

1998年青藏高原春季地温异常对 长江中下游夏季暴雨影响的研究*

柏晶瑜 徐祥德

(中国气象科学研究院, 北京 100081)

提 要

文章探讨了长江中下游夏季暴雨前期青藏高原春季各层次地温的分布特征, 重点讨论了1998年夏季长江中下游暴雨前期春季高原的三维热力结构, 以及其三维热力结构与其它涝年的相似性, 尤其是1998年春季高原地温分布呈现出与其它涝年春季相似的特征; 数值模拟试验也证实了1998年春季青藏高原下垫面三维热力结构特征, 对长江中下游夏季降水存在着显著影响. 青藏高原春季地温在中部等大部分地区为负距平, 南部及东部边缘为正距平时, 长江中下游地区夏季多雨, 即青藏高原春季三维热力结构特征是导致长江中下游地区夏季降水偏多的重要原因之一.

关键词: 青藏高原 三维热力结构 长江中下游 暴雨

引 言

青藏高原是世界上面积最大、平均高度最高、地形也最复杂的高原. 作为世界上一块隆起的台地, 通过辐射、感热和潜热形成一个高耸入大气的热源. 大气的下边界物理属性, 如土壤的温度、湿度变化直接影响着地-气间的感热与潜热通量, 从而影响地球陆气间三维热力结构的变化. 叶笃正等对青藏高原上发生的物理过程及其对全球(特别是东亚)大气环流的影响作了系统研究, 发现夏季高原大气热源的物理特性, 从理论上论证了高原动力和热力作用对平均环流形成, 以及它对季风季节变化和对我国夏季旱涝的影响.

青藏高原是一个扰动源^[1], 影响着我国东部的大范围暴雨、雷暴等恶劣天气. 根据1961~1978年的统计, 青藏高原春夏季热状况与盛夏西太平洋副高脊线位置有很好的对应关系. 当高原地面温度为正距平时, 该年盛夏西太平洋高压脊线偏北偏西; 为负距平时, 高压脊线偏南偏东. 青藏高原的热状况与太平洋高压的关系是通过高原加热强迫激起的東西环流联系起来的. 也就是在盛夏期间, 西太平洋高压的活动主要受东西环流的制约, 即主要受高原热状况的影响. 另外, 夏季青藏高原加热场激起的纬向垂直环流, 对太平洋高压的强度和进退有很大的影响, 特别是盛夏期间, 平均西风减小, 高原热力纬向垂直环流的尺度变短, 其补偿下沉支西移, 能使西太平洋副高脊线伸至东亚大陆, 形成长江流域

* 本文得到攀登项目“青藏高原地-气系统物理过程观测和理论研究”与“我国重大气候和天气灾害的形成机理及预测理论研究”课题的共同资助.

1999-05-04 收到, 1999-06-12 收到修改稿.

的伏旱期。因此, 与高原热状况相关的下垫面热力结构可能会影响到大气环流系统。

第一次青藏高原科学试验后, 气象学家们对夏季青藏高原热源各个分量的时频响应特征及其高度场对热源扰动的涉后响应现象做了讨论, 发现高原场对地表与土壤中热交换有一个时间长达 41 天的特征响应周期, 其响应滞后时间约为 20 天, 这一结果在一定程度上说明了青藏高原陆面过程对长期天气预报的重要性。土壤作为一个天气变化的能量调节器, 它的能量储放可以对长期天气变化产生重要影响^[2]。汤懋苍等曾分析了土壤温度与降水的关系, 发现土壤深层(0.8~ 3.2 m)的温度与同一地区或邻近地区后期降水有显著的统计相关性。

对青藏高原地温的区域气候特征及其与长江中下游夏季旱涝关系的分析表明, 高原地区比中国其它区域地温分布气候特征更显著; 冬春季高原地区地温与长江中下游夏季降水存在显著的相关关系, 且某些地区旱涝反位相特征亦明显, 该地区可称为长江中下游旱涝的高原地温强信号区; 高原地区下垫面亦存在旱涝地温表层—深层三维结构差异。

本文在这些研究工作的基础上, 着重分析了 1998 年春季青藏高原各层地温的分布情况, 比较了春季青藏高原地区的三维热力结构与长江中下游旱涝年的关系, 并模拟了 1998 年春季高原地温的情况, 通过数值试验, 来考察高原三维热力结构异常对长江中下游夏季降水的影响。

1 资料及客观分析方法

1.1 资料

本文所用到的资料为地温(国家气象中心气候资料室提供)、降水、气温及北半球 500 hPa 高度场(国家气候中心预测室提供)资料。

地温资料分为 9 个层次: 0、5、10、15、20、40、80、160 cm 及 320 cm, 其序列为 1961~ 1995 年全国范围资料, 1997 年 11 月~ 1998 年 5 月青藏高原及周边地区 95 个站的资料。

降水及气温为全国 160 个站点资料、北半球 500hPa 高度场($10^{\circ} \times 5^{\circ}$)资料, 其时间序列均为 1951~ 1998 年。

1.2 客观分析方法

资料的客观分析使用了 Cressman 逐步订正法^[3], 拉格朗日插值法^[4]。使用 Cressman 插值方法, 将各层地温的站点资料插值到 $75.9^{\circ} \sim 137.7^{\circ}E$, $20.9^{\circ} \sim 51.6^{\circ}N$ 范围内的 CCM3 模式所需要的经纬网格上(经向为高斯格点, 纬向间隔为 2.8125°); 使用拉格朗日插值方法获取模式层(50、110、230 cm)所需的地温资料。

2 1998 年春季青藏高原地温动力学分析

我们计算了长江中下游旱涝前期春季中国区域地温异常的方差。结果表明, 长江中下游旱涝前期春季中国区域地温异常的高方差数值分布于高原及其周边东部地区, 旱涝年方差特征十分类似, 与中国其它区域相比, 高原地区地温距平的显著高方差分布特征表

明,高原下垫面地温因素可能对长江中下游旱涝存在显著的强信号相关特征.

本文分析了长江中下游夏季旱涝前期春季青藏高原地区 0、40 cm 和 160 cm 3 个层次的地温距平场. 我们发现: 长江中下游地区旱涝年前期春季各层地温分布呈反位相的分布特征. 在研究中, 我们选取了长江中下游地区旱年为 1961、1966、1967、1978 年和 1985 年, 涝年为 1969、1980、1983、1991 年和 1993 年, 还比较了 1998 年和长江中下游地区所选取的旱年及涝年春季青藏高原地区各层次地温平均距平的分布情况.

0 cm 地温, 涝年高原中部、北部等大部分地区为负距平, 南部及东部边缘为正距平; 旱年高原绝大部分地区为正距平, 只在东南部出现负距平; 1998 年高原北部、中部大部分地区为负距平, 高原的中部偏东部分地区、南部及东部边缘为正距平, 与涝年的状况相似, 与旱年相反(图略).

40 cm 地温, 涝年高原中部等大部分地区为负距平, 高原西部出现了正距平, 南部及东部边缘仍为正距平; 旱年高原绝大部分地区为正距平, 南部及东南部为负距平; 1998 年高原中部等大部分地区为负距平, 高原西部也出现了正距平, 南部正距平范围扩大, 与涝年的状况相似, 与旱年相反(如图 1 所示).

160 cm 地温, 涝年高原中部等大部分地区为负距平, 高原西部、南部正距平范围扩大, 东部边缘仍为正距平; 旱年高原大部分地区为正距平, 南部及东南部负距平范围有所扩大; 1998 年高原中部等大部分地区为负距平, 南部和西部的正距平范围扩大, 与涝年的状况相似, 与旱年相反(图略).

总之, 随着层次的深入, 旱涝年前期春季地温距平分布呈反位相的分布特征, 1998 年与涝年的主要情况是一致的, 即浅层、深层均为中部区域负距平, 南部为正距平, 而与旱年的地温状况刚好相反. 也就是说 1998 年春季, 在浅层, 高原中部、北部等大部分地区为负距平, 南部及东部边缘为正距平;

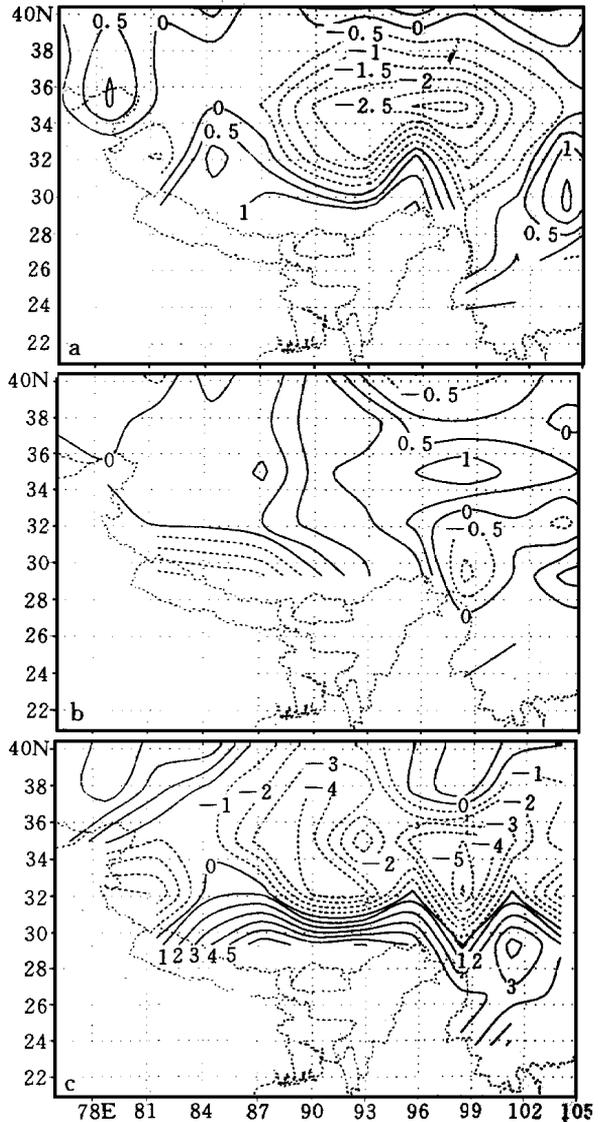


图 1 长江中下游地区旱、涝年前期春季青藏高原 40 cm 地温距平分布 (a)涝年 (b)旱年 (c)1998 年

随着层次的深入, 负距平范围缩小, 高原西部也出现了正距平, 而且西部、南部正距平范围有所扩大.

0、40、160 cm 等层次 1998 年与 1991 年(图略) 高原地区春季地温距平分布很相似, 而 1991 年夏季长江中下游地区也出现了降水偏多的情况.

图 2 为长江中下游旱涝年前期春季及 1998 年春季高原地区 40 cm 地温距平沿纬向(32°N)和经向(90°E)变化图, 由图2可以看到, 高原地区春季地温旱涝距平反位相特征

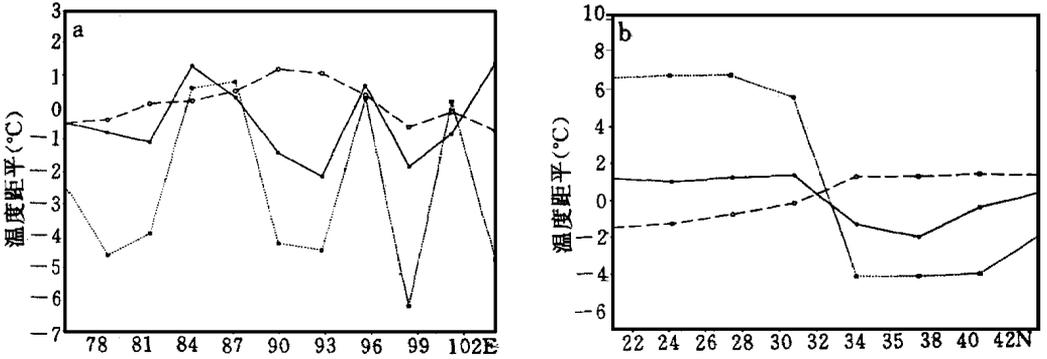


图 2 1998 年春季与长江中下游旱涝年前期春季青藏高原地区 40 cm 地温沿经、纬向的变化 (a) 纬向(32°N) (b) 经向(90°E) (● 涝年; ○ 旱年; ■ 1998 年)

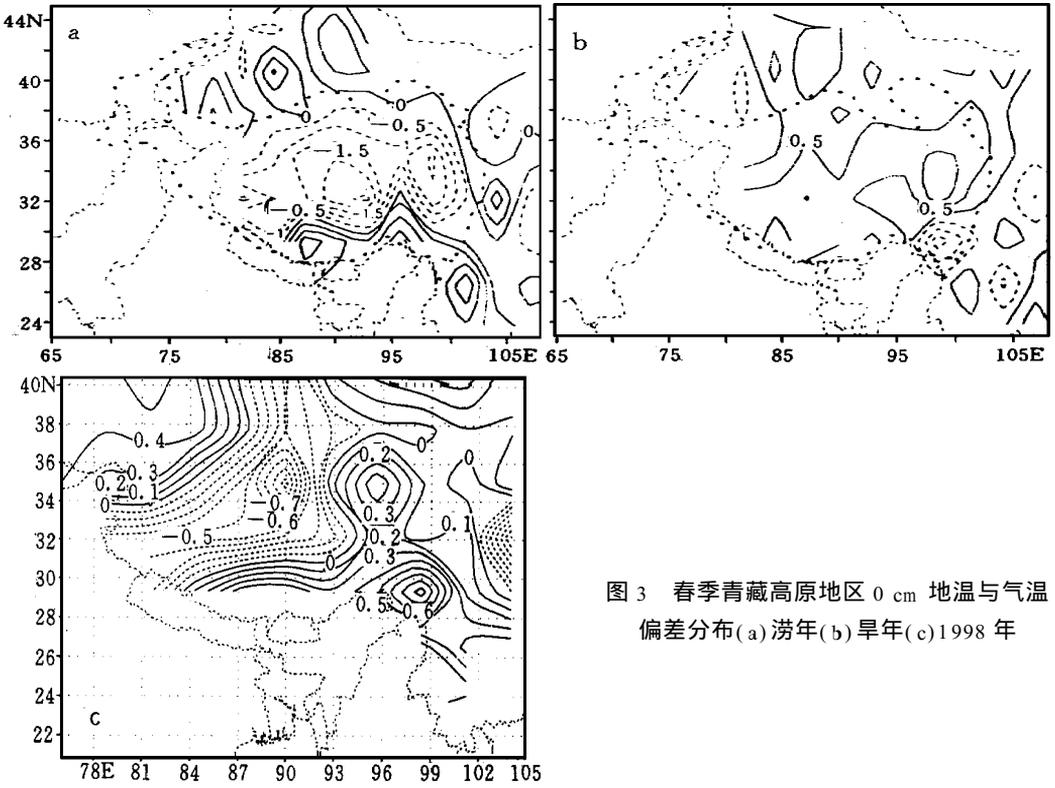


图 3 春季青藏高原地区 0 cm 地温与气温偏差分布(a) 涝年(b) 旱年(c) 1998 年

显著,并且,高原地区地温南北向变化较东西向变化旱涝年距平反位相波动振幅更为明显.由1998年春季高原地区地温距平纬向(32°N)和经向(90°E)变化可以看到,1998年青藏高原地温距平也为经向(90°E)上南高北低,纬向(32°N)东西高中间低的位相特征,而且南北向比东西向变化振幅大,1998年地温的经向、纬向变化均较涝年的平均振幅大.

图3为青藏高原地区春季0 cm地温与该地区气温偏差场.由图可以看到,1998年青藏高原中西部为负值,高原南部为正值;这与涝年高原中西部及南部的情况是一致的,而与旱年中西部及南部的分布情况刚好位相相反.青藏高原地区0 cm地温与该地区气温偏差场说明,高原地表与空气之间有热量交换,地温的异常对气温造成了影响,从而影响其下游的夏季降水.

3 数值试验

3.1 模式简介

本文所使用的模式是NCAR的CCM3气候模式.关于CCM3的原理部分可看模式文档说明^[5].数值模拟加进了陆面模式(Land Surface Model即LSM),LSM是Bonan^[6]发展起来的,是描述大气和陆地间的动量、能量和水汽、 CO_2 交换的一维模式,模式包括1层冠层和6层土壤,这6层土壤分别为5、20、50、110、230 cm和470 cm.

LSM与大气模式相耦合,考虑了地气之间的相互作用和能量的相互反馈,即在每一个时间步长,LSM给大气模式提供了地表反照率、向上的长波辐射、感热输送、水汽能量和地表应力,大气模式给LSM提供入射的太阳辐射、长波辐射、对流和大尺度降水以及模式最低层的温度、风速、比湿、气压和高度.同时还包括不同系统中的变化,如大气、水文、生态系统,因此LSM是较复杂的模式.

3.2 数值试验

本文通过统计分析,揭示了长江中下游1998年暴雨前期春季青藏高原下垫面三维热力结构与其它涝年前期春季相似性.为了进一步证实春季青藏高原下垫面三维热力结构异常对长江中下游区域性降水偏多的影响,本文采用CCM3气候模式对高原下垫面热力异常的影响进行数值模拟,并考虑高原垂直结构特点对长江中下游地区降水的影响.

分析模式中长江中下游地区旱涝年前期春季青藏高原土壤各层实际地温距平的分布特征,可以发现5、20、50、110、230 cm这5层地温中,土壤浅层5~20 cm青藏高原地区距平分布,涝年特征为北部及中部大部分地区为负距平,西南、东南为负距平,中南部为正距平,土壤深层110~230 cm地温距平演变成西南、中南、东南为正距平,中北部则为大范围的负距平,旱涝年地温距平分布反位相.1998年春季地温距平分布特征和前面提到的涝年情况相似,土壤浅层5~20 cm北部及中部大部分地区为负距平,西南、东南为负距平区,中南部为正距平,土壤深层110~230 cm演变成西南、南、东南为正距平,中北部则为大范围的负距平(图略).由于土壤温度影响的滞后效应,在作敏感性试验时470 cm地温使用的是气候平均值.

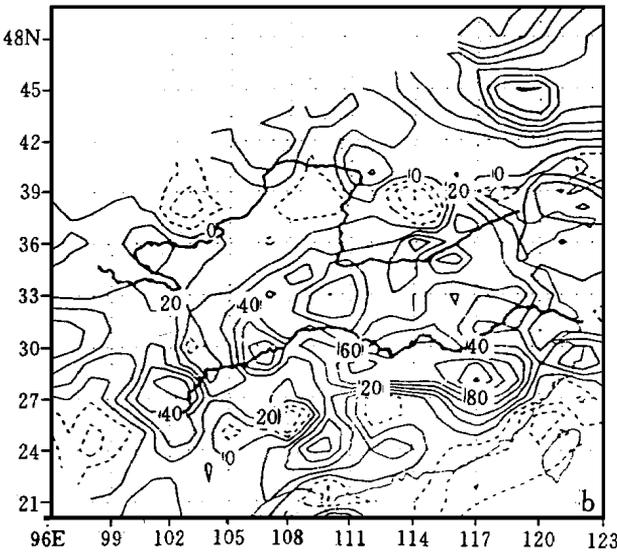
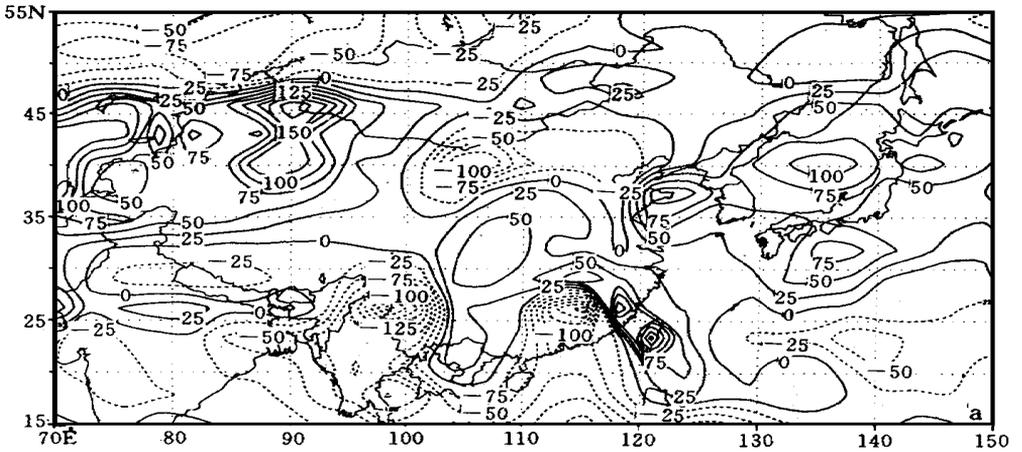


图 4 夏季降水距平百分率(%)
 (a)敏感性试验与控制试验偏差场
 (b)1998 年实际情况

根据上述诊断分析得到的 1998 年暴雨前期春季高原地区各层次地温距平分布型, 引入到模式中构成地温异常, 并求得地温异常敏感性试验与控制试验模拟夏季降水量的偏差场(在控制试验及敏感性试验中所用的海温资料均为月平均的气候平均值)。

(1) 控制试验 模式下垫面边界土壤温度用气候平均值, 积分从 9 月 1 日开始至第二年 8 月 31 日, 获取气候模式计算结果, 作为控制试验背景场。

(2) 敏感性试验 在 3 月份土壤温度的气候平均场上加入 1998 年春季高原地区的三维地温距平, 即各层地温(5、20、50、110、230 cm)均加入 1998 年春季青藏高原地区的实际地温距平分布型, 作为高原的陆面热力强迫, 将模式从 3 月积分到 8 月。

我们求取了敏感性试验降水距平百分率(降水距平百分率= (敏感性试验降水量- 控制试验降水量)/控制试验降水量× 100%), 图 4a 为敏感性试验求得的夏季降水距平百分率图, 可以发现, 1998 年春季高原地区的实际地温距平分布型加入气候模式后, 与 1998

年夏季实际降水距平百分率图(图 4b) 相比较可以看到, 该敏感性试验, 模拟出了中国长江中下游地区夏季降水偏多的形势, 还模拟出了中国东北部分地区降水偏多的情况, 以及黄河流域部分地区、华南部分地区降水偏少的情况, 但对于福建、台湾降水的模拟结果却与实际情况有所差异. 模拟结果表明 1998 年春季青藏高原三维热力结构异常对于中国长江中下游地区夏季降水具有十分显著的影响, 即 1998 年春季高原三维热力结构异常是导致中国长江中下游地区夏季洪涝的重要原因之一.

另外, 由敏感性试验和控制试验得到的夏季 850hPa 流场的偏差场(如图 5) 可以看到, 长江中下游地区的西南气流与北方的冷空气相交汇, 形成有利于这一地区降水偏多的流型, 从而使这一地区降水偏多.

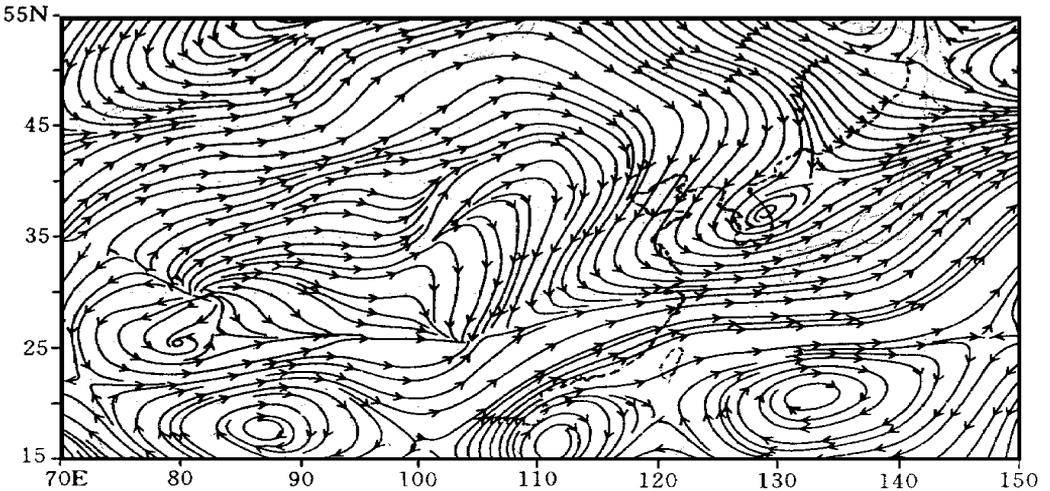


图 5 夏季 850hPa 流场(敏感性试验与控制试验偏差场)

4 结 论

(1) 通过对 1998 年春季高原实际地温特征的模拟试验, 进一步证实了春季青藏高原下垫面三维热力结构异常对长江中下游夏季降水的影响;

(2) 分析结果表明, 1998 年青藏高原春季地温距平分布与长江中下游地区涝年前期春季地温距平分布相似(如 1991 年春季), 与旱年前期春季地温距平分布情况相反;

(3) 1998 年春季高原地温距平分布情况有如下特征: 北部及中部大部分地区为负距平, 南部为正距平, 随着层次的深入, 高原西部亦出现正距平; 经向(90°E)有南高北低, 纬向(32°N)有东西高中间低的位相特征, 而且南北向变化比东西向变化振幅大;

(4) 数值模拟结果亦表明, 1998 年春季青藏高原陆面三维热力结构异常是造成长江中下游夏季洪涝的重要原因之一.

参 考 文 献

- 1 乔全明, 张雅高. 青藏高原天气学. 北京: 气象出版社, 1994. 33~ 34, 95~ 101, 247~ 248.

- 2 戴加洗. 青藏高原气候. 北京: 气象出版社, 1990. 142~ 158.
- 3 廖洞贤, 王两铭. 数值天气预报原理及其应用. 北京: 气象出版社, 1986. 358~ 361.
- 4 数学手册编写组. 数学手册. 北京: 高等教育出版社, 1979. 892~ 893.
- 5 Thomas L A, Lawrence E B, James M R, et al. User's Guide to NCAR CCM3. NCAR Technical Note, NCAR/TN-421+ 1A, National Center for Atmospheric Research. Boulder, Colorado, 1996.
- 6 Bonan G B. A Land Surface Model (LSM version 1.0) for Ecological Hydrological and Atmospheric Studies: Technical Description and User's Guide. NCAR Technical Note, NCAR/TN-417+ STR. National Center for Atmospheric Research. Boulder, Colorado, 1996. 150.

THE INFLUENCE OF SOIL TEMPERATURE ABNORMALITY OVER THE TIBETAN PLATEAU IN SPRING ON SUMMER FLOODING OF THE MID AND LOWER REACHES OF THE CHANGJIANG RIVER IN 1998

Bai Jingyu Xu Xiangde

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

Abstract

The relationship was investigated between the torrential rain in the mid and lower reaches of the Changjiang River in summer 1998 and the thermal abnormality of the Tibetan Plateau in spring 1998. The statistics show that the 3-D thermal structure of 1998 with positive abnormality in the southern part and negative abnormality in the northern part is just like that of 1991 and 1993 which are flood years. Meanwhile, the sensitivity experiment also verified that the 3-D thermal abnormality of the Tibetan Plateau in spring was the one of key consequences of the subsequent summer precipitation abnormality in 1998.

Key words: The Tibetan Plateau 3-D thermal structure The mid and lower reaches of the Changjiang River Torrential rain