

胡凤良, 王丽琼, 左瑞亭, 等. 2018. 北太平洋风暴轴对黑潮延伸体系统变异的响应及其能量转换机制 [J]. 气候与环境研究, 23 (6): 702–714. Hu Fengliang, Wang Liqiong, Zuo Ruiting, et al. 2018. Response of the North Pacific storm track to systematic variation in Kuroshio extension and its energy transformation mechanism [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 23 (6): 702–714, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2018.17151.

北太平洋风暴轴对黑潮延伸体系统变异的 响应及其能量转换机制

胡凤良^{1,2} 王丽琼^{1,3} 左瑞亭^{1,3} 王超⁴

1 国防科技大学气象海洋学院, 南京 211101

2 中国人民解放军 95871 部队, 湖南衡阳 421002

3 南京雨后地软环境技术有限公司, 南京 210013

4 河南省信阳市环境监测站, 河南信阳 464000

摘 要 西北太平洋纬向扰动海温经验正交函数 (EOF) 分解第一和第三模态、第二和第四模态分别代表同期黑潮延伸体和亲潮强弱的配置关系, 将两者的典型位相合成, 可以分别得到延伸体收缩和扩张状态时的典型模态海温, 本文以此及气候态海温作为初始海温强迫场, 利用 CESM1.2.0 模式, 讨论了延伸体的系统变异对北太平洋风暴轴的影响及其在不同能量转换过程的主要影响机制, 结果表明, 延伸体收缩状态下, 北太平洋风暴轴强度整体加强, 而扩张模态下强度减弱。空间分布上, 收缩模态下, 风暴轴主要体现为经向方向的变化, 中心及其以北强度加强, 中心以南减弱; 扩张状态下, 则主要表现为纬向方向的差异, 中心及以西强度减弱明显, 中心以东有所增强。对能量转换的诊断分析表明, 正压能量转换过程对涡动动能的变化贡献很小, 且在风暴轴中心附近, 其作用主要为消耗涡动动能, 延伸体收缩状态下其消耗作用增强, 而扩张状态下消耗作用减弱, 这一差异主要是由于不同海温异常强迫下瞬变涡旋的形变不同造成; 斜压有效位能释放比正压能量转换大一个量级以上, 该过程几乎全部通过基流的经向温度梯度和经向涡动热量输送的相互作用完成, 在这一过程中大气斜压性 (经向温度梯度) 起了关键性作用, 大气斜压性异常、基流经向温度梯度异常、斜压有效位能释放异常与风暴轴异常的空间分布均具有较好的对应关系, 该过程可能也是延伸体海温异常影响北太平洋风暴轴的主要物理过程; 涡动有效位能需要进一步转换为涡动动能才能产生瞬变涡旋运动, 涡动有效位能释放的量级与斜压有效位能的释放相当, 但数值要小, 这一过程通过冷暖空气的上升下沉运动完成, 延伸体异常模态下, 扰动垂直速度和扰动温度的负相关性的变化与涡动有效位能向涡动动能转换的变化也有较好的对应关系。

关键词 北太平洋风暴轴 黑潮延伸体系统变异 能量转换 大气斜压性

文章编号 1006-9585 (2018) 06-0702-13

中图分类号 P435⁺.2

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2018.17151

Response of the North Pacific Storm Track to Systematic Variation in Kuroshio Extension and Its Energy Transformation Mechanism

HU Fengliang^{1,2}, WANG Liqiong^{1,3}, ZUO Ruiting^{1,3}, and WANG Chao⁴

1 College of Meteorology and Oceanography, National University of Defense Technology, Nanjing 211101

2 95871 Troop, People's Liberation Army of China, Hengyang, Hunan Province 421002

收稿日期 2017-10-26; **网络预出版日期** 2018-03-23

作者简介 胡凤良, 男, 1993 年出生, 硕士, 主要从事气候数值模拟研究。E-mail: 15895904544@163.com

通讯作者 左瑞亭, E-mail: ratinzuo@126.com

资助项目 国家自然科学基金项目 41490642

Funded by National Natural Science Foundation of China (NSFC, Grant 41490642)

3 Nanjing Star-Jelly Environmental Consultants Limited Company, Nanjing 210013

4 Environmental Monitor Station of Xinyang, Henan Province, Xinyang, Henan Province 464000

Abstract The first and third modes, and the second and fourth modes of the empirical orthogonal function (EOF) decomposition of the zonal sea surface temperatures (SST) perturbations (ZSSTP) in the Northwest Pacific are in good synchronous correlations, respectively. By synthesizing the typical phases of the two separately, the typical SST modes of the Kuroshio Extension (KE) in contraction and elongation states can be obtained. The influences of the variability of KE on the North Pacific storm track and the main mechanisms in different energy conversion processes are discussed based on the CESM1.2.0 model simulations, which are initialized with SST forcing fields in contraction and elongation modes and with climatological SST, respectively. It is found that under the KE's contraction mode, the intensity of the North Pacific storm track basically enhances, but the vortex activities weaken to the south of the center; under the KE's elongation mode, the intensity of the storm track decreases to the west of the center but the vortex activities increase to the east of the center. Diagnostic analysis of energy conversion shows that the barotropic energy conversion process makes little contribution to the change of the eddy kinetic energy (EKE). Near the center of the storm track, its major effect is to consume EKE. Under the contraction mode of the KE, the EKE consumption in the barotropic energy conversion process weakens, while it enhances under the elongation state of KE. The above differences are mainly due to different deformations of the transient eddies under different SST anomalies. The baroclinic potential energy release is one order of magnitude higher than the barotropic energy conversion. It is completed through the interaction between the meridional temperature gradients of the base flow and the meridional vortex heat transport. The atmospheric baroclinicity (meridional temperature gradient) plays a key role in this process, while the spatial distribution of the atmospheric baroclinic anomalies, the meridional temperature gradient anomalies of base flows, the baroclinic effective potential energy release anomalies and the storm tracks anomalies all have a good correspondence. This process may also be the main physical process for SST anomalies of the KE to affect the North Pacific storm track. Eddy effective potential energy needs to convert to EKE to produce transient vortex motions. The magnitude of the release of the eddy effective potential energy is approximately the same as that of the baroclinic effective potential energy, but the value is relatively small. This process is accomplished by the warm air rising and cold air falling. The changes in the negative correlation between perturbed vertical velocity and perturbed temperature also agree well with the variations of the conversion from the eddy effective potential energy to the eddy kinetic energy.

Keywords North Pacific storm track, Systematic variations of the Kuroshio extension, Energy conversion, Atmospheric baroclinic property

1 引言

风暴轴指大气中 2.5~6 d 天气尺度瞬变涡旋最活跃的区域, 瞬变涡旋的频繁活动, 能为局地带来大量降水, 促进副热带和中纬度之间热量、动量的平衡和再分配, 维持中纬度的大气环流, 在中纬度天气和气候系统中均扮演着重要角色 (高守亭等, 1992; 吴国雄等, 1994; Luo et al., 2011)。黑潮延伸体一般指在 (35°N, 140°E) 附近脱离日本东海岸的束缚, 转向流入北太平洋开阔盆地的黑潮, 作为西边界的延续, 黑潮延伸体仍保持着高温、高速、高涡动性等特征 (Bernstein and White, 1981; Lebedev et al., 2003; Wang et al., 2012), 黑潮延伸体区域感热潜热通量很大, 净热释放是全球海洋中最大的 (Hsiung, 1985), 在中纬度海气相互作用中扮

演着重要角色 (Peng and Whitaker, 1999; 王晓丹等, 2011)。

不同的风暴轴表征量均表明, 在中纬度北太平洋上空, 风暴轴表征量具有最大值, 与黑潮延伸体区域具有很强的对应关系 (Blackmon, 1976; Chang et al., 2002)。关于北太平洋风暴轴对延伸体海温异常的响应, 以往的研究多集中在延伸体/亲潮海洋锋的强度和位置方面 (Yao et al., 2016; 刘明洋等, 2017), 事实上, 延伸体的系统性变异, 对风暴轴的强度和结构同样具有重要影响。Qiu (2002, 2003) 研究了黑潮延伸体对海气相互作用的贡献, 指出延伸体大尺度的变化会影响到海表面的热平衡, 从而为海气热交换提供条件; Hoskins and Valdes (1990) 利用一个定长波模型发现非绝热加热对维持中纬度西边界流上空的平均斜压性具有重要作用, 可以抵消增长性斜压涡旋对经向温度梯度和低层斜

压性的减弱效应。Nakamura et al. (2004) 发现, 穿越黑潮延伸体区域的底层海气热通量交换会产生较大的差异, 从而增强了大气斜压性, 有利于风暴轴的发展, 并对其上方风暴轴位置产生“锚定”作用。

海表温度 (sea surface temperature, SST) 是海气相互作用的关键因素, 直接影响到海气热交换的物理过程。传统的海温异常是太阳辐射、北太平洋涛动 (Pacific Decadal Oscillation, PDO)、El Niño 等多个信号对海温影响的综合体现, 并不能准确地描述延伸体自身的热力状态, 因此, 延伸体系统的变异对大气环流变化的贡献也难以评价。有学者 (胡凤良等, 2018) 提出, 纬向扰动海温能很好地反映出强海洋平流的热量输送作用对 SST 的调整, 在西北太平洋地区尤其体现了延伸体和亲潮的强弱变化造成的 SST 的变异。因此, 利用中纬度西北太平洋海区纬向扰动海温的典型结构合成的异常海温模态, 可以代表延伸体和亲潮的典型状态, 以此作为数值模式的初始海温强迫场, 也能更好地评价大气环流对延伸体系统性变异的响应。

2 异常海温模态合成

利用 NOAA 的高分辨率海温资料对西北太平洋地区 1993~2013 年月平均纬向扰动海温异常做 EOF 分解, 分解结果第一、二和第三、四模态的空间分布和时间系数分别如图 1、图 2 所示。其中第一、二模态为不受亲潮交汇影响的延伸体纬向收缩和扩张模态, 第三、四模态则反映亲潮的强弱对延伸体扰动海温的影响 (胡凤良等, 2018), 可见, 作为西北太平洋中高纬度的重要洋流, 亲潮的强弱, 对延伸体的热力状态同样有着重要影响, 并且, 亲潮和延伸体在 40°N 附近交汇形成强烈的海洋温度锋, 对中低层大气斜压性的维持有重要作用 (Nonaka et al., 2009; Taguchi et al., 2009)。因此, 研究大气对延伸体异常的响应, 不得不同时考虑亲潮的作用。

由各模态的空间分布可以看出, 第三模态亲潮偏弱的情况下, 延伸体向东北方向倾斜, 而北部海温较低, 对延伸体暖海温具有明显的降温作用, 延伸体暖海温的显著影响区域集中在上游区, 此时延伸体状态应对应模态一收缩态; 反之, 第四模态亲潮偏强的情况下, 延伸体近似纬向平行地东传, 延

伸体暖海温的显著影响区域可扩展至日界线以东地区, 延伸体状态应对应模态二扩张态, 由时间系数也可以发现, 模态一和三、模态二和四的时间系数的符号基本相同。此外, 张丽萍 (2012) 指出, 黑潮延伸体海水盐度较高, 而亲潮海水盐度较低, 淡水平衡的异常会激发出连接延伸体和亲潮的环流圈, 延伸体和亲潮的强度往往表现为一致性变化。综上所述, 第一和第三模态、第二和第四模态反映同一时期延伸体和亲潮强弱的配置关系, 将第一、三模态合成, 可得到亲潮较弱、延伸体收缩时西北太平洋地区纬向扰动海温的典型结构, 同理, 将第二、四模态合成, 可得到亲潮较强、延伸体扩张时纬向扰动海温的典型分布。

考虑到冬季海气温差最大, 海气热通量交换最为剧烈, 本文拟将延伸体和亲潮典型状态年份的 1、2、3 月的特征模态合成, 作为海温的初始强迫场。将第一、三模态均较典型的 1993、1996、1997、1998 年 1~3 月各月的时间系数平均与各自的空间场相乘并叠加, 可得到亲潮较弱、延伸体纬向收缩时的异常扰动海温, 将异常扰动海温与当月的气候态扰动海温和当月的纬向平均海温叠加, 可得到与实际海温同一量级的 1~3 月典型模态海温, 命名其为收缩模态。同理, 将第二、四模态均较典型的 2002、2003、2005、2010 年 1~3 月的时间系数平均与各自的空间场做同样处理, 可得到亲潮较强、延伸体纬向扩张时的典型模态海温, 命名其为扩张模态。

为避免典型模态海温与实际海温在边界处的巨大海温梯度激发出虚假的大气波动, 典型模态海温与实际海温之间必须设置缓冲带, 将典型模态海温边界线内 4 个格点设置为过渡带, 其海温值按如下方式给定:

$$t_b(i) = \alpha_i t_a(i) + (1 - \alpha_i) t_c(i), \quad (1)$$

其中, t_b 为调整后的海温值, i 为过渡带由外边界向内边界的格点数 ($i=1, 2, 3, 4$), t_a 为典型模态海温, t_c 为气候态海温, α_i 为随 i 变化的一个系数, 由外至内, α_i 分别为 0.2、0.4、0.6、0.8, 而过渡带内边界以内, 海温取典型模态海温, 过渡带外边界以外, 海温取气候态海温, 按此方法, 可减小边界处的海温梯度, 保证典型模态海温与气候态海温之间的平稳过渡。1~3 月平均收缩模态海温和扩张模态海温与冬季 1~3 月平均气候态海温之差如图 3 所示, 其中典型模态海温区域为 (25°N~45°N, 140°E~

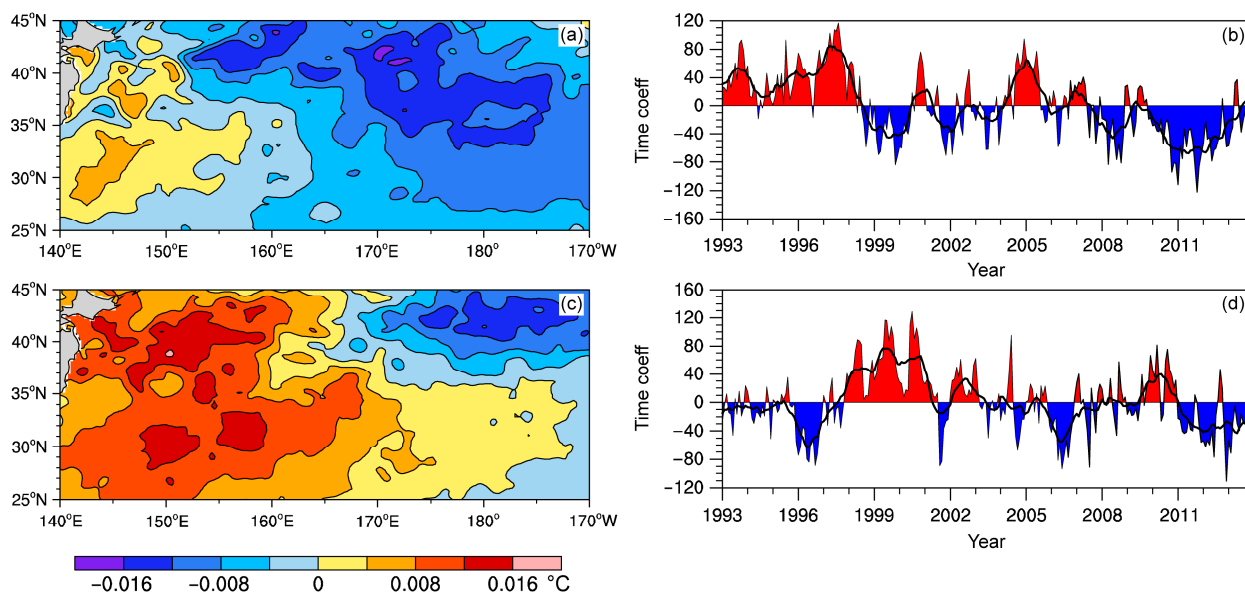


图1 西北太平洋纬向扰动海表温度异常 EOF 分解的 (a, b) 第一模态、(c, d) 第二模态的空间分布 (左列) 及其时间系数 (右列, 黑色曲线为 11 点滑动平均线)

Fig. 1 The spatial distributions (left column) and time coefficients (right column, the black solid lines represent 11-point moving averages) of (a, b) the first and (c, d) second empirical orthogonal function (EOF) modes of the zonal sea surface temperatures (SST) perturbations (ZSSTP) in the western North Pacific

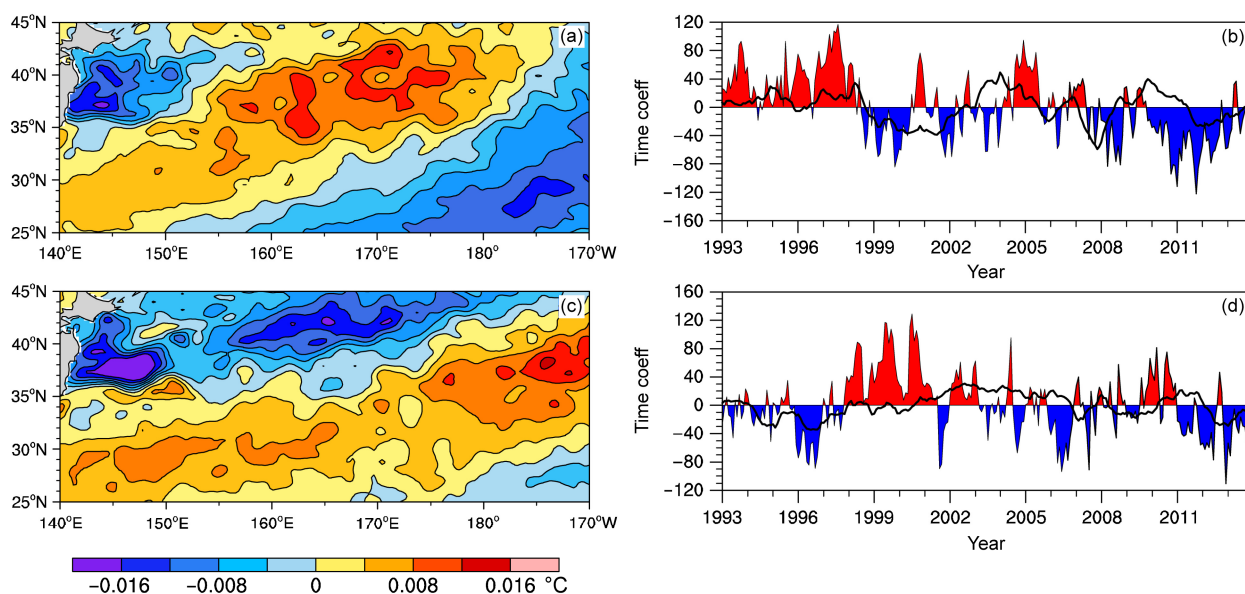


图2 西北太平洋纬向扰动海表温度异常 EOF 分解 (a, b) 第三模态、(c, d) 第四模态的空间分布 (左列) 及其时间系数 (右列, 黑色曲线为 11 点滑动平均线)

Fig. 2 The spatial distributions (left column) and time coefficients (right column, the black solid lines represent 11-point moving average lines) of (a, b) the third and (c, d) fourth EOF modes of the ZSSTP in the western North Pacific

170°W)。

由图 3 可见, 收缩模态下, 延伸体输送引起的正的海温异常强度较弱, 而且从 150°E 的上游开始便向东北方向倾斜, 到达 165°E 附近时, 已基本转变为负的海温异常, 正的海温异常局限在 140°E~

165°E 的狭长区域内, 且强度较弱, 下游为广阔的负异常海温区。而扩张模态下, 延伸体引起的正的海温异常稳定地纬向东传, 可到达日界线以东, 正的海温异常不仅强度大, 东扩距离远, 而且经向范围宽广, 从 25°N~40°N 之间均表现为正的海温异

常, 仅在延伸体的北侧边界处和亚北极锋区附近存在较弱的负海温异常。因此, 根据 EOF 分解结果合成的异常海温模态能突出延伸体系统变异引起的海温调整, 较好地体现出延伸体不同状态下海温的典型分布, 以此作为初始强迫场, 也更能反映出由延伸体异常激发出的大气响应。

3 模拟方案设计

本文采用 CESM1.2.0 (Community Earth System model) 版本进行计算, 为避免大气响应对海温的反馈作用, 不考虑海气之间的耦合, 海洋模块仅提供 SST 作为初始强迫场, 模式采用的大气水平分辨率为 1.9° (纬度) $\times 2.5^\circ$ (经度), 垂直方向为 26 层, SST 的水平分辨率为 1° (纬度) $\times 1^\circ$ (经度)。

为探究北太平洋风暴轴对延伸体系统性变异的响应, 本文拟设计 3 个数值模拟试验。试验一为控制试验, 利用模式自带的气候态月海温资料作为初始强迫场, 积分 10 年, 试验二和试验三为敏感性试验, 积分时间同试验一, 但模式第 6~10 年 1~3 月延伸体区域海温分别用收缩模态和扩张模态海

温代替, 其它时间和区域的海温与试验一保持一致, 将收缩、扩张模态试验与控制试验积分后 5 年的输出结果作为大气对延伸体变异的响应进行分析。

4 模拟结果对比

位势高度滤波方差、涡动动能 (eddy kinetic energy, EKE)、涡动热通量的经向输送 ($\overline{v'T'}$) 3 个物理量均可以反映风暴轴的强弱和位置 (傅刚等, 2009), 考虑到后续对能量转换的诊断与分析, 本文采用 500 hPa EKE 表示风暴轴。EKE 的计算公式为

$$E = (u'^2 + v'^2) / 2, \quad (2)$$

其中, E 表示涡动动能, u' 、 v' 表示利用 Laczos 滤波器从逐日的纬向风和经向风资料中滤出的 2.5~6 d 的瞬变扰动值。控制试验、收缩模态试验、扩张模态试验 500 hPa 平均 EKE 的分布如图 4 所示。

图 4a 为控制试验气候态风暴轴的分布, 由图 4a 可见, 北太平洋风暴轴中心在 (45°N , 160°E ~ 160°W) 附近, 北太平洋中部偏北, 中心近似呈纬

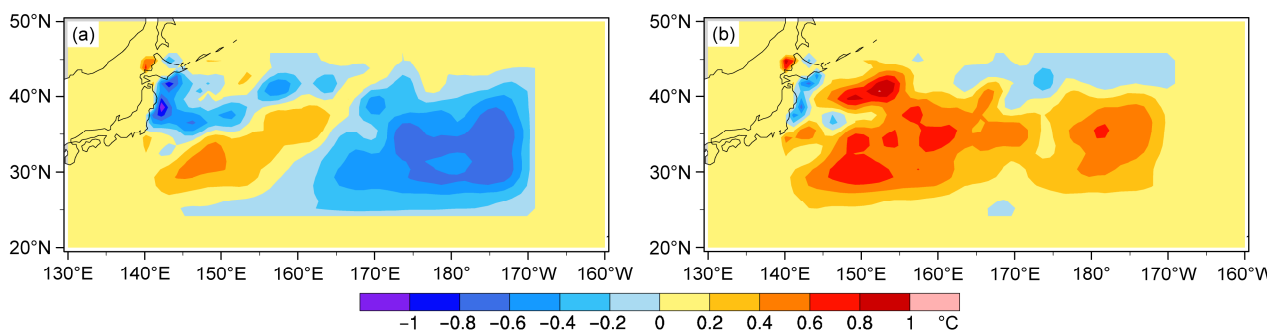


图 3 1~3 月平均 (a) 收缩模态海温、(b) 扩张模态海温与气候态海温之差

Fig. 3 (a) Differences between SST in the contracted mode and climatological SST and (b) that between SST in the elongated mode and climatological SST averaged during the period of Jan to Mar

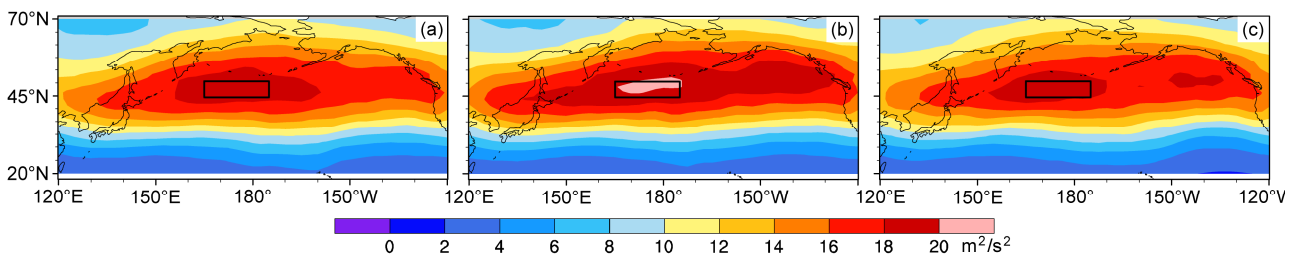


图 4 (a) 控制试验、(b) 收缩模态试验、(c) 扩张模态试验模拟的 500 hPa 平均 EKE 分布

Fig. 4 Distributions of averaged eddy kinetic energy (EKE) at 500 hPa in (a) control experiment, (b) contraction mode experiment and (c) elongation mode experiment

向平行分布, 高值区局限在 $40^{\circ}\text{N}\sim 55^{\circ}\text{N}$ 的拉长带内, 与文献资料中北太平洋风暴轴的强度和位置有较好的对应 (朱伟军等, 2013; 马小娇等, 2015), 表明 CESM1.2.0 模式对北太平洋风暴轴有较好的模拟能力。图 4b、4c 为收缩、扩张模态试验输出结果, 反映北太平洋风暴轴对延伸体海温异常的响应。相对图 4a 而言, 延伸体收缩模态下风暴轴的中心强度明显增强, 范围向东扩展, 图 4c 中风暴轴中心的强度略有减弱, 但是在东太平洋有所增强。为更直观体现风暴轴的位置变动, 图 5 所示为控制试验、收缩模态试验、扩张模态试验风暴轴中心轴线的平均分布。

由图 5 可见, 风暴轴中心轴线稳定在 $45^{\circ}\text{N}\sim 55^{\circ}\text{N}$ 的纬度范围内, 经向偏移较小, 由西往东, 逐渐向北倾斜。大约以 180° 为界, 以西收缩模态下风暴轴轴线比扩张模态下偏南, 而以东则收缩模态下比扩张模态偏北。为更清晰地展示延伸体异常状态下北太平洋风暴轴的空间变异, 收缩、扩张模态试

验与控制试验 500 hPa 平均 EKE 之差如图 6 所示。

由图 6 可见, 延伸体收缩模态下, 风暴轴主要表现为经向方向的变化, 其中心及以北区域 EKE 增加, 而中心以南 EKE 基本减弱; 延伸体扩张模态下, 风暴轴更多体现为纬向方向的差异, 中心及以西强度减弱, 但在中心以东地区有比较明显的增强, 这一特征用 $\sqrt{T'}$ 表征时更加明显。综上所述, 延伸体的系统性变异, 使得风暴轴的强度和位置发生显著的变化, 延伸体收缩模态下, 风暴轴中心范围扩大, 强度增强, 但是中心以南强度减弱, 而延伸体扩张模态下, 风暴轴中心范围缩小, 强度整体减弱, 但在中心以东区域强度有所增强。

5 风暴轴响应的可能机制

5.1 能量转换诊断分析

下面进一步分析涡动动能的变化原因, Lee et al. (2011) 指出, EKE 随时间的演变可写成如下形式:

$$\frac{\partial E}{\partial t} = -\mathbf{v}_h \cdot \nabla E - \nabla \cdot (\phi_d \mathbf{v}_h + \phi \mathbf{v}_d) - \frac{\partial \omega \phi}{\partial p} + B_{\text{TEC}} + B_{\text{CEC2}}, \quad (3)$$

其中, $\mathbf{v}_h$ 表示水平风速, $\mathbf{v}_d$ 表示水平非地转风的无旋部分, ϕ 为位势高度, ϕ_d 表示位势高度的非地转部分, ω 为垂直速度, p 为气压, 上式左端第一项表示平流输送作用, 第二、三项表示能量的辐合通量, 正压能量转换 (Barotropic Energy Conversion, BTEC, 记为 B_{TEC}) 表示基流的平均动能与涡动动能之间的转换, 涡动有效位能与涡动动能之间的转换为斜压能量转换 (Baroclinic Energy Conversion, BCEC, 记为 B_{CEC2})。由于平流项和散度项仅对能

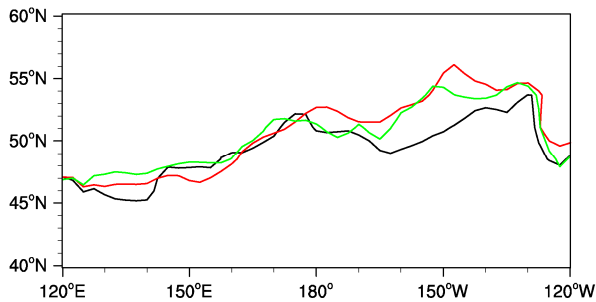


图 5 控制试验 (黑色)、收缩模态试验 (红色)、扩张模态试验 (绿色) 模拟的风暴轴中心轴线平均分布

Fig. 5 Averaged distribution of the central axis of the storm track from the control experiment (black line), the contraction mode experiment (red line), and the elongation mode experiment (green line), respectively

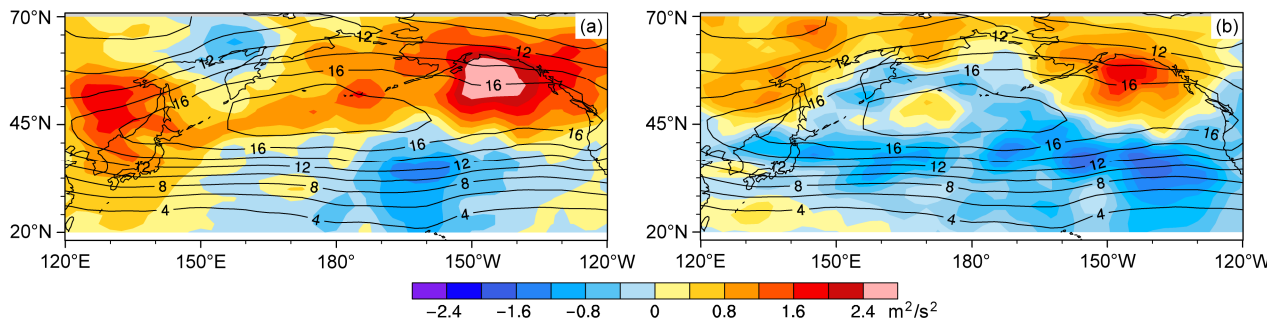


图 6 (a) 收缩模态试验、(b) 扩张模态试验与控制试验 500 hPa 平均 EKE 之差 (阴影) (等值线为控制试验平均 EKE 分布, 单位: m^2/s^2)

Fig. 6 Differences in averaged EKE at 500 hPa (a) between the contraction mode experiment and the control experiment and (b) between the elongation mode experiment and the control experiment (shadings) (contours are averaged EKE from the control experiment, units: m^2/s^2)

量的再分配有作用, 因此, 本文中重点分析正压能量转换和斜压能量转换过程。依据 Cai et al. (2007) 的理论, 正压能量转换 (B_{TEC}) 和斜压能量转换的表达式可写成如下形式:

$$B_{TEC} = \frac{p_0}{g} \cdot \mathbf{E} \cdot \mathbf{D} = \frac{p_0}{g} \left[\frac{1}{2} (\overline{v'^2} - \overline{u'^2}) \left(\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial x} - \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial y} \right) - \overline{u'v'} \left(\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial x} + \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial y} \right) \right], \quad (4)$$

$$B_{CEC1} = -C_2 \left(\overline{u'T'} \frac{\partial T}{\partial x} + \overline{v'T'} \frac{\partial T}{\partial y} \right), \quad (5)$$

$$B_{CEC2} = -C_1 \overline{\omega'T'}, \quad (6)$$

$$C_1 = \left(\frac{p_0}{p} \right)^{c_v/c_p} \frac{R}{g}, \quad (7)$$

$$C_2 = C_1 \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R/c_p} \left/ \left(-\frac{d\theta}{dp} \right) \right., \quad (8)$$

其中 $\mathbf{E}$ 和 $\mathbf{D}$ 分别为代表涡旋和基流形变的矢量。当 $\mathbf{E} \cdot \mathbf{D} > 0$ 时, 表示基流的平均动能转换为 EKE, 反之, 表示 EKE 转换为基流平均动能。斜压能量转换分为两步 (即 B_{CEC1} 和 B_{CEC2} : B_{CEC1} 表示基流有效位能向涡动有效位能的转换, 由两部分组成, 其一为基流纬向温度梯度与涡动热量的纬向输送作用项, 另一项是基流经向温度梯度与涡动热量的经向输送作用项, $B_{CEC1} > 0$, 表示基流的有效位能转换为涡动有效位能, 反之, 涡动有效位能转换为基流有效位能。涡动有效位能需要进一步转换 EKE 才能产生瞬变涡动; B_{CEC2} 即表示涡动有效位能与 EKE 的转换, 暖空气上升、冷空气下沉, 涡动有效位能转换为 EKE, 反之, EKE 转换为涡动有效位能)。上述公式中, p_0 为 1000 hPa, g 表示重力加速度, v 、 u 、 ω 、 T 分别表示经向风、纬向风、垂直速度和温度, 其中, 带撇的量表示 2.5~6 d 带通滤波值, 上划线表示气候平均值, c_v 、 c_p 分别表示定容、定压比热容, R 为气体常数, θ 为位温。控制试验、收缩模态试验、扩张模态试验 500 hPa B_{TEC} 、 B_{CEC1} 、 B_{CEC2} 的分布如图 7 所示。

图 7a、7b、7c 分别表示控制试验、收缩模态试验、扩张模态试验基本气流的平均动能与 EKE 的转换, 由图可见, B_{TEC} 的数值较小, 在 $-0.3 \sim 0.3 \text{ W/m}^2$ 之间, 而且在延伸体及其以东区域, 该项的作用基本为消耗涡动动能, 负中心在 ($30^\circ\text{N} \sim 35^\circ\text{N}$, 180°) 附近。收缩模态下, B_{TEC} 的负中心强度增强, 表明基流对 EKE 的消耗增多; 扩张模态下, B_{TEC}

负中心强度略有减弱。图 7d、7e、7f 分别表示控制试验、收缩模态试验、扩张模态试验平均有效位能与涡动有效位能的转换, 与 B_{TEC} 相比, B_{CEC1} 的数值比其大一个量级以上, 表明斜压能量转换是 EKE 变化的主要原因, B_{CEC1} 的中心位于 ($40^\circ\text{N} \sim 45^\circ\text{N}$, $150^\circ\text{E} \sim 170^\circ\text{E}$) 附近的纬向拉长区域, 中心方向向东北倾斜, 位置比 B_{TEC} 中心偏北, 比风暴轴中心略偏西。收缩模态下 B_{CEC1} 的中心位置与控制试验比较接近, 但强度增强, 扩张模态下 B_{CEC1} 中心偏东, 强度减弱, 表明延伸体收缩状态下, 其上方大气有效位能的释放增加, 而扩张模态下, 大气有效位能的释放减少。图 7g、7h、7i 为控制试验、收缩模态试验、扩张模态试验涡动有效位能向 EKE 的转换, B_{CEC2} 的量级与 B_{CEC1} 相当, 但数值为 B_{CEC1} 的一半左右。 B_{CEC2} 的中心同样与风暴轴位置有比较好的对应, 表明涡旋内部冷暖空气的垂直运动剧烈, 延伸体收缩状态下, B_{CEC2} 增加, 而扩张模态下 B_{CEC2} 减小。综上, 斜压能量转换的变异是 EKE 变化的主要原因, 延伸体收缩模态海温强迫下, 基流对涡动动能的消耗增强, 且斜压能量转换增加; 而扩张模态海温强迫下, 基流对涡动动能的消耗减弱, 斜压能量转换减弱。

5.2 正压能量转换

由公式 (4) 可知, 正压能量转换取决于 $\mathbf{D}$ 和 $\mathbf{E}$ 以及两者之间的夹角,

$$\mathbf{D} = \left(\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial x} - \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial y}, \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial x} + \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial y} \right), \quad (9)$$

$$\mathbf{E} = \left(\frac{1}{2} (\overline{v'^2} - \overline{u'^2}), -\overline{u'v'} \right), \quad (10)$$

在急流的入 (出) 口处, 基流以伸展形变为主, 收缩轴方向为南北 (东西) 方向; 在急流南 (北) 侧, 基流以剪切形变为主, 收缩轴方向为西北—东南 (东北—西南) 方向。 $\mathbf{E}$ 为表征涡旋形变的矢量, 当 $|\overline{v'}| \sim |\overline{u'}|$ 时, 涡旋形变较小, $\mathbf{E}$ 为经向方向; 当 $|\overline{v'^2} - \overline{u'^2}|/2 \gg |-\overline{u'v'}|$ 时, 涡旋经向或纬向拉伸明显, $\mathbf{E}$ 为纬向方向 (Cai et al., 2007)。通过计算可知, $\mathbf{D}$ 的变化很小 ($\mathbf{D}$ 异常的量级达到 10^{-11}), 图 8 所示为收缩、扩张模态试验 B_{TEC} 和 $\mathbf{E}$ 与控制试验之差。

由图 8 可见, 延伸体收缩模态下, B_{TEC} 异常在经向上表现为正负正的分布, 160°W 以西的风暴轴中心轴线以北, B_{TEC} 增加, 而在中心轴线以南的 $30^\circ\text{N} \sim 45^\circ\text{N}$ 的中纬度地区, B_{TEC} 减少, 35°N 以南

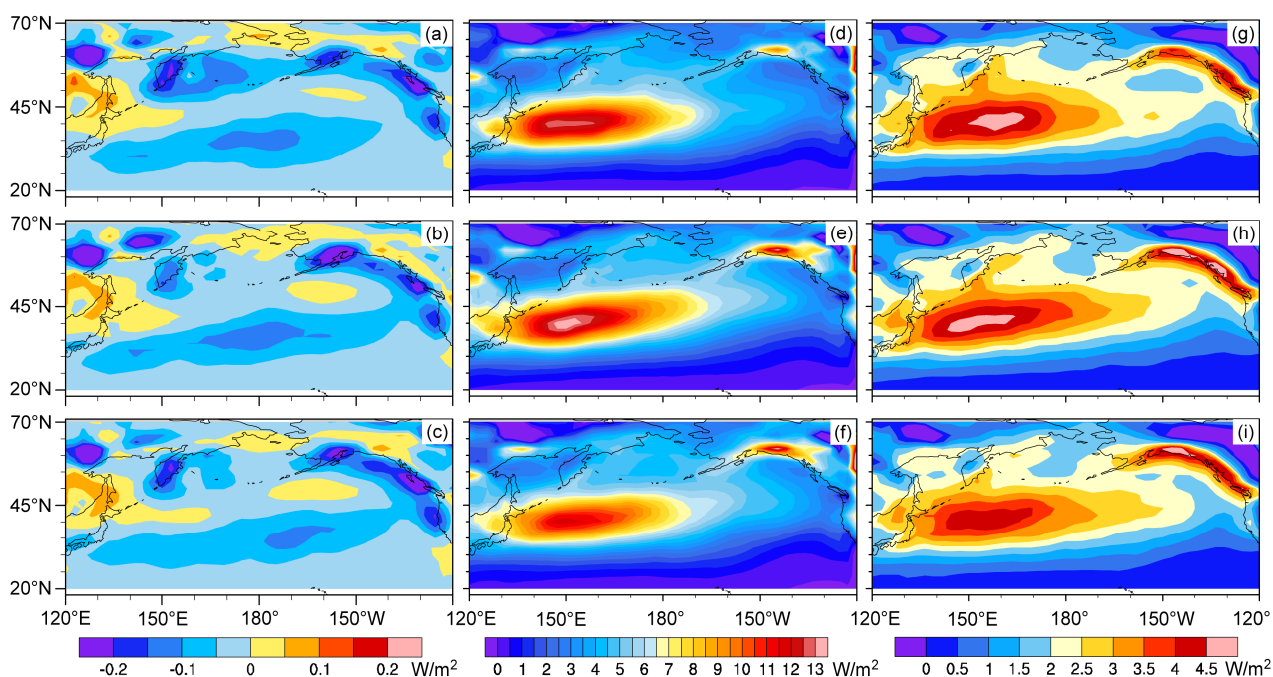


图 7 500 hPa 上 (a) 控制试验、(b) 收缩模式试验、(c) 扩张模式试验基流平均动能与 EKE 的转换; (d) 控制试验、(e) 收缩模式试验、(f) 扩张模式试验平均有效位能与涡动有效位能的转换; (g) 控制试验、(h) 收缩模式试验、(i) 扩张模式试验涡动有效位能与 EKE 的转换

Fig. 7 Conversion from mean kinetic energy of the base flow to EKE at 500 hPa in (a) the control experiment, (b) the contraction mode experiment, and (c) the elongation mode experiment; conversion from mean effective potential to eddy effective potential at 500 hPa in (d) the control experiment, (e) the contraction mode experiment, and (f) the elongation mode experiment; conversion from eddy effective potential to EKE at 500 hPa in (g) the control experiment, (h) the contraction mode experiment, and (i) the elongation mode experiment

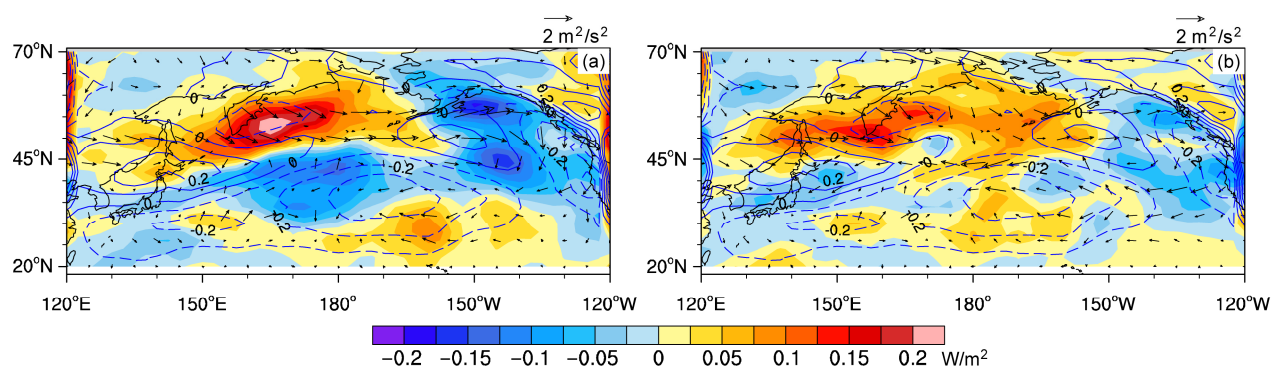


图 8 (a) 收缩模式试验、(b) 扩张模式试验正压能量转换 (填充) 和 E (箭头) 与控制试验之差 (阴影) (蓝色等值线为控制试验正压能量转换分布, 单位: W/m^2)

Fig. 8 Differences in the conversion from mean kinetic energy of the base flow to EKE (shadings) and E (arrows) (a) between the contraction mode experiment and the control experiment, and (b) between the elongation mode experiment and the control experiment (blue contours are the distributions of B_{TEC} simulated by the control experiment, units: W/m^2)

B_{TEC} 又转变为弱的正异常; 延伸体扩张模式下, B_{TEC} 基本表现为正异常, 仅在 $150^{\circ}W$ 的东太平洋地区, B_{TEC} 表现为较弱的负异常, 表明延伸体扩张模式海温强迫下, 基流的平均动能向 EKE 的转换整体增强。延伸体收缩和扩张模式下, B_{TEC} 异常差别最明显的区域位于 $45^{\circ}N$ 南侧, 延伸体收缩模式下, 该

区域 B_{TEC} 减弱; 扩张模式下, 该区域 B_{TEC} 增强。 E 的变化同样有较好的对应关系, 延伸体收缩模式下, $45^{\circ}N$ 南侧 E 多表现为经向方向, 涡旋形变减小, 而扩张模式下, $45^{\circ}N$ 南侧 E 多为纬向方向, 涡旋形变增大。因此, 延伸体海温异常对基流形变的影响很小, 涡旋特性对延伸体海温异常的响应在

正压能量转换变异中扮演着更为重要的角色 (Lee et al., 2011; Gan and Wu, 2014)。

5.3 斜压能量转换

5.3.1 有效位能与涡动有效位能的转换

由图 7 可见, 斜压能量转换是涡旋活动发展的主要能量来源, 因此, 延伸体海温异常对北太平洋风暴轴强度和位置的影响, 可能主要体现在斜压能量转换过程, 收缩、扩张模态试验 B_{CEC1} 相对于控制试验之差 (如图 9 所示)。

由图 9a 可见, 延伸体收缩模态下, 45°N 以北的中高纬度地区, B_{CEC1} 增强, 而 45°N 以南的中西太平洋, B_{CEC1} 减弱, 表明 45°N 以北, 有效位能的释放增多, 而 45°N 以南, 有效位能的释放减少, 与图 6a EKE 的异常有较好的对应; 延伸体扩张模态下, B_{CEC1} 异常主要体现为纬向上的差异, 大约以 170°E 为界, 以西 B_{CEC1} 减小明显, 以东 B_{CEC1} 增加, 同样与图 6b 对应较好。基流有效位能向涡动有效位能转换的过程, 不仅强度最大, 而且其异常响应与风暴轴异常也有很好的对应, 表明延伸体的系统变异对风暴轴位置和强度的影响主要体现在基流有效位能的释放过程。

由公式 (5) 可知, 基流有效位能向涡动有效位能的转换主要包括两方面的作用, 基流的纬向温度梯度与纬向涡动热量输送相互作用和基流经向温度梯度与经向涡动温度热量输送相互作用, 进一步比较可知, 基流纬向温度梯度与纬向涡动热量输送相互作用数值很小 (图略), 基流有效位能的释放几乎全部通过基流的经向温度梯度与经向涡动热量输送作用 (即 $-C_2 \overline{v'T'} \partial \bar{T} / \partial y$) 完成。进一步分析可知, 基流经向温度梯度与经向涡动热量输送作用由两部分构成, 即经向涡动热量输送 ($\overline{v'T'}$) 和经向温度梯度 ($\partial \bar{T} / \partial y$), 收缩、扩张模态试验下该两个量的异常如图 10 所示 (由于基流经向温度梯度为负, 为使正值表示加强、负值表示减弱, 本文中经向温度梯度异常为控制试验减去敏感试验)。

图 10a、10b 为收缩、扩张模态试验经向涡动热量输送 ($\overline{v'T'}$) 异常的分布, $\overline{v'T'}$ 也是较好地表征风暴轴的物理量之一, 由 $\overline{v'T'}$ 表征的北太平洋风暴轴异常与图 6 中 EKE 的异常有较好的对应, 延伸体收缩模态下, 风暴轴基本是加强的, 在中心以南部分地区有所减弱, 并且, 图 10b 延伸体扩张模态下, 风暴轴异常的东西反相特征更加明显, 大约

以 180° 为界, 在 180° 以西的风暴轴中心区域, 强度减弱明显, 而中心以东强度加强。图 10c、10d 为大气经向温度梯度异常的分布, 由图 10c、10d 可见, 经向温度梯度异常与风暴轴异常同样具有较好的对应关系, 延伸体收缩模态下, 45°N 以北, 大气经向温度梯度加强, 45°N 以南, 大气经向温度梯度减弱, 而延伸体扩张模态下, 大气经向温度异常也表现出较明显的东西反相分布, 在 180° 以西的中纬度西太平洋地区, 大气经向温度梯度明显减小, 而 180° 以东及 50°N 以北的高纬地区, 大气经向温度梯度增加或减小较少。

有效位能的释放与大气斜压性的强弱有很大的关系, 大气斜压性越强, 越有利于平均有效位能向涡动有效位能的转换。因此, 经向温度梯度的异常可能对大气的斜压性有重要影响, 前人的研究指出 (朱伟军和孙照渤, 2000), 最大涡旋增长率 σ_{BI} 可以有效代表大气斜压性的强弱, 最大涡旋增长率 (Lindzen and Farrell, 1980) 的表达式为

$$\sigma_{BI} = 0.31 \frac{f}{N} \left| \frac{\partial v_h}{\partial \phi} \right|, \quad (11)$$

其中, f 为地转参数, N 为静力稳定度, σ_{BI} 大值区表示该区域有大的平均有效位能转换为涡动有效位能的可能性。收缩、扩张模态试验 500 hPa 最大涡旋增长率与控制试验之差如图 11 所示。

由图 11 可见, 延伸体收缩模态下, 最大涡旋增长率异常主要表现为经向上的差异, 50°N 以南的中低纬度地区, 最大涡旋增长率主要响应为负异常, 大气斜压性降低, 50°N 以北的中高纬地区, 最大涡旋增长率以正异常响应为主, 大气斜压性增强; 延伸体扩张模态下, 最大涡旋增长率异常主要表现为纬向上的变化, 180° 以西的中纬度西太平洋大气斜压性下降明显, 而 180° 以东和 55°N 以北的高纬度地区, 大气斜压性增强或略微减弱, 这些特征与 EKE 异常、 B_{CEC1} 异常、 $\overline{v'T'}$ 异常和 $\partial \bar{T} / \partial y$ 异常有较好的对应。延伸体收缩状态下, 暖海温向东北方向倾斜, 海洋温度锋增强, 海洋对海洋温度锋两侧底层大气加热的不均匀性增强, 从而有利于大气斜压性的维持; 而延伸体扩张状态下, 暖海温近似纬向平行地东传, 对底层大气加热的非均匀性减弱, 大气斜压性减弱, 延伸体海温异常主要通过通过对底层大气加热的差异调节大气斜压性 (Nakamura et al., 2004; Yao et al., 2016), 并进一步影响斜压有效位能的释放, 该过程可能也是

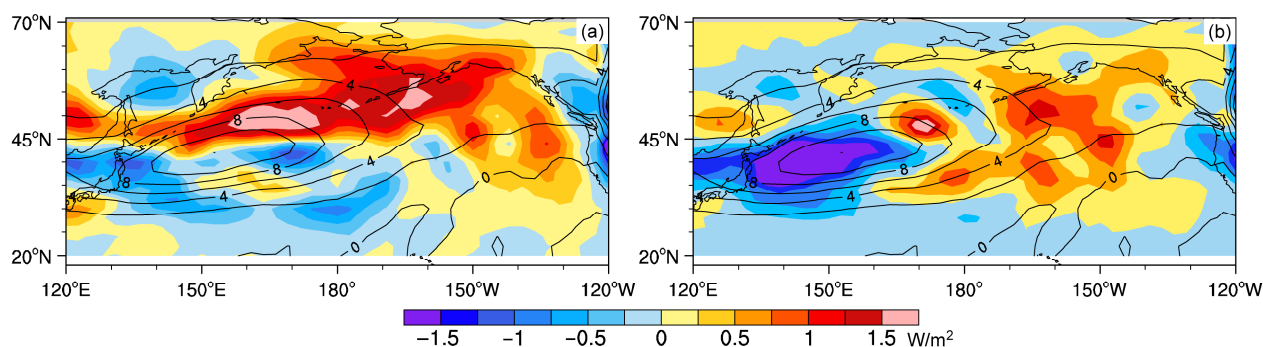


图9 (a) 收缩模态试验、(b) 扩张模态试验 500 hPa 基流有效位能向涡动有效位能转换 (B_{CEC1}) 与控制试验之差 (阴影) (等值线为控制试验 B_{CEC1} 的分布, 单位: W/m^2)

Fig. 9 Differences in the conversion from mean effective potential of the base flow to eddy effective potential (B_{CEC1}) at 500 hPa (a) between the contraction mode experiment and the control experiment, and (b) between the elongation mode experiment and the control experiment (shadings) (contours are the distribution of B_{CEC1} simulated by the control experiment, units: W/m^2)

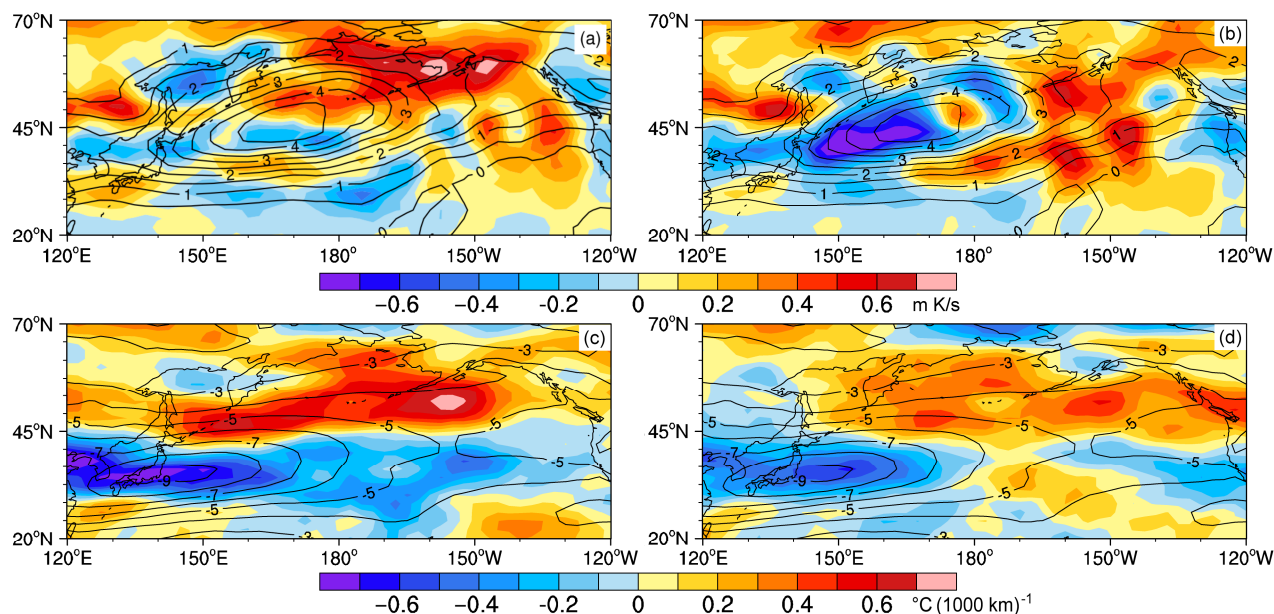


图10 (a) 收缩模态试验、(b) 扩张模态试验 500 hPa 经向涡动热量输送与控制试验之差 (阴影) (等值线为控制试验经向涡动热量输送, 单位: $m K/s$); 控制试验经向温度梯度与 (c) 收缩模态试验、(d) 扩张模态试验之差 [等值线为控制试验经向温度梯度分布, 单位: $^{\circ}C (1000 km)^{-1}$]

Fig. 10 Differences in meridional eddy heat transport at 500 hPa (a) between the contraction mode experiment and the control experiment and (b) between the elongation mode experiment and the control experiment (contours are the distribution of eddy heat transport simulated by the control experiment); differences in meridional temperature gradients (c) between the control experiment and the contraction mode experiment and (d) between the control experiment and the elongation mode experiment [units: $^{\circ}C (1000 km)^{-1}$, contours are the distribution of meridional temperature gradients simulated by the control experiment]

北太平洋风暴轴对延伸体海温异常响应的主要物理过程。

5.3.2 涡动有效位能与涡动动能的转换

涡动有效位能需要进一步转换为涡动动能才能产生瞬变涡旋运动, 图 12 为收缩、扩张模态试验 B_{CEC2} 与控制试验之差。

图 12a、12b 分别表示延伸体收缩、扩张状态下 B_{CEC2} 异常的分布。由图可见, 延伸体收缩状态下,

45°N 以北 B_{CEC2} 主要表现为正异常, 而 45°N 以南为负异常为主, 与 B_{CEC1} 的响应有较好的对应; 延伸体扩张模态下, 在太平洋中西部 B_{CEC2} 的响应以负异常为主, 而在东太平洋 B_{CEC2} 有所增强, 同样与扩张模态下 B_{CEC1} 的响应有比较好的对应。

由公式 (6) 可知, 涡动有效位能与涡动动能的转换通过冷暖空气的上升下沉运动完成, 能量转换的方向取决于大气扰动垂直运动的方向和扰动

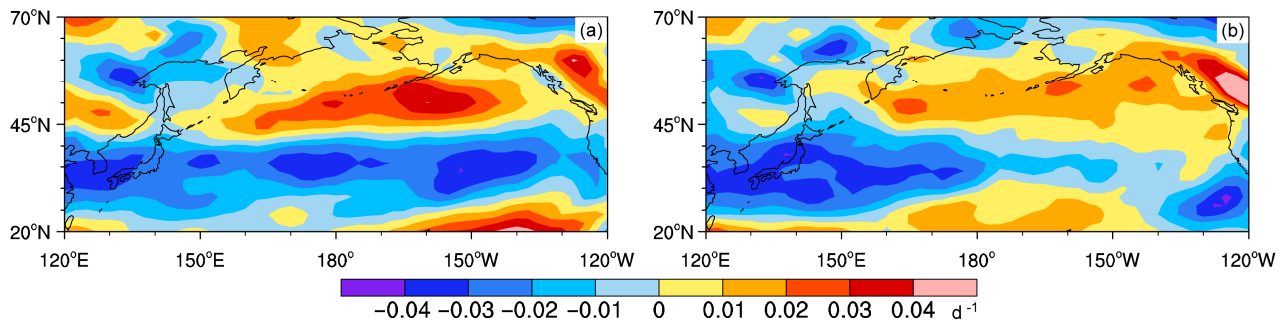


图 11 (a) 收缩模态试验、(b) 扩张模态试验 500 hPa 最大涡旋增长率与控制试验之差

Fig. 11 Differences in the maximum vortex growth rate at 500 hPa (a) between the contraction mode experiment and the control experiment, and (b) between the elongation mode experiment and the control experiment

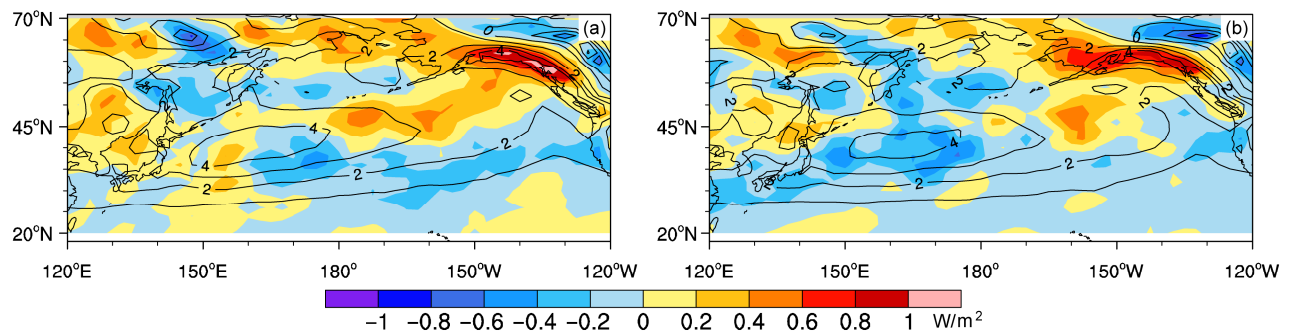


图 12 (a) 收缩模态试验、(b) 扩张模态试验涡动有效位能向 EKE 转换 (B_{CEC2}) 与控制试验之差 (阴影) (等值线为控制试验 B_{CEC2} 的分布, 单位: W/m^2)

Fig. 12 Differences in the conversion from eddy effective potential to EKE (a) between the contraction mode experiment and the control experiment, and (b) between the elongation mode experiment and the control experiment (shadings) (contours are the distribution of B_{CEC2} simulated by the control experiment, units: W/m^2)

热力性质, 基于此思想, 我们在风暴轴中心轴线附近 ($45^{\circ}N \sim 50^{\circ}N$) 每隔 20 个经度共取了 6 块正方形区域 (所取区域 A1-A6 的经度范围分别是 $120^{\circ}E \sim 125^{\circ}E$ 、 $140^{\circ}E \sim 145^{\circ}E$ 、 $160^{\circ}E \sim 165^{\circ}E$ 、 $180^{\circ} \sim 175^{\circ}W$ 、 $160^{\circ}W \sim 155^{\circ}W$ 、 $140^{\circ}W \sim 135^{\circ}W$), 分别计算了 3 个试验各区域平均的 ω' 和 T' 之间的相关系数 (如表 1 所示)。

表 1 控制试验、收缩模态试验、扩张模态试验各区域平均的 ω' 和 T' 之间的相关系数

Table 1 Correlation coefficients between area-mean ω' and T' simulated by the control experiment, the contraction mode experiment, and the elongation mode experiment

	各区域的相关系数					
	A1	A2	A3	A4	A5	A6
控制试验	-0.38	-0.59	-0.72	-0.68	-0.65	-0.65
收缩模态试验	-0.38	-0.56	-0.72	-0.72	-0.66	-0.63
扩张模态试验	-0.37	-0.58	-0.70	-0.70	-0.69	-0.62

由表 1 可见, 风暴轴轴线附近 ω' 和 T' 均表现为负相关, 表明在风暴轴轴线附近大气为暖空气上升或冷空气下沉运动, 从而涡动有效位能转换为涡动动能, 沿纬圈由西至东, ω' 和 T' 的负相关先升高后降低, 表明涡动有效位能的释放先增多后减

小, 在风暴轴中心能量转换最为剧烈。延伸体收缩模态下, 风暴轴轴线附近 ω' 和 T' 的负相关整体增强, 仅在部分地区略有减弱, 与 B_{CEC2} 的响应有较好的对应; 而延伸体扩张模态下, 风暴轴中心以西 ω' 和 T' 的负相关下降, 而中心以东 ω' 和 T' 的负相关略有增强, 同样与扩张模态下 B_{CEC2} 的响应对应较好。因此, 延伸体异常海温强迫下, 风暴轴中心区域 ω' 和 T' 的相关性的变化, 是风暴轴中心涡动有效位能释放变化的主要原因。

为定量表现各能量转换过程对风暴轴变化的贡献, 我们计算了风暴轴显著区域 ($40^{\circ}N \sim 60^{\circ}N$, $160^{\circ}E \sim 70^{\circ}W$) (即图 4 的黑色方框区域) 3 种能量转换的区域平均值 (如表 2 所示)。

由表 2 可见, B_{TEC} 的数值很小, 而且其作用为消耗涡动动能, 延伸体收缩状态下, 基流对涡动动能的消耗增加; 而延伸体扩张模态下, 基流的消耗作用减弱。 B_{CEC1} 的数值最大, 其变化也最剧烈, 在风暴轴中心区域, 其值大约比 B_{TEC} 大两个量级, 延伸体收缩模态下, 斜压有效位能向涡动有效位能的转换增加, 而扩张模态下, 转换减少, 该过程可能也是延伸体海温异常影响瞬变涡旋活动的主要

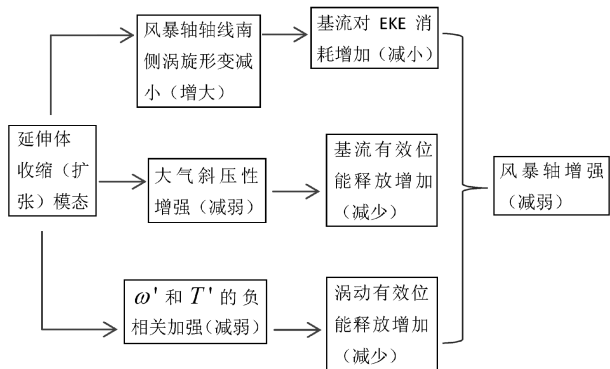


图 13 延伸体系统变异对能量转换影响的概略模型

Fig. 13 The conceptual model for the effects of the systematic variation of the KE on energy conversion

物理过程。 B_{CEC2} 的量级与 B_{CEC1} 相当，但数值仅为
 其一半左右，同样， B_{CEC2} 在延伸收缩模态下增加，
 扩张模态下减少。因此，斜压能量转换在涡旋活动
 发展变化的能量来源中占绝对主导地位，延伸体收
 缩模态下，斜压有效位能和涡动有效位能的释放增
 加，风暴轴强度显著增强，而扩张模态下，尽管基
 流对涡动动能的消耗是减弱的，但由于斜压有效位
 能和涡动有效位能的释放减少，风暴轴强度明显减
 弱。

表 2 控制试验、收缩模态试验、扩张模态试验风暴轴显著
 区域（35°N~50°N，140°E~180°）平均的 B_{TEC} 、 B_{CEC1} 和
 B_{CEC2} W/m²

Table 2 Area-mean B_{TEC} , B_{CEC1} and B_{CEC2} simulated by the
 control experiment, the contraction mode experiment, and
 the elongation mode experiment in the salient region
 (35°N–50°N, 140°E–180°) of storm track

	B_{TEC}	B_{CEC1}	B_{CEC2}
控制试验	−0.07	5.96	2.98
收缩模态试验	−0.09	6.62	3.04
扩张模态试验	−0.04	5.89	2.83

6 结论

本文通过将西北太平洋纬向扰动海温 EOF 分
 解结果第一和第三模态、第二和第四模态典型时期
 的位相合成，得到了分别代表延伸体收缩和扩张状
 态时的典型海温模态，并以收缩、扩张模态海温及
 气候态海温为初始强迫场，利用 CESM1.2.0 模式，
 设置了 3 个数值模拟试验，探究北太平洋风暴轴对
 黑潮延伸体系统变异的响应，建立了延伸体系统变
 异对能量转换影响的概略模型（如图 13 所示）。

文章得到的主要结论如下：

（1）延伸体收缩状态下，北太平洋风暴轴基本
 是加强的，但中心以南涡旋活动减弱；扩张状态下，
 风暴轴中心及以西强度减弱明显，但中心以东涡旋
 活动有所增强。

（2）正压能量转换不仅数值很小，而且其主要
 作用为消耗涡动动能，延伸体收缩模态下，基流对
 EKE 的消耗增加，而扩张模态下，基流的消耗作用
 减弱，这一差异主要是由于不同海温异常强迫下瞬
 变涡旋的形变不同造成。

（3）斜压能量转换是涡旋活动发展变化的主要
 能量来源，其中，基流有效位能向涡动有效位能的
 转换几乎全部通过基流的经向温度梯度和经向涡
 动热量输送的相互作用完成，在这一过程中，大气
 斜压性（经向温度梯度）起了关键性的作用，延伸
 体收缩模态下，风暴轴中心附近大气斜压性基本增
 强，以中心以南部分地区有所减弱，而扩张模态下，
 风暴轴中心及以西大气斜压性减弱，以东略有加
 强，延伸体异常状态下大气斜压性异常与 EKE 异
 常的分布具有较好的匹配关系，表明海温异常对大
 气斜压性的调节可能是北太平洋风暴轴对延伸体
 海温系统性变异响应的主要机制。

（4）涡动有效位能的释放通过冷暖空气的上升
 下沉运动完成，延伸体收缩模态下，风暴轴附近 ω'
 和 T' 的负相关性基本增强，而扩张模态下，风暴
 轴中心以西 ω' 和 T' 的负相关性减弱，以东略有增
 强，这一变化与延伸体异常海温模态下 B_{CEC2} 的变
 化也有较好的对应，表明 ω' 和 T' 的相关性的变化
 是延伸体异常海温模态下风暴轴中心附近涡动有
 效位能向涡动动能转换变化的主要原因。

参考文献（References）

Bernstein R L, White W B. 1981. Stationary and traveling mesoscale
 perturbations in the Kuroshio Extension current [J]. J. Phys. Oceanogr., 11
 (5): 692–704, doi:10.1175/1520-0485(1981)011<0692:SATMPI>2.0.CO;2.

Blackmon M L. 1976. A climatological spectral study of the 500mb
 geopotential height of the Northern Hemisphere [J]. J. Atmos. Sci., 33 (8):
 1607–1623, doi:10.1175/1520-0469(1976)033<1607:ACSSOT>2.0.CO;2.

Cai M, Yang S, Van den Dool H M, et al. 2007. Dynamical implications of
 the orientation of atmospheric eddies: A local energetics perspective [J].
 Tellus A, 59 (1): 127–140, doi:10.1111/j.1600-0870.2006.00213.x.

Chang E K M, Lee S, Swanson K L. 2002. Storm track dynamics [J]. J. Climate,
 15 (16): 2163–2183, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<02163:STD>2.0.CO;2.

傅刚, 毕玮, 郭敬天. 2009. 北太平洋风暴轴的三维空间结构 [J]. 气象
 学报, 67 (2): 189–200. Fu Gang, Bi Wei, Guo Jingtian. 2009. Three-

- dimensional structure of storm track over the North Pacific [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 67 (2): 189–200, doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2009.02.002.
- Gan B L, Wu L X. 2014. Centennial trends in Northern Hemisphere winter storm tracks over the twentieth century [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 140 (683): 1945–1957, doi:10.1002/qj.2263.
- 高守亭, 陶诗言, 丁一汇. 1992. 寒潮期间高空波动与东亚急流的相互作用 [J]. *大气科学*, 16 (6): 718–724. Gao Shouting, Tao Shiyang, Ding Yihui, 1992. Upper Wave–East Asian jet interaction during the period of cold wave outbreak [J]. *Scientia Atmospherica Sinica* (in Chinese), 16 (6): 718–724, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1992.06.09.
- Hoskins B J, Valdes P J. 1990. On the existence of storm-tracks [J]. *J. Atmos. Sci.*, 47 (15): 1854–1864, doi:10.1175/1520-0469(1990)047<1854:OTEOST>2.0.CO;2.
- Hsiung J. 1985. Estimates of global oceanic meridional heat transport [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 15 (11): 1405–1413, doi:10.1175/1520-0485(1985)015<1405:EOGOMH>2.0.CO;2.
- 胡凤良, 王丽琼, 左瑞亭, 等. 2018. 黑潮延伸体区纬向扰动海温的结构特征及其对系统变异的指示作用分析 [J]. *气候与环境研究*, 23 (5): 551–562. Hu Fengliang, Wang Liqiong, Zuo Ruiting, et al. 2018. Characteristics of the zonal sea surface temperature perturbation and its role in representing the evolution of the Kuroshio Extension [J]. *Climate and Environment Research* (in Chinese), 23 (5): 551–562, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17074.
- Lebedev K V, Yaremchuk M, Mitsudera H, et al. 2003. Monitoring the Kuroshio Extension with dynamically constrained synthesis of the acoustic tomography, satellite altimeter and *insitu* data [J]. *Journal of Oceanography*, 59 (6): 751–763, doi:10.1023/B:JOCE.0000009568.06949.c5.
- Lee S S, Lee J Y, Wang B, et al. 2011. A comparison of climatological subseasonal variations in the wintertime storm track activity between the North Pacific and Atlantic: Local energetics and moisture effect [J]. *Climate Dyn.*, 37 (11–12): 2455–2469, doi:10.1007/s00382-011-1027-z.
- Lindzen R S, Farrell B. 1980. A simple approximate result for the maximum growth rate of baroclinic instabilities [J]. *J. Atmos. Sci.*, 37 (7): 1648–1654, doi:10.1175/1520-0469(1980)037<1648:ASARFT>2.0.CO;2.
- 刘明洋, 李崇银, 陈雄, 等. 2017. 冬季黑潮延伸体区域海表温度锋对北太平洋风暴轴的影响 [J]. *气象学报*, 75 (1): 98–110. Liu Mingyang, Li Chongyin, Chen Xiong, et al. 2017. The variation of wintertime Kuroshio Extension SST front and its influence on the Pacific storm track [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 75 (1): 98–110, doi:10.11676/qxxb2017.006.
- Luo D H, Diao Y N, Feldstein S B. 2011. The variability of the Atlantic storm track and the North Atlantic Oscillation: A link between intraseasonal and interannual variability [J]. *J. Atmos. Sci.*, 68 (3): 577–601, doi:10.1175/2010JAS3579.1.
- 马小娇, 朱伟军, 曾鼎文, 等. 2015. 冬季海温异常影响北太平洋东部型风暴轴的数值试验 [J]. *大气科学学报*, 38 (3): 396–406. Ma Xiaojiao, Zhu Weijun, Zeng Dingwen, et al. 2015. A numerical simulation on effect of SSTA on North Pacific eastern-pattern storm track in winter [J]. *Transactions of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 38 (3): 396–406, doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20130809001.
- Nakamura H, Sampe T, Tanimoto Y, et al. 2004. Observed associations among storm tracks, jet streams and midlatitude oceanic fronts [C]// *Earth's Climate: The Ocean–Atmosphere Interaction*. Washington: AGU, 329–345, doi:10.1029/147GM18.
- Nonaka M, Nakamura H, Taguchi B, et al. 2009. Air–sea heat exchanges characteristic of a prominent midlatitude oceanic front in the South Indian Ocean as simulated in a high-resolution coupled GCM [J]. *J. Climate*, 22 (24): 6515–6535, doi:10.1175/2009JCLI2960.1.
- Peng S L, Whitaker J S. 1999. Mechanisms determining the atmospheric response to midlatitude SST anomalies [J]. *J. Climate*, 12 (5): 1393–1408, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<1393:MDTART>2.0.CO;2.
- Qiu B. 2002. The Kuroshio extension system: Its large-scale variability and role in the midlatitude ocean–atmosphere interaction [J]. *Journal of Oceanography*, 58 (1): 57–75, doi:10.1023/A:1015824717293.
- Qiu B. 2003. Kuroshio Extension variability and forcing of the Pacific decadal oscillations: Responses and potential feedback [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 33 (12): 2465–2482, doi:10.1175/2459.1.
- Taguchi B, Nakamura H, Nonaka M, et al. 2009. Influences of the Kuroshio/Oyashio Extensions on air–sea heat exchanges and storm-track activity as revealed in regional atmospheric model simulations for the 2003/04 cold season [J]. *J. Climate*, 22 (24): 6536–6560, doi:10.1175/2009JCLI2910.1.
- Wang L, Li T, Zhou T J. 2012. Intraseasonal SST variability and air–sea interaction over the Kuroshio Extension region during boreal summer [J]. *J. Climate*, 25 (5): 1619–1634, doi:10.1175/JCLI-D-11-00109.1.
- 王晓丹, 钟中, 谭言科, 等. 2011. 冬季黑潮延伸体异常增暖对东亚夏季风影响的数值试验 [J]. *热带气象学报*, 27 (4): 569–576. Wang Xiaodan, Zhong Zhong, Tan Yanke, et al. 2011. Numerical experiment on the effect of the warmer SST in the Kuroshio Extension in winter on the east Asian summer monsoon [J]. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 27 (4): 569–576, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2011.04.014.
- 吴国雄, 刘辉, 陈飞, 等. 1994. 时变涡动输送和阻高形成—1980 年夏中国的持续异常天气 [J]. *气象学报*, 52 (3): 308–320. Wu Guoxiong, Liu Hui, Chen Fei, et al. 1994. Transient eddy transfer and formation of blocking high- on the persistently abnormal weather in the summer of 1980 [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 52 (3): 308–320, doi:10.11676/qxxb1994.039.
- Yao Y, Zhong Z, Yang X Q. 2016. Numerical experiments of the storm track sensitivity to oceanic frontal strength within the Kuroshio/Oyashio Extensions [J]. *J. Geophys. Res.*, 121 (6): 2888–2900, doi:10.1002/2015JD024381.
- 张丽萍. 2012. 全球变暖背景下水循环变化对海洋环流及气候的影响 [D]. 中国海洋大学博士学位论文, 28–30. Zhang Liping. 2012. The impact of hydrological cycle changes on the ocean circulation and climate [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Ocean University of China, 28–30.
- 朱伟军, 孙照渤. 2000. 冬季黑潮区域海温异常对北太平洋风暴轴的影响 [J]. *应用气象学报*, 11 (2): 145–153. Zhu Weijun, Sun Zhaobo. 2000. Impacts of Kuroshio SSTA on storm track over North Pacific in winter [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 11 (2): 145–153, doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2000.02.003.
- 朱伟军, 袁凯, 陈懿妮. 2013. 北太平洋东部风暴轴的时空演变特征 [J]. *大气科学*, 37 (1): 65–80. Zhu Weijun, Yuan Kai, Chen Yini. 2013. Spatial and temporal variations in the Eastern North Pacific storm track [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 37 (1): 65–80, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11245.