

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

周 林 戴仁建*

(空军气象学院, 南京 211101)

提 要

应用 IAP 2-L AGCM 模式, 并考虑了下垫面异常, 模拟了长江中下游盛夏不同强度的持续性地表高温干旱对短期天气的影响. 结果表明, 这种持续性高温干旱对长江中下游及我国东南沿海短期降水有十分明显的影响, 持续高温干旱的强度不同, 其影响结果不同. 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. 在此持续过程中, 土壤湿度变化起主导作用, 而土壤热力状况的影响相对较小.

关键词: 持续高温干旱 土壤温度异常 土壤湿度异常 短期降水

引 言

长江中下游地区一些持续性的洪涝和干旱时有发生, 如 1991 年江淮地区夏季洪涝, 持续时间长、强度大^[1], 而 1992、1994 和 1995 年夏季该地区又接连出现建国以来少有的持续达 20 多天的高温干旱^[2~5]. 大量的研究表明, 长江中下游夏季旱涝与 500 hPa 环流形势有明显联系, 西太平洋副热带高压、印度季风和东亚季风、中纬度阻塞高压、北极涡旋等天气系统对它均有明显的影响. 然而考虑大气下垫面异常, 尤其是长江中下游地区下垫面本身的热力异常对它的影响的研究不多. 汤懋苍等^[6, 7]致力于深层(0.8~3.2 m)土壤温度的研究, 指出土壤是个很好的滤波器, 周期愈长的振动, 影响的深度愈深. 冬季地温异常与后期春夏季降水有密切的联系, 涝区一般对应前期地温高温区; 旱区一般对应前期地温低温区. 对于地表土壤温度的影响, 王万秋^[8]应用 IAP 2-L AGCM 模式进行了表层(6 cm 深度)土壤温度和湿度异常的敏感性试验. 结果表明, 固定的土壤温度异常和土壤湿度的初始异常均对短期(1 个月左右)气候有明显影响. 由于地表温度异常与地面热状况以及大气环流的变化更直接, 对于研究时间尺度相对较短的天气变化, 地表温湿异常的影响可能更为明显. 本文应用 IAP 2-L AGCM 模式, 对长江中下游盛夏(8 月)不同强度的持续性地表高温干旱对短期降水的反馈影响以及土壤温度和湿度异常对持续干旱的作用进行了模拟试验.

* 空军气象学院 1996 年本科毕业生.
1997-01-13 收到, 1997-05-20 收到修改稿.

1 数值模式简介与数值试验设计

1.1 数值模式简介

本文采用的模式是中国科学院大气物理所研制的 IAP 2-L AGCM 模式. 曾庆存和张学洪^[9]曾详细介绍过该模式的动力框架. 模式中包括具有季节变化和日变化的太阳辐射、地-气长波辐射、积云对流和大尺度降水等各种非绝热加热过程, 以及下垫面与大气之间的热量、动量和水汽的交换过程. 其中陆面过程用一层模式, 考虑了土壤温度、土壤湿度和积雪量的变化. 土壤湿度(GW)由一个简单的“水箱”模式来计算, 土壤温度(GT)通过地表热量收支方程来确定. 地表状况分为 9 种类型, 同 OSU 模式取法一样. 模式水平方向采用 C 网格, 格距为 4 纬度 \times 5 经度. 垂直方向采用 σ 坐标系.

模式的地表热量收支方程包括土壤的能量储存(假设热容量为 Γ), 地面辐射收支(短波吸收减去净长波辐射, $S_4 - R_4$), 潜热通量(LE), 向上感热通量(H)及向下热传导通量($-Q_d$), 即:

$$\Gamma \frac{\partial GT}{\partial t} = S_4 - R_4 - LE - H + Q_d \quad (1)$$

式中, $E = \rho_s \times C_D \times |V_s| \times \beta \times (q_s - q_a)$ 为地表蒸发量, $\Gamma = \left(\frac{2kc}{\Omega} \right)^{1/2}$, $H = \rho_s \times C_D \times C_p \times |V_s| \times (GT - T_s)$; 当下垫面是海冰时, $Q_d = \frac{k}{3} (271.5 - GT)$, 否则 $Q_d = 0$. 式中的 ρ_s 、 q_s 、 T_s 和 $|V_s|$ 分别为地表空气的密度、比湿、温度和风速, C_D 为地表拖曳系数, β 是蒸发系数, $\Omega = 7.29 \times 10^{-5} / s$, k 和 c 分别是热传导率和热容量.

土壤湿度(GW)的预报方程为:

$$\frac{\partial GW}{\partial t} = P + S - E - R \quad (2)$$

其中 GW 为单位面积上的土壤柱中贮存的总液态水厚度, P 为降水量, S 为雪融量, R 为地面径流($R = (P + S) \times GW / 15$).

该模式已积分 25 年, 许多数值试验都表明, 该模式有较好的气候模拟能力^[10]. 本文为了模拟长江中下游持续高温干旱对短期降水的反馈影响, 设计了以下两类试验, 试验中的异常区域取为 $105^\circ \sim 120^\circ E$ 、 $26^\circ \sim 34^\circ N$ 的矩形区域(见图 1 中实线框).

1.2 试验 A

由于土壤温度只代表 6 cm 左右厚度的地表温度的变化, 初始 GT 异常在模拟中只能维持 1 天左右, 以后基本消失. 我们将异常区域内土壤温度、土壤湿度从模式积分第 16 年的 8 月 1 日 00:00 UTC 开始同时异常, 并维持异常强度半个月不变(即固定异常). 半个月以后, 即 8 月 16 日 00:00 UTC, 再把这种异常作为初始扰动处理, 继续积分 1 个半月, 以此说明长江中下游不同程度的持续半个月高温干旱对该区域短期天气, 特别是降水的影响. 根据江淮流域的地表温度(K 氏度)的变化很少超过其气候平均值的 3%, 而土壤湿度的变化常可达其气候平均值的 30% 左右^[11]的特点, 特别是 1994 年 6~8 月江淮之间的雨量比常年少 6~8 成, 干旱程度为历史罕见, 且地面温度则持续适度高

温(高温强度并不是近期最高)^[3, 4]的情况来设计试验. 在此类试验中, 异常区域土壤温度 GT 、土壤湿度 GW 的异常值分别取为 4 种状况:

A_1 : 各格点 GT 比该格点同期(8月1~15日)气候平均值高 5K, 即 $GT+5K$, 作为强地面加热; 各格点 GW 比该格点同期气候平均值低 30%, 即 $GW-0.3GW$, 作为一般干旱.

A_2 : 各格点 GT 同 A_1 ; 各格点 GW 比该格点同期气候平均值低 60%, 即 $GW-0.6GW$, 作为严重干旱.

A_3 : 各格点 GT 比该格点同期气候平均值高 2K, 即 $GT+2K$, 作为一般(适度)加热; 各格点 GW 同 A_1 .

A_4 : 各格点 GT 同 A_3 ; 各格点 GW 同 A_2 .

1.3 试验 B

试验 A 中异常区内高温干旱一般在半个月后就产生明显的降水, 尤其在异常区东南部高温干旱将得到明显的缓解, 仅试验 A_4 (适度高温和严重干旱)中异常区及其东南部产生持续性的高温干旱. 针对试验 A_4 , 设计了异常区仅有土壤温度异常和仅有土壤湿度异常的两个试验, 分别记为 B_1 和 B_2 . 其试验的积分时间同试验 A, 即积分前半个月为固定异常试验, 积分后一个半月为初始异常试验. B_1 和 B_2 试验中土壤温度和土壤湿度异常值的取值同 A_4 试验. 通过试验 B, 我们试图确定造成长江中下游持续性高温干旱正反馈过程中, 土壤温度异常和土壤湿度异常的相对作用.

2 数值试验结果分析

2.1 试验 A

图 1(a~d)分别是 8月1~15日 $A_1\sim A_4$ 试验与同期控制试验 C 的平均降水量差值分布. 图 1(a)、图 1(b)和图 1(c)中, 我国大陆降水量差值分布十分相似, 异常区域内大部分地区的降水量差值为正值区, 正中心在异常区的东南角, 即我国华南一带, 其中以图 1(a)中正中心差值最大, 为 16.7 mm/d; 异常区的西北角, 即陕西、河套地区均为降水量差值的负值区, 负中心差值在 3~6 mm/d 之间. 随着异常区高温异常强度逐渐减弱或干旱异常强度逐渐加强, $A_1\sim A_3$ 试验的异常区域中的降水量差值为正值区的强度和范围逐渐减小, 而负值区的范围逐渐增大, 青海东部、甘肃南部也均为负值区域. 由此可见, 在试验 $A_1\sim A_3$ 中, 地表高温干旱强度变化对我国降水的影响是明显和迅速的.

异常区内地表温度正异常越高, 地表土壤湿度即使较低(比同期气候平均值低 30%~60%), 江南和华南地区降水量仍明显增加. 这是由于异常区高温异常强, 引起了较强的热力对流, 低层大气有较强的辐合, 高层则有明显的辐散. 低层大气辐合中心在异常区东南部, 整个辐合区范围较广, 长江以南整个地区、东南沿海海面和中南半岛大部地区均为大范围辐合区(图略), 这为低层异常区域外南方和东南方的海面较充沛的水汽辐合流入创造了有利的环流背景, 使得异常区水汽通量大大增加, 在低层辐合、高层辐散的热力对流中, 水汽升高凝结降水, 使长江中下游、东南沿海和华南地区降水增多, 高温干旱减缓, 有些地区甚至可能偏涝. 而异常区域的西北部以及河套地区, 由于处在低

层大气辐散，高层大气辐合盛行下沉气流的环流背景中(图略)。这一地区的降水因而减少，旱情进一步加重。

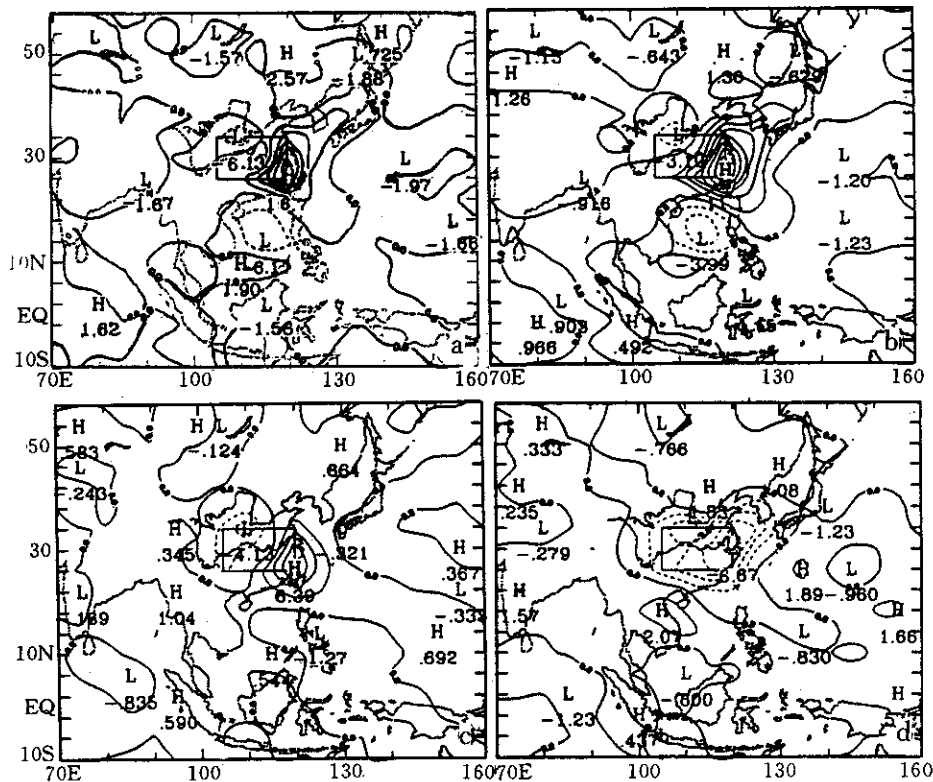


图1 8月1~15日 A₁~A₄ 试验与同期控制试验 C(模式大气)的平均降水量差值分布 (单位, mm/d) (a) (A₁-C) (b) (A₂-C) (c) (A₃-C) (d) (A₄-C)

当异常区域土壤温度异常的强度有所减弱，而土壤湿度处在较严重的干旱时(即 A₄ 试验)，则短期天气变化和上述完全不同。图 1(d)显示出我国大部地区包括整个异常区域的降水量差值均为负值区，除了维持 A₁~A₃ 试验中异常区西北部均有的降水量差值的负中心(<-3.0 mm/d)以外，在长江中下游异常区域的东部存在一个-6.67 mm/d 的较强负值中心。与此对应的同期高低层辐合辐散场和地表水汽通量分布(图略)则显示以异常区域为中心，低层为大范围的辐散，高层大范围的辐合。异常区的严重干旱和辐散流场，使得低层形成了以异常区域为中心大范围的负的水汽通量差值分布(图略)。所以在这种干热下沉气流的环流背景下，异常区仍维持着较强的高温干旱。

从上述分析可以看出，在固定异常试验的半个月中，试验 A₁~A₃ 均能在异常区域的东南部和我国东南沿海一带产生降水，地面土壤湿度因此而加大(图略)，长江中下游高温干旱状况有所缓解。但试验 A₄ 则相反，在这期间长江中下游仍维持着较强的高温干旱。从 8月15日以后的初值异常积分试验，可看到这种高温干旱仍将维持近一个月，并且在8月底至9月初异常区的平均降水量(P)差值达到负的最大值，其它物理量

如地表水汽通量 E 和地表水汽混合比 Q , 在整个积分期间均为负差值(图 2a), 而地表土壤温度 GT 一直维持正差值(图 2b). 随着积分时间的延续, 这些区域面积平均的物理量差值逐渐减少.

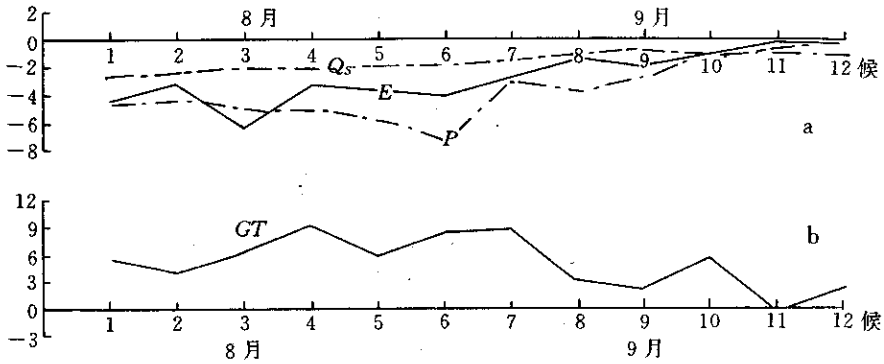


图 2 A_4 试验和控制试验 C 各物理量差值的逐候演变 (a) 降水量 P (mm/d)、地表水汽通量 E (mm/d)、地表水汽混合比 Q_s (g/kg) (b) 地表土壤温度 GT (°C)

2.2 试验 B

图 3(a~f)分别表示异常区土壤温度异常(B_1 试验)和土壤湿度异常(B_2 试验)引起的各阶段降水量与对应的控制试验 C 的降水量之差值分布. 与 A_4 试验引起的各阶段降水量的差值分布(图 1d, 图 4 a、b)相比, 土壤湿度异常 B_2 试验和 A_4 试验引起的各个阶段降水量的差值分布均十分相似, 而土壤温度异常 B_1 试验引起的异常区降水量的差值分布仅在固定土壤温度异常阶段(8月 1~15 日)和 A_4 试验相似. 在以后的初值积分试验中, 土壤温度异常引起的降水量异常基本消失. 所以, A_4 试验中土壤温度和土壤湿度的

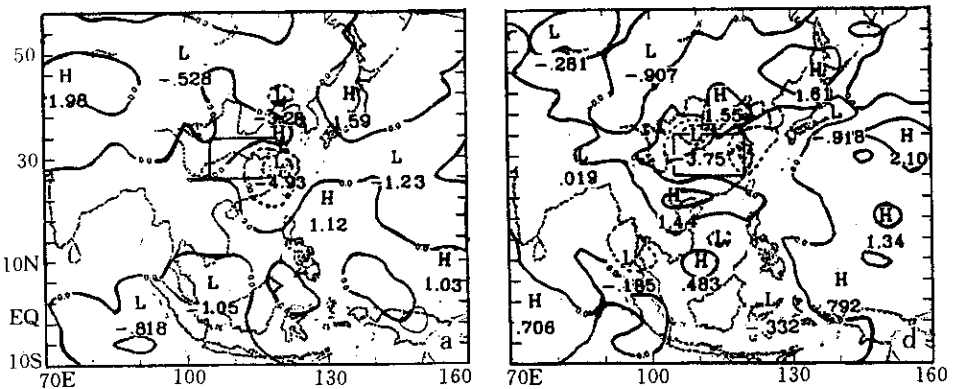
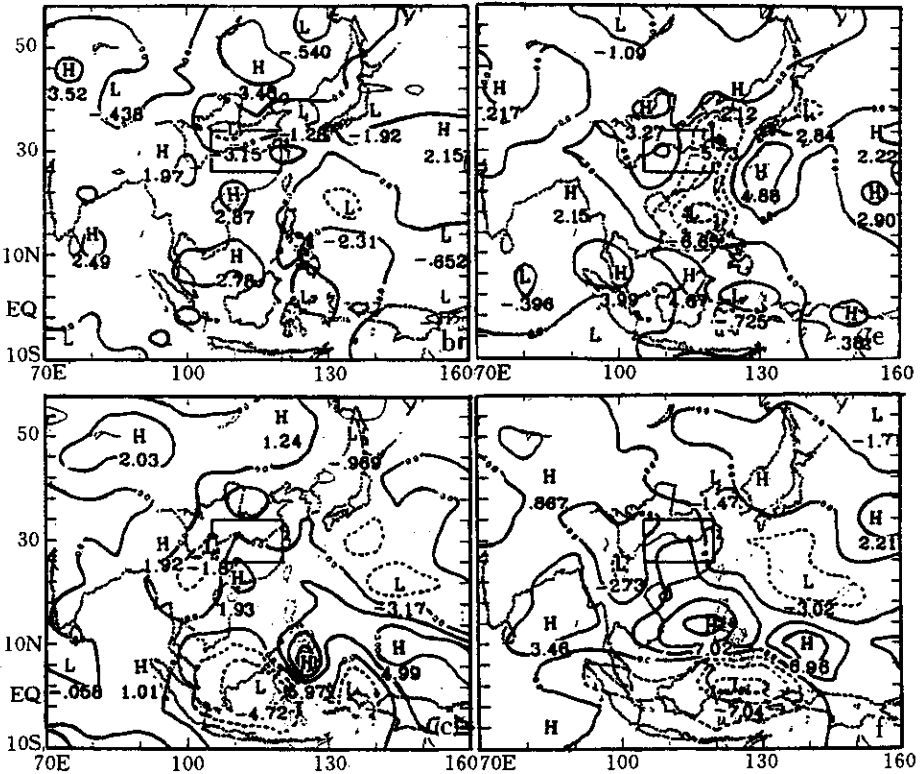


图 3 B_1 、 B_2 试验和 C 试验各阶段降水量之差值分布(单位: mm/d)

- (a) (B_1 -C)8月 1~15 日 (b) (B_1 -C)8月 16~31 日 (c) (B_1 -C)9月 1~30 日
- (d) (B_2 -C)8月 1~15 日 (e) (B_2 -C)8月 16~31 日 (f) (B_2 -C)9月 1~30 日



(续图 3)

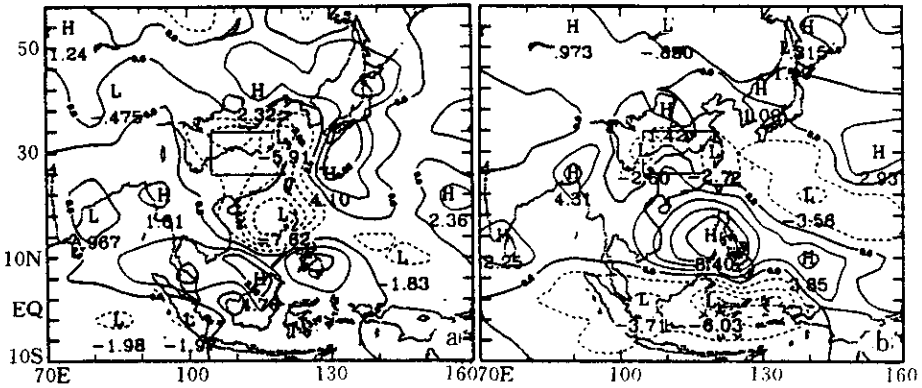


图 4 A₄ 试验与 C 试验各阶段降水量的差值分布(单位: mm/d) (a)(A₄-C) 8月 16~31 日
(b) (A₄-C) 9月 1~30 日

异常对短期降水的影响主要是由土壤湿度异常决定的。换句话说,长江中下游盛夏前期持续高温干旱造成后期仍维持高温干旱的原因主要是由前期干旱引起的。正如文献[9]指出,土壤湿度变化在短期气候异常的持续过程中起着主导作用,而土壤热力状况的影响相对较小。

3 结 语

对长江中下游盛夏不同强度的持续性地表高温干旱对短期天气的影响进行了模拟研究. 结果发现, 盛夏持续地表高温干旱对短期天气的降水有明显的影晌, 并且持续高温干旱的强度不同, 对短期天气降水的影响也可完全不同.

当地表土壤温度持续半个月强加热时(比同期气候平均值高 5 K), 即使地表土壤湿度比同期气候平均值低 60% (严重干旱), 在强大的地表加热作用下, 异常区外东部和南部海面湿空气大量向异常区的东南部辐合上升, 使异常区东南部以及我国东南沿海一带降水增多, 高温干旱得以缓解; 而异常区的西北部, 包括陕西和河套等地, 由于海面湿空气难以输送到那里, 则仍然维持高温干旱天气.

当异常区内持续高温异常的强度减弱, 或持续干旱异常的强度增加时, 异常区内短期降水偏多的强度和范围减小, 而降水偏少的范围逐步扩大.

当异常区内土壤温度持续适度高温异常(比同期气候平均值高 2K), 而土壤湿度比同期气候平均值低 60% 时(严重干旱), 由于地表土壤温度异常强度不太强, 而土壤湿度却严重干旱, 在积分前半个月平均的散度差值场和涡度差值场上, 异常区上空对应的是 850 hPa 辐散加强和 500 hPa 辐合加强, 形成了以异常区为中心的负的水汽通量差值分布, 从而使我国黄河以南, 包括整个异常区短期降水减少, 其中以我国东南沿海一带减少得更为明显. 这一正反馈机制可能是造成 1992 年、1994 年江淮地区夏季持续高温干旱的原因之一.

在持续高温干旱造成短期天气降水减少的过程中, 土壤湿度变化在短期气候异常的持续过程中起着主导作用, 而土壤热力状况的影响相对较小.

在本文的试验中, 所取土壤温度、土壤湿度的异常强度有一定的主观性, 限于计算条件, 对数值试验结果没有进行统计检验, 还有待进一步验证.

NUMERICAL STUDY ON INFLUENCE OF THE PERSISTENT HIGH TEMPERATURE AND DROUGHT IN MIDSUMMER ON SHORT TERM PRECIPITATION IN MIDDLE AND LOWER REACHES OF THE YANGTZE RIVER

Zhou Lin Dai Renjian

(Air Force Meteorology Institute, Nanjing 211101)

Abstract

The effect of persistent high temperature and drought (PHTD) with different intensities on the short-term precipitation is simulated using IAP 2-L AGCM model with anomalies of underlying surface. The studied area covers the middle and lower reaches of the Yangtze River and the selected temperature data are limited to the midsummer time. It has been found that the PHTD affects the precipitation in the middle and lower reaches of the Yangtze River and southeastern coast of China significantly. The extent affected is differentiated by various intensities of PHTD. The results also show that the surface suitable high temperature and lower humidity in the test area lead to the decreasing of short term precipitation and persistent high temperature and drought for about one month. The dominant factor is the variation of soil moisture rather than the soil thermodynamic properties in the positive feedback process.

Key words: Persistent high temperature and drought Soil temperature anomaly Soil humidity anomaly Short term precipitation