

大尺度降雨异常对地面过程的影响

——一类气候反馈机制的初步研究

李国平* 符淙斌 叶笃正

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文以华北地区春季两个多雨年和两个少雨年为例,研究半干旱地区大范围持续性降雨对地面物理过程的影响。

根据地面边界层热通量和辐射通量的参数化公式以及地面水份倾向方程,计算分析了春季降雨异常增多后地面热状况、热量平衡各分量和水文状况的变化,发现降雨异常增多后,地面土壤温度和地面气温明显降低,土壤湿度和地面蒸发潜热明显增大,地面反照率也有所降低。值得指出的是,地面物理状况的变化相对于降雨异常过程有明显的时间上的后延现象,在空间场上有较好的配合关系。

关键词: 陆面 - 大气相互作用; 气候反馈; 降雨异常。

一、引 言

陆地表面物理过程的异常可以导致大气环流和短期气候发生显著变化,这种现象早已为人们重视和研究。Namias (1962, 1963)^[1, 2]就提出地表状况受大气环流和天气型所影响,而地面的变化反过来又改变盛行的大气环流和天气型,这种相互作用构成一类反馈机制,而这类机制可能是由降雨启动的。他的研究得出,气候的季节性振荡在很大程度上是由于下垫面热力异常引起的。Walsh 等(1985)^[3]指出,土壤温度的异常可以通过改变地面边界层的热力状况来影响其上空的大气。在大气低频变化的研究中,由土壤温度和土壤湿度异常引起的来自下界面的外部强迫作用也为人们所重视。地面蒸发过程在大气环流和短期气候变化中有着重要作用。而土壤湿度的异常通过地面蒸发的变化可引起地面边界层热量平衡和水份平衡的较大改变,Shukla 和 Mintz (1982)^[4], Walker 和 Rowntree (1977)^[5], Rowntree 和 Bolton (1983)^[6]以及叶笃正等(1984)^[7]所作的大气环流的数值模拟和敏感性试验都一致认为这种异常对大尺度环流和气候变化有显著的影响。

大尺度降水对大气环流的反馈作用基本上可分为两类。一类是通过水汽的凝结潜热释放来实现,另一类则是通过降水改变土壤湿度进而引起地面蒸发和地面反照率的变化,使地面边界层的热力状况和地面的水文过程发生变化,最终影响大气环流和短期气候。因此对降水异常导致的地面水文和热量变化所产生的反馈过程进行深入、细致的研究是十分

1989年2月23日收到,6月15日收到修改稿。

* 大气物理所研究生,现在成都气象学院气象系工作。

分必要的, 在这方面, 叶笃正和符淙斌(1981)^[8]已进行了一些初步的研究, 结果表明: 干旱地区大尺度降雨的异常增多可以对近地层的热力状况和对流层低层的大气环流产生显著的影响, 本文进一步利用地面边界层参数化和简化的地面水份平衡方程, 对地面边界层热量平衡、辐射平衡和水份平衡进行较为细致的定量分析, 限于资料、时间和涉及问题的复杂性, 本文将着重讨论降水异常对地面边界层热力状况和地面水文过程的影响, 至于地面热力和水文变化对于大气环流和短期气候的反馈作用本文暂不作详细讨论。

二、气候个例的选择

地气系统中, 造成大气环流和气候异常的因子很多, 如海面温度、冰雪覆盖、植被、地面反照率和土壤湿度等。因为我们着重研究土壤湿度的异常对大气环流和气候的影响, 所以有必要按一定要求选择异常降雨造成地面特性变化较显著的气候个例作为研究的对象, 尽可能地减少其它物理过程的参与而造成问题的复杂性和物理原因上的多种可能解释。我们认为所选的气候个例至少应满足下列条件: (1) 降雨异常应发生在较大范围的地区, 即它的空间尺度至少应具有大尺度量级; (2) 降雨异常应持续较长的一段时间(几个月); (3) 降雨异常消失后的一段较长时间内该区域内的降雨量应基本处于正常水平。

根据上述条件, 我们认为春季华北平原是比较合适的地区和时段。那里春季土壤非常干燥, 平均降雨强度又不大, 异常增多的雨水不会很快地径流掉, 保存在土壤内的异常水分有利于地面热力和水文过程的发展。同时, 这里降水年际变率大, 一旦出现大范围持续多雨就可产生明显影响。异常降水年份的具体确定是根据中央气象台长期科的华北地区降水距平指数¹⁾, 由春季降水量距平指数的时间序列图(图1), 可知1963、

1964年的降水距平指数都超过平均值2个 σ 以上 $\left(\sigma = \sqrt{\left(\sum_{i=1}^n x_i^2 - n\bar{x}^2\right) / (n-1)}\right)$ 。由于

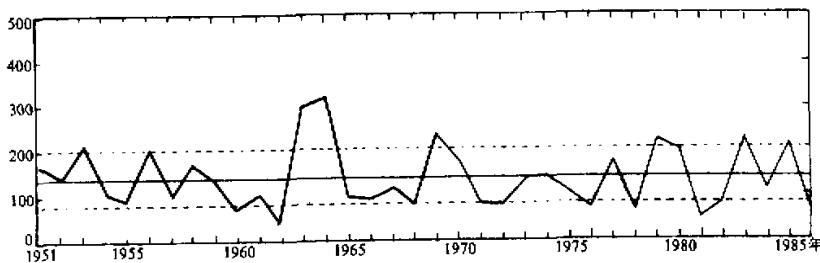


图1 华北地区3—5月降水距平指数

干、湿土壤的地面过程存在明显的差异, 我们还选了两个降雨异常少的年份进行计算、分析, 以便和降雨异常多的年份作对比分析。如图1所示, 1962、1981年为降雨异常少的年份, 其降水距平指数都低于平均值1个 σ 以上。这样就选出了两个多雨年和两个少雨年作为两类极端的、其物理过程明显不同的气候个例来进行对比研究。

1) 降水距平指数是华北地区17个代表站降水距平百分率的平均值与上述站距平值大于零的站数占总站数的百分比值相加而得。

三、计 算 方 案

1. 地面感热 F_H

$$F_H = \rho_s c_p C_h V_s (T_g - T_s), (\text{W} \cdot \text{m}^{-2}) \quad (1)$$

其中地面空气密度 $\rho_s = 1.225 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, 空气的定压比热 $c_p = 1004 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$, v_s 是地面风速, T_g 是地面土壤温度, T_s 是地面空气温度, C_h 是热量输送系数(即拖曳系数), 其大小一般与下垫面的特征和地面边界层空气的静力稳定度等有关, 可将拖曳系数表为

$$C_D = C_{DN} \cdot D_M, \quad (2)$$

$$C_{DN} = K^2 / \ln^2(Z_s / Z_0) \quad (3)$$

其中 C_{DN} 为稳定度为中性时的拖曳系数, K 为 Von Karman 常数, 取为 0.35. 地面粗糙度 Z_0 取为 1cm, 地面边界层的高度 $Z_s = 100\text{m}$. D_M 表示非中性情况下拖曳系数的变化, 由 Monin-obukhov 相似性关系可有如下解析近似式^[9]:

不稳定情况下 ($Ri_s < 0$),

$$D_M = C_D / C_{DN} = \left[\frac{(1 - a Ri_s)(1 - b Ri_s)}{1 - c Ri_s} \right]^{1/2}, \quad (4)$$

$$C_h / C_D = 1.35 \left[\frac{1 - d Ri_s}{1 - f Ri_s} \right]^{1/2}. \quad (5)$$

稳定情况下 ($Ri_s > 0$),

$$D_M = C_D / C_{DN} = [1 + (11.2 + 90 Ri_s) Ri_s]^{-1}, \quad (6)$$

$$C_h / C_D = 1.35 / (1 + 1.93 Ri_s). \quad (7)$$

其中 a, b, c, d, f 是一组以 $\lg(Z_s / Z_0)$ 为函数的常数. Ri_s 是地面边界层的总体 Richardson 数, 即

$$Ri_s = \frac{Z_s g (T_s - T_g)}{T_s V_s^2}. \quad (8)$$

2. 地面蒸发 E 和土壤湿度 W

为了确定地面蒸发, 我们采用了一个简化的地面水份平衡模式, 它只考虑了地面水份平衡中的几个主要因子.

1) 可能蒸发 E_p

Thornthwaite (1948)^[10] 提出了一种计算可能蒸发的气候学方法, 它将可能蒸发 E_p 考虑为地面气温、时间和纬度的函数, 不同气候区对蒸发的影响引入一个年平均地面气温参数加以考虑.

若地面气温 $T_s \geq 26.5^\circ\text{C}$,

$$E_p = a' + b' T_s + c' T_s^2, \quad (\text{mm} / 30 \text{ d}) \quad (9)$$

其中 $a' = -415.8547, b' = 32.2441, c' = -0.4325$.

若 $0 < T_s < 26.5^\circ\text{C}$,

$$E_p = 16 (10T_s / H)^K, \quad (\text{mm} / 30\text{d}) \quad (10)$$

其中热量指数 $H = \sum_{i=1}^{12} (T_{si} / 5)^{1.514}$, T_{si} 为一年中第 i 个月的地面气温, 当 $T_{si} \leq 0$ 时, H_i 规定为零. $K = A + BH + CH^2 + DH^{-1}$, 其中 $A = 0.49239$, $B = 17.921 \times 10^{-3}$, $C = -7.71 \times 10^{-5}$, $D = 6.75 \times 10^{-7}$.

若 $T_s < 0^\circ\text{C}$,

$$E_p \equiv 0. \quad (11)$$

2) 订正后的可能蒸发 E_{pe}

由于上述 E_p 的计算公式是以一个标准月为 30 天, 每天有 12 小时可能日照(日出和日没之间的时数)为基础建立的, 故实际使用时需加订正:

$$E_{pe} = E_p \left(\frac{D_0}{30} \right) \left(\frac{PH}{12} \right), \quad (\text{mm} \cdot 30\text{d}) \quad (12)$$

或

$$E_{pe} = E_p \left(\frac{1}{30} \right) \left(\frac{PH}{12} \right), \quad (\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}) \quad (13)$$

其中 D_0 是每月的天数, PH 是每天的可能日照时数.

3) 实际蒸发 E

$$E = \beta \cdot E_{pe}, \quad (14)$$

其中蒸发函数 $\beta = \beta(w, w_{fc})$, 这里 w 是土壤上部一米层(即根层土壤)中的有效水份含量, w_{fc} 为田间持水量(即根层最大持水量), 表示该层土壤所能容纳水份的上限. β 的表达式有多种, 我们选用 Sud-Fennessy 函数^[11], 即 $\beta = b_0 f + C_0 f^2 + a_0 f^2 / (f^2 + \varepsilon)$, 其中 $f = w / w_{fc}$ 为土壤湿度比或地面湿润度, $\varepsilon = 0.075$, $a_0 = 0.9333$, $b_0 = 0.236$, $C_0 = -0.104$, 它适用于多种植被的情形, 特别是植被稀疏的干旱区.

田间持水量 w_{fc} 与土壤质地和植被特征有关, 它相当于“水桶大小”(bucket size), 以往的计算对所有土壤均取同一值, 如 150 mm, 即取“单桶”(single bucket). 而我们在各个点引入“多桶”(multiple bucket)概念, 以较客观地考虑与土壤和植被特征有关的水份变化过程. 根据《中国土壤图》, 可将华北地区(包括邻近地区)的土壤分为三大类: (i) 细沙壤土, $w_{fc} = 150 \text{ mm}$; (ii) 粉沙壤土, $w_{fc} = 200 \text{ mm}$; (iii) 介于(i), (ii)之间的壤土, $w_{fc} = 175 \text{ mm}$.

4) 土壤湿度 w

忽略土壤中所有的水份输送, 可得简化的土壤湿度倾向方程^[12]

$$\frac{\partial w}{\partial t} = P - E = P - \beta \cdot E_{pe}, \quad (15)$$

其中 P 代表降水率. 该方程形式上不显含地表径流 R , 但计算时作如下考虑: $w < w_{fc}$ 时, $R = 0$; $w > w_{fc}$ 时, $R = w - w_{fc}$. 该方程虽然简单, 但却反映了 1m 深土壤层中水份变化的基本特征, 由它算出的 w 可作为土壤湿度值的一级近似. 对方程(15)可数值积

分求解,为使计算准确,时间步长取为一天,这里假设可将旬降雨量均匀地分配在该旬的各天.同样,旬平均地面蒸发即为该旬所有天的日平均地面蒸发.利用两时步预估—修正迭代法,有

$$w^{n+1} = w^n + \left(\frac{\partial w}{\partial t} \right)^n \cdot \Delta t, \quad (16)$$

及

$$w^{n+1} = w^n + \frac{1}{2} \left[\left(\frac{\partial w}{\partial t} \right)^n + \left(\frac{\partial w}{\partial t} \right)^{n+1} \right] \cdot \Delta t, \quad (17)$$

其中 n 代表第 n 天,每步积分后对 w 进行检验,如果 $w > w_{fc}$,多余部分 $w - w_{fc}$ 则被当作地表径流从地面流失掉;如果 $w < 0$,则令 $w = 0$. 根据我们现有的少数几个站的土壤湿度实测资料,取华北地区所有计算站点(共 25 个)的初始土壤湿度为均一值,即 1962 年, $f = 0.64$, 1963 年, $f = 0.69$, 1964 年, $f = 0.71$, 1981 年, $f = 0.62$. 这样便可求出各站土壤湿度的时间序列.

3. 地面蒸发潜热 F_L

$$F_L = Le \cdot E, \quad (W \cdot m^{-2}) \quad (18)$$

其中蒸发潜热 $Le = 2499.83 (1 - 0.000943 T_s) (J \cdot g^{-1})$

4. 地面反照率 α_g

Idso 等(1975)^[13] 通过观测研究给出了一个土壤的地面反照率与土壤湿度的关系式:

$$\alpha_g = 0.31 - 0.17 w / w_{fc}, \quad w \leq w_{fc} \quad (19)$$

$$\alpha_g = 0.14, \quad w > w_{fc} \quad (20)$$

5. 辐射量

根据地面土壤温度资料可计算地面长波辐射.另外,通过天文学计算方法可求得到达大气上界的太阳短波辐射,再作云量(或日照时数)和地面反照率修正,则可求得地面吸收的太阳短波辐射.

四、计算结果及讨论

我们分别计算了两个春季多雨年(1963 和 1964 年)以及两个春季少雨年(1962 和 1981 年)的气候个例,结果表明两个多雨年和两个少雨年变化特征的一致性及多雨和少雨例之间的明显差异.为便于分析和说明,将两个多雨年作算术平均合成一个湿土壤(多雨)例;同样将两个少雨年合成一个干土壤(少雨)例.

1. 时间变化序列

根据降雨量的实测资料,我们看到多雨例从 3 月下旬到 6 月上旬,华北地区的降雨量持续偏高,出现春季异常多雨,其中 4 月中旬和 5 月中、下旬形成两个高峰,相对于少雨例,降雨量分别高出 37.6 mm 和 37.1 mm (图 2).比较多雨例和少雨例的土壤湿度时间变化曲线(图 3)可知:从 4 月份开始由于两者的降雨量出现明显的差异,使多雨例的土壤水份含量明显多于少雨例.从地面蒸发的时间变化曲线(图 4)可以看出:湿土

壤(多雨)例和干土壤(少雨)例的地面蒸发从4月下旬开始出现明显的差异,这种差异在6月上旬达到最大, $\Delta E = E_{\text{wet}} - E_{\text{dry}} = 2.7 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, 对应于降雨异常增多的时段. 由实测资料分析得出地面土壤温度明显出现下降趋势, 下降幅度最高达 6.3°C (图5). 地面气温的变化趋势与地面土壤温度的变化趋势几乎完全相同. 5月下旬地面气温降低的幅度接近 4°C (图略). 湿土壤例的地面感热通量从4月上旬直到6月中旬出现持续性异常减小, 减小的幅度平均为 $32.2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 最大达 $51.1 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. 而地面蒸发潜热从4月下旬起到7月上旬一直维持着显著的正差异, 即湿土壤的地面蒸发潜热释放比干土壤的大得多, 其中6月上旬这种差异达到 $77.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (图略).

对五月份各种物理量作综合分析可知, 该月降雨异常达最大, 多雨例的月降雨量为 94.7 mm , 而同期少雨例的月降雨量只有 13.0 mm . 在湿土壤例中, 土壤湿度比高达 0.71 , 说明降雨明显增多后, 土壤中有效水份含量也随之迅速增加, 而干土壤例中, 由于少雨使土壤干旱, 故土壤湿度比仅为 0.26 . 因此由降雨量差异引起的土壤湿度差异是相当明显的, 在湿土壤例中, 地面蒸发为 $2.9 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, 相当于地面产生 $83.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$

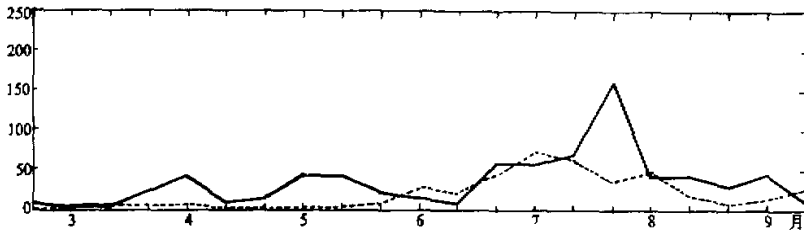


图2 降雨量

实线: 湿土壤例, 虚线: 干土壤例. (单位: $\text{mm} / 10\text{d}$)

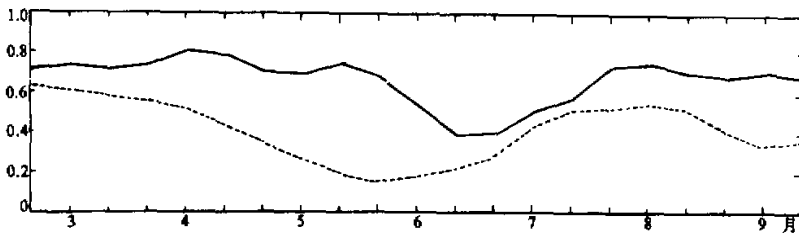


图3 土壤湿度比(单位: mm / mm)

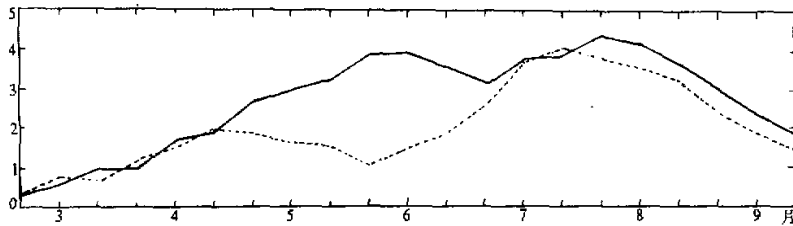


图4 地面蒸发(单位: mm / d)

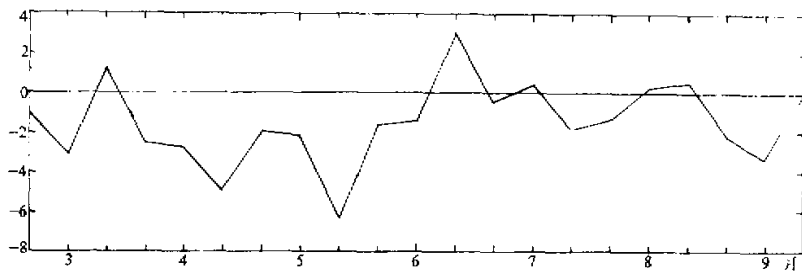


图5 地面土壤温度差异(°C)(湿-干)

的蒸发冷却, 而干土壤例的地面蒸发只有 $1.7 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, 则地面蒸发潜热释放为 $47.9 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. 在湿土壤例中, 地面上空的云量较多接近七成, 而干土壤例中的云量较少, 只有四成半, 因此在湿土壤例中到达地面并被吸收的太阳短波辐射较少, 其值为 $202.9 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 比干土壤例少 $13.1 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. 由于地面吸收的太阳辐射减少而蒸发冷却增加, 故湿土壤例的地面土壤温度降低了 3.5°C , 相应地地面气温也降低了 1.8°C . 由于湿土壤例的地气温差减小了 1.7°C , 使得地面向大气的感热输送只有 $49.1 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 比干土壤例减小了 $39.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. 在湿土壤中, 较低的地面温度向大气发射较少的长波辐射, 其值为 $419.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 比干土壤例少 $20.2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. 另外, 湿土壤例的地面反照率与干土壤例相比也有所减小, 减小幅度为 7%.

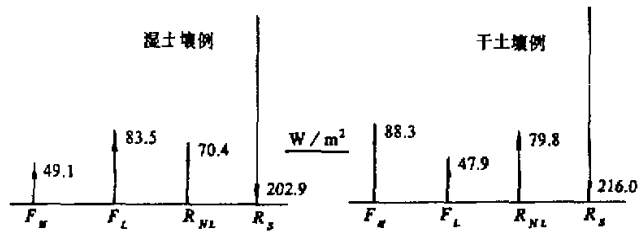


图6 干、湿土壤的地面能量平衡

F_H : 地面感热, F_L : 地面蒸发潜热, R_{NL} : 地面净长波辐射, R_s : 地面吸收的短波辐射

2. 时间后延效应

叶笃正和符淙斌(1981)^[8]发现大尺度降雨或干旱的反馈效应可以后延约两个月, 例如干旱年的土壤在干旱结束后仍维持两个月左右的较高温度, 因此降雨异常不仅能够引起地面边界层物理量发生相应的变化, 而且可以使这些量的变化趋势在降雨异常结束后仍持续一段时间. 如图2、图5所示, 在持续性降雨异常消失后, 地面土壤温度和地面空气温度的下降有一个旬的后延. 湿土壤例的土壤湿度在降雨异常消失后, 仍维持较高的值, 其后延的时间尺度至少为1个半月(图3). 湿土壤例的地面蒸发异常在降雨异常结束后仍可持续一个多月(图4). 根据以上的分析事实, 我们发现: 由于土壤对物理过程具有“储存”或“记忆”功能, 所以由降雨异常导致的地面特性的变化在降雨异常消失后, 其变化趋势并没有随之同时终止, 而可以维持一段时间, 即地面特性的变化具有

一定的时间后延效应,正是由于地面过程的这种性质,地面对大气环流和气候的反馈效应也具有类似的时间后延性,根据前面的分析,土壤湿度异常具有近二个月的后延,地面蒸发异常具有一个多月的后延,地温和气温也应具有与此相当的后延时间尺度,但我们的分析发现,只有一个旬左右的后延,这可能是由于降雨异常区域较小,易受区域外温度平流影响的结果,因此地面湿度特性和地面温度特性一般具有不同的时间后延性尺度,前者的后延时间尺度大于后者,因为后延时间尺度与土壤层次的深度有关,所以深层土壤温度异常后延的时间尺度可能大于表层土壤,另外,地面过程异常后延的时间尺度还与降雨异常的范围等有关,显然异常的范围越大,地面过程异常后延的时间尺度越长,综上所述,不同物理属性的、不同层次上的地面特性量,不同时、空尺度的降雨异常过程,其地面过程异常后延的时间尺度以及对大气环流和气候反馈效应的后延时间尺度都将不同。

3. 空间场的变化

对几个主要的地面边界层物理量的差异场(即多雨例与少雨例的差异场)的分析表明,当华北地区春季出现显著的降水正异常区后,土壤湿度比的差异场也出现明显的正异常区,地面蒸发和地面蒸发潜热也有明显的大范围正异常发生,在地面土壤温度和地面气温差异场上,相应地出现了大范围的降温区,其中地温的降温幅度最大值为 9.5°C ,气温的降温幅度最大值可达 6°C ,地面感热差异场同时表现为大范围的负值区(图略),综上所述,华北春季降雨异常增多后,地面物理量的变化在其空间场上也有明显的反映,并且地面物理量场异常的空间尺度大体上与降雨场异常的空间尺度相当。

五、总 结

华北春季由于土壤较干燥,所以异常降雨增多可使土壤湿度明显增大,从而加强了地面蒸发,而蒸发冷却使地面土壤温度和地面气温降低,这又导致放出的长波辐射减少,同时地面反照率随土壤含水量的增加略有减小,有利于吸收较多的太阳短波辐射,但降雨时云量的增多以及地面蒸发的加强可增大空气湿度,最终会使云量增加,这种作用又不利于地面吸收太阳短波辐射,所以吸收的太阳短波辐射的变化取决于上述两种作用的相对大小,而不能直接由土壤湿度的变化决定,不过一般云量的削弱作用更为显著,使得吸收的短波辐射减少,实际上,这两种作用在一段时间内相互制约,最终地面会达到一个平衡温度。

湿异常的直接效应就是调整了地面热量通量在感热和潜热之间的分配,使地面气温降低和大气湿度升高,特别是在地面边界层,大尺度降雨增加使地面水份平衡发生改变,导致原来的地面热量平衡也相应地改变,地面蒸发潜热的增加基本上被地面感热、净向上的长波辐射和吸收的太阳短波辐射的减小所补偿,因此地面热量又建立起新的平衡。

降雨异常影响地面热量和水份平衡的程度由若干因子决定,包括异常的空间尺度、量级、持续时间以及地理位置等,我们的分析表明区域性降水异常也能够显著地改变地面过程并进而对大气环流和气候产生明显的反馈作用,当然较小水平尺度异常所产生的效应在变化量级、维持时间和影响区域等方面都受到一定限制。

干旱地区大尺度降雨异常增多可使地面过程发生明显的异常变化,而这种异常并不

因降雨停止而结束, 它可以在土壤中持续相当长的一段时间, 产生所谓的时间后延效应, 即地面过程异常的时间尺度大于降水异常的时间尺度。分析表明, 地面边界层中不同的物理量具有不同的后延时间尺度, 地面土壤温度、地面气温和地面感热为1个月, 地面蒸发和蒸发潜热为1个多月, 土壤湿度接近2个月。显然, 后延时间尺度还与降雨异常的空间尺度, 持续时间和强度等有关。空间差异场的分析表明: 地面土壤温度、地面气温、土壤湿度和地面蒸发等地面特性量在空间场的范围、中心配置和演变趋势等方面与降雨场有着较好的配合关系, 并且大尺度区域性异常降雨至少可以产生同样空间尺度的地面过程异常。

参 考 文 献

- [1] Namias, J., 1962, Influences of abnormal surface heat source and sinks on atmospheric behavior, *Proceedings of the International Symposium on Numerical Weather Prediction*, Tokyo, November 7-13, 1960, Meteorological Society of Japan, 615-627.
- [2] Namias, J., 1963, Surface-atmosphere interaction as fundamental causes of drought and other climatic fluctuations, *Arid Zone Research*, 20, Changes of climate, *Proceedings of Rome Symposium*, UNESCO and WMO, 345-359.
- [3] Walsh, J. E., W. H. Jasperson and B. Ross, 1985, Influences of snow cover and soil moisture on monthly air temperature, *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 756-768.
- [4] Shukla, J. and Y. Mintz, 1982, Influence of land-surface evapotranspiration on the Earth's climate, *Science*, **215**, 1498-1500.
- [5] Walker, J. and P. R. Rowntree, 1977, The effect of soil moisture on circulation and rainfall in a tropical model, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **103**, 29-46.
- [6] Rowntree, P. R. and J. A. Bolton, 1983, Simulations of the atmospheric response to soil moisture anomalies over Europe, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **109**, 501-526.
- [7] Yeh, T. C. (叶笃正), R. T. Wetherald and S. Manabe, 1984, The effect of soil moisture on the short-term climate and hydrology change—a numerical experiment, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 474-490.
- [8] Ye Duzheng (叶笃正) and Fu Congbin (符淙斌), 1981, A study on air-land interaction—Part II: The time-lag feedback processes of large-scale rainfall and drought on the atmospheric circulation and climate, presented at the JSC Study Conference on Land Processes in Atmospheric Circulation Models, Greenbelt, USA, 5-10 January 1981.
- [9] Hansen, J. G et al., 1983, Efficient three-dimensional global models for climate studies: models I and II, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, No. 4, 609-662.
- [10] Thornthwaite, C. W., 1948, An approach toward a rational classification of climate, *Geog. Rev.*, **38**, 55-94.
- [11] Sud, Y. C. and M. J. Fennessy, 1982, An observational data based evapotranspiration function for general circulation models, *Atmosphere-Ocean*, **20**, 301-316.
- [12] Fennessy, M. J., and Y. C. Sud, 1983, A study of the influence of soil moisture on future precipitation NASA Tech. Memo. 85042, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD.
- [13] Idso, S. B. et al., 1975, The dependence of bare soil albedo on soil water content, *J. Appl. Meteor.*, **14**, 109-113.

STUDY ON THE INFLUENCES OF LARGE-SCALE PERSISTENT RAINFALL ANOMALIES ON THE LAND SURFACE PROCESSES—— ONE KIND OF CLIMATIC FEEDBACK PROCESSES

Li Guoping , Fu Congbin and Ye Duzheng

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences*)

Abstract

In this paper, two wet springs and two dry springs of North China have been chosen to study the effect of large-scale persistent rainfall anomalies on the land surface processes in semi-arid regions. The results show that the soil moisture and the land surface evaporation increase significantly after the development of anomalous rainfall, which reduces the soil temperature and the surface air temperature. It should be emphasized that there is a significant time-lag effect of anomalous rainfall on the land surface processes.

Key words : Air - land interaction ; Climatic feedback; Rainfall anomalies.

编辑部启事

《大气科学文集》(1990)已由科学出版社出版,本文集系《大气科学》为缩短利用周期,使一些稿件能得到及时刊载而出的论著专集,内容均系大气科学各领域代表我国水平的具有一定创造性的学术论文或短论,可供大气科学科研人员;气象台站预报、业务人员以及大专院校有关专业的师生、研究生参考。

本文集除由新华书店发行外,本刊编辑部亦兼办函购手续,定价每本 14.40 元,有需要者请邮汇书款及 10% 邮寄费并在附言中说明函购册数及收件人单位、地址、邮政编码即可。希本刊订户为保持连续性,从速函购。

本刊地址:北京德胜门外祁家豁子大气物理所内,邮政编码:100029.

本刊编辑部