

草原下垫面湍流动量和感热相似性函数及总体输送系数的特征*

岳平^{1)2)†} 张强¹⁾ 牛生杰³⁾ 王润元¹⁾ 孙旭映¹⁾ 王胜¹⁾

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) (张掖国家气候观象台, 张掖 734000)

3) (南京信息工程大学大气物理学院, 南京 210044)

(2011 年 12 月 5 日收到; 2012 年 5 月 18 日收到修改稿)

地表动量和热量输送对全球气候和大气环流变化具有重要影响, Monin-Obukhov (M-O) 相似性函数是计算近地层动量和热量通量的重要手段, 获得准确的总体输送系数是提高大气模式模拟能力的关键环节. 本文利用锡林郭勒草原 2008 年春季近地层湍流通量观测资料, 对 M-O 相似性函数进行了修订, 拟合出了经验公式, 并建立了 10 m 高度水平风速与动量总体输送系数和感热总体输送系数的关系. 研究发现, 修订的 M-O 相似性函数计算的湍流通量与涡旋相关法测量值相比, 动量通量低估了 10.8%, 感热通量高估了 6.5%; Businger-Dyer 通量廓线关系计算的湍流通量与涡旋相关法测量值相比, 动量通量低估了 37.0%, 感热通量高估了 16.1%. 近地层大气层结不稳定时, 动量总体输送系数与 10 m 高度水平风速满足关系 $C_D = 0.009U^{-0.322}$, 感热总体输送系数与 10 m 高度水平风速满足 $C_H = 0.184U^{-1.978}$; 近地层大气层结稳定时, 总体输送系数与 10 m 高度水平风速符合对数规律, 并随风速增大趋于中性或近中性. 修订的 M-O 相似性函数可显著提高平均梯度观测资料计算草原下垫面湍流通量的准确性; 总体输送系数与 10 m 高度水平风关系的建立, 为描述草原下垫面湍流输送特征提供了可靠的参数化方案.

关键词: 草原下垫面, 相似性函数, 湍流通量, 总体输送系数

PACS: 92.60.Fm, 47.27.nb

1 引言

湍流是边界层大气的主要运动形态, 对地-气间能量交换和物质输送起着重要作用. 20 世纪 50 年代, Monin-Obukhov 相似理论^[1](以下简称 M-O 相似理论)的提出为利用平均梯度资料计算湍流通量奠定了理论基础. 此后, 为确定相似性函数的普适函数开展了大量观测试验研究^[2-4]. 1971 年, Businger 等^[5]利用 Kansas 实验资料第一次给出了半经验 M-O 相似性函数的表达式; Dyer^[6]则进一步给出了修正的 M-O 相似性函数. Businger-Dyer

通量廓线关系(以下简称 B-D 关系)的建立, 使近地层梯度观测资料的分析和地表通量的计算有了得力手段. 目前, 大气和海洋模式中常依据 M-O 相似理论, 通过参数化关系确定近地层湍流通量和物质交换过程^[7,8]. 其中湍流动量和感热通量的 M-O 相似性函数如下:

$$\varphi_m = \frac{kz}{u_*} \frac{\partial U}{\partial z}, \quad (1)$$

$$\varphi_h = \frac{kz}{\theta_*} \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad (2)$$

式中, k 为 Karman 常数, u_* 为摩擦速度, θ_* 为特征温度尺度, φ_m , φ_h 为风、温 M-O 相似性函数, U 为

* 国家重点基础研究发展计划(批准号: 2012CB955304, 2013CB430206)、国家自然科学基金(批准号: 41075008, 40830957)、中国博士后基金(批准号: 20110490854)和中国气象局干旱气象科研基金(批准号: KYS2011BSKY01)资助的课题.

† E-mail: jqyueping@126.com

平均水平风速, θ 平均水平位温.

自 20 世纪 60 年代以来, 针对普适函数 φ_m 与 φ_h 的研究一直没有停止^[2-4,9,10], 但大量陆面过程观测试验得到的 M-O 相似性函数形式差异较大^[9]. Sorbjan^[10] 将湍流动量和感热通量的普适函数归纳如下:

$$\varphi_m = \begin{cases} a_1 \left(1 - b_1 \frac{z}{L}\right)^{-1/4} & \frac{z}{L} \leq 0, \\ a_1 \left(1 + c_1 \frac{z}{L}\right) & \frac{z}{L} > 0, \end{cases} \quad (3)$$

$$\varphi_h = \begin{cases} a_2 \left(1 - b_2 \frac{z}{L}\right)^{-1/2} & \frac{z}{L} \leq 0, \\ a_2 \left(1 + c_2 \frac{z}{L}\right) & \frac{z}{L} > 0, \end{cases} \quad (4)$$

式中常系数的取值范围为: a_1 在 1.0—1.06; b_1 在 15.0—28.0; c_1 在 9.0—16.0; a_2 在 0.74—1.20; b_2 在 4.7—5.2; c_2 在 4.7—6.2; z/L 为相似性稳定度参数. 可见, 经验函数之间的差别比较明显, 尤其在稳定条件下更加显著. 相似性函数之间的差别, 一方面与观测资料的精度、研究人员采用的分析方法有关, 另一方面与不同下垫面的物理性质有密切关系^[8,9]. Zhang 等^[8] 给出中国北方典型干旱区荒漠戈壁下垫面 φ_m , φ_h 与稳定度之间满足下列关系:

$$\varphi_m = \begin{cases} 0.83 \left(1 - 14.6 \frac{z}{L}\right)^{-1/4} & \frac{z}{L} \leq 0, \\ 0.83 \left(1 + 4.2 \frac{z}{L}\right) & \frac{z}{L} > 0, \end{cases} \quad (5)$$

$$\varphi_h = \begin{cases} 0.73 \left(1 - 10.0 \frac{z}{L}\right)^{-1/2} & \frac{z}{L} \leq 0, \\ 0.73 \left(1 + 4.8 \frac{z}{L}\right) & \frac{z}{L} > 0. \end{cases} \quad (6)$$

纵观近 60 年来湍流理论发展历程, 虽然 M-O 相似性理论备受争议, 但它目前仍然是陆面过程模式中计算地-气间湍流交换的最有效手段^[9]. 由于下垫面性质的差异, M-O 相似性函数的相似性常数在不同区域、不同时段会存在较大的差别^[8-10]. 因此, 利用 M-O 相似性函数确定近地层湍流通量时需要对相似性函数进行修订.

此外, 总体输送系是陆面过程参数化的重要参数. 如何获得准确的总体输送系数是陆面过程参数化研究的关键^[11,12], 陆面过程野外观测试验是陆面过程参数化的基础. 自开展陆面过程野外观测实验以来, 对于不同下垫面的总体输送系数

的研究一直没有停止. ICARB, INDOEX, BOREAS 和 MONTBLEX-90 等大型国际观测试验均将总体输送系数的研究作为重要内容之一^[13-16]. 美国于 2003 年开展的 CBLAST 观测试验, 目的就是通过对改进参数方案来提高中尺度模式的模拟能力, 总体输送系数的确定也是该试验计划的一项重要内容^[12].

虽然针对总体输送系数已经做了大量的工作^[11-16], 但在总体输送系数随近地层气流变化特征方面的研究不够深入^[17,18], 缺少近地层风速与感热总体输送系数关系的定量分析. 鉴于此, 本文利用 2008 年春季锡林郭勒草原近地面层湍流通量观测资料, 给出了 M-O 相似性函数的修订形式, 对比分析了空气动力学方法确定的动量总体输送系数和感热总体输送系数与涡旋相关法测量结果间的差异; 研究了动量总体输送系数和感热总体输送系数随大气稳定度、近地层风速的变化特征; 建立了动量总体输送系数、感热总体输送系数与 10 m 高度水平风速的参数化关系, 为半干旱草原下垫面湍流参数化提供科学依据.

2 观测场地与资料处理

2.1 观测场地介绍

观测场地位于锡林河流域 (43°26'—44°39' N, 115°32'—117°12' E), 总面积约 10786 km², 地势平坦, 海拔高度在 1000—1200 m 之间, 属温带大陆性草原气候, 年平均气温为 -0.4°C, 年降雨量约为 350 mm. 草原生长期 6—9 月的降雨量占全年总量的 80%. 锡林浩特国家气候现象台 (44°08' N, 116°18' E) 位于内蒙古自治区锡林浩特市东北 25 km 的锡林郭勒典型草原中心 (区域保护区中心纬、经度分别为 44°04' N 和 116°37' E), 周围 10 km² 属于国家天然草原保护工程项目区, 是我国北方保持最完整、最具代表性的典型草原, 被联合国教科文组织纳入国际生物圈网络的草地类自然保护区. 通量观测设备架设在锡林浩特国家气候现象台观测场内, 其中 3.5 km² 天然草场用于草原生态系统的观测^[19]. 锡林郭勒草原及通量观测站的地理位置如图 1 所示. 观测试验中, 三维超声风速温度仪架设在梯度观测系统的正北方向, 观测高度距地 4.0 m. 观测设备性能及相关参数见表 1.

表 1 锡林浩特观象台设备性能

设备	型号	采样频率 /Hz	安装高度 /m	制造公司
风速传感器	WAA15	10	2, 4, 10, 20, 30	Vaisala
风向传感器	WAV15	10	2, 10	Vaisala
空气温、湿传感器	HMP45C	10	2, 4, 10, 20, 30	Vaisala
三维超声风速仪	CSAT3	10	4	Campbell

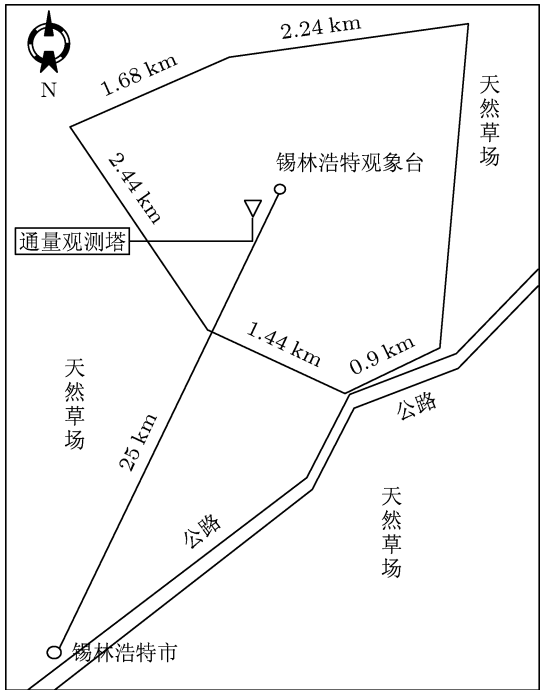


图 1 锡林郭勒草原及通量观测站地理位置

2.2 资料质量控制

本文分析中选取的是晴天观测数据, 并对观测资料进行了严格的质量控制. 对涡旋相关法观测资料从采集的 10 Hz 原始湍流数据出发, 经过以下处理: 去除趋势处理 ($x \pm 4\sigma$), 倾斜校正 (二次旋转校正), 感热通量的超声虚温校正, 水汽和 CO₂ 通量的空气密度脉动影响校正 (WPL 修正) 等最主要的校正方法. 分析中湍流资料的筛选标准为: 1) 剔除传感器状态异常数据; 2) 剔除原始 30 min 记录不完整的时次. 对 30 min 平均资料进行如下筛选: 1) 剔除了 2 m 高度水平风速 $\leq 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的资料; 2) 剔出了 $u_* \leq 0.01 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的数据; 3) 剔除了 2—4 m, 4—10 m 之间温度梯度 $\leq 0.2 \text{ K}$ 的数据.

3 研究方法

3.1 相似性函数 φ_m 和 φ_h

为了确定相似性函数 φ_m 和 φ_h , 把 (1), (2) 式的微分方程转化为差分方程再经过变化可得到下面的关系 [8]:

$$\varphi_m = \frac{k}{u_*} \frac{\Delta U}{\ln(z_2/z_1)}, \tag{7}$$

$$\varphi_h = \frac{k}{\theta_*} \frac{\Delta \theta}{\ln(z_2/z_1)}, \tag{8}$$

这里, Δ 是差分符号; z_2 和 z_1 分别上下两层的观测高度. 对微气象塔观测梯度而言, 以差分来近似代替微分后, 用位温 (θ)、风速 (U) 平均量的梯度资料和涡旋相法测量的摩擦速度 (u_*)、特征温度 (θ_*) 就能确定出相似性函数 φ_m 和 φ_h . 涡旋相关系统架设在 4 m 高度处, 为了与涡旋相法测量数据大体保持一致, 本文选取了 2 和 10 m 的温、风平均量的梯度观测结果.

3.2 总体输送系数的计算

3.2.1 涡旋相关法

计算地表通量的总体输送系数一般表示为 [11]

$$C_D = \tau / \rho U^2, \tag{9}$$

$$C_H = -H / [\rho c_p (\theta - \theta_s) U], \tag{10}$$

τ 是地表动量通量, H 是地表感热通量, ρ 为空气密度, c_p 是大气比热系数, θ_s 是地表层大气位温, θ 和 U 分别是近地层大气位温和水平风速. C_D 和 C_H 分别是大气动量总体输送系数和感热总体输送系数. 其中, τ 和 H 可由涡旋相关法得到:

$$\tau = \rho ((\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2)^{1/2}, \tag{11}$$

$$H = -\rho c_p C_h (\overline{w'\theta'} + 0.84 \overline{w'q'}), \tag{12}$$

这里 u', v' 是水平风速脉动风速, w' 是垂直方向脉动风速, θ' 是脉动温度, q' 是脉动湿度.

3.2.2 空气动力学法

根据近地层相似理论, 总体输送系数和湍流动量及湍流热量相似性函数之间存在如下关系^[10]:

$$C_D = \frac{k^2}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right) \right]^2}, \quad (13)$$

$$C_H = \frac{k^2}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L}\right) \right] \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_h\left(\frac{z}{L}\right) \right]}, \quad (14)$$

式中 z_0 为地表粗糙度 (0.02 m) ψ_m, ψ_h 分别是相似性函数 φ_m 和 φ_h 的积分形式:

$$\psi_m = \int_0^\zeta \frac{1 - \varphi_m}{\zeta} d\zeta, \quad (15)$$

$$\psi_h = \int_0^\zeta \frac{1 - \varphi_h}{\zeta} d\zeta, \quad (16)$$

其中 $\zeta = z/L$ 为大气稳定度 (稳定度长度 $L = \theta u_*^2 / kg\theta_*$, g 为重力加速度), φ_m 和 φ_h 可由 (7) 和 (8) 式确定.

3.3 拟合方法

3.3.1 线性回归拟合

线性回归拟合 (ordinary linear regression, ORL) 是将数据点拟合为直线. 以 X 为自变量, Y 为因变量, 回归拟合的函数 $Y = A + BX$ 中的系数 A 和 B 由最小二乘法确定: 截距

$$A = \bar{Y} - B\bar{X}, \text{ 其中 } \bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i, \bar{Y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Y_i;$$

$$\text{斜率 } B = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}; \quad \text{拟合的标准}$$

$$\text{偏差 } SD = \sqrt{\sum_{i=1}^n [Y_i - (A + BX_i)]^2 / (n-2)}, \text{ 其}$$

中 n 为样本数目.

3.3.2 非线性最小平方拟合

非线性最小平方拟合 (nonlinear least squares fitter, NLSF) 是通过迭代的方法使数据点和拟合函数相应点差的平方和最小.

4 研究结果

4.1 M-O 相似性函数的确定

图 2 是根据 (7) 和 (8) 式利用锡林郭勒草原锡林浩特国家气候观象台近地层湍流通量和梯度观测资料得到的 M-O 相似性函数 φ_m, φ_h 随大气稳定度 (z/L) 的变化特征. 当 $z/L \leq 0$ 时, 利用非线性最小平方拟合方法确定 z/L 与 φ_m, φ_h 之间的关系; 当 $z/L > 0$ 时, 通过线性回归拟合方法确定 z/L 与 φ_m, φ_h 之间的关系. 最后得到锡林郭勒草原 M-O 相似性函数 φ_m, φ_h 与大气稳定度 (z/L) 之间的关系如下:

$$\varphi_m = \begin{cases} 0.92 \left(1 - 14.6 \frac{z}{L} \right)^{-1/4} & \frac{z}{L} \leq 0, \\ 0.92 \left(1 + 12.5 \frac{z}{L} \right) & \frac{z}{L} > 0, \end{cases} \quad (17)$$

$$\varphi_h = \begin{cases} 1.20 \left(1 - 21 \frac{z}{L} \right)^{-1/2} & \frac{z}{L} \leq 0, \\ 1.20 \left(1 + 7.5 \frac{z}{L} \right) & \frac{z}{L} > 0. \end{cases} \quad (18)$$

由拟合关系可知, 中性条件下的 φ_m 为 0.92, φ_h 为 1.20. 与 Sorbjan^[10] 给出的中性层结时取值范围 1.0—1.06 相比, 半干旱草原春季观测资料确定的 φ_m 略偏小, φ_h 的取值在 Sorbjan^[10] 给出的 0.74—1.20 范围内. 此外, 图 1 中还给出了经典的 B-D 关系曲线, 以便比较. B-D 关系如下:

$$\varphi_m = \begin{cases} \left(1 - 16 \frac{z}{L} \right)^{-1/4} & \frac{z}{L} \leq 0, \\ \left(1 + 5 \frac{z}{L} \right) & \frac{z}{L} > 0, \end{cases} \quad (19)$$

$$\varphi_h = \begin{cases} \left(1 - 16 \frac{z}{L} \right)^{-1/2} & \frac{z}{L} \leq 0, \\ \left(1 + 5 \frac{z}{L} \right) & \frac{z}{L} > 0. \end{cases} \quad (20)$$

可以发现, 当近地层大气层结不稳定时, 半干旱草原春季观测资料确定的动量通量廓线 φ_m 比 B-D 关系的计算结果略偏小; 大气层结稳定时, φ_m 比 B-D 关系计算量明显偏大. 此外, 半干旱草原春季观测资料确定的感热通量廓线 φ_h 比 B-D 关系计算结果普遍偏大, 并且随稳定度的增大, 偏大的趋势越明显.

4.2 M-O 相似性函数准确性检验

4.2.1 摩擦速度与特征温度

为检验修订的 M-O 相似性函数的准确性, 对锡林郭勒草原 2008 年 4 月 13—18 日近地层梯度观测资料计算出摩擦速度 (u_*)、特征温度 (θ_*) 与 B-D

关系, 计算结果和涡旋相关法观测量值进行比较.

图 3(a), (b) 分别是 2008 年 4 月 13—18 日涡旋相关法测量的 u_* 与 (17) 式计算结果及测量值与 B-D 关系计算结果的散点图, 由 ORL 分析方法可确定不同研究方法得到的 u_* 之间的相关性. 在显著性水平为 0.1% 条件下: (17) 式计算结果与实

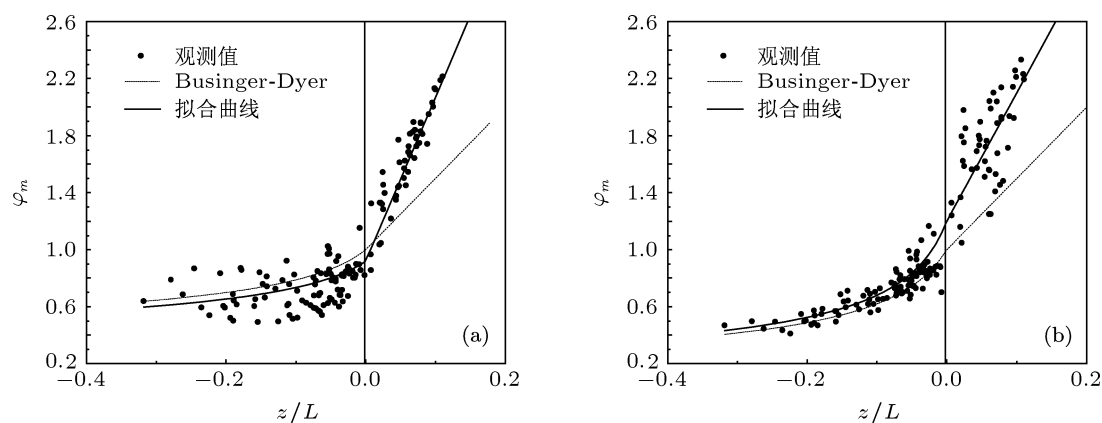


图 2 M-O 相似性函数 φ_m (a) 和 φ_h (b) 随大气稳定度 (z/L) 的变化

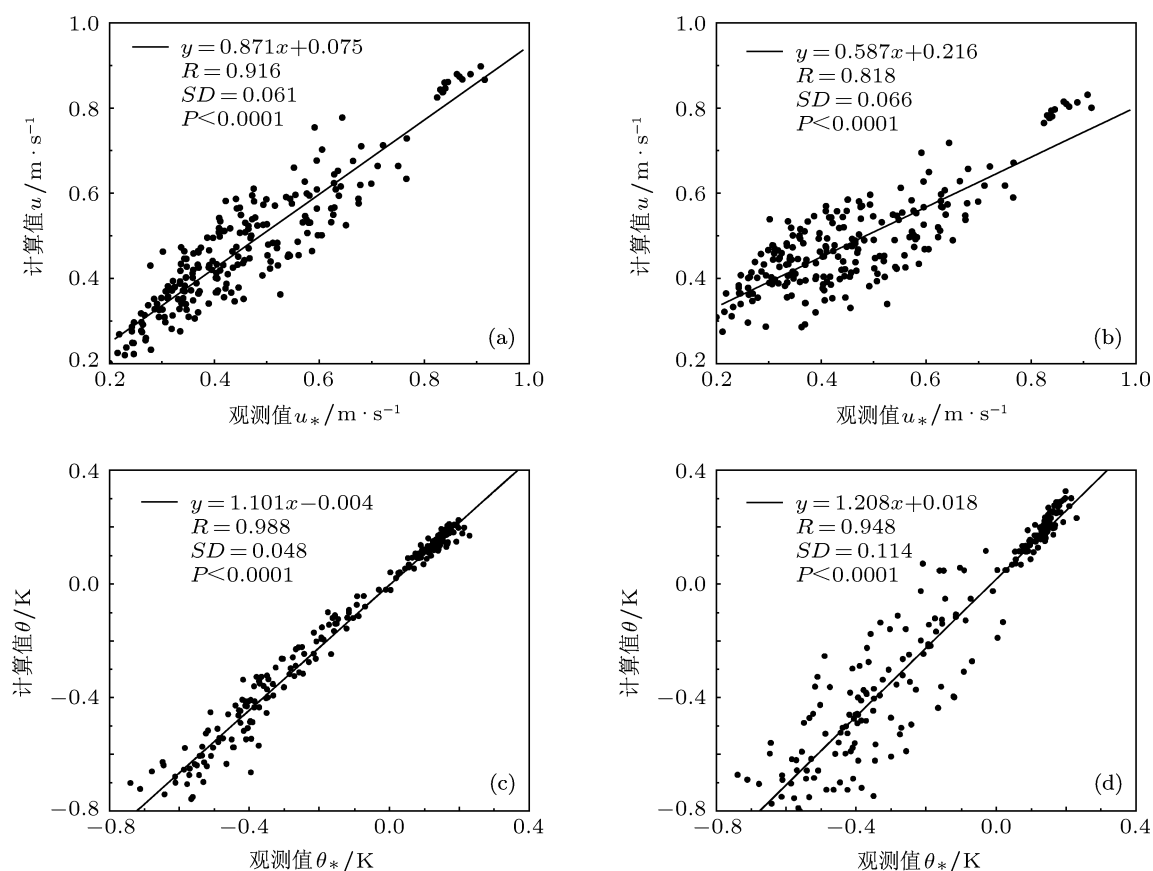


图 3 空气动力学法计算的 u_* (a), (b), θ_* (c), (d) 与涡旋相关法测量值的相关性

际观测值之间的斜率为 0.871, 相关系数为 0.916, 标准偏差为 0.061; B-D 关系计算的 u_* 与实际观测值之间的斜率为 0.587, 相关系数为 0.818, 标准偏差为 0.066. 假如涡旋相关法测量的 u_* 是准确值, 则修订的 M-O 相似性函数计算的 u_* 比实际测量值偏小 12.9%; 而 B-D 关系计算的 u_* 比实际测量值偏小 41.3%. 可见, 在显著性水平相同的情况下, 修订的 M-O 相似性函数确定的 u_* 更加接近涡旋相关法测量结果.

图 3(c), (d) 分别是 2008 年 4 月 13—18 日涡旋相关法测量的 θ_* 与 (18) 式计算结果及测量值与 B-D 关系计算结果的散点图. 由 ORL 分析方法可得到显著性水平为 0.1 条件下: (18) 式计算结果与实观测值之间的斜率为 1.101, 相关系数为 0.988, 标准偏差为 0.048; B-D 关系计算的 θ_* 与实测值之间的斜率为 1.208, 相关系数为 0.948, 标准偏差为 0.114. 以涡旋相关法测量值为基准, 修订的 M-O 相似性函数确定的湍流特征量 u_* 和 θ_* 不仅与涡旋相关法测量值间的一致性更好, 而且标准偏差也比 B-D 关系计算结果明显偏小, 即离散程度小. 总体上, 本文修订的 M-O 相似性函数能够较准确地反映草原下垫面的湍流交换特征.

4.2.2 湍流通量误差分析

为进一步检验 (17), (18) 式的准确性, 图 4(a), (b) 给出了修订的 M-O 相似性函数计算的动量通量和感热通量与涡旋相关法测量结果的相关性散点图, 图 4(c), (d) 为 B-D 关系计算的湍流通量与涡旋相关法测量结果的散点图. 采用 ORL 分析方法可以得到显著性水平 0.1% 条件下: 修订的 M-O 相似性函数计算的动量通量与实观测值之间的斜率为 0.892, 相关系数为 0.927, 感热通量与实观测值之间的斜率为 1.065, 相关系数为 0.986; B-D 关系计算的动量通量与实测值之间的斜率为 0.630, 相关系数为 0.857, 感热总体输送系数与实测值之间的斜率为 1.161, 相关系数为 0.953. 与涡旋相关法测量的湍流通量相比, 利用修订的 M-O 相似性函数计算半干旱草原下垫面的湍流动量通量时, 动量通量被低估 10.8%, 感热通量被高估 6.5%; 依据 B-D 关系计算湍流通量时, 被低估的动量通量则高达 37.0%, 被高估的感热通量则达到 16.1%. 检验结果表明, 修订的 M-O 相似性函数确定的半干旱草原下垫面湍流动量通量和感热通量与涡旋相关法测量结果更具一致性, 其误差明显小于 B-D 关系计算结果.

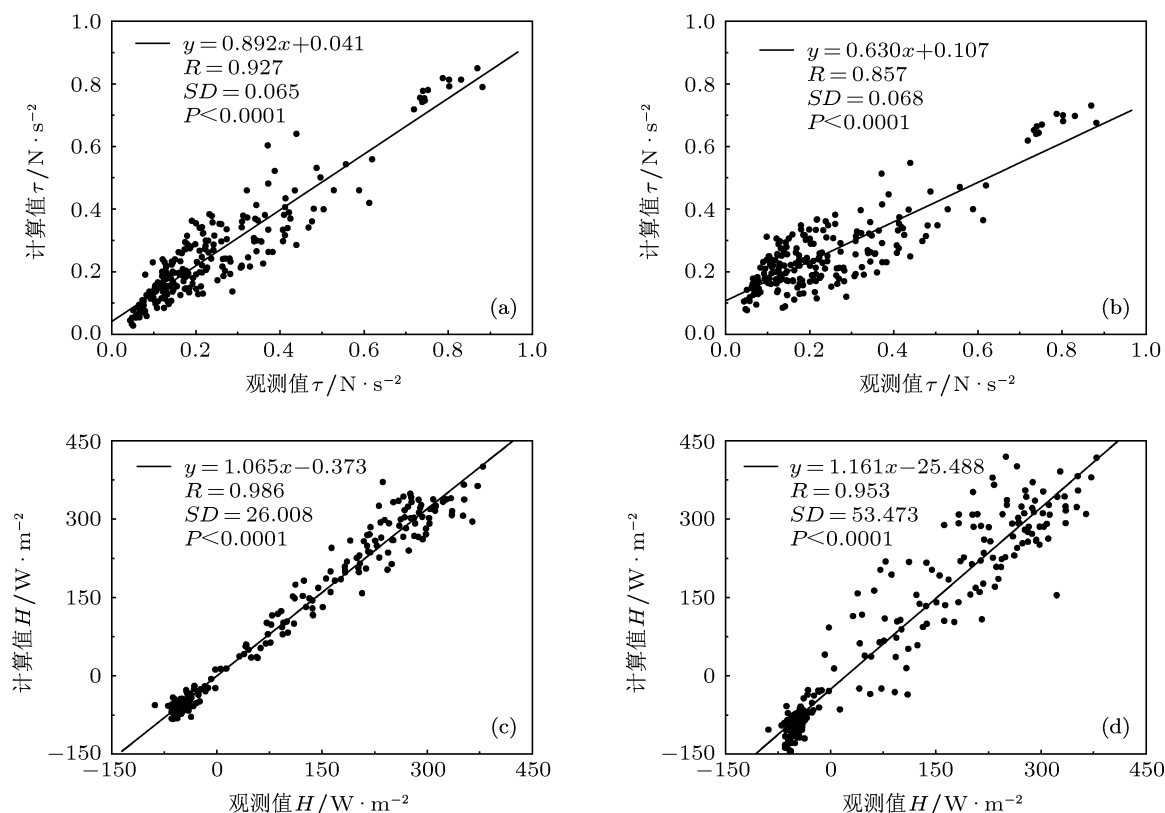


图 4 M-O 相似性函数计算的动量通量 (a), (b) 和感热通量 (c), (d) 与涡旋相关法测量值的相关性

4.3 总体输送系数

常用的确定总体输送系数的方法有涡旋相关法和空气动力学法^[11]. 虽然涡旋相关法确定的总体输送系数是各种计算方法中最精确的, 但也有一定的局限性. 一方面由于设备价格昂贵, 不利于大面积布网观测; 另一方面, 涡旋相关法测量结果受“源区 (footprint)”影响, 资料的空间代表性不足. 因此, 陆面模式主要通过参数化方法来解决湍流输送和交换问题. 空气动力学法确定总体输送系数时, 由于采用的 M-O 相似性函数是半经验公式, 会因相似性常数的不同导致湍流通量及总体输送系数存在较大差异^[7]. 鉴于此, 本文分别采用修订的 M-O 相似性函数、B-D 关系和涡旋相关法确定

动量总体输送系数和感热总体输送系数并加以比较. 表 2 给出了上述三种方法确定的不同稳定度条件下 ($z/L \leq -0.02$ 为不稳定, $-0.02 < z/L < 0.02$ 为中性, $z/L \geq 0.02$ 为稳定) 的总体输送系数. 可以看出, 总体输送系数对不同的计算方法有很大的依赖性, 不同方法得到的总体输送系数之间存在一定的差异. 假设涡旋相关法确定的总体输送系数是精确的, B-D 关系计算的总体输送系数与涡旋相关法测量值之间的差异较大, 尤其在中性和稳定条件下, B-D 关系计算的总体输送系数与涡旋相关法测量的动量总体输送系数差异更加显著. 而修订的 M-O 相似性函数计算的动量总体输送系数和感热总体输送系数与涡旋相关法测量值之间的差异非常小.

表 2 不同方法确定的总体输送系数

方法 输送系数	涡旋相关法			修订的 M-O 相似性函数			B-D 关系		
	C_D	C_H	C_D/C_H	C_D	C_H	C_D/C_H	C_D	C_H	C_D/C_H
不稳定 ($\times 10^{-3}$)	4.633	3.355	1.381	4.525	3.746	1.208	5.849	3.947	1.482
中性 ($\times 10^{-3}$)	3.503	1.206	2.905	3.519	1.191	2.890	0.197	2.019	0.097
稳定 ($\times 10^{-3}$)	1.722	0.708	2.430	2.011	0.780	2.579	0.799	1.319	0.604
平均 ($\times 10^{-3}$)	3.356	2.094	1.603	3.458	2.326	1.489	3.237	2.730	1.186

图 5 给出了由 (17), (18) 式和 (19), (20) 式计算的动量总体输送系数和感热总体输送系数与涡旋相关法测量值之间的相关性. 采用 ORL 分析方法得到显著性水平为 0.1% 的条件下: (17) 式计算的动量总体输送系数与实观测值之间的斜率为 0.945, 相关系数为 0.771; (18) 式计算的感热总体输送系数与实观测值之间的斜率为 0.902, 相关系数为 0.978; (19) 式计算的动量总体输送系数与实测值之间的斜率为 0.252, 相关系数为 0.635; (20) 式计算的感热总体输送系数与实测值之间的斜率为 0.740, 相关系数为 0.853. 比较可知, 修订的 M-O 相似性函数计算的动量总体输送系数和感热总体输送系数更接近涡旋相关法测量结果. 由于地 - 气相互作用过程对边界层的发展非常重要, 特别是地气之间的动量通量、感热通量以及辐射通量影响着大气的

运动和温度场, 准确估算地表通量对数值模式极为关键. 基于修订的 M-O 相似性函数的可靠性以及利用平均资料计算湍流通量参数化的需要, 随后的分析中, 总体输送系数选取本文修订的 M-O 相似性函数的计算结果.

4.4 总体输送系数与稳定度的关系

洋面上总体输送系数的参数化相对容易, 因为与海浪高度相关的粗糙度长度是表面应力或风速的已知函数^[20]. 此外, 海面上大气稳定度的变化范围很小, 除在风速很小或存在明显的洋流区域, 大气层结稳定度对总体输送系数的影响可以忽略^[21]. 但对陆面而言, 即使在定常天气条件下, 近地层的稳定度也会随地表温度的日变化而呈现日变化. 因

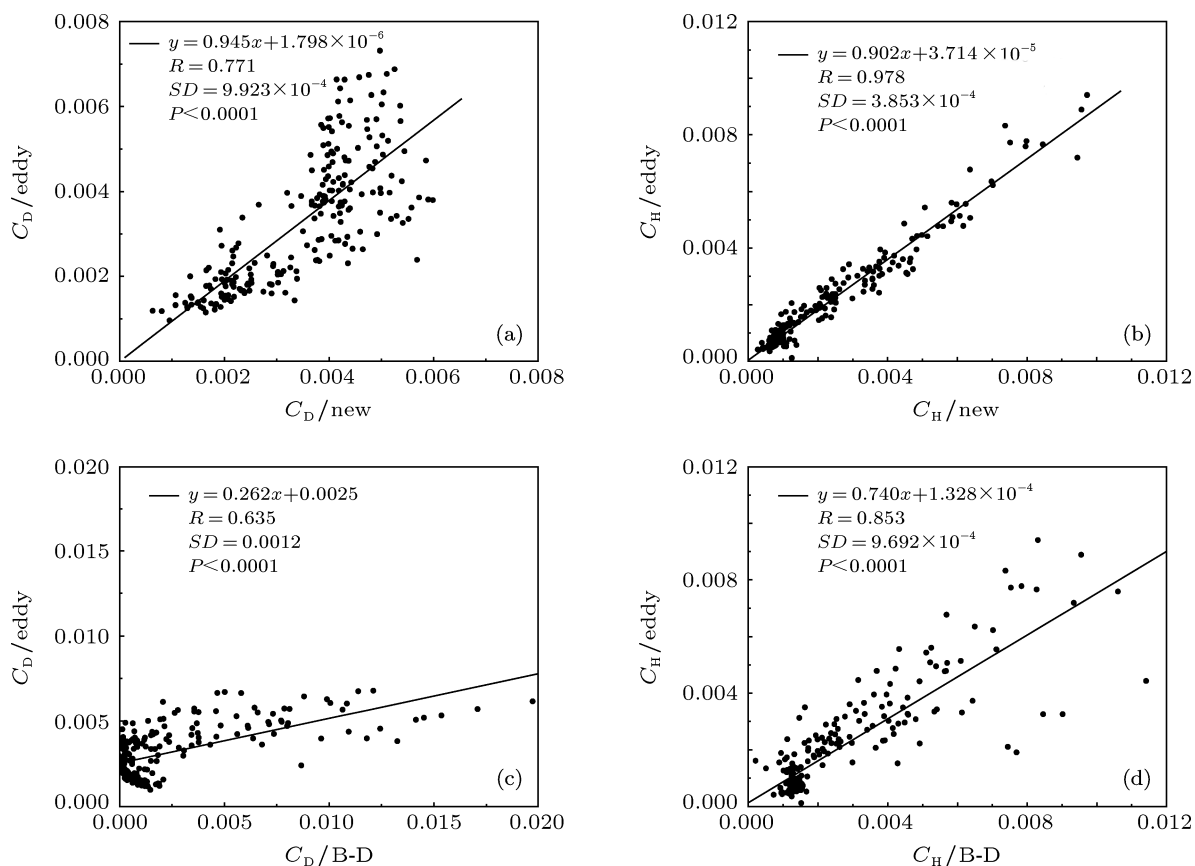


图5 计算的动量和感热总体输送系数与涡旋相关法测量值之间的相关性

此,在模式中将总体输送系数恒取为常数是不恰当的,也必然会带来计算误差^[21].图6给出了总体输送系数随大气稳定度(z/L)的变化特征.动量总体输送系数和感热总体输送系数与 z/L 之间有

很好的相关性,(21)和(22)式是根据图6中总体输送系数与 z/L 之间的散点进行拟合得到的动量总体输送系数和感热总体输送系数随 z/L 的变化规律.

$$C_D = \begin{cases} C_{DN} \cdot \left[1 - 3.714 \frac{z}{L} - 6.571 \left(\frac{z}{L} \right)^2 \right] & \frac{z}{L} \leq 0 \\ C_{DN} \cdot e^{(-5.542 \frac{z}{L})} & \frac{z}{L} > 0 \end{cases}, \quad (21)$$

$$C_H = \begin{cases} C_{HN} \cdot \left[1 - 32.5 \frac{z}{L} - 54.167 \left(\frac{z}{L} \right)^2 \right] & \frac{z}{L} \leq 0 \\ C_{HN} \cdot e^{(-4.374 \frac{z}{L})} & \frac{z}{L} > 0 \end{cases}, \quad (22)$$

当 $z/L \leq 0$ 时,动量总体输送系数和感热总体输送系数与之符合二次曲线,当 $z/L > 0$ 时,动量总体输送系数和感热总体输送系数与之满足指数关系; C_{DN} 和 C_{HN} 是中性条件下的动量和感热总体输送

系数,分别为 3.519×10^{-3} , 1.191×10^{-3} .图6表明,草原下垫面静力不稳定气流通过界面的输送率大于静力中性气流,又依次大于稳定气流,这与以往的观测事实一致^[22-24].

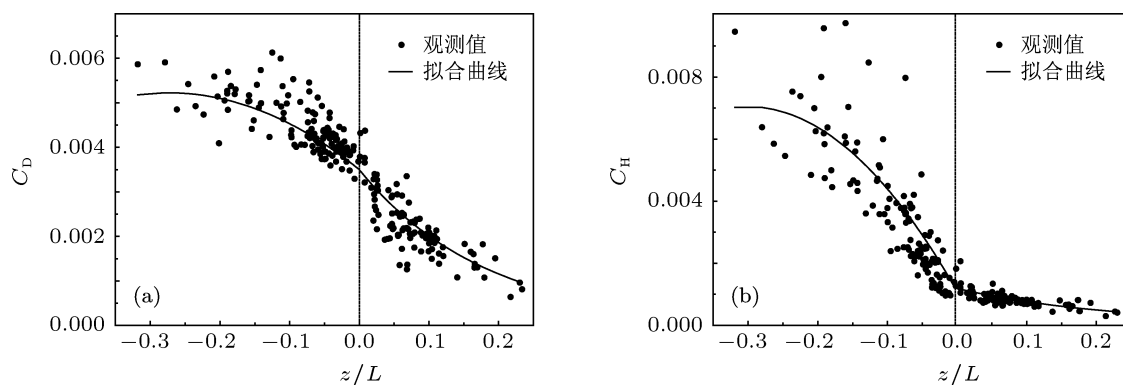


图6 动量 (a) 和感热 (b) 总体输送系数随大气稳定度的变化

4.5 总体输送系数与风速的关系

空气动力学方法确定总体输送系数时虽然不显含风速,但从图7来看,动量总体输送系数和感热总体输送系数与10 m高度水平风速存在很好的

相关性.由图7可知:近地层大气层结不稳定条件下,水平风速较小时(<8 m/s),总体输送系数随风速的增大迅速减小;因为小风速有利于不稳定对流发展,近地层的超绝热更强烈,热力湍流的作用变得更加突出^[21].而当水平风速较强时(>8 m/s),

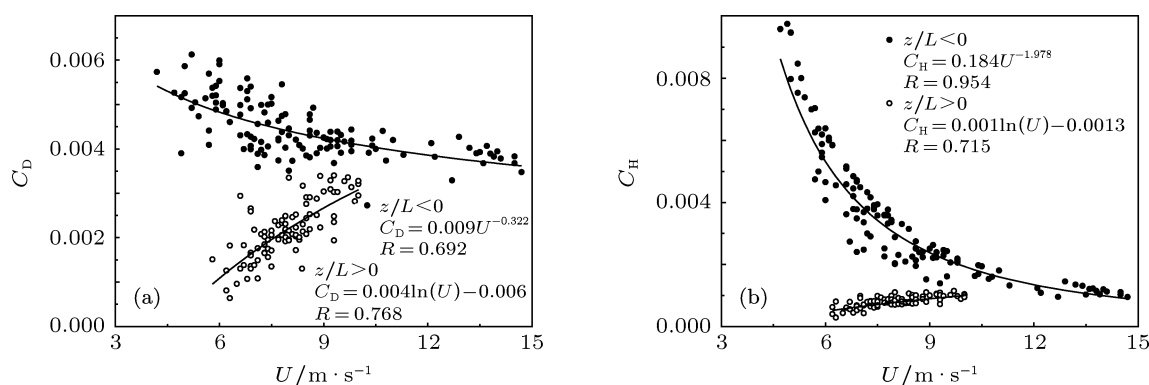


图7 动量 (a) 和感热 (b) 总体输送系数随10 m水平风速的变化

总体输送系数随近地层风速的增大逐渐趋于常数,此时大气层结趋于中性或近中性. Kusuma 和 Narasimha^[19] 利用 MONTBLEX-90 试验资料,研究了自由对流状态、低风速条件下大气层结不稳定时动量总体输送系数与10 m高度水平风速的关系,并得到了关系式 $C_D = 0.008 U^{-0.25}$. 遗憾的是, Kusuma 和 Narasimha^[19] 的研究结果只能帮助认识低风速条件下水平风速对动量总体输送系数的影响,较强风速条件下水平风速与动量总体输送系数之间的关系并不清楚,更缺少水平风速与感热总体输送之间关系的探讨.从本文的研究结论来看,近地层大气层结不稳定条件下,半干旱草原地区动量总体输送系数和感热总体输送系数与10 m高度水平风速之间都满足幂函数关系.动量总体输送系

数和感热总体输送系数与10 m高度水平风速的散点拟合关系如下:

$$C_D = 0.009 U^{-0.322} \quad R = 0.692, \quad (23)$$

$$C_H = 0.184 U^{-1.978} \quad R = 0.954, \quad (24)$$

近地层大气层结稳定条件下,动量总体输送系数和感热总体输送系数随水平风速呈非线性变化趋势,其拟合关系符合对数规律.总体输送系数随水平风速的增大而增大,并逐渐趋于中性或近中性.因为随着风速的增大,低层的风切变增大,机械湍流加强,从而削弱夜间近地层的逆温强度,使湍流输送加强^[21].稳定条件下总体输送系数与近地层风速关系的研究对于湍流参数化极为关键,对改进数值模式具有重要意义. Stull^[20] 曾指出夜间总体

输送系数随风速的增大而增大, 但并没有给出动量总体输送系数和感热总体输送系数与水平风速间的参数化关系. 近地层大气层结稳定条件下半干旱草原动量总体输送系数和感热总体输送系数与 10 m 水平风速的散点拟合关系如下:

$$C_D = 0.004 \ln(U) - 0.006 \quad R = 0.768, \quad (25)$$

$$C_H = 0.001 \ln(U) - 0.0013 \quad R = 0.715. \quad (26)$$

5 讨论与结论

根据 2008 年春季锡林郭勒半干旱草原近地面层湍流通量观测资料, 得到了 M-O 相似性函数比较理想的拟合关系, 中性条件下 φ_m 为 0.92, φ_h 为 1.20; 本文拟合的经验关系与经典的 B-D 关系间存在一定差异. 通过对比修订的 M-O 相似性函数、B-D 关系以及涡旋相关法确定的摩擦速度 (u_*)、特征温度 (θ_*)、总体输送系数以及动量通量和感热通量, 发现修订的 M-O 相似性函数计算结果与涡旋相关法测量值之间的一致性非常好. 以涡旋相关法测量的湍流通量为基准, 修订的 M-O 相似性函数计算的半干旱草原下垫面的湍流动量通量仅有 10.8% 被低估, 感热通量估算量偏高 6.5%; 用 B-D 关系计算湍流通量时, 被低估的动量通量则高达 37.0%, 感热通量偏高量达 16.1%. 由于地气相互作用过程对边界层的发展非常重要, 特别是地气之间的动量通量、感热通量以及辐射通量影响着大气的运动和温度场, 准确估算地表通量对数值模式极为关键. 自 Deardorff^[22] 于 1978 年提出了地气相互作用的参数化以来, 许多学者在这方面做了大量工作^[8,11,23,24], 但陆面模式中湍流参数化方案多选用 B-D 关系. 由于 B-D 关系估算半干旱草原下垫面近地层湍流通量产生的偏差较大, 将 B-D 关系估算带入模式后, 模式计算过程会对输入误差逐步放大, 必然对模拟结果的准确性产生影响. 本文修订的 M-O 相似性函数估算的半干旱草原下垫面湍流动量通量和感热通量与涡旋相关法测量结果更具一致性, 且通量的误差明显小于 B-D 关系计算结

果. 因此, 修订后的半干旱草原下垫面的 M-O 相似性函数对改进陆面模式参数化方案具有重要的参考意义和应用价值.

从总体输送系数来看, B-D 关系计算的动量和感热总体输送系数与涡旋相关法测量结果虽然平均值非常接近, 但在不同稳定度条件下的差异非常显著, 不利于在半干旱草原地区应用. 本文修订的 M-O 相似性函数计算的动量总体输送系数和感热总体输送系数与涡旋相关法测量结果之间在不同大气层结稳定度条件下差异都很小. 草原下垫面动量总体输送系数和感热总体输送系数与 z/L 之间有很好的相关性. 当 $z/L \leq 0$ 时, 动量和感热总体输送系数与 z/L 之间符合二次曲线; 当 $z/L > 0$ 时, 动量和感热总体输送系数与 z/L 之间满足指数关系. 从变化趋势来看, 静力不稳定气流通过界面的输送率大于静力中性气流, 又依次大于稳定气流. 最近几十年, 针对陆面上的总体输送系数目前研究的比较多^[8,11,17,18,23,24], 但对总体输送系数与近地层风速关系讨论还不够深入, 不同的观测试验之间的差异非常大, 且主要针对自由对流状态、低风速条件下动量总体输送系数与水平风速之间的关系的探讨^[17], 对较强风速、层结稳定条件下动量总体输送系数与近地层风速关系的认识不足^[18], 更缺少近地层水平风速与感热总体输送系数参数化关系的研究. 从本文的研究结果来看, 在半干旱草原地区, 动量总体输送系数和感热总体输送系数与 10 m 高度水平风速之间具有很好的相关性. 不稳定层结条件下, 动量总体输送系数和感热总体输送系数与水平风速之间均满足幂函数关系; 当水平风速 < 8 m/s 时, 总体输送系数随风速的增大迅速减小, 当水平风速 > 8 m/s 时, 总体输送系数随水平风速的变化趋势平缓, 且趋于常数. 层结稳定条件下, 总体输送系数与水平风速之间呈非线性变化趋势, 拟合关系符合对数规律, 总体输送系数随水平风速的增大而增大. 因为随着风速的增大, 机械湍流会加强, 通过削弱夜间近地层逆温强度使湍流输送加强. 建立总体输送系数与近地层风速的关系, 可为陆面过程参数化提供参考依据.

- [1] Monin A S, Obukhov A M 1954 *Tr. Akad. Nauk. SSSR Geofiz. Inst.* **24** 163
[2] Swinbank W C 1964 *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* **90** 119

- [3] Swinbank W C, Dyer A J 1968 *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* **93** 494
[4] Tschalikov D V 1968 *Trudy GGO* **207** 170

- [5] Businger J A, Wangaard J C, Izumi Y, Bradley E F 1971 *J. Atmos. Sci.* **28** 181
- [6] Dyer A J 1974 *Boundary-Layer Meteorol.* **7** 363
- [7] Miller M J, Beljaars A C M, Palmer T N 1992 *J. Climate.* **5** 418
- [8] Zhang Q, Huang R H, Tian H 2003 *Adv. Atmos. Sci.* **20** 111
- [9] Foken T 2006 *Boundary-Layer Meteorol.* **119** 431
- [10] Sorbjan Z 1989 *Structure of the Atmospheric Boundary Layer* (1st Edn.) (New Jersey: Prentice-Hall Inc.) p317
- [11] Zhang Q, Wei G A, Huang R H, Cao X Y 2002 *Sci. China D* **45** 468
- [12] Zhang J A, Black P G, French J R, Drennan W M 2008 *Geophys. Res. Lett.* **35** L14813
- [13] Alappattu D, Subrahmanyam D, Kunhikrishnan P, Ramachandran R, Somayaji K, Venkatesh R, Bhat G, Singh A 2008 *Boundary-Layer Meteorol.* **126** 297
- [14] Bhat G S, Thomas M A, Raju J V S, Chandrasekhara C P 2002 *Boundary-Layer Meteorol.* **106** 263
- [15] Piers S, Forrest H, Ranson K J, Hank M, Bob K, Dennis B, den Gerry H, Josef C, Michael R G, Barry G, Patrick C, Dennis L, Wickland Diane E 1994 *Bull. Ame. Meteorol. Sci.* **76** 1549
- [16] De Ridder K 2010 *Boundary-Layer Meteorol.* **134** 257
- [17] Rao K G, Narasimha R 1996 *Geophys. Res. Lett.* **23** 2617
- [18] Mahrt L, Vickers D, Sun J L, Jensen N O, Jorgense H, Pardyjak E, Fernando H 2001 *Boundary-Layer Meteorol.* **99** 249
- [19] Yue P, Niu S J, Hu Y Q, Zhang Q 2010 *Sci. China Earth Sci.* **53** 773
- [20] Stull R B 1988 *An Introduction to Boundary Layer Meteorology* (1st Edn.) (Dordrecht: Kluwer Academic Publishers) p280
- [21] Miao M Q, Qian J P 1996 *Acta Meteorol. Sin.* **54** 95 (in Chinese)
[苗曼倩, 钱峻屏 1996 气象学报 **54** 95]
- [22] Deardorff J W 1978 *J. Geophys. Res.* **83** 1889
- [23] Guilloteay E 1998 *Boundary-Layer Meteorol.* **87** 147
- [24] Ban J, Gao Z, Lenschow D H 2010 *J. Geophys. Res.* **115** D01106

The characteristics of turbulent momentum and heat similarity function and bulk transfer coefficient over grassland surface*

Yue Ping^{1)2)†} Zhang Qiang¹⁾ Niu Sheng-Jie³⁾ Wang Run-Yuan¹⁾
Sun Xu-Ying¹⁾ Wang Sheng¹⁾

1) (Key Laboratory of Arid Climate Change and Reducing Disaster of Gansu Province, Key Laboratory of Arid Climate Change and Reducing Disaster of CMA, Institute of Arid Meteorology, CMA, Lanzhou 730020, China)

2) (Zhangye National Meteorological Observatory, Zhangye 734000, China)

3) (Nanjing University of information Science and Technology, Nanjing 210044, China)

(Received 5 December 2011; revised manuscript received 18 May 2012)

Abstract

The turbulent momentum and sensible heat transfer over land surface have a notable influence on the change of global climate and atmospheric circulation, and Monin-Obukhov similarity function is a most important method to calculate the turbulent momentum and sensible heat flux near the surface, and ascertaining the right bulk transfer coefficient is a most effective way of improving the atmospheric model simulation capabilities. The characteristic of Monin-Obukhov similarity function is analyzed and the empirical formula is fitted, and the changes of bulk transfer coefficients of momentum and sensible heat over grassland with mean wind speed at 10 m high are discussed by using the data of the flux observations over Xilin Gol grassland in Spring 2008. Comparison with the observation values by eddy correlation method shows that the revised Monin-Obukhov similarity function underestimates the momentum flux by 10.8% and over estimates the sensible heat flux by 6.5%, but the typical Businger-Dyer similarity function underestimates the momentum flux by 37.0% and over estimates the sensible heat flux by 16.1%. Under unstable stratification, the bulk transfer coefficients of momentum (C_D) and sensible heat (C_H) vary with mean wind speed at 10 m high (U) according to the power law, which take the forms $C_D = 0.009U^{-0.322}$ and $C_H = 0.184U^{-1.978}$ respectively. Under stable stratification, the bulk transfer coefficients are found to increase in the manner of the logarithm law over grassland surface and tend to neutral or nearly neutral values with wind speed increasing. The revised Monin-Obukhov similarity function can significantly improve the accuracy of turbulent momentum and sensible heat flux computed by average gradient data, and the relations between bulk transfer coefficients and wind speed at 10 m high provide the useful parameterization schemes for accurately expressing the transportation characteristics of near surface turbulence.

Keywords: grassland surface, turbulent similarity function, turbulent flux, bulk transfer coefficient

PACS: 92.60.Fm, 47.27.nb

* Project supported by the National Basic Research Program of China (Grant Nos. 2012CB955304, 2013CB430206), the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 41075008, 40830957), China Postdoctoral Science Foundation (Grant No. 20110490854), and Postdoctoral Science Foundation of the Institute of Arid Meteorology of CMA (Grant No. KYS2011BSKY01).

† E-mail: jqyueping@126.com