

王凯悦,张苏平,薛允传,等.夏季低压控制下黄海西北部海域海雾发生气象条件合成分析[J].海洋气象学报,2018,38(3):47-56.

Wang Kaiyue, Zhang Suping, Xue Yunchuan, et al. Synthetic analysis of meteorological elements for sea fog events over the northwestern Yellow Sea under low pressure control in summer [J]. Journal of Marine Meteorology, 2018, 38(3): 47-56. DOI: 10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2018.03.006. (in Chinese)

夏季低压控制下黄海西北部海域海雾发生气象条件合成分析

王凯悦^{1,2}, 张苏平^{1,2}, 薛允传³, 田翔宇^{1,2}, 杨柳^{1,2}

(1. 中国海洋大学物理海洋教育部重点实验室, 山东 青岛 266100; 2. 山东省海洋-大气相互作用与气候重点实验室, 山东 青岛 266100; 3. 青岛市气象局, 山东 青岛 266003)

摘要: 利用瞬变扰动分析的原理, 提供了一个可以客观判定海雾发生时天气类型的方法。在分类结果的基础上, 对环流形势、散度和垂直速度以及温度湿度的垂直廓线等进行合成分析, 得到低空(1 000 hPa)为低压扰动下发生海雾(L型海雾)的环流和物理量场基本特征, 并与高压控制下海雾(H型海雾)进行对比, 结果表明: 1) L型海雾位势高度负异常扰动主要表现在低层, 其平均值为-65.66 gpm, 向上逐渐减弱; 2) L型海雾在发生时其逆温强度小于H型海雾, 雾层较厚, 雾层上空湿度仍然比较大, 而H型海雾雾层上空有比较明显的干层; 3) L型海雾在垂直方向上的分布具有三层结构, 第一层1 000~950 hPa为辐合伴有弱上升和下沉运动, 第二层950~850 hPa为辐散伴有弱下沉运动, 第三层850~500 hPa为逐渐加强的上升运动; H型海雾为两层结构, 1 000 hPa为辐散伴有弱的上升和下沉运动, 950~500 hPa为一致的下沉运动; 4) 概率密度统计分析进一步定量表明了L型和H型海雾发生时垂直运动以及相对湿度在各层中的分布情况。这些结论对黄海西北部夏季低压环流形势下海雾的预报提供了重要参考。

关键词: 低压控制下海雾; 高压控制下海雾; 黄海西北部海域; 合成分析; 瞬变扰动

中图分类号: P732.6 **文献标志码:** A **文章编号:** 2096-3599(2018)03-0047-10

DOI: 10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2018.03.006

Synthetic analysis of meteorological elements for sea fog events over the northwestern Yellow Sea under low pressure control in summer

WANG Kaiyue^{1,2}, ZHANG Suping^{1,2}, XUE Yunchuan³, TIAN Xiangyu^{1,2}, YANG Liu^{1,2}

(1. Key Laboratory of Physical Oceanography (Ocean University of China), Ministry of Education, Qingdao 266100, China; 2. Key Laboratory of Ocean-Atmosphere Interaction and Climate in Universities of Shandong, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 3. Qingdao Meteorological Bureau, Qingdao 266003, China)

Abstract Based on the principle of transient disturbance analysis, a method is provided to objectively determine the weather pattern owing to the sea fog. On the basis of classification results, a synthetic analysis is conducted of the circulation situation, divergence, vertical velocity field, and the vertical profiles of temperature and humidity. The basic characteristics of the circulation and physical field of the sea fog (L type sea fog) under low pressure control at 1 000 hPa are obtained, which are compared with those of the sea fog (H type sea fog) under high pressure control. The results are as follows: 1) The

收稿日期: 2018-05-22; 修订日期: 2018-07-02

基金项目: 国家自然科学基金项目(41576108, 41605006); 山东省自然科学基金项目(ZR2016DB26); 青岛市科技民生计划项目(15-92-114-NSH)

作者简介: 王凯悦, 女, 硕士研究生, 主要从事海洋与大气相互作用研究, wang_kaiyue@126.com。

通信作者: 张苏平, 女, 博士, 教授, 主要从事海洋与大气相互作用、沿海灾害性天气气候等研究, zsping@ouc.edu.cn。

negative anomaly disturbance of L type sea fog's geopotential height is mainly manifested at the low layer, whose average value is -65.66 gpm, and is gradually weakened upward; 2) When L type sea fog occurs, its temperature inversion structure is weaker than that of H type sea fog, the layer is thicker, and the upper layer has higher relative humidity, while the upper layer of H type sea fog is relatively dry; 3) L type sea fog has a structure of three layers at the vertical direction. The first layer is convergence accompanied by weak ascending and sinking motion from 1 000 hPa to 950 hPa, the second layer is divergence accompanied by weak sinking motion from 950 hPa to 850 hPa, and the third layer has gradually strengthened ascending motion from 850 hPa to 500 hPa. However, H type sea fog has a structure of two layers. It is divergence accompanied by weak ascending and sinking motion at 1 000 hPa and has consistent sinking motion from 950 hPa to 500 hPa. 4) The statistical analysis of probability density further quantitatively show the vertical movement of L and H type sea fog and the distribution of relative humidity at each layer. These conclusions provide an important reference for forecasting the sea fog over the northwestern Yellow Sea under low pressure circulation in summer.

Key words sea fog under low pressure control; sea fog under high pressure control; the northwestern Yellow Sea; synthetic analysis; transient disturbance

引言

海雾是指发生在海洋上及岸滨地区或岛屿上空低层大气的一种凝结现象,悬浮于大气边界层中的大量水滴或冰晶,使大气水平能见度小于 1 km ^[1]。海雾是在特定的气象条件下形成的,存在显著的局地性特征^[2-3]。在近海海域海雾发生后往往会使沿海交通、港口作业等受到影响。近年来,随着我国海上活动的增多,海上的海雾预报越来越受到重视。

环流形势对海雾的发生有明显影响。前人研究表明,海雾多是发生在反气旋(高压)的西侧,湿空气在冷海面上做极向运动而生成的^[4-6]。例如,美国加利福尼亚沿岸的海雾主要受到太平洋高压东伸的影响^[7]。天气尺度的下沉运动与反气旋相结合,对海雾天气过程有着重要的影响。Lewis et al.^[8]通过对加州沿海海雾的分析,认为下沉运动使得海洋上空大气边界层高度降低,逆温层增强是海雾维持发展的主要原因。

中国近海是海雾多发区,其中黄海是发生海雾最为频繁的海区^[9-10]。曹祥村等^[11]分析黄海持续性大雾的形成、维持和消散特征及其物理机制指出,低层存在高压控制下的下沉逆温和水汽平流输送对海雾发展和维持有重要作用。王鑫等^[12]探讨黄海春季海雾形成的气候特征指出,大气环流提供了暖湿空气的输送条件。王静菊等^[13]提出高压的下沉增温形成一个顶部较高的稳定层,从而生成较厚的雾区。

江敦双等^[14]认为影响黄海平流海雾发生的主要天气类型有3种,分别为入海高压后部型,低压槽或倒槽前部型以及均压场型。杨悦和高山红^[15]则将黄海海雾天气系统分为了入海变性高压、中国大陆东移低压或低槽、北太平洋高压脊与入西太平洋高压4类。Zhang and Lewis^[16]详细分析了春季和夏季高压控制下海雾形成的机理。

通过统计发现,黄海夏季低空低压控制下海雾发生的频率明显高于春季。但诸如为什么低压控制下发生海雾而不是降水,低压控制下海雾发生时气象条件有何特征,低压控制下海雾与高压控制下海雾在气象物理场条件有何异同等问题尚不清楚。本文利用多种资料对低压控制下海雾的环流特征进行统计合成分析,并与高压控制下海雾的气象条件特征进行对比,希望为预报提供参考。

1 资料来源

1.1 观测资料

青岛伏龙山自动气象站以及周围两个海岛站(董家口港 $119.953\ 1^\circ\text{E}$, $35.415\ 3^\circ\text{N}$ 和长门岩 $121.218\ 9^\circ\text{E}$, $36.186\ 4^\circ\text{N}$)所提供的2008—2015年每小时一次的观测数据,包括能见度、气温、海表面温度、瞬时风速、风向等基本气象要素。本研究使用夏季(6—8月)的数据。

1.2 再分析数据

1) 欧洲中期天气预报中心(Europe Center for Medium Weather Forecasts, ECMWF)提供的ERA-Interim再分析资料,空间分辨率 $0.125^\circ \times 0.125^\circ$

(由 $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ 精度插值而得), 垂直 37 层, 时间间隔 6 h。

2) 由中国海洋大学区域大气与海洋短期实时预报系统网站 (<http://222.195.136.24/>) 保存的韩国气象局 (Korea Meteorological Administration, KMA) 2008—2015 年的天气分析图。

1.3 探空资料

2008—2015 年青岛国家基本气象站 (区站号: 54857) 每天两次的探空资料。施放点的海拔高度为 75 m, 天线高度为 5 m, 所使用的雷达型号为 GFE(L)1 型二次测风雷达, 探空仪型号为 GTS1 型数字式探空仪, 可以获取气温、气压、相对湿度、露点温度、风速、风向等随高度的变化。

2 研究方法

2.1 分类方法

文中用两种方法对挑选的雾日进行分类, 一种是主观分类, 即根据地面气压场, 通过主观分析进行分类。第二种方法是利用扰动分析的方法, 根据一定的标准进行客观定量化分类。根据海雾发生时所处的地面环流形势, 将所有雾日分为三类, 第一类是 1 000 hPa 黄海西北部海域受低压影响形成的海雾, 本文将其简称为“L 型海雾”; 第二类是在 1 000 hPa 黄海西北部海域受高压影响形成的海雾, 简称其为“H 型海雾”; 第三类是非以上两类环流形势下出现的海雾。

为了更加清楚地反映出海雾发生时环流形势的特征, 本文用扰动分析法将大气环流分解, 1) 定常时间平均的纬向对称部分, 2) 纬向平均的非对称部分, 3) 纬向对称部分的瞬时扰动, 4) 瞬变且纬向不对称部分^[17-18], 如公式(1)所示:

$$H(\lambda, \varphi, H)_Y = [\bar{H}_t(\varphi)] + H(\lambda, \varphi) + [H(\varphi, t)]'_Y + H(\lambda, \varphi, H)_Y^{*'} \quad (1)$$

其中, 等号左边的变量 $H(\lambda, \varphi, H)_Y$ 是第 Y 天从 00 UTC 起算第 t 个时刻随经度 λ 和纬度 φ 变化的当前位势高度场。分解式等号右端第一项是对应第 t 时刻天气尺度平均及沿纬圈平均后只随纬度 φ 变化的位势高度, 等号右边第二项是时间平均的位势高度减去相对第 t 时刻的 $[\bar{H}_t(\varphi)]$ 后的空间变量场, 第三项为天气尺度纬圈平均扰动分量, 第四项是第 Y 天第 t 时刻的天气尺度位势高度瞬变扰动分量。

由于海雾的局地性强, 使用以上扰动分析法, 得到第四项瞬变且纬向不对称的部分, 判断天气尺

度下海雾发生时气压场形势。

对每个雾日进行前后共 10 d (40 个时次) 的时间平均, 将每次个例减去时间平均后的结果, 得到去除定常时间平均的纬向对称部分。对每个雾日 (每天 4 个时次) 进行 $105 \sim 135^\circ \text{E}$ 的纬向平均。之所以选择这个范围是因为在典型的天气过程中一般来说其空间尺度在 2 000 km。

2.2 雾日的确定

利用青岛气象台伏龙山自动气象站以及青岛附近两个海岛站所得的观测资料进行是否为雾日的判断。2008—2015 年夏季 (6—8 月), 如果青岛站出现能见度低于 1 km 且其余两海岛站中其中一站同时出现能见度低于 1 km 且持续时间超过 3 h, 则判定其为一个雾日, 共得到 84 个雾日。

3 分类结果讨论

3.1 主观分类

分类结果如图 1a。可以看到夏季海雾发生时的环流形势 L 型海雾占比 38.1%, H 型海雾占 27.3%, 其他类型海雾, 如均压场鞍形场等占 34.5%。从 L 型海雾个例来看, 典型环流类型大致有两种, 一种为局部弱低压 (图 2a), 另一种为较大闭合低压系统外围的影响 (图 2b)。可以看出, 黄海西北部低压强度都是较弱的。为了进行对比研究, 给出了典型的 H 型海雾的个例 (图 2c、d)。

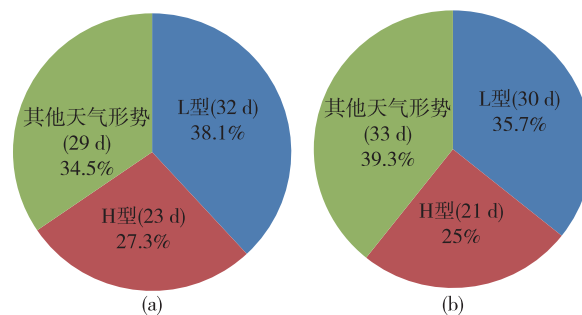


图1 主观分类(a)与扰动场分析后(b)海雾类型占比
Fig.1 Percentages of sea fog types under subjective classification (a) and percentages of sea fog types after transient disturbance analysis (b)

3.2 瞬变扰动法分类

由于 L 型海雾发生时一般并非处于某一低压系统中心, 多数是受低压系统外围影响或者受局部弱低压环流影响, 因此严格按照天气学定义^[19]来区分高低压是比较困难的, 并且不易操作, 难以实现客观定量。采用瞬变扰动方法, 得到天气系统瞬变且纬向不对称的部分, 可以克服上述不足。利用第

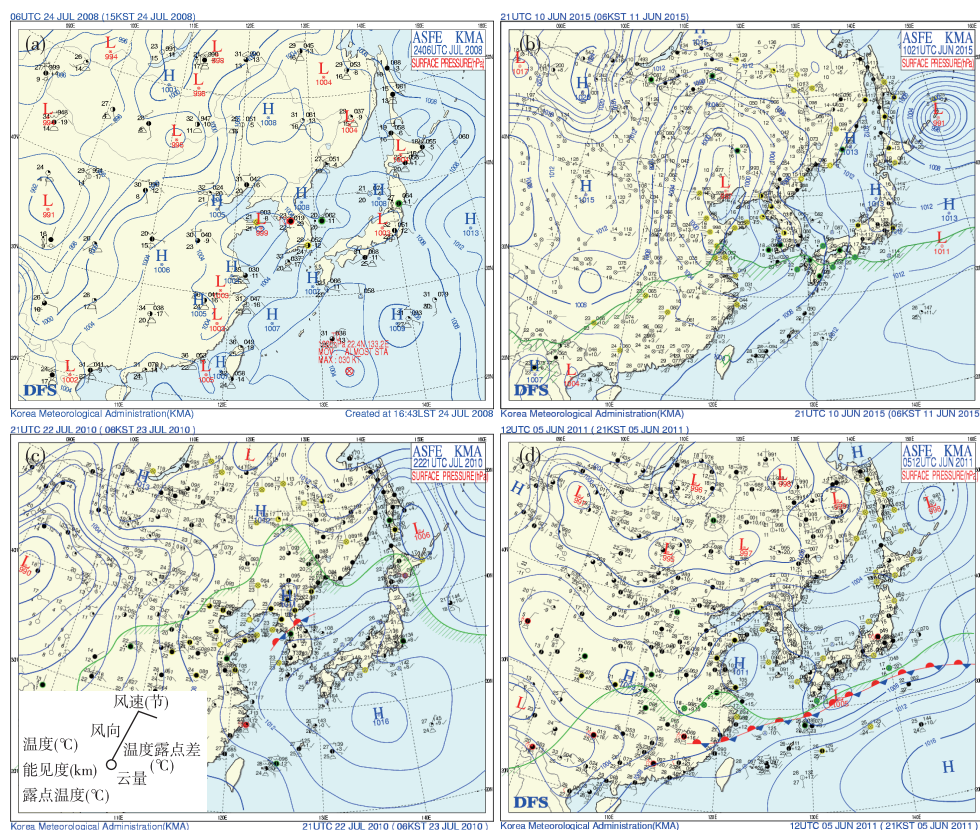


图2 地面环流形势(a. 2008年7月24日06 UTC, b. 2015年6月10日21 UTC, c. 2010年7月22日21 UTC, d. 2011年6月5日12 UTC)

Fig.2 Surface circulation pattern of the sea fog cases (a. 06:00 UTC on 24 July 2008, b. 21:00 UTC on 10 June 2015, c. 21:00 UTC on 22 July 2010, d. 12:00 UTC on 5 June 2011)

2节所述方法,得到瞬变且纬向不对称部分(异常场)。

由于需要找到一个划定海雾不同类型的客观标准,以主观方法分类的结果为基础,通过多次调试,得到L型海雾和H型海雾及其他类型海雾的划分标准,具体方法为:所选范围内($119 \sim 123.5^{\circ}\text{E}$, $34 \sim 38^{\circ}\text{N}$,如图3a中所画矩形)共有693个格点,若区域内异常值小于0的个数达到三分之二以上则判定为L型海雾。同理,绝大多数为正异常(三分之二以上),则判定为H型海雾。介于两者之间的为其他环流类型的海雾。

84个雾日进行客观分类的结果如图1b。可以看到L型海雾占比约35.7%,H型海雾占25%,其他的环流形势场占39.3%,与主观分类基本一致。图3a-d为与图2a-d一一对应的4个时刻的异常场分布,图中红色表示正位势高度异常,蓝色表示负位势高度异常,可以看出,低压和高压形势更加明确。下文中对海雾发生时各个变量的分析都是依据客观标准分类后的结果进行的。

4 合成分析

4.1 位势高度场合成分析

对分类后个例的位势高度异常场(图4a1-f1)做合成分析,从1000 hPa异常场来看,低压异常场的中心在山东半岛北部地区,山东半岛沿海地区一直处于低压异常场中,在1000 hPa的区域平均后的位势高度异常值在 -65.66 gpm左右,在500 hPa高度上的异常值变为15 gpm,说明低压扰动主要出现于低空,低压异常中心随高度不断向西北偏移,反映出大气的斜压特性。

对于H型海雾,1000 hPa位势高度正异常中心在黄海西北部,随着高度向西北移动不明显(图4a2-f2)。强度变化不大,可能反映了夏季比较深厚的高压环流形势特征,与Zhang and Lewis^[16]2017年对7月海雾的气候态环流形势分析一致。合成的结果能够进一步验证扰动分析法对于L和H型海雾的分类是比较合理的。

图5更直观地反映出低空L型海雾和H型海

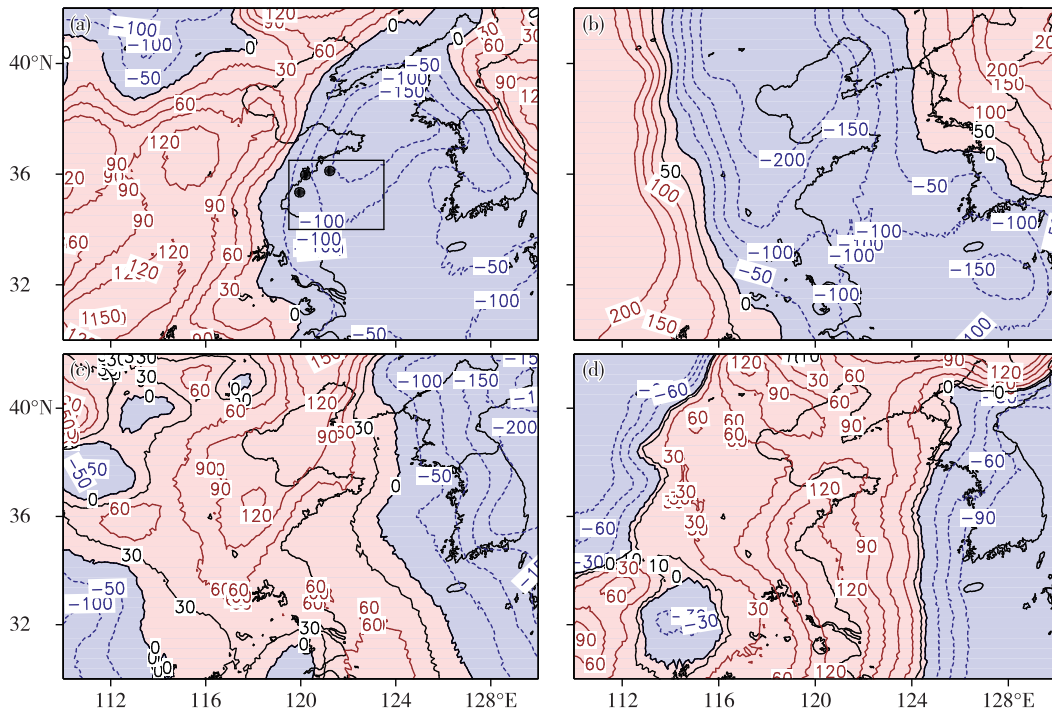


图3 1 000 hPa 位势高度扰动场(单位:gpm;红色表示正位势高度异常,蓝色表示负位势高度异常;a. 2008年7月24日06 UTC, b. 2015年6月10日21 UTC, c. 2010年7月22日21 UTC, d. 2011年6月5日12 UTC)

Fig.3 Geopotential height disturbance field of the sea fog cases at 1 000 hPa (units: gpm; The red represents positive anomalies of geopotential height and the blue represents negative; a. 06:00 UTC on 24 July 2008, b. 21:00 UTC on 10 June 2015, c. 21:00 UTC on 22 July 2010, d.12:00 UTC on 5 June 2011)

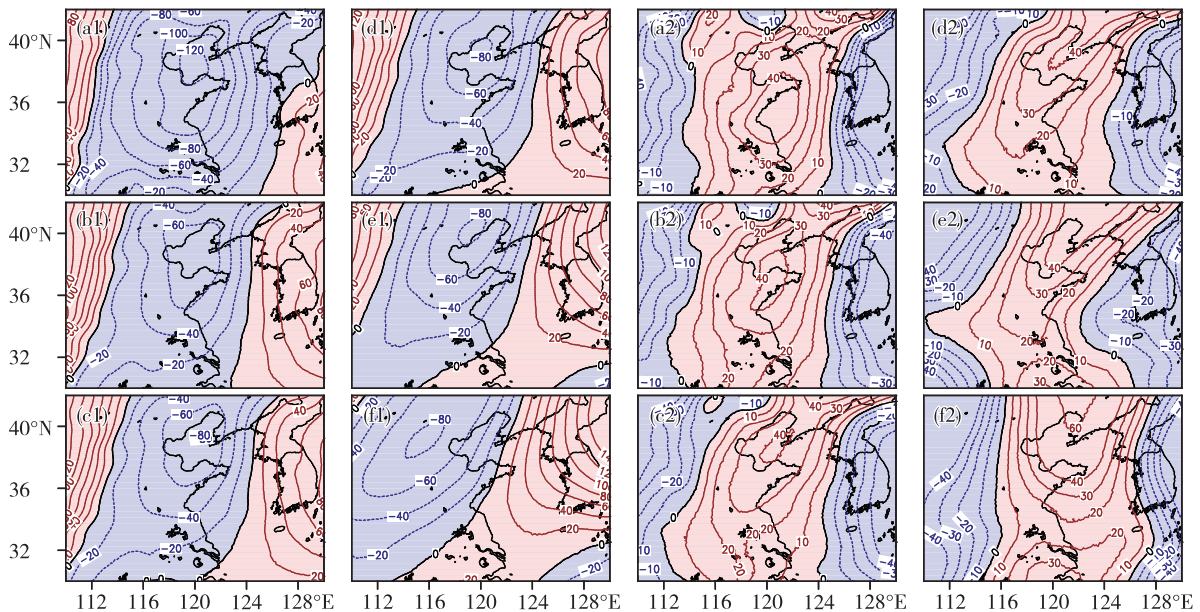


图4 L型海雾(a1-f1)、H型海雾(a2-f2)合成位势高度异常场(单位:gpm;红色表示正位势高度异常,蓝色表示负位势高度异常;a. 1 000 hPa, b.950 hPa, c. 900 hPa, d. 850 hPa, e. 700 hPa, f. 500 hPa)

Fig.4 Geopotential height anomaly field composite of L type (a1-f1) and H type (a2-f2) sea fog (units: gpm; The red represents positive anomalies of geopotential height and the blue represents negative; a. 1 000 hPa, b. 950 hPa, c. 900 hPa, d. 850 hPa, e. 700 hPa, f. 500 hPa; red lines: positive anomalies, blue dotted lines: negative anomalies)

雾的环流形势。合成后的 1 000 hPa 低压中心位于山东半岛的西北部(图 5a),黄海西北部海域处于此低压前部。对于 H 型海雾,合成后的环流形势表

明,黄海西北部海面为高压控制(图 5b),从 1 000 hPa 到 500 hPa 均受海上高压西伸的影响(图略),呈现深厚的海上副热带高压特征。

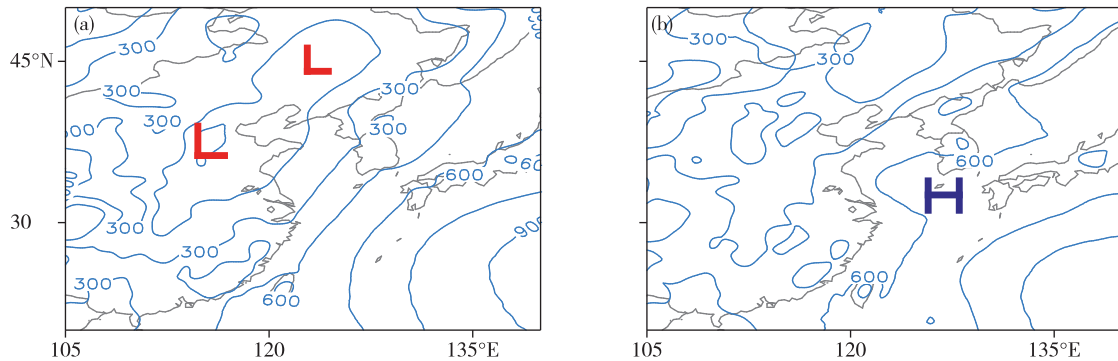


图 5 L 型(a)和 H 型(b)海雾 1 000 hPa 合成环流形势(单位: gpm)

Fig.5 Composite circulation field of L type (a) and H type (b) sea fog at 1 000 hPa (units: gpm)

4.2 散度场合成分析

水平风散度场合成如图 6,图中暖色调表示辐散,冷色调表示辐合。L 型海雾合成分析中,1 000 hPa 黄海西北部海域整体看以辐合为主(图 6a),这种辐合越往上发展,其强度越小,到 950 hPa 左右黄

海西北部海域变为辐散(图 6b),950 hPa 向上散度场辐散辐合特征不再明显(图 6c)。

H 型海雾合成结果在低空与 L 型海雾正好相反,在 1 000 hPa 以辐散为主(图 6d),而到了 950 hPa 为弱辐合(图 6e),950 hPa 向上,散度场辐散辐

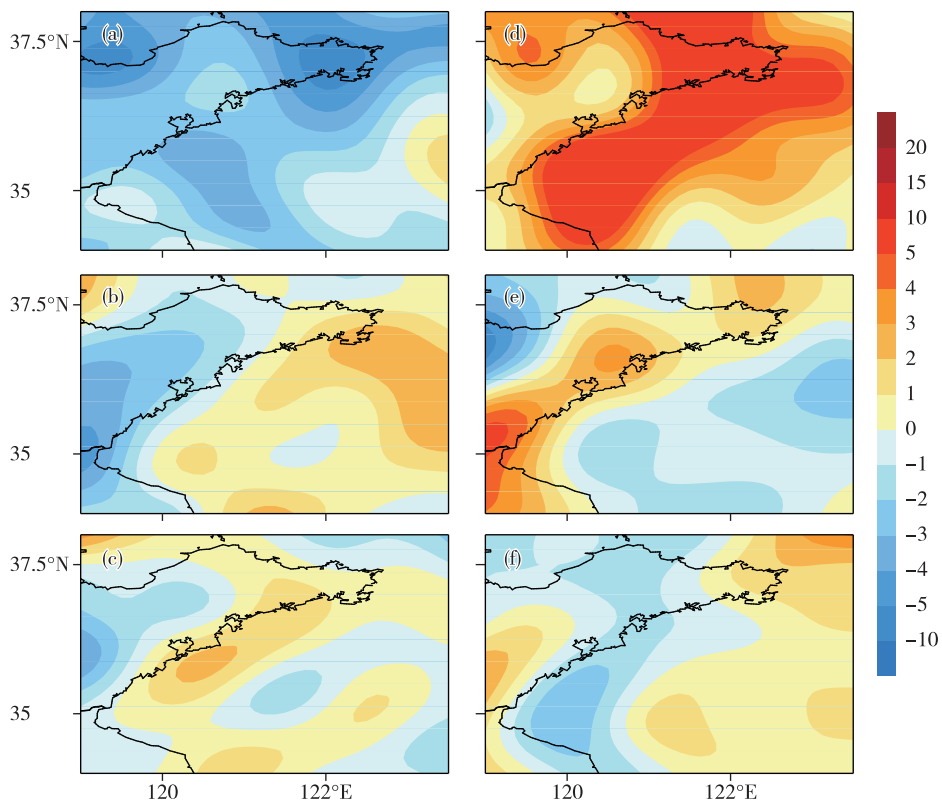


图 6 L 型(a-c)与 H 型(d-f)海雾散度场垂直分布(单位: $10^{-6} \cdot s^{-1}$; a. 1 000 hPa, b. 950 hPa, c. 900 hPa, d. 1 000 hPa, e. 950 hPa, f. 900 hPa)

Fig.6 Vertical distribution of divergence field of L type (a-c) and H type (d-f) sea fog (units: $10^{-6} \cdot s^{-1}$; a. 1 000 hPa, b. 950 hPa, c. 900 hPa, d. 1 000 hPa, e. 950 hPa, f. 900 hPa)

合特征不再明显(图 6f)。

4.3 垂直速度合成分析

对于 L 型海雾,在 1 000 hPa 沿海地区有弱上升运动,有可能是受陆地的影响。在开阔的海面上为更弱的下沉运动(图 7a1,图中冷色调表示下沉运动,暖色调表示上升运动),随着高度升高,上升运动逐渐移向内陆,海上为下沉运动控制,强度有所加强,但上升到 700 hPa 至 500 hPa 转为比较明显的上升运动(图 7a1-f1)。

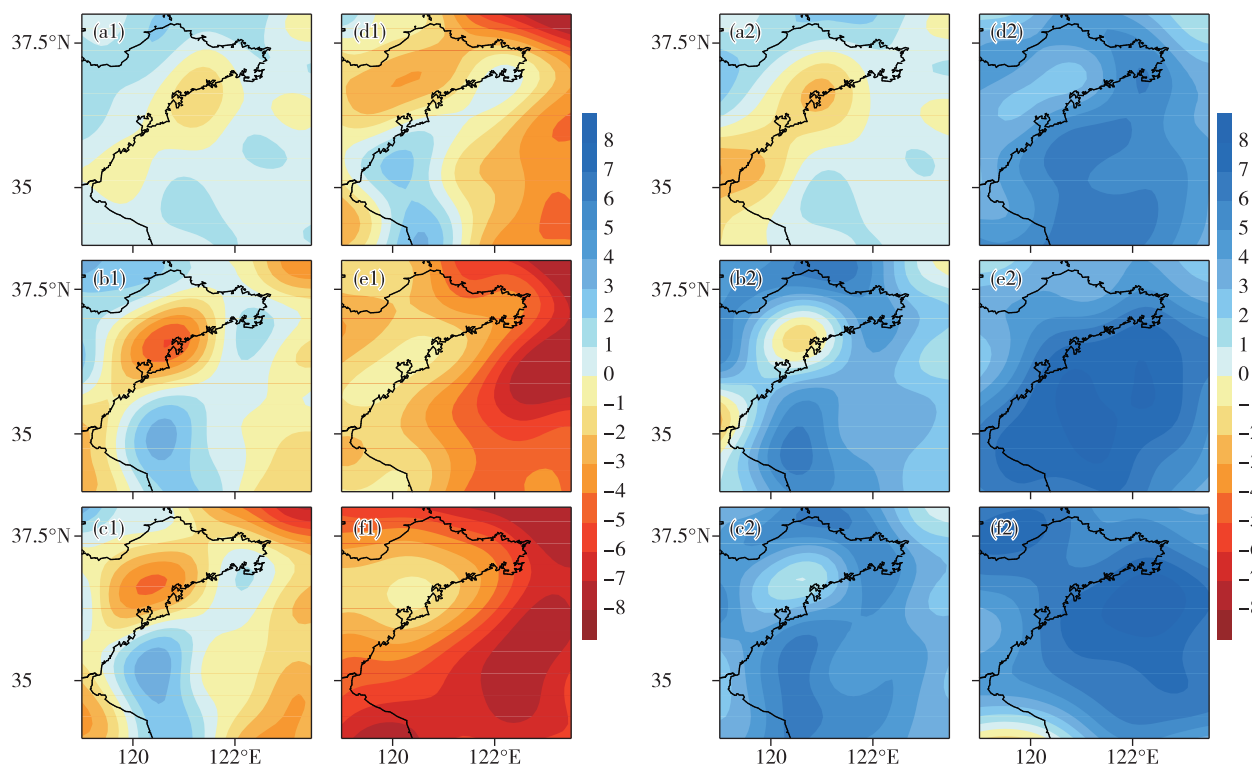


图 7 L 型海雾(a1-f1)和 H 型海雾(a2-f2)合成垂直速度分布(单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$; a. 1 000 hPa, b. 950 hPa, c. 900 hPa, d. 850 hPa, e. 700 hPa, f. 500 hPa)

Fig.7 Composite field of vertical velocity of L type (a1-f1) and H type (a2-f2) sea fog (units: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$; a. 1 000 hPa, b. 950 hPa, c. 900 hPa, d. 850 hPa, e. 700 hPa, f. 500 hPa)

4.4 探空资料合成分析

如图 8a、b,对于 L 型海雾,其逆温层底出现在 100 m 左右,逆温强度为 $0.0014 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$,逆温厚度(逆温层顶高度减逆温层底的高度)为 300 m。H 型海雾的逆温层底同样出现在 100 m,其逆温厚度为 200 m,从 100 m 到 300 m 其温度上升了 $0.46 \text{ } ^\circ\text{C}$,逆温强度为 $0.0023 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ (探空站海拔高度为 70 m,加上雷达天线 5 m,探空数据从 75 m 高度开始获取,因此图中纵坐标底层从 75 m 开始)。由以上分析可知,相对于 H 型海雾,L 型海雾的逆温厚度较厚、强度较弱。

在相对湿度的垂直分布上,L 型海雾和 H 型海

雾的差异较大,L 型海雾相对湿度大值区(大于 80%)的高度可达 600 m 以上,而 H 型海雾相对湿度大值区只能达到 200~300 m。反映出 L 型海雾雾层可能较厚,其上方水汽仍然比较多。H 型海雾雾顶层上方的干层比较明显,干层的存在使得雾顶层的长波辐射降温加强,该冷却效应导致雾层的温度降低^[18-19],相比于 L 型海雾,H 型海雾的温度要低 $3 \text{ } ^\circ\text{C}$ 左右。

从地面到高空的风垂直分布来看,L 型海雾自下而上风向有顺时针转动,有暖平流,而 H 型海雾为上下基本一致的南风风向,再次表明了深厚高压系统的特征。L 型海雾相比于 H 型海雾其稳定性较

弱,但另一方面较弱的稳定性有利于低层湿空气的垂直混合,使得L型海雾的雾层比H型海雾要厚

100 m左右。

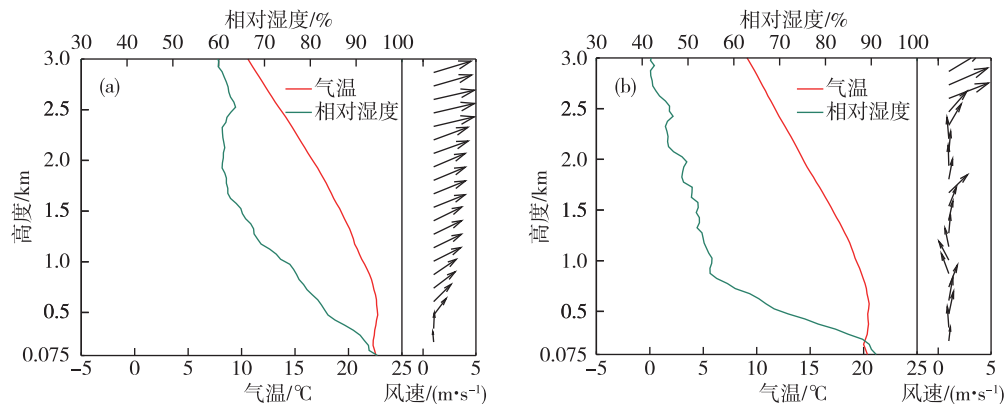


图8 L型(a)与H型(b)海雾探空曲线(红线,气温,单位:°C;绿线,相对湿度,单位:%;箭头,风,单位:m·s⁻¹)
Fig.8 Composite sounding results of L type (a) and H type (b) sea fog (temperature in red line, units:°C; relative humidity in green line, units: %; wind in arrow, units: m·s⁻¹)

5 概率密度分析

5.1 相对湿度

由于合成分析往往掩盖部分信息,下面对每个不同类型进行概率密度分析(PDF)。按图3a中的矩形范围计算相关物理量的区域平均值,统计其出现的概率(图9,图中红色柱状表示L型海雾,蓝色柱状表示H型海雾)。

柱状表示H型海雾)。

图9为用上述方法所做的相对湿度的各层概率密度分布。在1000 hPa L型海雾和H型海雾绝大多数海雾相对湿度都在90%以上,H型海雾占比更大一些(图9a)。

H型海雾在950 hPa时相对湿度开始变小(图9b),高于85%占比不足10%,近一半的H型海雾发

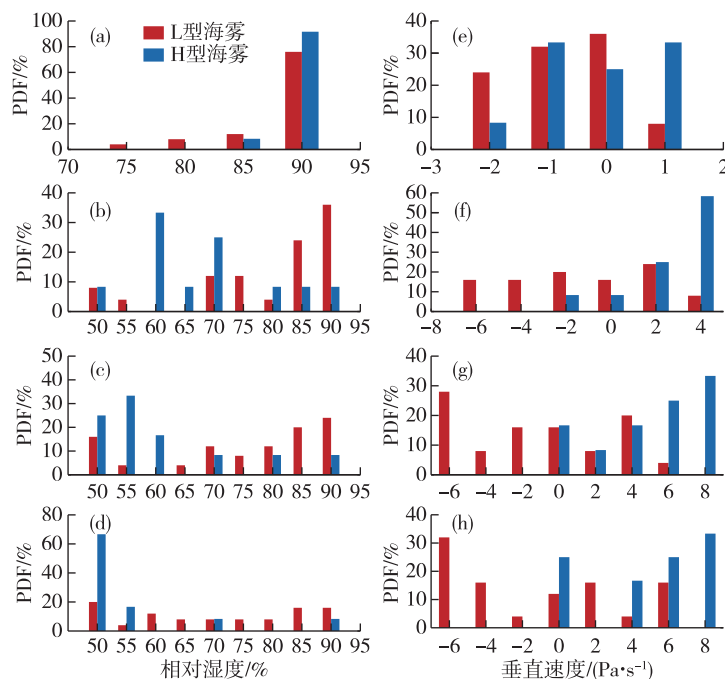


图9 相对湿度(a-d,单位:%)和垂直速度(e-h,单位:Pa·s⁻¹)概率密度分布图(单位:%;a.1000 hPa,b.950 hPa,c.900 hPa,d.850 hPa,e.1000 hPa,f.950 hPa,g.900 hPa,h.850 hPa)

Fig.9 The PDF (Probability Density Function, units: %; a. 1000 hPa, b. 950 hPa, c. 900 hPa, d. 850 hPa, e. 1000 hPa, f. 950 hPa, g. 900 hPa, h. 850 hPa) of L type and H sea fog's relative humidity (a-d, units: %) and vertical velocity (e-h, units: Pa·s⁻¹)

生时相对湿度小于 60%, 而 L 型海雾在 950 hPa 上依然有 60% 以上的个例相对湿度在 85% 以上。在 900 hPa (图 9c), 相对湿度大于 85% 的 L 型海雾个例仍占 40% 到 50%, 而 H 型海雾占比仅有 5% 左右, 70% 以上个例的相对湿度都在 60% 以下。

L 型海雾在 850 hPa 仍有 20% 以上的个例相对湿度在 85% 左右 (图 9d), 表明 L 型海雾在 850 hPa 仍有部分个例有海雾或低云的发展, 而 H 型海雾在这一层 70% 左右的个例相对湿度在 50% 以下, 说明在 850 hPa 已经基本是干层。

5.2 垂直速度

在 1 000 hPa 的垂直速度的概率密度 (图 9e) 分布上, L 型海雾垂直速度小于等于 0 所占比例为 80% 左右, 而 H 型海雾为 60% 左右, 说明在 1 000 hPa, L 型海雾中往往伴随着一定的上升运动。对两种海雾进行比较发现, 1 000 hPa 的上升运动的速度多数分布在 $-1 \sim 0 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$, 上升运动的强度较弱。在弱上升运动的环境下, 即使有地面辐合, 也难以形成云或者降水。

对于 L 型海雾, 到 950 hPa 有 50% 处于上升运动中 (图 9f), 速度高于 $-4 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 的占比为 30%, 说明在 950 hPa 上, 部分低压个例的上升运动依然非常明显。同时 L 型海雾中有下沉运动的也占到了近 50%。而 H 型海雾上升运动的所占比例为 10%, 基本为下沉运动。900 hPa 上 L 型海雾垂直速度强于 $-6 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 的海雾个例开始增多, 占到 20% 以上 (图 9g), 在 850 hPa (图 9h), L 型海雾处于上升运动的为 50%, 垂直速度在 $-6 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 时占到 30% 以上, 说明在这一层上升运动有所增强。而 H 型海雾基本都是下沉运动。与合成分析基本一致。

6 概念模型

根据以上分析绘制了一个简易的概念模型, 能够简单直观地反映 L 和 H 型海雾发生时垂直方向所具有的特征。图 10 中的箭头表示辐合辐散, 箭头的粗细表示辐合 (辐散) 的强弱。

通过对比发现, L 型海雾在垂直的散度场和垂直速度场的分布上具有三层的特征: 分别为第一层 1 000~950 hPa 为陆地到海面上较为明显的辐合, 垂直运动在陆地沿岸为弱上升运动, 南侧海域为弱下沉, 速度在 $0 \sim \pm 1 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。第二层 950~850 hPa, 在广阔的海面上, 为速度较小的下沉运动, 下沉运动的速率在 $1 \sim 2 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$, 950 hPa 以上其辐散辐合场不明显。第三层 850~500 hPa 为逐渐增大且范

围较广的上升运动, 到 500 hPa 其速度达到 $-4 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上。

H 型海雾则具有两层结构。第一层 1 000~950 hPa, H 型海雾为明显的辐散, 且有弱的上升和下沉运动, 其平均速度只在 $\pm 0.1 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右。第二层则为 950~500 hPa, 上下为一致的下沉运动, 这种下沉运动随高度增强, 在 500 hPa 可以达到 $6 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 的速率。

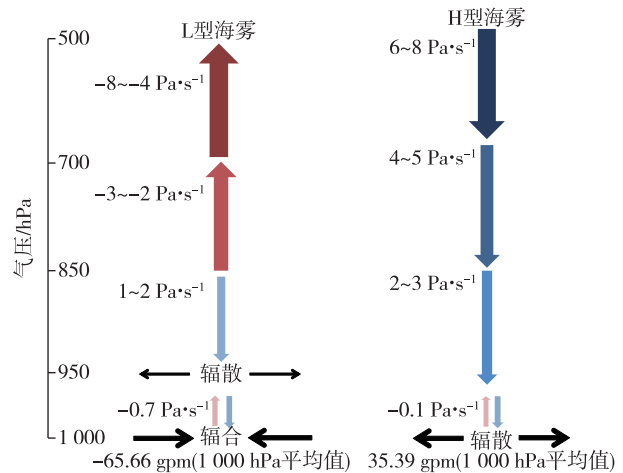


图 10 L、H 型海雾垂直结构简易概念模型 (各层数字表示垂直运动速度, 单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$; 底部数字表示 1 000 hPa 两种海雾的位势高度异常值, 单位: gpm; 箭头表示辐合辐散, 箭头的粗细表示辐合或辐散的强弱)

Fig. 10 Simple conceptual model of the vertical structures of L type and H type sea fog (the number at each layer: vertical velocity, units: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$; the number at the bottom: geopotential height anomaly at 1 000 hPa, units: gpm; arrows: convergence and divergence, the thickness of arrows represents the intensity of the convergence and divergence)

7 结论与讨论

1) 利用瞬变扰动分析的原理, 提出了一种客观定量区分形成海雾的不同环流形势的方法。该方法分类的结果与主观分类基本一致, 能够基本反映出低压控制下海雾 (L 型海雾) 和高压控制下海雾 (H 型海雾) 不同的环流特征。

2) L 型海雾发生时, 位势高度的异常值从低空到高空减小, 1 000 hPa 时的异常值可以达到 -65.66 gpm 。在 1 000 hPa, 有比较明显的辐合, 伴有弱的上升和下沉运动。而对于 H 型海雾, 1 000 hPa 主要是辐散, 上升运动更弱。低空弱的上升运动可能与雾层中强烈的垂直混合相关联。对于 L 型海雾, 垂直速度场 700~500 hPa 为比较明显的上

升运动,而H型海雾则基本为一致的下沉运动。无论是L型海雾还是H型海雾,散度场在950 hPa以上没有明显特征。概率密度统计分析给出了进一步细化的上述特征。

3)L型海雾在发生时其逆温强度弱于H型海雾,湿层比H型海雾厚,湿层上方没有明显的干层,反映出L型海雾上方可能会有云存在。H型海雾湿层厚度较薄,湿层上方有比较明显的干层。该干层使长波辐射冷却加强,可能是导致H型海雾低空气温较低的原因。

4)L型海雾具有三层结构,第一层1 000~950 hPa为辐合伴有弱上升和下沉运动,第二层950~850 hPa为辐散伴有弱下沉运动,第三层850~500 hPa为逐渐加强的上升运动。H型海雾为两层结构,1 000 hPa为辐散,从950~500 hPa为一致的下沉运动。与H型海雾的“两层”结构相比,L型海雾在低层的湍流混合更强,而稳定度相对较弱,高层没有明显的下沉运动发生。

5)根据上述分析可以发现,对于L型海雾而言,虽然低空天气形势是低压,但往往是局地弱小低压或者是天气尺度低压的外围,扰动强度较弱,上升运动也弱($\sim 10^0 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 量级)。辐合上升运动主要局限于低空,在950~850 hPa已经转为下沉运动,该下沉运动有利于加强层结稳定性。这些特征与降水天气条件有明显不同。相对于H型海雾而言,L型海雾的天气条件更复杂一些,预报时需要给予更多更仔细的分析。

致谢:感谢中国海洋大学高山红教授等建立区域大气与海洋短期实时预报系统保存天气图资料,感谢青岛市气象台提供观测数据。同时也感谢刘敬武副教授和衣立博士在论文写作过程中提出了宝贵的建议。

参考文献:

- [1] 王彬华.海雾[M].北京:海洋出版社,1983:1.
- [2] 孙连强,柳淑萍,高松影,等.丹东附近海域海雾产生的条件及天气学预报方法[J].气象与环境学报,2006,22(1):25-28.
- [3] 盛立芳,梁卫芳,王丹,等.海洋气象条件变化对青岛平流雾过程的影响分析[J].中国海洋大学学报,2010,40(6):1-10.
- [4] Petterssen S. On the causes and the forecasting of the California fog [J]. J Aeronaut Sci, 1936, 3(9): 305-309.
- [5] Petterssen S. On the causes and the forecasting of the California fog [J]. Bull Amer Meteor Soc, 1938, 19(2): 49-55.
- [6] Roach W T. Back to basics: Fog; Part 3-The formation and dissipation of sea fog[J], Weather, 1995, 50(3): 80-84.
- [7] Leipper D F. Fog on the U.S. west coast: A review[J]. Bull Amer Meteor Soc, 1994, 75(2): 229-240.
- [8] Lewis J M, Koracin D, Redmond K T. Sea fog research in the United Kingdom and United States: A historical essay including outlook [J]. Bull Amer Meteor Soc, 2004, 85(3): 395-408.
- [9] 张苏平,鲍献文.近十年中国海雾研究进展[J].中国海洋大学学报,2008,38(3):359-366.
- [10] 黄彬,高山红,宋煜,等.黄海平流海雾的观测分析[J].海洋科学进展,2009,27(1):16-23.
- [11] 曹祥村,邵利民,李晓东.黄渤海一次持续性大雾过程特征和成因分析[J].气象科技,2012,40(1):92-99.
- [12] 王鑫,黄菲,周发琇.黄海沿海夏季海雾形成的气候特征[J].海洋学报,2006,28(1):26-34.
- [13] 王静菊,高小雨,高山红.一次黄海海雾的数据同化试验与形成机制研究[J].海洋气象学报,2017,37(1):42-53.
- [14] 江敦双,张苏平,陆惟松.青岛海雾的气候特征和预测研究[J].海洋湖沼通报,2008(3):7-12.
- [15] 杨悦,高山红.黄海海雾天气特征与逆温层成因分析[J].中国海洋大学学报,2015,45(6):19-30.
- [16] Zhang S, Lewis J M. Synoptic processes [M]//Korać in D, Dorman C E. Marine fog: Challenges and advancements in observations, modeling, and forecasting. Switzerland: Springer International Publishing, 2017: 291-343.
- [17] 钱维宏.天气尺度瞬变扰动的物理解析原理[J].地球物理学报,2012,55(5):1439-1448.
- [18] 钱维宏.瞬变涡扰动法在极端天气事件预报中的应用[J].气象科技进展,2012,2(5):44-48.
- [19] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.天气学原理和方法[M].北京:气象出版社,2000:107.
- [20] 齐伊玲.典型黄海平流海雾形成机制的研究[D].青岛:中国海洋大学,2010.
- [21] 张苏平,任兆鹏.下垫面热力作用对黄海春季海雾的影响—观测与数值试验[J].气象学报,2010,68(4):439-449.