 从当时的模拟结果看, 气象场的基本形势已形成, 变化已较小。然后再积分 15d, 取这后 15d 的平均场作为模拟所得的夏季气候场。模式所包含的海陆分布、控制试验中的地形都与实况接近。

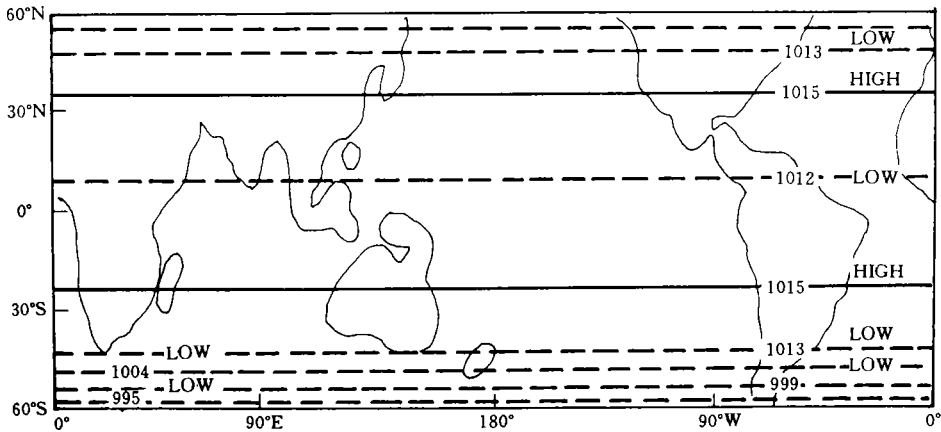


图 1 模式区域初始海平面气压分布

3 试验方案设计

表 1 试验方案

组别	试验代号	隆升范围	隆升范围内地形高度(m)	
1	EMO	60°N—60°S, 0°—180°E (东半球)	$h = 10$	
2	EM25	60°—20°N, 0°—145°E	$h = h_0$	$h_0 \leq 500$
			$h = 500 + 0.25(h_0 - 500)$	$h_0 > 500$
3	EM50	同 2	$h = h_0$	$h_0 \leq 500$
			$h = 500 + 0.5(h_0 - 500)$	$h_0 > 500$
4	EM75	同 2	$h = h_0$	$h_0 \leq 500$
			$h = 500 + 0.75(h_0 - 500)$	$h_0 > 500$
5	EM100		$h = h_0$	

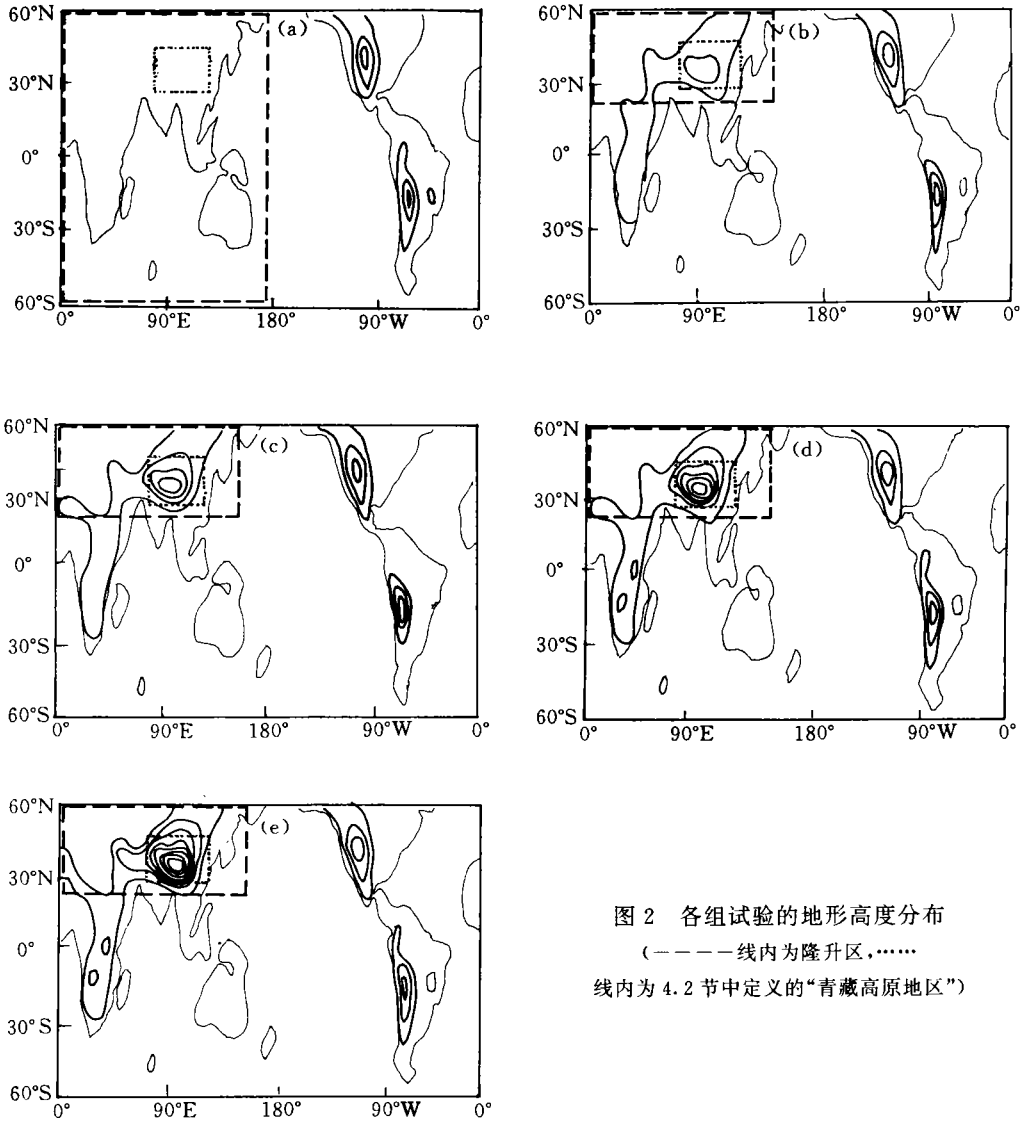


图2 各组试验的地形高度分布
 (---线内为隆升区,.....
 线内为4.2节中定义的“青藏高原地区”)

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5组试验(见表1)。表中 h_0 为实际地形高度, h 为试验用地形高度,EM100为控制试验,取真实地形,在各组试验中除了地形高度外,其它无差别。图2是5组试验的地形高度。

4 试验结果

4.1 控制试验(EM100)的一些模拟结果

图3是本模式系统模拟的海平面气压场(a)和200hPa流场(b)以及它们相应的观测结果,由图可见,两者相符较好,尤其是在北半球。只是海平面气压场图上,太平洋、大西洋上副高的强度偏弱一些,而大陆上的低压偏强,说明模式系统尚有待进一步改进。模拟的边界层流场图上(图略),非洲东海岸的索马里越赤道气流、我国东部沿岸由于西南季风和

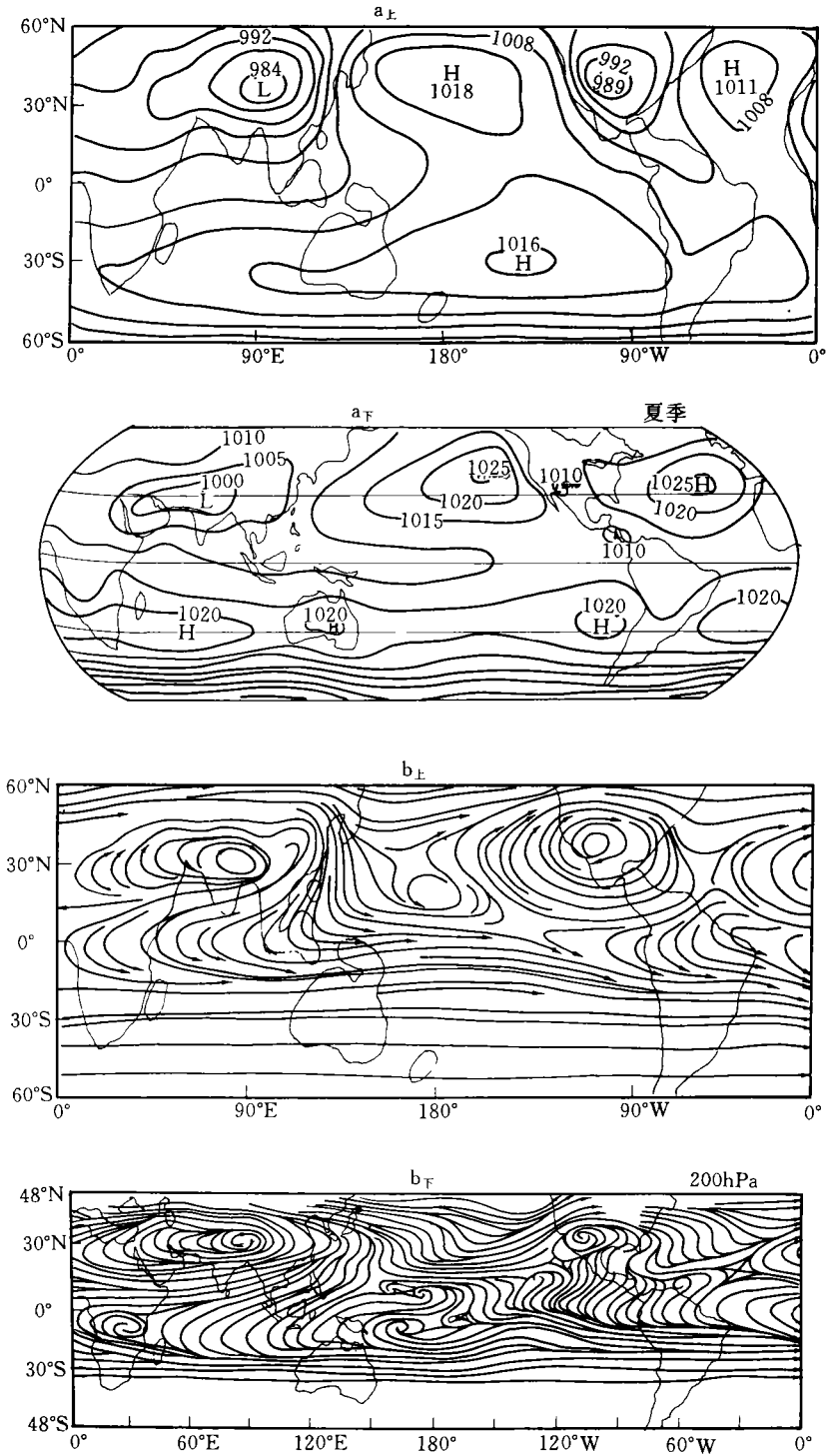


图 3 EM100 的海平面气压场(a_L 模拟,a_F 观测)及 200hPa 流场(b_L 模拟,b_F 观测)

西太平洋副高南侧的东南季风汇合而形成的很强的偏南气流都模拟得较成功,青藏高原地区是气旋性环流,并有地形动力作用引起的绕流现象。在非洲大陆,20°N 附近有明显的南北气流辐合带,即北赤道槽,这些特征与观测也相符。

模拟的各大气层温度分布、平均地表温度、湿度和降水等气候特征,也和实际观测基本一致(图均略去)。

4.2 高原隆升时空大气加热状况

本文取 25°—45°N,70°—115°E 内的模式区域为青藏高原地区。表 2 显示 5 组试验高原区的地形状况。

表 2 5 组试验青藏高原地区平均、最大地形高度*

试验名称	EM0	EM25	EM50	EM75	EM100
平均高度(m)	10(0.004)	957(0.408)	1420(0.605)	1882(0.803)	2345(1.00)
最大高度(m)	10(0.002)	159(0.327)	2683(0.551)	3774(0.776)	4866(1.00)

* 括号内数字是相对于控制试验的比值,平均高度是指 25°—45°N、70°—115°E 区域内地形高度的平均。

高原上空整层大气总的非绝热加热率 Q ,包括潜热加热率 L_P ,辐射加热率 $R + I$ (太阳辐射加热率 R 和长波辐射加热率 I) 和湍流扩散加热率(包含感热) S 。(单位均为 °C/d)

图 4 为高原上空大气非绝热加热率及各分量随相对地形高度的变化状况。从图上可以看出,在加热率各分量中, L_P 的贡献最大,其它依次为 I 、 R 和 S , $R + I$ 一般小于 0,说明高原上空大气总的是辐射冷却的。 Q 始终大于 0,所以在夏季青藏高原始终是一个热源。这些结果与 Luo 和 Yanai(1984)^[8] 的观测结果也较一致。他们观测得到的青藏高原对高原上空及周围大气的加热作用为: $Q = 157\text{W/m}^2$, $L_P = 134\text{W/m}^2$, $S = 96\text{W/m}^2$, $R + I = -73\text{W/m}^2$ 。

在高原隆升过程中, Q 逐渐增大。 L_P 的变化和 Q 很类似; I 始终小于 0,并且随着地形升高越来越小,而 R 的变化不大,所以 $R + I$ 的变化基本取决于 I 变化; S

也是逐渐增大的,但增长得很慢。从 EM0→EM100, Q 增加了 36%,可见在青藏高原逐渐隆升时,它对大气的加热作用不断加强,其中主要依赖于潜热加热作用的加强。

从图中还可见,当高原的平均高度隆升至一半,即 1000m 左右时, Q 、 L_P 、 I 等变化最快,而当隆升超过 1500m 后,变化又变小。在高原平均高度低于 1000m 时,地形的隆升对

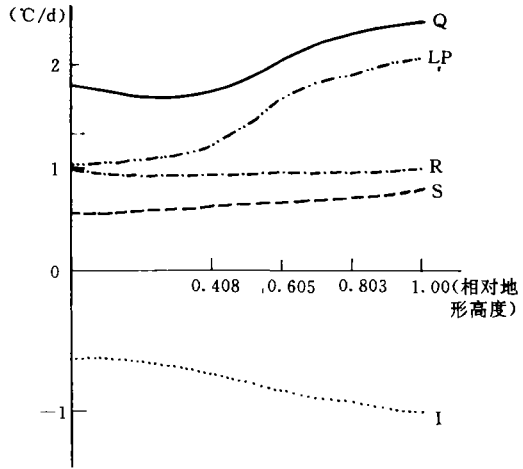


图 4 非绝热加热率随相对地形高度的变化
(纵坐标:加热率°C/d,横坐标:相对地形高度(比值))

加热场影响很小。

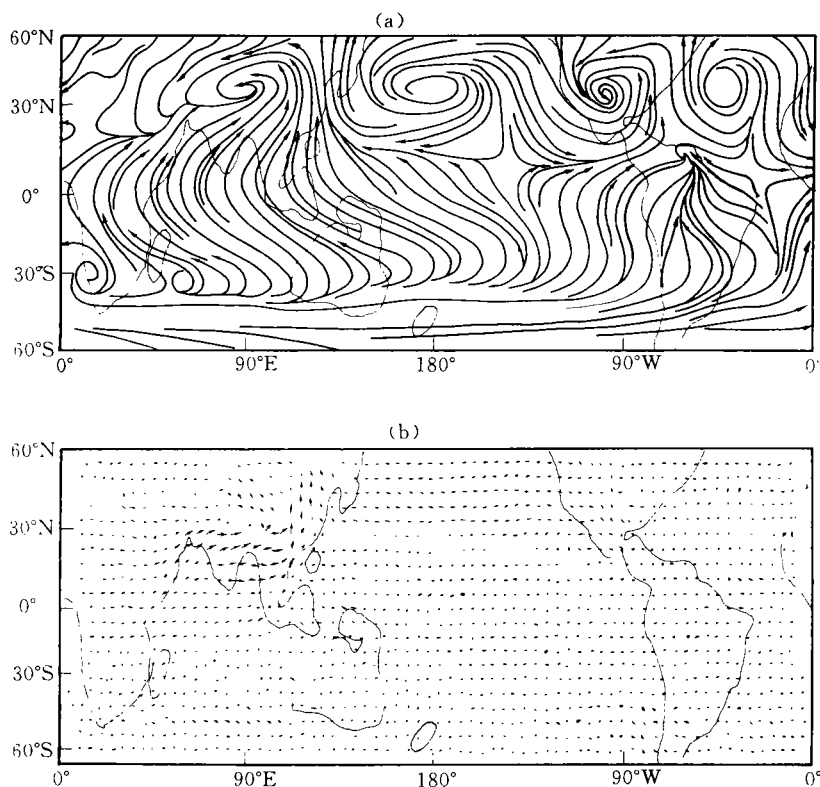


图5 EM0模拟的边界层流场(a)和模拟的EM100—EM0边界层风场差图(b)

表3 5组试验中青藏高原地区平均地表温度 T_s 、平均降水量 P

试验名称	EM0	EM25	EM50	EM75	EM100
T_s (°C)	38.45	34.20	31.75	29.05	27.00
P (mm/d)	1.523	1.525	2.024	2.173	2.339

表3列出高原地区平均地表温度 T_s ,降水 P 随地形高度的变化。高原隆升,高原地表温度剧烈下降,从EM0→EM100,平均下降了11.45°C,而降水却增加了,其增长趋势和 L_P 一致。

4.3 垂直运动(500hPa)

5组试验的500hPa垂直运动场上,大陆上空基本上是上升运动区,而海洋上空基本上是下沉运动区,但西太平洋热带区域和西边界上有上升运动带,其中东南亚、北非和墨西哥湾、加勒比海地区为强上升运动区。在EM0试验中,由于东半球地形被移平,下垫面状况均一,局地环流圈小,垂直运动较弱,最大上升运动区出现在取真实地形的西半球。随

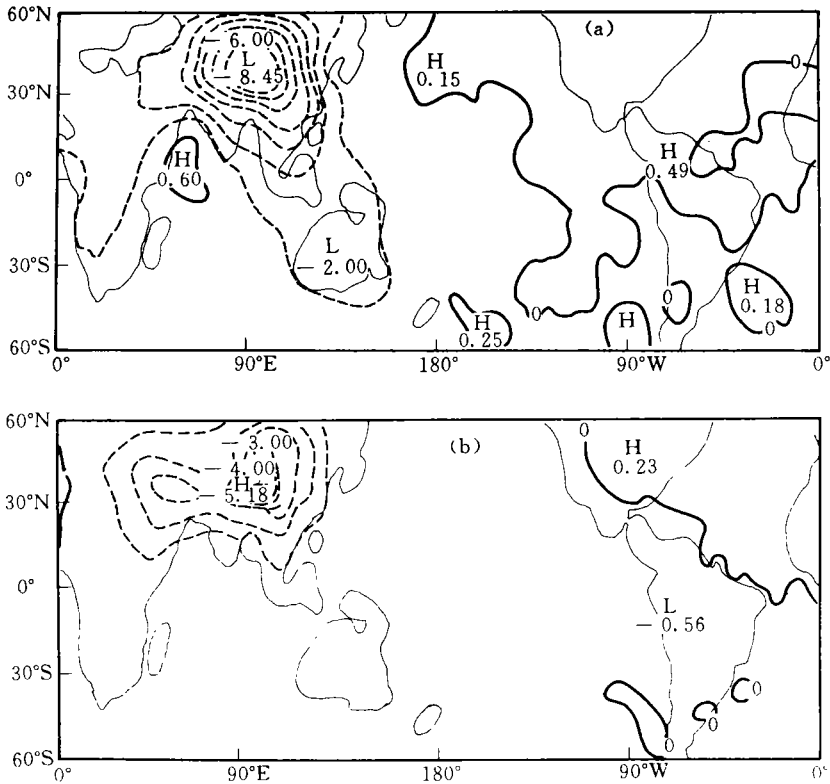


图 6 EM50-EM0(a),EM100-EM50(b)的海平面气压差图

着高原隆升,对大气的加热作用增强,高原上空及周围大气上升运动加剧。而 5 组试验中上升和下沉运动的区域没有根本的变化。

4.4 边界层(模式第 5 层)风场和海平面气压场

分析海平面气压场和边界层风场(图 5a),发现无论是平坦地形或较低地形的 EM0, EM25 试验,还是地形较高的 EM75,EM100 试验,在欧亚大陆和北美均是较强的气旋式环流,两大洋上是反气旋环流,但随着地形的增高,高原地区近地层的气旋式环流明显加强。由图 5b 发现,由于夏季高原加热作用的增强,使得高原四周(特别是东面和南面)广大地区的空气向高原作气旋式辐合,促进了我国东部夏季风的北上。

表 4 海平面气压场上青藏高原低压中心位置及强度的变化

	EM0	EM25	EM50	EM75	EM100
(经度,纬度)	(98°E,42°N)	(94°E,39°N)	(92°E,38°N)	(91°E,37°N)	(90°E,36°N)
中心强度(hPa)	998	992	989	986	984

图 6 和表 4 反映了高原隆升过程中海平面气压场的变化。高原地形增高使得亚洲大陆上的低压中心向南、向西(内陆)移动,从 EM0→EM100,分别移动了 6 个纬度和 8 个经度,同时,低压强度加深了约 14hPa。所以高原隆起增强了南亚地区的南北气压梯度,使得

潮湿的印度洋上来的偏南气流有可能进一步深入高原地区,这也是表 3 所反映的隆升使高原地区降水增加的原因之一。

4.5 高层大气流场

5 组试验的 200hPa 流场(图 3)、位势高度场基本形势是很相似的。在北半球中高纬度,大陆上是反气旋式环流,海洋上是气旋式环流。不过由于夏季大陆的热力作用强,故反

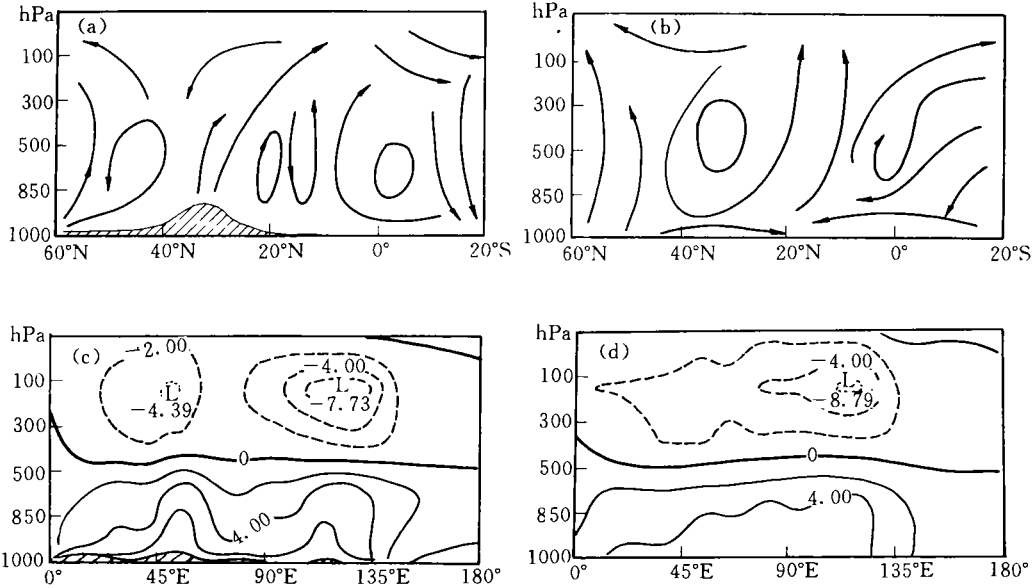


图 7 EM100,EM0 沿 90°E 经向环流剖面图(a,b) 和 EM100,EM0 沿 20°NV 分量垂直剖面图(c,d)

气旋环流的范围大,强度强。大西洋由于洋面较小,无气旋式环流中心,但太平洋上却有闭合环流。

对比边界层流场,发现高低空流场是反位相的,说明模式模拟的环流系统具有明显的斜压性。在南半球,环流形势比较简单,高层是西风气流,低层高纬为西风,中低纬为越赤道的偏南气流。

高原隆升对高层流场的影响和低层相一致。它使得隆升前位于高原上空偏北偏东的大陆高压向南移动,使之在控制试验中正好位于高原上空,并且强度也在不断加强。

尽管这样,在高原隆升前后,在北半球无论是高层还是低层,环流形势均有纬向两波结构,与海陆分布的纬向两波结构完全吻合。这一模拟结果说明,地形的变化不可能从根本上改变大气环流的形势。在固定的太阳辐射强迫下,海陆分布及其所造成的海陆热力差异是形成现代大气环流和现代季风基本形势的根本因子。

4.6 经向环流

在 EM100,EM0 沿 90°E 的经向环流(V-W)剖面图(图 7a,b)上,可看到经向环流的一些基本特征。在平坦地形时,高原地区(高原南侧)由于受 Hadley 环流北下沉支的影响,

上升气流很弱,有些地方甚至出现下沉气流,所以降水较少,地面温度也明显偏高。随着高原隆升,其热源作用加强,近地层空气受热后上升运动加剧,所以高原上空上升运动比较显著,另外,ITCZ 的位置也略有变动,有地形时偏北一些,而从 20°S 到 ITCZ,近地层都是越赤道的偏南气流。

图 7c,d 为 EM100,EM0 沿 20°N 的 V 分量垂直剖面图,从图中可以看到低层南风气流可以垂直伸展到 500hPa,且有地形时略厚一些。500hPa 以上就反转为北风气流。有地形时,南风气流强度明显比平坦地形时强,并且分别在 55°E,115°E 出现两个南风极大值中心,基本与高层的北风极大值中心相匹配,构成了各自独立的垂直环流图。而平坦地形时低层南风气流并没有明显的高值中心,只在 115°E 附近高空有一相对高值的北风中心。南风气流和北风气流东西伸展的宽度在有地形时明显比平坦地形时宽出十几个经度。

5 结论与讨论

由于海陆热力差异,夏季大陆是热源,海洋则是相对冷源。从模拟结果的分析,发现地形隆升实质上是增强了下垫面的大陆性特征,使下垫面对大气的加热作用(潜热加热的贡献占据第一位)随着地形增高而不断加强,最终使由于海陆热力差异形成的高低层的高低压系统都得到加强,并且位置更向内陆、向南移动,增强了南亚、东亚地区的气压梯度力,加强、加宽了东南亚季风,并引起了青藏高原地区降水增加和地表温度的大幅度下降。

尽管如此,在青藏高原隆升过程中大气环流基本形势还是没有根本的改变,在东半球为平坦地形时,南亚的西南气流,高原地区以东很强的偏南气流依然存在,北半球环流形势均呈现和海陆分布一致的两波结构,说明在太阳辐射等外界强迫固定时,海陆分布是对现代大气环流的基本形势起决定作用的因子。

地质历史的研究证明,青藏高原确实是从无到有、从低到高逐步隆升、发展的。但一些学者仅根据不同地质历史时期青藏高原的不同高度(其它参数固定)模拟出当时气候状况,并和同一地质时期北半球陆地上气候变化的地质观测证据进行比较,这种做法其实是不完善的。因为:1)自从新生代晚期青藏高原开始隆升以来,除了地形高度变化以外,下垫面状况,包括海陆分布(海侵或海退、大陆漂移)、下垫面反照率(特别是冰期)以及海温等都发生了巨大变化。2)由于地球轨道参数的改变,太阳辐射也发生了变化(1 万年前和现在到达大气顶太阳辐射的变化最大达 8%左右)。这些因子都会对大气环流和全球气候变化产生根本性质的影响,所以模拟历史时期气候不能脱离当时具体的地球环境,尤其是海陆分布。

参考文献

- [1] Douglas G. Hahn and Syukuro Manabe. The role of mountains in the South Asian monsoon circulation. *J A S.* 1975. 32: 1515—1541.
- [2] Barron E J and Washington W M. The role of geographic variables in explaining paleoclimates: Results from cretaceous climate model sensitivity studies. *J Geophys Res.* 1984. 89: 1267—1279.
- [3] Kutzbach J E and Guetter P J. Sensitivity of climate to late cenozoic uplift in Southern Asia and the American West: Numerical experiments. *J Geophys Res.* 1989. 94: 18393—18407.

- [4] 钱永甫, 颜宏, 王谦谦等. 行星大气中地形效应的数值研究. 北京: 科学出版社. 1988. 217.
- [5] Kuo H L, Qian Yongfu. Numerical simulation of the development of mean monsoon circulation in July. *Mon Wea Rev.* 1982. 110: 1879—1897.
- [6] 钱永甫. A 5-layer primitive equation model with topography. *高原气象*. 1985. 4 (增刊): 1—28.
- [7] Qian Yongfu. Numerical simulations of the effects of sea surface temperature anomalies in the Western Pacific on the summer monsoon climate, climate variability. *Proceedings of IWCV*. 1992. Beijing, 282—293.
- [8] Luo H and Yanai M. The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part II. Heat and moisture budgets. *Mon Wea Rev.* 1984. 112 (5): 966—989.

THE SENSITIVITY EXPERIMENTS OF INFLUENCES OF UPLIFT OF TIBETAN PLATEAU ON CIRCULATION IN SUMMER

Qian Yun Qian Yongfu

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing, 210008)

Abstract

A coupled general circulation model in a zonal belt is used to simulate the variation of circulation features in the process of uplift of Tibetan Plateau. The results reveal that the heating rates of the Plateau increase with the rising of the Plateau topography, and the latent heating component in the heating field tends to be the most important heating factor. The uplift of Plateau enhances the upward motion, intensifies the pressure systems in the high and low level atmosphere, reinforces Southeast Asia monsoon strength, increases precipitation and severely decreases the surface temperature over the Tibetan Plateau.

However, the basic structures of the general circulations do not vary much due to the uplift of the Tibetan Plateau, and it is the land-sea distribution that is the decisive factor to form the present circulation pattern and monsoon. Therefore to simulate the palaeoclimate during the geological period people should consider more factors, especially the land-sea distribution.

Key words: Uplift of Tibetan Plateau, General circulation, Sensitivity experiments, Climate change.