

周雅娟, 钟霖浩, 华丽娟. 2016. 北大西洋海表面温度锋与大西洋风暴路径及大气大尺度异常的关系研究 [J]. 气候与环境研究, 21 (4): 449–466. Zhou Yajuan, Zhong Linhao, Hua Lijuan. 2016. Relationship between North Atlantic SST front and storm track as well as large-scale atmosphere anomalies [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 21 (4): 449–466, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2016.15224.

北大西洋海表面温度锋与大西洋风暴路径及 大气大尺度异常的关系研究

周雅娟¹ 钟霖浩² 华丽娟¹

1 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049

2 中国科学院大气物理研究所东亚区域气候—环境重点实验室, 北京 100029

摘 要 运用 NCEP、HadISST 再分析资料, 北大西洋涛动 (NAO) 月指数序列, 探讨了海表面温度 (SST) 锋的时空变化特征, 揭示了北大西洋 SST 锋的主要气候变率及其与北大西洋风暴轴和大气大尺度环流异常的关系。研究表明, 剔除季节循环后的 SST 锋显示其最主要变率为锋区的向南/北摆动, 其对应的风暴轴发生相应的西南/东北移动, 并同时在北大西洋上空对应一个跨海盆的位势高度负/正异常。这种环流异常可引起高纬度海平面气压 (SLP) 的反气旋/气旋式环流, 这有利于增强海表面风对大洋副极地环流的负/正涡度异常输入, 进一步减弱/加强了高纬度上层冷水向 SST 锋区的输送。北大西洋 SST 锋的另一主要模态为锋区在南北方向的分支和合并。当 SST 锋异常在 40°N~45°N 以单支形式加强时, 对流层位势高度场和 SLP 南北梯度增大, 对应 NAO 正位相, 此时风暴轴也为单支型; 同时 SLP 异常场促使冰岛附近具有气旋式风应力异常, 亚速尔地区具有反气旋式风应力异常, 导致副极地环流和副热带环流均加强, 增加高纬度冷水和低纬度暖水在锋区的输入, 从而进一步增强 40°N~45°N 附近的 SST 锋区。当 SST 锋异常在 40°N~45°N 纬带南北发生分支时, 风暴轴也同时出现北强南弱的南北分支, 此时对应了负位相 NAO, 来自北南的冷暖水输送减弱, SST 锋也发生减弱分支。此外, 位于大洋内区的 SST 锋东端也存在一个偶极子型的模态, 尽管其解释方差相对较小, 但仍与偏东北的 NAO 型具有显著相关。谱分析表明, 北大西洋 SST 锋与风暴轴具有 1~3 年和年代际共振, 与中高纬大尺度环流也存在周期 1~3 年的共变信号, 其中准一年共变信号体现了 SST 锋和 NAO 之间的对应关系。进一步诊断分析表明, SST 锋上空的近表层大气斜压性和经向温度梯度随着 SST 锋的增强而增强, 经向热通量的向北输送导致涡动有效位能的增加; 海洋的非绝热加热产生更强的垂直热量通量, 这有利于涡动有效位能释放成为涡动动能, 从而表现为该区域的风暴轴加强, 并进一步影响风暴轴中的天气尺度扰动与下游大尺度环流异常的相互作用过程。

关键词 北大西洋 海表面温度锋 风暴轴 NAO

文章编号 1006-9585 (2016) 04-0449-18

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2016.15224

Relationship between North Atlantic SST Front and Storm Track as well as Large-scale Atmosphere Anomalies

ZHOU Yajuan¹, ZHONG Linhao², and HUA Lijuan¹

¹ College of Earth Science, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

² Key Laboratory of Regional Climate-Environment for East Asia, Institute of Atmosphere Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

收稿日期 2015-09-24; **网络预出版日期** 2016-03-03

作者简介 周雅娟, 女, 1990 年出生, 硕士, 主要从事海气相互作用的研究。E-mail: zhoyajuan13@mails.ucas.ac.cn

通讯作者 钟霖浩, E-mail: zlh@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41275064、41475072、41175057

Funded by National Science Foundation of China (Grants 41275064, 41475072, and 41175057)

Abstract Temporal and spatial variations of the storm track and SST (Sea Surface Temperature) frontal zone in the North Atlantic, as well as climate variability of the SST frontal zone and its relationship with the storm track and large-scale atmospheric circulation anomaly, are analyzed by using the NCEP and HadISST (Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature data set) reanalysis data and NAO (North Atlantic Oscillation) monthly index data. Results show that after the seasonal cycle is filtered out, the main variability of the SST frontal zone is shown by its south/north shift, which corresponds to the southwestward/northeastward moving of the storm track and negative/positive geopotential height anomaly. This negative/positive geopotential height anomaly can lead to anticyclonic/cyclonic circulation at high latitudes, which is favorable for the development of negative/positive eddy anomaly in the ocean and eventually weakens/strengthens the SST gradient. Furthermore, when the SST frontal zone near 40°N-45°N intensifies as a single zone, the meridional gradients of geopotential height and SLP (Sea Level Pressure) become sharper, corresponding to the NAO positive phase. Meanwhile, the storm track demonstrates a single-track pattern, and the SLP anomaly results in cyclonic wind stress curl near the Iceland and anticyclonic wind stress curl near the Azores. As a result, stronger oceanic circulation develops in the subtropics and sub-polar region, which has a positive feedback to the SST gradient and storm track located near 40°N-45°N. When the SST frontal zone near 40°N-45°N splits into two bands, the storm track also bifurcates into two branches and the SST gradient becomes weaker, corresponding to the NAO negative phase. Although the variance contribution of SST front in the middle of the ocean is small, it is still significantly correlated with NAO. Spectral analysis suggests that the North Atlantic SST gradient anomaly has a covariant cycle of 1-3 years with the storm track anomaly and large scale atmospheric anomaly. The SST gradient anomaly also has a decadal covariant cycle with the storm track anomaly. The quasi-annual cycle shows that there exist certain covariations between SST gradient anomaly and storm track and NAO. Atmospheric baroclinicity, air temperature gradient, and poleward and upward transport of eddy heat flux are strong near the SST frontal zone, which are favorable for the conversion from mean available potential energy to eddy kinetic energy, and eventually lead to the establishment and strengthening of the storm track and affect the relationship between synoptic turbulence and large-scale circulation anomaly.

Keywords North Atlantic, SST frontal zone, Storm track, NAO

1 引言

海气相互作用过程中,海洋和大气谁处于主导地位一直是人们探究的热点。Bjerknes (1964) 曾指出,由于海洋巨大的热惯性和相对缓慢的动力作用,中纬度大洋可以影响太平洋—北美遥相关(PNA)、北大西洋涛动(NAO)等大气低频变率。但长久以来关于热带外海气相互作用的气候变率始终无法达成一致,观测表明至少在一阶尺度上是大气驱动海洋的(Kwon et al., 2010)。随着卫星微波遥感技术的提升,人们在某些区域观测到海表面温度(SST)与表层风速存在正相关,这被认为是海洋对大气的影 响(Nonaka and Xie, 2003)。由于海洋副热带环流和副极地环流携带着温差较大的海水在中纬度大洋西边界汇合并快速向东流动,因此形成很强的海表面温度锋(下称 SST 锋)。在全球海洋温度锋区普遍存在 SST 与海表面风应力的正相关关系,即高(低)海温区域附近的海表面风速大(小),这可以反映海洋对大气的强迫作用(徐海明等,

2008)。Kwon et al. (2010) 提出,大洋锋区内的 SST 具有很强的年代际尺度变化,锋区的经向移动会产生低频的海表面温度异常(SSTA),从而加热(冷却)近表层大气。

近年来有学者通过观测和数值模式证明,不同地区的海表面温度锋会通过“气压调整机制”等方式影响大气(Xu et al., 2010; Shimada and Minobe, 2011)。Minobe et al. (2008) 利用卫星观测资料进一步发现,跨湾流区的强经向 SST 梯度不仅能导致表面风场辐合,还可以产生强的上升运动,从而影响整层大气。在北半球两大洋海表面温度锋上空的对流层低层,均可观测到风暴轴的核心区域(Nakamura and Kazmin, 2003),二者在位置上具有很好的匹配关系。数值模式进一步证明,若消除中纬度 SST 锋区,则涡度振幅和风暴轴核心区强度均显著减弱(Sampe et al., 2010)。无论是模式试验还是观测结果,都表明大洋温度锋对风暴轴的强度和位置有重要影响。

20 世纪 70 年代,Blackmon (1976) 首次利用 500 hPa 位势高度场的天气尺度(2.5~6 d)带通滤

波数据,发现滤波数据的均方差在北半球两个大洋上空存在纬向拉长的大值区,这两个区域被命名为“风暴路径(storm track)”,也称“风暴轴”。风暴轴体现了中纬度强烈的天气尺度瞬变涡动活动,与温带气旋/反气旋的移动密切相关。Hoskins and Hodges (2002) 将风暴轴的诊断方法归纳为两种:第一种着眼于拉格朗日法,从 19 世纪末起直至计算机出现前,这是研究风暴轴的最主要途径,通过手动分析每日天气图来追踪天气系统的位置,统计其分布情况,进而分析风暴轴的变化(Klein, 1957);第二种则着眼于欧拉方法,通过分析变量在天气尺度范围内的方差研究风暴轴(Blackmon, 1976),由于数值天气预报格点分析已经覆盖了全球范围,因此该方法更容易实现,较为常用。

多年来,国内外众多学者对风暴轴的时空演变特征展开深入研究,得到的结论可以大致概括如下:

(1) 北半球风暴轴具有显著的月际和季节变化,在冬季最强,位置偏南,夏季最弱,位置偏北,春、秋季处于过渡状态(邓兴秀和孙照渤, 1994)。(2) 在年际时间尺度上,北半球风暴轴的变化与大气环流变异主模态紧密联系。北大西洋风暴轴的年际变化与北大西洋涛动(NAO)和北极涛动(AO)密切相关。在 NAO 和 AO 正位相时期,北大西洋风暴轴强度在下游区域明显加强(Nie et al., 2008)。

(3) 在年代际时间尺度上,北半球两大洋的风暴轴在 1970 年代发生由弱到强的转变(Lee et al., 2012; 张颖娴等, 2012)。

风暴轴的产生和维持与斜压性和大洋西边界流等因素关系密切。从斜压性的分布情况来看,风暴轴东、西两端的结构存在明显差异,其西端为强的斜压性结构,到了东端逐渐转变为相当正压结构,前者对应于风暴轴的建立初期,后者则对应于风暴轴的衰亡阶段(孙照渤和朱伟军, 1998)。Trenberth (1991) 发现,中纬度大洋上空的涡度活动在风暴轴区域达到最大值。Hoskins and Valdes (1990) 研究发现,大洋西边界流充足的水汽供应可以加强风暴轴区域的非绝热加热,其激发的行星波可以使该区域斜压性加强,有利于风暴轴的维持,同时,风暴轴也会驱动暖的西边界流。

基于上述分析,本文试图探究北大西洋海表面温度锋和风暴轴的主要气候变率的时空变化特征,分析二者在不同时间尺度上的共变关系,并诊断分析 SST 锋锚定风暴轴的内在机制;同时,基于风暴

轴与 NAO 的相互作用关系,对北大西洋 SST 锋与 NAO 的关系展开进一步分析,从而掌握北大西洋 SST 锋与风暴轴、大气环流异常(特别是 NAO)的基本相互作用关系,加深我们对海气相互作用的理解。

2 资料和方法

本文选用大气资料为美国国家环境中心(NCEP)提供的 1948 年 1 月 1 日至 2015 年 3 月 2 日位势高度、海平面气压(SLP)、水平风速、垂直风速、气温的逐日和月平均再分析资料,空间分辨率均为 2.5° (纬度) $\times 2.5^\circ$ (经度);海表面温度(SST)资料选用哈德莱中心海冰和海表面温度数据集(HadISST)中的月平均资料,该资料的空间分辨率为 1° (纬度) $\times 1^\circ$ (经度),与大气资料相对应,本文选取 1948 年 1 月至 2015 年 3 月的 SST 资料进行分析。同时,还使用了美国国家气象局气候预测中心(CPC)提供的 1950 年 1 月至 2015 年 3 月 NAO 月指数序列。

在分析北大西洋地区($20^\circ\text{N}\sim 60^\circ\text{N}$, $100^\circ\text{W}\sim 0^\circ$) SST 锋时,参考任雪娟等(2007)的研究方法,运用公式 $(g_{\text{SST},y})_{i,j} = (T_{i,j-1} - T_{i,j+1}) / 2$ 计算海表面温度(T)的南北梯度,其中 i, j 分别表示格点在 x 轴和 y 轴上的坐标位置,取向东和向北为正方向。得到北大西洋海表面温度梯度的空间分布,将温度梯度的大值区作为海表面温度锋区。

对于风暴轴的定义,本文采用欧拉方法,运用 Trenberth (1986) 设计的七点简易高通滤波器,对北大西洋地区($20^\circ\text{N}\sim 80^\circ\text{N}$, $100^\circ\text{W}\sim 0^\circ$) 500 hPa 位势高度场逐日资料进行滤波,得到天气尺度 2.5~6 d 位势高度场带通滤波数据,根据方差公式

$$H^2 = [\sum_{i=1}^n (Z'_i - \bar{Z}')^2] / n \quad (\text{其中, } Z'_i \text{ 表示滤波后的位势高度场逐日数据, } \bar{Z}' \text{ 表示一段时间内滤波数据的平均值}),$$

对 1948~2015 年每个网格点逐年按月计算当年当月的滤波数据方差,来表示当年当月的风暴轴,对该空间范围内的滤波方差求多年平均,来代表风暴轴的气候态分布型。由于斜压不稳定是中纬度天气尺度扰动发生发展的主要物理机制,本文在进行风暴轴变率的机制分析时引入 Sampe et al.

(2010) 定义的最大 Eady 波增长率作为斜压性强度指数,其具体表达式为 $\sigma_{\text{E}} = 0.31f | \partial \bar{U} / \partial z | N^{-1}$, 其中, f 表示科里奥利参数, $\bar{U}$ 表示纬向风速的时间平均, z 表示垂直高度, N 表示布伦特-维赛拉频率。

本文采用经验正交函数分解 (EOF) 提取风暴轴和 SST 锋区的主要变率模式, 进行分析的所有序列均已移除了季节循环。此外, 为了得到风暴轴和 SST 锋强度和位置的主要振荡信号, 我们进一步对风暴轴异常场和 SST 锋异常场的 EOF 标准化时间序列 (共 806 个月) 做奇异谱分析 (SSA)。SSA 的重要功能是从包含噪声的有限长度的序列中过滤掉噪声, 识别和提取主要周期振荡的信息。吴洪宝和吴蕾 (2005) 指出, 通常 SSA 分析的窗口长度 M 越大, 谱分辨率越灵敏。经过一些试验表明, 当窗口长度为 M (M 不应超过资料序列长度的 $1/3$) 时, 能较好地识别出周期为 $M/5 \sim M$ 的振荡。本文在对风暴轴异常场和 SST 锋异常场 EOF 的标准化时间序列做 SSA 分析时, 选用的窗口长度为 260。

在分析 SST 锋与风暴轴及大气大尺度环流之间的共变关系时, 运用了多锥度—奇异值分解方法 (MTM-SVD), 该方法将谱分析的多锥度方法 (MTM) 和变量场的奇异值分解 (SVD) 方法结合起来, 兼有 MTM 方法对时间序列进行谱分析和 SVD 方法提取变量场耦合优势信号的能力, 可以有效地从包含噪声的背景场中识别出窄带信号, 并通过识别格点数据中异常集中的窄带数据方差来获取耦合模式, 其得到的局部方差比 (LFV) 谱, 在给定频率处的波峰预示着数据在此频率处振荡的一个潜在重要的时空信号, 可以更加直观、简便的显示出变量场不同时间尺度的变化特征。尽管该方法是从频率域中获取信号, 但它还可以重建任何时间潜在信号和空间模式, 以便更直观地分析和描述不同时间尺度振动的时间—空间演变特征和过程 (Park et al., 1987; Mu et al., 2011; 魏凤英, 2007; 王春学和李栋梁, 2012)。Mann and Park (1999) 研究发现, 当时间序列长度为上百个点时, 选取带宽 $p=2$, 锥度 $K=3$ 能够在谱分辨率和信噪比之间获取最优平衡。由于本文进行 MTM-SVD 分析的变量时间序列为 806 个月, 因此同样设定参数 $p=2$, $K=3$ 。此外, 我们还对所有时间序列进行非参数化解靴带运算, 获得了对应 50%、90%、95%、99% 信度水平的阈值, 并对通过检验的显著周期信号重建对应的空间模式。

3 结果与分析

图 1a 给出了 1948~2015 年北大西洋上空 500

hPa 风暴轴和位势高度的气候态。可以看出, 风暴轴中心位于 (50°N , 52.5°W), 呈东北—西南走向, 这种倾斜主要是由于北美大陆和落基山脉造成的 (Brayshaw et al., 2011)。风暴轴的入口区位于北美大槽附近, 出口区位于冰岛附近, 对应一个半永久性大气活动中心——冰岛低压; 而在北大西洋副热带地区还存在另一个半永久性大气活动中心——亚速尔高压, 这两个活动中心有利于促进南北和海陆之间的热量、水汽和动量交换, 二者气压反向变化的现象正是 NAO (李崇银, 2000)。NAO 可以反映大气环流低频变率的重要特征。Luo et al. (2007a) 研究表明, NAO 与上游天气尺度波之间存在共生关

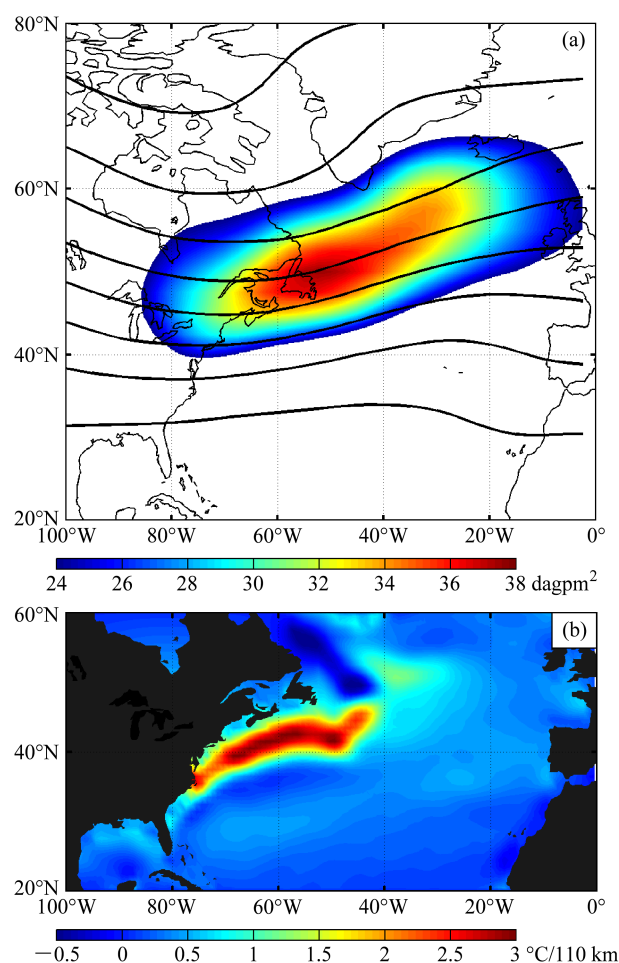


图 1 1948~2015 年北大西洋多年平均风暴轴和 SST 锋区分布: (a) 500 hPa 风暴轴 (填色, 单位: dagpm^2) 和位势高度场 (粗黑等值线, 等值线起始值为 524 dagpm , 间距为 8 dagpm); (b) SST 锋 (单位: $^{\circ}\text{C}/110\text{ km}$)

Fig. 1 North Atlantic climatological-mean distribution of storm track and SST (Sea Surface Temperature) frontal zone from 1948 to 2015: (a) 500-hPa storm track (shaded in color, units: dagpm^2) and geopotential height (thick black contours, starting from 524 dagpm , contour interval is 8 dagpm); (b) SST frontal zone ($^{\circ}\text{C}/110\text{ km}$)

系, 对于 NAO 不同位相, 天气尺度波的强迫都是一个重要机制, 而风暴轴正是 NAO 上游天气尺度波的主要来源。张冬斌等 (2011) 提出, 当北大西洋地区瞬变涡旋活动对涡度 (能量) 的传输与气旋 (反气旋) 异常配置合适时, 会使天气尺度的能量转化为低频尺度的能量, 因此当涡旋活动强度出现峰值后几天会伴随 NAO 模态增强, 而随着 NAO 的增强, 涡旋能量回落。

风暴轴入口区下方为北大西洋西边界, 墨西哥湾暖流和拉布拉多寒流从南北携带着温差较大的海水恰好在此相遇, 形成强烈的 SST 梯度, 即 SST 锋。北大西洋 SST 锋区 (图 1b) 主要集中在 ($35^{\circ}\text{N}\sim 46^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{W}\sim 80^{\circ}\text{W}$) 范围内, 多年平均的 SST 南北温度梯度最大值为 $3.1^{\circ}\text{C}/110\text{ km}$ 。SST 锋区附近的海气温度和湿度差异会导致近表层大气压力和稳定性, 以及潜热和感热通量发生改变, 且锋区两侧

感热差异对于维持近表层强烈的大气斜压性至关重要, 它可以促进斜压性涡度的发展, 对风暴轴具有锚定作用 (Sweet et al., 1981; Nakamura and Shimpo, 2004; Small et al., 2008)。在月际和季节尺度上, 北大西洋风暴轴和 SST 锋区的强度具有显著的共变现象 (图略)。

3.1 SST 锋的主要变率

为了获得 SST 锋异常场的主要时空变化特征, 我们对 1948 年 1 月至 2015 年 2 月共 806 个月份的 SST 梯度异常进行 EOF 分析, 得到其前三个模态的空间分布型及其对应的标准化时间系数 (模态的时间系数在下文中用 PC 代替)。

SST 梯度异常场的 EOF1 (图 2a) 在大洋西边界呈北负南正的偶极子型分布, 该模态方差贡献为 9.8%。当标准化时间系数 $\text{PC1} > 0$ 时, SST 锋区偏南, 反之 SST 锋区偏北, 因此可以用 EOF1 表征大

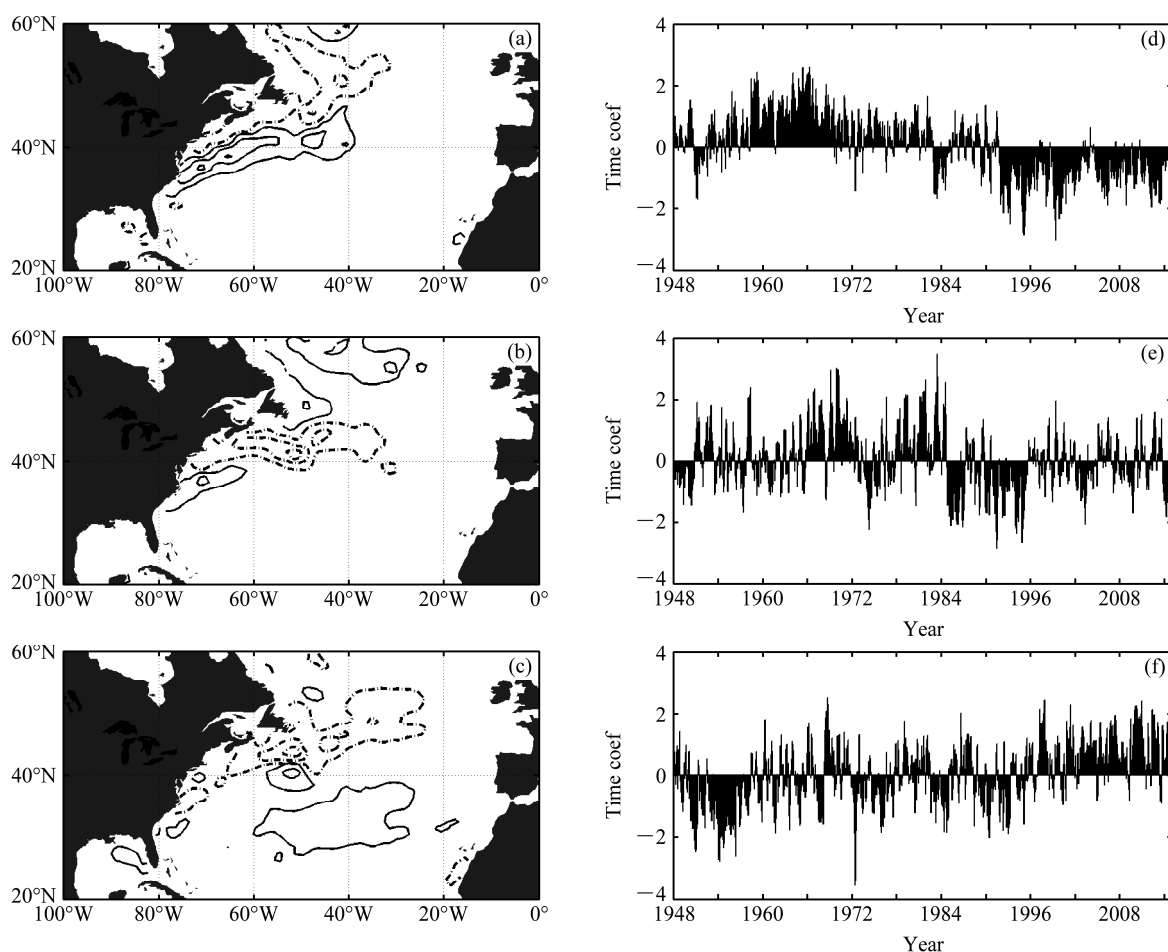


图 2 北大西洋 SST 锋异常场的主要 EOF 模态: (a-c) 分别为第一 (EOF1)、第二 (EOF2) 和第三模态 (EOF3) 的空间分布型, 实线为正值, 虚线为负值, 等值线间距为 0.04; (d-f) 为对应的标准化时间系数 PC1、PC2 和 PC3

Fig. 2 Primary EOF modes of North Atlantic SST front anomalies: (a-c) Spatial patterns of the first three leading EOF modes (EOF1, EOF2, and EOF3), solid contours indicate positive values, and dashed contours indicate negative values, the contour interval is 0.04; (d-f) normalized time coefficients of the first three leading EOF modes (PC1, PC2, and PC3)

洋西边界 SST 锋区的南北移动。需要指出的是 SST 锋这一模态并非 SST 锋的季节信号,对该模态的 SSA 分析显示其主要振荡信号的周期均在 3 年以上;而且从图 2d 可见,PC1 存在明显年代际变化特征,即 1950 年代中期至 1980 年代初大洋西边界 SST 锋区偏南,1990 年代初至今 SST 锋区偏北。

SST 梯度异常场的 EOF2 (图 2b) 在大洋西边界呈正一负一正的三极子分布,方差贡献为 7.3%。当 $PC2 < 0$ 时, SST 锋异常在 $40^{\circ}\text{N} \sim 45^{\circ}\text{N}$ 以单支形式加强; $PC2 > 0$ 时, SST 锋异常在 $40^{\circ}\text{N} \sim 45^{\circ}\text{N}$ 纬带南北发生分支,因此可以用此模态表征 SST 锋区在 $40^{\circ}\text{N} \sim 45^{\circ}\text{N}$ 附近的分支与合并。PC2 (图 2e) 在 1970 年代初和 1970 年代末出现过转变,分别对应 $40^{\circ}\text{N} \sim 45^{\circ}\text{N}$ 附近的 SST 梯度发生由弱到强,和由强到弱的转变,而前者恰好与风暴轴在 1970 年代初发生的由弱到强的跃变相吻合。1980 年代中期至今, EOF2 以负位相居多,期间伴随小幅度的振荡。

SST 梯度异常场的 EOF3 (图 2c) 在 52°W 附近的小范围海域呈北负南正的偶极子分布,其标准化时间系数 PC3 (图 2f) 在 1990 年代中期之前具有年际尺度的振荡,1996 年开始至今,以正位相为主,即中部 SST 锋区偏南,这与 EOF1 恰相反,对于这一现象, EOF3 的方差贡献小 (4.6%),仅反映 SST 锋区在湾流东向射流出口区的南北摆动。

3.2 SST 锋主要变率与风暴轴的关系

将上述 SST 锋 EOF 分析得到的标准化时间系数大于一个标准差 (即 $PC > 1$ 和 $PC < -1$) 的时刻分别定义为该模态典型正负位相时刻,从而分类合成对应同一模态在两种典型位相下的风暴轴,并比较二者异常场差异的显著性,即 $PC > 1$ 时合成的风暴轴异常场减去 $PC < -1$ 时合成的风暴轴异常场,从而获得 SST 锋典型模态时的风暴轴变化特征。

图 3 表示 $PC1 > 1$ 与 $PC1 < -1$ 时风暴轴的合成分布,可以看出风暴轴在两种情况下具有显著差异,差异主要集中在 50°N 以北区域 (图 3c)。 $PC1 > 1$ 时, SST 锋区偏南,此时合成的风暴轴中心偏西南,位于大洋西边界附近 (47.5°N , 57.5°W), 中心最大值为 36.80 dagpm^2 (图 3a)。 $PC1 < -1$ 时,大洋西边界 SST 锋区偏北,此时合成的风暴轴中心偏东北,位于 (60°N , 32.5°W), 中心最大值为 39.39 dagpm^2 (图 3b)。可以看出,风暴轴大值中心与大洋西边界 SST 锋区的南北移动有同步变化的特点。

图 4c 表明, $PC2 > 1$ 和 $PC2 < -1$ 两种情况下的

风暴轴异常通过了差异的显著性检验,差值场由北向南呈正一负一正的三极子分布。 $PC2 > 1$ 时, $40^{\circ}\text{N} \sim 45^{\circ}\text{N}$ 附近的 SST 锋区分为南北两支,此时合成的风暴轴 (图 4a) 体现出北强南弱两个中心,分别位于纽芬兰岛附近和冰岛西南部,且在冰岛西南部更强。 $PC2 < -1$ 时, $40^{\circ}\text{N} \sim 50^{\circ}\text{N}$ 附近的 SST 锋区合并成一支,此时合成的风暴轴 (图 4b) 只有一个中心,位于 (50°N , 45°W), 中心最大值为 41.30 dagpm^2 。上述结果表明, $40^{\circ}\text{N} \sim 45^{\circ}\text{N}$ 附近 SST 锋区的分支与合并影响着风暴轴中心的个数和位置。

$PC3 > 1$ 和 $PC3 < -1$ 时风暴轴的显著差异主要体现在北大西洋海盆中部偏东,差值呈北负南正的偶极子分布 (图 5c)。 $PC3 > 1$ 时,湾流出口区 SST 锋偏南,风暴轴中心位置偏西南,位于 (47.5°N , 57.5°W), 中心最大值为 36.80 dagpm^2 (图 5a)。 $PC3 < -1$ 时,湾流东向出口区 SST 锋偏北,此时合成的风暴轴 (图 5b) 最大值为 37.22 dagpm^2 , 中心位于 (57.5°N , 32.5°W)。这一结果与图 3 类似,体现出风暴轴的南北移动与 SST 锋区有共变关系。

上述合成分析均体现出一个共同结果:风暴轴大值区与 SST 锋区在空间位置上有较好的对应关系,二者的南北移动体现出共变现象,且对应 SST 锋主要模态的正负位相,风暴轴具有显著差异。为了更好的分析 SST 锋与风暴轴共变关系的内在机制,我们进一步对风暴轴异常场进行 EOF 分析。

3.3 风暴轴异常场的主要变率及其与 SST 锋的关系

类似于上述对 SST 锋异常场的分析,我们对于风暴轴异常在同一时段进行了 EOF 分析,如图 6 所示。

风暴轴 EOF1 (图 6a) 的方差贡献为 22.4%,主体位于中纬度大洋上空,呈东北—西南走向,与风暴轴的气候态分布型相近,其中心位于 (60°N , 33°W) 附近,较风暴轴气候态的中心偏东北。 EOF1 可以表征风暴轴强度的变化,其标准化时间系数 PC1 (图 6d) 呈现出年际和年代际变化特征,即 1960 年代初至 1970 年代初,风暴轴偏弱,1972 年发生由弱到强的转变,之后持续偏强。风暴轴 EOF2 (图 6b) 的方差贡献为 13.7%,以 60°N 为界呈北正南负的偶极子型分布,它表征风暴轴位置的南北移动。 PC2 的振荡频率相对较高,体现出年际变化特征。风暴轴 EOF3 (图 6c) 的方差贡献为 8.7%,由北向南呈正一负一正的三极分布型,主要表征风暴轴在经向方向的分支和合并。在发生分支时,南北分支

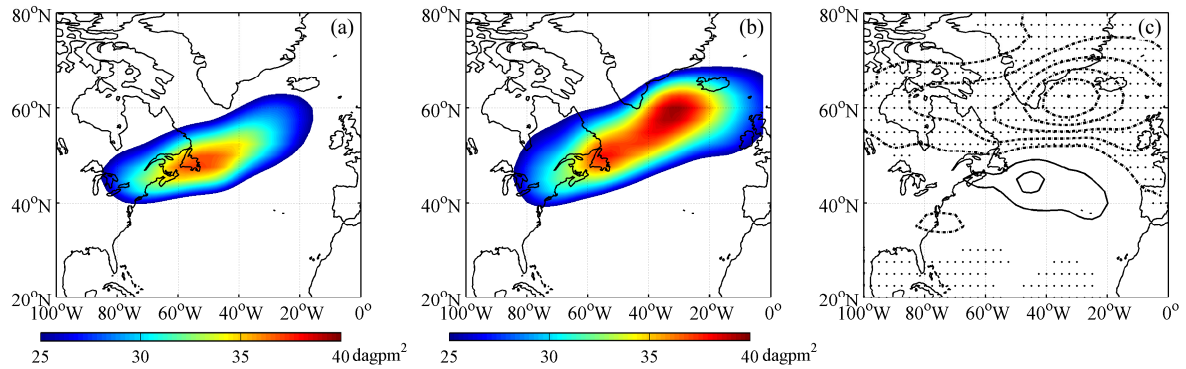


图 3 风暴轴关于 SST 锋典型模式的合成场：(a) SST 锋异常场 $PC1 > 1$ 时合成的风暴轴；(b) SST 锋异常场 $PC1 < -1$ 时合成的风暴轴；(c) $PC1 > 1$ 与 $PC1 < -1$ 合成的风暴轴异常场的差值场，等值线间距为 2 dagpm^2 ，实线为正值，虚线为负值，点状阴影部分表示通过了 0.05 的差异显著性检验

Fig. 3 Composite storm tracks according to typical modes of the SST front: (a) Composite storm track when the SST gradient anomaly $PC1 > 1$; (b) composite storm track when the SST gradient anomaly $PC1 < -1$; (c) differences in the storm track anomaly between $PC1 > 1$ and $PC1 < -1$, the contour interval is 2 dagpm^2 , solid contours indicate positive values, dashed contours indicate negative values, areas shaded in black dots indicate the values are significant at/above the 0.05 level

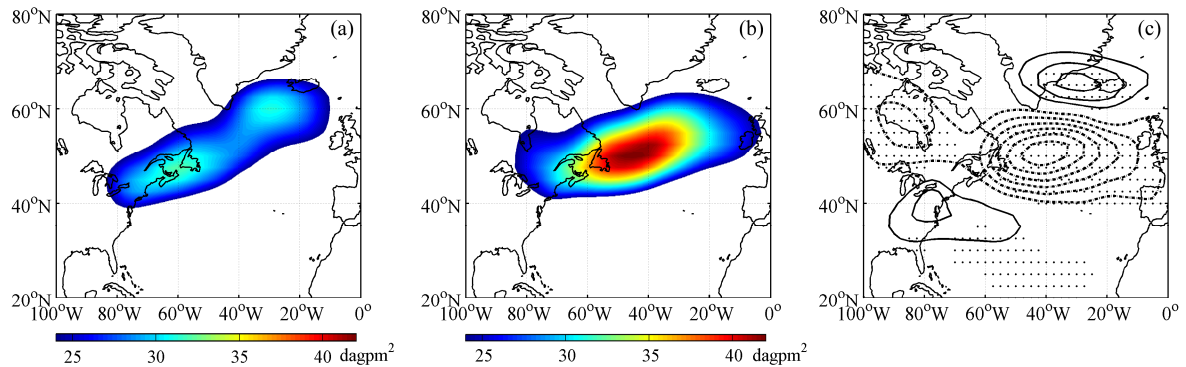


图 4 风暴轴关于 SST 锋典型模式的合成场：(a) SST 锋异常场 $PC2 > 1$ 时合成的风暴轴；(b) SST 锋异常场 $PC2 < -1$ 时合成的风暴轴；(c) $PC2 > 1$ 与 $PC2 < -1$ 合成的风暴轴异常场的差值场，等值线间距为 2 dagpm^2 ，实线为正值，虚线为负值，点状阴影部分表示通过了 0.05 的差异显著性检验

Fig. 4 Composite storm tracks according to typical modes of SST front: (a) Composite storm track when the SST gradient anomaly $PC2 > 1$; (b) composite storm track when the SST gradient anomaly $PC2 < -1$; (c) differences in storm track anomaly between $PC2 > 1$ and $PC2 < -1$, the contour interval is 2 dagpm^2 , black solid contours are for positive values, black dashed contours are for negative values, areas shaded in black dots indicate the values are significant at/above the 0.05 level

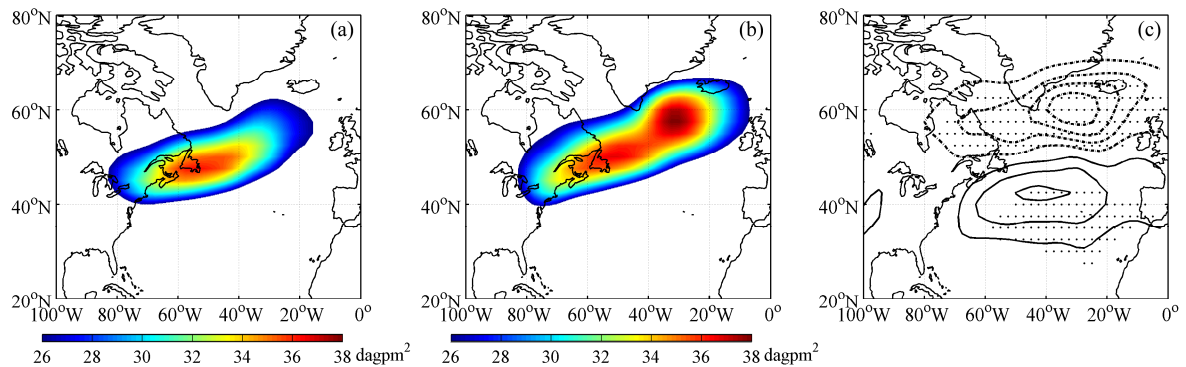


图 5 风暴轴关于 SST 锋典型模式的合成场：(a) SST 锋异常场 $PC3 > 1$ 时合成的风暴轴；(b) SST 锋异常场 $PC3 < -1$ 时合成的风暴轴；(c) $PC3 > 1$ 与 $PC3 < -1$ 合成的风暴轴异常场的差值场，等值线间距为 1.5 dagpm^2 ，实线为正值，虚线为负值，点状阴影部分表示通过了 0.05 的差异显著性检验

Fig. 5 Composite storm tracks according to typical modes of SST front: (a) Composite storm track when the SST gradient anomaly $PC3 > 1$; (b) composite storm track when the SST gradient anomaly $PC3 < -1$; (c) differences in storm track anomaly between $PC3 > 1$ and $PC3 < -1$, the contour interval is 1.5 dagpm^2 , solid contours indicate positive values, dashed contours indicate negative values, areas shaded in black dots indicate the values are significant at/above the 0.05 level

强度变化具有不对称性, 通常位于冰岛以北的分支较弱。

以上对风暴轴异常场的 EOF 分析表明, 北大西洋风暴轴异常场的强度和位置变化除了我们已知的月际、季节变化外, 还具有年际和年代际尺度的周期。风暴轴的月际和季节循环主要与不同月份和季节的大气驻波振幅强弱、平均流的转变、非绝热加热差异、纬向平均温度梯度差异等因素有关 (Chang and Zurita-Gotor, 2007)。关于风暴轴年代际尺度的振荡, 有学者 (Huang et al., 2010; Lee et al., 2012; Qu and Huang, 2012) 认为 1970 年代中期全球风暴

轴活动的加强, 一方面是因为太平洋和大西洋上空平均经向温度梯度增大为斜压性涡度增长提供了有利条件, 另一方面与黑潮和湾流区表层感热和潜热通量的增加有关。无论在季节还是年代际尺度上, 风暴轴的变化都与其下方的大洋西边界流, 以及海表面温度锋关系密切。

风暴轴和 SST 锋区的气候平均态在位置上具有较好的对应关系, 但二者异常变化之间的相关性尚不明确, 因而本节基于前述 EOF 分析, 分别计算风暴轴异常场与 SST 梯度异常场之间不同 PC 之间的相关系数, 如表 1 所示。

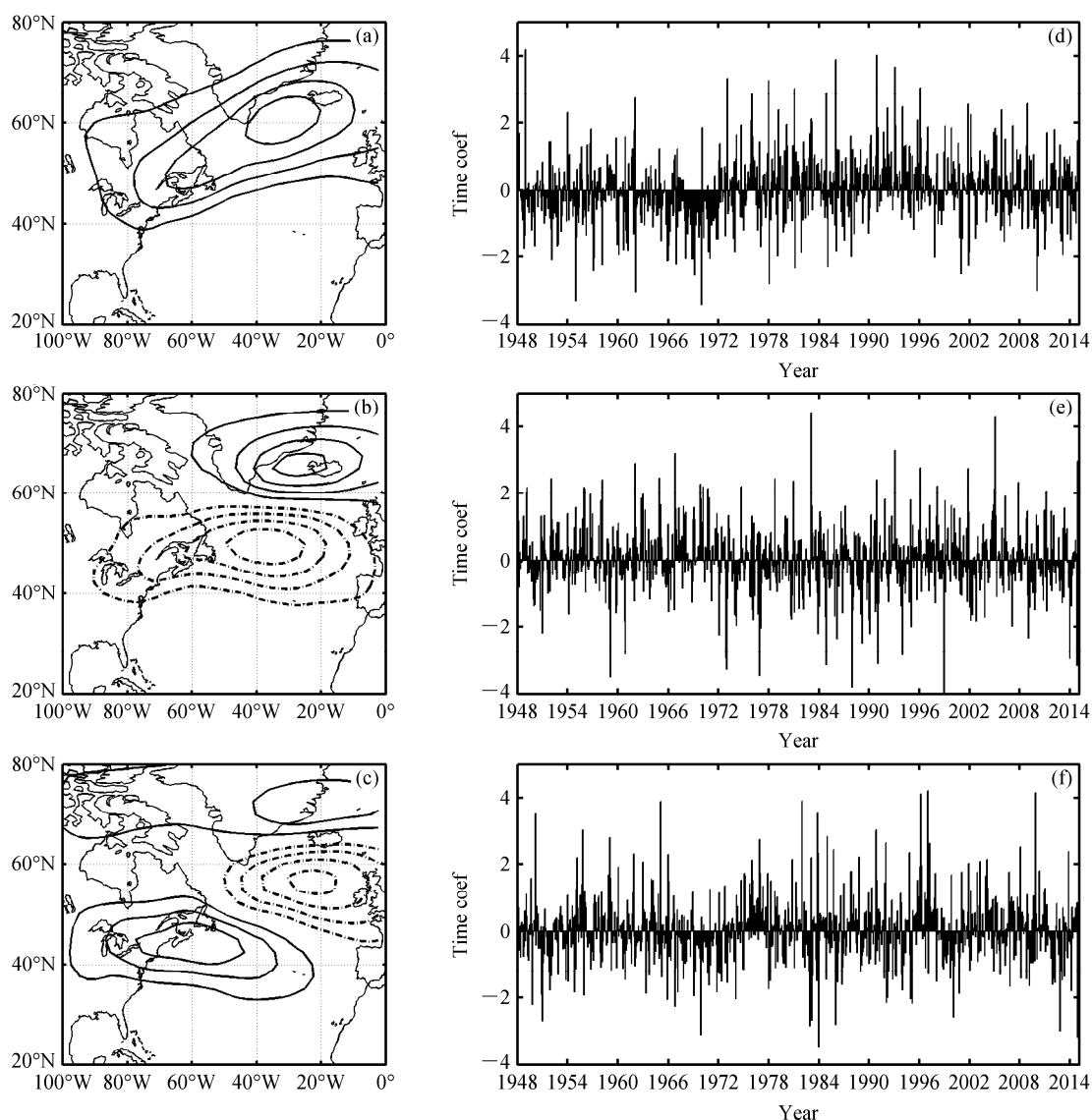


图 6 北大西洋风暴轴异常场的主要 EOF 模态: (a-c) 分别为 EOF1、EOF2 和 EOF3 的空间分布, 图中实线为正值, 虚线为负值, 等值线间距为 0.02; (d-f) 为对应的标准化时间系数 PC1、PC2 和 PC3

Fig. 6 Primary EOF modes of North Atlantic storm track anomalies: (a-c) Spatial patterns of EOF1, EOF2, and EOF3, solid contours indicate positive values, dashed contours indicate negative values, contour interval is 0.02; (d-f) normalized time coefficients of PC1, PC2, and PC3

表1 风暴轴异常场与 SST 锋异常场之间标准化时间序列的相关系数

Table 1 Correlation coefficients of standardized time series between storm track anomaly and SST gradient anomaly

	相关系数		
	风暴轴异常 PC1	风暴轴异常 PC2	风暴轴异常 PC3
SST 锋异常 PC1	-0.1843*	-0.1347*	0.0952*
SST 锋异常 PC2	-0.1311*	0.2837*	0.0309
SST 锋异常 PC3	-0.1560*	-0.0984*	0.1731*

*表示通过了 0.01 的显著性检验。

由于风暴轴和 SST 锋异常场均具有不同时间尺度的变化，为了结合时间尺度探讨它们的相关性，分别对二者的 PC 做 SSA 分析，得到其振荡周期。对风暴轴异常场的 PC1 做 SSA 分析，周期为 2.2 月和 2.7 年，振荡通过了 0.05 的显著性检验，这说明风暴轴的强度变化除了具有季节变化周期外，还具有 2.2 月和 2.7 年的年际变化。PC2 的 SSA 分析显示了风暴轴南北移动变化特征，即便被分析序列已经被移除了季节循环信息，PC2 仍然具有周期为准半年（6.3 月）、准一年（11.2 月和 1.1 年）以及准 2 年（1.7 年）和 4 年（4.2 年）的显著振荡信号。SSA 分析表明，风暴轴异常场 PC3 存在周期为 3.2 月、4.6 月、6.4 年的振荡，说明风暴轴在经向的分支和合并具有季节尺度和年际振荡特征。风暴轴异常场的 SSA 分析进一步表明，北大西洋风暴轴异常场的强度和位置变化具有月际、季节、年际尺度的周期。对 SST 锋异常场 PC1 做 SSA 分析，得到 3.2 年、5.6 年、7.6 年的振荡周期，显示大洋西边界 SST 锋区的南北移动具有年际尺度振荡。PC2 具有 2.9 年和 13.9 年的变化周期，体现出 $40^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 附近 SST 锋的分支与合并具有年际和年代际尺度的周期。PC3 具有 2.1 年、2.7 年、10.4 年的变化周期，反映了 SST 锋在湾流东向射流出口区南北摆动的年际和年代际尺度振荡。

表 1 给出了风暴轴与 SST 锋主要模态之间的两两相关关系。结合上述 SSA 分析发现，风暴轴异常场前两个 PC 和 SST 锋异常场的前三个 PC 均具有 3 年左右的振荡周期，这种相近的周期变化使二者在时间尺度上具有一致性。风暴轴的强度（PC1）与大洋西边界和湾流出口区的 SST 锋区位置存在显著负相关，即 SST 锋区偏北（南）对应风暴轴在冰岛西南部加强（减弱）。风暴轴的南北移动（PC2）与 SST 锋异常场 PC1 和 PC3 具有显著负相关，结合其各自的 EOF 空间模态可知，这说明风暴轴与 SST

锋区的南北位置有共变特征；同时，风暴轴的南北移动（PC2）与 SST 锋异常场 PC2 具有很强的正相关，即 $40^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 附近的单支型（双支型）SST 锋对应风暴轴在大洋中部偏强（偏弱）。风暴轴在经向的分支和合并（PC3）与 SST 锋在湾流东向射流出口区的南北位置（PC3）正相关很强，说明湾流出口区 SST 锋偏北（偏南）时，风暴轴在经向合并（分支），大值区位于北大西洋海盆东北部（西南）；风暴轴异常场 PC3 与 $40^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 附近的锋区相关性弱，这可能与二者所涉及物理过程在时间变化尺度上差异较大有关。

尽管风暴轴变率的时间尺度较 SST 锋短，但上述相关分析依然显示二者可能在年际尺度上存在共变关系，即风暴轴与大洋西边界和湾流出口区 SST 锋的南北移动具有显著的共变特征， $40^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 附近的 SST 锋区强度与大洋中部风暴轴的强度具有显著正相关，这与 3.2 节中风暴轴的合成分析结论吻合。为了获得风暴轴与 SST 锋的共变模态以及共变的时间尺度，我们进一步选取（ $0.5^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$ ， $25^{\circ}\text{N}\sim 80^{\circ}\text{N}$ ）和（ $40.5^{\circ}\text{W}\sim 80.5^{\circ}\text{W}$ ， $29.5^{\circ}\text{N}\sim 60.5^{\circ}\text{N}$ ）分别作为风暴轴和 SST 锋的关键区，对二者的标准化异常场（剔除季节循环）做 MTM-SVD 分析，所得 LFV 如图 7 所示。可以看出，LFV 谱值主要体现出年际尺度的振荡，尽管年循环已从两个变量场中移除，但仍然有显著（0.01）的准一年振荡，同时在准 3 年和准 4 年周期的峰值也通过 0.05 的显著性检验。此外，图 7 在 11.4 年和 19.8 年周期的峰值还显示其存在显著（0.01）的年代际振荡和趋势信号（ $f=0$ ）。

图 8~10 给出了各频段主要共变信号的空间模态。从图 8 可知，1.0 年信号的 SST 锋变率主要体现为南北的分支和合并，其空间结构在湾流延伸体入口区以西类似于 SST 锋的 EOF2（图 2b），其主要变率靠近西边界区域；而风暴轴异常模态同样主要体现为经向弱三极型结构和偶极型之间的转换。类似于 $T=1.0$ 年共变信号， $T=2.9$ 年、 $T=4$ 年和 $T=11.4$ 年信号的 SST 锋变率也主要体现为南北分支和合并，但其空间位置由大洋西边界延伸至湾流东向射流出口区（图略）；风暴轴异常模态同样体现为经向三极型和偶极型的转换，其中 $T=11.4$ 年信号的风暴轴变率空间型与图 8a-8d 相似，而 $T=2.9$ 年和 $T=4$ 年信号的风暴轴变率三极型则呈东北—西南分布（图略）。周期为 1.2 年和 1.7 年的信号空间型具有

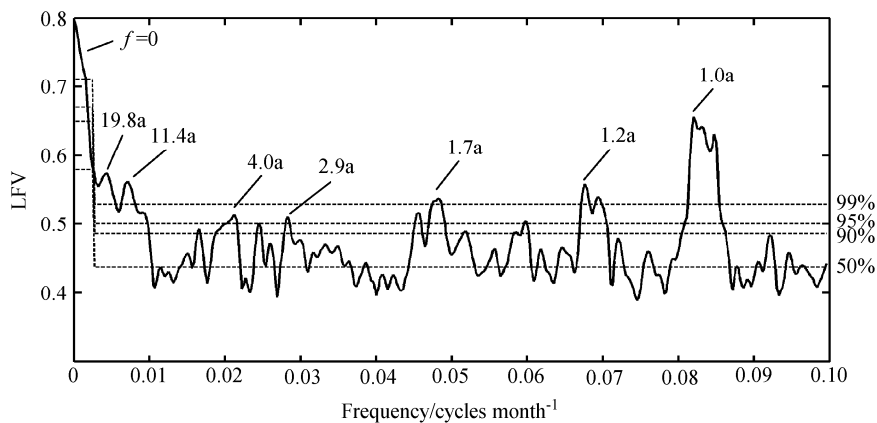


图7 风暴轴异常场与 SST 锋异常场的 LFBV 谱分析 (虚线表示对应的置信度)

Fig. 7 The LFBV (Local Fractional Variance) spectra of storm track anomaly and SST gradient anomaly (dashed lines indicate the corresponding confidence levels)

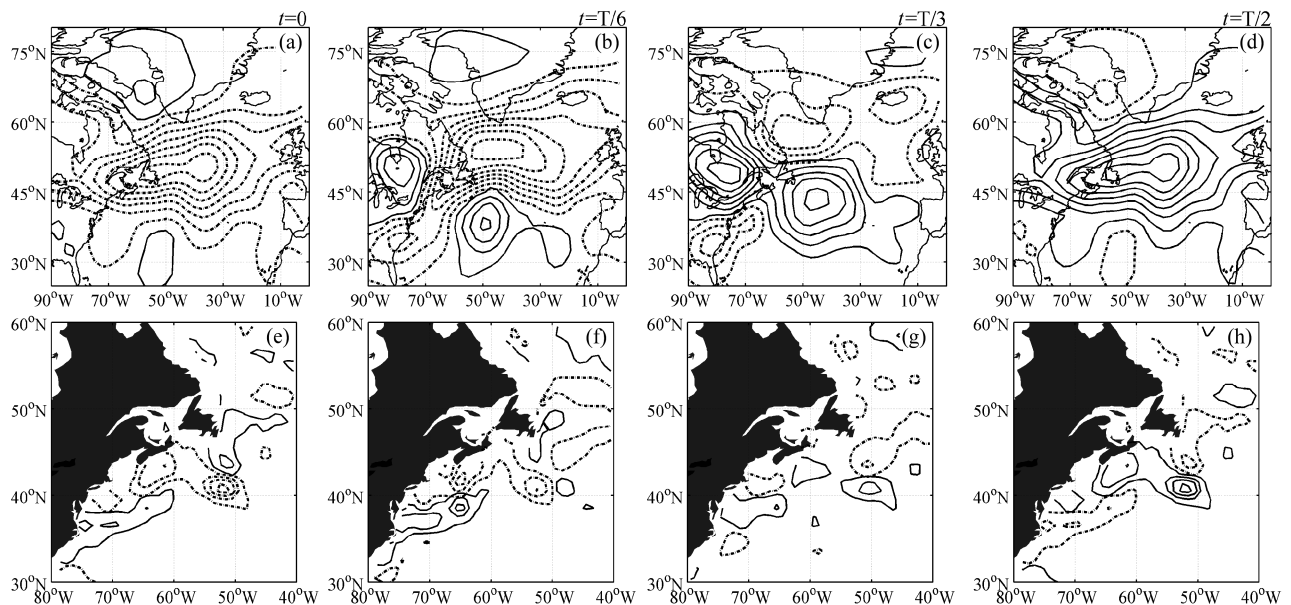


图8 风暴轴异常与 SST 锋异常的 1.0 年共变信号 (实线为正值, 虚线为负值): (a-d) 为风暴轴异常在半个周期 ($0 \sim T/2$) 内不同位相的典型空间模式, 等值线间距为 0.6 dagpm^2 ; (e-h) 为对应的 SST 锋异常典型模式, 等值线间距为 $0.1 \text{ } ^\circ\text{C}/110 \text{ km}$

Fig. 8 Covariant cycle of 1.0 a of storm track anomaly and SST gradient anomaly (solid contours indicate positive values, dashed contours indicate negative values): (a-d) Spatial modes of storm track anomaly in $0 \sim T/2$ phase, the contour interval is 0.6 dagpm^2 ; (e-h) corresponding spatial modes of SST gradient anomaly, the contour interval is $0.1 \text{ } ^\circ\text{C}/110 \text{ km}$

类似特征, 如图 9 所示, 相对于 $T=1.0$ 年信号 (图 8e-8h), $T=1.7$ 年信号的 SST 锋变率呈偶极型分布且更靠近大洋内区, 主要体现为在湾流东向射流出口区的南北移动, 这与 SST 锋 EOF3 的空间型 (图 2c) 类似, 与此对应, 风暴轴异常场也同步体现出较强偶极型和弱三极型结构。图 10 为周期 19.8 年信号的空间型, 其中风暴轴异常主要为单极型, 体现其在大洋西边界和内区的强度变化; SST 锋变率则同时体现出 EOF 前三个模态的空间型 (图 2a-2c)。趋势信号 ($f=0$) 的空间型与图 10 类似, 但

风暴轴变率的主模态位于 45°N 以北区域, 对应风暴轴的强度变化, 大洋西边界和湾流东向射流出口区 SST 锋相应发生南北移动及分支合并 (图略)。

为了探究 SST 锋影响风暴轴的内在机制, 与 3.2 节类似, 本节围绕 SST 锋主要模态的不同位相, 对大气斜压性参数 σ_{BI} , 经向热量通量 $v'T'$, 垂直热量通量 $\omega'T'$ 异常场在 SST 锋异常的 $\text{PC} > 1$ 与 $\text{PC} < -1$ 时进行合成和差异分析。

由图 11 可知, 两种位相下 700 hPa 至 500 hPa σ_{BI} 、850 hPa $v'T'$ 、500 hPa $\omega'T'$ 异常场均存在显

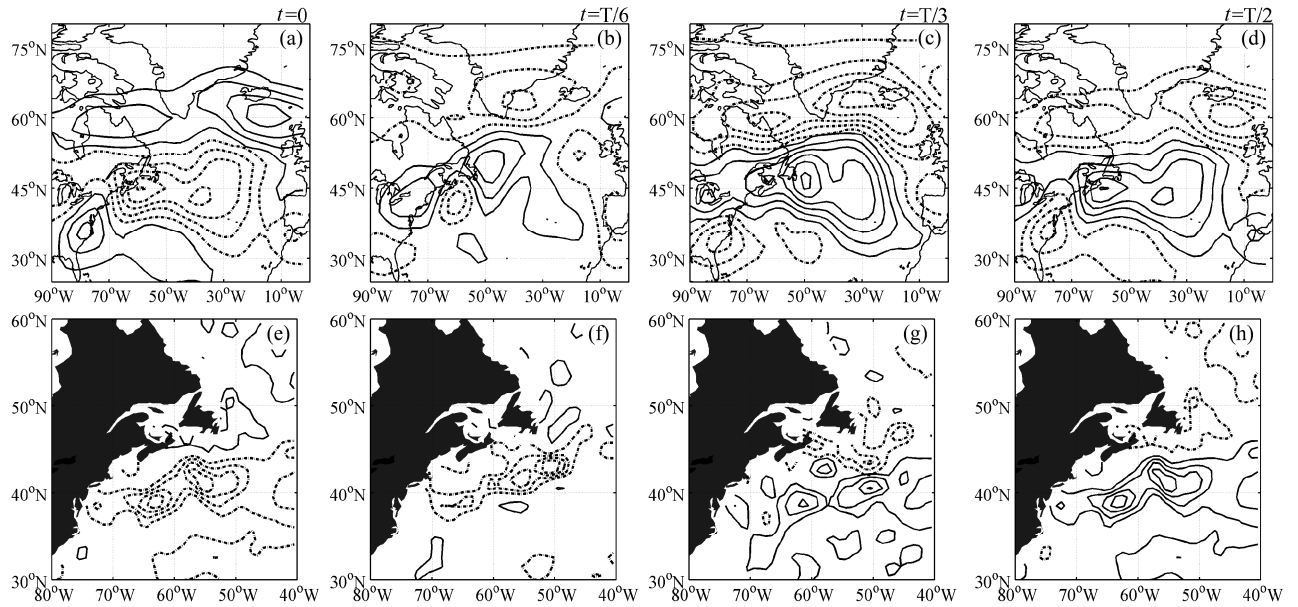


图 9 风暴轴异常与 SST 锋异常的 1.7 年共变信号 (实线为正值, 虚线为负值): (a-d) 为风暴轴异常在半个周期 ($0 \sim T/2$) 内不同位相的典型空间模式, 等值线间距为 0.5 dagpm^2 ; (e-h) 为对应的 SST 锋异常典型模式, 等值线间距为 $0.025 \text{ } ^\circ\text{C}/110 \text{ km}$

Fig. 9 Covariant cycle of 1.7 a of storm track anomaly and SST gradient anomaly (solid contours indicate positive values, dashed contours indicate negative values): (a-d) Spatial modes of storm track anomaly in $0 \sim T/2$ phase, the contour interval is 0.5 dagpm^2 ; (e-h) corresponding spatial modes of SST gradient anomaly; the contour interval is $0.025 \text{ } ^\circ\text{C}/110 \text{ km}$

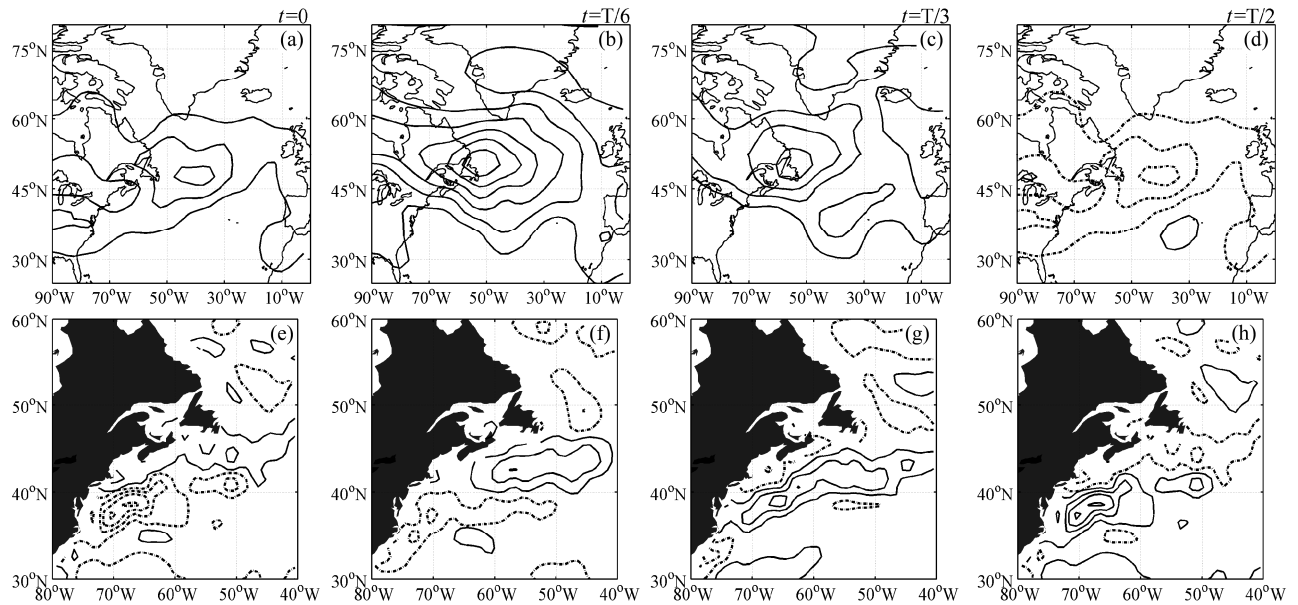


图 10 风暴轴异常与 SST 锋异常的 19.8 年共变信号 (实线为正值, 虚线为负值): (a-d) 为风暴轴异常在半个周期 ($0 \sim T/2$) 内不同位相的典型空间模式, 等值线间距为 1 dagpm^2 ; (e-h) 为对应的 SST 锋异常典型模式, 等值线间距为 $0.1 \text{ } ^\circ\text{C}/110 \text{ km}$

Fig. 10 Covariant cycle of 19.8 a of storm track anomaly and SST gradient anomaly (solid contours indicate positive values, dashed contours indicate negative values): (a-d) spatial modes of storm track anomaly in $0 \sim T/2$ phase, the contour interval is 1 dagpm^2 ; (e-h) corresponding spatial modes of SST gradient anomaly; the contour interval is $0.1 \text{ } ^\circ\text{C}/110 \text{ km}$

著差异, σ_{BI} 和 $v'T'$ 的差值场呈北负南正的分布型, $\omega'T'$ 的差值场相反。当 $PC1 > 1$, 即大洋西边界 SST 锋区偏南时, 三者均在 50°N 以南偏强 ($\omega < 0$ 表示上升运动), 说明锋区附近的大气斜压性和热量通量

均偏强, 该区域也与 $PC1 > 1$ 时合成的风暴轴大值区对应 (图 3a); $PC1 < -1$ 时, 大气斜压性、热量通量和风暴轴 (图 3b) 的大值区均随大洋西边界 SST 锋区北移。

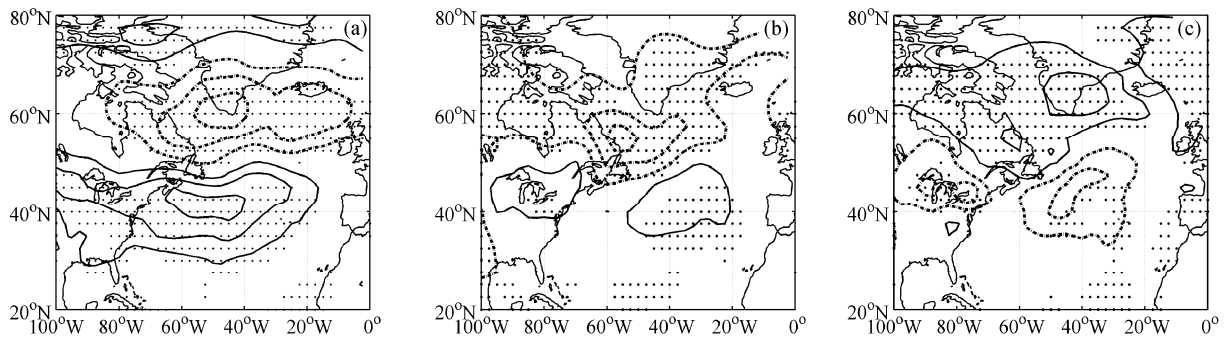


图 11 大气变量关于 SST 锋典型模态的差异分布 (实线为正值, 虚线为负值, 点状阴影部分表示通过了 0.05 的差异显著性检验): (a) SST 梯度异常场 $PC1 > 1$ 与 $PC1 < -1$ 时 700 hPa 至 500 hPa σ_{Bi} 异常场的差值场, 等值线间距为 0.03 d^{-1} ; (b) SST 梯度异常场 $PC1 > 1$ 与 $PC1 < -1$ 时 850 hPa $v'T'$ 异常场的差值场, 等值线间距为 1 K m s^{-1} ; (c) SST 梯度异常场 $PC1 > 1$ 与 $PC1 < -1$ 时 500 hPa $\omega'T'$ 异常场的差值场, 等值线间距为 0.01 K m s^{-1}

Fig. 11 Atmospheric elements distributions according to typical modes of SST front (solid contours indicate positive values, dashed contours indicate negative values, areas shaded in black dots indicate the values are significant at/above the 0.05 level): (a) Differences of 700 hPa to 500 hPa σ_{Bi} anomaly between SST gradient anomaly $PC1 > 1$ and $PC1 < -1$, the contour interval is 0.03 d^{-1} ; (b) differences of 850-hPa $v'T'$ anomaly between SST gradient anomaly $PC1 > 1$ and $PC1 < -1$, the contour interval is 1 K m s^{-1} ; (c) differences in 500-hPa $\omega'T'$ anomaly between SST gradient anomaly $PC1 > 1$ and $PC1 < -1$, the contour interval is 0.01 K m s^{-1}

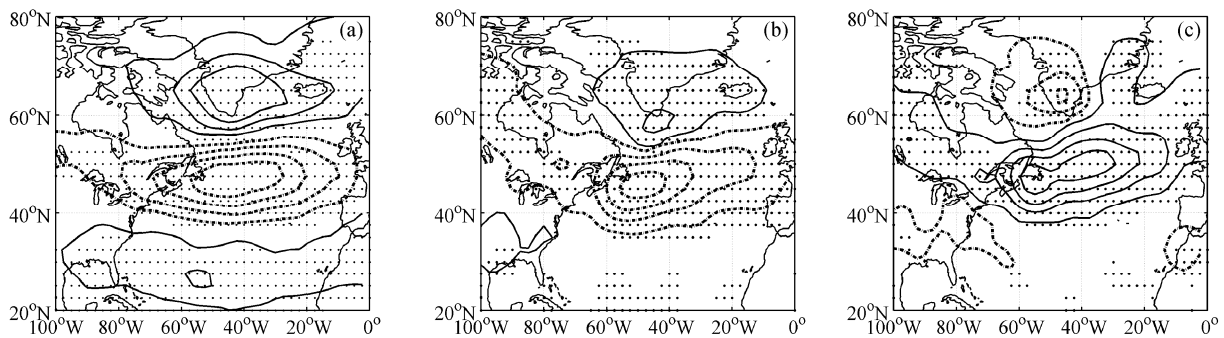


图 12 大气变量关于 SST 锋典型模态的差异分布 (实线为正值, 虚线为负值, 点状阴影部分表示通过了 0.05 的差异显著性检验): (a) SST 梯度异常场 $PC2 > 1$ 与 $PC2 < -1$ 时 700 hPa 至 500 hPa σ_{Bi} 异常场的差值场, 等值线间距为 0.04 d^{-1} ; (b) SST 梯度异常场 $PC2 > 1$ 与 $PC2 < -1$ 时 850 hPa $v'T'$ 异常场的差值场, 等值线间距为 1 K m s^{-1} ; (c) SST 梯度异常场 $PC2 > 1$ 与 $PC2 < -1$ 时 500 hPa $\omega'T'$ 异常场的差值场, 等值线间距为 0.01 K m s^{-1}

Fig. 12 Atmospheric elements distributions according to typical modes of SST front (solid contours indicate positive values, dashed contours indicate negative values, areas shaded in black dots indicate the values are significant at/above the 0.05 level): (a) Differences of 700 hPa to 500 hPa σ_{Bi} anomaly between SST gradient anomaly $PC2 > 1$ and $PC2 < -1$, the contour interval is 0.04 d^{-1} ; (b) differences of 850-hPa $v'T'$ anomaly with the contour interval of 1 K m s^{-1} ; (c) differences of 500-hPa $\omega'T'$ anomaly between SST gradient anomaly $PC2 > 1$ and $PC2 < -1$, the contour interval is 0.01 K m s^{-1}

$PC2$ 在典型正负位相下, 700 hPa 至 500 hPa σ_{Bi} 、850 hPa $v'T'$ 、500 hPa $\omega'T'$ 同样存在显著差异 (图 12)。 σ_{Bi} 的差值场由北向南呈正—负—正的三极子分布, $v'T'$ 和 $\omega'T'$ 的大值区则集中在高纬度地区。这说明 $40^\circ\text{N} \sim 45^\circ\text{N}$ 附近的 SST 锋区分为南北两支时 ($PC2 > 1$), 大气斜压性和热量通量的大值区随之偏北, 此时的风暴轴在大洋中部减弱, 冰岛附近加强 (图 4a); 反之, 大洋中部的大气斜压性和热量通量偏强, 风暴轴在该区域加强 (图 4b)。

$PC3$ 在两种位相下, 700 hPa 至 500 hPa σ_{Bi} 、850 hPa $v'T'$ 、500 hPa $\omega'T'$ 同样存在显著差异 (图 13), 差值场的分布与图 11 类似, 但相对偏东, 集中在大洋中部海盆。这表明湾流出口区 SST 锋偏南

($PC3 > 1$) 时, 大气斜压性和热量通量的大值区随之南移, 此时合成的风暴轴 (图 5a) 中心偏西南, 位于大洋西边界附近。

上述合成分析表明, SST 锋区附近的大气斜压性强度、经向热量通量、垂直热量通量均明显偏强, 再次印证风暴轴中心与 SST 锋区的南北移动具有共变现象。结合邓兴秀和孙照渤 (1995)、孙即霖和杨超 (2011) 对风暴轴附近的能量分析可知: SST 锋区上空的近表层大气斜压性和经向温度梯度偏强, 因此斜压性涡动活动和平均有效位能均较强, 而经向热量通量 $v'T'$ 的向北输送使大气经向温度梯度减小, 这一过程可以从平均气流中获得能量, 增加涡动有效位能。同时, 下垫面海洋的非绝热加热促进

了大气垂直向上运动,产生更强的垂直热量通量 $\omega'T'$,这两种热量通量的输送导致平均有效位能转换成涡动有效位能,进而转换成涡动动能,表现为该区域的风暴轴加强。

此外,风暴轴的经向移动和强度变化还强烈受到其下游NAO的低频偶极子模态的位相以及NAO异常与气候驻波相对位置的影响(Luo et al., 2007a)。研究发现(Luo et al., 2007b, 2007c; 姚遥和罗德海, 2014),NAO负位相时,北大西洋对应的气压分布呈北高南低的偶极子型,北(南)部的高(低)压对应反气旋式(气旋式)环流,北大西洋平均西风 and 风暴轴由于更多受到阻塞环流的影响,分为南北两支,通常北支更强。NAO正位相时,北部为气旋式环流,南部为反气旋式环流,此时对应的西风急流和风暴轴是单支型结构。

前文已经分别分析了风暴轴与SST锋和NAO的关系,为了更好的探究三者的相互联系,下文就SST锋和NAO的关系进一步展开分析。

3.4 SST 锋与 NAO 的关系

前述关于SST梯度异常场的SSA分析表明,SST锋异常的强度和位置主要体现出2~15年的振荡周期。为了解SST锋与NAO在这一时间尺度上的相关性,本文对NAO月指数序列进行2~15年的带通滤波并分别与SST锋三个模态的PC求相关系数。由表2可知,NAO与PC1的相关性弱,与PC2和PC3呈显著负相关,说明NAO事件与大西洋西边界SST锋的南北移动关系不大,而与40°N~45°N纬带SST锋的分支和合并,以及大洋内区SST锋在湾流出口区的南北摆动关系密切。图14给出了SST锋异常场PC2和PC3在典型正负位相时刻的

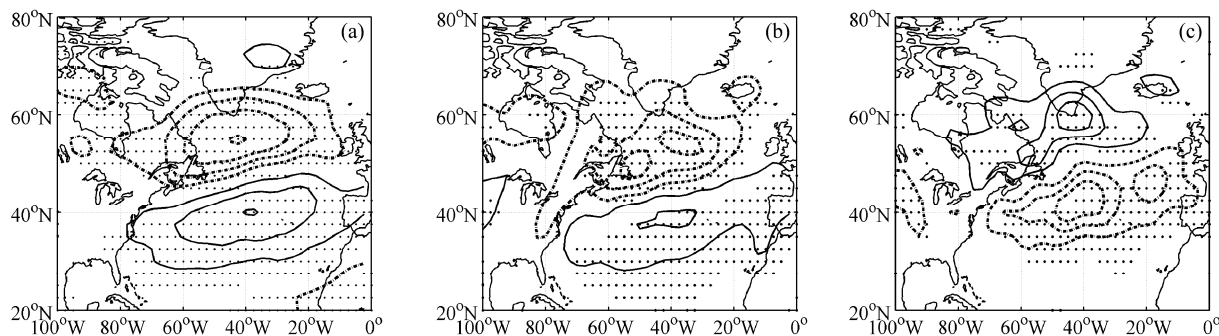


图 13 大气变量关于 SST 锋典型模态的差异分布 (实线为正值, 虚线为负值, 点状阴影部分表示通过了 0.05 的差异显著性检验): (a) SST 梯度异常场 PC3>1 与 PC3<-1 时 700 hPa 至 500 hPa σ_{Bi} 异常场的差值场, 等值线间距为 0.04 d^{-1} ; (b) SST 梯度异常场 PC3>1 与 PC3<-1 时 850 hPa $v'T'$ 异常场的差值场, 等值线间距为 1 $K m s^{-1}$; (c) SST 梯度异常场 PC3>1 与 PC3<-1 时 500 hPa $\omega'T'$ 异常场的差值场, 等值线间距为 0.01 $K m s^{-1}$ 。

Fig. 13 Atmosphere elements distributions according to typical modes of SST front (solid contours indicate positive values, dashed contours indicate negative values, areas shaded in black dots indicate the values are significant at/above the 0.05 level): (a) Differences of 700 hPa to 500 hPa σ_{Bi} anomaly between SST gradient anomaly PC3>1 and PC3<-1, the contour interval is 0.04 d^{-1} ; (b) differences in 850 hPa $v'T'$ anomaly between SST gradient anomaly PC3>1 and PC3<-1, the contour interval is 1 $K m s^{-1}$; (c) differences in 500-hPa $\omega'T'$ anomaly between SST gradient anomaly PC3>1 and PC3<-1, the contour interval is 0.01 $K m s^{-1}$ 。

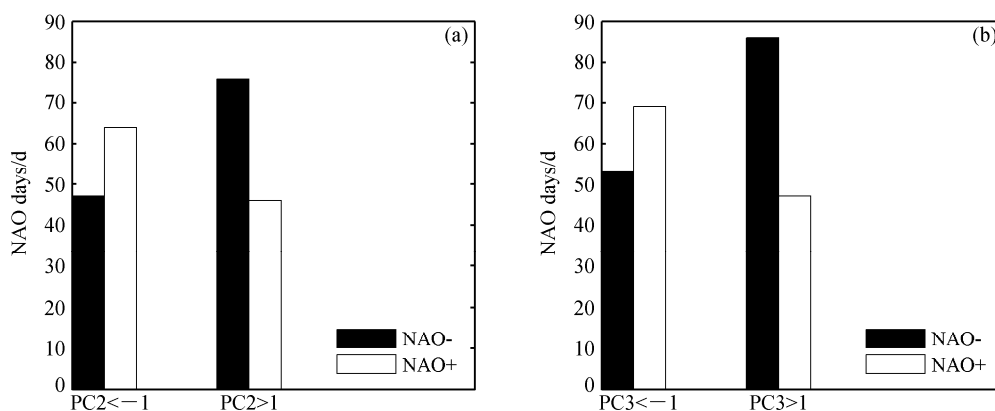


图 14 SST 锋典型正负位相时刻的 NAO 正负位相日数: (a) SST 锋异常场 PC2>1 与 PC2<-1 时的 NAO 正负位相日数; (b) PC3>1 与 PC3<-1 时的 NAO 正负位相日数

Fig. 14 Days of NAO according to typical modes of SST front: (a) Days of NAO positive and negative phases when the SST gradient anomaly PC2>1 and PC2<-1; (b) days of NAO positive and negative phases when the SST gradient anomaly PC3>1 and PC3<-1

NAO 正负事件日数, 可以看出 SST 锋异常 PC2 < -1 和 PC3 < -1, 即 40°N~45°N 纬带 SST 锋以单支型加强, 以及湾流出口区 SST 锋区偏北时, NAO 正日数偏多; 反之, 40°N~45°N 附近 SST 锋分为南北两支, 以及湾流出口区 SST 锋区偏南时, NAO 负日数偏多, 这一结果与表 2 的负相关关系吻合。

表 2 2~15 年带通滤波后的 NAO 月指数序列与 SST 锋异常场标准化时间序列的相关系数

Table 2 Correlation coefficients between NAO index after 2-15-a bandpass filter and standardized time coefficients of SST gradient anomaly

	相关系数		
	SST 锋异常 PC1	SST 锋异常 PC2	SST 锋异常 PC3
滤波后的 NAO 月指数	-0.0593	-0.1078*	-0.2100*

*表示通过 0.01 的显著性检验。

3.5 SST 锋与大气大尺度环流异常的关系

为获取 SST 锋异常与大气大尺度环流异常的共变信号, 我们同样选取区域 (25°N~80°N, 0.5°W~90°W) 和 (29.5°N~60.5°N, 40.5°W~80.5°W) 分别作为 500 hPa 位势高度场和 SST 锋的关键区, 对二者的标准化异常场(剔除季节循环)做 MTM-SVD 分析, 得到 LFV 谱如图 15 所示。可以看出, SST 锋与大气大尺度环流异常主要体现年际尺度的振荡, 具有准一年 (0.97~1.02 年, 通过 0.01 显著性检验) 和准 3 年 (2.59~2.67 年, 通过 0.05 显著性检验) 的显著共变周期。下文将主要探讨 SST 锋异常和 500 hPa 位势高度异常场在 1.0 年和 2.6 年共变周期的典型模态。

图 16 显示 1.0 年共变信号的 SST 锋变率在大洋内区呈三极型分布, 500 hPa 位势高度异常场则为偶

极型, 且在 SST 锋为明显的分支 (图 16e) 或合并 (图 16h) 时, 大气环流异常为中高纬度地区的经向偶极子型异常的位相转换, 这对应了典型的 NAO 模态 (图 16a、16d)。2.6 年共变信号 (图 17) 的 SST 锋变率主要体现其在湾流东向射流出口区的南北移动, 500 hPa 位势高度异常场则表现为经向弱三极型和偶极型的转换, SST 锋区的位相反转并不同步对应偶极子型环流异常的位相反转, 因此该模态不对应典型的 NAO 变率。

结合前文关于 SST 锋异常与风暴轴异常的 MTM-SVD 分析可知, SST 锋异常与风暴轴异常和大气大尺度环流异常之间均存在时间尺度为 1~3 年左右的共变振荡。尽管在分析时均已移除了各场季节循环, 但上述变量间依然存在准一年的共变信号。在该时间尺度上, 当湾流延伸体入口区附近 SST 锋分支 (合并) 时 (图 16e、16h), 大洋西边界和内区风暴轴发生南北分支 (合并) (图 8a、8d), 此时对应 NAO 负 (正) 位相 (图 16a、16d) (姚遥和罗德海, 2014)。

为探究 SST 锋与 NAO 的相互作用关系, 将 500 hPa 高度异常场和海表面气压 (SLP) 异常场分别回归到 SST 梯度异常场的前三个 PC 上, 结果如图 18 所示。

500 hPa 位势高度异常场和 SLP 异常场关于 SST 锋异常 PC1 的回归结果均集中在大洋中部 (图 18a、18d), 说明大洋西边界 SST 锋区偏南 (北) 时, 500 hPa 高度场和 SLP 在大洋中部出现负 (正) 异常, 这一异常环流的位置对应了冰岛低压南部和亚速尔高压北部, 它对这个构成 NAO 偶极子型的两个负正异常中心大致具有接近的削弱 (增强) 作

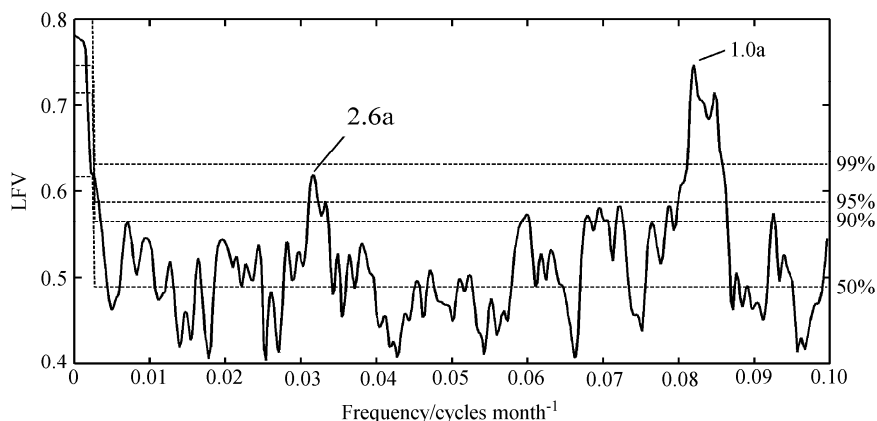


图 15 SST 锋异常场与 500 hPa 位势高度异常场的 LFV 谱分析 (虚线表示对应的置信度)

Fig. 15 The LFV spectra of SST gradient anomaly and 500-hPa geopotential anomaly (dashed lines indicate the corresponding confidence levels)

用, 这种削弱(增强)并不会对反应偶极子南北对比的 NAO 指数产生显著影响, 这也正是表 2 中 SST 锋 PC1 与 NAO 指数无显著相关的可能原因。

500 hPa 位势高度异常场和 SLP 异常场关于 PC2 的回归呈北正南负的偶极子型(图 18b、18e), 表明当 40°N~45°N 附近的 SST 锋区分支(合并)

时, 对流层位势高度场和 SLP 在 45°N 以南减弱(加强), 以北加强(减弱)。位势高度场南北梯度减小(增大)对应 NAO 负(正)位相, 此时风暴轴分为南北两支且北支较强(单支)。当 SLP 异常场出现南负北正的分布时, 意味着冰岛附近海表面具有反气旋式风应力异常, 而亚速尔地区具有气旋式风

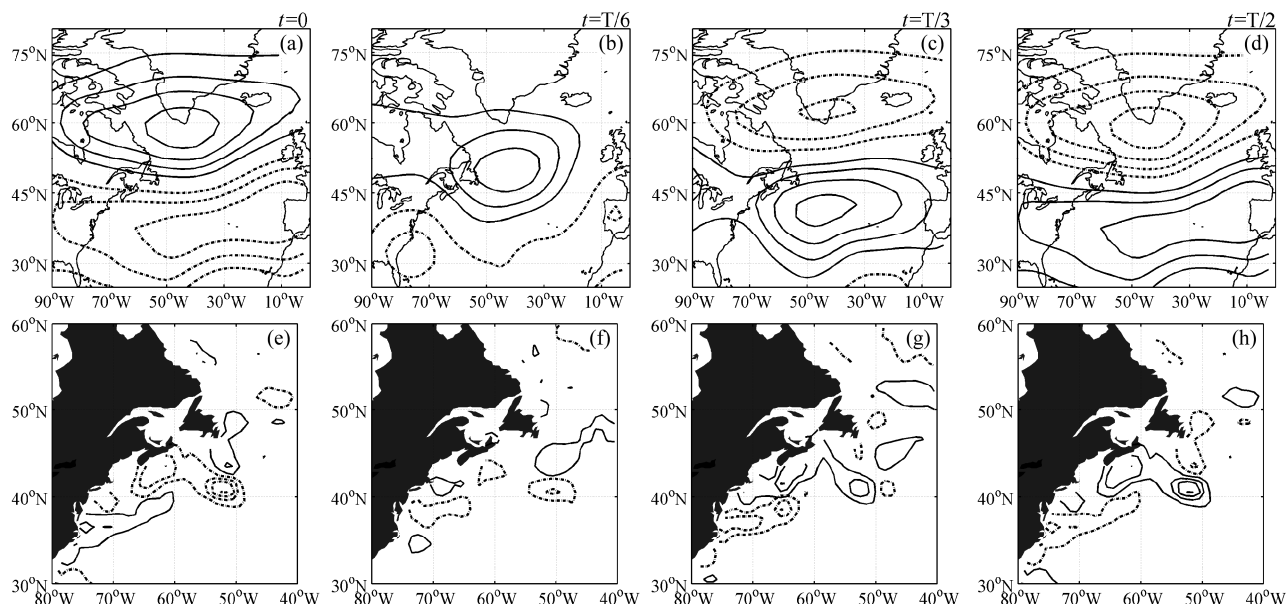


图 16 500 hPa 位势高度异常场与 SST 锋异常场的 1.0 年共变信号(实线为正值, 虚线为负值): (a-d) 为位势高度异常在半个周期(0~T/2)内不同位相的典型空间模态, 等值线间距为 5 dagpm; (e-h) 为对应的 SST 锋异常典型模态, 等值线间距为 0.1 °C/110 km

Fig. 16 Covariant cycle of 1.0 a of storm track anomaly and SST gradient anomaly (solid contours indicate positive values, dashed contours indicate negative values): (a-d) Spatial modes of storm track anomaly in 0~T/2 phase, the contour interval is 5 dagpm; (e-h) corresponding spatial modes of SST gradient anomaly, the contour interval is 0.1 °C/110 km

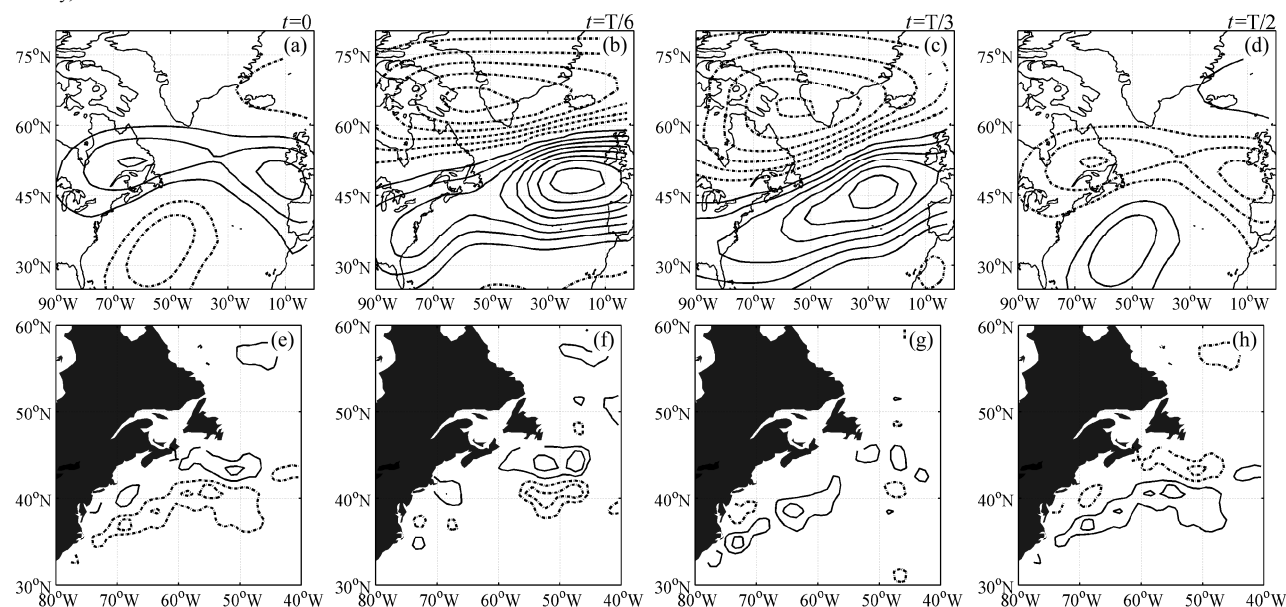


图 17 500 hPa 位势高度异常场与 SST 锋异常场的 2.6 年共变信号(实线为正值, 虚线为负值): (a-d) 为位势高度异常在半个周期(0~T/2)内不同位相的典型空间模态, 等值线间距为 3 dagpm; (e-h) 为对应的 SST 锋异常典型模态, 等值线间距为 0.05 °C/110 km

Fig. 17 Covariant cycle of 2.6 a of storm track anomaly and SST gradient anomaly (solid contours indicate positive values, dashed contours indicate negative values): (a-d) Spatial modes of storm track anomaly in 0~T/2 phase, the contour interval is 3 dagpm; (e-h) corresponding spatial modes of SST gradient anomaly, the contour interval is 0.05 °C/110 km

应力异常, 这会对海洋副极地环流和副热带环流分别产生负和正异常的涡度输入, 这将导致副极地环流和副热带环流均减弱, 从而减少高纬度冷水和低纬度暖水在锋区的输入, 造成 SST 锋区梯度减小, SST 梯度在 $40^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 附近减小则造成 SST 锋区的经向分支; 而当 SLP 异常场出现北负南正分布时, 上述过程则相反。

500 hPa 位势高度异常场和 SLP 异常场对 PC3 的回归以 55°N 附近为界呈北正南负的偶极子分布, 这与 SST 锋异常场 EOF3 的空间分布相反, 该结果与 PC3 和 NAO 指数的显著负相关一致。说明当大

洋内区 SST 锋偏南(北)时, 500 hPa 位势高度场和 SLP 在中纬度大洋减弱(加强), 在高纬度加强(减弱), 则位势高度场和 SLP 的南北梯度均减小(增大), 此时对应偏东北的 NAO 负(正)位相, 风暴轴为双支型(单支型)。SLP 在南北两侧的变化使 55°N 附近以北具有反气旋式(气旋式)风应力异常, 以南具有气旋式(反气旋)风应力异常, 关于 55°N 存在北负南正(北正南负)异常涡度输入海洋, 从而导致来自副极地环流和副热带环流的冷暖水输入均减弱(加强), SST 锋区梯度减小(增大)并南移(北移)。

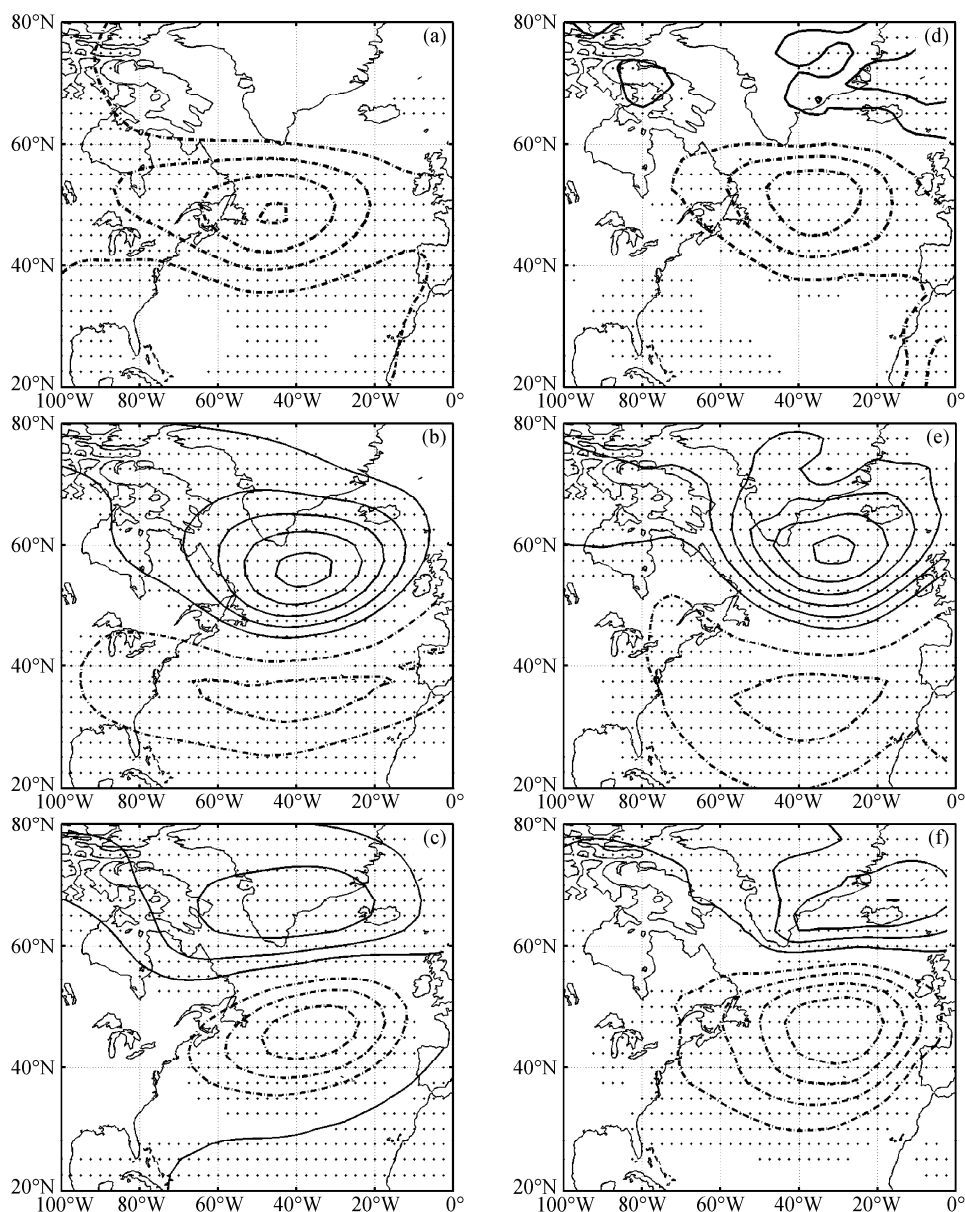


图 18 (a-c) 500 hPa 高度异常场和 (d-f) 海表面气压 (SLP) 异常场对 SST 锋异常场前三个 PC 的回归 (实线为正值, 虚线为负值, 点状阴影部分表示回归系数通过了 0.05 的显著性检验): (a, d) PC1; (b, e) PC2; (c, f) PC3

Fig. 18 Regression of SST gradient anomaly on (a-c) 500-hPa geopotential height anomaly and (d-f) SLP anomaly (solid contours indicate positive values, dashed contours indicate negative values, areas shaded in black dots indicate the values are significant at/above the 0.05 level): (a, d) PC1; (b, e) PC2; (c, f) PC3

4 结论

本文运用大气和海温再分析资料, 以及北大西洋涛动 (NAO) 月指数序列, 通过 EOF 分析、奇异谱分析、多锥度—奇异值分解、合成分析、回归分析等方法, 揭示了北大西洋海表面温度锋的主要气候变率及其与北大西洋风暴轴和大气大尺度环流异常的关系; 同时, 从能量角度诊断分析了海表面温度锋锚定风暴轴的内在机制。

研究表明, 北大西洋 SST 锋异常的强度和位置主要体现出 2~15 年左右的年际和年代际变率, 剔除季节循环后锋区的南/北移动会促使其上空风暴轴随之产生西南/东北移动。SST 锋区位置变化与大气大尺度环流异常的关系可以概括如下: SST 锋南 (北) 移→跨海盆的位势高度负 (正) 异常→北大西洋海平面气压 (SLP) 的正 (负) 异常→反气旋式 (气旋式) 环流异常→海表面风对大洋副极地环流的负 (正) 涡度异常输入→减弱 (加强) 高纬度上层冷水向 SST 锋区的输送。40°N~45°N 附近锋区在南北方向的分支和合并是北大西洋 SST 锋的另一个主要模态, 该区域 SST 锋与风暴轴和大气低频变率 NAO 之间的关系可概括如下: 40°N~45°N 附近 SST 锋合并 (分支) →单支型 (双支型) 风暴轴→NAO 正 (负) 位相→北负南正 (北正南负) SLP 异常→海洋副极地环流和副热带环流加强 (减弱) →SST 梯度加强 (减弱) →SST 锋区进一步合并增强 (分支)。多变量场的联合谱分析同样证实了这一海气耦合模态, 与之相联系的过程在准一年尺度上尤为明显, 而该年信号并非由季节循环所引起。

在上述相互作用过程中, SST 锋区对风暴轴的锚定作用是由于锋区上空的近表层大气斜压性和经向温度梯度偏强, 使斜压性涡动活动和平均有效位能均较强, 经向热量通量的向北输送使平均有效位能转化为涡动有效位能; 海洋的非绝热加热促进大气的垂直上升运动, 产生更强的垂直热量通量, 有利于涡动有效位能释放成为涡动动能, 表现为该区域的风暴轴建立或加强, 并进一步影响风暴轴中的天气尺度扰动与下游大尺度环流异常的相互作用过程。

参考文献 (References)

- Bjerknes J. 1964. Atlantic air-sea interaction [J]. *Advances in Geophysics*, 10: 1-82, doi: 10.1016/S0065-2687(08)60005-9.
- Blackmon M L. 1976. A climatological spectral study of the 500 mb 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.
- Brayshaw D J, Hoskins B, Blackburn M. 2011. The basic ingredients of the North Atlantic storm track. Part II: Sea surface temperatures [J]. *J. Atmos. Sci.*, 68 (8): 1784-1805, doi: 10.1175/2011JAS3674.1.
- Chang E K M, Zurita-Gotor P. 2007. Simulating the seasonal cycle of the Northern Hemisphere storm tracks using idealized nonlinear storm-track models [J]. *J. Atmos. Sci.*, 64 (7): 2309-2331, doi: 10.1175/JAS3957.1.
- 邓兴秀, 孙照渤. 1994. 北半球风暴轴的时间演变特征 [J]. *南京气象学院学报*, 17 (2): 165-170. Deng Xingxiu, Sun Zhaobo. 1994. Characteristics of temporal evolution of northern storm tracks[J]. *Journal of Nanjing institute of Meteorology (in Chinese)*, 17 (2): 165-170.
- 邓兴秀, 孙照渤. 1995. 北半球风暴轴附近的能量转换 [J]. *南京气象学院学报*, 18 (2): 172-178. Deng Xingxiu, Sun Zhaobo. 1995. Energy conversion in the vicinity of northern storm track [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 18 (2): 172-178.
- Huang G, Hu K M, Xie S P. 2010. Strengthening of tropical Indian ocean teleconnection to the Northwest Pacific since the mid-1970s: An atmospheric GCM study [J]. *J. Climate*, 23 (19): 5294-5304, doi: 10.1175/2010JCLI3577.1.
- 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.
- Hoskins B J, Hodges K I. 2002. New perspectives on the Northern Hemisphere winter storm tracks [J]. *J. Atmos. Sci.*, 59: 1041-1061, doi: 10.1175/1520-0469(2002)059<1041:NPOTNH>2.0.CO;2.
- Klein W H. 1957. Principal tracks and mean frequencies of cyclones and anticyclones in the Northern Hemisphere [Z]. *Research Paper 40*, U. S. Weather Bureau, 60.
- 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.
- Lee S S, Lee J Y, Wang B, et al. 2012. Interdecadal changes in the storm track activity over the North Pacific and North Atlantic[J]. *Climate Dyn.*, 39 (1-2): 313-327, doi: 10.1007/s00382-011-1188-9.
- 李崇银. 2000. 气候动力学引论 (第二版) [M]. 北京: 气象出版社, 197pp.
- Li Chongyin. 2000. *Introduction to Climate Dynamics (Second edition)* (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 197pp.
- Luo D H, Gong T T, Diao Y N. 2007a. Dynamics of eddy-driven low-frequency dipole modes. Part III: Meridional displacement of westerly jet anomalies during two phases of NAO [J]. *J. Atmos. Sci.*, 64 (9): 3232-3248, doi: 10.1175/JAS3998.1.
- Luo D H, Gong T T, Luo A R. 2007b. Dynamics of eddy-driven low-frequency dipole modes. Part II: Free mode characteristics of NAO and diagnostic study [J]. *J. Atmos. Sci.*, 64 (1): 29-51, doi: 10.1175/JAS3820.1.
- Luo D H, Luo A R, Wan H. 2007c. Dynamics of eddy-driven low frequency dipole modes. Part I: A simple model of North Atlantic Oscillations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 64 (1): 3-28, doi: 10.1175/JAS3818.1.
- Mann M E, Park J. 1999. Oscillatory spatiotemporal signal detection in climate studies: A multiple-taper spectral domain approach [J]. *Advances in Geophysics*, 41: 1-131, doi: 10.1016/S0065-2687(08)60026-6.
- Minobe S, Kuwano-Yoshida A, Komori N, et al. 2008. Influence of the Gulf

- Stream on the troposphere [J]. *Nature*, 452 (7184): 206–209, doi: 10.1038/nature06690.
- Mu L, Zhong L H, Hua L J, et al. 2011. Low-frequency variability of a semi-closed sea induced by the circulation in an adjacent ocean in a wind-driven, quasi-geostrophic, eddy-resolving simulation [J]. *Ocean Dynamics*, 61 (10): 1459–1473, doi: 10.1007/s10236-011-0443-2.
- Nakamura H, Kazmin A S. 2003. Decadal changes in the North Pacific oceanic frontal zones as revealed in ship and satellite observations [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (C3): 3078, doi: 10.1029/1999JC000085.
- Nakamura H, Shimpō A. 2004. Seasonal variations in the Southern Hemisphere storm tracks and jet streams as revealed in a reanalysis dataset [J]. *J. Climate*, 17: 1828–1844, doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<1828:SVTSH>2.0.CO;2.
- Nie J, Wang P, Yang W C, et al. 2008. Northern hemisphere storm tracks in strong AO anomaly winters [J]. *Atmospheric Science Letters*, 9 (3): 153–159, doi: 10.1002/asl.186.
- Nonaka M, Xie S P. 2003. Covariations of sea surface temperature and wind over the Kuroshio and its extension: Evidence for ocean-to-atmosphere feedback [J]. *J. Climate*, 16 (9): 1404–1413, doi: 10.1175/1520-0442(2003)16<1404:COSSA>2.0.CO;2.
- Park J, Lindberg C R, Vernon F L. 1987. Multitaper spectral analysis of high-frequency seismograms [J]. *J. Geophys. Res.*, 92 (B12): 12675–12684, doi: 10.1029/JB092iB12p12675.
- Qu X, Huang G. 2012. An enhanced influence of tropical Indian ocean on the South Asia high after the late 1970s [J]. *J. Climate*, 25 (20): 6930–6941, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00696.1.
- 任雪娟, 杨修群, 韩博, 等. 2007. 北太平洋风暴轴的变异特征及其与中纬度海气耦合关系分析 [J]. *地球物理学报*, 50 (1): 92–100.
- Ren Xuejuan, Yang Xiuqun, Han Bo, et al. 2007. Storm track variations in the North Pacific in winter season and the coupled pattern with the midlatitude atmosphere-ocean system [J]. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 50 (1): 92–100.
- Sampe T, Nakamura H, Goto A, et al. 2010. Significance of a midlatitude SST frontal zone in the formation of a storm track and an eddy-driven westerly jet [J]. *J. Climate*, 23: 1793–1814, doi: 10.1175/2009JCLI3163.1.
- Shimada T, Minobe S. 2011. Global analysis of the pressure adjustment mechanism over sea surface temperature fronts using AIRS/Aqua data [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 38 (6): L06704, doi: 10.1029/2010GL046625.
- Small R J, deZoeke S P, Xie S P, et al. 2008. Air-sea interaction over ocean fronts and eddies [J]. *Dyn. Atmos. Oceans*, 45 (3–4): 274–319, doi: 10.1016/j.dynatmoce.2008.01.001.
- 孙即霖, 杨超. 2011. 冬季北太平洋与北大西洋上空风暴轴特征比较与分析 [J]. *中国海洋大学学报*, 41 (10): 1–9.
- Sun Jilin, Yang Chao. 2011. Comparisons and analysis of the characteristics of winter storm tracks over the North Pacific and North Atlantic [J]. *Periodical of Ocean University of China* (in Chinese), 41 (10): 1–9.
- 孙照渤, 朱伟军. 1998. 北半球冬季风暴轴维持的一种可能机制 [J]. *南京气象学院学报*, 21 (3): 299–306.
- Sun Zhaobo, Zhu Weijun. 1998. A possible mechanism for the maintenance of the Northern Hemisphere wintertime storm tracks [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 21 (3): 299–306.
- Sweet W, Fett R, Kerling J, et al. 1981. Air-sea interaction effects in the lower troposphere across the north wall of the Gulf Stream [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 109 (5): 1042–1052, doi: 10.1175/1520-0493(1981)109<1042:ASIEIT>2.0.CO;2.
- Trenberth K E. 1991. Storm tracks in the Southern Hemisphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 48 (19): 2159–2178, doi: 10.1175/1520-0469(1991)048<2159:STITSH>2.0.CO;2.
- Trenberth K E. 1986. Assessment of the impact of transient eddies on the zonal flow during a blocking episode using localized Eliassen-palm flux diagnostics [J]. *J. Atmos. Sci.*, 43: 2070–2087, doi: 10.1175/1520-0469(1986)043<2070:AAOTIO>2.0.CO;2.
- 王春学, 李栋梁. 2012. 基于 MTM-SVD 方法的黄河流域夏季降水年际变化及其主要影响因子分析 [J]. *大气科学*, 36 (4): 823–834.
- Wang Chunxue, Li Dongliang. 2012. Analysis of the interannual variation of the summer precipitation over the Yellow River basin and the effect factors based on MTM-SVD method [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 36 (4): 823–834, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11126.
- 魏凤英. 2007. 现代气候统计诊断与预测技术(第二版) [M]. 北京: 气象出版社, 173–182.
- Wei Fengying. 2007. *Modern Climate Statistical Technology of Diagnosis and Prediction*(Second edition) (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 173–182.
- 吴洪宝, 吴蕾. 2005. 气候变率诊断和预测方法 [M]. 北京: 气象出版社, 275–300.
- Wu Hongbao, Wu Lei. 2005. *Methods for Diagnosing and Forecasting Climate Variability*[M] (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 275–300.
- Xu H M, Tokinaga H, Xie S P. 2010. Atmospheric effects of the Kuroshio large meander during 2004–2005 [J]. *J. Climate*, 23 (17): 4704–4715, doi: 10.1175/2010JCLI3267.1.
- 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 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.
- 姚遥, 罗德海. 2014. 北大西洋涛动的纬向位置与北大西洋—欧洲阻塞活动的关系以及对欧洲天气的可能影响 [J]. *中国科学: 地球科学*, 44 (11): 2565–2575.
- Yao Yao, Luo Dehai. 2014. Relationship between zonal position of the North Atlantic Oscillation and Euro-Atlantic blocking events and its possible effect on the weather over Europe [J]. *Science China: Earth Sciences*, 57 (11): 2628–2636, doi: 10.1007/s11430-014-4949-6.
- 张冬斌, 金飞飞, 李建平, 等. 2011. 瞬变天气涡旋对北大西洋涛动的增强效应 [J]. *大气科学*, 35 (5): 927–937.
- Zhang Dongbin, Jin Feifei, Li Jianping, et al. 2011. Enhancement of North Atlantic Oscillation by transient eddies [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 35 (5): 927–937.
- 张颖娴, 丁一汇, 李巧萍. 2012. 北半球温带气旋活动和风暴路径的年代际变化 [J]. *大气科学*, 36 (5): 912–928.
- Zhang Yingxian, Ding Yihui, Li Qiaoping. 2012. Interdecadal variations of extratropical cyclone activities and storm tracks in the Northern Hemisphere [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 36 (5): 912–928, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11158.