

半干旱草原下垫面动量和感热总体输送系数 参数化关系研究*

岳平^{1)2)†} 张强¹⁾ 李耀辉¹⁾ 王润元¹⁾ 王胜¹⁾ 孙旭映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)

(2012年10月19日收到; 2012年12月6日收到修改稿)

本文利用锡林郭勒草原 2008 年春季近地层涡旋相关系统和铁塔的风、温平均梯度观测资料, 分析了总体输送系数随梯度 Richardson 数的变化特征, 建立了动量总体输送系数随大气稳定度、近地层风速以及感热总体输送系数随大气稳定度和近地层气温的关系. 中性条件下, 半干旱草原植被下垫面动量总体输送系数与近地层大气动力状态之间存在明显的相互作用, 总体输送系数与近地面层风速之间满足二次曲线拟合关系; 风速较小时, 大气动力特征对地表粗糙度长度的改变不是很明显, 动量总体输送系数随气流增强而增大; 而当风速较大时, 强风速会使植被高度发生改变, 动量总体输送系数随气流增强而减小. 另外, 感热总体输送系数与近地层气温之间也存在二次曲线关系. 动量总体输送系数与近地层风速之间的关系、感热总体输送系数与近地层气温之间关系的建立为总体输送系数参数化提供了重要途径, 同时该方案避免了对动力学粗糙度长度和热力学粗糙度长度的求解.

关键词: 总体输送系数, 参数化, 湍流量, 相似性函数

PACS: 92.60.Fm, 47.27.nb

DOI: 10.7498/aps.62.099202

1 引言

地-气相互作用、地表和大气之间物质和能量交换都要通过大气边界层来实现. 陆地表面动量和热量输送不仅对全球气候、大气环流贡献显著, 也是各类尺度数值模式中物理框架中极其关键的环节^[1]. 陆面过程参数化是将地表能够测量到的热量、水汽和动量通量通过简单的表达式在大气模式中进行准确描述, 气候模式中常用常规气象观测资料估算地表能量和物质向自由大气的输送通量^[2-5]. 总体输送系数是计算不同下垫面地表与大气之间物质和能量交换的关键参数, 在大气环流和气候学研究中, 也是计算地表热源强度最重要的参数之一^[5-8].

获得准确的总体输送系数是陆面过程参数化

研究的关键, 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-气相互作用野外观测试验以来, 对于不同下垫面的总体输送系数的研究一直没有停止过. 早期由于观测资料稀少, 对陆面上总体输送系数的研究主要是基于理论的计算^[7]. 常常因不同作者采用的估算方法不一致, 得到的总体输送系数差别也很大^[1,8], 最终导致模式中输入的总体输送系数的值也比较随意^[1]. 进入 20 世纪 70 年代, 随着大量野外观测试验的开展, 总体输送系数的研究取得了实质性的进展^[2,5,9-14]. UNO 等在 Louis 参数化方案中引入了近地层位温结构, 经修订的 Louis 参数化方案确定的总体输送系数对陆面模式的模拟结果有极大改善^[9,10]. ICARB, INDOEX 和 BOREAS 等大型国际观测试验均将总体输送系数的研究作为实验的重要内容之一^[11-14]. 美国于 2003 年实施的 CBLAST 观测试验其目的是

* 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) 课题的资助.

† 通讯作者. E-mail: jqyueping@126.com

通过改进参数化方案来提高中尺度模式的模拟能力, 确定可靠的总体输送系数也是该试验的一项重要内容 [15].

可喜的是, 总体输送系数随大气动力状态的变化规律目前已经有了比较明确的认识 [16,17]. Kusuma 和 Narasimha [16] 利用 MONTBLEX-90 试验资料, 讨论了自由对流状态、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 $C_D = 0.008U^{-0.25}$. 最近, 岳平等 [17] 利用内蒙古半干旱草原试验资料, 在对大气稳定度分类的基础上, 建立了动量总体输送系数和感热总体输送系数与 10 m 高度水平风速之间的非线性关系. 事实上, 总体输送系数不仅与大气动力状态存在联系, 而且与大气热力状态密切相关. 大量的观测结果表明, 总体输送系数是随大气稳定度而变化的陆面参数 [1,12,14,15]. 流体湍流发展的宏观原因是速度剪切效应和温度剪切效应共同作用的结果 [18], 影响大气稳定度的因子除了气流的剪切效应, 即气流的动力状态, 还包括随大气热力状态变化的浮力因子 [19]. 当大气层结稳定时, 气流的剪切效应是湍流脉动以及湍流向上传输的主要物理机理, 热力因子则起减弱湍流输送的作用; 而当大气层结不稳定时, 湍流脉动以及相应引起通量传输的机理主要受控于浮力因子. 因此, 总体输送系数不仅与大气动力状态有关联, 也必然与大气热力状态存在密切联系.

建立总体输送系数与大气动力状态、热力状态之间的定量关系, 对提高大气模式的预报准确性具有重要意义 [16,17]. 我们知道, 气候和天气数值模拟结果、特别是高影响天气过程的精细预报对近地层动量和热量通量极其敏感 [20]. 因此, 发展可应用于数值模式的近地层湍流通量参数化方案已经成为一个十分重要的课题 [21-29]. 常见的湍流参数化方案可分为迭代和非迭代两类, 前者的优点在于计算精度比较高, 缺点是占用 CPU 时间多; 后者的优点在于占用 CPU 时间少, 但不足之处是计算结果的可信度较低 [28,29]. 利用梯度 Richardson 数 Ri 与总体输送系数之间的定量关系计算近地层湍流通量是一种常见的非迭代的参数化方案 [1]. 这种参数化方案中, 中性条件下的总体输送系数通常取为固定值 [1]. 对于沙漠戈壁等刚性界面来说, 采用中性条件下的总体输送系数和梯度 Ri 数对湍流通量参数化是可行的 [1]. 但对森林、农田和草地等柔软

性特征比较突出的下垫面而言, 中性条件下的总体输送系数受近地层气流及下垫面热力状态影响而将发生比较显著的变化 [22]. 鉴于此, 本文利用内蒙古草原 2008 年春季近地层梯度观测资料, 确定动量总体输送系数和感热总体输送系数; 讨论总体输送系数与风速、气温和梯度 Ri 数之间的变化规律, 建立基于梯度 Ri 数和气流动力、热力状态的参数化关系, 为大气模式湍流参数化提供参考.

2 观测场地与资料处理

2.1 观测场地介绍

锡林浩特国家气候观测台 (44°08' N、116°18' E) 位于内蒙古自治区锡林浩特市东北 25 km 处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. 通量观测设备架设在天然草场, 用于草原生态系统的观测 [17]. 场地周围无建筑物及其他障碍物, 观测场地地势平坦, 方圆 100 km 内无高大山脉. 观测试验中, 三维超声风速温度仪 (CSAT3, Campbell) 架设在梯度观测系统的正北方向, 观测高度距地 4.0 m; 同时在 2 m 和 10 m 高度分别安装了温度 (HMP45C, Vaisala)、风向 (WAV15, Vaisala) 和风速 (WAA15, Vaisala) 探测仪观测设备性能及相关参数见文献 [17].

2.2 资料质量控制

本文分析中选用资料为晴天的观测数据. 对涡动相关通量观测资料, 从采集的 10 Hz 原始湍流数据出发, 经过如下处理: 去趋势处理 ($x \pm 4\sigma$), 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. 详细过程参见文献 [17].

3 研究方法

总体输送系数的确定有多种方法 [1,17], 但对不同计算方法的依赖性很强. 常用的计算方法有涡旋相关法和空气动力学法 [1,5-7]. 总体输送系数可表示为 [13]

$$C_D = \tau / \rho U^2, \quad (1)$$

$$C_H = -H/[\rho c_p(\theta_a - \theta_s)U], \quad (2)$$

τ 为地表动量通量, H 为地表感热通量, ρ 为空气密度, c_p 为大气比热常数, θ_s 为地表位温, θ_a 和 U 分别为近地层大气位温和水平风速. C_D 和 C_H 分别为动量总体输送系数和感热总体输送系数.

3.1 涡旋相关法

湍流数据处理采用涡旋相关法可以得到下式 [13]:

$$\tau = \rho((\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2)^{1/2}, \quad (3)$$

$$H = -\rho c_p(\overline{w'\theta'} + 0.84\theta\overline{w'q'}), \quad (4)$$

θ 是位温, u' , v' , w' 和 θ' 分别是纵向脉动风速、横向脉动风速、垂直脉动风速和脉动温度.

如果以有限差分代替微分, 则湍流动量总体输送系数 (C_D) 及湍流感热总体输送系数 (C_H) 满足 [23]

$$C_D = \frac{u_*^2}{U^2}, \quad (5)$$

$$C_H = \frac{-\overline{w'\theta'}}{[U(\theta_a - \theta_s)]}. \quad (6)$$

3.2 空气动力学法

空气动力学法是用两层以上的风、温平均量的梯度资料计算湍流量 [9]

$$\varphi_m = \frac{kz}{u_*} \frac{\partial \bar{U}}{\partial z}, \quad (7)$$

$$\varphi_h = \frac{kz}{\theta_*} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}, \quad (8)$$

式中 k 为 Karman 常数; u_* 为摩擦速度; θ_* 为特征温度尺度; \bar{U} 为平均水平风速; $\bar{\theta}$ 为平均水平位温; φ_m , φ_h 为风、温 M-O 相似性函数, 这里采用岳平等 [17] 利用锡林郭勒草原锡林浩特国家气候观象台通量观测资料修订的 M-O 相似性函数关系. φ_m , φ_h 与大气稳定度 (z/L) 之间的关系如下:

$$\varphi_m = \begin{cases} 0.92 \left(1 - 14.6 \frac{z}{L}\right)^{-1/4}, & \frac{z}{L} \leq 0, \\ 0.92 \left(1 + 12.5 \frac{z}{L}\right), & \frac{z}{L} > 0, \end{cases} \quad (9)$$

$$\varphi_h = \begin{cases} 1.20 \left(1 - 21 \frac{z}{L}\right)^{-1/2}, & \frac{z}{L} \leq 0, \\ 1.20 \left(1 + 7.5 \frac{z}{L}\right), & \frac{z}{L} > 0. \end{cases} \quad (10)$$

4 总体输送系数随梯度 Ri 数的变化特征

图 1 给出了空气动力学法确定的 2008 年春季锡林郭勒典型草原近地层动量总体输送系数和感热总体输送系数与梯度 Ri 数的关系, 其中 $Ri = \frac{g(z_1 z_2)^{1/2}(\theta_2 - \theta_1)}{T(U_2 - U_1)^2} \ln(z_2/z_1)$ (下标 1, 2 分别表示 2 m, 10 m 两个观测层). 可以看出, 总体输送系数随 Ri 的变化特征与以往的观测结果及理论相似, 而且其量级也非常合理 [1,24,25]. 根据图 1 可知, 动量总体输送系数和感热总体输送系数与 Ri 之间有很好的相关性,

$$C_D = \begin{cases} C_{DN}(1 - 3.277Ri - 1.014Ri^2), & Ri \leq 0, \\ C_{DN}e^{(-9.885Ri)}, & Ri > 0, \end{cases} \quad (11)$$

$$C_H = \begin{cases} C_{HN}(1 - 9.133Ri + 6.667Ri^2), & Ri \leq 0, \\ C_{HN}e^{(-9.042Ri)}, & Ri > 0. \end{cases} \quad (12)$$

(11) 和 (12) 式分别给出了动量总体输送系数和感热总体输送系数随 Ri 的变化规律. 其中, C_{DN} 和 C_{HN} 是中性时的动量和感热总体输送系数, 分别为 3.519×10^{-3} 和 1.191×10^{-3} .

可以看出, $Ri \leq 0$ 时, 动量和感热总体输送系数与 Ri 之间符合二次曲线, $Ri > 0$ 时, 动量和感热总体输送系数与 Ri 之间满足指数关系. Zhang 等 [1] 利用戈壁观测资料, 给出中国西北典型干旱区夏季的总体输送系数随 Ri 的变化规律, 当大气层结不稳定时, 总体输送系数与 Ri 之间也满足二次曲线, 但在大气层结稳定时差异较大. 另外, 中性条件的总体输送系数差异也较大, 这种差异与不同下垫面的性质以及动力、热力因子有关 [1,17].

5 空气动力学法计算的总体输送系数可靠性检验

图 2(a), (b) 分别给出了 2008 年春季锡林郭勒典型草原近地层空气动力学法计算的 u_* , θ_* 与涡旋相关法测量结果的散点图. 由线性回归拟合分析方法可确定空气动力学法和涡旋相关法测量结果的相关性. 在显著性水平为 0.1% 条件下: 空气动力学法计算的 u_* 与实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; 空气动力学法计算的与实测值之间的斜率为 1.101, 相关系数为 0.988, 标准偏差为 0.048. 以涡旋相关法测量值为基准, 由 M-O 相似性函数 (9) 和 (10) 确定的湍流特征量 u_* 和与涡旋相关法测量值间具有很好的 consistency. 岳平等 [17] 通过对比 (9) 和 (10) 式与 B-D

关系在半干旱草原下垫面的适用性, 指出 B-D 关系确定的湍流特征量 u_* 和 θ_* 与涡旋相关法测量值之间的一致性较差, 原因在于不同观测环境的下垫面物理性质不同 [17,24]. 而本文基于空气动力学法确定的总体输送系数能够较准确地反映草原下垫面的湍流交换特征.

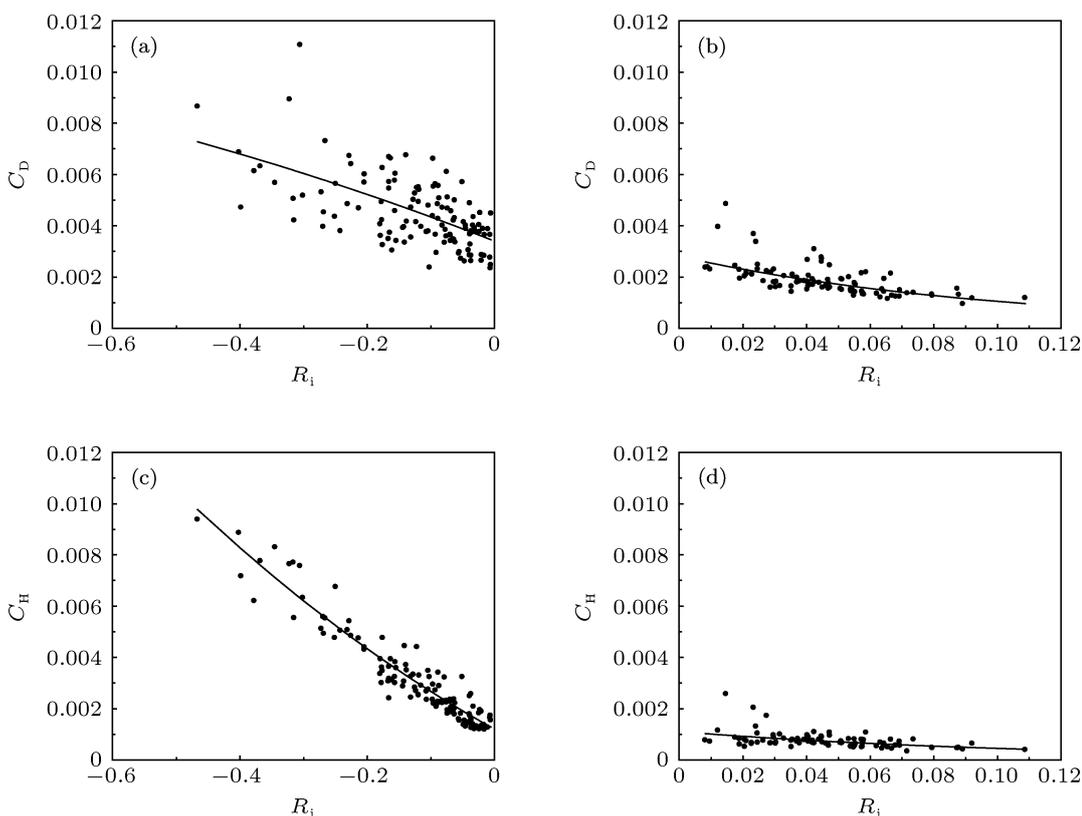


图 1 大气层结不稳定及稳定时总体输送系数随 Ri 的变化

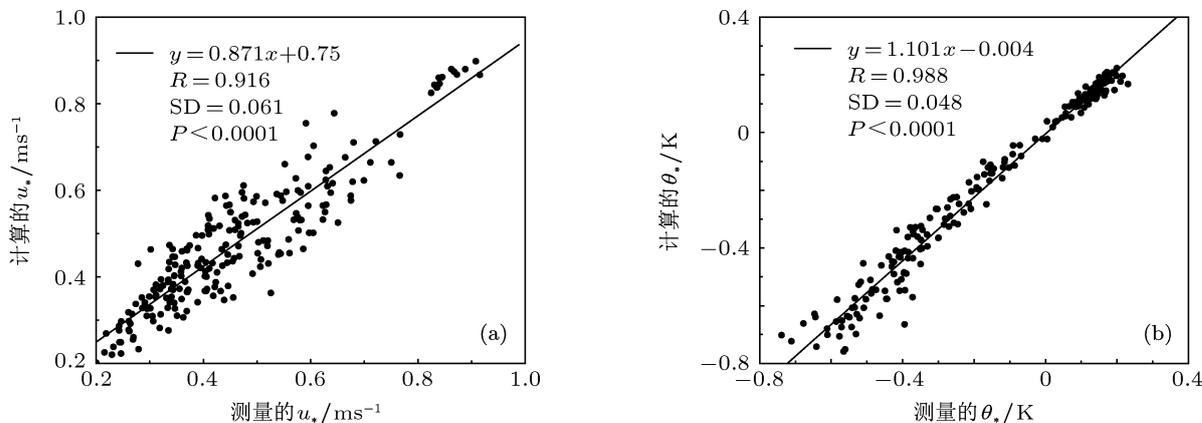


图 2 空气动力学法计算的 u_* , θ_* 与涡旋相关法测量值的相关性

表 1 给出了空气动力学法和涡旋相关法确定的 2008 年春季锡林郭勒典型草原近地层动量和感热总体输送系数. 可以看出, 两种方法确定的总体输送系数之间的差异非常小. 从春季草原下垫面动力和热力输送强度的差异 C_D/C_H 来看: 不稳定条件下 (涡旋相关法测量结果为 1.381, 空气动力学法计算结果为 1.208), 表明地面加热造成的热力湍流输

送几乎与风切变产生的机械动力混合作用相当; 稳定和中性条件下, 两种方法确定的 C_D/C_H 都远大于 1, 即稳定和中性条件下草原下垫面近地层湍流输送主要以动力机理形成的湍流输送为主, 这与以往的观测一致 [1,2,8,9]. 因此, 基于修订的 M-O 相似性函数关系 (9) 和 (10) 式计算的总体输送系数能够比较准确地描述半干旱草原近地层的湍流输送特征.

表 1 涡旋相关法和 (9), (10) 式计算的感热和动量总体输送系数

方法 输送系数	空气动力学法			涡旋相关法		
	C_D	C_H	C_D/C_H	C_D	C_H	C_D/C_H
不稳定 ($\times 10^{-3}$)	4.525	3.746	1.208	4.633	3.355	1.381
中性 ($\times 10^{-3}$)	3.519	1.191	2.890	3.503	1.206	2.905
稳定 ($\times 10^{-3}$)	2.011	0.780	2.579	1.722	0.708	2.430
平均 ($\times 10^{-3}$)	3.458	2.326	1.489	3.356	2.094	1.603

6 总体输送系数的参数化

理论上, 总体输送系数表示了湍流量与雷诺平均量之间的比例关系, 可以用大气稳定性和地表粗糙度来表示 (如 $C_{D,H} = f_{D,H}(z_{0,OT}, Ri)$) [1,24-27]. 总体输送系数依赖于大气层结稳定性、测量高度与动力学粗糙度之比以及测量高度与热力粗糙度之比 [28,29]. 利用平均梯度观测资料确定总体输送系数的参数化过程中, 大气稳定度可用 Ri 数表示 [1], 但动力学粗糙度和热力粗糙度的准确估算并不是一件容易的事情 [30]. 通常从动力学粗糙度长度与微气象要素之间的通量廓线关系出发, 用野外科学试验观测的风速和温度梯度资料及涡动相关系统观测的湍流量资料来确定粗糙度长度 [31,32]. 而在中性条件下, 总体输送系数仅依赖于地表粗糙度长度 ($z_{0,OT}$) 的变化. 但是近地层风速会通过改变表面粗糙元的结构和形态, 影响动力学粗糙度长度 (z_0) 的大小 [22], 进而对中性条件下的动量总体输送系数 (C_{DN}) 产生影响. 相应地, 近地层的热力因子也会改变中性条件下的热力学粗糙度长度 (z_{0T}), 对感热总体输送系数产生影响.

为了用参数化方式表示植被下垫面总体输送系数的动态变化特征, 需要深入分析动量总体输送系数与动力学变量 (风速) 的关系以及感热总体输送系数与热力因子 (气温) 的关系. 这里基于 (11), (12) 式的框架, 确定能够利用常规梯度观测资料动

态描述总体输送系数随大气动力 (热力) 因子、大气稳定度 (Ri) 变化的参数化方案. 在此, 首先需要建立中性条件下草原植被下垫面动量总体输送系数与风速之间、感热总体输送系数与温度之间的基本关系. 图 3(a), (b) 分别给出了中性条件下近地层 2 m 高度的风速与动量总体输送系数、2 m 高度的气温与感热总体输送系数之间的相关性散点图及拟合曲线. 据图 3 可以发现, 中性条件下动量总体输送系数与风速、感热总体输送系数与气温之间具有很好的相关性. 动量总体输送系数与风速、感热总体输送系数与温度均满足二次曲线, 相关系数分别达到 0.988, 0.985. 具体的拟合关系如下:

$$C_{DN} = -0.0001U^2 + 0.0021U - 0.0057, \quad (13)$$

$$C_{HN} = 0.000005T^2 - 0.00005T + 0.0009. \quad (14)$$

从动量总体输送系数与风速的变化规律来看, 风速大约在 9 m/s 时, 中性条件下的动量总体输送系数的趋势将发生转变. 根据 M-O 相似性理论, 中性条件下风速对动量总体输送系数的影响主要是通过改变地表粗糙度长度来实现的 [22]. 对植被下垫面而言, 大气动力状态既影响植被粗糙元特征, 又与近地层气流动力特征密切相关, 因此与动力学粗糙度长度之间存在复杂的耦合关系 [22]. 但是从物理过程来看, 在植被下垫面风速比较小时, 大气动力特征对地表粗糙度长度的改变不是很明显; 随着气流增强可形成较强的湍流, 从而增大了近地

层的动量输送率, 动量总体输送系数增大. 而当风速较大时, 强风速会使植被高度发生改变, 并降低近地层的动力粗糙度, 此时气流的作用使粗糙下垫面向相对光滑的下垫面转变, 动量总体输送系数减小.

根据相似性理论可知, 近中性条件下的感热总体输送系数的变化受动力学粗糙度长度和热力学粗糙度长度的共同影响. 以往的观测结果表明, 动力学粗糙度长度一般比热力学粗糙度长度大一个量级 [1,33,34]. 因此, 中性条件下感热总体输送系数对热力学粗糙度长度的变化更加敏感. 由于热力学粗糙度长度不仅与流体运动状态和粗糙元的特征

有关, 而且受动量输送强弱的影响. 一般来讲, 热力学粗糙度长度随动量粗糙度长度的变化不是单调函数, 精确获取热力学粗糙度长度比较困难 [22,35]. 从图 3(b) 中感热总体输送系数与温度的相关性散点图来看, 感热总体输送系数与温度之间存在很好的相关性, 这为参数化感热通量提供了重要途径, 同时避免了对动力学粗糙度和热力学粗糙度长度的求解.

当 (11), (12) 式中考虑了近中性条件下总体输送系数随风速和温度的变化后, 可利用常规梯度观测资料确定总体输送系数, 进而可计算模式需要的动量和感热通量. (11), (12) 式可改写为

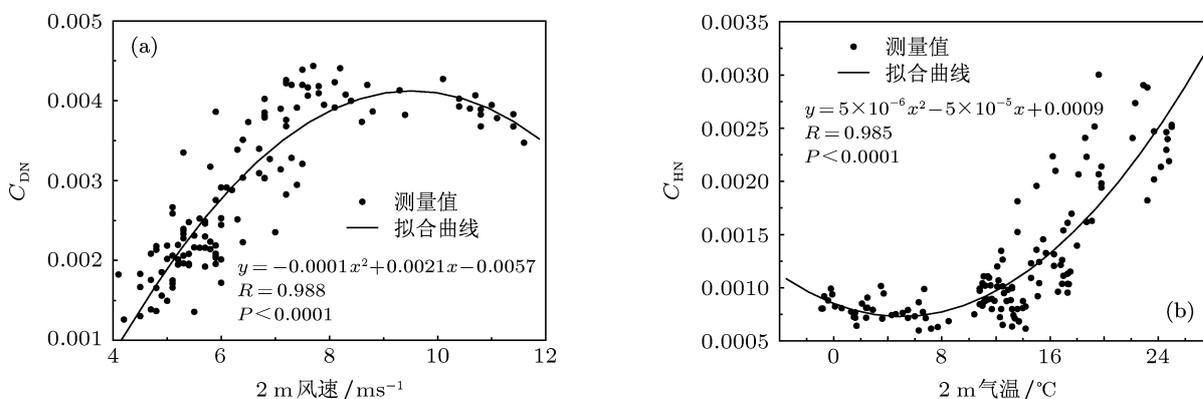


图 3 近中性条件下动量 (a) 和感热 (b) 总体输送系数随风速和温度的变化

$$C_D = \begin{cases} (-0.0001U^2 + 0.0021U - 0.0057)(1 - 3.277Ri - 1.014Ri^2), & Ri \leq 0, \\ (-0.0001U^2 + 0.0021U - 0.0057)e^{(-9.885Ri)}, & Ri > 0, \end{cases} \quad (15)$$

$$C_H = \begin{cases} (0.000005T^2 - 0.00005T + 0.0009)(1 - 9.133Ri + 6.667Ri^2), & Ri \leq 0, \\ (0.000005T^2 - 0.00005T + 0.0009)e^{(-9.042Ri)}, & Ri > 0. \end{cases} \quad (16)$$

7 参数化方案计算湍流通量的误差

为进一步检验参数化方案的准确性, 图 4(a), (b) 分别给出了由 (15), (16) 式计算的动量通量、感热通量与涡旋相关法测量的动量通量、感热通量之间的散点图. 在显著性水平为 0.1%条件下: (15) 式计算的动量通量与实测值之间的斜率为 0.757, 相关系数为 0.955, 标准偏差为 0.042; (16) 式计算的感热通量与实测值之间的斜率为 0.975, 相关系数为 0.985, 标准偏差为 24.065. 表明, 该参数化方案计算的湍流动量和感热通量与涡旋相关法直接测

量结果之间具有很好的一致性. 与以往的研究方案相比, 该参数化方案在计算湍流动量和感热通量时无需迭代, 可利用常规梯度观测资料对湍流通量进行快速求解. 另外, 通过建立动量总体输送系数与近地层风速之间的关系以及感热总体输送系数与近地层气温之间的关系, 避免了对动力学粗糙度长度和热力学粗糙度长度的计算, 从与涡旋相关法直接测量结果的比较来看, 该方案计算的湍流通量准确性较高, 解决了非迭代方案计算结果可靠性较差的问题.

8 结论与讨论

利用锡林郭勒草原 2008 年春季近地层涡旋相关系统和近地层铁塔的风、温、湿梯度观测资料,依据空气动力学法和涡旋相关法确定了动量总体输送和感热总体输送系数,并与涡旋相关法直接测量结果做了比较;分析了总体输送系数随 Ri 的变化特征,确定了动量总体输送系数随大气稳定性和近地层风速以及感热总体输送系数随大气稳定性和近地层气温的定量关系.建立了利用常规梯度观测资料动态描述总体输送系数随大气动力、热力因子及大气稳定度 (Ri) 变化的参数化方案.

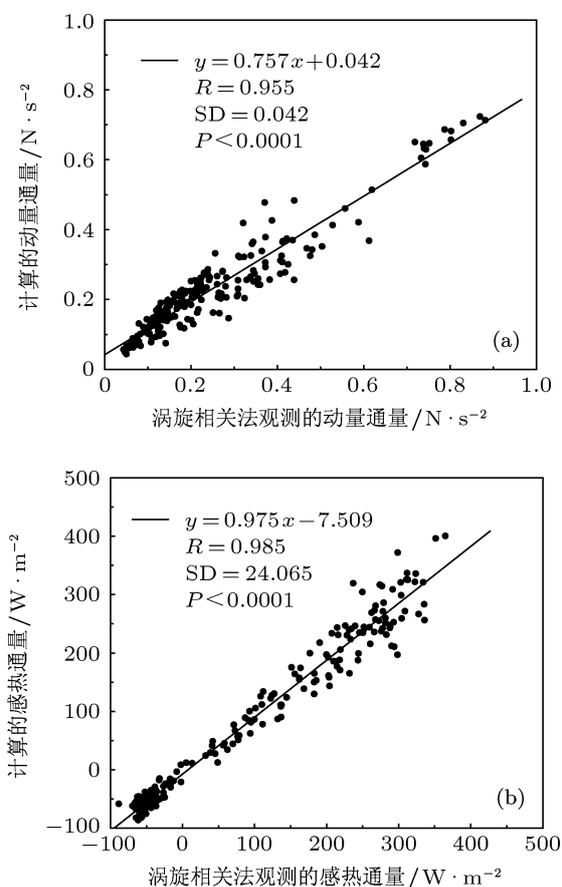


图4 (15), (16) 式计算的动量和感热通量与涡旋相关法测量值相关性

空气动力学法计算的总体输送系数与涡旋相

关法确定的总体输送系数差异较小.空气动力学法计算的总体输送系数随 Ri 的变化规律与以往的观测结果及理论相似,而且其量级也非常合理.当 $Ri \leq 0$ 时,动量和感热总体输送系数与 Ri 之间符合二次曲线; $Ri > 0$ 时,动量和感热总体输送系数与 Ri 之间满足指数关系.利用修订的 M-O 相似性函数计算的动量和感热总体输送系数随 Ri 的变化特征与涡旋相关法测量结果随 Ri 的变化特征非常相似.

刚性下垫面的动量总体输送系数在中性条件下可以认为是常数,但对草原植被下垫面而言,中性条件下的动量总体输送系数与近地面层大气动力状态之间存在明显的相互作用.本文结果表明,总体输送系数与近地面层风速之间满足二次曲线拟合关系;根据 M-O 相似性理论可知,中性条件下风速对动量总体输送系数的影响主要是通过改变地表粗糙度长度来实现的^[19].风速较小时,大气动力特征对地表粗糙度长度的改变不是很明显,动量总体输送系数随气流增强动量输送加强而当风速较大时,强风速会使植被高度发生改变,动量总体输送系数随气流增强而减小.中性条件下感热总体输送系数受动力学粗糙度长度和热力学粗糙度长度的共同影响,但对热力学粗糙度长度的变化更加敏感;值得关注的是,感热总体输送系数与近地层气温之间满足二次曲线,通过建立感热总体输送系数与近地层气温之间的关系对其进行参数化,可避免对动力学粗糙度长度和热力学粗糙度长度的依赖.

检验结果表明,参数化关系 (15), (16) 计算的动量通量、感热通量与涡旋相关法测量的动量通量、感热通量之间具有很好的一致性.与以往的研究方案相比,该参数化方案计算感热通量时,无需用迭代方法计算大气稳定度参数 (z/L),可由常规梯度观测资料便捷地确定动量和感热通量.此外,动力学粗糙度长度和热力学粗糙度长度通常采用近地层风速廓线计算来获得,难免有一定误差,这影响了对动量通量和感热通量的确定.本文给出的参数化方案有效避免了对动力学粗糙度长度和热力学粗糙度长度的求解,并且计算结果的准确性较好.

[1] Zhang Q, Wei G A, Huang R H, Cao X Y 2002 *Sci. China. D* **45** 468
 [2] Li H Q, Guo W D, Sun G D, Zhang Y C 2011 *Acta Phys. Sin.* **60** 019201 (in Chinese) [李红祺, 郭维栋, 孙国栋, 张耀存 2011 物理学

报 **60** 019201]

[3] Li H Y, Zhang Q, Wang C L, Zhao J H 2012 *Acta Phys. Sin.* **61** 195201 (in Chinese) [李宏宇, 张强, 王春玲, 阳伏林, 赵建华 2012 物理学报

- 61 195201]
- [4] 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]
- [5] Powell M D, Vickery P J, Reinhold T A 2003 *Nature* **422** 279
- [6] Ambes R A, Keyers D 1979 *Mon. Wea. Rev.* **107** 963
- [7] Deardorff J W 1968 *J. Geophys. Res.* **73** 2549
- [8] Garratt J R 1977 *Mon. Wea. Rev.* **105** 915
- [9] Louis J F 1979 *Bound. Layer Meteorol.* **17** 187
- [10] UNO I, Cai X M, Steyn D G, Emori S 1995 *Bound. Layer Meteorol.* **76** 395
- [11] Denny A, Subrahmanyam D, Kunhikrishnan P, Radhika Ramachandran, Somayaji K, Venkatesh R, Bhat G, Singh A 2008 *Bound.-Layer Meteorol.* **126** 297
- [12] Bhat G S, Thomas M A, Raju J V S, Chandrasekhara C P 2002 *Bound.-Layer Meteorol.* **106** 263
- [13] Piers S, Hall F, Ranson K J, Margolis H, Kelly B, Baldocchi D, den Hartog G, Josef C, Ryan Michael G, Barry G, Patrick C, Lettenmaier D, Wickland D E 1995 *Bull. Amer. Meteorol. Soci.* **76** 1549
- [14] Ridder K De 2010 *Bound.-Layer Meteorol.* **134** 257
- [15] Zhang J A, Black P G, French J R, Drennan W M 2008 *Geophys. Res. Lett.* **35** L14813,
- [16] Rao K G, Narasimha R 1996 *Geophys. Res. Lett.* **23** 2617
- [17] Yue P, Zhang Q, Niu S J, Wang R Y, Sun X Y, Wang S 2012, *Acta Phys. Sin.* **61** 219201 (in Chinese) [岳平, 张强, 牛生杰, 王润元, 孙旭映, 王胜 2012 物理学报 **61** 219201]
- [18] Yue P, Niu S J, Hu Y Q, Zhang Q 2010 *Sci. China Ear. Sci.* **53** 773
- [19] Miao M Q, Qian J P 1996 *Acta Meteorol. Sinica* **54** 95 (in Chinese) [苗曼倩, 钱峻屏 1996 气象学报 **54** 95]
- [20] Gao Z, Bian L, Zhou X 2003 *J. Geophys. Res.* **108** 4387
- [21] Garratt J R, Pielke R A 1989 *Bound.-Layer Meteorol.* **48** 377
- [22] Zhang Q, Zeng J, Yao T 2012 *Chinese Sci. Bull.* **57** 647 (in Chinese) [张强, 曾剑, 姚桐 2012 科学通报 **57** 647]
- [23] Ma Y M, Tsukamoto O, Wu X M, Tamagawa I, Wang J M, Ishikawa H, Hu Z Y, Gao H C 2000 *Chinese J. Atmos. Sci.* **24** 23 (in Chinese) [马耀明, 塚本修, 吴晓鸣, 玉川一郎, 王介民, 石川裕彦, 胡泽勇, 高洪春 2000 大气科学 **24** 23]
- [24] Dyer A J 1974 *Boundary-Layer Meteorol.* **7** 363
- [25] Stull R B 1988 *An Introduction to Boundary Layer Meteorology* (1st Edn.) (Dordrecht: Kluwer Academic Publishers) p280
- [26] Wouters H, De Ridder K, van Lipzing N P M 2012 *Bound.-Layer Meteorol.* **145** 539
- [27] Demuzere M, De Ridder K, van Lipzing N P M 2008 *J. Geophys. Res.* **113** 1
- [28] Yang K, Tamai N, Koike T 2001 *J. Appl. Meteorol.* **40** 1647
- [29] Li Y, Gao Z, Lenschow D H, Chen F 2010 *Bound.-Layer Meteorol.* **137** 153
- [30] Zhang Q, Wang S, Zhang J, Wang R Y, Liu H Y, Li Y Y 2009 *Adv. Ear. Sci.* **24** 1185 (in Chinese) [张强, 王胜, 张杰, 王润元, 刘宏宜, 李岩英 2009 地球科学进展 **24** 1185]
- [31] Chen J Y, Wang J M, Mitsuki H 1993 *Chinese J. Atmos. Sci.* **17** 21 (in Chinese) [陈家宜, 王介民, 光田宁 1993 大气科学 **17** 21]
- [32] Kondo J, Yamazawa H 1986 *Bound.-Layer Meteorol.* **35** 331
- [33] Ban J, Gao Z, Lenschow D H 2010 *J. Geophys. Res.* **115** D01106
- [34] Guilloteau E 1998 *Bound.-Layer Meteorol.* **87** 147
- [35] Kondo J, Yamazawa H 1986 *Bound.-Layer Meteorol.* **35** 331

Bulk transfer coefficients of momentum and sensible heat over semiarid grassland surface and their parameterization scheme*

Yue Ping^{1)2)†} Zhang Qiang¹⁾ Li Yao-Hui¹⁾ Wang Run-Yuan¹⁾
Wang Sheng¹⁾ Sun Xu-Ying¹⁾

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)

(Received 19 October 2012; revised manuscript received 6 December 2012)

Abstract

The momentum and heat transfer coefficients used in the atmospheric numerical models usually are taken as constants. In fact, the bulk transfer coefficients change not only with atmospheric stabilities, but also with the air motion and thermodynamic properties of the surface boundary layer. In this paper, the bulk transfer coefficients of momentum and sensible heat are determined by using the data observed by the eddy correlation system and those of the average wind velocity and temperature gradients over the Xilin Guole semiarid grassland in May, 2008. The relations between the bulk transfer coefficients and the gradients in Richardson numbers are analyzed, and the relationship between the bulk transfer coefficients and atmospheric stabilities is also studied. Finally, the changes of momentum bulk transfer coefficients with wind speed and the relations between sensible heat transfer coefficients and temperature are determined. Comparison with the eddy correlation method for observing transfer coefficients, there is a great difference between the computational values of typical Businger-Dyer similarity functions. The revised Monin-Obukhov similarity functions could significantly improve the accuracy of the transfer coefficients. Under the near neutral stratification, there was an obvious interaction between the land surface and the flow condition over semiarid regions. The momentum bulk transfer coefficient varies with the mean wind speed at 10 m according to the quadratic curve laws. Under the low wind velocity condition, the influence of the air flow on the roughness was not significant and the momentum transfer coefficient will increase with increasing wind velocity. While at the high wind speed, the momentum transfer coefficient will decrease with increasing wind velocity, for the air flow changes the roughness height of surface boundary layer. Under the near neutral stratification, there was a quadratic curve law between the temperature and the sensible heat transfer coefficient, which provides a useful parameterization scheme for sensible heat transfer coefficient. The new schemes could parameterize the turbulent fluxes with average wind velocity and temperature gradients data, and does not need to compute the roughness.

Keywords: bulk transfer coefficient, parameterization, turbulent flux, similarity function

PACS: 92.60.Fm, 47.27.nb

DOI: 10.7498/aps.62.099202

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

† Corresponding author. E-mail: jquyeping@126.com