

南京信息工程大学

---

硕士学位论文

---

沙尘暴热力结构个例研究及诊断分析

---

姓名：丁建芳

---

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

## 摘 要

为了研究沙尘暴过境前后的大气层结特征和沙尘暴内部的热力结构, 本文首先利用 2004 年 5 月 23 日至 24 日民勤加密探空资料, 从气象要素的垂直廓线和能量天气学两个方面, 深入分析了沙尘暴发生发展过程中大气层结及其演变特征; 其次应用 WRF 中尺度数值模式对该强沙尘暴过程进行诊断, 将加密探空和 WRF 模式输出结果进行对比分析。本文的研究结果表明:

(1) 沙尘暴过境前, 500hPa 等压面以下的高空风速较小, 低层 800hPa 以下基本为偏东气流, 中高层为偏西气流, 沙尘暴过境时近地层风速明显加大, 700hPa 以下为西北气流, 高层为西南气流; 相对湿度在沙尘暴过境前, 高层明显高于低层, 过境后, 整个大气层的相对湿度明显增加, 且 800hPa 附近出现逆湿现象, 沙尘暴过境前后相对湿度在垂直方向上的变化趋势基本一致; 沙尘暴发生前, 近地层气温较高, 200hPa 附近存在超低温现象, 250hPa 附近存在比较厚的下沉逆温层, 随着沙尘暴过境, 低层的气温显著下降, 近地层约 800hPa 处出现逆温层, 而 250hPa 处的逆温层逐渐减弱; 地面气象要素的变化为: 沙尘暴过境之前, 地面气压较低, 温度较高, 风速也比较小, 沙尘暴一到, 气压涌升, 温度下降; 沙尘暴过境前, 500hPa 以下处于对流不稳定, 过境期间饱和能差逐渐减小, 不稳定能量由高层向低层传递, 单站的垂直运动发展加剧; 沙尘天气结束后, 整层大气几乎处于稳定状态, 不稳定能量衰竭, 饱和能差进一步减小。

(2) 对流天气的诊断分析与大气稳定度密切相关, 将 WRF 模式模拟的温湿风大气廓线与实测资料进行对比: 温度廓线的预报效果最好, 温度廓线比较平滑时的预报偏差一般小于  $2^{\circ}\text{C}$ , 并且随着预报时效的增长, 温度廓线的预报效果也比较稳定; 风廓线的预报随着预报时效的增加有些不稳定, 700hPa 以下风受大气边界层的影响比较大并且风向随高度的转折也通常发生在中低层, 因此这一层模式的模拟能力较弱。WRF 模式预报中高层露点温度预报偏差一般在  $2^{\circ}\text{C}$  左右, 沙尘暴过境时预报 500hPa 以下偏差有所增大, 达到  $6^{\circ}\text{C}$  左右。

**关键词:** 沙尘暴, 气象要素, 热力结构, WRF 模式

## ABSTRACT

Sandstorm thermal structures and atmospheric profiles evolution have been revealed in terms of intensive meteorological elements profiles and energy synoptic meteorology in Minqin; and diagnostic analysis was made by WRF. and temperature, moisture and wind profiles observed Compared with simulated, The results document:

(1) Wind speed below 500hPa was week, and there was easterly air flow below 800hPa while westerly on middle-upper layer before sandstorm, the lower layer wind speed increased apparently, northwest air flow below 700hPa and southwest on high-layer. High-layer relative humidity was higher than lower layer before sandstorm, as sandstorm disappeared, relative humidity was gathering speed, Humidity inversion existed near 800hPa, the whole atmospheric humidity increased obviously. Surface temperature was higher before sandstorm, there was a super low temperature phenomena near 200hPa and a downward temperature inversion near 250hPa followed along with sandstorm; during sandstorm, lower-layer temperature dropped markedly, downward temperature inversion was weaker and radiation temperature inversion near 800hPa generated. The atmosphere was convection instability below 500hPa before sandstorm; during sandstorm, saturated energy gap decreased gradually, the instable energy transferred from top to low, vertical movement intensified; after sandstorm, the whole atmosphere was in stability, unstable energy crocked up, the whole atmospheric relative humidity increased greatly.

(2) In all simulated atmospheric profiles, temperature profiles came across very well, forecasting deviation was less than 2℃ generally, the results of temperature forecasting were also stable with the increase of prediction time; wind profiles showed unstable with the prediction time's growth, the simulated results were poorer below 700hPa; the forecasting deviation of dew point profiles was around 2℃ generally while the deviation reached 6℃ during sandstorm.

**Key words:** Sandstorms, Meteorological elements, Thermal structure, WRF model

## 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，所有试验、数据和有关材料均是真实的。
- 4、本论文中除了引文和致谢的内容外，不包含其他人或其他机构已经发表或撰写过的研究成果。
- 5、其他同志对本研究成果所作的贡献均已论文中作了声明并表示了谢意。

作者签名：丁建芳

日期：2007.5.30

## 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：丁建芳

日期：2007.5.30

# 第一章 绪论

## 1.1 研究目的和意义

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。沙尘暴是一种中小尺度灾害性天气，与暴雨相比是一种干的浅对流天气，具备一般对流天气的特征，它发生的物理机制相当复杂。沙尘暴领域的研究已经取得了丰硕的科研成果，一些研究偏重于地理环境和大尺度天气形势分析<sup>[1, 2, 3, 4]</sup>，目前仍有大量的科学问题亟待解决。沙尘暴作为发生在对流层低层的一种中小尺度灾害性天气，其生命史较短，仅凭每天早晚8点的两次探空，很难捕捉到沙尘暴内部气象要素的分布及其变化特征，而目前有关沙尘暴发生发展过程中气象要素演变特征方面的研究，主要侧重于沙尘暴过境之前和过境之后地面要素的水平分布及变化，对于沙尘暴内部的热力结构研究很少<sup>[1, 2]</sup>。本文利用2004年5月23日至24日民勤加密探空资料，分析该强沙尘暴内部热力结构；应用WRF中尺度数值模式对该强沙尘暴过程进行诊断，并对加密探空和WRF模式输出结果进行对比分析。

## 1.2 国内外研究进展

沙尘暴是发生在沙漠及其邻近地区特有的一种灾害性天气。国外从上世纪20和30年代就开始了沙尘暴时空分布、成因与结构以及监测与对策方面的研究。上世纪20年代初Hankin<sup>[5]</sup>(1921)首先对印度的“*Andhi*”型沙尘暴的上升和下沉气流进行了研究。随后，Suton<sup>[6]</sup>(1925)对“*Haboob*”型沙尘暴也进行了分析研究。在此之后，Bhalotra(1954)<sup>[7]</sup>、Lawson(1971)<sup>[8]</sup>和Idso(1972)<sup>[9]</sup>先后对沙尘暴的气候特征、沙尘暴与雷暴中湿度场差异，沙尘暴的平均风速及其发生发展的地理区域和频数等作了多方面的综合研究。80年代以来，Brazel<sup>[3]</sup>(1986)对1965~1980年发生在美国亚利桑那州沙尘暴的天气类型作了统计分析，并将其划分为四种类型：锋面型、雷暴和对流型、热带扰动型和上部低压或切断低压型。

Jauregui<sup>[10]</sup>(1989)对墨西哥城沙尘暴的时空分布也进行了系统研究, 并指出3月份沙尘暴出现的频率最大。Ott S.T and A Ott<sup>[11]</sup>曾利用卫星和GATE资料对撒哈拉尘暴做过分析; 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。McNaughton<sup>[12]</sup>认为沙尘暴天气总是与中尺度低压或飑线相联系; Bergam<sup>[13]</sup>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。

我国是世界上唯一在中纬度地区发生沙尘暴最多的区域, 因此有其自身的特殊性。我国对沙尘暴天气的研究始于上世纪70年代, 1993年11月29日国家科委将沙尘暴研究正式列入“八五”攻关项目。1994年以来, 国家自然科学基金委先后资助了多项沙尘暴方面的研究项目, 部分省、市的有关科技部门也立项支持对沙尘暴进行研究。特别是2000年春季以来, 再度活跃的沙尘暴活动又把它推向国际合作研究的新阶段。目前有关沙尘暴的研究内容已经非常丰富了, 包括: 沙尘气溶胶的观测、沙尘暴的成因以及基本特征, 沙尘暴天气的主要环流形势和影响系统以及数值模式实验研究, 另外还有气候学、预报、变化趋势以及防御对策等, 本文主要回顾与本论文直接相关的两个方面:

### 1.2.1 强沙尘暴气象要素分布及其变化研究进展

#### (1) 特强沙尘暴气象要素场的变化特征:

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。如徐国昌、陈敏连<sup>[1]</sup>等在1977年4月22日发生在甘肃河西走廊的黑风暴天气过程中观测到, 张掖站黑风暴过后10分钟内, 气压猛升2.8hPa, 气温下降6.8℃, 风向由偏东转为西北偏西, 平均风速猛增到20m/s以上, 瞬时最大风速超过30m/s。Joseph<sup>[14]</sup>在1980年对印度西北部“*Andhi*”型对流沙尘暴的研究结果表明: 强沙尘暴过境时, 能见度由3km迅速降至200m, 甚至近100m; 风速可由4m/s猛增至近20m/s, 增大4倍多; 气温降低5℃左右, 相对湿度增加10%以上。McNaughton<sup>[12]</sup>(1987)记载特强沙尘暴的风头像一道黑墙,

一般自西向东(或自西北向东南)迅速推移,在其过境前后,气象要素变化十分剧烈,过境前温度很高,气压很低,天气晴好,风速很小;黑风暴一到,顿时狂风大作、沙尘飞扬,气压猛升、温度剧降。陈敏连<sup>[15]</sup>等在1993年5月5日的黑风暴天气过程中描述,甘肃金昌10分钟内气压涌升3.1hPa,永昌3分钟内气压涌升2hPa,并且气压曲线都出现涌升后又下降的“气压鼻”现象。

2001年刘开福、陈雷<sup>[16]</sup>从90年代以来河西走廊东部发生的两次黑风暴天气过程入手,分析研究了当地黑风暴天气特点及成因,发现黑风暴天气产生于春季常见的强冷空气东移南下过程中,在黑风暴过程前6h左右开始,天气尺度系统发展最强,高空、地面系统特征量及本地气象要素变化最为显著,出现一个跃变过程。

2002年常兆丰、梁从虎<sup>[17]</sup>等对民勤沙区1998年以来发生的44次沙尘暴的观测进行研究,结果表明:民勤沙区每年春季4月份是一年当中沙尘暴发生的高峰期,下午14时左右和18时左右是一天当中沙尘暴发生的两个高峰时段;沙尘暴持续时间多在2h之内,最长的超过6h;最大风向以NW和WNW占绝大多数;最大风速多在20m/s以上;冬季12~1月份的沙尘暴不仅持续时间较短,而且在前期气象因子方面与其他季节的沙尘暴有明显不同;沙漠地区主要天气现象的前期特征比较明显,但其表现过程比较短促。胡泽勇、黄荣辉<sup>[18]</sup>等人利用在敦煌进行的“我国典型干旱区陆一气相互作用试验”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,得出: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,同时伴有很强的上升气流。沙尘暴过境前后,地表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。张克存、屈建军<sup>[19]</sup>等人根据民勤县气象局近50a来观测的1436次沙尘暴资料,系统地分析了这一时段沙尘暴发生的时间特性。从沙尘暴发生的机制出发并结合当地的其他气象要素,初步确定沙尘暴和与之对应的气象要素之间的关系,为该地区治理沙害、恢复生态提供理论依据。2005年李艳春、赵光平<sup>[20]</sup>等人利用常规气象观测资料,统计分析宁夏中北部地区沙尘暴天气的持续时间及相关气象要素的变化及成因。结果表明:风向对沙尘暴天气的发生具有重要影响;在同一次沙尘暴天气过程中,不

同代表站沙尘暴天气的持续时间与地形、地貌及地理环境的关系最密切，其次是与最大风速的关系；但同一代表站在不同的沙尘暴天气过程中最大风速对沙尘暴天气的持续时间影响最大；沙尘暴天气发生总次数越多的测站，在同一沙尘暴天气过程中持续时间相对越长。

彭维耿,赵光平<sup>[21]</sup>等人利用1961~2000年宁夏中北部5个站的地面观测资料分析了前期气温、降水对宁夏中北部沙尘暴发生频数的影响,并讨论了亚洲环流指数与沙尘暴发生频数的关系,结果表明:宁夏中北部春季沙尘暴发生的频数与前一年的降水量和前冬气温的关系都呈反相关;春季3、4月沙尘暴的发生频数与同期亚洲环流指数为正相关关系。06年陆政、刘涛华<sup>[22]</sup>等人研究了沙尘暴的形成机理以及各气象要素对沙尘暴的作用,认为沙尘暴与同期降水呈负相关,而与前一年降水的相关不明显,但有极值对应;与大风和大风修正指数呈明显正相关,并从结果比较可知大风修正指数可以很好地反映沙尘暴的发生规律;沙尘暴日数与前冬气温呈负相关,但是减去趋势后,负相关消失,这反映了两者的相关关系主要是趋势相关;计算20年滑动相关,由6个台站一致的变化趋势得出结论:相关值的大小与下垫面的荒漠化程度有很大关系。

## (2) 沙尘气溶胶辐射效应

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,使得地面辐射到太空的长波减弱,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。有关这方面的研究:Steven A. Ackerman and Hyosang Chung<sup>[23]</sup>(1992)就空降尘埃对区域能量收支辐射效应的研究表明:在海洋上空,沙尘的存在增加了晴空时大气层顶的短波辐射量约40-90W/m<sup>2</sup>,相反,却降低了大气层顶的长波辐射约5-20W/m<sup>2</sup>,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。文军<sup>[24]</sup>(1995)对沙尘大气对地面辐射平衡的影响分析研究表明:明显浑浊的沙尘大气使地面总辐射减少,向下的长波辐射增大,地面向上的长波辐射白天减小,夜间增大。其综合结果是:白天地面净辐射能收入减小,夜间地面净辐射能支出减小,因而起着白天抑制地面增温、夜间抑制地面冷却的作用。魏丽、沈志宝<sup>[25]</sup>等(1998)通过对1991年3-5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。

### 1.2.2 沙尘暴天气诊断研究进展

Uemastu<sup>[26]</sup>模拟了亚洲沙尘的跨太平洋传输；Tegen<sup>[27]</sup>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<sup>[28]</sup>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；Cautenet<sup>[29]</sup>(1992)利用中尺度模式对西非尼日尔首都尼亚美上空来自撒哈拉沙尘暴的热力影响进行了数值模拟，获得了令人满意的结果，认为大气中的沙尘含量和辐射特征是最有意义的参数；Slobdan<sup>[30]</sup>(1996)对1985年7月发生在地中海西部的沙尘远程输送进行三维空间的数值模拟，首次将输送过程分为两个阶段：沙尘在地面的移动阶段和被湍流抬升的阶段，模拟了沙尘在大气中剧烈的垂直混合、侧面扩散、水平和垂直移动及降尘过程，沙尘输送模拟结果与卫星观测非常一致；Genthon<sup>[31]</sup>(1992)利用大气环流模式研究了沙漠尘暴和南极洲的海盐气溶胶的特征，研究结果表明：简单气溶胶参数化方案引入气候预报模式中已帮助解答了沙漠尘暴和南极洲海盐的观测值如何反映气候和气溶胶之间在过去和现在相互作用的问题。气溶胶分布的垂直结构是数值模拟中特别重要的参数，边界层的稳定性对近地面气溶胶的垂直分布影响较大；Yaping Shao<sup>[32]</sup>等(1997)对澳大利亚1996年2月发生的沙尘暴作了风蚀作用的评估和预测后还对因沙尘暴造成的沙尘排放建立了一个预报模式。

申绍华、陈受钧<sup>[33]</sup>(1993)分别利用二维和三维数值模式研究了沙尘暴爆发时，沙尘辐射强迫的锋生过程和孤立的沙尘暴辐射效应对锋面环流的影响，结果表明：沙尘暴爆发时，沙尘的辐射强迫对天气系统的影响是非常重要的，白天，沙尘辐射加热，在大气低层导致锋生，产生很强的上升运动，由于沙尘的持续加热，使得大气中层出现不稳定，最终在大气中层形成一等熵混合层，沿锋面移动方向的水平速度表现出明显的辐合(散)特征，垂直于锋面方向的高空急流减弱，低空急流加强，晚上，沙尘的辐射冷却导致大气低层锋消，垂直速度场主要为下沉运动，水平速度场也发生相应的变化。孤立的沙尘暴辐射加热(冷却)在盛行的大尺度风方向强迫出一个明显的垂直环流圈，它位于大约1km以上的高度。白天，这个垂直环流圈非常深厚，上升支较强，下沉支较弱。晚上，垂直环流圈反向、变薄。在

沙尘区周围有明显的水平速度切变存在，它增加湍流的水平交换及辐合。水平风场对沙尘辐射的响应在不同高度上是不同的。陈伟民<sup>[34]</sup>等(1996)利用改进型PSU/NCAR中尺度数值模式(MM4标准版)，以常规观测资料作为初始场，较好地模拟出了1994年4月5-11日西北地区大范围的浮尘和沙尘暴天气过程中海平面气压的演变和分布，特别是张掖、柴达木盆地和敦煌附近的三个中尺度低压，同时，模拟出了张掖中低压与蒙古冷高压之间的甘肃河西东大风。敏感性试验表明，沙尘暴中低压的形成与发展主要是受大气中干物理过程制约，热力、动力过程及特殊地形的外源强迫等也起重要作用。宋振鑫<sup>[35]</sup>等利用“93.5”黑风暴中尺度数值模拟资料，根据湿斜压大气的湿扰动动能方程，对“93.5”黑风暴发展过程中有效位能和湿扰动动能源的贡献进行了数值诊断分析，结果表明：湿扰动有效位能在行星边界层(PBL)内的巨量释放是该期间“93.5”黑风暴迅速发展主要能源，该能源的产生不仅与湿斜压大气中风的强垂直切变有关，而且也与PBL内下垫面的强烈加热增温及强对流不稳定有关，扰动湿有效位能源在PBL以上迅速减小；扰动能源在黑风暴区基本为负，即为能汇。牛宝山<sup>[36]</sup>等对1998年10月中旬的蒙古大地的爆发性气旋的数值模拟与湿位涡的诊断分析发现，气旋的爆发与湿位涡的平流关系密切。王文<sup>[37]</sup>等运用MM5模式输出资料进行了动力学诊断研究，指出将沙尘浓度和气块轨迹叠加在一起时，可以确定沙尘的输送路径。沙尘暴发生在冷锋后强下沉气流和较强气压梯度区。赵琳娜<sup>[38]</sup>等对造成2000年4月7日华北大范围沙尘天气的蒙古气旋快速发展过程进行了诊断分析以及数值模拟，结果表明温度平流是气旋发展初期和成熟期的主导因子，斜压作用增强是在气旋发展到最强之后。陈麟生等<sup>[39]</sup>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<sup>[40]</sup>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。姜学恭、赵琳娜<sup>[41]</sup>等人利用沙尘数值预报模式对一次典型的蒙古气旋沙尘暴过程进行了数值模拟试验，模拟了沙尘区范围、强度及蒙古气旋不同发展阶段沙尘暴的强度、位置和演变，模式模拟的沙尘暴日变化强于实况，其原因是模式没有考虑沙

尘气溶胶辐射反馈机制。沙尘气溶胶的辐射强迫将削弱大气层结的日变化,从而有利于沙尘暴强度的维持。雷航<sup>[42]</sup>等人在中尺度气象模式最新版本MM5V317的基础上,通过与一个起沙模式的耦合,建立了一个新的中国科学院大气物理研究所(IAP/CAS)沙尘天气数值预测系统(IAPS 210),对2002年4月发生在我国北方地区的两次较强沙尘(暴)过程进行了数值模拟,并与观测实况进行了比较,证明了改进的系统对沙尘天气的预测能力比改进前的版本有显著的改进。林良根、寿绍文<sup>[43]</sup>等人利用非静力MM5模式对2004年3月26至28日主要发生在内蒙古中部偏北地区的强沙尘暴天气进行了数值模拟,并利用模式输出结果对这次过程进行了干空气侵入的诊断和分析,此次强沙尘暴过程中有明显的干空气侵入,这种干空气侵入将对流层高层高位涡带入低层,促进了对流层低层气旋及对流运动的发展,继而引起强沙尘暴的发生。王劲松、李耀辉<sup>[44]</sup>等人利用MM5中尺度数值模式,以T106实况资料作为初值场和侧边界值,对甘肃省河西走廊2000年4月12日强沙尘暴的强风天气形势和地面风场进行了数值模拟,并利用模式输出结果对这次过程作了诊断分析。刘伟东<sup>[45]</sup>等人通过综合考虑地表条件,如土地利用、土壤类型、植被覆盖与土壤湿度等,定义了起沙系数,用于改进沙尘数值预报模式中的起沙通量,为沙尘数值预报模式提供客观准确的地面起沙条件,提高了沙尘天气分布预报的准确率。

### 1.3 本文主要研究内容

#### 1.3.1 一次强沙尘暴层结演变特征分析

利用2004年5月23日民勤的4次加密探空资料,深入分析沙尘暴发生发展过程中大气层结及其演变特征,初步揭示沙尘暴内部的热力结构。

#### 1.3.2 一次强沙尘暴过程的诊断分析

利用NCEP提供的空间分辨率为 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 的AVN(Aviation spectral model)模式的全球分析资料,对甘肃民勤地区2004年5月23日到24日沙尘暴过程进行模拟,将模式得到的温湿风廓线与实际探空资料进行比较,进一步分析沙尘暴内部的热力结构。

## 第二章 沙尘暴发生发展过程中大气层结及其演变特征

### 2.1 资料获取及强沙尘暴天气分析

甘肃河西走廊沙区是我国沙尘暴的多发区，民勤县地处巴丹吉林和腾格里两大沙漠的接壤地带，位于河西走廊东北部荒漠区，又是河西走廊沙尘暴的重点发生区。全县沙漠、戈壁占总土地面积的90%以上。当地的气候特征是：干旱少雨，多年平均年降水量115mm，最少只有45mm(1964年)，年蒸发量高达2640mm，为降水量的24倍，干燥度大于4，地下水位10-20m，沙多风大，年平均最大风速 $\geq 17\text{m/s}$ ，大风天气25.5d，沙尘暴频繁；90年代平均每年沙尘暴天气12.3d，扬沙天气33.0d，属于典型的干旱荒漠气候。风大沙多，沙尘暴频繁，风沙危害严重，其境内沙尘暴的发生特性在河西走廊沙区具有很强的特性<sup>[46]</sup>。继2004年5月3日和16日连续遭受强降温冻灾后，5月23日，民勤县又遭受特大沙尘暴袭击。全县1.4万亩粮食作物和14.7万亩经济作物受灾，造成经济损失6000多万元。5月23日下午9时左右，民勤县刮起8级以上大风，持续时间达8个小时。23日20时40分至24日凌晨4时15分，民勤县境内遭遇特大沙尘暴，最大风力超过9级，瞬间风速达22米/秒，地面能见度小于200米。



图 2.1 2004 年 5 月 23 号和 5 月 24 号沙尘移动路径

Fig. 2.1 Sandstorm motion paths on May 23rd to 24<sup>th</sup>, 2004

#### (1) 资料来源

资料来源于中国气象局配置的新型 L 波段探空雷达所测得的 2004 年 5 月 23 日和 24

日的规定时次和加密探空资料，探空开始时间分别为 23 日 19 时 15 分、23 时 02 分和 24 日 02 时 02 分、07 时 16 分。据气象观测，该次沙尘暴发生时间为 2004 年 5 月 23 日 20 时 40 分至 24 日 04 时 15 分，这从图 2.1 沙尘路径图上也可以反映出，民勤站于 23 日 23 时和 24 日 02 时进行了两次加密探空，此时沙尘暴刚好到达该站，这两次加密探空实际上探测的是沙尘暴内部的大气层结。因此，利用该资料能较好的分析沙尘暴过境前后尤其是沙尘暴内部的大气层结状况及其演变。

## (2) 天气分析

沙尘暴来临前期，21 日 08 点 500hPa 图（图 2.2）上亚洲中高纬环流形式为两槽一脊型，民勤站受暖脊控制，气温迅速回升，中亚到新疆北部一带有小槽分裂东移，配合地面为一低压带。至 5 月 23 日 14 时地面蒙古气旋强烈发展，位于蒙古中部 101°E, 47°N 的中心气压降到 990hPa（图 2.3），与之配合的冷锋经过拐子湖、张掖到达都兰，民勤还处在锋前，东南风 4m/s。23 日 20 时冷锋到达民勤，转为 2m/s 的西北风；从 20h 的探空图上（图略）可以看出，民勤站处在 500hPa 槽前上升气流区，700hPa 有风速切变，有利于气流抬升，为沙尘暴的发生提供了动力条件；另外 500hPa 有冷空气从新疆东移南下，对应 500hPa-16℃的冷中心，而底层 850hPa 为暖气团控制，上下两层温差达 39℃，上冷下暖，热力条件较好，且当日民勤站探空图上低层温度露点差为 31℃，沙氏指数为 1.2，为对流不稳定。在这种形势下 23 日 23 时，民勤出现强沙尘暴，风速增大到 10m/s，3 小时内降温 8℃，3 小时内气压升高 2.6hPa，能见度由 30000m 降为 300m。强沙尘暴一直持续到第二天凌晨，达 8 个小时之久。24 日 04 时 15 分至 05 时 20 分沙尘强度减弱为扬沙天气。地面冷锋过境后，从 24 日 07 时 43 分开始，民勤站出现小雨天气。

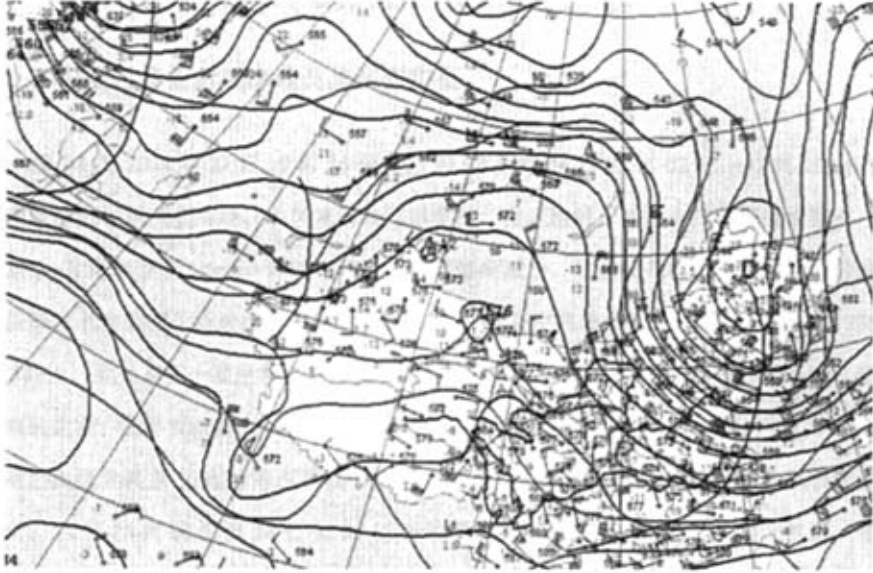


图 2.2 2004 年 5 月 21 日 08 点 500hPa

Fig. 2.2 500hPa weather map at 0800BST on May 21st, 2004

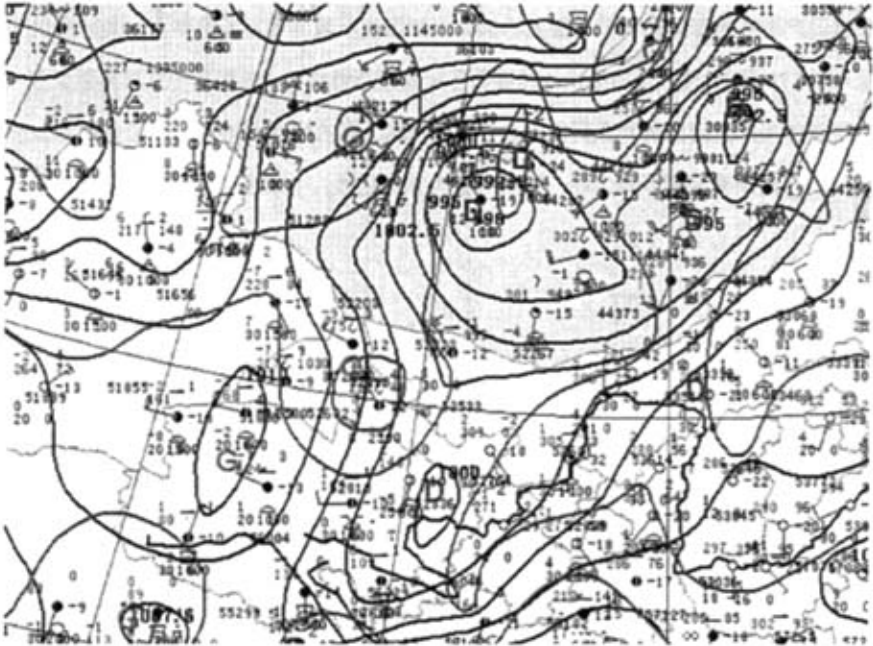


图 2.3 2004 年 5 月 23 日 14 点地面图

Fig 2.3 Surface map at 1400BST, May 23rd, 2004

## 2.2 沙尘暴过境前后风廓线及其演变特征

图 2.4 为 2004 年 23 日 19 时 15 分、23 时 02 分和 24 日 02 时 02 分、07 时 16 分四次探空观测到的风垂直廓线。由风速廓线可以看出,在近地层,地面冷锋系统过境前夕,风速从 2m/s 增加到了 14m/s,冷锋过境后,风速逐渐减小,这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,200hPa 附近高空风速分别为 30m/s, 30m/s, 37m/s 和 38m/s,此处存在一高空急流并且随着时间的推移,风速加大。23 日 19 时 15 分,沙尘暴来临之前,低层 800hPa 以下基本为偏东气流,中高层为偏西气流,200hPa 风速为 30m/s,中低层风速尤其是 500hPa 等压面以下的高空风较小;在 200hPa-400hPa 范围内风廓线梯度较大。23 日 23 时 02 分至 24 日 02 时 02 分的风廓线显示,700hPa 以下为西北气流,高层为西南气流,低层风速由 2m/s 增加至 17m/s,风速的变化比较大。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,同时地面冷锋的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。但是 24 日 07 时 16 分强锋区过境后地面处在高压的控制之下,此时低层存在着由西北气流向西南气流的转变。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。

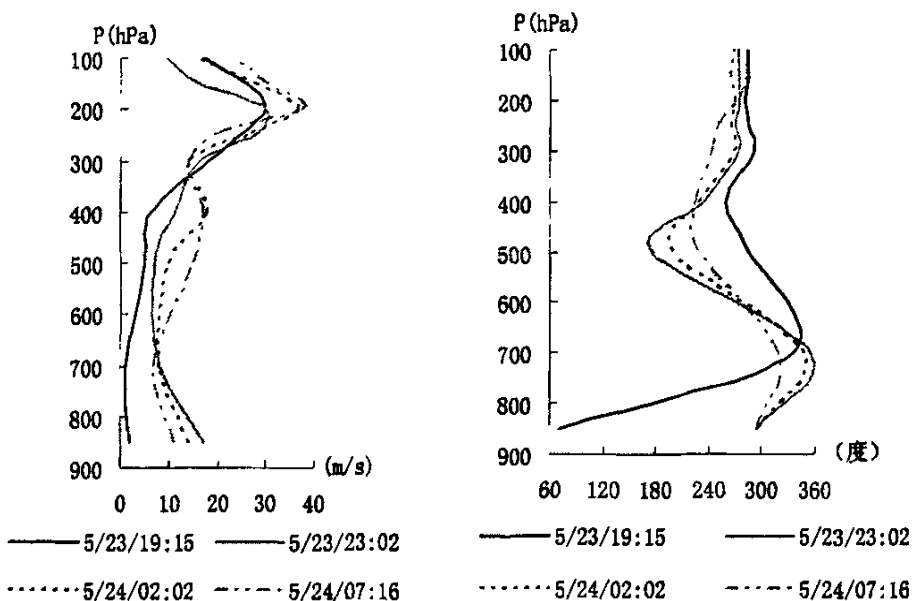


图 2.4 民勤四次探空风速、风向垂直廓线

Fig. 2.4 Wind profiles based on soundings in Minqin

## 2.3 沙尘暴过程热力特性的演变特征

### 2.3.1 温度分布

图 2.5 所示为民勤 4 次探空的气温廓线。从图 2.5 可以看出，四个时段获得的大气层温度差异主要表现在 200hPa 附近和地面至 500hPa 之间。整体的变化趋势是：23 日 19 时 15 分沙尘暴发生前，近地层气温较高，为 29℃，同时图中在 200hPa 附近大气温度极低，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。由于 200hPa 的超低温以及民勤此时处于高压中心的这种配置，导致 250hPa 处形成比较厚的下沉逆温层，该下沉逆温层在沙尘暴爆发之前储存了大量的不稳定能量，当爆发沙尘暴时又阻碍了不稳定能量的释放，从而使该次沙尘暴天气持续长达 8 个小时之久。随着时间的推移，200hPa 附近温度有所升高，加之低层的气温也显著下降，使垂直方向温度梯度减小，大气在垂直方向上的运动减弱，同时 250hPa 处的逆温层也逐渐减弱，不稳定能量减少，沙尘暴天气逐渐消失。沙尘暴过境期间由于大气中的大量沙尘粒



子使得太阳短波辐射大量被散射和反射回太空,致使到达地面的太阳短波辐射明显减少,而且图 2.5 中也可以看出 800hPa 以下与地面接近的气层温度下降的较快,因此在沙尘暴过境时近地层约 800hPa 处出现逆温层。

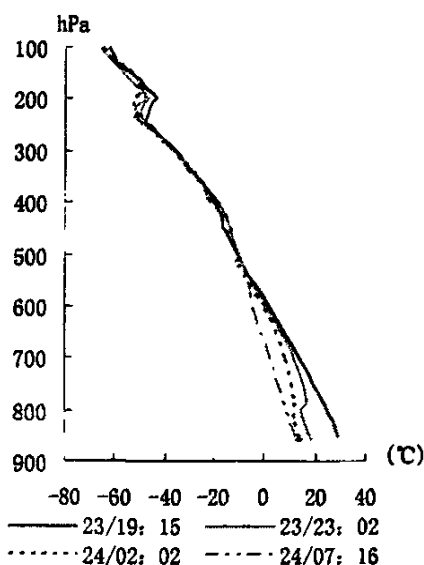


图 2.5 民勤 4 次探空的气温廓线

Fig.2.5 4 temperature profiles of intensive observations in Minqin

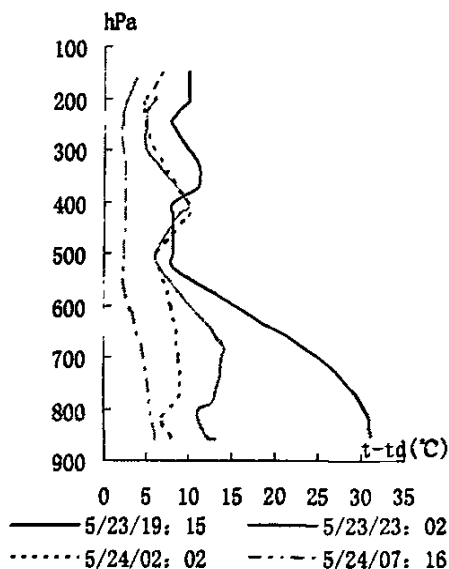


图 2.6 民勤 4 次探空的露点温度差廓线

Fig.2.6 4 dew-point profiles of intensive observations in Minqin

### 2.3.2 湿度参量的垂直分布

图 2.7 为相对湿度的垂直廓线,4 个时段垂直方向上总体的变化趋势为:500hPa、400hPa 和 200hPa 附近均有明显的湿度扰动,沙尘暴发生前期,整层大气尤其是 700hPa 以下近地层十分干燥,温度露点差为 25℃,高空湿度相对较高些。随着时间的推移,整层大气的湿度不断增加,但沙尘暴发生过程中中低层湿度增加明显于高层,从图 2.6 的露点温度差廓线可以看出 23 日 23 时 02 分 200hPa 等压面对应高度处的温度露点差已经达到 6℃。高空槽及其后的西北气流在逼近测站的过程中,使对流层低层的温度降低的同时也输送了部分水汽,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 等压面以上温度露点差基本为 5℃左右,所在高度大气接近饱和状态;24 日 07 时 16 分沙尘暴过境后,对流层中低层温度露点差普遍减小,500hPa 由过境时的 6.0℃减小至为 2.3℃,根据经验可

基本认为大气已经达到饱和状态；结合当时的天气形势分析其原因，沙尘暴期间，南支槽比较活跃，来自孟加拉湾的水汽沿槽前向北输送，高压东南侧中低层湿度明显增加，此时四川盆地附近为一东南涡，其北侧的东南气流使暖湿空气向北延伸，700hPa 高度层上，甘肃南部在冷锋过境前，温度露点差稍有减少，水汽含量略有增加，冷锋过境后，湿度明显降低，空气相对湿度增大明显。沙尘暴过境前后整层大气相对湿度在垂直方向上的变化趋势基本一致。所不同的是沙尘暴过境后，整个大气层的相对湿度明显增加，500hPa 处增加最大，达到 80%以上。

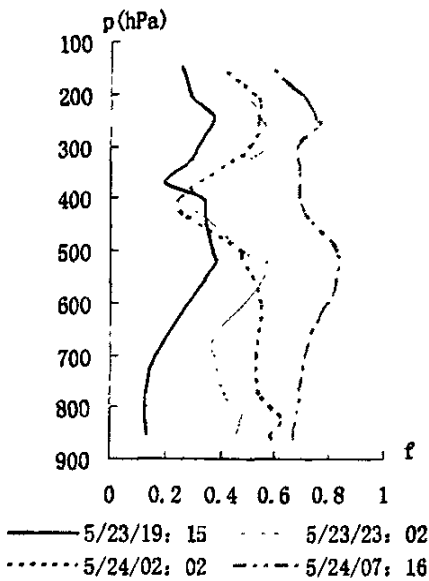


图 2.7 民勤四次探空的相对湿度垂直廓线

Fig.2.7 4 relative humidity profiles of intensive observations in Minqin

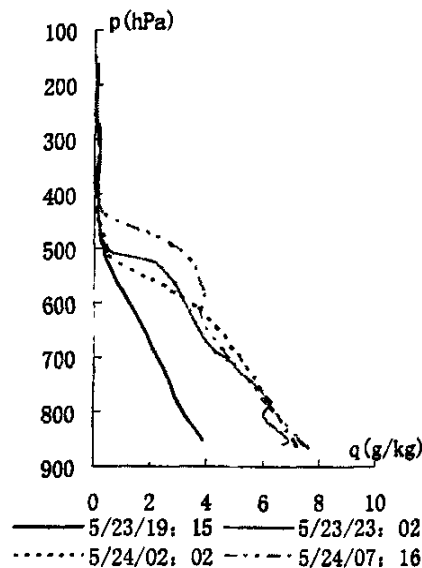


图 2.8 民勤四次探空的比湿垂直廓线

Fig.2.8 4 specific humidity profiles of intensive observations in Minqin

### 2.3.3 比湿的垂直分布

图 2.8 是通过 4 次探空资料进行计算得到的比湿垂直分布廓线。从这四个时次的廓线图可以看出：沙尘暴发生前后比湿的整体变化趋势为随高度的增加而减小，沙尘暴过境之前低层大气比较干燥，850hPa 附近的比湿为 3.8g/kg，沙尘暴过境时水汽量不断增加，湿度增加，沙尘暴发生后，800hPa 附近出现一个逆湿现象，分析这种现象可能是因为当时在

800hPa 附近有一逆温层, 逆温层的稳定结构阻碍了热量及水汽的垂直交换, 因为水汽含量随高度的分布受温度垂直分布、对流运动、湍流交换等多重因素的影响, 因此这种情况只是该次沙尘暴过程的一个特征。

## 2.4 沙尘暴期间地面气象要素的基本特征

### 2.4.1 气压的表现特征

沙尘暴来临之前, 地面气压比较低, 而且气压一直处于降低状态, 23 日 20 时沙尘暴发生之前 20 分钟, 地面气压开始上升, 23 日 20 时至 23 日 23 时 3 小时气压上升 3.3hPa (如图 2.9), 此后随着沙尘暴天气的减弱, 地面气压增加幅度逐渐减小。

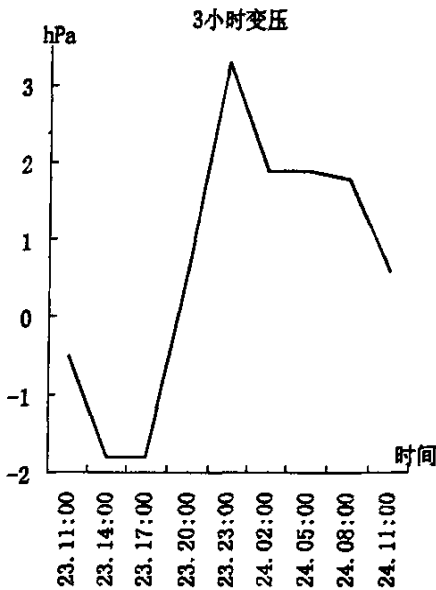


图 2.9 3 小时变压随时间变化

Fig 2.9 3-hour interval pressure variation

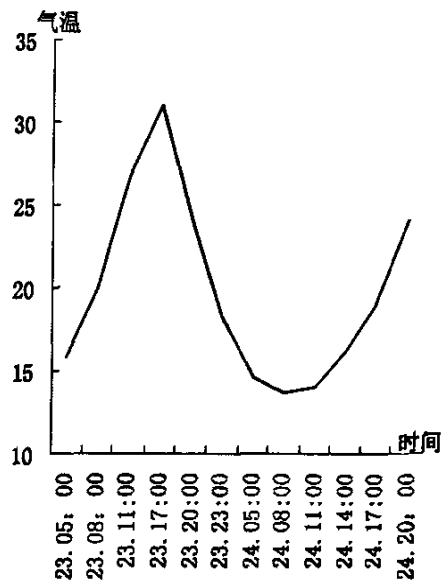


图 2.10 气温随时间变化

Fig 2.10 Variation of the surface temperature

### 2.4.2 气温的表现特征

图 2.10 中可以看出, 沙尘暴爆发之前地面气温的总体趋势是: 爆发之前气温不断升高, 至爆发前 4 个小时气温高达 31.1°C, 此后爆发沙尘暴, 这期间, 气温不断下降, 至爆发后

1 小时，气温降至 13.7℃，沙尘暴天气完全结束，此后气温又慢慢回升。

### 2.4.3 地面风向风速的表现特征

沙尘暴爆发之前，近地面风速比较小，一般在 3m/s 左右，23 日 23 时，沙尘暴爆发前 20 分钟，风速突然增加到 10m/s，沙尘暴发生过程中，风速基本维持在 10m/s，此后随着沙尘暴天气的减弱，风速逐渐减小；沙尘暴过程中，风速变化的同时风向也在不断进行调整，沙尘暴过境前后风向的调整都比较大，图 2.11 中可以看出，沙尘暴过境前后，风向进行了几次比较大的调整，但是在沙尘暴发生过程中，风速比较稳定，风向也比较稳定，一直处于 SE。由此，我们可以认为沙尘暴过境前后伴随着风速的变化风向也在不断地调整。

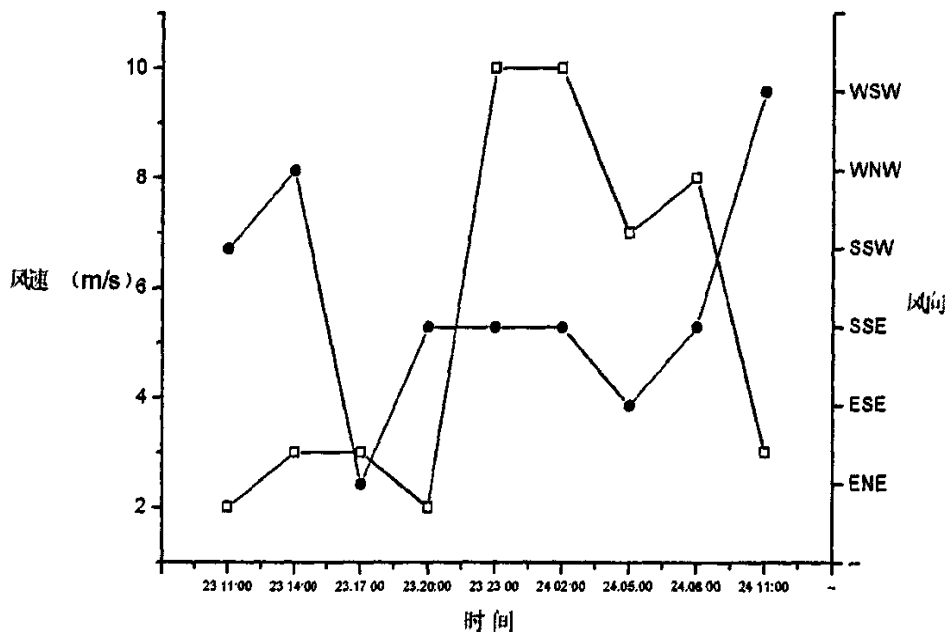


图 2.11 风向风速变化图

Fig. 2.11 Surface wind variation in Minqin

### 2.5 能量和稳定度分析

沙尘暴天气属于浅对流天气，存在着能量的积聚和释放，为了使用上的方便，从能量天气学的角度研究天气学问题时，引入总温度、饱和总温度、干空气总温度的概念。

总温度  $T_t$  可以反映总能量的大小，其计算公式为：

$$T_t(K) = T(K) + 10Z + 2.5q \text{ (g/kg)} + 5 \times 10^{-4} V_3^2 \text{ (m/s)} \quad (1)$$

饱和总温度  $T_s$  是指在气压、温度不变的条件下，空气达到饱和时的总温度，其表达式为：

$$T_s(K) = T(K) + 10Z + 2.5q_s \text{ (g/kg)} + 5 \times 10^{-4} V_3^2 \text{ (m/s)} \quad (2)$$

如果空气中的湿度很小，忽略潜热项，得到干空气的总温度  $T_D$ ：

$$T_D(K) = T(K) + 10Z \quad (3)$$

$$T_i^* = T_s - T_t \quad (4)$$

其中  $Z$  为位势高度，单位为位势千米； $V_3$  为全风速<sup>[47]</sup>； $q$  为比湿， $q_s$  为饱和比湿，单位均为 g/kg； $T_t$  为总温度， $T_s$  为饱和总温度， $T_D$  为干空气总温度， $T$  为实际温度，单位皆为 K 或者 °C；定义  $T_s$  和  $T_t$  曲线之间的距离为饱和能差  $T_i^*$ <sup>[48]</sup>。

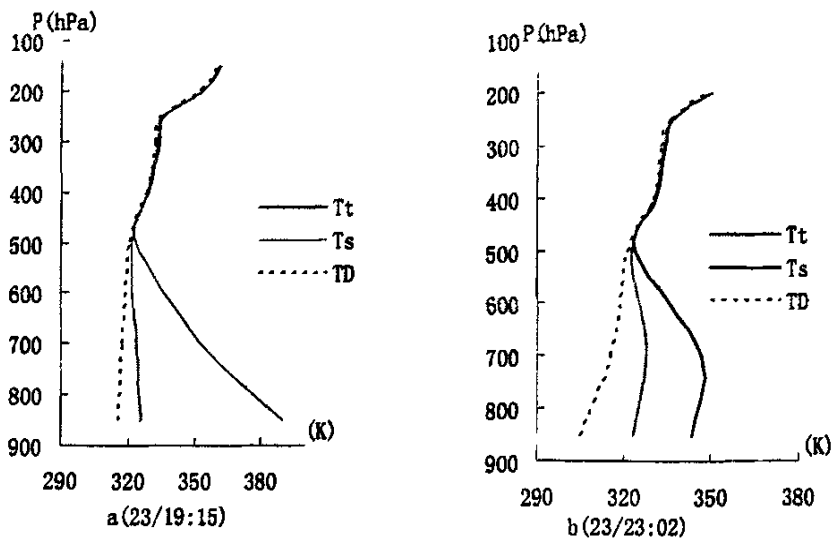
通过以上公式分别计算了民勤站 04 年 5 月 23 日 19 时 15 分、23 时 02 分、24 日 02 时 02 分以及 07 时 16 分的总温度 ( $T_t$ )、饱和总温度 ( $T_s$ ) 和干空气总温度 ( $T_D$ )，并绘制了廓线 (图 2.12)。

根据图 2.12 (a) 中可知，23 日 19 时 15 分，500hPa 以下， $\frac{\partial T_i}{\partial Z} < 0$  存在对流不稳定， $T_D$  和  $T_i$  的差值较小， $T_i$  和  $T_s$  差值较大，850hPa 饱和能差较大，为 64.2°C，反映当时该站空气较干燥，同时  $T_D$  在 600hPa 以下几乎垂直于横坐标轴，表明大气层处于超绝热状态，这种热力状态下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，不仅能使水平方向上的风力显著加大，还能够在垂直方向上激发强对流体，从而诱发沙尘暴天气。

图 2.12 (b) 和 2.12 (c) 是 23 日 23 时 02 分和 24 日 02 时 02 分沙尘暴过境时的总温度铅直能量廓线图, 从两幅图中可以看出, 沙尘暴期间, 总温度廓线的这种变化趋势向着不利于沙尘暴维持的方向进行, 图中可以看出, 500hPa 以下,  $T_D$  和  $T_t$  差值加大,  $T_t$  和  $T_s$  之间的差值逐渐减小, 850hPa 饱和能差分别为 20.9°C 和 12.6°C, 饱和能差急剧减小, 表明随着时间的推移, 大气当中的水汽在不断增多, 700hPa 以上  $\frac{\partial T_t}{\partial Z} < 0$ , 大气仍处于对流不稳定状态, 700hPa 以下该层大气已经处于对流稳定状态。表明不稳定能量由高层向低层释放, 这种潜在不稳定能量的释放加剧了单站垂直运动的发展。

图 2.12 (d) 是 24 日 07 时 16 分沙尘天气结束后的总温度铅直廓线, 可以发现 500hPa 以下整层大气几乎处于稳定状态, 不稳定能量衰竭, 而且  $T_t$  和  $T_s$  之间的差值进一步减小, 850hPa 饱和能差为 9.23°C, 较小, 表明整层大气湿度比过境前有了很大的增加, 从 07 时 43 分开始, 该站出现了小雨天气, 雨量为 1.3mm。

另外从图 2.12 (a)、(b) 和 (c) 三幅图中可以看出: 沙尘暴过境前和过境时三种总温度廓线的变化主要表现在 500hPa 以下, 而图 2.12 (d) 中沙尘暴过境后三者的变化高度向上延伸到 400hPa, 这种差异说明沙尘暴对大气层结的影响高度主要在 500hPa 以下。



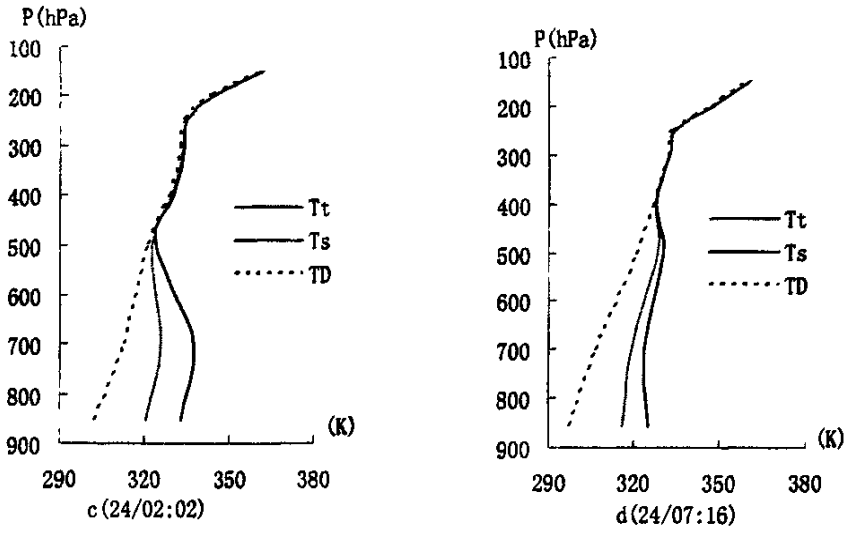


图 2.12 民勤四次探空总温度廓线图

Fig2.12. 4 total energy profiles of intensive observations in Minqin

## 第三章 沙尘暴过程的诊断分析

### 3.1 WRF 模式介绍

#### 3.1.1 模式的流程结构

WRF(the Weather Research and Forecast)是正在开发的新一代中尺度非静力预报模式和资料同化系统,具有研究和业务预报功能的广泛的应用范围。WRF 模式由美国国家大气研究中心(NCAR)、国家大气海洋局(NOAA)的预报系统实验室(FSL)、国家大气环境研究中心(NCEP)和奥克拉荷马大学的风暴研究预报中心(CAPS)、联邦航空局(FAA)等多单位联合发展,是新一代非静力平衡、高分辨率、科研和业务预报统一的中尺度预报和资料同化模式。该模式具有广泛的应用前景,能进行分辨率从几米到几千公里的模拟,适用于教学研究,业务预报、资料同化和物理过程参数化研究,区域气候预报、海气耦合,空气质量模拟和理想的动力研究。

WRF 模式程序具有操作的可移植性、可维护性、扩展性、易读性、运行结构性和互用性等特点,并且可在带边界条件和嵌套的有限区域模式中重复使用。这种模块化的、结构化的程序设计思想允许多个动力框架、物理过程同时并存。

在程序结构设计上,WRF 模式采用三重结构,包括驱动层(Driver level)、中介层(Mediation level)和模式层(Model level)。调用结构的最高层是驱动层(Driver level),最低层为模式层(Model level),中介层(Mediation level)位于驱动层和模式层之间。最高层驱动层(Driver level)负责控制初始化、时间步长、输入输出(I/O)、预报区域、程序安装管理和并行等等;模式层主要是数值天气预报的预报方程、物理过程等源代码部分,该部分允许用户修改和添加自己的程序而不影响整体功能;中介层主要负责将驱动层和模式层连接起来,该层里包括了驱动层和模式层的连接信息。其程序结构设计如图 3.1 所示。



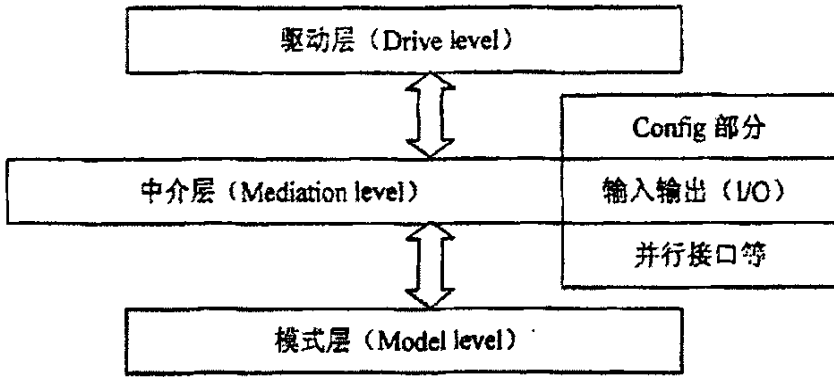


图 3.1 WRF 模式的结构流程

Fig 3.1 WRF flow chart

WRF 模式应用了继承式软件设计、多级并行分解算法、选择式软件管理结构，并有先进的数值计算和资料同化技术、多重移动套网格性能以及更为完善的物理过程(尤其是对流和中尺度降水过程)。因此，WRF 模式将有广泛的应用前景，包括在天气预报、大气化学、区域气候、纯粹的模拟研究等方面的应用，它将有助于开展针对我国不同类型、不同地域天气过程的高分辨率数值模拟，提高我国天气预报的准确性。

WRF 模式系统包括标准初始化 (SI) 模块，处理常规和非常规观测资料的资料同化

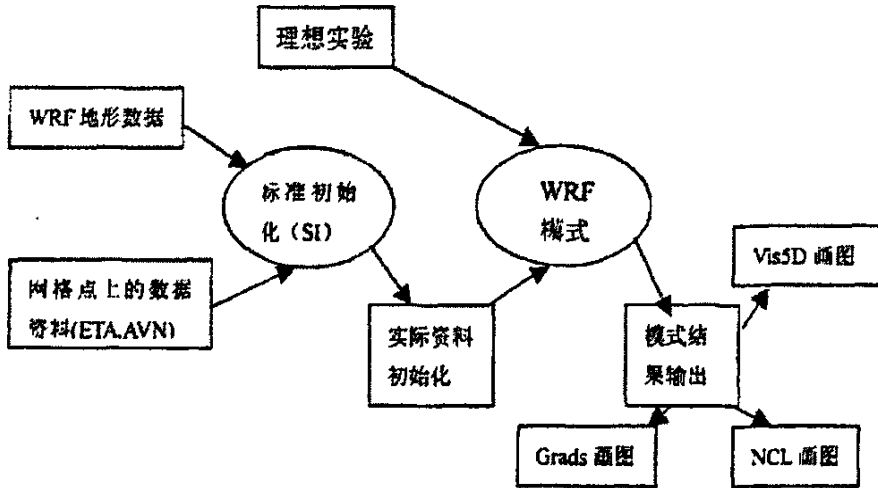


图 3.2 WRF 模式主要模块及其相互关系图

Fig 3.2 WRF modules and the interrelations between them

模块，预报模式，以及模式产品后处理模块，见图 3.2。其中标准初始化模块包括对标准格点资料的预处理和地形资料的处理；观测资料同化模块包括对各种常规和非常规资料的预

处理及三维（四维）变分同化；预报模式对积分区域内的大气过程进行积分运算；后处理部分对模式积分结果进行分析，将各种物理量转化到等压面和等高面上，并转化成各种绘图软件所需要的格式。

### 3.1.2 WRF 模式的动力框架 (WRF V2.1.1) [49, 50]

目前，WRF 模式有 ARW 和 NMM 两套动力解决方案，本章的介绍主要基于由 NCAR 发展的 ARW (the Advanced Research WRF) 方案。ARW 目前为显式分离的欧拉模式，它分为地形追随质量（气压）坐标和高度坐标（理想模块），其中气压和温度是由热动力方程诊断出来的。模式的控制方程是全弹性的欧拉非静力平衡方程，但仍保留有静力平衡选项。水平方向采用 Arakawa C 型跳点网格，运用了高分辨率的地形和下垫面分类资料，垂直方向 WRF 提供了两种选择：一种为高度坐标(Eulerian height coordinate)，即地面为 0m，逐步上升到大气顶，另外一种为质量坐标(Eulerian mass coordinate)，是在  $\sigma$  坐标的基础上建立的，即地面为 1，模式顶为 0。在时间积分方案上，WRF 推荐使用 Runge-Kutta3 阶方案，但也提供了 Runge-Kutta2 阶方案作为选择。总体来说，WRF 建立的起点比较高，具有许多新的而且方便使用的特点，物理过程包含陆面过程，大气水平和垂直涡动扩散，积云对流参数化方案，太阳短波辐射和大气长波辐射方案等。模式的水平分辨率、垂直方向层次、积分区域及各种物理过程可根据用户需求调整。

#### (1) 垂直坐标

WRF 模式的垂直坐标是地形追随的气压坐标，用  $\eta$  表示为： $\eta = (p_h - p_m) / \mu$ ，这

$$\text{里 } \mu = p_{hs} - p_m \quad (3.1)$$

$p_h$  是气压的静力平衡部分， $p_{hs}$ 、 $p_m$  分别指地面和模式层顶的气压，其中模式层顶气压被指定为常数。这个坐标也被称为质量垂直坐标，坐标的形式如下图 3.3 所示。

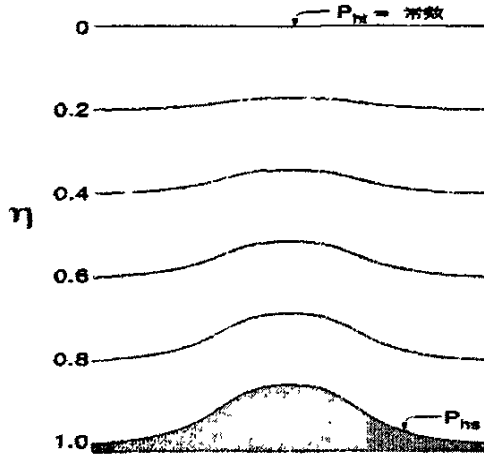


图 3.3 WRF 模式垂直坐标示意图  
Fig 3.3 Vertical coordinate of WRF

(2) 格点分布

WRF 模式水平格点采用 Arakawa C 格式，格点分布见图 3.4。

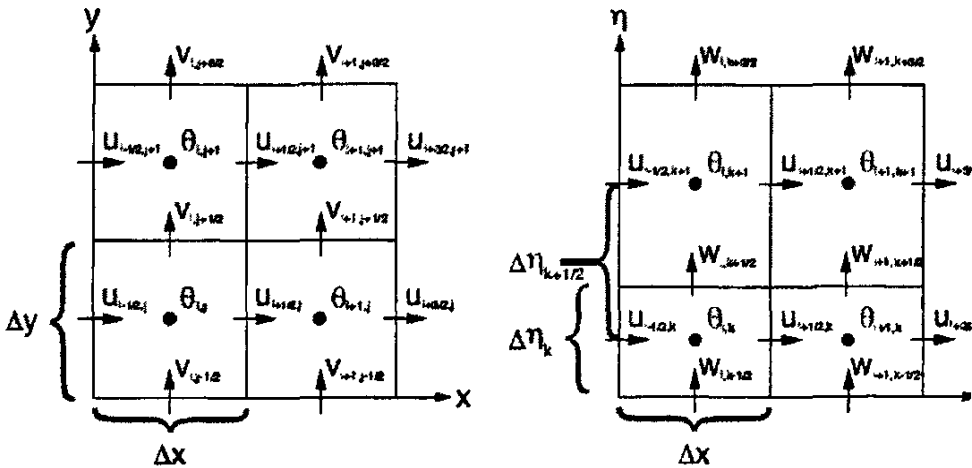


图 3.4 WRF 模式水平和垂直格点示意图  
Fig 3.4 Horizontal and vertical grid chart of WRF

(3) 通量形式的欧拉方程组

变量的通量形式可表示为：

$$V = \mu v = \mu(U, V, W), \quad \Omega = \mu \eta, \quad \Theta = \mu \theta \quad (3.2)$$

$\mu(x, y)$  表示  $(x, y)$  位置每单位气柱的质量， $\eta$  表示垂直速度， $v = (u, v, w)$ ， $\theta$  为位温，

其它变量还有位势  $\phi = gz$ ，气压  $p$ ，比容  $\alpha = 1/\rho$ 。

应用上面定义的变量通量形式的欧拉方程组可以写为：

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \mathbf{V} u) - \partial_x (p \phi_\eta) + \partial_x (p \phi_x) = F_U \quad (3.3)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \mathbf{V} v) - \partial_y (p \phi_\eta) + \partial_y (p \phi_y) = F_V \quad (3.4)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \mathbf{V} w) - g(\partial_\eta p - \mu) = F_W \quad (3.5)$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \mathbf{V} \theta) = F_\Theta \quad (3.6)$$

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot \mathbf{V}) = 0 \quad (3.7)$$

$$\partial_t \phi + \mu^{-1}[(\mathbf{V} \cdot \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (3.8)$$

$$\partial_\eta \phi = -\alpha \mu \quad (3.9)$$

$$p = p_0 (R_d \theta / p_0 \alpha)^\gamma \quad (3.10)$$

引入湿变量后方程组写为：

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \mathbf{V} u)_\eta + \mu_d \alpha \partial_x p + (\alpha / \alpha_d) \partial_\eta p \partial_x \phi = F_U \quad (3.11)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \mathbf{V} v)_\eta + \mu_d \alpha \partial_y p + (\alpha / \alpha_d) \partial_\eta p \partial_y \phi = F_V \quad (3.12)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \mathbf{V} w)_\eta - g[(\alpha / \alpha_d) \partial_\eta p - \mu_d] = F_W \quad (3.13)$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \mathbf{V} \theta)_\eta = F_\Theta \quad (3.14)$$

$$\partial_t \mu_d + (\nabla \cdot \mathbf{V})_\eta = 0 \quad (3.15)$$

$$\partial_t \phi + \mu_d^{-1}[(\mathbf{V} \cdot \nabla \phi)_\eta - gW] = 0 \quad (3.16)$$

$$\partial_t Q_m + (\mathbf{V} \cdot \nabla q_m)_\eta = F_{Q_m} \quad (3.17)$$

$$\text{另干空气密度倒数的诊断方程} \quad \partial_\eta \phi = -\alpha_d \mu_d \quad (3.18)$$

$$\text{全气压诊断方程} \quad p = p_0 (R_d \theta_m / p_0 \alpha_d)^\gamma \quad (3.19)$$

其中,  $\alpha_d$  是干空气密度的倒数,  $\alpha$  是考虑了全部水物质的空气密度的倒数。

WRF 模式时间积分方案采用的是时间分裂的积分方案, 即低频波部分采用 3 阶 Runge-Kutta 时间积分方案, 高频声波部分采用小时间步长积分扰动变量控制方程组以保证数值稳定性。

Runge-Kutta3 阶积分方案完成一步积分, 即  $\phi^i \rightarrow \phi^{i+1}$  由三步组成:

$$\phi^* = \phi^i + \frac{\Delta t}{3} R(\phi^i), \quad \phi^{**} = \phi^i + \frac{\Delta t}{2} R(\phi^*), \quad \phi^{i+1} = \phi^i + \frac{\Delta t}{3} R(\phi^{**}) \quad (3.20)$$

其中  $R(\phi)$  表示模式方程组。

另外, 模式离散化时格点方案采用 Aakawa-C 格式。

WRF 模式在实现时间分裂积分方案时, 是将“快波”项放在方程组的右边, 用小步长积分, 而在等式左边则是“慢波”项, 采用相对较大的积分步长, 它们在小步长积分过程中认为是常量。定义小步长中的扰动量分别为 (上标  $t$  表示大的时间步长第  $t$  时间层)

$$V^n = V - V^t, \quad \Omega^n = \Omega - \Omega^t, \quad \Theta^n = \Theta - \Theta^t$$

$$\phi^n = \phi' - \phi'', \quad p^n = p' - p'', \quad \alpha^n = \alpha' - \alpha'', \quad \mu^n = \mu' - \mu'' \quad (3.21)$$

$$R_V^t = F_V^t - (\nabla \cdot \bar{v}^t V^t)_\eta - \mu^t \alpha^t \frac{\partial \phi''}{\partial y} - \left( \eta \mu^t \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial y} \right) \alpha'' - \mu \frac{\partial \phi''}{\partial y} - \frac{\partial \phi''}{\partial y} \left( \frac{\partial p''}{\partial \eta} - \mu'' \right) \quad (3.22)$$

则可得地形追随静力气压坐标下的时间分裂的积分方程

$$\frac{\partial U^n}{\partial T} + \mu^t \alpha^t \frac{\partial p^{nT}}{\partial x} + \left( \eta \mu^t \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial x} \right) \alpha^{nT} + \mu^t \frac{\partial \phi^{nT}}{\partial x} + \frac{\partial \phi^t}{\partial x} \left( \frac{\partial p^n}{\partial \eta} - \mu^n \right)^T = R_U^t \quad (3.23)$$

$$\frac{\partial V^n}{\partial T} + \mu^t \alpha^t \frac{\partial p^{nT}}{\partial y} + \left( \eta \mu^t \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial y} \right) \alpha^{nT} + \mu^t \frac{\partial \phi^{nT}}{\partial y} + \frac{\partial \phi^t}{\partial y} \left( \frac{\partial p^n}{\partial \eta} - \mu^n \right)^T = R_V^t \quad (3.24)$$

$$\frac{\partial \mu^n}{\partial T} + (\nabla \cdot \bar{V}^{nT+\Delta T})_\eta = R_\mu^t \quad (3.25)$$

$$\frac{\partial \Theta''}{\partial T} + (\nabla \cdot \bar{V}''^{T+\Delta T} \theta')_{\eta} = R'_{\theta} \quad (3.26)$$

$$\frac{\partial W''}{\partial T} - g \overline{\left( \frac{\partial p''}{\partial \eta} - \mu'' \right)^T} = R'_{\phi} \quad (3.27)$$

$$\frac{\partial \phi''}{\partial T} + \frac{1}{\mu'} (\bar{V}''^{T+\Delta T} \cdot \nabla \phi')_{\eta} - g \bar{W}''^{T+\Delta T} = R'_{\phi} \quad (3.28)$$

其中，上标 T 表示小的时间步长第 T 时间层，上述方程组的右端

$$R'_v = F'_v - (\nabla \cdot \bar{v}' V')_{\eta} - \mu' \alpha' \frac{\partial p''}{\partial y} - \left( \eta \mu' \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial y} \right) \alpha'' - \mu \frac{\partial \phi''}{\partial y} - \frac{\partial \phi''}{\partial y} \left( \frac{\partial p''}{\partial \eta} - \mu'' \right) \quad (3.29)$$

$$R'_\mu = F'_\mu - (\nabla \cdot \bar{V}')_{\eta} \quad (3.30)$$

$$R'_\phi = -(\bar{v}' \cdot \nabla \phi')_{\eta} + g w' \quad (3.31)$$

$$R'_w = F'_w - (\nabla \cdot \bar{v}' W')_{\eta} - g \left( \frac{\partial p''}{\partial \eta} - \mu'' \right) \quad (3.32)$$

$$R'_\theta = F'_\theta - (\nabla \cdot \bar{v}' \Theta')_{\eta} \quad (3.33)$$

### 3.1.3 模式的物理方案

在当前 WRF 模式中，包含了辐射、边界层、陆面过程参数化、积云对流参数化和微物理过程等多种适合研究和预报应用的方案。

#### 3.1.3.1 微物理过程

(1) Kessler 方案(Kessler, 1969)，这是一个简单的暖云方案，它包括水汽、云水和雨。它含有雨的产生、降落和蒸发过程，云水的增长和合并过程以及凝结产生云水等微物理过程。

(2) Lin 方案(Lin et al, 1983 ; Tao,1989 )，各种产生项的参数化方案主要来自于 Lin 和 Rutledge 及 Hobbs，并作了适当的修改，包括饱和调整和冰晶沉降 (Tao et al.,1989)，主要包含六类水汽相态：水汽、云水、雨、云冰、雪和霰。这个方案是 WRF 模式中相对复杂

的微物理方案，比较适合于研究应用。

(3) WSM3 方案 (Hong et al,2004)，由 WRFV1 版中 NCEP3 方案改进而来，包括冰粒子的沉降以及另外一些冰相过程，方案中根据冰晶质量比含水量对冰晶数浓度进行诊断。水物质主要有三类包括：水汽、云水/冰和雨/雪。这个方案被称为简单冰相方案，是因为云冰和云水大体上被认为是同一种物质，仅由温度来区分它们，即认为在温度小于等于冰冻温度的情况下只能有云冰存在，否则认为只有云水存在，雨和雪的处理也是类似。尽管包括了冰相过程，但是它的运行效率仍然很高，可以用于业务运行。

(4) WSM5 方案，这个方案取代了原来 WRF 第一版中 NCEP5 方案，与 WSM3 类似也包含了简单的冰相过程，但它允许过冷水存在以及雪下落到融化层下时缓慢融化。简单冰方案和复杂冰方案的区别在于：简单冰方案的冻结和融化只在冻结层的相邻层发生，由于相变潜热的作用在冻结层附近可能会出现温度反馈的不连续；复杂冰方案中雪的冻结和融化允许在一定厚度的模式大气中发生，温度反馈的颁布也更加连续、合理。

(5) WSM6 方案，包括了霰及相关的物理过程，这些过程和 Lin 方案比较接近，但在增长的计算和一些参数的选择上有所不同。分别对水和冰晶物质进行饱和调整 (Dudhia,1989;Hong et al.,1998)，此方案降低了模式对积分步长的敏感性。

(6) Ferrier(new Eta)格点尺度云和降水方案：该方案考虑了水汽的相变过程及云水、雨水、冰晶和固态降水（雪花/霰和冰雨）的凝结过程。模式中计算水汽量和总凝结量，总凝结量为各种水成物质的和。第一猜测值场保留云水、雨水、冰晶和固态降水密度的贡献。固态降水的密度由水汽凝华和液态水撞冻形成的冰晶总的增长量来计算。沉降过程按如下方式计算：将时间平均的雨水通量分为进入网格体的通量和从网格体底部流出的通量。这种处理方式与改进的计算快速微物理过程的方法使得模式可以用大时间步长产生稳定的计算结果。

(7) Thompson 方案 (Thompson et al,2004)，该方案对 Reisner 的整体参数化方案 (Reisner et.al.,1998) 进行了改进，包括六种物质。该方案易报大雪和霰的总量，报小出流区的含冰量，较难准确预报冻雨。

### 3.1.3.2 积云对流方案

(1) Kain-Fritsch 方案(Kain and Fritsch, 1990, 1993), 此方案使用一个包含水汽抬升和下沉运动的简单云模式, 包含卷出、卷入、气流上升和气流下沉现象。

(2) Betts-Miller-Janjic 方案(Betts and Miller, 1986; Janjic, 1990, 1994, 2000), 从 Betts-Miller 对流调整方案发展而来, 它在决定热量和湿度的目标廓线上规定引入额外自由度的“云效率”, 浅对流调整是该参数化方案的一个重要部分。

(3) Grell-Devenyi 集合方案(Grell and Devenyi, 2002), 该方案在每个格点上运行多个积云对流参数化方案和变量, 计算变量, 而后对结果进行平均, 反馈给模式。理论上来说, 可以采用加权平均的方法来优化该方案, 而默认的为取同样的权重进行平均。所有参加集合的方案均为质量一通量型方案, 但上升和下沉气流的卷入卷出参数及降水效率不同。将这种静态控制因子的差异与动态控制因子的差异相结合来确定云的质量通量。动态控制因子包括 CAPE、低层垂直速度、或水汽辐合。基于 CAPE 的动态控制因子或者平衡 CAPE 的变化速率, 或者将释放 CAPE 给气候变量, 或者在对流时间尺度上移除 CAPE。基于水汽辐合的动态控制因子在云降雨和垂直积分的水汽平流之间取得平衡。另一个动态控制因子为激发因子, 允许对流发生的最大云帽强度可以是变化的。一般来说, 集合方案中包含 144 个控制因子。

### 3.1.3.3 其它物理方案

近地面层方案有 Monin-Obukhov 方案, Monin-Obukhov (Janjic Eta)方案, 陆面模式 (LSM) 根据近地表层方案 (Surface Layer Scheme) 提供的大气信息, 辐射方案提供的辐射强迫, 微物理过程和积云对流参数化方案提供的降水强迫, 以及地面状态量和地面性质来计算陆面和海冰面的热量和水汽通量。WRF 提供的陆面模式有:

5 层热扰动方案: 该模式是基于 MM5 的五层土壤模式的简单的陆面过程模式。五层土壤的厚度分别为 1cm、2cm、4cm、8cm 和 16cm。在这五层以下, 温度取为深层土壤的平均值。能量收支包括辐射、感热潜热通量。允许雪盖的存在, 但是雪盖不随时间变化。土壤湿度随着土地利用类型和季节的不同而取固定值, 不能显式地处理植被的作用;

Noah 陆面模式: 该模式可以方便地应用分析数据中随时间变化的土壤变量场, 是一个包含四层土壤温度和湿度, 可计算冠盖湿度和雪盖的模式。该方案为边界层方案提供感热



和潜热通量。还可以计算土壤中冰和积雪效应并考虑陆表的发射性质;

RUC 陆面模式: 该方案包含 6 层土壤和两层积雪, 考虑冻土过程、积雪温度和密度的变化以及植被作用的冠盖水分。

行星边界层过程用于表示整个大气柱内(不仅仅是边界层)由于涡动输送引起的垂直方向次网格尺度通量。主要有:

YSU 方案: 该方案是用反梯度项表示由非局地引起的通量, 在行星边界层顶显式处理挟卷层。根据大尺度涡旋模式的研究结果, 将挟卷表示成与地表浮力通量成比例的量。边界层顶定为临界理查逊数为零的高度(MRF PBL 中为 0.5), 使其唯一有效地依赖于浮力廓线, 这样计算的边界层高度一般来说比 MRF 要低;

MYJ (Janjic,1996a,2002) 方案: 对 PBL 和自由大气湍流过程的参数化, 表示对所有尺度的大气湍流过程非奇异地应用 2.5 层 Mellor-Yamada 湍流闭合模式, 设定主要湍流尺度的上限。在不稳定状态下, 要求湍流增强时 TKE 的产生过程是非奇异的, 由此导出上限的函数形式。在稳定状态下, 上限的条件是垂直速度离差的变化与 TKE 的比值不能小于相应湍流的变化(减弱)。用迭代方法解 TKE 的产生/减弱方程, 修改了经验常数。

大气辐射过程有: 快速辐射传输模式 RRTM (Mlawer et al.,1997), ETA GFDL (Fels and Schwarzkopf,1975; Schwarzkopf and Fels,1991) 长波辐射方案, ETA GFDL(Lacis and Hansen,1974), Dudhia(Dudhia,1989), Goddard(Chou and Suarez,1994)短波辐射方案。

## 3.2 诊断分析

### 3.2.1 模式资料来源与方案设计

模式采用的初始场和边界条件采用美国国家环境预报中心(NCEP)提供的AVN (Aviation spectral model) 模式的全球分析资料,资料空间分辨率为 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ , 时间间隔为6小时。来源于中国科学院大气物理研究所网站: (<ftp://ftp.iap.ac.cn/data/backup/wgrib.big/>)。数值模式使用WRF的version2.1.2非静力模式, 本次试验中使用的是欧拉质量坐标、兰勃托投影方式和3阶Runge-Kutta时间积分方案, 模式中所选的积分区域为 $96.2^{\circ}\text{E}$ 至 $109.939^{\circ}\text{E}$ ,  $34.2^{\circ}\text{N}$ 至

42.6685°E, 模拟区域如图3.5; 区域中心为(103.08°E, 38.62°N), 网格区域格距为10km, 格点数为100×75, 垂直方向为不等距的31个 $\sigma$ 层, 分别为1.000, 0.993, 0.980, 0.966, 0.950, 0.933, 0.913, 0.892, 0.869, 0.844, 0.816, 0.786, 0.753, 0.718, 0.680, 0.639, 0.596, 0.550, 0.501, 0.451, 0.398, 0.345, 0.290, 0.236, 0.188, 0.145, 0.108, 0.075, 0.046, 0.021, 0.000, 模式顶气压为50Pha。

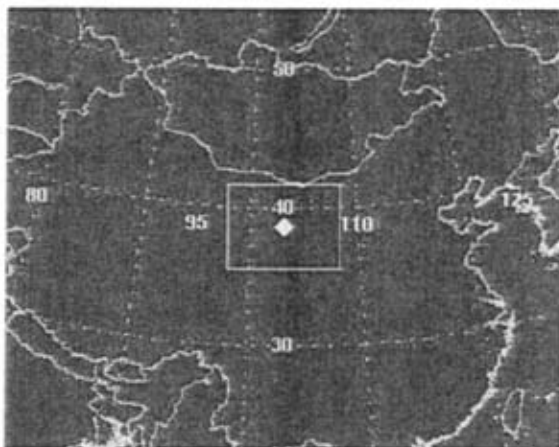


图 3.5 模拟区域

Fig. 3.5 Model domain

模式采用的主要物理过程为: Lin 微物理过程方案, Betts-Miller-Janjic 积云参数化方案, MYJ 边界层方案, rrtm 长波辐射方案, Goddard 短波辐射方案, Noah land-surface 陆面过程方案, Monin-Obukhov(Janjic Eta)近地面方案。

表 3.1 模式积分时间、实际时间及沙尘发展阶段

Table 3.1 Model integral time, actual time and sandstorm development phases

项目	时间			
	5h15min	9h2min	12h2min	17h16min
积分时间	5h15min	9h2min	12h2min	17h16min
实际时间	23日19时15分	23日23时02分	24日02时02分	24日07时16分
沙尘暴发展阶段	过境前	过境时	过境时	过境后

从2004年5月23日0600UTC, 至24日0600UTC结束, 共积分24h(模式积分时间、实际时间以及沙尘发展阶段如表3.1), 每1min输出一次模式结果, 将模式积分5h15min的预报结果与北京时间23日19时15分的探空资料作对比; 将模式积分9h2min的预报结

果与北京时间 23 日 23 时 02 分的探空资料进行对比; 积分 12h2min 的预报结果与北京时间 24 日 02 时 02 分的探空资料进行对比; 积分 17h16min 的预报结果与北京时间 24 日 07 时 16 分的探空进行对比。

### 3.2.2 相对湿度场和地面温度场

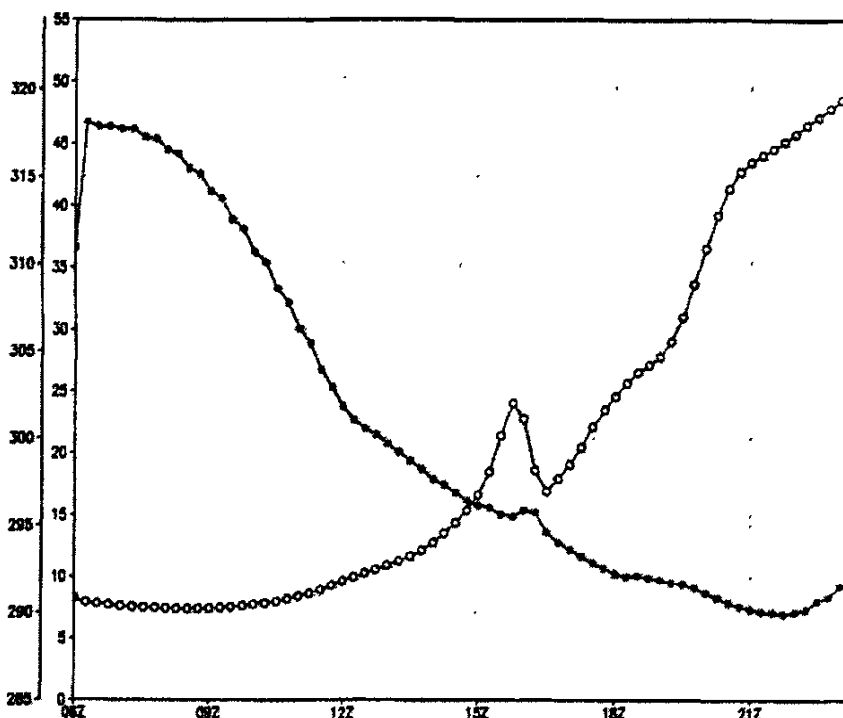


图3.6 沙尘暴发生区700hPa平均相对湿度 (rh) 和平均地面温度演变 (tsk)

Fig. 3.6 Mean relative humidity at 700hPa and surface temperature in sandstorm region integral time 00h to 17h.  
solid line :surface temperature; dashed line: relative humidity

图3.6中实线和虚线分别是积分00h至17h沙尘暴发生区700hPa平均地面温度(tsk)和平均相对湿度(rh)的变化情况。由图可以看到积分00~6h即23日06时UTC至12UTC, 沙尘暴发生前期, 所有时次的相对湿度均较小, 且变化不大, 低于10%; 沙尘暴爆发后, 相对湿度几乎呈直线上升, 即沙尘暴出现之前, 在沙尘暴发生区相对湿度很小, 大气比较干燥; 而当沙尘暴爆发时和爆发后, 该地区的相对湿度却突然增大, 并继续向大值方向发展, 实况世界时23时40分, 民勤站出现了小雨天气。这是由于急剧降温所导致的相对湿度的突然增大。表明形成沙尘暴的一个必要条件是在地面冷锋到来之前, 沙尘暴发生区的湿度较小, 地表

干燥，而当冷锋过境伴随着沙尘暴出现时，该地的湿度又猛然增大，因而沙尘暴发生前后相对湿度的特点具有由小到大的显著变化。由图3.6 还可看出，平均地面温度的演变与相对湿度的演变几乎呈相反的趋势，在沙尘暴爆发前，地面温度相对较高，而到了沙尘暴爆发时及其以后，地面温度则开始降低。上面的分析结果与民勤站的自记温、压、湿演变曲线的分析结果是基本一致的。

以上分析说明，在沙尘暴爆发前，地面处于干暖的状态，这种干燥的下垫面有利于大风将地面的沙土吹起，暖的下垫面则有利于地面能量的积聚。

### 3.2.3 探空实况与模式输出结果的比较分析

#### (1) 温度廓线分析

对比 2004 年 5 月 23 和 24 日两天的实况观测与模式预报的温度廓线，从这四个时刻的实况与模拟效果来看，在温度廓线比较平滑时的预报效果都比较好，预报偏差一般小于  $2^{\circ}\text{C}$ ，并且随着预报时效的增长，温度廓线的预报效果也比较稳定。但是在温度随高度变化出现转折或者是存在逆温层时，模式的预报精度较差；沙尘暴过境时近地层温度变化比较快，预报偏差较其它时刻大些；但总体而言，模式预报的温度廓线具有较好的参考价值。

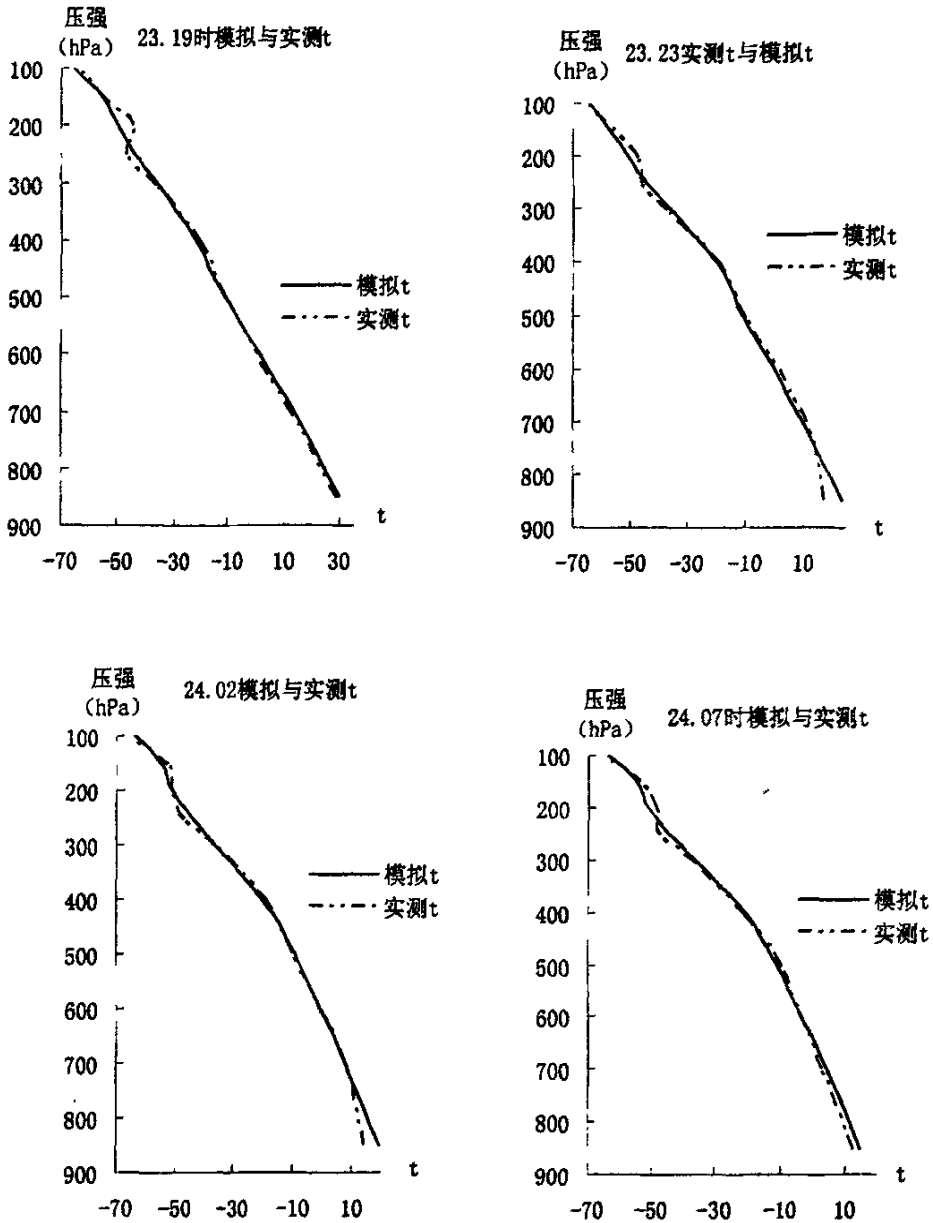


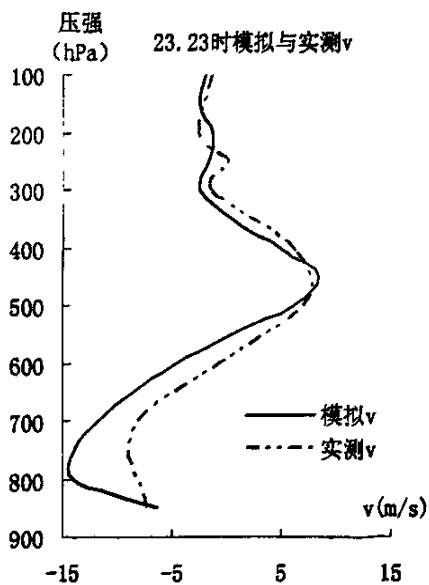
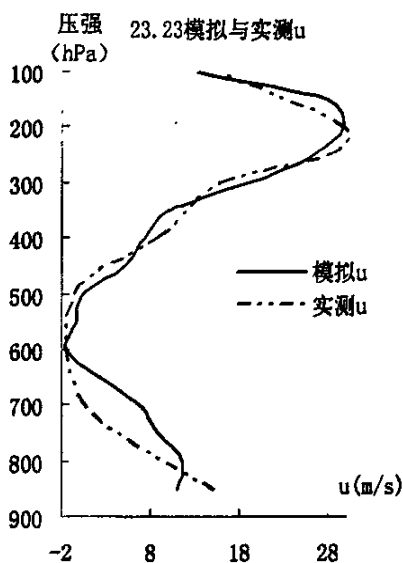
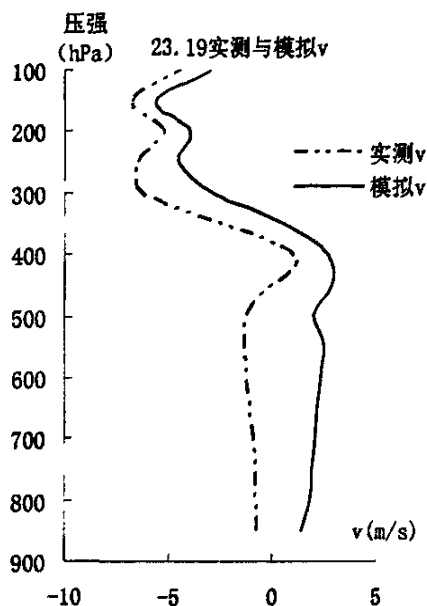
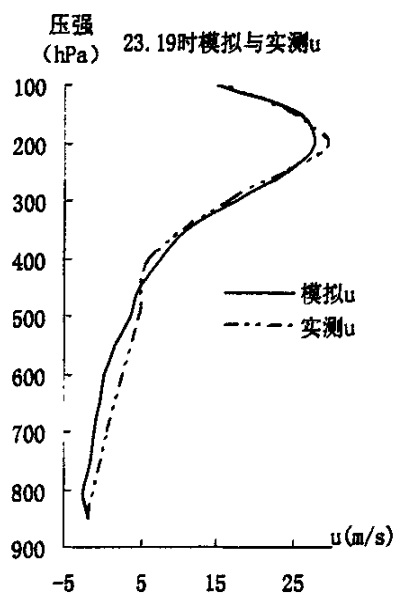
图 3.7 模拟与实测温度比较

Fig 3.7 Temperature comparison between simulated and observed

## (2) 风廓线分析

将模式模拟的这四个时刻水平风速的分量与实况进行对比，模式模拟的风速廓线与实际情况的整体趋势大体上比较一致，但是随着预报时效的增长，模拟的结果有些偏差，沙

尘暴过境时风速变化比较大，700hPa 以下的模拟效果偏差大一些，因为 700hPa 风更大程度上受到大气边界层的影响，并且风向随高度的转折通常发生在中低层，因此这一层模拟的风速误差较其他高度大些。



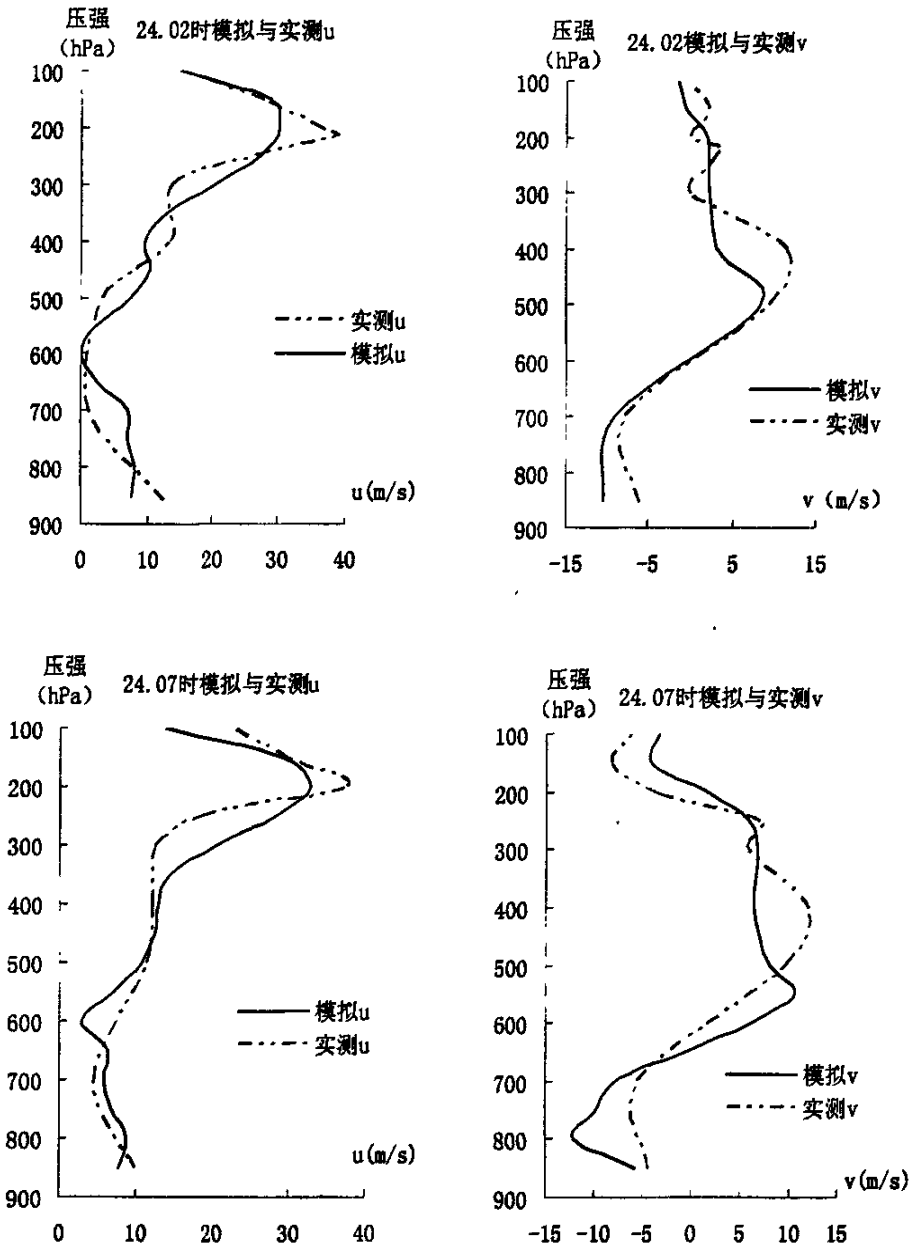


图 3.8 模拟与实测风廓线比较

Fig 3.8 Wind comparison between simulated and observed

### (3) 露点廓线分析

露点廓线的预报代表了大气层湿度的大致分布情况，所以用露点廓线来考察模式对大气中水汽的预报能力<sup>[51]</sup>。分析结果表明：四个时刻中高层的模拟结果与实况很接近，预报

偏差一般在 2℃ 左右, 但是沙尘暴过境时 500hPa 以下的模拟效果稍微差, 预报偏差有所增大, 达到 6℃ 左右, 由此我们也可以判断出沙尘暴的影响高度是 500hPa; 对于不同的边界层方案, 预报的偏差会有所不同, 但也还是存在大于 5℃ 的偏差, 分析其原因, 也可能是沙尘暴过境时湿度场的时空变化率比较大, 而一般来讲模式对于云和降水的预报通常比较差, 还有就是湿度场不像温度场和风场那样受地转关系的强烈约束造成的。但总体来讲, 与李佳英<sup>[51]</sup>等人运用 mm5 模拟的露点温度高达 30℃ 的预报偏差相比较而言, WRF 模式对于露点温度的模拟还是有一定的参考价值的。

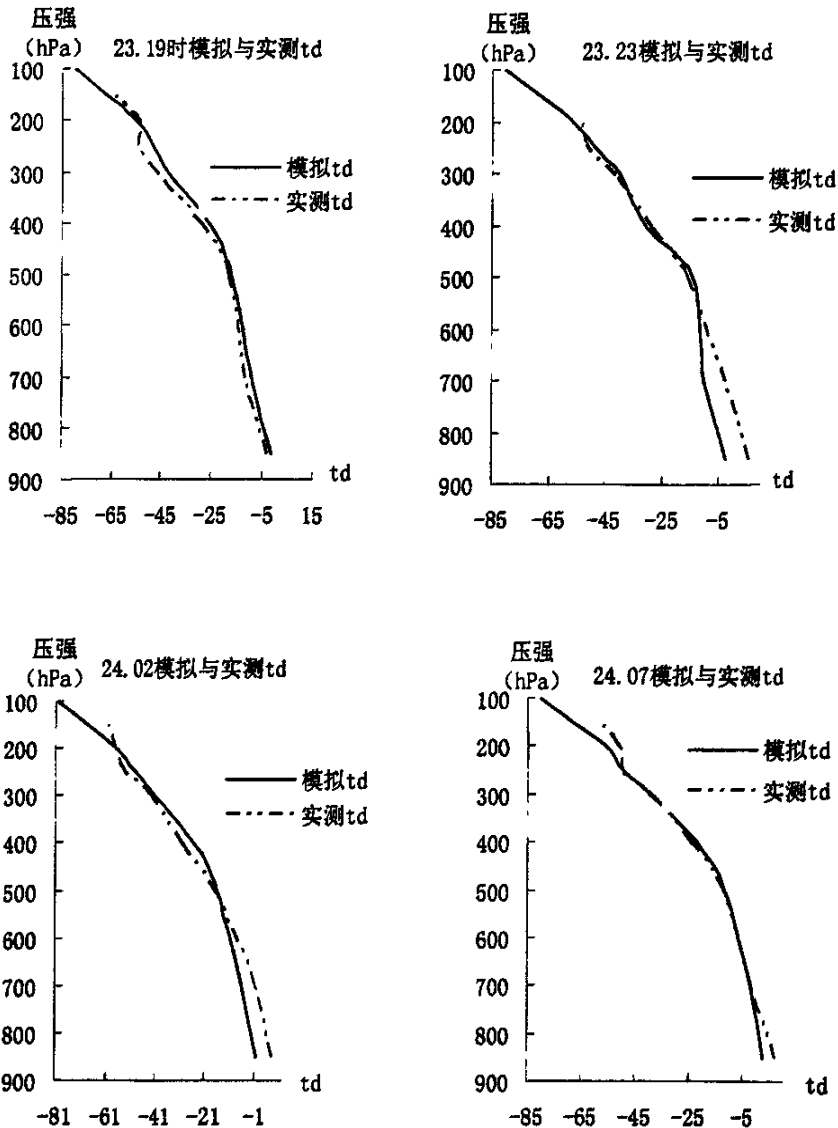




图 3.9 模拟与实测露点温度廓线比较

Fig 3.9 Dew-point temperature comparison between simulated and observed

### 3.2.4 地表向上的热通量

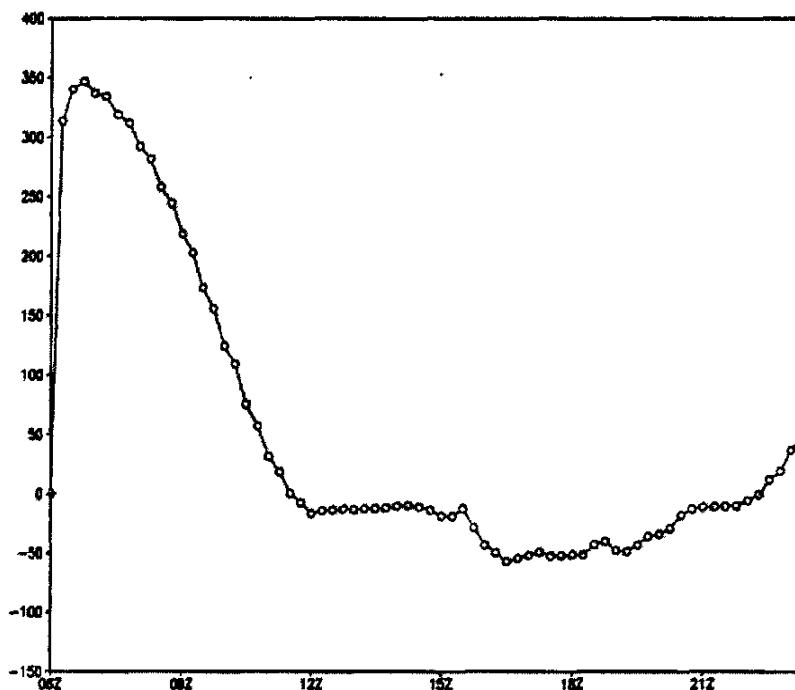


图 3.10 地表向上的热通量

Fig 3.10 Upward surface heat flux at during sandstorm period

图 3.10 是地表向上的热通量,沙尘暴爆发的时间是世界时 12UTC,图中 06UTC 至 11UTC 地表向上的热通量为正,最大值出现在 07UTC (北京时间 23 日 14 时),为  $346.832\text{W/m}^2$ ,说明该期间热量的传导是从地表向大气扩散,12UTC 之后沙尘暴爆发后地表的热通量方向转为向下。

鉴于模式模拟温度的可靠性,我们分析模式各高度层上每隔一小时输出的温度变化,时间选取沙尘暴发生发展期间即北京时间 2004 年 5 月 23 日 22 时至 24 日 06 时,选取 500hPa、700hPa 和 850hPa 来分析,各层高度上的时间变化如表 3.2 所示。根据表 3.2,我们可以看到,沙尘暴发生期间,500hPa 高度上,大气基本处于增温,03 时增温最多,增加  $1.67^\circ\text{C}$ ,700hPa 以下大气基本处于降温状态,根据前面的分析得出,沙尘暴发生前期,下垫面温度

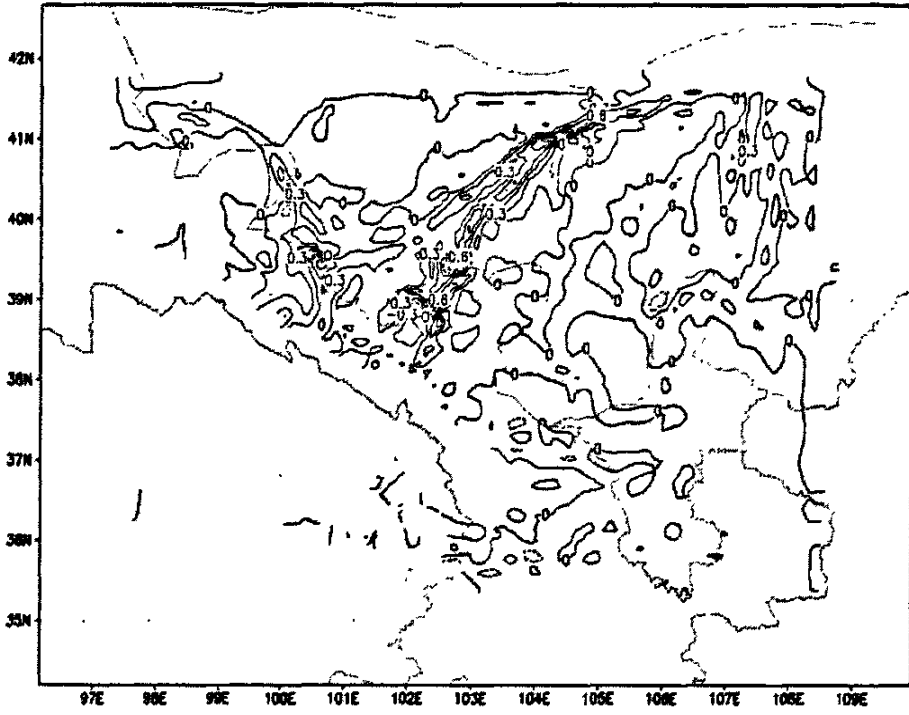
较高，近地层的气块不断从地表获得热量，受热膨胀并且携带热量上升，同时水平方向上存在明显的气压梯度，垂直方向上存在着巨大的温度梯度这必然导致近地层的辐合上升，激发局地干对流天气的发展，12UTC 沙尘暴爆发时，空气中的沙尘含量增大，到达地表的太阳短波辐射大大减弱，从而使净辐射量大幅度减少，沙尘粒子的“遮阳效应”引起地表冷却，使低层沙尘大气温度迅速下降，同时沙尘粒子在辐射传输过程中吸收太阳辐射使高层沙尘大气增温；定性而言，这两种作用的最终效果基本上是使边界层大气降温，对流层中上层大气增温，而从整层大气来看，沙尘暴对大气是增温效应，因此此时的热通量方向转为向下，地表接收大气扩散的热量。

表 3.2 500、700 和 850hPa 高度层上温度变化  
Table 3.2 Temperature changes on 500hPa, 700hPa and 850hPa

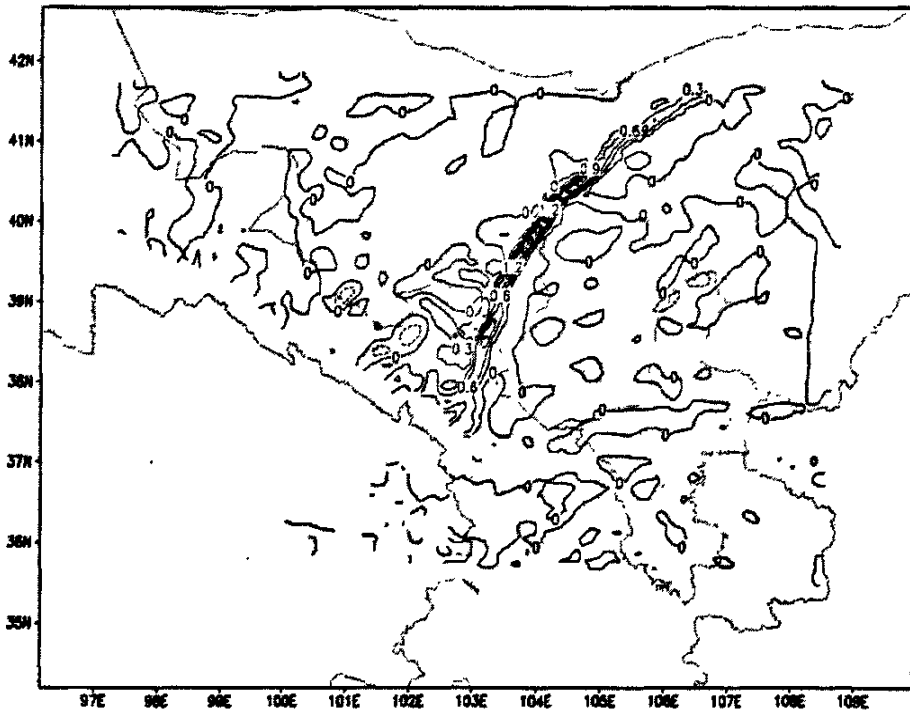
	23 日 22 时	23 日 23 时	24 日 00 时	24 日 01 时	24 日 02 时	24 日 03 时	24 日 04 时	24 日 05 时	24 日 06 时
500hPa	-0.74	0.11	0.02	0.07	1.23	1.67	0.005	-0.063	-0.71
700hPa	-0.13	-0.45	-2.68	-0.22	-3.27	-2.29	-0.17	0.68	-1.33
800hPa	-0.30	-2.00	-2.9	-3.60	-1.10	-0.88	-1.34	-0.89	-0.29

### 3.2.5 垂直速度的模拟诊断

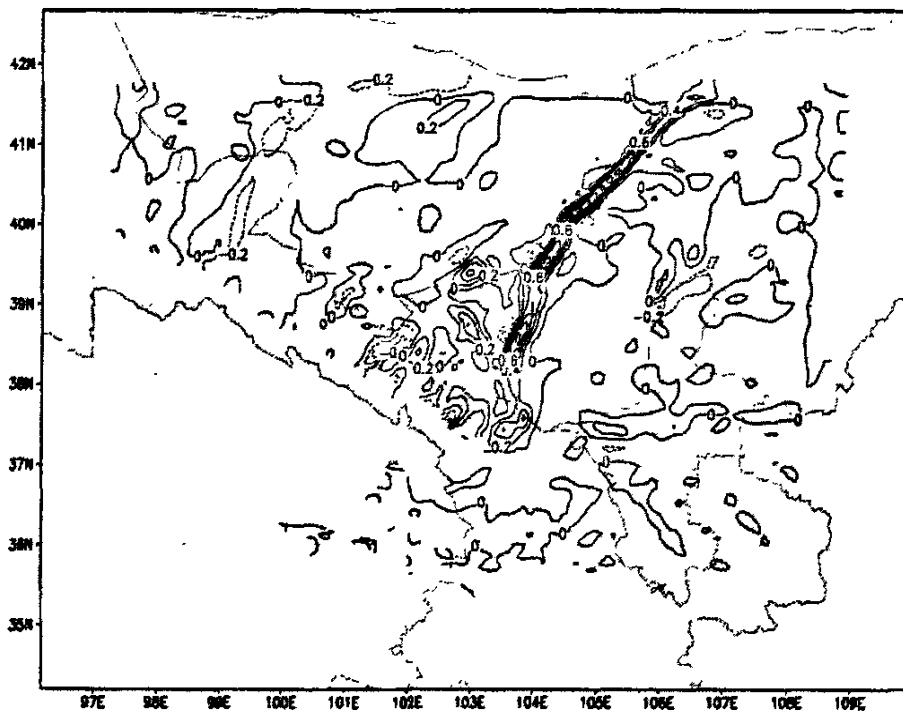
图3.11是低层700hPa积分不同时间的垂直速度，其中实线( $w > 0$ )为上升运动。积分7h (a) 沙尘暴爆发前初期，模拟区域上主要存在两个上升运动带，民勤地区位于阿拉善右旗和艾力布盖上升运动区的边缘，但是上升运动很弱，几乎为0，其他地方均为下沉运动；积分10h(b)，上升运动合并为一支，民勤的上升运动值达到1.2m/s，沙尘暴发展旺盛；积分11h(c)，民勤仍然处于上升运动区内；但随着积分时间的增大，上升运动的值逐渐减小，积分12h(d)后，民勤的上升运动减弱。



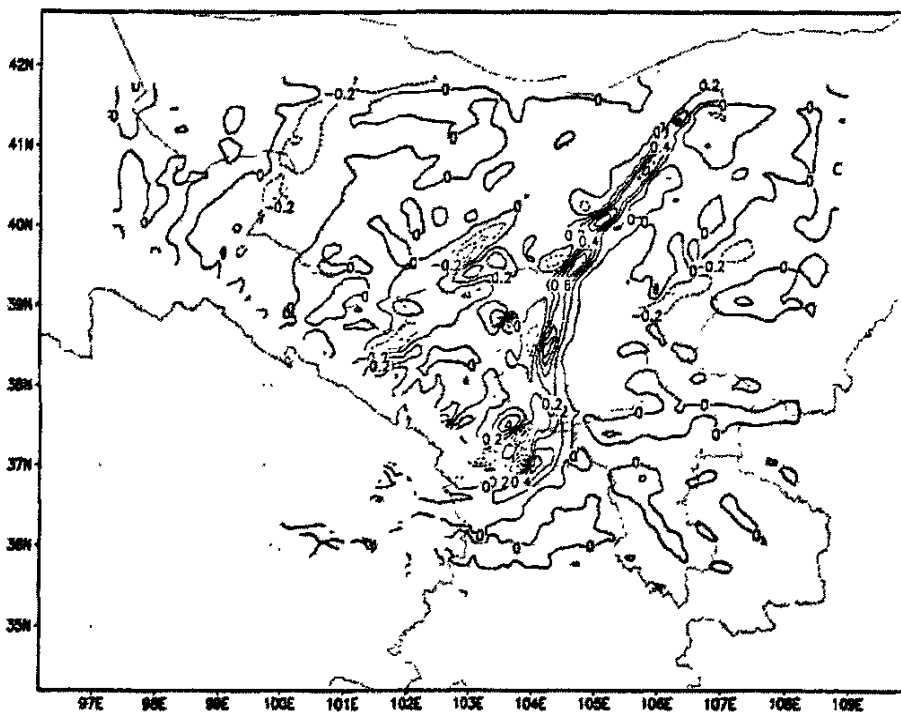
(a) 积分7h



(b) 积分10h



(c) 积分11h

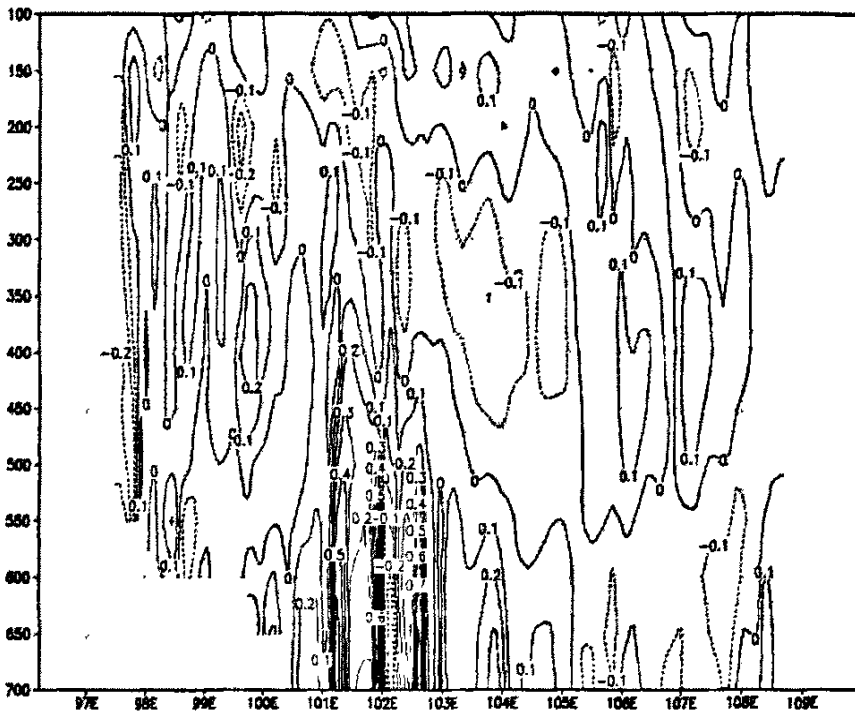


(d) 积分12h

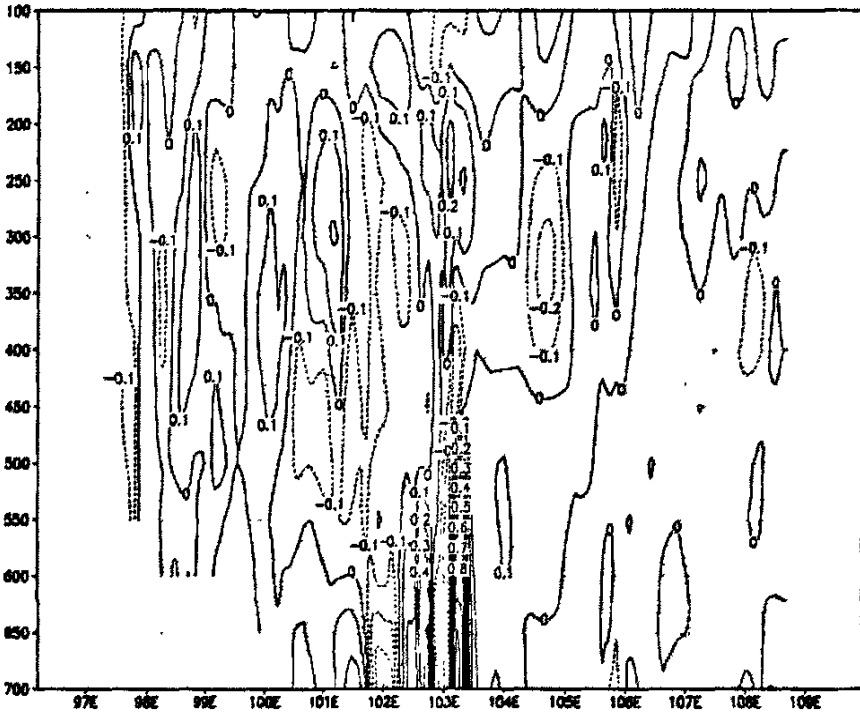
图3.11 700hPa垂直速度

Fig.3.11 Simulated 700hPa vertical velocity. Integral time at (a) 7h ,(b) 10h, (c) 11h , (d) 12h, w: m/s

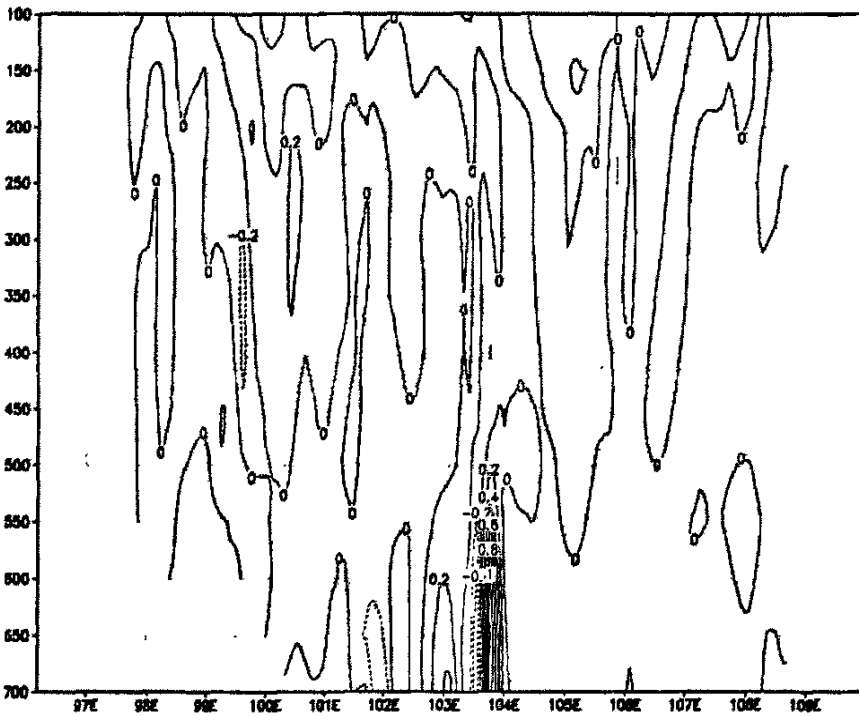
图3.12是沿强沙尘暴中心所在纬度(38°N)作的垂直速度的纬向垂直剖面, 图中103°E附近为5.23至5.24日沙尘暴发生地。积分8h(图a), 沙尘暴爆发初期, 100°~104°E之间为主要的上升运动区, 103°E附近上升运动的高度为500hPa, 上升运动比较弱; 积分10h(图b), 沙尘暴发展的旺盛期, 103°E附近上空上升速度的最大高度达到450hPa附近, 最大上升速度达0.8m/s; 此后随着积分时间的加长, 上升速度逐渐减弱(图c)。由此可见, 垂直上升速度由强到弱的变化与本次沙尘暴从爆发到衰亡的发展过程有很好的对应关系。



(a) 积分 8h



(b) 积分 10h

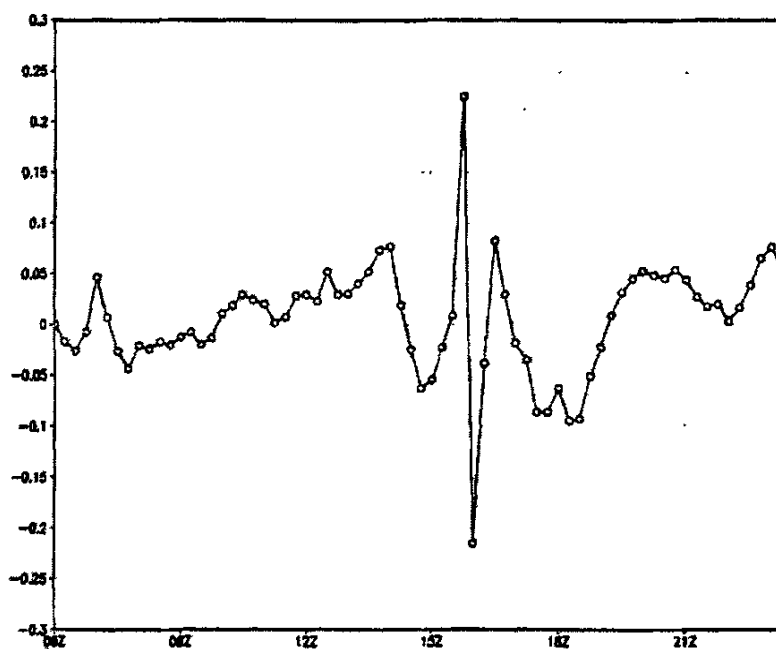


(c) 积分 11h

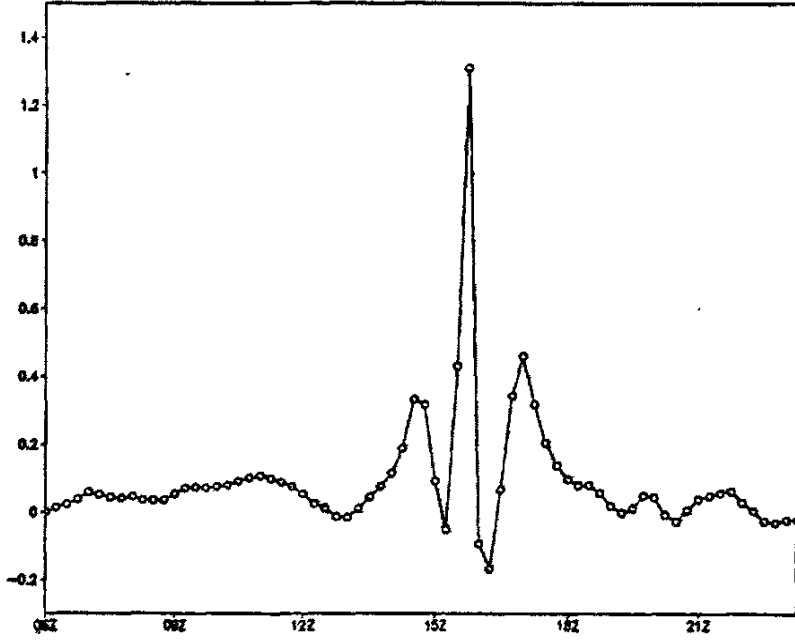
图 3.12 垂直速度维向剖面图

Fig.3.12 Zonal vertical cross-sections of vertical velocity in sandstorms region, Integral time at (a) 8 h, (b) 10 h, (c) 11 h. w: m/s

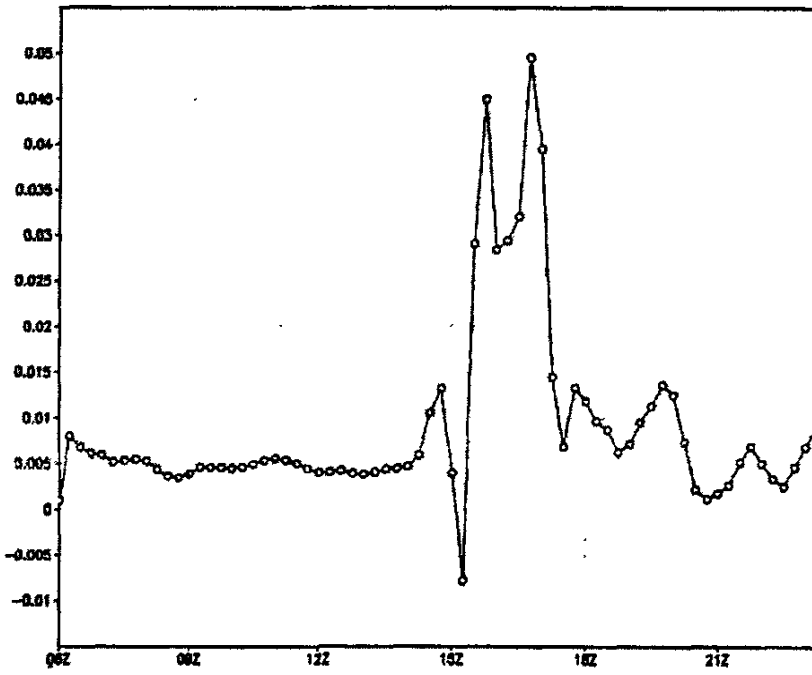
图 3.13 为沙尘暴期间 500hPa、700hPa、850hPa 垂直速度的时间变化曲线以及积分 11h 后 500hPa 和 700hPa 流场的分布图，图中我们可以看出：三个高度层上垂直速度随时间的变化均与沙尘暴的发生有很好的对应的关系，沙尘暴前后，垂直速度的变化比较小，而沙尘暴爆发期间，垂直速度的波动幅度突然增大，500hPa 上升和下沉运动交替出现，中低层基本上均为上升运动，上升运动致使低层湿空气辐合补偿、热量上传，利于高层辐散增强，高层下沉气流的补偿有利于沙尘暴系统的维持；积分 11h700hPa 流场图上，103°E 附近存在一个涡旋，该处有辐合运动发生，但由于该系统比较浅薄，所以对应 500hPa 高层为一辐散场，民勤此时正处该系统的发生区，这一层也成为本次沙尘暴发生发展的主要涡源和动力源，这种高层辐散低层辐合的结构配置一方面为沙尘暴的发展提供了动力，另一方面也非常有利于暖湿气流的输送和冷空气的下传，促进了此次沙尘暴天气的发生发展。



3.13 (a) 500hPa 垂直速度随时间变化

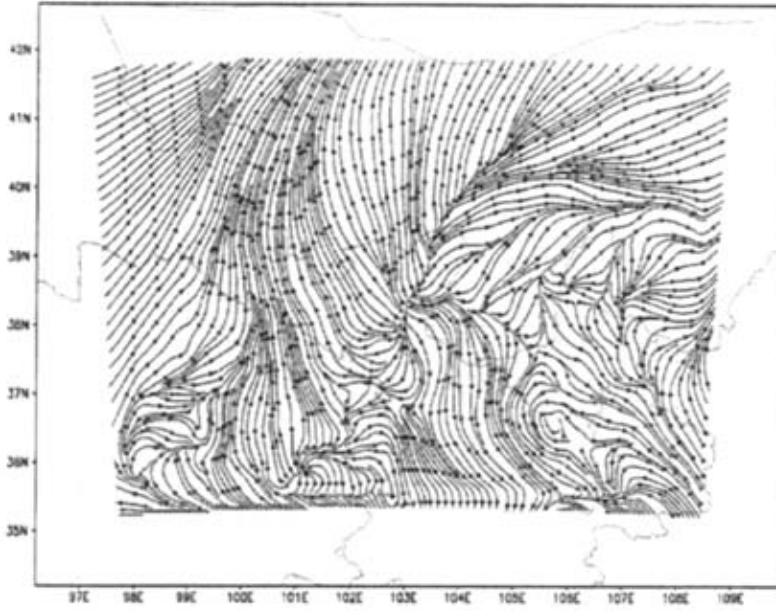


3.13 (b) 700hPa 垂直速度随时间变化

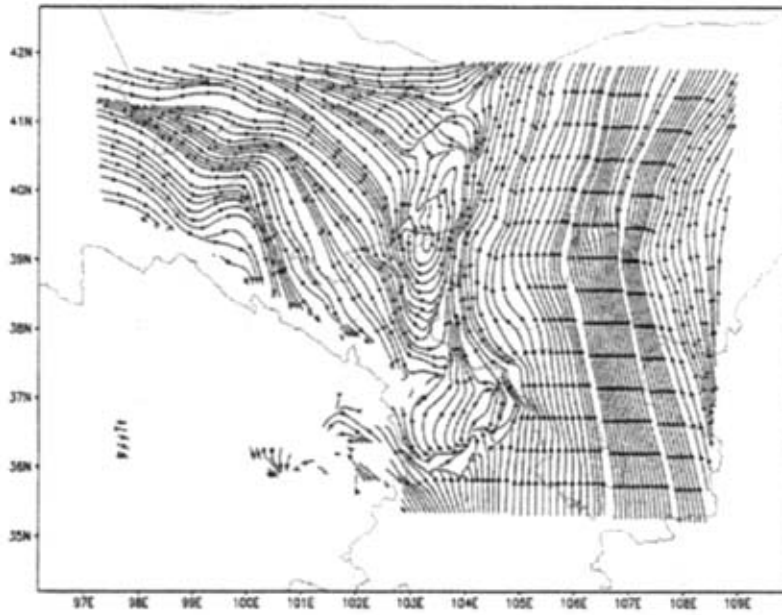


3.13 (c) 850hPa 垂直速度随时间变化





3.13 (d) 500hPa 积分 11h 流场分布



3.13 (e) 700hPa 11h 流场分布

Fig 3.13 Changes of vertical velocity with the time on 500hPa(a), 700hPa(b) and 850hPa(c) and the distribution of flow field on 500hPa(d) and 700hPa(e). Integral time at 11 h

## 第四章 主要结论与创新点

### 4.1 主要结论

(1) 本文对 2004 年 5 月 23 日和 24 日发生在甘肃民勤的一次沙尘暴天气进行了分析并将过境前后内部的热力参数进行了比较, 结果表明:

4 个时刻 200hPa 附近均存在高空急流, 风速都比较大, 沙尘暴过境前中低层风速尤其是 500hPa 等压面以下的高空风速极小; 上层大量动量的下传使 500hPa 等压面以下的风速显著增大, 同时地面冷锋的逼近造成地面气压梯度加大, 近地层风速进一步增加, 沙尘暴过境后地面风速明显减小。整个沙尘暴期间, 高层气流基本维持在偏西气流, 低层气流出现转变由过境前的偏东气流转为沙尘暴发生期间的西北气流, 而过境后, 低层西北气流转为西南气流。

200hPa 附近存在低温层, 而低层温度比较高, 这种温度梯度的存在促使对流发展旺盛, 但随着时间的推移, 这种温度差异逐渐减小, 对流减弱。

沙尘暴过境前, 高层相对湿度高于低层, 沙尘暴发生期间, 垂直方向上高层不断有水汽向低层输送, 水平方向上又存在水汽的平流输送, 两方面因素导致沙尘暴过境后, 整层大气的相对湿度明显增加, 但是过境前后整层大气相对湿度在垂直方向上的变化趋势基本一致; 比湿垂直方向上的整体变化趋势为随着高度的上升而减小, 水平方向上的变化趋势为, 沙尘暴过境和过境后的比湿明显高于过境前, 过境后伴随 800hPa 附近逆温层的存在出现一个逆湿现象。

沙尘暴过境前, 500hPa 以下为对流不稳定, 饱和能差为 64.2℃, 该站空气比较干燥; 沙尘暴期间, 总温度廓线的这种变化趋势向着不利于沙尘暴维持的方向进行, 500hPa 以下饱和能差急剧减小至 20.9℃, 过境时后期继续减小至 12.6℃, 大气当中的水汽不断增多, 不稳定能量由高层向低层释放, 单站的垂直运动发展加剧; 沙尘天气结束后, 整层大气几乎处于稳定状态, 不稳定能量衰竭, 饱和能差较小, 整层大气湿度有了很大的增加;

通过对沙尘暴前后大气热力稳定度的分析, 我们还发现在沙尘暴的前期, 大气层结是

热力不稳定状态, 不稳定层结甚至能够达到 500hPa, 而过境后却可以向上延伸到 400hPa, 说明沙尘暴对大气层结的影响高度主要集中在 500hPa 以下。

沙尘暴过境之前地面气压较低而气温较高, 并且一直处于增加状态, 到爆发前 20min 气压迅速涌升, 气温也处于比较高的状态, 沙尘暴爆发时, 地面气压增加, 同时气温也逐渐降低; 另外沙尘暴过境前, 风速较小, 沙尘暴过境时, 风速迅速增加, 在整个沙尘暴期间, 伴随着风速的变化风向也进行了几次调整。

(2) 对流天气的诊断分析与大气稳定度密切相关, 通过对比分析民勤站的探空资料和 WRF 模式预报的大气廓线, 对 WRF 模式对流诊断分析能力有了一定的认识。模式能较好的模拟出本次沙尘暴天气的发生发展过程, 而且模式模拟的各种大气廓线中, 温度廓线的预报效果最好, 温度廓线比较平滑时预报偏差一般小于 2℃; 风廓线的预报随着预报时效的增加有些不稳定, 在风向最容易出现转折的中低层, 模式的模拟能力较弱; WRF 模式预报露点温度中高层预报偏差一般在 2℃左右, 沙尘暴过境时预报 500hPa 以下偏差有所增大, 达到 6℃左右。

## 4.2 本文的创新点

(1) 利用加密探空资料, 深入分析了沙尘暴发生发展过程中大气层结及其演变特征, 初步揭示了沙尘暴内部的热力结构: 沙尘暴过境前后 200hPa 附近均存在高空急流层, 由于高空动量的下传以及冷锋过境造成的地面气压梯度的急剧变化, 近地层的风速明显加大, 整个沙尘暴期间, 高空基本维持在偏西气流, 沙尘暴发生时低层由偏东气流转变为西北气流, 过境后转为西南气流; 200hPa 附近存在超低温层, 250hPa 处的深厚下层逆温, 使沙尘暴持续长达 8 个小时之久, 低层的辐射逆温为沙尘暴的发生积蓄了大量的不稳定能量; 饱和能差经历了逐渐减小的过程, 沙尘暴过境后整个大气层的湿度有了很大的增加; 沙尘暴对大气层结的影响高度主要集中在 500hPa 以下。

(2) 本文首次运用 WRF 模式较好的模拟出了一次沙尘暴天气的发生发展过程, 并将模拟的相应结果与实测值进行比较, 模拟的大气廓线(温度、相对湿度、风廓线)与实际观测较相符合: 温度廓线的预报效果最好, 风廓线的预报随着预报时效的增加有些不稳定,

但整体趋势基本上能反映实况；中高层露点温度的预报偏差一般在  $2^{\circ}\text{C}$  左右，沙尘暴过境时预报 500hPa 以下偏差有所增大，达到  $6^{\circ}\text{C}$  左右，这一结论为我们进一步深入研究沙尘暴内部的热力动力结构提供了一条较为有利的途径。

### 4.3 研究展望

本文仅对发生 2004 年 5 月 23 日甘肃民勤的一次沙尘暴个例的热力结构进行了模拟与研究，初步了解我国沙尘暴内部的热力结构，仅仅研究这一个例不足以全面地说明问题；另一方面 WRF 模式的不同方案选择对于模拟结果至关重要，要经过大量的模拟试验，选择适合模拟强沙尘暴的方案，尤其是不同的边界层方案，以进一步研究沙尘暴内部的热力、动力结构，为强沙尘暴预警预报提高理论基础。

## 参考文献

- [1]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,1979,37(4): 26~35
- [2] Yasushi Mitsuta, Taiichi Hayashi, Tetsuya Takemi, et al. Two severe local storms as observed in the arid area of Northwest China. *J. Journal of the Meteorological Society of Japan*, 1995,73(6): 1269~1284.
- [3] Brazel A J, W. C. Nicking. The relationship of weather types to dust storm generation in Arizona. *J. Climatology*, 1986, 6(3): 255~275.
- [4]胡隐樵, 光田宇.强沙尘暴发展和飏线-黑风形成的一种机理分析.高原气象,1996,15:178~185
- [5]Hankin E.H., On dust raising winds and descending currents. *Indian Met Memoirs*, 1921,22:210~213.
- [6]Sutton I J., Haboob[J], *Quart.J.Roy.Meteor.Soc.*1925,51(1):25~30
- [7]Bhalotra, Y.P.R. 1954. Will it be a dustorm or a thunderstorm? *Indian Journal of Meteorology and Geophysics* 5(3):290.
- [8]T. J. Lawson, 1971, "Haboob Structure at Khartoum," *J. of Weather*, 26: 105~112
- [9] Idso S B,Ingram R S, Pritchard J M. 'An American Haboob'[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1972, 53(10):930~935.
- [10]Jauregui E. The dust storms of Mexico City. *Inter. J. Climatology*, 1989,9(2):169~180.
- [11]Ott S.T and A Ott, Analysis of a Trans-Atlantic Saharan dust outbreak based on satellite and GATE data, *Mon. Wea.Rev.*, 1991,119(8):1832~1850
- [12]Mcnaughton, D L. Possible connection between anomalous anticyclones and sandstorms, *Weather*,1987,42(1): 8~13
- [13]Bergam etti G. *Encyclopedia of Earth System Science*[M]. San Diego: Academic Press, 1992,171~192
- [14]Joseph P V, Raipal D K., Deka S N, "Andhi", the convective dust storms of Northwest India. *Mausam*,1980,31,431~442.

- [15]陈敏连,郭清台,徐建芬等.黑风暴天气的研究和探讨.甘肃气象,1993,11(3):16~27
- [16]刘开福,陈雷.黑风暴前6小时的天气系统跃变[J].甘肃气象,2001,19(2):45~47
- [17]常兆丰,梁从虎.民勤沙区沙尘暴的分布特征及前期特征研究[J].干旱区资源与环境,2002,16(2):107~111
- [18]胡泽勇,黄荣辉.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[J].大气科学,2002,26(1):1~8
- [19]张克存,屈建军.近50a来民勤沙尘暴的环境特征[J].中国沙漠,2004,24(3):257~260
- [20]李艳春,赵光平.宁夏中北部沙尘暴过程中气象要素变化特征及成因分析[J].高原气象,2005,24(2):212~217
- [21]彭维耿,赵光平.宁夏春季沙尘暴与气象要素及环流指数的关系[J].气象,2005,31(3):17~19
- [22]陆政,刘凌华.中国北方沙尘暴与气象要素关系的初步研究[J].气象,2006,32(9):35~41
- [23]Steven A., Ackerman and H.Chung. Radiative effects of airborne dust on regional energy budgets at the top of the atmosphere. J.Appl.Meteor.1992,223~233.
- [24]沈志宝,文军.沙漠地区春季的大气混浊度及沙尘大气对地面辐射平衡的影响.高原气象,1994,13(3):330~338
- [25]魏丽,沈志宝.大气沙尘辐射特性的卫星观测.高原气象,1998,17(4):347~355
- [26]Uematsu, M. Duce R, Prospero J, et al. Transport of mineral aerosol from Asia over North Pacific Ocean. Geophysical Research, 1983,88(c9):5343~5352
- [27]Tegen 1, Fung 1. Modeling of mineral dust in the atmosphere: Source, transport, and optical thickness, Geophysical Research, 1994,99(22):897~914
- [28]Gillete D A, Adams J, Endo A, et al. Threshold Velocities for input of soil particles into air by desert soils. Journal of Geophysical Research, 1980, 85(c):5621~5630
- [29]Cautenet G. Thermal Impact of Saharan Dust over Land. Part I: Simulation. J.Appl.Meteor.1992,166~180.
- [30]Slobidan N, Srdjan. A Model for Long-Range Transport of Desert Dust[c]. Monthly Weather

Review,1996, 124:2537~2544

[31]Genthon C., Simulations of desert dust and sea-salt aerosols in Antarctica with a general circulation model of the atmosphere .Tellus, 1992, 44B, 4: 371~389.

[32]Shao Y P. A model for mineral dust emission[J] . Journal of Geophysical Research , 2001 , 106 (D17) : 20239~20254

[33]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.

[34]陈伟民, 王强, 牛志敏等.中国西北部“4.5”沙尘暴过程中尺度低压的数值模拟.中国沙漠, 1996,16(2): 140~144

[35]宋振鑫,程麟生.“93.5”黑风暴扰动能源的诊断分析. 兰州大学学报(自然科学版), 1997, 33(4): 116~122

[36]牛宝山, 丁治英, 王劲松.一次爆发性气旋的发展与湿位涡关系的研究[J].南京气象学院学报, 2003, 26 (1): 8~16.

[37]王文, 隆霄, 李耀辉等.“2002.3”强沙尘暴过程的中尺度动力学诊断分析 [J] .干旱气象, 2004, 22 (3): 17~21.

[38]赵琳娜, 赵思雄.引发北方沙尘暴天气快速发展气旋的数值模拟研究[[J].气候与环境研究, 2004, 9(1): 116~125.

[39]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.

[40]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.

[41]姜学恭、赵琳娜.一次蒙古气旋型强沙尘暴的数值模拟试验[J].高原气象,2006,25(4): 672~679.

[42]雷航.一个改进的沙尘天气数值预测系统及其模拟试验[J].气候与环境研究,2006,10(3):669~683

[43]林良根、寿绍文.一次强沙尘暴过程中干空气侵入的数值模拟和诊断分析[J]. 南京气象学院学报,2006,29(3): 371~378

[44]王劲松、李耀辉.“4.12”沙尘暴天气的数值模拟及诊断分析[J]. 高原气象,2004,23(1):89~



96

- [45]刘伟东,程丛兰.起沙系数对沙尘暴数值模拟研究[J].中国沙漠,2007,27(1):89~96
- [46]常兆丰,仲生年,韩富贵.民勤沙漠区气候特征的分析[J].防护林科技.1989,9:15~18.
- [47]陆中汉,陆长荣,王婉馨.实用气象手册,上海辞书出版社.1982,386~387
- [48]雷雨顺.能量天气学概述,湖北省气象局气象科学研究所印.1978,67
- [49]Skamarock W. C., Klemp J. B. Dudhia J., Gill D.O.,A Description of the Advanced Reseach WRF Version2.Available on WRF website: <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/>, 2005,1~21,51~63,65~74.
- [50]马旭林,一次江淮暴雨过程的中尺度系统发生发展的数值试验及机制分析.南京气象学院硕士学位论文.2004,19~28
- [51]李佳英,俞小鼎,王迎春.用探空资料检验中尺度数值模式对强对流天气的诊断分析能力[J].气象,2006,32(7):13~17.

## 参加科研项目、学术活动及发表或待发表论文

### 资助项目

- (1)国家自然科学基金项目“沙尘暴热力动力结构及预警方法研究”(40365002);
- (2)科技部公益项目“沙尘气溶胶辐射模型及气候环境生态效应研究”(课题编号:2005DIB3J108);

### 参加学术会议及国际培训:

- (1) 2006年10月 参加 WMO Asia-Pacific Satellite Application Seminar (江苏, 南京);
- (2) 2006年7月 南京信息工程大学首届暑期培训班“云、气溶胶与辐射相互作用”;
- (3) 2006年4月 江苏省气象灾害重点实验室 2005 年度年会 (江苏, 镇江);
- (4) 2006年4月 南京信息工程大学气象台实习;
- (5) 2006年3月 内蒙古朱日和国家基准气候站进行沙尘天气观测(内蒙古, 锡林特), 为期2周;
- (6) 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)。

### 发表的文章

- (1) 牛生杰, 丁建芳, 岳平. 沙尘暴热力动力结构的初步研究. 首届江苏省青年科学家年会论文集(资源与环境), 2006, 449-455;
- (2) 丁建芳, 牛生杰, 沙尘暴热力结构的个例研究, 南京气象学院学报(核心刊物)(已经录用)。

## 致 谢

回顾这一程求学路，记忆里满是老师的悉心指导和同学的快乐相伴，在此我要向他们表达最诚挚的感谢！在硕士论文完成之际，首先感谢尊敬的导师牛生杰教授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。导师丰富的实践经验、渊博的专业知识、务实忘我的工作作风、宽以待人的处事态度使我受益匪浅，硕士期间，导师在生活 and 思想上给予我的细心关怀与循循善诱的教诲以及他精益求精的工作作风，深深地感染和激励着我，是我今后做人和做学问的楷模。

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、周淑琴书记以及何亚群老师以及研究生部所有老师，感谢应用气象学院院长申双和教授以及所有帮助和指导过我的老师！三年的研究生学习生涯中，各位老师给了我无价的知识 and 真诚的关爱，让我见识了众多的研究领域的精华。

感谢南京信息工程大学 2004 级大气物理学与大气环境专业硕士班所有同学在学习和生活中给予的指导和帮助；感谢刘晓丽、岳治国、潘亮、刘磊、闵爱莲、樊明月、封秋娟、项磊、王元昊、王静、侯团结等同学以及师弟师妹们在三年学习期间给予学习上的鼓励及生活上的帮助；感谢刘俊卿、陈彬彬和陈英英三位舍友在朝夕相处中给予的深厚情谊！

衷心感谢在百忙之中抽出时间审阅本论文的专家教授，感谢答辩委员会的各位老师和专家们对我的论文提出的宝贵建议，为我今后的学习和研究开拓了思路。

特别感谢我的父母及朋友多年来给予的无限关爱和默默支持；感谢所有帮助过我的人，有你们给予的无限关爱和深情关怀，今后的我必将坚定不移地追求我的人生奋斗目标！

丁建芳

2007 年 5 月