

1999 及 2000 年夏季华北严重 干旱的物理成因分析*

卫 捷 张庆云 陶诗言

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 分析了 1999 及 2000 年夏季华北严重干旱气候灾害及其物理成因。这两年华北夏季严重干旱灾害是欧亚大气环流出现异常和长期持续的结果。在干旱持续时期, 欧亚 35~45°N 范围的纬度带存在 EU 型静止波列。这个静止波列的遥相关强迫作用以及干旱灾害区域下垫面的正反馈作用是造成 1999 及 2000 年夏季持续性干旱最重要物理因子。

关键词: 华北; 干旱; 大气环流异常; 物理机制

文章编号 1006-9895 (2004) 01-0125-13 **中图分类号** P425 **文献标识码** A

1 引言

1999 及 2000 年华北和东北地区出现持续两年严重干旱, 这是华北、东北近 50 年来所少有的。由于持续干旱, 我国在 2000 年受严重旱灾面积达 $2.07 \times 10^7 \text{ hm}^2$, 北方地区农业歉收达 20%~30%。1999 及 2000 年夏季的酷热少雨天气也给工业和人们日常生活带来了很大影响。东北的松花江出现断流, 京津地区用水紧张, 天津实施了从黄河紧急引水工程, 以缓解该地缺水的燃眉之急, 决策部门也决定启动从长江引水解决京津缺水的中线引水工程。另外, 由于这两年北方地区持续温度偏高, 降水偏少, 加上 2000 年早春亚欧大陆盛行经向环流形势, 使得 2000 年春季 3、4 月北方出现 12 次沙尘暴天气过程, 其出现频率之高、影响范围之广也为 50 年来少有。这两年的干旱及其引发的资源与环境变化问题引起了广大公众和决策部门的关注。

很多研究表明: 干旱过程常常是某种状态的异常环流型持续发展和长期维持的结果^[1, 2]。海洋温度异常是最重要的大气外部强迫因素之一, ENSO 对中国旱涝有明显的影响^[3, 4]。但是, 气候异常的持续性不能完全归结为海洋巨大的热容量缓慢的变化所引起。王会军^[5]对我国几个大水年的大气环流特征进行了分析与数值模拟, 指出在我国相当多的气候异常事件中, SSTA 并不是主要原因。统计分析表明^[3]: 一般, 拉尼娜年华北降水易偏多, 1999 及 2000 年是拉尼娜年, 而华北出现了持续两年严重干旱。对重大干旱灾害事件进行剖析, 深入研究干旱灾害产生的机理是干旱气候灾害预测的基础。

本文将华北 1999 及 2000 年夏季重大干旱气候灾害作为研究对象, 利用包含前期与同期下垫面温湿特征的 Palmer 干旱指数 (I_{PDS})^[6], 描述干旱气候的基本特征, 分析

2002-05-24 收到, 2002-08-19 收到再改稿

* 中国科学院资源环境领域知识创新工程重要方向项目 KZCX2-203 和国家重点基础研究发展规划项目 G1998040900 第一部分共同资助

干旱气候灾害的大气环流异常结构特征及其对干旱的影响,探讨下垫面热通量变化对大气环流持续性异常的反馈作用。

2 资料与 Palmer 干旱指数

使用的资料有:1999 及 2000 年 NCEP/NCAR 再分析数据集,位势高度场、气压场、风场、温度场等垂直方向为 17 个等压面层,垂直速度为 12 个等压面层,相对湿度为 8 个等压面层,其水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$,包括逐日资料和月平均资料。各种加热场资料是高斯网格资料,其水平分辨率为 $1.875^{\circ} \times 1.875^{\circ}$ 。中国气温与降水资料采用中国气象局整编的中国 160 站气温、降水月平均资料。

大多数气象干旱指数,如降水距平,只考虑到某一时段的水分亏缺量,没有联系干旱的持续时间,难以揭示出干旱的严重程度。Palmer^[6]将干旱定义为:干旱期是这样一个时段,在数月或数年内,水分供应持续低于气候上所期望的水分供给。这里水分亏缺量是根据水分平衡方法求得,干旱指数是水分亏缺量与持续时间的函数。限于篇幅,这里不介绍其计算公式。 I_{PDS} 利用了多个测站的长序列观测资料,进行时空订正,具有较好的时空可比较性。 I_{PDS} 在美国的干旱事件的分析、干旱序列重建以及干旱的监测上应用广泛,不失为评估干旱程度的较好指数^[7,8]。

为了进行我国的干旱评估、分析和干旱影响评价工作,安顺清等^[8]利用中国济南、郑州资料得到修正的 I_{PDS} 公式。我们以 1998、1999 年我国旱涝为例,对修正的 I_{PDS} 与降水距平表征旱涝的强度进行了对比分析。结果表明:对于我国东部地区的干旱、洪涝过程,特别是持续性旱涝灾害, I_{PDS} 有很好的指示意义。

知道了各地 I_{PDS} 的分布,根据 I_{PDS} 与干旱等级的对照(表 1),便可得到有关地区的干旱情况。如果连续分析其时间变化特征,可以看出干旱的发生、发展、减弱和结束过程,从而为干旱监测、评估提供依据。

表 1 I_{PDS} 干湿等级

指数值	等级	指数值	等级	指数值	等级
≥ 4.00	极端湿润	1.00~1.99	轻微湿润	-2.00~-2.99	中等干旱
3.00~3.99	严重湿润	0.99~-0.99	正常	-3.00~-3.99	严重干旱
2.00~2.99	中等湿润	-1.00~-1.99	轻微干旱	≤ -4.00	极端干旱

3 1999 及 2000 年我国北方地区气候异常的特点

根据国家“九五”重中之重科技项目“我国短期气候预测系统的研究”的规定,在华北地区均匀选取 17 个代表站(承德、北京、天津、石家庄、德州、邢台、安阳、烟台、青岛、潍坊、济南、临沂、菏泽、郑州、长治、太原、临汾)。图 1 是 1997 年 1 月至 2000 年 10 月华北地区区域平均标准化 I_{PDS} 逐月变化图(图 1 中 I_{PDS} 经过标准化运算,同时是经 17 站 I_{PDS} 值平均,大大平滑了结果,所以全华北区域平均值才偏高)。在 1997 年华北夏秋两季曾出现过严重的干旱和高温,1998 年春夏是相对湿润的一年,但

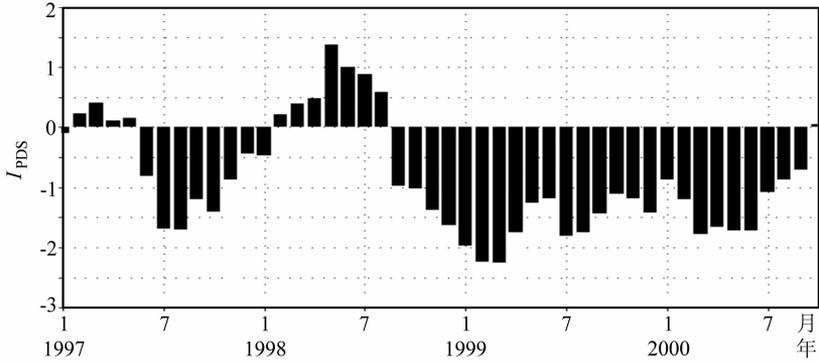


图 1 1997 年 1 月至 2000 年 10 月华北区域平均标准化 I_{PDS} 逐月变化图

从 1998 年 9 月开始一直到 2000 年 9 月, 华北一直处于严重干旱、少雨的时段。

图 2、3 分别是 1999 和 2000 年 1、4、7、10 月 4 个典型月 I_{PDS} 分布图。从 1999 年 1 月开始, 华北地区土壤已达到严重干旱的程度, 其中陕南和豫西达到极端干旱程度。4 月极端干旱区在扩大。7 月干旱指数分布显示极端干旱区已笼罩整个华北。10 月极端干旱区扩展到东北地区。继 1999 年大旱之后, 2000 年全国大部分地区降水继续偏少,

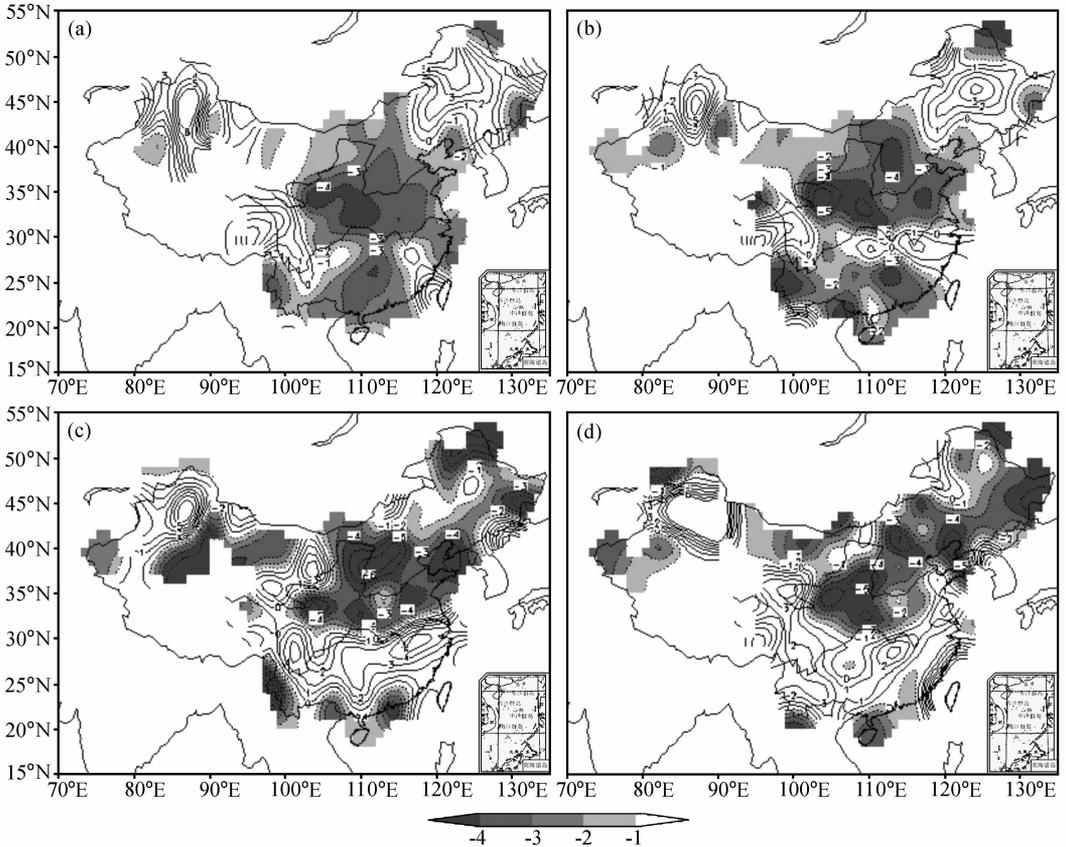


图 2 1999 年 4 个典型月 I_{PDS} 分布图

(a) 1 月; (b) 4 月; (c) 7 月; (d) 10 月

出现全国性干旱。特别是北方春季、夏季遭遇 20 年来罕见的干旱，春季，华北地区已达到严重干旱的标准，夏季，除华北南部地区，我国北方旱情进一步发展。南方一些地区夏季旱情也比较明显，旱区先后波及华北、西北、黄淮、东北及江淮、江汉平原等地。到了秋季，除河套地区和东北地区的旱情继续维持外，全国旱情普遍缓解，而华北大部地区干旱解除，土壤趋于湿润状态。

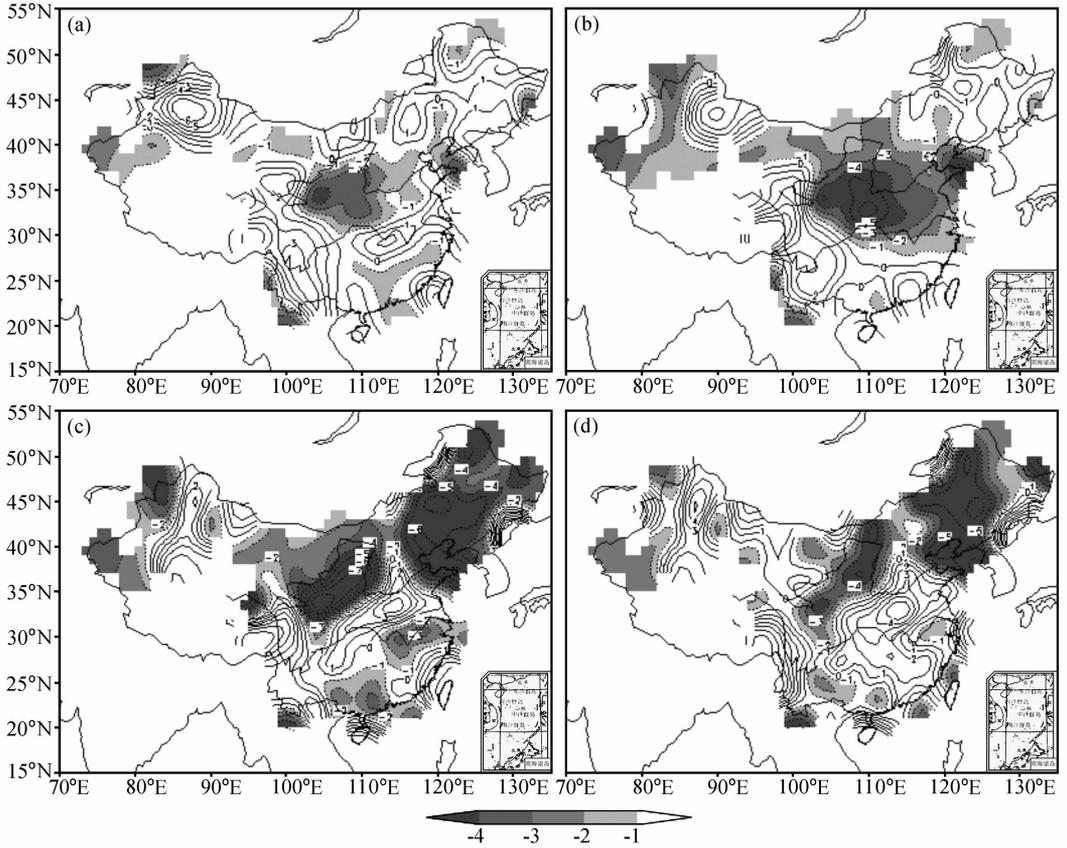


图 3 2000 年 4 个典型月 I_{PDS} 分布图

(a) 1 月; (b) 4 月; (c) 7 月; (d) 10 月

干旱往往与高温同时出现。1999 年夏季我国气温呈北热南凉态势，黄河以北大部地区气温偏高 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ 。2000 年，全国大部地区气温仍然普遍偏高。高温地区位于黄河以北地区和东北地区，这些地区气温比常年偏高 $2\sim 4^{\circ}\text{C}$ 。从以后的分析可以看出：高温的出现有利于干旱状况的维持。

由于 I_{PDS} 的计算包含对干旱影响最大的降水的作用，还有气温、土壤湿度对干旱灾害的影响（气温越高，蒸腾作用越大，土壤的失水程度越严重，加剧干旱的强度），并且，在计算中还考虑了前期这些因子的影响。因此，在 1999 及 2000 年华北、东北地区持续干旱灾害中，即使某些月份我国北方部分地区降水距平百分率为正，相对多雨或接近正常，而由于下垫面土壤比较干燥，仍然不能使干旱灾害结束。所以， I_{PDS} 比单一的气象因子更准确地表征干旱持续性的特征。

4 1999 及 2000 年干旱持续期间亚欧范围大气环流异常的分析

1999 及 2000 年华北、东北地区持续性干旱灾害以夏季最为严重, 在这两年北方地区干旱持续时期, 亚欧范围的大气环流表现出显著的异常。我们取这两年 7 月代表夏季的情况。

第一个环流异常特征表现为: 在这两年 7 月, 欧亚大陆中高纬度地区 500 hPa 高度场呈 EU 型遥相关波列分布。图 4a、b 分别表示 1999、2000 年 7 月 500 hPa 月平均位势高度场和其距平场。这两年 7 月 500 hPa 亚欧范围高度场类似, 黑海到里海之间为高压脊, 咸海到巴尔喀什湖之间为低压槽, 贝加尔湖附近为浅脊, 亚洲大陆东海岸为低槽。夏季的中、短期天气预报经验也指出, 当有一个低压槽在日本附近发展、停滞时, 华北地区往往出现高温天气。图 4 上正负高度距平区表现有很大的稳定性(持续性)。我们在每个网格点上, 分别求出这两年 7 月每天高度距平大于 15 位势米以及高度负距平小于 15 位势米的天数占全月天数的百分率(图略)。这些高度距平区的持续性达到 80% 以上, 这就是说, 亚欧大陆上空在这两年 7 月至少有 24 天持续为以上正负距平区。

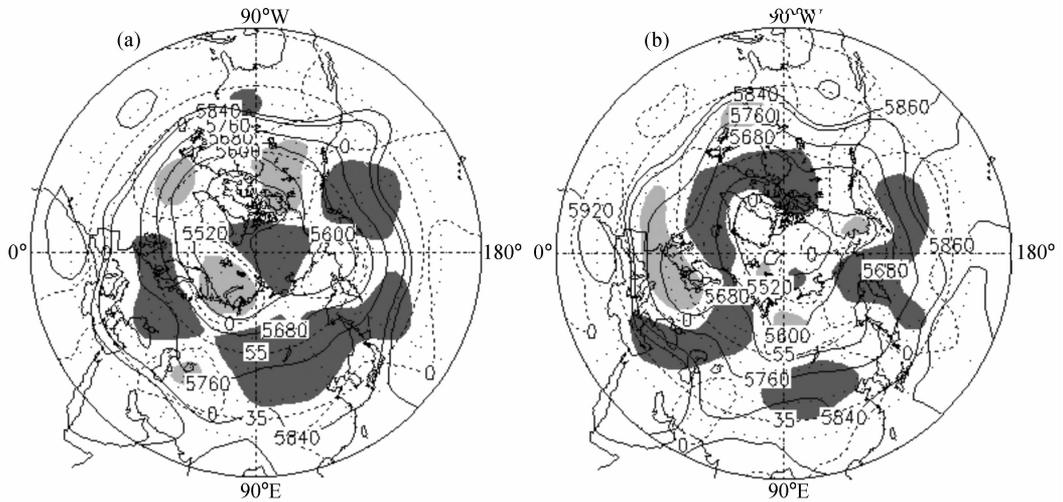


图 4 7 月 500 hPa 月平均位势高度场(实线, 单位: 位势米)及其

距平(浅色阴影: 小于-30 位势米负距平区; 深色阴影: 大于 30 位势米正距平区; 虚线: 距平零线)

(a) 1999 年; (b) 2000 年

图 5a、b 是 1999 和 2000 年 6~8 月 40~45°N 纬度带平均的 500 hPa 高度距平经度—时间剖面图。可以看出, 这两年夏季在 60~80°E 和 120~140°E 负距平的天数占优势, 而在 20~40°E、100~120°E 范围内正距平的天数占优势, 表示在这两年夏季欧亚大陆 500 hPa 出现稳定的 EU 型环流形势。

图 6a、b 是 1999 和 2000 年 7 月 37.5~42.5°N 范围内位势高度距平气压—经度剖面图。这两年的夏季欧亚大陆准静止 Rossby 波列分布在对流层上层(200~300 hPa)更加明显, 这种异常分布特征在 300 hPa 的流函数距平分布图上(图略)表现得也很清

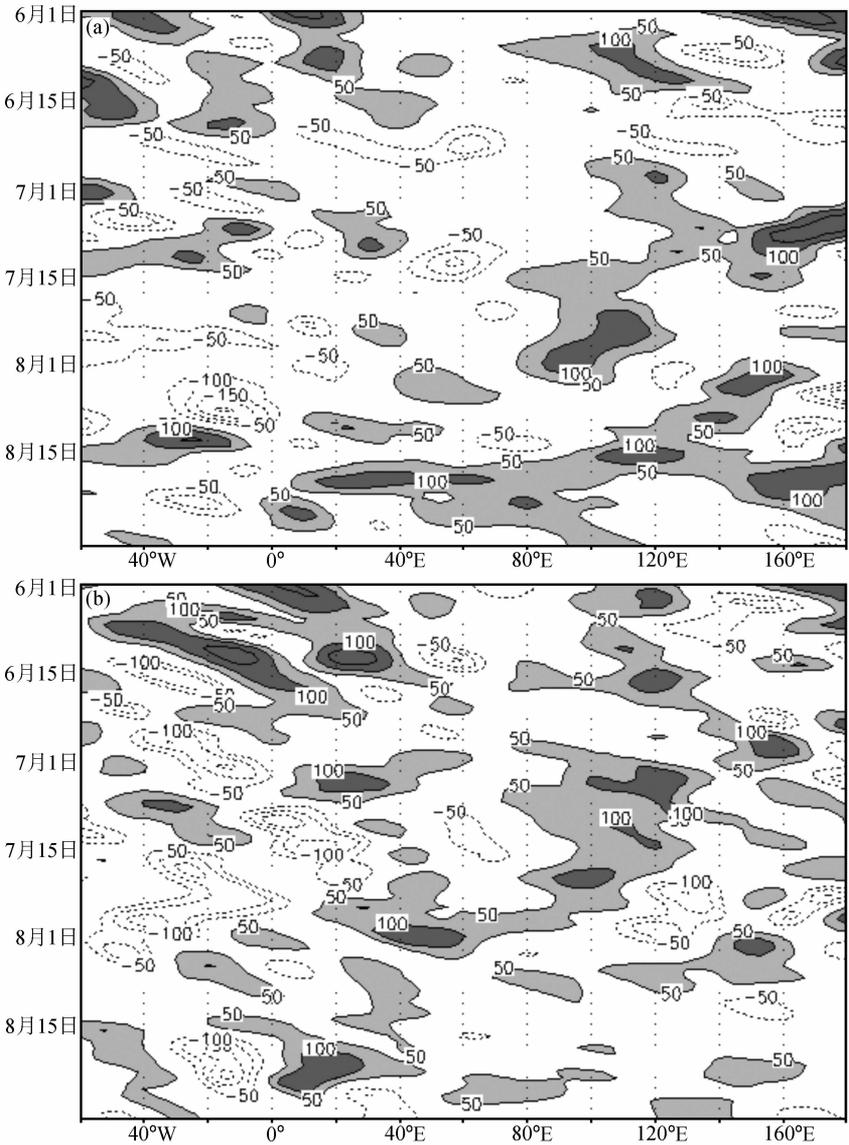


图5 6~8月40~45°N纬度带平均的500 hPa高度距平经度—时间剖面图

单位: 位势米; 阴影区: 大于50位势米正距平区; 虚线: 负距平等值线

(a) 1999年; (b) 2000年

楚。

第二个环流异常特征是: 亚洲范围35~45°N和55~65°N 500 hPa月平均高度距平场有相反的趋势。图4中, 在70~130°E的亚洲范围内, 北纬55°N以北为负距平带, 50°N以南为正距平带。当35~45°N纬度带为负高度距平时, 表示高频气旋性扰动活动频繁; 而在55~65°N纬度带为正高度距平, 反映亚洲上空阻塞形势(乌拉尔阻高或鄂霍次克海阻高)盛行。相反, 当35~45°N纬度带为正高度距平时, 表示反气旋活动频繁, 高频瞬变扰动带主要出现在55~65°N的纬度带内, 这表明这两年亚洲上空的鄂霍次克海阻塞形势和乌拉尔山阻塞形势没有出现。在国外出版的许多气候公报中, 一

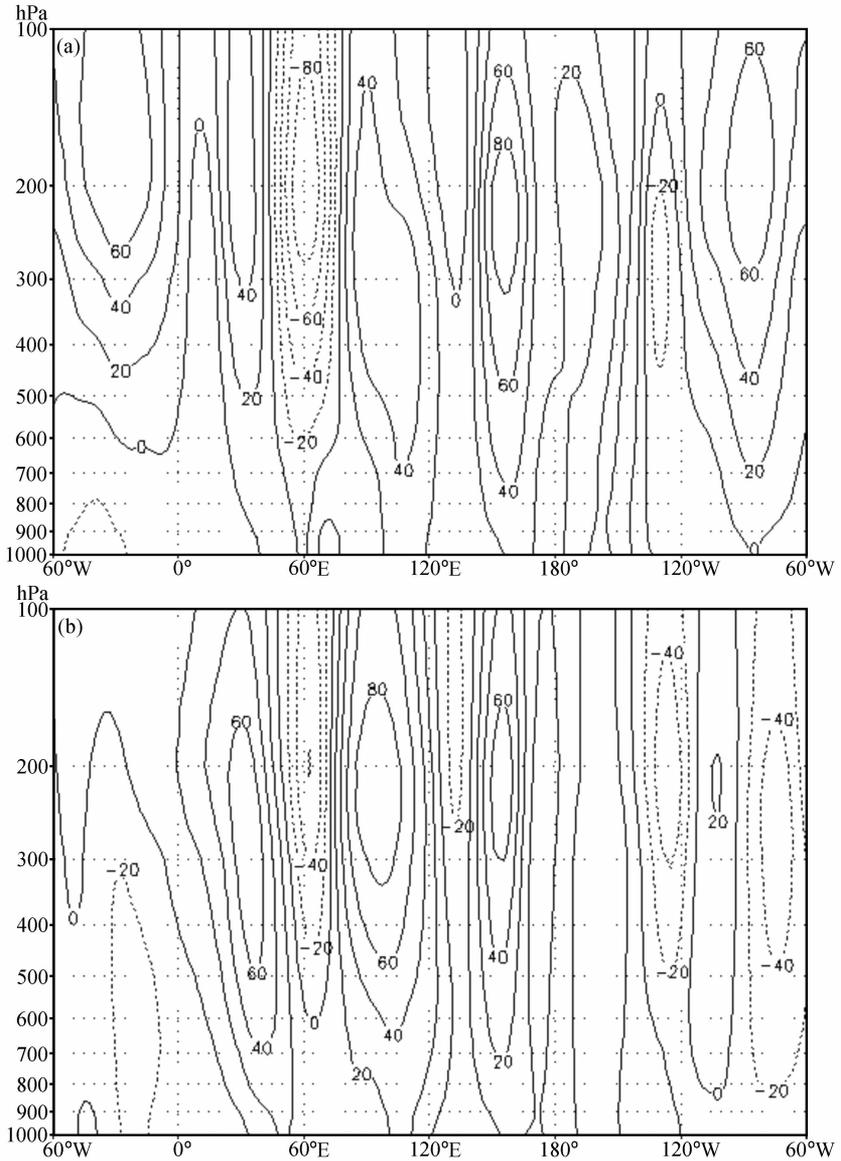


图 6 7 月 37.5~42.5°N 范围内位势高度距平气压—经度剖面图 (单位: 位势米)

(a) 1999 年; (b) 2000 年

般用高频扰动动能的距平或 E-P 通量的距平表示风暴路径的异常^[2, 3]。但在亚洲大陆, 夏季瞬变扰动一般很弱, 扰动动能距平和 E-P 通量距平不如海上和北美洲清楚。图 7 是 1999 年和 2000 年 6~8 月 110~120°E 经度范围 500 hPa 高度和总云量纬度时间剖面图, 从图中可看出在中国东部大陆范围内每天 500 hPa 高、低气压扰动的活动。在这两年夏季, 55°N 以北地区没有持续维持的高压系统, 都是移动性的瞬变低压扰动, 这也表示这两年夏季东亚东北部和鄂霍次克海没有持续的阻塞形势。在 35~48°N 的纬度带内, 情况则相反, 高压的活动占优势, 但仍有几次低压槽的活动。从图 7 还可以看出, 1999 及 2000 年夏季盘踞在 35~48°N 的高气压系统既非阻塞高压也非副热带高压,

也可以看出这两年 6 月是夏季干旱的发展时期，而在 7 月到 8 月前半月是夏季干旱的全盛期。我们取 7 月作为这两年夏季干旱的代表，是有根据的。

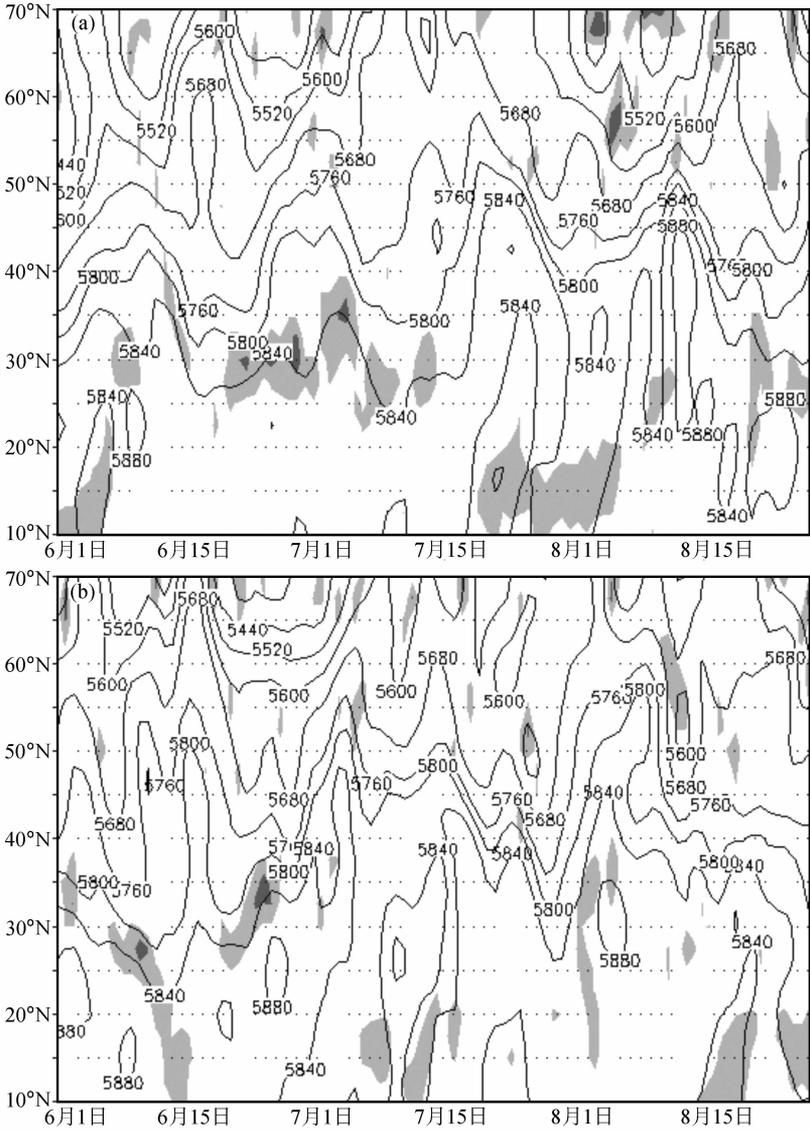


图7 6~8月 110~120°E 经度范围 500 hPa 高度(单位:位势米)和总云量纬度-时间剖面图
深色阴影区:总云量在 6 成以上;浅色阴影区:总云量在 4 成以上
(a) 1999 年; (b) 2000 年

第三个环流异常特征是:干旱严重区处于贝加尔湖以南的浅高压脊(高度正距平区)附近或高压脊的下游。在这里对流层中、上部空气下沉运动甚强,并引起对流层中部绝热增温,静力稳定度加大(出现逆温层盖子)抑制云层发展。高压区的低空辐散,抑制水汽通量辐合和锋生过程,这些过程抑制了云和降水的发展(图略)。我们分别对 1999 和 2000 年 6~8 月 40~45°N 范围内 500 hPa 高度距平场进行高、低通滤波分析(图略),华北地区持续受暖性高压(高压脊)控制,其中主要是稳定的 Rossby 常

定波的作用, 也有瞬变短波动的影响。

在气候平均 (1961~1990 年) 7 月 850 hPa 平均水汽水平通量图上 (图略), 在正常年份的夏季, 夏季风可以达到华北地区, 而且以 7 月最盛。1999 及 2000 年 7 月, 对流层低层的大尺度水汽通量距平与多年平均所示来自南海的向北的水汽通量相反。在 6 月, 水汽通量的辐合区出现在淮河、长江之间, 这时也是长江中下游地区强降水持续时段。在 7、8 月中国东部大陆水汽通量的距平为从北向南, 说明在中国东部地区, 来自南海的丰沛水汽不能到达北方地区 (图略); 1999 年 7 月的异常水汽通量跟北方持久的反气旋环流以及在东海地区多次热带气旋的活动有关。2000 年 7 月的情形类似。

5 1999 及 2000 年夏季持续性干旱的成因和机理

以上是从大气环流异常的三个方面角度, 讨论 1999 及 2000 年华北的持续干旱。从干旱形成的机理来看, 可以概括成两个造成 1999 及 2000 年夏季持续性干旱最重要的物理因子: 在 $35\sim 55^{\circ}\text{N}$ 纬度带内的静止波列的遥相关强迫作用和干旱灾害区域下垫面的反馈作用。

Plumb^[9]曾推导出在准地转条件下中高纬度静止波强度的守恒公式。对稳定、守恒的静止波是无辐散的, 而且对变化甚缓慢的平面静止波, 是与群速度矢量平行。如果时间很长 (如超过一个月或一个季), 静止波的源 (或汇) 位于矢量的辐散 (辐合区)。Lyon 和 Dole^[10]曾经根据 Plumb 的方法^[9]用于诊断 1908 和 1988 年美国干旱灾害时期的静止波列。在日本气象厅出版的每月气候系统监视公报上都有一幅 300 hPa 的月平均中高纬度静止波活动强度矢量分布和 300 hPa 静止波列图。1999 年 7 月静止波的波源在里海、咸海之间, 静止波列向东传播, 在中国东部地区是波强度矢量的辐合区 (图略), 这里是静止波的汇。2000 年 7 月, 静止波的波源在欧洲西部, 静止波列分别向东和向东南传播。向东南传播的一支波列就是影响我国北方地区的静止波列 (图略)。这里我们将由静止波列 (遥相关) 对 1999 及 2000 年夏季北方干旱灾害形成的作用, 称作遥相关强迫作用。

从遥相关型 (静止波列) 分析看出, 在我国北方持续干旱期间, 里海到巴尔喀什湖地区 500 hPa 或 300 hPa 常常维持一个低槽。陶诗言等^[2]早在 20 世纪 60 年代初曾指出, 江淮地区夏季的干旱常常与里海到巴尔喀什湖地区高空低压槽的发展有联系, 当时人们还没有 EU 遥相关型或静止波列的概念, 只能用上下游天气系统发展的观点来分析问题。

在 1999 及 2000 年夏季, 欧亚大陆上空 $40\sim 50^{\circ}\text{N}$ 纬圈出现正负距平相间的分布, 这是欧亚大陆夏季 EU 型的遥相关型。过去人们认为遥相关型在冬季显著, 在夏季不明显。最近的一些研究^[11~13]指出: 北半球夏季环流持续性异常具有遥相关结构, 它们在相当程度上同冬季遥相关型相似。事实上, 夏季不论在亚欧大陆或太平洋一北美大陆, 均存在遥相关型, 并且这种遥相关型与美国和东亚地区夏季旱涝气候灾害有密切关系。

除去远程强迫作用外, 干旱区的下垫面异常条件对干旱灾害的加剧也起着重要反馈作用。Namias^[14]指出, 局地下垫面异常的正反馈作用是干旱以及伴随出现的热浪天

气发展与维持的重要因素。这对于大气环流持续性异常是一种局地强迫作用。这样的正反馈过程会改变下垫面的能量平衡。近地面能量平衡方程可以表示为

$$R_n = R_l + H_s + H_l + G, \quad (1)$$

其中, R_n 为净射入辐射 (包括长波与短波辐射), R_l 是从近地面射出的长波辐射, H_s 、 H_l 分别是感热、潜热, G 是来自深层土壤的能量源汇存储项。通常情况下, G 远远比其他项小得多, 可以忽略不计, R_n 可以近似为常数。这样, 在异常干旱状态维持时期, 由于蒸发大量减少, 下垫面潜热的消耗也大大降低, 必须由近地面感热的增加以及向上的长波辐射所补偿。

限于资料, 我们无法计算 1999~2000 年夏季华北地区实际地表热通量。根据 NCEP/NCAR 再分析资料的感热和潜热加热数据, 作出 1999、2000 年夏季华北近地面感热与潜热通量距平分布 (图 8), 从图中看出, 华北地区近地面感热为正距平分布, 潜热分布正好相反。由于 NCEP 土壤湿度的数值有严重问题, 必然会影响地表热通量。为了进一步说明地表反馈的作用, 我们分析了中国气象局 1993~2000 年华北 5 个代表站 (北京、天津、石家庄、太原及郑州) 直接观测的各种辐射旬平均、月平均资料。受太阳辐射年变化的影响, 净辐射通量主要是年波变化, 年际同月变化很小; 另外, 根据高桥一郎计算蒸发的公式, 我们计算了 1996 年以来逐月华北区域平均的标准化蒸发 (图略), 1999 及 2000 年夏季华北地区蒸发量少于多年平均。在干旱维持时期, 由于蒸发大量减少, 下垫面潜热的消耗也大大降低, 必须由近地面感热的增加以及向上

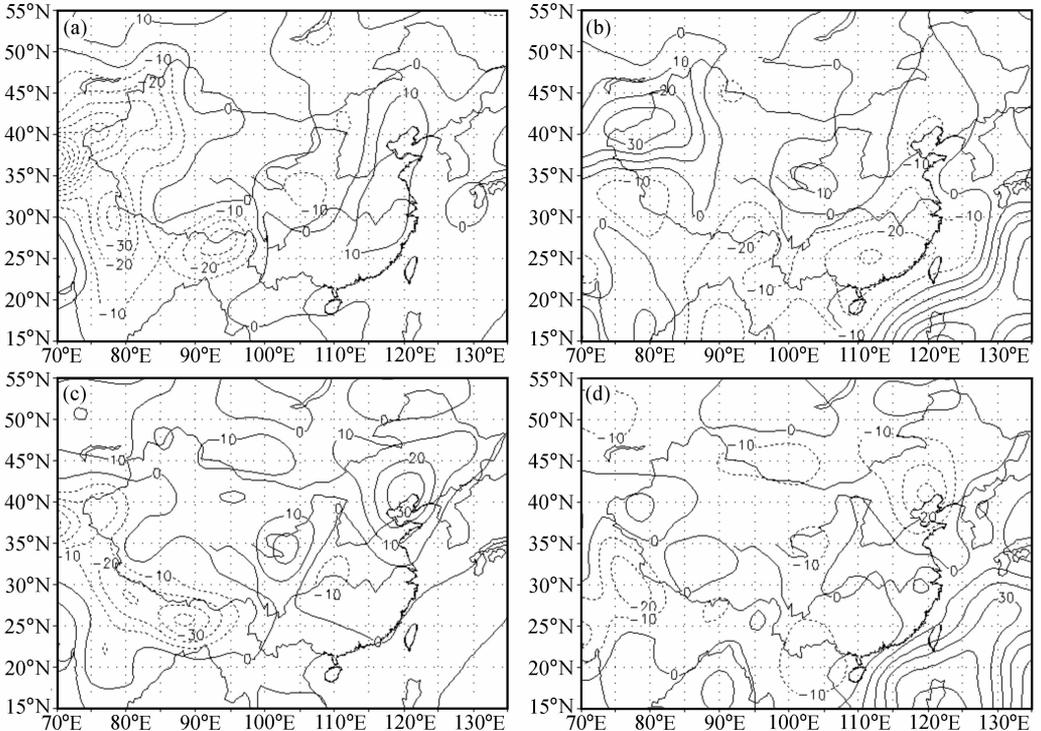


图 8 7 月华北近地面感热与潜热通量距平 (单位: $W m^{-2}$) 分布

(a) 1999 年感热通量距平; (b) 1999 年潜热通量距平;

(c) 2000 年感热通量距平; (d) 2000 年潜热通量距平

的长波辐射所补偿, 这有利于华北地区大陆性高压的维持与发展; 华北地区近地面层蒸发的减少, 也使得局地水平平衡减弱, 异常环流维持的时间较长。

在持续干旱的地区, 土壤的干旱程度达到极端干旱, 来自地表面的蒸腾极小。夏季强烈的太阳光照射到地面, 地面太阳辐射的增强只能直接加热近地面的大气, 这使得近地面空气相对湿度变小, 温度升高, 并抑制云的生成, 继续使干旱程度加剧。我们曾作出华北地区区域平均 1999 和 2000 年各月感热和潜热加热的距平分布 (图略)。1999 年 3 月中下旬~9 月上旬, 2000 年 3 月中下旬~8 月中旬, 近地面层华北区域平均的潜热为负距平, 表明消耗于蒸腾作用的热量大大低于平均值。而在 1999 年 3 月中旬~10 月中旬, 2000 年 4 月上旬~10 月上旬, 感热加热却远远超过平均值。

由 Walker 等^[15]和 Shukla 等^[16]的模式试验分析证实: 夏季地表层空气温度对土壤湿度状况是敏感的, 其可能的物理机制是: 若地表较为干旱, 则水循环的速度慢, 其上空环流异常出现后, 恢复慢, 能使异常环流持续时间长; 地表干旱、温度高有利于其上空的反气旋环流的维持。模式研究^[17, 18]还证实前期土壤湿度状况在干旱的产生中扮演着重要的角色, 干旱陆地表面状况对维持干旱本身具有重要的反馈作用。Hong 和 Kalnay^[19]利用全球大气环流模式嵌套一个区域模式, 以利于反映区域气候的反馈作用, 讨论 1998 年 Oklahoma-Texas 干旱中海洋表面温度与土壤反馈的作用。结果表明, 1998 年 4~5 月, 海表温度异常结合有利的大气环流产生了干旱, 6~8 月, 与较小的蒸发和降水相联系的区域正反馈过程是干旱维持过程的充分条件。周林等^[20]模拟了长江中下游盛夏持续性地表高温干旱对短期天气的影响, 结果表明, 持续性适度高温和严重干旱造成短期降水减少, 高温干旱仍继续维持达 1 个月的正反馈过程, 干旱区土壤的极度干燥有利于在其上空反气旋的加强。我们用 IAP 九层大气环流模式, 研究华北地区局地土壤湿度变化对华北地区夏季降水的影响, 发现在华北地区前期与同期土壤湿度持续减少时, 华北地区上空很大范围内反气旋性环流趋向于维持。

6 结论

通过对 1999 及 2000 年夏季华北和东北地区持续性干旱大气环流异常及其物理成因分析, 结论如下:

(1) 1999 及 2000 年持续干旱期间, 夏季受灾区域的土壤干旱程度 (I_{PDS}) 达到极端干旱的程度。

(2) 1999 及 2000 年华北地区夏季干旱灾害是欧亚大陆异常环流型持续发展和长期维持的结果, 异常环流型具有相当的稳定性, 其特征为: 在干旱持续时期, 欧亚 35~45°N 范围的纬度带存在 EU 型静止波列。华北大部分地区受高压脊控制, 里海、亚洲东海岸 125~140°E 低压槽发展, 斯堪的纳维亚半岛为高压脊 (高压) 控制; 对流层中上部亚洲范围的纬向平均环流表现在 35~45°N 纬度带是高度正距平带, 反映在这个纬度带内瞬变扰动活动不活跃, 而反气旋性活动活跃; 在 55~65°N 范围内阻塞高压不显著, 相反, 瞬变扰动活跃。

(3) 这两年夏季来自南海的水汽到达 30~35°N 以后, 折向 120°E 以东洋面, 夏季风不能到达华北地区。

(4) 从干旱形成的机理来看, 可以概括成两个因子: 即在 $35\sim 55^{\circ}\text{N}$ 纬度带内的静止波列的遥相关强迫作用和干旱灾害区域下垫面的反馈作用。大范围的干旱发生后, 其干燥土壤的正反馈作用有利于干旱的加剧以及异常大气环流的维持, 并使区域内水循环减弱。

致谢: 中国气象局气象科学研究所安顺清研究员对修正的 Palmer 干旱指数的计算多次提供了宝贵意见, 谨此致谢。

参 考 文 献

- 1 毕慕莹, 近四十年来华北干旱的特点及其成因, 旱涝气候研究进展, 北京: 气象出版社, 1990, 23~32.
- 2 陶诗言等, 夏季江淮流域持久性旱涝现象的环流特征, 气象学报, 1962, **30**, 1~10.
- 3 叶笃正、黄荣辉等, 长江黄河流域旱涝规律和成因研究, 山东: 山东科学技术出版社, 1996, 222pp.
- 4 孙淑清, 近 50 年来华北地区旱涝特征与全球变化的研究及对未来趋势的探讨, 高原气象, 1999, **18**, 541~551.
- 5 王会军, 关于我国几个大水年大气环流特征的几点思考, 应用气象学报, 2000, **11** (增刊), 79~86.
- 6 Palmer, W. C., Meteorological Drought, Res. Paper, Weather Bureau, Washington, D. C., 1965, No. 45, 58.
- 7 Alley, W. M., The Palmer severity drought index: Limitations and Assumptions, *J. Climate Appl. Meteor.*, 1984, **23**, 1100~1109.
- 8 安顺清等, 帕尔默旱度模式的修正, 气象科学研究所院刊, 1986, **1** (1), 75~82.
- 9 Plumb, R. A., On the three-dimensional propagation of stationary waves, *J. Atmos. Sci.*, 1985, **42**, 217~229.
- 10 Lyon, B., and R. M., Dole, A diagnostic comparison of the 1980 and 1988 U. S. summer heat wave-drought, *J. Climate*, 1995, **8**, 1658~1675.
- 11 Park Chung-Kyu and S. D. Schubert, On the nature of the 1994 east Asian summer drought, *J. Climate*, 1997, **10**, 1056~1069.
- 12 李金龙、李志锦、纪立人, 北半球夏季环流持续性异常及其发展特征, 大气科学, 1998, **22** (1), 57~68.
- 13 Lau, K. M., K.-M. Kim, and S. Yang, Dynamical and boundary forcing characteristics of regional components of the Asian summer monsoon, *J. Climate*, 2000, **13**, 2461~2481.
- 14 Namias, J., Some cause of United States drought, *J. Climate Appl. Meteor.*, 1983, **22**, 30~39.
- 15 Walker, J., and P. R. Rowntree, The effect of soil moisture on the short term climate and hydrology change—a numerical experiment, *Mon. Wea. Rev.*, 1977, **112**, 474~490.
- 16 Shukla, J. et al., Physical basis for monthly and seasonal prediction, Proc. the first WMO workshop on the diagnosis and prediction of monthly and seasonal atmospheric variations over the globe, July 29—August 2, 1985, College Park, U. S. A., 1985, 549.
- 17 Atlas, R., N. Wolfson, and J. Terry, The effects of SST and soil moisture anomalies on GLA model simulations of the 1988 U. S. summer drought, *J. Climate*, 1993, **6**, 2034~2048.
- 18 刘永强等, 土壤湿度和植被对气候的影响 II. 短期气候异常持续性的数值试验, 中国科学 (B 辑), 1992, 554~560.
- 19 Hong Song-Tou, and E. Kalnay, Role of sea surface temperature and soil-moisture feedback in the 1998 Oklahoma-Texas drought, *Nature*, 2000, **408**, 842~844.
- 20 周林、戴仁建, 长江中下游盛夏持续性高温干旱对短期降水影响的数值试验, 应用气象学报, 1998, **9** (3), 283~289.

Physical Causes of the 1999 and 2000 Summer Severe Drought in North China

Wei Jie, Zhang Qingyun, and Tao Shiyan

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract The persistent drought during the period 1999~2000 in North China is studied. The main results are as follows: The summer drought during 1999~2000 in North China are the consequence of persistent anomalous circulation over the Eurasia. The cause of 1999~2000 drought is the intensified Rossby wave over the Eurasia continent. Both diagnostic analysis and numerical experiments indicate that during the drought there is an important soil moisture feedback of the dry surface.

Key words: North China; drought; general atmospheric circulation anomaly; physical mechanism