

塔里木盆地中的大气环流及昆仑山北坡的黄土堆积

韩永翔^{1,2}, 杨胜利², 方小敏², 宋连春¹

(1. 中国气象局兰州干旱气象研究所 甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室, 甘肃 兰州 730020; 2. 西部环境教育部重点实验室, 兰州大学资源环境学院, 甘肃 兰州 730000)

摘 要:通过分析塔克拉玛干沙漠风积地貌形态所揭示的风向及盆地边缘 25 个气象站 40 a 的盛行风,我们恢复了盆地中沙尘暴形成时的风场。对大气环流分析表明,在暖季(春、夏)由于地面对大气感热加热作用强烈,形成了浅薄的热低压。当冷空气入侵时,在和田—于田—民丰一带形成强大的辐合上升区,使这个地区成为中国沙尘暴发生频率最高的地区,其扬起的粉尘沉降在昆仑山北坡而形成黄土堆积。由于冷空气入侵的强度不同,粉尘的扬升高度也不同,昆仑山北坡黄土厚度表明平均扬升高度在海拔 2900~3400 m 左右,最强的沙尘暴可将粉尘扬升到 5 500 m 的西风急流区。

关键词:塔克拉玛干沙漠; 风积地貌; 大气环流; 沙尘暴; 黄土堆积

中图分类号: P445.4 **文献标识码:** A

沙尘暴现象是干旱区沙漠化发展到一定程度后的必然结果,它就象任何自然过程一样,对人类的影响也具有两面性:有利也有害。长期以来地球上的沙尘暴卷起的尘埃,通过风力的搬运,不但带来严重的生态和环境问题^[1~3],而且通过粉尘沉积形成了黄土高原,还给遥远的太平洋带去了富含铁、铝、钙等营养物质,为全球的生态环境平衡做出了一定的贡献^[4]。特别是“南海铁投放实验”(SOIREE)引起海洋浮游生物大发展^[5,6]及 2001 年沙尘暴期间在北太平洋有机碳和叶绿素观测证据^[7]直接证明“铁假说”的成立,标志着沙尘气溶胶研究已成为海-陆-气耦合演化过程为核心的全球变化研究的主要因素之一。塔里木盆地深居欧亚大陆的中心,境内拥有亚洲最大、世界第二大流动沙漠——塔克拉玛干沙漠,是我国沙尘暴发生频率最高的区域,被认为是北太平洋粉尘沉积物最遥远的、也是最重要的物源区^[8~11]。其扬起的粉尘被西风急流带到沙漠外围地区,沉降在黄土高原、北太平洋乃至北极地区,并通过“阳伞效应”、“冰核效应”和“铁肥料效应”影响全球的气候^[4~6,12],成为全球海-陆-气耦合变化中关键的连接纽带区域^[13]。其南缘昆仑山北麓发育有中国极端干旱区厚度最大的黄土,被认为是盆地中塔克拉玛干沙漠发生沙尘暴将粉尘扬起并沉降在昆仑山北坡堆积而成的产物^[13]。通过昆仑山北坡黄土沉积研究,认为塔里木盆地的现代形式环流格

局约形成于 88 Ma 前,昆仑山黄土与塔克拉玛干沙漠雏形大致也在此时出现,青藏高原、帕米尔高原和天山山脉的隆起是导致盆地极端干旱气候条件和沙漠形成的根本原因^[13]。

然而,由于塔克拉玛干沙漠面积达 33.9 万 km²,气候变化研究最基础的气象观测也仅限于沙漠的边缘绿洲,整个沙漠中的气象资料近乎空白。特别是盆地中的特殊地形使当地的气候明显不同于平原以及山区气候,在天气、气候学上独具一格,具有独特性^[14,15],因此盆地中的现代环流格局并没有被清晰地展示出来。在极端干旱的塔克拉玛干沙漠,其沙漠地貌几乎完全由风营力所控制,其形态可反映风向的长期变化,如垂直于风向的新月形沙丘及沙丘链、平行于风向的纵向沙丘、多风向的金字塔沙丘等^[15,16]。如果能够根据巨型沙漠地貌恢复出盆地腹地的风场,再加上沙漠边缘绿洲 25 个气象站 1961—2000 年 40 a 的盛行风观测资料及沙漠腹地如塔中等短期气象观测资料,结合盆地中的热力条件,就可探讨塔里木盆地中的大气环流格局。同时注意到能够改变沙漠地貌所要求的起沙风速要达到 5 m·s⁻¹,最小起沙风速也要达到 4 m·s⁻¹^[15],而只有较大的天气过程才有这种能力,因此,根据沙漠风积地貌中恢复出的风场就是发生沙尘暴时的风场。

本文通过分析塔克拉玛干沙漠的风积地貌,结

收稿日期:2005-07-13; 改回日期:2005-10-10

基金项目:国家科技部“西部开发科技行动”重大项目“祁连山空中云水资源开发利用研究”(2004BA901A16);国家自然科学基金(40475031)资助

作者简介:韩永翔(1966—),男(汉族),甘肃民勤人,研究员,博士,主要从事气候变化研究。E-mail: han-yx66@126.com

合沙漠边缘绿洲前述气象站盛行风观测资料及沙漠腹地塔中等短期气象观测资料,恢复了塔里木盆地中的风场,在此基础上,结合盆地中的热力条件,探讨了塔里木盆地沙尘暴形成的大气环流机制和昆仑山北坡黄土的成因,并根据昆仑山北坡黄土的分布高度及厚度,探讨了塔克拉玛干沙漠发生沙尘暴时粉尘能够扬升的最大高度。

1 塔里木盆地中的风场

塔里木盆地南、西、北面分别被海拔3 000 m 以上的昆仑山、帕米尔高原、天山所包围,只有东面地势较低。由于帕米尔高原和天山的阻挡,当气流较弱时,无论是西风的北支和南支气流均无法翻越帕米尔高原和天山,只能绕天山东部(称东灌)或通过一些山口如吐尔尕特山口(称西灌)等进入盆地;当气流强大时,无论是北支和南支,不但有绕流后的东灌气流,而且还有越山气流,如经巴音布鲁克翻越天山的气流(称中翻)。这些进入盆地中的气流路径(图 1)无疑会对沙漠风积地貌产生影响。

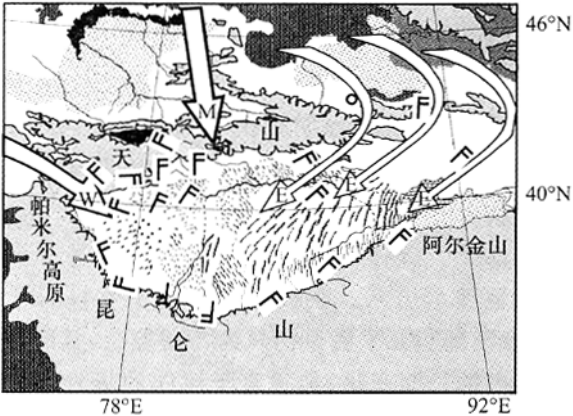


图 1 塔里木盆地中沙漠风积地貌、气象观测盛行风场及冷空气入侵路径

Fig.1 Desert aeolian accumulation relief, prevailing wind field and cold air intruding routes in Tarim Basin
(图注:风羽仅代表气象观测盛行风向;白色箭头为冷空气入侵路径,其中 W:西灌;M:中翻;E:东灌)

为了对塔克拉玛干沙漠中的风积地貌做一个全面的了解,我们大体将塔里木盆地分为东南西北中五个区域。在塔克拉玛干沙漠的东部,主要风积地貌为东北方向的大型纵向沙丘^[15,16],暗示此区域盛行东北风或西南风,从此区的大沙垄、复合沙丘链所反映的沙丘的移动方向来看,沙丘由东北向西南迁移,表明东部区域主要盛行东北风,其地貌主要是东灌气流所形成;北部区域主要为南北向的大型横向型新月形沙丘及沙丘链,新月形沙丘的背风坡在南

部^[15,16],表明此区域盛行北风,其地貌主要是中翻气流所形成;西部区域主要有两种类型的沙漠,北部沙丘主要为南北向的大型横向新月形沙丘及沙丘链,暗示此区域盛行北风,南部几乎均为新月形沙丘,背风坡在东南部,表明此区域盛行西北风^[15,16];南部区域的风积地貌比较复杂,其中在中部有大面积的金字塔沙丘,也是盆地中最显著的连片金字塔沙丘如于田一带,表明此区域盛行多风向。西面如和田—于田以西的沙漠为北西向排列的新月形沙丘、沙丘链和沙垄或其复合型,其新月形沙丘的背风坡在东南部,表明此区盛行西北风。

和田—于田以东为东北方向的大型纵向沙丘^[13,15],暗示此区盛行东北风;沙漠的中部,风积地貌比较复杂,主要有 3 个大的风沙地貌类型:①以肖塘为起点,向南延伸大约 55 km 的区域为新月形沙丘及复合型新月形沙丘链区,沙丘链中沙丘单体的走向为 NW-SE。②满参北部的穹状沙丘区,沙丘走向为 NW-SE。③沙漠腹地综合型线形沙丘区,该区的线形沙丘面积占盆地中线形沙丘总面积的 70% 以上,形态特征也最为复杂,暗示此区风系非常复杂,但整个综合型线形沙丘长度一般在 4~10 km,大致平行分布,且带有一定的弯曲度,背风侧主要在西南、南部,主要以东北风和北风为主^[17,18](图 1)。我们将沙漠周边地区的 25 个气象站 1961—2000 年 40 a 的盛行风也标在图 1 上,与沙漠风积地貌所反映的风场对应的相当的好,没有发现大的逻辑矛盾,表明可以将二者进行合并。沙漠腹地中的塔中、肖塘和满参等短期风向观测资料对沙漠腹地中的复杂的风积地貌的走向判断提供了决定性影响。通过风积地貌及其揭示的风场与气象观测站的风场合并,整个塔里木盆地的风场就基本被恢复出来。值得强调的是这主要是根据风积地貌而恢复出的风场,从沙漠风积地貌及冷空气入侵塔里木盆地的路径分析,特别是塔克拉玛干沙漠北部的南北向的大型横向型新月形沙丘及沙丘链的形态,表明其地貌主要由经巴音布鲁克翻越天山的气流(中翻)形成的。而能够翻越海拔 3 500 m 以上天山山脉的气流必然是非常强大的冷空气南下。另外,由于塔克拉玛干沙漠的流动沙漠的起沙风速一般要达到 $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,它要求的最小起沙风速要达到 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ^[15],而只有强冷空气南下才有这种能力,所以,根据风积地貌而恢复出的风场主要反映了盆地中沙尘暴形成时的风场。

2 塔里木盆地中的大气环流及沙尘暴形成机制

众所周知,沙尘暴形成需要 3 个基本的条件:大风、沙源和不稳定的空气层结^[19]。由于盆地中的特殊地形和不同季节热力状况,冷空气越过塔里木盆地仅具备了风要素,如冬季盆地地面辐射冷却,气温非常低,温度明显低于盆地周围海拔高的地区^[10],冷空气在盆地堆积,形成“冷空气湖”,大气的稳定度非常高。即使有冷锋入侵,对盆地中的稳定气团扰动也很小,所以地面风力相应也小,很少有沙尘暴的发生^[17]。秋季高空西风急流较弱且北移到巴尔喀什湖一带,冷空气南下的强度较弱,加上盆地中雨季刚过,沙层板结,沙尘暴发生受到抑制^[17,20]。而在暖季(春、夏),盆地下垫面收到的辐射加热会使近地面空气温度升的很高,盆地的特殊地形又阻碍了空气流动,使得盆地中的低处空气温度特别高,湍流加强,自由大气变得非常不稳定,形成了垂直厚度不足 1 000 m 的浅薄的热低压^[10,14]。当冷空气入侵塔里木盆地时,就极易引发沙尘暴天气,有关研究表明:塔里木盆地区域性沙尘暴主要出现在春季 4~6 月,约占全年的 76%,其中 4 月和 5 月分别占 30.3% 和 28.8%^[21]。

当有东灌、西灌和中翻路径的强冷空气入侵时,三股强冷空气从西部、北部、东部进入盆地后下沉,各自形成高压性质的顺时针旋转的风场,它们在沙漠腹地相遇,形成倒“人”字型的风速切变线。由于它们的强弱随过程、时间不同,这条“人”字型的风速切变线将在沙漠中西部摆动(图 2),沙漠中部非常复杂的风积地貌正是反映了这条风速辐合线的摆动情况。同时,锋前盆地的暖空气被向南激烈抬升,由于南部昆仑山北坡有向北开口的喇叭形地形存在,

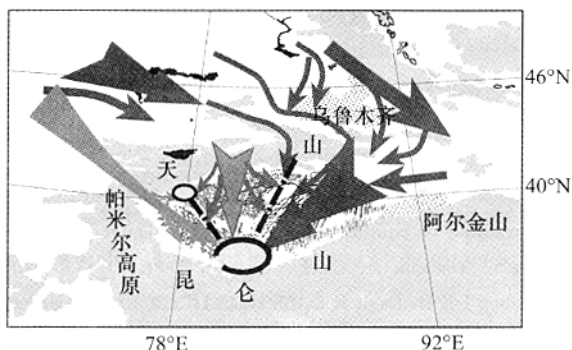


图 2 塔里木盆地强冷空气入侵风场示意图

Fig.2 Sketch map showing strong cold air intruding

万方数据 routes in Tarim Basin

而其东西方向的风在此汇聚,将携带沙尘的气流压向以于田为中心的区域,暖空气最终被挤压在和田—于田—民丰一带,形成椭圆形的辐合上升区,此区域中的风必然携带沙尘呈强烈的上升状态。法国研究者对撒哈拉沙漠的研究认为金字塔形的沙丘为上升气流所引起,而此区域的金字塔形沙丘正是此辐合上升区的铁证^[13,16]。同时沙尘暴个例研究表明:沙尘暴期间,此区存在强烈的上升运动,最大上升速度层在 7 000 m,甚至在 16 000 m 的高空还存在上升运动^[22]。

当从西方或西北方来的气流较弱时,仅有东灌和西灌路径。弱冷空气入侵暖气团占据的盆地时,盆地东部和西北部的暖空气被迫抬升或向空气密度较小的盆地西部和南部流动,从而在东部和西北部形成稳定的空气层结。同时,根据天气动力学基本原理,冷气团和暖气团之间形成温度梯度,也使得气流向西南部流动。动力和热力作用使得暖空气在盆地西南部积聚,加上盆地的地形作用,暖空气只能向上运动,在西南部形成了呈逆时针旋转的弱低压性质的上升区,形成扬沙天气。从风在盆地中的自然流向来看,从盆地东端吹向于田附近携带沙尘的东北风,与东北风绕逆时针旋转经喀什得到西灌气流而加强吹向和田的西北风,在于田河或克里雅河附近形成风速辐合线,其合成风为北风,将扬沙吹向昆仑山北坡。但是因东灌气流在盆地中呈顺时针旋转的风场,所以在沙漠腹地风向转为东南,它与盆地北部的沙漠风积地貌揭示的北风相反,合理的解释是虽然风向相反,但因是弱冷空气入侵加上沙漠的阻挡,风速在沙漠腹地达不到最小起沙风速,不能影响盆地北部大型的沙漠形态。

3 粉尘的扬升高度与昆仑山北坡的黄土分布

从上面的分析可知,无论强或弱冷空气入侵盆地,均会在昆仑山北坡的和田—于田—民丰一带形成椭圆形的辐合上升区,但由于冷空气的强度不同,粉尘的扬升高度也不同。弱冷空气入侵盆地,常在此区形成扬沙天气,但有时也会发生强沙尘暴,如在 1961—2001 年 41 a 中由弱冷空气入侵而形成沙尘暴的过程约占总数的 14.7%。但总体来讲,这种过程将粉尘扬升的高度有限。而强冷空气入侵盆地则会在此区形成沙尘暴天气,对其个例研究最大上升速度层在 7 000 m,甚至在 16 000 m 的高空还存在上升运动^[22]。

由于对粉尘远程传输的气候意义的关注,对粉尘扬升高度的观测也倍受关注。激光雷达观测到的沙尘暴期间粉尘扬升的高度常在海拔3 000 m左右^[9,23],但都属于个例观测。而天气动力学的诊断或模拟虽可计算出粉尘的扬升高度,但仍处在理论阶段,且塔里木盆地由于整个沙漠中的气象资料近乎空白,使天气动力学诊断分析在此区发生困难。因此,粉尘扬升高度是沙尘暴研究中非常薄弱的环节。从上面的分析可知,塔里木盆地南缘是沙尘暴最高的区域,其扬起的粉尘依不同的粒径沉降在昆仑山北坡经成壤作用形成黄土。所以,其黄土依海拔高度的分布,则反映了千百年来粉尘的扬升高度。

塔里木盆地中的黄土主要分布在盆地南缘的昆仑山北坡,西起英吉沙,东到克里雅都有黄土分布^[24]。除水平覆于高阶地上外,多披覆在山地迎风坡基岩斜坡上(图3中a):1 400 m以下为沙漠,1 400~2 000 m左右为戈壁;2 000~2 500 m左右为亚砂土丘陵;2 500~4 500 m左右为黄土分布区;4 500 m以上地区基岩裸露,冻融作用强烈,现代雪线约为5 500 m^[25]。在昆仑山北坡,黄土主要分布在海拔2 000—4 100 m的山坡和谷地中(图3中b),主要呈灰和浅灰黄色,组成均匀,结构松散,粒径较粗,随着高度的增加,粒径呈递减趋势^[13,24,25]。同时其厚度大体呈抛物线形状,在2 000~2 500 m,厚度常在数米到十数米,在2 900 m左右厚度最大可达60~80 m(如和田至于田一带),在3 400 m以上,厚度迅速减小,但在3 600~3 700 m的厚度仍达10~13 m(如牙门附近),在4 000 m左右的厚度约1 m左右,最高可达5 340 m处,但不连续,厚度非常薄^[13,24~27]。黄土的这种分布暗示塔里木盆地中长

期以来粉尘扬升的平均高度在海拔2 900~3 400 m左右,与观测的海拔高度3 000 m左右相吻合。粉尘扬升的最大高度应该超过了5 340 m,进入了5 500 m的西风急流区,但其极薄的厚度表明只有强沙尘暴过程才具备这种能力,这与和田近40 a来发生沙尘暴1 036次,而强沙尘暴只有32次,仅占3%^[28]的结果大体一致。

4 结语和讨论

(1) 根据沙漠周边地区气象观测的风场与沙漠风积地貌所反映的风场可恢复出盆地中的风场,证明沙漠的风积地貌是由强冷空气长期入侵而形成的。

(2) 暖季中盆地中的热低压的存在是沙尘暴形成的主要因素之一,冷空气入侵塔里木,在和田—于田—民丰一带形成强大的辐合上升区,使这个地区成为中国沙尘暴发生频率最高的地区。扬起的粉尘依不同的粒径沉降在昆仑山北坡经成壤作用形成黄土。

(3) 冷空气入侵的强度不同,粉尘的扬升高度也不同。昆仑山北坡黄土依海拔高度的分布,暗示塔里木盆地中千百年来粉尘扬升的平均高度在海拔2 900~3 400 m左右,最强的沙尘暴可将粉尘扬升到5 500 m的西风急流区。

参考文献(References):

[1] 陈洪武,王旭,马禹. 塔里木盆地局地性和区域性强沙尘暴天气过程研究[J]. 中国沙漠,2003,23(5):533—538.

[2] 王训明,董治宝,陈广庭. 塔克拉玛干沙漠中部部分地区风沙环境特征[J]. 中国沙漠,2001,21(1):56—61.

[3] 李振山,陈广庭. 塔克拉玛干沙漠起沙风况[J]. 中国沙漠,1999,19(1):43—45.

[4] 庄国顺,郭敬华,袁蕙,等. 2000年我国沙尘暴的组成、来源、粒径分布及其对全球环境的影响[J]. 科学通报,2001,46(3):171—177.

[5] Coale K H. A massive phytoplankton bloom induced by an ecosystem-scale iron fertilization experiment in the equatorial Pacific Ocean[J]. Nature,1996, 383:495—501.

[6] Watson A J, Bakker D C E, Ridgwell A J, et al. Effect of iron supply on Southern Ocean CO₂ uptake and implications for glacial atmospheric CO₂[J]. Nature, 2000, 407:730—733.

[7] Bishop J K B, Davis R E, Sherman J T. Robotic observations of dust storm enhancement of Carbon biomass in the North Pacific[J]. Science, 2002, 298: 817—821.

[8] 王训明,董治宝,陈广庭. 塔克拉玛干沙漠中部部分地区风沙环境特征[J]. 中国沙漠,2001,21(1):56—61.

[9] Iwasaka Y, Yamato M, Imazu R, et al. Transport of Asian

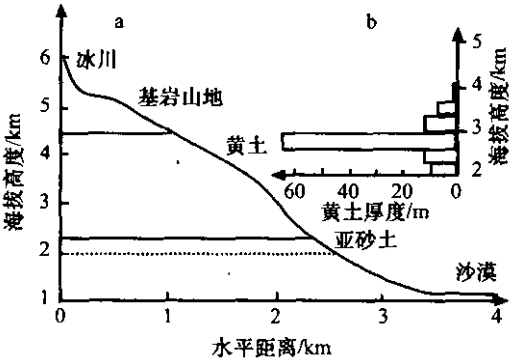


图3 昆仑山北坡地貌景观和黄土厚度剖面

Fig.3 Vertical profile of landforms and loess thickness in northern slope of Kunlun Mountains

(图注,根据文献^[13,24,25]及我们的调查绘制)

万方数据

Dust(KOSA)particles; Importance of weak KOSA events on the geochemical cycle of soil particles[J]. *Tellus*(Ser. B), 1988, 40:494—503.

[10] 张家宝,邓子风. 新疆降水概论[M]. 北京:气象出版社, 1987. 149—255.

[11] Duce R A, Unni C K, Ray B J, *et al.* Long-range atmospheric transport of soil dust from Asia to the tropical North Pacific: Temporal variability[J]. *Science*, 1980,209:1522—1524.

[12] 石广玉,赵思雄. 沙尘暴研究中的若干科学问题[J]. 大气科学, 2003,27(4):591—603.

[13] 方小敏,吕连清,杨胜利,等. 昆仑山黄土与中国西部沙漠发育和高原隆升[J]. 中国科学(D辑),2001, 31:177—184.

[14] 李江风. 新疆气候[M]. 北京:气象出版社,1991. 5—12.

[15] 李江风. 沙漠气候[M]. 北京:气象出版社,2001. 44—79.

[16] 杨景春,李有利. 地貌学原理[M]. 北京:北京大学出版社, 2001. 110—125.

[17] 李江风. 塔里木盆地地面风系与沙漠区域环境[J]. 新疆环境保护, 1994,16(4):152—157.

[18] 何清,蔡承侠,黎跃东,等. 塔克拉玛干沙漠肖塘地区 1995 年气候及其影响评价[J]. 干旱区研究,1996,13(3):13—19.

[19] 周秀骥,徐祥德,颜鹏,等. 2000 年春季沙尘暴动力学特征[J]. 中国科学(D辑),2002,32(4):327—334.

[20] 方小敏,韩永翔,马金辉,等. 青藏高原沙尘特征与高原黄土堆积——以 2003-03-4 拉萨沙尘天气过程为例[J]. 科学通报, 2004,49(11):1084—1090.

[21] 陈洪武,王旭,马禹. 塔里木盆地局地性和区域性强沙尘暴天气过程研究[J]. 中国沙漠,2003,23(5):533—538.

[22] 冀兰芝,孙兰东,杨民,等. 1998 年 3 月 17~18 日南疆东大风沙尘暴诊断分析[J]. 甘肃气象,1999,17(2):10—12.

[23] 全浩. 关于黄沙的研究进展[J]. 环境科学研究,1994,7(6):1—12.

[24] 叶玮,桑长青,赵兴有. 新疆黄土分布规律及粉尘来源[J]. 中国沙漠,2003,23(5):514—519.

[25] 杨小平. 克里雅河流域风成物质的粒度分析与讨论[J]. 第四纪研究,1999,(4):373—377.

[26] 吴正. 塔克拉玛干沙漠成因的探讨[J]. 地理学报,1981,36(3):280—291.

[27] 李保生,李森,王跃,等. 我国极端干旱区边缘阿羌砂尘堆积剖面的地质时代[J]. 地质学报,1998,72(2):83—92.

[28] 钱正安,宋敏红,李万元. 近 50 年来中国北方沙尘暴的分布及变化趋势分析[J]. 中国沙漠,2002,22(2):106—111.

Atmospheric Circulation in Tarim Basin and Loess Accumulation in Northern Slope of Kunlun Mountains

HAN Yong-xiang^{1,2}, YANG Sheng-li², FANG Xiao-min², SONG Lian-chun¹

(1. Key Laboratory of Arid Climatic Changing and Reducing Disaster of Gansu Province, Lanzhou Institute of Arid Meteorology, China Meteorology Administration, Lanzhou 730020, China; 2. Key Laboratory of Western China's Environmental Systems under Ministry of Education; School of Resources and Environment of Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

Abstract: Having analyzed the prevailing wind directions that are showed by Taklimakan Desert dunes shapes and that have been observed by 25 weather stations for 40 years around the Taklimakan Desert, we reestablished the wind field map when duststorm occurred in the Tarim basin. The analysis on the atmospheric circulation reveals that the flimsy thermal low was formed in the warm seasons (spring & summer) as the surface heat being transferred to air through the sensible heat. When the cold airflow invaded into the basin, powerful current convergence zones of uplift formed along the belt of Hetian-Yutian-Minfeng in south basin, where became the highest frequently duststorm-occurring area in China. The uplifting sand-dust were transported and deposited on the northern slope of Kunlun Mountains, forming loess deposition. The uplifted altitudes of sand-dust vary with the intensity of cold airflow intruding. On northern slope of Kunlun Mountains the average altitude is at 2 900~3 400 m indicated by the distribution of loess deposition. The strongest duststorm can raise sand-dust up to 5 500 m height and come into the westerly jet region.

Key words: Taklimakan Desert; aeolian accumulation landform; atmospheric circulation; duststorm; loess accumulation