

台风倒槽内 β 中尺度低涡及特大暴雨的数值模拟^{*}

姜勇强 王昌雨 张维桓 陈中

(解放军理工大学气象学院, 南京, 211101)

摘 要

对 2001 年 7 月 6~7 日上海嘉定特大暴雨及 β 中尺度低涡进行大、中尺度分析, 认为特大暴雨是在西太平洋副热带高压的西北侧、北部西风槽与南部台风倒槽相连的形势下形成的。利用改进的区域 η 坐标模式(REM) 对这一过程进行了数值模拟, 发现降水先于 β 中尺度低涡形成, 强降水是在“风速偶”之间的强辐合作用下触发的。探讨了“风速偶”特别是弱风中心形成的原因。根据模式输出的高时空分辨率物理量场对 β 中尺度低涡与特大暴雨的形成进行分析, 探讨了它们形成的机制, 结果表明 β 中尺度低涡的形成是由于强降水使气柱增暖加强了低空原有的正涡度的情况下形成的, 低涡与降水存在正反馈机制, CISK 机制可能是十分重要的。

关键词: 特大暴雨, β 中尺度低涡, 台风倒槽, 数值模拟。

1 引 言

2001 年 7 月有 5 个台风陆登, 其中 0104 号热带风暴“尤特”7 月 2 日下午在西北太平洋洋面上生成, 3 日晚加强为台风, 6 日早晨台风中心在广东省惠东和海丰交界处登陆后进入广西减弱为低气压, 造成华南大部分地区暴雨和大暴雨^[1]。而 6~7 日台风东北部台风倒槽里的上海嘉定发生了特大暴雨, 24 h 降水量达 201 mm。特大暴雨范围小、突发性强, 具有明显的 β 中尺度特征, 因此, 对这种台风倒槽内特大暴雨的形成机制进行详细的分析是十分必要的。

包澄澜^[2]把台风暴雨大致分为 4 类: 台风前炮线暴雨、台风环流本体暴雨、台风倒槽暴雨、台风后暴雨, 并进行了一些天气学分析。袁恩国等^[3]对“左台后”和“左台前”暴雨形成机制进行了探讨。励申申等^[4]通过合成分析的方法, 分析了台风倒槽暴雨形成的动力学特征。陶诗言等^[5]对台风倒槽暴雨有过一定的分析, 并对 1977 年 8 月 21 日 7707 号台风北部上海的特大暴雨进行过大、中尺度场的分析, 认为特大暴雨主要和东风气流中中尺度云团和中尺度辐合线等有关。但由于中尺度探空资料的缺乏, 以上的分析大多局限于大尺度及 α 中尺度, 对于

引起特大暴雨的 β 中尺度天气系统的结构还不是很清楚, 这方面的工作也不是很多。

本文利用改进的 REM, 对“尤特”台风倒槽内 β 中尺度低涡的形成、发展及特大暴雨进行了较为成功的数值模拟, 并利用模式输出的高时空分辨率格点资料对 β 中尺度低涡进行分析, 得到了一些有意义的结论。

2 大尺度环流形势及实况雨量分析

2001 年 7 月 6 日, “尤特”台风在广东登陆后西移, 西太平洋副热带高压中心在日本南部海上。08 时(北京时, 下同) 850 hPa 上海处于台风东北部的东南风区域, 700 hPa 南京和上海之间有切变线通过, 500 hPa 山东南部黄海有一低涡, 低涡槽线向西南延伸到安徽一带, 上海处于台风倒槽北缘, 黄海低涡槽线前部(如图 1a)。7 月 6 日 20 时, 500 hPa 黄海低涡的槽线加强南压, 槽线位于黄海、南京、长沙一带, 上海处于副热带高压西北边缘、西风槽前的西南气流中。图 1b 为 20 时 700 hPa 形势场, 大陆北方高压和副热带高压之间为由日本往西南的槽线, 这条槽线是北段的槽线与南部的台风倒槽连在一起而形成的。值得注意的是, 这时上海为东偏南风 1 m/s, 南京为东北风 4 m/s, 杭州为西南风 10 m/s, 三

^{*} 初稿时间: 2002 年 12 月 16 日; 修改稿时间: 2003 年 3 月 4 日。
资助课题: 空军 KJ99099。

者之间构成了低压环流, 从高度场看, 虽然没有闭合等高线, 但已有明显的低压区, 嘉定的局地特大暴雨

就是在这一低压区里形成的。由于嘉定特大暴雨范围很小, 这里可能存在 β 中尺度低涡。

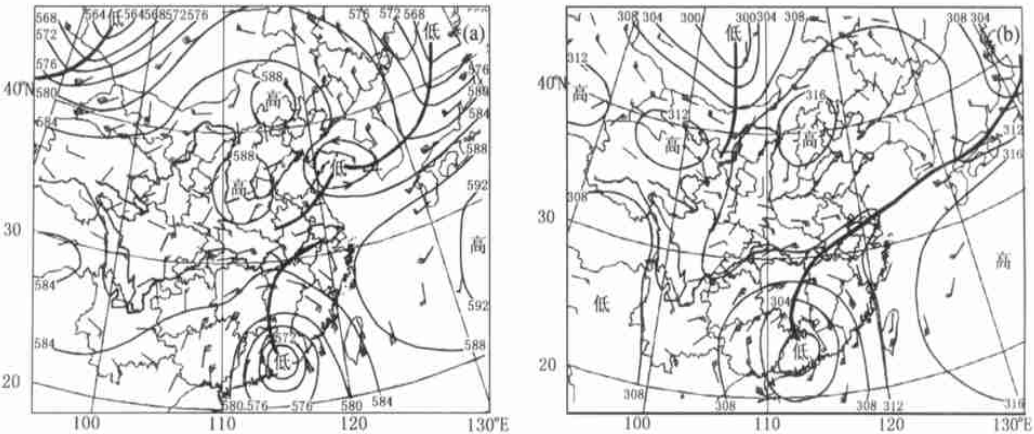


图 1 2001 年 7 月 6 日高度场实况
(a. 08 时 500 hPa, b. 20 时 700 hPa 实况; 细实线为等高线, 粗实线为槽线, 等高线间隔 4×10 gpm)

图 2a 为 7 月 6 日 08 时~ 7 日 08 时的 24 h 实况降水量, 区域内降水从江苏沿海的吕泗到浙江湖州、德清有一东北—西南向的大雨区, 其中 24 h 雨量, 吕泗、崇明、嘉定、湖州、德清分别为 91. 6, 146. 6, 201. 0, 74. 0, 99. 0 mm。整个雨区和 700 hPa 槽线对应, 而嘉定特大暴雨雨量大、范围小, 具有明显的 β 中尺度特征。

大尺度环流形势特别是台风倒槽与西风槽连接下形成的, 而 β 中尺度低涡与特大暴雨有密切联系。由于西太平洋副热带高压的阻挡, 西风槽北段东移较快, 而南段移动较慢并与台风倒槽相连, 上海地区正处于倒槽与低槽结合处, 这极有利于这一地区 β 中尺度低涡的形成。那么, β 中尺度低涡是如何形成的? 它与特大暴雨又有什么关系? 采用本文改进的 REM, 对 β 中尺度低涡的形成及演变的过程进行数值模拟, 以探讨它们形成的机制。

从以上分析本文认为, 嘉定特大暴雨是在台风倒槽、西风槽、大陆冷高压以及西太平洋副热带高压

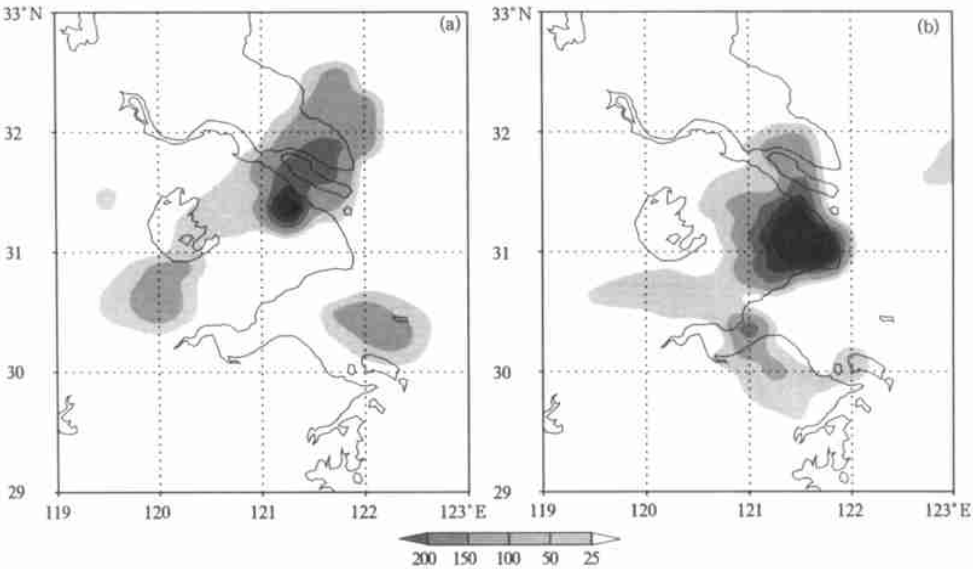


图 2 2001 年 7 月 6 日 08 时~ 7 日 08 时的 24 h 降水量实况及预报
(a. 实况, b. 预报)

3 模式简介

REM 是中国科学院大气物理研究所宇如聪、曾庆存研制的适用于陡峭地形的区域 η 坐标模式^[6], 模式采用 IAP—GCM 动力框架, 可以保证完全能量守恒, 有较好的稳定性和精度^[7, 8]。模式对 1993, 1994 年汛期降水预报取得明显的效果^[9, 10], 作者自 1995 年引入 REM 后, 在模式前处理、不等距分层及垂直差分格式、边界层参数化方案等方面做了改进, 水平分辨率也由 $1^\circ \times 1^\circ$ 提高到 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 。

模式水平采用 E 网格^[11], 垂直方向变量采用交错分布, 模式从海平面到 100 hPa 不等距分为 21 层, 且低层分层较细, 模式最低一层厚度约为 99 m, 垂直不等距差分格式采用加权平均法^[12, 13], 模式水平范围取为 ($15^\circ \sim 45^\circ \text{N}$, $100^\circ \sim 130^\circ \text{E}$), 格点数为 121×241 , 模式水平分辨率 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (由于是 E 网格, 约 18 km)。模式对流参数化方案采用 Betts 方案^[14], 这种方案计算量小, 物理图像清晰, 对降水预报效果也较好。大尺度降水采用饱和凝结函数法。边界层采用 Blackadar 高分辨率行星边界层方案^[15]。模式地形采用全球 $5'$ 原始地形资料, 用 Wallace 等^[16]提出的包络地形构造方法得出, 再构造出台阶状的模式地形。为描述好下垫面的地-气相互作用, 利用 NCAR 的地表特征资料把模式区域内地表特征分为 14 类, 并分别给出对应的冬半年、夏半年的反照率、水汽有效率、比辐射率、粗糙度、热惯性等参数。模式中海表温度 (SST) 采用 1982~

2001 年的候平均 SST 来代替, 即在某一天采用同一候的多年平均 SST, 并在积分过程中保持不变, 这种方法与参数化方案相比, 有助于海-气相互作用的改善。初始场采用中国国家气象中心发布的 2001 年 7 月 6 日 08 时原始报文资料, 经解报、检误、最优插值客观分析得出各标准等压面层的气象要素, 再插值到模式各等 η 面上而获得。时间积分采用分解算法, 积分 24 h。

4 特大暴雨及 β 中尺度低涡的数值模拟及分析

4.1 特大暴雨的数值模拟

图 2b 为 24 h 预报降水量, 与图 2a 比较可以看出, 雨区也是呈东北—西南向, 嘉定特大暴雨中心预报得较好, 预报出了特大暴雨, 只是中心偏东南约 30 km, 崇明的大暴雨也预报了出来, 上海西南部湖州的暴雨, 模式预报出大雨, 吕泗一带预报雨量偏小, 杭州湾及其南部虚报出一些大到暴雨。总的来说, 模式对这次特大暴雨预报是较为成功的。

4.2 β 中尺度低涡的数值模拟

图 3a, b 分别为积分 12 h (即 7 月 6 日 20 时) 的 700 hPa 形势场和流场。从图中可以看出, 台风的中心与图 1b 的实况十分接近, 强度比实况略强, 台风北部的大陆高压以及西太平洋副热带高压脊模拟得都比较成功。图 3b 为积分 12 h 的 700 hPa 流场, 上海地区已有一个 β 中尺度低涡形成, 很明显, 它处于两高压和两低压之间的鞍型场之中。

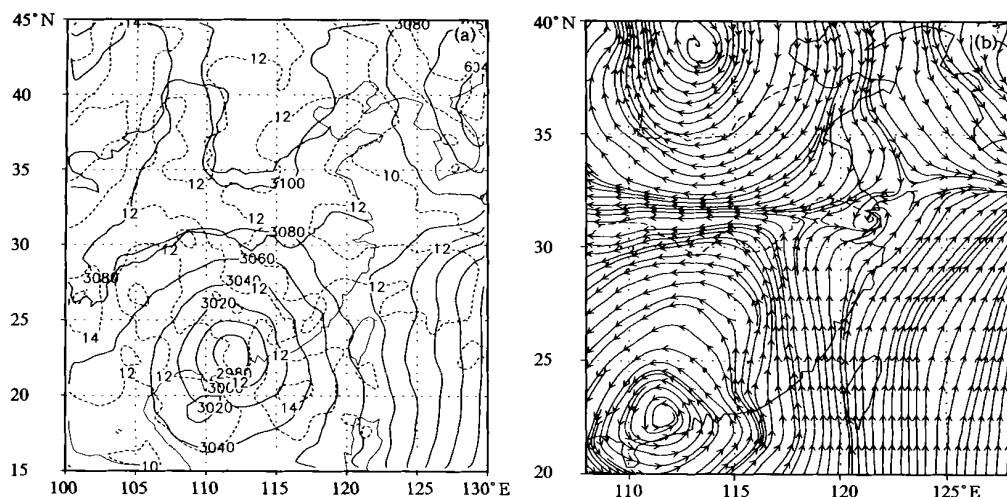


图 3 积分 12 h 700 hPa 形势场和流场

(a. 形势场, 等值线间隔: 20gpm; b. 流场)

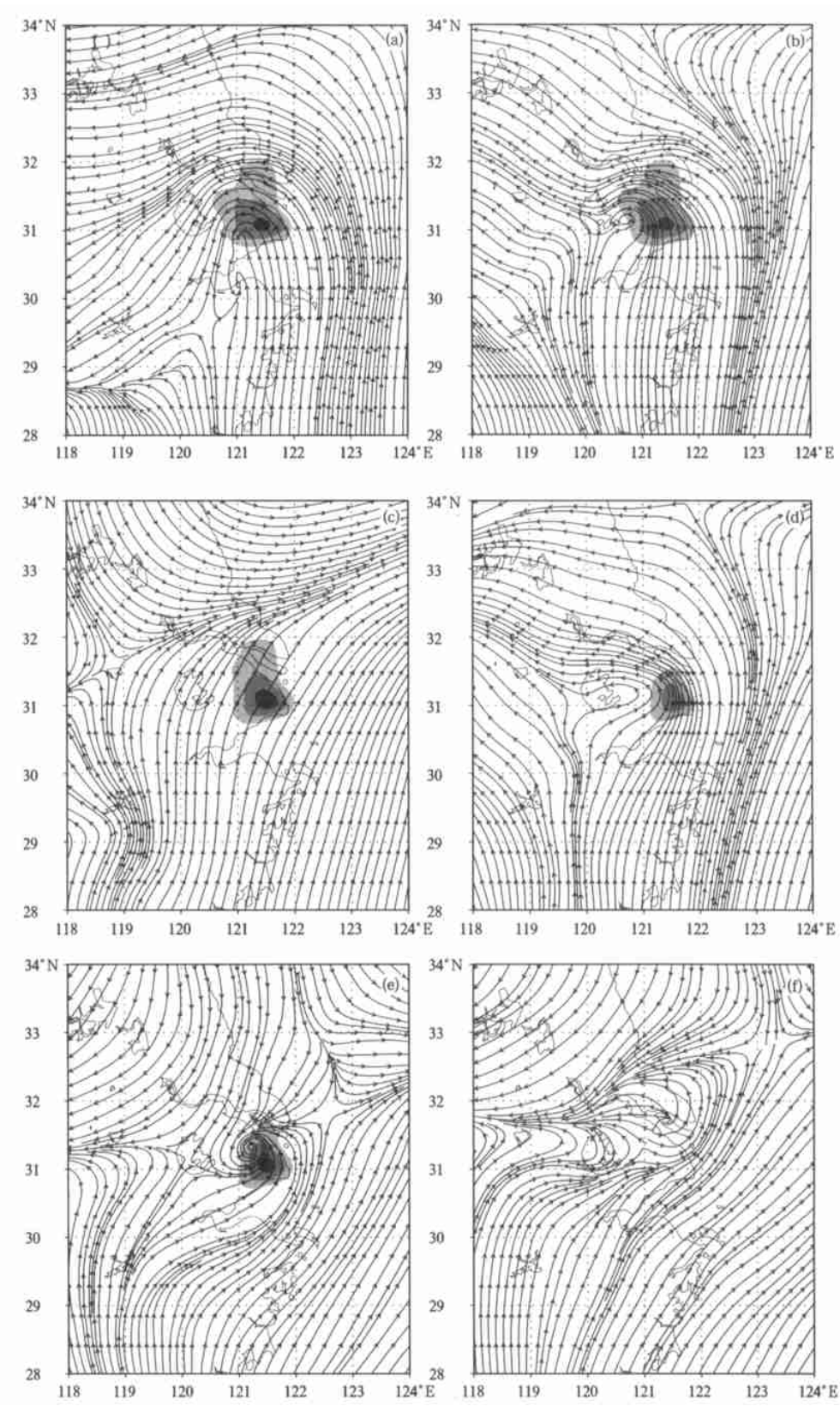


图 4 积分各时刻流场及对应时次的 1 h 强降水分布

(a. 积分 9 h 925 hPa, b. 积分 9 h 850 hPa, c. 积分 10 h 600 hPa, d. 积分 12 h 850 hPa, e. 积分 11 h 700 hPa, f. 积分 17 h 700 hPa; 图中阴影区为对应时刻的 1 h 雨量, 由浅到深依次为 10, 20, 30 mm)

为进一步分析这一低涡的结构,把低涡放大,并给出不同积分时间的各层流场及同时刻的 1 h 强降水分布(雨强 $> 10 \text{ mm/h}$),如图 4 所示。低涡于积分 8 h 在低层 925 hPa 发展出雏形,积分 9 h, 925, 850 hPa 都已形成明显的低涡(图 4a, b), 700 hPa 低涡于积分 10 h 后形成,显然,低涡是从低层先发展起来,再发展到中层的, 600 hPa 以上没有低涡形成,低涡形成地区在这一层为西南风(图 4c), 500 hPa 为南风(图略)。积分 13 h 以后,低层 925 hPa 及 850 hPa 的低涡消失,变为低槽,低层低涡共维持了 4 h,而 700 hPa 的低涡一直维持了 10 h 到积分 20 h 消失。从低涡的移动来看,925 hPa 低涡维持在杭州湾附近少动,850 hPa 低涡形成于太湖南缘,4 h 内逐步加强并略向东扩展,但始终处于上海和太湖之间,积分 12 h(图 4d),嘉定处于低涡前部气旋性弯曲最大处。700 hPa 低涡积分 10 h 形成,中心在嘉定西部约 30 km 的江苏昆山,然后东移,积分 11 h 到达嘉定(图 4e),积分 13 h 到达宝山,以后向东北方向移动,强度变弱,并与太湖附近的低压区分离。图 4f 为积分 17 h 的 700 hPa 流场, β 中尺度低涡中心到达崇明岛,并与西南部的低压区分离,但环流强度明显减弱。以后低涡向江苏的吕泗方向移去,并在吕泗停留一段时间并继续减弱到积分 20 h 消失,并在低涡移动路径上形成强降水。从低涡的垂直结构看,其中心垂直轴线向东北方向倾斜。

从各时刻强降水区看,积分 4 h(即 7 月 6 日 12 时)就出现强降水,这时 β 中尺度低涡还未形成,降水产生在 700 hPa 台风与副热带高压之间的偏南气流里,而这时 925 hPa 上海处于台风倒槽内,说明降水的产生并非首先由 β 中尺度低涡直接引起的,而是由台风倒槽造成的。降水强度最大出现在积分 9 ~ 11 h 的嘉定附近,雨强达 30 mm/h 以上,这时的 β 中尺度低涡正处于强盛阶段,强降水区出现在 700 hPa 低涡的中心及东南区域,强降水中心在低涡东南侧约 50 km 处(图 4e)。分析发现,自 β 中尺度低涡形成以后,降水强度明显加强,强降水中心一直维持在低涡东南部。从这些分析可以认为,台风倒槽首先引起嘉定地区的降水,然后在低层正涡度区内形成 β 中尺度低涡。那么,倒槽为何会在这一地区引起降水?降水与低涡又有什么关系呢?

4.3 “风速偶”及低层涡度、散度柱耦合

从积分 4 h 开始 850 hPa 吕泗、崇明就有一弱风区往南深入到杭州湾,925 hPa 上海东部海上有

10 m/s 的大风中心,嘉定附近有 6 m/s 弱风中心(图略)。图 5a 为积分 7 h 的 850 hPa 风场及等风速线,东海上有很强的偏南风,浙江宁波处有一 16 m/s 的大风核。积分 7 h 在太湖与上海之间形成了 4 m/s 的弱风速中心,且这个中心与北部风速低值区分离开来,这里把强风与弱风的两个中心称为“风速偶”。积分 8 h 以后弱风中心风速减弱到 2 m/s 以下,并出现静风区,而大风速中心向北推进,绕过上海,从长江口深入,积分 9 h 又在嘉定北侧形成大风速中心,并逐渐向西扩大大风范围,到积分 11 h,形成了太湖到嘉定一线为弱风区,而其北、东、南三面都被大风区所包围的形势(图 5b)。“风速偶”之间有很强的风速梯度,而且通过分析发现,强降水区主要发生在中、低层“风速偶”之间的强风速梯度中,如图 4e 的强降水区和图 5b 的“风速偶”。分析其它层次的风场发现,低层 925 hPa 的风场在上海附近为东南风与东风的切变,其南部广阔地区都是南北向的等风速线,而从积分 3 h 开始,东西向的风速梯度就开始加强,积分 5 h,太湖与上海之间有弱风中心,并在积分 8 h 减弱为 2 m/s 以下,积分 10 h 变为狭长的从上海到浙江衢州的东北—西南向弱风区(图略),并维持了很长一段时间,弱风区正是 925 hPa 台风倒槽的位置。700 hPa 与 850 hPa 类似,也有“风速偶”,但强度明显弱于 850 hPa。

图 5c, d, e 分别为积分 7 h(β 中尺度低涡产生前)沿 121.25°E 的涡度、散度、垂直速度的垂直剖面图。可见,在 600 hPa 以下, 31°N 附近有较强的正涡度柱,低层达到 $1.6 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 。从散度场看,700 hPa 以下为辐合,700 hPa 以上为辐散,强辐合中心在 925 hPa,中心值达到 $-1.4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$,而 31°N 处从地面到 100 hPa 都有很强的上升运动,强上升运动中心在 600 ~ 700 hPa 之间,中心值为 $-3.2 \times 10^{-2} \text{ hPa/s}$ 。图 5f 为积分 7 h 的 850 hPa 涡度、散度场,上海、杭州湾、浙江余姚之间有很强的正涡度及辐合区,通过分析发现,上海地区出现这种明显正涡度及辐合区结构是在积分 4 h,即与强降水同时出现。强降水前的积分 3 h,这一地区只是中低层出现并不很强的辐合区和正涡度区。而强降水出现后 1 h,即积分 5 h,辐合及正涡度就显著加强。另外,从 θ_{se} 垂直剖面图可以看出,强降水前期 700 hPa 以下为 θ_{se} 高值区,在嘉定附近上空低层形成湿静力不稳定(图略)。显然,这时的强降水是在台风倒槽内形成的,倒槽南侧的偏南风从海上带来大量暖湿空气,

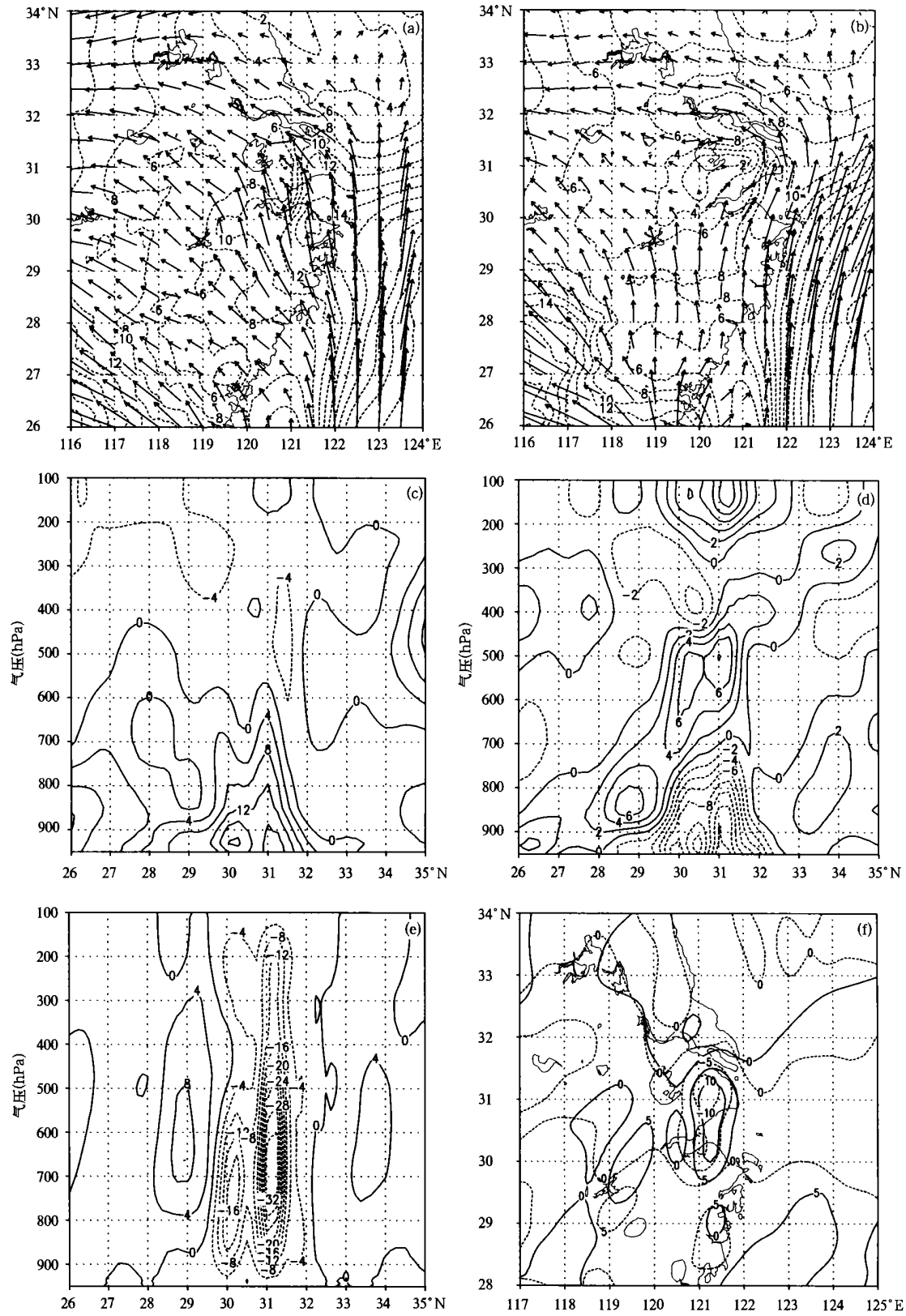


图 5 模拟的风场、涡度、散度、垂直速度场

(a. 积分 7 h 850 hPa 风场及等风速线, 虚线为等风速线, 间隔 2 m/s; b. 积分 11 h 850 hPa 风场及等风速线; c. 积分 7 h 沿 121.25°E 涡度垂直剖面; d. 积分 7 h 沿 121.25°E 散度垂直剖面; e. 积分 7 h 沿 121.25°E 垂直速度垂直剖面; f. 积分 7 h 850 hPa 涡度和散度; 垂直剖面图中, 涡度间隔 $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 散度间隔 $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 垂直速度间隔 $4 \times 10^{-3} \text{ hPa/s}$; 图 f 中实线为涡度, 虚线为散度, 等值线间隔均为 $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

低层形成湿静力不稳定,低层“风速偶”首先在积分 4 h 造成了低层空气的辐合,就激发了上升运动,形成降水,又使得降水地区正涡度加强。因此,“风速偶”可能是强降水形成的启动机制,有必要分析“风速偶”形成的原因。

过去很多研究表明,在登陆台风和副热带高压之间常常形成很强的东南风急流^[5],但是弱风中心并不常见,也很少分析它的形成,而在本个例中它看来也是十分重要的。从形势场看,850 hPa 风速大值中心是由于副热带高压和台风造成的,由于副热带高压和台风的共同作用,副热带高压西侧偏南风加强,偏南风动量也不断北传,由于台风倒槽在上海地区的阻挡,925,850 hPa 偏南风动量分别在上海东部海上和宁波一带聚集而形成大风核(低空急流)。实际上,积分 11 h 后形成的太湖至嘉定弱风中心北、东、南三面的强风区,与倒槽的阻挡是分不开的。至于弱风中心的形成,可能与鞍型场有关,从 850 hPa 流场看,积分 3 h 开始,在江苏滨海沿海就一直维持着鞍型场,这一带气压梯度小,风力微弱,图 5a 中长江口北部一带正是鞍型场弱风区,太湖和上海一带处于鞍型场南端,这一地区北部的偏北气流到达鞍型场后就转为偏东和偏西气流分别流去。而南风动量由于前述原因不能传到这一地区,一部分在其南部或东部聚集形成低空急流,另一部分转为西南气流向东北传去(以后又绕过上海从长江口向西深入到太湖、嘉定北部地区),因此,太湖和上海之间得不到动量的供应,由于能量的耗散,风速逐渐减小直至静风,就形成了弱风中心。

另外,根据陈锡璋^[17]对低空东风扰动对上海暴雨影响的分析,当基本气流为东风的情况下,上海地区的特殊地形(东临大海,宽阔的长江口横贯北部,喇叭口形的杭州湾紧靠南侧)引起的水陆温差效应以及摩擦差异导致的热力作用和动力作用,往往会引起风场的变化使低层形成正涡度负散度重叠区而触发暴雨。因此,本次特大暴雨降水前低层出现的正涡度负散度重叠区以及“风速偶”的形成可能与上述作用有关,为此,做以下的控制试验。

把(30~32°N,120.5~122°E)范围内的下垫面特征设为水面,使得上海地区的下垫面特征与北面长江口、南面杭州湾、东面大海保持一致,相应的这一范围的地形设为 0。以相同的客观分析标准等压面资料按新地形插值到等 η 面上,积分 24 h。图 6a, b 为积分 7 和 11 h 的 850 hPa 风场及等风速线,

与图 5a, b 对比可以看出,积分 7 h,从总体看,整个风场变化不大,宁波一带的大风中心仍然保持着,中心值略减小为 14 m/s,但很明显,上海附近的弱风中心已经消失,原来“风速偶”间的强风速梯度也不存在了。而积分 11 h,大风和弱风中心均不存在。这充分说明了上海地区的特殊地形对“风速偶”产生的作用。图 6c, d 分别为控制试验积分 11 h 的 700 hPa 流线以及积分 7 h 的 850 hPa 涡度和散度。从图中可以看出,在这种情况下,模式模拟不出上海地区如图 4e 的 β 中尺度低涡,上海地区的正涡度和负散度重叠区也没有出现,而在杭州湾西部原来只有正涡度区(图 5f),现在正涡度有所加强,并出现负散度区,这与控制试验区域西边界为 120.5°E 是有关的。从控制试验可以看出,“风速偶”、 β 中尺度低涡、正涡度和负散度重叠区的形成与上海地区的地形是密不可分的。副热带高压西北侧的南风或东南风气流从杭州湾南部向上海地区流去,由于下垫面摩擦的差异,使得气流左方的风速小于右方的风速,即上海的北面、东面、南面的外侧风速均大于内侧,从而产生气旋性切变,就有利于上海地区正涡度的产生,同时风速切变产生的辐合形成负散度,上海一带由于摩擦使风速减小就自然有一个弱风中心形成。当然,由于地形、地表特征的改变,会使边界层、降水等各种物理过程发生改变,其动力、热力作用是十分复杂的。具体是如何作用的,还有待进一步的研究。

4.4 β 中尺度低涡的形成和强降水

由前面分析,降水形成时并未产生 β 中尺度低涡,但中、低层已有较强的辐合和弱的正涡度,因此强降水使气层增暖,进一步使辐合和正涡度加强。从图 5e 可知,积分前期,上升运动虽然深厚,但强上升运动主要集中在中、低层,最强在 600~700 hPa 之间,主要正涡度也集中在 600 hPa 以下,这也是低涡首先在低层发展起来的一个原因。随着降水进一步增强以及 β 中尺度低涡向中层发展,正涡度柱也向高空伸展、加强,如图 7a 是积分 11 h 涡度垂直剖面图,整个气柱除了 500 hPa 部分负涡度区以外,几乎都是正涡度,正涡度区有两个中心,一个在 700~800 hPa 之间,中心值达到 $2.8 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$,另一个值得注意的是 250 hPa 的中心,其值为 $1.6 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$,从 250 hPa 流场看,这里原来一致的西南气流也有了气旋性弯曲,这可能对流强烈发展,水汽凝结释放潜热而使高层气层增暖的结果。同时低层正涡度柱的加强也表明 β 中尺度低涡有了明显的发展。

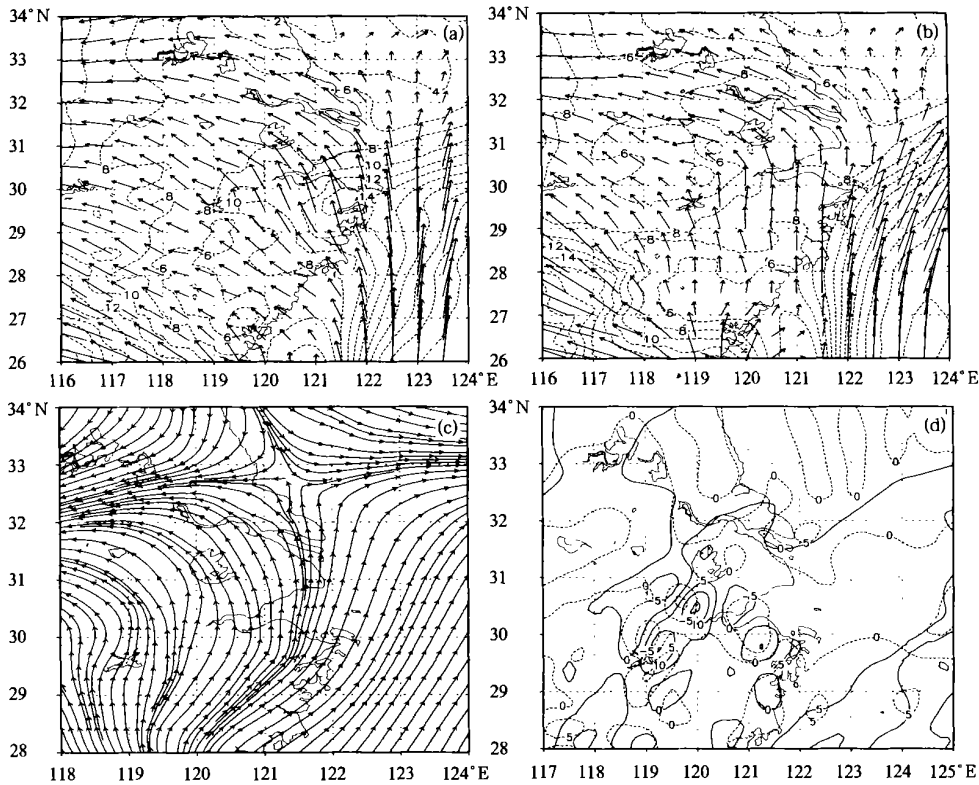


图 6 控制试验模拟的风场、流线、涡度、散度

(a. 积分 7 h 850 hPa 风场及等风速线, 虚线为等风速线, 间隔 2 m/s; b. 积分 11 h 850 hPa 风场及等风速线; c. 积分 11 h 700 hPa 流线; d. 积分 7 h 850 hPa 涡度和散度, 图中实线为涡度, 虚线为散度, 等值线间隔均为 $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

图 7b, c, d 分别是积分 11 h 的散度、垂直速度、水汽通量的垂直剖面图。负散度区已经发展到 300 hPa, 强中心在 500 hPa, 达到 $-1.8 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, 而垂直速度剖面图中强上升运动中心已发展到高层 300 hPa, 中心值达到 $-4.0 \times 10^{-2} \text{ hPa/s}$, 这些物理量与积分 7 h 相比, 在强度上都明显加强, 发展也更深厚。从水汽通量散度看, 400 hPa 以下都是水汽通量辐合, 辐合中心在 850 hPa, 中心值为 $-1.4 \times 10^{-4} \text{ g}/(\text{s} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{hPa})$, 这为特大暴雨区提供了充足的水汽, 以上物理量强度大、发展深厚、尺度小, 具有明显的 β 中尺度特征, 这也表明 β 中尺度低涡已发展到强盛阶段。实际上 30 mm/h 强降水也主要集中在积分 9~11 h 过程中, 这与 β 中尺度低涡的发展是密不可分的。

4.5 β 中尺度低涡与特大暴雨形成机制探讨

中尺度系统是在有利的环境条件下生成的, 这些有利的环境条件是: 高温、高湿、层结不稳定、有大尺度气旋性涡度及有利的风速垂直切变等, 同时还

需要触发条件^[5]。本次特大暴雨前期, 低层浙江西南部有一大值 θ_{se} 区伸向杭州湾北部, 850 hPa 最为明显, 中心在宁波一带达 350 K, 与 850 hPa 大风核位置相近, 说明这里有高温、高湿的空气在此堆积并向上海地区深入, 由 4.3 节中所述嘉定附近 700 hPa 以下为 θ_{se} 高值区, 说明低层维持着湿对流不稳定, 由于“风速偶”造成的强辐合, 在台风倒槽上就触发了强烈上升运动而形成强降水。图 8a 为积分 6 h 沿 31°N 的相对标准大气的温度距平垂直剖面图, 可见, 在暴雨区上空由于降水释放潜热造成了深厚气柱的增暖, 增暖层达到模式第 18 层(约 503 hPa), 模式第 17 层(约 576 hPa)有增暖中心。由于气柱的增暖, 有利于高空气流辐散, 使低层进一步产生辐合、气压降低, 原来有较强正涡度气柱的正涡度也进一步加大, 而诱发了低层 β 中尺度低涡的生成。低涡生成以后, 又进一步增强上升运动, 加大降水, 由于低空偏南气流不断供应的水汽在这一地区辐合, 从而造成特大暴雨, 又使低涡加强并向中层发展, 形

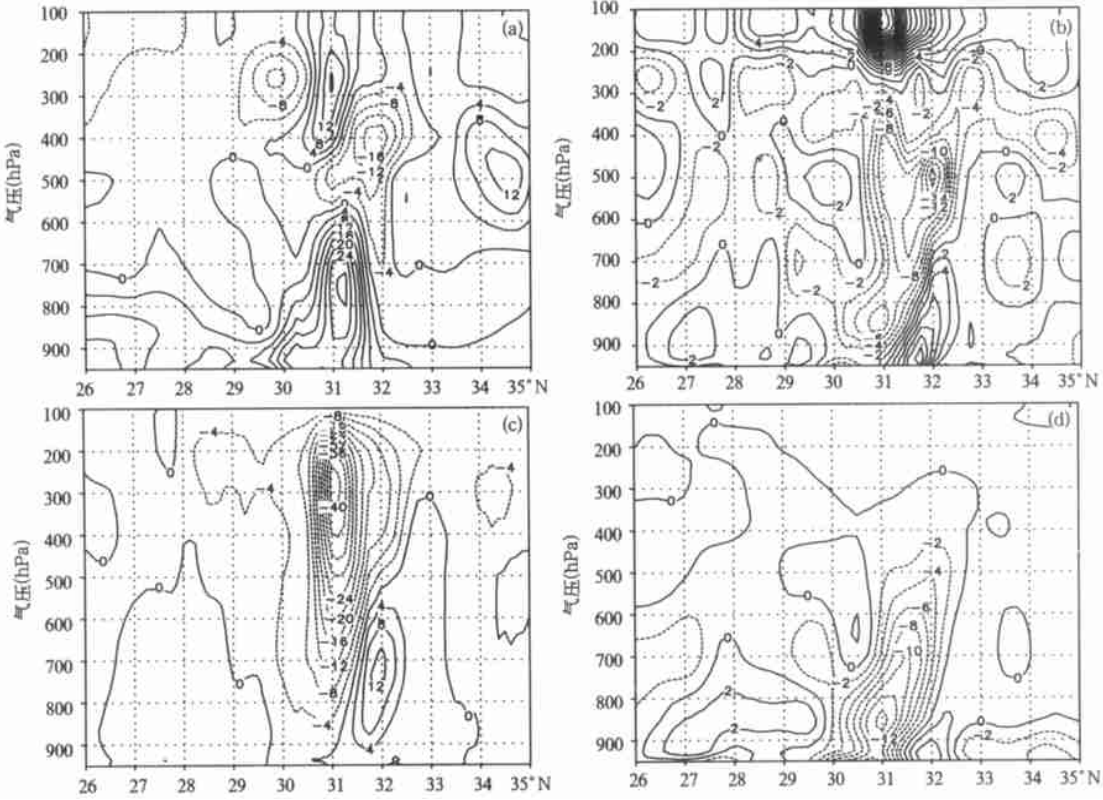


图7 积分11h沿121.25°E的涡度、散度、垂直速度、水汽通量散度垂直剖面
(a. 涡度, b. 散度, c. 垂直速度, d. 水汽通量散度; 等值线间隔: 涡度 $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,
散度 $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 垂直速度 $4 \times 10^{-3} \text{ hPa/s}$, 水汽通量散度 $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

成正反馈机制, 因此, CISK 机制可能是这次 β 中尺度低涡与特大暴雨形成的重要机制。

图8b为积分11h的相对标准大气的温度距平垂直剖面图, 这时暴雨中心西侧有明显的冷空气柱形成, 冷空气柱主要集中在模式16层(约600 hPa)以下, 这可能是如图9所示的600 hPa低涡西侧由北部冷高压偏北气流卷入的干冷空气补偿下沉所致

(从垂直速度纬向剖面图中看出, 120°E附近下沉气流中心速度为 $4.0 \times 10^{-3} \text{ hPa/s}$, 小于上升气流一个量级, 图略)。冷暖空气之间有很强的温度梯度, 使大气具有很强的斜压性, 对低涡的维持提供了大量的斜压有效位能。当低涡向东北移出嘉定地区, 向崇明一带移去, 就触发了崇明的大暴雨, 因此崇明那一带的大暴雨是首先由低涡造成的。当低涡继续北

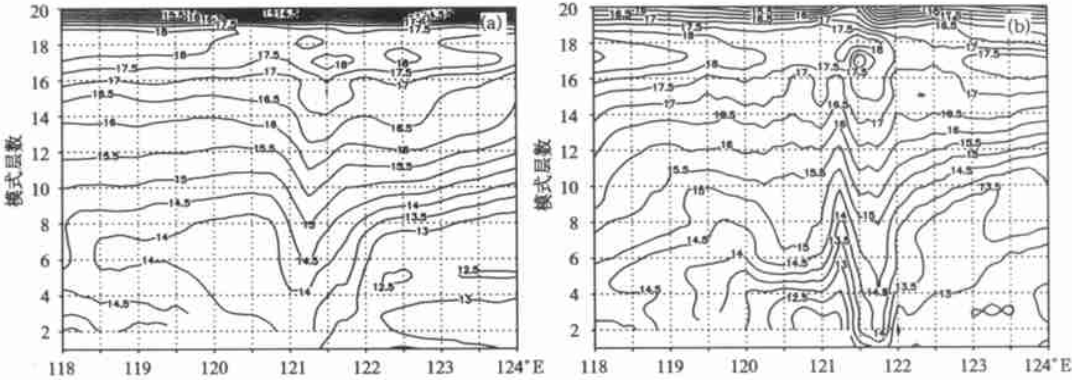


图8 沿31°N的相对标准大气的温度距平垂直剖面
(a. 积分6h, b. 积分11h; 等值线间隔 0.5°C)

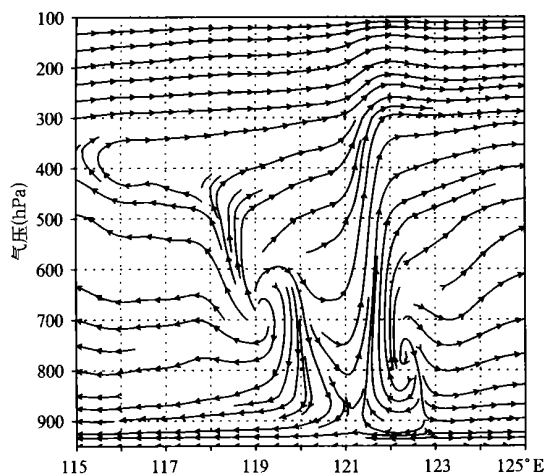


图9 积分 11 h 纬向垂直环流

移,脱离了倒槽正涡度区,涡度自然减弱,降水减少,就逐渐消耗而消失。

5 结 论

本文对 2001 年 7 月 6~7 日嘉定特大暴雨及 β 中尺度低涡进行了大、中尺度分析,并利用改进的 REM 对这一过程进行数值模拟,对低涡和特大暴雨产生的机制进行了探讨,得出以下结论:

(1) 模式模拟的“尤特”台风及其倒槽与实况较为吻合,嘉定特大暴雨及 β 中尺度低涡的模拟也是相当成功的。

(2) 嘉定特大暴雨是在台风倒槽、西风槽、大陆冷高压以及西太平洋副热带高压共同作用的大尺度

环流形势特别是西风槽与南部台风倒槽相连的形势下形成的,而 β 中尺度低涡与特大暴雨有密切联系。

(3) “风速偶”是嘉定特大暴雨产生的触发机制。强风速中心是由副热带高压和台风的共同作用造成的,而鞍型场可能是弱风区形成的原因之一,控制试验表明“风速偶”、 β 中尺度低涡、正涡度和负散度重叠区的形成与上海地区的特殊地形密切相关。嘉定地区低层存在湿对流不稳定,大风核与弱风区之间形成的强辐合触发了强对流,在偏南气流提供大量水汽并在嘉定地区形成水汽辐合的条件下形成强降水。

(4) β 中尺度低涡的形成是由于强降水使气柱增暖加强了原有的低空正涡度情况下形成的,低涡与积云对流活动存在正反馈机制, CISK 机制可能是十分重要的。崇明一带的大暴雨是低涡移动造成的。

(5) 低涡西部 600 hPa 的补偿干冷下沉气流使气柱变冷,与低涡附近强烈上升气流形成的降水增暖气柱之间形成很强的斜压性对低涡的维持提供了大量的斜压有效位能。

模式对降水预报有一定偏差,虽然模拟出低涡移到吕泗一带,但这一地区预报雨量偏小,这可能与初始场的分析误差及对流参数化方案等有关。上海地区的特殊地形引起的水陆温差效应以及摩擦差异导致的热力作用和动力作用,如何使低层风场发生变化并形成正涡度负散度重叠区,还需要作进一步的工作。

参考文献

- 刘震坤. 南方高温酷热, 台风活动频繁. 气象, 2001, 27(10): 58~61
- 包澄澜. 台风暴雨的研究. 见: 全国台风科研协作技术组, 上海台风研究所编. 台风会议文集. 北京: 气象出版社, 1985. 38~46
- 袁恩国, 廖移山. 衰亡台风气旋外围突发大暴雨的中尺度研究. 气象学报, 1992, 50(1): 25~32
- 励申申, 卢小川. 台风倒槽暴雨的动力结构. 见: 全国台风科研协作技术组, 上海台风研究所编. 台风会议文集. 北京: 气象出版社, 1985. 99~106
- 陶诗言等. 中国之暴雨. 北京: 气象出版社, 1980. 225pp
- 宇如聪, 曾庆存, 彭贵康. “雅安天漏”研究 II: 数值预报试验. 大气科学, 1994, 18(5): 535~551
- 曾庆存, 袁重光, 张学洪等. 一个大气环流模式差分格式的检验. 气象学报, 1985, 43(4): 441~449
- 曾庆存, 张学洪. 完全保持能量守恒的可压缩流体时空差分格式和协调的分解算法. 中国科学, 1981, 11: 1355~1366
- 宇如聪. 一个 η 坐标有限区域数值预报模式对 1993 年中国汛期降水的实时预报试验. 大气科学, 1994, 18(3): 184~291
- 宇如聪. LASC-REM 对 1994 年中国汛期降水的实时预报试验. 大气科学, 1994, 18(增刊): 801~809
- 宇如聪. E 网格变量分布下差分格式的性质. 大气科学, 1994, 18(2): 152~162
- 姜勇强, 张维桓, 周祖刚等. 不等距分层中尺度 η 坐标暴雨模式的设计及数值试验. 热带气象学报, 2001, 17(3): 301~307
- 曾庆存, 李荣凤. 不等距差分格式的计算紊乱问题. 大气科学, 1982, 6(4): 345~353
- Betts A K. A new convective adjustment scheme, Part 1: Observational and theoretical basis. Quart J Roy Meteor Soc, 1986, 112: 677~691
- Zhang D L, Anthes R A. A high-resolution model of planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. J Appl Meteor, 1982, 21: 1594~1609
- Wallace J M, Tibaldi S, Simmons A J. Reduction of systematic forecast errors in ECMWF model through the introduction of an envelope orography. Quart J Roy Meteor Soc, 1983, 109: 638~717
- 陈锡璋. 地形摩擦差异对低空东风扰动暴雨的影响. 见: 长江流域暴雨科研协作技术组编. 长江流域暴雨文集. 北京: 气象出版社, 1982. 40~55

NUMERICAL SIMULATION OF EXTREMELY HEAVY RAIN AND MESO- β SCALE LOW VORTEX IN INVERTED TYPHOON TROUGH

Jiang Yongqiang Wang Changyu Zhang Weihuan Chen Zhongyi

(*Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101*)

Abstract

Large and meso scale analyses are made for extremely heavy rain and meso- β scale low vortex occurring in Jiading of Shanghai during 6–7 July, 2001. It is shown that extremely heavy rain happened for the instance of interaction among inverted typhoon trough and westerly trough and continent cold high and west Pacific Ocean subtropical high, especially for the instance of westerly trough linking together with inverted typhoon trough at northwest side of west Pacific Ocean subtropical high. Numerical simulation is made using a 24-level improved REM model for this course. The model is that we improved using vertical varying distance difference scheme and Blackadar high resolution PBL scheme and improved its horizontal resolution from $1^\circ \times 1^\circ$ to $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, etc. The model uses E grid, and Betts convective parameterized scheme. The terrain is made using Wallace envelope topography. The simulation shows that, not only the typhoon center and the inverted trough are well simulated, but also the extremely heavy rain and meso- β scale low vortex. The northeast to southwest forecast rain area is similar to observation, only the forecast extremely heavy rain center is located southeast far about 30km from observation. It is found that precipitation occurred earlier than meso- β scale low vortex, and the strong convergence between ‘wind speed mate’ triggered strong precipitation. The formative reasons of ‘wind speed mate’ are discussed, especially the weak wind speed center. The strong wind speed center is formed by the interaction between subtropical high and typhoon, and the weak center must be formed by col field. The control experiment shows that the formation of the ‘wind speed mate’ and meso- β scale low vortex and the overlapping area of positive vorticity and negative divergence is closely related to the special terrain and underlying surface character of Shanghai area. The meso- β scale low vortex and extremely heavy rain are analyzed using high time and space resolution model output physics fields, and their formative mechanism is discussed. The results show that there is moist convective labile at low level on Jiading area, and the strong convergence between strong wind nucleus and weak wind area triggers strong convection, and the heavy rain occurs under the condition of abundant water vapor provided by south air current and the moisture convergence center on Jiading area formed by this abundant water vapor. It is also shown that the meso- β scale low vortex took place in the instance of raising air column temperature due to latent heat produced by heavy rain, thus the warm column temperature is propitious to convergence of low level and divergence of high level, and then enhancing the low level positive vorticity. When the low vortex has been formed, it can also enhance ascending motion of the air and precipitation, and cause the developing of low vortex from low level to middle level. There is positive feedback mechanism between low vortex and precipitation, so CISK must be an important mechanism. In addition, 600 hPa compensating cold and dry downdrafts located on the west of low vortex cause the air column colder, and strong updrafts near low vortex cause precipitation and warmer air column, these two air columns then form a very strong baroclinity and provide a great deal of baroclinic available potential energy to the low vortex.

Key words: Extremely heavy rain, Meso- β scale low vortex, Inverted typhoon trough, Numerical simulation.