

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]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 23 (5): 551–562, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17074.

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

胡凤良^{1,2} 王丽琼^{1,3} 左瑞亭^{1,3} 徐锐⁴ 王超⁵ 刘立军⁶

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 河南省信阳市辐射环境安全技术站, 河南信阳 464000

5 河南省信阳市环境监测站, 河南信阳 464000

6 空军参谋部气象局, 北京 100000

摘 要 为准确描述黑潮延伸体的强度, 突出其表面热量输送作用引起的海温调整, 提出了纬向扰动海温的概念, 基于对 NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) 高分辨率海温资料和 GODAS (Global Ocean Data Assimilation System) 海洋再分析资料的分析表明, 气候态的纬向扰动海温与洋流的表面热量输送分布高度一致; 对纬向扰动海温年际演变分析表明, 相较于传统的海温异常, 纬向扰动海温能够更好地体现出延伸体系统强度的年际振荡, 标识出延伸体和亲潮的影响范围; 对西北太平洋纬向扰动海温异常的经验模态分解结果的分析表明, 前两模态主要反映不受亲潮交汇影响的延伸体收缩和扩张模态, 而第三、四模态则反映北侧亲潮的强弱对延伸体扰动海温的影响。涡动动能作为标识延伸体区域的重要动力学指标, 在延伸体系统的演变中, 与纬向扰动海温通过海洋温度锋的强度和流轴的稳定性紧密联系: 纬向扰动海温增大, 表明洋流的热量输送作用增强, 延伸体强度增强, 海温梯度增大, 此时海洋温度锋增强, 流轴稳定, 中尺度涡活动减弱, 反之亦然。考虑到纬向扰动海温对延伸体表面热量输送作用具有较好的刻画能力, 定义了延伸体热力指数 T_p , 对比分析表明该指数能较好地标识出延伸体的收缩和扩张状态, 对延伸体的纬向伸展距离和流轴的南北振荡同样具有良好的指示作用。

关键词 黑潮延伸体 纬向扰动海温 年代际变化 热力状态指数

文章编号 1006-9585 (2018) 05-0551-12

中图分类号 P461⁺.2

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17074

Characteristics of the Zonal Sea Surface Temperature Perturbation and Its Role in Representing the Evolution of the Kuroshio Extension

HU Fengliang^{1,2}, WANG Liqiong^{1,3}, ZUO Ruiting^{1,3}, XU Rui⁴, WANG Chao⁵, and LIU Lijun⁶

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

3 Nanjing Star-Jelly Environmental Consultants Co., LTD, Nanjing 210013

4 Radiation Environmental Safety Technical Station of Xinyang, Xinyang, Henan Province 464000

收稿日期 2017-05-11; **网络预出版日期** 2017-12-04

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)

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

6 Meteorologic Bureau of Air Force Staff, Beijing 100000

Abstract Zonal sea surface temperature (SST) perturbation (hereafter ZSSTP) is proposed in order to correctly describe the strength of the Kuroshio Extension (KE) and highlight its heat transport effect on SST adjustment. Analysis of the NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) high resolution SST data and GODAS (Global Ocean Data Assimilation System) re-analysis data indicates that the climatological ZSSTP agrees well the distribution of surface heat transport by currents. Analysis of interannual evolution of ZSSTP indicates that it can represent the interannual oscillation of the KE strength and better identify the ranges influenced by the KE and Oyashio compared to traditional SST anomalies. Empirical orthogonal function (EOF) analysis of ZSSTP in the western North Pacific indicates that the first two EOF modes reflect the contraction and elongation states of the KE system, while the third and fourth EOF modes reflect the impacts by the weakened and enhanced Oyashio, respectively. As an important dynamic parameter to identify the KE region, the eddy kinetic energy (EKE) is closely linked with ZSSTP through the strength of SST front and the stability of currents during the process of the KE evolution. Warm ZSSTP indicates strong surface heat transport, and the SST gradient increases and SST front enhances correspondingly, while currents become more stable and mesoscale eddy activities decrease, and vice versa. Finally, a thermal index T_p is introduced to describe the variation of the thermal state of the KE. It is demonstrated that this index can successfully describe the variation of the zonal stretch and meridional migration of the main axis as well as the evolution of the intensity of the KE.

Keywords Kuroshio Extension, Zonal sea surface temperature perturbations, Interdecadal variation, Thermal index

1 引言

黑潮延伸体作为黑潮的离岸延续流,仍具有显著的高热、高速和高涡动性等特征 (Bernstein and White, 1981; Lebedev et al., 2003; Wang et al., 2012)。由于失去了太平洋西海岸的强化约束和受几个大的海底地形的影响,延伸体在向太平洋出流的过程中,其上下游表现出不同的主要特征:上游段海温较高,常与北侧亲潮寒流交汇形成强烈的海洋温度锋 (Yasuda, 2003; 马静和徐海明, 2012),上游段的流轴较为稳定并带有准定常的弯曲;而下游段降温较为明显,流速减缓,流幅变宽,流轴可呈直线射流和分叉流等不同的流型 (Mizuno and White, 1983)。因此,在对延伸体性质的描述中,常将其划分为上游段 ($140^{\circ}\text{E}\sim 155^{\circ}\text{E}$)与下游段 ($155^{\circ}\text{E}\sim 170^{\circ}\text{E}$)分别讨论 (Qiu, 2000; Taguchi et al., 2010)。

黑潮延伸体区是北太平洋除热带地区外年代际变化最显著的区域 (李杰等, 2015)。Qiu (2002) 研究认为,延伸体系统的年代际变化主要体现为纬向的扩展型和收缩型,前者延伸体强度强,纬向扩展距离远;后者延伸体强度较弱,纬向扩展距离近。Qiu and Chen (2005) 曾指出,延伸体系统纬向变异的同时,也对应着系统路径的南北经向移动,系统强时,延伸体上游流轴位置可至 37°N 以北,东

向的表面输送加强;系统弱时,上游流轴位置在 33°N 附近,且东向的表面输送明显减弱。也有学者 (Taguchi et al., 2007; Usui et al., 2013) 认为,延伸体分为稳定和不稳定两种基本态,前者路径集中,路径距离短,中尺度涡活跃性弱;后者路径发散,路径距离长,中尺度涡活跃性强。延伸体不同基本态的划分,实质是对延伸体不同主要方面性质的考虑,纬向的扩展和收缩,主要是考虑热力性质的强弱,路径的发散与集中,主要是考虑动力性质的稳定性。事实上,作为一个互相联系的动态系统,延伸体变异过程中,动力和热力性质的关系是十分复杂的,例如,中尺度涡活动的加强会改变上层海洋的层结性,从而阻碍海洋混合层的形成,使海表热力性质变得不稳定 (Qiu et al., 2007);高热海温会加剧海气热量、动量交换,调整低层风场,从而引起海表面高度起伏和涡动动能的变化 (Nonaka and Xie, 2003),这两者在延伸体变异中的配合关系及作用机理尚待进一步研究。

在对延伸体不同基本态的表述中,各种指数是分析其热力、动力性质的基础。Mizuno and White (1983) 指出,300 m 等温线的分布型式可以较好地反映出黑潮及延伸体系统的年际和年代际变化;Qiu and Chen (2005) 曾用延伸体路径的长度表征延伸体的大弯曲与平直状态; ($31^{\circ}\text{N}\sim 36^{\circ}\text{N}$, $140^{\circ}\text{E}\sim 165^{\circ}\text{E}$) 范围区域平均的海表高度可以综合体现延伸体的动力状态 (Qiu et al., 2014)。海温是

海气相互作用的关键因素,也是海水热力性质的直接体现,但其所受的影响因素较多,如太阳辐射、海洋平流,海气热通量交换等(董璐和周天军, 2014),传统的海温异常(Sea Surface Temperature Anomaly, SSTA)不能直接体现延伸体变异引起的温度调整。鉴于此,本文提出了纬向扰动海温(Zonal Sea Surface Temperature Perturbations, ZSSTP)的概念,使之能较好地代表延伸体的强度,突出延伸体系统的热量输送作用引起的海表温度的变化,并分析了纬向扰动海温与涡动动能之间可能的配合关系,最后尝试提出一个新指数,使之能较准确地表现延伸体系统的热力状态和时间演变特征。

2 资料和方法

2.1 资料

本文用到的资料主要包括:

(1) 美国 NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) 中心的逐日高分辨率海表温度(Sea Surface Temperature, SST)资料,资料的空间分辨率为 0.25° (纬度) $\times 0.25^\circ$ (经度),时间长度为 1993~2013 年。

(2) 美国 GODAS (Global Ocean Data Assimilation System) 的月平均海洋再分析资料,该套资料的水平分辨率为 0.33° (纬度) $\times 1.0^\circ$ (经度),垂直方向分为 40 层,本文用到了 1993~2013 年表层的洋流和位温数据。

(3) 法国 AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data) 中心提供的逐日海平面距平(Sea Level Anomaly, SLA)和异常地转流资料,资料的空间分辨率和时间长度同 SST,此外本文还使用了稳态海面动力地形 MDT (Mean Dynamic Topography) 与 SLA 搭配计算海表高度距平 SSHA (Sea Surface Height Anomaly)。

2.2 主要方法

参照厉萍等(2011)的方法,单位面积的表面热量输送为

$$Q = c_p \cdot \rho \cdot \theta \cdot V, \quad (1)$$

其中, Q 为单位面积表面热量输送, c_p 为海水的定压比热容, ρ 为海水密度, θ 为海水位温, V 为表面流速。

涡动动能(Eddy Kinetic Energy, EKE)的计算公式(冯劭华等, 2015)为

$$E = \frac{u'^2 + v'^2}{2}, \quad (2)$$

其中, E 为涡动动能, u' 为纬向异常地转流, v' 为经向异常地转流。

海表温度梯度的计算公式(刘明洋等, 2017)为

$$\nabla T = \sqrt{\left(\frac{\partial T_{\text{sst}}}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T_{\text{sst}}}{\partial y}\right)^2}, \quad (3)$$

其中, ∇T 为海温梯度, T_{sst} 为海表温度。

此外,本文用到的统计分析方法主要有经验模态分解(Empirical Orthogonal Function, EOF),合成分析和相关分析等。

3 延伸体区海温异常结构分析

3.1 纬向扰动海温的气候态特征

海洋环流对海表温度的水平分布具有重要影响,其表面输送作用造成的热量在低纬和高纬之间的再分配与大洋海盆中海温的东西不对称分布关系密切(黄瑞新, 2012),这种情形在有强大海流存在的地区尤其明显。基于此考虑,本文提出了纬向扰动海温的概念,用以刻画洋流的热力状态和热量输送作用的强弱。类似于大气中的纬向扰动量,将实际海温减去其纬向平均,便得到纬向扰动海温:

$$T'(x, y, t) = T(x, y, t) - \frac{1}{x_2 - x_1} \int_{x_1}^{x_2} T(x, y, t) dx, \quad (4)$$

其中, $T'(x, y, t)$ 为纬向扰动海温, $T(x, y, t)$ 为实际海表温度,考虑到太平洋是一个相对独立的系统, x_1 、 x_2 分别取太平洋东、西边界 80°W 和 100°E 。值得注意的是,纬向扰动海温表示实际海表温度对其纬向平均的偏差,并不一定代表冷暖海温异常,也就是说,暖的纬向扰动海温,不一定表示暖的海温异常,它只是表示洋流对热量的输送为正,反之亦然。1993~2013 年西北太平洋纬向扰动海温平均如图 1 所示。

由图 1 可见,在 25°N ~ 38°N 纬度范围内,西北太平洋海区的纬向扰动海温均表现为明显的暖扰动,远高于同纬度东太平洋地区,近似纬向的零线大约位于 38°N ~ 40°N 附近,与黑潮暖流与亲潮寒流的交汇边界有比较好的对应,暖扰动海温中心沿着日本列岛南岸,由西往东,强度逐渐衰减,分布上呈现出纬向拉长的特征,拉长方向大致沿黑潮

流轴方向。图 2 所示为 1993~2013 年西北太平洋单位面积表面热量输送和洋流的平均分布。

由图 2 可见, 西北太平洋洋流的表面热量输送与纬向扰动海温的分布具有较好的一致性, 沿着日本列岛南岸, 黑潮把大量的热量向高纬地区输送, 对应图 1 暖扰动海温中心, 在 (35°N , 140°E) 左右, 黑潮脱离西海岸转向, 近似纬向平行地向东传播, 仍保持着较大的正的热量输送, 但输送强度随经度逐渐减小, 暖扰动海温表现为自西向东扩展且强度逐渐衰减。(40°N , 140°E) 附近的冷平流代表亲潮的赤向热量输送作用, 相应的, 该区域纬向扰动海温体现为冷扰动, 而 30°N 以南的冷平流与黑潮延伸体南部的次级环流有关, 但由于回流的海水本身温度较高, 且输送强度偏弱, 该地区的扰动海温体现为暖扰动海温被削弱。这些特征表明, 扰动海温较好地体现了异常流 (包括经向和纬向两个方向) 引起的海水温度变化, 在西北太平洋海区, 尤

其体现了黑潮延伸体以及亲潮的热量平流输送作用的影响。

3.2 纬向扰动海温的时间演变特征

为分析黑潮延伸体区域纬向扰动海温的年际演变情况, 并将其对延伸体强度的刻画能力与传统的海温异常做一比较, 本文计算了 1993~2013 年的年均纬向扰动海温和海温异常, 图 3 给出了其上游区域的纬向平均和主轴区域的经向平均的时间演变。

图 3a 为上游区 $140^{\circ}\text{E}\sim 155^{\circ}\text{E}$ 纬向扰动海温的经向演变, 反映上游扰动海温的南北变动情况。该图清晰表明延伸体引起的暖扰动海温的强中心位于 $33^{\circ}\text{N}\sim 36^{\circ}\text{N}$, 与延伸体的主轴位置有很好的对应 (Sasaki and Schneider, 2011), 0°C 扰动海温线反映延伸体与亲潮影响的交界线, 图中 0°C 线在 $38^{\circ}\text{N}\sim 41^{\circ}\text{N}$ 范围振荡, 表明延伸体暖扰动海温的经向扩展距离和强度存在明显的年际差异。1994 年、

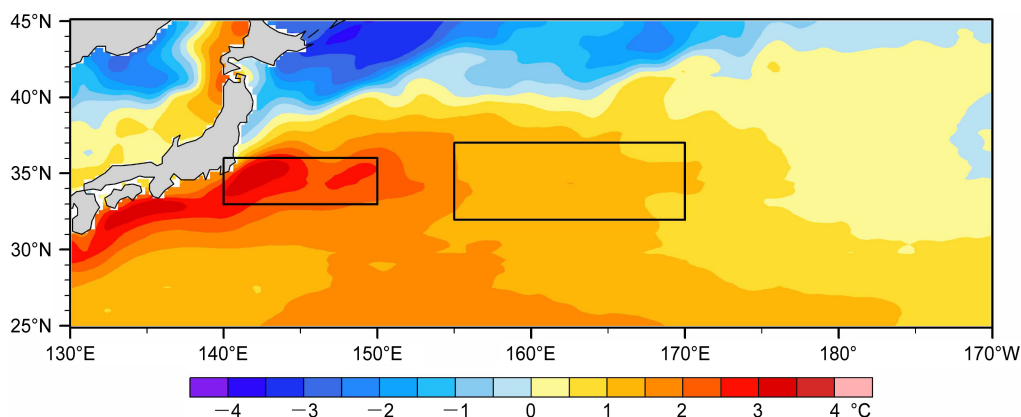


图 1 1993~2013 年西北太平洋平均纬向扰动海表温度 (单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig. 1 Averaged ZSSTP (Zonal Sea Surface Temperature Perturbations, units: $^{\circ}\text{C}$) in the western North Pacific during 1993–2013

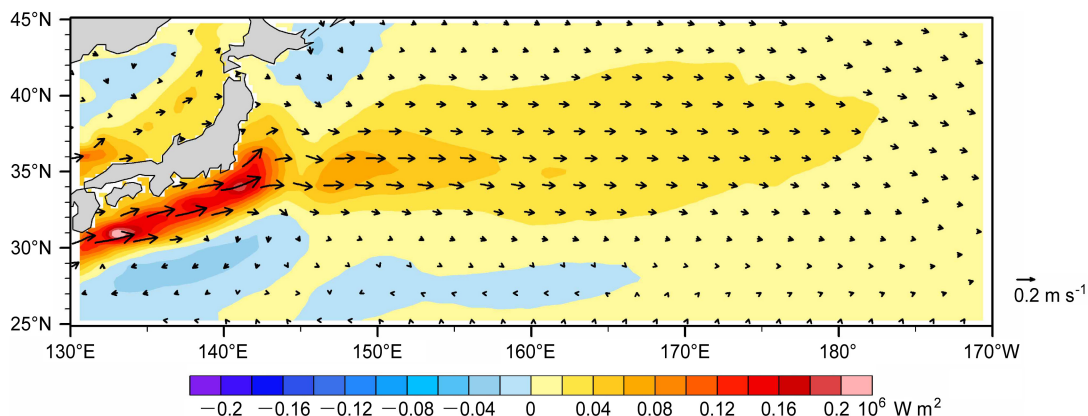


图 2 1993~2013 年西北太平洋平均单位面积表面热量输送 (填色, 单位: 10^6 W/m^2) 和洋流 (箭头, 单位: m/s) 分布

Fig. 2 Averaged surface heat transport per unit area (shaded, units: 10^6 W/m^2) and currents (arrows, units: m/s) distributions in the western North Pacific during 1993–2013

1999 年、2007 年等，延伸体暖扰动海温明显北扩，尤其是 1999 年前后，北扩最为剧烈， 0°C 扰动海温线可至 41°N ，对应的主轴附近的暖扰动中心也扩大增强。与此相反，在 1996 年、2003 年、2011 年等年份，延伸体区暖扰动明显偏弱且影响范围南缩。图 3b 为 SSTA 的经向演变，由图 3b 可见，尽管 SSTA 在强弱上存在年际变化，但是周期性并不明显，而且也不能标识出延伸体的暖扰动和亲潮的冷扰动，不能体现出延伸体热力影响的强度和范围。

延伸体暖扰动海温的年际差异不仅体现在北扩和南缩的经向变化上，而且还同步表现在纬向影响距离上。图 3c 给出了延伸体主轴区 ($32^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$) 扰动海温的纬向演变。由图明显可见，主轴区扰动海温由西往东逐渐减小，表明延伸体的热量输送在西边界比较显著，往东逐渐减弱，强度上也存在较明显的年际变化，1999 年、2002 年、2010 年等年份，暖扰动海温较为强盛且异常偏东，而 1996 年、2004 年等年份，主轴区暖扰动明显偏弱偏西。图 3d SSTA 的纬向演变没有反映出延伸体的东西进退变化，而仅仅体现出一些典型年份海温的异常状态。

延伸体上游区是热量和动量变化的关键区，为进一步说明纬向扰动海温对延伸体强度和位置变化的刻画能力，参照 Qiu and Chen (2011) 定义，并考虑到延伸体流轴与 20°C 等 SST 线和 125 cm 等 SSH 线有比较好的对应，本文选取上游区 ($140^{\circ}\text{E}\sim 155^{\circ}\text{E}$) 20°C 等 SST 线的平均纬度表征延伸体位置，125 cm 等 SSH 线南北各 1° 范围内的平均 SSH 之差表征延伸体强度，标准化的年均延伸体位置和强度指数以及上游 ($33^{\circ}\text{N}\sim 36^{\circ}\text{N}$, $140^{\circ}\text{E}\sim 155^{\circ}\text{E}$) 区域平均的纬向扰动海温序列如图 4 所示。

由图 4 可见，上游区域平均的纬向扰动海温与延伸体位置和强度的演变均具有较好的相关性，两者的相关系数分别为 0.50 和 0.45。延伸体流轴两侧的海表高度差增大，表明延伸体流速增大，强度加强，从而表面热量输送作用加强，纬向扰动海温增大，同时，等 SST 线向北推进，反之亦然。因此，纬向扰动海温对于洋流的热量输送导致的海温变化具有更强的刻画能力，其不仅能反映出洋流强弱的年际变化，而且能较好地标识出洋流的热力影响范围，由纬向扰动海温确认的延伸体典型状态年份与前人 (Qiu, 2002; Qiu and Chen, 2005) 的结论

也有较好的对应。综上所述，与传统的海温异常相比，纬向扰动海温对于体现延伸体的表面热量输送作用引起的海温调整，展示延伸体的位置和强度演变，具有明显的优越性。

3.3 纬向扰动海温的异常结构分析

纬向扰动海温对延伸体系统变异有较好的指示作用，因此，扰动海温的异常结构及演变特征，能反映出延伸体热力状态的变化情况。为此，本文对 1993~2013 年扣除气候态月均值的月平均扰动海温异常进行了 EOF 分解，分解结果前 4 个模态 (EOF1、EOF2、EOF3、EOF4) 的方差贡献和累积方差贡献如表 1 所示。

表 1 纬向扰动海温异常 EOF 分解前 4 个模态的方差贡献和累积方差贡献

Table 1 individual and cumulative variance contributions of the first four EOF modes of the ZSSTP

	方差贡献	累计方差贡献
EOF1	13.51%	13.51%
EOF2	11.63%	25.14%
EOF3	8.18%	33.32%
EOF4	5.16%	38.48%

前 4 个模态的累积方差贡献为 38.48%，且均通过了 North 检验 (North et al., 1982)，大约能解释西北太平洋 40% 的扰动海温变化特征。第一、二模态的空间结构及相应的时间系数如图 5 所示。

由图 5a、5c 可见，前两模态的空间结构主要体现为扰动海温的纬向分布差异。正位相时，第一模态表现为 155°E 以西的延伸体上游区受控于暖扰动异常且强度较弱， 155°E 以东的延伸体区皆为负扰动异常，该模态总体表现为上游区与下游区的反位相关系，延伸体的暖扰动在纬向上很难形成宽广的影响区域，表明延伸体系统处于收缩阶段。第一模态的时间系数表明，1993~1998 年和 2005 年前后为正位相阶段，即延伸体显著收缩，暖扰动海温局限在上游区，尤其是 1996 年、1997 年较为典型，与图 3 有较好的对应关系。相比之下，第二模态表现为延伸体系统性的增强东扩，正位相期间上游暖扰动海温不仅强度大，而且可扩展至 180° 以东地区，其时间系数演变也表明，该模态类似第一模态，呈现出明显的年际变化，1998~2001 年和 2010 年前后为正位相时期，典型年份为 1999 年和 2010 年，同样与图 3 对应较好。

EOF 分解前两模态中，上游区海温呈一致性变

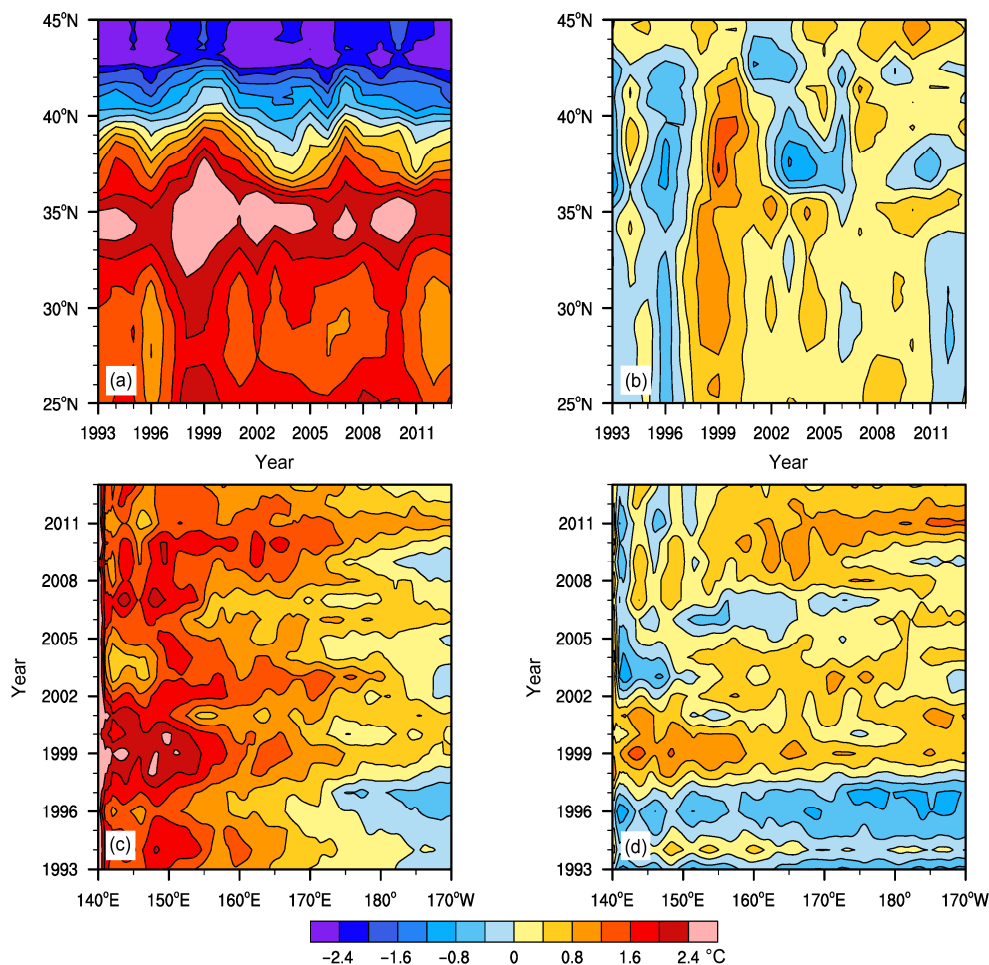


图3 1993~2013年140°E~155°E平均 (a) 纬向扰动海温、(b) 海温异常的经向演变; 1993~2013年32°N~40°N平均 (c) 纬向扰动海温、(d) 海温异常的纬向演变

Fig. 3 (a) ZSSTP and (b) SSTA (SST anomalies) meridional evolution between 140°E–155°E during 1993–2013; (c) ZSSTP and (d) SSTA zonal evolution between 32°N–40°N during 1993–2013

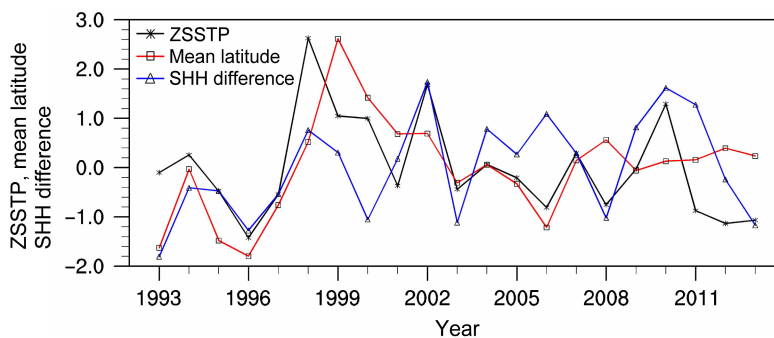


图4 1993~2013年标准化的延伸体上游 (33°N~36°N, 140°E~155°E) 区域平均的纬向扰动海温 (黑线), 20 °C 等 SST 线的平均纬度位置 (红线) 和 125 cm 等 SSH 线南北各 1° 范围的平均 SSH 之差 (蓝线)

Fig. 4 Standardized regional mean ZSSTP (black line), mean latitude of 20 °C SST (red line) and mean SSH (Sea Surface Height) difference between areas 1° to the north and to the south of the 125 cm contour of SSH in the upstream KE (33°N–36°N, 140°E–155°E) during 1993–2013

化, 未体现出上游北侧亲潮寒流的扰动海温影响, 仅反映了延伸体系统本身的收缩和东扩的转换, 而第三、四模态的情况则不同。图6给出了第三模态

和第四模态的空间分布结构及相应的时间系数, 图中清晰反映出两模态上游区约以 35°N 为界, 南北扰动海温反位相分布。正位相时, 南侧对应延伸体

流引起的暖扰动海温异常, 北侧则对应亲潮寒流引起的冷扰动海温异常, 两模态上游区结构相似, 但下游区差异较大, 第三模态(图 6a)的空间结构表明, 亲潮偏弱收缩, 冷海流的主要影响区域集中在 155°E 以西的西北角, 此情况下, 延伸体暖流东扩且向北偏, 致使暖扰动海温异常沿东北方向扩展;

而第四模态(图 6c)则体现为北侧亲潮冷流强盛, 压制南侧延伸体流的北伸, 使得南侧暖扰动海温近似平行地纬向东扩, 对应的 0°C 冷暖扰动海温交界线在 170°E 以西时始终稳定在 35°N 附近, 其后随亲潮影响变弱, 暖扰动海温才开始向东北方向扩张。因此, 第三、第四模态分别反映亲潮偏弱和偏

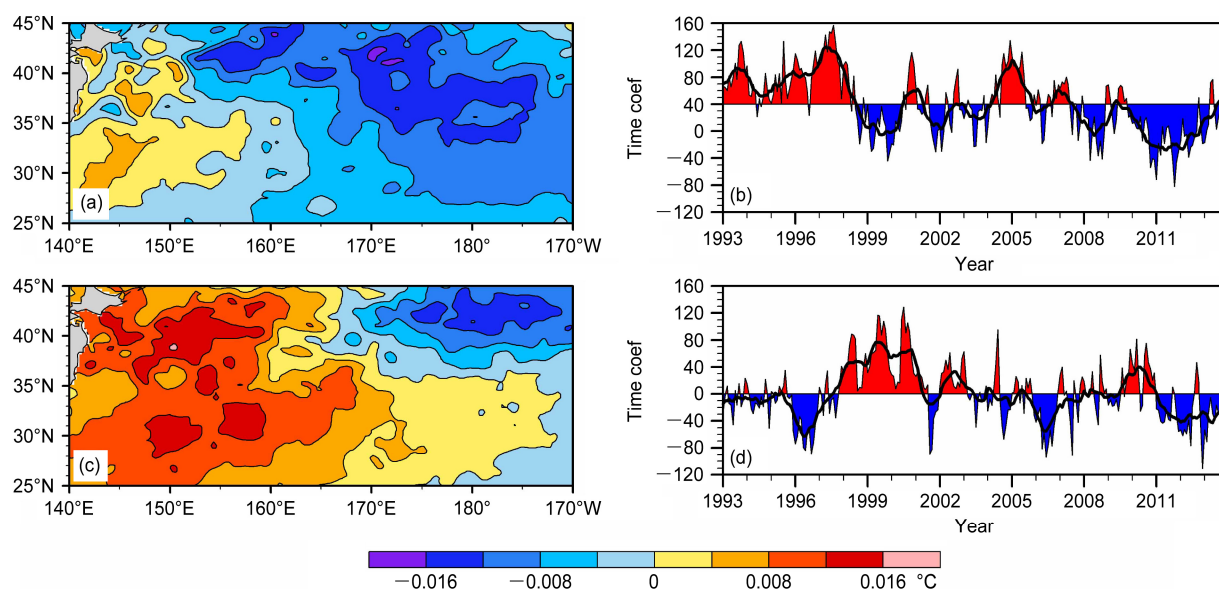


图 5 纬向扰动海温异常 EOF 分解的前两模态 (a、c) 空间分布 (单位: $^{\circ}\text{C}$) 及 (b、d) 相应的时间系数 (黑色曲线为 11 点滑动平均线): (a、b) 第一模态; (b、d) 第二模态

Fig. 5 The first two leading EOF modes of the anomalous ZSSTP. (a) and (c) are the spatial patterns of the first and second EOF modes, respectively (units: $^{\circ}\text{C}$); (b) and (d) are the corresponding time coefficients (the black lines represent 11-point moving averages)

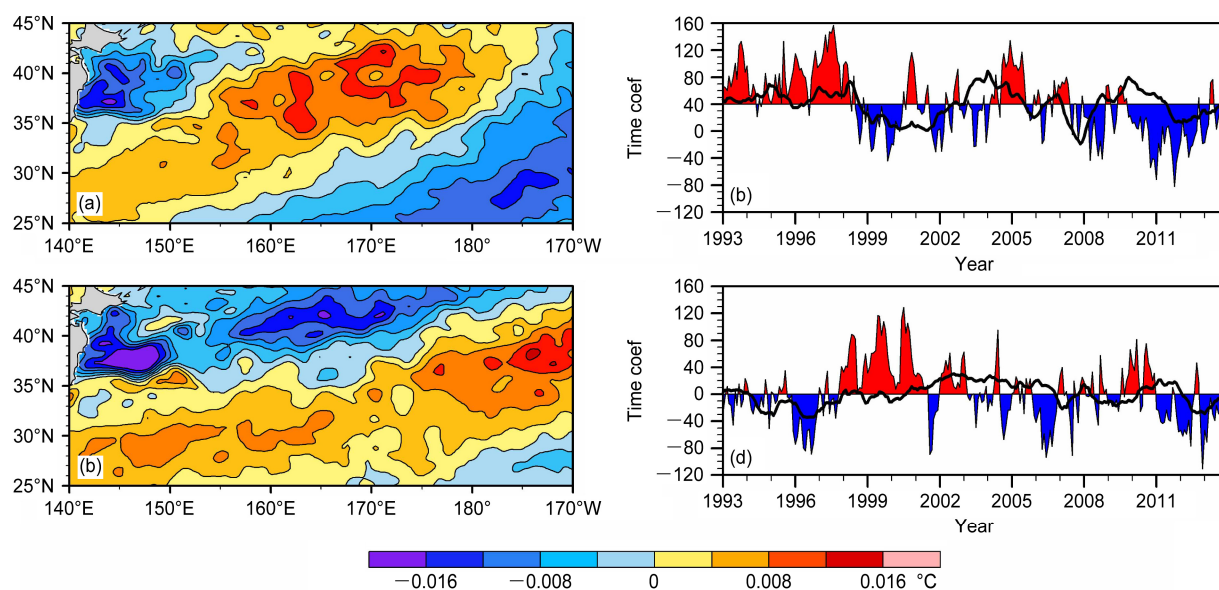


图 6 纬向扰动海温异常 EOF 分解第三、第四模态 (a、c) 空间分布 (单位: $^{\circ}\text{C}$) 及 (b、d) 相应的时间系数 (黑色曲线为 11 点滑动平均线): (a、b) 第三模态; (b、d) 第四模态

Fig. 6 The third and fourth EOF modes of the ZSSTP. (a) and (c) are spatial distributions of the third and fourth modes, respectively (units: $^{\circ}\text{C}$); (b) and (d) are the corresponding time coefficients (the black lines represent 11-point moving averages)

强时对延伸体暖扰动海温东扩的影响。从时间演变上看,两模态都有较明显的年际变化,1997 年以前第三模态以正位相为主,第四模态以负位相为主,表明亲潮偏弱收缩,1998–2001 年,第四模态正位相较强,表明此阶段亲潮偏强,延伸体暖扰动沿纬向稳定东传。

4 纬向扰动海温与涡动动能的关系分析

4.1 延伸体区涡动动能的演变及其与扰动海温的关系分析

延伸体区伴随着显著的中尺度涡分布(Wyrtki, 1976), 1993~2013 年间西北太平洋平均的涡动能分布如图 7 所示。

涡动能的大值区清楚地显示了延伸体主轴的气候态活跃区域,该区域限定在 $32^{\circ}\text{N}\sim 37^{\circ}\text{N}$ 的纬向拉长带内,西侧以日本东海岸为界,向东可至 180° 附近,最显著区集中在 155°E 以西的延伸体上游,与图 1 中纬向扰动海温大值区有很好的对应,表明延伸体主轴区强热量输送和高涡动性的特征。

延伸体区中尺度涡主要是由于流轴动力不稳定而脱落的涡旋发展所致(Waseda et al., 2003), 因此,海表面动力状态的典型情况与中尺度涡的活动关系密切,图 8 所示为 1993~2013 年月均 SLA 的 EOF 分解第一模态及其时间系数,其方差贡献为 10.11%,且通过了 North 检验。

由图 8 可见,SSHA 第一模态变化的显著区域同样位于延伸体的上游区,空间结构主要体现为 $(35^{\circ}\text{N}, 145^{\circ}\text{E})$ 附近的偶极子分布,时间系数具有较明显的 10 年左右的周期性特征。该模态为 Luo et al. (2016) 定义的黑潮延伸体偶极子模态(Kuroshio Extension Dipole, KED),当海表高度距平由北到南为正负偶极子分布时,为 KED 负位相(即第一模态正位相),反之,当由北至南为负正偶极子分布时,为 KED 正位相(即第一模态负位相)。通过与图 5b 的比较还可以发现,SSHA 第一模态的时间系数与纬向扰动海温第一模态的时间系数具有很好的对应,两者的相关系数达到 0.59,表明延伸体热力性质和动力性质的演变具有协调一致性。

4.2 纬向扰动海温与涡动能相互影响关系分析

由前述分析可知,黑潮延伸体强度与 SSHA 第一

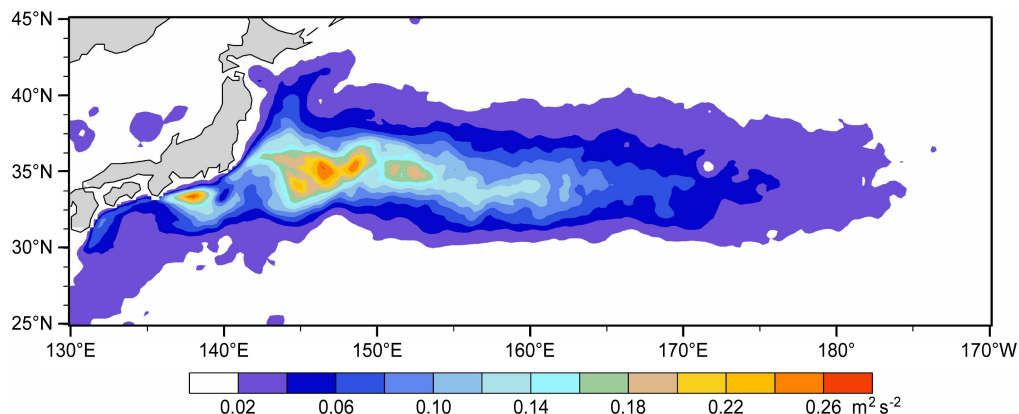


图 7 1993~2013 年西北太平洋平均 EKE 分布 (单位: m^2/s^2)

Fig. 7 Distribution of mean EKE (Eddy Kinetic Energy, units: m^2/s^2) in the western North Pacific during 1993–2013

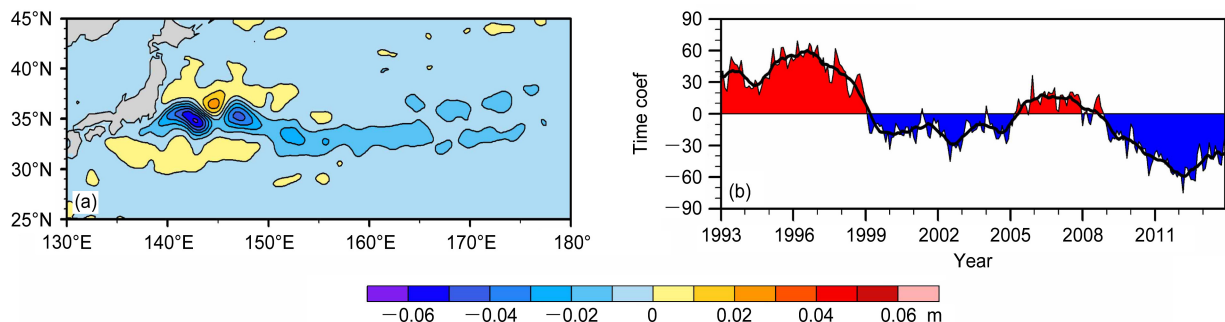


图 8 海表高度距平 EOF 第一模态的 (a) 空间分布 (单位: m) 和 (b) 时间系数 (黑色曲线代表 11 点滑动平均线)

Fig. 8 (a) Spatial distribution (units: m) and (b) time coefficients of the first leading EOF mode of SSHA (Sea Surface Height Anomaly, the black line represents 11-point moving average)

模态的演变具有较好的一致性, 由于延伸体热力性质和动力性质的协调变化需要, 这种一致性也必然体现在延伸体系统本身的变异过程中, 为此, 本节将对两者的相互影响关系作一分析。将 SSHA 第一模态的时间系数标准化, 分别以大于 +1.5 和小于

-1.3 为条件, 挑选典型 KED 负位相和正位相时期做合成分析。据此标准, 典型 KED 负、正位相时期分别为 23 和 24 个月, 该时期的平均 EKE、纬向流场、海表温度梯度和纬向扰动海温如图 9 所示。

由图 9 可见, 典型 KED 负位相时期, EKE 活

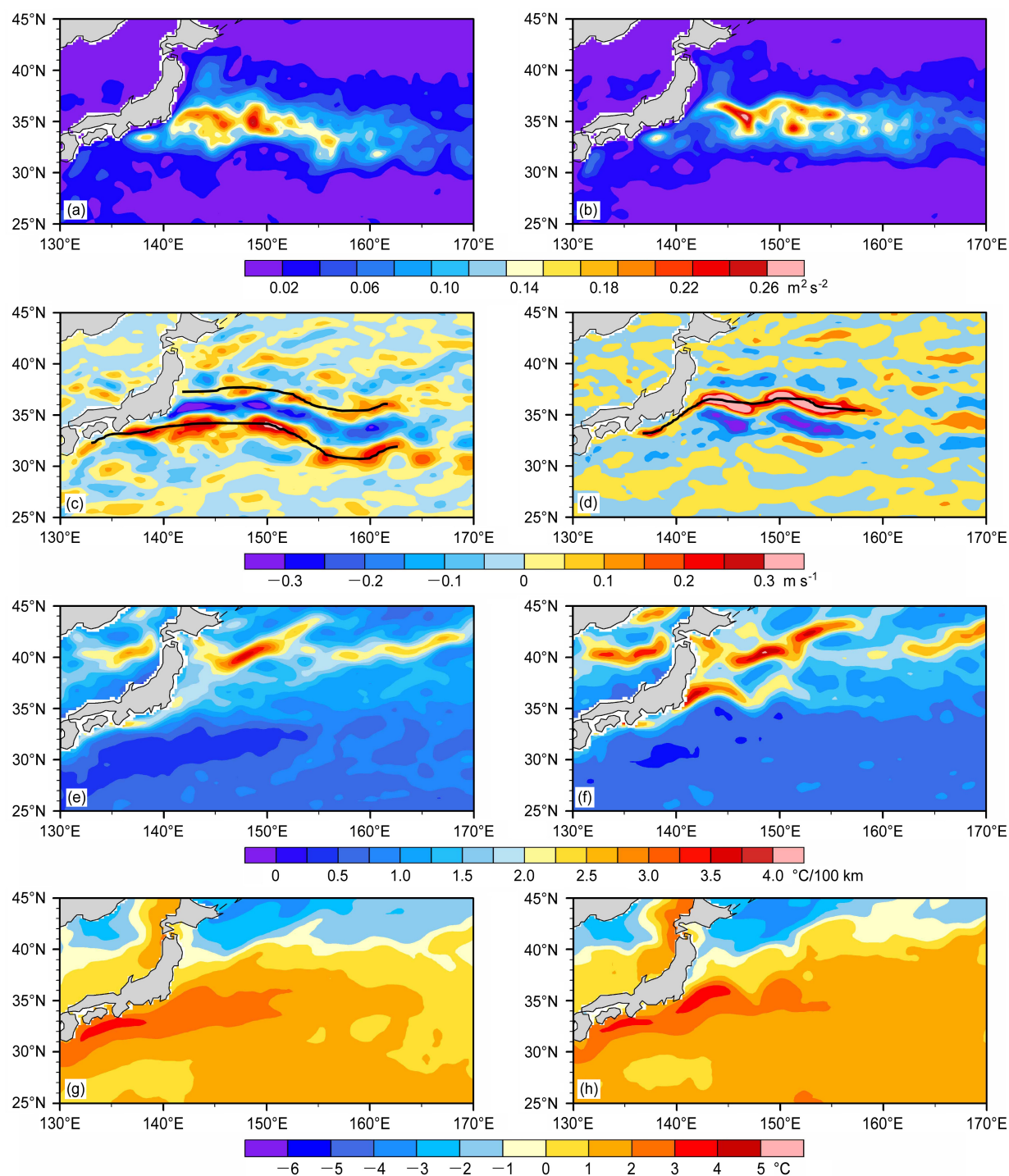


图9 典型 KED 负位相(左列)、正位相(右列)时期西北太平洋平均 (a、b) EKE (单位: m^2/s^2)、(c、d) 纬向流场 (单位: m/s)、(e、f) 海表温度梯度 (单位: $^{\circ}\text{C}/100 \text{ km}$)、(g、h) 纬向扰动海温 (单位: $^{\circ}\text{C}$) 分布

Fig. 9 Averaged (a, b) EKE (m^2/s^2), (c, d) zonal currents (m/s), (e, f) gradient of SST ($^{\circ}\text{C}/100 \text{ km}$), and (g, h) ZSSTP ($^{\circ}\text{C}$) distributions in the western North Pacific during periods of typical negative KED (Kuroshio Extension Dipole) phase (left column) and typical positive KED phase (right column)

动加强,显著活跃区经向范围扩大,而此时流轴的位置偏南,位于 34°N 左右,流轴宽度增大,流速减小,与 37°N 左右的分支形成双支结构, 40°N 左右的海洋温度锋减弱,纬向扰动海温也同步减弱;而典型 KED 正位相时期,情况反之, EKE 活动减弱,显著活跃区面积减小,流轴位置偏北,宽度减小,但流速增大,路径较为平直,海洋温度锋的强度和范围均明显增大,纬向扰动海温同步加强。

以上事实表明,涡动动能与扰动海温的相互联系,主要通过海洋温度锋的强度和流轴的稳定性得以建立 (Qiu and Chen, 2005; Taguchi et al., 2010; Luo et al., 2016)。当黑潮延伸体强度加强时,流轴的位置偏北,流速大,把大量热量向高纬度地区输送,纬向扰动海温增强,从而海表温度梯度增大,海洋温度锋增强,此时黑潮延伸体流轴稳定,路径平直,从流轴上脱落的涡旋减少, EKE 减弱;而延伸体强度减弱时,流轴的位置偏南,流轴变宽,流速减缓,热量输送减弱,纬向扰动海温减弱,使得海洋温度锋随之减弱,此时,黑潮延伸体表现为双支结构,流轴不稳定,路径弯曲,从流轴上脱落发展的涡旋增多, EKE 增强。这同时也进一步说明,纬向扰动海温对于洋流及其热量输送作用强度具有较好的指示意义。

5 纬向热力差异与延伸体变异的联系

由以上分析可见,纬向扰动海温能较好地反映出洋流的热量输送作用对海温的调整,其描述的延伸体热力演变与涡动动能演变之间存在较好的协调关系,两者通过调整海洋温度锋强度和流轴的稳定性,维持着较好的热力与动力相互作用。因此,可利用纬向扰动海温建立延伸体系统热力变异的

指标,考虑到延伸体扰动海温的纬向延展性及上下游热力、动力性质的差异等因素,本文沿延伸体主轴在扰动海温纬向拉长方向上分别选取上下游显著区域 (即图 1 中黑色方框区域),以下游区纬向扰动海温是否衰减到上游区的一半为标准,定义热力指数 T_p 如下:

$$T_p = \bar{T}_{\text{down}} - 0.5\bar{T}_{\text{up}}, \quad (5)$$

其中, $\bar{T}_{\text{down}}$ 为下游 ($32^{\circ}\text{N}\sim 37^{\circ}\text{N}$, $155^{\circ}\text{E}\sim 170^{\circ}\text{E}$) 区域平均纬向扰动海温,而 $\bar{T}_{\text{up}}$ 为上游 ($33^{\circ}\text{N}\sim 36^{\circ}\text{N}$, $140^{\circ}\text{E}\sim 155^{\circ}\text{E}$) 区域平均纬向扰动海温,当 T_p 为正时,延伸体为扩展型,当 T_p 值为负时,延伸体为收缩型。

T_p 值定义的实质是对纬向扰动海温衰减速度的考量,当延伸体强度强时,表面热量输送大,延伸体暖扰动海温东传较远,从而下游区可维持相对较暖的扰动海温,上下游之间纬向扰动海温差异较小, T_p 值为正;反之,当延伸体强度较弱时,表面热量输送小,延伸体暖扰动海温衰减迅速,下游扰动海温温度较低, T_p 值为负。利用 1993~2013 年 NOAA 高分辨率海温资料,本文计算了年均 T_p 指数序列,如图 10。对 T_p 时间序列的功率谱分析 (图略) 表明, T_p 具有唯一显著的 10 年左右的周期,其方差贡献达 50% 以上,表明延伸体的扩展型和收缩型两种状态的转换具有约 10 年的周期性特征,1999 年、2002 年、2009~2010 年为典型的扩展型年份,1996 年、2006 年等年份为典型的收缩型年份。为定量体现延伸体东扩的程度,本文选取图 3c 中的 $+0.8^{\circ}\text{C}$ 扰动海温线的经度位置作为延伸体暖流区的东边界指数,将 1993~2013 年标准化的东边界指数绘制在图 10 中,可直观看出延伸体东边界的演变情况,其演变趋势与 T_p 指数具有很好的一致性,两者相关系数高达 0.67。Qiu (2002) 曾以

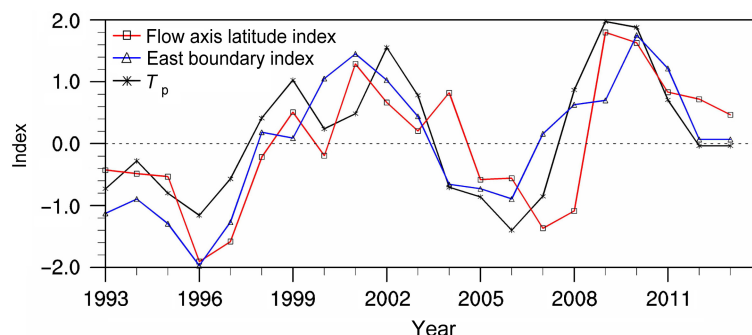


图 10 1993~2013 年标准化的 T_p 指数 (黑色线)、东边界指数 (蓝色线) 和流轴经向位置指数 (红色线) 序列

Fig. 10 Standaddized T_p (black line), east boundary index (blue line), and flow axis latitude index (red line) during 1993–2013

141°E~180°东向表面流速最大位置的平均纬度为指数, 标识延伸体流轴的经向位置, 图 10 中也绘制了 1993~2013 年该指数的标准化序列, 结果显示与本文 T_p 指数较好地保持一致, 两者相关系数高达 0.75, 表明 T_p 指数对流轴的南北位置亦具有很好的指示作用。

6 结论

为了突出洋流的热量输送作用引起的海温调整, 并进一步表示洋流热力状态的强弱, 本文通过将实际海温减去其纬向平均, 提出了纬向扰动海温的概念。基于对 NOAA 高分辨率海温资料和 GODAS 海洋再分析资料的分析表明, 气候态的纬向扰动海温与洋流的表面热量输送具有很好的匹配关系, 纬向扰动海温可以较好地体现出异常流(包括经向和纬向两个方向)引起的海表温度的变化, 在西北太平洋海区, 尤其体现了黑潮延伸体以及亲潮的热量平流输送作用的影响。对黑潮延伸体区域纬向扰动海温及海温异常的经向和纬向剖面的年际演变分析表明, 相较于传统的海温异常, 纬向扰动海温可以更准确地标识出延伸体的热力影响区域, 其影响范围和强度的年际演变与黑潮延伸体系统的年际振荡也具有很好的相关性。因此, 纬向扰动海温在突出体现黑潮延伸体的热力状态, 展示延伸体位置和强度的演变方面具有明显的优越性。

涡动动能作为标识延伸体区域的重要动力学指标, 在延伸体系统的演变中, 与纬向扰动海温通过海洋温度锋的强度和流轴的稳定性维持着较好的热动力关系: 当延伸体强度增强时, 表面热量输送作用增强, 从而纬向扰动海温增强, 海温梯度增大, 此时海洋温度锋增强, 流轴稳定, 中尺度涡活动减弱, 反之亦然。

最后, 本文根据延伸体暖扰动海温的衰减速度提出了一个延伸体热力状态指标 T_p , 该指标可以较准确地标识出延伸体的热力状态类型: 当延伸体暖扰动海温衰减慢时, 上下游之间热力性质差异小, T_p 值为正, 延伸体为扩展型; 当暖扰动海温衰减快时, 延伸体上下游之间热力性质差异大, T_p 值为负, 延伸体为收缩型。对比分析表明, T_p 指数对于延伸体的纬向伸展距离和流轴的南北振荡同样具有良好的指示作用。

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.
- 董璐, 周天军. 2014. 20 世纪太平洋海温变化中人为因子与自然因子贡献的模拟研究 [J]. *海洋学报*, 36 (3): 48–60. Dong Lu, Zhou Tianjun. 2014. Contributions of natural and anthropogenic forcings to the twentieth-century Pacific sea surface temperature variability simulated by a climate system model[J]. *Acta Oceanologica Sinica (in Chinese)*, 36 (3): 48–60, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2014.03.006.
- 冯劭华, 罗德海, 钟霖浩. 2015. 黑潮延伸体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 Science (in Chinese)*, 39 (5): 861–874, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1410.14142.
- 黄瑞新. 2012. 大洋环流: 风生与热盐过程 [M]. 乐肯堂, 史久新, 译. 北京: 高等教育出版社, 18–19. Huang Ruixing. 2012. *Ocean Circulation: Wind-Driven and Thermohaline Process (in Chinese)* [M]. Le Kengtang, Shi Jiuxin, trans. Beijing: Higher Education Press, 18–19.
- 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 *in situ* data [J]. *Journal of Oceanography*, 59 (6): 751–763, doi:10.1023/B:JOCE.0000009568.06949.c5.
- 李杰, 杜凌, 韩飞, 等. 2015. 黑潮延伸体海域海平面年际变化及其与海流的关系 [J]. *海洋通报*, 34 (2): 158–167. Li Jie, Du Ling, Han Fei, et al. 2015. Inter-annual sea level variation and its relationship with Kurshio current in the Kurshio Extension[J]. *Marine Science Bulletin (in Chinese)*, 34 (2): 158–167, doi:10.11840/j.issn.1001-6392.2015.02.006.
- 厉萍, 张启龙, 刘洪伟, 等. 2011. 北太平洋经向热输送的季节变化 [J]. *海洋科学进展*, 29 (3): 275–284. Li Ping, Zhang Qilong, Liu Hongwei, et al. 2011. Seasonal variation of the North Pacific meridional net heat transport [J]. *Advance in Marine Science*, 29 (3): 275–284, doi:10.3969/j.issn.1671-6647.2011.03.003.
- 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, Feng S H, Wu L X. 2016. The eddy-dipole mode interaction and the decadal variability of the Kuroshio Extension system [J]. *Ocean Dynamics*, 66 (10): 1317–1332, doi:10.1007/s10236-016-0991-6.
- 马静, 徐海明. 2012. 春季黑潮延伸体海洋锋区经向位移与东亚大气环流的关系 [J]. *气象科学*, 32 (4): 375–384. Ma Jing, Xu Haiming. 2012. The relationship between meridional displacement of the oceanic front in Kuroshio Extension during spring and atmospheric circulation in East

- Asia [J]. *Journal of the Meteorological Sciences* (in Chinese), 32 (4): 375–384, doi:10.3969/2012jms.0092.
- Mizuno K, White W B. 1983. Annual and interannual variability in the Kuroshio current system[J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 13 (10): 1847–1867, doi:10.1175/1520-0485(1983)013<1847:AAIVIT>2.0.CO;2.
- 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.
- North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110 (7): 699–706, doi:10.1175/1520-0493(1982)110<0699:SEITEO>2.0.CO;2.
- Qiu B. 2000. Interannual variability of the Kuroshio Extension system and its impact on the wintertime SST field [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 30 (6): 1486–1502, doi:10.1175/1520-0485(2000)030<1486:IVOTKE>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, Chen S M. 2005. Variability of the Kuroshio Extension jet, recirculation gyre, and mesoscale eddies on decadal time scales [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 35 (11): 2090–2103, doi:10.1175/JPO2807.1.
- Qiu B, Chen S M. 2011. Effect of decadal Kuroshio Extension jet and eddy variability on the modification of North Pacific intermediate water [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 41 (3): 503–515, doi:10.1175/2010JPO4575.1.
- Qiu B, Chen S M, Hacker P. 2007. Effect of mesoscale eddies on subtropical mode water variability from the Kuroshio Extension system study (KESS) [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 37 (4): 982–1000, doi:10.1175/JPO3097.1.
- Qiu B, Chen S M, Schneider N. 2014. A coupled decadal prediction of the dynamic state of the Kuroshio Extension system [J]. *J. Climate*, 27 (4): 1751–1764, doi:10.1175/JCLI-D-13-00318.1.
- Sasaki Y N, Schneider N. 2011. Decadal shifts of the Kuroshio Extension jet: Application of Thin-Jet theory [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 41 (5): 979–993, doi:10.1175/2010JPO4550.1.
- Taguchi B, Qiu B, Nonaka M, et al. 2010. Decadal variability of the Kuroshio Extension: Mesoscale eddies and recirculations [J]. *Ocean Dynamics*, 60 (3): 673–691, doi:10.1007/s10236-010-0295-1.
- Taguchi B, Xie S P, Schneider N, et al. 2007. Decadal variability of the Kuroshio Extension: Observations and an eddy-resolving model hindcast [J]. *J. Climate*, 20 (11): 2357–2377, doi:10.1175/JCLI4142.1.
- Usui N, Tsujino H, Nakano H, et al. 2013. Long-term variability of the Kuroshio path south of Japan [J]. *Journal of Oceanography*, 69 (6): 647–670, doi:10.1007/s10872-013-0197-1.
- 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.
- Waseda T, Mitsudera H, Taguchi B, et al. 2003. On the eddy-Kuroshio interaction: Meander formation process[J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (C7): 3220, doi:10.1029/2002JC001583.
- Wyrtki K, Magaard L, Hagar J. 1976. Eddy energy in the oceans [J]. *J. Geophys. Res.*, 81 (15): 2641–2646, doi:10.1029/JC081i015p02641.
- Yasuda I. 2003. Hydrographic structure and variability in the Kuroshio-Oyashio transition area [J]. *Journal of Oceanography*, 59 (4): 389–402, doi:10.1023/A:1025580313836.