

沙尘暴天气及其研究进展综述*

王 炜** 方宗义

(国家卫星气象中心, 北京 100081)

摘 要

沙尘暴是风蚀荒漠化中的一种天气现象,它的形成受自然因素和人类活动因素的共同影响。自然因素包括大风、降水减少及其沙源。人类活动因素是指人类在发展经济过程中对植被的破坏以后,导致沙尘暴爆发频数增加。该文重点论述自然因素对沙尘暴的影响,拟从七个方面对沙尘暴的形成及研究现状进行评述,即沙源分布与移动路径、时间变化、气候变化的影响、产生沙尘暴的天气系统、沙尘的物理化学性质及起沙机制、大气辐射特性及卫星遥感监测、沙尘暴的数值模拟。文章还介绍了国内外在沙尘暴方面的主要研究成果。

关键词: 沙尘暴 性质 危害 研究进展

引 言

随着人口的膨胀和社会文明的进步,人类大量地从自然界掠夺资源,使脆弱的生态环境受到了破坏,导致生态环境危机出现,这直接影响着人类的生存和可持续发展。因此,生态环境恶化后的荒漠化问题越来越引起各国政府的重视。

1994年在巴黎通过的《联合国防治荒漠化公约》,将“荒漠化”定义为由于气候变异和人类活动在内的种种因素造成的干旱、半干旱和亚湿润干旱地的土地退化。《联合国防治荒漠化公约》中的土地退化是指对土地使用不当或由于一种营力或数种营力的作用致使雨浇地、水浇地以及草原、牧场、森林、林地的生物或经济生产力和生物多样性下降或丧失,其中包括:(1)风蚀和水蚀致使土壤物质流失;(2)土壤的物理、化学和生物特性或经济特性退化;(3)自然植被长期丧失。防治荒漠化的主要领域是风蚀荒漠化、水蚀荒漠化、土壤盐渍化、植被退化^[1]。

在《联合国防治荒漠化公约》签署之前,我国一直使用沙漠化的概念。沙漠化定义为“原非沙漠地区出现以风沙活动为主要标志的类似沙漠景观的环境变化及原系沙漠地区环境条件的强化与扩张过程”^[2]。因此,我国使用的沙漠化的概念显然比荒漠化概念的外延小,只是相应于《公约》中的风蚀荒漠化。

沙尘暴是风蚀荒漠化中的一种天气现象,它的形成受自然因素和人类活动因素的共同影响。自然因素包括大风、降水减少及其沙源。人类活动因素是指人类在发展经济过

* 国家财政部“西北地区土壤水分、沙尘暴监测预报研究”项目(NO. Y0101)资助。

** 中国气象科学研究院和南京气象学院联合培养博士研究生

2003-02-18 收到,2003-05-14 收到修改稿。

程中对植被的破坏并导致沙尘暴爆发频数增加。

沙尘暴作为一种自然现象在古代就有记载。中国古人将风后降尘称为“霾”,《诗经》注释中称:“终风且霾,传霾雨土”。《尔雅》曰:“风尔雨土曰霾”。“终风”、“风尔”讲的都是风后降尘的天气现象,由于古代扬沙降尘天气不时发生,因此“霾”就成了这一天气现象的专称。《朔方通志》载天启元年(公元1621年)“四月乙亥午宁夏洪广堡,风霾大作,坠灰片如瓜籽,纷纷不绝,逾时而止,日将沉,作红黄色”^[3]。晋惠帝永康元年(公元300年),甘肃“十一戊午朔,大风从西北来,折木飞沙走石,六日始息”。表明这场风形成的沙尘暴摧折树木,沙石均被吹起,持续6天方平息^[4]。可见,沙尘暴在我国古代就成为一种对人类产生危害的天气现象。

沙尘暴是全球干旱半干旱地区特有的灾害性天气,国内外学者一直致力于这方面的研究。国外从20世纪20年代就开始了沙尘暴时空分布、成因与结构以及监测与对策方面的研究。石广玉等讨论沙尘暴研究的科学问题时做了如下阐述^[5]:20年代初 Hankin 首先对印度的“ Andhi”型沙尘暴的上升和下沉气流进行了研究^[6]。随后, Sutton 对“ Harboob”型沙尘暴进行了分析^[7]。Idso, Joseph 也先后对沙尘暴的气候特征、沙尘暴与雷暴中湿度场的差异,沙尘暴的平均风速及其发生发展的地理区域和频数等作了多方面的研究^[8-9]。80年代以来, Brazel 对发生在美国亚利桑那州的沙尘暴天气类型作了统计分类^[10]。Jauregui 对墨西哥城沙尘暴的时空分布也进行了系统研究,并指出3月份沙尘暴出现频率最大^[11]。Ott, S. T. 和 A. Ott 曾利用卫星和 GATE 资料对撒哈拉尘暴的爆发作过分析^[12]。

中国20世纪70年代开始对沙尘暴天气进行研究。1993年9月在兰州召开了“首届全国沙尘暴天气研讨会”。从此沙尘暴研究成为中国科学界关注的重要问题。1997年,在中国气象局科技教育司和中国科学院自然与社会协调发展局的安排下,以1993年“5.5”黑风暴分析研究为基础,方宗义、朱福康等编写了《中国沙尘暴研究》。2000年,北京的沙尘暴天气频繁发生后,沙尘暴再次引起我国政府和学者的关注。

沙尘暴是风蚀过程的一种表现形式。对沙尘暴形成的机理研究应该从风蚀过程着手,而风蚀过程又是一个涉及到多学科的复杂的物理过程,包括大气科学、流体力学、水文学和生态学等,还与湍流及土壤物理特性等有关。所谓风蚀是气流(风力)的作用力对土壤圈或岩石圈进行损害和破坏。风蚀过程就是风力作用引起地表物质脱离地表并被搬运和再堆积的过程。它还涉及到粒子夹带、输送及沉降过程,这些过程与粒子的各种物理特性有关。本文将重点回顾国内外有关风蚀过程形成沙尘暴的研究成果和最新进展。

1 沙尘暴的定义及危害

沙尘暴是沙暴和尘暴的总称,是强风把地面大量沙尘卷入空中,使空气特别混浊并且水平能见度低于1 km的天气现象。其中沙暴系指大风把大量沙粒吹入近地面气层所形成的携沙风暴;尘暴则是大风把大量尘埃及其它细粒物质卷入高空所形成的风暴^[13]。大风、地面的沙尘物质和不稳定的大气是沙尘暴形成的3个基本条件。

在不同的天气系统的影响下,沙尘暴的强度会有较大的差别。我国曾将沙尘暴划分

成4个等级:4级<风速<6级,500 m≤能见度<1000 m,称为弱沙尘暴;6级<风速<8级,200 m≤能见度<500 m,称为中等强度的沙尘暴;风速≥9级,50 m≤能见度<200 m,称为强沙尘暴;当瞬时最大风速≥25 m·s⁻¹,能见度<50 m时,称为特强沙尘暴或黑风暴^[4]。

2003年3月1日,中国气象局开始实施新的沙尘暴标准。新标准将沙尘天气重新划分为浮尘、扬沙、沙尘暴和强沙尘暴四类。其中,尘土、细沙均匀地浮游在空中,使水平能见度小于10 km的天气现象称为浮尘;风将地面尘沙吹起,使空气相当混浊,水平能见度在1 km至10 km以内的天气现象称为扬沙;强风将地面大量尘沙吹起,使空气很混浊,水平能见度小于1 km的天气现象称为沙尘暴;大风将地面尘沙吹起,使空气非常混浊,水平能见度小于500 m的天气现象称为强沙尘暴。界定浮尘天气过程和扬沙天气过程则是在同一次天气过程中,我国天气预报区域内5个或5个以上国家基本(准)站在同一观测时次出现浮尘天气;界定的沙尘暴、强沙尘暴天气过程是在同一次天气过程中,我国天气预报区域内3个或3个以上国家基本(准)站在同一观测时次出现了沙尘暴天气和强沙尘暴天气。

沙尘暴是一种对人类产生危害的天气现象。其中强沙尘暴和特强沙尘暴对人类的危害最大。我国每年都会因沙尘暴的影响造成各种损失。如1993年5月5日发生在西北的黑风暴造成数百人死伤,直接经济损失达数亿元。

1995年5月5日,甘肃省一场特大沙尘暴降尘量高达 1.2431×10^7 t,相当于省内最大水泥厂15年的产量。1998年4月西北12个地、州遭受沙尘暴袭击,46.1万亩农作物受灾,11.09万头(只)牲畜死亡,156万人受灾,直接经济损失8亿元^[3]。这次沙尘暴影响地区东至长江下游,其影响范围之大是历史罕见的。内蒙古自治区阿拉善盟行政公署以特急文件上报该盟受沙尘暴危害情况:8~10级强风袭击12 h,环境质量TSP浓度平均值为 $62.4 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$,超过国家空气质量标准200倍以上,且持续时间长、范围广。据当地统计,连续6天的沙尘暴造成的直接经济损失(不包括土地的损失)超过10亿元^[14]。

2000年春天北方各地沙尘暴频繁发生,3月21日,甘肃省武威市出现沙尘天气时大气总悬浮颗粒物浓度最高达 $13.84 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$,超过国家二级标准45倍。受这次沙尘暴影响,3月22日北京可吸入颗粒物全市平均浓度最大值达 $1.49 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。3月26日内蒙古自治区阿拉善盟出现沙尘暴,平均风力达8~11级,能见度不足300 m,空气含尘量最高达 $74.89 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。北方各地的沙尘暴不断影响江南地区,3月28日南京市受北方沙尘暴影响,成为一座灰城,污染指数超过300,形成重度污染;同日上海市出现泥雨天气^[3]。

沙尘暴产生的沙尘对人类的健康造成危害。大气中高的沙尘浓度容易引起呼吸系统的疾病。例如风沙尘肺病就是在干旱、半干旱环境中因严重的大气沙尘造成的地方病。

2 沙尘暴移动路径及成因研究

2.1 沙尘暴的沙源分布及移动路径

全世界有四大沙尘暴多发区,分别位于中亚、中非、北美和澳大利亚。在美国的科罗拉多、堪萨斯、俄克拉何马和得克萨斯因缺少植被覆盖使沙尘暴发生较多。位于非洲的撒

哈拉是最大的干旱区,在 ITCZ 北移期间强风暴带来大量的沙尘暴。澳大利亚有六个沙尘暴高发区:澳大利亚中部、昆士兰中部、小桉树、纳勒博东部和澳大利亚西海岸。我国的沙尘暴发生区是中亚沙尘暴区的一部分。另外,中东的伊拉克和科威特也是沙尘暴发生频率较高的区域^[15]。

中国北方受地质地理和大气环流的影响,从东北到西北分布着大面积的沙区。这些沙区因风蚀程度的不同进一步划分为沙地、沙漠和戈壁。从气候和植被分布的角度,一般把贺兰山以东的半干旱沙区称为沙地,以西的干旱沙区称为沙漠。在广大干燥或极端干燥多风的地区,则广泛分布着不同类型的戈壁^[16]。沙漠和沙地划分的另一种方法是以 200 mm 等雨量线为界,小于 200 mm 的干旱至极干旱荒漠是以流动沙丘为主的沙漠,大于 200 mm 的荒漠草原、干草原和森林草原甚至湿润森林地带分布着以固定、半固定沙丘等为主的沙地。表 1 是我国主要沙源分布地区^[3]。这些沙源地区为沙尘暴的爆发提供了丰富的沙物质。

表 1 中国主要沙漠和沙地

沙漠或沙地	地理位置	海拔 (m)	面积 (km ²)
塔克拉玛干沙漠	新疆塔里木盆地	800 ~ 1400	33.76
古尔班通古特沙漠	新疆准噶尔盆地	300 ~ 600	4.88
巴丹吉林沙漠	阿拉善高原西部	1300 ~ 1800	4.43
腾格里沙漠	阿拉善高原东部	1400 ~ 1600	4.27
柴达木盆地沙漠	青海柴达木盆地	2600 ~ 3400	3.49
库姆塔格沙漠	阿尔金山以北	1000 ~ 1200	2.28
库布齐沙漠	鄂尔多斯高原北部	1000 ~ 1200	1.61
乌兰布和沙漠	阿拉善高原东北部	1000	0.99
科尔沁沙地	西辽河下游	100 ~ 300	4.23
毛乌素沙地	鄂尔多斯高原中南部	1300 ~ 1600	3.21
浑善达克沙地	内蒙古高原东南部	1000 ~ 1400	2.14
呼伦贝尔沙地	内蒙古高原东北部	600	0.72

钱正安等研究了近 50 年来中国沙尘暴的分布及变化趋势,他们认为我国北方沙尘暴主要分布在河西走廊和阿拉善高原、南疆盆地南缘及内蒙古中部等三地区^[17]。

徐启运等分析西北地区的强沙尘暴及特强沙尘暴个例发现,西北地区强和特强沙尘暴的移动路径有三条:西北、北方和西方。其中西北路径沙尘暴天气最多,西方路径次之,北方路径最少^[4]。方宗义等的研究表明,沙尘暴的发生和移动路径与东亚大气环流形势有关。如 2002 年春天,东亚大槽十分活跃,北方路径的沙尘暴多,沙尘在向东北输送的同时,还向东北方向移动造成东北部分地区的黑雪^[18]。

2.2 沙尘暴活动的时间变化

沙尘暴活动随时间的变化有年际变化和日变化两种。分析沙尘暴的时间变化,可以了解沙尘暴的演变规律。海底岩心和冰盖沉积物的测定表明,早在 7000 万年前就有沙尘暴的活动^[19]。表 2 是程道远对我国公元前 50 年前到 19 世纪的沙尘暴发生情况的统计结果。

钱正安等对我国沙尘暴的气候特征进行了研究,结果表明沙尘暴的发生频数在 20 世纪的 60 ~ 70 年代波动上升,80 ~ 90 年代明显减少,2000 年以来又明显增加,未来几年有

可能将处在新一轮沙尘暴活跃期^[17]。王式功等阐述了我国沙尘暴的季节和月份变化的特点:在季节变化方面,春季沙尘暴最多,夏季次之,秋季为最少;在月份变化方面,4月份发生频率最高,3月和5月份次之,9月份最低。沙尘暴主要发生在春季和初夏季节,原因是沙尘暴形成受土壤表层疏松、冷空气活动频繁和午后大气层结不稳定等3个方面因素作用。他们对1994年4月上旬我国西北地区沙尘暴发生频率日变化的研究结果表明:沙尘暴主要发生在午后到傍晚时段内,占总数的65.4%;清晨到中午时段内仅占34.6%^[13]。

表2 历史时期我国北方较强沙尘天气的年代分布

年代	次数	年代	次数	年代	次数
公元前50年前	0	公元601~650年	1	公元1301~1350年	9
公元前50年至公元前1年	1	公元651~700年	2	公元1351~1400年	2
公元1~50年	0	公元701~750年	5	公元1401~1450年	0
公元51~100年	0	公元751~800年	5	公元1451~1500年	9
公元101~150年	0	公元801~850年	2	公元1501~1550年	8
公元151~200年	0	公元851~900年	2	公元1551~1600年	10
公元201~250年	1	公元901~950年	2	公元1601~1650年	14
公元251~300年	1	公元951~1000年	2	公元1651~1700年	22
公元301~350年	3	公元1001~1050年	5	公元1701~1750年	20
公元351~400年	2	公元1051~1100年	13	公元1751~1800年	15
公元401~450年	1	公元1101~1150年	7	公元1801~1850年	14
公元451~500年	3	公元1151~1200年	27	公元1851~1900年	12
公元501~550年	2	公元1201~1250年	18		
公元551~600年	6	公元1251~1300年	7		

张钦仁在西北地区黑风成因的研究中,分析了沙尘暴天气的发展、维持和消失与日变化的关系。这种变化是由于锋面前后地面受太阳辐射的情况不同而造成的。白天特别是午后,锋前天空晴朗,地面辐射增温十分强烈,而锋后浓密的沙尘使太阳几乎不能到达地面,地面温度下降又进一步造成锋面前后的温度梯度加大,促使沙尘暴天气强度增大。白天沙尘暴本身具有正反馈放大作用,使沙尘暴得以发展和维持。傍晚或夜间,锋前暖区的辐射降温十分强烈,但锋后沙尘暴和云的保温作用使气温变化不明显,这使锋面前后气温梯度锐减,沙尘暴的强度也明显减弱。沙尘暴系统在夜间有使自身减弱的负反馈作用^[4]。

2.3 气候变化对沙尘暴的影响

风、降水和沙源的变化与沙尘暴的发生频率有密切的关系,这三个因素又受气候变化影响。气候暖湿期生长茂密的植被,对地面尘沙物质起保护作用;而沙尘物质本身也结持较好,即使动力和热力条件相同,也不容易产生沙尘暴。而遇气候干冷时期,当风、地表沙尘和气流条件具备时,则易于产生沙尘暴^[4]。

国内学者认为,70年代以后,大风的减少所引起的沙尘暴减少可能是气候准周期性变化的反映。每年我国冬季寒潮大风的出现与东亚冬季风的强度有关。20世纪70年代东亚冬季风甚强,从80年代到90年代,东亚冬季风甚弱。最新研究指出,东亚冬季风与厄尔尼诺事件有密切关系,东亚冬季风的强度在厄尔尼诺年弱,而在反厄尔尼诺年强。70

年代反厄尔尼诺事件占优,寒潮大风所引起的沙尘暴较频繁,80至90年代厄尔尼诺事件占优势,沙尘暴较少。2000年处在一个反厄尔尼诺事件的高峰期,我国北方冬春强寒潮大风频繁出现,从而引起较多沙尘暴^[20]。

我国西北地区的沙漠是中亚温带沙漠的东延部分,其发生、发展记录了东亚季风环流的时空和强度变化;而东亚季风环流对冰期、间冰期气候变化幅度具有某种放大作用,尤其在湿度(降水)的气候变化方面。对地处东亚季风区西北边缘的毛乌素沙地、青海共和沙地和腾格里沙漠而言,沙漠边界和沙丘特征均对气候环境变化反应较为敏感:在寒冷干旱的冰期,沙丘趋于活化,沙漠范围扩大;在温暖湿润的间冰期,大部分沙丘生草成壤,并趋于固定,沙漠范围缩小^[21]。

气候暖干是风沙活动整体加剧的重要环境背景。气候的增暖趋势使土壤水分大幅度耗减,这就大大有利于风沙活动的进行。而降水在波动中减少使这一趋势更加明显^[16]。

东亚大槽也是容易产生沙尘暴的一个主要大气环流系统。因受高空波动及下垫面的影响,近地面大气环流系统往往表现为季节性或全年性的高压或低压系统,如西伯利亚高压和印度低压。在冬季海平面气压图上,整个亚洲大陆几乎全为西伯利亚高压(蒙古高压)控制。包括西北和内蒙古在内的我国大部分地区的气候都受其显著影响,当高压强时,冷空气活动频繁,强度大^[2]。这样易出现沙尘暴爆发的高峰期。

2.4 形成沙尘暴的天气系统

2.4.1 易发生大范围沙尘暴的天气尺度系统

(1) 冷锋天气 冷锋是我国北方春季出现较频繁的一种天气系统。冷锋过境时因锋前后的冷暖气团之间有较强的气压梯度,在锋后有大风产生。大风掠过沙地时,会导致沙尘暴的发生。

马元仓对1992年4月28日发生在青海的沙尘暴分析认为,地面图上冷锋后要有大于10 hPa的正变压。沙尘暴出现前5~6 h锋后有大于3 hPa的3 h变压,而且系统强、移动快是形成沙尘暴的必要条件^[4]。

Loewe认为锋面的上升运动可以起到沿锋面抬升沙尘的作用,但是不能有强的凝结。冷空气侵入后的凝结产生强降水会使沙尘暴消失。有时,锋面到来时的湍流增强后会生成沙尘暴^[22]。

(2) 气旋 气旋是地面上有锋面相伴随的低气压系统,这种系统容易在锋面附近产生大风。陆均天等对2000~2002年的沙尘天气分析指出^[23],2000年3~4月的温带气旋达13个;2001年春季18次沙尘天气中15次是受气旋影响;2002年3~4月有12次沙尘天气,其中9次有气旋活动。我国北方的蒙古气旋就是生成沙尘暴的主要天气系统之一。

刘景涛等对2001年4月6~7日发生在中国北方的一次强沙尘暴过程分析表明^[24],这次因蒙古气旋引起的沙尘暴,强烈的干对流是沙尘暴起沙的动力机制。这种机制表现在三个方面:(1)湍流的垂直输送,(2)干冷锋强迫抬升和锋面次级环流,(3)高空急流出口区左侧辐散强迫。

赵琳娜对2000年4月5~7日的一次蒙古气旋进行了研究。各种物理量场的分析表明,该气旋从无到有发展为一个深厚系统,最后从地面到400 hPa都有气旋性闭合环流存

在;气旋环流开始只是在低层明显,而后扩展至高层。这次过程伴有强烈的沙尘暴天气^[25]。

1998年4月5日在西北地区发生的沙尘暴是一次蒙古气旋快速东移生成的。这次沙尘暴在一些地区的能见度只有20 m,风速约 $23 \sim 27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。沙尘伸展的高度约 $4 \sim 5 \text{ km}$ ^[26]。

2.4.2 生成局地沙尘暴的中尺度系统

(1) 飏线 气象上将气温急降、相对湿度大幅下降、气压涌升和风向突变的强烈阵风叫做飏。当许多雷暴单体侧向排列成线时叫做飏线^[27]。飏线一般发生在冷锋前或暖锋后的暖气团中。由于飏线附近有大风和强烈的大气不稳定,极易产生强沙尘暴。项续康等分析1993年5月5日发生在我国西北的黑风暴,认为由于冷锋的作用,金昌市出现了飏线并形成伸手不见五指的黑风暴^[4]。胡隐樵等曾分析了干飏线与黑风暴形成的机理问题^[28]。

赵光平等认为,极有利的大尺度环境、高空干冷急流和强垂直风速、风向切变及强热力不稳定层结等条件,激发了锋区附近的中- α 尺度干飏线生成、发展,造成冷锋前气流强烈上升,感热、潜热释放使地面锋前降压,锋后高空的强干冷急流干绝热或与对流云团中云(水)滴混合后湿绝热下沉,在地面冷锋后部加压、降温,加剧了锋区前后的气压、温度梯度,形成了锋前后的巨大压、温梯度。在动量下传和气压、温度梯度偏差风及飏线附近强下击暴流的共同作用下,使近地层风速陡升,卷起地表沙尘,形成强沙尘暴^[29]。

(2) 副冷锋 副冷锋是冷涡后部的偏北气流中,东北气流和西北气流形成的气旋性弯曲和正涡度平流在高纬度新鲜的冷空气与变性的冷空气之间构成的中尺度锋面。

2002年3月18日内蒙古和河北交界处的沙尘暴天气,是一次主要冷锋天气系统过境后在其后部生成的副冷锋产生的沙尘暴过程。它覆盖的面积有 $7.9 \times 10^5 \text{ km}^2$,生命史约9 h。沙尘区从内蒙古的中部地区一直到辽宁省的东部。

2002年4月16日也是副冷锋引发的局地沙尘暴过程。从地面形势图中可以分析出在前面主冷锋的后面又形成一条副冷锋。副冷锋的附近有沙尘暴和浮尘天气出现。此副冷锋的形成就是因冷空气的不断补充南下,与前面低压所在区的空气形成新的锋面^[18]。

2.5 沙尘的物理化学性质及起沙机制

沙尘暴的起沙机制的研究中,最有发展前景的方法是建立在物理学基础上的动力学方法。英国的物理学家拜格诺为风沙物理学的建立做出了重要的贡献。1935年至1936年期间,他对北非利比亚等地的沙漠进行了长期风沙现象的野外观测,并在室内做了大量模拟实验。1941年写成了《风沙和荒漠沙丘物理学》一书。书中以空气动力学为理论基础,利用风洞等实验手段研究了风沙运动规律。此书为风沙运动的物理学研究奠定了基础^[30]。从1938年起,苏联也开始应用空气动力学原理,借助室内风洞等设备研究风沙运动。兹纳门斯基创立了沙物质的非堆积搬运理论,著有《沙地风蚀过程的实验研究》一书。1972年苏联又出版了伊万诺夫的《沙地风蚀的物理原理》一书^[31]。

美国对风沙现象的研究侧重于农田风蚀问题。以著名土壤学家切皮尔(W. S. Chapin)为代表,从20世纪三、四十年代开始,对农田进行了长期的野外观测,并利用各种不同大小和类型的风洞对风沙运动和土壤风蚀过程进行实验研究,有效地指导了风蚀的防治

工作^[30]。2002 年邵亚平的《风蚀物理与模式》一书,进一步阐述了风沙物理学中最新的揭示起沙机制的方法,详细介绍了将大气模式、地理信息系统和风沙模式耦合在一起的风蚀数值模式^[15]。为沙尘暴的数值预报和起沙量的计算提供了更有效的手段。

在沙尘暴的起沙过程中,要正确认识砾石、沙和尘的作用。拜格诺认为沙粒和砾石的区别是砾石不会在风力作用下发生运动,沙粒可在风力作用下发生运动。尘则是终极沉降速度小于一般风力作用所产生的上升速度的颗粒。拜格诺提出了砾、沙、尘的特征界限为 1 mm 和 0.01 mm^[29]。用拜格诺对沙和尘区分的观点,分析我国风沙颗粒物的分类标准,可以看出拜格诺指沙物质主要是粗沙、中沙和细沙;尘是极细沙和粉沙。但有的分类方法也将粒径 < 0.063 mm 的颗粒物统称为尘^[15]。

我国主要沙漠、沙地风成沙资料表明,在各种粒径的百分数含量中,66.78% 的颗粒物是粒径为 0.10 ~ 0.25 mm 的细沙,其最高含量可达 99.38%^[31]。

不同粒径的沙粒有不同的运动方式,拜格诺将沙粒的运动形式分为三种,即悬浮、跃移和蠕移。悬浮的粒子直径一般小于 70 μm ,这种粒子因为重量轻,沉降速度小,可以在大气中悬浮。跃移的粒子直径大约在 70 到 1000 μm 之间。跃移的粒子在风蚀表面作弹跳运动。蠕移的粒子直径大于 1000 μm ,这个尺度的粒子因为太重而在地表作滚动运动^[15]。

静止的沙粒如何成为运动的沙粒就是沙尘暴的起动机理问题,对这个问题许多学者做了研究,主要有下面三种学说:

第一种是湍流的扩散与振动学说,这种学说认为:①沙粒脱离地表运动是气流的湍流扩散作用的结果;②当风速接近起动值的时候,一些颗粒开始来回振动,且随着风速强度的加大而振动增大,随后立即脱离地表。

第二种是压差升力学说,这种学说认为:①用绕流机翼理论可以解释沙粒脱离地表的运动;②用马格努斯效应来解析沙粒脱离地表的运动;③依据于贴地表层气流速度的垂直梯度说明沙粒的起动机理。

第三种是冲击碰撞学说,这种学说认为:沙粒脱离地表及进入气流中运动的主要抬升力是冲击力。拜格诺通过实验计算表明,以高速度运动的颗粒在跃移中通过冲击方式,可以推动 6 倍于它的直径(或 200 倍于它的重量)沙粒^[31]。

牛生杰等对贺兰山地区的沙尘暴研究表明,产生沙尘暴的阈值风速大约为 $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。沙尘暴天气系统中的上升气流可达几米的量级,有时甚至更高。在大、中尺度天气系统的上升运动的激发下,使不稳定层结积蓄的能量得以持续释放,发展成对流运动,从而促使大量沙尘不断被卷起向上输送并随系统移运^[32]。

有关文献表明,粒径小于 100 μm 的细沙粒子可以上升到 6 km 的高度,水平输送可以达到 6000 km 以上^[33]。粒径大于 100 μm 的微粒在空中滞留时间是几分钟到几小时,而粒径小于 1 μm 的细沙粒子在空中可滞留几个星期。沙尘在输送过程中,气溶胶微粒不断地沉降、扩散和稀释,因此随着输送距离的增大,大气中含尘量不断减少。也有学者认为,粒径在 0.5 ~ 4.0 μm 的沙尘气溶胶粒子具有远距离输送的能力^[34]。沙尘气溶胶数的尺度分布也是沙尘暴研究中的一个困难问题。因为现有观测手段的缺陷和沙尘粒径分布的复杂性,目前仍然无法准确地描述沙尘气溶胶数的尺度谱。但是,在实际问题中常用

Junge 分布、对数正态分布和 γ 分布来描述沙尘气溶胶数的尺度谱。

沙尘物质中的化学元素的浓度变化很大。利用沙尘元素的富集特征可以分析沙尘的物质的来源。杨东贞测量了北京 1988 年 4 月 11 ~ 12 日三个样品中的 21 个元素。元素浓度大于 $500 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的有 Al, Fe, K, Mg, S, P, Ti, Na; 浓度为 $100 \sim 500 \text{ mg} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的有 Mn, Ba, V。其中, Al, Fe, K, Mg, Ti, Mn 是主要的亲石元素^[35]。杨东贞观测北京 1993 年 5 月 5 ~ 7 日沙尘暴发生前后北京的 TSP 表明, 沙尘暴发生前 TSP 浓度主要集中在粒子直径小于 $2.1 \mu\text{m}$ 的粒子, 占总浓度的 54.7%; 沙尘暴期间 TSP 浓度主要集中在粒子直径大于 $2.1 \mu\text{m}$ 的粒子, 占总浓度的 79.3%。粒子直径大于 $2.1 \mu\text{m}$ 的粒子主要由风蚀过程产生, 来自土壤和沙尘。

2.6 沙尘的大气辐射特性及卫星遥感监测研究

2.6.1 沙尘的大气辐射特性

大气中的沙尘会削弱太阳辐射, 在特定天气条件下, 部分沙尘被注入平流层, 能长期参与平流层的物理化学过程, 并通过改变大气的辐射平衡对全球气候产生影响^[5]。胡隐樵等对甘肃省 1993 年 5 月 5 日出现沙尘暴时的太阳辐射进行观测, 平川出现沙尘暴时太阳辐射下降, 0.5 h 以后太阳辐射降至 $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以下, 并较长时间维持在这一水平。1.5 h 后有一次回升, 反映了沙尘空间分布的不均匀性。同一沙尘暴到达民勤时, 当地太阳辐射下降迅速, 约 30 min 后太阳辐射下降为零, 该值维持了 1 h^[28]。Carlson 通过观测研究表明, 撒哈拉的沙尘对热带地区的太阳能量平衡有明显的影响^[36]。

2.6.2 用卫星亮温和反射率资料监测沙尘暴

在可见光云图上, 沙尘暴的反射率特征有如下的表现, 在沙尘暴的顶部区域结构均匀, 顺着风向有纹理, 色调呈浅灰色, 有高云的暗影存在。另外沙尘暴顶部的反照率与云团和地表的反照率有明显的差别。地表反照率最低, 达 5% 左右, 沙尘暴顶部比地表高达 24%, 而云团的反照率最高, 达到 51%。在红外云图上, 云团的温度最低, 平均约在 $-54 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 附近; 沙尘暴的温度次之, 平均约在 $-3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 附近; 地面温度最高, 可达到 $+39 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ^[37]。

Ackerman 等分析 $3.7 \mu\text{m}$ 和 $11 \mu\text{m}$ 两个通道的辐射亮温差认为, 有沙尘气溶胶的大气中, 等效黑体温度在这两个通道中存在较大的差异。辐射亮温差 ΔT ($\Delta T = T_{3.7} - T_{11}$) 在无沙尘的大气中, 其非零值是受水汽吸收和表面光谱特性影响。水汽吸收产生正的 ΔT 。在白天产生正的 ΔT , 主要是太阳辐射在 $3.7 \mu\text{m}$ 波段对表面反射率的贡献^[38]。方宗义等利用以上两个通道的亮温差和可见光通道数据分析了 2000 年 4 月 6 日的沙尘暴过程。分析结果表明, 利用气象卫星上的可见光、短波红外和红外窗区通道的数据对沙尘暴监测是一种有效的手段^[39]。

静止卫星因为缺少 $3.7 \mu\text{m}$ 通道, 无法利用上述方法监测沙尘暴。但是, 静止卫星上的 $11 \mu\text{m}$ 和 $12 \mu\text{m}$ 两个通道的辐射亮温差可以区分硅酸盐颗粒和冰水物颗粒。辐射亮温差 BTD ($\text{BTD} = T_{11} - T_{12}$) 为负时表示硅酸盐颗粒; BTD 为正时表示云中冰水颗粒^[40]。方宗义等利用 GMS-5 静止卫星的 $11 \mu\text{m}$ 和 $12 \mu\text{m}$ 两个通道的辐射亮温差 BTD 和水汽通道 ($6.5 \sim 7.0 \mu\text{m}$) 较好地区分出了沙尘区和云区; 并用这些方法的结果分析了蒙古气旋中的沙尘顶部的辐射亮温。分析表明在气旋发展的过程中, 沙尘向气旋中心运动时有向上伸展的趋势。这可能是沙尘向东北、远东、甚至更北的下游输送的原因之一^[18]。

2.6.3 用多通道合成图识别沙尘暴

悬浮在空中的沙尘粒子的发射特性既与粒子的直径分布有关,也与粒子的浓度有关。对可见光和短波红外窗区通道,卫星遥感的辐射值中,既有沙尘粒子以本身温度发射的部分辐射,也有沙尘粒子对太阳辐射的后向散射部分。在实际应用中,常利用沙尘暴和其他目标物在反射率和亮温上的差异进行多通道合成。根据这些辐射特性,国家卫星气象中心发展出了利用极轨卫星和静止卫星数据生成沙尘暴的多通道合成图方法^[41]。

2000 年美国执行了旨在研究非洲沙尘的辐射、传输和微物理特性的 PRIDE(Puerto Rico Dust Experiment) 试验。他们在试验中使用了 MODIS 的三个通道资料合成出 RGB 彩色图。对色彩分配时,0.65 μm 资料赋予红色通道,0.86 μm 资料赋予绿色通道,0.47 μm 资料赋予蓝色通道。合成后的图像很好地反映了空中沙尘的细微纹理结构。

2.6.4 用遥感的光学厚度分析沙尘暴

Norton 利用静止气象卫星的可见光波段资料,计算了撒哈拉沙尘的光学厚度。研究中使用的多散射模式由三层构成:空气层、沙尘层和反照率变化的低层边界层。辐射传输计算使用了平面平行理论。利用查询表方法,用卫星的辐射值查找计算的光学厚度值^[42]。

Carson 使用极轨卫星资料计算的光学厚度值,分析了撒哈拉沙尘的爆发。用光学厚度 τ_d 和沙尘总质量浓度 M 的关系 $M = 3.75 \tau_d$,计算了撒哈拉沙尘暴爆发后从非洲地表带走的沙尘总量。计算表明,一次典型的沙尘暴过程可携带大于 $8.0 \times 10^6 \text{ t}$ 的沙尘。在 1974 年夏季,沙尘暴每月向西输送了 $3.0 \times 10^7 \sim 4.0 \times 10^7 \text{ t}$ 的沙尘^[36]。

2.7 沙尘暴的数值模拟

因为数值模式能对大气的动力和物理过程有较好的描述,所以其成为研究沙尘暴的一种重要手段。中国的气象科学工作者曾利用数值模式对沙尘暴天气成因进行了研究。王式功曾对这方面的工作做了一些总结^[13]。焦彦军等用中国科学院兰州高原大气物理研究所的数值模式对“93.5.5”特强沙尘暴进行了数值模拟,结果表明该模式对“93.5.5”特强沙尘暴有相当好的预报能力。并且认为等厚边界层的厚度对地面强风的预报有一定的影响,边界层适当增厚可使预报的地面风速加强。他们还对青藏高原地形、水汽凝结、土壤湿度等对沙尘暴的影响作了敏感性试验^[43~44]。周秀骥等^[45]利用数值模式对 2000 年春季沙尘暴动力学特征进行分析并指出,2000 年 3~4 月份影响北京地区沙尘暴的起沙动力学条件与春季冷空气活动等气候因素有关,并与北方土壤干土层面积、地面风场摩擦速度呈显著相关。这些关于沙尘暴的数值模拟研究都是局限于模拟沙尘暴形成时的天气过程,没有做到对沙尘的起沙过程的模拟。

目前,对沙尘暴最有效的数值模拟方法是风蚀模式和中尺度数值模式的耦合,它可以较好地反映大气的动力因素与地表沙尘的起沙关系。风蚀模式能定量预报沙尘的通量和模拟风蚀过程中沙尘粒子的传输和沉降。在模拟风对地面沙物质的侵蚀时,考虑了风与沙尘的作用力。下面介绍一些风蚀方案和风蚀模式的主要成就。1965 年,Woodruff 和 Siddoway 发展了一个风蚀方程(WEQ)。这是一个经验方法,它从土壤类型、植被、粗糙度和气候数据等资料中取得所需的参数^[46]。后来,Bondy 等人对 WEQ 方法进行了改进,发展了修正的风蚀方程(RWEQ)。这个方案包含了播种日期、耕种方式、前期残留的作物,

以及预测风蚀需要的天气预报方法^[47-49]。美国现在正在发展一个新的风蚀预报系统 (WEPS)。这个模式包括了天气模式、作物生长、土壤、水文、耕作和侵蚀等子模式。

在现有的风蚀预报模式中,计算沙尘通量的风蚀方案大致有三种:

第一种方案是 Gillette 等提出的沙尘通量与摩擦速度的四次方成正比。Westphal 等 (1987) 在纬向和高度的两维模式中使用这种方案研究撒哈拉沙尘的微物理过程。结果表明在撒哈拉沙尘的远距离输送中,粒子形状和浓度是重要的^[50]。Gillette 等 (1989) 尝试使用大气数据和陆面数据估计风蚀^[51]。Nickovic 等 (2001) 在 1996 年工作的基础上,使用基于 SKIRON/Eta 模式和 Eta/NCEP 区域大气模式研究大气中的沙尘循环。在模式中使用比以前更复杂的方案,并且将沙尘粒子分成了四个等级,结果显示这个模式能较满意地模拟大气中沙尘的循环^[52]。

第二种方案是采用参数化的方法。Berkofsky (1982) 设计了一个耦合沙尘浓度方程的边界层模式,分析了边界层高度与沙尘浓度的演变关系。模式中的地表沙尘浓度同风速的平方根成正比。沙尘浓度随高度的变化依靠经验公式给出^[53]。Joussan me (1990) 在大气环流模式中加入沙尘质量守恒方程,分析了大气季风变化对非洲和亚洲的沙尘输送与沉降的影响^[54]。他们对地表沙尘通量的计算都采用了经验输送公式。

第三种方案是 Marticorena 等和 Shao 等所做的非参数化方案。他们的工作可以解释沙漂移、起沙动力等大气和陆面之间的相互作用^[55-57]。

Shao 和 Leslie 发展了一个完全集成的风蚀预报系统^[58]。这个集成的风蚀预报系统由三个部分组成:①具有陆面过程的大气预报模式,②风蚀方案,③地理信息系统。集成的风蚀预报系统中,大气模式为风蚀方案提供风速和降水数据,提供陆面过程预报土壤湿度所需的数据,以及计算沙尘的传输和沉降;风蚀方案主要是预报气流方向的跳跃通量和尘通量。地理信息系统提供了土壤类型和植被覆盖等空间分布参数^[15]。

2002 年 3 月至 5 月间,国家卫星气象中心、国家气象中心、中国科学院地理科学与资源研究所、中国科学院大气物理研究所等单位的科研人员和香港城市大学邵亚平博士联合成立了沙尘暴预报研究小组,使用了集成的风蚀预报系统,对中国的沙尘暴天气进行了数值预报试验,成功地模拟了沙尘暴的发生和传输^[59]。

3 人类活动对沙尘暴的影响

虽然丰富的沙源是沙尘暴形成的主要原因之一。但是人类活动对地表环境的破坏则加速干旱半干旱地区的沙漠化进程。沙尘暴作为沙漠化地区的自然景观,其发生频数与土地的沙漠化有密切关系。关注沙尘暴就应该关注干旱半干旱地区的生态环境变化。这些地区的生态环境是受多种因素影响的脆弱性的生态环境,其中一个因素的改变会引起其他因素甚至环境整体的改变。在生态环境变化中,人为因素起着加速或延缓自然过程的作用。

现在,对人为因素在沙漠化中的作用,比较统一的认识是在大的不利环境背景条件下,由于人口压力持续增长和普遍采用滥垦、滥牧、滥樵、过度开采地下水等粗放掠夺式的生态经营方式,造成地表覆盖破坏,最终导致沙漠化迅速发展。根据研究,人为破坏地表

覆盖,将导致水分难以涵养,不利于地表气流的抬升、辐合;同时地表反射率也会急剧增加,下沉气流盛行,最终导致气候更加干旱^[60]。

人口的增长是人类无情地掠夺自然资源的主要原因之一。从 200 余万年前出现人类以来,世界人口从公元元年的约 2.5 亿发展到 1850 年约 10 亿。1990 年为 53 亿,2000 年已达到 60 亿。我国人口公元 2 年约 5000 万,到 1753 年为 1 亿,1812 年约为 3.33 亿,1949 年为 5.4 亿^[11]。2000 年 11 月的第五次人口普查时已是 12.95 亿。人口数量在近 100~200 年间,增长量超过了此前全部时间的增长量。因而,人类面临着极大的生态危机,这已威胁到人类能否持续繁荣和持续生存。

有关资料表明,我国在建国后的 20 年时间里,西北地区先后 3 次大规模的毁林开荒,破坏草地 667 万公顷,毁林 18.7 万公顷。内蒙古草原蜕化严重,已经到了惊人的程度。6359 万多公顷可利用草地面积中,目前蜕化草地面积已达 3867 万公顷,占可利用草原的 60%。素以水草丰美著称的全国重点牧区呼伦贝尔草原和锡林郭勒草原,蜕化面积分别达 23%和 41%,鄂尔多斯草原的蜕化最为严重,面积达 68%以上。

战争对生态的破坏,也可以加剧沙尘暴的爆发。军事战争是 1940~1943 年尼罗河三角洲沙尘暴频率迅速增加的原因。在第二次世界大战期间,广大的非洲北部成为军事战场。大量的军事装备践踏沙漠地区脆弱的地表,使沙表面缺少植被的保护,形成了细的沙尘物质^[61]。据 1986 年研究资料,非洲每年减少 3%的森林,约为 350 万公顷。在西非的海岸线一带减少 5%的森林。在 20 世纪 50 年代,象牙海岸有 1500 万公顷森林,到了 80 年代只剩下 200 万公顷森林^[61]。

美国中部大平原在欧洲人定居以前仅是野牛、羚羊等野生动物生息之地和印第安人狩猎之区,土地利用与自然环境协调。19 世纪末大批移民首次进入该地区,开始了大规模的农业开发,天然草场被翻耕,风蚀过程逐渐加剧。20 世纪 30 年代初期,已导致局部的沙尘暴频繁发生,流沙掩埋农田,危害基本生活环境,引起许多移民不得不迁出大平原。沙尘暴的危害到 1934 年 5 月达到了最严重的程度,半个美国被铺上了一层沙尘。人们将这一时期称作“肮脏的 30 年代黑风暴”^[62]。

4 沙尘暴的防治与预防对策

在自然和人类活动的共同作用下,我国现代沙漠化土地面积已高达 $1.3 \times 10^5 \text{ km}^2$,沙漠化土地从东北经华北到西北形成一条不连续的弧形分布带,其中有 29%的沙漠化土地分布在半干旱地带的东部及部分半湿润地带的农牧交错区和旱农垦区,以风蚀和片状流沙为主;有 44%的沙漠化土地分布在半干旱地带的中部、西部及荒漠草原地带,以固定沙丘活化及流沙蔓延为其特色;有 27%的沙漠化土地分布于干旱地带绿洲边缘及内陆河流下游地区,以固定沙丘活化为主要特色。沙漠化土地不仅面积广大,而且其发展速率仍在加大。20 世纪 60~70 年代为 $1560 \text{ km}^2 \cdot \text{a}^{-1}$,80 年代为 $2100 \text{ km}^2 \cdot \text{a}^{-1}$,90 年代达到 $2460 \text{ km}^2 \cdot \text{a}^{-1}$ ^[60]。

抑制沙尘暴灾害的关键是改变不合理的人类生产活动,恢复植被的自然状况,减少沙尘物质的来源。现在在政府的支持下,实施了天然林资源保护工程、退耕还林工程、京津

风沙源治理工程、三北防护林及生态示范区建设等^[2]。

治沙专家认为:当前最重要的是要保护好沙区现有植被,避免由于人为破坏造成新的土地沙化。其次,针对中国几大沙漠继续扩张的现状,尽快在沙漠边缘建起防风阻沙生物隔离带,遏制沙漠的扩张,保护人类的生存空间。在已经沙化的地区,实施生物措施与机械沙障等工程措施相结合,宜乔则乔,宜灌则灌,宜草则草,灌、草、乔相结合。对北京影响严重的浑善达克沙地、乌盟后山、河北坝上、山西北部等沙化土地进行紧急治理,率先启动,重点投入,重点治理,以遏制北京风沙源沙化土地的扩展,减少沙尘暴和沙尘天气的危害,改善北京生态环境。

同时,应该建立和完善沙尘天气的动态监测和预警系统,并加强对沙尘暴的科学研究,掌握沙尘暴发生发展的机制和规律。通过对沙尘暴的预警预报服务减轻沙尘暴灾害的损失。

5 沙尘暴研究中存在的若干问题

(1) 沙尘的源地以及起沙机制和传输问题仍然是政府之间及其学者之间争论的热点。解决这个问题需要建立高分辨率的沙尘源数据库,完善地理信息系统。加强地面观测网建设和卫星监测的研究,对沙尘暴的发生及沙尘传输做出科学的分析。

(2) 沙尘气溶胶对气候变化的影响还是一个不确定的因子。沙尘气溶胶是通过改变大气的辐射特性影响气候变化的。解决卫星资料准确反演大气光学厚度中的诸多困难,对评估沙尘气溶胶气候辐射效应,分析其强迫特点有着重要意义。

(3) 加强沙尘气溶胶谱分布的观测网建设。沙尘气溶胶谱分布数据对沙尘暴数值预报模式准确预报沙尘暴是十分重要的。因为没有沙尘气溶胶的初始值,模式就不能准确地模拟沙尘的传输和沉降。

(4) 现在缺少土壤粒径分布的详细资料,成为风蚀物理研究的困难之一。土壤粒径分布是风蚀动力学中计算沙尘垂直通量的重要因子。

(5) 沙尘暴的治理对策也是各国学者关心的问题。在掌握沙尘暴发生发展规律的基础上,科学地应用沙尘暴治理技术,可以有效地防治沙尘暴。在沙尘暴治理中,各种生态技术和节水技术有待发展和完善。

参考文献

- 1 申元村,张克斌,王贤. 荒漠化. 北京:中国环境科学出版社,2001. 1~100.
- 2 秦大河. 中国西部环境演变评估. 北京:科学出版社,2002.
- 3 韩茂莉,程龙. 大漠狂风——沙尘暴历史、现实的思考. 太原:山西人民出版社,2002.
- 4 方宗义,朱福康,江吉喜,等. 中国沙尘暴研究. 北京:气象出版社,1997. 31~36.
- 5 石广玉,赵思雄. 沙尘暴研究中的若干科学问题. 大气科学,2003,27(4):591~606.
- 6 Hankin E H. On dust raising winds and descending currents. *India Met Me moirs*, 1921.
- 7 Sutton L J. Haboobs. *Quart J R Met Soc*, 1925, 51: 25~30.
- 8 Idso S B, Ingram R S, Pritchard J M. An American Haboob. *Bull AMS*, 1972, 53:930~935.

- 9 Joseph P V, Raipal D K, Deka S N. "Andhi", the convective dust storms of North west India. *Mausa m*, 1980, **31**:431 ~ 442.
- 10 Brazel A J, Nicking W C. The relationship of weather types to dust storm generation in Arizona. *J Cli matology*, 1986, **6**(3):255 ~ 275.
- 11 Jauregui E. The dust storms of Mexico City. *Inter J Cli matology*, 1989, **9**(2):169 ~ 180.
- 12 Ott S T, A Ott. Analysis of a Trans- Atlantic Saharan dust outbreak based on satellite and GATE data. *Mon Wea Rev*, 1991, **119**(8):1832 ~ 1850.
- 13 王式功,董光荣,陈惠忠,等. 沙尘暴研究的进展. 中国沙漠,2000,**20**(4):349 ~ 356.
- 14 张新时. 一个影响西部大开发的重大环境问题. 见:沈国防主编. 中国环境问题院士谈. 北京:中国纺织出版社, 2001.
- 15 Shao Y P. Physics and modeling of wind erosion. Kluwer Academic publishers. 2000.
- 16 史培军,严平,袁艺. 中国北方风沙活动的驱动力分析. 第四纪研究, 2001, **21**:41 ~ 47.
- 17 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. 中国沙漠,2002,**22**(2):106 ~ 111.
- 18 方宗义,王炜. 2002 年我国沙尘暴的若干特征分析. 应用气象学报,2003,**14**(5):513 ~ 521.
- 19 程道远. 大气尘埃来源与尘暴. 世界沙漠研究,1994,**15**(1).
- 20 周自江. 近 47 年中国沙尘暴和扬沙天气. 第四纪研究, 2001, **21**(1):9 ~ 17.
- 21 高尚玉,王贵勇,哈斯,等. 末次冰期以来中国季风区西北边缘沙漠演化研究. 第四纪研究,2001,**21**(1):66 ~ 71.
- 22 Loe w F. Duststorms in Australia. *Bulletin*, 1943, **28**:1 ~ 16.
- 23 陆均天,邹旭恺,王锦贵. 近 3 年我国沙尘天气较频繁发生的原因分析. 气候与环境研究,2003, **8**(1):107 ~ 113.
- 24 刘景涛,郑新江,康玲. 蒙古气旋爆发性发展导致的强沙尘暴个案研究. 气候与环境研究,2003, **8**(2):218 ~ 229.
- 25 赵琳娜. 沙尘(暴)发生发展的机理及起沙机制的数值模拟:[博士论文]. 北京:中国科学院大气物理研究所, 2002. 1 ~ 170.
- 26 Longjun Ci. Disasters of strong sandstorms over large areas and the spread of land desertification in China. *Global Alarm: Dust and Sandstorms from the World's Drylands*. United Nations Publication, 2002. 215 ~ 226.
- 27 朱乾根,林锦瑞,寿绍文. 天气学原理和方法. 北京:气象出版社,1981.
- 28 胡隐樵,光田宁. 强沙尘暴发展与干飚线-黑风暴形成的一个机理分析. 高原气象,1996,**15**(2):178 ~ 185.
- 29 赵光平,王连喜,杨淑萍. 宁夏区域性强沙尘暴短期预报系统. 中国沙漠,2001, **21**(2):175 ~ 181.
- 30 董治宝. 拜格诺的风沙物理学研究思想. 中国沙漠,2002,**22**(2):101 ~ 105.
- 31 朱朝云,丁国栋. 风沙物理学. 北京:中国林业出版社, 1992.
- 32 牛生杰,章澄昌. 贺兰山地区沙尘暴沙尘起动和垂直输送物理因子的综合研究. 气象学报, 2002, **60**(2):194 ~ 203.
- 33 Squires R. Dust and sandstorms: an early warning of impending disaster. *Global Alarm: Dust and Sandstorms from the World's Drylands*. United Nations Publication,2002. 15 ~ 28.
- 34 雷文方. 黑河地区沙漠气溶胶浓度和谱分布特征. 高原气象,1993,**12**(2):170 ~ 179.
- 35 杨东贞. 一次黄沙天气过程. 气象学报,1991, **49**(3):334 ~ 342.
- 36 Carlson T N. Atmospheric turbidity in Saharan dust outbreaks as determined by analyses of satellite brightness data. *Mon Wea Rev*,1979, **107**:322 ~ 335.
- 37 郑新江,刘诚,崔小平,等. 沙尘暴天气的云图特征分析. 气象, 1995, **21**(2):27 ~ 31.
- 38 Ackerman S A. Using the radiative temperature difference at 3.7 μm and 11 μm to track dust outbreaks. *Re mote Sens Environ*, 1989, **27**:129 ~ 133.
- 39 方宗义,张运刚,郑新江,等. 用气象卫星遥感监测沙尘暴的方法和初步结果. 第四纪研究,2001, **21**(1):48 ~ 55.
- 40 Yu T, William I R, Prata A J. Atmospheric correction for satellite-based volcanic ash mapping and retrievals using "split window" IR data from GOES and AVHRR. *J Geophys Res*, 2002, **107**:ACC 10 - 1 ~ 19.
- 41 董超华. 气象卫星业务产品释用手册. 北京:气象出版社,1999.
- 42 Norton C, Frederick R M, Barry H, et al. A model for calculating desert aerosol turbidity over the oceans from geostar

- tionary satellite data. *Journal of Applied Meteorology*, 1980, **19**(6):633 ~ 644.
- 43 焦彦军,钱正安,陈玉香,等. “93.5.5”特强沙尘暴的数值预报研究. 见:方宗义等主编. 中国沙尘暴研究. 北京:气象出版社,1997.121 ~ 127.
- 44 焦彦军,钱正安. “93.5.5”特强沙尘暴成因的数值模拟研究. 见:方宗义等主编. 中国沙尘暴研究. 北京:气象出版社,1997.134 ~ 141.
- 45 周秀骥,徐祥瑞,颜鹏,等. 2000年春季沙尘暴动力学特征. *中国科学(D辑)*,2002, **32**(4):327 ~ 334.
- 46 Woodruff N P, Siddoway F H. A wind erosion equation. *Proc Soil Sci Soc Am*,1965, **29**: 602 ~ 608.
- 47 Bondy E, Lyles L, Hayes W A. Computing soil erosion by periods using a wind energy distribution. *J Soil Water Cons*, 1980, **35**: 173 ~ 176.
- 48 Cole G W, Lyles L, Hagen L J. A simulation model of daily wind erosion soil loss. *Trans Am Soc Agric Engrs*, 1983, **26**:1758 ~ 1765.
- 49 Comis D, Gerriets M. Stemming wind erosion. *Agric Res*, 1994, **42**:8 ~ 15.
- 50 Westphal D L, Owen B T, Carlson T N. A two dimensional numerical investigation of the dynamics and microphysics of Saharan dust storms. *J Geophys Res*, 1987, **192**:3027 ~ 3049.
- 51 Gillette D A, Hanson K J. Spatial and temporal variability of dust production caused by wind erosion in the United States. *J Geophys Res*, 1989, **94D**:2197 ~ 2206.
- 52 Nickovic S, George K, Anastasios P, et al. A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere. *J Geophys Res*, 2001, **106**:18113 ~ 18129.
- 53 Berkofsky L. A heuristic investigation to evaluate the feasibility of developing a desert dust prediction model. *Mon Wea Rev*, 1982, **110**: 2055 ~ 2062.
- 54 Joussau me S. Three-dimensional simulations of the atmospheric cycle of desert dust particles using a general circulation model. *J Geophys Res*, 1990, **95**:1909 ~ 1941.
- 55 Marticorena B, Bergametti G. Modeling the atmospheric dust cycle: Design of a soil-derived dust emission scheme. *J Geophys Res*, 1995, **100**:415 ~ 430.
- 56 Marticorena B, Bergametti G. Modeling the atmospheric dust cycle: Simulation of Saharan dust sources. *J Geophys Res*, 1997, **102**:415 ~ 430.
- 57 Shao Y. A model for predicting aeolian sand drift and dust entrainment on scales from paddock to region. *Aust J Soil Res*, 1996, **34**:309 ~ 342.
- 58 Shao Y, Leslie L M. Wind erosion prediction over the Australian continent. *J Geophys Res*, 1997, **102**:30091 ~ 30105.
- 59 王炜,宋振鑫,邵亚平,等. 沙尘暴天气数值预报系统及其预报效果检验. *气象科技*,2004,(待发表).
- 60 王涛,朱震达. 中国北方沙漠化的若干问题. *第四纪研究*,2001, **21**(1):56 ~ 65.
- 61 Tian Y. Sand and dust storms in the Sahelian region of Africa: Consequences and acceleration caused by human factor. *Global Alarm: Dust and Sandstorms from the World's Drylands*. United Nations Publication, 2002. 125 ~ 153.
- 62 刘克. 《科技日报》,2002年3月20日.

REVIEW OF DUSTSTORM WEATHER AND RESEARCH PROGRESS

Wang Wei Fang Zongyi

(*National Satellite Meteorological Center , Beijing 100081*)

Abstract

Duststorm is a weather phenomenon near the desertification area . It is formed as a result of nature factors and human activities . Nature factors include high wind , decreasing precipitation and enough sand sources . Human activities result in increasing of duststorm by decreasing vegetation covers in semiarid and arid region during the economical development . The main aspect of the paper is influences of the nature factors , which includes seven aspect of duststorm research . For example , sand distributions and path of duststorm in East-Asia , duststorm periodic variation , the influences of climatic change , a variety of weather system of making duststorm , mechanism of dust emission , utilizing of satellite image and wind erosion model . The present main research results are introduced in detail . In addition , several problems of duststorm research are discussed .

Key words : Duststorm Wind erosion Research progress