

干旱区不同下垫面能量分配机理及对微气候反馈的研究

李宏宇 符淙斌 郭维栋 马芳

Study of energy partitioning and its feedback on the microclimate over different surfaces in an arid zone

Li Hong-Yu Fu Cong-Bin Guo Wei-Dong Ma Fang

引用信息 Citation: *Acta Physica Sinica*, 64, 059201 (2015) DOI: 10.7498/aps.64.059201

在线阅读 View online: <http://dx.doi.org/10.7498/aps.64.059201>

当期内容 View table of contents: <http://wulixb.iphy.ac.cn/CN/Y2015/V64/I5>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

我国北方不同类型下垫面地表反照率特征

Study on land-surface albedo over different types of underlying surfaces in North China

物理学报.2014, 63(8): 089201 <http://dx.doi.org/10.7498/aps.63.089201>

云和降水扰动对黄土高原半干旱草地辐射收支及能量分配的影响

Effects of clouds and precipitation disturbance on the surface radiation budget and energy balance over loess plateau semi-arid grassland in China

物理学报.2013, 62(20): 209201 <http://dx.doi.org/10.7498/aps.62.209201>

黄土高原半干旱区地表能量不闭合及其对二氧化碳通量的影响

Energy balance analysis over Loess Plateau and the consequences for carbon dioxide flux

物理学报.2013, 62(9): 099203 <http://dx.doi.org/10.7498/aps.62.099203>

空气热储存、光合作用和土壤垂直水分运动对黄土高原地表能量平衡的影响

The influences of air heat storage, plant photosynthesis and soil water movement on surface energy balance over the loess plateau

物理学报.2012, 61(15): 159201 <http://dx.doi.org/10.7498/aps.61.159201>

条件非线性最优扰动方法在陆面过程模式参数优化中的扩展应用初探

Using conditional nonlinear optimal perturbation method in parameter optimization of land surface processes model

物理学报.2011, 60(1): 019201 <http://dx.doi.org/10.7498/aps.60.019201>

干旱区不同下垫面能量分配机理及对微气候反馈的研究*

李宏宇^{1)†} 符淙斌¹⁾ 郭维栋¹⁾ 马芳²⁾

1)(南京大学大气科学学院, 气候与全球变化研究院, 南京 210093)

2)(国家发展和改革委员会国际合作中心规划设计研究院, 环境研究所, 北京 100045)

(2014年7月19日收到; 2014年10月14日收到修改稿)

本文利用位于美国新墨西哥州距离接近并且天气背景相同的四种下垫面(沙漠草原、稀疏灌木林、稀树草原和浓密灌木林)站点的通量观测资料, 探讨了几种典型干旱下垫面的能量分配差异, 并分析了其对微气候的反馈机理. 结果表明, 四种下垫面叶面积指数和粗糙度在由沙漠草原指向浓密灌木林的梯度方向上呈现增加的趋势, 低覆盖度下垫面表现出更强的湍流输送阻力. 总体来看, 高覆盖度下垫面的净辐射、感热和潜热相对更高, 尤其在生长季更明显. 利用 Penman-Monteith 公式以及净辐射结合波文比两种方法诊断了在不同下垫面更替中湍流通量各影响因子的贡献. 随着植被覆盖程度的提高, 净辐射的变化对感热和潜热的变化起着决定作用, 且为正贡献; 地表阻抗和空气动力学阻抗变化引起的贡献相反. 此外, 沙漠草原和稀疏灌木林的地表温度和气温均高于浓密灌木林, 主要源于稀疏植被增大的空气动力学阻抗和波文比引起的增温贡献, 同时抵消了净辐射减小引起的降温效应, 表明在相同气候和天气背景下, 不同下垫面的陆面过程确实会对近地层微气候有明显的反馈作用.

关键词: 不同下垫面, 能量分配, 微气候, 反馈作用

PACS: 92.60.Kc, 92.70.Bc

DOI: 10.7498/aps.64.059201

1 引言

自人类诞生以来, 直接和间接的人为活动从不同的方面改变土地利用和覆盖格局^[1], 尤其是工业革命以来, 人口的爆发式增长使土地利用和覆盖变化(LUCC)超过了历史上任何时期. 在1992年, 国际地圈生物圈计划(IGBP)和国际全球环境变化人为因素变化(IHDP)将LUCC及其与全球气候和环境变化的相互作用作为主要议题之一. 卫星遥感和混合像元分解技术等的发展和应用, 为土地利用和覆盖高精度分辨图打下了基础. 科学家还根据化石、树木年轮和历史文献等过去历史资料推断过去气候以及相关的植被覆盖变化^[2]. 无论人类诞生以

来的千年尺度还是一个世纪以来的年代际尺度上, 在不同的气候区, 土地利用和覆盖在多种空间尺度上均发生了显著的改变. 在热带地区, 森林遭到人为大面积砍伐, 并开垦为农田^[3]; 温带地区, 由于人类密集的农业活动使大面积的森林和草原转化为农田, 城市化进程进一步使农田或自然植被下垫面转变为城市, 荒漠在全球变暖和干旱化的大背景下不断扩张; 在寒带地区, 多年生长的森林由于火灾、虫灾和砍伐面积锐减并退变为草原或农田等低覆盖下垫面^[4,5].

第五次IPCC评估报告指出除了温室气体和人为气溶胶的排放, LUCC及其后续影响也是气候系统最重要的强迫因子之一^[6]. LUCC会改变植被覆盖、地表粗糙和反照率等生态和陆面过程因子,

* 国家重点基础研究发展规划(批准号: 2011CB952002)资助的课题.

† 通信作者. E-mail: aridlhy@163.com

进而对气候系统产生辐射强迫并引起地表能量和物质分配的变化,一定程度上改变大气环流和区域气候尤其会影响降水和温度场. LUCC对局地 and 区域气候的影响研究方法主要有三种:气候模式模拟、观测资料与再分析资料对比分析以及通量站观测分析. 全球或区域气候模式通过改变内置陆面模块中的植被覆盖类型对比改变前后大气环流和降水气温等气候因子的变化,以了解LUCC的气候效应及影响机理. 气候模式研究^[7]表明,大范围潜在植被(森林)变为现代用地(农田),会减弱区域蒸散发,或改变大气环流场,引起降水减小甚至引发干旱. 以亚马逊地区为例,大面积森林砍伐减小了该地区土壤植被根系和叶面积指数,在旱季对大气的水汽输送明显减小,而该地区28%—33%的降水来自陆面蒸散发再循环水分,因此森林减少使旱季持续时间延长、干旱时间增大^[8]. 处于亚热带地区的澳大利亚,越来越频繁的干旱主要是新移民破坏植被、拓展农牧业造成的,而恢复自然植被可以减缓干旱趋势^[9]. 对于中纬度地区, Gao等^[10]利用区域气候模式模拟表明潜在植被退化造成了中国西北地区降水减少,促进了干旱半干旱区域的形成. Fu和Yuan^[11]利用一个区域环境系统集成模式(RIEMS)模拟了恢复潜在植被后气候的情况,发现夏季风会增强,并且有利于降水的增加,表明了大规模植树造林有利于气候和生态环境的改善. 另外, LUCC也会影响气温,但是对不同气候区存在一定差异. 气候模式研究表明大尺度热带雨林砍伐可导致区域气温升高,寒带毁林则导致区域降温^[7]. 热带地区森林砍伐会显著减小地表蒸散发,其增温效应超过反照率减小造成的降温作用;而寒带森林砍伐后反照率增大造成的降温作用占主导. 但是,模式研究还存在很大的不确定性, Pitman等^[12]的研究显示出,不同气候模式对北半球的地表通量和气温的长期变化趋势模拟存在很大差异,因而无法评估LUCC对全球气候的影响.

另外, Kalnay和Cai^[13]提出观测减去再分析(OMR)来估算城市化和其他土地利用变化对气候的影响. 基于的原理是,再分析资料(NNR)没有同化地表现观测数据,将地表观测气温减去再分析资料气温就能将局地气温变化信息从全球变暖中剥离出来,但是Trenberth^[14]认为观测资料与再分析资料地表气温的不一致性主要是有云量和土壤湿度变化引起的,并非完全来自地表观测同化的

不足,并且一些研究认为中纬度森林向农田的转变会导致气温下降,与Kalnay和Cai的结论相反. 由此来看,气候模式和观测减去再分析(OMR)在LUCC的研究上都存在着一些不足,甚至争议,因此,LUCC的气候效应仍旧需要机理上的深入认识 and 实际观测资料的佐证.

随着全球众多陆面观测站的建立,全球通量网Fluxnet已经成为研究陆面过程的重要工具^[15],实测通量资料能够验证气候模式结果,也是发展内置陆面模式,改进陆面参数化方案的标准和依据,对陆面和气候模式的改进有积极影响. 另外,不同下垫面的对比研究还可以从空间变化的角度反映土地利用和覆盖时间变化引起的气候效应,从机理上获得对LUCC气候影响的认识,已经成为研究LUCC的重要手段,并产生了一些重要的研究成果^[15,16]. 不同纬度的森林站与草地站等开阔站点对比发现,森林砍伐对气候影响因纬度变化而有所不同,在北半球高纬度地区会引起气温下降,在热带地区森林砍伐导致气温上升^[16],这与气候模式研究结果基本一致,但是在气温和辐射强迫等气候变化指标数值上仍存在较大的差异. 近年来,针对森林砍伐和破坏的对比试验研究较多,但是在其他土地利用变化,例如干旱半干旱区植被退化和城市化等土地利用问题上缺乏有效的对比观测和研究,以及机理上的深入认识.

干旱半干旱地区约占全球陆地总面积的41%,而干旱下垫面由于有限的水分供给会造成比较强的地表热力过程,不同植被覆盖的差异会通过地表能量分配显著改变地表热力过程并进一步对近地层微气候形成强烈反馈,因而气温等局地气象要素对植被覆盖改变会表现的十分敏感. 因而在干旱区,植被覆盖、陆面热力过程以及近地层微气候之间的联系会更密切,这易于认识和提取LUCC的气候效应. 在国内,十多年前,我国西北干旱区陆气相互作用试验在敦煌的陆面观测发现距离相近的荒漠和绿洲,在气温、土壤湿度以及地表辐射和能量收支等方面均有相当大的差异^[17],热力差异还会激发出绿洲上空为下沉气流的荒漠绿洲间的热力环流,来自绿洲相对湿润的地表平流会引起荒漠近地层的空气逆湿^[18]. 而在东北半干旱区的通榆,农田的粗糙度和湍流输送能力相比于退化草原更大^[19],而二者的水分收支差异在非生长季更为显著^[20]. 基于此,本文利用美洲通量网位于新墨西哥

州干旱气候区的一组配对站, 包括沙漠草原、稀疏灌木林、稀树草原和浓密灌木林四种下垫面, 在计算生态和陆面过程因子的基础上, 分析湍流通量影响因子的贡献, 并探讨不同下垫面对近地层小气候的反馈作用, 以了解中纬度干旱地区不同下垫面通量分布的影响机理以及对局地气候的反馈作用.

2 站点和数据介绍

本研究使用美洲通量网提供的位于美国新墨西哥州的一组通量站数据. 涉及到的站点分别是 US-Seg(沙漠草原), US-Ses(稀疏灌木林), US-Mpj(浓密灌木林) 和 US-Wjs(稀树草原). 四个通量站处在干旱和半干旱气候的过渡区域, 年平均降水量大约在 230 mm, 其中大部分降水分布在 7—9 月时段. 图 1 显示出四个站点的景观, 它们在植被覆盖度和高度上具有很明显的差异.

每个站通量足迹覆盖了以观测塔为中心向周围辐射 1 km 左右的范围. 四站之间最大的纬向

距离出现在 US-Ses 和 US-Mpj 之间, 为 11 km, 最大的直线距离出现在 US-Ses 和 US-Wjs 之间, 为 81 km, 站点之间直线距离主要来源于径向距离. 四个站距离比较接近, 气候和天气背景基本相同, 因此地表能量收支差异可以认为主要是由下垫面差异造成的.

美洲通量网的开放数据根据平均时间间隔、观测种类以及质量控制情况分为 4 个等级. 本研究使用的是 2 级数据, 采用了半小时间隔的标准格式输出, 并标注了缺测情况. 输出的要素包括气温、水汽压、风速和风向等常规气象要素、向上和向下长短波辐射、感热和潜热通量以及二氧化碳通量和净生态交换量等涉及生态过程的变量, 但是缺乏有效的土壤温湿和近地层稳定度输出. 大多数提供的要素在各个站点缺测率都小于 5%, 资料的连续性较好. 四站至今都在不间断地持续观测, 根据提供的开放数据, 我们使用的是四个站 2008—2010 年的资料. 表 1 列出了四个站基本的站点信息.

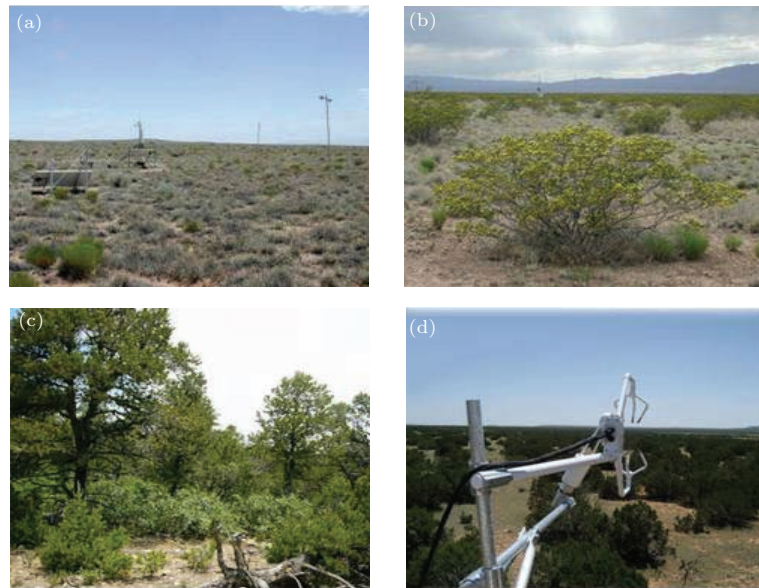


图 1 四个站点观测场 (a) US-Seg- 沙漠草原; (b) US-Ses-稀疏灌木林; (c) US-Mpj-浓密灌木林; (d) US-Wjs-稀树草原

表 1 四个站点基本的站点信息

| 站点 | 纬度/ $^{\circ}$ N | 经度/ $^{\circ}$ E | 海拔/m | 观测时间 | 地表覆盖类型 | 通量观测高度 |
|--------|------------------|------------------|------|-----------|--------|--------|
| US-Seg | 34.3623 | -106.702 | 1589 | 2006—2013 | 沙漠草原 | 3 |
| US-Ses | 34.3349 | -106.744 | 1593 | 2006—2013 | 稀疏灌木林 | 2.5 |
| US-Mpj | 34.4385 | -106.238 | 2138 | 2007—2013 | 浓密灌木林 | 9 |
| US-Wjs | 34.4255 | -105.862 | 1926 | 2007—2013 | 稀树草原 | 9 |

为了量化的表征各个站点的植被覆盖情况,我们引入了北京师范大学陆气相互作用研究组(<http://globalchange.bnu.edu.cn/research/lai/>)开发的叶面积指数(LAI)产品. 此LAI产品是8天时间间隔1 km空间分辨率的全球陆面数据,是在MODIS LAI原始数据产品的基础上,经过了低质量数据剔除和插补并且根据实际观测订正和验证的新LAI产品,数据质量相对于原始数据有很大程度的提高,质量控制详细处理步骤请见文献[21].

3 计算方法

3.1 地表粗糙度

根据前人的研究[22],利用中性层结下的近地层风速廓线 $u = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0}$,反演得到地表粗糙度 $z_0 = z e^{-\frac{uk}{u_*}}$. 其中, u 是通量观测高度 z 处的风速, u_* 是通量观测高度处的摩擦速度, k 是卡曼常数,取为0.4, Z_0 是地表粗糙度.

由于美国通量网开放数据没有近地层梯度和稳定度观测,因此我们利用地表感热接近零作为中性层结的判据,具体取为 $-10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2} < H_s < 10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. 计算出每个月中性层结下半小时粗糙度,并根据两端极值划分出10个区间,取个数最高区间的平均作为当月的中性层结下粗糙度. 另外,将3年观测时段相同月份粗糙度的平均值作为此月份平均粗糙度,最后得到四个站地表粗糙度的月平均年变化分布.

3.2 反照率和波文比

将白天半小时的反射辐射与总辐射之和的比,作为日平均反照率,具体为 $\alpha = \frac{\sum R_{su}}{\sum R_{sd}}$. 其中, R_{sd} 是半小时平均的总辐射, R_{su} 是地表反射辐射. 与白天半小时反照率的平均值作为日平均值相比,更多考虑了总辐射这一权重因素,一定程度上能够避免低太阳高度角时反照率变化过大对日平均值的干扰.

日平均波文比定义为 $\beta = \frac{\sum H_s}{\sum LE}$. 其中, H_s 是半小时平均感热通量, LE 是潜热通量. 将全天半小时的感热与潜热之和的比,作为日平均波文比,能够从总体上反映出不同湍流能量分配的情况. 我们还将3年观测时段相同儒略日的反照率和波文比的平均值作为此儒略日的平均反照率和波

文比,得到反照率和波文比的日平均年变化趋势,并且使用多点平滑以去掉短期波动,空气动力学阻抗和地表阻抗处理方法也与之类似.

3.3 空气动力学阻抗和地表阻抗

将地表看作一片大叶,地表湍流通量可写为[23]

$$\begin{aligned} H_s &= \frac{\rho C_p (T_s - T_a)}{r_a}, \\ LE &= \frac{\rho C_p [e_s(T_s) - e]/\gamma}{r_a + r_s}, \end{aligned} \quad (1)$$

其中 H_s 是地表感热通量, LE 是潜热通量, ρ 是空气密度, C_p 是干空气比定压热容, T_s 是地表温度, T_a 是气温, $e_s(T_s)$ 是地表温度下的饱和水汽压, e 是空气的水汽压, γ 是干湿表常数 $66 \text{ Pa}\cdot\text{K}^{-1}$. r_a 和 r_s 分别是空气动力学阻抗和地表阻抗. 由(1)式推导出得到 r_s 的计算公式

$$r_s = \left(\frac{\Delta\beta}{\gamma} - 1 \right) r_a + \frac{\rho C_p D}{\gamma LE}, \quad (2)$$

其中, Δ 是气温 T_a 时饱和水汽压曲线的斜率, D 是气温 T_a 时饱和水汽压与实际水汽压差值(简称水汽压差).

根据近地层相似理论,空气动力学阻抗可表示为

$$r_a = \frac{u}{u_*^2} + \frac{\ln(z_0/z_{0t})}{ku_*}, \quad (3)$$

其中 z_{0t} 是热力学粗糙度, z_0/z_{0t} 可近似的取为10.

因此,由涡动相关观测的感热、潜热、风速、摩擦速度、气压、气温和空气湿度,根据(2)和(3)式就能得到空气动力学阻抗 r_a 和地表阻抗 r_s .

3.4 地表通量影响因子贡献

理想状态下地表满足能量平衡,即

$$H_s + LE = R_n - G, \quad (4)$$

其中 R_n 是净辐射, G 是地表土壤热通量.

由(1)和(4)式可以推导出广泛应用于地表实际潜热或蒸散发的Penman-Monteith公式[24],即

$$LE = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho C_p D / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_s / r_a)}. \quad (5)$$

由(5)式来看, LE 可以看做是饱和水汽压曲率 Δ 、净辐射 R_n 、土壤热通量 G 、水汽压差 D 、地表阻抗 r_s 和空气动力学阻抗 r_a 的综合性函数. 由于缺少有

效的土壤通量和温度观测数据, 无法直接计算地表土壤热通量. 根据前人的研究, 较高时间尺度(例如月尺度)平均的土壤热通量 G 一般占净辐射 R_n 的10%左右^[25], 所以令 $G \approx 0.1R_n$; 另外, 饱和水汽压曲率 Δ 变动相对于其他几个因子造成的影响较小, 可以略去. 因此LE的绝对变化 ΔLE 可以分解为四个因子的贡献和, 即

$$\Delta LE = \frac{\partial \overline{LE}}{\partial R_n} \Delta R_n + \frac{\partial \overline{LE}}{\partial D} \Delta D + \frac{\partial \overline{LE}}{\partial r_s} \Delta r_s + \frac{\partial \overline{LE}}{\partial r_a} \Delta r_a. \quad (6)$$

相对变化表示为

$$\Delta LE/LE = \left[\frac{\partial \overline{LE}}{\partial R_n} \Delta R_n + \frac{\partial \overline{LE}}{\partial D} \Delta D + \frac{\partial \overline{LE}}{\partial r_s} \Delta r_s + \frac{\partial \overline{LE}}{\partial r_a} \Delta r_a \right] / LE. \quad (7)$$

对于感热的绝对变化和相对变化也有类似的公式,

$$\Delta H_s = \frac{\partial \overline{H_s}}{\partial R_n} \Delta R_n + \frac{\partial \overline{H_s}}{\partial D} \Delta D + \frac{\partial \overline{H_s}}{\partial r_s} \Delta r_s + \frac{\partial \overline{H_s}}{\partial r_a} \Delta r_a, \quad (8)$$

$$\Delta H_s/H_s = \left[\frac{\partial \overline{H_s}}{\partial R_n} \Delta R_n + \frac{\partial \overline{H_s}}{\partial D} \Delta D + \frac{\partial \overline{H_s}}{\partial r_s} \Delta r_s + \frac{\partial \overline{H_s}}{\partial r_a} \Delta r_a \right] / H_s. \quad (9)$$

此外, 波文比 β 能够综合反映地表能量分配, 结合(4)式, 也可以类似(6)—(9)将 H_s LE的变化分解为 β 和 R_n 的形式:

$$\Delta LE = \frac{\partial \overline{LE}}{\partial R_n} \Delta R_n + \frac{\partial \overline{LE}}{\partial \beta} \Delta \beta, \quad (10)$$

$$\Delta H_s = \frac{\partial \overline{H_s}}{\partial R_n} \Delta R_n + \frac{\partial \overline{H_s}}{\partial \beta} \Delta \beta, \quad (11)$$

$$\Delta LE/LE = \left(\frac{\partial \overline{LE}}{\partial R_n} \Delta R_n + \frac{\partial \overline{LE}}{\partial \beta} \Delta \beta \right) / LE, \quad (12)$$

$$\Delta H_s/H_s = \left(\frac{\partial \overline{H_s}}{\partial R_n} \Delta R_n + \frac{\partial \overline{H_s}}{\partial \beta} \Delta \beta \right) / H_s. \quad (13)$$

4 结果与讨论

4.1 不同下垫面生态参数

叶面积指数反映了植被覆盖的程度, 与植物的长势有直接关系^[21]. 对于叶面积指数(LAI), 四个

站点都具有非常明显的年变化趋势. 1—4月LAI不断增加, 至5月份趋势变得平缓, 10月左右又开始有明显的下降, 合理的反映了植被覆盖在生长季和非生长季的变化趋势. 不同下垫面对比来看, 浓密灌木林LAI最大, 其次是稀树草原, 而沙漠草原和稀疏灌木很接近, 且均最小. 四个站植被覆盖的梯度变化与图1中植被景观是相一致的.

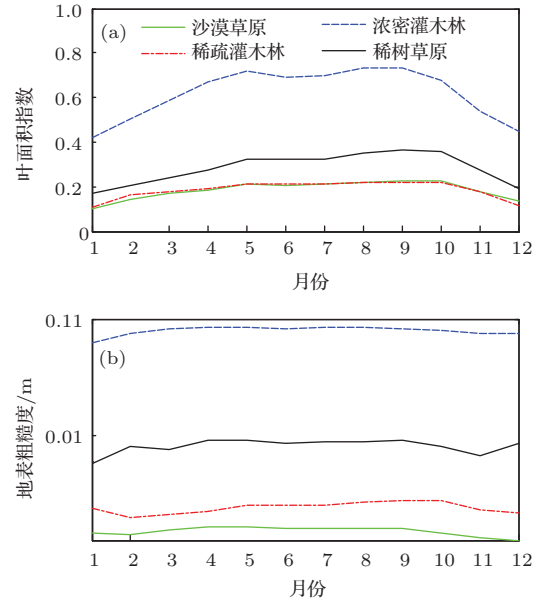


图2 (网刊彩色) 四个站点叶面积指数和地表粗糙度月平均年变化

除了叶面积指数, 地表粗糙度也是一个重要的生态和陆面参数, 受到植被覆盖和植株高度的共同影响^[26]. 四个站点的粗糙度都具有明显的年变化趋势, 植被生长季节粗糙度最大, 非生长季略小. 浓密灌木林、稀树草原、稀疏灌木林和沙漠草原的年平均地表粗糙度分别为0.818, 0.087, 0.025和0.016 m, 沙漠草原下垫面年平均粗糙度要高于中国半干旱区原生草原^[26], 但季节变率要小, 这与所处地区大陆性气候显著降水季节性变率小有很大关系. 由图2来看, 对于任意单个站点, 粗糙度年变化基本对应LAI年变化; 四个站点综合来看, 高LAI站点的粗糙度基本上也大. 虽然稀疏灌木林粗糙度高于沙漠草原, 而与两站的LAI接近的现象不相符, 但是由图1来看, 稀疏灌木林要更高一些. 由此可见, 植被覆盖度和植被高度共同决定了地表粗糙度. 在本文这组以沙漠草原和浓密灌木林为两端的生态系统中, 植被差异首先表现在植被覆盖和植被高度等生态参数上, 进而影响地表粗糙度.

4.2 不同下垫面通量交换

图3给出了四个站点感热、潜热和净辐射的日平均年变化趋势. 四种下垫面的感热、潜热和净辐射能够反映出合理的年变化趋势, 各站点感热和净辐射最大值均出现在春末夏初, 而潜热最大值出现在7月. 总体上, 四个站点全年感热远大于潜热, 反映出降水稀少的干旱气候背景, 但四个站平均感热低于敦煌戈壁的气候平均值[27], 而高于黄土高原半干旱区[28]. 由沙漠草原向浓密灌木林的更替, 年平均净辐射分别为77, 79, 100和107 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 感热分别为53, 53, 61和71 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$. 由此可见, 高植被覆盖下垫面地表热通量基本高于稀疏下垫面, 浓密灌木林最大, 而沙漠草原和稀疏灌木林基本一致且最小. 四种下垫面感热差异在春末夏初表现为最大, 浓密灌木林日平均最大值接近130 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 而沙漠草原和稀树灌木林比其要小40 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$; 而三种地表热通量在冬季差异较小. 可见, 即使处在相同的气候背景下, 不同下垫面的辐射和湍流能量收支仍存在明显差异, 而这种差异显然是由下垫面性质的不同决定的. CoLM和SSiB陆面模式敏感性试验[29,30]均表明, 陆面通量模拟对地表粗糙度、反照率和叶面积指数等因子非常敏感, 即使相同的大气强迫场下敏感陆面参数的较小变化也能造成地表通量和地表温度显著的差异[31,32], 试验观测也

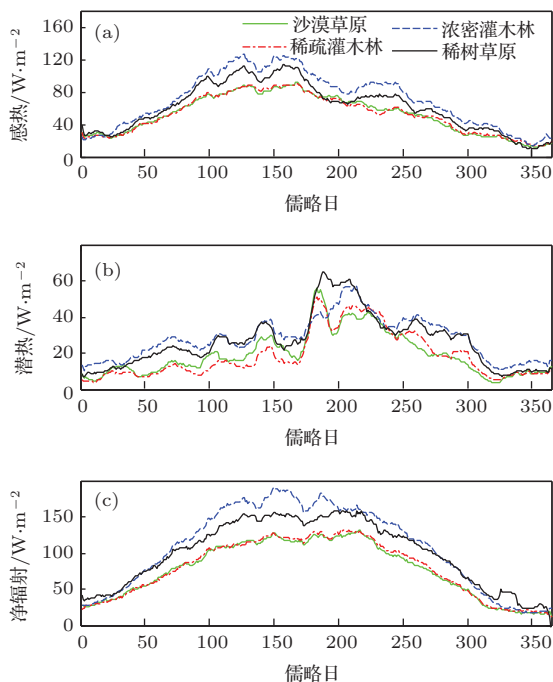


图3 (网刊彩色) 四个站点地表通量的日平均年变化(经过14点平滑)

印证了这一点[20].

4.3 辐射和湍流交换参数

在陆面过程中, 不同下垫面净辐射差异一个重要原因就是反照率的不同, 反照率是影响地表辐射收支的基本参数[26,33]. 图4(a)给出了四种下垫面反照率的年变化趋势. 每种下垫面反照率都呈现出非生长季略高, 而生长季较低的变化型, 稀树草原和浓密灌木林尤其明显. 沙漠草原下垫面年平均反照率为0.213, 略高于黄土高原原生草地[26], 而与青藏高原高寒草甸[34]接近. 研究[33]表明, 地表反照率受太阳高度角、土壤湿度、地表颜色和地表粗糙程度的影响, 其中较大的太阳高度角对应着较小的反照率, 另外云也会对反照率产生影响[35], 主要通过削弱直接辐射和增强散射辐射来实现, 会打破反照率有规律的日变化, 也会给高太阳高度角时反照率带来微小的增加. 由此来看, 生长季内较高的植被覆盖程度、较大的土壤湿度和太阳高度角一起造成了各个下垫面生长季较大的反照率. 在反照率参数化研究中, 土壤湿度和太阳高度角等是反照率经验公式重要的参量, 太阳高度角从地球自转的日变化和绕太阳公转的年变化两个时间尺度上影响反照率, 因而反照率具有明显的周期变化; 土壤湿度从降水的天气尺度改变反照率, 带给反照率年变化明显的波动性; 在时间尺度上, 植被覆盖变化相对土壤湿度和太阳高度角较缓慢, 但是影响很显著, 本研究四个站点的反照率差异更多的是由植被覆盖差异引起和凸显的. 与沙漠草原和稀疏灌木林较为平缓的年变化相比, 稀树草原和浓密灌木林的反照率在春季和秋末冬初有明显的增加. 稀树草原和浓密灌木林的反照率在生长季分别大约在0.15和0.13附近变化, 而在330天附近突然增大到0.23左右, 这一突然的变化可能与寒潮天气下树叶的快速凋零有关系, 此时树木覆盖的影响迅速减小, 反照率更多体现了树木冠层下稀疏地表的贡献. 在浓密灌木林下垫面, 反照率在20—90天之间成类似线性趋势迅速由0.25下降到0.12, 这一下降趋势与图2(a)中浓密灌木林LAI线性增加趋势呈反向变化, 虽然LAI一直持续增加到150天, 但是反照率在90天之后下降相对平缓. 可见, 植被覆盖增加过程前期对反照率影响很大, 但达到一定程度, 反照率对其变化不再敏感.

此外,对比四种下垫面,反照率从沙漠草原一直到浓密灌木林,总体上呈明显下降趋势,也就是说随着四种植被类型更替,更多太阳短波辐射被吸收.反照率年变化对比来看,由于植被覆盖程度大和高复杂度下垫面复杂的生态过程,地表辐射过程显得也更复杂,而且吸收太阳辐射也更剧烈(如图3(c)),可能较庞大的生态系统需要较多的能量来驱动.

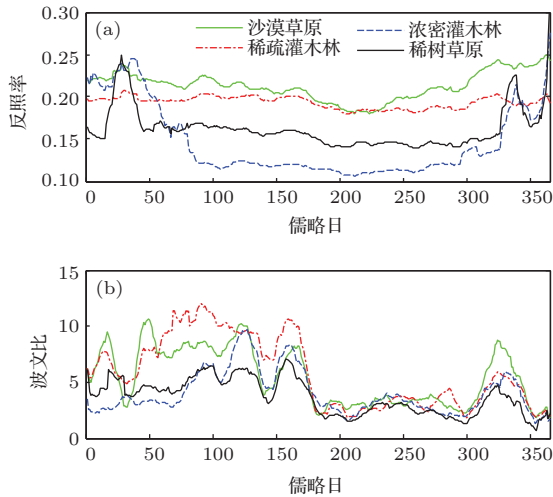


图4 (网刊彩色) 四个站点地表反照率和波文比日平均年变化(经过14点平滑)

波文比是下垫面湍流能量分配的量度,同时也在一定程度上也能表征地表干旱程度[36].四个站波文比年变化(图4(b))显示出,波文比在春冬季基本都接近或者超过5.0,夏秋在3.0左右,这要远低于敦煌沙漠[33],而高于黄土高原半干旱原生草原[26],四种下垫面比较来看,干旱的春冬季波文比差异最大,稀疏下垫面要高于较大植被覆盖下垫面,而在较湿润的夏秋季,波文比差异较小,高覆盖度下垫面的波文比年变化相对更平稳,表明高覆盖度植被有更强的水热调节作用,这与前人的研究结果是一致的[37],都显示出植被覆盖强烈作用于地表能量分配.此外,植被覆盖还会对地表蒸散发的两个组分(土壤蒸发和植被蒸腾)的比例分配产生影响,Hu等[37]发现土壤蒸发在地表蒸散发所占比例在覆盖程度不同的不同生态系统中并不一致,图3(c)中150—200天之间降水过程后稀疏下垫面波文比显著下降并与浓密下垫面接近可能与稀疏下垫面的土壤蒸发比例急剧增大并减弱了不同覆盖度下垫面的蒸散发差异有关系,一定程度上验证了Hu等的观点.

空气动力学阻抗和地表阻抗分别反映大气与地表之间的热量传输阻力以及土壤湿度和植被气孔等地表特性对蒸散发的阻力[23,38,39].空气动力学或地表阻抗越大,表明下垫面感热或潜热输送能力越弱.四个站点的空气动力学阻抗具有较明显的年变化,都是在初春最小,反映出春季具有最强的感热输送能力.而四个下垫面对比来看,从沙漠草原一直到浓密灌木林,空气动力学阻抗呈降低趋势,表明较高粗糙度的下垫面有利于增强感热输送能力.较大的粗糙度使浓密灌木林的感热输送能力几乎是沙漠草原和稀疏灌木林的3—4倍.

四种下垫面地表阻抗年变化波动相比于空气动力学阻抗要剧烈(图5).从四个站点对比来看,低植被覆盖度的沙漠草原地表阻抗最大,甚至能超过2000 m/s,而高植被覆盖度的浓密灌木林最小,全年在500 m/s上下浮动.在160天前后,降水过程增大了土壤湿度,此时四种下垫面的地表阻抗较为接近.地表较湿润时,不同下垫面的水分相变传输能力差异变小;而土壤变干时,区别会变明显,反映在除了夏季外的其他季节四种下垫面的地表阻抗差异显著,这主要是由植被的气孔导度差异引起的.

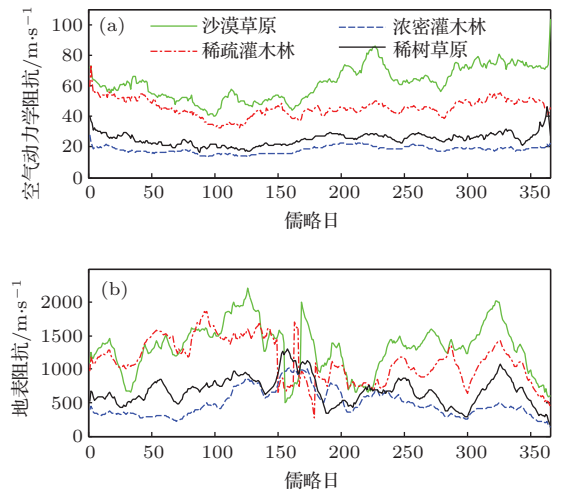


图5 (网刊彩色) 四个站空气动力学阻抗和地表阻抗的日平均年变化(经过14点平滑)

综合来说,不同植被覆盖导致了生态参量和地表粗糙度的差异,进一步引起了湍流输送能力的差异.无论感热还是潜热输送,高植被覆盖下垫面输送能力更强一些,而低植被相对小一些.但是不同下垫面空气动力学阻抗的差异主要来源于地表粗糙度,参照图2(a),粗糙度变化与空气动力学阻抗

的年变化相对平缓而且在四种下垫面差异都显著是一致的;而地表阻抗的影响机理比较复杂,不仅会受到植被气孔导度影响,还受制于地表土壤湿度,因此各下垫面地表阻抗年波动也较剧烈,在土壤较干时会凸显植被对潜热输送的作用。

4.4 能量收支影响因子贡献的讨论

沙漠草原在这组配对站中从陆面参数和能量收支的角度是一个明显的极端,为了分离出不同因子在下垫面更替引起的湍流通量差异中的贡献,根据(6)和(8)式,分别计算了稀疏灌木林、稀树草原和浓密灌木林相对于沙漠草原的潜热和感热差异中各影响因子贡献的平均年变化。这些贡献因子包括净辐射、水汽压差、地表阻抗和空气动力学阻抗。净辐射和水汽压差反映了大气的外强迫贡献,地表

阻抗和空气动力学阻抗反映了下垫面性质的贡献。

由图6,对稀树草原和浓密灌木林与沙漠草原潜热差异,地表阻抗和空气动力学阻抗贡献最明显,而净辐射和水汽压差贡献较小。地表阻抗和净辐射全年呈现正贡献,而水汽压差和空气动力学阻抗的贡献呈负值,说明高植被覆盖下垫面与沙漠草原相比,地表阻抗和净辐射的变化会增加潜热。而对感热差异,净辐射和地表阻抗的贡献最显著,其余两项较小。在稀树草原和浓密灌木林下垫面,除了地表阻抗变化的贡献为负,其余三项贡献均为正。综合潜热和感热影响因子来看,随着沙漠草原向其他三种植被类型的更替,净辐射变化对潜热和感热均有增加作用,地表阻抗的减小增强了潜热而削弱了感热,空气动力学阻抗直接作用于感热和潜热,它的减小增强了感热而削弱了潜热。

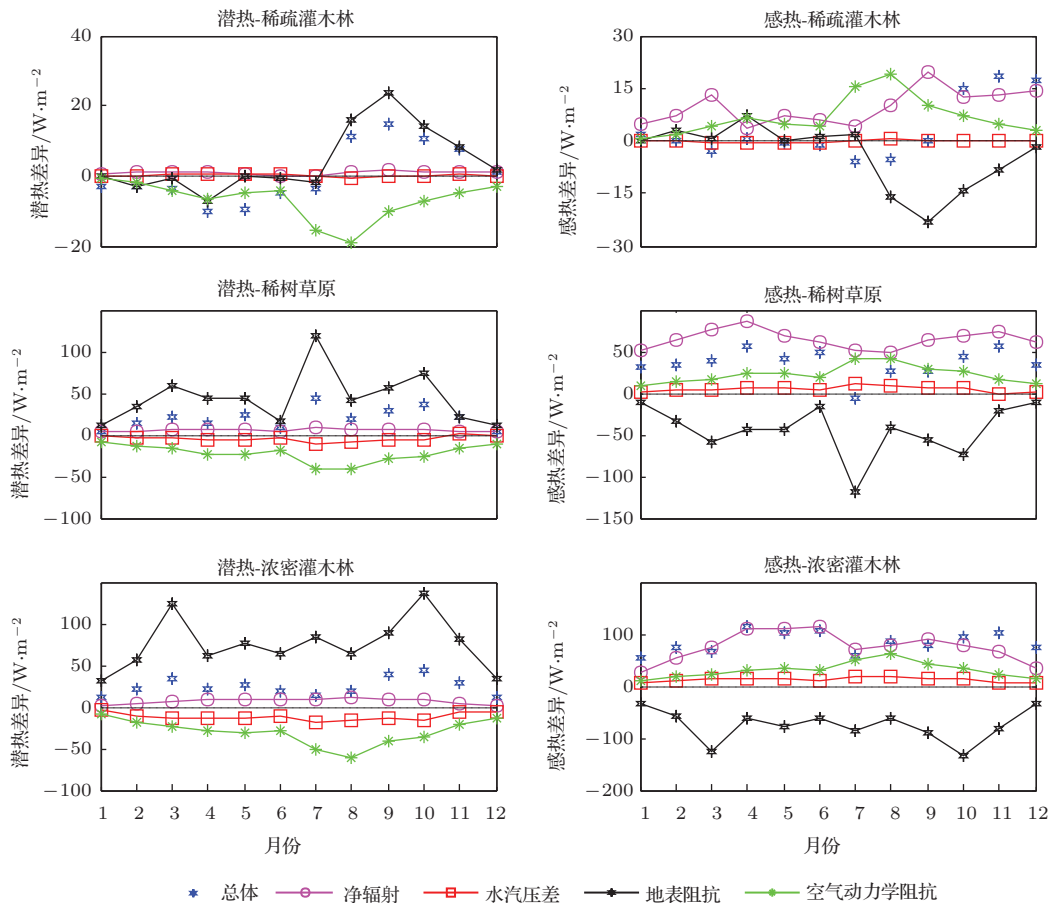


图6 (网刊彩色) 基于(6)和(8)式计算的各因子在三个站点与沙漠草原潜热和感热差异中贡献的平均年变化

从年平均来看(图7),相对于沙漠草原,浓密灌木林和稀树草原的潜热分别增加了51%和42%,地表阻抗和空气动力学阻抗的贡献都很显著,但前者为正贡献,后者相反,净辐射和水汽压差的贡献

较小,这与Wilson等^[39]的研究结果比较一致;对于感热,浓密灌木林和稀树草原相对于沙漠草原分别增加了46%和20%,净辐射的贡献最为显著,地表阻抗和空气动力学阻抗分别为明显的负贡献和

正贡献, 水汽压差的贡献最小.

除了彭曼公式, 基于地表能量平衡和波文比定义, 地表湍流通量还可以用净辐射和波文比直接来表示. 因此根据(10)—(13)式可以把稀疏灌木林、稀树草原和浓密灌木林相对于沙漠草原的潜热和感热变化分解为净辐射和波文比的贡献, 这是从能量总体分配上考察影响因子对湍流热通量的贡献. 图8所示, 相对于沙漠草原, 其他三种下垫面下, 净辐射对感热和潜热变化的贡献在全年都为正, 但是在同种下垫面对感热变化贡献总体上要高于潜热, 主要由于干旱气候背景下大的波文比值; 而波文比对感热和潜热变化的贡献基本相等, 但符号相反.

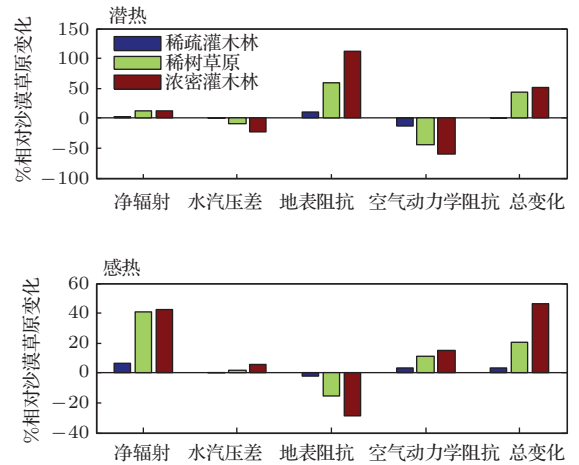


图7 基于(7)和(9)式计算的各因子在三个站点与沙漠草原潜热和感热差异中相对贡献的年平均分布

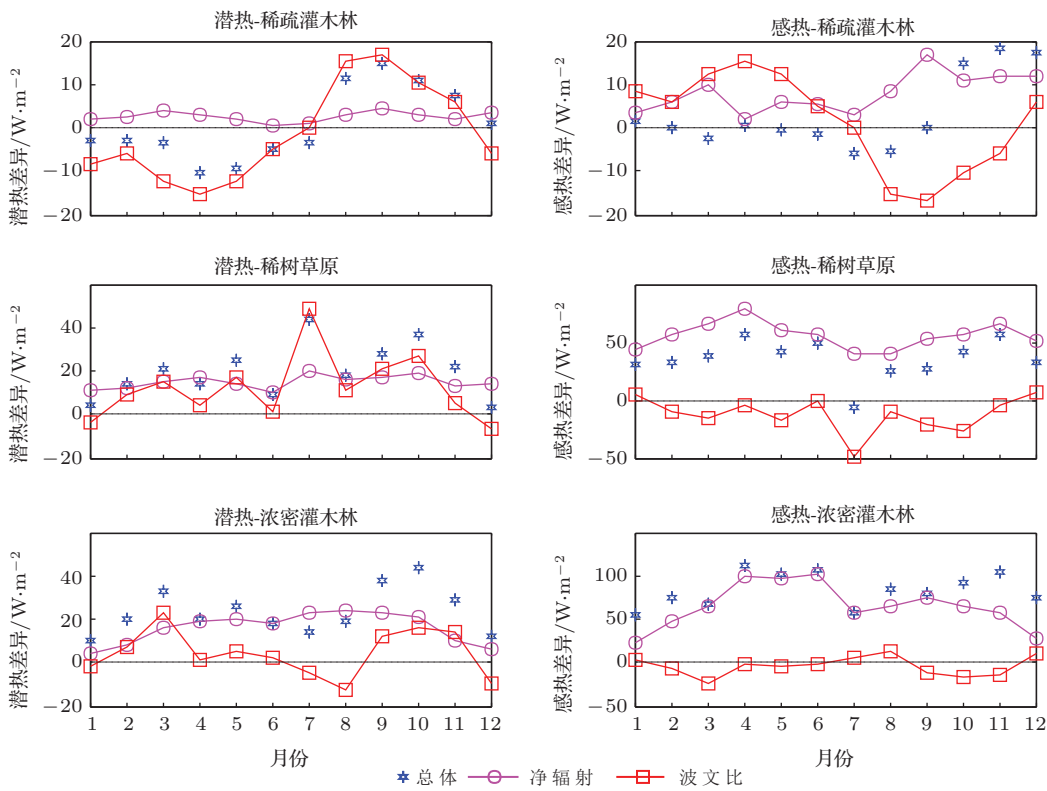


图8 基于(10)和(11)式计算的各因子在三个站点与沙漠草原潜热和感热差异中贡献的平均年变化

随着沙漠草原向更高植被覆盖下垫面的更替, 净辐射变化对感热和潜热均呈正贡献, 这与依据Penman-Monteith公式的诊断是一致的. 全年来看(如图9), 净辐射变化对感热和潜热的相对贡献基本一致, 在稀树草原和浓密灌木林接近40%. 而基于Penman-Monteith公式的诊断, 净辐射对潜热的贡献要小一些, 对感热的相对贡献则超过40%, 净辐射的贡献差异实际上与两公式的数学表达不同有关. Penman-Monteith公式是把潜热看作由两部

分能量构成, 第一部分来源于地表可利用能量或净辐射, 第二部分是水汽压差引起的虚拟能量项^[40], 并且总是为正. 而净辐射结合波文比的方法, 是将潜热看成完全从可利用能量中分配得到的. 但如果将感热和潜热之和和看作一体, 两个公式下, 净辐射变化对湍流热通量之和的相对贡献都会接近100%, 因为二者都必须满足地表能量平衡原理, 由此可见净辐射在下垫面更替伴随的地表通量变化中起着决定作用. 但是对月尺度来说, 短期的波文比变化

也起着十分重要的作用,对潜热的贡献在某些月份接近甚至高于净辐射的贡献.在Penman-Monteith公式的诊断中,空气动力学阻抗和地表阻抗综合相对贡献主要包含在净辐射结合波文比方法的波文比变化的贡献上.

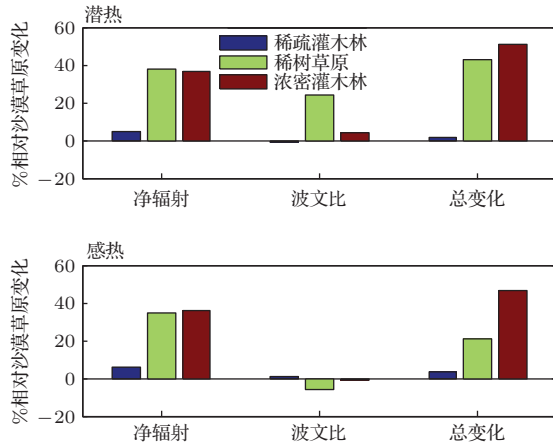


图9 基于(12)和(13)式计算的各因子在三个站点与沙漠草原潜热和感热差异中相对贡献的年平均分布

4.5 对微气候的影响

下垫面性质的变化伴随着陆面参数的改变,通过能量分配反馈给大气,影响近地层微气候,近地层温度的响应尤其敏感,大尺度的植被覆盖变化还会引起大气环流的变动,影响区域甚至全球气候^[41].图10给出了四种下垫面日平均地表温度和气温的平均年变化.地表温度利用实测向上和向下的长波辐射通过斯蒂芬-波尔兹曼定律来计算.可以看出,随着植被覆盖程度的降低,地表温度总体上呈增加的趋势,这与中纬度地区的一些试验结果是一致的^[16,42],均呈现出植被退化后地表增暖的趋势.而在寒带,模式和陆面试验观测^[7,16]反映出以森林砍伐为代表的植被退化会降低局地气温,并归因于反照率降低引起的负辐射强迫,这与温带尤其热带气候下有着显著的不同.可见,不同的植被退化情境可能会引起差异性较大的冷暖趋势,因此有必要深入了解植被退化对局地温度影响的机理以及不同因素所作的贡献.

根据Lee等^[16]的观点,相同气象背景下植被覆盖造成的地表温度差异主要由三部分构成,包括反照率引起的辐射强迫变化、粗糙度引起的空气动力学阻抗变化和能量分配引起的波文比变化.将不同下垫面地表温度差异定量化表示为

$$\Delta T_s = \frac{\lambda_0}{1+f} \Delta S + \frac{-\lambda_0}{(1+f)^2} R_n \Delta f_1 + \frac{-\lambda_0}{(1+f)^2} R_n \Delta f_2, \quad (14)$$

其中, T_s 是辐射地表温度, λ_0 是地表长波辐射强迫引起的地表温度响应因子, $\lambda_0 = \frac{1}{4\sigma T_s^3}$, f 是能量分配因子,

$$f = \frac{\rho C_p}{4r_a \sigma T_s^3} \left(1 + \frac{1}{\beta}\right),$$

ΔS 是不同下垫面净短波辐射差异, Δf_1 是不同下垫面空气动力学阻抗差异贡献项,

$$\Delta f_1 = -\frac{\rho C_p}{4r_a \sigma T_s^3} \left(1 + \frac{1}{\beta}\right) \frac{\Delta r_a}{r_a},$$

Δf_2 是不同下垫面波文比差异贡献项,

$$\Delta f_2 = -\frac{\rho C_p}{4r_a \sigma T_s^3} \left(\frac{\Delta \beta}{\beta^2}\right).$$

这样地表温差就分解为三项不同陆面因子(辐射强迫、空气动力学阻抗和波文比)的贡献,能够更方便的讨论造成不同下垫面地表温度差异的原因.

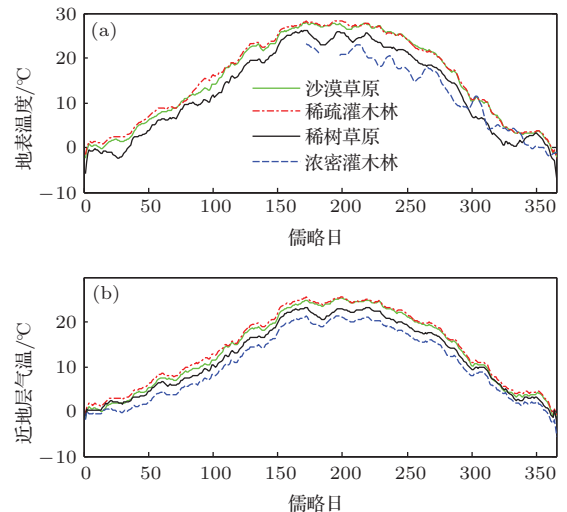


图10 四种下垫面日平均地表温度和气温平均年变化(经过14点平滑)

沙漠草原与稀疏灌木林植被覆盖程度低,反照率也更接近裸地,可看作植被退化后的下垫面,为了增强不同下垫面的陆面因子差异性以方便分析各因子贡献,我们用植被覆盖程度最高、生态功能最复杂的浓密灌木林作为未发生退化的下垫面.图11给出了计算的两组下垫面对比中各陆面因子对年平均地表温差的贡献,为了便于与观测比较,还给出了观测的近地层气温差和地表温差.计算各陆面因子综合效应引起的地表温度差基本能反映出植被覆盖变化后实际地表温度变化的趋势,

不过数值上存在一些差异. 三个陆面因子比较来看, 植被退化后反照率升高, 净辐射变化对地表温差表现为负贡献, 波文比表现出微小的正贡献, 而空气动力学阻抗为显著的正贡献, 说明地表温度对与下垫面粗糙程度紧密相关的湍流输送能力非常敏感, 且粗糙程度越小, 地表温度会越高, 模式敏感性试验也表明地表粗糙度是陆气交换最敏感的因子之一^[29,30], 另外, 与地表温度类似, 通量交换也受到与粗糙度有关的湍流输送能力的显著影响(如图6和图7). 由图11来看, 在两组下垫面退化后, 实际的近地层气温增幅要比地表温度小, 可以理解为稀疏下垫面平均地气温差要高于浓密灌木林, 表面看似与图3(a)显示出的两种稀疏下垫面感热显著小于浓密灌木林的现象不一致, 实际由(1)式, 影响地气温差的因子除了感热还有空气动力学阻抗, 由图5(a)稀疏下垫面空气动力学阻抗可以达到浓密灌木林的3—4倍, 相对浓密灌木林, 稀疏下垫面大的空气动力学阻抗抵消并超过了感热降低的负效应, 因此使植被退化后地气温差变大, 由此也不难理解空气动力学阻抗对能量交换和温度场的显著作用. 总体上, 由浓密灌木林向沙漠草原或稀疏灌木林退化后的增暖趋势主要源于稀疏植被增大的空气动力学阻抗和增大的波文比贡献引起的增温效应, 并抵消了净辐射减小造成的降温效应.

根据本文和其他研究^[16,43], 无论在什么气候区, 以森林砍伐为典型的植被退化, 净辐射和空气动力学粗糙度的变化都会分别会对地表温度产生负和正贡献, 但是波文比的贡献符号则不一致. 针叶林下垫面波文比高于邻近开阔下垫面(草原、稀疏灌木林和农田)^[16], 因而根据(14)式针叶林砍伐后波文比变化会带来一定的降温效应; 而热带雨林比开阔下垫面波文比小, 波文比变化则增加了雨林砍伐后的地表温度. 因而宏观上, 初始的下垫面植被种类(针叶林和阔叶林)是植被退化后地表温度发生变化的重要原因. 另外, 森林砍伐造成的局地温度变化与所处纬度负相关, 表明所处地理位置不同引起的太阳辐射变化会加强植被退化的温度变化幅度, 可见, 所处纬度和气候区也同样是植被退化后的微气候变化的重要影响因素, 从这个角度看, 中低纬土地利用变化和植被退化应该受到更多的重视.

5 结论与讨论

本文讨论了位于北半球干旱区四种常见下垫面能量分配差异和对微气候反馈的机理. 随着沙漠草原向浓密灌木林的更替, 植被覆盖度逐渐增大, 生态功能也变得更加复杂, 下垫面反照率随之降低, 而地表粗糙度增大. 同时, 近地层湍流输送能力也发生了相应改变, 在上述下垫面梯度方向上, 与地表粗糙程度相关的空气动力学阻抗减小, 而与地表湿度和气孔导度等因子有关的地表阻抗也减小. 总体上, 反映湍流能量分配的波文比在沙漠草原下垫面最大, 而浓密灌木林最小, 尤其在非生长季不同下垫面能量分配的比例差异更大一些. 此外, 为了理解不同下垫面地气能量交换的物理机理, 本文针对通量影响因子在其他下垫面相对于沙漠草原通量差异中的贡献进行了分析和诊断. 不同下垫面的净辐射变化对湍流通量差异起着非常关键的作用, 净辐射的增大同时引起了感热和潜热的增大, 而与下垫面性质紧密联系的空气动力学阻抗和地表阻抗变化对湍流通量贡献相反, 但很显著, 表明下垫面性质强烈的影响着地表能量分配, 两个阻抗的贡献综合起来体现在波文比对湍流通量的贡献上. 对于四种下垫面, 全年来看, 沙漠草原和稀疏灌木林的地表温度和近地层气温最高, 而浓密灌木林最低, 反映出在中纬度干旱区浓密灌木林等

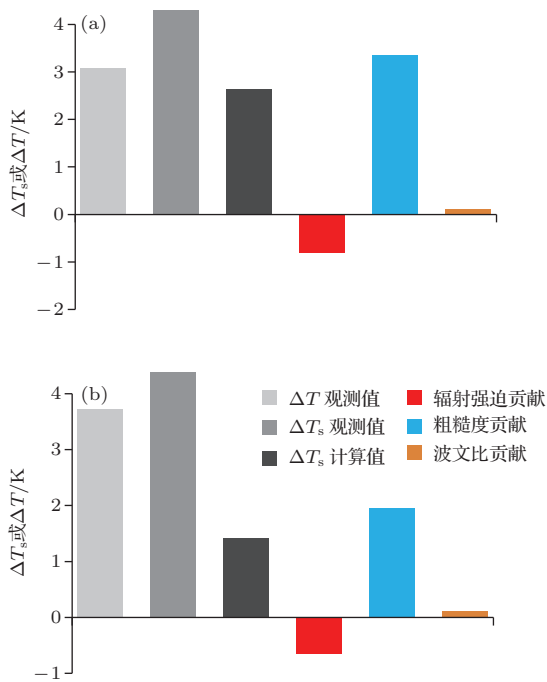


图11 各影响因子对地表温差的贡献 (a) 沙漠草原相对于浓密灌木林; (b) 稀疏灌木林相对于浓密灌木林

高覆盖植被向稀疏植被的退化,会带来近地层增暖趋势,这与一些研究结果是相一致.而这种增暖趋势主要源于稀疏植被增大的空气动力学阻抗和增大的波文比贡献,并抵消了稀疏植被净辐射减小的降温效应.

与小尺度的土地利用和覆盖变化不同,区域尺度的LUCC除了变化区域直接的能量和微气候的改变外,还会激发出各种反馈过程,影响区域甚至全球气候.在热带和温带地区,植树造林能够增强地表蒸散发,形成更多的云,从而增大行星反照率,因而减小到达地表的太阳辐射^[43].LUCC在区域或全球尺度上对气候变化的净效应很复杂,一些区域LUCC会导致某些区域的增暖,并伴随着另一些区域的变冷.自然植被由于直接和间接的人为原因的退化,除了会在陆面物理过程中改变局地或区域气候外,作为陆地上重要的碳汇,原有自然植被的碳储存很容易以二氧化碳等温室气体的形式进入大气.在全球碳收支中,森林和草原转变为农田会导致121 Gt的碳释放,森林砍伐引起的碳排放占人为碳排放的1/3左右,而湿地转换为农田能够导致5—23倍的二氧化碳释放到大气中,土地利用变化成为陆地生态系统源/汇估算中最不确定的因子^[44,45].因而,认识不同气候区状况下多尺度的综合LUCC的气候影响是很有必要的,这需要从多角度和包括试验观测和模式等多手段进行研究^[46],为长期气候分析、水文过程和土地利用提供有效的科学参考^[47].由于本文所用资料观测年限较短,并且缺乏大气稳定度以及土壤热力等重要的陆面观测量,同时分析方法有限,故本文研究结果存在一定不足,在以后的研究中需要改进.

本研究由江苏省气候变化协同创新中心资助,全球通量网Fluxnet(<http://fluxnet.ornl.gov/>)提供了本研究所用的通量观测资料,北京师范大学陆气相互作用研究组提供了高分辨率的全球叶面积指数资料(<http://globalchange.bnu.edu.cn/research/lai/>),在此一并表示感谢.

参考文献

- [1] Shao P, Zeng X D 2012 *Climatic Environ. Res.* **17** 103 (in Chinese) [邵璞, 曾晓东 2012 气候与环境研究 **17** 103]
- [2] Fu C B, An Z S 2002 *Earth Sci. Front.* **9** 271 (in Chinese) [符淙斌, 安芷生 2002 地学前缘 **9** 271]
- [3] DeFries R, Houghton R., Hansen M 2002 *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* **99** 14256
- [4] Brown M, Black T A, Nescic Z, Foord V N, Spittlehouse D L, Fredeen A L, Grant N J, Burton P J, Trofymow J A 2010 *Agri. Forest Meteorol.* **150** 254
- [5] Randerson J T, Liu H, Flanner M G 2006 *Chambers S D, Jin Y, Hess P G Science* **314** 1130
- [6] International Panel on Climate Change. *Climate Change 2013 the Physical Science Basis. Working Group 1 Contribution to the Fifth Assessment Report of the International Panel on Climate Change. International Panel on Climate Change, Cambridge, New York, 2013*
- [7] Bounoua L, DeFries R, Collatz G J, Sellers P, Khan H 2002 *Climatic Change* **52** 29
- [8] Werth D, Avissar R. 2002 *J. Geophys. Res.* **107** 8087
- [9] Mcalpine C A, Syktus J, Ryan J G, Deo R C, McKeon G M 2009 *Glob. Change Biol.* **15** 2206
- [10] Gao X J, Luo Y, Lin W T Zhao ZC, Giorgi F 2003 *Adv. Atmos. Sci.* **20** 583
- [11] Fu C B, Yuan H L 2001 *Chinese Sci. Bull.* **46** 1199
- [12] Pitman A J, Noblet D N, Cruz F T, Davin E L, Bonan G B 2009 *Geophys. Res. Lett.* **36** L14814
- [13] Kalnay E, Cai M 2003 *Nature* **423** 528
- [14] Trenberth K E 2004 *Nature* **427** 213
- [15] Baldocchi D, Falge E, Gu L H, Olson R, Hollinger D, Running S, Anthoni P 2001 *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **82** 2415
- [16] Lee X, Goulden M L, Hollinger D Y 2011 *Nature* **479** 384
- [17] Zhang Q, Wang S 2005 *Acta Ecol. Sin.* **25** 2459 (in Chinese) [张强, 王胜 2005 生态学报 **25** 2459]
- [18] Zhang Q, Wei G A 2003 *J. Desert Res.* **23** 82 (in Chinese) [张强, 卫国安 2003 中国沙漠 **23** 82]
- [19] Feng J W, Liu H Z, Wang L, Du Q, Shi L Q 2012 *Sci. China Earth Sci.* **55** 254
- [20] Zhao Q F, Guo W D, Ling X L, Liu Y, Wang G Y, Xie J 2013 *Climatic Environ. Res.* **18** 415 (in Chinese) [赵钱飞, 郭维栋, 凌肖露, 刘野, 王国印, 解静 2013 气候与环境研究 **18** 415]
- [21] Yuan H, Dai Y, Xiao Z, Ji D Y, Shangguan W 2011 *Remote Sens. Environ.* **115** 1171
- [22] Chen J Y, Wang J M, Yasushi M 1993 *Chin J. Atmos. Sci.* **17** 21 (in Chinese) [陈家宜, 王介民, 光田宁 1993 大气科学 **17** 21]
- [23] Baldocchi D, Ma S Y 2013 *Tellus B* **65** 19994
- [24] Monteith J L 1965 *Symp. Soc. Exp. Biol.* **19** 205
- [25] Wang K, Dickinson R E 2012 *Rev. Geophys.* **50** RG2005.
- [26] Li H Y, Zhang Q, Shi J S, Zhao J H, Wang S 2012 *Acta Meteor Sin* **70** 1137 (in Chinese) [李宏宇, 张强, 史晋森, 赵建华, 王胜 2012 气象学报 **70** 1137]
- [27] Huang R H, Zhou D G, Chen W, Zhou L T, Wei Z G, Zhang Q, Gao X Q, Wei G A, Hou X H 2013 *Chin J Atmos Sci* **37** 189 (in Chinese) [黄荣辉, 周德刚, 陈文, 周连童, 韦志刚, 张强, 高晓清, 卫国安, 侯旭宏 2013 大气科学 **37** 189]

- [28] Yue P, Zhang Q, Zhao W, Wang J S, Wang R Y, Yao Y B, Wang S, Hao X C, Yang F L, Wang R A 2013 *Acta Phys. Sin.* **62** 209201 (in Chinese) [岳平, 张强, 赵文, 王劲松, 王润元, 姚玉璧, 王胜, 郝小翠, 阳伏林, 王若安 2013 物理学报 **62** 209201]
- [29] Zhu D Q, Gao X Q, Chen W 2006 *J Desert Res* **26** 466 (in Chinese) [朱德琴, 高晓清, 陈文 2006 中国沙漠 **26** 466]
- [30] Fang Y L, Sun S F, Li Q 2010 *Chin J Atmos Sci* **34** 290 (in Chinese) [房云龙, 孙菽芬, 李倩 2010 大气科学 **34** 290]
- [31] Yang K, Guo X F, Wu B Y 2011 *Sci China Earth Sci* **54** 19
- [32] Chen Y, Yang K, He J, Qin J, Shi J C, Du J Y, He Q 2011 *J. Geophys. Res.* **116** D20104
- [33] Zhang Q, Wang S, Wei G A 2003 *Chin J Geophys* **46** 616 (in Chinese) [张强, 王胜, 卫国安 2003 地球物理学报 **46** 616]
- [34] Yao T, Zhang Q 2014 *Acta Phys. Sin.* **63** 089201 (in Chinese) [姚彤, 张强 2014 物理学报 **63** 089201]
- [35] Feng C, Gu S, Zhao L, Xu S X, Zhou H K, Li Y N, Xu W X, Wu L B 2010 *Plateau Meteorology* **29** 70 (in Chinese) [冯超, 古松, 赵亮, 徐世晓, 周华坤, 李英年, 徐维新, 吴力博 2010 高原气象 **29** 70]
- [36] Zhang Q, Zhao Y D, Wang S, Ma F 2007 *Adv Earth Sci* **22** 1150 (in Chinese) [张强, 赵映东, 王胜, 马芳 2007 地球科学进展 **22** 1150]
- [37] Hu Z, Yu G R, Zhou Y L, Sun X M, Li Y N 2009 *Agr. Forest Meteorol.* **149** 1410
- [38] Wilson K B, Baldocchi D, Aubinet M 2002 *Water Resour. Res.* **38** 1294
- [39] Wilson K B, Baldocchi D 2000 *Agri. Forest Meteorol.* **00** 1
- [40] Min Q 1992 *Meteor Mon* **18** 17 (in Chinese) [闵騫 1992 气象 **18** 17]
- [41] Fu C B 2003 *Glob Planet Change* **37** 219
- [42] Stoy P C, Katul G G, Siqueira M B S 2006 *Glob. Change Biol.* **12** 2115
- [43] Liu H, Randerson J T 2008 *J. Geophys. Res.* **113** G01006.
- [44] Houghton R A 1995 *Glob Change Biol* **1** 275
- [45] Churkina G, Brown D G, Keoleian G 2010 *Glob Change Biol* **16** 135
- [46] Li S, Zhong Z 2014 *Chin. Phys. B* **23** 029201
- [47] Ran L K, Yang W X, Chu Y L 2010 *Chin. Phys. B* **19** 079201

Study of energy partitioning and its feedback on the microclimate over different surfaces in an arid zone*

Li Hong-Yu^{1)†} Fu Cong-Bin¹⁾ Guo Wei-Dong¹⁾ Ma Fang²⁾

1) (*Institute for Climate and Global Change Research, School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China*)

2) (*Environmental Institute, International Cooperation Center of National Development and Reform Commission Urban Planning and Design Institute, Beijing 100045, China*)

(Received 19 July 2014; revised manuscript received 14 October 2014)

Abstract

Model simulations show that land use and land cover changes(LUCC) may alter surface energy budget and influence surface microclimate, but up to now, it still lacks of sufficient observations for explaining the mechanism of climate change brought about by LUCC. Grasslands and shrub lands are typical land covers in the mid-latitude arid zone of the northern hemisphere. The data used in this paper was collected from four sites which are related to grassland, open shrubland, savanna and closed shrubland, and all located in New Mexico, USA. The four sites are near each other and have the same background in climate and weather. Thus, the difference in surface energy partitioning over the four surfaces is induced by different land processes, which was explained in our study. The paper also analyzed the feedbacks of different land surface parameters and energy partitioning for the surface microclimate.

We find that the leaf area index(LAI) and surface roughness of the four sites increases from the desert grassland to the closed shrubland. The difference in vegetation structures and functions also affects aerodynamic resistance and surface resistance to heat transfer and the resistances exhibit larger over sparse surfaces. Generally, the sites with high vegetation cover have higher net radiation, sensible and latent heat fluxes, particularly in the growing season. In addition, the contributions of impacting factors to the turbulent fluxes are diagnosed by Penman-Monteith equation and a mathematical formula combining net radiation with Bowen ratio. Compared to the desert grassland, the variations in net radiation over other three surfaces indicate positive contributions to both sensible and latent heat fluxes and govern their changes. The variations in the aerodynamic resistance and the surface resistance lead to opposite contributions. Besides, both radiative surface temperature and surface air temperature over the sparse surfaces are significantly higher than that over the closed shrubland. Larger aerodynamic resistance and Bowen ratio over the sparse vegetation dominate the warming trend accompanying the vegetation degradation and simultaneously offset the cooling effect induced by the decrease in net radiation, showing the land surface process over different surfaces factually has an evident feedback on surface micro-climate in the same climate and weather background.

Keywords: Different surfaces, energy partitioning, microclimate, feedback

PACS: 92.60.Kc, 92.70.Bc

DOI: 10.7498/aps.64.059201

* Project supported by the State Key Development Program for Basic Research of China (Grant No. 2011CB952002).

† Corresponding author. E-mail: aridlhy@163.com