

# 青藏高原冬春季雪盖对东亚夏季 大气环流影响的数值试验<sup>\*</sup>

卢咸池      罗 勇<sup>\*\*</sup>

(北京大学地球物理系, 北京 100871)

## 提 要

利用 IAP 2-L AGCM 进行了青藏高原冬春季雪盖异常对东亚夏季大气环流、加热场和降水影响的数值试验. 结果表明, 该影响十分显著, 持续性很强. 当高原冬春季雪盖异常增厚、范围扩大时, 夏季(JJA)高原地区及我国北方 500hPa 位势高度降低, 南方变高, 西太平洋副高减弱. 大气对雪盖异常的响应呈明显的波列特征. 我国北方大部地区土壤温度降低, 南方土壤温度升高. 夏季各月降水异常分布形势并不完全一致, 但与同期 500hPa 高度场异常分布形势有关.

**关键词:** 青藏高原; 雪盖; 气候异常; 数值试验.

## 1 引 言

气候的形成与异常直接受地球上不均匀分布热源的影响. 大陆雪盖的反射能力很强, 使得下垫面接受的短波辐射大为减少, 地面温度的降低又使地气之间的感热传输发生变化; 同时积雪的融化可以改变土壤的水分含量, 影响水汽蒸发量. 因此, 雪盖是地表物理过程中影响短期气候变化的一个重要因子.

青藏高原地处中低纬度, 平均海拔高度达四千米以上, 实际资料的分析研究表明, 冬春季异常雪盖对东亚夏季大气环流、大气加热场及降水的影响都很显著. 印度气象学者曾指出: 喜马拉雅山冬季雪盖的面积和厚度与印度夏季季风降水之间呈负相关, 并利用这种关系作出预报<sup>[1,2]</sup>. Hahn 等<sup>[3]</sup>和 Dickson<sup>[4]</sup>验证了这种负相关的存在. 陈烈庭等<sup>[5]</sup>和郭其蕴等<sup>[6,7]</sup>在分析高原测站与卫星云图资料的基础上, 认为当高原冬春季多雪时, 夏季青藏

1993年3月27日收到, 1993年10月7日收到修改稿.

<sup>\*</sup> 本文由中国科学院大气所大气数值模拟国家重点实验室(LASG)和国家“八五”期间基础性研究重大关键项目“气候动力学和气候预测理论的研究”资助.

<sup>\*\*</sup> 现在工作单位: 中国气象局国家气候中心, 北京 100081.

高压强度偏弱,位置偏南.陈烈庭等<sup>[8]</sup>和叶愈源<sup>[9]</sup>指出冬春季高原雪盖与我国南方某些地区的夏季降水之间关系显著,但所得结论的相关符号相反.

已有的少量关于青藏高原冬春季异常雪盖气候影响的数值试验<sup>[10-12]</sup>,所用模式限于准地转线性模式、扇形区域模式或二维动力模式,且积分时间较短.为此,我们利用具有整套物理过程方案的大气总环流模式,进一步研究并揭示这种影响的物理机制,同时对一些统计分析结果进行检验.

一般说来,积雪异常包括三个方面,即积雪厚度、积雪面积和积雪时间.其中积雪时间在一定意义上决定于积雪厚度和积雪面积.例如,冬春季积雪厚度和积雪面积偏小,高原雪盖就消失得早.基于此,本文通过扩大冬春季高原雪盖面积,增大雪盖厚度作为雪盖异常,来研究青藏高原冬春季雪盖异常对东亚夏季大气环流的影响.

## 2 模式简介及数值试验设计方案

本文利用 IAP 2-L AGCM 进行了青藏高原冬春季雪盖异常对东亚夏季大气环流、加热场和降水影响的数值试验.

IAP 2-L AGCM 为全球二层原始方程格点模式,大气层顶取在 200hPa.水平差分格式为 C 网格,分辨率为经度 5°、纬度 4°.积分时间步长 6 分钟.物理过程处理与 OSU 大气环流模式相似,包括长、短波辐射,大尺度凝结和小尺度积云对流加热,以及大气和下垫面之间的热量、水分、动量交换.取真实地形和海陆分布,下垫面依其性质分为 9 类.反照率根据地面特征和有无积雪来定.该模式能较好地模拟气候平均场,尤其是夏季环流、季风的进退和季节突变、低频振荡和遥相关场等<sup>[13,14]</sup>,是目前世界上模式性能较好的 AGCM 之一.

地面积雪量是模式的预报量,由积雪量平衡方程控制:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = P_s - s_m - E_s \tag{1}$$

式中  $S$  为地面积雪量,  $P_s$  为降雪率(当地面空气温度  $\leq 273.1\text{K}$  时为降雪),  $s_m$  为融雪率,  $E_s$  为地表升华率.土壤湿度的预报方程为

$$\frac{\partial S_M}{\partial t} = P_r + s_m - E_s - R \tag{2}$$

其中  $S_M$  定义为单位面积上的土壤柱中贮存的总液态水厚度,  $P_r$  为降雨量,  $E_s$  为地表蒸发量,  $R$  为径流量.土壤温度  $T_g$  由地表热量收支方程确定,即

$$\Gamma \frac{\partial T_g}{\partial t} = S_i - R_i - LE_s - H_s - Q_d \tag{3}$$

其中  $\Gamma$  为热容量,  $S_i$  为地表吸收的短波辐射,  $R_i$  为净向上的长波辐射,  $H_s$  为向上的

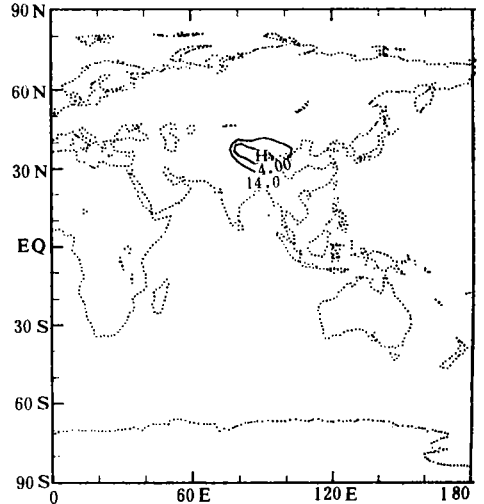


图1 青藏高原地面积雪量初始异常的分布(g/cm<sup>2</sup>)

感热通量,  $Q_d$  是向下的热传导通量.

公式的详细推导及计算见文献[15]. 由方程(1)–(3), 地面积雪量的变化影响地面反照率、土壤湿度和土壤温度的变化, 并通过地面向上的感热输送, 反射的短波辐射及地面水汽蒸发, 从而影响到整个陆气相互作用过程.

数值试验的初始场为模式积分所得第 24 个模式年 1 月 1 日 00 时的计算结果. 在初始地面积雪量分布的基础上, 使青藏高原地区 ( $34^{\circ}$ – $38^{\circ}$ N,  $75^{\circ}$ – $100^{\circ}$ E) 的积雪量加倍, 同时将青藏高原地区的积雪量外推一圈. 这种雪量异常设计方案, 相当于高原地区雪盖异常增厚, 面积扩大的情况. 初始积雪量异常分布如图 1 所示.

考虑到初始异常经 2–3 周即可调整到一平衡状态<sup>[16,17]</sup>, 雪盖异常每日 00 时强迫加入一次, 共加 15 天. 积雪异常的加入方法如下式所示:

$$\hat{S}'_t = \text{MAX}(S_t, S_0 + S_0') \quad (t = 1, 2, 3, \dots, 15 \text{ 天}) \quad (4)$$

式中  $\hat{S}'_t$  为强迫加入的积雪量,  $S_t$  为积分所得积雪量,  $S_0$  为初始积雪量,  $S_0'$  为初始积雪异常.

控制试验(CR)与雪盖加倍试验(DSC)都积分到 8 月 31 日, 取两次试验的 6、7 和 8 月的结果进行分析.

### 3 数值试验结果分析

#### 3.1 夏季 500hPa 高度场对青藏高原冬春季雪盖异常响应

图 2 是 6 月 500hPa 高度场控制试验(CR)、雪盖加倍试验(DSC)结果和二者的差异(DSC–CR), 后者可以看成是青藏高原冬春季雪盖异常所形成的扰动.

比较图 2(a)和 2(b), 我们可以看出, 由于青藏高原冬春季积雪量异常增大, 6 月 500hPa 洋中槽明显变强, 呈倒  $\Omega$  型的切断低压形势. 低压后部鄂霍次克海西岸高度场明显变高, 出现向东北方伸展的高压脊, 脊后的低压槽一直伸展到我国北方. 即高原冬春季多雪, 夏季东亚中高纬环流的经向度加大, 这与陈烈庭等<sup>[5]</sup>的结论一致. 青藏高原的高压系统主体强度变弱, 位置偏南偏东, 与实际资料的统计分析结果并不完全一致. 究其原因, 一是统计分析所定多雪年多依积雪日数, 人为因素较大; 另外, 如文献[7]所指出, 高原积雪日数的变化与亚欧大陆雪盖面积具有大体一致的年际变化趋势, 因此统计分析结果很可能包括亚欧大陆雪盖的影响.

从图 2(c)的扰动场分布来看, 西太平洋副高强度变弱, 与文献[7]的结论一致. 另外, 同其他大气对外源强迫的模拟试验一样, 本文的试验也表明, 大气对青藏高原冬春季雪盖异常出现明显的遥响应, 具有清楚的波列结构特征(图 2(c)).

7 月和 8 月(图略)的情况大体与 6 月类似, 都是高原地区和我国北方大部地区 500hPa 位势高度降低, 南方则增高. 只是西太平洋副高的变化不如 6 月显著, 波列结构也不如 6 月明显, 正负中心位置稍有偏移.

此外, 模拟所得雪盖异常强迫在冬半球引起的大气环流的变化大于夏半球. 陈烈庭等<sup>[5]</sup>在分析多雪年与少雪年越赤道气流的差别时, 曾指出青藏高原的异常雪盖对南半球

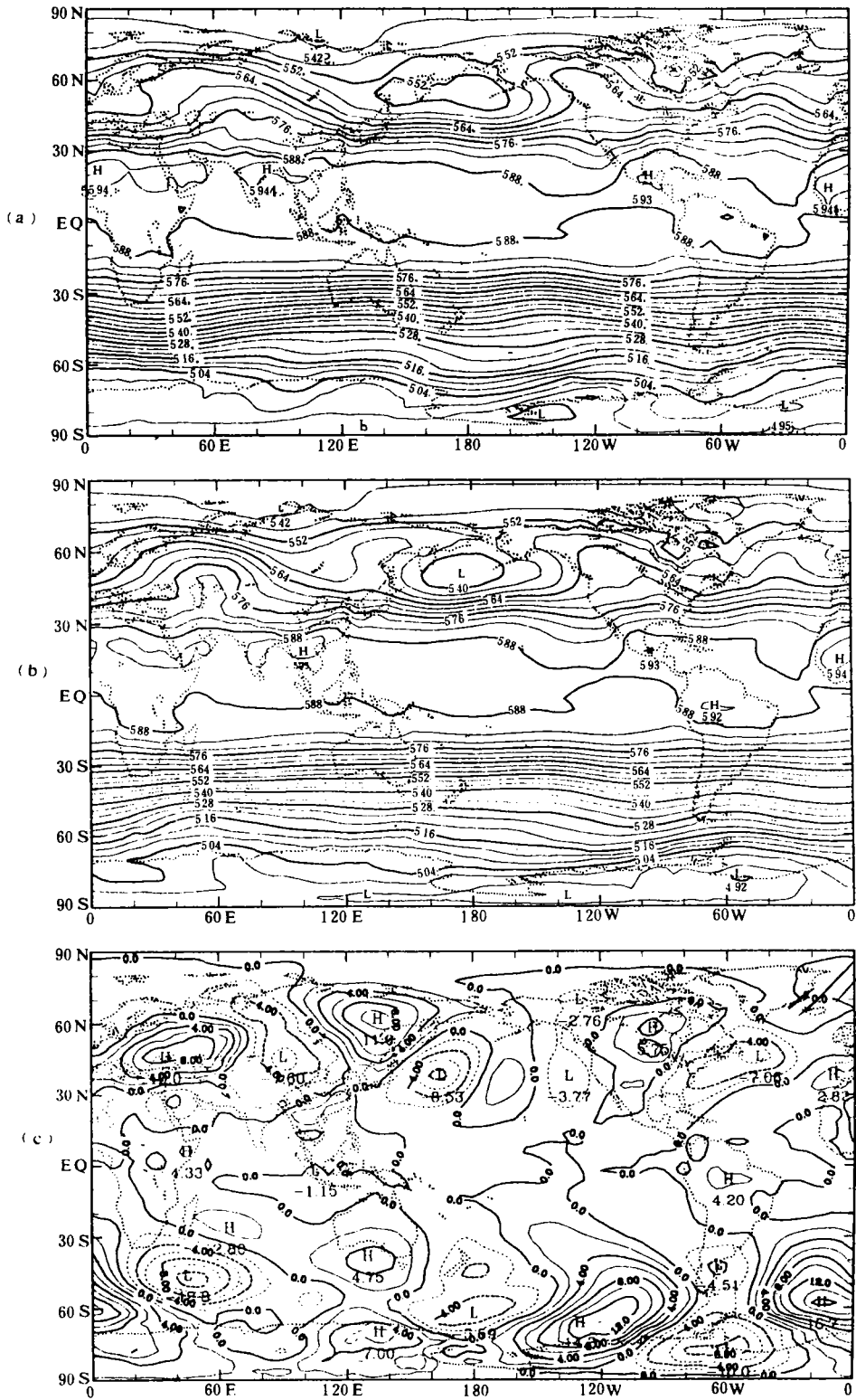


图2 6月500hPa位势高度场 (a)控制试验 (b)雪盖加倍试验 (c)扰动 (单位:10gpm)

的大气环流可能也有影响. 本文的工作表明, 南半球的响应亦具有显著的波列特征, 但是各月正负中心的位置及强度稍有差别.

### 3.2 夏季土壤温度对青藏高原冬春季雪盖异常的响应

图 3(a)、(b)和(c)分别为 6、7 和 8 月土壤温度异常分布图. 从图中可见, 由于青藏高原冬春季雪盖异常, 高原地区及我国长江以北大部地区夏季土壤温度都降低, 降温中心值达  $-10^{\circ}\text{C}$ . 而我国南方(长江流域以南)地区土壤温度则升高达  $8^{\circ}\text{C}$  以上.

由于青藏高原冬春季异常多雪, 且雪盖异常的持续性较强, 使得高原春季的增暖减缓, 夏季高原上空的热源也减弱, 从而造成青藏高原的高压系统强度变弱. 由模拟结果可知, 我

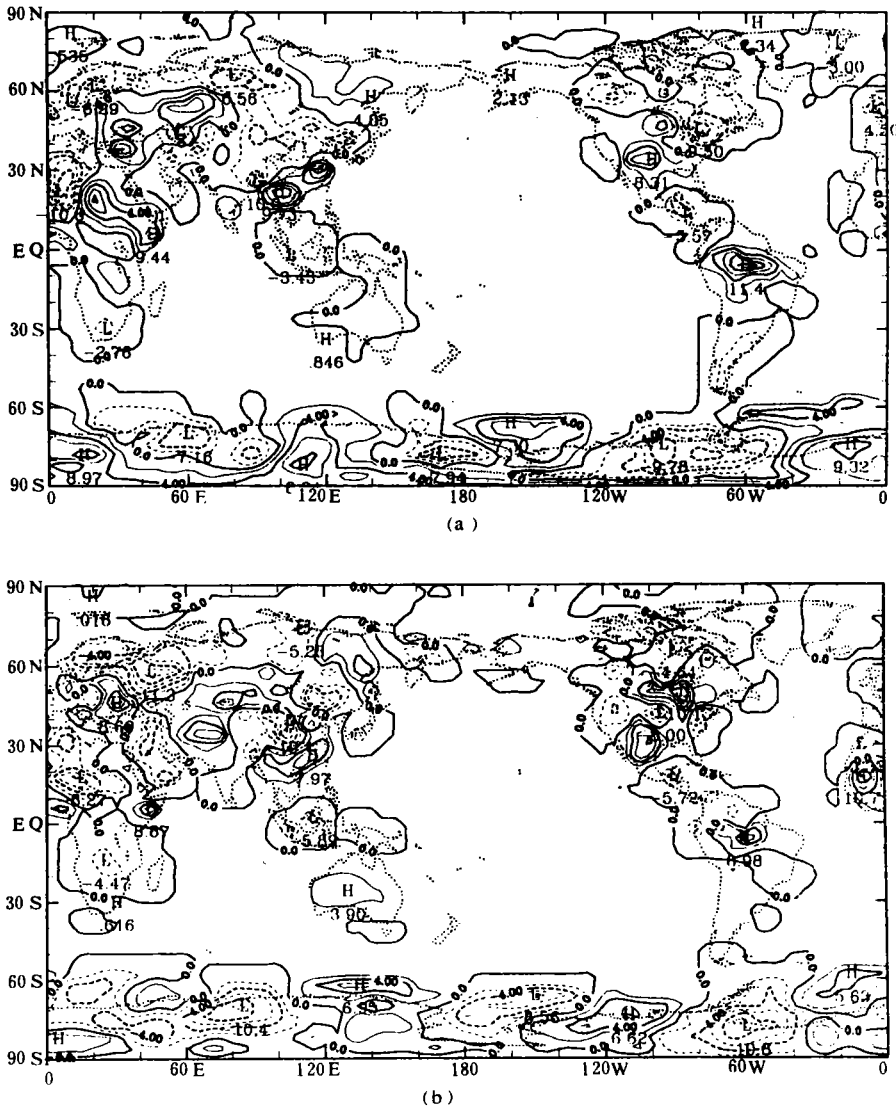
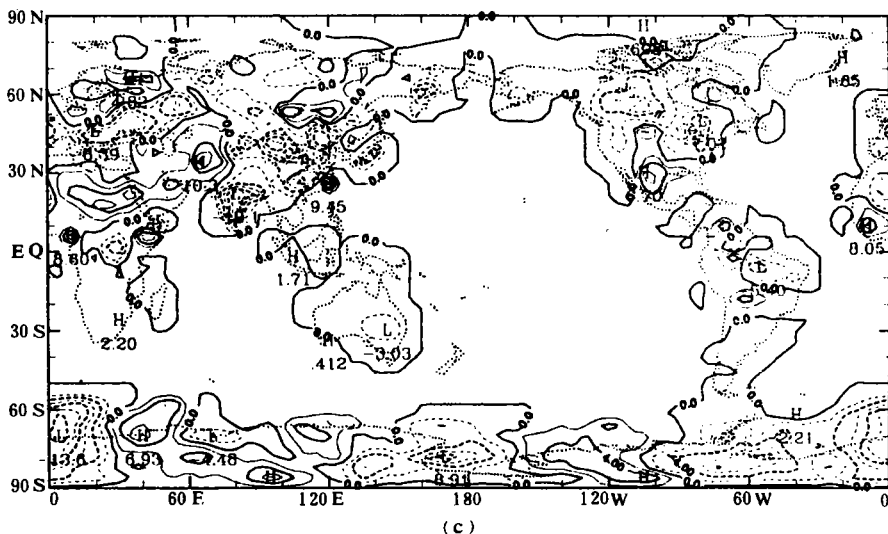


图 3 (a)6 月 (b)7 月和 (c)8 月土壤温度异常(DSC-CR)分布图(单位  $^{\circ}\text{C}$ )



续图 3

国南方土壤温度的升高是由于该地区受高压控制,晴朗少云,接受太阳辐射异常多造成的。

另需指出的是,由于本文只考虑青藏高原雪盖一个因子的作用,且该模式分辨率较粗,故模拟结果仅具有定性意义。

### 3.3 夏季降水对青藏高原冬春季雪盖异常的响应

图 4(a)、(b)和(c)分别是试验所得的 6 月、7 月和 8 月总降水量异常分布图。

由于青藏高原冬春季异常多雪,6 月青藏高原地区和长江以北大部地区降水增加,中心位于我国东北和蒙古东部,中心值达 2mm/d 以上. 而我国长江以南大部地区降水减少,其中长江中下游减少最多,中心值达 -4mm/d 以上。

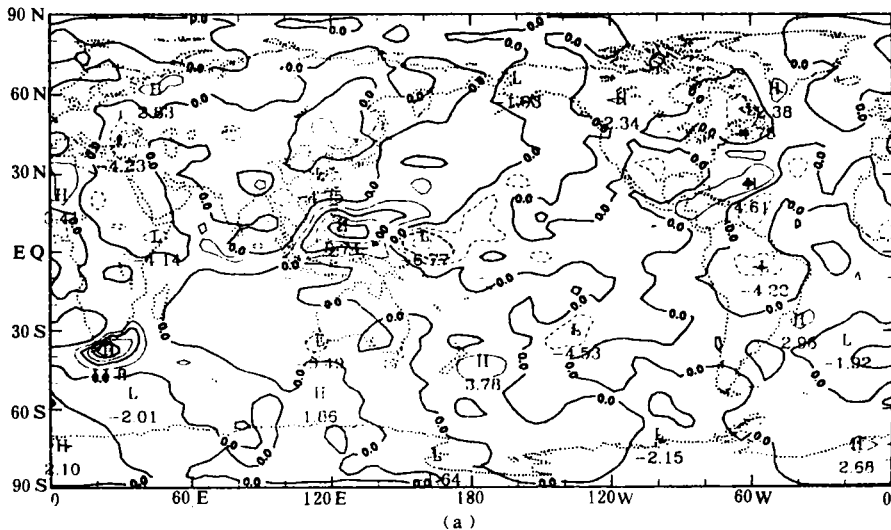
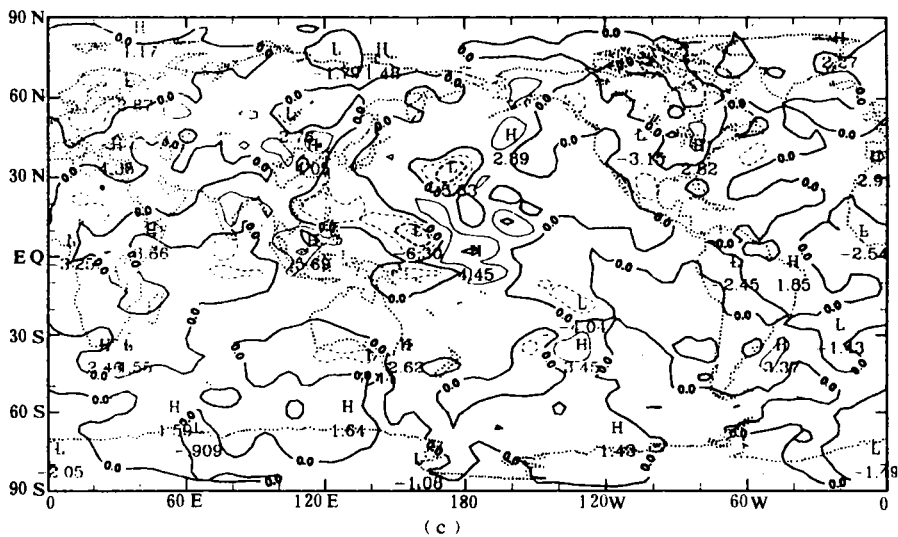
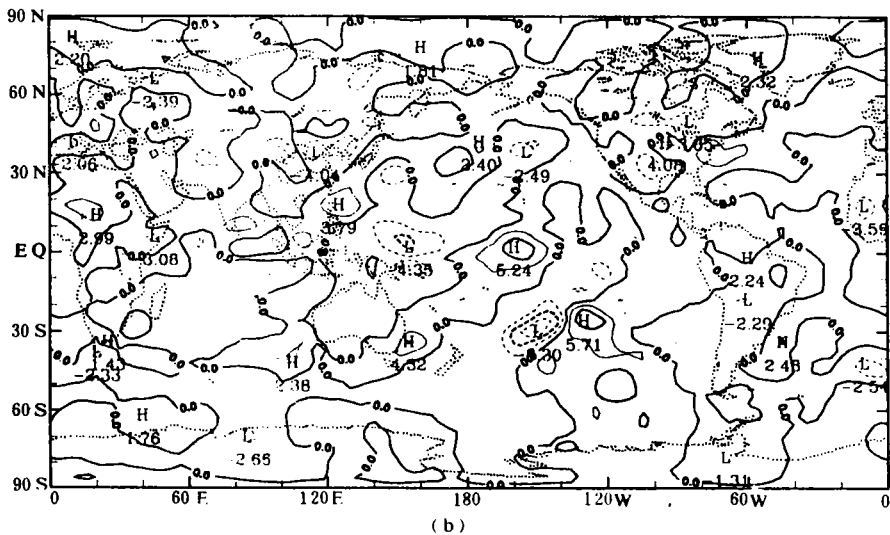


图 4 (a)6 月 (b)7 月和 (c)8 月总降水异常(DSC-CR)分布图(单位:mm/d)



续图 4

对比图 2 和图 4(a), 我们可以发现由于高原冬春季异常多雪, 夏季高压主体东移, 控制我国长江以南大部地区, 造成该地区的少雨。而贝加尔湖以东的脊后槽一直伸展到我国东北, 正是这种配置造成我国北方, 特别是东北地区的多雨。

7 月长江、黄河上游地区降水增加, 中心在黄河上游, 中心值达  $2\text{mm/d}$  以上。我国其他地区降水减少, 负距平中心位于华北地区, 达  $-4\text{mm/d}$ 。

8 月我国大部地区  $500\text{hPa}$  高度变低, 降水增加, 中心位于华北地区, 达  $4\text{mm/d}$ ; 只有东北和东南沿海地区高度场变高, 降水减少; 淮河流域地区降水也减少。

一些作者对青藏高原冬春季雪盖异常与我国南方某些地区夏季降水的关系进行了统计研究<sup>[5,8,9]</sup>, 但所得结论并不一致。本文所作模拟研究的结果表明, 夏季各月由于大气环流的流型异常形势不同, 相关关系也不一致。

## 4 小 结

本文利用 IAP 2-L AGCM 进行长时间积分,初步研究了青藏高原冬春季雪盖异常对东亚夏季(JJA)大气环流、加热场和降水场的影响.结果表明:

(1) 青藏高原冬春季雪盖异常对东亚夏季(JJA)大气环流、加热场和降水场的影响是较显著的,持续性也较强.

(2) 当高原冬春季雪盖异常增厚、范围扩大时,夏季(JJA)高原地区及我国北方 500hPa 位势高度降低,南方变高,西太平洋副高减弱.大气对雪盖异常的响应呈明显的波列特征.我国北方大部地区土壤温度降低,而南方土壤温度升高.降水异常分布形势并不完全一致,但与同期 500hPa 高度场异常分布形势有关.

本文是对青藏高原冬春季雪盖气候影响的物理机制的初步探讨,应进一步加强对其中包含的陆气相互作用物理过程的研究.另外,对南半球的影响机制也应引起足够重视.青藏高原冬春季雪盖的这种影响是否具有普遍性?要回答这个问题,还需多做一些个例的数值试验.此外,对这个问题的完整答案还应包括对高原冬春季雪盖负异常和亚欧大陆雪盖影响的研究.

**致谢:**在本文研究过程中,大气所李旭博士提供了程序和控制试验结果,特在此表示感谢!

## 参 考 文 献

- 1 Blanford H. F. On the connexion of the Himalaya snowfall and seasons of drought in India. *Proc. Roy. Soc.*, London, 1884, **37**: 3—22.
- 2 Ramage C. S. *Monsoon Meteorology*. Academic Press, 1971, 239pp.
- 3 Hahn D., Shukla J. An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian monsoon rainfall. *J. A. S.*, 1976, **33**: 2461—2462.
- 4 Dickson R. R. Eurasian snow cover versus Indian monsoon rainfall—An extension of the Hahn-Shukla results. *J. Clim. Appl. Met.*, 1984, **23**: 171—173.
- 5 陈烈庭, 阎志新. 青藏高原冬春季异常雪盖影响初夏季风的统计分析. 中长期水文气象预报文集(第二集). 北京: 水利电力出版社, 1981. 133—141.
- 6 郭其蕴, 叶维明, 王继琴, 等. 我国夏季风活动与青藏高原的热力作用. 中长期水文气象预报文集(第二集). 北京: 水利电力出版社, 1981. 109—116.
- 7 郭其蕴, 王继琴. 青藏高原的积雪及其对东亚季风的影响. *高原气象*, 1986, **5**: 116—123.
- 8 陈烈庭, 阎志新. 青藏高原冬春季积雪对大气环流和我国南方汛期降水的影响. 中长期水文气象预报文集(第一集). 北京: 水利电力出版社, 1979. 185—194.
- 9 叶愈源. 冬季亚欧大陆雪盖与湖南汛期降水. *高原气象*, 1986, **5**: 271—273.
- 10 Vernekar A. D. Response of a steady-state model for quasi-stationary perturbations to simulated anomalies at the Earth's surface. *J. A. S.*, 1981, **38**: 531—543.
- 11 Yeh Tucheng, Wetherald R. T. and Manabe S. A model study of the short-term climate and hydrologic effects of sudden snow cover removal. *M. W. R.*, 1983, **111**: 1013—1024.
- 12 Zhang Zhengqiu, Li Weiliang and Chen Longxun. Numerical experiments on the effect of Qinghai-Xizang Plateau



snow cover on summer monsoon formation. *Annual Report* 1991—1992, The Chinese Academy of Meteorological Sciences, 1992, 45—51.

- 13 曾庆存, 袁重光, 王万秋, 等. 跨季度气候距平数值预测试验. *大气科学*, 1990, 14: 10—25.
- 14 薛峰. IAP GCM 气候模拟的统计分析 with 模式效能研究. 中国科学院大气物理研究所博士论文, 1992, 173pp.
- 15 Zeng Qingcun, Zhang Xuehong, Liang Xinzhong, et al. Documentation of IAP two-level atmospheric general circulation model, DOE/ER/60314-H1, TRO44, Prepared for United States Department of Energy, 1989, Feb., 383pp.
- 16 梁信忠. IAP GCM 的设计及气候数值模拟. 中国科学院大气物理研究所博士论文, 1986, 195pp.
- 17 王绍武, 林本达, 等. 气候预测与模拟研究. 北京: 气象出版社, 1993. 346pp.

## NUMERICAL EXPERIMENTS ON THE EFFECTS OF QINGHAI-XIZANG PLATEAU SNOW COVER IN WINTER AND SPRING ON GENERAL CIRCULATION OVER EAST ASIA IN SUMMER

Lu Xianchi Luo Yong

(*Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871*)

### Abstract

Numerical experiments are conducted to study the influences of snow cover anomaly over Qinghai-Xizang Plateau in winter and spring on general circulation, ground heating field and precipitation over East Asia in summer using IAP 2-L AGCM. Preliminary results show that the effects are of strong persistence and the responses over East Asia in summer (JJA) are notable. When the Plateau snow cover in winter and spring is thicker in depth and larger in extent, 500 hPa geopotential height becomes lower over the regions from the Plateau to the northern China in summer, while higher in the southern China. The intensity of subtropical high over West Pacific is weaker. The responses of atmosphere to snow cover anomaly are of obvious characteristics of wave train. The ground temperature becomes lower over the areas of the northern part of China, while higher over the southern China. The distributions of monthly precipitation anomaly are not completely the same among summer months, which are closely related to the distribution of 500hPa geopotential height anomaly in the same period.

**Key words:** Qinghai-Xizang Plateau; Snow cover; Climate anomaly; Numerical experiment.