

论文

垂直平流输送和土壤热储存补偿对黄土高原地表能量平衡的修正

张强^{①②③*}, 李宏宇^{③①}, 赵建华^{①③}

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

* E-mail: zhangqiang@cma.gov.cn

收稿日期: 2010-12-02; 接受日期: 2011-03-02

国家自然科学基金重点项目(批准号: 40830957)和国家公益性行业科研专项(编号: GYHY200806021)资助

摘要 目前对复杂下垫面地表能量平衡问题的认识仍然比较有限. 本文利用黄土高原陆面过程观测试验(LOPEX)资料, 在分析黄土高原沟壑梁峁地形地表能量不平衡差额变化特征基础上, 估算了近地层大气垂直感热平流输送量和浅层土壤热储存量的大小, 研究了土壤热储存项和近地层大气垂直感热平流输送项对地表能量不平衡的影响, 讨论了近地层垂直速度和温度梯度对垂直感热平流输送的影响机制. 研究发现, 近地层垂直速度为垂直感热平流提供了必要的动力条件, 较强的近地层垂直温度梯度提供了产生垂直感热平流的能量基础; 尤其在上升运动时, 垂直感热平流对地表能量平衡的贡献更加明显; 在地表能量平衡方程中引入土壤热储存项和垂直感热平流输送项后, 地表能量不平衡差额平均日峰值由 125.1 W m^{-2} 降低到 41.5 W m^{-2} , 日平均地表能量不平衡差额由 59.0 W m^{-2} 减少到 26.4 W m^{-2} , 地表能量闭合度由 0.78 提高到 0.94, 地表能量平衡的程度大大提高.

关键词

地表能量不平衡
黄土高原
垂直感热平流
土壤热储存
垂直速度
温度梯度

地球表面能量收支基本处于平衡状态是人类对地球系统能量过程的最基本认识之一^[1]. 不过, 由于下垫面的复杂性和非均匀性以及仪器精度和观测技术限制, 在许多观测试验中地表能量总是表现出较为明显的不平衡现象, 在有些情况下地表能量不平衡程度高达 30% 以上^[2,3], 这一问题长期困扰着陆面过程观测试验研究. 近几十年来, 国际科学界已从观测技术、资料质量控制和物理影响因子分析等许多方面, 对地表能量不平衡问题做了大量研究^[4-9], 在一

定程度上改善了地表能量不平衡问题.

然而, 到目前为止, 在很多观测试验中仍能发现 20% 以上的能量不平衡差额^[10-12]. 有研究^[13-17]曾从中尺度垂直运动的能量输送及植物生理过程对能量的储存和消耗等更加广泛的角度探讨了地表能量不平衡的原因, Finnigan 等^[18]和 Cava 等^[19]曾讨论了近地层垂直感热平流输送对陆面能量平衡的贡献程度. 最近在黄土高原地区的试验研究也表明^[20], 近地层垂直感热平流输送对地表能量平衡的影响确实比较

显著. 不过, 进一步的研究^[21]发现, 地表能量不平衡差额的变化与垂直速度变化并不完全一致, 这说明影响近地层垂直感热平流输送的因素比较复杂. 同时, 以往研究更多突出了地表能量不平衡的重要性, 而较少从物理机制角度讨论如何改善能量不平衡问题, 没有对如何解决地表能量不平衡问题形成比较系统的理论认识.

我国黄土高原地区是全球十分重要而独特的地理区域, 分布范围十分广泛, 是我国干旱半干旱地区的重要组成部分. 该地区沟壑梁峁纵横, 下垫面起伏和不均匀性较明显, 其地表能量不平衡问题具有一定的复杂性和典型性. 对该地区地表能量不平衡问题研究不仅需要充分考虑在许多地区影响比较显著的浅层土壤热储存量的贡献^[22], 而且还需要考虑该地区沟壑梁峁地貌和下垫面不均匀引起的垂直感热平流输送的作用. 所以, 本文试图利用陇中黄土高原榆中陆面过程综合观测资料, 探讨通过引入近地层垂直感热平流项和浅层土壤热储存项, 从物理机制上改进地表能量平衡方程, 并用观测试验资料检验改进的效果. 该研究会丰富对地表能量不平衡问题的理解, 发展从物理上改进地表能量不平衡问题的思路.

1 观测资料介绍

本文研究资料来自坐落在陇中黄土高原榆中的 SACOL 站. 该站位于 35.94°N, 104.13°E, 海拔高度为 1961 m, 处于我国夏季风边缘区和温带半干旱气候区, 是“黄土高原陆面过程试验研究(LOPEX)”项目^[23,24]的代表性观测点之一. 该站观测场正处在萃英山的西坡上方, 观测场面积约 120 亩, 基本均匀平坦, 地表为自然植被. 从更大的空间尺度看, 该区域连绵不绝的沟壑梁峁地貌形成了起伏不平的下垫面, 基本代表了陇中黄土高原典型的地形地貌特征.

SACOL 站的观测项目相对比较齐全, 包括地表辐射分量: 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: 热流板埋置在 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, 其主要技术指标已有文献^[25]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^[26], 尽可能消除观测误差.

本研究主要用 2008 年夏季 6 月 1 日至 8 月 15 日期间的观测资料, 这段资料是在仪器标定初期进行观测的, 仪器性能较好, 资料误差较小, 也相对比较连续. 并且, 为了保证资料的可靠性, 还剔除了多云天和降水天等明显非正常天气条件下的观测资料. 所以, 实际用来分析的资料总共有 11 d, 这些资料相对可靠、连续, 基本能够代表典型夏季晴天的特征. 同时, 为便于分析, 把这 11 d 按先后顺序编为 1~11 的时间序列. 本文所用时间均为北京时.

2 地表能量平衡方程修正

2.1 地表能量不平衡问题

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^[27]:

$$R_{n0} = H_0 + \lambda E_0 + G_0, \quad (1)$$

上式中, H_0 为地表感热通量, λE_0 为地表潜热通量, G_0 为地表土壤热通量, 单位均为 $W m^{-2}$. 它们一般能够用近地层感热、潜热通量和浅层土壤热通量来代替. R_{n0} 为地表净辐射, 可由下式计算得到:

$$R_{n0} = (R_{sd} - R_{su}) + (R_{ld} - R_{lu}), \quad (2)$$

其中, R_{sd} 为地表总辐射, R_{su} 为地表反射辐射, 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 $W m^{-2}$, 可直接观测得到.

然而, 在现实中, 不仅下垫面总是不均匀的, 大气是非定常的, 而且也很难实现对表面土壤热通量的直接测量, 所以(1)式实际上在很多情况下是不成立的即它的左右两边大多时候是不相等的, 总是存在一个不平衡差额. 这个不平衡差额能够用来表征地表能量不平衡程度, 可以写作:

$$D_0 = (R_{n0} - G) - (H_0 + \lambda E_0), \quad (3)$$

上式中 D_0 为不平衡差额, $(R_{n0} - G)$ 为地表可利用能量, $(H_0 + \lambda E_0)$ 为地表有效能量, 也就是实际观测到的地气交换的热通量. 另外, 为了表征每天小时尺度能量不平衡的平均状况, 还应给出不平衡差额绝对值的日平均值, 可用 $\frac{1}{48} \sum_{i=1}^{48} |D_0|$ 来计算, 其中 i 表示时间序列.

应该说, 造成地表能量不平衡的原因很多. 比如, 仪器精度、观测误差、下垫面非均匀性、大气非定常性、地形起伏等因素均可引起比较可观的地表能量不

平衡差额. 不过, 经过严格的资料质量控制后, 许多不平衡差额可以消除, 但浅层土壤热储存项和垂直平流输送项对不平衡差额的影响仍然比较重要.

2.2 引入土壤热储存项

就目前陆面过程观测技术而言, 还无法观测真正的表面土壤热通量, 大多时候只能以浅层土壤热通量近似代替. 本研究的最浅层土壤热通量是由 5 cm 处的热通量板观测的, 这也是一般情况下黄土高原土壤热通量板长期观测比较合适的埋深, 再浅往往会造成浅层土壤热储存量计算困难或由于风蚀和水土流失造成热通量板外露. 它与真正的表面土壤热通量有较大差距, 热通量板上部的浅层土壤通常会储存比较可观的热量即土壤热储存项. 尤其在干旱和半干旱地区, 由于地表加热较强, 浅层土壤热储存量要更大一些. 如果补充了土壤热储存以后, 地表能量平衡方程(1)式可改写为

$$R_{n0} = H_0 + \lambda E_0 + G + S, \quad (4)$$

这里, S 是 0~5 cm 层的土壤热储存量. 由此, (3)式可改写为

$$D_s = (R_{n0} - G - S) - (H_0 + \lambda E_0), \quad (5)$$

上式中, D_s 是补充了土壤热储存量 S 之后的地表能量不平衡差额, S 可用下式^[28]计算:

$$S = \rho_s c_s \int_{z=5 \text{ cm}}^{z=0} \frac{\partial T}{\partial t} \delta z, \quad (6)$$

上式中, $\frac{\partial T}{\partial t}$ 可以用差分来近似表示:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{T(z_i, t + \Delta t) - T(z_i, t - \Delta t)}{2\Delta t}. \quad (7)$$

将(7)式代入(6)式, 并进行离散处理后可以变为

$$S = \frac{\rho_s c_s}{2\Delta t} \sum_{z=5 \text{ cm}}^{z=0} [T(z_i, t + \Delta t) - T(z_i, t - \Delta t)] \Delta z, \quad (8)$$

其中, $\rho_s c_s$ 为土壤的体积热容, 单位为 $\text{J} (\text{m}^3 \text{K})^{-1}$; $T(z_i, t)$ 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^[29]

$$\rho_s c_s = c_{sd}(1 - \theta) + c_w \theta_w, \quad (9)$$

其中, c_{sd} 是干土壤体积热容, 黄土壤可取为 $2.3 \times 10^6 \text{ J} (\text{m}^3 \text{K})^{-1}$ ^[30]; θ 是土壤孔隙度, 观测点实测值为 0.53^[26]; c_w 是水的体积热容, 一般为 $4.19 \times 10^6 \text{ J} (\text{m}^3 \text{K})^{-1}$ ^[21]; θ_w 是土壤体积含水量, 单位为 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, 可观测得到.

有研究^[26]已对该方法计算的土壤热储存量进行了验证, 认为其与土壤热传导方程等方法的计算值比较一致.

2.3 引入垂直感热平流项

所谓垂直热平流输送是指垂直运动对热量的垂直输送, 有别于湍流运动对热量的垂直输送. 一般, 在下垫面均匀、大气定常的情况下, 大气接近静力平衡, 几乎没有垂直运动, 可以不考虑垂直运动的作用. 然而, 在复杂地形或非均匀下垫面时, 热力或地形强迫往往会引起局地环流或中小尺度运动, 产生量级较小但作用十分关键的垂直运动. 而近地层温度梯度一般又比较大, 垂直运动往往会输送一定热量, 形成垂直感热平流热通量.

进一步考虑近地层垂直感热平流输送的贡献后, (4)式可改写为

$$R_{n0} = H_0 + \lambda E_0 + H_{\text{vad}} + G + S, \quad (10)$$

在上式中, H_{vad} 是近地层垂直感热平流通量, 单位为 W m^{-2} . 由此, (5)可改写为

$$D_v = (R_{n0} - G - S) - (H_0 + \lambda E_0 + H_{\text{vad}}), \quad (11)$$

这里, D_v 是补充了土壤热储存项和垂直感热平流项后的能量不平衡差额. 垂直感热平流通量 H_{vad} 可用下式计算^[20]

$$H_{\text{vad}} = \rho C_p \int_0^{z_r} w \frac{\partial T}{\partial z} dz, \quad (12)$$

其中, ρ 是空气密度, C_p 是空气定压比热; z_r 为超声风速仪探头的垂直高度; 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

$$H_{\text{vad}} = -\rho C_p z_r w_r \frac{\Delta T}{\Delta z}, \quad (13)$$

这里, w_r 是近地层 z_r 高度的垂直速度, $\Delta T / \Delta z$ 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微气象塔观测系统得到. 在本文中, z_r 取 3 m.

3 试验结果分析

3.1 土壤热储存项对地表能量不平衡的影响

图 1 是未作任何修正前初始的地表能量不平衡差额变化特征, 这里所有地表能量平衡分量均是直接观测值, 仅对数据做了必要的质量控制, 对近地层

潜热通量进行了虚温湿度订正以及 WPL 修正^[31]. 可以发现, 如果不做任何物理改进, 地表能量不平衡差额十分可观. 但并不像以往很多研究^[32-34]认为的那样: 地表能量不平衡总表现为对地表有效能量的低估即地表有效能量低于可利用能量. 事实是, 地表可利用能量虽然在白天高于有效能量, 但在晚上低于有效能量. 不过, 在白天地表可利用能量超额的峰值高达 120 W m^{-2} 以上, 而在夜间可利用能量的亏缺一般不超过 90 W m^{-2} , 所以全天地表能量收支总体仍然表现为地表有效能量低于可利用能量即有效能量被低估. 日平均地表有效能量一般要比可利用能量低 60 W m^{-2} 左右. 这样大的地表能量不平衡差额对地-气相互作用而言是十分严重的问题, 这无疑会影响天气分析和气候评估^[35], 也阻碍了陆面过程模式和遥感反演等工作的进一步发展.

为了揭示浅层土壤热储存项对地表能量不平衡的影响, 用观测资料估算了 0~5 cm 土壤层的热储存

量, 并由 5 cm 深处土壤热通量与 0~5 cm 土壤层的热储存量相加推算出地表热通量. 图 2 给出了表面和 5 cm 深处土壤热通量平均日变化(图 2(a))和日平均值变化(图 2(b))的比较. 图 2(a)表明, 与地表土壤热通量相比, 5 cm 土壤热通量的日变化不仅峰值和振幅较小, 而且相位滞后也很明显. 地表至 5 cm 之间的热量储存量几乎达到了与 5 cm 土壤热通量同样的量级, 这是不可忽视的影响. 可见, 5 cm 土壤热通量不能直接代替地表土壤热通量, 在地表能量平衡方程中补充土壤热储存项十分必要.

不过, 如图 2(b)所示, 表面与 5 cm 土壤热通量的日平均值的差别虽然有时仍然比较大, 但远不如平均日变化的半小时平均值的差别明显.

由图 3 可见, 引入土壤热储存项后, 地表能量不平衡差额明显减小. 可利用能量白天超额最大不超过 65 W m^{-2} , 夜间亏缺也不超过 40 W m^{-2} , 比引入土壤热储存前的一半还要小. 不过, 地表可利用能量白

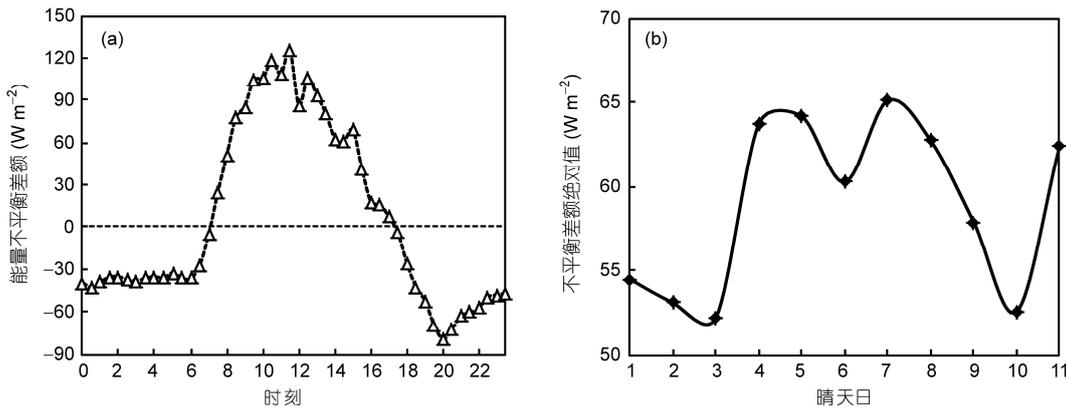


图 1 直接观测的地表能量不平衡差额的平均日变化(a)和绝对值日平均值变化(b)特征

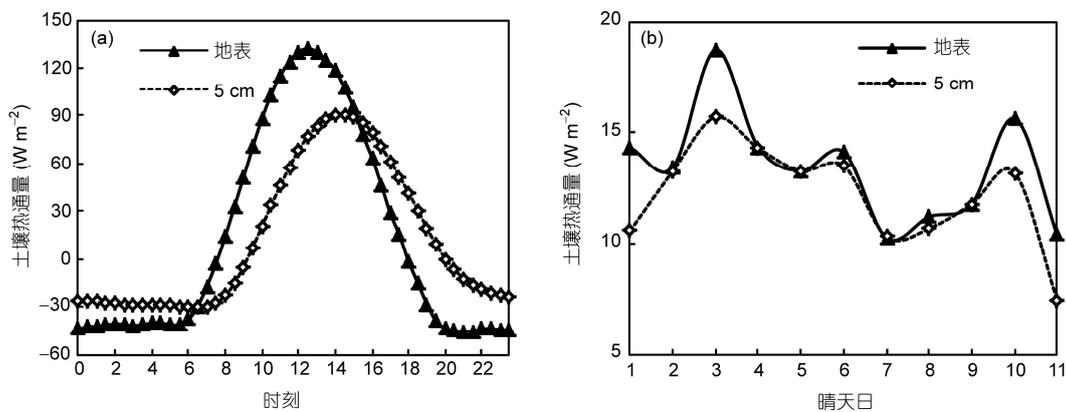


图 2 不同深度土壤热通量的平均日变化(a)和日平均值变化(b)特征

天超额、夜间亏缺的日变化特征并没有改变. 日平均能量不平衡差额也降到了 35 W m^{-2} 左右, 但地表可利用能量仍然高于有效能量. 该图表明, 引入土壤热储存项后地表能量不平衡状况明显改善, 但剩余的地表能量不平衡差额仍然比较大.

3.2 近地层垂直感热平流项对地表能量不平衡的影响

目前, 很少有研究认真考虑垂直热平流输送在地表能量输送中的作用. 从(13)式很容易看出, 近地层大气垂直感热平流主要由近地层大气的垂直速度 w_r 和近地层温度梯度 $\Delta T / \Delta z$ 来控制. 图 4(a)表明, 陇中黄土高原榆中存在比较明显的垂直速度, 而且垂直速度能够达到 0.1 m s^{-1} 的量级, 这说明具备产生近地层垂直平流的动力条件. 从平均日变化来看, 垂直运动全天总体表现为上升运动, 而且运动速度白天小, 夜间大.

从图 4(b)还可以进一步发现, 在大多数情况下, 近地层垂直速度与水平风速的相关性非常好, 水平风速越大垂直运动越强. 通过对下垫面环境的具体分析发现, 观测站正好处于萃英山的西坡上, 在盛行西北风的大环流背景下正好以爬坡风为主, 近地层垂直风速实际上主要是水平气流在爬山过程中产生的垂直分量. 不过, 从垂直速度与水平速度在小风速时表现出一定的离散性也表明, 垂直速度产生很可能还与下垫面非均匀引起的水平平流的贡献有关. 但无论如何, 在黄土高原沟壑梁峁为主的复杂地形情况下出现垂直运动是比较普遍的现象. 而且, 它们与绿洲或湖泊等引起的以非均匀下垫面为主形成的垂直速度表现特征很不同^[36,37].

因此, 在图 5 中给出了引入土壤热储存项后地表能量不平衡差额分别在热力稳定(图 5(a))和不稳定条件下(图 5(b))与近地层垂直速度的关系. 在这里, 热力稳定情况用近地层温度梯度 $\partial T / \partial z$ 来判断: $\partial T / \partial z > 0$

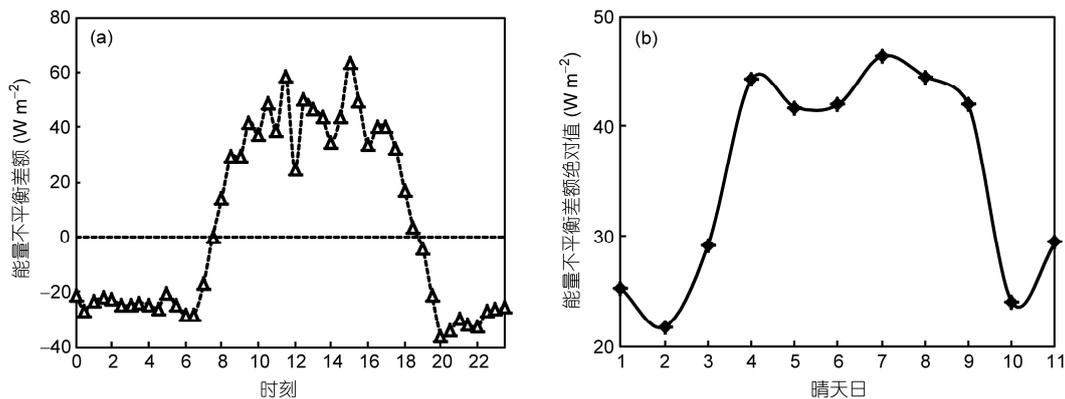


图 3 引入热量储存后的地表能量不平衡量差额的平均日变化(a)和绝对值日平均值变化(b)特征

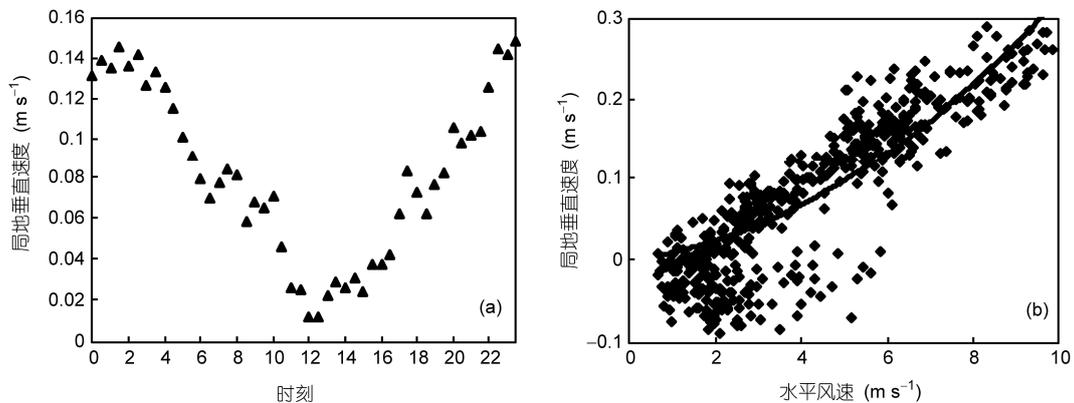


图 4 近地层大气垂直速度的平均日变化(a)及其与水平风速的相关(b)

时, 热力稳定; $\partial T/\partial z < 0$ 时, 热力不稳定. 由图 5 可见, 无论热力稳定还是不稳定, 地表能量不平衡差额均与近地层垂直速度表现出比较明显的关系. 在热力稳定条件下, 随近地层垂直上升速度增加, 地表能量不平衡差额的负值越大即可利用能量亏损越多; 而在热力不稳定条件下, 随近地层垂直上升速度增加, 地表能量不平衡差额的正值越大即可利用能量超额越多. 而且, 在热力不稳定条件下, 地表能量不平衡差额随近地层垂直速度的变化要更快一些. 该图说明近地层垂直运动对地表能量不平衡的影响比较明显.

不过, 垂直运动只有在一定的温度垂直梯度条件下才能产生垂直感热平流, 而且温度垂直梯度直接决定着感热平流的方向和强度. 所以, 在图 6 中给出了引入土壤热储存项后地表能量不平衡差额分别在上升(图 6(a))和下沉(图 6(b))条件下与近地层温度

梯度的关系. 由图 6 可见, 在上升运动条件下, 地表能量不平衡差额与近地层大气温度梯度相关比较好, 温度递减强度越大, 地表能量不平衡正差额越突出, 这说明地表能量不平衡差额受近地层大气温度梯度影响也比较明显. 不过, 在逆温时不平衡差额相对比较稳定一些. 在下沉条件下, 虽然地表能量不平衡差额不少时候为负值, 但其随垂直温度梯度的变化趋势不再明显, 而且样本点分布也十分离散. 这说明在下沉运动时, 由于运动速度较弱, 并且输送过程受到热力约束, 垂直感热平流对能量不平衡差额的贡献并不太显著.

由于近地层垂直感热平流对地表能量不平衡差额的重要性, 利用陇中黄土高原榆中的观测资料对垂直感热平流进行了估算. 图 7 给出了近地层垂直感热平流项的平均日变化(图 7(a))和日平均值变化(图

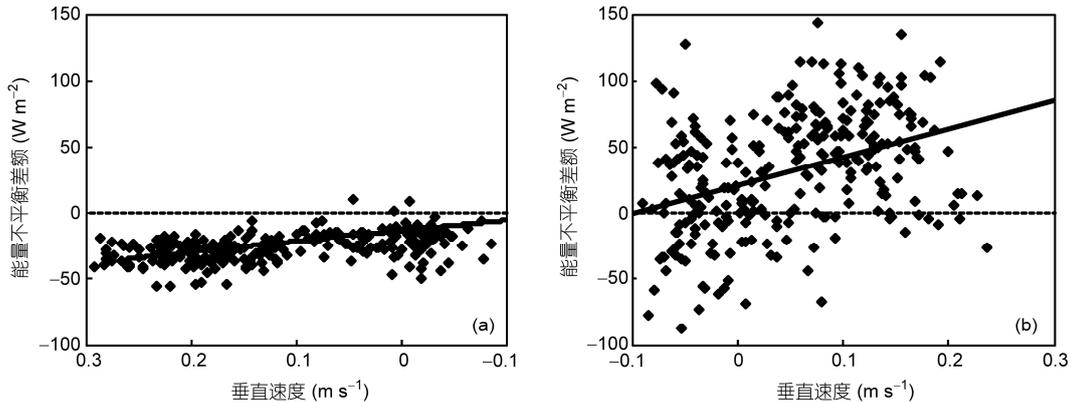


图 5 引入土壤热储存项的地表能量不平衡差额在热力稳定(a)和不稳定(b)条件下与近地层垂直速度的关系

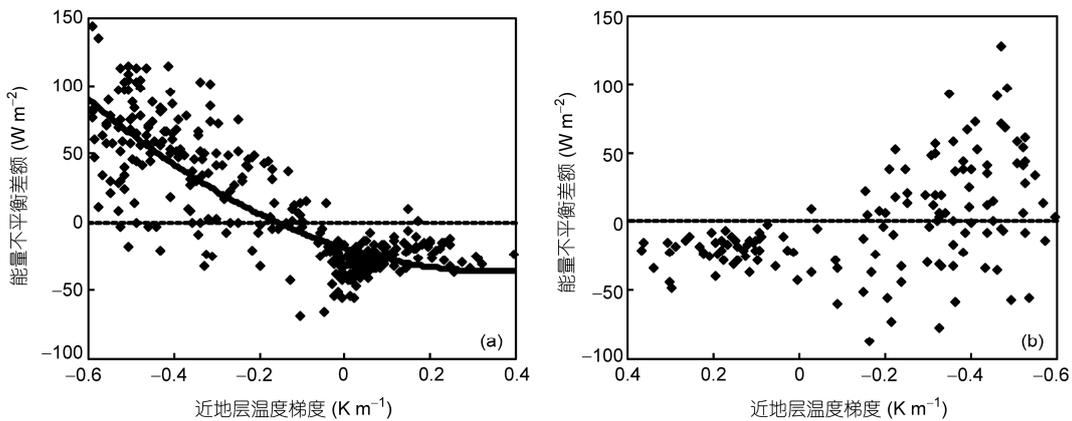


图 6 在上升(a)和下沉(b)条件下地表能量不平衡差额与近地层温度梯度的关系

7(b))特征. 该图表明, 近地层垂直感热平流项的贡献相当可观, 其半小时平均值最高达 47 W m^{-2} ; 其日平均值最高也可达 28 W m^{-2} , 几乎达到了其他热通量同样的量级. 可见, 如果不考虑近地层垂直感热平流项, 无疑会造成较大的地表能量不平衡差额. 并且, 图 7 还表明, 近地层垂直感热平流项白天为正, 夜间为负, 但正值要明显大于负值, 而且日平均值在很多情况下也为正. 这与图 3(a)中地表能量不平衡差额的日变化特征类似, 正好可以弥补可利用能量的白天超额和夜间亏损.

图 8 是同时引入热储存项和垂直感热平流项后地表能量不平衡差额的平均日变化(图 8(a))和日平均值绝对值的变化(图 8(b))特征. 从图 8 很容易看出, 再进一步引入近地层垂直热平流项后, 地表能量不平衡差额再次缩小, 白天和夜间可利用能量超额或亏缺最大均不超过 42 W m^{-2} , 不平衡差额又减少了一半左右. 虽然, 地表可利用能量白天超额、夜间亏

缺的日变化特征仍然没有改变, 但全天可地表利用能量的超额率明显减少, 亏缺率明显增加. 日平均能量不平衡量差额降到了 25 W m^{-2} 左右, 最大也不超过 35 W m^{-2} , 仅占可利用能量的 10% 左右, 基本达到了可以接受的水平.

以上分析表明, 在引入土壤热储存项和垂直感热平流项后, 地表能量平衡差额均会明显减小. 可以通过比较改进前、引入土壤热储存项后、同时引入土壤热储存和垂直感热平流后的地表有效能量与可利用能量的关系来了解它们对地表能量平衡的改善程度. 参考 Cava 等^[19]的研究, 这里可以给出一个地表能量闭合度的表示式:

$$I_c = E_{sc} / E_{sa}, \quad (14)$$

上式中, I_c 是地表能量闭合度, I_c 越接近 1 说明地表能量闭合程度越高; E_{sc} 和 E_{sa} 分别是地表有效能量和可利用能量, 在改进前的地表能量平衡中, E_{sc} 和 E_{sa} 分别表示为

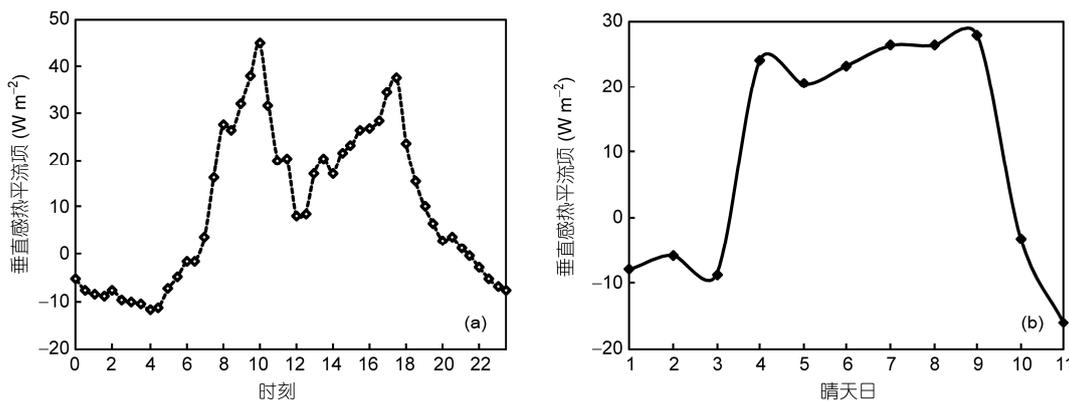


图 7 近地层垂直感热平流项的平均日变化(a)和日平均值变化(b)特征

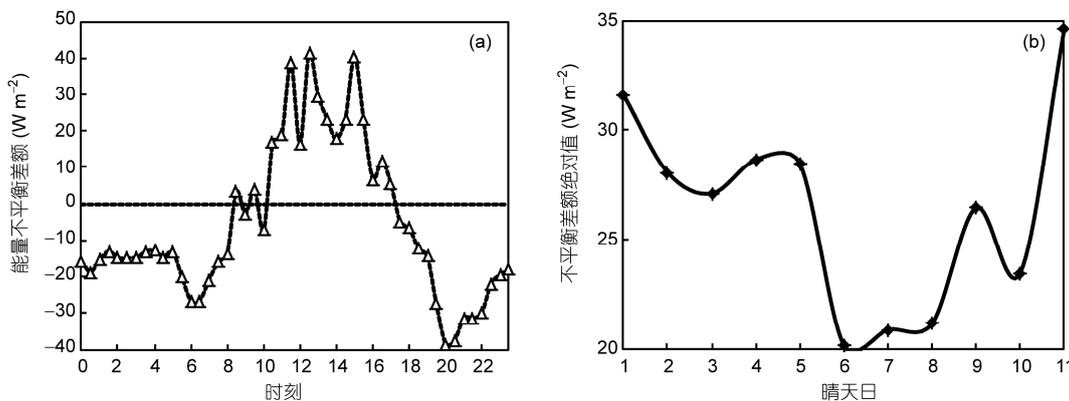


图 8 引入热贮存和垂直感热平流后地表能量不平衡量差额的平均日变化(a)和绝对值日平均变化(b)特征

$$E_{se} = H_0 + \lambda E_0, \quad (15)$$

$$E_{sa} = R_{n0} - G_{5\text{cm}}, \quad (16)$$

上式中 $G_{5\text{cm}}$ 是 5 cm 深处土壤热通量. 在引入土壤热储存项后, E_{se} 不变, E_{sa} 要修改为

$$E_{sa} = R_{n0} - G_{5\text{cm}} - S. \quad (17)$$

在同时引入土壤热储存和垂直感热平流后, E_{sa} 仍用 (17) 式表示, E_{se} 改为

$$E_{se} = H_0 + \lambda E_0 + H_{\text{vad}}. \quad (18)$$

统计计算表明, 在改进前、引入土壤热储存项及同时引入土壤热储存项和垂直感热平流项这三种情况下, 地表能量闭合度分别为 0.78, 0.87, 0.94, 也就是说通过引入土壤热储存项和垂直感热平流项后地表能量闭合度由 0.78 提高到了 0.94, 地表能量闭合水平大大提高.

图 9 进一步给出了改进前(图 9(a))、引入土壤热储存项(图 9(b))和同时引入土壤热储存项和垂直感热平流项(图 9(c))情况下地表可利用能量与有效能量的散点图比较. 可以看出, 在没有考虑土壤热储存项和近地层垂直平流项之前, 地表有效能量与可利用能量之间关系比较离散, 相关度仅为 0.97, 标准差和系统偏差分别高达 68.9 和 26.4 W m^{-2} ; 引入土壤热储存项后, 离散明显减少, 相关度达到了 0.98, 标准差

和系统偏差分别减小到了 44.0 和 15.8 W m^{-2} ; 再进一步引入近地层垂直感热平流项后, 相关度已高达 0.99, 标准差和系统偏差均已比较小, 分别为 34.6 和 7.3 W m^{-2} . 这进一步表明, 引入土壤热储存项和垂直感热平流项对地表能量不平衡的改善十分显著.

在表 1 中详细给出了改进前、引入土壤热储存项、同时引入土壤热储存和垂直感热平流这三种情况下有关地表能量平衡程度的统计参数, 这些参数比较全面地描述了引入土壤热储存项和垂直感热平流项后对地表能量不平衡问题的定量改进效果.

4 结论和讨论

在我国黄土高原地区, 对观测试验资料进行严格质量控制后, 土壤热储存和近地层垂直感热平流的贡献是影响地表能量不平衡的主要因素. 从观测资料估算出的浅层土壤热储存项和近地层垂直感热平流项的变化特征来看, 这两项的贡献均比较可观, 几乎能够达到与其他热通量同样的量级. 并且, 它们的变化趋势与地表能量不平衡差额比较一致, 可以有效弥补地表能量部分不平衡.

黄土高原地区垂直感热平流输送具有明显的区域特点. 该地区起伏不平的沟壑梁峁地形能够激

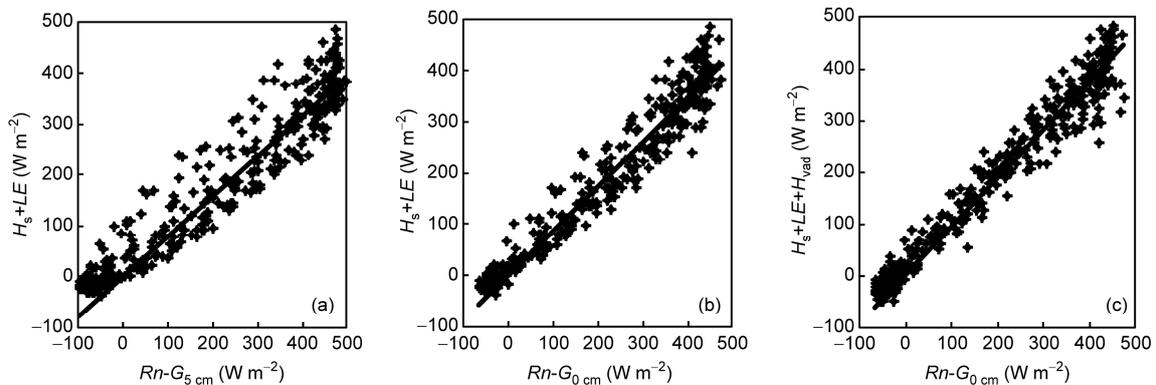


图 9 改进前(a)、引入热储存项(b)及同时引入热储存项和垂直感热平流项(c)情况下地表可利用能量与有效能量的比较

表 1 三种情况下有关地表能量平衡特征的统计参数

类别	相关系数(%)	标准差(W m^{-2})	残差(W m^{-2})	差额日峰值(W m^{-2})	差额均值(W m^{-2})	闭合度(%)
初始	97	68.9	26.4	125.1	59.0	78.4
引入热储存	98	44.0	15.8	63.5	35.5	85.9
引入热储存和垂直感热平流	99	34.6	7.3	41.5	26.4	94.0

发出中小尺度运动, 产生高达 0.1 m s^{-1} 量级的垂直速度, 为垂直感热平流提供了必要的动力条件. 再加之该地区处在半干旱区, 地表受太阳辐射加热比较显著, 近地层温度梯度比较大, 最大能够达到 0.6 K m^{-1} , 具备产生垂直感热平流的能量基础. 所以该地区一般能够维持比较可观的近地层垂直感热平流, 并对地表能量平衡有较大贡献. 尤其, 在上升运动时, 垂直感热平流输送对地表能量平衡的作用更加突出. 这与绿洲或湖泊等引起的以下垫面非均匀性为主形成的局地热力环流产生的垂直感热平流的表现特征明显不同.

在地表能量平衡方程中补充土壤热储存项和近地层垂直感热平流项之后, 地表能量不平衡差额平均日变化峰值由 125.1 W m^{-2} 降到了 41.5 W m^{-2} , 地

表能量不平衡差额日平均值由 59.0 W m^{-2} 降到了 26.4 W m^{-2} , 地表能量不平衡差额减少十分明显, 大约分别能够在原来不平衡差额基础上减少 50% 左右, 两项共同的贡献可以使地表能量不平衡差额缩小到地表可利用能量的 10% 左右, 地表能量闭合度也可由原来的 0.78 提高到 0.94, 达到了比较理想的水平.

不过, 即使补充了土壤热储存项和近地层垂直感热平流项之后, 仍然存在大约 10% 左右的地表能量不平衡差额, 这说明仪器精度和观测误差等因素的影响仍然存在, 这需要通过仪器和观测技术的提高以及观测方法的不断完善来改进. 另外, 地表能量不平衡性很可能还与天气条件和季节有较大关系, 由于资料所限本研究在这方面没有进行讨论, 这需要在以后积累更丰富的观测资料深入探讨.

致谢 兰州大学大气科学学院 SACOL 站为本文提供了研究资料, 审稿专家提供宝贵的意见, 在此表示感谢.

参考文献

- 1 任振球. 当代气候变化若干问题商榷. 地球科学进展, 1996, 6: 333-343
- 2 Foken T, Oncley S P. Result of the workshop "instrumental and methodical problems of land surface flux measurements". Bull Amer Meteorol Soc, 1995, 76: 1191-1193
- 3 Oncley S P, Foken T, Vogt R, et al. The energy balance experiment EBEX-2000, Part I: Overview and energy balance. Bound-Layer Meteorol, 2007, 123: 1-28
- 4 Moore C J. Frequency response corrections for eddy correlation systems. Bound-Layer Meteorol, 1986, 37: 17-35
- 5 Nakai T, van der Molen M K, Gash J H C, et al. Correction of sonic anemometer angle of attack errors. Agric For Meteorol, 2006, 136: 19-30
- 6 Liebethal C, Huwe B, Foken T. Sensitivity analysis for two ground heat flux calculation approaches. Agric For Meteorol, 2005, 132: 253-262
- 7 Kanda M, Inagaki A, Letzel M O, et al. LES study of the energy imbalance problem with eddy covariance fluxes. Bound-Layer Meteorol, 2004, 110: 381-404
- 8 Gao Z, Fan X, Bian L. An analytical solution to one-dimensional thermal conduction-convection soil. Soil Sci, 2003, 168: 99-107
- 9 郭建侠, 卞林根, 戴永久. 玉米生育期间地表能量平衡的多时间尺度特征分析及不平衡原因的探索. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38: 1103-1111
- 10 Foken T, Wimmer F, Mauder M, et al. Some aspects of the energy balance closure problem. Atmos Chem Phys, 2006, 6: 4395-4402
- 11 Foken T. The energy balance closure problem: An overview. Ecol Appl, 2008, 18: 1351-1367
- 12 王介民, 王维真, 奥银焕, 等. 复杂条件下湍流通量的观测与分析. 地球科学进展, 2007, 2: 791-797
- 13 Mahrt L. Flux sampling errors for aircraft and towers. J Atmos Ocean Technol, 1998, 15: 416-429
- 14 Lee X H. On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation. Agric For Meteorol, 1998, 91: 39-49
- 15 张强, Zeng X B, Dickinson R E, 等. 强对流过程对大尺度模式洋面通量加强的参数化研究与进展. 海洋学报, 2001, 23: 133-141
- 16 Zeng X B, Zhang Q, Johnson D, et al. Effect of precipitation and cloud on ocean surface fluxes at different spatial scales. Mon Weather Rev, 2002, 130: 2125-2133
- 17 张强, 王胜, 张杰, 等. 干旱区陆面过程和大气边界层研究进展. 地球科学进展, 2009, 24: 1185-1194
- 18 Finnigan J J, Clement R, Malhi Y, et al. A re-evaluation of long-term flux measurement techniques. Part I: Averaging and coordinate rotation. Bound-Layer Meteorol, 2003, 107: 1-48
- 19 Cava D, Contini D, Donato A, et al. Analysis of short-term closure of the surface energy balance above short vegetation. Agric For

Meteorol, 2008, 148: 82–93

- 20 张强, 李宏宇. 黄土高原地表能量不闭合度与垂直感热平流的关系. 物理学报, 2010, 59: 716–723
- 21 李宏宇, 张强, 赵建华, 等. 黄土高原地表能量不平衡特征及其影响机制研究. 高原气象, 2010, 29: 1153–1162
- 22 Finnigan J J. The storage term in eddy flux calculations. Agric For Meteorol, 2005, 136: 108–113
- 23 张强, 胡向军, 王胜, 等. 黄土高原陆面过程试验(LOPEX)研究有关科学问题. 地球科学进展, 2009, 24: 363–371
- 24 张强, 王胜. 关于黄土高原陆面过程及其观测试验研究. 地球科学进展, 2008, 23: 167–143
- 25 Huang J P, Zhang W, Zuo J Q, et al. An overview of the semi-arid climate and environment research observatory over the Loess Plateau. Adv Atmos Sci, 2008, 25: 906–921
- 26 左金清, 王介民, 黄建平, 等. 半干旱草地地表土壤热通量的计算及其对能量平衡的影响. 高原气象, 2010, 29: 840–848
- 27 黄洪峰. 土壤·植物·大气相互作用原理及模拟研究. 北京: 气象出版社, 1997. 163–164
- 28 胡隐樵, 奇跃进, 杨选利. 河西戈壁(化音)小气候和热量平衡特征的初步分析. 高原气象, 1992, 9: 113–119
- 29 Pielke R A. Mesoscale Meteorological Modeling. New York: Academic Press, 1984. 612
- 30 Stull R B, 著. 杨长新, 译. 边界层气象导论. 北京: 气象出版社, 1991. 719–720
- 31 Webb E K, Pearman G I, Leuning R. Correction of the flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. Q J R Meteorol Soc, 1980, 106: 85–100
- 32 Twine T E, Kustas W P, Norman J M, et al. Correcting eddy-covariance flux underestimates over agrassland. Agric For Meteorol, 2000, 103: 279–300
- 33 Sakai R K, Fitzjarrald D R, Moore K E. Importance of low-frequency contribution to eddy fluxes observed over rough surface. J Appl Meteorol, 2001, 40: 2178–2192
- 34 Brotzge J A, Crawford K C. Examination of the surface energy budget: A comparison of eddy correlation and Bowen ratio measurement systems. J Hydrometeorol, 2003, 14: 160–178
- 35 Tanaka K, Tamagawa I, Ishikawa H, et al. Surface energy budget and closure of the eastern Tibetan Plateau during the GAME/Tibet IOP1998. J Hydrol, 2003, 283: 169–183
- 36 张强, 王胜. 夏季绿洲生态环境对荒漠背景地表能量过程的扰动. 生态学报, 2005, 25: 2459–2466
- 37 张强, 王胜. 绿洲与荒漠背景夏季近地面层大气特征的对比分析. 冰川冻土, 2005, 27: 282–289