

徐祥德, 王寅钧, 赵天良, 等. 2014. 高原东南缘大气近地层湍能特征与边界层动力、热力结构相关特征. 气象, 40(10): 1165-1173.

高原东南缘大气近地层湍能特征与 边界层动力、热力结构相关特征^{*1}

徐祥德¹ 王寅钧^{1,2} 赵天良² 姚文清¹

1 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

2 南京信息工程大学大气物理学院, 南京 210044

提 要: 基于云南省大理 2008 年 3、5、7 月 GPS 加密探空试验时段(14 和 02 时)资料, 结合边界层铁塔综合观测资料, 采用温度梯度法、逆温强度法和涡动相关法分别计算高原东南缘对流边界层(convective boundary layer, CBL)及稳定边界层(stable boundary layer, SBL)顶高度, 通过计算获取感热通量、潜热通量、湍流动能、切变项以及浮力项与大气动力、热力过程垂直相关特征综合分析, 可发现湍能方程中浮力项、感热、潜热通量与 NCEP 再分析资料计算获取的大气视热源相关特征显著, 这某种程度上反映了高原东南缘近地层大气湍流动量、热量输送对低层大气视热源 Q_1 的重要贡献。低层视热源 Q_1 亦表现出与湍能方程分量类似的日变化周期, 此特征反映了高原东南缘大气热源变化与下垫面水热过程及其湍流输送日变化密切相关; 浮力项与湍能等项对大气低层热源与涡动特征、热力混合结构的形成有重要作用; 低层大气视热源、水汽汇均与边界层高度有显著相关, 综合分析结果某种程度上描述了青藏高原东南缘近地层湍流动量、热量输送状况与低层大气热源, 热力混合边界层结构的综合相关物理图像, 初步探索了高原东南缘对流活跃区大气湍流运动与大气动力、热力过程相互作用特征。研究表明近地层湍流通量变化某种程度上可反映未来局地大气视热源垂直结构变化的“强信号”特征。本文上述研究结论也可启发我们进一步关注近地层湍流通量异常变化特征及其对局地降水过程大气热源结构演变的影响问题。

关键词: 湍流量, 湍能分量, 大气动力, 热力结构, 边界层高度

中图分类号: P434

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.10.001

Relationship Between Turbulent Energy in the Near-Surface Layer and Atmospheric Boundary Layer Thermodynamic Structure over the Southeastern Side of Tibetan Plateau

XU Xiangde¹ WANG Yinjun^{1,2} ZHAO Tianliang² YAO Wenqing¹

1 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

2 Atmospheric Physics Institute, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract: Based on the data observed from an intensive GPS sounding experiment and the comprehensive measurements of boundary layer in Dali of Yunnan Province during March, May and July 2008, the heights of CBL (convective boundary layer) and SBL (stable boundary layer) are calculated with approaches of temperature gradient and inversion layer strength and sensible heat flux, latent heat flux, turbulent kinetic energy, shear item and buoyancy item are obtained with eddy-correlation method. The apparent heat source Q_1 , which is calculated from the NCEP reanalysis data, presents the similar diurnal cycles to the turbulent energy components and turbulent flux, reflecting a close connection of the plateau's heat source variations with the diurnal changes in turbulent transport of hydrothermal process in the underlying

* 国家自然科学基金重点项目(41130960)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406001)和中日合作计划 JICA 项目共同资助

2014 年 5 月 20 日收稿; 2014 年 8 月 1 日收修定稿

第一作者: 徐祥德, 从事天气气候动力学、非线性理论及大气环境研究工作. Email: xuxd@cams.cma.gov.cn

surface. The comprehensive analysis on the vertical profiles of variables about turbulence and thermodynamics reveals the significant correlations among sensible heat flux, latent heat flux, apparent heat source and buoyancy item, implying an important contribution of thermodynamic turbulence transport to the Q_1 in the near-surface layer over the southeastern edges of the Tibetan Plateau. The buoyancy item and turbulent energy play an important role in formation of the near-surface Q_1 , vortex dynamics, thermodynamic mixing structure. The lower layer Q_1 and moisture sink are closely associated with the boundary layer height. This comprehensive analysis describes a physical linkage of thermodynamic turbulence transport with atmospheric heat source, vortex dynamical process and thermodynamic mixing layer structure to understand the interaction of turbulence-convection and atmospheric thermodynamic process in the active convection region over the southeastern edges of the Tibetan Plateau.

Key words: turbulent flux, turbulent energy component, atmospheric dynamic, thermodynamic structure, boundary layer height

引 言

高原热力强迫作用可驱动高原地区特殊的热对流输送,强烈的湍流混合可构成深厚对流混合热力边界层,亦可称对流边界层(convective boundary layer,CBL)。Flohn(1968)根据卫星云图估算高原地区积雨云密度,强调高原东南部巨大的积雨云上层大气输送热量的烟囱效应;在高原腹地中尺度积云对流系统发展,状如爆米花状,称为高原“爆米花”云(Xu et al,2002),高原“爆米花”中尺度对流系统发展有明显的“萌芽”阶段。高原东南缘为对流云频发区,该区域对流云团构成的大气视热源 Q_1 、水汽汇 Q_2 类似“CISK”自激反馈机制(Xu et al,2014),构成高原区域特殊的“大气涡旋结构”。位于对流层中部青藏高原白天强辐射背景下可形成发展旺盛的对流边界层,夜间高原地面强烈冷却效应却形成相对弱的稳定边界层(stable boundary layer,SBL),此两类高度“落差”日变化的边界层结构类似日周期振荡大气“抽吸泵”特征(Wu et al,1998),探讨高原边界层影响因素亦是剖析高原大气结构及其影响关键科学问题之一,数值模拟试验研究可揭示出高原较高边界层不仅决定了高原局地强对流结构和垂直运动分布特征,而且可显著影响高原周边及其下游地区大气环流异常状况(卓嘎等,2002)。

本文采用高原东南缘大理边界层通量综合观测站资料,研究青藏高原对流边界层结构影响因素问题。该地区位于青藏高原东南缘水汽输送通道区,且为对流云高频发生区之一。本文从高原东南缘特殊对流活动过程中大气动力、热力结构与近地层湍

流相关联的视角,来认识青藏高原东南缘近地层湍流效应,重点探讨该地区近地层、感热、湍流能量源对高原对流层涡度及其视热源 Q_1 、水汽汇 Q_2 的贡献程度。

1 湍流动能方程及分量计算

根据第二次青藏高原试验加密探空与垂直高分辨探空观测资料的分析,已发现高原存在深厚的混合层,在此层内低层中小尺度湍流结构形成或合并成大直径热泡对流单体,若干对流单体合并成对流云团,在云团内部发生充分的对流混合。因此可观测到深厚的垂直缓变或不变的层次,这里称为对流混合层。表明高原地区存在深厚的 Ekman “抽吸泵”的动力机制(Xu et al,2002;周明煜等,2000)。

湍流动能是边界层气象学中重要的物理量之一,是湍流强度的量度与动量、热量、水汽的湍流输送有密切联系。高原边界层内有组织的对流运动与边界层湍流运动热力结构(感热通量、潜热通量等)及其涡旋发展的湍能特征有关。式(1~3)给出了感热通量 H 、潜热通量 LE 和湍流动能 \bar{e} 的计算方法。

$$H = \rho c_p \overline{w'T'} \quad (1)$$

$$LE = \rho L_v \overline{w'q'} \quad (2)$$

$$\bar{e} = 1/2(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \quad (3)$$

由湍流动能方程可以知道,维持湍流发展的能量主要来自于切变项 $-\overline{u'w'}\partial u/\partial z$ 和浮力项 $\overline{w'T'}g/T$,分析湍流动能以及湍能方程中的分量(切变项、浮力项)有着重要意义。为简化计算,取坐标系与平均风向一致,假设湍流场水平均一,忽略下沉,得到湍流动能方程(周明煜等,2000):

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = \frac{g}{T} \overline{w'T'} - \overline{u'w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \frac{\partial(\overline{w'e})}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial(\overline{w'p})}{\partial z} - \epsilon \quad (4)$$

式中,左边代表湍流动能的局地储存或变化倾向(湍能储存项 $\partial \bar{e}/\partial t$),右边第一项为浮力产生或消耗(浮力项 $\overline{w'T'g}/T$),第二项为机械或剪切产生或损失项(由于坐标系与平均风向一致,切变项简化为 $-\overline{u'w'}\partial \bar{u}/\partial z$),第三项为湍流动能的湍流输运,第四项为压强相关项,第五项为湍流耗散项。采用涡动相关法可以计算得到热量通量 $\overline{w'T'}$,动量通量 $\overline{u'w'}$ 和湍能动能 \bar{e} , $\partial \bar{u}/\partial z$ 通过大理边界层铁塔 2 和 10 m 梯度观测的 30 min 间隔内的平均值线性插值近似计算获取,从而分析方程右边的浮力项和切变项。

2 大气视热源 Q_1 , 水汽汇 Q_2 与 PBL 顶高度分析方法

本文使用了 6 h 时间间隔的 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 的格点再分析资料,主要包括 PBL 高度、垂直速度以及由 NCEP 资料采用 Yanai 等(1992)给出的“倒算法”计算得出的逐层视热源 Q_1 和水汽汇 Q_2 。

Q_1 和 Q_2 的计算公式如下所示:

$$Q_1 = \frac{\partial s}{\partial t} + \nabla \cdot g s \mathbf{V} + \frac{\partial \overline{s\omega}}{\partial p} = c_p \left[\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \bar{T} + \left(\frac{p}{p_0} \right)^k \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right] \quad (5)$$

$$Q_2 = -L/c_p \left[\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \right] \quad (6)$$

式中, $s = c_p T + gz$ 为干静力能,是显热能(或感热)与重力位能的和, $k = R/c_p$, R 和 c_p 分别为干空气气体常数和定压比热, θ 为位温, T 为气温, q 为比湿, \mathbf{V} 为水平风向量, ω 为垂直速度, L 为凝结潜热,其他为气象常用符号。式中“ $\bar{\quad}$ ”代表区域平均值(文中取为九点面积平均值)。

根据 Dai 等(2011)的研究,采用温度梯度(temperature gradient, TGRD)法确定 CBL 顶高度较为准确,理查森数(Ri)法误差较大。本文 GPS 探空每天 14 时的资料,采用 TGRD 法确定大理 CBL 顶高度。TGRD 法认为从地面向上,当虚位温梯度 $\partial \theta_v/\partial z$ 首次超过某一阈值的时候,此高度即是 CBL 顶部(Vogelezang et al, 1996)。不同地区这一数值有一定差异,对于 1997 年(Boreal Ecosystem-Atmos-

phere Study, BOREAS) 和 2007 年(Pacific Atmospheric Sulfur Experiment, PASE)得到的数据,最优的标准值范围大约是 $0.6 \sim 0.8 \text{ K} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$ 和 $1 \sim 1.8 \text{ K} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$ 。然而,由于需要确定阈值,这一方法仍然存在一定的不确定性。通过对大理 GPS 探空每天 14 时的虚位温和比湿廓线综合分析,我们认为这一地区阈值取为 $0.5 \text{ K} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$ 较为合适。

在日落之后,稳定边界层首先从维持位温随高度不变的中性层结的残余层(residual layer, RL)下方开始发展(徐静琦等, 1991; 徐安伦等, 2010)。SBL 顶总是小于等于残余层的高度。在位温的垂直廓线上,从 SBL 到 RL 通常有一浅薄的过渡层。采用(Hyun et al, 2005)给出的通过逆温强度方法来确定 SBL 顶的方法。 θ_0 为地面位温, $\bar{\theta}_r$ 为残余层内 100 m 位温垂直变化最小时位温的平均值,逆温强度 δ 定义为 $\bar{\theta}_r$ 和 θ_0 之差。使用这 2 个参数, SBL 顶定义为:

$$\theta_h = \theta_0 + A\delta, \quad \delta = [\bar{\theta}_r - \theta_0] \quad (7)$$

式中, θ_h 为 SBL 顶处的位温, A 为经验常数等于 0.8。通过计算出 θ_h (即地面位温加上 80% 逆温强度得到), 找到与位温垂直廓线的交点对应的高度就是 SBL 顶。

3 大气视热源结构、边界层高度与湍流量相关性

为了获取多样本的边界层高度加以分析,以剖析近地层湍能特征与高原大气动力、热力结构的相关性,进一步探讨对流边界层结构计算时使用 NCEP 格点资料代替 GPS 探空数据可行性。图 1 为 GPS 探空试验(28 d)获取的 CBL 顶高与 NCEP 再分析相比较结果。由图 1a 和 1b 可见, GPS 探空计算结果与 NCEP 再分析 14 时 CBL 高度两者位相基本一致,并有较好的相关关系,样本数 $n = 28$ 时,相关系数达到 $R = 0.507$, 达到 0.01 的显著水平标准。当然由于大理地区地形极其复杂,由于 NCEP 资料格点($1^\circ \times 1^\circ$)代表性尺度问题,其与 GPS 探空数据可能仍有一定偏差,其尺度与 GPS 探空确有一定差异。

秦剑等(2013)利用 GPS 低空探空资料以及同步地面观测资料,统计分析了地面到大气边界层 2000 m 高度以下风场变化垂直结构特征。本文采用地面边界层铁塔观测与 GPS 探空相结合的技术

途径,通过各类分析方法获取由边界层铁塔观测资料计算出的 30 min 的近地层湍流量、湍能方程分量(切变项、浮力项)、由 GPS 探空探测得到的位温、比湿垂直结构(6 h 间隔)时间剖面图,并剖析边界层观测数据计算的近地层湍流量与 NCEP 数据计算的视热源(Q_1)垂直结构时间剖面图中近地层湍流与大气垂直结构间诸多物理量的关联性。

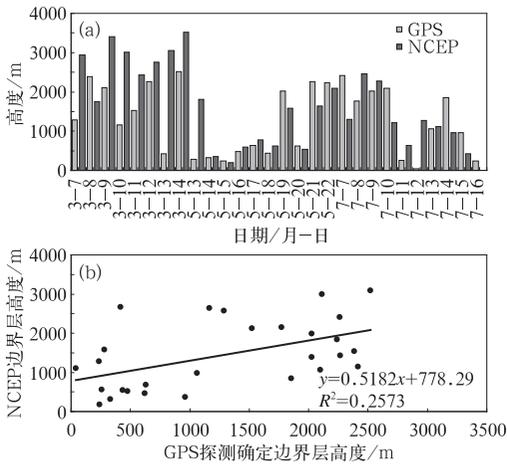


图 1 由 GPS 探空采用梯度法确定的 CBL 顶高度(a)和 NCEP 再分析相比较结果(b)

Fig. 1 CBL height determined by TGRD method (a) and comparison result with NCEP reanalysis (b)

采用上述温度梯度法、逆温强度法分别可计算获取 CBL、SBL 高度,图 2a 和 2b 描述了青藏高原东南缘大理综合观测站获取的边界层通量、湍能方程分量(切变项、浮力项)逐日演变特征,由图 2a 和 2b 可知湍流量(感热通量、潜热通量)具有显著的日变化周期,且潜热通量明显大于感热通量。Bian 等(2012)使用青藏高原以及周边地区(林芝、大理、毕节、温江)站的数据详细分析了各站辐射量以及感热通量、潜热通量的月际变化,得到了更为详细的结论。高原东部以及东南缘潜热通量大于感热通量的结论与第二次青藏高原试验中刘辉志等(2000)在高原西部改则地区得出感热通量大于潜热通量的结论有明显差异。另外,切变项、浮力项亦具有显著的日变化特征,但两者位相有差异,切变项峰、谷位相均落后于浮力项,张宏升等(2010)指出大风天气条件下近地面层剪切产生项最大,剪切几乎成为唯一的湍流产生项,大理切变项在午后达到日变化峰值与午后近地层风速达到日变化峰值有关(图略),对比图 2c 与图 2a、2b, NCEP 再分析资料计算获取的

视热源 Q_1 均表现出与上述湍能方程分量、湍流量类似的日变化周期,此反映了高原东南缘大气热源结构形成与下垫面水热过程的湍流输送密切相关。值得注意的是由 NCEP 在分析数据计算的视热源 Q_1 日变化峰值与 14 时 CBL 亦有显著的同位相关关系, Q_1 峰、谷波动分别与 CBL、SBL 顶高度相对应。在对应样本时段 3 月 7 日大理日降水为 28 mm (图略),因此 Q_1 高值中心与边界层高度表现出不一致,其他边界层高度均处于视热源 Q_1 高值中心的顶部(图 2a 所示)。

CBL、SBL 发展的高度(图 2a 中分别用“*”和“☆”表示)存在着明显的逐日变化。每天 08 时日出后,近地层夜间的稳定层结开始消亡,混合层开始发展,高度逐渐增高,14 时形成位温在混合层基本不变,CBL 顶以上出现明显的逆温层,20 时日落后,地面辐射冷却导致近地层首先出现稳定层结,在此之上仍然存在明显的 RL,到 02 时 SBL 进一步发展,厚度增加,RL 也随之变薄在(3 月 7—14 日)GPS 探空观测阶段,除个别阴雨天(3 月 7 和 13 日),14 时 CBL 发展总体较高,大多数时间超过 1500 m,有时可达 2000 m 以上,夜间 SBL 也可以达到 500 m 以上。在白天混合层发展较强,湍流混合使得比湿在混合层内基本不变或者略有下降,反之,则会出现明显的比湿的垂直梯度(Andre et al, 1982)。由位温梯度法确定的 CBL 高度,在 CBL 顶之上的夹卷层出现明显的比湿梯度,进一步验证确定出的 CBL 还是可信的。王敏仲等(2012)使用风廓线雷达资料,对塔克拉玛干沙漠晴天边界层的探测分析发现沙漠夏季白天湍流发展剧烈,旺盛区域顶部可达 4000 m 高度左右。晴空条件下,沙漠夏季白天对流边界层高度还是明显高于青藏高原东南缘地区的。

赵鸣(2004)指出在地面湍流热通量增长阶段,对流边界层高度增长迅速,在地面热通量达最大后,其增长速度开始变慢,保持基本不变。Stull(1988)给出了仅考虑热力学而忽略湍流夹卷动力学的一种预报 CBL 高度的简单方法。白天 CBL 发展的高度跟地面感热通量、潜热通量一段时间内的累积及其大气视热源 Q_1 结构等因素贡献密切相关,大气视热源 Q_1 越强 CBL 发展得越厚,通常需要近地层感热通量、潜热通量累积贡献的热量越多。

4 近地层湍流量、湍能方程分量与大气热源垂直结构相关特征

为了探讨近地层湍能方程分量(切变项、浮力

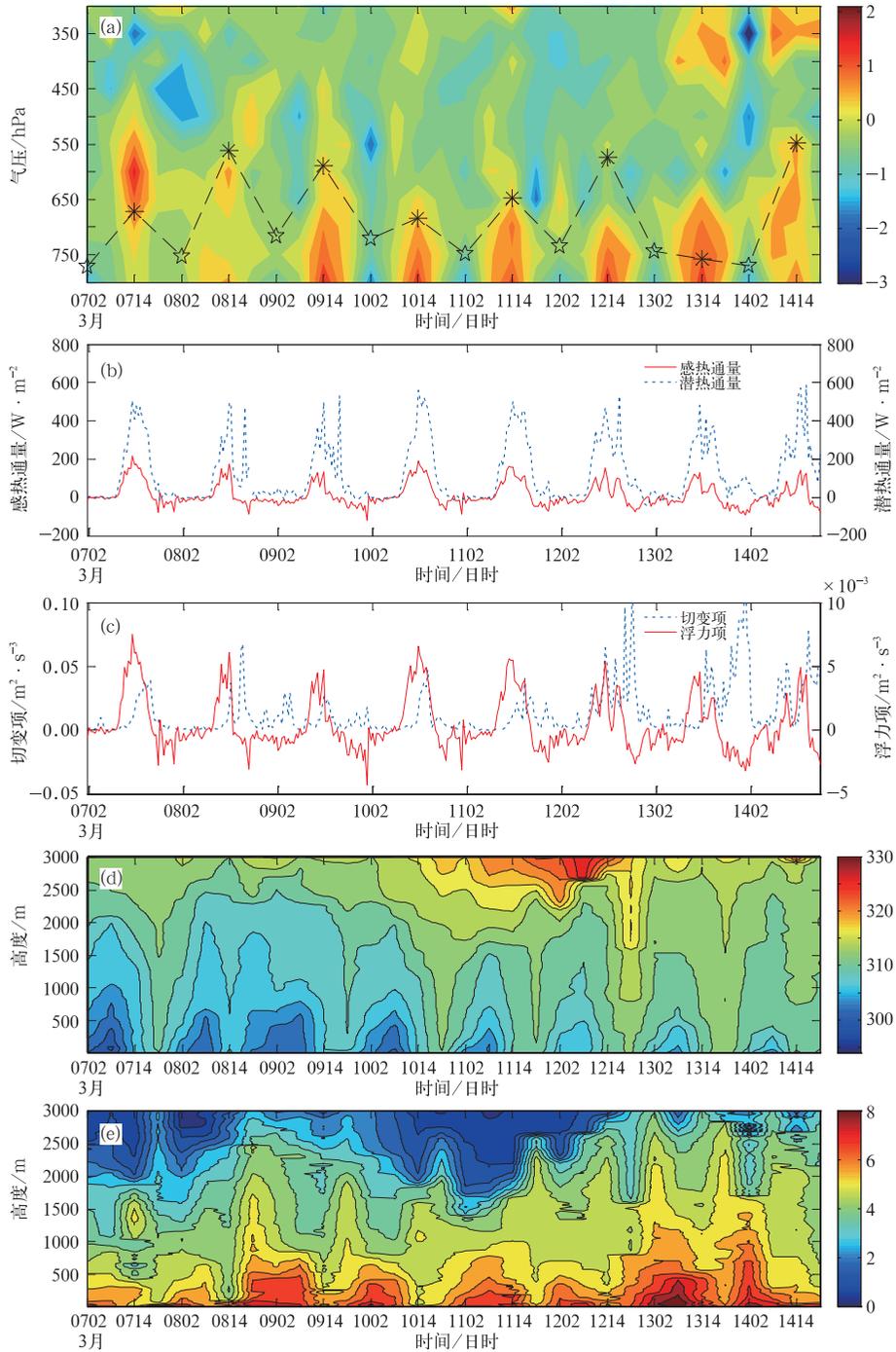


图 2 (a)NCEP 再分析资料计算得到(6 h 间隔)视热源 Q_1 (单位: $10^{-4} K \cdot s^{-1}$)时间剖面图,
 (b)涡动相关法计算 30 min 感热通量、潜热通量(单位: $W \cdot m^{-2}$)时间序列,
 (c)切变项、浮力项(单位: $m^2 \cdot s^{-3}$)时间序列,(d)GPS 探空数据得到(6 h 间隔)位温 θ (单位:K)时间剖面图,
 (e)GPS 探空得到(6 h 间隔)比湿 q (单位: $g \cdot kg^{-1}$)时间剖面图
 (“*”代表 14 时 CBL 高度,“☆”代表 02 时 SBL 高度)

Fig. 2 (a) Cross section of apparent (6 h interval) heat source (Q_1) (unit: $10^{-4} K \cdot s^{-1}$) from NCEP reanalysis data,
 (b) time series of (30 min) heat flux and latent heat flux (unit: $W \cdot m^{-2}$),
 (c) shear term and buoyancy term (unit: $m^2 \cdot s^{-3}$) calculated by eddy covariance method,
 (d) cross sections of potential temperature θ (unit: K),
 (e) specific humidity q (unit: $g \cdot kg^{-1}$) observed by (6 h interval) GPS Soundings
 (* represents 14:00 CBL height, ☆ represents 02:00 SBL height)

项)、湍流通量(感热通量、潜热通量)与大气动力、热力结构垂直相关特征,本文计算了由 NCEP 再分析数据计算获取的 6 h 间隔样本的视热源 Q_1 、水汽汇 Q_2 与涡度分别于上述边界层铁塔资料计算获取的各湍流量间的垂直相关廓线。

图 3a 描述了高原东南缘大理站各湍流量与大气动力、热力过程垂直相关系数廓线,图 3a 可发现浮力项与感热通量、潜热通量相关特征最为显著,其次为切变项、湍能,但达到 0.1 显著性水平标准相关系数相对位置较低,一般在 1000 m 以下。上述计算某种程度反映了高原东南缘热力混合边界层低层大气视热源 Q_1 的重要贡献。另外,水汽汇 Q_2 与上述各湍流量相关性相对视热源 Q_1 表现较弱(图略)。图 3b 中 NCEP 再分析资料获取的 800 hPa 视热源 Q_1 与 600 hPa 视热源 Q_1 存在明显的低层与中层视热源 Q_1 反相关特征,图 3b 散点图中 800 hPa 与 600 hPa 视热源 Q_1 反相关关系恰印证了近地层观测资料计算的感热与 Q_1 高低层反位相相关廓线特征(图 3a)。值得注意的是图 3c 中春季在 14 时近地层观测资料计算的感热通量与大气低层(800 hPa)大气视热源 Q_1 呈显著正相关,且感热通量与视热源 Q_1 滞后 1~2 d 的正相关性仍较为显著,研究表明近地层湍流通量中感热变化某种程度可反映未来局地大气热源结构变化的“强信号”特征,此研究结论可启发我们进一步探讨近地层湍流异常变化对局地降水的影响问题。

为了能够进一步认知上述大气热源垂直结构及其边界层高度相关特征,本文采用 2008 年 NCEP 资料 4—5 月(6 h 间隔)逐日样本分析大气视热源 Q_1 、边界层高度与大气降水的相关规律,图 4a 和 4c 描述出 4 和 5 月 NCEP 再分析数据大气视热源随高度变化特征,由图 4a 和 4c 可见,春季青藏高原东南缘(大理站)视热源 Q_1 在无重要天气系统影响条件下,视热源 Q_1 随高度逐渐减小,低层视热源 Q_1 相对高值区约在 700~800 hPa,其对应图 3a 中边界层低层各湍流量(切变项、浮力项、感热通量、潜热通量)与视热源 Q_1 相关廓线峰值区(图中虚线 A 以下),这表明无重要天气系统影响条件下边界层湍流通量与湍能分量对低层视热源的重要贡献。图 4c 中可以看到进入湿季以后,有降水或低云发展阶段,低层视热源高值中心高度与晴天相比明显偏高,边界层高度降低, Q_1 高值中心明显上移,位置一般位于自由大气 600~500 hPa,改变了大气低层晴天

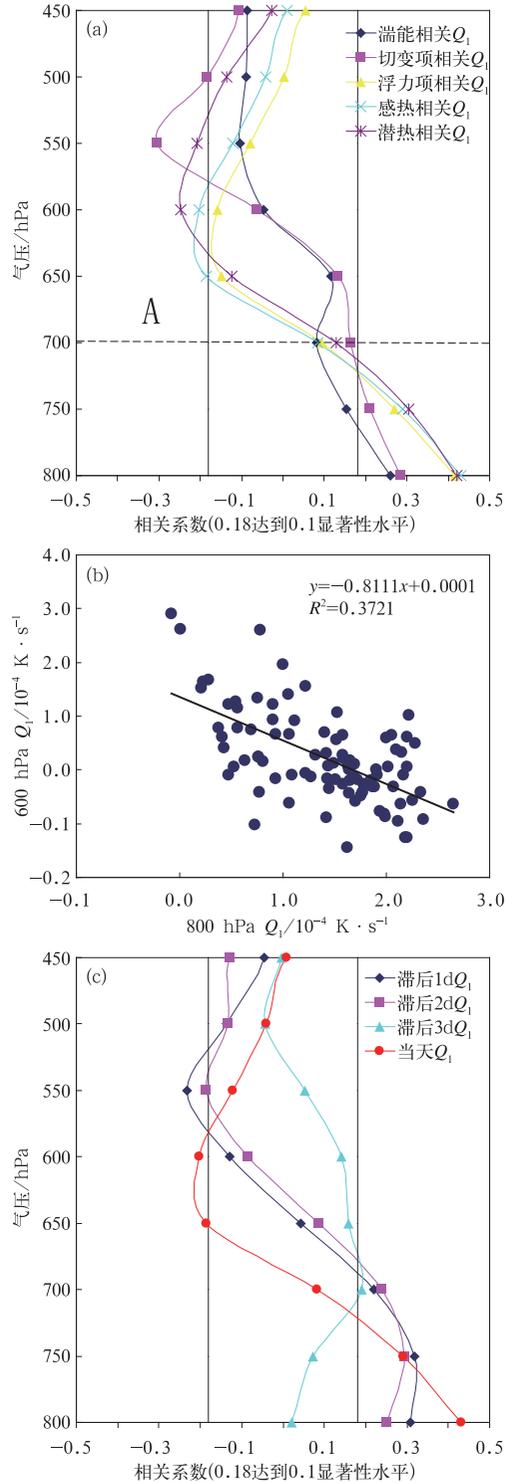


图 3 2008 年春季 14 时 (a) 近地层湍流通量、湍流动能、湍能方程分量与各层大气视热源 Q_1 的相关廓线; (b) 800 hPa 视热源 Q_1 与 600 hPa 视热源 Q_1 相关散点图; (c) 感热通量与滞后 1~3 d 视热源 Q_1 相关廓线
Fig. 3 (a) Vertical correlational profiles between turbulent flux, turbulent kinetic energy (TKE), components in TKE equation and apparent heat source (Q_1); (b) 800 hPa Q_1 and 600 hPa Q_1 scatter diagram; (c) vertical correlational profiles between heat flux and delayed 1~3 days apparent heat source (Q_1) at 14:00 in spring 2008

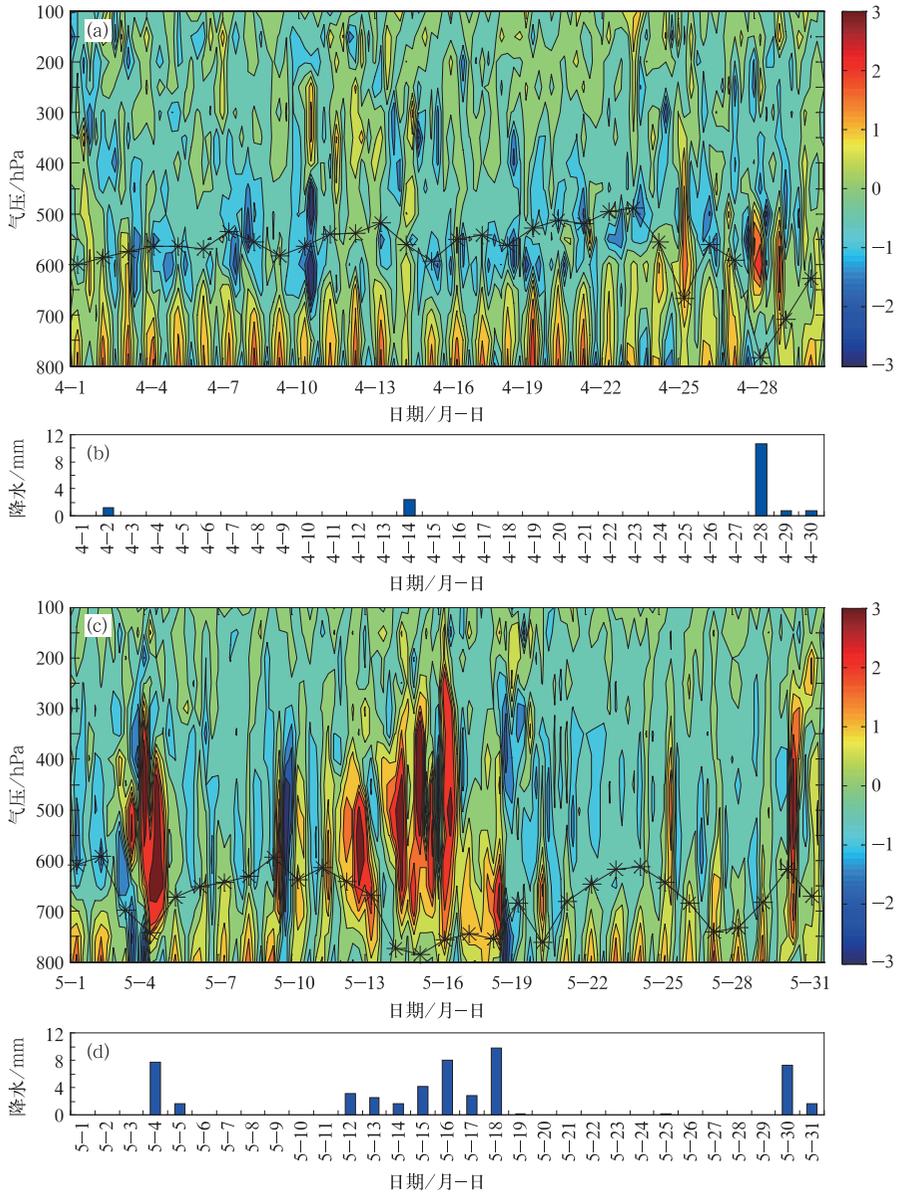


图 4 2008 年(a)4 月和(c)5 月 NCEP 再分析资料计算得到(6 h 间隔) Q_1 (单位: $10^{-4} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$) 时间剖面图, (b)4 月和(d)5 月大理日降水量(“*”代表 14 时 NCEP 边界层高度)
 Fig. 4 Cross section of apparent heat source (Q_1) (unit: $10^{-4} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$) from NCEP reanalysis data in (a) April and (c) May; daily precipitation in (b) April and (d) May 2008 (Dali * represents 14:00 NCEP PBL height)

较固定的视热源 Q_1 高值平均高度。另外,1983 年边界层试验(BLX93)飞机实际观测资料表明白天热通量随高度递减,从近地面的大的正值开始,到混合层顶附近为负值(Stull et al, 1984)。近地面正的热通量与地表面的太阳加热有关,地面将自己获得的热量向大气传输。对流边界层顶部往往覆盖逆温层,通过夹卷过程会产生一负热通量。图 3a 中各湍流量与视热源 Q_1 的负相关垂直廓线的“厚度层”

(650~500 hPa)恰对应图 4a 和 4c 中视热源 Q_1 负极值中心区域,这表明 Deardorff 等(1980)指出的边界层上部夹卷过渡层负热通量效应。由图 4 看到春季晴天、雨天交替过程高原东南缘边界层高度出现起伏波动变化规律,尤其在降水前期边界层高度出现逐日升高趋势,并在降水日前急剧下降,初步分析这种边界层高度降水日前先升后突降的波动规律及其变化幅度特征 5 月较 4 月更为显著,存在显著

的季节特征。晴天与降水过程大气低层视热源 Q_1 高值中心位置不同,且对应边界层高度呈显著差异,我们可以借助晴天与降水过程边界层高度差异及其变化规律,以发现降水前期边界层高度异常“强信号”特征。

5 近地层湍流分量与大气动力、热力结构综合相关特征

马翠平等(2014)利用加密自动站、气象铁塔梯度观测资料结合常规气象资料和 NCEP/NCAR 再分析资料,对连续性大雾边界层结构特征进行了诊断分析。

本文选取大理站点区域对应格点 NCEP 数据(800 hPa)视热源、水汽汇、涡度为近地层大气结构表征量,另外基于上述 GPS 探空计算获取结果与 NCEP 再分析给出的边界层高度相关分析,本文在

表 1 中边界层高度直接采用了 NCEP 数据替代。由表 1 综合分析可见,采用大理边界层通量观测数据计算的湍能方程各分量、湍流通量分别与 NCEP 数据($1^\circ \times 1^\circ$)大气结构有关物理量总体上存在显著的相关特征,其中湍能方程各分量中浮力项 $\overline{\omega T'g}/T$ 、湍流动能与低层(800 hPa)大气热源特征(视热源 Q_1 、水汽汇 Q_2)与大气涡旋表征量(涡度)、边界层结构(边界层高度)表中各物理量均有显著相关(大部分相关量显著性水平标准达 0.05 以上),这反映了浮力项与湍能量项对大气低层热源与涡旋动力特征、大气热力混合结构形成的重要贡献;其次感热项与大气热源、边界层高度呈显著相关(显著性水平标准达 0.05 以上),潜热项与大气视热源、边界层高度以及涡度特征呈明显相关(显著性水平标准达 0.05 以上);切变项 $-\overline{u\omega'}\partial\bar{u}/\partial z$ 则仅与大气视热源与边界层高度呈显著相关关系。

表 1 湍流特征量与大气动力、热力结构相关系数

Table 1 Correlation coefficients of turbulent elements and atmospheric dynamic and thermodynamic variables

	视热源 $Q_1/K \cdot s^{-1}$	水汽汇 $Q_2/K \cdot s^{-1}$	涡度 ζ/s^{-1}	边界层高度 h/km
感热通量 $H/W \cdot m^{-2}$	0.43	0.23	0.15	0.35
潜热通量 $LE/W \cdot m^{-2}$	0.42	0.12	0.37	0.26
湍流动能 $\bar{e}/m^2 \cdot s^{-2}$	0.26	0.20	0.28	0.31
浮力项 $\overline{\omega T'g}/T/m^2 \cdot s^{-3}$	0.28	0.26	0.28	0.39
切变项 $-\overline{u\omega'}(\partial\bar{u}/\partial z)/m^2 \cdot s^{-3}$	0.41	0.19	0.11	0.35
边界层高度 h/km	0.51	0.34	0.03	—

注:有效样本数为 80,加粗字体表示达显著性水平标准(0.1 以上),相关系数绝对值超过 0.18、0.22、0.28 分别达到 0.1、0.05、0.01 的显著性水平。综合归纳了大理站边界层观测数据计算的春季(3—5 月,逐日 6 h 间隔样本)湍流分量、边界层高度与 NCEP 再分析资料(800 hPa)计算各大气结构及边界层高度物理量的相关系数。

由表 1 可见低层大气视热源、水汽汇均与边界层高度有显著相关(显著性水平标准达 0.01)。表 1 某种程度描述了青藏高原东南缘近地层湍流动力、热力输送状况与低层大气热源,以及涡旋动力结构、热力混合边界层高度间的综合相关特征,其亦描述了大气湍流—对流运动相互作用特征;表 1 亦在某程度上综合反映边界层大气动力、热力结构与下垫面水热过程近地层湍能方程分量、湍流通量综合物理图像。

6 结 论

基于大理 2008 年 3、5、7 月 GPS 加密探空试验时段(14 和 02 时)资料,结合边界层铁塔综合观测资料,采用温度梯度法,逆温强度法分别计算对流边

界层(convective boundary layer, CBL)及稳定边界层(stable boundary layer, SBL)顶高度,并用涡动相关法,获取感热通量、潜热通量、湍流动能、切变项以及浮力项计算值。

(1) NCEP 再分析资料计算获取的低层视热源 Q_1 均表现出与边界层观测资料计算的湍能方程分量、湍流通量类似的日变化周期,反映了高原东南缘大气热源变化特征与下垫面水热过程湍流输送日变化密切相关。由 NCEP 在分析数据计算的视热源 Q_1 日变化峰值与 14 时 CBL 亦有显著的同位相关关系,且 Q_1 峰、谷波动分别与 CBL、SBL 顶高度相对应。

(2) 高原东南缘大理站各湍流量与大气动力、热力过程垂直相关特征廓线的综合分析可发现湍能方程中浮力项、感热、潜热通量与大气视热源相关特

征显著,其次为切变项、湍能项,这某种程度反映了高原东南缘近地层大气湍流动量、热量输送对低层大气视热源 Q_1 的重要贡献。

(3) 湍能方程各分量中浮力项 $\overline{\omega' T' g} / T$ 、湍流动能 \bar{e} 与低层(800 hPa)大气热源特征(视热源、水汽汇)与大气涡旋表征量(涡度)、边界层结构(边界层高度)表中各物理量均有显著相关,这反映了浮力项与湍能等项对大气低层热源与涡旋动力特征、大气热力混合结构形成的重要作用;其次感热项与大气热源、边界层高度呈显著相关,切变项 $-\overline{u' \omega' \partial u / \partial z}$ 亦呈显著相关关系,且低层大气视热源、水汽汇均与边界层高度有显著相关,综合分析结果描述了青藏高原东南缘近地层湍流动量、热量输送状况与低层大气热源,以及涡旋动力过程、热力混合边界层结构的综合相关物理图像,初步探索了高原东南缘对流活跃区大气湍流运动与大气动力、热力过程相互作用特征。

(4) 研究表明近地层湍流通量中感热变化某种程度可反映未来局地大气视热源垂直结构变化的“强信号”特征。本文上述研究结论也可启发我们进一步关注近地层湍流通量变化特征及其对局地降水过程大气热源结构演变的影响问题。

由于晴天与降水过程大气低层视热源 Q_1 及其边界层高度的差异,我们可以采用这种边界层高度异常的“强信号”,分析异常降水天气出现的规律及其前兆性特征。

参考文献

刘辉志,洪钟祥. 2000. 青藏高原改则地区近地层湍流特征. 大气科学, 24(2): 289-300.

马翠平,吴彬贵,李江波,等. 2014. 一次持续性大雾边界层结构特征及诊断分析. 气象, 40(6): 715-722.

秦剑,赵刚,陈艳,等. 2013. 金沙江下游局地大气边界层风场变化特征. 气象, 39(6): 749-758.

王敏仲,魏文寿,何清,等. 2012. 风廓线雷达对塔克拉玛干沙漠晴天边界层的探测分析. 气象, 38(5): 577-584.

徐安伦,董保举,刘劲松,等. 2010. 洱海湖滨大气边界层结构及特征分析. 高原气象, 29(3): 637-644.

徐静琦,杨殿荣. 1991. 边界层气象学导论. 青岛:青岛海洋大学出版社, 457.

张宏升,刘新建,朱好,等. 2010. 北京北郊冬季大风过程湍流通量演变特征的分析研究. 大气科学, 34(3): 661-668.

赵鸣. 2004. 大气边界层动力学. 北京:高等教育出版社, 350.

周明煜,徐祥德,卞林根,等. 2000. 青藏高原大气边界层观测分析与动力学研究. 北京:气象出版社, 17-25.

卓嘎,徐祥德,陈联寿. 2002. 青藏高原边界层高度特征对大气环流动力学效应的数值试验. 应用气象学报, 13(2): 163~169.

Andre J C, Mahrt L. 1982. The nocturnal surface inversion and influence of clear-air radiative cooling. J Atmos Sci, 39: 864-878.

Bian Lingen, Gao Zhiqiu, Ma Yongfeng, et al. 2012. Seasonal variation in turbulent fluxes over Tibetan Plateau and its surrounding areas; Research note. Meteor Soc Japan, 90C: 157-171, 2012, doi:10.2151/jmsj.2012-C11.

Dai Chengying, Gao Zhiqiu, Wang Qing, et al. 2011. Analysis of atmospheric boundary layer height characteristics over the Arctic Ocean using the aircraft and GPS soundings. Atmos Ocea Scien Lett, 4(2), 124-130.

Deardorff J W, Willis G E, Stock B H. 1980. Laboratory studies of the entrainment zone of a convectively mixed layer. J Fluid Mech, 100: 41-64.

Flohn H. 1968. Contributions to a meteorology of the Tibetan Highlands. Atmos Sci Paper, (130): 120.

Hyun Y K, Kim K E, Ha K J. 2005. A comparison of methods to estimate the height of stable boundary layer over a temperate grassland. Agric For Meteorol, 132: 132-142.

Stull R B. 1988. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.

Stull R B, Eloranta E W. 1984. Boundary layer experiment-1983. Bull Am Meteor Soc, 65: 450-456.

Vogelezang D H P, Holtslag A A M. 1996. Evaluation and model impacts of alternative boundary-layer height formulations. Bound-Layer Meteorol, 81: 245-269.

Wu Guoxiong, Zhang Yongsheng. 1998. Tibetan Plateau forcing and the monsoon onset over South Asia and the South China sea. Mon Wea Rev, 126: 913-927.

Xu Xiangde, Zhao Tianliang, Lu Chungu, et al. 2014. An important mechanism sustaining the atmospheric “water tower” over the Tibetan Plateau. Atmos Chem Phys Discuss, 14: 18255-18275.

Xu Xiangde, Zhou Mingyu, Chen Jiayi, et al. 2002. A comprehensive physical pattern of land-air dynamic and thermal structure on the Qinghai-Xizang Plateau. Science in China(Series D), 45(7): 577-594.

Yanai M, Li C. 1992. Mechanism of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau. Mon Wea Rev, 122(21): 305-323.