

博斯腾湖流域戈壁地区大气边界层高度特征研究

杨洋[†] 刘晓阳 陆征辉 李郝

北京大学物理学院大气与海洋科学系, 北京 100871; [†] E-mail: pku789@126.com

摘要 位于新疆博斯腾湖流域戈壁地区的大气边界层过程受湖泊和戈壁的共同作用, 大气边界层结构具有特殊性。利用 2013 年 5 月 21 日至 8 月 28 日在博斯腾湖流域戈壁地区获得的大气边界层探测试验资料, 分析该地区大气边界层结构特征。结果显示, 博斯腾湖流域戈壁地区大气边界层最突出的特征是在夏季典型晴天时对流边界层异常深厚, 在所统计的 100 天探空资料中, 有 45 天大气边界层高度达 3000 m 以上, 最高可达 4400 m。同时, 探讨深厚对流边界层的形成机制, 认为博斯腾湖流域戈壁地区特殊的大气热力环境以及湖风切变等因素是形成深厚对流边界层的重要原因。

关键词 边界层高度; 博斯腾湖; 理查森数; 湖陆风

中图分类号 P416

Study on Depth of Atmospheric Boundary Layer in Gobi Desert Regions of the Bosten Lake Basin

YANG Yang[†], LIU Xiaoyang, LU Zhenghui, LI Hao

Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871; [†] E-mail: pku789@126.com

Abstract Due to the combined effects of lake and Gobi, the atmospheric boundary layer located in Gobi desert regions of the Bosten Lake basin is found to possess some special regional characteristics. Based on the data of the developing meteorological observation experiments conducted in the Bosten Lake of Xinjiang Province, the height characteristics of the atmospheric boundary layer from May 21 to August 28, 2013 are analyzed. The result shows that the most prominent feature of the Gobi area of the Bosten Lake Basin is that the boundary layer often has the deep convection during the typical sunny days in the summer. The statistics also shows that in 45 days out of 100 days, the average height of the atmospheric boundary layer is above 3000 m, and the maximum height reaches 4400 m. The causes of forming the deep convective boundary layer are explored. It is argued that the atmospheric thermodynamic properties and the lake wind shear are important factors to form the deep convective boundary layer.

Key words boundary layer height; the Bosten Lake; Richardson number; land lake breeze

大气边界层是地球与大气之间动量、能量和各种物质上下输送的纽带, 与天气、气候的形成和演化密切相关。随着 Wangara (澳大利亚)^[1]和 Minnesota (美国)^[2]等大气探测试验的开展, 科学家对典型均匀下垫面大气边界层结构有了比较全面的认识。从 20 世纪 80 年代开始, 边界层理论的研究从均匀下垫面发展到非均匀下垫面^[3]。国内外也开展

了有针对性的大气综合观测试验, 如 NWC-ALIEX (敦煌戈壁)^[4]、HEIFE (黑河流域)^[5]、TIPEX (青藏高原)^[6]、BOREAS (加拿大)^[7]和 HAPEX (法国)^[8]等, 获得区别于传统水平均匀下垫面边界层的新发现^[9-11]。由于现有观测资料十分有限, 湖泊和戈壁共同作用引起的复杂下垫面问题并没有得到很好的解决, 限制了对类似地区大气边界层物理过程的认

识和大气数值模式参数化方案的改进^[3]。

边界层高度作为大气数值模式和大气环境评价的重要物理参数,是分析湍流混合、垂直扰动、对流传输以及大气污染物扩散的重要指标^[12-13]。一般认为,对流边界层高度应该低于 3000 m^[14],但是近年来随着各类大气观测试验的开展,人们在戈壁、沙漠、高原等极端气候和复杂地形地区探测到特殊的边界层高度特征。Zhang 等^[15]利用西北干旱区陆-气相互作用野外观测试验(NWC-ALIEX)资料,发现我国敦煌戈壁地区存在高达 4150 m 的对流边界层现象。李茂善等^[16]分析 2005 年 4—5 月在珠峰大本营附近(28.14°N, 86.85°E, 海拔 5149 m)的无线电探空观测资料,发现边界层高度日变化比较明显,因冰川风的存在,大气边界层高度最高可达 3888 m。Marsham 等^[17]在非洲撒哈拉沙漠中也探测到高达 5000 m 的深厚对流边界层,并且其残余层特征十分突出。沙漠、戈壁以及高原地区的下垫面性质不尽相同,人们对深厚大气边界层形成的机理研究十分有限,深厚边界层的出现是否具有普遍的普遍性,尚需大量的实验观测进行证实^[15]。

位于博斯腾湖东南沿岸的戈壁地区(简称博湖流域戈壁地区)位于亚欧大陆腹地,不仅具有干旱区戈壁下垫面特征,其气候还受博斯腾湖的影响。目前,对该地区的边界层过程了解较少。本文利用在博湖流域戈壁地区开展的大气边界层观测试验数据,分析该地区边界层高度的日变化特征,并进一步研究是否存在特殊对流边界层高度现象。

1 观测环境、资料与方法

博斯腾湖流域位于我国新疆天山中部南缘和塔克拉玛干沙漠北缘,地理坐标为 41.17°—42.5°N, 85.33°—87.5°E。湖区水域面积约 1002 km²,容积近 100 亿 m³,湖面海拔高度 1120 m。湖区的东侧和南侧是大面积戈壁滩,常年干旱少雨,蒸发量大,多为晴天少云天气。

本研究所用资料来自在博斯腾湖东南侧距湖 7 km 的戈壁地区开展的大气边界层综合观测试验数据。地面资料是 Vaisala 自动气象站 2010—2013 年探测的数据。自动气象站每分钟记录一次距地面 1.5 m 的温度、气压、相对湿度和距地面 10 m 的风向、风速。探空资料是 L 波段探空雷达和 GZZ10 型数字探空仪探测的数据。L 波段雷达每秒钟记录一次温度、相对湿度、气压、风向和风速,探测高

度可达 20000 m。试验小组在 2013 年 5 月 21 日至 8 月 28 日每天 4 个时刻(08:00, 12:00, 16:00 和 20:00, 本文所用时间均为北京时,本地时间比北京时间晚 2 个小时)进行常规探空试验。另外,对 3 个典型晴天进行加密探空试验,其中 8 月 23 日 17 次(00:00, 01:00, 03:00—14:00 的每个整点, 16:00, 20:00 和 22:00), 7 月 5 日 14 次, 7 月 12 日 16 次。在对探空数据进行飞点剔除、高度订正等数据质量控制后,发现 3 个加密探空日的边界层高度日变化情况较为相似,本文选用探空次数最多的 8 月 23 日作为夏季典型晴天的代表个例进行分析。值得注意的是,无线电探空气球在上升过程中会受到风的影响而发生偏移,在统计所有探空仪漂移路径后,发现 5 km 高度范围内探空仪的最大水平偏移距离为 4.21 km,且出现较大偏移距离时都是受湖风的影响,气球被吹向远离湖区方向,因此探空资料在 5 km 高度范围内能够代表戈壁上空的气象要素特征。

大气稳定度用理查森数(Ri)确定。Ri 是综合考虑热力因子和动力因子,用来判断大气状态的稳定度参数。Ri_c 为大气不稳定条件的临界值。当 Ri < Ri_c 时,湍流发展;当 Ri > Ri_c 时,湍流减弱。理论上,大气的 Ri_c = 0.25^[18]。Ri 的表达式^[19]为

$$Ri = \frac{\frac{g}{\bar{\theta}} \frac{\partial \theta}{\partial z}}{(\Delta u)^2 + (\Delta v)^2},$$

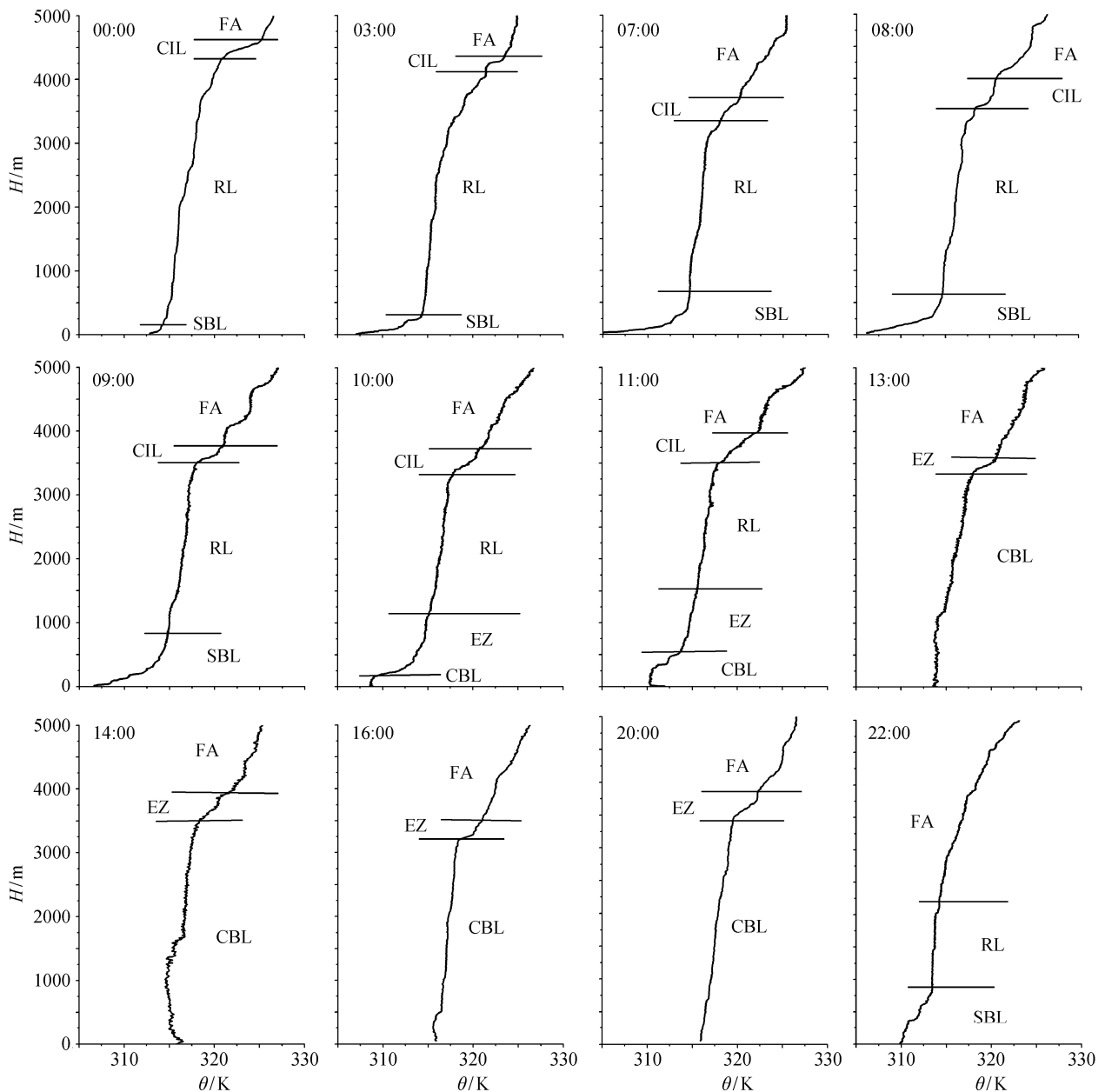
式中, $\bar{\theta}$ 为两个高度上的位温平均值(K), $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ 为两个高度上的位温梯度, Δu 和 Δv 为两个高度上的纬向风速和经向风速差。

边界层高度的判断方法有风速极值法、湍流能量法和位温廓线法等。风速极值法要求大气为定常、均匀的正压大气,这在博湖流域戈壁地区不适用。湍流能量法对数据要求较高,且在计算过程中引入许多假设条件。位温廓线法在分析过程中未引入假设条件,所需数据均可由探测仪器直接测得。博湖流域戈壁地区位温廓线结构特征清晰,本文用位温廓线法来确定边界层高度较为合适。

2 博湖流域戈壁地区位温廓线与边界层高度特征

2.1 位温廓线特征

分析 2013 年 8 月 23 日 12 组代表性时刻位温廓线结构(图 1)可知, 00:00—08:00, 位温廓线呈现



FA: 自由大气; RL: 残余层; CBL: 对流边界层; SBL: 稳定边界层; EZ: 夹卷层; CIL: 逆温层顶盖

图1 2013年8月23日博湖流域戈壁地区12组代表时刻位温廓线

Fig. 1 Characteristics of potential temperature profiles at typical hours in Gobi desert regions of the Bosten Lake basin on August 23, 2013

稳定边界层特征: 地面因长波辐射逐渐冷却, 地表温度比大气温度低, 大气边界层内位温随高度升高而增大, 形成一层较浅的稳定边界层(SBL)。在稳定边界层的上方直到 3500 m 左右的高度, 位温随高度的变化很小, 这是白天残留下来的残余层(RL)。残余层上方是厚度为 200 m 左右的逆温层(CIL)。逆温层上方即自由大气(FA)。

位温廓线呈现对流边界层廓线特征: 白天太阳辐射持续加热地表, 地表温度比大气温度高, 大气边界层内位温随高度升高变化不大, 边界层内大气充分混合, 直到 3400 m 左右的高度, 大气位温随高度发生明显的跃变, 可以认为是对流边界层(CBL)的顶部。对流边界上方是夹卷层(EA), 夹卷层上方即自由大气(FA)。

气位温廓线结构还在发展阶段, 大气边界层为弱不稳定边界层。

2.2 边界层高度特征

用位温廓线法对 8 月 23 日全天 17 组探空廓线进行分析, 确定该地区边界层高度的日变化情况(图 2)。从图 2 可以看出, 夜间稳定边界层高度随着时间的推移有增大的趋势, 一直持续到早晨 09:00, 稳定边界层最低出现在 00:00 (高度只有 140 m), 最高出现在 07:00 (高度为 730 m); 白天对流边界层高度异常深厚, 从 12:00 开始形成, 并一直持续到 20:00, 平均高度达到 3460 m, 发展最旺盛的时刻为 14:00 (高度达到 3600 m); 全天大部分时间被稳定和对流边界层控制, 而两类边界层的过渡阶段持续时间较短, 边界层高度介于稳定和对流边界层之间。

博湖流域戈壁地区大气边界层最突出的特征是

存在深厚对流边界层。出现深厚对流边界层的情况属于某一个例还是普遍存在? 我们对 2013 年 5 月 21 日至 8 月 27 日(共计 100 天)每天 16:00 的探空资料进行统计分析, 发现研究区在典型晴天经常有深厚对流边界层存在(表 1), 除 3 天阴雨天边界层顶结构特征不够清晰外, 其余 97 天边界层平均高度达到 2690 m。对流边界层高度大于 3000 m 有 45 天, 最大高度出现在 6 月 2 日(高度达到 4400 m), 最低高度出现在 7 月 20 日(高度只有 1200 m)。5—8 月都有异常深厚的对流边界层出现, 其分布按月份没有明显的差别。然而, 根据每小时记录的天气情况来看, 深厚边界层出现的日期往往是晴空少云的烈日天气。在博湖流域戈壁地区探测到的最高对流边界层高度为 4400 m, 比敦煌戈壁地区的 4150 m^[15]对流层和青藏高原珠峰大本营附近的 3888 m^[16]对流层都要高。

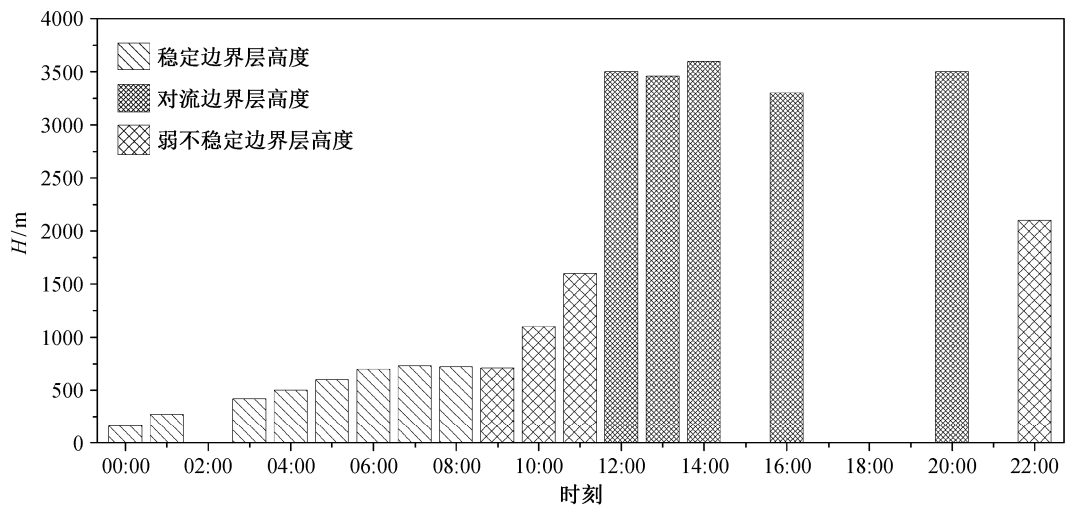


图 2 2013 年 8 月 23 日边界层高度的日变化

Fig. 2 Variation of the boundary layer depths over Gobi desert regions of the Bosten Lake basin on August 23, 2013

表 1 2013 年 5 月 21 日到 8 月 27 日每天 16:00 对流边界层高度统计
Table 1 Height statistics of the boundary layer from May 21 to August 27, 2013

时间	对流边界层高度		对流边界层高度≥3000 m		各月最高边界层	
	统计天数	平均高度/m	出现天数	平均高度/m	出现日期	高度/m
5 月 21—31 日	11	2870	6	3300	5 月 27 日	3500
6 月	29	2500	11	3600	6 月 2 日	4400
7 月	30	2760	15	3440	7 月 22 日	3800
8 月 1—28 日	27	2750	13	3470	8 月 8 日	4000
5 月 21 日—8 月 28 日	97	2690	45	3460	6 月 2 日	4400

3 博湖流域戈壁地区出现深厚对流边界层的原因分析

影响对流边界层高度发展的因素主要有太阳辐射强度、地理环境、大气热力和动力等^[20-22]。就对流边界层发展的物理本质而言,是由于地面加热而触发的对流热泡在边界层内做湍流运动的结果。博湖流域戈壁地区常年干旱少雨,年平均降水量不足 90 mm,夏季日平均最高气温达到 36.5℃。土壤成分以细沙和砾石为主,热容量很小,蒸发力强,下垫面感热通量加热大气的效率非常高^[23],夏季炎热的戈壁下垫面具备触发对流热泡的热力基础。与敦煌均匀的戈壁下垫面^[15]和青藏高原凹凸的山地下垫面^[10]性质不同,博湖流域戈壁地区大气边界层的物理过程还受博斯腾湖的影响,大气边界层高度也与其特殊的区域环境有关。

3.1 大气热力环境分析

3.1.1 大气热力性质分析

通过分析博湖流域戈壁地区的大气热力环境,发现对流边界层大气的垂直减温率异常偏高,大气有较高的静力不稳定性。图 3 是 2013 年 8 月 23 日各代表性时刻的温度廓线结构,可以看出,在对流边界层形成前(03:00, 05:00, 07:00, 09:00 和 10:00),大气底部有明显的逆温层。逆温层是稳定层结,会抑制湍流的发展。对流边界层形成后(12:00, 13:00,

14:00, 16:00 和 20:00),炎热的戈壁下垫面持续加热靠近地面的大气,近地层大气运动为超绝热过程,处于静力不稳定状态,超绝热层内大气不断有对流运动产生,并与其上方的大气充分混合,直到 3500 m 左右的高度出现约 200 m 厚的夹卷层,即对流边界层顶的位置。在整个边界层高度范围内,12:00, 13:00, 14:00, 16:00 和 20:00,大气垂直减温率分别达到 8.276, 8.633, 9.081, 9.286 和 8.991 °C/km。其中,13:00 和 14:00 在 1000 m 以下的大气垂直减温率甚至超过大气的干绝热减温率(9.8 °C/km),达到 10.1 °C/km。从大气的静力稳定度来看,大气垂直减温率越高,大气的运动状态越不稳定,也更易触发对流运动^[24]。

3.1.2 大气热力结构分析

在分析图 1 中大气边界层位温廓线结构时,发现大气边界层在白天充分对流混合后,残留在夜间的大气残余层(RL)依然保持白天对流混合时的位温廓线结构,残余层上方是约 200 m 厚的逆温层(CIL),逆温层高度约为 3500 m。逆温层能够抑制其下方的能量通量向上传输,很好地储存白天用于支持对流边界层发展的能量。当白天对流发展突破夜间形成的稳定边界层后,对流活动在残余层的发展会十分顺畅。在统计 2013 年夏季 100 天的对流边界层高度特征时发现,博湖流域戈壁地区深厚对流层不是一天就能形成的。深厚对流边界层往往出

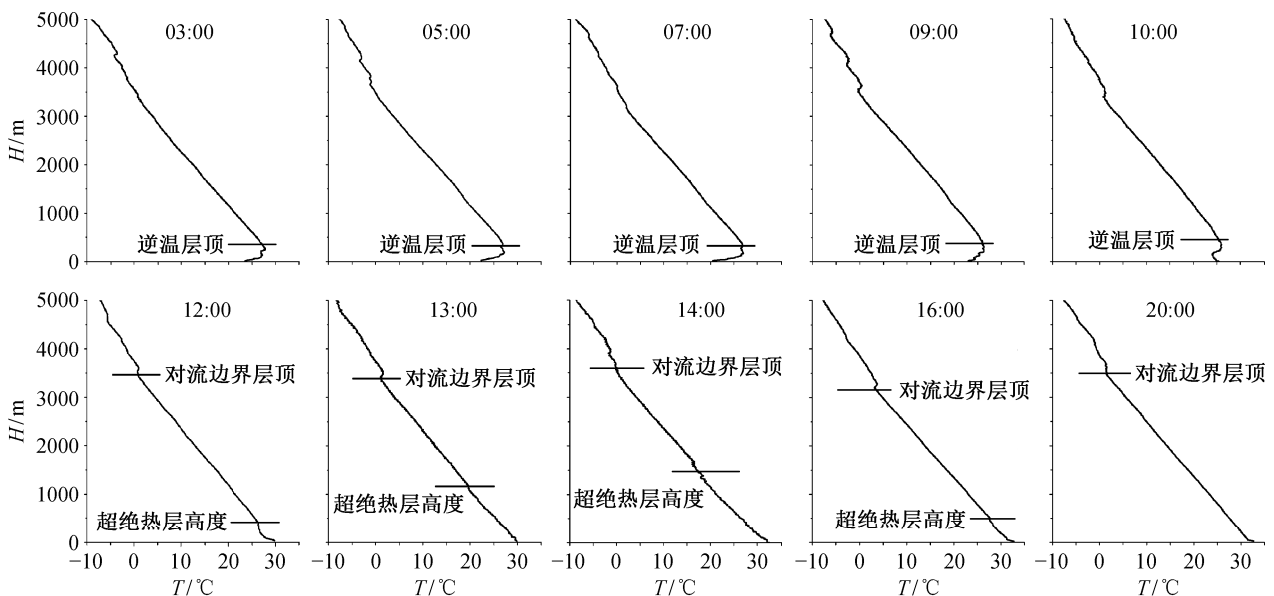


图 3 2013 年 8 月 23 日各代表时刻温度廓线结构

Fig. 3 Temperature profiles at typical hours in Gobi desert regions of the Bosten Lake basin on August 23, 2013

现在连续多日的烈日晴天,而在阴雨天后,即便是立即晴天,对流边界层也无法达到 3000 m 以上的高度。一般形成深厚对流边界层需要连续 3~5 个晴天的能量积蓄过程。深厚对流边界层形成后,在没有大的天气系统影响下,很大一部分能量留存在夜间的大气当中,用于维持大气热力结构的平衡。大气储存的能量会对白天对流边界层的发展形成一个正反馈机制,为深厚对流边界层的发展提供有利的热力环境。

为研究大气结构储存的能量在对流边界层发展过程中所起的作用,我们对单位面积空气柱做定量分析:假定空气柱为干空气,某天对流边界层发展的最大高度为 4000 m,白天地表向上的平均感热通量为 $h=200 \text{ W/m}^2$,地面向上的感热通量全部用于加热空气柱,感热通量加热空气柱的持续时间为 $t=10 \text{ h}$,4000 m 高空气柱的平均密度是 1.2 kg/m^3 ,干空气比定压热容为 $C_p=1004.07 \text{ J/(kg}\cdot\text{K)}$,从对流发展开始到最大对流边界层高度,空气柱内的平均温度升高 4 K。做如下计算。

1) 白天向上的感热通量所提供的支持对流发展的能量为

$$E_1 = h \times t = 200 \text{ W/m}^2 \times 10 \times 3600 \text{ s} = 7.2 \text{ MJ/m}^2。$$

2) 空气柱到达最大对流边界层高度所增加的能量为

$$\begin{aligned} E_2 &= \Delta T \times C_p \times \rho \times 4000 \text{ m} \\ &= 4 \text{ K} \times 1004.07 \\ &\quad \text{J/(kg}\cdot\text{K)} \times 1.2 \text{ kg/m}^3 \times 4000 \text{ m} \\ &\approx 19.28 \text{ MJ/m}^2。 \end{aligned}$$

我们发现, E_2 比 E_1 大两倍多,这就解释了为什么博湖流域戈壁地区深厚边界层的发展需要 3~5 天的能量积蓄过程,同时也说明大气会存储一部分能量,用于维持大气结构的平衡和支持对流边界层的发展。

3.2 大气动力环境分析

博湖流域戈壁地区大气边界层具备天然的动力条件,晴天时,湖泊与戈壁的温度差异能够激发较强的湖陆风^[25]。图 4 显示 2010—2013 年夏季地面风向概率分布,图 5 显示 2010—2013 年各代表月份(1, 4, 7, 10 月)地面平均风速的日变化。从图 4 和 5 可以看出,夏季戈壁地区具有明显的湖陆风特征。12:00—21:00 吹湖风,以偏北风为主,概率在 85%以上。夏季地面平均风速为 4.2 m/s,最大平均

风速出现在午后两小时,风速为 5.0 m/s。由于湖陆风的存在,边界层内往往伴有风切变特征,低空弱急流轴出现在 200~600 m 之间。据历史资料(内部资料),夏季最大低空风急流可达 22.7 m/s,垂直风切变可达 $16 \text{ m/(s}\cdot\text{100 m)}$ 。风切变应力能够使大气产生更多的湍流运动,增加大气的的不稳定度。用稳定度参数 Ri 来判断大气的湍流状态,能够反映水平风的垂直切变对大气稳定度的影响^[26]。图 6 是 8 月 23 日对流边界层阶段 4 个时刻的风廓线,分析从地面到湖风峰值高度之间的气层稳定度情况,

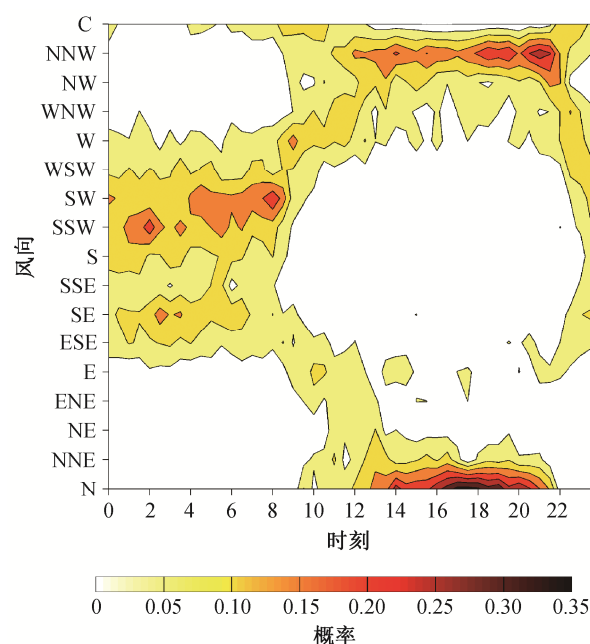


图 4 2010—2013 年夏季地面风向平均日变化

Fig. 4 Average daily variations of the surface wind direction in the typical months from 2010 to 2013

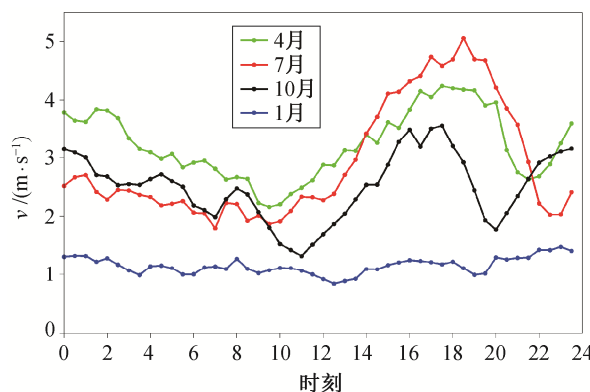


图 5 2010—2013 年代表月份地面风速平均日变化

Fig. 5 Average daily variations of the surface wind speed in the typical months from 2010 to 2013

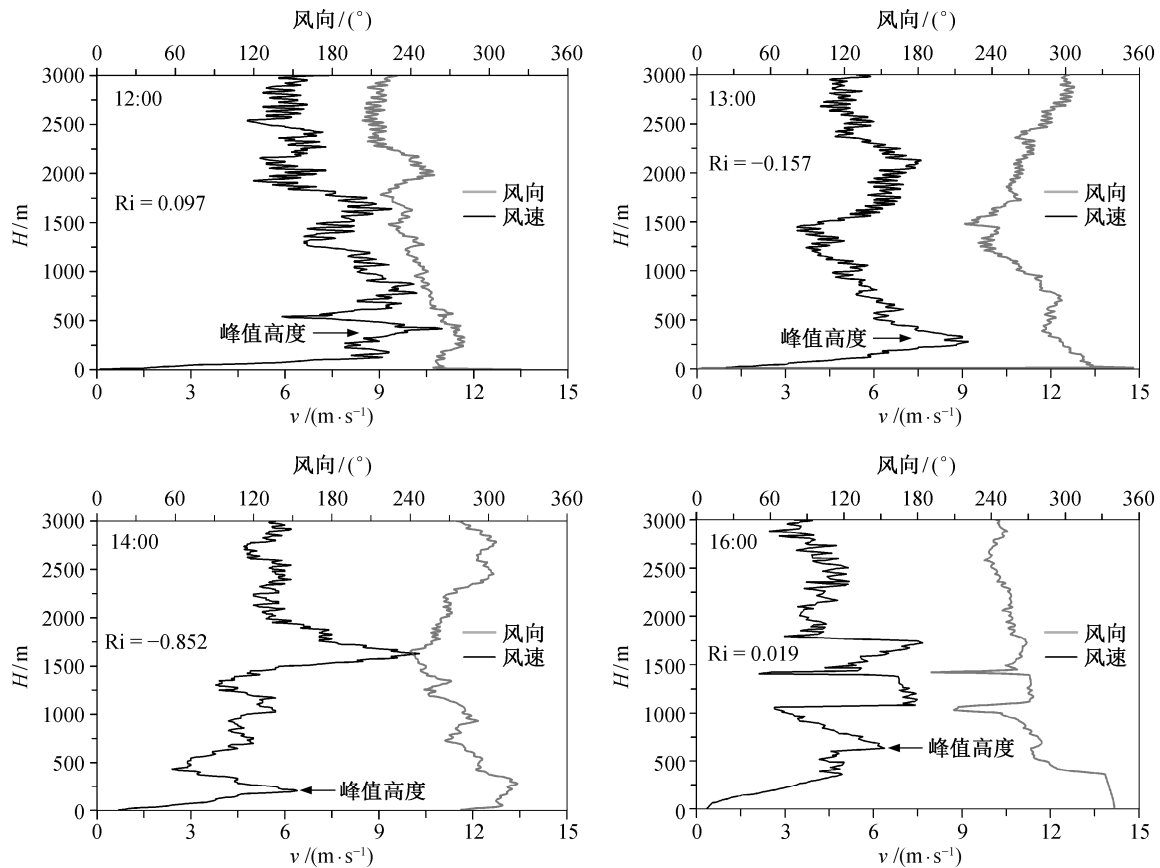


图6 2013年8月23日对流边界层阶段4个时刻的风廓线

Fig. 6 Vertical profiles of the wind speed and wind direction at 12:00, 13:00, 14:00 and 16:00 on August 23, 2013

12:00, 13:00, 14:00 和 16:00 的 Ri 值分别为 0.097, -0.157 , -0.852 和 0.019 。当气层顶部位温小于地面位温时(13:00 和 14:00), $\Delta\theta < 0$, $Ri < 0$, 该层大气为静力不稳定, 大气运动状态为湍流。当气层顶部位温大于地面位温时(12:00 和 16:00), $\Delta\theta > 0$, 此时 Ri 与风切变值 $((\Delta u)^2 + (\Delta v)^2)$ 呈反比, 风切变值越大, Ri 越小, 当 Ri 小于大气不稳定条件的临界值 0.25 时, 大气为动力不稳定, 大气运动状态为湍流。可以看出, 风切变能够通过增加扩散能力和夹卷作用, 增加大气的的不稳定度, 提高浮力通量的对流效率, 同样有助于对流边界层高度的进一步抬升。

4 结论与讨论

博湖流域戈壁地区夏季典型晴天大气边界层最突出的特征是存在深厚对流边界层现象。在所统计的 100 天探空资料中, 有 45 天对流边界层高度达 3000 m 以上, 最大可达 4400 m。

博湖流域戈壁地区深厚对流边界层现象与炎热

的戈壁下垫面性质、大气热力环境以及湖风切变等因素有关。具体而言, 戈壁下垫面加热近地面空气的作用更加突出, 强浮力通量具有产生深厚对流边界层的能量基础。大气温度垂直递减率偏高使得对流边界层内大气有较高的热力敏感度, 夜间深厚的大气残余层也为白天对流边界层的发展提供了一个非常有利的热力环境。同时, 湖风会在边界层内形成风切变, 能够加强大气的湍流混合能力, 提供边界层对流发展的良好动力环境。

博斯腾湖流域戈壁地区大气边界层过程是十分特殊和复杂的物理过程, 如日出后一个小时, 大气位温廓线仍保持稳定边界层的廓线结构, 这是否与博斯腾湖的影响有关, 还需用大气数值模式和更加综合的大气边界层观测试验资料做进一步研究。

参考文献

- [1] Wyngaard J C, Arya S P S, Coté O R. Some aspects of the structure of convective planetary boundary layer. J

- Atmos Sci, 1974, 31: 747–754
- [2] Kaimal J A, Wyngaard J C, Haugen D A. Turbulence structure in the convective boundary layer. *J Atmos Sci*, 1976, 33: 2152–2159
- [3] 张强, 胡隐樵. 大气边界层物理学的研究进展和面临的科学问题. *地球科学进展*. 2001, 16(4): 526–532
- [4] 黄荣辉, 周德刚, 陈文, 等. 关于中国西北干旱区陆-气相互作用及其对气候影响研究的最近进展. *大气科学*, 2013, 37(2): 189–210
- [5] 胡隐樵, 高由禧. 黑河实验(HEIFE): 对于干旱地区陆面过程的一些新认识. *气象学报*, 1994, 52(3): 285–296
- [6] 徐祥德, 陈联寿. 青藏高原大气科学试验研究进展. *应用气象学报*, 2006, 17(6): 756–772
- [7] Sellers P, Hall F, Ranson K J, et al. The Boreal ecosystem-atmosphere study (BOREAS): an overview and early results from the 1994 field Year. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1995, 76(9): 1549–1577
- [8] André J C, Goutorbe J P, Perrier A. HAPEX-MOBLIH: a hydrologic atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climatic scale. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1986, 67(2): 138–144
- [9] Wei Zhigang, Wen Jun, Li Zhenchao. Vertical atmospheric structure of the late summer clear days over the east Gansu loess plateau in China. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2009, 26: 381–389
- [10] 周明煜, 钱粉兰, 陈陟, 等. 西藏高原斜压对流边界层风、温、湿廓线特征. *地球物理学报*, 2002, 45(6): 773–783
- [11] Andre J C, Goutorbe J P, Schmugge T, et al. HAPEX-MOBLIH: results from a large-scale field experiment // *Remote Sensing and Large-Scale Global Processes*, International Association of Hydrological Sciences. Wallingford, 1989: 13–20
- [12] Arakawa A, Schubert W H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment: part I. *J Atmos Sci*, 1974, 31: 674–701
- [13] Holtslag A A M, Nieuwstadt F T M. Scaling the atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer meteorology*, 1986, 36: 201–209
- [14] Garratt J R. *The atmospheric boundary layer*. Cambridge: Cambridge University Press, 1992: 1–3
- [15] Zhang Qiang, Wang Sheng, Li Yanying. The depth of atmospheric boundary layer in arid region of Northwest China. *Acta Meteor Sinica*, 2006, 20(Suppl 1): 1–12
- [16] 李茂善, 戴有学, 马耀明, 等. 珠峰地区大气边界层结构及近地层能量交换分析. *高原气象*, 2006, 25(5): 807–813
- [17] Marsham J H, Parker D J, Grams C M, et al. Observations of mesoscale and boundary-layer scale circulations affecting dust transport and uplift over the Sahara. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2008, 8(23): 6979–6993
- [18] Miles J W. On the stability of heterogeneous shear flows. *J Fluid Mech*, 1961, 10: 496–508
- [19] Stull R B. *An introduction to boundary layer meteorology*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers: 1987
- [20] Wei Z G, Chen W, Huang R H. Vertical atmospheric structure and boundary layer height in the summer clear days over Dunhuang. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2010, 34(5): 905–913
- [21] Ma Y M, Menenti M, Feddes R, et al. Analysis of the land surface heterogeneity and its impact on atmospheric variables and the aerodynamic and the rmodynamic roughness lengths. *Journal of Geophysical Research*, 2008, 113: D08113
- [22] Zhang Q, Zhang J, Qiao J, et al. Relationship of atmospheric boundary layer depth with thermodynamic processes at the land surface in arid regions of China. *Science China Earth Sciences*, 2011, 54(10): 1586–1594
- [23] Zhang Qiang, Cao Xiaoyan, Wei Guoan, et al. Observation and study of some key parameters of land surface process of Gobi in arid region. *Advance in Atmospheric Science*, 2002, 19(1): 1–14
- [24] 盛裴轩, 毛节泰, 李建国, 等. *大气物理学*. 北京: 北京大学出版社, 2003: 153–156
- [25] Patton E G, Sullivan P P, Moeng C H. The Influence of idealized heterogeneity on wet and dry planetary boundary layers coupled to the land surface. *J Atmos sci*, 2005, 62(7): 2078–2097
- [26] Sorbjan Z. Local structure of turbulence in stably-stratified boundary layers. *J Atmos Sci*, 2006, 63: 1526–1537