

文章编号:1006-7639(2007)-04-0018-07

河西走廊中西部一次特强沙尘暴的对称不稳定诊断分析

王伏村^{1,2},付有智²,刘秀兰³,殷雪莲²,邵亮⁴

(1. 兰州大学大气科学学院,甘肃 兰州 730000;2. 甘肃省张掖市气象局,甘肃 张掖 734000;
3. 甘肃省临泽县气象局,甘肃 临泽 734200;4. 兰州市气象局,甘肃 兰州 730020)

摘要:2007年4月13日在河西走廊中西部发生了特强沙尘暴,极大风速25 m/s,最小能见度50 m。用风云2号卫星红外云图对下沉急流云头进行跟踪,并用NCEP($1^\circ \times 1^\circ$)6 h再分析数据对高速下沉急流到达冷锋云带前后的静力不稳定、条件不稳定、条件对称不稳定等进行了诊断分析。结果表明:这次强沙尘暴由高速下沉急流引起,急流头部触发了锋区附近强对流发生;凝结潜热释放先在对流层中层发生,然后向下发展,使对流层中下部转为条件不稳定层,700 hPa附近的条件不稳定能量释放使边界层对流环流迅速增强,引发了这次特强沙尘暴。

关键词:特强沙尘暴;下沉急流;条件对称不稳定;条件不稳定

中图分类号:P425.5⁺5

文献标识码:A

引言

强沙尘暴天气是西北危害严重的天气现象,由于其对工农业、交通、环境、人民生活危害极大,因而受到社会广泛关注。近年来我国学者对沙尘暴的成因和机理研究成果颇丰。王文等^[1]对1993年5月5日的“黑风暴”进行了诊断分析,认为湿对称不稳定是这次过程的一种可能机制。汤绪等^[2],对甘肃河西走廊春季沙尘暴与低空急流的关系作了研究,认为在东亚中纬度高空维持纬向强急流锋区的情况下,极易造成甘肃河西走廊春季强沙尘暴的低空急流产生,而低空急流的位置及强度又可作为沙尘暴强度及沙尘暴发生和影响区的预报指标。赵琳娜等^[3]对高层位涡下传使中低层气旋快速发展在强沙尘暴中的作用进行了诊断分析。张强等^[4]从物理上系统解释了特强沙尘暴天气的沙尘壁特征。王锡稳等^[5]对2003年7月20日甘肃河西走廊1次历史上少见的区域性夏季沙尘暴天气进行了分析,发现沙尘暴爆发前散度场呈低层辐合高层辐散状态,沙尘暴发生在最大垂直速度出现以后,同时水平螺旋度对夏季沙尘暴预报有较好的指示意义。李艳春

等^[6]总结了宁夏沙尘暴发生机制。王建鹏等^[7]模拟了河西走廊地形对沙尘暴天气系统的影响。屠妮妮等^[8]研究了温度平流在引发强沙尘暴的蒙古气旋中的作用。王雁鹏等^[9]利用非静力中尺度气象预报模式MM5和三维欧拉型区域空气质量模式CAMx建起一套完整的空气质量模拟系统,该模式对沙尘传输和沙尘浓度分布有较好的模拟能力。张瑞军等^[10]从沙尘暴的成因、特征、输送、影响和防治等方面总结了近年来国内的研究进展。本文使用等熵面气流运动轨迹和每小时风云2号卫星红外云图说明了这次特强沙尘暴过程中对流层中低层槽后有高速下沉急流的存在,并用NCEP($1^\circ \times 1^\circ$)度6 h再分析数据对这次过程中高速下沉急流到达冷锋云带前后的静力不稳定、条件不稳定、条件对称不稳定等演变进行了诊断分析。

1 天气实况概述

2007年河西走廊未出现大规模区域性特强沙尘暴,但小区域对流天气引发的特强沙尘暴也时有发生。4月13日14:30以后在酒泉和张掖交接处

收稿日期:2007-09-05;改回日期:2007-11-25

基金项目:国家自然基金项目“新一代天气雷达测量沙尘暴的能力和方法研究”(40475011);兰州中心气象台创新基金“夏季沙尘暴预报方法研究”共同资助

作者简介:王伏村(1969-)男,甘肃临泽县人,工程师,主要从事天气预报及天气雷达应用研究.

发生了“黑风”天气,酒泉、金塔、鼎新、高台各站风速 $>20\text{ m/s}$,能见度 $<200\text{ m}$,其中鼎新站极大风速 25 m/s ,能见度 50 m ,达到了“黑风”标准。

2 高速下沉急流的时空演变

2.1 高速下沉急流在云图上的时间演变

从图1风云2号红外云图上可以看出,08时(图1a)高空槽前锋面云系到达酒泉西部,锋后 90° E 西侧有急流条文状云生成,最低云顶亮温 -48° C 。10时(图1b)高空槽前锋面云系到达酒泉中西部,锋后急流条文状云明显发展,急流条文状云带长度在 800 km 以上,并且东南移到敦煌西北侧,云层加厚、变亮,最低云顶亮温 -50° C 。12时(图1c)高空槽前锋面云系到达酒泉中部,锋后急流云带头部在敦煌、安西一线,距锋面云系 $100\sim200\text{ km}$,并且云

头有块状对流云团产生,轮廓清晰,最低云顶亮温 -55° C 。13:30分(图1d)锋后急流云带头部到达玉门附近,云头对流云团进一步发展,并且与云头邻近的锋面对流云团也异常发展,最低云顶亮温 -62° C ,对流深度加深,对流云团后侧下沉气流使地面风速加大,有扬沙天气发生。15:00分(图1e)锋后急流云带头部到达酒泉、鼎新一线,云头对流云团和锋面对流云团相接并激烈发展,最低云顶亮温 -63° C , $>-62^{\circ}\text{ C}$ 的面积迅速扩大,对流达到旺盛期,对流云团下击气流使酒泉、金塔、鼎新地面风速 $>20\text{ m/s}$,能见度 $<200\text{ m}$,特强沙尘暴形成。17:00分(图1f)锋后急流云头和锋面对流云团相接成一片,最低云顶亮温 -66° C ,但 $>-62^{\circ}\text{ C}$ 的面积迅速减小,雷暴大风减弱到 20 m/s 以下,并有雷阵雨产生,能见度好转。

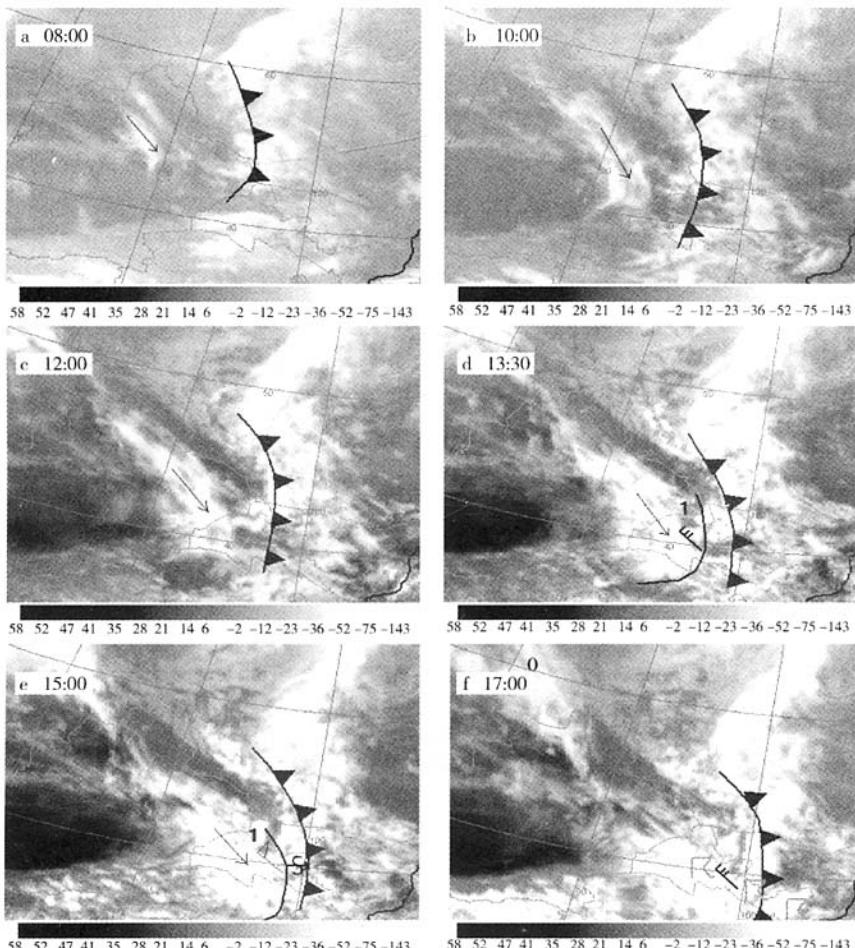


图1 2007年4月13日风云2号卫星红外云图(箭头为下沉急流方向,细实线为急流云头轮廓)

Fig. 1 The FY - 2 infrared images on April 13, 2007(The long arrow for the descending jet direction, the thin line for the jet cloud head outline)

从以上急流云带演变过程可以看出,急流云带从生成到强盛阶段用了7 h,水平移动跨越10个经度,急流云头速度在44 m/s,远快于锋面系统移速和对流层中低层环境风速。急流云头是由于高空急流携带高层干冷空气下沉到对流层中层,叠加到对流层低层暖湿空气之上,使对流不稳定能量积聚增强,对流不稳定能量爆发性释放产生的对流云。急流云头的发展、成熟、减弱与地面雷暴大风、沙尘暴强度演变有较好的对应关系。

2.2 高空急流在等熵面上的位势高度演变

从图2a~2c等熵面上全风速矢量和高度演变图可以看出,08时40°~42°N,95°~100°E范围内等熵面上等高线稀疏,等熵面坡度小,>15 m/s的

风速矢量在4 000 gpm以上,急流高度较高,在对流层中低部;14时40°~42°N,95°~100°E范围内等熵面上等高度线加密,等熵面坡度陡立,>15 m/s的风速矢量在2 000 gpm以下,急流高度下降到边界层;20时40°~42°N,95°~100°E范围内等熵面上等高线变稀,等熵面坡度减小,>15 m/s的风速矢量在4 000 gpm以上,急流高度回复到对流层中部。以上等熵面上风速矢量演变说明,沙尘暴发生前,急流高度是由对流层中部向边界层下沉的过程;沙尘暴减弱消失后,急流高度是由边界层底层向对流层中部抬升的过程。等熵面坡度是由缓到陡,再由陡变缓的过程。

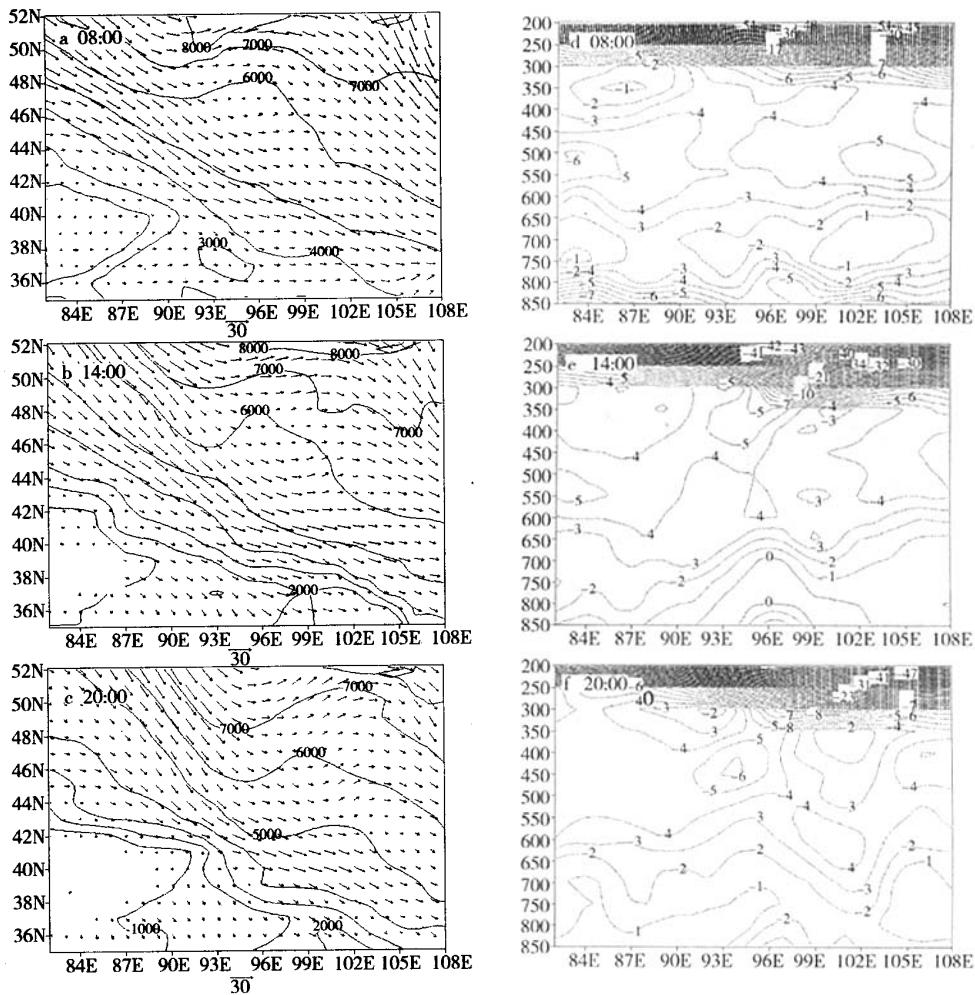


图2 2007年4月13日高空急流在等熵面(305 K)上的高度变化(a,b,c)和静力稳定性沿40°N的垂直剖面(d,e,f)

Fig. 2 The upper jet on the 305 K isentropic surface(a, b, c) and vertical cross sections(d, e, f) of the gravitational stability along 40°N on April 13, 2007

3 大气不稳定的时空演变

对流性沙尘暴天气过程中,对流不稳定能量释放扮演了重要角色,为了进一步说明干、湿过程在这次特强沙尘暴过程中的作用,对不同稳定度的演变进行对比分析。

3.1 静力稳定度演变

1个气块受到扰动后产生垂直位移,若气块加速离开其初始位置,则称为静力不稳定。静力不稳定反映的是干空气层结不稳定状态。静力不稳定可以用 $\frac{\partial\theta}{\partial p} > 0$ 判别。从 40°N 的垂直剖面图(图 2d, e, f)可以看出,08 时整层为静力稳定,且 800 hPa 以下稳定性较大, $\frac{\partial\theta}{\partial p} < -4 \times 10^{-4} \text{ K/hPa}$ 。14 时在沙尘暴出现前,700 hPa 以下稳定性减小,且在 $90^{\circ} \sim 102^{\circ}\text{E}$ 出现小范围正值区域,对流层低层出现静力不稳定。20 时在沙尘暴结束后,整层转为静力稳定。从上述分析看,静力不稳定在沙尘暴发生前只有在浅层小范围出现,静力不稳定能量释放在这次沙尘暴天气中不是主要角色。

3.2 对流有效位能演变

对流有效位能 CAPE 在热力学图解上是自由对流高度(Z_{LFC})到平衡高度(Z_{EL})间的层结曲线与状态曲线所围成的面积,与 2 高度间正浮力产生的动能大小成正比。CAPE 值越大,对流不稳定越强。定义如下式:

$$\text{CAPE} = g \int_{Z_{\text{LFC}}}^{Z_{\text{EL}}} \left(\frac{T_{\text{vp}} - T_{\text{ve}}}{T_{\text{ve}}} \right) dz$$

其中 T_{v} 是虚温, e, p 分别表示与环境和气块有关的物理量; Z_{LFC} 为自由对流高度,是 $T_{\text{vp}} - T_{\text{ve}}$ 由负值转正值的高度; Z_{EL} 为平衡高度,是 $T_{\text{vp}} - T_{\text{ve}}$ 由正值转负值的高度。

从 13 日 CAPE 的演变图(图 3a, b, c)可以看出,08 时整个河西走廊无 CAPE 值 > 0 的不稳定区域,大气对流稳定。14 时在沙尘暴出现前,河西走廊西部和北部出现 2 个 CAPE 中心值 $> 80 \text{ J/kg}$ 的区域,大气层结出现对流不稳定。20 时在沙尘暴结束后,CAPE 正值区域在河西走廊中西部消失,对流不稳定能量完全释放。武威有 CAPE 中心值 $> 40 \text{ J/kg}$ 的小范围区域,对流不稳定能量相对小,此范围没出现强沙尘暴。以上分析说明,河西走廊中西

部在 14 时以后的对流不稳定能量释放是造成强对流和地面大风、沙尘暴的原因。

3.3 条件对称不稳定演变

条件对称不稳定能量转换在强天气事件中起着重要作用。Schultz, D. M 等^[11] 对条件对称不稳定的关键问题和应用进行了回顾和总结。Dixon, R. S. 等^[12] 在气旋云头快速发展研究中,把对流有效位能(CAPE)、倾斜对流有效位能(SCAPE)和湿对称不稳定(MSI)进行了对比分析,指出了湿对称不稳定能量释放在气旋云头快速发展中的作用。Brown-ing, K. A.^[13] 在研究 1987 年 10 月横扫欧洲的 1 次强风暴气旋云头结构中发现:云头钩状部分有多个倾斜对流环流组成,其尖部有高速下沉急流——“尾端刺”(The sting at the end of the tail),“尾端刺”在地面产生强风,并认为云头多级倾斜对流环流由条件对称不稳定引起。

当等温面的斜率大于等 M 面的斜率时称为对称不稳定,对于干空气为对称稳定,对于湿饱和大气,由于潜热释放,使大气变为对称不稳定,称为条件对称不稳定。条件对称不稳定可以用湿地转位涡 MPV_g 来判定^[12],其表达式为:

$$MPV_g = -g(f + \zeta_g) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} - g \left(\frac{\partial u_g}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} - \frac{\partial v_g}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \right)$$

$MPV_g < 0$ 为条件对称不稳定, $MPV_g > 0$ 为条件对称稳定。

从 40°N 的 MPV_g 垂直剖面图(图 3d, e, f)可以看出,08 时在 $95^{\circ} \sim 99^{\circ}\text{E}$, 700 hPa 以下为条件对称稳定层,700 ~ 400 hPa 为条件对称不稳定层, MPV_g 负值中心为 $-0.12 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$,中心位置在 600 hPa 附近;14 时在沙尘暴出现前,负值区域中心值减小到 $-0.21 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$,并向右、向东扩展, $< -0.1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的区域到达近地面层,450 hPa 以下整层出现条件对称不稳定层;20 时在沙尘暴结束后,在 $97^{\circ} \sim 98^{\circ}\text{E}$ 上空,850 ~ 600 hPa 之间出现了正值区域,中心最大值为 $0.1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$,中心位置在 700 hPa 附近,也就是说在这个区域,由条件对称不稳定转为条件对称稳定,条件对称不稳定能量转化为条件不稳定能量^[14]。

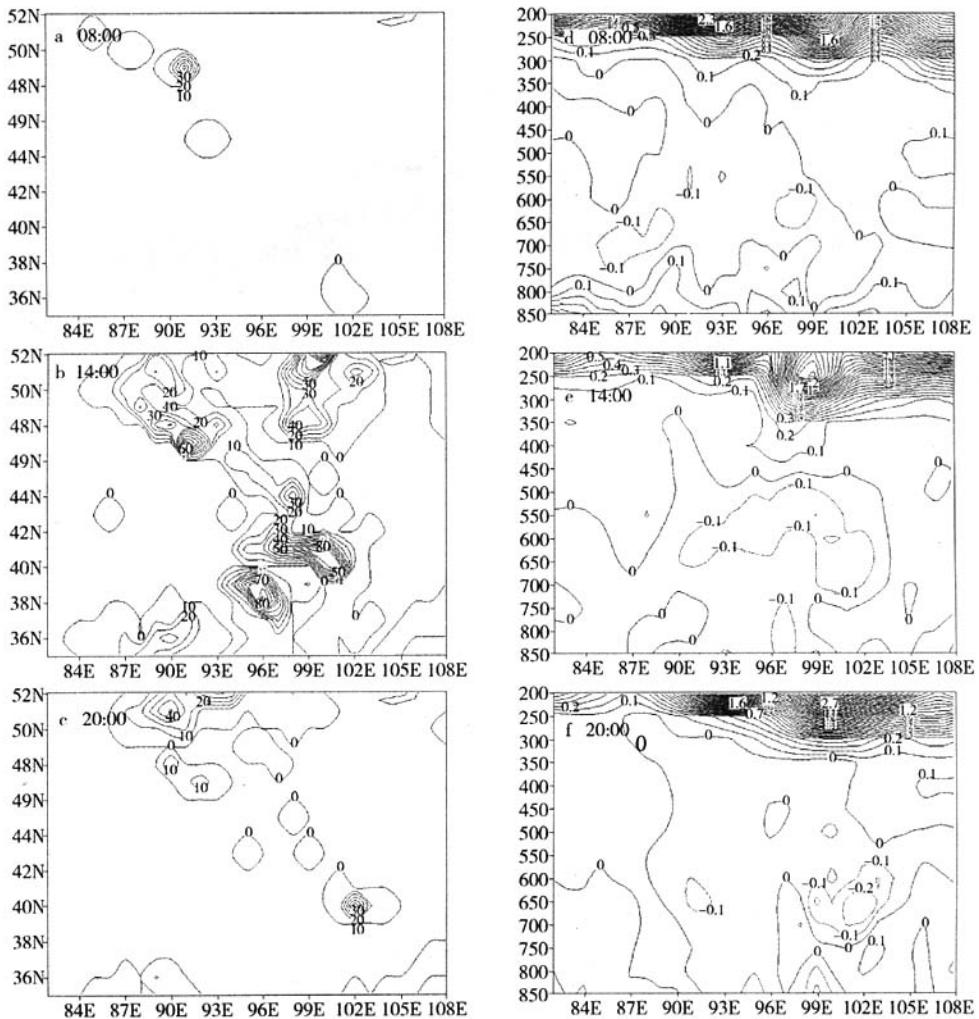


图3 2007年4月13日对流有效位能 CAPE(a,b,c)和条件对称不稳定沿40°N的垂直剖面(d,e,f)

Fig. 3 The convective available potential energy (a,b,c) and vertical cross sections (d,e,f) of the conditional symmetric instability along 40°N on April 13, 2007

从上述分析看出,条件对称不稳定先在对流层中部出现,由于对称不稳定产生的斜升运动先生成云,进而凝结潜热释放增大,使得对流层中部产生对流不稳定,垂直对流增强并向下降伸展,对流层下层也出现凝结潜热释放,继而产生对称不稳定和对流不稳定,中尺度云团强烈发展。

3.4 条件不稳定演变

当大气中包含水汽,由于气块绝热上升凝结潜热释放使气块所受的浮力增大,从而变得不稳定称

为条件不稳定。条件不稳定可以用 $\frac{\partial \theta_c}{\partial p} > 0$ 判别。

从40°N的 $\frac{\partial \theta_c}{\partial p}$ 垂直剖面图(图4a,b,c)可以看出,08时在95°~99°E, 700 hPa以下为条件稳定层, 700~500 hPa为条件不稳定层, 正值中心为 $3.1 \times 10^{-4} \text{ K/hPa}$, 中心位置在600 hPa附近; 14时在沙尘暴出现前, 正值区域中心值增大到 $5.4 \times 10^{-4} \text{ K/hPa}$, 并向下、向东扩展, $> 2 \times 10^{-4} \text{ K/hPa}$ 的区域到达近地面层, 500 hPa以下整层出现条件不稳定层; 20时在沙

尘暴结束后,正值中心位置下降到650 hPa附近,但在 $96^{\circ}\sim98^{\circ}\text{E}$ 从850 hPa到600 hPa之间出现了负值区域,中心最小值为 $-2.3\times10^{-4}\text{K/hPa}$,中心位置在700 hPa附近,也就是说在这个区域,条件不稳定能量释放,由条件不稳定转为条件稳定。对应垂直速度剖面图(图4d,e,f),08时在 $95^{\circ}\sim98^{\circ}\text{E}$,800 hPa以下为下沉气流,垂直环流的下沉支和上升支

均在800 hPa以上;14时在 $94^{\circ}\sim97^{\circ}\text{E}$ 从850 hPa到500 hPa为上升气流,上升气流的中心在850 hPa附近,最大上升速度 $-5.6\times10^{-1}\text{hPa\cdot s}^{-1}$,同时下沉支中心也下降到700 hPa附近,最大下沉速度 $3.4\times10^{-1}\text{hPa\cdot s}^{-1}$;20时下沉支气流在 $96^{\circ}\sim98^{\circ}\text{E}$ 已将低层上升中心抬升东推,低层完全被下沉气流控制。

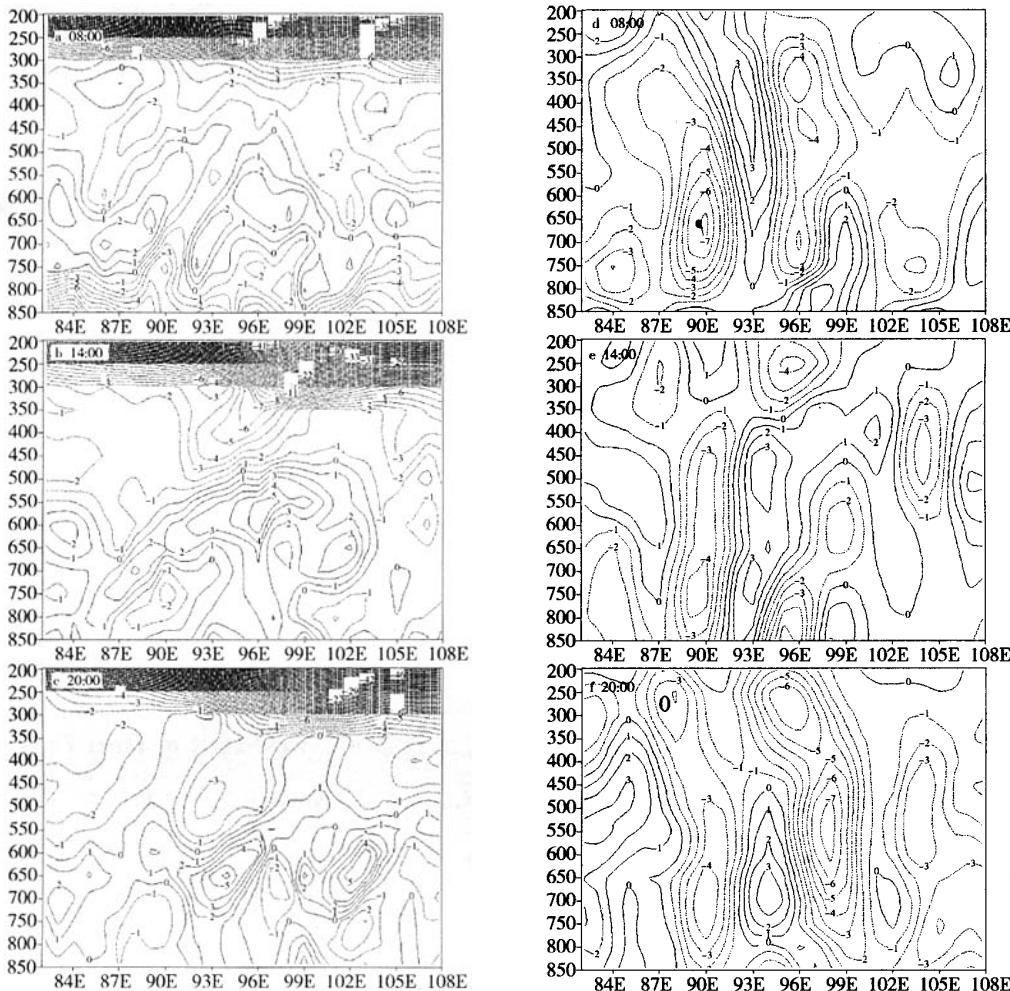


图4 2007年4月13日条件不稳定沿 40°N 的垂直剖面(a,b,c)和垂直速度沿 40°N 的垂直剖面(d,e,f)

Fig. 4 The vertical cross sections (a, b, c) of the conditional instability and the vertical cross sections (d, e, f) of vertical velocity along 40°N on April 13, 2007

由上面分析可以看出,这次特强沙尘暴过程不是干过程,凝结潜热释放先在对流层中层发生,然后向下发展,使对流层下部转为条件不稳定层,在700 hPa附近的条件不稳定能量释放在这次特强沙尘暴过程中的作用比较显著。

4 小 结

(1)这次沙尘暴过程中对流层中低层槽后有高速下沉急流存在,从急流云带演变过程看出,急流云带从生成到强盛阶段用了7 h,水平移动跨越10个

经度,急流云头速度44 m/s,远快于锋面系统移速和对流层中低层环境风速。

(2)等熵面上风速矢量演变说明,沙尘暴发生前,急流高度是由对流层中部向边界层底层下沉的过程;沙尘暴减弱消失后,急流高度是由边界层底层向对流层中部抬升的过程。等熵面坡度是由缓到陡,再由陡变缓的过程。

(3)从沙尘暴发生前后的条件不稳定、条件对称不稳定等演变分析表明,这次强沙尘暴不是干过程,凝结潜热释放先在对流层中层发生,然后向下发展,使对流层中下部转为条件不稳定层,700 hPa附近的条件不稳定能量释放在这次特强沙尘暴过程中起到重要作用。

(4)这次沙尘暴过程中,条件对称不稳定和条件不稳定共存,条件对称不稳定产生的斜升运动先生成云,凝结潜热释放增大,对流不稳定增强,继而对流不稳定能量释放,产生强烈对流。

参考文献:

- [1] 王文,程麟生.“93.5”黑风暴的对称不稳定诊断分析[J].高原气象,1999,18(2):127-137.
- [2] 汤绪,俞亚勋,李耀辉,等.甘肃河西走廊春季沙尘暴与低空急流[J].高原气象,2004,23(6):840-846.
- [3] 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):116-126.
- [4] 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.
- [5] 王锡稳,刘治国,黄玉霞,等.河西走廊盛夏一次强沙尘暴天气综合分析[J].气象,2006,23(7):102-109.
- [6] 李艳春,赵光平,陈楠,等.宁夏沙尘暴天气研究进展[J].中国沙漠,2006,26(1):137-141.
- [7] 王建鹏,沈桐立,刘小英,等.西北地区一次沙尘暴过程的诊断分析及地形影响的模拟实验[J].高原气象,2006,25(2):259-267.
- [8] 屠妮妮,矫梅燕,赵琳娜,等.引发强沙尘暴的蒙古气旋的动力特征分析[J].中国沙漠,2007,27(3):520-527.
- [9] 王雁鹏,陈岩,殷惠民,等.中国北方沙尘暴传输的数值模拟[J].干旱气象,2007,25(3):1-9.
- [10] 张瑞军,何清,孔丹,等.近几年国内沙尘暴研究的初步评述[J].干旱气象,2007,25(3):88-94.
- [11] Schultz D M, Schumacher P N. The use and misuse of conditional symmetric instability[J]. Mon Weather Rev, 1999, 121: 1821-1833.
- [12] Dixon R S, Browning K A, Shutts G J. The relation of moist symmetric instability and upper-level potential-vorticity anomalies to the observed evolution of cloud heads[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 2002, 128: 839-859.
- [13] Browning K A. The sting at the end of the tail: Damaging winds associated with extratropical cyclones[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 2004, 130: 375-399.
- [14] 程艳红,陆汉城.对流对称不稳定的演变和环流特征[J].热带气象学报,2006,22(3):253-258.

Instability Analysis of a Heavy Dust Storm in Mid-west Part of Hexi Corridor

WANG Fucun^{1,2}, FU Youzhi², LIU Xiulan³, YIN Xuelian², SHAO Liang⁴

(1. College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China; 2. Zhangye Meteorological Bureau of Gansu Province, Zhangye 734000, China; 3. Linze Meteorological Station of Gansu Province, Linze 734200, China;
4. Lanzhou Meteorological Bureau of Gansu Province, Lanzhou 730020, China)

Abstract: Based on FY-2 infrared images and the reanalysis data for six hours of NCEP ($1^\circ \times 1^\circ$), the heavy dust storm process occurred on 13 April 2007 in the middle west part of Hexi corridor is analyzed, particularly the cloud head of the descending jet was tracked and the gravitational instability, conditional symmetric instability and conditional instability are diagnosed in detail. Results show that a high speed descending jet resulted in this heavy dust storm and the jet triggered strong convection in frontal region, and conditional instability occurred in the middle part of troposphere first, then developed downwards. The release of conditional instability energy at the level of 700 hPa caused rapid development of convective circulation in boundary and brought on this heavy dust storm.

Key words: heavy dust storm; descending jet; conditional symmetric instability; conditional instability