

黄彬,王靖,陆雪,等. 2014. 黄渤海一次持续性大雾过程的边界层特征及生消机理分析. 气象, 40(11):1324-1337.

黄渤海一次持续性大雾过程的边界层特征及生消机理分析^{*1}

黄彬¹ 王靖¹ 陆雪² 李靓³ 张礼春³

1 国家气象中心, 北京 100081

2 中国海洋大学海洋气象学系, 青岛 266000

3 中国气象局华风传媒集团, 北京 100081

提 要: 利用常规气象观测资料、NCEP 的 FNL 客观再分析资料和 L 波段雷达探测资料以及采用国家卫星气象中心多通道气象卫星监测数据和定性分析海雾的方法来处理卫星监测的海雾信息, 探讨了 2010 年 2 月 22—25 日黄渤海大雾过程的边界层海气要素的特征、大雾成因及生消机理, 结果表明: (1) 这次大雾是产生在欧亚中高纬平直环流、大气层结稳定的气象条件下。南支槽前的西南气流与副热带高压西北侧及沿海高压脊后部的偏南气流汇合, 形成一支跨越中低纬的偏南气流为海雾形成提供有利的水汽条件。 (2) 大雾的生消与海表温度、气海温差、空气稳定性和风场等气象、水文要素有密切关系; 大雾期间, 黄渤海气海温差在 0~2℃; 大气边界层至对流层下部均有逆温层和等温层, 逆温层内的温差为 6~8℃, 垂直温度的变化是上层温度随时间增大高于低层, 使逆温层加强并不断抬升, 抑制空气垂直对流发展。近地层空气湿度较大, 在 200 m 附近出现一个液态水含量达 0.6 g·kg⁻¹ 大值区; 850 hPa 以下层均由 2~4 m·s⁻¹ 的东北风随高度顺转成 6~8 m·s⁻¹ 的西南风, 为大雾形成和持续发展提供了有利条件。 (3) 大雾的湍流最大发展高度达到 240 m, 湍流混合作用可将中上层湿区水汽和雾滴带到近海面层, 同时也有利于空气的降温, 易达到饱和凝结而形成大雾。中低层持续弱暖平流把暖湿气流输送至冷海面上有利于近海面逆温层的建立和维持, 海面辐射冷却作用激发平流形成大雾。

关键词: 海雾, 边界层特征, 湍流混合, 辐射热力强迫

中图分类号: P458

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.11.005

Mechanism of a Sea Fog Event over Yellow Sea and Bohai Sea

HUANG Bin¹ WANG Qian¹ LU Xue² LI Liang³ ZHANG Lichun³

1 National Meteorological Centre, Beijing 100081

2 Department of Marine Meteorology, Ocean University of China, Qingdao 266000

3 Huafeng Media Group, CMA, Beijing 100081

Abstract: Using conventional meteorological observations, NCEP reanalysis data (FNL), L-band radar data, and applying the multi-channel satellite monitoring data from National Satellite Meteorological Centre and qualitatively analyzing the sea fog, this paper discusses the heavy sea fog event during February 22—25, 2010, including the boundary layer (BL) characteristics, formation and disappearance mechanism. The results show that: (1) The fog happens under straight circulation in the Eurasian high latitudes, with stable atmospheric stratification weather conditions. The southwest flow of southern branch trough converges with the southerly flow in the northwest of subtropical high and behind high pressure ridge, and the corresponding low-latitude southerly flow provides a favorable moisture condition for the formation of this event. (2) The process of fog is closely related to sea surface temperature, air-sea temperature difference,

* 公益行业(气象)科研专项(GYHY201206001)资助

2013 年 9 月 18 日收稿; 2014 年 7 月 14 日收修定稿

第一作者: 黄彬, 主要从事台风与海洋气象预报工作. Email: hzbj199928@163.com

stability of atmosphere, wind and other meteorological or hydrological factors. During the fog process, air-sea temperature difference is $0-2^{\circ}\text{C}$, inversion and isothermal layers appear from BL to the lower troposphere. There is a $6-8^{\circ}\text{C}$ in inversion layer, and vertical temperature increasing by time is greater in the upper level than in the bottom, which causes the inversion layer to strengthen and continue to uplift or reconstruct, and restrains the vertical convection. Air humidity is comparatively large in the near-surface layer with a center of $0.6\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ in liquid water content around 200 m. And there is $2-4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ northeasterly clockwise turning to $6-8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ southwesterly below 850 hPa, which provides favorable conditions for the fog. (3) The developed height of turbulence reaches 240 m. The turbulent mixing brings moisture and droplets from upper layer to the surface layer, and contributes to the cooling, which results in the saturation and condensation for the fog event. The warm air in the lower layer is transported to the cold sea surface by the sustained weak and warm advection, which is conducive to the establishment of the inversion. The radiation cooling triggers this fog event.

Key words: sea fog, boundary layer characteristics, turbulent mixing, radiative thermal forcing

引 言

海雾是指悬浮在海面、滨海和岛屿上空大气边界层中的大量水滴或冰晶可见集合体,使水平能见度小于 1 km 的天气现象,是我国沿海海区灾害性天气之一,常会给海上航运、农渔业生产及沿海人们生活等带来极大危害。海雾导致沿海海区的水平能见度显著降低,造成航行的船只看不见航标,极易发生偏航、触礁、搁浅,甚至相撞引发海难事故。如 1993 年 4 月 11 日我国“向阳红”16 号科学考察船因海雾弥漫,能见度极低,与对面驶来的万吨级油轮“银角”号相撞,仅 30 min 该科考船便沉入大海,造成科考人员丧生和难以估量的国家财产损失。据国际海事组织统计,有 70% 的海难交通事故是由于海雾引起的,海雾还会阻隔太阳光辐射,使得海水水质变坏,造成养殖虾贝等的大量死亡;它还时常促使沿海地区小麦条锈病发生,从而减产造成沿海城市空气污染,诱发市民患呼吸系统和心脑血管等疾病。因而,海雾天气一直得到气象学者及社会各方面的密切关注和重视。

我国气象学者在 20 世纪 60—70 年代对海雾就开展了比较系统的研究,并取得不少有益成果。此后,王彬华(1983)出版专著《海雾》,对中国临海海域海雾的分布特征和变化、海雾形成的水文气象条件及预报方法等进行了全面系统的论述。江敦双等(2008)对青岛沿海海雾的气候特征和环流型作了分析,并归纳出海雾形成的三种地面天气形势。王亚男等(2009)研究我国黄海和东海沿海在冷空气影响

下海雾形成的气候特征和海洋、气象条件。近些年来,海雾的大气边界层物理特征和发生的物理机制研究也有了若干新进展。曹祥村等(2012)分析黄渤海持续性大雾的形成、维持和消散特征及其物理机制指出,低层水汽充沛、夜间辐射冷却、海面气温略高于海表温度、低层存在下沉逆温、有弱冷平流对海雾发展和维持有重要作用。周发琇等(2004)探讨黄海春季海雾形成的气候特征发现,春季海雾形成的水汽是由热带大气提供的,而大气环流提供了暖湿空气的输送条件,海雾在低层大气与海洋热交换中有明显的反馈作用。张苏平等(2008)在分析低层大气季节变化和黄海雾季节关系时提出,温度层结、湍流强度和高度均有明显季节变化,这些变化与海雾季节变化密切相关;春夏湍流强度较强,湍流混合高度较低,有利于近海面的凝结水汽在低层聚集而形成雾。最近几年,杨伟波等(2010)、曹治强等(2007)、蔡子颖等(2012)和张礼春等(2013)对沿海海区、内陆大雾的形成、发展维持和消散的机制进行了动力学诊断分析,揭示了逆温层高度和强度与雾浓度密切关联,弱冷暖平流及在近地层逆转和大气层结稳定有利于大雾产生;沿海海域的低层水汽辐合聚集促使海雾发生发展;水汽供应决定大雾持续的时间,冷空气入侵使湍流显著加强及水汽辐散是导致大雾消散的主要原因。国内外学者对于海雾的数值模拟研究主要在 20 世纪 80 年代以后开展的,而在早期的研究中(ZdunRowski et al, 1972; Barker, 1977),雾模式多是一维模式;胡瑞金等(1997)利用二维海雾数值模式研究了海温、气温、湿度和风场与海洋气象条件对海雾生成的影响;傅刚等(2002)

用一个考虑地形效应、植被影响、长波辐射、地表能量收支、液态水的重力沉降等影响雾的形成和发展主要因子的三维雾模式,模拟了 1995 年 6 月 1 日黄海的海雾过程,分析了海雾发生、发展和消亡过程中液态水含量和其他物理量场的三维时空分布变化特征,结果表明该模式能较好地模拟出黄海海雾的生成过程,对海雾三维结构也有一定的模拟能力。

由于海洋探测手段及探测资料有限,这些研究主要围绕着局部沿海海雾天气气候特征、分类和成因分析而展开,海雾实际形成过程是极其复杂的。对于它的形态、分布特征和形成机理的研究还是远远不够。近些年来,随着高速电子计算机、气象卫星、新一代气象雷达、全球大气探测资料和快速资料传输等技术发展以及数值预报模式不断完善,使我国整个沿海海域海雾深入研究及其分析和预报成为可能。

本文利用常规气象观测资料、NECP 的 FNL 客观再分析资料和 L 波段雷达探测资料以及采用国家卫星气象中心多通道气象卫星数据监测和定性分析海雾的方法来处理卫星监测的海雾信息,研究 2010 年 2 月 22—25 日黄渤海大雾过程的边界层海气要素的特征,探讨大雾的成因和生消机理,这对于了解海雾生成的物理过程,有效地把握其形成的各种客观条件和改进预报方法,进一步提高海雾的预报、预警水平,为减小海雾灾害损失提供一些参考依据。

1 大雾概况

2010 年 2 月 22—25 日渤海、黄海和东海北部出现了大范围的大雾天气,大雾首先在黄海中部形成,然后向四周蔓延,并伸展到辽宁南部、山东东部和南部及江苏大部。据卫星监测的大雾影响面积约为 67 万 km^2 。这次大雾过程具有浓度大、影响范围广和持续时间长的特征。大雾使山东半岛近海的作业几乎瘫痪,水域全线封航。白天利用 MTSAT-1R 卫星数据,夜间则基于 MTSAT-1R 卫星的 IR1 和 IR4 红外通道数据,采用红外双通道亮温差法(Gao et al, 2009),结合常规地面和岛屿测站资料,进行雾区检测识别。据此分析,本次大雾天气过程可分为以下三个阶段:

(1) 生成阶段(2 月 21 日 20 时至 22 日 20 时,北京时,下同)。受从蒙古国东部东南移动的冷锋及

锋前偏南气流的共同影响,21 日 20 时,黄海北部和辽宁东部半岛沿海开始出现能见度为 4000 m 的轻雾。由红外云图(图 1a)可看到,该海雾呈白色,纹理比较均匀,海雾边界明显,西界基本与海岸线走向一致,北界与辽宁东南部雾区连接;但雾区结构松散并出现不连续现象,尤以东北部海域明显,表明海雾初生雾层较薄,东北部一些海域还存在晴空少雾区。此后,雾区向南扩展到黄海中部。在 22 日白天,因弱冷锋过境后导致北部海区出现 $6\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 偏北风和海温有所升高,黄海北部的雾逐渐消散;而黄海中部的雾持续,雾区光滑均匀,边界非常清晰,并呈东西向分布,其西界已伸至山东半岛东南部,雾区面积约为 2800 km^2 ;白的色调和均匀结构反映 22 日晚上黄海中部的大海雾已变得厚实(图 1b),沿海能见度为 800 m 以下,逐渐形成大雾。

(2) 发展阶段(22 日 21 时至 24 日 08 时)。22 日夜间,伴随冷锋东移减弱,黄海北部、渤海吹偏北风,黄海西南部、东海依然吹东南风,但风力都在 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以下;到了 23 日 02 时,黄海北部、渤海也转成东南风。黄海中部雾区迅速向四周发展,尤其向北、向西扩展更快;而在济州岛以南海域也有一片雾区逐渐向西偏南方向发展,并与黄海中部西南伸的雾区叠合。至 08 时,成山头、青岛、射阳、丹东等地能见度均在 100~200 m,11 时大连能见度也低至 300 m。在 23 日 11 时可见光假彩色云图(图 1c)上可看出,渤海、黄海和东海的大部都被海雾笼罩,黄海雾区边缘与海岸线比较一致,而海雾的东边界呈明显的弧形弯曲,这和海上偏南风范围大体一致;海雾的西边界因受陆地和云影响,形状不规则,但雾界仍然分明。雾区已发展到山东、江苏和辽宁南部,雾的顶部纹理比较光滑、均匀,结构密实、色调明亮,但在黄海西南部、山东、江苏沿海雾区有 3 个浅薄雾区,表明局地存在很薄雾区。到 24 日 02 时,大雾面积超过 60 万 km^2 ,达到鼎盛时期(图 1d)。

(3) 消散阶段(24 日 09 时至 25 日 08 时)。24 日白天,虽然我国沿海大部地区仍持续弱偏南风,但来自蒙古国一股冷空气东移南下并逐渐侵入我国北部沿海海域,到 11 时,从地面观测资料来看,陆上大雾均消散,而东海、黄海的雾区迅速向黄河北岸收缩减弱,黄海北部的雾区已和渤海、黄海西南部及东海的雾区断裂,一部分已消散;雾区主要维持在黄海北部,面积明显减小,结构变得松散,色调也明显变暗(图 1e)。到 17 时,我国东部海区的大海雾基本消散,

只是在一些局部海区还存在雾区,而结构呈絮状,色调很暗(图 1f),25 日白天东部海区的海雾最终消

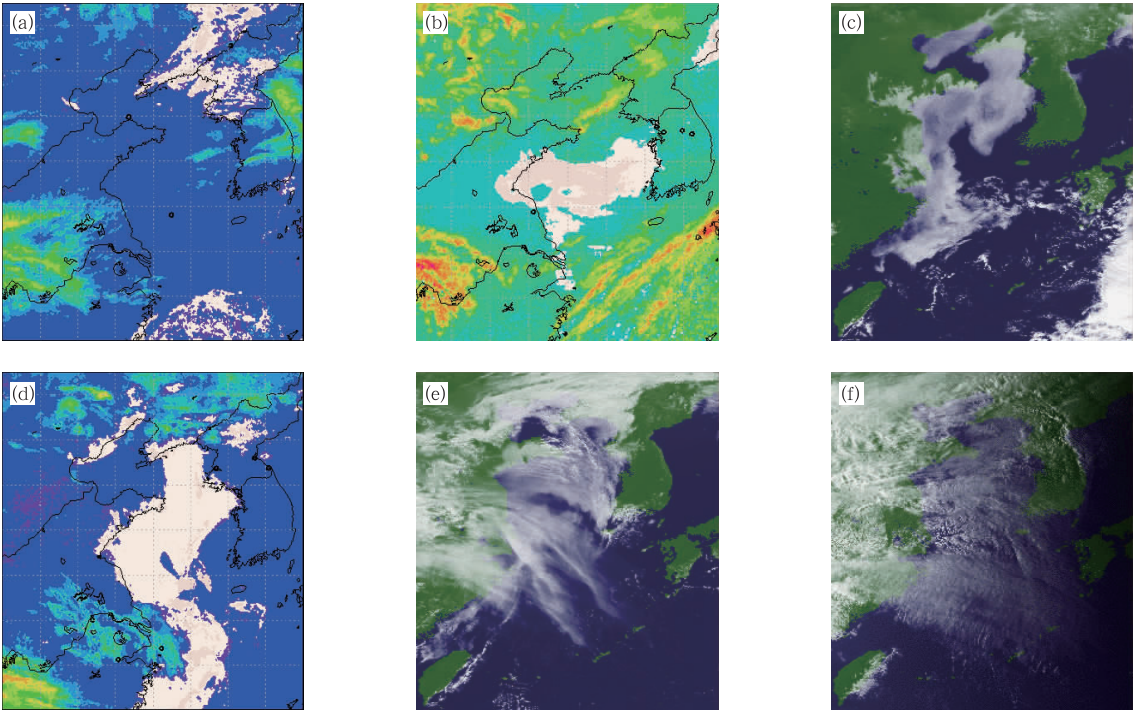


图 1 2010 年 2 月 21 日 20 时(a)、22 日 20 时(b)、23 日 11 时(c)、24 日 02 时(d)、
24 日 11 时(e)和 24 日 17 时(f)海雾卫星监测图像
(a,b,d)红外云图,(c,e,f)可见光假彩色云图

Fig. 1 Sea fog imagery monitored by satellite at 20:00 BT 21 (a), 20:00 BT 22 (b), 11:00 BT 23 (c),
02:00 BT 24 (d), 11:00 BT 24 (e), 17:00 BT 24 (f) February 2010
(a, b, d) infrared images, (c, e, f) false-color visible images

2 环流形势演变特征和影响系统

我国东部沿海海域的这次大雾天气过程是产生在欧亚中高纬环流较为平直、大气层结稳定的气象条件下。在海雾形成前 48 h,从 850 hPa(图 2a)上可看到,欧亚中高纬是呈两槽两脊的纬向环流形势,两槽分别位于西西伯利亚平原中北部和我国东北地区到黄河中下游一带,两脊在中西伯利亚到我国新疆以及俄罗斯滨海省到日本海地区。槽脊的水平尺度均较小,故槽脊移速较快,中纬度锋区位于 50°N 附近,比常年同期在 40°N 附近位置明显偏北。在中低纬度上环流也呈纬向型。西太平洋副热带高压呈带状分布在中南半岛及其以东洋面上空,其北段与中高纬东部浅脊相连接,呈带状盘踞在我国东部沿海海区到日本国及其以东洋面上,我国东部海域处于该高压脊后部的偏南气流控制之下。同时,在

南支锋区上有两个南支小槽分别位于孟加拉湾和中南半岛北部。

在地面图上(图 2b),与上述两低槽对应的各有一条冷锋分别位于西西伯利亚平原中北部和我国东北地区西部到河套地区一带。由于低槽中斜压不稳定,致使西西伯利亚平原的低槽、冷锋向南加强发展,21 日海雾生成时,此冷锋已移至蒙古国东部到我国新疆北部地区,原位于我国东北地区到河套地区的低槽和冷锋东移北缩减弱并移到日本国北部,当蒙古国东部冷锋移到日本海至黄海一带时,冷锋后部的正变压区逐渐并入到东部沿海的高压脊中,使其加强并更加稳定维持,为海雾形成和持续发展营造了天气背景条件。与此同时,中南半岛北部的南支槽在东移过程中,槽前西南气流与副热带高压西北侧及沿海高压脊后的偏南气流汇合,形成一支跨越中低纬的偏南气流(图 2a),将低纬海洋上的水汽输送到我国东部沿海海域上空,这支偏南气流盛

行至24日夜间方减弱消失,源源不断的水汽供应为海雾形成和持续存在提供了有利条件。东北地区冷锋后部的冷空气扩散南下,与海面上暖湿空气发生混合凝结而形成混合雾,22日开始,冷锋移出海区,暖湿气流沿海面继续北上,因冷却变成平流冷却雾。因此,本次过程的主要影响系统是高空低槽和地面

冷锋、稳定少动的我国东部沿海海域的高压脊以及它后部的偏南气流。24—25日,从中西伯利亚低槽中分裂一小槽东移发展,其携带的冷空气东南移逐渐侵扰我国东部沿海海域,致北部海域持续4 d之久的大雾消散。

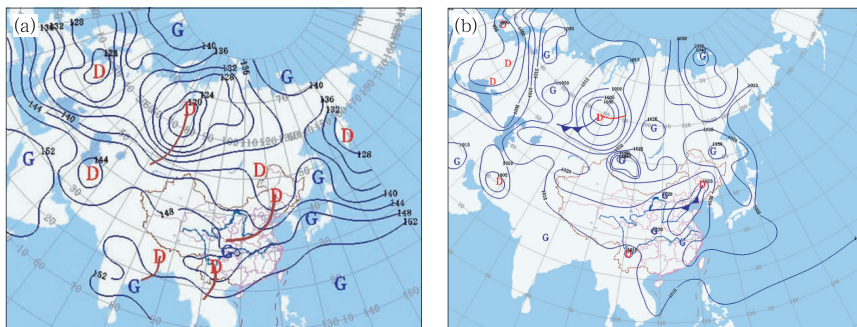


图2 2010年2月21日08时850 hPa高度场(a)和海平面气压场(b)

Fig. 2 (a) 850 hPa geopotential height and (b) sea level pressure

at 08:00 BT 21 February 2010

3 大雾期间边界层特征

我国邻海海域主要是平流冷却雾,占70.9%,本次大雾主要也为平流冷却雾。它是暖空气平流到冷海面上形成的,显然,这种雾的生消与海表温度、大气和海水温差、空气稳定性和风场等气象、水文要素有密切的关系。

3.1 气温垂直结构特征

从黄海北部、中部和南部沿海分别选取大连、青岛及射阳3个代表站来探讨大雾期间边界层的特征。由大连、青岛和射阳3站21日20时至22日20时大雾生成阶段的温度、露点、风场垂直廓线图(图3a~3c)可看出,3站的大气边界层至对流层下层均有逆温和等温状态,稳定大气层结是海雾发生的重要条件。稳定层将不利于低层水汽及凝结核粒子向上扩散,有利于海雾形成。3站从1000 hPa(110 m)开始到925 hPa(700 m)都伴有逆温,而后向上至850 hPa层是等温层,大连、射阳逆温强度为 $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$,青岛最大为 $1.2\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$;往上温度递减。从3站露点温度来看,1000 hPa以下近地层温度、露点温度两线靠近, $T-T_d$ 为 $1\sim 3\text{ }^{\circ}\text{C}$,相对湿度为70%~80%。说明近地层空气

的湿度较大,基本满足雾所需的水汽条件;1000 hPa以上露点温度、温度迅速递减,空气湿度变小。反映湿层浅薄。3站850 hPa以下层风场均由 $2\sim 4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的东北风随高度顺时针转成 $6\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 西南风,这种暖平流对于低层增温、增湿极为有利。此阶段湿度条件稍差一些,沿海海区主要出现的是能见度大于1000 m的轻雾。

在22日21时至24日08时大雾发展阶段,如图3d~3f显示,3站大气边界层的下沉逆温明显增强,逆温层顶向上抬伸到850 hPa上变厚或925 hPa以下仍是逆温层,而再向上至850 hPa为等温层,但逆温层内的温差增大为 $6\sim 8\text{ }^{\circ}\text{C}$,青岛最大达 $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。逆温层上露点温度和相对湿度急剧下降,形成一明显“干暖盖”,阻碍了空气的垂直运动,使水汽聚积在低层;同时,这与700 hPa以下层风速增大 $8\sim 12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的西南气流暖平流输送密切相关;然而,900 hPa以下层的偏南风力微弱,也不利于水汽向周围扩散。故在发展阶段的大部时间3站的低层 $T-T_d$ 为 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 或 $1\sim 2\text{ }^{\circ}\text{C}$,相对湿度达90%~100%,空气湿度近于饱和,低空积聚充沛的水汽、逆温层增强、增高,饱和空气层厚度变大是导致大雾持续发展的重要因子。大雾快速向四周扩展,覆盖了黄海、东海北部、渤海及其相关沿海地区。

24日09时至25日08时是大雾消散阶段,24

日下午从蒙古国东部又有一条冷锋东移南下,24 日 20 时至 25 日 20 时,冷锋侵袭东部沿海海区。虽逆温仍然存在(图略),但随着低层转为偏北风,近地层

相对湿度降至 80% 以下,大雾层逐渐变薄,雾区断裂,并于 25 日白天基本消散。

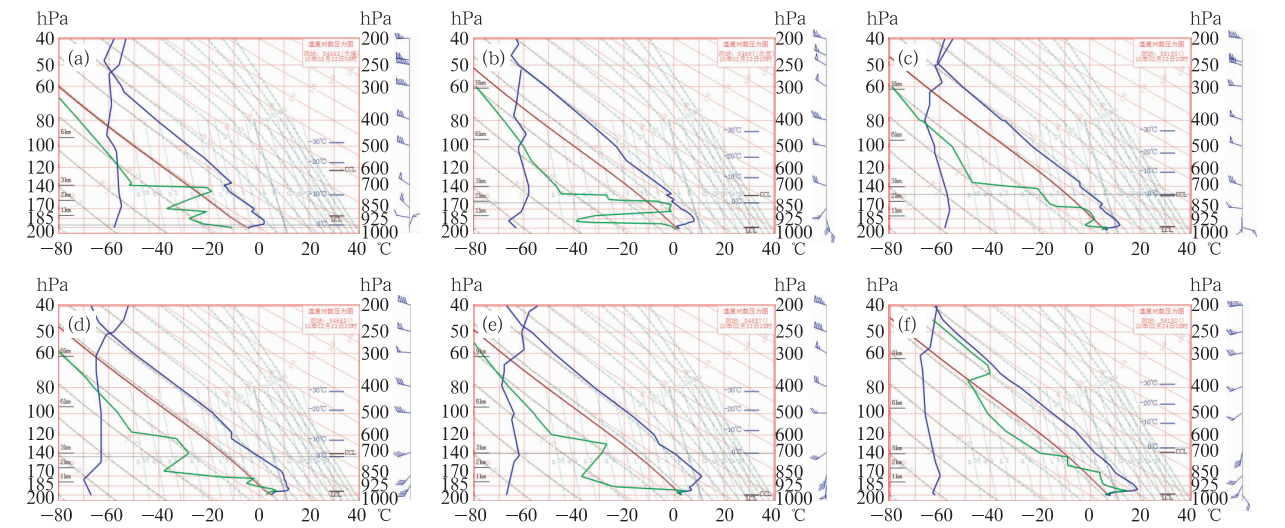


图 3 2010 年 2 月 22—24 日大连、青岛和射阳站探空图

(a)大连 22 日 08 时,(b)青岛 22 日 20 时,(c)射阳 22 日 20 时,(d)大连 22 日 20 时,

(e)青岛 23 日 20 时,(f)射阳 24 日 08 时

(蓝色实线为层结曲线,绿色实线为露压曲线,红色实线为状态曲线)

Fig. 3 Soundings at (a) 08:00 BT 22 in Dalian, (b) 20:00 BT 22 in Qingdao, (c) 20:00 BT 22 in Sheyang, (d) 20:00 BT 22 in Dalian, (e) 20:00 BT 23 in Qingdao, (f) 08:00 BT 24 in Sheyang, February 2010
(The blue, green and red solid lines indicate the T-pressure, the T_d -pressure and the state curve, respectively)

3.2 液态水含量结构特征

Eldridge(1971)在观测分析基础上指出雾的能见度和液态水含量存在着反比关系,即液态水含量越大,能见度就越小。在影响液态水含量的 4 种主要因素中,云水混合比的量级远高于云冰晶、雨水和雪。因此,利用云水混合比的垂直分布来反映雾的垂直分布情况。从沿 122°E 液态水含量的经向垂直剖面图(图 4)上可知,2 月 22 日 08 时在 36°~38°N 黄海中部液态水含量(vertically integrated liquid water content,VIL)为 $0.1\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ (图 4a),该值是将多普勒雷达探测的反射率因子数据转换成等价的液态水值而反演的雾体含水量,其垂直高度在 300 m 以下,由于液态水含量小,只在黄海中部偏北地区出现一些轻雾。到 20 时液态水含量迅速增大为 $0.6\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ (图 4b),其大值区在 200 m 附近。促使黄海中南部形成能见度在 800 m 以下的海雾。

到 23 日 08 时, $0.6\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 大值区向北扩展到 37°N,而在 38°N 以北海区也出现一个液态水含量

达 $0.6\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 的大值区(图 4c),两大值区的垂直高度均在 200 m 附近。此时,海雾迅速发展覆盖了黄海沿海海域,不少地区形成能见度在 500 m 以下的浓雾。在图 4a~4c 中还可看到,温度为 8~10℃的暖空气主要从 500~1000 m 高度逐时向北流动,在雾起时刻从低层到相对高层 1200 m 垂直温度梯度均呈现正的扰动变化,即在大雾过程中,垂直温度梯度变化的结果是上层温度随时间增大高于低层,有利于逆温层高度不断抬升,表明起雾后温度在垂直方向上的变化,使逆温加强。这一“干暖盖”阻碍了空气的垂直运动,保证液态水含量大值区不向高处发展,使水汽聚积在海面附近。23 日 20 时至 24 日 20 时(图 4d~4f),液态水含量 $0.6\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 大值区范围明显扩大,且向近地层发展,而 $0.1\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 线向上到 500 m 附近,一般认为(Cotton et al, 1993),雾中液态水含量的范围为 $0.05\sim0.2\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,说明此阶段雾的垂直厚度大约在 500 m 左右。同时,黄海上空暖空气的温度升高达 12℃及以上且变得更暖,抑制了空气垂直对流的发展,大气层

结稳定,海雾也稳定向渤海发展和维持。24 日 20 时之后,黄渤海上空的暖区逐渐变冷,低层云水混合

比减小,相对湿度降至 70% 以下,海雾消散。

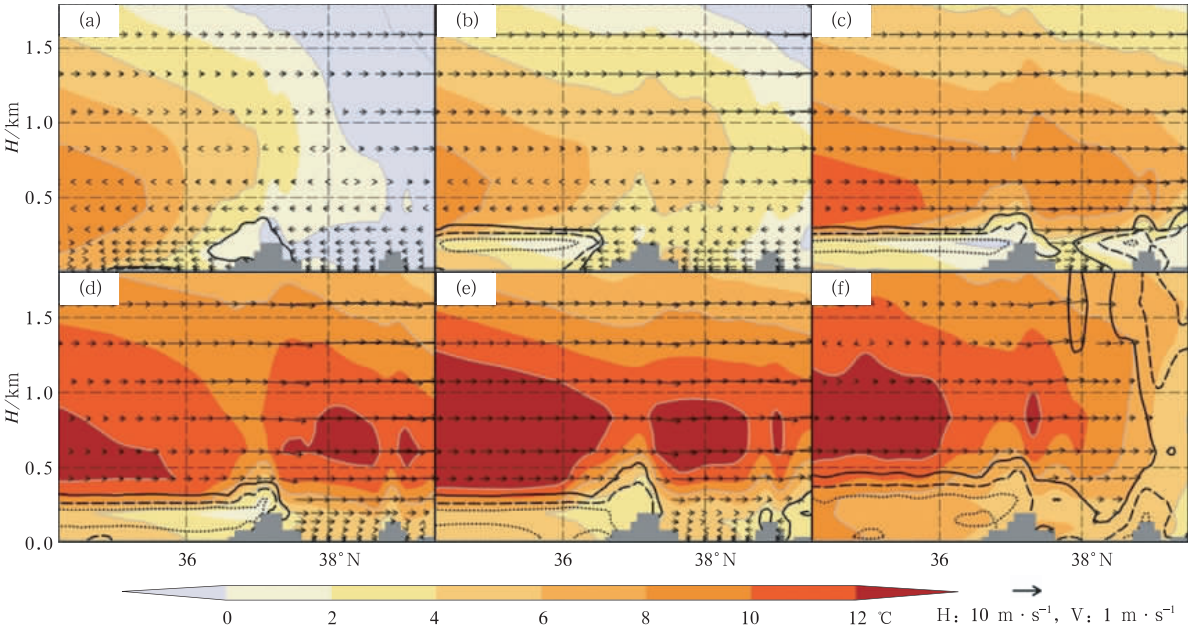


图 4 2010 年 2 月 22—24 日沿 122°E 黄渤海液态水含量垂直剖面图
(a)22 日 08 时,(b)22 日 20 时,(c)23 日 08 时,(d)23 日 20 时,(e)24 日 08 时,(f)24 日 20 时
[图中填充色代表温度(单位: $^{\circ}\text{C}$);实线、断线、点线分别代表 0.1 、 0.3 和 $0.6\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$
云水混合比等值线;箭头线表示风矢(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)]
Fig. 4 The latitude-height section along 122°E over Yellow Sea and Bohai Sea; temperature (shading, unit: $^{\circ}\text{C}$), cloud water mixing ratio (solid, dashed and dotted lines indicate 0.1 , 0.3 , $0.6\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$, respectively), and wind (vectors, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)
(a) 08:00 BT 22, (b) 20:00 BT 22, (c) 08:00 BT 23, (d) 20:00 BT 23, (e) 08:00 BT 24, (f) 20:00 BT 24 February 2010

3.3 气温和海温温差的特征

黄渤海濒临我国大陆和朝鲜半岛之间,由于陆地受热、散热层较浅,对气温影响较大,而海水热容量大,通过透射和混合作用受热、散热层较深,从而,海水温度变化有滞后的现象。只有在海面相对是一个冷水区,当暖湿气团流经海面时,便形成了海面与陆地、近海上空与其较高层空气的物理属性之差异,导致海面与大气底层之间温湿场的交换。在冷海面上暖湿气流不断向海洋放出显热,气温下降,空气中水汽因冷却而凝结形成平流冷却雾。因此,海面水温相对低是海雾生成和维持的重要条件之一。

统计结果表明,有利于海雾生成的气温和海温的温差为 $0\sim 3^{\circ}\text{C}$,小部分海雾生成时气海温差可超过 4°C ,但气海温差太大不利于低层空气冷却饱和。图 5 是 2010 年 2 月 22—24 日气海温差(FNL 中逐

6 h 的 2 m 处气温减去 NEAR-GOOS 的海温),在 22 日 08—20 时(图 5a 和 5b),受到偏北较冷气流影响,渤海和黄海北部的气海温差为 $-1\sim 0^{\circ}\text{C}$,气温明显低于海温,不利于海雾形成和维持。在黄海中部气海温差为 $0\sim 2^{\circ}\text{C}$,海温略低于或接近气温,空气中的水汽因冷海面凝结成雾。黄海中部的雾形成并维持。

22 日夜间以后,伴随海域偏南风速增大,大连、青岛和射阳 3 站的气温明显升高了 $2\sim 3^{\circ}\text{C}$,23 日 08 时至 24 日 08 时(图 5c~5e),黄渤海气海温差在 $0\sim 2^{\circ}\text{C}$,为海雾持续增强提供了有利条件。于是,黄海中部的海雾迅速向四周蔓延,覆盖了北部海域的大部,渤海也生成了海雾,很多地方出现能见度小于 500 m 的浓雾。

24 日 20 时(图 5f)以后,随着气温不断升高,气海温差大于 3°C ,不利于海雾维持,成片的海雾断

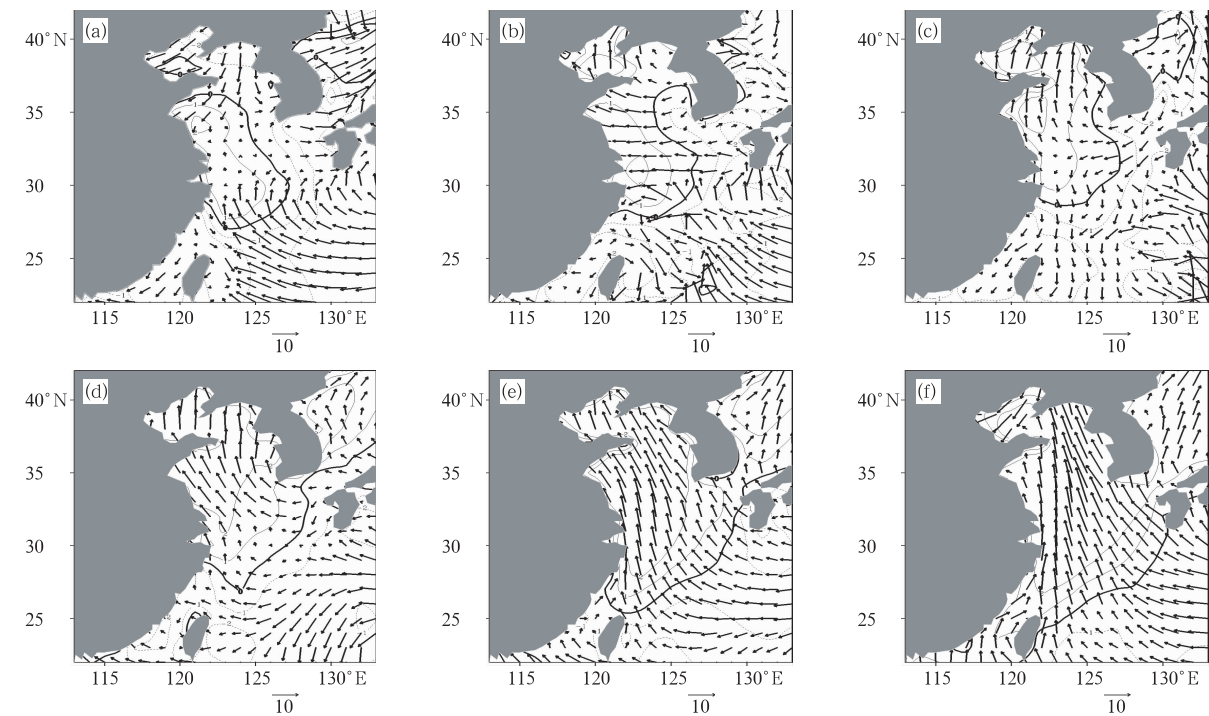


图 5 2010 年 2 月 22 日 08 时(a),20 时(b),23 日 08 时(c),20 时(d),24 日 08 时(e)和 20 时(f)气海温差(等值线,海面 2 m 的气海温差,单位: $^{\circ}\text{C}$)和风场(箭线,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

Fig. 5 The air-sea temperature difference (contours, air-sea temperature, unit: $^{\circ}\text{C}$) and wind (vectors, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) at 08:00 BT 22 (a), 20:00 BT 22 (b), 08:00 BT 23 (c), 20:00 BT 23 (d), 08:00 BT 24 (e), 20:00 BT 24 (f) February 2010

裂、减弱并最终消散。由此可见,海雾的分布与气海温差的变化紧密相关。

4 大雾生消的机理

4.1 水汽输送

低空充沛的水汽是海雾形成的重要因子。从本次大雾形成阶段的 2 月 22 日 08—20 时 1000 hPa 的比湿、水汽通量和水汽通量散度图上(图 6a 和 6b)可看出,渤海、黄海北部比湿低于 $6\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,较小;并且水汽通量矢值小,分布凌乱,且水汽通量散度为 $-1\times 10^{-7}\text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}$ 几个孤零闭合区位于朝鲜半岛西海岸和我国东部沿海陆地上空。这反映因弱冷空气过境,低层吹东北风,则黄海北部雾区消失;黄海西南部比湿达 $6\sim 8\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,有利于海雾维持。

到了 23 日 08 时(图 6c),西太平洋副热带高压南侧的东风从日本国南部海洋上空向西流动,流经台湾东北部洋面上空转成东南风向西北方向行进,

同时与从南海北流的西南气流在我国东部沿海海区汇成一支向东海、黄海推进;黄渤海比湿增至 $7\sim 8\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$;东海比湿增至 $12\sim 17\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。对应的水汽通量向黄渤海汇聚,量值加大。水汽通量散度值为 $-1\times 10^{-7}\text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}$,水汽辐合区位于渤海北部和黄海北部。23 日 20 时至 24 日 08 时(图 6d 和 6e),伴随暖湿气流向北输送,渤海、黄海北部比湿增到 $8\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,黄海西南部达 $9\sim 12\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。这支暖湿气流带来大量的水汽,从南海、台湾以东洋面直至东海、黄渤海出现南北向的强水汽通量区,形成一条水汽输送通道,此时段最强水汽辐合量是 $-2.8\times 10^{-7}\text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}$ 。当暖湿气流流到黄渤海冷的水面上,气温降至露点温度,空气达到饱和,水汽凝结而形成雾。至此,黄海中部雾区迅速向周围扩展,尤其向北向西发展迅速;而在济州岛以南海域的一片雾区也向西偏南方向发展,与黄海中部的雾区叠合成覆盖黄渤海沿海海区的大范围雾区。能见度骤降,雾体浓密。总之,在稳定天气形势下,这是暖湿气流逐渐向北输送,致使水汽通量增大,并在雾区连续辐合,导致大雾持续 4 d

之久。

到了 24 日 20 时(图 6f),地面冷锋移至我国东北地区到渤海北部,锋前的暖湿气流明显东移并减弱,渤海比湿也减弱小于 $6\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,黄海比湿小于 $8\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$, $12\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 大值区已西移到我国东部陆地上,北部沿海海区的雾逐渐消失。而对应的水汽

通量大值矢移至黄海东部到朝鲜半岛沿海,水汽辐合大值区位于黄海东北部沿海和黄海中部偏东地区,其中心值大于 $4\times 10^{-7}\text{ g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}$,水汽辐合抬升较强,导致辽宁南部、朝鲜半岛西海岸和黄海西部雾消散,均出现阵雨。

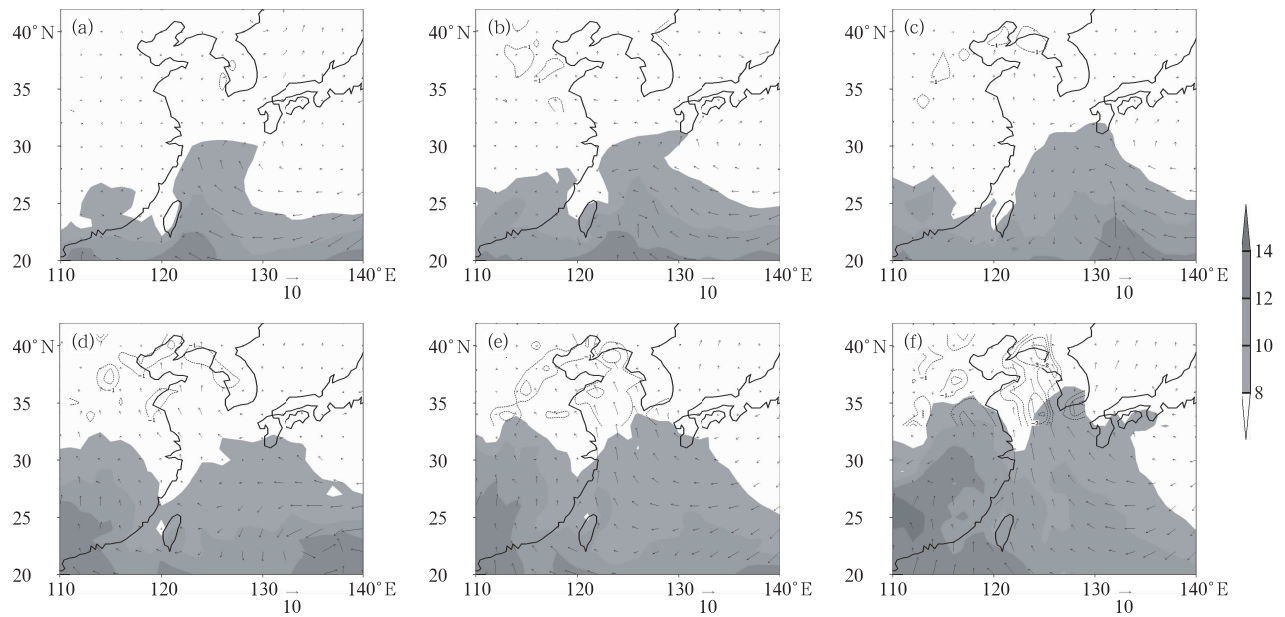


图 6 2010 年 2 月 22 日 08 时(a),20 时(b),23 日 08 时(c),20 时(d),24 日 08 时(e)和 20 时(f)1000 hPa 比湿、水汽通量及水汽通量散度叠加图

[图中阴影为比湿,单位: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$;箭头为水汽通量,单位: $10^{-3}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$;虚线等值线为黄渤海范围内水汽通量散度(范围: $32^{\circ}\sim 41^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$;单位: $10^{-7}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)]

Fig. 6 The specific humidity (shading, unit: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$), water vapor flux (vectors, unit: $10^{-3}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$) and divergence of water vapor flux (drawn within $32^{\circ}\sim 41^{\circ}\text{N}$ and $110^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$; dash contours, unit: $10^{-7}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$) at 1000 hPa at 08:00 BT 22 (a), 20:00 BT 22 (b), 08:00 BT 23 (c), 20:00 BT 23 (d), 08:00 BT 24 (e), 20:00 BT 24 (f) February 2010

4.2 湍流混合

湍流对海雾的形成有重要作用。研究表明:海面有水汽凝结后,若湍流太弱,则不易向上扩散,形成一定厚度的雾,湍流太强,则雾易抬升成为低云或消散。因在湍流混合比较充分的情况下,混合层中气温直减率 γ 趋于 γ_d ,在稳定层结气层中,湍流层内上部热量向下输送而降低温度,有利于低层空气达到饱和,水汽凝结形成雾(盛裴轩等,2003)。为了研究这个问题,用 Ri (简称 Richardson 数)表示大气湍流的发展状况。其计算公式为:

$$Ri = \frac{g}{T_0} \frac{\partial \theta}{\partial z} / \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 \approx \frac{g}{T_0} \frac{(Z_2 - Z_1)(T_2 - T_1)}{(U_2 - U_1)^2}$$

式中, g 为重力加速度, θ 表示位温, T_0 是地面绝对温度, T_2 、 T_1 和 U_2 、 U_1 分别为高度 Z_2 、 Z_1 处温度和平均风速。由上式 Ri 分母总是正的, Ri 的符号取决于 $\partial \theta / \partial z$ 。当 $\partial \theta / \partial z < 0$ 时,为静力不稳定,表明热力、动力因素的作用都使湍流运动加强;当 $\partial \theta / \partial z = 0$ 时,说明静力中性层结下,热力因素对湍流无贡献,但动力因子仍使湍流加强;当 $\partial \theta / \partial z > 0$ 时,静力稳定,热力因子使湍流减弱,湍流是否发展决定于风速切变 $\partial u / \partial z$ 的大小。如果 $\partial u / \partial z$ 很大,使 $Ri < 0.25$ 时,则表示存在强的湍流混合作用,当 $\partial u / \partial z$ 很小时,使 $Ri > 0.25$,则表明湍流混合作用很弱。故 $Ri = 0.25$ 为临界理查森数。负理查森数对应着湍流状态,正理查森数是静力稳定的。而当 Ri 在

0.25~1.0 时,如果原已存在湍流,湍流就能继续,当 Ri 增大到 1 时,湍流才会转为层流状态(斯塔尔,1991)。

沿 123°E 南北向穿过黄海向东 500 km 到朝鲜半岛西部沿海(涵盖黄海大部海域)的经向垂直理查森数分布如图 7 所示,从 22 日 08 时黄海中部雾生成或持续时可看出(图 7a),黄海中部 $Ri < 0.25$ 廓

线自海面上向东部空中伸展,湍流最大发展高度为 170 m,表明黄海中西部存在较强的湍流混合作用,热力和动力因素均对湍流发展有正贡献。到 20 时伴随一条冷锋过境,825 hPa 以上层转为西北风,低空为偏南风(图 7b),垂直风切变加大,使黄海湍流较强,黄海中西部湍流发展高度为 200 m(图 7b),此后,气温持续下降,使海面上空气重新变得饱和,雾

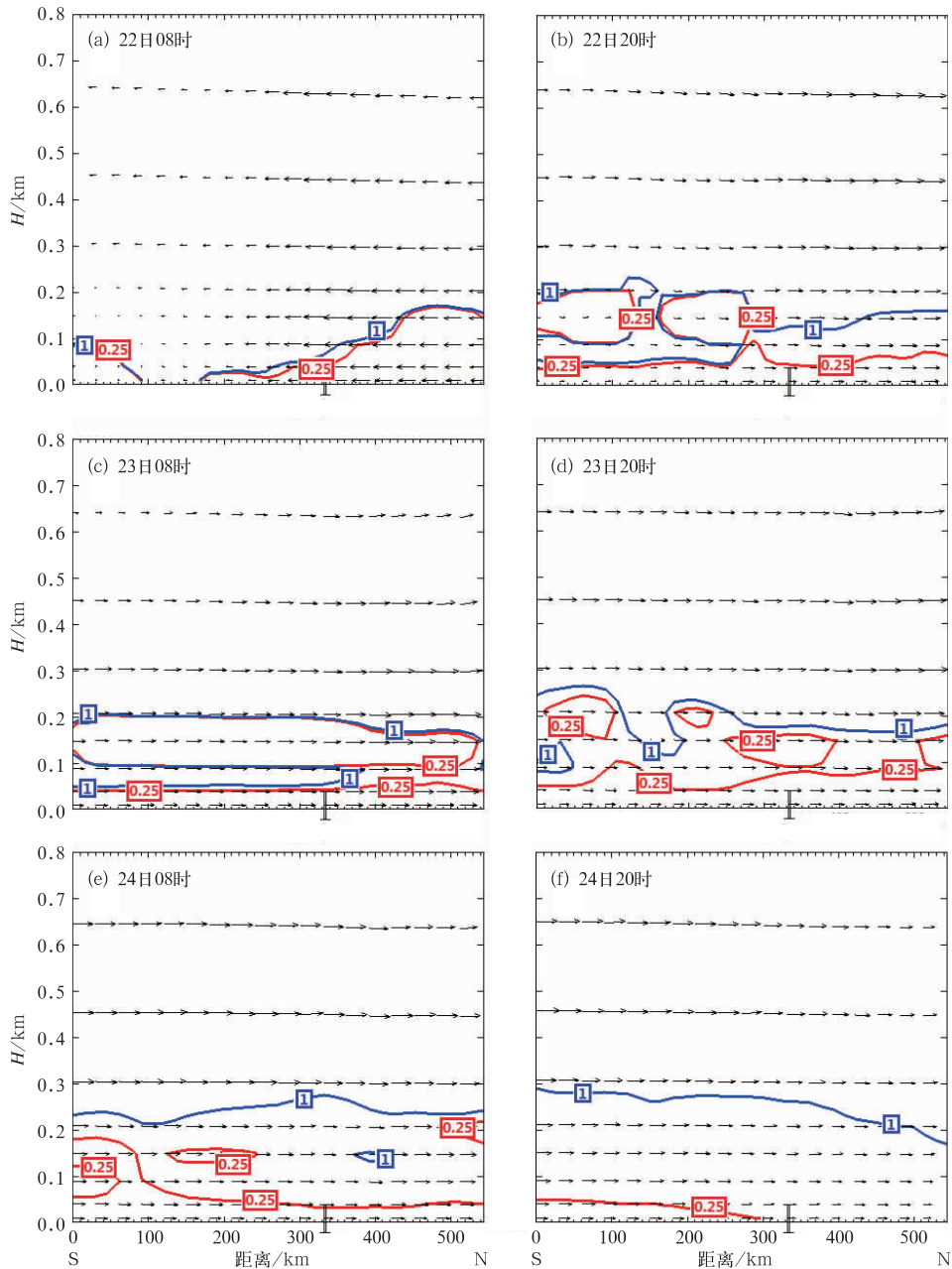


图 7 2012 年 2 月 22 日 08 时至 24 日 20 时,时间间隔 12 h 垂直剖面上的理查森数
(图中等值线为理查森数,标值分别为 1 和 0.25,箭线为风场,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
Fig. 7 The Richardson Number (contours of 1 and 0.25) and wind (vectors, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) on the vertical sections from 08:00 BT 22 to 20:00 BT 24 February 2010 at 12 h intervals, respectively

复起,黄海中南部被海雾所笼罩(图 1b)。23 日 08 时至 24 日 08 时,海面至 200 m 几乎 $Ri<0.25$ (图 7c~7e),23 日 20 时黄海西部湍流发展甚至达到 240 m,24 日 08 时 $Ri=1$ 廓线高度位于 280 m 附近,这里湍流在继续。湍流混合引起的垂直输送,可将中上层湿区水汽和雾滴带到近海面层,使海雾突发性增强。至此,黄海中南部的雾体先向西、向南,后向北迅速蔓延,覆盖了黄海、东海和渤海大部及山东、江苏、辽宁南部地区(图 1d),沿海的能见度骤降至 500 m 及以下,有的甚至达几十米,突发成范围广、浓度大的大雾天气过程。此间,逆温层底大约在 110~300 m,200 m 以下 $0<Ri<0.25$,湍流混合作用较强,利于海雾发生和维持。

到了 24 日 08 时以后, $Ri<0.25$ 区域只分布在黄海中西部 50 m 以下层(图 7f),说明湍流明显减弱,使水汽不能向上扩散,并局限在很薄的厚度内,同时,白天气温又显著升高。雾体出现快速北移减弱并消散。

4.3 辐射热力强迫

本次黄渤海大雾主要是平流冷却雾,因此,空气平流和辐射热力强迫作用对于大雾的发生发展非常重要。

4.3.1 温度平流作用

在 2 月 21 日 20 时至 24 日 08 时海雾发生发展期,黄渤海 500 hPa 以下层呈现弱暖平流的输送(图 8a),这是低层东北气流随高度顺转成西南风,且风速逐步增大的结果,暖平流中心大于 $10\times10^{-5}\text{ K}\cdot\text{s}^{-1}$ 。此间,22 日白天源于蒙古国一股冷空气侵入黄渤海,其中北部在 600 hPa 以下层有中心小于 $-10\times10^{-5}\text{ K}\cdot\text{s}^{-1}$ 的冷平流区(图 8b),这支冷平流导致黄海北部的雾消散,中部维持。22 日晚上之后,黄渤海中低层暖平流输送再度增强,500 hPa 以下层存在一个 $10\times10^{-5}\text{ K}\cdot\text{s}^{-1}$ 暖平流区,尤其是黄海北部的暖平流中心大于 $60\times10^{-5}\text{ K}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 8c)。中低层维持暖平流输送,使暖湿气流较长

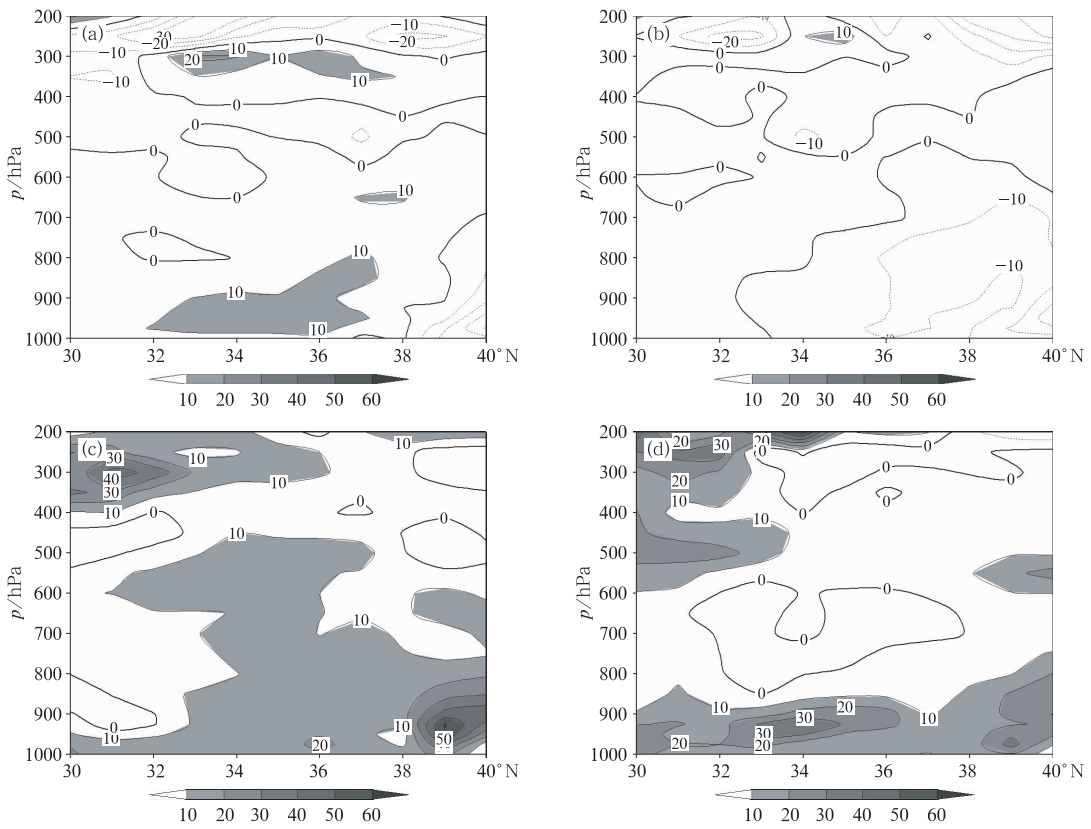


图 8 2012 年 2 月 21—24 日沿 123°E 经向温度平流(单位: $10^{-5}\text{ K}\cdot\text{s}^{-1}$)垂直剖面图
(a)21 日 20 时, (b)22 日 08 时, (c)24 日 08 时, (d)24 日 20 时

Fig. 8 The temperature advection along 123°E (shading, unit: $10^{-5}\text{ K}\cdot\text{s}^{-1}$)
at 08:00 BT 21 (a), 08:00 BT 22 (b), 08:00 BT 24 (c), 20:00 BT 24 (d) February 2010

时间停留在温度较低的海面上,不断冷却凝结达到饱和,有利于近海面层逆温的建立和维持,为平流冷却雾持续发展提供了重要条件。

到了 24 日,在中纬度锋区上有一低槽东移发展,槽后较强的北风逐渐控制黄渤海中层,对应 850~600 hPa 为冷平流区;但 850 hPa 以下层仍流行偏南风,大于 $30 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ 最大暖平流中心位于黄海中部(图 8d)。至此,这种上干下暖的不稳定大气层结以及天气晴朗、气温升高、水汽骤减致海雾最终消散。这次海雾的消散也是在早晨日出以后,由于太阳对海面加热不均匀,使得晴空区海面升温快,而云雾覆盖区升温慢,从而引发内向蚀损过程。这种过程建立起一个直接环流。其中晴空区因温度高气流上升,雾区因温度低而下沉,并向外扩散以补偿晴空区上升的空气,因此,造成雾区由外向内消散。

4.3.2 辐射冷却作用

大雾前和大雾期间黄渤海气温的日较差值达 $5 \sim 7^\circ\text{C}$,这揭示海面辐射冷却导致近海面空气层中水汽凝结达到饱和,产生海雾。由海面气温日较差(图略)可看出,22—24 日是黄海中部雾区向四周延伸、雾浓度增大阶段,与之配合的是 22、23 和 24 日黄海中部青岛附近海面气温日较差分别为 10°C 、 7°C 和 5°C ,表明这 3 d 夜间到清晨海面辐射冷却作用较为强烈,对持续大雾过程具有明显的激发作用。

海表温度是海表吸收太阳的短波辐射和来自大气层的净长波辐射以及海表向上净长波辐射的总体效应的反映。海洋热平衡方程可写成:

$$Q_T = Q_{SR} + Q_{LR} + Q_E + Q_S + Q_{Adv} + Q_{Vert} \quad (1)$$

式中, Q_T 表示海洋的热量净变化,右边 Q_{SR} 是海水由海气界面交换的短波辐射通量, Q_{LR} 是海面向大气的净长波辐射通量, Q_E 是海水通过与大气的潜热交换得到的热量, Q_S 表示海水通过与大气的感热交换得到的热量, Q_{Adv} 、 Q_{Vert} 分别表示海流活动对研究海域带来的水平方向和垂直方向上的热交换。右边 6 项的计算公式如下:

$$Q_{SR} = Q_{SO}(1 - 0.7C)(1 - A_S) \quad (2)$$

$$Q_{LR} = \epsilon \sigma_{SB} T_a^4 (0.39 - 0.05e^{1/2})(1 - \lambda n^2) + 4\epsilon \sigma_{SB} T_s^3 (T_s - T_a) \quad (3)$$

$$Q_E = 6.93 \times 10^{-5} (597 - 0.6T_w)(e_w - e_a)V \quad (4)$$

$$Q_S = c_p \rho_a C_h (U_z - U_w)(T_w - T_z) \quad (5)$$

$$Q_{Adv} = -\rho_o C_{pw} \int_{-H}^0 \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) dz \quad (6)$$

$$Q_{Vert} = -\rho_o C_{pw} \int_{-H}^0 w \frac{\partial T}{\partial z} dz \quad (7)$$

式(2)~(7)中: Q_{SO} 为晴空无云时到达海面的总辐射量, C 为云量, A_S 为海面反射率; T_s 是海表面的温度, T_a 是大气温度, n 为云量, e 为海表比辐射率, λ 是云阻拦系数, $\epsilon \sigma_{SB}$ 是 Stefan-Boltzmann 常数; T_w 为海面水温, e_w 是依 T_w 计算得到的饱和水汽压, e_a 为空气的水汽压, V 为海上 8 m 处的风速。 c_p 为大气定压比热容, ρ_a 为空气密度, C_h 为块体交换系数, U_z 和 T_z 分别表示高度为 z 处的风速和温度, U_w 表示海面附近的风速; ρ_o 为海水密度, C_{pw} 为海水的定压比热容, u 、 v 、 w 为海流速度, H 为海域水深。

由于海表温度变化主要受海气界面辐射通量、潜热通量、感热通量交换的净收支影响,同时也与海流活动影响表层海水温度变化有关,但本研究的海雾仅存 4 d,考虑短时间海流活动造成的海水热交换是小量,可忽略不计。

利用式(1),计算了本次大雾过程的海表热通量,其中等号右边前四项均用 FNL 数据对应的变量计算。当 $Q_T < 0$ 时,表明海表面有热量净支出,海表对大气具有辐射冷却效应。图 9 是本次大雾形成、持续发展和消散过程的 21 日 20 时至 24 日 20 时每 6 h 海表热通量的计算结果。从图 9a 可看出,在 21 日 20 时黄海中北部雾生成阶段,黄渤海海面热通量为净支出区,并由沿海向东热通量负值变大,热通量一般在 $-200 \sim -50 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, 128°E 以东小于 $-250 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。但由于低层吹东北风,水汽少,黄海中北部首现轻雾。而在 22 日 20 时大雾开始发展阶段,黄渤海海表热通量明显加强,表现在小于 $-100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 热通量值向北伸展控制了黄海中北部(图 9b),其他海域变化甚小,但热通量负值均较大。到了 23 日 20 时,小于 $-100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 的值区明显东移至黄海 125°E 以东海域(图 9c),负大值区也明显减弱,这可能与大范围的浓雾区阻挡海气之间热量交换所致。此阶段因较强海表辐射冷却作用,导致海面温度降低,同时在暖湿气流的源源不断输送之下,有利于雾滴形成,黄海中北部雾区爆发性向四周发展,雾体骤然增厚,浓雾维持 40 h。在 24 日 20 时,黄渤海海表的热通量发生较大变化,仅在黄海东南部海面有 $-150 \sim -50 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 区域,黄渤海大部出现 $100 \sim 200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 正值区(图 9d),说明海面热量已为净收入,辐射冷却效应将逐渐消失,24 日白天,大雾消

散。对比图 1 和图 9 不难发现,海表热通量的负大值区和大雾分布区域十分吻合。这进一步证实了海

面热通量表征的海表辐射冷却效应对本次大雾过程有重要的触发、加强和维持作用。

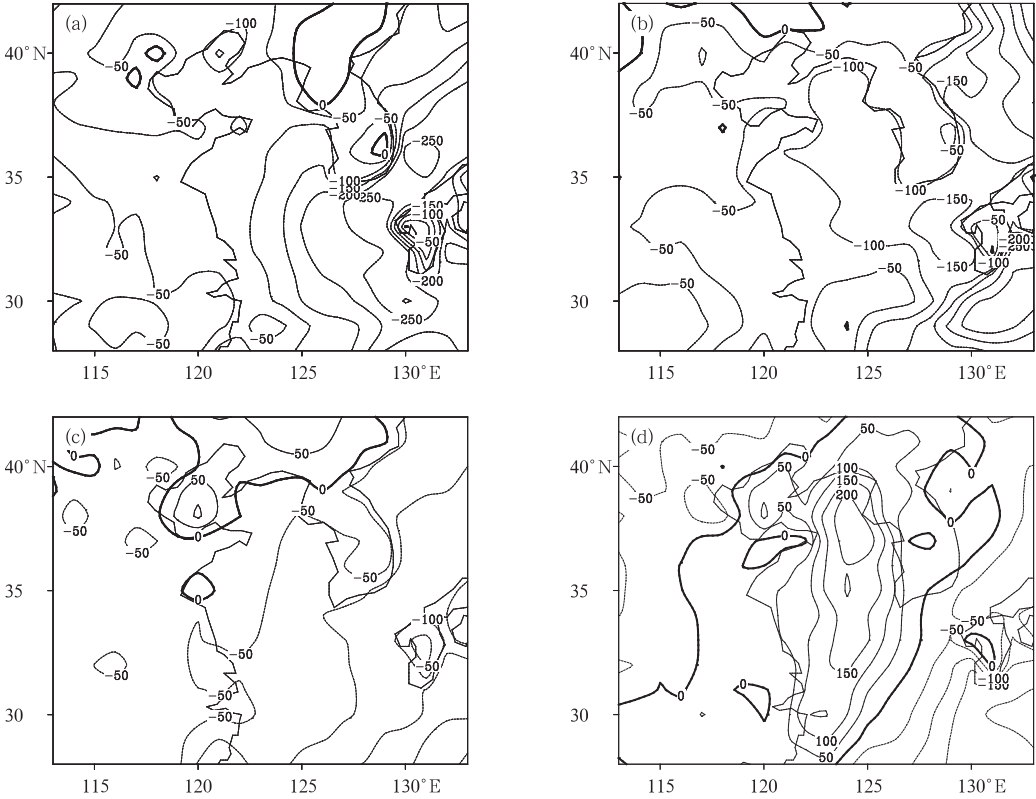


图 9 黄渤海净辐射通量(单位: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)分布图

(a)21 日 20 时, (b)22 日 20 时, (c)23 日 20 时, (d)24 日 20 时

Fig. 9 The net radiation flux of Yellow Sea and Bohai Sea (unit: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) at 20:00 BT 21 (a), 20:00 BT 22 (b), 20:00 BT 23 (c), 20:00 BT 24 (d) February 2010

5 结 论

通过对 2010 年 2 月 22—25 日黄渤海持续性大雾过程的边界层海气要素特征、大雾成因和生消机理进行了研究,得到以下主要结论:

- (1) 本次大雾过程具有浓度大、影响范围广和持续时间长的特征。是产生在欧亚中高纬平直环流、大气层结稳定的气象条件下。南支槽前的西南气流与副热带高压西北侧及沿海高压脊后部的偏南气流汇合,形成一支跨越中低纬的偏南气流为海雾形成提供有利的水汽条件。东北地区的冷空气扩散南下影响东部海域后,暖湿空气沿冷海面平流北上形成平流冷却雾。
- (2) 本次大雾的生消与海表温度、气海温差、空气稳定性和风场等气象及水文要素有密切的关系。

- 大雾期间,黄渤海气海温差在 $0 \sim 2^{\circ}\text{C}$;大气边界层至对流层下部均有逆温和等温层,逆温层内的温差为 $6 \sim 8^{\circ}\text{C}$,垂直温度的变化是上层温度随时间增大高于低层,使逆温层加强并不断抬升。抑制空气垂直对流的发展。近地层空气湿度较大, $T - T_{\text{d}}$ 为 $1 \sim 3^{\circ}\text{C}$ 、相对湿度达 $80\% \sim 100\%$;在 200 m 附近出现一个液态水含量达 $0.6 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 大值区;850 hPa 以下层均由 $2 \sim 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的东北风随高度顺转成 $6 \sim 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的西南风,为大雾形成和持续发展提供了有利条件。
- (3) 湍流对海雾形成具有重要作用。在这次大雾过程中,湍流最大发展高度达到 240 m,湍流混合作用引起垂直输送,将中上层湿区水汽和雾滴带到近海面层,使海雾突发性增强;同时,湍流层内上部热量向下输送而降低温度,有利于低层空气达到饱和凝结而形成大雾。中低层持续弱暖平流输送,使

暖湿气流长时间停留在冷海面上,逐渐冷却凝结有利于近海面逆温层的建立和维持,为平流冷却雾持续发展提供热力条件;而在夜晚到清晨海面辐射冷却作用较强,本次过程海表热通量负大值区与大雾分布区十分吻合,表明海表辐射冷却效应对平流冷却雾有重要的触发、加强和维持作用。

参考文献

蔡子颖,韩素芹,吴彬贵,等. 2012. 天津一次雾过程的边界层特征研究. 气象,38(9):1103-1109.

曹祥村,邵利民,李晓东. 2012. 黄渤海一次持续性大雾过程特征和成因分析. 气象科技,40(1):92-99.

曹治强,方翔,吴晓京,等. 2007. 2007 年初一雪后大雾天气过程分析. 气象,33(9):52-58.

傅刚,张涛,周发瑛. 2002. 一次黄海海雾的三维数值模拟研究. 青岛海洋大学学报,32(5):859-867.

胡瑞金,周发瑛. 1997. 海雾过程中海洋气象条件影响数值研究. 青岛海洋大学学报,27(3):282-289.

江敦双,张苏平,陆维松. 2008. 青岛海雾的气候特征和预测研究. 海洋湖泊通报,8(3):7-9.

盛裴轩,毛节泰,李建国,等. 2003. 大气物理学. 北京:北京大学出版社,522.

斯塔尔 R B. 1991. 边界层气象学导论. 徐静琦,杨殿荣译. 青岛:青岛

海洋大学出版社,457.

王彬华. 1983. 海雾. 北京:海洋出版社.

王亚男,李永平. 2009. 冷空气影响下的黄东海海雾特征分析. 热带气象学报,25(2):216-221.

杨伟波,张苏平,薛德强. 2010. 2010 年一次冬季黄海海雾的成因分析. 中国海洋大学学报,42(增刊):1-10.

张礼春,朱彬,耿慧,等. 2013. 南京一次持续性浓雾天气过程的边界层特征及水汽来源分析. 气象,39(10):1284-1292.

张苏平,杨育强,王新功,等. 2008. 低层大气季节变化及与黄海雾季的关系. 中国海洋大学学报,38(5):689-698.

周发瑛,王鑫,鲍献文. 2004. 黄海春季海雾形成的特征. 海洋学报,28(1):28-37.

Barker E H. 1977. A maritime boundary layer model for the prediction of fog. Boundary Layer Meteor,11(3):267-294.

Cotton W R, Anthes R A. 1993. 风暴和云动力学. 北京:气象出版社,331-342.

Eldridge R G. 1971. The Relationship between visibility and liquid water content in fog. J Atmos Sci,28:1183-1186.

Gao Shanhong, Wu Wei, Zhu Leilei, et al. 2009. Detection of nighttime sea fog/stratus over the Huanghai sea using MTSAT-1RIR data. Acta Oceanologica Sinica,28(2):23-35.

Zdunkowski W G, Barr A E. 1972. A radiative conductive model for the prediction of radiation fog. Boundary Layer Meteor,51(2):152-177.