

文章编号: 1000-2022(2005) 06-0794-07

潜热和惯性不稳定与气旋爆发性发展关系的数值研究

郭大梅^{1, 2}, 琚英¹

(1 南京信息工程大学 大气科学系, 江苏 南京 210044; 2 陕西省气象台, 陕西 西安 710014)

摘 要: 利用 PSU/NCAR MM5 模式对 1981 年 12 月 19 日 20 时—21 日 20 时 1 次太平洋西部气旋强烈爆发过程进行干过程和控制过程对比数值模拟试验, 得出: 潜热释放使对流层顶和等温面抬高, 气流在高层上升冷却形成扰动槽, 其适应过程使高层出现惯性不稳定。惯性不稳定总是伴随强惯性稳定区存在, 两者产生的加速度场可形成高层辐合、辐散引起气旋加强以及降水加大, 降水加强又使潜热进一步加大和扰动槽加强, 从而导致惯性不稳定加剧。这种正反馈的过程有利于气旋的加深。

关键词: 潜热释放; 惯性不稳定; 爆发性气旋; 扰动槽; 数值试验

中图分类号: P443 **文献标识码:** A

爆发性气旋常常发生在北半球中高纬洋面上。这种气旋在短时间内强烈发展, 地面中心气压大幅度下降, 加深率可达 1 hPa/h 以上, 达到强台风风力, 并常常伴有强对流、暴雪等强烈天气, 给海上作业带来严重的威胁和灾难。目前的研究表明影响气旋爆发的因子很多, 如对流层中层以上气旋性涡度平流和暖平流、非绝热性加热过程、低层静力稳定度、大面积海表温度梯度、前期地面的涡度发展以及地面能量通量^[1], 斜压性和对流凝结潜热的作用^[2], 高空急流出口区北侧的辐散区为爆发性气旋发展提供了动力条件, 气旋爆发性发展前上游斜压性的发展使对流层发生折叠, 平流层与对流层相互作用增强^[3], 明显的对流层中下部增温、增湿以及不稳定的大气层结和强高空急流, 及其有关的次级环流的作用^[4]等。气旋强烈爆发是非地转调整的结果, 基流的反气旋性弯曲和非热成风空间分布不均匀性与气旋的强烈爆发有明显的联系^[5]。海洋气旋上空与潜热释放相关的最大加热层次位置是诱发气旋爆发性发展的关键因子^[6]。高空位涡空气的下伸是气旋爆发性发展的重要条件^[7]。由于爆发性气旋与高空急流的作用关系密切, 高空急流可造成气流的非地转风扰动使急流加速或减速。惯性不稳定也是气流加速的原因之一, 这方面的讨论较少, 因而本文主要讨论 1981 年 12 月 19 日 20 时—12 月 21 日 20 时气旋爆发中的惯性不稳定作用。

1 天气实况分析

按丁一汇^[8]所作的归类, 此个例属于冷锋后极地冷气团中海洋气旋发展的例子。1981 年

收稿日期: 2003-11-11; 改回日期: 2004-02-02

基金项目: 科技部专题项目 (2001BA901A)

作者简介: 郭大梅 (1978-), 女, 江苏徐州人, 硕士生, 研究方向: 爆发性气旋。E-mail: shanxiguodame@sohu.com.

12月 17日 20时, 极锋上出现波动。18日 08时, 位于山西的冷涡在 20时移到了渤海口。随着冷涡移近, 极锋上的波动迅速锢囚, 锢囚点的值为 $1\ 026\ \text{hPa}$ 位于朝鲜半岛东北角。19日 08时, 地面低中心出现闭合等压线, 此后气旋向东北方向移动直至消亡。气旋的爆发性发展是在 19日 20时—21日 20时, 最强的爆发时段为 20日 20时—21日 20时, 24 h 气压下降了 $39\ \text{hPa}$ 其中 20日 20时—21日 08时气压从 $964\ \text{hPa}$ 下降至 $940\ \text{hPa}$ 12 h 下降了 $24\ \text{hPa}$ 若以此速度推算, 24 h 则达到 2 贝吉龙以上, 但在 21日 08时之后, 下降幅度大大减小。

2 资料、模式选取及方法

文中使用 ECMWF 提供的逐日 20时 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 经纬距 $1\ 000 \sim 100\ \text{hPa}$ 资料。选用 PSU / NCAR MM5 模式。模式的格点数为 100×100 , 水平格距 $60\ \text{km}$, 中心点位于 150°E , 42°N 。模式以 19日 20时的实时资料为初始场, 积分 48 h 每 3 h 输出一次结果。输出资料垂直方向从 $1\ 000\ \text{hPa}$ 到 $100\ \text{hPa}$ 共 22 层。

对比分析 20日 20时实况、控制试验和干过程预报的海平面气压场可以看出 (图略), 控制试验过程中的气旋、日本岛西面的反气旋弯曲, 低压东南面太平洋上的高压, 都得到了很好的预报。20日 20时气压实测是 $964\ \text{hPa}$ 控制试验预报气压是 $967\ \text{hPa}$ 而干过程的预报气压是 $978\ \text{hPa}$ 。由此可见控制试验预报效果比较理想, 水汽对气旋发展有明显的影响。

3 干试验与控制试验对比

从控制试验过程模拟结果来看 (表略), 20日 02时气旋出现闭合中心。20日 05时—20时为爆发性加深阶段, 20日 14时—21日 08时加深最为剧烈阶段, 这个时期与实际气旋的发展加深相吻合。与控制试验模拟相比, 干过程模拟气旋的位置相差较小, 气旋加深的强度较弱, 但气旋加深的趋势与控制试验过程相似。这也说明气旋发展过程中动力作用也非常明显。21日 11时之后, 气旋发展减慢直至停滞。本文主要讨论水汽对气旋发展的影响, 动力作用的影响将在另文讨论。

比较两个过程发现: 控制试验从 20日 05时—21日 08时 $100\ \text{hPa}$ 位势高度场上气旋中心的前部有一很强的扰动, 20日 20时气旋中心位于 160°E , 45°N (图 1a), 扰动由上自下逐渐减弱, 在 $300\ \text{hPa}$ 已不再出现。21日 08时之后, 扰动场减弱, 且与气旋中心脱离。实况场上, 也存在这一现象 (图 1b)。20日 20时 $100\ \text{hPa}$ 实况场上的扰动槽较模拟结果要强, 但其位置与模拟结果接近。这种扰动的尺度约 $500\ \text{km}$ 左右。由于高层以大尺度系统为主, 由地转平衡理论可知, 这种扰动必然会造成较大的非地转场, 地转不平衡到地转平衡的适应过程也会影响气旋的发展。而干过程中这种扰动一直没有出现, 可见这种扰动的生成与水汽的关系密切。

从降水量分析可见, 降雨带的位置及移动与高度场扰动及潜热加热区十分一致 (图略)。在 20日 08时, 雨带中心位于扰动槽的后部约 2 个纬距。低压中心位于雨带中心的西侧 2~3 个经距。从雨带与锋区的位置分析, 降水中心主要位于暖锋的前部和暖区中。冷锋附近降水很小。暖锋前后的强暖平流, 以及锋前扰动造成较强的上升运动与降水有一定的联系。

控制试验过程沿气旋中心温度剖面与垂直速度场分析表明, 在降水区上空有较强的上升运动中心, 温度场也向上凸起, 与干过程相比, 可以看出潜热释放的作用明显使高层等温面抬高。强上升运动的右侧为强而窄的下沉运动区。20日 08时, 在 150°E 附近, $300\ \text{hPa}$ 以上有一冷槽 (图略), 这种情况在干过程中没有出现, 而 20日 20时变为冷中心 (图 2b), 实况图上尤为明显 (图 2a)。冷中心左部为上升运动, 右部为下沉运动, 中心为 0 值区, 这与实况一致。由

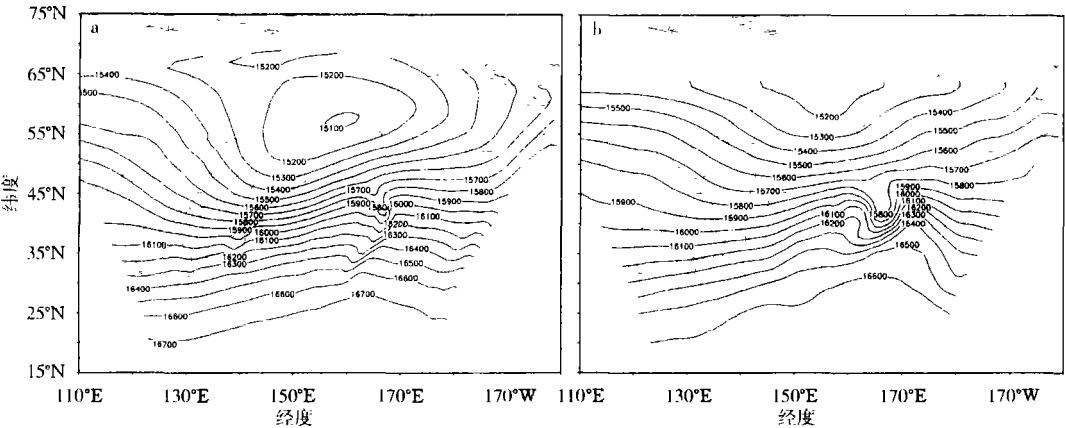


图 1 20 日 20 时 100 hPa 控制试验 (a) 和实况 (b) 高度场 (单位: gpm)

Fig 1 100 hPa control experiment (a) and actual (b) height fields
at 2000BST 20th December 1981 (units gpm)

于冷中心范围较小,大尺度冷平流造成冷中心的可能性不大,因此可能是上升运动造成的冷却形成冷中心。干过程中上升与下沉运动也存在,但强度大大减小且无强的冷中心配合,所以高空扰动槽未能出现。显然潜热释放可导致等温面的抬高使对流层顶抬高,上升运动使大气冷却在高层产生的冷中心是形成扰动槽的主要原因。由于越到高层气压越低,根据静力平衡方程,温度越低气压随高度的减小越快,温度越高,气压随高度的降低越慢,因此扰动槽也在高层表现的更清楚。在气旋发展后期,由于气旋中心降水减少,在气旋中心附近扰动槽减弱直至消失,气旋也随之减弱消亡。强扰动的出现会产生强烈的适应过程,这种过程以何种形势影响气旋的加深与发展以及扰动场中上升、下沉气流的形成将在下面讨论。

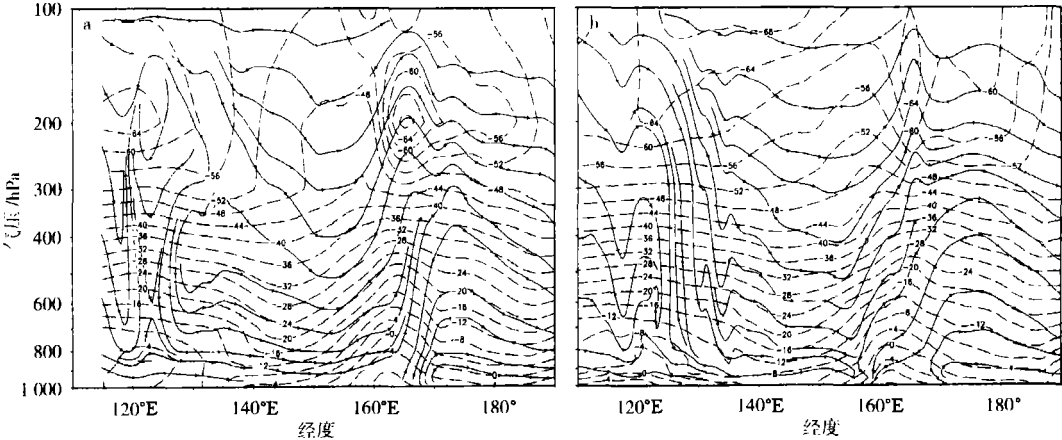


图 2 20 日 20 时沿 45°N 的温度和纬向环流剖面

(实线代表纬向环流,纬向风的单位: $m \cdot s^{-1}$,垂直风的单位: $cm \cdot s^{-1}$;虚线代表温度,单位: $^{\circ}C$)
a 实况; h 控制试验过程

Fig 2 Longitude-height cross-sections of temperature and zonal circular on 45°N

at 2000BST 20th December 1981 (solid lines denote zonal circulation units of zonal wind $m \cdot s^{-1}$,
units of vertical speed $cm \cdot s^{-1}$; dashed lines temperatures units $^{\circ}C$)
a observed situation; h control experiment

4 惯性稳定度与气旋爆发性发展的关系

惯性不稳定是指处于地转平衡的基本气流受到横向扰动时,若扰动被加速,称为惯性不稳定,否则为惯性稳定。分析发现,在气旋发展过程中惯性不稳定在扰动槽附近表现尤为强烈。

由 p 坐标下的惯性不稳定及其判据^[9]:

$$\frac{dw}{dt} = -fF_1 \delta y, \quad \frac{du}{dt} = -fF_2 \delta x。$$

其中, $F_1 = f - \partial u / \partial y$, $F_2 = f + \partial v / \partial x$, f 为科氏参数。可见惯性稳定度判据可分成两个方向,即纬向和经向。由于 F_2 项的变化,可造成纬向加速度的变化,因此又称其为纬向惯性稳定度判据。同理经向惯性稳定度判据用 F_1 表示,其中均用实际风代替地转风计算惯性稳定度。当 F_1 和 F_2 小于零可造成气流的加速为惯性不稳定。

4.1 纬向惯性不稳定

从 100 hPa F_2 场可见, 20 日 05 时 (图略), 在气旋中心的东部, 有一个 F_2 的小值区, 中心值小于 $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 其左右两侧为 F_2 的大值区。东部 F_2 值最大, 中心值达 $1.8 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 以上。20 日 08 时 100 hPa 出现惯性不稳定, 气旋发展开始加快。之后, 正负值区也在加强扩大。20 日 14 时负值中心已达 $-1.2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, 正值中心为 $2.4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 。由气旋中心与惯性不稳定区位置分布关系, 最初, 惯性不稳定的负值区与气旋中心接近, 20 日 08 时气旋中心位于惯性不稳定中心的西侧约 10 个经距。20 日 20 时相距为 7 个经距 (图 3a)。此时为气旋快速发展期, 实况也是如此 (图略)。21 日 08 时为 10 个经距。之后, 两者的距离越来越远, 21 日 20 时相距已近 20 个经距, 气旋发展停滞。可见惯性不稳定生成发展, 气旋也在发展加强。当惯性不稳定区远离气旋中心时, 气旋发展减慢以至停滞。当惯性不稳定区离气旋中心较近时, 有利于气旋的快速发展, 较远不利于气旋发展。这说明 100 hPa 惯性不稳定对气旋的发展和加深起着推动作用。

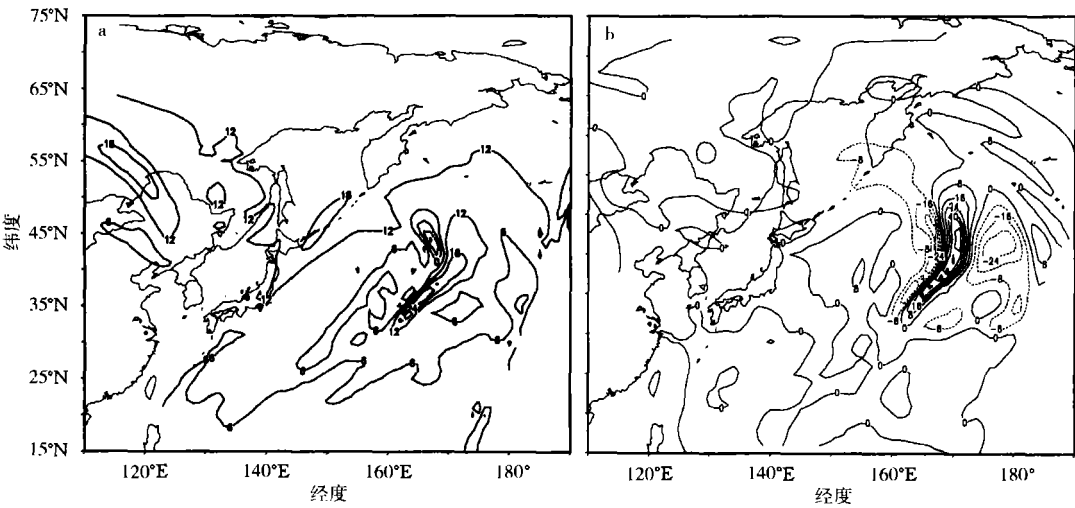


图 3 控制试验 100 hPa 上的 F_2 场 (a 单位: 10^{-5} s^{-1})
和 20 日 23 时与 20 时纬向风之差 (b 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig 3 100 hPa F_2 field (a units 10^{-5} s^{-1}) at 2000 BST 20 th and

differences of zonal winds between 2300 BST and 2000 BST 20 th in control experiment (b units $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

由图 3 可见惯性不稳定区总是与一强的惯性稳定区相伴随, 这种情况一直持续到扰动槽消失。为什么与惯性不稳定区相伴随的为强的惯性稳定区, 该区域对气旋有何作用也是应该认真讨论的问题。

由前面的分析, 纬向惯性不稳定可导致纬向风的加速, 这在惯性不稳定出现时已有所显示, 如图 3b 中将 20 日 23 时的 100 hPa 纬向风场与 20 日 20 时的纬向风场相减并与 20 日 20 时的 F_2 (图 3a) 相比可见, F_2 的负值中心与正的风速差中心相对应, F_2 的正值中心与负风速差中心相对应。在这一时刻的前后均是如此 (图略)。可见, 惯性不稳定对风速的增加有明显的影响, 即可能产生这样几种情况: 当正负值区相间时, 负值造成的加速和正值造成的减速形成气流在负值中心前部的辐合, 与负值中心后部的强烈辐散; 当均为正值, 但有大值中心与小值中心相间时, 小的正值带前有利于产生辐合场, 后部易产生辐散场; 当只有一个强的正值中心时, 其前部易发生辐散, 后部易出现辐合; 当仅有一个小值区时, 小值区前部有利于辐合场的形成, 后部有利于辐散场的形成。分析中发现, 对流层上部这种情况十分明显。

由于 200 hPa 扰动槽较弱, 因此由惯性不稳定造成的风速的变化无 100 hPa 明显, 但强弱 F_2 值造成的强烈的散度场仍然存在。

由 20 日 20 时散度剖面图 (图 4) 与 F_2 剖面图对比可见, 惯性不稳定的前部出现强烈的辐合, 后部为强辐散。降水中心位于强辐散场的下方, 与前面分析的结果一致。同时高层强辐合区的下方中层为辐散场, 高层强辐散场下方中层为辐合场。 F_2 小值区在 200~500 hPa 明显东伸可能是中层辐散场形成的原因之一, 不过, 高层的辐合下沉也可导致中层辐散, 这也可能是中层辐散场形成的原因之一, 可见高层的惯性不稳定区为明显的扰动源, 由此产生的辐合、辐散场可造成中层的补偿气流, 形成辐散、辐合, 从而导致低层的辐合、辐散。总体说来, 由于高层辐合区形成的中层辐散较强, 中层辐散又导致低层辐合, 所以无论高层处在辐合或辐散区低层均以辐合为主。

干过程中没有出现惯性不稳定, 但有 F_2 场大值中心与小值中心相间的情况出现 (图略), 图中高层无强的正负 F_2 中心出现, 但中层大值与小值相间的情况十分明显, 所以中层出现了较大的辐散场。低层辐合可能与补偿气流有关。

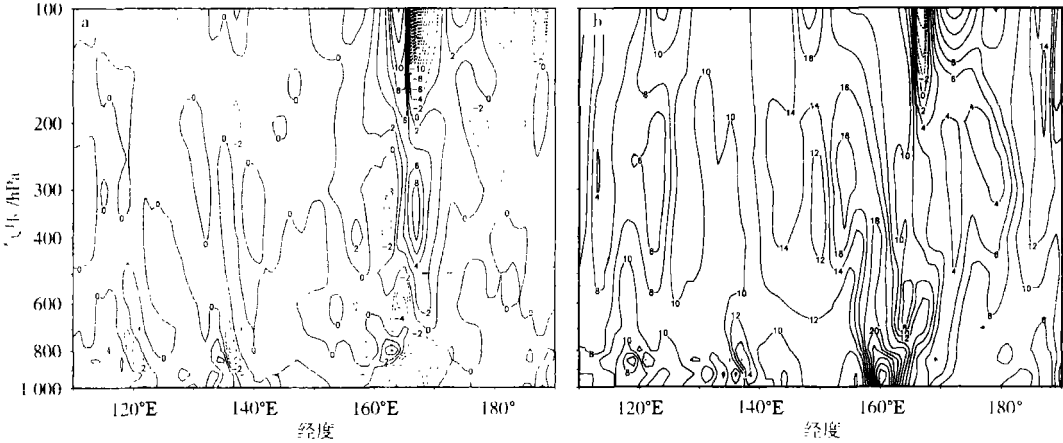


图 4 20 日 20 时控制试验沿 45°N 散度 (a 单位: 10^{-5} s^{-1}) 和 F_2 (b 单位: 10^{-5} s^{-1}) 剖面

Fig 4 Longitude-height cross-section of divergence (a units 10^{-5} s^{-1}) and F_2 (b units 10^{-5} s^{-1}) on 45°N in control experiment at 2000BST 20th December 1981

由此可见, 高层的惯性不稳定的出现与潜热加热和扰动槽有密切的联系, 由上升运动冷却在高层产生冷中心导致扰动槽的形成, 扰动槽的适应过程产生了惯性不稳定。惯性不稳定区产生的加速度场可形成散合场使低层辐合加大降水加强, 由此造成的上升运动的加强又有利于扰动槽的加强, 进一步加大了惯性不稳定。这种正反馈的过程有利于气旋的加深。

4 2 经向惯性不稳定

控制试验过程模拟的结果可以看出: 20 日 05 时 100 hPa 高度场上的扰动场处有惯性不稳定出现。 F_1 的负值中心最小值为 $-6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。沿 F_1 场可以发现 (图 5a), 惯性不稳定与扰动槽的位置非常一致, 惯性不稳定的北部有一个 F_1 的强正值区存在, 实况也是如此 (图 5b)。由于惯性不稳定区可造成气流的加速, 强稳定区可造成气流的减速, 因此这两个一正一负的中心造成了扰动槽内的强辐合 (图略)。高层辐合又形成了中层的强辐散, 使低层出现补偿辐合, 有利于气旋的发展, 这种情况一直维持到 21 日 08 时。21 日 08 时之后, 扰动槽中的惯性不稳定区消失, 且扰动场远离气旋中心, 气旋发展变慢。

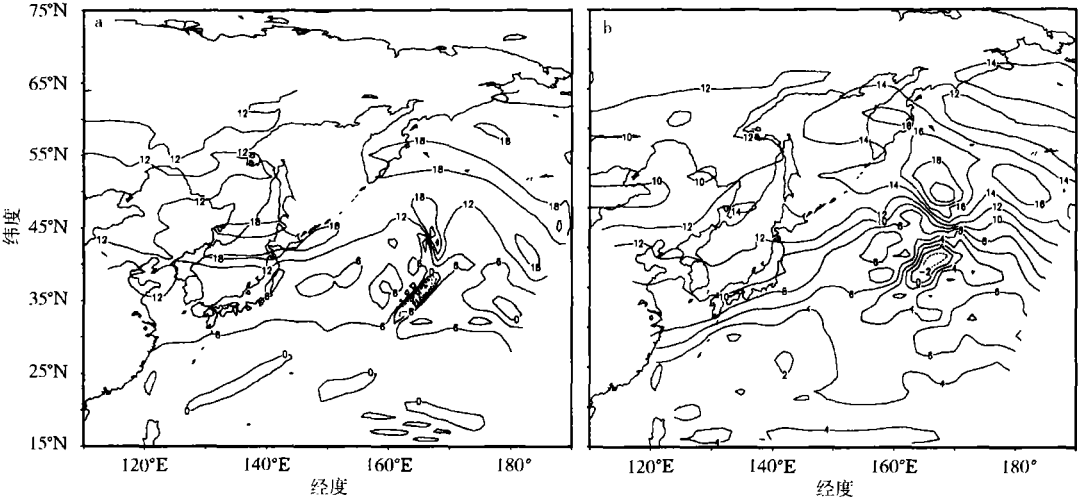


图 5 20 日 20 时 100 hPa F_1 场 (单位: 10^{-5} s^{-1})

a 控制试验; b 实况

Fig 5 100 hPa F_1 (units 10^{-5} s^{-1}) fields at 2000BST 20th December 1981

a control experiment b observed situation

由上述分析可见, 扰动槽与经向惯性不稳定和纬向惯性不稳定的形成有较大的影响, 他们均对气旋的发展有较大的贡献。纬向惯性不稳定与降水的联系更为密切。

干过程中经向惯性不稳定区已不存在, 可见潜热对惯性不稳定的出现有较大的作用, 而惯性不稳定与气旋以及扰动槽有较密切的联系。

5 结 论

(1) 干过程中, 气旋发展比控制试验过程大大减弱, 高层无惯性不稳定以及扰动槽形成, 惯性不稳定与扰动槽的形成与潜热释放有关。

(2) 爆发性气旋中, 在纬向惯性不稳定区的东部和经向惯性不稳定区的北部总是伴随一强惯性稳定区, 这种形势对高层散度场有较大的影响, 从而影响气旋的形成与加强。

(3) 潜热释放可使对流层顶与等温面抬高, 使高层的上升运动造成大气冷却形成冷中心,

导致扰动槽形成。扰动槽的适应过程又产生高层的惯性不稳定。纬向惯性不稳定可形成纬向风的加速,其西部可形成较强的辐散场使上升运动加强,使扰动槽进一步加强,形成正反馈过程使气旋加深。经向惯性不稳定形成的经向风的加速引起高层风场的辐合,在中层辐散,低层辐合,同样有利于气旋的发展。当降水与扰动槽减弱时惯性不稳定减弱,气旋发展减慢。

(4) 200 hPa 以上的扰动槽的结构为槽前下沉气流,槽后上升气流,槽前辐合,槽后辐散,槽中为冷中心。

参考文献:

- [1] Robert L M R, Phillip J S A diagnosis of a model-simulated explosively developing extratropical cyclone[J]. Mon Wea Rev, 1996 124(5): 875-904
- [2] Rogers E, Bosart L F An investigation of explosively deepening oceanic cyclones[J]. Mon Wea Rev, 1986, 114(4): 702-718.
- [3] Uccellini L W, Keyser D. The president's day cyclone of 18-19 February 1979: Influence of up stream trough amplification and associated tropopause folding on rapid cyclogenesis[J]. Mon Wea Rea, 1985 113(6): 962-988
- [4] 仪清菊,丁一汇. 东海地区温带气旋爆发性发展的热力-动力学分析[J]. 气象学报, 1992 50(2): 152-166
- [5] 丁治英,沈桐立,丁一汇. 非纬向急流中爆发性气旋的数值研究[J]. 气象学报, 1999 57(4): 429- 438.
- [6] 徐祥德,丁一汇等. 不同垂直加热率对爆发性气旋发展的影响[J]. 气象学报, 1996 54(1): 73-81.
- [7] 吕攸英,孙淑清. 气旋爆发性发展过程的动力特征及能量学研究[J]. 大气科学, 1996 20(1): 90-100.
- [8] 丁一汇. 高等天气学[M]. 北京: 气象出版社, 1991: 131-250
- [9] 寿绍文. 中尺度天气动力学[M]. 北京: 气象出版社, 1993 117-119.

Numerical Experiment Study on the Relation of Latent Heat Inertial Instability and the Explosive Development of Cyclone

GUO Dām ei^{1, 2}, DING Zhīyīng¹

(1. Department of the Atmospheric Sciences, NUST, Nanjing 210044, China

2. Shaanxi Province Meteorological Observatory, Xi'an 710014, China)

Abstract Using the PSU/NCAR MM5 control and dry experiment for the explosive cyclone process of 19th to 21st December in 1981 over the Western Pacific are performed. The results show that the tropopause and isothermal surfaces were raised by latent heat release in the upper level and the disturbance trough was formed at the upper level due to the adiabatic cooling of the ascending flow. Its adaption process resulted in the inertial instability in the upper level. Inertial instability always existed in company with the strong inertial stability area; furthermore, the acceleration field caused by these two factors gave rise to air convergence and divergence in the upper level, which made the cyclone strengthened and precipitation enhanced. The reinforced precipitation in turn caused latent heat release enlarged again, leading to inertial instability augmented. The process of positive feedback was favorable for the deepening of the cyclone.

Key words latent heat release; inertial instability; explosive cyclone; disturbance trough; numerical experiment