

# 珠江口附近春季一次海雾的 观测分析及三维数值模拟<sup>\* 1</sup>

袁金南 黄 健  
YUAN Jinnan HUANG Jian

中国气象局广州热带海洋气象研究所, 广州, 510080

*Guangzhou Institute of Tropical and Marine Meteorology, CMA, Guangzhou 510080, China*

2009-03-19 收稿, 2011-06-11 改回.

**Yuan Jinnan, Huang Jian, 2011. An observational analysis and 3-dimensional numerical simulation of a sea fog event near the Pearl River Mouth in boreal spring. *Acta Meteorologica Sinica*, 69(5): 847-859**

**Abstract** For exploring the causes of sea fog over the South China Sea in boreal spring and the forecast capability of a numerical model, the observational data of atmospheric boundary layer are employed, and the formation and development processes of a sea fog event near the Pearl River Mouth in boreal spring between 21 and 22 March 2006 are analyzed. Then the 3-dimensional numerical simulation is carried out on the process of this sea fog by using the Weather Research and Forecasting (WRF) mesoscale model. The observational results show that this sea fog belongs to an advection cooling fog. It was caused by the cold air from north moving into the South China Sea and then weakening and disappearing when the north of the South China Sea was influenced by the southern warm-wet air flow with the air temperature warming up rapidly. And it was a result of interaction between cold sea surface and warm-wet air. The simulation results show that the forming time and process of developing evolution of this sea fog are very close to the observational result. The spatial change of this sea fog, the atmospheric stratification change of boundary layer, the change of surface sensible heat flux and the formation cause of this sea fog simulated by the model are all relatively consistent with the observational fact. And the numerical model shows a good simulation skill and ability on the process of this sea fog. This sea fog's formation and development mainly have some connection with the cold underlying surface, the influence of warm and wet air, and the stable atmospheric stratification near ground.

**Key words** Synoptic meteorology, Sea fog, Observational analysis, Numerical simulation, Pearl River Mouth, Spring

**摘 要** 为了探讨南海春季海雾的成因及数值模式的预报能力, 利用边界层观测资料对 2006 年 3 月 21—22 日珠江口附近春季一次海雾的形成和发展过程进行了分析, 然后用 WRF 中尺度模式对该次海雾过程进行了三维数值模拟。观测表明, 该次海雾属于北方冷空气南下到达南海, 然后减弱消失, 南海北部受到偏南暖湿气流影响后迅速增暖, 冷海面与近海面的暖湿空气相互作用而形成的一次平流冷却雾。模拟结果显示, 模式模拟的这次海雾形成时间和发展演变过程与观测非常相近, 模拟的海雾空间变化、边界层大气层结变化、地面感热通量变化以及海雾形成原因与观测事实均比较吻合, 数值模式对这次海雾过程表现出了较高的模拟能力。这次海雾的形成和发展主要与冷的下垫面、暖湿空气的影响和近地面稳定的大气层结有关。

**关键词** 天气学, 海雾, 观测分析, 数值模拟, 珠江口, 春季

**中图法分类号** P426.4

\* 资助课题: 气象行业专项 (GYHY200906008)、中国气象局气象新技术推广项目 (CMATG2007M23)、广东省科技厅项目 (2006B37202005)、国家自然科学基金面上项目 (40675013)。

作者简介: 袁金南, 主要从事热带气旋和海洋气象研究。yuanjn@grmc.gov.cn

## 1 引言

海雾是海上和沿海地区的灾害性天气之一,海雾发生使海上和沿海地区的水平及垂直能见度降低,对渔业、航运、石油平台以及沿岸航空和公路交通等造成极大影响。南海北部珠江口一带是中国春季海雾的多发区(张春福,1982),该地区海雾的形成会对周边地区的经济、社会活动等带来严重的影响。

海雾是海洋大气边界层中的水汽凝结现象。海雾和陆地雾一样,是通过一定的途径使空气达到饱和或过饱和而生成的(Roach,1994,1995)。雾的生成主要有近地层大气的冷却和增湿两种途径(王彬华,1983)。根据海雾形成过程中冷却、增湿所起的作用和贡献大小,海雾又可分为平流雾、辐射雾、混合雾和地形雾等,其中最常见的是平流冷却雾;在海雾生成条件研究中,一般是针对平流冷却雾而言的(George,1960)。由于雾是边界层中的天气现象,因此,雾的生消是由大尺度环流决定的,但是,雾的发生常表现出中尺度特征,具有边界层的区域性特征并体现出边界层的作用(Leipper,1994)。

近地层大气的湍流混合及垂直输送是使大气冷却达到饱和、凝结而形成雾的重要原因(Taylor,1917)。平流冷却雾是海上空气通过接触到冷的海面而使海-气界面的空气冷却,近海面的空气在湍流垂直输送的作用下达达到饱和而形成的(Byers,1930);辐射雾是地(海)面过渡层中因辐射引起的温度变率不同,空气本身的辐射冷却导致凝结而形成的(Emmons, et al, 1947; Dyonkerke, 1991)。迄今中国学者已对海雾进行过大量研究,但是,多集中在天气和气候方面,而对海雾的边界层观测研究较少(张苏平等,2008)。目前,涉及南海海雾方面的研究相对较少,较少的研究也主要是针对南海海雾天气背景和气候规律等方面(王彬华,1983;阎俊岳等,1993)。在数值模拟方面,Fisher等(1963)对雾的形成过程进行过数值模拟,中国一些学者也分别采用一维、二维和三维模式对雾的形成过程等进行过模拟(周斌斌,1987;孙旭东等,1991;Shi, et al, 1996)。尹球等(1994)利用数值模式研究边界层风速对雾过程的影响时发现,小风速有利于雾的形成。Kong(2002)发现提高模式垂直分辨率能改善雾的模拟结

果。目前,对海雾形成机理的认识尚不全面,数值方法预报海雾还存在着一些困难(Leipper,1994;Lewis, et al, 2004)。

本文采用边界层观测资料对2006年3月21—22日南海北部珠江口附近春季一次海雾的生成和发展过程进行了分析,然后,用WRF中尺度模式进行了三维数值模拟,考察了数值模式对这次海雾过程的模拟能力,并探讨了这次海雾的生成和发展机理。

## 2 资料和模式

珠海站(22.28°N, 113.58°E)海雾的水平能见度观测资料来自Model 6000能见度仪,观测记录从2006年3月21日17时40分(北京时,下同)即珠江口附近海上刚刚出现轻雾不久开始,采集时间间隔为1 min。珠海站地面感热和动量通量资料来自Campbell CSAT3超声风温仪(可测量三维风速和虚温脉动量,采样频率为10 Hz),维萨拉Hmp45C湿度传感器(可测量气温和相对湿度)的观测数据通过涡动相关法计算得到(湍流观测数据进行了去野点、去噪声和平面拟合等),数据的统计时间序列长度取30 min(Finnigan, et al, 2003)。边界层垂直观测资料来自系留探空,每小时地面气象要素观测资料来自地面自动气象站,地面天气形势分析资料来自广东省86个地面观测站。MODIS卫星资料来自广州气象卫星地面站接收、经过质量控制和经纬度投影等处理的LD2数据。

模式的初、侧边值均采用全球 $1^\circ \times 1^\circ$ 间隔6 h的26层的NCEP/NCAR再分析资料。模拟采用的每天一次的海表温度来自卫星微波辐射计AMSRE和热带测雨卫星(TRMM)的微波成像仪TMI测得的 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 的tmi\_amsre资料([ftp://ftp.discover-earth.org/sst/daily/tmi\\_amsre/](ftp://ftp.discover-earth.org/sst/daily/tmi_amsre/)),当tmi\_amsre资料有缺省值时采用FNL的资料进行水平插值而填充获得。

本文所用的数值模式是美国WRF V2.0中尺度模式,水平方向采用Arakawa-C网格,垂直方向采用地形追随静力气压坐标。模式采用2层双向嵌套,外层网格中心取(24.0°N, 115.5°E),格距为27 km,格点数为 $82 \times 100$ ,时间步长为90 s;内层网格

中心取(21.8°N, 115.5°E), 格距为 9 km, 格点数为 130×169, 时间步长为 30 s; 模式层顶为 50 hPa, 垂直方向分为 31 层。由于雾形成于大气边界层中的近地面, 辐射方案和边界层方案的选取参考了边界层结构模拟的参数化方案(陈炯等, 2006)。长波辐射物理过程采用 RRTM 方案, 短波辐射物理过程采用 Dudhia 方案, 陆面过程采用 Noah 方案, 近地面层和边界层分别采用 MYJ 莫宁-奥布霍夫和 Eta Mellor-Yamada-Janjic TKE 方案(Janjic, 1994, 2002), 微物理过程采用 Ferrier 方案, 积云对流采用 Grell-Devenyi 集合方案。

### 3 珠江口附近海雾过程的观测分析

2006 年 3 月 19—22 日, 华南沿海及南海北部地区经历了一次明显的冷空气南下, 冷空气很快出海减弱消失, 然后气温迅速回暖的天气过程。在 21 日 17 时前后, 珠江口附近海面开始观测到有轻雾出现, 然后海雾缓慢向北发展至珠江口内, 到 22 日 08 时前后珠江口一带海雾开始向海上消退。19 日 20 时—20 日 20 时, 广东沿海地区地面有一次明显的降温过程, 其中, 广东的东北部 24 h 降温幅度达 5—6°C(图 1a—1c)。21 日 08 时南下冷空气已经进入南海并开始减弱, 广东沿海地区开始受到偏南暖湿气流的影响, 地面气温开始回升(图 1d)。21 日 20 时广东大部分地区地面上已经受到明显的偏南暖湿气流控制, 地面气温迅速回升, 广东的东北部 24 h 升温幅度 4—5°C(图 1e—1f)。

从 QSCAT 卫星海面风场上看, 21 日 05 时 48 分冷空气前锋已到达南海北部 21°N 附近, 珠江口及其以东沿海盛行东北风, 冷空气主要通过东北路径入侵南海(图 2a)。23 日南海北部海面为较强的偏南风, 表明冷空气影响已经结束, 南海北部及广东沿海完全受到偏南暖湿气流控制(图 2b)。

从珠海自动气象站观测的 2006 年 3 月 20 日 08 时—22 日 08 时地面气压、气温、风向和风速每小时的变化(图 3)可以看到, 20 日 08 时南下冷空气已经影响到珠江口一带, 珠海站地面受冷高压控制, 地面气压约 1016 hPa, 地面气温约 19°C, 盛行偏东风, 风速约 4 m/s。21 日 08 时珠海地面气温仍保持在 19°C 左右, 风向仍以偏东风为主, 而地面气压和风速

呈现较明显的波动性下降, 表明地面冷空气主体正从珠江口一带移出。21 日 08 时—21 日 14 时, 珠海站地面气温迅速上升至 21.5°C, 而地面气压和风速有明显下降, 风向也明显转为偏南风, 说明珠江口附近地面冷空气影响已经结束, 开始受到偏南暖湿气流控制。21 日 14 时—22 日 08 时, 受日变化的影响, 珠海站地面气温逐渐下降, 风向以偏西南风为主, 仍受暖湿气流控制, 风速在 2 m/s 以下, 由于冷空气过后的冷下垫面跟南面来的暖湿气流相互作用, 对平流冷却雾的形成非常有利。

从 2006 年 3 月 21 日 08 时—22 日 08 时珠海站地面向上感热通量、动量通量和水平能见度随时间的变化(图 4)可以看出, 21 日 08—18 时珠海站的地面向上感热通量主要以正值波动为主, 动量通量比较小。21 日 18 时—22 日 08 时珠海站的地面向上感热通量负值比较明显, 显示下垫面对大气有较明显的冷却作用, 同时地面动量通量有所加强, 有利于下垫面对近地层大气的冷却和海雾的形成。在珠江口附近海面, 实际上轻雾出现的时间在 21 日 17 时前后, 而能见度的观测是在海面出现轻雾不久后开始的。21 日 17 时 40 分珠江口附近海面已观测到有轻雾形成, 能见度约 4 km, 然后能见度呈波动下降; 到 22 日 02 时左右珠江口附近海上能见度下降至约 1 km, 然后, 直到 22 日 08 时能见度基本上在 1—3 km(图 4b)。虽然冷却作用是影响平流冷却雾一个非常重要的因子, 但是, 影响能见度的因素较多, 同时, 可能由于观测点靠近海雾的雾区边缘, 所以, 地面感热通量的变化与能见度的变化并非完全一致。

在 2006 年 3 月 21—22 日珠海站边界层系留探空观测的气温、露点温度和相对湿度的垂直廓线(图 5)上可以看到, 21 日 16 时, 在 220—500 m 高度存在弱的逆温和近似等温层结, 温度露点差约为 1.5°C 且随高度变化不明显, 相对湿度在 95% 左右; 此时近地层大气中的水汽非常充足, 为水汽凝结和轻雾的形成提供了有利条件(图 5a)。21 日 20 时, 从近地面到 400 m 高度, 温度露点差由 1.5°C 逐渐减小到 1°C 左右, 相对湿度由 90% 逐渐增加到 95% 左右; 虽然在近地面没有出现明显的逆温层结, 但是在 400 m 以下气温随着高度下降不明显,

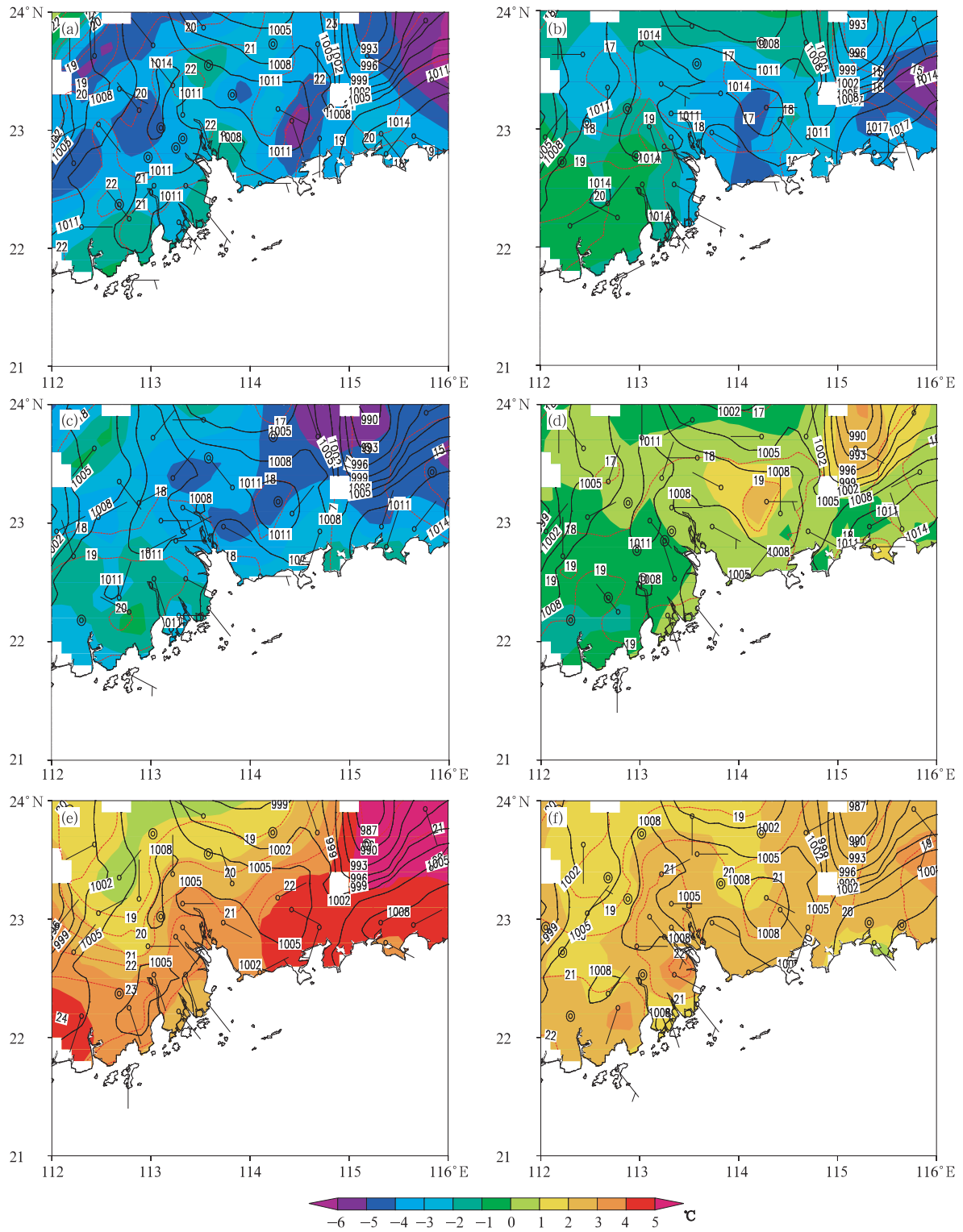


图1 2006年3月19—22日珠江三角洲地区地面气压(hPa,实线)、  
地面气温(°C,虚线)和地面24h变温(°C,阴影)分布

(a. 19日20时, b. 20日08时, c. 20日20时, d. 21日08时, e. 21日20时, f. 22日08时)

Fig. 1 Surface pressure (solid line, hPa), surface air temperature (dash line, °C) and surface air temperature changes in 24 h (shadow, °C) of the Pearl River Delta region from 19 to 22 March 2006

(a. 20:00 BT 19, b. 08:00 BT 20, c. 20:00 BT 20, d. 08:00 BT 21, e. 20:00 BT 21, f. 08:00 BT 22)

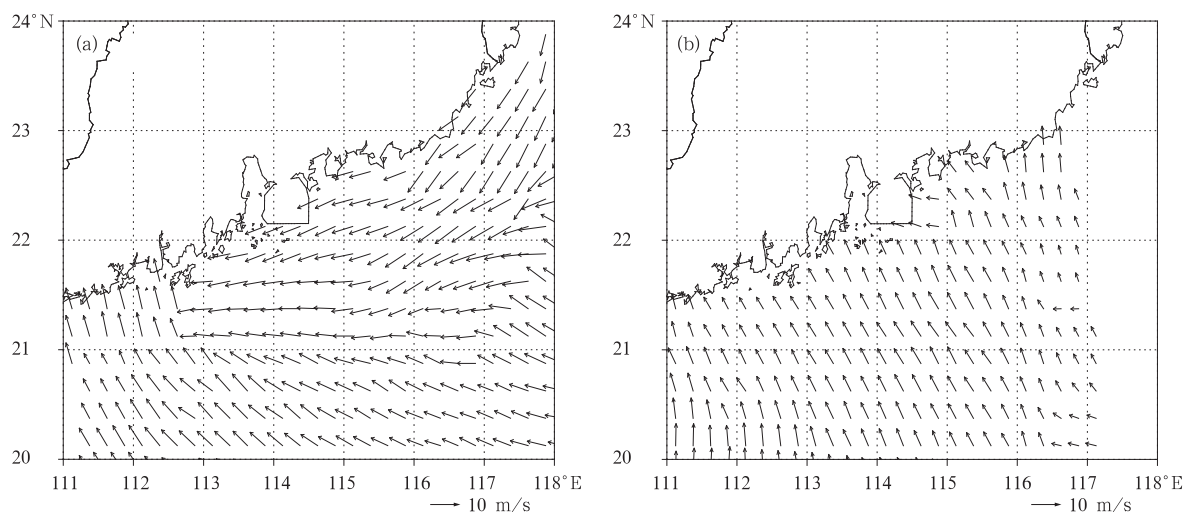


图2 2006年3月21和23日珠江口附近的QSCAT卫星海面风场  
(a. 21日05时48分, b. 23日06时36分)

Fig.2 QSCAT ocean surface wind vectors near the Pearl River Mouth on 21 and 23 March 2006  
(a. 05:48 BT 21, b. 06:36 BT 23)

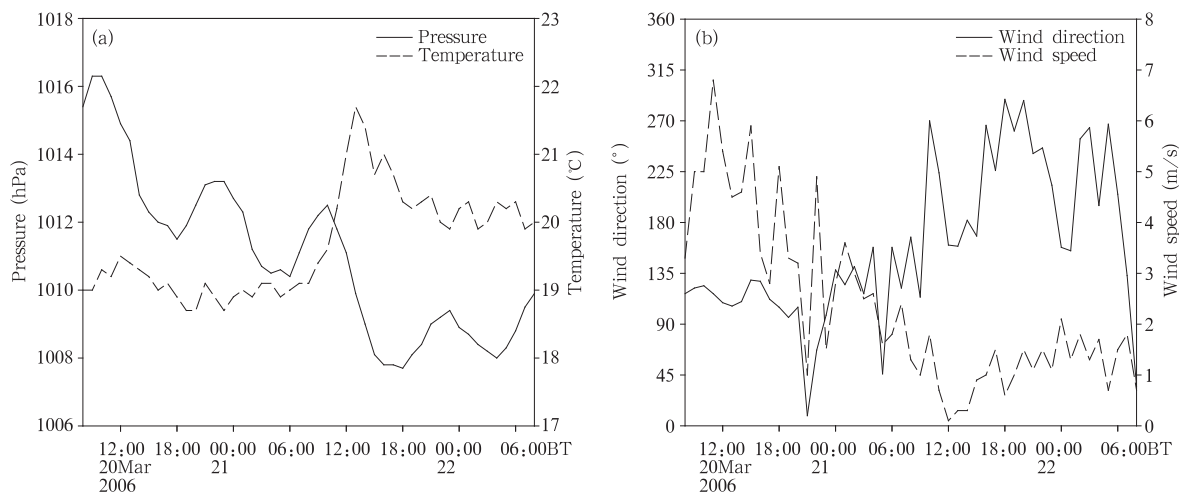


图3 2006年3月20日08时—22日08时珠海自动气象站观测的地面气象要素每小时的变化  
(a. 气压和气温, b. 风向和风速)

Fig.3 Hourly changes in the surface meteorological elements observed by Zhuhai automatic meteorological station from 08:00 BT 20 to 08:00 BT 22 March 2006

(a. pressure (hPa) and air temperature (°C), b. wind direction (degree) and wind speed (m/s))

非常有利于海雾的形成(图5b)。22日00时,在500 m以下温度露点差基本上在1.5°C以内,相对湿度在92%以上;而在500 m以上的温度露点差较大,相对湿度不到90%,此时海雾的顶部高度应该在500 m左右;温度廓线在220和500 m以上分别

有两个较明显的逆温层,逆温层以下大气层结稳定,有利于海雾的形成和发展(图5c)。到22日04时,逆温层已经消失,海雾正处于维持和起伏变化阶段,在800 m高度以下的温度露点差较小,相对湿度在93%以上,此时海雾的顶部可能延伸到较高层(图

5d)。另外,在海上轻雾出现以后,珠海站从地面到900 m附近盛行西南风或南风,明显受偏南暖湿气流控制(图略)。以上观测分析表明,这次珠江口附近的春季海雾是一次明显的冷空气过后偏南暖湿气流遭遇到冷的下垫面而形成的海雾,属于平流冷却

雾。温度廓线在海雾的形成和发展阶段有较明显的逆温层出现,而在海雾形成以后的维持阶段逆温层不明显,这跟已有的南海海雾观测分析结论是一致的(屈凤秋等,2008)。

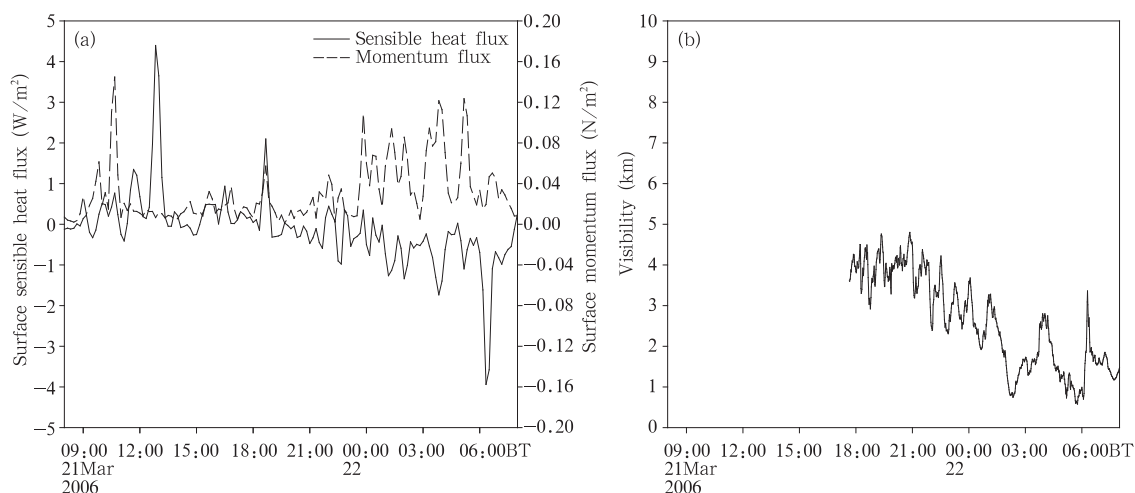


图4 2006年3月21日08时—22日08时珠海站观测的(a)地面向上感热通量、地面动量通量和(b)水平能见度随时间的变化

Fig. 4 Temporal variations of (a) the surface upward sensible heat flux, surface momentum flux and (b) horizontal visibility observed by Zhuhai station from 08:00 BT 21 to 08:00 BT 22 March 2006

#### 4 海雾的数值模拟及结果分析

为了考察数值模式对这次海雾过程的模拟能力、进一步认识这次海雾的形成和发展过程,用WRF中尺度模式进行了三维数值模拟。模式积分为2006年3月21日08时—22日08时,积分时效为24 h,外网格侧边界6 h更新一次。

当近地面空气中的水汽达到饱和时即可形成雾。按照一般的定义(Cotton, et al, 1993),雾的液态水含量范围为0.05—0.2 g/kg。因此,将近地面液态水含量达到0.05 g/kg时,即当作有轻雾出现。图6为WRF模拟2006年3月21日08时—22日08时珠海站24 h液态水含量的高度-时间变化。模拟显示,21日18时前后珠海站近地面液态水含量开始迅速增加,海上轻雾开始形成,然后轻雾从地面逐渐向上发展;21日20时—22日02时海雾的顶部接近300 m,最大液态水含量达到0.40 g/kg;22日

02—05时海雾的顶部进一步抬升到接近400 m,最大液态水含量达到0.6 g/kg,显示海雾浓度明显加强,这跟观测事实基本一致(图4b);22日05—08时海雾的底部和顶部都有所抬升,海雾的顶部逐步抬升到500 m左右,最大液态水含量为0.5 g/kg。可以看到,模式对这次海雾形成的模拟比较成功,模拟海雾的底部也基本上是贴着海面的,跟实际情况一致;轻雾的形成时间跟观测也比较接近,只是模拟的海雾高度可能跟实况有不同。

3月21日08时—22日08时MODIS卫星对珠江口及其附近地区有两次有效监测,一次是21日11时,另一次是22日02时。对于白天的海雾,采用MODIS卫星可见光多通道的合成图和张春桂等(2009)提出的海雾分离算法来判别。对于夜间的海雾,采用类似周旋等(2008)、黄子革等(2010)提出的雾的阈值分离算法来判别地表和水体、雾、低云和中高云。在夜间,中高云通过红外通道29的亮温减去

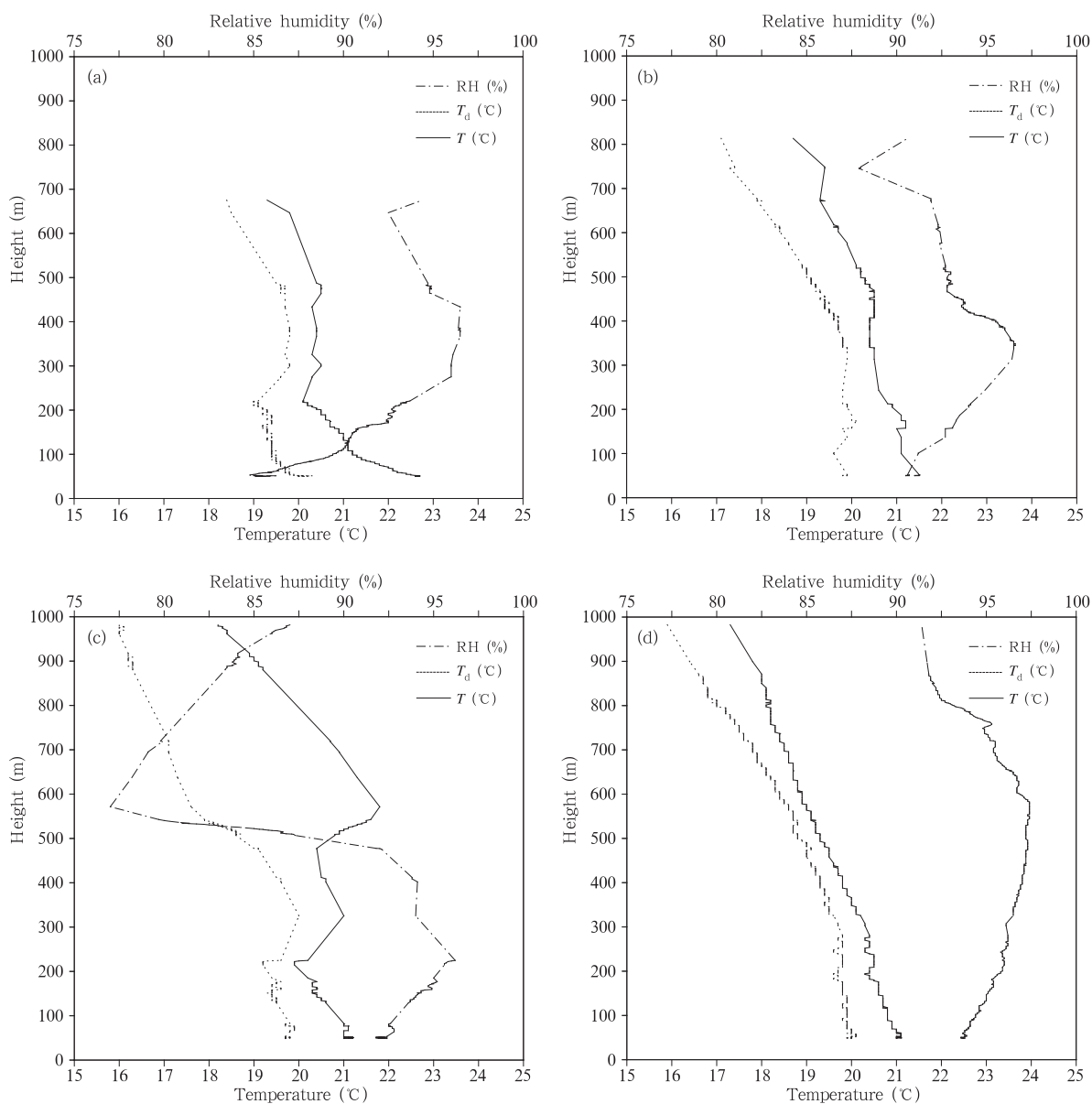


图5 2006年3月21—22日珠海站边界层系留探空观测的温度、露点温度和相对湿度的垂直廓线

(a, 21日16时, b, 21日20时, c, 22日00时, d, 22日04时)

Fig. 5 Vertical profiles of the temperature, dewpoint temperature and relative humidity observed by the boundary layer tethersonde at Zhuhai station from 21 to 22 March 2006

(a, 16:00 BT 21, b, 20:00 BT 21, c, 00:00 BT 22, d, 04:00 BT 22)

通道 31 的亮温大于  $-2.0\text{ K}$  分离得到, 地表和水体通过红外通道 20 的亮温减去通道 23 的亮温大于  $2.0\text{ K}$  分离得到, 而雾和低云通过红外通道 31 的亮温减去通道 20 的亮温大于  $1.5\text{ K}$  分离得到, 其中, 雾再通过红外通道 31 的亮温介于  $286.0\text{—}291.5\text{ K}$  分离得到。分析结果显示, 21 日 11 时珠江口及其

附近地区大部分被云覆盖, 未发现雾区(图 7a), 而 22 日 02 时珠江口及其附近海域有大片的雾区(图 7b)。

模式模拟的珠江口一带  $100\text{ m}$  高度上  $9\text{—}24\text{ h}$  每  $3\text{ h}$  液态水含量空间分布的变化(图 8)显示, 21 日 17 时在珠江口的两侧沿着海岸线开始有零星的



雾区出现(图 8a);21 日 20 时在珠江口及其以东沿海已有明显的带状雾区出现,液态水含量最大值为 0.4 g/kg(图 8b);21 日 23 时在珠江口及其以东海域有大片海雾出现,浓度非常强,液态水含量最大值得到 0.6 g/kg(图 8c)。22 日 02 时珠江口附近的海雾进一步向南部海上发展,雾区进一步扩大(图 8d),模拟结果和 MODIS 卫星的分析结果(图 7b)均显示在珠江口附近海面有大片的雾区,不过,在海雾的局部分布上模拟结果与卫星监测略有差异。22 日 05 时珠江口东部沿海的海雾已开始向南消退,珠江口西部沿海的海雾也开始减弱(图 8e);到 22 日 08 时海雾进一步向海上撤退,珠江口东部沿海的海雾已经基本消退,珠江口西侧的海雾也已明显减弱(图 8f)。以上模拟结果与气象站观测基本吻合。

用 WRF 模式模拟珠江口附近 9—24 h 每 3 h 的下垫面温度与 2 m 气温差值的空间分布(图 9)可

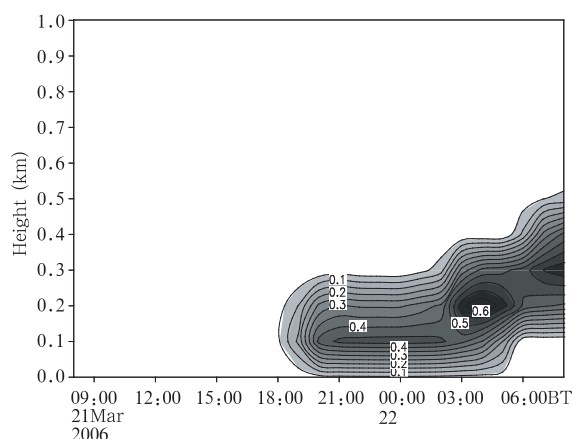


图 6 模式模拟 2006 年 3 月 21 日 08 时—22 日 08 时珠海站液态水含量(g/kg)的时间-高度剖面  
Fig. 6 Time-height section of the liquid water content (g/kg) at Zhuhai station simulated by the model from 08:00 BT 21 to 08:00 BT 22 March 2006

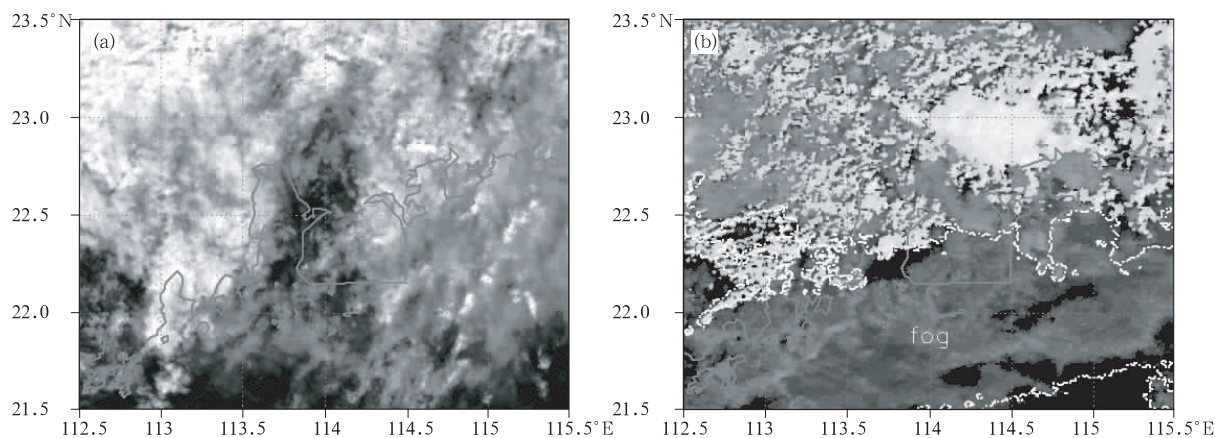


图 7 MODIS 卫星遥感监测

(a. 3 月 21 日 11 时可见光通道 1、4、3 合成图, b. 3 月 22 日 02 时红外通道 20、29、31 合成图;虚线内灰色为雾区)

Fig. 7 Monitoring pictures from the MODIS satellite remote sensing

(a. composite image of the visible light channels 1, 4 and 3 at 11:00 BT 21 March; b. composite image of the infrared channels 20, 29 and 31 at 02:00 BT 22 March, gray areas enclosed by dashed line represent fog areas)

以看到,21 日 17 时珠江口附近陆面的地-气温差明显为正值,最大值达到 3°C 左右,表明地面对大气有明显的加热作用;而珠江口附近海面的海-气温差为负值,说明海面对大气有冷却作用,有助于海雾形成(图 9a)。21 日 20 时沿海地区的陆-气温差明显减小,而珠江口附近海域海-气温差达到 -0.25°C 的区域在扩大,珠江口以东海面有海-气温差达 -0.5°C 的带状区,显示该海面冷却作用在加强,有利于该地

区海雾的形成和发展(图 9b)。21 日 23 时—22 日 02 时珠江口附近及其以东海面对大气的冷却作用进一步增强,促进了这一区域海雾的发展(图 9c—9d)。22 日 05—08 时珠江口特别是珠江口以东海面对大气的冷却作用开始减弱,已不利于该地区海雾的维持或发展(图 9e—9f)。以上模拟结果显示,珠江口附近海雾的形成和发展跟该地区海面的冷却作用密切相关,属于一次平流冷却雾过程,这与观测



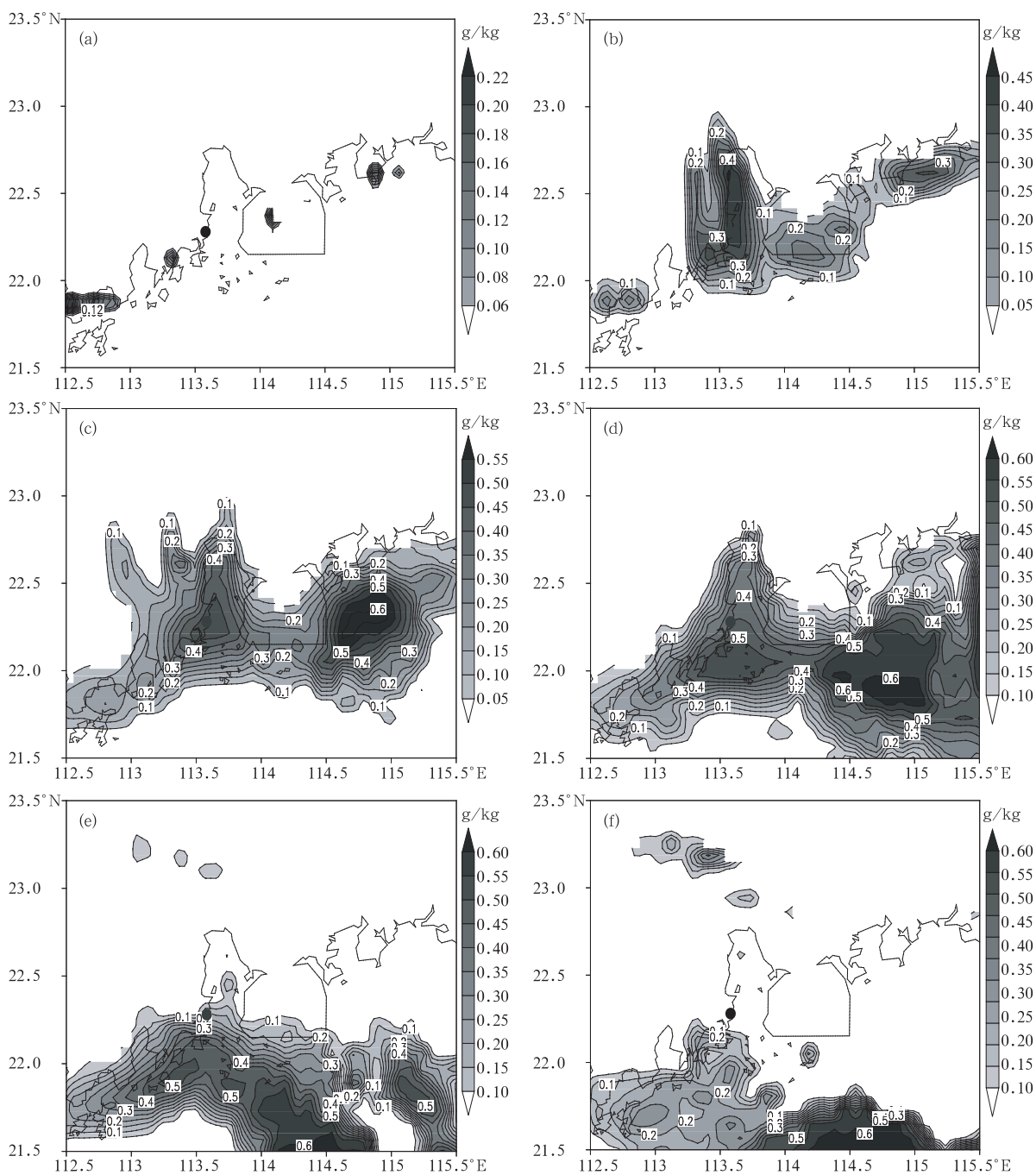


图8 WRF 模拟珠江口一带 100 m 高度上液态水含量(g/kg)的空间分布  
(a. 9 h, b. 12 h, c. 15 h, d. 18 h, e. 21 h, f. 24 h)

Fig. 8 Spatial distributions of the liquid water content (g/kg)  
on 100 m altitude simulated by the WRF model near the Pearl River Mouth  
(a. 9 h, b. 12 h, c. 15 h, d. 18 h, e. 21 h, f. 24 h)

实况一致。

模式模拟和观测的珠海站地面向上感热通量和能见度 24 h 的变化(图 10)显示,3 月 21 日 08 时—

16 时 30 分珠海站的地面向上感热通量经历了由  $0 \text{ W/m}^2$  逐渐增加到  $4 \text{ W/m}^2$  再减小到  $0 \text{ W/m}^2$  的过程,模拟的峰值大小和出现时间与观测峰值比较

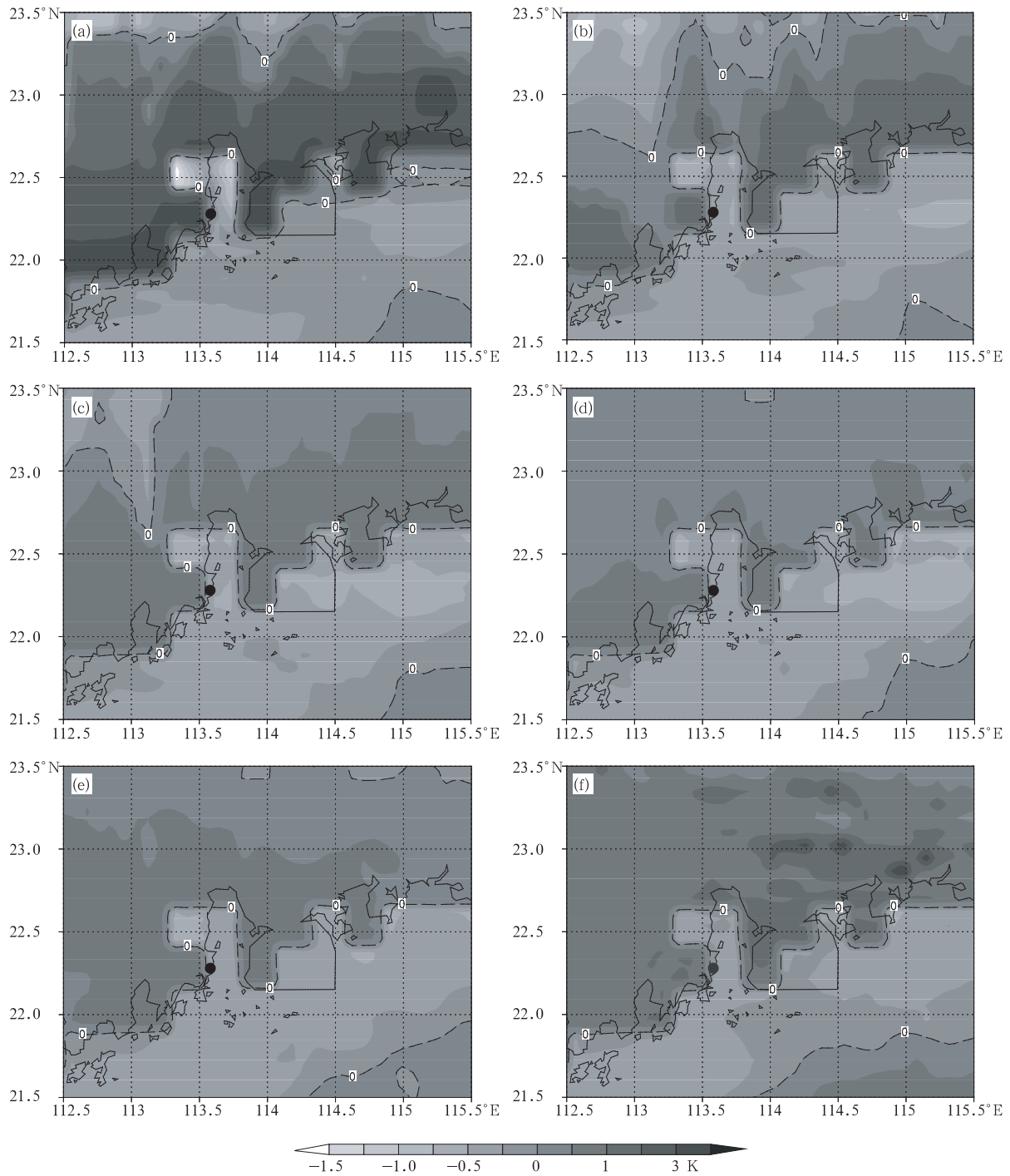


图9 WRF 模拟珠江口附近下垫面温度与 2 m 温度差值(K)的空间分布  
(a. 9 h, b. 12 h, c. 15 h, d. 18 h, e. 21 h, f. 24 h)

Fig. 9 As in Fig. 8 but for the difference (K) between the skin temperature and the 2 m temperature

一致,但观测峰值仅出现在 21 日 13 时很短的时段内;21 日 21 时前后模拟显示地面出现了向上感热通量负的极大值,然后到 22 日 08 时负的向上感热

通量慢慢变得不明显,而观测的感热通量从 21 日 18 时前后开始出现负值,然后呈波动性减小,到 22 日 06 时前后到达负的极大值;模式模拟地面负的感

热通量出现的时间比观测时间要稍早,通量值也要比观测值稍大一些,但模式总体上较好地反映出这次海雾形成过程中下垫面对大气的冷却作用(图 10a)。从模拟的能见度来看,模拟珠海站的轻雾出现在 21 日 18 时以后,模拟结果比实况稍晚;在 21

日 20 时—22 日 01 时的轻雾发展阶段,模拟珠海站的能见度与实况非常接近,而该时段以前和以后模拟的能见度均比实况偏大,总体上看能见度的模拟效果尚可(图 10b)。

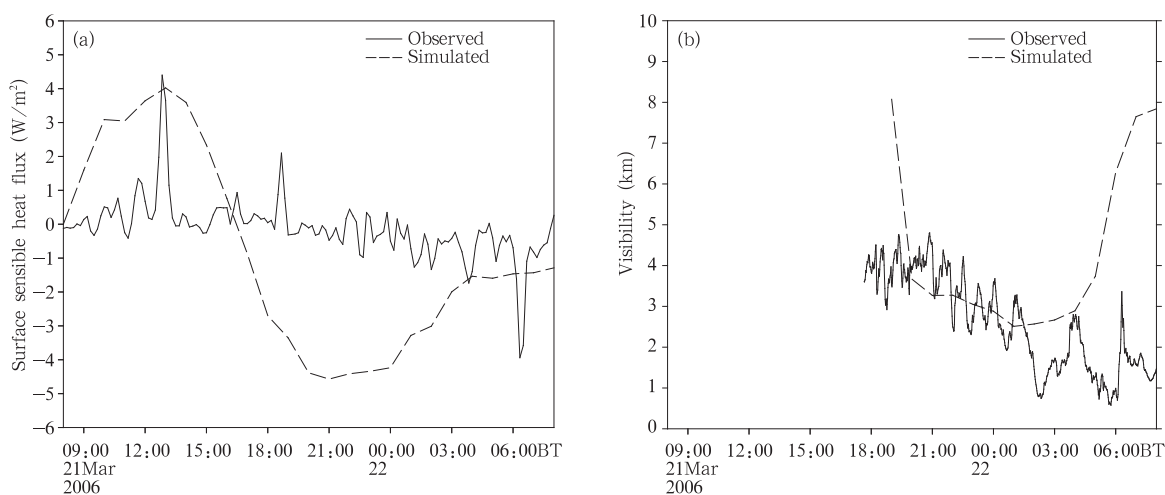


图 10 模拟和观测的珠海站地面向上感热通量(a)和能见度(b)24 h的变化

Fig. 10 Changes in the observational and simulated (a) surface upward sensible heat flux and (b) visibility (km) in 24 h of Zhuhai station

用 WRF 模式模拟的珠海站南北方向上 9—24 h 每 3 h 的风、温和相对湿度垂直剖面(图 11)显示,9 h 珠海站的近地面有从南部海面过来的明显偏南暖湿气流,珠海站 200 m 高度以下的空气相对湿度达到 95% 以上,非常有利于海雾的形成,而近地面  $22.8^{\circ}N$  以北的空气相对干燥,属于北方干空气(图 11a)。12 和 15 h 珠海站的近地面仍然有明显的偏南暖湿气流不断向北输送,近地面的空气湿度已经达到饱和,这种饱和湿空气自南向北有所抬升,珠海站地面上空的北侧和南侧先后出现了近似等温层结,有利于海上轻雾的形成和维持(图 11b—11c)。18 h 珠海站近地面的偏南暖湿气流有所减弱,珠海站及其南北两侧地面上空均出现了明显的逆温层(图 11d),而对应模拟时间 16 h 的观测结果也显示有明显的逆温层出现(图 5c),模拟结果跟观测基本吻合,表明此时的环境条件非常有利于海雾的维持或发展。21 h 近地面上空仍然维持等温或逆温层结,珠海站近地面的偏南风明显减弱,局部地区的上升运动有所增强,已开始不利于海雾的维持

或发展(图 11e)。24 h 近地面上空仍然有逆温层结存在,但逆温层结的高度有所抬升,偏南风已明显减弱,局部的垂直运动在增强,已不利海雾的维持或发展(图 11f)。模拟结果与观测实况基本上一致,模式较好地模拟了这次海雾的形成和发展过程。

通过模拟结果可以发现,这次海雾的形成和发展跟冷空气过后冷的海面迅速受到暖湿气流控制、同时海面以上大气层结比较稳定并伴有逆温层出现、海面对暖湿空气有明显的冷却作用有关。当海面的冷却作用和暖湿气流开始减弱、海面上稳定的大气层结开始受到破坏时,海-气温差减小,下传的感热通量减弱,海雾也开始减弱消退。

## 5 结论和讨论

本文采用边界层观测资料对 2006 年 3 月 21—22 日珠江口附近春季一次海雾的形成过程进行了分析,然后采用 WRF 中尺度模式对该次海雾过程进行了数值模拟,通过对观测资料和模拟结果进行分析,得到主要结论如下:

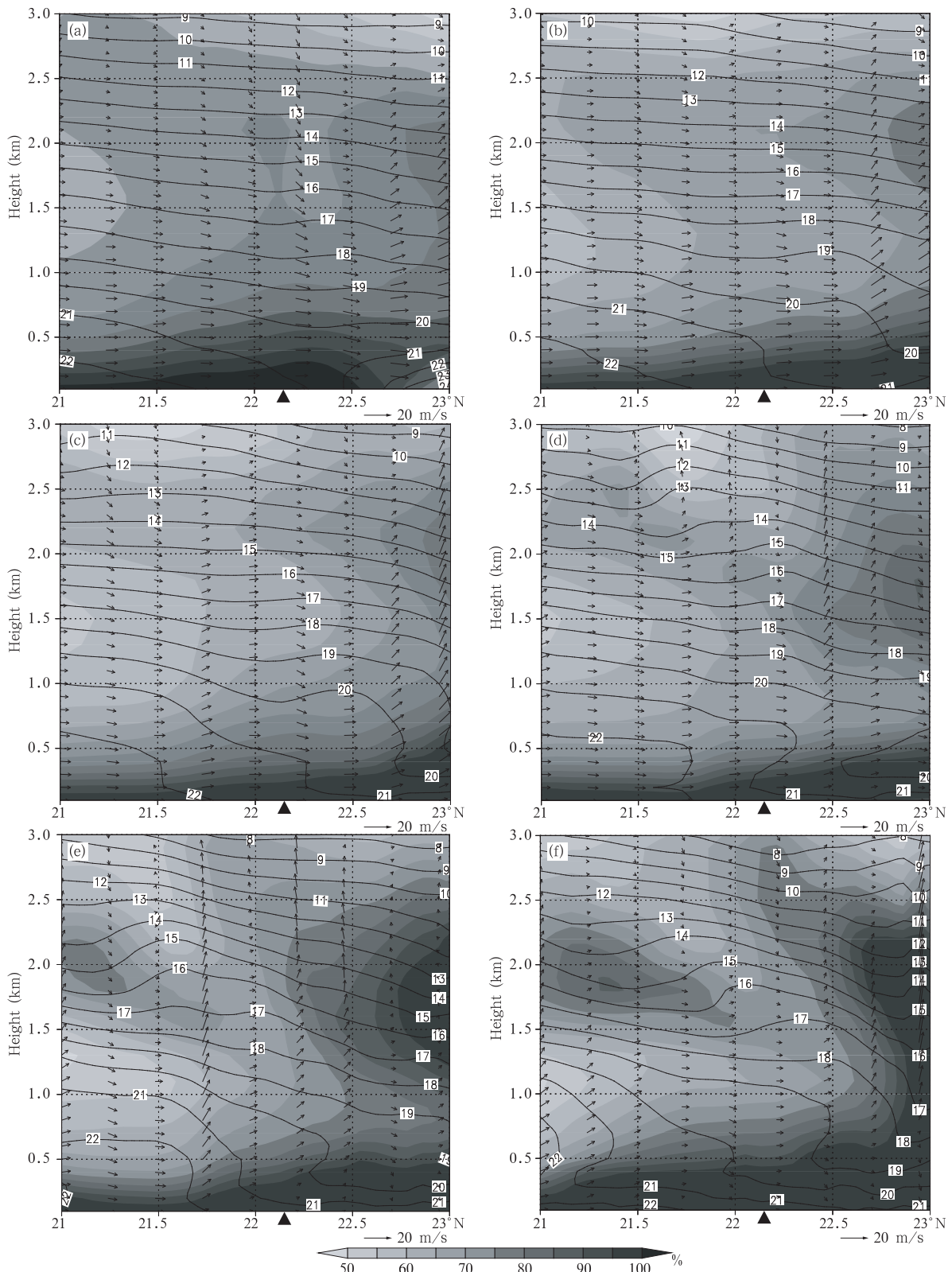


图 11 WRF 模拟过珠海站(实三角形)南北方向上的风场( $v$  和  $100 \times w$ )、温度( $^{\circ}\text{C}$ , 等值线)和相对湿度( $\%$ , 阴影)的垂直剖面(a. 9 h, b. 12 h, c. 15 h, d. 18 h, e. 21 h, f. 24 h)

Fig. 11 Vertical sections of the wind field (direction and  $100 \times w$ ), temperature ( $^{\circ}\text{C}$ , isolines) and relative humidity (shadow,  $\%$ ) in the south-north direction across Zhuhai station simulated by the WRF model (a. 9 h, b. 12 h, c. 15 h, d. 18 h, e. 21 h, f. 24 h)

(1) 观测表明 2006 年 3 月 19—22 日华南沿海及南海北部地区经历了一次明显的冷空气南下, 然后很快减弱消失, 紧接着迅速回暖的天气过程。观测和模拟结果显示较强的冷空气过后近地面迅速受到暖湿气流控制, 冷的下垫面与偏南暖湿气流相互作用, 在近地面稳定大气层结的配合下, 促使了这次海雾的形成和发展; 当下垫面的冷却作用和暖湿气流开始减弱、近地面稳定的大气层结开始受到破坏时, 海雾开始减弱消退。

(2) 这次海雾的形成和发展主要跟冷的下垫面与暖湿气流相互作用有关, 属于平流冷却雾。同时, 观测资料显示这次海雾在形成发展阶段有较明显的逆温层结出现, 而在海雾形成以后的维持阶段逆温层不明显, 这与他人的南海海雾观测分析结果一致。

(3) 数值模式较好地模拟出了这次海雾的生消过程, 模拟的海雾底部基本上是贴着海面的, 模拟的海雾形成时间和发展过程等与观测实况也比较吻合, 显示数值模式对海雾的形成具有一定的模拟和预报能力。当然, 目前数值模式对海雾形成模拟的成功率还不是非常高, 对海雾的水平与垂直分布以及能见度等模拟能力尚需进一步去认识。

**致 谢:** 广州气象卫星地面站为本研究提供了 MODIS 卫星资料, 并为海雾的监测分析提供了很好的启示, 在此表示感谢。

## 参考文献

- 陈炯, 王建捷. 2006. 北京地区夏季边界层结构日变化的高分辨率模拟对比. *应用气象学报*, 17(4): 403-411
- Cotton W R, Anthes R A. 叶家东, 范蓓芬等译. 1993. 风暴和云动力学. 北京: 气象出版社, 331-342
- 黄子革, 潘长明, 王贵钢等. 2010. MODIS 卫星海雾检测技术研究. *海洋测绘*, 30(2): 70-73
- 屈凤秋, 刘寿东, 易燕明等. 2008. 一次华南海雾过程的观测分析. *热带气象学报*, 24(5): 490-496
- 孙旭东, 徐华英, 李桂忱等. 1991. 二维平流辐射雾的数值模拟. *大气科学*, 15(6): 99-109
- 王彬华. 1983. 海雾. 北京: 海洋出版社, 1-352
- 阎俊岳, 陈乾金. 1993. 中国近海气候. 北京: 科学出版社, 1-600
- 尹球, 许绍祖. 1994. 辐射雾生消的数值研究 II: 生消机制. *气象学报*, 52(1): 60-66
- 张春桂, 蔡义勇, 张加春. 2009. MODIS 遥感数据在中国台湾海峡海雾监测中的应用. *应用气象学报*, 20(1): 8-16
- 张福春. 1982. 西北太平洋海雾的统计分析. *海洋学报*, 4(2): 157-168
- 张苏平, 鲍献文. 2008. 近十年中国海雾研究进展. *中国海洋大学学报*, 38(3): 359-366
- 周斌斌. 1987. 辐射雾的数值模拟. *气象学报*, 45(1): 21-29
- 周旋, 周晓中, 吴耀平等. 2008. 利用 MODIS 数据监测夜间雾. *武汉大学学报(信息科学版)*, 33(6): 581-583
- Byers H. 1930. Summer sea fogs of the central California coast. *Publ Geogr*, 3(5): 291-338
- Duynkerke P G. 1991. Radiation fog: A comparison of model simulation with detailed observation. *Mon Wea Rev*, 119(2): 324-341
- Emmons G, Montgomery R. 1947. Note on the physics of fog formation. *J Meteor*, 4: 206-212
- Finnigan J J, Clement R, Malhi Y, et al. 2003. A reevaluation of long-term flux measurement techniques I: Averaging and coordinate rotation. *Bound-Layer Meteor*, 107: 1-48
- Fisher E L, Caplan P. 1963. An experiment in the numerical prediction of fog and stratus. *J Atmos Sci*, 20: 425-437
- George J J. 1960. Weather forecasting for aeronautics. Academic Press, 673 pp
- Janjic Z I. 1994. The step-mountain Eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure scheme. *Mon Wea Rev*, 112: 927-945
- Janjic Z I. 2002. Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada Level 2.5 scheme in the NCEP Meso model. NCEP Office Note No. 437, 61pp
- Kong Fanyou. 2002. An experimental simulation of a coastal fog-stratus case using COAMPS model. *Atmos Res*, 64: 205-215
- Leipper D F. 1994. Fog on the United States west coast: A review. *Bull Amer Meteor Soc*, 75(2): 229-240
- Lewis J M, Koracin D, Redmond K T. 2004. Sea fog research in the United Kingdom and United States: A historical essay including outlook. *Bull Amer Meteor Soc*, 85(3): 395-408
- Roach W T. 1994. Back to basics fog I: Definitions and basic physics. *Weather*, 49: 411-415
- Roach W T. 1995. Back to basics fog III: The formation and dissipation of sea fog. *Weather*, 50: 80-84
- Shi Chune, Sun Xuejin, Yang Jun, et al. 1996. 3D model study on fog over complex terrain I: Numerical study. *Acta Meteor Sinica*, 10(4): 493-506
- Taylor G. 1917. The formation of fog and mist. *Quart J Roy Meteor Soc*, 43: 241-268