



论文

论近地层大气运动特征与观测和计算能量不平衡的成因

左洪超*, 肖霞, 杨启东, 董龙翔, 陈继伟, 王树金

半干旱气候变化教育部重点实验室, 兰州大学大气科学学院, 兰州 730000

* E-mail: zuohch@lzu.edu.cn

收稿日期: 2011-07-01; 接受日期: 2012-02-19

国家自然科学基金(批准号: 40775017, 41075006)资助

摘要 本文在已有的研究基础上, 从理论上概括了近地层大气运动和能量物质的传输特征, 以及近地层能量物质传输的理想模型和实际模型. 之后利用兰州大学半干旱气候与环境监测站(SACOL)连续四年(2006-09~2010-08)中所有 5~10 月间观测的涡旋相关资料, 详细分析了该站近地层的能量传输特征. 研究中引入了相对垂直湍强来表征湍流的强度, $RI_w = \sqrt{w'^2} / (\sqrt{w'^2} + \bar{U})$, 并且还采用了资料质量控制的分级处理手段. 研究得到如下结论: (1) 近地层能量的传输必须满足物质和能量守恒定律, 理论上近地层的能量必须是平衡的或者闭合的, 但是实际观测的近地层能量只是能量平衡的某种程度的近似, 很难达到平衡. (2) 近地层的能量闭合率决定于大气运动的状态, 总体上近地层能量闭合率随相对垂直湍强增大而增加. (3) 通过资料质量控制分级处理表明, 资料质量控制的程度可以影响近地层能量闭合率, 但是它不能影响近地层能量闭合率决定于大气运动状态的实质. (4) 地表热通量的计算方法可以影响近地层能量闭合率, 但也不能影响近地层能量闭合率决定于大气运动状态的实质.

关键词近地层
能量平衡状况
相对垂直湍强
湍流输送
资料质量控制

湍流迄今仍是经典物理学中一个难以理解的谜, 其形成机制仍未能得到完美解释. 地球大气中边界层大气运动的一个主要特征就是运动的湍流性. 大气中的湍流是三维非均匀且各向异性, 同时存在动力作用和热力作用, 所以其远比实验室给出的湍流复杂. 对于大气边界层湍流成功的研究源自于 Monin 和 Obukhov^[1]首先建立的大气湍流唯象模型, 他们提出了大气边界层相似理论, 为大气边界层湍流理论的发展奠定了基础^[2]. 其后, 涡旋相关仪器的研制和

成功的野外观测实验, 不仅验证了 Monin 和 Obukhov 的相似性理论而且成功地给出了相似性理论要求的普适函数, 才使得这一理论在大气边界层和陆面过程的研究中得以广泛应用^[3,4]. 但是随着近地层观测试验的丰富和完善, 有关相似性理论的争议从未间断^[5,6]. 自 20 世纪 80 年代末, 研究发现近地层观测的能量是不闭合的, 甚至不闭合的程度比较显著^[7~11].

能量守恒定律即热力学第一定律, 是一个普适定律, 因此, 地气之间的能量和物质的交换同样也得

遵循能量守恒定律. 正是由于此, 近地层观测的能量不闭合一经发现, 立即引起气象学家的广泛关注. 例如分别以适中草地和短草地为下垫面的野外试验 LINEX-96/2 和 LINEX-97/1, 能量不闭合部分分别达 21% 和 32%^[12,13]. 而为了研究近地层观测的能量不能实现闭合的原因, 于 2000 年组织实施了规模庞大的 EBEX(Energy Balance EXperiment)试验^[10], 试验结论是近地层观测的能量难以达到平衡. 自 20 世纪末相继建成了多个以涡旋相关法进行碳通量和能量通量测量的长期通量观测网(FLUXNET), 其观测站点分别位于不同的地区以及国家, 代表了不同的下垫面类型. 虽然国内在运用涡旋相关技术进行大规模的通量观测工作方面起步较晚, 但目前也已建成具有一定规模的中国通量网(ChinaFLUX), 其中下垫面类型包括森林、草原和农田等不同类型生态系统, 迄今为止通量观测站点已达 23 个之多. Wilson 等^[11]通过分析欧洲和北美洲通量观测网的数据发现其平均能量平衡不闭合部分为 20% 左右; 李正泉等^[14]分析了中国通量观测网的数据, 发现能量平衡不闭合部分为 27% 左右. Mauder 等^[15]研究了西非热带地区干季向湿季转化时的地表能量平衡状况, 并对能量不闭合原因进行了讨论. LITFASS 是非均匀下垫面地气通量的长期野外观测实验, Beyrich 等^[16]利用其观测资料探讨分析了非均匀下垫面的能量平衡特征. 最近, Foken^[9]和 Cava 等^[17]学者对能量平衡不闭合的原因做了细致的研究并进行了较为系统的总结.

目前对近地层能量不闭合研究的主要结论可以归结为以下几个方面: (1) 近地层能量闭合率是个尺度问题, 决定于观测下垫面的尺度^[8]; (2) 近地层能量闭合率与湍流谱中的低频泄漏及目标源区通量贡献率有关^[8,18]; (3) 近地层能量闭合率和下垫面有关, 当然也包括地表的非均匀^[7]; (4) 近地层能量不闭合与某些湍流特征有关, 比如稳定性, 摩擦速度等^[11]; (5) 近地层能量不闭合是因为地表热通量的计算不准确而造成的^[19,20,21]. 现已有的这些研究结果只是解释了近地层能量不闭合的某一方面的原因, 尚没有统一完美的解释, 这为边界层的观测研究带来困惑. 如何从理论上给出近地层能量和物质的交换过程, 以便对近地层的观测进行完美的解释是一项急需解决的科学任务. 为此, 本研究依据已有的观测研究结果, 对近地层能量和物质交换进行了概括, 力求给出理想的概念模型和实际观测与理想模型的区别. 之

后利用兰州大学半干旱气候与环境监测站 (SACOL) 的涡旋相关数据, 对所提模型进行了检验.

有关近地层能量物质交换的研究结果对于加深理解近地层能量和物质交换过程, 发展科学合理的近地层湍流交换参数化方案, 进而为构建陆面过程模式提供科学依据和指导, 有利于提高数值天气预报和气候预测精度.

1 资料观测及资料处理

1.1 试验场地及其资料选取

地处中国中部偏北的黄土高原具有特殊的地形地貌, 它的中部及西北部属于干旱半干旱气候. 对于占据地球陆地面积大约 30% 的干旱半干旱区来说, 黄土高原干旱半干旱区是地气相互作用研究中不可忽略的一部分. 兰州大学半干旱气候与环境监测站 (SACOL, 35°57'46"N, 104°8'13"E), 观测场地占地约 8 公顷, 海拔 1965.8 m, 位于中国西北甘肃省兰州市兰州大学榆中校区的翠英山顶上, 距离兰州市中心 48 km, 属于黄土高原半干旱区. SACOL 下垫面属于典型的黄土高原地貌, 山顶的环境受人类活动的影响较小, 基本属于自然状态, 地表覆盖基本为原生植被. 秋季植被覆盖较密, 平均冠层高度大约为 30 cm, 夏季其次, 平均冠层高 24 cm, 春季约为 15 cm, 冬季最小, 约为 10 cm 左右. 试验观测受人类活动的影响较小, 因此, SACOL 站基本可代表黄土高原半干旱区地形地貌和植被特征^[22], 观测场地理位置、背景和垫面状况如图 1 所示.

SACOL 站内架设了梯度观测塔、超声探测仪、脉动温湿仪、红外辐射温度计、各种辐射仪, 土壤热流板, 时域反射计和雨量计等观测仪器. 观测物理量主要包括近地层基本气象要素、土壤温湿度以及近地面层的物质和能量通量. 其中湍流通量观测系统包括测量三个风分量的三维超声风速仪(CAST3, Campbell)和测量 CO₂ 及 H₂O 密度的 CO₂/H₂O 开路气体分析仪(LI-7500, LI-COR), 其脉动资料的观测频率为 10 Hz, 架设高度为 3.0 m, 并且有 CR5000 数据自动记录器记录 30 min 的湍流通量; 土壤热通量由置于地下 5 和 10 cm 的土壤热通量板 (HFP01SC-L, Hukseflux) 观测得到. 利用 SACOL 站涡动通量观测系统得到的资料, 选取 2006 年 09 月份至 2010 年 08 月整四年的

涡旋相关资料中所有 5~10 月间的观测资料进行研究, 以免结果受到冻土或者冰雪覆盖的影响. 对所研究时间段的风进行了统计分析, 如图 2 所示, 黄土高原半干旱区 5~10 月份盛行东南风, 次盛行风向为西北风. 对比白天和夜间的风向分布发现, 白天东南风频率比夜间的小约 10 个百分点而西北风频率却大约 10 个百分点. 这说明该地存在一定频率的局地环流, 在风速较小的情况下局地环流更加明显.

1.2 资料质量控制

利用英国爱丁堡大学发展的可以免费下载的

EdiRE 软件(<http://www.geos.ed.ac.uk/abs/research/micro-met/EdiRe/>)对 SACOL 站涡旋相关仪得出的湍流脉动资料进行相关的处理. EdiRE 软件可以对湍流高频数据进行相关处理, 得到所需平均时段内的风速、压强、温度、感热通量、潜热通量、CO₂ 通量和其他环境变量, 还可同时进行多个文件的处理. 处理过程主要包括:

- (1) 感应器时间延迟校正;
- (2) 超声虚温的侧向风校正^[23];
- (3) 平面拟合法进行坐标旋转^[24];
- (4) 频率响应校正^[25,26];

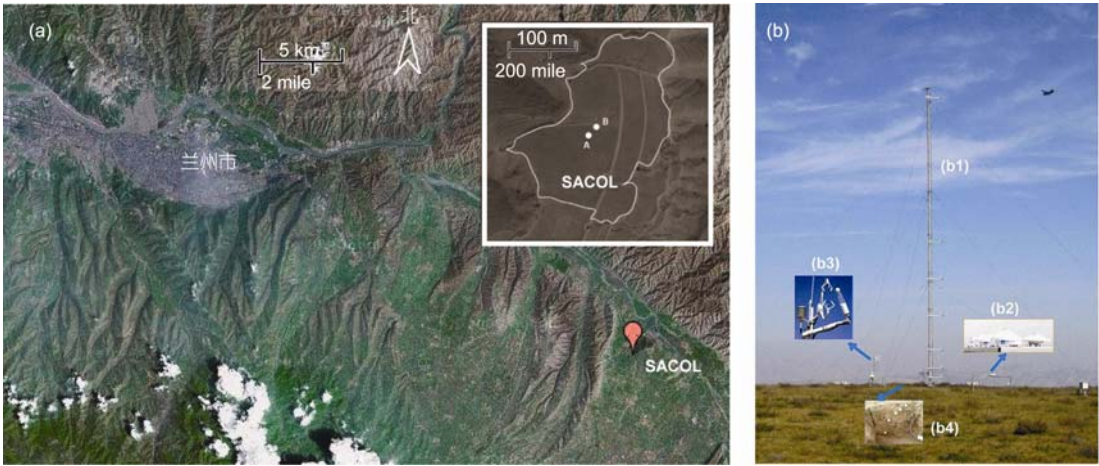


图 1 SACOL 观测站地形地貌图及仪器安装图

(a) SACOL 站地理位置, 地形地貌, 右上角为观测场地, 点 A 为涡旋相关观测系统, 架设高度 3 m; 点 B 为 32 m 高的梯度塔; (b) SACOL 观测场地和观测仪器, 分别为梯度塔观测系统(b1), 辐射观测系统(b2), 湍流通量观测系统(b3), 土壤监测系统(b4)

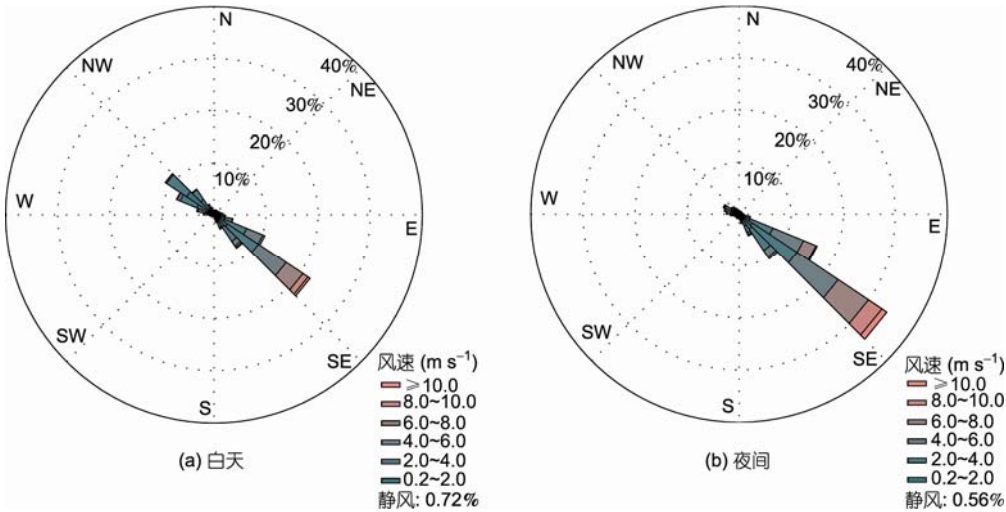


图 2 SACOL 站观测的 5~10 月风向风速分布图

(5) 超声虚温转化为空气温度^[27];

(6) WPL 修正^[28].

由于断电及其仪器维修等原因, 所选资料内共有 4.90%左右的缺测数据, 缺测时间集中在 5 和 6 月份. 涡旋相关数据在计算分析使用之前需要对观测资料进行检验和质量控制. 根据研究需要, 在计算分析时采用了资料质量控制分级处理, 共分 3 个级别, 下面逐一介绍.

1.2.1 物理条件资料质量控制法

在使用涡旋相关测量的数据之前首先需要对原始的脉动数据的正确与否进行基本测试以便剔除异常资料, 这一资料质量控制通过以下两步来实现.

(1) 选取合理的物理阈值: 水平风分量(u , v): $-30.0 \sim 30.0 \text{ m s}^{-1}$; 垂直风(w): $-5.0 \sim 5.0 \text{ m s}^{-1}$; 超声温度(T_s): $-50 \sim 60^\circ\text{C}$; 二氧化碳浓度: $200 \sim 1000 \text{ mg m}^{-3}$; 水汽密度: $0 \sim 30 \text{ g m}^{-3}$; 气压(P): $50 \sim 120 \text{ kPa}$ ^[29]. 以某个时长(如 5, 30, 60 min……)为一个时间序列(这里使用 30 min 为一个时间序列), 当一个时间序列里不满足物理条件的数据个数超过该序列样本总数的 1%时, 则该时间序列不予以使用, 将其剔除^[30].

(2) 峰值测试(spike): 计算每个时间序列的均值 $\bar{x}$ 及其标准差 σ , 当该时间序列里的样本 x_i 的绝对误差大于标准差的 4.0 倍时, 即 $|x_i - \bar{x}| > 4.0\sigma$ 时, 则认为其为一个峰值, 当峰值总数大于该时间序列点总数的 1.0%时, 则将该序列剔除^[30].

通过对观测资料进行物理条件资料质量控制后, 剔除了 9.9%的无效数据.

1.2.2 湍流特征资料质量控制法

由于观测数据因各种原因往往存在一些非稳态和偏离湍流特征的无效数据, 所以在进行湍流特征研究之前有必要过滤掉这些问题数据, 这种过程属于资料质量控制的一部分. 这部分资料质量控制的手段是对观测湍流资料进行稳态测试(SST)和总体湍流特征检验(ITC)^[31], 总体湍流特征检验模式采用 Merry 和 Panofsky^[32]的研究结果. 结合稳态测试(SST)和总体湍流特征检验(ITC)各自的分级得到资料质量控制的最终质量分级结果, 如表 1 所示. 通常将 1~6 级的数据认为是有效的, 7~9 级的数据是无效的, 不能用于科学研究. 资料质量控制导致动量通量、潜热通量和感热通量的有效数据分别达 77.5%, 77.2%和

82.0%, 如表 2 所示. 进行分析研究时利用三个湍流通量同时有效的数据, 最终使用的有效数据为 73.7%, 即该质量控制方法在物理条件资料质量控制法的基础上又剔除了 16.4%的无效数据.

表 1 数据质量控制的最终标记分级标准

	最终质量标记	稳态测试(偏差)	整体湍流特征检测(偏差)
有效数据	1	1 (0~15%)	1~2 (0~30%)
	2	2 (16%~30%)	1~2 (0~30%)
	3	1~2 (0~30%)	3~4 (31%~75%)
	4	3~4 (31%~75%)	1~2 (0~30%)
	5	1~4 (0~75%)	3~5 (31%~100%)
	6	5 (76%~100%)	≤ 5 (0~100%)
无效数据	7	≤ 6 (0~250%)	≤ 6 (0~250%)
	8	≤ 8 (0~1000%)	≤ 8 (0~1000%)
	9	* (>1000%)	* (>1000%)

表 2 动量、潜热和感热通量最终质量标记结果

	动量通量(τ %)	潜热通量(LE %)	感热通量(H_s %)
有效数据	77.5	77.2	82.0
无效数据	9.0	9.3	4.5

1.2.3 通量贡献率资料质量控制法

下垫面特征会对通量观测结果产生影响. 目前利用通量贡献率可以有效地评价下垫面特征对通量观测的影响^[18,33]. 通量贡献率资料质量控制法按照通量贡献率百分比分成 7 个质量等级^[18]: fp_class1: 100%; fp_class2: 95~99.9%; fp_class3: 90~94.9%; fp_class4: 80~89.9%; fp_class5: 70~79.9%; fp_class6: 50~69.9%; fp_class7: <50%. 当通量贡献大于 95%时, 可以认为是均匀下垫面观测, 这是可进行全面生态系统研究的理想数据集; 当通量贡献大于 80%的数据, 这可以剔除一些非目标区域内的扰动影响, 属于代表性观测; 当通量贡献在 50%~80%之间时, 属于可接受的观测测量结果, 不建议用来进行全面的生态系统的研究, 但是可以进行一些基本的研究目的; 而通量贡献低于 50%的数据, 是一组紊乱的数据, 不建议用来进行研究使用. 据此本研究将剔除目标区域内通量贡献低于 50%的数据. 通量贡献率资料质量控制法又剔除掉 3.7%的无效数据.

通过以上三步数据质量控制, 最优有效数据占原数据的 70.0%.

1.3 地表热通量的计算

土壤热通量的观测仪器必须埋置在土壤中, 一般在地表下几厘米处, 故而地表热通量无法进行直接的测量. 地表热通量都是根据埋置在地表下 z_{ref} 厘米处的热通量板观测的土壤热通量加上 $0 \sim z_{\text{ref}}$ 层土壤的热储量计算得到. SACOL 观测站使用自校正热通量板 (HFP01SC-L, Hukseflux) 在地表下 5 和 10 cm 观测土壤热流量, 自校正热通量板具有在线校正功能, 可以有效地防止探头和热传导系数的不匹配以及水含量突然的变化所引起的土壤热传导系数的变化所导致的误差, 从而提高土壤热通量测量的准确度. 本文计算地表热通量时利用 5 cm 处观测的土壤热通量加上地表下 5 cm 土壤层的热储量订正得到. 地表热通量是地表能量平衡中的一个重要分量, 它的不确定性来自于土壤层热储量的计算. 目前地表热通量的计算方法有很多^[34], 但本文采用热通量板法^[35]和温度预报校正法^[20]这两种方法计算地表热通量, 下面简单介绍之.

土壤的一维热传导方程为

$$\frac{\partial \rho_s c_s T}{\partial t} = \frac{\partial G}{\partial z}, \quad (1)$$

$$G = \lambda_s \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (2)$$

其中, t 是时间, z 为土壤深度, T 为土壤温度, $\rho_s c_s$ 为土壤热容量, λ_s 是土壤热导率, G 是土壤热通量.

积分得到

$$G(z) = G(z_{\text{ref}}) + \int_{z_{\text{ref}}}^z \frac{\partial \rho_s c_s T(z)}{\partial t} dz, \quad (3)$$

其中, $G(z_{\text{ref}})$ 为在 z_{ref} 处观测的土壤热通量. 若已知温度廓线为 $T(z_i)$, 则积分方程的离散形式为

$$G(z, t) = G(z_{\text{ref}}, t) + \frac{1}{\Delta t} \sum_{z_{\text{ref}}}^z [\rho_s c_s (z_i, t + \Delta t) T(z_i, t + \Delta t) - \rho_s c_s (z_i, t) T(z_i, t)] \Delta z, \quad (4)$$

其中,

$$\rho_s c_s(z, t) = c_v(z, t) = 2.1 \times 10^6 (1 - \theta_{\text{sat}}) + 4.19 \times 10^6 \theta(z, t) \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}, \quad (5)$$

式中, θ_{sat} 为土壤孔隙率, θ ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) 为土壤体积含水量^[36].

(1) PlateCal 法: 当在某一深度 z_{ref} 安装一热流量板测定该层的土壤热通量, 通过参考深度和地表之间的热储量来得到地表的热通量 G_0 ,

$$G_0 = G_{\text{Plate}} + \int_{z_{\text{ref}}}^0 \frac{\partial \rho_s c_s T(z)}{\partial t} dz, \quad (6)$$

其中, $T(z)$ 利用直接观测的土壤层温度插值得到. 地表温度 T_0 可以由向下和向上的长波辐射反演计算得到:

$$T_0 = [(R_{\text{lw}}^{\uparrow} - (1 - \varepsilon_g) R_{\text{lw}}^{\downarrow}) / (\varepsilon_g \sigma)]^{1/4}, \quad (7)$$

式中地表发射率 $0 < \varepsilon_g \leq 1$, 由观测者经验给定, 这里取 $\varepsilon_g = 0.98$, Stefan-Boltzmann 常数 $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$, $R_{\text{lw}}^{\uparrow}$ 和 $R_{\text{lw}}^{\downarrow}$ 分别为向上的长波辐射和向下的长波辐射.

(2) TDEC 法: 合理的温度廓线可以更准确的进行热通量的计算, 为此, 阳坤等^[20]新发展了一种由多层土壤温度和湿度观测资料估算土壤热通量的方法, 利用有限的温度观测资料插值得到合理的温度廓线, 提供了一种新的插值方法:

一维热传导方程(1)的离散形式可表示为以下三对角方程:

$$\text{第 1 层: } T_1 = T_{\text{sfc}}; \quad (8a)$$

$$\text{第 } i \text{ 层: } A_i T_i^{t+\Delta t} = B_i T_{i+1}^{t+\Delta t} + C_i T_{i-1}^{t+\Delta t} + D_i, \quad (8b)$$

$$\text{其中, } A_i = \frac{1}{2} \rho_s c_{s,i} (\Delta z_{i-1} + \Delta z_i) + \frac{\lambda_{s,i-1} \Delta t}{\Delta z_{i-1}} + \frac{\lambda_{s,i} \Delta t}{\Delta z_i}, \quad B_i = \frac{\lambda_{s,i} \Delta t}{\Delta z_i}, \quad C_i = \frac{\lambda_{s,i-1} \Delta t}{\Delta z_{i-1}}, \quad D_i = \frac{1}{2} \rho_s c_{s,i} (\Delta z_{i-1} + \Delta z_i) T_i^t.$$

$$\text{第 } n \text{ 层: } T_n = T_{\text{bot}}. \quad (8c)$$

其中, T_{sfc} 和 T_{bot} 分别为地表温度和底层观测温度, 是求解方程所需的两个边界条件.

该方法的关键在于通过土壤温度的逐步逼近寻找到土壤热传导系数. 首先在初始假定的土壤热传导系数下求解一维热扩散方程得到土壤温度的基本廓线, 然后通过改变土壤热传导系数逐步校正所求温度廓线与观测值的偏差, 使所求解的土壤温度廓线与观测值逼近, 最后利用所求解的温度廓线和最终的土壤热传导系数积分温度廓线求得地表热通量.

1.4 地表能量闭合及研究方法

地表能量平衡的完整表达式如下:

$$LE + H_s = R_n - G_0 - S_c - Q, \quad (9)$$

其中, R_n 为净辐射; LE 为潜热通量; H_s 为感热通量; G_0 为地表土壤热通量; S_c 为地表到观测仪器架设高度之间物质的热储量, 这考虑了地表土壤热通量到冠层顶以下的所有热传输, 包括冠层内的植物 (S_{plant}) 和空

气(S_{air})热储量的总和; Q 为附加能量源汇项, 这可能包括垂直通量的辐散(Vertical flux divergence)、水平平流(Horizontal advection)、植物的光合作用(Photo-synthesis)和植物从土壤吸水到叶片的过程(Water pumping)等. 一方面由于受观测条件的制约, 这些量都难于确定; 另一方面这些量数值通常相对较小, 所以通常附加能量源汇项可以忽略^[10]. 已有的研究也表明, 通常热储量 S_c 较小可以忽略^[11]. 再者本研究更注重能量闭合度的对比而非能量闭合度的绝对值, 忽略这两部分能量对研究结果的影响很小, 更不会产生实质性的影响. 这样地表能量平衡方程即可表示为

$$LE + H_s = R_n - G_0. \quad (10)$$

本文利用最小二乘法求湍流通量($LE+H_s$)和有效能量(R_n-G_0)之间的线性回归系数方法进行能量平衡闭合的研究(OLSs 方法)^[10]. 对于 OLSs 法来说, 地表能量完全闭合时斜率为 1 且截距为 0.

2 地表能量交换的理论分析

2.1 边界层湍流运动及分层

地表是大气的下边界, 大气运动需要的能量和物质的源和汇都在地气相互作用的边界层处, 它在地球科学系统中占有极其重要的地位. 大气边界层运动的一个显著特征是湍流. 目前在大气科学里研究湍流采用的是统计方法, 且主要关心的是垂直方向的湍流输送规律. 大气边界层可以在垂直方向分为 3 层, 它们分别为: (1) 界面层或微层: 地表面和空气相互接触的浅薄层, 最多有几厘米厚的空气层, 在那里分子输送超过湍流输送; (2) 近地层: 在界面层之上, 能量和物质通量的变化幅度不会超过自身 10%, 所以通常忽略它们的垂直变化而称为常通量层, 厚度有近百米; (3) Ekman 层: 近地层之上, 大致是湍流随高度减小的, 直到和自由大气对接. 这三个层次虽然都有明显的特征, 但它们是一个完整的整体, 之间没有清晰的间隔. 地表作为大气的下边界, 我们可以把它完全当成刚性的边界. 在此情形下, 界面层通常非常薄, 它是个广义的界面, 是地气相互作用发生的所在地, 譬如裸土表面, 植物表层, 建筑物的表层等等. 在界面层, 分子的传输作用远远大于湍流传输作用, 地气之间依靠分子传输进行能量和物质的交

换, 而且这种能量和物质传输难于直接观测, 认为能量和物质的传输过程必须满足能量守恒和物质不灭定律.

在近地层的研究中, 需依靠常通量的假定才能展开研究, 比如可以给出风温湿的对数分布, 发展近地层相似理论从而发展近地层能量和物质传输规律的各种参数化方案. 在近地层可以直接观测湍流运动和湍流对能量物质的输送过程, 目前直接观测中成熟和广泛应用的是涡旋相关仪器, 可以直接观测计算出潜热通量 LE 和感热通量 H_s . 要想通过野外观测实验观测到能量平衡必需满足如下两组条件. 首先应该满足第一组条件: (1) 运动是定常的; (2) 下垫面水平均匀的. 只有这样近地层才能是常通量层. 第二组条件是: (1) 能量完全由湍流来传输; (2) 湍流仪器能够完全观测到各种尺度的涡旋; (3) 计算各种能量通量的方法准确. 如果能满足这两组条件, 那么通过野外观测实验观测的近地层就应该保持能量平衡, 这可以成为在理想条件下的近地层能量平衡, 如图 3 所示.

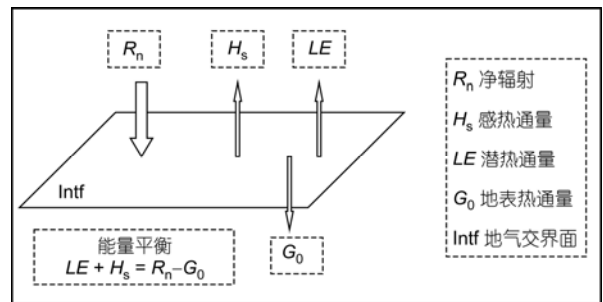


图 3 理想情况下近地层能量平衡

2.2 实际情况下近地层能量交换, 观测和计算

实际大气远比理想状况复杂, 其相对于理想大气的差别下面逐一论述.

2.2.1 运动非定常

大气的运动能量最终来源于太阳能, 而大气很少吸收太阳辐射, 故而太阳能要通过地表吸收太阳能的转化过程才能被大气所利用. 地气这种能量循环方式使得近地层存在明显的日变化, 所以实际近地层大气运动是非定常的, 尤其是在日出和日落大气状态进行转化的时刻. 但是近地层大气运动在某些时段可以近似满足定常条件, 即准定常, 比如在白

天近地层大气不稳定的情况下, 地方时 10:00~14:00 点的时段; 晚上近地层大气稳定的情况下, 地方时 22:00~05:00 点的时段. 与此相对应, 在大气运动定常性较好时, 湍流通量的观测误差较小, 而定常性较差时, 湍流通量的观测误差较大.

2.2.2 下垫面非均匀

实际的下垫面往往是非均匀的, 其存在明显的动力非均匀和热力非均匀. 在自然界中通常可见到如下陆面非均匀的形式: (1) 广义的、明显的陆面不连续, 如陆地和水体之间; (2) 地形的起伏, 如平原与山地之间; (3) 土壤类型和土壤利用差异造成的不连续, 如绿洲与沙漠之间; (4) 气候和天气因子造成的不连续, 如降雨不均匀造成土壤湿度的不均匀, 等等. 在一定的尺度上存在着极强的非均匀特征和极强的平流作用, 在一定程度上可以造成局地环流. 在大气水平平流作用下造成特殊的内边界层现象, 通称为内边界层. 目前专门针对非均匀下垫面边界层和非均匀陆面过程的野外观测尚不多见, 通过一些野外观测结果可以发现下垫面的非均匀对近地层湍流交换的影响. 譬如, 黑河试验中在沙漠上观测到的“逆湿现象”和绿洲中观测到的“冷岛现象”^[5,37,38,39]. 再如图 4 给出的是在亚利桑那州的 Tempe 观测的苏丹草蒸发量, 观测试验对比研究了 1962 年 7 月 23 日处在大片苏丹草地中 1 m^2 苏丹草和 1962 年 7 月 26 日被孤立的 1 m^2 苏丹草的蒸发量. 在这两天净辐射大小不超过 5% 的情况下, 两者的蒸发量出现显著的差异, 造成这种差异的能量来自于能量平流^[40].

2.2.3 能量并非完全湍流传输

大气运动的尺度谱是非常宽的, 不算大气分子运动, 仍可相差超过 7 个数量级. 大气是多种尺度运动共存的, 而且各种尺度之间是密切联系和相互作用的, 但是各个尺度之间也有明显的特征, 这是大气科学中尺度分析理论能取得成功的内在因素, 它在大气科学的发展中起到巨大的作用. 在大气科学的观测研究中不注意各尺度之间的密切联系和相互作用而将各种尺度的大气运动截然分开进行研究都必将产生偏颇. 通常所研究的湍流和大于湍流尺度的大气运动之间的关系也是如此, 它们之间存在密切联系和相互作用, 它们之间也存在明显的特征区别. 如图 5 地面附近水平风速谱所示, 在天气尺度和湍流尺度之间存在一个明显的能隙, 该能隙的周期在 1 小时附近. 这个能隙使得我们很容易地将湍流从较大尺度的运动中分离开来, 能在近地层相对独立地研究大气的湍流. 同时应该指出的是这个能隙是否清晰甚至存在与否、湍流部分谱的宽度都决定于观测地的气流特征. 迄今有关湍流谱的观测研究中, 在高频部分表现比较一致, 而在低频部分差异较大. 再加之非定常、非均匀等条件的影响, 尤其在发现观测的近地层能量不平衡以后, 湍流研究的相似性理论等各个方面都面临严重的挑战.

依据以上能谱结合通常所研究的湍流和大于湍流尺度的大气运动之间的关系可以得出一个重要结论, 在边界层中能量的传输并非完全由湍流运动来完成, 即使在近地层也如此. 通过以下研究个例可以

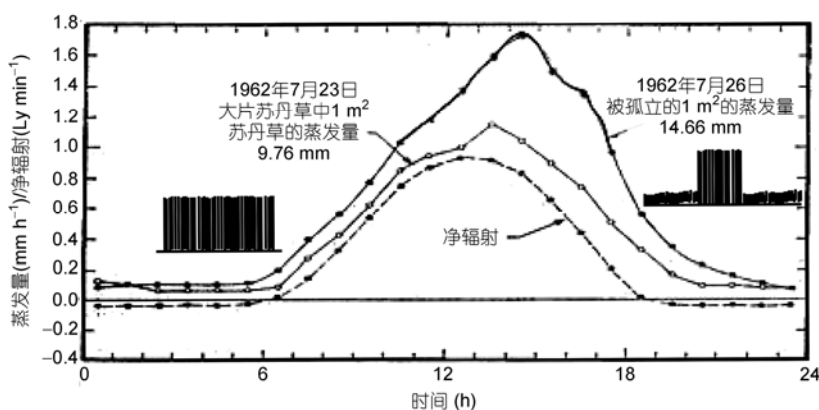
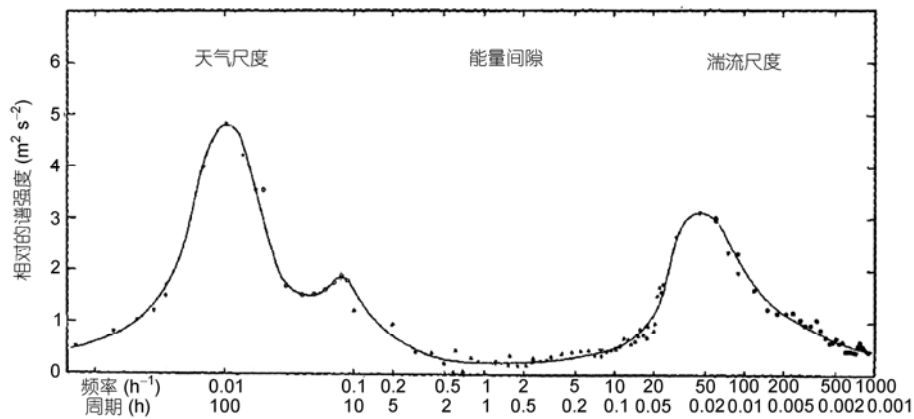


图 4 1962 年 7 月 23 日和 26 日在亚利桑那州坦佩市观测的 1 m^2 苏丹草的蒸发量
净辐射是这两天的平均辐射(单位: Ly min^{-1}), 两天净辐射大小差异不超过 5%, 引自文献^[40]

图 5 地面附近水平风速谱简图^[41]

对这一结论做进一步的验证. 实际上, 在大气中气流或者风可以分解为平均风、湍流和波动三大类. 在边界层中这三类运动中的每一类都可以独立存在, 也可以与其他两类同时存在, 它们都能对能量和物质进行输送. 个例 1, 现在观测研究发现在夜间稳定层结及低风速下的弱湍流中, 间歇、波动及流动分裂等都对近地层的能量输送有明显的影^[42,43]. 个例 2, 在有的气候模拟研究中引入中尺度通量可以明显地提高其后模拟准确率^[44, 45]. 该研究中, 风温湿等气象物理量的划分不只像研究湍流一样, 把气象物理量划分成平均量和脉动量; 而是把气象物理量分解成平均量, 中尺度脉动量和湍流脉动量, 如下式所示:

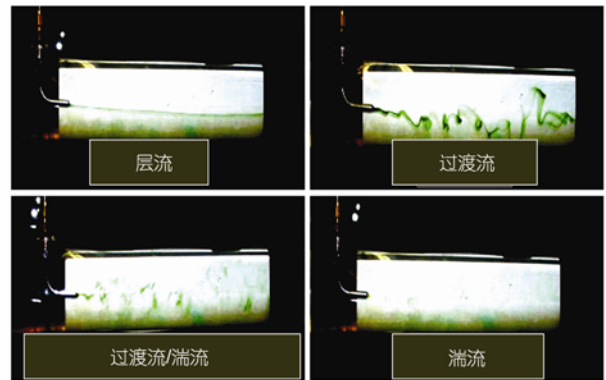
$$w_s = \bar{w} + w' + w'', \quad \phi_s = \bar{\phi} + \phi' + \phi'', \quad (11)$$

$$\langle w_s \phi_s \rangle = \langle \bar{w} \bar{\phi} \rangle + \langle w' \phi' \rangle + \langle w'' \phi'' \rangle,$$

$\langle w' \phi' \rangle$, $\langle w'' \phi'' \rangle$ 分别代表中尺度通量和湍流通量. 个例 3, 研究发现近地层中存在由平均垂直运动输送的能量^[46,47].

再者湍流的发展需要一个过程, 这可以从雷诺实验中得到证实^[48], 雷诺实验的结果整理在图 6 中. 如图 6 所示, 由层流发展到湍流存在过渡状态, 此时湍流没有完全发展, 层流和湍流会同时存在. 那么湍流在大气中的发展必将存在一个发生到发展的物理过程, 在一定的条件下湍流肯定会处于没有完全发展的阶段.

通过以上分析表明, 即使在定常水平均匀条件下, 近地层里的能量也不可能完全由湍流输送, 这样必将使得观测的近地层能量不闭合. 当然观测的能量闭合的近似程度决定于观测地区大气运动的谱特

图 6 雷诺实验展示的湍流发生发展过程
仿照文献[48]重复实验

征和观测计算方法. 在下垫面非均匀情况下, 由于存在水平平流, 湍流能量输送必将更加复杂.

2.2.4 现有湍流通量的观测和计算

湍流的观测是通过高频采样来实现的. 在各态历经性的假定下, 可以在空间上高频采样, 也可以在时间上高频采样. 目前由于定点观测容易实现, 所以在时间上高频采样被广泛采用. 众所周知任何观测仪器都存在观测误差, 湍流的观测研究必将受到观测技术的限制, 但在本文的讨论中暂不涉及仪器的观测误差. 理论上, 大于观测仪器所能分辨的最小尺度的各种涡旋都能被观测和计算出来, 但是实际进行边界层湍流研究时必须将湍流和大尺度运动进行分离, 必须对大气运动进行谱截断. 根据大气运动的谱特征和大气日变化的实际为湍流研究谱截断取一个合理的尺度标准, 时间而论这就是湍流的平均时

段. 平均时段太短, 则不可能保证包括各种尺度的湍流作用; 平均时段太长, 观测和计算湍流通量难以反映大气的日变化特征; 再者由于大气运动存在激烈的日变化, 并且这种日变化是非线性的, 所以大气运动难以满足定常条件, 湍流观测和计算误差也将增大. 综合来说, 目前观测和计算湍流的方法, 肯定会漏掉湍流谱中的高频部分和低频部分对湍流的贡献. 漏掉湍流谱高频部分能量很小, 影响也很小; 但是低频部分的影响较为显著. 也就是说, 目前观测和计算湍流的方法不可能计算出包含各种尺度涡动的湍流通量.

低频运动对湍流的影响决定于很多因素, 其中湍流能谱中的谱隙至关重要, 它决定于运动的本身特性. 现在已有的研究方法可以证明计算湍流的方法不可能计算出包含各种尺度的涡动的湍流通量. 比如, Foken 等^[8]将 Ogive 函数分成三种不同的情况: 第一种情况是理想的收敛情况(case 1), Ogive 函数在从高频向低频积分时, 在 30 min 之前即已达到一个

定值, 呈现收敛型, 说明整个湍流谱基本都包括在该时间间隔内; 第二种情况(case 2), Ogive 函数在由高频向低频积分的过程中出现了一个极值, 且随后 Ogive 值变小, 呈现极值型; 第三种情况(case 3), Ogive 值一直增大而没有一个稳定值, 呈现非收敛型. Ogive 函数的分布说明大部分情况下低频泄漏明显, 说明计算湍流的方法难以包含大尺度涡动造成的能量输送, Finnigan 等^[49]也指出 Ogive 函数第三种情况是造成能量通量缺失的主要原因.

研究利用 Ogive 方法计算分析了 SACOL 站能量谱中的低频部分对能量平衡闭合产生的影响. Ogive 测试必须使用无任何数据缺失且稳定的时间序列, 由于 Ogive 函数对这两个因子非常敏感. 在所分析的四年的数据中, 以 4 h 为一个时间序列, 对每个时间序列进行条件测试将含有缺测、不满足物理条件、不满足 spike 检测及其稳态测试中的非稳定时间序列进行剔除. 研究发现 SACOL 站观测数据中 Ogive 函数也有如上 3 种形式. 图 7 即列举了 SACOL 站感热通

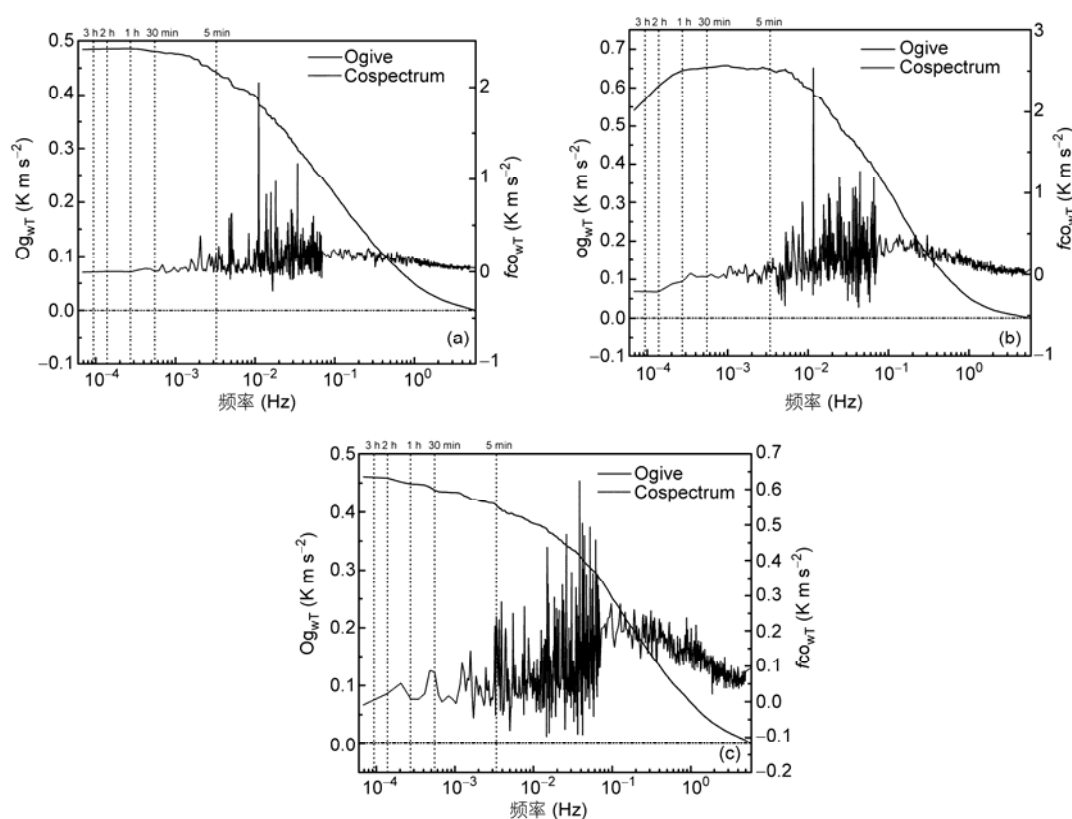


图 7 SACOL 站感热通量 ogive 函数和 $\overline{w'T'}$ 协谱的三种情况示例图

(a) 收敛型, case 1; (b) 极值型, case 2; (c) 非收敛型, case 3

量 Ogive 函数的三种情况. 在所分析时段内的 2620 个样本中, 大约有 75% 以上的样本曲线是收敛的; case 2 和 case 3 的样本比例均占了 10% 以上. 因此, 30 min 的湍流通量平均时间基本上可以反映 SACOL 站的湍流通量特征, 当然, 也存在一些由于对大尺度涡旋通量低估而造成的误差.

2.2.5 其他能量通量的观测和计算

在其他能量的观测中, 最大的不确定性来自地表热通量的计算. 由于地表热通量不能直接进行观测, 需要将热流板埋置在土壤一定的深度处(通常 2~10 cm)进行观测, 地表和热流板埋置处之间的热储藏量只能通过计算得到, 两者的总和即是地表热通量. 地表热储藏量的计算尚无成型的方法, 各方法之间计算地表热储藏量的差别也比较明显, 如果再加上土壤的季节变化和植被覆盖等因子的作用, 情况将更加复杂. 目前为止, 不同的地表热通量计算方法对能量平衡闭合情况有较大的影响, 并且不同的计算方法在不同的季节对能量闭合情况的影响各不相同. 本文采用两种土壤热通量的计算方法进行对比分析.

综合考虑以上诸因素, 近地层大气运动和能量物质平衡是这些因子共同作用的结果, 这样可以概括出近地层的能量和物质的传输过程, 以及近地层能量平衡的全貌. 近地层大气运动并不是完全湍流的, 能量物质交换并非完全由湍流输送来承担; 根据能量和质量守恒定律, 近地层能量的传输一定是平衡的, 但现有观测手段和计算方法无法观测到所有能量物质通量. 能否利用现有的边界层理论和观测手段通过野外观测的方式来观测到近地层的能量平

衡, 这实际上是个囊括了大气运动状态、现有观测手段和计算方法的综合问题. 实际观测的近地层能量是理想状况的某种近似, 这也意味着实际观测的近地层能量不可能满足能量平衡. 实际近地层能量平衡可以概括在图 8 中, 地气相互作用间的能量和物质交换应该包括两部分: 第一, 现有仪器观测和计算的湍流通量, 指感热通量(H_s)和潜热通量(LE); 第二, 现有仪器未能观测和计算的能量通量, 可以暂时称为其他感热通量和其他潜热通量分别用 OH_s , OLE 表示. 如此则能量平衡公式可表示为 $(LE+H_s)+(OLE+OH_s) = R_n - G_0$, 各种能量之间的比例随大气的运动状态而变化. 当下垫面非均匀时, 近地层还应该存在能量的平流, 并且在这一情形下能量和物质守恒定律仍将严格约束近地层能量和物质的传输过程. 有关非均匀边界层和陆面过程仍然是需要进行深入研究的问题.

从上面的分析中可以得到这样一个推论, 如果大气运动越是接近于湍流, 那么目前的理论和观测计算得到的近地层能量应该是越接近于闭合的. 如果能够利用近地层的观测资料分析证明这个结论, 无疑是对上述理论分析的有力证明. 综合考察湍流的特征指标, 如何才能找到一个普适的湍流指标用于衡量湍流的强弱呢? 湍强可以做到普适, 它可以衡量不同地点和高度上观测的湍流强弱, 为此以湍强作为标准. 垂直湍强的定义为

$$I_w = \frac{\sqrt{w'^2}}{U}. \quad (12)$$

但是为了限制垂直湍强的动态范围, 即为了防止在平均风接近于零时垂直湍强变得异常大的情况, 定

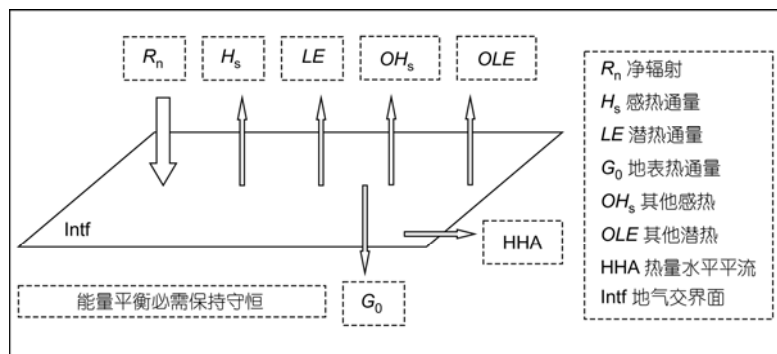


图 8 自然情况下近地层能量平衡

义了一个相对垂直湍强, 其定义如下:

$$RI_w = \frac{\sqrt{w'^2}}{\sqrt{w'^2} + \bar{U}}. \quad (13)$$

这两个量的实质一致. 相对垂直湍强大, 说明大气运动在垂直方向湍流充分发展, 湍流特征强, 否则湍流特征就弱. 以下将通过分析近地层能量闭合度与相对垂直湍强的关系来分析研究近地层能量不平衡的成因.

3 黄土高原半干旱区近地层能量闭合状态特征的分析

本文利用最小二乘法求湍流通量($LE+H_s$)和有效能量(R_n-G_0)之间的线性回归系数的方法进行能量平衡闭合的研究(OLSs). 将数据分成白天和晚上两个时间段分别进行研究, 其中净辐射为正($R_n>0$)时认为是白天, 反之($R_n\leq 0$)则为晚上. 将白天和晚上的数据文件分别按相对垂直湍强从小到大的顺序排列, 然后将其分成二十等分, 每个等分分别占相应数据文件总数据的 5%. 对每一组数据根据 OLSs 法进行能量平衡分析可相应的获得一个 OLS 斜率, 取该组数据相对垂直湍强的平均值作为该组的相对垂直湍强, 以此分析能量闭合率和相对垂直湍强的变化关系, 即 OLS 斜率与 RI_w 的变化关系.

首先给出的是只剔除不符合物理标准的资料后的情况, 如图 9 所示. 图 9(a)给出了利用 PlateCal 法

计算地表热通量得到的 OLSs 随 RI_w 变化的结果; 图 9(b)给出了利用 TDEC 法计算地表热通量得到的 OLSs 随 RI_w 变化的结果. 从图 9(a)中可以看出, 在如此长的观测时段内 (1) 白天能量平衡闭合情况要好于夜间, 白天能量闭合率的变化范围在 0.53~0.93 之间, 平均值为 0.72; 夜间能量闭合率的变化范围在 0.17~0.76 之间, 平均值为 0.45. (2) 白天 OLS 斜率随着 RI_w 的增大而呈现明显的增大趋势. 白天能量平衡闭合情况较好, RI_w 最低处 OLS 斜率也达到 0.5 以上, 随着 RI_w 的增大, OLS 斜率也明显增大, 直至 $RI_w=0.25$ 处, OLS 斜率达到 0.8 左右, 能量闭合情况明显变好. 当 RI_w 进一步增大时, OLS 斜率随 RI_w 的变化情况不同于前者, 结合图 10 和 11 进行分析发现 OLS 斜率随 RI_w 的变化不明显. 造成这种现象的原因可能是如果出现较强的近地面垂直对流时, 涡动系统可能并不一定能够完全观测到这种较大尺度的热量通量, 从而导致能量闭合率增大不明显, 近地面垂直对流再增强甚至能导致能量闭合率下降, 这有待于深入研究来解释. 但总体上近地层能量闭合率随相对垂直湍强增大而增加的特征明显. (3) 夜间 OLS 斜率随着 RI_w 的变大而迅速增大, 在 RI_w 最低处 OLS 斜率不到 0.2. 但由于夜间湍流较弱, 夜间最大的 RI_w 仅为 0.24 左右, 没有发现在 RI_w 强值区 OLS 斜率随 RI_w 的变化不明显的现象. 从图 9(b)中可以看出相似的结果. 通过图 9 的分析可见, 近地层的能量闭合率决定于大气运动的状态, 总体上近地层能量闭合率随垂直湍强增大而增加; 地表热通量的计算差异能影响能量

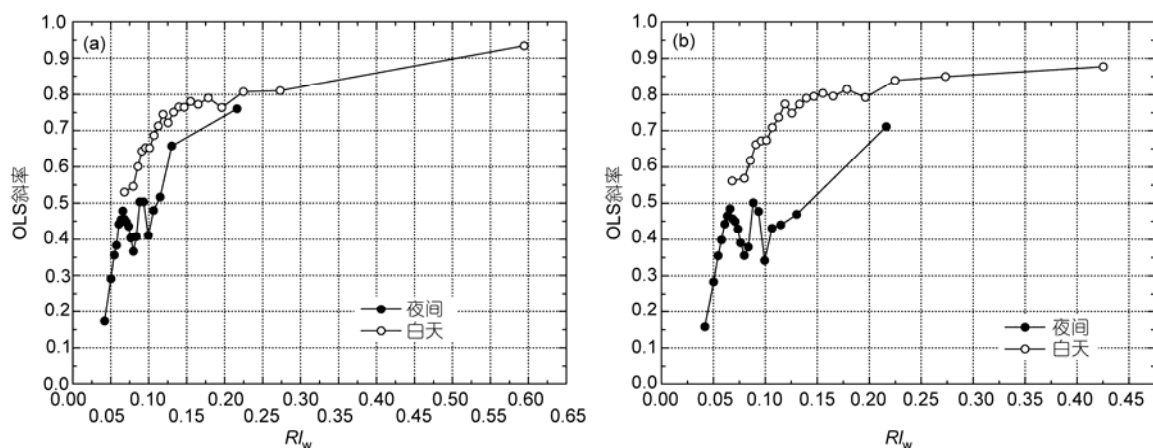


图9 物理条件资料质量控制后湍流混合对能量闭合(OLS斜率)的影响

(a) PlateCal 法计算地表热通量; (b) TDEC 法计算地表热通量

的大小,但不能影响能量随大气运动的垂直湍流增强的特征.

其次,在剔除了不符合物理标准的资料的基础上,根据 1.2.2 部分对资料作进一步的处理,即提高资料质量控制的标准,剔除现在湍流研究认为质量较差的观测资料,如图 10 所示. 图 10(a)和(b)分别给出了利用 PlateCal 法和 TDEC 法计算地表热通量得到的 OLSs 随 RI_w 变化的结果. 分析表明,图 10 中表现的特征和图 9 中的类似,没有本质上的不同. 它说明资料质量控制的标准能影响能量的大小,并不能影响能量随大气运动的垂直湍流增强的特征.

最后再次提升资料进行质量控制标准,将湍流通量贡献率低于 50% 的资料剔除,如图 11 所示. 图 11(a)和(b)分别给出了利用 PlateCal 法和 TDEC 法计

算地表热通量得到的 OLSs 随 RI_w 变化的结果. 图 11 中表现的特征亦和图 9 中的类似,也没有本质上的不同. 它说明资料质量控制的标准能影响能量的大小,并不能影响能量随大气运动的垂直湍流增强的特征.

通过实际观测的资料分析表明近地层观测的能量闭合状况确实决定于大气运动的状态,有关湍流资料质量控制方法和地表热通量的计算方法能影响近地层能量的大小,但不能影响近地层能量闭合随大气运动状态变化的实质.

4 讨论与结论

大气运动具有多尺度性,各个尺度之间既有明

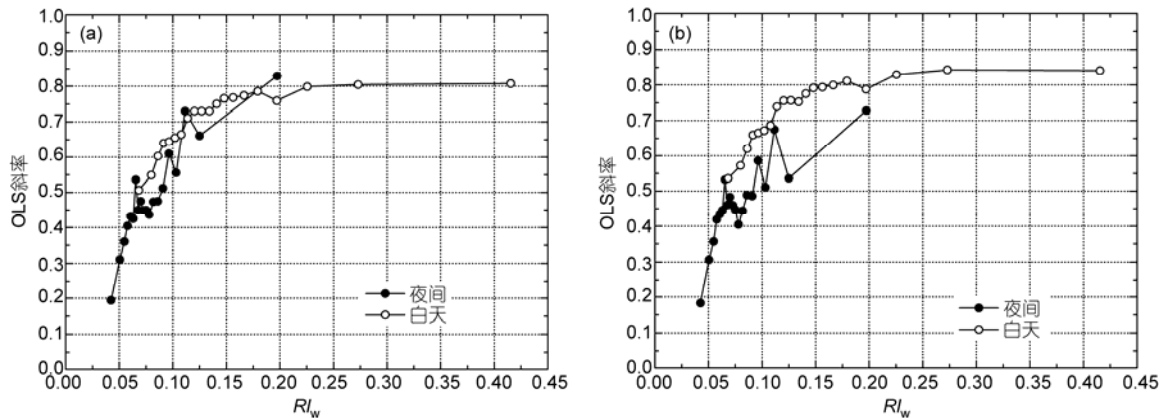


图 10 物理条件及湍流特征资料质量控制后湍流混合对能量闭合(OLS 斜率)的影响

(a) PlateCal 法计算地表热通量; (b) TDEC 法计算地表热通量

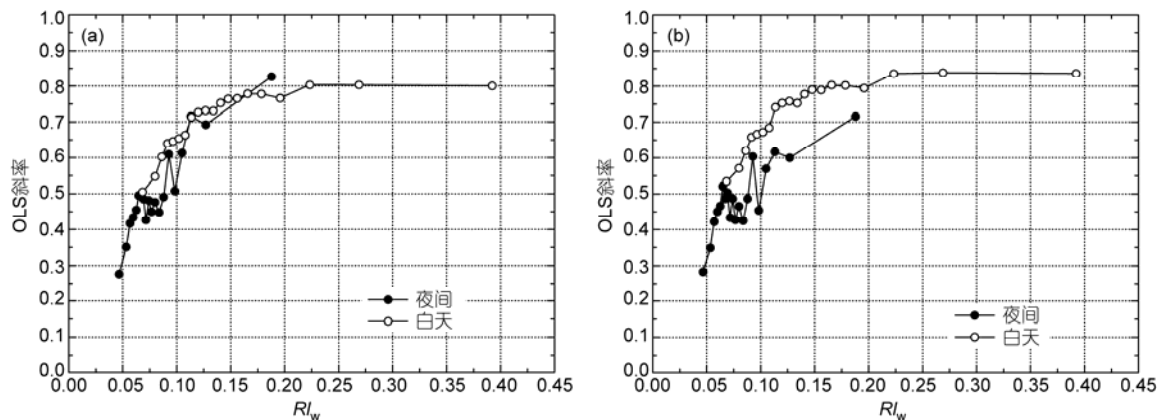


图 11 物理条件、湍流特征及通量贡献率资料质量控制后湍流混合对能量闭合(OLS 斜率)的影响

(a) PlateCal 法计算地表热通量; (b) TDEC 法计算地表热通量

显的特征区别, 也存在密切联系和相互作用, 任何将大气运动从尺度上截然分开进行研究都必将产生偏颇. 通常所研究的湍流和大于湍流尺度的大气运动之间的关系也是如此. 本文正是遵从这种观点, 在已有的研究基础上, 从理论上概括了近地层大气运动和能量物质的传输特征, 提出了近地层能量物质传输的理想模型和实际模型. 亦即, 近地层能量的传输应满足物质和能量守恒定律, 近地层的能量在理论上应该是闭合的, 但是实际观测的近地层能量只是理论的某种近似, 很难达到平衡. 之后利用兰州大学半干旱气候与环境监测站(SACOL)较长时间连续观测的涡旋相关资料, 通过引入相对垂直湍强来表征湍流的强度以及资料质量控制的分级处理手段, 分析证明实际观测的近地层能量闭合率决定于大气湍流运动的状态, 并且地表热通量计算方法和资料质量控制方法能影响能量闭合率的大小, 但它们都不能改变实际观测的近地层能量闭合率决定于大气湍流运动状态的事实.

大气的湍流运动是大气运动的高频部分, 有关湍流的研究先天就受着定常、水平均匀、泰勒假设和雷诺平均等条件的制约. 由于实际大气运动极其复杂而不可能满足这些条件, 但却可以在一定程度上接近, 这极大地增加了人们对湍流运动研究的难度. 自发现观测的近地层能量不平衡以后, 微气象学家对全球范围内的观测进行了大量的分析研究, 发现

观测能量小于有效能量的能量不闭合现象广泛存在, 程度大概在 20%; 也有少数观测能量大于有效能量的能量不闭合现象; 数个观测能量闭合较好. 有关近地层观测能量不闭合的完整答案, 只能通过大量深入细致的观测研究来揭示, 研究应该同时关注近地层能量湍流输送的普遍性和特殊性. 研究的关键一方面是能找到影响近地层观测能量平衡的因子及产生影响的物理过程, 另一方面是如何对影响近地层能量平衡的因子定量分析. 比如大气运动的非定常(主要发生在日出和日落时), 由水平非均匀造成的水平平流, 垂直对流和间歇性湍流都会对能量平衡特征产生明显的影响, 如何定量表征这些影响因子的强度和分析研究它们的强度与它们对近地层能量平衡影响的程度之间的关系是核心问题. 再有在一定情形下近地层经常发生自由对流^[50,51], 而自由对流明显区别于一般湍流, 那么在近地层发生自由对流时能量平衡特征变化也是值得研究的问题. 总之, 只有通过综合对比观测研究才有可能揭示近地层湍流运动和能量物质的输送特征的未解之谜.

本文研究所得结论仍然是初步的, 也只利用兰州大学半干旱气候与环境监测站(SACOL)的观测资料进行了验证, 再联系到兰州大学半干旱气候与环境监测站(SACOL)特殊的地形, 很显然研究所得结论的普适性必需接受更广泛观测资料的验证.

致谢 审稿专家提出的宝贵意见, 兰州大学半干旱气候与环境监测站(SACOL)提供的观测资料, 在此由衷感谢.

参考文献

- 1 Monin A S, Obukhov A M. Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground. Tr Akad Nauk SSSR Geofiz Inst, 1954, 24: 163–187
- 2 胡隐樵, 陈晋北, 左洪超. 湍流强度定理和湍流发展的宏观机制. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37: 272–281
- 3 Businger J A, Wangaard J C, Izumi Y, et al. Flux profile relationships in the atmospheric surface layer. J Atmos Sci, 1971, 28: 181–189
- 4 Hogstrom U. Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: A re-evaluation. Bound-Lay Meteorol, 1988, 42: 55–78
- 5 王介民. 陆面过程实验和地气相互作用研究: 从 HEIFE 到 IMAGRASS 和 GAME-Tibet/TIPEX. 高原气象, 1999, 18: 280–294
- 6 胡隐樵, 张强. 论大气边界层的局地相似性. 大气科学, 1993, 17: 10–20
- 7 Panin G N, Tetzlaff G, Raabe A. Inhomogeneity of the land surface and problems in the parameterization of surface fluxes in natural conditions. Theor Appl Climatol, 1998, 60: 163–178
- 8 Foken T, Wimmer F, Mauder M, et al. Some aspects of the energy balance closure problem. Atmos Chem Phys, 2006, 6: 4395–4402
- 9 Foken T. The energy balance closure problem: An overview. Ecol Appl, 2008, 18: 1351–1367
- 10 Oncley S P, Foken T, Vogt R, et al. The energy balance experiment EBEX-2000. Part I: Overview and energy balance. Bound-Lay Meteorol, 2007, 123: 1–28
- 11 Wilson K, Goldstein A, Falge E, et al. Energy balance closure at FLIXNET sites. Agric For Meteorol, 2002, 113: 223–243

- 12 Foken T, Jegede O O, Weisensee U, et al. Results of the LINEX-96/2 experiment. Deutscher Wetterdienst, Forschung und Entwicklung, Arbeitsergebnisse 48, 1995
- 13 Foken T. Die scheinbar ungeschlossene energiebilanz am erdboden-eine herausforderung die experimentelle meteorologie. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, 1998, 24: 131–150
- 14 李正泉, 于贵瑞, 温学发等. 中国通量观测网络(ChinaFLUX)能量平衡闭合状况的评价, 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34(增刊 II): 46–56
- 15 Mauder M, Jegede O O, Okogbue E C, et al. Surface energy balance measurement at a tropical site in West Africa during the transition from dry to wet season. Theor Appl Climatol, 2007, 89: 171–183
- 16 Beyrich F, Richter S H, Weisensee U, et al. Experimental determination of turbulent fluxes over the heterogeneous LITFASS area: Selected results from the LITFASS-98 experiment. Theor Appl Climatol, 2002, 73: 19–34
- 17 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
- 18 Rebmann C, Göckede M, Foken T, et al. Quality analysis applied on eddy covariance measurements at complex forest sites using footprint modelling. Theor Appl Climatol, 2005, 80: 121–141
- 19 Kukharets V P, Nalbandyan H G, Foken T. Thermal Interactions between the underlying surface and a nonstationary radiation flux. Atmos Ocean Phys, 2000, 36: 318–325
- 20 阳坤, 王介民. 一种基于土壤温湿度资料计算地表土壤热通量的温度预报校正法. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38: 243–250
- 21 Gao Z, Chen G T J, Hu Y B. Impact of soil vertical water movement on the energy balance of different land surfaces. Int J Biometeorol, 2007, 51: 565–573
- 22 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
- 23 Liu H, Peters G, Foken T. New equations for sonic temperature variance and buoyancy heat flux with an omnidirectional sonic anemometer. Bound-Lay Meteorol, 2001, 100: 459–468
- 24 Wilczak J M, Oncley S P, Stage S A. Sonic anemometer tilt correction algorithms. Bound-Lay Meteorol, 2001, 99: 127–150
- 25 Massman M J. A simple method for estimating frequency response corrections for eddy covariance systems. Agr For Meteorol, 2000, 107: 247–251
- 26 Massman W J, Lee X. Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long term studies of carbon and energy exchanges. Agr For Meteorol, 2002, 113: 121–144
- 27 Schotanus P, Nieuwstadt F T M, DeBruin H A R. Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluctuations. Bound-Lay Meteorol, 1983, 26: 81–93
- 28 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
- 29 Zuo J Q, Huang J P, Wang J M, et al. Surface turbulent flux measurements over the Loess Plateau for a semi-arid climate change study. Adv Atmos Sci, 2009, 26: 1–13
- 30 Vickers D, Mahrt L. Quality control and flux sampling problems for tower and air craft data. J Atmos Ocean Tech, 1997, 14: 512–526
- 31 Foken T, Göckede M, Mauder M, et al. Post-field data quality control. In: Lee X, Massman W, Law B E, eds. Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurements. Kluwer, 2004. 181–208
- 32 Merry M, Panofsky H A. Statistics of vertical motions over land and water. Q J R Meteorol Soc, 1976, 102: 255–260
- 33 Göckede M, Foken T, Aubinet M, et al. Quality control of CarboEurope flux data-Part I: Coupling footprint analyses with flux data quality assessment to evaluate sites in forest ecosystems. Biogeosciences, 2008, 5: 433–450
- 34 Fuchs M. Methods of Soil Analysis, Part I: Physical and mineralogical methods. Heat flux. In: Klute A, ed. Agronomy Monographs. Madison: ASA and SSSA, 1987. 975–968
- 35 Liebethal C, Huwe B, Foken T. Sensitivity analysis for two ground heat flux calculation approaches. Agr For Meteorol, 2005, 132: 253–262
- 36 Sellers P J, Randall D A, Collatz G J, et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. J Clim, 1996, 9: 676–705
- 37 苏从先, 胡隐樵. 绿洲和湖泊的冷岛效应. 科学通报, 1987, 33: 756–758
- 38 胡隐樵, 高由禧, 王介民, 等. 黑河实验(HEIFE)的一些研究成果. 高原气象, 1994, 13: 225–236
- 39 左洪超, 吕世华, 胡隐樵, 等. 非均匀下垫面边界层的观测和数值模拟研究(I): 冷岛效应和逆湿现象的完整物理图像. 高原气象, 2004, 23: 155–162

- 40 Van Bavel C H M, Fritschen L J, Reeves W E. Transpiration by sudangrass as an externally controlled process. *Science*, 1963, 141: 269–270
- 41 Van der Hoven I. Power spectrum of horizontal wind speed in the frequency range from 0.0007 to 900 cycles per hour. *J Atmos Sci*, 1957, 14: 160–164
- 42 Turnipseed A A, Anderson D E, Blanken P D, et al. Airflows and turbulent flux measurements in mountainous terrain: Part 1. Canopy and local effects. *Agr For Meteorol*, 2003, 119: 1–21
- 43 Turnipseed A A, Anderson D E, Burns S, et al. Airflows and turbulent flux measurements in mountainous terrain: Part 2: Mesoscale effects. *Agr For Meteorol*, 2004, 125: 187–205
- 44 Pier L V, Roger A P S, Louis T S, et al. Case study modeling of turbulent and mesoscale fluxes over the BOREAS region. *J Geophys Res*, 1997, 102: 29167–29188
- 45 Lynn B H, Abramopoulos F, Avissar R. Using similarity theory to parameterize mesoscale heat fluxes generated by subgrid-scale landscape discontinuities in GCMs. *J Clim*, 1994, 8: 932–951
- 46 Hu Y Q, Zuo H C. Convergence movement influence on the turbulent transportation in atmospheric boundary layer. *Adv Atmos Sci*, 2003, 20: 794–798
- 47 Chen J B, Hu Y Q, Zhang L. Principle of cross coupling between vertical heat turbulent transport and vertical velocity and determination of cross coupling coefficient. *Adv Atmos Sci*, 2007, 24: 89–100
- 48 Reynolds O. On the experimental investigation of the circumstances which determine whether the motion of water in parallel channels shall be direct or sinuous and of the law of resistance in parallel channels. *Philos Trans R Soc*, 1884, 174: 935–982
- 49 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-Lay Meteorol*, 2003, 107: 1–48
- 50 Eigenmann R, Metzger S, Foken T. Generation of free convection due to changes of the local circulation system. *Atmos Chem Phys*, 2009, 9: 8587–8600
- 51 Zhou D, Eigenmann R, Babel W, et al. The study of near-ground free convection conditions at Nam Co station on the Tibetan Plateau. *Theor Appl Climatol*, 2011, doi: 10.1007/s00704-010-0393-5