

中国气象局‘八五’重点课题

A Key Research Project in China Meteorological Administration During 1991~1995

——中国西北地区干旱气候的成因、预测和对策研究

Research on Cause of Formation, Prediction and Countermeasure of Arid Climate

中国西北干旱气候研究

The Research of Drought Climate in Northwest China

主 编：孙 国 武

副主编：罗哲贤 李兆元 桑修诚
 吴永森 许朝斋

Edited by Sun Guowu, Luo Zhexian, Li Zhaoyuan,

Sang Xiucheng, Wu Yongsen, Xu Chaozhai

气象出版社

China Meteorological Press

内容简介

本书是中国气象局“八五”重点课题——中国西北地区干旱气候的成因、预测和对策研究的部分重要论文汇编，内容包括西北地区近千年历史气候演变规律研究、西北地区近百年来干旱气候特征分析、数理统计方法在西北地区干旱气候研究中的应用和改进、西北地区本世纪以来严重干旱过程的成因探讨、西北地区干旱气候形成问题的数值研究、西北地区局地气候特征和大气运动可预报性研究、西北地区干旱气候预测因子的诊断分析、西北地区干旱气候资源的研究等九个方面，较为系统地总结了西北干旱气候研究的最新成果。

该书适合于气象科研人员和气象大专院校师生阅读参考。

图书在版编目(CIP)数据

中国西北干旱气候研究 / 孙国武主编. —北京: 气象出版社, 1996. 11

ISBN 7-5029-2236-9

I. 中… II. 孙… III. 干燥气候-研究-中国-西北地区 IV. P462.3

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (96)第 21241 号

中国西北干旱气候研究

主编 孙国武

副主编 罗哲贤 李兆元 桑修诚
吴永森 许朝斋

责任编辑 成秀虎 终审 周诗健

封面设计 田春耕 责任技编 刘祥玉 责任校对 徐 明

*

气象出版社 出版发行

(北京海淀白石桥路 46号 邮编 100081)

北京王史山胶印厂印刷

开本: 787×1092 1/16 印张: 24.625 字数: 630.4 千字

1997 年 1 月第一版 1997 年 1 月第一次印刷

印数: 1—500 定价: 45.00 元

ISBN 7-5029-2236-9/P·0820

序一

我国是世界上主要干旱国家之一，干旱、半干旱面积占国土面积的二分之一，大部分集中在我国西北地区。西北地区的干旱、半干旱面积占总面积的 80% 以上。

早在“七五”期间，我曾向西北各省（区）气象局的同志们提出有关干旱气候研究和 service 的一些问题，希望他们加强协作，立足西北，面向全国，从实际出发，以应用研究为主，长远规划和近期计划相结合。这些问题是：分析历史和近代的干旱气候演变规律及其所受人类活动的影响；诊断历史上出现过的严重干旱年和湿润年的环流背景以及中纬度干旱与热带干旱的差异；研究干旱、半干旱区大气环流的异常特征及其与全球大气环流的联系；探讨干旱与沙漠化的联系和下垫面对干旱气候的影响以及干旱、半干旱地区水分平衡、水循环的机制以及开展力所能及的干旱气候数值模拟和干旱气候形成理论等研究。

我高兴地看到事隔不久，在“八五”期间中国气象局即对西北地区干旱气候问题立项研究，课题题目为“中国西北地区干旱气候成因、预测和对策研究”。这本论文集便是这项研究的部分论文的汇编。

这是一本比较系统、有针对性且结合实际的文集，具有鲜明的地方特色和一定的理论基础。内容包含了以下 9 个方面：(1) 西北干旱问题大气环流异常的波列结构；(2) 西北干旱与世界其他地区干旱的联系和差异；(3) 极冰、地震、印度洋海温与西北干旱的诊断分析；(4) 西北干旱气候成因的数值试验研究（包括植被覆盖度、CO₂ 浓度变化和青藏高原地形等对西北干旱气候的影响）；(5) 西北干旱气候资源（风、水、热等）的利用和气候变化对热量资源的影响等；(6) 西北干旱历史的和现代的演变特征；(7) 西北干旱灾害对粮食和经济作物影响的评估；(8) 西北干旱预测技术；(9) 西北干旱气候资料系统。

这本文集的出版为西北干旱气候的研究打下了一个非常好的基础。我希望这是一个新起点，好开端，有助于推动和促进对西北干旱气候的深入研究。我也希望西北地区的同志，很好地利用这些研究成果，更好地开展干旱气候服务工作。我还希望在我们这个幅员辽阔，气候差异悬殊的国家，能在区域气候的研究方面蒸蒸日上。

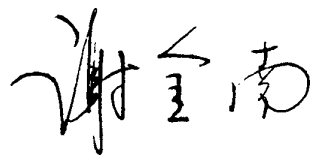
陶詩言

1996 年 8 月 30 日

序二

我国西北地区与青藏高原相连，面积接近全国总面积的三分之一，且位于亚欧大陆腹地，高山环绕，海洋上的暖湿气流受阻而难以直接到达，是我国也是世界最严重的干旱区之一。这里的地理特征和下垫面作用，可能会对全球变化有相当影响；这里的矿产、能源和气候资源丰富，是开发石油、煤炭和稀有金属以及建设有特色的农牧业的重要地区。因此，无论是从科学还是从经济学角度看，西北地区干旱气候的研究都具有十分重要的意义。

“八五”期间在中国气象局的领导下，西北各省区气象局和南京气象学院共同承担“中国西北地区干旱气候成因、预测和对策研究”重点课题。在三年多时间里，由于各单位团结协作，相互学习，相互支持，相互帮助；课题组老专家以身作则，带头苦干，对年轻同志具体的传、帮、带；年轻科技人员事业心强，虚心学，踏实干；中国气象局科教司和各单位领导的重视以及科教处加强科学管理，所以取得了一批具有西北地区地方特色和针对西北地区服务需要以及有一定理论基础的研究成果，而且运用这些科研成果，在1995年西北地区出现的50年一遇的大旱过程的气象服务中，发挥了一定作用。本文集是这个课题部分研究论文的汇编，内容涉及干旱气候的观测事实研究；干旱气候的动力诊断研究；干旱气候的数值试验研究；干旱气候的预测方法研究；干旱气候资源利用研究；干旱气候资料系统研究等方面。任何一项科学研究课题，除了出成果，还要出人才。我高兴地看到，这个课题从一开始就特别重视培养年轻科研人才，采取了个别指导，集体会战，专题讲座，学术交流等多种方式以及把年轻人推到科研第一线，给任务，给机会，给条件，促进他们的成长、提高和进步。据统计，参加这个课题的青年科技人员，已有十余名晋升高级职称。在目前经济大潮的冲击下，有这样一批年轻科学工作者在老专家的带领下，仍默默地在科研领域里辛勤耕耘，这种奉献精神是难能可贵的，也是应该大力提倡和赞扬的。干旱气候研究任重道远。干旱气候研究的主要任务是预测干旱气候的变化，实际上是围绕着平衡状态的扰动，预测平衡状态的偏差和距平，这涉及到大气自身的变化和海洋、冰雪覆盖、陆地表面、地球上生物分布以及太阳辐射等一系列复杂的系统本身、系统间的物理过程。但无论如何，科学研究是一个逐步积累的过程，这个课题的研究和这本文集的出版将为干旱气候研究打下一个好基础，创造一个好前提。



1996年8月30日

前 言

众所周知，气候问题是一项具有重要社会经济意义的科学问题。因为气候变化与经济建设、社会发展和人类生存有着紧密的联系。而干旱气候，是我国也是世界最主要的气候灾害，其特征是持续时间长 发生频率高 危害程度重。

干旱问题是世界性问题，干旱气候及其对社会、经济影响的研究一直为世界各国科学家所关注。我国是世界上主要干旱国家之一，干旱、半干旱面积占国土面积的二分之一，大部分集中在我国西北、华北和东北部分地区。西北地区的干旱、半干旱面积占总面积的 80% 以上。

气候干旱、水资源少是西北地区工、农、牧业发展的主要障碍，但该区矿产、能源和气候（光、热、风）资源丰富，是开发石油、煤炭和稀有金属，建设有特色的农牧业的重要地区。

因此，西北地区干旱气候对工农业生产“害”、“利”同存的情况下，中国西北地区干旱气候成因、预测和对策研究被列为中国气象局“八五”重点课题，对西北地区改革开放、经济发展和防灾减灾有着重要的现实意义。

本课题由甘肃省气象局主持，西北各省（区）气象局和南京气象学院参加。主要遵循科研与业务结合，研究与服务并重的原则，针对我国西北地区干旱气候成因、预测和对策进行研究和服。在服务上，面向改革开放，面向市场经济，不断开拓服务新领域，为西北地区经济建设服务；在研究上，立足西北，从实际出发，不断创新，注意当前世界干旱气候研究的前沿课题，重点培养青年科研人才。

本研究设立了 7 个分课题：

1. 西北干旱资料系统的研究（宁夏回族自治区气象局主持）。
2. 西北干旱气候资源研究（新疆维吾尔自治区气象局主持）。
3. 西北干旱气候演变规律研究（陕西省气象局主持）。
4. 西北干旱的大气环流三维结构研究（甘肃省气象局主持）。
5. 影响西北干旱气候形成的物理因子及其数值试验研究（甘肃省气象局主持）。
6. 西北地区区域气候形成的数值试验研究（南京气象学院主持）。
7. 西北干旱气候预测研究（青海省气象局主持）。

本研究在以下 13 个方面取得了明显的进展，具有地方性、创新性和实用性。

（1）西北干旱气候与世界上其他地区干旱气候的联系和差异及干旱气候形成期间亚非大陆大气环流异常的低频遥相关波列结构，地震迁移与干旱扩展、大气圈与岩石圈相互联系方面。

（2）大尺度海气相互作用与西北干旱气候变化，特别是热带大西洋海温、印度洋海温及该二海区上空大气的滞后响应所引起的大气环流各成员如马斯克林高压、越赤道气流和印度季风与西北地区降水的联系方面。

（3）根据历史文献资料重建西安地区近千年（990—1990 年）旱涝等级序列资料，并根据陕北长城沿线树木年轮，重建陕北地区近 500 年（1515—1990 年）降水量资料以及以西北 5 省（区）13 个站点的旱涝等级值为基础，综合分析、计算而得到的西北地区 520 年（1470—1990 年）旱涝等级资料方面。

（4）西北地区近 1000 年、500 年旱涝等级和 100 年来年、月降水量的演变事实，包括西北区和分区的趋势、跃变、周期、阶段性等特征和这些特征的局地性（其变化仅限于西北地区）和

非局地性（其变化与亚非大陆一致）方面。

（5）以观测事实（统计事实和天气学事实）和实况演变为基础的西北地区干旱气候形成因子的数值试验研究，尤以青藏高原上空大气环流异常，西北地区地表反照率异常和印度洋海温异常对西北干旱的形成和演变以及青藏高原热源变化对黄河上游径流量的影响方面。

（6）二氧化碳浓度渐增（而不是倍增）对西北气候的影响和二氧化碳浓度变化对西北地区热量资源影响的细致结果（如二氧化碳浓度倍增将会使 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 积温 4000 度的等值线向北推移一个纬度）方面。

（7）植被覆盖度对局地气候的影响，包括用数值结果证实颜宏和 Anthes 的二维结果在三维条件仍然成立以及植被覆盖度的渐变，下垫面非均一性激发的垂直气流所显示出的流型特征方面。

（8）定量计算西北地区降水量的可预报时效，并与中国东部及北美干旱区进行比较，以及大气低频系统的可预报性方面。

（9）西北干旱区的气候资源时空分布特征和变化规律，以及农业气候生产潜力，包括热量资源、水资源、风能资源和积雪资源及其在本地区的经济作物、农作物和工业生产的计划安排、合理布局如何综合利用干旱气候资源方面。

（10）树木年轮学、气候学和水文学的结合，利用树木年轮，重建北疆 250 年（1740~1990 年）地表水资源序列，分析气候变化对大范围地表水资源的影响，以及建立塔里木河流域上、中、下游用水户水资源利用综合效益评价模型和优化分配方案方面。

（11）综合考虑气象、作物和土壤水分因素，具有较高精度，适宜于西北干旱地区推广使用的新疆梭梭林土壤水分监测模型和棉田蒸散量模型的研究方面。

（12）预报西北地区年度和季度干旱的不同时段、不同区域的印度洋和大西洋海温、北极冰雪面积，西北地区地温，青藏高原热状况等预测强信号诊断分析，以及预测农业年景的“环流气候-产量”预测模型方面。

（13）“西北干旱气候资料系统”的研究方面。该系统包括适合西北地区干旱气候研究和服务的各种资料、图表和软件系统，有原始的和加工整理的资料；常规和非常规气象资料；历史的（近千年和近代的近百年）长序列资料；西北全区和分区的旱涝连续资料等。这不仅为现在，也为今后深入研究干旱气候奠定了良好的资料基础，避免了大量的重复劳动。

本课题虽然经过数年的努力，在前人工作的基础上，前进了一大步，但干旱气候研究不可能在短时期的研究后就画上一个句号，这不符合科学发展的规律和实情。希望干旱气候的研究、应用与服务继续深入、提高。

这本文集是本课题上述诸方面的研究成果中的部分研究论文的汇编。大体上按相关的专题内容顺序编排，并附加小标题，以便于读者阅读参考，还望不吝指正。

借文集出版之机，对中国气象局科教司、西北各省（区）气象局和南京气象学院领导的重视、支持以及课题成员单位科教处的科学管理表示谢意。对参加本课题的专家、学者、教授和青年科研人员的团结、协作、互助、拼搏、奉献精神表示敬意。

中国气象局“八五”重点课题

“中国西北地区干旱气候成因、预测和
对策研究”课题组组长：

孙国武

1996 年 10 月 11 日

目 录

序一
序二
前言

西北地区干旱气候研究的科学问题

Research on Northwest China's Arid climate is Planned (1)

西北地区近千年历史气候演变规律研究

近 500 年旱涝等级序列分维特征的初步分析.....夏爱玲、罗哲贤 (3)
近百年来中国西北和亚非其他地区干旱的分析和诊断.....孙国武、俞亚勋、冯建英 (7)
西安地区近千年 (公元 990~1989 年) 旱涝气候变化李兆元等 (16)
青海湖流域全新世以来气候变化的初步探讨周陆生、汪青春 (20)
新疆西部近 250 年干湿变化特征王承义 (25)
北疆 1950 年地表水资源变化特征及未来趋势预测.....袁玉江、桑修诚、吴素芬 (31)
西北地区近 210 年旱涝特征分析李兆元、杨文峰、郭剑侠 (37)
甘肃省近五百年旱涝演变中的跃变现象王宝灵等 (45)
利用古松年轮资料重建陕西榆林气候李兆元、杨文峰、吴素良 (48)

西北地区近百年来干旱气候特征分析

中国西北地区月降水量的年际变化及分区研究王宝灵等 (52)
陕、甘、宁、青干旱序列年表及其气候特征吴永森、孙武林 (59)
中国西北地区不同季节降水、气温异常的时空分布及其与西北干旱的关系靳立亚、秦宁生、吴永森 (66)
中国西北地区年降水量分区及各区的干旱特征杨文峰、李兆元、李星敏 (75)
陕西气候异常的研究王玉玺、栗珂、侯明全 (81)
甘肃降水与干旱规律的研究王玉玺、张武、胡文东 (86)
陕西省年降水量的长期变化趋势李兆元等 (94)
青海湖水位年际变化规律的分析和预测周陆生、汪青春 (99)
黄河上游径流量年际变化特征的分析陈彦山 (105)
青海东部气候对流量的影响分析袁玉江、桑修诚 (113)

数理统计方法在西北地区干旱气候研究中的应用和改进

改进典型相关分析在西北春季旱涝预测中的应用卫捷、秦宁生、吴永森 (118)
奇异值分解法 (SVD 法) 在西北区夏季旱涝预测中的应用卫捷、秦宁生、吴永森 (126)
应用 CEOF 方法分析西北地区温度演变规律杨文峰等 (134)
一种新的气候跃变分析方法及其在西北地区东部的应用杨文峰、李兆元、李星敏 (140)

利用移动极大熵谱法分析陕西汛期降水的准周期振荡	李星敏 (145)
西安气温的小波分析	戴进、杨文峰、李兆元 (149)

西北地区本世纪以来严重干旱过程的成因探讨

本世纪以来西北地区两次大旱的分析	孙国武、赵红岩 (153)
1995 年甘肃春季初夏干旱的分析	蔡玉琴等 (159)
西北地区特大干旱成因分析	杨月娟等 (164)

西北地区干旱气候形成问题的数值研究

植被覆盖度变化对干旱气候的作用	余晖、罗哲贤 (169)
植被区面积对局地气候影响的数值研究	罗哲贤、余晖 (176)
CO ₂ 浓度渐增对气温影响的敏感性试验	邹立尧、罗哲贤 (181)
青藏高原环流异常和西北地区地面反照率变化对降水影响的数值试验	孙国武、俞亚勋、王宝灵 (187)
印度洋海温和北极海冰异常对中国西北地区夏季降水影响的数值试验	俞亚勋、孙国武、冯建英 (195)
一个用于研究 CO ₂ 问题的辐射-对流模式	邹立尧、罗哲贤 (203)
局域阻塞流型的数值试验	蔡蕃、罗哲贤 (210)

西北地区局地气候特征和大气运动可预报性研究

干旱、半干旱区域降水趋势可预报期限的初步研究	马镜娴、罗哲贤 (216)
低频大气可预报性的初步研究	俞亚勋、孙国武 (220)
马宗山区低层大气运动特征的若干研究	王陆东、罗哲贤 (225)
近地层污染大气中湍流热量传输	吴林馥、罗哲贤 (231)
气温长期演变趋势中城市化的可能影响	余晖、罗哲贤 (236)
地球大气属性平衡关系	吴林馥、罗哲贤 (240)

西北地区干旱气候预测因子的诊断分析

西北区逐季 3.2m 地温场和降水场相关分析	卫捷、汤懋苍 (244)
西北区秋季旱涝与前期印度洋海温奇异值分解分析	卫捷、吴永森、秦宁生 (250)
冬季北极海冰对大气环流的影响及其与西北地区降水气候预测的研究	吴永森、秦宁生、卫捷 (259)
大尺度海气相互作用与中国西北干旱气候变化的联系	孙国武等 (266)
热带太平洋海温与我国西北地区降水及 500hPa 环流场的分析	冯建英、孙国武、俞亚勋 (272)
青藏高原热状况与青海东部春季降水	孙武林 (278)
印度洋海温与西北汛期旱涝气候预测研究	秦宁生、卫捷、吴永森 (283)
强火山爆发、厄尼诺事件与西北地区夏季降水	杨文峰、李兆元、李星敏 (290)
西北地区旱涝规律及其预报	杨文峰等 (295)

西北地区干旱气候资源的研究

气候变化对我国西北地区热量资源的影响	方丽娟、罗哲贤 (299)
新疆棉花生产气候条件研究	黄敬峰 (305)
西北地区热量资源分布特征——农业气候界限温度及其积温	袁春琼 (311)
新疆风能资源分区和开发利用建议	桑修诚 (320)
西北地区一些界限温度期间的降水量	袁春琼 (330)
梭梭柴林地土壤水分动态监测的研究	刘绍民、李银芳、傅玮东 (337)
新疆北部地区棉田蒸散量预测模型的研究	刘绍民、桑修诚、傅玮东 (342)
北疆气候场与地表水资源场间的相关性研究	袁玉江、桑修诚 (348)
利用卫星遥感资料对新疆积雪变化的初步分析	周毅 (353)
西北地区大气环流、气候和气象产量的关系及其农业年景的预测	汪青春 (358)
甘肃省玉米产量与降水及其环流背景的研究	韩永翔、万信、张平兰 (365)

附 录

西北干旱气候资料系统	尚永先等 (371)
------------------	------------

Research on Northwest China's Arid Climate is Planned

Sun Guowu Chen Baode Wan Ludong

(Lanzhou Arid Meteorological Institute, Lanzhou 730020)

The arid and semiarid region of China makes up about half of the country's total land area. In the northwestern area of China, arid and semiarid land makes up more than 80% of the land area. This region recorded 1056 severe droughts and 1029 floods during the 2155 year period from 206 B. C. to 1949 A. D. In accordance with the principle of combining basic and applied scientific research, and placing equal emphasis on research and service, scientists will conduct research on the causes, prediction, and mitigation of aridization in northwest China. This project will be supported by the China Meteorological Administration during 1993-1995. Researchers from the provinces and regions of northwest China will participate in the work. This project will be important for economic development and disaster reduction and prevention.

Northwest China has features typical of arid and semiarid regions, so research on the area will relate to corresponding research for other arid and semiarid regions of the world. These regions account for about one-third of the area of the earth. The project will establish an arid climate database for northwest China and also the Open Laboratory of Arid Climate in the Lanzhou Regional Meteorological Center. The data system will involve the collection and processing of data on arid climate (both conventional and nonconventional data), retrieval and storage of data, and construction of a graphics bank. To improve the level of research in northwest China and promote international cooperation and education of young researchers, the laboratory will accept, invite, and exchange domestic and foreign scientists.

Project objectives are as follows:

1. The analysis of the evolution of northwest China's arid climate and the three-dimensional structure of its general circulation.
 - a. The analysis of historical droughts in northwest China.
 - b. A comparison of the similarities and differences between aridity in northwest China and other arid zones.
 - c. The analysis of changes in northwest China's climate.
 - d. The analysis of the atmospheric circulation associated with northwest China's arid climate.
 - e. The analysis of general circulation anomalies and three-dimensional teleconnections of northwest China's arid climate.
 - f. The diagnostic analysis of meridional and zonal circulation and subsidence between central Asia and northwest China.
 - g. A study of the diagnostics of coupling and feedback between large-scale and small-scale meteorological conditions and relationships between their formative circulations.

2. Research into physical factors influencing northwest China's arid climate using numerical experimentation techniques.
 - a. Influence of the Tibetan Plateau, Tian Shan Mountain, and East Asia sea-land distribution on northwest China's arid climate.
 - b. Relationship of the Tibetan Plateau with abrupt changes in northwest China's arid climate and general circulation patterns.
 - c. The influence of northwest China's land -surface processes on the production of its arid climate(albedo, soil humidity, roughness, vegetation, and so forth).
 - d. Research on physical processes underlying aridity in northwest China.
 - e. Physical mechanisms of the relationship between the jet stream to the north of the Tibetan Plateau, its abrupt changes, and trends in northwest China's aridity.
 - f. The influence of solar activity and CO₂ and other trace gases on northwest China's aridity.
 - g. Interactions between human activity and northwest China's arid climate.
 - h. Research on land-water circulation processes and feedback with northwest China's arid climate.
3. Research on climate prediction techniques (with emphasis on annual time scales and objective prediction).
 - a. Short-term climate prediction for northwest China.
 - b. Composite prediction model for "Climate-Circulation- Agricultural Harvest Years. "
 - c. Other irregular meteorological prediction (e.g. , river flows).
4. Research on agricultural drought strategies in arid zones. Project researchers plan to develop an ecological crop model to assist with this project. Existing drought management methods will be reviewed. This research will concentrate on the following.
 - a. Temporal and spatial relationships between soil humidity and precipitation, as well as an understanding of drought severity.
 - b. Water requirements of principal agricultural plants (including crops, grasses, trees, etc.) and the investigation of drought-resistant plant varieties.
 - c. Determining agroclimatic production potential.
 - d. Using optimization theory to determine crop potential in various agroclimatic zones for northwest China.

Northwest China is connected to the Tibetan Plateau and located at the hinterland of the Asian continent. The arid climate of this region and the Tibetan Plateau plays an important part in global climatic change.

近 500 年旱涝等级序列分维特征的初步分析

夏爱玲 罗哲贤

(南京气象学院 南京 210044)

提 要

用我国西北部和东南部近 500 年旱涝等级区域平均值的 8 个序列,计算了它们的分维数,并讨论了序列中无记录年代的长度及旱涝文字记载数字化的方法对分维数结果的影响。

关键词:旱涝等级 分维数 序列

一、引 言

分析降水量时间序列的统计规律,是旱涝长期预报的基础性工作。长期以来,人们把降水量等气象要素的时间序列视为很多个规则分量的线性叠加,用周期图分析、方差分析、谱分析等方法提取出显著的若干个分量,据此外推未来趋势。这可以归于线性范畴。

80 年代以来,在观测资料时间序列的分析方面有一些新的思路。如分析时间序列的动力学结构,将观测资料的数字处理与非线性动力学的概念结合起来。大意如下:不是将观测资料的时间序列视为规则分量的叠加,而是视为非线性动力系统的一个特解,或者说视为相应于该系统的相空间中的一条轨迹。既然是有限空间内的轨迹,无非可以分为三类。第一,经过一段位移后静止下来不再移动;第二,经过一段时间间隔后,重复原先的轨道,而后周而复始,一遍一遍地循环往复;第三,不论经过多长时间,过去轨道的形态都不会重复出现。这三类轨道分别相应于平衡解,周期态和非周期流。

平衡解的情况在实际大气降水量的观测序列中一般不会出现,这里不去讨论。对于周期态的研究,一系列的分析方法已经比较成熟,包括上述的周期图分析等。在线性范畴内,若某些序列全部试验周期全部不能通过显著检验,则认为这些序列无显著周期,对它们的分析即告终止。但是在非线性的框架内,我们可以继续分析这些‘非周期流’序列的动力学结构,分析它们非规则的程度,分析它们可以被预测的时间尺度。具体做法是,根据原观测序列重建相空间,然后计算分维数和 K_2 熵。大略说来,分维数是描述序列中要素演变复杂性和非规则性的一个量度,分维数的取值愈大,演变形态愈复杂。分维数又与 K_2 熵之间有密切联系, K_2 熵的倒数即为可预测的时间尺度,一旦超出这个尺度,未来状态的预测就很困难。关于分维数和 K_2 熵的计算方法等可见文献[1]。

注意到分维数的计算对序列的长度有一定要求(序列样本数一般至少要 > 250)本文中,我们用我国西北部及东南部站点近五百年旱涝等级资料计算分维数,并做一些初步的讨论。

二、资 料

资料取自文献[2]。计选取 32 个站,其中西北地区 17 个站,东南部 15 个站(表 1)。根据这些台站历年旱涝等级资料,按表 1 中所列 8 个区域,求出各个区域近 500 年旱涝等级的平均值的序列(序列长度 510 年)。这些区域平均值序列是本文计算和分析的基础。

表 1 资料站点一览表

省(区)名	新疆	甘肃	青海	宁夏	陕西	山东	安徽	江苏 (含上海市)
站点数	5	4	2	1	5	5	5	5
站名	乌鲁木齐、阿勒泰、伊宁、哈密、喀什	兰州、张掖、天水、平凉	西宁、格尔木	银川	西安、延安、榆林、汉中、安康	济南、德州、莱阳、临沂、菏泽	合肥、蚌埠、阜阳、安庆、屯溪	南京、上海、徐州、扬州、苏州
无记录年代百分率(%)	93	26	73	21	0	1	0	12

表 1 中 无记录年代百分率 $A = N/M$, 这里 N 为某个区域内所有站点无旱涝等级记载年份的总和, M 等于该区域内站点数乘以 510。

实际计算时 对无记录的年份, 一律以正常 (即 3 级) 代入。这自然会引进一些误差, 对此下文会进一步讨论。

三、初步计算结果

用每个区域旱涝等级的平均值序列计算分维数时, 先要重建相空间。需要对指定的嵌入空间维数 M , 对不同的距离阈值 $\epsilon_i(M) (i = 1, 2, \dots, N)$ 计算关联函数 $C_D(M)$ 。在 $L_N(C_D(M)) - L_N(\epsilon(M))$ 图上 $L_N(C_D(M))$ 随 $L_N(\epsilon(M))$ 变化的曲线有一段准线性区。在这个

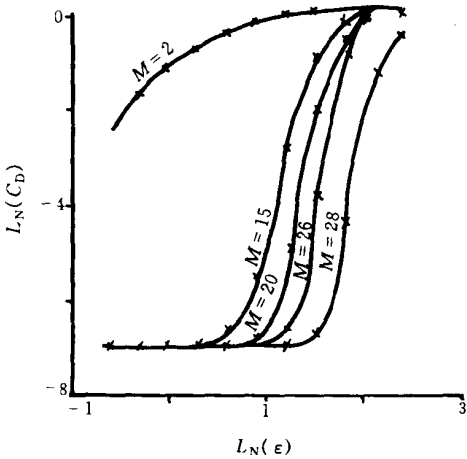


图 1 山东旱涝等级平均值序列的 $L_N(C_D) - L_N(\epsilon)$ 图

线性区内 线段的斜率即为 $D(M)$ 。函数 $D(M)$ 随着嵌入空间维数 M 的增大先是加大, 而后不论 M 如何增大 $D(M)$ 不再增大 达到一个渐近值。这个渐近值记为 D , 即为该序列的分维数。实际计算时, 要确定嵌入空间维数 M 的最大值。经试算 令 $M = 28$ 。图 1 给出山东旱涝等级平均值序列的 $L_N(C_D(M)) - L_N(\epsilon(M))$ 图。可见 $M = 15$ 时与 $M = 2$ 时相比, 准线性区直线的斜率增大了。但是, $M = 28$ 与 $M = 26$ 时相比, 准线性区直线的斜率不再增大, 两者几乎相同, 说明这时线段的斜率即为该序列的分维数。

近 500 年旱涝等级资料系根据文史记载转化而来, 其中有不少无记载的年份, 造成无旱涝等级的时段。这个问题对西北地区比较突出。如新疆、青海, 无记录年份百分率分别高达 93% 和 73%。

如上所述, 对于无旱涝等级记录的年份, 实际计算时用正常级即 3 级插补。下面我们先来分析这种插补可能引起的误差。

(一) 无记录年份百分率对分维数计算结果的影响

我们考虑, 在缺记录的不连续序列中, 大段大段地插入正常级, 会人为地增大序列的规则

程度 使序列变得比较“平滑”结果导致分维数计算值的人为减小。实际计算结果表明 随着无记录年份百分率的增加，分维数的数值确实是变小了，而且这种人为引进的误差可能会使计算结果相差一倍以上。新疆的无记录年份更多，计算出的分维数更小，几乎没有意义（表 2 中未列入）

表 2 无记录年份百分率对分维数计算结果的影响

区 域	青 海	甘 肃	宁 夏	陕 西
无记录年份 百分率(%)	73	26	21	0
分 维 数	4.1	8.8	10.7	10.0

从这里的结果可以推测，在近 500年旱涝等级序列中，若无记录年份的百分率不大于 1/4，分维数的计算结果尚可参考，否则意义就不大了。

(二) 不同的文字记载数字化方法及其对分维数计算结果的影响

近 500 年旱涝等级序列是通过将文字记载转化为数字的途径得到的。在这个转化过程中，也引进了人为性。因为旱涝等级用 1,2,3,4,5 表示 这 5 个数字不同顺序排列所构成的序列与年降水量构成的序列不同。这里，旱涝等级仅代表该年份的旱涝程度，并没有大旱(5 级)与大涝(1 级)之间降水量相差 5 倍的意思。但是，在年降水量的观测序列中，数字即代表年降水量，不同年份之间降水量的差别即由这些数字之间的差别表示。因此，用旱涝等级序列计算的分维数结果，同其它实测气象要素序列的计算结果之间，不宜做直接的对比。为了进一步讨论这个问题，我们用三种不同的数字化方法进行计算。(1) 直接用文献中旱涝等级，用 1,2,3,4,5 代表 5 个旱涝等级；(2) 将大涝(1 级)、涝(2 级) 合并为涝 将大旱(5 级)、旱(4 级) 合并为旱 正常级不变 涝、正常、旱 3 个等级分别用数字 2,3,4 表示；(3) 如第二种方法确定涝、正常、旱三级 但这 3 个等级分别用数字 2.5,3.0,3.5 表示。我们用这 3 种数字化方法计算了山东、江苏、安徽 3 个区域旱涝等级平均值序列的分维数。

因为这里主要关心不同区域不同数字化方法分维数的相对大小而不是它们的绝对数值，故引进相对比值 K_j ，这里 $K_j = D_j/D_1, (j = 1, 2, 3)$ 。 D_j 为第 j 种数字化方法计算得到的分维数。结果：不同的数字化方法可以使分维数的计算结果相差 20% ~ 30%，差值最多可大于 40% 表 3)。

表 3 不同数字化方法的 K 值

区 域	第一种方法	第二种方法	第三种方法
山 东	1.00	0.81	0.72
江 苏	1.00	0.76	0.53
安 徽	1.00	0.83	0.74

(三) 我国西北部与东南部分维数计算结果的对比

对安徽、江苏、山东、陕西、宁夏、甘肃 6 个区域旱涝等级平均值序列计算分维数。结果分别为：12.7(安徽)，12.1(江苏)，11.0(山东)，10.0(陕西)，10.7(宁夏)，8.8(甘肃) 宁夏和甘肃分维数数值较小，可能与无记录年份较多有关。总的看来，西北部与东南部之间旱涝序列的分维数比较接近。

四 、 讨 论

1. 无论是我国东南部湿润 - 半湿润区域 还是我国西北部干旱 - 半干旱区域 近 500 年以

来旱涝等级的区域平均量序列具有分维数结构,说明旱涝演变可能具有复杂的非规则特征。

2. 分维数计算结果与旱涝等级序列中无记录年份的多少有密切的关系。在旱涝等级序列中,对无记录年份一般用“正常”等级来补全。这种插补方法使旱涝演变的复杂程度减少了,分维数数值减小。这在今后类似的研究中值得注意。

3. 我国东南部和西北部旱涝等级平均值序列的分维数大致相近,意味着东南部和西北部旱涝随时间演变的不规则程度相近。这似乎说明,在我国东南部和西北部旱涝的形成过程中,大尺度的气候因子起主要作用;区域性气候因子的作用是次要的。

参 考 文 献

[1] 罗哲贤、马镜娴 台风运动的内在随机性 气象学报,1,18~26(1994)。

[2] 国家气象局气象科学研究院,我国近 500 年旱涝分布图集,气象出版社,(1982)。

A PRELIMINARY ANALYSIS OF THE FRACTAL DIMENSION CHARACTERISTICS OF THE RECENT 500-YEAR FLOOD/DROUGHT RANK SEQUENCE

Xia Ailing Luo Zhexian

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Abstract

The fractal dimension of 8 sequences of area-averaged values of the recent 500-year flood/drought rank in Northwest and Southeast China is calculated in this paper, and the influence of the length of the norecord-year in the sequences and the method transforming the flood/drought literal record into numbers on the result of fractal dimension are also discussed.

Key words: Flood/Drought rank, Fractal dimension, Sequence.

近百年来中国西北和亚非其他地区干旱的分析和诊断

孙国武 俞亚勋 冯建英

(兰州干旱气象研究所, 兰州 730020)

提 要

本文分析了近百年来中国西北地区与亚非其他地区(北非、中东和中亚)干旱的演变特征及其相互联系与差异,指出从北非到中东到中亚到中国西北地区,干旱有依次向东扩展的趋势。同时,还研究了这些地区干旱发生的大气环流异常的低频遥相关型及其相应的低频波列。这种波列一方面表明,干旱出现与大气环流异常有关;另一方面也表明各地区大气环流异常是相互联系的。

关键词:中国西北地区 北非 中东 中亚 干旱

中国西北地区是典型的干旱、半干旱地区,干旱、半干旱地区面积占80%以上,在世界干旱、半干旱地区中有其代表性;中国西北地区发生的干旱,次数频繁,程度严重,持续期长,在世界其它地区发生的干旱中,也有其代表性,正因为如此,中国西北地区的干旱研究,引起国内学者极大的关注^[1-3]。

干旱是大范围区域气候异常的最主要的表现形式之一,而气候异常实际上是大气环流异常的结果。地球大气是一个整体,一个区域大气环流的异常可以引起另一个区域大气环流的异常。故本文的研究不局限在西北地区的范围内研究西北地区的干旱,而是把西北的干旱与亚非其它地区的干旱联系在一起,着重讨论中国西北地区干旱与亚非其它地区干旱的联系及其区域性环流异常引起的遥相关水平波列结构的差异。

一、资料分析和干旱标准

(一) 资料分析

本文根据美国NCAR地面气候资料和每月世界气候资料^[4],挑选北非萨赫勒(Sahel)和撒哈拉(Sahara),中东和中亚地区有100余年(1870~1990)降水资料序列而又在地理上、气候上有一定代表性的气象测站的降水资料进行重点分析(图1)。它们是(区站号):北非地区有61600(16°03'N,16°27'W),61415(21°06'N,15°57'W),61024(16°58'N,7°59'E),61090(13°47'N,8°59'E),62721(15°36'N,32°33'E);中东地区有40184(31°47'N,35°13'E),40650(33°20'N,44°24'E),40754(35°41'N,51°19'E),中亚地区有38507(40°02'N,52°59'E),38457(41°16'N,69°16'E),35121(51°45'N,55°01'E)。为叙述简便起见,北非、中东和中亚地区分别以A、B和C区表示。先计算各区每个站的年雨量标准化距平和距平累积,然后平均并绘成A、B、C区的年雨量标准化距平曲线和距平累积曲线(图2~图4)。在图2~图4中,同时给出与A、B、C区相对应的区域内 ≥ 6.0 级地震次数图。

中国西北地区(陕西、甘肃、青海省和宁夏、新疆自治区)器测雨量资料最早是从30年

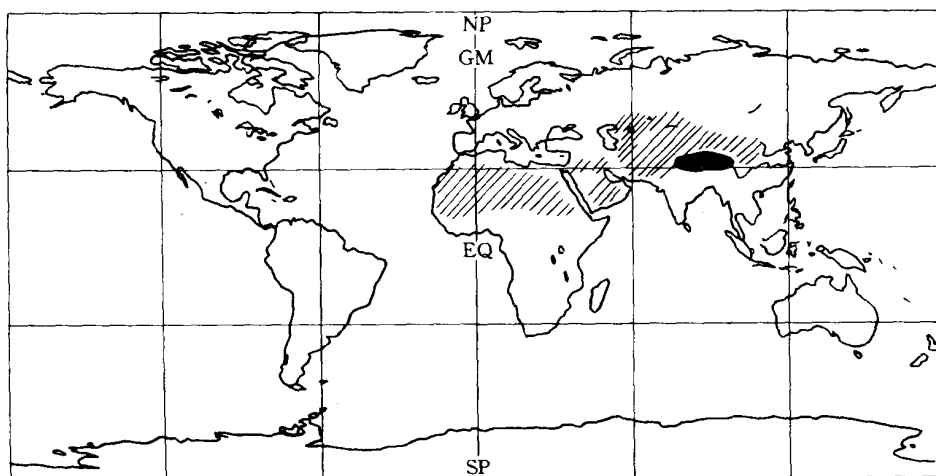


图 1 干旱地区 (斜线区) 示意图
黑色区为青藏高原

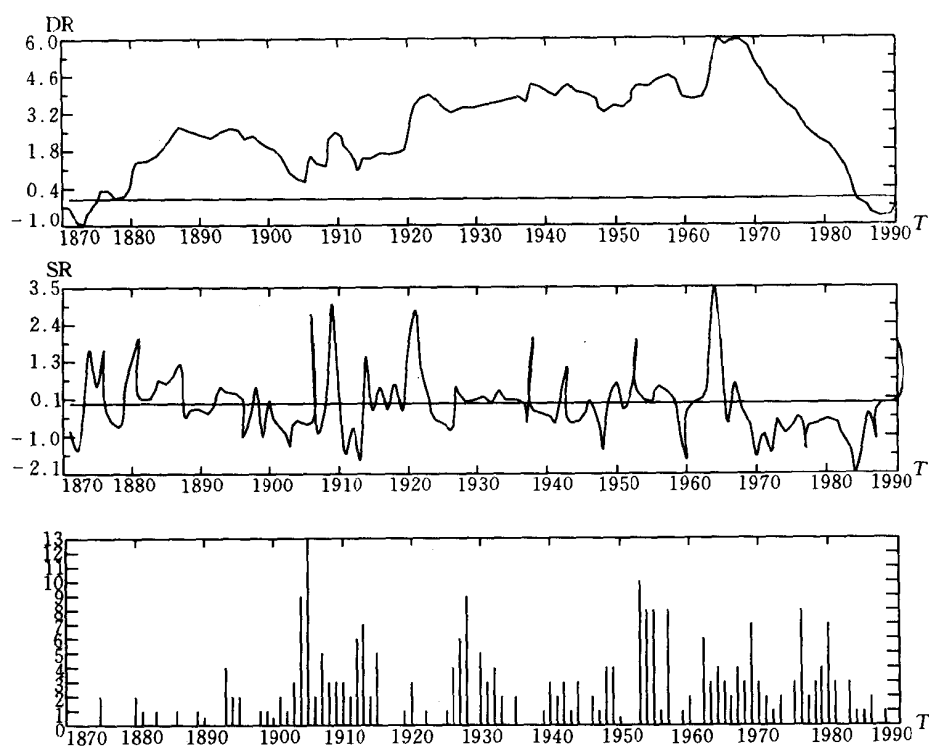


图 2 A 区年雨量距平累积曲线 (上图) 和标准化
距平曲线 (中图) 地震次数 (下图)

代开始的, 只有西安、兰州、西宁等 15 个站点, 年雨量序列长度不过 60 年左右。但西北地区历史文献丰富, 各省、自治区都有 2000 年的旱涝历史资料和经过整理的 500 年旱涝等级连

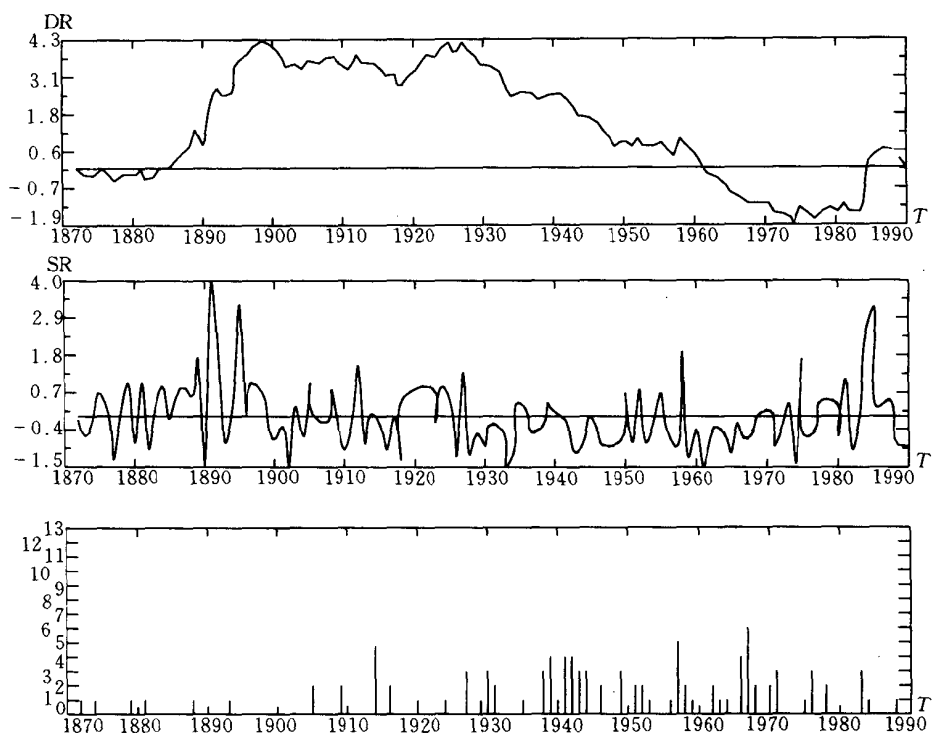


图3 同图2, 但为B区

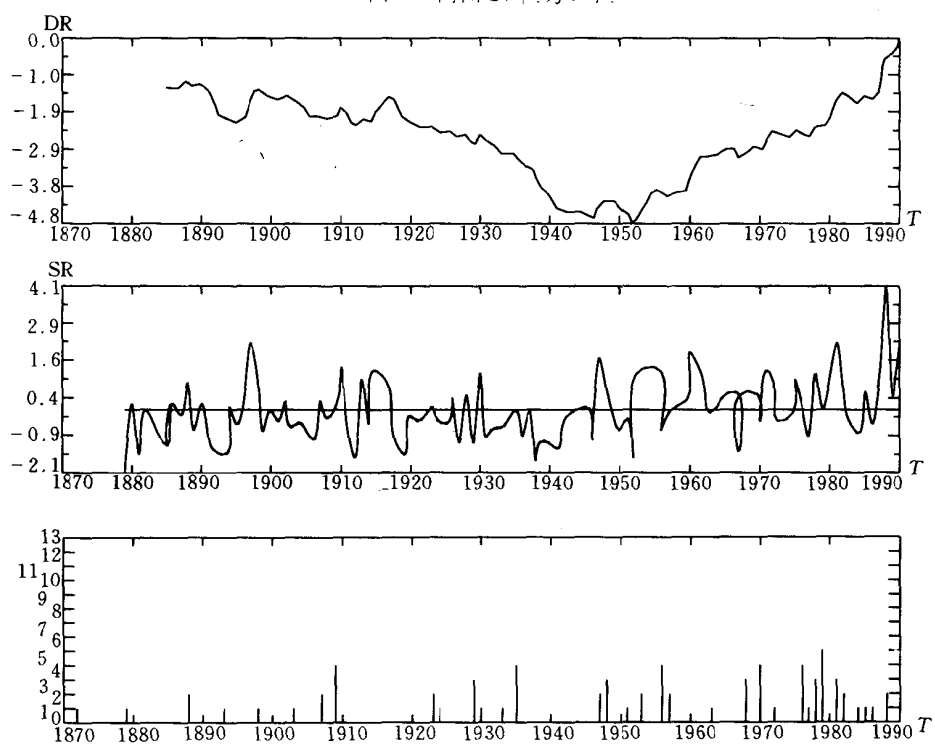


图4 同图2, 但为C区

续序列 1、2、3、4、5 分别表示涝、偏涝、正常、旱、偏旱)。我们经过分析比较,并考虑到甘肃中部与渭河流域的旱涝定级^①可以代表西北地区总的旱涝趋势^⑥,故以此为基础,建立了中国西北地区(简称D区,下同)1870~1990年旱涝等级序列,并绘成3年滑动曲线(图5)

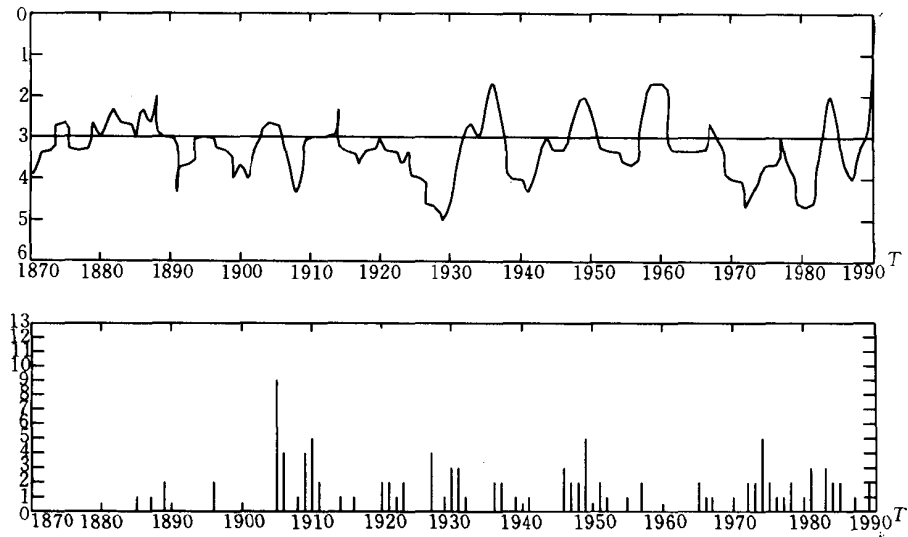


图 5, D 区旱涝等级三年滑动曲线(上图)和地震次数(下图)

(二)干旱标准

降水多少是气候干旱的最主要标志之一,在干旱、半干旱地区更是如此。故本文的干旱标准是:年雨量距平累积下降期和年雨量标准化距平负值期(或旱涝等级为 4、5 级期)且持续 3 年或以上。

二、亚非大陆中纬度各地区干旱演变特征

按照上述标准 根据图 2~图 5 统计出 A、B、C 和 D 区的干旱期如表 1 所列。

表 1 1870~1990 年干旱期

地区	A 区	B 区	C 区	D 区
干旱期	~ 1873	~ 1874	1887 ~ 1895	1890 ~ 1910
	1895 ~ 1906	1900 ~ 1918	1903 ~ 1907	1920 ~ 1932
	1909 ~ 1913	1927 ~ 1937	1918 ~ 1925	1938 ~ 1942
	1924 ~ 1927	1941 ~ 1949	1931 ~ 1941	1952 ~ 1955
	1939 ~ 1952	1959 ~ 1968	1947 ~ 1952	1968 ~ 1982
	1957 ~ 1961	1972 ~ 1974	1965 ~ 1967	1985 ~ 1987
	1968 ~ 1990		1982 ~ 1984	

根据表 1 把间隔时间 ≤ 3 年的两个早期合并为一个早期,并着重考虑持续时间 > 5 年

甘肃省气象档案馆,甘肃省近 500 年旱涝等级。

的干旱,则近百余年来的主要干旱时段是:1895~1913年,1939~1952年,1968~1990年(A区)。1900~1918年,1927~1949年,1959~1974年(B区)。1887~1895年,1918~1925年,1931~1941年,1947~1952年(C区)和1890~1910年,1920~1932年,1968~1987年(D区)。

显然,从上世纪末到本世纪的百余年来,亚非中纬度地区的A、B和D区曾出现3次持续期长达10~20年的干旱,基本上是同步的,大致出现在上世纪末到本世纪10年代、本世纪20年代到40年代和60年代到80年代,其中尤以最后这一次干旱段最为严重。C区不同,近百余年来曾出现过4次干旱,且持续时间较短(10年以内)大致出现在上世纪80年代末到90年代中、本世纪10年代末到20年代中、30年代、40年代末到50年代初。与A、B、D区旱段不同步,即A、B、D区处于主要旱期时,C区往往为非旱期。

三、亚非中纬度各地区干旱的联系

(一) A、B、C、D区早期与非旱期的低频遥相关型

从上节可知,近百余年来,在亚非大陆上,60年代到80年代的干旱是引人注目的。我们以此次干旱为例,选取干旱期(1970~1979年)和非干旱期(1951~1960年)使用国家气象中心北半球500hPa位势高度资料,进行30~50天带通滤波,求北半球各格点($5^{\circ} \times 5^{\circ}$)对一个参考点(25°N , 0°E , 非洲撒哈拉)的相关系数,可以得到北半球大气低频遥相关图(图6)。分析图6,可以明显看出:

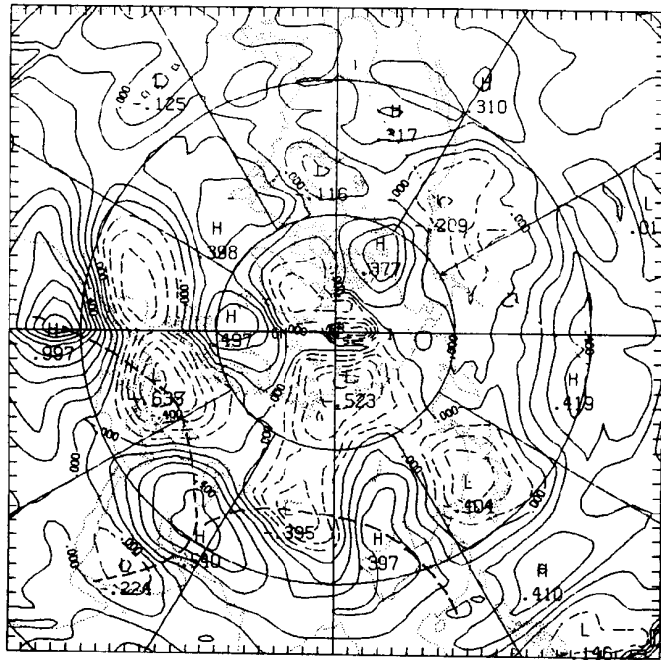
1. 早期与非旱期的大气低频遥相关型差异显著。旱期(图6a)在亚非中低纬度存在明显的高度异常的低频遥相关型,与遥相关型相应的两个低频波列也相当清楚:一个低频波列(简称非洲波列)从非洲撒哈拉(正相关中心)向东北到地中海(负相关中心),再折向东南到伊朗高原(正相关中心),再向南伸至阿拉伯半岛南端及其附近海域(负相关中心);另一个低频波列(简称亚洲波列)从伊朗高原(正相关中心)向东北到中亚地区(负相关中心),再折向东到中亚西北地区(正相关中心)并南伸到华南。

非旱期(图6b)与旱期的主要差异在于:亚非中低纬度,高度异常的低频遥相关型不明显,与之相应的非洲低频波列和亚洲低频波列也不完整。

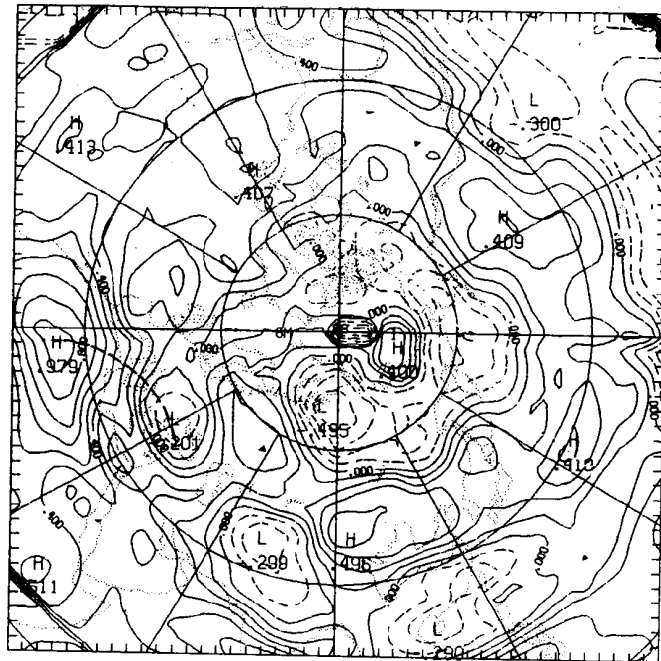
2. Wallace^[7]等对不同时间尺度大气环流变化的分析表明,时间尺度超过10天的大气运动,其水平结构明显地表现出遥相关型的波列结构。正是这种低频遥相关型及其相应的波列结构,反映出大范围区域内大气环流在各个地区的异常状态(正或负距平)及其相互联系(正或负相关)因此宏观上看,在图6a上,可以看成是一个从非洲到亚洲的亚非低频遥相关型及其沿大圆路径走向的低频波列。一方面表明,干旱出现与大范围内大气环流异常有关;另一方面也表明,各地区大气环流异常是相互联系的。这一亚非波列就反映出非洲(撒哈拉和萨赫勒地区)、中东和我国西北地区有相同的相关符号,中亚则有相反的相关符号。这一点符合前面的分析,即从非洲到亚洲A、B、C、D区的干旱,A、B、D区大体上是同步的,C区不同步。另外,从旱期500hPa北半球位势高度平均图(取1970~1979年,图略)也可以证实,当A、B区上空是高压脊控制时,C区上空是低压槽,而D区上空又是高压脊。

(二) A、B、C、D区干旱的扩展

下面给出A、B、C、D区干旱扩展示意图(图7)和干旱间隔区统计表(表2)。



a. 1970 ~ 1979 年(早期)



b. 1951 ~ 1960 年(非早期)

图 6 北半球 500hPa 位势高度场的点 25°N , 0°E 相关图

粗断线表示低频波列 实虚线表示正负相关线,

间隔为 0.1 绝对值 > 0.2 即通过 0.05 的显著性检验 (t -检验)

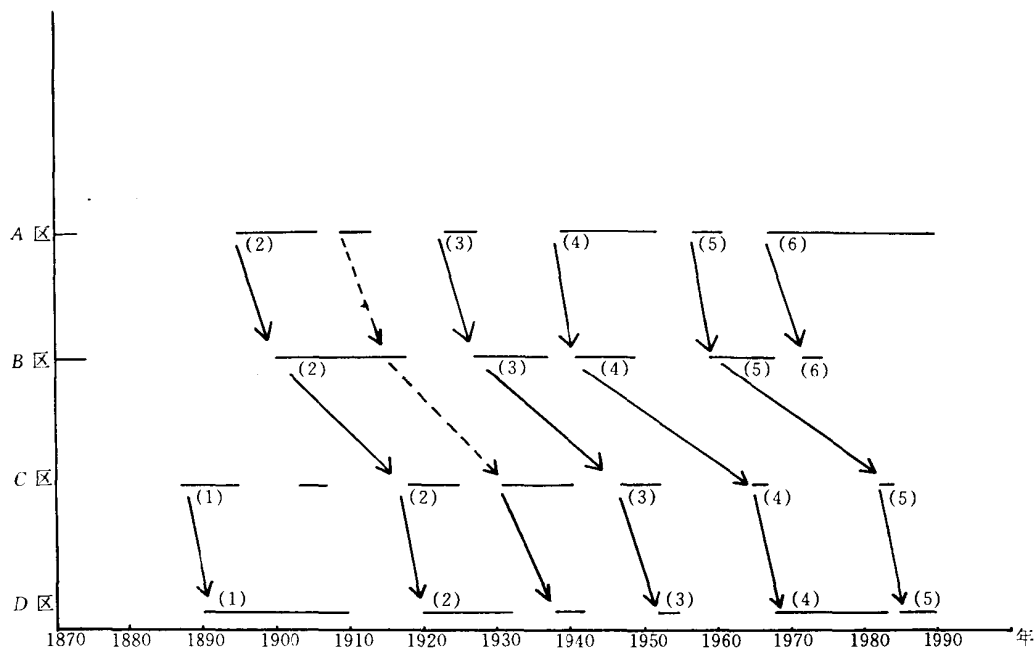


图 7 A、B、C、D 区干旱扩展示意图
图中粗横线为早期，箭头表示干旱扩展，圆括号内数字表示干旱序号

表 2 干旱间隔期统计表

地 区	A	B	C	D	A → D
干 (1)			1887	1890	
(2)	1895	1990	1918	1920	25
早 (3)	1909	1914	1931	1938	29
(4)	1924	1927	1947	1952	28
序 (5)	1939	1941	1965	1968	29
(6)	1957	1959	1982	1985	28
号 (7)	1968	1972			

图 7 中的早期和表 2 是按表 1 中所列早期绘制和统计的。

纵观上述图表，反映出一个有意义的事实，即近百余年来，在亚非大陆 A、B、C、D 区出现的干旱有从非洲向亚洲扩展的趋势，每次干旱 A 区开始后平均 3.5 年向东扩展到 B 区；B 区开始后平均 20.4 年向东扩展到 C 区；C 区开始后平均 3.8 年向东扩展到 D 区。从 A 区向东扩展到 D 区约需 25~29 年（平均 27.8 年），总共 7 次扩展过程（5 次完整，2 次不完整）无一例外。这是否意味着非洲的干旱有向亚洲扩展的趋势？或亚洲干旱是非洲干旱的延伸呢？下面将从干旱与地震的联系中进行一些初步探讨。

（三）A、B、C、D 区干旱与地震的联系

在图 2~图 4 中，统计的是 ≥ 6.0 级地震次数，统计区域是：与 A 区对应的为 $20^{\circ} \sim 50^{\circ}\text{N}$ ， $20^{\circ}\text{W} \sim 30^{\circ}\text{E}$ 与 B 区对应的为 $30^{\circ} \sim 50^{\circ}\text{N}$ ， $31^{\circ} \sim 50^{\circ}\text{E}$ 与 C 区对应的为 $30^{\circ} \sim 60^{\circ}\text{N}$ ， $51^{\circ} \sim 70^{\circ}\text{E}$ ；与 D 区对应的为 $30^{\circ} \sim 60^{\circ}\text{N}$ ， $71^{\circ} \sim 110^{\circ}\text{E}$ 。

从图 2~图 4 中，我们可以分析出一个有趣的特点，即 A、B、C、D 区近百余年出现的干旱，与其各自对应区域发生的强地震次数有联系：干旱期地震次数相对偏多，非干旱期地震

次数相对偏少；或者说地震次数偏多的时期大多出现干旱，地震次数偏少的时期大多不出现干旱。

从上述干旱与地震的统计结果和上节中干旱从 A 区到 D 区的统计结果中，我们很难仅从大气的周期、韵律活动来分析上述的统计事实，并且自然会想到气候系统中的其它子系统如岩石圈等。

汤懋苍^[8]通过理论研究和实践检验认为短期气候变化的根本原因在地球固体部分，并且统计和分析了地热涡的时空特征，指出地壳上升中心区是地热涡的密集区。马宗晋^[9]的研究结果表明，密集在非洲北部和欧洲南部的称之为欧亚大陆地震带，总体上是向东迁移，其迁移速度平均为 400km/a ，并指出地震迁移的基础不是地震断裂的连续延伸，而是边界动力源脉动式推压引起的动力波的传播所决定的。

非常巧合的是，本文研究的 A、B、C、D 区与文献^[9]中图 1(图略)展示的欧亚地震带，其位置基本相同，都是亚非大陆的中纬度地区。我们作了一个简单的计算：取 $30^{\circ} \sim 40^{\circ}\text{N}$ 的纬圈长度除以经度，得出每个经度近似 111km ，从 A 区(经度按 0 度计算)到 D 区(经度按 100 度计算)的距离为 11100km ，再除以地震向东迁移的平均速度 400km/a ，则地震从 A 区向东迁移到 D 区约需 $11100/400 = 27.75$ 年。本文三(二)节中统计出干旱从 A 区向东扩展到 D 区平均 27.8 年。从 $A \rightarrow D$ ，地震向东迁移和干旱向东扩展的时间几乎相同，我们认为这可能不是偶然的。这涉及大气圈与岩石圈相互作用的复杂物理过程，有待深入研究。

四、小结和讨论

本文研究了近 100 余年(1870 ~ 1990)亚非中纬度地区($20^{\circ} \sim 50^{\circ}\text{N}$, $20^{\circ}\text{W} \sim 110^{\circ}\text{E}$)出现的干旱，其中又划分为 4 个地区：北非、中东、中亚和中国西北。初步结果表明：

1. 从 1870 年以来，北非、中东、中亚和中国西北地区共出现 3 次主要干旱(持续 10 年以上)：上世纪末到本世纪 10 年代；本世纪 20 年代到 40 年代和 60 年代到 80 年代。中亚地区共出现 4 次干旱(持续 10 年以下)：上世纪 80 年代末到 90 年代中；本世纪 10 年代末到 20 年代中；30 年代；40 年代末到 50 年代初，与北非、中东和中国西北地区的干旱不同步，而且干旱有从非洲向亚洲扩展的趋势。近百余年来共 7 次干旱向东扩展的过程大致是：A 区干旱开始后 3.5 年向东扩展到 B 区；B 区干旱开始后 20.4 年向东扩展到 C 区；C 区干旱开始后 3.8 年向东扩展到 D 区。总的从 A 区扩展到 D 区约为 25 ~ 29 年(平均 27.8 年)。

2. 亚非地区干旱与大气环流异常相联系，在干旱年代存在明显的从非洲大陆到亚洲大陆的低频遥相关型(500hPa)及其沿大圆路径走向的低频波列：从北非(正相关中心)到地中海(负相关中心)到中东(正相关中心)到中亚(负相关中心)到中国西北(正相关中心)。该波列一方面表明干旱出现与大范围大气环流异常有关；另一方面也表明各地区大气环流异常是相互联系的；A、B、D 区有相同的相关符号，C 区则有相反的相关符号。

3. 从 1870 年以来与北非、中东、中亚和中国西北各自对应的地区出现的 ≥ 6.0 级地震次数统计中发现，上述 4 个地区的干旱期对应本地区及附近范围内地震次数偏多，非干旱期对应地震次数偏少。地震发生，则相应区域内地温上升；地温升高，影响到大气环流异常；干旱又是大气环流异常的结果，干旱持续又影响地温变化；地温与地热涡相联系；地热涡的活跃区也是地震活跃区，这些相互联系的复杂物理过程，涉及到大气圈与岩石圈的相互作用，其机理有待深入研究。

参 考 文 献

- [1] The State Science and Technology Commission, Climate(1990), No. 5 Blue Book of Science and Technology of China, China Meteo. Press, 1~24.
- [2] 叶笃正、黄荣辉, 旱涝气候研究进展, 气象出版社, 1~33(1990)。
- [3] Sun Guowu et al. (1993), Research on Northwest China's Arid Climate is Planned, *Drought Network News*, 5(1), 13~14.
- [4] U. S. Department of Commerce, Monthly Climate Data for the World(1965—1990), 18~43.
- [5] National Geophysical Data Center(1992) , Catalog of Significant Earthquakes 2150 B. C. -1991 A. D. , 4~126.
- [6] 李兆元等, 西北地区 210 年旱涝特征分析, 本文集。
- [7] Wallace, J. M. ,et al. (1981) ,Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter,*Mon. Wea. Rev.* , 109, 784~812.
- [8] 汤懋苍、高晓清, 1980~1993 年我国“地热涡”的若干统计特征, 中国科学(B 辑), **25**(11), 1186~1192 (1995)。
- [9] 马宗晋、李献智, 全球 $M_s \geq 7 \frac{3}{4}$ 级地震的定向迁移, 地震地质, 16(2), 127~136(1994)。

THE ANALYSIS AND DIAGNOSIS OF DROUGHT IN NORTHWEST CHINA AND OTHER AREAS OF AFRICA SINCE THE LATE ABOUT 100 YEAR

Sun Guowu Yu Yaxun Feng Jianying

(Lanzhou Arid Meteorological Institute, Lanzhou 730020)

Abstract

We have analyzed the relationships of droughts between Northwest China and other areas of Asia-Africa(the Northern Africa,the Middle East and the Middle Asia),and it was found that the droughts first started in the Northern Africa,and then expanded eastward to the Northwest China through the Middle East and Middle Asia. We studied the anomaly general circulation low-frequency teleconnection pattern during drought periods and its relevant low-frequency wave train structure. These results indicated that the droughts are well related with the abnormal status of general circulation. Moreover, the general circulation anomalies in different regions are close related.

Key words: Northwest China, Northern Africa, Middle East, Middle Asia, Drought.

西安地区近千年（公元 990～1989 年） 旱涝气候变化

李兆元 吴素良 杨文峰 王秀琴 黄存英 李慧

（陕西省气象科学研究所 西安 710015） （陕西省气候资料室 西安 710015）

提 要

我们依据西安历史古都拥有丰富的历史旱涝记载，采用中国气象科学研究院组织的历史旱涝划分标准及用标准差 5 级分类和近代气象观测接轨的方法处理建立历史旱涝序列，又用功率谱及谐波分析等方法，分析了西安地区近千年旱涝气候变化规律，探讨该地区 1996～2000 年的旱涝气候变化趋势预测。

关键词：西安 旱涝气候变化

一、西安地区的地理概况

西安地区地处中国西北地区内陆，又是中、西部重要的接合带，东依黄河中游，北部是陕北黄土高原，南部为秦岭山地，号称八百里秦川。属于暖温带半干旱、半湿润气候。西安地区是季风气候影响区。由于地处西北内陆，距海甚远，水汽来源少，冬季蒙古高压强大，维持时间较长，故冬半年的气候特点是干旱少雨雪，夏季受西太平洋副热带高压、青藏高压及西南气流影响。这些大气环流形势的影响很不稳定，故造成西安地区多旱涝的气候特点。

二、资料及处理方法

西安地区是中华民族历史文化的发源地，历史上有 13 个王朝在此建都，历史古籍中有着丰富的旱涝记载，自公元前 2000 年就有记载。公元 380～1949 年有比较连续的记载。本文根据陕西省气象局王玉辰等编的《陕西省历史旱涝灾害史料》、中国科学院南京地理所徐近元先生编的《陕西省气候历史记载的初步整理》、河南省水文总站编的《河南省历史旱涝等水文气候史料》、山西省气象科学研究所编的《山西省历史旱涝年表》、黄河水利科学研究所编的《近代黄河水情年表》、内蒙古气象局气候资料室编的《内蒙古历史旱涝记载》、中国科学院南京地理所陈家其编制的《黄河中游 1500 年旱涝等级年表》等大量有关历史资料依据中国气象局气科院在北京大学和南京大学组织的全国 500 年旱涝会战的历史资料。自从 1922 年以来有降水资料，又依据标准差五级分类，最终建立了自公元 990～1989 年共 1000 年西安地区旱涝等级序列，并进行如下统计分析：

1. 对西安地区 1000 年旱涝等级序列进行 50 年滑动平均滤波。
2. 利用功率谱分析，选取了显著性周期。
3. 对序列进行了谐波分析，选取 7 个周期进行了叠加拟合（7 个周期的相对方差贡献为 0.82）并做了外延 5 年，做了旱涝趋势预报的探讨。
4. 利用对比分析法，将西安地区近 1000 年旱涝等级序列与竺可桢先生《中国近五千年来

的气候变迁的初步研究》等作了对比分析。

5. 将西安地区近 1000 年旱涝规律和北半球其它地区的气候之间的联系上也作了一些探讨。

三、主要结论

1. 西安地区近 1000 年旱涝等级的频数分布。表 1 基本反映了西安地区为大陆性季风气候，冬季风强，夏季风维持时间短，持续性差，降水振动大，旱涝灾害频繁，尤其是干旱较多是明显的特点。在近 1000 年中，不同程度的旱涝灾害共发生 637 次，干旱和大旱共发生 397 次，其中干旱发生 323 次，大旱发生 74 次，一般性干旱平均约 3 年发生一次，大旱约 13 年发生一次，这些与陕西的实际情况和陕西农谚是基本吻合的。不同程度的涝（涝和大涝）共发生 240 次，平均 4 年发生一次，其中一般性局地涝灾发生 170 次，平均 5~6 年发生一次，大涝发生 70 次，平均 14 年发生一次。风调雨顺的年份占总年数的 36%，可见干旱发生的机会多，也是陕西和西北气候的一种特色^[1]。

表 1 西安地区近 1000 年(公元 990~1989 年)各世纪旱涝情况

	1(大涝)	2(涝)	3(正常)	4(旱)	5(大旱)
11 世纪	6	13	23	54	4
12 世纪	4	14	43	37	2
13 世纪	0	18	45	30	7
14 世纪	5	18	33	36	8
15 世纪	4	17	36	37	6
16 世纪	3	8	48	31	10
17 世纪	12	18	36	26	8
18 世纪	13	18	36	23	10
19 世纪	14	18	34	24	10
20 世纪	9	28	29	25	9
合 计	70	170	363	323	74

2. 西安地区近 1000 年各世纪干旱变化。西安地区近 1000 年中干旱等级次数从 11 世纪起到 13 世纪迅速减少；13 世纪到 15 世纪略有增加；15 世纪到 18 世纪又是迅速减少；18 世纪到 20 世纪变化平稳（图 1）。大旱则是从 11 世纪到 12 世纪略有减少；12 世纪到 13 世纪有较快增加；13 世纪到 15 世纪在平均值附近变化；16 世纪到 20 世纪则略高于平均值，在 8 到 10 次之间变化（图 1）。

3. 西安地区近 1000 年旱涝等级序列的谱分析。我们计算了西安地区近 1000 年旱涝等级序列的谱函数，得出：74 年、27 年、3~4 年、2 年的周期是显著的。在低频数部分的有 74 年，在高频部分 2 年多的周期十分显著^[2]，这与陕西降水一年较多一年较少的情况是吻合的。

4. 根据经过 50 年滑动平均滤波得出西安地区近 1000 年旱涝等级变化曲线（图 2）可以看出：西安地区的旱涝气候变化自 11 世纪至 20 世纪 90 年代可划分为四个时期：（1）公元 1000~1300 年为干旱时期；（2）公元 1310~1410 年为旱涝交替变化期；（3）公元 1420~1640 年为干旱时期；（4）1641~1989 年的相对湿润时期，为偏涝时期^[3]（图 2）。

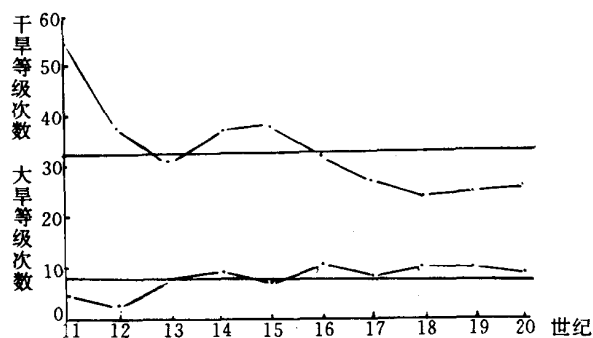


图 1 西安地区各世纪干旱、大旱变化

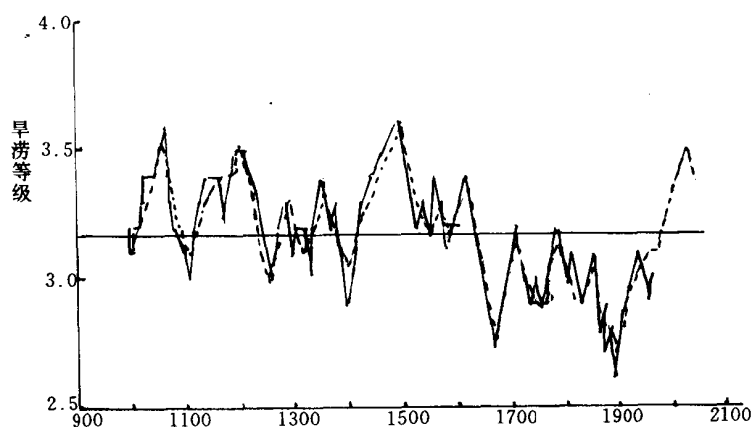


图 2 西安地区近 1000 年旱涝等级序列 50 年滑动平均及拟合外延曲线

5. 对西安地区近 1000 年旱涝等级序列在 50 年滑动平均后进行谐波分析, 得出: 951 年、475 年、158 年、135 年、317 年、73 年、237 年七个周期为显著性周期。将这七个显著性周期进行叠加拟合 (拟合方差贡献为 0.82) 并进行外延 探讨了 1996 年~2000 年旱涝气候趋势预测, 结果表明西安地区 1996~2000 年为一个的偏旱阶段^[4] (图 2)。

参 考 文 献

- [1] 李兆元、李莉、全小伟 西安地区(380~1983 年)旱涝气候变化 地理研究 ,7(4), 64-68(1988)。
- [2] 陕西省气象台研究室、中央气象局研究所, 陕西树木年轮与气候变化, 气候变化和趋势长期预报文集, 科学出版社 ,72~76(1977)。
- [3] 李兆元、董亚非、杨文峰、吴素良、杨月娟 陕西近 500 年旱涝气候变化, 南京大学学报, 自然灾害成因与对策专辑第二期 ,155~158(1993)。
- [4] 沙万英、郭其蕴, 长江、黄河近 500 年大旱大涝对比分析, 中国气候灾害的分布和变化文集, 气象出版社, 261-269(1991)。

CHANGE OF DROUGHT/FLOOD ABOUT 1000 YEARS(990~1989)IN XI'AN AREA

Li Zhaoyuan Wu Suliang Yang Wenfeng Wang Xiuqin

(Shaanxi Institute of Meteorology, Xi'an 710015)

Huang Cunyin Li Hui

(Section of Climate Data in Shannxi Province, Xi'an 710015)

Abstract

Based on rich records of historic drought /flood, drought/flood series were established with historic drought/flood standard and normalized variation of 5 levels. Varying features of drought/flood were analysed by using power spectra and harmonic analysis. Also changing trends from 1996 to 2000 were predicted.

Key words: Xi'an, Change of drought/flood.

青海湖流域全新世以来气候变化的初步探讨

周陆生 汪青春

(青海省气象局气候资料中心 西宁 810001)

提 要

本文引用青海湖流域环境变化的部分资料和采集的树木年轮资料、器测资料分析了不同时间尺度气候变化的主要特征,并对湖水位下降的原因进行了探讨。

关键词:青海湖 气候变化 水位下降

一、引言

青海湖是我国第一大湖,据测定湖面面积 4282.3km^2 湖面高度 3193.59m 流域面积约 $3\times 104\text{km}^2$ (1988年资料)。有水文记录以来,明显地观测到湖水位急剧下降,由此已带来一系列生态问题,成为国内外学者的瞩目之地。一方面由于该湖是内陆湖泊,其水位变化是周围气候变化的良好指示器,另一方面气候变化也是引起水位变化的最直接的原因。因此,研究青海湖流域的气候变化不仅是了解青藏高原气候变化的重要内容,也是探讨湖水位变化原因的重要依据。

二、全新世以来的古气候与湖水进退^①

晚更新世末次冰期在青海湖南、北山区均发育有冰斗冰川与山谷冰川,气候为荒漠草原冷干环境,此时青海湖急剧缩小,大面积湖底出露。

进入全新世以后气候开始转暖,据青海湖 QH85~14a 钻孔孢粉分析,全新世古气候可分为早、中、晚三个阶段。

早全新世 (2000~8000a.B.P) 为与疏林和森林草原植被景观相应的气候,其间还存在冷暖干湿的次级气候波动。随着温度的升高,冰川大量融化,降水较前期也有明显的增多,因此湖泊急剧扩张,并在湖周边形成众多湖蚀、湖积地貌。此时湖水标高在 3300m 左右,湖水域面积 8300km^2 。

中全新世 (8000~3500a.B.P) 温暖适宜期 森林繁盛 形成以云杉、松为主的针阔叶混交林。青海省环境水文地质总站在湖东大水塘剖面发现紫果云杉残木,¹⁴C 测定年代为 $6245\pm 180\text{a.B.P}$ 。该树种目前在青海湖流域已消失,现在生长的气候条件为年平均气温 $2.4\sim 5.2^{\circ}\text{C}$,年降水量在 450~650mm 主要分布在四川西部、甘肃、青海的玛柯河、多可河、隆务河流域,为常绿乔木林。此外,在该处地层¹⁴C 测年为 $6710\pm 70\text{a.B.P}$ 取得的孢粉资料,乔木有落叶松属、松属、栎属等 乔木孢粉占孢粉总数 40.5% 喜湿的水龙骨孢粉高达 18%~42%。此时期湖水的补给主要是降水与地表径流。7500~5000a.B.P 为气候最宜期。据倒淌河谷地中第七道砂堤西侧¹⁴C 测年为 $4457\pm 100\text{a.B.P}$,推测当时湖水的大致标高为 3240m,湖水面积约

^① 参考周陆生、徐国文等“青海湖水位下降与生态环境保护对策研究总报告”,1991年6月。

6400km²，这种温暖适宜的气候环境延续到 3500 aB. P。

晚全新世(3500 aB. P 以来)逐渐变为冷干气候环境，青海湖流域局部地段分布的暗针叶林消失，邻近山地分布的温性针叶林退缩。此外，大水塘地层¹⁴C 测年为 3370±105aB. P 取得的孢粉资料 乔木仅占 9.7% 而灌木占 37.4% 草本 52.3% 水龙骨只有 0.5% 气候趋向干旱。在该时期形成了拔湖高 6~12m 的阶地，形成年代为 1000~2000aB. P 当时的湖水标高 3212m 湖水面积 5100km²左右。

综上所述自晚更新世末次冰湖以来，古气候曾经历了冷干—凉干（转暖冰川融化）—暖湿—冷干的变化，与其相对应的湖水变化为急剧收缩—扩张—缓慢退缩—退缩的进退过程。

三、历史时期的气候变化

青海湖流域既缺乏长年代的气象记录又缺乏文献记载，故用树轮资料为代用资料。青海省气象局气候资料室和气科院合作于 1986、1988 和 1989 年曾组织了湖流域及邻近地区的祁连、乌兰、察汗诺、石乃亥等地的采样 采样点位置见图 1 表 1) 树种以祁连园柏为主 各点均采复本。

表 1 采样点基本情况

地 点	经纬度	海 拔 (m)	起止年代 (按最长树龄)	平 均 敏感度
祁 连	38°07'N 100°24'E	3350—3400	1414—1985	0.220
乌 兰	37°03'N 98°31'E	3600—3700	1163—1985	0.283
天峻察汗诺	37°05'N 99°00'E	3600—3700	1258—1988	0.450
青海湖石乃亥	36°48'N 99°35'E	3500—3600	1607—1988	0.286

表 2a 采样点年轮指数与年降水量相关系数

气象站	刚 察		天 峻		都 兰		江西沟		铁卜加		海 晏	
相关系数	<i>R</i>	<i>R'</i>	<i>R</i>	<i>R'</i>	<i>R</i>	<i>R'</i>	<i>R</i>	<i>R'</i>	<i>R</i>	<i>R'</i>	<i>R</i>	<i>R'</i>
乌 兰	0.289	0.318	0.206	0.255	0.364 *	0.370 *	0.382 *	0.323	0.032	0.233	0.300	0.009
察汗诺	0.389 *	0.337	0.434 *	0.299	0.127	—0.020	0.291	0.324	0.217	0.231	0.182	0.021
石乃亥	0.451 *	0.141	—0.005	—0.036	0.194	0.204	0.343	0.226	0.285	—0.010	0.252	0.147

注：*R*与*R'*分别为年轮指数与当年和前一年降水相关系数；“*”为通过 0.05 信度显著性标准。

表 2b 祁连采样点年轮指数与年均气温相关系数

气象站	刚 察		天 峻		祁 连		江西沟		铁卜加		海 晏	
相关系数	<i>R</i>	<i>R'</i>	<i>R</i>	<i>R'</i>	<i>R</i>	<i>R'</i>	<i>R</i>	<i>R'</i>	<i>R</i>	<i>R'</i>	<i>R</i>	<i>R'</i>
	0.409 *	0.237	0.259	0.121	0.165	0.418 *	0.381 *	0.436 *	0.397 *	0.371 *	0.318	0.157

* 意义同表 2a

由表 1 看出，样本的平均敏感度在 0.22~0.45 之间，包含的大气候信息比较丰富。经树轮资料的处理，建立起相应的年表^① 其中乌兰年表长 823 年(1163~1985) 祁连年表长 572

① 乌兰、祁连年表由气科院徐瑞珍副研究员在美国亚利桑那大学树木年轮实验室合作完成。

年(1414~1985)。通过与湖区各气象站要素的相关分析(见表2),前者反映湖区降水变化很好,后者反映湖区热量状况很好。这与两地气候条件对树木生长的限制因子相一致,因此可以用来重建湖区的降水、温度资料序列。将资料序列作50年滑动平均处理,并经冷暖干湿组合,如图2所示,近六百年来湖区大约有5个相对温暖和4个相对寒冷的时期。其中主要的温暖期是16世纪、18世纪末到19世纪前半期;主要的寒冷期是15世纪后半期、17世纪40年代到18世纪30年代

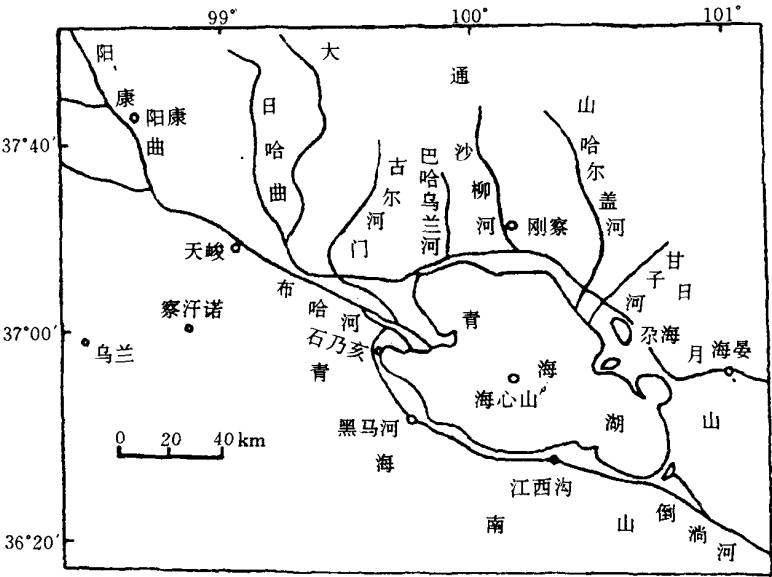


图1 青海湖流域及采样点位置示意图

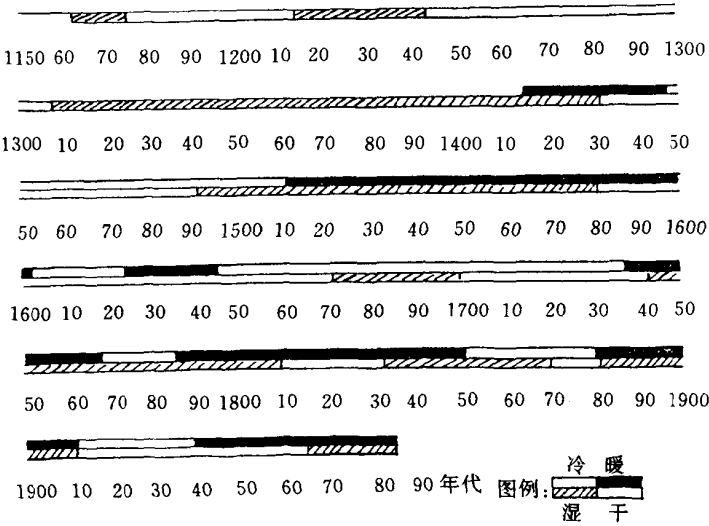


图2 青海湖流域冷、暖、干、湿期划分

现将主要冷暖期与竺可桢先生提出的我国东部主要冷暖期作比较,列于表3。

表 3 湖区主要冷、暖期与我国东部比较

作 者	暖 期	冷 期
竺可桢	1550—1600,1770—1830	1470—1520,1620—1720,1840—1890
本 文	1513—1602,1787—1850	1448—1512,1647—1737,1851—1880

由表 3 看出青海湖流域主要冷、暖期与我国东部大体吻合。

湖区八百多年来大体上可分为 3 个相对湿润期和 4 个相对干燥期。主要干燥期为 1176～1308 年、1433～1492 年、1582～1742 年、1913～1966 年 主要湿润期为 1309～1432 年、1493～1581 年、1743～1912 年。以上结果可以用青海东部近五百年来的旱涝史来印证^①。1582～1742 年有关记载中 45.8% 记载旱象 ,12.5% 记载涝 其它占 25% 大风、低温、虫灾和雹灾等)反映了这一时期以旱象为主 ; 1743～1912 年雨涝、洪灾记载占 44.2% 旱年 仅占 11.5% 其它占 44.3% 含丰年的记载)可见这时期主要矛盾是“ 洪涝 ”。可见用树木年轮资料划分的干湿期是可信的。限于篇幅其它时期不再一一印证。

综上所述 , 湖区近六百年来主要冷暖干湿期大致为 : 15 世纪中、后期为冷干期 ;16 世纪以暖湿期为主 ;17 世纪到 18 世纪前期以冷干年份居多 ; 18 世纪中期到 20 世纪初又以暖湿为主导 ;20 世纪前期以冷干为主 , 中期转为暖干。

从 1881 年到 1985 年共 105 年间 , 偏暖年 77 年 , 偏冷年 28 年 , 偏干年 55 年 , 偏湿年 50 年。所以暖是百年来的主要气候特征 , 其次是干略占优势。施雅风根据亚洲中部山区冰川进退变化和物质平衡观测资料以及山区湖泊资料得出结论 : “ 从上世纪末至今 , 亚洲中部气候呈现着干暖化趋势 ” ; 敦德冰岩心有关资料显示 : “ 20 世纪为暖期 , 其起始时间大约在 19 世纪末即已开始 ” ; 西藏地区气候变化研究结果也是将这一时期定为 “ 近代变暖期 ” 。本文用树木年轮资料反映的青海湖流域最近一个世纪的气候变化趋势与上述结论基本一致。

将青海湖流域与西藏地区最近几百年来气候变化进行比较 , 以下 5 点比较相似或接近 :

1. 西藏 17 世纪中期为数百年最为寒冷的阶段 , 青海湖流域从 17 世纪 40 年代末至 18 世纪 30 年代是强度较大的冷期 ;
2. 西藏 18 世纪中和后半叶出现明显多雨 , 青海湖流域 1740～1808 年都为湿润期 ;
3. 西藏 19 世纪中尚未出现我国东部地区那样的强降温 , 青海湖流域 1850～1880 年曾出现约 30 年的冷期 , 但强度不大 ;
4. 西藏从 19 世纪末、本世纪初气温逐步回升持续在平均值之上 , 青海湖流域从 1880 年起进入暖期 (1880～1910,1940～1985 年) , 近百年来以偏暖气候为主导 ;
5. 西藏树轮和文献序列大都包含 2 年左右周期 , 青海湖流域温度变化有 2.1、2.4 年周期 降水变化有 2 年的显著周期。

四、器测时期的气候变化

考虑到气象记录的长度和完整性 , 并兼顾到各个方位 , 在青海湖流域及邻近地区选刚察、天峻、茶卡、共和、湟源 5 站作为代表站 , 以年代为界计算 5 站各要素的平均值如表 4 所示。

① 青海省气象局科研所 , “ 青海东部近五百年气候历史资料 ” (1978 年)。

表 4 5 站气温(℃)、降水(mm)、蒸发平均值 (mm)

项 目 年	年平均 气 温	1 月平 均气温	7 月平 均气温	气温年 较 差	年 降 水 量	年 蒸 发 量
1958—1960	1.1	—12.7	13.5	26.2	338.0	1855.2
1961—1970	1.0	—12.9	13.0	25.9	332.0	1729.2
1971—1980	1.4	—12.4	12.8	25.2	312.7	1691.5
1981—1990	1.4	—11.7	12.8	24.5	354.8	1507.5
1991—1994	1.6	—12.3	12.8	25.1	328.5	1553.2

(一) 气温变化

年平均气温呈上升趋势，从 50 年代末期起至 90 年代初上升了 0.5℃，这主要是由于冬季增温所致。如 80 年代 1 月平均气温比 50 年代末增温达 1.0℃ 就是 90 年代初也比 50 年代末增温 0.4℃。相反 夏季的气温从 60 年代起便开始下降，从 70 年代开始基本保持不变，总的形势是冬变暖而夏转凉，因此造成气温年较差逐渐变小，尤其是 80 年代气温年较差要比 50 年代末小 1.7℃ 相应地≥0℃ 积温也呈现下降趋势。

(二) 降水变化

50 年代至 70 年代降水呈减少的趋势。80 年代降水明显增加，尤其是 80 年代后期增加更为明显 气候有向暖湿方向发展的趋势 如 1981~1993 年 13 年中暖湿年就占 6 年。根据国家气候中心诊断室提供的青、藏、甘、宁 4 省区 1951~1990 年平均降水、气温变化曲线 笔者按气候类型划分 温度、降水值在平均值以上为暖、湿年 反之为冷、干年 后 其中 1986~1989 年连续 4 年均 为暖湿年。由此可见 80 年代后半期气候暖湿的特征，在西北多数省区具有普遍意义。

(三) 蒸发量的变化

由表 4 看出 年蒸发量从 50 年代起一直呈下降趋势 至 80 年代降到最低，90 年代初略有回升但总量比 50 年代末仍减少了 302mm，造成这种现象的原因主要有两点：(1)年平均气温虽然升高，但在蒸发量旺盛的夏季气温降低，故总效应还是使蒸发量减少；(2)80 年代平均风速为负距平，比平均值减少 0.3~0.5m/s，这也使得蒸发量减少。

五、湖水位下降原因探讨

已有研究表明^[6] 青海湖多年平均亏水量 $4.36 \times 108\text{m}^3$ ，而人为活动耗水量占亏水量的 8.7% 仅占湖面蒸发量的 1%，所以人为直接耗水不是湖水位下降的主要原因。

表 5 不同气候类型下湖水文特征 (1959—1988 年)*

类 型	盈亏水量(108m³)	蒸发量(108m³)	水位升降(cm)
暖干(NG)	—15.08(当年)	41.46(当年)	—22.5(当年) —20.3(下年)
冷干(LG)	—6.56	38.69	—8.7 —13.2
暖湿(NS)	0.05	38.06	—12.3 0.3
冷湿(LS)	4.73	36.26	0.0 1.7

* 因蒸发量资料所限仅统计到 1988 年。

由表 5 看出，不同气候类型下湖盈亏水量和湖面蒸发量是有明显差异的，因而导致湖水 位升降幅度的不同。偏干年都是亏水的，尤其是暖干年亏水量和蒸发量最大，湖水下降幅度也 最大，其次是冷干年；暖湿年湖水基本维持平衡，但因为温度高低直接影响湖面蒸发而使当年

水位有明显下降,而降水对湖水位的影响有一定的滞后性,所以在下年使水位略有回升,只有冷湿年湖水有较大盈余,而且蒸发量最小可使当年水位持平并使下一年水位回升。

据文献[3],1908年(科兹洛夫考察测得的水位深度值,当时湖面标高3205m,比1988年高出11m)至1957年水位下降率为17.2cm/a,蓄水量减少率 $8.21 \times 108 \text{m}^3/\text{a}$,湖水面积减少率 $8.4 \text{km}^2/\text{a}$ 。有记录以来1956~1988年水位下降率为10.5cm/a,蓄水量减少率 $4.6 \times 108 \text{m}^3/\text{a}$,湖水面积减少率 $9.4 \text{km}^2/\text{a}$ 。因此,可以认为因气候暖干化导致湖水量入不抵支的长期发展是形成近百年来湖水位下降趋势的根本原因。

80年代之后湖流域气候趋向暖湿,湖水位下降平缓甚至在80年代末到90年代初形成一个水位回升的小波动。

由上面的分析可以看到,青海湖水位的变化主要受气候、水文等环境因素的综合影响,而不同时间尺度的气候变化则是引起相应尺度湖水位波动的最重要的原因。

六、结 论

自晚更新世末次冰期以来,青海湖流域以千年为时间尺度的古气候经历了冷干—凉干—暖湿—冷干的演变过程,相应的湖水位变化表现为急剧收缩—扩张—缓慢退缩—退缩的形式。近六百年来流域主要暖湿期为16世纪、18世纪中期到20世纪初期。15世纪中、后期以及17世纪到18世纪前期为主要的冷干期。青海湖水位长期变化趋势的形成是气候演变的产物。近一百多年来,暖干是流域气候的主流,在此气候背景下,湖水文特征主要表现为湖面蒸发量超过湖面降水量与入湖径流量之和。因此长期以来湖水亏损量累计值保持递增的趋势,这是气候变化导致湖水位下降的根本原因。

参 考 文 献

- [1] 杜乃秋、孔昭宸、山发寿,青海湖QH85-14a钻孔孢粉分析及其古气候古环境的初步探讨,植物学报,31(10):803~814(1989)。
- [2] 竺可桢,竺可桢文集,科学出版社,475~506(1979)。
- [3] 施雅风,山地冰川与湖泊萎缩所指示的亚洲中部气候干暖化趋势与未来展望,地理学报,45(1):1~13(1990)。
- [4] 姚檀栋,中国气候与海面变化研究进展(一),海洋出版社,128~130(1990)。
- [5] 吴祥定、林振耀,中国气候变化及其影响,海洋出版社,239~255(1992)。
- [6] 周立华、陈桂琛、彭敏,人类活动对青海湖水位下降的影响,湖泊科学,4(3):32~37(1992)。

ANALYSES INTO THE CLIMATE CHANGE OF THE QINGHAI LAKE SINCE HOLOCENE EPOCH

Zhou Lusheng Wang Qingchun

(Qinghai Province Meteorological Bureau, Xining 810001)

Abstract

Based on the partially representative data of the environmental change of the Qinghai

lake and the data of the growth ring as well as the data obtained by instruments, this paper investigates the main features of the climatic change with varied temporal scales and discusses the cause for the fall of the lake surface.

Key words: Qinghai lake ,Climatic change ,Fall of the lake surface.

新疆西部近 250 年干湿变化特征

王承义

(新疆气象科学研究所 乌鲁木齐 830002)

提 要

运用树木年轮气候学方法,分析了天山西部地区树木年轮与气候要素之间的响应函数,重建盆地近 250 年降水变化序列,分析出几个较明显的干湿期,对周期和干湿变化特征进行了分析讨论,从而得出几个有益的结论。

关键词 新疆西部 干湿变化 特征

一、引 言

昭苏、特克斯盆地(简称昭特盆地)位于新疆西部伊犁河谷西南侧,盆地海拔 1200~1800m 左右,并由东向西,由南向北倾斜。昭特盆地由于海拔高,以及独特的地理环境条件,使得盆地气候与同纬度地区相比差异较大。

本文运用树木年轮气候学方法,分析了天山西部昭特盆地区域树木年轮生长与气候要素之间的响应,恢复盆地 250 年来春季降水序列,并进行了验证,同时对其周期和干湿变化特征进行了分析讨论。

二、昭特盆地降水序列重建

(一) 响应函数

利用树木年轮资料重建过去气候,首要解决的是树木生长与气候要素之间的定量关系。国内外目前常采用响应函数来定量估价树木生长对逐月气候要素的响应程度^[1]。

为了确定昭特盆地邻近山区树木生长对气候要素的响应函数,选用昭苏(Zhs)、特克斯(TKS)、查布察尔(CBCR)年表并选用记录年代较长的特克斯站前一年 10 月至当年 9 月共 12 个月的逐月平均气温和月总降水量计 24 个变量。从 1959~1981 年,计 23 年还考虑了年轮指数的三阶滞后共 27 个因子,采用提取主分量再回归的方法建立响应函数。

将计算结果绘制在图上,可得到 TKS 年表的响应函数(图 1)图中横坐标为上年 10 月至当年 9 月的气温与降水量,以及落后 1~3 年的前期生长,纵坐标为响应程度的标准化指数值,大于零为正响应,小于零为负响应,对每个因子响应值的 0.95 信度标准,以平行于纵坐标的线段给出,落在置信范围内的显著因子用 * 标出。显然树木生长对气温响应不显著,对降水的响应较强有 6 个因子通过了显著性检验,尤其是反映生长前期的 3、4、5 月均为正响应这与干旱半干旱地区树木生长的基本生理特性大体上吻合。在负响应中仅有 6 月超过了置信标准表明进入盛夏,由于温度的显著升高,这对过多的消耗贮存的营养而不利于树木生长。在对生长前期 3 个因子的响应中,仅前一年通过了显著性检验。

还确立了其它树木生长对气候要素的响应函数,其分析结果基本一致,在此不一一列举。

(二) 降水序列的建立

运用 TKS、Zhs、CBCR 年轮年表与盆地测站气象资料年代较长的特克斯站降水量进行了

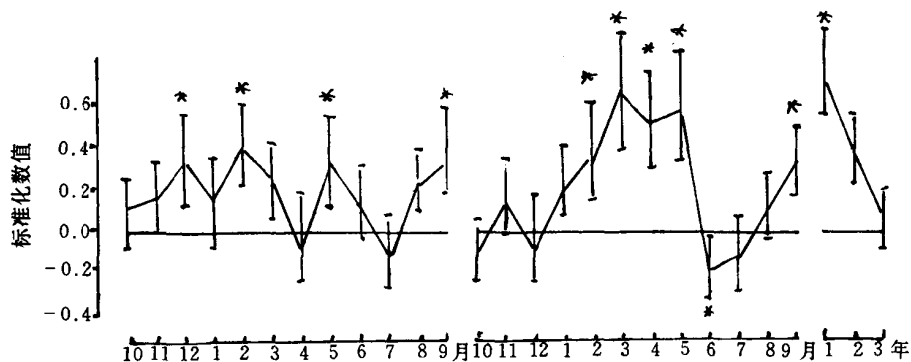


图 1 TKS 响 应 函 数

相关分析 与年降水量 各季降水量的相关关系较好。其中 3~5 月降水量与年表序列的相关较显著 通过了 0.01 显著性水平检验，从响应函数分析中也证明了这一结果，可以认为春季 3~5 月降水量作为重建序列是能接受的。

本文选用昭特盆地 23 年(1960~1982 年)连续的降水资料与邻近采区的 3 个年轮年表，当年及落后 1~3 年的年轮年表资料。用逐步回归建立了多元回归方程

$$R_t = 8.6688 + 291.255I_1 - 636.641I_2 + 497.984I_3 - 223.21I_4 + 295.22I_5 \quad (1)$$

方程 1)的 F 值为 15.97 复相关系数值达 0.92 经检验通过了 0.01 显著性水平。从而得出昭特盆地 250 年以来春季 3~5 月降水量重建值(图 2)。

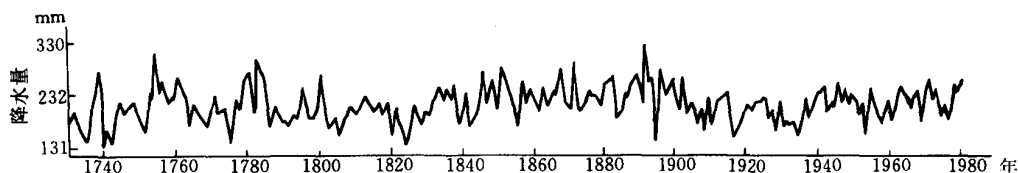


图 2 昭特盆地 250 年春季降水量重建序列

(三) 序列的检验

将校准期的重建值与实测值进行对比(图 3)可以看出两条曲线的变化趋势是基本一致的。其误差值平均在 10mm 以内，可以说明重建值是可信的。

查历史资料也有一定的对应性，如历史记载 1911、1933、1943、1952 年北疆西部、北部属于干旱年份，降水序列反映出负距平。在中国历代天灾人祸志中记载 1796 年(清、嘉庆元年)北疆塔城和伊犁等地属降水丰盛年份，从重建值中反映出正距平，对应 1914 年、1964 年都呈现出正距平值。从记载中得知 1766 年(清、乾隆三十一年)左右的几年里，北部、西部地区旱灾严重，而且蝗灾四起，从重建序列中看出也是降水偏少时期。

从上述对应分析结果中看出，重建序列与实测记录，以及与历史记载资料的一致性，可进一步看出重建序列的可信程度。

三、干湿变化特征分析

(一) 干湿变化

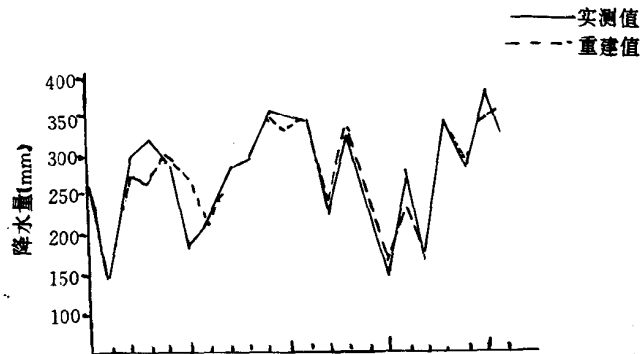


图 3 校准期重建值与实测值对比曲线

将 250 年干湿变化序列进行低通滤波分析,突出较长波动的气候变化,并绘制成图

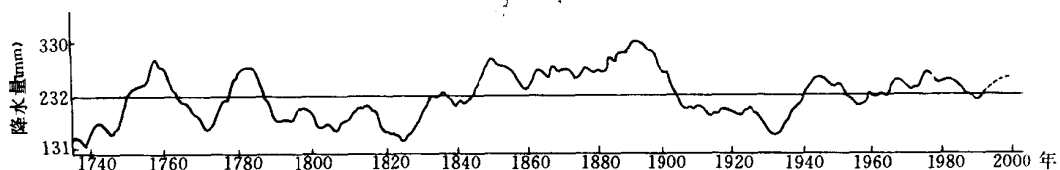


图 4 特克斯 250 年降水序列低通滤波曲线

分析 250 年干湿变化趋势可看出,存在着几个明显的干湿期,从图中看出 1757~1787 年基本上属于偏湿期,仅 1770 年左右的几年里处于偏干,历史记载这个时期伊犁地区春暖,干旱少雨。1788~1845 年处于明显的干期,这个时期的偏干与天山东部的干湿变化存在着一致性^[2]。而 1846~1904 年为湿期,这一时期是 250 年内降水最丰盛的时期。1905~1943 年左右的几年里历史记载春夏干旱比较严重从 1945 年至今基本上维持在平均值以上,仅本世纪 60 年代初表现出偏干。预计 90 年代中以后到本世纪末处于偏湿。

综上所述 250 年干湿变化序列可划分为较明显的 3 个湿期和 2 个干期,干湿变化与历史记载是基本吻合,与有关文献分析结果接近^[3]。

(二) 周期分析

将 250 年降水序列进行功率谱分析,从分析结果看出,存在着较明显的 166、83、11、22、20 年周期。其中 83、11、20 年周期达到了较高的显著性水平而 22 年周期与大气环流的振动周期相吻合,11 年周期却与太阳黑子活动周期相吻合。

由于盆地降水变化除受大气环流的影响外,还受区域气候及全球范围内气候变化诸多因子的影响,因而在 250 年降水序列表现出多种尺度的周期变化是可能的。

四、小 结

本文通过对新疆昭特盆地近 250 年春季干湿变化特征的分析,从而可以得出几个比较明显的结论。

1. 昭特盆地及邻近地区年轮年表与春季降水量存在着较好的相关关系,年轮生长对降水变化存在着响应。

2. 250 年春季降水量重建序列,经检验和历史记载资料的验证,可信程度较高。

3. 昭特盆地 250 年降水序列存在着明显的干湿期。
4. 250 年降水序列具有 83、11、22 年较为稳定的变化周期。

参 考 文 献

- [1] 吴祥定等 树木年轮与气候变化 气象出版社, 187 ~ 200(1990)。
- [2] 王承义, 北疆东部近 500 年来温度变化及其趋势研究, 新疆大学学报, 8(1), 90 ~ 96(1991)。
- [3] 韩淑缇、王承义、袁玉江 北疆干旱区 500 年来环境演变序列, 中国沙漠 12(1), 1 ~ 5(1992)。

THE FEATURE OF CHANGES IN DRY-WET FOR NEARLY 250 YEARS IN THE WEST OF XINJIANG

Wang Chengyi

(Xinjiang Institute of Meteorology, Urumqi 830002)

Abstract

Response functions of tree-ring and climatic element in the west of Tianshan mountain are analyzed by means of tree-ring climatology, precipitation sequences for nearly 250 years in basin have been reconstructed, a few evident dry-wet spells have been obtained. The feature of changes in dry-wet and periodic laws of precipitation are analyzed, some useful results are gained.

Key words: In the west of Xinjiang, Changes in dry-wet, Feature.

北疆 250 年地表水资源变化特征 及未来趋势预测

袁玉江 桑修诚

吴素芬

(新疆气象科学研究所 乌鲁木齐 830002) (新疆水利厅水文总站 乌鲁木齐 830002)

提 要

本文从北疆年轮场重建了北疆 250 年的地表水资源,探讨气候 - 地表水资源 - 年轮之间的关系,分析地表水资源的长期变化特征,预测其变化趋势,为北疆地表水资源的研究与利用提供了新的参考依据。

关键词 年轮场 地表水资源 重建 长期变化特征 预测

北疆属温带大陆性干旱气候,其水资源的问题一直是人们关心与研究的热点之一。新疆水文总站、中国科学院地理研究所等单位的有关专家曾对近 30 ~ 40 年新疆的水资源进行过大量研究,但对近几百年来整个北疆地表水资源的变化规律与特征却无人涉及。本文则试图利用北疆地区自 70 年代以来陆续建立的几十个树轮年表来研究解决这一问题。

一、北疆地表水资源序列的延长

本文采用严凤鸣文章中的 1956 ~ 1986 年逐年北疆实际控制河流径流量作为北疆地表水资源基本序列,它覆盖了阿勒泰、塔城、伊犁、博州、乌鲁木齐、昌吉、吐鲁番、哈密等 8 个地、州,且已对引水进行过还原计算。

(一) 布朗站及雅玛渡站径流资料序列的延长

额尔齐斯河布朗站年径流总量,只有 1928 ~ 1959 年的实测值,1960 ~ 1989 年的值是依据布尔津站的年径流总量换算而得到的^[1]。由于 1970 年以后,布尔津水文站以上人为引水难以精细地还原,故 1970 ~ 1989 年的布尔津年径流总量则又是依据 1958 ~ 1969 年时段上,与其各支流中水量最大且很少受人为引水影响的群库勒水文站年径流总量的直线回归方程得到的。该方程为

$$Q_{\text{布尔津}} = -30.232 + 1.498Q_{\text{群库勒}} \quad (1)$$

其单相关系数 0.984 显著水平达 0.01。

伊犁河雅玛渡水文站 1911 ~ 1951 年年平均流量,是由伊犁州水文资源勘测大队利用境外伊犁河下游伊犁村水文站的实测资料来延长的。

(二) 北疆地表水资源序列的延长

利用延长后的布朗站年径流总量(1928 ~ 1989 年)及雅玛渡站年平均径流量(1911 ~ 1994 年)在 1956 ~ 1986 年的时段上与北疆地表水资源序列相关,单相关系数分别为 0.9 及 0.88 显著水平远超过 0.001。其中北疆地表水资源对雅玛渡年均流量的回归方程为

$$Q_{\text{北疆}} = 121.202 + 0.896 Q_{\text{雅玛渡}} \quad (2)$$

北疆地表水资源与布朗站年径流总量、雅玛渡年均流量的二元回归方程为

$$Q_{\text{北疆}} = 163.051 + 0.524 Q_{\text{雅玛渡}} + 1.053 Q_{\text{布朗}} \quad (3)$$

其复相关系数为 0.984 显著水平远超过 0.001。

我们由 2) 式延长了北疆地表水资源 1911~1927 年、1987~1994 年的值, 由 3) 式延长了 1928~1955 年的值, 最终得到了 1911~1994 年共 84 年的长序列。

二、北疆 250 年来地表水资源序列的重建

(一) 北疆的树轮年表

到 1991 年为止, 北疆共有树轮年表 61 个, 它们是根据树木年轮气候学的基本原理进行采样、交叉定年与年表研制后而得到的, 主要分布于表 1 中所示地州的山区。

表 1 北疆的树轮年表

地 州	阿 勒 泰	伊 犁		昌 吉		哈 密			博 州
年表个数	10	18	4	6	5	10	3	4	1
采集年代	1981	1982	1991	1977	1990	1979	1989	1990	1989

(二) 年表集中区与地表水资源集中区的关系

如以北疆地表水资源为 100% 计算, 占 8 个地州地表水资源前 4 名的伊犁 (37.5%)、阿勒泰 (28.4%)、塔城 (13.6%)、昌吉 (8.8%) 共占北疆地表水资源的 88.3%。而树轮年表集中的伊犁、阿勒泰、昌吉、哈密覆盖了北疆地表水资源 4 个集中区中的 3 个, 共占有北疆地表水资源的 76.9%。再者由于塔城地区地表水资源年际变化与伊犁有很好的同步性 (1956~1986 年的单相关系数为 0.813), 故在缺少塔城地区树轮年表的情况下, 从目前北疆的树轮年表重建出北疆地表水资源的历史变化序列是完全可行的。

(三) 用于重建北疆地表水资源的树轮年表的选择

考虑到在 $t-3, t-2, t-1$ 及 t 年的年表序列中所包含的降水信息均可能影响到第 t 年的地表水资源, 将表 1 中的各树轮年表之 4 种序列与北疆地表水资源序列求取单相关。相关的开始年份均取 1911 年, 终止年份取年表的采集年份, 样本数在 67~76 之间。根据单相关显著水平达 0.10 以上及年表长度大于 240 年两个条件, 本文共选取了 22 个树轮年表 (阿勒泰 2 个、伊犁 9 个、昌吉 7 个、哈密 4 个) 所得 22 个显著的相关系数均为正值, 且其中 19 个年表与北疆地表水资源的相关以当年序列最为密切, 这表明, 当年年轮偏宽时, 北疆地表水资源偏多, 反映了降水对年轮与径流的正向作用。

(四) 北疆地表水资源的重建

表 2 北疆地表水资源转移函数的有关信息

校准期	年 代	1938~1977	1933~1977	1928~1977
	年 数	40	45	50
独立检验期	年 代	1911~1937	1911~1932	1911~1927
	年 数	27	22	17
转移函数个数		10	11	13

采用如表 2 所示的 3 种校准期和独立检验期, 由提取主分量再回归方法建立所选 22 个树轮年与北疆地表水资源之间转移函数 (即重建方程)。根据回归方程中最多可取自变量个数为校准期长度 1/4 的一般作法, 从取一个年轮场主分量起到可取的最多个数为止, 3 种情况下共建立了 34 个转移函数, 然后逐个进行地表水资源的重建和独立检验, 最终得到了如下最佳转

移函数作为北疆地表水资源的重建方程：

$$Q = 445.4 + 10.3T_1 + 8.7T_3 + 14.5T_5 - 13.5T_7 - 21.1T_{11} - 17.4T_{13} + 29.5T_{15} + 27.7T_{17} + 27.5T_{18} + 35.8T_{22} \quad (4)$$

式中 Q 为北疆地表水资源, T_i 为由 22 个年表 1745~1977 年资料所构成的年轮场的第 i 个主分量。该重建方程的复相关系数为 0.83, 可还原北疆地表水资源方差的近 70% 经 F 检验其超过 0.001 的极显著水平 ($F_{10,31}=7.457$) 这说明, 在校准期内, 该重建方程是十分可信的。

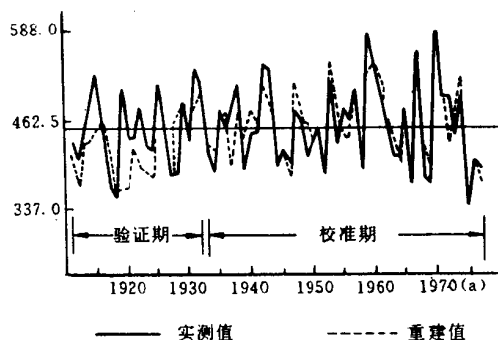


图 1 北疆地表水资源重建值与实测值的对照
(纵坐标单位同图 4)

在 1911~1932 年共 22 年的独立检验期上, 北疆地表水资源重建值与实际值的单相关系数为 0.616 超过 0.01 的极显著水平, 一阶差相关系数为 0.52 接近 0.01 的极显著水平, 误差缩减值为正值 (0.108) 这都说明由 (4) 式所得到的北疆地表水资源重建值是稳定可靠的 是有价值的 (见图 1)。

由 (4) 式本文重建了 1745~1910 年北疆地表水资源的值 加上 1911~1994 年的实测或延长值, 最终得到了 250 年的北疆地表水资源长序列。

北疆年降水量是地表水资源最重要的来源 由 7 个树轮年表重建的 1852~1987 年北疆 9 站平均降水量^[2]与北疆地表水资源之间的单相关系数为 0.438 远远超过 0.001 的极显著水平。这进一步证实了本文所重建的北疆地表水资源序列是可信的。

三、北疆气候-地表水资源-树木年轮之间的关系

(一) 气候对地表水资源的影响

北疆地表水资源主要来源于北疆的降水, 这首先表现在其 31 年资料与北疆 9 站年均降水量的单相关系数达 0.785 而年温度的作用明显小于年降水。其次取北疆 7 站(阿勒泰、塔城、奇台、昌吉、石河子、乌苏、伊宁) 1954~1982 年上年 10 月至当年 9 月逐月平均降水资料与北疆地表水资源进行响应函数分析, 结果表明, 北疆地表水资源对水文年降水的复相关系数为 0.93 远远超过 0.001 的极显著水平。这表明北疆水文年降水对地表水资源的形成有着极为重要的作用。从图 2 中带星号的月份可见, 达到 0.05 显著水平的正向影响降水月有 7 个, 它们表明, 在去冬今春积雪、春末及夏季降水多的年份, 地表水资源丰富, 反之亦反, 这是符合实际情况的。对应 7 个月降水与地表水资源的单相关也均达到了 0.05 的显著水平, 更说明了响应函数结果的可信性。

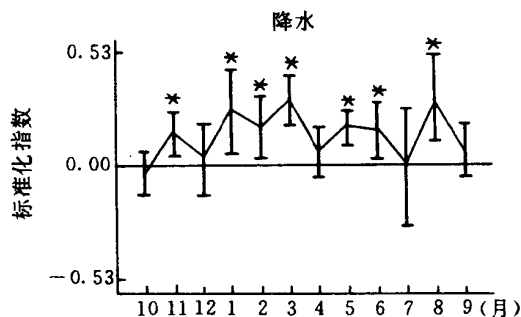


图 2 北疆地表水资源对降水的响应函数

(二) 北疆降水对树木年轮生长的影响

取北疆 22 个年表所构成的年轮场的第一主分量 (反映同步变化特征, 占有 30.5% 的年轮

场总方差)作为北疆年轮生长状况,对北疆7站1954~1982年上年10月至当年9月的逐月平均降水量及年轮生长的三阶滞后($t-1, t-2, t-3$)计算响应函数,两者复相关系数为0.53,经 F 检验在0.05的水平上显著。这表明22个年表的同步变化分量中包含了一定的北疆降水信息。图3中达到0.05的显著水平的正向影响的降水月份(带星号)表明,当去冬今春积雪和降水偏多时,有利于春材的生长,形成较宽的年轮,反之形成偏窄轮。单相关指出5月降水是这些月份中对树木生长最重要的($r=0.43$,接近0.01的极显著水平),这与4~6月降水较少,是新疆植物生长最感缺水的事实相一致。

(三) 北疆树木年轮生长与地表水资源间的相关性

如前所述,由于北疆去冬今春积雪降水对树轮生长及地表水资源的形成均有显著的制约作用,故两者之间也表现出了较好的相关性。1938~1977年北疆年轮场第一主分量与地表水资源的单相关系数达0.498,显著水平接近0.001,1911~1989年,年表与地表水资源的最佳单相关为0.532,显著水平远远超过0.001,这都说明,从北疆树木年轮重建地表水资源是具有一定的物理与生物学意义的,是可行且可信的。

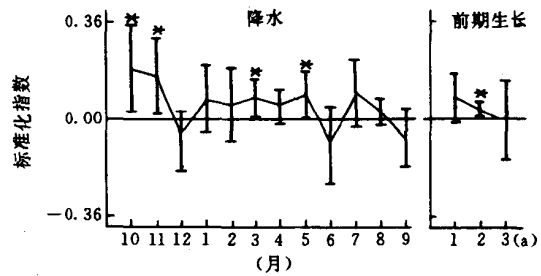


图3 北疆年轮生长对降水响应函数

四、北疆地表水资源变化特征及趋势预测

(一) 长期丰枯变动的距平特征

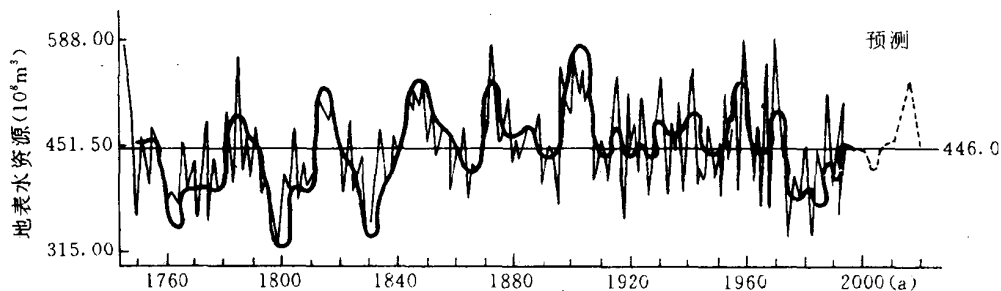


图4 北疆地表水资源变化及趋势预测曲线

由图4中北疆地表水资源低通滤波曲线(粗实线)可见,近250年来地表水资源的距平变化特征为1840年以前以偏枯为主,1841~1974年以偏丰为主,其间还有若干个次一级的丰枯波动,而自1974年以后又处于一个新的偏枯阶段。

(二) 长期增减趋势

从图4中的粗实线可见,北疆地表水资源自1760~1950年左右,波动的峰值变大,谷值变小,呈现出波动增加趋势,重建值与对应年代的直线回归表明,两者的单相关系数为0.456,显著水平达0.001,地表水资源每10年约增加5.6亿 m^3 ,显然这种增加趋势是显著的。而自1905至1994年,北疆地表水资源有较弱的趋于减少之势,对年代的单相关系数为-0.116,水资源每10年约减少2.5亿 m^3 。这与自1910年以来北疆10年平均降水量所呈现的变干趋势

相吻合^[3]，但由于地表水资源在干旱少雨年份能得到高山冰雪融水的补给，故其减少趋势不及降水明显。

(三) 北疆地表水资源的最大变幅

北疆 250 年地表水资源的均值为 446 亿 m³ 最少为 315 亿 m³(1761 年) 最多为 588 亿 m³ (1969 年) 相应最大距平百分率振幅为 -29%~+32%。但由于树木生长对夏季的历时短、强度大的暴雨响应能力较差，而暴雨对径流的形成作用却很强，故地表水资源重建值中的峰值可能会比实际偏小。如 1746、1872 年的重建值为 580 亿 m³ 比 1969 年小 8 亿 m³ 然而实际上这两年的地表水资源要比 1969 年大。由于它们都是距平百分率达 20% 以上的特丰水年 故我们可以从 1969 年的实际值 (588 亿 m³) 与重建值 542 亿 m³ 的相对误差 8.5% 来大致估计出 1746 年与 1872 年的北疆地表水资源应为 629 亿 m³ 比均值偏多 +41%。而由于少雨年对径流及年轮的形均不利，重建序列中的谷值的精度要比峰值高得多，故本文不对谷值进行订正。至此可知北疆地表水资源的最大距平百分率振幅为 -29%~+41% 全振幅为 70% 比实际资料的最大距平百分率振幅 (-24%~+32%)、全振幅 (56%) 明显偏大 这是合理的 因为序列越长，包含极端年份的可能性越大。

(四) 变化周期

最大熵谱分析计算出 250 年北疆地表水资源变化的显著周期有：2,35,30,14,52 年 此外还可能存在大于 250 年的周期。

(五) 北疆地表水资源与太阳黑子相对数的关系

表 3 北疆地表水资源与太阳黑子相对数的凝聚谱

周期长度(年)	23.6	11.8	9.1	6.6	3.3	2.5	2.0
凝聚谱值	0.62	0.78	0.73	0.73	0.65	0.78	0.81

对 1745~1983 年北疆地表水资源与太阳黑子相对数的交叉谱分析 (表 3) 表明 太阳黑子对北疆地表水资源的影响主要表现在 22 年磁周期、11 年周期及 6 年、2~3 年的短周期上 在这些周期附近两者具有较大的凝聚谱值。这与许多水文工作者在制作年度流量预报时，都将太阳黑子作为一个重要依据的经验相一致。

(六) 未来变化趋势预测

由于最大熵谱无法进行预报，本文利用方差分析方法，取与最大熵谱所揭示的周期较为接近的 29、56 及 32 年 3 个达到 0.01 显著水平的周期，对北疆地表水资源进行预测。为显示其长期变化，又对预测值进行了低通滤波，结果如图 4 中点线所示，1995 年至本世纪末 北疆地表水资源以正常偏多为主，下世纪的前 5 年以正常偏少为主，而后进入一个以偏多为主的时期 大约要持续到 2019 年左右。

五 、 小 结

- 1. 北疆地表水资源重建值可还原实际地表水资源总方差的近 70% 经验证 具有较好的可信性。
- 2. 北疆地表水资源的长期变化特征是：①1840 年前偏枯为主，1841~1974 年偏丰为主，1974 年后偏枯为主；②1760~1905 年存在着波动增加的趋势，1905~1994 年存在较弱的减少趋势；③变动的最大距平百分率振幅为 -29%~+41%；④变化周期主要有：2,35,30,14 和 52 年；⑤其与太阳黑子相对数在 22,11,6 及 2~3 年的周期上具有较好的相关性。

3. 未来北疆地表水资源的变化趋势是：1995 年至本世纪末以正常偏多为主，下世纪初前 5 年以正常偏少为主，而后至 2019 年左右以偏多为主。

参 考 文 献

- [1] 刘恩保 额尔齐斯河年径流量的波谱分析 干旱区地理 ,8(2),1~8(1985)。
- [2] 袁玉江, 北疆百年降水变化及其预测, 中国干旱、半干旱地区气候、环境与区域开发学术讨论会论文集, 气象出版社 ,112~116(1990)。
- [3] 袁玉江、韩淑缇 北疆 500 年干湿变化特征, 冰川冻土 ,13(4),315~322(1991)。

THE VARIATION FEATURES IN 250 YEARS AND TREND PREDICTION IN THE SURFACE WATER RESOURCES OF NORTH XINJIANG

Yuan Yujiang Sang Xiucheng

(Xinjiang Institute of Meteorology, Urumqi 830002)

Wu Sufen

(Xinjiang General Station of Hydrology, Urumqi 830002)

Abstract

In this paper, we reconstruct the surface water resources of North Xinjiang in 250 years from the tree-ring field in this region, study the relationships among climate, surface water resources and tree-ring, analyze the long-term variation features and predict the variation trend in the future. The main conclusions obtained are as follows: (a)Reconstructing the surface water resources from the tree-ring field in North Xinjiang has clear physiological significance and the results are believable; (b)The departure variation features of the sequence of the surface water resources of North Xinjiang in 250 years are as follows: the annual surface water is mainly less than its mean before 1840, it is mainly more than its mean from 1841 to 1974 and it is also mainly less than its mean after 1974; (c)There is an undulate increase trend in the surface water resources during 1760 ~ 1905 and there is a weaker decrease trend from 1905 to 1994; (d)The maximum departure percentage amplitude of the surface water resources in 250 years is from -29% to +41%; (e)The lengths of the main variation periods of the surface water resources are 2,35,30,14, and 52 years respectively; (f)There is a better correlation between the surface water resources of North Xinjiang and the relative number of sunspot in the periods of 22,11,6 and 2 ~ 3years.

Key words: Tree-ring field, Surface water resource of North Xinjiang, Reconstruction, Long-term variation features.

西北地区近 210 年旱涝特征分析

李兆元

杨文峰

郭剑侠

(陕西省气象科学研究所 西安 710015) (陕西省气象局 西安 710015)

提 要

本文利用西北地区(新疆除外)的西安、银川、兰州、西宁四站的 210 年旱涝等级资料进行了相关性、周期性、跃变性和阶段性研究。在研究过程中,重点进行了跃变性的分析,发现旱涝气候跃变可能与东亚夏季风的变化有关,但其机理还有待于进一步研究。本文的研究旨在帮助了解西北地区旱涝变化特征,以便更好预测未来的旱涝变化。

关键词 西北地区 旱涝等级 跃变性

一、前 言

西北地区是我国主要干旱地区之一,旱灾发生频率较大,研究旱涝气候变化规律有十分重要的现实意义。但是由于西北地区仪器观测到的资料年代短,难以满足较长时间尺度气候变化的研究。因此通过史料恢复到的旱涝等级资料的使用就显得非常重要。应用史料旱涝等级资料来研究旱涝特征,也有人作过此类研究,如王绍武等^[1]讨论了旱涝空间分布特征,西北各省(区)也对本省(区)旱涝史料作过一些研究。本文在前人的基础上,把西北地区(除新疆外)以下同)作为一个整体,研究各省(区)旱涝演变的相关性、周期性、跃变性和阶段性,并对跃变性作了重点研究,且初步探讨了导致这种跃变性的可能原因,为预测西北各省(区)旱涝发生规律提供参考依据。

二、资料来源及整理

取西北地区的西安、银川、兰州、西宁四站为代表,历史旱涝等级资料 1781~1959 年取自《中国近五百年旱涝分布图集》^[2]。为了和历史旱涝等级资料相一致,1960~1990 年在应用实际观测资料时取用站点 5~9 月降水量,利用标准差方法进行五级划分得到旱涝等级,这样总共有 210 年旱涝等级资料。另外由于文献[2]用历史资料整理旱涝等级时有一些缺值,对这些空缺年的旱涝等级值应用空间相关列联概率插值方法进行插补得到。这种方法是将旱涝等级作为状态标号,插值完全建立在空间旱涝等级的内部结构相关联的规律上,详细原理依据及步骤参阅文献[3]。这样就取得了各站完整的 210 年旱涝等级资料。

三、相关性和周期性

对西安、银川、兰州、西宁四站点的旱涝等级进行两两相关分析,结果见表 1。

表 1 西安、银川、兰州、西宁四站 210 年旱涝等级两两相关系数表

	西 安	银 川	兰 州	西 宁
西 安	1.000	0.251	0.151	0.130
银 川	0.251	1.000	0.414	0.325
兰 州	0.151	0.414	1.000	0.525
西 宁	0.130	0.325	0.525	1.000

当 $\alpha=0.05$ 时, 临界相关系数为 0.138 表 1 中只有西安与西宁的相关系数 (0.13) 小于 0.138 其它均大于 0.138 通过了 $\alpha=0.05$ 的水平检验, 兰州与西宁的相关性最好达 0.525。由表 1 可知, 西安站向北相关比向西相关好, 兰州站与各站的相关性均较好, 因此用兰州站的旱涝等级资料来代表西北地区旱涝变化最好。

应用功率谱对四站点的旱涝等级系列的 11 年滑动平均进行分析, 水平检验 $\alpha=0.1$ 可得显著性周期, 其中西安为 3.8 年, 4 年, 5 年; 银川为 10 年, 5.6 年, 3 年; 兰州为 14 年, 9 年, 8 年, 3 年; 西宁为 3 年, 除西安外都表现出较好的 3 年周期, 但西安具有 3.8 年周期, 可见 3 年左右的周期在西北地区相当普遍。

四、跃变性和阶段性

气候跃变是气候系统由一种较为稳定的气候状态在短时间内变化到另一种较为稳定的气候状态, 是气候系统非线性的特殊表现形式。要认清旱涝变化规律, 跃变性的研究相当重要。求跃变参考点的方法较多, 本文采用费希尔 (Fisher) 最优分割与统计检验相结合的方法, 该方法排除了许多人为因素 (详见文献[4])。对各站旱涝等级资料进行 11 年滑动平均, 见图 1~图 4。

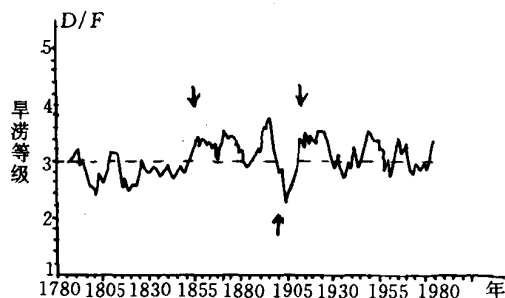


图 1 西安旱涝等级 11 年滑动变化曲线及跃变参考点位置 (虚线是平均值曲线)

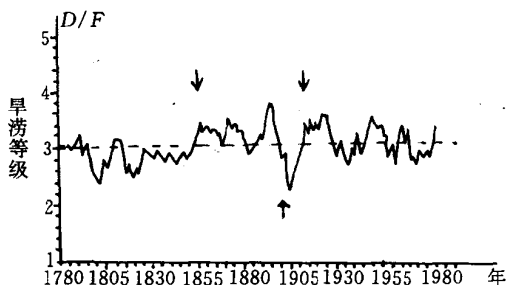


图 2 银川旱涝等级 11 年滑动变化曲线及跃变参考点位置 (虚线是平均值曲线)

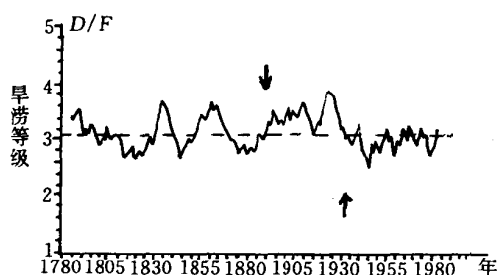


图 3 兰州旱涝等级 11 年滑动变化曲线及跃变参考点位置 (虚线是平均值曲线)

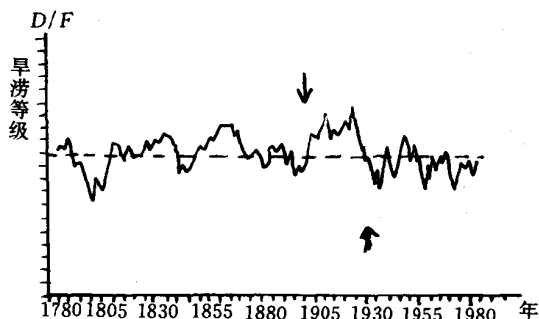


图 4 西宁旱涝等级 11 年滑动变化曲线及跃变参考点位置 (虚线是平均值曲线)

计算 10 年以上 (含 10 年) 尺度的跃变参考点, 选取水平 $\alpha=0.05$, 得到信噪比 (SNR) 大于 1 的跃变参考点如表 2。由表 2 知, 四站点彼此有相同的跃变点, 其中西安、兰州、西宁共同跃变参考点在 1934 年左右 (含 1931 年、1935 年); 兰州、西宁、银川共同的跃变参考点为 1901 年左右 (含 1896 年、1904 年); 西安、银川也具有 1911 年左右 (含 1915 年) 的跃变参考点。说明旱涝气候跃变的发生存在一定的空间尺度范围, 在这种空间尺度下具有非局地性的特点, 这可能与

控制这个空间的动力因子有关，从东到西、从南到北也存在相同的跃变参考点。据严中伟等^[5]分析，1911年左右华北海河流域也发生了旱涝气候跃变，可见 1911 年左右的旱涝气候跃变范围相当广，其西界应在宁夏、陕西一线，这一线也是气候主要由半湿润、半干旱向半干旱、干旱气候型的过渡区间。在西北地区，兰州与西宁的跃变参考点非常一致，可能是由于两地距离近受相同的跃变因子影响，而西安，银川各自与西部的兰州、西宁有 1934 年左右，1901 年左右的相同跃变参考点，1854 年左右的银川、1883 年左右的西安气候跃变参考点是孤立的，表现为一定的局地性。

表 2 西安、银川、兰州、西宁四站 210 年间旱涝气候跃变参考点表

	西 安	银 川	兰 州	西 宁
突 变	1935、1915	1911、1901	1934、1896	1931、1904
参考点	1883	1854		

旱涝等级资料反映的是 5~9 月降水量情况，因此西北地区降水除与东亚夏季风的强弱变化具有密切的关系外，与其它因子也有关系。由近年来东亚季风强度曲线图 5^[6]可以看到本世纪初约在 1901 年为弱季风期，30~40 年代约在 1934 年左右为强季风期，这与西北地区 1901 年左右，1934 年左右的旱涝气候跃变参考点有较好的对应关系，这似乎可以解释为 1901 年左右、1934 年左右的旱涝气候跃变是由于弱季风期和强季风期所导致的。根据 Flether 和符淙斌比较系统地研究全球海洋气候，特别是亚洲和西太平洋海洋上风场的跃变也指出 1900 年左右、1930 年左右的强信息^[7]。当然应该说明的是导致西北地区旱涝气候跃变的原因是多方面，其机理还需作深入研究。

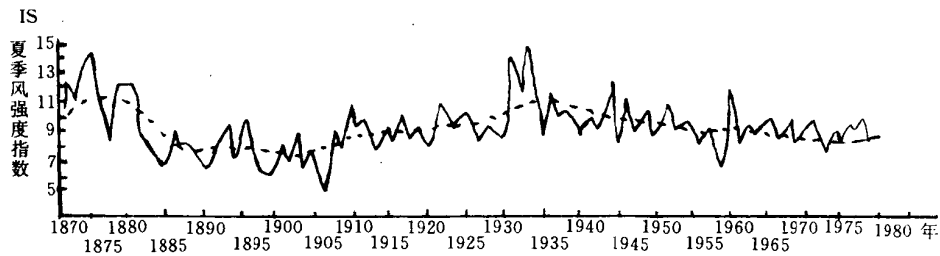


图 5 1871~1980 年东亚夏季风强度变化（虚线是 10 年滑动平均）

关于旱涝变化的阶段性，我们以旱涝气候跃变参考点为依据来划分，因为只有旱涝气候跃变发生，才标志着一个旱涝变化新阶段的开始，这样也能较好地识别偏旱期和偏涝期的起始、转变规律，经过划分可得表 3。由表 3 可以看出西宁、兰州在 1901 年左右（含 1896 年）由偏

表 3 西安、银川、兰州、西宁四站 210 年间偏旱、偏涝阶段

	西 安	银 川	兰 州	西 宁
1758~1854 年	偏 旱	偏 涝	偏 涝	偏 涝
1854~1883 年	偏 旱	偏 旱	偏 涝	偏 涝
1883~1901 年	偏 涝	偏 旱	偏 涝	偏 涝
（含 1896、1904 年）				
1901~1911 年	偏 涝	偏 涝	偏 旱	偏 旱
（含 1915 年）				
1911~1934 年	偏 旱	偏 旱	偏 旱	偏 旱
（含 1931、1935 年）				
1934~1990 年	偏 涝	偏 旱	偏 涝	偏 涝

涝期转变为偏旱期 到 1934 年左右(含 1931 年)又由偏旱期转变为偏涝期。银川于 1854 年左右由偏涝期转变为偏旱期,1901 年左右又由偏旱期转变为偏涝期,到 1911 年左右又由偏涝期转变为偏旱期。西安 1883 年左右由偏旱期转变为偏涝期,1915 年左右又由偏涝期转变为偏旱期,1935 年左右又由偏旱期转变为偏涝期。总的来看,西北各省(区)偏旱期、偏涝期还是有些时段是相当一致的 如 1911~1934 年附近的偏旱期。

五、结 论

通过相关性、周期性、跃变性和阶段性的旱涝特征分析,可以得如下几点结论:

1. 相关性除西安与西宁的相关系数外,其它两两相关系数都通过了 $\alpha=0.95$ 的信度,兰州站的旱涝等级资料最能代表西北地区的旱涝等级情况。周期性都较好地表现为 3 年左右的显著性周期。

2. 1911 年左右的旱涝气候跃变的西界可能在陕西、宁夏一带,此一带主要也是半湿润、半干旱向半干旱、干旱气候型的过渡带。

3. 跃变性分析中发现 1901 年左右、1934 年左右的旱涝气候跃变参考点与近百年东亚夏季风的强弱变化有较好的一致性,关于阶段性方面西北地区有些时段较为一致。

参 考 文 献

- [1] 王绍武、赵宗慈 近五百年我国旱涝史料分析 地理学报, **34**(4), 329~340(1979)。
- [2] 中央气象局气象科学研究所,《中国近五百年旱涝分布图集》,地图出版社, 321~332(1981)。
- [3] 王其冬、项静恬,历史旱涝等级空间相关列联概率插值方法,大气科学, **17**, 50~53(1993)。
- [4] 杨文峰等,一种新的气候跃变分析方法及其在西北地区东部的应用,本文集。
- [5] 严中伟、李兆元等,历史上 10 年~100 年尺度气候跃变分析,大气科学, **17**(6)663~671(1993)。
- [6] 李克让,中国气候变化及其影响,海洋出版社, 326(1992)。
- [7] 符淙斌,气候突变现象的研究,大气科学, **18**(3), 373~394(1994)。

THE ANALYSIS OF FLOOD/DROUGHT CHANGE CHARACTERISTICS IN NORTHWEST CHINA DURING 210 YEARS

Li Zhaoyuan Yang Wenfeng

(Shaanxi Meteorological Science Research Institute, Xi'an 710015)

Guo jian xia

(Shaanxi Meteorological Office, Xi'an 710015)

Abstract

In this paper, 210-year Flood/Drought grade data are used for analyzing correlation, period, jumping and stage characteristics in Northwest China areas (Xi'an, Yinchuan,

Lanzhou and Xining). In the course of researching, jumping characteristics is emphatic, then, jumping points are found out in Northwest China (except Xinjiang), which may be connected with summer monsoon over East Asia, but their physical law will be deeply analysed in the future. We expect this paper will give some advice for predicting the Flood/Drought change.

Key words: Northwest China areas, Flood/Drought grade, Jumping characteristics.

甘肃省近五百年旱涝演变中的跃变现象

王宝灵 孙国武 李 颖 鲁菊香

(甘肃省气象局应用气候研究所 兰州 730020)

提 要

分析甘肃省4个区域近525年旱涝等级资料发现:存在10~100年尺度的“跃变”现象,这种“跃变”主要发生在19世纪以前。进而认为,甘肃省的旱涝演变可以分为两个阶段:1470~1730年和1731~1994年。

关键词:旱涝等级跃(突)变 时间尺度

一、引 言

在气候分析和长期预报中,人们对时间序列经常采用显著性周期总结气象要素的演变规律,并试图对未来作出预报。在业务应用中,确曾在某一时段有效或较为有效地作出过预测,而在另一些时段却失败,特别是变化或转折往往难以确定,其根本原因是气候系统的非线性性质。跃变(或称突变)是非线性系统的一个重要现象。

早在1958年叶笃正等^[1]就发现6月、10月东亚大气环流的季节性转变是“突变”。Charney等^[2]创造性地提出了多平衡态理论,为“突变”说提供了理论依据。近年来,人们将这一思想应用于气候分析领域,揭示了大量几十年,百年,千年乃至万年尺度的跃变现象^[3]。这对于我们从整体上把握气候演变的规律,更深刻地认识气候系统变化的非线性本质是有益的。

本文对甘肃省近五百年旱涝演变中的“跃变”现象作一分析。

二、资料和分析方法

(一) 资料

根据甘肃省气象局气候资料室编写的《甘肃省近500年气候历史资料》和《甘肃省历史气候资料(一)》中的旱涝等级资料分析得到甘肃省河西(包括酒泉、嘉峪关、张掖、金昌、武威五地、市)中部(包括白银、兰州、定西、临夏、甘南五地、州、市)陇东(包括平凉、庆阳两地区)陇南(包括天水、陇南两地、市)4地区历史旱涝等级序列,分为五级:1—涝,2—偏涝,3—正常,4—偏旱,5—旱。有气象观测记录以来的年份利用各区域内台站年降水量距平百分率进行计算,若区域降水距平百分率为 R' ,则定义:

$R' \leq -60\%$ 为5级, $-59\% \leq R' \leq -20\%$ 为4级, $-19\% \leq R' \leq 20\%$ 为3级, $21\% \leq R' \leq 60\%$ 为2级, $R' \geq 61\%$ 为1级。这样就得到河西(1683~1994)312年,中部、陇东、陇南(1470~1994)525年旱涝等级序列。

文献^[4]认为:甘肃省近五百年气候史料中所列旱涝等级序列能够反映降水量观测序列的振动结构,可用于定量计算,以分析旱涝演变规律及展望未来趋势。因此,本文的分析利用这4个区旱涝等级序列进行。

(二) 方法

气候跃变指数的定义很多,通常根据需要选取不同的统计特征量,检验其在某时刻前后

一定时间尺度上的差异是否显著，进而确定该时刻是否为转折点，或曰该时刻附近是否存在跃变。本文采用文献[5]的定义，令：

$$J_Y = (X_1 - X_2)/(S_1 + S_2) \tag{1}$$

其中 J_Y 为第 Y 年的跃变系数， X_1 、 X_2 、 S_1 、 S_2 分别为 Y 年前后 N 年的平均值和标准差。 N 即为时间尺度。当 $J_Y > 1$ 表示在 Y 年附近有跃变发生。同时，我们定义一个统计量

$$T = (X_1 - X_2)/\sqrt{(S_1^2 + S_2^2)/N} \tag{2}$$

服从自由度为 $2N - 2$ 的 t 分布，以检验某年前后两段均值是否达到显著差异。 J_Y 和 T 在各尺度对应的序列中连续移动计算，选取相应区间最大且 t 检验达到一定信度所对应的年份，作为跃变参考年。当 $J_Y > 1$ 表示在该年附近有跃变发生，精确确定哪一年为跃变年是无意义的。表 1、表 2 给出滑动计算的 J_Y 和 T 值及该年前后 N 年尺度的平均值和均方差。

三、结果和讨论

根据 (1)、(2) 式计算 结果见表 1、表 2。

表 1 甘肃省近五百年旱涝跃变参考表 (1)

N	陇 东							陇 南						
	转折年	T	J _Y	X ₁	X ₂	S ₁	S ₂	转折年	T	J _Y	X ₁	X ₂	S ₁	S ₂
10 年	1481	6.0	1.3	3.2	4.4	0.4	0.5	1481	5.0	1.1	2.9	4.1	0.5	0.5
	1491	4.9	1.1	4.4	3.2	0.5	0.6	1533	2.0°	0.5	3.5	2.8	0.9	0.6
	1533	2.2°	0.5	3.5	2.4	1.3	0.9	1580	3.5*	0.9	2.8	4.0	0.4	1.0
	1629	4.2	0.9	3.2	4.0	0.4	0.4	1617	3.0*	0.7	3.7	2.9	0.6	0.5
	1642	5.1	1.2	4.2	3.0	0.4	0.6	1627	3.2*	0.7	3.0	4.0	0.4	0.9
	1721	3.5*	0.8	3.7	2.7	0.6	0.6	1711	3.6*	0.	2.9	3.9	0.7	0.5
	1830	3.7*	0.8	2.8	3.8	0.6	0.6	1722	5.1	1.2	3.9	2.9	0.5	0.3
								1830	3.4*	0.8	2.6	3.6	0.8	0.5
								1841	3.3*	0.8	3.6	2.5	0.5	0.9
								1889	3.4*	0.8	2.4	3.6	0.5	1.0
20 年	1500	3.1*	0.5	3.8	3.2	0.7	0.6	1534	2.1°	0.3	3.5	3.0	0.7	0.8
	1534	2.9*	0.5	3.5	2.6	1.1	0.9	1646	3.5*	0.6	3.7	2.7	1.0	0.9
	1647	3.6	0.6	3.8	3.0	0.7	0.9	1762	3.4*	0.5	2.7	3.5	0.8	0.8
	1720	2.7*	0.4	3.4	2.8	0.7	0.7	1581	2.5°	0.4	2.9	3.5	0.7	0.8
30 年	1533	2.5°	0.3	3.4	2.7	0.9	1.0	1580	3.5	0.4	3.0	3.6	0.7	0.8
	1564	3.0*	0.4	2.7	3.4	1.0	0.7	1646	3.3*	0.4	3.5	2.8	0.9	0.8
	1648	3.6	0.5	3.7	3.0	0.6	0.8	1722	2.7*	0.4	3.4	2.9	0.8	0.8
	1775	3.2*	0.4	2.8	3.5	0.8	1.0	1757	3.4*	0.4	2.8	3.5	0.8	0.8
60 年	1533	2.4°	0.2	3.5	3.1	0.9	0.9	1581	3.2*	0.3	3.1	3.5	0.8	0.8
	1580	2.9*	0.3	3.1	3.5	1.1	0.8	1641	3.3*	0.3	3.6	3.0	0.8	0.9
	1641	3.7	0.3	3.5	3.0	0.8	0.8							
100 年	1658	4.2	0.3	3.4	3.0	0.8	0.8	1656	2.0°	0.1	3.3	3.0	0.9	0.9
	1775	2.7*	0.2	3.0	3.3	0.8	1.0							

表 2 甘肃省近五百年旱涝跃变参考表 (2)

N	中 部							河 西						
	转折年	T	J _Y	X ₁	X ₂	S ₁	S ₂	转折年	T	J _Y	X ₁	X ₂	S ₁	S ₂
10 年	1481	3.0*	0.7	3.0	3.9	0.4	0.8	1723	5.3	1.2	3.8	2.5	0.6	0.5
	1534	3.0*	0.7	4.1	2.9	0.9	0.8	1815	3.1*	0.7	3.3	2.5	0.6	0.5
	1605	3.0*	0.7	2.9	3.6	0.5	0.5	1877	3.4*	0.8	3.7	2.6	0.8	0.7
	1632	3.3*	0.7	3.2	4.2	0.6	0.7							
	1643	3.4*	0.8	4.2	3.1	0.7	0.7							
	1722	8.4	1.9	4.2	2.5	0.4	0.5							
	1830	3.0*	0.7	2.7	3.8	0.9	0.7							
	1841	3.5*	0.8	3.8	2.6	0.7	0.8							
	1873	3.1*	0.7	3.5	2.7	0.5	0.6							
20 年	1534	2.6°	0.4	3.8	3.0	0.9	0.8	1703	2.7*	0.4	3.0	3.7	0.7	0.7
	1689	2.9*	0.5	3.1	3.7	0.5	0.7	1723	3.3*	0.5	3.7	2.8	0.7	0.8
	1722	5.3	0.8	3.8	2.8	0.6	0.7	1816	2.9*	0.5	3.3	2.7	0.9	0.6
								1859	3.4*	0.5	2.7	3.5	0.7	0.9
								1883	4.5	0.7	3.4	2.4	0.8	0.6
								1906	3.2*	0.5	2.5	3.3	0.7	0.9
30 年	1534	3.2*	0.4	3.6	3.0	0.8	0.8	1883	3.0*	0.4	3.3	2.6	0.9	0.8
	1690	3.2*	0.4	3.2	3.7	0.7	0.6	1907	3.3*	0.4	2.6	3.3	0.7	1.1
	1722	5.1	0.7	3.7	2.8	0.6	0.7							
	1756	3.3*	0.4	2.8	3.6	0.7	1.0							
	1931	2.8*	0.4	3.7	3.0	0.9	0.9							
60 年	1533	2.2°	0.2	3.2	3.5	0.8	0.8							
	1580	2.4°	0.2	3.5	3.1	0.8	0.8							
100 年	1721	2.9*	0.2	3.5	3.1	0.8	0.9							

表 1、表 2 中 ,有“ ° ”项为 *t* 检验达到 0.05 信度 ,有“ * ”项为 *t* 检验达到 0.01 信度 ,其余达到 0.001 信度 ,即随机发生的概率分别达到百分之五、百分之一及千分之一 ,可以认为以上年份前后气候变化达到了显著程度。

要说明的是若严格按照 1) 式的定义 ,则对 10 年尺度而言 ,在 *Y* 年前后 *t* 检验信度达到 0.001 的点基本上有 *J_Y* > 1.0 即达到突变程度。但是 ,分析 1) 式 ,在 20 年以上时间尺度 ,由于分子 (平均值) 已经对序列进行了较大平滑而分母均方差则这种效果不明显 ,即 *J_Y* 值肯定减小。因此为突出长时间尺度特征 ,不妨对原始旱涝等级序列分别计算 5 年、15 年、25 年滑动平均 ,用所得序列分别计算 *N* = 20 年 ,60 年 ,100 年时间尺度的 *J_Y* 值 ,这时由于 *Y* 年前后方差 *S₁*、*S₂* 减小了 ,从而突出了长时间尺度效应。结果显示 ,在 20 年以上时间尺度 ,原始序列中 *t* 检验信度达到 0.001 的点 ,其 *J_Y* 值均大于 1 达到突变。因此 ,可以认为 ,表 1、表 2 中信度达 0.001 的点 ,均达到突变标准。在以下的讨论中 ,我们不局限于 *J_Y* 值 ,而看重 *t* 检验的显著程度 ,对 *t* 检验信度达 0.01、0.05 的转折点同样认为有跃变倾向。

分析表 1、表 2 可以获得以下认识 :

1. 10 年尺度上 1722 年附近的干-湿跃变除陇东 t 检验达 0.01 信度外, 陇南、中部、河西均达 0.001 信度, 跃变前平均等级为 3.9, 跃变后则为 2.65, 这一变湿过程波及全省, 跃变信号很强。甚至在 20 年 ~ 100 年的时间尺度上都有明显反映。

2. 10 年尺度上 1481 年附近湿-干突变除河西由于资料不全未能计算外, 陇东、陇南、中部均有很强的跃变信号。跃变前后平均等级分别为 3.0 和 4.1。由于资料关系, 无法进一步在更长的时间尺度上检验这次跃变。事实上, 文献 [6] 通过对西安、郑州等全国气候敏感性较好的 16 站点近五百年旱涝等级序列进行 PCA 分析, 对其主分量进行突变检验, 确定第一主分量在 1724 年和 1486 年附近有突变, 与表 1、表 2 中反映的甘肃省的突变一致, 反映了这两次事件的非局地性。

3. 1580 年附近湿-干变化在 60 年尺度上除河西无资料外, 陇东、陇南、中部均有表现, 特别是陇南在 10 年 ~ 60 年尺度上均有反映, 尤以 30 年尺度为甚, 达到跃变标准, 这与我们海河和中原地区是一致的^[7]。文献 [7] 发现这次跃变与在中原到华北海河流域一带存在着一个显著相关区。

4. 1646 年附近的变湿也值得注意, 特别是在陇东、陇南两地几乎直到百年尺度均有反映, 这次跃变还出现在陕西关中地区, 华北海河流域及中原一带^[7]。

5. 1533 年附近的变湿也较明显, 从 10 年 ~ 60 年时间尺度上均可发现。

以上分析的几次跃变过程, 属于时间尺度大, 分布范围广的强旱涝跃变。这类跃变的发生可能归结于较大尺度的动力学因素, 如用更大范围的旱涝资料以及与之相关的天、地、生资料对其进行联合诊断, 无疑对更深刻认识气候跃变的机理有益。表 1、表 2 中还有许多跃变仅在一些局地出现, 这些跃变一般发生在较短的时间尺度上, 这是可以理解的。从表 1、表 2 及以上分析可以发现: 跃变的时间尺度愈长, 其出现的空间范围亦愈大。

我们计算了甘肃省平均旱涝等级序列。其中, 1470 ~ 1682 年为陇东、陇南、中部三个序列之平均, 1683 ~ 1994 年再补充河西为四个序列平均。图 1 对这个序列进行了 11 年滑动平均, 可以反映全省范围的跃变, 图中箭头所指, 即为以上分析 5 次跃变点。

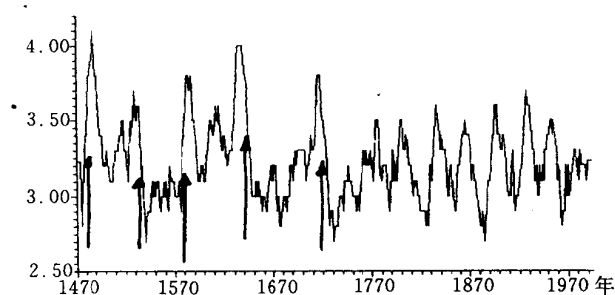


图 1 甘肃省旱涝等级序列 11 年滑动平均

图 2 为全省平均等级序列的累积距平曲线。曲线上升表示持续偏旱, 曲线下降表示持续偏涝, 可见箭头所指与图 1 有很好的对应关系, 即突变点在累积距平曲线的峰、谷处。

注意到以上分析的五次较强跃变均发生在 19 世纪以前, 结合图 1、图 2 并根据序列振动周期和振幅差别, 可将甘肃省近五百年旱涝演变分为两个气候阶段。1470 ~ 1730 年为第一阶段, 表现为旱涝变异剧烈, 连续性旱灾或涝灾持续出现, 旱涝周期相对较长; 第二阶段为 1731 ~ 1994 年, 旱涝变异幅度不大, 以短周期为主, 旱涝变化振幅明显减小, 虽然持续性旱涝较第一

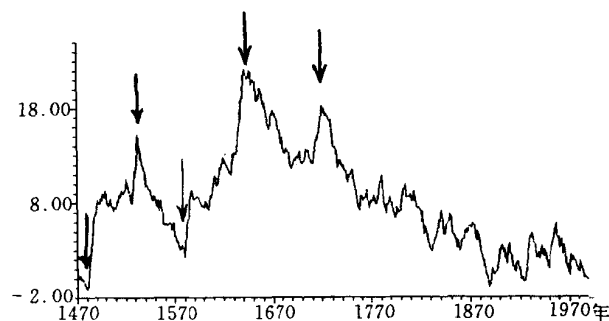


图 2 甘肃省旱涝等级序列累积距平

阶段大为减少，但却是旱涝的频发期。表 3 为这两个阶段的一些气候统计特征，清楚地表明其差异。其中旱年指 4、5 级，涝年指 1、2 级。

表 3 不同时段旱涝等级统计

阶 段	1470 ~ 1730 年	1731 ~ 1994 年	1470 ~ 1994 年
持续期(年)	261	264	525
平 均 值	3.28	3.17	3.23
方 差	0.46	0.42	0.44
旱年频率	48.3%	52.3%	50.1%
涝年频率	21.5%	36.0%	28.6%
正常年频率	30.0%	11.7%	21%
谱分析周期(年)	33.3, 4.4	10, 2.9	28.6, 4.2

气候跃变的内在原因是气候系统的非线性性质。由于气候系统的复杂性，要认识气候跃变的机理是困难的。长时间尺度的气候跃变，往往对应大的空间尺度，理应在不同圈层中有所表现，因此有必要对气候系统内其它因子作细致的分析，以求相互印证。诸如温度、季风、海洋热状况等。

以上分析只是初步的，仅仅揭露了甘肃省旱涝演变中的跃变现象。要深入讨论这种现象，空间尺度似乎太小了。但是寻找不同区域的共同点，有助于我们对较大尺度气候跃变的更可靠的了解^[7]。从这个意义上讲，本文对前人工作是一个补充。

四 、 小 结

本文分析了甘肃省四个地区近 500 年(河西近 300 年)旱涝演变中 10 年 ~ 100 年尺度的气候跃变，获得以下几点认识：

1. 气候跃变的时间尺度愈长，其出现的空间范围愈大，局地性跃变现象多出现于短时间尺度。
2. 近 500 年，甘肃省最强的气候跃变是 1722 年前后发生的干-湿跃变，在不同时间尺度均有反映。其次是 1481 年前后 10 年尺度上的湿-干跃变。此外，还有 1580 年附近的湿-干跃变、1646 年前后的干-湿跃变及 1533 年附近的变湿也较明显。这 5 次旱涝转折，范围基本波及全省且在不同时间尺度均有反映，而且与华北地区的气候跃变有较好的对应关系。
3. 相对而言，18 世纪中叶以来，甘肃省气候出现的变异幅度不大，处于相对稳定的时期，但是旱涝发生却更为频繁。

参 考 文 献

- [1] 叶笃正、陶诗言、李麦村 在 6 月和 10 月大气环流的突变现象, 气象学报, **29**, 249~263(1958)。
- [2] Charney, J. G. and Devore, J. G. (1979) Multi~Equilibria of the atmosphere and blocking, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1205~1261.
- [3] 符淙斌, 气候突变现象的研究, 大气科学, **18**, 373~384(1994)。
- [4] 罗哲贤、刘德祥、胡心玲 甘肃省近五百年旱涝周期特征 甘肃气象 试刊, 38~42(1982)。
- [5] 严中伟、季劲钧、叶笃正, 60 年代北半球夏季气候跃变, I, 降水和温度变化, 中国科学 B 辑, **33**, 97~103 (1989)。
- [6] 张丕远、葛全胜 气候突变 有关概念的介绍及一例分析——我国旱涝灾情的突变, 地理研究, **9**, 92~99 (1990)。
- [7] 严中伟、李兆元、王晓春 历史上 10 年~100 年尺度气候跃变的分析, 大气科学, **17**, 663~672(1993)。

AN ANALYSIS OF DROUGHT/FLOOD JUMPS DURING THE RECENT 525 YEARS IN GANSU PROVINCE

Wang Baoling Sun Guowu Li Ying Lu Juxiang

(The Meteorological Bureau of Gansu Province, Lanzhou 730020)

Abstract

The flood/drought grade series during the recent 525 years were analyzed for 4 regions in GANSU province. The decade- and century-scale climatic jumps in the series were recognized before 19th century. According to this paper, the climate for GANSU province can be divided into two stages: 1470~1730 and 1731~1994.

Key words: Flood/drought grade series, Climatic jump, Temporal scale.

利用古松年轮资料重建陕西榆林气候

李兆元 杨文峰 吴素良

(陕西省气象科学研究所 西安 710015)

提 要

本文利用树木年轮气候学方法,对陕北长城沿线两棵稀有的古油松进行科学的取样精确定年,得到树木年轮年表,对树木年轮年表进行响应函数分析,明确年轮宽度与气候的关系,最后选择响应程度好的气候因子,建立包括前期生长状况在内的、经过正交变换的转换函数,以此重建过去气候。

关键词:树木年轮气候学 年轮年表 气候重建

一、府谷和准格尔旗古松自然生长环境及样本的采集

陕西府谷古松生长在陕北长城沿线以外黄土高原和毛乌素沙漠南缘接壤处,1977年夏季被雷击毁。我们于1978年3月取得样本,采样点海拔高度为1300m 坡向东北 坡度为20度,松树位于39°21'N,110°47'E。气候属南温带半干旱季风气候,自然植被属风沙草原,周围农田种玉米。准格尔古松是北京师范大学地理系于80年代中期采集的样本。这两地的气候特点为:气候寒冷多风沙。年平均气温6~7℃ 极端最低气温-28~-29℃,≥10℃积温为3000~3200℃ 冬长6个月 积雪从11月至翌年2月。年降水量300~400mm 雨季短(7月中旬至9月上、中旬),雨季中的降水往往由几次暴雨或大暴雨所决定,降水变率大,水土流失严重。这两棵古松为当地稀有古树,生长在寒冷干燥的环境下,古松生长主要受降水所制约,故可用这两棵树4条年轮指数序列,重建陕北榆林过去气候的变化。

二、样本的选取和建立最终年表

本文精选毛乌素沙漠南缘合格的稀有古树样本,分别在北京林业科学院材心室和中国科学院地理研究所年轮实验室进行宽度测量,然后经过三步交叉定年,消除生长趋势,得到标准化指数年表。对年表使用Fritts^[1]等人提出的以邻近气象站具有长年代若干月平均气温和降水量资料的主要分量分析,并配以多元回归技术进行响应分析,由响应情况选取适当的气候要素进行重建,得到陕北过去气候变化情况。

公式如下:

$$I_i = W_i / Y_i$$

其中 I_i 为标准化年轮宽度, W_i 为原年轮系列的实际读数, Y_i 为生长趋势曲线上读得的年轮宽度 当 $i=1,2,\dots,n$ 时所得的 I_i 称为年轮指数序列。

最后得到最终年表(1915~1987年)。

三、响应函数分析

要判断一个年表所包含的气候变化信息的多少,目前使用的方法较多。由于府谷区域属于半干旱地区,其生物学模式表明,产生树木窄年轮的限制因子主要是气温和降水。榆林站与府

谷在同一环流形势下属同一气候型，且榆林过去气候变化规律的研究更为重要，因此选择榆林站为参考站。取本年 12 月到翌年 11 月共 12 个月的月均气温和降水量以及前一、前二、前三年三个前期因子总共 27 个因子与树木年轮指数响应所得模式最好，当然，选取不同的因子可得到不同的响应模式。结果如图 1、图 2。其中横坐标分别为当年 12 月至翌年 11 月气温（图 1）和降水量（图 2a）及滞后 1~3 年的前期生长（图 2b）纵坐标为响应程度的标准化指数，大于零为正响应，小于零为负响应，对每个因子的响应值的 95% 信度标准，以平行于纵坐标的线段给出，落在置信范围内的因子为显著性因子，用星号标出。

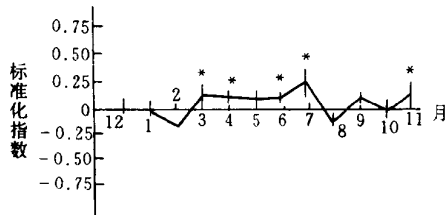


图 1 榆林月均温度响应函数

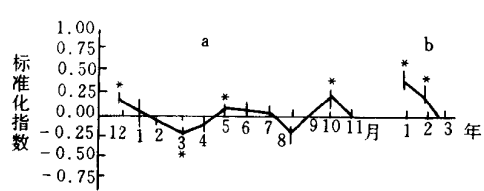


图 2 榆林月降水量和前期生长响应函数
(a 为月降水量响应函数 b 为前期生长响应函数)

由图 1 知 3~7 月份月均温度主要为显著性正响应，说明这些月份温度高有利于树轮生长，1~2 月温度越高，呼吸作用越强，消耗能量越多，表现为负的显著性相关。8 月份温度过高，也会使合成的物质较多用于呼吸作用从而制约树木年轮生长。

由图 2 知 5~11 月降水量基本上为正响应，不过 8 月份产生了负的显著性响应，说明降水量超过一定范围而阻碍树木年轮生长。2~3 月由于温度较低，降水量增多会妨碍树轮生长；前期生长中前一年、前二年都表现为正响应，建立转换函数时应加以考虑。以上响应情况都可以找到合理的生理学解释。年表总方差贡献为 61% 其中气候因子贡献为 33% 前期生长贡献为 28%。

四、资料的重建

由响应函数分析知月降水量和月均温度都有一段较好的正响应期间，树木前期生长对当年树木年轮宽度也有较大的影响。用树木年轮指数和前期生长影响因子与月降水、月均温度进行拟合（资料长度为 1935~1987 年 53 年，其中 1935~1938 为验证期，1939~1987 年为校准期），可得 8~11 月降水量转换函数较好，其相关系数为 0.41 通过 99% 信度检验。把重建值与实测值对照如图 3。

由图 3 知重建曲线与实测曲线变化趋势基本一致，验证期结果也好。说明重建资料能较好反应本区域过去气候变化，这种重建是有效的。重建方程为

$$y = 218.972 - 71.247x_1 + 127.810x_2 + 14.025x_3 + 31.448x_4$$

其中 y 为降水值； x_1, x_2, x_3, x_4 分别为当年、前一年、前二年、前三年年轮指数值。用此方法重建

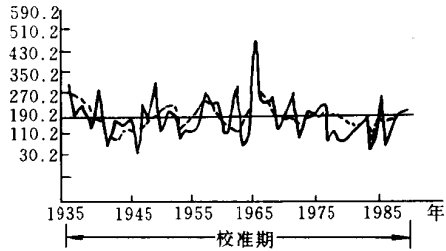


图 3 重建值与实测值对照(8~11 月降水量)
(实线 实测值 虚线 重建值 1935~1938 为验证值)

榆林近 437 年 8~11 月降水量序列。

五、榆林 437 年(1515~1987 年)8~11 月降水量功率谱分析

我们计算了榆林近 437 年 8~11 月降水量序列谱函数 (图略) 得出榆林 8~11 月降水量序列变化的 11 年周期、8.2 年周期、6.3 年周期、5.3 年周期是显著的。由此推知榆林 8~11 月降水量具有 11 年、8.2 年、6.3 年和 5.3 年的周期性。

六、榆林 473 年(1515~1987 年)8~11 月降水量的谐波分析

我们对榆林近 473 年 8~11 月降水量序列作了 11 年滑动滤波，在此基础上进行了谐波分析 挑选 13 个显著周期 (221、73、88、34、55、40、31、44、63、24、29、49、22 年) 将以上显著性周期进行叠加拟合 (拟合方差贡献为 86)。从图 4 可以看出 榆林近 400 年 8~11 月的多雨期有 1524~1536 年、1564~1600 年、1612~1626 年、1650~1678 年、1816~1850 年 1864~1880 年、1902~1917 年；少雨期有 1540~1664 年、1602~1612 年、1626~1636 年、1678~1690 年、1702~1812 年、1884~1902 年、1920~1962 年。

由于榆林近 473 年 8~11 月降水量变化曲线和 13 个显著性周期叠加拟合曲线拟合的比较好，故根据拟合外延曲线预测榆林 1990~2000 年降水处在略偏少时期，90 年代末至 2000 年初 降水量向正常略偏多的趋势变化 (图 4)。

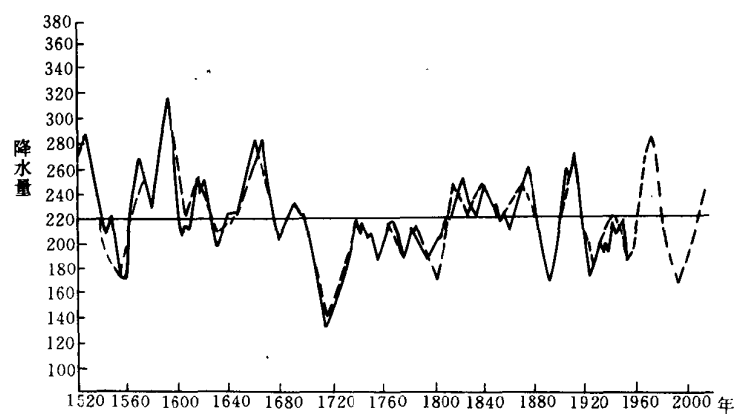


图 4 榆林 8~11 月降水量谐波分析
(实线 :8~11 月降水量变化曲线 虚线 周期拟合外延变化曲线)

参 考 文 献

[1] 吴祥定，树木年轮变化与气候变化，气象出版社，187~205(1990)。

USING TREE-RING DATA OF ANCIENT PINES TO RECOVER CLIMATE IN YULIN OF SHAANXI PROVINCE

Li Zhaoyuan Yang Wenfeng Wu Suliang

(Meteorological Science Institute of Shaanxi Province, Xi'an 710015)

Abstract

In this paper, two ancient pines are sampled scientifically and standardized by using dendrochronological climatology method, and tree-ring time table is obtained. The table is analyzed by response function, so the association is known between tree-ring width and climate. In the end, the climate factors, which are good response to tree-grown, are selected to found change function, including tree-grown condition before the year, which is acquired with normal change, thus ancient climate is recovered.

Key words: Dendrochronological climatology, Tree-ring table, Climate recover.

中国西北地区月降水量的年际变化及分区研究

王宝灵 孙国武 张焕儒 瞿文

(甘肃省气象局应用气候研究所 兰州 730020)

提 要

使用中国西北五省(区) 89 个测站 1961~1990 年月降水量资料,通过 EOF 分解等方法 给出了五种降水量基本空间分布型;分析了月降水量的年际变化特征。最后将该地区降水按年际变化分为六个区:陕西区、青藏高原东部边缘区、青海高原区、河西走廊区、南疆区和北疆区,与实况较吻合。

关键词:中国西北 降水 年际变化 分区

中国西北区包括陕西、宁夏、甘肃、青海、新疆五省(区),占国土面积的 1/3 以上,范围约在 74°E~111°E,31°N~50°N。该区深居亚洲大陆腹地,位于青藏高原北侧和东北部,境内地形复杂,地貌独特,有高山峡谷、冰川雪原,也有戈壁沙漠、草原绿洲,是全球同纬度最干旱的地区之一,也是我国干旱半干旱地区的重要组成部分。区域内气候和自然条件差异很大。

降水是描述一地气候及其变化的关键指标之一,对西北区而言尤为如此。在我国,对东部地区的降水量变化特征研究较多^[1~3],对全国降水量统一讨论也不少^[4~7],但专门将西北地区作为对象进行分析尚不多见。这很大程度上受限于资料收集不全。

近来,文献^[8~11]对该区降水进行了分析,但多限于对年降水量或夏季降水量的讨论,月降水量的长期变化尚涉及不多。本文作者之一曾就甘肃省各月及西北地区夏季降水的特征进行过分析^[12~14],得出一些有意义的结论。本文将进一步分析西北地区月降水量变化的全貌,并进行客观分区,为诊断研究和气候预测提供基础。

一、资料和方法

挑选西北五省(区) 89 个台站(参见图 4),1961~1990 年标准 30 年降水量月资料进行分析,对每站各月资料分别进行标准化处理,即取:

$$X_{ijt} = (X_{ijt} - \bar{X}_{ij}) / \sigma_{ij} \quad i = \overline{1, 89}, j = \overline{1, 12}, t = \overline{1, 30}$$

其中, X_{ijt} 为第 i 站第 t 年第 j 月实测降水量, $\bar{X}_{ij}$ 为该站该月 30 年平均值, σ_{ij} 为该站该月标准差。这样处理后,一定程度上减小了本区域内由于地理位置和地形差异导致的气候资料差异,特别是有利于在同一水平上对不同时段和地方的异同进行比较。

标准化后的资料(降 89×360)消除了年变化。对此阵进行 EOF 分解,讨论其特征总量分布和时间系数演变,进而对西北地区降水进行分区,讨论不同时段降水的演变特征。

二、降水量的空间分布特征

(一) 基本特征

以 30 年平均年降水总量为例 (图 1)。由图 1 可见, 年降水总量分布的主要特点是自东南向西北递减: 东南部的陕南地区, 年平均降水总量在 800mm 以上 其中佛坪达 946.2mm 东部年降水量等值线呈东北-西南走向 而西部 受大地形影响 等值线多依地势形状分布 少雨中心在南疆至青海西北部, 年降水量在 50mm 以下; 祁连山、天山等山脉降水量较多(门源 517.3 mm 巴音布鲁克 260.9mm)。区域内最小降水量出现在吐鲁番盆地, 仅 14.2mm 其次为冷湖 (16.5mm)

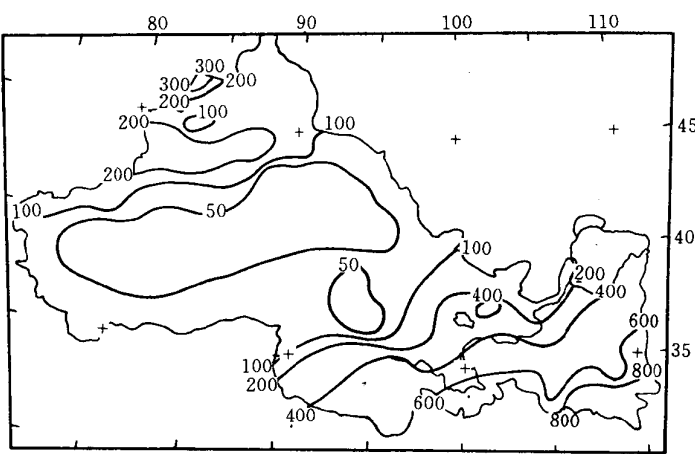


图 1 1961~1990 年平均年降水总量分布图

夏季 (6~8 月) 降水总量占全年总降水量的 50% 以上, 其等值线分布也与年降水量类似 (图略)。冬季 (12~2 月) 降水量稀少, 天山、北疆个别台站大于 50mm 陕西大部、甘肃南部季降水量在 10~25mm 区域内大部分地方在 10mm 以下 (图略)。

(二) EOF 分解的空间特征

如前所述, 本区域内降水量分布很不均匀, 不宜笼统描述, 而应分区讨论。对上文描述的资料阵进行 EOF 分解, 若以方差贡献大于 4% 为标准 则可取前 5 个特征向量 表 1 中百分比表示对应特征向量的权重。第 6 个特征向量以后的分布, 主要反映了较小范围内的特征, 且其对总方差的贡献均不足 4% 这里暂不予考虑 仅讨论前 5 个特征向量的空间分布。

表 1 前 5 个特征向量占总方差百分比

特征向量	1	2	3	4	5	累积贡献
方差贡献 (%)	15.7	7.7	7.2	5.6	4.4	40.6

图 2 给出前两个特征向量。图 2a 上, 表现为全区符号基本一致, 说明尽管地域气候差异显著, 全区各月降水量变化的一致性仍较好, 所占比重也比其余几种类型大。陕西明显低于相邻地方, 宁夏、甘肃、青海东北部为高值区, 南疆高于北疆, 塔城、门源、延安、略阳为弱负值。图 2b 上, 零线约经武威、门源、都兰、格尔木一线, 将西北区分为两部分, 反映出东部与西部变化相反。负值中心在安敦盆地—哈密—北塔山一带, 新疆大部为负高值区, 正高值主要分布于甘肃东部和南部及陕西省, 其中心基本在陕西全境。

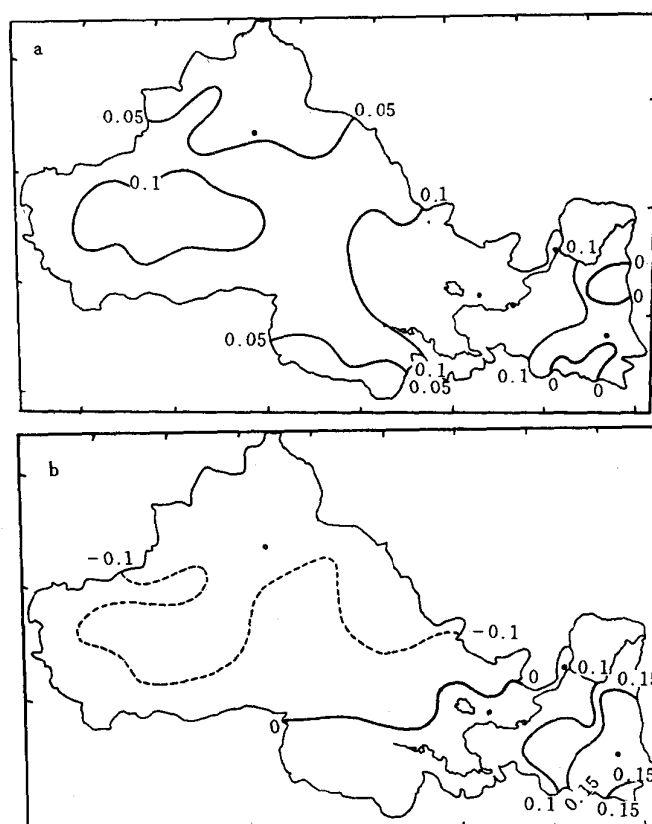


图2 降水量的前两个特征向量
a 第1特征向量; b 第2特征向量

第3特征向量的分布(图略)自西向东为“—+—”型,表明新疆、甘肃河西、青海西北部与西北区最东部陕西省降水量变化趋势一致,而与青海大部、甘肃大部、宁夏的降水有相反的变化倾向。注意到陕西省有很强的负值(西安为 -0.28)说明第3特征向量在该地有较大的权重,也表明该地降水变化的独特性,下文在分区中将予考虑。

第4特征向量的分布(图略)近似西北-东南走向的零线基本与天山、祁连山、青藏高原东北界一致,将南、北疆分开,青藏高原与其东部分开,祁连山南北分开,大地形的影响由此可见。两个正值中心分别位于北疆、甘肃中部和东部及宁夏;负值中心也有两个,分别在南疆西部和青海西南部的五道梁、托托河、曲麻莱一带。陕北的榆林、吴旗、延安表现为弱的负值。

第5特征向量的分布(图略),北疆、青海、陕西及甘肃的武都为负值;而南疆经河西走廊到甘肃、宁夏为大范围正值区,零线走向与天山、祁连山、青藏高原比较一致,再次体现出明显的地域特征。北疆部分地方和青海大部为很强的负值,表明该特征向量对之有较好的描述。

由EOF分解原理知,逐年各月雨型的变化主要反映在各个场时间系数的差异上。时间系数中绝对值最大者,其相应的特征向量场一般与其相应的实际要素场分布趋势相似^[2]。表2给出各特征向量对应时间系数的极值及其出现年月。

表 2 前 5 个特征向量对应的时间系数极值出现的年月

特征向量	1		2		3		4		5	
极 值	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min
时间系数	14.975	-7.609	7.020	-10.887	5.501	-9.522	6.238	-7.086	6.125	-7.359
出现年(月)	1990(3)	1972(9)	1990(2)	1987(10)	1961(6)	1990(1)	1979(7)	1987(10)	1962(11)	1987(12)

以 1990 年 3 月和 1987 年 10 月为例 其时间系数 14.975 和 -10.887 分别为正、负极值, 对应的实际降水距平百分率见图 3。图 3a 反映了西北区全境强的正降水距平百分率; 图 3b 则表明区域东部降水偏少、西部偏多, 其高、低值分布分别与图 2a 和图 2b 对应很好 说明 EOF 分解的结果是合理的。表 2 中的其余时间系数不再一一列举。

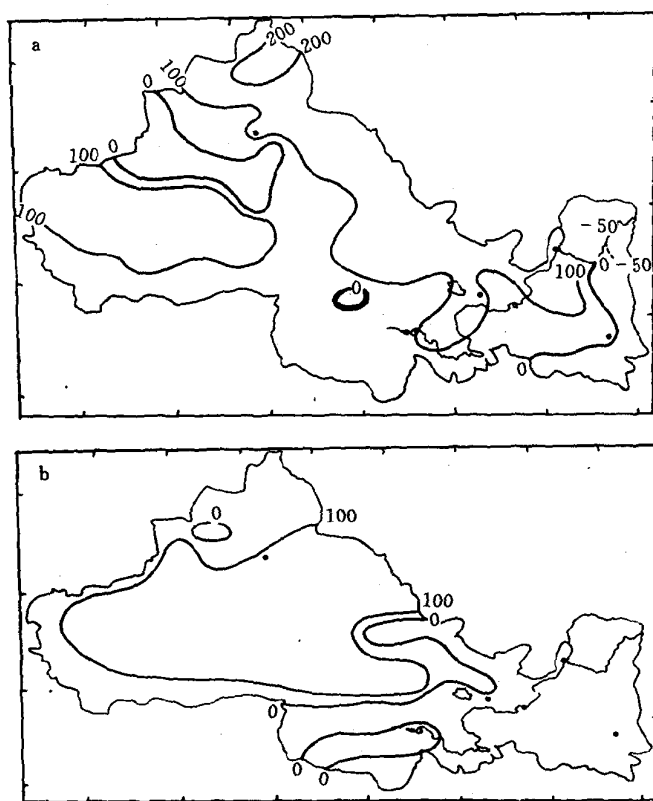


图 3 降水距平百分率
a:1990 年 3 月 ;b:1987 年 10 月

三、年际变化

由于用 EOF 分解的资料矩阵已消除了年变化, 可以在同一个背景 (特征向量)、同一个标准 (标准化数值) 下讨论不同月份降水的年际变化。第一特征向量显然是西北区域降水量变化最主要的分布型, 即各月降水有基本一致的变化倾向, 其年际变化可用第一时间系数表示, 这也是 EOF 方法的一个优势所在。

将第一特征向量对应的时间系数序列中各月对应的分量单独抽出，分别进行标准化处理，并绘成年际变化曲线（图略）。同时，为更直观地看出其变化的总趋势，又给出其一次直线拟合的斜率（正值表示递增，负值表示递减，表 3）。由表 3 可见，12~6 月降水为增多趋势，7~11 月为减少趋势。其中 6 月降水增加尤为明显。本文作者曾对甘肃省的逐月降水进行过分析，发现冬季（12、1、2 月）和 5、6 月降水年际变化为增加趋势，7~9 月则呈下降趋势^[12]，与本文的结果相吻合。本文的结果进一步证明，这种现象并不只限于甘肃省，在西北地区均有表现。

表 3 第一特征向量对应时间系数各月变化趋势

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
斜率	0.0186	0.031	0.030	0.009	0.010	0.065	-0.002	-0.0157	-0.024	-0.011	-0.029	0.042

为考察降水变化的阶段性，统计第一特征向量对应的时间系数每 10 年的合计值（表 4）。

表 4 各月第一特征向量对应的时间系数每 10 年合计值

月 年代	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1961~1970 年	-6.81	-12.53	-2.36	3.52	4.70	-23.04	-1.57	1.85	4.75	5.34	7.51	-20.67
1971~1980 年	1.42	9.07	-7.83	-13.56	-17.75	-8.05	10.54	3.03	1.63	-2.84	4.15	4.16
1981~1990 年	5.68	3.77	13.70	10.39	13.33	29.86	-8.69	-4.65	-6.22	-2.18	-11.30	16.88

由表 4 可见，60 年代冬季（12、1、2 月）和 3、6、7 月为少雨期，秋季（9、10、11 月）和 4、5、8 月为相对多雨期；70 年代春季（3、4、5 月）和 6 月、10 月为相对少雨期；冬季各月和 7、8、9、11 月为相对多雨期；80 年代则是秋季各月和 7、8 月为相对少雨期，冬、春季各月和 6 月为多雨期。30 年来，1、6、12 月降水为逐段递增，尤以 6 月为甚；秋季各月降水几乎呈阶梯式减少。

由于第 1 特征向量在所有雨型分布中占有最大权重，因此以上对其对应时间系数的讨论基本上反映了西北地区各月降水年际变化的总趋势。但是由于其方差贡献（15.7%）不是太大，各种区域性变化特点难以完全反映，还应考虑其它特征向量对应的时间系数。由于下文还要分区研究，这里暂不涉及。

经计算第 2 至第 5 特征向量对应的时间系数在各月分量的变化趋势（用直线拟合方程的斜率表示），发现大的斜率绝对值（即线性增加或减少趋势明显）多出现于春、秋过渡季节，其中又以春季为多，其次为冬季，而夏季最少。其原因值得进一步研究。

四、分 区

根据以上 5 个特征向量的分布，适当考虑其方差贡献及所划分区的个数，将西北地区按降水量年际变化的不同大致分为 6 个区（图 4）。表 5 给出各区不同时段降水量多年平均值。可以看出，各区间气候均值差异比较明显。注意到上文进行 EOF 分解前已对资料进行了标准化处理——弱化了地理差异，而分区的结果与大地形造成的地域差异比较一致，这表明地形是中国西北地区制约降水分布的主要因子，这与图 1 年降水量的分布特点是一致的。因此，该分区比较客观地反映了各区间由于地形、环流等制约因子造成其气候要素演变特征的差异，有一定可信度。

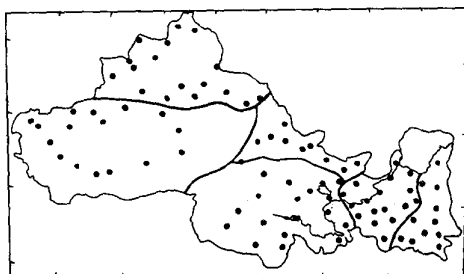


图 4 中国西北地区降水分区 (黑点表示所选站点)

- I—陕西区 (11 站) 包括陕西省。
- II—青藏高原东部边缘区 (17 站) 包括青海省西宁、甘肃中部、东部和南部以及宁夏。
- III—青海高原区 (18 站) 包括青海省大部分地方 (含祁连山)。
- IV—河西走廊区 (10 站)，包括甘肃的武威以西部分及青海西北角。
- V—南疆区 (16 站)，包括塔里木盆地及其邻近地方。
- VI—北疆区 (17 站) 包括天山及其以北地方。

表 5 各区 1961~1990 年降水量平均值 (mm)

分区号	春季	夏季	秋季	冬季	年总量
I	143.3	328.0	205.2	17.6	694.4
II	88.1	226.0	107.3	7.7	429.4
III	60.6	217.1	77.2	7.3	362.3
IV	15.2	49.9	14.9	2.7	82.6
V	16.2	32.7	9.5	4.1	62.4
VI	36.1	65.0	33.8	16.5	151.3

五、结 论

以上用 EOF 方法对中国西北地区 89 个测站的月降水量资料进行了分析，初步有以下几点认识：

1. 中国西北地区 12~6 月降水量在 1961~1990 年期间有增多倾向；7~11 月降水量为减少趋势。其中 6 月降水增加尤为明显。
2. 线性增加或减少趋势明显的月份多出现于春、秋过渡季节，其中又以春季为多，其次为冬季 夏季最少。
3. 中国西北地区按降水量年际变化的不同大致可以分为 6 个区 陕西区、青藏高原东部边缘区、青海高原区、河西走廊区、南疆区和北疆区。

参 考 文 献

- [1] 邓爱军、陶诗言、陈烈庭 我国汛期降水的 EOF 分析 大气科学 **13**(3), 289~295 (1989)。
- [2] 许乃猷、徐启春 江淮流域 6 月梅雨型特征及其变异规律的初步研究，长期天气预报论文集，气象出版社，144~150 (1990)。
- [3] 陈烈庭、吴仁广，中国东部的降水区划及各区旱涝变化特征，大气科学， **18**(5), 586~595 (1994)。
- [4] 朱乾根、陈晓光，我国降水自然区域的客观划分，南京气象学院学报， **15**(4), 467~474 (1992)。

- [5] X. wang, J. Corte-Real and X. zhang , (1994) , Large Scale Circulation Regimes and Precipitation Anomalies over China , *Journal of the Met. Society of Japan* , **72**(6) , 841~857.
- [6] A. Yatatgai and T. Yasunari, Trends and Decadal-Scale Fluctuations of Surface Air Temperature and Precipitation over China and Mongolia during the Recent 40 year Period (1951~1990), (as above), 937~957.
- [7] 江志红、丁裕国 近 40 年我国降水量年际变化的区域性特征, 南京气象学院学报, **17**(1), 73~78(1994)。
- [8] 姚辉, 中国西北降水分区及其近代变化分析, 干旱区地理, **15**(4), 27~32(1992)。
- [9] 马晓波, 我国西北地区及蒙古国 40 年来降水时空特征的初步分析, 中国西部区域气候变化及其相关问题的研究, 兰州大学出版社, 143~147, (1995)。
- [10] 顾润源、田良 近 44 年中国西部夏季降水和气温变化特征及其与太平洋海温变动的相关分析, 同 [9], 27~34。
- [11] 田荣湘、高玲、高由禧, 中国西北干旱区年降雨量的分类和发展趋势, 高原气象, **14**(1), 90~95(1995)。
- [12] 王宝灵、赵红岩 甘肃省近 30 年降水诊断分析, 甘肃气象 **12**(1), 22~23(1994)。
- [13] Wang Bao-ling (1993), The Characteristics of Precipitation and circulation in Northwest China . The First PRC-Mongolia Workshop on Climate Change in Arid and Semi-arid Region over the Central Asia , 34~37 (1993)。
- [14] 王宝灵、董安祥、王玲 中国西北夏季降水的 EOF 分析及其与 500hPa 高度场的关系, 高原气象, **14**(3), 423~437(1995)。

INTERANNUAL CHANGES OF MONTHLY RAINFALL AND DIVISION RESEARCH IN NORTHWEST CHINA

Wang Baoling Sun Guowu Zhang Huanru Qu Wen

(Meteorological Bureau of Gansu Province, Lanzhou 730020)

Abstract

By using rainfall data at 89 stations from 1961 to 1990 and the method of EOF, the temporal and spacial characteristics of the rainfall in northwest China are analyzed. Especially, the interannual changes of monthly rain fall are researched.

According to the geographical distribution of the first five eigenvectors, six rainfall regions in northwest China are obtained and the results show that the division is reasonable.

Key words: Northwest China, Rainfall, Interannual change, Division

陕、甘、宁、青干旱序列年表及其气候特征

吴永森

孙武林

(青海省气象科学研究所, 西宁 810001) (青海省气象台 西宁 810001)

提 要

本文根据历史文献记载和气象观测资料, 整理了近 200 年西北四省(区)旱涝连续年表, 并对近 200 年的旱涝进行了气候统计分析。结果表明: 近 200 年以来出现过三个干旱时期, 三个多雨时期。平均 10.3 年发生一次大旱, 4.3 年发生一次一般干旱, 从 1991 年开始可能进入一个新的干旱时期。

关键词: 西北四省(区)旱涝年表 气候特征

一、前 言

为研究干旱气候特征和干旱规律以及干旱气候预测, 都需要了解历史上发生的干旱年代和它们的特点, 然而各省都根据本省的农业生产特点, 制定了本省的旱涝标准或干旱指标。由于各省的生产特点不同、地理位置不同、气候特征不同, 所以要制定一个大范围跨省而又适宜各省使用的干旱序列年表, 是一个十分困难的工作。因此, 我们在制定本序列年表时, 把陕西、甘肃、宁夏、青海四省(区)作为一个整体, 以下简称西北四省区来看待, 而新疆维吾尔自治区主要是灌溉农业, 其干旱的发生则属另一种特殊类型, 所以我们在建立干旱序列年表和分析干旱特征时未将其列入我们的分析范围。全国解放后, 西北四省区气象台站建设一般较晚, 大都是在 1958 年以后逐步建设完善起来的, 所以在建立近代干旱序列年表时, 我们共选取了 131 个台站, 并统一使用 1959 年至 1990 年共 32 年的降水资料。这 131 个台站作为基本台站, 其中陕西省 41 个台站、甘肃省 34 个台站、青海省 38 个台站、宁夏回族自治区 18 个台站, 台站名见表 1。

表 1 西北四省区 131 个台站表

站 名	站 名	站 名	站 名	站 名
陕西 神木	留坝	榆中	化隆	格尔木
榆林	宁强	定西	循化	大柴旦
横山	汉中	靖远	门源	冷湖
定边	西乡	临洮	刚察	伍道梁
绥德	佛坪	华家岭	祁连	托托河
子长	宁陕	岷县	托勒	宁夏 石嘴山
吴旗	镇巴	平凉	共和	平罗
志丹	紫阳	静宁	贵德	陶乐
延安	安康	灵台	贵南	银川
富县	镇安	西峰	同仁	永宁
宜川	商南	环县	尖扎	灵武
洛川	商县	正宁	泽库	青铜峡
黄龙	洛南	天水	河南	吴忠
彬县	洛泉	秦安	大武	盐池
陇县	甘肃 野马街	清水	达日	中卫
宝鸡	敦煌	武都	久治	中宁
凤县	安西	徽县	玛多	麻黄山
武功	玉门镇	临夏	玉树	兴仁
泾阳	丁新	合作	昂欠	同心
铜川	张掖	临潭	清水河	海源
西安	甘肃 南	青海 西	曲麻莱	西吉
				固原

续表

站 名	站 名	站 名	站 名	站 名
陕西澄城 韩城 大荔 潼关 略阳	甘肃山丹 武威 民勤 乌鞘岭 兰州	青海民和 乐都 大通 湟源 湟中	杂多 德令哈 茶卡 都兰 香日德	宁夏泾源

使用这些台站的资料，建立了一个干旱序列，称它为现代干旱序列年表。

为了使我们所建立的年表具有历史连续性和今后分析西北四省区旱涝较长时期的气候规律等需要，32 年的干旱序列年表显然是比较短的。为此，我们还根据历代文字记载和已取得的这方面的研究成果，整理了近 200 年以来的连续旱涝序列年表。在建立这个年表时，我们参考了西宁府志、甘肃省志等历史文献和西北区五百年旱涝，同时还根据 200 年黄河流量资料进行校验。这个干旱序列年表我们称它为历史上的干旱序列年表。它主要代表了青海的主要农业区、甘肃省的大部分地区、宁夏的大部分地区和陕西省西部地区。

二、历史上的干旱序列年表及其干旱特征

在整理历史资料的旱涝年时，由于西北四省（区）是我国主要的干旱地区之一，其干旱年代也相应的比较多，所以在分旱涝等级时，采取多雨、正常、旱、大旱的四个等级。我们认为这种分类能比较好的反映西北四省（区）的干旱特征（见表 2）。从表 2 可以看出，多雨年只有 27 年，

表 2 近 200 年旱涝等级表

年 份	1796	1797	1798	1799	1800	1801	1802	1803	1804	1805	1806	1807	1808	1809	1810
旱涝等级	3	3	3	4	3	2	3	2	4	4	3	3	4	3	1
年 份	1811	1812	1813	1814	1815	1816	1817	1818	1819	1820	1821	1822	1823	1824	1825
旱涝等级	3	3	3	3	2	3	3	3	3	4	3	3	3	1	4
年 份	1826	1827	1828	1829	1830	1831	1832	1833	1834	1835	1836	1837	1838	1839	1840
旱涝等级	3	4	3	3	4	3	3	2	2	3	2	2	3	4	1
年 份	1841	1842	1843	1844	1845	1846	1847	1848	1849	1850	1851	1852	1853	1854	1855
旱涝等级	3	4	3	4	3	3	4	4	3	2	3	1	3	3	2
年 份	1856	1857	1858	1859	1860	1861	1862	1863	1864	1865	1866	1867	1868	1869	1870
旱涝等级	3	2	4	3	2	1	2	3	3	1	2	2	2	3	2
年 份	1871	1872	1873	1874	1875	1876	1877	1878	1879	1880	1881	1882	1883	1884	1885
旱涝等级	2	2	3	3	3	2	2	1	3	3	3	2	3	2	3
年 份	1886	1887	1888	1889	1890	1891	1892	1893	1894	1895	1896	1897	1898	1899	1900
旱涝等级	3	3	4	4	2	3	1	3	4	3	4	3	4	2	1
年 份	1901	1902	1903	1904	1905	1906	1907	1908	1909	1910	1911	1912	1913	1914	1915
旱涝等级	3	3	3	4	3	3	1	3	2	3	3	3	3	3	2
年 份	1916	1917	1918	1919	1920	1921	1922	1923	1924	1925	1926	1927	1928	1929	1930
旱涝等级	1	3	3	3	3	3	3	2	3	2	2	2	1	3	3
年 份	1931	1932	1933	1934	1935	1936	1937	1938	1939	1940	1941	1942	1943	1944	1945
旱涝等级	3	3	4	3	3	3	3	3	1	2	3	3	4	3	1
年 份	1946	1947	1948	1949	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960
旱涝等级	3	3	4	3	3	3	2	1	3	3	2	3	4	3	3
年 份	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975
旱涝等级	4	2	3	4	2	1	4	3	3	3	3	3	3	3	2
年 份	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990
旱涝等级	3	3	3	3	1	4	2	3	3	4	3	3	3	4	3
年 份	1991	1992	1993	1994	1995										
旱涝等级	2	2	3	3	1										

注：1——大旱、2——旱、3——正常、4——多雨。

占总年代的 14% 大旱年就有 18 年 占总年代的 9% ,一般旱年达 32 年 占总年代的 16% 其余 122 年则为正常年份。近 200 年以来,不同时段干旱发生的频率是不同的,如图 1 所示。该

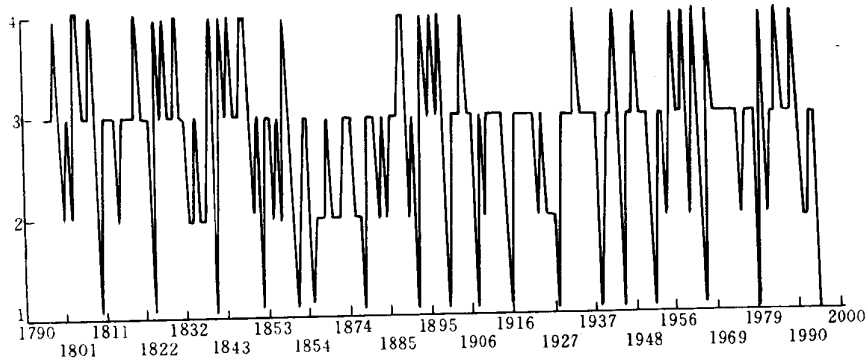


图 1 近 200 年旱涝等级图

图是根据表 2 绘制的,从中可以看出:1810 年至 1824 年;1850 年至 1884 年;1907 年至 1953 年这三个干旱时期,共 94 年,其中发生大旱年 12 次,平均 8 年发生一次,一般干旱年发生过 24 次,平均 4 年发生一次。多雨时期有 1825 年至 1849、1885 年至 1906 年、1954 年至 1990 年共 81 年,在这 81 年当中共发生大旱年五年,平均每 16 年发生一次,一般干旱年发生 10 次,平均 8 年发生一次。可见干旱时期和多雨时期差异是十分显著的。就整个序列年表来看,去掉两端,尚余 175 年,在这 175 年当中共发生大旱年 17 次,平均 10.3 年发生一次,一般干旱年共发生 39 次,平均 4.3 年发生一次,两者合并计算,每三年就发生一次干旱。这我们对干旱气候的预测提供了一个有利的气候背景。根据现在已掌握的资料,1991 年以后将进入一个新的干旱时期,这是我们今后十多年作气候预测值得参考的背景。

三、现代干旱序列年表及其特征

从西北四省区的资料分析来看,年降水量在各月的分配是十分不均匀的,为此在对春、夏、秋和全年分别计算的基础上,建立了干旱序列。当前短期气候预测在各省业务部门多采用降水距平百分率表示干旱、雨润和正常,所以我们仍采用以降水负距平百分率表示干旱程度,因为它比较直观,便于应用和服务。实际的干旱程度不但与当时的降水量有关,而且与气温、前期降水、风速等因素都有着密切的关系,所以我们这里所指的干旱程度,实际上是指当时降水量负距平的百分率,在实际使用中应根据当地的生产特点和生产季节等加以修正。

降水距平百分率 $\leq -30\%$ 为严重干旱以▲表示;在 -30% 至 -15% 之间为干旱以△表示。在我们选取的 131 个台站中,虽然尽量考虑到各种地形和气候特征,但在具体的气候预测时,不可能把 131 个台站的资料都全部进行运算处理,因此,我们又采取聚类分析方法,对西北四省区选出的台站按春季(3~5 月)、夏季(6~8 月)、秋季(9~11 月)分别进行筛选,从中选出 30 个代表站,即陕西省 9 个、甘肃省 8 个、青海省 8 个、宁夏回族自治区 5 个(见表 3)。

利用筛选出的 30 个代表站,再按春、夏、秋、年(3~11 月)进行聚类,在 λ 水平截取距 0.82~0.78 之间,则把西北四省(区)降水分布类型分成了四个区:1 区为甘肃的河西西部和青海省北部;2 区为青海省主要农业区和六盘山以西;3 区为陕西省秦岭以北和六盘山以东及宁夏全区;4 区为陕西省的秦岭以南地区(见图 2),各区所含台站(见表 4)。

表 3 西北四省区的代表站

序号	站 名	序号	站 名	序号	站 名
1	西 宁	11	武 威	21	西 安
2	祁 连	12	兰 州	22	略 阳
3	共 和	13	定 西	23	宁 陕
4	同 德	14	西 峰	24	紫 阳
5	泽 库	15	天 水	25	商 县
6	大 武	16	合 作	26	石嘴山
7	清水河	17	榆 林	27	银 川
8	都 兰	18	延 安	28	同 心
9	玉门镇	19	宝 鸡	29	固 原
10	张 掖	20	铜 川	30	泾 源

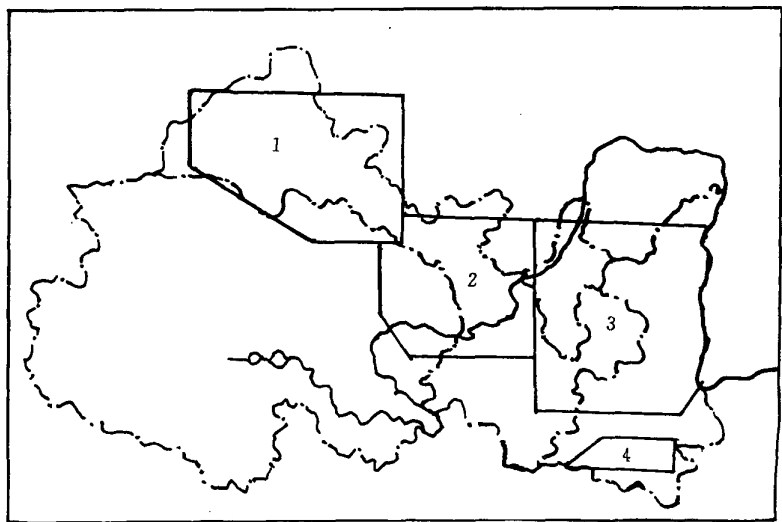


图 2 西北四省区降水分区图

表 4 各区所含台站名

站 名	站 名	站 名	站 名	站 名
1 区酒泉	循 化	灵 台	宝 鸡	吴 忠
敦 煌	门 源	西 峰	岐 山	中 卫
安 西	共 和	环 县	武 功	宁 仁
玉门镇	贵 德	正 宁	泾 阳	中 心
张 掖	同 仁	天 水	铜 川	兴 固
山 丹	尖 扎	安 水	西 安	同 原
祁 连	兰 州	清 水	澄 城	泾 源
托 勒	榆 中	吴 旗	澄 城	4 区宁 强
2 区西 宁	定 远	志 丹	韩 城	中 乡
民 乐	靖 远	延 安	大 荔	汉 中
乐 都	临 洮	富 县	平 罗	西 乡
大 通	华 家	宜 川	陶 乐	宁 陕
湟 源	临 夏	洛 川	银 水	紫 安
湟 中	3 区平 凉	黄 龙	灵 武	
化 隆	静 宁	彬 县	青 铜	
			峡	

把这四个区的基本台站历年（1959~1990年）春、夏、秋及该三季之和的降水量分别求和，这样得到四个不同区域、不同季节的降水序列，然后再求出该降水序列距平百分率，按负距平百分率的大小确定其干旱程度，即为我们所要建立的西北四省区干旱序列，从中可以看出：春季降水偏少的年份高达56%~66%，然而春季各区干旱发生的频率相差很大，1区和2区分别为50%和41%，3区和4区为28%。夏旱主要发生在2区和4区，多在30%以上，而秋旱则多发生在3区和4区。各季干旱和严重干旱在各区发生的百分率，详见表5。

DROUGHT SEQUENCE CHRONOLOGY OF SHAANXI, GANSU, NINGXIA AND QINGHAI PROVINCES AND THEIR CLIMATIC FEATURES

Wu Yongsen

Sun Wulin

(Institute of Meteorology and Meteorology Observatory of Qinghai Province, Xining 810001)

Abstract

In this paper, the drought and flood sequence chronology of Northwest of China in 200 years is reduced by using records of historical documents and data of meteorological observations, and features of drought and flood in 200 years in this area are analyzed by using meteorological statistics methods. The results show: there are three drought periods and three flood periods in 200 years. A serious drought year occurs averagely every 10.3 years. An usual drought year occurs every 4.3 years. A new drought period may begin at the year 1991.

Key words: Four provinces of Northwest in China, Chronology of drought and flood, Climatic features.

表 5 西北四省区干旱序列年表

	1 区			2 区			3 区			4 区			全 区			
	3-5月	6-8月	9-11月	3-5月	6-8月	9-11月	3-5月	6-8月	9-11月	3-5月	6-8月	9-11月	3-5月	6-8月	9-11月	3-11月
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
西北区																
1959	△-23	-3	▲-58	-11	37	▲-32	▲-28	8	△-26	12	▲-34	▲-30	△-16	9	▲-29	-7
1960	△-24	△-21	28	△-18	-13	-3	-1	-6	△-27	▲-33	△-25	22	-3	△-11	△-11	△-10
1961	24	▲-32	-9	▲-31	30	86	-2	29	57	0	15	18	-8	24	53	26
1962	▲-51	▲-30	13	▲-53	△-22	16	▲-65	-3	41	▲-50	27	▲-30	▲-59	-5	21	△-9
1963	0	-3	△-21	16	-14	-11	43	▲-28	15	56	-5	20	38	▲-20	10	0
1964	150	-14	-10	72	25	10	98	10	62	58	△-21	71	86	8	51	36
1965	-6	-14	▲-29	-9	▲-32	-7	20	△-18	▲-29	-1	16	▲-29	8	△-16	▲-25	△-14
1966	△-18	-6	-10	▲-28	△-25	9	▲-32	10	19	-5	▲-37	▲-38	▲-25	-7	5	△-8
1967	104	-6	-10	102	30	31	60	-10	19	48	-2	-9	70	2	15	19
1968	▲-37	△-16	7	△-25	-7	9	-10	7	49	15	△-20	39	△-10	-2	38	7
1969	28	0	6	-4	△-25	-1	-9	▲-30	5	-12	▲-39	33	7	▲-29	9	△-14
1970	27	△-20	△-15	26	18	△-16	17	2	△-15	-7	△-24	6	15	1	△-11	1
1971	▲-29	-4	105	▲-28	△-20	29	△-18	△-15	-11	△-27	-4	△-17	▲-23	-14	-1	△-12
1972	28	12	▲-48	12	-14	▲-68	-12	△-17	▲-44	16	△-20	▲-39	1	△-16	▲-48	▲-21
1973	△-23	-1	-12	20	14	-9	-2	4	8	19	-14	39	6	4	10	6
1974	△-21	9	5	1	△-19	5	0	▲-41	28	-7	5	66	-2	▲-26	30	-5
1975	▲-43	6	58	△-23	△-19	48	1	-9	80	△-22	-14	58	△-11	△-12	69	10
1976	△-16	14	▲-28	△-22	27	△-16	△-19	32	▲-33	1	△-20	△-22	△-16	22	▲-27	0

续表

	1 区			2 区			3 区			4 区			全 区				
	3-5月	6-8月	9-11月	3-5月	6-8月	9-11月	3-5月	6-8月	9-11月	3-5月	6-8月	9-11月	3-5月	6-8月	9-11月	3-11月	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
西北区																	
1977	△-25	-2	99	-9	▲-41	-2	-11	-9	△-19	20	-7	▲-44	-5	△-10	△-18	△-11	
1978	▲-31	△-21	39	△-16	36	40	6	23	3	-13	4	▲-41	-4	21	3	11	
1979	▲-28	67	20	▲-45	47	△-16	▲-50	12	▲-43	▲-33	17	▲-28	▲-45	25	▲-33	-5	
1980	0	-9	▲-51	▲-36	△-15	▲-37	-14	2	△-23	0	23	4	△-16	0	▲-21	△-9	
1981	▲-49	19	66	▲-31	15	10	▲-36	33	-5	△-24	70	2	▲-33	33	-3	10	
1982	37	13	-3	▲-29	▲-41	15	▲-33	-10	▲-30	▲-36	26	△-15	▲-30	△-11	△-17	△-17	
1983	0	53	-8	12	0	-1	76	-1	50	32	49	48	49	9	38	25	
1984	▲-49	-1	▲-31	26	-5	-10	7	20	2	▲-31	12	48	2	11	8	8	
1985	17	△-25	▲-39	41	9	14	20	-7	21	16	△-18	-2	24	-5	13	6	
1986	-9	-3	▲-33	-8	9	▲-61	▲-44	△-15	▲-47	-10	▲-31	△-19	▲-27	△-10	▲-44	▲-23	
1987	40	10	▲-58	27	△-18	△-26	0	-10	▲-31	21	24	△-25	12	-6	▲-29	△-9	
1988	32	21	-10	20	3	7	21	35	▲-39	△-15	0	△-26	14	21	▲-26	6	
1989	△-18	2	51	△-20	13	16	-13	-9	△-23	-6	24	-14	△-14	3	△-12	-5	
1990	11	3	△-16	34	-10	-8	32	14	-11	17	23	▲-45	29	8	△-17	5	

中国西北地区不同季节降水、气温异常的时空分布及其与西北干旱的关系

靳立亚

(兰州大学大气科学系 兰州 730000)

秦宁生 吴永森

(青海省气象科学研究所, 西宁 810000)

提 要

本文利用西北四省区 73 个台站 1960~1990 年逐月降水量距平和平均气温距平资料, 采用综合的经验正交函数 (EOF) 分析方法对西北地区春 (1~3 月)、夏 (6~8)、秋 (9~11 月) 三个季节降水、气温异常的时空分布特征进行了诊断研究, 得到了几种降水和气温异常的典型配置及其反映这些典型场的年际演变规律的时间系数, 并在此基础上进一步分析了降水、气温异常的时变特征与西北地区出现较严重干旱的年份之间的关系。结果表明, 西北地区不同区域发生较严重干旱的年份与某些时间系数出现极大 (小) 值的年份存在很好的对应关系。

关键词: 西北地区 降水 气温 综合 EOF 干旱

一、引 言

干旱是我国西北地区天气气候的显著特色, 也是造成西北地区大面积沙漠化的重要原因。多年来, 西北地区的干旱一直是广大学者关注的热点问题^[1,2]。特别是 90 年代以来, 西北地区有了大范围较完整的长序列 (30 年以上) 气候观测资料, 这为人们深入研究西北地区的干旱和沙漠化课题提供了极为有利的条件。在干旱气候的特征和规律研究中, 大多采用以降水距平百分率等降水量因子来表征干旱程度, 因为它比较直观, 便于应用与服务。然而, 从天气气候学的角度来分析, 一个地区的干旱状态不但与当时的降水量有关, 而且还与气温、前期降水、风速等有着密切的关系。所以, 要深入了解一个地区的干旱程度仅仅考察该地区降水量的变化是不够的。

本文尝试将降水场与气温场做为一个统一时空结构中的两个方面, 通过分析降水与气温异常的时空分布特征来了解它们的变化规律以及与一定区域干旱演变的关系。这里选择研究的区域包括我国陕西、甘肃、宁夏、青海四省 (区) (以下简称西北四省区) 新疆维吾尔自治区以灌溉农业为主, 其干旱的发生属另一类特殊类型, 因此本文未将新疆维吾尔自治区列入分析的范围。西北四省区土地面积 136.6 km² 相当于江苏、浙江两省面积总和的近 7 倍, 占全国总面积 14% 以上, 这里绝大部分地区属于干旱和半干旱地区, 因而在干旱气候研究中具有重要意义。

二、资料和方法

(一) 资料选取和处理

西北四省区深居内陆、幅员辽阔，年降水量在一年各月中的分配以及历年降水量在不同区域的分布都是很不均匀的。因此，在资料观测站点的选择上应尽量考虑到各种地形和气候特征。本文选取西北四省区经过聚类分析而得到的 73 个测站^[3]的 1960~1990 年历年 3~11 月各月降水量距平和月平均气温距平作为样本资料。同时按照聚类的结果，西北四省区被划分为四个降水分布类型区，即 1 区：河西西部和青海省的北部；2 区：青海省的主要农业区和甘肃省六盘山以西；3 区：陕西省秦岭以北和甘肃省六盘山以东和宁夏全区；4 区 陕西省的秦岭以南地区。

为了考虑不同季节降水、气温异常的分布，我们又将 3~11 月按照春（3~5 月）、夏（6~8 月）、秋（9~11 月）三个季节划分为三个时段，取各个时段的平均值并对气温序列和降水序列分别进行标准化处理。

（二）计算方法

将西北地区 73 个测站所覆盖的降水距平场和气温距平场做为一个相互联系和影响的整体系统进行分析。我们首先采用文献[4]所提出的综合时空的经验正交函数分析方法对不同季节的降水场和气温场做经验正交函数(EOF)展开，然后探讨不同季节降水与气温异常的时空结构特征及其相互联系。

根据文献[4] 设 $F_{N \times M}^{(1)}, F_{N \times M}^{(2)}$ 分别为月降水量距平和月平均气温距平的资料矩阵，其中 N 为时间样本数， M 为站点数 将 $F_{N \times M}^{(1)}, F_{N \times M}^{(2)}$ 按照下面排列方式构成一个新的二维资料矩阵 $F_{N \times LM}$

$$F_{N \times LM} = [F_{N \times M}^{(1)} F_{N \times M}^{(2)}] \quad (1)$$

这里 $L=2$ 。

由(1)式可以看到 新的矩阵 F 中既包含着气温距平场的信息，也包含有月降水量距平场的信息。对(1)式做经验正交函数展开，可以得到下面公式：

$$F_{N \times LM} = \sum_{K_0} T_{N \times K_0} \cdot V_{K_0 \times LM} \quad (2)$$

式中 K_0 为拟合原距平场所取的截断阶数，而前 K_0 个特征向量场的累积方差拟合精度可由下式求出

$$Q = \sum_{k=1}^{K_0} \lambda_k / \sum_{k=1}^{LM} \lambda_k \quad (3)$$

这里 λ_k 为第 k 个特征向量所对应的特征值。(2)式中 $V_{K_0 \times LM}$ 为综合经验正交函数(EOF)展开的特征向量场，对每一个特征向量场来说，它分别对应着相互联系的气温场和降水场的空间分布 $T_{N \times K_0}$ 为综合 EOF 展开对应特征向量场的时间系数矩阵，它包含着不同特征向量所表征的气温与降水距平场统一空间结构的时变信息。

因此 对 $V_{K_0 \times LM}$ 及 $T_{N \times K_0}$ 进行综合分析便可以了解气温与降水异常的时空结构特征。

三、特征向量场的综合分析

根据前面对资料的处理，分别将春、夏、秋三个季节的月平均降水量距平和月平均气温距平资料 标准化 按照公式(1)的要求进行排列并做 EOF 展开。表 1 给出了三个季节 春、夏、

秋) 分别做综合 EOF 展开所得到的前 10 个特征向量场的累积方差拟合精度 Q 。由表 1 可见, 对三个季节而言, 前三个特征向量场的累积拟合方差已达 60% 以上。这说明可以用较少的特征向量场和相应的时间系数来表征降水距平场及气温距平场的时空分布特征。

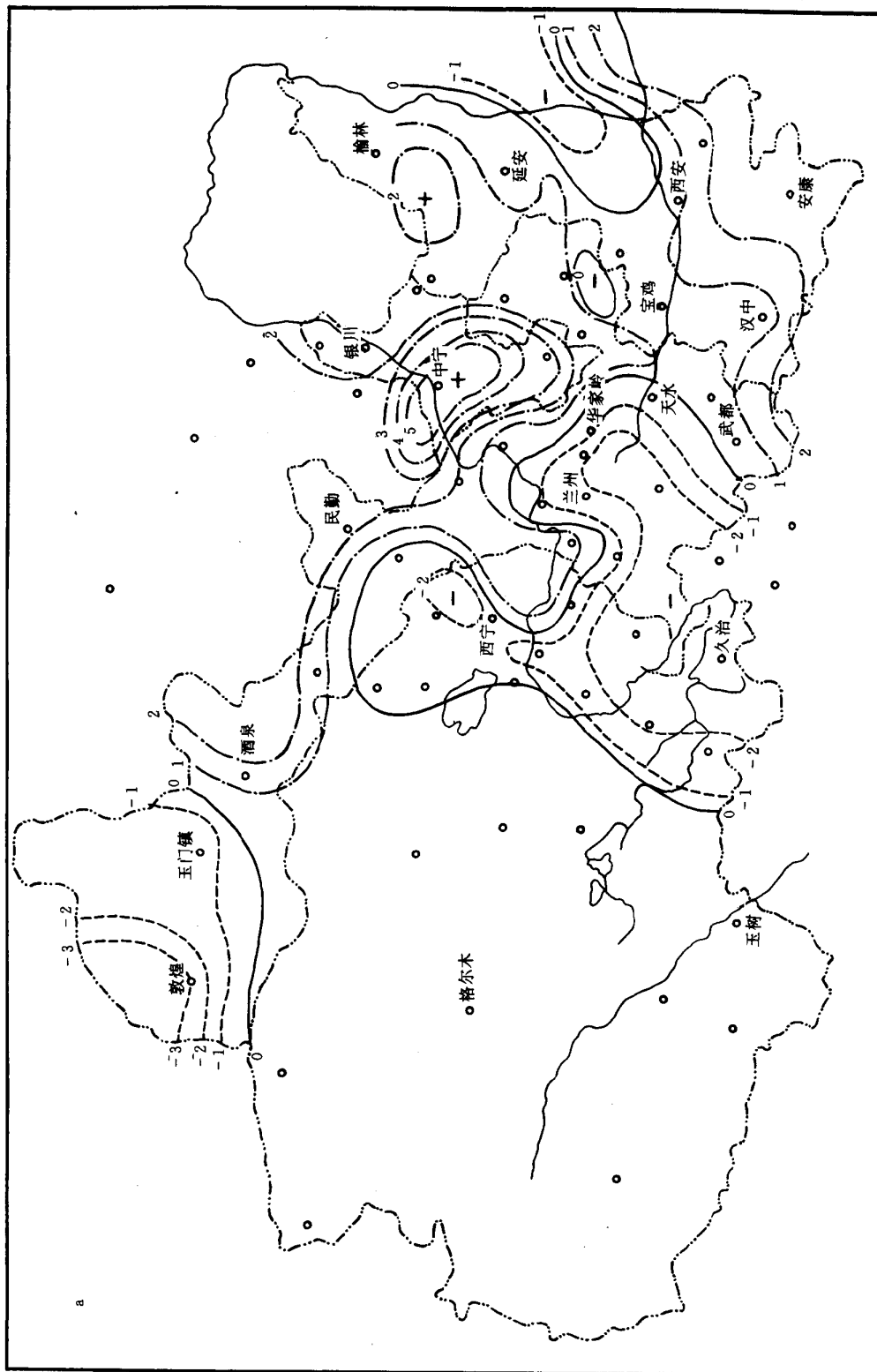
表 1 前 10 个特征向量场累积方差拟合精度 $Q(\%)$

截断阶数	K	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
春季(3~5月)	Q	33.3	64.5	72.4	76.4	79.8	82.5	84.6	86.4	88.0	89.4
夏季(6~8月)	Q	30.5	48.4	61.0	67.4	72.6	75.8	78.5	80.8	82.9	84.9
秋季(9~11月)	Q	36.7	59.5	69.9	75.3	79.2	81.7	83.8	85.5	87.2	88.6

图 1a,b 分别给出了春季第一特征向量对应的降水距平场和气温距平场的空间分布。由图 1a 可见, 降水距平场空间分布的特点是 1 区西部(即河西走廊西部)和 2 区大部分区域(包括青海东南部和甘肃六盘山以西地区)为负距平区, 其余地区基本为正距平区, 其中正距平高值中心位于 1 区和 2 区之间的宁夏中宁附近。该距平场反映了我国西北地区春季降水异常空间分布的一种基本型, 它表明西北地区春季降水在空间分布上并非完全一致, 这与春季西北地区降水的地区分布复杂性有一定的关系。据徐国昌等的研究^[5]西北地区春季多雨时期的起讫日期在不同区域是不尽一致的。反映在特征向量所对应的降水异常空间分布上就是降水距平的区域分布有所不同。图 1b 为与降水距平场空间分布相对应的温度距平场空间分布, 由图可见, 全场四个区域都为正距平区, 其中的正距平高值区主要位于 2 区和 3 区的部分地区, 说明春季气温距平在空间分布上具有很好的一致性。

在夏季第一特征向量对应的降水场和气温场的空间分布图上(图略), 夏季降水距平场均为正距平, 而且距平值较大, 三个正距平中心分别位于 1 区的张掖附近、2 区的兰州和青海湖附近。相应的气温距平场与降水场的空间分布在位相上一致, 全场均为正距平。该型反映了夏季西北地区降水异常和气温异常变化的主要特点, 即夏季西北地区降水和气温变化都具有较好的一致性, 同时降水量距平和气温距平空间位相分布也相同, 也就是多雨区与高温区相联系, 少雨区与低温区相对应, 这表明气温升高有利于西北地区夏季降水增多。在秋季第一特征向量对应的降水距平场和气温距平场空间分布图上(图略), 可以看到秋季西北地区降水异常结构大致表现为 1 区南部和 2 区的东南部以及 3 区的西南部为正距平区, 其中正距平中心位于 2 区和 3 区之间的华家岭附近; 而 1 区西部、2 区的北部、3 区的中部以及 4 区为负距平区, 其中两个较大负距平中心位于 2 区的西宁附近和 3 区的西峰附近。这表明西北地区秋季降水的分布也不尽一致。相应地, 气温场空间结构分布, 全场都为负距平区。对比降水距平场分布和气温距平场分布可见, 秋季西北地区降水异常与气温异常在 2 区和 3 区的部分地区以及 4 区, 即青海东部、陕西中部以及东南部地区表现为降水的负距平对应着气温的负距平, 即降水减小与气温降低同步。而甘肃东南部、宁夏南部以及陕西东南部降水距平场分布与气温距平场空间分布在位相上正相反。这与这些地区的秋季受“华西秋雨”的影响是分不开的, 秋季气温虽已下降, 但这一时段这些地区降水却是一个相对多雨期。

通过上面的分析, 可以看到西北地区降水距平场和气温距平场的综合 EOF 分解所得到的第一特征向量基本上能够表征该地区春、夏、秋三个季节降水、气温异常的空间分布特征。而把特征向量场与时间系数结合起来分析, 则可以了解降水、气温异常空间分布的时变特点, 即年际变化过程, 从而从一个侧面了解旱涝演变规律。下面着重对时间系数进行分析。



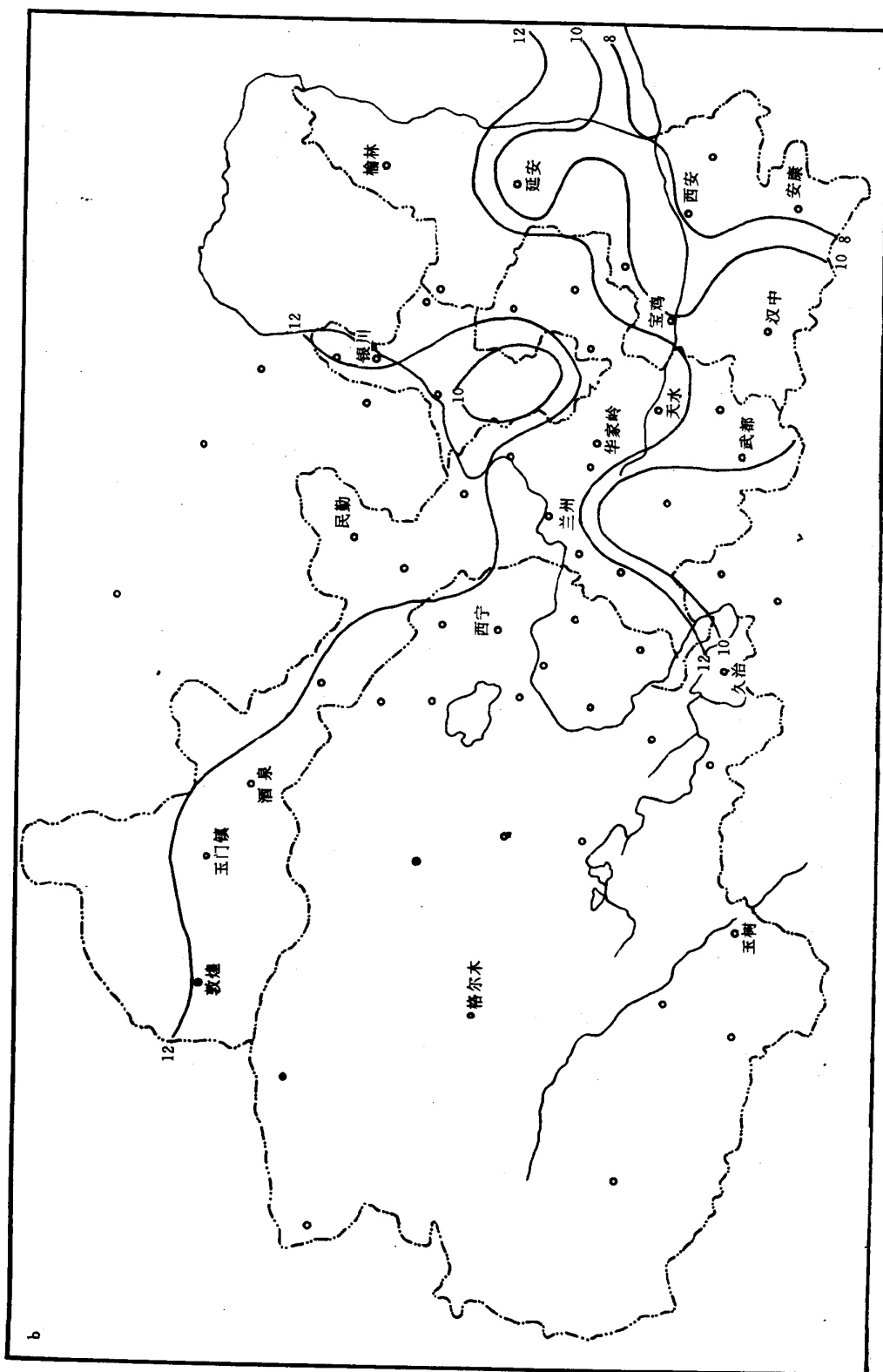


图 1 春季第一特征向量对应的降水距平场和气温距平场空间分布

a. 降水; b. 气温

四、时间系数的综合分析

由于时间系数的演变反映了特征向量场的年际变化特征，也就是某种降水与气温异常分布空间型的年际变化，而且其值的大小（包括正负）还反映这种空间型在不同年份所占权重的大小，所以，时间系数不仅反映一定区域降水和气温异常变化的特征，并且其极大值（正）或极小值（负）对应的年份也表示降水和气温异常的年份。

当时间系数为正值（负）的年份，距平场为正（负）值的区域表现为降水是偏多（少），气温是偏高（低），而时间系数为负值（正）的年份，距平场为正（负）值的区域表现为降水是偏少（多），气温是偏低（高）。并且时间系数绝对值愈大，降水和气温的异常愈严重。

（一）时间系数的年际变化

因为第一特征向量场反映了降水距平场和气温距平场的最主要空间分布特征，所以第一时间系数则反映了降水和气温变化的主要特征。

图 2 为降水、气温第一特征向量所对应的三个季节时间系数年际变化曲线。由图 2 可见，春季时间系数年际变化从 60 年代至 70 年代末基本上是正负交替出现，而 80 年代初至 90 年代则以负值变化为主，但其值较小。结合春季第一特征向量所对应的降水距平场、气温距平场空间分布可知，春季降水异常的分布区域不尽相同，而气温变化从 80 年代以后呈上升趋势。

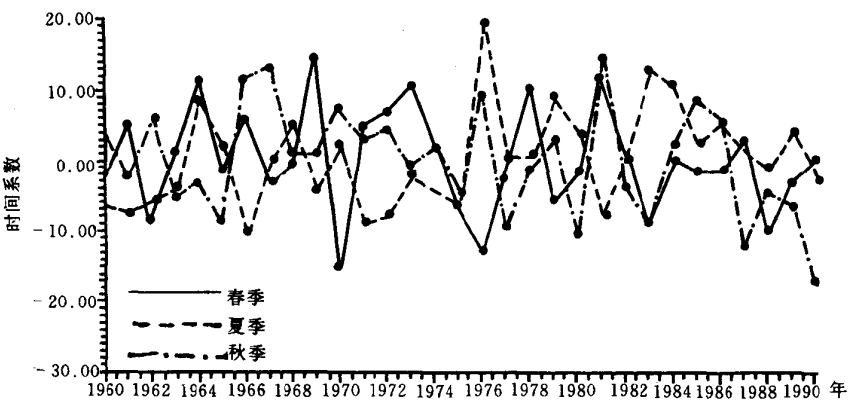
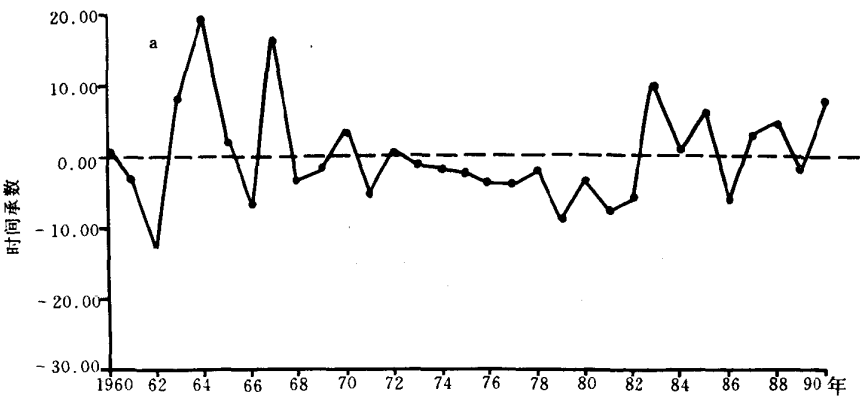


图 2 降水气温综合 EOF 展开第一时间系数年际变化



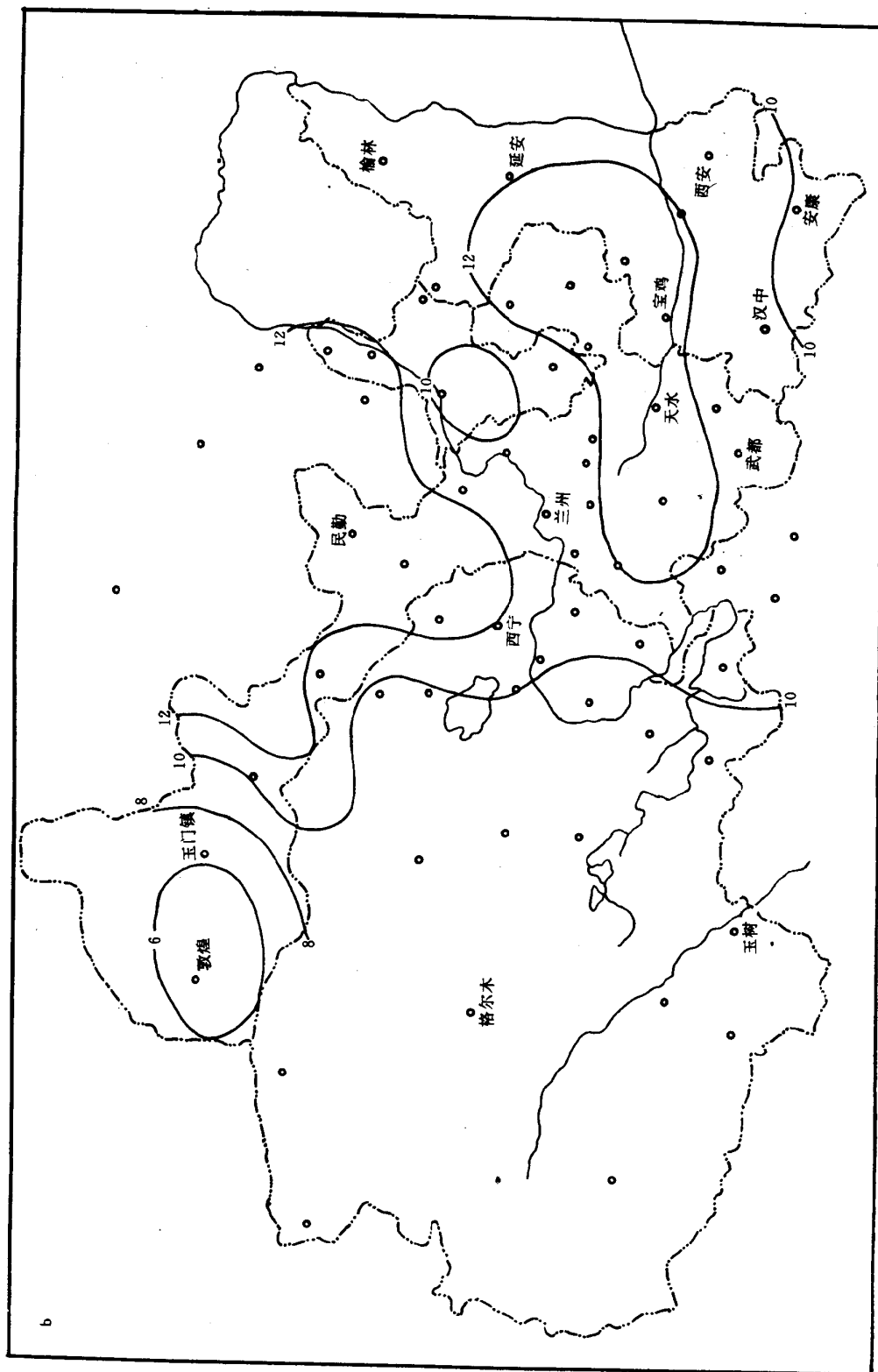


图3 春季第二特征向量降水场空间分布及第二时间系数年际变化

a. 时间系数; b. 降水距平场

从夏季时间系数年际变化曲线上可以看到,夏季时间系数的年际变化有一显著特点,就是从70年代中期开始,时间系数的变化由以负值为主转变为以正值为主。结合夏季第一特征向量对应的降水距平场、气温距平场空间分布可知,70年代中期以后夏季西北地区降水有增多的趋势,与之相应,气温则表现为偏暖。秋季时间系数在60年代中期和80年代中期有两次较明显的变化,特别是80年代中期以后,时间系数值下降很快。

(二) 时间系数年际演变与干旱年份的对应关系

通过分析时间系数极值(极大和极小)分布的年份并结合相应的降水距平、气温距平空间型,可以建立与不同地区干旱年份之间的联系。图3a,b分别为春季第二时间系数年际变化曲线和相应的第二特征向量对应的降水距平场分布。由图3b可见,降水距平全场均为正距平,时间系数为负值的年份应分别对应降水异常偏少的年份。由图3a可见,在1962、1966、1968、1971、1979、1981、1986等年份,时间系数均为负极值,通过与历史资料^[3]对比发现,上述年份正好对应西北地区不同区域春季发生干旱或严重干旱的年份。仔细分析图3a,从70年代初至80年代初的整个10年里,时间系数基本都是负值,而这些年也正是西北地区不同程度的干旱频繁发生的时期。

由于西北地区的降水主要集中在夏季,因而夏季发生干旱的年份相对较少,而时间系数极值的年份与干旱年份并无很好的对应关系。

秋季第二时间系数年际变化曲线和相应的第二特征向量对应的降水距平场空间分布(图略)全场基本都为负距平,其中低值中心位于3区。所以,时间系数为正值年份应分别对应降水异常偏少的年份。在1965、1970、1972、1976、1979、1980、1986、1987、1988等年份均为正(极)值,而上述年份恰是西北地区全区(特别是3区、4区)秋季发生干旱或严重干旱的年份。

五、结果与讨论

选择与干旱密切相关的降水量和气温两个因子,利用1960~1990年春、夏、秋三个时段平均月降水量距平和平均气温距平资料进行综合EOF分析,得到了西北四省区从春季到秋季三个季节降水、气温异常的时空结构特征。结果表明,月降水量和月平均气温距平场做EOF展开所得到的满足一定精度的前几个特征向量场能较好地反映降水、气温异常的空间分布。在所划分的春、夏、秋三个时段里,分别得到几种降水和气温异常的典型配置;而相应的时间系数则反映了这些典型场的年际演变规律。将时间系数和特征向量场结合起来分析,则某些时间系数出现极大(小)值的年份与西北地区不同区域发生干旱或严重干旱的年份有着很好的对应关系。

参 考 文 献

- [1] The State Science and Technology Commission (1990), Climate, No. 5 Blue Book of Science and Technology of China, China Meteor. Press, 1~24.
- [2] Sun Guowu et al. (1993), Research on Northwest China's Arid Climate is Planned, *Drought Network News*, 5(1), 13~14.
- [3] 吴永森、孙武林 陕、甘、宁、青干旱序列年表及其特征分析(本文集)
- [4] 靳立亚、张邦林、丑纪范, 北半球月平均环流异常垂直结构的综合分析, *大气科学*, 17(2), 310~318 (1993).
- [5] 徐国昌等, 青藏高原的雨季, 北方天气文集, 气象出版社, (1984).

THE SPATIAL AND TEMPORAL DISTRIBUTION OF THE ANOMALIES OF THE TEMPERATURE AND PRECIPITATION IN DIFFERENT SEASONS IN NORTHWEST CHINA AS WELL AS THEIR RELATIONSHIP WITH THE DROUGHT OVER NORTHWEST REGIONS

Jin Liya

(Atmospheric Science Department of Lanzhou University, Lanzhou 730020)

Qin Ningsheng Wu Yongsen

(Qinghai Insitute of Meteorological Science, Xining 810001)

Abstract

In this paper, by using the joint space~time EOF method as well as the monthly average precipitation and air temperature anomalies data dating from 1960 to 1990 from 73 obervational stations in northwest China, we made a diagnostic study for the features of the spatial and temporal distribution of the anomalies of the temperature and precipitation in springtime (3~5 mon.), summertime(6~8 mon.), and autumntime(9~11 mon.) in northwest China.

Some kinds of typical patterns of precipitation and temperature as well as the time coefficients of their interannual variation are obtained. The results show that there is a good correspondence relationship between the severe drought year in northwest regions of China and the extremum (maximum or minimum) year of the time coefficients.

Key words: Northwest China, Precipitation, Temperature, Joint Space-time EOF, Drought.

中国西北地区年降水量分区 及各区的干旱特征

杨文峰 李兆元

(陕西省气象科学研究所 西安 710015)

李星敏

(陕西省农业遥感信息中心 西安 710015)

提 要

本文应用聚类统计检验分析中的中心聚类方法,对西北地区 1960~1990 年 147 个站点年降水量进行分析,在 $\alpha=0.05$ 的水平下,将西北地区分成 17 个中心降水气候区,对这些区进行干旱特征分析,在此基础上,根据各区的干旱特点,把它们归并为六种类型,即:陕北—甘肃—宁夏型、陕南型、甘肃西部—青海东北部型、青海南部型、新疆北部型、新疆南部型。

关键词:聚类统计检验 中心聚类 分区 干旱特征

一、前 言

西北地区地处东亚大陆腹地,是我国降水量最少的地区,由于地形复杂,天气气候多样,西北地区降水的空间分布很不均匀。因此科学地对西北地区年降水量进行分区,有利于充分利用有限的降水资源,服务于工农业生产。另外对年降水量进行分区也为研究西北干旱气候的成因、预测和对策提供坚实的基础和科学依据。

由于西北地区器测资料年代不足,加上各地降水量差异很大,对降水进行分区有一定的难度,降水区划工作多侧重于中国东部地区,如陈烈庭等^[1]对中国东部地区降水进行了区划。另外,许多研究者进行中国降水区划,对西北地区也只不过象征性的一笔带过,所以西北地区降水区划方面的工作很少。

区划方面的工作往往采用数值分类的聚类分析,但传统的聚类分析,理论基础尚不完善,统计技术较少,显著性检验尚不具备,因此还不能说是一种完全意义上的数值分类方法。最近么枕生先生^[2]提出了一种新的聚类分析——聚类统计检验分析,解决了统计理论几十年来没有解决的数值分类问题。本文使用该新方法中的中心聚类方法,对西北地区进行区划,取得了较为满意的分区结果,并在分区的基础上对各区干旱特征进行分析。

二、资料和方法简介

本文使用台站分布相对比较均匀的中国西北地区 1960~1990 年 共 147 个台站的月降水量资料,由月降水量资料求得各台站历年年降水量资料,再得到各台站间的距离系数矩阵,以此进行降水量区划。方法简单介绍如下:

1. 假设有 m 个样本,每个样本的长度为 n 两个样本 i 和 j 间的距离系数为

$$C_{ij} = \sqrt{1 - r_{ij}} \quad r_{ij} \text{ 为 } i \text{ 和 } j \text{ 的相关系数}$$

距离系数既是距离又有不相似性的含意，使距离和相关系数在代表样本变数间的不相似程度时，彼此一致，而且计算方便，因此聚类分析将以距离系数为指标。

2. 给定显著水平 α 选取中心样本 (用 k 代表) 由聚类判据 $\chi^2 < \chi^2_{1-\alpha}(\eta-1)$ 进行检验 其中 $\eta = p-1, P$ 为各类中样本个数。

$$\chi^2 = 2n \sum_{j \neq k} w_{kj} (C_{kj} - \hat{C})^2$$

其中 $w_{kj} = 1/(1-r_{kj})$, $C_{kj} = \sqrt{1-r_{kj}}$

$$w_{kj}, C_{kj} = 1/\sqrt{1-r_{kj}}, \hat{C} = \sum_{j \neq k} w_{kj} C_{kj} / \sum_{j \neq k} w_{kj}$$

新的聚类方法中还有一种均匀聚类方法，它与中心聚类意义不同，应用的范围也不同，均匀聚类应用于小范围数值分类，而中心聚类应用于大范围的数值分类，可参考文献 [2]。

三、分区结果及其分析

根据资料和中心聚类方法，选取中心台站，给定 $\alpha = 0.05$ 的显著性水平，可以把西北地区区划为 17 个中心降水气候区，但个别特殊站点没有纳入分区。这 17 个中心降水气候区如下：(其中括号内为中心台站)：①陕北北部(榆林)；②陕北南部(洛川)；③关中地区(西安)；陕南西部(汉中)⑤陕南东南部(安康)⑥宁夏北部(银川)；⑦宁夏南部(同心)；⑧甘肃东南部(天水)；⑨甘肃中部(定西)⑩甘肃河西南部(武威)；⑪甘肃河西西部(酒泉)；⑫青海海北(刚察)；⑬青海海东南部(贵德)；⑭青海南部(玉树)；⑮青海海西(德令哈)；⑯新疆北部(乌鲁木齐)；⑰新疆南部(喀什)

为方便起见，在表和图中均用对应阿拉伯数字来表示各区。计算得到的统计量 χ^2 如表 1。

表 1 中国西北地区各降水分区统计量

序 号	中 心 站	站点数(p)	χ^2	$\chi^2_{0.95}(P-2)$
1	榆 林	8	10.06	12.59
2	洛 川	5	4.39	7.82
3	西 安	11	14.17	16.92
4	汉 中	6	6.67	9.49
5	安 康	9	7.02	14.07
6	银 川	9	10.95	14.07
7	同 心	10	8.98	15.51
8	天 水	15	18.79	22.36
9	定 西	7	5.03	11.07
10	武 威	3	2.52	3.84
11	酒 泉	9	12.45	14.07
12	刚 察	4	0.14	5.99
13	贵 德	14	19.02	21.03
14	玉 树	13	10.27	19.68
15	德令哈	6	3.88	9.49
16	乌鲁木齐	10	6.85	15.51
17	喀 什	6	2.22	9.49

由表 1 知 各区都通过 $\alpha = 0.05$ 置信水平下的显著性检验，这种区划具有相当的统计意义。各

降水气候区的范围和每个台站的地理位置如图 1。由图 1 可以看出西北地区年降水量由东南向西北具有不同的结构特点。我们把图 1 与西北地区年降水量分布图（图略）比较后看到具有较大相似性，但年降水量大致相同的地区，由于其结构（不相似性）有差异而可能属于不同的区。总之，正如距离系数表达式所显示的，这种区划和相似性彼此一致。这种区划结果是比较客观的。

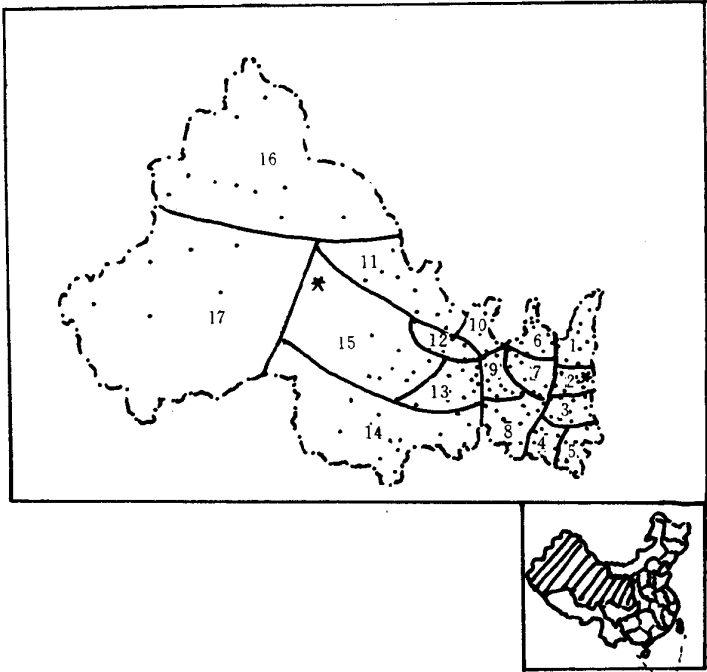


图 1 中国西北地区年降水量区划图
·表示 145 个台站的地理位置；*表示特殊台站（两个）

把各中心降水气候区的中心台站（代表本区年降水量的变化）年降水量资料进行标准化处理，使它们在同一水平上比较，并画出每年的标准化累积值曲线可得图 2（图中虚线）。由图 2 可以得出各区年降水量有如下特点：

1 区 70 年代初期以前为降水偏多期，以后为偏少期，标准化累积值总体为正。 2 区 60 年代后期，80 年代中期为两个从降水偏多向偏少的转折时间，标准化累积值为正。 3 区 80 年代初期降水量由偏少期转变为偏多期，标准累积距平总体正多于负。 4 区 70 年代末期降水量由偏少期转变为偏多期，标准化累积值总体负多于正。 5 区 70 年代中期降水由偏少期转变为偏多期，标准化累积值总体为负。 6 区总趋势为 60 年代后期降水量由偏多期转变为偏少期，标准化累积值总体为正。 7 区总趋势为 60 年代后期降水由偏多期转化为偏少期。 8 区总趋势为 60 年代后期降水由偏多转变为偏少期，标准化累积值以正为主。 9 区总趋势为 60 年代后期降水由偏多期转变为偏少期，标准化累积值为正。 10 区总趋势 70 年代初期降水量由偏多转变为偏少期。 11 区 60 年代到 70 年代后期一直为降水偏少期，70 年代后期到 80 年代中期为一降水偏多期，随又向旱期转变，标准化累积值以负为主。 12 区 70 年代中期到 80 年代初期为降水偏少期，其余为降水偏多期，标准化累积值主要为负值。 13 区 60 年代降水量波动较大，标准化累积值主要为负值。 14 区 70 年代末期降水量由偏少期向偏多期转变，80 年代前期又由降水

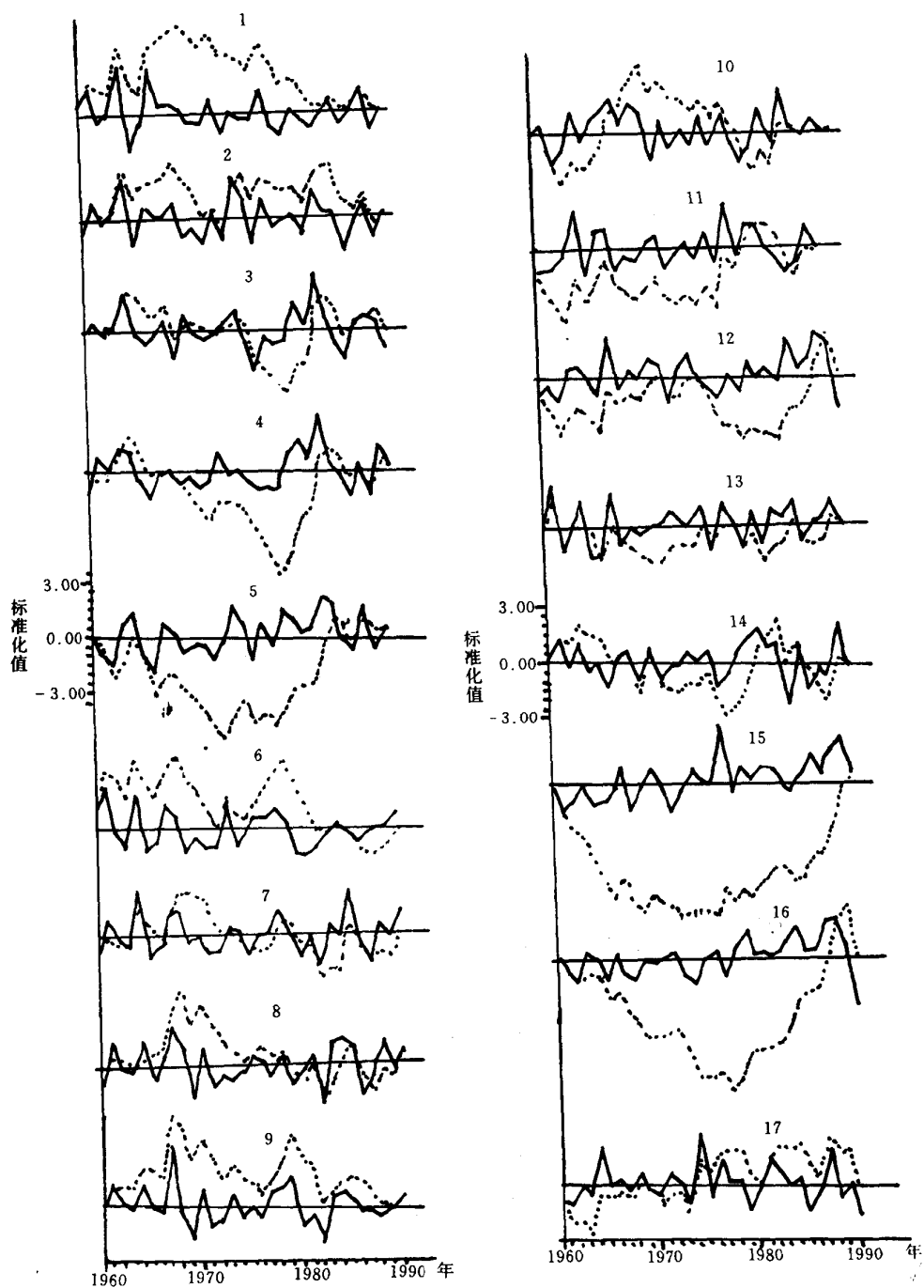


图 2 中国西北地区年降水量标准化值及其累积值的多年变化

——为标准化值, ----为标准化累积值

偏多转变为偏少。15区70年代中期降水量由偏少转变为偏多,标准化累积值很明显由下降转变为上升,标准化累积值总体为负值。16区70年代末期,降水量由偏少期转变为偏多期;标准化累积值很明显由下降转变为上升,标准化累积值总体为负。17区70年代初期标准化值由负变为正,降水由偏少转变为偏多,这种变化振幅并不大。

根据以上分析,可以把西北地区近30年降水按趋势大致分为如下几种类型:

1. 陕南型:70年代中后期降水量由偏少转变为偏多,东部比西部,南部比北部滞后1~2年,包括3、4、5区。

2. 陕北—甘肃—宁夏型:60年代末,70年代初由偏涝转为偏旱,向旱期转化,北部比南部滞后1~2年,包括1、2、6、7、8、9、10区。

3. 甘肃西部—青海东北部型:降水量总体处于偏旱期波动,标准化累积值总体为负,包括11、12、13区。

4. 青海南部型:70年代末期到80年代前期为降水量偏多期,其余为降水量偏少期,包括14区。

5. 新疆北部型:降水量在70年代中后期由偏少转变为偏多,趋势非常明显,包括:15、16区。

6. 新疆南部型:降水量在70年代前期由偏少到偏多,降水趋势不太明显。

总的来讲,陕北、甘肃、宁夏近30年降水有干旱化的趋势,而其余地区则有降水增加的趋势。这表明西北地区并不都是向干旱化方向发展,当然这只能就近30年来说,假如资料年代更长,可能结果会有所差异。

四、结 论

本文使用聚类统计分析方法,对西北地区147个台站近30年降水量资料进行区划,并对各区旱涝变化进行分析,得到如下结果:

1. 聚类统计分析方法,具有显著性检验,并且以距离系数为分区指标,既简便,又能使距离系数与相关系数有一致性,这种区划得到的结果比较客观。

2. 用聚类统计分析方法在 $\alpha=0.05$ 的水平下,可以将西北地区147个台站的年降水量划分为17个中心降水气候区,并可画出界线。

3. 根据这些中心降水气候区的旱涝变化特点,可归纳为六大类型,当然细分应具有和17个降水区相应的17个型。

4. 西北地区并不都是向干旱化方向发展,有些地区还有降水增加的趋势,当然具有样本振动的问题。

参 考 文 献

- [1] 陈烈庭、吴仁广,中国东部的降水区划及各区旱涝变化的特征,大气科学, 18(5), 586~595(1994)。
- [2] 么枕生,用于数值分类的聚类分析,海洋湖沼通报, 2, 1~12(1984)。
- [3] 朱炳海 中国的降水区划 南京大学学报(自然科学), 4, 1~2(1957)。

ANALYSIS OF CLIMATIC DIVISION OF YEARLY PRECIPITATION IN NORTHWEST CHINA AND THE DROUGHT CHARACTERISTICS IN EACH REGION

Yang Wenfeng Li Zhaoyuan

(Shaanxi Meteorological Science Research Institute, Xi'an 710015)

Li Xing Ming

(Shaanxi Remote Sensing Information Center for Agriculture, Xi'an 710015)

Abstract

In this paper, using the monthly precipitation data of 147 stations in Northwest China from 1960 to 1990, we can obtain distant coefficients of yearly precipitation between each station. With these distant coefficients the climatic division of precipitation in Northwest China is made by central clustering method of the cluster analysis with statistical test. Under $\alpha = 0.05$ test of significance, there are 17 central climatic regions of precipitation in Northwest China, and the drought characteristics is analyzed for each climatic region. Finally, according to these analyses, there are six patterns, i. e. North Shaanxi-Gansu-Ningxia pattern, South Shaanxi pattern, West Gansu-Northwest Qinghai pattern, South Qinghai pattern, North Xingjiang pattern, South Xingjiang pattern.

Key words: The cluster analysis with statistical test, Central clustering, Climatic division, Drought characteristics.

陕西气候异常的研究

王玉玺 栗珂

(陕西省气象科学研究所 西安 710015)

侯明全

(陕西省气象台 西安 710015)

提 要

本文分析了气候异常对人类生活和国民经济发展的影响以及研究气候异常的重要意义。探讨了气候异常的概念和定义。用陕西省的气象资料分析了该定义的科学性及气候异常的特点。为人们的生活及国民经济建设提供科学依据。

关键词：气候异常 气候 降水量

一、引 言

气候异常是由地球大气的特性——“变率”极端增大而产生的现象^[1]。亦即控制大规模气流的大气环流变化造成的。大气环流的变化是由自然原因和人为因素造成的。具体地说，热带地区的海水温度、西伯利亚的积雪面积、北极圈的冰雪分布等变化是自然的原因，而由人类活动造成的产生温室效应的气体浓度增加、臭氧减少、森林破坏、沙漠化等是人为的原因。

在自然因素中，研究气候异常，应重视的是大气与地表相互作用产生的现象以及把世界各地气候异常连结在一起的遥相关等。在人为因素方面应重视的是，地球热量平衡与水分平衡本质性的破坏造成的全球变暖与森林破坏。

气候异常给人类的生活和生存带来种种影响，甚至当人们把气候异常与人类的毁灭联系起来的时候，曾引起人们精神上的危机感。随着经济活动在全球范围内展开，这种影响越来越强烈，引起了全世界的科学家普遍关注^[2]。

影响人类日常生活的气候异常，冷夏、酷暑、特大雪、暖冬、少雨、干旱和连阴雨、涝、等与国民经济的发展有着密切的关系。随着社会的发展，市场经济的活跃，气候异常的研究愈来愈显得重要。

本文利用陕西省的气候资料，着重探讨了关于气候异常的定義的科学性及气候异常的特点。

二、定 义

气候异常即月平均气候值与常年有较大差异。英语异常(unusual)意思是不寻常而不只是不正常(abnormal)。在气象领域，寻常就意味着“常年”，也就是标准的气候。根据 WMO(世界气象组织)的规定，所谓常年的气候是指 30 年的平均值^[3]。因此，寻常是指过去 30 年间的平均状态。

由于寻常是 30 年内的平均状态，所以，不寻常就是在过去 30 年内没能观测到的偏差极大的气温和降水量等的气候，我们把它称做气候异常^[1]。

定义：如果从量的方面考虑，假如月平均气温是正态分布的话，当与常年值之差是标准差 2 倍以上的时候，就属于气候异常的范围。

即 $\Delta T > 2\sigma$ 即为异常气候范围。式中 $\Delta T = T_i - \bar{T}$, T_i 为月平均温度值。 $\bar{T}$ 为 T 的多年平均值, σ 为 T_i 的标准差 (把用样本计算的 σ 用 S 表示)。

从统计上来看，这是百年来只出现 1 次的巨大的气候异常。

如果从降水量上看，把过去 30 年内没有观测到的大雨、少雨称做异常多雨或异常少雨。

在世界范围内，气候异常的例子很多。如美国的热浪、西非的干旱等。根据上面的定义我们对陕西省气候异常进行了讨论。

三、资 料

选取陕西省不同气候区的三个台站：西安、汉中和延安为代表，来讨论气候异常。

资料 T_1, T_7 分别为 1、7 月平均气温；

R_1, R_7 分别为 1、7 月降水量。

年份：西安 1951~1991) $n=41$ 年；

汉中 (1951~1988) $n=38$ 年；

延安 (1961~1980) $n=20$ 年。

根据以上资料计算了每个站气温和降水量的多年平均值 ($\bar{T}, \bar{R}$)、距平值 ($\Delta T, \Delta R$) 和标准差 (S)。绘出气温和降水量历史演变图，并把距平值与 $S, 2S$ 或 $3S$ 值加以比较，得出三个气候区的异常气候年份。

四、结果分析

(一) 关中冬季的气候异常

以西安 1 月平均气温和降水量为代表，分析关中冬季的气候异常。西安 1 月平均气温 (T_1) 多年平均值为 -0.7°C 标准差为 1.3°C 。1951~1991 年 41 年中，出现过两次异常低温 (图 1) 分别为 1955 年 1977 年。月平均气温分别为 -4.2°C 和 -4.0°C 距平值分别为 -3.5 和 -3.3°C 远小于 $-2S (-2.6)$ 。1955 年 1 月出现了历史上少有的异常低温，极端最低气温为 -20.6°C 为近 40 年之最。同时还出现了寒潮过程，降温幅度为 6.0°C 。西安冬季降水量 (R_1)，41 年中，异常多雨雪出现过一次，是 1989 年 1 月，月降水量为 31.0mm 距平值为 23.4mm 远大于 $2S (13.8)$ 为冬季异常多雨雪年。41 年中 冬季未出现异常少雨雪年。

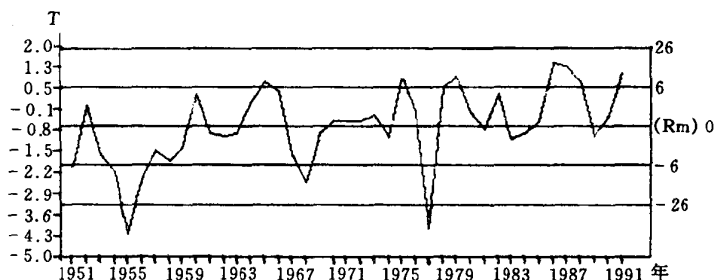


图 1 西安 1 月平均气温历史演变图

(二) 关中夏季的气候异常

以西安 7 月平均气温 (T_7) 和 7 月降水量 (R_7) 为代表, 分析关中夏季的气候异常。西安 7 月平均气温多年平均值为 26.5°C , 标准差为 1.2。41 年中出现过 3 次异常高温, 分别为 1959、1971 和 1991 年, 月平均气温分别为 29.8°C , 29.0°C 和 28.8°C , 距平值分别为 3.3, 2.5 和 2.3, 大于 (或等于) $2S(2.3)$ 。如 1991 年 7 月关中出现了长时期的高温、伏旱天气, 秋田作物受害严重, 直到 7 月底出现了一场特大暴雨 (110.7mm) 才使伏旱得以解除。

41 年中, 7 月出现过一次异常低温, 是 1984 年, 月平均气温为 24.0°C , 距平值为 -2.5 , 小于 $-2S(-2.3)$ 。

西安 7 月降水量多年平均值为 103.2mm, 标准差为 58.1。41 年中, 出现过一次异常多雨, 是 1957 年 (图 2), 月降水量为 344.4mm, 距平值为 241.1, 远远大于 $2S(116.4)$, $3S(174.5)$ 和 $4S(232.4)$, 属百年不遇的特大异常多雨年。这年 7 月 6、12、17 日西安出现了几场大暴雨。特别是 7 月 17 日雁塔区一场特大暴雨, 造成曲江原坡洪水直泻而下, 途经大雁塔直至南稍门。冲毁农田 900 余亩。北池头村水深 1~2m, 40 户人家被淹, 直接损失达百万元。这次异常多雨之后, 从 1958~1991 年, 33 年中, 7 月降水量变化较为平稳, 未出现雨量异常年份。

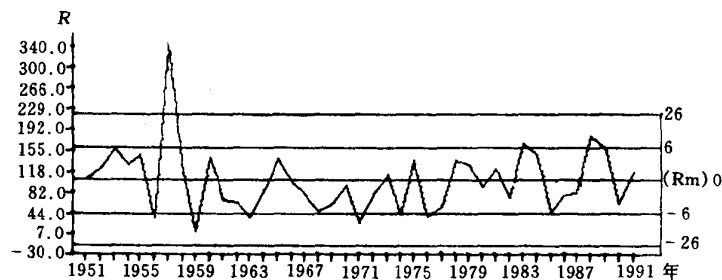


图 2 西安 7 月降水量历史演变图

(三) 陕南冬季的气候异常

汉中冬季月平均气温 (T_1) 多年平均值为 2.1°C , 标准差为 0.9。1951~1988 年, 38 年中, 出现过两次异常低温。分别为 1955 年和 1970 年。月平均气温均为 0.2°C , 距平值为 -1.9 , 小于 $-2S(-1.8)$ 。异常低温 (冻害) 对农业生产造成很大的影响。38 年中, 未出现过异常高温。

汉中冬季降水量 (R_1) 多年平均值为 7.5mm, 标准差为 5.2。38 年中出现过一次异常多雨 (雪), 为 1957 年, 月降水量为 20.1mm, 距平值为 12.6, 大于 $2S(10.4)$ 。38 年中, 未出现过异常少雨 (雪), 但月降水量波动起伏较大, 1981 年后波动趋于缓和。

(四) 陕南夏季的气候异常

汉中 7 月平均气温 (T_7) 多年平均值为 25.4°C , 标准差为 0.9。38 年中出现过一次异常高温和一次异常低温。分别为 1959 年、1983 年。月平均气温分别为 27.5°C 和 22.7°C , 距平值分别为 2.1 和 -2.7 , 远大于或小于 $\pm 2S(\pm 1.7)$ 。其它年份月平均气温变化比较平稳。

汉中 7 月降水量 (R_7) 多年平均值为 174.1mm, 标准差为 80.6。38 年中, 出现过一次异常多雨, 为 1983 年 (图 3)。月降水量为 380.9mm, 距平值为 206.7, 远远大于 $2S(161.3)$ 。该年 7 月 19~20 日, 佛平、镇安、汉中等地连日暴雨, 农田受灾 1179 亩, 损失粮食 700 多万公斤, 冲毁公路桥梁, 交通中断, 总计损失达百万元以上。

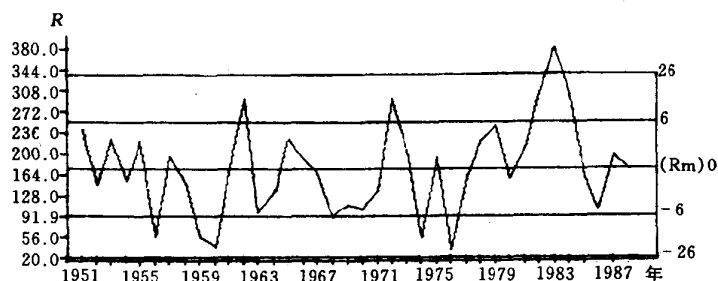


图 3 汉中 7 月降水量历史演变图

(五) 陕北冬季的气候异常

延安 1 月平均气温 (T_1) 多年平均值为 -6.1°C 标准差为 1.4。1961~1980 年, 20 年来出现过一次异常高温, 为 1979 年, 月平均气温 -2.9°C 距平值 3.2 远大于 $2S(2.8)$ 为异常冬暖年。这是在 1961 年之后, 月平均气温变化较为平稳中的一次突变记录。

延安 1 月降水量 (R_1) 多年平均值为 2.9mm 标准差为 3.5。20 年来, 冬季降水量出现过一次异常多雨雪 (图 4), 为 1964 年, 月降水量为 10.1mm 距平值为 7.2 大于 $2S(7.1)$ 。随后, 1968 年和 1972 年, 月降水量距平接近 $2S(7.1)$, 为雨雪偏多年份, 但未达到异常多雨 (雪) 年。1974~1980 年连续 7 年中, 月降水量为负距平, 接近 $-S(-3.5)$, 为雨雪偏少时段。这是陕北冬季降水的一个特点。

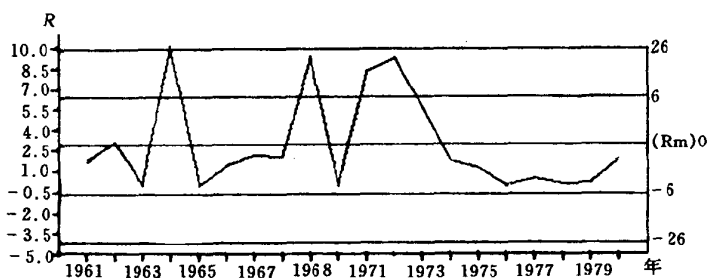


图 4 延安 1 月降水量历史演变图

(六) 陕北夏季的气候异常

延安 7 月平均气温 (T_7) 多年平均值为 22.7°C 标准差为 0.7。20 年中, 夏季出现过一次异常低温和一次异常高温, 分别为 1964 年和 1971 年, 月平均气温分别为 21.2°C 和 24.2°C , 距平值分别为 -1.5 和 1.5 与 $\pm 2S(\pm 1.5)$ 相等。两次相反的气温异常年之间相隔仅 6 年, 是陕北夏季气温变化及气候异常特征之一。

延安 7 月降水量 (R_7) 历年平均值为 120.6mm 标准差为 56.0。20 年中, 出现过一次异常多雨, 为 1979 年, 降水量为 261.9mm 距平值为 141.2 远大于 $2S(112.0)$ 为异常多雨年。该年 7 月 21 日, 延安地区出现了冰雹、暴雨、大风、天气。冰雹平均重 2.7 克, 罕见重 14.3 克, 最大直径 4.0cm。三个乡受灾, 雹灾面积达 18700 多亩, 损失严重。

五 、 结 论

根据理论和资料分析表明,用月平均气温(或月降水量)距平值是标准差的两倍以上,作为气候异常的定义来揭示我省三个气候区几十年或百年一遇的异常高温干旱、异常低温冷害和异常多雨洪涝等气候异常是适当的,是具有科学性的。通过气候异常分析,可以得出一个地区气候异常发生的频率、周期及变化规律,这对于特大气候灾害的分析和预测,有着重要的意义。

参 考 文 献

- [1] (日) 朝仓正,气候异常与环境破坏 周力译,气象出版社,10~35(1991)
- [2] 张家诚,气候与人类,河南科学技术出版社,33~35(1989)。
- [3] 王绍武等,气候预测与模拟研究,气象出版社,201~207(1993)。

RESEARCHES OF CLIMATIC ANOMALIES IN SHAANXI PROVINCE

Wang Yuxi Li Ke

(Shaanxi Institute of Meteorology ,Xi'an 710015)

Hou Míngguan

(Shaanxi Meteorological Observatory,Xi'an 710015)

Abstract

In this paper ,the concept and definition of climatic anomalies was discussed. Then,its validity was tested and the feature of climatic anomalies analyzed with meteorological data in Shaanxi province. And compacts of climatic anomalies on human life and economic development were proposed, significance of researching on climatic anomalism was presented which can give proper suggestion.

Key words: Climatic anomalies, Climate, Precipitation.

甘肃降水与干旱规律的研究

王玉玺 张 武^① 胡文东^②

(陕西省气象科学研究所 710015)

提 要

甘肃的降水自东南向西北减少,而且集中于7、8、9三个月,这三个月的降水量占全年的54.3%。降水变率自东南向西北增大。气候自东南向西北为湿润区、半干旱、干旱区。年降水量服从正态分布,月降水量及其立方根不服从正态分布。讨论了30年的旱涝情况,涝年环流以西风气流为主,西太平洋副热带高压偏向西北,旱年环流形势相反,降水主要有3年、6年、12年、14年和17年的周期。干旱区具有丰富的干旱气候资源。

关键词:干旱 半干旱 功率谱 正态分布

引 言

甘肃位于我国西部内陆,青藏高原东北边缘,地形复杂降水稀少。干旱问题是气候上的一个主要问题,而干旱问题实际上是水资源不足的问题。降水量是一地水分收入的主要来源,本文从降水的分布、特征以对甘肃的干旱进行分析。研究干旱的状况、干旱气候资源,为国民经济的发展提供依据。

一、甘肃降水的研究

降水量的空间分布,可以表明一个地区的干湿状况,它的时间分布可以看出一年内降水集中在某个季节及旱涝出现的规律,它的分布特征及周期性都可以表示旱涝的状况。为了从基本情况分析选取甘肃省68台站降水资料1951~1980年30年整编气候资料进行统计分析。

(一)降水的空间分布

甘肃降水的空间分布是由东南向西北减少(图1),年平均降水量最大值出现在东南部的康县,年降水量为807.5mm,最小值在西北部的敦煌,年降水量为36.8mm,两地直线距离600km,降水梯度很大。降水量等值线可以分为两种类型:规则的波状型与非规则型。酒泉西北和南部的东乡、定西、通渭、清水一线西南为非规则性,其余的中部和东部为规则性。

降水量与地形有关,海拔高则降水多,反之则降水减少。如图1中部等值线可见降水低槽区在黄河谷地;高脊区则在乌鞘岭山地一带。

1月份降水量分布(图略)基本趋势由东南向西北减少,东南部康县9.3mm,西部敦煌0.8mm,递减梯度很小。

7月份降水的分布(图略)由东南向西北减少,梯度比1月大。

(二)降水的时间分布

甘肃降水主要集中在夏季,夏季降水量占全年49.5%。从月份上来看主要集中在7、8、9三个月,占全年的54.3%。冬季降水仅占2.2%,春秋分别占22.6%和25.7%(表1)。

^① 兰州大学大气科学系。
宁夏气象局。

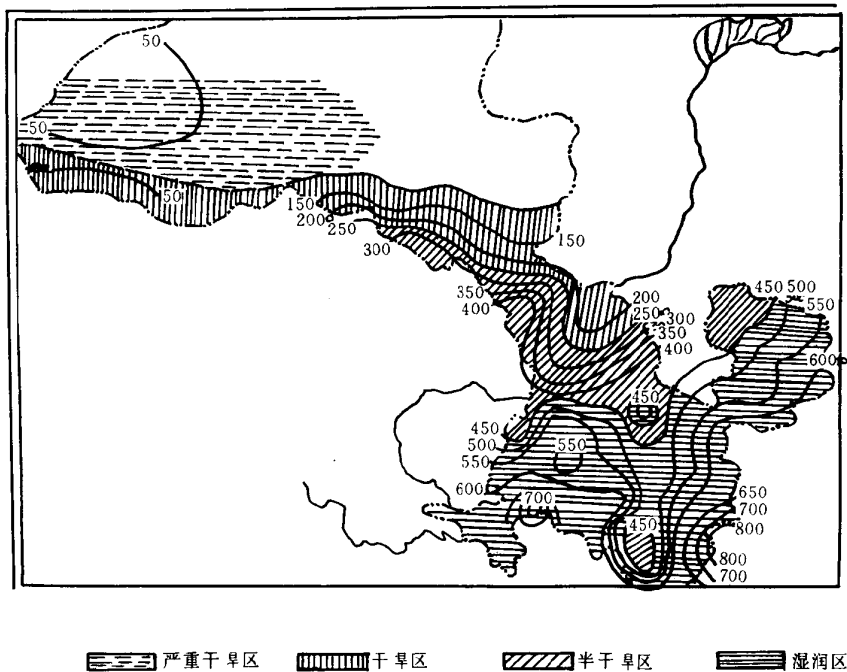


图 1 甘肃年平均降雨量 (mm) 与干旱分区

表 1 甘肃各季降水量占年降水量的百分数

季 节	冬				春			夏			秋	
月 份	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
降雨量(mm)	2.5	2.9	4.4	12.0	33.6	55.3	47.7	87.5	85.2	69.5	34.7	10.4
百分比(%)	2.20				22.6			49.5			25.7	

年内各月降水量变化，最高峰在 7 月份 最低在 12 月份 在曲线上 6 月份降水有一下降趋势 而 5 月份降水多于 6 月份。1 月份的最大降水量为 9.3mm，7 月却高达 164.4mm 为 1 月份的 17 倍，明显的表示干旱气候的特征。

二、干旱的研究

(一) 干旱的地理分布

一个地区降水少则干旱。一般定义年降水量小于 250mm 的地区为干旱区；年降水量在 250mm~450mm 的地区为半干旱区；450mm 以上为湿润区^[1]。全省干旱分区基本按东南西北走向(图 1) 最北的是干旱区 中部舟曲、武都、文县是半干旱区 东南部多为湿润区。

若取降水量小于 100mm 为严重干旱区，则西北部除甘肃北部外都属于严重干旱区，面积占全省的 1/4 左右，全部干旱半干旱地区占全省面积的 2/3，这说明甘肃干旱情况的严重性。

(二) 降水变率

降水变率表示某地降水相对变化性的大小，降水变率小时则该区降水常年比较稳定，大则不稳定，不稳定则是干旱的原因之一。

降水变率以变差系数 S_r 表示^[2]

$$S_r = \frac{\sigma}{x} \times 100\%$$

其中 σ 某地降水的标准差 ; x : 某地多年降水量的平均值。

图 2 为降水变率图。从图 2 可见 S_r 自西北向东南逐渐减小(降水大的康县、成县例外), 全省变率最大的是敦煌 $S_r=57.3\%$ 最小的是文县 $S_r=11.8\%$ 。西北区降水变率的梯度大 而东南区的梯度小。由此可见干旱区降水变率大, 并且变率的梯度也大; 湿润区则相反。

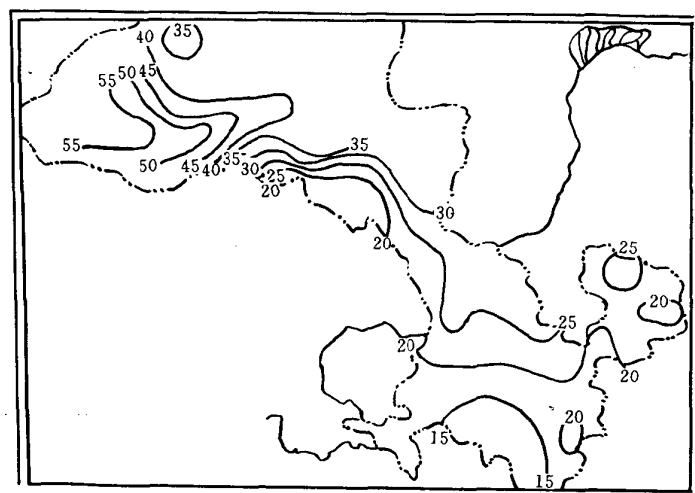


图 2 甘肃年降雨量变率图 (%)

(三 降水量的正态性

研究干旱区降水性质很重要, 而降水量的正态性是很重要的。关于降水量正态性已有人作过研究^[1], 但多对东部湿润地区, 而对于干旱地区则研究得不多, 为此, 我们对年、月降水量进行计算分析。

1. 年降水量的正态性

方法 研究降水量的正态性 用 χ^2 检验和偏度系数与峰度系数检验^[1,2]

1) χ^2 检验

H_0 假设总体的概率

密度函数 $f(x)$ 为正态分布密度函数^[3]。

在样本数目 n 充分大时 有

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^k \frac{(f_i - nP_i)^2}{nP_i}$$

服从 χ^2 分布。其中 f_i : 第 i 组值实际出现的频数 ; P_i 按正态分布计算出第 i 组理论频率 ; nP_i 理论频数 ; k 分组数。

根据甘肃资料情况取 $n = 30$ 。 k 值有一经验公式 : $k = 5 \lg n$

若 $n = 30$ 时 , $k = 6$; $n < 30$, $k = 4$ 。

计算结果列于表 2 给定信度 α 若 $\chi^2 < \chi^2_\alpha$ 则接受假设 H_0 , 认为降水量服从正态分布。

2) 偏度 (Skewness) 和峰度 (Kurtosis) 检验

偏度系数 G_1 峰度系数 G_2 为：

$$G_1 = m_3/m_2^{3/2}$$
$$G_2 = \frac{m_4}{m_2^2} - 3$$

其中 $m_k = \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^k/n$; 样本 k 阶中心矩取检验标准。

$$A = Z_{\alpha/2} \sqrt{[6(n-2)]/[(n+1)(n+3)]}$$
$$B = Z_{\alpha/2} \sqrt{[24(n-2)(n-3)]/[(n+1)^2(n+3)(n+5)]}$$
$$Z = (x - \bar{x})/\sigma$$

H_0 若有 $G_1 < A$,且 $G_2 < B$ 则样本服从正态分布。

在信度 α 下接受 H_0 。认为降水量服从正态分布 计算结果表明 χ^2 检验和 G_1 、 G_2 结果检验一致。

将其结果按干旱区分类，可以看出：在干旱区的 17 个站中，仅有 10 个站通过信度 α 为 0.05、0.025、0.01 的正态分布检验，占该区台站的 58.8% 不服从正态分布的为 41.2%。在半干旱区中 17 个站有 14 个站通过信度检验 占 82.4% 非正态分布的仅 3 站 占 17.6%。湿润地区的 34 个站中有 32 个通过检验 占 94.1% 不服从的仅 2 站为 5.9%。

从全省看，服从正态分布的站占 82.4% 不服从占 17.6% 多在干旱与半干旱区(见表 2)。

表 2 甘肃年降雨量正态分布

干旱区 (17 站)	金塔 鼎新 张掖 山丹 民勤 永昌(6)	通过信度	占该区百分率
		0.05	35.3
	靖远 野马街 武威 酒泉(4)	0.025	23.5
		0.01	
半干旱区 (17 站)	敦煌 安西 玉门镇 梧桐沟 高台 白银 景泰(7)	不通过检验	41.2
	兰州 通渭 陇西 会宁 榆中 松山 民乐 武都	0.05	64.7
	文县 定西 G0.025 环县 G0.01 (11)		
	永靖 古浪 乌鞘岭 (3)	0.025	17.6
湿润区 (34 站)		0.01	
	永登 肃南 皋兰 (3)	不通过检验	17.6
	坛昌 泾川 临夏 渭源 清水 华家岭 武山 甘谷		
	天水 成县 康县 天水县 静宁 华亭 平凉 西峰镇	0.05	82.4
全省 (68 站)	灵台 合作 岷县 临潭 正宁 太白镇 郎木寺		
	徽县 礼县 和政 庄浪 秦安 (28)		
	宁县 临洮 庆阳 张家川 (4)	0.05	11.8
		0.025	
全省 (68 站)	镇源 崇信 (2)	不通过检验	5.8
	遵从正态分布的共 56 站,占总数的 82.4%		
全省 (68 站)	不遵从正态分布的 12 站,占总数的 17.6%		

2. 月降水量的正态性

一般月降水量不服从正态分布。对于有些不服从正态分布的气象要素，可以通过适当的变

换^[2] 变成正态分布的变量。黄嘉佑^[4] 曾证明我国北方月降水量不遵从正态分布，可以通过立方根变换后可近似服从正态分布。我们计算了 68 个站 只有 19 个站通过检验，还不足 1/3。因此，我们认为月降水量的立方根在甘肃不服从正态分布。

(四) 旱涝的时间分布

台站 a 在 t 时刻的旱涝情况可以用指数 $I_{a,t}$ 表示，

$$I_{a,t} = \frac{x_{a,t} - \bar{x}_a}{\sigma_a}$$

其中 $x_{a,t}$: a 站 t 时刻的降雨量 $\bar{x}_a$: a 站降水量多年平均值 σ_a : a 站降水量多年标准差。

当 $I_{a,t} < -2$ 时 即 $x_{a,t} < \bar{x}_a - 2\sigma_a$ 定义 a 站在 t 时刻大旱 当 $-2 \leq I_{a,t} < -1$ 时 即 $\bar{x}_a + 2\sigma_a \leq x_{a,t} < \bar{x}_a - \sigma_a$ 定义为旱 $I_{a,t}$ 在 ± 1 之间 即 $\bar{x}_a - \sigma_a \leq x_{a,t} < \bar{x}_a + \sigma_a$ 为正常 当 $1 \leq I_{a,t} < 2$ 时 即 $\bar{x}_a + \sigma_a \leq x_{a,t} < \bar{x}_a + 2\sigma_a$ 为涝 当 $I_{a,t} \geq 2$ 时 即 $x_{a,t} \geq \bar{x}_a + 2\sigma_a$ 为大涝^[1]。

用上述方法计算各站旱涝时间的分布。

计算全省各年旱涝分布时，虽然可用全省各站年降水总量这一简单方法描述，但是各站年降水总量变化不明显，这对于干旱的甘肃是不恰当的。因此，我们在单站旱涝时间分布的基础上进行处理，选用全省各年旱涝次数作为旱涝指标。

设某地区有 M 个台站 在特定的一年 t 中 旱的次数以 $S_{M,t}$ 表示

$$S_{M,t} = \sum_{a=1}^M b_{a,t}$$

旱年时 $b_{a,t} = 1$ 正常年时 $b_{a,t} = 0$

显然，大旱出现对于旱年有更大的影响，取一权重系数 $r_{a,t}$ ，令旱年时 $r_{a,t} = 1$ 大旱时 $r_{a,t} = 2$ 。此外，各站记录年限也有差异，年份越早则记录越少，这样，便产生了早期旱涝不明显的情况，必须加以订正。作古典概率类型假设，在各个不同时间内，旱涝发生的可能性是相同的，在此基础上用各站记录加以订正，订正系数为 K_t ，

$$K_t = M/N_t$$

其中 M 全地区台站总数 N_t 含有 t 时刻记录的台站数。这样，得到一个能客观表示受旱情况的指数 $S'_{M,t}$ 。

$$S'_{M,t} = \sum_{a=1}^M b_{a,t} r_{a,t} K_t$$

它能较客观的描述某地区的旱涝时间分布。

同理 涝指数为：

$$S'_{L,t} = \sum_{a=1}^M B_{a,t} R_{a,t} K_t$$

涝时 $B_{a,t} = 1$ 正常年 $B_{a,t} = 0$ 大涝时 $B_{a,t} = 2$ 。式中 K_t 订正系数。

取 $S'_{L,t}$ 为正值 $S'_{M,t}$ 为负值。两者代数和就表示了一个地区的旱涝。故此，得出某区域旱涝指标 Q ：

$$Q = S'_{L,t} + (-S'_{M,t})$$

$Q > 0$ 偏涝； $Q < 0$ ，偏旱。 $|Q|$ 越大，旱涝越严重。这样，由单站旱涝综合出全地区的旱涝。

用上述方法作出了全省旱涝的时间分布（图 3）。从图 3 可见 全省旱年主要有 1960, 1963, 1965, 1969, 1971, 1972； 涝年主要有 1958, 1961, 1964, 1967, 1978, 1979 年。

进一步分析了干旱区的旱涝，在各干旱区内求出旱涝时并未求出 Q 而是将 $S'_{M,t}$ 和 $S'_{L,t}$ 列于图上，这样，可看出在一些严重的灾害年份中，旱与涝并未同时出现，这些年是典型的旱与涝年。

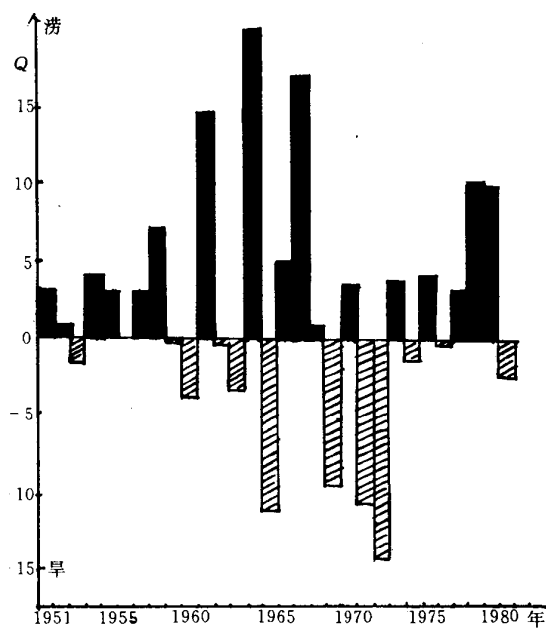


图 3 甘肃不同气候区旱涝时间变化图

这个指数的实质是累加全区的旱涝出现频数，显然台站数越多则指数越高，这在同一地区之内无关紧要，但在不同地区之内站数不同就会影响互相比较灾害的严重程度，这一影响可用下法消除；设有待比较的 P 个地区台站数为 $M_1, M_2, \dots, M_P$ ，则第 j 个地区的指数乘以

$\sum M_i / M_j$ 这样得

$$SS'_{j,t} = S'_t \times \left(\sum_{i=1}^P M_i \right) / M_j$$

就可以互相比较了。前两类站数恰好是最后一类的 $1/2$ 故此只对湿润地区的 S'_t 除以 2 即可。

经过分析发现：干旱地区中，同时发生旱和涝的年份多，有 18 年；半干旱地区减少到 15 年；但在湿润地区中尽管站数两倍于上述地区，同时发生旱涝的可能性更大，却只有 9 年实际发生，这是由于降水稳定性造成的。干旱区内降水稳定性差，一个地区同一年内既有受旱又有受涝，而湿润地区降水稳定，性质均一，同时有受旱和受涝的年份很少。

同一年内互相矛盾的旱涝同时发生的数目由干到湿逐步减小，与变率分析结果一致。

(五) 旱涝的环流形势

选取典型的旱年(1971年)、涝年(1964年)北半球 500hPa 图分析得出：涝年环流形势为东亚槽浅，新疆脊弱，以纬向西风气流为主，夏季西太平洋副热带高压偏向西北深入内陆。干旱年特征是东亚槽深、新疆脊强，以经向环流为主，甘肃盛行西北风，夏季西太平洋副热带高压未能深入西北内陆。

影响甘肃的主要降水系统是西风带、西太平洋副热带高压，印度高压、青藏高原季风和青藏高原南支槽的作用也不容忽视。

(六) 甘肃降水的周期分析

用方差分析和功率谱分析^[3,4]对 30 年以上的 12 个测站进行分析 (表 3)和图 4(只留兰州 其余略)得出甘肃降水主要有准 3 年、6 年、10~13 年、17 年周期。

表 3 方差分析前三个主周期 (年)

周期	兰州	临夏	临洮	岷县	靖远	西峰	天水	平凉	武都	酒泉	武威	敦煌
1	3	3	3	3	3	2	17	19	17	5	13	11
2	17	14	14	14	14	10	11	3	8	6	17	5
3	4	4	6	6	11	3	3	20	9	8	3	13

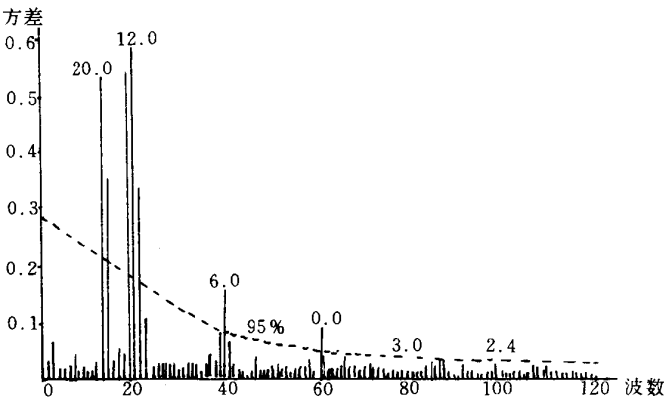


图 4 兰州降水的功率谱

(七) 干旱气候的资源

干旱区多为灌溉农业，地下水资源丰富。如河西走廊地下水资源为 50~60 亿 m³。这些水的来源多为祁连山冰雪融化的水，它是依温度而转移，所以灌溉水源比较稳定而准时，农业的旱涝灾害比较少。但干旱区渗透比较严重 蒸发旺盛 要节约用水 尽量发展喷灌 坎儿井、管道输水 实行渠道防渗、农田覆盖、栽种抗旱作物等。

干旱区云雨少 空气干燥 阳光充足，气温日较差大 棉花质量好 如敦煌的棉花。同时瓜果特别甜 如河西临泽的枣、敦煌的密瓜、李、杏、桃等。由于气候干燥易制干 应大规模发展干鲜果品工业基地。

河西太阳能和风能资源十分丰富，如敦煌一带日照时数为全国最多，太阳能利用得到充分发展 同时“安西风库”于此 风力发电在中部及西部都应充分发展。

干旱区空气干燥、物质不易腐烂，保留了很多古代文物，如敦煌的莫高窟及河西许多文物，为中外人所注意。同时干旱区对肾病有特殊疗效 祁连山雪山、森林、草原、戈壁、沙漠这奇特的自然景观，非常诱人，可以作为旅游和疗养胜地，应当大力发展旅游事业。

三 、 结 论

经以上分析研究得出甘肃降水与旱涝有以下特征：降水量自东南向西北逐渐减少，最大降雨量在东南部的康县，多年平均降雨量为 807.5mm ；最小降雨量在西北部的敦煌，年降雨量

为 36.8mm 相差 22 倍。降水变率自东南向西北逐渐增加。降水以 7、8、9 月为主 占全年降水总量 54.3%。气候区自西北向东南分别属干旱、半干旱和湿润区。年降水量服从正态分布 月降水量及其立方根不服从正态分布。干旱区有部分站年降水量不服从正态分布。降水变率大, 变率梯度大。30 年中主要涝年是 1958、1961、1964、1967、1978 年和 1979 年 主要旱年是 1960、1965、1969、1971、1972 年。干旱年盛行西北气流, 副高未深入内陆。涝年盛行西风, 副高偏向西北 降水主要有准 3 年、6 年、10~13 年、17 年的周期。并且有丰富的干旱气候资源。

参 考 资 料

- [1] 徐尔灏,论年雨量之常态性,气象学报 21(1~4),17~34(1950)。
- [2] 复旦大学数学系,概率论与数理统计,上海科技出版社,252~281(1962)
- [3] 黄嘉佑,气象统计分析与预报方法,气象出版社 387(1980)。
- [4] WMO,Climate Change,Technical Note 79(1966)。

RESEARCHES OF PRECIPITATION AND DROUGHT IN GANSU PROVINCE

Wang Yuxi Zhang Wu Hu Wendong

(Shaanxi Institute of Meteorology, Xi'an 710015)

Abstract

Precipitation in Gansu province decreases from Southeast to Northwest, and falls mainly from July to September which takes 54.3 percent of annual total. Yearly but not monthly precipitation follows the normal distribution. Based on 30 years of drought or flood, the circulation is dominated by western current and subtropical high biased to northwest in flood year, and vice versa in drought year. The precipitation has a period of 3, 6, 12, 14, and 17 years. In the view of climatology, from southeast to northwest are moist, semi-arid and arid subzones respectively. Arid zone possesses plentiful arid climatic resources.

Key words: Semi-arid zone, Arid zone, Power spectra, Normal distribution.

陕西省年降水量的长期变化趋势

李兆元

(陕西省气象科学研究所,西安 710015)

庞文保 鲁渊平 李惠

(陕西省气候应用所 西安 710015)

杨文峰

(陕西省气象科学研究所 西安 710015)

提 要

本文对榆林、西安、汉中年降水量用灰色系统 GM(1,1)模型作了趋势分析,并用方差分析、谱分析作年降水量的周期分析,最后试作出 1996~2000 年的趋势预测。分析表明自 1951 年以来我省年降水量的总趋势是下降的,但在下降的趋势上又有较大的起伏变化。并表明在最近 11 年来,我省正处在少雨时段。

关键词:年降水量 趋势变化

一、引 言

降水量是主要的气象要素之一,是农业生产的源泉,尤其对于陕西这样一个水资源短缺的省份来说,降水是十分重要的,它的变化对我省的工农业生产、生活用水影响极大。所以降水一直是我们研究的热门课题。陕西的降水变化,李兆元等^[1,2]早已做过不少工作,但因近年来连续干旱少雨,引起了省上有关部门的特别关注。本文用最新的降水资料和近代的统计方法研究它的变化并进行分析,给有关部门提供一个科学依据。

二、资料和方法

(一)资料

选取有较长记录并有代表性的榆林、西安、汉中三地进行研究。榆林地处半干旱区,可代表陕北。西安地处半湿润区,可代表关中。汉中地处湿润区,可代表陕南。资料年代一律取自 1951~1995 年,共 45 年。其中汉中 1968 年缺测,我们根据同在汉中盆地、距离不远的勉县、南郑两站作为对照点,从 1966~1990 年建立多元回归方程进行了插补。其相关显著性通过了水平 $\alpha=0.01$ 的 F 检验。

(二)方法

- 1.采用灰色系统模型^[3]作降水的变化趋势分析。
- 2.采用谱分析和方差分析计算了降水周期。
- 3.采用灰色动态-周期分析模型作出了 1996~2000 年降水的趋势预测。

三、年降水量变化分析

(一)变化总趋势

用灰色系统 GM(1,1)模型作出榆林、西安、汉中三站年降水量一次累加生成序列的趋势方程。

榆林 $X(t+1) = -1173131.2508e^{-0.0037t} + 117630.2508$ (1)

西安 $X(t+1) = -127846.5395e^{-0.005t} + 128374.5395$ (2)

汉中 $X(t+1) = -353926.7932e^{-0.0026t} + 354792.7932$ (3)

式中 $X(t+1)$ 为计算的一次累加生成序列趋势降水量, t 为年份序号。

经计算可以看出,其趋势在 1951~1995 年期间三地的年降水量都是下降的,但在下降的趋势上又有较大的起伏变化。三地年降水量的多年平均值分别为 403.2mm, 575.3mm, 877.8mm 而其变化范围则分别为 150~700mm, 300~900mm, 530~1460mm。由于变化幅度大 所以常常造成旱涝交替 尤其干旱常有发生。陕北春季多风 蒸发快 降水少 所以陕北主春旱,而且常有春夏连旱。而关中、陕南主伏旱,而且冬旱也常有发生。

(二) 时段性变化

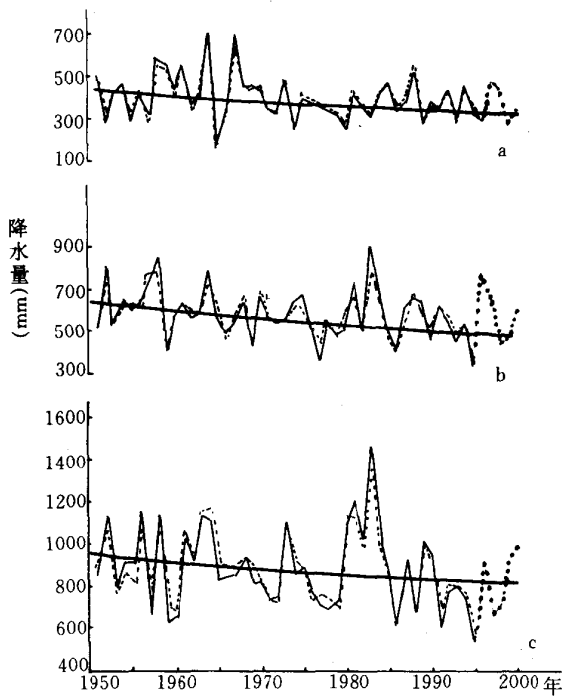


图1 历年年降水量变化曲线图

a. 榆林 b. 西安 c. 汉中

(细实线 实测值 虚线 拟合值 粗实线 趋势值 点线 预测值)

从历年降水的变化来看(图1):西安和汉中的起伏变化趋势较为一致,而榆林则比较特殊。试求出榆林、西安、汉中年降水量相互之间的相关。其相关性西安和汉中正相关很显著,相关系数为 0.6262 而榆林和西安的相关较差 相关系数仅 0.1233,榆林和汉中的年降水量几乎无什么关系。

西安历年降水量变化为“两多两少段”,1951~1964 年为多雨时段,年平均降水量为 627.9mm,1965~1980 年为少雨时段,年平均降水量为 538.5mm,1981~1984 年为短暂的多

雨时段,年平均降水量为 698.2mm,而 1985 年至今一直处于少雨时段,年平均降水量为 517.1mm。汉中年降水量的变化和波型基本与西安相似,也为“两多两少”段。1951~1964 年为多雨时段,1965~1979 年为少雨时段,1980~1984 年为多雨时段,1985 年至今为少雨时段。榆林历年降水变化为“一多两少”段,1951~1957 年为少雨时段,1958~1969 年为多雨时段,1970 年至今基本处于少雨时段。从分析可知,三地在最近 11 年都处于少雨时段,这点是一致的。所以,近年来陕西的抗旱任务是非常艰巨而持久的。还有研究指出近年来陕西有些地区地下水位趋于下降,河水也常有断流现象发生。又因近年人口的增多,工业的发展,农田灌溉面积的增大,复种指数的提高,更加剧了水资源的供需矛盾。

(三) 突变性

年降水量的变化并不是平稳的,即不是在多雨时段连年持续多雨,也不是在少雨时段连年持续少雨,而有突变现象。即在多雨时段内,突然会出现某一年雨量特少,而在少雨时段内,突然又会出现某一年雨量特多。如榆林 1958~1969 年为多雨时段,而 1965 年突然出现少雨年,年降水量少至 159.6mm,可称得上 45 年之最。在 1970 年至今基本为少雨时段,而在 1988 年突然出现多雨,年降水量达 540.8mm。西安在 1951~1964 年为多雨时段,而在 1959 年突然出现少雨,年降水量仅 386.1mm。汉中在 1965~1979 年为少雨时段,而在 1973 年突然出现多雨,年降水量达 1085.2mm。在 1951~1964 年多雨段的 14 年中,就出现了 1957、1959、1960 年 3 年的少雨年。

(四) 周期分析

尽管降水量的变化是非常复杂的,但其自身随时间的演变可呈现出准周期性。我们先用功率谱估计分析三地的年降水量变化,但因功率谱估计会丢掉一些较长的周期,所以我们又结合方差分析寻找准周期。分析结果为:榆林存在着 2、3、5、17 年准周期。西安存在着 3、9、13、21 年准周期。汉中存在着 8、11、22 年准周期。

(五) 降水量的时间分配

陕西省的气候特点之一是雨热同季,即夏季气温最高,雨量也最多。所以我们特别分析了夏季(6~8月)降水量。夏季多年平均降水量榆林 241.6mm,占全年降水量的 60%。西安 228.5mm,占全年降水量的 40%。汉中 403.6mm,占全年降水量的 46%。有研究指出,在我国西部经陕北、宁夏南部到甘肃中部是年降水量单峰型和双峰型的分界线,以南为双峰型有伏旱,以北为单峰型无伏旱。经统计分析,陕南的汉中为双峰型有伏旱,伏旱主要发生 7 月下旬到 8 月上旬。陕北的榆林为单峰型无伏旱。而关中的西安为三峰型,主要有 6 月上中旬的初夏旱和 8 月上中旬的伏旱这样两个少雨段。

(六) 今后的趋势预报

灰色系统理论最早用于社会经济的预测中,也有人^[4]将其方法用于长期天气预报,认为预测的效果令人满意。后来又有人^[5]认为灰色系统 GM(1,1)模型对于变化较平稳的气温的预测可得到较为理想的结果,而用于变幅较大的降水量预报中,则显得过于粗糙。我们认为 GM(1,1)模型用于趋势分析是可行的,而要作较精确的拟合和外延预测,则应对其拟合后的剩余时间残差进行处理。这里就是首先用 GM(1,1)模型,即 $dx/dt+ax=u$ 计算出榆林、西安、汉中历年年降水量的拟合值,并作出 5 年外延,再将其残差作方差分析,寻找出显著周期进行叠加。我们把它称为灰色动态-周期分析模型。

从 1951~1995 年降水量的拟合程度看(图 1)榆林、西安、汉中的相对误差(预测值-实测值)/多年平均值 $\leq 20\%$ 的年份都达到了 95% 以上。可见拟合效果是非常好的。为了检验模

型的预报能力 先试用 1951~1990 年共 40 年资料建模 试报 1991~1995 年的降水, 并与实测值对比。计算结果为 西安效果最好 相对误差 $\leq 20\%$ 的年份达到 100% 即 5 年中有 5 年预报正确。榆林次之, 相对误差 $\leq 20\%$ 的年份可达 80% 即 5 年中有 4 年预报正确, 汉中预报效果较差 相对误差 $\leq 20\%$ 的年份达 $\leq 60\%$ 即 5 年中有 3 年预报正确。从总体来看 预报值相对误差 $\leq 20\%$ 的年份平均可达到 80% 左右 效果较好, 可以使用。现用 1951~1995 年资料建立模型 预测 1996~2000 年的降水量 其结果 (表 1) 为 : 从 5 年的平均看 西安、汉中基本为正常年份 榆林仍偏旱。从具体年份看 榆林 1996、1999 年偏旱 西安 1998、1999 年偏旱, 汉中 1997 年偏旱 2000 年偏涝。

要说明的一点是, 1996~2000 年降水预测仅仅是一种探索, 并不是正式公开发布的气候预报。

表 1 年降水量预报值 (单位 mm)

年份 站名	1996	1997	1998	1999	2000	5 年平均	45 年平均
榆林	295	477	436	285	351	369	403
西安	773	645	415	468	597	580	575
汉中	919	635	703	905	1155	863	878

四 、 小 结

1. 陕西省自 1951 年以来, 年降水量的总趋势是下降趋势, 在下降的趋势上又叠加着较大的起伏变化。
2. 陕西省自 1985 年至今, 降水量一直处于少雨阶段。
3. 榆林的年降水量以 2~5 年的短周期变化为主导, 而西安、汉中则以 8~22 年较长周期为主导。
4. 灰色动态 - 周期分析模型可作为长期预报的方法之一。

参 考 文 献

[1] 陕西省农牧厅 陕西农业自然环境变迁史 陕西科学技术出版社 ,90~98(1986)。
[2] 陕西省减灾协会, 陕西省重大自然灾害综合研究与防御对策, 陕西科学技术出版社, 21~25(1993)
[3] 邓聚龙, 灰色系统, 国防工业出版社, 18~19(1985)。
[4] 李耀先、肇裕福, 灰色系统理论在长期预报中的应用, 气象学报 45(4), 489~494 (1987)。
[5] 李国平、刘敦训 气温、降水气候预测的灰色拓扑方法 高原气象 ,14(2), 207~211(1995)。

LONG-TERM TREND OF ANNUAL PRECIPITATION IN SHAANXI PROVINCE

Li Zhaoyuan

(Meteorological Science Institute of Shaanxi Province, Xi'an 710015)

Pang Wenbao Lu Yuanping Li Hui

(Section of Climate Data, Xi'an 710015)

Yang Wenfeng

(Meteorological Science Institute of Shaanxi Province, Xi'an 710015)

Abstract

In this paper, trend analysis is carried out with GM(1,1) model of grey system, and period analysis with variation and spectra analysis for precipitations in Yuling, Xi'an, Hanzhong. The results show that the trend of yearly precipitation has generally decreased since 1950, but combined with great fluctuation, and precipitation is short in recent 11 years. Then, the trend forecast from 1996 to 2000 is given.

Key words: Yearly precipitation, Trend variation.

青海湖水位年际变化规律的分析和预测

周 陆 生 汪 青 春

(青海省气象局气候资料中心 西宁 810001)

提 要

本文利用青海湖沙陀寺水文站 1959~1992 年的青海湖水位资料,分析了前期气候类型、北太平洋海温、厄尼诺事件以及北极海冰对湖水位年际变化的影响,得到了一些有预报价值的因子并采用贝叶斯逐步判别法对次年水位年际变化的三种状态进行预测。

关键词:水位年际变化 气候类型 北太平洋海温 北极海冰

一、引 言

青海湖水位年际变化规律是青海湖重要的水文特征之一。近年来一些研究工作^①分别从湖水量平衡、前期地球物理因子、海洋因子以及大气环流等方面入手研究造成湖水位年际变化的可能原因及其规律,取得了一些进展。但是,有关这方面的工作还不多,尤其是对于下一年水位变化情况的预测方法更感不足。鉴于以上情况,为满足实际业务的需要,本文从前期气候类型、海洋温度、厄尼诺事件以及北极海冰等方面讨论了与湖水位年际变化的关系,并给出了预测年际变化类型的判别方程。

二、湖水位变化概况

图 1 曲线为青海湖 1959~1992 年水位变化曲线 图 2 为多年月平均水位年变化图。由图

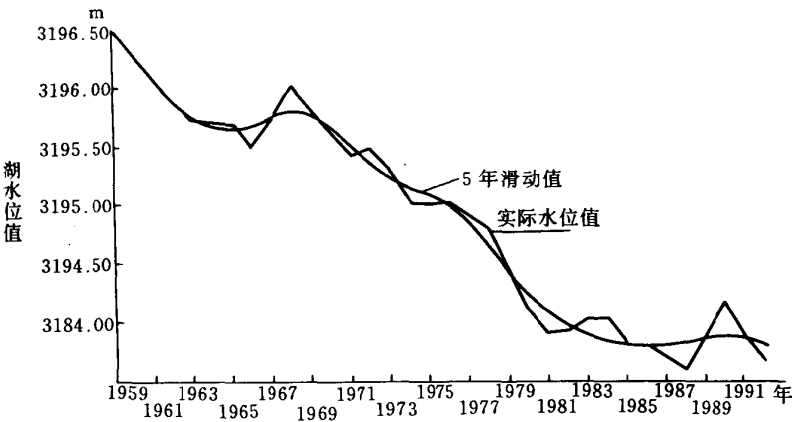


图 1 1959~1992年青海湖水位变化图

1 看到 湖水位由 1959 年的 3196.55m 急剧下降到 1992 年的 3193.69m ,在 33 年内水位下降了 2.86m 平均每年下降 8.7cm。在图 2 多年月平均水位年变化中,湖水位最高出现在 9 月 ,

^① 周陆生等,青海湖水位下降与生态环境保护对策研究总报告,油印本,1991 年 6 月。

滞后湖流域最多降水月出现时间两个月；最低水位出现在 12 月，与湖流域降水最少月出现的时间一致。一年内,6~9 月为净蓄水期,10~12 月为净耗水期,1~3 月由于湖面封冻结冰,基本上处于平衡期。图 2 中 1 月平均水位比 12 月高出 5cm 这可能是湖水结冰后,体积膨胀引起的。

由图 3 看出,水位年际变化中水位下降年共 23 年,占 70%,平均年下降值为 18cm;水位回升或持平共 10 年,占 30% 平均年回升值为 12.8cm。其中,下降值超过 10cm 的有 19 年(58%) 回升值超过 10cm 的只有 4 年(12%)。

对水位年际变化序列进行功率谱分析, 表明年际变化序列具有 3.7 年的周期, 经显著性检验 信度达 0.05。

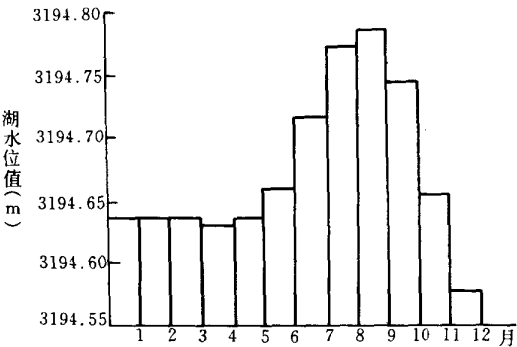


图 2 青海湖多年月平均水位图

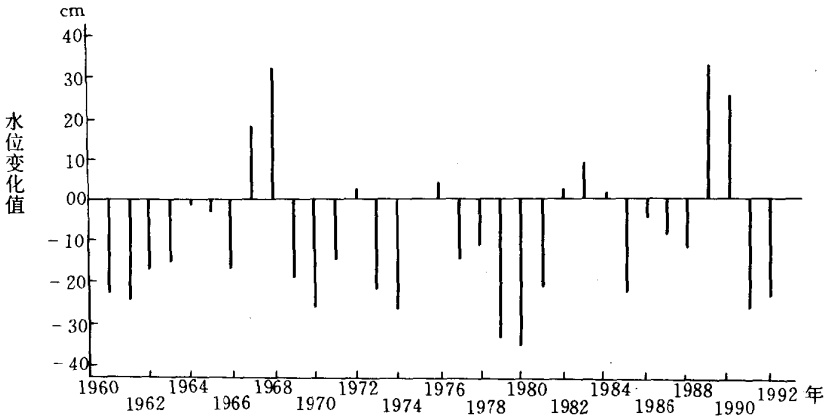


图 3 青海湖水位年际变化图

三、水位年际变化与前期气候类型的关系

青海湖主要补给水系有 布哈河、沙柳河、倒淌河、哈尔盖河等。其中 布哈河流量最大 是青海湖的主要补给水系 因此选取天峻、刚察、海晏、茶卡 4 站年平均气温距平和年降水量相对距平百分率为青海湖流域暖湿 (NS)、暖干 (NG)、冷湿 (LS)、冷干 (LG) 4 种气候类型划分的指标, 当温度距平和年降水量相对距平百分率为正时分别表示暖、湿类型, 反之负距平表示冷、干类型。表 1 和表 2 分别为历年气候类型划分结果以及不同气候类型下当年和下一年水位升降值。由表 1 得到 偏干年占 56% 偏湿年占 44% 偏暖年占 47% 偏冷年占 53%。从气候类型上分 暖湿、暖干、冷湿、冷干所占的比例分别为 25%、22%、20%和 33% 大体上冷干年占优势。可以看出, 60 年代以冷干为主, 70 年代开始湖区气候变暖, 尤其是进入 80 年代更为明显, 1981~1993 年 13 年中 暖年占 8 年, 其中暖湿年就有 6 年, 相应地, 这一阶段湖水水位下降也逐步变缓。

表 1 青海湖地区历年气候类型

年 份	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975
类 型	NS	LG	LG	LG	LG	LG	LS	LG	NG	LS	LG	NG	LG	NS	NS	NG	LS	LS
年 份	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993
类 型	LS	LG	NG	NG	NG	NS	LG	LS	LG	NS	LS	NS	NS	NS	NG	NG	LG	NS

由表 2 看出：(1) 平均而言，偏干年份伴随着水位的一致下降，其中暖干年份下降幅度最大；偏湿年份中只有暖湿年份可造成当年水位下降，冷湿型可使水位回升或维持平衡。由于温度状况直接影响当年湖面蒸发，而降水对湖水位的影响有明显的滞后性，所以不论是暖湿年还是冷湿年其湿润状况对水位的影响主要体现在下一年，而冷热状况主要对当年水位变化产生作用；(2) 大多数水位回升年前一年都为偏湿年（8/10），偏干年份所对应的第二年水位多数下降（20/23）。由此可见，水位的年际变化主要取决于上年气候类型，但也与当年的气候状况有关。

表 2 气候类型与水位升降 1960~1992 年 单位：cm)

类 型	年 份	水 位 上 升			水 位 下 降			年 平 均
		年	上升量	年平均	年	下降量	年平均	
暖 干	当 年	1	26	26.0	7	161	23.0	-16.9
	下 年	1	18	18.0	7	189	27.0	-21.4
冷 干	当 年	3	35	11.7	8	145	18.1	-10.0
	下 年	1	9	9.0	9	141	15.7	-13.2
暖 湿	当 年	2	36	18.0	5	77	15.4	-5.8
	下 年	4	61	15.3	3	36	12.0	3.6
冷 湿	当 年	4	31	7.8	3	31	10.3	0.0
	下 年	4	37	9.3	3	25	8.3	1.7

四、湖水位年际变化与北太平洋海温的遥相关

本文计算了北太平洋（10°S~50°N,120°E~80°W）286 个网格点前期海温与湖水位年际变化序列的相关场，并分析了它们的主要特征。

（一）湖水位年际变化与前期海温的相关分析

计算前一年 1 月至当年 5 月海温与水位年际变化序列的相关场，以分析相关区强度的动态变化特征。从 17 张相关场图演变过程出发，可以归纳为相关较显著的三个负相关高值区：

第一区在日本列岛以东的黑潮暖流区，从上年 1 月至上年 8 月份存在着较显著的持续性负相关区 在上年 4 月份相关显著区的海域面积最大。其中在 35°N ~40°N;155°E~160°E 最大相关系数可达 - 0.531($R>0.001$)，是这一相关区中的高值区。

第二区在赤道冷水区（10°N~10°S） 从上年 1 月至 9 月份在 180°E~130°W 海域之间存在一较大范围的正相关区。9 月份以后此正相关区逐渐变形缩小，至当年 1 月份正相关区全面消亡 整个 10°N 以南转为负相关，且相关逐月增强，其最强区域在南半球一侧，高值区域为 5°S~10°S;160°W~155°W 时间为 3~5 月份 其中 4 月份最大相关系数达-0.488($R>0.01$)。

第三区从美国旧金山西海岸起沿南下的加利福尼亚寒流流经的洋面，上年 11 月份之前此区域相关不明显，11 月份以后至当年 5 月份都为较持续显著的负相关区。高值区域为 $40^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$ ； $140^{\circ}\text{W}\sim 135^{\circ}\text{W}$ 其强度 4 月份最强，区域最大相关系数为 $-0.482(R>0.01)$ 。从以上分析看出，北太平洋海温对青海湖水位年际变化的影响主要与前期冬春季的海洋热状况有关。

(二) 厄尼诺事件与湖水位年际变化的关系

本文根据文献 [2] 厄尼诺事件的划分标准和指数“使用 1951 年 1 月至 1992 年 12 月赤道东太平洋范围 ($0^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{S}$ 、 $180^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{W}$) 内的海表温度 SST) 资料计算得到厄尼诺年有 12 年，反厄尼诺年有 10 年(结果见表 3)。由表 3 看在厄尼诺年的次年多为水位下降年，机率为 $7/8$ 平均下降幅度为 14cm 反厄尼诺年次年多为水位回升或持平年 机率为 $6/9$ 平均回升幅度为 5cm。据前文分析水位年变化中 6~8 月为净蓄水期，厄尼诺年次年平均上升累计值仅为 11cm 而反厄尼诺年次年上升值可达 22cm 为厄尼诺年的二倍。经计算厄尼诺年当年湖区平均降水距平百分率为 -4.6% 而反厄尼诺为 8.1% 。

表3 厄尼诺年和反厄尼诺年次年水位变化 (cm)

厄尼诺年	年 份	1963	1965	1969	1972	1976	1983	1987	1991		平均值
	年际水位差	-1	-17	-26	-21	-14	1	-11	-23		-14
	6-8 月上升值	29	-1	14	-1	8	12	12	18		11
反厄尼诺年	年 份	1964	1968	1971	1974	1975	1982	1985	1988	1989	
	年际水位差	-3	-19	3	0	4	9	-4	33	26	5
	6-8 月上升值	15	7	17	24	18	37	25	57	2	22

五、湖水位年际变化与北极海冰消长的关系

冰雪圈是影响气候的基本因子之一。本文应用 Walsh 的逐年北极海冰覆盖面积指数资料 [3]，分析湖水位年际变化与北极海冰消长的关系。

北半球高纬海冰覆盖范围包括北冰洋、北太平洋和北大西洋区域。以北极为中心，按经线将北半球高纬区域分成四个区，其中 $160^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{W}$ 为 I 区， $110^{\circ}\text{W}\sim 20^{\circ}\text{W}$ 为 II 区， $70^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 为 III 区， $20^{\circ}\text{W}\sim 70^{\circ}\text{E}$ 为 IV 区。海冰指数分为 M 指数和 Q 指数两种。经逐月海冰 M 和 Q 指数与水位年际变化相关分析可知，第 I 区的 M 指数与湖水位年际变化关系最为密切。其中，当年 1~4 月各月的 M 指数与水位年际变化序列的相关系数分别为 0.35、0.41、0.63 和 0.38 其中 3 月份通过信度 0.001 的显著性标准，1、2、4 月份通过 0.05 的显著性水平。1960~1991 年 32 年中 3 月份 M 指数最小的 5 年为 1962、1963、1965、1980 和 1981 年，当年水位较上年平均下降了 17.6cm，而 M 指数最大的 5 年 1968、1972、1983、1989、1990 年，平均水位回升了 20.6cm，二者的差异十分显著（经显著性检验通过信度 0.01 的显著性标准）。由图 4 可以看出，当 3 月 M 指数 ≥ 370 时，水位会有明显回升，平均回升 20.6cm。当 M 指数 ≤ 360 时，水位几乎一致下降，平均下降 15.8cm。3 月份 M 指数的平均值为 353.1，水位回升 $\geq 20\text{cm}$ 的年份平均 M 指数为 374.7，而水位下降 $\geq 20\text{cm}$ 的年份平均 M 指数仅为 349.6。

从冰雪量上来说 [4]，占地球冰雪总量约 90% 的是南极冰雪，格陵兰冰雪占 9% 山地冰川

占1% 而格陵兰的海冰几乎全部集中在Ⅰ区。据研究Ⅰ区极冰面积与西北太平洋副热带高压强弱有较好的相关性,这种关系主要是通过洋流的热量输送改变西北太平洋副热带高压中心位置洋面的热状况而引起的。1~4月的极冰与夏季7月的西北太平洋副热带高压强度呈负相关,相关系数达-0.53。根据陕西省预报员经验以及西北太平洋副热带高压西伸脊点位置与湖流域各站降水量统计关系,当西北太平洋副热带高压过于强大、西伸脊点偏西时反而不利于湖流域降水增加。如8~10月西北太平洋副热带高压西伸脊点平均经度与刚察站同期月降水总量的相关系数为0.40,与天峻站同期月降水总量的相关系数为0.37都超过信度取0.05的显著性标准。由此可见,Ⅰ区M指数与湖水位年际变化关系密切是有其内在联系的。

以某个月M指数减去前一个月M指数的差值表示该月海冰融结指数,该指数反映海冰面积月际变化。经计算整个北极海冰区上一年11月的融化凝结指数与水位变化序列的相关系数为0.43说明上年11月海冰面积的消长与湖水位的变化有着密切联系。

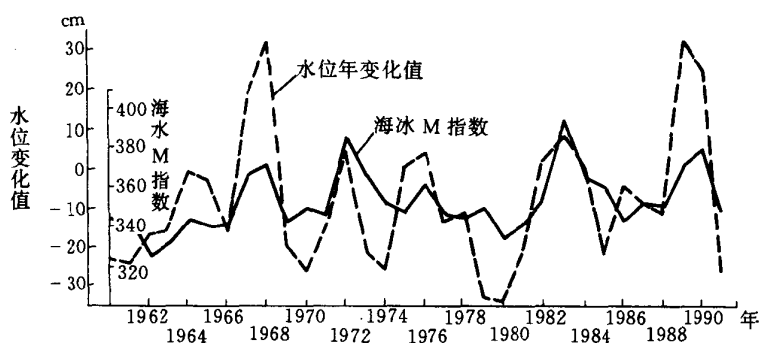


图4 第二区海冰3月份M指数与水位年际变化相关图

六、对湖水位年际变化的短期预测

根据前面的分析知,湖水位升降对于上年的流域年降水量、厄尼诺事件、北极海冰以及北太平洋黑潮区,加利福尼亚寒流区和赤道冷水区的某些关键海域的热状况反映比较敏感。本文采用贝叶斯逐步判别法,分三类进行判别,并作如下规定:湖水位较上年上升大于10cm为第一类,变幅在10cm以内为第二类,下降幅度大于10cm为第三类。

根据贝叶斯逐步判别^[6]得到如下判别方程:

$$\text{第一类 } Y_1 = -12.726 - 2.461X_1 - 0.506X_2 + 0.123X_3 + 0.3106X_4$$

$$\text{第二类 } Y_2 = -2.030 - 1.177X_1 - 0.147X_2 + 0.023X_3 - 0.057X_4$$

$$\text{第三类 } Y_3 = -1.192 + 0.865X_1 + 0.125X_2 + 0.030X_3 - 0.057X_4$$

Y_1, Y_2, Y_3 分别对应第一、二、三类的后验概率值。

X_1 : 上年是厄尼诺年为1,反厄尼诺年为-1,一般年为0。

X_2 : 上年4月黑潮区 $35^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}, 155^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$ 4点海温距平。

X_3 : 上年湖区降水量距平百分率。

X_4 : 当年4月赤道冷水区 $5^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{S}, 160^{\circ}\text{W} \sim 155^{\circ}\text{W}$ 4个点的海温距平。

判别结果在1960年~1990年(1967年除外)的30年中历史拟合率为 $29/30=96.7\%$,只有1964年实况为第二类,判别结果为第三类。

试判:1991年和1992年都为第三类,与实况一致。

七、小 结

1. 湖水位的年际变化主要取决于上一年气候类型。偏干年伴随着水位的一致下降,其中暖干年份下降幅度最大;偏湿年份中只有暖湿年份可造成当年水位下降,冷湿型可使水位回升或持平。

2. 湖水位对黑潮区、赤道冷水区、加利福尼亚海域的海温变化有较好的响应,相关是显著的。其中赤道东太平洋海域(5°N~10°S,180~80°W)亦是厄尼诺现象主要发生区域,海温与水位升降相关尤为显著。且最高相关系数最为集中,持续性最好。

3. 湖水位异常回升和异常下降年份,都分别与北极第Ⅱ区当年3月份海冰量偏多、偏少相对应。同时与上年11月海冰面积的消长有着密切联系。

参 考 文 献

- [1] 汤懋苍等 青海湖近代环境的演化和预测 中国科学院兰州分院等 科学出版社,73~74(1994)。
- [2] ENSO 监测小组,厄尼诺事件的划分标准和指数,气象,15(3),37~38(1989)。
- [3] 许健民等,北极逐月冰覆盖资料,气象出版社,301~360(1985)。
- [4] 中国科学院地理研究所气候变化组,气候变化若干问题,科学出版社,11~29(1977)。
- [5] 方之芳,北半球副热带高压与极地海冰的相互作用,科学通报,286~289(1986)。
- [6] 黄嘉佑,气象统计分析与预报方法,气象出版社,146~150(1990)。

ANALYSIS AND FORECAST FOR INTERANNUALLY VARIANCE OF QINGHAI LAKE'S WATER LEVEL

Zhou Lusheng Wang Qingchun

(Qinghai Meteorological Service,Xining 810001)

Abstract

Based on Shatuo-si hydrologic station's data through 1959 to 1992, relationships between the interannually variance of Qinghai lake's water level with historical climatic type, SST of North Pacific Ocean, Arctic Sea ice and El-Nino event are analyzed. Valuable results can be used to forecast or determine the next year's water level in one of the three conditions by using Bayers' step discrimination method.

Key words: Water level interannually variance, Climatic type, SST of North Pacific Ocean, Arctic Sea ice, Forecast.

黄河上游径流量年际变化特征的分析

陈彦山

(青海省气候资料中心, 西宁 810001)

提 要

本文利用分类、累积、谱分析、趋势分析等统计方法,分析了黄河上游(用唐乃亥水文站资料代表)1954~1993年40年及汛期径流量年际变化特征,发现黄河上游全年及汛期径流量的年际变化具有相对持续稳定性、周期性、多数年份偏枯、整个序列径流量有增多趋势等特征。同时,用一种较为先进的统计模型——季节性乘积模型对径流量逐月资料进行了拟合、识别,确定了模拟黄河上游径流量的最佳模型为 $ARIMA(2,0,1) \times (1,1,2)_{12}$ 。用新息预报方法对1994年径流量进行了适时预报,并对历史资料做了回代预报,发现季节性乘积模型具有方便、快捷、完整等优点,特别对于极值的拟合较好。

关键词: 径流量 年际变化 季节性乘积模型 预报

一、引 言

黄河上游段(从源头到龙羊峡水库)大部在青藏高原青海省境内,流域面积广大,且多冰川和积雪分布。龙羊峡水库是黄河上游的第一座大型水库,蓄水量达247亿 m^3 ,它是黄河上游全部来水的承载者,起着蓄丰补欠的重要调节作用。黄河上游径流量有其自身的演变特征,同时又受青海高原特有的地理环境及气候特点的影响,具有鲜明的高原特点。本文通过对黄河上游径流量实测资料的分析,试图揭示它的变化特征。同时,用季节性乘积模型建立了预报模型,这对保障龙羊峡水库的正常运行和安全,制定合理的调节方案具有重要意义。

二、资料说明

文中所用气象资料选用流域内13个气象站点的1961~1980年历年降水量资料。其中玛曲站1961~1970年降水量用河南站相应年份降水量资料插补而得,甘德站1961~1975年降水量用达日站相应年份降水量资料插补,两者均用比值订正法。为了更好地代表整个流域内降水量的历年变化情况,用重心法画出每个气象站所能代表区域,然后通过计算网格点求出它们分别占整个流域面积的比值,即权重,再用某一年份各站点降水量分别乘以它们各自的权重,相加所得值即为该年份整个流域的平均降水量,以下简称流域平均降水量。

水文资料为唐乃亥水文站1954~1993年逐月实测径流量资料。其中,汛期径流量用历年6~10月径流量相加而得,平均占全年总径流量的72%左右。因为唐乃亥水文站是黄河上游段内最靠近龙羊峡水库的水文站,该站实测径流量可完全代表龙羊峡水库入库径流量。

三、年径流量年际变化的特征

将年和汛期径流量按不同的标准分成5种年别(见表1)并用5个整数(-2,-1,0,1,2)代表不同年别的年、汛期径流量。由此得到两组新的序列,分别绘成图1和图2这样就可以避免同一年别径流量大小参差不齐的现象(如:均为丰水年,若不用年别'2'来表示则出现两个数据,容易引起误解)。从图1可以看出,年径流量的年际变化具有以下几个特点:

表 1 黄河上游年、汛期径流量 亿 m³ 年别标准

距平百分率(Δ)	$\Delta < -30\%$	$-30\% \leq \Delta < -10\%$	$-10\% \leq \Delta \leq 10\%$	$10\% < \Delta \leq 22\%$	$\Delta > 22\%$
年别	枯水年	偏枯年	正常	偏丰年	丰水年
代码	-2	-1	0	1	2

(一 整体偏枯,丰水程度重

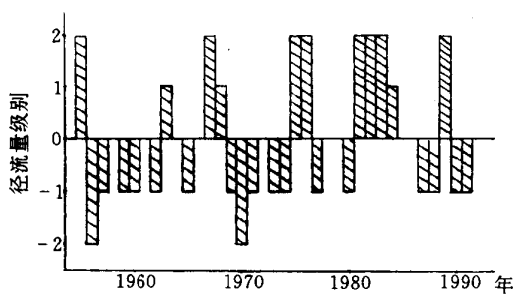


图 1 年径流量级别示意图

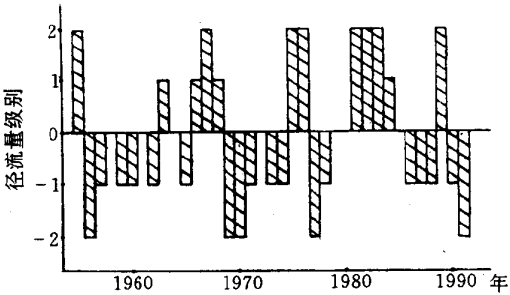


图 2 汛期径流量级别示意图

在 1954~1993 年 40 年中,多水年(偏丰、丰)11 次,平水年(正常)12 次,少水年(偏枯、枯)17 次。显然,少水年占明显多数,为 43%,整个序列以枯水为主要特征。但应看到的是,在少水年的 17 年中,偏枯年份达 15 次,而枯水年只有 2 次。在多水年的 11 年中,偏丰年份只有 3 次,丰水年却占了 8 次,整个序列中丰水年与枯水年的比例是 4:1。由此可见,多水年份径流量常常较大,而少水年份水量也不很匮乏。

另外,丰水年的径流量变幅比枯水年大。径流量最小的 1956 年,为 133.45 亿 m³,比年平均径流量少 78.22 亿 m³;径流量最大的 1989 年,为 325.45 亿 m³,比年平均径流量多 113.78 亿 m³。总的来说,黄河上游段流域面积广阔,集水面积大,流域平均降水变率仅为 12%,加之多冰川、雪山等“固体水库”的调节,年径流量的年际差异相对较小,年最大径流比最小径流只多近 2 倍。

(二 相对持续稳定

1954~1993 年,共出现丰水年 8 次,枯水年 2 次。除 1955 年和 1989 年的丰水年是独年出现的外,其余丰水年或枯水年均持续 2~3 年。

此外,丰枯之间的相互过渡也较平缓,除 1955 年外,其它的丰水年或持续丰水年过后,一般为偏丰、平水或偏枯年,而不是枯水年。同样,在枯水年过后,没有紧接着出现丰水年。

为什么丰水年过后一般不会突然出现枯水年,枯水年过后也不会突然出现丰水年呢?经计算,1961~1980 年径流量与流域平均降水量相关系数为 0.872,两者之间有很好的线性关系,表明自然降水是影响径流量年际变化的重要因素。另外,由于高原地区特殊的地理环境特点,黄河上游流域地区多冰川、雪山,这些冰川和雪山通过高原加热场的作用也对径流量年际变化产生很大影响^[1]。如果第一年降水偏多,一方面使得土壤含水量多,地表积水多,第二年截流会减少,即径流量损耗少,径流量比正常情况下相对偏大;另一方面,使得冰川蓄积水量增多,积雪增多,为第二年的径流形成做好了水源储备。即使第二年降水偏少,但由于温度的作用,由冰川、雪山融化形成的径流增多。两方面的共同作用就增大了第二年持续丰水和减少了第二年突然枯水的可能性。相反,如果第一年降水偏少,一方面使得土壤含水量少,地表积水少,第二年地面截流会增

大 即径流损耗多 径流量比正常情况下相对偏小 另一方面由于没有过多降水补充 使得融化后的冰川蓄积水量变少,同时积雪变少(固体水资源变少),第二年它们对径流量的贡献就变小。两方面的共同作用就增大了第二年持续枯水和减小了第二年突然丰水的可能性。

例如 :1962 年降水偏少 18%,1971 年降水偏多 7% 两者降水相差 25% 但两年径流量却基本相同(均偏少 12%)。它们上一年情况分别是: 1961 年降水偏多 15%,1970 年偏少 16%。这基本上可用上面的观点解释 即 由于 1961 年降水偏多 使得 1962 年虽然降水偏少很多 但径流量偏少并不严重 ;1970 年降水偏少 使得 1971 年虽然降水偏多 但径流量并没有偏多 反而偏少。

(三 丰、平、枯转换频繁 不甚分明

粗略地看 ,1954~1993 年可分为两大阶段: 丰、枯、平交替阶段和无枯水阶段。

1954~1974 年为丰、枯、平交替阶段 此间有两次丰、枯、平的转换。1975~1993 年为无枯水阶段,此间没有出现过枯水年。

为了准确地计算丰水段、枯水段和平水段的历时长短,将年径流量的距平百分率逐年依次累加,所得过程线为年径流量距平百分率累积曲线,见图 3。该曲线反映了年径流量丰、枯变化的情况。从中可以看出,1954~1993 年共分 13 段 ,5 个丰水段 ,3 个枯水段 ,5 个平水段 见表 2。

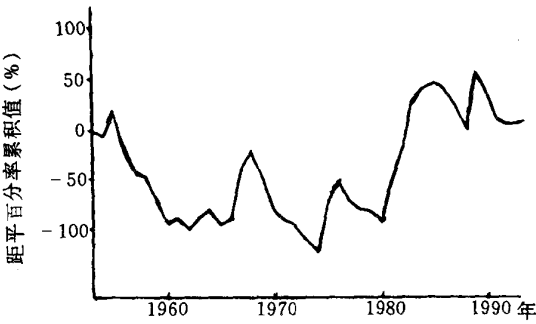


图 3 年径流量距平百分率累积曲线

表 2 黄河上游年径流量丰枯变化

年段区间	资料长度(年)	年段距平百分率(%)		丰平枯阶段
		累积值	均 值	
1955	1	26	26	丰水段
1956~1960	5	-144	-23	枯水段
1961~1966	6	4	1	平水段
1967~1968	2	68	34	丰水段
1969~1970	2	-59	-30	枯水段
1971~1974	4	-42	-10	平水段
1975~1976	2	72	36	丰水段
1977~1980	4	-42	-11	平水段
1981~1985	5	137	27	丰水段
1986~1988	3	-43	-14	平水段
1989	1	53	53	丰水段
1990~1991	2	-44	-22	枯水段
1992~1993	2	-4	-2	平水段

注:划分标准:年段距平百分率均值在 -20%~20% 间为平水段,20%以上为丰水段,-20% 以下为枯水段。

由表 2 可以看出 ,1954~1993 年 40 年间 就划分出丰、枯、平年段 13 个 平均每 3 年就改变一次年段类别。通过对径流量序列进行自相关分析,落后一年的自相关系数为 0.21 只通过了信度 0.20 的显著性检验,说明虽然径流量年际之间有一定的持续稳定性,但由于丰、枯之间

转换较频繁，年径流量的丰、平、枯各时段不甚分明。

四、汛期径流量与年径流量的关系

1954~1993 年汛期径流量与年径流量的相关系数为 0.9872，两者有相当好的线性相关，可见汛期径流量的变化特征与年径流量的变化特征几乎是相同的。但从图 2 与图 1 比较来看，汛期流量还具有其自身特点。

(一) 偏枯性更强

汛期径流量中 有 5 年是枯水年，而年径流量中枯水年仅 2 年。年径流量中的两个枯水年，汛期中仍维持枯水；年径流量 15 个偏枯年中，在汛期中有 11 年仍维持偏枯 而有 3 年升为枯水年 仅有 1 年变为平水年 另有 2 年在年径流量中为平水年，在汛期中变为偏枯年。

(二) 稳定性较差

汛期中 除 1955 年和 1989 年的丰水年是独年出现的外，其余的丰水年或枯水年均持续 2~3 年，大体与年径流量持续性特征相同。但由于汛期中枯水年份由 2 年增至 5 年 使得丰枯转换更为明显，也较突然。例如 1976 年是丰水年，1977 年突然转为枯水年。另外，1967~1969 年、1989~1991 年 都是在 3 年中完成由丰水到枯水的转变。可见，与年径流相比，汛期中径流量的稳定性差，丰枯转换突然。

(三) 年际变化大

由表 3 可以看出，无论是序列一部分还是全部序列，汛期径流量的变差系数 C_v 均大于径流量的变差系数，说明汛期径流量年际变化程度比年径流量的变化程度更为剧烈。

表 3 黄河上游各时段年、汛期径流量形态系数的比较

时 段	变差系数 C_v		偏态系数 C_s	
	年径流	汛期径流	年径流	汛期径流
1954~1963	0.22	0.25	0.28	0.29
1954~1973	0.23	0.26	0.62	0.56
1954~1983	0.25	0.29	0.51	0.47
1954~1993	0.24	0.29	0.68	0.65

汛期径流量的偏态系数 C_s 除 1954~1963 年段略大于年径流外，其余各年段均小。因 $C_s > 0$ ，为正偏，说明汛期中径流量小于其平均值的程度较年径流严重，从定量上说明了汛期径流量的偏枯性更重。

五、年、汛期径流量年际变化的周期

为了计算年、汛期径流量年际变化的周期，采用二项系数平滑功率谱方法^[2]进行分析。先取序列长度的 1/3 为最大落后时间(m) 即最大波数为 13。结果表明 年和汛期径流量的谱值均在波数为 3 即周期为 8.7 年时最大 并通过信度 0.10 的显著性检验。第二高值的位置有所不同，年径流量的第二高值位于波数为 4 周期为 6.5 年处，汛期径流量的第二高值位于波数为 7 周期为 3.7 年处。年和汛期功率谱的最大值均在波数 3 和 4 之间 即周期 6.5~8.7 年之间。因此，可以说年、汛期径流量具有 7~8 年的准周期性。

六、年、汛期径流量气候趋势分析

由年、汛期径流量 5 年移动平均曲线（图略）可见，年与汛期曲线波动相当一致，并有如下

特点：

1. 1954~1993 年间，径流量大致呈 3 次较明显波动，3 个波谷年为 1958 年、1971 年和 1978 年，3 个波峰年为 1966 年、1975 年和 1983 年。
2. 3 次波谷期中，曲线在平均值线以下的面积一次比一次小，说明偏枯性是逐渐变弱的，而在波峰期中，最近一次（1983 年）的波峰显著强于前两次。一方面曲线波谷在减弱，另一方面波峰在加强，所以序列整体呈上升趋势，即流量总体有增多趋势。

七、模型的拟合、识别及预报

将径流量逐月资料点图，可发现它们明显呈现出周期间隔为 12 的规律，另外从物理成因上也很容易得知径流量序列是典型周期性序列。由于序列带有明显的年周期，因此在建立模型前，对数据进行一阶季节差分处理。

$$Z_t = \nabla_{12} X_t = X_t - X_{t-12}$$

经过季节差分处理后得到的新序列 $[Z_t]$ 基本消除了由于年变化造成的数据起伏，使新序列趋于平稳。然后，对序列 $[Z_t]$ 建立季节性乘积模型^[3] $ARIMA(p, d, q) \times (P, D, Q)$ ，根据经验及计算条件，给定阶数范围如下：

$$0 \leq p, q \leq 6, \quad 0 \leq P, Q \leq 2$$

因为我们已对序列进行了一阶季节差分处理，故 $D=1$ 取周期 $S=12, d=0$ 。对不同的阶数组合，按设计好的计算步骤及相应程序进行模型拟合，并通过比较 AIC 值和预报结果来选择理想模型。

经过计算，通过对 AIC 值的比较，选出三种不同的模型拟合结果，见表 4。从表 4 可以看出， $ARIMA(1, 0, 1) \times (1, 1, 2)_{12}$ 模型的 AIC 值最小，根据最小信息准则，应该选择该模型拟合数据序列 $[Z_t]$ 。但情况并不完全这样，通过新息预报方法，对上面三种模型进行适时预报，结果如表 5。

表 4 黄河上游径流量季节性乘积模型的比较

模型 \ 参数	φ_1	φ_2	ϕ_1	ϕ_2^*	g_1	g_2	G_2	G_2	平方和	AIC 值
$(2, 0, 1) \times (1, 1, 2)_{12}$	-0.39	-0.40	-0.72		0.32		0.94	0.58	26.83	860.14
$(1, 0, 1) \times (1, 1, 2)_{12}$	-0.25	-3.38	-0.56		0.41		0.95	0.21	25.27	852.63
$(1, 0, 2) \times (2, 1, 1)_{12}$	-0.31		0.64	-0.25	-0.80	-0.32	0.92		42.95	980.06

表 5 不同模型的新息预报结果比较 (m³/s)

预报值 \ 月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
模型												
$(2, 0, 1) \times (1, 1, 2)_{12}$	132	136	263	398	610	1027	1210	752	763	518	276	170
$(1, 0, 1) \times (1, 1, 2)_{12}$	126	131	192	382	579	995	1286	814	808	426	289	168
$(1, 0, 2) \times (2, 1, 1)_{12}$	118	126	290	325	862	836	1319	863	521	398	213	126
1994 年实测值	157	156	180	476	616	1140	1030	577	707	565	325	148

由这三组预报结果可见，第一组最好，第二组次之，第三组最差。虽然在模型拟合时第二组的 AIC 值最小，但我们对数据拟合的目的是为了进行预报，况且与第一组的 AIC 值相差不大，所以，选择第一组模型为拟合时间序列 $[Z_t]$ 的理想模型。综合表 4、表 5 说明，当 AIC 值有明显

差别时，所对应模型的优劣是明显的，当 AIC 值接近时，还应通过拟合和预报的效果来比较。为了验证所选模型的稳定性，将后三年的资料去掉，即资料长度为 1954~1990 年 按上述步骤进行模型拟合、判别，结果得到的最佳模型同所选模型完全相同，说明模型是稳定的。

为了进一步研究时间序列模型 $ARIMA(2,0,1) \times (1,1,2)_{12}$ 的天气气候含义 将 1961~1980 年唐乃亥水文站以上流域内逐月平均降水量（以后称流域降水量）及兴海站逐月平均降水量分别进行模型 $ARIMA(2,0,1) \times (1,1,2)_{12}$ 的拟合 结果见表 6。由表 6 可知 用流域平均降水量对模型 $ARIMA(2,0,1) \times (1,1,2)_{12}$ 进行拟合，除参数 g_1 差别较大外 其余各参数与径流量模型拟合后的参数都很接近，这说明它们序列之间的变化很相近。经过相关分析可得两者之间的相关系数达 0.872，属显著相关。这也从另一方面证明了径流量变化主要由流域内总的降水量决定，同时也验证了模型拟合的正确。

表 6 流域平均降水量 及兴海站平均降水量的模型参数比较

项目 \ 参数	φ_1	φ_2	Φ_1	g_1	G_2	G_2	平方和	AIC 值
径 流 量	-0.39	-0.40	-0.72	0.32	0.94	0.58	26.83	860.14
流域降水量	-0.33	-0.35	-0.86	0.10	0.92	0.53	83.27	1638.20
兴海站降水量	-0.17	-0.89	-0.66	0.08	-0.56	-0.23	64.39	1273.19

而用兴海站降水量序列对模型 $ARIMA(2,0,1) \times (1,1,2)_{12}$ 拟合的结果与原模型参数间差别很大，表明两者之间相互联系不大。经计算，两者之间的相关系数为 0.103。说明兴海地区的降水量对唐乃亥水文站径流量的影响很小。

八、季节性乘积模型与自回归模型对比分析

季节性乘积模型是从自回归模型的基础上发展起来的，可以认为两者是处理一类问题的两种方法，但在许多方面又不相同。

首先从所要求序列长度看，自回归方法要求资料长度必须达到一定标准，资料长度过长，就满足不了计算条件。而季节性乘积模型可利用资料长度是同等条件下自回归可用资料长度的 S（周期）倍，这就大大增加了资料长度，在不满足自回归计算条件要求的情况下，却能满足季节性乘积模型的要求。在本文中，资料长度为 40 年，从建模和预报角度看，无论哪一种方法均能实现。用自回归方法，可以逐月分别计算，连同年平均值也可计算，但这样做较繁琐，且无法考虑月与月之间的非独立性（联系），对建模及预报均有不良影响。相反，季节性乘积模型综合考虑了数据月际之间的相关性，将所有资料数据做为一个整体处理，且一次便可计算出一年中所有各月的预报结果，方便、快捷。下面就是用两种不同方法所做的 1994 年各月径流量预报结果 见表 7。从表 7 可以看出 ,1、3、4、12 月自回归模型的预报效果好，其余各月则相反，总的预报效果季节性乘积模型较自回归好。

表 7 两种不同方法预报结果比较 单位 :m³/s)

方法 \ 月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
自 回 归	162	186	217	404	492	969	1363	816	820	676	381	161	565
季节性乘积	132	136	263	398	610	1027	1210	752	763	518	276	170	(521)
1994 实测值	157	156	180	476	616	1140	1030	577	707	565	325	148	506

注 :表 7 中季节性乘积模型的年平均结果由各月累加平均而得。

为了进一步衡量预报效果,将径流量历史资料划分为 5 级(特多、偏多、正常、偏少、特少),分别用 2,1,0,-1,-2 代表,并规定正常级占 40%,偏多级和偏少级各占 20%,特多级和特少级各占 10%。很显然,各级别界限取值对不同月份来说是不同的,具体数字从略。然后根据不同的模型分别进行历史资料拟合。在评定中,只有当拟合结果与实况级别相同时才为正确,否则为不正确。如此可算出各月的历史拟合率,见表 8。由表 8 可见,就全年而言,自回归模型与季节性乘积模型的预报效果相差不大,而就汛期而言,季节性乘积模型的历史拟合率要高一些。究其原因,一方面,径流量月际之间的变化并不是完全独立的,用自回归模型分别对各月进行拟合预报时无法考虑这种非独立性因素,从而影响预报效果。而季节性乘积模型不仅能整体考虑径流量月际之间的联系,从预报结果看,它对于极值的拟合预报能力也较强。另一方面,汛期各月径流量实测值年际变化较大,最大值往往比最小值多几倍,从自回归模型建模及预报的原理及计算方法可以看出,该模型对于起伏较大的数字序列的预报效果不很理想。

表 8 两种模型历史拟合率的比较

模 型	全年(1~12 月)	汛期(6~10 月)
自回归模型	58.33%	54.78%
季节性乘积模型	62.68%	67.82%

九 、 结 论

- 1. 径流的整体是偏枯的,但丰水程度比枯水程度要明显。丰水或枯水一般持续 2~3 年。丰、平、枯转换频繁,连续丰水或枯水最多为 5 年。
- 2. 汛期径流量年际变幅比年径流量大。但年、汛期径流量的年际变化均具有 7~8 年的准周期性。
- 3. 1954~1993 年间,序列有 3 次较明显波动。序列总体呈上升趋势,即年、汛期径流量总体有增多趋势。
- 4. 黄河上游径流量时间序列的最佳拟合模型为 $ARIMA(2,0,1) \times (1,1,2)_{12}$ 。
- 5. 通过季节性乘积模型及自回归模型对径流量时间序列历史资料的拟合率分析,得出季节性乘积模型的总拟合率为 62.68%,自回归模型的总拟合率为 58.33%。总体上前者比后者的拟合预报好,特别在汛期各月中,季节性乘积模型预报效果更优越。

参 考 文 献

[1] 汤奇成、曲耀光、周聿超,中国干旱区水文及水资源利用,科学出版社。
[2] 黄嘉佑、李黄,气象中的谱分析,气象出版社。
[3] 项静恬等,动态和静态数据处理,气象出版社。

CLIMATIC ANALYSIS AND MODEL PREDICTION OF THE RUNOFF IN THE UPPER REACHES OF HUANGHE RIVER

Chen Yanshan

(Qinghai Climate Analysis Center,Xining 810001)

Abstract

Based on taxology cumulation ,spectrum and trend analysis, this paper investigates the runoff interannual variation features in the upper reaches of Huanghe river (represented by the data from Tangnaihai hydrological station) during the periods of 1954~1993 and high-water season. the results show that the variation mentioned above is continuously stable,periodic,dried up in most years and increasing in overall series runoff. In addition,Making use of an advanced statistic model-seasonal multification model, this paper deals with the imitation and classification of the monthly runoff data ,finds out that the optimum model is $ARIMA(2,0,1) \times (1,1,2)_{12}$,illustrating the seasonal multification model to be converient,fast,integrated and especially effective for extreme value forecasting.

Key words;Runoff,Interannual Variation,Seasonal multification model,Prediction.

青海东部气候对流量的影响分析

袁玉江 桑修诚

(新疆气象科学研究所 乌鲁木齐 830002)

提 要

本文利用单相关、典型相关、响应函数、相关模式方法分析青海东部地区气候对河流年径流总量的影响,主要得到了以下几点新认识:①水文年降水是影响该地区年流量的首要气候因子,而5~9月温度的影响则是第二位的和局域性的。该区年流量对上年11月及当年4月、6月及8~9月的降水具有较好的响应。该区河流对水文年降水及5~9月温度的相关性比其北、东、南部的河流较好。

关键词:典型相关 响应函数 气候与流量的关系

一、引 言

青海属于大陆性干旱气候,其工农业的发展、矿产资源的开发及生态气候优势的发挥均受到水资源不足的限制。由于水资源主要来自河水流量,而气候又是影响后者主要因子,故探讨该区气候对流量的影响,对于其水资源的分析及利用大有意义。

二、自然地理概况

青海位于青藏高原东北部,大地形从北向南可分为三个单元,祁连山地、柴达木盆地及青南高原。祁连山地地势由东向西变高,而青南高原平均高度由东南向西北渐升。由于青海地区的水汽主要来自孟加拉湾,与地形相配合,形成了青海年降水量自东南向西北减少的分布特征。对应地其东南部为外流区,主要分布在青南高原和祁连山地东段。内流区水系主要分布在柴达木盆地、青海湖盆地、祁连山北坡以及可可西里地区。

三、气候与河水流量的单相关

本文所用青海东部的气象及水文站分布如图1所示。

(一) 气候与流量资料

1. 气候资料

采用大柴旦、格尔木、玉树、玛多、都兰、刚察、西宁、同德、民和共9个气象站1959~1989年的月平均气温及降水资料。

2. 流量资料

采用1959~1989共31年,6条主要河流的年径流总量资料,它们是:布哈河~上环苍(3)站 香日德河~香日德站 吾松塔拉河~吾松塔拉站,黄河~唐乃亥站 隆务河~同仁站 伊克乌兰河~岗查(2)站,其中隆务河是黄河的一条支流。所用流量资料已由水文部门进行过引水还原计算。

(二) 气候与流量的单相关

1. 气温及降水时段的选取

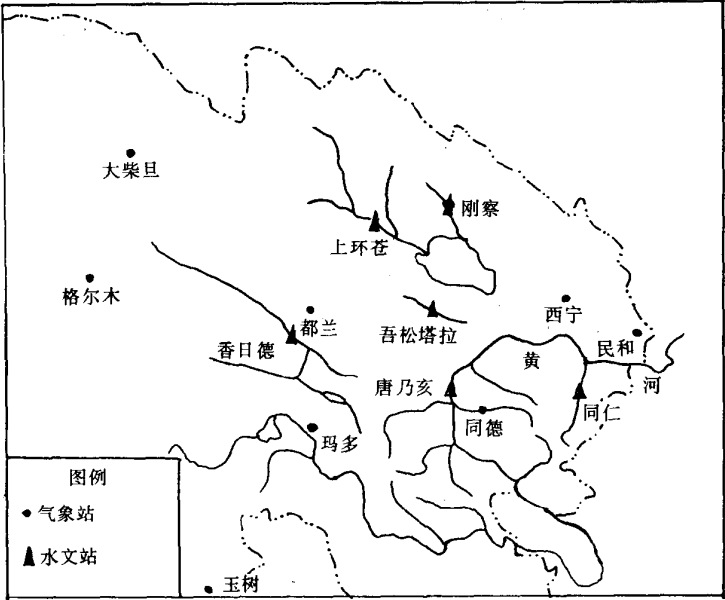


图 1 青海东部气象及水文站分布示意图

由于青海东部河流发源于山区，其流量会受到高山冰川融水的影响，在柴达木盆地境内，高山冰川融水占年径流总量的百分比大致从西部的占 50% 降至东部的 20% 左右^[1]。考虑到高山冰雪的融化期为 5~9 月 集中消融期为 6~8 月，本文取这两个时段的平均温度作为影响河水流量的热力因子。

考虑到河水流量的最终来源是大气降水，我们用日历年降水量及水文年（上年 10 月~当年 9 月）降水量作为影响地表年径流总量的水分因子。

2. 青海东部流量与降水温度的单相关

表 1 青海东部流量与降水温度的单相关

气 候 时 段	温 度		降 水	
	5~9 月	6~8 月	水文年	日历年
显著相关个数	8	4	21	19
平均相关系数	-0.464, 0.426	-0.479	0.546	0.543
最大相关系数	-0.515, 0.452	-0.500	0.770	0.737
涉及河流条数	4	2	6	6

* 显著水平为 0.05

用青海 9 站 1959~1989 年 5~9 月及 6~8 月平均温度，日历年及水文年降水与 6 条河年径流量进行单相关，结果如表 1 所示。由该表可见，青海东部流量与两个时段的温度及降水间的相关以 5~9 月平均温度及水文年降水较好一些。就 5~9 月温度而言，其涉及的河流条数，显著相关个数均多于 6~8 月温度 且还揭示出了 6~8 月温度没能揭示出的与流量的正相关性，即高山冰雪融水对径流的影响。水文年降水与流量的关系较日历年密切，是因为山区 10 月~12 月的降水以冰雪形式存留，要到次年的春夏才融化影响地表径流。

从表 2 及后文的表 4 可见：① 水文年降水对青海东部河流的年径流总量均表现为正相

关，即当水文年降水偏多时，流量偏多，由于大气降水是地表径流的最终来源，故这一结果的物理意义是显而易见的。5~9 月温度对流量的影响是局域性的，且具有正负两种相关系数，这表明，温度主要通过影响高山冰雪的融化及蒸发来对地面径流发生增加及减少水量的作用的。最显著的正相关出现在吾松塔拉河，最显著的负相关出现在香日德河及隆务河。

表 2 青海东部气候与流量的单相关

气候因子 河 名	5~9 月温度		水文年降水	
	显著相关个数	平均相关系数	显著相关个数	平均相关系数
布 哈 河	0	—	5	0.461
香日德河	2	-0.491	3	0.433
吾松塔拉河	1	0.433	3	0.652
黄 河	0	—	4	0.561
隆 务 河	3	-0.440	3	0.586
伊克乌兰河	2	0.423	3	0.637

* 显著水平为 0.05。

四、气候与流量关系

（一）青海东部水文年降水场与流量场的典型相关

根据前述单相关的结果，确定出青海东部的水文年降水场及流量场如表 3 并将年径流总量场作为预报变量场_NY₆，水文年降水场作为气候因子场_NX₆。取用 1959~1989 年的资料（N=31），进行典型相关分析，其主要结果如表 3 所示。

表 3 青海东部水文年降水场与流量场典型相关主要结果

i	λ_i	α	场	典型变量权重系统					
				大柴旦	玛 多	同 德	西 宁	民 和	刚 察
1	0.909	0.00001	降水场 X	0.202	0.055	0.711	-0.113	-0.149	0.382
			流量场 Y	布哈河	香日德河	吾松塔拉河	黄 河	隆务河	伊克乌兰河
2	0.811	0.02	X	-0.415	-0.674	0.377	0.180	0.622	0.333
			Y	-0.289	0.212	-0.962	-0.334	0.990	0.854

注：表中 λ 表示典型相关系数， α 代表显著水平。

由该表可见，青海东部水文年降水场与流量场间的前两个典型相关系数是显著的，这表明水文年降水场对流量场有着较强的制约作用。从两场第一对典型变量的权重系数可知：当同德、刚察、大柴旦降水偏多，且西宁、民和略偏少时，会造成伊克乌兰河、黄河、香日德河及布哈河流量偏多，而隆务河及吾松塔拉河流量接近常年水平的空间分布特征。对应于这两场空间分布特征的第一对典型变量间的相关系数达 0.909。从两场第二对典型变量的权重系数可知，当民和、刚察、西宁与同德水文年降水偏多且玛多、大柴旦偏少时，对应的流量场空间分布特征为隆务河、伊克乌兰河、香日德河流量偏多，而吾松塔拉河、黄河、布哈河流量偏少。从第二对典型变量间的相关系数看，可以认为这两种场型间的相关达 0.811。

（二）青海东部气候场与流量场的典型相关

为了考虑 5~9 月温度对流量场的影响，我们根据单相关普查的结果，在降水场的后部加

入了玉树 5~9 月的平均温度序列构成气候场，进行典型相关分析，并将结果和表 3 的内容相比较后发现，加入温度序列后，所得前两个典型相关系数及其对应的典型场的空间特征几乎完全一致。这表明，在青海东部，水文年降水场是决定其流量场空间分布特征的首要因子，而 5~9 月温度的作用甚小。

(三) 青海东部流量对水文年降水的响应

由于典型相关表明，影响青海东部流量场的最主要因子是水文年降水场，而 5~9 月温度的作用相对而言可以忽略，故这里不考虑温度对流量的作用。将青海东部六条河流的年径流总量平均序列作为青海东部流量序列 取大柴旦、刚察、西宁、民和、同德、玛多历年逐月平均降水作为青海东部平均降水情况 利用 1959~1989 年的资料建立流量对气候的响应函数，逐月降水时段取水文年上年 10 月~当年 9 月，以期揭示出水文年各月降水中对流量影响较为显著的降水月份。

计算结果表明，取用水文年降水与流量关系最为密切的 5 个主分量，响应函数的复相关系数为 0.747，经 F 检验显著水平为 0.001。该响应函数可解释青海东部平均流量序列的 56%，说明了水文年降水对流量年际变化影响的重要性。

在水文年逐月降水中，对年径流总量影响较大的月份共有 5 个 且全为正相影响 它们是 上年 11 月及当年 4、6、8~9 月。年径流量对这些月份降水的正响应均达到了 0.05 的显著水平。当这些月份降水偏多时 流量就会偏大 反之 流量偏小。这些月份中 上年 11 月及当年 4 月降水可能反应了去冬今春积雪对流量的影响 而 6、8、9 月大体揭示了夏季及秋初降水对流量的影响。

(四) 流量与气候的相关模式

利用表 4 中所选的站及相应的气候要素，我们用逐步回归方法建立青海东部 6 条河流的气候与年径流总量相关模式，入选剔除气候因子的 F 值均取 3.0 所得模式如下：

布哈河 $Q = -2.688 + 0.042P_{\text{大柴旦}} + 0.014P_{\text{同德}}$
香日德河 $Q = 13.564 + 0.007P_{\text{同德}} - 1.029T_{\text{都兰}}$
吾松塔拉河 $Q = -21.861 + 0.019P_{\text{同德}} + 9.833T_{\text{玉树}}$
黄河 $Q = -100.292 + 0.476P_{\text{同德}} + 0.225P_{\text{玉树}}$
隆务河 $Q = 13.563 + 0.009P_{\text{同德}} + 0.006P_{\text{民和}} - 1.032T_{\text{民和}}$
伊克乌兰河 $Q = -2.622 + 0.009P_{\text{刚察}} + 0.003P_{\text{玛多}}$

以上各式中 P 、 T 的意义同表 4 而各式的复相关系数见表 4 的最后一列。

表 4 青海东部年径流总量与气候的最佳单相关

河 名	最佳相关站及单相关系数				相关模式 复相关系数
布哈河	大柴旦 $P: 0.55$	刚察 $P: 0.47$	同德 $P: 0.48$	玛多 $T: 0.30$	0.69
香日德河	同德 $P: 0.68$	玛多 $P: 0.40$	都兰 $T: -0.52$	民和 $T: -0.47$	0.62
吾松塔拉河	同德 $P: 0.68$	玛多 $P: 0.67$	刚察 $P: -0.61$	玉树 $T: 0.433$	0.78
黄河	同德 $P: 0.77$	玛多 $P: 0.64$	玉树 $P: 0.46$		0.82
隆务河	同德 $P: 0.59$	西宁 $P: 0.59$	民和 $P: 0.58$	格尔木 $T: -0.51$	0.80
伊克乌兰河	刚察 $P: 0.75$	同德 $P: 0.63$	玛多 $P: 0.54$	玉树 $P: 0.45$	0.80

注 表 4 中 P 代表水文年降水量， T 代表 5~9 月平均温度 样本数 $N=31$ 。

从各相关模式及其复相关系数可知：①青海东部各河流与气候条件的关系 以北、南、东部的伊克乌兰河、吾松塔拉河及香日德河相对差一些。 在青海东部的 9 个气象站中与该地河流相关最好的是同德站的水文年降水量，六条河流中的 5 条，其相关模式中包含有这一序列。

水文年降水对流量的影响是普遍的，大范围的，六条河流的相关模式中没有一个不含有此种序列，这与前述流量场与气候场的相关结果相吻合。而 5~9 月温度对流量的影响是局部性的，且表现为两种不同的影响形式，通过蒸发来影响流量表现为与流量呈负相关，通过高山冰雪融化来影响流量表现为与流量呈正相关，前者主要表现在隆务河及香日德河上，后者主要表现在吾松塔拉河上。

五 、 小 结

综合以上分析，可将本文所得要点归纳如下：

1. 在青海东部地区，水文年降水是首要的影响因子，该场决定着流量场的空间分布特征 而 5~9 月温度的影响是第二位的及局域性的。
2. 青海东部年流量对上年 11 月及当年 4、6、8~9 月的降水变化具有较好的响应。
3. 青海东部 6 条河流对水文年降水及 5~9 月平均温度的相关性以北、南、东部的河流较为密切。

参 考 文 献

- [1] 汤奇成、曲耀光、周聿超著，中国干旱区水文及水资源利用，科学出版社，46(1992)。

THE ANALYSIS OF THE EFFECT OF CLIMATE ON RUNOFF IN THE EAST OF QINGHAI

Yuan Yujiang Sang Xiucheng

(Institute of Meteorology, Urumqi 830002)

Abstract

In this paper, we analyze the effect of climate on annual runoff in the East of Qinghai using single correlation, canonical correlation, response function, correlation model methods. The main new ideas obtained are as follows:

1. Precipitation in hydrological year is the first climatic factor affecting the annual runoff in the area, but the influence of the mean temperature from May to September on the annual runoff is the second and local.

2. There are better response of the annual runoff in the area to month precipitation in April, June, August, September and in November of last year.

3. The correlation between annual runoff and precipitation in hydrological year, the mean temperature May to August are better at the rivers in North, South and the East of Qinghai.

Key words: Canonical correlation, Response function, Relationship between climate and runoff.

改进典型相关分析在西北 春季旱涝预测中的应用

卫 捷

(兰州高原大气物理研究所 兰州 730000)

秦宁生 吴永森

(青海省气象科学研究所 西宁 810001)

提 要

本文详细介绍了改进典型相关分析方法及应用。通过一个有意义的实例~1月印度洋海温距平场与西北区30站春季降水的典型相关分析,为西北区春季旱涝预测提供了有预报价值的前期印度洋海温场变化特征。

关键词:改进典型相关分析 印度洋海温场 西北区春季降水场 旱涝预报

一、引 言

当代气候学研究的主要任务之一是预测气候变化^[1]。气候学研究的发展也推动了统计预报研究的发展。最简单的统计预报方法是建立某一预报量与其它预报因子间的回归统计模型,这种方法随后发展为多元回归法。多元回归是从大量因子中筛选出最重要的预报因子来建立预报模型预报某一单一预报量。大量的天气分析与实践表明:大范围下垫面异常和大气环流异常是造成大范围气候、天气异常的重要因素。这样,研究气象要素场间整体相关关系就显得尤为重要了。

对两个场进行相关分析的方法很多,布拉斯顿等^[2]对几种方法进行了类比分析与试验。研究结果表明,总体上讲,在场间相关分析方法中,奇异值分解法和一种改进的典型相关分析法明显优于其它几种方法。

西北地区地处我国干旱半干旱地区,春旱发生频繁且影响范围大^[3]。研究和预测西北区春旱具有十分重要的意义。在文献^[4,5]中我们已经发现印度洋海温变化与西北区夏、秋季降水关系非常密切,并对其可能的物理机制进行了初步探讨,那么,印度洋海温距平场与西北区春季降水场之间有无联系呢?在本文中,我们通过对印度洋海温距平场与西北区春季降水场之间进行改进的典型相关分析(简称BP-CCA分析)介绍BP-CCA法在西北旱涝预测中的应用,另外揭露印度洋海温场与西北区春季降水场之间的统计事实,从而对西北春季旱涝预测提供有用的信息。

二、方法介绍

Glahn^[6]首先将典型相关分析法(简记CCA法)应用于气象学研究,随后,很多学者将这种方法用于各种气象要素场间相关关系研究。但是,CCA分析有一个明显的缺点,就是受样本序列长短的影响很大。Barnett和Preisnerfer^[7]提出了一种改进方法(简称BP-CCA法),通过将每个气象要素场投影到其EOFs子集上进行过滤,来减小CCA分析受小样本序列振荡

敏感性的影响。在 BP-CCA 分析中，一般选取各占两场总 EOF 方差贡献 70 % 以上的主分量原场进行 CCA 分析。显然如果两个场 EOF 展开的所有主分量都保留下来进行两场间 CCA 分析 CCA 分析和 BP-CCA 分析会得到相同的结果。

将因子场 $T(M_T \times N_T)$ 和预报场 $R(M_R \times N_R)$ 进行主分量分析，其特征向量分别表示为 $P(M_T \times M_T)$ 、 $Q(M_R \times M_R)$ 主分量分别表示为 $F_T(M_T, N_T)$ 、 $F_R(M_R, N_R)$ 。即 P 、 Q 、 F_T 、 F_R 为正交矢量，满足：

$$T = P \times F_T \quad R = Q \times F_R \quad (1)$$

根据主分量截断法则，BP-CCA 分析截取其占总方差贡献 70 % 以上的前 K_T 和 K_R 个主分量，记为 $F_T(K_T \times N_T)$ 、 $F_R(K_R \times N_R)$ 。这样的分析其意义在于既能用较少的主分量代表其场的主要特征，又能对资料降维、减小受小样本振荡的影响，因此，研究两场 EOF 前几个主分量之间的典型相关分析可以很好地反映两场整体相关性质。参数 K_T 、 K_R 的选择既要考虑保留最主要的主分量，又要使 K_T 、 K_R 小于 N 否则，无法避免随机相关性。

BP-CCA 法对因子场的主分量场 $F_T(K_T, N_T)$ 和预报场的主分量场 $F_R(K_R \times N_R)$ 分别进行序列的线性组合，使得组合后得到的两组新变量间具有最大的相关系数，即得到的配对时间系数序列比由 SVD 法得到的配对时间系数具有更强的相关，并且在数学上更合理。

为了放大原场 EOF 分析得到的解释方差较小的主分量的作用，要对 F_T 、 F_R 进行标准化处理，即：

$$\begin{aligned} f_T(K_T, N) &= \lambda_{KT}^{-1/2} F_T & \lambda_{KT} &= \sqrt{C_{TT}} \\ f_R(K_R, N) &= \lambda_{KR}^{-1/2} F_R & \lambda_{KR} &= \sqrt{C_{RR}} \end{aligned} \quad (2)$$

现在我们对 f_T 和 f_R 分别进行线性组合，使组合后得到的两组新变量 $a(t)$ 和 $b(t)$ 具有最大相关，即 f_T 和 f_R 可以分别表示未知权重矢量 u 、 v 与展开系数 $a(t)$ 和 $b(t)$ 的乘积。用公式表示为：

$$f_T = U \times a(t) \quad f_R = V \times b(t) \quad (3)$$

$$\text{或：} \quad a(t) = U^T \times f_T(t) \quad b(t) = V^T \times f_R(t) \quad (4)$$

并且 $a(t)$ 和 $b(t)$ 应满足：

$$\begin{aligned} (a(t), b(t)) &= \rho = \max \\ (a(t), a(t)) &= (b(t), b(t)) = 1 \end{aligned} \quad (5)$$

顺便提一下，SVD 法展开的原则是：

$$\begin{aligned} (a(t), b(t)) &= \rho = \max \\ (u, u) &= (v, v) = 1 \end{aligned} \quad (6)$$

显然，CCA 法比 SVD 法在数学上更严谨一些。

将 (2) 式代入 (4) 式，再将 (4) 式代入 (5) 式，那么 $a(t)$ 和 $b(t)$ 相关系数 R 为：

$$R(a(t), b(t)) = u^T C_{TT}^{-1/2} < f_T, f_R > C_{RR}^{-1/2} V = \max$$

可以看到，所求未知权重矢量 u 、 v 恰好是矩阵

$A = C_{TT}^{-1/2} C_{TR} C_{RR}^{-1/2}$ 的左右奇异向量（其中矩阵 C_{TR} 是 F_T 和 F_R 的协方差阵）奇异值就是相关系数或是矩阵 AA^T 和 $A^T A$ 特征向量特征值即是相关系数的平方。时间系数 $a(t)$ 、 $b(t)$ 与原场 F_T 、 F_R 的关系为：

$$P_K = < F_T a(t) > \quad Q_K = < F_R b(t) > \quad (7)$$

由矩阵运算法则，可以推得：

$$P_K = C_{TT}U \quad Q_K = C_{RR}V$$

P_K, Q_K 即为与第 K 对典型因子对应的空间特征向量, 它们表示了第 K 对典型因子的空间分布特征。

如果截取前 $K(K \leq \min(K_T, K_R))$ 个典型场拟合原场, 其拟合精度表示为:

$$CSCF = \frac{\sum_{i=1}^K \sigma_i^2}{\sum_{i=1}^R \sigma_i^2} \times 100\% \quad (9)$$

第 i 对典型场空间分布型占总协方差的百分比为:

$$SCF = \frac{\sigma_i^2}{\sum_{i=1}^R \sigma_i^2} \times 100\% \quad (10)$$

三、资料和预分析

(一) 资料

本文所用西北区春季降水资料是根据文献^[3]中给出的结果取 30 个代表站, 资料序列从 1960~1991 年。印度洋海温资料取自 1951~1989 年全球 $5^\circ \times 5^\circ$ 逐月海表温度距平资料, 在印度洋 $7.5^\circ N \sim 42.5^\circ S, 22.5^\circ \sim 117.5^\circ E$ 区范围内共选取了 189 个网格点。

我们所用的资料空间格点较多, 远远大于样本数, 所以对印度洋海温距平场和西北区春季降水场相关性质的分析采用 BP-CCA 法比其它方法更好。

(二) 相关普查

西北区春季降水和什么时间的印度洋海温场关系最好呢? 将印度洋 189 个格点前一年 1~12 月和当年 1~3 月海表温度距平场分别与西北区 30 个代表站春季 (3~5 月) 总降水量进行相关普查分析。结果发现从前一年 11 月开始一直持续到当年 3 月, 在印度洋西风海流区及马斯克林群岛附近为大片负相关区, 其余地区基本上为正相关区, 大约以 $25^\circ S$ 为界。尤其以当年 1 月相关最好 (图略) 全区有 19 个格点超过置信度 99% 的检验。

西北区春季降水与前期 1 月印度洋海温距平场有密切关系, 所以印度洋海温变化对西北区春季旱涝具有相当好的预报指示意义。由于西北区地域广阔, 降水的地区差异较大, 所以, 有必要对西北地区 30 个代表站春季降水场和 1 月印度洋海温距平场进行整体相关性质的研究, 以期对两场间相关性有进一步的认识, 并以此为例介绍 BP-CCA 法。

(三) 1 月印度洋海温距平场与西北区春季 30 个代表站降水场的 EOF 分析

1. 海温场 EOF 分析

将 1 月印度洋海温距平场进行 EOF 展开, 其前 10 个主分量拟合精度由表 1 给出。图 1 是第一、第二特征向量场分布图。从中可以看到 1 月印度洋海温距平场的第一特征向量场其主要特征为: 西风海流区和马斯克林群岛附近为负值区, 其余地区为正值区; 而第二特征向量场分布特征为全区基本上为正值区, 中心位于马斯克林群岛附近。这代表了 1 月印度洋海温场两种主要分布型。与前期 1 月海温、春季降水相关场基本分布一致。这说明 1 月印度洋海温距平场最主要的分布型就是与西北区春季降水关系最密切的相关型。图 2 为前两个主分量的时变曲线, $\triangle$ 号对应的年份表示西北区轻旱年, $\blacktriangle$ 号对应的年份表示重旱年份。可以看出: 时间系数的极大、小值年基本对应着西北区春季的旱、涝年。这说明 1 月印度洋海温场的变化将会影响

当年西北区春季降水的多少。

表 1 印度洋 1 月海温距平场 EOF 展开前 10 个主分量拟合精度

序 号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
拟合精度%	15.7	14.2	6.4	5.9	5.3	4.3	3.6	3.2	3.1	2.8

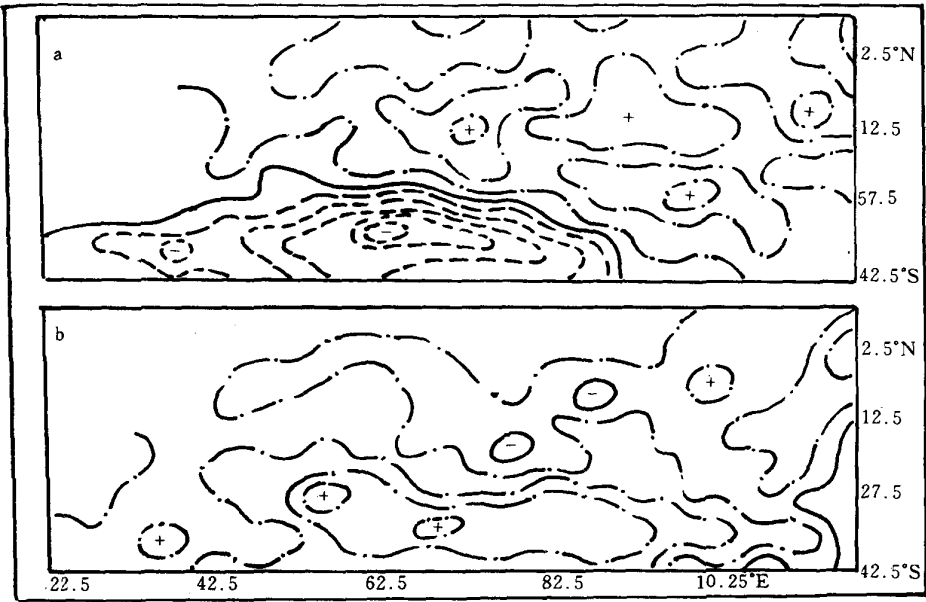


图 1 印度洋 1 月海温距平 EOF 展开第一(a)、第二(b)特征向量场

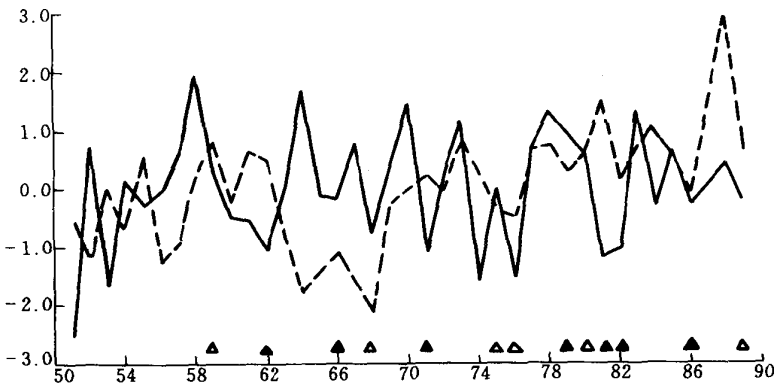


图 2 印度洋 1 月海温距平 EOF 展开第一、第二时间系数演变图
——第一时间系数 第二时间系数 ▲重旱年 △轻旱年

2. 西北区春季降水距平场 EOF 分析

对西北区春季降水距平场进行 EOF 展开其前 10 个主分量的拟合精度由表 2 给出。前两个特征向量场的空间分布图（图略）表明，西北区春季降水距平场第一空间分布型的基本特征

是全区春季降水自西北向东南递增，反映出西北区春季降水总的形势是东南部多，西北部小。第二特征向量场的基本特征是全区基本上为正值区，在甘南、陕南为降水高值中心。图 5 为第二个主分量的时变曲线和对应干旱年份，可以清楚地看到，西北区春季降水场展开前二个主分量已经基本抓住了西北区春季降水的主要特征，不论是地区分布特征还是旱涝时变特征都与文献[3]中的结果一致。

表 2 西北区 30 个代表站春季降水距平场 EOF 展开前 10 个主分量拟合精度

序 号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
拟合精度%	38.5	33.5	6.1	4.5	2.9	2.6	2.0	1.6	1.4	1.3

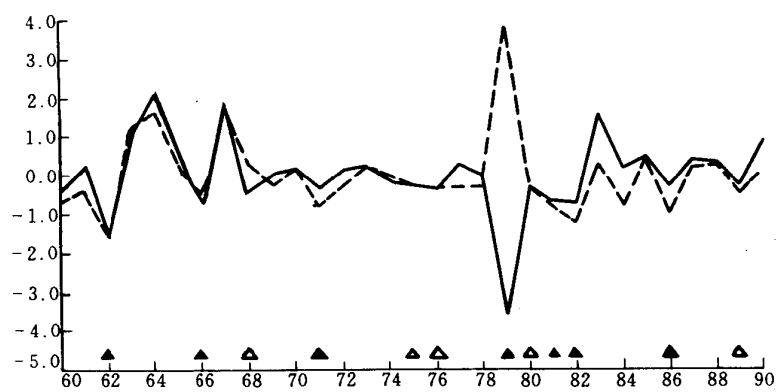


图 3 西北区春季降水距平 EOF 展开第一、第二时间系数演变图
——第一时间系数 ----第二时间系数 ▲重旱年 △轻旱年

四、BP-CCA 分析

由前面的分析可以看到：1 月印度洋海温距平场和西北区春季降水场 EOF 分析得到的主分量可以较好地反映原场的主要信息。我们选取海温场 EOF 展开的前 10 个主分量和降水场展开的前 5 个主分量进行典型相关分析，即取 $K_T=10, K_R=5$ 。根据典型相关理论^[6]能够得到 $\min(K_T, K_R)$ 即 5 对典型因子。表 3 为前 5 对典型因子间的相关系数，前 3 对典型因子可以通过信度 99% 的检验。

表 3 前 5 对典型因子间相关系数

序 号	1	2	3	4	5
相关系数	0.78	0.71	0.61	0.48	0.34

(一) 典型场分析

图 4 为 BP-CCA 分析得到的第一对典型因子的空间特征分布图。对比分析图 4a 与图 1a，可以清楚地看到，两张图分布极为一致，这表示 1 月印度洋海温距平场的主要空间分布型决定着后期西北区春季降水分布型。降水场的空间分布形势为：河西、海西、海南、甘南、陇南和陕南地区为正值区，其余地区即陕北、陇东、宁夏东部及果洛、玉树地区为负值区。表明 1 月印度洋海温场对西北区不同区域的春季降水影响不同。第二对典型因子的空间特征分布（图略）。全区基本特征是印度洋西风海流区为正值区。澳洲西部海域为负值区，赤道印度洋为正值区，和

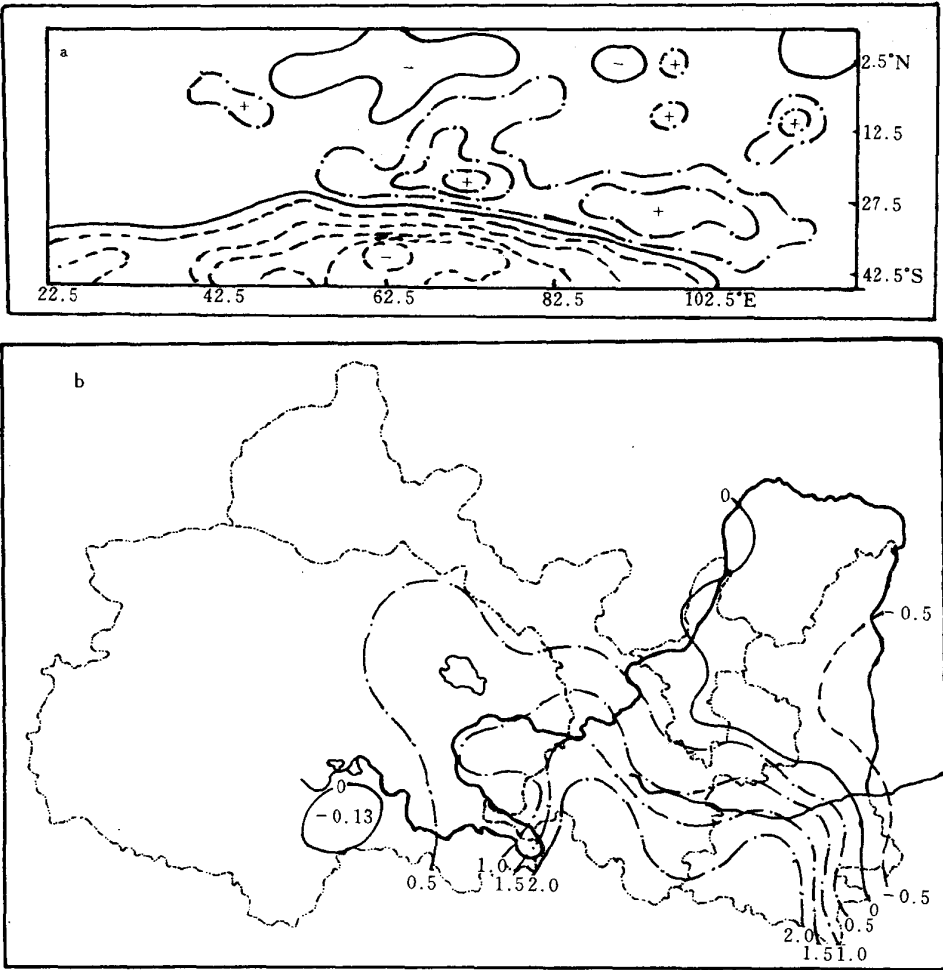


图 4 第一对典型因子的特征向量场分布图
a. 海温场; b. 降水场

图 1b 对比可以看到，两图分布相似，降水场的特征则为除青海东南部、陕南为负区外，其余地区皆为正值区，最大中心位于陇东，此种降水分布型也与西北区春季降水的主要分布有相似之处。

以上分析清楚地表明：1 月印度洋海温距平场的变化与西北区春季降水分布关系密切。另外，两场的典型分布型与各自 EOF 典型场的分布型存在很好的一致性，也同样说明了这种关系的存在。

（二）时间演变特征分析

由 CCA 分析得到的配对典型因子之间相关系数最大，从表 3 中已经可以看到，前二对典型因子的相关系数可以通过信度 99% 的检验，因而，海温场和降水场的典型配置的时变特征应该具有一致性。

当时间系数为正值的年份 特征向量场的正 负 值区代表海温距平场的正 负 值区 降水场为偏多 小 区 反之时间系数为负值的年份 特征向量场的正 负 值区表示海温距平场的负

(正)值区降水场是偏少(多)区。

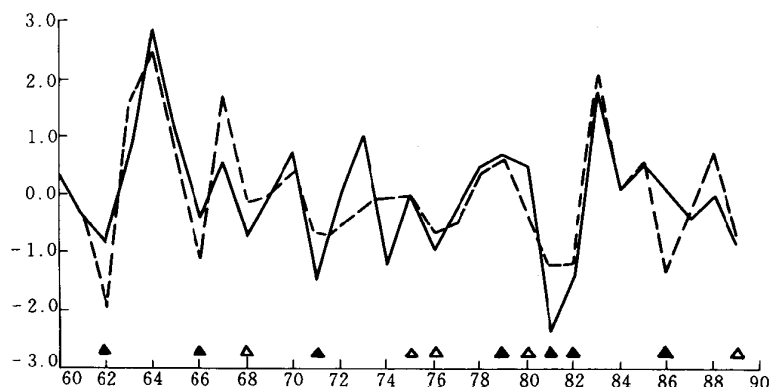


图 5 第一对典型因子对应的时间系数演变图

——第一时间系数第二时间系数 ▲重旱年 △轻旱年

图 5 为第一对典型因子的时变曲线, ▲、△号对应年份为由文献[3]提供的西北全区春季重旱与轻旱年份。从图上可以清楚地看到:两条曲线的变化是相当一致的,并且其谷值处基本上——对应西北全区春季干旱年。结合典型因子的空间特征分布,当时间系数为谷(峰)值年份,印度洋西风海流区马斯克林群岛附近海温距平为正(负)值区,北部大范围海温距平为负(正)距平时除陇东、陕北部分地区多(少)雨外,西北大部地区少(多)雨,少(多)雨中心位于陕南、甘南地区。从第二对典型因子的时间演变曲线图(图略)上可以看到:两条曲线基本上反位相分布,当海温特征场变化的峰值年份对应降水变化的谷值年份即干旱年份。结合第二特征向量场的空间分布进行分析,可以看到,当海温场时间系数为峰(谷)值年份,即降水场时间系数为谷(峰)值年份,当印度洋南部西风海流区海温距平为正(负)值,中部为负(正)值,北部仍为正(负)值区时,西北区南部为多(少)雨区,北部为少(多)雨区。这反映出 1 月印度洋海温距平场的主要特征分布型是决定西北区春季降水的主要因子。

五、结 语

本文详细介绍了改进典型相关分析法,并且通过一个很有意思的实例用 BP-CCA 法分析了前期(1 月)印度洋海温场与后期西北区春季降水场之间的关系,得到了对西北区春季降水场有预报意义的前期海温场特征分布,文献[4]对印度洋海温距平场影响西北区秋、夏旱涝的可能机制做了初步探讨,从这里的分析看,印度洋海温场影响西北区降水可能有直接机制——即通过印度季风的进退、强弱影响西北区降水,但可能还有间接机制,这部分工作有待于进一步研究。

参 考 文 献

- [1] 叶笃正等,当代气候研究,气象出版社 8(1991)。
- [2] Christopher S. Bretherton, et al. (1992). An Intercomparison of Methods for Finding coupled Patterns in climate Data, *J. climate*, **5**, 541~560。
- [3] 吴永森等 陕、甘、宁、青干旱序列年表及其气候特征 本文集。
- [4] 秦宁生等,印度洋海温与西北汛期旱涝气候预测研究,本文集。

- [5] 卫捷等, 西北区秋季旱涝与前期印度洋海温奇异值分解分析, 本文集。
- [6] Glahn, (1968), Canonical Correlation and its Relationship to Discriminant Analysis and Multiple Regression, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 5, 23~31.
- [7] Barnett, t. p. and R. W. Preisendorfer, (1987): Origins and Levels of monthly and seasonal forecast skill for United States surface temperatures determined by canonical correlation analysis, *mon. wea. Rev.*, 115, 1825~1850.

THE APPLICATION OF AN IMPROVE CANONICAL CORRELATION ANALYSIS METHOD TO DROUGHT AND FLOOD IN SPRING IN NORTHWEST CHINA

Weijie

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

Qinningsheng Wuyongsen

(Institute of Meteorology of Qinghai Province, Xining 810001)

Abstract

In this paper, we detailed an improve canonical correlation analysis method and its application. Canonical correlation analysis is used to discuss the relation between SST anomaly field of Indian Ocean and rainfall field of 30 representative stations of Northwest China in spring, the feature of former SST anomaly field in Indian Ocean was provided to predict drought and flood in Northwest China in spring.

Key words: An improve canonical correlation analysis method, SST field of Indian Ocean, Rainfall field of Northwest China in spring, Prediction of drought and flood.

奇异值分解法 (SVD 法) 在西北区 夏季旱涝预测中的应用

卫 捷

(兰州高原大气物理研究所, 兰州 730000)

秦宁生 吴永森

(青海省气象科学研究所 西宁 810001)

提 要

本文通过一个实例详细介绍了分析气象要素场场间相关的一种较好的方法：奇异值分解法的数学原理和气象学应用，并为西北区夏季旱涝预测提供了前期亚洲大气环流特征的有预报参考价值的信息。

关键词：SVD分析 高度场 降水场

一、引 言

在气象学迅速发展的同时，统计气象学也随之得到了很大发展。不论是对短期气象要素预报、长期天气形势预报还是气候诊断分析以及数值模式的统计研究，统计方法都发挥着巨大的作用。多站预报一般是利用逐站建立预报方程的方法制作的，没有考虑面上气象要素分布的整体性质^[1]。近 20 多年来，对于单个气象要素场的整体性质以及多个气象要素场整体相关性的研究都取得了很大进展，并且逐渐成为气象统计方法中的一种重要工具。

研究气象要素场场间整体相关性的方法很多，主要有合成主分量分析、奇异值分解法、典型相关分析法等，布拉斯顿等^[2]对这几种方法进行了类比分析和实例比较，得出的结论是：在分析场间相关的几种方法中，奇异值分解法（简称 SVD）和改进的典型相关分析法（简称 BP-CCA）法得到的结果基本一致，并且明显优于其它几种方法；但就这两种方法而言，SVD 法的优点在于运行简便，得到的两场之间的相关配对型具有两场间最大解释方差，并且没有人为选择的参数。

本文在介绍 SVD 法的原理和具体应用步骤的同时，对亚洲范围 60°N 以北冬季 500hPa 高度场和西北区夏季降水场进行 SVD 分析，并探讨了亚洲冬季极涡活动与西北区夏季旱涝之间的关系，为西北区旱涝预报提供有参考价值的信息。

二、SVD 法

（一）数学原理

SVD 法^[3,4]原是线性代数中的一种基本矩阵运算。具体地讲，它是方阵特征值问题的推广。由于实非对称矩阵无法定义其特征值及其对应的特征向量，因而，产生矩阵奇异值，奇异向量的概念。

对任一 $m \times n$ 的实矩阵 C 能唯一地分解为：

$$C = \sum_{k=1}^R \sigma_k \bar{L}_k \bar{R}_k^T \quad R = \min(m, n) \quad (1)$$

(1) 式中 R 是矩阵 C 的秩 L_k 是长度为 m 的 L 矢量的一组正交分量, 称之为左奇异向量, $\bar{R}_k$ 是长度为 n 的 $\bar{R}$ 矢量的一组正交分量, 称之为右奇异向量, σ_k 为非负数 称之为奇异值 并且 $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3 \cdots \geq \sigma_R$ 。如果矩阵 C 是实对称方阵 即 $m = n$ 那么 奇异值就是特征值 左右奇异向量相等, 并且就是对应特征值的特征向量。

(1) 式还可以表示为:

$$C = L \cdot W \cdot R^T \quad \text{或} \quad W = L^T \cdot C \cdot R \quad (2)$$

其中 $W = \text{diag}(\sigma^1 \cdots \sigma^R)$ 。根据矩阵运行法则 可以推导出矩阵 C 的左、右奇异向量和奇异值的另一种求法。由矩阵运算法则 对 (2) 式作转置运算 有:

$$C^T = (L \cdot W \cdot R^T)^T = R \cdot W^T \cdot L^T \quad (3)$$

那么:

$$\begin{aligned} CC^T &= L \cdot W \cdot R^T \cdot R \cdot W^T \cdot L^T \\ &= L \cdot W \cdot W^T \cdot L^T \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} C^T C &= R \cdot W^T \cdot L^T \cdot L \cdot W \cdot R^T \\ &= R \cdot W^T \cdot W \cdot R^T \end{aligned} \quad (5)$$

其中 $WW^T = W^T W = \text{diag}(\sigma_1^2, \sigma_2^2 \cdots \sigma_R^2)$ 。可以看出 矩阵 $CC^T (m \times m)$ 和矩阵 $C^T C (n \times n)$ 都是实对称方阵 矩阵 C 的左奇异向量 L 是矩阵 CC^T 的特征向量 矩阵 C 的右奇异向量 R 是矩阵 $C^T C$ 的特征向量 而 $\sigma_1^2, \sigma_2^2, \sigma_R^2$ 是矩阵 CC^T 和 $C^T C$ 的特征值。

实非对称矩阵 C 的奇异向量和奇异值的求法有两种, 一种是直接求法, 一种是间接求法。从数学上可以证明, 第一种求法在数学上更具稳定性并且简便。

(二) SVD法在气象统计分析中的应用

我们知道, 对于两个气象要素距平场 $x(m \times N)$ 和 $y(n \times N)$ (m 和 n 分别是 x 场和 y 场的空间格点数或站点数, N 是样本数)。 x 阵和 y 阵之间的协方差阵可以表示为:

$$C_{xy} = \langle x, y^T \rangle \quad (6)$$

SVD 法能对因子场 $x(m \times n)$ 和预报场 $y(m \times n)$ 分别进行资料序列的线性组合, 使得组合后得到的两组新变量具有两场间最大的解释方差, 用公式表示为:

$$\begin{aligned} x(m \times N) &= P(m \times m)a(m \times N) \\ y(n \times N) &= Q(n \times n)b(n \times N) \end{aligned} \quad (7)$$

其中 P, Q 称之为未知权重向量 a, b 称之为展开系数 并且 P, Q, a, b 分别是正交矢量。 a, b 可以表示为:

$$a = P^T x \quad b = Q^T y \quad (8)$$

若 (7) 式或 (8) 式的展开是以 x, y 两场之间协方差最大为基础展开, 用内积表示, 即为:

$$\begin{aligned} (a, b) &= \sigma = \max \\ (P, P) &= (Q, Q) = 1 \end{aligned} \quad (9)$$

那么, 要求:

$$\langle a, b^T \rangle = P^T \langle x, y^T \rangle Q^T = P^T C_{xy} Q = \max \quad (10)$$

可以看到 若对 x 场和 y 场分别进行线性组合, 并且使得组合后得到的两组新变量之间具有两场间最大的解释方差, 那么, 未知的权重矢量 P, Q 恰好是 x 和 y 间协方差阵 $C_{xy} (m \times n)$ 的奇异向量, 因而 P, Q 可以通过前面提供的两种数学方法求得。

由 (9) 式, 某对典型场的相关系数可由下式求出:

$$P(q_i, p_i) = \frac{\sigma_i}{\sqrt{\sum_{t=1}^N a_{it}^2 \sum_{t=1}^N b_{it}^2}} \quad (11)$$

$$P(q_i, p_i) = 0 \quad i = j$$

第 i 对空间分布型 ($i \leq R$) 解释协方差为奇异值 σ_i^2 。如果截取前 $k (\leq R)$ 个典型场拟合实际场, 其拟合精度为:

$$\text{CSCF} = \frac{\sum_{i=1}^k \sigma_i^2}{\sum_{i=1}^R \sigma_i^2} \times 100\% \quad (12)$$

第 i 对空间分布型占总协方差的百分比为:

$$\text{SCF} = \frac{\sigma_i^2}{\sum_{i=1}^R \sigma_i^2} \times 100\% \quad (13)$$

用 SVD 法得到的配对典型场具有 x 与 y 场间最大的解释方差。典型场与原始场的关系可以用非均一相关图表示。如果将因子场作为左场, 预报场作为右场, 那么第 i 个右非均一相关图是由因子场的第 i 个展开系数 $a_i(t)$ 与预报场的各个格点资料序列求相关矩阵得到的。它表示由第 i 个因子场展开系数预报预报场的效果。可以推导出, 右非均一相关矩阵为:

$$r[y(t), a_k(t)] = (\sigma_k / \langle a_k^2(t) \rangle^{1/2}) Q_k \quad (14)$$

如果资料序列已经进行了标准化, 则右非均一相关图即为右奇向量分布图。

(三) 奇异值分解法的分析步骤

1. 将因子场和预报场实时资料进行距平化处理, 得到因子距平场 $x(m, N)$ 和预报距平场 $y(n \times N)$ 并且求出 x 和 y 阵的协方差阵 $C(m \times n)$ 。
2. 通过两种数学方法的一种求出矩阵 C 的奇异值和左右奇向量。
3. 由 (7) 式得到因子场和预报场的时间系数 $a(m \times N), b(n \times N)$ 。
4. 由 (11) 式求得 SVD 法展开得到的配对典型场之间的相关系数。
5. 由 (12)、(13) 式得到典型场拟合原始场的拟合精度。
6. 由 (14) 式求出右非均一相关图。

三、SVD 法实例分析

(一) 使用资料

用 SVD 法进行场间相关分析的首要条件是两气象要素场应有一定的联系, 这样的分析才有意义。

大气活动中心的变化对天气、气候的影响很大, 而且大气中半年韵律的活动十分明显。所以, 我们将亚洲区中高纬度 $50^\circ \sim 130^\circ \text{E}, 85^\circ \sim 55^\circ \text{N}$ 冬季 12~2 月的 500hPa 高度距平场与西北区 30 个代表站夏季 (6~8 月) 降水距平场进行 SVD 分析, 是有一定物理基础的。西北区 30 个代表站夏季降水资料取自文献[5], 500hPa 高度资料取自 12 月、1 月、2 月北半球逐月格点资料, 在我们选取的范围内, 共有 63 个格点。资料序列从 1960~1990 年。

(二) 结果分析

表 1 为 SVD 分析得到的前 10 对典型因子的相关系数和典型场拟合原始场的拟合精度。可以看到: 亚洲区中高纬度冬季 500hPa 高度场与西北区夏季降水相关较好, 前二对典型因子

占原始场解释协方差的 88%。以下我们分析前两对典型因子的空间分布特征和时间系数的演变规律。

表 1 前 10 对典型因子的相关系数和拟合精度

序 号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
相关系数	0.52	0.43	0.41	0.58	0.41	0.60	0.47	0.58	0.49	0.51
拟合精度(%)	69.61	17.65	7.20	2.91	0.93	0.57	0.59	0.21	0.11	0.06

1. 典型向量场的空间结构分析

图 1a,b 分别是高度场和降水场的第一对典型因子的空间特征向量分布图。从图 1a 中可以看到：亚洲中高纬度地区以 70°N 为界，其特征向量场分布基本上是北负南正，只有乌

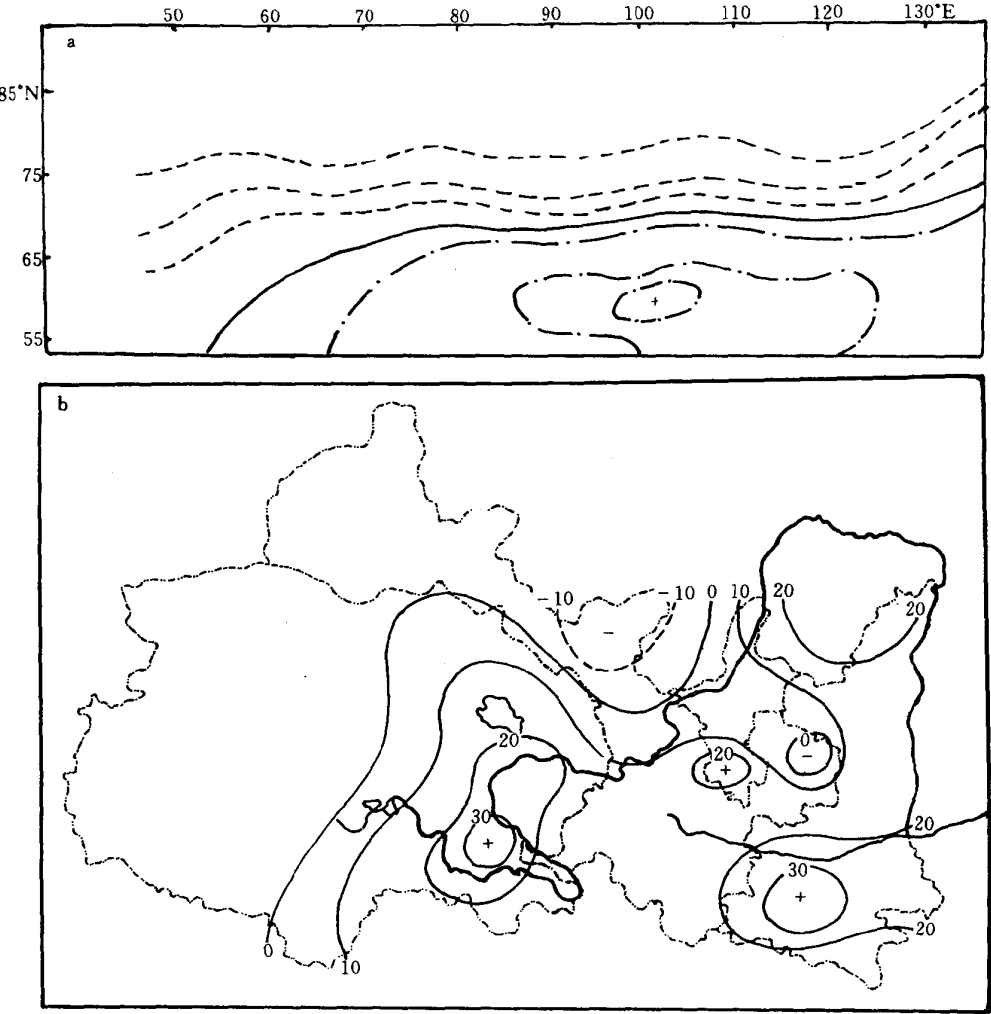


图 1 第一对典型因子特征向量分布图
a. 高度场 b. 降水场

拉尔山附近南北皆为负值区，与此对应的降水场的特征向量分布特征是图 1b 所示在文^[5]中降水分布型的四个区都对应应有正（负）中心，2、3、4 区降水分布基本一致而与 1 区相反。具体地讲，全区除河西走廊地区为负值区，中心位于武威，其余地区皆为正值区，其中心分别位于青海东南部，陕南和陇东地区。这反映当冬季亚洲 500hPa，乌拉尔高压、格点贝加尔湖低压的强度，会影响夏季西北地区降水分布型。图 2a，b 是高度场和降水场第二对典型因子对应特征向量场分布。从图 2a 上可以看出：整个区域皆为正值，最大正值中心位于乌拉尔山以东、贝加尔湖以西地区。表现出冬季此区域高度场的变化与西北区夏季降水分布有一定关系。从图 2b 上可以看到：基本上以 105°E 为界，东西两部分降水趋势相反，仅在银川和汉中地区情况不同。

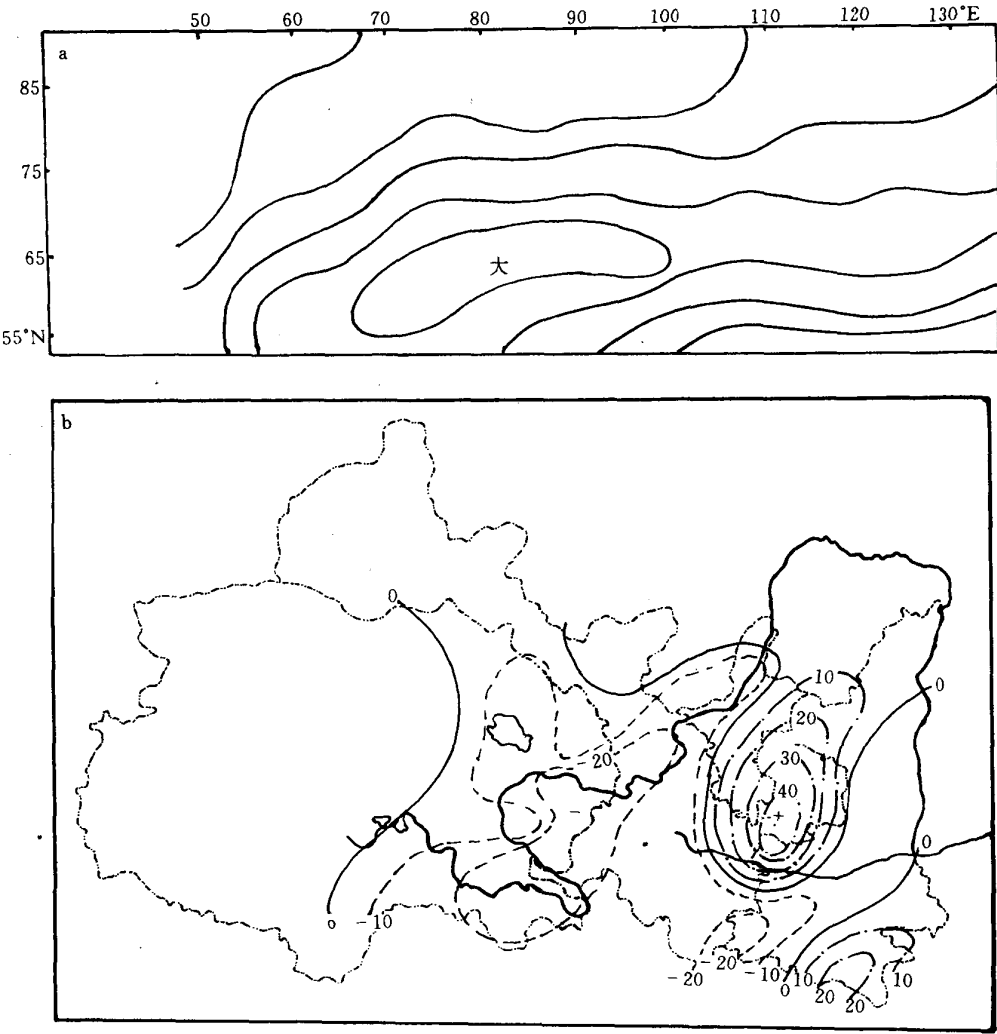


图 2 第二对典型因子特征向量分布图

a. 高度场 b. 降水场

2. 典型因子的时变特征分析

由 SVD 法分析得到的配对时间系数 $a(t)$ 和 $b(t)$ 代表了配以典型场的时间演变特征。当时时间系数为正值的年份，特征向量场的正（负）值区代表高度距平场为正（负）区，降水场为偏多（少）区反之时间系数为负的年份特征向量场的正（负）值区表示高度距平场的负（正）值区，降水场是偏少（多）区。

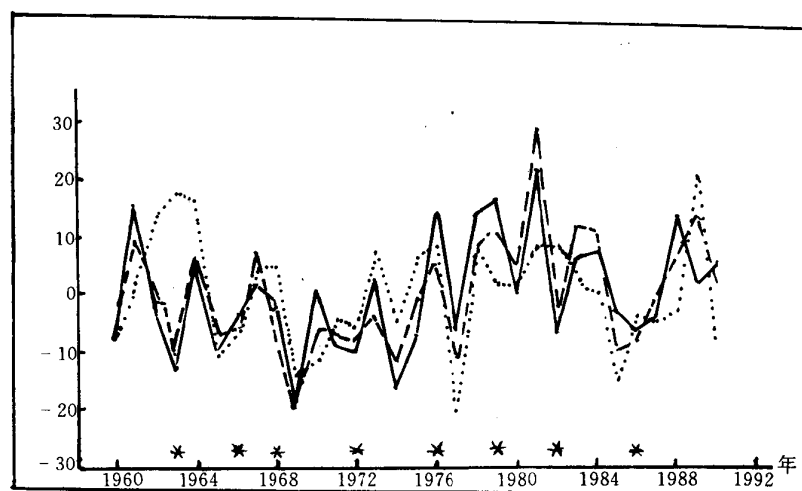


图3 第一对典型因子的时间系数与西北区夏季降水距平率曲线
——降水距平百分率，---降水场时间系数，.....高度场时间系数，* Elnino 事件年份

图3为第一对典型因子的时变曲线及由文^[5]中给出的西北四省区降水距平百分率逐年演变曲线。从图上可以清楚地看到：三条曲线的变化是基本一致的，结合第一对典型因子空间特征向量场分布可以看到在时间系数为峰谷值若冬季极涡偏向离亚洲区表现为亚洲区域高纬度地区500hPa高度降低（高）乌拉尔山阻塞形势较强（强）（高度场为负距平）贝加尔湖低压强（强）则当年夏季西北地区除河西走廊外其余地区将会多雨（少雨）第二对典型因子的时间变化曲线以及西北夏季降水序列曲线（图略），三条曲线也有一致的变化趋势。可以看到当时时间系数为峰谷值时冬季亚洲中高纬度地区500hPa高度场升高乌拉尔山以东贝加尔湖以西的西北气流较为平直，则当年夏季西北区大致以105°E为界西部少（多）雨东部多（少）雨。但在El Nino年这种关系往往不好，反映出El Nino事件大范围海温异常会造成大气环流的异常。

3. 右非均一相关图的分析

右非均一相关图可以表示用典型因子预报预报场的效果和分析场间整体相关的地区差异。

图4为第一右非均一相关图，即是高度场第一典型因子与西北区30个代表站夏季降水场的相关图。可以看到：最大相关中心分别位于祁连、共和和合作以及陇东地区，相关系数可通过信度95%的检验表示用冬季亚洲500hPa第一典型场预报降水在这些区域效果较好。图5为第二右非均一相关图。此图最大相关中心分别位于青海东南部和甘南地区，陕南部分地区以及河套东部地区，相关系数可以通过90%的检验。表示高度第二特征场对这些区域降水预报效果较好。

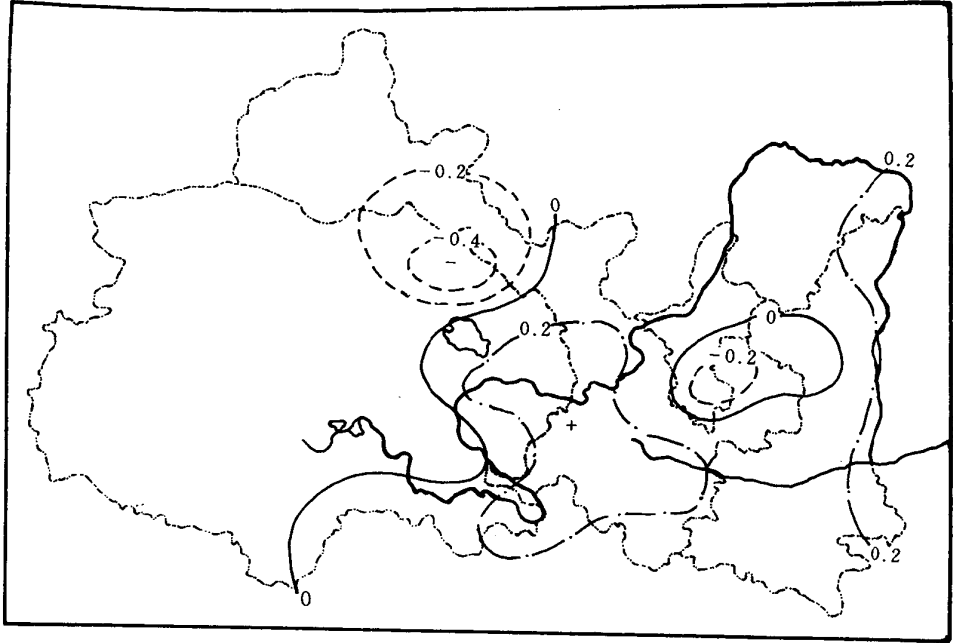


图 4 第一右非均一相关图

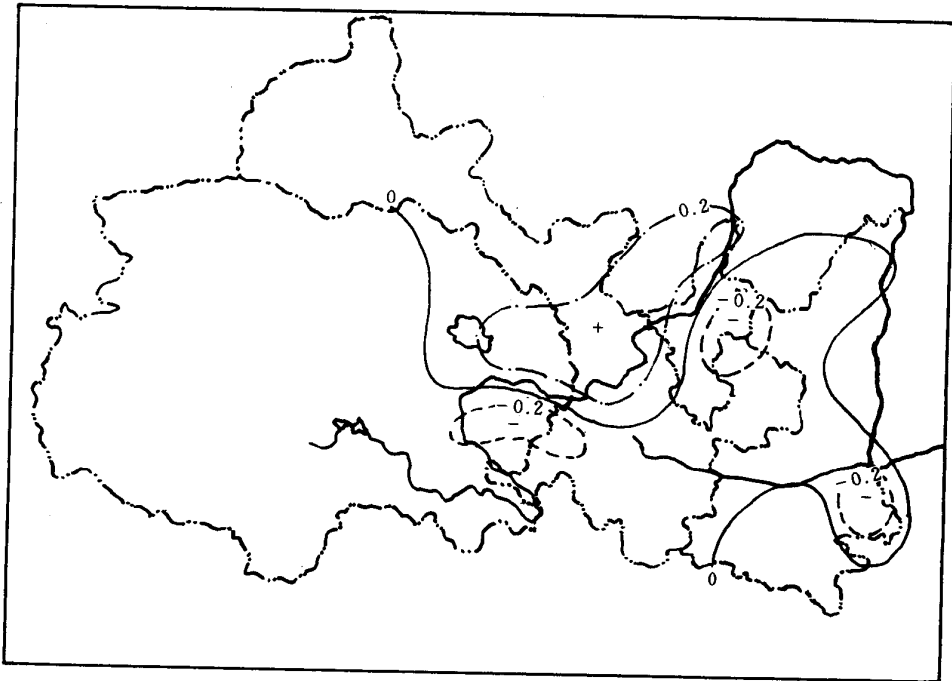


图 5 第二右非均一相关图

四 、 结 语

本文我们介绍了 SVD 法的原理和分析步骤,并且通过实例介绍了 SVD 法的分析和应用。可以清楚地看到,SVD 法在分析气象要素场场间整体相关性质以及揭示其内在联系上有很多优点。在实例分析中,我们也得到了对西北区夏季降水预报有参考价值的前期亚洲高纬度地区 500hPa 高度场特征分布,为西北区夏季降水预报提供了前期环流特征依据,对此内在的物理机制还有待于进一步分析探讨。

参 考 文 献

- [1] 周家斌 关于统计气象学的几个问题 大气科学,17(增刊),1~6(1993)。
- [2] Bretherton,et al.(1992) . An Intercomparison of Methods for Finding coupled Patterns in climate Data. *J. climate*,5,541~560。
- [3] 何光渝等,FORTRAN 算法手册,科学出版社,44(1993)。
- [4] 章基嘉等,中长期天气预报基础,气象出版社,91(1994)。
- [5] 吴永森等,陕、甘、宁、青干旱序列年表及其气候特征,本文集。

THE PRINCIPLE AND APPLICATION OF THE SINGULAR VALUE DECOMPOSITION METHOD TO ANALYSIS GEOPOTENTIAL HEIGHT FIELD OF 500 hPa AND CLIMATIC PREDICTION OF RAINFALL IN SUMMER

Wei Jie

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics,Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

Qin Ningsheng Wu Yongsan

(Institute of Meteorology of Qinghai Province, Xining 810001)

Abstract

In this paper , we detailed the mathematical principle and meteorological application of the singular value decomposition method. This is a better method to analyze the relation between meteorological factor fields. The features of former atmosphere general circulation in Asia were provided to predict the drought and flood in Northwest China in summer.

Key words: SVD analysis, Geopotential height field, Rainfall field.

应用 CEOF 方法分析西北地区温度演变规律

杨文峰 吴素良 戴进 李兆元

(陕西省气象科学研究所 西安 710015)

提 要

本文利用复经验正交函数 (CEOF) 对西北地区(陕西、甘肃、宁夏、青海、新疆) 112 个台站 1960~1990 年, 冬季(12~2 月), 夏季(6~8 月) 平均温度场进行分析。结果表明: 冬季平均温度第一特征向量的位相空间分布有规律性, 反映出西北地区温度的尺度特征, 冷空气的移动路径; 第一时间系数变化反映出冬季温度趋势在波动中上升, 特别是 80 年代增温趋势明显, 这种增温趋势的波动主要为由东向西传播; 夏季第一特征向量的位相除新疆外, 总体趋势为从东向西, 从南向北位相减小, 第一时间系数的振幅变化趋势是 80 年代为一降温期, 这种变化存在准两年、准三年周期, 波动主要由东向西传播。

关键词: 复经验正交函数 冬季平均温度 夏季平均温度

一、引 言

气候变化是目前全球广泛关注的问题。由世界气象组织 (WMO) 联合国环境规划署 (UNEP) 联合建立了政府间气候变化专门委员会 (IPCC) 并于 1990 年完成了 IPCC 第一次评估报告。国内对气候变化也进行了许多研究。林学椿等^[1]研究表明全国近 40 年温度倾向率存在明显季节差异, 全国平均温度最大倾向率出现在冬季 (1 月) 为 $0.33^{\circ}\text{C}/10$ 年 最小倾向率出现在夏季 (7 月) 为 $-0.055^{\circ}\text{C}/10$ 年 夏季温度不但没升高 反而降低 赵汉光等^[2]研究表明, 全国性异常冬暖年主要集中在 40 年代和最近 10 年, 西北地区为冬暖显著区域。李栋梁等^[3]使用经验正交函数 (EOF) 对西北地区冬季平均气温也进行了研究。本文采用基本上消除了城市热岛效应影响的 112 个台站, 1960~1990 年, 冬季 (12~2 月) 夏季 (6~8 月) 平均温度, 特别是冬季平均温度为研究对象。由于 EOF 只能分析空间特征中的局地变化的正负特征, 不能分析空间特征中的尺度特征, 时间特征中的移动特征和引起场变化的源和汇特征。故此本文使用复经验正交函数 (CEOF) 进行研究, 以便获得这些信息, 通过分析得到了许多新的有益的结果。

二、资料选取和方法介绍

本文在西北地区 147 个台站的基础上, 剔除城市规模较大的台站 (如西安、兰州等) 以便消除城市热岛效应的影响, 真实反映该区域气候变化的幅度, 得到分布比较均匀的 112 个台站资料取 1960~1990 年, 共 31 年的冬季 (12~2 月) 平均温度、夏季 (6~8 月) 平均温度。对时间系数进行趋势拟合时, 使用二次或三次多项式拟合。温度场分析使用 CEOF 方法 该方法步骤如下:

首先使用富氏谱方法或卷积方法建立复资料阵, 参考文献^[4]可得:

$$U_j(t) = u_j(t) + i \bar{u}_j(t) \quad j = 1, \dots, p, \quad t = 1, \dots, N \quad (1)$$

$$U_{P \times N} = (U_j(t)) = \begin{pmatrix} U_{11} & U_{12} \cdots & U_{1N} \\ U_{21} & U_{22} \cdots & U_{2N} \\ \cdots & \cdots & \cdots \\ U_{P1} & U_{P2} \cdots & U_{PN} \end{pmatrix} \quad (2)$$

分解复资料阵为 $U = XT$ (3)

其中 X 为 $P \times P$ 阶复空间函数阵, T 为 $P \times N$ 复时间函数阵, 计算复协方差阵

$$C = UU^* / N = (C_{ij})$$

U^* 是 U 的既共轭又转置矩阵, 由推算可知复协方差阵 C 是 Hermitte 阵, 所以^[3] 式的复空间函数阵由 C 阵的不同 λ_i 的特征向量 X_i 所组成, 即

$$X = (X_1(x), X_2(x), \dots, X_m(x), \dots, X_p(x))$$

其中 $X_1, \dots, X_m, \dots, X_p$ 为 P 个特征向量 (列向量), 为需要有时可以只有 $m (\leq p)$ 个特征向量, 这些特征向量一般为复数向量, 而复时间函数阵为

$$T = X'U$$

由于空间特征向量和时间系数都是复数, 因此可求出四种测度, 即空间位相函数, 空间振幅函数; 时间位相函数和时间振幅函数:

(一) 空间位相函数 $\theta_n(x)$

空间特征向量

$$X_n(x) = \text{Re}X_n(x) + i\text{Im}X_n(x) = S_n(x) \exp(i\theta_n(x))$$

空间位相函数

$$\theta_n(x) = \tan^{-1}[\text{Im}X_n(x)/\text{Re}X_n(x)]$$

当 $n = 1$ 为第一特征向量, 依此类推。在经验正交函数中 θ 只能等于 0 或 π 在复经验正交函数中 θ 可在 $0 \sim 2\pi$ 中存在。

(二) 空间振幅函数 $S_n(X)$

$$S_n(X) = [X_n'(x)X_n(x)]^{1/2}$$

(三) 时间位相函数 $\phi_n(t)$

时间系数函数 $T_n(t) = \text{Re}T_n + i\text{Im}T_n(t) = R_n(t)\exp(i\phi_n(t))$

时间位相函数 $\phi_n(t) = \tan^{-1}[\text{Im}T_n(t)/\text{Re}T_n(t)]$

(四) 时间振幅函数 $R_n(t)$

$$R_n(t) = [T_n(t)\bar{T}_n(t)]^{1/2}$$

三、计算结果分析

(一) 冬季 12~2 月 平均温度

使用 CEOF 方法对 112 个台站冬季 (12~2 月) 平均温度场展开, 分析其空间特征向量和时间系数函数的四种测度。表 1 给出西北地区冬季平均气温经 CEOF 展开后, 各主成分占总方差的百分比, 由此可以看出, 第一主成分的方差贡献占总体方差的 62.82%, 它基本上能反映冬季温度场的变化情况, 为突出重点, 仅分析第一主成分的四种测度。第一特征向量空间位相的分布如图 1 所示, 可以看出由新疆来的冷空气沿河西走廊, 迅速地影响西北地区东部, 冷

表 1 冬季 (12~2 月) 平均温度各主成分占总方差的百分比

主成分	1	2	3	4	5	6	7
个别方差	62.82	15.91	5.92	3.93	2.40	1.89	1.47
累积方差	62.82	78.73	84.65	88.58	90.98	92.87	94.34

空气同时也影响青海西部, 由于小唐古拉山区海拔高、温度低, 此处冷空气既影响东面地区, 同时也影响柴达木盆地, 柴达木盆地汇聚的冷空气又东移影响西北地区东部, 就整个西北地区

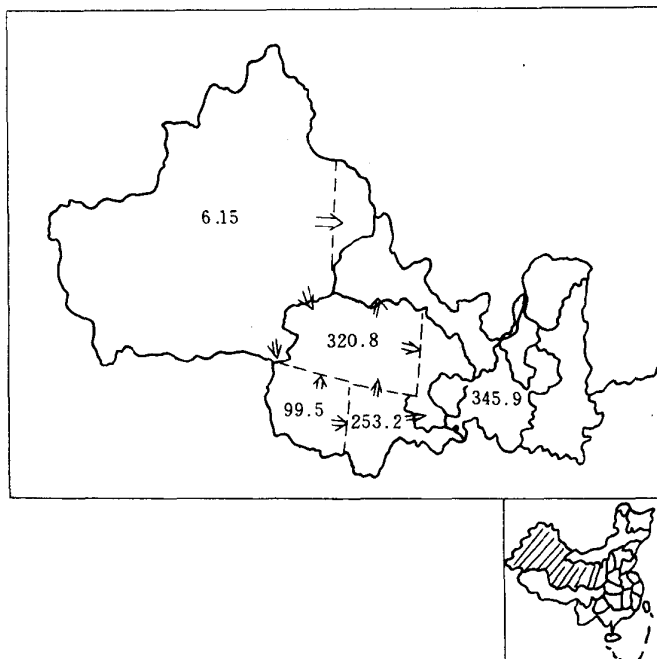


图 1 冬季第一特征向量空间位相分布

来讲，新疆为冷空气的源，而西北地区东部则为冷空气的汇，冷空气总体是由西北向东南移动，由位相的空间分布，可把西北地区冬季平均气温划分为五个区，即新疆区（平均位相为 6.15 度）柴达木盆地（平均位相为 320.8 度）小唐古拉山区（平均位相为 99.5 度）青海南部区（平均位相为 253.2 度）西北地区东部区（平均位相为 345.9 度）。第一特征向量空间振幅均

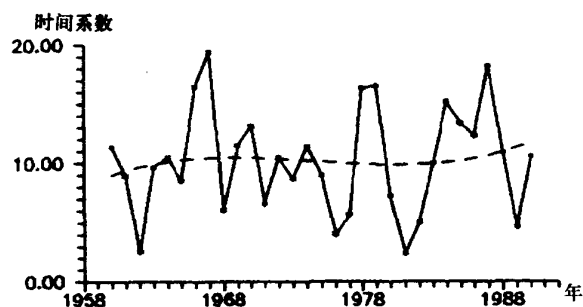


图 2 冬季第一时间系数振幅变化曲线（虚线为趋势线）

很小，除青海南部为 0.0 外 其它均为 0.1(图略)第一时间系数的振幅如图 2 所示 采用三次多项式拟合其趋势如图中虚线，可以看出西北地区 60 年代上升，70 年代几乎不变，80 年代上升明显，说明西北地区冬季确有变暖趋势，这种趋势排除了热岛效应的影响，真实地反映了增暖的幅度。第一时间系数的位相变化，如图 3 所示 除 1989 年外，其它时间位相随时间由高变低，由于空间位相总体由东向西递减，所以冬季变暖的波动是由东向西传播，就是说，变暖是从

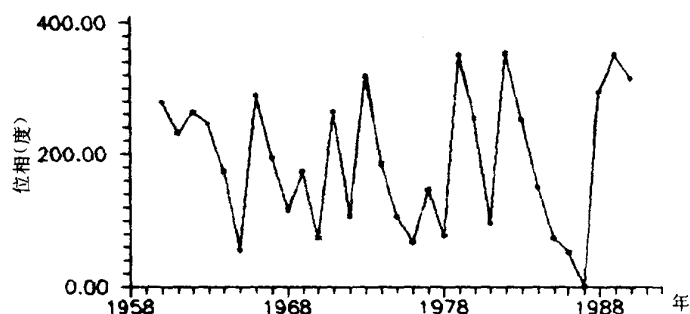


图3 冬季第一时间位相变化曲线

东部开始,然后向西部传播。时间位相的变化具有准1年、准2年、准3年和准5年周期。

(二)夏季(6~8月)平均温度

同理使用CEOF方法对夏季(6~8月)平均温度场展开,各主成分所占总方差的百分比,如表2所示。可以看出第一特征向量将近占总方差的一半(47.71%)前四个特征向量累积方

表2 夏季(6~8月)平均温度各主成分占总方差的百分比

主成分	1	2	3	4	5	6	7
个别方差	46.71	16.68	9.83	6.91	5.26	3.05	2.82
累积方差	46.71	63.39	73.22	80.13	85.39	88.44	91.26

差贡献达80.13%。第一特征向量空间位相分布,除新疆外,从东向西,从南向北总体趋势为位相减小,新疆位相变化较大,可以从10度变化到300度,而其余地区变化较小,大概在50~99

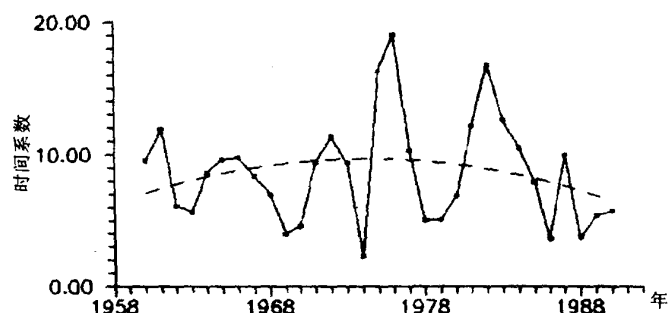


图4 夏季第一时间系数振幅变化曲线(虚线为趋势)

度之间(图略)第一时间系数的振幅如图4所示,利用二次多项式对其趋势进行拟合,可得图3中的虚线,它是抛物线,最大值在70年代中期,70年代中期以前是增温期,70年代中期以后为降温期,说明西北地区夏季80年代不仅没有增温,反而是降温,这与文献[1]相同。第一主成分时间系数的位相如图5,可知这种抛物线的波动总体是由东向西传播的,并且存在很明显的准周期特征,1960~1963年,1982~1985年为准3年,其它时间为准2年,准2年周期占绝大部分时间。第二特征向量表明西北地区夏季温度的局地特征,值得一提的是第二时间系数的位相存在准2年、准3年的变化特征,其它在这里就不详述。

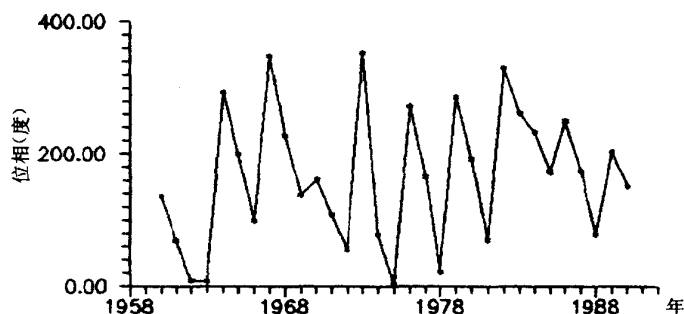


图 5 夏季第一时间系数位相变化曲线

四、总结

应用 CEOF 方法对西北地区近 30 年冬季平均温度、夏季平均温度进行分析,得到以下几点结论:

1. 冬季平均温度的第一特征向量的空间位相分布反映出冷空气的移动路径,按照其位相的空间范围,可以把西北地区分成五个区。
2. 冬季平均温度的第一主成分的时间系数的振幅变化基本上是上升趋势,特别是 80 年代增温明显,这种增温的趋势是由东向西传播,就整个西北地区而言,新疆为冷空气的源,而西北地区东部则为冷空气的汇。
3. 夏季平均温度第一主成分的时间系数的振幅趋势为抛物线型,80 年代有降温趋势,这种变化的位相存在较为明显的准 2 年、准 3 年周期,特别是准 2 年周期占绝大部分时间。

参考文献

- [1] 林学椿等,近 40 年我国气候趋势的诊断分析,全国气候变化诊断分析会议论文集,气象出版社,14~19 (1991)。
- [2] 赵汉光等,我国异常冬暖的时空变化及其环流特征的分析,气象, 15(11),15~20(1989)。
- [3] 李栋梁等,我国西北地区冬季平均气温的气候特征,大气科学, 19(2),192~199(1995)。
- [4] 苏炳凯,大气科学中的统计诊断与预测,南京大学出版社,68~169(1988)。

ANALYSIS OF TEMPERATURE VARIATION LAW IN NORTHWEST CHINA BY USING CEOF METHOD

Yang Wenfeng Wu Suliang Dai Jin Li Zhaoyuan

(Meteorological Science Institute of Shaanxi Province ,Xi'an 710015)

Abstract

In this paper, mean temperatures are analyzed by using Complex Empirical Orthogonal

Function method at 112 stations from 1960 to 1990 in Northwest China (Shaanxi, Gansu, Ningxia, Qinghai, Xinjiang) in winter (12-2 months) and summer (6-9 months). Results show that there is a law in phase spatial distribution of the first eigenvector. This shows scale character and moving trace of cold air of mean temperature in Northwest China in winter. Trend of mean temperature rises in the change of the first time coefficient. Especially in 80's. This trend spreads primely from east to west, the phase of the first eigenvector of mean temperature in summer decrease east to west and south to north, except Xinjiang. The trend of amplitude variation of the first coefficient is down in 80's, and there are quasi- 3- year and quasi-2-year periodic oscillation in this change.

Key words:CEOF, Mean temperature in winter, Mean temperature in summer.

一种新的气候跃变分析方法及其在西北地区东部的应用

杨文峰 李兆元

李星敏

(陕西省气象科学研究所, 西安 710015)

(陕西省农业遥感信息中心 西安 710015)

提 要

本文在探讨目前气候跃变方法的基础上, 针对其存在的缺陷, 引入费希尔(Fisher)最优分割法并把它和原方法的统计检验结合起来, 得到了一种新的研究气候跃变的方法。运用它对西北地区东部的西安、宝鸡、汉中三地的旱涝等级序列进行气候跃变研究, 表明西北地区东部旱涝气候跃变存在局地性和非局地性的特征

关键词: 气候跃变 费希尔最优分割法 统计检验

自从Lorenz(1968年、1976年)^{1,2}和Charney等(1979)³从理论上揭示气候跃变可能性后, 气候跃变的研究得到了广泛开展, 在国内如严中伟等^[4]。但是纵观气候跃变方面的工作, 气候跃变的研究方法进展不大, 目前常使用统计检测法, 这些方法均存在某些缺陷, 如有的受人为因素影响很大, 有的只能检测出单个跃变参考点等, 所有这些都有待于改进。本文针对目前使用的气候跃变研究方法上的缺陷, 引入费希尔最优分割法, 并把它和原方法的统计检验结合起来, 得到一种更为客观可行的新方法。运用这种方法对西北地区东部的西安、宝鸡、汉中三地的旱涝等级序列进行研究, 得到了许多有意义的结果, 通过实际使用和比较证明这种方法不仅有许多优点而且行之有效。

一、有关概念及分析方法介绍

气候跃变是气候系统所具有的非线性特性的特殊表现形式, 是由一种较为稳定的气候状态在短时间内变化到另一种气候状态, 用统计方法检测可以比较一个长序列中, 两个前后相继的子序列的统计性质(如均值, 方差等)有显著差异, 两个子序列的过渡点即为跃变参考点, 子序列长度为跃变事件的时间尺度。一些作者^[5]把由子序列均值作为检测跃变的基本量检测到的跃变叫做第Ⅰ类跃变; 由子序列方差作为检测跃变的基本量检测到的跃变叫做第Ⅱ类跃变。目前气候跃变的统计检测方法大致如下:

滤波检测法; ②滑动t、F检测法; 信噪比(SNR)检测法; ④Man-Kendall检测法。

以上方法均存在某些缺陷, 现简单剖析如下:

方法 中滤波长度为人为给定, 且滤波后只能看出样本序列的变化趋势, 要判断跃变参考点全凭个人的直觉和经验, 缺乏定量的可信度。

方法 中前后相继的两个子序列长度 N_1, N_2 人为性大, 且在滑动中需不断调整, N_1 与 N_2 也不一定相等 有时不同的 N_1, N_2 可以得到不同的结果, 给判断跃变参考点带来较大困难。

方法 中连续两子序列长度也是人为给定的, 滑动时得不断调整, 有时也难以判断跃变参考点的准确位置。

方法 当跃变参考点没有发生在序列中间或者存在多个跃变参考点时, 这种方法将失效, 不能对样本序列是否存在跃变做出回答。

为了克服以上方法的缺陷，同时吸收其优点，引入费希尔最优分割法^[8]，该分割法思路和算法步骤如下：

费希尔最优分割法思路是把 N 个样本系列 $\{X_i\}$ 分成 k 类，寻找一种最优方法，使得各种分类数 k 中，它的 k 类样本离差之和最小，这种方法对样本有两个特点，其一是 N 个样本是有顺序的，其二是分类时要保持样本顺序的连续性，不能跳跃。其算法步骤如下：

(一) 数据转化

设样本序列原始资料矩阵为：

$$\begin{bmatrix} X_{11}, X_{12}, \dots, X_{1N} \\ X_{21}, X_{22}, \dots, X_{2N} \\ \dots \quad \dots \\ X_{P1}, X_{P2}, \dots, X_{PN} \end{bmatrix} \text{简写成 } [X_{ij}]$$

其中 N 为资料长度， P 为样本要素数目。

将 X_{ij} 转变成 Z_{ij}

$$Z_{ij} = (X_{ij} - \min\{X_{ij}\}) / (\max\{X_{ij}\} - \min\{X_{ij}\})$$

其中 $\max\{X_{ij}\}, \min\{X_{ij}\}$ 分别为 $1 \leq j \leq n$ 中的最大值、最小值，从而可得

$$Z_{(P \times N)} = \{Z_{ij}\}$$

(二) 计算变差矩阵 $D_{(N \times N)} = [d_{ij}]$

$$d_{ij} = \sum_{a=1}^j \sum_{\beta=1}^P [Z_{a\beta} - \bar{Z}_a(i, j)]^2 \quad (i, j = 1, 2, \dots, N)$$

其中 $\bar{Z}_a(i, j) = \sum_{\beta=i}^j Z_{a\beta} / (j - i + 1)$ ，由于

$$d_{ij} = \begin{cases} 0 & i = j \\ d_{ij} & i \neq j \end{cases}$$

故只需计算 $N(N-1)/2$ 个 $d_{ij} (1 \leq i, j \leq N)$ ，从而有

$$\begin{bmatrix} d_{12}, & d_{13}, & \dots, & d_{1N} \\ & d_{22}, & \dots, & d_{2N} \\ & & \dots & \\ & & & d_{N-1, N} \end{bmatrix} \text{简写成 } [X_{ij}]$$

(三) 进行最优二分割

由 D 矩阵计算全部两分类的各种分割相应的总变差，即对每一个 $m (m = N, N-1, \dots, 2)$ 求出相应的总变差为：

$S_m(2, j) (j = 1, 2, \dots, m-1)$ ，找出最小值确定各子段的最优二分割点 $\alpha_1(m)$ 即

$$S_m(2, \alpha_1(m)) = \min_{1 \leq j \leq m-1} S_m(2, j)$$

从而可以得到 N 个样本最优二分割。

(四) 进行最优三分割

对 $m = N, N-1, \dots, 4, 3$ 由计算最优二分割时得到的 $S_j(2, \alpha_1(j)) (j = 2, 3, 4, \dots, m-1)$ 及 D 矩阵计算 $S_m(3, \alpha_1(j), j) = S_j(2, \alpha_1(j)) + d_{j-1, N}$ 求出最小值即 $S_m(3, \alpha_1(m), \alpha_2(m)) = \min_{2 \leq j \leq m-1} S_m(3, \alpha_1(j), j)$ 得 N 个样本的最优三分割。

(五) 进行最优 k 分割

在 $k-1$ 分割的基础上求 $S_m(k, \alpha_1(j), \alpha_2(j), \dots, \alpha_{k-2}(j) + d_{j+1,N})$ 其中 $m = N, N-1, \dots, k, j = k-1, k-2, \dots, m-1$ 找出最小值 $S_m(k, \alpha_1(m), \dots, \alpha_{k-2}(j))$ 可以得到最优 k 分割。

从以上分割步骤可以看出这种分割法能对样本序列任意分割且每次分割都是最优的。把它与目前气候跃变统计检测方法中的统计检验结合起来，可以得到一种新的研究气候跃变的方法，用这种方法对样本序列的跃变进行研究既可以找到多个跃变参考点，又能避免人为滑动引起的不稳定性，而且求出的跃变参考点更客观真实。另外费希尔最优分割法也能对多要素进行分割，因此只要给出一定的判断，多要素是否发生综合跃变（多个要素总体达到显著水平）的统计量就可以找到综合跃变发生的跃变参考点，为气候跃变研究探索一个新领域。

二、方法运用及结果讨论

为了检验这种方法的有效程度，选取西北地区东部的西安、宝鸡、汉中等三站 1780 年～1989 年共 210 年旱涝等级序列资料，并对各序列进行 11 年滑动平均求 10 年以上尺度的旱涝气候跃变参考点，得图 1、图 2、图 3。

其中 D/F 为旱涝等级，跃变参考点用“↑”或“↓”标出，为讨论方便只对第 I 类跃变进行分析，统计检验使用信噪比 (SNR) 对各序列先进行最优分割，再使用 SNR 检验各分割点，在对序列分割计算中，只要有一个分割点未达到跃变参考点标准则停止分割，并得到最终结果，分割计算结果如表 1。

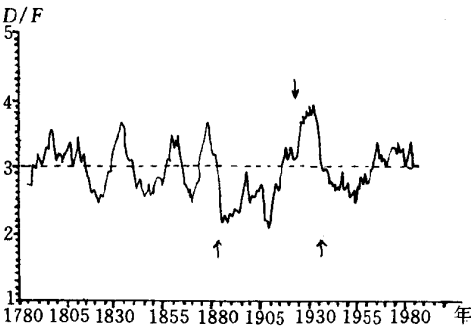


图 1 西安旱涝等级 11 年滑动变化曲线及跃变参考点位置

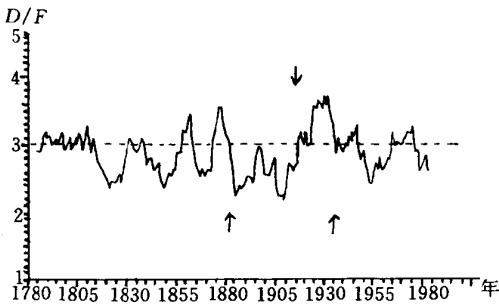


图 2 宝鸡旱涝等级 11 年滑动变化曲线及跃变参考点位置

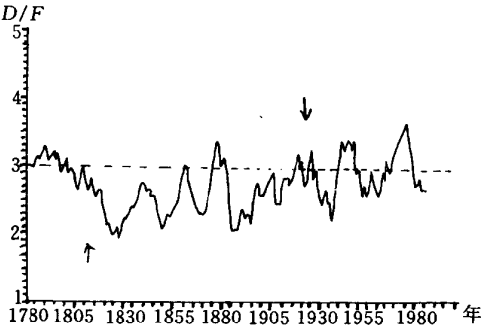


图 3 汉中旱涝等级 11 年滑动变化曲线及跃变参考点位置

表 1 西安、宝鸡、汉中旱涝气候跃变参考点及 SNR 值

地点	西安			宝鸡			汉中	
跃变参考点	1883 年	1915 年	1935 年	1883 年	1916 年	1935 年	1812 年	1911 年
SNR 值	1.9	3.2	1.6	1.3	2.9	1.6	2.0	1.3

由表 1 可知西安、宝鸡两地旱涝气候跃变非常一致 即 1883 年左右由旱转涝，1915 年左

右(含1916年)由涝转旱,1935年左右又由旱转涝,旱涝气候跃变表现出一定的规律性。汉中有两个跃变参考点即1812年左右由旱转涝,直到1911年左右才由涝转旱,发生旱涝气候跃变的时间尺度更长。为方便说明,以西安、宝鸡代表关中地区,汉中代表陕南地区,则两地区的旱涝气候跃变的跃变参考点的位置既有差异性,又有一致性,表现在1883年左右、1935年左右关中地区发生了旱涝气候跃变,而陕南地区则没有发生;相反,陕南地区1812年左右发生了旱涝气候跃变,而关中地区却没有,这说明旱涝气候跃变受本地大的地理条件影响,可能也有秦岭山脉的阻挡作用。在1915年左右(1916年、1911年)关中地区、陕南地区均发生了旱涝气候跃变,表现出非局地性,主要因为两地同受东亚夏季风控制。关中地区1883年左右、1915年左右的旱涝气候跃变参考点的位置也与严中伟等^[7]计算结果基本一致,由他们的工作可知1913年左右在海河流域、中原地区也发生旱涝气候跃变,可见1915年左右(含1913年)由涝转旱的旱涝气候跃变范围相当广阔。

三、总结

1. 通过引入费希尔最优分割法,同时采用目前使用的气候跃变方法中的统计检验,能够较为有效地找出长样本序列的跃变参考点,避免了许多人为因素的影响,如滑动过程中长度的选取等。

2. 西北地区东部旱涝气候跃变包含有局地性和非局地性。其中关中地区1883年左右、1935年左右陕南地区1812年左右的旱涝气候跃变表现为局地性;1915年左右关中、陕南两地区都发生了旱涝气候跃变,又表现出非局地性。

3. 应用费希尔最优分割法可以对多要素进行最优分割,如果给定适当的统计检验量,在一定的信度 α 下,还可以进行多要素的综合气候跃变研究,可以为气候跃变研究提出一个新领域。

参考文献

- [1] Lorenz E. N., Climatic determinism, *Meteor. Monogr.*, **8**(3) 1~3(1968).
- [2] Lorenz E. N., Nondeterministic theories of climatic change, *Quat. Res.*, **6**, 495~506(1968).
- [3] Charney J. G. and De Vore J. G., Multi-equilibria of the atmosphere and blocking, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1205~1216(1979).
- [4] 严中伟、季劲钧、叶笃正, 60年代北半球夏季气候跃变, 1 降水和气温变化, *中国科学 B 辑*, **33**, 97~103 (1990).
- [5] Ye Duzheng and Yan Zhongwei, Climate Jump Analysis——A way of Probing the Complexity of the System, *TISC August* 14~20(1990).
- [6] 项静恬等, 动态和静态数据处理——时间序列和数理统计分析, 气象出版社, 167~169(1991).
- [7] 严中伟、李兆元等, 历史上10年~100年尺度气候跃变的分析, *大气科学*, 663~671(1993).

A NEW METHOD OF ANALYZING CLIMATE JUMP AND APPLICATION IN THE EAST OF NORTHWEST CHINA

Yang Wenfeng Li Zhaoyuan

(Meteorological Institute of Shaanxi Province, Xi'an 710015)

Li Xingmin

(Shaanxi Remote Sensing Information Center for Agriculture, Xi'an 710015)

Abstract

In this paper, while probing the current methods of climate jump, some faults would be found out. In order to overcome these faults, Fisher optimum separation method is introduced and combined with statistic test of these current methods, thus, a new method is produced. In the east of Northwest China (Xi'an, Baoji, Hanzhong areas), the new method is used to analyze Drought/Flood series, and local and non-local climate jumps are found.

Key words: Climate jump, Fisher optimum separation method, Statistic test.

利用移动极大熵谱法分析陕西 汛期降水的准周期振荡

李星敏

(陕西省农业遥感信息中心 西安 710015)

提 要

本文利用近 40 年陕西省汛期 (5~9 月) 7 个代表站的降水量资料, 采用移动样本序列的极大熵谱法对它们的周期性进行了客观分析。结果表明: 陕北汛期降水存在明显的准 3 年周期, 关中汛期降水存在明显的准 3、准 2 年周期, 陕南汛期降水存在明显的准 2 年周期, 并且这些准周期具有很好的稳定性和持续性。

关键词 汛期 (5~9 月) 降水 移动极大熵谱法 准周期

一、前 言

80 年代以来, 我国许多学者对中国降水的准周期振荡分布特征进行了研究, 黄嘉佑^[1]研究指出, 我国降水的准 2 年振荡主要表现在华北及长江中下游, 王建新等^[2]研究表明长江中上游地区汛期降水存在明显且稳定的准 2 年振荡, 白肇烨等^[3]综述了准 3 年振荡的周期主要分布在 35°N 以北。陕西省地处中西部结合地带, 中间又有秦岭山脉, 会有独特的气候特点, 而准周期振荡是其中之一。以往研究大多进行功率谱或其它周期分析的方法找到显著性周期, 但这种周期是否稳定、持续性如何, 则较少涉及。本文选取陕西省 7 个有代表性的台站, 利用移动极大熵谱分析, 得到了较好的结果。

二、资料和方法

本文采用文献[4]的作法, 选取榆林、延安代表陕北, 资料分别为 1951~1994 年, 1952~1993 年; 宝鸡、西安、渭南代表关中, 资料分别为 1953~1993 年, 1951~1994 年, 1959~1993 年; 汉中、安康站代表陕南, 资料分别为 1951~1994 年, 1953~1993 年。所有站点都取汛期 (5~9 月) 降水量, 每隔 5 年一移动, 每个站点得到 3 个时间序列, 总共得到 21 个时间序列。

所采用移动样本序列的极大熵谱分析方法可参考文献[2], 极大熵谱是一种行之有效的求周期的方法, 它对短时间序列尤其具有优势, 该方法具体算法参照文献[5]。许多工作者用极大熵谱法研究气象要素的周期性时, 多利用固定样本长度及指定的阶数求得熵谱作为整个气象要素变化序列的周期, 并将该周期看成不变化的。实际上, 么枕生^[6]指出, 用谱分析求得的周期是叠加周期, 这种周期可由抽样的随机性而变化, M. 巴特^[7]也指出周期的可靠性必须同时考虑一系列相似条件下得到的波谱才有意义, 不能以单一的时间序列谱结构特征作出结论。故此本文采用移动样本的极大熵谱法, 即移动极大熵谱来分析陕西省汛期降水稳定的准周期振荡。

三、结果分析

1. 陕北汛期降水的准周期振荡

对榆林 1951~1994 年的移动样本序列 1951~1984 年,1956~1989 年,1961~1994 年求极大熵谱(图略),1951~1984 年序列的明显周期为:8.5 年,4.9 年,3.4 年,2.8 年,2.1 年 其中 2.8 年熵谱值最大;1950~1989 年序列的明显周期为 3.1 年;1991~1994 年序列的明显周期为 3.4 年。可见准 3 年周期在榆林三个移动时间序列中都有明显表现且其熵谱值都为最大。

对延安 1952~1993 年的移动样本序列 1952~1983 年,1957~1988 年,1962~1993 年求极大熵谱(图略)各序列明显周期分别为 16 年,5.3 年,2.7 年,2 年;2.7 年,16 年,6.4 年,4 年,3.2 年,2.5 年,2 年。可见准 3 年周期在三个移动时段中都有明显表现。

由此可知在陕北汛期降水准 3 年周期是明显的,而且具有稳定性和持续性。

2. 关中汛期降水的准周期振荡

对宝鸡 1953~1993 年的移动样本序列 1953~1983 年、1958~1988 年、1963~1993 年求极大熵谱如图 1a 图 1a 中 *S* 明显周期为 5 年,2.5 年 图 2a 中 *D* 明显周期为 7.5 年,4.3 年,3 年,2.5 年,2 年 图 1a 中 *DS* 明显周期为 7.5 年,4.3 年,3 年,2.5 年。三个移动时段共同的明显周期为 2.5 年。2.5 年周期在各时段中熵谱值最大或次大,可见准 3 年或准 2 年周期在宝鸡站是稳定的 持续的。

对西安 1951~1994 年移动样本序列 1951~1984 年,1956~1989 年,1961~1994 年求极大熵谱如图 1b 图 1b 中 *S* 明显周期为 8.5 年,5.7 年,3.8 年,2.6 年,2 年 图 1b 中 *D* 明显周期为 8.5 年,4.3 年,2.6 年,2 年。图 1b 中 *DS* 明显周期为 17 年、8.5 年,4.3 年,2.6 年,2.1 年。在三个移动时段中 8.5 年、2.6 年周期都为明显周期,可见准 9 年、准 3 年或准 2 年周期是稳定

对渭南 1959~1993 年的移动样本序列 1959~1983 年,1964 年~1988 年,1969~1993 年求极大熵谱如图 1c 图 1c 中 *S* 明显周期为 12 年,4 年,2 年 图 1c 中 *D* 明显周期为 8 年,4.8 年,3.4 年,2 年 图 1c 中 *DS* 明显周期为 8 年,4 年,2 年。在三个移动样本序列中 2 年周期都为明显周期,而且是稳定的。

以上说明关中汛期降水既有准 2 年 又有准 3 年周期,这两个周期都是稳定的,持续的。

3. 陕南汛期降水的准周期

对汉中 1951~1994 年的移动样本序列 1951~1984 年,1956~1989 年,1961~1994 年求

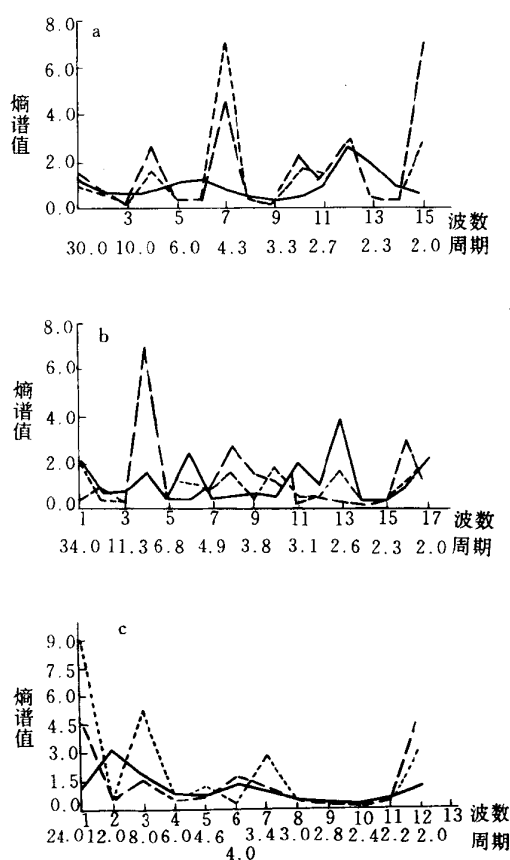


图 1 关中汛期降水移动样本序列的极大熵谱

a,b 中 *S*—1951~1984 年,*D*... 1956~1989 年,
DS——1961~1994 年, c 中 *S*—1959~1983 年,
D... 1964~1988 年,*DS*——1969~1993 年

极大熵谱 (图略),1951~1984 年序列的明显周期为 17 年,8.5 年,5.7 年,2.8 年,2.1 年;1956~1989 年序列的明显周期为 8.5 年,2.3 年;1961~1994 年序列的明显周期为 11.3 年,2.6 年,可见在以上三个时段中准 2 年周期都有明显表现,准 2 年周期是稳定的。

对安康 1953~1993 年的移动样本序列 1953~1983 年,1958~1988 年,1963~1993 年求极大熵谱 (图略)各序列明显周期分别为 4.3 年,2 年;5 年,3.3 年,2.5 年;5 年,3.3 年,2.3 年。可见准 2 年周期在三个移动时段都有明显表现。

由汉中、安康两代表台站的移动极大熵谱知,陕南准 2 年周期是稳定的、持续的。

由以上分析陕北、陕南、关中的移动极大熵谱所得稳定、持续的准周期,并结合以往一些学者的研究 如文献[2][3] 可以看出 陕北表现出中国西北部准 3 年周期振荡的特征;陕南表现出中国东南部准 2 年的周期振荡的特征;关中则两者兼而有之,由此可以推知,在某种意义上,陕西省气候具有中国东南部和西北部的气候特点,旱涝灾害都有,因此树立防灾意识尤其重要。

四 、 总 结

对近 40 年陕西省汛期 (5~9 月)降水的移动极大熵谱分析可知 陕北具有准 3 年周期 陕南具有准 2 年周期 关中既有准 2 年 又有准 3 年周期,这两个周期都是稳定的、持续的。另外根据以往学者的研究成果,从一个侧面说明陕西省气候具有中国东南部和西北部的气候特点,研究陕西省的气候变化规律具有特别重大的现实意义。

参 考 文 献

- [1] 黄嘉佑,准两年周期振荡在我国降水量中的表现,大气科学,12(3),267~273(1988)。
- [2] 王建新、吕君宁等,长江中上游地区汛期降水的准两年振荡,南京气象学院学报,18(2),229~233 (1995)。
- [3] 白肇烨等,中国西北天气,气象出版社,158~162(1991)。
- [4] 陕西省减灾协会,陕西省重大自然灾害综合研究与防御对策,陕西省科学技术出版社,44~49(1993)。
- [5] 项静恬、史久恩等,动态和静态数据处理——时间序列和数理统计分析,气象出版社,568~579(1991)。
- [6] 么枕生,气候学研究——统计气候学,气象出版社,1~8(1991)。
- [7] M. 巴特,地球物理学中的谱分析,地震出版社,127~129(1979)。

ANALYSIS OF QUASI PERIODIC OSCILLATION OF WET SEASON PRECIPITATION IN SHAANXI PROVINCE BY USING MOVING MAXIMUM ENTROPY SPECTRUM

Li Xingmin

(Shaanxi Remote Sensing Information Center for Agriculture,Xi'an 710015)

Abstract

In this paper,by using the precipitation data of wet season (5~9 months) at 7 stations in Shaanxi Province nearly 40 years and maximum entropy spectrum method of the moving

sample series. An objective study is performed on the periodic oscillation features of the wet season precipitation in the aeraes. Results show that the wet season precipitation has obvious quasi-3-year period in Shanbei,quasi-3- year or quasi-2-year period in Guanzhong and quasi-2-year in Shannan, and these periods have good stability and persistence.

Key words: Wet season precipitation (6-9 months), Maximum entropy spectrum method of moving sample series, Quasi period.

西安气温的小波分析

戴 进 杨文峰 李兆元

(陕西省气象科学研究所, 西安 710015)

提 要

本文利用墨士哥帽式小波对西安 1926~1990 年年平均气温资料进行了连续小波变换。分析结果表明该方法可有效地揭示不同层次的突变点及其精细结构, 其中不同尺度的突变点表现为穿越零点(零距平)的拐点, 而高层次结构尺度是由中低层次结构上的若干尺度所组成的。

关键词: 西安气温 连续小波变换 突变点

一、引 言

小波理论和方法愈来愈被重视并得以广泛应用。在数学界, 它被认为是现代傅里叶分析这一重要学科半个世纪以来的工作结晶。在其它科学技术领域 特别是在信号处理、图像分析、量子物理和非线性科学等部门, 它被当作近年来在工具和方法上的重大突破。

小波分析是一种时域-频域分析, 介于纯时域的方波分析和纯频域的传统傅里叶分析之间 它较傅氏变换有两大特点^[1]: 小波分析在时域和频域同时具有良好的局部性质; 随着信号不同频率成分在时间(空间)域取样的疏密自动调节, 将信号分解成交织在一起的多尺度成分, 并对各种不同的尺度(层次)成分采用相应粗细的时空域取同样步长, 从而能不断地聚焦至所研究对象的任意微小的细节, 因此它被誉为“数学显微镜”。而传统的傅氏分析只能给出信号的整体频谱信息, 无法表示出信号的局域特征, 在时空域中没有任何分辨率; 另外, 傅氏变换对奇异性的信号及位置不能进行有效的分析。

基于小波的上述突出的优点, 本文试图将连续小波变换应用于西安温度资料的结构分析, 并与滑动平均结果进行对比。

二、连续小波变换

从数学角度出发, 小波函数定义为满足下列条件的实或复函数 g :

$$E_g = \int_{-\infty}^{+\infty} |g(t)|^2 dt \quad (1)$$

$$C_g = 2\pi \int_{-\infty}^{+\infty} |g(t)|^2 / \omega d\omega \quad (2)$$

其中方程(1)说明 $g(t)$ 的能量有限 方程(2)为容许性条件 确定了 $g(t)$ 在频率 0 附近傅氏变换的行为, 粗略地, 方程(2)意味着函数 g 的均值为 0。

那么, 通过平移和伸缩将小波函数族定义为:

$$g_{a,b,p}(t) = a^{-p} g\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (3)$$

式中无尺度参数 a 称为伸缩因子, 它只影响小波的大小和波幅而并非它的形状; b 为平移参数, 确定函数的原点; 指数 p 也只影响小波波幅。 p 通常被取为 1 或 1/2。当 p 为 1 时, 小波函数模

的无穷积分相等，而当 p 为 $1/2$ 时小波函数模平方的无穷积分守恒。本文 p 选为 1。

小波变换的本质是将某一函数 $h(t)$ 与不同尺度 a 下任一点 b 的小波函数进行比较。数学上具有有限能量的函数 $h(t)$ 的连续小波变换可定义为 $h(t)$ 和小波的内积：

$$T_p(a, b) = \int_{-\infty}^{+\infty} h(t) g_{a,b,p}(t) dt = a^{-p} \int_{-\infty}^{+\infty} h(t) g\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (4)$$

式中 $T_p(a, b)$ 为小波系数。方程 (4) 实际上是函数 $h(t)$ 和尺度为 a 时间滞后为 b 的小波函数的卷积。它和用小波函数的共轭所定义的小波变换本质上是一致的^[2]。

对于墨土哥帽式子波：

$$g(t) = (1 - t^2) \exp\left(-\frac{t^2}{2}\right) \quad (5)$$

它的小波系数可表示为^[3]：

$$\begin{aligned} T_p(a, b) &= a^{2-p} \int_{-\infty}^{+\infty} \exp\left[-\frac{(t-b)^2}{2a^2}\right] h^{(2)}(t) dt \\ &= a^{2-p} \int_{-\infty}^{+\infty} \Phi\left(\frac{t-b}{a}\right) \cdot \frac{\partial^2 h}{\partial t^2} dt \\ &= a^{2-p} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} \cdot h(t) dt \\ &= a^{2-p} \frac{\partial}{\partial t^2} [\Phi * h(t)]^{[4]} \end{aligned} \quad (6)$$

式中 Φ 为高斯函数。由上式可以看出，墨土哥帽式小波表示了中心位于 b 、宽度与 a 成比例的高斯核 core 对函数 h 二阶时间导数的平滑。它也可表示函数 h 或信号经高斯核平滑后的二阶导数。其中高斯核是随时空域可变的，这正是和传统统计方法（如滑动平均等）及傅氏变换分析的差别所在。

对于墨土哥帽式小波分析，突变点可以通过小波系数穿越零点来判断^[3,5]。

气温时间序列可看作信号或函数 $h(t)$ 的离散值。利用 (6) 式计算出气温时间序列的小波系数，便可分析该系统的层次结构。

三、西安年平均气温的层次分析

西安 1926~1990 年年平均气温距平序列如图 1 所示。对其小波分析的结果显示，西安年平均气温距平序列中存在不同的时间尺度层次。图 2 为不同时间尺度下的小波变换系数，其中 2a~2c 分别对应于 48 年 ($a=24$)、24 年 ($a=12$) 和 6 年 ($a=3$) 的时间尺度。

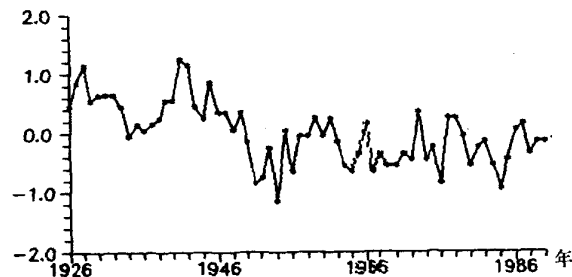


图 1 西安年平均气温距平序列 (1926~1990 年)

从图 2 中可以看出：(1) 对应于 48 年时间尺度（较高层次），系统存在一个突变点 1952

年)其中 1926~1939 年为整个时间序列长度中的最暖期(小波系数大于 0.45),1967~1980 年为最冷期,(2)在 24 年时间尺度(中层次)中系统有两个突变点(1949、1988 年)对应于 48 年时间尺度中 1926~1949 年的偏暖期(小波系数大于 0)和 1950~1989 年的偏冷期;(3)对于 6 年时间尺度(低层次)而言系统存在 8 个突变点 1932、1938、1948、1956、1962、1972、1980、1986 年),24 年时间尺度上的偏暖期在 6 年时间尺度上又包含了两个偏暖期(1926~1932 年、1939~1948 年)和一个偏冷期(1933~1936 年),而相应的偏冷期又包含了三个偏冷期(1949~1956、1963~1972、1981~1986 年)和两个偏暖期(1957~1962、1987~1990 年)当然,对低层次的进一步分析还可以确定出更精细的结构。

为了便于比较图 3 给出了年平均气温距平的 3 年和 5 年滑动平均。与图 2 相比统计平均虽可反映出系统总体的冷暖趋势,但它无法分解成更详细的结构层次,更不能反映系统在不同时间尺度上所具有的突变点(奇异性)。

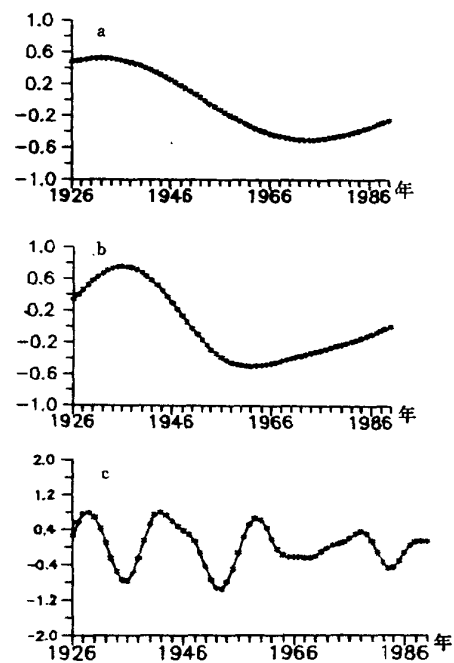


图 2 西安年平均气温距平序列
不同时间尺度的小波系数
a. 48 年 ; b. 24 年 ; c. 6 年

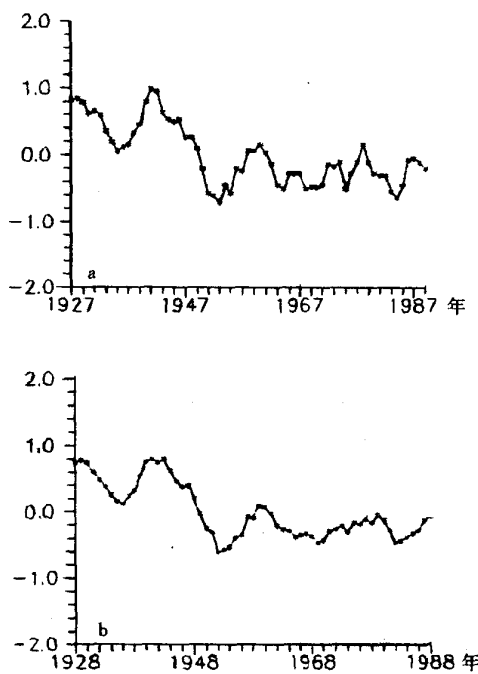


图 3 西安年平均气温距平 3 年(a)
和 5 年(b)滑动平均结果

从上述不同尺度下小波分析的结果中可以看到气候系统较高层次(时间尺度大)的一个冷暖期,是由若干个次级层次(时间尺度小)上的偏冷或偏暖期所构成,气候的变冷或变暖必须相对于不同的气候层次(时间尺度)而言才有意义。

四、 结 论

小波分析可以十分有效地揭示系统不同层次上的奇异点、奇异值及精细结构。对于墨士哥帽式小波函数,不同层次上的突变点均为穿越零点的拐点。

从西安 65 年平均气温序列距平的分析结果中可以得出以下结论 :

1. 平均气温序列中存在 48 年、24 年、6 年等不同的时间尺度；
2. 时间尺度愈大 层次愈高 突变点愈少 结构愈简单 若反之时间尺度愈小 则层次愈低 突变点愈多 结构愈复杂 如 48 年时间尺度上只存在一个突变点，对应一个最暖期和一个最冷期，24 年时间尺度上有个突变点，对应一个偏暖期和一个偏冷期，其中偏暖期在 6 年时间尺度上又包含了两个偏暖期和一个偏冷期，而相应的偏冷期在 6 年时间尺度上又包含了两个偏暖期和三个偏冷期，而 6 年时间尺度上则有八个突变点；
3. 在讨论气候变化时应针对不同的时间尺度（层次），否则就没有什么实际意义。

参 考 文 献

- [1]刘贵忠 邱宗凯 小波分析及其应用 西安电子科技大学出版社 1~2, 97~102(1992)。
[2]秦前清、杨宗凯，实用小波分析，西安电子科技大学出版社，14~16(1995)。
[3]Collineau, S. and Brunet, Y. (1993) Detection of turbulent coherent motions in a forest canopy, Part I: Wavelet analysis. *Boundary layer Meteorol.* 65(4): 357~379。
[4]L. 堆曼德著，线性偏微分算子，陈庆益译，科学出版社，16~19(1989)。
[5]卞维林等，上海气温资料的子波分析，高原气象，14(3), 359~364(1995)。

AN ANALYSIS OF AIR TEMPERATURE IN XI'AN USING AN WAVELET TRANSFORM

Dai Jin Yang Wenfeng Li Zhaoyuan

(Shaanxi Institute of Meteorology, Xi'an 710015)

Abstract

In this paper, Mexican cap wavelet analysis and diagnosis were applied to annual mean air temperature in Xi'an from 1926 to 1990. The results show that this method can efficiently reveals the singular point, singular value and high-resolution structure in different levels whose jump points are detected by the method of "zero-crossing", while the structure of higher level is composed of some scales of middle or low levels.

Key words: Air temperature in Xi'an, Continuous wavelet transform, Jump point.

本世纪以来西北地区两次大旱的分析

孙国武

(兰州干旱气象研究所 兰州 730020)

赵红岩

(甘肃省气象局气候资料室 兰州 730020)

提 要

本文研究了本世纪以来西北地区两个严重干旱年(1928、1995年)的气候特征和环流背景。指出:从上一年的秋、冬连旱到春夏,作物生长期基本无雨是严重干旱年共同的气候特征;地面热低压加深发展和高空环流系统的叠加以及大气环流异常的低频遥相关波列结构,是严重干旱年共同的环流背景,应在预测中引起重视。

关键词:严重干旱 热低压 环流背景

一、引 言

我国西北大部分地区素有“三年一小旱,十年一大旱”之说,更有50年或100年一遇的特大干旱,足见这一地区发生干旱的频率之大,强度之重,甚至可以与非洲北部撒哈拉和萨赫勒地区的干旱相比。

干旱,直接关系到社会进步与经济发展。当前的科学技术水平,还难以准确地预测50年或100年一遇的特大干旱发生,但特大干旱出现后对其进行分析总结是研究干旱特征、规律、成因、预测和对策的重要一环。因为,对特大干旱年的研究,有助于摸清干旱演变规律,亦有利于探索干旱成因,对提高严重干旱的预测水平和加强防御严重干旱的能力都会起到积极的作用。

本文针对我国西北大部分地区本世纪以来发生的两次特大干旱(1928年和1995年)进行比较分析,并对其特征、规律、环流背景等方面做初步的探索。

二、1928年特大干旱

根据水文部门实测和推算的降水量资料^[1]结合西北各省区分析整理的历史文献(宁夏回族自治区近五百年气候历史资料(宁夏气象局,1978年)、新疆维吾尔自治区气候历史史料(新疆维吾尔自治区气象局科研所,1981年)、陕西省气候历史记载初步整理(江苏省地理研究所,1975年)、青海东部近五百年气候历史资料(青海省气象局科学研究所,1978年)和甘肃省历史气候资料一)(公元前~1949年)(甘肃省气象档案馆,1989年))对1928年大旱的时空特征和强度叙述如下:

(一)干旱范围广

1928年干旱,包括陕西、甘肃两省和宁夏自治区以及青海省东部和新疆自治区的部分地区。历史文献中,有“全省大旱”(甘肃、陕西)和“西宁及东部干旱严重,乐都终年不雨”(青海省)以及“是年全省大旱,至次年夏树皮皆空”(宁夏自治区)等记载。新疆自治区则有“新种鸦片因天旱未生,亦有夏苗,但因天旱收成似有问题”的记载。

水文部门的资料表明，西安、兰州等站的年降水量如表 1。
此外 文献 [2] 经过计算认为用兰州站的旱涝等级资料代表西北地区旱涝变化比较好。
因此 综上所述 ,1928 年干旱的覆盖面几乎是整个西北地区。

表 1 代表站 1928 年降水量 (mm)

站 年	西安	兰州	天水	西峰	武都	武威	张掖	酒泉
年降水量	100	100	138	112	194	23	19	12
多年平均 降水量	580.4	326.6	536.4	555.3	485.6	115.3	130.3	86.5
距 平 百分率	-83	-69	-74	-80	-60	-80	-85	-86

(二) 干旱时间长

1928 年干旱是在 1927 年干旱的基础上持续和发展的，只不过 1927 年的干旱范围小于 1928 年，西北地区仅限于甘肃省和青海省东北部以及宁夏自治区南部。因为历史文献中，甘肃有“旱成灾达 50 余县”连甘南高寒山区也有“大旱 田禾焦枯 牧草干黄”等记载 宁夏固原有“干旱严重”青海西宁有“本年春耕多未下种”湟中“大旱”等记载。

从 1928 年兰州等代表站的逐日降水量（表 2 仅给出兰州站 其他站略 看 连续无雨期 ≤ 5mm）长达 206 天。当年一直旱到 7 月 25 日才出现一场大范围 > 10mm 的降水过程。

表 2 兰州站 1928 年逐日降水量 (mm)

月 日	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1		0.9		0.9		3.3						0.4
2												0.2
3												
4												
5												
6									12.4			
7			1.9	0.6				1.0	9.0			
8												
9												
10						0.9		11.1				
11												
12											1.7	
13												
14							0.4			4.1		
15												
16				1.3		1.6	0.6					
17						0.7	1.7					
18												
19				3.1								
20				0.9			1.0					
21	0.1											
22	0.2		1.6									
23												
24						4.8	4.7					
25	0.1				0.7		11.8	4.3				
26	0.1							8.8				0.7

续表

月 日	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
27												
28							1.3					
29												
30											0.3	
31			0.8									

(三) 干旱程度重

前已述及,1928年干旱是在上一年干旱的基础上持续、发展并扩大的,加之年降水量又特少(偏少6~8成表1),大部分地方基本上是本世纪以来的极小值,在作物生长的关键时期(4~7月),从4月1日到7月24日无>5mm的降水。历史文献的记载:“夏禾枯死 颗粒无收,灾民多达258万余人”。“哀鸿遍野 积尸梗道 人相食 甚至有掘尸 殓骨 易子而食者”。反映出当时干旱和灾情之重。

三、1995年的特大干旱

1995年的干旱是本世纪以来仅次于1928年的一次大旱,同样具有范围广,时间长和程度重的特点。

据统计,1995年上半年西北各省(区)降水总量与常年同期比较,除新疆、青海个别站点外,其余地区均偏少2~8成,其中110°E以东的甘肃、青海、宁夏、陕西等省(区)大多偏少4~8成(图1),旱情最为严重,而且也是在1994年秋冬干旱的基础上持续、发展和扩大的。1994年9~12月,除新疆只有部分地区降水偏多外,西北区大部分地区降水偏少1~6成。从1994年9月至1995年7月上旬,各地基本上无>5mm的降水日,旱期长达10个月不等,直到1995年7月中旬才出现大范围的>10mm的降水过程。

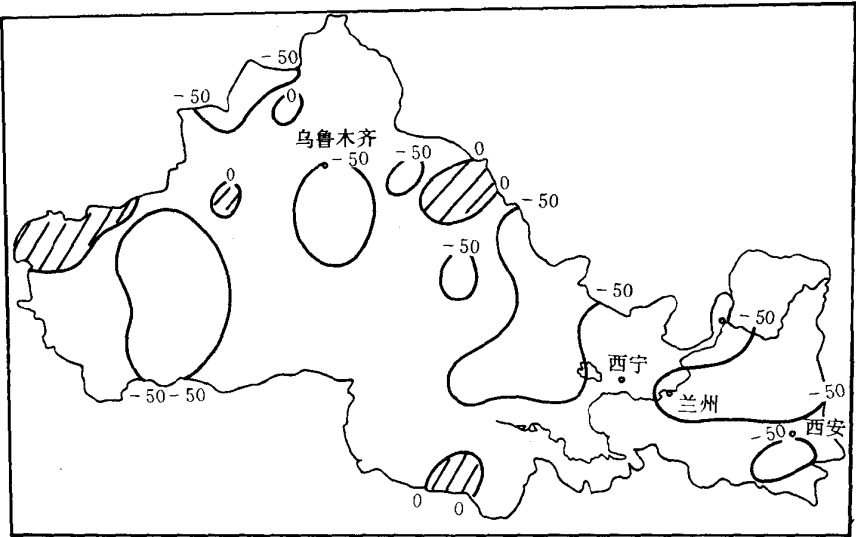


图1 西北地区1995年1~6月降水距平百分率图
斜线区为正值,空白区为负值

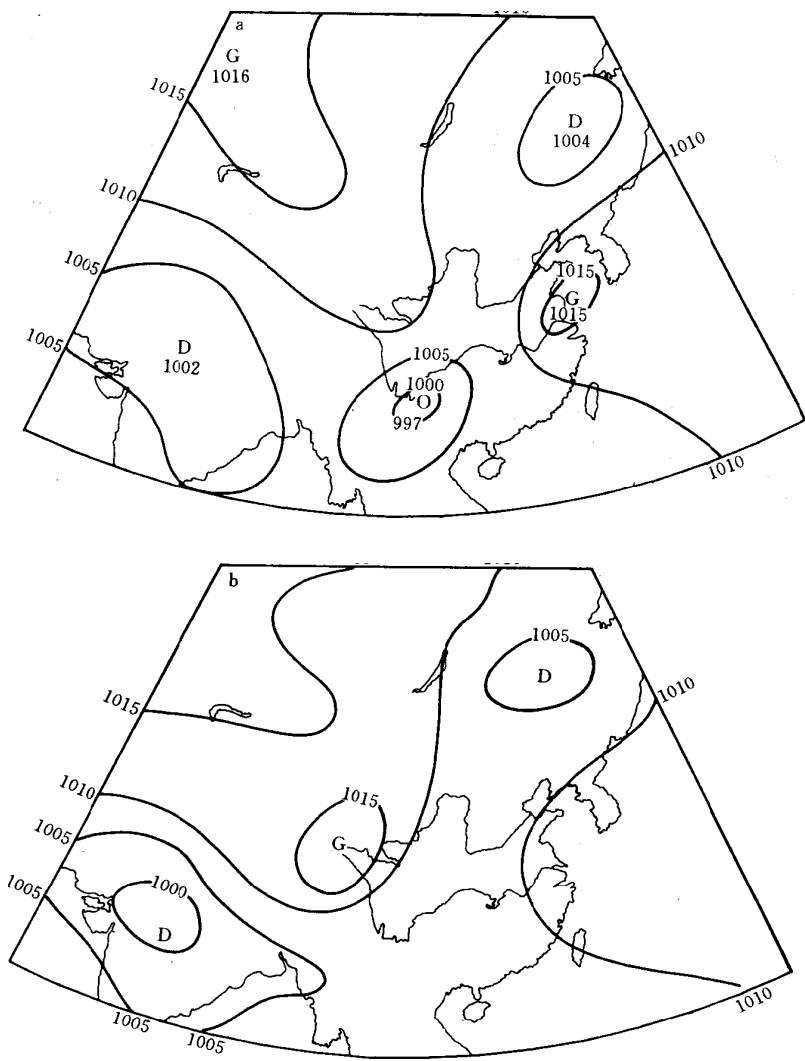
四、1928年和 1995 年干旱对比分析

本世纪以来的西北地区这两次特大干旱，有许多相似之处，也有不少不同点，很值得进行比较和分析。

（一 两次干旱的相似之处

1. 干旱特征相似 两次干旱都是从上一年的秋季开始 经过冬、春季 持续到夏季 尤其是在农作物生长关键时期(4~6 月)基本无雨。

2. 干旱的环流背景相似。图 2 给出 1928 年 5 月和 1995 年 5 月月平均海平面气压场以及多年平均海平面气压场^[3]。可以看出，两次大旱，位于印度北部和俄国滨海地区到我国东北地区的热低压都明显的深厚。尤其 1928 年 5 月在我国长江上游及其附近地区还出现了一个闭合热低压 强度达到 997hPa。



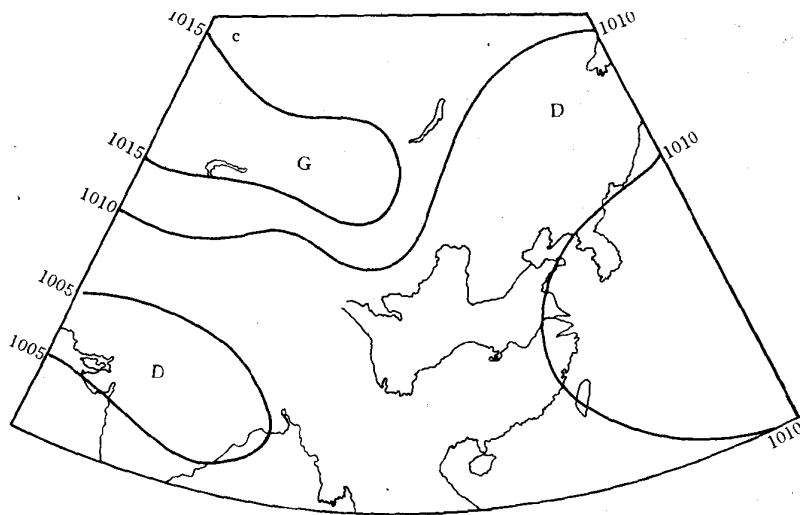


图 2 亚洲海平面气压 (hPa) 图

1928 年 5 月月平均 (a)、1995 年 5 月月平均 (b) 和多年 5 月月平均 (c)

此外，西北区春夏干旱的两种环流特征：叠加机制^[4]和波列结构^[5]是应该引起足够注意的。在垂直方向，如果青藏高原上空 500~100hPa 有高压脊叠加，在水平方向，如果西北区所在经度范围内从高纬到低纬有长波脊叠加，再加上亚非大陆上空出现明显的大气环流异常的低频遥相关波列结构，则干旱将持续发展，1995 年环流形势就是如此。

3. 干旱的气候背景相似。统计表明，在一个长达 5~10 年甚至更长的干旱时段中，常要发生一次或数次特大干旱。也就是，特大干旱年一般都发生在相应的干旱时段中。王绍武在《气候学研究进展中》指出，我国从 20 年代到 40 年代为本世纪最强的暖干时期，本世纪另一次大范围降水突变发生在 60 年代末，后者的暖干程度超过前者。文献^[5]针对西北地区也有类似的结果。因此，1928 年和 1995 年干旱都是发生在本世纪的两次暖干时段的气候背景下。

(二) 两次干旱的不同点

1. 干旱程度不同。1928 年干旱是在 1927 年干旱的基础上持续到 1929 年，基本上是连旱三年，1928 年年降水量偏少 6~8 成。而 1995 年干旱是从 1994 年秋旱开始，干旱持续到 1995 年夏季，西北区大部分地区基本上是连旱一年。1995 年年降水量的负值区仅限于甘肃、陕西省的大部分地区和青海省东部。

2. 灾情后果不同

1928 年旱灾的后果^[1]是：“悲惨之象目不忍睹，有卖子女为奴者，有易子而食者，有扶老携幼全家出外逃生且多被饿死野外者，有白骨曝日无人掩埋者，有苍蝇结群而生蛆满嘴鼻眼，饿倒未死而被狼狗活吃者……，死亡 230 万人，其中死于饥饿 140 万人，死于病疫 60 万人，死于匪害 30 万人”。

1995 年旱灾的后果据对甘肃省的统计结果表明，农作物受旱面积占播种面积的 71%，粮食产量比 1994 年下降 11.44%。尽管如此，但人民群众生活稳定，经济持续增长。江泽民总书记亲自察看陕西、甘肃灾区人民的生活状况后说：“这我就放心了”^[6]。这说明了抗旱减灾的巨大作用。

五、小 结

本文的初步结论如下：

1. 本世纪以来，西北地区发生了两次最严重的干旱：1928年和1995年，其共同特征是：干旱范围广（西北绝大部分地区）、干旱持续时间长（1~3年）、干旱程度严重（农作物生长关键期基本无雨）。

2. 1928年和1995年干旱，从海平面气压场分析，是在东亚大陆深厚的热低压控制下发生的。从高空气压形势分析，与垂直（500~100hPa）和水平（低纬到高纬）方向上高压系统的叠加以及亚非地区大气环流异常的低频遥相关波列结构有关。在预测工作中要特别注意上述的地面和高空环流形势。

3. 1928年和1995年干旱是在本世纪两次暖干时段（20年代到40年代；60年代末到90年代）的气候背景下发生的。特大干旱年一般都发生在相应的干旱时段中。

参 考 文 献

- [1] 甘肃省水旱灾害编委会 甘肃省水旱灾害（上册）水利出版社（即将出版）
- [2] 李兆元等 西北地区210年旱涝特征分析，本文集。
- [3] 中央气象局 中国气候图集 地图出版社，29（1966）。
- [4] 孙国武等，盛夏青藏高原上空高压形成和维持的动力机制，气象，15（2），17~20（1989）。
- [5] 孙国武等，中国西北与亚非其他地区干旱时段的研究，AMS（即将发表）。
- [6] 何平 情系父老乡亲 甘肃日报，1996年1月27日。

ANALYSIS OF TWICE SEVERE DROUGHT IN CHINA NORTHWEST SINCE THIS CENTURY

Sun Guowu Zhao Hongyan

(Lanzhou Arid Meteorological Institute, Lanzhou 730020)

Abstract

In this paper, the climatic characteristics and circulation systems of twice severe drought years (1928 and 1995) in China Northwest since this century are studied. The result shows that lack of rainfall during crops growing season from last Autumn to next Spring or Summer is the common climatic characteristics of severe drought years; the upper circulation systems superpose on deepened surface heat low and anomaly circulation structures of low-frequency atmospheric teleconnection wavetrain are the common circulation background.

Key words: Severe drought, Surface heat Low, Circulation background.

1995 年甘肃春季初夏干旱的分析

蔡玉琴 徐建芬 李荣庆 余均英 石珍

(兰州中心气象台 兰州 730020)

提 要

1995 年春夏,甘肃省出现严重干旱,持续时间长,覆盖面积广,干旱程度重,为有气象记录 60 余年来所罕见。通过分析干旱环流形势,发现干旱的形成与大气环流超长波的异常有关。即东亚大槽异常深厚,维持时间长;新疆脊强而稳定,从甘肃省到河套地区上空长时期内维持一支偏北气流,因而干旱少雨。

关键词:干旱 大气环流 异常

1995 年春季至初夏(3~6 月)甘肃省降水特少,全省干旱严重。甘肃中部、陇东尤为突出,为近年来所罕见。春季及春末初夏是我省农业生产的关键季节,1995 年的干旱严重影响了夏秋作物的正常生长及播种,受灾面积达 2751 万亩,占播种面积的 71%。为此本文就 1995 年甘肃省发生的春季初夏严重干旱的天气特点和环流形势进行分析,以提高对干旱的认识和预测能力。

一、1995 年干旱特点

分析表明,1995 年干旱具有持续时间长、覆盖面积广、旱情程度重等特点。

(一)干旱时间长

1994 年伏秋连旱。入冬后,全省各地气温偏高,降水偏少,土壤失墒快,各地墒情普遍较差。在底墒较差的情况下,1995 年春季继续少雨,出现严重的春旱连着初夏旱。至 7 月上旬后期才开始出现当年第一场大范围强降水,但旱情仍未解除。从 1994 年 7 月至 1995 年 7 月,全省大部分地区降水负距平持续时间长达 10~11 个月,比历史上严重干旱的 1962 年持续时间长 3~4 个月,可见 1995 年干旱持续时间之长为我省 1932 年有气象记录以来所罕见。

(二)干旱覆盖面积广

图 1 是 1995 年 3~6 月份甘肃省降水距平百分率分布图。可以看出,3~6 月全省降水普遍偏少。河西除祁连山区降水为 40~70mm 外,大部分地方为 10~40mm,民勤仅 8mm,陇东及中部偏北地方的降水量为 30~60mm;陇南、天水、甘南等地州市降水量为 100~150mm。与历年同期相比,全省自西向东降水均为负距平,除个别地方偏少 10%~20% 外,全省各地均偏少 30% 以上,其中陇东、中部为 -60%~-80%。所以干旱覆盖面积广泛,影响范围大。

(三)旱情程度重

全省不少站点的降水量突破历史极小值。表 1 是甘肃省建站年代较长的 16 个代表站 3~6 月降水量极值统计结果。可以看出,兰州、定西、西峰、环县等地 1995 年 3~6 月降水总量出现了有气象记录以来的最低值。兰州降水量 27.3mm 突破了 1932 年建站以来的历史记录,比 1945 年还少;西峰 3~6 月降水量仅 32.1mm,明显低于严重干旱的 1962 年(60.5mm)。同时,临夏、平凉、靖远等地出现历史上的次低值,临夏仅比 1962 年多 1mm。

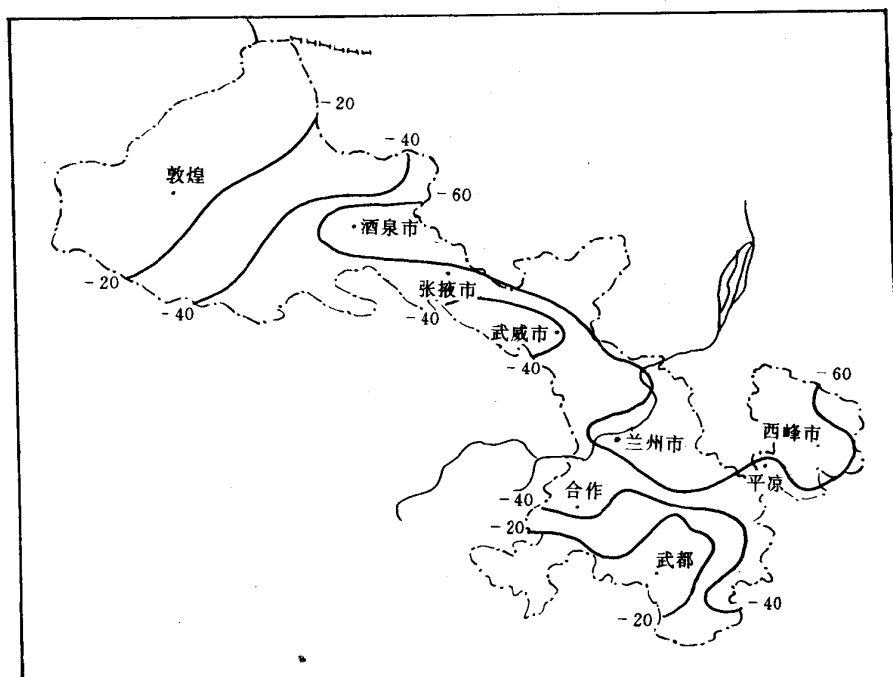


图 1 甘肃省 1995 年 3~6 月降水距平百分率图

表 1 1995 年 3~6 月降水量 (mm) 与历史极值对照表

地 名	建站年份	历史上 3~6 月降水量 年 份 最低值(mm)		1995 年 3~6 月 降水量(mm)
兰 州	1932	1945	27.6	27.3
定 西	1958	1962	86.7	48.9
临 洮	1937	1945	53.4	116.8
临 夏	1943	1962	91.6	92.6
靖 远	1937	1945	18.3	27.7
平 凉	1937	1962	47.9	63.6
西 峰	1938	1962	60.5	32.1
环 县	1957	1962	54.8	42.1
天 水	1936	1962	74.9	127.3
武 都	1944	1979	88.7	150.9
岷 县	1937	1962	91.6	145.3
合 作	1953	1954	94.7	104.8
武 威	1939	1939	14.6	32.0
张 掖	1938	1962	4.2	24.2
酒 泉	1935	1935	1.1	10.0
敦 煌	1938	1943	0.0	12.6

分析 1995 年 3~6 月 0~50 厘米土壤相对湿度分布图 (图略) 发现, 小于 40% 的是重旱区 40%~60% 为轻旱区。我省大部分地方为重旱区, 中部地区出现低于 10% 的干中心。当

时 陇东、中部土壤干土层深达 10~32cm,墒情极差,旱情十分严重。

二、干旱环流特征

大范围干旱是大尺度环流背景下的产物,分析表明,1995年我省春季和初夏的严重干旱是由于大气环流异常造成的。

(一)100hPa 大气环流系统异常

1995年春季到初夏北半球超长波出现异常,其主要特点是:东亚大槽异常深厚并且维持时间长,新疆脊稳定、强度强,我省到河套地区上空长时间内为一支偏北气流控制已进入初夏南亚高压迅猛发展北上青藏高原,成为北半球的主要超长波系统。1995年3月北半球超长波以1波为主,波槽位于130°E附近,这便是冬季的东亚大槽。该槽比常年偏强,从距平图上(图略)可以明显地反映出来。月距平图上,东亚地区出现大片负变高区,变高中心达-18dagpm。同时新疆高脊也比往年强,在70°E~100°E的中纬度地区出现大片正变高区,正变高中心达11dagpm。在这种大气环流背景下,我省乃至西北地区处于高空西北气流控制下,以晴天少雨为主。1995年4月对北半球超长波进行了调整,由3月的1波调整为2波,但位于东亚地区的超长波仍然维持,并且强度继续加强,最大负变高区位于我国大陆东部,中心数值达-15dagpm(图略)反映出东亚槽异常强。5月100hPa中高纬波数增多,变为4波型,此时的东亚槽仍然相当稳定,东亚地区仍被大片负变高所覆盖,变高中心达-9dagpm。新疆到青藏高原高压脊建立并维持,相应青藏高原及周围地区为大片正变高,最大正变高中心为10dagpm(图2)。因此说1995年春季超长波发生了异常。

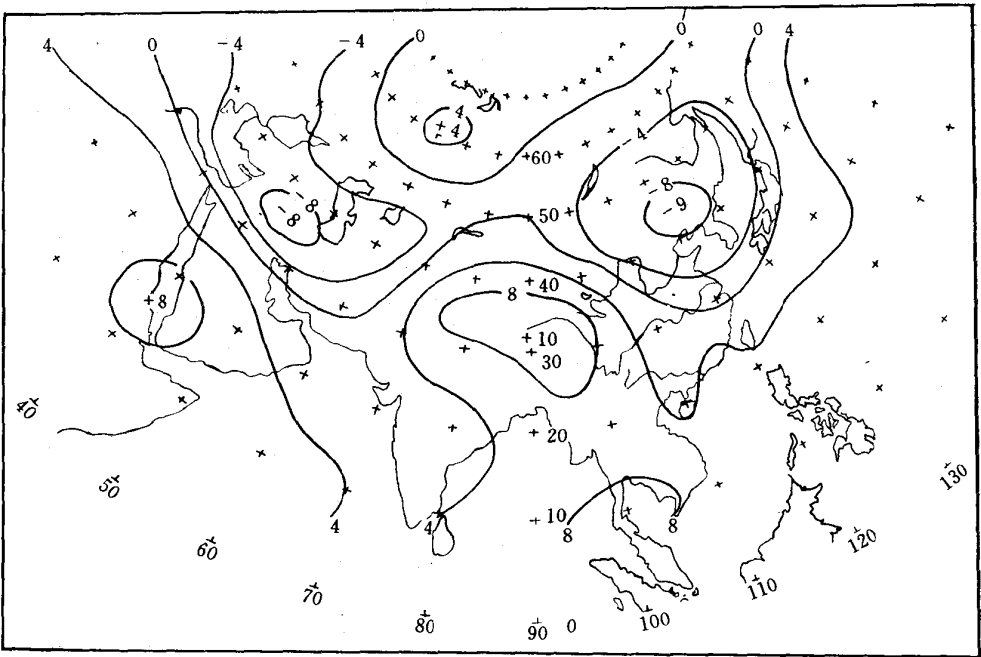


图 2 1995年5月100hPa位势高度距平图

(二)500hPa 大气环流长波系统异常

与 100hPa 环流形势相对应,500hPa 月平均图上(图略),仍然表现出东亚大槽稳定、深厚、维持时间长、新疆脊强的特点。图 3 给出 500hPa 3~5 月的高度距平和,从图中可以看出在长达 90 多天里,东亚地区一直为大片负距平区所覆盖,负距平值达 -15dagpm 青藏高原及其周围地区为正距平,正距平中心大于 7dagpm,同样反映出东亚槽异常深厚,新疆到青藏高原的高压脊特别强。表明春季对流层中部从我省到河套地区上空也被一支强偏北气流控制,造成干旱少雨。

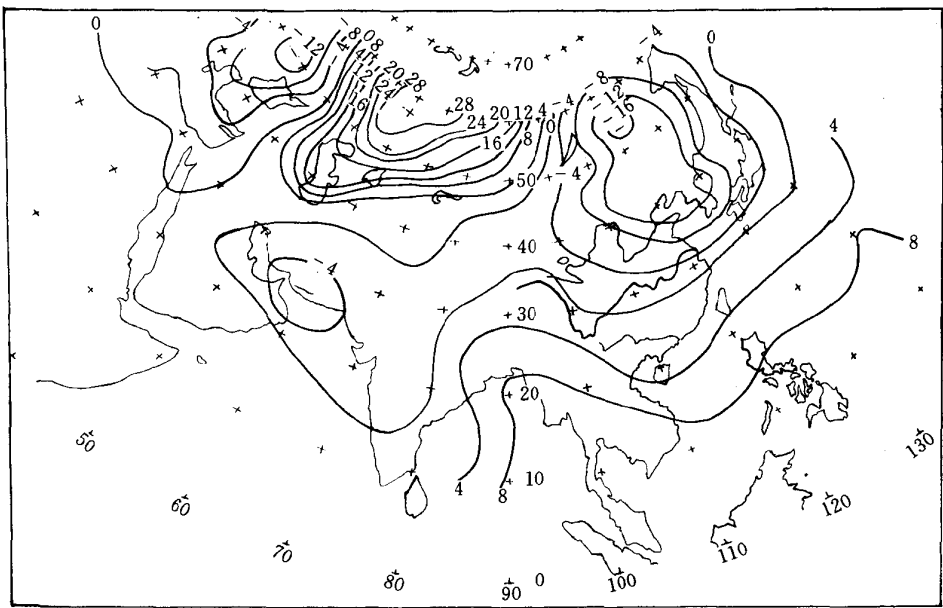


图 3 1995 年 3~5 月位势高度距平图

(三) 700hPa 流场异常

一般而言,我省较大降水过程的产生都需要在青藏高原东部 700hPa 存在一支从云贵高原经四川盆地转向我省的偏南低空强风速带,它是我省降水天气的主要低空水汽输送带,但 1995 年 5~6 月,700hPa 在青藏高原东侧边坡地带一直维持一支强偏北气流,象这种现象在历史上也是极为少见的。

三、干旱特征参数分析

我们采用中国气象局气候中心编发的月气候监测公报资料,对 1991 年至 1995 年印缅槽指数进行统计分析。结果表明:3~6 月印缅槽指数与甘肃中部和陇东降水密切相关。当印缅槽指数较常年偏低时,即印度低槽偏强,槽前西南气流发展,有利于孟加拉湾水汽向北输送,甘肃河东降水偏多。当印缅槽指数较常年偏高时,印度低槽较弱,南支波动不活跃,不利于西北地区降水产生,甘肃河东降水为负距平。如果持续偏高或偏低,那么则会出现春季干旱或雨涝。1995 年印缅槽指数显著偏高,平均偏高 29gpm 河东降水偏少 6~8 成,出现严重干旱。

1. 1995 年春夏干旱持续时间长,影响范围广,干旱程度重,为有气象记录以来所罕见。陇东和中部地区的部分地方 3~6 月总降水量出现历史最低值。

2. 1995 年春季 100hPa 和 500hPa 超长波分布异常,东亚沿岸槽异常深厚,维持时间长,

新疆脊强而稳定，从我省到河套为一支西北气流控制，因而导致长期少雨干旱。

3. 印缅槽指数高低与我省河东地区降水密切相关，对河东旱涝有一定预报意义，1995年印缅槽指数偏高，表明印度低槽明显偏弱，我省降水偏少，导致干旱。

DROUGHT ANALYSIS FROM MAR. TO JUN. 1995

Cai Yuqin Xu Jianfen Li Rongqing Yu Junying Shi zhen

(Lanzhou Central Observatory, Lanzhou 730020)

Abstract

In this paper, we analyze the circulation patterns of the severe drought of Gansu from Mar. to Jun. 1995. The result shows that the drought are associated with the abnormal circulation of ultra-long wave. In this period, the deep trough of East Asia and the ridge of Xingjiang are stationary. There is the NW current over the Gansu to Hetao for four months. So, It shiny and rainless.

Key words: Drought, Circulation, Abnormal.

西北地区特大干旱成因分析

杨月娟 朱爱荣 杨红强 杨小艳 薛春芳 郭红菊 张京红

(陕西省气象台 西安 710015)

(陕西省气象局 西安 710015)

提 要

本文就 1994~1995 年西北地区出现的 60 年一遇的特大干旱,进行总结得出,出现特大干旱时段在 3~9 月,主要干旱区域在西北地区东部,它是由于大范围的大气环流异常造成的,进一步分析了造成大气异常的原因,发现其主要是与青藏高原对大气的异常加热有密切关系。并对特大干旱进行水汽分析,结果表明,850~700hPa 月平均水汽输送有一西北东南向的极小轴线,西北地区大部分区域处于低值舌内。

关键词:西北地区 特大干旱 环流特征 水汽

一、前 言

1994~1995 年西北地区出现了特大干旱,除了陕西北部,青海省的少部分地方,及天山以北地区年降水量正常外,主要产粮区 关中、陕南、甘肃、陇东及青海省的农业区年降水量偏少 1~3 成。而在农作物主要生长阶段 3~9 月 陕西的中南部 甘肃的大部分地区偏少 4~6 成,干旱强度为 60 年一遇。

二、干旱特点

(一)气温高

1994~1995 年西北地区气温明显偏高,大部分地区为正距平,偏高 1℃左右。特别是 6~8 月,大部分地区显著偏高或异常偏高,陕西的 6 月中旬至 7 月上旬有的地方旬温正距平达 4℃以上,以至到 9 月上旬关中和陕南还出现了 36~38℃的高温天气。异常高温加速了地面蒸腾,土壤失墒快,加重旱情。

(二)旱期长,旱情严重

1994 年西北地区春旱、夏旱、初秋旱表现尤为明显,特别是 7、8、9 月,西北地区降水集中的三个月,降水量远远低于历史水平,偏少 5~7 成。而进入 1995 年,旱情没有缓解,降水持续偏少,不少地方 1 月至 7 月上旬的降水量为 1949 年以来同期最少值,8 月中旬伏旱发展,伏旱时间长达 30 余天,旱情一直持续到 9 月上旬。这样严重的冬、春、夏、初秋连旱是历史上罕见的,是继 1928 年特大干旱后的又一个特大干旱年,为 60 年一遇。1994~1995 年的特大干旱,造成不少河流断流,水库蓄水严重不足,地下水位下降,直接影响到城市供水。并且水源电力严重不足,直接影响到工、农业生产,造成很大损失。

三、造成干旱的环流异常特征

大范围的严重干旱必然同大气环流异常特征相联系,下面就春旱(5 月)、伏旱(7 月)的北

半球 500hPa 环流特征进行分析。

(一) 春末环流异常

西北地区大多数年份春旱发生的基本原因是春季西北地区仍处于冬季风控制下，特别是东亚大槽稳定存在。在严重干旱时期，东亚大槽偏强，青藏高原至西北地区上空盛行偏西和偏北气流，作为输送暖湿气流的高原槽偏弱，且位置偏南，从而1994年5月的500hPa平均位势场和距平场（图略）中可看出，在欧亚范围内，有两个明显大槽，一个在黑海、里海以北，另一个在东亚太平洋沿岸，与两个大槽相对应的是两个明显的负距平区。两槽之间和青藏高原内为一高压脊和正距平区。在这种大环流下，西北地区为高压脊和西北气流控制，干旱少雨。

图1是1995年亚洲地区（45°~65°N, 60°~150°E）纬向环流指数与经向环流指数百分率差值的逐月变化曲线。从图2可以看出，冬春亚洲中纬度地区经向环流发展负值，春季3~5月差值达-140，为1951年以来同期最小值，表明1995年春季是历史上经向环流发展最强盛的一年，南支槽不活跃，西南暖湿气流弱，这是西北地区春季少雨的又一重要原因。

在700hPa平均流线图上（图略）西北地区为西北气流控制，并且这股西北气流南至30°N，青藏高原30°N以南地区为一明显的反气旋环流，而弱的西南气流在华南沿海一带，这些都反映了东亚大陆上空冬季风仍然偏强，这正是造成西北地区春旱的典型形势。

(二) 夏伏期间环流异常

西北地区东部的伏旱主要是西太平洋副热带高压造成。而西北地区西部的伏旱则主要与青藏高原有关。1994~1995年的严重伏旱则是这两者共同作用的结果，而且十分稳定，所以伏旱范围广，时间特别长，强度也特别大。在1995年7月500hPa位势高度及距平场（图略）上，北半球整个环流异常偏强，在副热带地区，从伊朗高原东部向东经我国大陆到东海上空，为一高压坝所控制，同时在40°N附近有一正距平带相配合，最大正距平中心在日本中部上空。这比一般伏旱严重年份的平均正距平中心偏北约5个纬度。并且西太平洋副热带高压异常强大，6~9月各月强度指数距平都在+50以上，远远超过1951年以来同期最大值。西伸脊点在110°E以西，位置明显偏西，是1951年以来最偏西的一年。同时，在西太平洋副热带高压南侧赤道辐合带也北移到20°N附近这样一个极其罕见位置。

100hPa南亚高压异常强大偏北，其中心位置7月偏东25个经度，偏北3~4个纬度，其中心强度达16900gpm，其东西长轴7月向北推到35°N、120°E以东，8月北进至38°N。正距平位于35~40°N，几乎控制整个亚洲中纬度地区。这种分布有利于西太平洋副热带高压的偏北西伸，及500hPa青藏高压加强稳定。

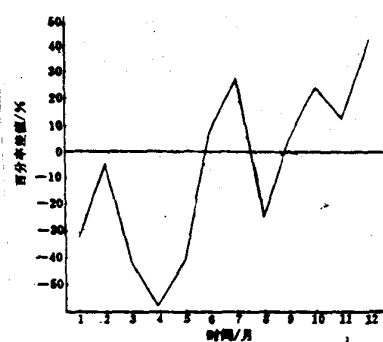


图1 1995年亚洲地区纬向与经向环流指数百分率差值

四、环流异常原因分析

大范围气候异常直接联系的大气环流异常，不仅是大气内部动力过程所起的作用，更重要的是外源强迫，尤其是纬向的不均匀加热，经分析1994~1995年西北地区的气候异常中，起突出作用的主要是青藏高原对大气的异常加热。

1. 青藏高原作为一个高耸入自由大气的巨大高地，对气候形成和变化，其动力作用都有重要地位。每年初夏大气环流的季节突变在青藏高原附近最为明显，副热带西风急流季节性北跳就是一个重要特征。

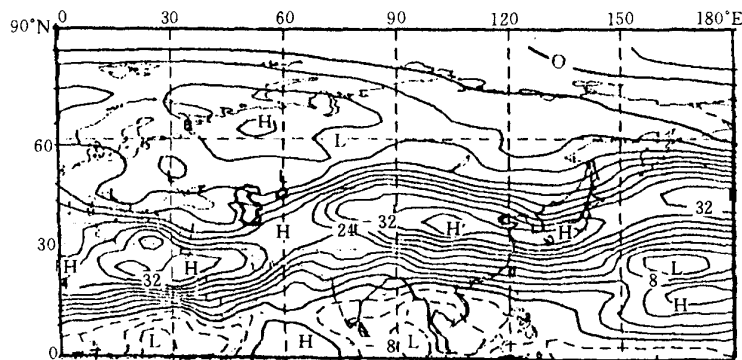


图 2 1995 年 5 月 200hPa 月平均纬向风

图 2 是 1995 年 5 月 200hPa 纬向风，图中看出副热带急流在我国大陆上空的一段，已经由青藏高原南侧北跳到青藏高原北侧的 35°N。在青藏高原东北侧 30°N, 105°E 附近出现一个大于 40m/s 的急流中心。与这个急流中心配合有一纬向风大于 16m/s 的正距平中心(图略)这表明在我国东部 30~45°N 之间的对流层上层形成了明显的质量汇合。这正是西北地区东部春末干旱形成的原因。

就平均情况而论，副热带西风急流的季节性北跳，同青藏高原的动力和热力作用有密切关系。而 1995 年 5 月，随西风急流北跳而在青藏高原东北侧出现强急流中心这一异常现象，正是青藏高原上空气柱异常加热的结果。从 1995 年 200hPa 月平均流函数距平及矢量风距平图(图略)中可看出，在青藏高原附近有一流函数大于 25m²/s 的正距平中心，其北侧正好对应着上述强西风距平区。这一异常现象可以认为是青藏高原对大气加热的结果。

2. 进入盛夏，通常副热带西风急流同整个大气环流的季节变化一起逐月北移，在青藏高原北侧的急流中心逐渐显著起来，并有向西移动的趋势。1995 年盛夏的这种变化则更加显著。从 1995 年 7 月 200hPa 纬向风及其距平可知，在欧亚上空副热带西风急流轴相配合有一西风正距平带，最大急流中心也正是西风正距平最强处(大于 12m/s)，在这个急流中心的东南侧出现了一个大范围的东风距平区。负距平中心在黄海上空，这就构成了在我国大陆上空 30°N 以北地区存在广泛下沉气流的条件。

对于形成副热带西风急流的这种异常分布，我们同样可以从青藏高原上空气柱的异常加热找到原因。从 1995 年 7 月 200hPa 月平均流函数距平用矢量风距平(图 3)中可看出，从青藏高原西部到伊朗高原上空有一个流函数大于 20m²/s 的正距平中心，它正是这里整个对流层气柱增厚的表现。最大西风距平也出现在其北侧。在我国大陆甘肃至陕西西部大约 35°N, 100°E 附近，在流函数距平及矢量风距平场上构成了一个完整的气旋距平区。显然这样分布有利于其下对流层中层反气旋的加强和维持，也正是西北地区伏旱强度更强的一个原因。

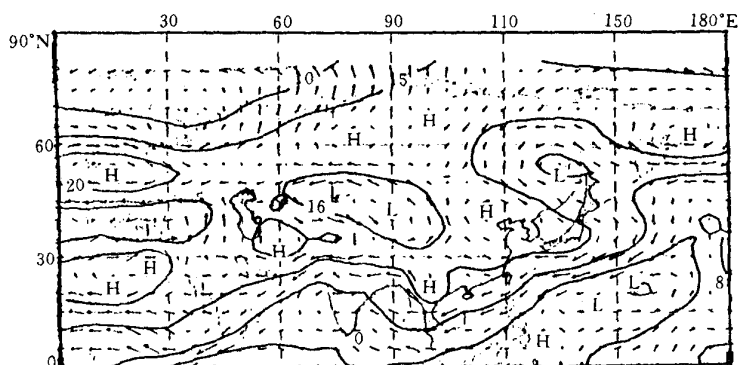


图 3 1995 年 7 月 200hPa 月平均流函数距平及矢量风距平

五、严重干旱的水汽分析

水汽条件是造成降水的主要条件之一，为此利用探空资料，对 1994 年 5 月各层水汽输送进行分析

(一) 850hPa 水汽输送

此层〔图略〕月平均水汽通量是东部大西部小，郑州和汉口最大均在 $4 \sim 5 \text{g}/(\text{cm} \cdot \text{s} \cdot \text{hPa})$ 左右，酒泉和兰州通量值均小于 $1 \text{g}/(\text{cm} \cdot \text{s} \cdot \text{hPa})$ 。从酒泉～兰州～西安～安康有一西北东南向的极小轴线，气流由南和西向东在河套地区东部呈辐合状，说明 850hPa 水汽输送主要集中在河套以东，西北地区处在一个水汽输送的低值区内。

(二) 700hPa 水汽输送

月水汽通量〔图略〕从酒泉～民勤～银川～西安为一西北东南走向的低值区，最大值是东南侧的宜昌，其值为 $4.1 \text{g}/(\text{cm} \cdot \text{s} \cdot \text{hPa})$ ，延安、西安均小于 $2.5 \text{g}/(\text{cm} \cdot \text{s} \cdot \text{hPa})$ 。风场辐合位于河套东部，这说明 700hPa 水汽输送主要偏东偏南。西北地区处于反气旋流场中的水汽输送低值区内。

(三) 500hPa 水汽输送

该层月平均水汽输送方向主要是由西西南向东，在中纬度地区 105°E 左右有一反气旋流场，西北地区处在西北流场中，为辐散状。水汽通量值南大北小，分布较均匀，延安、西安水汽通量值均在 $1.0 \text{g}/(\text{cm} \cdot \text{s} \cdot \text{hPa})$ 左右，无明显的高低伸展轴。说明高原上无西南气流盛行，故没有出现西南东北的水汽输送通道。

六、小 结

1. 1994～1995 年西北地区出现了严重的冬、春、夏旱连伏旱，其特点是范围广，气温高，旱期长，强度大，为 60 年一遇。

2. 造成春末旱的环流特征是 500hPa 东亚大槽强，西北地区为西太平洋副热带高压脊和西北气流控制。中低层西南气流在华南沿海一带，这表明东亚大陆上空冬季风仍然强盛。

3. 造成严重伏旱的主要环流系统异常特征是南亚高压异常强大，因而 500hPa 上青藏高原高压稳定并影响大陆广大地区；西太平洋副热带高压显著偏北西伸。由于青藏高原高压和西太平洋副热带高压的这种特点，构成一个长轴稳定在 30°N 的副热带高压坝，长期控制在黄河上中游一

带。

4. 形成上述大气环流异常的原因是随着副热带西风急流季节性北移, 青藏高原上空气柱加热影响到副热带西风急流特征的异常, 从而导致我国大陆大范围气候的一系列异常现象产生。

5. 在主要水汽输送层 850~700hPa, 西北地区均被控制在水汽通量相对小的低值舌内, 水汽输送最大区域位于河套东部, 并且造成西北地区降水的三条水汽通道, 850hPa 偏东气流、700hPa 偏南气流、500hPa 高原上西南流在 1994 年 5 月都不明显。

参 考 文 献

- [1] 芮景新、刘富明, 1994 年夏季严重干旱的环流特征及其成因分析, 四川气象, (2), 10~12(1995)。
[2] 陈国珍, 1995 年北半球主要环流特征及其影响, 气象, (4), 20~22(1996)。

SERIOUS DROUGHT IN NORTHWEST CHINA AND CAUSAL ANALYSIS

Yang Yuejuan Zhu Airong Yang Hongqiang
Yang Xiaoyan Xue Chunfang

(Shaanxi Provincial Observatory, Xi'an 710015)

Guo Hongju Zhang Jinghong

(The Meteorological Administration of Shaanxi Province, Xi'an 710015)

Abstract

In this paper, the serious drought occurred in Northwest China from 1994 to 1995 is analysed. It is found that this drought is the most serious one in the recent 60 years. Its period is mainly from March to September. It is mainly located in the east part of Northwest China and the south part of Xinjiang. This serious drought is resulted from the abnormal general circulation. Close relationship between the abnormal general circulation and heating of Qin-hai Tibetan Plateau to atmosphere is revealed based on causal analysis of the abnormal general circulation. We also analysed moisture transfer in the drought period which shows that there is a minimum axis of moisture transfer from Northwest to Southeast at 850hPa and 700hPa level. Northwest China is situated in the minimum tongue of moisture transfer.

Key words: Northwest China, Serious drought, General circulation, Moisture.

植被覆盖度变化对干旱气候的作用

余 晖 罗哲贤

(南京气象学院 南京 210044)

提 要

本文设计了一个三维中尺度湿模式,用于研究植被变化的气候效应,设计与实施了 21 组数值试验。结果表明:(1)随着植被带宽度的渐变,显示出截然不同的三类垂直气流分布的类型;这些类型的转换具有突变的形态。(2)上升气流强度与植被带宽度变化之间存在非线性联系。(3)湿过程的引进使植被区上空的冷岛及上升气流的强度减弱。根据计算结果,讨论了与植树造草适宜布局方案有关的问题。

关键词:植被覆盖 干旱 气候 数值研究 湿模式

一、引 言

大面积灌溉是解决美国中部干旱问题的一项重要途径,这需要庞大的经费投入。如何设计一种最佳的灌溉方案,使投入少,收益大,显然,这是一个有应用价值的问题。

颜宏和 Anthes^[1]对此做了数值研究。据他们的结果,为了缓解美国中部大平原的旱情,并不必要对整个干旱区域实施灌溉,而应该这样设计:首先,将整个区域划分为若干个条状的地带。然后,使灌溉地带与非灌溉地带相间,这些地带的宽度为几十公里。在合适的天气形势下,灌溉地带与非灌溉地带之间下垫面物理属性的非均一性可以激发出局地对流及局地降水。而局地降水的主要雨区落在非灌溉地带之上。因而,如果把握得好,仅用整个干旱区域灌溉用水量的一半,就可缓解整个干旱区域的旱情。

对我国干旱、半干旱区域而言,正在大范围植树种草,植被覆盖度正在变化。与大面积灌溉的情况相类似,在植被覆盖地带与未覆盖地带之间,同样存在着下垫面物理属性的非均一性。据罗哲贤^[2,3]的研究,这种非均一性也能激发出局地对流。同时,存在着一个最佳植被带宽度,该宽度所对应的上升运动最强,可望得到更多的局地降水。

注意到文献^[1-3]均为二维模式,罗哲贤和余晖^[4]将研究扩展到三维模式。用这个三维模式实施了五组试验,研究植被覆盖与裸土之间的非均一性对局地气候的影响。结果指出:仍然存在一个最适宜的植被区面积,该面积所对应的上升运动最强,上升气流区的空间范围最大。

在我们的工作^[2-4]中,存在着若干问题需要继续去做。第一,没有考虑湿过程的作用,我们不清楚,在水汽活动引进模式以后,原有结果会有什么改变。第二,在这些工作中,实施(5~7)个试验,植被区的水平尺度均为几公里至十几公里;另一方面,在颜宏和 Anthes^[1]的工作中,灌溉地带的宽度为几十公里至上百公里。如果植被带的宽度继续加大,又会出现什么现象?

为了继续分析这些问题,本文在文献^[4]的模式中引进湿过程;在研究植被带宽度对局地气候影响的问题时,实施了宽度为几公里至 80km 的 19 组试验,得到了更一般的结果。

二、模式描述及试验设计

本文的模式描述从略。关于试验设计,共实施了 25 组试验,分为三块。试验设计的思路如

下：

1. 本文模式是一个三维湿模式，比文献[2-4]的模式要复杂得多。对于中尺度模式来说，它不象大尺度模式可用若干基础试验的方法来直接检验模式的可用性与精度。但是，模式是否可用仍需通过一定的方法来说明。其中的途径之一是，公认的某些特征现象在模式中能否显示出来。关于城市气候模拟的一些特征现象是大家接受的。我们先用本文模式，用城市及郊区的参数值代入实施积分，看这些现象能否显示，作为模式可行性的试验。这个部分设计与实施了4组试验。

2. 在文献[3][4]中，植被带宽度为几公里至十多公里。在颜宏和 Anthes^[1]的工作中灌溉带的宽度为几十公里以上。为了将文献[3][4]与文献[1]的试验宽度衔接起来，我们在植被带宽度变化范围(6~80km)内选取了19组宽度值，分别试验，得到了若干有意思的新结果。

3. 实施了两组试验，以对比干、湿模式的不同结果，据此讨论湿过程的作用。

关于每个试验的参数取值，在计算结果一节中另行给出。

三、计算结果

(一) 模式可行性的研究

本文模式可用于下垫面属性非均一性激发局地温、湿、流场问题的研究。这里，下垫面属性的非均一性具有广泛的含意。例如，城市市区与郊区农村之间下垫面属性具有非均一性，植被与裸土之间下垫面属性亦具有非均一性等。因此，本文模式可以用于城市气候和植被效应等多种数值研究。鉴于城市气候积累了大量的观测资料，已经形成普遍认可的若干城市气候特征，我们首先在模式中选取与市区、郊区相应的参数值（而不是植被、裸土相应的参数值）实施试验，看看这些气候特征能否复制出来。

参数取值与桑建国^[5]分析城市热岛效应的二维模拟中取值相同。

关于下边界 市区范围 9km 郊区范围 51km。垂直方向格距 100m 垂直范围 3km。设市区 $\theta = 5K$ 郊区 $\theta = 0$ 。初始时刻在全部计算区域所有扰动量均为零。时步 10s 积分 400 个时步后，扰动场趋于准定常。记上述参数取值的二维模式试验为试验 1。

试验 1 中，第 400 个时步的温度、垂直速度和比湿分布列于图 1。

记城市中心为点 B 记城市中心上风方向郊区某处为点 A。点 A 距点 B 9km 即点 A、B 以城郊结合点为对称点 B。点 A 温度垂直分布廓线列于图 2。

由图 1 和图 2 可见：

1. 城市热岛的特征在图 1 上清楚显示出来了。关于热岛的结构 河村^[6]认为 在环境风速小于 5m/s 的情况下，城市热岛的高温中心均在城市中心的下风处。图 1a 上等温线的高脊偏向市中心下风方向 两者是一致的。同时 Duckworth 等^[7]提出过一个评估热岛结构的方法。他认为 从市中心向上风方向的郊区 先确定一个郊区点。该点与市中心以城郊结合处为对称。该点与市中心点温度垂直廓线应该在 500m 左右高度相交。图 2a 给出了这两条温度垂直廓线，两者在 500m 附近相交 这与文献[7]的结果也是一致的。

2 在城市中心下风处，显示出一个上升速度的中心和一个湿舌（图 1b, 1c）。Krazer^[8]指出，局地环流形成的云系也多在城市盛行风向的下风处观测到，与这里的结果也较为一致。

在试验 2 中 关于下边界 市区的边长为 9km。水平计算区域为 30×30km 垂直格距 100m，计 25 层。水平格距 $\Delta x = \Delta y = 2km$ 。

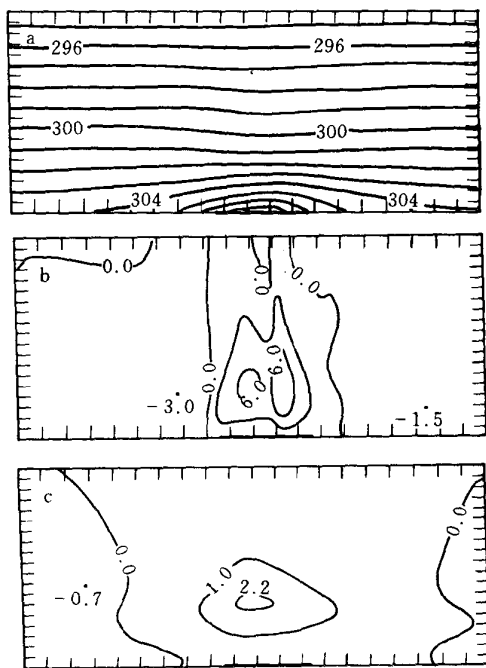


图1 试验1,第400时步,温度、垂直速度、比湿的分布

- a. 温度(单位:度,等值线间隔1K);
- b. 垂直速度(单位:cm/s,等值线间隔3cm/s);
- c. 比湿(单位:g/kg,等值线间隔1g/kg)

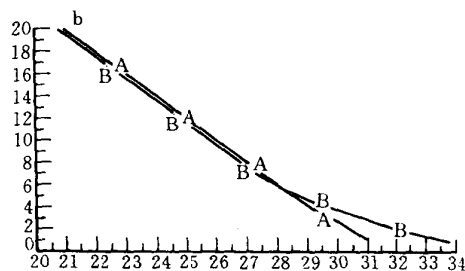
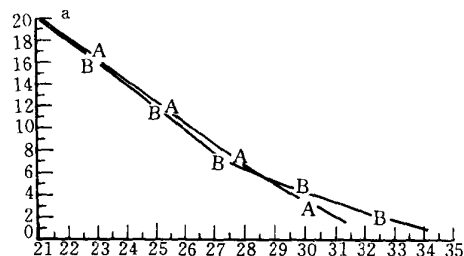


图2 试验1、2中,城市中心点B及郊区点A的温度廓线

- a. 试验1;b. 试验2;横坐标:温度(单位:度);
- 纵坐标:高度(单位:hm)

积分400个时间步长后,扰动场亦趋向准定常,其试验结果的温度、垂直速度和比湿分布图省略。与图2a类似的城市中心点B与郊区点A的温度垂直廓线列于图2b。

由于二维模式中, y 项为零,这相当于沿南北方向市区和郊区均为无限长的情况。在三维模式中,沿南北方向市区的范围也仅为9km,两者之间的差别在模拟结果上会有反映。相应地在试验1和试验2的结果上会有一些不同。但是就主要特征来说如热岛、热岛等温线高脊的位置、垂直速度中心位置、湿舌向下风方向伸展更远等,试验2的结果与试验1的结果是一致的。

试验1、2中环境风场 $u=1.5\text{m/s}$ 。令 $u=2.5\text{m/s}$ 用二维、三维模式分别再做试验,记为试验3、4。试验3、4中除 u 取值不同外,其它条件均相同。试验3、4的结果图略,表明试验1~4所示的特征继续存在,这意味着试验1~4的结果还是比较稳定的。

(二) 植被带宽度的渐变和垂直速度场类型的突变

以上可行性的研究中,二维模式的结果与三维模式的结果相比,两者主要特征是相似的。从计算量来看,二维模式要节省很多。因此对大量实施试验来说,用二维模式有可取之处。

实施19组试验。

试验5~14,水平计算区域为90km。植被带宽度分别为6、9、12、15、18、21、24、27、30、33km。试验15~18,水平计算区域为110km。植被带宽度分别为36、39、42、45km。试验19~23,水平计算区域为150km。植被带宽度分别为50、55、60、70、80km。

在上述19组试验中,水平计算区域虽有不同,但植被—裸土交界处距侧边界的距离均不

小于 30km。水平计算区域的不同对结果的影响不大。

在 19 组试验中 积分到 400 步时，扰动量均达到准定常状态。仍以第 400 步的结果来讨论。

在文献[2][3]中，植被带宽度的变化范围较小，植被与裸土之间下垫面属性的非均一性激发出来的垂直速度场，在植被带上空为下沉气流，在植被带的两侧各有一个上升气流区。这种分布型式在 7 组试验中并无变化(见文献[2]图 2)。

本文 19 组试验得到了一些新结果。

在不同植被带宽度的 19 组试验中，随着植被带宽度的渐变，垂直速度场的分布型式显示出两次突然的变化，即显示出了三类截然不同的垂直速度场的分布型式(图 3)。

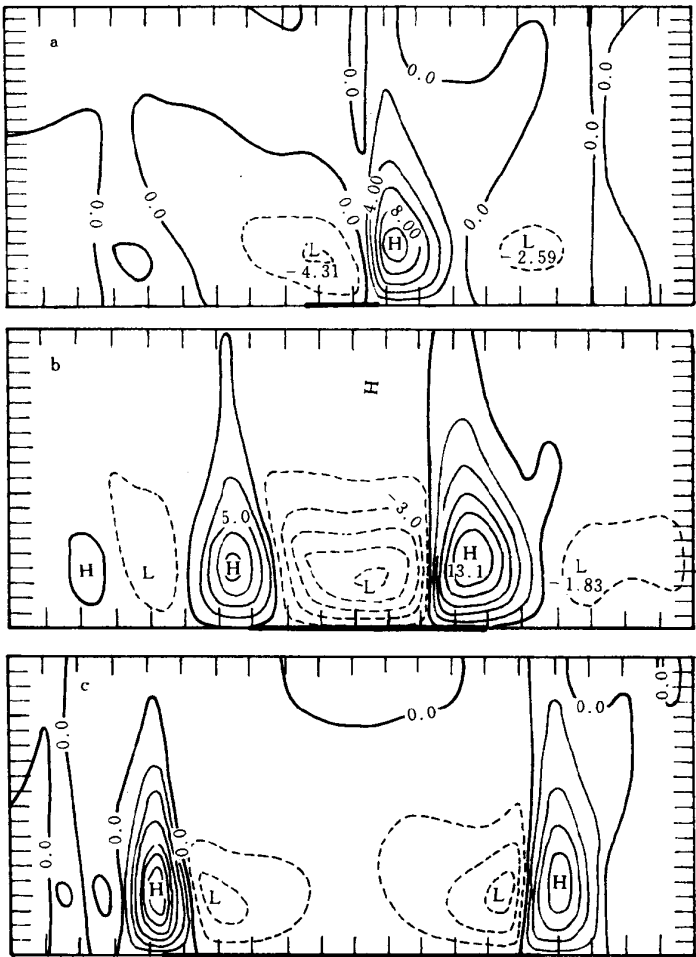


图 3 试验 6,11,23 中,垂直速度场的分布
单位:cm/s,等值线间隔 2cm/s;
a. 试验 6,植被带宽度 d=9km;
b. 试验 11,d=24km;
c. 试验 23,d=80km

第一类分布型式(图 3a) 植被带宽度较小 ($d=9\text{km}$) 时 在植被带上空主要为下沉气流控制。在植被带与裸土交界处, 出现了不对称分布。在上游交界处仍为下沉气流控制, 在下游交界处为一支中心强度达 11cm/s 的上升气流中心区。在植被带及其邻近区上空, 为一个上升—下沉垂直环流圈。

第二类分布型式(图 3b) 植被带宽度 d 为 24km 时, 在植被带上空为下沉气流区。在植被带两侧, 各为一支上升气流控制。下游上升气流较强, 中心处垂直速度为 13.1cm/s ; 上游上升气流较弱, 中心处垂直速度为 9.6cm/s 。从总的形态上看 与图 3a 不同。在图 3a 上 相对于植被带中心为不对称分布; 在图 3b 上, 相对于植被带中心为对称分布。

第三类分布型式(图 3c) 植被带宽度 d 为 80km 时 垂直速度场分布的最主要的特征是出现了两个垂直环流圈。它们分别位于上游和下游的植被—裸土交界处。在植被带中心处上空 既无上升气流也无下沉气流。这个结果十分清楚地说明一个重要的又易被混淆的观点: 植树种草形成植被区这件事本身并不能激发出有助于降水的上升气流区, 只是由于植被区的存在, 引起了植被—裸土下垫面非均一性的存在。这种非均一性激发出了上升气流区。用此观点可以清楚地解释, 为什么在植被区中心上空处没有上升或下沉区, 上升气流仅出现在植被带与裸土交界处。

需要指出的是, 在这三种分布型式转换时, 显示出突变现象。即存在着临界植被带宽度值。在临界值附近, 植被带宽度较小的渐变即可激发上升气流型式的突然变化。在远离临界值时, 植被带宽度较大的渐变却并不能使上升气流的分布型式发生任何变化。

大范围植树种草这一人类活动, 对局地气候和局地环境会造成什么影响? 这是复杂的问题。这个复杂问题的要点又是简单的。这个要点就是, 这一人类活动能否激发出有意义的上升运动, 从而将低层水汽输送到凝结高度, 形成降水或增多降水。因而, 在数值研究中, 重点放在垂直速度场的分析。其中, 垂直速度的大小又是非常重要的量。下面我们分析试验 5~23 中, 垂直速度随植被带宽度 d 的变化。

如上所述 在第二、三类分布型式中 均存在两个上升气流区(见图 3b, 3c)。记植被带上游上升气流的最大值为 ω_w 植被带下游上升气流的最大值为 ω_E 植被带上空下沉气流的最大值为 ω_D 。 $\omega_w, \omega_E, \omega_D$ 随植被带宽度变化的曲线如图 4 所示。这幅图系根据试验 5~23, 19 组试验的输出结果绘制的

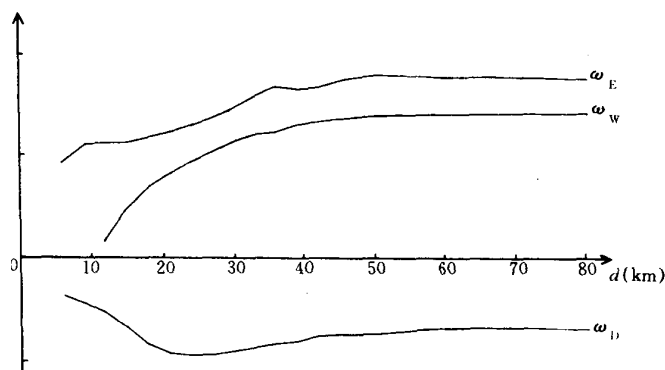


图 4 上升速度最大值 ω_w, ω_E 下沉气流最大值 ω_D 随植被带宽度 d 的变化
 ω_w : 植被带上游上升气流区最大垂直速度; ω_E : 植被带下游上升气流区最大垂直速度;
 ω_D : 植被带上空下沉气流最大值

由图 4 可见,在 9~40km 的范围内, ω_w 、 ω_E 随 d 的增大而增大。当 $d \geq 40\text{km}$ 时, ω_w 、 ω_E 的数值很少变化。因此,如果植树种草的一个重要目的是企图改善局地降水状况,那么,植被带宽度太宽(如大于 40km 以后继续加宽)可能意义不大。比较合适的宽度可能为 30~40km。

(三) 湿过程的可能影响

植被区相对于裸地区而言,不仅仅是冷区,而且还是湿区。下面通过二维干、湿模式的对比,讨论湿过程的可能影响。

试验 24: 二维湿模式。在植被区令 $q_s(0)=0.009$, $s_q=-6 \times 10^{-8}\text{m}^{-1}$ 。裸地区令 $q_s(0)=0$ 。植被、裸土区的温差仍为 10K。令植被带宽度为 50km。

试验 25: 二维干模式。除在植被区无水汽过程外,余同试验 24。

湿过程的可能作用可以概括为两点:

第一,使植被区上空冷岛的强度减弱。一般以植被区中心上空温度与裸土区上空温度之差来描述冷岛的强度。在试验 24 中,在 750m 上空这个差值为 0.5K 左右,但在干模式(试验 25)中,这个差值达 1.5K 左右。

第二,使植被带两侧上升气流强度减弱,但上升气流区的位置基本不变。

在第 400 时步的扰动比湿场上,除在植被区上空有一湿岛外,在植被带两侧各有一个比湿中心。这两个比湿中心(即水汽中心)与两个上升气流中心相配置,为植被—裸土交界处形成局地云雨创造了有利的条件。

四、结 束 语

人类活动只要在时、空尺度上达到一定的范围,就能使下垫面属性发生变化,产生下垫面属性新的非均一性。这些新的非均一性可以激发出相应的局地温、湿场及流场,影响到局地气候的变化。

问题在于:不同的人类活动可以产生不同的下垫面属性的非均一性,不同的非均一性可以产生不同的局地气候改变。因而,合理选择人类活动的方式,如合理选择大范围植树种草的作业方案,有助于局地气候的改善。

关于这个问题,颜宏和 Anthes^[1]曾给出有说服力的数值结果。我们在过去工作^[2,3]的基础上,在西北干旱课题的框架内,把这方面的工作推进了一步,主要结果在文献[4]和本文中已列出。这些结果对于计划部门、林业部门有参考价值。与此有关的若干问题,我们将继续进行分析和应用性研究。

参 考 文 献

- [1] Yan Hong and Anthes, K. A. (1988). The effect of variations in surface moisture on mesoscale circulations. *Mon. Wea. Rev.* 11(6), 192~208.
- [2] 罗哲贤, 植被带布局对局地流场的作用, 地理研究, (11), 15~22 (1992)。
- [3] 罗哲贤, 植被带宽度对局地流场及温度场影响的数值研究, 地理学报, 4(9), 37~43 (1994)。
- [4] 罗哲贤, 余晖, 植被区面积对局地气候影响的数值研究, 甘肃气象, 13, 1~5, (1995)。
- [5] 桑建国, 城市热岛效应的解析解, 气象学报, 4(4), 251~255, (1986)。
- [6] 河村武, 熊谷市技术计为气温分布解析, 地理评论, 3(7), 243~254。
- [7] Duckworth, F. S. and Sandberg, J. S., The effect of cities upon horizontal and vertical temperature gradient, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* (35), 198~207.
- [8] Krazner, A. (1956). Das Stadtklima Die Wissenhaft, (90).

EFFECTS OF THE CHANGE OF VEGETATION COVERAGE ON DRY CLIMATE

Yu Hui Luo Zhexian

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Abstract

A 3-D meso-scale wet model is developed in this paper, and is used to investigate the effect of vegetation variation on climate. 21 sets of numerical experiments are designed and performed. The experiment results show that: (1) along with gradual variation of the width of vegetation zone, 3 totally different types of vertical flow distribution are revealed, and the transformation between those types shows catastrophic patterns; (2) there exists a nonlinear relation between intensity of updrafts and width of vegetation zone; (3) the introduction of wet processes weakens the intensity of the cool-island over vegetation zone and updrafts. Based on the experimental results, some issues relevant to adequate layout schemes of tree-planting and grass-growing are discussed.

Key words: Vegetation coverage, Dry, Climate, Numerical experiment.

植被区面积对局地气候影响的数值研究

罗哲贤 余 晖

(南京气象学院 南京 210044)

提 要

用一个三维模式实施了 5 个数值试验,研究了植被覆盖与裸土之间的非均一性对局地气候的影响。结果指出:存在着一个最适宜的植被区面积 S 当 $S=S_c$ 时,这种非均一性激发的上升运动最强,上升气流区的空间范围最大。

关键词:植被覆盖人类活动 局地气候 数值试验

一、引 言

人类活动,如防护林的营建、水库蓄水、大面积灌溉,城市化等,改变了某个区域地表物理属性,形成了人为的下垫面物理属性的非均一性。这些人为的非均一性在合适的大尺度天气形势背景下和自然因素造成的地表非均一性一样,可以影响温、湿、风、降水的空间分布,在局地气候形成过程中起着重要的作用。这一概念已为大量的观测事实和数值试验所证实。

下垫面物理属性的人为非均一性对局地气候影响问题,具有十分明显的应用潜力。颜宏和 Anthes^[1] 用一个包含多种物理过程的复杂的二维模式,分析了美国中部干旱区域灌溉地带和非灌溉地带之间的非均一性对局地气候的影响。指出:在相同灌溉用水条件下,如果合理安排灌溉地带布局,可以缓解更大范围的旱情,收到事半功倍的效果。罗哲贤^[2,3] 针对我国国土治理的实际情况,用一个二维模式,研究了植被带不同宽度、不同布局对局地温度场和流场的影响。结果表明:(1)若植被带布局得当,植被 ~ 裸土之间的非均一性可望激发出更强的上升运动。(2)存在一个最适宜的植被带宽度 d 。当植被带宽度 $d=d_c$ 时,植被 ~ 裸土之间的非均一性激发的上升运动最强。这意味着,如果选择最适宜的植被带宽度和布局方案实施大范围飞机造林种草作业,那么从总体期望值而言,该地的局地气候今后可望得到更多的改善,更有利于该地经济的发展。

上述工作均使用二维模式,研究 XOZ 剖面的气候问题。至于沿 y 方向,即南北方向,则假设在 y 方向无限延伸的地带中,无论是下垫面属性,还是各种气象要素的取值,均不随 y 的变化而变化。这一假设与实际情况有较大出入,因而,应该进一步用三维模式。在下垫面属性随 x, y 变化,气象要素随 x, y, z 变化的条件下,继续研究下垫面属性非均一性对局地气候的影响问题,继续研究灌溉或植树种草等人类活动对局地气候的影响问题。本文给出这方面研究工作的初步结果。

(一) 模式描述和试验设计

在 (x, y, z) 三维空间取如下形式的运动方程、连续方程和热力学方程^[4]

$$\frac{du}{dt} = f_v - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} (K_M \frac{\partial u}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial x} (K_M^H \frac{\partial u}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_M^H \frac{\partial u}{\partial y}) \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -f_u - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} (K_M \frac{\partial v}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial x} (K_M^H \frac{\partial v}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_M^H \frac{\partial v}{\partial y}) \quad (2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad (4)$$

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\partial}{\partial z}(K_H \frac{\partial \theta}{\partial z}) + \frac{\partial}{\partial x}(K_H^H \frac{\partial \theta}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(K_H^H \frac{\partial \theta}{\partial y}) \quad (5)$$

$$\text{加上位温定义 } \theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\kappa/C_p} \quad (6)$$

$$\text{和状态方程 } P = \rho RT \quad (7)$$

计七个未知数 $u, v, w, P, \rho, \theta, T$ 以及七个方程 故方程组是完备的。其中：

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z} \quad (8)$$

K_M^H, K_H^H 为水平的动量和热量湍流输送系数，其他各物理量的定义参见文献[3]。

将 P, ρ, θ, T 分为静力学层结分布和扰动量两个部分 u, v, w 分为平均流和扰动量两个部分 并引入 Exner 函数 π 代替气压 P 得到以扰动量 $u', v', w', \theta', \pi'$ 为未知数的方程组

$$\frac{du'}{dt} = f(v' + v_s) - \theta_s \frac{\partial \pi'}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z}(K_M \frac{\partial u'}{\partial z}) + \frac{\partial}{\partial x}(K_M^H \frac{\partial u'}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(K_M^H \frac{\partial u'}{\partial y}) \quad (9)$$

$$\frac{dv'}{dt} = -f(u' + u_s) - \theta_s \frac{\partial \pi'}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}(K_M \frac{\partial v'}{\partial z}) + \frac{\partial}{\partial x}(K_M^H \frac{\partial v'}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(K_M^H \frac{\partial v'}{\partial y}) \quad (10)$$

$$\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} + \frac{\partial w'}{\partial z} = 0 \quad (11)$$

$$\frac{d\theta'}{dt} = -w's + \frac{\partial}{\partial z}(K_H \frac{\partial \theta'}{\partial z}) + \frac{\partial}{\partial x}(K_H^H \frac{\partial \theta'}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(K_H^H \frac{\partial \theta'}{\partial y}) \quad (12)$$

$$\frac{\partial \pi'}{\partial z} = \frac{g}{\theta_s} \theta' \quad (13)$$

$$\text{其中 } \frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + (u' + u_s) \frac{\partial}{\partial x} + (v' + v_s) \frac{\partial}{\partial y} + w' \frac{\partial}{\partial z} \quad (14)$$

(9)~(14) 式中 $f = 2\Omega \sin \varphi$ 为柯氏参数 u_s, v_s 为平均流，描述大尺度和天气尺度系统环境场的作用。 θ_s 为位温层结分布 即

$$\theta_s(z) = \theta_s(0) + S_1 z \quad (15)$$

式中 S_1 为稳定度参数。

垂直湍流输送系数 K_M, K_H 用下式计算^[3]

$$K_H = K_M = \begin{cases} K_{H0} + l^2 \sqrt{\left(\frac{du}{dz}\right)^2 + \left(\frac{dv}{dz}\right)^2} \div (1.0 + \beta_0 R_i) & R_i < 0 \end{cases} \quad (16)$$

$$\begin{cases} K_{H0} + l^2 \sqrt{\left(\frac{du}{dz}\right)^2 + \left(\frac{dv}{dz}\right)^2} \times (1.0 + \beta_0 R_i) & R_i > 0 \end{cases} \quad (17)$$

式中 R_i 为雷查逊数，即

$$R_i = \frac{g}{\theta_s(z)} \times \frac{\frac{d\theta'}{dz} + S_1}{\left(\frac{du}{dz}\right)^2 + \left(\frac{dv}{dz}\right)^2} \quad (18)$$

水平湍流输送系数 K_M^H 和 K_H^H 用下式计算^[5]

$$K_H^H = K_M^H = 0.05d^2 \left[0.5 \left(\frac{\partial v'}{\partial x} + \frac{\partial u'}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial v'}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial u'}{\partial x} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (19)$$

式中 d 为水平网格距。

参数取值: $\Omega = 7.292 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $\varphi = 40^\circ$, $u_g = v_g = 0.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $\theta_s(0) = 305.0 \text{ K}$, $S_1 = 0.0038 \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$, $d = 1 \text{ km}$

模式计算区域: 东西、南北方向均为 30 km 等距格点, 水平格距 1 km 。垂直方向为 2.4 km 等距分布 垂直格距 0.1 km 。模式下边界中央区域为植被区 四周为裸土区。下边界分布如图 1 所示。

初值条件: $t = 0$ 时 $u' = v' = \omega' = \pi' = \theta' = 0$ 即从分层等温、静止大气启动。

边值条件 $z = 0$ 时 $u' = v' = \omega' = 0$ 。在植被区 $\theta' = -5^\circ \text{C}$, $z_0 = 5 \text{ cm}$ 。在裸土区 $\theta' = 0^\circ \text{C}$, $z_0 = 1 \text{ cm}$ 。这里 z_0 为粗糙度参数。

在上边界, 设置一个海绵吸收层, 即对每个时间步长, 用下式

$$u'(i, j, k) = u'(i, j, 19) \times (25 - k)/6 \quad (20)$$

$$v'(i, j, k) = v'(i, j, 19) \times (25 - k)/6 \quad (21)$$

($k = 20, 21, 22, 23, 24$, k 为自下向上的垂直层数序号), 对模式上边界从上往下数的 5 个层次的扰动流场进行调整, 以减小上边界对抗动场的反射。

侧边界为无梯度边界。即令 $\frac{\partial u'}{\partial x} = \frac{\partial u'}{\partial y} = \frac{\partial v'}{\partial x} = \frac{\partial v'}{\partial y} = 0$, $w' = 0$, $\frac{\partial \theta'}{\partial x} = \frac{\partial \theta'}{\partial y} = \frac{\partial \pi'}{\partial x} = \frac{\partial \pi'}{\partial y} = 0$

时间步长 5 秒 积分时间均 > 400 个时间步长 到第 400 个时间步长 扰动场已趋向准定常。

本文设计实施了 5 个试验:

试验 1 植被区面积为 $4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$ 。

试验 2 植被区面积为 $6 \text{ km} \times 6 \text{ km}$ 。

试验 3 植被区面积为 $9 \text{ km} \times 9 \text{ km}$ 。

试验 4 植被区面积为 $11 \text{ km} \times 11 \text{ km}$ 。

试验 5 植被区面积为 $13 \text{ km} \times 13 \text{ km}$ 。

下面根据第 400 个时间步长的输出结果, 讨论三维模式大气中, 植被区 ~ 裸土区之间物理属性的非均匀性对局地气候的影响。

二、计算结果

图 1 中 在 $y = 15 \text{ km}$ 处 有一线段 AB 。 AB 系穿过计算区域和植被区域的中线。以下均讨论沿 AB 线段的 XOZ 剖面上, 位温扰动场和流场的分布。

(一) 对抗动位温场的影响

在 5 个试验中 植被区上空均出现了“冷岛”现象(图略), 冷岛在地面最强 随高度增加而减弱。随着植被区域的逐渐加大, 冷岛占据的范围也逐渐加大了。

为了定量描述冷岛的强度和范围, 我们根据输出的位温扰动格点值和绘图图形, 统计了 $\theta' = -1.0^\circ \text{C}$ 等值线在 XOZ 剖面上所达到的最大高度值 H_1 以及 $\theta' = -0.5^\circ \text{C}$ 等值线所达到的最大高度值 H_2 。 H_1 、 H_2 取值愈大(小)说明冷岛强度和范围大(小) 根据 5 个试验的结果 参数 H_1 、 H_2 随植被区域面积变化的曲线如图 2 所示。可见: H_1 、 H_2 均随植被区域面积的增大而

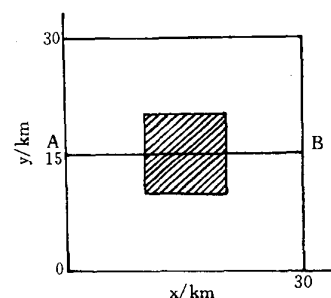


图 1 模式下边界植被区、裸土区示意图(阴影区为植被区)

单调增加。

(二) 对垂直速度场的影响

在分析下垫面属性非均一性对局地气候的影响时，一般都着重分析其对垂直运动的影响。主要原因是上升运动与局地降水之间的联系更为密切。在输出的 XOZ 剖面垂直速度分布图上，5 个试验具有如下共同的特征：(1) 在植被区上空，主要为下沉气流控制。(2) 在植被区域与裸土区域交界处附近，存在两个上升气流区。这与二维模式的结果^[1~3]是较一致的。

为了定量描述上升运动区范围，我们统计了两个上升气流区域中垂直速度 $w' \geq 1.0 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 的网格点数总和。这个网格点数总和记为上升运动的面积指数 S_w 。 S_w 愈大 (小)，上升运动的区域愈大 (小)。根据 5 个试验的结果，绘出了面积指数 S_w 随植被区域面积变化的曲线图 (图 3)。可见植被区为 $4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$ 试验 (1) 时，上升运动的面积指数 S_w 为 14。植被区为 $6 \text{ km} \times 6 \text{ km}$ 时 (试验 2)， S_w 快速增大为 46。植被区为 $9 \text{ km} \times 9 \text{ km}$ 时 (试验 3)， S_w 又增大了三倍以上，达 153。但是植被区面积继续增大时， S_w 却不再增大，反而略有减小。

为了分析上升运动强度和植被区域面积的联系，我们分别统计了植被区东部上升区与植被区西部上升区的最大上升速度，分别记为 W_E 和 W_w 以及二者的平均值 $\bar{W} = 0.5 \times (W_E + W_w)$ 。参数 W_E 、 W_w 和 $\bar{W}$ 随植被区面积 S 变化的曲线表明：最大上升速度先随植被区面积的加大而加大，当 $S > S_c$ 后最大上升速度反而随植被区面积的加大而减小 (图 4)。

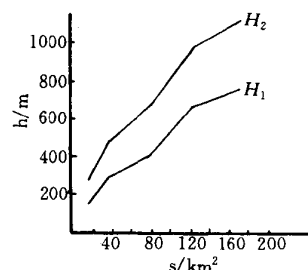


图 2 参数 H_1 、 H_2 随植被区域面积的变化

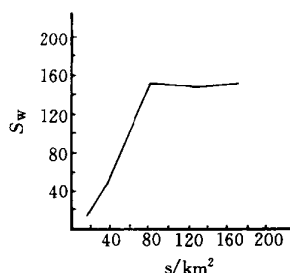


图 3 上升运动面积指数 S_w 随植被区面积的变化

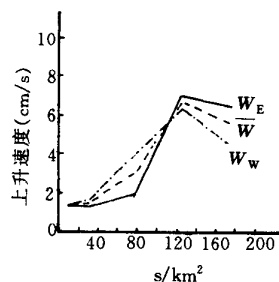


图 4 参数 W_E 、 W_w 和 $\bar{W}$ 随植被区面积的变化

概括而言，随着植被区域面积的加大，植被区域上空冷岛的范围和强度也相应增大，两者之间近似地为准线性关系 (图 2)。但是植被区域附近上升运动的范围和强度与植被区域面积之间的关系，却不是单调上升的准线性关系，而是非常明显的非线性联系。也就是说，可能存在着一个植被区域面积 S 的临界值 S_c 。当 $S < S_c$ 时，植被 ~ 裸土之间的非均一性所激发的上升运动的范围和强度随植被区域面积的增大而增加；当 $S > S_c$ 时，上升运动的范围和强度不但不会继续增加，反而会稍有下降。这似乎是植被 ~ 裸土非均一性激发出来的扰动温度场和扰动流场之间的一个重要差别。

三、讨论

本文用一个三维模式，初步研究了不同植被区域面积对局地温度场和流场的影响问题。结果表明，存在着一个临界的植被区域面积 S_c 。当植被区域面积 S 与 S_c 大致相同时，植被 ~ 裸土

之间的非均一性所激发出来的上升运动可能会最强。这个结果与文献 [1 ~ 3] 在二维模式大气中得到的结果较一致。这些结果的应用潜力在于：对改善局地气候、缓解干旱危害而言，不仅需要大范围的植树种草，而且需要合理安排植树造林的布局。这样可收到事半功倍的效果。

另一方面，实际大气中局地温度场和垂直速度场的形成问题极为复杂，涉及到多种因子，如地形、陆面过程、环境流场与局地流场的相互作用等等，这些因子的作用本文均未考虑，因而 这里的结果只是初步的。我们将继续研究 使工作不断完善。

参 考 文 献

- [1] Hong, Yan and Anthes, R. A. (1988). The effect of variations in surface moisture on mesoscale circulations, *Mon. Wea. Rev.*, 116, 192~208.
- [2] 罗哲贤, 植被带布局对局地流场的作用, 地理研究, (11), 15~22, (1992)。
- [3] 罗哲贤, 植被带宽度对局地环流及温度场影响的数值研究, 地理学报, 49, 37~43, (1994)。
- [4] 刘式适、刘式达 大气动力学 北京大学出版社, (1992)。
- [5] Pielke, R. A., 中尺度气象模拟, 气象出版社, (1987)。

NUMERICAL STUDY OF THE INFLUENCE OF VEGETATION COVER AREA ON THE LOCAL CLIMATE

Luo Zhexian Yu Hui

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Abstract

Five numerical experiments were performed by using a three dimensional numerical model in order to study the impact of inhomogeneity between vegetation cover and bare soil on local climate. The results show that there is the most suitable vegetation area (S_c). Assuming that $S = S_c$, ascending motion is the strongest by the stimulant of inhomogeneity. Space range of updraft zone is the biggest.

Key words: Vegetation cover, Human action, Local climate, Numerical experiment.

CO₂ 浓度渐增对气温影响的敏感性试验

邹立尧

罗哲贤

(黑龙江省气候中心 哈尔滨 150001) (南京气象学院应用气象学系 南京 210044)

提 要

使用辐射对流模式,研究了中纬度冬季气温对于 CO₂ 浓度变化的敏感性。结果表明:气温变幅随 CO₂ 浓度渐增呈现先快后慢的非线性特征;气温变幅具有一定的稳定性。

关键词:CO₂ 浓度 辐射对流模式 增温

辐射对流模式是 Manabe 和 Wetherald^[1] 首先提出的。模式变量是各个高度上的大气温度,采用了大气温度垂直分布的参数通量化形式,计算地面辐射平衡。它比能量平衡模式更好地考虑了地气之间的热量传输、大气中的对流热量传输以及辐射传输等,计算量却比大气环流模式小几个量级。因此这类模式的应用较多。

目前,使用辐射对流模式进行 CO₂ 倍增对气候影响的研究,主要集中在以下几个方面:研究不同的对流调整方案对增温效应的影响^[2~4] 研究云~辐射~温度之间的反馈对增温幅度的影响;考虑海洋与大气的相互作用对增温幅度的影响^[5] 辐射~对流~化学耦合模式的研究^[6]。

上述研究是在现有 CO₂ 浓度的条件下试验,得到一组气候状态,然后在 CO₂ 浓度倍增的条件下试验,得到另一组气候状态。以两种气候状态的差值(记为 CO₂ × 2 - CO₂ × 1) 来描述气候增暖的程度。而在 CO₂ 浓度逐渐增加,但未达到倍增程度的过程中,CO₂ 浓度增加对气候的影响如何?针对该问题本文进行初步研究。

一、模式简介和试验设计

(一) 模式简介

本文模式为定常的辐射对流模式。出发方程为:

$$Q_s(y, z, T(y, z)) + Q_L(y, z, T(y, z)) + Q_c(y, z, T(y, z)) = 0 \quad (1)$$

其中, $Q_s(y, z, T(y, z))$ 为净入射的太阳辐射通量, $Q_L(y, z, T(y, z))$ 为净射出的长波辐射通量, $Q_c(y, z, T(y, z))$ 为因对流而形成的热通量。 y 代表纬度, z 代表高度,因而模式是二维的。本文计算时取 $\Phi = 45^\circ\text{N}$, 该模式简化为一维模式。

模式隐含温度 $T(y, z)$, 在一定条件下从方程 (1) 可解出辐射平衡温度的分布。 $Q_s(y, z, T(y, z))$ 、 $Q_L(y, z, T(y, z))$ 的取值分别与 CO₂ 浓度、O₃ 以及水汽含量有关。当 CO₂ 浓度变化时,会影响到 Q_L 的取值,进而影响到 Q_s 、 Q_c 和 T 的取值。据此可以分析 CO₂ 浓度变化对温度场的影响。

太阳辐射通量的计算采用了 Lacis 和 Hansen^[9] 的参数化方案,考虑了水汽和臭氧的吸收。

在 l 层中大气 O₃ 的吸收可写成:

$$A_{l,0} = S_0 \mu_0 [A_{oz}(x_{l+1}) - A_{oz}(x_l)] \quad (2)$$

其中

$$\begin{cases} A_{\text{at}}(x) = \frac{1.082x}{(1 + 138.6x)^{0.805}} + \frac{0.06582}{1 + (103.6x)^3} + 1.4 \times \frac{0.02118x}{1 + 0.042x + 0.000323x^2} \\ x_l = u_l M \\ M = 35/(1224\mu_0^2 + 1)^{1/2} \\ \mu_0 = \cos\varphi \end{cases} \quad (3)$$

而 φ 为太阳天顶距, x_l 是 l 层以上直接太阳光束中的有效 O_3 量, μ_l 是 l 层以上垂直光程内的 O_3 量, M 是考虑了倾斜角和折射的放大因子, S 为太阳常数。

水汽吸收可写成

$$A_{l,w} = S_0 \mu_0 \{A_{wv}(y_{l+1}) - A_{wv}(y_l) + \alpha_p [A_{wv}(y_l^*) - A_{wv}(y_{l+1}^*)]\} \quad (4)$$

其中

$$A_{wv}(y) = \frac{2.9y}{(1 + 141.5)^{0.635} + 5.925y} \quad (5)$$

$$y_l = \frac{M}{g} \int_0^{p_l} q \left(\frac{p}{p_0} \right)^n \left(\frac{T_0}{T} \right)^{1/2} dp \quad (6)$$

$$y_l^* = \frac{M}{g} \int_0^{p_k} q \left(\frac{p}{p_0} \right)^n \left(\frac{T_0}{T} \right)^{1/2} dp + \frac{5}{3g} \int_{p_{l+1}}^{p_k} q \left(\frac{p}{p_0} \right)^n \left(\frac{T_0}{T} \right)^{1/2} dp \quad (7)$$

其中 q 为比湿, g 为重力加速度, y_l 是 l 层以上直接太阳光束中的有效水汽量, y_l^* 是地面和 l 层之间光程中的有效水汽量, T_0 和 p_0 为标准温压, α_p 为近地面层地气系统的反射率, $n = 1$ 。

由公式 (2) 和 (4) 可得到 l 层大气吸收的太阳辐射通量为

$$QS_l = (A_{l,0} + A_{l,w})/\pi \quad (8)$$

系数 $1/\pi$ 表示将太阳辐射通量全球平均, 因为长波辐射呈球面发射。

长波辐射通量的计算采用了 Sasamori^[10] 的参数化方案。考虑了水汽、 CO_2 和 O_3 的吸收、发射, 以及水汽与 CO_2 、水汽与 O_3 的重迭吸收。高度 z 上的辐射通量公式如下

$$F \uparrow(z) = \sigma T_s^4 + 4\sigma \int_{T_s}^{T(z)} B(z, z') T'^3 dT' \quad (9)$$

$$F \downarrow(z) = \sigma T^4(Z_1) \beta(z) - 4\sigma \int_{T(z)}^{T(z_1)} B(z, z') T'^3 dT' \quad (10)$$

其中 $T(z)$ 为模式顶温度, σ 为斯蒂芬-玻尔兹曼常数, 等于 $5.67 \times 10^{12} \text{W} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$, T' 是 z' 高度的温度, $B(z, z')$ 表示 z 和 z' 这两个高度之间的总吸收率, $\beta(z)$ 表示等温发射率, 有

$$B(z_1, z_2) = \sum_{i=1}^N A_i [u'_i(z_1, z_2)] \tau_i [u'_i(z_1, z_2)] \quad (11)$$

$$\beta(z) = \sum_{i=1}^N \alpha_i [u_i(z)] \quad (12)$$

式中 A_i 是每种吸收气体的分数吸收率, τ_i 是红外频率范围中的水汽透过率, α_i 为每种气体的等温发射率, 文献 [11] 给出了 A_i 、 τ_i 和 α_i 的函数形式, u_i 为考虑了大气非均匀效应的有效吸收体含量, 其表达式为

$$u_i = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} q_i \left(\frac{p}{p_0} \right) dp \quad (13)$$

其中 q_i 为吸收气体的混合比, p_1 和 p_2 分别为气柱顶和气柱底气压。

这样 l 层大气的长波辐射净通量为

$$QL_l = F \uparrow_l - F \downarrow_l - [F \uparrow_{l+1} - F \downarrow_{l+1}] \quad (14)$$

$Q_c(y, z, T(y, z))$ 作为对流调整项, 按辐射对流模式的惯例调整。

该模式采用 z - 坐标系, 模式大气分 16 层 垂直格距为 1km 见图 1。模式求平衡温度场时使用了数值迭代法 —— 二分法。

一个有意义的气候学模式至少应包含一个重要的反馈机制。本模式中包含以下两个重要的反馈机制。

1. 反射率 ~ 温度反馈公式 (4) 中的 α_p 据文献[12] 有

$$\alpha_p = A_c \alpha_c + (1 - A_c) \alpha_s \quad (15)$$

其中 α_s 和 α_c 分别为晴空和有云时的行星反射率 A_c 为云量 取

$$A_c = 0.5 + 0.385 \cos 6\varphi \quad (16)$$

而取有云时的反射率为

$$\alpha_c = 0.641 + 0.258\alpha_s - 0.494\mu \quad (17)$$

其中 φ 为纬度 μ 为太阳高度角的余弦。地面反射率取

$$\alpha_s = \begin{cases} 0.8 & T_s \leq 260K \\ 0.8 - 0.03(T_s - 260) & 260K < T_s < 280K \\ 0.2 & T_s \geq 280K \end{cases} \quad (18)$$

其中 T_s 为地面温度, 由于地面反射率直接依赖于地面温度, 该模式中已包含了反射率 ~ 温度的反馈机制。

2. 水汽 ~ 辐射 ~ 温度的反馈机制

根据文献[13] 大气相对湿度给出如下:

$$RH = RH^* [(e^{-\tau/H} - 0.02)/0.98]^{a_1} \quad (19)$$

其中 $RH^* = 0.72 + 0.09(1 + \cos 2\varphi)$; $a_1 = 1.00 - 0.03(T_s - 288)$ 。而下垫面的相对湿度则取为

$$RH_s = 1.00 - 0.06(1 - \cos 2\varphi) \quad (20)$$

由公式(19) 可见 相对湿度随地面温度而变化。尽管相对湿度随温度变化很小 但当地面温度略有增加时, 大气的绝对湿度却可增加很大。大气中水汽量的增加能导致太阳辐射直接吸收和红外辐射温室效应的增强, 又使地面温度升高。

(二) 试验设计

试验 1 令 $\varphi = 45^\circ N, \delta = -23.5^\circ, k = 1.05, 1.15, 1.25 \dots, 1.95$ 计 9 组值。这里 k 表示 CO_2 浓度增加的倍数。实施试验 1 可以分析中纬度冬季 CO_2 浓度渐增引起的增温效应。

试验 2 令 $\varphi = 45^\circ N, \delta = -23.5^\circ, k = 2.00, \gamma_1 = 1.00, 0.65, 0.35 (^\circ C/100m)$ 。这里 γ_1 为初始温度场垂直分布的递减率。试验 2 是 CO_2 浓度倍增增温效应关于初始温度场垂直分布的敏感性试验。

试验 3 令 $\varphi = 45^\circ N, \delta = 23.5^\circ, \gamma = \gamma_d, \gamma_m$ 。这里 γ 为对流调整后温度分布的递减率。目的是分析不同调整方案对增温幅度的影响。

试验 4 令 $k = 2.0, \gamma = 0.321, 0.421, 0.521, 0.621$ 。这里 γ 为二氧化碳吸收函数经验公式的参数。试验 CO_2 浓度倍增引起的增温效应与 γ 的关系。

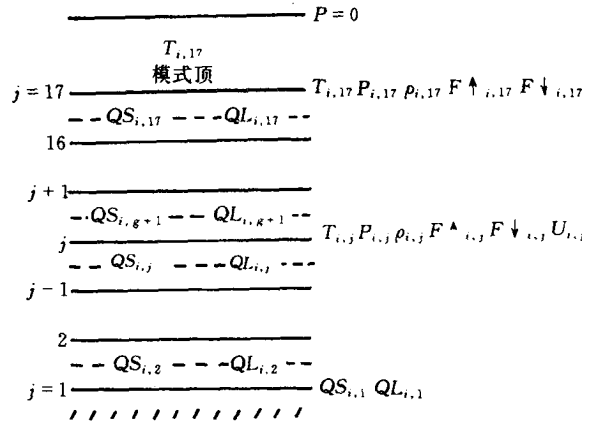


图 1 模式的垂直网格

二、数值试验结果分析

(一) CO_2 浓度渐增引起的非线性现象

令 $\varphi = 45^\circ\text{N}$, $\delta = -23.5^\circ$, $k = 1.05, 1.15, 1.25, \dots, 1.95$, 计算了 CO_2 浓度增加 k 倍时, 地面气温增温值 ΔT , 结果列于表 1。

表 1 CO_2 浓度渐增 ($\text{CO}_2 \times k$) 时气温增温值 ΔT_i ($\varphi = 45^\circ\text{N}$, $\delta = -23.5^\circ$)

$\text{CO}_2 \times K$	1.05	1.15	1.25	1.35	1.45	1.55	1.65	1.75	1.85	1.95
$\Delta T/^\circ\text{C}$	0.05	0.16	0.37	0.48	0.65	0.76	0.85	0.97	1.06	1.19
$\Delta T_{k+1} - \Delta T_k$		0.11	0.21	0.11	0.17	0.11	0.09	0.12	0.09	0.13

由表 1 可见, 当 CO_2 浓度增加到 1.05 倍和 1.95 倍时, ΔT 分别为 0.05°C 和 1.19°C 。两者之间相差 1.14°C 。如果在 CO_2 浓度从 1.05 倍渐增到 1.95 倍过程中, 相应增温幅度是等比例线性增加的, 那么, 这个 1.14°C 的增值会均匀地分布, 即 k 值每增加 0.10, 气温会增加 $0.1 \times (1.14/0.9) = 0.127^\circ\text{C}$ 。这是线性情况的结果。事实上, 表 1 第三行 $\Delta T_{k+1} - \Delta T_k$ 的结果表明, 模式计算的情况与线性情况是不一样的。例如, $k = 1.25$ 与 $k = 1.15$ 的情况相比, 增温分别为 0.37°C 和 0.16°C , 两者之间相差 0.210°C , 这个数值远大于上述线性情况下的平均增温值 0.127°C 。又如, $k = 1.65$ 与 $k = 1.55$ 的情况相比, 增温分别为 0.85°C 和 0.76°C , 两者之间相差 0.09°C , 小于线性平均增温值。由此可以初步认为, 在 CO_2 浓度渐增的条件下, 气温的变化并非线性增加的。在 CO_2 浓度渐增变化的某个阶段, 气温增温会更为明显, 在另外的阶段, 气温增温的幅度较为平缓。若比较粗略地划分, 表 1 所列 CO_2 浓度渐增的过程可分为两个阶段。第一是 $1.05 \leq k \leq 1.45$, 这个阶段 CO_2 浓度渐增引起的增温幅度平均而言要大些。第二是 $1.45 \leq k \leq 1.95$, 这个阶段相应增温幅度要小些。将这两段分别用线性拟合, 可得以下近似公式:

$$\begin{cases} \Delta T_i = 1.52k_i - 1.558 & (1.05 \leq k_i \leq 1.45) \\ \Delta T_i = 1.06k_i - 0.893 & (1.45 \leq k_i \leq 1.95) \end{cases}$$

相关系数分别达到 0.9956 和 0.9984, 通过信度 $\alpha = 0.001$ 检验。

可见, 增温幅度 ΔT_i 与 CO_2 浓度渐增呈分段线性关系。当 $1.05 \leq k \leq 1.45$ 时, 斜率为 1.52, 说明增温幅度较大。当 $1.45 \leq k \leq 1.95$ 时, 斜率为 1.06, 说明增温幅度变小。

(二) 温度初始场的敏感性试验

试验 2 中, 模式地表温度取 $T_s = 285.15\text{K}$, 垂直递减率 γ 分别取 $10.0, 6.5, 3.5 (^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1})$, 给出三组初始场。从这三组初始场出发, 对流调整时采用 $\gamma_d = 10.0^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 调整, 试验结果表明: 增温幅度随初始场垂直递减率的增大而增大, 见表 2。

表 2 CO_2 浓度倍增时增温幅度与初始温度场垂直递减率 γ 的关系

$\gamma/^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$	10.0	6.5	3.5
$\Delta T/^\circ\text{C}$	1.15	1.00	0.98

(三) 不同对流调整方案对结果的影响

试验 3 中, 在对流调整时, 分别采用 $\gamma = \gamma_d = 10.0$ 和 $\gamma = \gamma_m = 6.5^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 两种方案调整。结果 $\gamma = \gamma_d$ 时, $\Delta T = 1.16^\circ\text{C}$; $\gamma = \gamma_m$ 时, $\Delta T = 0.951^\circ\text{C}$ 。可见, 不同调整方案对结果有一定影响, 这与 Lal 等^[2]的结论是一致的。Lal 等采用的是不同的对流参数化方案。说明, 用辐射对流模式模拟估计 CO_2 浓度增加引起的增温效应时, 计算结果不仅随对流参数化方案的不同而不同, 也随对流调整后的温度垂直分布的不同而不同。

(四) CO_2 吸收经验公式参数敏感性的试验

长波辐射传输过程中计算 CO_2 的吸收和发射要用到如下吸收函数公式

$$A_2 = 0.0676(u'_2 + 0.01022)^\gamma - 0.00982(u'_2 \leq 1)$$

式中 μ'_2 为 CO_2 的有效含量, γ 为经验参数。在试验 4 中, 在三种初始温度场的情况下 $T_i = 285.15\text{K}$, $\gamma = 10.0, 6.5$ 和 $3.5^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 令 $\gamma = 0.321, 0.421, 0.521, 0.621$ 实施了 12 个试验。结果表明在 4 种 γ 不同取值的情况下 相应增温幅度完全相同 即结果对于参数 γ 的取值不敏感。

三、结 语

本文使用辐射对流模式, 得到以下结果

1. CO_2 浓度渐增情况下的地面增温幅度随 CO_2 浓度增加呈分段线性关系。温度增加幅度由快到慢。

2. 敏感性试验表明 尽管 CO_2 浓度倍增时的地面增温 ΔT 随调整方案和初始场垂直温度分布的不同而有不同程度的变化, 但对中纬度冬季而言, 平均地面增温幅度差异不到 0.3°C 。

由于 CO_2 浓度变化对气温影响的复杂性, 本工作仅是初步的。如模式中没有考虑热量的南北输送, 没有对更多的参数取值进行细微的计算等。

参 考 文 献

- [1] Manabe, S. and Wetherald, R. T. (1967), The thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity, JAS, 24, 241~259.
- [2] Lal, M. and Ramanathan, V. (1984), The effects of moist convection and water vapor radiative process on climate sensitivity, JAS, 14, 2238~2249.
- [3] Lindzen, R. S., Hou, A. Y., Farrel, B. F. et al. (1982), The role of convective model choice in calculating the climate impact of doubling CO_2 , JAS, 39, 1189~1205.
- [4] Hummel, J. R. (1982), Surface temperature sensitivities in a multiple cloud radiative-convective model with a constant and pressure dependent critical lapse rate, Tellus, 34, 203~208.
- [5] Hummel, J. R. and Kuh, W. R. (1981), An atmosphere radiative-convective model with interactive water vapor transport and cloud development, Tellus, 33, 372~381.
- [6] Somerville, R. J. and Remer, L. A. (1984), Cloud optical thickness feedbacks in the CO_2 climate problem, Journal of Geophysical Research, 89(D6), 9668~9672.
- [7] Ramanathan, V. (1981), The role of the ocean atmosphere interaction in the CO_2 climate problem, JAS, 38, 918~930.
- [8] Owens, A. J., Hales, C. H., Filkin, D. L. et al. (1985), A coupled one-dimensional radiative-convective, chemistry-transport model of the atmosphere, Journal of Geophysical Research, 90(D1), 2283~2311.
- [9] Lacis, A. A. and Hansen, J. E. (1974), A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere, JAS, 31, 118~133.
- [10] Sasamori, T. (1968), The radiative cooling calculation for application to general circulation experiments, J. Appl. Meteor, 7, 721~729.
- [11] 张时禹, 大气环流模式, 气象出版社, (1987)。
- [12] Lian, M. S. and Cess, R. P. (1977). Energy balance climate model: A reappraisal of ice-albedo feedback, JAS, 34, 1058~1062.
- [13] 朱迅, 考虑剩余经圈环流后的定常一维气候模式, 南京气象学院学报, 11(2), 152~165, (1988)。

SENSITIVITY TEST CONCERNING WINTER TEMPERATURE RESPONSE TO GRADUAL INCREASE IN CO₂

Zuo Liyao

(Heilongjiang Climatic Center, Harbin 150001)

Luo Zhexian

(Department of Applied Meteorology, NIM, Nanjing 210044)

Abstract

A radiative-convective model is developed to examine the sensitivity of winter midlatitude warming in relation to increasing CO₂ amount. Results show that i) the temperature change exhibits a nonlinear growth, faster initially and slow afterwards, under progressive increase of the gas; ii) the mean temperature amplitude displays some degree of stability.

Key words: CO₂ concentration, Radiative-convective model, Warming.

青藏高原环流异常和西北地区地面反照率变化对降水影响的数值试验

孙国武 俞亚勋

(兰州干旱气象研究所 兰州 730020)

王宝灵

(甘肃省气象局应用气候研究所 兰州 730020)

提 要

本文采用了一个 OSU 三层全球大气环流模式,对中国西北地区夏季降水的增减作了初步研究。数值试验结果表明,西北地区地面反照率的变化和青藏高原上空大气环流异常对西北地区夏季降水的影响比较明显,这可能是近年来西北地区干旱强度加剧、干旱频率加快、干旱持续时段加长、干旱范围扩大这一趋势的形成,是在青藏高原出现干旱环流形势下,由于人类活动(植被减少,沙化土地扩大)的影响所致。

关键词:数值试验 大气环流异常 地面反照率变化 夏季降水

一、引 言

对大尺度干旱气候物理成因的研究是全球气候变化研究的一个重要方面。作为一种区域性气候异常的西北干旱气候变化,对其形成的物理因子及其数值试验研究,在目前国内外并没有一个系统的结论。国际上对于干旱气候变化的研究主要集中于非洲的萨赫勒干旱。在本世纪 70 到 80 年代的大部分时间 非洲次撒哈拉经历了持续的干旱 许多研究表明,气候数值模式在确定造成这种干旱的机制方面是十分有用的。近年来不少观测事实和数值试验结果,都揭示了陆面过程对大气环流及气候有重大影响。支配陆面过程的物理量或参数,如地面反照率、地面粗糙度、地温和土壤水分等的变化,都会改变地气之间的物理量交换,改变大气的能量及水分收支,从而影响大气环流和气候。其中研究地面反照率对气候的影响是一个重要方面。例如,Charney^[1]等(1977),Chervin^[2](1979),Sud^[3](1982) 分别用不同的 GCM 研究了非洲萨赫勒、印度的 Thar 和美国西部大平原以及巴西东北地区的地面反照率变化对降水的影响。王绍武等^[4]用一个简单的 OSU 二层模式做了黄河中上游 7 月旱涝的长期数值预报试验。分析结果表明,6 月太平洋 SST 异常、北极海冰和大气环流异常等条件 确实是对 7 月份黄河中上游的旱涝形成起着重要作用,他们的预报结果是成功的,从而证实了用 OSU 模式研究区域性旱涝问题的可能性。本文将用一个改进的 OSU 三层 AGCM 模式,对中国西北地区地面反照率及大气环流变化对降水的影响作一数值试验,并将对试验结果与观测事实进行分析和讨论。

二、模式简介及试验方案设计

本文使用的模式是一个包括行星边界层(PBL)的三层全球大气环流模式^[5],PBL 的厚度是 50hPa,PBL 层顶到 200hPa 是自由大气,自由大气分为二层。在 PBL 及自由大气层中分别用独立 σ 坐标系(σ' 为 PBL 层 σ 为自由大气层)。

$$\sigma = \frac{P - P_T}{P^*}, \sigma' = \frac{P - P_s + 50}{50}$$

其中 P_T 是模式顶 ($P_T = 200\text{hPa}$) 常压, P_s 是地面气压, 而 P^* 是自由大气层厚度 ($P^* = P_s - P_T - 50$), 50hPa 是 PBL 的厚度, 模式的垂直结构、主要物理量及模式的云型由图 1 所示 其中 u, v, T, q, ϕ 是模式主要物理量 P_T 是模式顶气压, P_s 是地面气压, S 和 R 分别是模式大气顶 (下标为 0) 和地面 (下标为 6) 净向下太阳辐射和净向上地面辐射, $\dot{H}, \dot{Q}$ 和 F 分别是非绝热加热、水汽源和摩擦, H_s 为地面感热通量, P 为降水率, E_s 为地面水汽通量, τ_s 为地面动量通量, S 为雪质量, W 为地面湿度, $CL_1 \sim CL_5$ 为 5 种单云, $0 \sim 4$ 为自由大气层 而 $4 \sim 6$ 为 PBL 层。

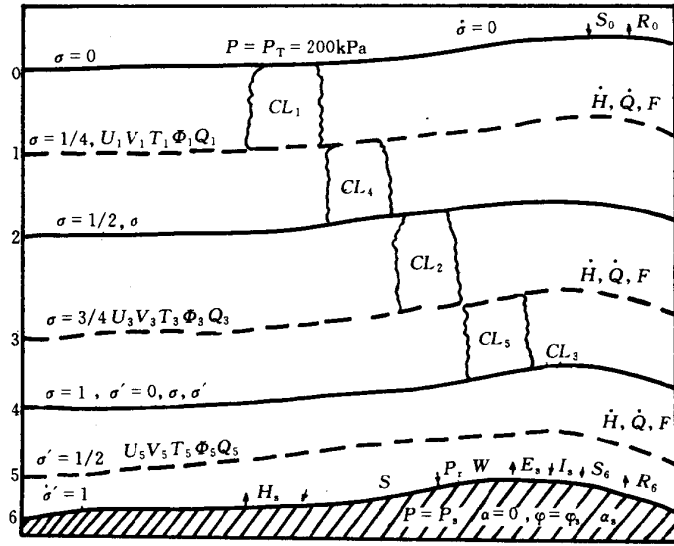


图 1 模式的垂直结构 主要物理量及模式五种单云分布图 [5]

(一) 闭合方程组

对于自由大气 用 σ 坐标描述, 其动力和热力方程组的矢量形式为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(P^* \vec{V}) + \nabla(P^* \vec{V} \vec{V}) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(P^* \vec{V} \dot{\sigma}) + f \vec{K} \times P^* \vec{V} + P^* \nabla \phi \\ + P^* \sigma \alpha \nabla P^* = P^* \vec{F} \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(P^* C_p T) + \nabla \cdot (P^* C_p T \vec{V}) + \left(\frac{P}{P_\infty}\right)^* \times \frac{\partial}{\partial \sigma}(P^* C_p \dot{\sigma} \theta) \\ - P^* \sigma \alpha \frac{\partial P^*}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla P^* = P^* \dot{H} \end{aligned} \quad (2)$$

水汽方程为:

$$\frac{\partial}{\partial t}(P^* q) + \nabla \cdot (P^* q \vec{V}) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(P^* q \dot{\sigma}) = P^* \dot{Q} \quad (3)$$

状态方程为:

$$\alpha = \frac{RT}{P} \quad (4)$$

静力方程为:

$$\frac{\partial}{\partial \sigma}(\phi) + P^* \alpha = 0 \quad (5)$$

连续方程为：

$$\frac{\partial}{\partial t}(P^*) + \nabla \cdot (P^* \vec{V}) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(P^* \dot{\sigma}) = 0 \quad (6)$$

对于边界层，采用固定厚度且只考虑为一层，由 σ' 坐标描述：

动力方程为：

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\vec{V}) + \nabla(\vec{V} \vec{V}) + \frac{\partial}{\partial \sigma'}(\vec{V} \dot{\sigma}') + f \vec{K} \times \vec{V} \\ + \nabla \phi + \sigma' \nabla P^* = \vec{F} \end{aligned} \quad (7)$$

热力方程为：

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(C_p T) + \nabla \cdot (C_p T \vec{V}) + \left(\frac{P}{P^*}\right)^* \frac{\partial}{\partial \sigma'}(C_p \dot{\sigma} \theta) \\ - \sigma' \alpha \frac{\partial P^*}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla P^* = \dot{H} \end{aligned} \quad (8)$$

水汽方程为：

$$\frac{\partial}{\partial t}(q) + \nabla \cdot (q \vec{V}) + \frac{\partial}{\partial \sigma'}(q) = \dot{Q} \quad (9)$$

连续方程为：

$$\nabla \cdot \vec{V} + \frac{\partial}{\partial \sigma'}(\dot{\sigma}') = 0 \quad (10)$$

其中 P_∞ 为标准大气压 取为 1000hPa, $\vec{F}$, $\dot{H}$, $\dot{Q}$ 为强迫项, $\vec{F}$ 表示单位质量空气水平摩擦力项, $\dot{H}$ 表示单位质量空气非绝热加热项, $\dot{Q}$ 为单位质量空气水汽增加率项。主要物理变量有 ϕ 为位势高度, α 为比容, P 为气压, $\vec{V} = (u, v)$ 为水平风速矢量, T 是温度, q 为水汽混合率 (kg/kg), $\dot{\sigma}$ 为 Sigma 垂直速度, $\frac{d\sigma}{dt}$, $\dot{\sigma}_2 = \frac{25}{P^*} \nabla \cdot \vec{V}_5 + \frac{1}{4P^*} \nabla \cdot [P^* (\vec{V}_3 - \vec{V}_1)]$, $\dot{\sigma}_4 = \frac{50}{P^*} \nabla \cdot \vec{V}_5$, $\dot{\sigma}_4 = \nabla \cdot \vec{V}_5$

(二) 模式的物理过程

包括地面条件、边界层的湍流通量、摩擦、非绝热加热及水汽源、云型和辐射等。其中地面条件包括地形、表面类型、表面反照率、地温、地表水分收支、雪量收支、融雪、月平均海面温度和海冰。湍流通量包括动量、感热和水汽通量。非绝热加热包括对流调整，大尺度积云对流的凝结和蒸发。在辐射计算时，大气中吸收气体的浓度，如水汽、CO₂ 和 O₃ 等都取常数，而高中低层云量则是变化的。

(三) 试验方案设计

本文的试验方案设计如下：(1) 控制试验 (EXP. 1) 将 AGCM 运行十个模式年，我们取最后一年 1 月 1 日至 12 月 31 日的物理量场作为控制试验的结果。(2) 西北地区地面反照率异常的数值试验 (EXP. 2) 在试验中从 5 月 1 日开始增大西北地区地面反照率，同时积分至 7 月 31 日，取 7 月 1 日至 31 日平均值。(3) 干旱环流异常的数值试验 (EXP. 3) 在试验中从 6 月 1 日开始加大 500hPa 青藏高原上空温度，将模式积分至 7 月 31 日，取 7 月 1 日至 31 日平均值。

三、数值试验结果的分析 and 讨论

由于模式输出的试验结果涉及不同层次的许多物理量，限于篇幅，本文着重讨论模式大气上下层流场以及西北地区地面气温和降水在地面反照率异常情况下有何变化。另外值得一提的是，为了消除模式本身的系统误差，需要将上面第 2 和第 3 个异常试验的结果减去控制试验的结果，作对比分析。

(一 控制试验的结果

为了表明 AGCM 模拟气候平均状况的能力,我们给出一些控制试验的结果,有关该模式对全球 1 月和 7 月流场、地面气温、海平面气压及降水率场的平均状况的模拟结果可参见文献 [5] 这里不再赘述。本文仅给出控制试验得到的降水场的季节变化特征(图 2)。因为较好地模拟出气候的季节变化,是考察气候模式模拟能力的一个重要标志。

图 2 是沿 $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 对于降水率的时间~纬度剖面。从图中看到 有两条明显的雨带 第一条雨带位于中国南海的热带辐合区 (ITCZ)。另外一条雨带位于中国大陆。对于前者 5 月份其中心位于赤道,8 月初达到 14°N ,10 月又回到赤道,以上变化与卫星观测相吻合^[5]。对于后者 其形成与夏季风在我国的进退紧密相连。从图中看到,模拟出来的大陆雨带在 4~5 月位于 28°N 以南,非常类似于华南梅雨;6 月北跳至 30°N 附近 与长江流域梅雨期吻合 接着在 7 月北移至 34°N 与黄淮流域降水期联接到 8 月又北跳至 $38^{\circ}\sim 42^{\circ}\text{N}$ 与华北降水期相对应 到 9 月该雨带迅速向南回跳。以上模拟的降水季节变化特征与郭其蕴对我国东部地区 (110°E 以东 $20^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$)1951~1993 年月降水量的季节变化的分析结果十分一致^[6]。表明该模式能模拟出亚洲夏季季风区的最主要的观测特征。这对于研究我国西北地区的区域气候特征也将是很有价值的。

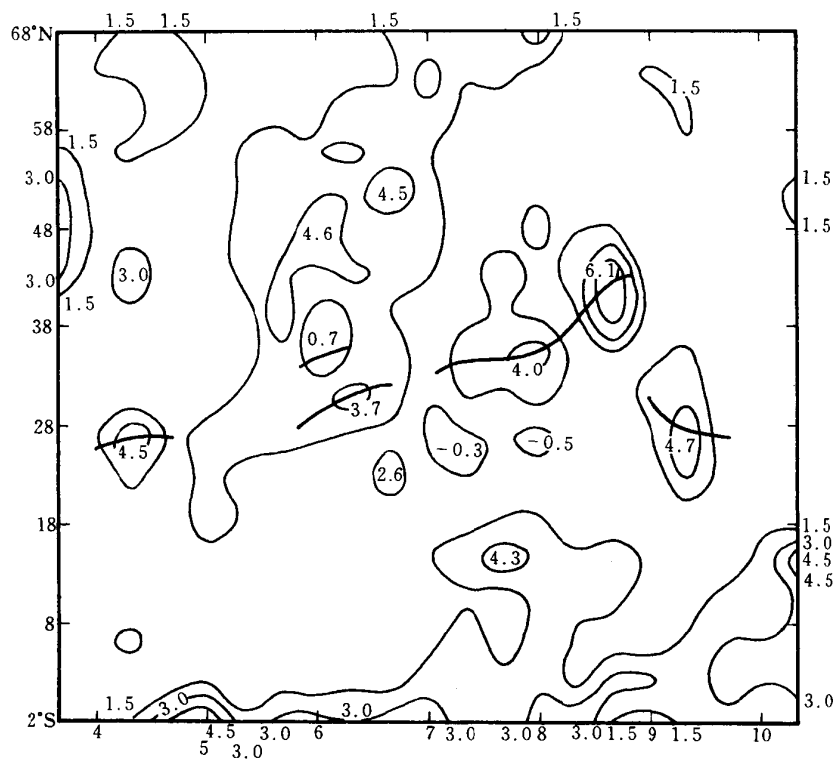


图 2 降水随季节变化的模拟结果

(二 西北地区地表反照率异常的试验

西北地区为干旱、半干旱区,由于人类活动的影响,形成了人为因素导致的下垫面物理属性的非均一性 根据‘植被~反照率~稳定度’的正反馈效应 植被破坏引起反照率增大 导致大气层结稳定度增加,从而抑制了大气中的对流活动,造成降水减少。由于地表反照率的改

变会影响大气环流的变化，因此我们首先来检验一下西北地区地表反照率异常对大气环流有何影响。图 3a 和图 3b 分别是模拟得到的 7 月平均 250hPa 和 975hPa 风速矢量差值场 (EXP. 2 减 EXP. 1)。从图中看到，250hPa 层上青藏高原至西亚上空的南亚高压有所加强，中心位于青藏高原东北部 (38°N, 94°E 附近)，在其西北部有一气旋环流，中心位于巴尔喀什湖附近。这是夏季我国西北地区东部降水偏少、西部降水偏多的典型的大尺度环流形势，据作者之一的统计，1982 年 7 月出现上述的环流型期间，甘肃东部降水距平 $\sim 42\%$ ^[7]。对于 975hPa 层而言，特别注意到，与大尺度环流形势相应的在 30° ~ 40°N, 95° ~ 100°E 新疆、甘肃交界处附近地区) 存在一支较强的偏南气流，这也有利于西北地区西部多雨，东部少雨。

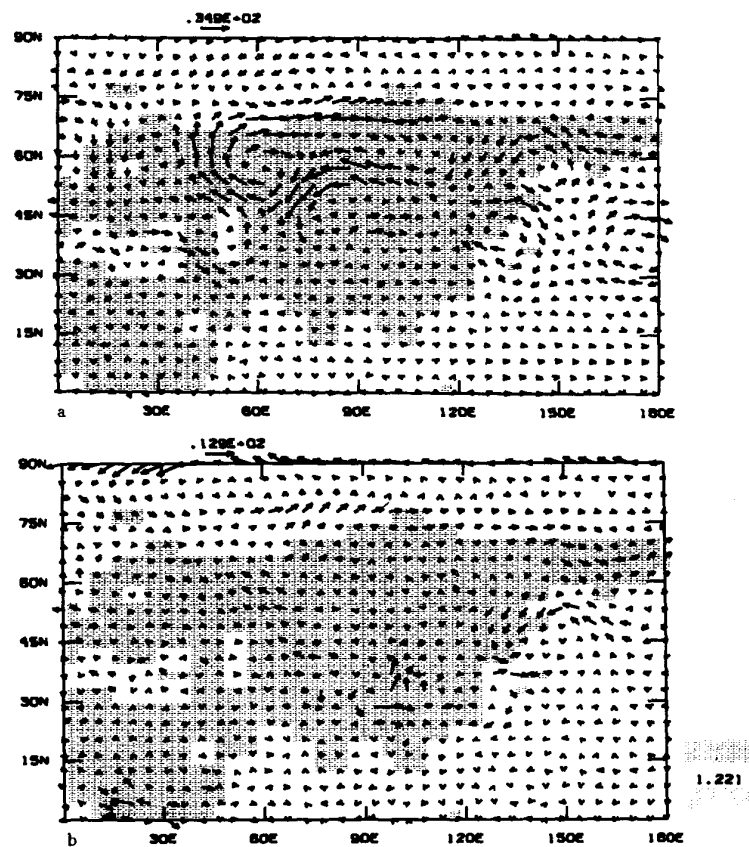


图 3 模拟的 250hPa(a)和 975hPa(b) 风速矢量差值场

图 4 是模拟的西北地区 7 月平均降水率差值场 (EXP. 2 减 EXP. 1)。从图中看到，随着地表反照率的增大，降水场分布特征为：新疆北部、甘肃西部和青海西北部降水增加，西北区东部 (包括青海东部、甘肃大部、宁夏和陕西) 降水减少。这种降水的空间分布特征与模拟的高低层环流形势是很吻合的。模拟结果也符合 Charney 关于反照率影响的推论和沙漠自生效应的假说^[8]，即地面附近因反照率的增大而造成的辐射亏损趋于产生下沉运动，并使地面气温降低，降水减少。

(三) 环流异常的数值试验

观测事实表明^[9]，盛夏 7、8 月期间，青藏高原上空的温压场，由于加热作用的影响和动力作用的效应，往往形成一种高温高压的结构，高温中心与高压中心相伴随。基于这个观测事实，

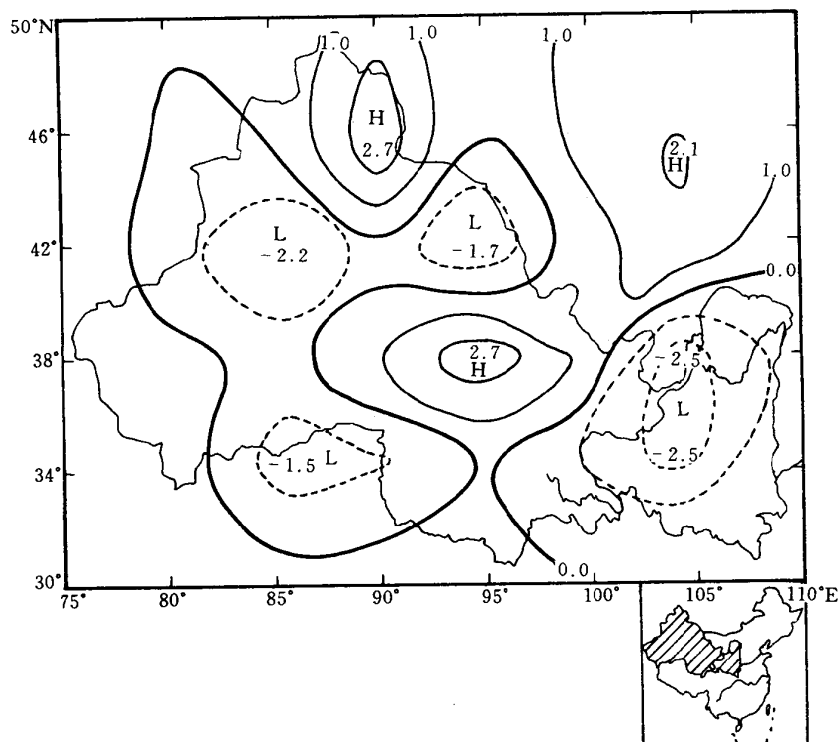


图 4 模拟的 7 月降水差值场

在数值试验中我们试图通过增加对流层的温度，以增强青藏高原上空高压的强度，来检验一下青藏高原及其邻近地区环流异常对西北地区夏季降水影响程度，结果是肯定的。从 7 月平均风速矢量差值场 (EXP. 3 减 EXP. 1) 可见在 250hPa 层上 (图 5) 南亚高压为西部型 中心位于 $31^{\circ}\text{N}, 75^{\circ}\text{E}$ 附近。这是西北地区东部盛夏少雨的另一种环流型^[9]。在低层 975hPa 层上 (图略)，亚洲季风区的西南气流有所减弱，其余变化不如 250hPa 明显，可能是对流层增温对高层的环流系统影响较大的缘故。

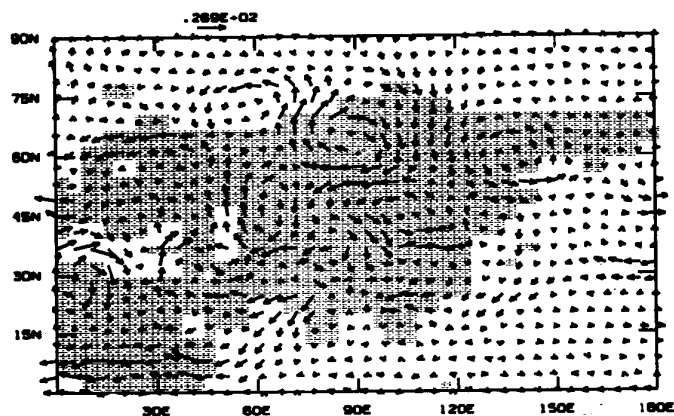


图 5 模拟的 250hPa 7 月平均风速矢量差值场

有趣的是，模拟得到的 7 月降水率差值场 (EXP.3 减 EXP.1 图 6) 与图 4 比较 其空间分布的趋势基本相似，即西北地区东部夏季降水明显减少；而新疆北部、青海西北部夏季降水仍然增多。

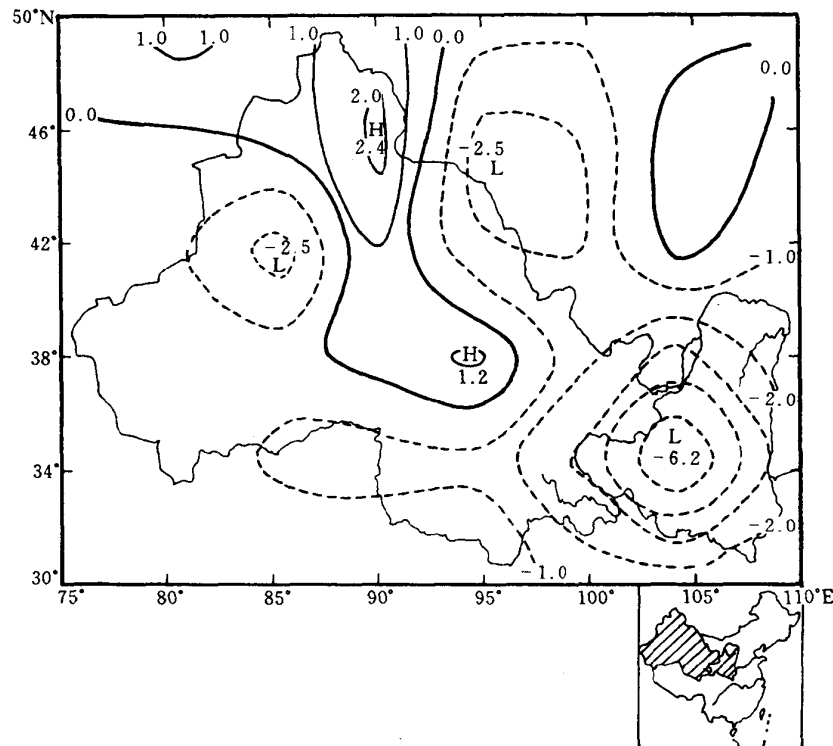


图 6 模拟的 7 月降水差值场

四、小结和讨论

根据以上分析，本文得到以下几点结论：

1. 控制试验表明 本文引用的 OSU 三层 AGCM 能模拟出大部分观测特征，特别是对于亚洲季风气候区域，不但能模拟出气候的平均状况，而且还能模拟出气候的季节变化特征，表明该模式在模拟区域气候方面还是有一定模拟能力的。
2. 西北地区地表反照率异常对西北地区干旱气候的形成和演变影响较大。西北地区地表反照率增大 对本地区气候的影响表现在西北区东部 青海东部 甘肃大部 宁夏和陕西 降水明显减少；西北区西部则夏季降水有增多的趋势。而且，模拟的降水空间分布特征与模拟的高低层环流形势十分吻合。
3. 青藏高原上空大气环流异常对西北地区干旱气候的形成和演化也有较大影响，南亚高压增强对降水的影响与结论 2 基本相似，这使我们联想到近年来西北地区干旱的频率增大，强度增强和持续期增长 可能与干旱环流形势的维持 加上植被减少 沙化面积扩大 从而使地面反照率增大有关系，这还有待深入的研究。

参 考 文 献

- [1] Charney, J. G., W. J. Quirk, S. Chow and J. Kornfield (1977), A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions, *J. Atmos. Sci.*, 34, 1366~1385.
- [2] Chervin, R. M. (1979), Response of NCAR general circulation model to changed land surface albedo, Report of the JOC study conference on climate models: Performance, Intercomparison and sensitivity studies, Washington D. C., 3-7, April 1978, GARP Publ. Series, 1(22), 563~581.
- [3] Sud, Y. C. and M. Fennessy (1982), A study of the influence of surface albedo on July circulation in semi-arid regions using the GLAS GCM, *J. Climatology*, 2, 105~125.
- [4] 王绍武、林本达等, 气候预测与模拟研究, 气象出版社, 239~283, (1993)。
- [5] Chen-longxun, et. al. (1993), The Three-Level Global Atmospheric General Circulation Model: Formulation and Results, *Acta Meteorologica sinica*, 7(1), 31~49.
- [6] 郭其蕴、叶瑾琳, 中国东部夏季风降水季节进程的年际变化, 中国气候灾害的分布和变化, 气象出版社, 184~192(1996)。
- [7] 孙国武, 南亚高压的结构及其东西振荡, 青藏高原气象科学实验文集(一), 科学出版社, 167~174(1984)。
- [8] Charney, J. G. (1975), Dynamics of deserts and drought in Sahel, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 101, 193~202.
- [9] 孙国武、李春普、胥洪波, 盛夏青藏高原上空高压形成和维持的动力机制, *气象*, 15(2), 17~20(1989)。

NUMERICAL EXPERIMENTS OF THE INFLUENCES OF GENERAL CIRCULATION ANOMALY OVER THE TIBETAN PLATEAU AND OF THE SURFACE ALBEDO CHANGES IN CHINA NORTHWEST ON THE SUMMER PRECIPITATION

Sun Guowu Yu Yaxun

(Lanzhou Arid Meteorological Institute, Lanzhou 730020)

Wang Baolin

(Applied Climatic Institute of Gansu Province, Lanzhou 730020)

Abstract

A three-level global atmospheric general circulation model (AGCM) has been used to study the impacts on the evolution of the summer precipitation in China Northwest. The results show that the responses of the Summer precipitation and circulation to the surface albedo changes in China Northwest and to the abnormal general circulation over the Plateau are remarkable. It is revealed that the tendency, which drought severity is intensified, drought frequency is accelerated, drought persistence period is enhanced, and drought areas are expanded in China Northwest in recent years, may be as a result of the influences of human activities (e. g. vegetation reduced, desertification extended), as well as drought circulation patterns appear over the Tibetan Plateau.

Key words: Numerical experiment, General circulation anomaly, Surface albedo change, Summer precipitation.

印度洋海温和北极海冰异常对中国西北地区夏季降水影响的数值试验

俞亚勋 孙国武 冯建英

(兰州干旱气象研究所 兰州 730020)

提 要

本文采用了一个改进的 OSU 三层全球大气环流模式,探讨了印度洋海温及北极海冰异常对中国西北夏季降水的影响。试验结果表明:控制试验模拟出的大多数特征与观测结果相一致,印度洋海温及北极海冰异常对西北夏季降水的影响比较显著,从而再一次证实了印度洋海温对大气的非绝热强迫效应不但会在大气中产生局地响应,而且可以通过热带的纬向和经向环流以及行星波的传播,在大气中产生范围十分宽广的遥响应。北极海冰异常也对对流层中上层大尺度行星波的传播产生重大影响,从而影响全球气候变化。

关键词:大气环流模式 印度洋海温 北极海冰 夏季降水

一、引言

海洋影响大气主要通过海洋向大气的感热和潜热输送,这些加热不但能形成对大气运动的边界强迫源,而且通过积云对流的凝结加热可以形成对大气的三维空中热源。因此,考虑海洋对大气环流及气候的影响,可从分析海温异常(SSTA)与大气环流异常之间的关系入手。这方面已积累了相当多的观测事实。林本达等的研究表明,赤道太平洋的SSTA对全球范围的气候异常有重大影响。例如1972年的厄尼诺事件,赤道东太平洋SSTA与印度次大陆季风降水短缺和北非撒哈拉地区大干旱同时出现,这是赤道东太平洋SSTA引起全球大范围气候异常的典型事例^[1]。孙国武等的研究还表明,热带大西洋SST与我国西北地区降水的联系是通过热带大西洋大气环流对同一海区SST滞后一个季度的响应以及热带大西洋大气环流与北印度洋的大气环流的相关联系反映出来的^[2]。近年来,随着气候模式的发展和完善,不少人也用它来进行海洋对大气环流及气候影响的数值试验,Shukla^[3]用GFDL模式做了阿拉伯海SSTA对印度季风降水影响的数值试验,结果表明冷的SSTA使印度季风降水有明显减少,他用GLAS气候模式做的试验也得到了类似的结果,阿拉伯海有暖的SSTA时,印度季风降水增多。这些试验结果都表明,阿拉伯海的SSTA起着控制其下游几百海里水汽供应的作用。海冰对气候的形成和演化也有重大影响,这方面的观测事实有Rogers^[4]发现海冰范围的扰动会影响正常的季度温度循环,他指出:夏末的海冰范围与后2~3月同地区的气温有显著的负相关。Lamb^[5],Carleton^[6]和Overland^[7]发现海冰边缘影响风暴路径。Rogers和Vanloon^[8],Streten^[9]和Niebauer^[10]都发现海冰影响对流层中上层的行星波,指出大尺度海冰异常的位置与对流层中上层大尺度行星波特点的年际变化是一致的。纵观近年来关于海温、海冰方面的研究工作,针对我国西北地区干旱的海气相互作用方面的研究还比较少,有必要进一步探讨海温、海冰异常及其海气相互作用影响西北干旱的原因。本文采用一个改进的OSU三层全球大气环流模式^[11,12],探讨印度洋海温异常及北极海冰异常对中国西北地区夏季降水的影响,并对试验结果作一分析和讨论。

二、模式简介及试验方案设计

(一) 模式的动力学框架及物理过程

关于改进的 OSU 三层 AGCM 的动力学框架和主要的物理过程, 参看文献[11]和[12].

(二) 试验方案的设计

本文的试验方案是如下设计的:

1. 控制试验 (EXP. 1)。将 AGCM 积分十个模式年, 取最后一年 1 月 1 日至 12 月 31 日的物理量场作为控制试验的结果。

2. 印度洋海温异常的数值试验 (EXP. 2)。在试验中将印度洋 $10^{\circ}\sim 18^{\circ}\text{S}$, $65^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ 区域 3 月平均海温降低 3°C 然后将模式从 3 月 1 日积分至 7 月 31 日 取 7 月 1 日至 31 日平均值。

3. 北极海冰异常的数值试验 (EXP. 3)。在模式积分过程中 从 6 月 1 日开始将北极格陵兰海域 $30^{\circ}\text{W}\sim 60^{\circ}\text{W}$, $57^{\circ}\text{N}\sim 63^{\circ}\text{N}$ 中地表类型为非冰格点改为冰格点 将模式从 6 月 1 日积分至 7 月 31 日 取 7 月 1 日至 31 日平均值。

三、数值试验结果分析

由于模式输出的试验结果涉及不同层次的许多物理量, 本文着重讨论模式大气上下层流场以及西北地区降水在海温和海冰异常强迫下的变化机制。为了消除模式本身的系统误差, 需要将上面后两个异常试验的结果 (EXP. 2 和 EXP. 3) 分别减去控制试验的结果, 以便作对比分析。

(一) 控制试验的结果

这部分结果参见文献[13] 在此不再重述。

(二) 印度洋海温异常的数值试验

由于海温异常加热作用首先对大气产生影响, 使得大气环流发生变化, 因此我们先来检验一下印度洋海温异常对亚洲区域上下层气流场影响程度。图 1a 和图 1b 分别是模拟得到的 7 月平均 250hPa 和 975hPa 风速矢量差值场 (EXP. 2 减 EXP. 1)。从图中我们看到, 250hPa 层上南亚高压有所加强, 位于青藏高原主体上空; 在中高纬地区, 最明显的变化是从乌拉尔山到西西伯利亚的一对反气旋和气旋环流加强; 同时, 西太平洋副热带高压北抬, 主要中心位于日本以东洋面。从 975hPa 图上来看, 亚洲季风环流有所减弱, 巴尔喀什湖东面的反气旋环流有所增强。以上结果表明印度洋海温异常对亚洲中纬度地区上下层流场影响较大, 这种影响的时间尺度是跨季度的, 空间尺度是大尺度的。图 2 是模拟得到的西北地区降水差值场 (EXP. 2 减 EXP. 1)。从图中我们可以看出, 印度洋海温异常引起西北地区夏季降水自西向东呈“一、十、一”的分布, 新疆西部和西北东部降水减少; 而青海中部自南向北经甘肃河西走廊至新疆天山以北降水增多。可见印度洋海温异常对西北干旱气候变化影响是明显的。

另外, 我们给出模拟的印度洋海温异常试验得出的 250hPa 纬向风沿 $85^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$ 的纬度—时间剖面图 (图 3)。从图中看到, 4 月青藏高原南北两侧的西风急流比较明显, 其中北边的一支为极锋急流; 南边的一支为副热带急流, 而青藏高原上空风速明显减小, 随着季节的推移, 从 5 月到 10 月, 青藏高原以南的东风急流和以北的西风急流, 都经历了明显的南北进退的季节变化, 与观测事实比较一致, 但东风与西风急流的位置比实况明显偏北^[14]。

由以上分析可知, 3 月印度洋中部海温降低对青藏高原上空及其附近区域环流的季节变化具有显著影响, 特别是使得夏季青藏高原主体上空南亚高压稳定而加强, 低层的印度西南季

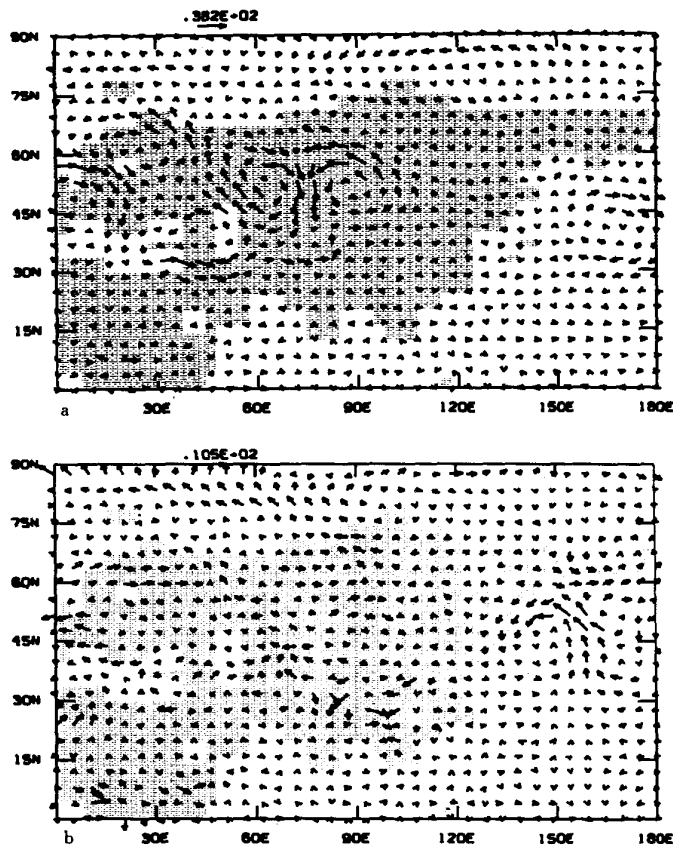


图 1 模拟的 7 月平均 250hPa(a)和 975hPa(b)风矢差值场

风强度减弱，而随着西南季风输送到我国内陆特别是我国西北内陆省份的来自海洋的水汽减少，引起西北大部分地区降水减少。这个结果与文献[15]的统计分析结果相吻合。

(三) 北极格陵兰海冰异常的数值试验

王绍武^[16]等利用北极海冰的 DQ% 指数分析了其与黄河中上游 7 月份降水的联系，发现前期 4、5、6、7 月格陵兰海冰 DQ% 指数与 7 月份黄河中上游平均降水距平百分率有明显的负相关。6 月份格陵兰海冰与黄河中上游 7 月份 10 个代表站平均降水距平百分率的相关系数为 -0.45 达到了 0.01 的信度标准。他们还分析了格陵兰 6 月份海冰 DQ% 指数与 7 月份全国 160 个站降水的相关，指出相关达到 0.05 信度标准的区域主要在河套一带，并揭示了 6 月份格陵兰海冰少（多）时，有利于黄河中上游 7 月份多（少）雨环流形势形成的事实。根据他们提供的统计事实，本文通过一个三层 GCM 模拟来进一步探讨格陵兰海冰异常与西北干旱气候的形成变化机制。首先我们检验一下海冰异常对环流场的影响情况，图 4 是模拟得到的 7 月份平均 250hPa 风速矢量差值场 (EXP.3 减 EXP.1)。从图中我们看到，在 250hPa 层上南亚高压偏于青藏高原的西南侧；在亚洲中高纬地区上空，出现两槽一脊的环流形势：巴尔喀什湖及其附近地区气旋环流加强；贝加尔湖及其附近地区反气旋环流加强；鄂霍次克海附近气旋环流加强。再从 975hPa 层上看（图略），印度季风区的东南气流明显减弱，在里海至巴尔喀什湖之间

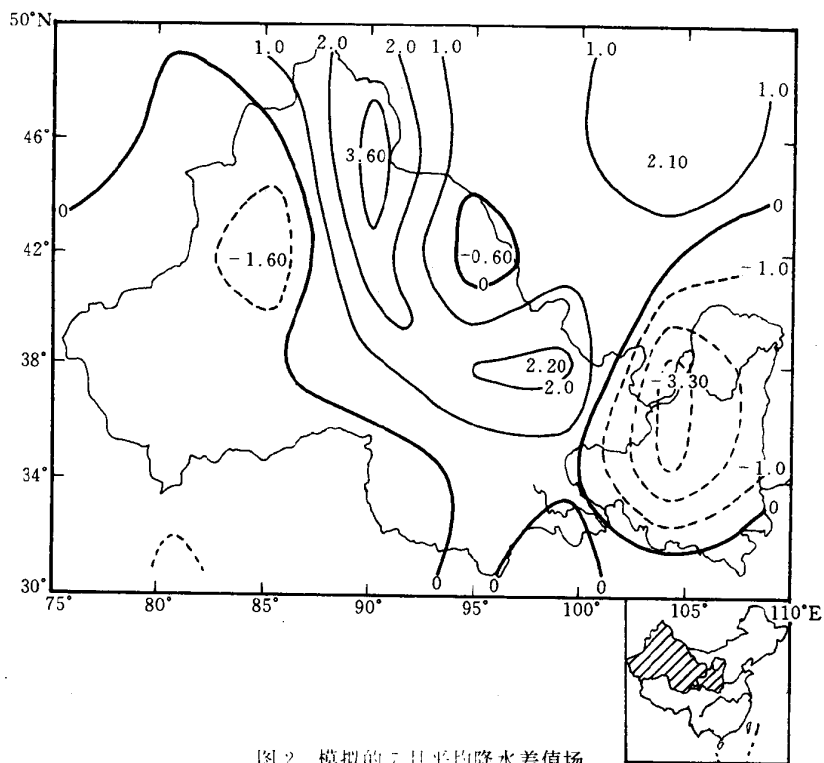


图2 模拟的7月平均降水差值场

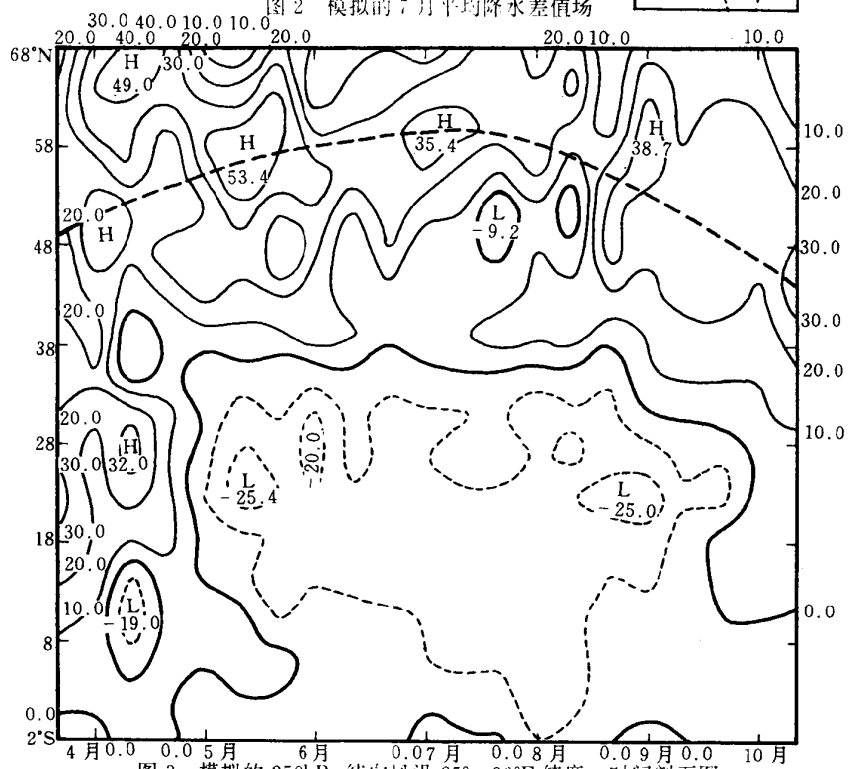


图3 模拟的250hPa纬向风沿85°~90°E纬度-时间剖面图

低压加强，而在巴湖以东高压增强。以上表明海冰异常对上下层流场的影响较大，尤其对中高纬地区。

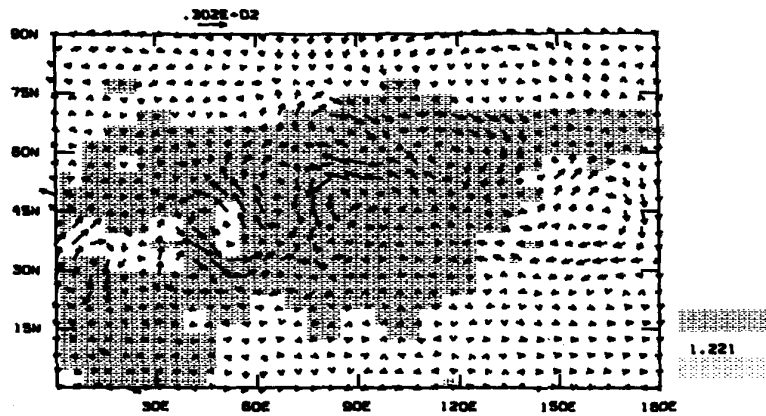


图 4 模拟的 7 月平均 250hPa 风速矢量差值场

图 5 是模拟得到的西北地区 7 月平均降水率差值场 (EXP. 3-EXP. 1)。从图中可见 新疆天山以南广大地区以及西北地区东部降水明显减少；而新疆天山以北，祁连山区降水增多。可见格陵兰海冰异常对西北地区天气气候的影响是显著的。

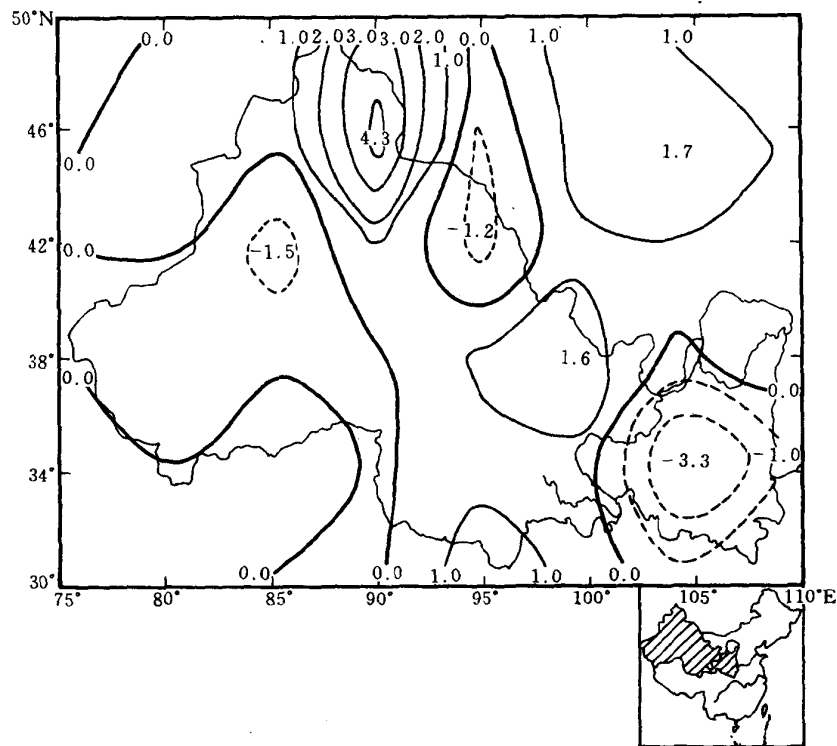


图 5 模拟的 7 月降水率差值场

下面我们再来分析一下模拟出来的 7 月份平均的格陵兰海冰异常试验减正常试验的 500hPa 位势高度差值场图(图 6)。从图中我们看到 从格陵兰到西太平洋 存在一个正负相间的环流形势波列, 其中 3 个主要的正值中心分别位于格陵兰、西西伯利亚和北太平洋上, 3 个正距平之间为负距平区, 这与文献[16]指出的当 500hPa 大气环流在亚洲部分为两槽一脊型时, 西北地区东部的黄河中上游易出现旱的形势相一致。

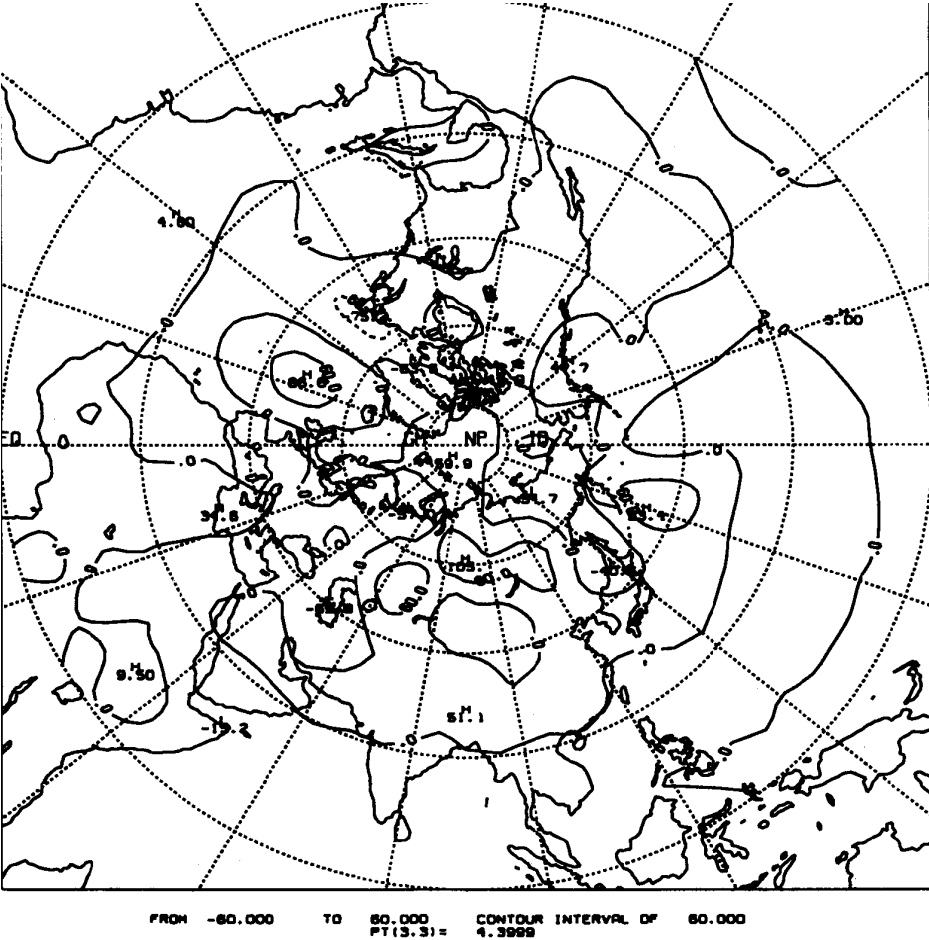


图 6 模拟的 7 月 500hPa 位势高度差值场

四、小结与讨论

根据以上分析, 本文得出以下几点结论:

1. 控制试验的结果与大多数观测特征相符, 特别是能很好地模拟出环流与气候的季节变化特征, 表明该模式具有较好的模拟能力。
2. 印度洋海温异常的数值试验表明, 3 月份印度洋中部海温降低对亚洲季风区上下层流场影响较大, 使夏季季风环流强度有所减弱, 说明热带海温异常的影响在时空尺度上跨越很大。其对我国西北干旱气候的影响具体表现在降水自西向东呈现‘一、十、一’的距平分布 就全区

而言,以负距平为主,影响是明显的。

3. 北极格陵兰海冰异常的数值试验表明:格陵兰海冰面积扩大使得亚洲夏季上空环流出现两槽一脊的型式,西北地区处在高压脊控制之下,同时在低层西南季风气流也明显减弱,在500hPa层上位势高度距平自格陵兰起有一个自西向东的正负相间的环流波列。与此相对应的我国西北地区大部分地区降水减少。

本文得到的结果令人鼓舞的最重要一点是与观测事实相符,但也只是初步的,因为模式比较简单,分辨率较低,因而模拟结果只是大致给出了影响干旱气候变化的可能原因。

参 考 文 献

- [1] 林本达 黄建平 动力气候学引论,气象出版社,133~137(1994)。
- [2] 孙国武等,大尺度海气相互作用与中国西北干旱气候变化的联系,本文集。
- [3] Shukla, J. (1975), Effect of Arabian Sea—surface temperature Anomaly on Indian summer monsoon, A numerical experiment with the GFDL model, *J. Atmos. Sci.*, 32, 503~511.
- [4] Rogers, J. C. (1978), Meteorological factors affecting the inter-annual variability of summer time ice extent in Beaufort Sea, *Mon. Wea. Rev.*, 106, 890~897.
- [5] Lamb, H. H. (1972), *Climate: Past, Present and Future*, Vol. 1, Methuen and Co. Ltd. London, 613.
- [6] Carleton, A. M. (1981) Monthly variability of satellite-derived cyclone activity for the Southern Hemisphere winter, *J. Climatology*, 1, 21~38.
- [7] Overland, J. E. and C. H. Pease (1982), Cyclone climatology of the Bering Sea relation to sea ice extent, *Mon. Wea. Rev.*, 110, 5~13.
- [8] Rogers, J. C. and H. van Loon (1979), The seasaw in winter temperature between Greenland and northern Europe, Part I: Some oceanic and atmospheric effects in middle and high latitudes, *Mon. Wea. Rev.*, 107, 509~519.
- [9] Stretten, N. A. and D. J. Pike (1980), Characteristics of the broadscale Antarctic sea ice extent and associated atmospheric circulation, 1972~1977, *Arch. Met. Geophys. Bioklim. A* 29, 277~299.
- [10] Niebauer, H. J. (1982), Multiyear sea ice variability in the eastern Bering sea.
- [11] Ghan, S. J. et al. (1982), A Documentation of the OSU Two-level Atmospheric General Circulation Model (Report NO. 35). Climatic Research Institute, Oregon, State University, Corvallis, 395.
- [12] Chen Longxun et al. (1993), The Three-level Global Atmospheric General Circulation Model: Formulation and Results, *Acta Meteorologica Sinica*, 7(1), P31~49.
- [13] 孙国武, 俞亚勋, 王宝灵, 青藏高原环流异常和西北地区地面反照率变化对降水影响的数值试验, 本文集。
- [14] 中央气象局研究所, 北半球高空气候图集, 411(1972)。
- [15] 秦宁生、卫捷、吴永森, 印度洋海温与西北汛期旱涝气候预测研究, 本文集。
- [16] 王绍武、林本达, 气候预测与模拟研究, 气象出版社, 239~280(1993)。

NUMERICAL EXPERIMENTS OF THE EFFECTS OF INDIAN OCEAN SEA-SURFACE TEMPERATURE AND ARCTIC SEA ICE ANOMALY ON THE SUMMER PRECIPITATION IN CHINA NORTHWEST

Yu Yaxun Sun Guowu Feng Jianying

(Lanzhou Arid Meteorological Institute, Lanzhou 730020)

Abstract

A three-level global atmospheric general circulation model (AGCM) has been used to study the influences of Indian Ocean SST and Arctic sea ice anomaly on the Summer precipitation in China Northwest. The results show that the control experiment reproduces the most features of the observation. The responses of the Summer precipitation in China Northwest to Indian Ocean SST and Arctic sea ice anomaly are remarkable. Therefore, it is verified again that the effects of Indian Ocean SST on the atmospheric adiabatic forcing not only can reduce local responses in atmosphere, but also may place widespread remote responses in atmosphere through tropical zonal and meridional circulation and planetary wave propagation. Arctic sea ice anomaly also affects obviously the propagation of the large scale planetary wave in middle and upper troposphere. Thus affects global climatologic change.

Key words: Numerical experiment, Indian Ocean SST anomaly, Arctic sea ice anomaly, Summer precipitation.

一个用于研究 CO₂ 问题的辐射-对流模式

邹立尧

罗哲贤

(黑龙江省气候中心 哈尔滨 150001) (南京气象学院 南京 210044)

提 要

设计一个用于研究 CO₂ 影响问题的定常辐射-对流模式, 该模式包含了反射率-温度、水汽-辐射-温度两个重要的反馈机制。模式模拟的平衡温度场与实际温度场很相近, 模式试验的结果表明 大气中 CO₂ 浓度倍增能使地面增温 0.9~2.7℃:

关键词 CO₂ 辐射-对流模式 增温 温度场

一、引 言

观测研究表明 本世纪以来 大气中 CO₂ 浓度已增加了 45ppm 左右。这种增加是否已经引起了气候的某种变化? 是否对社会经济已经产生了影响?

事实上 本世纪初至今 全球气温上升 0.3~0.7℃ 海平面高度上升 10~25cm 这与 CO₂ 浓度变化是比较一致的, 80年代期间, 加拿大已经遭遇到一连串的旱灾, 其频数明显大于过去年份。这种旱灾增多现象是否由大气中 CO₂ 浓度增加所引起 据加拿大科学家的意见 现在下结论还为时过早, 但他们认为: 假定位于北半球中高纬度的加拿大的气温继续呈现上升趋势, 这种旱灾增多的现象将会不断出现, 对农业生产和经济发展将产生实质性影响。可以初步认为 CO₂ 浓度增加可能已对全球温度变化、降水分布和干旱状况造成了一定程度的影响。

预测 CO₂ 浓度增加效应的最有效办法是采用数值模拟, 实施数值模拟所用的模式有 3 类 即能量平衡模式(EBM)、辐射对流模式(RCM) 和大气环流模式(GCM)。其中 辐射对流模式考虑物理过程比能量平衡模式详细, 计算量比大气环流模式少几个量级。因此, 国外应用这类模式进行敏感性试验的研究工作较多。

鉴于辐射对流模式在气候敏感性研究中的优越性, 本文初步提出了一个用于研究 CO₂ 浓度变化效应的定常的辐射对流模式。在模式中, 长波辐射的传输考虑了 CO₂、水汽和臭氧的吸收和发射 以及 CO₂ 和水汽、臭氧和水汽的重叠吸收, 短波辐射的传输考虑了水汽和臭氧的吸收。另外 模式物理过程还包括了反射率-温度、水汽-辐射-温度两个重要的反馈机制。

二、模式描述

(一) 模式方程

该模式为定常的辐射对流模式。出发方程为:

$$Q_s(y, z, T(y, z)) + Q_L(y, z, T(y, z)) + Q_c(y, z, T(y, z)) = 0 \quad (1)$$

其中 $Q_s(y, z, T(y, z))$ 净入射的太阳辐射通量; $Q_L(y, z, T(y, z))$ 净射出的长波辐射通量; $Q_c(y, z, T(y, z))$ 因对流而形成的热通量。它们取为 y 、 z 的函数, y 代表纬度, z 代表高度。

模式隐含温度 $T(y, z)$, 所以, 在一定条件下从方程(1)可解出辐射平衡温度的分布。 $Q_s(y, z, T(y, z))$ 、 $Q_L(y, z, T(y, z))$ 的取值分别与 CO₂ 浓度、臭氧以及水汽含量有关。当 CO₂ 浓度变化时, 会影响到 Q_L 的取值, 进而影响到 Q_s 、 Q_c 和 T 的取值 据此可以分析 CO₂ 浓度变化

对温度场的影响。

太阳辐射能量的计算采用了 Lacis 和 Hansen^[1] 的参数化方案, 考虑了水汽和臭氧的吸收。

在 l 层中大气臭氧的吸收可写成:

$$A_{l,0} = S_0 \mu_0 [A_{oz}(x_{l+1}) - A_{oz}(x_l)] \quad (2)$$

其中,

$$A_{oz}(x) = \frac{1.082x}{(1 + 138.6x)^{0.805}} + \frac{0.06582}{1 + (103.6x)^3} + 1.4 \times \frac{0.02118x}{1 + 0.042x + 0.000323x^2} \quad (3)$$

$$x_l = u_l M$$

$$M = \frac{35}{(1224\mu_0^2 + 1)^{1/2}}$$

$$\mu_0 = \cos \phi$$

ϕ 为太阳天顶距; x_l 是 l 层以上直接太阳光束中的有效臭氧量; μ_l 是 l 层以上垂直光程内的臭氧量; M 是考虑了倾斜角和折射的放大因子; S_0 为太阳常数 取 $1367 \text{ W} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 。公式 (3) 取自参考文献 [2][3]。

水汽吸收可写成:

$$A_{l,w} = S_0 \mu_0 \{A_{wv}(y_{l+1}) - A_{wv}(y_l) + \alpha_p [A_{wv}(y_l^*) - A_{wv}(y_{l+1}^*)]\} \quad (4)$$

其中,

$$A_{wv}(y) = \frac{2.9y}{(1 + 141.5)^{0.635} + 5.925y} \quad (5)$$

$$y_l = M/g \int_0^{p_l} q(P/P_0)^n (T_0/T)^{1/2} dp \quad (6)$$

$$y_l^* = M/g \int_0^{p_l} q(P/P_0)^n (T_0/T)^{1/2} dp + 5/3g \int_{p_{l+1}}^p q(P/P_0)^n (T_0/T)^{1/2} dp \quad (7)$$

q 为比湿; g 为重力加速度; y_l 是 l 层以上直接太阳光束中的有效水汽量; y_l^* 是地面和 l 层之间光程中的有效水汽量; T_0 和 P_0 为标准温压; α_p 为近地面层地气系统的反射率; $j = 1$ 。

由公式 (2) 和 (4) 可得到 l 层大气吸收的太阳辐射通量为:

$$QS_l = 1/\pi (A_{l,0} + A_{l,w}) \quad (8)$$

这里除以 π 是为了与长波辐射对应。因为, 地球接收的太阳辐射是来自某一方向的 而发射长波是全球性的。

长波辐射通量的计算采用了 Sasamori^[4] 的参数化方案, 考虑了水汽、 CO_2 和臭氧的吸收和发射, 以及水汽与 CO_2 水汽和臭氧的重叠吸收。高度 z 上的辐射通量公式如下:

$$F \uparrow(z) = \sigma T_s^4 + 4\sigma \int_{T_s}^{T(z)} B(z, z') T'^3 dT' \quad (9)$$

$$F \downarrow(z) = \sigma T^4(z_1) \beta(z) - 4\sigma \int_{T(z)}^{T(z_1)} B(z, z') T'^3 dT' \quad (10)$$

其中, $T(z_1)$ 为模式顶温度; σ 为斯蒂芬—玻尔兹曼常数 等于 $5.67 \times 10^{12} \text{ W} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$; T' 是 z' 高度的温度; $B(z, z')$ 表示 z 和 z' 这两个高度之间的总吸收率; $\beta(z)$ 表示等温发射率 且有:

$$B(z_1, z_2) = \sum_{i=1}^N A_i [u_i'(z_1, z_2)] \tau_i [u_i'(z_1, z_2)] \quad (11)$$

$$\beta(z) = \sum_{i=1}^N a_i [u_i(z)] \quad (12)$$

式中 A_i 是每种吸收气体的分数吸收率 τ_i 是红外频率范围中的水汽透过率; a_i 为每种气体的等温发射率 表 1 给出了 A_i 、 τ_i 和 a_i 的函数形式 u_i 为计及了大气非均匀效应的有效吸收体含量 其表达式为:

$$u_i = 1/g \int_{p_i}^{(p_2)} q_i(P/P_0) dP \quad (13)$$

其中 q_i 为吸收气体的混合比 P_1 、 P_2 分别为气柱顶和气柱底气压。

这样 l 层大气的长波辐射净通量为:

$$QL_l = F \uparrow_l - F \downarrow_l - [F \uparrow_{l+1} - F \downarrow_{l+1}] \quad (14)$$

$Q_i(y, z, T(y, z))$ 作为对流调整项 调整方案参见参考文献 [10].

(二) 方程和积分的离散化形式

方程 1) ~ (4) 是连续函数形式 为了数值计算 需要将相应方程离散化。

表 1 吸收函数^[5]

i	u_i 的范围	A_i
1	$u_1' < 0.01$	$0.846 (u_1' + 3.59 \times 10^{-5})^{0.243} - 6.90 \times 10^{-2}$
	$u_1' \geq 0.01$	$0.240 \log_{10}^{(u_1' + 0.010)} + 0.622$
2	$u_2' \leq 1$	$0.0676 (u_2' + 0.01022)^{0.42} - 0.00982$
	$u_2' > 1$	$0.0546 \log_{10}^{u_2'} + 0.0581$
3	$u_3' \leq 0.01$	$0.209 (u_3' + 7.0 \times 10^{-5})^{0.436} - 0.00321$
	$u_3' > 0.01$	$0.0212 \log_{10}^{u_3'} + 0.0748$
i	u_i 的范围	a_i
1	$u_1 < 0.001$	$3.0 u_1^{0.414}$
	$u_1 \geq 0.001$	$0.218 \log_{10}^{(u_1 + 0.0001)} + 0.758$
2	$u_2 \leq 0.5$	$0.0825 u_2^{0.456}$
	$u_2 > 0.5$	$0.0461 \log_{10}^{u_2} + 0.0745$
3	All u_3	$0.0122 \log_{10}^{(u_3 + 6.5 \times 10^{-4})} + 0.0385$
i	u_i 的范围	τ_i
1	All u_1'	1
2	All u_1'	$1.33 - 0.832 (u_1' - 0.0286)^{0.26}$
3	All u_1'	$\exp(-0.1 u_1')$

($i = 1, 2, 3$ 分别表示水汽、 CO_2 和臭氧)

在垂直方向, 该模式采用 Z 坐标系。模式大气为 16 层 垂直格距为 1km(参见“ CO_2 浓度渐增对气温影响的敏感性试验”一文图 1), QS, QL 写在半整数 K 的层中 $T, P, S, q, F \uparrow, F \downarrow$ 都放在整数 K 层中 $K = 1, 2, 3, \dots, 17, K$ 表示垂直网格。

模式水平方向取 9 个格点 纬距为 10° 用 I 表示水平网格 $I = 1, 2, 3, \dots, 9$ 分别代表 5°N , 15°N , $\dots$, 85°N 。

在 (6)、(7)、(9)、(10) 和 (13) 式中含有对气压或温度的积分, 这些积分也是连续函数的形式 数值计算中也要离散化。对 (6) 和 (7) 式, 离散化的形式为:

$$y(k) = M/g \sum_{i=k}^{17} q(l) (P(l)/P_0) (T_0/T(l))^{1/2} \quad (15)$$

$$y^*(k) = M/g \sum_{i=1}^{17} q(l) (P(l)/P_0) (T_0/T(l))^{1/2} + 5/3g \sum_{i=1}^{17} q(l) (P(l)/P_0) (T_0/T(l))^{1/2} \quad (16)$$

对(9)、(10)式离散化的形式为：

$$F \uparrow (1) = \sigma T_s^4$$

$$F \downarrow (k) = \sigma T_s^4 + 4\sigma \sum_{l=1}^{k-1} 1/2 [B(k,l) + B(k,l+1)] \cdot T_{l+1/2}^3 \Delta T_{l+1/2} \quad (1 \leq k \leq 17) \quad (17)$$

$$F \downarrow (k) = \sigma T^4(z_1) \beta(k) - 4\sigma \sum_{l=k}^{16} 1/2 [B(k,l) + B(k,l+1)] \cdot T_{l+1/2}^3 \Delta T_{l+1/2} \quad (1 \leq k \leq 16) \quad (18)$$

$$F \downarrow (17) = \sigma T^4(z_1) \beta(17) \quad (19)$$

式中：

$$T_{k+1/2} = 1/2(T_k + T_{k+1}) \quad (1 \leq k \leq 16) \quad (20)$$

$$\Delta T_{k+1} = |T_k - T_{k+1}| \quad (1 \leq k \leq 16)$$

$$B(k,l) = \sum_{i=1}^N A_i [u_i'(k,l)] \tau_i [u_i'(k,l)], \quad k \neq l \quad (21)$$

$$B(k,k) = 0$$

$$\beta(k) = \sum_{i=1}^N \alpha_i [u_i(k)] \quad (22)$$

对(13)式，离散化的形式为：

$$u_i(k,l) = 1/g \sum_{j=k}^l q(j) (P(j)/B_0) dP \quad (23)$$

(三) 模式中包含的反馈机制

本模式中包含以下两个重要的反馈机制：

1. 反射率 — 温度反馈

公式(4)中的 a_p 据参考文献[3][6]有：

$$a_p = A_c a_c + (1 - A_c) a_s \quad (24)$$

其中 a_s 和 a_0 分别为晴空和有云时的行星反射率 A_c 为云量 取：

$$A_c = 0.5 + 0.385 \cos 6\phi \quad (25)$$

而取有云的反射率为：

$$a_0 = 0.641 + 0.258a_s - 0.494\mu \quad (26)$$

其中 ϕ 为纬度 μ 为太阳高度角的余弦，地面反射率取^[3]：

$$a_s = \begin{cases} 0.8 & T_s \leq 260K \\ 0.8 - 0.03(T_s - 260) & 260K < T_s < 280K \\ 0.2 & T_s \geq 280K \end{cases} \quad (27)$$

其中 T_s 为地面温度，由于地面反射率直接依赖于地面温度，该模式中已包含了反射率 — 温度的反馈机制。

2. 水汽 — 辐射 — 温度的反馈机制

根据参考文献[3] 大气相对湿度为：

$$RH = RH^* [(e^{-z/H} - 0.020/0.98)]^{\Omega_1} \tag{28}$$

其中

$$RH^* = 0.72 + 0.09(1 + \cos 2\psi)$$

$$\Omega_1 = 1.00 - 0.03(T_s - 288)$$

而下垫面的相对湿度则取为：

$$RH_s = 1.00 - 0.06(1 - \cos 2\psi) \tag{29}$$

由公式 (28) 可见，相对湿度随地面温度而变。尽管相对湿度随温度变化很少，但当地面温度略有增加时，大气的绝对湿度却可增加很大。大气中水汽含量的增加，能导致太阳辐射直接吸收和红外辐射温室效应的增强，又使地面温度升高。

(四) 计算方案

本模式求平衡温度场时使用了数值迭代法——二分法，其基本思路是：任取两点 T_1 和 T_2 如果 $F(T_1)$ 和 $F(T_2)$ 符号相反，说明 T_1, T_2 之间有一实根 见图 1。取 (T_1, T_2) 中点 T 检查 $F(T)$ 与 $F(T_1)$ 是否同符号，如果不同号说明实根在 (T, T_1) 区间 这样就将根的范围缩小一半了。然后，用同样的办法再进一步缩小范围。再找 T_1 与 T_2 ($T_2 = T$) 的中点“ T ” 并再舍去其一半区间。如果 $F(T)$ 与 $F(T_1)$ 同号 则说明根在 (T, T_2) 之间。再取 (T, T_2) 中点 T 并再舍去其一半区间，用这个办法不断缩小范围，直到区间相当小为止。

设 $F(T)$ 是单调函数 (即在 (T_1, T_2) 区间内单调升或单调降) 如果开始时选的 (T_1, T_2) 不合适 $F(T_1)$ 与 $F(T_2)$ 同符号，说明 T_1, T_2 间无实根，需要重选 T_1, T_2 直到 T_1, T_2 异号为止。

“舍弃”一半区间的方法是：① 如果 $F(T_1)$ 与 $F(T)$ 异号 则用 T 作为新的 T_2 这就舍掉了原 (T, T_2) 这个区间。如果 $F(T_1)$ 与 $F(T)$ 同号 则用 T 作为新的 T_1 ，这就舍掉了原 (T_1, T) 这个区间。② 再根据新的 T_1, T_2 找中点 T 重复上述步骤。

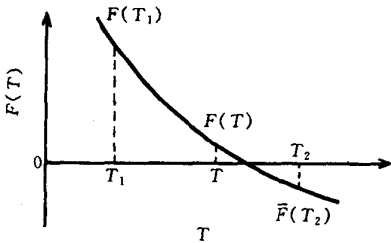


图 1 二分法示意图

在该模式中 $F(T) = QS(T) - QL(T)$ 。我们总能找到某个 T 使 $F(T)$ 近似为零 即有： $QS(T) = QL(T)$ 。这个 T 就是辐射平衡温度。

三、模式可用性的分析

(一) 平衡温度场与实际温度场的比较

该模式求得的北半球平衡温度场与实际温度场相比，基本上能反映实际大气的温度分布规律。比如，对流层顶随纬度的增高而降低，极区低层存在逆温等。由于没有考虑经向能量输送，因而，模拟的结果与实际温度场比较，高纬度地表温度偏低，低纬度地表温度偏高。这与其它未考虑水平输送的辐射对流模式的计算结果是一致的。表 2 给出了模式计算得到的地表气温 表 3 给出了各纬带的年平均实际温度^[7]。

表 2 北半球各纬带的地表温度模拟值

ψ	5°	15°	25°	35°	45°	55°	65°	75°	85°
$T(K)$	300	304	300	295	287	276	261	249	234

表 3 北半球各纬带年平均实际温度值

ψ	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
$T(K)$	299	300	298	293	287	279	272	264	255	251

(二) CO₂ 浓度倍增导致的增温 ΔT 随纬度的变化

模式在考虑了水汽 — 温度反馈和冰雪覆盖 — 反射率 — 温度反馈的情况下,模拟了 CO₂ 浓度倍增下,北半球各季的地表增温。结果表明 CO₂ 浓度倍增下的增温 ΔT 随纬度的升高而增大(见表 4)。

本文模式结果与其它辐射对流模式的结果对比列于表 5,表中增温的上下限分别对应最高纬度增温和最低纬度增温。

表 4 CO₂ 倍增下的增温 T 随纬度 ψ 、高度 z 的变化

Z	ψ						
	5°N	15°N	25°N	35°N	45°N	55°N	65°N
	ΔT						
0	0.88	0.89	0.95	0.96	1.22	1.48	2.65
1 ~ 5	0.88	0.89	0.95	0.96	0.21	1.16	1.89
6 ~ 10	0.67	0.68	0.82	0.72	1.10	3.57	0.81
14 ~ 16	- 0.52	- 0.23	0.55	0.60	- 0.54	- 5.10	- 1.26

表 5 不同辐射对流模式得到的 CO₂ 倍增时的地面增温^[8]

作 者	发表年代	$\Delta T(^{\circ}\text{C})$
Manabe 及 Wetherald	1967	1.33 ~ 2.92
Rowntree 及 Walkez	1978	0.78 ~ 2.76
Hansen 等	1981	1.22 ~ 3.50
Hummel 及 Kuhn	1981	0.79 ~ 1.94
本文模式	1991	0.88 ~ 2.65

(三) CO₂ 浓度倍增时增温 ΔT 随高度的变化

从表 4 可见 随高度的升高 增温幅度减小,平流层普遍降温,这与 Manabe 和 Wetherald (1967)^[9] 的结论是一致的。

以上 3 点说明:该模式所得到的结果基本上是合理的,模式可以做进一步的敏感性分析工作。

参 考 文 献

- [1] Lacis, A. A. and Hansen, J. E. (1974). A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 31, 118~133.
- [2] 汪宏七、周秀骥,有云混浊大气中的臭氧及氧气的光离化系数值, *大气科学*, 8, 283~292, (1984)。
- [3] 朱迅,考虑剩余经圈环流后的定常二维气候模式, *南京气象学院学报*, 2, 10~20, (1988)。
- [4] Sasamori, T. (1968), The radiative cooling calculation for application to general circulation experiments *J. Applied Meteor.* 7, 721~729.
- [5] 张时禹, *大气环流模式*, 气象出版社 170 (1987)。
- [6] Lian, M. S. and Less, R. P. (1977). Energy balance climate models: A reappraise of ice-albedo feedback, *J. Atmos. Sci.*, 34, 1058~1062.
- [7] 章基嘉、葛玲, *中长期天气预报基础*, 气象出版社 30~40, (1983)。
- [8] 王绍武,大气中二氧化碳浓度增加对气候的影响, *地理研究*, 6(4), 89~105, (1987)。
- [9] Manabe, S and Wetherald, R. T. (1967). The thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity, *J. Atmos. Sci.*, 24, 241~259.
- [10] 汤懋苍等, *理论气候学概论*, 气象出版社 88, (1989)。

A RADIATION-CONVECTION MODEL FOR THE CO₂ CLIMATE PROBLEM

Zou Liyao

(Climate Center of Heilongjiang Province, Harbin 150001)

Luo Zhexian

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Abstract

In this paper, a stationary radiation-convection model is designed to study the CO₂ climate problem. The model includes two important feedback mechanisms: the albedo-temperature and the vapor-radiation-temperature. The equilibrium temperature field simulated by the model is close to the observed one. The results of the numerical experiments reveal that the surface temperature has increased by 0.9°C ~ 2.7°C, due to the doubling of the CO₂ concentration in the atmosphere.

Key words: CO₂, Radiation-convection model, Warming.

局域阻塞流型的数值试验

蔡 蕃

罗哲贤

(扬州工学院 扬州 210000) (南京气象学院 南京 210044)

提 要

本文用带有热源和耗散的正压涡度方程研究了局域阻塞流型的问题。首先在强非线性的条件下,推导出阻塞高压脊型阻塞及偶极子型阻塞的解析解。然后用该方程的差分格式实施了时间积分 6 个模式日的 6 组数值试验。结果证实了解析解的正确性。

关键词:局域阻塞 解析解 数值试验 干旱流型

一、引 言

西北区东部干旱环流的基本特征之一是:东亚槽深,新疆脊强。高度距平场上,日本海为负距平,新疆为正距平,表现为“西正东负”。多雨年相反,东亚槽浅,新疆脊弱,为“西负东正”距平分布^[1]。因此,新疆脊在西北区东部的干旱形成过程中,起着重要的作用。

新疆脊的形成问题与中纬度阻塞流型的形成这一科学问题密切相关。50、60 年代,关于阻塞流型的形成,大多从行星尺度大地形强迫或行星尺度热源强迫的途径去分析。70 年代后期起,非线性孤立波和偶极子等理论用于局域阻塞流型的分析,但国内外一般均限于守恒大气的范围。80 年代末起,作者之一^[2,3]将非线性孤立波的理论从守恒系统扩充到强迫耗散系统,提出强迫耗散 KDV 动力学的概念。这些工作曾被李崇银等^[4]作为我国大气动力学的新进展之一予以评述。

在文献[2][3]中,为了将带有强迫耗散项的正压涡度方程约化为强迫耗散的 KDV 方程,采用了弱非线性和弱强迫的假设。这一假设是实际大气情况的初步近似。

本文在更一般的条件下,即并不限定弱非线性和弱强迫的条件下,分析局域阻塞流型的形成问题。

二、模 式

取带有强迫、耗散项的正压涡度方程:

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi + J(\psi, \nabla^2 \psi) + \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = Q^* \quad (1)$$

式中 ψ 为地转流函数, J 为雅可比算子, $\beta = \frac{df}{dy}$, $f = 2\Omega \sin \phi$ 为柯氏参数。 Q^* 为强迫耗散项。 $Q^* = h \nabla^2 (\psi^* - \psi)$ 。 $\psi^*(x, y)$ 为非绝热加热强迫。

令 L 为水平特征尺度, V 为水平特征速度。以 L, V 为特征量将 (1) 式无量纲化, 令

$$(\psi, \psi^*, x, y, \beta, h, t) \\ = (LV\psi', LV\psi'^*, Lx, Ly, \frac{V}{L^2}\beta', \frac{V}{L}h', \frac{V}{L}t') \quad (2)$$

(2) 代入 (1), 得到 (1) 式的无量纲方程(略去“'”):

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi + J(\psi, \nabla^2 \psi) + \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = Q^* \quad (2)$$

可以证明,当非绝热加热项具有以下形式时,流函数 $\psi(x,y,t)$ 将趋于准定常解,显示出局域阻塞流型。

$$\begin{aligned} h\psi^*(x,y) = & (-1)^{m+1}[(4n^2 - m^2)hA_1 \text{sech}^2 nx \cdot \sin my - 6n^2 hA_1 \text{sech}^4 nx \cdot \sin my \\ & - 2n\beta A_1 \text{sech}^2 nx \text{th} nx \cdot \sin my] + (-1)^{m+1}[24n^3 A_1 A_2 \text{sech}^4 nx \\ & \cdot \text{th} nx \sin my \cdot \sin y - 2n(4n^2 - m^2 + 1)A_1 A_2 \text{sech}^2 nx \cdot \text{th} nx \\ & \cdot \sin my \cdot \sin y] - 6n^3 m A_1^2 \text{sech}^6 nx \cdot \text{th} nx \cdot \sin^2 my - hA_2 \cos y \end{aligned} \quad (3)$$

当(4)式中 $m = 1$ 时,流函数具有阻塞高压型的流型:

$$\psi(x,y) = A_1 \text{sech}^2 nx \cdot \sin y + A_2 \cos y \quad (4)$$

当(4)式中 $m = 2$ 时,流函数具有偶极子型阻塞形态:

$$\psi(x,y) = -A_1 \text{sech}^2 nx \cdot \sin 2y + A_2 \cos y \quad (5)$$

为了证实(3)、(4)、(5)解析结果的正确性,用(2)式的差分格式实施数值试验。下面给出数值试验的结果。

三、数值试验的结果

参数:令 $L = 477\text{km}$, $V = 20\text{m/s}$, $\phi_0 = 35^\circ\text{N}$ 。 β 平面的南北范围为 1500km 东西宽度为 3000km 。无量纲量 $\beta = 0.2134$, $A_1 = 0.3$, $A_2 = 0.1$; A_1 、 A_2 的取值决定阻塞流型的振幅和形状。 h 的取值为 0.01 这个值是合理的。

将(2)式化为泊松型方程,用泊松迭代法求 $\frac{\partial \psi}{\partial x}$ 项。 $J(\psi, \nabla^2 \psi)$ 项用荒川格式。其它数值方案同惯例。 $\Delta x = \Delta y = 37.5\text{km}$, $\Delta t = 10\text{min}$ 。

$t = 0$ 时,用(4)式的流场作为初始场(图 1a)。显然这是一个阻塞流型。

在差分格式的每个网格点上,用(3)式计算加热项(取 $m = 1$)然后将加热项放入模式中求出 $\Delta\psi/\Delta t$ 。积分至 6 个模式日。第 2、4、6 个模式日的流函数场分别列于图 1b、1c 和 1d。可见,阻塞高压脊的位置是准定常的,这是试验 1。

试验 2 是偶极子流型的数值试验。与试验 1 相同,也积分了 6 个模式日。

$t = 0$ 时,用(5)式的流场作为初始场(图 2a)。显然这是一个偶极子型的阻塞形态。

在差分格式的每个格点上,用(3)式计算加热项。这时,令(3)式中 $m = 2$ 。类似地,在每个格点上求出 $\Delta\psi/\Delta t$ 。积分至 6 个模式日。第 2、4、6 个模式日的流函数场分别列于图 2b、2c、2d。可见直到第 4 个模式日,偶极子流型维持准定常,但到第 6 个模式日(即第 1440 个时步),偶极子流型中的高、低压单体已不再是正南 ~ 正北方向,而是东北 ~ 西南方向了。说明偶极子型阻塞比阻塞流型(图 1)更难维持。

试验 1、2 是确定性的试验,即模式方程、模式初边条件、模式参数三者均是决定性的。在分析流型稳定性问题时,有时尚需考虑随机扰动的影响。为此,实施了试验 3 ~ 6。

试验 3 热源项中,令(3)式中 $m = 1$ 。初始流场为 $\eta_{i,j}, \psi(x,y)$ 。这里 $\eta_{i,j}$ 是一组在区间 $(0.99, 1.01)$ 上均匀分布的随机数。 $\psi(x,y)$ 由(4)式给定。积分 6 个模式日。

试验 4 与试验 3 相同,只是热源项中令(3)式 $m = 2$ 。初始流场为 $\eta_{i,j}, \psi(x,y)$ 。这里 $\psi(x,y)$ 由(5)式给定。

试验 5 热源项 $h\psi^*(x,y)$ 用 $\eta_{i,j}h\psi^*(x,y)$ 代替。 $\eta_{i,j}$ 也是一组区间 $(0.99, 1.01)$ 上均匀分布的随机数。令(3)式中 $m = 1$ 。积分 6 个模式日。在 6 个模式日的 1440 个步长中,每个步长的 $\eta_{i,j}$ 均不相同。即热源在积分过程中始终受到随机扰动。

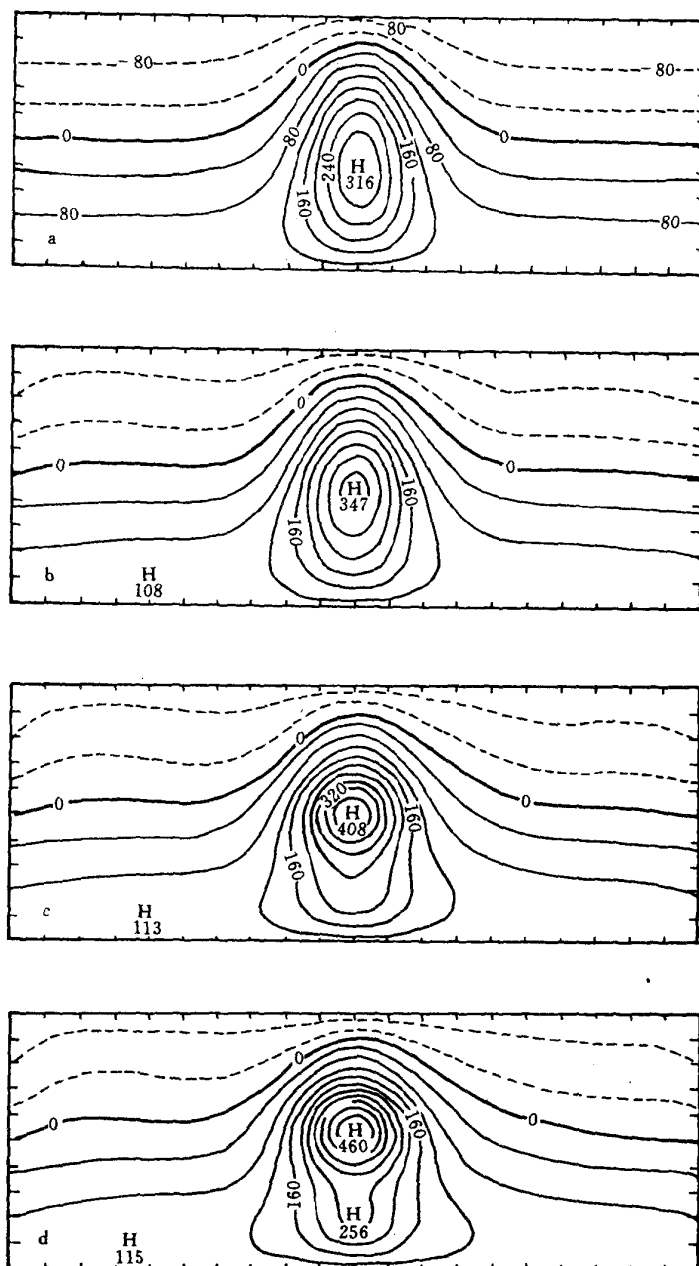


图1 阻塞高压脊流型的数值试验结果 (试验1)

流函数等值线间隔 0.04 (无量纲量) 计算区域为 $1500\text{km} \times 3000\text{km}$, β 平面中线处 $\psi_0 = 35^\circ\text{N}$

实线 ψ 为正值 虚线 ψ 为负值

a. $t = 0$ 模式日 b. $t = 2$ 模式日 c. $t = 4$ 模式日 d. $t = 6$ 模式日

试验6除热源项中令(3)式 $m = 2$ 外, 与试验5相同。

因此 试验3、4 是随机性初始条件的试验。试验5、6 是随机性热源的试验。

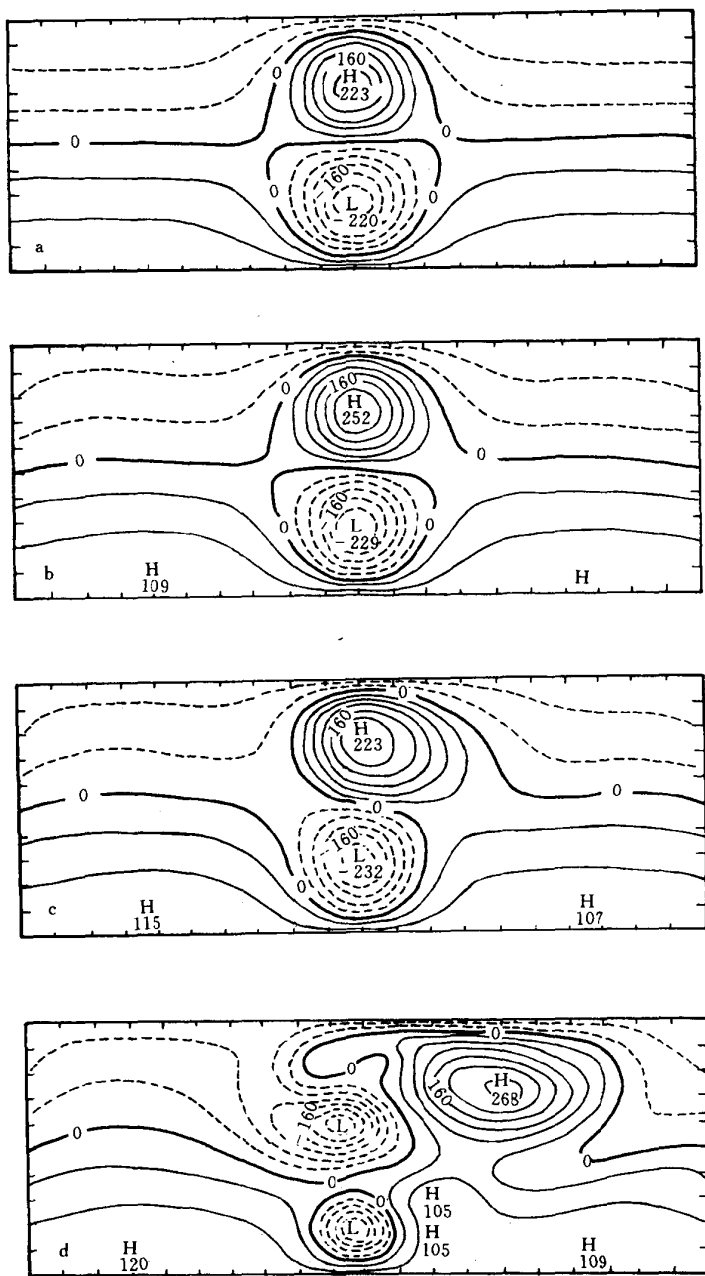


图 2 偶极子型的数值试验结果

a. $t = 0$ 模式日 b. $t = 2$ 个模式日 c. $t = 4$ 个模式日 d. $t = 6$ 个模式日 余同图 1

试验 3、4 的结果与试验 1、2 相比 第 2、4、6 个模式日的流型均无明显变化(图略)说明初始场的小扰动对流型的维持影响不大。

试验 5 与试验 1 的结果相比,也很接近。图 3a 给出了试验 5 第 6 个模式日的流场分布。说明在热源扰动的条件下 $m = 1$ 阻塞高压脊流型也能维持。

试验 6 与试验 2 的结果相比 主要差别是 从第 5 个模式日起 由于随机热源的影响 在偶极子型的高压单体中, 出现了不只一个高压中心 (图 3b)。我们知道 在云图上 在大尺度涡旋 (特别是台风) 区域, 涡旋结构并不如天气图上分析的那样只有一个涡旋中心, 有时其中显示出多个中心的复杂结构。这种复杂结构在数值研究中很少能清楚复制出来。

试验 1 ~ 6 的结果可以概括为三点:

1. 由 (3)、(4)、(5) 式给出的解析结果, 经差分格式长时间积分的检验, 可以认为是正确的;
2. 与阻塞高压脊流型相比, 偶极子流型不易稳定持续;
3. 随机初条件对流型持续的影响不明显; 随机热源的影响相对而言要清楚些。随机热源的引进, 可以破坏偶极子流型中闭合高压单体单个中心的构型, 形成不只一个中心的复杂结构。

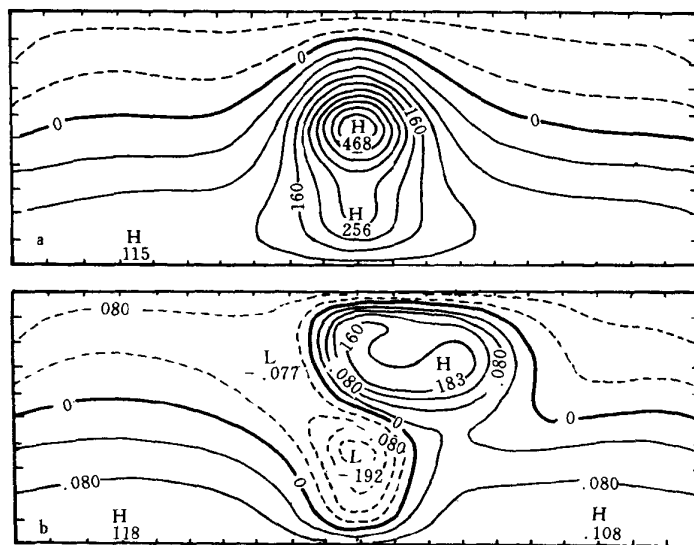


图 3 随机初条件及随机热源条件下流型分布

a. 随机初条件 试验 5 第 6 个模式日; b. 随机热源 试验 6 第 5 个模式日 其余同图 1

参 考 文 献

- [1] 白肇烨等, 中国西北天气, 气象出版社, (1988)。
- [2] 罗哲贤, 阻塞高压形成机制的数值研究, 中国科学 (B 辑), 665~672 (1989)。
- [3] 罗哲贤、马镜娴 强迫耗散非线性系统的局域阻塞流型 大气科学 15, 17~25, (1991)。
- [4] 李崇银等 近几年中国大气动力学的主要进展 气象学报, 53, 260~270, (1995)。

A NUMERICAL EXPERIMENT ON LOCAL BLOCKING PATTERN

Cai Fan

(Yangzhou College of Technology, Yangzhou 210000)

Luo Zhexian

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Abstract

This paper studies the problem of local blocking patterns in terms of the barotropic vorticity equation with heat source and dissipation. At first, the analytical solutions for blockings of ridge and dipole types are derived on the strong nonlinear condition. The six sets of corresponding numerical experiments whose time-integration is six-model day are then performed. The numerical results confirmed the validity of the analytical solutions.

Key words: Local blocking, Analytical solution, Numerical experiment, Flow patterns for dry weather.

干旱、半干旱区域降水 趋势可预报期限的初步研究

马镜娴 罗哲贤

(南京气象学院 南京 210044)

提 要

本文应用我国西北和美洲大陆中部干旱、半干旱区域 7 个长记录站的月降水量记录,分析了降水趋势的可预报期限问题。结果表明,月降水量标准化系数序列的可预报尺度为 3 个月左右。将该序列进行差分运算后,误差倍增时间会显著加长。

关键词: 干旱 半干旱区域 降水量趋势 可预报时限

一、引 言

关于天气尺度系统的可预报性问题,已有一系列的数值研究^[1~4],一般认为逐日天气预报的可预报时限为两周左右。超出此时限,从基本相同的初始状态出发的时间积分会得出截然不同的终态流场。另一方面,用时间序列显著周期外推的可预报时限可能超过 $R/4$ 。这里 R 为显著周期的长度,要求该显著周期在序列中至少重复 4~5 次。例如一个 40 年的序列发现有 22 年及 5 年周期,则按周期外推可预报 1~2 年。这与上述数值结果有些不同。其原因可能是:前者把可预报性视为一个决定性的动力学问题;后者将其视为一个随机性的统计学问题。本文在动力—统计的基础上,通过重建相空间的途径,讨论降水量的可预报性问题。其次,将比较中国西北与北美洲中部干旱、半干旱区域降水趋势的可预报性。最后讨论了不同的资料预处理方法对可预报期限的影响。

二、方法和资料

已有文献如 [5],提出了根据时间序列重建相空间,计算 K 熵和可预报时限的方法。记 $\{x_i\} (i=1,2,\dots,N)$ 为一个一维时间序列。由该序列可以生成一个 m 维序列 ($N \gg m$) 这个 m 维序列构成一个 m 维相空间。 x_i 在一维序列 $\{x_i\}$ 中随时间的演变转换为 m 维相空间中点的移动轨迹。据此可计算不同距离阈值 ϵ 条件下相关函数和 K 熵的估计值。 K 熵估计值的倒数即视为可预报尺度,即初始误差增长 e 倍的时间尺度。具体计算公式参见 [5]。本文中在 $LNCm(\epsilon) \sim LN(\epsilon)$ 图上的准线性区间选择三个 ϵ 分别计算 K 熵的估计值 $K_{2m}(\epsilon)$, 然后求出它们的平均值 $\bar{K}_{2m}$ 及其倒数 $\bar{T}_p$ 。 $\bar{T}_p$ 可以作为衡量时间序列 $\{x_i\}$ 可预报时限的一个数字特征。

根据现有资料条件,在我国西北和北美大陆中部选择了 7 个长记录站,年降水量均在 600mm 以下(表 1)。

表 1 7 个台站的概况

站 名	纬 度	经 度	年降水量(mm)	资料年数	序列长度
兰 州	36°03'	103°53'E	319.9	54	648
酒 泉	39°46'	98°31'E	85.9	55	660

续表

站 名	纬 度	经 度	年降水量(mm)	资料年数	序列长度
岷 县	34°23'	104°10'E	594.8	53	636
Amarillo	35°14'	101°43'W	532.8	59	708
Denver	39°50'	105°1'W	350.7	84	1008
Cheyenne	41°8'	104°48'W	400.0	63	756
Bismarck	46°50'	100°49'W	413.9	77	924

表 1 中 资料年数最多为 84 年 序列长度太短 ,一般不能用以计算 K 熵。我们用各站 1 ~ 12 月逐月降水量 R 的资料 , 求出逐月降水量的多年平均值 $\bar{R}$ 和均方差 σ 计算标准化系数 $RN = (R - \bar{R})/\sigma$, 以大致消除降水量年变化的影响 , 得到各站月降水量标准化系数 RN 的时间序列。记序列长度为 N , N 值列于表 1 第 6 列。上述处理方法延长了序列长度 使 K 熵的计算成为可能。但是 , 对干旱地区而言 , 除夏季月份外 , 各月降水量很少遵循正态分布 ; 该方法往往冲淡了夏季降水量的异常。这个问题有待今后继续研究。

三、月降水量标准化系数序列可预报尺度的估计

令 $m = 2, 4, 6, \dots, 20, 22, 24$, 计 11 个值 ; $\epsilon = e^{1.202} \cdot e^{1.502} \cdot e^{1.802}$ 用兰州和 Denver 月降水量标准化系数序列 , 分别计算序列的 $K_{2m}(\epsilon)$ 求出三个距离阈值时 K 熵的平均值 $\bar{K}_{2m}$ 和可预报时间尺度 $\bar{T}_P$ 。结果 $m > 12$ 时 $\bar{T}_P$ 随嵌入维数 m 的变化不太明显。在 $14 \leq m \leq 24$ 的范围 , $\bar{T}_P$ 的平均值分别为 3.2 个月(兰州) 和 3.7 个月(Denver)。

限于计算条件 对其它 5 个代表站只对单个 m 值即令 $m = 15$ 计算了初始误差增加 e 倍时间尺度的估计值。结果列于表 2。其中兰州、Denver 两站的 $\bar{T}_P$ 值系从 $m = 14, 16$ 的 T_P 值内插求得的。

表 2 7 站月降水量标准化系数序列 , $m = 15$ 时 可预报尺度 月 的估计值

站名	兰州	酒泉	岷县	Amarillo	Denver	Chcyenne	Bismarck	平均
$\bar{T}_P$	(3.8)	3.2	2.7	1.6	(4.4)	2.1	1.6	(2.8)

由于各站资料序列长度不同 $m = 15$ 时 $\bar{T}_P$ 值也不能精确代替 $m \rightarrow \infty$ 的渐近值 表 2 所列 7 站的结果之间不能严格地互相比较。不过 , 这些数值给出了这些站月降水趋势可预报尺度的量级。据表 2 结果 , 似乎可以初步认为 , 我国西北和北美中部干旱、半干旱区域月降水量标准化系数序列的可预报尺度 , 大致为 2 ~ 4 个月。这个取值范围比天气尺度系统决定性的动力学模式的相应结果 [1~4] 要大一个量级 ; 比准周期外推的统计学估计值一般要小一个量级。同时 , 这里的结果还表明 , 尽管中国西北和美洲中部干旱、半干旱区两者的地理条件等有所不同 , 但两者月降水量长期变化的可预报时限量级相同 , 其平均值也接近。

四、差分序列可预报时限的估计

在时间序列的预报方法中 , 有时不是直接分析序列 $\{X_i\} (i = 1, 2, 3, \dots, N)$ 本身 而是分析差分序列 $\{Y_j\} (j = 1, 2, 3, \dots, N - 1, Y_j = X_{j+1} - X_j)$ 。现在讨论这种差分运算对初始误差增长 e 倍时间的影响。

对上述 7 站月降水量标准化系数序列进行差分运算 , 得到 7 站月降水量标准化系数的差分序列 (以下称差分序列)

令 $m = 2, 4, 6, \dots, 18$ 计 9 个值 ; $\epsilon = e^{1.202} \cdot e^{1.502} \cdot e^{1.802}$ 计 3 个值。分别计算兰州、Denver 站差

分序列的 $K_{2m}(\epsilon)$ 。这两个差分序列的 $K_{2m}(\epsilon)$ 均随 m 的增大迅速减小(图 1)。 $m = 15$ 时 兰州和 Denver K_{2m} 分别为 0.031 和 0.030 相应的可预报尺度分别为 32.3 和 33.3 个月。 $m = 17$ 时 它们分别为 35.7 和 37.0 个月; $m = 18$ 时 它们分别为 37.7 和 38.0 个月。

$m = 15$ 时 其余 5 站差分序列的 $\bar{T}_P$ 值列于表 3。

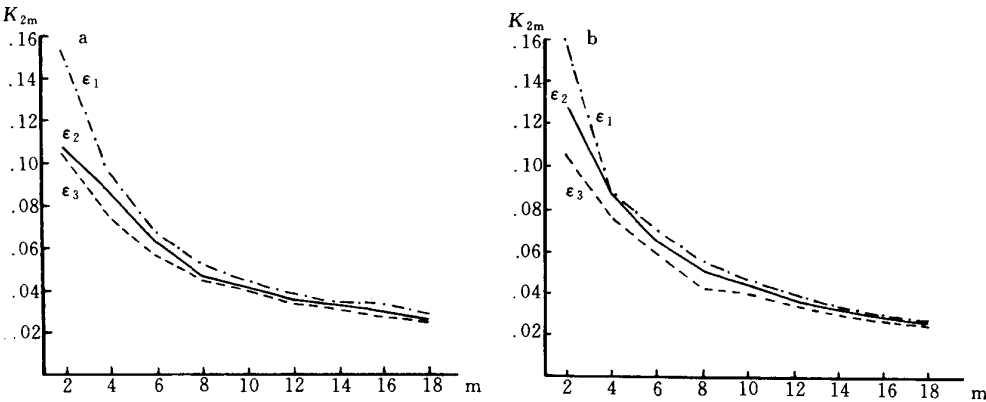


图 1 兰州和 Denver 月降水量标准化系数差分序列 K_{2m} 随 m 的变化。

a. 兰州, b. Denver, $\epsilon_1, \epsilon_2, \epsilon_3$ 分别等于 $e^{1.202}, e^{1.502}, e^{1.802}$

表 3 7 站月降水量标准化系数差分序列初始误差增加 e 倍时间 $\bar{T}_P$ 的估计值(月)

站名	兰州	酒泉	岷县	Amarillo	Denver	Chcyyenne	Bismarck	平均
$\bar{T}_P$	32.3	41.1	36.6	37.0	33.3	38.5	36.1	36.4

将图 1、表 3 的结果与表 2 对比 可见 经过差分运算 序列可预报尺度显著增长了。

五、结果与讨论

丑纪范^[6]指出：月、季气候预报的可预报性尚未建立成熟的理论；数年或数十年时间尺度的气候预报问题尚无可预报性理论。但月、季及年度预报又是一项重要的现行业务的内容。这就需要认真研究相应尺度预报的可预报时限问题。本文以中国西北和北美中部干旱、半干旱区月降水量长期变化为例，对此进行了数值研究。

在一个对初值敏感的系统，初始差值的放大发散是一个普遍的现象。关键是确定发散的速率。如对不同地理区域，不同气象要素，不同场特征量的长期观测序列进行全面的发散速率的研究 将会有助于月、季、年度可预报性理论的建立。

可预报性问题十分复杂。本文只是初步尝试性的工作，不少问题仍有待继续探讨。

参 考 文 献

[1] Lorenz, E. N. (1969), Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues, *J. Atmos. Sci.*, 26, 636~646.

[2] Smagorinsky, J. (1969), Problems and promises of deterministic extended range forecasting, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 50, 286~311.

[3] Williamson, D. L. and A. Kasahara, (1971), Adaptation of meteorological variables forced by updating, *J. Atmos. Sci.*, 28, 1313~1324.

[4] Leith, C. E. (1971), Atmospheric predictability and two-dimensional turbulence, *J. Atmos. Sci.*, 28,

145~161.

- [5] Osborne, A. R. et al. (1986), A search for chaotic behavior in large and mesoscale motions in the Pacific Ocean, *Physica*, 23D, 75~83.
- [6] 丑纪范, 气候的可预报性, 国家科学技术委员会, 中国科学技术蓝皮书第 5 号, 气候, 科学技术文献出版社, 278~281(1990)。

A STUDY OF PREDICTABLE PERIOD OF MONTHLY RAINFALL TREND IN ARID AND SEMI—ARID REGIONS

Ma Jingxian Luo Zhexian

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Abstract

On the basis of the observational data of monthly rainfall of seven meteorological stations that are located in the arid and semi-arid regions in China and in America, for the monthly rainfall normalized series, we compute the initial errors doubling, being about three months. They are longer than thirty months after translating from the normalized series into the normalized difference ones.

Key words: Arid and semi-arid regions, Monthly rainfall trend, Predictable period.

低频大气可预报性的初步研究

俞亚勋 孙国武

(兰州干旱气象研究所, 兰州 730020)

提 要

本文根据低频高度场全面估计其完整的 Lyapunov 指数谱, 结果表明: Lyapunov 指数谱中不仅都有正值、零和负值, 而且所有 Lyapunov 指数之和均小于零, 因此表征低频大气的吸引子流形的动力学特征是混沌的, 与相邻初始条件的辐散相联系的误差增长的平均 e 折叠时间尺度为 3~24 天, 就我国整个区域范围来看, 平均可预报时间尺度呈现出自西南向东北逐渐增大的趋势。我国 30°N 以北地区, 低频大气的可预报性为 5~15 天, 30°N 以南地区为 4~5 天。

关键词: 低频大气 Lyapunov 指数 K 熵 可预报性

一、引 言

在数值天气预报中, 大气可预报性问题是一个重要的研究课题, 讨论该问题的传统方法是在大气环流模式中模拟不同尺度的复杂流型, 考察初始误差的倍增时间, 如 Thompson^[1](1957), Loreng^[2](1969), Smagorinsky^[3](1969), Shukla^[4,5](1981, 1983) 等人的工作。近几年来, 用混沌理论来进行可预报性研究是一个新进展, 开始从观测资料中提取动力系统的演变信息, 这意味着现在能够知道更多的天气和气候系统的动力学特征, 并能发现其可预报的程度, 而不需要任何模拟, 这样就避开了精确地描述大气动力方程并进行求解的困难, 因而具有一定的理论和实际意义。

具体应用天气气候资料计算得出的结果主要有: Fraedrich^[6] 采用柏林单站地面气压 15 年逐日资料, 求得天气系统可预报时间为 2~3 周。C. L. Keppenne 和 C. Nicolis^[7] 利用西欧 9 个测站的 500hPa 24 年逐日位势高度资料, 对西欧短时间尺度的气候进行了分析, 发现不同测站的资料似乎都服从一个由相对低维流形张成的单个确定性动力学系统, 通过对该系统一系列最显著的 Lyapunov 指数估计后, 证实了其动力学特征是混沌的, 平均可预报时间约为 2~4 周。针对我国的情况, 郑祖光、刘适达^[8] 用 500hPa 亚洲环流指数和北京冬季气温的逐日资料计算表明: 天气吸引子的可预报时间尺度约为 6~14 天。王建中、严绍瑾和彭永清^[9] 利用东亚地区 11 个测站的 500hPa 逐日位势高度时间序列, 全面计算了它们的混沌特征量, 结果表明, 相应于东亚地区天气尺度的吸引子是由一个有限空间支撑起来的, 其平均 K 熵为 0.1008, 从而可预报时间约为 9.92 天。以上研究使我们认识到大气运动的混沌本质, 但这些研究大都采用单站资料, 或者选取几个有代表性的测站, 因而计算的结果也是对某一局地而言。本文采用 ECMWF 1986 年 1 月 1 日 1200GMT 至 1990 年 12 月 31 日 1200GMT 逐日 500hPa 位势高度格点 ($5^\circ \times 5^\circ$ 经纬度) 资料, 计算范围以我国区域为主, 大致范围是 $20^\circ \sim 55^\circ\text{N}$ 和 $75^\circ \sim 135^\circ\text{E}$ 共 104 个格点, 来考察整个中国区域低频大气可预报时间的空间分布情况, 以期更深入了解低频大气的可预报性。因为这对于根据大气低频振荡的理论和观测而提出的低频天气图方法^[10] 的进一步推广应用是有益的。

二、基本思路和方法

一般认为,如果事先知道了关于系统变量的一组非线性耦合方程,则该系统的吸引子是能够容易得到的。然而对于大多数系统(如地球大气系统)这种完整的信息是不具备的或者说是缺乏的,因此这类系统的吸引子必须另辟途径来获得。动力系统理论指出:足够长时间的观测资料序列,在动力系统的相空间里可以描绘成某种型式的轨道图象,从而能反映出一定类型的气候或天气吸引子的渐近行为。为了利用实际观测到的气象资料时间序列来刻画吸引子,必须建立适当的相空间,以便把吸引子嵌入其中。如果设 $X_i = x(t_i) (i = 1, 2, \dots, N)$ 代表时间序列, N 是观测资料的总长度,则 K 维相空间可由矢量 $\vec{X}_i = (X_i, X_{i+\tau}, \dots, X_{i+(k-1)\tau})$ 组成,其中 τ 为时间后延步长,这样就可以将吸引子嵌入由单个气象变量时间序列及其时延坐标所张成的相空间里。时延步长 τ 的选取应使相空间坐标关系近似于相互正交独立。于是我们可以根据相空间中点的轨线来讨论吸引子的动力学特征及其可预报性。

正的 Lyapunov 指数提供了可预报性的一种定量的度量。众所周知, Lyapunov 指数是系统在相空间中不同方向上轨道附近收缩和膨胀特征的一个平均量, Lyapunov 指数小于零的方向相体积收缩,运动轨道稳定且对初始条件不敏感;反之, Lyapunov 指数大于零的方向相体积不断膨胀以致初始充分接近的状态变得越来越不相关,表现出对初始条件的强烈敏感性,这就是所谓的超过一定时段(该时段相当于正的 Lyapunov 指数的倒数)的不可预报性,即根据相空间轨道上过去的状态不能预报系统将来的状态。因此所有正的 Lyapunov 指数之和含有吸引子膨胀发展的信息,其倒数可以表征可预报性的平均时间尺度,即相体积按 e 指数膨胀的平均时间。

本文参考 Eckmann 等人^[11](1986)的工作,其计算 Lyapunov 指数的基本步骤如下:

1. 首先将一维时间序列嵌入 d_E 维相空间,用时间延拓方法构造一条代表系统随时间演化的轨道,在此空间内确定一切 $\vec{X}_i$ 的邻点,即以 $\vec{X}_i$ 为中心,以 ρ 为半径的点集 $S_i = \{\vec{X}_j\}$ 。

2. 由于 Lyapunov 指数是描述一个相对于一条初始轨迹的小偏差的平均增长率,因此我们设法构造一个线性算子来描述该偏差的时间演化,对于 d_E 维相空间中的一点 $\vec{X}_i$ 经过一个单位时间后, $\vec{X}_i$ 发展到 $\vec{X}_{i+1}$, 相应地满足条件 $|\vec{X}_j - \vec{X}_i| < \rho$ 的另一点 $\vec{X}_j$ 就发展到 $\vec{X}_{j+1}$ 。引入矩阵维 d_M 且有 $d_E - 1 = (d_M - 1)m$ 其中 $m \geq 1$ 显然 $d_M \leq d_E$ 。通过这样的变换,原来的 d_E 维相空间缩减为 d_M 维空间,因此在 d_M 维空间中可构造一系列 $d_M \times d_M$ 阶矩阵 T_i 使得

$$\vec{X}_{j+m} - \vec{X}_{i+m} = T_i(\vec{X}_j - \vec{X}_i)$$

$$T_i = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 0 & 1 & \cdots & 0 \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ a_1 & a_2 & a_3 & \cdots & a_{d_M} \end{bmatrix}$$

通过最小二乘法拟合求得 a_k 获得一系列 T_i 。

3. 最后,对一系列矩阵 T_i 的特征值取对数平均,就可得到相空间中 $\vec{X}_j - \vec{X}_i$ 的平均指数辐散率,即所求的 Lyapunov 指数。

三、计算结果

对上述低频滤波高度场的计算结果表明：对每一个格点，Lyapunov 指数谱中都含有正值、零和负值，这无疑表明低频大气吸引子是存在的。由于正的 Lyapunov 指数之和表明吸引子总体膨胀性质，因此常用来作为 K 熵的估计值 其倒数 $T = \frac{1}{K}$ 即为动力系统的可预报时间。图 1 给出了低频大气可预报时间尺度的空间分布。

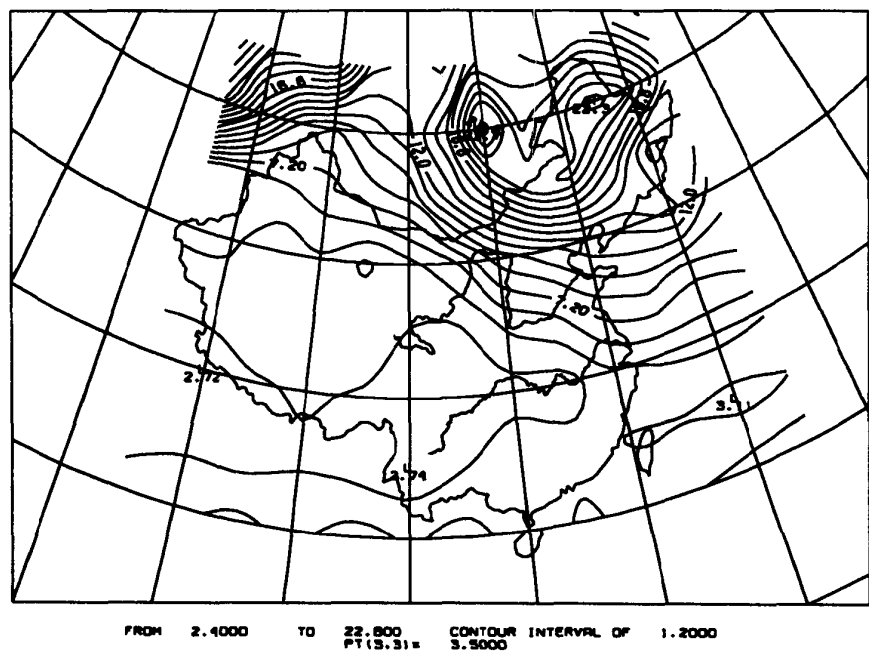


图 1 中国区域低频大气可预报时间的空间分布，等值线间隔 1.2 天

从图中可以看出，就中国区域而言，天气可预报时间尺度基本上是从西南逐渐向东北增大 在东北北部达到 22.3 天的最大值中心；最小值中心分布在青藏高原南侧边缘地区以及台湾省东部海域一带。此外，在西北的塔里木盆地至柴达木盆地也有一个相对低值中心。我们将全国分成 7 个大区，分别计算了其平均可预报性时间尺度，大致结果是：东北区(15.82 天)、华北区(12.38 天)、华东区(6.75 天)、西北区(5.35 天)、华中区(4.27 天)、华南区(4.13 天)、西南区(3.7 天)。归纳起来 在我国 30°N 以北地区，低频大气可预报时间为 5~15 天 而在 30°N 以南的我国地区，其可预报时间一般为 4~5 天 这与作者之一^[10]提出的低频天气图预报主要天气系统和重要天气过程的时效为 5~15 天是吻合的，同时也为低频天气图的应用从动力统计角度提供了一个初步依据。

四、小结和讨论

本文将低频大气可预报性与混沌吸引子所描写的非线性动力学系统及其表现出来的对初始条件的敏感性相联系，探讨了低频天气系统吸引子的可预报性问题，由 500hPa 位势高度所表征的低频天气系统的变化，可看成由少数几个自由度组成的单个动力学系统所控制。对于中国的不同地区，本文估计到的平均可预报时间约为 1~2 周。然而，类似的 GCM 试验

(Smagorinsky)^[3]对北半球温度标准偏差垂直积分给出的可预报时间约为 2.5 天 Lorenz^[2] 利用 ECMWF GCM , 借助于控制误差增长的方程中的非线性项取二次假定, 得到北半球 500hPa 高度场的可预报时间约为 2 天。与他们的估计存在这种差别的原因大致有以下几点:

1. 本文使用的资料范围局限于中国区域, 研究的是区域可预报性, 而他们用的是北半球的资料, 讨论的是全球可预报性问题, 自然受一些可预报性较低的区域的影响。

2. 本文使用的是逐日平均的观测资料, 反映了真实大气的状况, 而他们使用的是模式输出资料 由 GCM 得到的可预报时间是否就是真实大气的可预报时间值得讨论。

3. 本文讨论的是低频大气的可预报时间问题, 而以前国内外学者大都研究的是一般大气的可预报性问题, 低频大气中存在比较长的可预报性是观测事实相符的^[10]。

参 考 文 献

- [1] Thompson, P. D. (1957), Uncertainty of initial state as a factor in the predictability of large scale atmospheric flow patterns, *Tellus*, 9, 275~295.
- [2] Lorenz, E. N. (1969), Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues, *J. Atmos. Sci.*, 26, 636~646.
- [3] Smagorinsky, J. (1969), Problems and promises of deterministic extended range forecasting, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 50, 286~311.
- [4] Shukla, J. (1981), Predictability of Time Averages: Part I: Dynamical Predictability of monthly means. *J. Atmos. Sci.*, 38(12), 2547~2572.
- [5] Shukla, J. and D. S. Gutzler (1983), Interannual variability and predictability of 500 hPa geopotential heights over the Northern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1273~1279.
- [6] Fraedrich, K. (1987), Estimating weather and climate predictability on attractors, *J. Atmos. Sci.*, 44, 722~728.
- [7] Keppenne, C. L., and C. Nicolis (1989), Global properties and local structure of the weather attractor over Western Europe, *J. Atmos. Sci.*, 46, 2356~2370.
- [8] 郑祖光、刘适达, 用天气变量时间序列估计天气的可预报性, *气象学报*, 50(1), 72~80(1992)。
- [9] 王建中、严绍瑾、彭永清, 东亚地区天气吸引子特征的研究, *南京气象学院学报*, 17(1), 86~91(1994)。
- [10] 章基嘉、孙国武、陈葆德, 青藏高原大气低频变化的研究, *气象出版社*, 100~102(1991)。
- [11] Eckmann, J. -P., S. Ollifson Kamphorst, D. Ruelle, and S. Ciliberto (1986), Lyapunov exponents from time series, *Phys. Rev.*, 34A, 4971~4979.

STUDY ON THE PREDICTABILITY OF LOW-FREQUENCY ATMOSPHERIC SYSTEMS

Yu Yaxun Sun Guowu

(Lanzhou Arid Meteorological Institute, Lanzhou 730020)

Abstract

In this paper, the complete Lyapunov exponent spectrum are estimated in terms of daily 500hPa height field data which have been filtered by low-frequency (30~60days). The results

show that positive, zero and negative values all exist in the complete Lyapunov exponential spectrum, with the sum of the Lyapunov exponent ($\sum \lambda_k$) less than zero. Therefore, the dynamical feature which characterizes low-frequency atmospheric attractor stream is chaotic. The mean e -fold (error-doubling) time in relation to the divergence of neighboring initial conditions is about 3--24 days. With respect to the whole region of China, the averaged predictable time scale exhibits gradually increasing tendency from Southwest to Northeast, with a predictable time scale about 5--15 days in North of 30°N , but about 4--5 days in South of 30°N .

Key words: Low-frequency atmospheric systems, Lyapunov-exponent spectrum, K-entropy, Predictability.

马宗山区低层大气运动特征的若干研究

王陆东

罗哲贤

(甘肃省气象局 兰州 730020) (南京气象学院 南京 210044)

提 要

马宗山区位于我国西北河西走廊以北戈壁沙漠腹地。本文根据马宗山区低层大气风速梯度观测的自记记录,分析了这种特殊地理地貌条件下风速垂直分布及其变化的特点,以及 5 个高度上风速序列的内在随机性特征。

关键词 戈壁沙漠 低层大气 风速 垂直分布 内在随机性

一、引言

低层大气风速的垂直分布律是气候学的一个基本问题。已有的研究大多限于我国东部或南部。我国西部戈壁沙漠地区风速垂直分布的观测研究尚不多见。本文根据马宗山区低层大气风速梯度观测的记录进行研究,着重分析有本地区特色的观测现象。

应用气象要素或种种特征量的时间序列,重建相空间研究相应的动力学结构,是认识相应演变规律的一条新途径^[1~3]。一般而言 这类工作大多仅对一二 个时间序列计算分维数,故难以分析分维数的空间分布。本文将根据 5 个高度风速序列分维数的计算结果,讨论分维数随高度的变化,并对比我国不同地区低层大气运动的内在随机性。

二、资料和计算方法概述

马宗山海拔 1790m 位于甘肃河西走廊以北 年降水量不足 85mm 系典型的戈壁沙漠气候。观测铁塔四周为均匀的沙漠砾石旷野,植被极少。观测高度分别为 10、20、30、50 和 70m。各个高度的风速均有自记记录。资料时段 1990 年 3 月 11 日 00h 至 3 月 13 日 24h。在此时段内,有一次大风过程。

根据该时段的风速自记记录,每隔 5 分钟读取一次风速值,得到 5 个高度的风速时间序列。样本长度 N 等于 864。应用这些时间序列 先计算相关函数^[4]:

$$C_m(\epsilon) = \frac{1}{N^2 - N} \sum_{\substack{i,j=1 \\ i \neq j}}^N \theta[\epsilon - |\vec{z}(t_i) - \vec{z}(t_j)|] \quad (1)$$

式中 m 为嵌入空间维数。令 $m_{\max} = 26$ 。根据刘式达、刘式适^[5], $m_{\max}$ 应大于 $(2D+1)$ 这里 D 为序列分维数的估计值。据扬培才等^[1], 低层大气运动的分维数约为 5.5 ~ 7.3。因而这里 $m_{\max}$ 的取值是合适的。 ϵ 为距离阈值。 $|\vec{z}(t_i) - \vec{z}(t_j)|$ 为重建相空间中点 $\vec{z}(t_i)$ 与点 $\vec{z}(t_j)$ 之间的距离。 θ 为 Heaviside 函数。

求出 $C_m(\epsilon)$ 后 再计算分维数

$$D = \lim_{\substack{\epsilon \rightarrow 0 \\ m \rightarrow \infty}} \frac{L_N C_m(\epsilon)}{[L_N(\epsilon)]} \quad (2)$$

下面我们依次分析马宗山区低层大气风速的垂直分布及其随时间的变化以及低层大气运动的内在随机性问题。

三、低层大气风速垂直分布随时间的演变特征

在 1990 年 3 月 12 日大风过程中, 马宗山区地面 (即 10m 高度) 风速的最大值约为 16.0m/s 出现在 12 日 15 时至 16 时之间 (图 1 上 D 段)。图 1 给出了最大风速出现前后 (3 月 11 日 20 时 ~ 3 月 12 日 18 时) 70, 10m 高度风速 记为 $V(70)$ 和 $V(10)$ 随时间的演变。由图可见:

1. 在 3 月 11 日 20 时 00 分 ~ 3 月 12 日 02 时 30 分 (图 1 上 A 段), $V(70)$ 大于 $V(10)$ 平均相差 2m/s 左右。如图所知, 低层大气风速随高度呈对数或指数形式增大, 这是一个普遍的观测现象。这里 A 段的情况与之类似。

2. 在 3 月 12 日 02 时 30 分 ~ 3 月 12 日 09 时 15 分 (图 1 上 B 段), $V(70)$ 仍然大于 $V(10)$, 但差值逐渐减小, 即低层大气风速随高度增大的程度减小了。

3. 在 3 月 12 日 09 时 15 分 ~ 3 月 12 日 15 时 30 分 (图 1 上 C 段) 随着向地面最大风速出现的时段 D 段的逼近, $V(70)$ 大于 $V(10)$ 的现象已经不清楚, 两者比较接近。时而 $V(70)$ 略大于 $V(10)$ 时而 $V(70)$ 略小于 $V(10)$ 。说明在地面最大风速出现以前约 3 个小时的时段中, 低层大气风速随高度增大的普遍经验规则已被破坏了。

4. 在 3 月 12 日 15 时 30 分 ~ 3 月 12 日 16 时 10 分 (图 1 上 D 段) 地面风速 $V(10)$ 已经大于 70m 高度的风速 $V(70)$ 出现了风速随高度减小的“异常”分布。与 A、B 段“正常”情况相比, 风速垂直切变的符号出现了翻转。

5. 在 3 月 12 日 16 时 10 分以后 (图 1 上 E 段) 在地面风速达极大以后, $V(70)$ 与 $V(10)$ 先是十分接近 随后 $V(70)$ 大于 $V(10)$ 风速仍然随高度增大 回复到“正常”的状态。

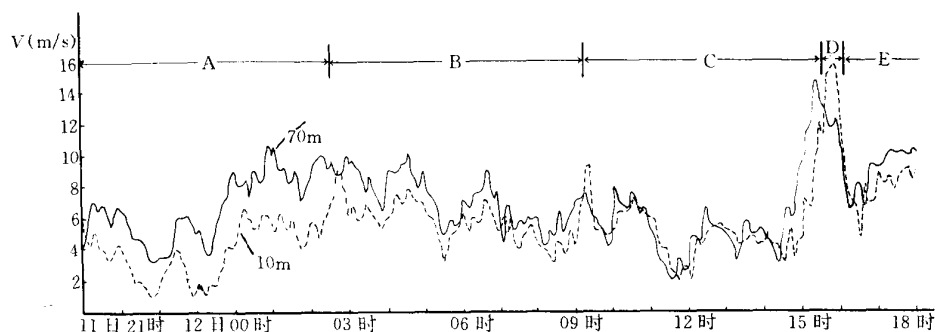


图 1 70, 10m 高度处风速 $V(70)$, $V(10)$ 随时间的变化

以上是 $V(70)$ 与 $V(10)$ 随时间的演变, 尚未涉及其它高度的风速值, 不能完全代表风速的垂直分布。根据 5 个高度处的风速值 图 2 给出了 5 种类型的风速垂直分布, 它们与图 1 上 A, B, C, D, E 5 个时段一一对应。在地面风速出现极大值以前 19 个小时, 低层大气的风速随高度增加 (图 2A)。接着, 在 30, 50, 70m 高度的风速 $V(30)$, $V(50)$ 和 $V(70)$ 减小, 风速差值 $V_D (V_D = V(70) - V(10))$ 随之减小 (图 2B)。在地面极大风速出现以前约 4 个小时, V_D 近于零, 从 20m 向上, 风速已经不再随高度增大而是减小 (图 2C)。在地面大风期间, V_D 已由正变负, 清楚地显示出风速垂直分布的逆转现象 (图 2D)。此后, 又回到 V_D 大于零, 风速随高度增大的“正常”状态 (图 2E)。

概括而言, 在 1990 年 3 月 11 ~ 12 日大风过程中, 位于戈壁沙漠腹地的马宗山区的低层大气风速的垂直分布并不总是遵循风速随高度增大这一普遍经验规则的约束, 而有其特点。第

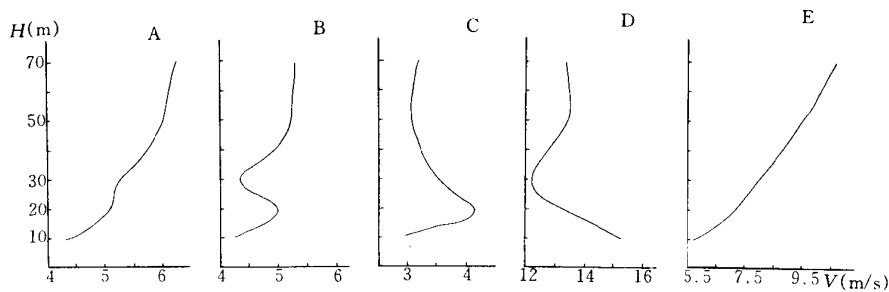


图 2 低层大气时段平均风速的垂直分布

A. 3月11日20时(00~60)分;B. 3月12日8时(00~60)分
C. 3月12日11时(00~60)分;D. 3月12日15时(30~45)分
E. 3月12日23时30分~3月13日00时25分

一,在地面极大风速出现以前,70m高度和10m高度处风速差值 V_D 逐渐减小,向层结“中性化”的方向过渡。第二,在地面极大风速出现时,出现了“异常”的风速垂直分布状况,即风速不再随高度增大,而是减小的趋势。这可能是一个有地区特色的观测现象。

大风和伴有沙尘暴的“黑风”是主要的灾害性天气之一。地面极大风速出现前几个小时风速垂直分布向“中性化”方向过渡这一观测现象,有可能作为地面极大风速即将出现的一个前兆,加强对这个前兆的监测可能是有益于大风预报的。不过这里只是一个个例,今后需要分析更多的过程。同时,大风预报准确程度的提高离不开数值模式方面的进一步努力。这个观测现象可以作为验证模式性能的判据之一。看看在模式预报试验中能否将此观测现象大致复制出来。

四、低层大气风速演变的内在随机性

马宗山区5个高度风速序列($N=864$)的谱分析结果表明:风速随时间的变化均不具有周期或准周期的特征(图略)这里序列间隔时间与[1,2]中不同,但谱分析结果相似。

用(1)式令滞后时间 $\tau=1$ 对5个高度的风速序列分别计算相关函数 $C_m(\epsilon)$ 。嵌入维数 m 的取值为 $m=2,3,4,\dots,8,9,10,12,14,16,\dots,22,24,26$ 。经过试算, ϵ 的取值由下式决定: $\epsilon=0.0004104 \times \text{EXP}(0.3 \times i)$, ($i=24,25,\dots,43,44$) 计11个值。求出 $C_m(\epsilon)$ 后,对每个 m 值,绘出 $L_N(C_m(\epsilon))$ 随 $L_N(\epsilon)$ 变化的曲线。对每条曲线而言都存在一个准线性的线段,该线段的斜率,即关联维数的估计值随维数 m 的增大而加大。当 m 大于18或20后斜率 $\hat{D}$ 一般不再增加了(图3)。线段斜率 D 随 m 的变化(图4)表明:

(1) 随着维数 m 的增加,线段斜率的取值均趋于准定常。这个准定常值即为相应序列的关联维数 D 。故最大嵌入维数的取值是合适的。

(2) 对 $V(70)$ 序列而言 $m>14$ 后关联维数取值即趋饱和。但对 $V(10)$ 序列 $V(20)$ 序列而言,一直到 $m \geq 22$ 才趋于饱和。

(3) 10,20,30,50,70m高度风速序列的关联维数分别为:5.24,5.33,4.43,4.05,4.33。(10~20)m处和(50~70)m处的平均值分别为5.29和4.20。这意味着在10~20m高度大气运动的湍流属性和内在随机性较强;在50~70m高度它们就相对减弱了。这个结果似乎是合理的。

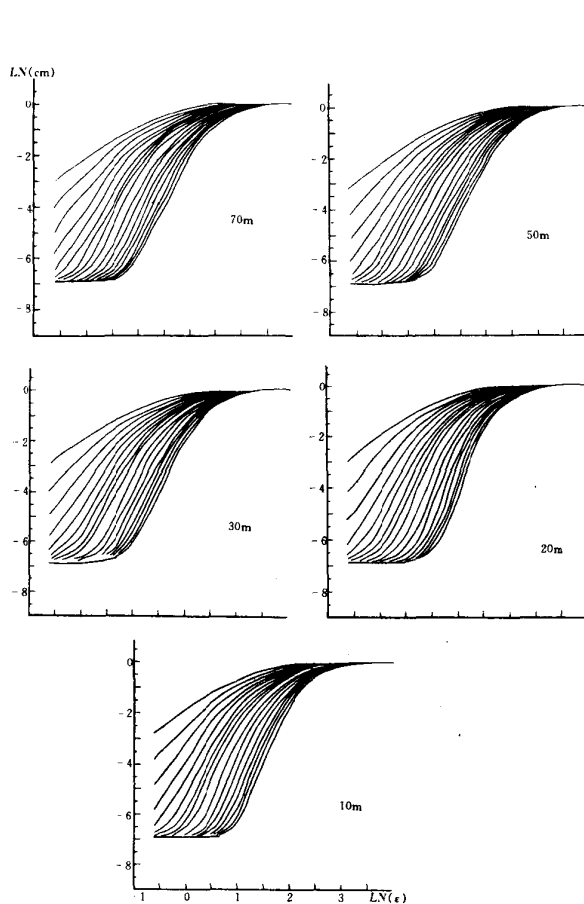


图3 5个高度风速序列 $L_N(C_m)$ 随 $L_N(\epsilon)$ 的变化 $N = 864$

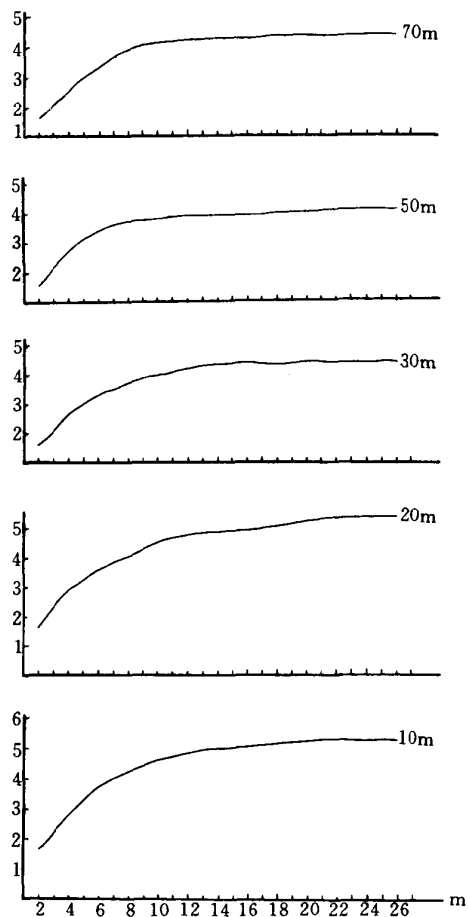


图4 5个高度风速序列关联维数的估计值 D 随维数 m 的变化

场培才等^[1]指出 关联维数的取值与滞后时间 τ 之间有一定联系。以上计算中 $\tau = 1$ 。为了初步分析 τ 对关联维数取值的影响,令 $m = 26, \tau = 2$,对 10, 20, 30, 50, 70m 高度的风速序列进行类似的计算。关联维数分别为: 5.79, 7.30, 5.10, 5.30, 6.10。10~20m 处和 50~70m 处的平均值分别为 6.55 和 5.70。这与 $\tau = 1$ 的情况定性一致。

在文献[1]中 取 $\tau = 2$ 。北京地区大气边界层风速序列的关联维数在 5.5~7.2 之间。重庆地区低层大气风速序列的关联维数为 6.9~7.4^①。由于样本长度、滞后时间取值、序列时间间隔、观测仪器等方面的差异,本文结果与这些数值之间并不能严格比较。但是,如与大气和海洋其它运动形态相比较,可以发现它们是可归入一类的。例如,黑潮洋流移速序列的关联维数约为 1.4;西太平洋台风移速序列的关联维数约为 2.1(见[3])。这样看来 无论是我国东部的北京,还是西南部的重庆或西北部的马宗山区,低层大气风速序列的关联维数大致在 5.0~7.2 的范围。这与[1]的结果是接近的。

五、结果与讨论

西北半干旱、干旱区域是我国一个独具特色的气候区。由于资料欠缺等原因。目前该气候区不少基本的气候问题尚待研究。如我国东部区域低层大气风速垂直分布律的问题已有不少结果,但在西北干旱区域的戈壁沙漠腹地这种特殊的地理地貌条件下,风速的垂直分布就不太清楚。本文结果表明,戈壁沙漠腹地低层大气的风速有时随高度增大,属于正常的垂直分布;有时又可以随高度减小,形成“异常”的垂直分布。风速垂直分布由正常向异常的转换,可作为地面极大风速即将出现的一个前兆。

同时,我们还讨论了戈壁沙漠腹地低层大气运动的内在随机性。尽管地理环境、序列长度等存在差异,但风速序列关联维数的计算结果显示,不论是在我国东部平原地区的北京,还是在西南部四川盆地中的重庆,或者是西北部戈壁沙漠的马宗山区,它们的数值相近。此外,以往的工作限于某个高度处风速序列关联维数的分析,无法用分维途径讨论内在随机性随高度的变化。本文计算了5个不同高度处风速序列的关联维数,初步结果显示:10~20m高度处大气运动的内在随机性较强;50~70m高度处内在随机性较弱。

西北半干旱、干旱区基本的气候问题很多,我们只在这里对其中一个问题做了初步研究,其它问题今后将继续研究。

参 考 文 献

- [1] Yang Peicai, Liu Jinli and Yang Shuowen (1990), Chaotic attractors in low-atmosphere motions, *Scientia Atmospherica Sinica*, 14, 335~341, (in Chinese).
- [2] Zheng Zuguang and Liu Shida (1988), Calculations of atmospheric turbulence data for Lyapunov exponents and fractional dimensionalities, *Acta. Meteor. Sinica*, 46, 41~48 (in Chinese).
- [3] Luo Zhexian and Ma Jingxian (1993), Study of the randomness inherent in the typhoon movement, *Acta, Meteor. Sinica*, 7, 153~161.
- [4] Osborne, A. R., et al., (1986), A search for chaotic behavior in large and mesoscale motions in the Pacific Ocean, *Physica*, 23D, 75~83.
- [5] Liu Shida and Liu Shikuo (1983), *Nonlinear Dynamics and Complicated Phenomena*, China Meteor. Press, Beijing (in Chinese).

SOME STUDIES ON THE MOTION CHARACTERISTICS OF THE LOW-LEVEL ATMOSPHERE OVER MAZONG MOUNTAIN AREA

Wang Ludog (Meteorological Bureau of Gansu Province, Langzhou 730020)

Luo Zhexian

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Abstract

Based on the automatic recording data of gradient observation of wind velocities in the low level atmosphere over Mazong mountain area, this paper analyzes the vertical distribution

of wind velocity under the special geographical and geomorphologic conditions , and its changing features ,as well as characteristics of the inherent randomness of the wind speed series at 5 heights.

Key words:Gobi desert,Low-level atmosphere,Wind velocity,Vertical distribution,Inherent randomness.

近地层污染大气中湍流热量传输

吴林馥 罗哲贤

(南京气象学院 南京 210044)

提 要

近地层湍流大气中,污染物质的扩散传播,除了受到平均流场的作用外,还受到湍流脉动场的制约。湍流热量传输效应在一些问题中具有重要作用。湍流热量传输主要依靠实验关系 $N_u = N_u(R_e, P_r)$ 描述 其中 N_u 为 Nusselt 数^[1]。本文将仿照湍流动量传输的闭合假定讨论了湍流热量传输 特别是湍流 Prandtl 数 P_r 。然后提出了理论上求解湍流热量传输的方程组(即二阶闭合的一种方法)和计算或预测 P_r 的模型公式 即 $N_u(R_e, P_r)$ 函数关系式。

关键词:湍流 传输 近地层

一、引 言

近地层中不可压污染大气作湍流运动时的求解方程:连续性方程

$$\partial \bar{u}_j / \partial x_j = 0 \quad (i, j = 1, 2, 3) \quad (1)$$

$$\text{动量方程} \quad \left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial}{\partial x_j} \right) \bar{u}_i = - \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} + \frac{g}{T} \bar{\theta} \delta_{3i} + \frac{\partial}{\partial x_j} (v \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} - \overline{u'_i u'_j}) - 2 \Omega \epsilon_{ijk} \eta_j \bar{u}_k \quad (2)$$

$$\text{和能量方程} \quad \left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial}{\partial x_j} \right) \bar{\theta} = - \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\kappa \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_j} - \overline{u'_i \theta'} \right) - \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial R_j}{\partial x_j} \quad (3)$$

以上诸方程中带“ $\bar{\quad}$ ”的量()表示湍流脉动量 带“-”的量 $\overline{\quad}$ 表示平均量,而()表示瞬时量。按照雷诺假定 瞬时量 = 平均量 + 脉动量,即() = $\overline{\quad}$ + ()', $u_j (j = 1, 2, 3)$ 是 j 方向的瞬时速度分量 p 是压力 θ 为位温 g 为重力加速度 T 为温度 R_j 为 j 方向的辐射通量, ρ 为密度 c_p 为比热 Ω 为地球自转角速度 η_j 是沿地球自转轴的单位向量在 j 方向的分量, $\delta_{ij} (i, j = 1, 2, 3)$ 为 Kronecker 符号^[2], ϵ_{ijk} 为交变张量符号^[2], $\kappa = \lambda / \rho c_p$ 为热传导系数 μ 为分子粘滞系数 ν 为运动粘滞系数 ($\nu = \mu / \rho$)。使这组方程组闭合的主要障碍是二阶脉动相关矩 $-\overline{u'_i u'_j}$ 和 $\overline{u'_i \theta'}$ 的存在。若利用二阶矩满足的方程使方程组闭合时,将出现更大数量的未知三阶矩 再利用三阶矩方程使之闭合时 又将出现惊人数量的四阶矩,…… 例如

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} &= \dots - \frac{\partial \overline{u'_i u'_j}}{\partial x_j} + \dots, \frac{\partial \overline{u'_i u'_j}}{\partial t} = \dots - \frac{\partial}{\partial x_j} (\overline{u'_i u'_j u'_k}) + \dots \\ \frac{\partial \overline{u'_i u'_j u'_k}}{\partial t} &= \dots - \frac{\partial}{\partial x_j} (\overline{u'_i u'_j u'_k u'_l}) + \dots \end{aligned}$$

因此,只能对某阶相关矩作出假定,建立与平均量的联系,才能使方程组闭合。对二阶相关矩进行模拟假定,谓之一阶闭合;对三阶相关矩进行模拟假定,谓之二阶闭合;……。

考虑某个地区和不计辐射通量时,方程(2)和(3)右边的最后一项可以略去。(2)和(3)中的剪应力

$$\tau = v \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} - \overline{u' w'} \quad (4)$$

$$\text{和热通量} \quad q = -\kappa \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} + \overline{w'\theta'} \quad (5)$$

均有两部分组成,一部分是分子输送 另一部分是湍流输送。除了贴近地表的狭小区域外 湍流输送引起的湍流通量远比分子输送引起的湍流通量要大。在很小的分子 Prandtl 数($P_r = \frac{\mu c_p}{\lambda}$) 情况下,热通量中的分子输送才变得重要而不可忽略。

根据 Boussinesq's 近似,有 (6)

$$\tau_t = -\overline{u'w'} = \epsilon_t \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (7)$$

$$q_t = \overline{\theta'w'} = -\epsilon_q \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}$$

此处 ϵ_t 湍流粘性系数或脉动动量的涡旋扩散率, ϵ_q ——湍流热扩散系数。对应于分子 Prandtl 数 $P_r = \mu c_p / \lambda = \frac{\nu}{\kappa}$ 定义湍流 Prandtl 数为

$$P_{rt} = \frac{\epsilon_t}{\epsilon_q} = \frac{\overline{u'w'} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}}{\overline{\theta'w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}} \quad (8)$$

现在的问题是如何得到 ϵ_t 和 ϵ_q ?

二、湍流 Prandtl 数

由动量传输理论,有一阶闭合假定:

$$w' \sim u' = \pm l \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}, -\overline{u'w'} = l^2 \left| \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right| \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = L_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (9)$$

此处 l 和 L_m 称为混合长。(9) 式的主要缺点:湍流剪应力和平均流场的梯度之间的关系只是一个近似;混合长度与垂直高度有关。

根据雷诺的湍流动量和热通量具有相同机理的假定,得到 $P_{rt} = 1$ 即 $\epsilon_t = \epsilon_q$ 。将湍流动量的混合长概念引入雷诺热通量中,有

$$\theta' = \pm l \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}, -\overline{\theta'w'} = l^2 \left| \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right| \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = L_h \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \quad (10)$$

而且可以证明 $L_m = L_h$ 。

许多实验亦已证实, $P_{rt} = 1$ 的假定是接近实验值的。对于空气、水以及其它液体的边界层中 $P_{rt} \approx 0.9$ 自由剪切层中 $P_{rt} = 0.5$ 。

利用 (9) 和 (10), 湍流 Prandtl 数可表示为

$$P_{rt} = \frac{\epsilon_t}{\epsilon_q} = \frac{l_m}{l_h} = \frac{L_m}{L_h} \quad (11)$$

其中 l_m 或 L_m 为动量输送混合长 l_h 和 L_h 为热量输送混合长。

P_{rt} 和 P_r 及 R_e 之间的关系分析:

1. $P_r \approx 1$ 时 $P_{rt} \approx 1$

$P_r \approx 1$ 的情况,分子部分的热量传输相对于分子部分的动量传输可以忽略,而且湍流动量传输远大于分子动量传输。在此情况下 ϵ_t 和 ϵ_q 的变化受到湍流输送部分的控制,而这两种传输是以相同机制和方式进行,即 $l_m = l_h$ 因此有 $P_{rt} \approx 1$ 。

2. $P_r \ll 1$ 时 $P_{rt} \approx 1$

$P_r \ll 1$ 的情况,分子粘滞系数远小于热传导系数,与它相应的雷诺数就很大,相应地速度脉动强度很强而加强了湍流混合,相对地抑制了热量传输过程,因此 $P_{rt} \approx 1$ 。

3. 由 1 和 2 的分析可知 $P_n = f(P_r, R_e)$ 。找 P_n 的问题，也就是找出函数表达式 f 。

三、湍流热通量的模拟假定和二阶闭合

我们利用简化的湍流脉动动能方程

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial}{\partial x_j} \right) K = -\bar{u}'w' \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \frac{g}{T} \overline{w'\theta'} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{w'K} + \frac{\overline{w'p'}}{\rho} \right) - \bar{\epsilon}' \quad (12)$$

其中 $K = \frac{1}{2} \overline{u'^2}$ —— 脉动动能时均值, $\epsilon' = \nu \frac{\partial u'_i}{\partial x_j} \left(\frac{\partial u'_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u'_j}{\partial x_i} \right)$ —— 脉动运动机械能耗散时均值。(12) 式右端第一项是雷诺应力引起的脉动动能生成项, 第二项是湍流热通量, 第三项是湍流能量扩散项, 第四项是湍流能量耗散项。

另外我们再利用热通量传输方程

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial}{\partial x_j} \right) \overline{w'\theta'} = & -\overline{w'^2} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} + \frac{g}{T} \overline{\theta'^2} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{\theta'w'^2} + \frac{\overline{p'\theta'}}{\rho} \right) \\ & + \frac{1}{\rho c_p} \overline{w'\psi'} - \nu \frac{P_r + 1}{P_r} \frac{\partial \overline{w'}}{\partial z} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \end{aligned} \quad (13)$$

其中 $\psi' = \nu \left[\frac{\partial u'_j}{\partial x_k} \left(\frac{\partial u'_j}{\partial x_k} + \frac{\partial u'_k}{\partial x_j} \right) + \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_k} \left(\frac{\partial u'_j}{\partial x_k} + \frac{\partial u'_k}{\partial x_j} \right) + \frac{\partial u'_j}{\partial x_k} \left(\frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_k} + \frac{\partial \bar{u}_k}{\partial x_j} \right) \right]$, (13) 式右边第一项为湍流热通量生成项, 第二项为浮力作用引起的热通量, 第三项为脉动总压力引起的热通量输送, 第四、第五项均为耗散项。而且 $\overline{\psi'} = \epsilon'$, 它在湍流流动中是不可忽略的。

对于方程 (12) 和 (13) 中右端各项作出模拟假定如下:

$$\begin{aligned} 1. \text{ 因 } -\bar{u}'w' \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} & \sim \sqrt{K} \left(L \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}, \text{ 故有} \\ -\bar{u}'w' \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} & = C_\tau \sqrt{K} L \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2 \quad (\tau_i = C_\tau \sqrt{K} L \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}) \end{aligned} \quad (14)$$

其 C_τ 为比例系数。

$$2. \quad -\frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{w'K} + \frac{\overline{w'p'}}{\rho} \right) = -\frac{\partial}{\partial z} \left[\overline{w' \left(K + \frac{p'}{\rho} \right)} \right] = c \frac{\partial}{\partial z} \left(\sqrt{K} L \frac{\partial K}{\partial z} \right) \quad (15)$$

$$3. \text{ 由量纲理论得 } \epsilon' = C_D K^{3/2} / L \quad (16)$$

$$4. \quad -\overline{w'^2} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = c_p K \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \quad (\because \overline{w'^2} \sim K) \quad (17)$$

$$5. \quad \frac{g}{T} \overline{\theta'^2} = CL^2 \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \right)^2 \quad (18)$$

因 $\left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \right)^2 \ll \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}$ 而将 (18) 忽略。

$$6. \quad \frac{\partial}{\partial z} \left(\overline{\theta'w'^2} + \frac{\overline{p'\theta'}}{\rho} \right) + \frac{1}{\rho c_p} \overline{w'\psi'} - \frac{\partial}{\partial z} [\overline{\theta'w'^2} + \dots] = C_u \frac{\sqrt{K}}{L} \overline{w'\theta'} \quad (19)$$

$$7. \quad -\nu \frac{1}{p_r} \frac{\partial \overline{w'}}{\partial z} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = C_B \frac{\nu}{p_r} \frac{\overline{w'}}{L^2}$$

其中 c, c_D, c_p, C, C_u, C_B 均为比例常数。将 (14) — (20) 式代入方程 (12) 和 (13), 分别得

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial}{\partial x_j} \right) K = C_\tau \sqrt{K} L \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2 - c_D K^{3/2} / L + \frac{g}{T} \overline{\theta'w'} + C \frac{\partial}{\partial z} \left(\sqrt{K} L \frac{\partial K}{\partial z} \right) \quad (21)$$

$$\text{和} \quad \left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial}{\partial x_j} \right) \overline{w'\theta'} = c_p K \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} + \left(C_u \frac{\sqrt{K}}{L} + C_B \frac{\nu}{p_r L^2} \right) \overline{w'\theta'} \quad (22)$$

我们引进湍流雷诺数

$$Re_t = \frac{\sqrt{K} L}{\nu} = \frac{\epsilon_\tau}{C_\tau \nu} \quad (23)$$

$$\text{并令} \quad Re_t = \alpha Re^m \quad (m = 0.888)^{[3]} \quad (24)$$

其中 α 和 m 分别为实验常数。(22) 式可改写为

$$\left(\frac{\partial}{\partial x} + \bar{u}_j \frac{\partial}{\partial x_j} \right) \overline{w'\theta'} = c_p K \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} + \left(C_B \frac{1}{\alpha p_r Re^m} + C_u \right) \frac{\sqrt{K}}{L} \overline{w'\theta'} \quad (25)$$

最后, 我们得到求解湍流热通量的闭合方程组 (2)、(3)、(21) 和 (25)^[4]。

四、预测 P_{rt} 的计算公式

我们不考虑随体项的情况下, 由 (25) 式得

$$-\overline{w'\theta'} = \frac{c_p}{C_B \cdot \frac{1}{\alpha p_r Re^m} + C_u} \sqrt{K} L \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \quad (26)$$

再利用 (14) 和 (8) 式得

$$P_{rt} = \frac{C_r}{c_p} \left(C_B \cdot \frac{1}{\alpha p_r Re^m} + C_u \right) \quad (27)$$

$$\text{或} \quad P_{rt} = H_1 + H_2 \frac{1}{p_r Re^m} \quad (28)$$

其中 $H_1 = \frac{C_r C_u}{C_p}$, $H_2 = \frac{C_r C_B}{\alpha C_p}$ 为实验得到的系数。

P_{rt} 和 P_r 、 Re 的函数曲线如图 1 所示 图中显示理论曲线与实验曲线^[6] 以及前面的分析结果相一致。

Nusselt 数和 N_u 和 P_r 、 Re 之关系式 只要利用 (27) 或 (28) 式 根据 Nusselt 数 N_u 这个无量纲数的定义^[1] 可以简单地获得。

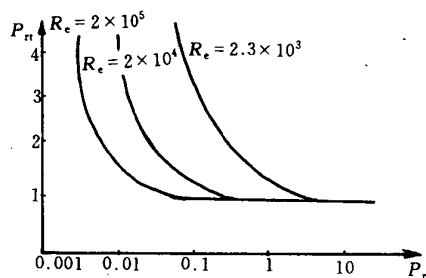


图 1 湍流 Prandtl 数理论曲线图

参 考 文 献

- [1] Shih-I PAI, Modern Fluid Mechanics, Co-published by Science Press of China and The Van Nostrand Reinhold Company, U. S. A., (1981).
- [2] Eutiquio, C. Yong, Vector and Tensor Analysis, Published by U. S. A., (1978).
- [3] Rieke, H. B., Bestimmung des Wärmeübergangs bei turbulenter Rohrströmung mit Hilfe von Transportgleichungen, Thesis Univ. Essen-GH, (1981).
- [4] Jischa, M., Konvektiver Impuls —, Wärme — und Stoffaustausch. Braunschweig/wiesbaden, Vieweg, (1982).
- [5] Reynolds, A. J., The Prediction of Turbulent Prandtl and Schmidt Numbers. Int. J. Heat Mass transfer 18 (1975), 1055~1069 (1975).
- [6] Launder, B. E., Heat and mass transport, Turbulence, Ed. P. Bradshaw, Berlin Springer-Verlag, (1976).

TURBULENT HEAT TRANSFER IN THE SURFACE LAYER OF A POLLUTED ATMOSPHERE

Wu Linfu

Luo Zhexian

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Abstract

Diffusion of pollutants in the surface layer of a turbulent atmosphere is affected not only by mean flow fields but also by turbulent fluctuation flow fields. The effect of turbulent heat transfer is of importance in some problems. The turbulent heat transfer is generally described by the experimental relation, i. e. $Nu = Nu(Re, P_r)$, where Nu is Nusselt Number. This paper discusses turbulent heat transfer, especially turbulence Prandtl number P_{rt} in the light of the closure assumption of turbulent momentum transfer. Then, it puts forward a method to theoretically solve the set of equations for turbulent heat transfer (a method of second order closure) and the model formula, i. e. function expression $Nu(Re, P_r)$, to calculate and predict P_{rt} .

Key words: Turbulent, Transfer, Surface layer.

气温长期演变趋势中城市化的可能影响

余 晖 罗哲贤

(南京气象学院应用气象学系, 南京 210044)

提 要

利用兰州、上海及其周围站点的 1 月和年平均气温资料, 通过对比, 分析了城市化对气温长期演变趋势的影响。结果表明在区域性气候增暖过程中, 城市化的影响是不可忽略的。

关键词: 气温演变 气候变化 城市化

近一个世纪以来, 北半球气温 5 年平均值约上升了 $0.5^{\circ}\text{C}^{[1]}$ 。这是全球气候变暖的一个重要观测证据。在区域性或局域性的气候变暖方面也提出了类似的观测事实。在 CO_2 浓度增加引起气候变暖的数值研究中, 往往用这类观测事实来鉴别模式计算的可信程度。在 CO_2 浓度增加对未来区域性经济影响的应用研究中, 这类观测数据的取值会直接影响到区域性经济发展的预测精度。这些研究实际上隐含着一个基础假设, 即在长时间气温序列中存在的这种趋势变化, 主要归因于 CO_2 等温室气体浓度的增加。这涉及到行星尺度气候形成因子的作用。

我们知道, 决定区域性或局域性气候冷暖趋势的, 不仅有行星尺度的气候形成因子, 还有中、小尺度的气候形成因子。因此, 不同空间尺度气候形成因子的作用共存于长时间的气温序列之中。上述气候变暖的统计结果, 正是依据这些长时间气温序列得到的。对于具有这些长时间观测记录的大城市而言, 城市化属于空间尺度较小的另一类气候形成因子。在这些观测序列中, 行星尺度因子与城市化因子究竟各起多大作用? 这个问题并不十分清楚。

本文用兰州、上海等站多年气温观测序列, 初步分析城市化在气温长期演变趋势中的可能影响。

一、资料和方法

所用资料情况列于表 1。其中 兰州、上海为基本站 其余站为基本站周围的对比站。由于对比站均位于中、小城市或郊区 因此假定:(1) 在对比站的气温时间序列中, 城市化的贡献相对而言不明显, 序列中长期冷暖趋势主要由大尺度的形成因子所决定; (2) 在大城市兰州、上海的多年气温时间序列中, 长期冷暖趋势由大尺度形成因子与城市化共同决定。

若基本站与对比站的冷暖趋势定量上一致, 表明在兰州、上海气温长期演变过程中, 城市化的作用可以忽略; 若基本站与对比站的冷暖趋势有明显差别, 表明城市化的作用是重要的。

表 1 资料一览表

	站 名	站点代号	经度($^{\circ}\text{E}$)	纬度($^{\circ}\text{N}$)	资料年限
基本站	兰 州	e	$103^{\circ}53'$	$36^{\circ}03'$	1936~1989
	景 泰	a	$104^{\circ}03'$	$37^{\circ}11'$	1958~1989
	永 登	b	$103^{\circ}22'$	$36^{\circ}36'$	1957~1989
	白 银	c	$104^{\circ}11'$	$36^{\circ}33'$	1955~1989
	靖 远	d	$104^{\circ}41'$	$36^{\circ}34'$	1937~1989
	榆 中	f	$104^{\circ}09'$	$35^{\circ}52'$	1956~1989

续表

	站 名	站点代号	经度(°E)	纬度(°N)	资料年限
对比站	临 夏	g	103°11'	35°35'	1943~1989
	临 洮	h	103°52'	35°22'	1937~1989
	定 西	i	104°37'	35°35'	1958~1989
	会 宁	j	105°05'	35°41'	1956~1989
	华家岭	k	105°00'	35°23'	1950~1989
	通 渭	l	105°14'	35°13'	1957~1989
	甘 南	m	102°54'	35°00'	1958~1989
	渭 源	n	104°14'	35°08'	1957~1989
	陇 西	o	104°39'	35°00'	1957~1989
基本站	临 潭	p	103°21'	34°42'	1958~1989
	上 海	D	121°26'	31°10'	1951~1988
	南 通	A	120°52'	32°01'	1950~1988
	启 东	B	121°36'	32°04'	1957~1988
	吴 县	C	120°26'	31°04'	1956~1988
	平 湖	E	121°06'	30°38'	1954~1988
	慈 溪	F	121°10'	30°16'	1954~1988

二、计算结果

(一)我国西北部城市化对气温变化的影响

由附表可见 兰州周围的甘南、景泰、定西、临潭 4 站的资料从 1958年开始。为统一起见，在作兰州与其周围站的冷暖趋势对比时，一律用 1958~1989年的资料。对 1958年以前资料的分析，作为了解更长时段冷暖趋势的背景之用。

对兰州周围 15 个对比站 1958~1989 年 1 月和年平均温度序列求平均，得到 1958~1989 年 1 月和年平均温度各自的 15 站平均量序列，以此代表无城市化条件下气温变化的趋势。

再用兰州站序列和兰州周围站平均量序列求出它们的 5 年滑动平均序列，并用最小二乘法求出长期趋势值，结果见图 1。由图可见，50 年代末以来，兰州站和兰州周围站 1 月气温都有增高的趋势，但兰州站的增幅明显加大。可以初步认为，造成这种明显增暖幅度差异的主要原因在于兰州的城市化。

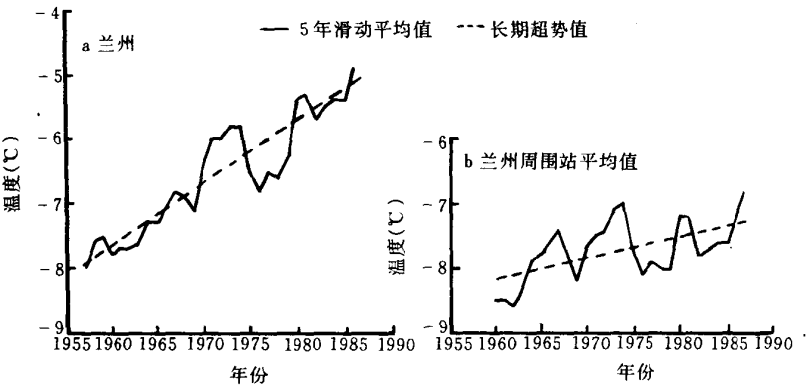


图 1 兰州及其周围站 1 月气温 5 年滑动平均值随时间的变化

上面是兰州站与 15 个周围站平均值之间的对比。为了了解增暖幅度的空间分布，求出了兰州及其周围各站的增暖幅度 $\Delta T = \bar{T}_{87} - \bar{T}_{60}$ (图 2), $\bar{T}_{87}$ 、 $\bar{T}_{60}$ 分别为 1987 年和 1960 年的 5 年滑动平均值。由图 2 可见, 15 个周围站点中近 30 年来 1 月增暖幅度大多在 1.0~2.0℃ 之间, 而作为大城市的兰州, 增暖幅度超过 3.0℃ (图 2a)。对年平均气温而言, 15 个周围站点中, 有 12 个站近 30 年来年平均气温增幅不超过 0.1℃ 有 3 个站在 0.2~0.4℃ 之间 而兰州增幅为 0.7℃ (图 2b)。

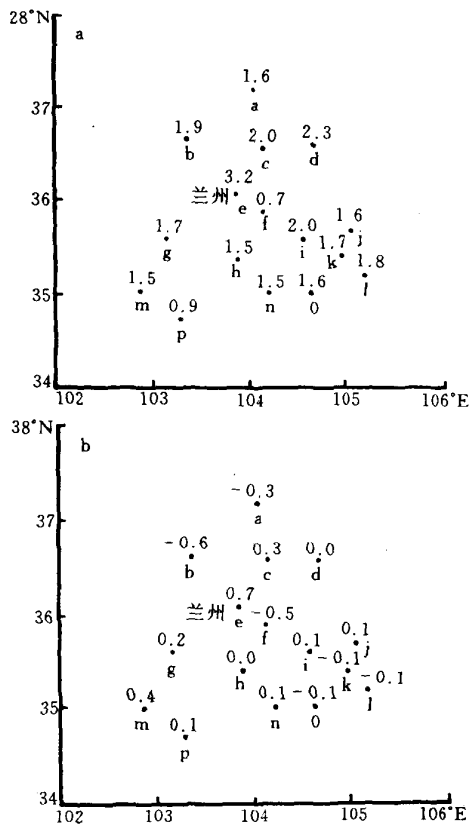


图 2 兰州及其周围站增暖幅度
a. 1 月气温 b. 年平均气温

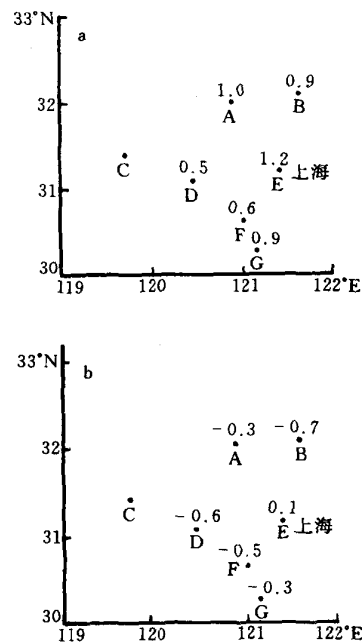


图 3 上海及其周围站增暖幅度
a. 1 月气温, b. 年平均气温

(二 我国东南部城市化对气温变化的影响

类似地, 我们计算了上海及其周围站近 30 年来的增暖幅度 $\Delta T = \bar{T}_{86} - \bar{T}_{60}$ (图 3), $\bar{T}_{86}$ 、 $\bar{T}_{60}$ 分别为 1986 年和 1960 年的 5 年滑动平均值。结果表明, 近 30 年来, 1 月增暖幅度以上海最大, 达 1.2℃, 周围站点不超过 1.0℃ (图 3a)。对年平均气温而言, 上海略有升高 (0.1℃), 而周围站点均为下降 (图 3b)。

从数值上看, 上海与周围站点增暖幅度的差值较小, 兰州与周围站点增暖幅度的差值较大。这可能缘于近 30 年来上海周围城市 (如南通等) 的规模不断扩大, 气温亦受城市化影响之故。

概括而言, 无论是我国西北部的兰州, 还是东南部的上海, 无论是冬季, 还是全年平均, 近

30年来大城市气温增暖现象都比周围站点显著。因此,在兰州、上海长期气温演变的观测记录中,可能隐含着城市化这个局域气候形成因子的贡献。

三、讨论

温室气体浓度的增加,对区域性气候和经济发展有重要影响。目前,这一问题已引起许多国家政府部门和气象界的重视,在国际范围内进行了广泛的研究。在这类影响的研究中,长记录站的气温观测序列是一个基础性的资料。往往认为长记录站气温观测序列中包含的增暖趋势,是已经出现的温室气体浓度增加引起,而未考虑其他因子的作用。

本文的结果初步说明城市化可能也是造成长记录站气温观测序列中增暖趋势的原因之一。在研究温室气体对气候和经济的影响时,应该考虑到城市化的作用。

参考文献

[1] 国家科学技术委员会,中国科学技术蓝皮书第5号,科学技术文献出版社,(1990)。

POSSIBLE EFFECTS OF URBANIZATION ON LONG-RANGE TREND OF TEMPERATURE EVOLUTION

Yu Hui Luo Zhenxian

(Department of Applied Meteorology, NIM, Nanjing 210044)

Abstract

In the context of January and annual mean temperatures from Lanzhou, Shanghai and their neighborhood, study is undertaken of the influence of urbanization on the long-term evolution of temperature. Results show that such impact is innegligible when considering the localized warming of climate.

Key words: Temperature evolution, Climate variation, Urbanization.

地球大气属性平衡关系

吴林馥 罗哲贤

(南京气象学院 南京 210044)

提 要

研究地球大气的动力学过程时,人们将大气分成两个主要区域:一个是被处理为连续介质的内层大气;另一个是被处理为连续介质(即离散介质)的外层大气。

在本文中,首先讨论了某些大气属性的微观机制和内层大气的属性平衡方程。而后,利用了基于波兹曼(Boltzmann)方程的分子运动论,讨论了外层大气的属性平衡方程。最后,分析了两组方程间的关系。

关键词:连续大气 离散大气 内层大气 外层大气 克努森数

一、引 言

通常研究的地球大气运动,指的是内层大气中的运动,利用纳维-斯托克斯方程就能很好地描述了。但在外层大气中,由于介质极为稀薄和气压特低而必须考虑大气分子自由程与流场特征长度的相对大小,即克努森(Knudsen)数 $K_n = L_f / L^{[1]}$ 其中 L_f 为大气分子平均自由程, L 为流场特征长度。而且,在外层大气中,纳维-斯托克斯方程已经不能精确描述其运动现象。

将地球大气处理为连续大气还是离散大气,决定于克努森数 K_n 的数值大小,当 $K_n \ll 1$ 时,将它处理为连续大气;当 $K_n \gg 1$ 时,将它处理为离散大气。通常在内层大气中, $K_n \ll 1$ 故为连续大气;而在外层大气中, $K_n \gg 1$ 故为离散大气。

二、内层大气的平衡方程

在内层大气中,我们考虑一固定于大气所在的空间中、被闭曲面 S 所包围着的任意控制体积 V 。设 $\mathcal{D}$ 为单位大气质量所具有的某种属性,例如质量、动量、能量、热量或应力所作的功等。显见,属性量 $\mathcal{D}$ 可以是标量,也可以是向量。固定空间 V 中的大气质量所具有的属性量 $\mathcal{D}$ 的局地变化率为

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_V \rho \mathcal{D} dV = \int_V \frac{\partial}{\partial t} (\rho \mathcal{D}) dV \quad (1)$$

它起因于

1. 由于宏观速度 U_j 引起的、通过闭曲面 S 的属性量 $\mathcal{D}$ 的输送,即

$$\int_S \rho \mathcal{D} U_j n_j dS = \int_V \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho \mathcal{D} V_j) dV \quad (2)$$

其中 n_j 为闭曲面 S 的单位法向量。

2. 由于大气分子的微观速度引起的质量迁移所产生的、通过闭曲面 S 的属性量 $\mathcal{D}$ 的输送。

我们考虑 $\mathcal{D}$ 为具有向量特征的属性量,如宏观动量 ρU_i 。对闭曲面 S 而言,由于微观分子迁移所引起的、通过闭曲面 S 输送的宏观动量为

$$\int_S \frac{1}{3} m \bar{c}_o L_f \frac{\partial U_i}{\partial x_j} n_j dS = \int_V \frac{\partial}{\partial x_j} \{ \mathcal{T}_{ij} \} dV \quad (3)$$

其中 m 为微观大气分子的平均质量, n 为任意点处微观大气分子的数密度, $\bar{C}_a$ 为微观大气分子相对于宏观质点的速度平均值, 而

$$\{\mathcal{T}_{v_i}\}_j = \frac{1}{3} m n \bar{C}_a L_f \frac{dU_i}{dx_j}$$

是由于沿 j 方向的微观分子质量迁移所引起的 i 方向的宏观动量输送, 根据动量原理有

$$\{\mathcal{T}_{v_i}\}_j = -\sigma_{ij}$$

σ_{ij} 为粘性应力张量。

考虑 $\mathcal{D}$ 为具有标量特征的属性量, 如温度 T 时, 由于微观分子运动引起的热量输送所致
的热传导 类似动量输送的机制 可表示为

$$\int_S -\frac{1}{3} m n \bar{C}_a L_f c_p \frac{\partial T}{\partial x_j} n_j dS = \int_V \frac{\partial}{\partial x_j} (\mathcal{T}_T)_j dV \quad (4)$$

其中 c_p 为定压比热, $\{\mathcal{T}_T\}_j = -\frac{1}{3} m n \bar{C}_a L_f c_p \frac{\partial T}{\partial x_j} = -K \frac{\partial T}{\partial x_j}$, K 为热传导系数, $\{\mathcal{T}_T\}_j$ 是由于分子运动引起的、单位时间内沿垂直于以 j 为法向的单位面元方向的热量输送。

由此可见 由于分子沿 j 方向的迁移所引起的属性量 $\mathcal{D}$ 的输送导致某个新的物理量, 记为 $\{\mathcal{T}_{\mathcal{D}}\}_j$.

3. 由于其它原因引起的控制体积内某属性量的改变

1) 控制体积内存在有源或汇引起属性量的改变

2) 由于对流热通量 $q_c = \rho c_p T v$ (5)

和热辐射通量 $q_R = -D_R E_R$ (6)

引起的属性量的改变 此处的 $D_R = \frac{1}{3} c L_R$ 为露西兰 (Rossland) 辐射扩散系数 c 为光速, L_R 为辐射平均自由程, E_R 为 $L_R \ll 1$ 情况下每单位体积的辐射能密度。

综上所述, 内层大气所具有的属性平衡方程可表示为

$$\int_V \frac{\partial}{\partial t} (\rho \mathcal{D}) dV + \int_V \frac{\partial}{\partial x_j} \{\rho \mathcal{D} V_j\} dV = - \int_V \frac{\partial}{\partial x_j} \{\mathcal{T}_{\mathcal{D}}\}_j dV + \int_V F_{\mathcal{D}} dV \quad (7)$$

或 $\frac{\partial}{\partial t} (\rho \mathcal{D}) + \frac{\partial}{\partial x_j} \{\rho \mathcal{D} V_j\} = - \frac{\partial}{\partial x_j} \{\mathcal{T}_{\mathcal{D}}\}_j + F_{\mathcal{D}}$ (8)

如果 $\mathcal{D} = 1$ 则 $F_{\mathcal{D}}$ 被称为质量源 (或汇) 即 $F_1 \pm M$, 其 $+M$ 为源强度而 $-M$ 为汇强度。如果 $\mathcal{D} = T$ 则 $F_{\mathcal{D}} = F_T = U \cdot (D_R U E_R)$ 为辐射热通量 $F_{\mathcal{D}} = F_F = U \cdot (\rho c_p T \bar{v})$ 为对流热通量, 而 $F_T = \pm Q$ 时为热源或冷源。

三、外层大气的平衡方程

外层大气 ($K_n \gg 1$) 不是连续大气, 而是非连续大气或离散大气。我们假定离散大气是由相同特性的分子所组成; 每个分子的速度与其位置无关。因此, 在该层中大气分子的运动可利用大气分子的概率密度分布函数 $F(r, q_m, t)$ 描述它 $F(r, q_m, t)$ 表示在时刻 t 、位于 r 处、分子速度在 q_m 和 $q_m + dq_m$ 范围内的每单位体积分子数的期望值 即

$$dn = F(r, q_m, t) dq_m$$

或 $n = \int F(r, q_m, t) dq_m$ (9)

此处的 n 是在时刻 t 、位于 r 、 $dq_m = (d\xi, d\eta, d\zeta)$ 内的大气分子平均数密度。

位于给定点 r 处、在给定时刻 t 的任何物理量 Q 的统计平均量为

$$\bar{Q} = \frac{1}{n} \iiint_{(-\infty, +\infty)} Q F d\xi d\eta d\zeta \quad (10)$$

由此可见 如果分布函数 $F(r, q_m, t)$ 已经求得 则宏观量 如速度、压力、应力等可由 (10) 式确定。

按照简单的气体分子运动理论, 其概率密度分布函数 F 可由玻耳兹曼 (Boltzmann) 方程^[2]

$$\frac{\partial F}{\partial t} + q_m^i \frac{\partial F}{\partial x_i} + \frac{\Phi^i}{m} \frac{\partial F}{\partial q_m^i} = \left(\frac{\partial F}{\partial t} \right)_c \quad (11)$$

给出。此处的 q_m^i 是速度 q_m 的第 i 个分量, x_i 是位置矢量 r 的第 i 个分量, Φ^i 是分子上所受之作用力的第 i 个分量, m 是大气分子的平均质量, $\left(\frac{\partial F}{\partial t} \right)_c$ 称为碰撞项 在假定双分子碰撞条件下 有

$$\left(\frac{\partial F}{\partial t} \right)_c = \iiint (\bar{F}F' - FF') g_0 b db dq'_m d\epsilon \quad (12)$$

此处的 F 和 F' 分别为 p 和 p' 两分子的分布函数, F 和 F' 为碰撞后的分布函数, g_0 为两分子间的相对速度, b 为碰撞参数 而 ϵ 为偏角^[6]。

在一般情况下, 求解玻耳兹曼 (Boltzmann) 方程是非常困难的。然而, 在双分子碰撞假定下忽略体系 Φ^i 和将大气处理为均匀大气, 即 $F = F(q_m, t)$ 则方程 (11) 就容易求解。在求解方程 (11) 的基础上, 令 $q_m^i = u_i + c_i$ 其 q_m^i 为分子速度第 i 个分量, u_i 为分子平均速度的第 i 个分量, c_i 为随机速度的第 i 个分量 并有 $c_a^2 = c_i^2$ 我们获得宏观量

大气密度

$$\rho = mn = m \int F dc_a$$

流速

$$u_i = \bar{q}_m^i = \frac{1}{n} \int q_m^i F dc_a$$

应力张量和压力

$$p_{ij} = mn \overline{c_i c_j} = m \int c_i c_j F dc_a, p = \frac{1}{3} \delta_{ij} p_{ij}$$

温度

$$T = \frac{m}{3K} c_a^2 = \frac{m}{3Kn} \int (c_1^2 + c_2^2 + c_3^2) F dc_a$$

能流通量

$$S_{ijR} = mn \overline{c_i c_j c_k} = m \int c_i c_j c_k F dc_a$$

热传导通量

$$Q_{ci} = \frac{1}{2} \delta_{ijk} S_{ijk} = \frac{1}{2} m \int c_a^2 c_i F dc_a$$

因此可以确定某些简单的流动问题。

由玻耳兹曼 (Boltzmann) 方程 (11) 取矩, 可获得控制宏观变量的方程, 它被称为马克斯韦尔 (Maxwell) 传输方程^[3] 即

$$\frac{\partial}{\partial t} \int Q F dq_m + \frac{\partial}{\partial x_i} \int Q q_m^i F dq_m = \iiint (\bar{F}F' - FF') Q g_0 b db dq'_m dq_m \quad (13)$$

此处 Q 为宏观变量。

四、讨论

内层大气中的属性平衡方程和外层大气中的马克斯韦尔 (Maxwell) 传输方程之间存在着从属关系。

当方程 (8) 中的属性量 $\mathcal{Q}$ 取作内层大气中的不同物理量 如质量、动量、能量或热量时 其属性平衡就相应地变为连续方程、运动方程、能量方程或热流量方程。

类似地, 如果将马克斯韦尔 (Maxwell) 传输方程 (13) 中的属性量 Q 取为外层大气中的质

量、动量、能量或热量时在适当条件下方程(13)也将变换成连续方程、运动方程、能量方程或热流量方程。

由此可见,在适当条件下,连续大气的动力学方程可由波兹曼(Boltzmann)方程或 Maxwell 方程推得。换言之,Boltzmann 方程或 Maxwell 方程不仅描述离散大气的动力学规律,而且也描述了连续大气的动力学规律。因此,内层大气动力学方程是 Maxwell's 方程的一级近似或特殊情况。当研究小尺度流动问题,如水—气关系、蒸发现象等问题时,纳维—斯托克斯(Navier—Stokes)方程^[5]已不能很好地描述它们时,我们就可利用 Maxwell 方程或 Boltzmann 方程对连续大气的动力学方程进行修正。

参 考 文 献

- [1] Grad, H. Principles of the Kinetic Theory of Gases, Handbuck Der Physik, Vol. 12. 1958.
- [2] Patterson, G. N. Mechanics of Rarefield Gases and Plasma, UTIAS Rep., No. 18, Inst. for Aerospace Studies, Univ. of Toronto, 1964.
- [3] Saudri, G. The Physical Foundations of Modern Kinetic Theory, in Dynamics of Fluid and Plasma, S. I. Pai(ed.), Academic Press, 1966. 141~ 398.
- [4] Li, T. Y. Gas Kinetic Equations and Their Applications to Non— equilibrium Flow with Diffusion and Chemical Reaction, in Dynamics of Fluid and Plasma, S. I. Pai(ed.), Academic Press. 1966.
- [5] Hinze, J. O. Turbulence, Second edition, 1975.
- [6] Chapman, S. and Cowling, T. G. The Mathematical Theory of Non— uniform Gases, Cambridge University Press, 1939.

BALANCE RELATIONS OF PROPERTIES OF THE EARTHLY ATMOSPHERE

Wu Linfu Luo Zhexian

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Abstract

In studying its dynamic processes, the earthly atmosphere is generally divided into two main parts: one is the inner atmosphere which is treated as continuous medium; and the other is the outer atmosphere which is treated as non-continuous medium (i. e. discrete medium).

In this paper, the micro-mechanisms of some atmospheric properties and the balance equations of inner atmospheric properties are at first discussed. Then, the balance equations of the outer atmospheric properties are discussed using the molecular motion theory based on Boltzmann equation. At last, the relation of the two sets of equations is analyzed.

Key words: Continuous Atmosphere, Discrete Atmosphere, Inner Atmosphere, Outer Atmosphere, Knudsen Number.

西北区逐季3.2m地温场和降水场相关分析

卫 捷 汤懋苍

(兰州高原大气物理研究所 兰州 730020)

提 要

本文对西北地区逐季3.2m地温场和降水场进行SVD分析,分析表明:地下快速热活动过程(即反映为3.2m地温场高(低)值中心)与降水场有较一致的对应关系,并且典型因子的交叉谱分析表明,几乎所有通过信度检验的周期上或频域内,3.2m季地温场的变化对后期降水场的分布有较好的指示意义。

关键词:地温场 降水场 SVD分析 交叉谱分析

一、引 言

自从1974年斯德哥尔摩国际气候大会明确气候系统的概念以来,对气候及气候变化的研究发生了质的飞跃,地球系统各学科的交叉研究方兴未艾。海气相互作用,冰雪与大气的相互作用等都取得令人瞩目的结果。1984年实施的国际地圈—生物圈计划(IGBP)也将陆气相互作用的研究推上一个新的高度,对陆气相互作用中由于下垫面物理特性的变化及其分布不均匀,从而影响大气系统的研究进行得很多,而大量的地球物理学观测事实表明:地球本身不仅存在着百万年时间尺度以上的地质变化,影响地质年代的气候变化,存在 $10^0\sim 10^1$ 年的快速热动演变过程,其活动必然会对其上的大气产生影响。汤懋苍等经过计算发现,月、季尺度的温度变幅传至3.2m处,温度变幅衰减为0.05至0.15^[1]。实测资料也表明,3.2m层地温变化一部分来自于地球内部的热活动过程,并以3.2m地温为基本资料详细分析了“地热涡活动的统计规律”^[2]。

本文试图通过西北区逐季3.2m地温场和降水场的奇异值和交叉谱分析,找出西北区3.2m地温场和降水场的关系,从而为西北区降水预报提供另一种思路和方法。

二、资料与方法

本文分析所用地温资料取自兰州高原大气所四室整编的资料,西北四省区范围内共有27个站点,站名在表1中列出,资料序列从1980~1990年。降水资料由文献^[3]提供的方法得到,取30个代表站。资料序列从1980~1990年。

表1 西北区27个3.2m地温站站名表

安康	渭南	汉 中	渝 林	延 安	商 洛	宝 鸡	西 安	固 原
银川	冷湖	德令哈	刚察	格尔木	西 宁	玛 多	达 日	河 南
久治	定西	酒 泉	合 作	临 夏	武 都	兰 州	西 峰	天 水

由于1980年以前3.2m地温资料较少,所以,我们只好选取1980年以后的地温和降水资料进行分析。

SVD分析是对原始场即地温场和降水场,分别进行线性组合后,使得组合得到二组新变量具有两场间最大解释方差,用公式表示即为:

$$X = Pa \quad Y = Qb \quad (1)$$

X, Y 代表原始距平场 P, Q 为未知权重矢量 a, b 为与之对应的展开系数或称为时间系数。当满足

$$\begin{aligned} (a, b) &= \sigma = \max \\ (P, P) &= (Q, Q) = 1 \end{aligned} \quad (2)$$

将(1)式代入(2)式即有:

$$\langle a, b^T \rangle \geq P^T \langle x, y^T \rangle Q^T = P^T C_{xy} Q = \max = \sigma$$

其中 C_{xy} 是 x, y 场的协方差矩阵, 利用线性代数奇异值的概念 P, Q 分别是 C_{xy} 的左、右奇异向量, σ 为奇异值 利用 SVD 分析方法 即可求出 P, Q, σ 再利用(1)式即可求出时间系统 $a(t), b(t)$ 称之为典型因子。

典型因子 $a(t), b(t)$ 的之间相关最显著 P, Q 即为典型因子的空间特征分布, 当时间系数取正值的年份 P 场正(负)值区表示因子场为正(负)距平区, Q 场正(负)值区表示预报场的正(负)距平区, 当时间系数取负值的年份 P 场正(负)值区表示因子场负(正)距平区, Q 场正(负)值区表示预报场负(正)值区。

第 i 对典型因子的相关系数可由下式求出:

$$\rho(q_i, p_i) = \frac{\sigma_i}{\sqrt{\sum_{i=1}^N a_{ii}^2 \sum_{i=1}^N b_{ii}^2}} \quad (3)$$

如果截取前 k 个典型场拟合原始场, 其拟合精度为:

$$CSCF = \frac{\sum_{i=1}^k \sigma_i^2}{\sum_{i=1}^R \sigma_i^2} \times 100\% \quad (4)$$

由于完整的 3.2m 地温资料年代较短, 降水资料截止到 1990 年只有 11 年资料 所以 我们是采用逐季 3.2m 地温场和降水场进行相关分析, 使得样本数大大增加, 计算稳定性和分析可靠性增强。

三、奇异值分析和交叉谱分析

表2所示为前10对典型因子的相关系数和典型因子拟合原始场的拟合精度。从中可以看到 西北区 3.2m 地温季距平场和季降水距平场有很好的相关关系, 前两对典型因子的相关系数可以通过信度 99% 的检验, 前两对典型因子其拟合精度为 84%。下面我们着重分析前两对典型因子的空间分布特征和时间演变规律。

表2 前 10 对典型因子的相关系数和拟合精度

序 号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
相关系数	0.51	0.51	0.52	0.61	0.61	0.41	0.43	0.48	0.52	0.60
拟合精度%	56.77	27.34	7.18	2.56	2.09	1.32	0.93	0.61	0.33	0.24

(一) 空间特征向量场分析

由 SVD 理论, 典型因子的左、右奇异向量场表示了配对典型因子的空间分布特征。由左、右奇异向量场的分析, 可以看出地温场和降水场之间的典型配置类型。图 1(a, b) 为第一对典型因子的左、右奇异向量场。地温场的特征是: 全区除陕南陕北部分地区和河西、宁夏部分地区为

负值区外，其余地区皆为正值区；降水场的分布特征与地温场基本一致，并且正负中心基本上——对应，降水中心大约偏向地温中心以东 2 个经距。只有降水场的黄南负值中心无地温场负值中心与之对应。第二对典型因子的特征向量场（图略），地温场的特征为除青海东部和南部及甘肃中部分地区为负值外，其余地区皆为正值区，降水特征向量分布与地温场非常一致，只是正负中心稍偏向东南方向。

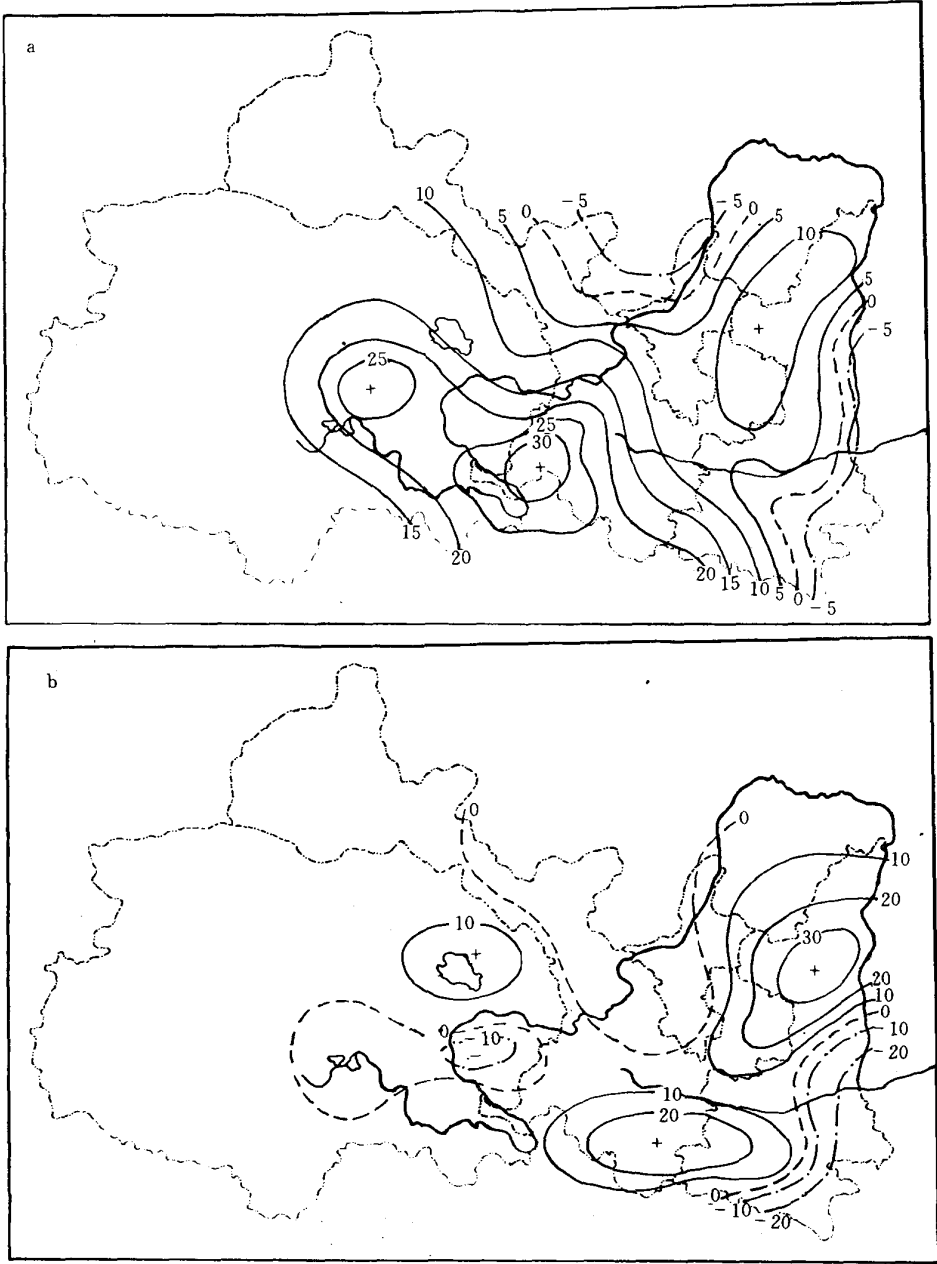


图1 SVD 展开第一对典型因子特征向量分布图
a. 地温场 b. 降水场

(二) 时变特征分析

1. 时间系数趋势分析

典型因子的时间系数表示对应典型分布型的时变特征。图2为第一对标准化典型因子时变曲线和由西北区30个代表站1980~1990年总降水量逐季标准化后绘制的曲线，由该图可以看出：三条曲线总的变化趋势是一致的，但有位相差，反映出3.2m季地温距平较高低年份，降水量偏多（少）。典型因子和实际降水变化反相的几年分别是1982、1986和1990年，即是80年代以来的几次 El Nino 年，这反映出在 El Nino 发生年份全球气候异常使得3.2m地温预报降水场结果相反。

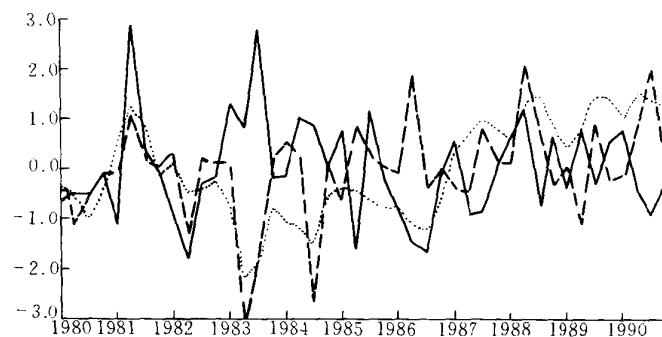


图2 第一对典型因子时间系数与西北区逐季降水距平曲线

——西北区逐季降水距平曲线，·····3.2m地温场时间系数，----降水场时间系数

图3为第二对标准化典型因子时变曲线和30个代表站总降水量逐季标准化变化曲线，同样可以看到，三条曲线的变化更为一致，只有本世纪有观测记录以来最强的一次 El Nino 年份即1982~1983年对应不好。反映强 El Nino 年对地温预报降水场的干扰较大。

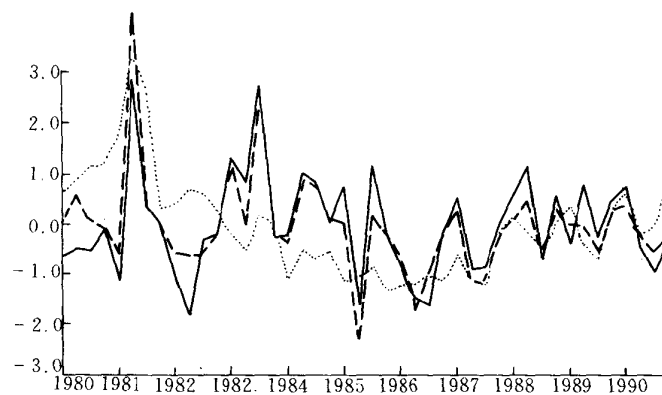


图3 第二对典型因子时间系数与西北区逐季降水距平曲线

——西北区逐季降水距平曲线，·····3.2m地温场时间系数，----降水场时间系数

2. 时间系数交叉谱分析

前面已经讲过，由于资料序列较短等因素，我们只能分析逐季3.2m地温场和降水场的相关关系，所以时变曲线的特征不是一目了然的。因此，我们对地温场和降水场SVD分析得到的第一、第二对典型因子分别进行交叉谱分析，以对两场的相关性质有进一步的认识。

图4是第一对典型因子交叉谱分析的凝聚谱和落后长度谱图，从中可以清楚地看到：在同期3.0、3.8、2.5个季时，两场相关较好，几乎在所有的频域内，地温场变化都是超前（或同时）于降水场变化的，在地温场超前0.26、0.4及1.6个季时两场具有较高的相关性，凝聚谱值可以通过信度95%的检验。第二对典型因子交叉谱分析的凝聚谱和落后长度谱图，也是在几乎所有通过信度95%的检验的频域内，地温场的变化超前于降水场。

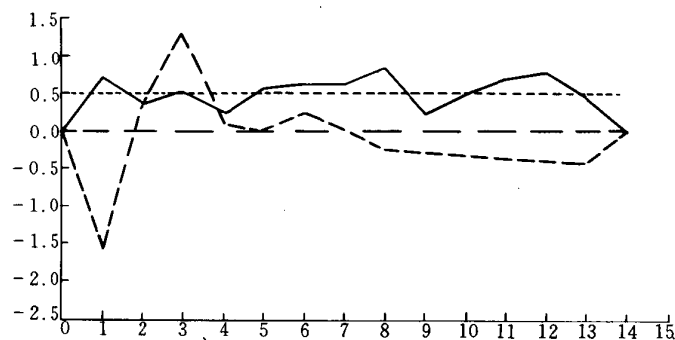


图4 第一对典型因子交叉谱分析的凝聚谱和落后长度谱图
——凝聚谱，- - - - - 落后长度谱，.....信度线(95%)，- · - · - 零线

四、讨论

逐季3.2m地温场和降水场的奇异值分解分析表明，3.2m地温场和降水场具有较好的相关关系。具体地讲，场间相关分析反映出这样的事实：3.2m地温场的正距平中心，对应多雨中心；地温场的负距平中心，对应少雨中心，并且降水中心一般偏于地温距平中心的东部（或东南部）大约2个经距，这可能是风场影响降水的结果。时间系数演变特征分析表明：3.2m地温场的变化明显超前于降水场，即说明3.2m地温场对于后期降水场具有预报意义。

3.2m地温场影响后期降水场的直接原因是3.2m地温场持续性。长时间下垫面热异常必然会对其上的天气、气候产生影响。更深层的机制在于地下热活动对大气的影。如前所述，地球本身存在 $10^0 \sim 10^1$ 年的地球微动力过程，地震和火山活动就是其直接表现。由于岩石圈、水圈和大气圈的质量比是 $10^6:10^3:1$ ，地球的微动力过程会对大气产生明显影响。马宗晋等^[4]统计了本世纪以来欧亚大陆地震活动的空间分布，发现欧亚大地震近百年来存在自西向东的迁移规律，迁移速度约为 $400\text{km}/\text{年}$ 。孙国武分析了本世纪以来北非地区和我国西北地区干旱时段演变特征，发现：北非干旱也有向东扩展的现象，与地震向东迁移速度基本一致^[5]。西北干旱的年际变化与地震活动有一定的联系，若将两者的成因都归结为地幔小尺度对流活动的结果，则可以得到较好的解释^[6]。在年际时间尺度上两者的关系也十分密切，对这方面的研究已有很多，这里不再赘述。

分析还发现，El Nino 特别是强 El Nino 年份，用地温预报降水往往效果不好。这是因为大范围的海温异常不仅具有局地效应，而且还会造成全球气候异常。这也为我们的工作提出了新的问题，在今后的工作中需继续探讨。

参 考 文 献

[1] 汤懋苍等 季平均3.2m地温距平场在汛期预报中的应用，高原气象，39(2),178~186(1994)。

- [2] 汤懋苍等, 1980~1993 年我国 "地 热 涡" 的若干统计特征 (I), 中国科学 (B 辑), **25**(11), 1186~1192 (1995).
- [3] 吴永森等 陕、甘、宁、青干旱序列年表及其气候特征 本文集。
- [4] 马宗晋等 全球 $M_s \geq 7\frac{3}{4}$ 地震的定向迁移, 地震地质, **15**(3), 127~136(1993)。
- [5] Sun Guowu and Ye Qian, A study on the Variation of Periods of Drought Occurred in the Northwest China and other Africa-Asia Continental Regions, AMS(to be published).
- [6] 汤懋苍等, 1980~1993年我国 "地 热 涡" 的若干统计特征(II)中国科学 (B辑)。

THE RELATION ANALYSIS BETWEEN 3. 2m SOIL TEMPERATURE FIELD AND RAINFALL FIELD SEASON BY SEASON

Wei Jie Tang Maocang

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Chinese
Academy of Sciences, Lanzhou 730020)

Abstract

The SVD method is used to analyze the relation between 3. 2m soil temperature field and rainfall field season by season in Northwest China, the results show: quick thermodynamic process in underground that reflected with the high and low center of 3. 2m soil temperature field coincide with rainfall field very well . Time- varying characteristics of canonical factor is analyzed by using cross spectrum technique, results show that, in period or frequency that pass through test of significance , the spatial and temporal distributions of 3. 2m soil temperature fields are forecasting and instructive meaning on following rainfall field.

Key words: Soil temperature field, Rainfall field, SVD method, Cross spectrum technique.

西北区秋季旱涝与前期印度洋海温奇异值分解分析

卫 捷

(兰州高原大气物理研究所, 兰州 730000)

吴永森 秦宁生

(青海省气象科学研究所 西宁 810001)

提 要

本文通过相关普查发现西北区秋季降水和前期印度洋海温距平场关系非常密切, 我们选取西北区 30 个代表站秋季降水场与 7 月印度洋海温距平场进行 SVD 分析。分析了前二对典型因子的空间分布和时间演变特征, 得到了许多有意义的结论, 并通过一典型旱涝年实例对印度洋海温与西北区秋季降水之间的可能物理机制进行了初步讨论。

关键词: 秋季旱涝 奇异值分解 印度洋海温

一、引 言

西北地区地域广阔, 陕、甘、宁、青四省区占全国总面积的 14%。而且绝大部分地区属干旱半干旱地区, 旱灾发生频繁, 对于西北大部分地区而言, 秋季特别是早秋季节, 是一年中降水量仅次于夏季的又一段降水集中期, 秋季降水的多少不仅关系到当年大秋作物的生长, 而且还决定着来年土壤的底墒状况。因此, 对秋季干旱或多雨预测的研究具有十分重要的意义。

资料分析表明^[1], 我国东部主要雨带活动与东亚夏季风进退关系密切。但在我国西部, 雨带活动却有很大的不同, 印度和孟加拉湾季风的进退与其有较密切的关系。5月下旬南部雨季开始, 6月中旬整个高原以东进入雨季, 9月中旬以后, 印度季风开始减弱、撤退, 雨季也随之结束。在文献^[2]和^[3]中, 我们已经发现前期印度洋海表温度距平场与西北区 30 个代表站春、夏季降水关系非常密切, 并对其可能的物理机制进行了初步探讨。本文将采用一种较新的气象要素场间整体相关性质的分析方法: SVD 法, 进一步探讨印度洋海温距平场变化与西北区秋季旱涝之间的关系, 揭露其基本统计事实, 并对其物理机制进行初步讨论。

二、方法与资料

奇异值分解法是对气象要素场间整体相关性质研究的一种简便有力的方法, 利用现有的线性代数软件包将两组气象要素场各自进行线性组合, 使得组合后得到的两种新变量具有两场间最大的解释方差, 可以利用较少的变量研究场间的相关性质及空间差异。

本文所用西北区秋季降水资料是根据文献^[4]中给出的结果, 共 30 个代表站, 资料序列从 1960 年至 1991 年。印度洋海温资料取自 1951~1989 年全球 $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ 逐月海表温度距平资料, 在印度洋 $7.5^{\circ}\text{N}\sim 42.5^{\circ}\text{S}$, $22.5^{\circ}\text{E}\sim 117.5^{\circ}\text{E}$ 范围内共选取 189 个网格点。

将印度洋 189 个格点上 1~12 月海表温度距平与西北区 30 个代表站秋季 (9~11 月) 总降水

量进行同期、滞后相关普查分析，结果发现，从前一年2月开始到前一年8月 在澳洲西部印度洋上有大片负相关区，8月负相关值最大达到 -0.70 ；西北区秋季降水与当年6月到9月印度洋海表温度距平关系密切。在印度洋上马斯克林高压及其以东洋面上，即在 $12.5^{\circ}\sim 37.5^{\circ}\text{S}, 57.5^{\circ}\sim 92.5^{\circ}\text{E}$ 范围内，有大片负相关区，负相关系数最大为 0.50 ，整个区域内共有 10 个格点通过相关信度 $\alpha=0.01$ 的检验。从6月至9月此大范围负相关区逐渐向西扩展，9月份马斯克林群岛附近的海温距平与西北秋季降水的负相关区和相关系数达到最大。最大相关系数为 0.68 此区域内共有 17 个格点上相关系数通过信度 99% 的检验。

以上相关分析是把西北区秋季 30 个代表站降水总和与印度洋海温求相关，可是，西北区降水场具有空间分布不均匀性，在文献^[4]中通过聚类分析利用筛选出的 30 个代表站，按春、夏、秋、年（ $3\sim 11$ 月）进行聚类，将西北区降水分布类型分成四个区。单点、单场的相关既反映不出场间相关的整体性质，也反映不出地区差异，为了使我们的工作具有预报意义，我们选取当年7月海温距平场作因子场，西北区 30 个代表站秋季降水场为预报场，采用 SVD 法进一步研究西北区 30 个代表站秋季降水场和同年7月印度洋海温距平场之间的关系。

三、结果分析与机制讨论

表1中列出了印度洋7月海温距平场与西北区30个代表站降水距平场 SVD 分析得到的前10对典型场的相关系数及对原场的拟合精度。从表1中可以看到 两场的相关很好 前二对典型场即占拟合精度的 78.5% 。下面着重对第一、第二对典型因子的空间分布和时变特征进行讨论。

表1 前10对典型因子的相关系数和拟合精度

序 号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
相关系数	0.65	0.84	0.78	0.70	0.72	0.85	0.87	0.80	0.75	0.82
拟合精度(%)	67.74	10.86	5.45	4.55	2.59	2.43	1.26	0.97	0.90	0.72

（一）奇异特征向量分析

图1a,b 为第一对典型场因子特征向量分布图。由图1a 中可以看到：全区除玉门镇、张掖、石嘴山三站为小负值区外，其余地区皆为正值区，并且数值自东南向西北递减。将图1a 与西北区 30 个代表站秋季降水场 EOF 展开的第一特征向量场分布图即图2a 进行比较，可以明显地看到 两张图分布极为一致。这说明前期（以7月份为代表）印度洋海温场是影响当年西北区秋季降水分布型的主要因子之一。由图1b 中可以看到：海温第一特征向量场的分布特征是：在南印度洋中部地区为大片负值区，中心位于西风海流区和马斯克林群岛及其以东地区，同时这个区域也是7月海温距平场 EOF 分析第一特征向量场的高值区，这同样说明印度洋海温场影响西北区秋季降水场的可能机制，是通过海温场变化影响马斯克林冷高压从而影响印度西南季风的进退，并影响西北区降水。图3a,b 是第二对典型场空间特征向量分布图。对比分析图3a 与图2b 两图的空间分布也是极为一致的，在陕、甘、宁边区为正值区，陕南为负值区，说明7月海温距平场的确是影响西北区秋季降水分布型的主要因子之一。第二对典型场的海温特征场如图3b 所示，即在印度洋阿古拉斯海流区为负值区，西风海流区为正值区。

由以上分析可以得到这样的结论：前期（ $6\sim 9$ 月）以7月为代表印度洋马斯克林群岛附近的海温场和主要海流区域的海表温度距平场，与当年西北区秋季降水的关系非常密切。

（二）时间系数的分析

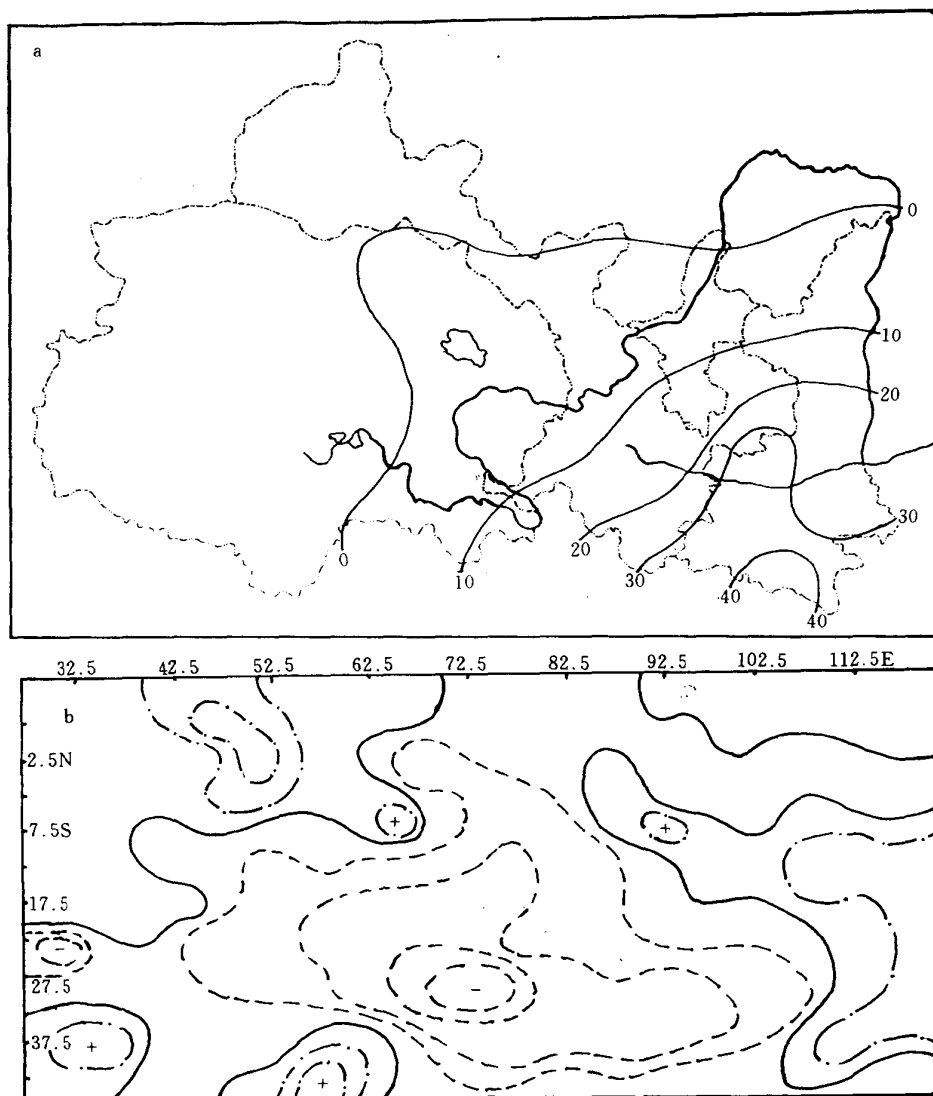


图1 第一对典型因子特征向量分布图
a. 降水场 b. 海温场

我们知道 SVD 法分析得到的配对时间系数 $a(t)$ 和 $b(t)$ 代表了配对典型场的时间演变特征。如果两场相关关系较好，由于 $a(t)$ 和 $b(t)$ 具有两场间最大解释方差，那么，配对的时变曲线 $a(t)$ 和 $b(t)$ 应具有一致性。由表 1 中已经看到，前两对典型场拟合原始场拟合精度已达到 78%。因此，用前两对典型场对应的配对时间系数研究西北区秋季降水与前期海温距平场的时间演变关系是很有代表性的。当时间系数为正值的年份，特征向量场的正（负）值代表海温距平场为正（负）值区，降水场为偏多（少）区；反之，时间系数为负的年份，特征向量场的正（负）值区表示海温距平场是负（正）值区，降水场是偏少（多）区。

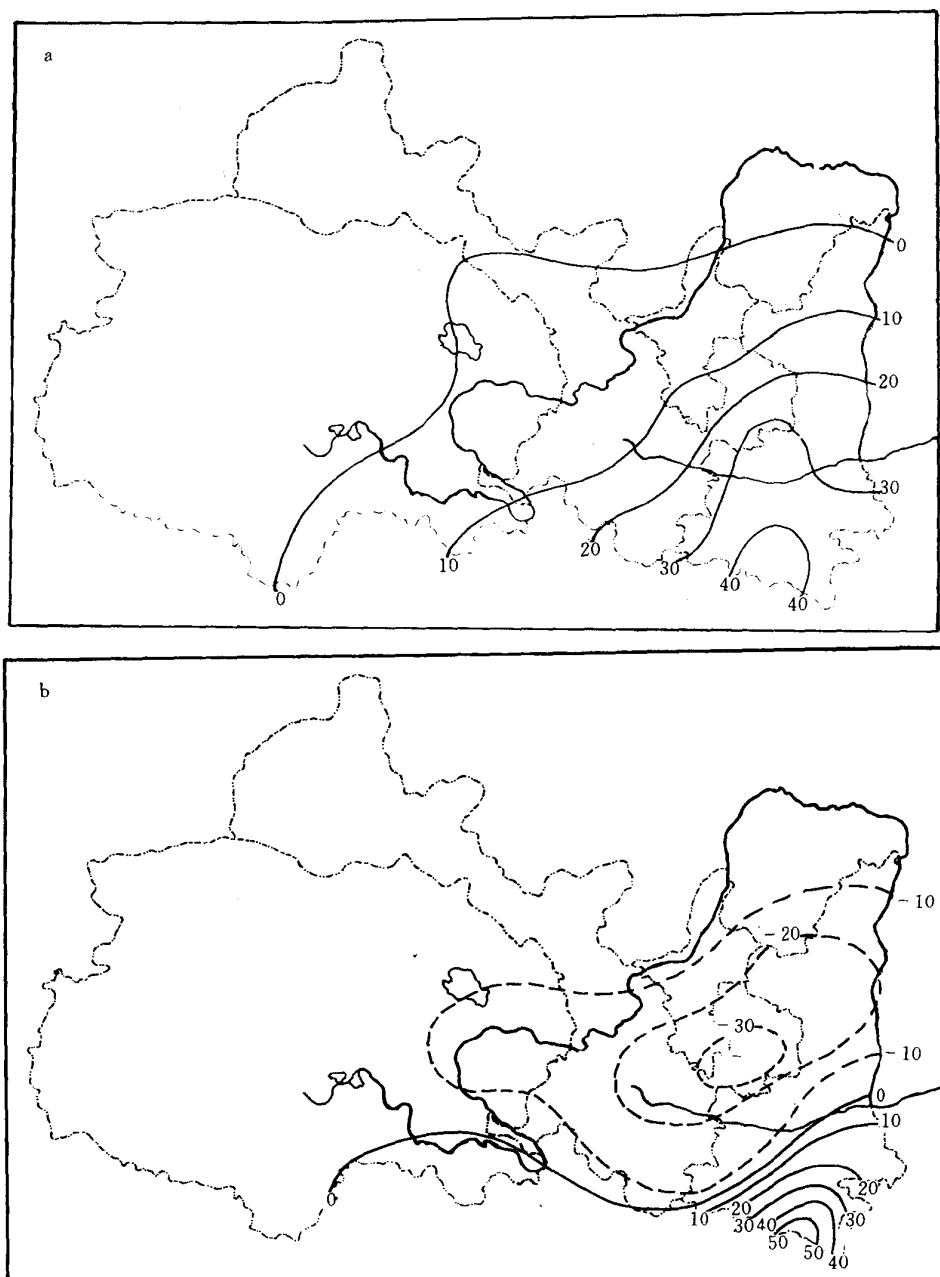


图2 西北区30个代表站秋季降水场 EOF 展开前二个特征向量场分布图
a. 第一特征向量 ;b. 第二特征向量

图4是第一对典型因子的时间演变曲线以及由引自文献[4]中西北四省区秋季降水距平百分率绘制的曲线。图4中*表示 El Nino 事件对应的起始年份。结合第一对典型场特征向量场的空间分布(图 1a,b 所示)进行分析,可以非常清楚地看到:三条曲线的变化是非常一致的。在

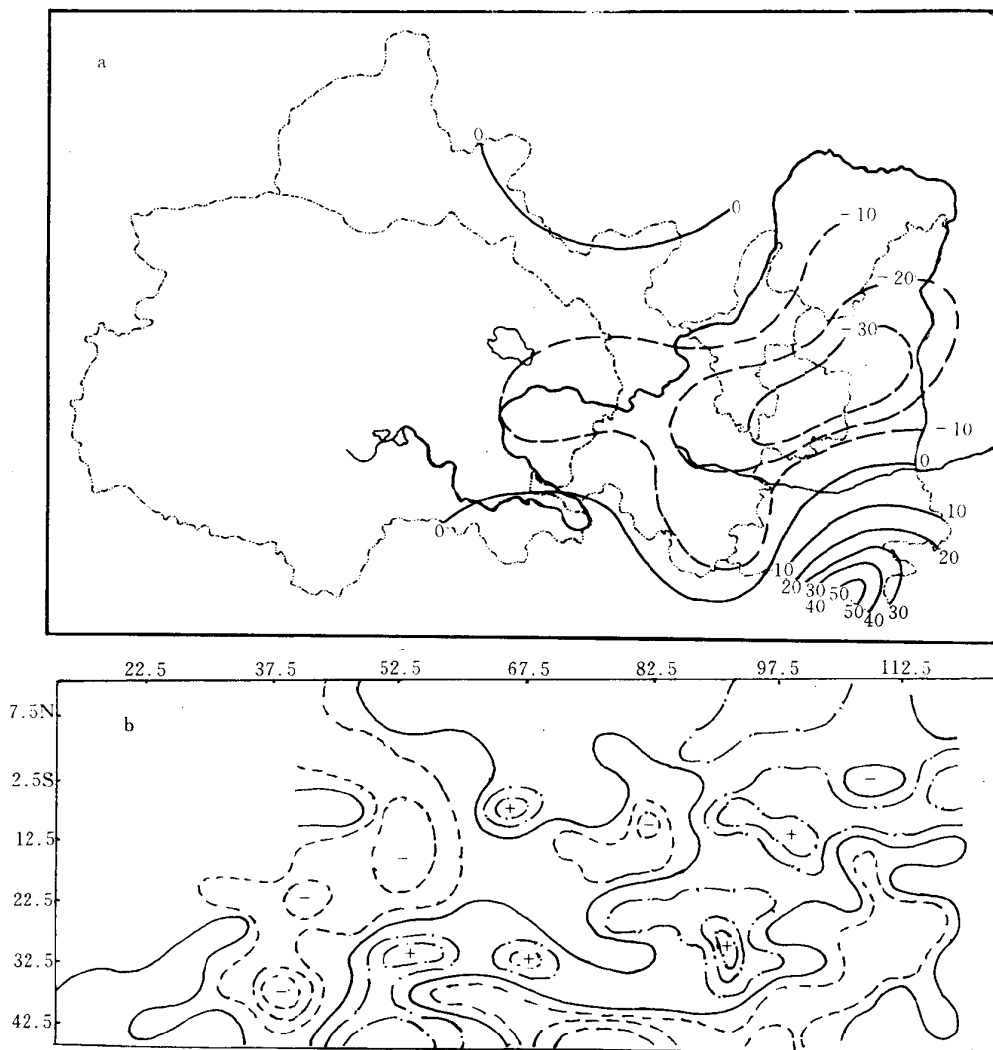


图3 第二对典型因子特征向量分布图
a 降水场；b. 海温场

时间系数为谷值的年份，印度洋马斯克林群岛附近及其以东为大片海温正距平区，澳洲西部海域为负距平区时，西北区为干旱年份。非常有趣的是：在谷值处同时对应为 El Nino 发生年份，并且 El Nino 发生当年，西北区偏旱，次年降水偏多，El Nino 过程是西北区降水由干旱转向多雨的过程。在 1960~1990 年发生的 8 次 El Nino 事件中，只有 1968 年 11 月至 1970 年 1 月的 El Nino 不是这种对应，但此次的 El Nino 事件也有其特殊性。事件发生时间最晚（11 月）且持续时间较长（15 个月）。对于 El Nino 这一全球气候异常事件的研究已经很多了，对 El Nino 现象的形成原因也有多种看法，比较一致的认识是太平洋海温异常，我们可以看到，这种海温异常在印度洋也有所反映，这反映了全球变化的一致性及各系统间复杂的相互作用。

（三）右非均一相关图的分析

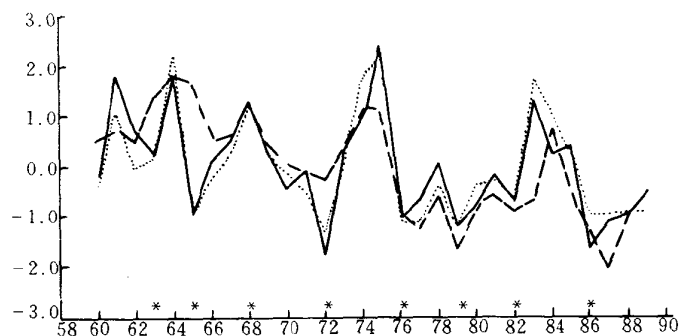
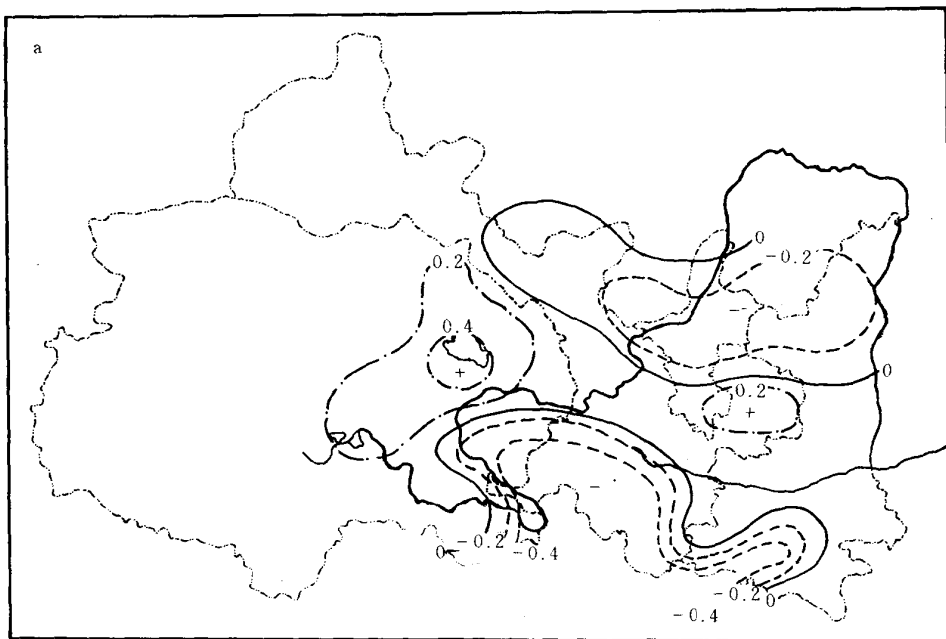


图4 第一对典型因子的时间系数及西北区秋季降水距平百分率演变曲线。

——降水距平百分率,···降水场时间系数,----海温场时间系数,* El Nino 事件起始年份

由 SVD 法理论知道 第 K 个右非均一相关图表示了因子场第 K 个时间系数与预报场各个格点的相关性,表征了用第 K 个典型因子场预测预报场格点值的效果。

图5a,b 是第一、第二个右非均一相关图。从图5a 中可以分析得知:当马斯克林群岛及其以西为大片负距平区 澳洲西部为正距平区 此时 西北区南部为多雨区 中心位于黄南、甘南和陕南 西北部为少雨区 中心位于青海湖附近 相关信度可通过99%的检验。即当马斯克林冷高压由于下垫面海温非绝热冷却(加热 加强 减弱)后 印度季风加强(减弱),使得西北区南部多(少)雨 而此时西北部受西风带影响(小)大 形成少(多)雨。图5b 为第二相关图,其分布形势与图5a 类似 并且与图1b 和图2b 分布也较为相似,只是强度、位置稍有差异。



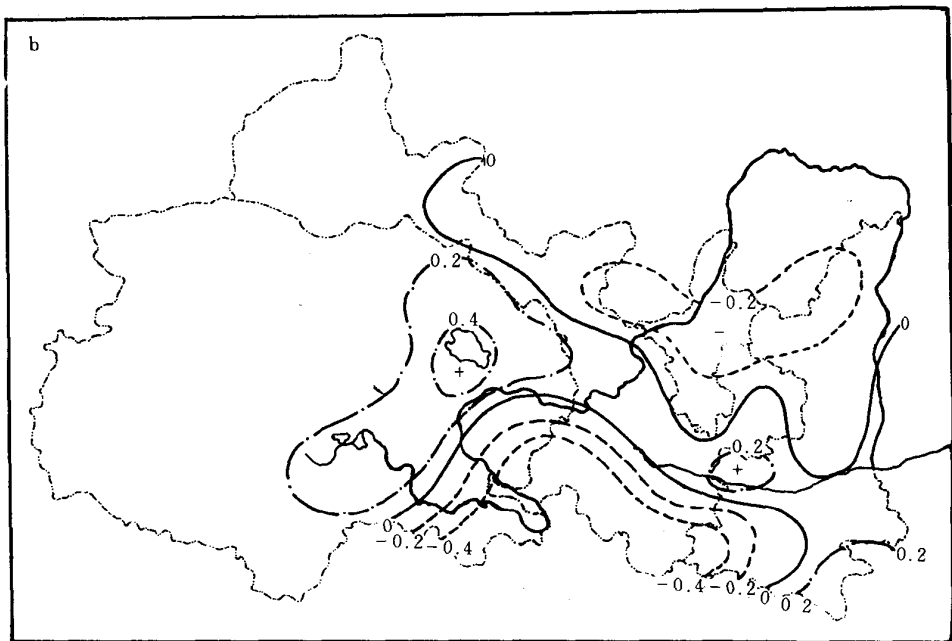


图 5 第一、第二右非均一相关图

a. 第一相关图, b. 第二相关图

通过 7 月印度洋海表温度距平场和西北区 30 个代表站秋季降水场 SVD 分析, 可以看出: 印度洋海温距平场与西北区秋季降水关系非常密切, 并且干旱年份及其转折与 El Nino 事件对应较好, 这说明全球气候变化的一致性及其太平洋、印度洋海温变化的相关性, 西北区秋季降水变化只是全球气候变化的局地反映。

(四 实例分析

为了进一步了解印度洋海温影响马斯克林冷高压的强弱, 而这个冷高压的强弱又进而影响印度季风的强度和撤退的迟早与西北区秋季旱涝的关系, 我们任意选取了西北区两年干旱年(1972, 1986 年) 和两年多雨年 1975, 1983 年为例 具体分析海温、马斯克林冷高压、印度西南季风和西北区秋季降水四者的关系。表 2 首先给出了马斯克林群岛附近海域 1972 年和 1975 年 7~9 月海面温度距平的平均值, 该表十分明显的反映了 1972 年马斯克林冷高压附近海域的海面温度 7~9 月份均为显著的正距平, 即这个区域的海面温度长时间偏高, 马斯克林冷高压受下垫面海洋非绝热加热作用相对较弱。

表 2 马斯克林高压附近海温距平

经度 纬度		52.5°E	57.5°E	62.5°E	67.5°E
1972 年	32.5°S	0.53	0.50	0.86	0.75
	27.5°S	0.31	0.89	0.90	0.75
1975 年	32.5°S	-0.54	-0.39	-0.51	-0.51
	27.5°S	-0.23	-0.01	-0.11	-0.37

1975 年是西北区的秋季多雨年, 表 2 中马斯克林群岛附近 7~9 月海面温度长时间偏低, 这

种大范围下垫面的非绝热冷却作用，使马斯克林附近的气压升高，冷高压加强。虽然我们手边没有南半球地面天气图给出这一事实，但我们可从南半球 500hPa 高空图上间接地证实这一点。为此我们计算了马斯克林群岛附近上空 500hPa 1972 年和 1975 年 9 月的高度距平值，列成表 3。对照表 2 和表 3 可以十分明显地看出海温负距平显著的 1975 年，高空 500hPa 则为负距平，海温长时间偏高的 1972 年，高空 500hPa 则为正距平。这充分说明了海温对马斯克林冷高压的影响是明显的。而马斯克林高压的加强和减弱又会影响到印度洋越赤道气流的强弱，从而使印度洋西南季风相应变强或变弱。图 6 我们给出了印度孟买 9~10 月逐候 700hPa 平均南风分量，从中不难看出多雨年的 1975 年 9~10 月南风分量远远大于少雨年的 1972 年。综合以上分析，可以得到这样一种结论：北半球秋季前南印度洋长时间大范围的海温变化，会影响马斯克林群岛附近气压的变化，这种气压变化又会影响到印度洋越赤道气流的强弱，这种气流的强弱直接影响西南季风的强弱和进退，从而造成了西北地区秋季的旱或涝。分析 1983 年和 1986 年的上述特征也得到了同样结论。

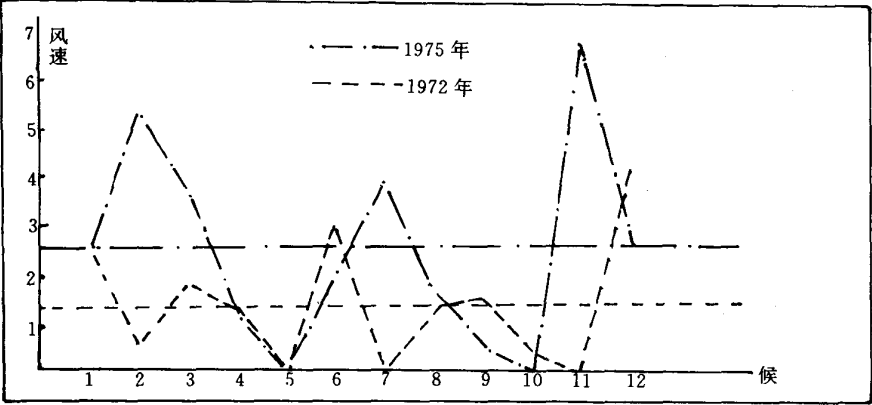


图 6 印度孟买 9~10 月逐候 700hPa 平均南风分量及平均值

表 3 马斯克林群岛附近上空 500hPa 高度距平

		1972 年		1975 年	
经 度	纬 度	50°E	60°E	50°E	60°E
	20°S	0	2	-1	-1
	25°S	1	0	-1	0

四 、 结 语

1. 前期 (以 7 月为代表) 印度洋海温距平场与西北区秋季降水场进行 SVD 分析得到的前两对配对典型场即占拟合精度的 78%，并且降水场的前二个典型场分布与降水场 EOF 展开得到的前二个特征向量场极为一致，说明前期印度洋海温距平场与西北区秋季降水有较好的相关。

2. SVD 分析得到的前二对典型场对应的时间系数以及干旱序列曲线时变特征极为一致，并且干旱及其转折过程与 El Nino 事件有很好的对应，说明印度洋海温变化与太平洋海温变

化以及 El Nino 事件等全球变化的一致性。

3. 印度洋海温变化影响西北区秋季降水的可能机制是海温影响其上马斯克林冷高压,进而影响印度洋季风的强弱及进退,从而影响西北区降水。

4. 印度洋海温影响西北区降水有地区差异。

参 考 文 献

- [1] 陈隆勋等,东亚季风,气象出版社,66(1991)。
- [2] 秦宁生等,印度洋海温与西北汛期旱涝气候预测研究,本文集。
- [3] 卫捷等,改进典型相关分析在西北区春季旱涝预测中的应用,本文集。
- [4] 吴永森等 陕、甘、宁、青干旱序列年表及其气候特征 本文集。

THE SINGULAR VALUE DECOMPOSITION ANALYSIS BETWEEN FORMER SST FIELD OF INDIAN OCEAN AND RAINFALL FIELD IN AUTUMN IN NORTHWEST CHINA

Wei Jie

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Chinese
Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

Wu Yongsen Qin Ningsheng

(Institute of Meteorology of Qinhai Province, Xining 810001)

Abstract

The correlation coefficients are calculated between rainfall of Northwest China in autumn and former SST departure over Indian Ocean. The results show: there exists a closely related in them. The SVD method is used to analyze the relation between rainfall field of 30 representative stations of Northwest China in autumn and SST of Indian Ocean in July. The features of eigenvectors field and time-coefficient of mate canonical correlation factors are analyzed. There are some significance conclusions and possible physics mechanism between SST of Indian Ocean and rainfall of Northwest China in autumn are preliminary discussed by a canonical example of drought and flood year.

Key words: Drought and flood in autumn, SVD method, SST of Indian Ocean and rainfall field in autumn in northwest

冬季北极海冰对大气环流的影响 及其与西北地区降水气候预测的研究

吴永森 秦宁生

(青海省气象科学研究所, 西宁 810001)

卫 捷

(兰州高原大气物理研究所 兰州 730000)

提 要

本文通过对冬季北极海冰面积 M 指数的统计分析发现: 北极海冰覆盖面积也有周期性变化, 不同地区的周期变化不同。对不同地区海冰面积 M 指数与西北地区(陕、甘、宁、青四省区, 以下同) 春季降水的相关普查发现: 以 I 区的相关最为显著。通过对北极 I 区海冰面积 M 指数的变化与北半球春季 500hPa 距平图的分析表明, 西北地区春季多雨年和干旱年的环流状况与 I 区海冰面积 M 指数有较密切的关系。

关键词: 北极海冰 M 指数 相关分析 大气环流

一、前 言

北极海冰对大气环流和气候的影响, 国内外许多学者都曾进行过研究, 也得出了许多研究成果, 方之芳等分析了北极海冰与副热带高压的相互关系^[1,2] 指出极冰对副热带大气环流的影响不仅存在时间滞后效应, 而且具有明显的季节性和地区性。本文首先通过对隆冬季节(12~1月) 北极各区海冰面积 M 指数与西北地区春季降水的相关分析, 发现对西北地区春季降水影响的北极海冰面积变化的关键区 II 区。然后计算了 II 区和同期与滞后各月北半球 500hPa 高度场的相关系数, 极冰的变化是影响大气环流的重要因素。不但同期大气环流系统对极冰变化的响应十分迅速和敏感, 而且滞后效应可达10个月之久。证实了极冰是通过大气环流系统的影响而对气候发生作用的。

北极海冰资料是根据美国 Illinois 大学 J. E. Wolsh 教授提供的 1953~1991 年逐月海冰资料编译处理而成, 海冰覆盖范围包括北冰洋、北太平洋和北大西洋区域, 北极海冰区域地形及分区是以北极为中心, 按经线将北半球高纬度区域分成四个区, 其中 160°E~110°W 为 I 区, 110°W~20°W 为 II 区, 70°E~160°E 为 III 区, 20°W~70°E 为 IV 区。然后分别计算出 I~IV 区和全区的极冰面积 M 指数^[3]。为和国内已出版的1984年以前的极冰资料统一起见, 我们是按同一方法计算极冰面积 M 指数的。西北地区春季降水资料是利用 1960年~1990年 3~5月降水量而计算的。500hPa 高度资料是使用 1959~1991年北半球 10×5 经纬格点的高度场资料共 576个网格点。

二、冬季北极海冰面积 M 指数变化特征及 其与西北区春季降水的统计关系

冬季各区海冰面积 M 指数表示在该海区中某一平方经纬网格中海冰覆盖面积 5/ 10以上

格点数的累加数。图1是冬季(12~2月)各区海冰 M 指数年际变化曲线,从中可以看出 I 区、II 区海冰面积较大,III 区、IV 区海冰面积较小,而且 III 区、I 区海冰面积年际变化较小,尤其是 III 区 M 指数年际变化甚微。表1为北极各区海陆分布面积,除 III 区外,其他三个区的海洋面积都比较大,由于受到大西洋暖流的影响,使 IV 区的挪威海及其邻近海域,海冰南界向北极收缩,造成了海冰面积较小。显然由于这些特征,海冰面积 M 指数大、年际变化显著的地区,对气候的影响就应该比较明显,下面的

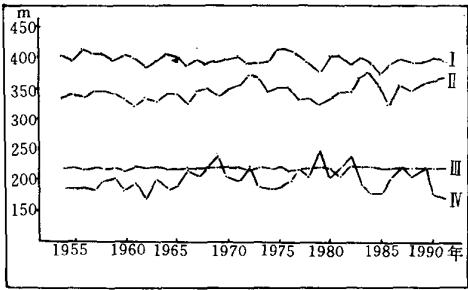


图1 冬季各区海冰 M 指数年际变化曲线

的计算结果也说明了这一点。通过周期分析,发现各海区海冰面积振动周期是不同的, I 区海冰存在通过白噪声检验的6年显著性周期;II 区海冰具有通过白噪声检验的3.75 年显著周期;III 区海冰周期为4.29年通过白噪声检验;IV 区海冰存在10年通过白噪声检验的周期,还存在2.5年通过红噪声检验的周期。对西北部降水的周期分析,发现存在3.33年的周期通过白噪声检验,这恰与 II 区海冰面积的周期基本一致。

表1 北极海冰覆盖范围内各区海陆分布 面积单位为1平方纬度)

类型	区号	I	II	III	IV
陆地面积		451	596	529	257
海洋面积		774	979	276	778
总面积		1225	1575	805	1035
海洋面积占总面积的百分数		63.2%	62.2%	34.3%	75.2%

通过对北极各区海冰面积 M 指数与西北部春季(3~5月)降水的相关分析(表2给出计算结果)发现 I 区和 II 区海冰 M 指数与西北地区春季降水以正相关为主,且以 II 区1月份正相关系数为最大;III 区和 IV 区海冰 M 指数与西北部春季降水均为负相关,并以 III 区的12月和1月负相关最显著。由此可见,北极 II 区和 III 区的海冰面积变化与滞后2~3个月的西北部春季降水关系最为密切。前面已提及 III 区的陆地面积最大,极冰 M 指数年际变化甚小,所以我们选择 II 区的冰雪面积 M 指数变化作为研究西北地区春季降水气候预测的重点地区。

表2 海冰面积 M 指数与西北春季降水最大相关系数

项目 海冰区	12月		1月		2月	
	最大相关系数	信度	最大相关系数	信度	最大相关系数	信度
I 区	0.327	0.01	-0.385	0.05	0.330	0.10
II 区	0.443	0.05	0.589	0.01	0.342	0.10
III 区	-0.559	0.01	-0.504	0.01	-0.269	0.10
IV 区	-0.397	0.05	-0.475	0.01	-0.417	0.05
全区	0.460	0.01	0.565	0.01	0.378	0.05

三、北极海冰与北半球 500hPa 大气环流的相关分析

(一) 冬季北极海冰对北半球大气环流系统的影响

为探讨冬季北极Ⅰ区海冰面积 M 指数与西北地区春季降水相关显著的物理联系，通过计算12月和1月北极海冰面积 M 指数与1月500hPa 位势高度的两个相关场(图2a,b) 从中不难看出两个相关场的分布形势和最大相关区基本上是一致的，在极区附近，从东经160度到西经30度是一宽广的负相关区，只是负相关最大中心在12月海冰与1月500hPa 高度相关场中偏于阿拉斯加附近，相关系数 $\gamma_{0.01} = -0.59$ 而1月海冰面积与1月500hPa 高度相关场中，负相关中心在巴芬湾至纽芬兰地区， $\gamma_{0.01} = -0.62$ 对照1月份多年平均图，这两个最大相关区正与极涡的偏心位置对应。12月北极海冰Ⅰ区 M 指数与次年1月500hPa 高度场，在乌拉尔山至巴尔克什湖地区存在着一个显著的负相关区， $\gamma_{0.01} = -0.62$ ，这个地区正是各类天气系统影响西北天气的关键地区。而在北太平洋地区是大面积的正相关区，相关系数最大中心达 -0.52 ；墨西哥东海岸和北美大陆至阿拉斯加的负相关区，最大中心达 -0.45 和 -0.59 其信度均可通过 0.01 的检验。这几个相关最大的地区分别对应着多年1月平均图上的东亚大槽和阿留申群岛附近的低压以及北美大陆东部的高压脊。可见北半球 500hPa 大气环流主要系统的强弱、位置变化均与北极海冰面积尤其是Ⅰ区的海冰面积有着明显的制约关系。在计算极冰与冬季北半球 500hPa 高度场的相关时，还发现极冰面积 M 指数与当月及次月高度场有很好的相关，而与其后边的第二月相关系数则大为减小。由此可见，冬季北半球 500hPa 大气环流系统对北极冰雪面积的响应是十分敏感的。但是，北极海冰对大气环流的影响绝非如此简单。

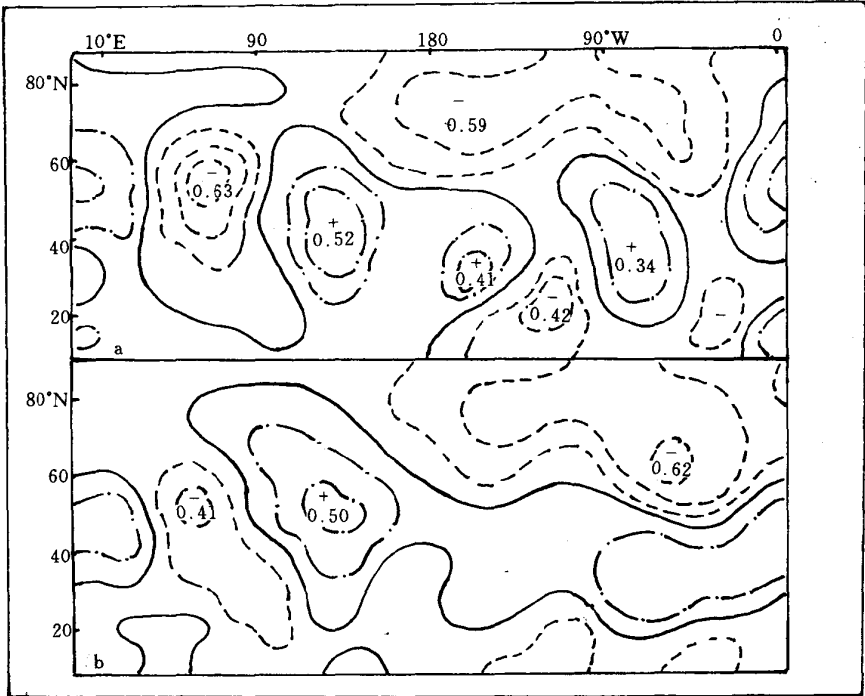


图2 Ⅰ区北极海冰面积 M 指数与1月500hPa 高度相关场
a.前一年12月；b.当年1月

从相关系数的计算和图 1 给出的结果,配合北半球冬季(元月和 12 月)500hPa 多年平均图可以发现:极涡在北半球偏移的两个中心,一个在巴芬岛附近,一个在鄂霍次克海,从北半球 12 月和元月 500hPa 多年平均图和对对应月份历年北极 I 区和 II 区海冰面积 M 指数与 500hPa 北半球高度计算的相关系数可以看出,相关系数最大的地区恰是极涡偏移的所在地区,也是北极海冰面积最大的 I 区和 II 区的后部(西部)可见强大的极地冰雪面积是促成极涡偏移的重要原因。从表 2 中可以看出 IV 区的总面积和海洋面积也比较大,而海冰面积远小于 I 区和 II 区,所以 IV 区对极涡偏移的影响也小于 I 区和 II 区,但也反映出在 IV 区后部(西部)有一个极涡槽伸向欧洲大陆。III 区海冰面积较小,并且其年际变化甚微,所以它对极涡的影响也不显著。

(二) 冬季北极 II 区海冰 M 指数与后期 500hPa 高度场的相关分析

前面已经指出:冬季北极海冰 M 指数对同期大气环流系统的影响。从冬季 II 区 M 指数与后期 500hPa 高度场相关计算的结果可以看出:1 月北极海冰 II 区 M 指数与 2 月 500hPa 高度场的相关和同期近似,然而 3 月份这种相关场已大大减弱,相关区的分布形势整个南移,信度已无可通过 0.01 检验的相关区,4 月和 5 月在中纬度(40°N)以南出现大范围可通过 0.01 信度检验的高相关区,6 月份开始这种高相关区又逐渐向高纬度地区转移,但转移的纬度已较冬春季靠南,至 10 月份高相关区基本上都集中分布在中纬度地区(图略)。通过这种相关场的分析可以发现:北极海冰面积 M 指数变化不但对同期大气环流系统有十分显著的影响,而且对后期大气环流也有明显的影响,这种影响如以 II 区 M 指数与 500hPa 高度场的相关系数来表征,高相关区先从高纬度开始(同期)然后跳到低纬度(4 月),6 月份又由低纬度向较高纬度跳跃,最后 10 月份以后集中出现在中纬度地区。这种高相关区的南北跳跃犹如钟摆一般,此后这种高相关区减弱,11 月份相关区的相关系数都无法通过 0.01 的信度检验。这种作用在我们预测季度和年度环流状况时有十分重要的参考价值。极冰对中低纬度环流的影响发生的物理过程我们虽然还不清楚,但这种事实是客观存在的。为了进一步证实这一点,下面选取同期相关图上的四个相关系数最大的格点作为基点,这四个基点是 12 月北极 II 区海冰面积 M 指数与 1 月 500hPa 高度场相关系数图中的第 128 格点和第 223 格点(160°W,70°N 和 65°E,55°N);1 月北极海冰面积 M 指数与 1 月 500hPa 高度场相关系数图中的第 175 格点和 265 格点(55°W,65°N 和 130°E,50°N),计算这四个基点与同期和下个月各格点的相关系数图(图 3a,b,c,d)。从中可以看出:4 张基点相关图的分布形势和中心位置基本重合一致,如将图 3 和图 2 比较也可以发现其形势和中心位置也基本一致,所以可以认为图 3 是冬季北极海冰激发的遥相关型,图中明显地反映出基点相关已达到 40°N 以南地区,尤其是第 128 个格点和第 175 个格点纬度虽然最靠北,但与其相关最大中心却出现在 40°N 和 35°N 以南。这充分说明了北极冰雪面积的大小完全可以影响中低纬度的环流状况,所以冬季北极海冰面积 M 指数在时间尺度上与春、夏、秋存在着遥相关,而在空间尺度上与中低纬度也存在着遥相关关系。

四、冬季海冰面积与西北地区干旱气候预测的讨论

冬季北极海冰面积 II 区 M 指数对北半球 500hPa 环流系统的影响已作了统计分析,北极海冰无论在年内时间尺度和半球空间尺度上,对 500hPa 环流系统都有着明显的影响,所以极冰变化可以作为我们制作季度和年度干旱气候预测的重要因子,它主要是通过对大气环流系统的影响再进而影响降水的多少,我们仍以春季为例,选取 5 个干旱年(1962,1966,1977,1979,1980 年)和 5 个多雨年(1964,1967,1970,1983,1985 年)为例,分别制作该两个 5 年春季(3~5 月)

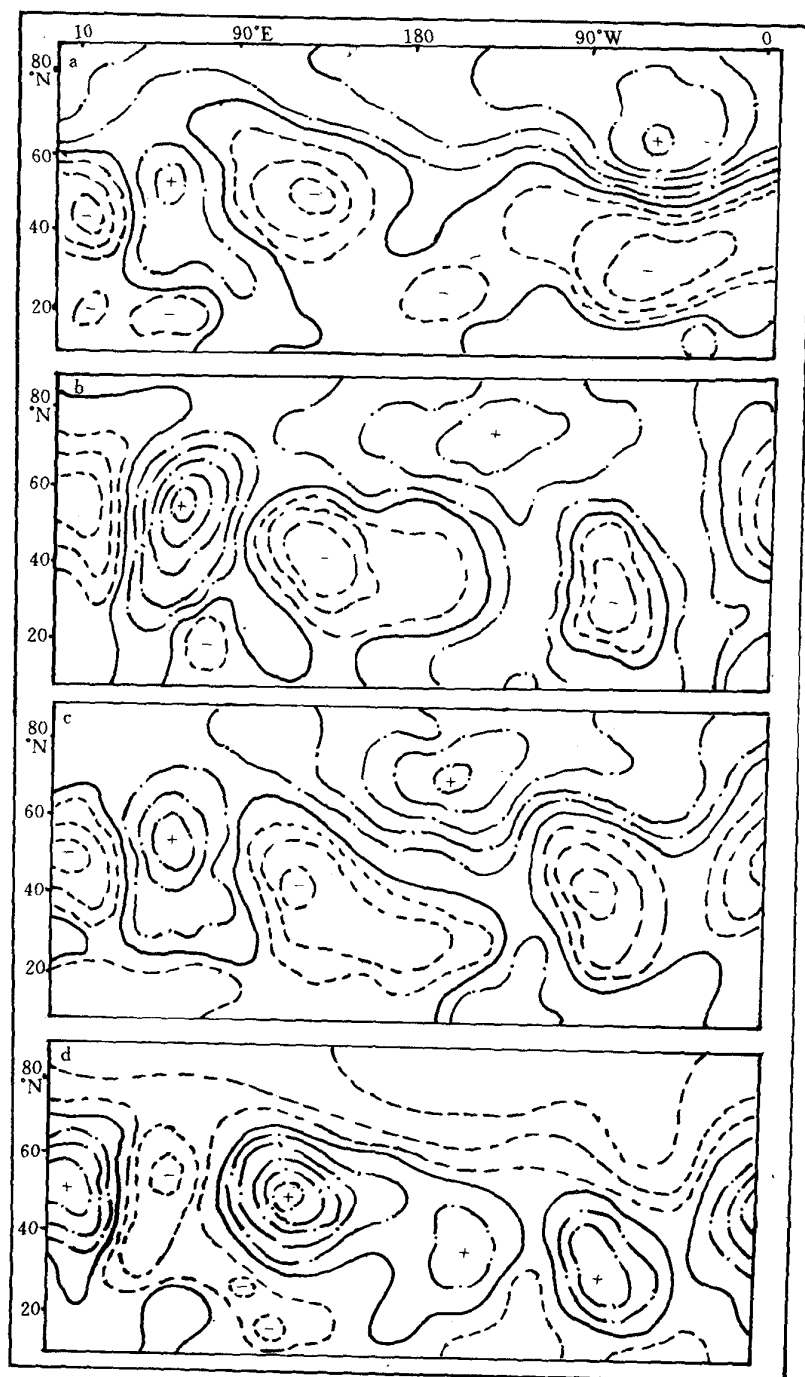


图3 1月500hPa高度场基点相关图
a. 175格点；b. 223格点；c. 128格点；d. 265格点

平均图的距平图，这两张图的差异是非常明显的（见图4），多雨年在北美地区是强大的负距平区，这个地区恰是极冰的Ⅳ区和Ⅱ区，也是元月极冰面积M指数与西北春季降水相关最好的地区；干旱年在Ⅱ区是很大的正距平区，这个地区海冰面积M指数也是和西北地区降水相关最好的地区，从表2给出的结果可十分清楚地看出这一点；多雨年和干旱年3~5月500hPa距平在亚洲大陆东岸以东和乌拉尔山地区的差异也十分显著，干旱年乌拉尔山是强大的正距平区，亚洲大陆东部则是强的负距平，这种距平分布说明乌拉尔山及其以东3~5月份经向环流十分强盛，而多雨年亚洲大陆东岸是强的正距平区，北欧也是正距平区，这正是东亚大槽和西欧大槽的所在地区，对应这种距平分布，说明欧亚大陆纬向环流较强。这种500hPa高度强大距平的分布地区，也正是500hPa高度与极冰Ⅱ区M指数相关系数最大的地区。由此更进一步证实了冬季北极海冰面积的变化对北半球大气环流的影响是气候预测中不可忽视的因素。表3给出的是上述多雨年和干旱年元月北极Ⅱ区的海冰M指数，多雨年5年平均M指数为354，而干旱年5年平均为323，两者相差多达31个格点，相当于Ⅱ区海冰面积M指数的10%，约为380000km²，这仅是Ⅱ区的差异，可以想见，这样大面积的极冰差异对大气环流完全可能产生不同影响。

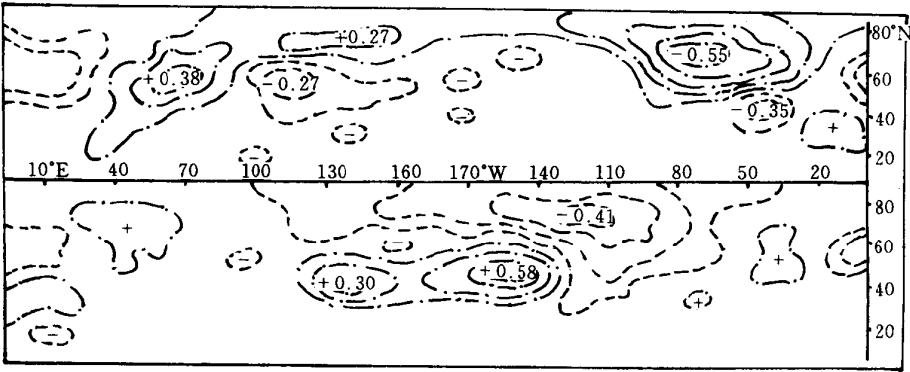


图4 干旱年与多雨年春季500hPa平均图的距平图

a. 干旱年；b. 多雨年

表3 春季多雨年和干旱年Ⅱ区M指数

元月Ⅱ区 多雨年	M 指数	元月Ⅱ区 干旱年	M 指数
1964	364	1962	327
1967	344	1966	322
1970	341	1977	333
1983	374	1979	307
1985	363	1980	327
平 均	354	平 均	323

五 、 结 语

从上面的分析中，可以得出这样的结论：北极海冰面积的变化对北半球大气环流的影响是十分显著的，这种影响的滞后效应可达10个月，因此它是制作年度和季度短期气候预测的重要

依据 本文重点分析了 II 区海冰面积变化与西北地区降水的关系,为西北干旱预测提供了一个有实际应用价值的气候预测因子。

参 考 文 献

- [1] 方之芳 北半球副热带高压与极地海冰的相互作用 科学通报 31(1) 286~289(1986)。
- [2] 方之芳等, 极地海冰对北太平洋副热带高压影响的可能途径, 海洋学报, 8(5), 558~565(1986)。
- [3] 许建民等, 北极逐月海面冰覆盖资料, 气象出版社, 1~3(1977)。

THE INFLUENCE WITH ARCTIC ICE TO ATMOSPHERE GENERAL CIRCULATION AND STUDIES OF CLIMATIC PREDICTION OF RAINFALL IN NORTHWEST CHINA

Wu Yongsen Qin Ningseng

(Institute of Meteorology of Qinhai Province, Xining 810001)

Wei Jie

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Chinese
Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

Abstract

In the paper, Arctic ice area M index in winter is analyzed, the results show: there exists a periodic change about the M index of Arctic ice area. Its period is different to the area. The correlation coefficient between M index of different Ocean ice area and precipitation of Northwest China (Shanxi, Gansu, Ningxia and Qinhai province, as following) in spring is calculated, the results show that the relationship is most marked in 2 area. The correlogram between the change of M index of Arctic ice area in 2 area and geopotential height of 500 hPa in Northern Hemisphere in spring is analyzed, there exist a closely related between the circulation condition of drought and flood year in Northwest China in spring and the M index of ice area in 2 area.

Key words: Arctic ice, M index, Relation analysis, Atmosphere general circulation.

大尺度海气相互作用与 中国西北干旱气候变化的联系

孙国武 陈葆德 冯建英 俞亚勋

(兰州干旱气象研究所 兰州 730020)

提 要

本文的研究结果表明,热带大西洋海温 SST 与我国西北地区降水有联系,这种联系是通过热带大西洋大气环流对同一海区 SST 滞后一个季度的响应,以及热带大西洋大气环流与北印度洋大气环流的相关联系而反映出来的。

关键词:海温 大气环流 干旱气候 遥相关型

一、引 言

海洋与大气的相互作用及其对天气、气候的影响是当前地球科学中一个十分活跃的课题。大量的观测事实和数值试验研究已经表明^[1,2],海洋在气候变化中的重要性,主要是由于海洋所具有的巨大的热力惯性和丰沛的水分来源,及其在经向热输送和水分循环中的贡献,以及海洋的“记忆”能力和滞后效应等。

尤应提出的是,我国学者认为赤道和热带低纬地区海温(SST,下同)异常对天气、气候的影响明显地强于高、中纬地区,所以针对我国夏季旱涝预报这一实际问题,对热带太平洋和北印度洋的 SST 异常及其大气环流对它的响应做了大量的研究工作,在这一领域中取得了明显的进展^[3-6]证实了热带地区 SST 不仅直接影响热带地区天气、气候变化,而且对北半球天气、气候也有影响。

干旱,是西北地区最主要的气候特征。西北地区的干旱是全球干旱气候的一个重要组成部分,并与全球尤其亚非其他地区的干旱相联系^[7,8],因此中国西北干旱作为全球干旱气候的一部分,也可能受到热带地区 SST 变化的影响。然而,只有为数不多的研究工作涉及到了大尺度海—气相互作用和西北地区干旱气候之间的关系^[9]。

本文利用全球 SST,分析海—气相互作用对西北地区干旱气候的影响及其相应的大气环流变化特征。所用资料有:英国气象局整理的 1856~1992 年全球 SST 资料(格距 $5^{\circ}\times 5^{\circ}$)和 1920~1987 年黄河上游流量资料以及中央气象台整理的 1951~1990 年 500hPa 位势高度资料(格距 $5^{\circ}\times 10^{\circ}$)。

二、黄河上游流量与北大西洋 SST 的联系

为了考察黄河上游流量(刘家峡水库入库流量,下同)的代表性,选取兰州以上黄河上游流域面积内 18 个气象站的降水量,分别与流量求相关。计算结果表明,流量与各站降水量呈正相关,均通过 0.01 的水平检验^[10]。又根据文献^[11]的分析结果,兰州等站的降水变化大致可以代表西北地区的干旱趋势。这样就可以选定流量作为降水的一个特征量来反映干旱气候的变化趋势。

英国气象局绘制的全球海面温度图集把全球海洋划分为 20 个区(图略)按这些海区计算各区 SST 逐年季度平均 这样得出 20 个 SST 时间序列,其主要反映了各区平均 SST 随时间的变化。同样 把与 SST 年代相对应的流量求季平均,去掉年变化,与各个海区的 SST 求滞后相关。结果表明,20 个海区中,仅有热带大西洋(见图 1 斜线区)与流量有明显的正相关关系,流量滞后 SST 1、2 季度的相关都可通过 0.05 的水平检验,而其他海区只有个别相关可通过 0.05 的水平检验。以上所述表明,热带大西洋 SST 变化与黄河上游流量有一定关系,即与西北干旱气候的演变有内在的联系。下面就从热带大西洋 SST 的变化对大气环流的影响来分析这种联系。

三、北半球大气环流与热带大西洋 SST 的联系

图 1 是热带大西洋 SST 与滞后一个季度的 500hPa 位势高度场的相关系数分布。其他滞后 2、3、4 个季度的相关系数(图略)都不如滞后一个季度显著。

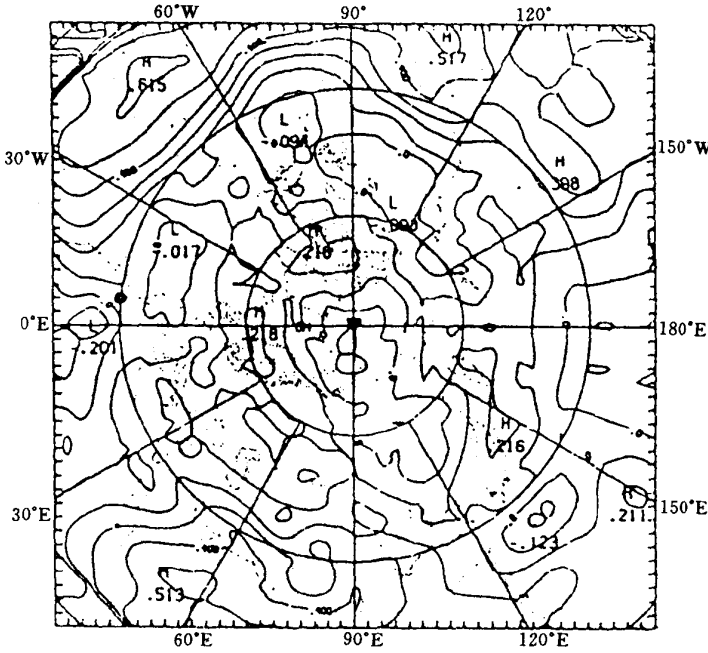


图 1 热带大西洋 SST 与 500hPa 位势高度场相关图

图中相关系数绝对值 > 0.23 即可通过 0.05 的水平检验。从图 2 可以看出 在热带大西洋有一个相关系数高达 0.615 的正中心;另外在北印度洋和热带东太平洋各有一个相关系数 > 0.5 的正中心 表明大气对 SST 最大响应的的时间尺度为 3 个月左右。

值得注意的是北印度洋的正相关中心。研究表明^[12],印度洋与孟加拉湾西南暖湿气流是西北地区降水的最重要的条件之一,所以印度洋与孟加拉湾地区大气环流变化无疑对西北地区降水有一定的影响。

为了进一步考察北印度洋大气环流对热带大西洋 SST 的响应 并且证明这种响应的可靠性 我们取 5°N, 60°E 为基点计算 500hPa 高度场的一点相关,图 2 是同时相关。比较图 1 与图 2,

可以发现，这两张图上相关系数的分布十分相似，对基点最大响应区在热带大西洋地区，这表明热带大西洋大气环流与北印度洋大气环流变化有着明显的相关联系，进一步说明热带大西洋 SST 异常，可以影响热带大西洋大气环流异常，从而又可以影响北印度洋大气环流发生异常，对西北地区降水变化有所影响，从而与西北地区干旱气候变化有所联系。

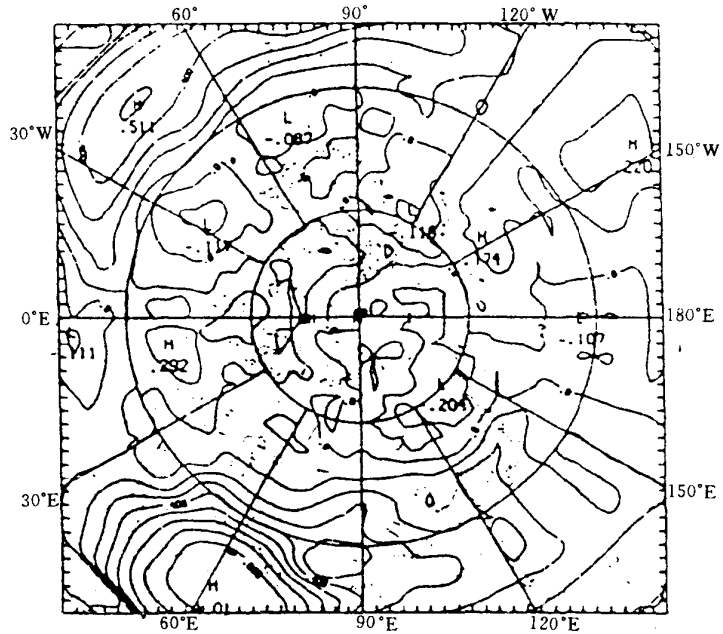


图2 北半球500hPa 位势高度场一点 (5°N,60°E 相关图

下面，再进一步分析上述热带大西洋与北印度洋大气环流相关联系的不同表现形式。

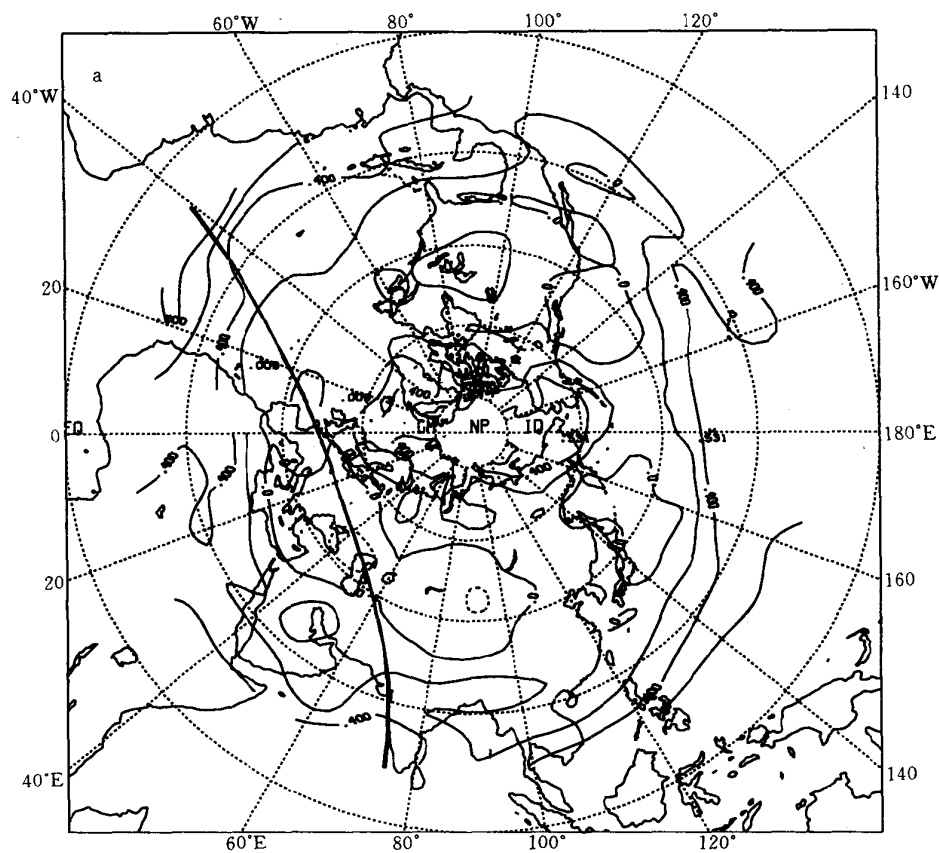
选取黄河上游流量偏少年：1956、1957、1969、1970、1971、1974、1977、1978、1988和1990年 偏多年：1967、1972、1975、1976、1981、1982、1983、1984、1987 和1989年。使用的资料为每年6、7、8月月平均500hPa 位势高度资料。计算北半球各格点 (5°×5°) 对一个基点 10°N,40°W, 热带大西洋地区) 的相关系数，可以得到北半球大气低频遥相关图 (图3)。因为500hPa 月平均位势高度场与经过 > 10天的低频滤波器处理的500hPa 位势高度场，其所具有的低频特征非常相似^[13]，所以其水平波列可以称之为低频波列。

从图中可以看出，无论流量偏少年 (图3a) 或偏多年 (图3b) 从热带大西洋到北印度洋 都存在明显的高度异常的低频遥相关型，与遥相关型相应的低频波列相似于射线路径沿着某一大圆走向的波列，这个波列发源于热带地区而后向东北，再转向与某一纬圈相切，再转向东南进入热带地区。但是，仔细分析可以发现，偏少年与偏多年的低频波列有明显的不同：偏少年从热带大西洋 (正相关中心) 向东北到东欧 (负相关中心)，再折向东南到北印度洋 (正相关中心) 偏多年从热带大西洋 (正相关中心) 向东北到中纬度北大西洋东部 (负相关中心) 再向东到西欧 (正相关中心) 再向东到东欧 (负相关中心) 再折向东南到北印度洋 (正相关中心) 正是这种低频遥相关型及其相应波列，既反映出大气环流在不同区域的异常 (正或负距平) 及其相互联系 (正或负相关)；又反映出大气环流系统的空间尺度偏少年大于偏多年。

四、小结与讨论

本文研究结果表明：

- 1. 黄河上游月流量与兰州以上黄河上游18个站月降水量呈正相关，相关系数通过0.01的水平检验。表明黄河上游流量在一定程度上反映西北干旱气候的变化。
- 2. 根据英国气象局的定义，将全球分为20个海区，计算得到热带大西洋 SST 与黄河上游流量存在明显的正相关，其滞后1个季的相关系数均通过0.05的水平检验。表明热带大西洋 SST 与西北干旱气候的变化有一定内在联系。
- 3. 通过北半球大气环流与热带大西洋 SST 的滞后相关分析，表明大气对 SST 的最大响应的尺度为3个月左右。值得注意的是，北印度洋上空的环流对热带大西洋 SST 变化有强烈的响应。而且，热带大西洋大气环流与北印度洋大气环流的相关联系在低频遥相关型的波列形式，流量偏少年与偏多年显著不同，反映出大气环流系统的水平空间尺度，偏少年大于偏多年。为了进一步说明大西洋 SST、北印度洋大气环流以及西北地区干旱气候变化相关联的事实，可以把它们之间的联系用图1予以表示



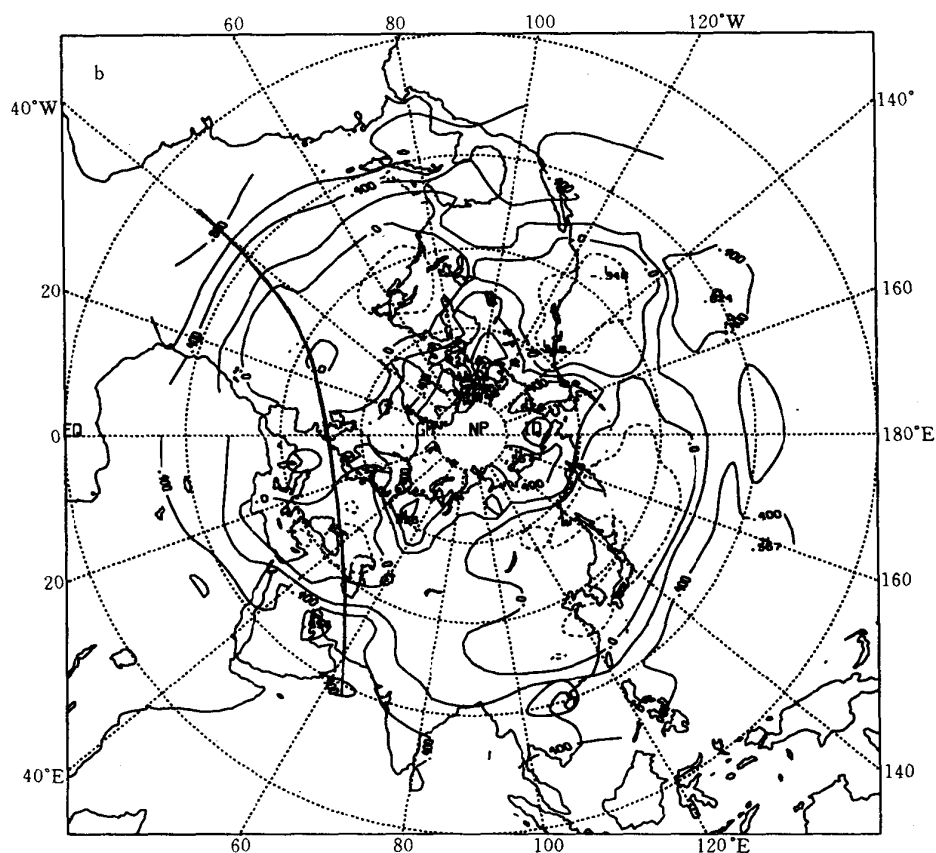


图3 黄河上游流量偏少年(a)和偏多年(b)北半球500hPa位势高度场的点 $10^{\circ}\text{N}, 40^{\circ}\text{W}$ 相关图
粗实线表示低频波列

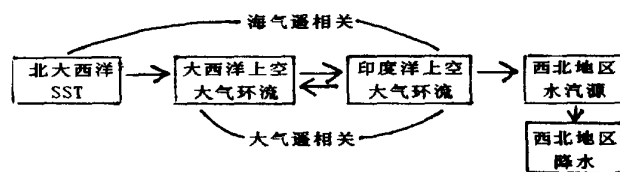


图4 海气、大气遥相关示意图

参 考 文 献

- [1] 叶笃正、曾庆存、郭裕福 当代气候研究 气象出版社 211~233(1991)。
- [2] 国家科学技术委员会,中国科学技术蓝皮书第5号 气候 科学技术文献出版社 274~278(1990)。
- [3] 陈烈庭,东太平洋赤道地区 SST 异常对热带大气环流及我国汛期降水的影响,大气科学, 1(1),1~12 (1977)。
- [4] 章淹等,1983年长江流域的异常大雨与海洋异常,海洋学报, 7(1),21~33 (1985)。
- [5] 陈烈庭等,印度洋和南海海温的变化特征及其与大气环流的某些联系,海洋学报, 7(1),103~110

- (1985)
- [6] 邓爱军等, 印度洋海表温度的时空分布特征及其与我国汛期降水关系的探讨, 大气科学, **13**(4), 393~399 (1989).
 - [7] Sun Guowu et al. Research on Northwest China's Arid Climate is Planned. *Drought Network News*, 1993, **5**(1): 13~14.
 - [8] 孙国武、叶谦 中国西北与亚非其他地区干旱时段的研究, *AMS* 即将发表。
 - [9] 朱炳瑗等, 热带太平洋海温与中国西北夏季降水的关系, 气象学报, **49**(3), 21~28 (1991)。
 - [10] 孙国武、陈葆德, 黄河上游丰水年与枯水年大气低频波的振荡特征, 气象, **12**(3), 15~19 (1986)。
 - [11] 李光元等 西北地区 210 年旱涝特征分析, 本文集。
 - [12] 青藏高原气象科学研究拉萨会战组, 夏半年青藏高原 500hPa 低涡切变线的研究, 科学出版社, 32~45 (1981)。
 - [13] Hoskins, B. J. and Pearce, R. P. , 孙照勃等译, 大气中尺度动力过程, 53~91 (1983)。

THE RELATIONSHIPS BETWEEN LARGE-SCALE ATMOSPHERE-OCEAN INTERACTION AND THE ARID CLIMATE VARIATION OF NORTHWEST CHINA

Sun Guowu Chen Baode Feng Jianying Yu Yaxun

(Lanzhou Arid Meteorological Institute, Lanzhou 730020)

Abstract

The results in this paper indicate that the precipitation in Northwest China have obvious associations with tropical Atlantic SSI. These correlations are presented through the response of the general circulation to the SSI in the tropical Atlantic ocean and the interrelations between the general circulation over the tropical and Northwest Indian ocean.

Key words: Sea Surface temperature (SST), General circulation, Arid climate, Teleconnection.

热带太平洋海温与我国西北地区降水及 500hPa 环流场的分析

冯建英 孙国武 俞亚勋

(兰州干旱气象研究所, 兰州 730020)

提 要

本文采用对两种气象要素场的交叉相关场进行 EOF 分解的方法, 对太平洋表面温度 SST 与我国西北地区降水及北半球 500hPa 环流场进行了相关分析。结果表明, 太平洋 SST 与 2~3 个季度后西北地区的降水存在着显著相关; 赤道太平洋 SST 偏高或偏低可影响 2~3 个季度后西北地区降水的变化。特别是冬季 (1~3 月) 赤道中东太平洋 SST 与夏季 (7~9 月) 西北地区东部降水有明显联系, 这种联系通过北半球 500hPa 大气环流对太平洋 SST 的响应反映出来。

关键词 海面温度 西北地区降水 自然正交分解

一、引 言

国内外大量研究已经表明, 海面温度 (以下简称 SST) 是影响长期天气过程的重要因子之一。热带海洋 SST 的异常不但可以影响低纬天气气候的异常, 也可以对中、高纬天气气候的变化起作用。太平洋 SST 与我国降水的关系, 已有许多学者做了大量的研究, 但绝大多数研究是讨论太平洋 SST 与我国东部地区降水之间的关系^[1~4], 只有少数人关注到太平洋 SST 与我国西北地区降水的联系^[5]。

本文采用 Prohaska^[6]提出的对两种气象要素场之间的相关场进行自然正交分解的方法, 讨论两种要素场的空间分布, 并对太平洋 SST 与西北地区降水及北半球 500hPa 环流场之间的关系进行了分析。所用海温资料为英国气象局 Parker 等人整理的全球海温资料, 降水资料为陕西、甘肃、宁夏、青海 4 省 (区) 19 个站的逐月降水资料, 500hPa 高度场资料为国家气象中心整理的网格点 (5°纬度 × 10°经度) 月平均资料。

二、太平洋 SST 与西北地区降水的联系

英国气象局 Parker 等人将全球海洋划分为 20 个区域, 并整理出每个区域的平均 SST 资料。我们选用其中的太平洋、赤道太平洋 (20°S~20°N) 和赤道东太平洋 (20°S~20°N, 10°W) 以东 SST 的季距平序列, 分别与西北地区 19 个站的季降水距平经 EOF 分解后的第一主成分做相关计算。序列长度为 160 (1951~1990 年) 得到它们之间的降水滞后 SST 0~5 个季度的相关系数如表 1。相关系数均超过了 95% 的信度 ($r_{0.05} = 0.155$), 且 $\tau = 2, 3$ (即降水滞后 SST 2~3 个季度) 相关系数最大, 超过了 99.9% 的信度水平 ($r_{0.001} = 0.253$)。表明太平洋 SST 与我国西北地区降水有较好的联系, 而且存在一个显著的 2~3 个季度的时滞效应。

表1 太平洋 SST 与西北降水的相关系数

区域 滞后季度	太平洋	赤道太平洋	赤道东太平洋
$\tau=0$	0.1895	0.2223	0.1938
$\tau=1$	0.2462	0.2548	0.2416
$\tau=2$	0.3078	0.2715	0.2730
$\tau=3$	0.3207	0.2873	0.2836
$\tau=4$	0.2383	0.2615	0.2578
$\tau=5$	0.2195	0.2295	0.2140

三、SST 与降水的 EOF 分析

以上分析仅是一个较为粗略的相关结果，下面将进一步对太平洋 SST 与西北地区降水进行相关场的 EOF 分析。

设两种要素场分别为 ${}_nX_m$ 和 ${}_nY_k$ 其中 m, k 为两要素场的格点数 n 为样本数，一般设 $m \leq k$ ，则它们之间的相关场为：

$${}_mR_k = \frac{1}{n} {}_mX_n^T Y_k = \begin{bmatrix} r_{11} & r_{12} & \cdots & r_{1k} \\ r_{21} & r_{22} & \cdots & r_{2k} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ r_{m1} & r_{m2} & \cdots & r_{mk} \end{bmatrix}$$

其中 r_{ij} 为第一种要素场第 i 个格点与第二种要素场第 j 个格点之间的相关系数 $i = 1, \dots, m, j = 1, \dots, k$

对 R 场做 EOF 分解 即 ${}_mR_k = {}_mU_n^T Q_k, U_m, Q_k$ 分别表示两种要素场的空间分布特征，它们成对出现，分别表示两种要素场对相关场的贡献，由于相关值的大小和符号取决于 U_m, Q_k 格点值的乘积，因此，当选择信度确定显著相关系数的临界值，并匹配 U, Q 的边界值时，就可以确定两要素场的显著相关区。

本文取 $22.5^{\circ}\text{S} \sim 52.5^{\circ}\text{N}, 122.5^{\circ}\text{E} \sim 87.5^{\circ}\text{W}$ 范围内太平洋 $5 \times 5^{\circ}$ 的 441 个网格点 1951 ~ 1990 年逐月 SST 距平资料 和 2 ~ 3 个季度后 (6 ~ 9 个月) 西北地区降水场之间的相关场进行 EOF 分解，这里 $m = 19, k = 441, n = 480, 95\%$ 的信度的相关系数临界值为 $r_{0.05} = 0.103$ 计算结果表明，西北地区降水滞后太平洋 SST 2 ~ 3 个季度时，它们之间存在着显著相关关系 (图 1)。在图 1 中，EOF 展开得到的第一主成分占总方差的 29.7%。可以看出 太平洋上，赤道以北 SST 与半年后西北大部分地区降水呈正相关，而赤道以南则正好相反，显示出负相关。即 冬季北太平洋 SST 高 南太平洋 SST 低时 西北地区夏季降水多 反之则降水少。第二主成分 占总方差的 27.3% 图略 赤道太平洋地区的 SST 与半年后西北地区东部的降水呈正相关，而与西部降水呈负相关；中高纬太平洋却恰好相反，与东部降水为负相关而与西部降水呈正相关，其中最敏感的地区在赤道中东太平洋以及北太平洋中高纬地区。表明，赤道太平洋地区 SST 高时，半年后西北地区东部降水多而西部降水少，反之亦然。

由于西北地区降水主要集中在夏季。我们以冬季 (1 ~ 3 月) 太平洋 SST 与西北地区夏季 (7 ~ 9 月) 降水的相关场进行 EOF 分解 这里 m, k 同前所述。 $n = 40, r_{0.05} = 0.304$ 计算结果表明，显著相关区位于赤道东太平洋以及西北地区东部，为正相关。图 3 所示为展开后的第一主成分 占总方差的 65.2%) 说明赤道东太平洋冬季的 SST 高时，西北地区东部夏季降水多。

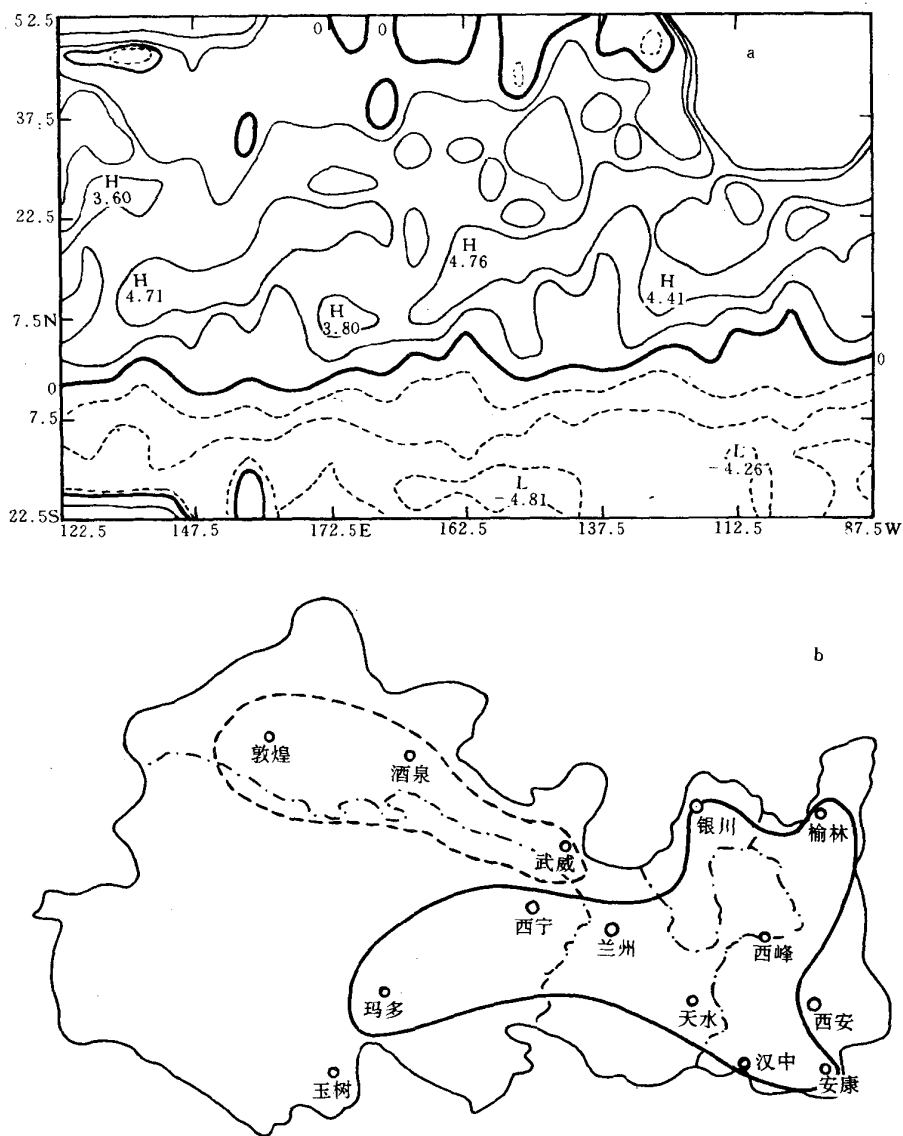


图 1 太平洋 SST 与西北降水相关场 (滞后半年)

a. Q 场 ; b. U 场

四、SST 与 500hPa 高度场的 EOF 分析

为了探讨 SST 与大气环流之间的联系,我们对冬季太平洋 SST 与夏季北半球 500hPa 高度场之间的相关场进行 EOF 分解 这里 $m=288$, k 同前, $n=40$ 。展开后的第一主成分占总方差的 31% 在 SST 场上 显著相关区位于赤道冷水区 即赤道中东太平洋 以及黑潮区 (图略), 而 500hPa 高度场上显著相关区位于低纬度, 最大相关中心位于西太平洋上空 (图略)。说明冬季太平洋上赤道冷水区及黑潮区的 SST 对夏季北半球 500hPa 低纬天气系统如西太平洋副高

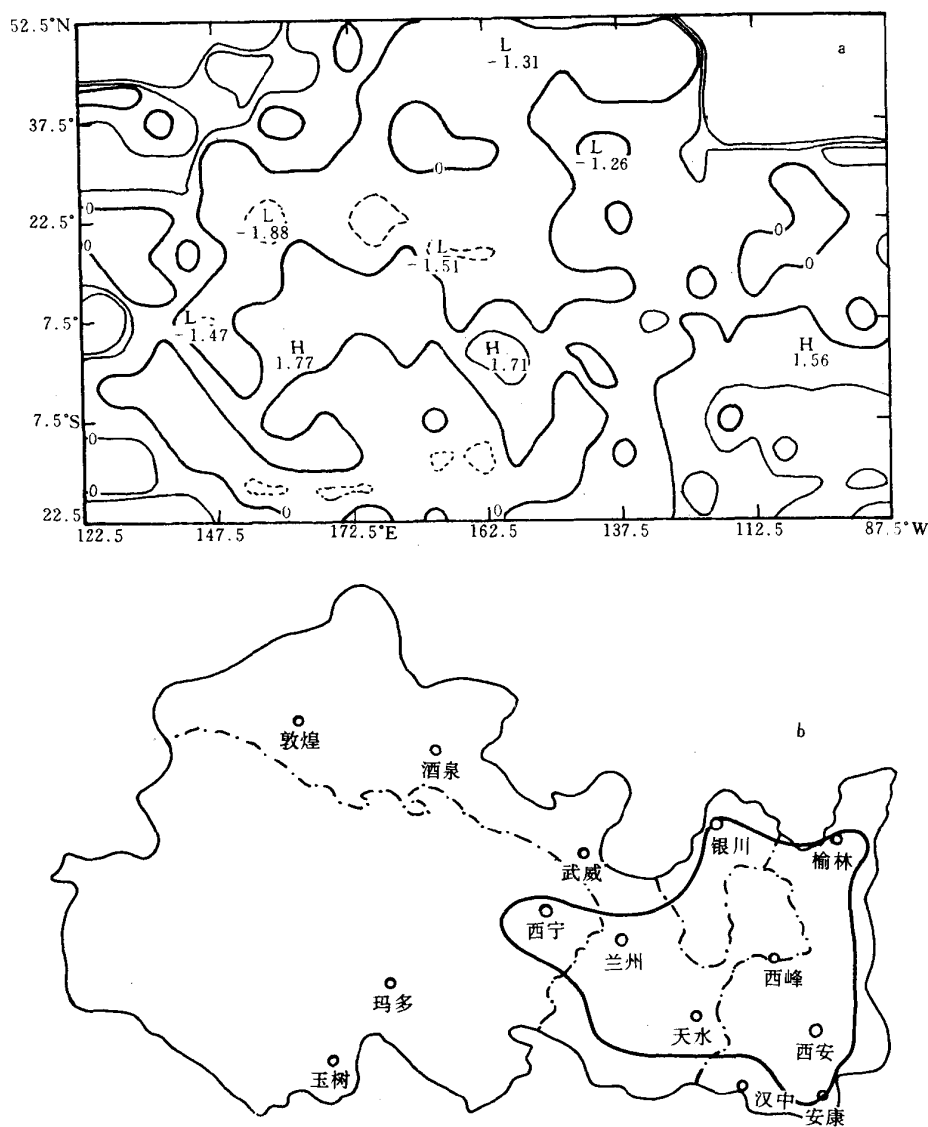


图2 冬季太平洋 SST 与夏季西北降水相关场
a. Q 场 ; b. U 场

等有影响。

为了进一步证实太平洋 SST 对西太平洋副热带高压的影响，我们对赤道东太平洋冬季 SST 与夏季西太平洋副热带高压的强度及西伸脊点位置、脊线位置等进行了统计分析，结果表明，冬季赤道东太平洋 SST 与夏季副热带高压之间有很好的联系，当冬季赤道东太平洋 SST 高时，副热带高压强度大而且偏北西伸；当冬季 SST 低时，夏季副热带高压弱且偏南偏东。图3、图4为冬季赤道东太平洋 SST 与夏季副热带高压面积指数以及西伸脊线位置的时间演变图。可以看出，冬季赤道东太平洋 SST 增高时，夏季副热带高压强且位置偏北西伸，有利于西北地区东部降水增多；反之亦然。

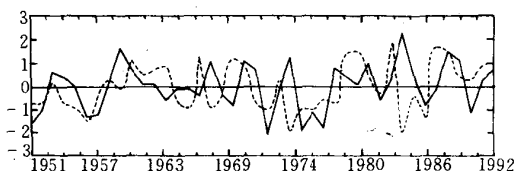


图3 SST 实线 与面积指数 虚线 时间演变图

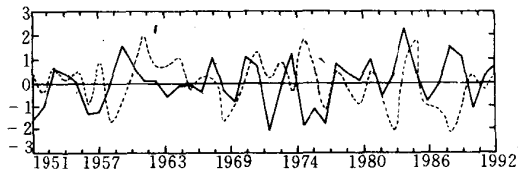


图4 SST 实线 与西伸脊线位置 虚线 时间演变图

五、小 结

综合以上讨论,通过对太平洋 SST 与西北地区降水及 500hPa 环流的分析,得到以下几点结论:

1. 赤道太平洋和中高纬太平洋 SST 的异常可以引起 2~3 个季度后西北地区降水在东西分布上的不均匀 即 赤道太平洋 SST 高时,西北地区东部降水多而西部降水少,反之亦然。
2. 冬季赤道东太平洋 SST 与夏季西北地区东部降水呈正相关,即:冬季赤道东太平洋 SST 异常高时,夏季西北地区东部降水异常增多。
3. 赤道东太平洋 SST 通过影响北半球 500hPa 低纬天气系统如西太平洋副高等改变西北地区降水,冬季赤道东太平洋 SST 高时,夏季西太平洋副热带高压增强且偏北西伸,有利西北地区降水偏多;反之则弱且偏东偏南,不利降水偏多。

参 考 文 献

- [1] 陈烈庭,东太平洋赤道地区海水温度异常对热带大气环流及我国汛期降水的影响,大气科学,1(1),1~12(1977)。
- [2] 长期天气预报组,冬季太平洋海水温度异常对我国汛期降水的影响,中国科学院大气物理研究所集刊第 6 号,海气相互作用与旱涝长期预报,科学出版社,1~11(1978)。
- [3] 吴仪芳、李麦村,江淮旱涝时北太平洋海温异常演变,海洋学报,5(1),19~27(1983)。
- [4] 李麦村等,中国东部季风降水与赤道东太平洋海温的关系,大气科学,11(4),365~372(1987)。
- [5] 唐佑民,我国西北夏季降水异常与太平洋海温季节演变的关系,地理学报,47(5),421~429(1992)。
- [6] Prohaska John T. (1976). A technique for analyzing the liner relationships between two meteorological fields. Mon. Wea. Rev. 104(11) 1345~1353.

AN ANALYSIS OF THE PACIFIC SST AND NORTHWEST CHINA PRECIPITATION AND GENERAL CIRCULATION ON 500hPa LEVEL

Feng Jianying Sun Guowu Yu Yaxun

(Lanzhou Arid Meteorological Institute,Lanzhou 730020)

Abstract

The empirical orthogonal function (EOF) technique can be used to analyze the field of

time cross-correlation coefficients between two meteorological fields. In this paper, the correlation are analyzed among the sea surface temperature (SST) in the Pacific and the precipitation in the northwest China 500hPa circulation over north hemisphere. The results show that there exists significance correlations between the Pacific SST and the precipitation in the Northwest China after 2-3 seasons. High or low of the tropic Pacific SST can influence the variation of the precipitation in the east and center of tropical Pacific in winter (January to March) are clearly associated with the precipitation in the east of Northwest China in summer (July to September). This association appear through the response of 500hPa atmospheric circulation for SST in Pacific.

Key words: Sea Surface Temperature (SST), Northwest China Precipitation, Empirical orthogonal Function (EOF).

青藏高原热状况与青海东部春季降水

孙武林

(青海省气象台 西宁 810001)

提 要

本文选取青藏高原主体上的长波辐射距平指数和高原气温距平指数表征青藏高原热状况，它们都与大气环流和西太平洋副热带高压的活动有着比较密切的关系。普查青藏高原热状况与下一年青海东部春季降水的相关关系，得到4个预报因子，建立回归方程。经预报检验，效果良好。

关键词：长波辐射 高原热状况 春季降水

春季干旱是青海东部气候的重要特征之一。寻找春季降水与上年青藏高原热状况指数的相关关系，从而提出我省东部春季降水趋势的长期预报方案，以利于为农业生产服务。

一、青藏高原热状况指数与大气环流的关系

表征青藏高原热状况有多种方式，如文献[1]等。本文拟采用两种指数：

(一) 长波辐射距平指数

OLR是气象卫星接收地气系统射出的长波辐射，它的大小主要由下垫面和云顶的温度所决定。一般说来在无云或少云区 OLR 较大，在对流发展旺盛的地区 OLR 值较小 所以 OLR 的大小可以反应下垫面的热状况。

本文所用资料 ,1974年6月~1986年6月(1978年3~12月缺测) 来自国家气象局气科院。1989年7月至今的由国家卫星气象中心提供。

统计青藏高原主体上 32.5~35°N,92.5~97.5°E 范围内 5个格点历年各月 OLR 值与该区域内的玛多、达日、清水河、曲麻莱、扎多、五道梁、托托河 7个站历年各月的平均总云量、低云量 计算 OLR 与云量的相关系数 (见表1)。由表1可知 ,OLR 的大小与云量基本呈反相关。

表1 各月 OLR 与云量的相关系数表

月份 项目	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
总云量	-0.57	-0.60	-0.65	0.0	-0.1	-0.53	-0.59	-0.70	-0.54	-0.70	-0.41	-0.54
低云量	-0.25	-0.57	-0.24	0.0	0.0	-0.31	-0.57	-0.67	-0.22	-0.51	-0.27	-0.27

表2 玛多等 7站各月平均云量的标准差 (单位：成数)

月份 项目	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
总云量	0.9	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.7	0.8	0.7	0.7	0.8	1.0	0.2
低云量	0.6	0.6	0.5	0.4	0.5	0.6	0.6	0.7	0.7	0.5	0.5	0.6	0.2

表2为玛多、达日、清水河、曲麻莱、扎多、五道梁、托托河 7站历年各月平均总云量和低云

量的标准差。从表2可知，整个区域各月平均总云量和低云量标准差的量值均在 1成以下 说明在同一地区各月平均云量是变化不大的。

选取青藏高原主体上 30°—35°N、80°—97.5°E 范围内共 21 个格点的历年各月 OLR 距平的平均值，称之为青藏高原 OLR 距平指数（见表 3）。

表 3 历年青藏高原 OLR 距平指数 (w/m²)

月 份 项 目	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年平均
1974						3.9	-3.6	-2.2	4.7	12.3	6.3	-4.6	
1975	-2.1	3.2	9.3	13.1	7.4	5.9	0.5	4.3	-1.8	11.4	7.2	7.5	5.5
1976	7.7	2.5	9.0	11.9	7.4	0.4	12.1	-1.5	0.5	2.3	8.4	5.3	5.5
1977	-1.5	9.5	15.6	0.2	-0.3	0.5	1.1	-6.3	-2.9	-6.5	2.2	-5.5	0.5
1978	-3.5	-2.4											
1979	1.3	-1.1	-6.3	-4.0	4.3	0.4	3.6	4.6	-3.8	-5.5	0.6	-4.3	-0.9
1980	-2.9	-8.7	-3.1	8.8	2.3	-6.1	-10.0	-7.5	-5.8	-10.8	-2.1	-0.6	-3.9
1981	-9.6	-4.6	-6.4	-1.1	0.0	2.9	-9.7	-2.5	3.4	5.4	-2.9	4.1	-1.8
1982	6.0	-9.3	-7.7	-4.2	-6.8	-4.9	5.5	5.2	2.6	-10.2	-6.7	-2.2	-2.7
1983	-2.7	-8.0	-11.3	-18.2	-8.2	-7.7	4.1	2.3	5.6	-3.1	-2.1	1.0	-4.0
1984	2.1	0.1	-4.7	-9.5	-2.5	6.8	-9.8	10.2	1.8	6.2	-8.0	-3.7	-0.9
1985	-6.7	13.2	5.6	2.3	-3.7	-2.1	6.3	-6.8	-4.2	-1.4	-2.9	3.0	0.2
1986	11.9	5.7											
1989							4.1	-6.1	6.3	-0.5	-6.4	-9.6	
1990	6.1	-10.1	10.7	5.4	6.1	18.0	-12.1	1.9	-8.0	-1.7	2.9	11.4	2.6
1991	-8.5	-3.5	3.9	-2.8	-4.0	-35.7	4.4	5.0	1.0	7.5	-12.3	12.1	-2.7
1992	-8.9	-0.6	-5.9	-2.6	-2.0	17.8	3.7	-0.7	0.6	-5.4	15.7	-13.9	-0.2

从表 4 可看出，春秋季节青藏高原 OLR 距平指数与 500hPa 西太平洋副热带高压的面积、强度指数呈反相关，与西太平洋副热带高压西伸脊点、脊线位置呈正相关。尤其 10 月份相关系数达 0.72。说明青藏高原 OLR 距平指数与西太平洋副热带高压在春、秋季的活动存在着密切的关系。

表 4 青藏高原 OLR 距平指数与同期 500hPa 西太平洋副热带高压指数的相关系数

月 份 项 目	4 月	5 月	10 月	11 月
西太平洋副热带高压面积指数	-0.45	-0.51	-0.46	-0.58
西太平洋副热带高压强度指数	-0.51	-0.49	-0.29	-0.36
西太平洋副热带高压西伸脊点	0.52	0.57	0.72	0.59
西太平洋副热带高压脊线位置	0.31	0.25	0.49	0.37

(二 青藏高原气温距平指数

选取青藏高原上 11 个站（见表 5）1959~1992 年各月气温距平的平均值，称之为青藏高原气温距平指数（见表 6）。表中的年均值与文献 [1] 所列年均值的趋势基本一致，相关系数达 0.95。青藏高原的冷暖状况与东亚大气环流、南亚高压和西太平洋副热带高压活动有着密切的关系，

文献[1]已经阐述，本文不再叙述。

表5 青藏高原 11个测站的海拔高度表 (单位 m)

站名	安多	班戈	那曲	定日	达日	玛多	清水河	曲麻莱	扎多	五道梁	托托河
高度	4800	4700	4507	4300	3968	4272	4415	4231	4068	4612	4533

表6 历年青藏高原气温距平指数 (℃)

月 份 项 目	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年平均
1959	0.8	-2.0	-0.4	0.4	0.2	-0.5	1.3	-0.4	-2.5	-0.9	1.1	1.4	-0.1
1960	-1.3	1.0	0.8	0.1	0.7	0.3	0.3	-0.3	0.8	-0.6	1.5	1.1	0.4
1961	1.8	0.1	-0.2	0.5	-0.6	1.5	0.6	0.8	0.0	1.9	-0.9	-3.3	0.2
1962	-1.5	-1.5	-2.4	0.5	-0.9	0.3	0.2	-0.5	0.6	-0.1	1.4	-0.5	-0.4
1963	-2.0	-0.7	-1.0	0.3	0.4	-0.5	0.2	0.4	0.7	-0.7	-2.0	-2.7	-0.6
1964	-0.1	0.8	0.2	1.4	-0.3	-0.5	-0.1	-0.2	0.8	2.1	1.0	0.9	0.5
1965	0.8	0.2	-1.9	-0.1	0.2	-0.4	-0.7	-1.3	-0.8	-1.2	-1.5	-0.8	-0.6
1966	-0.5	1.4	1.5	0.0	0.8	-0.4	0.5	0.8	-0.8	-2.0	0.1	0.7	0.1
1967	0.2	0.0	-0.9	-0.8	-0.1	-0.8	0.0	0.4	-0.1	-1.3	-2.2	-1.5	-0.6
1968	-0.9	-2.1	-0.2	-0.9	-0.2	-0.4	-0.6	-0.6	0.7	-1.7	-0.2	1.9	-0.4
1969	1.6	1.9	1.6	0.4	1.1	-0.1	-0.2	-0.1	0.0	-0.5	0.9	0.7	0.6
1970	-0.1	-1.4	-0.4	-0.9	0.0	-0.3	0.4	0.1	0.5	-0.2	-0.6	1.2	-0.1
1971	-0.6	-1.0	-0.1	0.9	-1.1	-0.1	0.5	-0.1	0.8	0.4	-1.3	-1.5	-0.3
1972	2.9	0.6	1.9	-0.7	1.0	0.4	1.9	1.3	-0.5	-0.4	-3.0	0.8	0.5
1973	2.3	0.4	0.8	0.6	0.3	-0.7	0.0	-0.1	0.6	-0.2	-1.5	-1.5	0.1
1974	0.7	2.1	0.1	0.5	0.1	0.4	-0.4	0.0	-0.3	2.8	0.5	0.3	0.6
1975	-1.3	-1.2	-0.2	0.4	-0.6	1.1	-0.2	0.4	0.8	2.1	0.9	-0.3	0.2
1976	0.1	1.4	0.5	-0.2	-0.5	-0.4	-2.2	-0.8	-0.6	-0.5	3.0	1.9	0.1
1977	2.1	0.0	0.3	-0.1	-2.0	-1.0	0.2	0.0	0.8	-1.0	-0.7	-1.2	-0.2
1978	-3.5	-0.5	-0.4	-0.4	0.1	-0.1	0.1	-0.1	-0.5	0.5	0.4	0.6	-0.3
1979	1.7	-0.5	-1.0	1.4	2.1	0.2	-1.4	0.5	-1.6	-0.9	1.5	-1.0	0.1
1980	-0.7	0.8	0.2	0.3	0.0	-0.3	-0.4	-0.4	0.3	-1.2	1.3	1.5	0.1
1981	-0.4	1.4	-0.2	-0.3	0.0	1.1	1.0	1.6	0.3	1.0	-0.9	-0.5	0.3
1982	1.8	-1.3	0.2	-1.2	-0.8	-0.6	0.1	0.3	0.4	0.0	0.7	-0.4	-0.1
1983	-2.0	-4.0	-1.0	-1.9	-0.5	-0.7	0.0	-0.3	0.7	0.8	-0.5	0.1	-0.8
1984	0.0	2.3	1.6	1.1	0.3	0.6	-0.6	-1.1	-0.4	1.5	-0.4	3.3	0.7
1985	0.0	-0.9	2.1	0.1	0.5	-0.2	-1.0	1.2	-0.3	-1.0	-4.5	-1.4	-0.5
1986	-3.7	-1.8	-0.8	-0.1	0.2	0.2	0.2	-0.5	-1.3	-1.2	1.7	1.9	-0.4
1987	0.9	2.4	0.5	0.1	-0.4	2.0	-0.2	-0.8	-0.5	-0.1	1.9	-1.0	0.4
1988	0.4	2.6	0.9	-0.1	0.4	0.7	0.9	0.5	0.2	2.3	1.3	2.1	1.0
1989	-0.4	0.4	0.7	-1.4	0.1	0.7	0.7	0.0	1.5	1.3	1.2	-1.3	0.3
1990	2.3	0.8	-1.0	-1.1	-1.0	-0.1	0.1	-0.1	-0.4	-0.2	1.5	1.9	0.2
1991	-1.4	2.4	1.6	-0.1	0.8	1.4	1.1	0.2	-0.1	1.0	0.5	1.0	0.7
1992	-0.3	-2.5	0.8	1.1	0.1	0.1	-1.4	0.0	1.0	-0.8	-0.1	0.2	-0.2

二、青海东部春季降水的预报方案

(一) 预报对象

青海东部春季 3~5月降水量逐月递增迅速，据统计 4月降水量是 3月的 2.9 倍，5月降水量又是 4月的 2.2倍。5月降水量占 3~5月总量 62%。由此可见春季干旱与否主要决定于 5月份降水量的多少 而 5月份是我省东部农业区主要粮食作物——春小麦分蘖、拔节的关键生长时期。所以选取 5月降水量为预报对象。 Y_1 为海东和西宁市 5月降水总量（8个站）； Y_2 为西宁、海东、海北、海南、黄南北部 5月降水总量（18个站）； Y_3 为果洛、海南南部、黄南南部 5月降水总量（6个站）。 Y_1 、 Y_2 所指地区是我省主要的粮食产地， Y_3 所指的是黄河上游主要产粮地区，水电部门非常重视，这些地区都是我们预报服务的重点。

(二) 预报因子

普查上年青藏高原 OLR 距平指数、青藏高原气温距平指数与青海东部 5月降水的相关，选取以下 4个预报因子：

- X_1 上年 8月青藏高原 OLR 距平指数 相关系数为 0.65，
- X_2 上年 11月青藏高原 OLR 距平指数 相关系数为 -0.58，
- X_3 上年 10月青藏高原气温距平指数 相关系数为 0.44，
- X_4 上年 9月青藏高原 OLR 距平指数 相关系数为 0.37。

(三) 建立回归方程

确定预报对象和预报因子后建立的回归方程为

$$Y_1=336.7+1.4X_1-1.5X_2+4.3X_3-0.1X_4$$
$$Y_2=770.8+3.1X_1-3.0X_2+5.9X_3+0.1X_4$$
$$Y_3=311.6+3.6X_3+0.3X_1-0.3X_2-0.3X_4$$

(1)

(2)

(3)

(四) 预报检验

从表 7 可知，1992 年 5 月降水量预报的 Y_1 、 Y_2 、 Y_3 的误差均未超过 10% 评定为正确。

表 7 1992 年 5 月降水量预报检验

项 目 对 象	预报值(mm)	实况(mm)	误差(%)	评 定
Y_1	636	606	5	正 确
Y_2	1352	1233	10	正 确
Y_3	401	401	0	正 确

三 、 结 语

1. 应用卫星接收的青藏高原 OLR 距平指数和青藏高原气温距平指数表征青藏高原的热状况是可行的。它们都与大气环流、西太平洋副热带高压的活动有着比较密切的关系。
2. 为了农业生产服务的需要，选取青海东部地区 5月降水量为预报对象，普查前期青藏高原 OLR 距平指数和青藏高原气温距平指数的相关，得到 4个预报因子，建立了回归方程。经 1992 年 5 月降水预报检验，效果良好。

参 考 文 献

[1] 白肇烨、徐国昌等 中国西北天气 气象出版社，181~185(1988)。

THE RELATIONSHIP BETWEEN HEATING CONDITIONS OVER THE QINGHAI-XIZANG PLATEAU AND RAINFALL IN SPRING IN THE EASTERN PART OF QINGHAI PROVINCE

Sun Wulin

(Meteorological Observatory of Qinghai Province, Xining 810001)

Abstract

In this paper, we chose indexes of OLR departure and air temperature departure to express heating conditions over the Qinghai—Xizang Plateau. They are close relating to the air circulation and subtropical high. The correlation between the heating conditions over the Qinghai—Xizang Plateau and the rainfall next spring in the eastern part of Qinghai Province is studied. The four prediction factors are gained and regression equations are set up. Tested result is very good in 1992.

Key words: OLR, Plateau heating conditions, Rainfall in spring.

印度洋海温与西北汛期旱涝气候预测研究

秦宁生

(青海省气象科学研究所, 西宁 810001)

卫捷

(兰州高原大气物理研究所 兰州 730000)

吴永森

(青海省气象科学研究所, 西宁 810001)

提 要

本文通过对印度洋 ($7.5^{\circ}\text{N}\sim 42.5^{\circ}\text{S}$, $22.5^{\circ}\sim 117.5^{\circ}\text{E}$) 189个网格点 1951~1989年海面温度距平资料的自然正交分解, 发现印度洋海面温度对西北地区汛期降水有影响的四个敏感区, 这些敏感区与印度洋的主要海流区是对应的。对印度洋海面温度与西北地区汛期降水的相关普查, 得出这些敏感区的海温变化与西北汛期旱涝有极好的对应关系。

关键词: 印度洋 海面温度 季风 西北汛期旱涝

一、前 言

海面温度的变化, 是造成大范围天气、气候异常的重要因素。我国西北大部分地区和青藏高原, 夏季受西南季风的影响已为越来越多的事实所证实。尤其是汛期降水, 主要是由西南季风自印度洋北部的阿拉伯海和孟加拉湾带来的水汽所形成, 西南季风的强弱和爆发的迟早, 往往决定了西北大部分干旱地区夏季的干旱或多雨。国内对印度洋海温的变化与我国天气气候的关系已有过一些研究, 并取得了一些研究成果^[1,2]但是 印度洋海温变化对我国西北地区和青藏高原汛期降水的影响研究较少。本文首先应用自然正交函数分解 (EOF) 方法 分析了印度洋海面温度的时空分布特征, 普查了西北区 (30个代表站)^[3]汛期降水与前期印度洋海温的相关关系。发现: 青海、甘肃、宁夏南部、陕西西部 (以下简称西北地区) 汛期降水的多少与印度洋海温的关系十分密切, 尤其是南印度洋海温的变化对预测上述地区汛期降水不但有着十分显著的指示意义, 而且海温变化超前时间较长, 这为我们制作年度、季度气候预测提供了有利条件。此外我们还分析了印度洋海温的变化特征与西北地区汛期降水关系密切的原因, 是海温特征影响了环流, 而环流特征则决定了印度西南季风爆发的迟早和强弱。

本文所用印度洋海温资料取自 1951~1989 年全球 $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ 。逐月海表温度距平资料, 在印度洋 ($7.5^{\circ}\text{N}\sim 42.5^{\circ}\text{S}$, $22.5^{\circ}\sim 117.5^{\circ}\text{E}$) 范围内共选取 189个网格点; 西北区降水资料是根据文献 [3]中给出的结果, 即通过对陕、甘、宁、青 131个台站 1959~1991年逐月降水资料进行聚类分析后选取 30个代表站的 6~8 月降水 (表 1), 作为汛期降水资料序列。

表1 西北陕、甘、宁、青代表站

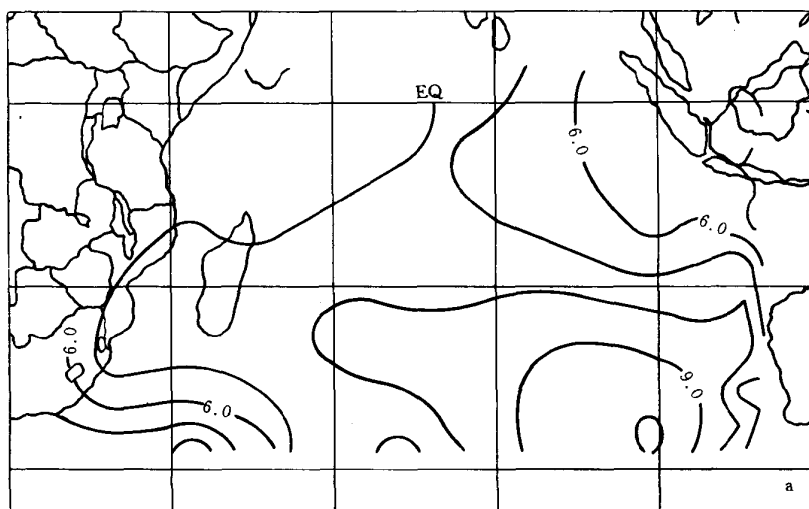
序号	站名	序号	站名	序号	站名	序号	站名	序号	站名	序号	站名
1	西宁	6	大武	11	武威	16	合作	21	西安	26	石嘴山
2	祁连	7	清水河	12	兰州	17	榆林	22	略阳	27	银川
3	共和	8	都兰	13	定西	18	延安	23	宁陕	28	同心
4	同德	9	玉门	14	西峰	19	宝鸡	24	紫阳	29	固原
5	泽库	10	张掖	15	天水	20	铜川	25	商县	30	泾源

二、印度洋海面温度的时空分布特征与海流

在 $7.5^{\circ}\text{N}\sim 42.5^{\circ}\text{S}$, $22.5^{\circ}\sim 117.5^{\circ}\text{E}$ 的印度洋范围内选取 189 个格点的 1951~1989 年逐月海面温度距平资料, 组成一个 468×189 的矩阵进行 EOF 分解, 其前三个特征向量累计方差为 46.7% (方差贡献分别为 31.9%、8.5%、6.3%)。从理论上讲, 这种特征向量场是可以描述某一物理量场的基本空间特征的。

第一特征向量图 1a 是印度洋海面温度距平场第一特征向量的空间分布, 由图可见它在南纬 17.5° 以南, 有两个高值中心, 分别位于澳大利亚西南部 ($22.5^{\circ}\sim 37.5^{\circ}\text{S}$, $82.5^{\circ}\sim 112.5^{\circ}\text{E}$) 和印度洋阿古拉斯海流区 ($22.5^{\circ}\sim 32.5^{\circ}\text{S}$, $37.5^{\circ}\sim 52.5^{\circ}\text{E}$), 说明了这两个海区的面温变化最为显著。图 1b 是第一特征向量对应的时间系数逐月多年平均值, 从中可以看出: 从 2 月至 6 月呈上升趋势, 6 月至次年 2 月为下降趋势, 说明了 2 月至 6 月南印度洋海面温度变化较大, 尤其是 5 月至 6 月处于秋冬的过渡季节其变化最大。这个时期也正是北半球印度西南季风爆发时期, 我们将在本文第四部分进一步讨论这个问题。

第二特征向量: 其空间分布图 (图略) 解释了该区海温变化总方差的 8.5%。十分明显, 正负两个特征向量值最大的地区, 一个在 22.5°S , 95.7°E 附近, 为正中心区; 另一个在 37.5°S , 62.5°E 附近, 为负中心区。仔细分析, 不难发现, 这两个正负海温特征向量中心区恰与南赤道海流和南印度洋西风海流区对应, 这说明第二特征向量所表征的南印度洋海面温度变化的这种南北分布特征和印度洋海流的分布有着密切联系。第二特征向量对应的时间系数逐月多年平均值表明: 4 月、10 月、11 月为正值, 其它月份均为负值。6 月负值最大。



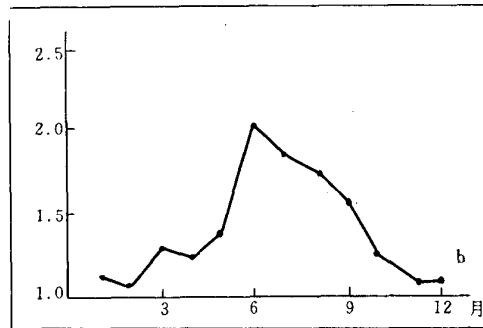


图1 印度洋海温距平第一特征向量场空间分布 (a) 及对应的时间系数逐月多年平均值 (b)

第三特征向量的方差贡献为 6.3%，其空间分布特征在南印度洋海流圈中心地区是负值区，其东北部和西南部为正值（图略）。第三特征向量的时间系数逐月多年平均值变化均为正值，以 5~6 月、10~11 月变化最大。

从上面计算的结果来看，南印度洋是印度洋海面温度变化的主要地区，因此在研究印度洋对我国天气、气候的影响时，南印度洋是一个十分重要的地区；南印度洋海面温度的空间分布特征具有非常明显的地域性，其特征向量的最大值区恰恰是印度洋一些主要的海流区。从时间系数变化来看，南半球的春到夏和秋到冬过渡季节变化最大，而这些过渡季节又恰是北半球印度西南季风的爆发和消退时期。

三、印度洋海温变化与我国西北地区汛期降水

把印度洋 189 个格点海面温度距平与西北区的 30 个代表站汛期（6~8 月）降水量作相关计算，结果发现自前一年元月至当年 5 月，印度洋海温与西北地区汛期降水均以正相关为主，且持续性十分明显。前一年 1~2 月，有两个明显的相关系数高值区，一个在澳大利亚西部（ $12.5^{\circ}\sim 27.5^{\circ}\text{S}$, $87.5^{\circ}\sim 107.5^{\circ}\text{E}$ ），另一个在阿古拉斯海流区（ $7.5^{\circ}\sim 22.5^{\circ}\text{S}$, $42.5^{\circ}\sim 57.5^{\circ}\text{E}$ ）相关系数最大中心达 0.55 以上（ $\alpha=0.01$ ）（图 2（a）），说明相关是显著的。3~4 月仍以正相关为主，但相关系数有所减小。5 月份开始，首先在南赤道海流区，出现一个大的正相关区，随着时间的推移该正相关区逐渐向南移动，强度逐渐增强，到 9 月份达到最强，中心稳定在南印度洋海流中心附近（ $12.5^{\circ}\sim 22.5^{\circ}\text{S}$, $67.5^{\circ}\sim 72.5^{\circ}\text{E}$ ），相关系数最大达到 0.61（ $\alpha=0.01$ ）（图 2（b））。10 月份以后相关系数有所减小，但到了当年 2 月正相关区逐渐扩大并加强，3 月份达到最强，相关系数达到 0.59（ $\alpha=0.01$ ），中心区位于 $12.5^{\circ}\sim 17.5^{\circ}\text{S}$, $67.5^{\circ}\sim 77.5^{\circ}\text{E}$ （图 2c）。

通过对印度洋海面温度 EOF 分解和相关系数的计算，结合印度洋海流的分布，可以看出这样一些事实：印度洋海面温度 EOF 分解前三个特征向量所表征的海面温度距平变化的最大值区，正好对应南赤道海流、阿古拉斯海流。南印度洋的西风海流区，以及上述三支海流环绕的中心地区。印度洋海面温度与西北地区汛期旱涝相关系数最大的地区也正是这些地区。因此，我们把这些地区称作印度洋对西北地区旱涝影响的敏感区（图 3）。

图 4 是第 2、3、4 敏感区 9、10、11 月海面温度距平与西北地区汛期降水距平的历年变化曲线，从中我们不难看出：汛期西北地区旱涝与前一年 9~11 月三个敏感区海面温度变化的一致性，

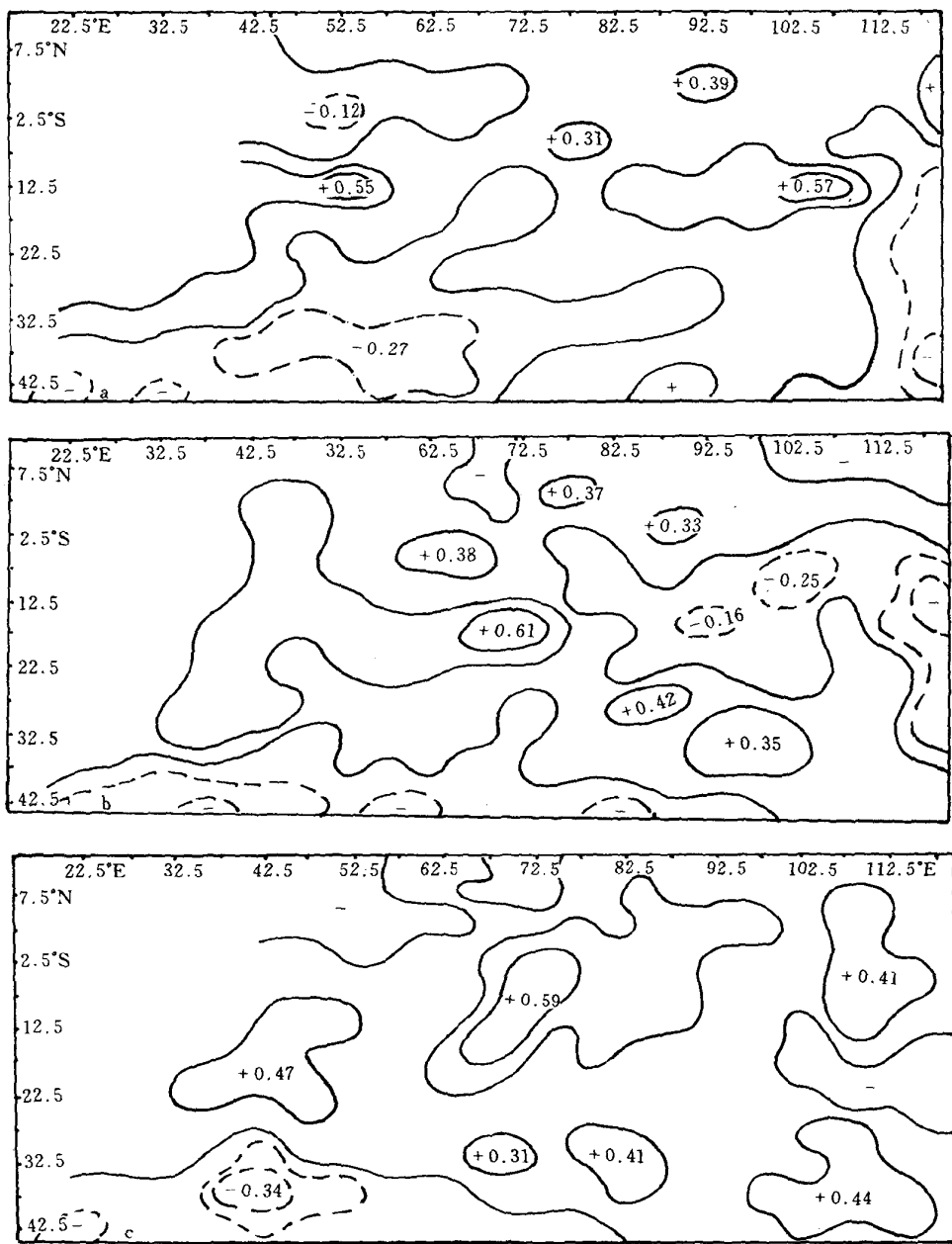


图2 西北区汛期降水与前期印度洋海温相关系数图

尤其是多雨年和干旱年的对应关系十分明显。1~4月南赤道海流区（即第一敏感区）海面温度的变化与当年夏季旱涝关系更为密切，以3月海面温度距平与西北地区汛期降水距平为例，作历年演变曲线（图5），不难看出两者变化的一致性。

四、南印度洋海温与西北地区旱涝相关机制的讨论

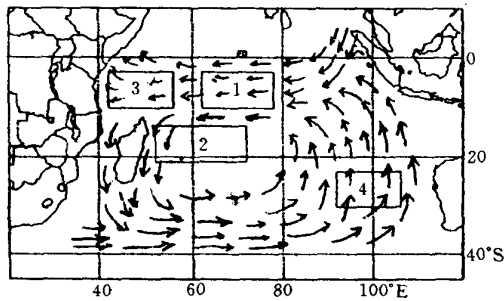


图3 印度洋对西北地区旱涝影响的敏感区

南印度洋海面温度与我国西北地区夏季旱涝关系十分密切，由图6、图7可以直观地看出：西北地区的旱涝与南印度洋海面温度的变化30年以来的资料显示出一致性，即南印度洋一些地区海面温度长期偏高，则我国西北地区夏季多雨，反之，南印度洋海面温度偏低，则我国西北地区夏季少雨，甚至发生干旱。下面从南半球大气环流系统的演变与印度西南季风的联系加以讨论。

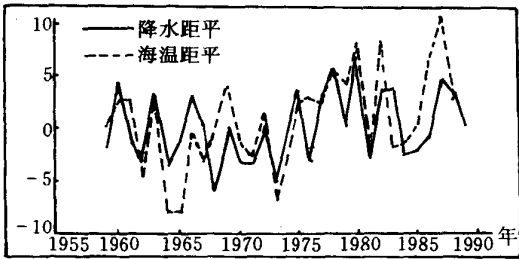


图4 第2、3、4敏感区9、10、11月海面温度距平与西北汛期降水距平的历年变化曲线

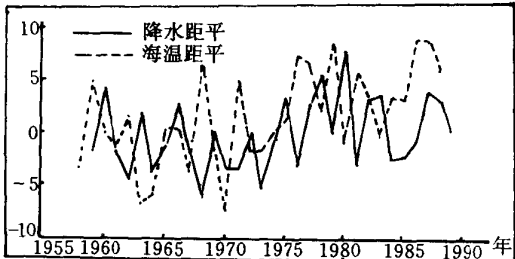


图5 第1敏感区3月海面温度距平与西北汛期降水距平的历年变化曲线

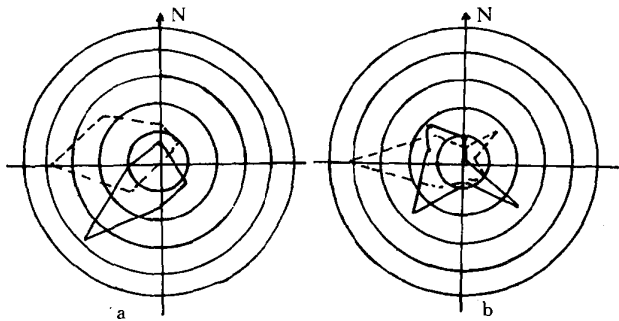


图6 西北地区少雨年(·····)和多雨年(——)印度孟买6月风的玫瑰图
a. 1962年、1964年 b. 1966年、1967年

(一) 印度西南季风与西北地区旱涝的分析

在日常短期天气预报工作中，从卫星云图上可以十分清楚地看到：西北地区雨季经常有热带云团成片地自阿拉伯海和孟加拉湾经印度西部和孟加拉国移入青藏高原，在一些特定的环流形势下北上造成西北地区大范围降水。这些热带云团实际上是亚洲南部热带季风云带的组成部分，它们移入青藏高原是受印度高空西南气流的引导所致。我们知道亚洲南部的热带季风云带是全球最大的云带之一，每年5月份该云带由赤道附近北上到达喜马拉雅山南麓，这个热带季风云带的北进和印度西南季风的强弱、爆发的迟早都有着十分密切的关系。为此，我

们对我国西北地区的少雨年和多雨年对应的印度季风的强弱和迟早进行了分析。图6给出了西北地区两个少雨年和两个多雨年印度孟买6月风的玫瑰图，图中虚线是西北地区干旱年(以1962、1966年为例)6月份各风向频率，实线则是多雨年(以1964、1967年为例)6月份各风向频率，从中清楚地看到我国西北地区的少雨年孟买6月份最大风向频率为西风，其次为西北风和东北风；多雨年最大风向频率均为西南风，其次为东南风。多雨年6月份偏南风的日数(包括SW、S、SE风)占59%以上，而少雨年偏南风日数占25%以下。印度西南季风一般都

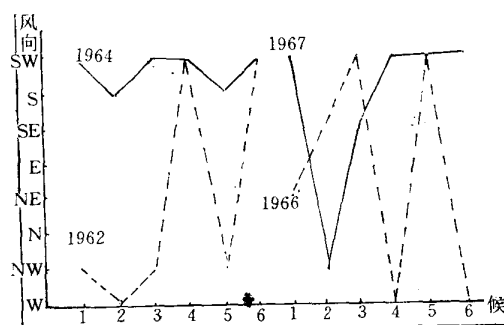


图7 西北地区少雨年(……)和多雨年(——)印度孟买6月各候盛行风向曲线图

自6月开始盛行，西南风的频率可以看成为西南季风的强弱。印度西南季风发生的迟早和维持，同样也与我国西北地区的多雨或少雨关系密切。图7是上面两个多雨年和两个干旱年6月份6个候的盛行风向曲线图，可以看到：1962年和1966年两个干旱年孟买700hPa开始盛行西南风分别在第四候和第三候，而且整个6月只有两个候盛行西南风；而多雨年的1964年和1967年则是6月第一候开始盛行西南风，中间虽然有所间断，但全月基本盛行的仍然是偏南风。由此可见我国西北地区汛期降水的多少与印度西南季风的关系十分密切。

(二) 印度洋海温与印度西南季风

印度洋海温与印度西南季风的强弱和发生的迟早与西北地区降水的密切关系，前面已经根据实际资料得到了证实。下面我们将从南北印度洋的季风和环流与海温的关系进行一些探讨。季风是行星尺度的环流系统，印度西南季风起源于南印度洋，主要的一支在非洲东海岸北上跨过赤道到达南亚和印度半岛地区，另一支在澳大利亚西岸北上跨过赤道到达南亚地区和中南半岛。这些偏南气流携带了南印度洋与赤道海洋的大量水汽，在上述地区及我国东部甚至青藏高原与我国西北地区造成降水。与印度西南季风有关的天气系统在两半球概括起来有以下几个^[4]：

1. 南半球的马斯克林高压
2. 印度北部的季风槽
3. 索马里低空急流
4. 印度北部的季风云带
5. 青藏高压
6. 热带东风急流

5~6月南半球正值秋末冬初。西风带向低纬扩展并加强，促使马斯克林高压退向较低纬度，这样与印度的季风槽之间构成很强的南北向气压梯度，于是形成了南印度洋越赤道偏南气流，该气流到达印度半岛即为印度西南季风。由此可见，印度西南季风的爆发和强弱，直接相关于南半球的马斯克林高压。南印度洋海温的分布特征又会直接影响马斯克林高压的强弱，在南印度洋的20°S、40°E~80°E附近海域(即我们所指的第二敏感区)出现持续海温正距平时，受下垫面热力影响，马斯克林高压将会加强，从而南北气压梯度进一步加大，索马里急流和印度西南季风加强，而且爆发的时间也将提早。反之，上述地区海温持续出现负距平，马斯克林高压相对较弱，其越赤道气流即印度西南季风也较弱，我国西北地区汛期降水就会减少，甚至发生

干旱。

五、结 论

青藏高原和我国西北地区汛期降水受西南季风影响十分显著,西南季风爆发的迟早和强弱受南印度洋海面温度的制约,所以南印度洋海面温度在西北地区夏季干旱与多雨的年度和季度气候预测中,是一个非常重要的因素。

参 考 文 献

- [1] 孙照渤等,冬季热带西太平洋和印度洋的海表温度与大气环流和中国天气的关系,长期天气预报和日地关系研究,海洋出版社 1992。
- [2] 邓爱军等,印度洋海表温度的时空分布特征及其与我国汛期降水关系的探讨,大气科学, 4, 393~399 (1989)。
- [3] 吴永森等 陕、甘、宁、青干旱序列年表及其气候特征,本文集。
- [4] 丁一汇,高等天气学,气象出版社,1993。

THE RESEARCH OF SST OVER INDIAN OCEAN AND THE PREDICTION OF DROUGHT/FLOOD CLIMATE IN NORTHWEST CHINA IN FLOOD PERIOD

Qin Ningsheng

(Institute of meteorology of Qinhai province,Xining 810001)

Wei Jie

(Lanzhou institute of plateau atmospheric physics,Lanzhou 730000)

Wu Yongsen

(Institute of meteorology of Qinhai province,Xining 810001)

Abstract

In this paper, the EOF method is used to analyze sea surface temperature departure over Indian Ocean ($7.5^{\circ}\text{N}\sim 42.5^{\circ}\text{S}$, $22.5^{\circ}\text{E}\sim 117.5^{\circ}\text{E}$). The time period extended from 1951~1989. Results show there are four sensitive area over Indian Ocean which influence on Northwest China precipitation in flood period. These area are contacted with main ocean current over Indian Ocean. Further, using correlation analysis, the correlation coefficient between SST over Indian Ocean and precipitation of Northwest China are calculated. The results show: SST of the sensitive area are corresponded well with drought/flood of Northwest China in flood period. Final, the relation of SST over Indian Ocean and Indian monsoon are discussed.

Key words: Indian Ocean, SST, Monsoon, Drought/flood in flood period.

强火山爆发、厄尼诺事件与西北地区夏季降水

杨文峰 李兆元

(陕西省气象科学研究所, 西安 710015)

李星敏

(陕西省农业遥感信息中心, 西安 710015)

提 要

本文研究强火山爆发、厄尼诺事件与西北地区夏雨季的关系, 结果表明: 强火山爆发的次年, 西北地区夏雨季降水基本为偏多; 厄尼诺事件的当年西北地区夏季降水基本为偏少; 而次年大多为偏多。

关键词: 西北地区 夏雨季(6~9月)降水 强火山爆发 厄尼诺事件

一、引 言

火山活动对气候的影响, 已有许多研究^[1,2], 强火山爆发时, 把大量火山灰喷入平流层, 0.5~1年内即可扩展到全球, 从而影响气候变化。厄尼诺事件的发生将引起大气环流异常, 但一地区的气候异常和若干遥远地区气候异常有比较密切的相关, 即常说的遥相关。因此厄尼诺事件与许多地区的降水、温度异常有关, 这方面的研究较多^[3,4]。西北地区地形复杂, 气候类型多样, 各地降水的差异很大。所以以往研究不多, 本文尝试把整个西北地区当作一个整体, 力图建立一个西北地区夏雨季(6~9月)降水序列, 来反映整个西北地区总体夏雨季降水变化规律, 并寻找强火山爆发、厄尼诺事件与它的关系, 找出对整个西北地区夏雨季降水较具物理意义的因素, 以提高该地区的气候预报准确率。

二、资料和方法

选取西北地区分布比较均匀的147个台站, 1960~1990年夏雨季(6~9月)历年降水资料。由于西北地区总体来说, 年降水主要集中在夏雨季。因此选用文献[5]所划分的中心降水区的17个中心站, 求出各自的降水距平百分率, 以消除地理差异对各中心台站的影响, 更好地反映各中心区的干旱程度。对17个降水距平百分率序列求平均, 所得到的序列作为整个西北夏雨季降水序列。强火山爆发^[6](指其强度达到 Sapper 提出的火山喷发物总体积超过 10^8m^3 的标准), 厄尼诺事件资料取自文献[6]。

自然正交函数展开是把一个要素场分解为不随时间变化的空间函数和反映场的时间变化的时间函数, 具体方法可参考文献[7]

趋势分析采用三次多项式来拟合, 即

$$y(t) = a_0 + a_1t + a_2t^2 + a_3t^3$$

使用极大熵谱分析周期。

三、西北地区夏雨季降水序列的代表性及特点

西北地区夏雨季降水序列，由它的得到过程不难看出其具有较强的气候统计意义。为进一步说明它的代表性，我们对西北地区147个台站夏雨季降水场进行自然正交展开，得到时间模态，由于资料场是标准化场，所以又可以叫主分量。前五个主分量所占方差贡献及西北地区夏雨季降水序列与各主分量的相关性，如表1。

表1 西北地区夏雨季主分量所占方差及与西北地区夏雨季相关性

主分量	1	2	3	4	5
个别方差贡献	23.82	14.80	8.84	6.77	5.55
累积方差	23.82	38.62	47.47	54.79	59.79
与西北夏雨季降水相关系数	0.63	0.53	0.38	0.17	0.001
相关系数超过的信度	0.999	0.99	0.95		

由表1，前五个主分量占总方差的近60% 第一主分量占近1/4 西北地区夏雨季降水序列与第一、二、三主分量关系较好 相关系数分别为 0.63,0.53,0.38 与第四、第五主分量也是正相关，而主分量之间是线性无关的，即相关系数为零随着主分量所占方差贡献的减小，与西北夏雨季降水序列的相关性减小。前三个主分量相关信度都在95%以上。以上说明西北夏雨季降水序列对整个西北地区夏雨季主要降水特征有很好的反映，因此用它来作为西北地区夏雨季降水有较好的代表性。

用三次多项式拟合西北地区夏雨季降水如图1中虚线。由图1可以看出近30年西北地区夏雨季60年代到70年代初期为降水偏少期，70年代中期到80年代前期为降水偏多期，80年代中期又向降水偏少期转变。

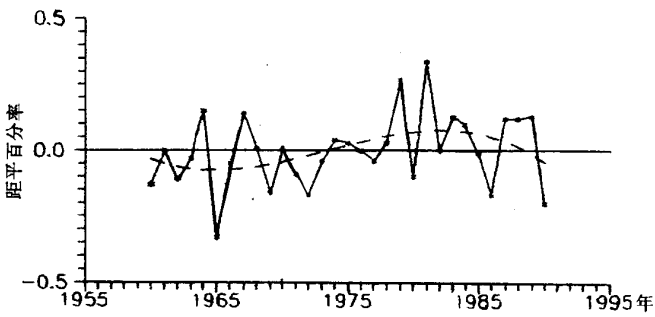


图1 西北地区夏雨季降水距平百分率（实线）及其趋势（虚线）

由极大熵谱对西北地区夏雨季降水及自然正交展开的第一主分量分析如图2可知：西北地区夏雨季明显周期为 3.8, 3.3, 2.0年，第一主分量的明显周期为 7.5, 2.7年，其中 2.7年最为显著，7.5年很微弱，说明第一主分量主要反映西北地区夏雨季降水的准3年特点，准3年周期在西北地区夏雨季降水序列也很明显，这从一个侧面也说明西北地区夏雨季降水序列对西北地区夏雨季降水的代表性。文献 [8] 也论述了西北地区降水准3年周期具有普遍性。

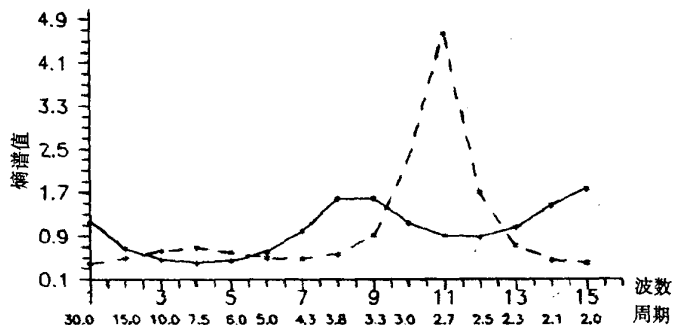


图2 西北地区夏雨季降水距平百分率序列极大熵谱(实线)及第一主分量的极大熵谱(虚线)

四、强火山爆发与西北地区夏雨季降水

强火山爆发的当年和次年,西北地区夏雨季降水情况如表2。由表2知,强火山爆发的次年西北地区夏雨季有5/6的年份降水偏多,有的年份偏多达34%。仅有1/6,即1968年费尔南代娜火山爆发的次年为降水偏少。徐群根据喷发到平流层的火山灰幕长久滞留在平流层,使得中国东部长江以北地区夏季短波辐射加热显著减少,解释了强火山爆发次年中国东部长江以北地区夏季多雨形成的机制^[6],西北地区夏雨季这种多雨现象,还有待于进一步研究。

表2 1960~1990年强火山爆发年表与西北地区夏雨季降水距平百分率

强火山爆发 年 月	火山名	纬度	经度	降水距平百分率 当年	次年
1963.3	阿贡(印尼巴厘岛)	8.5°S	115.5°E	-0.03	0.15
1966.8	阿武(苏拉威西海)	3.5°N	125.5°E	-0.05	0.14
1968.6	费尔南代娜(加拉帕斯)	0.5°N	92°W	0.01	-0.16
1974.10	福来谷	14.5°N	91.0°W	0.04	0.03
1980.5	圣海伦斯(美国华盛顿州)	47°N	122°W	-0.10	0.34
1982.3	厄尔、奇冲(墨西哥)	17°N	93°W	0.00	0.13

五、厄尼诺事件与西北夏雨季降水

用自然正交展开147个站夏雨季降水场得到的第一主分量来与厄尼诺事件找关系。如图3。

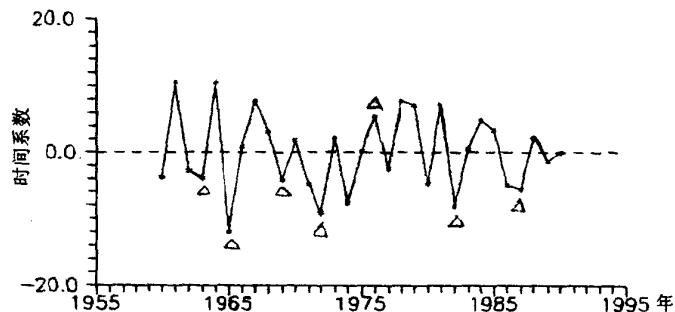


图3 第一主分量变化曲线(实线)及厄尼诺事件发生时间(“△”)

由图 3 可知,厄尼诺事件的当年,即标有 $\triangle$ 有 6/7 为极小值年,仅有 1/7 为极大值年。厄尼诺事件的次年 4/7 为极大值年,2/7 为次极大值年,1/7 为极小值年。以上说明厄尼诺事件的当年,第一主分量相应年份大多为小值年,而次年第一主分量相应年份多数为大值年,当然可以推知厄尼诺事件的当年西北地区夏雨季基本上为降水偏少,而次年则基本为偏多。

六、总 结

本文通过建立西北地区夏雨季降水序列,从而寻找强火山爆发、厄尼诺事件与西北地区夏雨季降水的关系,得到如下几点结论:

1. 用文献[1]所划分的中心降水区得到中心台站的降水序列的距平百分率,求平均得到的西北地区夏雨季降水序列,对整个西北地区夏雨季有较好的代表性。
2. 近 30 年西北地区夏雨季降水趋势为 60 年代到 70 年代初为降水偏少期,70 年代中后期到 80 年代前期为降水偏多期,80 年代中后期又转变为偏少期。极大熵谱分析可知,存在准 2 年、准 3 年、准 4 年的明显周期。
3. 强火山爆发的次年,西北地区夏雨季基本为降水偏多年份,有的偏多可达 34%。
4. 厄尼诺事件的当年,西北地区夏雨季主要表现为降水偏少年,次年则主要表现为多雨年。

参 考 文 献

- [1] 张先恭等,火山活动与我国旱涝、冷暖的关系,气象学报,43(2),196~207(1985)。
- [2] 徐群,太阳活动、火山与长期预报,气象,6(6),7~10(1983)。
- [3] 史久恩、周琴芳,厄尼诺现象与我国夏季(6~8月)降水、气温的关系,气象,4(4),2~6(1983)。
- [4] 姚辉、李栋梁,厄尼诺事件与中国降水及历史旱涝,应用气象学报,3(2),228~234(1992)。
- [5] 杨文峰等,中国西北地区年降水量分区及各区的干旱特征,本文集。
- [6] 叶愈源,太阳活动、火山爆发、ENSO 事件与洞庭湖重大洪涝事件,南京大学学报,129~135(1991)。
- [7] 黄嘉佑,气象统计分析与预报方法,气象出版社,182~184(1990)。
- [8] 白肇烨等,中国西北天气,气象出版社,158~162(1991)。

STRONG VOLCANIC ERUPTION, ENSO EVENTS ASSOCIATED WITH THE WET SEASON PRECIPITATION IN NORTHWEST CHINA

Yang Wenfeng Li Zhaoyuan

(Meteorological Science Institute of Shaanxi Province, Xi'an 710015)

Li Xingmin

(Shaanxi Remote Sensing Information Center for Agriculture, Xi'an 710015)

Abstract

In this paper, according to division results of document [1], Wet season (6~9 months)

precipitation series is obtained from 1960 to 1990 in Northwest China (Shaanxi, Gansu, Ningxia, Qinghai, Xinjiang). The series is correlated with main vector of wet season precipitation which is acquired by using Empirical Orthogonal Function method at 147 stations in the areas. It is proved that the series has representativeness. In the base of this analysis, the association between strong volcanic eruption, ENSO event and wet season precipitation in Northwest China is found. Results show that wet season precipitation is almost more than the normals in the following years of strong volcanic eruption, and is less than the normals in the years of ENSO event, but it is more than the normals in the following years.

Key words: Northwest China, Wet season (5~9 months) precipitation, Strong volcanic eruption, ENSO event.

西北地区旱涝规律及其预报

杨文峰 郭兆夏 李兆元 叶殿秀

(陕西气象科学研究所 西安 710015)

提 要

本文通过对西北地区旱涝等级时间序列的分析,指出本地区的旱涝分布特点及旱涝演变的周期规律,并对旱涝预报方法做了初步探讨,最后做出西北地区旱涝预报。

关键词:旱涝 周期性 预报

引 言

西北地区是夏季风气候的边缘区,是全国水资源较贫乏的地区,大部分地区年降水量在300mm左右,且降水多集中在夏季,年降水变率大,故旱涝灾害常有发生^[1]。本文重点分析本地区旱涝的时间演变规律,并对旱涝预报方法做了初步探讨。

一、资料与方法

本文选取西北五省(陕西、甘肃、宁夏、青海、内蒙)13站(鄂托克、格尔木、张掖、西宁、兰州、天水、银川、榆林、延安、汉中、安康、西安、平凉)的旱涝等级值RN,利用(1)式计算出本区1470~1989年的旱涝等级值NL,做为西北地区的旱涝等级资料。

$$NL_i = \sum_{j=1}^{13} RN_{ij} / M \quad (1)$$
$$(M = 13) \quad (I = 1, 520; J = 1, 13)$$

我们参考、对比1950~1989年旱涝灾情资料,用(2)~(6)式做为划分本区大涝、涝、正常、旱、大旱的标准。

$$\beta \leq -0.29 \quad (2)$$

$$-0.29 < \beta \leq -0.1365 \quad (3)$$

$$-0.1365 < \beta \leq 0.078 \quad (4)$$

$$0.078 < \beta \leq 0.25 \quad (5)$$

$$\beta \geq 0.25 \quad (6)$$

其中 $\beta = (NL - \mu) / \mu$; $\mu = \sum_{i=1}^N NL_i / N$, ($N = 520$)

二、旱涝规律分析

(一) 旱涝频率

根据(2)~(6)式我们统计出西北地区1470~1989年旱涝出现的次数及频率。

表 1 西北地区 1470~1989 年旱涝次数及百分率

年 代	大 涝	涝	正 常	旱	大 旱
1470~1499			15	8	7
1500~1599	2	16	50	21	11
1600~1699	8	11	44	24	13
1700~1799	7	15	48	24	6
1800~1899	8	20	48	18	6
1900~1989	10	15	36	21	8
合 计	35	77	241	116	51
百 分 率	6.7	14.8	46.3	22.3	9.8

520 年中，全区大旱及旱年共有 167 个，占总数的 32.1% 平均 3 年一遇，涝年及大涝年有 112 个，占总数的 21.5% 平均 4~5 年一遇，15、16、17、20 世纪旱年出现的较为频繁，而 19、20 世纪涝年出现的次数较多。最严重的干旱年依次是 1528、1928、1586、1640、1929 最严重的雨涝年依次是 1570、1964、1662、1889 年。

另外旱年有连年发生特点，最长连旱持续时间为 8 年 最短为 2 年 以连旱 2~4 年的情况居多。涝年连年出现次数不多，且连涝持续时间不长，以持续 2~3 年的情况稍多。

(二) 旱涝的阶段性的

图1~图3分别是 1470~1989 年西北地区旱涝等级 10 年、20 年、30 年的滑动平均曲线

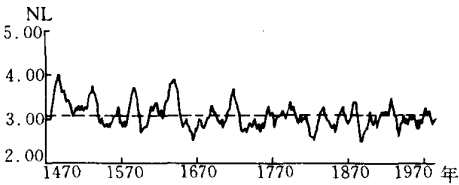


图 1 1470~1989 年西北地区旱涝等级 10 年滑动平均的年际变化（虚线为平均值曲线）

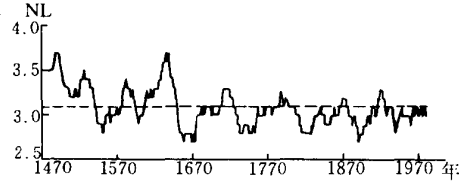


图 2 1470~1989 年西北地区旱涝等级 20 年滑动平均的年际变化（虚线为平均值曲线）

线图，随着滑动年数的增多，曲线的小波动减少，旱涝的阶段性的表现得更加突出，从图 2 看出 从 1470~1989 年大体出现 7 个多旱阶段（简称旱段）、7 个多涝阶段（简称涝段），在涝段，大多数年份降水偏多、雨涝出现的机率大，干旱年出现的机率小，在旱段情况相反。表 2 反映了每个旱、涝段出现的时间、持续长度及各段中出现旱、涝年的次数。

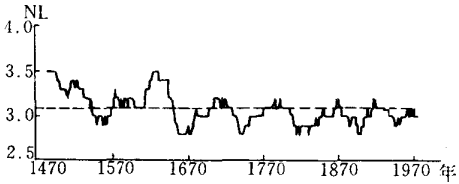


图 3 1470~1989 年西北地区旱涝等级 30 年滑动平均的年际变化（虚线为平均值曲线）

从表 2 中看出旱、涝各阶段持续时间长短不一，旱段最长 54 年 最短为 10 年 平均 25.4 年 涝段最长 25 年、最短为 8 年 平均 15.3 年，可见旱段平均长度大于涝段平均长度。在旱段旱年出现的机率高达 0.53，涝年出现的机率只有 0.05 在此阶段中 大旱年、连旱年出现的机率亦偏高；在涝段旱年出现的机率为 0.08，涝年出现机率为 0.47，连涝年和隔年出现涝年的情况也多发生在此阶段中。

表 2 西北地区 1470~1989 年旱段、涝段统计表

旱 段				涝 段			
起 讫 时 间	持 续 时 间	频 数		起 讫 时 间	持 续 时 间	频 数	
		旱	涝			旱	涝
1480~1533	54	28	0	1534~1558	25	10	4
1581~1590	10	8	0	1593~1599	7	4	0
1600~1646	47	24	3	1658~1679	22	9	1
1711~1722	12	9	0	1730~1745	16	5	2
1777~1797	21	10	3	1819~1831	13	8	1
1861~1878	18	7	1	1883~1898	16	8	1
1915~1930	16	8	2	1931~1938	8	6	0
合 计	178	94	9		107	50	9

(三) 旱涝的周期分析

1470~1989 年西北地区旱涝等级的功率谱^[3]密度估计图(图略)延迟系数取 140,从图中看出以 25 年、9 年、2~3 年周期最为突出,超过信息 $\alpha=0.05$ 。由于功率谱对低频部分估计不精确,故在此只确定高频部分^[2]。

为了寻找 NL 的长周期,我们对 1470~1989 年的 NL 序列进行 10 年、20 年、30 年、50 年滑动平均处理,以滤掉短周期及随机振动,再分别用谐波分析^[3]查找主要周期。对比 4 组计算结果,找出相对稳定少变的主要周期是 70 年、95 年、120 年、40 年、25 年。

综上所述,西北地区旱涝不仅存在 70 年、95 年、120 年、40 年、25 年左右的长期演变规律,还存在着 9 年、2~3 年的短周期振荡。

三、旱涝预报

我们将西北地区旱涝等级 NL 分解为三个部分:

$$NL = NL_{趋势} + NL_{周期} + NL_{脉动} \tag{7}$$

下面我们逐步计算这三个部分:

1. 周期大于记录长度的频率部分称为趋势项,我们用 2 阶多项式来模拟西北地区旱涝等级趋势项,得:

$$NL_{趋势} = 12.3243 - 0.0101201X + 2.74559 \times 10^{-6}X^2 \tag{8}$$

由(8)式可计算出 1470~2000 年的 NL 趋势项,记为 NL_{趋势}。

2. 对 1470~1984 年(留 5 年资料做预报精度检验)消除趋势项后的 NL 序列,做 11 年滑动平均处理,以滤掉小周期波动和随机脉动,再用谐波分析拟合(要求方差贡献 > 0.85)预报 16 年,记为 NL_{周期}。

3. 用消除趋势项后的 NL 序列减去其 11 年滑动平均值,以达到高通滤波的目的,之后再对所得新序列进行谐波分析(要求方差贡献 > 0.85%)预报 16 年,记为 NL_{脉动}。最后根据(7)式就可做出西北地区旱涝的预报。表 3 是 1985~2000 年西北地区旱涝预报情况表。

表 3 西北地区 1985~2000 年旱涝预报

年	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000
NL 实	正	旱	正	正	正											
际值	常		常	常	常											
NL 预	正	涝	正	正	正	正	旱	正	正	大	旱	正	正	正	旱	大
报值	常		常	常	常	常		常	常	旱		常	常	常		旱

从预报结果来看 :1985 年、1987 年、1988 年、1989 年实际旱涝等级与预报旱涝等级相吻合 均为正常年 而 1986 年实际为旱 预报为涝年 即预报精度为 80%。预测 1991 年旱、1994 年大旱、1995 年旱、1999 年旱、2000 年为大旱 其余年份为正常年 而实际上 1991 年西北部分地区出现了旱情 1994、1995 年西北地区东部出现了大旱 ,可见预报结果还是令人满意的。

四 、 结 论

1. 西北地区以旱为主 ,旱、涝灾害时有发生。
2. 从西北地区旱涝分布的阶段特征来看 ,各个时期旱、涝具有相对的稳定性。
3. 西北地区旱、涝具有 70 年 ,95 年 ,120 年 ,40 年 ,25 年的长期演变规律和 9 年 ,2~3 年的短期振荡特点。
4. 通过对西北地区旱、涝长期演变规律和短期振荡的分析 ,采用本文中的预报方法 ,初步检验 预报精度为 80%。

参 考 文 献

[1] 张养才等 ,中国农业气象灾害概论 ,气象出版社 , 261~366(1991)。
[2] 叶愈源 ,湖南农业气象灾害及其预报 ,气象出版社 , 115~119(1986)。
[3] 魏淑秋 ,农业气象统计 ,福建科学技术出版社 , 176~219(1985)。

THE FEATURE AND FORECAST OF DROUGHT/FLOOD
IN THE NORTHWEST OF CHINA

Yang Wenfeng Guo Zhouxia Li Zhaoyuan Ye Dianxiu

(Meteorological Science Research Institute of Shaanxi Province,Xi'an 710015)

Abstract

In this paper, drought/flood distributive feature and periodic variation are carried out based on drought/flood grade series in the Northwest of China. Then, forecasting methods are proved introductively, and the results are given in this area.

Key words: Drought/flood, Distributive feature, Periodic variation, Forecast

气候变化对我国西北地区热量资源的影响

方丽娟 罗哲贤

(南京气象学院 南京 210044)

提 要

本文用我国西北地区 47 个代表站(1961~1988 年)历年气温和积温资料,分析了气温变化及 CO₂ 浓度倍增对西北地区热量资源的可能影响。表明:气候变暖,西北区东部 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 积温等值线从南向北推进。气温升高 1°C , 积温等值线约向北推进半个纬度,CO₂ 浓度倍增时,西北区东部的热量条件会有显著变化。 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 积温 4000 度和 4500 度的等值线将向北推进约一个纬度。这将引起相应作物区划的变动。

关键词:气候变化西北地区热量资源二氧化碳浓度

一、引 言

近一百年来,全球平均地面气温的变化有比较明显的上升趋势。平均增幅达 0.6°C 北半球达 1°C 。许多研究认为,这种增暖现象同大气中二氧化碳等温室气体浓度的增加有着紧密的联系。根据 1990 年 6 月各国政府间气候变化专业委员会第一工作组的报告,约在 2025 年,二氧化碳浓度将增加 1 倍,全球平均气温比目前还要增加 1°C 左右^[1]。

二氧化碳浓度的倍增不仅能引起平均气温的改变,而且能引起各种界限温度积温值的改变。各种界限温度积温值反映了相应区域的热量资源,它们是制订农业作物区划的重要依据。因而,积温值的改变可能会引起作物布局的改变,进而影响到区域的经济发展。由于问题具有重大的潜在经济效益,各国气象工作者对于气候变化对热量资源的影响问题均十分关注。

纽曼^[2]用一个热量和水份的综合指标分析了北美玉米种植带的历史变化及其未来变化趋势。结果表明:年平均气温增加 1°C , 会使北美玉米种植带自南向北推进 175km 左右(图略)。

高素华、丁一汇等^[3]利用有效积温定量估算了二氧化碳浓度倍增时,我国各种作物种植带的重新布局。他们认为,二氧化碳浓度倍增时,我国大部分地区的农业气候资源尤其是热量条件均有所改善,现行的一熟、二熟、三熟种植界线北移,复种面积扩大。其中以 5500°C $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的积温等值线为标志的双季稻区的北界将北移约 300km,作为三熟区北界的 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的 5800°C 积温等值线将向北推进 300km 以上(图 1)。

文献^[3]已取得重要结果。但是,由于^[3]是从全国范围的角度来研究的,故选取的代表站点不可能太多。在广大的西北地区,包括陕西、甘肃、宁夏、青海、新疆五个省(区)在内,总共只用了 15 个代表站。这种“分辨率”太粗,很难给出气候变化对西北地区热量资源影响的定量结果。

再则,据赵宗慈^[4]的计算结果,CO₂ 浓度倍增对我国气温的影响程度在不同的地区有不同的表现。其中,影响幅度最大的地区正是西北地区,预计可使年平均气温增加 3°C 左右。因而,对于西北地区气候变化对热量资源的影响,应给予更多的重视。但是到目前为止,我们还未见专门研究工作发表。

另外,我国东南部处于副热带湿润气候区;甘肃西部、新疆等处于温带干旱区。西北区东

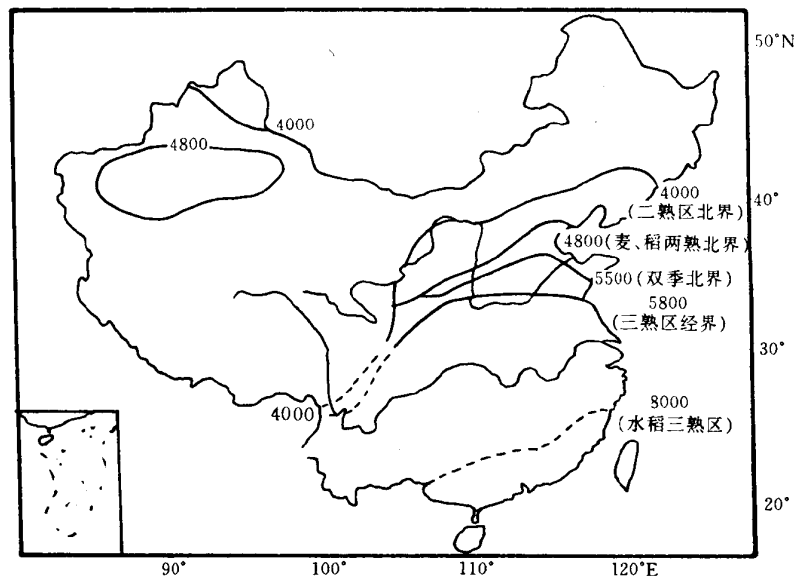


图 1 二氧化碳浓度倍增时,我国主要种植界的变化取自文献^[3]

部位于两者之间,属于一种气候过渡带。国际气候界的共同看法是, CO_2 浓度变化等引起的气候变化,这种变化对区域经济造成的影响,均是在气候过渡带表现得最清楚,最强烈。

鉴于上述三个方面的原因,我们在西北地区选择了 47 个代表站,仔细分析气候变化对西北区,尤其是西北区东部热量资源的作用,并初步估算了 CO_2 浓度倍增时,西北区东部热量资源变化的大致情况。

二、暖年与冷年西北地区热量资源分布的差异

大于等于某一界限温度的积温常常作为衡量某个地区热量资源的指标。本文选用 $\geq 0^\circ\text{C}$ 的积温 ΣT_0 来讨论西北地区热量资源变化的问题。在不同界限温度积温之间存在着可供实用的经验关系式。用这些经验关系式以及 $\geq 0^\circ\text{C}$ 的积温值还可求出其它界限温度(如 $\geq 10^\circ\text{C}$)的积温值。

选取陕、甘、宁、青、新五省区 47 个站点 1961~1988 年共 28 年的年平均气温和 $\geq 0^\circ\text{C}$ 的积温值为基本的分析资料。其中,1981~1988 年各站 $\geq 0^\circ\text{C}$ 积温值的历年值是根据 1961~1980 年年平均气温与积温之间的经验关系式,根据 1981~1988 年各年平均气温值订正得到的。从文献^[3]可知,年平均气温与 $\geq 0^\circ\text{C}$ 积温之间的线性关系是足够可信的。

具体分析步骤如下:

首先对五省区 47 个代表站的年平均气温计算平均值,得到 1961~1988 年历年西北区年平均温度值的区域平均值。选出区域平均值最高的三年(1973,1982,1987 年)作为暖年的代表年。再选出区域平均值最低的三年(1967,1976,1984 年)作为冷年的代表年。

其次对 47 个代表站逐站计算积温值:计算 $\geq 0^\circ\text{C}$ 积温值(1961~1988 年)的多年平均值,代表多年平均的热量条件;计算 $\geq 0^\circ\text{C}$ 积温值 1973,1982,1987 三年的平均值,代表暖年的热量条件;计算 $\geq 0^\circ\text{C}$ 积温值 1967,1976,1984 三年的平均值,代表冷年的热量条件。

再次根据 47 个代表站 $\geq 0^\circ\text{C}$ 积温值的多年平均值,暖年平均值和冷年平均值,绘出西北

区东部和西北区 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 积温多年平均等值线分布、暖年平均等值线分布和冷年平均等值线分布 (图略)。

对这些积温等值线分布的初步分析表明：在我国西北地区，存在着三种不同的热量条件变化的类型。这是我国西北地区气候变化影响热量资源变化的富有特色的现象，下面分别讨论。

类型 I

图 2 给出了西北区东部冷年、暖年及多年平均 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 积温值的等值线分布。可见：积温 3500、4000、4500 度的等值线在冷年均偏南；暖年均偏北；多年平均居于其间。也就是说，当气候变暖时，3500、4000 和 4500 度的积温等值线均自南向北推进。

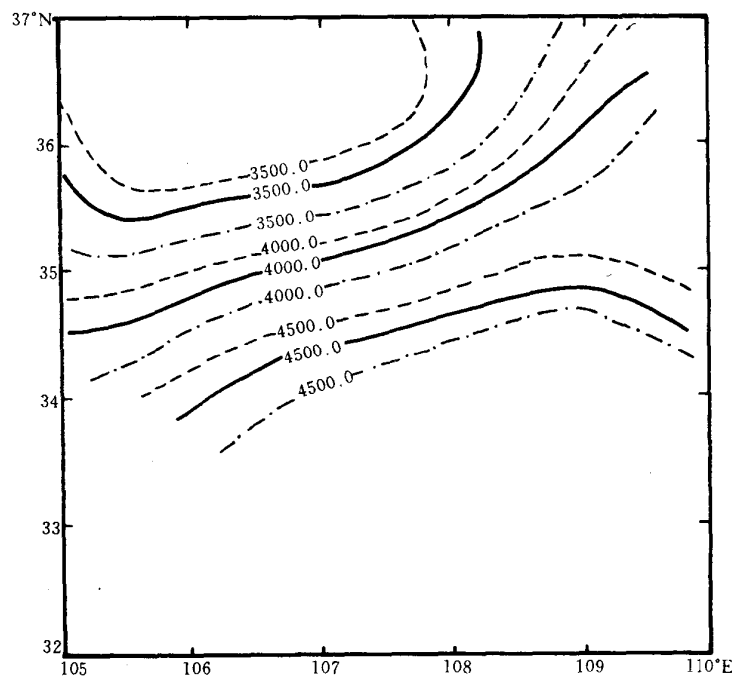


图 2 西北区东部冷年、暖年及多年平均 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 积温等值线的分布
- · - · - 冷年, - - - - 暖年, — 多年平均

从定量的角度看，无论是 3500、4000 度 还是 4500 度的等值线，暖年比冷年都要从南向北推进半个纬度 即 50km 左右。

再用本文 47 个代表站中位于西北区东部的全部站点，计算西北区东部 1961~1988 年多年平均气温、三个暖年的平均气温及三个冷年的平均气温。它们分别是 8.5°C 、 8.9°C 和 7.9°C 。即从西北区东部区域平均而言，暖年比冷年的平均气温要升高 1°C 左右。

根据上述计算可以初步认为：在我国西北区东部，当年平均气温升高 1°C 时 特征积温等值线 (如 3500 度、4000 度及 4500 度的积温等值线) 大约要从南向北推进半个纬度，即 50km 左右。这一改变如果发生在气候尺度上而不是年际变化的尺度上，无疑对西北区东部的农业生产和经济发展具有相当的影响能力。

这个结果与北美大平原的情况是定性一致的。在北美大平原，年平均气温升高 1°C 玉米种植带的范围要向北推进 1 个纬度以上 [2]。

如上所述，在文献 [3] 中，因站点分布在西北区东部的分辨率太粗，难以得到气候变化影

响热量资源变化的具体的定量结果。本文给出了这个定量估计的初步结果。

类型Ⅱ

我们求出了冷年、暖年及多年平均西北区 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 积温等值线的分布(图略)

在新疆干旱区,在冷年、暖年及多年平均 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 积温图上,均有积温等值线的高值闭合中心。这个闭合中心与文献[3]上新疆适宜于种植冬小麦和早熟玉米的区域相应。暖年与多年平均情况相比,该闭合中心的等值线向外扩展,范围变大;冷年时,该闭合中心的等值线向内收缩,范围变小。这种气候变化影响热量资源变化的类型与类型Ⅰ暖年积温等值线向北推进的方式明显不同。

类型Ⅲ

在青海、祁连山区、甘南高原等区域,积温等值线的分布受大地形的影响,基本特征是海拔高处积温值低,海拔低处积温值高。气温变低(冷年)时,积温等值线向海拔低的方向即向北推进。这与类型Ⅰ气温变低时积温等值线向南压的情况不同。

与类型Ⅰ另一个不同点是,相对于多年平均情况,冷年积温等值线向南,暖年积温等值线向北,两者相对于多年平均情况而言,是大致对称的。这种对称现象在类型Ⅲ并不存在。暖年时,在青海、祁连山区,积温等值线向海拔高处推进的情况并不明显。

概括而言,在我国西北地区,由于大地形、大戈壁等特殊地形地貌特征的影响,气候变化对热量资源变化的作用具有复杂多样的特征。在西北区东部,气候变暖会使积温等值线向北推进,这与北美大平原的情况相似。但在新疆干旱区、青海高原区,这种相似性并不存在,而是自成特色的。

三、 CO_2 浓度倍增时西北区东部热量条件的可能变化

据赵宗慈^[4]的计算结果, CO_2 浓度倍增时我国西北区年平均气温将升高 3°C 左右。在西北区东部各代表站多年平均气温值之上分别加 $+3^{\circ}\text{C}$ 的距平值,以代表 CO_2 浓度倍增时西北区东部的气温分布。

根据 1961~1980 年西北区东部各站年平均气温和 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 积温值之间的经验公式,可以求出 CO_2 浓度倍增时,西北区东部各代表站 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 的积温值。

在 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 积温值与 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 积温值之间,存在着经验公式^[5]。

$$y = 1.065X - 738.75$$

式中 y, x 分别为 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 和 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 的积温值。此式在 $2400^{\circ}\text{C} < X < 4800^{\circ}\text{C}$ 的范围适用。

用这个经验公式,可以进一步求出 CO_2 浓度倍增时,西北区东部各代表站 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的积温值。

用这个经验公式和西北区东部各代表站多年平均的 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 积温值,还可以求出目前气候条件下各代表站 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的积温值。

目前气候条件下及 CO_2 浓度倍增时,西北区东部 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 积温值为 4000 度和 4500 度的等值线绘在图 3。由图 3 可见 无论是 4000 度还是 4500 度的积温等值线在 CO_2 浓度倍增后 均要向北推进 1 个纬度左右。

$\geq 10^{\circ}\text{C}$ 积温 4000 度和 4500 度的区域是中熟陆地棉、晚熟水稻、特早熟细绒棉等喜温作物的适宜种植区。这个适宜种植区的范围在气候变化的过程中会有变化。本文给出了大致的变化幅度。

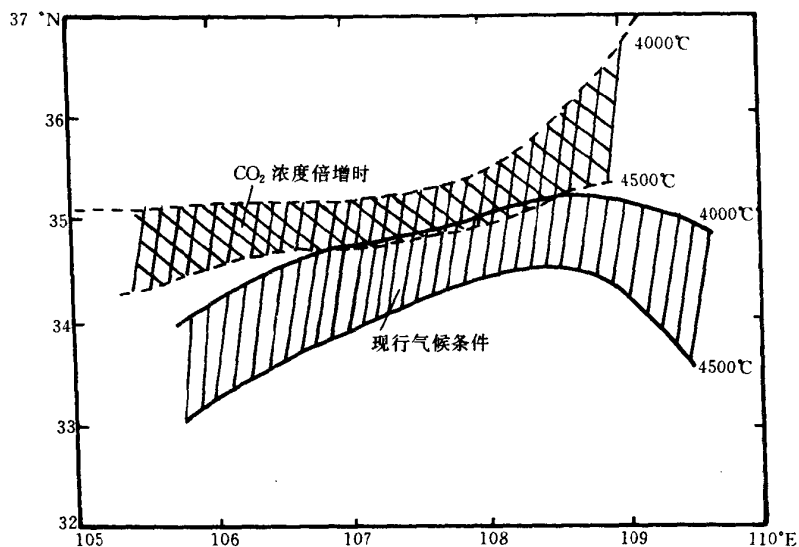


图3 现行气候条件和 CO_2 浓度倍增时 $\geq 10^\circ\text{C}$ 积温 4000 度和 4500 度等值线位置的变化

四、结果与讨论

本文用 1961~1988 年西北区 47 个代表站的气温、积温资料，初步分析了气候变化对热量资源的影响。得到以下结果：

1. 我国西北区气候变化影响热量资源的方式有 3 种类型。其中西北区东部的类型与北美大平原的情况比较一致。在新疆干旱区和青海高原、祁连山区等处，则自成特色。显示了问题的复杂多样性。

2. 西北区东部，当年平均气温升高 1°C 时， $\geq 0^\circ\text{C}$ 积温 3500、4000、4500 度等值线自南向北推移约半个纬度。

3. CO_2 浓度倍增时，西北区东部 $\geq 10^\circ\text{C}$ 积温 4000 度和 4500 度的等值线由南向北推进 1 个纬度左右，这将引起相应作物种植区划的变动。

本文的工作是初步的，随着资料的增加，还需进行继续分析。

参 考 文 献

- [1] 罗哲贤、屠其璞，人类活动和气候变化，现代大气科学技术丛书，气象出版社 1993。
- [2] Newman, J. E. (1980). Climate change impacts on the growing season of the North American corn belt. *Biometeorology*, 7, 128~142.
- [3] 高素华、丁一汇等 大气中 CO_2 含量增长后的温室效应对我国未来农业生产的可能影响，大气科学，17 (5) (1993)。
- [4] 赵宗慈，二氧化碳浓度倍增对我国气温的影响，气象，(1989)。
- [5] 欧阳海等，农业气候学，气象出版社，88~93(1990)。

INFLUENCES OF CLIMATE CHANGES ON THE HEAT RESOURCE OF NORTHWEST CHINA

Fang Lijuan

Luo Zhexian

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Abstract

The possible influences of air temperature changes and CO₂—doubling on the heat resource of Northwest China are analyzed in this paper using the 28-year(1961-1988)temperature and accumulated temperature data from 47 representative meteorological stations in Northwest China. The analysis results show that when the climate becomes warm, the isotherm of accumulated temperature that temperature is greater than or equal to 0℃ moves northward in the eastern part of Northwest China. The temperature increases by 1℃, the isotherm moves up about half latitude. When the concentration of CO₂ is doubled, the heat condition in the eastern part of Northwest China will obviously change, and the isotherms of accumulated temperature(temperature is great than or equal to 10℃)of 4000 and 4500 degree will move northward one latitude, resulting in the corresponiding change of crop demarcation.

Key words: Climate changes, Heat Resource, Northwest China.

新疆棉花生产气候条件研究

黄敬峰

(新疆气象科学研究所 乌鲁木齐 830002)

提 要

本文利用新疆 23 个农业气象观测站的棉花观测资料和相应的气象资料,分析了全疆棉花发育期特征及其变化规律;纬度及海拔高度对棉花发育期的影响;研究了棉花各发育期间的积温、平均气温及其分布规律,是开展棉花气象服务的一项基础研究工作。

关键词:棉花生产 气候

1995 年新疆棉花生产又获丰收,其单产、面积、总产、人均占有量、商品率、调出量等跃居全国第一,棉花产业已成为新疆的支柱产业。预计到 2000 年,新疆棉花种植面积达到 1600 万亩,单产突破 100 公斤,总产达到 3000 万担以上,建成全国最大的棉花基地。

新疆棉花生产取得如此巨大成就,并以高产优质占领棉花市场,与其得天独厚的干旱气候条件分不开。但从农业气象学角度看,新疆棉区有两大特点:一是玛纳斯河流域棉区是我国最北的棉区,春季霜冻、秋季低温冷害,热量条件不足是其主要农业气象灾害;二是吐鲁番盆地和塔里木河流域垦区是国内最主要的长绒棉产区,极具战略意义。

因此研究新疆大田棉花生产气候条件,不仅可以从其种植北界探讨棉花生产气候指标,分析长绒棉生产的气象条件,促进棉花与气象研究的发展,而且对于实现自治区的棉花发展战略,科学调整作物结构,具有重要参考价值。本文将利用新疆各地棉花生育期观测资料,分析棉花发育规律、棉花生产气候条件及其建议。

一、资料来源及其观测方法与要求

新疆共有 23 个农业气象观测站从 1980 年前后开始进行棉花生育期观测,早的如库车和乌兰乌苏等老棉区从 1980 年就开始进行观测,精河等则是在农业气候区划完成后发展起来的新棉区,因此观测时间比较晚。在这 23 个站中,有 19 个站开展了陆地棉发育期观测,有 4 个站开展了长绒棉发育期观测,发育期观测方法与要求参见《农业气象观测方法》。同时根据气象站的气象资料统计分析各发育期间的气象条件,以供分析研究。

二、结果讨论

(一) 棉花发育期及其分布规律

1. 陆地棉发育期及其分布规律

如表 1 所示为陆地棉的发育期,从表中可知,新疆陆地棉从 4 月上旬开始播种,10 月下旬停止生长,历时 180 天左右。

新疆陆地棉平均发育期为:播种期平均为 4 月 11 日,4 月 27 日出苗,三叶期和五叶期分

别为 5 月 22 日和 6 月 1 日 ,6 月 14 日现蕾 ,7 月 9 日开花 ,9 月 12 日裂铃 ,10 月 15 日停止生长。

北疆陆地棉的平均发育期为：4 月 30 日播种 ,5 月 13 日出苗 ,6 月 17 日现蕾 ,7 月 13 日开花 ,9 月 8 日裂铃 ,9 月 10 日吐絮 ,10 月 9 日停止生长。

南北疆比较而言：南疆陆地棉平均发育期前期比北疆早，并随生长发育进行而逐步接近，到裂铃期后转为北疆比南疆早，这是由于南疆开春早秋霜来得晚造成的，由此也决定了南疆棉花生长季比北疆长，平均而言约长 25 天左右，有利于棉花生物学产量的提高，因此决定了南疆棉花平均单产普遍高于北疆。

表 1 新疆陆地棉发育期(日/月)

站 名	播种	出苗	三叶	五叶	现蕾	开花	开花盛期	裂铃	吐絮	停止生长
铁干里克	17/4	2/5	24/5	1/6	11/6	3/7	12/7	2/9	5/9	13/10
若 羌	17/4	3/5	25/5	3/6	16/6	10/7	17/7	8/9	11/9	14/10
且 末	25/4	7/5	1/6	10/6	18/6	17/7	31/7	21/9	23/9	7/10
于 田	6/4	23/4	24/5	3/6	13/6	11/7	25/7	21/9	23/9	6/10
和 田	1/4	22/4	24/5	4/6	19/6	12/7	23/7	16/9	22/9	12/10
叶 城	4/4	20/4	16/5	25/5	13/6	5/7	16/7	7/9	13/9	15/10
莎 车	9/4	24/4	18/5	28/5	6/6	4/7	17/7	11/9	15/9	16/10
麦盖提	11/4	22/4	6/5	18/6	7/6	2/7	14/7	3/9	10/9	17/10
巴 楚	7/4	22/4	16/5	24/5	9/6	2/7	9/7	1/9	5/9	19/10
阿克陶	11/4	25/4	23/5	1/6	12/6	13/7	22/7	11/9	13/9	11/10
喀 什	10/4	27/4	29/5	8/6	16/6	15/7	28/7	9/9	12/9	18/10
阿克苏	15/4	1/5	29/5	8/6	20/6	16/7	26/7	24/9	29/9	21/10
库 车	12/4	26/4	23/5	1/6	13/6	9/7	17/7	11/9	14/9	22/10
轮 台	10/4	28/4	25/5	1/6	16/6	9/7	25/7	16/9	18/9	15/10
乌兰乌苏	5/5	18/5	7/6	14/6	20/6	17/7	24/7	13/9	16/9	14/10
莫索湾	23/4	6/5	28/5	5/6	11/6	6/7	12/7	31/8	2/9	6/10
炮 台	30/4	13/5	1/6	11/6	15/6	11/7	23/7	6/9	9/9	9/10
乌 苏	8/5	19/5	7/6	17/6	23/6	21/7	30/7	10/9	11/9	3/10
精 河	23/4	7/5	29/5	7/6	17/6	11/7	20/7	10/9	12/9	11/10
哈 密	22/4	8/5	28/5	5/6	16/6	8/7	18/7	31/8	3/9	17/10

2. 长绒棉的发育期

作为全国独有的长绒棉种植区，吐鲁番盆地和塔里木河流域垦区在我国长绒棉生产中占有举足轻重的地位，尽管由于种种原因，这些地区的长绒棉种植面积正在减少，但从战略角度

不应忽视。与陆地棉相比，长绒棉所要求的气象条件尤其是热量条件更高，其播种期比陆地棉稍晚，但停止生长期也比陆地棉迟，全生育期大约需要 191 天 比陆地棉长 11 天左右。新疆长绒棉的平均发育期(表 2)是 4 月 16 日播种,4 月 29 日出苗,三叶期和五叶期分别是 5 月 23 日和 6 月 2 日,6 月 7 日现蕾,7 月 4 日开花,9 月 6 日裂铃,9 月 15 日吐絮,10 月 22 日才停止生长。

表 2 新疆长绒棉发育期(日/月)

站 名	播种	出苗	三叶	五叶	现蕾	开花	开花盛期	裂铃	吐絮	停止生长
阿 拉 尔	23/4	6/5	30/5	7/6	8/6	7/7	13/7	17/9	22/9	19/10
库 车	16/4	29/4	22/5	1/6	9/6	5/7	16/7	13/9	17/9	22/10
铁干里克	21/4	4/5	28/5	7/6	9/6	2/7	12/7	12/9	12/9	9/10
鄯 善	14/4	26/4	23/5	2/6	7/6	5/7	17/7	3/9	8/9	27/10
吐 鲁 番	7/4	20/4	13/5	23/5	1/6	29/6	10/7	16/8	19/8	1/11

3. 纬度及海拔高度对棉花发育期的影响

叶城的海拔高度为 1360.6 米 纬度为北纬 37°55′ 阿克陶的海拔高度为 1324.3 米 纬度为北纬 39°09′，两地海拔高度比较接近而叶城的纬度比阿克陶偏南 1°14′ 两者比较可粗略看出纬度对棉花发育期的影响。从表 1 可以看出阿克陶陆地棉播种期、出苗期、三叶期、五叶期、开花期、开花盛期、裂铃期分别比叶城晚 7 天、5 天、7 天、7 天、7 天、6 天、4 天，现蕾期则早 1 天，停止生长期也是阿克陶比叶城早 4 天。因此纬度越高 开春晚 春夏季及初秋棉花发育期越晚，仲秋后由于初霜早而停止生长早。

吐鲁番和鄯善纬度接近，但海拔高度鄯善比吐鲁番高 426.9 米 两地均为长绒棉产区 可作为分析海拔高度对棉花发育期影响的例子。由表 1 可知 吐鲁番的长绒棉播种期、出苗期、三叶期、五叶期、现蕾期、开花期、开花盛期、裂铃期、吐絮期分别比鄯善早 7 天、6 天、10 天、10 天、6 天、6 天、7 天、18 天、28 天 而停止生长期则晚 5 天 由此可以得出海拔高度越低 开春越早而秋霜越迟 因此发育期长 前期偏早 停止生长晚。

(二) 棉花生长的气象条件

新疆是灌溉农业区 没有灌溉就没有农业 棉田用水主要来自河流、水库引水灌溉 平原区降水对棉花的生长发育作用很小，而如前所述，热量条件是限制新疆尤其是北疆棉花生长的主导因子，因此本文主要考虑 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 积温和各发育期间平均气温。

如表 3 所示为新疆陆地棉各发育期间 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 积温，南疆从播种到停止生长约需 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 积温 3932.8 度日 北疆约需 3471.3 度日 两者相差约 461.5 度日 这主要是由于南疆开春早、秋霜迟决定的，由此可以看出南疆更适宜棉花生长。

长绒棉对积温要求更高(表 4)，5 个站平均为 4250.8 度日，比全疆平均陆地棉积温 3808.6 度日高 442.2 度日 比南疆高 318.4 度日 比北疆高 779.5 度日 最高的吐鲁番达到 5404.4 度日，因此长绒棉对热量条件要求比陆地棉更高。

表 5 为新疆陆地棉各发育期间的平均气温，苗期平均气温为 14~25℃ 前期处于适宜温度下限范围，且持续时间较长，温度偏低，所以近年来大面积推广的地膜栽培技术，极大地改善了棉花苗期的气象条件，弥补了棉苗阶段热量不足的缺陷。但如果盲目扩大棉花种植面积，在

风险棉区当热量条件好的年份可以取得一定的收成，当热量条件差的年份可能绝收。

表 3 新疆陆地棉各发育期间 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 积温

积温发育 站名	播种 出苗	出苗 三叶	三叶 五叶	五叶 现蕾	现蕾 开花	开花 开花盛期	开花盛期 裂铃	裂铃 吐絮	吐絮 吐絮盛期	吐絮盛期 停止生长	播种 停止生长
铁干里克	247.3	452.9	183.9	244.6	574.0	227.2	1341.3	70.4	156.7	473.9	3972.2
若 羌	286.7	470.1	193.4	308.3	624.5	188.8	1400.3	71.1	141.5	411.2	4095.9
且 末	217.6	543.8	184.2	174.8	723.1	355.2	1162.0	35.3	85.9	86.9	3568.8
于 田	254.9	558.8	216.6	235.7	640.1	360.3	1286.2	23.9	82.7	134.0	3793.2
和 田	321.0	633.8	239.4	326.7	566.0	306.5	1286.1	112.4	126.6	222.6	4141.1
叶 城	237.4	465.3	193.1	385.2	499.5	267.3	1256.7	110.4	141.2	376.9	3933.0
莎 车	244.8	435.1	199.1	220.8	675.4	330.5	1328.1	63.3	196.4	292.3	3985.8
麦盖提	182.3	247.4	235.6	408.5	607.8	303.3	1212.1	145.5	240.2	340.7	3923.4
巴 楚	250.4	472.9	164.5	364.8	557.0	175.7	1414.1	81.8	183.3	604.0	4268.5
阿克陶	208.1	483.1	179.2	209.5	706.0	231.2	1135.1	33.2	235.9	198.0	3619.3
喀 什	282.5	626.8	229.6	173.8	715.0	352.5	1026.5	60.0	179.9	388.4	4035.0
阿克苏	253.0	542.1	197.7	259.7	611.0	251.8	1248.3	80.1	139.0	119.1	3701.8
库 车	219.3	526.8	183.7	268.0	622.7	204.3	1369.6	64.3	159.2	436.6	4054.5
轮 台	266.7	543.2	157.6	337.0	551.4	401.7	1254.3	36.0	99.4	319.6	3966.9
乌兰乌苏	211.6	430.3	158.5	130.2	666.1	178.1	1088.1	62.8	67.4	295.6	3288.7
莫索湾	208.4	410.5	168.4	141.5	636.8	149.3	1229.9	50.8	59.5	535.7	3590.8
炮 台	228.9	424.4	219.0	85.4	657.2	307.4	1054.2	52.4	180.1	312.4	3521.4
乌 苏	256.1	405.3	243.5	147.8	730.5	229.7	933.4	23.7	120.9	306.2	3397.1
精 河	210.1	426.5	179.0	246.3	567.8	239.4	1229.8	45.8	108.7	305.2	3558.4
哈 密	283.4	416.8	176.2	253.2	563.7	283.5	1133.1	62.4	140.4	564.8	3877.5

表 4 新疆长绒棉各发育期间 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 积温

积温发育 站名	播种 出苗	出苗 三叶	三叶 五叶	五叶 现蕾	现蕾 开花	开花 开花盛期	开花盛期 裂铃	裂铃 吐絮	吐絮 吐絮盛期	吐絮盛期 停止生长	播种 停止生长
阿 拉 尔	234.7	495.7	173.2	19.7	695.5	149.2	1549.7	105.1	101.1	278.3	3802.2
库 车	211.5	470.7	189.3	170.2	639.7	281.3	1459.1	59.3	179.2	362.8	4023.1
铁干里克	247.7	531.5	239.8	54.3	611.8	254.5	1463.4			424.1	3827.1
鄯 善	218.4	546.0	238.5	161.6	745.5	316.4	1283.7	104.6	127.2	455.3	4197.2
吐 鲁 番	255.7	549.7	247.3	280.6	863.3	356.7	1205.6	103.3	312.6	1229.6	5404.2

现蕾期棉花要求适宜温度为 25°C 左右 从表 5 可以看出，五叶到现蕾期南疆的平均气温

为 19.0~24.5℃ 北疆为 21.4~24.6℃；现蕾到开花期的平均温度，南疆为 21.7~26.1℃ 北疆为 23.7~26.1℃，基本处于适宜温度范围。

表 5 新疆陆地棉各发育期间平均气温

积温发育期 站名	播种 ↓ 出苗	出苗 ↓ 三叶	三叶 ↓ 五叶	五叶 ↓ 现蕾	现蕾 ↓ 开花	开花 ↓ 开花盛期	开花盛期 ↓ 裂铃	裂铃 ↓ 吐絮	吐絮 ↓ 吐絮盛期	吐絮盛期 ↓ 停止生长
铁干里克	16.5	20.6	23.0	24.5	26.1	25.2	25.8	23.5	19.6	15.8
若羌	17.9	21.4	21.5	23.7	26.0	27.0	26.4	23.7	20.2	15.8
且末	18.1	21.8	20.5	21.9	24.9	25.4	22.3	17.7	14.3	10.9
于田	15.0	18.0	21.7	23.6	22.9	25.7	22.2	12.0	20.7	14.9
和田	15.3	19.8	21.8	21.8	24.6	27.9	23.4	18.7	18.1	15.9
叶城	14.8	17.9	21.5	21.4	21.7	24.3	23.7	18.4	17.7	15.7
莎车	16.3	18.1	19.9	24.5	24.1	25.4	23.7	15.8	17.9	14.6
麦盖提	16.6	17.7	19.6	20.4	24.3	25.3	23.8	20.8	18.5	14.2
巴楚	16.7	19.7	20.6	22.8	24.2	25.1	26.2	20.5	22.9	16.8
阿克陶	14.9	17.3	19.9	19.0	22.8	25.7	22.3	16.6	18.1	13.2
喀什	16.6	19.6	23.0	21.7	24.7	27.1	23.9	20.0	18.0	14.9
阿克苏	15.8	19.4	19.8	21.6	23.5	25.2	20.8	16.0	13.9	9.9
库车	15.7	19.5	20.4	22.3	24.0	25.5	24.5	21.4	19.9	14.6
轮台	14.8	20.1	22.5	22.5	24.0	25.1	23.7	18.0	16.6	15.2
乌兰乌苏	16.3	21.5	22.6	21.7	24.7	25.4	21.3	20.9	16.9	12.3
莫索湾	16.0	18.7	21.1	23.6	25.5	24.9	24.6	25.4	29.8	16.7
炮台	17.6	21.2	24.3	21.4	25.3	25.6	23.4	17.5	18.0	14.9
乌苏	23.3	21.3	24.4	24.6	26.1	25.5	22.2	23.7		13.9
精河	15.0	19.4	19.9	24.6	23.7	26.6	23.7	22.9	18.1	13.3
哈密	17.7	20.8	22.0	23.0	25.6	28.4	25.8	20.8	20.1	15.3

花铃期是棉花由营养生长逐渐转入生殖生长，是生长最旺盛的阶段，适宜温度范围是 25~30℃，因此全疆棉区花铃期前半期温度稍高，处于适宜温度范围内，而后期略低于适宜温度，影响结铃和纤维形成。

对于长绒棉而言，在裂铃前各发育期间的平均温度高于陆地棉区，从裂铃到吐絮期开始反而略低于陆地棉区表 6)。

表 6 新疆长绒棉各发育期间平均气温

积温发育期 站名	播种 ↓ 出苗	出苗 ↓ 三叶	三叶 ↓ 五叶	五叶 ↓ 现蕾	现蕾 ↓ 开花	开花 ↓ 开花盛期	开花盛期 ↓ 裂铃	裂铃 ↓ 吐絮	吐絮 ↓ 吐絮盛期	吐絮盛期 ↓ 停止生长
阿 拉 尔	18.1	20.7	21.7	19.7	24.0	24.9	23.5	21.0	16.9	13.3
库 车	16.3	20.5	18.9	21.3	24.6	25.6	24.7	14.8	19.9	14.0
铁千里克	19.1	22.1	24.0	27.2	26.6	25.5	23.6			15.7
鄯 善	18.2	20.2	23.9	32.3	26.6	26.4	26.7	20.9	18.2	10.8
吐 鲁 番	19.7	23.9	24.7	31.2	30.8	32.4	32.6	34.4	28.4	19.5

参 考 文 献

[1] 徐德源,新疆农业气候资源及区划,气象出版社,147~156(1989)。
[2] 郑维等,新疆棉花生产与气象,新疆科技卫生出版社,1~40(1991)。

STUDY ON CLIMATE CONDITIONS OF COTTON
PRODUCTION IN XINJIANG

Huang Jingfeng

(Xinjiang Institute of Meteorological Science,Urumqi 830002)

Abstract

Using cotton observation data and meteorological data of 23 agrometeorological stations in Xinjiang,cotton development stage characteristics and its distribution,the effect of latitude and elevation on cotton development stages,the accumulated temperature and mean temperature among development stages are investigated. this is basic work of cotton meteorological service.

Key words: Cotton Production,Climate.

西北地区热量资源分布特征 农业气候界限温度及其积温

袁 春 琼

(新疆气象科学研究所 乌鲁木齐 830002)

提 要

本文利用西北地区 65 个气象站的近 40 年的气温资料分析了西北地区日平均气温 ≥ 0 、 10°C 等界限温度及其积温的分布特征。结果表明：西北地区界限温度持续日数及其相应积温总的变化趋势是南部高于北部 盆地 平原 高于山地 高原 这种变化趋势受到纬度、地势等的影响又具有相应的变化。一般地，界限温度的持续日数越长，相应的积温越高。

关键词：西北地区 界限温度 积温

一、引 言

作为农业气候资源的热量资源是农作物、牧草生长发育和其产量多少的必要条件之一，同时也决定着农业生产等与自然生态系统相适应的地区产业结构。西北地区深居欧亚大陆腹地，地形复杂，研究热量资源具有实际意义。本文拟对西北地区一些界限温度及其活动积温进行分析，从而对热量资源有一宏观了解，而且通过分析西北各省区的这些资料，可以为制定适宜的农业措施提供科学依据。

在植物其它生活因子基本满足的条件下，在一定温度范围内，温度和植物的生长发育成正比，而且只有当温度累积到一定的总量（或总和）时，植物的发育才能完成。这一温度总和叫做积温。活动积温即为植物某一发育期或安全生育期内高于（包括等于）生物学下限温度的温度总和^[1]。积温由于选取界限温度不同，而互有差异。

二、资料来源和处理

各界限温度及其活动积温资料从西北干旱课题组宁夏分组获取。其中稳定通过日期是用五日滑动平均的方法确定，时间年限截止到 1990 年。并利用西北地区 65 个站的界限温度下的活动积温 界限温度 0°C 、 10°C 的持续日数近 40 年的平均值点绘成图，进行分析。活动积温以下简称积温。

三、西北地区一些农业界限温度及其积温分布特点

西北地区一些界限温度及其积温的变化前人已有不少研究^{②[2~8]} 本文试从整个西北地区来分析日平均气温 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 、 3°C 、 5°C 、 10°C 、 15°C 、 20°C 、 22°C 界限温度及积温变化。

青海省气象科研所，青海省气象局农牧业气候区划办公室，青海省农牧业气候资源分析及区划，（1985：9）。
甘肃省气象局气象科研所，省农业气候资源分析及区划（1982：6）。

(一) 日平均气温 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 的界限温度及积温变化特点

春季日平均气温稳定通过 0°C 的日期(0°C 初日)表示土壤解冻,积雪融化,田间耕作开始。秋季日平均气温稳定通过 0°C 的日期(0°C 终日)表示土壤冻结,田间耕作结束。日平均气温稳定大于 0°C 的时期,称为适宜农耕地。 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 积温可以反映供作物利用的总的热量状况。

1. 初终日期及初终间持续日数

分布特点由南向北,由盆地、平原向山地、高原,初日推迟,终日提前,持续日数缩短。西北大部分地区可持续225天以上。陕西的陕南汉江谷地,甘肃的陇南、东南部始于1月中下旬,止于12月下旬、翌年1月上旬,持续310~360天;陕西的关中始于2月上中旬,止于12月上中旬,持续300天左右;新疆的塔里木盆地西南部、喀什、和田一带以及吐鲁番盆地始于2月下旬初,塔里木盆地东部推迟到2月下旬末,止于11月下旬,持续260~275天以上;甘肃的陇中、陇东始于2月下旬末及3月上中旬,止于11月中下旬至12月上旬,持续250~270天。陕西的陕北、宁夏同心以北,甘肃的河西走廊、安西敦煌盆地、西和以西和清水以北地区、青海的湟、黄谷地、新疆的伊犁河谷始于3月上中旬,止于11月中旬前后,其中陕北要推迟到11月下旬,河西走廊提前到10月下旬末,持续日数为250天左右,陕北则为240~270天,河西走廊为220~250天;宁夏同心以南,甘肃中部部分地区,新疆的准噶尔盆地西南部始于3月中下旬,止于11月上中旬,持续日数为230天左右;青海的柴达木盆地,新疆的准噶尔盆地东北部始于4月上旬,止于10月中下旬,持续日数为200天以上;甘肃的甘南高原、祁连山等地始于3月下旬末~4月下旬,止于10月中旬末~下旬末和11月上中旬,持续日数为150~230天,青海的祁连山地大部、青南高原、新疆山区始于4月中下旬以后,止于10月上旬以前,持续日数为200天以下,青南高原上的玛多、伍道梁不足150天(图1)。

2. 积温

$\geq 0^{\circ}\text{C}$ 积温分布特点为南部高于北部,盆地(平原)高于山地(高原)。西北大部分地区在3000~4000 $^{\circ}\text{C}$ 。陕西的陕南汉江谷地,新疆的吐鲁番—哈密盆地、其中的安康盆地、吐鲁番盆地分别高达5731.8 $^{\circ}\text{C}$ 和5754.3 $^{\circ}\text{C}$,甘肃的陇南、东南部多为4500~5300 $^{\circ}\text{C}$,陕西的关中,新疆的塔里木盆地为4500 $^{\circ}\text{C}$ 以上;新疆的准噶尔盆地西南部和伊犁河谷西部为4000 $^{\circ}\text{C}$;陕西的陕北、甘肃的陇东、河西走廊、安西敦煌盆地为3400~4000 $^{\circ}\text{C}$,宁夏同心以北,甘肃的中部等地为3600~3800 $^{\circ}\text{C}$;甘肃的西和以西等地为2500~3500 $^{\circ}\text{C}$,青海的东部地区、柴达木盆地为2000~3500 $^{\circ}\text{C}$,宁夏同心以南,青海的湟、黄谷地普遍多于3000 $^{\circ}\text{C}$,新疆的阿尔泰山山前平原、塔城盆地为2500~3000 $^{\circ}\text{C}$,甘肃的祁连山区等地海拔3000m以下地区为1100~3000 $^{\circ}\text{C}$,青海的青南高原南部为1500~2000 $^{\circ}\text{C}$,甘肃的甘南高原为1400~1900 $^{\circ}\text{C}$,海拔2500m以下川谷区为2500~2700 $^{\circ}\text{C}$;青海的青南高原和祁连山地大部,新疆天山高山区为1000 $^{\circ}\text{C}$ 以下,青南高原的伍道梁不足600 $^{\circ}\text{C}$ (图2)。

(二) 日平均气温 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的界限温度及积温变化特点

日平均气温稳定大于 10°C 的时期是喜凉作物和某些多年生植物的活跃生长期以及喜温作物开始播种与生长活动期。 10°C 初日是水稻、棉花、玉米、花生等喜温作物开始播种的日期(有些地方棉花、水稻以 12°C 初日作为开始播种的日期); 10°C 终日为水稻等喜温作物停止生长,棉花成熟与品质开始受到较大影响的日期。 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的积温代表能被喜温作物有效利用的热量资源。

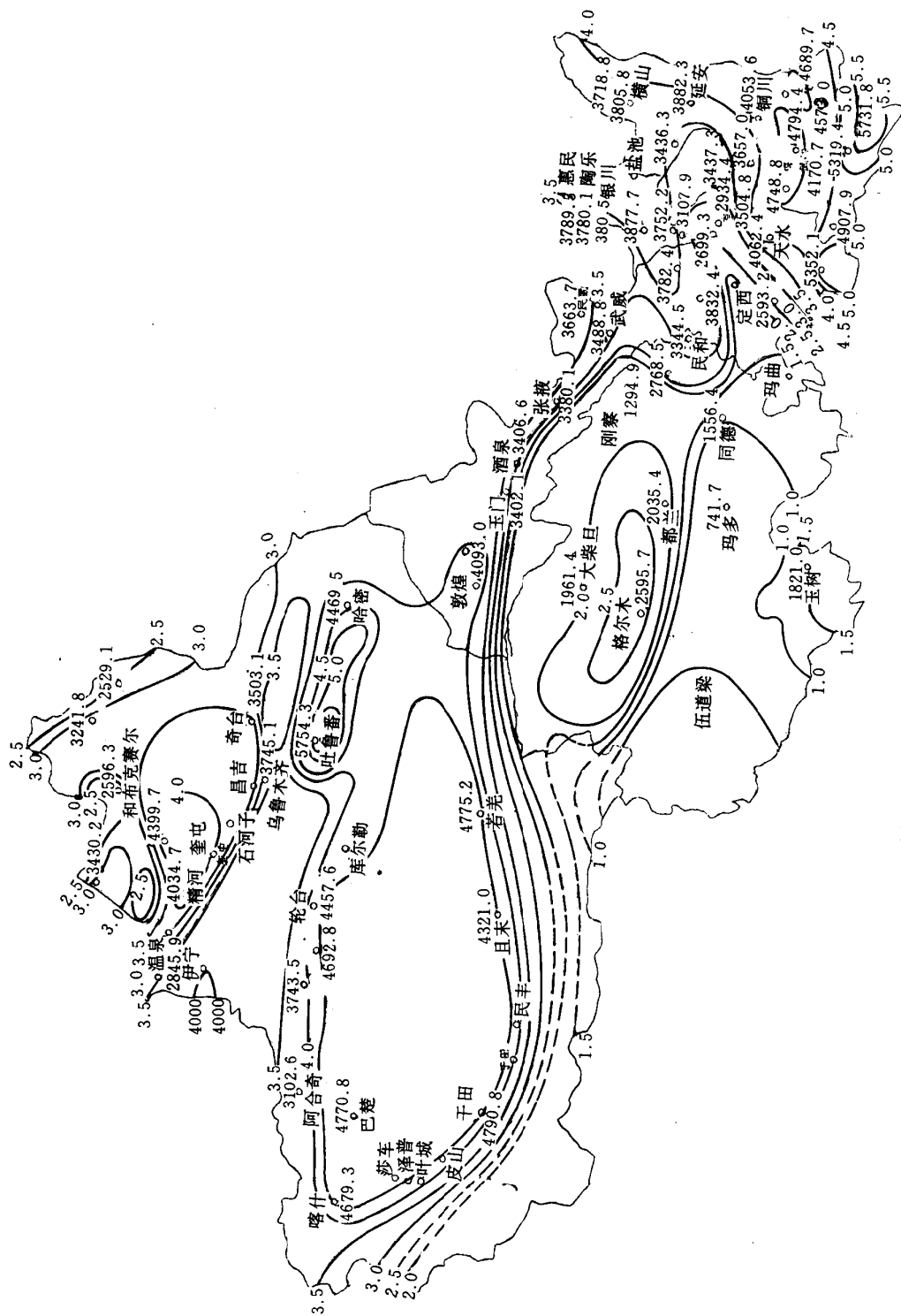


图 2 西北地区日平均气温 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 的活动积温

1. 初终日期及初终间持续日数

分布特点与日平均气温 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 的初终日及初终间持续日数的分布特点一致。西北大部分地区可持续150天以上。陕西的陕南安康盆地,甘肃的陇南、东南部,新疆的塔里木盆地西南部和吐鲁番盆地始于3月下旬,止于11月上中旬,而新疆的塔里木盆地西南部和吐鲁番盆地提前到10月下旬,持续日数为200~230天;陕西的关中大部分地区始于4月上旬,止于10月中下旬,持续日数为180~210天;宁夏同心以北,甘肃的河西走廊、安西敦煌盆地、新疆的伊犁河谷和准噶尔盆地始于4月中旬,止于10月上旬,持续日数为170天左右;陕西的陕北、甘肃的陇东、中部部分地区始于4月中下旬,止于10月上中旬,持续日数为155~185天;青海的湟、黄谷地始于4月下旬,止于10月上旬,持续日数普遍在140天左右,其中民和为161天;甘肃的西和以西和清水以北地区始于4月下旬~5月下旬,止于9月下旬、10月上旬,持续日数为120~160天;宁夏同心以南,甘肃的祁连山等地海拔2500m以下,新疆的北部和西北部始于5月上中旬,止于9月中下旬,持续日数为100~150天;青海的柴达木盆地大都始于5月中下旬,止于9月上中旬,持续日数为100天以上,其中的格尔木为131天;新疆的天山巴音布鲁克始于7月中旬,止于8月上旬,持续日数为20天;青海的祁连山地和青南高原始于7月中下旬,止于8月上中旬,持续日数大部分短于50天;甘肃的甘南高原、玛曲及以西以南地区始于7月下旬,止于8月上中旬,持续日数为23天以下,而位于这些地区的海拔2500m以下川谷始于5月中旬~6月上旬,止于9月中下旬,持续日数为110~130天;青海的巴颜喀拉山及其南北两侧以及青南高原西部的广阔地区因终年日平均气温都在 10°C 以下,所以也就没有初终日(图3)。

2. 积温

$\geq 10^{\circ}\text{C}$ 积温分布特点与 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 积温分布特点一致。西北地区一般在2500~4000 $^{\circ}\text{C}$ 。新疆的吐鲁番盆地为4500~5400 $^{\circ}\text{C}$;陕西的陕南、甘肃的陇南、东南部为4000~4600 $^{\circ}\text{C}$;陕西的关中,新疆的塔里木盆地多为4000 $^{\circ}\text{C}$ 以上;甘肃的河西走廊、安西敦煌盆地等地,新疆的准噶尔盆地西南部和伊犁河谷多为3000~3500 $^{\circ}\text{C}$;宁夏同心以北为3200~3300 $^{\circ}\text{C}$;甘肃的陇东、中部等地为3000~3300 $^{\circ}\text{C}$;陕西的陕北为2800~3500 $^{\circ}\text{C}$;新疆的阿勒泰西部、塔城盆地、伊犁河谷东部多为2500~3000 $^{\circ}\text{C}$;宁夏同心以南,青海的湟、黄谷地部分地区为2000~2500 $^{\circ}\text{C}$;青海的柴达木盆地中部为2000 $^{\circ}\text{C}$ 以上;甘肃的西和以西和清水以北地区为1700~2800 $^{\circ}\text{C}$;甘肃的祁连山区等地海拔2500m以下为1500~2500 $^{\circ}\text{C}$;青海的青海湖周围地区一般小于1500 $^{\circ}\text{C}$,其余地区均在1000 $^{\circ}\text{C}$ 以下;甘肃的甘南高原、玛曲及以西以南地区为260 $^{\circ}\text{C}$ 以下;海拔2500m以下地区为1400~1900 $^{\circ}\text{C}$;青海的青南高原和祁连山地不少地区终年在 10°C 以下,所以大部分少于200 $^{\circ}\text{C}$ (图4)。

另外,做了西北地区日平均气温 $\geq 3^{\circ}\text{C}$ 、 5°C 、 15°C 、 20°C 、 22°C 的积温分布图(图略)。由图中可见总的分布趋势为南部高于北部,盆地、平原高于山地、高原。随着界限度的增高,积温高值区的数值也随之减小,积温等值线在图中也随之变得稀疏。新疆境内的积温很高,塔里木盆地、准噶尔盆地、吐一哈盆地随着界限温度的增高,都能保持较高的值,尤其是吐鲁番盆地当界限温度为 22°C 时,还能保持4000 $^{\circ}\text{C}$ 的积温;陕西的陕南、关中,甘肃的陇南、东南部次之,当界限温度为 22°C 时,这些地方能达1000~2000 $^{\circ}\text{C}$;宁夏更次之,当界限温度为 22°C 时,同心以北为500~800 $^{\circ}\text{C}$,同心以南为100 $^{\circ}\text{C}$ 以下;甘肃的甘南高原、玛曲及以西以南地区及青海最低,尤其是青海的青南高原,当界限温度为 20°C 时,青南高原的积温为 0°C ;当界限温度为 22°C 时,青海整个省区的积温均为 0°C 。

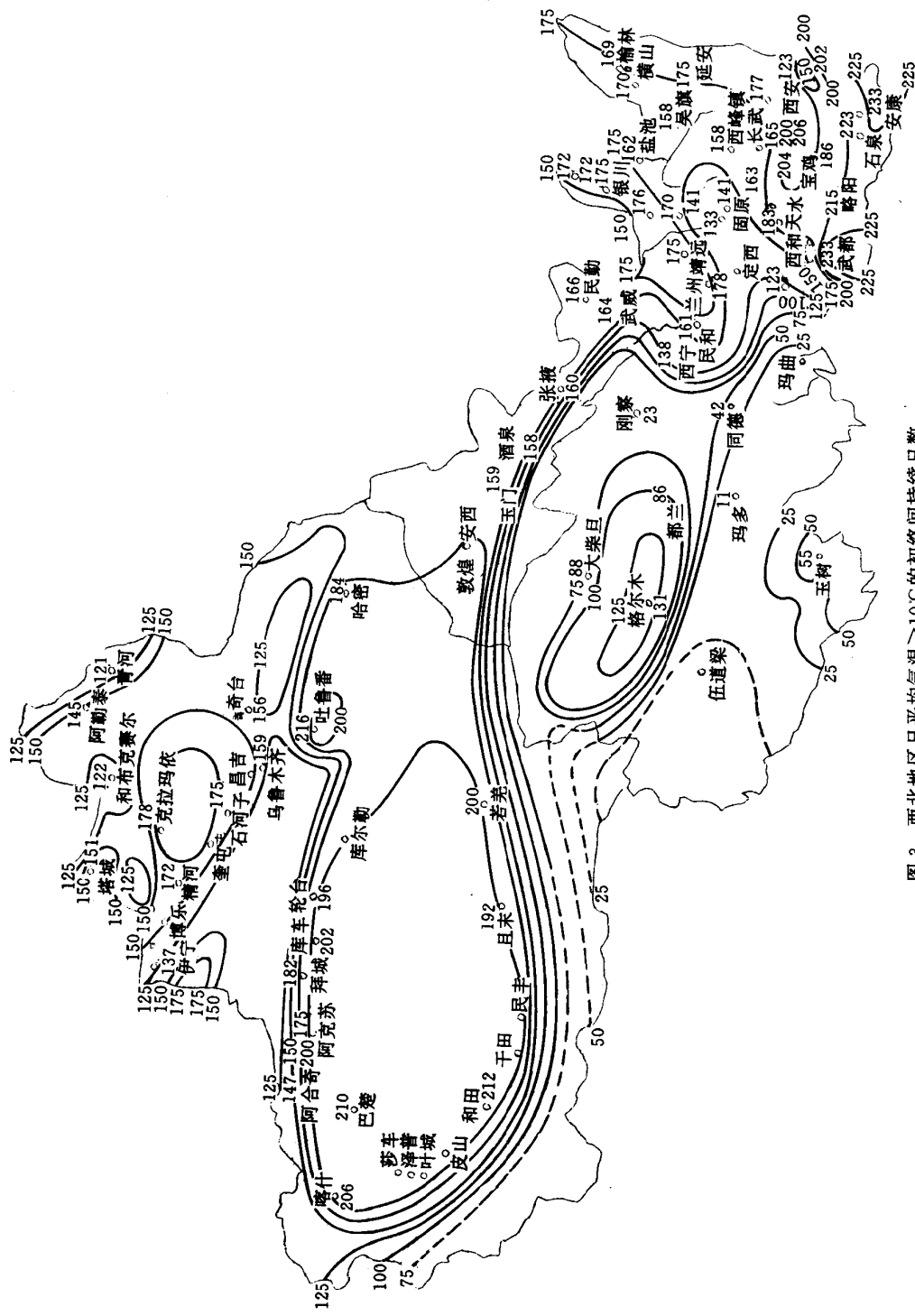


图 3 西北地区日平均气温 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的初终间持续日数

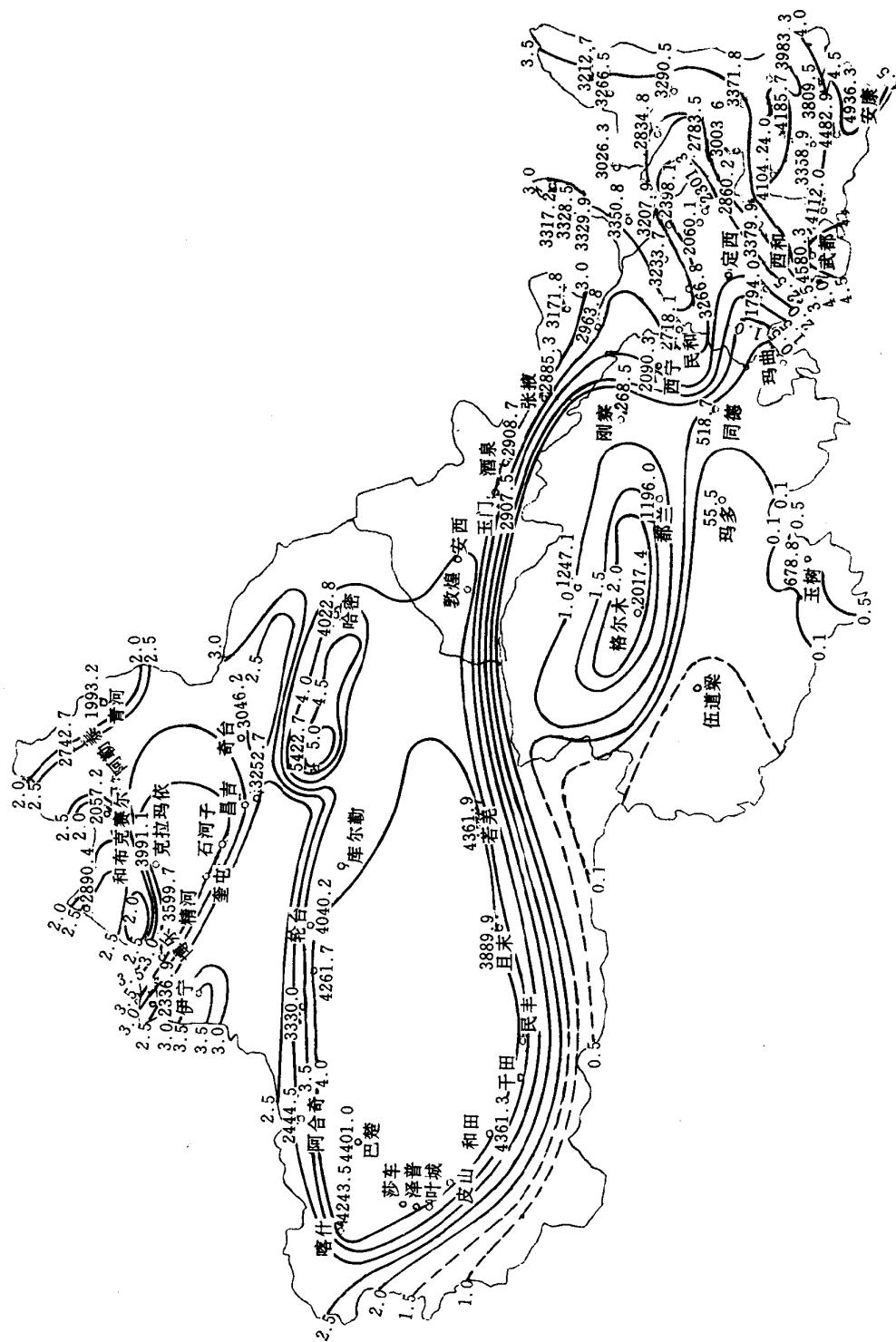


图 4 西北地区日平均气温 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的活动积温

由上所述，西北地区界限温度持续日数和其相应的积温总的变化趋势是南部高于北部，盆地(平原)高于山地(高原)这种变化由于受到纬度、地势等的影响又具有相应的变化。新疆的塔里木盆地、吐一哈盆地、准噶尔盆地，陕西的陕南，甘肃的陇南、东南部等地方界限温度持续日数和其相应的积温占有很大优势，尤其是新疆的吐鲁番盆地；宁夏的界限温度持续日数和其相应的积温值显得弱了很多，而且由于地势的影响，呈现北高南低的趋势；青海的界限温度持续日数和其相应的积温最弱。界限温度越高，青海的界限温度持续日数和其相应的积温与其它四省区相差得越远。

一般地，界限温度持续日数越长，其相应的积温就越高。但这种情况并不是唯一的。例如，新疆的吐鲁番盆地日平均气温 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 的持续日数为 275 天，小于陕西的陕南汉江谷地的 350 天，但它们的积温却相差无几。吐鲁番盆地日平均气温 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的持续日数为 200 天，小于陕南汉江谷地的 225 天，但吐鲁番盆地的相应的积温却高达 5000 $^{\circ}\text{C}$ 以上，而汉江谷地的高值区在 4500 $^{\circ}\text{C}$ 以上。

根据不同的热量条件、地理环境等种植不同的农作物，从而可以充分利用热量资源，提高经济效益。附热量分区指标(表 1^[6])仅供大家参考。

表 1 热量分区指标

热量区 名 称	热 量 指 标			农 业 意 义
	区号	$\geq 10^{\circ}\text{C}$ 积温 ($^{\circ}\text{C}$)	无霜冻期 (d)	
炎热区	I	>4500	>220	1. 适宜喜温作物晚熟种、中晚熟陆地棉、早中熟长绒棉栽培 2. 一年两熟条件比较好,适宜复播喜温作物中晚熟品种,麦、棉可以两熟
温热区	II 1.	4500~3950	>220	1. 适宜喜温作物晚熟种、中熟陆地棉、早中熟长绒棉栽培 2. 一年可以两熟,复播喜温作物中熟品种
	II 2.	3500~3950	220~200	1. 适宜喜温作物晚熟种、中熟陆地棉、早熟长绒棉栽培 2. 一年两熟,可以复播喜温作物中熟种
	II 3.	4500~3950	200~180	1. 适宜喜温作物晚熟种、中熟陆地棉、特早熟长绒棉栽培 2. 一年两熟只宜复播喜温作物早中熟种
温暖区	III	3950~3500	185~175	1. 适宜喜温(粮油)作物熟种、特早熟陆地棉栽培 2. 可以复播糜子、油菜、谷子
温和区	IV	3500~3150	175~160	1. 适宜喜温(粮油)作物中晚熟种栽培 2. 可复播填闲作物
温凉区	V	3150~2150	160~140	1. 适宜各种成熟类型的喜凉作物栽培 2. 可发展喜温(粮油)作物早中熟种
冷凉区	VI	2150~1500	140~120	1. 适宜喜凉作物早、中熟种栽培 2. 不能种喜温作物
寒冷区	VII	<1500	<120	1. 只宜发展牧业、林业生产 2. 不宜发展种植业

致谢：本所王承义、张为国两位同志在工作中给予帮助，在此表示衷心的感谢！

参 考 文 献

[1] 李克煌 气候资源学 河南大学出版社 ,184~186(1990)。

- [2] 周特先等,宁夏国土资源,宁夏人民出版社,86~87(1988)。
[3] 陕西省气象局区划办公室编,陕西省农业气候区划,西安地图出版社,16~23(1988)
[4] 张家诚、林之光 中国气候 上海科学技术出版社,63~73(1985)。
[5] 中央气象局,中华人民共和国气候图集,地图出版社出版,83~88(1979)。
[6] 徐德源,新疆农业气候资源及区划,气象出版社,17~38(1989)
[7] 钱林清,黄土高原气候,气象出版社,38~43(1991)。
[8] 张家诚,中国气候总论,气象出版社,112~115(1981)。

DISTRIBUTION FEATURES OF THERMAL RESOURCE IN THE NORTHWESTERN PART OF CHINA—CRITICAL TEMPERATURES AND THEIR ACCUMULATED TEMPERATURES

Yuan Chunqiong

(Xinjiang Institute of Meteorology,Urumqi 830002)

Abstract

In this paper,distribution features of critical temperatures (such as 0 C,10 C etc) and their accumulated temperatures are analyzed by means of temperature data for nearly 40 years of 65 meteorological stations in the northwestern part of China,some results have been obtained. The results are shown : duration of critical temperature and relevant accumulated temperature in the south (or in basin(plain)) of the northwestern part of China is higher than those in the north (or on the mountain(plateau)) of the northwestern part of China ,the variable tendency changes with latitude and topography etc. In general, the higher duration of critical temperature is , the higher relevant accumulated temperature is.

Key words: The northwestern part of China,Critical temperature,Accumulated temperature.

新疆风能资源分区和开发利用建议

桑修诚

(新疆气象科学研究所 乌鲁木齐 830002)

提 要

本文概述了新疆风资源分布特征,根据年有效风能密度和风能利用方向,对新疆风能资源进行分区,并对开发利用的前景进行分析并提出建议。

关键词:新疆 风能 利用

一、风能概况

新疆地处中纬度地区,冷暖空气活动频繁,风多风大是新疆尤其是北疆和东疆地区的一大气候特点。新疆较大的风速通常是在冷空气入侵前后,地区间气压梯度加大和有利的地形条件(即狭管效应)共同作用下形成的。入侵新疆的冷空气有西方、西北方和北方三条路径。因此,每当冷空气入侵新疆时,北疆和东疆总是首当其冲。又因北疆西部山地不如南疆西部高峻,且多畅通气流的峡谷、山口、河谷,所以新疆近地面风速的地区分布特点是北疆大、南疆小,北疆西部、东部和南疆东部大,准噶尔盆地和塔里木盆地腹部小,高山、高原大,中、低山区小,山口、谷地处最大;风速较大区域多呈孤岛分布。

年平均风速,北疆准噶尔盆地西部和额尔齐斯河谷西部在 4m/s 以上,其中阿拉山口高达 6m/s ;北疆东部三塘湖、淖毛湖戈壁为 $5\sim 6\text{m/s}$;沿天山北麓的农业地区在 3m/s 以下,伊犁河谷为 $2\sim 2.5\text{m/s}$ 。位于中天山的乌鲁木齐—达板城谷地是南北疆气流通道,谷地内可达 6m/s 以上。广大东疆东地区风速较大,“三十里风区”、“百里风区”在 $4.5\sim 5.5\text{m/s}$ 。红柳河至罗布泊为 5m/s 左右;南疆孔雀河以西的塔里木盆地,多在 2m/s 左右,高山、高原多在 $3\sim 4\text{m/s}$ 或以上,中、低山区多在 3m/s 以下。

根据新疆各地多年风频资料和有关气象参数所计算得到的风能资料表明,新疆风能资源分布总趋势与平均风速分布趋势基本一致;地形的狭管效应对风能分布影响极大,所有风能功率密度高值区,都位于两大山脉之间的谷地(或河谷)地区。北疆阿尔泰山与沙吾尔山之间的额尔齐斯河谷西部地区,准噶尔盆地西部乌日可下山与加依尔山之间的老风口地区,巴尔鲁克与阿拉套山之间的阿拉山口地区,中天山断裂处的达板城谷地,阿尔泰山东端与天山东段之间的三塘湖—淖毛湖戈壁,东天山缺口处七角井至十三间房,库鲁克塔格与阿尔金山之间的罗布泊地区,全年平均气象风能功率密度 $150\sim 300\text{W/m}^2$ (阿拉山口高达 500W/m^2)。有效风能功率密度在 $200\sim 300\text{W/m}^2$,其中达板城、阿拉山口为 $500\sim 600\text{W/m}^2$ 。上述地区大于 3W/m^2 风速全年在 $5000\sim 7000\text{h}$ 。年有效风能,以南北向、东西向气流通道的峡谷、山口最为丰富,可达 $3000\text{kW}\cdot\text{h/m}^2$ 以上;北疆准噶尔盆地多在 $300\sim 800\text{kW}\cdot\text{h/m}^2$,盆地东西两侧可达 $500\sim 600\text{kW}\cdot\text{h/m}^2$;南疆东部在 $800\text{kW}\cdot\text{h/m}^2$;塔里木盆地多在 $200\text{kW}\cdot\text{h/m}^2$ 以下。

从对新疆风能资源各要素分析中可以看出以下特点:①风能蕴藏量丰富。全疆近地面风能全年可提供的电力多达 9000 多亿度;②地区分布极不均匀,风能丰富区域呈孤岛状不连续分布,年有效风能 $1000\text{kW}\cdot\text{h/m}^2$ 等值线所包围的面积仅占全疆的十分之一,却集中了全疆三

分之一以上的风能资源。由于地形的影响，风能资源丰富区域较为集中，为建设风力田提供了良好的场所；③风能时间变化显著，有明显的日变化、季节变化和年际变化。

二、新疆风能资源分区

世界气象组织（WMO），按有效风能功率密度和相应的年平均风速，将全世界风能资源分成 10 个等级。新疆多在 6 级以下。朱瑞兆按有效风能和 3m/s 以上风速小时数，将全国划分成 5 个区，新疆的北疆属风能较丰富区，南疆塔里木盆地则为风能贫乏区。这些分区都在一定程度上反映了新疆风能资源的面貌。我们按风能资源的多少和利用方向，将新疆分成五个大区，大区再按所在的地理位置分成若干分区。

从世界风能资源利用的发展来看，建立风力田无疑是个重要的发展方向。建立风力田的地区，必须有足够大的风速，且能保证风力机能有足够运行时间。因此我们把年有效风能密度 2000 度/m² 以上能建设风力田的地区作为风能资源丰富区；年有效风能密度 1000~2000 度/m²，风能资源能被用来加工农（牧）业产品、提水和向农牧民提供高水平用电（见表 1）作为风能资源次丰富区；年有效风能密度 400~1000 度/m² 能使 100W 微型风机正常工作 9 个月以上，其电力能满足农牧民低水平生活用电（见表 2）的地区，作为风能资源可利用区；年有效风能密度 240~400 度/m²，100W 微型风力发电 6~8 个月，定为风能资源季节利用区，年有效风能密度 240 度/m² 以下定为风能资源贫乏区（图 1）。

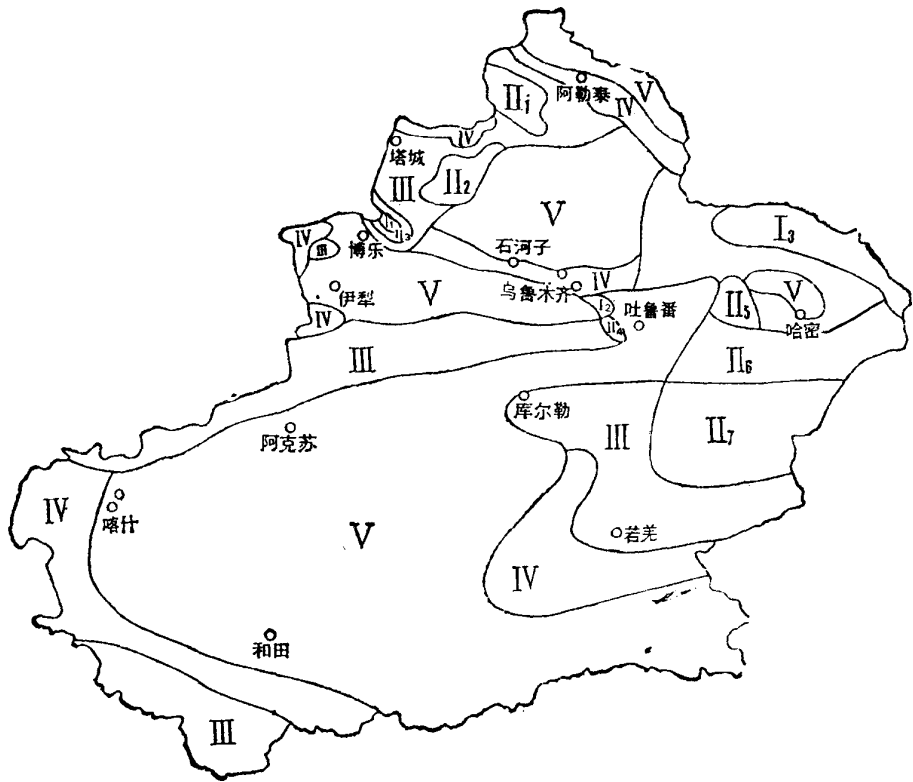


图 1 新疆风能资源分区图

风能资源丰富区；■ 风能资源次丰富区；■ 风能资源可利用区；■ 风能资源季节利用区；■ 风能资源贫乏区

表 1 农牧区每户高水平耗电（年）

项 目	功率(W)	使用小时数	耗电(度)
照明	100	780	73.00
电视机	65	1280	83.20
收录机	12	1460	17.20
电热褥铺	80	1460(半年)	116.80
电热炉	1000	730	730.00
电烤箱	900	200	180.00
电冰箱	150	10个月	255.00
合 计			1455.52

表 2 农牧区每户低水平耗电（年）

项 目	功率(W)	使用小时数	耗电(度)
照明	30	1460	36.50
电视机	40	1280	51.20
收录机	12	730	8.76
电热褥铺	40	1200	48.00
合 计			44.46

（一）风能资源丰富区

目前 国外风力田多以 100 至 450kW 单机联网并入大电网，只要风速在起动风速以上，风力发电机就开始发电 并向电网输电。据丹麦资料 认为能使 100kW 风力发电机全年发电量达到 20 万度，则在经济上是可行的，25 万度属良好，30 万度为最佳。根据新疆风能公司资料，与丹麦合资生产的风机，每 100kW 风力机人民币 100 万元。全年发电 20 万度，以机组寿命 20 年计，每度电的成本为 0.25 元 加上管理费 约 0.30 元。这个成本虽然比火电、水电成本要高 但要比目前 50 和 100W 微型风机发电成本低得多，后者每度电成本为 0.80~1.00 元。如果再考虑到社会和生态环境效益，每度电成本为 0.30 元是可以被接受的，特别是在能源紧缺的地区更是如此。这样，我们就按能使 100kW 风力发电机全年发电达 20 万度作为建立风力田的下限考虑风能利用的经济性，要求全年有 8 个月以上正常发电时间，即每月发电量不小于 1 万度。对于直径为 19m 的风机，要每月有效风能密度在 120 度/m² 以上。根据 Wincon100kW 资料，若以平均效率 0.3 考虑 只有当全年 4m/s 以上风能密度达 2350W·h/m² 的地区才能满足上述要求 这相当于 10m 高度有效风能为 2000 度/m²。为此 我们有风能资源丰富区指标如下：

根据现有气象资料分析，风能资源丰区包括阿拉山口风区（ 1-1）、达板城风区（ 1-2）和哈密北戈壁风区（ 1-3）。

〔 1-1〕阿拉山口风区

本区位于北疆西部博乐县和托里县之间的由巴尔鲁克山和阿拉套山构成的乌郎康勒谷地，长约 100km 宽约 40km 地区，两侧山峰高度在海拔 2000~3000m 之间，阿拉山口呈一狭窄的气流通道。当北方冷空气入侵新疆时，在气压梯度方向与山谷走向一致时，易形成强劲西北大风。阿拉山口素有风口之称。

表 3 风能资源丰富区指标（10m 高度处）

年有效	风速 3m/s	风速 12m/s	全年可正常
风能密度	以上小时数	以上小时数	发电月份
>2000 度/m ²	>5000h	1400h 以上	8 个月以上

表 4 阿拉山口风区资源要素

年平均	气象风能	4—25m/s	u _c = 4m/s u _d = 14m/s	可利用
风速	功率密度	小时数	风能密度	月份
6.0m/s	537W/m ²	5114h	2787 度/m ²	全年

注 u_c 为起动风速，u_d 为额定风速，下同。

本区是全疆风能功率密度最大的地区，近地面理论风能蕴藏量全年达 470 亿 kW·h。在靠边境 300km² 范围内，100kW 单机，全年可提供电力约 28.7 万度，以一平方公里装机 80 台

计,全年可提供电力约 70 亿度。博尔塔拉蒙古自治州是一无煤、二无油,水力资源也不甚丰富的能源紧缺地区,而得天独厚的风力资源,给本地区带来希望。特别是阿拉山口具有建立大型风力发电场的优势,可为当地工农牧业发展提供丰富的动力。本地区风力资源以 3~10 月为最佳,根据对当地电力负荷曲线分析,每年从 4 月到 11 月都是缺电。开发风能,对缓和当地供电紧张有着重要意义。由于风电是随机性和间断性供电,在与大电网并网时,风力发电场容量以目前技术只能占总系统容量的 10%。今后随着本地区电力与其它地区联网,可以建立 10~20 万千瓦大型风力发电站,特别是随亚欧大陆桥运输的繁荣,发展阿拉山口大型风力田不仅是可能,也是急需的。另外,可以利用风力提水,建设蓄能电站,提高水的重复利用率。在风区东南方艾比湖周围风速相对较低地区,采用多叶片风速风力提水机满足林业及草场灌溉用水,可以缓和电力紧张状态。

[I -2]达板城风区

阿拉山口地区 空气干燥、降水稀少 这对于建立电力网是有利的。但本区冬、夏温差大 10 分钟平均最大风速可达 46m/s,瞬时风速最大为 56m/s,夏季雷暴较多,这些都是在建设风力田中应考虑的问题。

本区位于天山区之间的谷地,西北起于乌鲁木齐南郊,东南至达板城山口。谷地东北侧为博格达山 西南为盖氏山 长约 80km 宽约 15~30km 是南北疆气流的通道。当北疆准噶尔盆地气压高于南疆时,谷地盛行西北风,而当南疆气压高于北疆时,常刮东南风。区内气象风能功率密度达 300-400W/m² 年风能蕴藏量 250 亿 kW·h,从芨芨槽至达城山口沿兰新铁路两侧,可安装 3 万 2 千台 100kW 风机 可提供 75 亿度电力。

表 5 达板城风区风资源要素

年平均风速	气象风能	4~25m/s	$u_c=4m/s$ $u_d=14m/s$	正常发
	功率密度	风速小时数	风能密度	电月份
5.0~6.0m/s	300~380W/m ²	5000~5500	2000~2800 度/m ²	全年

根据达板城和柴窝堡的气象资料,兰新铁路两侧 10~15km 范围内,全年各月平均风速均在 5m/s 以上 春季月份可超过 7m/s,风资源可保证全年各月提供电力。达板城风区内有大电网经过,为本区建立大型风力田提供了极好条件。乌鲁木齐电力供应紧张,虽有丰富的煤炭资源,由于污染问题和水资源的限制,要建立大型火电厂已很困难。因此建立大型风力田,作为调峰电力,缓和乌鲁木齐电力供应,势在必行。本区紧靠乌鲁木齐,技术力量较强,如果经济力量许可,近期就可建立 10 万 kW 的大型风力发电场,2000 年后随着乌鲁木齐电网的延伸和扩大 建设 20-30 万 kW 超大型风力发电场也是有可能的。即使这样,其所使用的风资源仍不到可以利用的 1/10,本风区的柴窝堡地区是乌鲁木齐第二水源地,可以建立风力提水机群,抽取地下水,缓和乌鲁木齐用水紧张状况。

本区雷暴、雾凇等不利天气较少,但要注意预防大风和沙尘的危害。据调查达板城地区最大风速(10 分钟 超过 40m/s,风力机必须能经受强风的袭击。

[I-3]哈密北部戈壁风区

本区位于东疆的巴里坤县和伊县北部的三塘湖—淖毛湖戈壁地区,其北部为阿尔泰山支脉 南部为天山东端。进入北疆的冷空气 因狭管作用 加大风速 每年 3~11 月风速较大。在东西长约 300km 南北宽约 70km 范围内,蕴藏的风能资源可提供 500 亿 kW·h 电力。

表 6 哈密北部戈壁风区风资源要素

年平均风速	气象风能	4~25m/s	$\mu_c=4\text{m/s}$ $u_d=14\text{m/s}$	可利用
	功率密度	的小时数	风能密度	电月份
5~6.2m/s	250~300W/m ²	5000~5500	1800~2000度/m ²	10~12月

由于本区的附近没有大电网，因此在近期不可能建设风力田，但可利用风力资源提水灌溉草场，也可以建设 10~20kW 独立运行系统作动力，加工畜产品、磨面和制冷。

本区对风能利用不利的气象条件，主要是冬夏温差大和春季的风沙。

(二) 风能资源次丰富区

从经济效益考虑，年有效风能密度小于 2000 度/m² 时，建立风力田是不可取的。但可安装独立运行系统，也可以是风机柴油机联网系统，或建立直接磨面、提水的动力系统，其单机功率多为 10~55kW。在年有效风能密度 1000~2000m/s 地区，这类风机可在额定功率下运行 1500h 以上。考虑经济性，每月有效风能密度要求 100 度/m² 以上。这类地区划为风能资源次丰富区，其指标列于表 7。

表 7 风能资源次丰富区指标

年平均风速	年有效风能密度	风速 3m/s 以上小时数	风速 8m/s 以上小时数	全年可利用月数
4~5m/s	1000—2000度/m	4500h 以上	1500h 以上	6 个月以上

风能资源次丰富区有，额尔齐斯河河谷西部风区（Ⅱ-1），准噶尔盆地西部风区（Ⅱ-2），艾比湖风区（Ⅱ-3），吐鲁番西部风区（Ⅱ-4），七角井 100 里风区（Ⅱ-5），哈密南部戈壁风区（Ⅱ-6），罗布泊风区（Ⅱ-7）。

[Ⅱ-1]额尔齐斯河河谷西部风区

本区包括哈巴河县、布尔津县、吉木乃县的河谷平原地区。本区风能的形成主要是由于冷空气入侵时偏西大风，或冷空气入侵后准噶尔盆地受高压控制时出现的偏东大风，风能资源主要集中在海拔 800m 以下的河谷、平原地区。山区受地形影响，风能骤减。全年 3~20m/s 风速为 5000~6700h，有效风能密度 1000~1800 度/m²，风能总蕴藏量达 780 多亿 W·h，可提供电力 230 亿度，哈巴河县和布尔津县北部风能以冬、春季为多，其余地区以春季为多。

表 8 额尔齐斯河河谷西部风区风资源要素

年平均风速	气象风能	3~20m/s	$u_c=4\text{m/s}$ $u_d=14\text{米/秒}$	可利用
	功率密度	风速小时数	的风能	月 份
4.0~5.0m/s	150~200W/m ²	5000~6700	1000~1500度/m ²	东部:3~10月 西部:10~5月

本区是新疆主要牧区，除县城有小火电或柴油发电外，广大牧区属无电区。可以安装 1~10kW 风力机进行发电，提水、畜产品加工，也可建立与小水电联网的风力发电站，或利用风力建立蓄能水电站。另外对于流动的蒙古包可以配置 50~100W 微型风力发电机，解决牧民照明等生活用电。

本区冬季严寒漫长，极端最低气温在 -40℃ 以下，是新疆最冷地区之一。同时冬季常有暴风雪发生，雾凇出现也较频繁。每年 4~11 月还时有雷暴天气，这些是在风能利用问题上必须

要注意的气象问题。

[II -2]准噶尔盆地西部风区

本区位于北疆准噶尔盆地西缘与准噶尔西部山地之间广大地区，包括额敏的老风口地区，托里县的庙儿沟和布克赛尔县南部和克拉玛依北部，面积约 14000km² 风能理论总量为 800 亿 kW·h 可提供 245 亿度电力 全年 3~20m/s 风速在 4500h 以上 其中 8m/s 以上风速在 1000h 以上。在 4~9 月可利用风力灌溉草场，解决人、畜饮水，畜产品加工。另外在老风口、铁厂沟地区，可以建立与小火电或柴油机联网的风力发电站，以缓和当地电力紧缺。本区风力资源多数地区以 4~9 月为最多，而老风口地区则以 10 月到翌年 4 月为最多。

表 9 准噶尔盆地西部风区风资源要素

年平均风速	气象风能	3~20m/s	$u_c=4\text{m/s}$ $u_d=14\text{m/s}$	可利用
m/s	功率密度	风速小时数	风能密度	月 份
4~5	150~200	4500~5500	900~1200 度/m ²	老风口:10~4 月 其余:4~9 月

不利的气象条件有：老风口地区冬季的风吹雪、严寒，夏季高温和克拉玛依春季的极大风速（常在 40m/s 以上）。

[II -3]艾比湖风区

本区位于阿拉山口东南的艾比湖及其周围地区，是阿拉山口风区的延伸部分，面积约 2500km²，可装风力机面积约 1500km² 根据内插推算 风能总蕴藏量约 73 亿 kW·h 可提供 22 亿度电力。本区风力资源除可供当地农牧民照明外，还可配置风力提水机，灌溉草场荒地。

表 10 艾比湖风区风资源要素

年平均风速	气象风能	3~20m/s	$u_c=4\text{m/s}$ $u_d=14\text{m/s}$	可利用月份
	功率密度 W/m ²	m/s 风速小时数	风能密度	
4~5m/s	150~200	4500~5000	1000 度/m ²	3~10 月

[II -4]吐鲁番西部风区

本区北起乌鲁木齐县与托克逊县交界处后沟、白杨河，经三个泉、五道梁至托克逊县城。可利用风能范围 南北约 50km 东西约 20km 风能理论储藏量约 100 亿 kW·h 可提供 22 亿度电力。本区 3~20m/s 风速为 4000~5500h 其中 8m/s 以上风速在 1500h 左右。本区风能利用以 4~9 月为最佳时期。这里的风能用来发电，除能满足夏半年农牧民生活用电外，还可用风力提水、磨面和小型农、牧产品加工，铁路沿线车站可以利用风力发电，解决信号灯和生活照明。

表 11 吐鲁番西部风区风资源要素

年平均风速	气象风能	3~20m/s	$u_c=4\text{m/s}$ $u_d=14\text{m/s}$	可利用月份
	功率密度 W/m ²	风速小时数	风能密度	
4~5m/s	150~200	4500~5500	1000~1500 度/m ²	3~10 月

本区大风和风沙日数较多，夏季最高气温常在 40℃ 以上，给风力机的可行运行带来不利。

[II -5]七角井～百里风区

本区位于中山天博格达山与东天山之间峡谷及其南部的兰新铁路了墩至十三房约 100km 铁路沿线 呈三角形区域 本区每年 3～11 月风速较大，全年 3～20m/s 风速为 4500～6000h 有效风能密度 1200～1800 度/m² 风能总蕴藏量约 370 亿 kW·h 本区 8m/s 以上风速在 2000h 以上 ,10～50kW 风力机可用来发电、提水，不仅可以解决居民照明用电和沿线铁路车站用电，还可以利用风力资源开采七角井食盐资源。

表 12 七角井～百里风区风资源要素

年平均风速	气象风能 功率密度 (W/m ²)	3～20 m/s 风速小时数	$u_c=4\text{m/s}$ $u_d=14\text{m/s}$ 风能密度	可利用月份
4.5～5.5m/s	150～200	4500～6000	1000～1500 度/m ²	2～10 月

[II -6]哈密南部戈壁风区

本区包括哈密南部戈壁，了墩至红柳河铁路沿线，其东部与甘肃的河西走廊相连。北方来的冷空气或由此向东进入甘肃，或由此北拐向西进入南疆，每年 3～9 月平均风速均在 5m/s 以上 全年 3～20m/s 风速达 5500～6700h 其中 8m/s 以上风速在 1500h 以上 风速变化较为平稳。本区范围较大，除戈壁、沙丘外，还布有雅丹地形。除铁路沿线外，多数地区为人烟稀少的待开发区，估计本区风能年蕴藏量约 1250 亿 kW·h。在有居民和铁路沿线可以利用风力来发电和提水。从风速分布看，比较适合发展小型风机。

表 13 哈密南部戈壁风区风资源要素

年平均风速	气象风能 功率密度 (W/m ²)	3～20m/s 风速小时数	$u_c=4\text{m/s}$ $u_d=14\text{m/s}$ 风能密度	可利用月份
4.5～5.5m/s	140～200	5500～6700	1000～1200 度/m ²	3～10 月

本区不利的天气主要是春季的大风和风沙，全年大风日数达 90 天，气象站观测最大风速超过 30m/s。据调查最大风力在 12 级以上 每年春、夏可出现 30～35 天风沙天气，其中沙尘暴可达 10 天左右。

[II -7]罗布泊区

本区包括若羌、尉犁东部的广大戈壁、沙丘和雅丹地形，基本上是个无人区，在未来几年难以发展。根据罗布泊附近某气候站资料，罗布泊地区年平均风速 5m/s,6 级以上大风全年 115 天 本区地域辽阔 估计风能蕴藏量约 2300 多亿 kW·h。

本区气候条件恶劣，夏季气温高，春季多风沙天气，全年沙暴天气多达 56 天。

表 14 罗布泊风区风资源要素

年平均风速	气象风能 功率密度 (W/m ²)	3～20m/s 风速小时数	$u_c=4\text{m/s}$ $u_d=14\text{m/s}$ 风能密度	可利用月份
5m/s	140～160	5000～6000	1000 度/m ²	3～10 月

(三) 风能资源可利用区

在年风能密度 1000 度/m² 以下的地区，其风能一般只能用于 1kW 以下微型风力发电机发电或低速风力提水机的提水。据调查，以农、牧区低水平用电量（表 2）平均每日耗电 0.4 度。以目前国产 100W 微型风力发电机为例，其起动风速为 3m/s 额定风速为 6m/s 如果一天，在额定风速以上运行 2.5h，再加上小于额定风速所产生的电能，则可满足低水平用电的需要。对于全年而言，6m/s 以上风速达 920h，100W 风力发电机所提供的电力就达到全年低水平用电的需要。这相当于 3~20m/s 有效风能为 400 度/m² 的地区。考虑到风能密度的季节变化，又由于蓄电池的容量有限，对 1 个月而言，每月 3~20m/s 有效风能密度达到 20 度/m² 定为风能可利用月，全年可利用月在 9 个月以上，就定为风能资源可利用区。在分区图上以“Ⅲ”表示。

表 15 风能资源可利用区指标

年有效 风能密度	3~20m/s 风速小时数	6m/s 以上 风速小时数	月有效风能密度 大于 20 度/m ² 月数	
400~1000m/s	3500~4500	920h 以上	9 个月以上	

风能资源多位于丰富区和次丰富区的外围，包括福海、布克赛尔、额敏、裕民、哈巴河和布尔津北部山麓地区、赛里木湖、精河北部、奇台、木垒、北塔山、伊吾、巴音布鲁克草原、艾肯大坂、奎屯大坂、库尔勒、若羌、阿合奇、托里以及喀喇昆仑山区。上述地区多以牧业为主，其人口密度远远大于Ⅰ区和Ⅱ区。在这些地区进行风能资源开发较为迫切和实际。近几年，已有一批 50~100W 的风力发电机在上述地区试运行，深受当地群众欢迎。

(四) 风能资源季节利用区

如年有效风能密度为 240~400 度/m² 月有效风能密度大于 20 度/m² 的月数为 6~8 月，定为风能资源季节利用区，在分布图上以“Ⅳ”表示。

风能资源季节利用区多位于山谷风比较明显的山麓地区。包括阿勒泰、富蕴、温泉、霍城、昭苏、察布查尔、天山北麓的乌苏、沙湾、呼图壁、吉木萨尔、且末、乌恰、塔什库尔干以及昆仑山区，上述地区每年在温暖季节有 6~8 个月可以利用风力发电解决生活照明。

(五) 风能资源贫乏区

年有效风能密度为 240 度/m² 以下的地区，其风能利用的价值不大，效益较差，我们把它定为风能资源贫乏区。这些地区面积超过百万平方公里，主要包括准噶尔和塔里木两大盆地以及伊犁河谷，天山及阿尔泰山区的中山区、巴里坤盆地、吐鲁番盆地中部。图上以“Ⅴ”表示。

表 16 风能资源季节利用区指标

年有效风能 密度	3~20m/s 风速小时数	月有效风能大于 20 度/m ² 的月数
240~400 度/m ²	3000~4000	6~8 月

表 17 风能资源贫乏区指标

年有效风能 密度	3~20m/s 风速小时数	月有效风能密度 大于 20 度/m ² 月数
小于 240 度/m ²	小于 3000h	小于 6 个月

三、关于开发利用新疆风能资源的建议

根据上述对新疆风能资源的分析和分区，可以看出在新疆广阔的土地上，蕴藏着极为丰富的风能资源。原水利电力部于 1985 年把新疆列入风能资源重点开发的省区。自治区人民政府十分重视新疆的风能资源开发工作，组织了自治区计委、气象局、水利厅共同完成了新疆 2000 年前风力发电初步规划。近年来能源部和水利部已投入大量资金发展新疆的风电事业。1989

年在乌鲁木齐南郊柴窝堡建成装机容量为 2150kW 的风力发电场。1995 年底装机总量超过 2 万 kW。根据计划“九·五”期间国家将投资 4.2 亿元，使风电场规模达到 10 万 kW。为了进一步作好新疆风力资源的开发工作，为此我们建议：

1. 作好风能开发利用的规划工作，制定出风能开发利用的规划。从新疆风能资源全面来考虑，风能开发利用的重点应放在北疆和东疆地区，而广大南疆除库尔勒、阿合奇和昆仑山等少数地区外，风能资源贫乏，利用价值不大，对于北疆和东疆地区风能资源开发可以采取以下三种方式进行：

(1) 建立一批以微型风力发电为主的发电站点。可先在乌鲁木齐(达板城)、奇台、木垒、哈密、哈巴河、布尔津、吉木乃、博州等地的多风地区试点推广。除生活用电外，还可以在牧区建立风力电围栏、低速风力提水机。另外，边防哨卡、气象、水文站和兰新铁路沿线车站，既分散又无电可用，可以考虑先建设一批 1~10kW 小型风力发电机，以解决用电困难。

(2) 随着农村、牧区经济的发展，可以考虑在 I 区和 II 区建立 10~20kW 独立运行的发电系统，以解决农、牧业产品加工的动力和农牧户生活照明，在有条件的地区可与小水电小火电或柴油机并网运行，以降低风电投资，提高供电的可靠性和经济性，也可考虑建立风力提水灌溉系统，加速牧业的发展。

(3) 积极稳妥地进行风力田建设。风力田是目前世界发达国家利用风力资源的主要方向。新疆乌鲁木齐达板城谷地、博州的阿拉山口以及三塘湖~淖毛湖戈壁具有建立风力田的良好风力资源。特别是达板城谷地风区有乌鲁木齐大电网经过，就可以建立 30 万 kW 的巨型风力发电场。新疆风能日变化具有午后至上半夜大的特点，而此时正是用电高峰，风力田所提供的电力可以补充和改善电网的调峰负荷，也可考虑利用强大的风力提水蓄能来发电，如利用高山湖的天池水发电，利用风力把水抽回到天池，这样也可起到调峰的作用。

2. 风能开发利用技术起点水平要高，步子要稳，经济效益要好；要积极引进和消化国外先进的风能利用技术。走国产化的道路。

3. 要加强对风能利用人才的培训。

4. 要制定合理优惠的政策，促进风能开发利用。

5. 在风力机设备的引进中，要把新疆气候特殊性考虑在内。

6. 加强风能资源开发利用的研究工作。

7. 在开发风力资源的同时，也要十分重视太阳能资源的利用。

8. 气象部门要作好开发风电的气象服务工作。

THE SUGGESTION ON DIVISION AND UTILIZATION OF WIND ENERGY RESOURCES IN XINJIANG

Sang Xiucheng

(Xinjiang Meteorological Institute, Urumqi 830002)

Abstract

The distribution features of wind energy resources in Xinjiang are generalized in this pa-

per. Division is made according to effective annual wind energy density and available wind directions. Then ,the analysis and suggestion are given about the prospect of wind energy utilization.

Key words ; Xinjiang , Wind energy , Utilization.

西北地区一些界限温度期间的降水量

袁春琼

(新疆气象科学研究所 乌鲁木齐 830002)

提 要

本文对西北地区一些界限温度期间的降水量及其降水变率进行分析,指出年降水量分布特征与日平均气温 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 期间的降水量的一致,而与日平均气温 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 期间的降水量有很大差异。

关键词 西北地区 降水变率 界限温度

一、引 言

西北地区位于欧亚大陆腹地,远离海洋,加上高大山脉阻隔,使海洋上湿润气流很难到达,是我国,也是世界上最严重的干旱区之一,其气候特点表现为:气候干燥,光热资源丰富,水资源少。干旱的气候条件使西北地区“有水才有农业”,水成了生产力的重要因素之一。在经济高速发展的今天,气候干旱和水资源不足在西北地区是必须考虑的因素。

诚然,水是植物生活的基本因子,所以在光热资源满足的条件下,水分条件往往成为农业丰歉的决定因素。

水分资源包括大气降水、土壤水、地表径流和地下水。其中大气降水直接影响到土壤水和地表径流,也间接影响地下水,因此,大气降水是地面水分资源的主要收入项,在水分资源分析中占有重要地位。

本文将对西北地区日平均气温 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 、 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 期间的降水量及其变率进行分析。

二、资料及方法

0°C 、 10°C 界限温度期间降水量资料从西北干旱课题组宁夏分组获取,资料年限截止到1990年 利用西北地区 65 个站的界限温度期间近 40 年的平均降水量及降水变率绘制成图,(图 1 至图 4)。

计算降水相对变率公式^[1]为

$$V = \frac{\sum_{i=1}^n |x_i - \bar{x}|}{n \bar{x}} 100\%$$

式中 V 为界限温度期间年降水相对变率, x_i 为相应界限温度期间各年降水量, $\bar{x}$ 为相应界限温度期间的平均年降水量, n 为资料年代。由于山区降水资料的缺乏,下面将不予具体分析。

三、分析与结果

西北地区由于各省区所处的地理位置不同和地形多样化,致使降水量在各地分布不

①②^{[2]-[8]}下面将分析 0°C 、 10°C 界限温度内的降水量及降水变率。

① 青海省气象科研所,青海省气象局农牧业气候区划办公室,青海省农牧业气候资源分析及区划,(1985,9)。

② 甘肃省气象局气象科研所,甘肃省农业气候资源分析及区划,(1982,6)。

(一)日平均气温 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 期间的降水量及降水变率分布规律

日平均气温稳定大于 0°C 的时期称为适宜农耕地。

1. 降水量

分布特点为陕、甘、宁、青整体为由东南向西北、由山区向平原递减 新疆由西北向东南、由山区向平原递减。山区的降水量在其最大降水带以下随海拔高度增加而增加。陕西秦岭以南为 $700\sim 1000\text{mm}$ 甘肃的东南部为 $600\sim 800\text{mm}$ 陕西的关中为 $550\sim 700\text{mm}$ ；甘肃的东部和中部偏南地区、甘南高原，青海的南高原的东南部为 $400\sim 550\text{mm}$ ；新疆的伊犁河上游的巩乃斯林场可达 400mm 以上 宁夏同心以南为 $350\sim 500\text{mm}$ 青海的湟、黄谷地为 350mm 左右；宁夏同心以北为 $170\sim 200\text{mm}$ 新疆的阿勒泰地区、塔城地区、伊犁河谷可为 $100\sim 200\text{mm}$ 青海的柴达木盆地，新疆的准噶尔盆地、塔里木盆地及吐哈盆地均为 50mm 以下，尤其是塔里木盆地的且末、若羌一带及吐鲁番盆地不足 25mm (图1)。

2. 降水变率

分布特点为陕、甘、宁、青整体为由东南向西北、由山区向平原递增 新疆由西北向东南、由山区向平原递增。陕西的陕南最南部，甘肃的陇南、东南部、甘南高原，青海的南高原及大通、湟中等地为 15% 以下；陕西的陕南大部、关中及陕北的延安地区以南，甘肃的陇东、中部、陇西 新疆的伊犁河谷为 $15\%\sim 20\%$ ；陕西的陕北榆林地区，宁夏同心以南，新疆的阿勒泰地区、塔城地区为 $20\%\sim 30\%$ 宁夏同心以北 青海的柴达木盆地地为 $30\%\sim 35\%$ 左右 甘肃的河西走廊为 $20\%\sim 40\%$ 左右；新疆的准噶尔盆地为 40% 以上，塔里木盆地为 50% 以上，其中塔里木盆地的且末达 59% (图2)。

(二)日平均气温 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 期间的降水量及降水变率分布规律

日平均气温稳定大于 10°C 的时期是喜凉作物和某些多年生植物的活跃生长期以及喜温作物开始播种与生长活动期。

1. 降水量

分布特点为陕、甘、宁整体上为由南向北、由山区向平原递减，青海由东部向西向南减弱，新疆由西北向东南、由山区向平原递减。陕西秦岭以南为 $600\sim 900\text{mm}$ 甘肃的东南部为 $500\sim 700\text{mm}$ 陕西的关中为 $450\sim 600\text{mm}$ ；甘肃的东部和中部偏南地区、甘南高原，宁夏同心以南为 $300\sim 400\text{mm}$ 新疆的伊犁河上游的巩乃斯林场可达 300mm 以上；青海的湟、黄谷地为 250mm 左右 宁夏同心以北为 $150\sim 200\text{mm}$ 新疆的阿勒泰地区、塔城地区、伊犁河谷为 $100\sim 150\text{mm}$ ；青海的柴达木盆地、南高原腹地，新疆的准噶尔盆地、塔里木盆地及吐哈盆地均为 50mm 以下，尤其是吐鲁番盆地不足 15mm (图3)。

2. 降水变率

分布特点为陕、甘、宁整体上由南向北、由山区向平原增加，青海由东部向西向南增加，新疆由西北向东南、由山区向平原递增。陕西的陕南最南部，甘肃的陇南、东南部为 15% 以下 陕西的陕南大部，甘肃的中部偏南地区、甘南高原为 $15\%\sim 20\%$ ；陕西的关中、陕北 宁夏同心以南 甘肃的陇东、中部偏北地区、陇西 青海的湟、黄谷地 新疆的阿勒泰地区、塔城地区、伊犁河谷为 $20\%\sim 30\%$ ；甘肃的河西走廊为 $20\%\sim 40\%$ 左右；宁夏同心以北为 $30\%\sim 40\%$ 左右 青海的柴达木盆地，新疆的准噶尔盆地为 40% 以上；青海的南高原部分地区，新疆的塔里木盆地为 50% 以上，其中塔里木盆地的若羌达 64% (图4)。

由上可见，界限温度期间的降水量多的地区，其降水变率普遍较小，说明降水量变化不大，比较稳定；界限温度期间的降水量少的地区，其降水变率普遍较大，说明降水量变化大，很不稳

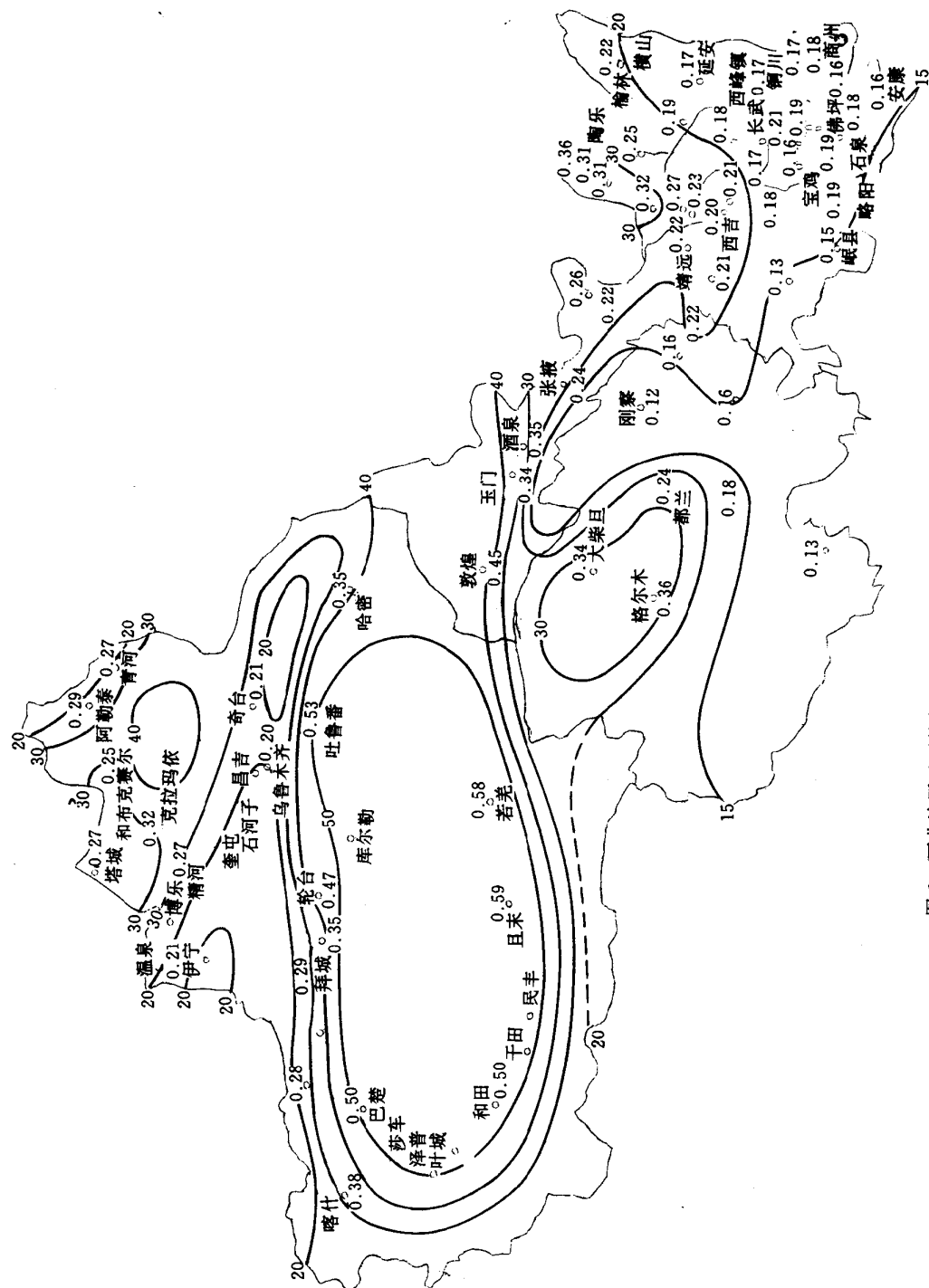


图2 西北地区日平均气温 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 期间的降水变率(%)

定（指相对量而言）。而且随着界限温度的提高，界限温度期间的降水量普遍降低，降水变率普遍有所增加。降水变率大的地区易致旱致涝，农业产量不稳定。

同时也看出西北地区日平均气温 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 期间的降水量分布特点与年降水量图略 的分布特点相同，只是量值上不同，均比年降水量小。日平均气温 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 期间的降水量分布特点与年降水量的分布特点有差异。

参 考 文 献

- [1] 李克煌，气候资源学，河南大学出版社，235~236(1990)。
- [2] 徐德源，新疆农业气候资源及区划，气象出版社，40~48(1989)。
- [3] 钱林清，黄土高原气候，气象出版社，54~60(1991)。
- [4] 张家诚，中国气候总论，气象出版社，125~129(1991)。
- [5] 陕西省气象局区划办公室，陕西省农业气候区划，西安地图出版社，26~29(1988)。
- [6] 周特先等，宁夏国土资源，宁夏人民出版社，90~93(1988)。
- [7] 中央气象局，中华人民共和国气候图集，地图出版社，115~130(1979)。
- [8] 李江风 新疆气候 气象出版社，98~112(1991)。

PRECIPITATION DURING SOME CRITICAL TEMPERATURES IN THE NORTHWESTERN PART OF CHINA

Yuan Chunqiong

(Xinjiang Institute of Meteorology, Urumqi 830002)

Abstract

In this paper, precipitation and precipitation variability during some critical temperatures are analyzed, some results are obtained, it is pointed that distribution features of annual precipitation are in agreement with distribution features of precipitation during 0°C (not 10°C) critical temperature.

Key words: In the northwestern part of China, Precipitation variability, Critical temperature.

梭梭柴林地土壤水分动态监测的研究

刘 绍 民

(新疆气象科学研究所 乌鲁木齐 830002)

李银芳

(新疆生物土壤沙漠研究所 乌鲁木齐 830011)

傅玮东

(新疆气象科学研究所 乌鲁木齐 830002)

提 要

本文利用 1992~1994 年新疆莫索湾治沙站的试验资料,分析了梭梭柴林地土壤水分与环境影响因子之间的关系,并且运用逐步回归方法建立了梭梭柴林地土壤水分动态监测模式。该模式仅需常规气象资料,计算简便。与实测值相比较,该模式的计算效果较好。

关键词:梭梭柴 土壤水分 监测

林地土壤水分问题是干旱地区防护林体系建设中的核心,林地土壤水分动态的监测对合理利用该地区宝贵的水资源,科学地进行林地灌溉意义重大。本文应用试验资料探讨了梭梭柴林地土壤水分与诸环境影响因子的关系,并且建立了梭梭柴林地土壤水分动态监测模式。

一、试验概况

试验于 1992~1994 年在新疆莫索湾治沙站进行。该站位于新疆石河子地区 150 团三营,北纬 45°03' 东经 86°09' 海拔 350m。该地区常年降水量为 120mm 地下水位在 13m 左右 农林牧业生产主要依靠人工灌溉。

试验采用非称重式筒状玻璃钢蒸渗仪(表面积为 2m²,深 2.5m 器内装填风沙土 模拟林业生产 1m×2m 株行距,单株水分营养面积 2m²的生产实际),蒸渗仪被安置在梭梭柴人工林地内。试验树种选用新疆防风固沙林与天然荒漠林的主要树种——梭梭柴 为一年生苗木 于 1992年 5 月初带土移栽入蒸渗仪内。在试验中,灌溉采用表面浇法,灌溉量和渗漏量用称量法测定。土壤湿度用中子仪测定,每五天测一次,灌溉前后加测一次,测量深度 0 至 210cm。试验区内设有气象站,每日进行气象要素观测。

在本文中,对资料进行了平滑处理,取月平均值。

二、梭梭柴林地土壤水分与环境因子的关系

林地土壤水分的变化是当地气候、土质、地貌和人类活动等诸因素综合作用的结果^[1,2]。林地土壤水分的变化可用水量平衡方程来表示:

$$W=WI+P+I-F-AE \quad (1)$$

式中 W 为月末的土壤湿度(mm); WI 为月初的土壤湿度 (mm); P 为月降水量 (mm); I 为月

灌溉量 (mm); F 为月渗漏量 (mm); AE 为月实际蒸散量 (mm)。

若将降水量 P 、灌溉量 I 和渗漏量 F 合并称为净供水量 R 则式 (1) 可写为：

$$W=WI+R-AE \tag{2}$$

式中 R 为月净供水量; W 、 WI 、 AE 意义同上。

式 (2) 中的实际蒸散量 AE 由气象因子 (如日照、气温、饱和差、风速等) 和平均土壤湿度 $[(W+WI)/2]$ 决定, 因此 (2) 式中的月末土壤湿度 W 可看成是由月初土壤湿度 WI 、净供水量 R 和日照、气温、饱和差、风速等气象因子决定的。

为了全面分析梭梭柴林地土壤水分与诸环境因子的关系, 寻找出内在的规律性, 本文采用多种曲线类型进行拟合 (表 1) 并且以相关系数为主要指标 参考其 F 值, 相对误差和最大绝对误差的大小, 选择出梭梭柴林地土壤湿度与这些环境因子之间的关系式。

表 1 曲线类型及其函数形式

曲线类型	函数形式	曲线类型	函数形式
直线	$Y=a+bx$	指数曲线 1	$Y=a\exp(bx)$
对数曲线	$Y=a+b\ln x$	指数曲线 2	$Y=a\exp(b/x)$
幂函数曲线	$Y=ax^b$	S 型曲线	$Y=1/[a+b\exp(-x)]$
双曲线	$1/Y=a+b/x$	抛物线	$Y=a+bx+cx^2$

(一) 梭梭柴林地土壤水分与初始土壤水分的关系

图 1 为梭梭柴林地月末土壤湿度与月初土壤湿度的关系图。从图中可看出, 梭梭柴林地月末土壤湿度 W 与月初土壤湿度 WI 之间呈指数关系, 它们之间相关密切, 其关系式为:

$$W=32.5887\exp(0.0079WI) \tag{3}$$

($N=16$, $r=0.8739$, $F=45.1781>F_{0.01}$)

式中 W 、 WI 意义同上。

(二) 梭梭柴林地土壤水分与净供水量的关系

梭梭柴林地土壤水分随净供水量的变化情况如图 2, 可以看出, 在干旱的莫索湾地区, 当月净供水量小于 30mm 时, 供水量只能湿润土壤表层, 引起土壤蒸发加剧, 从而使林地土壤湿度下降; 而当净供水量大于 30mm 后, 供水量可以入渗至土壤深层, 增加林地土壤湿度。

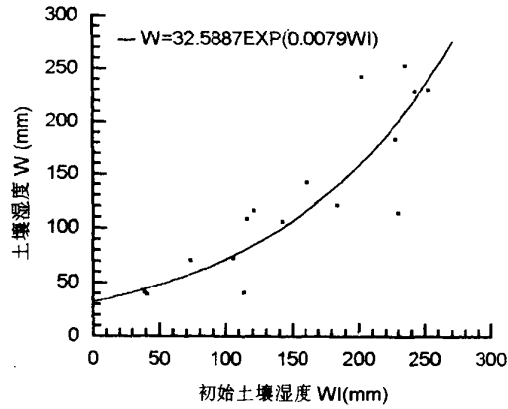


图 1 梭梭柴林地土壤湿度 (W) 与
初始土壤湿度 (WI) 的关系

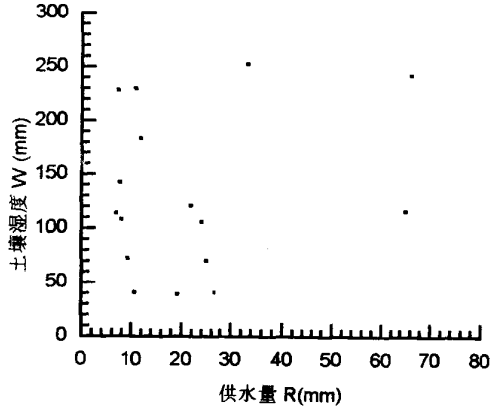


图 2 梭梭柴林地土壤湿度 (W)
与净供水量 (R) 的关系

(三) 梭梭柴林地土壤水分与日照百分率的关系

从图 3 中可看出, 梭梭柴林地土壤湿度与日照百分率呈双曲线关系 林地土壤湿度随日照百分率的加大而减小, 它们之间的拟合方程为:

$$\begin{aligned} 1/W &= 0.02981256 - 0.01192497/S \\ (N=16, r=0.5070, F=4.8437 > F_{0.05}) \end{aligned} \quad (4)$$

式中 S 为日照百分率; W 意义同上。

(四) 梭梭柴林地土壤水分与气温的关系

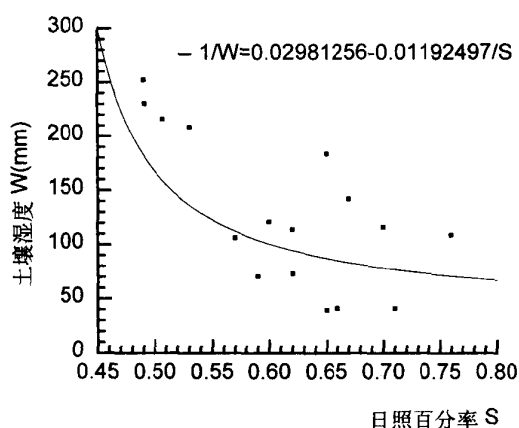


图 3 梭梭柴林地土壤湿度(W)
与日照百分率(S)的关系

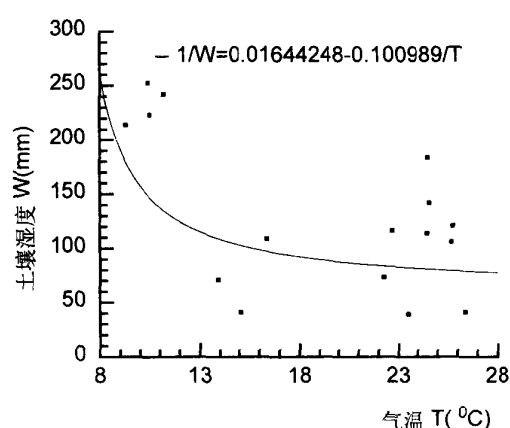


图 4 梭梭柴林地土壤湿度(W)
与气温(T)的关系

梭梭柴林地土壤湿度与气温呈双曲线关系, 林地土壤湿度随气温的上升而减少 (见图 4)。其方程为:

$$\begin{aligned} 1/W &= 0.01644248 - 0.100989/T \\ (N=16, r=0.4996, F=4.6566 > F_{0.05}) \end{aligned} \quad (5)$$

式中 T 为气温 ($^{\circ}\text{C}$); W 意义同上。

(四) 梭梭柴林地土壤水分与空气饱和差的关系

空气饱和差是指空气饱和水汽压和实际水汽压的差值。即:

$$SD = e_s - e_d \quad (6)$$

式中 SD 为饱和差 (hPa); e_d 为实际水汽压 (hPa); e_s 为饱和水汽压 (hPa) 可由下式计算^[3]:

$$e_s = 33.8639[(0.00738T + 0.8071)^8 - 0.000019|1.8T + 48| + 0.001316] \quad (7)$$

$$(-51^{\circ}\text{C} < T < 54^{\circ}\text{C})$$

式中 T 意义同上。

从图 5 中可看出, 梭梭柴林地土壤湿度与饱和差呈双曲线关系, 林地土壤湿度随饱和差的增加而减少, 其关系式为:

$$\begin{aligned} 1/W &= 0.01355463 - 0.03001394/SD \\ (N=16, r=0.4981, F=4.631 > F_{0.05}) \end{aligned} \quad (8)$$

式中 SD, W 意义同上。

(五) 梭梭柴林地土壤水分与风速的关系

风速对梭梭柴林地土壤湿度的影响较为复杂, 微风加大了林地蒸散, 从而减少了林地土壤

湿度 大风则促使树木气孔关闭 林地蒸散减小 使林地土壤湿度增加(见图 6)。梭梭柴林地土壤湿度与风速之间呈抛物线关系，其方程为：

$$W=1032.803-1120.054U+325.7028U^2 \tag{9}$$

$$(N=16,r=0.7356,F=7.6641>F_{0.01})$$

式中 U 为风速 (m/s); W 意义同上。

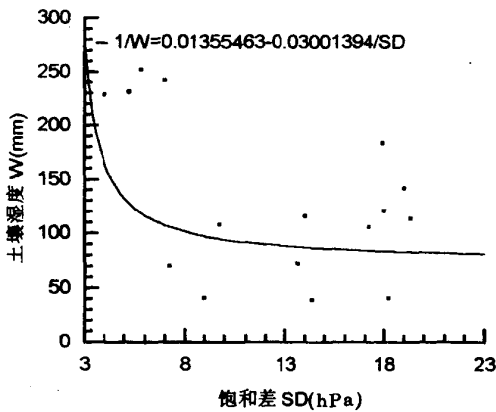


图 5 梭梭柴林地土壤湿度 W 与饱和差 (SD) 的关系

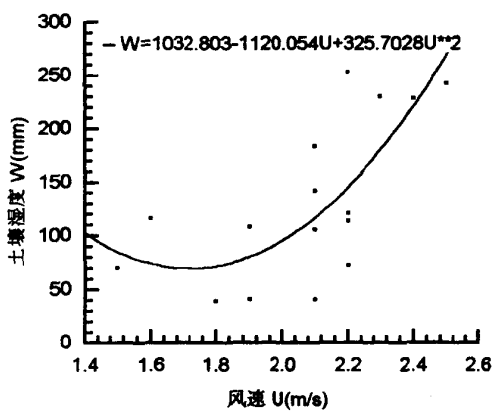


图 6 梭梭柴林地土壤湿度 W 与风速 U 的关系

三、梭梭柴林地土壤水分动态监测模式

根据上面的分析可知，梭梭柴林地的土壤湿度受初始土壤湿度 (WI)、净供水量 (R)、日照百分率 (S)、气温 (T)、空气饱和差 (SD) 和风速 (U) 等环境因子的影响 所以林地土壤湿度动态可表示为：

$$dw/dt=f(WI,R,S,T,SD,U) \tag{10}$$

式中 W,WI,R,S,T,SD,U 意义同上。

下面我们选取初始土壤湿度 WI 、净供水量 R 、日照百分率 S 、气温 T 、饱和差 SD 、风速 U 以及它们的一些初等函数如 e^{WI} 、 $1/S$ 、 $1/T$ 、 $1/SD$ 、 U^2 等作为候选因子，采用逐步回归方法挑选出对监测林地土壤水分动态贡献最大的因子，最终建立的梭梭柴林地土壤水分动态监测模式为：

$$W=53.15652+0.9429164WI+0.4483015R-5.800689SD \tag{11}$$

$$(N=16,r=0.9607,F=47.848>F_{0.01})$$

式中 W,WI,R,SD,W 意义同上。

为了检验该模式的计算效果，我们用该模式计算出 1993 年梭梭柴生长期内林地的土壤湿度 并且与实测值对比 (见图 7) 可以看出：

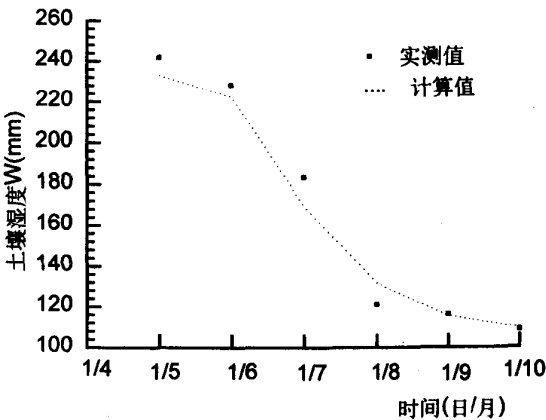


图 7 梭梭柴林地土壤湿度 W 的计算值与实测值之比较 (1993 年)

计算值与实测值很接近,拟合效果较好。

四、结 束 语

1. 梭梭柴林地土壤湿度与初始土壤湿度呈指数关系;与日照百分率、气温和饱和差呈双曲线关系,与风速呈抛物线关系。

2. 本文建立的梭梭柴林地土壤水分动态监测模式仅需常规气象资料,计算简便,精度较好,易于在干旱区推广使用。

参 考 文 献

- [1] 鹿洁忠等,河北省曲周土壤水分变化及其预报方法,水文,(4),10~15(1987)。
- [2] 尹连荣,低山丘陵农田土壤含水量预报模式及应用,气象,14(6),44~46(1988)。
- [3] 马文·E·詹森,耗水量与灌溉需水量,熊运章、林性粹译,农业出版社,(1982)。

STUDIES ON DYNAMIC MONITORING OF SOIL MOISTURE IN HALOXYLON AMMODENDRON

Liu Shaomin

(Xinjiang Institute of Meteorological Science,Urumqi 830002)

Li Yinfang

(Xinjiang Institute of Biology,Pedology and Desert Research,CAS, Urumqi 830011)

Fu Weidong

(Xinjiang Institute of Meteorological Science,Urumqi 830002)

Abstract

In the paper, based on the experimental data observed in the years 1992~1994 in Mo-suowan desert research station, the relationship between the soil moisture in Haloxylon ammodendron and environmental factors is analyzed. Then using successive regression method, we establish the dynamic monitoring model of soil moisture in Haloxylon ammodendron. It needs only the general meteorological data, it is easy to calculate. The result of comparing the calculated soil moisture with the measured soil moisture at the experiment plot in Xinjiang is that the model has good precision.

Key words: Haloxylon ammodendron, Soil moisture, Monitoring.

新疆北部地区棉田蒸散量预测模型的研究^{*}

刘绍民 桑修诚 傅玮东

(新疆气象科学研究所 乌鲁木齐 830002)

提 要

本文利用 1987~1988 年乌兰乌苏农试站的试验资料,综合考虑了影响棉田蒸散的气象条件、棉花生物学特性以及土壤水分状况,选用 Penman 的可能蒸散、棉花的叶面积指数和相对有效土壤湿度,建立了棉田蒸散量的预测模型,并检验了该模型的计算效果。

关键词 棉田 蒸散量 预测模型

棉田蒸散量是指在田间条件下,棉花棵间蒸发和蒸腾量之和。棉田蒸散量的研究对农业部门确定棉田的合理灌溉量与灌溉日期,提高农用水资源的利用率意义重大。本文拟从田间试验资料出发,综合考虑影响棉田蒸散的气象、作物和土壤因素,采用数理统计方法,建立棉田蒸散量预测模型。

一、试验概况

试验于 1987~1988 年在新疆乌兰乌苏农试站进行。该站位于东经 85°49'、北纬 44°17' 海拔高度为 468.2m 地下水位在 8~20m 以下 常年降水量为 200mm 左右。

乌兰乌苏农试站土壤类型为轻壤土,肥力中等。试验作物为棉花,品种是该地区主栽品种——特早熟新陆早一号,密度为 1 万株/亩左右。1987 年试验设前期(始花前)干旱、中期(初花—结铃盛期)干旱、后期(结铃盛期—吐絮)干旱、全生育期干旱和全生育期水分适宜等五个处理。1988 年用 $L8(2^7)$ 正交表安排试验 取 4 个试验因子(栽培方式、蕾期水分、花铃期水分、灌量)、2 个水平(覆地膜与露地、水分适宜与受旱、大灌量与小灌量)共 8 个处理。试验小区面积为 38.4m²。为防止相互渗漏,小区与小区之间、小区与保护行之间用塑料布隔开,深度为 1m 试验地灌水量用水表控制。在试验中 用土钻法测定土壤湿度 从播种至成熟 每旬测定一次 并且在灌水前后、日降水量大于 5mm 以及作物主要发育期时加测一次,测量深度为 1m 同时进行农学参数和气象要素的观测。

农田实际蒸散量由水量平衡方程来估算:

$$AE = P + I \pm \Delta W + U + V - F \quad (1)$$

式中 AE 为农田实际蒸散量(mm); P 为降水量(mm); I 为灌溉量(mm); ΔW 为土壤水分变化量(mm); U 为地下水补给量(mm); V 为地表径流量(mm); F 为渗漏量(mm)。

由于乌兰乌苏站地下水位较深,试验区地势平坦,降水量小而且土壤湿度的测量已达 1m 深,因此(1)式中的 U 、 V 、 F 可忽略不计,则(1)式可写成:

^{*} 试验资料来自中国气象局《农田水分规律及节水灌溉方案》课题。

$$AE = P + I \pm \Delta W \quad (2)$$

式中 AE 、 P 、 I 、 ΔW 意义同上。

在本文中，对所有资料都进行了平滑处理，取旬平均值。

二、棉田蒸散量预测模型

农田蒸散不仅受气象条件的制约，同时还受作物本身的生理特性以及土壤水分状况的限制。气象因子包括太阳辐射、气温、风速和饱和差等；作物因子主要指作物叶面积的大小；土壤因子是指土壤湿度。长期以来，对农田蒸散计算的研究一直受到国内外学者的高度重视，并且建立了众多的计算农田蒸散的模型^[1~10]（见表 1），但这些模型中的参数随时间和空间变化大，因而无法在新疆实际应用。本文在前人研究的基础上，以 Penman 的可能蒸散 PE 来表示气象因子的影响；以作物叶面积指数 LAI 来反映作物生物学特性对蒸散的影响；以相对有效土壤湿度 $((W - W_f)/(W_k - W_f))$ 来体现土壤水分状况的影响；因此棉田蒸散量的预测模型可表示为：

$$AE = PE \cdot f(LAI) \cdot f[(W - W_f)/(W_k - W_f)] \quad (3)$$

式中 AE 为农田实际蒸散量 (mm)； PE 为可能蒸散量 (mm)； $f(LAI)$ 为作物生物学特性函数； $f[(W - W_f)/(W_k - W_f)]$ 为土壤水分有效函数； LAI 为叶面积指数； W 为土壤湿度 (mm)； W_k 为临界土壤湿度 (mm) 即蒸散开始受土壤水分影响时的土壤湿度，按田间持水量的 2/3 计算； W_f 为凋萎系数 (mm)。

表 1 计算农田蒸散量的模型

作 者	年份	计 算 模 型
布 德 柯 鹿 洁 忠	1960 1987	$AE = (W/W_k) \cdot EP$ (W :土壤湿度; W_k :临界土壤湿度; EP :农田蒸散力)
Rijtema 与 Aboukhalel	1975	$AE = K_c \cdot [s_t/(1 - P)S_a] \cdot PE$ (K_c :作物系数; S_t :扎根深度内在 t 时间的土壤有效含水量; ($1 - P)S_a$:扎根深度内土壤中剩余有效含水量; PE :农田可能蒸散)
陶 祖 文 与 裴 步 祥	1979	$AE = \theta \cdot (W - W_f)/(W_k - W_f) \cdot PE$ (θ :作物蒸散系数; W_f :凋萎系数)
Baier	1981	$AE = \sum_{j=1}^n K_j (S_j/C_j) Z_j \cdot PE$ (K_j :第 j 层中有关土壤和作物特性的系数; S_j :第 j 层的土壤有效水分含量; C_j :第 j 层的最大有效水分含量; Z_j :不同土壤干燥曲线类型的订正系数)
朱 自 玺	1988	$AE = K \cdot PE$ (K :订正系数,由土壤湿度和作物覆盖度决定)
刘昌明等	1991	$AE = K_c \cdot [(W - W_f)/(W_k - W_f)]^m \cdot PE$ (m :反映土壤性质和自然地理因素的参数)
Elliot 李 临 颖	1990 1992	$AE = K_c \cdot K_a \cdot PE$ (K_a :土壤水分订正系数)
康绍忠等 张 连 强	1990 1994	$AE = f(B) \cdot f(S) \cdot PE$ ($f(B)$:作物生物学特性函数; $f(S)$:土壤水分有效性函数)

在计算农田蒸散时，一般考虑土壤供水充足与不充足两种情况，所以棉田蒸散量的预测模型又可写为：

$$AE = \begin{cases} 0 & W < W_f \\ PE \cdot f(LAI) \cdot f[(W - W_f)/(W_k - W_f)] & W_f \leq W < W_k \\ PE \cdot f(LAI) & W \geq W_k \end{cases} \quad (4)$$

式中 AE 、 PE 、 $f(LAI)$ 、 $f[(W - W_f)/(W_k - W_f)]$ 、 W 、 W_k 、 W_f 意义同上。

预测模型(4)式中的可能蒸散 PE 由 Penman 公式估算 其表达式为^[11]：

$$PE = \frac{(P_0/P) \cdot (\Delta/\gamma)[Q(1 - A) - R_L - G] + 0.26(1 + CU_2) \cdot (e_s - e_d)}{(P_0/P) \cdot (\Delta/\gamma) + 1} \quad (5)$$

式中 Q 为旬太阳短波辐射(mm)，可由下式计算：

$$Q = Q_A(a + bs) \quad (6)$$

式中 Q_A 为旬天文辐射 (mm)； S 为日照百分率； a 、 b 为经验系数，由乌鲁木齐站 (1985 ~ 1990 年) 的日射资料 按月确定出 (表 2)。

为了检验这些 a 、 b 值是否适合乌兰乌苏站，本文对乌鲁木齐站与乌兰乌苏站的日照百分率进行了 U 检验：

$$U = |\bar{S}_1 - \bar{S}_2| / \sqrt{(D_1^2/n_1) + (D_2^2/n_2)} \quad (7)$$

式中 $\bar{S}_1$ 、 $\bar{S}_2$ 为两站的平均日照百分率； D_1 、 D_2 为标准差； n_1 、 n_2 为样本数。

因为 $|U| = 1.5074 < U_{0.05} = 1.960$ 所以可认为两站的日照百分率无显著差异 表 2 中的 a 、 b 值适用于乌兰乌苏站。

表 2 经验系数 a 、 b 值

经验系数	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
a	0.1725	0.1468	0.0948	0.1027	0.1118	0.1310	0.1574	0.0393	0.1534	0.0378	0.1268	0.1380
b	0.4774	0.5703	0.6499	0.6660	0.6542	0.6263	0.5774	0.7279	0.5790	0.7485	0.6266	0.5903

(5) 式中的 A 为表面反射率 取平均值 0.20。 R_L 为旬净长波辐射 (mm) 根据研究 在新疆估算净长波辐射以孙治安 — 翁笃鸣式精度高^[12]，故本文也采用该式来估算：

$$R_L = 0.95\delta[T_o^4 - T_k^4(1.035 - 0.295e^{-0.166W})] \cdot (1 - 0.54e^{0.02Z \cdot 2 \cdot N}) \times 0.965e^{0.18Z} \quad (8)$$

式中 δ 为斯蒂芬—玻耳兹曼常数 ($2.01 \times 10^{-9} \text{ mm/d} \cdot \text{K}^4$)； T_o 为下垫面温度 (K)； T_k 为气温 (K)； W 为大气含水量 (g/cm^3)， $W = (0.1045 + 0.1513e_d)e^{0.06Z}$ ， Z 为海拔高度 (km)， e_d 为实际水汽压 (hPa)； N 为总云量。

(5) 式中的 G 为土壤热通量 (mm) 由下式计算^[13]：

$$G = 0.4 \exp(-0.5LAI) \cdot [Q(1 - A) - R_L] \quad (9)$$

式中 LAI 、 Q 、 A 、 R_L 意义同上。

(5) 式中 U_2 为离地面 2m 高处的风速 (m/s)； e_s 为饱和水汽压 (hPa) 可表示为^[14]：

$$e_s = 33.8639[(0.00738T + 0.8072)^8 - 0.000019|1.8T + 48| + 0.001316] \quad (10)$$

($-51^\circ\text{C} < T < 54^\circ\text{C}$)

式中 T 为气温 ($^\circ\text{C}$)。

Penman 公式中 C 为风速修正系数，与日最高气温的阶段平均值 $T_{\max}(^\circ\text{C})$ 、日最低气温的

阶段平均值 $T_{\min}$ (°C) 有关 表示为^[11]:

$$C = \begin{cases} 0.54 & T_{\min} > 5, \quad T_{\max} - T_{\min} \leq 12 \\ 0.07(T_{\max} - T_{\min}) - 0.265 & T_{\min} > 5, \quad 12 < T_{\max} - T_{\min} \leq 16 \\ 0.89 & T_{\min} > 5, \quad T_{\max} - T_{\min} > 16 \end{cases} \quad (11)$$

$(P_o/P) \cdot (\Delta/\gamma)$ 为 Penman 公式的权重系数, 与气温、海拔高度有关, 计算式为^[14]:

$$\frac{P_o}{P} \cdot \frac{\Delta}{\gamma} = \frac{33.8639[0.05904(0.00738T + 0.8072)^7 - 0.0000342]}{[0.242(1013 - 105.5Z)]/[0.622(595 - 0.51T)]} \quad (12)$$

($T > -23^\circ\text{C}$)

式中 T, Z 意义同上。

棉田蒸散量预测模型中的作物生物学特性函数 $f(LAI)$, 可由土壤供水充足时的实际蒸散量 AE 与相应阶段的可能蒸散 PE 之比值, 同相应阶段内的叶面积指数 LAI 联系在一起 进行回归分析, 并且采用多种曲线类型来拟合 (表 3)。以相关系数为主要指标 参考其 F 值、相对误差与最大绝对误差的大小, 选择出 $f(LAI)$ 的函数形式 结果表明 $f(LAI)$ 是 LAI 的幂函数 即

$$f(LAI) = 1.042(LAI)^{0.1633} \quad (13)$$

$$(N = 23, r = 0.6698, F = 17.0883 > F_{0.01} = 8.02)$$

式中 LAI 意义同上。

表 3 曲线类型及其函数形式

曲线类型	函数形式	曲线类型	函数形式
直 线	$Y = a + bx$	指数曲线 1	$Y = a \exp(bx)$
对数曲线	$Y = a + b \ln x$	指数曲线 2	$Y = a \exp(b/x)$
幂函数曲线	$Y = ax^b$	S 型曲线	$Y = 1/[a + b \exp(-x)]$
双 曲 线	$1/Y = a + b/x$	抛 物 线	$Y = a + bx + cx^2$

预测模型中的土壤水分有效性函数 $f[(W - W_f)/(W_k - W_f)]$ 主要与土壤水分状况有关 本文利用 1987 ~ 1988 年的试验资料, 将相对蒸散量 AE/PE 与棉田生物学特性函数 $f(LAI)$ 的比值和相应阶段的相对有效土壤湿度 $[(W - W_f)/(W_k - W_f)]$ 放在一起统计分析 并且采用多种曲线类型进行拟合 (见表 3), 其结果表明两者之间的最佳关系为 S 型曲线, 表达式为:

$$f[(W - W_f)/(W_k - W_f)] = 1/\{-0.7588795 + 3.351626 \exp[-(W - W_f)/(W_k - W_f)]\} \quad (14)$$

$$(N = 45, r = 0.8296, F = 94.9475 > F_{0.01} = 7.26)$$

式中 W, W_k, W_f 意义同上。

综上所述, 棉田蒸散量的预测模型可表达为:

$$AE = \begin{cases} 0 & W < W_f \\ PE \cdot [1.042(LAI)^{0.1633}]/\{-0.7588795 + 3.351626 \exp[-(W - W_f)/(W_k - W_f)]\} & W_f \leq W < W_k \\ PE \cdot [1.042(LAI)^{0.1633}] & W \geq W_k \end{cases} \quad (15)$$

为了检验该模型的计算效果, 本文利用模式计算了 1987 ~ 1988 年棉花生长期间多种试

验处理的旬蒸散量，并且把各旬的计算值与相应旬的实测值（用水量平衡方程 2）式推算出）放在一起进行回归分析，建立了计算值与实测值之间的关系式：

$$AE_{\text{计}} = 0.6470 + 0.8472AE_{\text{实}} \quad (16)$$

$$(N = 43, r = 0.8864,$$

$$F = 150.2857 > F_{0.01} = 7.29)$$

各旬蒸散量计算值与实测值的比较情况

见图 1。

由表达式 (16) 和图 1 可以看出用该模型计算出棉田蒸散量与实测值之间相关密切。计算值与实测值的相对误差都在 20% 以下，而且大多数的相对误差小于 15% 说明该模式的精确度是可信的。

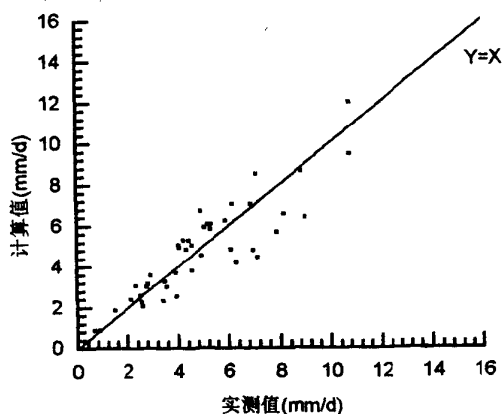


图 1 棉田蒸散量的计算值与实测值之比较

三、结束语

1. 本文综合考虑了气象、作物和土壤水分因素对棉田蒸散的影响，采用多种曲线回归方法建立了棉田蒸散量预测模型。该模型只需常规气象资料与土壤湿度、作物叶面积资料，易于推广使用。

2. 通过对该模型计算效果的检验可看出，计算相对误差均小于 20% 而且大部分的相对误差在 15% 以下，表明模型具有较高的精度。

参 考 文 献

- [1] 鹿洁忠 农田土壤水分计算和预报方法 北京气象 (1), 33~39(1987)。
- [2] Doorenbos J., Yield Response to Water, Irrigation and Draining paper 33, FAO Rome(1979)。
- [3] 陶祖文、裴步祥，农田蒸散和土壤变化的计算方法，气象学报, 37(4), 79~87(1979)。
- [4] W. Baier 作物—产量模式中的水分平衡，陈柏林译，国外农学—农业气象, (3), 28~31(1983)。
- [5] 朱自玺等，冬小麦水分动态分析和干旱预报，气象学报, 46(2), 202~209(1988)。
- [6] 刘昌明等，农田蒸散量计算，农田蒸发—测定与计算，气象出版社, 134~142(1991)。
- [7] R. L. Elliott, 花生蒸散的作物系数，李茂松译，国内农学—农业气象, (4), 35~36(1990)。
- [8] 李临颖，冬小麦农田日蒸散的计算，应用气象学报, 3(2), 248~253(1992)。
- [9] 康绍忠、熊运章，干旱缺水条件下麦田蒸散量的计算方法，地理学报, 45(4), 475~483。
- [10] 张连强，河北省曲周麦田蒸散的计算预报模式，中国农业气象, 15(3), 28~32(1994)。
- [11] 联合国粮食及农业组织，农业气象监测与作物收成预报，罗马, (1979)。
- [12] 刘绍民、李银芳，新疆地面有效辐射计算方法探讨，新疆气象, 17(2), 27~29(1994)。
- [13] B. J. Choudhury, S. B. Idso, R. J. Reginato, 估算麦田蒸发用的土壤热通量经验模式的分析研究，赖格英译 国外农业—农业气象, (3), 23~25(1989)。
- [14] 马文、E. 詹森 耗水量与灌溉需水量 熊运章、林性粹译 农业出版社 (1982)。

STUDIES ON THE PREDICTION MODEL FOR THE EVAPOTRANSPIRATION OF COTTON FIELD IN NORTH PART OF XINJIANG

Liu Shaomin Sang Xiucheng Fu Weidong
(Xinjiang Meteorological Institute, Urumqi, 830002)

Abstract

In the paper, using the experimental data observed in the years 1987~1988 in Wulanwusu agrometeorological experimental station, comprehensively considering the meteorological condition, cotton's biological property and soil moisture state, we establish the prediction model for the evapotranspiration of cotton field with Penman's potential evapotranspiration and cotton's LAI and relative effective soil moisture. The result of comparing the calculated evapotranspiration with measured evapotranspiration at the experiment plot in Xinjiang is that the model has good precision.

Key words : Cotton field, Evapotranspiration, Prediction model.

北疆气候场与地表水资源场间的相关性研究

袁玉江 桑修诚

(新疆气象科学研究所, 乌鲁木齐 830002)

提 要

本文采用简单相关和典型相关方法, 计算和分析了北疆地表水资源与水文年降水、5~9月温度间的关系, 发现: 北疆地表水资源场的空间分布特征, 主要由水文年降水场决定, 5~9月温度则是通过影响蒸发来对其发生作用, 且多是局域性的。

关键词: 典型相关 地表水资源场 降水场 温度场

一、引 言

气候是形成和影响地表水资源的最重要因素。以前新疆水利厅水文总站各水文站都曾对所辖河流流量与气候的关系进行过一些分析, 但这些工作多是针对某一条河或局部地域而言的。对于气候场与地表水资源场的相关性, 目前尚无人涉及。本文采用典型相关方法, 分析北疆气候场与地表水资源场间的相关性, 得到了一些新的认识。

二、北疆自然地理概况及气候、地表水资源资料

(一) 北疆的自然地理概况

北疆位于新疆北部, 其地形从北向南依次为: 阿尔泰山、准噶尔盆地和天山。准噶尔盆地西低东高, 向西敞开。北疆干燥少雨, 属温带大陆性干旱气候。受水汽主要来自西、西北和北方的影响, 其降水及地表径流的空间分布特征为西北部多于东南部。北疆包括阿勒泰、塔城、伊犁三个地区及乌鲁木齐市和博尔塔拉蒙古州。

(二) 气候及地表水资源资料

本文使用了北疆共 50 个气象与水文站的 1960~1984 年降水资料。温度利用了 38 个气象站 1960~1986 年的资料。

北疆地表水资源资料采用了新疆水文总站严凤鸣高级工程师所计算的 1956~1986 年新疆各地州地表水资源序列, 它们是各地州的实际河流控制径流量, 对人为引水已进行过还原计算。各地州地表水资源多年平均量见图 1。

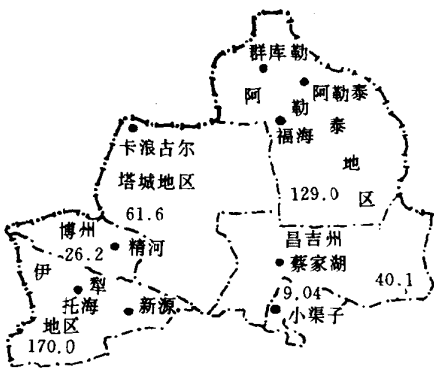


图 1 北疆政区、分地州地表水资源及本文所用气象、水文站分布示意图

三、典型相关方法简介

典型相关分析是研究两组变量之间相关性的一种方法。它不仅可以揭示出两组变量整体之间的相关程度, 而且可以找出对相关贡献较大的变量群。

两组变量, 假定一组为地表水资源 $Y_j (j = 1, 2, \dots, Q)$, 另一组为气候要素 $X_i (i = 1, 2, \dots, P)$, 且 $P \geq Q$ 若样本长度为 N 两组变量标准后的矩阵形式为 ${}_N Y_Q, {}_N X_P$ 则它们之间的相关阵 R 为:

$$R = \begin{bmatrix} R_{11} & R_{12} \\ R_{21} & R_{22} \end{bmatrix}$$

其中 R_{11} 为 ${}_N X_P$ 的相关阵, R_{22} 为 ${}_N Y_Q$ 的相关阵, R_{12} 是 ${}_N X_Q$ 的 P 个变量与 ${}_N Y_Q$ 的 Q 个变量之间的相关阵, R_{21} 为 R_{12} 的转置阵。

对应于 ${}_N X_P$ 和 ${}_N Y_Q$ 的典型变量为:

$${}_N C_R = {}_N X_P A_R, {}_N D_R = {}_N Y_Q B_R, R \leq Q$$

其中典型变量权重系数 ${}_P A_R$ 和 ${}_Q B_R$ 的选取, 应满足使典型变量 C 和 D 的方差为 1 和使对应的典型变量之间的相关达到最大两个条件。据此求取典型变量权重系数及典型相关系数的计算步骤如下:

$$\text{先由 } ({}_Q R_{22}^{-1} {}_Q R_{21} {}_P R_{12} {}_Q - \lambda_i^2 I_Q) {}_Q B_i = 0$$

求出典型相关系数 λ_i 和典型变量权重系数 ${}_Q B_i, (i = 1, R, R \leq Q)$ 。

$$\text{再由 } {}_P A_i = {}_P R_{11}^{-1} {}_P R_{12} {}_Q B_i \lambda_i^{-1} \quad (i = 1, 2, \dots, R, R \leq Q)$$

计算出典型变量权重系数 ${}_P A_R, (R \leq Q)$ 。

此外, 还可用 X^2 检验法对第 i 个典型相关系数 λ_i 的显著性进行检验。

$$X_i^2 = -[N - 0.5(P + Q + 1)] \log e^{A_i}$$

$$\text{其中 } A_i = \prod_{j=1}^R (1 - \lambda_j^2)$$

$$\text{自由度 } DF_i = [P - (i - 1)][Q - (i - 1)]$$

若给定信度 α 根据自由度和 α 值可查表得 X_{α}^2 若 $X_i^2 > X_{\alpha}^2$ 则对于 λ_i 的一对典型变量 ${}_N C_i$ 和 ${}_N D_i$ 的相关显著, 否则不显著。

四、北疆气候与地表水资源的典型相关

(一) 气候要素时段的选择

1. 年降水时段的选取

本文分别取水文年(上年 10 月 ~ 当年 9 月)与日历年的降水量来与年地表水资源建立相关, 发现北疆 50 个站年降水与北疆地表水资源序列的平均单相关系数, 水文年($r = 0.591$)大于日历年($r = 0.524$)。地表水资源最为丰富的伊犁地区及阿勒泰地区, 其本地区多个水文年降水序列与本地区地表水资源序列的平均单相关系数(伊犁: 0.784 阿勒泰 0.780)均大于日历年平均单相关系数(伊犁 0.687 阿勒泰 0.664)约 0.1。这是因为上年 10 月 ~ 12 月的降水在山区一般是以冰雪的形式存在的, 要到来年春季才能开始融化影响地表水资源。因而取水文年降水与地表水资源相关, 比取日历年物理意义更为明显。

2. 温度时段的选取

考虑到乌鲁木齐河流域中高山冰雪的融化期主要为 5 ~ 9 月, 故本文取该时段的气温与地表水资源进行相关。

(二) 北疆气候场的建立

1. 降水场的建立

北疆 50 站水文年降水量与地表水资源序列, 在 1961 ~ 1984 共 24 年的资料时段上, 单相关系数达到 0.05 显著水平的站数如表 1。由该表可见, 除乌鲁木齐市外, 其余 5 个地州 70% 以

上的站水文年降水量与北疆地表水资源具有良好的相关性。这说明，北疆水文年降水是影响其地表水资源的重要因子。

表 1 北疆各地州气象水文站与北疆地表水资源序列的显著相关站数

地 州	阿 勒 泰	塔 城	伊 犁	博 州	乌 鲁 木 齐	昌 吉
显著相关站数	6	8	13	7	2	5
相关站数	6	9	15	9	4	7
占百分比(%)	100.0	88.9	86.7	77.8	50.0	71.4

为了最终确定出与北疆地表水资源场相关性较好的水文年降水场构成站，本文计算了 1961～1984 年各地州地表水资源与水文年降水的单相关，并从每地州选出 1～2 个相关最好的站共 8 个站，来构成北疆水文年降水场，结果见表 2。

表 2 北疆水文年降水场构成站及与地表水资源的单相关系数

地 州	阿 勒 泰		塔 城	伊 犁		博 州	乌 鲁 木 齐	昌 吉
地州代号	Y1		Y2	Y3		Y4	Y5	Y6
站 名	群库勒	阿勒泰	卡浪古尔	托海	新源	精河	小渠子	蔡家湖
站 代 号	X1	X2	X3	X4	X5	X6	X7	X8
与本地州 r	0.844	0.836	0.663	0.885	0.884	0.598	0.662	0.330
与北疆 r	0.807	0.825	0.768	0.764	0.757	0.475	0.519	0.619
海拔(m)	640	735	1040	820	928	320	2160	577

2.5～9月温度与地表水资源最佳相关站

北疆 38 个站与北疆地表水资源序列在 1960～1986 年时段上的单相关表明,38 个站中有 37 个表现为与地表水资源的负相关，达到 0.05 显著水平的有 35 个,占全部站数的 92%。这可能表明 5～9 月温度对北疆地表水资源亦有较好的相关性，且它主要是通过影响蒸发来影响地表水资源的,当 5～9 月温度偏低，蒸发量偏小，导致地表水资源偏大，反之偏小。

计算北疆各地州地表水资源序列与其气象站 5～9 月温度在 1960～1986 年的单相关知：温度与地表水资源负相关最好的是伊犁地区，9 站平均相关系数为 -0.632 其次是阿勒泰地区,5 站平均相关系数是 -0.595。塔城地区只有额敏一个站相关达 0.05 的显著水平，而博州、乌鲁木齐、昌吉地区的气象站则没有达到 0.05 显著水平的，这说明在北疆只有在降水多、地表水资源最丰富的地区，温度通过蒸发对地表水资源的影响才是最强的。由此本文从伊犁和阿勒泰地区分别选出相关最好的新源($r=-0.686$)和福海($r=0.679$)两站作为影响北疆地表水资源的最佳序列。它们比表 2 中两地区水文年降水与地表水资源的最佳单相关要小一些，这说明水文年降水对地表水资源的影响要大于 5～9 月温度的影响。

综上所述，对北疆地表水资源场而言，影响其的主导气候因子是水文年降水，辅助因子是 5～9 月温度。前者直接决定着地表水资源的量值大小，后者则是通过影响蒸发而对地表水资源产生作用，且具有局域性。

(三) 典型相关分析

利用前文所选出的北疆气候场代表站与对应地表水资源场进行典型相关分析，以期客观地揭示出该区域气候场与地表水资源场的最佳空间场型对应性，即气候对地表水资源的影响。

1. 北疆水文年降水场与地表水资源场间的典型相关分析

将北疆 6 个地州的地表水资源序列作为预报变量场 ${}_NY_6$ 。将表 2 中的 8 个气象、水文站水文

年降水序列作为因子场 NX 。利用 1961 ~ 1984 年的($N = 24$) 进行典型相关分析, 结果见表 3(仅取其前 3 个典型相关系数) 由该表可见 两场间的前两对典型变量间的相关是显著的 这表明北疆水文年降水场的空间分布特征对北疆地表水资源的空间分布特征有着重要的影响。

由于典型变量各分量的权重系数的大小, 标志着对应分量对典型变量贡献的大小, 故由表 4 中第 1 典型变量的权重系数, 可看出水文年降水及地表水资源两种场空间分布型的对应性。当北疆群库勒、托海、新源、小渠子四个山区及出山口站水文年降水偏多时, 对应的北疆阿勒泰、伊犁、乌鲁木齐、昌吉四个地州的地表水资源偏多。两场型间的相关系数达 0.962 显著水平为 0.0001。从降水多处径流来看 其物理意义显而易见。从表 4 中第二典型变量的权重系数可知: 当伊犁山区托海、新源水文年降水偏多, 且阿勒泰山区群库勒、天山山区小渠子及山前带蔡家湖降水偏少时, 对应的新疆西部伊犁、塔城两地区地表水资源偏多, 而阿勒泰、博州及昌吉三地州地表水资源偏少, 这是水文年降水场与地表水资源场第二种重要的空间型对应性, 其相关系数为 0.862, 显著水平达 0.05。

表 3 北疆水文年降水场与地表水资源场间的典型相关

序 号	典型相关系数	X^2 值	自由度	显著水平
1	0.962	98.57	48	0.0001
2	0.862	53.40	35	0.05
3	0.792	30.80	24	0.16

表 4 北疆地表水资源场及水文年降水场典型变量权重系数

区站号	北 疆 地 表 水 资 源 场						北 疆 水 文 年 降 水 场							
	Y1	Y2	Y3	Y4	Y5	Y6	X1	X2	X3	X4	X5	X6	X7	X8
1	.26	-.15	.79	-.12	.17	.14	.70	-.34	.05	.43	.26	-.16	.24	-.04
2	-.97	1.08	.67	-.83	.17	-.74	-.56	.02	.09	.70	.67	-.55	-.43	-.54

2. 北疆气候场与地表水资源场的典型相关分析

在北疆 8 站水文年降水场后加入福海和新源的 5 ~ 9 月气温 构成气候因子场 NX_{10} 与北疆地表水资源场 NY 。取 1961 ~ 1989 年资料, ($N = 24$) 进行典型相关分析 结果发现 前两个典型相关系数 (分别为 0.970 和 0.936) 是显著的。其大于水文年降水场与地表水资源的前两个典型相关系数 (0.962 及 0.862) , 且其前两个典型相关系数的显著水平也有所提高, 尤其是第二典型相关系数, 其显著水平从 0.05 提高到了 0.01 这是引入 5 ~ 9 月温度 考虑了蒸发对地表水资源形成的影响所致。

表 5 北疆地表水资源场及复合气候场典型变量权重系数

区站代号	地 表 水 资 源 场						复 合 气 候 场								
	Y1	Y2	Y3	Y4	Y5	Y6	X1	X2	X3	X4	X5	X6	X7	X8	X10
1	- 23	- 8	82	16	47	3	76	- 68	23	18	53	- 4	49	- 1	5
2	105	- 8	4	- 60	- 56	27	6	67	- 27	53	- 48	- 32	- 45	- 6	- 79

(1) 表中 X_9 、 X_{10} 分别为福海及新源 5 ~ 9 月温度 余同表 2。

(2) 表中权重系数为实际值乘以 100 后的结果。

由表 5 中的第一典型变量权重系数可见: 北疆气候场的空间分布特征为: 阿勒泰山区群库勒、伊犁新源、天山中段山区小渠子水文年降水偏多, 且阿尔泰山前区高温少雨, 对应地决

定了北疆地表水资源场的主要空间分布特征为：伊犁地区、乌鲁木齐地区地表水资源偏多，但阿勒泰地区地表水资源偏少。阿尔泰山前山带水文年降水少，加之与阿勒泰地表水资源负相关最高的福海站气温偏高导致山区蒸发蒸散加强，抵消了山区群库勒降水偏多对增加地表径流的作用，是造成阿尔泰山地表水资源偏少的主要原因。这两种空间场型间的相关系数为 0.970。由表 5 中第二典型变量的权重系数可见，北疆气候场主要空间分布特征为：阿尔泰山前山带降水偏多且气温偏低；伊犁地区北天山南坡中东部托海降水偏多，而西部山区新源降水偏少，天山山区小渠子以及山前平原精河降水偏少。对应的其形成北疆地表水资源的主要空间分布特征是：阿勒泰地区地表水资源偏多，这是前山带降水多及山区与前山带低温蒸发少的结果；伊犁地区托海、新源山区降水一多一少相抵，使伊犁地区地表水资源接近常年水平；天山山区小渠子以及山前带精河降水偏少使得博州及乌鲁木齐地区地表水资源偏少。这两种空间场型间的相关系数为 0.936。

五、小结及讨论

对北疆而言，水文年降水场是决定其地表水资源场空间分布的主导气候因子，而 5～9 月温度主要是通过影响蒸发来对地表水资源场发生作用，且主要表现在地表水资源最丰富的伊犁及阿勒泰两个地区。

参 考 文 献

- [1] 黄嘉佑，气象统计分析与预报方法，气象出版社，227～252(1990)

THE CORRELATIVITY RESEARCH BETWEEN THE CLIMATE AND SURFACE WATER RESOURCES IN NORTH XINJIANG

Yuan Yujiang Sang Xiucheng
(Institute of Meteorology, Xinjiang Urumqi 830002)

After calculating and analyzing the relationship between the surface water resources and precipitation in hydrological year, temperature from May to September in North of Xinjiang by use of single correlation and canonical methods, we find that the spacial distribution features of the surface water resource field are mainly determined by the precipitation field in hydrological year in North of Xinjiang, which are influenced by the temperature during May to September through evaporating, the influence is usually local.

Key words: Canonical correlation, Surface water resource field, Precipitation field, Temperature field.

利用卫星遥感资料对新疆积雪变化的初步分析

周 毅

(新疆气象卫星遥感中心 乌鲁木齐 830002)

提 要

本文利用近三年的卫星遥感积雪资料,揭示了新疆积雪分布、变化的若干事实,并在此基础上对新疆的冰雪资源进行了分类。

关键词:卫星遥感 积雪盖度 监测

一、引 言

新疆地处欧亚大陆腹地,属大陆性很强的温带气候带,是全国乃至世界著名的干旱和半干旱地区之一。在这里,水成为经济建设和社会发展的最大制约因素;在这里,四面环山,中有天山横亘的独特地形,使自然降水分布不均匀,北疆多于南疆、山区远多于平原是其典型特征;在这里,冬季长于夏季,更有高山地区四季如“冬”在这里;“逐水草而牧”;积雪融化灌农庄,成为千古绝唱。正因如此,冰雪资源——水资源的重要组成部分——成为社会各界由冬至夏关注的焦点。多年来,对新疆积雪分布变化特别是山区积雪的分布变化与新疆工农业生产关系的研究,受到国内外各界普遍关注。但由于新疆地域辽阔、地形复杂、自然条件差异大,特别是中高山区及荒漠区自然条件极差,致使气象台站分布相对稀疏且极不均匀,因而采用常规资料和对某些山区的有限考查资料,都无法对全疆的积雪分布变化情况做出完整的分析。气象卫星遥感监测具有获取空间范围广、观测频次高、实时性强等特点,是积雪监测的有效工具。本文在气象卫星应用技术开发研究的基础上,利用气象卫星监测资料和气象台站观测资料,对新疆近三年来的积雪分布变化状况做一分析。

二、资料和方法

本文利用 1992 年 10 月至 1995 年 9 月较完整的美国第三代泰罗斯—N/诺阿 TIROS—N/NOAA 系列卫星 AVHRR 定量化数字资料和 HRPT 甚高分辨率图像资料及气象台站的常规积雪观测资料,应用积雪服务软件系统^[1]进行处理。积雪判识分析的基本方法是利用积雪表面反射率随波长的增加而减少的特征,从多光谱探测分析入手,将红外窗区的探测资料与可见光、近红外波段资料一同进行考虑,建立不同高程(海拔高度)的积雪判识模式,然后利用常规积雪观测资料进行校正处理。

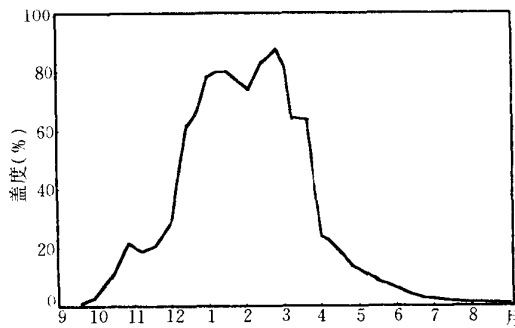
三、积雪盖度变化特征

积雪盖度是指区域内的积雪面积与区域总面积的比值。用盖度分析积雪可避免由于卫星

本文所用资料由黄镇、康淑娟等同志处理。

轨道的不同而，生的像凡点的面积差异，新疆由于其独特的地形条件造成了南北疆迥然不同的自然气候区，即使是同自然气候区，由于某地所处的地理位置和地形条件的不同，其天气气候条件也不尽相同。为此我们对南北疆各地州的积雪盖度的变化特点加以分析。结果发现北疆地区、南部西部（指喀什、克孜勒苏克尔克孜自治州、和田三地州，下同）和南疆东部（指阿克苏、巴音郭楞蒙古自治州，吐鲁番、哈密四地州，下同）其积雪变化具有不同的特点。

（一）北疆积雪变化特征



北疆地区积雪盖度随季的变化

图 1 给出了近三年北疆各地州平均（按面积加权）盖度随季节的变化。由图可见，北疆积雪具有明显的季节变化特点。其变化可分为三个阶段：①盖度迅速增长阶段（9月中旬至12月中旬）；②高盖度维持阶段（12月下旬至3月初）；③盖度减小阶段（3月初至8月底）。其中盖度迅速增长阶段反映的是秋季山区积雪面积的快速扩大和前冬平原及浅山地区积雪面积的迅猛增长两个过程；而盖度减小阶段则反映的是春季平原及浅山地区积雪的迅速融化和由春至夏山区积雪缓慢消融两个过程。高盖度是指积雪面积占区域总面积的70%以上。每年高盖度维持时间约为65天左右，最大积雪盖度与厚度大于20cm的积雪面积达到最大同步出现，出现时间一般为2月20日。积雪盖度北疆平均可达86.5%，大于20cm的积雪面积可占总积雪面积的5成以上（个别地区如博尔塔拉蒙古自治州大于20cm的积雪面积约占总积雪面积的4成左右）。

山区积雪缓慢消融两个过程。高盖度是指积雪面积占区域总面积的70%以上。每年高盖度维持时间约为65天左右，最大积雪盖度与厚度大于20cm的积雪面积达到最大同步出现，出现时间一般为2月20日。积雪盖度北疆平均可达86.5%，大于20cm的积雪面积可占总积雪面积的5成以上（个别地区如博尔塔拉蒙古自治州大于20cm的积雪面积约占总积雪面积的4成左右）。

（二）南疆西部积雪变化特征

图 2 是南疆西部积雪盖度变化图。由图可以看出，南疆西部积雪盖度具有不稳定增长和减小的特点，其增长的具体情况是：①月中旬至12月中旬山区积雪面积缓慢扩张；②月下旬至1月底浅山—平原地区积雪面积较快扩大及积雪总面积的维持；③2月初至3月底浅山和中高山区积雪面积的脉动式增长，在脉动过程中，平原地区的积雪逐步减少至几乎全部融化。不稳定消融过程又可分为三个时段：①浅山和部分中山积雪融化期（4月初至4月下旬）；②中山和部分高山积雪融化期（4月下旬末至6月中旬末）；③部分中山和高山积雪融化期（6月下旬至8月中旬）。大于20cm的积雪面积达到最大时，可达南疆西部总积雪面积的4~5成，出现时间与南疆西部最大积雪盖度出现时间一致，为3月底。

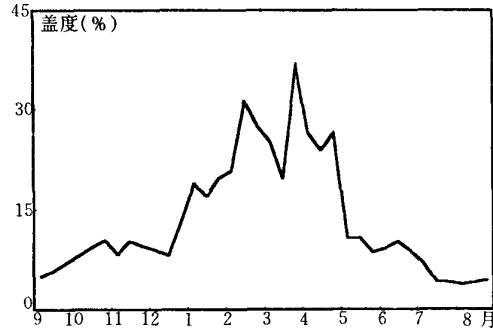


图 2 南疆西部积雪盖度随季节的变化

（三）南疆东部积雪变化特征

南疆东部积雪盖度变化相对于北疆和南疆西部显得较为平稳（见图 3）。最大盖度仅为17.6%。积雪面积的扩大和减小均较平稳，但相对而言2月下旬至3月下旬积雪的消融过程较积累过程为快。从积雪深度来看，该区积雪以10~20cm为主。在积雪盖度最大时，该厚度的积

雪面积可达总积雪面积的 5 成以上。

(四) 永久性积雪状况

永久性积雪是多年来科学工作者极为关注的问题,由图 1~图 3 可见在 8 月下旬期间,全疆各地区积雪盖度达到最小,其中北疆地区 0.51% 南疆西部为 3.82% 南疆东部为 0.68%。由此可算出全疆永久性积雪的总面积为 22409.16km²,这些永久性积雪主要分布在昆仑山脉和天山山脉,前者的面积为 15593km²,后者的面积为 6757km²,还有近 60km² 的永久性积雪分布在阿尔泰山。对比

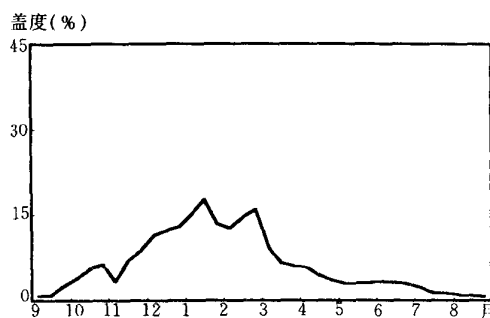


图 3 南疆东部积雪盖度随季节的变化

《中国天山现代冰川目录》(简称《目录》,下同)^① 可发现,天山山脉永久性积雪面积约减少了 2792km² (昆仑山脉未查到相应的资料)。分析永久性积雪面积减少的原因,有以下几点值得注意:①《目录》中的数据是否是盛夏后期(8 月中下旬)观测的结果在《目录》中未作说明;②如果上述问题的回答是肯定的,那么在 1975 年之后的 20 年中,气候变化及环境的污染可能是永久性积雪面积减少的主要原因;③气象卫星对面积小于 1km² 的积雪难于判识可能是另一个原因因为在《目录》中有大量的小于 1km² 的冰川。

(五) 新疆季节性积雪分类

由上所述,新疆冰雪资源按其变化属性可分为永久性积雪和季节性积雪两大类。而季节性积雪又可依其变化特点分成三型:

第 I 型是积雪高盖度稳定型。北疆各地州均属此类 其特点见三(一)在此要说明的是 此型的积雪面积扩大期,积雪面积增长速度快,增长倍率高,由 8 月底至 12 月下旬,积雪面积可增长 150.4 倍;在积雪融化期,积雪融化率高,由春至夏积雪面积可减少 99.4% 其中 2 月中旬末至 3 月底积雪消融最快,积雪面积减少率可达 72.4%。

第 II 型是积雪面积不稳定增长型。南疆西部属此型 其特点见三(二)此型积雪面积增长倍率相对最小,由 8 月中下旬至 3 月底,积雪面积可增长 8.66 倍,融化期积雪面积可减少 89.65%,其中春至初夏积雪面积减少迅速,积雪面积减少率可达 76.8%。

第 III 型是积雪低盖度平稳型。南疆东部属此型 其特点见三(三)积雪融化期 该型积雪面积可减少 96.13% 其中春季 2 月下旬至 3 月下旬减少率为 58.4%。

由分类可以看出,南北疆积雪分布存在着明显的差异,而南疆东、西部之间积雪分布亦不同,造成这种差异的原因是由于气温和降雪的共同作用。南北疆由于其独特的地理、地形条件,使得北疆冬季长,气温低,降雪多,这是北疆积雪高盖度得以稳定维持的根本原因。南疆东西部之间积雪分布的差异则缘于西部海拔高,降水量大,随季节推移,南疆西部由于其山区、平原气温的变化,形成该地区雪盖此消彼长的不稳定分布特征,而南疆东部则因气温高,降雪少,表现出低雪盖特征。

四、结 论

综上所述,新疆冰雪资源按其变化特点可分为两类三型。

该《目录》由新疆维吾尔自治区科学技术委员会于 1975 年编著,属内部交换资料。

第一类为永久性积雪。新疆永久性积雪总面积为 22409km^2 ，其主要分布在昆仑山脉和天山山脉。对比天山已有的永久性积雪成果发现，20 年中天山山脉永久性积雪面积减少了 2792km^2 。如果 1975 年数据的取得不存在季节的差异，那么新疆永久性积雪面积在减少是不争的事实。我们认为 20 年来的气候变化和环境污染等因素是造成永久性积雪面积减少的主要原因。另外，气象卫星对面积小于 1km^2 的积雪难以判识也是原因之一。

第二类是季节性积雪，季节性积雪具有随季节迅猛变化和相对稳定的特点，迅猛变化反映在转季时期（由夏至冬和由冬至夏），相对稳定期则反映在冬季和夏季。这种季节变化带有明显的气候特征和地域色彩。由此可将季节性积雪分为三型：

第Ⅰ型：积雪高盖度稳定型。

第Ⅱ型：积雪面积不稳定增长消融型。

第Ⅲ型：积雪低盖度平稳型。

北疆地区属第Ⅰ型，其特点是：秋至前冬山区、平原地区积雪面积增长快；12 月底至 3 月初高盖度稳定维持，维持期约 65 天，盖度达最大时，大于 20cm 积雪面积可达总积雪面积的 5 成以上；春季平原地区积雪消融突然迅猛，而山区积雪随季节推移缓慢消融；积雪融化率高达 99.41% 。

南疆西部属第Ⅱ型，其特点是积雪呈不稳定增多和减少，不稳定主要由于平原和山区积雪的彼长此消造成；盖度最大值出现在 3 月底至 4 月初，此时深度大于 20cm 的积雪面积可占总积雪面积的 4~5 成；全年积雪增长期长于融化期，由此形成春季、初夏和盛夏三个相对迅速的消融过程；整个融化过程中积雪面积可减少 89.65% 。

南疆东部属第Ⅲ型，其特点是积雪盖度全年均维持低水平，积雪面积增长和融化过程相对较平稳，变化最剧烈的春季，其积雪面积减少率仅为 58.4% （比第Ⅰ、Ⅱ型同期约少 10~20 个百分点）。

由季节性积雪的变化特点可以看出，加强对季节性“固体水库”的合理开发和有效利用，对于因地制宜发展高效农牧业极为重要。对北疆和南疆地区要加强对春季积雪融化水资源的合理开发和利用，提高防春洪抗旱的能力；在主汛期要加强中高山冰雪资源的管理和利用，特别要注意盛夏后期的蓄水管理，达到防汛抗旱，保证秋灌、冬灌及至来年的春灌用水。

参 考 文 献

[1] 李良序等，气象卫星数字资料积雪服务软件系统第一部分——积雪判识分析系统研究，新疆气象，14(8)，1~4(1991)

INITIAL ANALYSIS OF PERPETUAL SNOW IN XINJIANG
BY USE OF SATELLITE REMOTE SENSING

Zhou Yi

(Xinjiang Meteorological Satellite Remote Sensing Centre, Urumqi 830002)

Abstract

In this paper, using the perpetual snow data of satellite remote sensing in recent three

years, we reveal some facts about perpetual snow distribution and change in Xinjiang, and classify the ice—snow resources in Xinjiang on the basis.

Key words: Satellite remote sensing, Perpetual snow coverage, Monitoring.

西北地区大气环流、气候和气象产量的关系 及其农业年景的预测

汪 青 春

(青海省气象局气候资料中心 西宁 810001)

提 要

影响西北陕、甘、宁、青四省区粮食产量的主要气候因子是干旱。本文分析了各省区粮食产量之间的联系,重点讨论了降水特别是春季降水与气象产量的关系以及春季多雨年和少雨年大气环流及其主要特征量的差异,并建立了气象产量的大气环流预测模型。

关键词:大气环流 春季降水 气象产量

目前粮食生产在很大程度上还依赖于自然条件,尤其受气象要素的影响较大。西北地区位于内陆腹地,干旱、半干旱面积约占全国总干旱面积的 38.3%,干旱是西北地区的主要农业气象灾害。据统计每年平均受旱面积为 $(2\sim 2.66)\times 10^6\text{km}^2$ 相当于耕地面积的 20%左右^[1]。因此,西北地区农业年景的好坏主要受气候要素中降水的制约,而降水的多寡及其时间分配受大气环流因子的影响。本文就西北地区环流、降水、气象产量之间的关系进行分析、讨论,并建立农业年景的预测模型。

一、资料来源及其处理

(一) 资料来源

1949~1988 年各省区的平均亩产资料来自各省区的计划、统计、农业管理部门;降水及大气环流因子等气象资料来自气象部门。

(二) 资料处理

1. 实际产量的分解

总的来说,农作物最终产量的形成主要受人为因素或称社会因素以及自然因素这两方面的影响,其中社会因素包括农业政策、作物品种、耕作制度,施肥量以及其它农业技术等等;自然因素主要包括地形、土壤、光照、温度、水分等,也包括自然灾害的影响。因此,作物产量一般可表示为 $Y=Y_t+Y_w+\Delta Y$ 其中 Y 为实际产量 Y_t 为社会因素对实际产量的影响部分,称为趋势产量。 Y_w 为自然因素对实际产量的影响部分,由于地形、土壤可近似看作不随时间而变化的,故 Y_w 的变化主要受降水、温度、光照等气象要素的影响,因此通常称为气象产量。 ΔY 表示随机因素对实际产量的影响,由于这一项时效较长的预测目前仍然十分困难,另一方面该项所占比重不大,故一般忽略不计。因此,本文只考虑前两项,即 $Y=Y_t+Y_w$ (各项均以平均亩产表示)。本文采用 10 年直线滑动的方法来模拟 Y_t 。因此,将实际产量减去趋势产量,即可分离出各省区历年的气象产量,气象产量的高、低反映了在作物产量形成过程中气象条件有利或不利于产量形成的程度,一定程度上反映了丰、欠年景。

2. 降水量资料的处理

为了对降水量资料进行正态化处理,本文按文献[2]的方法,对降水量开立方,组成新的

降水资料序列。

二、气象产量变化特征及其与降水量的关系

(一) 各省区间产量的联系

西北地区幅员辽阔，虽产量形成的气候条件有许多共同之处，但各省区仍有不小的差异。经计算青海气象产量的标准差最大为 13.1，宁夏、甘肃、新疆分别为 8.6、7.0、6.3，陕西最小只有 5.6，说明气候条件最差的青海确实由于逐年气候的差异而造成产量的波动最大，而陕西气候条件相对充裕，产量的波动也最小。

表 1 为各省区间实际产量和气象产量的相关系数。表中右上三角为气象产量间的相关系数，左下三角为实际单产间的相关系数。可以看出，无论是实际单产还是气象产量各省区间的相关系数都为正值。其中，实际单产相关系数都达到十分显著的水平，反映占产量形成因素主体的社会生产力发展变化基本是一致的。然而在气象产量间的相关系数，只有陕、甘、宁、青四省区相关较为密切，除甘肃与宁夏二省区外，其余接近或超过信度为 0.05 的显著性标准。

新疆与其它四省区气象产量的相关不显著，这除了新疆与其它四省区气候条件的差异外，还可能与各省区灌溉面积的多少有关。新疆全区有效灌溉面积占总耕地面积的 88%，农田水份补给以灌溉为主，受自然降水的直接影响较小。而陕、甘、宁、青四省区灌溉面积分别只占总耕地面积的 35%、25%、36%、35%，农业基本以雨养为主。由以上分析可见，要在宏观上研究西北粮食产量与气象条件的关系，可将陕、甘、宁、青四省区综合在一起考虑，而新疆不宜合并在一起。

表 1 西北五省区实际单产、气象产量的相关系数

	新 疆	陕 西	青 海	宁 夏	甘 肃
新 疆	1	0.23	0.21	0.07	0.11
陕 西	0.89	1	0.36	0.39	0.45
青 海	0.87	0.94	1	0.32	0.59
宁 夏	0.92	0.93	0.91	1	0.18
甘 肃	0.81	0.95	0.95	0.88	1

考虑到各省区灌溉状况存在差异，本文以总耕地面积和有效灌溉面积之比，作为权重系数，将四省区的气象产量序列进行集成：

$$Y_w = P_1 Y_{w1} + P_2 Y_{w2} + P_3 Y_{w3} + P_4 Y_{w4}$$

其中 $P_i = K_i / \sum K_i$

$$K_i = \frac{\text{某省区总耕地面积}}{\text{某省区有效灌溉面积}}$$

$$i=1, 2, 3, 4$$

Y_w 为四省区的综合气象产量序列，本文称其为西北地区气象产量序列（简称气象产量）。

(二) 产量年景划分及气象产量的变化周期

为避免人为划分年景的主观性，本文采用最优三分割法得到年景划分的指标如下：

气象产量 > 2.0 为丰年， < -5.0 为欠年， $2.0 \sim -5.0$ 为平年。1960~1988 年间，丰年有 1963、1964、1965、1967、1974、1975、1978、1983 和 1984 年，共计 9 年；欠年有 1960、1961、1962、1968、1973、1979、1981 和 1987 年，共计 8 年；其余为平年，共计 12 年。

经功率谱分析，西北地区气象产量在 0.01 的显著性标准下存在 6 年的显著周期，在 0.05

的显著性标准下存在 4.5 年的周期波动。

(三) 气象产量与降水量的关系

为了讨论气象产量与降水量的关系，笔者根据青海省气象科学研究所对西北 131 个台站聚类分析后选出的 30 个代表站的季、月降水量资料进行主成份分析。表 2 为各季降水量经主成份分析后提取的公共因子方差贡献的百分率。可以看出第一主分量的方差贡献在 30% 以上，春季可达到 47%，可以认为第一主分量基本上反映了原降水场的主要信息。经相关计算，春、夏、秋三季第一主分量与气象产量的相关系数分别为 0.449、-0.337 和 0.152。表明春季降水量的多寡决定了气象产量的高低和农业年景的好坏，而夏季降水过多反而不利于气象产量的增加，秋季降水与气象产量的关系不甚明显。进一步分析各月和连续 2 个月降水场的第一主分量与气象产量之间的关系，得到 5、6 月份降水量的相关系数高达 0.407 ($R_{0.02}=0.409$)，而 8 月份为 -0.471 ($>R_{0.01}$)。可以看到西北地区产量年景的好坏主要取决于 5、6 两月降水和 8 月份降水的多少，当 5、6 两月干旱而 8 月份过涝时产量下降，反之当 5、6 两月降水充裕而 8 月份降水相对偏少时有利于气象产量增加。这与西北区农业年景好坏的实际情况是相符合的。

表 2 各季降水量公共因子方差贡献百分率 (%)

主分量	1	2	3	4	5
春季	47	10	7	6	5
夏季	30	17	11	7	6
秋季	41	18	9	6	4

西北四省区主要粮食作物生育期与降水的关系如下：春季 3~4 月春小麦处于播种一出苗期，冬小麦为返青一拔节期，一季稻和春玉米也在 4 月播种，因此降水充裕有利于作物的生长。5~6 月春小麦经历了分蘖一拔节一抽穗三个生育期，都是需水较多的时期，而冬小麦处于抽穗阶段，一季稻完成移栽，春玉米处于出苗一拔节期。从以上四种主要粮食作物 5~6 月份所处生育期对降水的综合要求来看，基本上都处于需水量较大的时期。进入 8 月份春小麦处于成熟期，冬小麦早已收割完毕，而一季稻和春玉米都处于开花、抽雄期，因此过多的降水或连续阴雨不利于产量的形成。

为进一步了解气象产量与春季降水第一主分量两序列不同周期波动的相互关系及其密切程度，本文作了交叉谱分析，交叉谱分析的协谱值反映两序列谱的同向变化成分，凝结谱则反映相关程度。表 3 给出了不同周期的协谱值和凝结谱值。

表 3 气象产量与春季降水第一主分量的协谱值和凝结谱值

周期	18.0	9.0	6.0	4.5	3.6	3.0	2.6	2.3	2.0
协谱值	0.002	0.090	0.152	0.124	0.058	0.029	0.014	-0.007	0.009
凝结谱值	0.375	0.626	0.994	0.992	0.664	0.387	0.362	0.101	0.480

由表 3 可以看出，气象产量与春季降水量只有 2.3 年周期处为反向变化，其它周期都呈同向变化，其协谱峰值位于 6 年周期处。凝结谱值在 4.5~6.0 年周期段上为最大值。经显著性检验，在置信水平为 0.05 时，相关是显著的。说明气象产量和春季降水量在 4.5~6.0 年周期处相关程度密切，表明西北地区气象产量的 4.5~6.0 年周期波动主要受春季降水量周期波动的制约。

三、大气环流与春季降水量和气象产量的关系

由前文分析知，气象产量与春季降水量的关系最为密切。下面就环流及其特征量与春季降水量和气象产量的关系作进一步分析。

（一）多雨年和少雨年极涡位置、强度的差异

取 1962、1966、1979、1981、1982 年为少雨年组，1964、1967、1983、1985、1988 年为多雨年组，计算两组前一年 6~8 月极涡平均强度和位置。可以看出多雨年极涡强度偏强，中心位置在 9°E 附近，偏向东半球，而少雨年极涡强度偏弱，中心位置在 105°W 附近，偏向西半球。其中，上一年 7 月极涡中心位置（西半球经度值为负，东半球为正）与春季降水量的相关系数为 0.403 ($>R_{0.05}$)，与气象产量的相关系数达到 0.479 ($>R_{0.01}$)。

（二）多雨年与少雨年环流的差异

多雨年与少雨年组（年代同前文）在中高纬度大气环流也有一定的差异。少雨年环流为三波型，槽的位置分别在北美大陆东岸、新地岛东侧、阿留申群岛北部，三个弱脊的位置分别在美洲大陆北部、东欧和东西伯利亚；多雨年也为三波型，但槽、脊位置要比少雨年偏东 15 个经度左右。

在中低纬度地区少雨年与多雨年环流形势的差异主要表现在波型个数上，少雨年为四波型而多雨年为五波型（具体槽脊位置从略）。

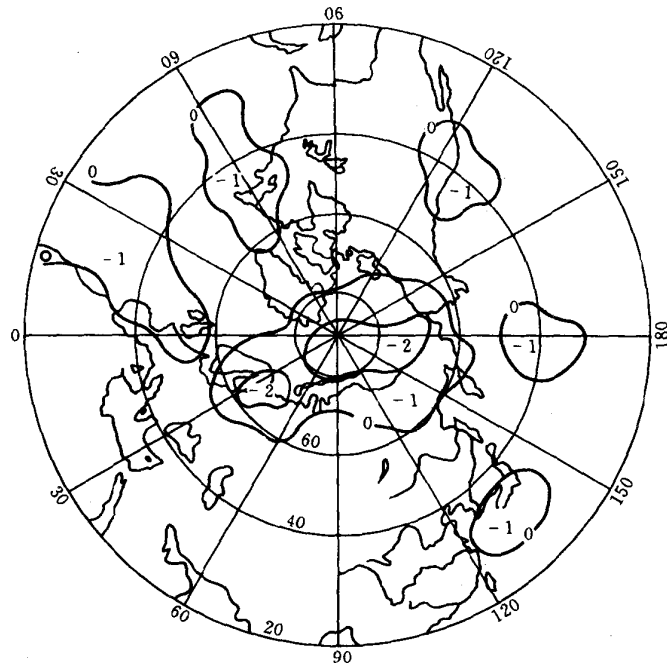


图 1 春季多雨年上年 6~8 月 500hPa 高度距平图

图 1、图 2 分别为多雨年和少雨年上年 6~8 月 500hPa 高度平均距平图。可以看出多雨年负距平区主要集中在高纬地区，而且中心位置偏向东半球；少雨年负距平中心位置主要位于哈德孙湾、白令海峡、贝加尔湖东侧以及北欧。少雨年和多雨年高度距平相差最明显的区域有两个，

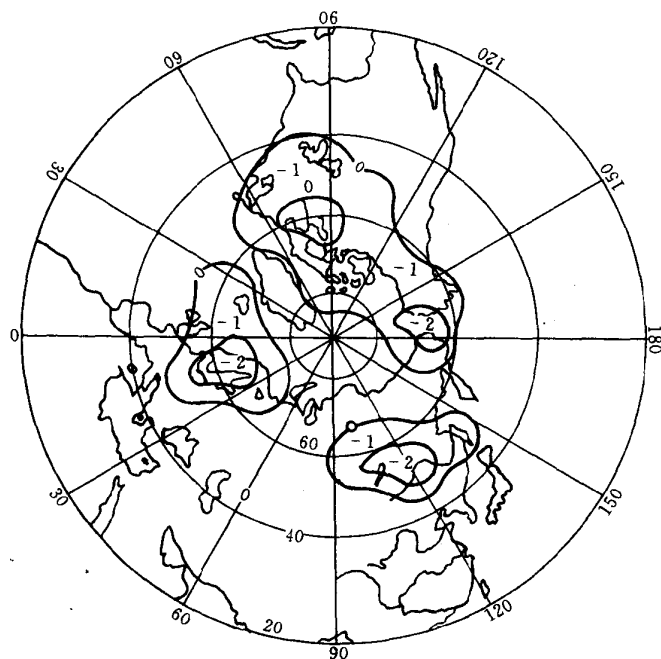


图 2 春季少雨年上年 6~8月 500hPa 高度距平图

一个在极圈的东半球一侧，另一个在哈德孙湾南部。以上两个区域分别取 18(10°E~180°E, 80°N) 和 12(70°W~100°W, 55°N~65°N) 个格点高度值的平均值，经计算与春季降水有较高的相关，与气象产量的相关系数分别达到 -0.384 和 $0.361(>R_{0.05})$ 。

(三) 多雨年与少雨年某些环流特征量的差异

通过相关普查可知，春季同期的亚欧、亚洲环流指数以及各型环流日数与春季降水量有密切的联系。主要相关联系如下：

1. 4 月份亚欧、5 月份亚洲经向环流指数与春季降水量的相关系数分别为 $-0.453(>R_{0.01})$ 和 $-0.383(>R_{0.05})$ ；少雨年欧洲和亚洲经向环流指数比多雨年平均值大 10。

2. 4 月份大西洋—欧洲 W 型、C 型环流日数与春季降水量的相关系数分别为 $0.435(>R_{0.02})$ 和 $-0.361(>R_{0.05})$ 。少雨年 W 型环流日数平均为 9 天，是多雨年的一半，C 型环流日数少雨年为 14 天 而多雨年只有 2 天。

3. 少雨年太平洋副高平均面积指数、强度指数比多雨年偏高偏强，而且中心位置偏北。

四、预测粮食产量的大气环流模式

由前文知，预报西北区粮食产量的丰欠年景，实质上是预测气象产量的高低。因为趋势产量 (Y_t) 项一般可用数学模型对下一年的状况进行外推预测。

本文利用春季同期和前一年 6~8 月与春季降水量和气象产量相关密切的大气环流因子，采用逐步回归的方法筛选因子，建立气象产量的大气环流预测模式如下：

$$Y'_w = 3.7236 - 0.0855X_1 + 0.0058X_2 - 0.0606X_3 + 0.0991X_4$$

上式复相关系数为 0.73 经检验 $F=6.79 > F_{0.01}$ 式中 Y'_w 为气象产量的预测值 (kg/亩)

X_1 前一年 7 月份 500hPa 图上极圈东半球一侧, $10^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}\text{E}$ 80°N 18 个格点高度平均值;

X_2 前一年 7 月极涡中心位置的经度值;

X_3 : 当年 4 月大西洋—欧洲 C 型环流日数;

X_4 : 当年 4 月大西洋—欧洲 W 型环流日数;

图 3 是模式的历史拟合情况。其中 丰、平、欠年的拟合率达 76%。

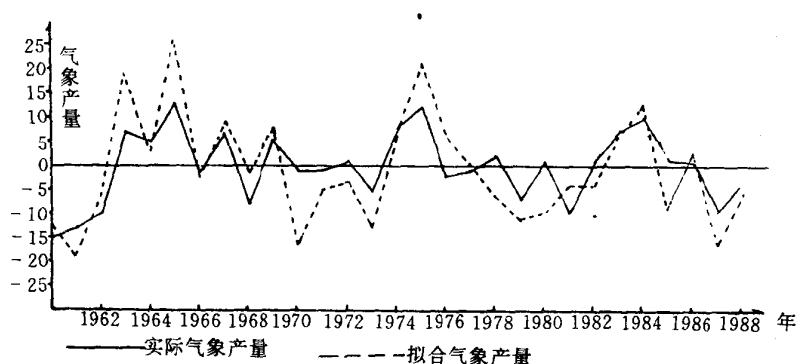


图 3 气象产量环流模式历史拟合图

五、小 结

1. 解放以来 陕西、甘肃、宁夏、青海、新疆五个省区粮食作物实际亩产的历史演变相关十分密切, 反映社会生产力发展变化总的趋势是一致的; 因灌溉状况的差异和其它气候条件的不同, 气象产量的历史演变在陕、甘、宁、青四个省区有较好联系。

2. 陕、甘、宁、青四省区综合气象产量与 5、6 月份降水量是明显的正相关, 而与 8 月降水量是明显的反相关, 这与主要粮食作物各生育期对降水的需求基本一致。

3. 春季降水量的多少决定了西北四省区综合气象产量的高低。春季多雨年与少雨年在前期极涡中心强度、位置, 中高纬与中低纬环流波型及环流型日数等方面都存在有明显差异, 从而影响了气象产量的高、低。

参 考 文 献

- [1] 韩凤霞、邢大韦, 西北干旱区的水环境问题, 干旱区地理 16(4), 19~23(1993).
- [2] 张永福, 辽宁四季降水量概率分布特征分析, 辽宁气象, (2), (1995).
- [3] 黄嘉佑, 气象统计分析与预报方法, 气象出版社, 148~156(1990).
- [4] 黄忠恕, 波谱分析方法及其在水文气象中的应用, 气象出版社, 46~80(1983).
- [5] 崔读昌等, 中国主要农作物气候资源图集, 气象出版社, 1~157(1984).

THE RELATIONSHIP BETWEEN CIRCULATION CLIMATE AND METEOROLOGICAL OUTPUT AND THE PREDICTION OF THE YEAR'S HARVEST IN NORTHWEST CHINA

Wang Qingchun

(Qinghai Province Meteorological Bureau, Xining 810001)

Abstract

The main climatic factor affecting the agricultural output in Shaanxi Gansu Ningxia and Qinghai provinces is drought. Based on analyses of the relationship between the agricultural output of the four provinces mentioned above, this paper discusses : (1) the connection of precipitation, especially spring precipitation with the meteorological output and, (2) the difference of the atmospheric circulation and its main characteristic parameters in years of much and little rainfall. Finally, a prediction model of the atmospheric circulation of the climatic output is set up.

Key words: Atmospheric circulation, Spring precipitation, Meteorological output.

甘肃省玉米产量与降水及其环流背景的研究

韩永翔 万 信 张平兰

(兰州干旱气象研究所 兰州 730020)

提 要

本文通过对玉米产量与降水关系的分析研究,得出 5~9 月份的降水是影响玉米产量的关键因素。其中 5 月上旬~7 月上、中旬,降水对玉米产量呈显著的正效应,8~9 月份,降水呈负效应。而 5~9 月的降水又与南亚高压北上高原的迟早和路径有关,有可能建立起“南亚高压—玉米产量”的预测模型。

关键词:玉米产量 降水 南亚高压

一、前 言

玉米是甘肃省主要粮食作物之一,全省大部地方均有种植,每年播种面积约 450 万亩,总产达 13.5~14.5 亿 kg。由于甘肃省大部地方属于干旱半干旱地区,降水多少、适时与否直接影响玉米产量。为了了解降水对玉米产量的影响,分析影响玉米产量的关键时段的降水特征,本文运用统计学方法,对玉米产量与降水及其环流背景的关系做一些初步探讨。

二、资料处理与方法

(一) 玉米产量资料处理

本文采用全省玉米产区 1961~1991 年玉米亩产资料建立实际产量序列。我们对产量序列首先采用直线滑动平均方法,来消除短波波动的影响。某阶段线性趋势的直线滑动方程为:

$$Y_i(t) = a_i + b_i \cdot t$$

其中 $i = 1, 2, \dots, n - R + 1; t = i, i + 1, \dots, i + R - 1, n$ 为样本数, R 为滑动步长,取其值为 5。求出各点的 $Y_i(t)$ 组成一组新的产量序列 $Y(t)$ 。运用调和权重方法以不同权重去估计序列

样本对趋势产量的影响,趋势产量的增长量为 $W_{t+1} = Y_{t+1} - Y_t$, 则其平均增长量 $\bar{W} = \sum_{t=1}^n C_{t+1}^n$

• W_{t+1} 。式中 C_{t+1}^n 为调和权重系数,它满足 $C_{t+1}^n > 0, \sum_{t=1}^n C_{t+1}^n = 1$ 两个条件。计算出趋势产量的值 $Y_{t+1} = Y_t + \bar{W}$ 。用 $Y = Y_t + Y_w + \Delta Y$ 求出气候产量项 Y_w 。随机误差项 ΔY 可忽略不计。

将 Y_w 划分为 5 个等级:大欠 (-100 ~ -20), 欠收 (-20 ~ -10), 正常 (-10 ~ 10), 丰收 (10 ~ 20), 大丰 (20 ~ 100)。

(二) 降水资料处理

降水采用与产量序列相应的站点 1961~1991 年 1 月上旬到 9 月上旬降水的距平百分率,并将它也相应地划分为 5 个等级(%) :特少 (≤ -60), 偏少 (-60 ~ -20), 正常 (-20 ~ 20), 偏多 (20 ~ 60), 特多 (≥ 60)。

三、玉米产量波动及其变异系数

图 1 是甘肃省 1961~1991 年玉米单产曲线及趋势产量曲线。从图 1 可以看出 趋势产量逐年稳步上升,这主要是由于品种的更换,农业生产技术措施的改进引起的。将实际产量减去趋势产量,就得到了气候产量。根据产量丰欠的标准,1961~1991 年 31 年中有 5 个大丰年(1965,1975,1978,1990,1991);4 个丰收年(1974,1977,1985,1989);3 个欠收年(1961,1966,1968);5 个大欠年(1962,1973,1981,1982,1987)和 14 个正常年。

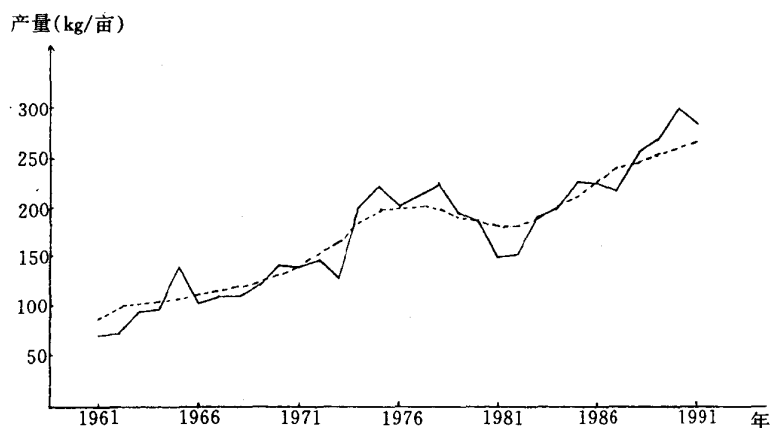


图 1 甘肃省 1961~1991 年玉米单产及趋势产量的曲线图

实线为实际产量,虚线为趋势产量

为了从面上反映气候变化对产量的影响,我们求出了全省各县 30 年、15 年、10 年来玉米产量的变异系数。30 年变异系数全省除陇南南部在 0.3 之下 其余大部地方在 0.3~0.5 之间(图略)反映玉米在近 30 年来产量的波动是很大的。究其原因,河西及灌溉地区由于生产技术的提高,产量大幅度上升,造成其产量变异系数过大。中部及陇南则主要是气候与生产技术水平综合作用的结果。为了区分气候与生产技术水平对产量的影响,我们又作了 15 年、10 年的玉米产量变异系数。发现 15 年(图 2)与 10 年(图略)的变异系数相差较小 其空间分布基本一致。由于所取时间间隔较短,生产水平变化较小。所以,它粗略地可以反映气候变化对产量的影响。从图中可以看出,有两个大值中心,即陇东和中部地区,其变异系数在 0.3~0.6 之间,产量的稳定性很差。由于它们都处于半干旱地区,产量完全受水分条件的制约,降水对产量的影响极大。陇南南部变异系数在 0.2 以下 表明此区气候对产量的影响较小 光、温、水基本能满足玉米生长发育的需要。河西地区玉米产量变异系数是在 0.2~0.3 之间 但它主要是由于地膜玉米的推广,增产幅度大而引起的。其余各地变异系数在 0.2~0.3 之间 说明气候的变化对产量的影响还是比较大的。经分析,5~9 月降水是影响我省大部地区的主要因子。全省大部地区 5~9 月降水与玉米产量的相关系数超过了 90% 的信度。

四、玉米气候产量与降水的关系

由于甘肃省特殊的地理环境,其纬度从 30°N 到 42°N,气候从亚热带气候过渡到温带气候。降水量由东南向西北迅速递减。降水对各地玉米产量的影响亦很不相同。

(一 降水对玉米气候产量的正效应

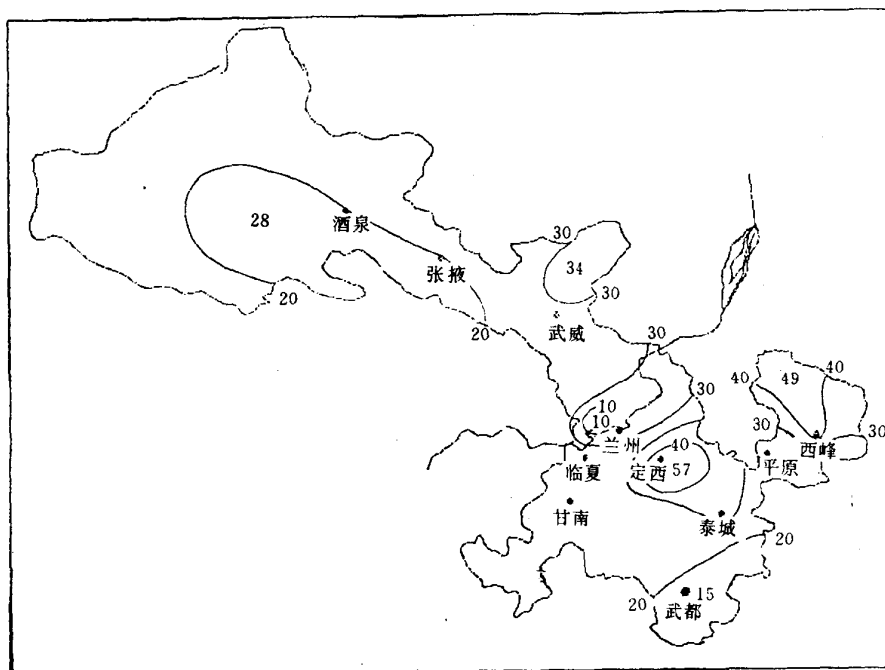


图 2 玉米单产变异系数 (%)

降水对玉米气候产量的正效应在不同的地区有所不同。中部地区由于年降雨量仅有 200~400mm，玉米整个生育期间都处于缺水状态。所以，从玉米播种到乳熟，降水量与产量都呈显著的正相关，其相关系数超过了 99% 的信度。其余地方在玉米抽穗以前，降水对产量的影响呈正效应。玉米出苗前，正效应不显著，表明玉米此期的降水基本能满足玉米播种、出苗的需要。玉米出苗至抽雄前后，也即 5 月上旬到 7 月上、中旬，这一时段的降水对玉米产量的影响呈显著的正效应，此期的降水量与玉米气候产量的相关系数超过了 95% 的信度。此时，玉米正值拔节到抽雄，是需水关键期，雨水多，则避免了“卡脖子旱”的危害，为丰收奠定了基础。如 1990 年，除中部地方 5 月上旬~7 月上、中旬降水量比历年偏少 1~2 成外，其余地方偏多 2~6 成，1990 年玉米产量为大丰。1981 年，降水量比历年偏少 1~5 成，结果玉米产量为大欠。

(二) 降水对玉米气候产量的负效应

自玉米开花、抽雄以后，陇东、陇南地区降水对产量的影响呈负效应。负效应显著的时段大部分地方在 8 月份。陇南南部地区自 7 月下旬即逐渐开始为负效应。这一时段玉米正处于开花—吐丝—灌浆期，需要较高的温度和充足的日照才能满足玉米开花、灌浆的要求。若降水过多，尤其阴雨期较长，可使温度低，光照少，光合速度减慢，从而影响灌浆速度和灌浆能力，造成玉米减产。如 1981 年，陇东、天水、陇南 8 月降水较历年偏多 35%~130%，为大欠年景。

天水地区及陇南北部地区，后期降水对产量的负效应不显著，这是因为这一地区 8、9 月份的多年平均降水量为 160~180mm，较陇东、陇南南部分别偏少 30~40mm 和 60~160mm，而温度却较陇东高 2℃ 左右，较陇南南部低 2℃，降水与温度配合较为适宜，故而降水对产量的负效应不显著。

对全省玉米产量与降水关系进行年型分析，发现河西灌溉农业区，降水对产量的影响不

大。中部地区大欠年景降水为偏少—特少，大丰为特多。其余地方，特别是陇东 5 月上旬到 7 月上旬的降水，大欠年景降水一般为偏少—特少，欠收年景一般不超过正常，丰收年景雨水在正常到偏多之间，大丰年景雨水在偏多到特多之间。8、9 月份降水 陇东和陇南北部 大欠年景降水在偏多—特多之间，大丰年景降水一般为正常略偏少。

五、典型个例及其环流背景分析

我们选取了全省种植玉米地区 10 个代表站点(西峰、镇原、平凉、天水、礼县、成县、武都、定西、榆中、靖远)。它们基本上代表了除河西灌溉区外的以自然降水为主的地区。从 1961 年到 1991 年 31 年的资料中，按本文第 2 节的标准，找出了 5 个大欠年景(1962,1973,1981,1982,1987)和 5 个大丰年景(1965,1975,1978,1990,1991)。计算了这 10 个站点所有大丰或大欠年 5 月上旬到 7 月上旬及 8 月份降水总量距平百分率，发现它们同全省玉米气候产量的丰欠有很好的关系(表 1)。

表 1 甘肃省玉米气候产量典型年份与不同时段降水

年 型	大 欠 年 份					大 丰 年 份				
年 份	1962	1973	1981	1982	1987	1965	1975	1978	1990	1991
5 月上旬~7 月上旬 降水距平百分率	-35	-5	-27.5	-55	-22.5	0	-5	20	26.3	-7.5
8 月降水 距平百分率	-11.5	50	45	-26.3	-52.5	-47.5	-40	-10	40	-60
气候产量(kg)	-24	-39	-33	-31	-20	31	31	25	40	20

从表中可以看出，凡是大欠年景，5 月上旬~7 月上旬的降水距平百分率均为负值。除 1973 年为 -5% 外，其余大欠年份均比历年偏少 2~5 成。8 月份降水距平百分率 1973 年、1981 年偏多 50%、45%。大丰年景 除 1978 年、1990 年 5 月上旬~7 月上旬降水偏多 20%、25% 外，其余都接近历年平均值，8 月份降水除 1990 年偏多 40% 外 其余偏少 2~6 成。这个结论与上面的年型分析结果大体是一致的。由于降水在玉米生育期的各个阶段均有影响，仅仅考虑它在某个重要时段的影响是不全面的。只有将它们在各个时期的不同影响综合考虑，才能得到满意的结果。如 1962、1982、1987 年，整个玉米生育期全部缺水，从而造成大减产。1990 年玉米生育期雨水充沛，光温配合好，达到历史最高产量。

从以上分析可知，在影响玉米产量的诸多因子中，关键时段的降水是最主要的因子之一。但是，从天气学角度看，降水特别是某一阶段的降水，是在相应的大气环流背景下与之相配合的天气系统所引起。因此，在某种环流背景下，可以出现一次又一次的降水过程，而在另一种环流背景下，又可以持续无雨。

根据孙国武^[1,2]和朱福康^[3]等多年的研究，南亚高压是夏半年亚洲南部上空对流层上部和平流层底部的一个强大而稳定的反气旋环流系统。南亚高压虽然不是引起某种具体天气过程的影响系统，但确是某些具体天气过程的环流背景。

据统计，上述玉米的 5 个大丰年和 5 个大欠年中，南亚高压在青藏高原（以下简称高原）高空的季节建立（即初上高原）(参考文献 [1]) 是很有意义的。在大丰年，南亚高压初上高原的日期偏早 平均为 6 月 6 日 且多为西路年(即从高原西部移上高原)大欠年则偏迟 平均为 6 月 13 日 且多为东路年(即从高原东部移上高原)两者相差 7 天。

众所周知，南亚高压初上高原是东亚大气环流从冬季型到夏季型的重要标志之一，对天气、气候有某些指示意义。南亚高压初上高原偏早，表明夏季风来临早，季节转换时间早；西路年 南亚高压多位于高原主体上空（图 3a），有利于高原低涡的活动，而高原低涡是我省夏半年（5~9 月）的主要降水系统之一。所以，南亚高压初上高原时间偏早，且为西路年时，有利于夏半年降水偏多。反之 南亚高压初上高原偏迟 表明夏季风来临迟 季节转换时间迟 东路年 南亚高压多位于高原东部（图 3b），既不利于高原低涡活动，也不利于西方低槽东转。所以，南亚高压初上高原时间偏迟，且为东路年时，不利于夏半年降水偏多。

从以上分析我们可以看出，玉米产量与降水多少有关，降水多少又与南亚高压初上高原的迟早和路径有关，这样就能初步建立“环流—年景”的大致模型，即根据南亚高压初上高原，可以大致预测玉米产量年景。这方面的工作有待深入研究。

六、小 结

- 1. 我省大部地区，特别是陇东和中部地区玉米产量变异系数很大，5~9 月降水是影响玉米产量的最主要的因子。
- 2. 5 月上旬到 7 月上、中旬 降水对产量呈显著的正效应。大欠年景降水一般为偏少—特少；大丰年景降水为偏多—特多。8、9 月份，降水对产量呈负效应。大欠年景降水为偏多—特多；大丰年景降水则为正常略偏少。
- 3. 5~9 月份降水与南亚高压初上高原的迟早和路径有关 而 5~9 月降水又是影响玉米产量的主要因素，因此，可以初步建立“南亚高压—玉米产量年型”的预测模型。

在本文写作中，承蒙孙国武研究员的指导和修改，谨致谢意。

参 考 文 献

[1] 孙国武 南亚高压季节性变化的研究 青藏高原气象科学实验文集(二)科学出版社 152~158(1984)。
[2] 孙国武，南亚高压在青藏高原上空建立的过程，青藏高原气象学进展，科学出版社，146~167(1988)。
[3] 朱福康等，南亚高压，科学出版社，47~60(1980)。

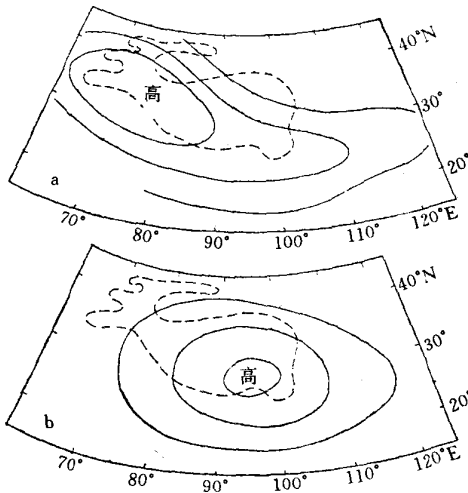


图 3 南亚高压初上高原 100hPa 环流示意图
a. 西路年 b. 东路年

THE ANALYSIS OF THE RELATIONSHIPS BETWEEN RAINFALL, CIRCULATION AND THE CROP YIELDS IN GANSU

Han Yongxiang Wan Xing Zhang Pinlan

(Lanzhou Institute of Arid Meteorology, Lanzhou 730020)

Abstract

The relationships between crop yield and rainfall are analyzed in Gansu. The results show that rainfall from May to Sep. is key factor for crop yield. The rainfall is positive effect from May to July but negative effect among Aug. to Sep. and the relationship is present between May to Sep., rainfall and the arrival time of SAH (South Asia High) over the plateau with the path it follows. So that we may establish the forecasting model based on the relationships between SAH and crop yield.

Key words: Crop yield, rainfall, SHA.

西北干旱气候资料系统

尚永生 张智 许建秋 安兴琴 梁旭 许朝斋

(宁夏气候资料中心 银川 750002)

提 要

“西北干旱气候资料系统”是集西北干旱气候资料数据库、气候图库及其管理、维护、检索、查询应用软件为一体的气候资料应用软件系统。它汇集了大量干旱气候资料及其它信息资料，内容丰富、信息量大、规范完整、易于使用。它提供了用计算机存贮、管理大量数据密集型气候资料，及时快速查询、使用气候资料、绘制气候图的有效手段，可充分发挥干旱气候资料和信息资源的潜力，是干旱气候研究的基础。同时也可为其他应用、决策领域提供咨询服务。

关键词：干旱 气候 资料 系统

一、前 言

干旱问题是一个世界性的问题。我国是世界上主要的干旱国家之一，西北地区是我国最严重的干旱区。西北干旱、半干旱区面积约占总面积 80% 以上，旱灾主要发生在东部，面积之大、危害时间之长为我国其它地区所罕见。干旱是西北地区对国民经济，尤其是农业危害最大的气象灾害。

我国对干旱气候及其造成的社会、经济影响极为重视。人们期望气象、气候科学能够回答涉及西北干旱的一系列具体问题：如西北的水资源对人口及工、农业的支撑能力前途如何？甘肃、宁夏等黄河沿岸各省能否指望“引黄灌溉”这一政策长久有效？西北干旱是不是有进一步发展的趋势等。加强这一地区干旱气候的成因、气候的演变规律、气候变化预测及干旱对策研究已经是非常迫切的现实任务。

在气候研究工作中，气候资料是基础，全部的气候研究工作都必须建立在资料基础之上。“八五”中国气象局重点课题“我国西北干旱、半干旱地区干旱气候成因、预测和对策研究”充分考虑到干旱气候资料对干旱气候研究所起到的重要作用。将“西北干旱气候资料系统”做为总课题第一分课题立项，并委托宁夏气候资料中心进行研究，现已取得了预期的效果。

“西北干旱气候资料系统”的基本内容是收集、整理西北地区干旱气候研究所必须的干旱气候资料数据集。建立较为通用的信息格式的微机干旱气候资料数据库及干旱气候图库。建立干旱气候资料数据库及气候图库管理、查询应用软件系统。其关键和重点是通过计算机技术及时、有效地为用户提供所需求的资料。资料必须可靠，资料形成的文件格式必须便于交换，并且为用户所接受。本项研究成果主要用于支持西北地区干旱气候研究工作，但它对区域、省一级气候资料部门的业务工作，也有一定借鉴及使用价值（见附件 1）。

二、西北干旱气候资料系统现况分析

（一）西北干旱气候资料系统的资料内容

本系统所收集、整理的西北地区干旱气候资料数据集，只能考虑到一般的干旱气候研究对资料的需求，本系统以常规地面观测资料为主。主要收集整理了对描述干旱气候状况有重要作

用的气温、降水等气候要素的逐日、逐旬、逐月及年的资料。

研究过去的气候变化，尤其是较长期的气候变化，研究干旱气候变化规律并预测未来气候，采用一些非常规气象资料或代用资料是非常必要的。因此本系统根据西北地区的特点，除收集整理了历史时期器测长序列气候资料（气温、降水）外，还收集整理了树木年轮资料、河流流量、湖泊水位及历史时期气候灾害资料。对于干旱气候资源应用、干旱的影响、干旱对策研究较为详尽的气候资源资料（热量、水份、日射、日照）社会经济资料（农作物产量、人口、牧业资料等）也是必不可少的。

另外，本系统也引入一些全球性的资料，如 500hPa 高度场、海温、厄尼诺资料等，并汇集了总课题“西北干旱半干旱地区气候成因、预测和对策研究”研究成果论文或论文摘要百余篇。有关资料的详细目录请参阅附件 2。

（二）西北地区干旱气候资料现状及可用程度

气候资料是描述气候系统运动状态的数据，它的时间序列能够描述气候的演变过程。在气候研究过程中，要求资料有足够的“完备性”，即各个要素都有足够长的时间序列，覆盖足够大的（甚至是全球范围的）地理区域，资料本身的时空分辨率要尽可能的高。但在实际上因受种种条件的限制，资料的“完备性”不得不大打折扣。“西北干旱气候资料系统”所收集整理的干旱气候资料数据集，也同样存在着“完备性”的限制。首先本系统所收集、整理的资料有着明显的区域特征，一般只覆盖西北地区。另外，资料本身空间、时间分辨率（200~500 公里、数天~月、年）完全是气候尺度的。因此它较适合某一区域大范围、气候时间尺度的气候变化规律、预测、应用等研究。而对于天气尺度，甚至湍流尺度则是完全无效的。

气候资料的质量对气候研究、分析亦是很重要的。气候资料的质量可分为五个等级，本系统所收集、整理的地面常规气象资料基本上是一级质量，即所测定的数据绝对可靠，如台站测得的气温、降水等。这些资料一般都是国家基准或基本站所测得的资料，经过严格的质量控制、审核，可以认为质量、精度是相当高的（温度、降水误差都不会大于 0.1）。同样根据气候资料统计规范、方法，加工统计的不同统计时段（日平均、候、旬、月、年平均等统计项目）的气候资料与气候资源资料质量也可认为是相当高的。实际上，本系统的常规气候资料集不仅可以供气候研究、资料应用、咨询服务使用，而且达到了气象记录档案的质量要求，可以作为气象记录档案长期保存。

历史时期仪器观测的气象资料是非常重要的。我国陆面仪器观测的资料可以回溯到 1870 年，但这些记录不是全国范围的。我国西北地区（主要为西北东部）只能追溯到 1921 年，大部分为 30 年代。这些资料的质量不如 1951 以来的器测资料。其主要存在的问题是同一观测站的观测资料的非均一性问题。资料的非均一性主要由仪器、观测技术、测站位置和观测时间等的变化所引起。对气候资料进行均一性检验和订正是很复杂和繁琐的，但也是必不可少的，否则就有可能因为资料的非均一性得出错误的结论。

我们在收集整理历史时期仪器观测资料（气温）、建立（60~100 年）气候资料序列过程中，发现月、年平均气温序列存在着非均一性问题。1951 年前平均气温普遍高于 1951 年后的平均值近 0.5~1.0℃，且冬季更加明显。经分析发现这一阶段性差异并非气温的自然变化，而是因为平均气温的统计方法造成的。1951 年前因缺少定时观测记录，平均气温多由最高气温和最低气温平均而得出，1951 年后，有较为系统的定时观测，平均气温由四次定时（02、08、14、20 时）平均而得出，这两者存在着一系统误差。若不进行订正，在用这些资料研究历史气候变化时，就可能为“40 年代的异常高温”现象所迷惑。

西北地区的代用资料是比较丰富的，树木年轮资料是最普遍最常用的代用资料。西北各省区尤其是新疆对树木年轮气候进行了非常细致的研究，积累了大量的资料。西北地区树木年轮资料与降水有着非常密切的关系，这对于分析确认气候变化的基本事实、研究气候变化规律，进行气候预测或者利用树木年轮资料重建气候资料序列无疑是十分宝贵的。因为西北普遍存在的绿洲农业或灌溉农业、河流流量资料对于西北这一干旱、半干旱地区水资源及气候影响研究有十分特殊的意义。并且对长期气候变化、气候预测研究也有十分重要的参考价值。本系统收集了主要河流正规流量站的资料，但由于 1951 年以来，主要河流（黄河）水库的蓄水发电，使得流量资料受到了人为干扰。西北内陆湖泊的变迁是干旱气候变化的最主要标志之一。因此湖泊资料（青海湖水位）对研究西北地区大范围、长尺度的干旱发展的趋势、规律有着十分重要的价值。

历史时期史料、文献档案记载的气候灾害（洪涝、干旱等）资料是研究历史时期（500 年或更长）气候变化的主要代用资料，这方面已有很多成果，已整理出版了系统的 500 年旱涝等级资料，但这些工作都是以我国东部史料十分丰富的地区为主的。西北地区灾害史料整理分析比较粗糙。而实际上，西北地区东部（陕西、甘肃、宁夏、青海东部农业区）仍然有着较为丰富的有关气候灾害、气候异常的历史记载资料。我们在原有工作的基础上，进行了更加细致的工作，整理了一套“西北地区历史时期气候灾害史料”，并重新确定了某些旱、涝等级指数，建立了分区干旱、涝灾指数，并用这一资料对西北历史上的干、湿变化规律进行了分析研究，得出了某些有意义的结论。事实表明：“西北地区历史时期气候灾害史料”资料可完全用于西北地区历史时期气候变化研究，确认气候变化的基本事实，并分析变化的规律，具有较高的使用价值，是一套信息量大、规范完整、易于使用的资料。

西北地区社会经济资料比较系统、完整的是农作物产量资料，它是根据各省区统计、农业部门提供的资料建立起来的。另外根据西北地区的特点，建立了牧业、灌溉用水、人口等资料集。

三、干旱气候资料数据库

数据库是现代计算机系统的一个重要组成部分，是有效地进行数据存贮、共享和处理的工具。对气候研究、应用这类数据密集型的领域，使用数据库得以把数据以一定格式有效地组织起来，实现数据的集成化管理，及时响应用户对资料的要求，充分利用过去及现在的干旱气候资料、信息资源。

（一）干旱气候资料数据库的结构及内容

数据库的结构对数据库是至关重要的。只有设计合理的库结构才能充分发挥数据库的数据管理功能。选择数据库结构首先要考虑数据库所存贮的数据对象及其之间关系是否适合这一结构；其次考虑这一数据库结构使用的普遍性、广泛性，只有使用广泛、普遍的数据库结构才可能使用多种方便的手段管理、维护及使用数据库，并且易于建立数据库与其它资料系统的数据接口。

数据库结构有关系型、网状型和层次型，使用最广泛、最简单的是关系型数据库结构。关系型数据库结构实质上是一种二维表格结构。XBASE 关系型数据库是目前最为流行、使用最普遍的关系数据库，它的最新版本 FoxPro2.5 数据库管理系统是一个功能强大、操作方便的数据库管理应用软件，而且能在 Novell 网上运行得非常好。

通过较为深入的分析、研究及一定实践经验表明，干旱气候资料的时空定位及要素分类的

特征 非常适合用二维表格来描述 即使用 XBASE型关系型数据库结构来建干旱气候资料数据库。数据库结构符合以下主要规范：(1)避免重复的字段或记录；(2)数据库必须含有基本字段，数据库含有能建立数据之间关联的外部字段，以及包含在索引文件中的关键字段，这是数据所要反映对象在数据库中的具体表现；(3)如果不进行数学运算，一般字段定义为字符类型处理。具体如下：整个数据库由一系列资料类型为主要区别的既有联系、又相互独立的数据库磁盘文件组成。以不同的时空定位标识(如区站号、年份、月份等)气候要素项目(如气温、降水等)来标识定义不同的字段；时空定位标识字段多定义为字符字段，气候要素项目字段定义为数值型，每一时空位置上、时空定位标识、气候要素项目的具体数据为一条数据记录。不同时空位置上的所有时空标识、气候要素项目的数据记录集合即构成整个数据库文件。若干定位标识字段(如区站号、年、月等)可复合为标识某一时空位置上数据记录的复合关键字段，同时定位标识字段可以做为用来建立数据库之间关联的外部字段。气象要素项目字段为基本字段。

本系统对干旱气候研究使用频率高的资料集(如地面常规气候资料、气候资源资料及某些代用资料、历史气候灾害资料、社会经济资料等)使用 Xbase 关系型数据结构建库。历史气候灾害资料数据库需要将气候灾害的文字描述数字化。因此引入灾害事件的概念，一灾害事件即一条灾害记录，主要由发生地点、时间、大气圈响应、水圈响应、动植物圈响应及政府响应等基本字段定义。各字段的文字描述用统一的字符编码来信息化。

另外某些资料(如 500hPa 高度场资料)以场的形式阅读、使用 不适合以关系型数据库形式组织数据且建立数据库，耗费极大，意义不明显，因此不以关系型数据库结构文件存放，仍以原有数据格式方式存贮。

(二) 干旱气候资料数据库的记录编码

数据记录编码格式是建立数据库过程中的重要阶段，其对数据库的维护、管理、资料的查询与处理的效率有着重要及长远的影响。因此，干旱气候资料数据库数据记录编码格式严格遵循以下规范：

1. 形式的简明性。这主要表现在数据库中数据记录各个字段尽可能使用未编码数据(如气温、降水等直接使用实测的数据)，避免使用、处理数据过程中不必要的译码操作。在必须使用代码时 尽量使用直观、简明的代码(如观测站的区站号编码)。
2. 非多义性。即数据记录只能给定在唯一的地点及时间或某个时段内空间某个确定区域，避免在检索过程出现重复记录。
3. 编码格式的一致性。即同一类数据编码格式自始至终相一致。因为同类数据编码格式不一致，只能造成混乱而毫无益处。
4. 节省存贮空间。

根据以上原则，干旱气候资料数据库文件标识字段(标定地点、时间)用简明、直观的代码(如区站号、年、月标记)来编码。基本字段(气候要素项目字段)直接以要素实际数值存放。数据小于 32744 精度为 0.1 有一位小数的数据扩大 10 以整数类型存放(如气温、降水等)而数值有可能大于 3274.4 的数据字段以实际数值存放(保留一位小数(如日照时数、蒸发量等))以整型数值类型存放的数据的字段、缺测数据用“ 32766 ”表示。带小数的数值类型字段缺测数据以“ 32766.0 ”表示。对降水量字段(微量降水以“ 0 ”表示 而无降水则以“ 32744 ”表示。这些编码特征值与以往地面气候资料处理规范编码格式是一致的或接近的。

四、干旱气候图库

图形是数据最直观、形象的一种表现形式，又是气候研究最常使用的描述、分析方法。因此在“干旱气候资料系统”中引入“干旱气候图”使以某种方式查询的数据可以图形方式直观地表现出来，不仅能丰富“干旱气候资料系统”的内容，而且更能增强本系统在气候分析、研究过程中的使用价值。

气候图主要以基本气候要素、气候资源气候图为主，兼有一部分社会经济图（农作物产量、人口等）图形以空间分布图（等值线图）年际变化图（时间过程曲线）及季节变化（直方图）三种类型为主。

“西北干旱气候资料系统”包含的气候图的数量是相当庞大的。气候图库实际上并不存放任何形式的图形点阵信息，因为这也是现有条件下无法实现、无法承受的。气候图实质上是根据不同要求，从数据库中读取所用的绘图数据，按要求进行绘图。这样产生图形虽然速度较慢，但避免了存贮大量图形点阵信息。

五、干旱气候资料数据库管理系统

存贮数据，避免数据丢失，不是建立并维护数据库根本的目的，而能及时、有效地响应用户的要求，以快速、简捷的手段向用户提供气候资料才是真正的目的。

FoxPro 2.5 实质上也可以对干旱气候资料数据库进行管理、维护，并进行数据检索、查询，但是这必须建立在对资料组织形式、资料数据文件的结构、字段的编码格式、其他附加信息有全面详细的了解以及对 FoxPro 2.5 有较深了解和使用的能力的基础上。由于它对“干旱气候资料数据库”这一极为专业、特殊的数据库，其用户界面以及数据查询功能不可能适合。因此只能进行大量的软件开发研制工作，建立直接针对“干旱气候资料数据库”的数据库管理应用软件系统，才能更加直接、有效地管理、维护“干旱气候资料数据库”并且及时、方便查询、读取数据以满足用户的各类要求。最终建立数据库、图形库、管理软件为一个整体，并可对资料、信息集中管理、查询的统一集成环境（操作平台），作为对干旱气候研究强有力的支持。

（一）数据库管理系统总体设计

总体设计是对系统所要反映的数据对象及所要解决的问题进行全面、细致地了解，以及分析研究后，做出的有关数据库管理系统的、自顶向下分层次的逐步细化的框架结构。主要包括：系统结构图、数据结构、用户界面设计图等。总体设计在整个系统的研制、开发过程占据着非常重要的地位。

一个设计合理、目标明确、简明扼要的系统总体设计方案，是整个系统开发工作顺利完成的基础，它能够起到事半功倍的作用。

我们在“干旱气候资料数据库管理系统”的开发研制过程中，根据所要解决的问题（数据库、图形库、数据库管理维护、数据查询等）在调查、分析、比较的基础上，制定了比较详细的总体设计方案，在系统的开发过程中起到了非常重要的作用。期间虽然耗费了不少时间，现在看来是完全必要的。

（二）用户界面设计

数据库管理系统软件的外观（用户界面）是系统最直观的体现，对用户来说至关重要。可以认为一个应用软件系统不管在技术上多么好，但只要用户对用户界面不满意，就不是成功的应用软件系统。因此，“干旱气候资料数据库管理系统”用户界面设计被放在一个相当重要、突出

的位置加以深入地研究、分析。这虽然耗费了大量的人力、时间，增加了编程工作量和复杂程度，但考虑到这一系统最终目的是用户，因此为满足用户对资料管理、查询简单、快速操作的需要，这样做还是相当值得的。

本系统的用户界面设计主要遵循以下准则：

1. 直观性准则。这主要是从用户思维及视觉的角度来考虑用户界面设计，涉及到用户界面的艺术构型。所谓直观性也可以说就是用户一看便知，一目了然。“干旱气候资料数据库管理系统”用户界面即采用中文下拉式菜单，整个菜单由主菜单、一级子菜单、二级子菜单及对话框等组成，各种输入或选择信息都以中文方式列表选择。

所使用的中文术语尽量与用户思维方式一致，可以使用户一目了然、一看便知，并理解所进行的操作，从而以自然而然的方式进行操作，另外直观性还表现在系统的输出信息是清晰、简明的，避免了含糊不清的用语，并且给用户一定的帮助指导。本系统的菜单布局、色彩配制也都进行了详细周密的考虑。

2. 相似性准则。这一准则包含两方面的意思：即系统内部的相似性及与同类型系统的相似性。系统内部相似性表现在本系统对同一类型问题的处理是完全一致的。如本系统用户界面菜单、亮条、对话框选择亮条的背景、前景颜色自始至终是不变的，对输入信息的响应方式、输出信息的处理方式也是前后一致的。系统外的相似性使本系统直观感觉与其同类系统有着似曾相识的感觉，即使用相同的控制操作、控制机制以及相似用户界面操作方式，这种相似性可以为用户带来极大的好处。

3. 灵活性准则。灵活性准则是一个非常重要的准则。它可以使系统具备强大的适应性。本系统的用户界面即考虑了用户的不同需求。如键盘选择与鼠标选择操作共存。键盘选择操作既可用光标移动加回车确定，也可以直接以字母热确认操作。灵活性准则另一方面则体现在系统有一定的容错能力或宽容性，即本系统允许用户错误的操作行为，并提供纠正错误的手段。

4. 可控制性准则。传统的用户界面设计思路是程序牵着用户的鼻子走，通常使用线性循环菜单，用户必须花大量的时间记忆和遵循正确的菜单路径才能有效地完成操作。用户并不具备控制操作的能力，而良好的用户界面的一个重要特征就是要让用户拥有控制权，这样才能快速、简捷地集中精力完成任务，而不是记住怎样使程序与他合作完成任务，并且能知道当前任务的执行标志，知道现在在何处，要到哪里去。

本系统依靠事件驱动编程技术，为用户提供了较为完美的工作平台，使得用户可以牢牢把握系统操作的控制权。

5. 实用性准则。所谓实用性准则主要体现在软件设计开发的过程中，虽将用户界面放在极为重要的地位，但又不能因过分追求界面设计，而损害整个系统的运行。如用户界面的设计不应占用过多的内存，应避免导致内存资源短缺，而使系统因申请不到内存而导致不能运行或崩溃。另外用户界面的设计也不应迫使用户不得不配置一些昂贵的设备。

本系统的用户界面主要是用 C 语言编写的。整个系统界面的设计开发工作量相当大，其中 C 语言编写的工作量大约占用了整个编程工作量的三分之二。

（三 软件的开发研制

“西北干旱气候资料系统”课题，包含了大量应用软件的开发研制工作，数据库管理、数据检索查询、绘制干旱气候图等功能的实现以及较为完美的事件驱动方式的工作台（用户界面），设计开发工作的规模是比较大和有一定的复杂程度的（系统的源程序约为 2.2M 可执行程序约为 3.4M）。经过比较深入分析与编程实践，我们认为要顺利完成如此规模及复杂程度

软件开发研制工作，必须在合理的总体设计、详细实施计划的基础上，选择适当编程语言、采用正确的编程方法、具备健全良好的编程风格以及进行彻底全面的软件测试。

我们在选择编程语言上，优先考虑 C 语言，它是一种功能强大、易维护、易移植、代码质量高、适合各种应用软件类型的通用编程语言。其中系统主控程序、用户界面全部使用 C 语言编程。编程实践表明，用 C 语言编写的主控程序、用户界面与其它重要功能模块是非常成功的。如事件驱动设计思想的实现、鼠标操作与键盘操作共存的实现、驻留内存程序（TSR 程序）的实现、读写键盘缓冲区程序的实现以及这一完美用户界面的实现，都是用 C 语言来完成的。这些工作如果用一般的高级语言（FORTRAN、BASIC）来实现则是非常困难或几近于不可能的。但是有关数据库管理、数据查询等功能以 FoxPro 数据库编程语言最直接、最简单、最为适合，可大大减少编程的复杂程度，加快编程的速度。气候图的实现则以 FORTRAN 语言为主，因为它可以借助 NCAR 绘图软件包中许多现有的强有力的绘图工具，避免不必要的低水平的重复开发工作。因此，整个“西北干旱气候资料系统”软件开发工作实际上以 C 语言为主，采用混合编程的方法，充分发挥不同编程语言各自的优势。在此过程中重点研究探索了不同语言的混合编程的方法和技术，比较好地解决 C 语言与 FORTRAN 混合编程中的接口问题，并且借助 C 语言，开发了绘制点阵汉字的基本函数，使 FORTRAN 使用 NCAR 绘图软件绘制汉字得以实现。

正确的软件开发设计方法无疑是非常重要的。我们采用了“自顶向下”的设计方法。首先确定总体结构，然后自顶向下一级一级定各级子任务，明确各自的目标、详细入口、出口等。各个子任务是相对独立的。

在做好上述工作后，从总体目标（系统的顶层结构）出发，开始编程，在每个高层任务代码完成生效、正确后，再一级一级逐步求精，完成各个子任务的编码工作。因采用了自顶向下的软件设计方法，所以系统的软件设计开发具备了较好的智能可管理性，始终如一地保持了设计开发过程的智能控制，可以站在全局立场，知道现在进行到何处，将要到何处，避免了因过多考虑细节而迷失方向。

有正确的程序设计方法外，健全的程序设计风格同样也是完成软件开发工作所必不可少的。与编程规则和方法不同，软件设计风格没有绝对的正确和错误之别，它只是个人判断与主观评价，因此往往得不到重视而被忽略。但是良好健全的设计风格是保证程序容易阅读、理解、维护、高质量、易移植的根本条件。因此，我们对此给予足够重视，经过比较深入的分析、研究及实践，在软件的编制过程中严格地遵守了如下的约定或规范：

1. 采用清晰简单的表达方式，直接反映所要实现的操作。不为编码过程中某些操作的巧妙实现，程序执行效率的提高，或不必要的节省内存资源而损害编码的清晰性。
2. 注意选择有意义的命名，避免给变量、函数、文件等随意命名。标示符的命名风格始终前后一致，尽量选择一些习惯或标准的或有一定含意使人产生联想的命名，避免命名与关键字、库函数相近而造成混淆。
3. 编程过程加入适量的注释。注释在编译过程完全忽略，不生成任何代码，但其可大大增强程序的可读性，使程序易于维护和调试，尤其当程序规模较大时。
4. 采用缩进格式。使用缩进格式编程可增强程序的可读性，同一层次的语句保持在一列上，使得程序的结构表现得非常直观、突出。

软件只有经过不断的、严格的测试，才能保证质量。

本系统在程序设计开发过程中，软件的测试始终被放在重要地位，并且花费了大量时间，

投入了许多人力。测试工作量大约为整个系统开发工作的三分之一。本系统编程过程中，软件的测试工作贯穿程序开发的整个过程，与“自顶向下”的设计方法紧密结合，相得益彰，即高层任务编码完成后，经多次严格测试，保证没有错误的情况下，才开始下层子任务的编程工作，一个模块、函数或程序段每做少量的阶段调整或增加代码，就进行严格地调试、测试，重要的模块或函数既归入整个系统中测试，同时又单独测试。系统在开发过程中始终如一地处在可测度状态，可随时进行调试、测试。全部程序编码完成后，统一进行全面的、严格的测试。

附件 1 “西北干旱气候资料系统”使用手册

一、系统的功能及主要特点：

“西北干旱气候资料系统”的主要功能如下：

1. 以数据库的形式保存大量各类西北干旱气候资料；
2. 管理、维护数据库；
3. 检索、查询各类干旱气候资料；
4. 绘制、查询气候图；
5. 查询西北地区基本气候概况、气候资源特征、气候变化特征等。

并且具有以下特点：

1. 资料信息量大，整个系统大约有 1.7×10^7 组数据，有大量有价值的资料、信息，可用于支持各类干旱气候研究及气候资料咨询服务工作；
2. 有一个较为完美的事件驱动工作平台（用户界面），提供下拉式中文菜单，键盘和鼠标操作共存，操作极为直观、自然，有良好的在线帮助提示，操作非常方便、快捷、灵活。基本上具备了商品软件所要求的用户界面；
3. 提供了强有力的维护管理干旱气候资料数据库的功能，如数据记录的浏览、编辑、删除、追加和替换等；
4. 提供了功能强大的数据查询能力，可以用非常直观、灵活的方式，在任何查询条件下查询输出各类数据；
5. 可以绘制、查询气候图，可绘制气候图约 4.4×10^5 幅；
6. 系统有一定安全性，设置密码，可阻止非法用户查询使用资料。

二、系统运行的准备工作：

1. 系统的运行环境

“西北干旱气候资料系统”假定用户采用 386 或 486 类型计算机，则要求以下硬件配制：386 主机（最好选用 486）、4M 以上内存、彩色图形显示器、VGA (SVGA、TVGA) 显示卡、X-Y 平板式绘图仪、24 针打印机（LQ-1600K）。本系统是一个 DOS 环境下的应用程序，需要 DOS 6.0 以上版本操作系统、UCDOS 3.0 汉字系统（或其他直接写屏的汉字系统）、FoxPro 2.5 运行支持库、550K 以上空闲常规内存。

常规内存及扩展内存空间的增加，可以大大加快系统的运行速度，尤其是数据库管理、数据查询的速度。

2. 系统的安装

“西北干旱气候资料系统”执行程序存放在 2 张 1.44M 的软盘上，必须安装在硬盘上才能正常使用，只要使用安装程序（A>INSTALL），即可按照中文提示信息完成系统的安装工作。

系统的软件大约占用硬盘 4M 数据库需要占用近 60M 硬盘存贮空间。

3. 系统的目录结构

系统在安装过程中，可生成缺省的目录结构。见下图：



主目录 XBCDS 及子目录 LIB、MES、SWAP、DOC 是完全可以改变的，而 BIN、BINB、BINC 必须为主目录的子目录，且命名不能更改。

4. 系统配制文件 (XBGH.SYS)

系统的目录结构、重要硬件资源的类型以及一些其他信息全部在配制文件中给予详细定义。系统在安装过程中，可给出缺省的配制文件，内容如下：

数据库存放目录 :D:\XBGH\LIB

附加信息存放目录 :D:\XBGH\MES

信息交换目录 :D:\XBGH\SWAP

帮助文件目录 :D:\XBGH\DOC

图形输出显示卡 :VGA

显示分辨率 :640 * 480

X-Y 绘图仪连接端口 LPT1

绘图仪分辨率 :3600 * 2800

图形打印机型号 :LQ-1600K

打印机分辨率 :1024 * 1024

密码设置开关：

密码：

系统的配制文件是一文本文件，其中所罗列的项目，可以通过文本编辑程序或通过系统，提供系统设置功能进行修改。

数据库文件存放目录 (\LIB) 一般需要较大的自由空间 可根据硬盘实际情况 设置为本地盘、逻辑盘或网络盘目录。附加信息目录 (\MES)、帮助文件目录 (\DOC) 存贮量很小，一般可设置在主目录下。信息交换目录 (\SWAP) 存放程序不同模块间所需传输、交换的信息文件，若建立在虚拟盘上，则可加快程序运行的速度。

三、系统的用户界面：

本系统提供了较为完善的事件驱动集成操作环境（工作平台），使用户的操作变得非常简单。在主目录下，键入主控程序 XBCDS 即进入集成工作环境（工作平台）。每次进入工作平台开始工作前首先要询问密码，密码输入正确，则可以驱动菜单完成各类任务；输入密码不正确，则确定为非法用户，拒绝使用本系统。

本系统全部采用下拉式中文菜单，整个菜单体系由主菜单、一级子菜单、二级子菜单、对话框、列表单选框、复选框等组成。

本系统的工作平台基本界面（图略），第一行为主菜单，最后一行为当前操作的在线帮助信息行。进入工作平台后，系统完全处于用户的控制之下，可以用键盘光标移动键移动菜单亮条，用回车确认，或用菜单选项前的字母键选择操作，或者用鼠标器点菜单选择操作。对话框选择按钮与菜单选择是一致的，单选框、复选框的选择也是基本一致的。

四、数据库管理、维护

数据库管理、维护操作是系统的一个基本功能，通过选择数据管理菜单选项，打开数据管理一级子菜单、二级子菜单，可以看到数据库管理、维护的主要操作功能有：

1. 数据浏览

数据浏览是最常使用的操作，其功能是将我们所想要查看阅读的信息以一定格式显示在屏幕上。通过选择数据浏览操作，可查阅三方面的信息：数据库文件目录；数据库文件结构；数据库数据记录。选择菜单后，将弹出一对话框。查阅数据库文件目录，文件结构的对话框很简单，只需通过一个单选列表框选所需查阅的文件即可。

查阅数据库数据记录是最主要的浏览功能。我们设计了非常灵活直观的操作方式。数据记录浏览的对话框图（图略）。对话框非常直观，其由若干可见的对话设置按钮组成，可根据所要浏览的数据记录，通过单选列表框选择数据库文件；通过复选列表框设置所要浏览的字段。浏览条件需通过设条件按钮打开一个浏览条件设置对话框（图略）来设置。对话框＜条件＞按钮用于打开一系列的单选窗口（字段列表单选列表窗口、关系列表单选表窗口、表达式输出窗口），通过适当的选择即设置了一条浏览条件语句，重复选择可设置一组条件语句。条件语句之间缺省为“AND”关系，若需要，可通过“选择＜或条件＞”按钮设置语句间为“OR”关系。通过“＜查看＞”按钮，可以在条件设置框中查看编辑、修改浏览条件，“＜Ins＞”键为插入一条条件语句，“＜Del＞”键为删除一条条件语句，“＜CR＞”键为编辑修改一条语句。条件全部设置完毕后，通过“＜确认＞”按钮确认全部的浏览条件，返回数据记录浏览对话框。

＜浏览方式＞按钮通过一单选列表窗口选择被浏览信息在屏幕的显示方式，共四种：Browse、Change、列表显示和屏幕显示。Browse和Change方式就是FoxPro2.5所提供的Browse、Change，可以使用FoxPro2.5中Browse、Change的所有操作功能；列表显示是以表格形式在一个窗口逐页显示；屏幕显示方式则是专门为干旱气候资料数据库数据记录浏览设置的一种显示方式，它是通过一个窗口，以中文说明代替字段名显示某一条记录供查阅。屏幕显示方式的一个优点是直观地用中文表述出了字段名，也就是非常直观清楚地标明了所显示的数据属于那一个气候要素值，但不足的是一次只能显示一条记录，因此在屏幕显示方式下的浏览窗口设置与Browse方式浏览窗口切换的功能，基本上消除了这一缺陷。

数据记录浏览对话框上设置的“＜删除屏闭＞”开关，在打开时（[X]打开，[]关闭）表示过滤掉已删除记录；关闭时则不过滤掉已删除记录。

数据记录浏览操作过程中，无论何种浏览方式都不能编辑修改记录、删除记录、追加记录或进行替代操作等，从而防止了用户无意识的情况下修改或破坏数据记录。

2. 数据的修改

数据记录的修改操作功能是编辑修改某些设定的记录。数据记录的修改操作与数据记录的浏览操作方式完全一致，实际上就是浏览操作过程中允许编辑修改记录而已。

3. 删除数据记录

数据记录的删除恢复操作与数据记录的浏览操作方式一致，实际就是浏览过程中允许删除恢复记录而已。此删除操作与FoxPro2.5系统Delete操作一样，并非真正从数据库中清除

掉这条记录，只是给记录加上了一个删除标志，通过同一恢复操作，可去掉删除标记。

4. 追加数据记录

追加数据记录操作功能是将一些数据追加到数据库文件中。与 FoxPro2.5 系统 Append 是一致的。追加数据记录操作方法与浏览数据的操作方式是非常相似的。只追加数据记录操作不设置追加条件，追加方式则可以设置为用键盘输入，或以文件方式将文件所包含的数据追加到数据库文件中。

5. 替换操作

替换操作是指将数据库文件中的某些记录某一字段的内容替换为设定的值，其操作方式与前面各个操作也是非常相似的。

6. 清除操作

清除操作是指将数据库文件中已标记为删除的记录真正从数据库文件中删除掉，与 FoxPro2.5 系统 PACK 命令一样，清除掉的记录不能再恢复。因此一般不使用此命令，若必须使用，则要多加小心，以避免清除掉有用的记录。

五、数据查询

数据查询操作是指从数据库文件中查询出用户所需要的资料、信息，并以一定的输出方式提供给用户，它是本系统最主要的功能。本系统的数据查询操作分为：查询基本信息功能、三种查询记录数据功能、查询特殊记录的功能。

基本信息主要包括：资料目录、数据文件结构（气候要素即字段的编码）、测站或地域编码表、历史时期气候灾害资料信息化编码表。

三种查询数据记录的功能是以数据分类方式、查询数据、以地点为主方式查询数据、FoxPro SQL 查询方式。数据分类方式查询数据是指选择一类数据（一个干旱气候资料数据库文件）然后设置字段选择所需的气候要素，再设置查询条件，设置输出方式，最后确认操作。以地点为主方式查询数据是指首先设置所要选择若干测站或地域，再选气候要素，设置查询条件、输出方式；FoxPro SQL 查询方式就是原封不动使用 FoxPro2.5 中的 Query 查询方法查询数据。Query 查询必须知道所要查询的数据库的详细情况；查询特殊记录功能是查询出每一要素在一定的条件下样本数总和、平均值、极大值、极小值等。

数据查询操作看上去与数据浏览操作功能非常相似，操作的方式是一样的，尤其条件设置完全一样，但实际有着重要差别：数据记录浏览操作只能把某些所需的数据记录以一定方式显示在显示器上，而数据查询操作可以通过设置输出方式，将所查询出数据显示在屏幕上、输出到打印机或输出到磁盘文件，而且数据查询操作使用 SQL 语言，其速度非常快，因此数据查询操作主要不是用于数据库管理维护的功能，而是为用户提供数据、信息的重要手段。

六、气候图查询

气候图查询功能是指按一定的要求绘制气候图，并且以一定方式输出，提供给用户使用。主要可查询气候图目录及三种图：基本气候要素图、气候资源图、社会经济图。

基本气候要素图又包括空间分布图、年际变化图及季节变化图三类；气候资源图包括空间分布图和年际变化图两类。

查询气候图的操作与前面所述查询数据记录的操作十分相似。它通过菜单选择图形的种类，通过对话框选择设置按钮、选择要素、区域、时段等。若绘等值线图则还需根据需要设置主等值线间隔、等值线增量等。

对话框“<设置图形输出方式>”按钮，可以使绘制的图形以屏幕显示、X-Y 绘图仪输

出、打印输出三种方式提供给用户使用。“<设置图形分析方式>”按钮可以设置等值线图三种分析方式 只填图、填图分析、不填图只分析等值线。

七、系统设置

系统设置菜单选项的功能是提供直观、自然的控制系统配制的手段，即提供编辑修改 XBGH.SYS 的工具。

系统设置菜单选项操作也是通过对话框按钮来完成的。但有关安全性的设置、取消密码或修改密码，必须通过校验密码才能允许。

八、干旱气候分析

选择“<干旱气候>”菜单选项，可查阅有关西北地区干旱气候概况、特征、干旱气候资源特征、干旱气候变化的基本事实以及干旱气候影响等方面的丰富材料与研究成果。“我国西北干旱半干旱气候成因、预测和对策研究”的全部拟发表论文或论文摘要共计 100 余篇 都收集在本系统中。

“<干旱气候>”菜单选项的操作非常简单，只要选择定菜单选项，即可通过弹出式窗口阅读有关信息。

九、系统功能

“<系统功能>”菜单选项可以完成某些与 DOS 操作系统有关的基本操作：设置当前目录、追加搜索路径、显示当前工作状态、运行外命令（可执行程序）的接口、DOS 外壳（DOS SHELL）以及若干文本编辑器，用以支持集成环境的实现。

十、帮助系统

本系统的工作平台（用户界面）已为用户提供了比较全面的有关操作的在线帮助，“帮助系统”菜单选项目的在于为用户提供某些有关本系统的重要信息、本系统的操作使用方法、有关问题的解答等信息。

本系统的使用操作是比较直观、简单的，它提供了非常简单、清晰、明了的中文菜单、中文提示信息及在线帮助，一般用户可不需要“使用手册”或其它信息，只依靠软件提供的信息，即可以较好地使用这一系统。若使用时有什么问题，可与软件编制单位联系。

附件 2 数据库主要资料目录

1. 降水资料：

- (1) 历年各月逐日降水量；
- (2) 历年各月逐候、逐旬降水量；
- (3) 历年各月月降水量、年降水量；历年各月降水量距平、年降水量距平；各月降水量距平百分率、年降水量距平百分率；
- (4) 历年各月、年各级降水（0.1、5.0、10.0、25.0、50.0、100.0、150.0mm）日数；
- (5) 历年各月、年最长连续降水日数、降水量、起止日期 各月、年最长连续无降水日数、起止日期；
- (6) 历年各月、年一日最大降水量、日期；
- (7) 历年各月、年最长连续降水量、持续日数、起止日 最长连续无降水持续日数、起止日。

2. 气温资料：

- (1) 历年各月逐日日平均气温、日最高气温、日最低气温；
- (2) 历年各月逐候、逐旬平均气温、平均最高气温、平均最低气温；历年各月逐候、逐旬平

均气温距平、平均最高气温距平、平均最低气温距平；

(3) 历年各月月平均气温、月平均最高气温、月平均最低气温；年平均气温、年平均最高气温、年平均最低气温；各月月平均气温距平、月平均最高气温距平、平均最低气温距平；年平均气温距平、年平均最高气温距平、年平均最低气温距平；

(4) 历年各月、年极端最高气温、极端最低气温、出现日期；

(5) 历年各月、年最低气温 $\leq 0.0^{\circ}\text{C}$ 、 $\leq 2.0^{\circ}\text{C}$ 日数；

(6) 历年各月、年最高气温 $\geq 30.0^{\circ}\text{C}$ 、 $\geq 35.0^{\circ}\text{C}$ 日数。

3. 气候资源资料：

(1) 历年稳定通过 0.0 、 3.0 、 5.0 、 10.0 、 15.0 、 20.0 、 22.0°C 积温、初终期、间隔日数；

(2) 历年稳定通过同一界限温度内的降水量、日照时数；

(3) 历年最低气温 $\leq 0.0^{\circ}\text{C}$ 、 $\leq 2.0^{\circ}\text{C}$ 初终期、间隔日数。

4. 湿度资料：

历年各月月平均水汽压、平均相对湿度；年平均水汽压、年平均相对湿度。

5. 蒸发资料 历年各月、年蒸发量 蒸发力、湿润度。

6. 云量资料：历年各月、年平均低云量、平均总云量。

7. 风速资料：历年各月、年月平均风速、年平均风速。

8. 日照资料：历年各月、年日照时数、日照百分率。

9. 地温资料 历年各月、年各层次 0 、 5 、 10 、 20 、 40 、 80 、 160 、 320cm 平均地温。

10. 日射资料 历年各月、年总辐射、直接辐射、散射辐射、反射率。

11. 长年代仪器记录或重建的气候序列资料：某一地点或区域器测气候序列或用其他资料及统计方法重建的气候序列资料（月、年平均气温 月、年降水量序列）

12. 树木年轮资料：平均年表。

13. 水文资料 水文站历年月、年平均流量 平均水位。

14. 湖泊水位资料：主要湖泊历年湖泊面积，湖泊水位。

15. 农作物产量资料：省地县三级历年粮食播种面积、总产、单产及主要作物（小麦、水稻、杂粮）的播种面积、总产、单产。

16. 牧业资料 省地两级历年草场面积、牧草产量、大牲畜（猪、牛、羊）的存栏头数、商品肉的数量。

17. 人口资料：历年人口总数、出生率、自然死亡率、自然增长率。

18. 灌溉用水资料：历年可引水灌溉的农田面积、农作物平均灌溉用水量。

19. 生态环境资料：历年植被、森林覆盖率、草原面积、沙漠或沙化土地面积、水土流失面积、盐碱化土地面积等。

20. 水旱灾害资料：主要地区历年旱涝等级序列；旱涝灾情（旱涝的受灾面积、成灾面积、受灾人口、财产损失情况等）。

21. 高空资料：历年各月北半球 500hPa 月平均高度场。

22. 海温资料：历年各月各海区月平均海温。

23. 厄尼诺资料。

24. 西北干旱气候研究的成果（论文）资料。

A STUDY ON THE SYSTEM OF NORTHWESTERN DROUGHT CLIMATE DATA

Shang Yongsheng Zhang Zhi Xu Jianqiu An Xingqing Liang Xu Xu Chaozhai

(Climate Data Center of Ningxia, Yingchuan 750002)

Abstract

“The system of Northwestern drought climate data” is a system of applied software about climatic data, which consists of Northwestern dry climatic data base, climatic chart base, and the applied software of the two bases for administration, safeguard, searching and inguiring. The whole system is gathered by a vast amount of dry climatic data and all kinds of information about Northwestern dry climate. The system has rich content and plenty of information. It is formal, complete and easy to use. It provides an efficient way to store and administer plenty of dense climatic data, to inquire and use climatic data quickly, and to draw climatic chart by computer. It brings the potential of dry climatic data and climatic resources into full play. The system is the base of dry climatic study. Also it provides powerful consulting service of climatic data and information for other applied and decided areas.

Key words ; Drought, Climate, Data, System.