

杨丽薇, 高晓清, 惠小英, 等. 2017. 青藏高原中部聂荣亚寒带半干旱草地近地层湍流特征研究[J]. 高原气象, 36(4): 875-885. Yang Liwei, Gao Xiaqing, Hui Xiaoying, et al. 2017. Study on turbulence characteristics in the atmospheric surface layer over Nyainrong grassland in central Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Plateau Meteorology, 36(4): 875-885. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2016. 00089.

## 青藏高原中部聂荣亚寒带半干旱草地 近地层湍流特征研究

杨丽薇<sup>1</sup>, 高晓清<sup>1</sup>, 惠小英<sup>1</sup>, 高娜<sup>1,2</sup>, 周亚<sup>1,2</sup>, 侯旭宏<sup>1</sup>

(1. 中国科学院寒旱区陆面过程与气候变化重点实验室/中国科学院西北生态环境资源研究院, 兰州 730000;  
2. 中国科学院大学, 北京 100049)

**摘要:** 湍流运动是大气最基本的运动特征, 是地气间能量物质交换的主要方式。利用 2014 年 7 月 18 日至 8 月 31 日青藏高原中部聂荣观测站的近地层湍流观测资料, 分析了该地区近地层湍流统计特征以及近地层通量的日变化特征。结果表明: 在不稳定和稳定层结下, 风速分量归一化标准差  $\sigma_u/u_*$ ,  $\sigma_v/u_*$ ,  $\sigma_w/u_*$  与稳定度参数  $z/L$  满足相似理论的“1/3”定律, 近中性条件下趋于常数, 并表现为  $\sigma_u/u_* \approx \sigma_v/u_* > \sigma_w/u_*$ ; 在不稳定层结下, 温度、水汽密度和  $\text{CO}_2$  浓度归一化标准差  $\sigma_T/|T_*|$ ,  $\sigma_q/|q_*|$  和  $\sigma_c/|C_*|$  与  $|z/L|$  满足“-1/3”定律, 在近中性层结下趋于常数, 且明显大于青藏高原其他地区。湍流在风速  $0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} < U < 3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的环境中发展最为旺盛, 垂直风分量的湍流强度较水平风分量更为集中, 三个方向的湍流强度基本表现为  $I_u \approx I_v > I_w$ 。夏季潜热通量大于感热通量,  $\text{CO}_2$  通量的日变化以吸收为主, 最强达到  $0.46 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

**关键词:** 青藏高原中部; 湍流输送统计特征; 湍流强度; 近地层能量交换

文章编号: 1000-0534(2017)04-0875-11 中图分类号: P425. 2<sup>+</sup>3 文献标志码: A

DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2016. 00089

### 1 引言

湍流是自然界流体广泛存在的一种运动形式。传统上, 流体力学专家把湍流定义为一个连续的不规则流动或一个连续的不稳定状态。Zhao et al (2015)将湍流定义为“由 Navier-Stokes 方程所描述的黏性流体当超过临界雷诺数  $\text{Re}_{cr}$  后, 从规则流动转换为在时空中紊乱复杂的多尺度涡旋运动的形态”。湍流研究对物理、数学、大气科学、海洋科学、空气动力学、水力学、工程技术及国防科技等领域有重要的理论意义和应用价值。

雷诺(O. Reynolds)在 1883 年进行的圆管水流实验(流体随着流速的增加由规则的运动演变为紊乱的流动)引起了当时科学界的很大兴趣(张宏昇, 2014)。进而对黏性流体的牛顿方程(Navier-Stokes

方程)进行了研究。由此, 开启了湍流的实验和理论研究。之后, 许多知名科学家加入到湍流的研究中, 进行了长达一个多世纪的探索。迄今为止, 湍流问题依然是 20 世纪经典物理学留下的世纪难题(周恒等, 2012)。对湍流研究的一个重要方面是要认识“湍流完全形成后的动力学特征是什么?”(胡非等, 2015)。

在湍流研究初期, 以德国科学家普朗特为首的研究团队提出了混合长理论, 并于 1904 年之后建立了边界层理论。在此基础上, 对边界层大气湍流的认识不断深化。由于大气的雷诺数  $\text{Re}$  很大, 一般在  $10^6$  以上, 大气处于湍流状态是一种常态, 也可以说大气湍流是一种充分发展的湍流(full developed turbulence), 或发达湍流。在边界层中, 离开地面的湍流可以看成是各向同性湍流。而在实际

收稿日期: 2016-01-18; 定稿日期: 2016-09-12

资助项目: 国家自然科学基金项目(91437108); 科技部公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406001)

作者简介: 杨丽薇(1989—), 女, 河北唐山人, 助理工程师, 主要从事陆面过程与气候变化研究. E-mail: yanglw@lzb.ac.cn

通讯作者: 高晓清. E-mail: xqgao@lzb.ac.cn

中,流体流动总会受到边界的影响,因此,柯尔莫果洛夫(Kolmogorov A N)于1941年提出了局地均匀各向同性的假设,建立了局地均匀各向同性湍流的统计理论(Kolmogorov, 1941),并利用相似理论和量纲分析得到了标度律及其空间谱形式。这成为当代边界层湍流研究发展的重要假设和基础。

一般把离地面100 m左右的这一层大气称为近地层,即大气边界层的下层。下垫面与大气的物质和能量交换在近地层内,以湍流交换的方式进行,这种湍流交换过程决定了风、压、温、湿等诸要素的分布(刘辉志和洪忠祥, 2000)。大气湍流受大气稳定性、大气层动力、热力以及地形植被等因素的影响,大气湍流运动机理和结构通常用湍流动量通量、感热通量、潜热通量以及 $\text{CO}_2$ 通量等描述(卞林根等, 2001; 吴灏等, 2013)。近年来,随着观测仪器的进步,尤其是涡动相关仪(EC系统)的广泛使用,国内外科学家对不同下垫面近地层湍流的动力学特征开展了大量研究(张强和胡隐樵, 2001; 张强, 2003; 刘辉志等, 2013; 王少影等, 2013)。

青藏高原地形复杂多样,面积达 $250 \times 10^4 \text{ km}^2$ ,平均海拔在4000 m以上,是世界上最高的高原,有“第三极”之称。青藏高原强大的动力、热力过程对中国和亚洲乃至全球的大气环流及天气气候都有着非常重要的影响。而这种影响是通过青藏高原近地层大气与下垫面相互作用(湍流过程),进而影响上层大气来实现的。因此研究青藏高原近地层大气湍流的动力学特征,对深入理解高原及其周边气候环境变化有重要意义(李英等, 2009; 王寅钧等, 2015)。

以往对青藏高原中部湍流特征的分析集中在那曲地区的那曲县、安多县。而那曲地区地形分布复杂,植被类型丰富多样。那曲地区总面积达40多万平方公里,地形西高东低,平均海拔4500 m以上,年平均气温由东南向西北急速递减,降水分布由东向西、由南向北递减,植被分布由东南到西北大体为山地森林-亚高山、高山灌木-高山草甸-高山草原-高寒半荒漠-高寒荒漠。聂荣位于那曲地区东北部,地形复杂,对气候变化响应敏感。

本文利用2014年7-8月在西藏那曲地区聂荣草地获取的近地层湍流观测数据,分析讨论了该地区风速分量、温度、水汽密度和 $\text{CO}_2$ 浓度归一化方差M-O相似性关系、湍流强度特征以及近地层能量交换日变化特征,并与其他站点作对比分析,以期对深入认识青藏高原中部地-气相互作用

物理过程及青藏高原环境变化与区域可持续发展研究有所贡献。

## 2 研究区域、观测仪器和资料处理

### 2.1 观测场概况

本次观测试验在西藏那曲地区聂荣县城东侧平坦开阔草地上建有观测系统(下称聂荣站)。聂荣县地处西藏北部、唐古拉山南麓,面积 $14540 \text{ km}^2$ ,与青海省交界。地势西北高东南低,境内山峦起伏,沟壑纵横,平均海拔在4700 m左右,受大地形影响,气候较周围地区寒冷干燥,属高原亚寒带半干旱季风气候区。全年雨雪日100天左右,年均气温 $-2.8 \text{ }^\circ\text{C}$ ,年最低气温 $-38 \text{ }^\circ\text{C}$ ,年最高气温 $19.3 \text{ }^\circ\text{C}$ ,年均降水量为400 mm左右(毛飞等, 2007),年日照时数2400~3200 h,平均年蒸发量1690.7 mm,平均相对湿度54%。每年10月中旬至次年5月中旬为积雪期和土壤冻结期,这期间气候干燥寒冷,风沙大,地表有干枯的短草覆盖。7-9月为高原植被生长期,主要受高原夏季风控制,这期间气候温和,风和日丽,降雨量占全年的85.3%,全年中绿色植物生长期约为100天,全部集中在这个季节(孙根厚等, 2016; 刘火霖等, 2015)。聂荣站地处 $32^\circ 07.332' \text{ N}$ ,  $92^\circ 18.273' \text{ E}$ (图1),海拔4607 m,观测点周围地形开阔,地势较为平坦,下垫面生长有高寒针状草(7-8月草高约3 cm),下垫面类型为高寒草甸,能够代表聂荣地区的典型环境。

### 2.2 资料选取

聂荣观测场内安装了涡动、辐射、梯度观测以及土壤湿度观测系统,其中涡动观测系统探头安装高度为2 m,该系统由超声风速仪(CSAT3, Campbell, USA)测定三维风速和超声虚温、红外气体分析仪(LI7500, LICOR, USA)测定 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 浓度,由数据采集器(CR1000, Campbell, USA)记录储存,采样频率10 Hz。微气象观测包括3层风向风速(Wind Sonic, Campbell, USA)、3层空气温度和湿度(HMP155A, Campbell, USA)、辐射四分量(CNR4, Kipp & Zones, USA)、5层土壤温度(109, Campbell, USA)、5层土壤湿度(CS616, Campbell, USA)、2层土壤热通量(HFP01, Hukseflux, Netherlands)和降水量(52202, YOUNG, USA)。

文中选取该站2014年7月18日至8月31日的观测数据进行分析。湍流资料的每个样本采用

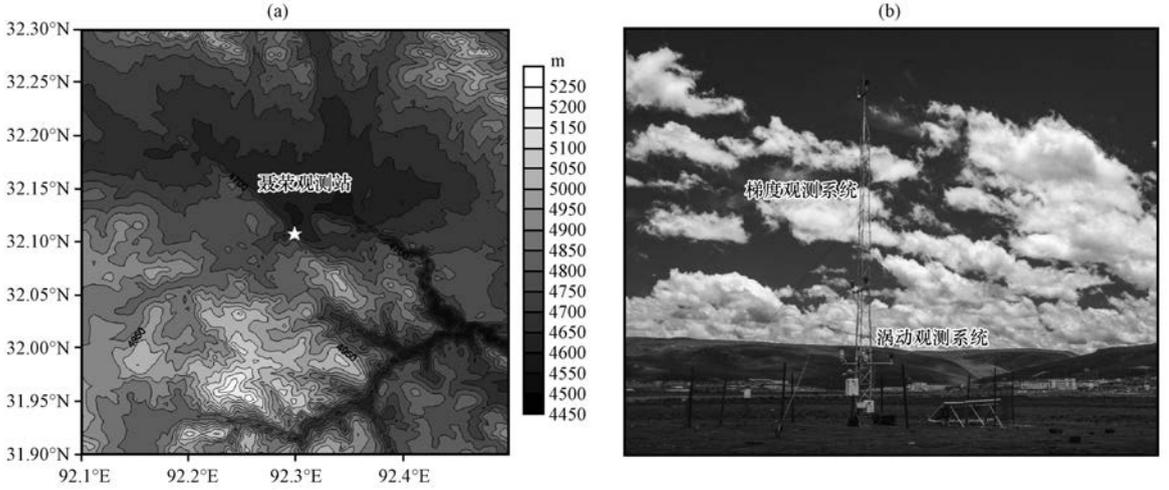


图 1 聂荣观测站周围地形(a)和观测系统(b)

Fig. 1 The topography around the Nyainrong station (a) and observational system (b) at Nyainrong station

30 min 平均湍流量, 观测订正包括: 野点剔除、坐标旋转、频率修正和 WPL 修正等。质量控制包括: 湍流定常性  $\Delta ST$  检验和湍流发展充分性 ITC 检验。在湍流统计特征分析中, 剔除由于电路脉冲和沙尘等其他原因造成的错误数据; 剔除有降水时段的数据; 剔除风速小于  $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的数据; 为避免大气层结转换造成仪器测量不稳定的影响, 考虑到该站的海拔高度和青藏高原坡向对净辐射的影响(陈晋北等, 2014), 白天选取 10:00–16:00 (北京时间, 下同), 夜间选取 21:00 至次日 04:00 的资料。最后 2160 组数据剩余 628 组, 其中不稳定层结 337 组, 稳定层结 291 组。

### 3 研究方法

根据 MOST 理论, 湍流风速分量的标准差被特征尺度参数标准化后就成为  $z/L$  的普适函数 (Andreas et al, 1998; Choi et al, 2004), 即:

$$\sigma_{u, v, w}/u_* = C_1(1 - C_2 z/L)^{1/3}, \quad (1)$$

其中风速标准差:

$$\begin{cases} \sigma_u = (\overline{u'u'})^{1/2} \\ \sigma_v = (\overline{v'v'})^{1/2} \\ \sigma_w = (\overline{w'w'})^{1/2} \end{cases}, \quad (2)$$

三维风速脉动量:

$$u' = u - \bar{u}, \quad v' = v - \bar{v}, \quad w' = w - \bar{w}, \quad (3)$$

摩擦速度:

$$u_* = [(\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2]^{1/4}, \quad (4)$$

式中:  $u, v, w$  为风速值,  $\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}$  为风速的平均值,  $u', v', w'$  为风速的脉动值。  $C_1, C_2$  为经验常数;

$z/L$  为稳定度参数,  $z$  为观测高度, 本文中  $z=2 \text{ m}$ ;  $L$  为 Monin-Obukhov 长度:

$$L = -\frac{\overline{\theta_v u_*^3}}{kg (\overline{w' \theta_v'})}, \quad (5)$$

式中:  $\theta_v$  为虚位温;  $k$  为 Von-karman 常数, 取  $k=0.4$ ;  $g$  为重力加速度。

温度、水汽密度和  $\text{CO}_2$  浓度的湍流特征尺度分别定义为

$$T_* = -\frac{\overline{w'T'}}{u_*}, \quad (6)$$

$$q_* = -\frac{\overline{w'q'}}{u_*}, \quad (7)$$

$$C_* = -\frac{\overline{w'c'}}{u_*}, \quad (8)$$

湍流标量的归一化标准差与  $z/L$  有以下相似性关系 (Panofsky et al, 1977):

$$\sigma_T/|T_*| = C_T (-z/L)^{-1/3}, \quad (9)$$

$$\sigma_s/|s_*| = C_{s1}(1 - C_{s2}z/L)^{-1/3}, \quad (s=q, c) \quad (10)$$

式中:  $T$  为温度;  $q$  为水汽密度;  $c$  为  $\text{CO}_2$  浓度;  $C_T, C_{s1}$  和  $C_{s2}$  均为拟合常数。

湍流强度:

$$I_u = \sigma_u/U, \quad I_v = \sigma_v/U, \quad I_w = \sigma_w/U, \quad (11)$$

式中:  $U$  为水平风速值。

## 4 结果分析

### 4.1 风速归一化标准差随稳定度的变化关系

风速分量的归一化标准差  $\sigma_u/u_*$ ,  $\sigma_v/u_*$ ,  $\sigma_w/u_*$  随稳定度参数  $z/L$  的变化规律多年来一直受到人

们的关注。Arya and Sundararajan (1976) 研究表明在不稳定层结下,  $\sigma_{u,v}$  的归一化标准差随稳定度参数  $z/L$  的增加而增大; Panofsky et al (1977) 研究表明在平坦下垫面上风速分量的归一化标准差与  $z/L$  存在  $1/3$  次方函数; Andreas et al (1998)、马耀明等 (2002)、祁永强等 (1996)、尚伦宇等 (2011) 都认为风速分量的归一化标准差与  $z/L$  存在  $1/3$  次方函数; 陈红岩等 (2001) 研究了 HUBEX 试验区风速分量的归一化标准差与稳定度的关系; 张宏升等 (2004) 利用相同的湍流数据采集与研究方法分析了草原、戈壁、城郊和郊区等不同下垫面的风速归一化标准差随稳定度的变化关系; 李英等 (2009) 研究了青藏高原东坡理塘风速分量的归一化标准差与

稳定度的关系; 陈云刚等 (2014) 研究了青藏高原东北边缘玛曲高寒草甸下垫面风速分量的归一化标准差与稳定度的关系以及其季节变化。但风速分量的归一化标准差与  $z/L$  之间的规律还没有定论。

通过聂荣地区风速分量归一化标准差随稳定度参数  $z/L$  的变化 (图 2) 可知, 3 个风速分量的归一化标准差  $\sigma_u/u_*$ ,  $\sigma_v/u_*$ ,  $\sigma_w/u_*$ , 在稳定和不稳定层结下随稳定度  $z/L$  的变化关系, 均满足  $1/3$  次方定律, 其拟合函数为公式 (12) ~ (14)。 $\sigma_{u,v,w}/u_*$  随  $|z/L|$  的增大而增大, 在稳定层结下, 离散性相对于不稳定层结下偏大。与水平方向风速归一化标准差  $\sigma_u/u_*$ ,  $\sigma_v/u_*$  相比, 垂直方向  $\sigma_w/u_*$  的拟合效果较好, 这与以往的研究结论相符。

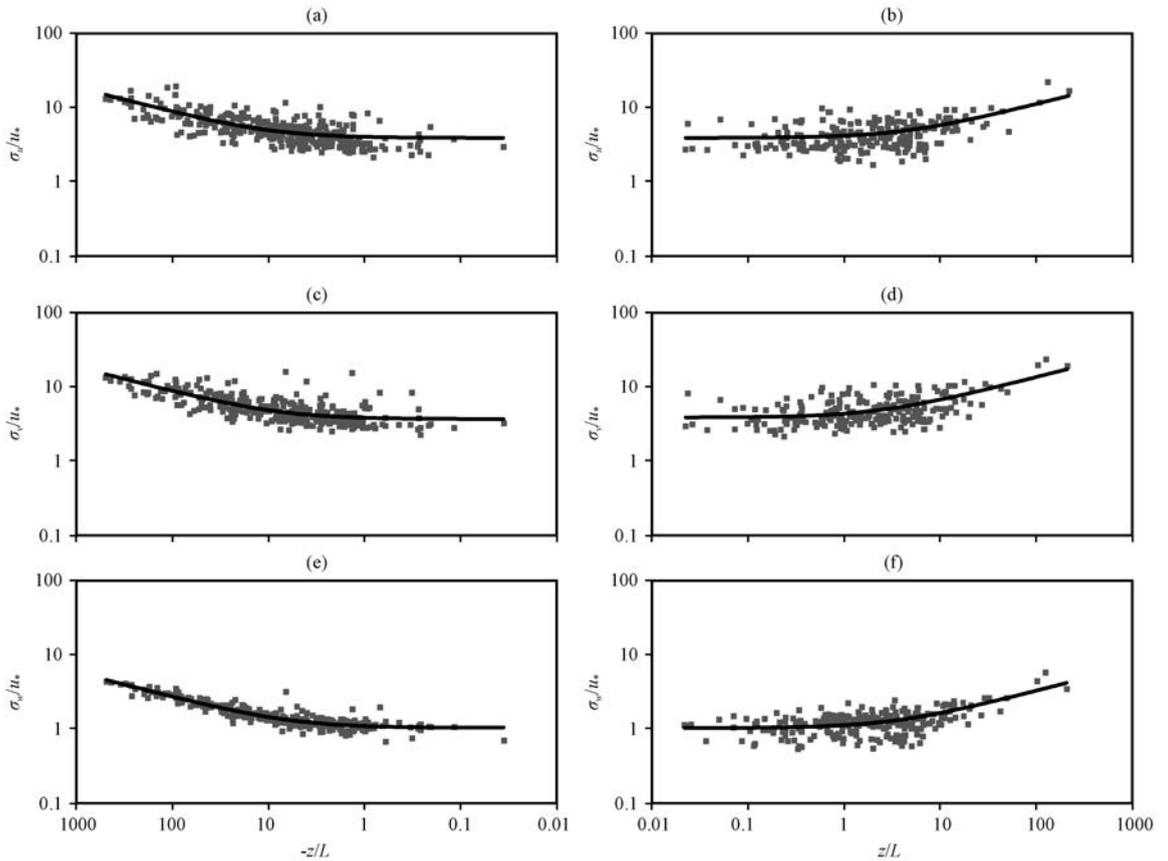


图 2 2014 年 7—8 月聂荣站风速分量归一化标准差随稳定度参数  $z/L$  的变化

- (a) 不稳定层结下  $\sigma_u/u_*$  的分布, (b) 稳定层结下  $\sigma_u/u_*$  的分布, (c) 不稳定层结下  $\sigma_v/u_*$  的分布, (d) 稳定层结下  $\sigma_v/u_*$  的分布,
- (e) 不稳定层结下  $\sigma_w/u_*$  的分布, (f) 稳定层结下  $\sigma_w/u_*$  的分布

Fig. 2 The variation of normalized standard deviation of wind velocity components versus stability parameter  $z/L$  at Nyainrong station from July to August 2014. (a)  $\sigma_u/u_*$  and  $-z/L$ , (b)  $\sigma_u/u_*$  and  $z/L$ , (c)  $\sigma_v/u_*$  and  $-z/L$ , (d)  $\sigma_v/u_*$  and  $z/L$ , (e)  $\sigma_w/u_*$  and  $-z/L$ , (f)  $\sigma_w/u_*$  and  $z/L$

在近中性层结 ( $-0.01 < z/L < 0.01$ ) 下, 根据近地层相似理论, 风速分量归一化标准差均趋于常数, 即  $\sigma_u/u_* = A$ ,  $\sigma_v/u_* = B$ ,  $\sigma_w/u_* = C$ , 其中  $A$ ,

$B, C$  为常数。经计算可知,  $A = 3.93$ ,  $B = 3.88$ ,  $C = 1.06$ , 可知本文的系数  $A \approx B > C$ 。表 1 为近中性层结下不同下垫面类型的风速分量归一化标准差

表 1 近中性层结下不同下垫面类型风速归一化标准差数值

Table 1 Normalized standard deviations of wind speed for the neutral stratification over different underlying surface types

观测点	观测点下垫面类型	$\sigma_u/u_*$	$\sigma_v/u_*$	$\sigma_w/u_*$
青藏高原及周边	聂荣草地(本文)	3.93	3.88	1.06
	改则稀疏植被(刘辉志和洪忠祥, 2000)	3.21	2.69	1.46
	珠峰绒布河谷(刘辉志等, 2007)	3.10	2.93	1.05
	当雄河谷(王寅钧, 2014)	3.40	2.45	1.15
	昌都草地(卞林根等, 2001)	3.45	3.15	1.30
	疏勒河上游草甸(吴灏等, 2013)	3.50	3.30	0.96
	安多高寒草甸(马耀明等, 2002)	4.01	3.85	1.43
	东坡理塘草甸(李英等, 2009)	4.30	4.10	1.00
平原地区	平均(张宏升等, 2004)	2.39±0.03	1.92±0.05	1.25±0.03
起伏地	Erie, CO(起伏地形)(Mahrt, 1998)	2.65	2.00	1.20
	山地(Mahrt, 1998)	3.50	3.80	1.24

值, 均表现为  $A \geq B > C$  的规律, 且随下垫面类型和地形的改变  $C$  值的变化幅度很小, 说明下垫面类型和地形起伏主要影响水平方向的湍流运动, 而对垂直方向的湍流统计量影响较小。由表 1 可知, 近中性层结下聂荣地区的水平风速分量归一化标准差明显大于平坦下垫面的均值, 也大于起伏地的值。而与安多高寒的局地地形以及下垫面类型相似, 因此聂荣草地水平风速分量归一化标准差与安多高寒的结果较为接近。聂荣草地垂直风速分量归一化标准差除疏勒河上游与理塘高寒草甸之外均小于等于其它地方的结果。

$$\sigma_u/u_* = \Phi_u(z/L)$$

$$= \begin{cases} 3.93(1+0.24z/L)^{1/3}, & z/L > 0, R^2 = 0.41 \\ 3.93(1-0.11z/L)^{1/3}, & z/L < 0, R^2 = 0.51 \end{cases}, \quad (12)$$

$$\sigma_v/u_* = \Phi_v(z/L)$$

$$= \begin{cases} 3.88(1+0.44z/L)^{1/3}, & z/L > 0, R^2 = 0.48 \\ 3.88(1-0.13z/L)^{1/3}, & z/L < 0, R^2 = 0.53 \end{cases}, \quad (13)$$

$$\sigma_w/u_* = \Phi_w(z/L)$$

$$= \begin{cases} 1.06(1+0.30z/L)^{1/3}, & z/L > 0, R^2 = 0.51 \\ 1.06(1-0.17z/L)^{1/3}, & z/L < 0, R^2 = 0.88 \end{cases}. \quad (14)$$

#### 4.2 温度、水汽密度和 $\text{CO}_2$ 浓度归一化标准差随稳定度的变化关系

湍流特征量(如:  $T_*$ 、 $q_*$  和  $C_*$ )可定量描述物质和能量的垂直湍流输送。图 3 为聂荣站(7—

8月)无量纲化温度、水汽密度和  $\text{CO}_2$  浓度随稳定度参数  $z/L$  的变化, 由图 3 可知, 在不稳定层结下, 温度、水汽密度和  $\text{CO}_2$  浓度的归一化标准差  $\sigma_T/|T_*|$ 、 $\sigma_q/|q_*|$  和  $\sigma_C/|C_*|$  随  $|z/L|$  的减小而增大, 均满足  $-1/3$  次方定律, 在近中性层结下趋于常数。其最佳拟合函数为公式(15)~(17)。与表 2 对比可知, 即使下垫面的类型相似, 但不同区域受“外源因子”和“内源因子”的影响不同, 以及观测时段的不同(陈云刚等, 2014), 使得在近中性层结下温度、水汽、 $\text{CO}_2$  的归一化标准差值也会不同。聂荣地区(7—8月)的归一化值明显大于青藏高原其他地区。说明聂荣观测站周围的热量、水汽密度以及  $\text{CO}_2$  浓度的湍流传输较大, 可能与各标量的源/汇分布、各标量的水平和垂直交换以及非均匀的下垫面造成的水平和垂直输送的变化有关, 有待于进一步的研究。在稳定层结下, 观测数据比较离散,  $\sigma_T/|T_*|$ 、 $\sigma_q/|q_*|$  和  $\sigma_C/|C_*|$  随  $|z/L|$  的变化趋势不明显。

$$\sigma_T/|T_*| = \Phi_T(z/L) = 3.24(-z/L)^{-1/3}, \quad z/L < 0, R^2 = 0.76 \quad (15)$$

$$\sigma_q/|q_*| = \Phi_q(z/L) = 2.83(1-0.37z/L)^{-1/3}, \quad z/L < 0, R^2 = 0.80 \quad (16)$$

$$\sigma_C/|C_*| = \Phi_C(z/L) = 3.18(1-0.19z/L)^{-1/3}, \quad z/L < 0, R^2 = 0.50 \quad (17)$$

#### 4.3 湍流强度

湍流强度通常用风速分量脉动值的标准差  $\sigma_u$ 、 $\sigma_v$  和  $\sigma_w$  与水平风速  $U = \sqrt{u^2 + v^2}$  的比值来定量表示, 它反映脉动风速的相对强度, 是描述大气湍流

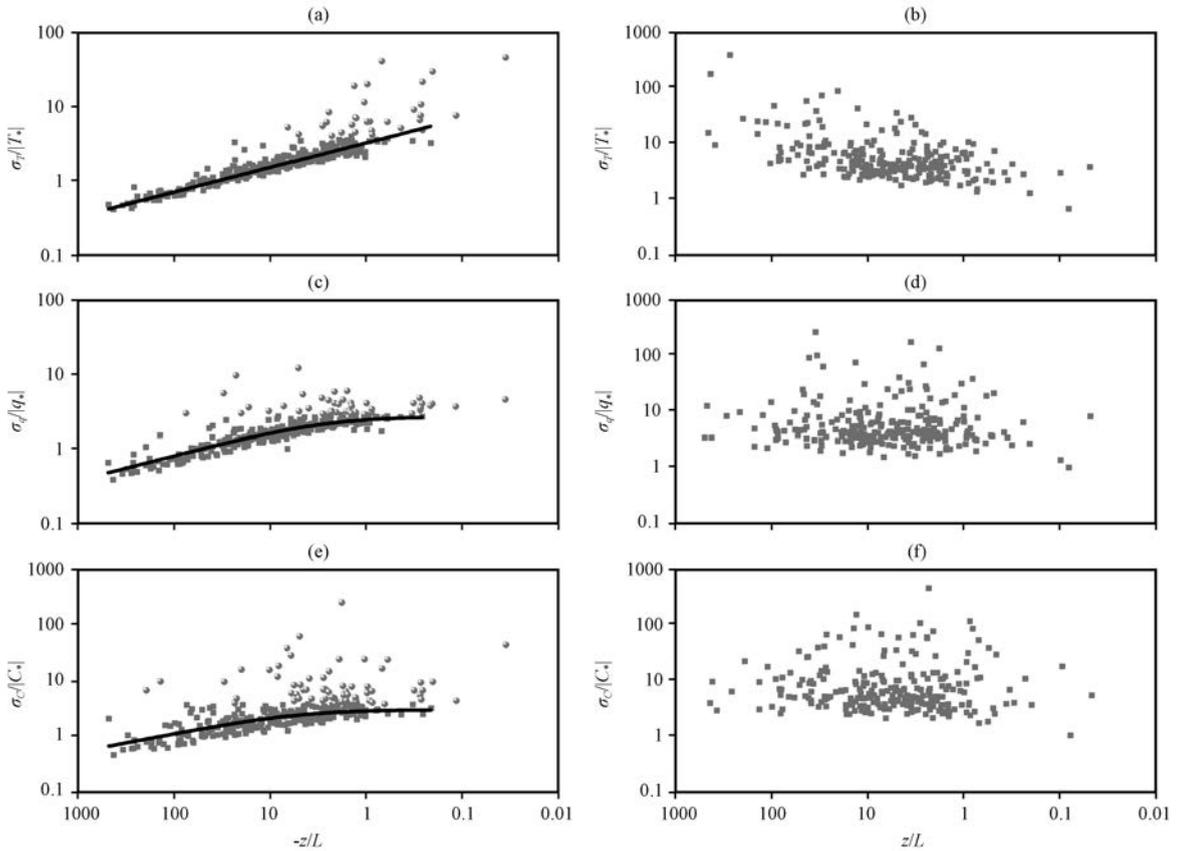


图3 2014年7-8月聂荣地站温度、水汽和CO<sub>2</sub>浓度归一化标准差( $\sigma_T/|T_*|$ 、 $\sigma_q/|q_*|$ 和 $\sigma_C/|C_*|$ )随稳定度参数 $z/L$ 的变化

(a) 不稳定层结下 $\sigma_T/|T_*|$ 的分布, (b) 稳定层结下 $\sigma_T/|T_*|$ 的分布, (c) 不稳定层结下 $\sigma_q/|q_*|$ 的分布, (d) 稳定层结下 $\sigma_q/|q_*|$ 的分布, (e) 不稳定层结下 $\sigma_C/|C_*|$ 的分布, (f) 稳定层结下 $\sigma_C/|C_*|$ 的分布

Fig. 3 Variation of normalized standard deviation of temperature ( $\sigma_T/|T_*|$ ), water vapor density ( $\sigma_q/|q_*|$ ) and CO<sub>2</sub> concentration ( $\sigma_C/|C_*|$ ) versus atmospheric stability  $z/L$  at Nyainrong station from July to August 2014. (a)  $\sigma_T/|T_*|$  and  $-z/L$ , (b)  $\sigma_T/|T_*|$  and  $z/L$ , (c)  $\sigma_q/|q_*|$  and  $-z/L$ , (d)  $\sigma_q/|q_*|$  and  $z/L$ , (e)  $\sigma_C/|C_*|$  and  $-z/L$ , (f)  $\sigma_C/|C_*|$  and  $z/L$

表2 近中性层结下不同下垫面类型无量纲化温度、水汽密度、CO<sub>2</sub>浓度标准差数值

Table 2 Non-dimensional variance for temperature ( $C_T$ ), humidity ( $C_q$ ), and CO<sub>2</sub> concentration ( $C_c$ ) in the neutral stratification over different underlying surface types

下垫面类型	站点	$C_T$	$C_q$	$C_c$
草地	改则(刘辉志和洪忠祥, 2000)	1.45	2.69	-
	当雄(王寅钧, 2014)	1.25	1.27	-
	昌都(卞林根等, 2001)	1.00	5.30	-
	玛曲(陈云刚等, 2014)	1.11	1.39	1.30
森林	中国台湾(Hsieh et al, 2008)	1.00	1.00	1.00
城市	北京(Quan and Hu, 2009)	1.50	0.77	1.93
	南京(Niu et al, 2012)	5.98	-	-

由聂荣地区(7-8月)湍流强度与风速的关系图(图4)可知,当风速 $0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1} < U < 3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时,湍流强度随风速的增大而迅速减小,当风速 $U > 3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时,湍流强度维持较小的数值,随风速的增大而减小的趋势并不明显,当风速 $U > 6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时,湍流强度基本不随风速变化。风速 $U < 0.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时,边界层处于自由对流状态,湍流发展极为旺盛,湍流强度 $I_u$ 和 $I_v$ 可以达到2以上, $I_w$ 也可以达到0.8以上。

图5为聂荣地区(7-8月)湍流强度频率分布图。从图5中可以看出,水平风分量的湍流强度 $I_u$ 、 $I_v$ 与垂直风分量的 $I_w$ 有明显差异。与水平风分量相比,垂直风分量的湍流强度则较为集中,湍流强度基本表现为 $I_u \approx I_v > I_w$ 。水平方向的湍流强度频率分布峰值集中在0.21~0.23,平均湍流为0.2

运动特征的基本参数之一(杨智等, 2010; Cvitan et al, 2006; Zhou and Huang, 2011)。

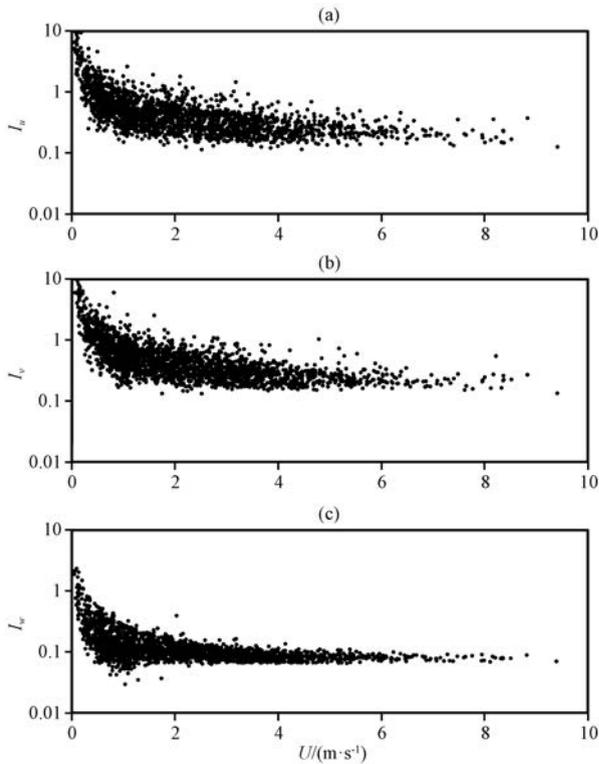


图4 2014年7—8月聂荣站湍流强度与风速的关系  
(a)  $I_u$ , (b)  $I_v$ , (c)  $I_w$

Fig. 4 The relationship between turbulent intensity ( $I_u$ ,  $I_v$ ,  $I_w$ ) and wind speed ( $U$ ) at Nyainrong station from July to August 2014

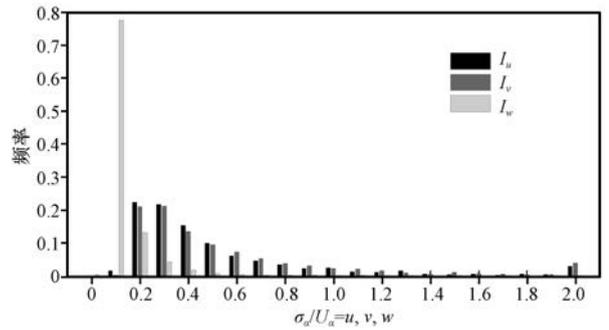


图5 2014年7—8月聂荣站湍流强度频率分布  
Fig. 5 The frequency distribution of turbulence intensity at Nyainrong station from July to August of 2014

~0.3; 垂直方向的湍流强度频率分布峰值基本在0.78左右, 平均湍强为0.1左右。经计算,  $I_u = 0.588$ ,  $I_v = 0.620$ ,  $I_w = 0.141$ , 由表3可知, 聂荣草地下垫面的湍流强度值比黄土高原和戈壁均要大, 与成都平原、青藏高原理塘高山草甸以及城市下垫面相比, 聂荣草地水平风分量的湍流强度较大, 而垂直风分量较小。

#### 4.4 近地层通量的日变化特征

图6为近地层通量的日变化, 其中 $H_s$ 、 $LE$ 分别代表感热通量和潜热通量。由图6可知, 7—8月动量通量日变化特征不明显, 且其值较小, 动量通量在夜间基本低于 $0.04 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$ , 白天从日出开

表3 不同下垫面类型下的湍流强度

Table 3 Turbulence intensity at different underlying surface types

地点	时间	下垫面类型	$I_u$	$I_v$	$I_w$
黄土高原(Bao et al, 2012)	6—8月	半干旱草甸	0.32	0.31	0.12
黑河(王介民等, 1993)	8—9月	戈壁	0.19	0.21	0.09
成都平原(李英等, 2008)	2—4月	农田	0.28	0.29	0.16
青藏高原东坡理塘(李英等, 2009)	7月	高山草甸	0.54	0.51	0.16
北京(刘衡和蒋维楣, 1998)	9月	城郊	0.26	0.22	0.15
聂荣(本文)	7—8月	草地	0.59	0.62	0.14

始逐渐增大, 在16:30达到最大, 为 $0.08 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$ 。聂荣动量通量的日变化特征与青藏高原东部的昌都以及青藏高原西部的改则雨季的日变化特征(卞林根等, 2001; 李家伦等, 1999)相似, 但聂荣动量通量小于昌都地区, 大于改则地区。

感热通量和潜热通量日变化特征明显(图6), 为单峰型, 15:00达到最大, 最大值分别为 $74.11 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $244.33 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 最小值分别为 $-7.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $15.54 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。夜间 $H_s$ 为负值, 表明感热通量在夜间向下输送, 原因主要是夜间地面比空

气降温快所致。潜热通量在日变化中始终大于零, 说明在日变化中地表始终通过潜热的形式向大气输送热量和水汽(李茂善等, 2010; 仲雷等, 2007; Gao et al, 2006)。聂荣地区7—8月以潜热为主, 主要是由于进入雨季, 水分蒸发释放热能较强所致。聂荣湍流通量的日变化与昌都以及改则同期的日变化特征相似(卞林根等, 2001; 李家伦等, 1999), 但聂荣湍流热通量小于昌都地区, 大于改则地区。表明青藏高原中部、东部和西部的湍流输送存在差异。

$\text{CO}_2$ 通量有明显的日变化特征(图6), 夜间均

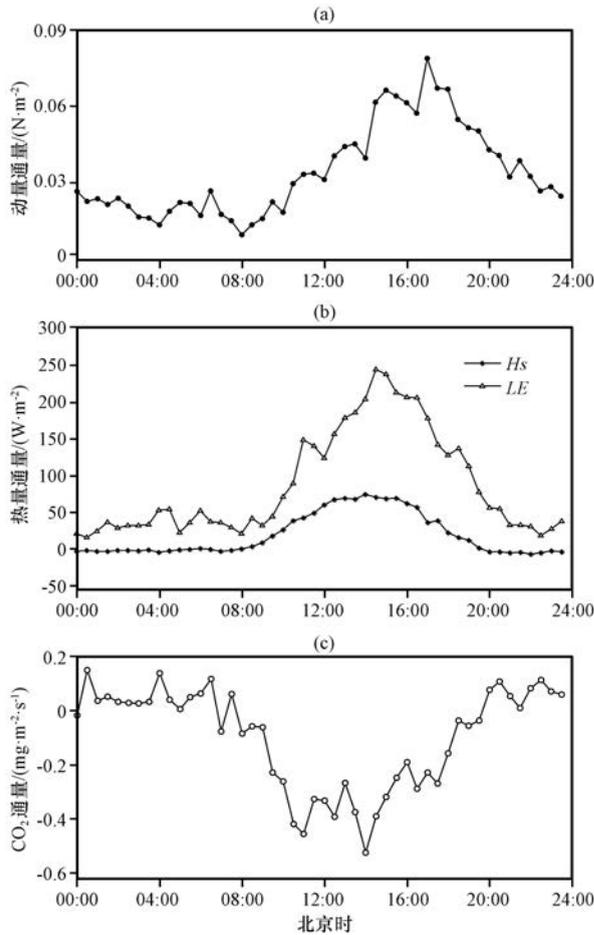


图6 2014年7—8月聂荣站动量通量(a)、热量通量(b)和CO<sub>2</sub>通量(c)的平均日变化

Fig. 6 The mean diurnal variations of momentum flux (a), heat fluxes (b) and CO<sub>2</sub> flux (c) at Nyainrong station from July to August 2014

为正值,但数值较小,在 $0.1 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右,聂荣站所处环境基本处于自然状态,受人类活动影响较小,此时土壤及植物等释放的CO<sub>2</sub>占主导(朱志鹏等,2015)。在07:30左右开始转为负值,主要是由于白天植被的光合作用吸收CO<sub>2</sub>,并随着太阳辐射的增强而增大,在14:00吸收最强,其值为 $0.46 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。之后随着太阳辐射的减弱,CO<sub>2</sub>通量逐渐增大,在20:00开始转为正值。总体而言,CO<sub>2</sub>通量的日变化以吸收为主。

## 5 结论

利用聂荣观测站2014年7—8月的湍流观测数据,从湍流方差特征、湍流强度以及近地层通量的日变化特征等方面,分析讨论了高原中部近地层湍流特征,得出以下结论:

(1) 在不稳定与稳定层结下,风速分量归一化标准差 $\sigma_u/u_*$ ,  $\sigma_v/u_*$ ,  $\sigma_w/u_*$ 与稳定度参数 $z/L$ 均满足 $1/3$ 次方定律,在近中性层结下风速分量归一化标准差近似为常数,分别为: $A=3.93$ ,  $B=3.88$ ,  $C=1.06$ 。

(2) 在不稳定层结下,温度、水汽密度以及CO<sub>2</sub>浓度归一化标准差 $\sigma_T/|T_*|$ ,  $\sigma_q/|q_*|$ 和 $\sigma_C/|C_*|$ 与 $|z/L|$ 满足 $-1/3$ 次方定律,在近中性层结下趋于常数,且明显大于青藏高原其他地区。

(3) 湍流在风速 $0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} < U < 3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的环境中发展最为旺盛。垂直风分量的湍流强度较水平风分量更为集中,三个方向的湍流强度基本表现为 $I_u \approx I_v > I_w$ 。

(4) 近地层通量中,感热通量和潜热通量有明显的单峰型日变化特征,潜热通量大于感热通量。CO<sub>2</sub>通量的日变化以吸收为主,最强为 $0.46 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

**致谢:**感谢审稿人对本文提出的宝贵意见。感谢聂荣观测站各位工作人员在观测数据获取中付出的辛勤劳动,同时本课题得到中国科学院西北生态环境资源研究院中国科学院超级计算兰州分中心的支持,特此感谢。

## 参考文献:

- Andreas E, Hill R J, Gosz J R, et al. 1998. Statistics of surface layer turbulence over terrain with metre-scale heterogeneity[J]. Bound-Layer Meteor, 86(3): 379-408.
- Arya S P S, Sundararajan A. 1976. An assessment of proposed similarity theories for the atmospheric boundary layer[J]. Bound-Layer Meteor, 10(10): 149-166.
- Bao J, Zhang L, Cao X J, et al. 2012. Footprint analysis for turbulent flux measurements over complex terrain on the Loess Plateau of China[J]. Advanced Materials Research, 516-517: 910-916. DOI: 10.4028/www.scientific.net/AMR.516-517.910.
- Choi T, Hong J, Kim J, et al. 2004. Turbulent exchange of heat, water vapor, and momentum over a Tibetan prairie by eddy covariance and flux variance measurements[J]. J Geophys Res Atmos, 109(D21): 2161-2170.
- Cvitan L. 2006. Classification of the stratified atmospheric boundary layers at Molve (Croatia) based on the similarity theory[J]. Meteor Atmos Phys, 93(3/4): 235-246.
- Gao Z, Bian L, Chen Z, et al. 2006. Turbulent variance characteristics of temperature and humidity over a non-uniform land surface for an agricultural ecosystem in China[J]. Adv Atmos Sci, 23(3): 365-374.
- Hsieh C I, Lai M C, Hsia Y J, et al. 2008. Estimation of sensible heat,

- water vapor, and CO<sub>2</sub> fluxes using the flux-variance method[J]. *Int J Biometeor*, 52(6): 521-533.
- Kolmogorov A N. 1941. The local structure of turbulence in an incompressible fluid at very high reynolds number[J]. *Soviet Physics Uspekhi*, 30(2): 301-305.
- Mahrt L. 1998. Nocturnal Boundary-Layer Regimes[J]. *Bound-Layer Meteor*, 88(2): 255-278.
- Niu S, Zhao L, Lu C, et al. 2012. Observational evidence for the Monin-Obukhov similarity under all stability conditions[J]. *Adv Atmos Sci*, 29: 285-294.
- Panofsky H A, Teanekes H, Lenschow D H, et al. 1977. The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective conditions[J]. *Bound-Layer Meteor*, 11(3): 355-361.
- Quan L, Hu F. 2009. Relationship between turbulent flux and variance in the urban canopy[J]. *Meteor Atmos Phys*, 104(1/2): 29-36.
- Wang S Y, Zhang Y, Lü S H, et al. 2013. Estimation of turbulent fluxes using the flux-variance method over an alpine meadow surface in the eastern Tibetan Plateau[J]. *Adv Atmos Sci*, 30(2): 411-424. DOI: 10. 1007/s00376-012-2056-1.
- Zhao Songnian, Hu Fei. 2015. Turbulence question: How do view "the homogenous and isotropic turbulence"? [J]. *Scientia Sinica*, 45(2): 24701-024701. DOI: 10. 1360/SSPMA2014-00362.
- Zhou D, Huang R. 2011. Characterization of turbulent flux transfer over a Gobi surface with quality-controlled observations[J]. *Science China: Earth Sciences*, 54(5): 753-763.
- Zhou H. 2012. What is the essence of the so-called century lasting difficult problem in classic physics, the "problem of turbulence" [J]. *Scientia Sinica Physica Mechanica & Astronomica*, 42(1): 1-5.
- 卞林根, 陆龙骅, 程彦杰, 等. 2001. 青藏高原东南部昌都地区近地层湍流输送的观测研究[J]. *应用气象学报*, 12(1): 1-13. Bian Lingen, Lu Longhua, Cheng Yanjie, et al. 2001. Turbulent measurement over the southeastern Tibetan Plateau[J]. *J Appl Meteor Sci*, 12(1): 1-13.
- 陈红岩, 陈家宜, 胡非, 等. 2001. HUBEX 试验区近地面层的湍流输送[J]. *气候与环境研究*, 6(2): 221-227. Chen Hongyan, Chen Jiayi, Hu Fei, et al. 2001. The Turbulent Transfer in Atmospheric Surface Layer in HUBEX [J]. *Climatic Environ Res*, 6(2): 221-227.
- 陈晋北, 胡隐樵, 吕世华, 等. 2014. 绿洲和戈壁复杂下垫面平流对湍流特征的影响[J]. *中国科学: 地球科学*, 44(11): 2499-2514. Chen Jinbei, Hu Yinqiao, Lü Shihua, et al. 2014. Influence of advection on the characteristics of turbulence over uneven surface in the oasis and the Gobi Desert[J]. *Science China: Earth Sciences*, 44(11): 2499-2514.
- 陈云刚, 张宇, 王少影, 等. 2014. 高寒草甸湍流特征量的季节变化特征[J]. *高原气象*, 33(3): 585-595. Chen Yungang, Zhang Yu, Wang Shaoying, et al. 2014. Seasonal variation of turbulence characteristics over alpine meadow ecosystem[J]. *Plateau Meteor*, 33(3): 585-595. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2014. 00044.
- 李家伦, 洪钟祥, 罗卫东, 等. 1999. 青藏高原改则地区近地层通量观测研究[J]. *大气科学*, 23(2): 142-151. Li Jialun, Hong Zhongxiang, Luo Weidong, et al. 1999. A study of surface fluxes in Gerze Area, Qinghai-Xizang Plateau[J]. *Chinese J Atmos Sci*, 23(2): 142-151.
- 李茂善, 胡泽勇, 马伟强, 等. 2010. 黑河流域上游大气湍流特征分析[J]. *冰川冻土*, 32(2): 309-315. Li Maoshan, Hu Zeyong, Ma Weiqiang, et al. 2010. The turbulent features in the upper reaches of Heihe River[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 32(2): 309-315.
- 李英, 李跃清, 赵兴炳. 2008. 青藏高原东部与成都平原大气边界层对比分析 II——近地层湍流特征[J]. *高原山地气象研究*, 28(1): 30-35. Li Ying, Li Yueqing, Zhao Xingbing. 2008. The comparison and analysis of ABL observational data on the east edge of Tibetan Plateau and in Chengdu Plain II-Characteristics of turbulence in the surface layer[J]. *Plateau Mountain Meteor Res*, 28(1): 30-35.
- 李英, 李跃清, 赵兴炳. 2009. 青藏高原东坡理塘地区近地层湍流特征研究[J]. *高原气象*, 28(4): 745-753. Li Ying, Li Yueqing, Zhao Xingbing. 2009. Analysis of turbulent characteristics in the surface layer in Litang Region on the east edge of Tibetan Plateau [J]. *Plateau Meteor*, 28(4): 745-753.
- 刘衡, 蒋维楣. 1998. 近地层湍流特征及其在扩散模拟中的应用[J]. *高原气象*, 17(4): 390-396. Liu Heng, Jiang Weimei. 1998. Analysis on turbulent characteristics in the atmospheric surface layer and some exploring in the applications of diffusion modeling [J]. *Plateau Meteor*, 17(4): 390-396.
- 刘辉志, 冯健武, 王雷, 等. 2013. 大气边界层物理研究进展[J]. *大气科学*, 37(2): 467-476. Liu Huizhi, Feng Jianwu, Wang Lei, et al. 2013. Overview of recent studies on atmospheric boundary layer physics at LAPC [J]. *Chinese J Atmos Sci*, 37(2): 467-476.
- 刘辉志, 冯健武, 邹捍, 等. 2007. 青藏高原珠峰绒布河谷地区近地层湍流输送特征[J]. *高原气象*, 26(6): 1151-1161. Liu Huizhi, Feng Jianwu, Zou Han, et al. 2007. Turbulent characteristics of the surface layer in Rongbuk Valley on the northern slope of Mt. Qomolangma [J]. *Plateau Meteor*, 26(6): 1151-1161.
- 刘辉志, 洪忠祥. 2000. 青藏高原改则地区近地层湍流特征[J]. *大气科学*, 24(3): 289-300. Liu Huizhi, Hong Zhongxiang. 2000. Turbulent characteristics in the surface layer over Gerze Area in the Tibetan Plateau [J]. *Chinese J Atmos Sci*, 24(3): 289-300.
- 刘辉志, 洪钟祥, 张宏升, 等. 2003. 内蒙古奈曼流动沙丘下垫面湍流输送特征初步研究[J]. *大气科学*, 27(3): 389-398. Liu Huizhi, Hong Zhongxiang, Zhang Hongsheng, et al. 2003. The turbulent characteristics in the surface layer over dune at Naiman in Inner Mongolia [J]. *Chinese J Atmos Sci*, 27(3): 389-398.
- 刘火霖, 胡泽勇, 杨耀先, 等. 2015. 青藏高原那曲地区冻融过程的数值模拟研究[J]. *高原气象*, 34(3): 676-683. Liu Huolin, Hu Zeyong, Yang Yaoxian, et al. 2015. Simulation of the freezing-thawing processes at Nagqu area over Qinghai-Xizang Plateau [J]. *Plateau Meteor*, 34(3): 676-683. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2015. 00021.
- 马耀明, 马伟强, 胡泽勇, 等. 2002. 青藏高原草甸下垫面湍流强度

- 相似性关系分析[J]. 高原气象, 21(5): 514-517. Ma Yaoming, Ma Weiqiang, Hu Zeyong, et al. 2002. Similarity analysis of atmospheric turbulent intensity over grassland surface of Qinghai-Xizang Plateau[J]. Plateau Meteor, 21(5): 514-517.
- 毛飞, 卢志光, 张佳华, 等. 2007. 近 40 年那曲地区气候特征分析[J]. 高原气象, 26(4): 708-715. Mao Fei, Lu Zhiguang, Zhang Jiahua, et al. 2007. Analysis on climate characteristics in Naqu in recent 40 years[J]. Plateau Meteor, 26(4): 708-715.
- 祁永强, 王介民, 贾立, 等. 1996. 青藏高原五道梁地区湍流输送特征的研究[J]. 高原气象, 15(2): 172-177. Qi Yongqiang, Wang Jiemin, Jia Li, et al. 1996. A study of turbulent transfer characteristics in Wudaoliang area of Qinghai-Xizang Plateau[J]. Plateau Meteor, 15(2): 172-177.
- 尚伦宇, 吕世华, 张宇, 等. 2011. 青藏高原东部土壤冻融过程中近地层湍流统计特征分析[J]. 高原气象, 30(1): 30-37. Shang Lunyu, Lü Shihua, Zhang Yu, et al. 2011. Analysis on atmospheric surface layer turbulence characteristic during soil freezing and thawing season in eastern Qinghai-Xizang Plateau[J]. Plateau Meteor, 30(1): 30-37.
- 孙根厚, 胡泽勇, 王介民, 等. 2016. 那曲地区两种空间尺度感热通量的对比分析[J]. 高原气象, 35(2): 285-296. Sun Genhou, Hu Zeyong, Wang Jiemin, et al. 2016. Comparison analysis of sensible heat fluxes at two spatial scales in Nagqu area[J]. Plateau Meteor, 35(2): 285-296. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2015. 00088.
- 王介民, 刘晓虎, 马耀明. 1993. HEIFE 戈壁地区近地层大气的湍流结构和输送特征[J]. 气象学报, 51(3): 343-350. Wang Jiemin, Liu Xiaohu, Ma Yaoming. 1993. Turbulence structure and transfer characteristics in the surface layer of HEIFE Gobi area[J]. Acta Meteor Sinica, 51(3): 343-350.
- 王寅钧, 徐祥德, 赵天良, 等. 2015. 青藏高原东南缘边界层对流与湍能结构特征[J]. 中国科学: 地球科学, 45(6): 843-855. Wang YinJun, Xu Xiangde, Zhao Tianliang, et al. 2015. Structures of convection and turbulent kinetic energy in boundary layer over the southeastern edge of the Tibetan Plateau[J]. Science China: Earth Sciences, 45(6): 843-855.
- 王寅钧. 2014. 青藏高原东南缘大理边界层参数化与湍流特征影响研究[D]. 北京: 中国气象科学研究院, 1-98. Wang Yinjun. 2014. Boundary layer characteristics and turbulent parameterization in southeastern side of Tibetan Plateau[D]. Beijing: Chinese Academy of Meteorological Sciences, 1-98.
- 吴灏, 叶柏生, 吴锦奎, 等. 2013. 疏勒河上游高寒草甸下垫面湍流特征分析[J]. 高原气象, 32(2): 2368-2376. Wu Hao, Ye Baisheng, Wu Jinkui, et al. 2013. Analysis on turbulent feature of alpine meadow in the upper reach of Shule River[J]. Plateau Meteor, 32(2): 2368-2376. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2013. 00036.
- 杨智, 刘劲松, 朱以维, 等. 2010. 云贵高原西部大理地区近地层湍流特征分析[J]. 大气科学学报, 33(1): 117-124. Yang Zhi, Liu Jingsong, Zhu Yiwei, et al. 2010. Analyses of turbulence characteristics in the surface layer at Dali of the western Yunnan-Guizhou Plateau[J]. Trans Atmos Sci, 33(1): 117-124. DOI: 10. 13878/j. cnki. dqkxxb. 2010. 01. 006.
- 张宏昇, 2014. 大气湍流基础[M]. 北京: 北京大学出版社, 1-8. Zhang Hongsheng, 2014. Introduction to atmospheric turbulence [M]. Beijing: Peking University Press, 1-8.
- 张宏升, 李富余, 陈家宜. 2004. 不同下垫面湍流统计特征研究[J]. 高原气象, 23(5): 598-604. Zhang Hongsheng, Li Fuyu, Chen Jiayi. 2004. Statistical characteristics of atmospheric turbulence in different underlying surface conditions [J]. Plateau Meteor, 23(5): 598-604.
- 张强, 胡隐樵. 2001. 大气边界层物理学的研究进展和面临的科学问题[J]. 地球科学进展, 16(4): 526-532. Zhang Qiang, Hu Yinqiao. 2001. Scientific problems and advance of atmospheric boundary layer physics[J]. Adv Earth Sci, 16(4): 526-532.
- 张强. 2003. 大气边界层气象学研究综述[J]. 干旱气象, 21(3): 74-78. Zhang Qiang. 2003. Review of atmospheric boundary layer meteorology[J]. Arid Meteor, 21(3): 74-78.
- 仲雷, 马耀明, 李茂善. 2007. 珠穆朗玛峰绒布河谷近地层大气湍流及能量输送特征分析[J]. 大气科学, 31(1): 48-56. Zhong Lei, Ma Yaoming, Li Maoshan. 2007. An analysis of atmosphere turbulence and energy transfer characteristics of surface layer over Rongbu Valley in Mt. Qomolangma area[J]. Chinese J Atmos Sci, 31(1): 48-56.
- 朱志鹏, 马耀明, 胡泽勇, 等. 2015. 青藏高原那曲高寒草甸生态系统 CO<sub>2</sub> 净交换及其影响因子[J]. 高原气象, 34(5): 1217-1233. Zhu Zhikun, Ma Yaoming, Hu Zeyong, et al. 2015. Net ecosystem carbon dioxide exchange in alpine meadow of Nagchu region over Qinghai-Xizang Plateau[J]. Plateau Meteor, 34(5): 1217-1233. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2014. 00135.

## Study on Turbulence Characteristics in the Atmospheric Surface Layer over Nyainrong Grassland in Central Qinghai-Tibetan Plateau

YANG Liwei<sup>1</sup>, GAO Xiaoqing<sup>1</sup>, HUI Xiaoying<sup>1</sup>, GAO Na<sup>1, 2</sup>, ZHOU Ya<sup>1, 2</sup>, HOU Xuhong<sup>1</sup>

(1. Key Laboratory of Land Surface Process and Climate Change in Cold and Arid Regions, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China;

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

**Abstract:** Turbulence is the basic characteristic of atmospheric motion and main way of matter and energy exchange between land and air. Based on the turbulence data observed at Nyainrong station, central part of Qinghai-Tibetan Plateau, from 18 July to 31 August 2014, the variation of turbulent statistical parameters and the energy exchange near surface layer were analyzed. The results show that the relationship between the normalized standard deviation of wind velocity components  $\sigma_u/u_*$ ,  $\sigma_v/u_*$ ,  $\sigma_w/u_*$  and stability parameter  $z/L$  satisfies the “1/3” power law in stable/unstable stratifications. Under the near-neutral stratification condition, normalized standard deviations are approximately constant, and  $\sigma_u/u_* \approx \sigma_v/u_* > \sigma_w/u_*$ . The relationship between the normalized standard deviations of temperature, humidity and CO<sub>2</sub> concentration  $\sigma_T/|T_*|$ ,  $\sigma_q/|q_*|$ ,  $\sigma_c/|C_*|$  and stability parameter  $|z/L|$  satisfies the “-1/3” power law under unstable conditions. Under the near-neutral condition, normalized standard deviations are approximately constant, they are significantly greater than those in other regions of the Qinghai-Tibetan Plateau. When the wind speed is  $0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} < U < 3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , the development of turbulence is much vigorous. The performance of the turbulence intensity in the three directions is  $I_u \approx I_v > I_w$ . The diurnal variations of surface fluxes are evident, and latent heat flux is larger than the sensible heat flux in the summer.

**Key words:** Central Qinghai-Tibetan Plateau; Turbulence characteristics; Turbulence intensity; Energy exchange near surface layer