

一次猛烈低压大风的诊断分析

王 雷, 林 伟, 徐哲永

(舟山市气象局, 浙江 舟山 316021)

摘 要:对舟山海域一次猛烈的低压大风过程进行了诊断分析。结果表明:地面气旋的强烈发展是由于其与高空疏散槽前的正涡度平流中心、辐散中心和暖平流中心在垂直方向紧密耦合的结果,高空急流的活动和加强进一步促进了地面气旋的发展,地面气旋发生发展在青藏高原上空西北急流出口区的左侧和日本海上空西南急流入口区的右侧。地面气旋的发展和冷空气共同作用造成的强气压梯度是引起海上强风的主要原因;高空西南急流轴附近激发出的次级环流下沉支中往南的非地转风,加大了地面风速;对流层中下层垂直环流由上升运动转为一致的下沉运动,引起动量下传进一步加大了地面风速。

关键词:气旋;高低空耦合;高空急流;次级环流;大风成因

中图分类号:P443 **文献标识码:**A **文章编号:**1003-0239(2010)06-0045-06

1 引言

温带气旋是影响中高纬地区的重要天气系统,在其移经之处,往往会带来大风和暴雨天气。引起温带气旋发生发展的物理因子有许多,概括起来有涡度平流、温度平流、潜热加热、海一气交换、与急流有关的非地转加速、摩擦作用以及斜压不稳定等^[1]。观测事实表明,温带气旋入海后一般都具有较明显的发展过程,由于海洋上观测资料的缺乏,再加上温带气旋的发展过程往往带有突发性,因此要准确预报海上温带气旋及其引起的低压大风目前仍是业务技术中比较困难的一个问题。2009年11月10日,受东海气旋发展影响,东海北部出现了一次罕见的猛烈大风天气,根据舟山自动气象站网观测,舟山海域共出现9级大风19站,10~11级大风10站,12级以上大风9站,单站风力极值为 $38.4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (13级)。猛烈的强风致使一艘渔船沉没,4人失踪,造成人民生命财产重大损失。根据资料分析,本次过程地面低压发展最强烈时中心气压约为1001.7 hPa,24 h

气压变化为6 hPa左右,其发展速率远小于爆发性气旋的标准^[2]。究竟是什么原因造成了如此猛烈的强风天气?迄今为止,大量的研究主要集中在关于海上温带气旋发生发展的物理机制上^[3-6],而对于海上低压大风的机理方面的研究还相当缺少。本文的目的在于通过对低压大风的个例诊断分析,来进一步了解低压大风产生的成因,从而提高对其的预报准确率。

2 天气形势分析

2009年11月9日08时,高空500 hPa图上,亚欧中高纬地区呈一槽一脊形势,其中,在乌拉尔山附近是一个阻塞高压,俄罗斯远东至西伯利亚地区是一个大范围的低压槽区,冷空气势力位于40°N以北地区。中低纬地区在青藏高原东部有一低槽正在东移发展,槽线位于太原-洛阳-宜昌-贵阳一线,槽前是范围宽广的西南急流,风速普遍在 $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上。200 hPa、700 hPa的形势与500 hPa相似。850 hPa图上,北方冷空气前锋已经到达黄河中下游地区,在30°N附近有一条准东西向的切

变线,位于舟山-杭州-汉口-来凤一线,切变线北侧是偏东气流,南侧是一支正趋加强的西南气流,其东端有暖脊配合。地面图上,蒙古地区是一个强大的冷高压,地面冷锋位于黄河中下游地区,冷锋前从我国中东部一直到海上是范围宽广的低压倒槽区,倒槽后部的偏北气流与南侧的偏南气流在 30°N 附近形成了一条准东西向的静止锋,其位置与850 hPa的切变线位置一致,静止锋上的波动中心位于南昌西侧,中心气压为1007.9 hPa。

9日白天,受高原东部东移发展的高空槽作用,地面静止锋上的波动开始在槽前迅速发展,20时形成了闭合环流,中心气压降为1004.9 hPa。9日夜里该低压经杭州湾入海,强度进一步发展,原来的地面静止锋演变成为冷锋和暖锋两条锋面。10日08时低压中心到达舟山嵊泗东北部沿海,中心气压加强为1002 hPa,10日上午在低压继续东移过程中,地面冷锋过境并带动锋后冷空气东移南下,最终在低压和冷空气共同影响下,造成了这次强风(图略)。

3 地面气旋发生发展的成因分析

3.1 高低空的耦合作用

长期以来,斜压不稳定被认为是中纬度天气尺度系统的主要启动机制。丁一汇指出,有3种高空槽与斜压不稳定有关,分别是疏散槽、汇合槽和倾斜槽(或倒“V”型槽)。在疏散槽下游中纬度地面气旋经常发展,其原因是疏散槽比汇合槽有更大的气旋性涡度平流。仔细分析本次气旋发展时的高空天气形势发现:11月9日20时气旋上游高空300 hPa以上各层等压面上均为疏散槽(图略),其平均经度在 112°E 附近,在该疏散槽前的气流在 30°N 附近向两侧发散,槽前是强大的西南急流,风速普遍在 $24\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上。槽前的风速越大,正涡度平流也越大,因此,高空槽前急流形成了很强的正涡度平流。

根据浙江省自动中尺度站的气象资料分析,9日20时地面气旋中心实际已经到达杭州湾(即 30°N , 120°E 附近),而且20时前后气旋发展最为强烈,因此,我们沿 30°N 作相关物理量的垂直剖面来分析地面气旋发展的条件。图1a是9日20时

地面气旋入海强烈发展前沿 30°N 通过地面气旋中心的涡度平流的垂直剖面图,从图中可以看出,9日20时 $115^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 地区高空500 hPa以上为强的正涡度平流区,正涡度平流中心位于地面气旋中心上空的150 hPa附近,其值为 $30\times 10^{-10}\text{ s}^{-2}$,而500~850 hPa为弱的正涡度平流,850 hPa以下则为弱的负涡度平流。因此,地面气旋上空涡度平流随高度明显增加。根据垂直运动方程,涡度平流随高度增加,气旋性涡度增加,使风压场不平衡,在地转偏向力作用下,必产生水平辐散,为保持质量连续,其下将产生补偿上升运动,因此,有利于地面气旋发展^[7]。10日08时高空正涡度平流中心东移(图略),地面气旋中心随之东移,而且9日20时至10日08时地面气旋中心始终位于高空正涡度平流中心的正下方。

图1b是9日20时沿 30°N 的散度垂直剖面。从图中可以看出,高空400 hPa以上在 $115^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 之间有一强大的辐散区,辐散区与高空正涡度平流区位置对应非常好(比较图1a~b),辐散中心位于地面气旋中心上空的250 hPa附近,中心值达 $32\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$,500 hPa以下各层均为辐合区,低层辐合中心位于高空辐散中心的正下方,其数值为 $-12\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$,高空辐散值要明显大于低层辐合值,这种高空辐散、低层辐合的垂直配置显然大大促进了低层的上升运动,使得地面气旋得以快速发展。

分析9日20时高空各层流场还发现,温度槽均落后于高空槽,这样的配置十分有利于高空西南急流向气旋前部输送暖湿平流。图1c是9日20时沿 30°N 的温度平流垂直剖面,从图中可以看出,9日20时 $115^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 地区高低空几乎整层都是暖平流区,强的暖平流则集中在500 hPa以上,暖平流中心位于地面气旋中心上空的200 hPa附近,其值为 $15\times 10^{-5}\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$ 。10日08时暖平流区东移到 $120^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 地区,暖平流中心位于 123°E 上空的200 hPa附近,强度明显增强,达 $25\times 10^{-5}\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$ (图略)。根据垂直运动方程,在暖平流区,有上升运动,暖平流使高空等压面升高,导致温压场不平衡,在气压梯度力作用下,必产生水平辐散,为保持质量连续,将产生补偿上升运动,有利于地面气旋发展^[7]。而且9日20时~10日8时地面气旋中心始终位于高空暖平流中心的正下方。

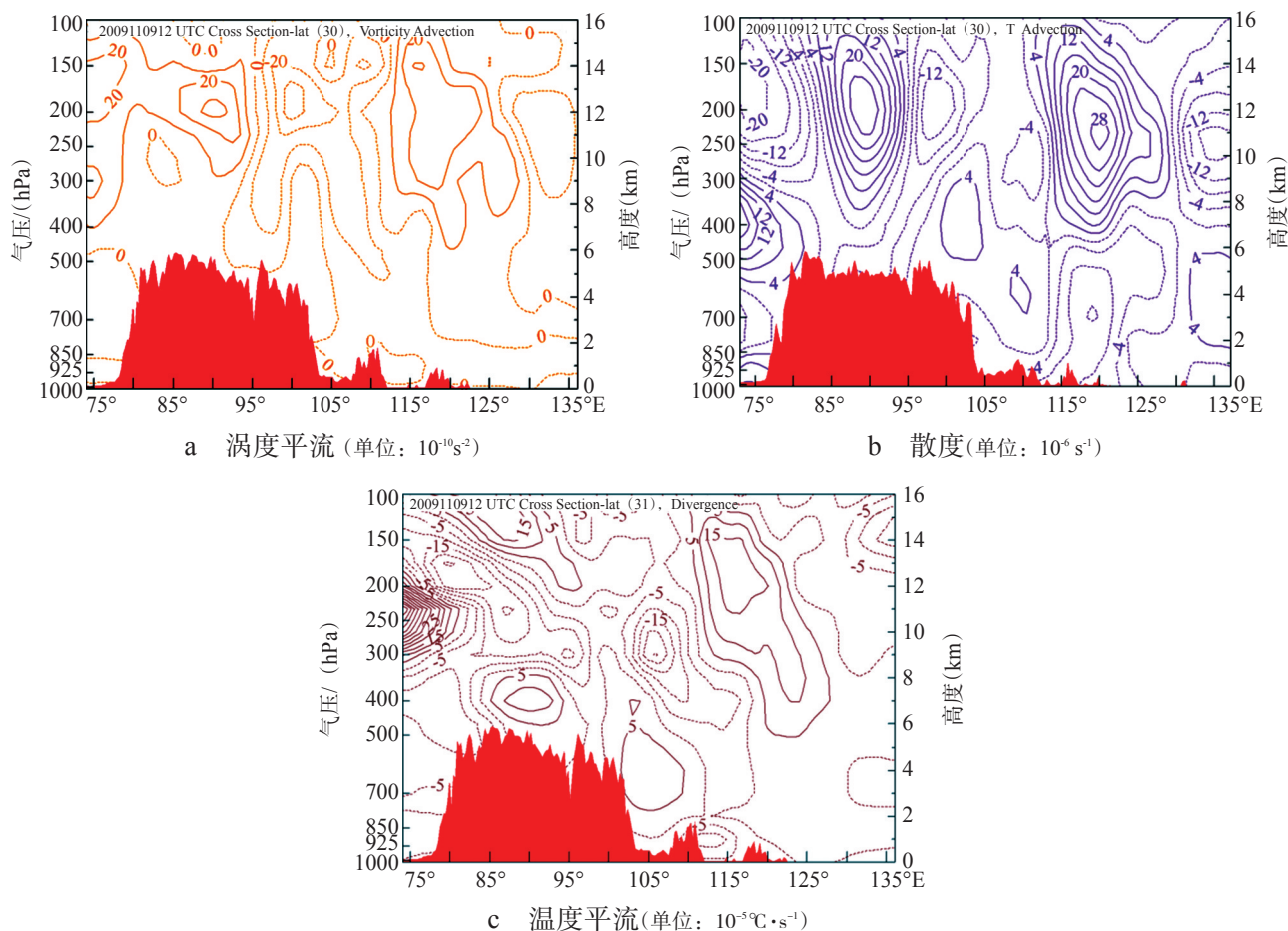


图1 11月9日20时沿30°N的垂直剖面

从以上分析可以看出,地面气旋强烈发展是由于地面气旋中心与斜压过程伴随的高空辐散中心、正涡度平流中心、暖平流中心在垂直方向紧密耦合的结果。

3.2 高空急流强迫与气旋发展

孙淑清等^[8]指出,高空急流的东移加强将导致下游急流轴附近次级环流的加强,从而有利于地面气旋的发展。天气事实表明,绝大多数的东亚爆发性气旋发生在高空急流出口区的左侧,少数形成于入口区的右侧^[7]。从本次过程看,在气旋迅速发展之前就出现了高空急流不断加强和东伸。11月8日90°E以西青藏高原上空200 hPa有一西风大值中心,中心速度为 $52 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,到了9日08时中心风速增强到 $64 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,风向西北,9日20时进一步加强为 $72 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,中心位置移到95°E以东,10日08时中心风速仍维持在 $72 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,但 $60 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的强风已越过110°E。与此同时,在朝鲜半岛和日本海有

一个西风和西南风迅速增大过程,9日20时中心风速为 $54 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,10日08时中心风速加强为 $66 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,风向西南。地面气旋就发生发展在高空西北急流出口区的左侧和西南急流入口区的右侧,但更靠近后者(见图2)。另外,从图2中也可以看出30°N

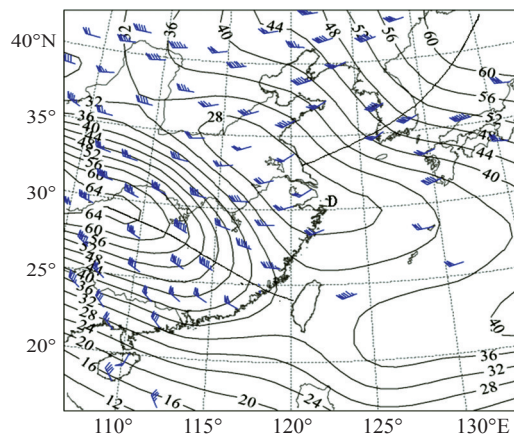
图中D为地面低压中心,(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

图2 11月10日08时200 hPa风场、等风速线及其轴线

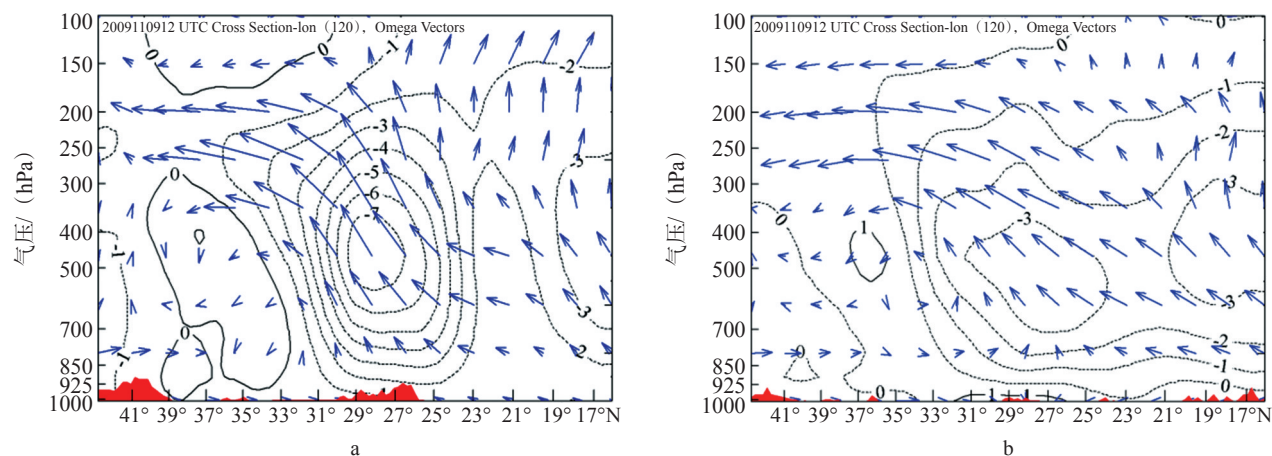


图3 11月9日20时沿120°E(a)与10日08时沿122°E(b)垂直速度(单位: $10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)剖面

附近的气流向南北两侧发散。

我们对11月9日20时和10日08时分别沿120°E和122°E通过地面低压中心附近的垂直环流进行分析(见图4,这两个位置处于高空西南急流入口区的右侧),比较在急流移动及发展不同时期

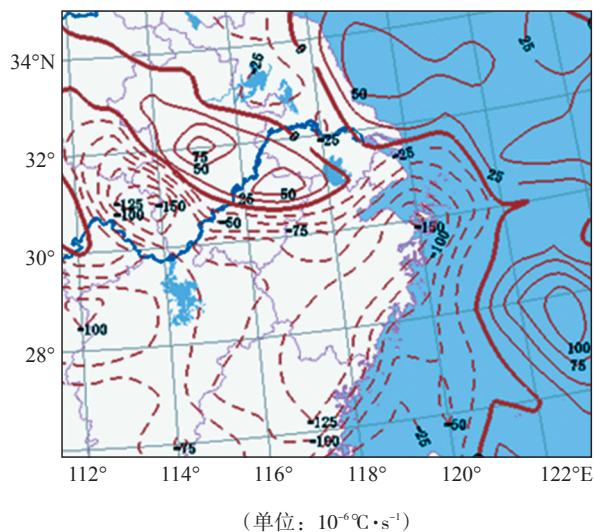


图4 10日08时850 hPa温度平流

次级环流的变化。发现随着急流的加强和扩展,次级环流的强度有较大的变化。9日20时沿120°E剖面图上(见图3a),32°N以南的上升气流十分强大,强中心处于对流层中层,地面低压中心的南侧,它是在高空槽前强西南气流中上升的,最大上升速度为 $-7 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$,它与低层气旋强烈发展区紧密相连,而在急流轴入口区的北侧则为下沉气流,下沉气流位于33°N以北地区。强上升速度与急流轴上向北的非地转风一起构成了该区附加

的正次级环流,显然有助于低层气旋环流的发展,气旋的强烈发展就发生在9日夜里。10日08时该次级环流仍旧维持,但上升速度已大大减弱,速度中心值减弱为 $-3 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$,急流轴北侧的下沉气流略有增强,并从低层向南扩展到33°N以南的广大地区(见图3b)。上升速度的大大减弱是10日气旋到达舟山沿海后未能进一步加强的重要原因,这可能是由于高空急流中心快速东移,造成地面气旋和高空急流相对位置发生了改变的缘故^[1]。从散度场分析,10日08时高空辐散中心位于128°E附近,较地面辐合中心偏东约5个经距(图略)。

4 强风产生的原因分析

产生地面大风的原因主要有气压梯度、变压梯度、冷平流的作用、动量下传、斜压不稳定大气位能向动能的转换、非地转风的作用等等^[9-12]。从本次大风的时空分布特征分析,11级以上强风主要出现在低压西侧的舟山嵊泗海域到上海长江口东部沿海之间,出现时间为12~16时。根据资料分析,本次过程地面低压发展最强烈时中心气压约为1001.7 hPa,24 h气压变化为6 hPa左右,其发展速率远小于爆发性气旋的标准,可见地面低压不是造成如此猛烈强风的唯一原因。以下从3个方面进行分析:

4.1 地面气旋和冷空气共同作用造成大的气压梯度是引起强风的主要原因

10日早晨到上午随着气旋的发展成熟,对流层低层气旋后部的冷空气与北方的冷空气前锋已

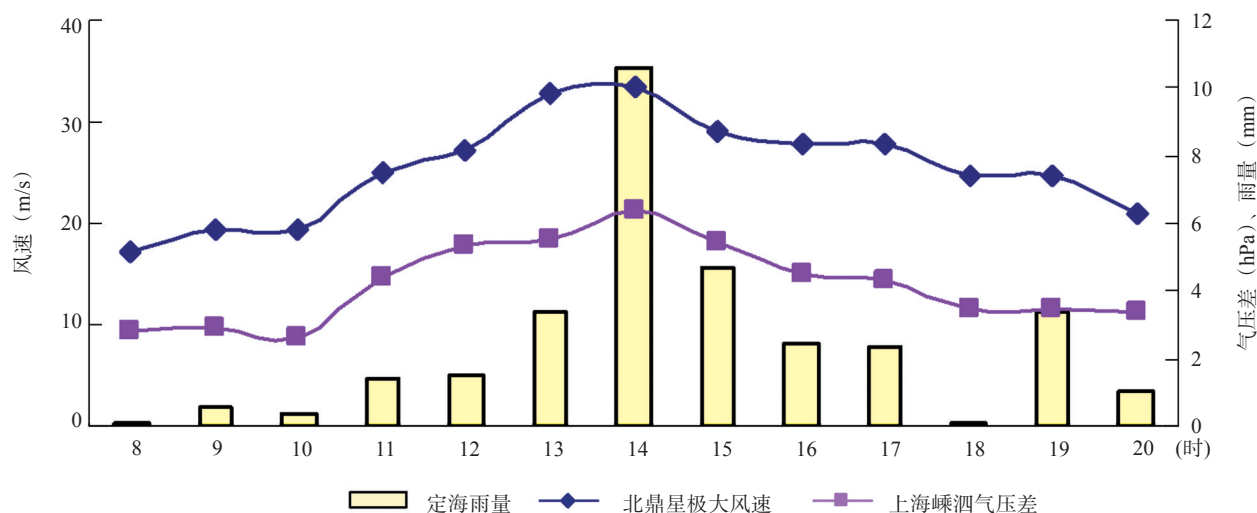


图5 11月10日08~20时各要素逐时演变

经融合在一起,舟山上空的冷平流强度不断增大。图4是10日08时850 hPa的温度平流图,从图中可以看到冷平流中心正好处于舟山上空,其数值为 $-150 \times 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ 。冷平流强度的增强直接造成地面增压,使得地面气压梯度增大。对上海站和嵊泗站逐时的气压差分析发现,地面气压梯度从10日10时开始有一个迅速加大的过程,11时达4.4 hPa,14时气压差达到峰值,为5.6 hPa,14时以后开始下降。与地面气压差相对应的是11时北鼎星站(位于上海和嵊泗站之间,靠近嵊泗站)风速迅速增强到 $25.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,14时达到峰值,为 $33.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,14时以后随着气压差的减小,风速随之下降(见图5),气压梯度与风速变化趋势完全一致。可见,冷空气与低压结合产生地面强的气压梯度是造成本次强风的主要原因。

4.2 高空西南急流轴附近激发出的次级环流中的非地转风,加大了实际风速

图6是11月10日08时925 hPa的全风速图,从图中可以看到在长江口略偏北处有一风速大值中心,中心风速高达 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,从天气形势分析,这里是低层气旋后部与北方冷空气前锋的结合部,因此风速特别大,是低层北风动量的集中带。另外,从上面3.2中的图3b中可以看出,高空西南急流轴入口区北侧次级环流区中的中层下沉气流到达对流层低层和地面后折向偏南方向运动,这是次级环流中的低层非地转风,其在本次

过程中有两种作用:一是其风向偏北,与地转风风向一致,两者叠加,有利于加大地面风速;二是该支气流自北而南运动,将图6中低层舟山北侧的强风区中的高动量向舟山方向输送,导致舟山风速的增大。

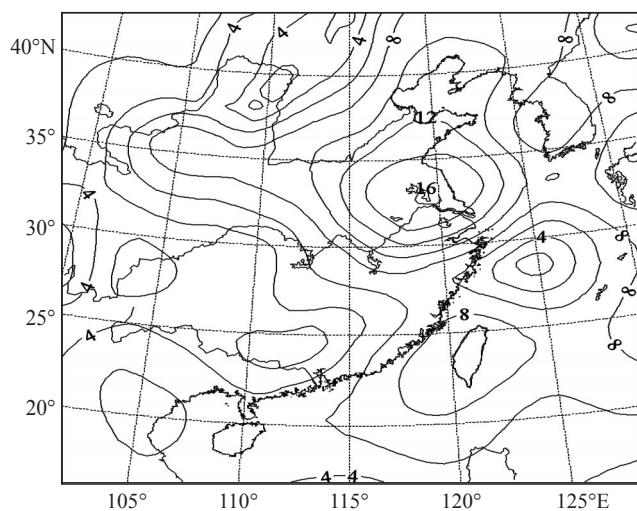
值得注意的是,当10日中午舟山海域风力迅速增大时,雨量也有一个突然增强的过程,最大雨量出现在定海站,两者的变化趋势一致(见图5中定海站的逐时雨量变化)。雨量的突然增强反映了当时舟山上空上升运动有一个突然增强过程,上升运动的加强必然有利于促进上述次级环流和非地转风的维持和增强,从而使得实际风速加大。

4.3 舟山上空对流层中下层垂直环流由上升运动转为下沉运动,动量下传进一步加大了地面风速

动量下传是引起地面风速增大的原因之一,要实现高空动量下传,一般应具备两个条件:(1)高低空风速垂直切变要大;(2)要有一定的垂直下沉速度。

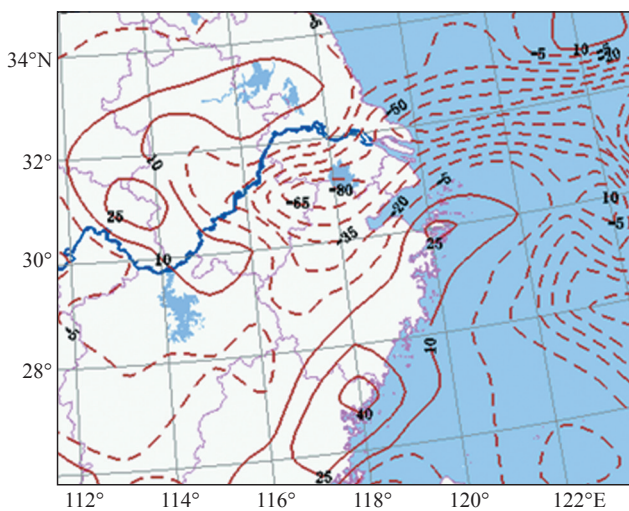
分析风场垂直分布特征发现,10日08时舟山附近对流层低层1000~850hPa之间有很强的风速垂直切变,由于舟山无探空站,以上海站为例,1000 hPa和850 hPa的风速分别为 $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,风向一致,风速垂直切变达 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。因此,风场特征有利于舟山上空的动量下传。

分析垂直速度场特征发现,9日20时舟山海域上空整层处于槽前的上升运动区,上升运动中心



(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

图6 11月10日08时925 hPa全风速



(单位: $10^{-4}\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$)

图7 10日08时850 hPa垂直速度

位于杭州湾附近。到了10日08时舟山海域700 hPa以下各层从低层到高层相继转为槽后的下沉运动,尤其是850 hPa和700 hPa的垂直下沉中心正好位于舟山地区的上空。图7是10日08时850 hPa的垂直速度图,从图中可以看出舟山上空850 hPa的垂直下沉中心值为 $25\times 10^{-4}\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ 。这表明在9日夜里到10日上午舟山上空中低层大气质量有一次快速的调整,通过大气质量的这种调整使中低层较暖空气迅速被冷空气代替,在有利的风场配合下,造成动量下沉,使低层风速加大^[10]。舟山海域强风的发生时间就出现在对流层中低层转为下沉中心后不久。

5 结论

(1) 地面气旋的强烈发展是由于其与高空疏散槽前的正涡度平流中心、辐散中心和暖平流中心在垂直方向紧密耦合的结果;

(2) 高空急流的活动和加强进一步促进了地面气旋的发展,地面气旋发生发展在青藏高原上空西北急流出口区的左侧和日本海上空西南急流入口区的右侧;

(3) 地面气旋的发展和冷空气共同作用造成的强气压梯度是引起海上强风的主要原因;高空西南急流轴附近激发出的次级环流下沉支中往南的非地转风,加大了地面风速;对流层中下层垂

直环流由上升运动转为一致的下沉运动,引起动量下传进一步加大了地面风速。

参考文献:

- [1] 仪清菊,丁一汇. 东海地区温带气旋爆发性发展的动力学分析[J]. 气象学报, 1992,50(2):152-166.
- [2] Sanders F, Gyakum J R. Synoptic-Dynamic climatology of the 'Bomb'[J]. Mon Wea Rev, 1980, 108:1589-1606.
- [3] 李长青,丁一汇. 西北太平洋爆发性气旋的诊断分析[J]. 气象学报, 1989, 47(2):180-190.
- [4] 张永刚,孙存志,吕美仲等. 应用 ω 方程对爆发性气旋与非爆发性气旋的诊断对比分析[J]. 海洋通报, 1999, 18(4):21-28.
- [5] 马雷鸣,秦曾灏,端义宏等. 大气斜压性与入海江淮气旋发展的个例研究[J]. 海洋学报, 2002, 24(S1):95-104.
- [6] ANTHES R A, KUO Y H, GYAKUM J R. Numerical simulations of a case of explosive marine cyclogenesis [J]. Mon Wea Rev, 1983, 111:1174-1188.
- [7] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文等. 天气学原理和方法(第四版)[M]. 北京:气象出版社,2007.
- [8] 孙淑清,高守亭. 东亚寒潮活动对下游爆发性气旋生成的影响[J]. 气象学报, 1993, 51(3):304-314.
- [9] 仰国光,唐斌耀,严迎春等. 一次寒潮强风天气过程的分析[J]. 气象, 1997, 23(1):38-40.
- [10] 王雷. 一次冷空气强风的成因分析[J]. 海洋预报, 2005, 22(4):96-101.
- [11] 曹美兰,项素清. 晴天暴雨的物理成因及预报[J]. 气象, 2002, 28(5):22-26.
- [12] 卢文通,丁一汇,温市耕. 东亚冬季风中非地转风的初步研究[J]. 气象科学研究院院刊, 1988, 3(2):138-150.