

徐全倩, 徐海明, 马静. 2018. 与夏季北太平洋副热带中尺度海洋涡旋相联系的海气关系 [J]. 大气科学, 42 (6): 1191–1207. Xu Quanjian, Xu Haiming, Ma Jing. 2018. Air–sea relationship associated with mesoscale oceanic eddies over the subtropical North Pacific in summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42 (6): 1191–1207, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1711.17180.

与夏季北太平洋副热带中尺度海洋涡旋 相联系的海气关系

徐全倩¹ 徐海明^{1,2} 马静¹

¹ 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室, 南京 210044

² 南京信息工程大学大气科学与环境气象国家级教学示范中心, 南京 210044

摘 要 采用高分辨率卫星和再分析资料, 利用涡旋探测技术、滤波和合成分析等方法, 对夏季北太平洋副热带地区中尺度海洋涡旋与大气的耦合关系进行了分析。结果表明: 在日时间尺度上, 海洋涡旋的海表温度 (Sea Surface Temperature, 简称 SST) 与海表风速之间不仅存在同位相的正相关关系, 还存在反位相的负相关关系, 即在涡旋这种中尺度上既存在海洋对大气的强迫, 也存在大气对海洋的强迫。海表风速与 SST 同位相时, 对暖 (冷) 涡来说, 向上 (下) 的净热通量增强, 云和降水增多 (减少); 其海水温度异常和海流旋度较强, 暖 (冷) 涡较为深厚, 一定程度上表明了海洋对大气的强迫。海表风速与 SST 反位相时, 对暖 (冷) 涡而言, 当其处在正 (负) 位势高度异常、中低层相对湿度较小 (大)、气温较高 (低) 的大气配置下, 海表风速较小 (大); 同时向下 (上) 净热通量增强, 云和降水减少 (增多); 涡旋海水温度异常和海流旋度较弱, 这种暖 (冷) 涡较为浅薄; 表明晴空 (阴雨) 条件下有利于暖 (冷) 涡的维持, 一定程度上反映了大气对海洋的强迫作用。

关键词 北太平洋副热带 中尺度海洋涡旋 海气关系

文章编号 1006-9895(2018)06-1191-17

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1711.17180

Air–Sea Relationship Associated with Mesoscale Oceanic Eddies over the Subtropical North Pacific in Summer

XU Quanjian¹, XU Haiming^{1,2}, and MA Jing¹

¹ Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD)/ Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME)/ Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change (ILCEC), Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

² National Demonstration Center for Experimental Atmospheric Science and Environmental Meteorology Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

Abstract A suite of high-resolution satellite and reanalysis data are used to investigate the coupling relationships between oceanic eddies and atmosphere over the subtropical North Pacific in the summer by means of eddy detection scheme and filtering and composite analysis. Results show that there are both positive and negative correlations between

收稿日期 2017-06-14; **网络预出版日期** 2017-11-08

作者简介 徐全倩, 女, 1993 年出生, 硕士研究生, 主要从事海气相互作用研究。E-mail: xuquanjian_nuist@163.com

通讯作者 徐海明, E-mail: hxu@nuist.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41575077、41490643, 江苏省 333 高层次人才培养工程 BRA2015290, 江苏高校优秀学科建设工程项目 (PAPD)

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41575077, 41490643), 333 High Level Talent Training Project of Jiangsu Province (Grant BRA2015290), Priority Academic Program Development of Jiangsu Higher Education Institutions (PAPD)

sea surface temperature (SST) and wind speed at 10 m over eddies on a daily time scale, which indicates that not only oceanic but also atmospheric forcing exists in mesoscale oceanic eddies. When SST is in phase with sea surface wind speed for warm (cold) eddies, upward (downward) net heat flux enhances, total cloud cover and precipitation increase (decrease); the sea water temperature anomalies and current curls enhance, and thus warm (cold) eddies are relatively stronger. All of these changes indicate the ocean-to-atmosphere forcing to a certain extent. In addition, when SST is in opposite phase with sea surface wind speed for warm (cold) eddies, downward (upward) net heat flux enhances, total cloud cover and precipitation decreases (increases) with positive (negative) anomalies of geopotential height and air temperature at the low-middle levels, and negative (positive) anomalies of relative humidity. Moreover, the sea water temperature anomalies and current curl are weakened, and warm (cold) eddies are relatively weaker. All of these are conducive to the maintenance of warm (cold) eddies under clear (rainy) sky, indicating the atmosphere-to-ocean forcing to a certain extent.

Keywords Subtropical North Pacific, Mesoscale oceanic eddies, Air-sea relationship

1 引言

中纬度海气相互作用是国内外研究的热点之一。与热带暖洋面常存在深对流 (Gill, 1980) 的情况不同, 中纬度海洋海水温度较低且较少出现深对流 (Xie, 2004), 其海气相互作用更加复杂。

在中纬度海盆尺度上, 主要表现为大气对海洋的强迫, 即海表风速与海表温度 (Sea Surface Temperature, 简称 SST) 呈负相关关系 (Frankignoul, 1985; Kwon et al., 2010), 而中小尺度的海气相互作用特征则显著不同。众多研究发现, 在全球不同海域, 包括东太平洋 (Chelton et al., 2001)、南大洋 (O'Neill et al., 2003)、阿古拉斯回流区 (O'Neill et al., 2005)、巴西—马尔维纳斯合流区 (Tokinaga et al., 2005)、黑潮和亲潮扩展区 (徐海明等, 2008), 海表风速与 SST 在月、季时间尺度上存在正相关关系, 反映了边界层大气对中小尺度的海温异常的响应。另外, 国内外学者对海洋中尺度涡旋进行合成分析发现: 在南大洋 (Frenger et al., 2013) 和黑潮延伸体区域 (马静等, 2014; Ma et al., 2015), 中尺度涡旋对应的海表风速与 SST 分别在候和日时间尺度上也表现为正相关关系。

有研究表明, 在海洋锋、中尺度涡旋上空, 海洋对大气的强迫可以突破边界层, 到达自由大气, 表现为海洋锋暖 (冷) 侧或者暖 (冷) 涡上空对流降水的增多 (减少) (Xu et al., 2011; Ma et al., 2015)。除此以外, SST 与海表风速之间的同位相关关系存在显著季节变化, 这种现象在海洋锋和中尺度涡旋中均存在 (O'Neill et al., 2005; 徐蜜蜜等, 2010; Ma et al., 2016)。

目前主要有两种机制可以解释中小尺度海表风速与 SST 之间的正相关关系, 一种是垂直混合机

制 (Wallace et al., 1989): 暖海水上空边界层大气变得不稳定, 垂直混合加强, 高空大动量下传使海表风速增强; 冷海水上空大气稳定度增大, 抑制垂直混合作用, 海表风速减小。另一种是海平面气压调整机制 (Lindzen and Nigam, 1987): 高 (低) 海温使边界层大气增暖 (冷却), 海平面气压降低 (升高)。关于哪种机制在中小尺度海气相互作用中起主导作用目前仍存在争议 (Liu et al., 2013; Putrasahan et al., 2013; Chen et al., 2017)。

北太平洋上存在两条涡动动能 (Eddy Kinetic Energy, 简称 EKE) 的大值带, 最大值带位于黑潮延伸区, 次大值带位于副热带区域, 这些区域的中尺度瞬变涡旋与大气耦合近来受到人们的关注。中尺度涡旋以闭合的海表高度或温度等值线为特征, 空间尺度几十到几百公里, 时间尺度几十到几百天 (Robinson, 1983), 是海洋大气间热量、水汽输送的重要纽带 (Qiu and Chen, 2005)。

目前对黑潮延伸区的涡旋与大气耦合关系的研究较多, 但几乎没有针对北太平洋上副热带地区的研究。事实上, 这一条涡动动能的次大值带与我国大陆相邻, 又是台风出现频率较高的区域, 在这种特殊背景下的海洋涡旋与大气之间的关系又是怎样的呢? 除此以外, 针对海洋涡旋与大气相互作用的研究, 前人多以气候平均和近海面层的合成分析为主, 而瞬变海洋涡旋与大气之间的耦合关系是否都与合成分析结果一致? 本文从这几个问题出发, 利用高分辨率逐日 SST 资料探测北太平洋副热带地区的涡旋, 在日时间尺度上对涡旋与大气耦合关系进行统计分析。

2 资料与方法

2.1 资料

本研究取用美国国家海洋大气局 (NOAA) 提

供的高分辨率 AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) 逐日 SST 资料。海表风场采用 QuikSCAT (Quick Scatterometer) 观测的全球海表面 10 米高度处风场卫星数据。QuikSCAT 卫星由美国宇航局 (NASA) 1999 年发射, 专门用于海表风场的观测。该资料时长为 1999 年 7 月至 2009 年 11 月。降水量资料来自 1997 年由美日联合发射的 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) 气象卫星, 该卫星携带的微波成像仪 TMI (TRMM Microwave Imager) 能穿透云层, 定量测量热带和副热带地区的降雨量。海表热通量资料来自日本 J-OFURO (Japanese Ocean Flux with Use of Remote Sensing Observations) 第三版的海表通量数据集, 提供净热通量、感热、潜热、净短波辐射、净长波辐射等资料, 其时段为 2002 年 1 月至 2013 年 12 月。以上四种资料的水平分辨率均为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 。考虑到 QuikSCAT 和 J-OFURO3 资料时长较短, 故本文选用 2002~2009 年夏季的逐日资料。

海表高度异常 SSHa (Sea Surface Height Anomaly) 采用由法国 AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic) 提供的水平分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 的逐日卫星高度计资料, 选用时段为 2002~2009 年。

美国国家环境预报中心 (NCEP) 气候预测系统的 CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) 逐 6 小时再分析数据集的空间分辨率高, 其地面或海表面数据水平分辨率为 $0.313^{\circ} \times 0.313^{\circ}$, 等压面资料的水平分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$, 垂直方向为 37 层。本文选取 2002~2009 年夏季逐 6 小时数据集, 并处理成日平均资料, 用到的变量有: 总云量、垂直速度、大气温度、位势高度和相对湿度。

除此以外, 本文还采用了日本 FRA-JCOPE2 (FRA-Japan Coastal Ocean Predictability Experiment 2) 的高分辨率逐日海温和海流资料, 该资料同化了卫星、ARGO 浮标和船舶等观测资料。本文所选时段为 2002~2009 年夏季, 空间水平分辨率为 $1/12^{\circ} \times 1/12^{\circ}$, 垂直方向上分为 28 层。

2.2 方法

考虑到涡旋时间尺度为几十到几百天 (Liu et al., 2012; 冯劭华等, 2015), 为得到北太平洋上 EKE 的气候态分布, 本文将经过 40~300 天滤波的 SSHa 代入地转关系得到地转流流速, 地转流流速公式为

$$(u', v') = (g/f)(-\partial h'/\partial y, \partial h'/\partial x) \quad (2.2.1)$$

其中, u' 、 v' 分别为 x 、 y 方向地转流速, g 为重力加速度, f 为科氏参数, h' 为 SSHa。再由地转流速计算得到涡动动能的气候态, 其公式为

$$EKE = (1/n) \sum_{i=1}^n (u_i'^2 + v_i'^2) / 2 \quad (2.2.2)$$

从图 1a 可以看到北太平洋上存在的两条 EKE 大值带, 本文选取黑色实线方框内 ($16^{\circ} \sim 26^{\circ}N$, $117^{\circ} \sim 207^{\circ}E$) 的副热带区域为研究区域。图 1b 给出副热带区域平均 EKE 的季节变化, 可以看出其在 6 月达到最大, 在冬季达到最小值, 即副热带 EKE 在夏季最强, 冬季最弱, 因此本文主要研究夏季 (6、7、8 月) 的海洋涡旋与大气的耦合关系。

为了探测北太平洋副热带地区夏季存在的尺度海洋涡旋, 本文采用 Dong et al. (2011) 提出的涡旋探测方法, 利用高分辨率 SST 资料得到热成流速度场, 再根据热成流速度场的几何特征确定出涡旋的中心位置、极性和形状, 并追踪其路径。图 2 给出了探测得到的 2005 年 8 月 7 日副热带地区涡旋分布。可以看出, 暖涡中心处于正的海温异常区, 并且与地转流速的反气旋式中心重合, 反之冷涡亦然。

本文将去除物理量的纬向 8° (经度) 滑动平均后的值定义为异常, 用以表征物理量的中小尺度特征。首先挑选涡旋中心 SST 异常大于 $0.1^{\circ}C$ 的暖涡和小于 $-0.1^{\circ}C$ 的冷涡, 共得到 8026 个暖涡和 6259 个冷涡。接着将每个涡旋对应的空间滤波后的物理量进行坐标旋转, 使得背景风向成为新的 x 轴。最后进行合成分析、散点分析等。合成范围取为以涡旋中心位置为原点的纬向、经向各 $\pm 2^{\circ}$ (经纬度) 区域内。本文对冷涡、暖涡对应的物理量分布的显著性检验均采用 t 检验。

3 观测结果

3.1 涡旋与海表风速的关系

将以涡旋中心为原点的 $\pm 0.25^{\circ}$ (经纬度) 范围内的风速异常的区域平均值作为涡旋中心上方的海表风速异常值, 图 3 给出涡旋上方海表风速异常随背景风大小变化的散点分布。不难发现, 无论暖涡还是冷涡, 当背景风速小于 13 m s^{-1} 时, 海表风速异常值基本处于 $-3 \sim 3 \text{ m s}^{-1}$ 的范围内, 当背景风速大于 13 m s^{-1} 时, 海表风速异常随背景风的增大而显著增加。另外, 暖涡上空海表风速正、负异常

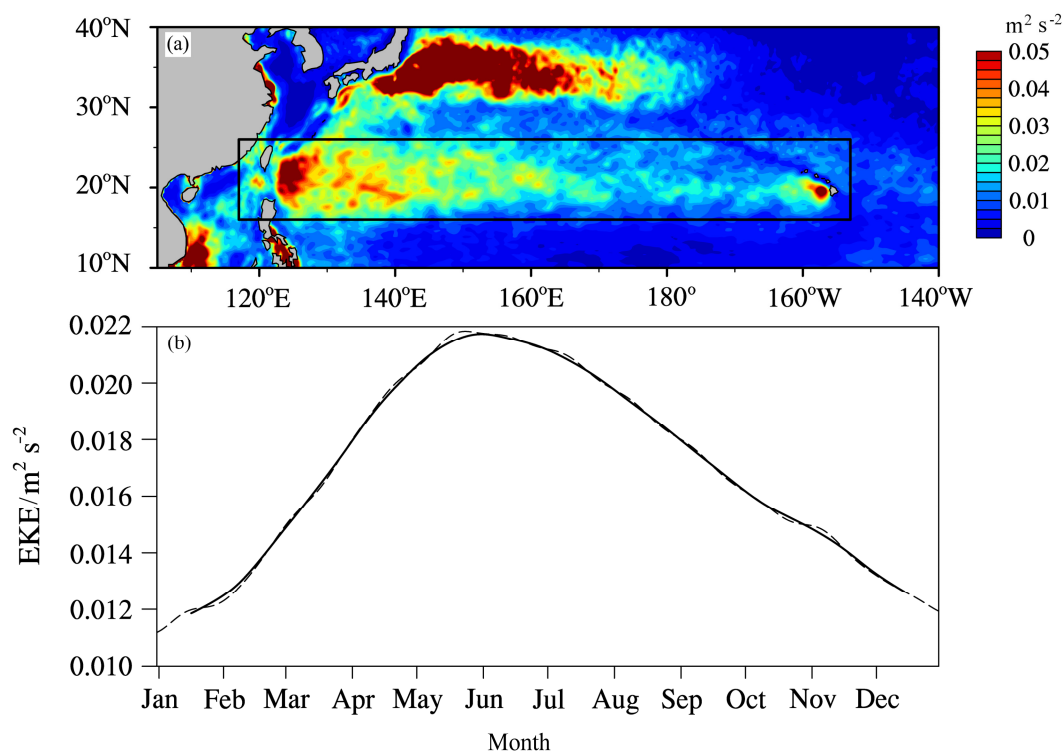


图1 2002~2009年(a)平均的北太平洋上经过40~300天滤波的涡动能(Eddy Kinetic Energy, 简称EKE)(阴影, 单位: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$)和(b)副热带区域平均EKE的季节变化(虚线为2002~2009年逐日资料的多年平均结果, 实线为33天滑动平均结果)

Fig. 1 (a) Annual mean of the high-pass filtered (40–300 days) EKE (Eddy Kinetic Energy) (shadings; units: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) over the North Pacific and (b) seasonal variation of area averaged EKE in the subtropical North Pacific from 2002 to 2009. Annual mean of the daily data and 33-day running mean are denoted by dotted and solid lines, respectively

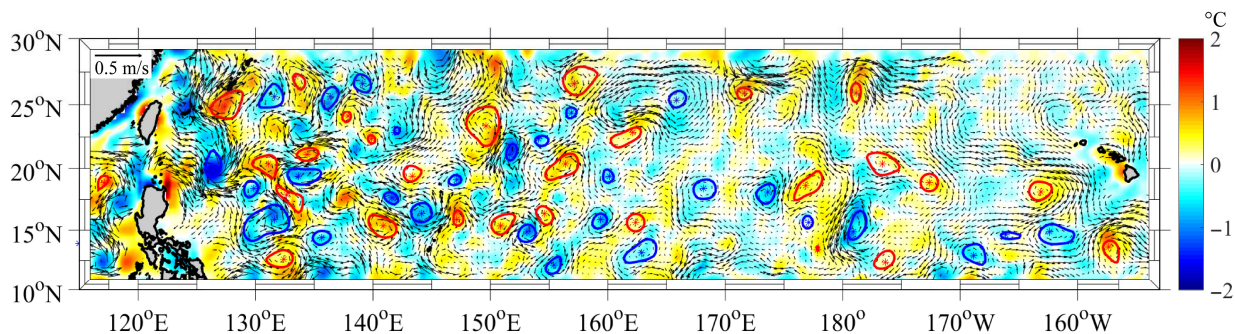


图2 2005年8月7日副热带地区涡旋分布。红色和蓝色点(实线)分别代表暖涡和冷涡中心(形状), 箭头表示由海表温度(Sea Surface Temperature, 简称SST)得到的热成流速度场, 阴影表示SST异常[SST减去纬向8°(经度)滑动平均后的值]

Fig. 2 Distribution of eddies in the subtropical North Pacific on Aug 7, 2005. Centers (shapes) of warm and cold eddies are indicated by red and blue dots (solid lines), respectively. Velocity derived from SST data are denoted by vectors. SST anomalies with the zonal 8° (longitude) moving average removed (units: $^{\circ}\text{C}$) are denoted by shadings

的例子都较多, 其中风速正(负)异常的例子有4027(3999)个, 占暖涡总样本的50.2%(49.8%), 即暖涡情况下海表风速正异常的例子略多于负异常的例子。冷涡上空风速正(负)异常样本共3083(3176)个, 占冷涡总样本数的49%(51%), 即冷涡上空风速负异常的例子略多。由此可见, 中小尺

度海洋涡旋上空不仅存在SST与海表风速同位相的海气关系, 还存在反位相的关系。因此, 本文按照冷暖涡旋与海表风速异常的对应关系, 分4种情况进行进一步的讨论: (1) 暖涡, 风速正异常; (2) 暖涡, 风速负异常; (3) 冷涡, 风速负异常; (4) 冷涡, 风速正异常。

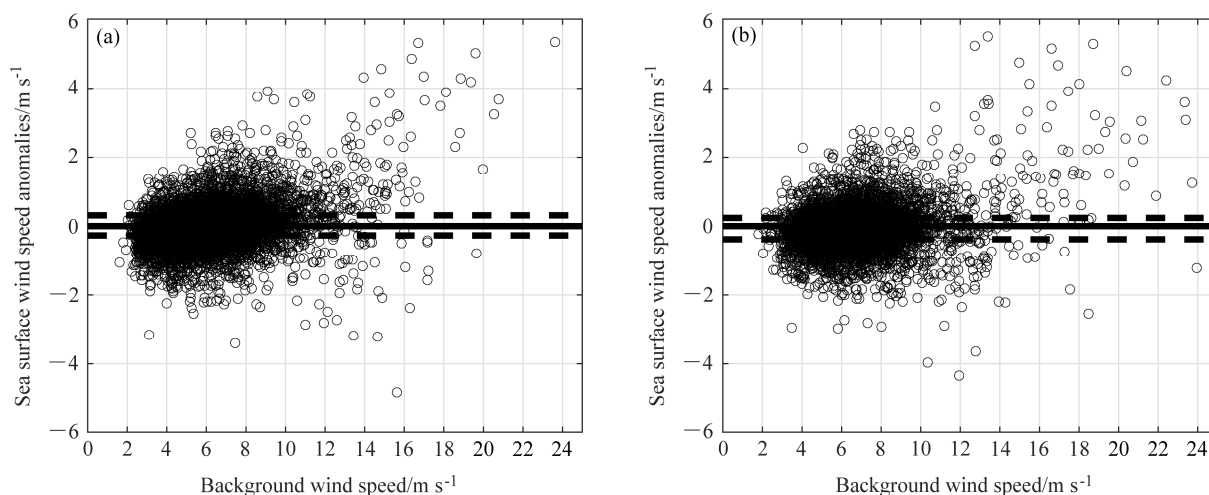


图3 夏季北太平洋副热带 (a) 暖涡和 (b) 冷涡上空海表风速异常与背景风速的散点分布。虚线表示涡旋上空平均海表风速异常 ± 0.5 倍标准差所对应的海表风速异常值, 涡旋背景风速定义为以涡旋中心经纬向 $\pm 2^\circ$ (经纬度) 范围内海表面 10 m 高度风速的区域平均

Fig. 3 Scatter plots of sea surface wind speed anomalies and background wind speeds for (a) warm and (b) cold eddies over the subtropical North Pacific in the summer. Values of sea surface wind speed anomalies corresponding to ± 0.5 times standard deviation of mean sea surface wind speed anomalies over eddies are denoted by dotted lines. The background wind speed is defined as the area mean of sea surface wind speed at the height of 10 m in a square of $\pm 2^\circ$ (longitude or latitude) around the eddy center

3.2 大气变量的空间分布特征

3.2.1 涡旋与海表 10 m 高度风速、散度和涡度的关系

经分析表明, 高于或低于平均海表风速异常 1 倍标准差以上的样本数相对较少, 且与 0.5 倍标准差以上的合成结果基本一致; 为使结果更加清晰, 这里选取 0.5 倍标准差作为合成标准。对暖涡而言, 0.5 (-0.5) 倍标准差对应的海表风速异常值为 0.3420 (-0.3008) m s^{-1} , 样本数为 1767 (1985) 个; 对冷涡而言, 0.5 (-0.5) 倍标准差对应的海表风速异常值为 0.2743 (-0.4118) m s^{-1} , 样本数为 1295 (1500) 个。因此, 挑选暖 (冷) 涡上空海表风速异常大于 (小于) 0.5 倍标准差的例子进行合成分析, 得到海表风速与 SST 同位相情况下各物理量的空间分布特征; 同理得到反位相时的合成分布。图 4 更加直观地给出了四种情况下的海表 10 m 高度风速异常与 SST 之间的关系。可以看出, 暖 (冷) 涡中心既存在与风速正异常中心相重合的情况, 也存在与风速负异常中心相重合的情况。进一步说, 无论暖涡还是冷涡, 其上空既存在显著风速正异常, 也存在显著风速负异常。

暖冷涡中心海表风速大小不同必然会影响涡旋周围的散度、涡度场, 那么不同海表风速与 SST 配置下的散度、涡度场是怎样的呢? 从暖涡风速正

异常 (图 5a) 的情况来看, 10 m 高度风的辐合辐散位于暖涡中心的背景风方向的两侧, SST 高值中心上风侧为辐散, 下风侧为辐合。这不难理解: 暖涡中心风速存在极大值, 中心两侧的风速相对较小, 这使得在其下风方向产生风速的辐合, 上风方向产生风速的辐散。而对于暖涡风速负异常 (图 5b) 的情况, 则表现为暖涡上风侧辐合, 下风侧辐散, 但是辐合辐散强度都较暖涡风速正异常的情况弱得多。这说明两种类型暖涡上空表现出了不同的海气耦合关系。

冷涡风速负异常 (图 5c) 的合成分析表明, SST 低值中心的上风侧为辐合, 下风侧为辐散, 与暖涡风速正异常的情况正好相反。这两种 SST 与风速正相关情况下的散度场与前人 (Frenger et al., 2013; Ma et al., 2015) 的研究结果一致, 即散度正比于下风方向 SST 梯度, 这在一定程度上说明垂直混合机制起主导作用 (Chelton et al., 2004)。而从冷涡风速正异常 (图 5d) 的情况来看, 在冷涡中心的下风方向的北侧存在 10 m 高度风强辐合, 辐合中心强度达到 $-8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 左右。

从涡度场 (图 6a, c) 可以看出, 风速正异常情况下暖涡中心北侧正涡度达到最大, 南侧存在负涡度; 风速负异常的冷涡中心以反气旋式涡度为主, 冷涡中心南侧存在很弱的负涡度。这两种情况都与

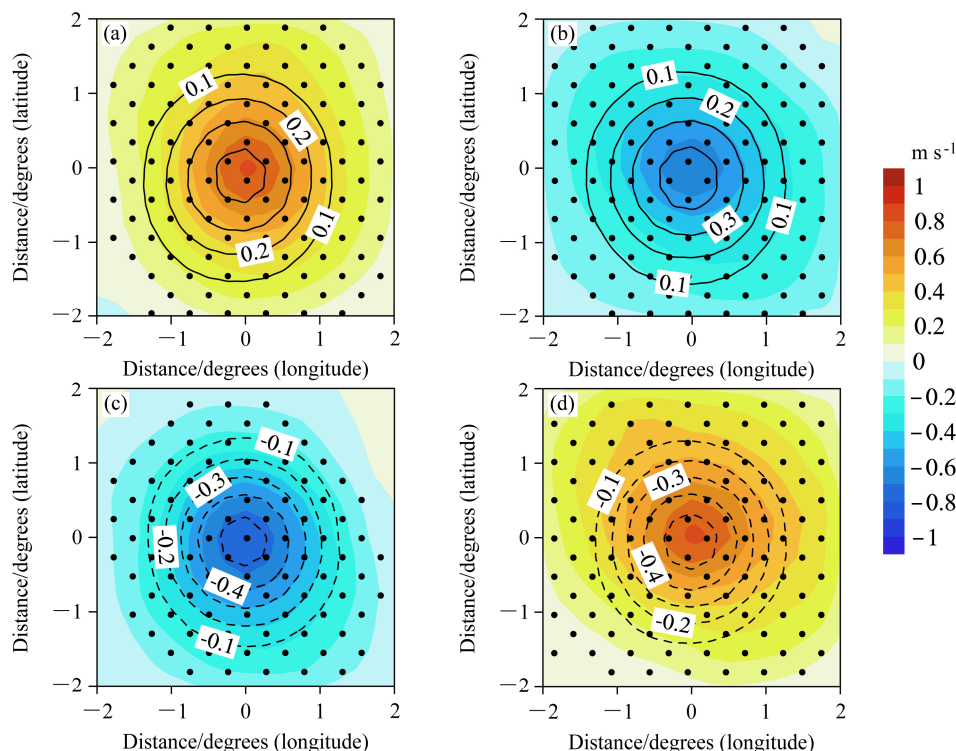


图4 (a, b) 暖涡和 (c, d) 冷涡对应的 SST 异常 (等值线, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 与 QuikSCAT 10 m 高度风速异常 (阴影, 单位: m s^{-1}) 合成图。(a, c) 对应 SST 异常与 10 m 高度风速同位相的涡旋, (b, d) 对应 SST 异常与 10 m 高度风速反位相的涡旋。加点区域通过 95% 信度水平的检验 (下同)

Fig. 4 Composite maps of SST anomalies (contours; units: $^{\circ}\text{C}$) and QuikSCAT wind speed anomalies (shadings; units: m s^{-1}) at the height of 10 m for (a, b) warm and (c, d) cold eddies. Fig (a, c) corresponds to the eddies of which the SST anomalies is in phase with sea surface wind speed at the height of 10 m. Fig (b, d) corresponds to the eddies of which the SST anomalies is in opposite phase with sea surface wind speed at the height of 10 m. Areas with dots pass t test at the 95% confidence level (the same hereinafter)

Chelton et al. (2004) 提出的涡度正比于横风方向 SST 梯度的观点一致, 进一步支持了垂直混合机制起主导作用的观点。

而对于暖涡风速负异常 (图 6b) 的情况, 整个暖涡范围以负涡度为主, 中心南侧的负涡度较弱; 虽然暖涡上空均为负涡度, 但仍有弱的南北向对比。冷涡风速正异常情况下 (图 6d), 涡旋中心北侧存在强的正涡度。这与海表风速和 SST 同位相时对应暖、冷涡的涡度分布明显不同。

3.2.2 涡旋与海表热通量的关系

湍流热通量可以反映大气与海洋相互作用产生的热量交换。由于不同情况下涡旋上空海表风速、散度和涡度场分布不同, 海气边界的热通量可能也会受到影响。因此, 本节进一步分析四种情况下涡旋上空净热通量、感热、潜热、净短波辐射和净长波辐射的合成分布情况。热通量均定义为向上为正。

图 7a–d 给出了四种情况下涡旋上空空间滤波

后的净热通量合成场。可以看出, 对暖涡 (图 7a, b) 而言, 风速正 (负) 异常情况下存在显著向上 (下) 净热通量, 表明这种情况下海洋从大气得到的热量减少 (增加)。但风速正、负两种异常情况下暖涡中心均存在净热通量极大值, 说明这两种情况下都存在暖涡对大气的加热作用, 而 SST 与海表风速同位相时暖涡对大气的加热作用更显著。同样, 从冷涡 (图 7c, d) 可以得到类似的结论, SST 与海表风速同位相时冷涡对大气的冷却更显著。

综上, 从净热通量异常角度初步可知 SST 与海表风速同位相时海洋涡旋对大气影响更显著, 那么这是否意味着反位相时海洋受大气的强迫更显著呢? 因此, 接下来对净热通量的各分量, 包括感热、潜热、净短波辐射、净长波辐射, 分别进行合成, 进一步分析各分量对净热通量的贡献。

从感热异常来看, 暖 (冷) 涡中心均为正 (负) 异常且存在极大 (小) 值。无论暖涡还是冷涡, SST 与海表风速同位相时涡旋中心感热异常 (暖涡约

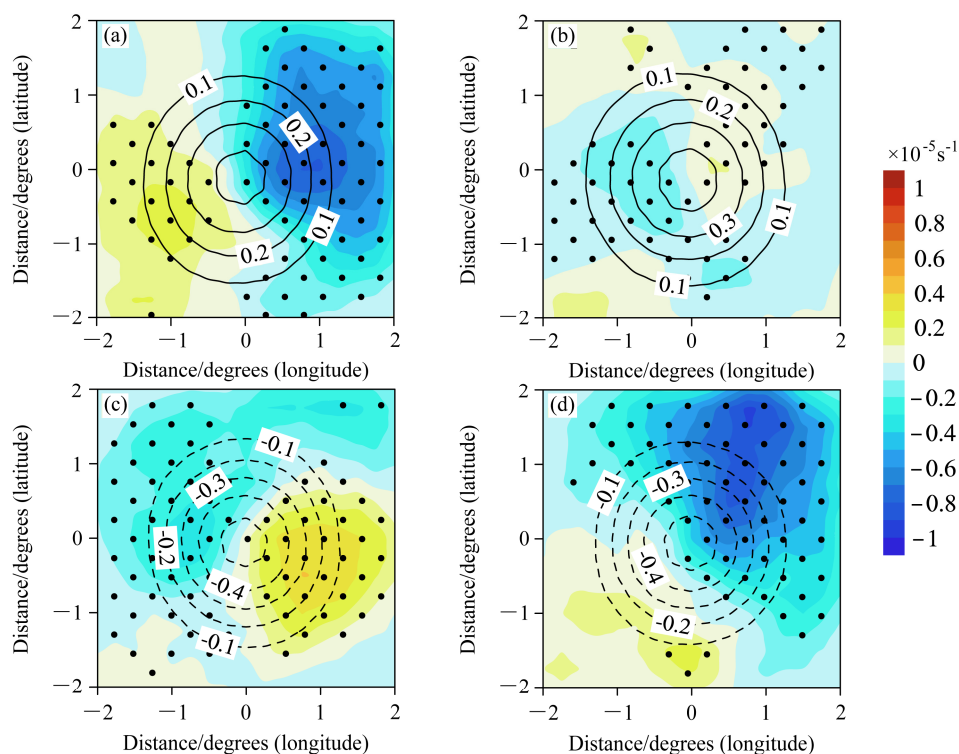


图5 暖涡 (a) 风速正异常、(b) 风速负异常和冷涡 (c) 风速负异常、(d) 风速正异常情况下 SST 异常 (等值线, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 与 QuikSCAT 10 m 高度风散度 (阴影, 单位: 10^{-5} s^{-1}) 合成分布。(a, c) 对应 SST 异常与 10 m 高度风速同位相的涡旋, (b, d) 对应 SST 异常与 10 m 高度风速反位相的涡旋

Fig. 5 Composite maps of SST anomalies (contours; units: $^{\circ}\text{C}$) and divergence (shadings; units: 10^{-5} s^{-1}) at the height of 10 m for (a, b) warm and (c, d) cold eddies with (a, d) positive and (b, c) negative wind speed anomalies. Fig (a, c) corresponds to the eddies of which the SST anomalies is in phase with sea surface wind speed at the height of 10 m. Fig (b, d) corresponds to the eddies of which the SST anomalies is in opposite phase with sea surface wind speed at the height of 10 m

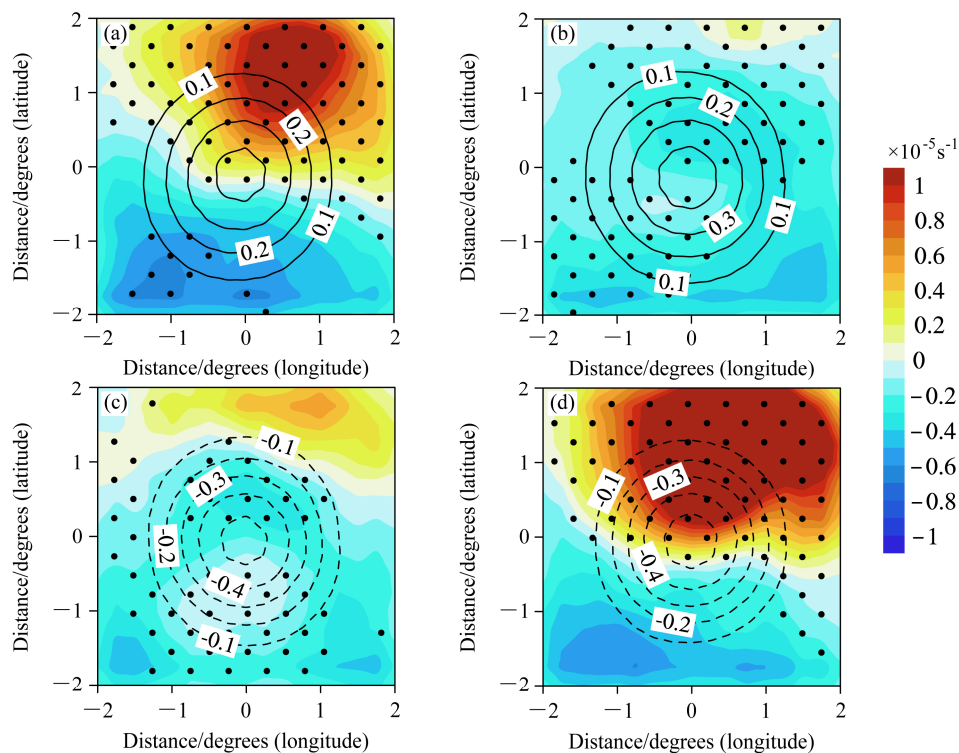


图6 同图5, 但为涡度 (阴影, 单位: 10^{-5} s^{-1})

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for vorticity (shadings; units: 10^{-5} s^{-1})

1.6 W m^{-2} , 冷涡约 -1.9 W m^{-2}) 强于反位相时感热异常 (暖涡约 0.9 W m^{-2} , 冷涡约 -1.5 W m^{-2}) (图略)。感热通量异常与风速大小有关, 海表风速越大, 海洋失去的感热越多。综上从感热异常来看, 海表风速与 SST 同位相时大气受海洋涡旋强迫更显著。

另外, 从潜热通量异常 (图 8a-d) 来看, 海表风速与 SST 同位相 (图 8a, c) 时暖 (冷) 涡上空存在显著正 (负) 异常, 为向上 (下) 潜热通量, 中心约为 11 W m^{-2} (-13 W m^{-2}), 说明海洋失去的潜热增加 (减少); 而反位相 (图 8b, d) 时暖 (冷) 涡存在显著负 (正) 异常, 为向下 (上) 潜热通量, 负 (正) 异常达到 -2.6 W m^{-2} (2.5 W m^{-2}), 说明海洋失去的潜热减少 (增加)。这与涡旋上空海表风速有关, 海表风速越大, 海洋失去的潜热越多。值得注意的是, 虽然暖 (冷) 涡中心均存在极大 (小) 值, 但海表风速与 SST 同位相时暖、冷涡中心潜热异常更强, 且反位相时涡旋中心潜热异常极值均未通过显著性检验。这在一定程度上说明从潜热异常上看, 海表风速与 SST 同位相时海洋涡旋对大气强迫更显著, 反位相时暖、冷涡对大气的强迫作用受到了抑制。

除此以外, 从空间滤波后的海表净短波辐射 (图 9) 来看: 对暖涡 (图 9a, b) 而言, 风速正 (负) 异常情况下净短波辐射为正 (负) 异常, 且暖涡下风侧 (中心) 存在极大 (小) 值, 约为 4.8 W m^{-2} (-3.0 W m^{-2}), 说明暖涡上空存在向上 (下) 的净短波辐射, 则海洋得到的净短波辐射减少 (增加), 不利于 (有利于) 暖涡的维持。同样, 从冷涡 (图 9c, d) 来看, 风速负 (正) 异常时净短波辐射为负 (正) 异常, 其极小 (大) 值约 -2.3 W m^{-2} (5.5 W m^{-2}), 说明海洋得到的净短波辐射增加 (减少), 不利于 (有利于) 冷涡的维持。这与透过云层到达低层的太阳辐射有关, 因此净短波辐射大小与大气中云量有关。

此外, 对海表净长波辐射异常进行合成分析发现, 暖 (冷) 涡中心均为正 (负) 异常, 中心存在极大 (小) 值, 且海表风速与 SST 反位相时净长波辐射异常更强: SST 与海表风速同位相时暖 (冷) 涡中心上空达到 0.6 W m^{-2} (-1.3 W m^{-2}), 反位相时暖 (冷) 涡上空为 1.5 W m^{-2} (-1.6 W m^{-2}) (图略)。由于向上净长波辐射等于海表向上长波辐射减去大气逆辐射, 因此净长波辐射异常大小也与大

气中云量有关。

需要指出的是, 净长波辐射与感热异常极值的绝对值大小相差不大, 但小于潜热、净短波辐射异常的绝对值, 说明潜热和净短波辐射对总的净热通量的贡献较大。

3.2.3 涡旋与降水、总云量的关系

海表散度、涡度和热通量的变化可能会对降水、总云量产生影响。图 10a-d 给出了不同海表风速与 SST 配合情况下, 涡旋上空降水异常的合成分布。由图 10a 可见, 风速正异常情况下暖涡中心下风侧降水显著增多, 最强异常位于暖涡下游。图 10b 表明, 风速负异常时暖涡上空降水显著减少。图 10c, d 则显示, 冷涡风速负异常情况下降水显著偏少, 风速正异常时冷涡中心北侧降水显著偏多。

与降水相关的云量是否也有类似的分布特征呢? 图 11 给出四种情况下涡旋上空总云量异常的合成分布。涡旋上空的总云量分布与降水分布极为相似。暖涡风速正异常情况下总云量在下风侧显著增多, 风速负异常时显著减少。冷涡风速负异常时总云量减少, 而风速正异常情况下显著增多。

根据以上对不同风速异常情况下冷暖涡旋上空散度、涡度、热通量、降水量和总云量的合成分析, 可以推想出一个较为合理的解释: 当海表风速与涡旋 SST 同位相时, (暖涡对应风速正异常, 冷涡对应风速负异常), 主要表现为海洋影响大气。暖海水使得上空大气变得不稳定, 垂直混合作用加强, 使得高层大动量下传, 引起海表风速增大。涡旋中心的海表风速增加使得其上 (下) 风侧产生显著辐散 (辐合), 且涡旋北 (南) 侧产生气旋式 (反气旋式) 涡度。同时向上的净热通量较强, 在涡旋上空和下风侧产生云和降水。此外, 冷涡对应风速负异常时, 也可用垂直混合机制来解释, 不再赘述。这些结果与前人对其他区域的涡旋研究成果一致 (Frenger et al., 2013; 马静等, 2014; Ma et al., 2015)。

对于海表风速与 SST 反相关的情况, 即暖涡对应风速负异常和冷涡对应风速正异常, 一定程度上表现为大气强迫海洋, 具体过程如下: 对风速负异常的暖涡来说, 当海表风速较小时, 其辐合辐散较弱, 涡度表现为反气旋性涡度。同时出现向下的净热通量, 海洋得到的净热通量增多, 同时云和降水减少, 这样到达海洋表面的太阳短波辐射增加, SST 升高, 对暖涡发展有正反馈作用。而对风速正异常

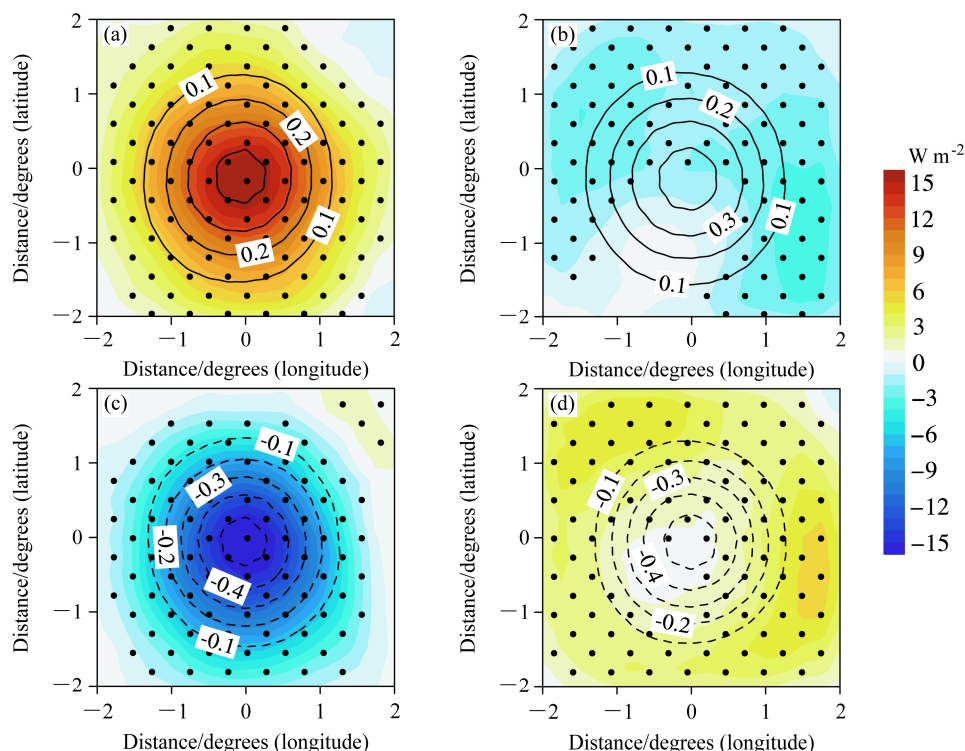


图7 暖涡 (a) 风速正异常、(b) 风速负异常和冷涡 (c) 风速负异常、(d) 风速正异常情况下 SST 异常 (等值线, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 与净热通量异常 (阴影, 单位: W m^{-2}) 合成图

Fig. 7 Composite maps of SST anomalies (contours; units: $^{\circ}\text{C}$) and net heat flux anomalies (shadings; units: W m^{-2}) for (a, b) warm and (c, d) cold eddies with (a, d) positive and (b, c) negative wind speed anomalies

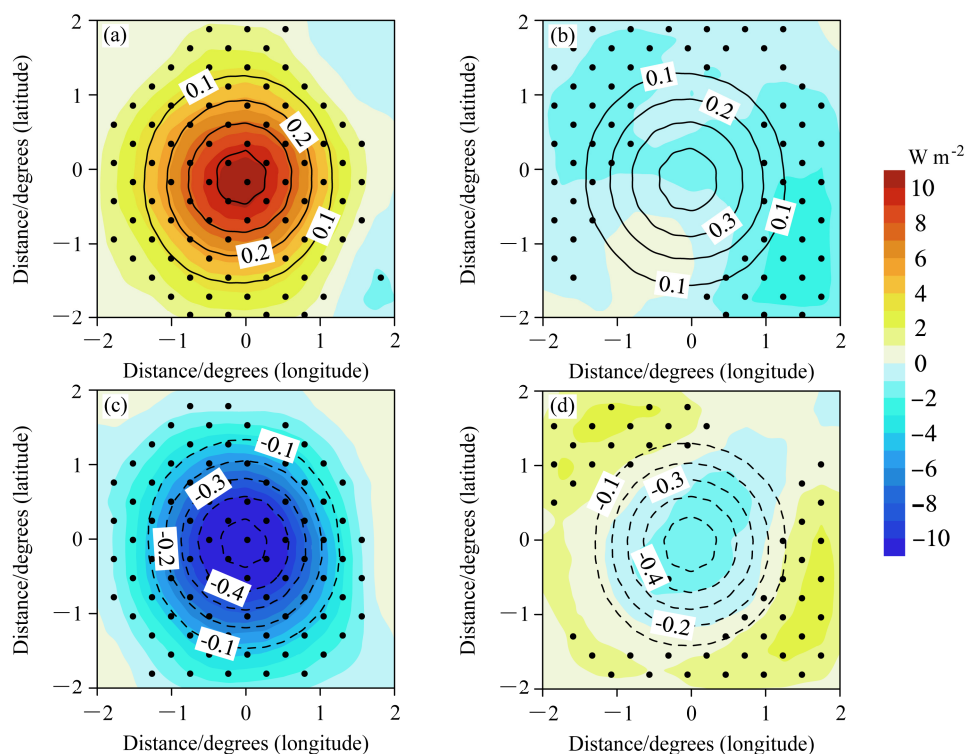


图8 同图7, 但阴影为潜热通量异常 (单位: W m^{-2})

Fig. 8 Same as Fig. 7, but the shadings indicate latent heat flux anomalies (units: W m^{-2})

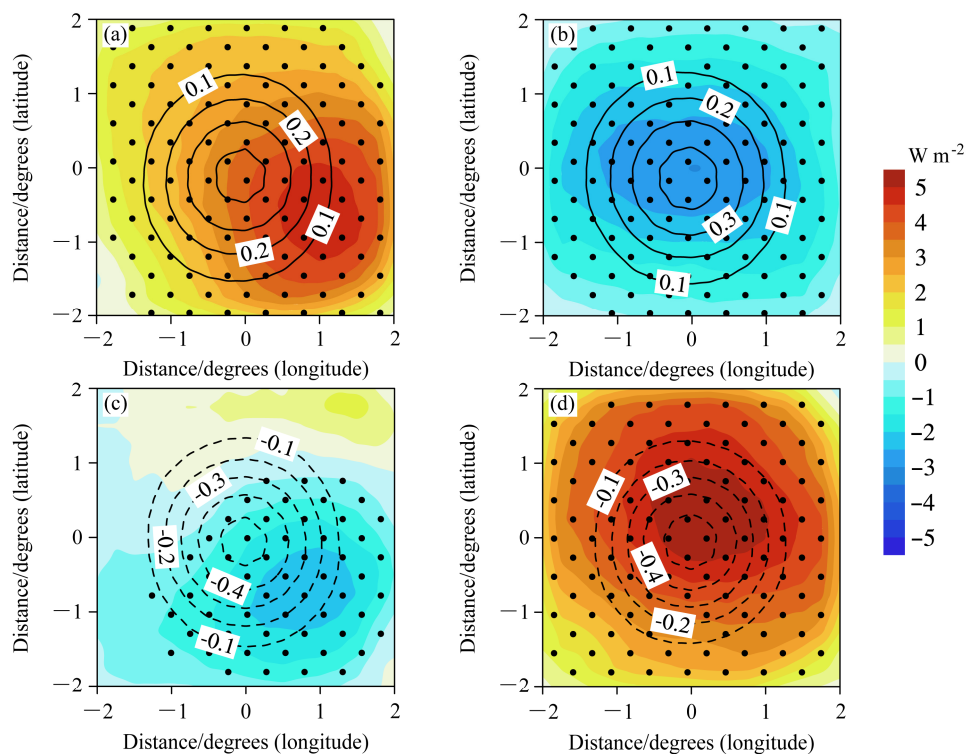


图9 同图7, 但为净短波辐射异常(阴影, 单位: W m^{-2})

Fig. 9 Same as Fig. 7, but for net shortwave radiation flux anomalies (shadings; units: W m^{-2})

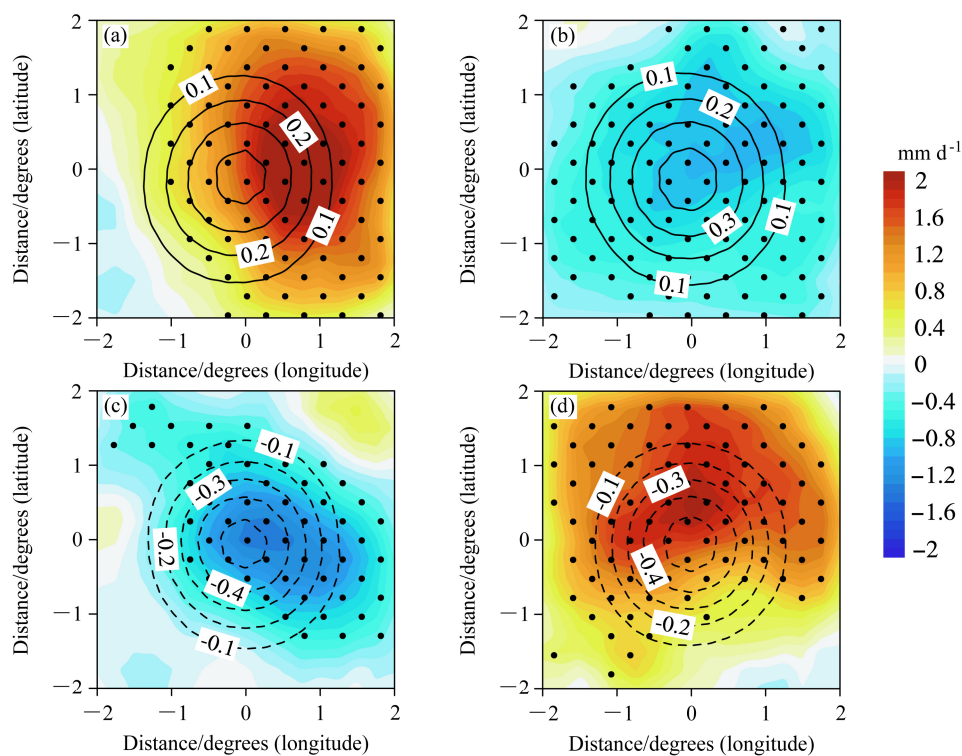


图10 同图7, 但为降水量异常(阴影, 单位: mm d^{-1})

Fig. 10 Same as Fig. 7, but for precipitation anomalies (shadings; units: mm d^{-1})

的冷涡来说, 当海表风场的强辐合使得海表风速增强时, 由于涡旋中心存在风速的极大值, 故冷涡北侧出现强气旋性切变涡度。同时出现向上净热通量, 且高空云和降水增多, 这样到达海表面的太阳辐射减少, SST 降低, 有利于冷涡的维持。

3.2.4 涡旋上空大气变量的垂直分布特征

为进一步验证上述推想是否合理, 接下来对涡旋上空大气变量的垂直分布进行探讨。

图 12a-d 给出了涡旋上空垂直速度异常的经度—高度剖面图。可以看出, 风速正(负)异常情况的暖(冷)涡上空垂直速度为负(正)异常, 风速负(正)异常情况下暖(冷)涡上空为正(负)异常。这说明海表风速与 SST 同位相情况下的暖(冷)涡上空存在上升(下沉)气流, 这与涡旋上空降水、云量增多(减少)的分布特征一致。而在海表风速与 SST 反相关情况下, 暖(冷)涡上空和下游存在下沉(上升)气流, 对应涡旋上空云和降水量的减少(增多)。

图 13 给出四种情况下涡旋上空大气温度异常沿涡旋中心纬度的经度—高度剖面图, 不难发现, SST 与海表风速同位相(图 13a, c)时, 暖(冷)涡上空中高层温度为正(负)异常, 这与其上升运动产生降水所释放的凝结潜热加热大气(云和降水减少使得凝结潜热减少)有关。同时云和降水的增多(减少)会使得到达大气低层的太阳辐射减少(增多), 大气低层相对冷却(增暖), 900 hPa 表现为温度负(正)异常。而暖(冷)涡自身对大气边界层温度有加热(冷却)作用, 故可以看到在边界层内存在浅薄暖(冷)区。

对于 SST 与海表风速反位相情况, 暖(冷)涡上空大气的暖(冷)区达到 800 hPa (850 hPa)。这种情况反映了大气对海洋的强迫, 具体解释如下: 对风速负异常的暖涡(图 13b)而言, 其上空降水和总云量减少, 到达大气低层和海表面的太阳辐射增加, 大气低层和海表面受到加热, 有利于暖涡形成和维持; 同时下沉气流绝热增温, 造成大气低层显著增暖; 另外受大气强迫发展的暖涡自身对大气边界层有加热的正反馈作用。以上三方面的共同作用使得大气低层的暖区较为深厚。

对于冷涡风速正异常(图 13d)的情况而言, 大气中低层辐合上升运动产生降水, 高层释放凝结潜热使大气增温, 故大气中高层温度为正异常。同时由于云和降水增多, 到达大气低层和海表面的太

阳辐射减少, 大气低层相对冷却, 引起 SST 降低, 有利于海洋冷涡发展。同时冷涡本身对大气边界层有冷却的正反馈作用, 故大气低层的冷区较为深厚。

从位势高度(图 14)来看, 风速正(负)异常下的暖(冷)涡上空表现为负(正)的位势高度异常, 且在暖涡中心的下风侧存在极小值(图 14a, c)。这不难理解: 海洋暖(冷)涡加热(冷却)大气柱, 使大气柱密度减小(增大), 大气位势高度降低(升高), 位势高度负(正)异常使得涡旋上空产生上升(下沉)运动, 对应云和降水增多(减少)。

而对于 SST 与海表风速反位相的情况(图 14b, d), 负(正)风速异常下的暖(冷)涡上空存在正(负)位势高度异常, 这支持了之前的推测的合理性: 正(负)位势高度与下沉(上升)运动相匹配, 且大气中低层存在深厚暖区(冷区), 云和降水较少(增多), 在这种晴热(阴雨)天气下有利于暖(冷)涡形成和发展。

此外, 不同情况下的总云量和降水分布有显著的差异, 大气的相对湿度又有着怎样的分布特征? 图 15 给出不同情况下大气相对湿度异常沿中心纬度的经度—高度合成场。可以看出, 风速正异常时, 暖涡上空边界层相对湿度较小, 此时边界层大气温度为正异常, 边界层内水汽相对蒸发; 中高层相对湿度较大, 此时上升运动使得水汽凝结、中高层降水和云量增多(图 15a)。风速负异常时, 冷涡上空边界层内相对湿度较大, 这与其边界层温度相对较低从而相对减弱了水汽蒸发有关。900 hPa 高度及大气高层相对湿度转为显著负异常, 这与其降水和云量负异常的特征匹配(图 15c)。

对应风速负异常的暖涡上空(图 15b), 大气中低层相对湿度为显著负异常, 中低层较干, 这与该情形下的位势高度正异常和晴好天气相匹配。同样, 对应风速正异常的冷涡上空(图 15d)相对湿度异常为正, 且 600 hPa 高度上存在相对湿度的极大值, 这与其上空低层辐合垂直上升运动产生较多云和降水的特征相吻合。

3.3 海洋变量的空间分布特征

由以上分析可见, 海表风速与 SST 的不同配置关系反映了涡旋与大气耦合的不同特征。涡旋对应的海洋变量又有怎样的分布特征? 图 16 给出四种情况下沿涡旋中心纬度的海水温度异常及其风速正负异常时差值场的经度—深度合成分布。从图

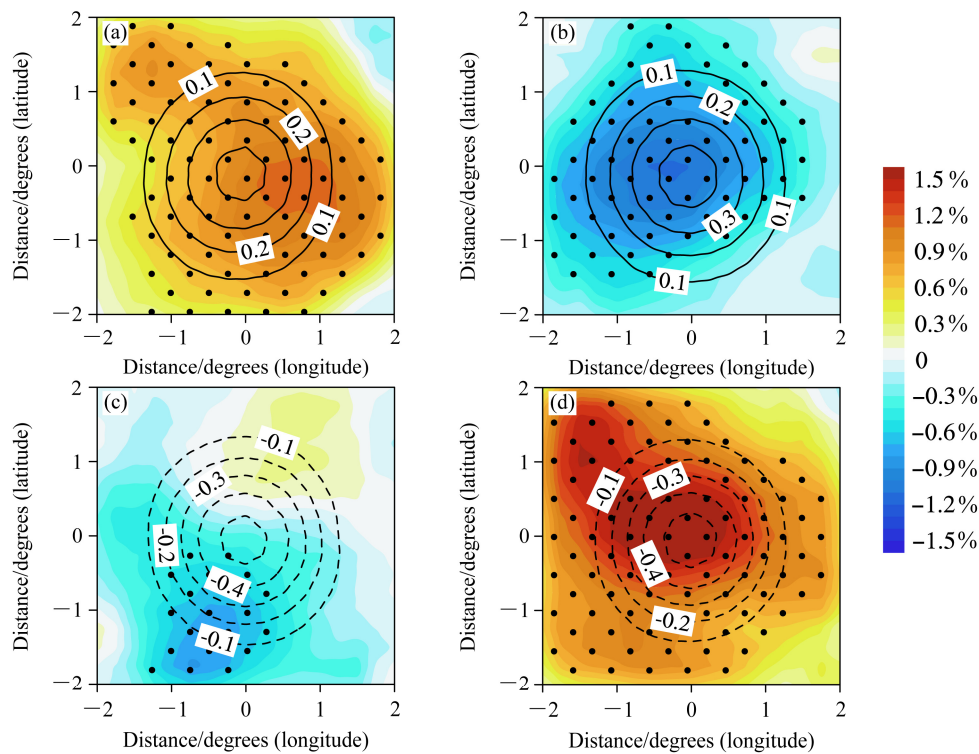
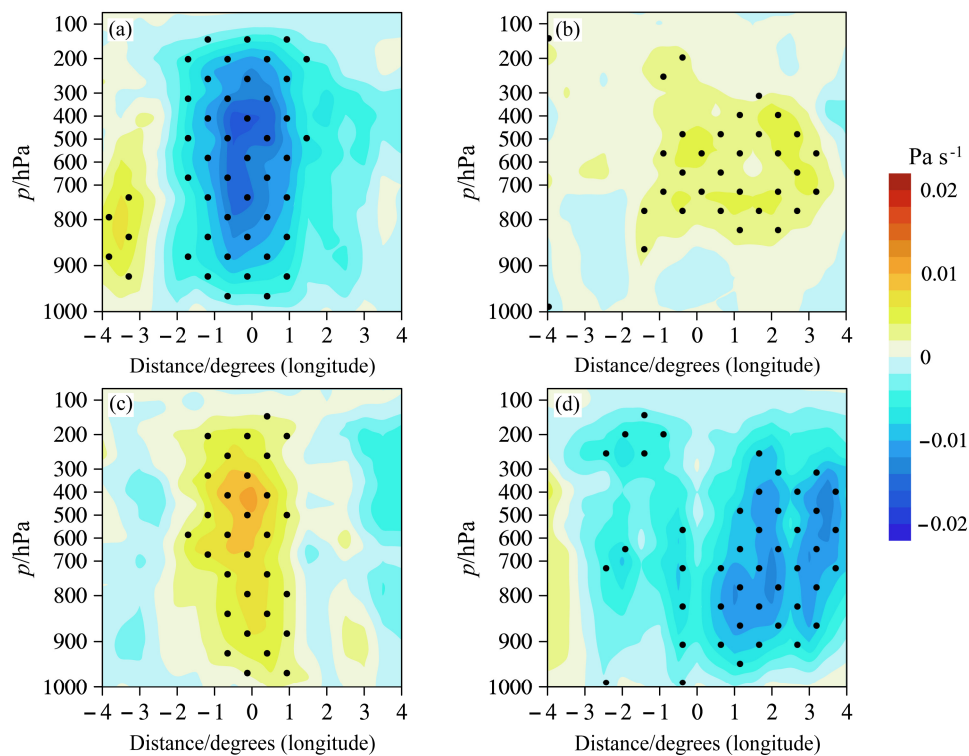


图 11 同图 7, 但为总云量异常 (阴影)

Fig. 11 Same as Fig. 7, but for total cloud cover anomalies (shadings)

图 12 暖涡 (a) 风速正异常、(b) 风速负异常和冷涡 (c) 风速正异常、(d) 风速负异常情况下沿中心纬度的垂直速度异常的 (阴影, 单位: Pa s^{-1}) 经度—高度合成分布Fig. 12 Longitude–height cross sections of the composite vertical velocity anomalies (shadings; units: Pa s^{-1}) along the eddy center's latitude for (a, b) warm and (c, d) cold eddies with (a, d) positive and (b, c) negative wind speed anomalies

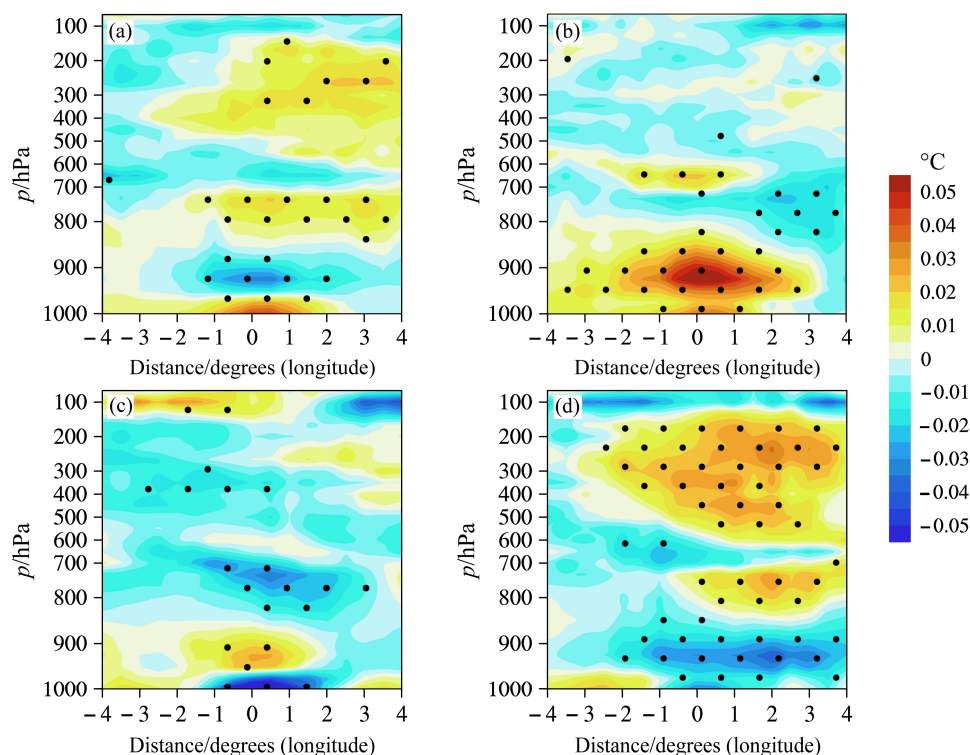
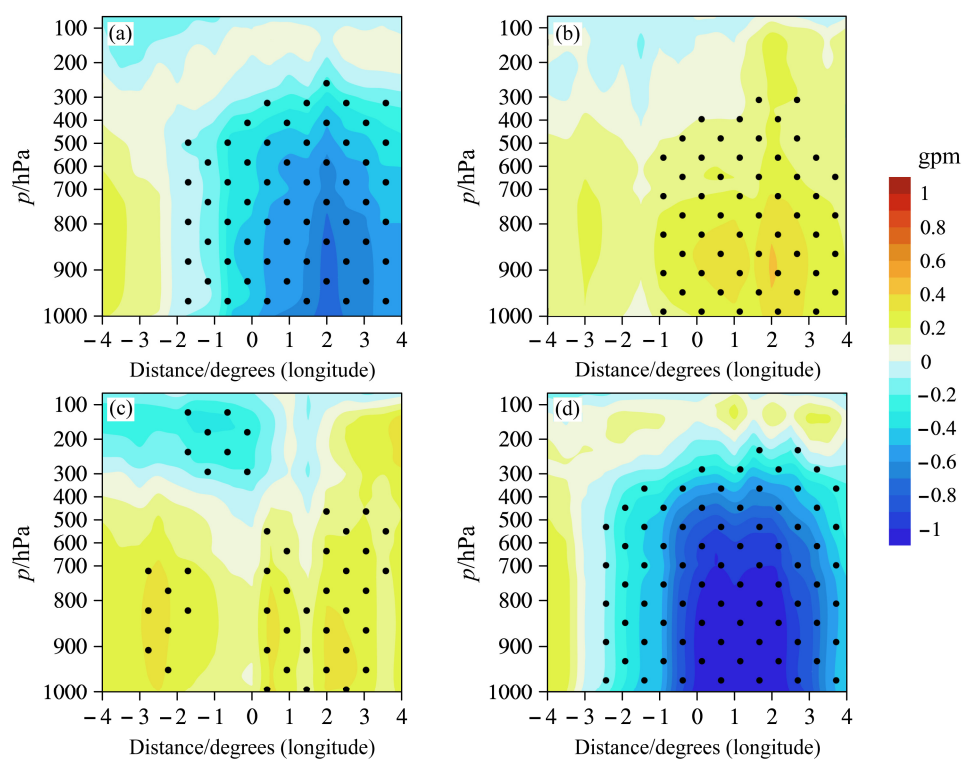
图 13 同图 12, 但为大气温度异常 (阴影, 单位: $^{\circ}\text{C}$)Fig. 13 Same as Fig. 12, but for atmospheric temperature anomalies (shadings; units: $^{\circ}\text{C}$)

图 14 同图 12, 但为位势高度异常 (阴影, 单位: gpm)

Fig. 14 Same as Fig. 12, but for geopotential height anomalies (shadings; units: gpm)

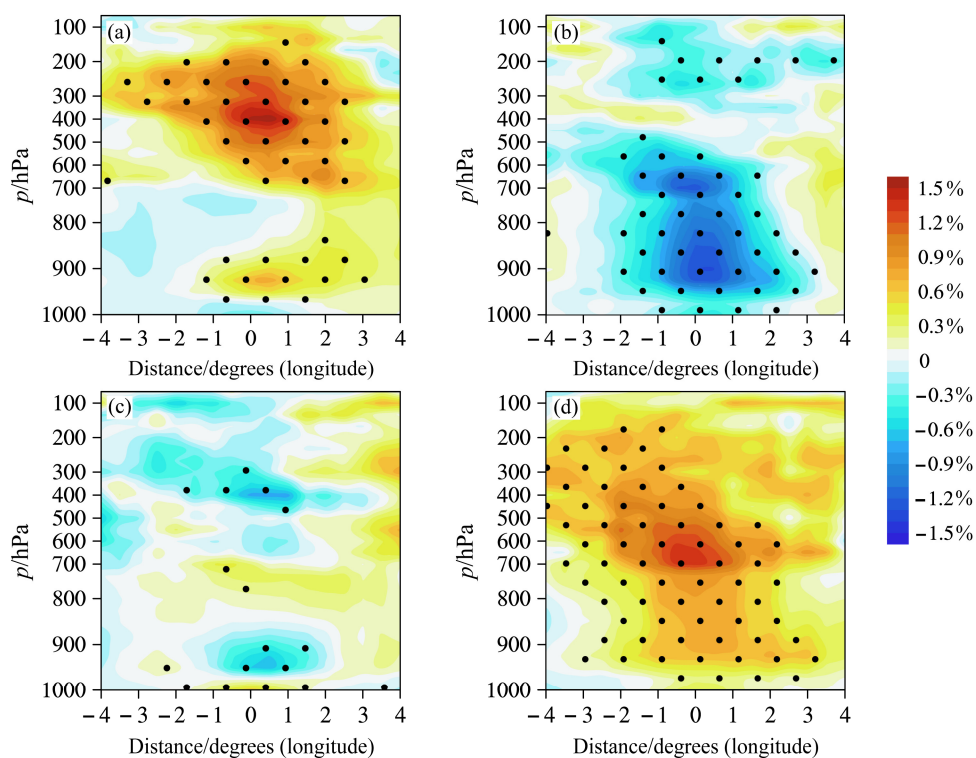
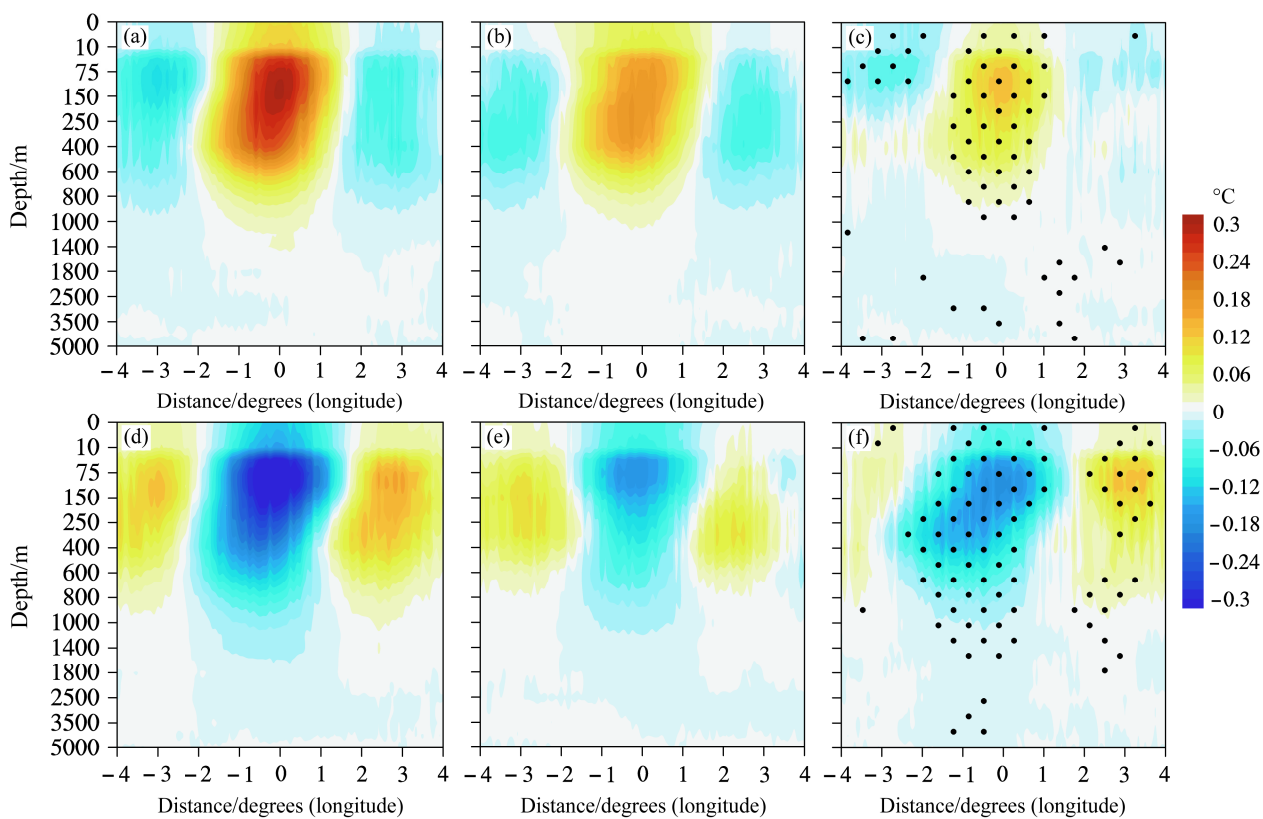
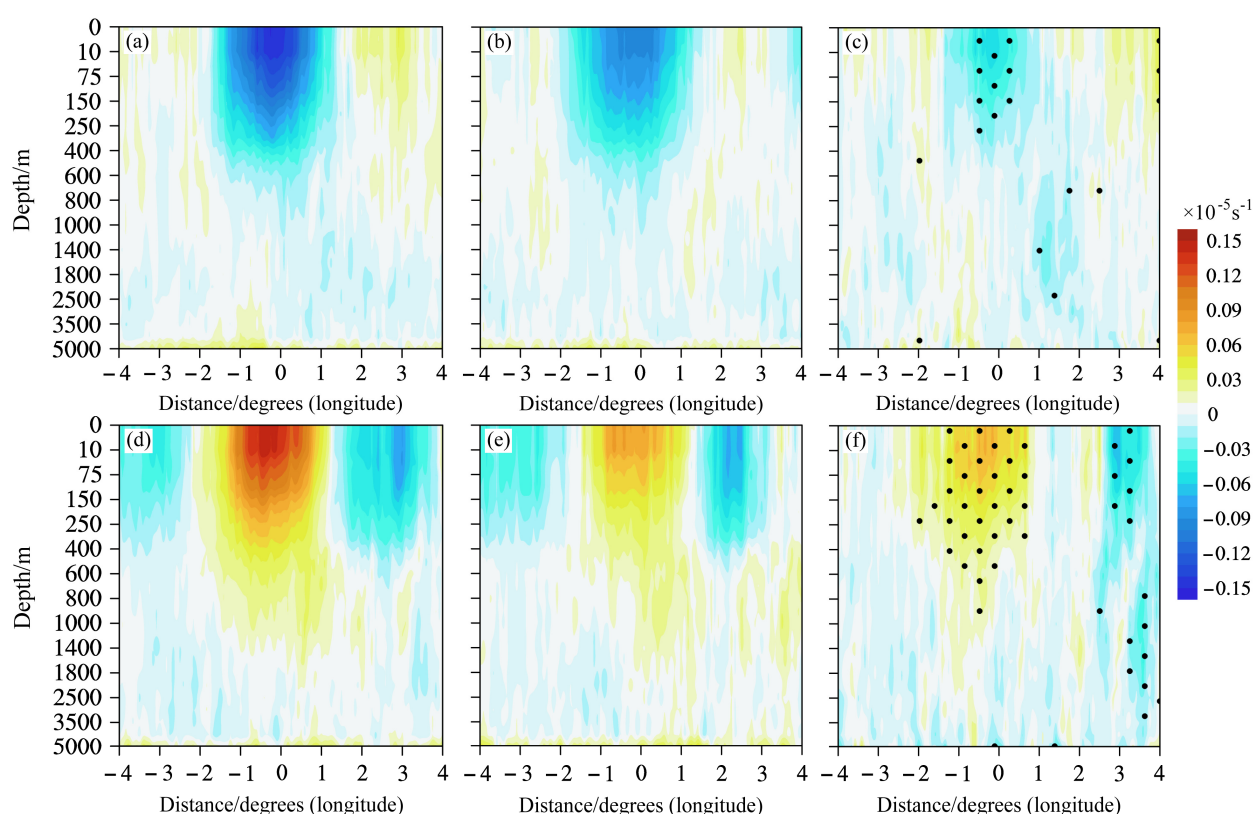


图 15 同图 12, 但为相对湿度异常 (阴影)

Fig. 15 Same as Fig. 12, but for relative humidity anomalies (shadings)

图 16 暖涡 (a) 风速正异常、(b) 风速负异常和冷涡 (d) 风速负异常、(e) 风速正异常情况下沿涡旋中心纬度的海水温度异常 (阴影, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 的经度—深度合成场及 (c) 暖涡、(f) 冷涡 SST 异常与风速同位相减去反位相时海水温度异常差值沿涡旋中心纬度的经度—深度合成分布Fig. 16 Longitude–depth cross sections of the composite temperature anomalies (shadings; units: $^{\circ}\text{C}$) of seawater along eddy center's latitude for (a, b) warm and (d, e) cold eddies with (a, e) positive and (b, d) negative wind speed anomalies. (c, f) Longitude–depth cross sections of the composite differences between positive and negative phase of SST anomalies with wind speed anomalies for (c) warm and (f) cold eddies along the eddy center's latitude

图 17 同图 16, 但为海流涡度 (阴影, 单位: 10^{-5} s^{-1})Fig. 17 Same as Fig. 16, but for current vorticity (shadings; units: 10^{-5} s^{-1})

16a, b 不难发现, 海表风速与 SST 同位相时海温最大异常值约达到 0.3°C , 大于海表风速与 SST 反位相的异常值 (约 0.18°C)。从图 16c 可以看出, 暖涡这两种情况下海水温度异常的差异通过了显著性检验。从冷涡 (图 16d-f) 来看其海温分布也有相似特征, 海表风速与 SST 同位相 (反位相) 情况下海温负异常达到 -0.3°C (-0.12°C) 左右, 且这种差异通过显著性检验, 可见风速负异常的冷涡海水温度更低。综上, 从海温来看, 对于海表风速与 SST 同位相的海洋涡旋的强度显著强于反位相情况下的涡旋, 这一定程度上说明了以海洋强迫大气为主的海洋涡旋较为深厚, 大气影响海洋的海洋涡旋较为浅薄。

以上是从海温方面分析了海洋涡旋的强度, 那么从海流旋度方面分析, 海洋涡旋强度是否也有相似的分布特征呢? 利用 FRA-JCOPE2 海流资料计算海流的旋度, 再合成得到沿涡旋中心纬度的海流旋度及其风速正负异常时差值场的经度—深度剖面图。由图 17 可以看出, 涡旋对应的旋度在近海面达到最强, 且海表风速与 SST 同位相时暖 (冷)

涡的旋度强于反位相时暖 (冷) 涡的旋度, 并且这种差异均通过显著性检验。不难发现, 从涡旋旋度方面来看, 以海洋强迫大气为主的海洋涡旋较大气影响海洋产生的涡旋深厚, 这与由海温垂直分布得出的结论是一致的。

4 结论与讨论

本文利用高分辨率卫星、同化和再分析资料, 首先进行了涡旋探测, 接着应用合成分析和滤波等方法, 研究了北太平洋副热带地区夏季海洋涡旋与大气之间的耦合关系。结果表明:

(1) 在日时间尺度上, 北太平洋副热带地区夏季涡旋上空 SST 与海表风速之间不仅存在同位相的正相关关系, 也存在反位相的负相关关系。即暖涡上空既对应有大风速, 也对应有小风速; 冷涡上空既对应有小风速, 也对应有大风速。

(2) 海表风速与 SST 同位相时, 暖 (冷) 涡上空有净热通量强正 (负) 异常, 降水、云量增多 (减少), 大气边界层内存在浅薄暖 (冷) 区, 涡旋上空为负 (正) 位势高度异常, 存在上升 (下沉) 运

动, 大气中上层相对湿度较大(较小), 海洋中的暖(冷)涡较为深厚。这些现象表明海洋暖(冷)涡通过加热(冷却)大气边界层, 使得大气变得不稳定(稳定), 增强(减弱)了垂直混合作用, 海表风速增加(减小), 同时暖(冷)涡上空云和降水增多(减少); 从海水温度异常和海流旋度来看, 这种暖(冷)涡较为深厚, 这在一定程度上表明了海洋涡旋对大气的强迫。

(3) 海表风速与 SST 反位相时, 暖(冷)涡上空存在向下(上)净热通量异常, 降水、云量减少(增多), 大气低层温度暖(冷)中心较为深厚达到 800 hPa, 位势高度为正(负)异常, 存在下沉(上升)运动, 大气相对湿度较小(大), 海洋中的暖(冷)涡较为浅薄。这表明, 当暖(冷)海温异常对应弱(强)海表风速时, 对应于其上的对流层大气中出现了位势高度正(负)异常、中低层较干(湿)、气温较高(低)这样的大气配置; 同时下沉(上升)运动对应云和降水减少(增多)使得到达海表面的太阳辐射增加(减少), 且海表面净热通量向下(上), 海洋得到热量增加(减少), 有利于暖(冷)涡的形成和维持。这种涡旋海水温度异常和海流旋度较弱, 涡旋较为浅薄, 因此在一定程度体现了海洋对大气强迫的响应。

此外, 本文还采用海表高度异常来判断中尺度海洋涡旋, 并比较分析了与 SST 异常判断中尺度涡的结果差异(图略), 发现两种方法识别中尺度涡所得各物理量的总体分布特征基本一致。另外, 前文中提到 EKE 最大值出现在 6 月份, 似乎选择 5~7 月较为合适一些, 因而本文比较分析了其与 6~8 月的中尺度涡对应各物理量分布特征(图略), 发现两者所得结论基本一致; 又由于常规定义的夏季为 6~8 月, 故本文选取 6~8 月作为研究季节。本文还对涡旋对应各物理量采用二维空间滤波进行了分析(图略), 其各物理量空间分布与一维空间滤波后所得结论基本一致。

需要注意的是, 本文针对夏季副热带地区海洋涡旋与大气的耦合进行了统计分析, 那么这一区域其他季节是否也有同样的特征? 另外, 副热带区域纬度较低, 这一区域热带云系较多且常有台风经过, 这是否增加了大气强迫海洋有利于海洋涡旋发展的概率? 在全球其他涡旋丰富的区域, 如黑潮延伸区、南大洋上, 涡旋与大气相互作用的关系是否普遍存在? 这些问题均需要开展进一步的研究。

参考文献 (References)

- 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 (7): 1479–1498, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<1479:OOCBSW>2.0.CO;2.
- Chelton D B, Schlax M G, Freilich M H, et al. 2004. Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds [J]. *Science*, 303 (5660): 978–983, doi:10.1126/science.1091901.
- Chen L J, Jia Y L, Liu Q Y. 2017. Oceanic eddy-driven atmospheric secondary circulation in the winter Kuroshio Extension region [J]. *J. Oceanogr.*, 73 (3): 295–307, doi:10.1007/s10872-016-0403-z.
- Dong C M, Nencioli F, Liu Y, et al. 2011. An automated approach to detect oceanic eddies from satellite remotely sensed sea surface temperature data [J]. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 8 (6): 1055–1059, doi:10.1109/LGRS.2011.2155029.
- 冯劭华, 罗德海, 钟霖浩. 2015. 黑潮延伸区中尺度涡年代际变化与北太平洋风暴轴变化之间的关系 [J]. *大气科学*, 39 (5): 861–874.
- Feng Shaohua, Luo Dehai, Zhong Linhao. 2015. The relationship between mesoscale eddies in the Kuroshio Extension region and storm tracks in the North Pacific [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 39 (5): 861–874, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1410.14142.
- Frankignoul C. 1985. Sea surface temperature anomalies, planetary waves, and air-sea feedback in the middle latitudes [J]. *Rev. Geophys.*, 23 (4): 357–390, doi:10.1029/RG023i004p00357.
- Frenger I, Gruber N, Knutti R, et al. 2013. Imprint of southern Ocean eddies on winds, clouds and rainfall [J]. *Nat. Geosci.*, 6 (8): 608–612, doi:10.1038/NGEO1863.
- Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106 (449): 447–462, doi:10.1002/qj.49710644905.
- Kwon Y O, Alexander M A, Bond N A, et al. 2010. Role of the Gulf Stream and Kuroshio-Oyashio Systems in large-scale atmosphere-ocean interaction: A review [J]. *J. Climate*, 23 (12): 3249–3281, doi:10.1175/2010JCLI3343.1.
- 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): 2418–2436, doi:10.1175/1520-0469(1987)044<2418:OTROSS>2.0.CO;2.
- Liu J W, Zhang S P, Xie S P. 2013. Two types of surface wind response to the East China Sea Kuroshio front [J]. *J. Climate*, 26 (21): 8616–8627, doi:10.1175/JCLI-D-12-00092.1.
- Liu Y, Dong C M, Guan Y P, et al. 2012. Eddy analysis in the subtropical zonal band of the North Pacific Ocean [J]. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.*, 68: 54–67, doi:10.1016/j.dsr.2012.06.001.
- 马静, 徐海明, 董昌明. 2014. 大气对黑潮延伸区中尺度海洋涡旋的响应——冬季暖、冷涡个例分析 [J]. *大气科学*, 38 (3): 438–452.
- Ma Jing, Xu Haiming, Dong Changming. 2014. Atmospheric response to mesoscale oceanic eddies over the Kuroshio Extension: Case analyses of warm and cold eddies in winter [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 38 (3): 438–452, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.

- 2013.13151.
- Ma J, Xu H M, Dong C M. 2016. Seasonal variations in atmospheric responses to oceanic eddies in the Kuroshio Extension [J]. *Tellus A*, 68 (1): 31563, doi:10.3402/tellusa.v68.31563.
- Ma J, Xu H M, Dong C M, et al. 2015. Atmospheric responses to oceanic eddies in the Kuroshio Extension region [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120 (13): 6313–6330, doi:10.1002/2014JD022930.
- 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 (14): 2340–2354, doi:10.1175/2780.1.
- O'Neill L W, Chelton D B, Esbensen S K. 2005. High-resolution satellite measurements of the atmospheric boundary layer response to SST variations along the Agulhas Return Current [J]. *J. Climate*, 18 (14): 2706–2723, doi:10.1175/JCLI3415.1.
- Putrasahan D A, Miller A J, Seo H. 2013. Isolating mesoscale coupled ocean–atmosphere interactions in the Kuroshio Extension region [J]. *Dyn. Atmos. Oceans*, 63: 60–78, doi:10.1016/j.dynatmoce.2013.04.001.
- Qiu B, Chen S M. 2005. Eddy-induced heat transport in the subtropical North Pacific from Argo, TMI, and altimetry measurements [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 35 (4): 458–473, doi:10.1175/JPO2696.1.
- Robinson A R. 1983. *Eddies in Marine Science* [M]. Berlin Heidelberg: Springer, 609pp.
- Tokinaga 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 (17): 3470–3482, doi:10.1175/JCLI3485.1.
- 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 (12): 1492–1499, doi:10.1175/1520-0442(1989)002<1492:TOSST>2.0.CO;2.
- Xie S P. 2004. Satellite observations of cool ocean–atmosphere interaction [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85 (2): 195–208, doi:10.1175/BAMS-85-2-195.
- 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 Jinghai. 2008. Observed oceanic feedback to the atmosphere over the Kuroshio Extension during spring time and its possible mechanism [J]. *Chinese Science Bulletin*, 53 (12): 1905–1912, doi:10.1007/s11434-008-0138-3.
- Xu H M, Xu M M, Xie S P, et al. 2011. Deep atmospheric response to the spring Kuroshio over the East China Sea [J]. *J. Climate*, 24 (18): 4959–4972, doi:10.1175/JCLI-D-10-05034.1.
- 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, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.06.04.