

刘华悦, 葛颢铭, 黄建平. 塔克拉玛干低空急流特征分析[J]. 干旱气象, 2015, 33(3): 405-411. [LIU Huayue, GE Jinning, HUANG Jiangping. Characteristics of Low Level Jet over the Taklimakan Desert[J]. Journal of Arid Meteorology, 2015, 33(3): 405-411], doi: 10.11755/j.issn.1006-7639(2015)-03-0405

塔克拉玛干低空急流特征分析

刘华悦, 葛颢铭, 黄建平

(兰州大学大气科学学院, 甘肃 兰州 730000)

摘要: 利用2000~2013年ERA-Interim再分析资料对塔克拉玛干地区风速廓线进行分析,发现在多年平均状态下边界层内存在风速极大值中心,表明该地区可能长时间、广泛存在低空急流。为进一步判定、分析可能存在的低空急流及其季节变化特征,本文从最大风速发生高度、逆温以及风切变3个方面考虑,给出了低空急流的具体判定条件。通过客观判定表明,塔克拉玛干地区常年存在偏东方向低空急流,具有较高的发生频率,最大频率出现在8月份达68.4%,最小频率在12月份,为54.5%。急流中心高度和最大风速均存在显著的季节变化:夏季低空急流发展最高,平均高度位于地面以上339.6m,冬季高度最低,平均高度237.7m,春、秋季高度相近约为290m左右;急流最大风速春、夏季最强,平均值高于7.5m/s,秋季风速减弱为6.3m/s,冬季达到最小值5.0m/s。此外,分析还发现急流最大风速先随高度上升而增加,达到地面以上某一高度范围后,又随高度增加而减小。

关键词: 塔克拉玛干; 低空急流; 惯性震荡

文章编号: 1006-7639(2015)-03-0405-07 doi: 10.11755/j.issn.1006-7639(2015)-03-0405

中图分类号: P442

文献标识码: A

引言

低空急流一般指低空数百米至3000m高度内出现的强而窄的气流带,风速 $>12\text{ m/s}$,并且在最大风速中心上、下存在较强风切变^[1-4]。低空急流垂直结构通常只有几百米,但在水平方向上能够延伸上百千米,是边界层或对流层低层中发生的一种中尺度气流运动现象,对边界层内的天气发生、发展有重要的影响^[5-6]。低空急流的研究最早开始于20世纪30年代末,Goualt^[7]和Farquharson^[8]对北非地区的风场分析中,发现并描述了低空急流的存在,Blackadar^[9]在20世纪50年代首次提出了诱发低空急流形成的惯性震荡机制后,出现了大量针对不同地区的低空急流研究工作,研究区域覆盖了极地、干旱半干旱区、海陆边界等全球不同地区^[10-12]。这些研究主要利用探空风场资料、常规观测和高分辨率再分析资料,以及数值模式模拟等,围绕低空急流的空间分布、日变化及季节分布规律、水平及垂直结构、形成和演变过程以及其对天气气候的影响等内

容开展。如Bonner^[13]和Whiteman等^[14]分别利用每日4次及每日8次的探空风场资料给出了北美大平原地区低空急流的日变化以及季节活动等;Chen等^[15]利用常规观测资料分析了台湾地区梅雨季低空急流与强降水事件的联系;Higgins等^[16]和Fiedler等^[17]分别利用高分辨率再分析资料研究了北美大平原地区低空急流对水汽输送的作用、北美地区低空急流对沙尘的贡献等;Zhong等^[18]和Zhao^[19]分别利用中尺度模式分析了北美大平原地区低空急流特征、中国地区梅雨季低空急流与强降水天气的相互影响。低空急流之所以引起广泛关注,主要原因是低空急流可以影响边界层内的湍流、感热、潜热交换以及水汽、气溶胶等物质的交换与传输,从而对天气气候产生重要影响。例如,研究表明伴随背景环流及其它气象场条件,低空急流可以作为重要的水汽通道,向暴雨区输送大量水汽,造成相应地区强降水事件的发生^[20-24]。

低空急流除了能为强降水天气的发展提供水汽输送,近年来一些在非洲等干旱沙漠地区的研究还

收稿日期: 2015-03-06; 改回日期: 2015-03-27

基金项目: 国家重大科学研究计划(2012CB955301)、国家自然科学基金项目(41275070)及兰州大学中央高校基本科研业务费专项资金(lzujbky-2014-107)共同资助

作者简介: 刘华悦(1982-),女,河北沧州人,硕士,主要从事边界层大气研究. E-mail: liuhy12@lzu.edu.cn

发现,由于日出后太阳辐射对地面加热导致地表迅速增温,在边界层内产生的对流垂直混合作用,能把低空急流的动量下传到近地面,引起地面风速的增加,从而对沙尘的发生和传输产生明显作用^[25-27]。塔克拉玛干沙漠地处我国新疆塔里木盆地,东西横跨 10 个经度,南北跨 5 个纬度,是世界上重要的沙尘源区,由于塔克拉玛干及周边特殊的地形和风场,沙漠中大量的沙尘气溶胶粒子可以传输到 8 ~ 10 km 的高空,进而随中纬度西风带向下游传播,对区域乃至全球的辐射能量收支造成影响^[28]。因此研究这一地区的低空风场,对于了解和揭示该地区的起沙、传输过程及机制具有重要意义。邓子风等^[29]初步讨论了南疆低空急流的结构特点,但关于其范围、强度、季节变化等特征并不清楚,该地区低空急流的研究目前仍然很欠缺。本文利用 14 a ERA-Interim 再分析资料,对塔克拉玛干地区多年风速廓线进行了详细分析,在给出塔克拉玛干低空急流客观判定方法的基础上,揭示了该地区常年存在低空急流的现象,系统分析了这一地区低空急流的结构及季节分布和变化等特征。

1 资料

使用的数据来自欧洲中期天气预报中心(ECMWF)提供的全球大气再分析资料 ERA-Interim。该资料通过四维变分同化、湿度分析修正、卫星数据的变化偏差修正以及其他一些改进方法,数据质量得到了明显改进^[30]。ERA-Interim 在气压层和模式层上每天提供 4 个时次大气参数数据,本文主要使用 2000 ~ 2013 年期间,水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的模式层数据。该数据在垂直方向分为 60 层,采用混合坐标,根据地面气压以及各层转换系数计算可得每层对应的气压坐标,并且通过大气压高公式,利用温度、湿度数据,将气压坐标转换为对应高度坐标。不同于气压层数据,该资料在竖直方向上不存在低于地面高度的数据,因此不受地形高度限制。其中的水平风速分量、温度和比湿、地面气压与地面位势等要素均用于低空急流的计算分析。

2 低空急流的成因

低空急流的形成原因有多种,不同地区低空急流的形成机理也不尽相同,主要包括以下几种原因:地形的热力和动力强迫作用。如斜坡地形上由于昼夜辐射差异诱发昼、夜间的上山、下山气流,该气流叠加于当地风场,可以造成气流的加强或减弱,从而促进低空急流的形成和消亡^[31-32];山脉地形作用。

大地形的阻挡作用可造成气流的运动变化。气流遇地形屏障后,沿其爬升或绕流,在运动过程中为保证位涡守恒或因风洞效应影响,气流逐渐加速从而形成低空急流,如北美落基山脉和东亚青藏高原地区低空急流的形成^[33-35];浅薄斜压系统作用。地表类型发生显著变化可造成感潜热水平的差异,并引发低空急流。如在全球很多海岸线地区,主要由此类原因导致急流形成^[12];此外,高低空气流耦合使高空动量下传,非绝热加热过程以及天气系统的强迫作用,也是引发低空急流形成的重要原因^[36-39]。

塔克拉玛干沙漠东、西两端海拔高度相差仅几百米,地势开阔,昼夜温差可达 40°C ,对于此类内陆干旱区、沙漠等地表相对平坦的地区,Blackadar^[9]在 1957 年提出了一个低空急流形成和发展的重要机制,即惯性震荡原理:白天太阳辐射加热地表,引发边界层内较强湍流活动,日落后地面通过向外发射长波辐射迅速冷却,使得近地面形成逆温,边界层变为稳定层结,造成稳定边界层之上的气流不再受地表摩擦作用的影响,从而使该层风场向地转平衡状态演变,并在科里奥利力与惯性离心力的共同作用下形成惯性圆运动。从平均运动方程推导,以白天的风场作为初始条件,为了简化,使地转风径向分量 $v_g = 0$ 则:

$$\frac{d\bar{u}}{dt} = f\bar{v} - fF_u$$

$$\frac{d\bar{v}}{dt} = f(u_g - \bar{u}) - fF_v$$

其中 F_u 和 F_v 为雷诺应力项,入夜后撤除该项,可得夜间风场:

$$\bar{u}_{\text{night}} = u_g + F_{u,\text{day}} \sin(ft) - F_{v,\text{day}} \cos(ft)$$

$$\bar{v}_{\text{night}} = F_{u,\text{day}} \cos(ft) + F_{v,\text{day}} \sin(ft)$$

其中 $F_{u,\text{day}}$ 、 $F_{v,\text{day}}$ 为白天的地转偏差, u_g 为地转风径向分量, f 为地转参数。由上述机理可知,急流风速值会围绕地转风震荡,周期为 $2\pi/f$,在塔克拉玛干地区 40°N 附近,这一周期约为 18.6 h,午夜急流风速达到最大值。

3 塔克拉玛干沙漠低空急流的结构和特征

3.1 低空急流判定条件

图 1a 是 850 hPa 气压层上风速的分布特征(对于青藏高原以及塔克拉玛干周边海拔高于该气压层高度度的地区,没有实际意义),可以看出塔克拉玛干腹地有明显的风速最大中心,其最大值位于 40°N

附近,自东向西几乎延展覆盖了整个沙漠地区。图1b是沿40°N垂直剖面的风速分布图,可以看出,在塔克拉玛干沙漠存在2个明显的低空风速最大中心,分别位于沙漠盆地入口处88°E和盆地西部82°E,高度都在地面上400 m左右,风速中心值超过6.5 m/s,这一现象说明塔克拉玛干地区边界层内可能一年四季长时间、稳定存在低空急流。为进一步客观判定该地区是否存在低空急流,并研究其出现频率、高度及风速、风向等季节分布特征,首先需要给出一个关于急流的客观判定条件。

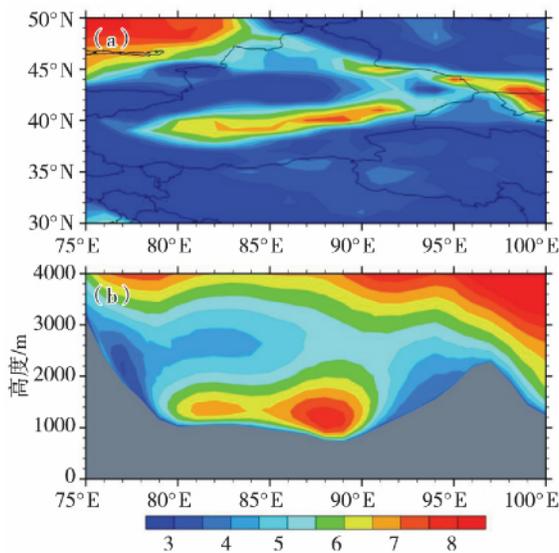


图1 2000~2013多年平均850 hPa气压层风场分布(a)及沿40°N的垂直剖面风速分布(b)(灰色代表地形高度)(单位: m·s⁻¹)

Fig. 1 Mean wind speed on 850 hPa during 2000-2013 (a) and the vertical section of wind speed along 40°N (gray part represents the terrain height) (Unit: m·s⁻¹)

迄今为止对于低空急流的判定条件尚未形成统一标准。我国的一些研究主要通过风速最大值给出急流的定义,如采用600 hPa以下风速最大值≥12 m/s的标准判断是否存在低空急流^[40]。而其它一些地区的急流研究中,除了急流最大风速值,还从风速垂直切变强度和风速最大值发生高度等方面限定条件来具体判断急流的存在,如根据最大风速及风垂直切变强度划分北美地区低空急流等级^[13],采用某一高度范围内的风速落差来表征风速的垂直切变^[41],以及通过对温度及虚位温垂直变化的限定来判断急流^[12,17]。

通过对塔克拉玛干地区每日风速和温度廓线的分析,发现在沙漠中夜间常出现逆温层,大气层结稳定,并伴随有低空风速极大值的出现,其中心高度一般位于地面之上1 km以内,在风速极大值以上海拔高度5 km内存在风速极小值。根据上述塔克拉玛干地区风、温廓线的特征,考虑惯性震荡机制并结合其它地区低空急流的定义,我们从急流高度范围、逆温条件以及风切变3个方面给出塔克拉玛干低空急流的判断条件。急流判定如图2所示,需满足以下3个条件:(1)极大风速位于地面上1 km范围内;(2)存在逆温,且逆温高度不低于地面上50 m;(3)地面上5 km范围内极小风速值相对急流风速最大值降低40%及以上。

3.2 急流的季节变化特征

为了进一步验证低空急流的存在并分析其季节变化,选取沙漠地区78°E~88°E,38°N~42°N的范围,并根据定义的低空急流客观判定条件,对该区域内格点上每日夜间00时的风廓线进行逐一检验,统计满足急流判断条件的廓线数,分析其风速、风向、高度等特征。

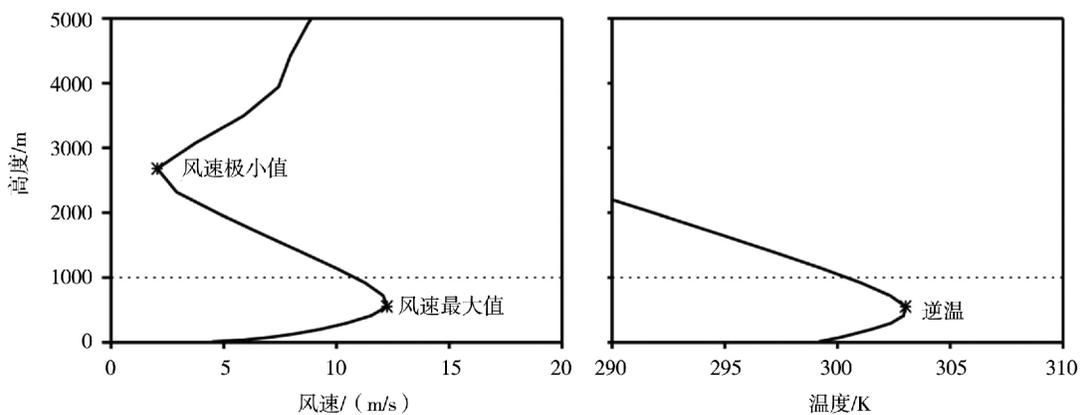


图2 塔克拉玛干低空急流判据示意图

Fig. 2 The sketch map of criterion of low level jet over the Taklimakan Desert

图3给出所选区域2000~2013年低空急流月平均发生频率的分布特征。结果显示,塔克拉玛干地区常年存在低空急流,并具有较高的发生频率,其中夏季8月发生最多,达68.4%,冬季12月最少,为54.5%。通过分析塔克拉玛干地区逆温的发生情况,发现塔克拉玛干地区夜间经常存在逆温层,这可能是因为沙漠地区由于辐射冷却极易造成夜间逆温,边界层低层处于稳定层结^[42],有利于惯性震荡机制的激发。然而在冬季,白天也存在一些较弱的逆温,该逆温层的存在削弱了冬季边界层的昼夜差异,抑制了惯性震荡机制的激发,使得冬季急流发生相对较少。而夏季边界层白天对流较强,湍流活动旺盛,夜间惯性震荡具有更大的振幅,因此更容易激发低空急流的形成^[43],因此造成低空急流较高的发生频率。

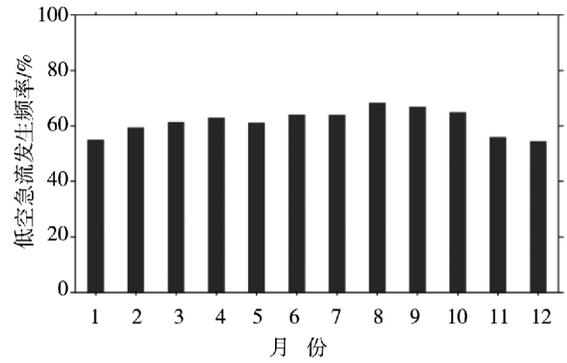


图3 塔克拉玛干低空急流发生频率
Fig. 3 Frequency of occurrence of low level jet over the Taklimakan Desert

通过分析塔克拉玛干低空急流的风向风速特征,发现风向出现频率最多的方向位于45°~90°之间,其次为90°~135°(图4)。4个季节风速在45°~

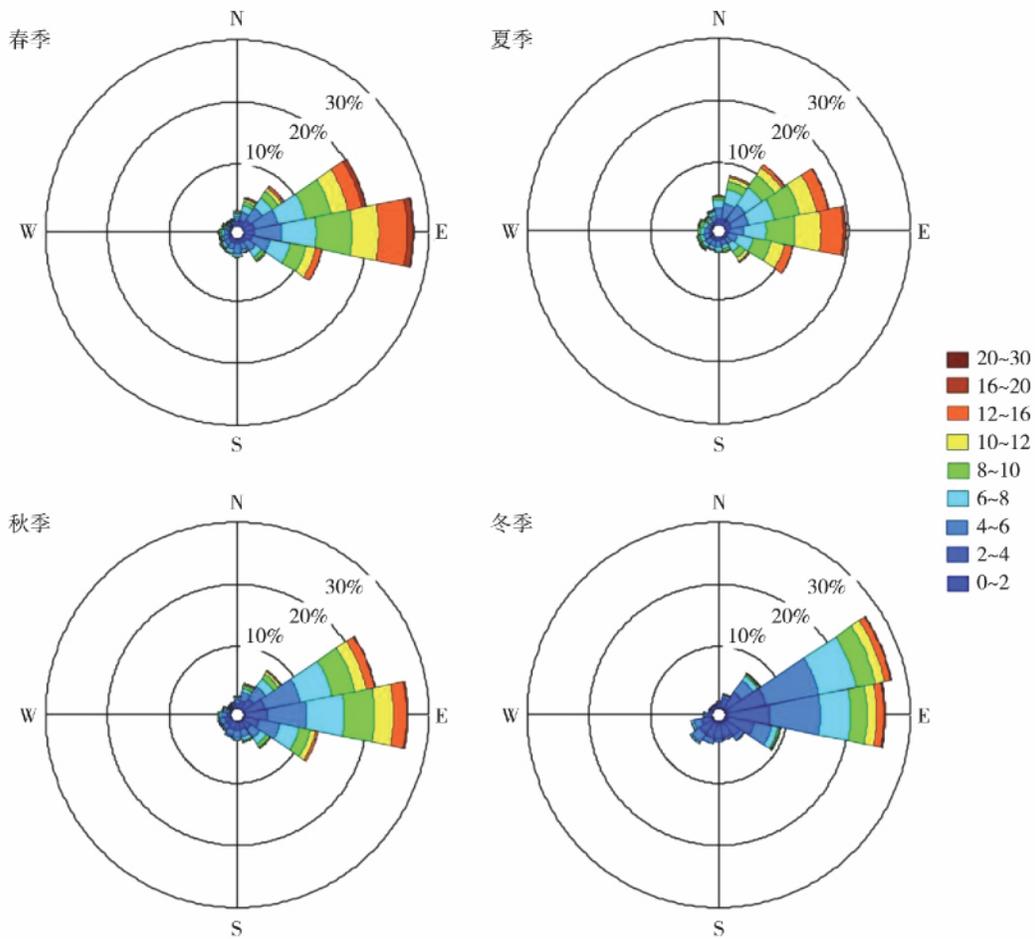


图4 塔克拉玛干低空急流风向、风速(单位: $m \cdot s^{-1}$) 分布
Fig. 4 Distribution of wind direction and speed of low level jet over the Taklimakan Desert

135°方向所占比例分别为春季 68.3% ,夏季 57.6% 秋季 68.4% ,冬季 69.6% ,即该地区低空急流主要以东北、东南风急流为主。分析原因可知 ,塔克拉玛干南、西、北3面被青藏高原、帕米尔高原和天山山脉环绕 ,沙漠呈东北西南走向 ,风从沙漠东面入口吹向西侧腹地 ,由于山脉阻挡作用 ,表现为偏东风。同时 ,受此地形影响 ,> 10 m/s 的风速也主要为偏东风向。将急流风廓线上风速最大值记为急流风速 ,其对应高度记为急流高度 ,进而统计塔克拉玛干低空急流的风速和高度分布(图5) ,可以看出 ,低

空急流风速主要分布在 12 m/s 以下 ,其中春季 88.7% 的急流风速 < 12 m/s ,夏季为 90.6% ,秋季 95.1% ,冬季 97.3% 。统计各季节低空急流的平均风速 ,春、夏季风速较大 ,平均风速分别为 7.5 m/s、7.7 m/s 秋季减弱 ,平均风速 6.3 m/s ,冬季平均风速最小 ,为 5.0 m/s。塔克拉玛干低空急流高度主要在距离地面 550 m 的范围内 ,其中春季 92.7% 急流高度低于 550 m ,夏季为 84.3% ,秋季 93.5% ,冬季 93.7% 。统计各季节的低空急流平均高度可知 ,夏季低空急流发展最高 ,平均高度位于地面上 339.6 m ,春、秋季高度相近 ,平均高度分别为 294.1 m、280.1 m ,冬季低空急流高度最低 ,平均高度为 237.7 m。急流风速和高度这一季节变化特征 ,与当地气象条件的季节变化存在一定联系 ,冬季太阳辐射弱 ,内部热力扰动小 ,盆地内外气压差小 ,低层风速较小 ,而夏季盆地受大陆热低压控制 ,低空稳定层结被打破 ,东风层增厚 ,低层风速较大^[44] 因此夏季白天的风场较强 ,并且大风发展高度也较大 ,可为夜间低空急流的形成提供较强的初始场 ,引发较强的夏季夜间低空急流。张强等^[45] 利用探空观测资料 ,分析了紧邻塔克拉玛干的敦煌戈壁地区初夏低空急流特征 ,其观测得到的急流发生高度范围与本研究的结果较为一致 ,然而敦煌地区探空资料中 44% 的急流风速值 > 14 m/s ,高于塔克拉玛干统计的结果 ,可能前者采用风速 > 12 m/s 的急流定义方法是导致这一差异的原因之一。

进一步分析急流风速随高度的变化 ,结果如图 6

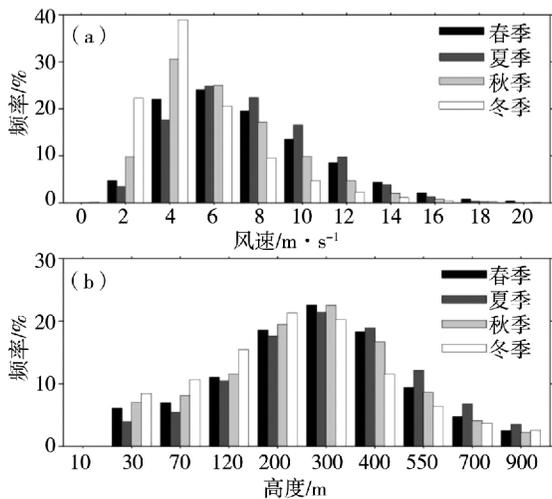


图5 塔克拉玛干低空急流风速(a)及急流高度(b)季节分布

Fig. 5 Frequency distribution of wind speed (a) and height (b) of low level jet over the Taklimakan Desert

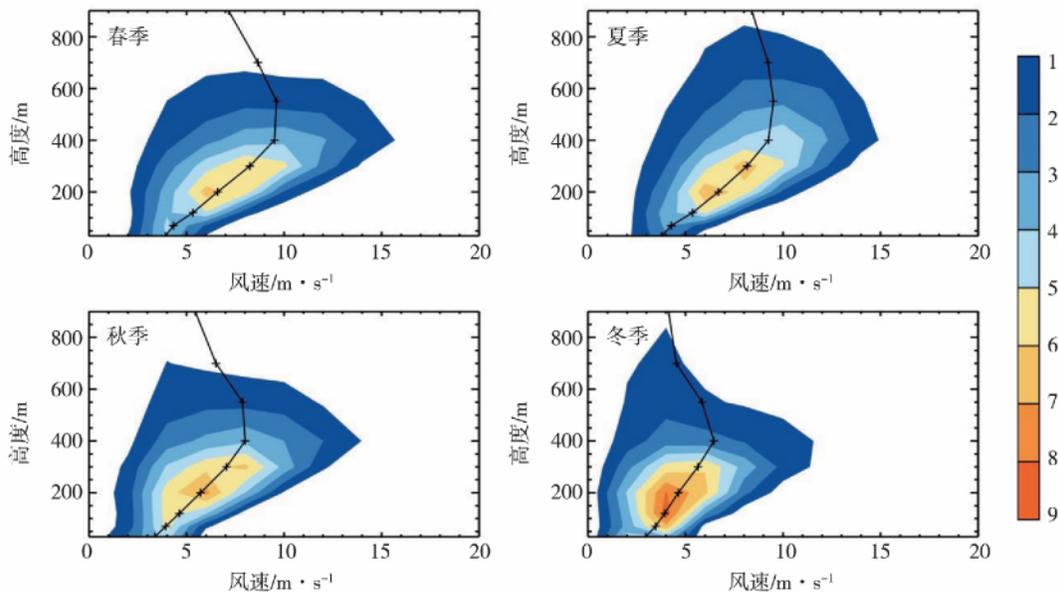


图6 低空急流风速与高度的关系 (颜色填充部分表示特定高度和风速范围内低空急流出现频率(单位:%) ,黑线表示各个高度层上急流风速的中位值)

Fig. 6 Relation between LLJ height and LLJ speed

所示,低空急流风速中值先随高度上升而增大,达到某一高度范围后,随着急流高度增加对应的急流风速中值反而减小,这一变化特征全年呈现出一致趋势。其中春、夏季急流风速中值均在地面以上 550 m 高度处达到各自最大值,均高于 9.5 m/s, 400 m 以下急流风速随高度增加趋势显著, 400 ~ 550 m 之间急流风速增加不明显, 550 m 以上风速随高度减小。秋季和冬季急流风速中值最大所在的高度层比春夏季低,均位于地面以上 400 m 处,并且数值也比春夏季小,分别为 8 m/s 和 6.5 m/s, 400 m 以下急流风速与高度呈现良好的对应增加趋势, 400 m 以上急流高度增加时风速减小。其它地区对低空急流风速随高度变化的研究中,也发现了相似的变化趋势^[17-41]。Fiedler^[17]指出,假设地面静风并且存在恒定的分层,接近地面的低空急流更可能出现动态不稳定,湍流将动量向更低层传输,因此在粗糙的时间分辨率数据里,更强的接近地面的低空急流难以探测。这表明,可能由于近地面湍流能量的交换作用造成较低高度的低空急流风速也较小。

4 结论

(1) 对塔克拉玛干地区 850 hPa 气压层以及 40°N 剖面上的风场分析发现,塔克拉玛干地区可能全年长时间、广泛存在低空急流。根据每日风速和温度廓线的特征,考虑惯性震荡机制,同时结合其他地区低空急流定义,给出塔克拉玛干低空急流的判断条件:(1) 极大风速位于地面以上 1 km 范围内;(2) 存在逆温,逆温高度不低于地面以上 50 m;(3) 地面以上 5 km 内极小风速值相对急流风速最大值降低 40% 及以上。

(2) 塔克拉玛干低空急流具有较高发生频率,最大频率出现在 8 月,可达 68.4%,最小频率在 12 月,为 54.5%。其急流风向主要以东北、东南风为主,并且急流风速和高度均存在季节差异。夏季低空急流发展最高,平均高度位于地面以上 339.6 m,春、秋季高度相近,平均高度分别为 294.1 m、280.1 m,冬季低空急流高度最低,平均高度 237.7 m。对低空急流风速的分析结果表明,春、夏季急流风速较大,平均值均高于 7.5 m/s,秋季减弱,平均风速为 6.3 m/s,冬季最小,为 5.0 m/s。

(3) 低空急流风速中值先随高度上升而增大,达到某一高度范围后,急流高度增加对应的急流风速中值反而减小,并且这一变化特征全年一致。春、夏季急流风速中值均在地面以上 550 m 高度处达到最大,均高于 9.5 m/s;秋季和冬季的急流风速中值

最大所在的高度层比春夏季低,均位于地面以上 400 m 处,并且数值也比春夏季小,分别为 8 m/s 和 6.5 m/s。

(4) 塔克拉玛干是重要的沙尘源区,该地区广泛存在的低空急流可能对沙尘气溶胶的产生和传输起到重要作用。

参考文献:

- [1] 盛裴轩,毛节泰,李建国,等. 大气物理学[M]. 北京:北京大学出版社,2003. 271-272.
- [2] 刘鸿波,何明洋,王斌,等. 低空急流的研究进展与展望[J]. 气象学报,2014,72(2):191-206.
- [3] Liu H, He M, Wang B, et al. Advances in low-level jet research and future prospects[J]. Journal of Meteorological Research, 2014, 28(1):57-75.
- [4] 赛瀚,苗峻峰. 中国地区低空急流研究进展[J]. 气象科技, 2012, 40(5):766-771.
- [5] 陶诗言. 中国之暴雨[M]. 北京:科学出版社,1980. 225.
- [6] Banta R M, Senff C J, White A B, et al. Daytime buildup and nighttime transport of urban Ozone in the boundary layer during a stagnation episode[J]. Journal of Geophysical Research, 1998, 103(D17):22519-22544.
- [7] Goualt J. Vents en altitude a fort Lamy (Tchad) [J]. Annales Physique du Globe de la France d'Outre-Mer, 1938, 5:70-91.
- [8] Farquharson J S. The diurnal variation of wind over tropical Africa [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1939, 65(280):165-184.
- [9] Blackadar A K. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions[J]. Bulletin of the American Mathematical Society, 1957, 38(5):283-290.
- [10] 程刚,高志球,郝友飞,等. 北极低空急流和低层逆温特征观测分析[J]. 气候与环境研究,2013,18(1):3-31.
- [11] 梁捷宁,张镭,田鹏飞,等. 黄土高原复杂地形上边界层低空急流对近地层湍流的影响[J]. 地球物理学报,2013,57(5):1387-1398.
- [12] Ranjha R, Svensson G, Tjernström M, et al. Global distribution and seasonal variability of coastal low-level jets derived from ERA-Interim reanalysis[J]. Tellus A, 2013, 65. doi:10.3402/tellusa.v65i0.20412.
- [13] Bonner W D. Climatology of low level jet [J]. Monthly Weather Review, 1968, 96(12):833-850.
- [14] Whiteman C D, Bian X, Zhong S. Low-level jet climatology from enhanced rawinsonde observations at a site in the Southern Great Plains [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 1997, 36:1363-1376.
- [15] Chen G T J, Yu C C. Study of low-level jet and extremely heavy rainfall over northern Taiwan in the Mei-yu season [J]. Monthly Weather Review, 1988, 116(4):884-891.
- [16] Higgins R W, Yao Y, Yarosh E S, et al. Influence of the Great Plains low-level jet on summer time precipitation and moisture transport over the central United States [J]. Journal of Climate, 1997, 10(3):481-507.

- [17] Fiedler S, Schepanski K, Heinold B, et al. Climatology of nocturnal low-level jets over North Africa and implications for modeling mineral dust emission [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2013, 118(12): 6100–6121.
- [18] Zhong S, Fast J D, Bian X. A case study of Great Plains low-level jet using wind profiler network data and a high-resolution mesoscale model [J]. *Monthly Weather Review*, 1996, 124: 785–806.
- [19] Zhao Y C. Numerical investigation of the localized extremely heavy rainfall event in complex topographic area during midsummer [J]. *Atmospheric Research*, 2012, 113: 22–39.
- [20] Bell G D, Janowiak J E. Atmospheric circulation associated with the Midwest floods of 1993 [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1995, 76: 681–695.
- [21] Mo K C, Nogues-Paegle J, Paegle J. Physical mechanisms of the 1993 summer floods [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1995, 52: 879–895.
- [22] Arritt R W, Rink T D, Segal M, et al. The Great Plains low-level jet during the warm season of 1993 [J]. *Monthly Weather Review*, 1997, 125(9): 2176–2192.
- [23] 孙淑清, 翟国庆. 低空急流的不稳定性及其对暴雨的触发作用 [J]. *大气科学*, 1980, 4(4): 327–337.
- [24] 翟国庆, 丁华君, 孙淑清, 等. 与低空急流相伴的暴雨天气诊断研究 [J]. *大气科学*, 1999, 23(1): 112–118.
- [25] Washington R, Todd M C. Atmospheric controls on mineral dust emission from the Bode le Depression, Chad: The role of the low level jet [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2005, 32, L17701, doi: 10.1029/2005GL023597.
- [26] Allen C J T, Washington R. The low-level jet dust emission mechanism in the central Sahara: Observations from Bordj-Badji Mokhtar during the June 2011 Fennec Intensive Observation Period [J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2014, 119: 2990–3015.
- [27] Heinold B, Knippertz P, Marsham J H, et al. The role of deep convection and nocturnal low-level jets for dust emission in summertime West Africa: Estimates from convection permitting simulations [J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2013, 118: 4385–4400.
- [28] Ge J M, Huang J P, Xu C P, et al. Characteristics of Taklimakan dust emission and distribution: A satellite and reanalysis field perspective [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2014, 119(11): 772–783, doi: 10.1002/2014JD022280.
- [29] 邓子风, 王扣兰, 王政宇. 塔里木东风低空急流与南疆降水 [J]. *气象*, 1982, 8(2): 7–10.
- [30] Gao L, Bernhardt M, Schulz K. Elevation correction of ERA-Interim temperature data in complex terrain [J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2012, 16(12): 4661–4673.
- [31] Holton J R. The diurnal boundary layer wind oscillation above sloping terrain [J]. *Tellus*, 1967, 19(2): 199–205.
- [32] McNider R T, Pielke R A. Diurnal boundary-layer development over sloping terrain [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1981, 38: 2198–2212.
- [33] Wexler H. A boundary layer interpretation of the low-level jet [J]. *Tellus*, 1961, 13(3): 368–378.
- [34] 陈玉春, 钱正安. 夏季青藏高原地形对其东侧低空急流动力影响的数值模拟 [J]. *高原气象*, 1993, 12(3): 312–321.
- [35] 孙淑清, Dell'osso L. 青藏高原对东亚大尺度低空急流的动力影响 [J]. *中国科学(B辑)*, 1984(6): 564–574.
- [36] Uccellini L W. On the role of upper tropospheric jet streaks and leeside cyclogenesis in the development of low-level jets in the Great Plains [J]. *Monthly Weather Review*, 1980, 108(10): 1689–1696.
- [37] 斯公望, 俞樟孝, 李法然, 等. 一次梅雨锋低空急流形成的分析 [J]. *大气科学*, 1982, 6(2): 165–170.
- [38] 林永辉, 廖清海, 王鹏云. 低空急流形成发展的一种可能机制——重力波的惯性不稳定 [J]. *气象学报*, 2003, 61(3): 374–378.
- [39] 肖文俊, 陈秋士. 高空和低空急流与暴雨关系的实例分析 [J]. *大气科学*, 1984, 8(1): 83–88.
- [40] 朱乾根, 林锦瑞, 寿邵文, 等. *天气学原理和方法* [M]. 北京: 气象出版社, 2007. 194–195.
- [41] Baas P, Bosveld F C, Klein Baltink H, et al. A climatology of nocturnal low-level jets at Cabauw [J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2009, 48(8): 1627–1642.
- [42] 刘强, 何清, 杨兴华. 塔克拉玛干沙漠腹地冬季大气稳定度垂直分布特征分析 [J]. *干旱气象*, 2009, 27(4): 308–313.
- [43] Wilczak J M, Cancillo M L, King C K. A wind profiler climatology of boundary layer structure above the boreal forest [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102: 29083–29100.
- [44] 王柯, 何清, 王敏仲, 等. 塔克拉玛干沙漠腹地特征层风场特征 [J]. *干旱气象*, 2011, 29(3): 302–305.
- [45] 张强, 卫国安, 侯平. 初夏敦煌荒漠戈壁大气边界结构特征的一次观测研究 [J]. *高原气象*, 2004, 23(5): 587–597.

(下转至 420 页)

Transient Change Characteristics of Land Surface Process over Desert – steppe Transitional Zone in Arid Regions

YANG Yang¹, ZUO Hongchao², WANG Lijuan¹,

YANG Qidong³, YANG Yanlong²

(1. Gansu Key Laboratory of Arid Climatic Change and Reducing Disaster of CMA, Institute of Arid Meteorology, China Meteorological Administration, Lanzhou 730020, China;

2. College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China;

3. Department of Atmospheric Science, Yunnan University, Kunming 650091, China)

Abstract: The underlying surface of the desert – steppe transitional zone in arid areas can change from desert into meadow in short time because of precipitation, and the transient change of land – surface process characteristics is very significant, which may cause some impact on regional weather or climate. In this paper, based on the observed data of “Microclimate and Evaporation Experiment” carried through in the desert – steppe transitional zone in the southern edge of the Tengger Desert from July to September of 2012, the soil temperature, water content, surface albedo and energy fluxes were analyzed to study the transient change feature of land surface process. The results show that soil temperature of shallow soil layers above 40 cm decreased after precipitation firstly, then it increased with the disappearance of radiation effects of precipitation, while soil temperature of 80 and 120 cm changed little. Soil water content responded to rainfall obviously, soil water content of shallow soil layers above 20 cm increased rapidly, then decreased slowly, and soil water content of 30, 40 cm decreased rapidly after the increase. The net radiation varied from $-50 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ to $450 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, which had a little change in July and August. After precipitation, the upward shortwave and longwave radiation decreased compared to those in the arid desert, and in two or three days, they returned to the magnitude of the arid desert. Surface albedo firstly decreased and then increased after rainfall. Albedo was higher over desert meadow surface, and it was closely associated with surface water content, sun elevation angle and vegetation growth parameters. The sensible and latent heat flux had significant change after precipitation, latent heat flux increased firstly and then decreased, while sensible heat flux decreased firstly and then increased. Over the dry desert surface, the sensible heat flux was dominant, but after rainfall, the latent heat flux was dominant after rainfall, then the dominance of latent heat flux was gradually replaced by sensible heat flux because of evapotranspiration and reduced soil water content.

Key words: desert – steppe transitional zone; transient change; land surface process

(上接第 411 页)

Characteristics of Low Level Jet over the Taklimakan Desert

LIU Huayue, GE Jinming, HUANG Jiangping

(College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

Abstract: The Taklimakan Desert is one of the important dust sources in the world. Using the ERA – Interim reanalysis data from 2000 to 2013, we analyzed the wind profile over the Taklimakan Desert and found a wind speed maximum center within the boundary layer under a mean stage. This indicates that a low – level jet (LLJ) may widely exist there all year long. In order to further analyze the seasonal variation of this LLJ that may exist in this region, we defined a criterion to identify the low – level jet by considering the height of maximum wind speed, temperature inversion and wind shear. The results show that there's a easterly LLJ persistently appearing over this region, which had a high occurring frequency with the maximum (68.4%) in August and the minimum (54.5%) in December. Both the LLJ core height and maximum wind speed had a significant seasonal variation, in summer the height of LLJ was maximum with a mean value of 339.6 m above ground level, while in winter it was lowest with a mean value of 237.7 m and in spring and autumn, it was approximately situated at 294.0 and 280.1 m, respectively. The strongest LLJ core wind speed appeared in spring and summer with a value larger than 7.5 m/s, in autumn it decreased to 6.3 m/s, and it had a minimum value about 5 m/s in winter. Furthermore, the analysis shows a relationship between the core wind speed and height, the core wind speed increased with the height firstly, but then decreased after reaching a certain height range.

Key words: Taklimakan; low – level jet; inertial oscillation