

陇中黄土高原自然植被下垫面陆面过程及其参数对降水波动的气候响应*

张强^{1)2)3)†} 李宏宇¹⁾³⁾ 张立阳³⁾ 岳平¹⁾ 史晋森³⁾

1) (中国气象局兰州干旱气象研究所, 甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室, 中国气象局干旱气候变化与减灾重点开放实验室, 兰州 730020)

2) (甘肃省气象局, 兰州 730020)

3) (兰州大学大气科学学院, 兰州 730000)

(2012年3月31日收到; 2012年7月29日收到修改稿)

作为气候敏感区和生态脆弱区, 黄土高原地区的陆面物理过程受气候波动影响十分明显. 目前, 虽然对黄土高原特定气候条件下的陆面物理过程有了一定认识, 但对其随气候波动的动态变化规律认识却非常有限. 本文利用黄土高原陆面过程观测试验在陇中黄土高原榆中 SACOL 站 5 年多的观测资料, 系统分析了该地区自然植被下垫面陆面水分收支和能量平衡及地表反照率、土壤热传导率和粗糙度长度等陆面过程参数对气候波动的响应规律, 发现陇中黄土高原自然植被下垫面的陆面过程特征及其参数对降水的气候波动十分敏感, 不仅对降水量波动响应显著, 而且与降水性质也密切相关. 土壤湿度并不完全随年总降水量波动, 而是随有效降水量增加而增大; 陆面水分收支和土壤水分收支也随有效降水量波动变化明显; 近地层垂直感热平流通量随年总降水量增加而减弱, 地表能量不平衡差额却随年总降水量增加而增大. 夏半年平均反照率随有效降水量增加而减小, 但全年平均地表反照率却受冬季积雪时数影响十分明显, 而且随积雪时数增加而增大; 土壤热传导率和粗糙度长度均随年有效降水量增加而增加. 并且, 降水量越小, 陆面过程参数对降水波动的响应就越敏感. 不过, 陆面过程参数基本在荒漠气候平均值和农田气候平均值之间波动, 并没有突破气候约束, 能够用拟合关系来表示它们对降水因子波动的响应规律, 这种动态参数化关系可用来改善以往数值模拟或微气象分析时由于使用非动态陆面过程参数所带来的误差.

关键词: 降水波动, 陇中黄土高原, 陆面物理过程, 气候响应

PACS: 92.60.Fm, 92.70.Bc

DOI: 10.7498/aps.62.019201

1 引言

陆面过程是地球系统的关键角色, 它反映了地球系统陆-气界面的能量和物质交换过程, 是地球系统响应外部强迫和调整内部变化的重要环节^[1-3]. 无论是地球系统的外强迫还是内部变化总会在陆面过程中表现出来, 并且通过陆面过程的作用牵动整个地球系统的变化. 无论是地球气候的长期变化趋势, 还是其短期波动特征, 均会触动陆面过程的响应, 从而引起陆面能量和水分过程特征的深刻改变^[4-6], 并由此对生态环境和水资源产生

影响^[7,8].

我国黄土高原既是全球气候变化敏感区, 也是生态环境脆弱区, 处在我国半干旱气候区和亚洲夏季季风影响边缘区^[9,10]. 该地区不仅气候变化更显著, 而且气候波动也十分明显, 丰水年和干旱年降水量可相差 2—5 成, 降水年际变率可超过 30%^[11], 不仅气候变化和气候波动对陆面物理过程特征的影响会更加明显, 而且陆面物理过程调整或变异对气候的反馈作用也会更加显著^[12,13].

以往, 通过观测试验和数值模拟对黄土高原典型天气背景下陆面物理过程的日变化特征开展了

* 国家自然科学基金 (批准号: 40830957, 41075008, 41075009)、国家重点基础研究发展计划 (批准号: 2013CB430206) 和国家公益性行业科研专项 (批准号: GYHY200806021) 资助的课题.

† 通讯作者. E-mail: zhangqiang@cma.gov.cn; qzhang@ns.lzb.ac.cn

比较充分的研究^[14-16],并且对特定气候条件下的年变化和空间分布特征也有了一定认识^[17,18].然而,到目前为止,对黄土高原地区陆面能量和水分输送过程及陆面过程参数受区域气候变化和局地气候波动影响特征的研究却十分有限,对陆面物理过程与气候相互作用机理及其随气候波动的动态变化规律的认识更加缺乏,这大大影响了对陆面物理过程特征和陆面过程参数客观、准确的认识和理解,从而限制了对大气数值模式中陆面过程参数化的改进和提高.

本文试图利用近些年在陇中黄土高原榆中 SACOL 站观测的比较可靠的陆面过程资料和榆中气象站的气候资料,分析陇中黄土高原陆面水分和能量输送特征及陆面过程参数随近年来气候波动的变化和调整规律,尝试建立主要陆面过程参数的气候动力学关系,为改进大气数值模式和微气象分析方法提供科学参考.

2 观测资料介绍

2.1 观测站和观测资料

本文研究主要用陇中黄土高原榆中 SACOL 站^[19]的陆面过程观测资料及其临近榆中县气象站的常规气象观测资料,气象站与 SACOL 站的直线距离仅约 7 km. SACOL 站是“黄土高原陆面过程观测试验研究 (LOPEX)”项目^[20,21]的代表观测点之一,位于 35.94°N, 104.13°E, 海拔高度为 1961 m, 地处我国夏季风边缘区和温带半干旱气候区,年平均降水量为 381.8 mm, 年际降水变率平均为 30%, 年蒸发量为 1450 mm, 年平均气温 6.7°C, 温度日较差平均为 12.7°C, 无霜期 120 d 左右; 年太阳总辐射量为 130.57 kcal/cm², 年日照时数为 2665.9 h. 该站观测场面积约 8 ha, 基本均匀平坦, 地表为低矮的野生植被. 观测站周边区域是由连绵不绝的沟壑梁峁地貌构成的起伏不平的丘陵下垫面. 该站无论气候背景还是地形地貌特征均能很好地代表陇中黄土高原. 而且, 该站下垫面是自然植被, 植被生长过程完全依赖自然条件支配, 避免了像农田下垫面那样受播种和收割等人类耕作活动的影响.

SACOL 站观测项目包括: 4 个地表辐射分量, 测量仪器架设在 1.5 m 高处; 6 层土壤温度, 感应头埋在 2, 5, 10, 20, 50 和 80 cm 深度; 5 层土壤湿度, 感应头分别埋在 5, 10, 20, 40 和 80 cm 深度; 2 层土

壤热流量, 热流板埋在 5 和 10 cm; 一套三维超声风速仪, 感应头架设在 3 m 高处. 这些观测仪器在国际上比较通用, 精度相对比较高, 其主要技术指标文献^[19]已做过详细说明. 并且, 对所有资料均做过比较严格的质量控制和均一化处理^[19], 尽可能消除观测误差. 该资料的可靠性已通过一些研究工作^[22-24]的检验和验证.

SACOL 站是目前国内很难得的一个观测时段相对较长、观测数据较完整、观测精度较高的以陆面过程研究为主的科学观测试验站. 本文主要用 2006 年 4 月—2011 年 3 月总共 5 年完整的观测资料, 这期间仪器运行比较可靠, 维护比较及时, 观测比较连续. 图 1 还表明, 这段时间的气候波动特征对近 30 年的气候波动过程有很好的代表性. 5 年平均降水量为 374 mm, 基本与 30 年平均值相近; 降水年际变化幅度较大, 最大年降水量为 556 mm, 而最小年降水量只有 300 mm, 年降水量的变化幅度基本覆盖了 30 年来降水量的气候波动范围.

同时, 为了便于后面的分析, 这里对一年时段的定义不是按照公历年计算, 而是根据降水性质和水分循环特点来划分, 从每年的 4 月 1 日开始到次年的 3 月 31 日定义为一年循环时段, 在黄土高原地区该时间点基本上处于降水性质转化期和土壤解冻期前后. 这样就可以将 4 月 1 日至 10 月 31 日期间划分为降雨时段或土壤非冻期, 而将 11 月 1 日至次年 3 月 31 日期间划分为降雪时段或土壤封冻期. 文中一般把封冻期或降雪期称为冬半年, 其他时段称为夏半年. 并且, 还定义日降水量大于 5 mm 的降雨和大于 0.1 mm 的降雪为有效降水, 所谓有效降水就是自然降水中能够被土壤实际吸收的那部分降水量. 本文所用时间均为北京时.

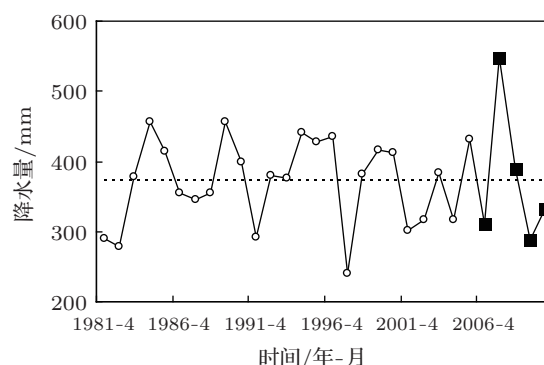


图 1 近 30 年陇中黄土高原榆中的降水波动趋势 (图中粗线部分是本文研究时段)

2.2 数据处理方法

2.2.1 地表通量

感热 (H_0) 和潜热 (λE_0) 通量可通过下列方程获得 [19]:

$$H_0 = \rho_a C_p \overline{w'T'}, \quad (1)$$

$$\lambda E_0 = L \overline{w'\rho'_v}. \quad (2)$$

为消除水热输送产生的水汽密度脉动效应, 根据 WPL 修正理论, 对潜热通量进行了相应的修正. 修正后潜热通量 λE_0 可表示为

$$\lambda E_0 = L \left(1 + \mu \frac{\bar{\rho}_v}{\rho_a} \right) \left[\overline{w'\rho'_v} + \frac{\bar{\rho}_v}{T} \overline{w'T'} \right], \quad (3)$$

其中, μ 为干空气和水汽分子量之比; ρ_a 表示干空气密度; ρ_v 为水汽密度, C_p 为空气定压比热; L 为汽化潜热; $\overline{w'T'}$, $\overline{w'\rho'_v}$ 均是温、湿脉动量的统计量.

地表净辐射按下式计算:

$$R_{n0} = (R_{sd} - R_{su}) + (R_{ld} - R_{lu}), \quad (4)$$

其中 R_{n0} 为净辐射, R_{sd} 为总辐射, R_{su} 为反射辐射, R_{ld} 为大气向下长波辐射, R_{lu} 为地表向上长波辐射, 单位均为 W/m^2 .

地表土壤热通量为 [22]

$$\begin{aligned} G_0 &= G + G_s \\ &= G + \frac{\rho_s c_s}{2\Delta t} \sum_{z=5 \text{ cm}}^{z=0} [T(z_i, t + \Delta t) \\ &\quad - T(z_i, t - \Delta t)] \Delta z, \end{aligned} \quad (5)$$

G_0 为地表土壤热通量, G 为 5 cm 深度观测的土壤热通量, G_s 为 0—5 cm 土壤热量储存, 单位均为 W/m^2 . $\rho_s c_s$ 为土壤的体积热容, 单位为 $\text{J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{K}^{-1}$; $T(z_i, t)$ 为各层土壤温度, 单位为 $^\circ\text{C}$, 这里取 0, 2 和 5 cm 深处的土壤温度. 对于同一种土壤来说, 土壤体积热容量 $\rho_s c_s$ 主要随土壤体积含水量 θ_w 变化, 可以表示为

$$\rho_s c_s = c_{sd}(1 - \theta) + c_w \theta_w, \quad (6)$$

其中, c_{sd} 是干土壤体积热容, 黄土壤可取为 $2.3 \times 10^6 \text{ J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{K}^{-1}$; θ 是土壤孔隙度; 观测点的实测值为 0.53; c_w 是水的体积热容, 为 $4.18 \times 10^6 \text{ J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{K}^{-1}$; θ_w 是近地层土壤体积含水量, 单位为 m^3/m^3 , 有直接观测资料.

2.2.2 地表能量不平衡差额

在水平、均匀下垫面和大气定常条件下, 地表能量平衡方程通常表示为 [23]

$$R_{n0} = H_0 + \lambda E_0 + G_0. \quad (7)$$

然而, 在现实中, 不仅下垫面总是不均匀的, 大气也经常表现出非定常性. 特殊地形往往会引起垂直运动, 并产生感热的平流输送. 如果引入近地层垂直感热平流输送的贡献, 地表能量平衡方程 (7) 式可改写为

$$R_{n0} = H_0 + \lambda E_0 + H_{\text{vad}} + G_0, \quad (8)$$

在上式中, H_{vad} 是垂直感热平流通量, 单位为 W/m^2 . 由此, (7) 式可改写为 [22]

$$D_v = (R_{n0} - G_0) - (H_0 + \lambda E_0 + H_{\text{vad}}). \quad (9)$$

实际上, 即使考虑了垂直感热平流项之后, 它的左右两边大多数时候仍存在一个差值, 这个不平衡差额值 (D_v) 可以用来表征地表能量不平衡的程度.

垂直感热平流通量 H_{vad} 可用下式计算 [23]:

$$H_{\text{vad}} = \rho C_p \int_0^{z_r} w \frac{\partial T}{\partial z} dz, \quad (10)$$

其中, z 为垂直高度; w 是近地层垂直速度, T 是近地层大气温度. 假定 w 在近地层 z_r 较小的梯度范围内不变, 上式可简化为

$$H_{\text{vad}} = -\rho C_p z_r w_r \frac{\Delta T}{\Delta z}, \quad (11)$$

这里, w_r 是近地层 z_r 高度的垂直速度, $\frac{\Delta T}{\Delta z}$ 是近地层 z_r 高度处的温度梯度, 可分别由超声观测系统和梯度观测系统直接得到, z_r 取 3 m.

2.2.3 陆面特征参数

Bowen 比可表示为 [17]

$$\gamma = H_0 / \lambda E_0. \quad (12)$$

地表反照率是地表对太阳辐射的反射能力, 定义为 [25]

$$\alpha = \alpha_{su} / R_{sd}, \quad (13)$$

土壤热传导率 [25]:

$$\lambda_s = -G / (\partial T_g / \partial z), \quad (14)$$

在这里, G 是地下 5 cm 的土壤热通量, T 是土壤温度可直接观测得到, $\partial T_g / \partial z$ 是地下 2 和 10 cm 之间的温度梯度, 则 λ_s 为土壤热传导率, 单位是 $\text{W/m}\cdot\text{K}^{-1}$.

利用单层涡动相关资料计算地表粗糙度长度时,含层结稳定度订正函数的近地层风速廓线可表示为^[26]

$$U = \frac{u_*}{k} \left[\ln \frac{z-d}{z_0} - \psi(\zeta) \right], \quad (15)$$

式中 U 为平均风速, u_* 是摩擦速度, k 是 von Karman 常数 0.4, z_0 是地表粗糙度, d 是零平面位移, ψ 是稳定度修正函数, $\zeta = z/l$ 是稳定度, l 是 Monin-Obukhov 长度, U , u_* 和 l 可根据湍流资料计算得到. 令 $\beta = \ln \left[\frac{z-d}{z_0} \right]$, 则由 (15) 式可以得到 $kU + u_*\psi(\zeta) = \beta u_*$, 利用最小二乘法对 $kU + u_*\psi(\zeta)$ 和 u_* 进行线性拟合, 所得到的斜率 β 即 $\ln \left[\frac{z-d}{z_0} \right]$, 由此可以得到粗糙度为 $z_0 = (z-d)e^{-\beta}$.

3 陆面水分收支和能量平衡

降水是最主要的气候因素,降水波动不仅意味着降水属性本身的变化,而且还会牵动温度等气候要素的改变,因而最能代表气候的波动性. 但不同降水性质对陆面能量和水分过程的影响特征很不同,甚至有时还会有截然相反的作用,所以图 2 分别给出了陇中黄土高原榆中 2006—2011 年期间年总降水、降雨和降雪的年际波动趋势. 可见,在这 5 年间,不论是年总降水量和年降雨量,还是降雪量和积雪时数均具有明显的年际波动特征,年降水量、年有效降水量、年降雨量、年降雪量和年积雪时数最大变幅分别达到了 236.9, 227.1, 237.9, 9.1 mm, 125 h. 虽然年总降水量与降雨量的年际变化基本一致,但它们与有效降水量的波动趋势并不完全一致. 而且,年降雪量与积雪时数的波动趋势也明显不同. 这些降水因子的不同波动特征均会影响到后面将要分析的陆面能量和水分过程特征.

一般而言,受降水影响最直接的陆面物理特性就是土壤湿度,它也是半干旱地区最为重要的陆面物理量. 图 3 给出了黄土高原榆中 2006—2011 年 5 层土壤湿度、80 cm 深土壤柱含水量年平均值的波动趋势及年平均土壤湿度垂直廓线的比较. 很显然,无论是 5 层土壤湿度的总体趋势还是土壤柱含水量,它们的波动趋势均与有效降水量的波动趋势一致,而与年总降水量的波动趋势并不完全一致,这符合降水对土壤湿度的影响机理. 由于蒸发的作用,非有效降水往往很难反映在土壤湿度上,这在干旱

和半干旱气候区尤其突出.

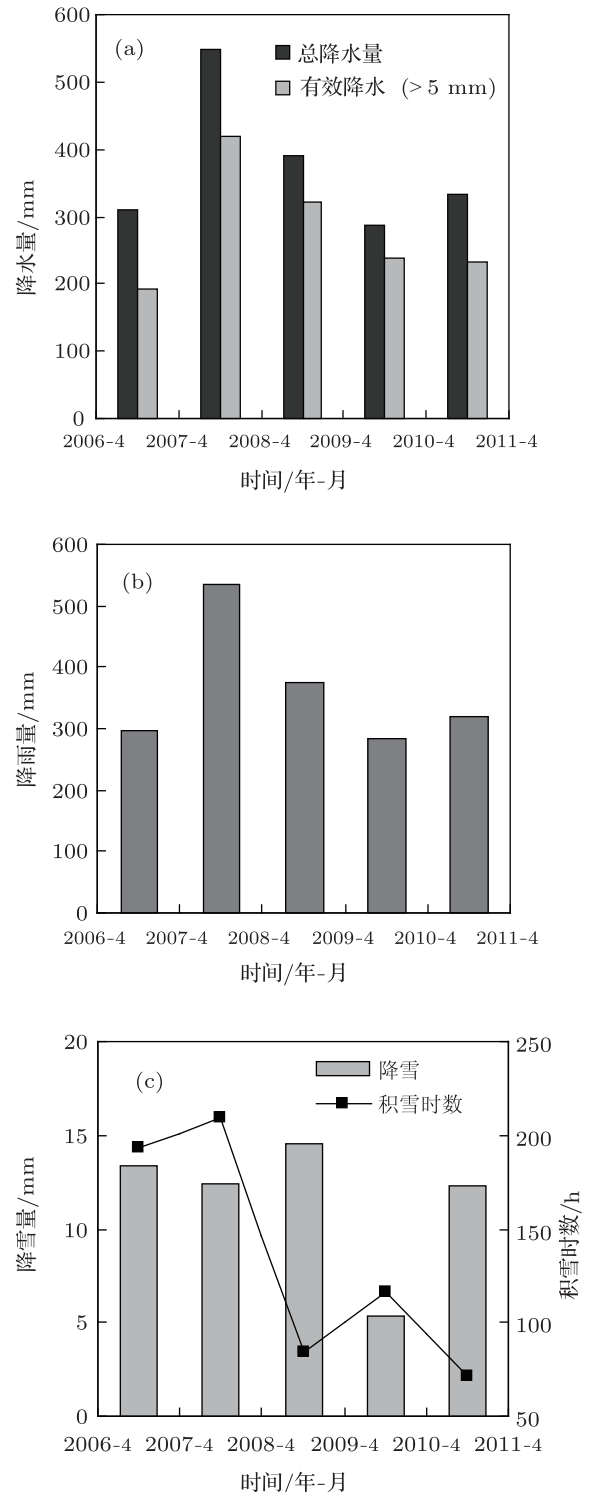


图 2 2006—2011 年总降水 (a), 降雨 (b) 和降雪 (c) 的年际变化特征

同时,图 3(a) 还表明,在陇中黄土高原地区土壤湿度分布比较独特,无论在什么年份,10 cm 土壤湿度均最大. 另外,我们将不同层次土壤水分在 80 cm 土柱总含水量中所占比例定义为归一化土壤

湿度. 在表面干土层下始终维持着一个湿层, 湿层基本处在 10—40 cm 之间, 正好是草本植被根系主要分布范围 (35 cm 深), 这一特征与以往对黄土高原定西地区典型年份的研究结果 [17] 一致. 这种土壤湿度分布结构是该地区降水量与蒸发和蒸腾共同作用的独特结果.

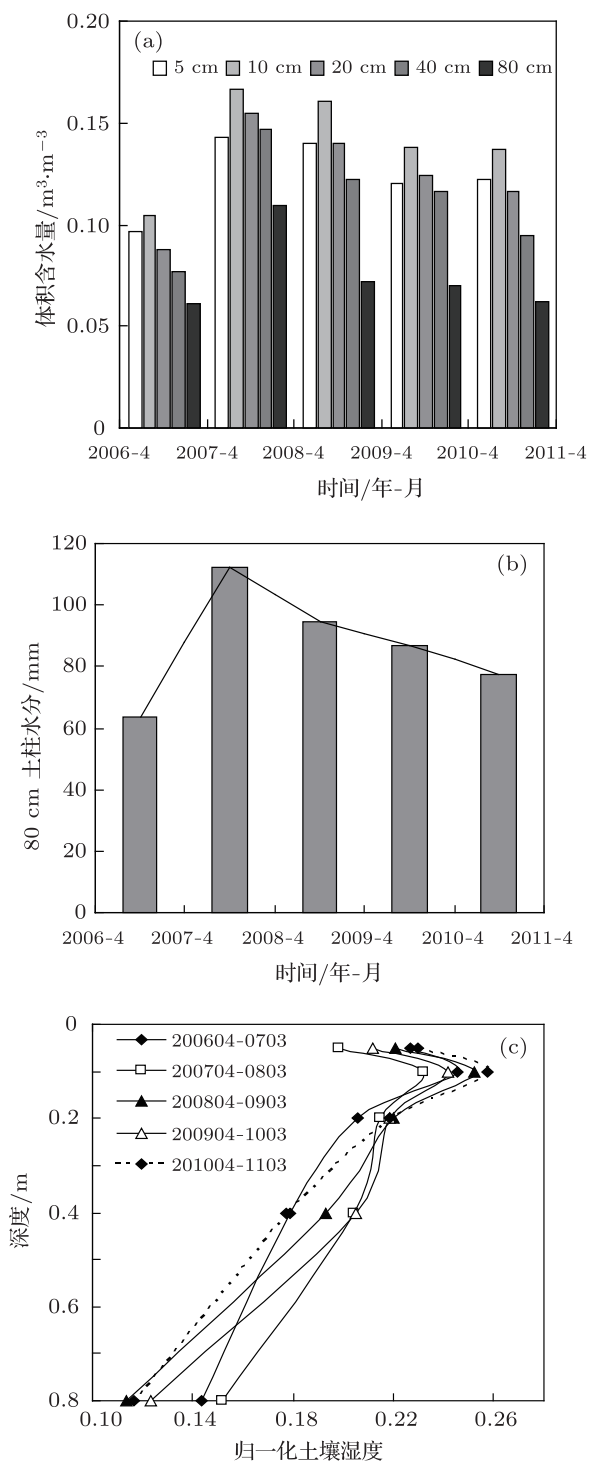


图3 2006—2011年土壤湿度(a), 80 cm 深土柱含水量(b)的
年际变化特征和归一化土壤湿度直廓线比较(c)

从图 3(c) 进一步反映出, 土壤湿度廓线具有一定的翘翘板变化特征. 比如, 2007 年降水最多, 虽然浅层土壤湿度最小, 但深层土壤湿度却最大. 而其他年份降水较少, 浅层土壤湿度较高, 而深层土壤湿度却较低, 这是很有意思的现象. 很可能与深层土壤湿度比浅层土壤湿度更能反映降水的累积效应有关.

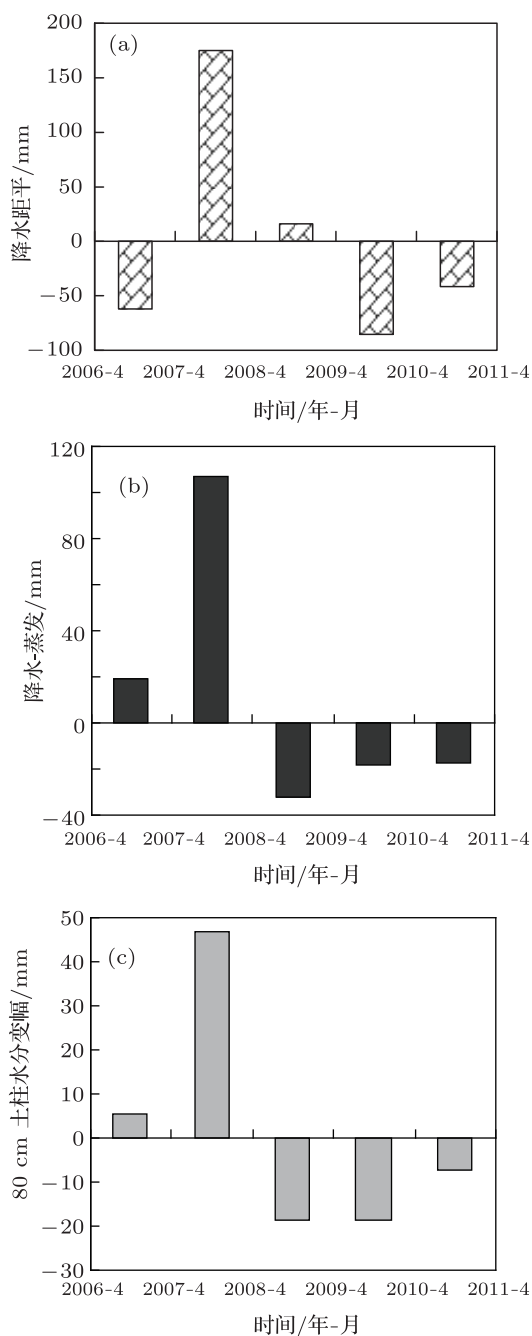


图4 2006—2011年降水距平值(a), 陆面水分收支(b)和
80 cm 深土柱含水量年变幅(c)的年际变化特征

土壤含水量不仅是陆面水分平衡的结果, 而且反过来也会影响陆面水分平衡特征, 它们之间具

有一定耦合关系. 图 4 是 2006—2011 年降水距平值、陆面水分收支和 80 cm 深土柱含水量年变幅的变化特征. 由该图可见, 5 年来黄土高原榆中地区降水距平变化很明显, 正距平值最大约 170 mm, 负距平值最大约 80 mm. 与之对应, 在降水距平正值较大的年份, 降水量基本大于蒸散量, 土壤柱水分含量也随之增多, 是土壤补墒过程; 在降水距平负值较大的年份, 降水量小于蒸散量, 土壤水分含量减少, 是土壤出墒过程. 降水与蒸发量的差值在 120—30 mm 之间变化, 土壤柱含水量年变幅处于 45—20 mm 之间.

不过, 只有当降水距平较大时, 陆面水分收支和土壤柱含水量才会有比较明显的响应. 如果降水距平较小, 即使正降水距平, 降水仍然小于蒸散, 土壤含水量变幅也仍然会为负值, 这实际上反映了陆面蒸散对降水影响历史的“记忆”性. 就是说, 如果前一年正降水距平较显著, 即使当年仍为较小的正降水距平, 但由于受前一年降水的“惯性”影响, 陆面蒸散量仍然会保持比较高的状态, 而并不会随当年降水量同步迅速降低.

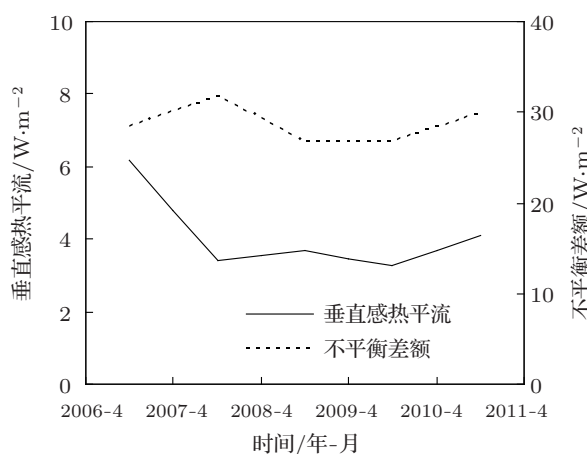


图 5 2006—2011 年垂直感热平流通量和地表能量不平衡差额的年际波动特征

另外, 在负降水距平时, 陆面水分收支亏缺量要稍大于土壤柱含水量的减少量, 这可能与土壤对降水露水的吸收补充效应有关^[27-29]. 在正降水距平时, 陆面水分收支盈余要远远大于土壤柱含水量的增大量. 可见, 大约只有 45% 的陆面水分收支盈余转化为土壤水分, 其余 55% 的主要转化为地表径流量.

土壤含水量和陆面水分收支量的波动对陆面能量平衡会有比较显著的作用. 同时, 以往研究已经发现在黄土高原地区近地层垂直感热平流是引

起地表能量不平衡的主要因素^[22,28]. 垂直感热平流输送指的是垂直运动对感热的输送, 它有别于通常被称作感热通量的垂直湍流运动对感热的输送. 图 5 给出的 2006—2011 年垂直感热平流通量和地表能量不平衡差额的波动变化表明, 垂直感热平流通量和地表能量不平衡差额均随降水波动有较明显响应. 在有效降水较多的年份垂直感热平流相对较弱, 而在有效降水较少的年份垂直感热平流较强, 这与有效降水通过影响土壤湿度对近地层温度垂直梯度的间接作用有关. 一般, 有效降水量越大, 土壤就越湿, 从而近地层温度垂直梯度就越小. 而近地层温度垂直梯度是控制垂直感热平流的两个主要因素之一, 近地层温度垂直梯度越小, 垂直感热平流就越弱.

图 5 还表明, 在考虑垂直感热平流的贡献后, 地表能量不平衡差额基本随有效降水量增加而增大, 这似乎与空气热储存、光合作用和土壤垂直水分运动项在有效降水较多的年份对地表能量平衡的贡献更大有关. 因为, 一般有效降水越多, 空气湿度就越大, 植被生长就越旺盛, 土壤水分含量就越充分, 空气热储存、光合作用和土壤垂直水分运动等对地表能量平衡的贡献自然就越大^[30].

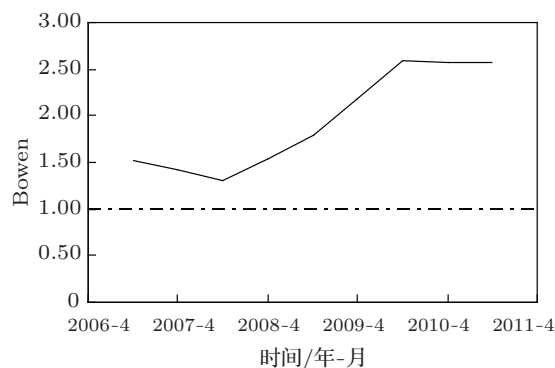


图 6 2006—2011 年陆面 Bowen 比的年际波动特征

Bowen 比通常能够综合反映陆面的水热特征. 如图 6 所示, 2006—2011 年陆面 Bowen 比的气候波动趋势与降水量呈显著反相关, 在降水较大的年份 Bowen 比较低, 在降水较少的年份 Bowen 比较高. 5 年间 Bowen 比均在 1 以上, 大约在 1.25—2.8 之间波动, 陆面气候特征基本在半干旱到半湿润之间波动.

4 陆面过程参数

降水的气候波动不仅影响陆面水、热过程特

征,而且还会引起陆面过程参数的变化.地表反照率、粗糙度长度和土壤热传导率等是最重要的陆面过程参数,它们的准确与否对大气数值模式的模拟能力影响非常大.分析这些陆面过程参数随降水的气候波动规律对于更加准确地确定大气数值模式的陆面过程参数是十分必要的.

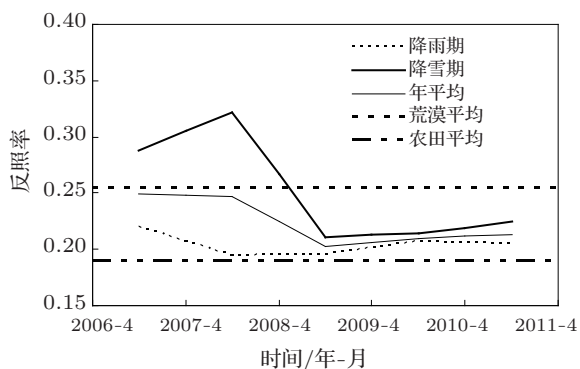


图7 2006—2011年反照率、降雨期(夏半年)反照率和降雪期(冬半年)反照率的年际变化趋势

地表反照率是受气候波动影响最显著的陆面过程参数之一 [31,32].图7是2006—2011年期间年平均反照率、降雨期反照率和降雪期反照率的年际变化趋势.降雨期年平均反照率随年降水量的增大而减少,降雪期年平均反照率随积雪时数增加而增大,这反映了不同降水性质对地表反照率的作用.同时,年平均反照率与年总降水量或有效降水的波动趋势并不一致,而与年积雪时数的波动趋势更一致,这说明在黄土高原地区虽然降雪量比较少,但由于积雪时数相对比较长,所以其对反照率的贡献比较突出,这也正是黄土高原降水的气候波动对地表反照率的影响特征与我国东南部暖湿地区或西北极端干旱地区的不同之处.同时,虽然年平均值基本在荒漠气候区平均反照率值与农田气候区平

均反照率值 [33,34] 之间波动,但冬半年的平均反照率在降雪较多的年份可以明显突破荒漠气候区的平均值,这足以说明地表积雪对该地区地表反照率的突出贡献.

在图8中分别给出了降雨期平均地表反照率与有效降水量比(降雨期有效降水量与30年平均降水的比值)、降雪期平均反照率与积雪时数比(降雪期积雪时数与30年平均积雪时数的比值)和全年平均反照率与降水综合参数比((1+有效降水量比)/(1+积雪时数比))的拟合曲线.可见,不同期间的地表反照率对各自对应的降水因子均比较敏感,与降水因子具有比较好的拟合关系,它们的拟合关系式如下:

$$\alpha_r = -0.0293 \ln f_r + 0.2032, \quad (16)$$

$$\alpha_s = 0.1689 e^{0.3852 f_s}, \quad (17)$$

$$\alpha_t = -0.0685 \ln f_t + 0.225, \quad (18)$$

上式中, α_r , α_s 和 α_t 分别是降雨期、降雪期和全年的平均地表反照率值, f_r , f_s 和 f_t 分别是降雨期有效降水量比、积雪时数比和降水综合参数,分别表示为

$$f_r = \frac{p_r}{\bar{p}_r}, \quad (19)$$

$$f_s = \frac{p_s}{\bar{p}_s}, \quad (20)$$

$$f_t = \frac{1 + f_r}{1 + f_s}, \quad (21)$$

上式中, p_r 和 p_s 分别是降雨期有效降水量和降雪期积雪时数,单位分别是 mm 和 h; \bar{p}_r 和 \bar{p}_s 分别是近30年平均的降雨期有效降水量和降雪期积雪时

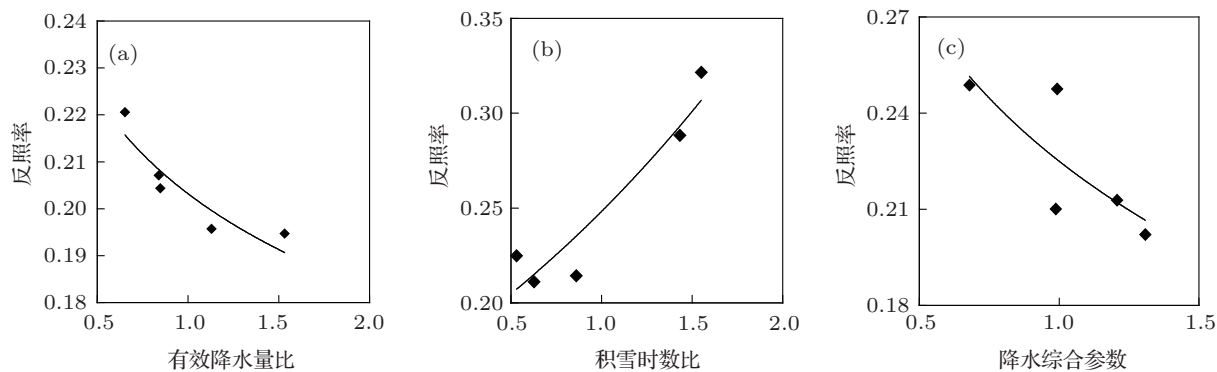


图8 降雨期平均地表反照率与有效降水量比(a),降雪期平均反照率与积雪时数比(b)和全年平均反照率与降水综合参数(c)的拟合曲线

数,单位分别是 mm 和 h. 地表反照率与降雪期的积雪时数比和降水综合参数的关系之所以不如其与降雨期有效降水量比的关系密切,主要原因在于降雪期的地表反照率不仅受积雪时数影响,而且还在一定程度上受积雪厚度和积雪新鲜程度的影响.

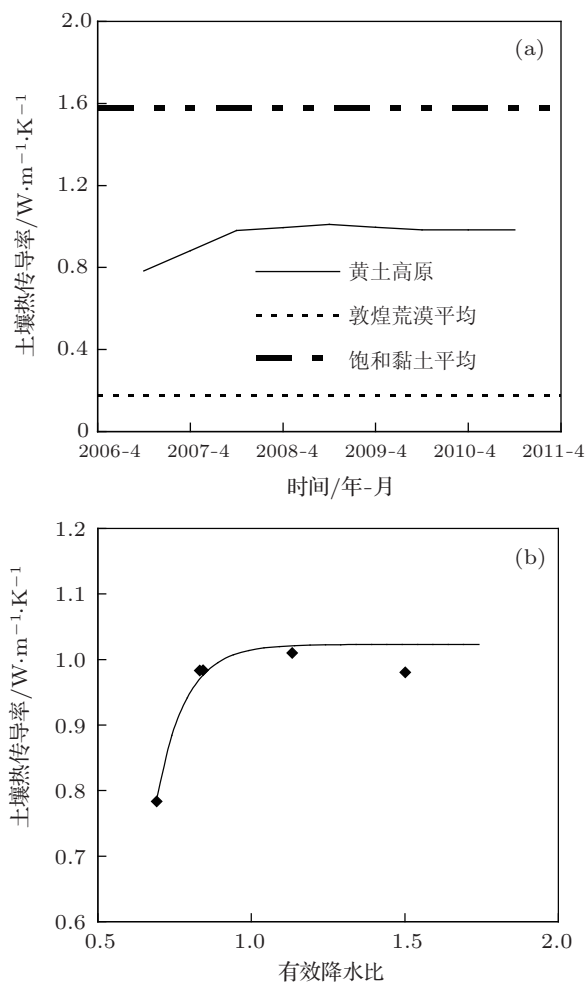


图9 2006—2011年土壤热传导率的年际波动趋势(a)及其与年有效降水量比的相关曲线(b)

对降水的气候波动响应比较明显的陆面过程参数还有土壤热传导率. 图9给出了2006—2011年平均土壤热传导率的年际波动趋势及其与年有效降水量比的相关曲线. 该图表明,虽然土壤热传导率随有效降水量比的增加而增大,但波动幅度相对较小,基本上在 $0.95 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ 附近波动,最大时接近于1. 它远远大于荒漠观测值 $0.177 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ [33], 又远远小于文献 [35] 给出的农田饱和黏土的值 $1.58 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$. 并且,在有效降水量比较小时,土壤热传导率对降水量要更敏感一些. 可以给出土壤热传导率与有效降水量比的如

下拟合关系式:

$$k_s = -1367f_{pe} e^{-12f_{pe}} + 1.023, \quad (22)$$

上式中, k_s 是土壤热传导率,单位是 $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$; f_{pe} 是全年有效降水量比,表示为

$$f_{pe} = \frac{p_{te}}{\bar{p}_{te}}, \quad (23)$$

上式中, p_{te} 和 \bar{p}_{te} 分别全年有效降水量和30年平均有效降水量,单位均是 mm.

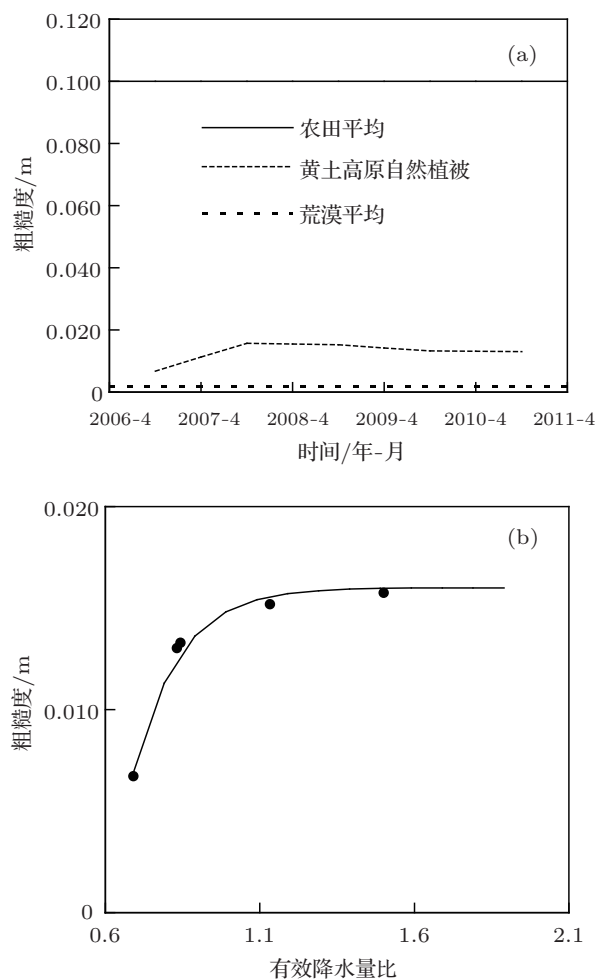


图10 2006—2011年粗糙度长度年际波动趋势(a)及其与年有效降水量比的相关曲线(b)

土壤含水量虽然不会直接影响地表粗糙度长度,但可以通过对植被生长的影响而对地表粗糙度长度产生作用. 图10是2006—2011年粗糙度长度的年际波动趋势及其与年有效降水量比的相关曲线. 很容易看出,粗糙度长度的气候波动比较突出,在有效降水量比较大的年份粗糙度长度可达到 0.016 m ,而在有效降水比较小的年份粗糙度长度只有 0.007 m ,相差一倍以上. 粗糙度长度随有效降水量比的动态变化明显,相关性也很好. 这说明陇中

黄土高原地区粗糙度长度对有效降水量比较敏感,这与植被生长对降水依赖性更强有关,因为陇中黄土高原年平均降水量一般正好处在维持自然植被生长所需水量的临界状态,所以一般在降水量偏大的年份植被生长旺盛,植株也比较高,粗糙度长度会比较大,而在降水量偏小的年份植被生长状态较差,植株比较低矮,粗糙度长度会比较小.并且,当有效降水量比小于1时,粗糙度长度对有效降水量要更敏感一些;当有效降水量再大时,则不太敏感甚至逐渐趋于稳定.其年平均值基本在荒漠气候区和农田气候区的平均反照率^[33,36]之间波动,并没有突破气候约束.并且如图10(b)所示,也可以拟合出粗糙度长度与有效降水量比的关系式

$$z_0 = -3.3f_{pe} e^{-8f_{pe}} + 0.0132, \quad (24)$$

上式中, z_0 是地表粗糙度, 单位为 m.

5 结论与讨论

我国黄土高原正处在夏季风影响边缘区和半干旱气候区,降水的气候波动显著,生态植被对降水依赖性很强,其降水分布又同时具有较长的降雨和降雪时段,所以不仅其陆面水、热过程及陆面过程参数受降水因子气候波动影响比较显著,而且受降水的气候波动的影响规律也更为复杂.

陇中黄土高原年降水量、年有效降水量、年降雨量、年降雪量和年积雪时数的气候波动并不完全一致.由于降水量与有效降水量及降雪量与积雪时数气候波动趋势的不一致性,致使降水的气候波动对陆面水、热过程及陆面过程参数的影响不能笼统以降水量来分析,而需要根据陆面过程物理量和陆面过程参数对气候的响应机理具有针对性地分析它们与不同降水因子的气候波动关系.

虽然土壤含水量对降水的气候波动响应明显,但与降水性质也有很大关系,它并不完全随年总降水量波动,而是与有效降水量保持了一致的波动趋势.同时,由于陇中黄土高原降水与蒸发和蒸腾之间特有的平衡关系,致使任何年份10 cm深土壤湿度保持最大,在表面干土壤层下始终维持着一个湿层.而且,陆面水分收支和土壤水分盈亏对降水的

气候波动的响应也比较显著,在降水量明显偏多的年份,降水量会大于蒸散量,土壤水分含量会增加.但由于陆面蒸散对降水影响的历史“记忆”性,即使在小的正降水距平时,降水量仍然可能会小于蒸散量,土壤含水量仍然会减少.

由于降水的气候波动对地表能量过程的影响,在降水较多的年份,垂直感热平流相对较弱,地表能量不平衡差额却相对较大,这与空气热储存、光合作用和土壤垂直水分运动项在降水较多年份对地表能量平衡的贡献更大有关.

地表反照率、粗糙度长度和土壤热传导率等陆面过程参数均受降水因子气候波动影响明显.相对而言,地表反照率和粗糙度长度要更敏感一些,随降水波动的年际最大变率分别能达到18%和130%;而土壤热传导率的敏感性要弱一些,随降水波动的年际变率基本小于10%.不过,粗糙度长度和土壤热传导率与有效降水的波动更一致,而地表反照率不仅与有效降水量有关,更受积雪时数显著影响.并且,一般气候越干旱,陆面过程参数受气候波动的影响就越大.三个陆面过程参数与降水因子的关系曲线在一定程度上反映了降水的气候波动对陆面过程参数的影响规律,体现了陆面过程参数的气候动力学特征.

然而,这三个陆面过程参数的年平均值基本上在荒漠气候区平均值和农田气候区平均值之间波动,只有冬半年的反照率平均值超出了荒漠气候区平均值.可见陇中黄土高原陆面过程参数受气候约束非常明显.

虽然,本文的分析对陇中黄土高原典型自然植被下垫面降水的气候波动对陆面水、热过程及其陆面过程参数的影响提出了一些新的认识,但由于缺乏更长时段、更多代表性站的陆面过程资料,研究的系统性受到了一定局限,对陆面过程参数对气候波动的响应规律性的区域差异性还缺乏深刻认识,这需要今后精心观测更长时段、更多站点的陆面过程资料来进一步研究.

感谢兰州大学大气科学学院 SACOL 站为本文提供了研究资料.

- [1] Zhang Q, Huang R H, Wang S 2011 *Arid Meteor.* **29** 133 (in Chinese) [张强, 黄荣辉, 王胜 2011 干旱气象 **29** 133]
- [2] Huang R H 2006 *Adv. Earth Sci.* **21** 564 (in Chinese) [黄荣辉 2006 地球科学进展 **21** 564]
- [3] Zhang Q, Hu Y Q 2000 *J. Desert Res.* **20** 357 (in Chinese) [张强, 胡隐樵 2000 中国沙漠 **20** 357]
- [4] Zhao S C 2002 *Adv. Earth Sci.* **17** 628 (in Chinese) [赵生才 2002 地球科学进展 **17** 628]
- [5] Liu C Z 2004 *Adv. Earth Sci.* **19** 115 (in Chinese) [刘春蓁 2004 地球科学进展 **19** 115]
- [6] Li B, Zhang J T 2003 *Acta Ecol. Sin.* **23** 82 (in Chinese) [李斌, 张金屯 2003 生态学报 **23** 82]
- [7] Gao Z, Chae N, Kim J, Hong J, Choi T, Lee H 2004 *J. Geophys. Res.* **109** D06102
- [8] Ma Y M, Kang S, Zhu L, Xu B, Tian L, Yao T 2008 *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **89** 1487
- [9] Zhang Q, Deng Z Y 2008 *Acta Ecol. Sin.* **28** 1210 (in Chinese) [张强, 邓振镛 2008 生态学报 **28** 1210]
- [10] Sun B Q, Zhang Q, Dong A X, Chen S Y 2005 *Adv. Earth Sci.* **20** 1041 (in Chinese) [孙秉强, 张强, 董安祥, 陈少勇 2005 地球科学进展 **20** 1041]
- [11] Lin S, Wang Y R 2007 *J. Desert Res.* **27** 502 (in Chinese) [林纾, 王毅荣 2007 中国沙漠 **27** 502]
- [12] Zhang Q, Wang S, Zhang J, Wang R Y, Liu H Y, Li Y Y 2009 *Adv. Earth Sci.* **24** 1185 (in Chinese) [张强, 王胜, 张杰, 王润元, 刘宏谊, 李岩璞 2009 地球科学进展 **24** 1185]
- [13] Zhang Q, Zeng J, Zhang L Y 2012 *Sci. China D* **55** 1872
- [14] Kimura R, Fan J, Zhang X C 2006 *China Acta Oecologica* **29** 45
- [15] Yang X G, Zhang Q, Wang R Y, Ma P L, Yang Q G, Liu H Y 2004 *Plateau Meteor.* **28** 238 (in Chinese) [杨兴国, 张强, 王润元, 马鹏里, 杨启国, 刘宏谊 2004 高原气象 **28** 238]
- [16] Liu Y Y, Wen J, Wei Z G 2007 *Plateau Meteor.* **26** 928 (in Chinese) [刘远永, 文军, 韦志刚 2007 高原气象 **26** 928]
- [17] Zhang Q, Sun Z X, Wang S 2011 *Chinese J. Geophys.* **54** 1727 (in Chinese) [张强, 孙昭萱, 王胜 2011 地球物理学报 **54** 1727]
- [18] Zeng J, Shen J, Zhang Q 2010 *Sci. Cold and Arid Regions* **2** 0288
- [19] Huang J P, Zhang W, Zuo J Q, Bi J R 2008 *Adv. Atmos. Sci.* **25** 906
- [20] Zuo J Q, Huang J P, Wang J M 2009 *Adv. Atmos. Sci.* **26** 679
- [21] Zhang Q, Hu X J, Wang S, Liu H Y 2009 *Adv. Earth Sci.* **24** 363 (in Chinese) [张强, 胡向军, 王胜, 刘宏谊 2009 地球科学进展 **24** 363]
- [22] Zhang Q, Li H Y, Zhao J H 2012 *Sci. China D* **55** 580 doi:10.1007/s11430-011-4220-3
- [23] Zhang Q, Li H Y 2010 *Acta Phys. Sin.* **59** 716 (in Chinese) [张强, 李宏宇 2010 物理学报 **59** 716]
- [24] Li H Y, Zhang Q, Wang S 2010 *Adv. Earth Sci.* **25** 1070 (in Chinese) [李宏宇, 张强, 王胜 2010 地球科学进展 **25** 1070]
- [25] Zhang Q, Huang R H 2004 *J. Appl. Meteor.* **43** 1917
- [26] Chen J Y, Wang J M, Tian G N 1993 *Chin. J. Atmos. Sci.* **17** 21 (in Chinese) [陈家宜, 王介民, 田广宁 1993 大气科学 **17** 21]
- [27] Zhang Q, Wang S, Wen X M, Nan Y H, Zeng J 2012 *Acta Meteor. Sin.* **70** 128 (in Chinese) [张强, 王胜, 闻晓梅, 南玉合, 曾剑 2012 气象学报 **70** 128]
- [28] Wang S, Zhang Q 2011 *Acta Phys. Sin.* **60** 059203 (in Chinese) [王胜, 张强 2011 物理学报 **60** 059203]
- [29] Li H Y, Zhang Q, Zhao J H 2010 *Plateau Meteor.* **29** 1153 (in Chinese) [李宏宇, 张强, 赵建华 2010 高原气象 **29** 1153]
- [30] Li H Y, Zhang Q, Wang C L, Yang F L, Zhao J H 2012 *Acta Phys. Sin.* **61** 159201 (in Chinese) [李宏宇, 张强, 王春玲, 阳伏林, 赵建华 2012 物理学报 **61** 159201]
- [31] Zeng J, Zhang Q, Wang S 2011 *Chinese J. Atmos. Sci.* **35** 483 (in Chinese) [曾剑, 张强, 王胜 2011 大气科学 **35** 483]
- [32] Sun Z X, Zhang Q 2010 *Plateau Meteor.* **29** 1423 (in Chinese) [孙昭萱, 张强 2010 高原气象 **29** 1423]
- [33] Zhang Q, Wei G A, Cao X Y, Huang R H 2002 *Adv. Atmos. Sci.* **19** 121
- [34] Stull R B 1988 *An Introduction to Boundary Layer Meteorology* (Dordrecht: Kluwer Academic) p666
- [35] Oke T R 1978 *Boundary Layer Climate* (New York: London Methuen and COLTD) p31
- [36] Stull R B 2005 *Meteorology for Scientists and Engineers* (3rd Ed.) (Calif: Brooks/Cole Thomson Learning, Pacific Grove) p580

Responses of the land-surface process and its parameters over the natural vegetation underlying surface of the middle of Gansu in loess plateau to precipitation fluctuation*

Zhang Qiang^{1)2)3)†} Li Hong-Yu¹⁾³⁾ Zhang Li-Yang³⁾ Yue Ping¹⁾ Shi Jin-Sen³⁾

1) (*Institute of Arid Meteorology, CMA, Key Laboratory of Arid Climatic Change and Reducing Disaster of Gansu Province; Key Open Laboratory of Arid Climatic Change and Disaster Reduction of CMA, Lanzhou 730020, China*)

2) (*Gansu Provincial Meteorological Bureau, Lanzhou 730020, China*)

3) (*College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China*)

(Received 31 March 2012; revised manuscript received 29 July 2012)

Abstract

The Loess Plateau is well known as a specific region sensitive to global climate change, and thus its land-surface process is significantly influenced by climatic fluctuation. Up to now, the land-surface physical process over the Loess Plateau has been basically understood under a specific climatic condition, but the dynamic variation regularity of land-surface process in different climatic states is still lacking in its knowledge. Utilizing the continuous five-year data collected at the Semi-Arid Climate and Environment Observatory of Lanzhou University (SACOL) supported by the program ‘the Loess Plateau Land-surface Process Experiment (LOPEX)’, in this paper, we systematically analyze the regularity of responses of factors including land-surface water and energy budget as well as surface albedo and roughness to climatic fluctuation over the natural vegetation surface of Loess Plateau. The results show that the land-surface process and its relevant parameters are very sensitive to the fluctuations of annual precipitation. Besides, they respond markedly to annual rainfall amount and are also closely related to the nature of rainfall. Soil moisture fluctuates not fully with total amount of rainfall but rises with the increase of effective precipitation with which land-surface water and energy budget also vary. In addition, the vertical sensible heat advection goes up with rainfall increasing, while the trend of surface energy imbalance is opposite. The averaged albedo in summer half-year comes down with the increase of the ratio of effective precipitation to the climatic average, but yearly averaged albedo is evidently affected by the snow-accumulating winter time and rises with the increase of snow-accumulating hours. Soil thermal conductivity and surface roughness both increase with annual effective precipitation increasing to the climatic average, but they are more sensitive to the precipitation fluctuation under a low precipitation condition than under the normal precipitation condition. However, land-surface process parameters over the natural vegetable surface of Loess Plateau basically fluctuate between those of deserts and farmland, and have not yet broken the climatic restrictions. Fitting relationship is used to quantitatively reflect the regularity of response of the parameters to rainfall fluctuations so as to evidently eliminate possible bias brought to numerical models and microclimatic analysis by the previous fixed and un-dynamic changeable land-surface parameters.

Keywords: precipitation fluctuation, the Loess Plateau in the middle of Gansu, land-surface process, climate response

PACS: 92.60.Fm, 92.70.Bc

DOI: 10.7498/aps.62.019201

* Project supported by the Key Program of the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 40830957, 41075008, 41075009), the National Basic Research Program of China (Grant No. 2013CB430206), and the Public Welfare Research Project of China (Grant No. GYHY200806021).

† Corresponding author. E-mail: zhangqiang@cma.gov.cn; qzhang@ns.lzb.ac.cn