

南京信息工程大学

硕士学位论文

沙尘暴发生频次与气候因子的关系及起沙沉降过程分析

姓名：王静

申请学位级别：硕士

专业：大气物理学与大气环境

指导教师：牛生杰

20070501

中文摘要

利用内蒙古锡林郭勒盟 30 年 (1971—2000 年) 的气候整编资料, 分析了沙尘暴发生日数的时空分布特征以及气候因子对沙尘暴发生日数的影响。结果表明, 锡盟的中西部是沙尘暴的易发区, 其中朱日和是沙尘暴的高值区; 从单站的沙尘暴日数来看, 沙尘暴的发生时间有明显的日变化和季节差异, 30 年间锡林浩特和二连浩特的沙尘暴日数的年际变化均有显著的下降; 沙尘暴年代际变化呈减少的趋势, 80 年代到 90 年代的递减率最大, 锡林浩特为 -89.5% , 朱日和为 -9.8% , 二连浩特为 -53.8% 。气候影响因子中, 大风对沙尘暴发生频次的影响最为显著, 单站的月平均沙尘暴发生频次与月平均风速有着密切的关系, 正相关系数分别为: 锡林浩特 0.816, 朱日和 0.658, 二连浩特 0.661; 年平均沙尘暴发生频次与起沙风日数有较强的相关性, 正相关系数分别为: 锡林浩特 0.769, 二连浩特 0.562; 月平均气温日较差与沙尘暴日数呈显著正相关, 正相关系数分别为: 朱日和站 0.718, 二连浩特站 0.796 (均通过 0.01 显著性检验); 单站月平均沙尘暴发生频次与各月平均相对湿度呈显著的负相关, 负相关系数分别为: 锡林浩特 -0.622 , 朱日和 -0.581 , 二连浩特 -0.750 , 通过了 0.05 和 0.01 显著水平检验; 降水量对沙尘暴的发生频次有一定的影响, 尤其是前期降水量与次年沙尘暴的发生有较好的负相关性。

利用矿物沙尘气溶胶释放与沉降模式(Dust Entrainment And Deposition model, DEAD), 探讨了沙尘的起沙机制和沉降的物理过程, 并将美国帕特森极地自动天气站连续 13 年的气象资料 (1991—2003) 带入模式运行, 模拟了垂直起沙通量以及干沉降速度的变化, 估算沙地的临界起沙风速约为 $4.01 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

关键词: 锡林郭勒盟, 沙尘暴, 时空分布, 气候因子, 释放与沉降

Abstract

The spatial and temporal characteristics of sand storm occurrence are statistically analyzed based on the meteorological records in Xilingol league of Inner Mongolia for 30 years (1971~2000). The influences of climate factors on the sand storm events are quantitatively studied. The result shows that the central-western part of Xilingol is the more frequent region of sand storm, especially in Zhurihe as the high value site. According to the sand storm occurrence frequency of individual stations, there is an obvious daily variation and season differences of the period of the sand storm occurrence. The interannual change of sand storm occurrence appears an obvious decrease during the past 30 years in Xilinhaote and Erlianhaote. Decadal change of sand storms occurrence also presents decreasing trend. The maximum decreasing rate present from 1980s to 1990s: -89.5%, -9.8% and 3.8%, in Xilinhaote, Zhurihe and Erlianhaote respectively. For all the climatic factors, correlation analysis shows that wind is a key factor to the sand storm occurrence in the studied area. The correlation coefficient between sand storm occurrence and monthly mean wind speed is 0.816, 0.658 and 0.661, in Xilinhaote, Zhurihe and Erlianhaote respectively; The coefficient between annual mean sand storm occurrence and numbers of days of wind velocity $\geq 5\text{m/s}$ is 0.769 and 0.562, in Xilinhaote and Erlianhaote respectively. It shows a significant positive correlation between daily range of air temperature and sand storm occurrence, and the coefficient is 0.718, 0.769, in Zhurihe and Erlianhaote respectively. There is significant negative correlation between sand storm occurrence and monthly mean relative humidity. The coefficient is -0.622, -0.581 and -0.750, in Xilinhaote, Zhurihe and Erlianhaote respectively (Correlation is significant at the 0.05 and 0.01 level). Increase of precipitation over the source areas of sand storm or so might have restrained the development of sand storm.

The dust entrainment and deposition model, DEAD, has been run using box model forcing dataset for 1991–2003 in Paterson, WA produced from PAWS station data. The numerical results of total vertical mass flux of dust and dry deposition velocity are estimated based on the simulation. It shows that the dust emission threshold velocity is $4.01 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Keyword: Xilingol league, sand storm, spatial and temporal distribution, climatic factor, entrainment and deposition

学位论文独创性声明

本人郑重声明：

- 1、坚持以“求实、创新”的科学精神从事研究工作。
- 2、本论文是我个人在导师指导下进行的研究工作和取得的研究成果。
- 3、本论文中除引文外，所有实验、数据和有关材料均是真实的。
- 4、本论文中除引文和致谢的内容外，不包含其他人或其它机构已经发表或撰写过的研究成果。
- 5、其他同志对本研究所做的贡献均已在论文中作了声明并表示了谢意。

作者签名： 王静

日 期： 2007.6.8

学位论文使用授权声明

本人完全了解南京信息工程大学有关保留、使用学位论文的规定，学校有权保留学位论文并向国家主管部门或其指定机构送交论文的电子版和纸质版；有权将学位论文用于非赢利目的的少量复制并允许论文进入学校图书馆被查阅；有权将学位论文的内容编入有关数据库进行检索；有权将学位论文的标题和摘要汇编出版。保密的学位论文在解密后适用本规定。

作者签名： 王静

日 期： 2007.6.8

第一章 绪论

1.1 研究目的及意义

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。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]。

荒漠化作为一个全球性的重大环境问题，已受到广泛关注，它与全球气候变化、生物多样性一起构成当今世界三大科学前沿课题。众所周知，荒漠化是由自然因素（主要是气候因素）和人为因素两方面共同作用的结果。其中沙尘（暴）是风蚀荒漠化中的一种天气现象，既是加速土地荒漠化的重要过程，又是土地荒漠化发展到一定程度的具体体现，具有一定的指示意义。

沙尘天气尤其是特强沙尘暴是一种危害极大的灾害性天气：通过沙埋、风蚀沙割、降温霜冻等直接危害和污染大气等次生危害，加剧土地荒漠化，对大气环境造成严重污染，对生态环境造成巨大破坏，使交通和供电线路受到很大干扰，给人民生命财产造成严重损失。沙尘气溶胶还影响云和辐射的相互作用，进而影响区域乃至全球气候变化。因此沙尘暴的时空分布、成因、预警、沙尘气溶胶物理化学光学特征、沙尘气溶胶起动、输送、沉降机制以及对气候的影响成为当今的热门论题。

1.2 国内外研究进展

为了进行环境治理从根本上防治沙尘天气的需要，国内外学者从多个角度对沙尘天气进行了深入和细致地研究。已经开展的研究从多个角度探索分析了沙尘（暴）的发生、发展规律及有关的物理、化学等属性。有关沙尘暴的研究可以概括为：沙尘暴成因的天气学研究；沙尘暴发生发展的数值模拟研究；沙尘气溶胶物理化学光学特性及其辐射强迫研究；沙尘暴防灾减灾对策与工程措施研究。

1.2.1 沙尘天气的定义和分级

关于沙尘天气的定义,不同地区或国家有不同的定义。中国学者把沙暴(sand storm)和尘暴(dust storm)合起来通称沙尘暴(sand-dust storm),定义为强风把地面大量沙尘卷入空中,使空气特别混浊,水平能见度低于1 km的天气现象。其中沙暴是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颗粒物卷入高空所形成的风暴^[2]。

沙尘暴在不同的国家或地区有不同的命名。如在印度西北部地区,将季风到来之前的季节内出现的对流性沙尘暴,称其为安德海(Andhi);在非洲和阿拉伯地区称之为哈布(Haboob)^[3];另有的地区称之为“phantom”,即“鬼怪”的意思^[4]。我国古代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。

世界气象组织(WMO)的规定和中国气象局的《沙尘天气预警业务服务暂行规定(修订)》(气发[2003]12号)文件的规定,将沙尘天气分为浮尘、扬沙、沙尘暴、强沙尘暴。

浮尘:尘土、细沙均匀地浮游在空中,使水平能见度小于10km的天气现象;

扬沙:风将地面沙尘吹起,使空气相当浑浊,水平能见度在1-10km以内的天气现象;

沙尘暴:强风将地面大量沙尘吹起,使空气很浑浊,水平能见度小于1km的天气现象;

强沙尘暴:大风将地面尘沙吹起,使空气非常浑浊,水平能见度小于500m的天气现象。

沙尘天气过程分为四类^[5]:沙尘天气过程,扬沙天气过程,沙尘暴天气过程和强沙尘暴天气过程。

沙尘天气过程: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了浮尘天气。

扬沙天气过程: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了扬沙天气。

沙尘暴天气过程: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。沙尘暴天气是在特定的地理环境和下垫面条件下,由特定的大尺度环流背景和某种天气系统发展所诱发的一种小概率、大危害的灾害性天气。

强沙尘暴天气过程: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强沙尘暴天气。

对沙尘暴强度的等级划分,一般采用风速和能见度两个指标。如Joseph对发生在印度西北部的沙尘暴划分为三个等级:即4级 $<$ 风速 \leq 6级,500m \leq 能见度 $<$ 1000m,称为弱沙尘暴;当6级 $<$ 风速 \leq 8级,200m \leq 能见度 $<$ 500m 称为中等强度的沙尘暴;而风速 \geq 9级,能见度 $<$ 200m,则称之为强沙尘暴。我国对沙尘暴的定义,与上述的定义大体相同,只是在强沙尘暴的等级范畴内,又划分出了强和特强沙尘暴,即50m \leq 能见度 $<$ 200m 时,称为强沙尘暴,当其达到最大强度(瞬时最大风速 \geq 25m/s,能见度 $<$ 50m,甚至降到0m)时,称为特强沙尘暴(或黑风暴,俗称“黑风”)[6]。

1.2.2 沙尘暴发生频次的时空分布

沙尘暴这种灾害性天气主要发生在降水少、大风多、植被稀疏的干旱及半干旱地区。全球沙尘暴分别位于中亚、北美、中非和澳大利亚等地。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。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[7]。我国的沙尘暴是中亚沙尘暴多发区的一部分,属全球沙尘暴高发区之一,主要发生在西北、华北和东北的部分地区,西北是我国沙尘暴灾害史最长、受灾最严重的地区[8]。

早在20世纪20年代国外学者就开始了沙尘暴时空分布及成因机制方面的研究[9],Jauregui^[10]对墨西哥城沙尘暴时空分布的研究指出降水量小于13mm的3月份沙尘暴发生频率最高;Goudieas^[11]认为沙尘暴发生次数最多的地区是年降水量为100~200mm的区域;Swap等人^[12]对全球四大沙尘暴区之一的撒哈拉及其周围的干旱区沙尘暴过程的时空分布特征进行了系统的研究。我国从上世纪70年代也开始了该方面的研究,主要集中在对个例和

全国尺度上时空特征的分析，特别是1993年西北5.5特大黑风暴事件和2000年华北频繁暴发沙尘暴之后，国内加大了对沙尘暴天气的研究力度。随着气象站观测资料年代的增加，通过对历史时期沙尘暴的统计及典型个例分析，已基本搞清了我国沙尘暴时空分布特征：周自江等人^[13]研究了我国近45a沙尘暴的时空分布特征，给出了沙尘暴的区划量值；牛生杰等^[14]对宁夏贺兰山东西两侧的沙尘暴发生频次的变化趋势进行统计分析；范一大、史培军等人^[15]得到近50年我国北方沙尘暴天气总体呈下降趋势的结论；邱新法等^[16]利用1971~1996年的地面气象记录月报和地面天气图资料，系统分析了我国沙尘暴的年际变化趋势及其时空分布规律，得到除青海、内蒙古的部分地区及北京等地外，我国各地沙尘暴发生的总次数呈明显的下降趋势的结论。

大量研究表明^{[17][18]}，从季节变化上看，沙尘暴主要发生于春季，其中，我国西北地区主要发生在4—5月，而在青藏高原北部，沙尘暴主要发生于夏季，青藏高原南部，则主要发生在冬季。沙尘暴也具有明显的日变化特征，据王式功等^[19]对1994年4月上旬发生在我国西北地区沙尘暴发生频率日变化的研究表明：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%。在甘肃河西走廊中部地区，黑风暴大都出现在中午12时至晚上22时的时段内^[20]。

1.2.3 沙尘天气成因

长期以来，关于沙尘暴发生机制、影响因素等方面的研究一直是风沙动力学的重要内容之一。沙尘暴主要发生在春季和初夏季节，大风、地面的沙尘物质和不稳定的空气状态是沙尘暴形成的3个基本条件^[21]。

王式功等^[22]通过对沙尘暴形成的宏观天气气候条件和下垫面状况的系统分析，认为沙尘暴主要发生在春季和初夏季节有5个方面的原因：1. 丰富沙尘源的下垫面和特殊的地形条件；2. 冬半年长时间的干燥和冻结，到春季解冻后地表土质变得很疏松；3. 春季高空急流轴所处位置是北方地区易吹大风的重要原因；4. 春季大气层结不稳定性增大，午后易产生对流，有利于高空动量下传；5. 春季是北方地区冷锋活动最频繁的季节，锋后大风也是产生沙尘暴最重要的因素之一。

对于影响沙尘暴发生次数的气候因子,很多研究工作集中在统计大风、降水和气温等气象要素的多年变化上^[23]。在对于源区沙尘暴发生频次的变化趋势,以及其与气候和生态因子相互关系的定量模拟方面,近年来国内外开始尝试利用风速、降水等气候因子建立综合气候影响指数模型,分析气候因素对沙尘暴频率格局的影响,取得了较大进展^{[24][25][26]}。

沙尘暴是多种因素共同作用的产物。尤其是特强沙尘暴的发生发展,在具备宏观的气候和下垫面条件的前提下,还需有利的环流形势和天气系统相配合。Brazel^[27]分析了美国亚利桑那州1965—1980年期间沙尘爆发时的各种天气特征后指出,4种天气系统:①锋面系统,②雷暴与对流,③热带扰动,④上层切断低压易导致沙尘暴的产生。通过对我国西北地区几次大范围强或特强沙尘暴天气过程的分析,王式功等^[2]总结易产生沙尘暴的主要环流形势和天气系统有:经纬向环流调整、冷锋活动、低空东风急流和中尺度系统。

1.2.4 沙尘天气起沙及输送的数值模拟

研究引发沙尘暴的气象背景(大风)条件以及起沙、输送规律的数值模拟方面,国内外不同学者也有很多重要工作。王自发等^[28]发展了一个用于模拟东亚地区沙尘输送的数值模式。邵亚平等^[29]则根据风洞实验的结果发展了具有清晰风蚀物理学基础的起沙模式和输送模式,并且进一步将其应用于东北亚沙尘天气的数值模拟,取得了良好的效果^[30]。在此基础上通过结合卫星遥感反演的近年中国区域的植被和土壤特征参数场^[31],孙建华等^[32]发展了中国科学院大气物理研究所的沙尘暴模拟和预测系统。

事实上,对沙尘暴天气的模拟和预测涉及到很多问题,一般包括对下垫面起沙临界条件的确定,对影响沙尘过程的天气系统的模拟,以及对沙尘输送过程的模拟。对此国际上也开展了沙尘模式比较计划(DMIP),以期对现有的沙尘模式进行比较,揭示其优缺点,最终提高模式对沙尘天气的模拟和预测能力。DMIP的初步研究结果表明不同的模式对沙尘天气的模拟结果存在较大差异,最主要是由于其中起沙模式的不同引起的,不同的起沙参数化方案会对沙尘模式的模拟结果产生显著影响。

在国家卫星中心及国家气象中心的密切合作下,中国气象科学研究院2004年在对亚洲沙尘暴大规模的观测与数值模拟紧密结合的系统研究基础上,进行了沙尘暴数值预报模式

的试运行。研究组已开发的气溶胶模块 CAM (Coupled Aerosol Module) 包括了粉尘气溶胶的各个过程: 释放、传输、干沉降、在云之下的湿沉降。以 973 项目和中科院项目建立的粉尘气溶胶排放方案为基础, 包含 CAM 模块的区域气溶胶模式 NARCM 在亚洲沙尘暴模式国际比对中表现出色。研究组成功地将 CAM 模块嵌入中尺度气象模式 MM5 中。

赵琳娜^[33]等利用由起沙、输送和 MM5V3 有限区域中尺度模式构成的一个以较高精度的地理信息数据 GIS 为基础、具有清晰风蚀物理学概念的沙尘暴数值模式集成系统, 对 2002 年 3 月 19~22 日主要沙尘暴事件的气象背景条件、起沙源、起沙率以及沙尘输送进行了模拟和较为细致的数值分析, 并将结果与常规气象观测和卫星资料进行了对比。得到起尘量最大的中心在内蒙古阿拉善盟地区的巴丹吉林沙漠和腾格里沙漠, 平均达 $15\text{mg m}^{-2}\text{s}^{-1}$; 沙尘输送主要发生在对流层低层, 在垂直运动较强的地方可以向上输送到 500hPa。

纪飞等^{[34][35]}在有限区域模式 MM4 的基础上, 发展了一个沙尘暴传输扩散模式, 对模式中的源汇的处理作了精细考虑。用 1991 年 4 月 30 日的实况资料检验了模式的性能, 并利用该沙尘暴预报模式, 详细地模拟了一个发生在东亚地区的沙尘暴天气过程, 得到了沙尘暴起、传输和沉降的具体特征。分析了粒子浓度随时间的变化, 并将模拟结果与同期的实际观测比较, 证明该模式对沙尘暴天气过程有较好的模拟能力。

成天涛等^[36]利用起沙通量模式和地面起尘半经验方案, 估算了浑善达克沙地春季地表的临界起沙风速及沙尘天气期间的起沙通量, 以及地面尘排放总量及其平均年增长率。得到浑善达克沙地 2001 年春季地表临界起沙风速为 $5.61\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 沙尘天气期间平均起沙通量为 $4.40\times 10^{-7}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$; 1999 年该沙区起尘量约占我国北方起尘总量的 2.4%, 春季起尘占全年的 57%; 1986 年和 1999 年起沙总量分别为 $3.73\times 10^5\text{ t}\cdot\text{a}^{-1}$ 和 $4.87\times 10^5\text{ t}\cdot\text{a}^{-1}$, 其平均年增长率为 2.07%。

李耀辉等^[37]介绍了耦合于 GRAPES(Global/Regional Assimilation and Prediction Enhanced System)的沙尘暴数值模式 GRAPES_SDM。该模式包括沙尘的起沙、传输、吸湿增长、并合、干沉降与云下清洗等详细的物理过程, 可以对沙尘暴的起沙和空气中沙尘浓度进行模拟和预报。利用 GRAPES_SDM 对 2005 年 4 月 17~19 日和 5 月 28~29 日发生在西北地区的 2 次强沙尘暴天气的起沙、传输、扩散直至消散进行了数值模拟。得到模式输出

的沙尘时空分布与实况观测和卫星云图监测的沙尘分布范围基本一致, 该模式系统对西北地区沙尘暴天气的起沙、传输有较好的模拟和预报能力。

王自发等^[38]综述了嵌套网格空气质量预报模式系统(NAQPMS, Nested Air Quality Prediction Modeling System)的历史发展与应用情况。利用其研究东亚硫氧化物的跨国输送问题, 得出中国对于周边国家的输送量不大的结论; 在系统中嵌入适合东亚的起沙机制模块, 用来模拟沙尘发生、输送及沉降等过程, 估算亚洲大陆沙尘气溶胶对海洋地区的输送与沉降通量, 为研究海洋生物地球化学循环提供基础数据; 利用该系统研究沙尘及其土壤粒子对酸雨的中和作用, 发现沙尘输送对东亚酸雨的分布影响很大; 发展城市尺度高分辨率气象和空气质量预报技术, 使模式水平分辨率达到 500m, 并应用于台北高浓度臭氧和 PM10 的模拟; 研究和集成区域及城市尺度大气污染预报理论和模拟技术, 研制成目前的嵌套网格空气质量预报模式系统, 以探讨不同尺度各种污染(如沙尘暴、城市光化学烟雾、酸雨、高浓度悬浮颗粒物等)的变化规律。在模式系统中初步建立资料同化模块, 开展大气化学成分及沙尘输送模拟的资料同化研究。

1.2.5 沙尘气溶胶辐射模型及气候环境生态效应

目前国际上许多研究者用三维沙尘气溶胶模式耦合辐射传输模式对沙尘的全球辐射强迫进行研究, 取得了一定的研究成果。国外, Legrand^[42]对撒哈拉沙尘暴辐射特性的研究结果表明, 尘霾通过影响辐射过程, 降低了白天地面的加热作用和夜间近地面的冷却作用。Tegen^[39]用三维的 GCM 模式估计了全球沙尘的长、短波辐射强迫。Jacobson^[88]利用包含多种气溶胶成分的全球模式对沙尘气溶胶辐射强迫进行估算。Steven A. Ackerman 和 Hyosang Chung^[45]就空降尘埃对区域能量收支辐射效应的研究表明沙尘对大气加热率和地面辐射能量的收支产生一定的影响, 它作为沙漠地区的一种气溶胶, 是重要的区域气候变量。

近年来针对我国区域春季沙尘的辐射强迫的研究也有一定进展, 王宏^[40]选择沙尘天气比较频繁的 2001 年春季(3~5 月), 采用中国沙漠最新的气溶胶光学观测资料和沙尘模式的模拟结果, 分析了东亚沙尘气溶胶的光学特性, 并使用辐射传输模式估算了东亚-北太

平洋地区从短波到长波的辐射强迫。

吴润^[41]使用沙尘气溶胶气候模式,模拟了1998年4月中国地区沙尘的分布情况,并通过考虑沙尘对气候模式的 $0.2\sim 5\mu\text{m}$ 短波辐射的反馈效应,得出中国区域内沙尘气溶胶对辐射和地面气温的影响估计。

申绍华、陈受钧^[43]利用数值模式研究了沙尘暴爆发时,沙尘暴的辐射效应对锋面系统的强迫作用。其研究表明:白天沙尘辐射加热在大气低层导致锋生,晚上沙尘辐射冷却导致锋消,这与实际观测结果是一致的。他们通过对沙尘暴辐射强迫的锋生过程分析后指出:白天锋生主要是由非绝热加热和水平速度变形场共同产生的,垂直速度场对锋生的影响较弱,主要起锋消作用。晚上影响低层锋消的主要因子是非绝热加热项。水平温度梯度的平流对锋生(消)的影响都很小。当沙尘降低时,沙尘辐射强迫的锋面强度和坡度都相应减小。

文军^[44]对沙尘气溶胶影响地面辐射收支的观测结果的分析表明:沙尘气溶胶对太阳辐射的削弱作用主要发生在 3.0 km 以下的低层大气,背景条件下削弱达到 $25.0\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 至 $58.0\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,沙尘暴爆发时削弱更大。沙尘气溶胶对 3.0 km 以下的低层大气起到明显的辐射加热作用。10月和4月的最大加热率在最低层分别可达 $1.12\text{ k}\cdot\text{d}^{-1}$ 和 $2.27\text{ k}\cdot\text{d}^{-1}$ 。根据模式计算,沙尘暴天气条件下,在 $0.5\mu\text{m}$ 处光学厚度取 0.49 、 1.42 和 2.12 时,沙尘气溶胶产生的最大加热率分别为 $2.59\text{ k}\cdot\text{d}^{-1}$ 、 $5.12\text{ k}\cdot\text{d}^{-1}$ 和 $11.30\text{ k}\cdot\text{d}^{-1}$ 。

魏丽、沈志宝等^[46]通过对1991年35月在黑河实验区过境的10次AVHRR测量资料和同期大气浑浊度观测资料的分析结果表明,大气沙尘会导致地-气系统后向散射增大,即增大了行星反照率,对地-气系统射出长波辐射的影响主要是通过影响地表温度而反映出的。

1.3 本文主要内容

在以往的研究中,人们较为关注沙尘暴的个例分析和全国尺度上的时空特征,而对区域尺度上的时空特征及影响沙尘暴发生频率的气候因素研究较少。然而,地理区域不同,其沙尘暴和气候特点也各有不同。因此,特定的区域和气候背景对于认识沙尘暴的发生规律是非常重要的。

(1) 本文针对内蒙古锡林郭勒盟这一沙尘暴高发区,利用锡林郭勒盟30年(1971—2000年)

的气候整编资料，探讨了该区沙尘暴发生频次的时空分布演变趋势及其与各气候因子的关系，以期加深对该区域沙尘暴时空特征和成因机制的理解。

- (2) 基于矿物沙尘气溶胶释放与沉降模式 (**Dust Entrainment And Deposition model, DEAD**), 详细分析了沙尘的起沙、释放、传输、干沉降、在云下清除的湿沉降的物理过程, 并将美国帕特森极地自动天气站连续 13 年的气象资料 (1991—2003) 带入模式运行, 模拟了垂直起沙通量以及干沉降速度的变化, 估算沙地的临界起沙风速约为 $4.01 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。以进一步探讨沙尘的起沙和沉降机制。

第二章 沙尘暴时空分布规律及变化趋势

2.1 引言

沙尘暴发生在特定的地理区域，其频次和强度的地区间差异具有突出的特点，因此特定的区域和气候背景对于认识沙尘暴的发生规律是非常重要的。我们针对内蒙古锡林郭勒盟这一沙尘暴高发区，选取 30 年（1971—2000 年）的气候整编资料，探讨了该区沙尘暴的时空分布和演变趋势。

2.2 研究区域地表与气候特征

锡林郭勒盟位于内蒙古中北部地区，属于中温带半干旱、干旱大陆性季风气候。全盟地域面积约 20,000km²，平均海拔高度 1000m 左右^[47]。大部地区为典型草原，西部部分地区为荒漠、半荒漠草原，腹部的浑善达克沙地约占全盟总面积的 10% 左右，为该区沙尘暴的发生提供了充足的沙尘来源。对研究区域的气候资料进行统计，得到该盟大部分地区年平均降水量在 200~300mm 左右，分布趋势自东南向西北递减。由于位于亚洲中高纬地区，径向环流偏强，冷空气活动频繁，冬春季节经常处于强大的蒙古高压前部，全年平均大风日数多达 50-80 天。冬季气温偏低，年平均气温在-1℃-5℃左右。

2.3 资料来源及方法

利用锡盟 15 个基本和基准气象台站的沙尘暴日期档案，在基本空间数据的支持下，将离散的点状数据通过空间插值（反距离权插值 IDW 法）的方法实现空间平面化，得到锡盟 30 年沙尘暴年平均日数的空间分布。空间数据处理、分析和制图在软件 ArcView3.2 中完成。

选取位于锡盟不同方位的三个气象台站（锡林浩特、朱日和、二连浩特），其信息及地理位置见表 2.1，分别代表了不同的下垫面状况：锡林浩特位于典型的草原和草甸草原的非沙化区，朱日和位于沙漠边缘的沙漠化发展区，二连浩特位于荒漠草原的沙化区。

对于沙尘暴发生频次的时间分布特征，我们分别研究所选三个气象站沙尘暴日数的日

变化、年变化、年际变化和年代际变化的多年演变趋势。采用线性趋势估计将沙尘暴日数与时间序列进行线性回归,经统计检验,得到沙尘暴发生频次的时间分布特征。

表 2.1 筛选锡盟具代表性的三个基本和基准台站信息

Table2.1 Information of the 3 meteorological stations in Xilingol

区站号	站名	经度/(°)	纬度(°)	海拔/m	台站类型	备注
54102	锡林浩特	116.07	43.95	989.5	基本站	
53276	朱日和	112.9	42.4	1150.8	基准站	1987年改基准站
53068	二连浩特	111.97	43.65	964.7	基本站	

2.4 沙尘暴的空间分布

选用沙尘暴年平均日数(d 天/年)来研究沙尘暴的地理分布。统计锡盟 30 年的沙尘暴年平均日数,经过插值分析获得其空间分布,如图 2.1 所示,锡盟沙尘暴发生日数的分布趋势是西部大于东部。按周自江^[48]对沙尘暴的区划,得到锡盟沙尘暴高值区集中在其中西部:二连浩特(7.1 天/年),朱日和(8.2 天/年),苏尼特右旗(9.7 天/年),苏尼特左旗(5.8 天/年),正镶白旗(5.3 天/年),正蓝旗(7.3 天/年)位于沙尘暴易发区;其余 9 个站点位于沙尘暴影响区($d < 5$ 天/年)。

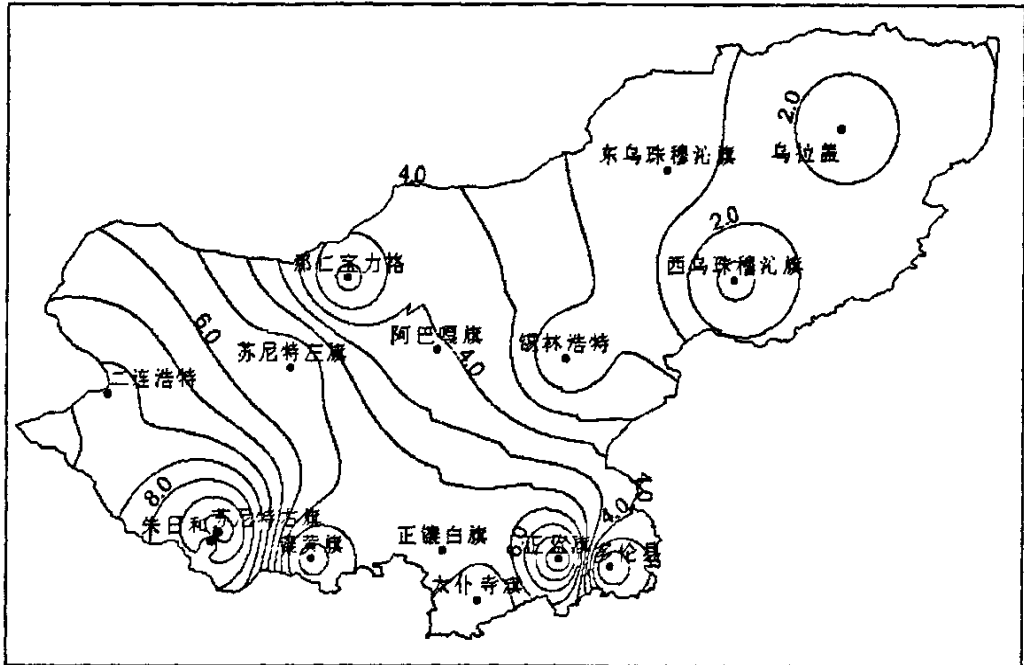


图 2.1 1971-2000 年平均沙尘暴日数分布图 (单位: 天) 等直线间隔 0.5 天

Fig.2.1 Spatial distribution of the annual mean sand storm occurrence (1971~2000)

2.5 沙尘暴的时间分布

2.5.1 沙尘暴日数的日变化

按照方宗义等^[49]对沙尘暴最小水平能见度的划分标准, 统计各单站 02 时、08 时、14 时和 20 时各时段能见度 1-3 级出现的平均次数, 得到三个气象站 6h 间隔的沙尘暴频次分布曲线, 如图 2.2 所示, 沙尘暴的发生时间大多集中在中午至傍晚, 夜间相对较少, 三个气象站沙尘暴的发生时间主要在 14 时左右的时段, 这与近地层空气热力稳定性的日变化有关。午后地面辐射加热最强, 气层不稳定, 容易激发热力性对流; 其次与风的日变化也有密切关系, 通常午后风速成加大趋势, 造成沙尘暴在午后最为强盛。

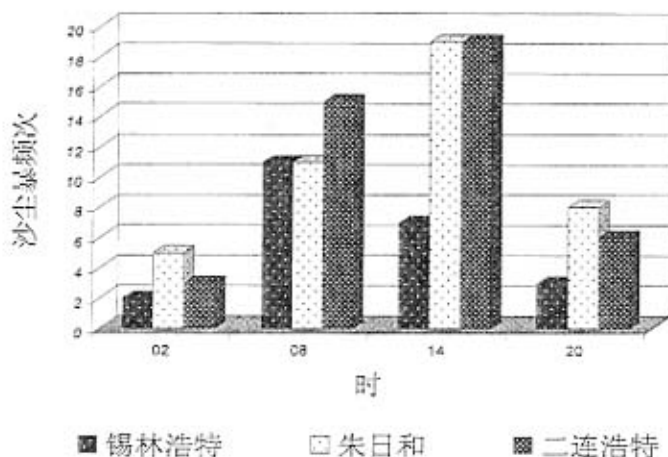


图 2.2 锡盟三个气象台站 1971-2000 年沙尘暴发生频次日变化

Fig.2.2 Daily variation of sand storms occurrence of the 3 meteorological stations in Xilingol (1971~2000)

2.5.2 沙尘暴日数的年变化

由 3 个气象站 30 年平均沙尘暴日数的年变化曲线图 2.3 来看, 该盟沙尘暴的发生时间有着明显的季节差异, 季节分布基本上是春季多秋季少, 三个站春季沙尘暴发生日数分别占各站全年沙尘暴发生日数的 69.23%(锡林浩特)、81.48%(朱日和)、71.43%(二连浩特)。沙尘暴天气发生频次具有十分明显的季节变化特征, 三个站的沙尘暴的高峰时段都出现在 4 月份, 这与锡盟季节性气候变化有着密切的关系。第三章的分析得到沙尘暴发生频次的季节变化和大风日数的季节变化相当一致, 这说明沙尘暴发生的频次受到季风活动的影响。

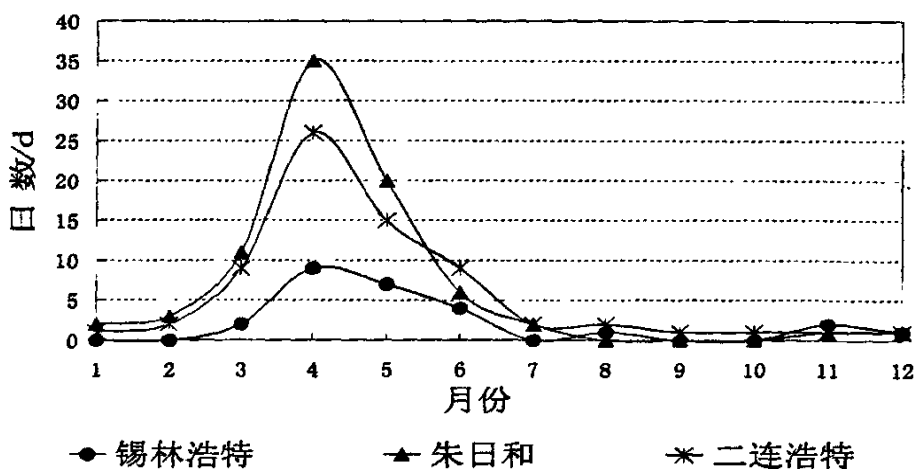
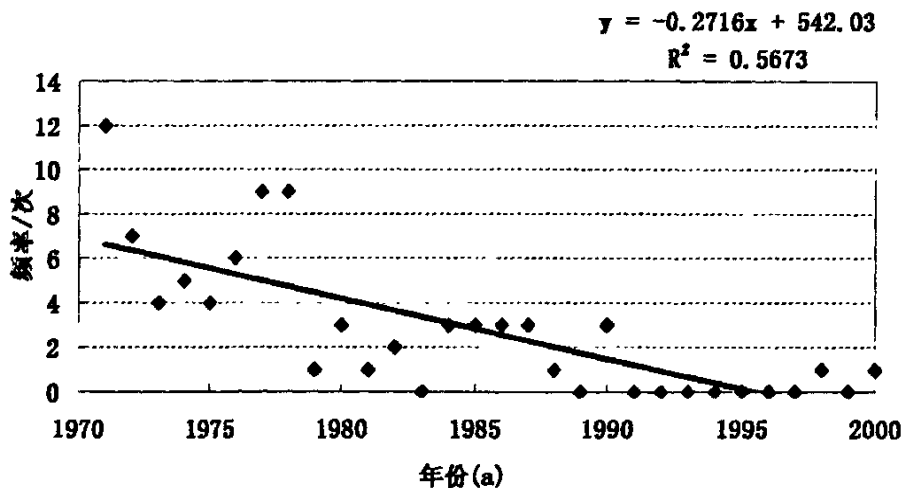


图 2.3 锡盟三个气象台站 1971-2000 年沙尘暴年变化

Fig.2.3 annual variation of sand storms occurrence of the 3 meteorological stations in Xilingol (1971~2000)

2.5.3 沙尘暴日数的年际变化和年代际变化

图 2.4 是 3 个气象台站 30 年逐年沙尘暴日数。采用最小二乘法对沙尘暴日数随年序列变化的线性趋势进行统计，并对得到的回归系数做显著性检验。结果表明，具有显著下降趋势的是锡林浩特和二连浩特，从方程系数的 t 检验中得到系数显著；从图 2.4 (b) 可以看出，朱日和站的沙尘暴日数随时间变化的下降趋势不太明显。



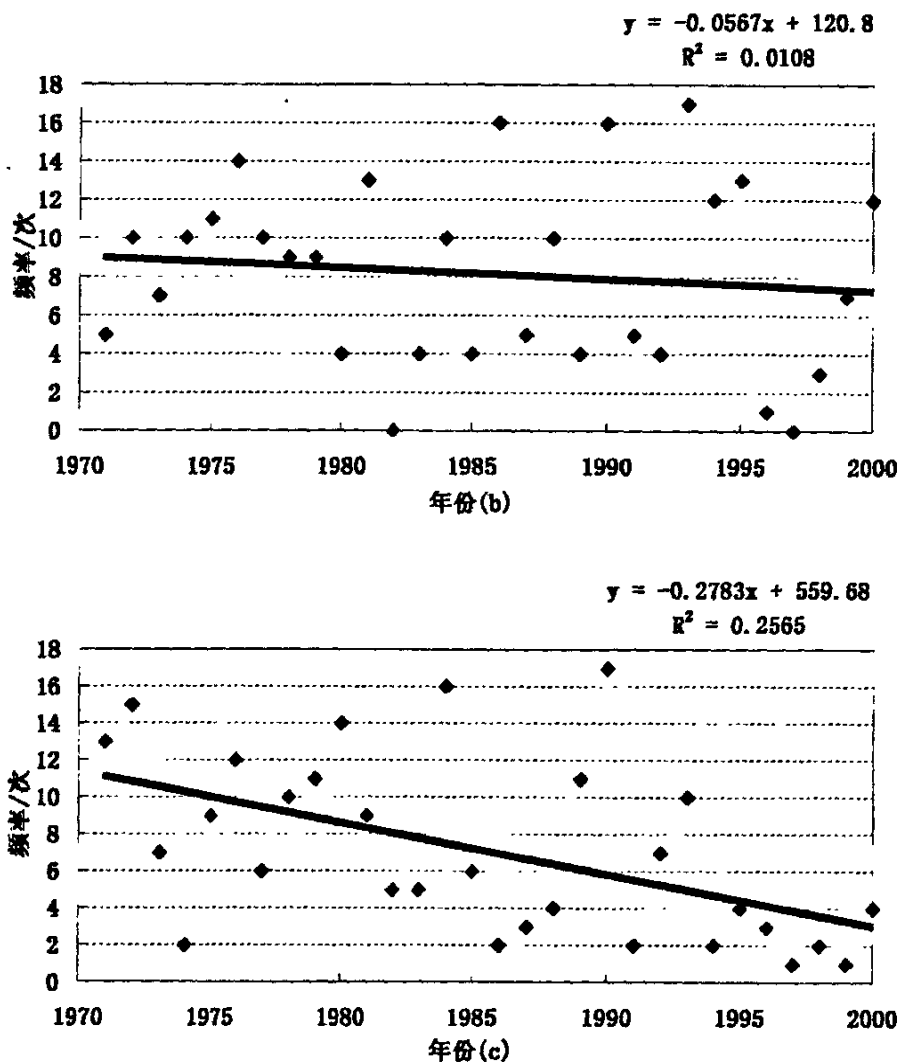


图 2.4 锡盟三个气象台站 1971-2000 年沙尘暴年际变化(a)锡林浩特(b)朱日和(c)二连浩特
 Fig.2.4 Interannual change of sand storms occurrence of the 3 meteorological stations in Xilingol
 (1971~2000)

由图 2.5 可以看出, 所选三个台站的沙尘暴年代际变化均呈减少的趋势, 其中从 80 年代到 90 年代的相对递减率最大, 锡林浩特为-89.5%, 朱日和为-9.8%, 二连浩特为-53.8%。

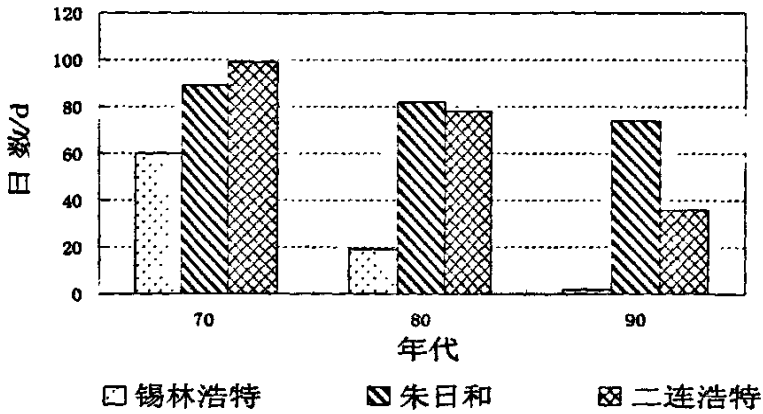


图 2.5 锡盟三个气象台站 1971-2000 年沙尘暴年代际变化

Fig.2.5 Decadal change of sand storms occurrence of the 3 meteorological stations in Xilingol (1971~2000)

2.6 小结

通过对内蒙古锡林郭勒盟气象站 30 年（1971—2000 年）的沙尘暴发生日数的观测资料进行统计分析，可以得出以下结论：

- (1) 沙尘暴年平均日数的分布总趋势是由东向西增多，锡盟中西部是沙尘暴的易发区，西部的高值中心位于苏尼特右旗与朱日和。
- (2) 从单站来看，沙尘暴发生频次的日变化和季节特征明显，春季和夏初较多，秋冬季节较少。近 30 年来，沙尘暴发生频次在波动中逐年递减，锡林浩特站和二连浩特站沙尘暴的年际变化呈显著的下趋势。
- (3) 沙尘暴的年代际变化也呈减少的趋势，其中 80 年代到 90 年代的递减率最大。

第三章 沙尘暴发生频次与气候因子的关系

3.1 资料及处理方法

利用朱日和、锡林浩特和二连浩特三个气象台站 30 年间（1971—2000 年）的气候整编资料，统计大风、降水和气温等气象要素的多年变化对锡盟沙尘暴发生频次的影响。

根据牛生杰等^[50]提出的沙尘暴的阈值风速，由各月逐日平均风速资料统计出累年平均风速 $\geq 5\text{m/s}$ 的有效起沙风速日数。大风日数按观测规范规定为瞬时风速达 17m/s 及以上日数。对单站沙尘暴发生频次与各月及逐年的气候因子序列进行标准化处理，这一过程可消除各时间序列因权重不同和各因子因单位不同所产生的影响，使不同因子及各序列数据间具有可比性。利用统计软件 SPSS for Windows 实现标准化数据的 Spearman 和 Kendall 相关分析。

土壤湿度指数 H 采用邱玉珺^[51]的计算方法，该指标对 Thornthwaite^[52]1931 年提出的 $P-E$ 指数 I 进行了修正， $P-E$ 指数和土壤湿度指数计算公式见式 (3.1)、(3.2)：

$$I = P / E \quad (3.1)$$

$$H = (P - E) \cdot d_h \quad (3.2)$$

四季划分按气象季节划分方法，即前一年 12 月至当年 2 月为冬季，3—5 月为春季，6—8 月为夏季，9—11 月为秋季。对于序列中缺测的部分，资料处理中进行了剔除。

3.2 相关性和回归模型

统计锡盟三个气象台站的沙尘暴发生日数及气候影响因子的多年变化，由于大部分样本数据分布不满足正态分布的条件，因此我们采用非参数检验和相关分析。根据数据的秩使用 Spearman 和 Kendall's tau-b 相关分析，计算得到的沙尘暴发生频次与各气候因子的相关系数如表 3.1，3.2 所示。

根据因子既显著、残差估计又最小的原则建立最优回归方程。采取双重检验的逐步回归方案，从标准化变量出发，选用 F 检验的概率 ($\text{enter} \leq 0.050$, $\text{remove} \geq 0.100$) 作为变量引入模型或从模型中剔除的判据。表 3.3 为经过多元线性回归后得到的回归方程。

表 3.1 各代表站月平均沙尘暴发生频次与各气象要素的 Spearman 相关系数

Table 3.1 Spearman correlation between the sand storm monthly mean frequencies and climatic factors of individual stations

月平均沙尘暴发生频次与	锡林浩特	朱日和	二连浩特
月均降水量 $m1$	0.098	-0.129	-0.176
月平均地面温度 $m2$	0.222	0.060	0.483
各月平均风速 $m3$	0.816**	0.658**	0.661**
各月平均相对湿度 $m4$	-0.622*	-0.581*	-0.750**
月平均大风日数 $m5$	0.674*	0.633*	0.813**
土壤湿度指数 H	-0.528	-0.643*	-0.673*
月平均气温日较差 $m6$	0.424	0.718**	0.796**

** Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

* Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

表 3.2 各代表站年平均沙尘暴发生频次与各气象要素的 Spearman 相关系数

Table 3.2 Spearman correlation between the sand storm annual mean frequencies and climatic factors of individual stations

年平均沙尘暴发生频次与	锡林浩特	朱日和	二连浩特
年降水量 $x1$	0.019	0.139	-0.023
冬季降水量 $x2$	-0.163	-0.075	0.216
春季降水量 $x3$	0.084	-0.379*	-0.123
上年秋季降水量 $x4$	0.341	0.086	-0.033
上年夏季降水量 $x5$	-0.317	-0.251	-0.475*
年均温 $x6$	-0.595**	-0.211	-0.331
冬季均温 $x7$	-0.353	-0.155	-0.254
春季均温 $x8$	-0.396*	-0.089	-0.260
平均气温日较差 $x9$	0.612**	-0.129	0.278
起沙风日数 $x10$	0.769**	-0.130	0.562**

** Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

* Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

表3.3 沙尘暴发生频次与各因子的回归模型

Table 3.3 Regression equation and R^2 between sand storm frequencies and climatic factors

气象站	标准化变量的回归方程（月）和 R^2	标准化变量的回归方程（年）和 R^2
锡林浩特	$Y = -17.302 + 0.566 \cdot m3$ $R^2 = 0.915$	$Y = -3.346 + 0.1 \cdot x10$ $R^2 = 0.609$
朱日和	$Y = -11.778 + 0.260 \cdot m5$ $R^2 = 0.714$	$Y = 16.461 - 0.004 \cdot x5 - 0.013 \cdot x3$ $R^2 = 0.298$
二连浩特	$Y = -42.352 + 1.175 \cdot m3$ $R^2 = 0.798$	$Y = -4.691 + 0.126 \cdot x10$ $R^2 = 0.350$

3.3 动力因子

大风是发生沙尘暴的直接动力条件。本文考虑各月平均风速、月平均大风日数和年起沙风日数对沙尘暴序列时间分布的影响程度。单站的月平均沙尘暴发生频次与月平均风速有着密切的关系，正相关系数分别为：锡林浩特 0.816，朱日和 0.658，二连浩特 0.661；年平均沙尘暴发生频次与起沙风日数有较强的相关性，正相关系数分别为：锡林浩特 0.769，二连浩特 0.562。

为了排除各气候因子间较强的线性关系对其与沙尘暴发生频次相关性的影响，我们采用偏相关分析对与沙尘暴发生频次有显著影响的因子再次分析发现，单站的沙尘暴发生频次与风速及大风日数有着密切的关系，分别通过了 0.05 和 0.01 显著水平检验。其中，锡林浩特站月平均沙尘暴发生频次与月平均大风日数的正相关系数高达 0.827，假设成立的概率 0.2%；年平均沙尘暴发生频次与起沙风日数的偏相关系数为 0.610，显著性水平在千分之一以下。这说明风速，尤其是大风天气对沙尘暴的发生起重要作用。图 3.1，3.2 分别为单站沙尘暴日数与其回归方程中引入的因子标准化序列的季节及年际变化曲线。

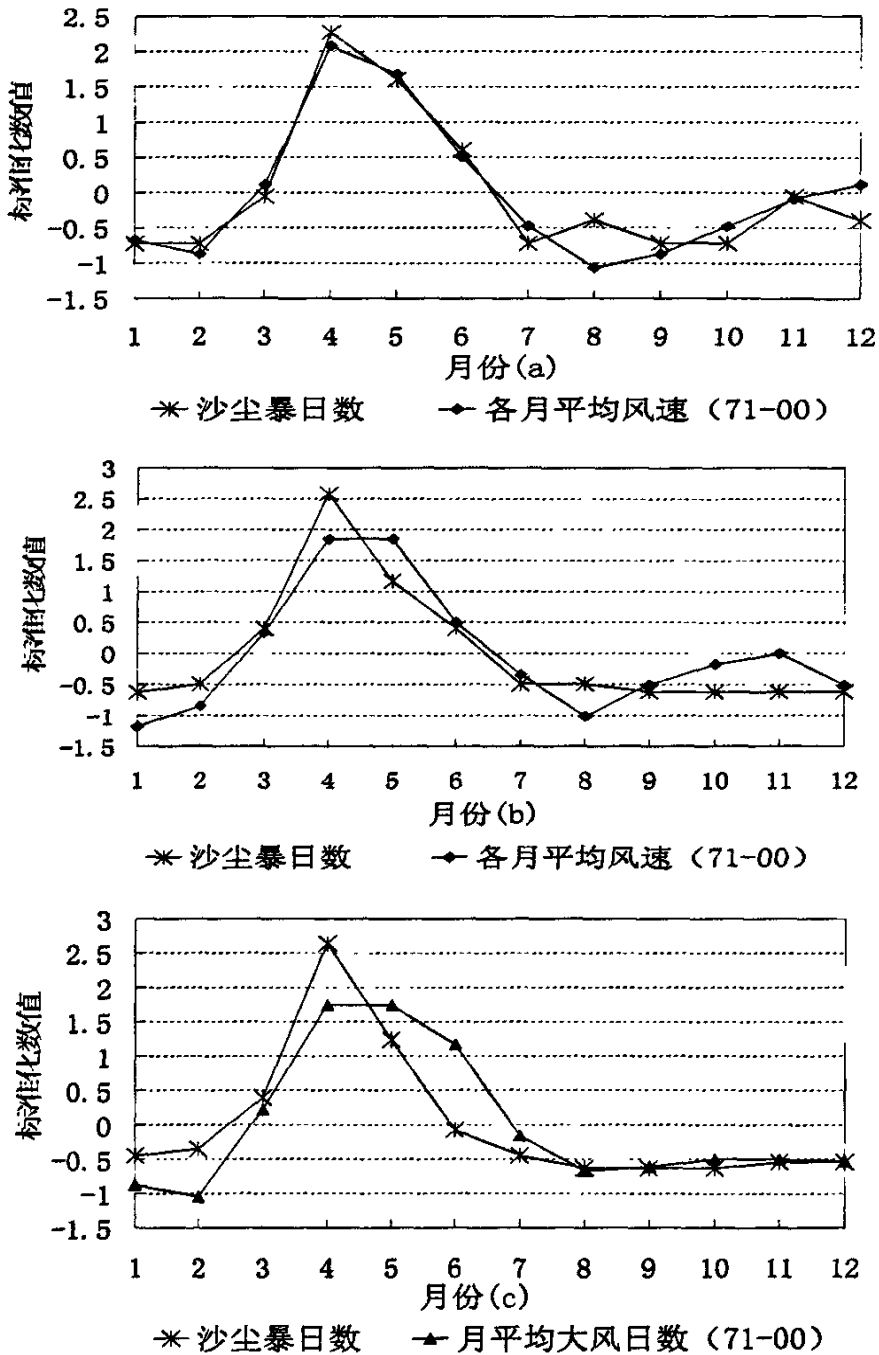
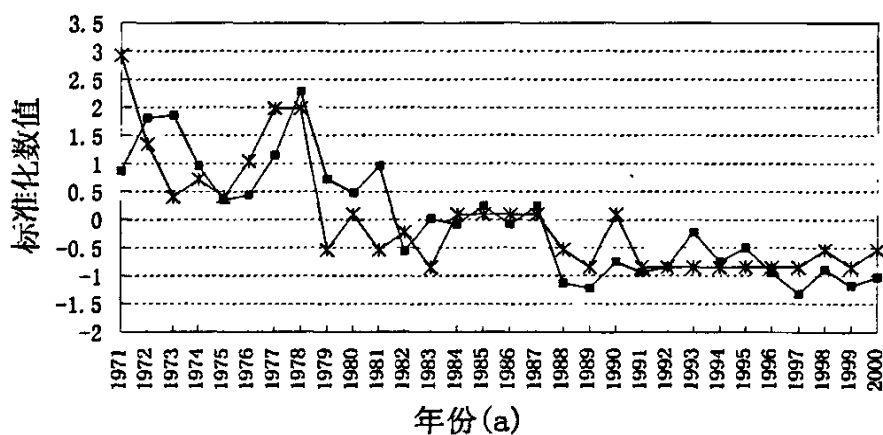
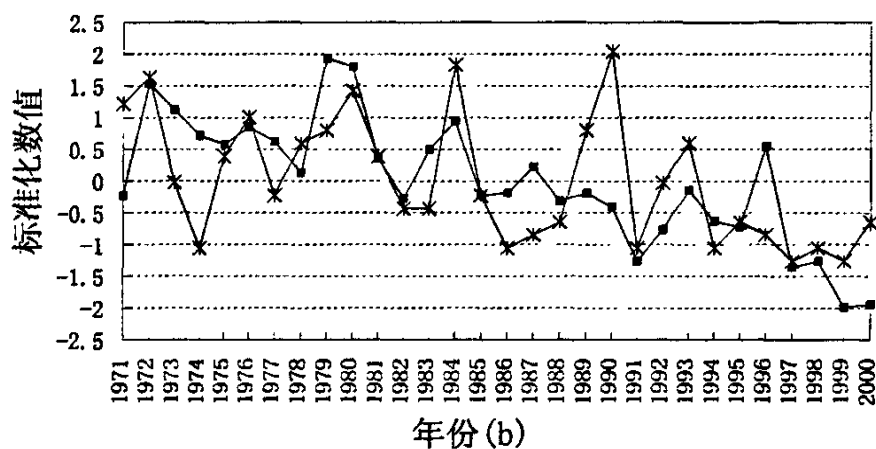


图 3.1 沙尘暴和月平均风速(a)锡林浩特(b)二连浩特、月平均大风日数(c)朱日和
 Fig.3.1 Monthly mean wind velocity and gale day of the 3 meteorological stations in Xilingol
 (1971~2000)



* 年沙尘暴频次 ■ 起沙风日数



* 年沙尘暴频次 ■ 起沙风日数

图 3.2 沙尘暴发生频次和起沙风日数(a)锡林浩特(b)二连浩特

Fig.3.2 Annual mean numbers of days of wind velocity $\geq 5\text{m/s}$ of the 2 meteorological stations in Xilingol (1971~2000)

3.4 热力因子

不稳定的热力条件对形成沙尘暴具有重要影响，本文分析了月平均地面温度、月(年)平均气温日较差、年均温、冬季均温及春季均温与沙尘暴发生频次的关系，由表 3.1、3.2

的分析可看出, 平均气温日较差对沙尘暴发生的影响较为显著, 说明气温波动幅度大有利于沙尘暴的发生; 年均温、冬季均温以及春季均温在锡林浩特站与沙尘暴发生频次有较强的相关性, 呈反位相关系, 即沙尘暴频发时期大致对应于气候干冷期。这与冷空气活跃的春季和气柱最不稳定的春季午后是沙尘暴多发季节和时段^[53]的结论一致。

降水量和平均相对湿度的变化, 在一定程度上能够较好的反映区域环境的干湿状况。春季是沙尘暴发生的集中期, 适宜的降水能湿润地表, 有抑制沙尘飞扬的作用。锡盟春季干旱少雨, 三个站 4 月份的平均降水量分别为 68mm(锡林浩特), 58mm(朱日和), 45mm(二连浩特), 图 3.3 为朱日和站回归模型中沙尘暴发生频次与降水量因子的关系曲线。可以看出, 前期降水因子对次年沙尘暴的发生有一定的影响。

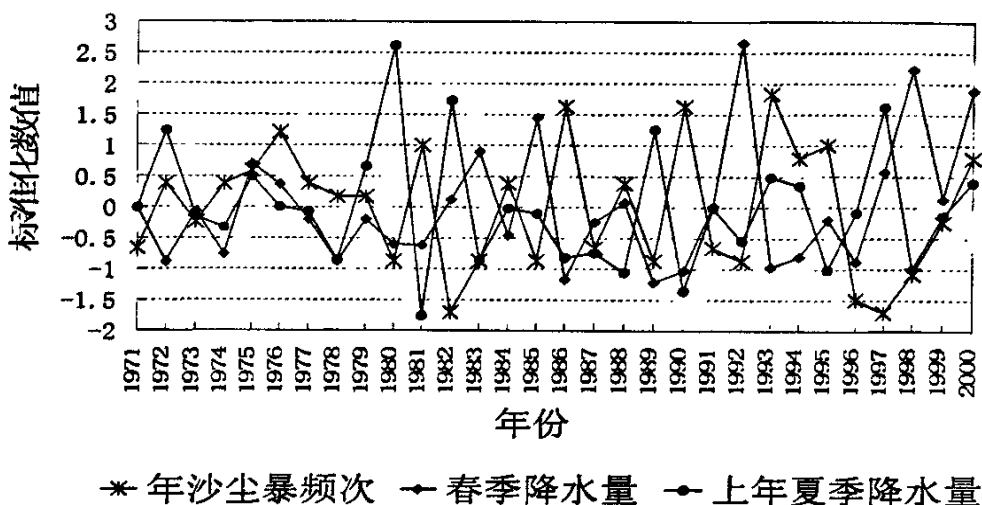


图 3.3 朱日和沙尘暴发生频次与降水量的关系

Fig.3.3 Correlation between sand storm occurrence and the precipitation in Zhurihe

3.5 地表特征

在动力和热力条件相同的情况下, 地表沙尘物质结持较好的地区不易产生沙尘暴。锡林浩特离沙漠较远, 且下垫面为潜在沙化区, 沙尘暴日数的逐年递减趋势显著; 朱日和位于严重沙化发展区, 沙尘暴年际变化趋势不太明显。

通过对土壤湿度指数的研究表明, 植被覆盖较差的二连浩特和朱日和站与土壤湿度指数 H 的相关性较好, 其偏相关系数通过 0.05 显著水平检验。锡盟冬半年长时间的干燥和冻结, 使得裸露的地面土壤严重冻结, 冻土层厚, 其中, 二连浩特 30 年平均最大冻土深度达到 31.0cm, 平均年积雪日数达 60.8 天。较深的积雪掩盖了沙尘源下垫面(沙源、干燥土壤)对沙尘暴的贡献, 到春季气温回升迅速且温度偏高, 使解冻后地表土质变的很疏松, 沙尘源条件具备, 一旦风速达到阈值风速, 就会形成浮尘、扬沙甚至沙尘暴。

3.6 小结

- (1) 沙尘暴是多种因素共同作用的产物。气候因素是影响沙尘暴发生频次的主要原因, 其中大风天气的影响最为显著。大风的季节变化影响了沙尘暴发生频次的季节变化, 而 30 年来沙尘暴发生趋少与起沙风日数的逐年递减也有一定关系。月平均风速和起沙风日数与单站的沙尘暴发生频次的相关系数均在 0.60 以上 (通过 0.01 显著性检验)。
- (2) 温度和降水对沙尘暴的发生频次有一定的影响。平均气温日较差与沙尘暴日数呈显著正相关。
- (3) 降水量对沙尘暴的发生频次有一定的影响, 尤其是前期降水量与次年沙尘暴的发生有较好的负相关。
- (4) 沙尘暴的形成和发展是受综合因素影响的, 除了强风和温度、降水等气候因子外, 地表状况也是很重要的因子。冬季地表的积雪及深厚的冻土, 导致解冻后较深的疏松土层, 为沙尘暴的发生提供了有利的条件。

第四章 沙尘起动机制与沉降的物理分析

4.1 沙尘暴起动机理问题的研究

风沙颗粒起动是风沙物理学与沙尘释放研究的重要内容。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^[54]。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^[56]。

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^[7]。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。

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制。

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^[55]。

4.1.1 动力机制

大量研究表明, 沙尘能长期维持需要注意其动力机制。许多因素决定土壤侵蚀度和沙尘的释放, 其中最重要的因素包括摩擦速度、地表植被覆盖和土壤水份含量。

释放到大气中的沙尘粒子来自沙尘源区土壤中的粘土粒径($D_p < 2.5 \mu\text{m}$)和粉尘粒径($2.5 \mu\text{m} < D_p < 60 \mu\text{m}$)的颗粒物, 这些粒子在大气中的停留时间超过20分钟(也就是主模式中的 temporal resolution)。然而, 由于内聚力(如毛细管作用力和静电力)将沙尘粒子牢固的束缚在土壤表面, 因此粘土粒径和粉尘粒径大小的粒子不是通过风直接起动。通过实验室^[57]和Shao等^[58]的野外风洞试验证实了在扬沙期间主要通过跃移冲击将沙尘粒子释放到大气中。起沙机制^[59]就是指沙尘尺度的粒子($D_p < 60 \mu\text{m}$)通过跃移运动从而解体并扬起。

4.1.2 临界摩擦速度

跃移粒子的水平通量 Q_s 依赖于摩擦速度 u_* 大于发生跃移的临界摩擦速度 u_{*c} 。大量的风洞实验研究了土壤粒子大小和临界摩擦速度 u_{*c} 的关系。根据临界摩擦雷诺数 $Re_{*c} = u_{*c}D/v$, Iversen 和 White提出二者关系的一种半经验参数化方案, 其中 v 是空气的动粘滞性。

$$u_{*c}(D) = \begin{cases} \left[\frac{0.166668 \rho_p g D}{-1 + 1.928 Re_{*c}^{0.0922}} \left(1 + \frac{6}{\rho_p g D^{2.5}} \right)^{-7} \right]^{\frac{1}{2}} \rho^{-\frac{1}{2}} & : 0.03 \leq Re_{*c} \leq 10 \\ \left[0.0144 \rho_p g D (1 - 0.0858 e^{-0.0617(Re_{*c} - 10)}) \left(1 + \frac{6}{\rho_p g D^{2.5}} \right)^{-7} \right]^{\frac{1}{2}} \rho^{-\frac{1}{2}} & : Re_{*c} > 10 \end{cases} \quad (4.1)$$

公式4.1中, 将所有微物理特性作为第一项放在等式右边。该项包含由土壤粒径大小和浓度决定的所有物理量, 因此对于给定的跃移粒子粒径该项仅需要在模式开始运行时进行一次计算。 $\rho^{-1/2}$ 这一项对所有粒径大小是一样的, 但是要依赖于周围环境和时变环境条件。由于 Re_{*c} 定义为随 u_{*c} 变化, 公式4.1是由迭代计算得到的 u_{*c} 的隐式定义。

临界摩擦速度最小时得到发生跃移的粒子粒径大小 D_0 。对于典型的地面条件, 公式4.1的计算结果得到 $D_0 \approx 75 \mu\text{m}$ 。根据Marticorena和Bergametti^[56]提出的微物理和微气象学方法

(下文中均称为MaB95)，假设风蚀区域的所有土壤都包含有粒径为 D_0 大小的粒子，那么只要 $u_* > u_{*c}(D_0)$ 时跃移就能发生。为了加速公式4.1的计算，利用MaB95中提出的对 Re_* 的反迭代参数化方法来计算 $u_{*c}(D_0)$ 。

三个过程对 u_* 和 u_{*c} 进行修正：拖拽分离，欧文效应和湿度抑制作用。首先，将拖拽分离参数化应用于大气动力沉降的非侵蚀粗糙要素^[60]。有两个粗糙度长度与侵蚀土壤表面沙尘释放有关。一个是裸露地表的气体动力粗糙度，包括非侵蚀要素例如砾石，岩石和植被。通常用动量传递 $z_{0,m}$ 来表示这个粗糙度长度值。第二个被称为光滑地表粗糙度长度 $z_{0,m}^s$ ^[61]， $z_{0,m}^s$ 是不含任何非侵蚀元素的潜在可侵蚀粒子构成的地表粗糙度长度。在已知粒子大小所构成的同一地表进行风洞试验，得到

$$z_{0,m}^s \approx D/30 \quad (4.2)$$

分别取全球均匀的值 $z_{0,m} = 100.0 \mu\text{m}$ ， $z_{0,m}^s = 33.3 \mu\text{m}$ 。公式4.2适合区域粒子平均粒径为 $D \sim 1\text{mm}$ 的地表。

在可侵蚀和非侵蚀土壤中，拖拽分离作用的效率表示为 f_d ^[61]，它随跃移的临界摩擦速度 u_{*c} 的增加而增大。

$$f_d = \left[1.0 - \left(\frac{\ln(z_{0,m}/z_{0,m}^s)}{\ln\left\{0.35 \left[(0.1/z_{0,m}^s)^{0.8} \right]\right\}} \right) \right]^{-1} \quad (4.3)$$

对 u_* 和 u_{*c} 进行修正的第二过程是欧文效应，在地表粗糙度长度和摩擦速度中引入了跃移的正反馈机制。在Dry Lake^[62]测量中Gillette等人发现，摩擦速度的增加是由于跃移随10m风速 U_{10} 和10m临界风速 $U_{10,c}$ 差的平方而变化，如下式所示：

$$u_{*c} = u_* + 0.003(U_{10} - U_{10,c})^2 \quad (4.4)$$

欧文效应即 $\Delta u_* = u_{*c} - u_*$ ，只影响跃移通量，并不影响大尺度主模式中的热量、湿度和动量变化。

土壤湿度对跃移的阻碍是由于在潮湿土壤中摩擦速度 u_* 的增加。很多研究采用简单的参数化方案来证明摩擦速度 u_* 是随土壤含水量而增加。采用Fe'can等人的参数化方案，当近

地层表面土壤水份含量(重量) w 超过一个临界值 w_t 时,毛细管作用力就会抑制沙尘的释放。这个临界值定义为:

$$w_t = a(0.17M_{clay} + 0.14M_{clay}^2) \quad (4.5)$$

其中的插入因子直接取自Fe'can 等1999年提出的 a ,引入因子 a 来提高模式的模拟效果。对于发生跃移的临界摩擦速度 u_{*t} , f_w 随土壤水份含量的变化如下^[63]:

$$f_w = \begin{cases} 1 & : w \leq w_t \\ \frac{1}{\sqrt{1+1.21[100(w-w_t)]^{0.68}}} & : w > w_t \end{cases} \quad (4.6)$$

4.1.3 跃移和扬沙

沙尘最初形成,即在地表上由风直接驱动(吹起)的小粒子,可以忽略不计,因为通常 u_{*t} 的值非常大。相反,沙尘的垂直通量主要是由被称之为沙尘起沙机制的第二个过程决定的。这一过程指的是由大粒子在跃移过程中对小粒子的释放^[64]。来自地表和跃移中的大粒子对粘土及粉尘小粒子的冲击释放,依赖于跃移粒子的粒径分布^{[58][65]}。

当地表风速达到跃移的临界风速,地表沙尘粒子开始运动,主要有三种运动形式^[66]:

第一种形式是悬移运动,即颗粒在大气中悬浮一定时间不接触地面,以与气流相同的速度向前运移。这要求气流的向上脉动分速度超过粒子的沉降速度。根据Bangold的研究:粒径小于0.07mm的粒子易发生悬移。半径很小的粒子可以悬移很远。

第二种形式是跃移运动,即沙粒受风力作用脱离地表进入气流中,从气流中不断取得动量加速前进,在粒子自身重力作用下,以相对水平较小的角度下落。落地粒子仍有相当大的动量,可能反弹起来,也可能继续跳跃前进。落地粒子的冲击作用会使落点周围的沙尘粒子飞溅起来并进行跃移,这是个连锁反应。粒径为0.07~1.00mm的粒子易发生跃移。

第三种形式是表层蠕移运动,即颗粒沿地表面滚动或滑动。粒径大于1.00mm的粒子易发生表层蠕移,它们多在较小粒子跃移以后的冲击作用下进行蠕移运动。

起沙后中等大小的粒子主要运动形式是跃移^[67]。跃移起来的粒子再落地会冲击落点周围的沙尘粒子,国内外很多学者认为粒子的跃移冲击是起沙的主要原因^{[68][69][70]}。粒子跃移,

落地冲击，更多粒子跃移，这个过程造成的起沙多沿地面气流方向。

4.2 沙尘的释放

4.2.1 干沉降

矿物沙尘粒子的干沉降的过程包括重力沉降和粒径为0.1-10 μm 粒子的湍流混合。

4.2.1.1 重力沉降

假定粒子以瞬时末速度 v_g 进行重力沉降：

$$v_g = \left(\frac{4gDC_c\rho_p}{3C_D\rho} \right)^{1/2} \quad (4.7)$$

其中采用Seinfeld和Pandis (1997)给出的滑动因子 C_c 和牵引系数 C_D 。通常 C_D 是 v_g 的函数，因此4.7式是一个关于 v_g 的隐式方程。4.7式的迭代解可直接求出，但是对于大尺度的大气模式来说过于费时。下面的斯托克斯（Stokes）近似值解决了这一问题。

对于雷诺数 $Re < 0.1$ ，粒子遵循Stokes定律设速度 u_{st}

$$u_{st} = \frac{D^2\rho_p g C_c}{18\mu} \quad (4.8)$$

其中 μ 是空气的动力粘滞系数。在目前研究的粒径范围0.1-10.0 μm 中，Stokes速度 u_{st} 是瞬时末速度 v_g 一个极好的近似值。但对于 $D > 20\mu\text{m}$ 的粒子采用Stokes速度会使沉降值高出10%。模式可以模拟粒径高达1000 μm 的跃移和扬沙过程。对于大粒子，定义一个时不变的Stokes修正因子 C_{st} 如下所示：

$$C_{st} = v_g / u_{st} \quad (4.9)$$

当矿物粒子大于45 μm 时 C_{st} 修正值会超过10%。模式启动时，在一定温度和压力下，（通常取 $p_0 = 1000\text{mb}$ ， $T_0 = 295\text{K}$ ）按4.9式计算全球干旱风蚀区域每一粒径的 $C_{st}(D, p_0, T_0)$ 。每一时间步长模式计算 u_{st} 并利用时不变修正因子 $C_{st}(D, p_0, T_0)$ 得到 v_g 。这种方法避免了4.7式中每一时间步长的迭代计算。

4.2.1.2 湍流混合

湍流混合采用类似电流的串联原理的方法进行处理^[71]。湍流混合速度 V_t

$$v_t = \frac{1}{r_a + r_b + r_a r_b v_g} \quad (4.10)$$

r_a 表示等通量层的空气动力阻尼，与Bonan^[72]提出的理论相似，用来解释局部稳定效应。 r_a 不依赖于粒径大小，而准片流层的阻尼 r_b 却依赖于粒子的微物理特性。

$$r_b = \frac{1}{u_* (Sc^{-2/3} + 10^{-3/St})} \quad (4.11)$$

分母中的施米特数 Sc 指的是布朗扩散，对于 $D < 0.7 \mu\text{m}$ 粒子布朗扩散运动显著。Stokes数 St 指的是惯性碰撞，当 $D > 5 \mu\text{m}$ 时粒子的惯性碰撞运动变得重要。通过准片流层扩散到固体表面粒子或气体的阻力比例是 $Sc^{-2/3}$ 。对于沉降物粒子的湍流混合，任何风速的阻力限制率是 r_b 。对于粗粒子（ $D > 2 \mu\text{m}$ ），弱风时 r_b 是限制阻力，但当 U 增加到 5ms^{-1} 时， r_a 就变成限制阻力。

4.2.2 湿沉降

沙尘粒子的湿沉降可以发生在云中（云中清除），也可以发生在云下（云下清除）。云中清除包括：核化作用造成的清除，即沙尘粒子成为云滴的凝结核，而不再直接存于大气中，由于沙尘粒子对于水的可溶性较差，其受核化作用影响较小；布朗扩散、湍流扩散作用造成的清除，扩散作用能使沙尘粒子向云滴附着；云中的降水粒子降落拖拽作用造成的清除。云下清除主要是由降水的拖拽作用造成的，这种清除作用对沙尘气溶胶的空间浓度的影响是主要的。

描述固体气溶胶的云下清除过程，主要考虑降水拖拽作用的影响，有关研究显示大致有三种方法：1. 清除系数法^{[73][74][75]}；2. 清洗对比法^[76]；3. 类似雨滴碰并云滴的方法^[77]。

对于小的沙尘粒子，湿沉降或者说雨水对粒子的清除是主要的沉降过程，因为干沉降对 $D < 2 \mu\text{m}$ 的粒子沉降作用不大^[78]。下一章节我们介绍的模式区别四种类型的湿沉降：降

水云中的粒子通过核化作用的清除可被移除，被清除的沙尘粒子包含在雨滴中；降水云下的粒子易产生云下清除（碰撞清除），通过降尘将粒子聚集起来。对于对流云降雨和层状云降雨分别考虑核化清除和云下清除。

利用 *Rasch* 等人的方法^[79]来解决云气溶胶的相互作用和气溶胶粒子的清除。修正后，利用质量平均处理湿清除过程。归一化的清除系数 $\bar{\Lambda}_M \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$ 定义如下

$$\frac{dM_p}{dt} = -AP_M \bar{\Lambda}_M M_p \quad (4.12)$$

$M_p \text{ kg m}^{-2}$ 是网格内气溶胶质量浓度， A 是网格尺度雨水清除过程的水平百分比。 P_M 是与清除雨滴交互作用的比率。对于核化清除， $P_M \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 是局地水汽凝结成雨滴的转化率，并且无论是对流云还是层状云降水，对于任何粒径大小 $\bar{\Lambda}_M = 0.01$ 。这与 *Rasch* 描述的硫酸盐核化清除相同，不同点在于沙尘在冻结云中也发生核化清除。

第五章 沙尘释放与沉降模式

5.1 模式简介

沙尘释放与沉降模式(Dust Entrainment And Deposition model,DEAD)是一个用来模拟与沙尘天气过程相关的沙尘释放和沙尘沉降的模式。模式最大的特点是考虑了地面与大气之间的热量、水汽以及动量交换对边界层的动力运动和热运动的影响。在考虑地形影响时引入了一个地形修正因子 S , S 正比于每一个源区的上游径流面积,以增强模式的模拟能力。DEAD 模式包括起尘模块和沉降模块。图 5.1 显示了 DEAD 模式包括的各个模块和流程。

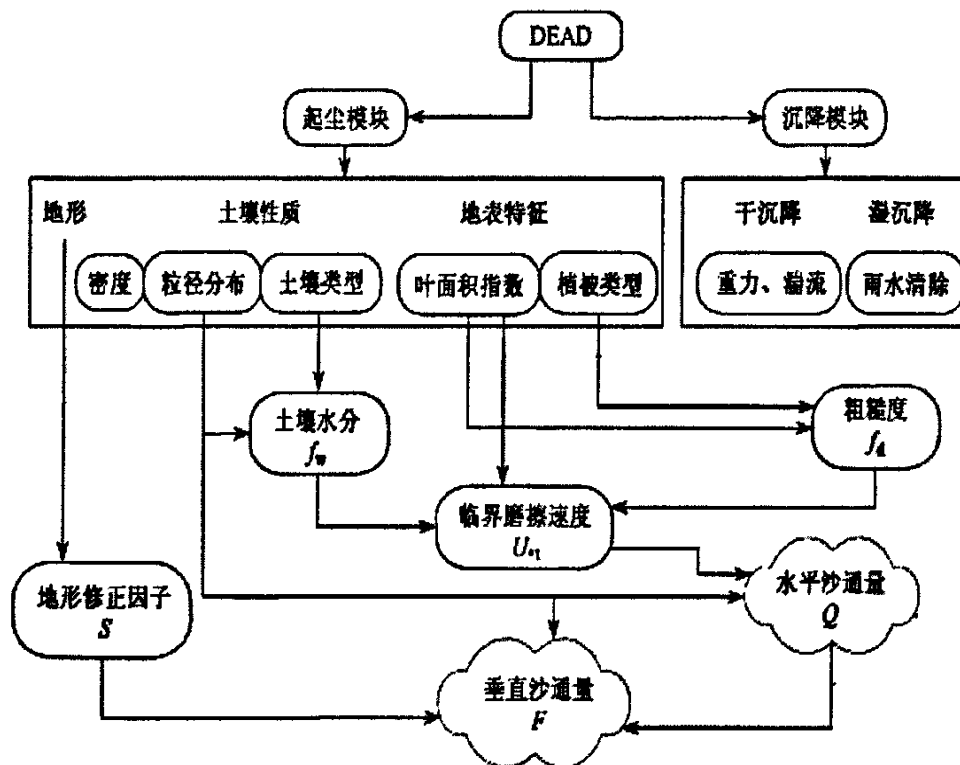


图 5.1 沙尘模式流程

Fig.5.1 The chart of the DEAD model

DEAD 模式作为箱室模式 (Box Model) 可独立运行, 或者作为一个矿物沙尘起沙和

沉降模块耦合在大尺度大气模式中。目前，DEAD 模式可与全球大气化学传输模式 (Model of Atmospheric Transport and Chemistry, MATCH)，CTM 以及 NCAR 的 CCM 模式进行耦合，从而建立能够完整描述沙尘的扬起、输送和沉降的动态过程。箱室模式提供了一个灵活的缺省来设置环境参数（例如风速）以及微物理参数。该模式有助于对风蚀区和沙尘源区进行敏感性试验的研究，并可将模拟结果与地面测站观测资料及卫星资料进行对比。

沙尘源区粒子粒径 (D) 分布分为 3 个模态^[60]，大气沙尘只考虑了对长距离输送有意义的 4 个粒径组，粒径范围在[0.1-10.0 μm]，四个粒子组边界值分别为[0.1 μm ，1.0 μm ，2.5 μm ，5.0 μm ，10.0 μm]。表 5.1 中 Dmin、Dmax 表示每粒径组内的粒子粒径的最小值和最大值， \tilde{D}_v 为中值粒径， σ_g 为几何标准偏差，比（即每单位质量）数 N，表面区域 S， ψ_s 为雨水的清除系数， ψ_e 为消光系数，Mj 为每个粒径组传输沙尘质量百分比。

表 5.1 输送粒径及各粒级的特征参数

Table 5.1 Transport Bins and Sub-Bin distribution Parameters¹

Bin unit	Dmin μm	Dmax μm	\tilde{D}_v μm	σ_g	N $\#\text{kg}^{-1}$	S m^2kg^{-1}	ψ_s m^2kg^{-1}	ψ_e m^2kg^{-1}	Mj %
1	0.1	1.0	2.524	2.0	3.484+15	3.464+03	2.834+03	2.893+03	3.2
2	1.0	2.5	2.524	2.0	2.138+14	1.471+03	7.779+02	8.350+02	17
3	2.5	5.0	2.524	2.0	2.205+13	7.107+02	3.343+02	3.825+02	41
4	5.0	10.0	2.524	2.0	3.165+12	3.741+02	1.705+02	1.961+02	38

¹Interpret 3.484+15as 3.484 $\times 10^{15}$

沉降模块包括干沉降过程和湿沉降过程。干沉降过程中沙尘颗粒主要受本身的重力作用和大气湍流作用，干沉降通量 $F_D[\text{kg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{s})^{-1}]$ ：

$$F_D = \frac{V_d g M_p}{R_d T} \quad (5.1)$$

式中， V_d 为沙尘的干沉降速度， R_d 为干空气气体常数， T 为绝对温度， M_p 为沙尘浓度。湿沉降过程中沙尘颗粒主要受雨滴成核作用和雨水冲刷作用，湿沉降通量 $F_w[\text{kg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{s})^{-1}]$

$$F_w = AP_M \bar{\Lambda}_M M_p \quad (5.2)$$

A 为网格尺度雨水清除过程的水平百分比, $P_M[\text{kg} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{s})^{-1}]$ 为局地水蒸气转变成水滴的比率, $\bar{\Lambda}_M = 0.01 \text{m}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$, 为柱状清除系数^[81]。

表 5.2 列出了模式中引入的湿沉降清除效率。对每种类型的云降水(层状云和对流云降水)显示了每个传输组两种云下清除效率。第一个是理论质量平均清除系数 $\bar{\Lambda}_M$, 第二个是 DEAD 模式使用的值, 采用 Dana 和 Hales 的方法^[82]得到理论值 $\bar{\Lambda}_M$ 。

表 5.2 云下清除效率

Table 5.2 Sub-Cloud Scavenging Efficiencies

Diameter μm	Convective		Stratiform	
	Theory ^a $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$	DEAD ^b $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$	Theory $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$	DEAD $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$
0.1–1.0	7.61 – 5	2.00 – 2	2.47 – 4	3.00 – 2
1.0–2.5	4.10 – 3	5.00 – 2	8.53 – 3	1.00 – 1
2.5–5.0	1.05 – 1	1.05 – 1	1.97 – 1	1.97 – 1
5.0–10.0	2.68 – 1	2.68 – 1	4.78 – 1	4.78 – 1

^aTheoretical values computed as in Seinfeld and Pandis [1997]

^bValue used in DEAD

5.2 模式预报原理

DEAD模式根据Marticorena和Bergametti^[56]提出的微物理和微气象学方法(MaB95)来研究沙尘起动机理。

起沙方案首先要模拟跃移粒子的产生及跃移强度。跃移开始的条件是地表大气的湍流拖拽力提供足够的动力来克服沙尘粒子的重力惯性。边界层湍流作用的结果提供了必要的地表拖拽力, 在模式中用摩擦速度 u_* 来表示。为了得到适合沙尘起动机理的摩擦速度 u_* ,

DEAD模式独立于主模式（如 MATCH模式），利用更适合沙源区的边界条件解决了边界层湍流的问题。沙源区地表粗糙度长度设定为全球均匀的值 $z_{0,m}=100\mu\text{m}$ 。对于研究风蚀土壤表面，该值比大尺度大气环流模式中采用的裸露地表的粗糙度长度值（ $z_{0,m}\sim 5\text{ cm}$ ）更为典型。地表和大气间通过不断地调节地表热量、水汽和动量交换以保持辐射场的热平衡，从而得到边界层的动力学和热力学特性。

DEAD耦合的主模式CTM使用由六小时NCEP/NCAR再分析资料内插得到的上层体积土壤水份含量 $\theta\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ 。将NCEP资料中的体积水份含量 θ 转换为公式4.5、4.6中的重量水份含量（干燥大气主要成分） $w\text{ kg kg}^{-1}$ 。需要得到单位体积土壤的空气小孔体积。假定土壤中体积水份含量饱和， $\theta\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ 就相当于干燥土壤中多孔空气的体积，也就是说，当所有颗粒间小孔都充满水份时土壤处于饱和状态。在该假设下， θ 和 w 的等式关系如下：

$$\theta_s = 0.489 - 0.126M_{sand} \quad (5.3)$$

$$\rho_{b,d} = \rho_p(1.0 - \theta_s) \quad (5.4)$$

$$w = \theta\rho_l / \rho_{b,d} \quad (5.5)$$

在这里 $M_{sand}\text{ kg kg}^{-1}$ 是土壤中沙尘所占质量百分数， $\rho_p=2500\text{kgm}^{-3}$ 是平均土壤粒子密度， $\rho_l=1000\text{kgm}^{-3}$ 是液态水密度， $\rho_{b,d}\text{kgm}^{-3}$ 是干燥土壤容量（土壤单位体积干重）。因此，对于给定的 θ ，沙质土壤的 w 更小。

在全年扬沙活跃的区域，NCEP资料中土壤湿度 w 通常超过 $0.1\text{ m}^3\text{ m}^{-3}$ 。一般认为在由NCEP资料的 w 驱动的全球尺度模式中，对公式4.5设定 $\alpha=5$ 能得到一个较合理的结果。基于分别在DEAD和MATCH中采用的不同的土壤粗密度，水分模式和降水区域，每六小时仅能在两个模式层得到NCEP资料的 θ 。这一矛盾有可能导致模式的结果出现偏差。耦合于主模式的DEAD模式利用均匀的地表描述消除了这一矛盾。

5.2.1 水平跃移通量

全球沙尘模型中沙尘释放的物理特征有很大的区别。总结这些基本的不同点有助于认识耦合模式初始场的差别。早期的许多研究认为沙尘垂直通量 F_d 跟风速 U 成立方或平方的

关系。通常采用一个均匀的临界风速 U_t 。Woodward(2001)通过假设跃移层质量分布等于沙源区质量分布,得到了每一沙尘粒径等级跃移通量 $Q_s(D)$ 。如公式5.6所示,采用5.7式的区域土壤粘土含量将这些水平通量 $Q_s(D)$ 转换成垂直通量。Ginoux等^[84]对沙尘粒子(非跃移粒径粒子)采用了一个依赖于粒径大小的阈值速度 u_{*t} ,该值随粒径的减小而降低。相对于风洞试验,较弱的风蚀作用直接将沙尘粒子释放到大气中。

根据White(1979年)的理论,DEAD模拟计算了源区沙尘大粒子的总的水平跃移通量 Q_s 。

$$Q_s = \frac{c_s \rho u_*^3}{g} \left(1 - \frac{u_{*t}}{u_*}\right) \left(1 + \frac{u_{*t}}{u_*}\right)^2 \quad (5.6)$$

式中 $C_s=2.61$ 为经验常数, ρ 是大气密度, u_* 是摩擦速度, g 是重力加速度, u_{*t} 是临界摩擦速度。这一关系假设跃移粒子垂直通量和摩擦速度差 u_*-u_{*t} 成线型关系。微物理跃移模型即风洞试验证实了这一假定。DEAD模式假定总的 Q_s 只由粒径 D_0 粒子的临界摩擦速度 $u_{*t}(D_0)$ 决定。

水平跃移通量 Q_s 通过起沙质量功率 α 转化为沙尘垂直通量 F_d ,即 $F_d = \alpha Q_s$ 。观测资料表明 F_d 依赖于沙源区土壤质地^[70],并随着 u_* 的增加范围增宽。DEAD模式采用了独立于粒径大小和拖拽作用的参数 α 。

$$\alpha = 100 \exp \left[\left(13.4 M_{\text{clay}} - 6.0 \right) \ln 10 \right] \quad (5.7)$$

其中沙源区粘土颗粒的质量百分数限定为 $M_{\text{clay}} < 0.20$ 。当沙源区土壤质地 M_{clay} 由0.0(沙地)增加到0.20(砂质壤土)时,扬沙质量功率 α 将增加近3个数量级。这一参数化表示在应用于土壤特征可靠的区域模式中得到了合理的结果^[61],因此,模式采用了一个全球均匀的值 $M_{\text{clay}} = 0.2$ 来计算公式5.7中的 α 。若不作该假设,东亚地区的沙尘的释放,载荷以及沙尘气溶胶光学厚度将比北非地区高2—15倍。这会破坏模拟的真实度。当有更多可靠的全球沙蚀土壤资料时该假设将不再考虑。

目前模式采用IGBP土壤数据资料^[83]。沙化的IGBP土壤对水份蒸发有一个订正阈值,因此代表了更加干燥的地表。

DEAD模式假定在裸露地表只要 $u_* > u_{*t}(D_0)$ 时就发生跃移,导致扬沙的产生。这一假

定意味着粒径大小 D_0 的粒子脱离地面后, 将以很低的摩擦速度开始跃移。

5.2.2 垂直沙尘通量

总结前面所描述的物理过程, 当 u_s 大于 u_{q_i} 时, 起尘模块针对3个源区模态和4个输送粒径组进行模拟, 第 j 粒径组沙尘的垂直通量为

$$F_{d,j} = TA_m S \alpha Q_s \sum_{i=1}^I M_{i,j} \quad (5.8)$$

其中, A_m 为某个网格内裸露地表的百分比, S 为新引入的地形修正因子, $M_{i,j}$ 为第 j 粒径组携带源区第 i 模态粒子的质量百分比, α 为水平跃移的溅射系数。对 $F_{d,j}$ 进行时间步长积分, 便可求得大气柱沙尘浓度 $M_p(\text{kg} \cdot \text{m}^{-2})$ 。全球调整因子 T 用来得到一个较合理的气候模拟。由于 Q_s 随风速的非线性变化, 全球平均 $F_{d,j}$ 依赖于模式的水平和瞬时结果。在模拟中取模式调整参数 $T=7.0 \times 10^{-4}$, 可以得到全球每年沙尘 ($D < 10 \mu\text{m}$) 释放到大气中的沙通量。

5.2.3 粒径分布

DEAD模式采用了一个粒子组的方法对离散的, 相互不影响的各个粒径(质量)级别的粒子进行分档。当输入组数少时每一个粒径组有一个独立配置的次级粒径组分布, 这能够更精确的计算粒子数量和光学特征。根据模式的计算需要, 可任意设定传输的粒径组数目。尽管矿物沙尘气溶胶的释放是由于沙尘粒径粒子的跃移产生, 但只有粒径 $D_p < 10 \mu\text{m}$ 的粒子能被风夹带进行长距离的传输滞留在大气中。假定由公式5.6和5.7获得的沙尘的垂直通量 F_d 在一个三个模态的解析对数概率密度方程(PDF)中是按粒径分布的。这个PDF方程包括由 $D'Almeida$ 提出的沙尘背景模式。这三个模式称之为三个源区模式。表5.2列举了沙源区沙尘的一些参数。其中有每个模式的中值直径数 \tilde{D}_n , 中值直径质量 \tilde{D}_v , 几何标准偏差 σ_g 和质量百分数 M 。中间的模式为长距离传输主模式, 模式的 $\sigma_g=1.9$, 与由卫星观测的可见光的光学厚度中的 $\sigma_g=2.0$ 有很好的吻合^[85]。

表5.3 三个源区模式粒径分布

Table5.3. Tri-modal Size Distribution in Source Regions¹

\tilde{D}_n	\tilde{D}_v	σ_g	M
μm	μm	fraction	fraction
0.16	0.832	2.10	0.036
3.19	4.82	1.9	0.957
10.0	19.38	1.6	0.007

¹Background dust mode of D'Almeida[1987]

主模式在J传输组中记录沙尘信息。通常选择J的数值来平衡计算方法，以估算精确的沙尘粒子数量，表面区域和体积（质量）。每个源区模式i的质量百分数，即在每个传输粒径组j中携带的质量百分数，构成质量矩阵 $M_{i,j}$ 。因此，在源区模式中的沙尘质量假定为对数正态分布。矩阵 $M_{i,j}$ 表示为^[85]：

$$M_{i,j} = \frac{1}{2} \left[\operatorname{erf} \left(\frac{\ln \left(D_{\max,j} / \tilde{D}_{v,i} \right)}{\sqrt{2 \ln \sigma_{g,i}}} \right) - \operatorname{erf} \left(\frac{\ln \left(D_{\min,j} / \tilde{D}_{v,i} \right)}{\sqrt{2 \ln \sigma_{g,i}}} \right) \right] \quad (5.9)$$

其中， erf 是标准偏差函数， $D_{\min,j}$ 和 $D_{\max,j}$ 是粒径组j的最小和最大直径， $\tilde{D}_{v,i}$ 和 $\sigma_{g,i}$ 分别是源区模式的质量中值直径和几何标准偏差。源模式的总的传输质量百分数为 $\sum \sum M_{i,j} = M$ 。如果源区模式I中所有质量包含在粒径范围 $[D_{\min,0}, D_{\max,J}]$ ，那么 $M=1$ 。在研究中，D的范围是 $0.1 < D < 10.0 \mu\text{m}$ ，M的值取 $M=0.87$ 。剩余未传输质量也就是13%几乎都在中值直径 $19 \mu\text{m}$ 粗粒上，这对长距离传输并不重要^[85]。

在每一个传输粒径组中，模式假定粒子有一个解析的，时不变的，次级粒径组分布。由于粒径依赖于源—汇过程，当每一个粒径组中的绝对质量随时间步长改变时，假定的次

级粒径组分布是不会改变的。图5.2为七月份巴巴多斯岛模拟传输的粒径分布^[86]。在非洲沙源区域，大约80%传输的质量在粒径范围 $D > 2.5 \mu\text{m}$ 。在传输过程中，粉尘粒径组的沉降和大粒子的优先净化的质量比在粘土粒径组中低(表5.2)，但是假定了次级粒径组分布数量，表面区域和质量不会改变。非洲沙尘传输模式的研究估计 $\bar{D}_v = 3.5 \mu\text{m}$ 或者更大^[87]。

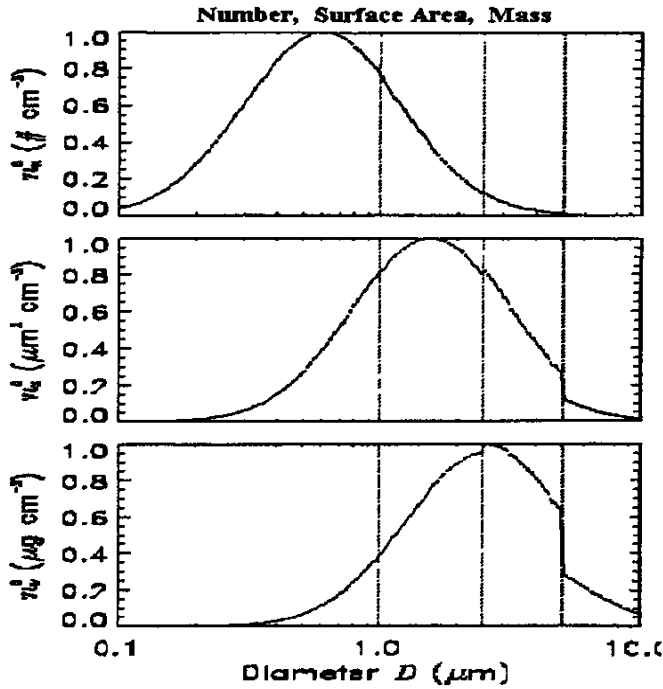


图5.2 粒径正态分布：粒径组数，地表区域面积，质量分布^[86]

Fig.5.2 Predicted normalized size distribution at Barbados in July. Transport bins are separated by dashed vertical lines. Solid curve shows prescribed sub-bin number, surface area, and mass distribution^[86].

Shettle (1984)提出长距离传输模式的 $\bar{D}_v = 2.524 \mu\text{m}$, Schulzet 等^[85]对其进行修正, 设 $\sigma_g = 2.0$ 作为所有传输粒径组的次级粒径组分布。这样对长距离传输模式模拟的沙尘传输更加真实。表5.1列出了模式中对于 $J=4$ 的传输粒径组的粒径网格, 次级粒径组分布参数和粒径组平均物理性质。可以看到, 对于 J 值较大时, 次级粒径组分布就不重要了。当考虑

计算效率而选取较小的J时, 次级粒径组分布就显得重要了。解析的次级粒径组分布对应于相应的物理特性, 这些物理特性在粒径组宽度上变化显著。例如, 对于沙尘粒径范围在 $0.1 < D_p < 1.0 \mu\text{m}$ 上, 质量消光系数有十分明显的变化, 变化范围在 $125-3600\text{m}^2\text{kg}^{-1}$ 。对于整个粒子组取 $\psi_e=2893 \text{m}^2\text{kg}^{-1}$, 对应于 $D=0.37$ or $0.84 \mu\text{m}$ 的单分散粒子的消光系数。

对所有独立于时间变化的不同粒径的粒子特性(消光特性, 横截面上的雨水清除, 沉积速度), 在某一高度的粒子网格中进行计算, 得到次级粒子组的分布(表面区域的消光, 体积的沉降), 并与粒子组的平均值构成整体。粒子组的边界值设在 $2.5\mu\text{m}$ 和 $10.0\mu\text{m}$ 有助于与美国的PM2.5和PM10标准进行比较。

5.2.4 地形和地表约束

许多沙尘天气发生在完全贫瘠的地区, 例如撒哈拉沙漠或是沙特阿拉伯半岛。然而, 还有一些重要的沙源在半干旱地区, 在这些区域的植被覆盖是抑制沙尘的主要因素。例如西非的荒漠草原。此外, 大量的裸地处于气候温和的沙尘少发地区。因此, 研究由于植被和积雪从而抑制沙尘的发生是十分必要的。在一个网格 A_m 中计算裸露地表的百分数, 并按起沙机制分为干燥土壤, 无积雪覆盖地表和无植被覆盖地表三者的乘积。

$$A_m = (1 - A_l - A_w)(1 - A_s)(1 - A_v) \quad (5.10)$$

其中 A_l 和 A_w 分别是地表湖泊和湿地覆盖的百分数; A_s 是地表的积雪覆盖百分数, A_v 是由植被覆盖的地表百分数。

地表植被覆盖有利于抑制矿物沙尘的发生, 因此植被覆盖是减少土壤风蚀的一个重要的因素。首先, 对于空气动力作用的汇来说, 将有植被和树叶覆盖的地表和裸露地表进行比较。由于植被覆盖对地表起到防风作用, 因此拖拽分离作用在侵蚀地表的拖拽作用较小。其次, 植被和根茎系统能有效的锁住土壤水份。公式4.6说明了植被对土壤水份的保持作用。假定植被对沙尘的抑制作用是通过线性减少网格中裸露土壤百分数 A ,

$$A_v = \min[1.0, \min(V, V_t)/V_t] \quad (5.11)$$

其中植被面积指数 V 是叶面(单侧)与茎面积指数的总和。因此, 当 $V=0 \text{m}^2 \text{m}^{-2}$ 时,

$AV = 0$, 当 $V \geq V_t$ 时 $Av = 1$ 。以前的研究采用由1km卫星数据得到的全球植被数据资料, 该资料提供了每月叶面积指数, 得到对于完全抑制扬沙的临界速度为 $V_t = 0.3 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ 。

积雪覆盖的地面的水平百分数 A_s 对沙尘的释放也起到类似的抑制作用。积雪覆盖百分比来自于由分析(或模拟)得出相同积雪厚度 h_1 的液体水。假定雪的容积密度为 $\rho = 100 \text{ kgm}^{-3}$, 该值与抑制沙尘释放最为相关。

$$h = h_1 \rho_1 / \rho_s \quad (5.12)$$

$$A_s = \min(h/h_t, 1.0) \quad (5.13)$$

h 是积雪的几何厚度, 积雪覆盖达到100%时的厚度 $h_t = 0.05 \text{ m}$, 对沙尘起到抑制作用^[72]。

基于卫星反演得到关于陆地上空气溶胶吸收光学特性资料, 气候性沙尘释放地区与地形上低压区是相一致的。这些低压区堆积了冲积的沉积物。*Ginoux*^[84]根据一个源区侵蚀度因子 S 将这一假设参数化, 定义为在 $10^0 \times 10^0$ 区域中, 相对于总海拔范围的区域起始高度之上的局地高度比的五次幂。 S 的这一定义不同于水文学中对冲积盆地的定义, 因为 S 基于一个不连续的海拔高度的函数而不是在水文学中的地表径流通道。

DEAD模式提出的独立于时间变量的侵蚀度因子同样基于冲积沉积物的湍流理论。模式将 S 作为源区的上游径流面积进行定量研究, 它来自于沉积输送在地表径流的累积。采用*Jenson*和*Domingue*^[89]描述的二阶程序, 在一个数字海拔图(NGDC TerrainBase 5 minute resolution)中计算这一径流面积。由于地表径流的估计值不包括在 S 中, 因此称 S 为地貌侵蚀度因子, 而不是地形或水文侵蚀度因子。*Zender*等^[90]对 S 做了完整描述并和其他侵蚀度因子之间进行比较。图5.3为假定全球均匀的土壤侵蚀度因子 S 以及按 S 得到的年均沙尘释放质量通量。相对于无侵蚀度因子的模拟, 无论是**DEAD**模式还是*Ginoux*等^[84]采用的空间异构 S , 都极大的改进了用TOMS卫星模拟的气溶胶吸收指数的空间相关性。

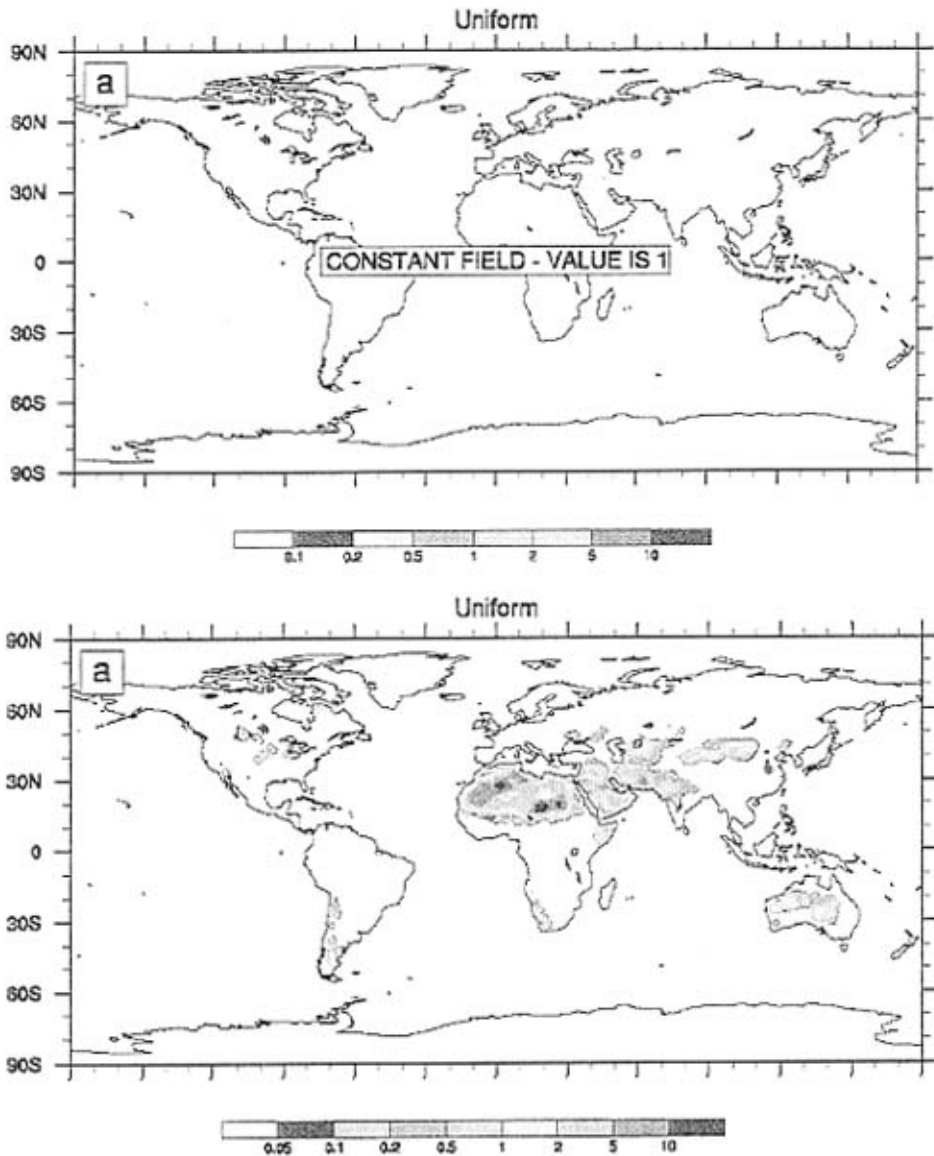


图5.3 均匀土壤侵蚀度因子S和按S估算的年均沙尘释放通量^[90]

Fig.5.3 Soil erodibility S and Predicted annual mean mass emissions flux [$\text{gm}^{-2}\text{s}^{-1}$] for Uniform^[90]

按公式5.8的定义，未经订正的DEAD模式能计算较少的，地理位置不同的沙尘源区的垂直通量，但是这些区域通常缺乏地表观测资料，而且其卫星资料也并未显示气候性地强

沙尘载荷。这些沙尘高发区集中在格陵兰岛, Hudson海湾, 西伯利亚和欧洲北部的沿岸或附近, 对陆地植被覆盖有很强的依赖性。这些极地沙源对沙尘的传输载荷作用不大, 因为它们通常很快就会被清除, 但是它们能增加5—10%的地表通量。为了防止这些不确定的沙源影响模式的全球模拟试验, 通过对侵蚀度因子S沿海岸线和北纬60度进行零位调整来去掉这些沙源。模式中采用ad hoc标准(例如, 定位或平均相对湿度)排除明显的不确定沙源, 去掉物理模型和边界层数据资料中的缺陷部分。这些不确定的沙源有可能是实际的沙源, 但由于强度弱, 吸收指数低或较厚的边界层而并没有显示在TOMS卫星图上。它们也可能是接近活跃状态或是在气候中受到人为控制的潜在沙源。

5.3 模式输入/输出及资料前处理

我们采用 **DEAD** 版本 1.4.3(主页为 <http://dust.ess.uci.edu/dead/>), 该版本引入了能读取随时间序列变化的气象数据资料的模块。**DEAD** 模式的 I/O 支持 netCDF 数据格式(可在 <http://www.unidata.ucar.edu/packages/netcdf> 下载), 因此在运行模式前要对 netCDF 进行安装。我们使用的操作系统为 Red Hat Linux release 9(shrike), C, C++的编译环境为 GCC (4.0.2), 我们选用 Fortran 编译器 G95, 支持模式源代码的.F90 程序。在 `./bash_profile` 文件中设置环境变量:

```
CC=gcc; FC=g95; F90=g95; CXX=g++; CPPFLAGS="-Df2cFortran".
```

经过调试和配置后, 我们使用 GNU/Make 按照模式的 makefile 文件的规则, 对 **DEAD** 模式的源文件进行编译、连接, 在 `./bin/${PVM_ARCH}` 目录下会自动生成可执行的二进制程序文件“dead”。我们在环境中安装了并行虚拟机 pvm3, 在模式编译过程中由 `pvmgetarch` 命令自动获取 `$PVM_ARCH` 为“LINUX”。同样需要在 `./bash_profile` 文件中设置环境变量 `PVM_ROOT` (PVM 的安装目录)及 `PVM_ARCH` (PVM 安装的操作系统)。

模式的输入资料 `paws_Ptr_19910101_20031231` 来自美国帕特森 (Lat:46.0 Lng:-120) 极地自动天气站 (PAWS tation at Paterson, WA, USA), 资料包括连续 13 年的气象数据 (1991—2003 年)。我们利用一个脚本程序 `paws2nc.sh` 将该气象站数据转换为能带入 **DEAD** 模式的 netCDF 格式的数据 `paws_Ptr_19910101_20031231.nc`。转换后数据格式的时间分辨率

15 分钟，12 个变量，共有 451189 个时间步长，如表 所示。我们可以设置任意时间步长数来运行模式，如设时间步长为 10：

```
dead -time_nbr=10 ${DATA}/esh/paws_Ptr_19910101_20031231.nc ~/dead.nc
```

表 5.4 DEAD 输入文件 paws_Ptr_19910101_20031231.nc 中记录的数据

Table5.4 DEAD-compatible input forcing file paws_Ptr_19910101_20031231.nc

variables \ timesteps	time[0]=19910101	time[451188]= 20031215.3438
date_gregorian (YYYYMMDD)	19910101	20031215
day_of_month (day)	1	15
doy(day)	1	349. 34375
doy_int (day)	1	349
flx_dwn_SW (watt meter ⁻²)	0	29. 31
hour_of_day (hour)	0	8
minute_of_hour (minute)	0	15
month_of_year (month)	1	12
tpt_mdp (celsius)	-4.71	2. 935
wnd_znl_mdp (meter-second ⁻¹)	0.4	3. 569
year	1991	2003

5.4 模拟结果

模式运行后会产生会输出两个文件，dead.nc 和 dst_mss_bdg.nc。 dead.nc 详细记录了 DEAD 箱室模式的时变状态，大约自动记录了 150 个输出变量。dst_mss_bdg.nc 记录了箱室模式随时间变化的质量收支，主要用于分析主模式中的沙尘气溶胶的质量收支。

我们使用软件 NCO (NetCDF Operator, 可在 <http://nco.sourceforge.net/> 下载), 对模式生成的 NetCDF 格式文件进行操作和处理。例如:

```
ncks -C -H -F -u -d time,,10 -v wnd_frc_mbl, wnd_frc_dps ,wnd_frc_sl,wnd_frc_thr_sl,
wnd_mdp dead.nc
```

在终端中输入上述命令, 将提取时间步长数 10 以内的变量 `wnd_frc_mbl`, `wnd_frc_dps`, `wnd_frc_sl`, `wnd_frc_thr_sl`, `wnd_mdp`, 并同步输出数据的单位。结果如表 5.11 所示。

表 5.4-5.9 为起沙参数化方案、辐射模块、地表模块、化学模块和调试模块初始化后的输出结果。其中, 平均水平风速在 95.00m 高度为 $10.05\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 总的传输质量沙尘通量百分数为 0.806, 土壤侵蚀度因子(BSN_FCT)为 1。

表5.5 传输粒径范围

Table 5.5 Transported size classes:

idx	dmt_min	dmt_max	dmt_ctr	dmt_nmr	dmt_nwr	dmt_vmr	dmt_vwr
unit	μm	μm	μm	μm	μm	μm	μm
1	1.000E-01	1.000E+00	5.500E-01	5.772E-01	5.851E-01	8.093E-01	7.806E-01
2	1.000E+00	2.500E+00	1.750E+00	1.398E+00	1.496E+00	1.825E+00	1.808E+00
3	2.500E+00	5.000E+00	3.750E+00	3.041E+00	3.221E+00	3.525E+00	3.601E+00
4	5.000E+00	1.000E+01	7.500E+00	5.810E+00	6.161E+00	6.518E+00	6.814E+00

表5.6 粒子组分布信息

Table 5.6 Size distribution information:

Idx	dmt_nma	dmt_vma	Gsd	dns	mss_frc
Unit	μm	μm	frc	kg m^{-3}	frc
1	8.281E-01	3.500E+00	2.000E+00	2.500E+03	9.967E-03
2	8.281E-01	3.500E+00	2.000E+00	2.500E+03	4.856E-02
3	8.281E-01	3.500E+00	2.000E+00	2.500E+03	3.025E-01
4	8.281E-01	3.500E+00	2.000E+00	2.500E+03	6.390E-01

表5.7 非球形粒子信息

Table 5.7 Aspherical particle information:

Idx	asp_rat	dmt_mnr	dmt_mjr	dmt_ctr
Unit		μm	μm	μm
1	1.000E+00	5.500E-01	5.500E-01	5.500E-01
2	1.000E+00	1.750E+00	1.750E+00	1.750E+00
3	1.000E+00	3.750E+00	3.750E+00	3.750E+00
4	1.000E+00	7.500E+00	7.500E+00	7.500E+00

表5.8 化学特性信息

Table 5.8 Chemistry information:

idx	stk_crc	nbr_spc	sfc_spc
unit	Frc	$\# \text{ kg}^{-1}$	$\text{m}^2 \text{ kg}^{-1}$
1	9.996E-01	2.654E+15	3.270E+03
2	9.996E-01	1.876E+14	1.409E+03
3	9.996E-01	2.051E+13	6.926E+02
4	9.996E-01	2.973E+12	3.654E+02

表5.9 光学厚度信息

Table 5.9 Optical depth information:

idx	dmt_swr	ext_spc	bck_spc
Unit	μm	$\text{M}^2 \text{ kg}^{-1}$	$\text{m}^2 \text{ kg}^{-1}$
1	7.339E-01	2.893E+03	9.864E+02
2	1.704E+00	8.350E+02	1.825E+03
3	3.465E+00	3.825E+02	2.388E+02
4	6.568E+00	1.961E+02	1.337E+02

表5.10 雨水清除系数信息

Table 5.10 Scavenging coefficient information:

idx	dmt_vwr	scv_cnv	scv_str
unit	μm	$\text{m}^2 \text{ kg}^{-1}$	$\text{m}^2 \text{ kg}^{-1}$
1	7.806E-01	2.000E-02	3.000E-02
2	1.808E+00	5.000E-02	1.000E-01
3	3.601E+00	1.049E-01	1.975E-01
4	6.814E+00	2.677E-01	4.781E-01

模式运行后得到dead.nc输出文件，记录了沙尘起动数据归档文件、干湿沉降数据归档文件、化学数据归档文件以及沙尘大气柱质量和光学路径。其中，莫宁-奥布霍夫长度(mno_lng_dps)为-9.5m，水汽混合比(q_H2O_vpr)为0.0176721 kg kg⁻¹，分档的粒径组中心(Nominal size bin center)分别为sz(1)=5.5e-07 m; sz(2)=1.75e-06 m; sz(3)=3.75e-06 m; sz(4)=7.5e-06 m; 沙源分布的质量中值直径(Mass median diameter of source distribution)分别为sz_src(1)=1.5e-06 m; sz_src(2)=6.7e-06 m; sz_src(3)=1.42e-05 m; 表5.10为粒径网格界面值。

表5.11 粒径网格界面

Table 5.11 Size grid interfaces

sz_grd(1)	m	sz_grd(2)	m	sz_grd(3)	m	Sz_grd(4)	m	sz_grd(5)	m
1e-07		1e-06		2.5e-06		5e-06		1e-05	

在时间步长time(10)=0.277778，总的沙尘传输路径气柱质量(DSTMPC)为6.79489e-14 kg·m⁻²，总的大气柱沙尘光学厚度(DSTODXC)为1.33811e-11 fraction。在中层大气压强为lev(1)=100825 pascal上，总沙尘混合比(DSTQ)为6.66351e-16 kg·kg⁻¹。表5.11列出了每一时间步长的各个摩擦速度。

表5.12 摩擦速度(起沙)，摩擦速度(沉降)，跃移摩擦速度，跃移临界摩擦速度

Table 5.12 Friction velocity(mobilization),Friction velocity(deposition),Saltating friction velocity,

Threshold friction velocity for saltation

timesteps	wnd_frc_mbl	wnd_frc_dps	wnd_frc_slt	wnd_frc_thr_slt
day	m·s ⁻¹	m·s ⁻¹	M·s ⁻¹	m·s ⁻¹
time(1)=0.0277778	0.0740587	0.00695053	0.0740587	Nan
time(2)=0.0555556	0.243778	0.236793	0.263761	0.0229985
time(3)=0.0833333	0.235033	0.222234	0.252392	0.0237881
time(4)=0.111111	0.231584	0.216554	0.247995	0.0239584
time(5)=0.138889	0.215251	0.190075	0.22807	0.0211821
time(6)=0.166667	0.180275	0.137036	0.186781	0.020112
time(7)=0.194444	0.191473	0.153436	0.199758	0.0198718
time(8)=0.222222	0.231439	0.216234	0.248131	0.0218619

time(9)=0.25	0.278564	0.297112	0.310483	0.0237602
time(10)=0.277778	0.289689	0.317111	0.326067	0.0244227

图5.4为DEAD模拟的沙尘垂直通量 (DSTSFMBL) 随近地面平均风速变化的模拟情况。由图可以看出, 沙尘垂直通量随风速增大而增大, 通量为零时风速约为 $4.01 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。此值与吴正^[68]提出沙地的临界起沙风速为 $4.0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 十分接近。验证了该模式估算的沙地临界起沙风速基本合理。

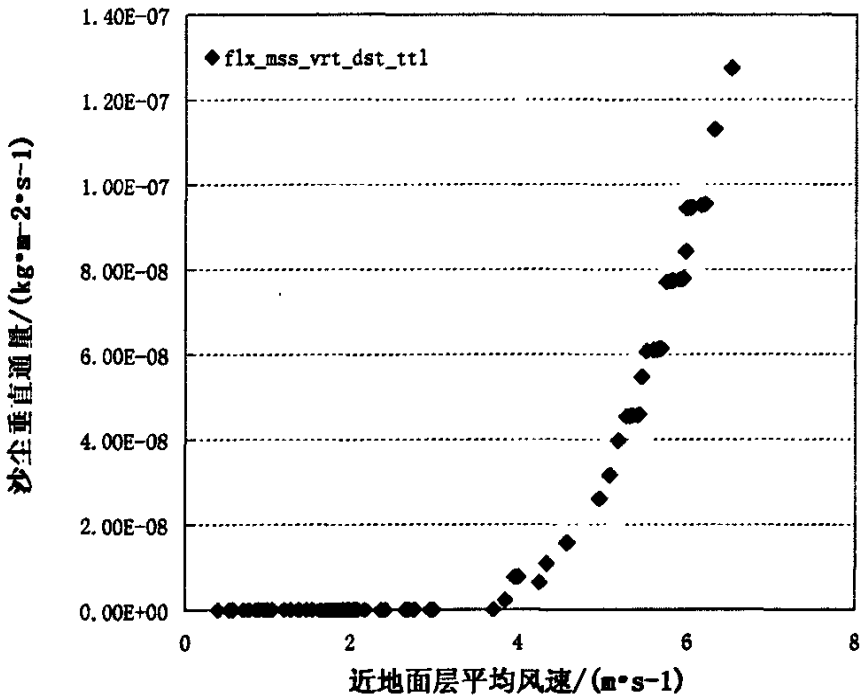


图5.4 沙尘垂直通量随风速变化的模拟

Fig.5.4 The simulation of total vertical mass flux of dust with surface layer mean wind speed

我们将模拟的时间步长数设为50, 由dead.nc中读取每一时间步长的变量干沉降速度 (vc1_dry)。图5.5为干沉降速度随时间序列变化的模拟结果, 比较四个分档粒径组的干沉降速度, 可以看出, 干沉降速度与粒径的大小成正比。图5.6 为分档的粒径组中心为 $5.5\text{e}-07 \text{ m}$ 粒子的干沉降速度随近地面层平均风速的变化。由线性趋势估计可以看出干沉降

速度随近地面层平均风速成线性变化。

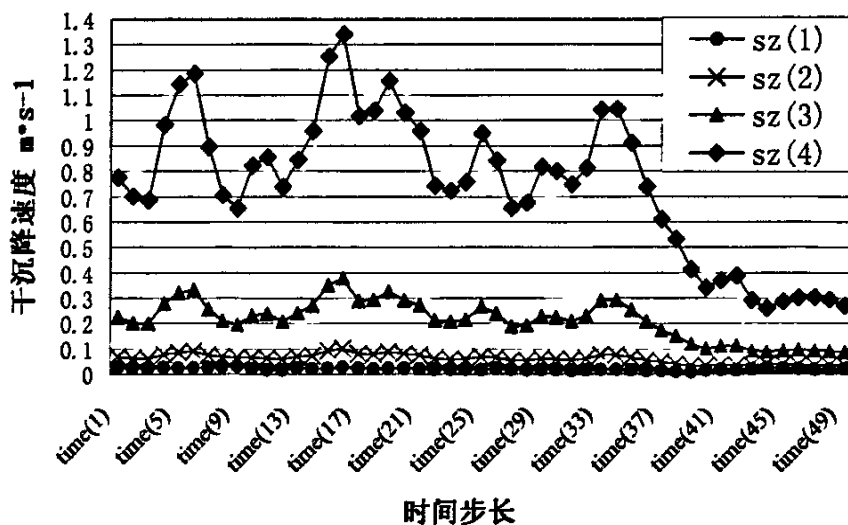


图5.5 干沉降速度随时间步长的变化

Fig.5.5 The simulation of total dry deposition velocity change with number of timesteps

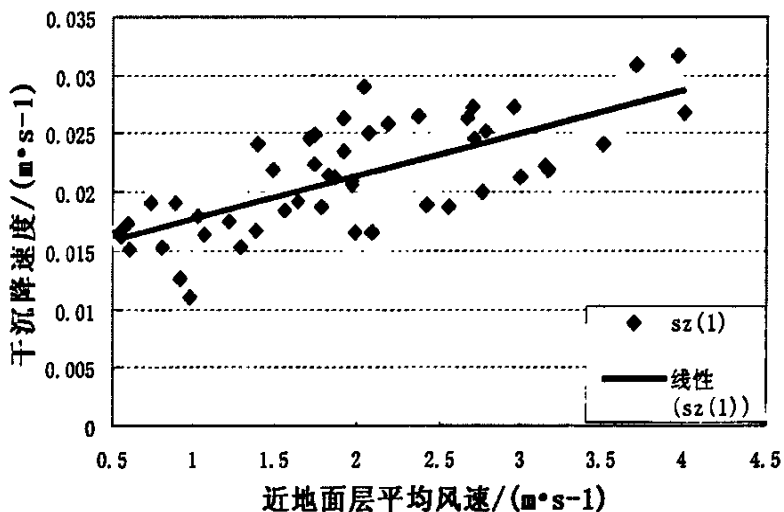


图5.6 干沉降速度随近地面层平均风速的变化

Fig.5.6 The simulation of total dry deposition velocity change with surface layer mean wind speed

质量收支文档dst_mss_bdg.nc中记录了一维时变数据，共46个变量，每一时间步长计算全局平均质量收支并分级归档，表5.15列出时间步长time[9]得到的水汽柱路径质量，干沉降沙尘气柱质量，时间滤波后的沙尘气柱质量，质量定标后的沙尘气柱质量，启动后的沙尘气柱质量，湿沉降沙尘气柱质量，最后时间步长的沙尘气柱质量部分输出结果。

表5.13 模式输出文件dst_mss_bdg.nc记录的数据

Table 5.13 The record in DEAD output file dst_mss_bdg.nc

outputs	value	Unit
mpc_H2O	1.80205261707	kg m ⁻²
mpc_dst_a_dry	6.79488542797e-14	kg m ⁻²
mpc_dst_aflt	6.79488542797e-14	kg m ⁻²
mpc_dst_a_fxr	6.67480597161e-14	kg m ⁻²
mpc_dst_a_mbl	1.84689633898e-05	kg m ⁻²
mpc_dst_a_wet	6.79488542797e-14	kg m ⁻²
mpc_dst_md1	6.79488542797e-14	kg m ⁻²
mpc_dst_md1_avg	6.79488559738e-15	kg m ⁻²
flx_mss_mbl	7.69540098311e-10	kg m ⁻² s ⁻¹
dst_ss_mbl	7.69540076107e-09	kg m ⁻²
dst_ss_dry	7.69540076107e-09	kg m ⁻²
dst_sf_trb	1.81154868883e-10	kg m ⁻² s ⁻¹
dst_sf_net	-8.881784197e-16	kg m ⁻² s ⁻¹
dst_sf_mbl	7.69540076107e-09	kg m ⁻² s ⁻¹
dst_sf_grv	7.5142470024e-09	kg m ⁻² s ⁻¹
dst_sf_dry	7.69540164924e-09	kg m ⁻² s ⁻¹
dst_sf_dps	7.69540164924e-09	kg m ⁻² s ⁻¹
dst_dry_dlt	-8.881784197e-16	kg m ⁻² s ⁻¹

第六章 全文总结

6.1 主要结论

沙尘暴发生在特定的地理区域,其频次和强度的地区间差异具有突出的特点。本文通过分析锡盟 30 年(1971—2000 年)沙尘暴的时空分布特征及其与气候因子的关系,得出以下结论:

- (1) 锡盟沙尘暴日数的分布总趋势是由东向西增多,西部的高值中心位于苏尼特右旗与朱日和。
- (2) 从单站来看,沙尘暴发生频次的日变化和季节特征明显,春季和夏初较多,秋冬较少。近 30 年来,锡林浩特和二连浩特站的沙尘暴发生的频次在波动中逐年递减,其中 80 年代到 90 年代的递减率最大。
- (3) 气候因素是影响沙尘暴发生频次的主要原因,其中大风天气的影响最为显著,大风的季节变化影响了沙尘暴发生频次的季节变化,而 30 年来沙尘暴发生趋少与起沙风日数的逐年递减也有一定关系。温度和降水影响沙尘暴的发生,研究表明前期降水因子对次年沙尘暴的发生有一定的影响。
- (4) 沙尘暴的形成和发展是受综合因素影响的,除了强风和温度、降水等气候因子外,地表状况也是很重要的因素。冬季地表的积雪及深厚的冻土,导致解冻后较深的疏松土层,为沙尘暴的发生提供了有利的条件。
- (5) 为了研究沙尘的起沙机制及沉降的物理过程,本文通过一个全球沙尘释放与沉降模式,DEAD,对沙尘的扬起和由粒子粒径和降水空气动力学过程决定的沙尘的沉降基本物理原理进行描述。DEAD 模式估算的粒子中值粒径 $\tilde{D}_v = 2.5\mu\text{m}$,大于 Reid 等人^[87]由 PRIDE 实验得出 $\tilde{D}_v = 3.5\mu\text{m}$ 。将美国帕特森极地自动天气站连续 13 年的气象资料(1991—2003)带入模式运行,模拟了垂直起沙通量以及干沉降速度的变化,估算沙地的临界起沙风速约为 $4.01\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

6.2 本文创新点

- (1) 本文选取内蒙古锡林郭勒盟这一沙尘暴高发区, 详细分析了其近 30 年的沙尘暴时空演变规律, 采用非参数检验和相关分析, 建立了沙尘暴发生频次与各气候因子的回归模型。
- (2) 通过对气候影响因子的分析表明, 沙尘暴发生频次与平均风速, 起沙风日数, 平均气温日较差均呈显著的正相关, 与平均相对湿度呈显著的负相关; 在考虑降水与沙尘暴发生频次的关系方面, 研究表明了前期降水因子对次年沙尘暴的发生有一定的影响。
- (3) 引入一个全球沙尘释放与沉降模式(Dust Entrainment And Deposition model, DEAD), 对沙尘扬沙和沉降物理机制进行详细阐述。并将美国帕特森极地自动天气站连续 13 年的气象资料(1991—2003) 带入模式运行, 模拟了垂直起沙通量以及干沉降速度的变化, 估算沙地的临界起沙风速约为 $4.01 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

6.3 不足之处和研究展望

- (1) 本文筛选出锡盟具有代表性的三个台站的沙尘暴发生日数及气候影响因子的多年变化, 由于地面测站较少, 影响因素较多, 还应进一步量化分析该区域下垫面状况对沙尘暴发生频次的影响, 建立适合该区域的气候影响模型。
- (2) DEAD 模式是一个风蚀矿物沙尘气溶胶传输模式, 本文对该模式采用的地面起沙半经验参数化方案进行初步研究, 将沙尘释放与沉降模式作为箱室模式运行。今后将进一步考虑将其耦合在化学传输模式 MATCH, 或着 NCAR 的大气环流模式 CCM 中, 建立能完整描述沙尘扬起、输送及沉降的动态过程模式系统。进一步验证该模式对沙尘载荷时空特征的模拟能力。
- (3) 下一步的研究工作要将模拟的沙尘释放通量和沉降量与地面测站观测的沙尘暴数值进行比较, 模拟的沙尘沙尘气溶胶光学厚度与卫星观测的气溶胶指数进行相关性分析, 并基于模拟的沙尘释放通量与沙尘气溶胶光学厚度的相关分析, 探讨沙尘暴可能的传输路径。

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] 王式功,董光荣,陈惠忠,等. 沙尘暴研究的进展[J]. 中国沙漠, 2000, 20(4):349-356.
- [3] Joseph P V, Raipal D K, Deka S N. "Andhi", The convective dust storms of Northwest India [J]. *Mausam*, 1980 ,31 : 431 - 442.
- [4] Wolfson N, Matson M. Satellite observations of a phantom in the desert [J]. *Weather* , 1986 ,41 (2) :57 - 60.
- [5] 《沙尘天气年鉴 2004 年》, 中国气象局.
- [6] 徐国昌, 陈敏连, 吴国雄. 甘肃省“4.22”特大沙尘暴分析[J]. 气象学报, 1972, 37(4):26-35.
- [7] Shao Y P. Physics and modeling of wind erosion. Kluwer Academic publishers, 2000.
- [8] 史培军, 严平, 高尚玉, 等. 我国沙尘暴灾害及其研究进展与展望[J]. 自然灾害学报, 2000, 9(3): 71-77.
- [9] Hankin E H. On dust raising winds and descending currents. *India Met Memoirs*, 1921.
- [10] Jauregui E. The dust storms of Mexico City [J]. *Int J Climatol*, 1989, 9(2):169 - 180.
- [11] Goudieas. Dust storm in space and time [J]. *Process in Physical Geograph* , 1983,7(4):502 - 508.
- [12] Swap R S, Ulanski S, Cobbett M, et al. Temporal and spatial characteristics of Saharan dust outbreaks [J]. *Geophys Res*, 1996, 101:4295 - 4220.
- [13] 周自江. 近 45 年中国扬沙和沙尘暴天气[J]. 第四纪研究, 2001, 21(1): 9-17.
- [14] 牛生杰, 孙继明, 桑建人. 贺兰山地区沙尘暴发生次数的变化趋势[J]. 中国沙漠, 2000, 20(1):55-58.
- [15] 范一大, 史培军, 周俊华, 等. 近 50 年来中国沙尘暴变化趋势分析[J]. 自然灾害学报, 2005, 14(3):22-28.
- [16] 邱新法, 曾燕, 缪启龙. 我国沙尘暴的时空分布规律及其源地和移动路径[J]. 地理学报, 2001 , 56(3): 316-322.
- [17] 钱正安, 贺慧霞, 瞿章, 等. 我国西北地区沙尘暴的分级标准和个例谱及其统计特征 [A]. 方宗义等编. 中国沙尘暴研究[C]. 北京:气象出版社, 1997. 1-10.
- [18] 徐启运, 胡敬松. 我国西北地区沙尘暴天气时空分布特征分析[A]. 方宗义. 中国沙尘暴研究[C]. 北京:气象出版社, 1997:11-15.
- [19] 王式功, 杨德保, 周玉素, 等. 我国西北地区“94. 4”沙尘暴成因探讨[J]. 中国沙漠, 1995 , 15 (4) :332-338.
- [20] 付有智, 刘坤训, 丁荣, 等. 甘肃河西黑风成因及预报[J]. 气象, 1994, 20(12):50-53.
- [21] 夏训诚, 杨根生, 等. 中国西北地区沙尘暴灾害及防治[M]. 北京:中国环境科学出版社, 1996 年 10 月.
- [22] 王式功, 杨德保, 金炯, 等. 我国西北地区沙尘暴时空分布及其成因分析[A]. 中国科

- 协第二届青年学术年会论文集(资源与环境科学分册)[C]. 北京:中国科学技术出版社,1995. 364-370.
- [23] 陈玉福,唐海萍. 近 50 年首都圈沙尘暴的变化趋势及其与气温、降水和风的关系[J]. 环境科学, 2005, 26(1):32-37.
- [24] McTainsh G H, Lynch A W, Tews E K. Climatic effect upon dust storm occurrence in eastern Australia [J].*Journal of Arid Environments*, 1998, 39 : 457 - 466.
- [25] 黄富祥, 张新时, 徐永福. 毛乌素地气候因素对沙尘暴频率影响作用的模拟研究[J]. 生态学报, 2001, 21(11):1875-1884.
- [26] 成天涛, 吕达仁, 王革丽, 等. 浑善达克沙地气候因子对沙尘暴频率影响作用的模拟研究[J]. 中国沙漠, 2005, 25 (1) :68-74.
- [27] Brazel A J, The relationship of weather types to dust storm generation in Arizona (1965 -1980) [J]. *Journal of Climatology*, 1986, 6: 255 - 275.
- [28] Wang Zifa, Ueda, Huang Meiyuan. A deflation module for use in modeling long-range transport of yellow sand over East Asia.*J. Geophys. Res.*, 2000, 105(D22): 26, 947 - 26, 960.
- [29] Shao Y. A model for mineral dust emission,*J. Geophys. Res.*, 2001, 106: 20239 - 2025.
- [30] 邵亚平. 沙尘天气的数值模拟. 气候与环境研究, 2004, 9(1): 127-138.
- [31] 张时煌, 彭公炳, 黄玫. 基于地理信息系统技术的土壤质地分类特征提取和数据融合. 气候与环境研究, 2004, 9(1): 65-79.
- [32] 孙建华, 赵琳娜, 赵思雄. 华北强沙尘暴的数值模拟及沙源分析. 气候与环境研究, 2004, 9(1): 139-154.
- [33] 赵琳娜, 孙建华, 赵思雄. 2002 年 3 月 20 日沙尘暴天气的影响系统、起沙和输送的数值模拟[J]. 干旱区资源与环境, 2004, 18 (1) :72-80.
- [34] 纪飞, 秦瑜. 东亚沙尘暴的数值模拟 [J]. 北京大学学报(自然科学版), 1996, 32(3):384-392.
- [35] 纪飞, 秦瑜. 东亚沙尘暴数值模拟 II 个例分析 [J]. 北京大学学报(自然科学版), 1998, 34(5):639-645.
- [36] 成天涛, 吕达仁, 徐永福. 浑善达克沙地起沙率和起沙量的估计 [J]. 高原气象, 2006, 25(2) :236-241.
- [37] 李耀辉, 赵建华, 薛纪善, 等. 基于 GRAPES 的西北地区沙尘暴数值预报模式及其应用研究 [J]. 地球科学进展, 2005, 20(9) :999-1011.
- [38] 王自发, 谢付莹, 王喜全, 等. 嵌套网格空气质量预报模式系统的发展与应用 [J]. 大气科学, 2006, 30(5) :778-790.
- [39] Tegen, L., P. Hollrig, M. Chin, et al..Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: Estimates from model results, *J. Geophys. Res.*, 1997, 102:23,895 - 23,916.
- [40] 王宏. 东亚—北太平洋地区沙尘气溶胶的辐射强迫及其对大气热力结构的影响: [博士学位论文]. 北京:中国科学院大气物理研究所, 2004.
- [41] 吴润, 蒋维楣, 王卫国等. 我国春季大气沙尘气溶胶分布和短波辐射效应的数值模

- 拟. 中国科学技术大学学报, 2004, 34(1):116-125.
- [42] Legrand M. Satellite detection of Saharan dust : optimized imaging during nighttime[J]. *Journal of Climate*, 1988, 1 (3): 256-264.
- [43] 申绍华, 陈受钧. 沙尘辐射强迫锋生过程的数值模拟[J]. 气象学报, 1993, 51(3):283-294.
- [44] 文军. 干旱地区沙尘气溶胶特性及其辐射效应研究. 兰州大学硕士研究生学位论文, 1995. 1-10.
- [45] Steven A Ackerman, Hyosang Chung. Radiative effects of air-borne dust on regional energy budgets at the top of the atmosphere [J]. *J. A ppl. Meteor.*, 1992, 223 - 233.
- [46] 魏丽, 沈志宝. 大气沙尘辐射特性的卫星观测[J]. 高原气象, 1998, 17 (4) :347-355.
- [47] 乌兰. 沙尘暴与锡林郭勒盟的可持续发展[J]. 干旱区资源与环境, 2004, (18):263-265.
- [48] 周自江, 王锡稳, 牛若芸. 近 47 年中国沙尘暴气候特征研究[J]. 应用气象学报, 2002, 13(2):193-200.
- [49] 方宗义, 朱福康, 江吉喜, 等. 中国沙尘暴研究[M]. 北京:气象出版社, 1997. 31-36.
- [50] 牛生杰, 章澄昌. 贺兰山地区沙尘暴沙尘起动的垂直输送物理因子的综合研究[J]. 气象学报, 2002, 60 (2) :194-204.
- [51] 邱玉珺, 邹学勇. 气候因素对沙尘天气影响的模型研究[J]. 自然灾害学报, 2005 (14) :35-40.
- [52] Thornthwaite C W. The climates of North America according to a new classification[J]. *Geographical Review*, 1931, 21: 633 - 655.
- [53] 钱正安, 蔡英, 刘景涛等. 中国北方沙尘暴研究的若干进展[J]. 干旱区资源与环境, 2004, 18(1):3-4.
- [54] 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.
- [55] 朱朝云, 丁国栋. 风沙物理学. 北京:中国林业出版社. 1992.
- [56] Marticorena, B., and G. Bergametti, Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme, *J. Geophys. Res.*, 100(D8), doi: 10.1029/95JD00, 1995,690, 16,415-16,430.
- [57] Iversen, J. D., and B. R. White, Saltation threshold on Earth, Mars, and Venus, *Sedimentology*, 1982,29, 111-119.
- [58] Shao, Y., M. R. Raupach, and J. F. Leys, A model for predicting aeolian sand drift and dust entrainment on scales from paddock to region, *Aust. J. Soil Res.*, 1996,34(D25), 309-342.
- [59] Alfaro, S. C., and L. Gomes, Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol size distributions in source areas, *J. Geophys. Res.*, 2001,106(D16), 18,075-18,084.
- [60] Raupach, M. R., Drag and drag partition on rough surfaces, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 1992,60, 375-395.
- [61] Marticorena, B., G. Bergametti, B. Aumont, Y. Callot, C. N'Doum'e, and M. Legrand,

- Modeling the atmospheric dust cycle: 2. Simulation of Saharan dust sources, *J. Geophys. Res.*, 102 (D4), doi: 10.1029/96JD02, 1997, 964, 4387–4404.
- [62] Owen, P. R., Saltation of uniform grains in air, *J. Fluid. Mech.*, 1964, 20 (2), 225–242.
- [63] F'ecan, F., B. Marticorena, and G. Bergametti, Parametrization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for arid and semi-arid areas, *Annales Geophysicae*, 1999, 17, 149–157.
- [64] Gomes, L., G. Bergametti, G. Coud'e-Gaussen, and P. Rognon, Submicron desert dusts: A sandblasting process, *J. Geophys. Res.*, 1990, 95(D9), 13,927–13,935.
- [65] Grini, A., C. S. Zender, and P. Colarco, Saltation sandblasting behavior during mineral dust aerosol production, *Geophys. Res. Lett.*, 29(18), 1868, doi: 10.1029/2002GL015, 2002, 248.
- [66] Bangold, R. A., *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes.* (钱宁等) 北京: 科学出版社, 1959. pp16
- [67] 吴正, 凌裕泉. 风沙运动的若干规律及防治风沙危害问题的初步研究. 治沙研究第 7 号, 1965, 7–14.
- [68] 吴正. 风沙地貌学. 北京: 科学出版社, 1987. 30–56.
- [69] Gillette, D., and Walker, T.R. Characteristics of airborne particles produced by wind erosion on study soil, high plains of West Texas. *Soil Sic.*, 1977, 123: 97–110.
- [70] Shao Yaping, and Raupach, M. R. The overshoot and equilibration of saltation. *J. Geophys. Res.*, 1993, 98(D7): 20559–20564.
- [71] Wesely, M. L., Parameterization of surface resistances to gaseous dry deposition in region-scale numerical models, *Atmos. Environ.*, 1989, 23(6), 1293–1304.
- [72] Bonan, G. B., A land surface model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: Technical description and user's guide, *Tech. Rep. NCAR/TN-417+STR*, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colo., 1996.
- [73] 黄美元, 王自发. 东亚地区黄沙长距离输送模式的设计. *大气科学*, 1998, 22 (6): 625–637.
- [74] 张远航, 李金龙, 唐孝炎. 云下洗脱—Eulerian 模式. *环境科学学报*, 1993, 13 (3): 268–280.
- [75] Wesphal, D. L., Toon, O. B., Carson. A case study of mobilization and transport of Saharan dust. *Journal Atmospheric of the Sciences*, 1988, 45(75):2145–2175.
- [76] 刘毅. 近中国海气溶胶的特征及输送过程研究: [博士学位论文]. 北京: 中国科学院大气物理研究所, 1996.
- [77] 修艾军. 中国东部污染物沉降的数值模拟: [博士学位论文]. 北京: 北京大学, 1989.
- [78] Seinfeld, J. H., and S. N. Pandis, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 1326 pp., John Wiley & Sons, New York, NY, 1997.
- [79] Rasch, P. J., M. C. Barth, J. T. Kiehl, S. E. Schwartz, and C. M. Benkovitz, A description of the global sulfur cycle and its controlling processes in the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model, version 3, *J. Geophys. Res.*, 2000,

- 105(D1), 1367–1386.
- [80] D' Almeida G A. On the variability of desert aerosol radiative characteristics [J] *J. Geophys. Res.*, 1987, 92:3017–3026.
- [81] Rasch PJ, Barth MC, Kiehl JT, et al. A description of the global sulfur cycle and its controlling processes in the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model version3 [J]. *J. Geophys. Res.*, 2000, 105:1367–1386.
- [82] Dana, M. T., and J. M. Hales, Statistical aspects of the washout of polydisperse aerosols, *Atmos. Environ.*, 1976,10, 44–50.
- [83] Global Soil Data Task, *Spatial Database of Soil Properties*, International Geosphere-Biosphere Programme - Data and Information System, Toulouse, France, 1999.
- [84] Ginoux, P., M. Chin, I. Tegen, J. Prospero, B. Holben, O. Dubovik, and S.-J. Lin, Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model, *J. Geophys. Res.*, 106(D17), 2001,20,555–20,273.
- [85] Schulz, M., Y. J. Balkanski, W. Guelle, and F. Dulac, Role of aerosol size distribution and source location in a threedimensional simulation of a Saharan dust episode tested against satellite-derived optical thickness, *J. Geophys. Res.*, 1998,103(D9), 10,579–10,592.
- [86] ZenderCS, BianH, NewmanD. The Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) Model: Description and 1990's dust climatology [J]. *J. Geophys. Res.*, 2003, 108(D14): 4416.
- [87] Reid, J. S., et al., Comparison of size and morphological measurements of coarse mode dust particles from Africa, *J. Geophys. Res.*, 108(D19), 8593, doi: 10.1029/2002JD002, 2003,485.
- [88] Jacobson, M. Z.. Global direct radiative forcing of multicomponent anthropogenic and natural aerosol, *J. Geophys. Res.*, 2001, 106:1551–1568.
- [89] Jenson, S. K., and J. O. Domingue, Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 1988,54(11), 1593–1600.
- [90] Zender, C. S , D. J. Newman, and O. Torres, Spatial heterogeneity in aeolian erodibility: Uniform, topographic, geomorphic, and hydrologic hypotheses, *J. Geophys. Res.*, 108(D17), 4543, doi: 10. 1029/2002JD003, 039, 2003.

参加科研项目、发表论文及参加学术活动情况

参加科研项目情况:

- ◇ 参与国家自然科学基金项目(40365002)“沙尘暴热力动力结构及预警方法研究”课题的研究工作
- ◇ 参与国家科技部社会公益专项(2005DIB3J108)“沙尘气溶胶辐射模型及气候环境生态效应研究”课题的研究工作
- ◇ 参与南京信息工程大学气象灾害江苏省重点实验室(KLME05006)课题研究

硕士研究生在读期间发表论文:

王静、牛生杰、沈建国,《锡林郭勒盟沙尘暴发生次数时空分布及其与气候因子的关系》(中文核心期刊),自然灾害学报 2008 年待发表(已录用)

参加学术交流及业务实习情况:

- ◇ 2006 年 3 月 参与国家社会公益研究专项“沙尘气溶胶辐射模型及气候环境生态效应研究”课题的观测计划(内蒙古,朱日和),为期 2 周;
- ◇ 2006 年 4 月 南京信息工程大学气象台实习;
- ◇ 2006 年 4 月 参加南京信息工程大学江苏省气象灾害与环境变化国家重点实验室培育点 2005 年年会(江苏,镇江);
- ◇ 2006 年 7 月 参加首届暑期培训班“云、气溶胶与辐射相互作用”(江苏,南京);
- ◇ 2006 年 10 月 参加 WMO Asia-Pacific Satellite Application Seminar(江苏,南京);
- ◇ 2005 年 4 月 江苏省环境监测中心实习;
- ◇ 2005 年 11 月 参加第八届全国气溶胶会议暨第二届海峡两岸气溶胶技术研讨会(江苏,南京);

致 谢

本文是在导师牛生杰教授悉心指导和亲切关怀下完成的。导师给我提供了宽松的研究环境和良好的学术氛围,从论文的选题到研究工作的进行都给予我精心指导。导师严谨求实的科学态度、渊博的学识、对科学孜孜不倦的追求和探索精神,是我学习的楷模。在论文完成过程中,导师不仅教我如何做学问,更重要的是教我如何做人。三载从师,是我毕生享受不尽的财富。在此向导师致以最衷心的感谢。

在论文撰写过程中,得到南京信息工程大学遥感中心于华英、徐永明和吕晶晶等老师无私的帮助和指导,在此深表谢意。

在整个学习和工作中还得到了刘晓莉、刘菲、岳平、潘亮、丁建芳、封秋娟、项磊、闵爱莲、樊明月、侯团结、刘磊、王元昊等师兄妹及好友王姗姗,牛丽莉,金宏忆的关心和帮助,在此一并表示感谢。这段情谊和一起度过的时光会永远留在我的记忆中。

感谢研究生部朱伟军、钱翼梅、马革兰、朱文镇、何亚群、龚敬瑜等老师三年来在学习和生活上的关心和帮助。

最后向我的父母和男友深深致谢,在学习和生活中,给了我无限的关爱和支持,他们是鼓舞我前进的动力。

王静

2007年5月