

徐蜜蜜, 徐海明, 朱素行. 2010. 春季我国东部海洋温度锋区对大气的强迫作用及其机制研究 [J]. 大气科学, 34 (6): 1071–1087. Xu Mimi, Xu Haiming, Zhu Suxing. 2010. Ocean-to-atmosphere forcing in the vicinity of the sea surface temperature front in East China Sea during spring time and its possible mechanisms [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (6): 1071–1087.

春季我国东部海洋温度锋区对大气的 强迫作用及其机制研究

徐蜜蜜^{1,2} 徐海明² 朱素行²

1 气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044

2 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044

摘 要 首先, 采用高分辨率的卫星资料研究了春季我国东部海区海洋锋区附近的海温与风场之间的关系, 资料分析表明海温与海表面风速之间存在明显的正相关关系, 特别是在海洋锋强的年份, 这种正相关关系更明显。资料分析还表明春季是黄海、东海海洋锋最强的季节, 海温与海表面风速的对应关系在春季尤为明显。然后, 采用一个高分辨率和先进物理方案的中尺度模式探讨了海洋影响大气的机制。控制试验再现了海洋锋区附近海温与海表面风速之间的正相关关系。模拟的边界层垂直结构说明海温能够明显改变锋区两侧边界层大气的稳定性和垂直混合的强弱, 证明了垂直混合机制的存在。而另一方面, 对控制试验和平滑海温试验的水平动量方程中各收支项的比较分析发现, 由于海洋锋的存在而产生的气压梯度力对穿越锋区的空气的加速也有相当重要的贡献。综合观测和模拟结果说明春季我国东部海区海洋温度锋区的海洋—大气相互作用过程中海洋对大气的的影响非常明显, 在海洋影响大气的机理方面, 海平面气压调整机制和垂直混合机制都在起作用。

关键词 卫星资料 海洋锋 春季 海洋对大气的的影响 动量收支

文章编号 1006–9895 (2010) 06–1071–17

中图分类号 P461

文献标识码 A

Ocean-to-Atmosphere Forcing in the Vicinity of the Sea Surface Temperature Front in East China Sea during Spring Time and Its Possible Mechanisms

XU Mimi^{1, 2}, XU Haiming², and ZHU Suxing²

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing 210044

2 Department of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract Air–sea interaction in the vicinity of an oceanic front in East China Sea during spring time is firstly investigated with high-resolution satellite measurements. The analyses reveal a significant positive correlation between sea surface temperature and surface wind speed. This positive correlation becomes even more significant when the SST front is intensified. The satellite measurements also indicate that in spring the oceanic front is strongest and the collocation of SST and wind speed anomalies is most significant. Then, a high-resolution mesoscale atmospheric model with state-of-the-art physical parameterizations is used to investigate the mechanisms by which the ocean can influence the atmosphere. The control run successfully reproduces the SST–wind positive correlation in the vicinity of the oceanic front. The simulated vertical structure of the Planetary Boundary Layer (PBL) indicates that the changes of

收稿日期 2009–11–13, 2010–05–21 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40975024, 国家重点基础研究发展规划项目 2006CB403607

作者简介 徐蜜蜜, 女, 1984 年出生, 博士研究生, 主要从事海气相互作用研究。E-mail: amy1086@163.com

SST can cause large differences in static stability and vertical mixing between cold and warm sides of the SST front and thus confirm the existence of vertical mixing mechanism. The analyses of the momentum budgets in the control and smoothed SST runs indicate that the pressure gradient force induced by the oceanic front is also important for the acceleration of cross-frontal winds. All in all, satellite observations and simulation results suggest that the ocean-to-atmosphere forcing plays a key role in air-sea interactions over the SST frontal area in East China Sea during spring time. Both the SLP (sea level pressure) mechanism and the vertical mixing mechanism are responsible for this ocean-to-atmospheric forcing.

Key words satellite observations, oceanic front, spring season, ocean-atmosphere feedback, momentum budget

1 引言

我国海域辽阔,位于我国东部以东的黄海和东海是世界上最大的大陆架海之一,其面积为 125 万平方公里,也是我国主要的近海海域。黄海和东海不仅是我国海上运输的主要通道,而且也是我国捕鱼业和海上石油勘探的重要场所,在国民经济中起了很重要的作用。随着我国经济,尤其是海洋经济的迅速发展,对海洋天气气候事件的预报提出越来越高的要求,因此,系统地研究黄海和东海的海气相互作用的特征及其对天气气候的影响具有十分重要的现实意义。

黑潮暖流及其与大陆架冷水相遇形成的海洋温度锋是黄海、东海最显著的水文特征。黑潮是仅次于墨西哥湾流的强大西边界暖流,它起源于菲律宾以东的北赤道流,紧贴我国台湾东部进入东海,然后大致沿着五岛列岛至台湾岛一线的陆棚边缘流向东北,最后经吐噶喇海峡流出东中国海区,在琉球群岛附近,黑潮还分出一支来流向黄海和渤海。黑潮具有流速强、流量大、流幅狭窄、高温高盐等特征,对东亚乃至全球的气候有重要影响(赵永平和张必成, 1984; 赵永平和 McBean, 1995)。

大量对中高纬洋面海气相互作用的研究表明,海盆尺度的海表面温度与海表面风速存在显著的负相关,表现为大气对海洋的强迫作用,并且这种强迫作用可以通过海表面的感热通量和潜热通量来解释(Namias and Cayan, 1981; 赵永平, 1986; Wallace et al., 1990; Alexander et al., 2002)。而与强海流相联系的海洋温度锋区附近的海气相互作用特征,一方面由于中纬度地区有频繁的天气尺度系统的活动,另一方面由于这些海洋锋一般远离海岸,缺乏长时间、高分辨率的观测资料,长期以来没有得到系统的研究和直接的观测证据。自 20 世纪 90 年代以来,一系列全天候、高分辨率气象观测卫星

的上天,如 1997 年的热带测雨卫星(Tropical Rainfall Measuring Mission, 简称 TRMM)、1999 年的 Quick Scatterometer (简称 QuikSCAT) 卫星等,改变了人们对这类水平尺度较小的海洋锋上的海气作用的认识(Hashizume et al., 2002; Kobashi et al., 2008; Minobe et al., 2008)。在强海流海区和相应的海表面水平温度梯度较大的海洋锋区附近,人们利用高分辨率的卫星资料揭示了与海盆尺度上海洋和大气之间完全不同的海气关系:徐海明等(2008)发现,冬春季在日本以东的黑潮和亲潮扩展区海表面温度与海表面风速之间存在明显的正相关关系,即高海温区对应于海表面风速的大值区,而低海温区则刚好与海表面风速的小值区相对应,这种海温和海表面风速之间的正相关关系与大洋海盆尺度的海温和海表面风速之间存在的负相关关系刚好相反,反映了海洋对大气的强迫作用。这种正相关关系在全球海洋温度锋区上被发现是普遍存在的。Chelton et al. (2001) 用 QuikSCAT 等卫星资料揭示了东太平洋热带不稳定波动(TIW)上海温扰动与风速扰动的正相关,并且定量地研究了这种正相关关系。O'Neill et al. (2003) 发现在季节尺度上南大洋上空小于纬向 30° 、经向 10° 的风场扰动与同样尺度的海温扰动具有很好的对应,风场散度和涡度分别线性正比于下风和横风方向的海温梯度。O'Neill et al. (2004) 用 AMSR 等卫星资料研究 Agulhas 回流区边界层大气对海温改变的响应时发现暖(冷)海温扰动产生正(负)风速扰动且大气对海温响应的强度随季节改变,冬季约是夏季的两倍。Tokinaga et al. (2005) 用卫星和实地观测资料揭示了 Brazil-Malvinas 合流区附近的海洋锋区上风速与海温的正相关,发现海温对近表面风场的影响在气候和年际时间尺度上都存在着。Vecchi et al. (2003) 发现西南季风期间,在西阿拉伯海的海洋锋上存在着很强的大气对海温的响应,并且引起

海表面潜热通量的显著改变。

在海洋锋区附近海表面风速和边界层大气是如何响应锋区两侧的海温变化的? 到目前为止存在两种完全不同的机制。一种是 1989 年 Wallace et al. (1989) 和 Hayes et al. (1989) 提出的近表面动量垂直混合机制, 即高海温使得边界层大气变得不稳定, 垂直混合增强, 把高空大的风速拽至海表面, 导致海表面风速增强, 反之, 冷海温区大气的稳定度增大, 湍流混合受到抑制, 海表面风速减小。另一种是 1987 年 Linzen 和 Nigam (1987) 提出的海平面气压调整机制, 高海温使空气增暖, 海平面气压降低, 反之海温降低使空气变冷, 海平面气压相应升高。海平面气压的改变驱动海表面风场作出相应的改变。根据以上两种不同的机制, 当垂直混合机制在起作用时, 海表面风速与海温之间是同位相变化的关系, 当海平面气压调整机制起作用时, 风速的极值与海温极值存在 90° 的位相差。在大气响应海洋锋区两侧温度变化过程中究竟是哪个机制起主导作用, 目前仍存在很大的争议 (Small et al., 2003, 2005; de Szoeki and Bretherton, 2004; Spall, 2007)。已有的研究 (汤毓祥和郑义芳, 1990; 汤毓祥, 1992) 表明, 春季黑潮的流速大, 流幅狭窄, 路径比较稳定, 其暖流边缘的 SST 锋区达到全年最强而且平直, 为研究气流穿越海洋温度锋时的物理机制提供了有利的条件。

本文的目的就是要利用高分辨率的卫星资料揭示春季东海和黄海海区的海气相互作用特征, 并用一个高分辨率和新参数化方案的中尺度模式来研究大气对东海海洋锋区的响应过程和机制。

2 观测资料分析

2.1 资料简介

1997 年 7 月, 美国宇航局发射了一颗专门用来观测全球海表面风场的 Quick Scatterometer (简称 QuickSCAT) 卫星, 该卫星搭载的微波散射计通过测量海面粗糙度反演出全球海表面 10 m 高度处的中性风速和风向 (Liu et al., 2000)。本文选取 QuickSCAT 2000~2006 年月平均的资料分析黄海、东海的风矢量场。资料的水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 经纬度。海表面温度来自 TMI (TRMM Microwave Imager) 和 AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) 月平均的资料, 时间

范围取为与 QuickSCAT 资料一致, 水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 经纬度。TMI 是热带测雨卫星 (Tropical Rainfall Measuring Mission, 简称 TRMM) 上搭载的微波成像仪, 可穿透云层测量南北纬 40° 之间的海表面温度、降水率、整层大气的云中液态水含量等 (何会中等, 2004)。AVHRR 是 NOAA 系列卫星的主要探测仪器, 它是一种五光谱通道的红外扫描辐射计, 其探测的全球海表面温度被广泛应用于各种空间尺度的海洋环境研究。

2.2 多年平均

图 1 给出了 2000~2006 年春季 (3~5 月) 平均的 QuickSCAT 海表面 10 m 风场和 AVHRR 海温。由于受到强大的西边界暖流——黑潮的影响, 春季东海和黄海海区海温分布的最大特点是有一只很强且狭窄的海温暖舌由台湾以东顺着东海大陆棚的边缘向东北延伸向日本九州岛。我国东部沿海由于浅海水区强垂直混合作用 (Xie et al., 2002), 则形成相对冷的海水区, 两者之间明显形成一个海温水平梯度很大的海洋温度锋区: 从 123°E 到 127.5°E 这几百公里的范围内, 海温变化超过 10°C , 与 130°E 以东西北太平洋的大范围均匀海温分布形成明显对比。比较图 1 中海温和海表面风速不难发现, 海表面风速的高值刚好位于暖海温上空, 而海表面风速的小值区位于相对冷的海水上空, 这种海温与海表面风速的正相关关系在海洋锋区两侧表现得更为明显。例如, 位于 (30°N , 127°E) 附近为黑潮主流流经的暖海温区, 明显对应一风速大于 8.5 m/s 的大风速区, 而在与其相距不远的近岸冷水区 [32°N , 124°E] 附近, 风速明显减弱到不足 6 m/s 。此外, 有研究表明 (Xie et al., 2002), 由于海底地形分布, 冬季黄海、东海存在南北两支海温暖舌。从图 1 看出, 这种暖海温对应海表风速增大、冷海温对应风速减小的关系在北支暖舌、尤其是在朝鲜海峡南部, 也有着很好的表现。这种海温与海表面风速之间的正相关关系至少表明春季黄海和东海在海气相互作用过程中表现为海洋对大气的强迫作用。

2.3 年际变化

前面, 我们从气候平均场上揭示了春季黄海和东海海区海表面温度与海表面风速之间的正相关关系。事实上东海黑潮的强度和路径存在着年际变化 (贾英来等, 2004), 与之相对应的 SST 锋区也存在明显的年际变化, 当黑潮强且路径近岸时, 其形成

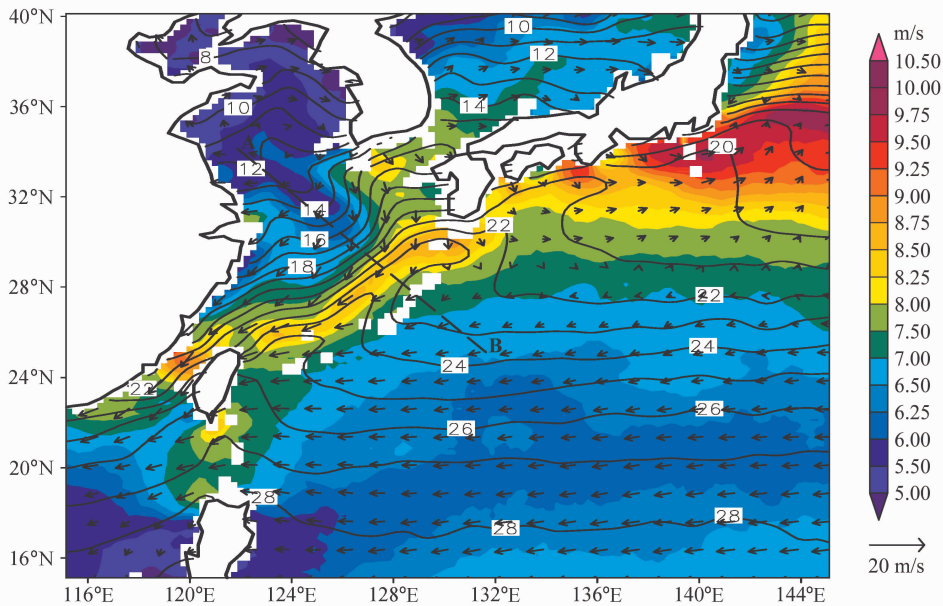


图 1 2000~2006 年春季 (3~5 月) 平均的 AVHRR 海表面温度 (等值线, 间隔 1°C) 和 QuickSCAT 海表面 10 m 高度处中性风速 (彩色阴影, 单位: m/s)、风矢量 (黑色箭头)

Fig. 1 Spring (Mar-May) mean AVHRR SST (contours at 1°C interval), QuickSCAT neutral equivalent wind velocity at 10-m height (shaded) and wind vector (arrows) during 2000-2006

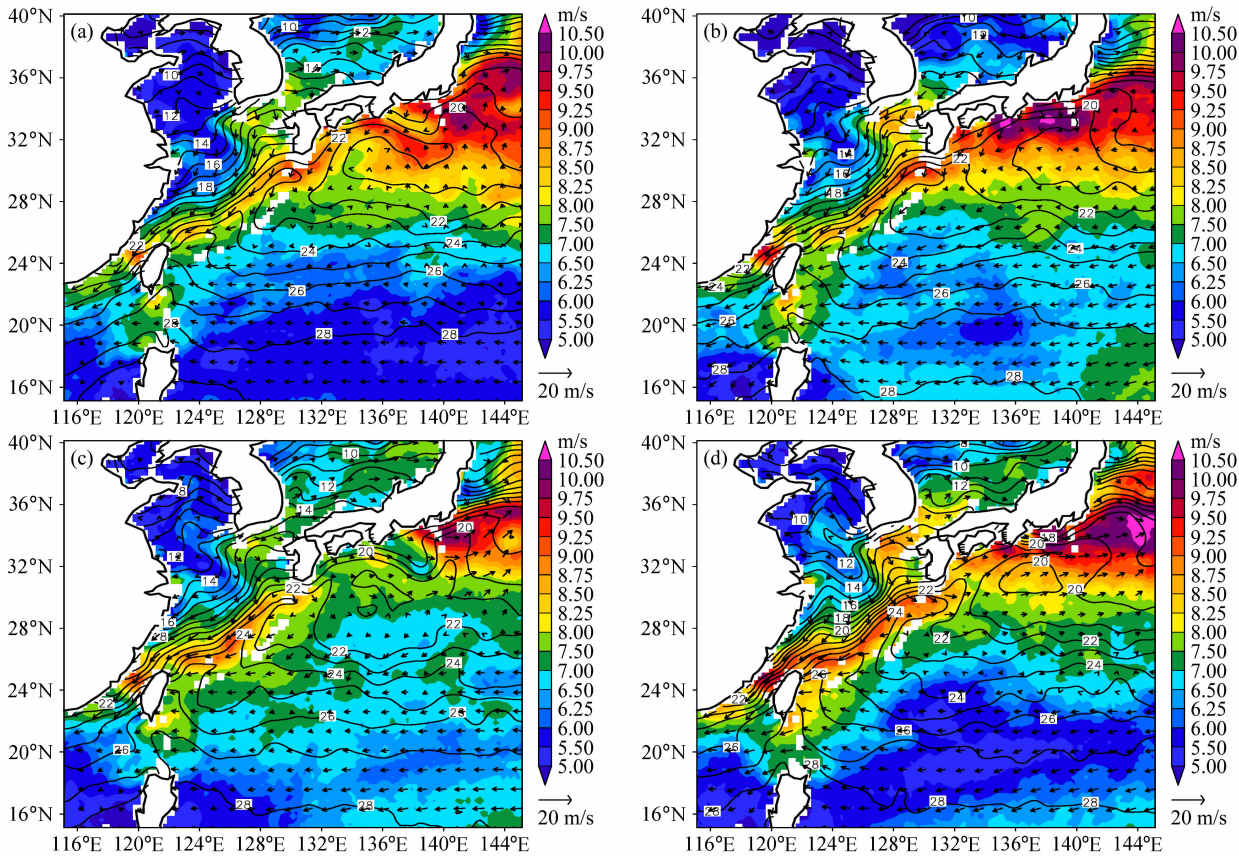


图 2 同图 1, 但为: (a) 2001 年; (b) 2003 年; (c) 2005 年; (d) 2006 年

Fig. 2 Same as Fig. 1, but for (a) 2001, (b) 2003, (c) 2005, and (d) 2006

的海洋锋区较强,反之在黑潮弱且离岸年,海洋锋区较弱。图 2 给出了 2001、2003、2005、2006 年每年 3~5 月平均的 AVHRR 海温和 QuickSCAT 海表面风场。仔细比较图 2 各分图不难发现,东海黑潮区海温确实存在着年际变化,比如 2006 年春季,黄海和东海维持强的海洋锋区,而 2001 年春季的海洋锋则相对其他 3 年明显偏弱。比较图 2a~d 的海温与海表面风速分布发现,2006 年,当春季东海盛行的偏北风从中国东部大陆沿岸穿越强海洋锋区吹向黑潮暖水上空时,海表面风速经历了一个不断加速的过程,海洋锋两侧海温差异对应着明显的风速变化,海温与风速存在很好的对应关系,在 2001 年春季,这种对应关系就不如其他年份的明显。从以上的分析可知,春季黄海、东海的海温与海面风速之间存在一一对应的正相关关系,并且这种关系的强弱明显依赖于海洋锋的强弱,在个别海洋锋区强的年份上表现得更明显。

2.4 季节变化

图 3 (见文后彩图) 给出了海温和海表面风速梯度大小沿图 1 中直线 AB 的时间剖面图,它描述了黄海、东海海洋锋区上海温与海表面风速之间对应关系的季节变化。从图 3 中看到,海温梯度在海洋锋区上达到最大,它的大小表示黑潮锋的强弱变化:从冬季到春季,海洋锋逐渐增强,于 3~5 月份达到最强;5 月以后海洋锋的强度迅速减弱,盛夏 8、9 月份黄海和东海的海洋锋为全年最弱,10 月以后,海洋锋强度又开始渐渐恢复。全年 SST 锋的强弱变化规律是春季最强、夏季最弱,秋季开始向次年春季温度锋增强较缓慢,而由春到夏,强度减小迅速。由前文黄海和东海海区海温与表面风速的对应关系容易想到,海温梯度的强弱决定了海表面风速梯度的大小,对比图 3 中风速梯度与海温梯度可见,风速梯度确实是在海洋锋区上达到最大,从时间上来看有着与海温梯度十分相似的变化规律,两者都在春季(3~5 月)达到最大,夏季最小,从秋季开始又逐渐增大。从两者的对应关系来看也是在 3~5 月两个梯度对应得最好,而海温梯度与风速梯度对应的好坏实际上表示了海温与风速同位相关系的好坏,由此可见,东、黄海海区的海洋锋在春季最强,海温与海表面风速之间同位相变化的程度也是在春季最强。

3 模式及对照试验

上文分析了高分辨率卫星资料观测的黄海和东海海区海温与海表面风速的特征,揭示出春季在以上海区,特别是海洋锋区附近是明显的海洋对大气的强迫作用,海表面风速与海温有一一对应的同位相变化关系。中纬度海洋锋区附近大气如何响应海温的变化,目前主要有两种不同的机制:动量垂直混合机制(Wallace et al., 1989; Hayes et al., 1989)和海平面气压调整机制(Linzen and Nigam, 1987)。最早, Hayes et al. (1989) 以及之后诸多学者(Chelton et al., 2001; O'Neill et al., 2003, 2004) 曾用两者的位相关系研究海温影响其上风速的机制,根据前人的研究结果,当垂直混合机制起作用时,海温与海表面风速之间是同位相的,海平面气压调整机制起作用时,两者之间存在 90° 的位相差。由上文的位相关系来看,春季黄海、东海大气对海温的响应似乎是垂直混合机制作用的结果,然而,实际大气对海温的响应是十分复杂的(McGaughey et al., 2004),春季黄海、东海海区海洋对大气的强迫过程不可能只有一种机制在起作用,应该是两个机制,甚至可能有其他影响因素共同作用的结果。由于缺乏高分辨率的实地观测资料,本节用一个高分辨率和拥有先进物理参数化方案的中尺度模式 WRF 来模拟研究黄海、东海大气对海温的响应,并尝试找出海温影响海表面风速过程中的物理机制以及各种不同机制的相对重要性。由前文观测结果,黄海和东海的海气耦合在 2006 年春季最显著,所以我们选择 2006 年 3 月为此次模拟的时间范围。

3.1 数值模式和试验方案

本文使用 WRF 模式 3.0.1 版(Weather Research and Forecasting modeling system ARW version 3.0.1), WRF 是一个完全可压、非静力的中尺度模式,关于 WRF 模式的详细介绍可参见 Skamarock and Klemp (2008)、Skamarock et al. (2008) 和 WRF 的技术手册。WRF 模式可堪称目前最先进的气象模式之一,它的模拟能力在中尺度、区域气候等方面的模拟研究中得到广泛的认可(Skamarock and Klemp, 2008)。本次模拟的模式水平范围取为(20°N~40°N, 114°E~140°E),水平分辨率为 25 km,模式垂直分为 32 个 σ 层,其中 16 层在 1.6 km 以下代表大气边界层。我们使用了如下

的物理参数化方案: 微物理方案为 6 类简单冰方案 (Dudhia et al., 2008), 长波辐射方案为快速辐射传输方案 (Mlawer et al., 1997), 短波辐射方案为 Dudhia 方案 (Dudhia, 1989), 近地层方案采用 Eta 方案 (Janjić, 2002), 陆面过程方案采用 Noah 方案 (Chen and Dudhia, 2001), 边界层方案采用 Mellor-Yamada-Janjić 方案 (Janjić, 1994), 积云参数化方案为改进的 Kain-Fritsch 方案 (Kain and Fritsch, 1990, 1993)。此次模拟采用 3 阶时间积分方案, 5 阶水平平流方案、3 阶垂直平流方案和 6 阶水平耗散。

模式的初始场和侧边界条件采用每 6 小时一次的 NCEP fnl 再分析资料, 水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 经纬度, 垂直方向有 17 个气压层。在水平方向使用三次样条差值、垂直方向使用线性插值把它们插到模式网格点上。采用每天一次、 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 分辨率的 RTG 海温 (Real-Time, Global SST analysis) 作为模式的底边界。为了研究黄海、东海的海洋锋区对其上大气的影响, 我们设计了两个试验, 一个为实测 SST 锋区的试验 (见图 4a), 另一个是去除 SST 锋区的试验 (见图 4b)。我们称前者为控制试验 (CTL), 后者为平滑海温试验 (SMSST)。每个试验从 2006 年 3 月 1 日 00 时 (协调世界时, 下同) 开始积分, 一直运行到 2006 年 4 月 1 日 00 时, 共积分一个月, 每小时输出 1 次结果, 取用 3 月 2 日 00 时以后的 30 天的模式结果进行分析。

3.2 控制试验结果分析

3.2.1 近表面层的结果

图 5 (见文后彩图) 给出了 QuickSCAT 观测的

和控制试验模拟的 2006 年 3 月平均的海表面 10 m 高度处的中性风矢量场, 由图 5 可见, 控制试验成功地模拟出了春季黄海、东海海洋锋区附近海表面风速与海温之间的正相关关系, 即大风速出现在黑潮暖水上空, 小风速出现在 SST 锋区靠岸一侧的冷海水上空, 以及南北两支海温暖舌上空的大风速。与观测相比 (图 5a), 模拟的风速 (图 5b) 除了在黑潮上空略偏小, 在黄海冷水上空略偏大以外与观测还是比较一致的。控制试验模拟出了黄海、东海海区由北向南的西北风—北风—东北风的转变, 不过, 模拟的风向转变与观测相比显得过快, 在海洋锋区上主要表现为北风, 减小了风场穿越锋区的分量。

图 6 是模式最底层 ($\sigma=0.9975$, 约 20 m) 沿图 1 中直线 AB 的 $T_s - T_a$ 、 $q_s - q$ (T_s 代表海温, T_a 代表气温, q 代表比湿, q_s 是饱和比湿)、海表面的感热通量、潜热通量以及模式最底层的湍流动能 TKE (turbulence kinetic energy)。为了验证模拟结果, 这里我们选用美国 Woods Hole 海洋研究所提供的海气间热通量客观分析数据集 (OAFLUX), 该资料的水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 经纬度, 它结合了卫星资料和三种大气再分析资料, 通过利用最优的海表面气象数据结合最优算法改进海表面感热通量和潜热通量的估计 (Yu et al., 2008)。

$T_s - T_a$ 能够反映大气的稳定度, 其值越大表示大气越不稳定。在水平范围不大的海洋锋区上, 海温水平梯度很大, 当春季黄海、东海上由大陆吹来的较冷的空气穿越海洋锋时, 大气来不及达到平衡, 气温的水平改变要比海温的改变缓慢许多, 这

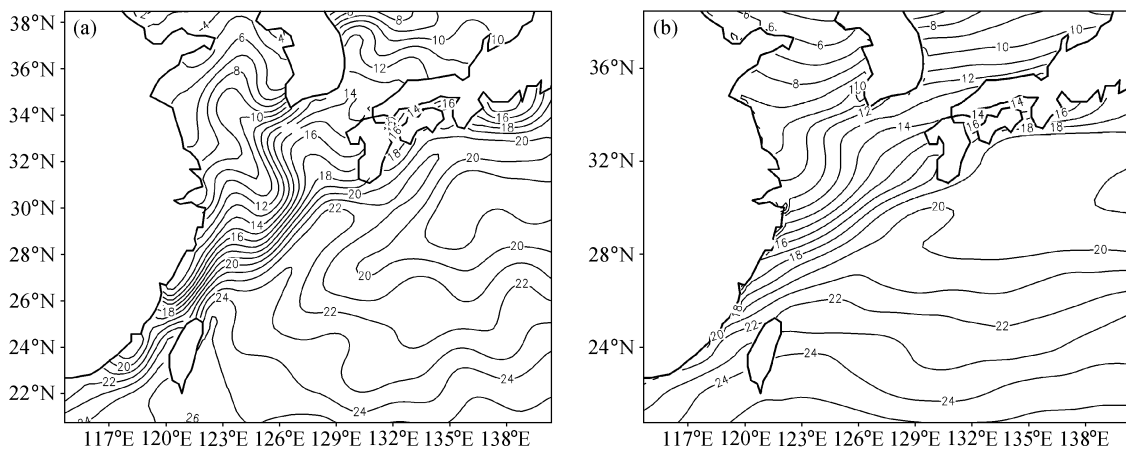


图 4 (a) 控制试验 (CTL) 和 (b) 平滑海温试验 (SMSST) 月平均的 SST 分布 (间隔: 1°C)

Fig. 4 Distributions of SST (contour interval: 1°C) averaged over Mar 2006 for (a) control run (CTL) and (b) SMSST (Smoothed SST) run based on the daily RTG SST

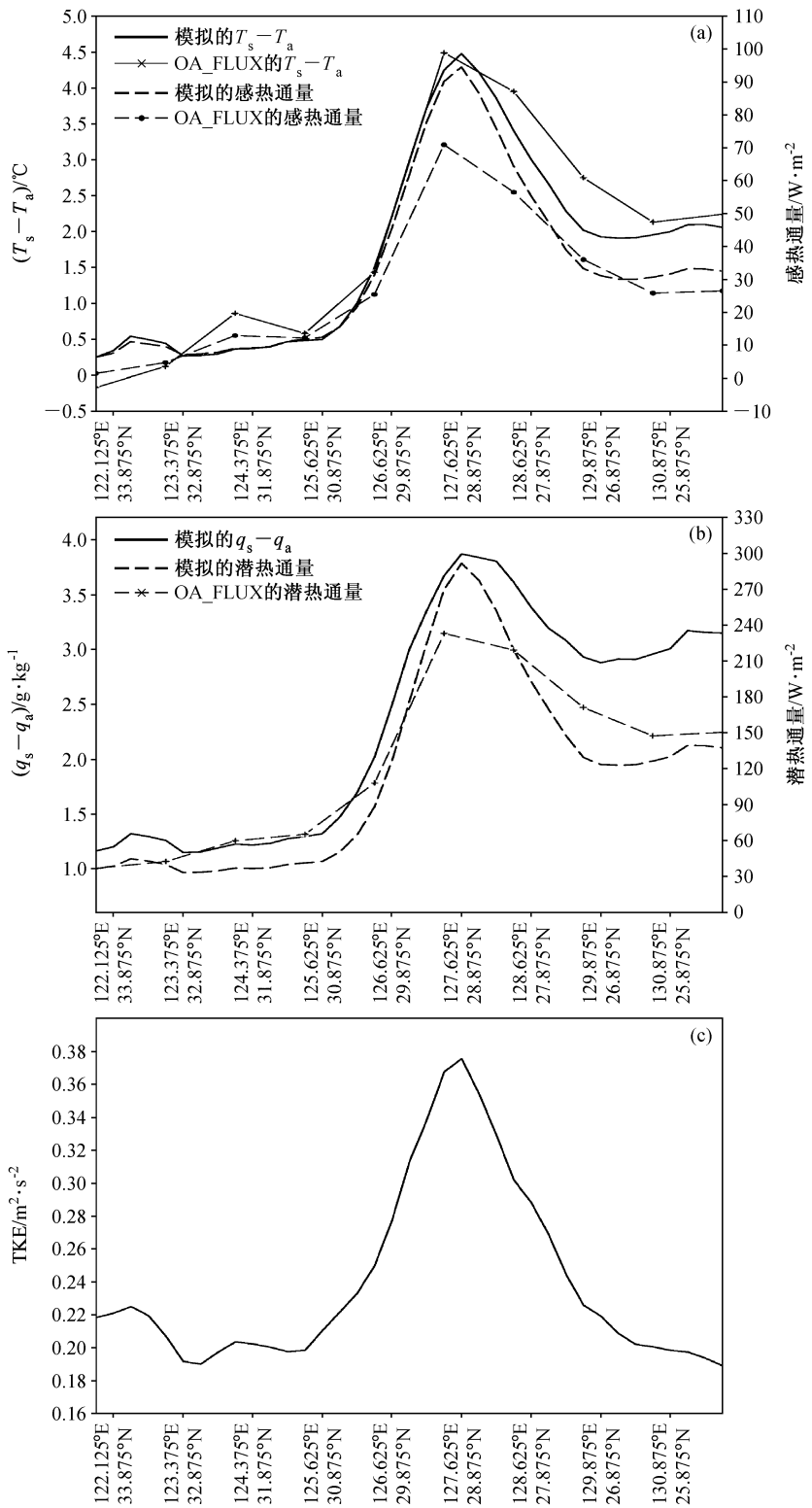


图 6 沿图 1 中直线 AB 的模式最底层的 $T_s - T_a$ 、 $q_s - q$ 、海表面感热、潜热通量和模式最底层的 TKE，并用 OA_FLUX 资料对模拟结果进行验证：(a) $T_s - T_a$ 和感热通量；(b) $q_s - q$ 和潜热通量；(c) 模式最底层的 TKE（单位： m^2/s^2 ）

Fig. 6 $T_s - T_a$, $q_s - q$, and TKE at the lowest model level, sensible and latent heat fluxes at the sea surface along the line AB in Fig. 1 averaged over Mar 2006; (a) $T_s - T_a$ and sensible heat flux; (b) $q_s - q$ and latent heat flux; (c) modeled turbulent kinetic energy. OA_FLUX data are used for verification

样就形成了海洋锋区两侧大气稳定度的显著改变。模拟的 $T_s - T_a$ 与 OA_FLUX 的 $T_s - T_a$ 相当接近。比较图 6a、b 发现 $q_s - q$ 和 $T_s - T_a$ 有着相似的变化趋势：由冷 (A) 至暖 (B)，在到达海洋锋区之前的冷水区变化缓慢，在海洋锋区上陡增，于黑潮主流上空达最大值，之后在海温分布均匀的西太平洋暖水区下降。图 6 的结果与 Thum et al. (2002) 对东太平洋海温冷舌北侧海洋锋区的研究结果一致：感热通量正比于海气间的温度差，潜热通量正比于海气间的湿度差。在暖水区 $T_s - T_a$ 明显下降，而 $q_s - q$ 仍然维持较大值，说明湿度向海温的适应比温度向海温的适应慢。模拟的感热通量与 OA_FLUX 的感热通量相比在黑潮暖流上空偏大约 30 W/m^2 ，在近岸冷海水区与西北太平洋暖水区两者相差很小，模拟的潜热通量在黑潮上空偏大，在黑潮两侧略偏小。与 OA_FLUX 资料相比模式过高的估计了海洋锋区两侧海表面热通量的变化。根据边界层理论，湍流动能 TKE 很大一部分来源于与热通量有关的浮力项，在海洋锋区上及其暖侧突然增大的感、潜热通量为湍流提供能量，促使 TKE 在锋区上陡增，在暖水上空达到最大 (图 6c)。

3.2.2 边界层的垂直结构

图 7 给出模式模拟的全风速和虚位温沿图 1 中直线 AB 的垂直剖面图，从中可见，在 σ 层为 0.96 和 0.93 之间存在风速极大值带，最大风速超过 10 m/s ，且从靠中国大陆一侧的冷水区至海洋锋向高处倾斜，此大风速带在黑潮暖水区上空突然向下扩展，形成海表面风速的大值。从虚位温的分布看，虚位温由冷水至暖水不断增大，低层冷海水区上空对应虚位温的小值区，并且虚位温随高度向上迅速增加，表明此处边界层大气的稳定度较之暖海水区明显增加。由冷水至暖水，虚位温随高度增加的速度逐渐减慢，至 SST 锋区上空虚位温几乎不随高度变化，形成一深厚的混合层，锋区暖侧的虚位温在低层约至 $\sigma = 0.96$ 处随高度减小，形成不稳定层结。

为了更清楚地表征边界层中大气稳定性和风速变化的关系，我们在海洋锋区的两侧选取冷 (32°N , 124°E)、暖 (29°N , 128°E) 两个参考点，绘出它们的垂直廓线 (图 8)。由图 8 可见，暖区的虚位温明显高于冷区，冷区表现为虚位温随高度增加的稳定层结，而暖区在海表面至约 40 m 左右高度存在一层虚位温随高度减小的弱不稳定层结，之上是相当深厚的混合层。根据 Wallace et al. (1989) 的假说，锋区两侧大气稳定度的不同必然导致垂直混合的差异，事实上，风速和湿度的垂直廓线符合此假说：在大气边界层中，高空的动量大于低层，水汽则相反，垂直混合的结果总是把属性从高值区向低值区输送，使物理场均匀化。在边界层下部，动量被向下输送，水汽被向上输送，由于暖区的湍流强，

为了更清楚地表征边界层中大气稳定性和风速变化的关系，我们在海洋锋区的两侧选取冷 (32°N , 124°E)、暖 (29°N , 128°E) 两个参考点，绘出它们的垂直廓线 (图 8)。由图 8 可见，暖区的虚位温明显高于冷区，冷区表现为虚位温随高度增加的稳定层结，而暖区在海表面至约 40 m 左右高度存在一层虚位温随高度减小的弱不稳定层结，之上是相当深厚的混合层。根据 Wallace et al. (1989) 的假说，锋区两侧大气稳定度的不同必然导致垂直混合的差异，事实上，风速和湿度的垂直廓线符合此假说：在大气边界层中，高空的动量大于低层，水汽则相反，垂直混合的结果总是把属性从高值区向低值区输送，使物理场均匀化。在边界层下部，动量被向下输送，水汽被向上输送，由于暖区的湍流强，

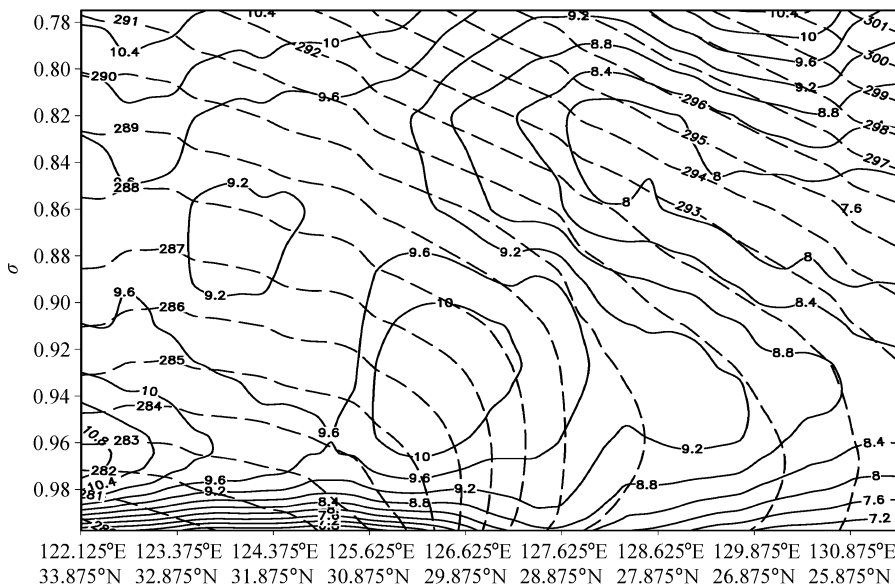


图 7 模式模拟的 2006 年 3 月平均的风速 (实线, 间隔: 0.4 m/s) 和虚位温 (虚线, 间隔: 1 K) 沿图 1 中直线 AB 的垂直剖面
Fig. 7 Vertical cross sections of modeled monthly mean (Mar 2006) wind velocity (solid contours at 0.4 m/s interval) and virtual potential temperature (dashed contours at 1 K interval) along the line AB in Fig. 1

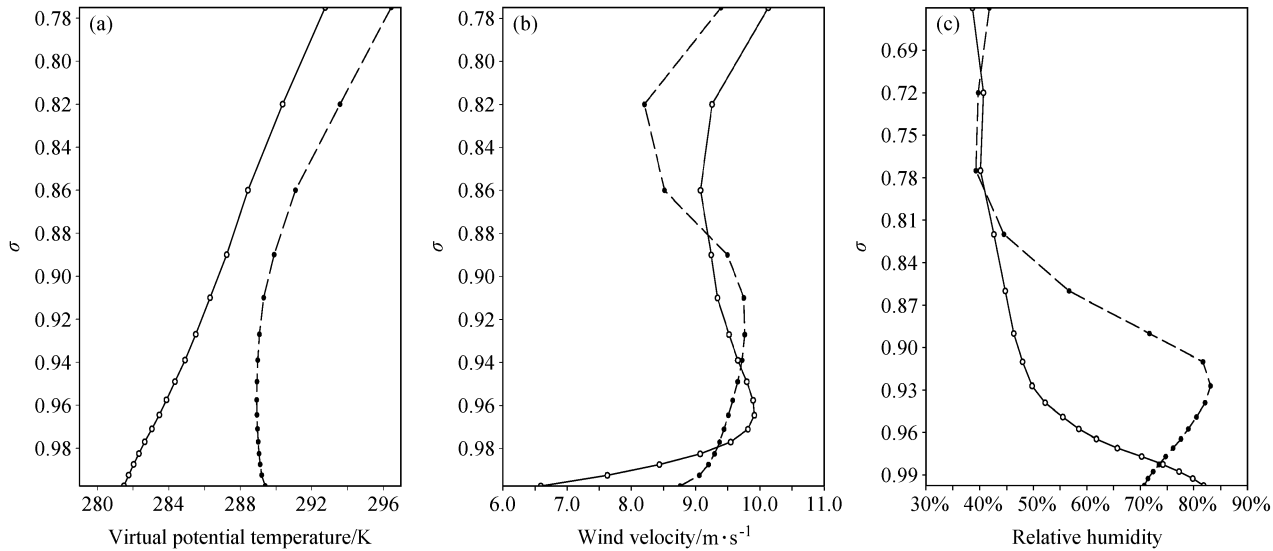


图 8 模式模拟的 2006 年 3 月平均的 (a) 虚位温、(b) 风速 和 (c) 相对湿度在冷 [32°N, 124°E, 实线]、暖 [29°N, 128°E, 虚线] 两个点的垂直廓线

Fig. 8 Vertical profiles of modeled monthly mean (Mar 2006) (a) virtual potential temperature, (b) wind velocity, and (c) relative humidity at the cold spot (32°N, 124°E) (solid line) and the warm spot (29°N, 128°E) (dashed line)

TKE 大 (见图 5c 和图 9), 大气在垂直方向充分混合, 更多的动量被从高空送至海表面, 加速海表面的风场。图 8b 中, 暖区海表面风速比冷区大 2 m/s 之多, 暖区垂直方向的风速剪切弱, 冷区的风速垂直剪切强。由于冷区湍流弱, 与暖区相比更多的水汽被压制在海表面, 其相对湿度在海表面最大, 约 85%, 随高度迅速下降, 在 $\sigma=0.93$ 处减少为不足 50%, 暖区海表面水汽被向上输送, 相对湿度随高度增加至 0.9 σ 层达最大, 之上, 由于暖区 TKE 迅速减小 (见图 9), 其风速和相对湿度也迅速减小, 在边界层顶附近, 暖区的风速和水汽均小于冷区。

图 9 是沿图 1 中直线 AB 的湍流动能 TKE 的垂直剖面图和风向方向的垂直湍流动量通量沿直线 AB 的偏差 (先做沿 AB 线的平均, 再减去这个平均值)。湍流动量通量定义为由上向下为正。由于 $T_s - T_a$ 、 $q_s - q_a$ 的分布 (见图 6), 造成海表面的感热、潜热通量在海洋锋区上陡增, 暖水区大的热通量驱动湍流, TKE 在黑潮暖水上空达到最大, 并且 TKE 在近表面最大, 越往上越小, 暖区 $\sigma=0.9$ 以上湍能迅速下降。Wallace 假说中高海温对应弱稳定性, 强垂直混合, 高层大风速被带至海表面, 低海温垂直混合受到抑制, 表面风速减小是通过垂直方向的湍流动量通量实现的。由图 9 可见, 在边界层低层 ($\sigma=0.98\sim0.93$), 暖区有由上向下顺风方

向的动量通量偏差, 冷区有由上向下逆风方向的动量通量偏差, 说明在暖区这一层把更多的顺风动量向下输送, 加速海表面风速, 冷区相反, 而 $\sigma=0.93$ 层以上, 冷暖区都有动量通量偏差的上下反号, 暖区有很强的逆风动量通量偏差, 其减速作用明显, 表现在风廓线上 (图 8b) 就是 $\sigma=0.9$ 层以上暖区风速迅速减小, 在边界层上部暖区风速小于冷区风速。

3. 2. 3 动量收支分析

前文对模拟的近表面的结果和边界层垂直结构的分析证明了垂直混合机制在海洋影响边界层大气过程中的作用。然而当风穿越海洋锋区时, 大气边界层结构的调整过程是否只受到垂直混合机制的控制? 由海温引起的气压场的改变究竟对海表面风场有没有影响? 为了进一步探讨大气对海温变化响应的机制, 这一节我们对 WRF 模式中水平动量方程的各项作具体分析。 z 坐标系下边界层的水平动量方程可以写成如下形式:

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - f\mathbf{k} \times \mathbf{V} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho \mathbf{V}' w'}{\partial z},$$

式中, $\mathbf{V}$ 是水平风速, p 是气压, ρ 是空气密度, f 是科氏参数, $\mathbf{V}'$ 、 w' 分别是水平和垂直方向的扰动速度, 方程中的各项从左到右分别是: 气块的加速度, 气压梯度力, 科氏力和动量通量的散度 (下文

称其为摩擦项或垂直混合项)。由于水平耗散项很小,已将其忽略。

WRF 模式中的水平动量方程是 σ 坐标系下的通量形式,其 x 、 y 方向的方程分别为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{p^* u}{m} \right) = & \underbrace{m \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{p^* uu}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{p^* uv}{m} \right) \right]}_{\text{I}} - \underbrace{\frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{p^* \dot{\sigma} u}{m} \right)}_{\text{II}} - \underbrace{\left(p^* \alpha \frac{\partial p'}{\partial x} + p^* \alpha' \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} \right)}_{\text{III}} - \underbrace{\left(\frac{\alpha}{\alpha_d} \right) \left(p^* \frac{\partial \Phi'}{\partial x} + \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \frac{\partial \Phi}{\partial x} - p^* \frac{\partial \Phi}{\partial x} \right)}_{\text{IV}} + \underbrace{f \frac{p^* v}{m}}_{\text{V}} + \underbrace{M_x}_{\text{VI}}, \\ \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{p^* v}{m} \right) = & \underbrace{m \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{p^* uv}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{p^* vv}{m} \right) \right]}_{\text{I}} - \underbrace{\frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{p^* \dot{\sigma} v}{m} \right)}_{\text{II}} - \underbrace{\left(p^* \alpha \frac{\partial p'}{\partial y} + p^* \alpha' \frac{\partial \bar{p}}{\partial y} \right)}_{\text{III}} - \underbrace{\left(\frac{\alpha}{\alpha_d} \right) \left(p^* \frac{\partial \Phi'}{\partial y} + \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \frac{\partial \Phi}{\partial y} - p^* \frac{\partial \Phi}{\partial y} \right)}_{\text{IV}} - \underbrace{f \frac{p^* u}{m}}_{\text{V}} + \underbrace{M_y}_{\text{VI}}, \end{aligned}$$

式中, p^* 是单位面积的气柱质量, Φ 是重力位势, t 是时间, m 是地图放大因子, $\dot{\sigma}$ 是垂直速度, α 是比容, α_d 是干空气的比容, “ $\bar{}$ ” 表示基本状态的量, “ $'$ ” 表示扰动量, 其他符号取与 z 坐标系相同的含义。这里, 第 I 项表示动量的局地收支, 第 II 项是动量的水平平流项, 第 III 项是对流项, 第 IV 项是气压梯度力项, 第 V 项是科氏力项, 第 VI 项是边界层垂直混合项, 即湍流粘性力项, 这一项由 1.5 阶的 MYJ 湍流闭合参数化方案得来。式中已省去曲率项和水平耗散项。

图 10 以矢量箭头的形式给出了模式最底层水平动量方程的 4 个主要项: 气压梯度力项 (IV)、科氏力项 (V)、垂直混合项 (VI) 和平流加对流项 (II+III), 为了便于分析, 图中还叠加了 2006 年 3 月平均的 SST。由图 10 可见, 平流项、对流项与其他三项相比是小项, SST 锋区附近主要表现为 Ekman 三力平衡, 即气压梯度力、科氏力和垂直混合项的平衡。气压梯度力项垂直于锋区由冷侧指向暖侧, 由于春季海洋锋区附近吹西北—北风, 此项与风向同向起动力作用, 它驱动空气由冷侧向暖侧加速。垂直混合项与气压梯度力项反向, 也与风向相反, 是阻力作用。垂直混合项实际上是边界层的湍流动量通量在垂直方向的辐合辐散。由图 8b 可知边界层下部的背景风速是随高度增大的, 而湍流总是把物理量由高值区向低值区输送, 动量通量的方向向下, 结合图 9 中 TKE 越往下越大, 即湍流越向近表面越强, 造成湍流动量通量也是越向下越大, 所以, 就局地来看总是有垂直方向动量的辐散, 垂直混合项作为边界层内的摩擦力, 即湍流粘性力跟科氏力一起平衡气压梯度力。比较锋区两侧的动量收支发现垂直混合项由冷侧至暖侧发生顺时针偏转, 对于穿越海洋锋区的风分量来说, 此项的顺时针偏转意味着在暖水区阻力作用的减弱, 有利于风速增加。

由于海洋锋区上空的海表面风主要为北风, 我们分析经向动量收支的垂直结构。图 11 给出了 y

方向动量方程中的气压梯度力项和垂直混合项沿图 1 中直线 AB 的垂直剖面。3 月平均的海平面气压场在近岸的东海冷水区上空存在一闭合高压 (图略), 以至近表面的气压梯度力项在靠中国大陆沿岸指向北。在近表面, 从 124°E 以东开始, 气压梯度力项转为向南加速穿越海洋锋区的风速, 从冷水区至 SST 锋区, 向南的气压梯度力不断增大, 在锋区上空与紧邻的暖水区达到最大, 之后此项变化很小。暖水区近表面的气压梯度力项分布比较均匀且大于冷水区, 说明在暖海水区, 气压梯度力项对海表风的加速作用与冷水区相比更大, 而这一作用不仅使暖侧表面风速增加, 也减小了其风速垂直切变, 正如图 8b 所示。气压梯度力项在近海面最大, 随高度升高不断减小, 在 0.93σ 层以上反号。垂直混合项基本上与气压梯度力项反号, 说明它对表面风速和风速垂直切变的作用也与气压梯度力项相反, 但此项没有气压梯度力项大, 与气压梯度力项类似, 垂直混合项也是在近表面最大, 越往高空越小。以上分析表明气压梯度力项在改变 SST 锋区两侧大气边界层垂直结构上起了相当重要的作用。

4 海温平滑试验

为了验证黄海、东海的海洋洋锋区对大气的强迫作用, 我们做了海温平滑试验。图 4 分别是控制试验和平滑海温的敏感性试验的 SST 分布。在敏感性试验中, 黄海和东海的海洋锋区被去除, 除底边界条件外, 敏感试验的各种配置如初边值、物理参数化方案均与控制试验相同。本节分析的模拟结果都是控制试验 (CTL) 减去平滑海温试验 (SMSST) 的, 这可以看成是去除其他因素后仅由 SST 锋区造成的大气的各种响应。

图 12 给出了海表面 10 m 风场、2 m 气温、海面感热通量和海平面气压, 由图可见, 与平滑 SST 试验相比, 黄海、东海黑潮和海洋锋区的存在使台湾省至日本九州岛沿线暖水上空的海表面风速增大, 使近岸冷水区的风速减小。在空间上, SST 的

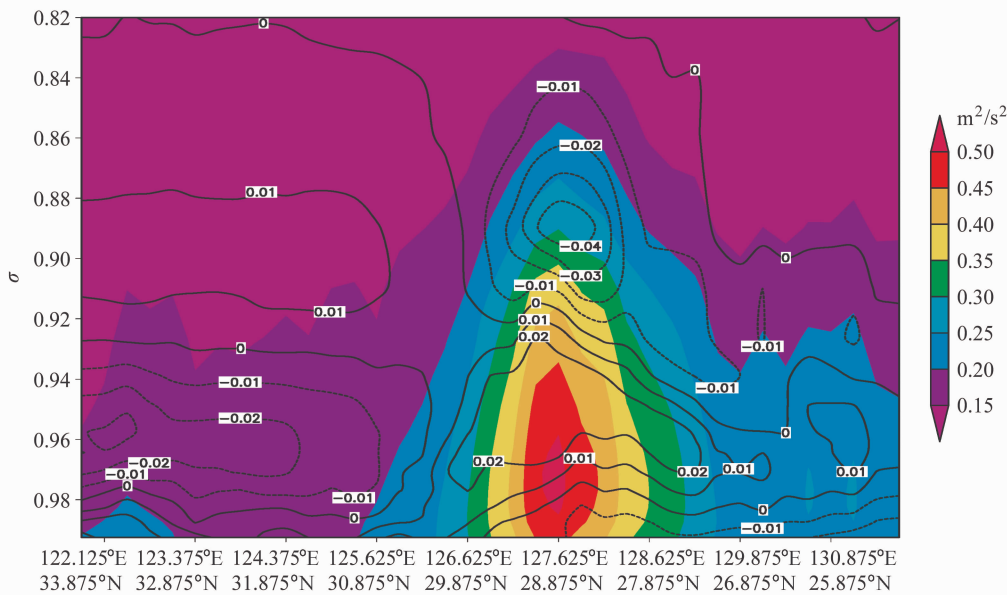


图 9 模式模拟的 2006 年 3 月平均的湍流动能（彩色阴影，单位： m^2/s^2 ）TKE 沿图 1 中直线 AB 的垂直剖面 and 风向方向的垂直湍流动量通量（等值线，单位： m^2/s^2 ，定义向下为正）的偏差

Fig. 9 Vertical cross sections along the line AB in Fig. 1 of modeled monthly mean (Mar 2006) TKE (shaded) and anomaly of vertical turbulent momentum flux (contours, units: m^2/s^2 , positive: downward) in the wind direction. Anomaly is computed along the line AB

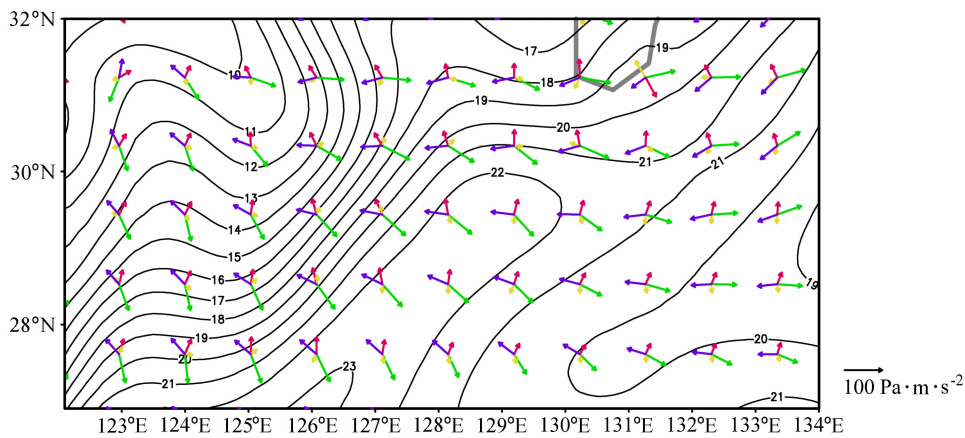


图 10 控制试验模式最底层的动量收支项（2006 年 3 月平均值，单位： $\text{Pa} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ ）。绿箭头：气压梯度力，红箭头：垂直混合项，紫箭头：科氏力，黄箭头：平流项+对流项；等值线：海温（间隔： 1°C ）

Fig. 10 Momentum budget terms at the lowest model level averaged over Mar 2006 from CTL. Green vectors: pressure gradient force, red vectors: vertical mixing term, violet vectors: Coriolis force, yellow vectors: advection plus convection. Monthly mean SST is also plotted (contours with 1°C interval)

差异与风速差异之间有一一对应的关系。此外，虽然海温异常在海洋锋两侧大致相当，风速的差异却并不对称，暖侧风速增大约是冷侧风速减小的 3 倍，这与海平面气压的分布非常相似（见图 12d），暖水区 SLP（海平面气压）的降低几乎是冷水 SLP 上升的 3 倍，说明由 SST 锋区造成的海平面气压的调整对海表风速的影响是重要的。而气压场的异

常为什么会如此不对称？前文对控制试验边界层垂直结构的分析表明锋区暖侧的垂直混合比冷侧强很多，一方面，锋区冷、暖侧海温的差异通过海表面的热通量使其上气温发生同样的改变，造成冷侧海平面气压上升，暖侧海平面气压下降。另一方面，暖水区增强的垂直混合使上下层空气变得均匀，把高空密度小的空气送到海表面，更增加了那里气压

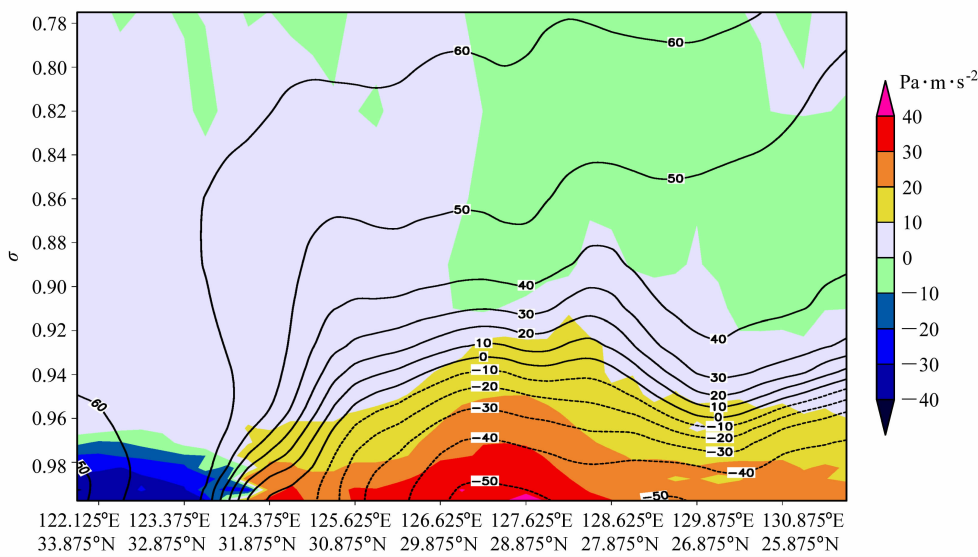


图 11 控制试验 y 方向水平动量方程中的气压梯度力项(等值线)和垂直混合项(彩色阴影)沿图 1 中直线 AB 的垂直剖面图(单位: $\text{Pa} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$)
Fig. 11 Vertical cross sections of pressure gradient force (contours, units: $\text{Pa} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$) and vertical mixing term (shaded) in y -direction horizontal momentum equation averaged over Mar 2006 from CTL along the line AB in Fig. 1

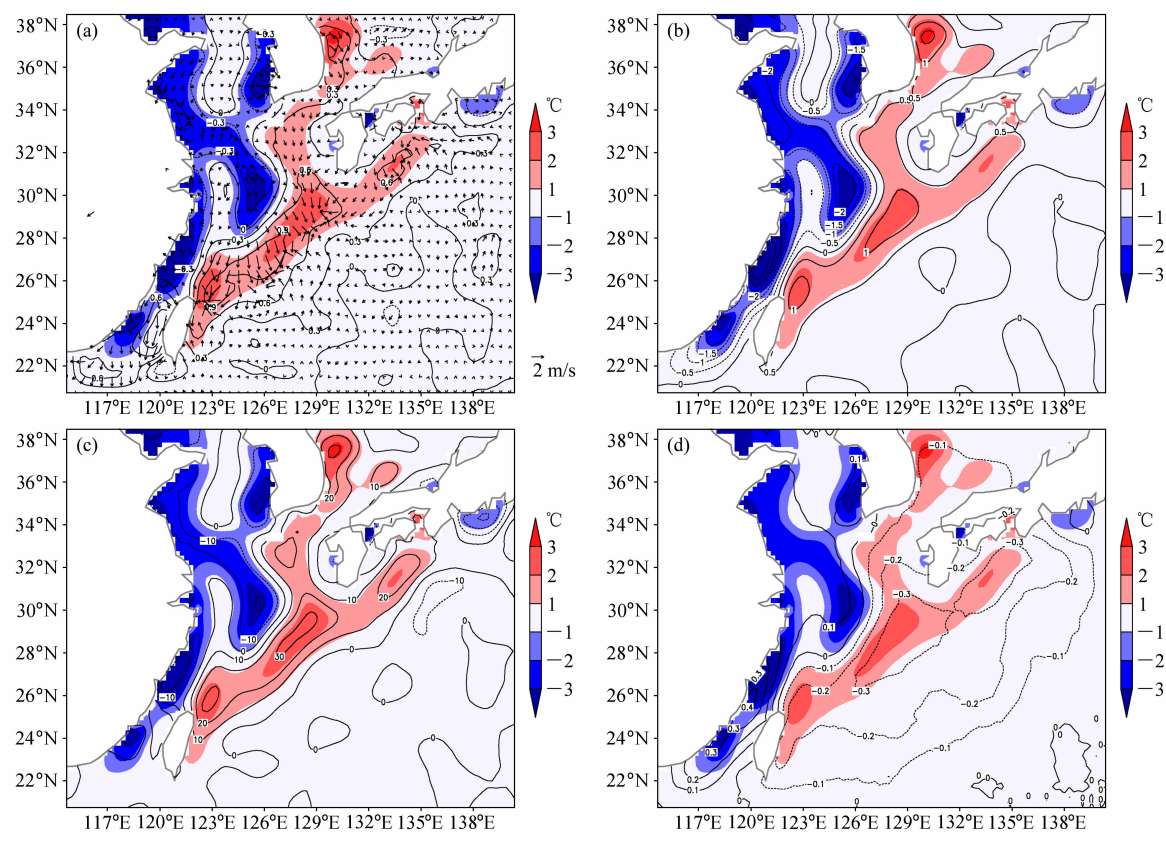


图 12 CTL-SMSST 的 (a) 10 m 高度处风速(等值线, 间隔 0.3 m/s) 和风矢量、(b) 2 m 高度处气温(等值线, 间隔 0.5℃)、(c) 海面感热通量(等值线, 间隔 10 W/m^2) 以及 (d) 海平面气压(等值线, 间隔 0.1 hPa)。彩色为 CTL-SMSST 的海温(间隔: 1℃)
Fig. 12 Perturbation (defined as CTL-SMSST runs) of (a) wind velocity at 10-m height (contours at 0.3 m/s interval) and wind vector (arrows), (b) air temperature at 2-m height (contours at 0.5℃ interval), (c) sensible heat flux at the surface (contours at 10 W/m^2 interval), and (d) sea level pressure (SLP) (contours at 0.1 hPa interval). Shadings are perturbation SST

的下降。两个作用的共同结果造成 SST 锋区两侧海平面气压异常的不对称,从而也导致海表面风速异常的不对称。从异常风矢量来看,SST 锋区的存在主要增加的是暖水上空与锋区垂直,也就是穿越锋区的那部分风速。海温分布控制着海表面感热通量的变化,高海温对应感热通量的增加,低海温对应感热通量的减少。感热通量改变的结果是使海温异常几乎完全控制了其上 2 m 气温异常的分布(图 12b)。

图 13 是模式最底层动量收支方程中的气压梯度力项、平流+对流项、科氏力项和垂直混合项。海洋锋的存在增大了锋区上及其与锋区紧邻的暖水上空的气压梯度力项。与控制试验类似,垂直混合项几乎完全与气压梯度力项反向。在气压梯度力增大的同时,其他三项也都在 SST 锋区上变大来平

衡气压梯度力项的改变。虽然控制试验里平流+对流项是小项,但异常的平流+对流项在海洋锋上并不小,远没有它在控制试验里与其他 3 项的差异大,表明这一项对 SST 锋区的响应可能比动量收支方程里其他项更加敏感。

为了进一步讨论海洋锋引起的动量收支的变化,我们定义垂直于锋区指向东南,即 SST 梯度的方向为 X 轴,沿海洋锋区指向东北的方向为 Y 轴,把模式最底层的 3 个最主要的收支项(气压梯度力项、科氏力项、垂直混合项)分解到这两个方向上。图 14 给出了沿图 1 中直线 AB 的 X 方向(穿越锋区)和 Y 方向(沿着锋区)的收支项变化曲线,以及三个收支项之和,也就是气块获得的加速度 $d\mathbf{V}/dt$ 。穿越锋区方向的动量收支最显著的特征是气压梯度

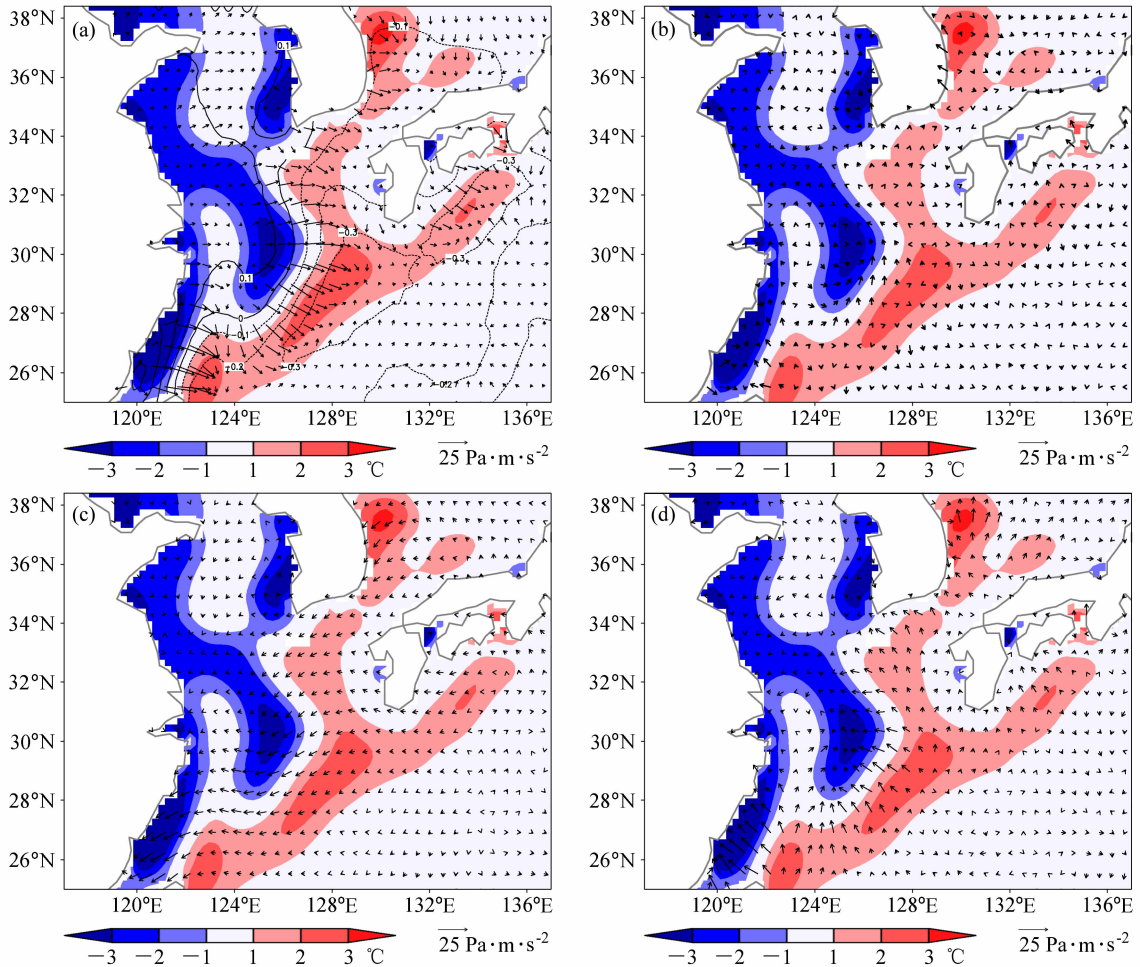


图 13 CTL-SMSST 模式最底层的 (a) 气压梯度力项(等值线为 SLP, 间隔 0.1 hPa), (b) 平流项+对流项, (c) 科氏力项, (d) 垂直混合项。(b-d) 矢量单位: $\text{Pa} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$; 彩色为 CTL-SMSST 的海温(间隔: 1°C)

Fig. 13 Perturbation of (a) pressure gradient force (vectors, contours at 0.1 hPa interval; SLP), (b) advection plus convection (vectors), (c) Coriolis force (vectors), and (d) vertical mixing term (vectors) at the lowest model level. Shadings: perturbation SST

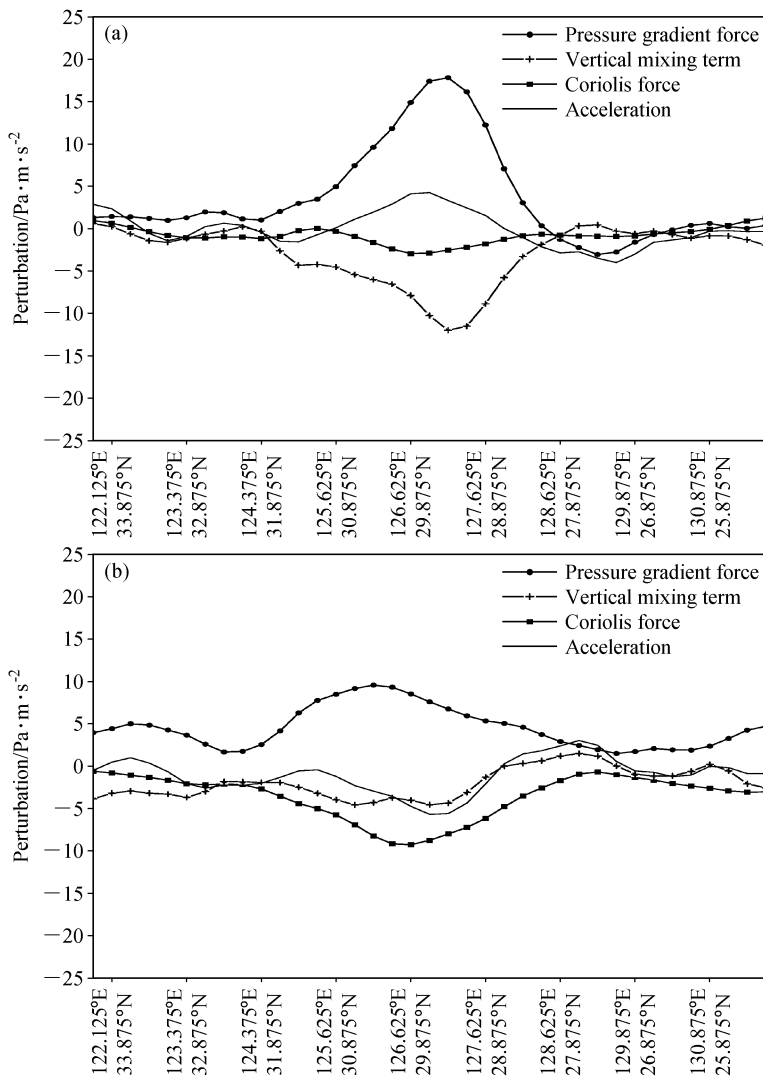


图 14 CTL-SMSST 模式最底层 (a) 穿越锋区方向和 (b) 沿着锋区方向的气压梯度力项 (实心圆)、垂直混合项 (叉号)、科氏力项 (方块) 和气块的加速度 (实线) (单位: $\text{Pa} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$)

Fig. 14 (a) Cross-front and (b) along-front components of perturbation (defined as CTL-SMSST runs) of pressure gradient force, vertical mixing term, Coriolis force, and acceleration at the lowest model level along the line AB in Fig. 1

力项与垂直混合项的平衡, 气压梯度力指向暖水加速穿越锋区的空气, 垂直混合项指向冷水起减速作用。科氏力项对穿越锋区的风速影响很小, 仅在锋区上空有少许负贡献。由海温梯度引起的气压梯度力与垂直混合项在远离锋区的地方很小, 在锋区附近突然增大, 但气压梯度力的增大超过与之反向增大的垂直混合项, 所以在锋区附近形成指向暖水区的加速度。这与图 12a 中暖水区存在穿越锋区方向的风速增加是一致的。Y 方向的动量收支 (沿着锋区方向) 3 项同等重要, 气压梯度力和垂直混合项明显小于它们穿越锋区方向的分量, 但是科氏力在锋区附近明显增大, 以至在 SST 锋区上它与垂直

混合项之和大于气压梯度力, 产生沿着锋区向西南的加速度。以上分析表明, 当空气穿越海洋锋区由冷侧吹向暖侧时, 主要是由 SST 梯度产生的附加气压梯度力使得空气在锋区上形成加速度, 使暖侧的风速明显大于冷侧的风速。虽然科氏力项本身并不改变全风速的大小, 但由于它产生了沿锋区指向西南的加速度, 会使海表风在穿越锋区的过程中向西南方向旋转。

5 结论与讨论

本文首先采用高分辨率的卫星资料研究了春季黄海和东海海区海洋锋区附近的海温与大气之间的

关系, 然后采用一个高分辨率和新参数化方案的中尺度模式进一步研究了海洋影响大气的可能机制。在春季, 受黑潮暖流的影响, 黄海、东海有一支强且狭窄的海温暖舌从台湾东部向东北延伸至日本东南部, 并与靠近中国东部大陆的沿岸冷水形成一个水平温度梯度很大的海洋温度锋区。卫星资料分析表明, 海洋锋区附近海温与海表面风速存在明显的正相关关系, 高海温对应大风速, 低海温与小风速相对应。特别是在海洋锋强的年份, 这种海温与海表面风速的对应关系表现得更加明显。资料分析还表明黄海、东海的海洋锋在春季是最强的, 海温与海表面风速同位相变化的程度也是在春季最强。

控制试验的模拟结果成功地再现了春季黄海、东海海洋锋区附近海温与海表面风速之间的正相关关系。对模拟的边界层结构的分析表明, 锋区两侧海温的改变能够明显改变其上边界层大气的稳定性和垂直混合的强弱。暖海水区对应稳定度的减弱和垂直混合的增强, 冷海水区则相反, 这为 Wallace 机制 (Wallace et al., 1989; Hayes et al., 1989) 的存在提供了证据。进一步对模式水平动量收支的分析则表明, 表面气压的改变对锋区附近海表面风场的调整也是相当重要的。通过对控制试验和平滑海温试验的比较验证了海洋锋区的存在控制着锋区两侧海表面风速、海平面气压、海气间热通量和表面气温的改变。对控制试验和平滑海温试验动量收支的的分析表明, 由海洋锋产生的附加气压梯度力在空气从冷水至暖水穿越锋区的加速过程中起了相当重要的作用。综合模拟结果说明春季黄海和东海海区海洋锋区附近海温对大气的的影响过程中海平面气压梯度的调整与垂直混合调整都在起作用。

本文仅讨论了海洋对大气单向的影响过程, 在实际海气相互作用过程中, 两者的关系应该是双向的。有研究表明 (Vecchi et al., 2003), 海表面风应力对海温梯度的响应一方面会改变海气间的热通量, 另一方面风应力的旋度造成海水的上翻、下沉运动, 从而对局地的海温分布型产生反馈作用。对海洋锋区附近海气相互作用更全面的认识可能需要使用海气耦合模式。本文的另一个局限是模拟结果来自单个试验, 事实上, 我们用不同的初始场对模拟结果进行了验证, 所得结果与本文一致。此外, 本文使用的是区域大气模式, 所有模拟的侧边界条件均来自再分析资料, 而平滑海洋锋后, 海温和海

表面热通量的改变很可能会使大气环流发生调整, 进而改变侧边界条件。最好是用高分辨率的全球模式来研究, 目前由于计算条件的限制还无法实现, 我们将尝试改变模式范围以期更准确地认识中尺度海洋锋和边界层大气的相互作用。另外, 已有的研究表明 (Spall, 2007), 海温影响大气的具体机理与海洋锋上游整层大气的背景风速、SST 锋区自身的空间尺度以及大气穿越锋区时的方向都有密切的关系。本文仅讨论了春季在较强的 SST 锋区和由气流从冷水区吹向暖水区的情况下大气对海温变化的响应, 至于在其它季节, 在不同的背景风速情况下大气如何响应海温的改变, 它们的机制是否有区别, 我们将做进一步的研究。

参考文献 (References)

- Alexander M A, Bladé I, Newman M, et al. 2002. The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans [J]. *J. Climate*, 15: 2205-2231.
- Chelton D B, Esbensen S K, Schlax M G, et al. 2001. Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the eastern tropical Pacific [J]. *J. Climate*, 14: 1479-1497.
- Chen F, Dudhia J. 2001. Coupling an advanced land-surface/hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 129: 569-585.
- de Szoeke S P, Bretherton C S. 2004. Quasi-Lagrangian large eddy simulations of cross-equatorial flow in the east Pacific atmospheric boundary layer [J]. *J. Atmos. Sci.*, 61 (15): 1837-1858.
- Dudhia J. 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46: 3077-3107.
- Dudhia J, Hong S Y, Lim K S. 2008. A new method for representing mixed-phase particle fall speeds in bulk microphysics parameterizations [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 86 (A): 33-44 pp.
- 何会中, 崔哲虎, 程明虎, 等. 2004. TRMM 卫星及其数据产品应用 [J]. *气象科技*, 32 (1): 13-18.
- He Huizhong, Cui Zhehu, Chen Minghu, et al. 2004. TRMM satellite and application of its products [J]. *Meteorological Science and Technology (in Chinese)*, 32 (1): 13-18.
- Hashizume H, Xie S P, Masatomo F, et al. 2002. Direct observations of atmospheric boundary layer response to SST variations associated with tropical instability waves over the eastern equatorial Pacific [J]. *J. Climate*, 15: 3379-3391.
- Hayes S P, McPhaden M J, Wallace J M. 1989. The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: Weekly to monthly variability [J]. *J. Climate*, 2: 1500-

1505.

- 贾英来, 刘秦玉, 刘伟, 等. 2004. 台湾以东黑潮流量的年际变化特征 [J]. 海洋与湖沼, 35 (6): 507–512. Jia Yinglai, Liu Qinyu, Liu Wei, et al. 2004. The interannual variation of the Kuroshio transport east of Taiwan [J]. Oceanologia et Limnologia Sinica (in Chinese), 35 (6): 507–512.
- Janjić Z I. 1994. The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes [J]. Mon. Wea. Rev., 122: 927–945.
- Janjić Z I. 2002. Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada level 2.5 scheme in the NCEP Meso model [R]. NCEP Office Note, 437, 61pp.
- Kain J S, Fritsch J M. 1990. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convection parameterization [J]. J. Atmos. Sci., 47: 2784–2802.
- Kain J S, Fritsch J M. 1993. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme [M]//Emanuel K A, Raymond D J. The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models of the Atmosphere. Amer. Meteor. Soc., 246 pp.
- Kobashi F, Xie S P, Iwasaka N, et al. 2008. Deep atmospheric response to the north Pacific oceanic subtropical front in spring [J]. J. Climate, 21: 5960–5974.
- Lindzen R S, Nigam S. 1987. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics [J]. J. Atmos. Sci., 44 (17): 2418–2435.
- Liu T W, Xie X, Polito P S, et al. 2000. Atmospheric manifestation of tropical instability waves observed by QuickSCAT and tropical rain measuring mission [J]. Geophys. Res. Lett., 27: 2545–2548.
- McGauley M, Zhang C D, Bond N A. 2004. Large-scale characteristics of the atmospheric boundary layer in the eastern Pacific cold tongue-ITCZ region [J]. J. Climate, 17: 3907–3920.
- Minobe S, Kuwano-Yoshida A, Komori N, et al. 2008. Influence of the Gulf Stream on the troposphere [J]. Nature, 452: 206–208.
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave [J]. J. Geophys. Res., 102 (D14): 16663–16682.
- Namias J, Cayan D R. 1981. Large-scale air–sea interactions and short period climatic fluctuations [J]. Science, 214: 869–876.
- O'Neill L W, Chelton D B, Esbensen S K. 2003. Observations of SST-induced perturbations of the wind stress field over the Southern Ocean on seasonal timescales [J]. J. Climate, 16: 2340–2353.
- O'Neill L W, Chelton D B, Esbensen S K. 2004. High-resolution satellite measurements of the atmospheric boundary layer response to SST variations along the Agulhas Return Current [J]. J. Climate, 18: 2706–2721.
- Skamarock W C, Klemp J B. 2008. A time-split nonhydrostatic atmospheric model for research and NWP applications [J]. J. Comput. Phys., 227: 3465–3485.
- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2008. A description of the Advanced Research WRF Version 3 [R]. NCAR/TN–475+STR, NCAR Technical Note.
- Small R J, Xie S P, Wang Y Q. 2003. Numerical simulation of atmospheric response to Pacific tropical instability waves [J]. J. Climate, 16: 3723–3741.
- Small R J, Xie S P, Wang Y Q, et al. 2005. Numerical simulation of boundary layer structure and cross-equatorial flow in the eastern Pacific [J]. J. Atmos. Sci., 62: 1812–1830.
- Spall M A. 2007. Midlatitude wind stress-sea surface temperature coupling in the vicinity of oceanic fronts [J]. J. Climate, 20: 3785–3801.
- 汤毓祥, 郑义芳. 1990. 关于黄、东海海洋锋的研究 [J]. 海洋通报, 9 (5): 89–95. Tang Yuxiang, Zheng Yifang. 1990. Research on fronts in East China Sea [J]. Marine Science Bulletin (in Chinese), 9 (5): 89–95.
- 汤毓祥. 1992. 初论东海黑潮锋的区域性差异 [J]. 黄渤海海洋, 10 (3): 1–8. Tang Yuxiang. 1992. On regional difference of the Kuroshio front in the East China Sea [J]. Journal of Oceanography of Huanghai & Bohai Seas (in Chinese), 10 (3): 1–8.
- Thum N, Esbensen S K, Chelton D B. 2002. Air–sea heat exchange along the northern sea surface temperature front in the eastern tropical Pacific [J]. J. Climate, 15: 3361–3378.
- Tokina H, Tanimoto Y, Xie S P. 2005. SST-induced surface wind variations over the Brazil-Malvinas Confluence: Satellite and in situ observations [J]. J. Climate, 18: 3470–3481.
- Vecchi G A, Xie S P, Fischer A S. 2003. Ocean-atmosphere covariability in the Western Arabian Sea [J]. J. Climate, 17: 1213–1223.
- Wallace J M, Mitchell T P, Deser C. 1989. The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: Seasonal and interannual variability [J]. J. Climate, 2: 1492–1499.
- Wallace J M, Smith C, Jiang Q. 1990. Spatial patterns of atmosphere–ocean interaction in the northern winter [J]. J. Climate, 3: 990–998.
- 徐海明, 王琳玮, 何金海. 2008. 卫星资料揭示的春季黑潮海区海洋对大气的影响及其机制研究 [J]. 科学通报, 53 (4): 463–470. Xu Haiming, Wang Linwei, He Jinhai. 2008. Observed oceanic feedback to atmosphere over the Kuroshio Extension during spring time and its possible mechanism [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 53 (4): 463–470.
- Xie S P, Hafner J, Youichi T, et al. 2002. Bathymetric effect on the winter sea surface temperature and climate of the Yellow and East China Seas [J]. Geophys. Res. Lett., 29 (24): 2228.
- Yu L, Jin X Z, Weller R A. 2008. Multidecade global flux datasets from the Objectively Analyzed Air–Sea Fluxes (OAFlux) project: Latent and sensible heat fluxes, ocean evaporation, and related surface meteorological variables [R]. Woods Hole Oceanographic Institution, OAFlux Project Technical Report, OA-2008-01, 64pp.
- 赵永平, 张必成. 1984. 东海黑潮的热状况及其与东海气候的某些

联系 [J]. 海洋湖沼通报, 4: 1-7. Zhao Yongping, Zhang Bicheng. 1984. The preliminary discussion on the relation between the Kuroshio and the climate in the East China Sea [J]. Transactions of Oceanology and Limnology (in Chinese), 4: 1-7.

赵永平. 1986. 北太平洋中纬度海区海-气热量交换对其上空大气环流的影响 [J]. 海洋与湖沼, 17 (1): 57-65. Zhao Yongping. 1986. A preliminary study on the influence of air-sea heat exchange in the mid-latitude of the north Pacific on the atmospheric

circulation there [J]. Oceanologia et Limnologia Sinica (in Chinese), 17 (1): 57-65.

赵永平, McBean G A. 1995. 黑潮海域海洋异常加热与北半球大气环流的相互作用 [J]. 海洋与湖沼, 26 (4): 383-387. Zhao Yongping, McBean G A. 1995. Air-sea interaction between the Kuroshio region marine heating anomaly and Northern Hemisphere atmospheric circulation [J]. Oceanologia et Limnologia Sinica (in Chinese), 26 (4): 383-387.

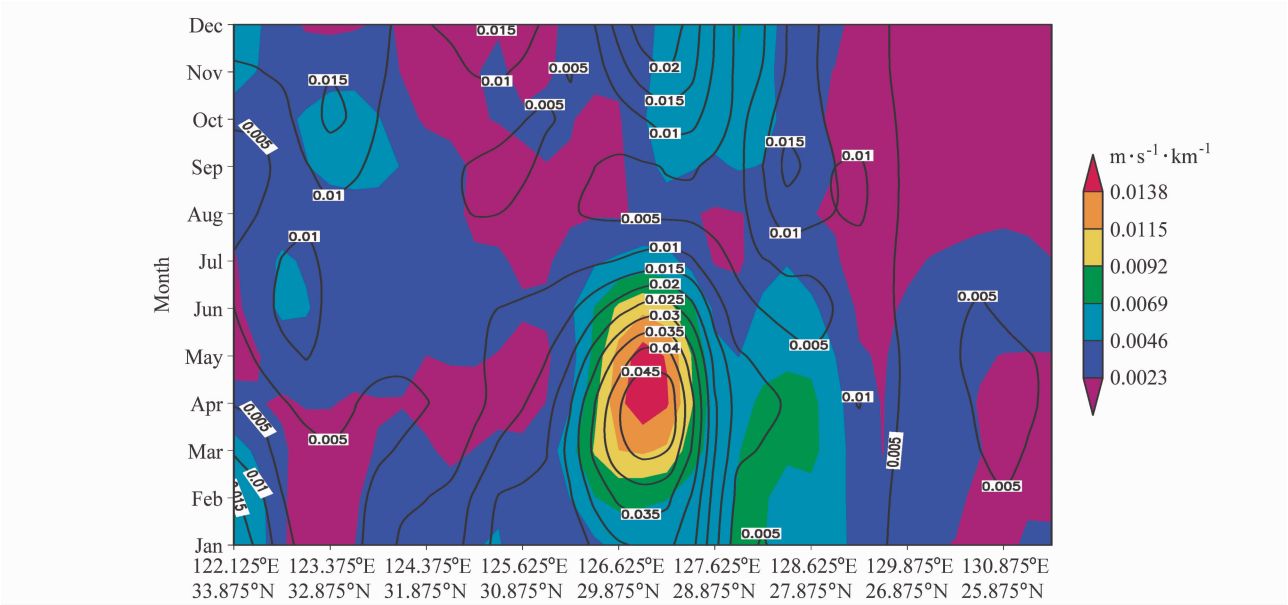


图3 2000~2006 多年平均的沿图1 中直线 AB 方向的 TMI 海温梯度绝对值 (等值线, 单位: $^{\circ}\text{C}/\text{km}$) 和 QuickSCAT 海表面 10 m 高度处风速梯度绝对值 (彩色阴影, 单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$) 随月份的演变

Fig. 3 Time evolutions of TMI SST gradients (contours, units: $^{\circ}\text{C}/\text{km}$) and QuickSCAT wind speed gradients at 10-m height (shaded) along the line AB shown in Fig. 1 averaged over 2000-2006

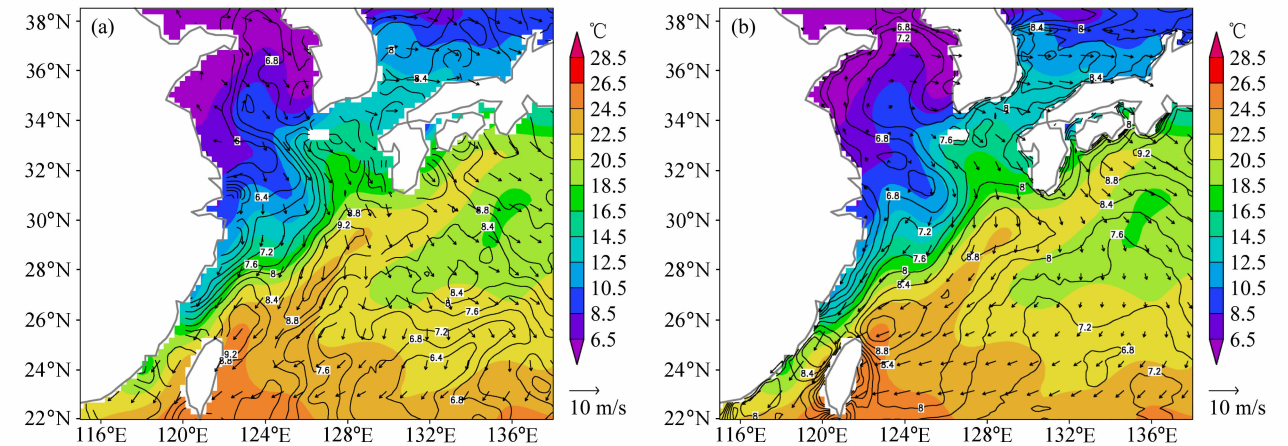


图5 2006 年 3 月平均的海表面 10 m 高度处中性风速 (等值线, 间隔 0.4 m/s) 和风矢量 (黑色箭头): (a) QuickSCAT 观测; (b) 控制试验模拟。彩色阴影: RTG 月平均海温

Fig. 5 Monthly mean neutral equivalent wind velocity at 10-m height (contours with 0.4 m/s interval) and wind vector (black arrows) in Mar 2006; (a) QuickSCAT; (b) CTL. Shading: monthly mean RTG SST