

Y 863510

分类号 _____
UDC _____

密级 _____
编号 _____

**沙尘暴过程气象要素变化特征观测分析
及热力结构研究**

(南京信息工程大学理学硕士学位论文)

培 养 单 位: 南京信息工程大学
专 业: 大气物理学与大气环境
申 请 人: 岳 平
指 导 老 师: 牛生杰 教授

二〇〇六年五月

摘 要

沙尘暴是我国北方地区的主要自然灾害之一。自公元前 16 世纪以来,我国史书、地方志等对沙尘现象就有记载或叙述。近年来,频繁发生的沙尘暴天气所导致的气候效应、生态环境效应、对社会经济发展和生产安全带来的负面影响及其对人类身心健康的影响越来越受到广泛的关注。本文主要目的是研究沙尘暴过程气象要素变化特征及其内部热力结构。

研究方法和研究内容如下:1)引入了相对地面螺旋度对我国西北地区,尤其是对河西走廊沙尘暴期间的相对地面螺旋度进行了分析,并与相对地面螺旋度进行了对比分析;2)应用“ 3θ ”(位温、假相当位温和饱和相当位温)曲线及其变化特征对沙尘暴期间大气热力稳定度进行了诊断分析;3)通过加密探空,对沙尘暴期间气象要素的垂直分布特征进行了研究;4)利用自动气象站观测每分钟的气象要素值,对比分析了春夏不同季节沙尘暴期间地面微气象要素的变化特征;5)在对沙尘暴宏观特征深入研究的基础上,利用沙尘暴热力模型,分析了对流体激发的强沙尘暴的垂运动速度和切向旋转速度。

本文的研究结果表明:

1)利用温度平流与相对地面螺旋度之间的关系比较容易得出天气系统所经区域螺旋度的值,但相对地面螺旋度的计算结果依赖于对天气系统的准确分析,尤其是水平温度梯度的判断;相对风暴螺旋度的强中心与沙尘暴的强中心有很好的对应关系。

2)“ 3θ ”曲线及其变化特征表明,沙尘暴来临前大气层结处于超绝热状态,沙尘暴过境的前半期,大气温湿结构分布有利于沙尘暴的发生、发展。沙尘暴过境的后期,大气层结调整到稳定状态,抑制了干对流的发展;沙尘暴前期,大气整层湿度较小,随着高空槽逼近,高空首先出现增湿度现象,随后水汽由高空向低层输送,整层大气相对湿度增加。

3)对 2004 年 3 月 28 日和 7 月 12 日发生在甘肃酒泉的两次沙尘暴过境时地面微气象要素的变化特征对比后发现:两次沙尘暴发生前地面湿度都较小,气压较低,但是在临近发生时地面气压会猛增,接着维持一段时间的相对稳定状态,但春季沙尘暴过程这个时间更长;沙尘暴即将结束时地面气压再次大幅增加。沙尘暴发生前气温偏高,结束后较短时间气温会出现急剧下降;春季沙尘暴期间 0cm 地温和气温的变化趋势比较一致,但是 5cm 地温的变化趋势与气温变化差别较大;夏季沙尘暴过程中 0cm、5cm 地温的变化趋势与气温变化趋势都非常接近比较一致。

4)热机自然对流理论能够很好地用来研究沙尘暴内部热力动力结构,特别是其内部中小尺度强对流系统的分析和研究,可以更进一步的加深对沙尘暴强度变化和形成机理的认识。强沙尘暴的形成与发展,不仅与环境风速有关,而且与沙尘内部中小尺度气旋自身的强度,特别是切向旋转速度和垂直运动速度的大小密切相关。利用酒泉站探空资料计算出的沙尘暴对流体的最大切向旋转速度为 11.4m/s,垂直运动速度为 14.0m/s;

关键词: 沙尘暴; 螺旋度; 气象要素; 热力结构

ABSTRACT

Sandstorms is one of the major natural disasters in north China region. Since 16 centuries BC, sand-dust phenomenon is documented or described in history books. In recent years, frequent sandstorms weather and climate effects, the effects of the ecological environment, the production of socio-economic development and social security, as well as the negative impact on human health effects caused by sandstorms are widely concerned. In this paper we study the character variations of meteorological parameters during the dust-storm and the thermo-dynamical structure.

The method and content as following: (1) Helicity were introduced and used to study sandstorms in north-west China , especially Relative Earth Helicity and Relative Storm Helicity were applied to diagnosis the severe dust-storm in summer in Hexi Corridor. (2) Thermal stability during sandstorms were diagnoses by application of "3 θ " curve and change characteristics of atmospheric. (3)The vertical parameters distribution of sandstorms are studied by use encryption sounding data. (4)Per minute data in the season of spring and summer sand-storms, which observed by automatic weather station, were used to analysis the meteorological parameters during dust-storm . (5)Basis on the study of sandstorms microscopic characteristics of sandstorms, thermal-dynamical model is used to computer the convective of sandstorms' tangential velocity and vertical velocity .

The main results show as following:

(1) Relative Earth Helicity and Relative Storm Helicity were applied to diagnosis the severe dust-storm in summer. There is a close relationship between thermal advection and Relative Earth Helicity, but this kind of helicity values closely relates to exactly analysis and diagnosis the intensity of weather system, especially the horizontal temperature gradient. Relative Storm Helicity high values center has a good homologous to the dust-storms severe areas.

(2) Using high detective data over Minqin and Jiuquan base station in Hexi corridor of Gansu province, 3- θ variations were analyzed. The results show that the atmosphere stratification is hot and dry before the dust-storm, but cold and wet at the end of the sandstorm. The stratification is also beneficial to occur dust-storm at adjust phases, but adjusts to stable state at the end phases of dust-storm. Before sandstorm happened, the layer of atmospheric humidity is small. With the trough is approaching, humidity is increased in high levels and the

humidity transmission to the lower levels in the following time, the atmospheric layer relative humidity is increased.

(3) Using the per minute surface meteorological parameter data of the twice sandstorms cases recorded by sandstorm automatic observation system of Jiuquan base station on March 28 and on July 12 of 2004, the micro meteorological element change characteristic were analyzed. The result indicated that, the surface humidity and barometric pressure are both quite low before sandstorms explode. Surface pressure increases suddenly in the beginning course of the twice sandstorms, then maintains a period of relatively steady states. But the relatively steady period is longer in the spring sandstorm case than winter's. The surface pressure largely increases once again before sandstorms nearly finished. The surface air temperature is high before sandstorms happened, but decrease quickly at the end of the course. In the spring sandstorm period, 0cm depth earth temperature and surface air temperature change tendency quite consistent. But in summer not only 0cm depth earth temperature but the 5cm depth earth temperature variation is consistent with surface air temperature change tendency. Owing to the difference of the surface characters in different seasons, the horizontal visibility of summer case is bad than the spring courses, although the horizontal wind speed of the spring occurs is obviously bigger than the summer sandstorms.

(4) According to the theory of natural convection as a engine proposed by Rennó and Ingersoll in 1996, the thermodynamical structure of a dust-storm were analyzed, which occurred in the Jiuquan area of Gansu Province at 20 on July 12, 2004. The result shows that the air near the surface is in the dryness and heat condition, and there is extreme low temperature between 200hpa and 300hpa levels. The huge vertical temperature gradient of atmosphere is benefit to dry convection. The intensity of the dust-storm is closely related to the tangential and vertical velocity of the micro-scale and meso-scale convections. The tangential velocity and vertical velocity according to computation are close to the foreign stiu observation results. The tangential velocity is 11.4m/s and vertical velocity is 14m/s according to computation, but the maximal surrounding' s velocity, memorized by the dust-storm observational system, is only 9.3m/s.

Keyword:duststorm; helicity; meteorological parameter;thermodynamical structure.

第一章 绪 论

1.1 沙尘天气及沙尘天气过程的定义

沙尘暴是我国北方地区经常发生的一种灾害性天气，其危害程度不亚于东部及沿海地区发生的暴雨、台风等自然灾害。它是强风将地面的大量沙尘粒子夹卷到空中，使得空气特别浑浊，水平能见度小于1km的一种灾害性天气现象。

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4类：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。

1.2 特强沙尘暴的宏观特征及其危害性

特强沙尘暴作为一种特殊的中尺度天气系统有其独特的物理结构和宏观特征，与台风和龙卷风等天气现象一样是自然界的一种非常典型的自组织过程^[1]。它巧妙地利用自然界的能量通过内部的能量转化和调整获得局部动能突然大幅度跃升，从而产生爆发性的动力效果。

特沙尘暴的基本特征可以从以下几个方面进行描述^[2]：(1)气象要素的变化特征：沙

尘暴常常和冷空气相联系，在冷锋天气演变过程中，随锋面冷空气自西向东运动，锋面前后气象要素发生剧烈的变化。冷锋前高温、低压，空气干燥，天空晴朗。冷锋一到，气象要素短时间内发生跃变。沙尘暴来临前，地面维持低气压，当沙尘暴到达本站，气压涌升随后迅速降低再回升，形成“气压鼻”现象。强或特强沙尘暴来临前，下垫面温度往往较高，这有利于激发局地干对流天气的发展，但是沙尘暴结束后，气温骤然下降，常伴有降水天气出现。（2）光学特征：特强沙尘暴（黑风）具有独特的光学特征。1993年5月5日发生在我国西北地区的黑风暴，在其前部形成了翻滚的沙尘墙，墙体自上而下呈现黄、红、黑三种颜色。（3）沙尘墙：1984年4月19日发生在河套地区和1993年5月5日新疆东部、河西走廊以及宁夏河套地区的特强沙尘暴，在沙尘暴的前沿形成了高约300-400m的黄色沙尘墙，从外观来看，自下而上分为三层，每层都有球形的沙尘团翻滚向前，气势磅礴。沙尘墙所经之处，顷刻间狂风大作，空气呛人，天空昏暗，水平能见度接近0m。（4）辐射特征：大气气溶胶能够削弱入射的太阳短波辐射，同时能够增大入射的长波辐射。沙尘气溶胶对地面辐射能量的收支有正负两方面的作用，一方面使得到达地面的太阳辐射减弱，另一方面，通过吸收和散射地面的长波辐射，使得地面辐射到大气中的长波减弱，因此，沙尘气溶胶对辐射的强迫作用是一个复杂的物理过程。（5）沙尘气溶胶具有明显的生态环境效应：中国北方的二氧化硫的排放和南方相差并不大，但北方少有酸雨，根据Wang等^[3]利用区域沙尘输送模式及酸雨数值模拟结果，沙尘及土壤粒子的碱性，由于中和作用可使中国北方的pH值增加0.8-2.5，韩国增加0.5-0.8，日本增加0.2-0.5。同样，沉降的沙尘粒子会改变土壤的酸碱度及养分供给，对农作物及植被产生影响。

就其危害性而言，一次特强沙尘暴造成的损失不比一般的台风或暴雨小。与沙尘暴相伴的大风本身具有强大的致灾力量，往往能够导致工业和民用建筑受损、通讯和电力供应中断等，还能引发众多的次生灾害，如农田遭到沙埋；加速土地沙化；沙尘附着在农作物表面阻碍光合和呼吸作用，阻碍作物生长发育；造成空气质量的急剧下降，导致人体感染呼吸道或心血管疾病等。

20世纪30年代在美国大平原南部频繁发生的强沙尘暴震惊了世界。这期间美国出现了连续10年的严重高温少雨天气，使得大平原上很多土地趋于干旱化，干旱和与之相伴的沙尘暴造成了美国历史上最为严重的环境灾难之一，导致大平原南部的许多地区变成了“沙窝”（DustBowl）^[4]。美国经历的20世纪最强的这次干旱灾难，除了影响到美国几乎三分之二的土地之外，还波及到墨西哥和加拿大的广大地区。在非洲撒哈拉沙漠南缘的萨赫勒地区，从70年代初至80年代中期，由于连年大旱，导致草原退化，田地荒芜，尘沙四起，沙漠化土地延伸，沙尘暴灾害加剧。使千百万非洲人民过着流离失所的悲惨生活。我国也是受沙尘暴危害最严重的国家之一，特别是西北地区尤为严重，几乎每年都有强沙尘暴发生^[5]。根据调查，1993年5月5日发生在西北地区的黑风暴事件造成甘肃和新疆交界处兰新铁路100多Km路基沙埋，交通中断30多小时。仅1993年5月5日的一次特强沙尘暴天气过程就造

成直接经济损失5.6 亿元。此次特强沙尘暴的影响范围总面积约110万km²，占全国总面积的11.5%，涉及西北四省(区)的18个地(市)的72个县(旗)，受灾人口达1200多万人。据统计，在这次特强沙尘暴的浩劫中，共死亡85人，失踪31人，伤264人。死亡和丢失大小牲畜几十万头(只)，受灾农田和果林与幼林等均达几十万公顷，数以百计的塑料大棚被毁，草场、牧场和盐场的基础设施、公路、铁路和供电线路等破坏都十分严重。此外，这次特强沙尘暴通过沙埋、吹刮等，对西北地区的植被生态环境造成了严重的破坏，大大加快了该地区土地荒漠化的进程，其间接经济损失更是难以估量^[6]。沙尘气溶胶的输送还造成下游地区的环境污染，导致空气质量下降，可吸入颗粒物浓度增加，引起呼吸道及心血管疾病等；沙尘暴还给一些需要高洁净环境的高科技产业带来非常明显的负面影响^[7]。

2006年4月9日，我国北方发生了大范围的特强沙尘暴天气，导致兰新铁路中断近24小时，近2万名旅客滞留在旅途之中。图1是4月9日由乌鲁木齐发往北京的T70次列车到达哈密车站前遭到沙尘暴重创后的场景。



图1 遭受2006年4月9日沙尘暴重创的T70次列车

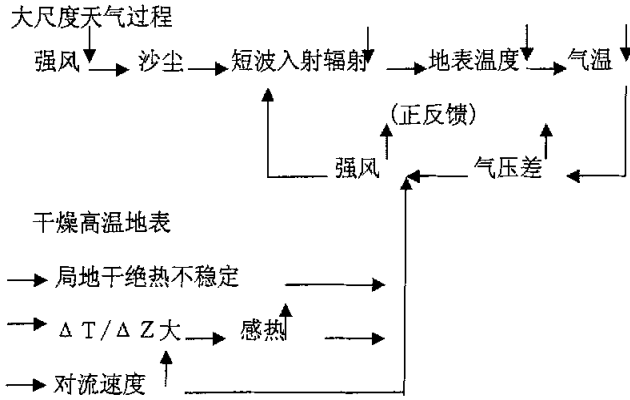
1.3 沙尘暴形成的基本条件及强(特)沙尘暴的反馈机制

普遍认为^[8,9]，沙尘暴的形成有三个基本条件：强风、热力不稳定大气和沙源。强风是形成沙尘暴不可缺少的动力因子，它是一个大、中尺度的天气条件；局地热力不稳定是形成沙尘暴的热力因子，有利于强对流的发生发展，从而加强对流性天气过程，它是小尺度的局地条件；下垫面丰富的沙源是形成沙尘暴的物质基础，它是一个地理条件，长时间的干旱缺雨将加强这一条件。

特强沙尘暴(黑风暴)发展过程中存在两个重要的物理过程：(1)沙尘造成的辐射冷却正反馈特征。首先由于大尺度天气过程(冷锋或低压槽等)的强风，扬起沙尘；大量沙尘阻挡阳光使入射的短波辐射量下降，造成地表温度的降低并进而降低气温；锋面后气温的下降使气压上升，加大与锋前高温条件下低压区的气压差；气压差的加大将增强风速；强风速又进一步扬起更多的沙尘。以上过程形成一个正反馈环路。如果当地表沙源中断，则这一正反馈过程也被中断。同时上述强沙尘暴内部沙尘的加热效应将提升锋后大气温度，

因此，它反过来又成为这一正反馈中的一个抑制因素。(2) 另一方面当干飚线锋面移至干燥而高温的地表时，局地热力作用产生的不稳定大气对强沙尘暴的爆发可能起了局地触发作用。如图所示，干燥地表高温造成了局地超绝热不稳定 ($-\Delta T/\Delta Z$ 大)，进而造成强的感热通量；强的感热不断加热大气边界层发展对流运动。强对流的发展，一方面由于质量连续性方程的要求将加大水平风速，从而加强强风的扬沙过程；另一方面强对流速度也加强空中沙尘的上扬过程。这两个过程可能同时对黑风暴的爆发起一种触发作用^[10]。

干飚线的发展



第二章 国内外研究现状及本文研究的内容

2.1 国外研究进展

国外对沙尘暴的研究最早始于20世纪20年代。最初, Hankin^[11]对发生在印度的“*Andhi*”型沙尘暴中的上升和下沉气流进行了研究; 随后Suton^[12]对“*Andhi*”型和“*Haboob*”型沙尘暴进行了分析; Wolfson^[13]等对“*Phantom*”型沙尘暴的特征进行了分析研究; Sur (1938), Bhalotra(1954), Lawson (1971)和Idso(1972)先后从沙尘暴的气候特征、沙尘暴中与雷暴当中湿度场的差异、沙尘暴的平均风速及其发生发展的地理区域等诸多方面作了研究^[14]。70年后, 美国对撒哈拉沙尘暴天气的研究更加深入和全面, 如Ot. S. T110* A. Ot^[15]曾利用卫星和GATE资料对撒哈拉沙尘暴做过分析; 此外, 美国、日本、韩国等国家都在进行有关沙尘的监测和预报技术研究。20世纪80年代, Brazel^[13]在总结美国亚利桑那州西南部15年产生沙尘暴的天气类型的基础上, 把当地形成沙尘暴的天气形势归结为四个天气类型: 锋面型、雷暴和对流型、热带风暴型及高空切断低压型; McNaughton^[17]认为沙尘暴天气总是与中尺度低压或飚线相联系; Jauregui^[18]系统研究了墨西哥城沙尘暴的时空分布, 指出3月份沙尘暴出现的频率最大。Uemastu^[19]模拟了亚洲沙尘的跨太平洋传输; Bergam^[20]的研究表明: 在全球范围内, 沙尘暴主要的源地在北非的撒哈拉沙漠和中亚的戈壁; Tegen^[21]在全球模式中模拟了撒哈拉地区沙尘的起源、传输和分布。 Gillete^[22]通过野外风洞试验和观测得出了沙尘粒子起动的摩擦速度与下垫面土壤的特性有着很大关系的结论。

2.2 国内研究进展

与国际上相比我国在沙尘暴领域的研究起步较晚, 国内在沙尘暴方面发表的研究论文最早见于徐国昌等^[23]对甘肃省1977年4月22日发生在甘肃河西地区出现的一次罕见的特强沙尘暴天气过程中气象要素的时空演变特征的分析, 文中还研究了河西特强沙尘暴与冷空气移动的关系, 指出翻越天山经南疆进入河西走廊是引起河西春季特强沙尘暴的重要冷空气路径。通过对特强沙尘暴的环流、风速日变化及锋面坡度的分析, 着重研究了热力因子在特强沙尘暴过程中的重要作用, 指出强沙尘暴在白天提供的正反馈机制, 使特强沙尘暴不断加强; 傍晚前后, 沙尘暴提供负反馈作用则促使特强沙尘暴迅速减弱。据此, 构造了特强沙尘暴发生发展的正反馈模型, 并提出了特强沙尘暴预报的着眼点。

此后, 在一系列重大项目的支持下, 我国在该领域的研究不断深入, 取得了大量科研成果, 并广泛应用到沙尘暴的预警预报和监测业务之中。

2.2.1 天气气候方面的研究

胡隐樵等^[24, 25]分析了1993年5月5日特强沙尘暴的微气象特征和各辐射分量特征, 并结合这次特强沙尘暴的大、中尺度天气过程特征, 分析了强沙尘暴和干飚线的形成和发展。结合这次特强沙尘暴的大、中尺度天气过程特征, 分析了强沙尘暴和干飚线的形成和发展。

机制。干飚线发展具有一种沙尘造成的辐射冷却正反馈机制和局地不稳定大气的触发机制，进而建立了一个干飚线发展的物理模型，有关研究还揭示了强沙尘暴的中尺度特征。

江吉喜等^[26]、徐建芬等^[27]从天气成因和气候背景以及中小尺度动力研究方面做了深入研究，结果表明，影响我国沙尘暴的天气系统主要为较强冷槽及强锋区、中低空急流、地面强冷锋和明显的气压或温度梯度。牛生杰等^[28]对宁夏贺兰山地区沙尘暴发生频次进行了分析表明，春季尤其是4、5月份是当地沙尘暴的高发期。邱新法等^[29]、钱正安等^[30]、王式功等^[31]、周自江等^[32]先后对我国沙尘暴频次进行了统计分析，结果表明：我国北方沙尘暴的发生日数成波动减少趋势。周秀骥等^[33]综合分析研究2000年春季影响北京地区沙尘暴天气过程，揭示了沙尘暴天气在起沙、扬沙、水平输送以及沉降过程中的关键动力学问题，指出沙尘暴活动特征可用起沙、扬沙、远距离输送综合物理模型来描述，本项目可为该模型提供观测事实方面的直接支持并丰富其内涵。

2.2.2 卫星监测及数值模拟方面的研究

郑新江等^[34-36]利用卫星资料研究了沙尘暴区在NOAA可见光云图上的纹理、反照率和色调。方宗义等^[37]讨论和介绍了利用NOAA、FY-1C卫星和GMS-5以及FY2-B卫星星载扫描辐射仪监测沙尘暴的原理和方法，并根据沙尘粒子和大粒子气溶胶的散射及发射特性，研究了沙尘暴遥感监测方法。郭铤等^[38]利用EOS/MODIS高分辨率资料对河西走廊沙尘暴的监测方法进行了初步研究。申绍华、陈受钧^[39,40]分别利用二维和三维模式研究了沙尘暴爆发时辐射强迫对天气系统的影响和作用。

陈麟生等^[41]对我国“93.5.5”黑风暴成因和沙尘输送进行了中尺度数值模拟，二维模式模拟得到了沙尘抬升和水平输送，三维模式模拟出了沙尘水平及垂直分布特征。黄美元等^[45]在比较国内外相关起沙机制模型的基础上，结合中国北方大量气象台站的有关起沙过程的观测资料，提出了一个适合于我国北方的用于黄沙输送与预报的新的起沙机制。采用此起沙模型，通过对黄沙输送过程中的干沉降过程、降水清除过程的参数化处理，建立了适合东亚地区的分谱的黄沙输送模式。模式考虑了黄沙的分谱机理及可能的微物理过程。通过与实测资料的对比，表明模式可以较好地模拟黄沙输送过程。

2.2.3 辐射强迫及辐射地气相互作用方面的研究

邱金桓等^[43]于1982年5月首次用激光雷达遥感了沙尘暴粒子的消光特性和沙尘暴垂直分布特性，结果表明沙尘暴发生时气溶胶光学厚度可以有一个量级的变化；对1988年4月发生的沙尘暴进行激光雷达探测，垂直高度达6km以上，揭示出沙尘暴垂直结构依赖于风场结构^[18]，

罗云峰^[44]利用全国42个甲级日射站1979-1990年直接辐射资料，根据改进的邱金桓宽带遥感方法，计算得到了全国范围内气溶胶分布，然后把气溶胶的辐射嵌套于NCAR CCM1

三维大气环流模式中,模拟了中国地区气溶胶的直接辐射强迫及其气候效应,结果显示中国地区大气气溶胶辐射强迫春季最大,达 $-13\text{W}/\text{m}^2$,年平均达 $-8\text{W}/\text{m}^2$,两个明显的高值区分别为青藏高原北侧到黄河中上游及河套地区和四川盆地、贵州北部到长江中游以南地区。该工作把气溶胶的辐射强迫嵌套于三维大气环流模式中进行研究,更能反映实际大气气溶胶对气候的影响,是气溶胶气候效应研究的一个新的发展方向。

文军(1995)^[45]对沙尘气溶胶影响地面辐射收支的观测结果的分析研究表明:沙尘气溶胶对太阳辐射的削弱作用主要发生在3.0km以下的低层大气,背景条件下削弱达到 $25.0\text{W}/\text{m}^2$ 至 $58.0\text{W}/\text{m}^2$,沙尘暴爆发时削弱更大。沙尘气溶胶对3.0km以下的低层大气起到明显的辐射加热作用。10月和4月份的最大加热率在最低层分别可达到 $1.12\text{k}/\text{d}$ 和 $2.27\text{k}/\text{d}$ 。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 $2.59\text{k}/\text{d}$, $5.12\text{k}/\text{d}$ 和 $11.30\text{k}/\text{d}$ 。

胡荣明、石广玉^[46]进行了中国地区气溶胶的辐射强迫及其气候响应实验。该项研究根据国内测定的排放因子数据和国家有关部门及省市统计年鉴公布的排放源数据,得到的中国大陆 $1^\circ\times 1^\circ$ 网格准确的 SO_2 的排放分布,计算了中国地区人为扰动气溶胶的辐射强迫。运用近期开发的二维能量平衡模式计算了由该种气溶胶所引起的中国地区温度变化。模式结果表明,最大辐射强迫和最大地面温度的变化,都集中在中国的沿海和四川地区。最大辐射强迫为 $3\text{w}/\text{m}^2$ 。

胡泽勇等^[47]利用在敦煌进行的“我国典型干旱区陆—气相互作用试验”的观测资料,分析了2000年6月4日在我国西北所发生的沙尘暴过境时的地面气象要素的变化以及地表能量平衡变异特征。结果表明,在沙尘暴过境时地面水平风风向经历了从稳定到多次调整,再到稳定,最后崩溃的演变。风向调整时,风速减弱,而调整之后,风速加大,同时伴有强烈的上升气流。沙尘暴天气来临前,地面空气呈干热状态,处于低气压控制下;而在沙尘暴过境时和过境后,地面的能量平衡关系遭到破坏,净辐射大幅减少,地气间的感热和潜热输送变弱,土壤全天向上释放热量。

2.2.4 沙尘气溶胶的粒谱特征研究

庄国顺等^[48]利用FA-3型Andersen采样器在北京也对2000年4月6日沙尘暴进行了监测。该项研究主要分析了沙尘暴期间沙尘气溶胶中有关元素的富集系数及有关组分的来源,但给出的沙尘气溶胶质量浓度谱也是采样时间内的平均谱,同样没能给出沙尘暴期间沙尘气溶胶生消过程中谱分布的连续演变特征。

牛生杰等^[49,50]受国家自然科学基金“贺兰山地区沙尘暴若干问题的观测研究”(项目编号49565010)资助,于1996年-1999年4月-5月深入沙漠源地(腾格里沙漠、巴丹吉林沙漠、毛乌素沙地)利用美制APS-3310A激光空气动力学粒子谱仪、KB120、太阳光度计等设备,对沙尘天气进行了系统测量,并利用飞机观测沙漠地区上空沙尘气溶胶粒子谱时空分

布特征。地面观测共观测到沙尘暴 4 次, 扬沙 4 次, 浮尘 2 次, 背景大气 3 次, 积累了大量资料, 尤其是 APS-3310A 资料。APS-3310A 测量粒径为 0.5-30.5 μm 共分为 58 档, 还包括小于 0.5 和大于 30.5 μm 两档, 共 60 档。采样时间可调, 采样最短间隔可设置为 1 秒。分析这批资料可以给出沙尘天气期间沙尘从浮扬、积累、各模态间相互作用、输送及沉降等物理过程, 并可估算沙尘起沙量。由于经费和时间的限制, 该项目只分析了这三类沙尘天气沙尘气溶胶粒子谱的平均谱分布特征和化学组分, 没有深入分析沙尘浮扬、积累、各模态相互作用、输送和沉降等过程中沙尘气溶胶粒子谱连续演变特征、沙尘气溶胶和化学成分的时间演变特征。在 4 年的野外观测期间, 没有观测到强沙尘暴。

游来光等^[51]利用装有粒子测量系统(PMS)和飞机气象仪的飞机成功地穿越 1983 年 6 月 10 日发生在腾格里沙漠的沙尘暴过程, 分析了 3600m 以下各层的沙尘含量、粒子谱、沙尘垂直输送的原因及向下游传输的可能范围和不同距离处的相对含量, 这是目前为止对东亚沙尘暴所进行的唯一一次飞机探测。由于沙尘暴不属于该项目研究内容, 在地面没有进行沙尘气溶胶观测, 否则, 地面和飞机探测资料相结合可估算沙尘的垂直输送通量。

成天涛等^[52]利用 PMSFssp 100 型激光粒谱仪对内蒙古浑善达克沙地进行了大气气溶胶的外场观测, 取得了晴天、扬沙和沙尘暴天气条件下沙尘粒子的数浓度采样资料, 通过统计分析, 初步得出了浑善达克沙地不同天气条件下近地面沙尘气溶胶的粒谱分布规律。

2.2.5 大气化学及环境效应方面的研究

肖辉等^[53]利用 STEM-II 三维区域尺度大气化学模式, 还研究了 1994 年 3 月 1 日东亚地区沙尘气溶胶对硫化物输送和沉降的影响。结果表明, SO_2 和 SO_4^{2-} 的高值区主要出现在我国东部地区。在模拟时段, 日本地区火山源的排放对该地区大气中 S 分布的贡献达 10%-30%, 并与当时的飞机观测结果相吻合。模拟区域内 SO_2 和 SO_4^{2-} 收支的分析研究表明, 在硫的总排放量中, 从东边界面流出去的输送通量最大, 并出现在 30-40° N 带的 2-6km 高度上, 这与该地区最大的人为排放源所在地相一致。最后, 给出了模拟时段整个对流层大气 SO_4^{2-} 气溶胶含量的分布, 还估算了 SO_4^{2-} 气溶胶对地气系统的直接辐射强迫和温度变化的影响。

石广玉^[54]提出, 开展化学-气候相互作用的研究。主要研究内容为辐射活性气体(温室气体, GHGs)的直接气候效应(温室效应); 辐射-化学活性气体的间接气候效应; 化学-气候相互作用(反馈), 即大气温度变化引起化学反应速度变化, 从而引起 GHGs 浓度变化; 地表(陆面, 海面)温度变化引起 CO_2 , CH_4 等 GHGs 释放速度的变化, 导致大气中 GHGs 浓度的变化。

2.3 本文研究目的及研究内容

2.3.1 问题提出及本文研究目的

近百年来在沙尘暴领域的研究取得了丰硕的科研成果，但是，目前仍然有大量科学问题亟待解决。无论是沙尘暴发生的机制，还是在输送过程中的物理化学变化以及由此引发的气候强迫还是环境健康效应，直到最近才开始为人们所关注。沙尘暴作为对流层低层发生的一种中尺度灾害性天气，由于其生命史比较短，而且强沙尘暴大多发生在午后至傍晚这个时段，因此，仅凭每天早晚 8 点的两次探空观测，很难捕捉到沙尘暴发生发展过程中其内部和地面气象要素的变化特征，更难深入地认识到沙尘暴内部的热力动力结构。本文在对沙尘暴的宏观特征及沙尘暴期间气象要素的变化特征比较充分认识的基础上，利用综合观测资料，尤其是沙尘暴期间的探空资料，研究沙尘暴内部热力结构。

2.3.2 研究内容

1、在考虑动力因子的作用时，将相对地面螺旋度引入到对沙尘天气的诊断分析，同时与相对风暴螺旋度进行了对比；

2、分析沙尘暴期间热力因子及其变化特征；

3、通过加密探空，获得了一些沙尘暴内部气象资料，初步分析沙尘暴内部热力动力结构，并对沙尘暴期间及其前后垂直气象要素特征变换特征进行初步研究；

4、通过地面自动气象站记录的详细资料，对春夏季沙尘暴期间地面微气象要素进行对比分析；

5、在上述工作的基础上，引入沙尘暴热力模型并计算沙尘暴气旋的切向运动速度和垂直运动速度。

第三章 螺旋度在沙尘暴中的应用

3.1 螺旋度定义

螺旋度是表征流体沿旋转方向运动特征的物理量，严格定义为： $H = \iiint V \cdot (\nabla \wedge V) d\tau$ 。在大气现象研究中，通常按照相对气流选取参照物的不同，可将螺旋度分为两类^[65]：

$$H(0) = \int_0^h k \cdot (V \wedge \frac{\partial V}{\partial z}) dz \quad (1)$$

$$H(C) = RSH = \int_0^h k \cdot [(V - C) \wedge \frac{\partial V}{\partial z}] dz \quad (2)$$

其中， $H(0)$ 和 $H(C)$ 分别称为相对地面螺旋度和相对风暴螺旋度(SRH)，其单位是 m^2/s^2 ； k 是垂直单位矢量， C 为风暴移速， h 为风暴入流厚度， ω_h 为 h 高度的水平涡度， V 为风速， z 为垂直高度。

3.2 相对地面螺旋度与温度平流的关系

运用静力学方程将式(1)变换到 p 坐标系中则有：

$$H(0) = \int_{p_0}^{p_h} k \cdot (V \wedge \frac{\partial V}{\partial p}) dp \quad (3)$$

其中， p_h 与 p_0 分别为与 $z = h, z = 0$ 对应的气压。由式(3)可知，在积分上、下限 p_h 和 p_0 固定的情况下，可用 $k \cdot (V \wedge \frac{\partial V}{\partial p})$ 表示地面螺旋度。

3.2.1 实际风速与地转风相等时螺旋度与温度平流的关系

Tudurf和Ramis在1997年给出了螺旋度与温度平流的关系。假定探测到的实测风 V 很接近地转风 V_g ，则热成风公式可写作：

$$\frac{\partial V_g}{\partial p} = \frac{R}{f\rho} k \wedge \nabla_p T \quad (4)$$

其中， ∇_p 为Hamilton算子(或称梯度算子)，余为惯用符号。

将式(4)代入式(3)中，并利用矢量代数公式可得：

$$H(0) = \int_{p_0}^{p_h} \frac{R}{f\rho} (-V_g \cdot \nabla_p T) dp \quad (5)$$

式(5)表明，假若实测风 V 很接近地转风 V_g ，则相对地面螺旋度 $H(0)$ 是和从 p_0 到 p_h 气层

中的平均地转温度平流相联系的。

3.2.2 在考虑非地转风的情况下螺旋度与温度平流的关系

考虑到非地转风分量 $V_a = V - V_g$ ，则可将式 (3) 中被积函数写为：

$$k \cdot \left(V \wedge \frac{\partial V}{\partial z} \right) = k \cdot \left(V \wedge \frac{\partial V_g}{\partial p} \right) + k \cdot \left(V \wedge \frac{\partial V_a}{\partial p} \right) \quad (6)$$

首先将式 (6) 右端第一项变换为下式：

$$k \cdot \left(V \wedge \frac{\partial V_g}{\partial p} \right) = -\frac{R}{f p} k \cdot \left[V \wedge (k \wedge \nabla_p T) \right] \quad (7)$$

同时利用矢量代数 $a \wedge (b \wedge c) = [(a \cdot c)b - (a \cdot b)c]$ 这一关系式，可将式 (7) 右端变换为：

$$-\frac{R}{f p} k \cdot \left[V \wedge (k \wedge \nabla_p T) \right] = -\frac{R}{f p} V \cdot \nabla_p T \quad (8)$$

将式 (8) 代入式 (7) 可得：

$$k \cdot \left(V \wedge \frac{\partial V_g}{\partial p} \right) = \frac{R}{f p} (-V \cdot \nabla_p T) \quad (9)$$

另外，在计算低层的螺旋度时，由于一般其动量平流很弱，所以可以认为变压风是低层非地转风的一个很好的近似，对式 (6) 右端第二项做变换。即：

$$V_a = -\frac{1}{f^2} \nabla_p \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right) \quad (10)$$

式中 $\phi = gz$ 是重力位势。运用静力学方程可以得到下两式：

$$\frac{\partial V_a}{\partial p} = -\frac{R}{p f^2} \nabla_p \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right) \quad (11)$$

$$k \cdot \left(V \wedge \frac{\partial V_a}{\partial p} \right) = -\frac{R}{f^2 p} k \cdot \left[\left(V \wedge \nabla_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) \right) \right] \quad (12)$$

考虑到 $k \wedge V = -V'$ (式中， V' 的大小与 V 相同，其方向是 V 顺时针旋转 $\pi/2$ 后的方向)，

可将式 (12) 改写为：

$$k \cdot \left(V \wedge \frac{\partial V_a}{\partial \varphi} \right) = -\frac{R}{f^2 p} \cdot \left[\left(-V \cdot \nabla_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) \right) \right] \quad (13)$$

式 (13) 表明, 当实际风左边的局地温度变化率大于风的右边时, 变压风的垂直变化产生螺旋度。

考虑到可用 $k \cdot \left(V \wedge \frac{\partial V}{\partial \varphi} \right)$ 表示地面相对螺旋度, 因此下面用其讨论相对地面螺旋度

与温度平流的关系。将式 (9) 与 (13) 代入式 (6) 后可得:

$$k \cdot \left(V \wedge \frac{\partial V}{\partial \varphi} \right) = \frac{R}{f p} (-V \cdot \nabla_p T) + \frac{R}{f^2 p} \left[-V \cdot \nabla_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) \right] \quad (14)$$

式子 (14) 中右端第一项为温度平流对螺旋度的贡献, 第二项为变压风的垂直变化对螺旋度的贡献。通过比较这两项量级可以发现, 如果要使右端第二项与第一项达到相同的量级, 则实际风产生的不均匀加热率, 必须在 100km 距离内要达到的差为 $10\text{k}(6\text{h})^{-1}$ 。在实际大气中上述条件很少能够达到。因此变压风的垂直变化对螺旋度的贡献要远小于与温度平流对螺旋度的贡献。

地面相对螺旋度不仅与水平温度梯度 (热力分布) 之间存在内在联系, 同时, 在实际风接近地转风的情况下, 可将其视为实际风引起的温度平流的物理量。而产生沙尘暴的三个基本条件中, 与天气因素有关的两个要素恰恰是强风和热力不稳定。因此可以将地面相对螺旋度应用于 (强) 沙尘暴预报之中去。

3.3 相对风暴螺旋度 (RSH)

在实际工作中取 $h = 3000\text{m}$, 利用单站探空资料将把式 (2) 转换为:

$$H(C) = \sum_{n=0}^{N-1} [(u_{n+1} - C_x)(v_n - C_y) - (u_n - C_x)(v_{n+1} - C_y)]。如果将式 (2) 用静力学$$

方程转化到 p 坐标系后可以得到:

$$H(C) = RSH = \int_{p_0}^{p_h} (V_h - C) \cdot \xi_h dp \quad (15)$$

即相对风暴螺旋度是指: 在一定厚度层的大气中, 风暴相对气流与环境水平涡度的点积, 并将 $H(C) = 150\text{m}^2 / \text{s}^2$ 作为强对流风暴发展的临界值^[56]。由式 (15) 可以看出: 相对风暴螺旋度反映的是风暴相对入流强度、环境场的旋转程度以及沿旋转轴方向 (这里指沿垂直方向) 运动的强弱程度。其值越大, 表示风暴旋转性越大, 风暴强度越大, 越有利于垂直方向气流的上升运动, 从而促进对流的发展, 是表征对流发展程度的一个重要指标。C 以

850-400hPa 气层中的平均风为依据, 取该风速的 75%为风暴速度, 方向向右偏转 40° 作为风暴来向。由于大多数风暴系统形成 3000m 以下的低层环境风场当中, 甘肃河西走廊的平均海拔高度在 1500m 左右, 为保证积分厚度, 因此在计算相对风暴螺旋度时, 选取地面到 600hPa[57]。

3.4 两种螺旋度在夏季沙尘暴中的应用及比较

3.4.1 天气系统分析、地面实况及灾情调查

从2005年7月16日500hpa高空图(图1)来看, 里海与威海附近为高压脊, 巴尔克什湖附近为低涡, 低涡中心值为560位势什米, 与之相配套的是一个-20℃冷中心, 对应地面为一冷高压, 高压中心强度为1011hPa; 贝加尔湖附近为高压脊, 脊线位于95°E附近; 华北地区为588位势什米的闭合高压; 在高压西南侧, 从青藏高原到甘肃河西走廊为大面积0℃暖中心, 对应河西走廊所有地面测站午后最高气温高达30℃以上。从16日20时高空图(图略)结合地面锋面系统的分析发现, 地面冷锋前后存在巨大的气压梯度, 16日14时地面锋区附近的铁千里克与敦煌站有9.3hPa的气压差, 冷锋后高压中心与河西走廊西部测站的最大气压差高达12.0hPa。巴尔克什湖低涡底部的冷槽翻越天山后快速东移南下, 并于16日22时侵入甘肃省西走廊西部。地面冷锋进入河西走廊中部后, 移动速度明显加快, 17日02-05时地面冷锋东移近400Km。图2中标出了16-17日地面冷锋在河西走廊的具体位置, 同时绘出了出现沙尘天气区。此冷锋在12小时之内东移近1000 Km, 横扫河西走廊。16日22时03分, 敦煌站首先出现大风沙尘暴, 共14个测站先后出现沙尘暴天气现象, 其中7个测站出现强沙尘暴, 3个测站出现浮尘扬沙天气现象。沙尘暴的强中心在张掖一带, 最小能见度仅为50m; 金塔和金昌地面瞬间最大风速达25.1m/s。据甘肃省气象局统计, 这次天气过程是1975年以来甘肃省夏季最强的一次区域性沙尘暴天气, 沙尘暴影响面积约138700km², 农作物受灾面高达20777.85公顷, 造成直接经济损失约1.1亿元。各测站具体天气实况见表1。

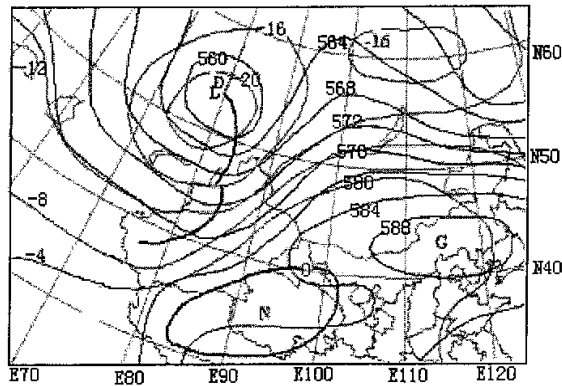


图 1. 2005 年 7 月 16 日 08 时 500hPa 天气图

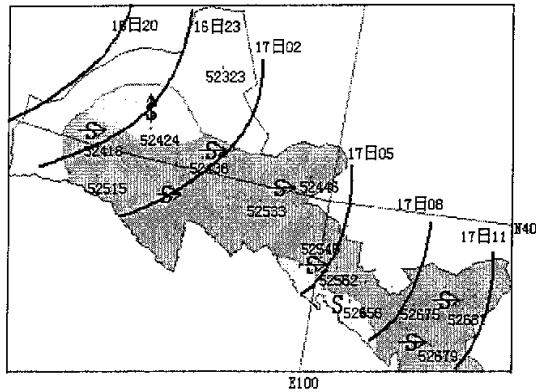


图 2. 2005 年 7 月 16-17 日冷锋位置及沙尘区域

表 1. 2005 年 7 月 16-17 日河西走廊天气现象.

站名	号号	沙尘天气现象	起止时间	瞬间极大风速(m/s)	最小能见度(m)
敦煌	52418	沙尘暴	22 ⁰⁵ -23 ⁰¹	17.0	900
肃北	52515	沙尘暴	23 ¹⁷ -23 ³⁵	21.0	700
安西	52424	扬沙	23 ²⁰ -00 ⁴⁵	16.3	8000
玉门镇	52436	沙尘暴	01 ¹⁰ -02 ⁴⁰	24.0	700
金塔	52447	强沙尘暴	02 ⁴⁵ -07 ¹²	25.1	200
鼎新	52446	强沙尘暴	03 ³⁸ -04 ³⁴	20.4	300
酒泉	52533	沙尘暴	04 ³⁴ -06 ¹³	16.1	900
高台	52546	强沙尘暴	04 ¹⁵ -08 ¹⁵	18.6	400
临泽	52557	沙尘暴	05 ¹⁵ -05 ⁴⁶	18.0	800
张掖	52652	强沙尘暴	05 ¹² -07 ²⁰	18.7	50
山丹	52661	沙尘暴	07 ⁴⁶ -09 ³⁰	17.7	600
民乐	52656	浮尘	/	无大风	400
肃南	52643	浮尘	/	无大风	400
永昌	52674	强沙尘暴	07 ³⁹ -12 ⁴⁰	17.1	200
金昌	52675	强沙尘暴	08 ⁴⁰ -11 ⁰³	25.1	100
武威	52679	强沙尘暴	09 ⁰² -11 ⁰³	15.6	400
民勤	52681	沙尘暴	11 ⁴² -14 ⁵⁹	10.4	600

3.4.2 螺旋度的比较应用

2005 年 7 月 16-17 日河西走廊各测站观测资料显示, 水平温度梯度约为 3K/100Km, 各测站在沙尘暴发生期间的平均风速均大于 10m/s, 计算得出地面到 600hPa 之间的螺旋度约为 225 m²/s². 这一结果表明, 在沙尘暴发生期间, 大气中低层具有强烈的不稳定特征.

相对风暴螺旋度是一个极容易发生变化的物理量, 一些观测结果表明它可以在 1-2 小

时迅速增大^[57]，因此，在根据式（15）计算相对风暴螺旋度时使用的是国家气象局 MICAPS 系统下发的 2005 年 7 月 16 日 20 时的格点资料（ $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ ）。计算得到的从地面至 600hPa 各层累计的相对风暴螺旋度结果显示，河西走廊中西部的鼎新-金塔-高台-张掖这一区域为高值区，最大值为 $205\text{m}^2/\text{s}^2$ ，而这个区域恰好是沙尘暴天气最为强烈的范围，其中张掖测站最小能见度仅为 50m。因此，相对风暴螺旋度的水平分布能对沙尘暴预报具有一定的指示意义。

第四章 沙尘暴热力特征

4.1 “3 θ ”的定义

大气层结稳定度是用位温 (θ)、假相当位温 (θ_{se}) 与饱和假相当位温 (θ_e) 的垂直分布表征的。它们分别可以根据式子^[68](1)-(3)计算得到。

$$\theta = T (P_0 / p)^{R/C_p} \quad (1)$$

$$\theta_{se} = \theta \exp\left(\frac{L}{C_p} \frac{q}{T_l}\right) \quad (2)$$

$$\theta_e = \theta \exp\left(\frac{L}{C_p} \frac{q_s}{T_l}\right) \quad (3)$$

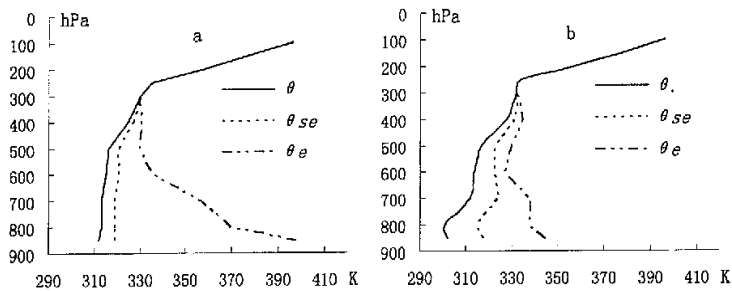
其中 T 是空气块的绝对温度, p 是气块原有的气压, p_0 是标准气压, R 是气体常数, q 是空气块具有的比湿, T_l 是空气块对应的凝结温度, L 是凝结潜热, C_p 是定压比热, q_s 是饱和湿空气的比湿。

4.2 “3 θ ”在沙尘暴中的应用

4.2.1 春季沙尘暴天气中的应用

受到北方冷空气入侵的影响, 2004年5月23日20时40分至24日04时15分出现了强沙尘暴天气, 平均风力12m/s以上的大风持续时间长达5小时, 导致水平能见度极度恶化, 最小能见度仅为200m。之后, 水平气压梯度力减小, 地面风速逐渐减弱, 水平能见度慢慢转好; 于24日04时15分至05时20分沙尘强度减弱为扬沙天气。此外, 地面冷锋过境后, 从07时43分开始, 民勤站出现小雨天气。

图4是基于民勤基准站2004年5月23日19时15分、23日23时02分、24日02时02分和24日07时16分的4次探空资料进行计算得到的 θ 、 θ_{se} 和 θ_e 垂直分布廓线。



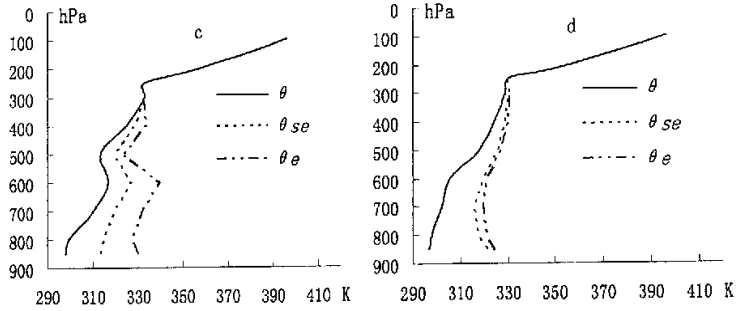


图 4(a, b, c, d). 2004 年 5 月 23 日 19:15(a)、23:02(b)、24 日 02:02(c) 和 07:16(d)

民勤站的位温(θ), 假相当位温(θ_{se})及饱和假相当位温(θ_e)的垂直廓线

根据图 4a 可知, 23 日 19 时 15 分民勤站的地面温度非常高, 饱和假相当位温达到 400K, 同时 θ_e 随气压降迅速减小表明垂直方向的温度递减率非常大; θ 和 θ_{se} 线在 500hPa 高度层以下距离接近, θ_{se} 和 θ_e 之间距离非常大, 表明低层大气极为干燥; 500hPa 等压面高度层以下 θ 及 θ_{se} 线几乎垂直于横坐标轴, 表明大气层处于超绝热状态, 并且不稳定层结到达 500hPa 等压面高度。这种热力状态的大气边界层在天气尺度气流的作用下所产生巨大的温度梯度, 不仅能使水平方向风力显著加大, 还能够在垂直方向激发强对流体, 从而诱发强沙尘暴天气现象。

图 4b 和 4c 是沙尘暴期间的 θ 、 θ_{se} 和 θ_e 的垂直廓线。从这两幅图可以发现, 沙尘暴期间, 特别是后期阶段(图 2c), θ 、 θ_{se} 和 θ_e 的调整向着不利于沙尘暴维持的方向发展, 即对流减弱, 同时 θ_{se} 和 θ_e 两条线之间的距离在不断接近, 表明随着时间的推移, 大气中的水汽在不断的增加。

图 2b 中, 从 800-500hPa 高度层内 $\frac{\partial \theta}{\partial Z} > 0$ 且 $\frac{\partial \theta_e}{\partial Z} < 0$, 大气已经表现为条件不稳定;

图 2c 当中, 从地面到 600hPa, $\frac{\partial \theta_e}{\partial Z} > 0$, 表明该层大气处于绝对稳定状态。

图 4d 是沙尘天气结束后的 θ 、 θ_{se} 和 θ_e 的垂直廓线。可以发现 θ_{se} 和 θ_e 的距离非常接近, 表明沙尘暴结束后, 整层大气的湿度有了很大增加, 尤其是在 650hPa 等压面以上两条曲线几乎重合, 表明中高层大气接近饱和状态。从 07 时 43 分开始, 民勤站出现小雨天气。

4.2.2 夏季沙尘暴天气中的应用

2004 年 7 月 12 日 15:43—18:15, 内蒙古西部的额济纳旗和拐子湖先后出现了沙尘暴天气, 瞬间最大风速分别为 9m/s 和 11m/s, 最小能见度均为 700m。下午 19 时 23 分到 13 日

0 时 10 分，甘肃西部的鼎新、金塔、酒泉和玉门镇地面测站。具体天气实况见表 2:

表 2. 2004 年 7 月 12 日沙尘暴天气实况

站 名	天气现象	起止时间	瞬间最大风速	最小能见度
额济纳旗	沙尘暴	15:43-16:20	9m/s	700m
拐子湖	沙尘暴	17:39-18:15	11m/s	700m
鼎 新	强沙尘暴	19:23-20:50	16.7m/s	200m
金 塔	强沙尘暴	20:23-21:37	17m/s	200m
酒 泉	沙尘暴	21:12-22:38	9m/s	600m
玉门镇	沙尘暴	22:41-0:10	13.5m/s	800m

利用 2004 年 7 月 12 日 20 时的探空资料计算了“ 3θ ”。在图 4 中， θ 是位温， θ_{se} 是相当位温， θ_e 是人为按假定饱和状态下的计算的饱和相当位温，图中横坐标是绝对温度 T，纵坐标是气压 P。由图可以看出，当天 20 时酒泉站的地面温度非常高，饱和相当位温超过 400K，同时 θ_e 随气压降迅速减小表明垂直方向的温度递减率非常大； θ 和 θ_{se} 线在 500hpa 高度层以下距离接近，表明低层大气干燥；此外，500hpa 等压面高度层以下 θ 线几乎垂直于横坐标轴，表明大气层极不稳定，并且不稳定层结到达 500hpa 等压面高度。在 200-300hpa 高度存在“ 3θ ”线向低温方向弯曲的现象，表明该高度层温度极低。因此在垂直方向存在非常大的温度梯度，必然导致垂直方向干对流的强烈发展。

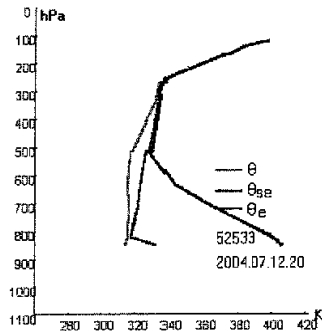


图 4. 2004 年 7 月 12 日 20:00 酒泉位温(θ)、假相当位温(θ_{se})和饱和相当位温(θ_e)

第五章 沙尘暴期间及其前后垂直气象要素变换特征

5.1 沙尘暴过程中高空温度、湿度和风资料的获取

利用民勤基准站的 L 波段探空雷达,除了在 2004 年 5 月 23 日 19 时 15 分、5 月 24 日 07 时 16 分正点进行探空之外,为了深入了解沙尘暴内部的气象要素垂直分布特征,分别在 5 月 23 日 23 时 02 分和 5 月 24 日 02 时 02 分沙尘暴过境期间进行了两次加密探空。本文给出了 4 次探空得到的温度、温度露点差和风的垂直廓线。

5.2 温度廓线及其演变特征

图 1a 显示,四个时段获得的大气层温度差异主要表现在 200hPa 附近以及地面至 500hPa 之间。在沙尘暴发生前(23 日 19 时 15 分),近地层气温较高,为 29℃,同时在 200hPa 附近存在温度曲线向低温方向的显著弯曲,表明在该层大气温度极低,即存在“超低温现象”。加之地面气温较高,超低温现象的存在使得垂直方向上的温度梯度增大,从而有利于对流的发展。随着时间的推移,200hPa 附近弯向低温方向的折角逐渐变小,低层的气温也显著下降,使垂直方向温度梯度减小,这必然抑制大气在垂直方向的运动,沙尘暴天气逐渐消失。

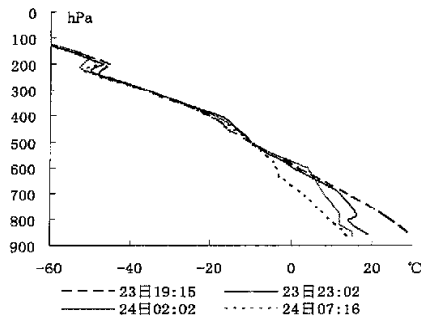


图 1a. 民勤 4 次探空的气温垂直廓线

5.3 温度露点差及其演变特征

图 1b 中可以看出,在沙尘暴发生前期,整层大气尤其是 700hPa 以下近地层十分干燥。在高空冷槽及地面冷锋逐渐逼近测站过程中,整层大气的湿度在不断增加,高空湿度增加尤为明显,并且不断向低层输送水汽,23 日 23 时 02 分 200hPa 等压面对应高度处的大气已经达到过饱和状态。在水汽向下输送的过程中,24 日 02 时 02 分的探空曲线反映出 300hPa 等压面所在高度达到过饱和状态;截至 24 日 07 时 16 分,对流层中低层温度露点差普遍减小,这一变化主要是由于高空槽及其后的西北气流在逼近测站的过程中,一方面使对流层低层的温度降低,另一方面输送了大量水汽,从而形成沙尘暴天气现象后的锋面降水。

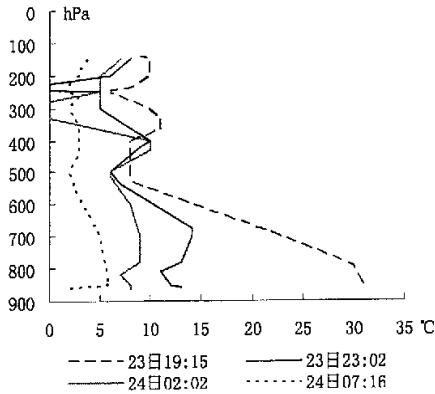


图 1b. 民勤 4 次探空的温度露点差垂直廓线

5.4 风廓线及其演变特征

图 1c 表明, 在近地层, 地面冷锋系统过境前夕, 地面风速从弱风 (2m/s) 增加到了 14m/s 但在冷锋过境后, 地面风速逐渐减小, 这个过程主要是由于冷锋过境前后地面气压梯度的急剧变化所造成的。同时, 从 4 次探空资料得到的高空风廓线可以看出, 200hPa 附近高空风速很大。另外从图中可以看出: 23 日 19 时 15 分 200hPa 风速为 30m/s, 中低层风速尤其是 500hPa 等压面以下的高空风极小; 同时垂直风廓线表明, 在 200-400hPa 范围内风廓线梯度较大。23 日 23 时 02 分的风廓线显示, 当高空冷槽接近测站上空时, 200hPa 等压面风速增加到了 38m/s, 比 19 时 15 分的风速增加了 8m/s。上层大量动量下传使 500hPa 等压面以下的风速显著增大, 同时地面冷锋逼近造成地面气压梯度加大, 近地层风速进一步增加, 为起沙过程提供了必要的动力条件。02 时 02 分, 即沙尘暴后期阶段, 200hPa 等压面风速与 23 时 02 分的风速相比变化不明显, 高空动量下传作用仍然存在。但是强锋区过境后地面处在高压的控制之下, 气压梯度很小, 地面风速明显减小, 起沙的动力条件减弱, 沙尘暴天气逐渐消失。

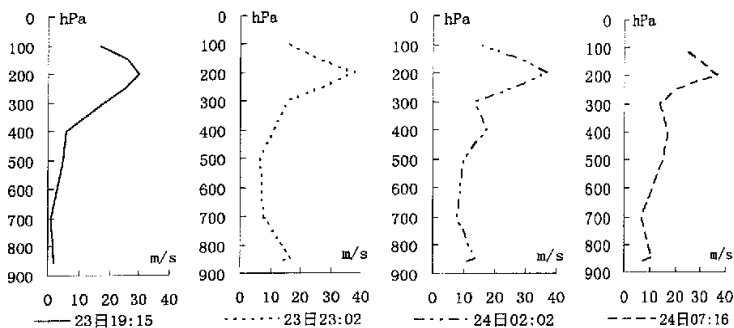


图 1c. 民勤站 4 次探空的风速垂直廓线

第六章 春夏季沙尘暴期间地面微气象要素的对比分析

6.1 地面气温和湿度的响应

图 1a 是自动站所记录的 3 月 28 日沙尘暴天气过程及其前后每分钟气温和相对湿度的变化。由图 1a 可知,在沙尘暴发生前期,初春酒泉基准站的气温比较低,仅为 6.3℃,而且在 03 时 10 分之前气温仍然处于下降趋势,但在出现沙尘暴天气的前半期,气温不再下降,这是因为大量悬浮在空中的沙尘粒子使得长波辐射减弱;从 04 时 19 分起,即沙尘暴天气现象的中后期气温迅速下降,截至 05 时 30 分,地面气温下降了 2.9℃,主要是由于随着沙尘天气的减弱,向外空的长波辐射增强导致地面气温骤降。相对湿度在前期比较小,仅为 38%左右,但在沙尘暴结束前夕,从 04 时 30 分开始剧烈增加,05 时 30 分增加到了 44%,此后又开始缓慢减小。

图 1b 是自动站所记录的 7 月 12 日沙尘暴天气过程及其前后每分钟气温和相对湿度的变化。酒泉站 21 时 12min 出现了沙尘暴,地面气温在前期及沙尘暴发生的前一段时间维持较高状态而且变化不大,到了 21 时 25min 则开始缓慢递减;在沙尘暴结束后的 20min 内,气温出现呈折角式骤然下降,降温幅度达 2.5℃。大气相对湿度在沙尘暴爆发前及沙尘暴天气过程的前一段时间都比较小,并且呈现波动式缓慢下降趋势;中后期(从 22 时 06min 开始)呈现波动递增趋势;几乎在气温出现折角式下降的同时,湿度出现折角式显著增加,空气湿度迅速增大了 5%。表明沙尘暴爆发前大气的干热状态有利于沙尘暴天气的发生和发展,而当天气现象维持一段时间后,大气状态的调整向着天气现象逐渐减弱或消亡的方向发展。

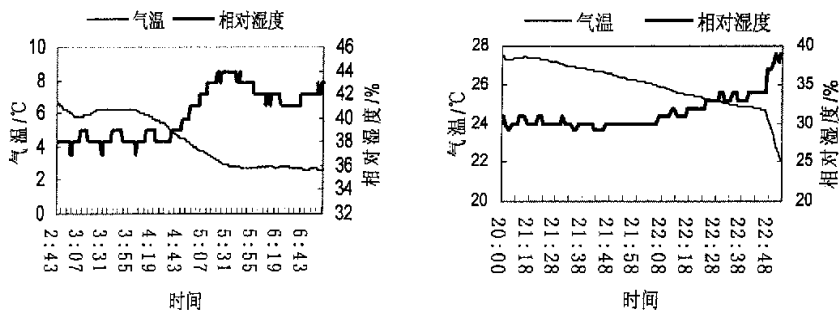


图 1a、1b 自动站所记录的 2004 年 3 月 28 日和 7 月 12 日沙尘暴前后每分钟气温和相对湿度

6.2 地温对沙尘暴的响应及其与气温的关系

图 2a 是自动站记录的 2004 年 3 月 28 日沙尘暴过程及其前后的每分钟 0cm、5cm 地温和地面气温变化曲线。可以看出,在这次天气过程中 0cm 地温和气温的变化趋势比较一致。

在沙尘暴爆发的前期受到白天太阳短波辐射加热作用, 0cm 地温高于气温, 这一现象在 03 时 15 分之前仍然维持。在沙尘暴爆发后, 由于大量的沙尘粒子悬浮在空中, 阻碍了地表长波辐射向高层大气的传输, 因此地温和气温基本没有变化 (03 时 15 分至 04 时 20 分)。但是到中后期及结束后的 15 分钟内 (04 时 20 分至 05 时 30 分), 随着沙尘暴天气现象的减弱, 悬浮在大气中的粒子减少, 垂直方向透过率增大, 利于地面长波辐射向高层辐射, 0cm 地温先于气温快速下降, 并且 0cm 地温的降温幅度大于气温的下降幅度。5cm 地温变化与 0cm 地温和气温相差很大, 这主要是春天大地回暖的过程中 5cm 深度处的地温的变化是与深层土壤向上输送的热容量有关, 因此 5cm 土壤地温在整个过程中下降缓慢。0cm 地温虽让在夜间同样要受到深层土壤热容量向上输送的影响, 但是地表的长波辐射冷却作用更为显著, 所以其变化趋势与 5cm 地温变化趋势差别很大。

图 2b 自动站记录的 2004 年 7 月 12 日沙尘暴过程及其前后的每分钟 0cm、5cm 地温和地面气温变化曲线。可以看到, 0cm、5cm 地温和地面气温的变化趋势非常一致。气温的递减率最大, 0cm 地温次之, 5cm 地温最小; 在 21 时 44min 之前, 0cm 曲线位于 5cm 曲线上方, 21 时 44-48min 两条地温线相互重合, 到了 21 时 48min 之后, 0cm 地温线位于 5cm 地温线的下方; 气温线始终在两条地温线的下方。同时可以看到, 在 22 时 45min, 地温几乎同时出现了迅速下降, 地温在沙尘暴结束后约 7min 时出现了类似气温的迅速递减, 约 3-5min 后气温急剧降低。从中可以得知, 前期直接受到太阳辐射加热作用使 0cm 地温比 5cm 地温偏高, 同时两项地温均比气温高, 地表热量通量对 5cm 深度以下土壤和大气同时具有加热作用; 沙尘暴天气的后期, 地表与 5cm 深度以下土壤之间的加热作用出现了与前期反向作用, 但对大气仍然起到热源的作用; 地温的突降先于气温, 这是因为地表长波辐射是大气尤其是低层大气的主要直接热源, 所以地温的突变必然导致气温的突变, 但这个响应需要一定的时间, 即气温的突变落后于地温。

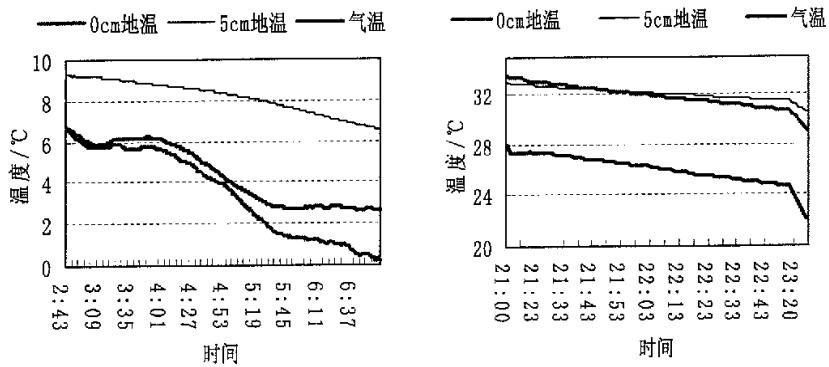


图 2(a, b) 酒泉基准站自动气象站记录的 2004 年 3 月 28 日和 7 月 12 日 气温、0cm 和 5cm 地温的变化

6.3 地面气压对沙尘暴的响应

图 3(a, b)分别是自动站所记录的 2004 年 3 月 28 日和 2004 年 7 月 12 日的每分钟地面气压在沙尘暴过境前后的变化情况。对比两幅图中可以看出, 在沙尘暴发生前地面气压都较低, 而且有小幅波动; 当沙尘暴爆发的时候, 地面气压迅速增大; 到中后期两次过程气压均在再次地波动当中调整, 并且进一步加压。可以发现两次沙尘暴天气过程变化经历了相似的过程: 前期受低气压控制, 经过第一次波动调整气压迅速加大, 为沙尘暴的爆发提供了动力条件; 第二次波动调整使得地面气压进一步增大, 伴随沙尘暴过境, 地面从低气压控制转换到受高气压控制。但是春季沙尘暴在春季沙尘暴在中后期地面加压的趋势更加明显, 根据图 3a 可以得知, 从 04 时 35 分至 05 时 35 分的一个小时内地面气压上升了 2.5hPa。此外当出现沙尘暴天气现象后春季沙尘暴过程中气压维持了 50min 的相对平稳时段, 夏季沙尘暴过程中这一项现象持续时间仅为 30min。

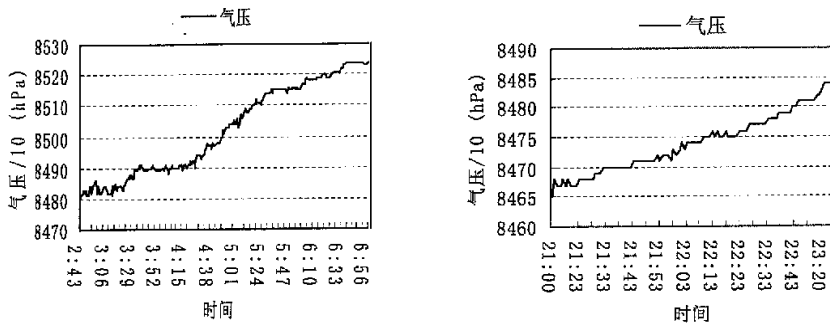


图 3(a, b) 酒泉基准站自动气象站记录的 2004 年 3 月 28 日和 7 月 12 日气压的变化

6.4 风速的变化

图 4(a, b)分别是自动站所记录的 2004 年 3 月 28 日和 2004 年 7 月 12 日沙尘暴天气现象发生前后测站每分钟风速的演变实况。据图 4a 可知, 沙尘暴发生前及过程的前半段时间内地面水平平均风速大于 12m/s, 在 04 时出现了 18.8m/s 的瞬时风速(另据地面自计记录显示, 在距沙尘暴发生还有 5min 的时候出现了瞬间大风 21m/s), 03 时 50 分至 04 时 20 分这段时间也是地面能见度最差的时段, 最小能见度只有 400m。此后地面风速逐渐减小, 地面水平能见度逐渐转好, 沙尘暴天气结束。

可以看到, 在沙尘暴发生前风速很小, 但在沙尘暴发生前的 10min 内, 风速迅速增大到 9m/s, 达到这次天气过程中本站的最大值。风速的急速增大为起沙提供了必要的动力条件。其急速增大的原因主要有两个方面, 一是本站气压的增大, 气压梯度加大, 二是本地特殊的地理地形构成的“狭管效应”所致。在整个沙尘暴天气过程当中, 风速呈波动式减小。在沙尘暴结束前的 10min, 风速只有 2-3m/s, 很难再将地面的沙尘夹卷到空中, 随之空气中的沙尘逐渐沉降, 能见度转好。

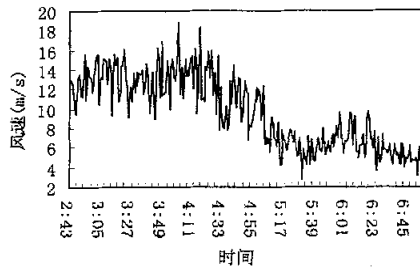


图 4(a) 酒泉基准站自动气象站记录到的 2004 年 3 月 28 日风速的变化

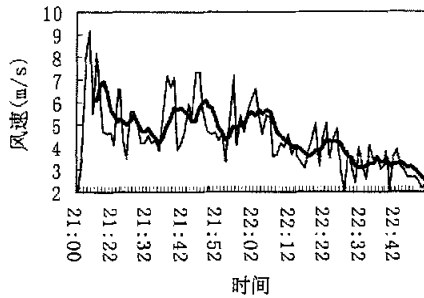


图 4(b) 酒泉基准站自动气象站记录到的 2004 年 3 月 28 日和 7 月 12 日风速的变化

6. 5 下垫面性质的分析

可以发现，2004 年春季发生沙尘暴时水平风速明显比夏季发生沙尘暴时的大，但水平能见度却比同年夏季发生的好，春季的沙尘暴天气过程最小能见度为 400m 而夏季的水平能见度只有 200m。这表明沙尘暴的强度特别是能见度不仅与动力条件大风有关，还与下垫面的性质密切相关。经分析两次沙尘暴发生前的气候背景和垫面性质发现，两次过程前地面均比较干燥，但是春季河西地区强冷空气活动频繁，地面大量的细沙尘粒子已经被吹走，剩下的大多是直径较大的粗粒子，要把它们吹起并上扬到高空必然要求要有很强的风。相反，2004 年 7 月 12 日前期的酷热干旱天气，使地表潜层水分大量蒸发，干土层厚度增加；加之此期夏季农作物已经大面积收割，翻耕后松软的农田为夏季沙尘暴提供了丰富的物质来源。因此，虽然夏季沙尘暴发生时的水平风速比春季时小，但由于下垫面能够提供大量的细粒子而使得水平能见度更低。

第七章 沙尘暴热力模型及运动速度计算

7.1 激发强沙尘暴的一种机制——对流体

关于强沙尘暴的发生机制，一般认为强风是其发生的动力因子，大气热力不稳定是其发生的热力因子，丰富的沙源是其发生的物质基础。强低压在地形作用下的“抽吸效应”有时能够激发强烈的对流，对流体内强大的垂直上升气流可能是卷举地面沙尘的主要动力^[1]。从拍摄到的2004年7月12日21时09分发生在甘肃酒泉的沙尘暴实况（图1a）可以推断，沙尘暴内部存在垂直环流特征非常明显的多个对流单体，1993年5月5日发生在甘肃省金昌市的黑风暴（图1b）内部也同样存在类似的垂直结构。Sinclair^[59]和 Roland^[60]先后给出了理想的沙尘暴的结构图，其特点是，当近地层的气块从地表获得热量后，被卷入向前移动的沙尘暴对流体之中并且做螺旋式上升运动。由于水平方向有明显的气压梯度、垂直方向存在巨大的温度梯度，必然导致近地层的辐合上升。强的水平旋转和旺盛的垂直环流有利于沙尘粒子的垂直输送，从而使沙尘天气发生或向沙尘暴、强沙尘暴发展。

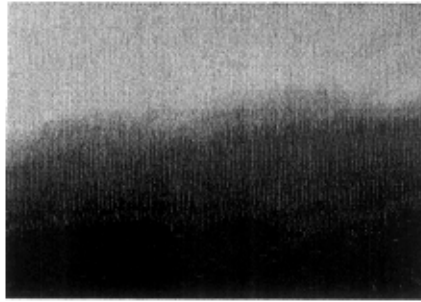


图1 (a) 2004年“7.12”酒泉市肃州沙尘墙

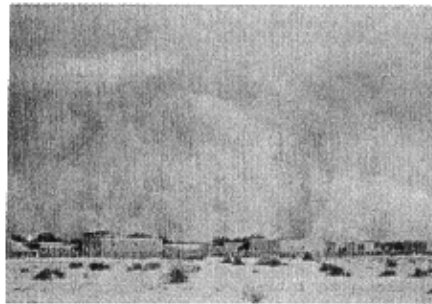


图1 (b) 1993“5.5”金昌沙尘墙

7.2 沙尘暴热力模型

为了分析沙尘暴中类似雷暴结构的中小尺度强对流系统，采用 Rennó和 Ingersoll 于

1996年提出的热机自然对流理论^[61]，对低压在地形强迫和地面强烈加热条件下导致的垂直方向的“抽吸效应”所激发的对流体的水平旋转和垂直运动速度进行计算。据文献^[62]提出的观点：在诸多行星上，既有恒星不断向地面供给热量，同时通过行星大气不断向太空释放红外辐射；如果一气块在热力学上不平衡，则将膨胀或缩小，对环境做功。作为一级近似，在不考虑机械耗散的情况下，大气系统中膨胀做功是要考虑的唯一的一类功。在对流区域，近地层气块受热膨胀并携带热量上升，对环境做功，其中一部分能量消耗在将较冷空气以及饱和空气压缩混合过程中，一部分能量（热量）以长波辐射的形式废弃在环境中。因此，上述对流循环的结果是，来自地表面的热量（热源），除一部分耗散到未受扰动的对流层（热汇）外，其余的转换为机械能。这些机械能用于克服机械耗散来保持对流运动。把热机定义为任何一种可以把热能转换为机械能的装置，Rennó和 Ingersoll 认为，可以把大气对流看做是一部热机。

由于我国北方特殊的地理和气候条件决定了在该地区发生沙尘暴前夕，大气尤其是低层相对湿度一般很小。因此可以认为从大气底层流入沙尘暴热机的能量为感热，热量的流出是通过高层的热汇辐射出去的。在沙尘暴天气水汽很少这个前提下，可以忽略大气中水物质及其热容量对空气密度的影响。

在统计意义下全球大气对流是平衡的，即对流气块围绕一条闭合的、定常的流线转动过程中摩擦力与静输入热量平衡^[61]；另外，假设气块是绝热运动，能量为可逆循环。根据能量方程则对于固定气块，可以得到下面的表达式：

$$d\left(\frac{1}{2}|V|^2 + gz\right) + \alpha dp - f \cdot dl = 0 \quad (1)$$

式中， V -速度矢量， g -重力加速度， z -相对于参考面的高度， α -比容， p -气压， f -单位质量的摩擦力， dl -沿流线上的距离增量。

在（1）中引入质量连续方程，即 $\nabla \cdot (\rho V) = 0$ ，对整个气块可得：

$$\int_m \alpha dp = \int_m f dl \quad (2)$$

根据热力学第一定律，对湿空气块有：

$$T ds = d(C_p T + L_v r) - \alpha dp \quad (3)$$

式中， T -绝对温度， s -比熵， C_p -单位质量的定压比热， L_v -单位质量水汽的蒸发潜热， r -水汽混合比。

对于固定的沙尘暴气块，（3）两端积分，并代入（2），则得

$$\int_m T ds = - \int_m f \cdot dl \quad (4)$$

表明固定气块，从底层吸收的热量与摩擦耗热平衡。

如果对（2）改为沿路径积分：

$$\int_a^b \alpha dp \approx \int_a^b f \cdot dl \quad (5)$$

将理性气体状态方程代入(4), 消去 α , 可得:

$$\int_{\infty}^0 RTd \ln p = \int_{\infty}^0 f \cdot dl \quad (6)$$

R-比气体常数

定义机械能摩擦消耗系数为:

$$\gamma = \frac{\int_{\infty}^0 f \cdot dl}{\int_{\infty}^0 f \cdot dl}, \text{ 并代入(4), 得:}$$

$$- \int_{\infty}^0 RTd \ln p \approx \gamma \int_{\infty}^0 Tds \quad (7)$$

是输入到沙尘暴内部的净热量。净输入的热能的做功效率可以用热效率系数 η 表示:

$$\eta = \frac{\int_{\infty}^0 Tds}{\int_{\infty}^0 Tds}, \text{ 并代入(7)式可得:}$$

$$- RT_s \ln \frac{p_0}{p_{\infty}} \approx \gamma \eta \int_{\infty}^0 Tds \quad (8)$$

由热力学第一定律、理想气体状态方程, 可以得到:

$$Tds \approx CpdT + Lvdr - RT \ln p \quad (9)$$

对(9)式从沙尘暴气旋的外部积分到内核, 由于沙尘暴内部湿度较小, 忽略水汽相变的影响, 并代入(8)

式可以得到:

$$\Delta p = (p_{\infty} - p_0) \approx p_s \{1 - \exp[(\frac{\gamma \eta}{\gamma \eta - 1})(\frac{Cp}{R})(\frac{T_0 - \bar{T}_s}{T_s})]\} \quad (10)$$

$$\frac{v^2}{a} = \alpha (\frac{\Delta p}{a}) \quad (11)$$

切向风速:

$$v = \sqrt{RT_s \{1 - \exp[(\frac{\gamma \eta}{\gamma \eta - 1})(\frac{\eta_H}{\chi})]\}} \quad (12)$$

$\eta_h = \frac{T_0 - \bar{T}_s}{\bar{T}_s}$, $\eta = \frac{T_h - T_c}{T_h}$, T_h 和 T_c 分别是沙尘暴气旋的热源和热汇的温度, 可以近

似的认为沙尘暴气旋热机的热源的温度与下垫面地表平均温度相等, 即 $T_h = \bar{T}_s$ 。对于干绝热大气, 作为一级近似, 并根据热力学第一定律, 温度廓线与气压满足下面的关系:

$$T = \bar{T}_s \left(\frac{P}{p_s}\right)^\chi, \text{ 因此, } \eta \text{ 可以表示为: } \eta = 1 - \frac{(p_s^{\chi+1} - p_{top}^{\chi+1})}{(p_s - p_{top})(\chi+1)p_s^\chi}, \text{ 其中 } p_s \text{ 是地表环}$$

境大气的气压, p_{top} 是沙尘暴气旋顶部的气压。

$$\text{垂直风速}^{[64]}: w = \sqrt{\left(\frac{C_p}{8\varepsilon\sigma_R T_c^3}\right) \frac{\eta F_{in}}{\mu}} \quad (13)$$

式(6)给出了沙尘暴对流体的对流速度,也就是垂直速度。其中 C_p 是单位质量定压比热; $\varepsilon=0.7$, 是大气边界层的发射率; σ_R 是 Stefan-Blotzmann 常数; T_c 是射出红外辐射层熵加权平均温度, 对非降水边界层对流大多混合发生在对流气旋顶部, 这里取我们计算的沙尘暴对流体顶部的温度值; $\mu=25$, 是湍流机械能耗散系数; η 与前面相同; F_{in} 是输入沙尘暴对流体的感热通量。

7.3 沙尘暴对流运动速度的计算

根据上述结论, 切向速度的大小不仅与沙尘暴对流体的水平温度升度(气压梯度)有关, 而且与垂直方向的气压梯度有关; 垂直运动速度与垂直方向的气压梯度和输入系统内部的感热有关。对 2004 年 7 月 12 日 09 时发生在甘肃酒泉地区的一次强沙尘暴天气事件, 根据公式(12)、(13)可以计算沙尘暴对流体经酒泉测站时的最大切向速度为 11.4m/s, 垂直运动速度为 14m/s。虽然我们没有实际观测到“7.12”沙尘暴对流体的切向速度和垂直速度, 但据 Sinclair^[64, 65]于 1966 年在美国亚利桑那州南部城市图森附近沙漠的观测试验结果, 沙尘暴发生期间对流体的切向速度和垂直运动速度分别是 10m/s、15m/s。Rennó 和 Ingersoll 在文献^[63]中采用上述方法, 根据 Sinclair1966 年观测的沙尘暴期间温度、气压和输入沙尘暴对流体感热等资料, 计算得到地切向速度在 11-16m/s 范围, 垂直速度在 8-16m/s 之间, 计算结果非常接近观测值。经比较发现, 本文计算结果与 Rennó 和 Ingersoll 的计算结果以及 Sinclair 的观测事实非常吻合, 因此, 分别从不同角度印证了本文计算结果的正确性。

另外, 将计算得到的切向速度和垂直速度与自动站探测到的环境风速相比, 不难发现, 水平环境风速明显小于计算得到的沙尘暴内部气旋自身的切向旋转风速, 计算得到的沙尘暴内部气旋在经过酒泉测站时的垂直运动速度是三种速度中的最大的一项。上述情况说明, 此类强沙尘暴的形成与发展, 不仅与环境风速有关, 更为重要的是沙尘暴内部中小尺度气旋自身的强度, 特别是切向旋转速度和垂直运动速度的大小对沙尘粒子的垂直输送起到至关重要的作用。

在沙尘暴经过测站前, 测站的瞬时最大水平风速为 9.3m/s; 在沙尘暴过测站的前半期, 水平平均风速约 5.5m/s; 到中后期, 即 22 时 10 分以后, 地面风速迅速减小到 4m/s 以下。

文献^[66]给出了内蒙古吉兰泰站和宁夏盐池站出现沙尘暴的水平阈值风速分别为 5.0m/s 和 5.3m/s (酒泉站与上述两测站的气候条件和下垫面性质比较相似), 与之相比, 虽然地表环境风速在前期能够满足起沙的水平阈值风速, 但在环境风速为 5.5m/s 的条件下要形成强沙尘暴, 必然要求垂直方向的对流十分强盛, 否则, 难以出现酒泉历史同期罕见的沙尘墙。

第八章 主要结论与创新点

8.1 主要结论

(1) 本文对最近几年发生在我国西北地区的比较典型的几次沙尘暴进行了综合分析, 首先根据沙尘暴是一种强对流天气的特点, 将螺旋度, 尤其是相对地面螺旋度引入到沙尘暴的研究当中, 并与常用的相对风暴螺旋度进行了比较, 结果表明相对地面螺旋度能够很好的与沙尘暴的强度相对应。通过对沙尘暴前后大气热力稳定度的分析, 发现在沙尘暴的前期, 大气层结是热力不稳定状态, 典型情况下不稳定层结甚至能够达到 500hPa, 而且在沙尘暴发生前, 如沙瓦特稳定度指数和 K 指数等均表明大气层结极不稳定。根据民勤站沙尘暴前后的探空资料分析, 沙尘暴前期, 大气整层湿度较小, 随着高空槽逼近, 高空首先出现增湿度现象, 接着有水汽由高空向低层输送, 整层大气相对湿度增加。

(2) 对 2004 年 3 月 28 日和 7 月 12 日发生在甘肃酒泉的两次沙尘暴过境时地面微气象要素的变化特征对比后发现: 两次沙尘暴发生前地面湿度都较小, 气压较低, 但是在临近发生时地面气压会猛增, 接着维持一段时间的相对稳定状态, 但春季沙尘暴过程这个时间更长; 沙尘暴即将结束时地面气压再次大幅增加。沙尘暴发生前气温偏高, 结束后较短时间气温会出现急剧下降; 春季沙尘暴期间 0cm 地温和气温的变化趋势比较一致, 但是 5cm 地温的变化趋势与气温变化差别较大; 夏季沙尘暴过程中 0cm、5cm 地温的变化趋势与气温变化趋势都非常接近比较一致。

(3) 热机自然对流理论能够很好地用来研究沙尘暴内部热力动力结构, 特别是其内部中小尺度强对流系统的分析和研究, 可以更进一步的加深对沙尘暴强度变化和形成机理的认识。强沙尘暴的形成与发展, 不仅与环境风速有关, 而且与沙尘内部中小尺度气旋自身的强度, 特别是切向旋转速度和垂直运动速度的大小密切相关。本文的计算结果与上世纪 70 年代国外做的观测数据非常接近。

8.2 本文创新点

(1) 与形成暴雨的深厚湿对流相比, 沙尘暴是一种干的浅对流天气现象, 因此具有对流天气的一些典型特征。本文将螺旋度, 尤其是相对地面螺旋度引入到沙尘暴的研究当中, 并与常用的相对风暴螺旋度进行了比较, 表明相对地面螺旋度对沙尘暴强度的预报具有一定参考价值。

(2) 在沙尘暴期间通过施放探空气球, 获得了一些沙尘暴内部的气象要素, 本文通过分析沙尘暴期间的探空资料, 得到了沙尘暴期间大气温、压、湿和垂直风廓线及其变化特征, 这一结果可为沙尘暴数值模拟和陆面过程研究提供重要参数。

(3) 利用地面自动站观测资料, 分析了沙尘暴期间地面微气象要素的变化特征, 并对 2004 年河西走廊地区春夏季两次沙尘暴过程中地面气象要素的变化做了对比分析, 这一结

果可用于沙尘暴强度和持续时间的预报预警当中。

(4) 本文用沙尘暴热力模型计算了沙尘暴内部的切向旋转速度和垂直运动速度，计算结果与国外实际观测资料非常接近。因此，这一结果可为沙尘暴预警和模拟沙尘暴内部结构提供科学依据。

8.3 存在问题和研究展望

沙尘暴已跨越国界，成为国际性的环境问题。本文只研究了近几年发生在西北地区的几次沙尘暴天气过程，我国以往对特强沙尘暴的研究也主要集中在西北地区，如对 1993 年 5 月 5 日和 1984 年 4 月 12 日等特强沙尘暴进行了深入研究。但是对我国华北地区的特强沙尘暴研究较少。

为了深入研究我国沙尘暴天气现象尤其是沙尘暴内部的热力动力问题，仅仅研究我国西北的几次典型的个例还不足以比较全面的说明问题。因此，在研究我国西北地区沙尘暴过程中内部特征要素变化特征及热力动力结构的基础上，还需对华北地区沙尘暴内部热力动力结构进行观测研究，因为造成我国西北和华北地区强沙尘暴的天气系统存在很大不同，必然会导致沙尘暴内部结构上的差异。沙尘暴内部的结构究竟存在多大程度差异，对数值模拟和沙尘暴预警预报具有重要意义。

参考文献

- [1] 张强,王胜.论特强沙尘暴(黑风)的物理特征及其气候效应[J].中国沙漠 2005, 25(5):675-681.
- [2] 杨德保,尚可政,王式功.沙尘暴[M].北京:气象出版社,2003. p25-39.
- [3] Wang Z., H. Akimoto, and, I. Uno. Neutronization of soil aerosol and its impact on the distribute Of acid of rain over East Asia:Observations and model result[J]. J. Geophys Res..
- [4] D. Worster, Dust Boel:The southern great plains in the 1930s (Oxford University Press, New York, 1979.
- [5] 钱正安,宋敏红,李万元.近 50 年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.
- [6] 王式功,杨德保,金炯等.我国西北地区黑风暴的成因和对策[J].中国沙漠,1995, 15(1):19-30
- [7] 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.
- [8] 张德二.我国历史时期以来降尘的天气气候学初步分析.中国科学,B 辑,1984,第 3 期,278-288.
- [9] 叶笃正,丑纪范,刘纪远等.关于我国华北沙尘天气的成因与治理对策.地理学报,2000, 55(5):514-521
- [10]胡隐樵,光田宁.强沙尘暴微气象特征和局地触发机制[J].大气科学,1996, 21(50):1582-1589.
- [11]Hankin E. h.,On dust raising winds and descending currents.Indian met,memoirs, 1921, 22:210-213.
- [12]Suton, I. J., Haboob, Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 1925, 51:25-30
- [13]170. Wolfson N, Matson M. Satellite observations of a phantom in the desert, Weather, 1986, 41(2): 57-60
- [14]范一大.沙尘灾害遥感监测模式及其形成机制的研究—以中国北方沙尘暴灾害形成过程为例 [C].p1-5
- [15]Ott, S. T and A Ott, Analysis of a Tram-Atlantic Saharan dust outbreak based on satellite and GATE data, Mon. Wea. Rev, 1991, 119(8):1832-1850
- [16]Brazel, A. J., and W. C. Nicking, The relationship of weather types t dust storm generation in Arizona, Climatology[J]. 1986, 3(3). 255-275.
- [17]McNaughton D. L., Possible connection between anomalous anticyclones and sandstorms, Weather, 1987, 42(1): 8-13
- [18]Jauregui E. The dust storms of Mexico City. Inter. J. Climatology, 1989, 9(2):169-180.
- [19]Uemastu M, Duce R, Prospero J, et al. Transport of mineral aerosol from Asia over North Pacific ocean. Geophysical Research, 1993, 88(c9):5343-5352
- [20] Bergam eti G Encyclopedia of Earth System Science, San Diego: Academic Press, 1992, 171-192
- [21]Tegen I, Fung I. Modeling of mineral dust in the atmosphere:Source, transport, and optical thickness , Geophysical Research, 1994, 99(22):897-914
- [22]Gillete D A, Adams J, Endo A, et al. Threshold Velocities for input of soil particles in

- the air by desert soils. *Journal of Geophysical Research*, 1980, 85(c15):5621-5630
- [23]徐国昌,陈敏莲,吴国雄.甘肃省“4.22”特大沙尘暴分析[J].*气象学报*,1979,34(4):26-35.
- [24]胡隐樵,光田宁.强沙尘暴微气象特征和局地触发机制[J].*大气科学*,1996,21(5):1582-1589.
- [25]胡隐樵,光田宁.沙尘暴发展与干飚线-黑风暴形成机理的分析[J].*高原气象*,1996,15(2):178-185.
- [26]江吉喜.一次特大沙尘暴成因的卫星云图分析[J].*应用气象学报*,1995,6(2):177-184.
- [27]徐建芬,陶健红,杨民等.2000年4月12日特强沙尘暴天气分析[J].*气象*,2002,27(6):22-26.
- [28]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.
- [29]邱新法,普燕,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.
- [30]钱正安,宋敏红,李万元.近50年来中国北方沙尘暴的分布及其变化趋势分析[J].*中国沙漠*,2002,22(2):106-111.
- [31]王式功,王金艳,周自江等.中国沙尘天气的区域特征[J].*地理学报*,2003,52(2):193-200.
- [32]周自江,章国材.中国北方典型的强沙尘暴事件(1954-2002年)[J].*科学通报*,2003,48(11):1224-1228.
- [33]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.
- [34]郑新江,陆文杰,罗敬宁.春季沙尘暴的NOAA-14气象卫星监测研究[J].*遥感技术应用*,2002,(5):300-305.
- [35]郑新江,刘诚,崔小平等.沙尘暴天气的云图特征分析[J].*气象*,1995,21(2):27-31.
- [36]郑新江,陆文杰,罗敬宁.气象卫星多通道信息监测沙尘暴的研究[J].*遥感学报*,2001,5(4):301-305.
- [37]方宗义,张运刚,郑新江等.用气象卫星遥感监测沙尘的方法和初步结果[J].*第四纪研究*,2001,21(1):48-55
- [38]郭锐,张杰,韩涛等.西北特殊地形与沙尘暴发生的关系[J].2004,24(5):1-6.
- [39]申绍华,陈受钧.沙尘辐射强迫的锋生过程分析[J].*气象学报*,1993,51(4):425-433
- [40]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
- [41]程麟生,马艳.“93.5”黑风暴发展结构和不同模式分辨率的数值试验.*应用气象学报*,1996,7(4):386-395.

- [42]黄美元,王自发.东亚地区黄沙长距离输送模式设计[J].大气科学,1998,22(4):625-637.
- [43]邱金桓,孙金辉等.沙尘暴的光学遥感及分析.大气科学,1994,18(1):1-10.
- [44]罗云峰.中国地区气溶胶光学厚度特征及其辐射强迫和气候效应的数值模拟[D],北京:北京大学地球物理学系,1998.
- [45]文军,季国良,张万程.青藏高原地区的大气浑浊度特征[J].地理研究.1993,13(4):16-21
- [46]胡荣明,石广玉.中国地区气溶胶的辐射强迫及其气候响应实验.大气科学,1998,22(1):18-24.
- [47]胡泽勇,黄荣辉,卫国安等.2000年6月4日沙尘暴过境时敦煌地面气象要素及地表能量平衡特征的变化.大气科学,2002,26(1):1-8
- [48]庄国顺,郭敬华,袁慧等.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):191-197.
- [49]牛生杰,章澄昌,孙继明.贺兰山地区沙尘气溶胶粒子谱分布的观测研究[J].大气科学,2001,25(2):243-252.
- [50]牛生杰,孙继明,陈跃等.贺兰山地区沙尘气溶胶质量浓度的观测分析[J].高原气象,2001,20(1):82-87.
- [51]游来光,马培民,陈君寒等.沙尘天气下大气中沙尘粒子空间分布特点及其微结构[J].应用气象学报,1991,2(1):13-21.
- [52]成天涛,吕达仁,陈洪滨等.浑善达克沙地沙尘气溶胶的粒谱特征[J].大气科学,2005,29(1):147-153.
- [53]肖辉,G.R., Carmichael. Yang Zhang.东亚地区沙尘气溶胶影响硫酸盐形成的模式评估.大气科学,1998,22(3):343-353
- [54]石广玉等.化学与气候相互作用研究.2002.5(学术报告)
- [55]Tudurf E,Ramis C. The environments of significant convective events in the Western Mediterranean[J]. Wea. Forecasting, 1997, 12: 294-306.
- [56]Davies Jones R P, Burgess D W, Foeter M. Test of helicity as a forecast parameter. Preprint, 16th Conference on severe Local Storm, Kananan Park, AB, Canada, Amer Metero Soc, 1990, 588-592.
- [57]孔玉寿,章东华.现代天气预报技术[M].北京:气象出版社,2000,p109-112.
- [58]雷雨顺.能量天气学[M].北京:气象出版社,1986,p13-17.
- [59]Sinclair P C. A Quantitative analysis of the dust devil[D].The University of Arizona, 1966, p292.
- [60]Rolrand B. Stull. An Introduction to Boundary Layer Meteorology[M]. KLUWER ACADEMIC PUBLISHERS DORDRECHT, Boston, London, p448-449.
- [61]Nilton O. Rennó, Ingersoll A P. Natural Convection as a Heat Engine: A Theory for CAPE [J]. Atmos. Sci., 1996, 53(4):572-585.
- [62]Emanuel, K. A. The maximum intensity of hurricanes. J. Atmos. Sci. [J]. 1988, 45:1143-1155. [63]Nilton O. Rennó. A simple thermo-dynamic theory for dust

devils[J]. J. A. S. , 1998, 55:3244-3252.

[64]Sinclair, P. C. .General characteristic of dust devils[J]. J. Atmos. Sci. ,
1969, 8:32-45.

[65]Sinclair, P. C. .The lower structure of dust devils[J]. J. Atmos. Sci. 1973,
30:1599-1619.

[66]Niu Shengjie, Sun JM, Zhang CC et al. . Statistical and observational researches on sandstorms
In Helan Mountainous area. The First International Symposium on Sand and Dust
Storm, NOV1-7, 1997, Syria, WMO/TD-NO. 864, 39-53, 1998.

参加科研项目、学术活动及发表或待发表论文目录

参加科研项目：

- (1) 国家自然科学基金“沙尘暴热力动力结构及预警方法研究”(40365002);
- (2) 科技部社会公益项目“沙尘气溶胶辐射模型及气候环境生态效应研究”(项目编号：2005DIB3J108);
- (3) 南京信息工程大学科研基金“沙尘气溶胶粒子谱瞬态演变特征研究”(项目编号：QD06);
- (4) 南京信息工程大学“沙尘通量与辐射模型”(项目编号：KLME05006)。

参加学术会议及国际培训：

- (1) 2006年1月干旱气候变化与减灾学术研讨会，做大会口头报告《敦煌地区春季不同大气背景下气溶胶光学厚度的变化特征分析》(甘肃，兰州)。
- (2) 2005年10月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);
- (3) 2005年4月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2004年年会，做大会口头报告《一次夏季强沙尘暴形成机理的综合分析》(江苏，连云港);
- (4) 2004年6月第14届国际 Terscan 遥感大会(江苏，南京);
- (5) 2004年6月第一届 NIM IMAPP Modis/Airs 国际培训班(江苏，南京)。
- (6) 2006年3-5月，赴内蒙古自治区朱日和国家基准气候站对沙尘暴进行综合观测。

发表或待发表论文：

- [1] 岳平, 牛生杰, 王连喜等. 一次夏季强沙尘暴形成机理的综合分析[J]. 中国沙漠, 2006, 26(3):370-374.
- [2] 岳平, 牛生杰, 刘晓云. “7.12”特异沙尘暴成因研究[J]. 干旱区研究, 2005, 23(3): 345-349.
- [3] 岳平, 牛生杰, 张强等. 螺旋度在一次夏季强沙尘暴中的分析应用[J]. 中国沙漠, (录用待刊).
- [4] 岳平, 牛生杰, 张强等. 民勤沙尘暴过程大气稳定度分析[J]. 中国沙漠, (录用待刊).
- [5] 岳平, 牛生杰, 张强等. 夏季强沙尘暴内部热力动力特征的个例研究[J], 气象学报, (修改稿已寄回编辑部).

致 谢

本文是在牛生杰教授的悉心指导下才得以完成。在硕士论文完成之际，首先感谢尊敬的导师在我攻读硕士学位期间孜孜不倦的教诲和无微不至的关怀。导师高尚的人品、渊博的知识、严谨的治学态度和追求卓越的科研精神，使我受益匪浅，是我今后做人和做学问的楷模。

感谢甘肃省气象局党组和酒泉市气象局党组给了我难得的深造学习机会！

感谢南京信息工程大学研究生部主任朱伟军教授和钱翼梅老师以及研究生部所有老师几年来给予我的诸多帮助！感谢应用气象系系主任申双和教授、杨军副教授和林晓玲老师的关心和帮助！感谢魏鸣教授给我的帮助！

感谢张强研究员、郭锐研究员、王随缠高工和孙旭映助理研究员在我学习和撰写论文期间给予的悉心指导和热诚帮助！感谢我的同事杜岩、徐殿祥、高振荣、沈福、郭良才、田庆明、马廷德和李红英等在我工作期间以及求学期间给予的诸多关怀！

感谢南京信息工程大学 2003 级大气物理学与大气环境专业硕士班所有同学的帮助；感谢我的舍友吴林林、曾山泊、陈林和鲍锐几年来的帮助；感谢周万福、刘菲、顾宇丹、丁建芳、王静等同学的帮助！

特别感谢我的父母及家人多年来给予的无限关爱和默默支持；感谢晓云在我学习期间给予我的理解和支持。有家人给予的无限关爱和深情关怀，在我今后追求人生奋斗目标道路上必将坚定不移。

岳 平
2006 年 5 月