

导致一例强沙尘暴的若干天气 因素的观测和模拟研究^{*}

姜学恭

沈建国

(内蒙古气象台, 呼和浩特, 010051) (内蒙古自治区气象局, 呼和浩特, 010051)

刘景涛

陈受钧

(内蒙古气象台, 呼和浩特, 010051) (北京大学物理学院大气科学系, 北京, 100871)

摘 要

利用常规观测资料和数值模拟方法对 2001 年 4 月 6~8 日由蒙古气旋强烈发展触发的内蒙古地区强沙尘暴天气过程进行了分析研究。结果表明:在这次“锋面气旋型”沙尘暴过程中,气旋冷锋是该天气系统引发沙尘暴的主要因素,冷锋过境对沙尘暴的触发作用远强于气旋发展。影响沙尘暴的天气因素中,地面大风形成主要源于气旋发展和锋后强冷平流,高空动量的有效下传则是另一重要原因。高空急流加强及其形成的次级环流使高空动量下传到对流层中层,其下方形成深厚混合层使这一动量继续下传到地面,是高空动量有效下传的机制。“混合层”可以从本质上反映有利沙尘暴形成的大气层结特征,其强度和高度很大程度决定沙尘暴的强弱。这次过程深厚混合层的形成是深厚干对流和强沙尘暴产生的主要原因。而它的形成则是长时间地面加热的结果,这也是特强沙尘暴仅发生在内蒙古中部偏北地区而不是下垫面条件更为适宜的内蒙古西部的原因。混合层空气的平流作用对内蒙古中部偏北地区深厚混合层的形成具有相当的贡献,其作用程度与地形分布密切相关。地面热通量试验证明地面加热不仅对冷锋过境产生的上升运动强度具有直接影响,也影响混合层形成和高空动量下传,并因此影响沙尘暴强度。

关键词: 沙尘暴, 观测研究, 数值模拟, 混合层。

1 引 言

近几年来,发生在中国的沙尘天气呈现逐渐增多的趋势,1999~2001 年,中国北方大部地区频繁受到沙尘天气的侵袭。仅 2001 年,内蒙古地区就出现了 21 次沙尘暴天气过程,给这些地区的农牧业生产、交通运输、人们生活、生态环境等造成了严重的危害^[1]。发生在 2001 年 4 月 6~8 日的沙尘暴过程是近年来危害较严重的一次沙尘天气过程,其影响波及新疆、甘肃、宁夏、内蒙古、河北、黑龙江、吉林等多个省区,并在内蒙古中部偏北地区引发黑风暴(特强沙尘暴,5 个测站能见度小于 50 m)。其造成的灾害,仅在内蒙古中部的锡林郭勒盟北部包括幼畜死亡 30783 头,走失 3 万头,倒塌和损坏棚圈 4310 间,

埋没草场 200 hm²。足见其破坏程度之重^[1]。沙尘暴的形成不仅依赖沙源,同时,大风、热力不稳定等天气因素对其具有重要影响。对于沙源因素,普遍认为沙漠和土地荒漠化地区是主要的供尘区^[2,3]。全球 4 大沙尘暴多发区均位于沙漠和荒漠化地区,而中国新疆、青海、甘肃、内蒙古等沙尘暴多发区也多位于沙漠和荒漠化及邻近地区。也有另一些研究^[4]认为沙化发展区是主要供尘区,沙尘过程途经地区地表所富含的粉尘物质(包括沙化草地、撂荒耕地、退化旱作耕地)及城市裸土的就地起沙,是沙尘暴过程的主要沙尘源。地面大风是沙尘暴形成的必备条件。常引发沙尘暴的天气系统如冷锋、对流系统、气旋、中飚线、陡峭地形强迫^[5]等均可产生地面大风。其高空动量

^{*} 初稿时间:2003 年 3 月 20 日;修改稿时间:2003 年 9 月 5 日。
资助课题:中国科技部重点科技攻关项目《沙尘暴成因及综合防治技术示范》(2000-k01-03-02)。

下传机制, 则常由锋后冷平流、爬线对流、地形强迫下沉等过程实现。Pauley^[6]和 Karyampudi^[7]研究表明, 高空急流出口区次级环流下沉支能够导致对流层高层动量的下传。Hacker^[8]研究发现, 对流层顶折叠引起高空急流下落, 再通过湍流垂直混合可以将高空动量有效下传到地面。另外, 地形波的诱导也是导致动量下传的重要方式。

对沙尘暴形成具有重要影响的另一因素是层结条件。大风过程并不总与沙尘暴过程相伴^[9], 表明还有其他因素影响沙尘暴形成。沙尘暴多发于午后至傍晚, 说明热力不稳定对沙尘暴形成的重要作用。Barenblatt^[10]研究表明, 在稳定层结条件下沙尘浓度随高度指数减小(假定沙尘粒径相同), 而在对流状态下, 沙尘浓度随高度保持不变, 说明大气层结状态对沙尘暴强度具有重要影响。Takemi^[11]研究发现 1993 年 5 月 5 日黑风暴的形成是由于地面加热形成的深厚混合层减小了将气块从混合层顶抬升到自由对流高度所需的能量, 因而低层的扰动(爬前地面强辐合)足以触发深对流产生, 导致强沙尘暴发生。

为了分析中国北方高原地区形成的沙尘暴过程中的沙源、地面大风、层结条件等天气因素的表现和形成原因, 文中利用常规观测资料和数值模拟方法对 2001 年 4 月 6~8 日的强沙尘暴过程进行了分析研究, 希望了解在强沙尘暴过程中这些天气因素的作用, 进而揭示沙尘暴形成的一些机理。

2 天气过程概况

2001 年 4 月 5 日 12 时(世界时, 下同)前, 地区

尚未形成锋面气旋(形成阿尔泰-萨彦岭山地低压), 仅在阿尔泰-萨彦岭山地个别测站出现扬沙或弱沙尘暴。5 日 18 时, 蒙古气旋生成, 气旋冷锋侵入新疆, 产生小范围扬沙天气。6 日 00~18 时气旋进入快速发展阶段, 冷锋东移侵入内蒙古大部。00 时, 内蒙古西部阿拉善盟出现大范围扬沙天气。06 时, 内蒙古阿拉善盟、巴彦淖尔盟北部、乌兰察布盟北部和锡林郭勒盟西部产生大范围沙尘暴和强沙尘暴, 水平能见度迅速下降到 200~300 m(额济纳旗能见度下降到 0 m)。6 日 12~18 时, 气旋发展进入爆发阶段(变压 6 hPa/6 h), 沙尘暴东移并在内蒙古乌兰察布盟北部、锡林郭勒盟达到最强(水平能见度下降到 200 m 以下)。6 日 08~18 时, 内蒙古中部偏北地区的二连浩特、满都拉、朱日和、阿巴嘎、苏尼特右旗等 5 个测站出现黑风暴。至 7 日 00 时后, 气旋锢囚并开始减弱, 沙尘暴区继续向东扩展, 强度减弱。7 日 12 时仅内蒙古东部和黑龙江省少数地区间或有沙尘暴发生。从本次过程的最小能见度和地面风速分布(图 1)可见, 沙尘暴区和地面大风区分布呈东西涡旋带状, 强沙尘暴(能见度小于 200 m)主要发生在内蒙古中部, 黑风暴则出现在内蒙古中部偏北地区。

3 模式和资料

3.1 模式

采用中尺度模式 MM5V3^[11]。主要物理方案和参数有:

MM5V3 非静力方案; 模式层顶 $P_t = 50$ hPa, 垂

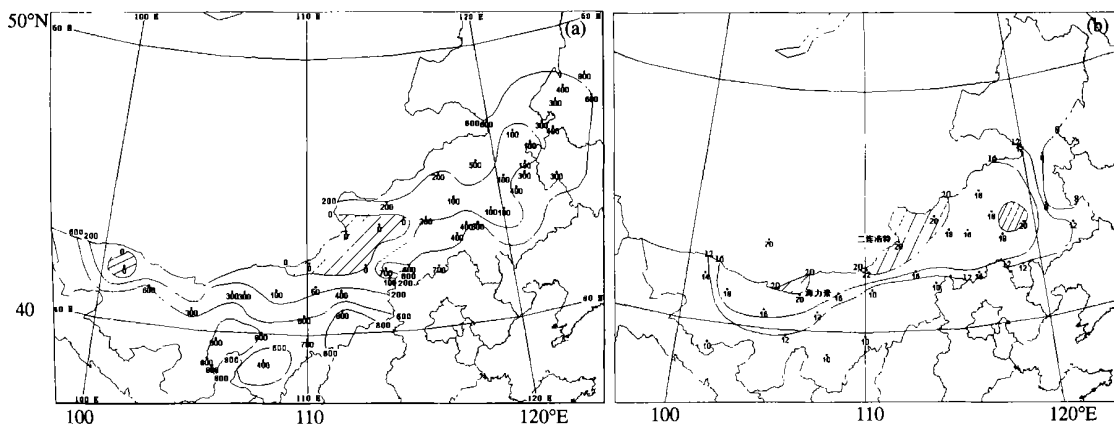


图 1 (a) 内蒙古和吉林、辽宁部分测站最小能见度分布

(单位: m, 间隔: 200(略 400); 斜线为黑风暴区域, 取自 6 日 00 时~7 日 12 时逐 6 h 地面图)

(b) 内蒙古部分测站地面(6 日 00 时~7 日 12 时) 风速极值分布(单位: m/s, 间隔: 4, 资料取自逐 3 h 地面天气图)

直分为不等距 24σ 层;使用三重网格双向嵌套(图 2a, 模拟区域), Domain1 中心取为 45°N , 110°E , 格距 90 km, 格点数为 41×45 ; Domain2 格距 30 km, 格点数为 73×73 ; Domain3 和 Domain4 分别覆盖气旋中心区和强沙尘暴区, 格距 10 km, 格点数为 139×76 。行星边界层采用 MRF 方案。辐射采用云辐射方案。地表采用多层土壤模式。

3.2 资料

初始场采用中国国家气象中心有限区域模式(HLAFS)分析资料, 利用间隔 12 h 分析场进行时间内插生成间隔 6 h 时变侧边界;地形资料使用 NCAR 的 $30', 10', 5'$ (按 Domain 格距不同选择不同

的分辨率)全球地形资料插值生成(图 2b 模拟区域地形);下垫面资料采用 NCAR 的 13 类 Landuse 资料;积分时段为 2001 年 4 月 6 日 00 时~8 日 00 时。

3.3 模拟方案设计

(1) 控制模拟(CE): 包含以上物理方案和参数选择。

(2) 无地面通量影响试验(NSFE): 为研究地面通量(感热、潜热、水汽)对沙尘暴的影响, 保留以上物理方案并去掉地面通量进行试验。

(3) 无阿尔泰—萨彦岭山地影响试验(ME): 为研究阿尔泰—萨彦岭山地对沙尘暴的影响, 将山地地形高度取为 1000 m 进行试验。

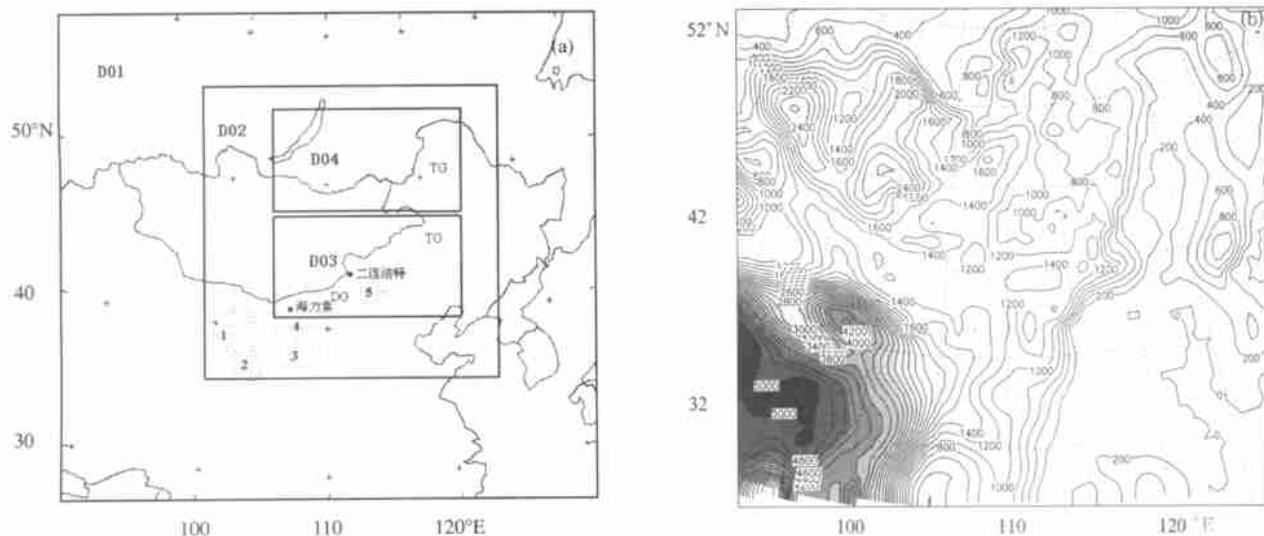


图 2 (a) 模拟区域(1 为巴丹吉林沙漠, 2 为腾格里沙漠, 3 为毛乌素沙地, 4 为库布齐沙漠, 5 为浑善达克沙地; DG 表示荒漠草原, TG 表示典型草原)和(b)模拟区域地形高度(阴影区地形高度大于 2000 m, 间隔: 200 m, 北部为阿尔泰—萨彦岭山地)

4 结果分析

本次过程沙尘暴强度在内蒙古地区呈不均匀分布(图 1), 中部明显强于西部。下文主要通过分析这两个区域的代表站——海力素和二连浩特沙尘暴强度差异的形成原因, 来揭示沙尘暴的形成规律。

4.1 “锋面气旋型”沙尘暴

对于仅形成普通沙尘暴的海力素(最小能见度 300 m), 从图 3 可以看到: 该站在锋前(6 日 00 时前)的风速缓慢增大, 与其相伴地面气压也有所降低(已扣除日变化, 图略), 显示主要由气旋发展引起。在此期间能见度则由 15 km 降至 8 km, 形成扬沙天气。可见, 触发锋前扬沙天气的主要原因是气旋的发展。之后, 6 日 00~03 时, 地面风速迅速增大、

同时出现风向转变(西南—偏西)、温度下降、湿度增高, 表明冷锋过境。而能见度由 8 km 迅速减小到 300 m, 沙尘天气强度迅速增强, 形成沙尘暴。可见, 冷锋过境对发生在海力素的沙尘天气强度具有重要影响。

对于发生黑风暴的二连浩特, 在 09 时(北京时间 17 时)左右, 地面气象要素出现较海力素更为剧烈的变化(气压陡升、温度剧降、风速激增、风向改变、湿度增大等, 图 4), 表明过境的冷锋强度更强。不同于海力素的天气现象是锋前 03 时开始产生扬沙, 06~09 时即加强形成沙尘暴(能见度降至 100 m)。锋前时段地面气象要素则表现为明显的增温、减压(锋前地面 3 h 最大变压 5.1 hPa; 08~14 时最大地面增温 13°C)、减湿现象, 不同于海力素的是风速、

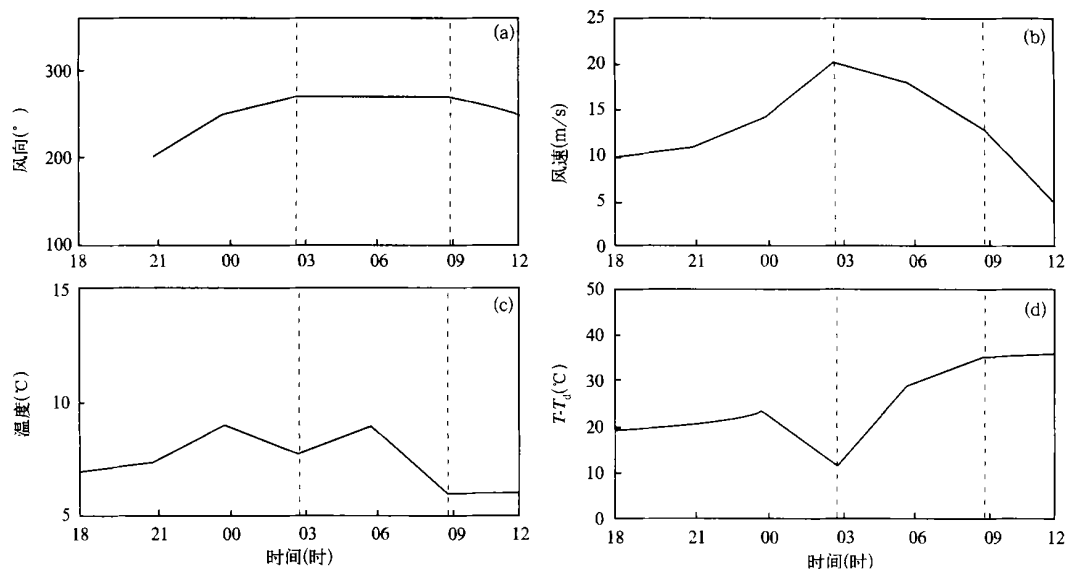


图3 海力素5日18时~6日12时
地面气象要素变化
(a. 风向, b. 风速, c. 温度,
d. 温度露点差, e. 水平能见度: 100 m)

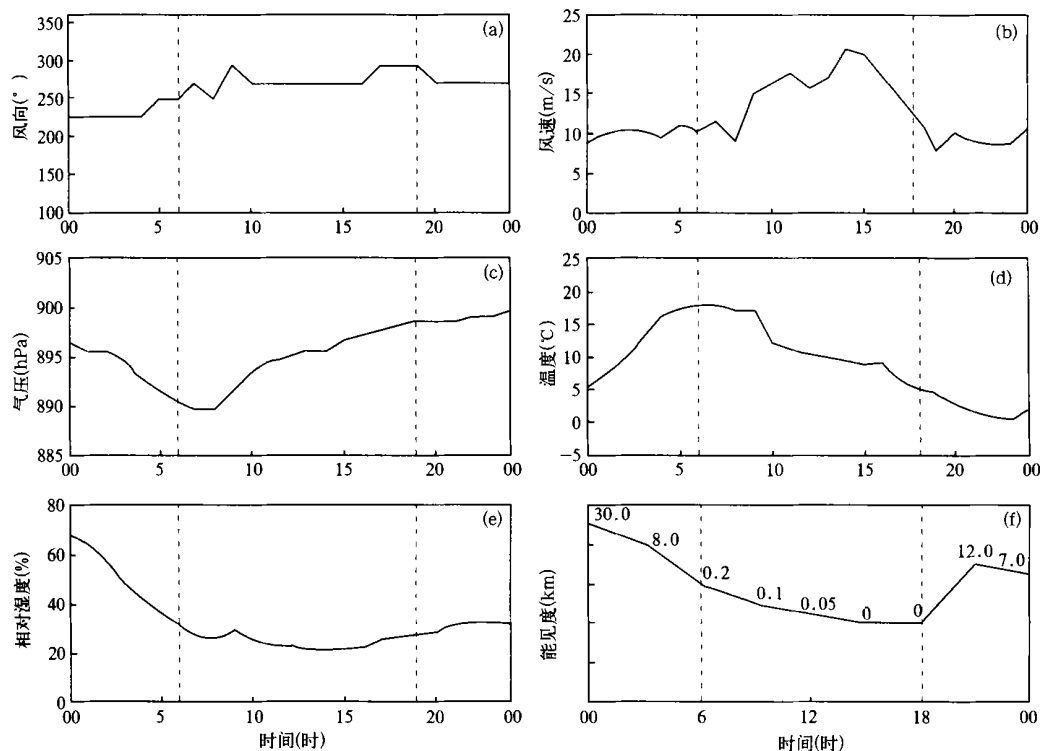


图4 二连浩特6日00时~7日00时地面气象要素变化
(a. 风向, b. 风速, c. 气压, d. 温度, e. 相对湿度,
f. 能见度; 虚线表示沙尘暴持续时段)

风向非常稳定(维持西南风约 10 m/s,而锋后剧变为西风, 16~20 m/s)。因此,二连浩特锋前沙尘暴的形成有气旋发展因素,同时,也不排除锋前强地面加热和强暖平流产生的热对流的重要作用。之后,冷锋过境,能见度从 200 m 迅速减小到 100 m 以下,随着风速继续增大,则进一步加强,形成黑风暴。因此,尽管二连浩特锋前即形成了沙尘暴,但强和特强沙尘暴(黑风暴)则出现在锋后。

需要指出的是,本次过程锋前沙尘暴仅出现在午后到傍晚时段,其中,强度最强、范围最大是在 09 时(北京时 17 时)。由 09 时地面图(图略)可见,此时仅有两个测站出现沙尘暴(后来形成黑风暴),这与锋后沙尘暴相比,不论强度还是范围都明显偏小。而对于其他时次(如海力素等测站),在锋前仅仅形成了扬沙天气。因此,暂不论导致内蒙古中部偏北地区二连浩特附近锋前沙尘暴的气旋发展因素之外的其他原因,对于“锋面气旋”型沙尘暴,气旋冷锋是远比气旋本身更为重要的也更为直接的沙尘暴触发系统。因此,我们看到“锋面气旋型”沙尘暴形成涡旋带状的沙尘暴区,可以初步推定其主要是气旋冷锋圆弧状扫过该区域产生的结果。

气旋发展能够导致地面风速增大并形成低层辐合抬升,同样提供了沙尘天气发生所需的气象条件。其对沙尘暴强度的触发作用之所以弱于冷锋,结合后面的分析我们将发现,原因是冷锋具有更适宜沙尘暴形成的动力学特点。因而冷锋后往往与强沙尘暴伴随,而气旋的其他部分(且主要为冷锋前)则仅触发弱的沙尘天气。

4.2 地面大风的形成

地面大风强度对沙尘暴形成和强度具有重要影响。在海力素,随着锋后地面风速加强沙尘暴开始出现(图 3a,沙尘暴发生时风速由 15 m/s 增至 20 m/s)。对于二连浩特,当冷锋过境地面风速增大时,能见度从 200 m 开始迅速减小;当风速增大到 17 m/s(第 1 个锋值)时,能见度迅速减小到 50 m,形成黑风暴;当第 2 个锋值 20 m/s 出现时,能见度减小到 0 m。可见,沙尘暴的增强与地面风速的跳跃式增加具有紧密联系。

从内蒙古地区地面风速极值分布图(图 1b)可见,内蒙古中部地面风速明显强于西部(内蒙古中部 4 个测站大于 20 m/s,而西部仅海力素为 20 m/s,海力素受地形影响常出现大风天气)。下文将分析这两个区域地面大风差异的形成原因。

4.2.1 气旋发展因素

气旋发展是产生地面大风的主要原因。气旋发展通过加大气压梯度导致地面风速增强。地面天气图(图略)显示地面大风区分布在气旋中心附近等压线较密集区,随气旋剧烈发展而增强,随气旋和冷锋的移动向前推进。而且,大风区主要位于气旋冷锋后,显然与锋后冷平流有关。

地面大风的产生也与急流的演变关系密切。250 和 700 hPa 天气图(略)显示,6 日 00 时气旋尚未强烈发展,高空急流强度较弱(48 m/s),低空急流强度和地面大风强度也相对较弱。6 日 06 时后,随着系统发展,高空急流东移南压,强度增强(56 m/s),相应低空急流和地面大风都迅速增强。

气旋发展和地面大风形成是可以相互影响的两个方面,在扰动尺度较大时,气旋发展导致地面大风形成,反之,地面风速增大也能够迫使气旋发展。本次过程地面大风表现出一定的次天气尺度特征,说明地面大风形成还受到气旋发展之外的其他因素影响。6 日 06~09 时,地面大风区出现明显南伸,20 m/s 大风区扩展到内蒙古中部地区;而在气旋剧烈发展阶段(6 日 12~18 时),地面大风区却明显向气旋中心收缩。说明气旋发展不是影响地面大风形成的唯一因素。

4.2.2 动量下传

内蒙古西部海力素附近冷锋过境发生在 00~03 时,图 5a 给出了 00 时穿过冷锋的垂直剖面中显示此时锋面坡度较小,冷锋强度较弱,250 hPa 高空急流强度为 48 m/s(图略),图 5a 中海力素-马鬃山一线高层的最大风速仅为 30 m/s,位于 300 hPa 左右,明显弱于 48 m/s,表明高空急流尚未到达这一区域。由于急流出口区为 43°N, 104°E(图略),而海力素-马鬃山一线的纬度为 41.5°N, 106°E,故海力素到马鬃山一带在地面大风形成期间(00~03 时)应位于高空急流出口区右前侧,即急流下沉支所在的区域。而高空急流下沉支会产生强的高空动量下传。风速垂直分布反映了这一情况:在冷锋前后 400~700 hPa,风速差异很小(锋后为 5 m/s),表明有强的动量下传发生。可见,在内蒙古西部海力素-马鬃山一带冷锋过境前后对流层中层的动量下传主要是由高空急流下沉支引发的。同时看到,700 hPa 与地面则存在很大的风速差异(锋后马鬃山:地面为 4 m/s,700 hPa 为 22 m/s;锋前海流图:地面为 4 m/s,700 hPa 为 15 m/s),显示这一层的动量下传很

不明显。可见, 这种对流层中层强动量下传和低层弱动量下传的现象是内蒙古西部形成地面大风的动量下传特点。

需要说明的是, 高空急流与高空锋区、地面冷锋的位置应该是协调一致的, 按先后顺序分别是地面

冷锋、高空锋区、高空急流。本次过程之所以出现高空急流下沉支叠置在海力素- 马鬃山一带冷锋后地面大风区(包括锋前)之上的现象, 首先因为该区域位置偏南而位于高空急流南侧, 其次, 由于此时系统较弱, 高空锋区坡度较缓, 从而易于出现这样的配置。

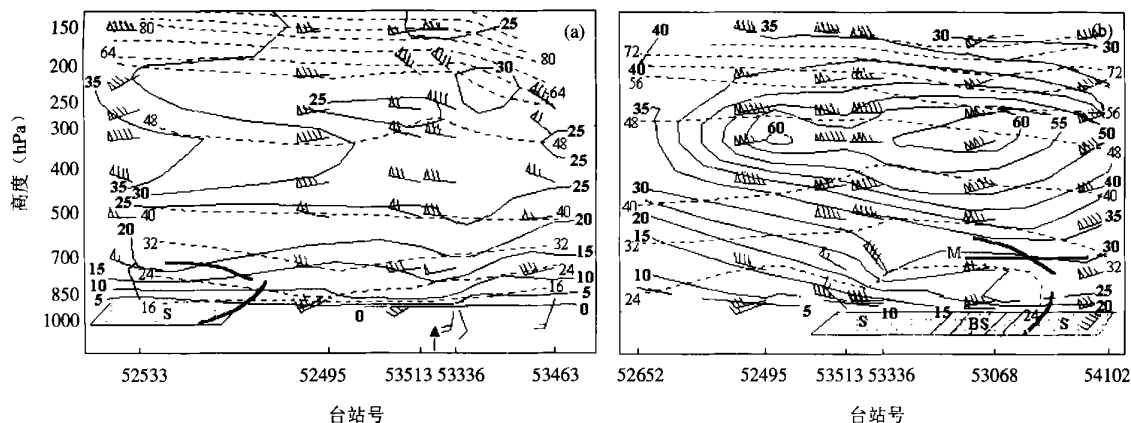


图 5 穿过地面冷锋的垂直剖面

(a. 2001 年 4 月 6 日 00 时(箭头为海力素) b. 2001 年 4 月 6 日 12 时, 实线为全风速, 单位: m/s , 间隔: 5; 虚线为等位温线, 单位: $^{\circ}\text{C}$, 间隔: 8; 粗实曲线分别为地面和高空锋区, 阴影区为沙尘暴区(BS 为之后出现的黑风暴区); 图 b 中粗实线近似表示混合层高度)

内蒙古中部的情况明显有别于西部。06 时后, 随着高空急流东移、南压和强度的增强 (56 m/s), 地面气旋和冷锋迅速增强, 接近傍晚, 冷锋到达内蒙古中部。图 5b 为 12 时剖面图, 可以看到此时锋面坡度明显变陡。其动量下传方式也有别于西部。此时高空急流强度为 64 m/s (250 hPa , 图略), 急流出口区在 43.5°N , 117°E , 而二连浩特(二连浩特 09 时冷锋过境)位于 43.8°N , 112°E 。故 12 时前后二连浩特应位于高空急流的正下方。这一点在图 5b 中可以得到验证, 图中二连浩特上空最大风速出现在 300 hPa 左右, 为 60 m/s , 近似于高空急流强度。由于处于急流正下方, 二连浩特上空 $400 \sim 700 \text{ hPa}$ 风速明显加大且形成了很强的垂直风切变 (30 m/s)。但是, 这样强的垂直风切变不能产生明显的动量下传, 因为: 尽管二连浩特上空高空急流远强于内蒙古西部海力素附近 ($60 \sim 30 \text{ m/s}$), 但它们 700 hPa 风速差异并不明显 ($26 \sim 20 \text{ m/s}$)。与前面的分析相比较, 可见在对流层中层, 由于急流下沉支导致的动量下传远比由于高空急流加强和下落引起的动量下传更为有效。其原因是: 高空急流加强和下落是一种大尺度现象, 受热成风平衡约束, 多产生风场对温度场的适应; 而高空急流出口区下沉支产生的动量下

传则是次天气尺度过程, 更易形成对风场的调整。其表现形式也不同, 急流下落表现为强的垂直风切变, 而急流下沉支的动量下传表现为弱垂直风切变。

更重要的是, 图 5b 中冷锋前后 700 hPa 与地面间风速差异很小, 锋后二连浩特 700 hPa 风速和地面风速分别为 30 和 20 m/s , 而位于锋前的锡林浩特则分别为 28 和 18 m/s , 风切变也较弱。说明这里形成了充分的动量下传, 这是与内蒙古西部海力素附近完全相反的现象。考虑到海力素附近和二连浩特 700 hPa 风速差异并不显著, 因此真正导致内蒙古中部和西部地面大风差异的原因是其 700 hPa 以下对流层低层的动量下传的差异。其原因是它们所形成的混合层高度的不同。二连浩特附近 600 hPa 以下位温差很小(只有一条等位温线), 表明形成了深厚的混合层; 而在海力素附近 600 hPa 以下位温差很大(有三条等位温线), 说明未形成明显的混合层。这一点后文将进一步论述。

4.3 层结因素

对比图 1 可见在内蒙古西部和东部一些测站都出现了 20 m/s 风速极值, 但它们能见度仅降至 $100 \sim 300 \text{ m}$, 而二连浩特附近部分测站风速虽未达到 20 m/s , 但能见度已降至 0 m 。可见, 地面大风的强

弱并非影响沙尘暴强弱的唯一重要因素。沙尘暴是一种干对流风暴,本次过程沙尘暴发生时上升运动的强度在内蒙古西、中部就表现出很大的差异。图 6a 为试验 CE 模拟的海力素时间-高度剖面,图中显示,03 时左右,等位温线上抬,冷锋过境(沙尘暴发生),但产生的上升运动很弱。图 6b 中,二连浩特冷

锋过境前(09 时),即形成上升运动(达 600 hPa 左右,产生锋前沙尘暴)。09 时冷锋过境,上升运动进一步加强并扩展至 300 hPa,沙尘暴强度随之迅速增强。可见,尽管模拟结果并不完全代表真实情况,但仍可看出,二连浩特与海力素上升运动差异应该是决定它们沙尘暴强度差异的一个重要因素。

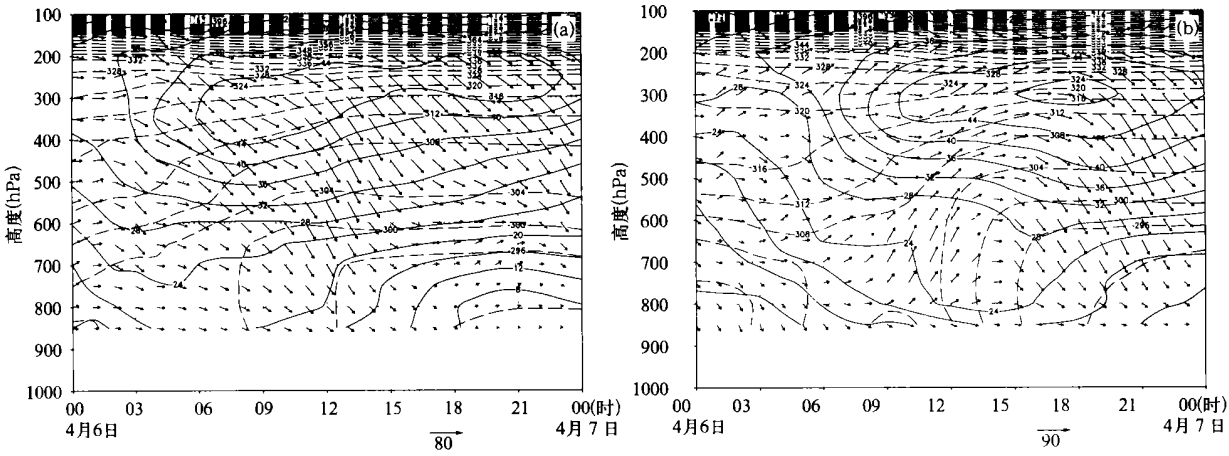


图 6 控制模拟试验海力素(a)和二连浩特(b)时间-高度剖面
(实线为东西风 U , 单位: m/s, 间隔: 4; 虚线为相当位温, 单位: K, 间隔: 4;
矢量为 U, W 合成, 单位分别为 m/s 和 0.001 m/s)

强干对流的形成,不仅需要扰动的触发(锋面抬升等),还需有利的层结条件。相关研究得出:热力不稳定层结,即在近地面层形成超绝热层($\partial\theta/\partial z < 0$)是沙尘暴发生的有利层结条件。但是,这样的超绝热层往往非常浅薄,本例(图 7)中,如以 $\partial\theta/\partial z < 0$ 界定,仅 6 日 12 时(二连浩特发生强沙尘暴)出现很弱的超绝热层,而高度仅在 850 hPa 以下(12 时前超绝热层应该强于 12 时,但其高度也在 850 hPa 以下,相关研究结果说明了这一点),而在内蒙古发生沙尘暴的区域,地形高度往往在 1000 m 以上,因此,超绝热层仅仅只有几百米的高度,与经常出现的沙尘粒子 3000 m 左右的扩展高度相比,并不具有非常显著的天气意义。其次,更为重要的是,在干燥环境下,地面加热的影响并不仅仅局限在 850 hPa 以下。由于干旱环境下缺乏充足的水汽以及水汽的平流(沙尘暴发生要求一个干燥的环境,以二连浩特为例,4 月 4~7 日比湿最高值仅为 3 g/kg,沙尘暴发生时则下降到 0.5 g/kg),地面加热将全部用于加热空气,且对空气的加热是以热泡的方式将热量输送至边界层上层,形成具有中性层结特征的混合层,这是干燥环境下行星边界层的突出特点(这不同于湿

润环境下具有明显天气意义的不稳定层结,其往往因为水汽的参与,即形成上干下湿,因此,不稳定层强度很强,也较深厚)。可见,超绝热层不能很好或从本质上反映干旱环境下有利于沙尘暴发生的大气层结特征。

干旱环境下形成的深厚混合层的意义在于混合层的中性层结有利于深厚对流的产生。同样由于缺乏水汽,干旱环境中往往具有很高的自由对流高度^[12],从而不利于对流发展。在中性层结下,抬升气块不需要能量,因此深厚混合层将有利于深厚对流的产生^[12]。对于干旱环境下的混合层特征, Gamo^[13]的统计研究表明,在全球干旱、半干旱高原地区,春、夏季混合层高度常可达到海平面上 4~6 km。其形成原因是由于在对流层的中上层(4~6 km)存在一个不发生日变化的中性层(由于缺乏水汽和水汽平流),其下方在夜间为逆温稳定层;在日间为地面加热产生的混合层,两者并未真正连接,但这种类似双不稳定层的层结结构在大气低层出现扰动时很容易产生深厚对流,故垂直混合的层次常达到海平面上 4~6 km(海湾战争中浓烟和撒哈拉沙漠沙尘的扩展高度都达到 500 hPa^[13])。

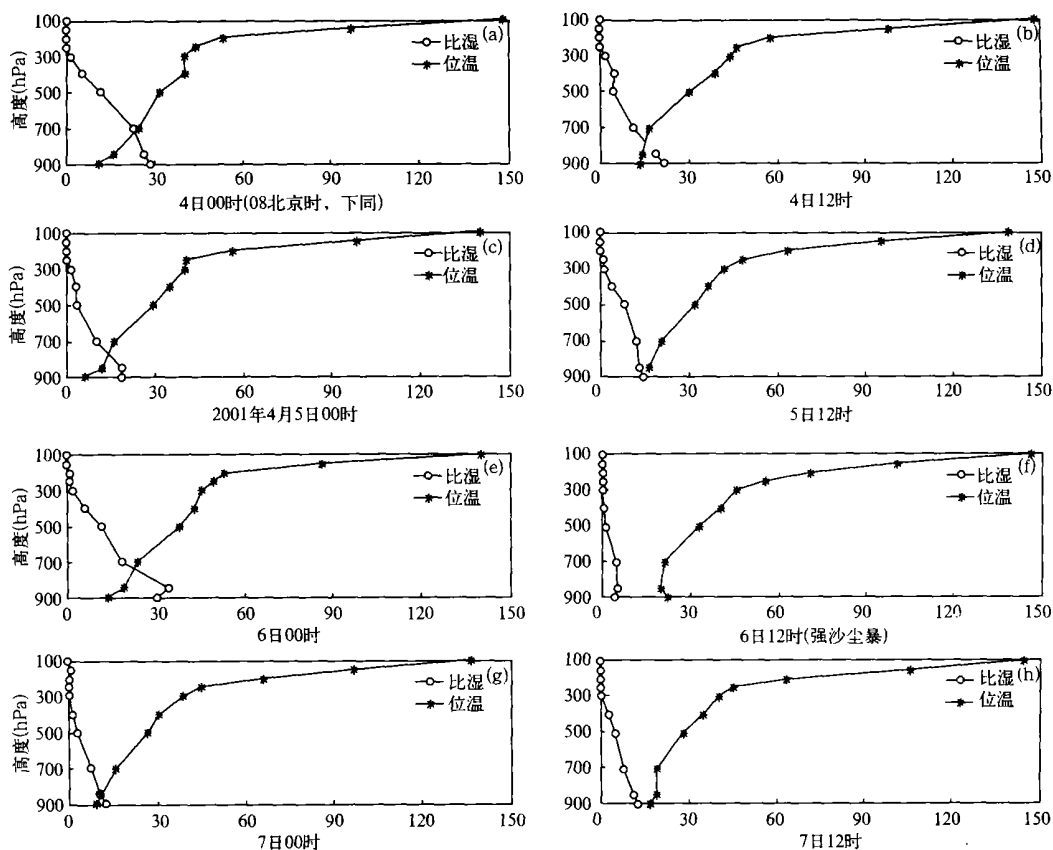


图7 4月4~7日二连浩特位温和比湿廓线

(a. 4日00时, b. 4日12时, c. 2001年4月5日00时, d. 5日12时, e. 6日00时, f. 6日12时(强沙尘暴), g. 7日00时, h. 7日12时; 位温, 单位: $^{\circ}\text{C}$, 比湿, 单位: 0.1 g/kg)

混合层是在近地面行星边界层中形成的中性层结区。对混合层的表征包括混合层高度和强度。由于缺乏资料, Gamo^[13]将其定义为 $\partial\theta_p/\partial Z < 3.5\text{ K/km}$, 而 Anthes^[14]等曾将自由对流边界层(即日间混合层)定义为 $\partial\theta_p/\partial Z < 1.5\text{ K/km}$, 均不影响他们对于相关问题的研究。但其接近中性层结的程度体现了混合层的强度。对混合层高度的严格确定不能仅仅依靠(虚)位温, 而需要结合比湿进行判断。这是由于混合层内空气的深度混合往往导致边界层上下层水汽的均匀分布, 故比湿垂直梯度往往在混合层顶突然加大, 而其下方接近等湿。因此, 混合层顶是地面以上位温和比湿梯度急剧增大的高度^[15]。

就本次过程而言, 图6给出了4月4~7日二连浩特的层结状况(由于水汽含量较小, 以位温代替虚位温, 从而可以得到400 hPa以上层结情况)。结合位温和比湿可见, 在沙尘暴发生当日存在明显的混合层日变化, 6日00时700 hPa以下为夜间辐射逆温层, 12时则形成了深厚的混合层(混合层高度应该在700 hPa以上)。其次, 其他时间也存在层结稳

定度的日变化, 傍晚时稳定度有明显的减小, 在5日和7日12时有混合层形成, 但强度明显较6日12时偏弱。其原因可能是云层覆盖及冷平流的影响(4日05时~5日20时云量为9成, 7日白天为锋后)。另外, 在300 hPa左右有Gamo提到的上部弱中性层结存在, 但在早晨明显强于傍晚, 不同于Gamo的结果。

图6b模拟结果反映了6日混合层的形成过程及对深对流的影响。6日00时开始, 地面加热使低层层结稳定度逐渐减小, 逆温层逐步消失, 同时混合层不断抬高, 冷锋过境前已形成了较深厚的混合层。当锋面过境, 冷锋的抬升使上升运动强度迅速增强, 层次抬高, 一直扩展至300 hPa。由于混合层具有的层结特点, 可以看出这一强上升运动的形成明显包含深厚混合层的贡献。另外, 图中显示在上部中性层(弱稳定层)附近有上升运动产生, 并与其下方的上升运动相连接。可见, 如果有上部中性层存在, 则其对深对流形成具有一定贡献。但内蒙古地区是否存在如Gamo所述的上部中性层还需进一步研究。

比较图 6a, b 可见在冷锋过境前海力素和二连浩特形成的混合层存在明显差异。二连浩特, 锋前(09 时)中性层高度将近 600 hPa, 而海力素未有明显的混合层出现(00~ 03 时)。它们形成的混合层的差异在实况探空曲线图(图 5)中表现得更为明显, 图 5 中, 二连浩特 600 hPa 以下位温差很小(只有 1 条等位温线); 而在海力素 600 hPa 以下位温差很大(有 3 条等位温线), 说明海力素未形成混合层。对沙尘暴直接产生影响的是锋后上升运动的更大差异(图 6), 二连浩特上升运动达到 300 hPa, 而海力素则很弱(由于处于模拟开始时段, 海力素实际的上升运动要强于模拟结果)。这里, 尽管上升运动强弱包含其他因素的影响, 但是, 二连浩特锋前深厚混合层的形成无疑是造成其与海力素干对流强度差异的一个重要原因。后文的敏感试验将验证这一观点。

决定混合层高度的根本因素是地面加热时间的长短(也受到天空状况的影响)。有关研究表明^[6], 日间混合层高度与加热时间(从日出到该时刻)的幂指数成正比(晴空情况下与 ΔT^2 成正比)。就本次过程而言, 导致二连浩特深厚锋前混合层的形成原因是冷锋过境时间为傍晚(北京时 17 时), 相反, 海力素冷锋过境出现在早晨。从下垫面状况(图 2a)看, 海力素附近有多个沙漠; 而二连浩特附近为荒漠草原(仅有浑善达克沙地位于下游), 故海力素周围更易形成较强的地面加热和深厚混合层。图 7 模拟的地面感热通量说明最大的地面加热区就在这一区域。但是, 由于锋面过境时间(也是沙尘暴发生时间)的不同, 反而在二连浩特附近形成了深厚的混合层。可见, 本次过程中内蒙古西部仅有额济纳旗一

站出现黑风暴(能见度小于 50 m), 而内蒙古中部偏北地区有 5 个站观测到黑风暴, 地面大风强度差异之外的一个重要原因是该区域获得了足够长的地面加热时间从而形成了深厚的锋前混合层。

4.4 敏感试验

4.4.1 无地面通量影响试验

为了进一步分析和验证本次过程地面加热对系统发展及沙尘暴形成产生的影响, 去掉地面热通量进行了 NSFE 试验。

地面加热也对冷锋强度具有重要影响。图 4 中二连浩特冷锋过境时表现出非常强的冷锋特征(剧烈的降温、增压及风速、风向的变化), 而海力素不仅温度变化较小, 风向、风速改变也很弱。比较两站锋面前后地面气象要素变化可以发现, 海力素锋面前后温度大致相当; 二连浩特锋后的温度与 08 时地面加热前的温度相当, 说明地面加热是产生锋面前后温差的重要原因。而锋前明显的负变压(-5.1 hPa)和锋后较弱的正变压(2~ 3 hPa)也说明地面加热可能对冷锋强度有重要影响。试验 NSFE 验证了这一点: 图 9 显示去掉地面通量尽管对地面气旋强度影响不大, 但对冷锋强度产生了重要影响。对比图 9 与图 6b 可见, 控制试验中锋面过境后二连浩特上升运动达到 300 hPa, 而 NSFE 中锋后 300~ 500 hPa 完全为下沉运动, 锋前上升运动强度也大为减小。表明冷锋前后热力差异对锋面过境时上升运动强度具有重要影响, 也说明地面加热是冷锋锋生的一个主要强迫因素。

值得注意的是, 图 9 中尽管低层上升运动很弱, 但锋后 300 hPa 附近依然有上升运动产生, 只是未能与其下方的上升运动形成连接。它的产生显然是在上部中性层存在的情况下, 由于低层扰动引起的。因此, 可以确定如果有上部中性层存在则对深厚对流形成具有积极的意义。地面加热更为重要的作用是对混合层及高空动量下传产生的影响。前文提到在图 5 中二连浩特 700 hPa 与地面风速差异很小, 动量下传明显, 是由于形成深厚混合层; 海力素附近未形成明显的混合层因而 700 hPa 与地面风速差异很大, 动量下传较弱。其根源则是由于长时间地面加热。试验 NSFE(图 9)表明: 去掉地面热通量, 使二连浩特(在 CE 中锋前形成深厚混合层) 600 hPa 以下变为非常稳定的层结。同时, NSFE 模拟的位温和比湿空间剖面图(略)也显示在二连浩特一带未形成明显的混合层。说明地面加热是深厚混合层形

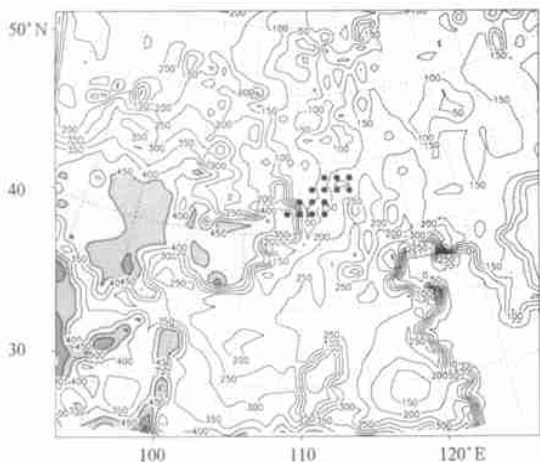


图 8 控制试验模拟的 6 日 14 时地面感热通量分布
(单位: W/m^2 , 间隔: 50, 点区为之后的特强沙尘暴区域)

成的直接原因。对动量下传的影响可以通过图 10 看出: 在内蒙古中部偏北地区(42°N, 110°E 附近) 地面大风形成的区域, NSFE 中 600 与 800 hPa 间的风速差明显强于 CE(NSFE: 8 m/s 左右, CE: 0~ 2 m/s), 说明对流层中层的动量在 NSFE 中没有得到明显的下传, 而在 CE 中形成了有效的下传。因此, 地面加热导致了本次过程深厚混合层形成及对流层低层动量有效下传。同时, 也使午后(北京时 14~ 17 时) 气旋外围大风区出现明显的南伸。

4. 4. 2 无阿尔泰—萨彦岭山地影响试验

地面加热直接影响混合层的相对高度(即地面以上的混合层高度), 而地形会对混合层的绝对高度产生影响(即海平面以上包括地形高度在内的混合层高度)。这一点从 CE 中 PBL 高度分布可以看到(PBL 分布是地形和地面加热共同影响的结果, 图 11a)。但是, 在 NSFE 中去掉地面热通量后, PBL 分布(图略) 仍然与地形高度分布有很大不同: 在阿尔泰萨彦岭山地东南侧低层气流的下风方(西南侧) 形成了较高的与地形高度不一致的 PBL 高值区, 即沿低层气流方向 PBL 高值区分布在萨彦岭—蒙古西部—内蒙古中部一线(图 11a, b 也可看出这一趋势)。可见这一结果可能是由于混合层空气平流的影响。有关研究表明^[18~ 20] 混合层空气可以因平流而影响下游地区的混合层高度。典型地形下的混合层平流可以通过图 12 说明。图中, 由于地面加热山地和平原均有(日间) 底部混合层形成, 当气流从高原吹向平原时, 高原上空等熵的混合层空气就会被平流到平原上空, 形成抬高的混合层(Elevated-ML), 从而使平原上空的混合层明显增厚(其天气意

义是: 形成双中性层结构, 使扰动触发的垂直混合很容易达到 E- ML 的高度)。为了验证本次过程平流对混合层高度的影响, 试验 NME 将阿尔泰—萨彦岭地形高度减至 1000 m(与周围地形高度一致) 进行了模拟, CE 和 NME 沿气流方向的剖面图(图略) 显示, 平流作用使 CE 中阿尔泰—萨彦岭山地下游的混合层明显抬高, 而在 NME 中, 由于地形高度降低, 平流未使阿尔泰—萨彦岭下游混合层产生明显变化。对比 CE 和 NME 的 PBL 高度分布(图 11a, b) 可见, 在内蒙古中部偏北地区黑风暴发生区域, PBL 高度从 CE 中的 2800 m 减至 NME 中的 2000 m。可见, 平流作用对该地区锋后(西北气流位于冷锋后) 深厚混合层形成具有重要影响。

一些相关的统计研究结果可以一定程度地支持混合层平流的观点。由于地面加热而形成的日间混合层往往在地面加热减弱、停止时(即黄昏) 达到最

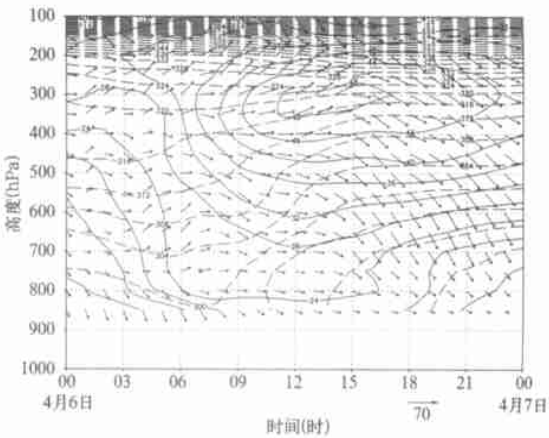


图 9 地面通量试验时间剖面(同图 5b)

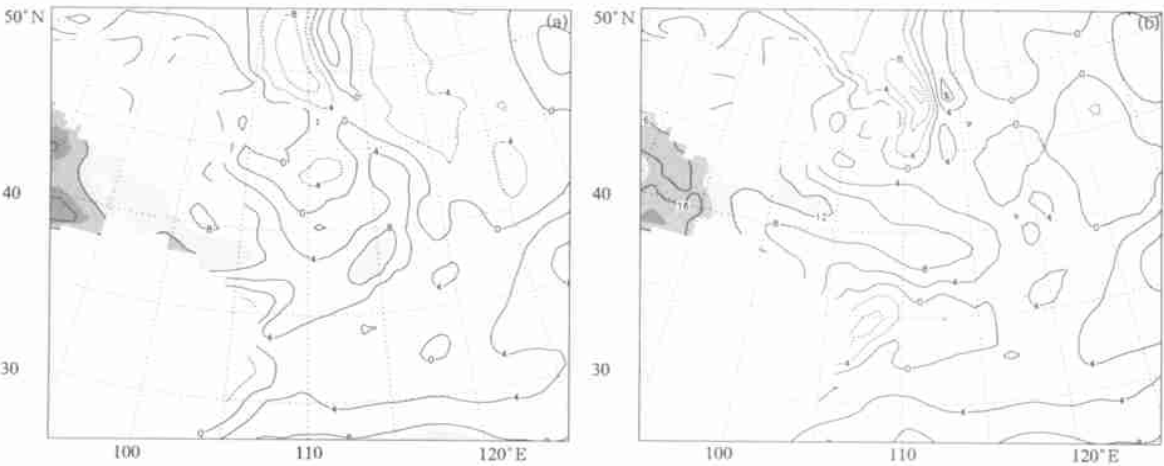


图 10 控制试验(a) 和地面通量影响试验(b) 600 与 800 hPa 风速差值
(单位: m/s, 间隔: 4, 图中阴影区大于 8)

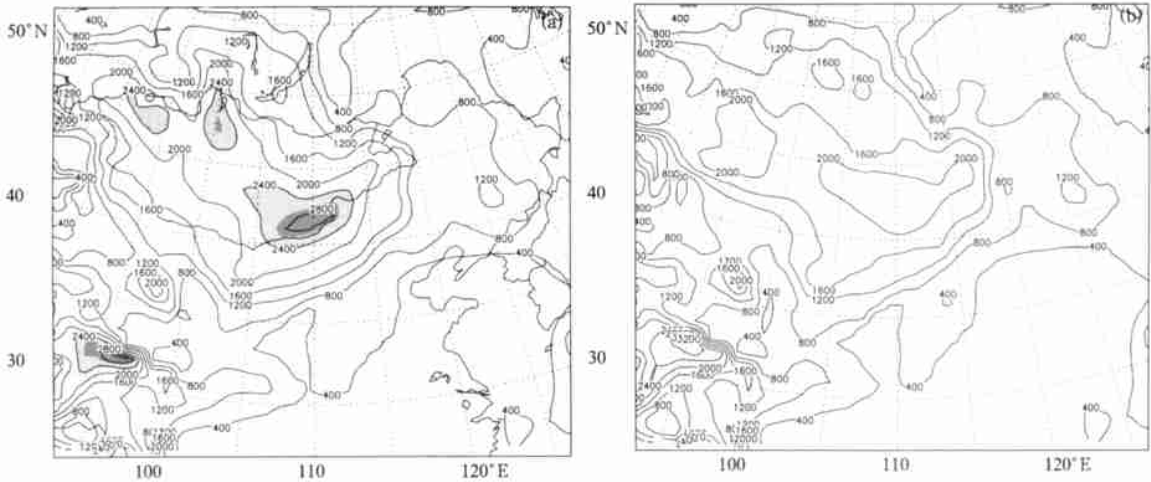


图 11 控制模拟试验(a)和阿尔泰-萨彦岭山地影响试验(b)模拟 12 h PBL 高度
(单位:m, 间隔:400; 图中阴影区 PBL 高度大于 2100 m, 其走向可以反映低层气流对混合层空气平流的方向)

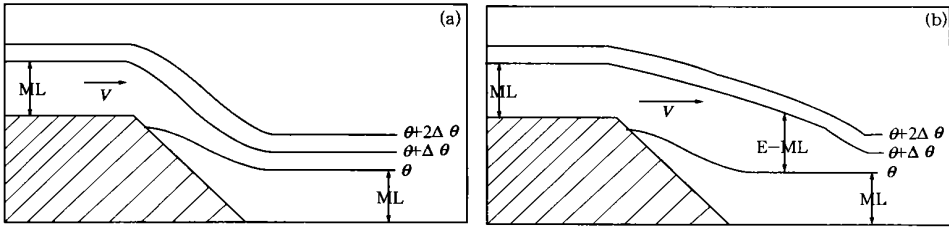


图 12 典型地形条件下混合层平流示意图
(a. 平流前的层结, b. 平流后层结)

高,但是,许多统计结果表明,强沙尘暴除出现在午后之外也更多出现在前半夜。其直接原因可能就是由于与深厚混合层平流相伴的强沙尘暴区的移动。另外,混合层空气的平流并不局限在有明显地形高度差的环境下,只要存在上下游混合层高度差,平面地形情况下仍可产生混合层的平流;这种平流也不局限在上文讨论的锋后。因此,可以肯定本次过程内蒙古西部沙漠区形成的深厚混合层空气也会随着偏西或西南气流影响内蒙古中部地区。地形的重要性在于:如图 12 所示的低层气流方向与地形高度分布的适宜配置,会明显增强混合层平流对下游的影响。

4.5 “冷锋型”沙尘暴概念模型

Barenblatt^[11]指出:稳定层结下沙尘浓度随高度指数减小;对流状态下沙尘浓度随高度保持不变。这一观点揭示了沙尘暴发生时强干对流产生的充分混合导致沙尘浓度上下均匀分布这一动力本质。而混合层的中性层结状态尽管不能等同于对流态,但其充分混合的特征是相同的。

尽管混合层能够体现沙尘暴发生的动力学本质,但是,不是所有情况下出现的混合层都能与强沙尘暴伴随,因为沙尘暴的产生,还要求有大粒径和高浓度的沙尘。对锋面系统而言,能够达到这一要求的是冷锋。这是因为,首先,冷锋后往往形成深厚的冷空气堆(无地面加热也可形成,见图 6a, b),冷空气堆内的层结是等熵的,这是锋前抬升和锋后下沉产生的充分混合造成的,冷锋越强,冷空气堆越深厚。其次,冷锋过境产生的强地面风和强抬升能够产生大粒径和高浓度的起沙和扬沙。所以,能够体现沙尘暴动力学本质并满足其物质要求因而能与强沙尘暴伴随的是气旋冷锋。

冷锋型沙尘暴的发生可以如下表述。起沙阶段:冷锋过境强地面风产生起沙(足够多和足够大的沙尘粒子)。扬沙阶段:冷锋过境的强抬升将这些沙尘上扬到对流层中层,其中,较大粒径的沙尘抬升高度较低,分布于锋后等熵混合的冷空气堆中(假设局部沙尘粒径相同),其浓度上下一致;较小粒径的沙尘抬升较高,分布于冷空气堆之上的稳定层中,其浓

度随高度指数减小。传输和沉降阶段: 冷空气堆内的大粒径、高浓度沙尘, 以混合层整体向前推进的方式随冷锋的移动向下游传播, 等同于混合层平流, 其充分混合的特征使沉降与传输同时发生。这一过程引发“风沙型”沙尘暴, 强度较强; 混合层之上小粒径、低浓度(浓度随高度指数减小)沙尘, 将随强的高空风(随高度增大)很快向下游传播, 在下游由下沉运动诱发沉降。这一过程产生“传输型”沙尘暴, 强度较弱, 但比前者较早出现。

4.6 沙源因素

基于以上探讨可以分析本次过程沙源因素。沙尘暴开始时, 首先在阿尔泰山萨彦岭山地及蒙古国南部戈壁沙漠附近产生扬沙和沙尘暴。到6日06时, 遥感图(图略)上有大面积质地均匀、平整的沙尘区位于蒙古南部, 其形态表明观测到的更可能是在冷空气堆之上的高层稳定层中向下游传播的沙尘; 而在内蒙古中部偏北地区, 与锋后表面均匀的沙尘区相比, 二连浩特附近的锋前沙尘区为不均匀的、小范围的、类似于对流泡形态的沙尘区, 说明遥测到的是锋前混合层内的沙尘。因此, 这一区域和时段沙尘来源应该有两个: 内蒙古中部锋前(西南风)沙尘暴应该主要源于内蒙古中部荒漠草原的局地起沙; 而在高层输送的沙尘应来自蒙古国南部沙漠。之后, 冷锋呈圆弧状扫过内蒙古, 其在锋前起沙以及在锋后混合层内沉降相伴发生的特点表明此阶段内蒙古地区荒漠草原区的局地起沙是强沙尘暴的一个重要沙源, 而来自蒙古国南部沙尘的远距离输送是沙源的另一组成部分。之后, 气旋冷锋移动到内蒙古东部并形成锢囚锋, 此时下垫面为典型草原区, 局地起沙条件减弱, 沙尘应主要来源于内蒙古中部的起沙通过稳定层中的输送, 此时(7日00时)产生的沙尘暴较弱。

尽管7日00时遥感图上显示在内蒙古东部和东北地区为涡旋状的、大范围的、表面均匀的沙尘区覆盖, 直观其强度远大于内蒙古中部出现的沙尘暴, 但地面能见度(300 m以上)并不很低。说明遥感监测到表面均匀的沙尘区是在稳定层上远距离输送的沙尘, 遥感监测的沙尘暴强弱并不能反映实际的地面沙尘暴强度, 即我们日常关注的沙尘暴强度。能够影响地面沙尘暴强度(地面能见度)的是边界层中的混合层强弱, 混合层之上稳定层内的沙尘主要通过远距离输送造成下游地区的沙尘天气。

中国北方的地理和生态特点不仅易于沙尘暴的

发生, 也一定程度使沙尘暴的影响易于向东部地区扩展。沙尘暴发生时, 混合层平流使得沙尘以充分混合的状态整体向前推进, 从而实现沙尘暴区的移动。这一特点导致沙尘暴极易由干旱、半干旱地区向其临近地区扩展。中国北方西高东低, 而高地又是干旱、半干旱地区, 当盛行西北气流的春季来临时, 频繁发生在干旱高原地区的沙尘暴在混合层平流的作用下极易向其东部临近的平原地区扩展。另一方面, 高原上经常出现的深厚混合层, 使得沙尘很容易被抬升到足以实现远距离输送的高度, 也使中国东部及亚洲其他地区容易受到高原地区沙尘天气的影响。这是特定地区的地理、生态因素产生的不可抗拒的结果。

5 结 论

文中针对一例由蒙古气旋强烈发展引发的特强沙尘暴过程进行了分析和数值模拟, 结果发现:

(1) “锋面气旋型”沙尘暴过程中, 冷锋固有的动力学特点使其能够同时满足沙尘暴产生要求的强地面风、强抬升、强混合、大粒径高浓度沙尘条件, 导致气旋冷锋成为重要和直接的沙尘暴激发系统, 并常与强沙尘暴伴随。影响沙尘暴的天气因素中, 地面大风形成的原因主要是气旋发展和锋后冷平流; 高空动量的有效下传是另一重要原因。不同区域导致地面大风的动量下传机制不尽相同: 内蒙古西部, 高空急流下沉支完成将动量从对流层高层到中层输送; 在低层由于未形成深厚混合层使动量下传并不明显。内蒙古中部, 高空急流的加强和下落使高空动量下传到对流层中层, 而深厚混合层的形成使这一动量能够继续下传到达地面。这一结果也说明, 高空急流下沉支和混合层内的深度混合分别是对流层中层和低层动量下传的有效方式。

(2) 不同于降水过程中的不稳定层结, 由于地面加热形成的深厚混合层是干旱环境下一个最根本的层结特征。同时, 混合层也能够反映有利沙尘暴发生的大气层结特征。强和特强沙尘暴发生在内蒙古中部偏北地区, 根本原因是由于长时间的地面加热形成了深厚混合层, 其有利于深厚对流形成, 导致冷锋过境触发深厚干对流并引发强沙尘暴。

(3) 阿尔泰山萨彦岭上空深厚的混合层空气被低层气流平流是导致内蒙古中部偏北地区锋后深厚混合层形成的另一重要原因。混合层空气的平流与地形高度分布密切相关。

(4) 地面通量试验表明: 地面加热对冷锋抬升产生的上升运动具有非常重要的影响, 地面加热也直接影响混合层形成进而影响对流层动量的下传, 并通过它们影响沙尘暴强度。

(5) 本次过程的沙源主要是蒙古国南部沙漠地区沙尘的远距离输送和内蒙古中部荒漠草原区的局地起沙。

(6) 混合层对沙尘暴过程的另一重要意义是体现了沙尘暴发生时的动力学本质: 即充分混合导致沙尘上下均匀分布。混合层高度和强弱一定程度决

定着沙尘暴的强度。冷锋型沙尘暴过程中, 沙尘被扬起后, 主要通过两种方式产生影响, 其一: 大粒径、高浓度沙尘在锋后充分混合的冷空气堆中整体向前推进(传输和沉降同时发生), 引发“风沙型”强沙尘暴; 其二, 小粒径、低浓度沙尘在对流层中层随高空风快速向下游传播并沉降, 产生弱“传输型”沙尘天气。

(7) 中国北方地理和生态特点一定程度加剧了沙尘暴天气的影响。

参考文献

- 1 刘景涛, 郑新江, 康玲等. 2002 年 4 月 6 日中国北方强沙尘暴过程成因初步分析. 蒙古气旋无暴发性发展导致的强沙尘暴个例研究. 气候与环境研究, 2003, 8(2): 218~ 229
- 2 王式功, 扬德保等. 中国西北地区黑风暴的成因和对策. 中国沙漠, 1995, 15: 19~ 30
- 3 刘景涛, 郑明倩. 华北北部黑风暴的气候学特征. 气象, 1998, 24(2): 39~ 44
- 4 叶笃正, 丑纪范等. 关于中国华北沙尘天气的成因与治理对策. 地理学报, 2000, 55: 513~ 521
- 5 Brazel A J. The relationship of weather types to dust storm generation in Arizona (1965– 1980). J Climat, 1986, 6: 255~ 275
- 6 Pauley P M, Baker N L, Barker E H. An observational study of the “interstate 5” dust storm case. Bull Amer Meteor Soc, 1996, 77: 693~ 719
- 7 Karyampudi M V, Kaplan M L, Koch S E, et al. The influence of the Rocky Mountains on the 13– 14 April 1986 severe weather outbreak. Part I: Mesoscale lee cyclongenesis and its relationship to severe weather and dust storms. Mon Wea Rev, 1995, 123: 1394~ 1422
- 8 Hacker J P, Mckendry I G, Stull R B. Modeled downward transport of a passive tracer over western north America during an Asian dust event in April 1998. J App Meteor, 2001, 42: 397~ 406
- 9 瞿章等. 93. 5. 5 沙尘暴的若干启示. 干旱与地理, 1994, 17: 63~ 67
- 10 Barenblatt G I, Goltsyn G S. Local structure of mature dust storms. J Atmos Sci, 1974, 31: 1917~ 1933
- 11 Anthes R A, Warner T T. Development of hydrodynamics models for air pollution and mesometeorological studies. Mon Wea Rev, 1978, 106: 1045~ 1078
- 12 Takemi T. Structure and evolution of a severe squall line over the arid region in northwest China. Mon Wea Rev, 1999, 127: 1301~ 1309
- 13 Gamo M. Thickness of dry convection and large-scale subsidence above deserts. Boundary Layer Meteor, 1996, 79: 265~ 278
- 14 Anthes R A, Warner T T. Development of hydrodynamics models for air pollution and mesometeorological studies. Mon Wea Rev, 1978, 106: 1045~ 1078
- 15 Mahrt L. Mixed layer moisture structure. Mon Wea Rev, 1976, 104: 1403~ 1407
- 16 Crespi S N, Artano B, Cabal H. Synoptic classification of the mixed-layer height Evolution. J Atmos Sci, 1995, 34: 1666~ 1676
- 17 Carlson T N, Benjamin S G, Forbes G S. Elevated mixed layer in the regional severe storm environment: Conceptual model and case studies. Mon Wea Rev, 1983, 111: 1453~ 1473
- 18 Stull R B. 边界层气象学导论. 徐静琦, 扬殿荣译. 青岛: 青岛海洋大学出版社, 1991. 457pp
- 19 Arritt R W, Wilczak J M, Young G M. Observations and numerical modeling of an elevated mixed layer. Mon Wea Rev, 1992, 120: 2869~ 2870

OBSERVATIONAL AND NUMERICAL SIMULATION STUDY OF SOME WEATHER FACTORS LEADING A SEVERE DUST STORM

Jiang Xuegong

(Inner Mongolia Meteorological Observatory, Huhhot 010051)

Shen Jianguo

(Inner Mongolia Meteorological Bureau, Huhhot 010051)

Liu Jingtao

(Inner Mongolia Meteorological Observatory, Huhhot 010051)

Chen Shoujun

(Institute of Urban Meteorological Research, Beijing 100871)

Abstract

Observational study and numerical simulation were conducted on a severe dust storm process induced by the intensive development of Mongolia cyclone occurred from 6 to 8 April 2001 in Inner Mongolia. The results showed that the cyclonic cold front in this “cyclonic dust storm” process was the direct and important portion of cyclonic system inducing the dust storm. Because the cyclonic cold front (associated with strong surface wind, strong frontal raising, etc) is favorable for the formation of severe dust storm and so often accords with it. The strong surface wind, which associated with the dust storm strength closely, was mainly caused by the rapid cyclogenesis and the cold advection. Meanwhile, the great downward transporting momentum was another reason that contributed to the formation of strong surface wind. In west Inner Mongolia, the great momentum at upper troposphere was firstly transported to middle troposphere by the descending branch of the upper level jet’s secondary circulation, but under it the downward transportation was not notable because the mixed layer (ML) was shallow. In contrast, in the middle-north part of Inner Mongolia, the great momentum was downward transported to middle troposphere because of the development and drop of the upper level jet. In lower troposphere, a deep ML formed there and so transported the great momentum from mid-lower troposphere down to the surface. It was the important reason that the “black storm” accrued there.

The ML is the crucial stratification factor affecting the formation of dust storm because it can minimize the energy requiring to develop the deep dry convection and so is favorable for the formation of dust storm. Its depth and strength mostly determined the strength of dust storm. In this case another reason that the black storm occurred in the middle-north part of Inner Mongolia was the formation of deep ML, which was induced by the surface heating for a long time. The advection of the ML air also contributed to the formation of deep ML there. So, the deep dry convection can developed when the cold front passed and the severe dust storm occurred there.

The sensitivity experiment proved that the surface heating was the crucial factor affecting the dust storm in this case. Firstly, it was the main forcing factor of the cold frontogenesis. Secondly, it induced the deep pre-

frontal ML developing at middle-north part of Inner Mongolia. Thirdly, it influenced the strength of surface wind by affecting the downward momentum transportation in lower troposphere.

Key words: Dust storm, Observational study, Numerical simulation, Mixed layer.

欢迎订阅 2004 年度《气象学报》

《气象学报》创刊于 1925 年,是由中国气象学会主办的全国性大气科学学术性期刊,旨在反映我国大气科学领域中最新科研成果,为大气科学研究提供学术交流阵地,以推动我国大气科学基础研究和理论研究的发展,服务于我国气象现代化建设事业。

《气象学报》以气象、水文、海洋及环境等相关学科的科研与业务人员和高等院校师生为主要读者对象,主要刊登大气科学各分支学科的创造性论文;国内外大气科学发展动态的综合评述;大气科学新观点、新理论、新技术、新方法的介绍;大气科学研究工作简报及重要学术会议报道;国内优秀大气科学专著的评介。

为适应我国大气科学的迅速发展,2004 年《气象学报》将以最快的速度反映气象科技工作者的最新研究成果。

读者可直接与编辑部联系订阅。

《气象学报》编辑部

2004 年《气象学报》征订单

订购单位 地 址											
联系人姓名						邮 编				邮 汇 地 址	
《气象学报》(双月刊)						单 价: 30 元		全 年 订 价: 180 元 (免邮寄费)		邮编: 100081 地址: 北京市中关村南大街 46 号 中国气象学会秘书处《气象 学报》编辑部 电话: 68406942, 68408571 E-mail: cmsqx xb@ 263. net	
1 期	2 期	3 期	4 期	5 期	6 期	订 数		总 计 金 额			
合计金额大写:						仟		佰			