

黑潮及其延伸区海表温度变化特征与 大气环流相关性的初步分析*

王闪闪¹⁾ 管玉平^{2)†} Li Zhi-Jin³⁾ Chao Yi³⁾ 黄建平¹⁾

1) (兰州大学大气科学学院, 兰州 730000)

2) (中国科学院南海海洋研究所, 热带海洋环境国家重点实验室, 广州 510301)

3) (Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, CA91109, USA)

(2011年7月20日收到; 2012年2月15日收到修改稿)

为了研究黑潮海表温度的时间变化特征, 以预测黑潮海表温度变化趋势, 本文利用哈德莱中心 1941—2009 年海表温度资料定义了一个黑潮温度指数 KI, 来表征吐噶喇海峡以东黑潮及其延伸区的海温变化. 由小波分析得到, KI 具有准 3、7 年的年际振荡特征和准 20 年的年代际变化特征, 此外 KI 还具有明显的季节锁相特征. KI 与太平洋年代际振荡 (PDO) 及厄尔尼诺 - 南方涛动 (ENSO) 有很好的滞后相关性. 通过美国国家环境预报中心/大气研究中心再分析资料合成分析发现 KI 为正异常时, 赤道东太平洋海温异常变暖 (即厄尔尼诺发生), 哈德莱环流加强, 使得西风动量的输送增强, 造成阿留申低压加深 (PDO 为暖相), 进而冷却黑潮延伸区的海表温度并使黑潮延伸区向东延伸, 这一“ENSO-PDO-黑潮海温变化”的过程具有滞后性, 从而使得 ENSO 指数、PDO 指数可以作为黑潮温度变化的前兆因子, 对于预测黑潮海温变化及周边气候均具有一定的意义.

关键词: 黑潮, 海表温度, 太平洋年代际振荡, 厄尔尼诺 - 南方涛动

PACS: 92.10.Fj, 92.60.Bh

1 引言

黑潮及其延伸体是北太平洋副热带环流驱动的海洋西边界流, 它将高温、高盐的上层海水由南向北输送, 对由太阳辐射造成的热量不平衡进行再分配^[1]. 这支强劲西边界流的变化不仅影响太平洋海洋环流自身特性^[2-4], 而且对大气环流有着重要影响. 研究表明, 在热带地区, 海洋和大气的极向热输送量相当, 而在中纬度地区, 海洋的热输送却占了约 70%, 北太平洋 (25° N—45° N) 的热传递主要集中在黑潮及其延伸体附近^[5]. 一些研究还表明, 黑潮区域的海温异常不仅与大气环流及东亚季风的进退有着密切的联系, 而且对中国气温和降水都有影响. 如王绍武等^[6]指出, 黑潮与东亚环流关系密切, 当黑潮海温异常高时, 东亚大槽强度偏弱; 黑

潮海温增暖可造成长江流域降水增多^[7,8]并影响华北、黄淮地区的降水^[9,10]; 当冬季黑潮海温升高时, 会造成全国范围的增温现象^[11]. 因此研究黑潮及其延伸体的变异特征及其对大气的影晌对于研究我国的气候变化有重要意义

目前国内外已有不少关于黑潮与大气环流关系的研究. 文献 [12, 13] 指出黑潮海温的变化与北太平洋的主要气候指数 (如太平洋年代际振荡 (PDO)、厄尔尼诺 - 南方涛动 (ENSO)) 密切相关; 文献 [14—17] 研究发现 PDO 为正相位时, 增强的阿留申低压使得北太平洋中心海温降低及西北太平洋海面高度降低, 进而通过 Rossby 波影响黑潮延伸区; 文献 [13] 提出 PDO 在年际尺度与阿留申低压和 ENSO 有密切联系, 而在十年时间尺度上对黑潮延伸体的影响较大; 同时 ENSO 可通过大气遥相关和改变海表热通量及动量影响黑潮的海表

* 国家重点基础研究发展计划 (批准号: 2007CB411801) 和 JIFRESSE/UCLA, USA 资助的课题.

† E-mail: guan@scsio.ac.cn

温度、盐度等^[18,19];等等,然而受太平洋-北美涛动(PNA)和ENSO的“干扰”,黑潮与大气环流的联系机制仍需进一步的研究^[5],以便更深入地理解这支西边界流的变化特征及其海气相互作用.

另一方面,研究黑潮如何变化一直是物理海洋学的一个重要课题,主要围绕黑潮的运动学和热力学进行.在运动学方面集中在黑潮流轴、流速和流量的变异^[20].在黑潮流轴(即路径)方面,Kawai^[21]曾用200 m深处的15 °C等温线定义黑潮流轴;Kawabe^[22]将吐噶喇海峡的两海平面站位之间的海平面差定义了黑潮位置指数,用来反映黑潮在年际到十年时间尺度的蛇行大弯曲情况;Feng等^[23]还对黑潮流轴季节内变化进行了分析;为了更明确起见,Qiu和Miao^[24]用黑潮流轴离日本南海岸的距离定义了黑潮路径指数,以刻画黑潮的变化;等等.黑潮流速的研究,主要关注剖面处的流速分布、结构特征和流核位置的时空变化等^[25-27].关于黑潮流量的变化,多是选取某个断面进行研究,如我国台湾岛以东^[28]、中国东海^[29,30]、日本以南^[31].在热力学方面,主要集中与黑潮有关的海表温度(SST)和海气热通量,研究多是分海域进行,如我国台湾以东黑潮、中国东海黑潮、黑潮大弯曲(日本以南)及黑潮延伸区.本文选取海表温度为研究对象,与以往研究不同的是以吐噶喇海峡以东的下游黑潮及黑潮延伸体作为研究海区.原因有三:一是以吐噶喇海峡为界,黑潮在其以西的上游段不论是在结构、流速还是路径方面都相对稳定,而以东的下游比较活跃^[32];二是由图1北太平洋涡动能分布图可以看出,吐噶喇海峡以东的下游黑潮为明显高值区,Wyrki等^[33]和Qiu^[34]指出黑潮延伸区是整个北太平洋上涡动能最大的区域;此外,在北太平洋上海洋向大气输送的净热通量最大的源亦位于黑潮延伸区,其最大值可达

到 $450 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,部分原因是由于黑潮向北输送的暖湿海水与来自大陆的干冷空气的强烈热交换造成的^[35].因此我们将活跃的日本南部黑潮大弯曲区域与黑潮延伸区作为一个整体进行研究.用海表温度异常定义一个指数使其能反映整个黑潮下游的变化特征,这样可为研究黑潮流系对年际到年代际时间尺度气候变化的作用与影响提供一个热力学指数.

本文研究的时间跨度为1941—2009年,采用的资料包括:哈德莱中心的月平均海表温度(SST),空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$;美国国家环境预报中心/大气研究中心(NCEP/NCAR)的月平均再分析资料,包括海平面气压(SLP)、垂直速度(ω),空间分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$; <http://jisao.washington.edu/pdo/>网站的太平洋十年涛动(PDO)指数;KNMI Climate Explorer网站的厄尔尼诺指数,本文是利用哈德莱中心的SST计算得到的NINO4区(160°E — 150°W , 5°N — 5°S)指数来定义ENSO事件强弱.

2 黑潮温度指数

我们在日本南部选取区域A(30.5°N — 33.5°N , 136°E — 140°E),在黑潮延伸区选取区域B(30°N — 37°N , 173°E — 176°E)(见图1).其中区域A是黑潮大弯曲发生的主要区域^[22,32],海洋中尺度涡不仅会影响黑潮路径^[36],而且Qiu^[37]通过研究黑潮延伸区的年平均涡动能分布,发现黑潮延伸带向东延伸的位置具有年际振荡,在黑潮延伸带缩小时, $0.1 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 动能等值线延伸至 170°E , $0.2 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 动能等值线一般延伸至 165°E ,而在黑潮延伸带呈扩展状态时, $0.2 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 动能等值线一般达到 170°E 附近, $0.1 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 等值线则延伸至更远,因此区域B的变动能够很好体现黑潮延伸区的变化特征.

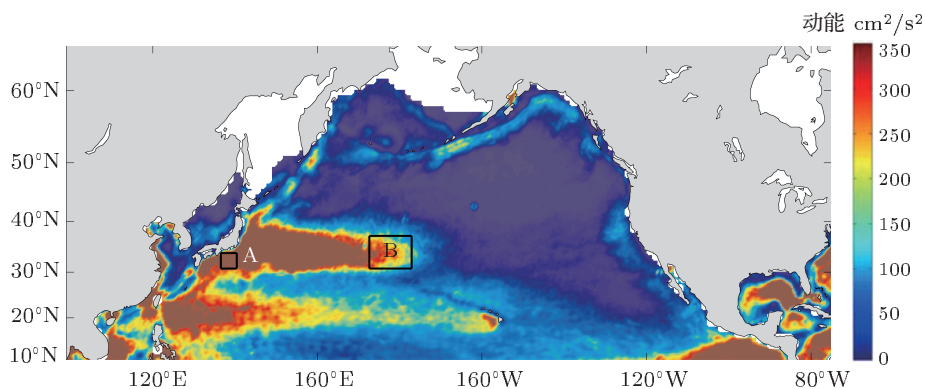


图1 北太平洋副热带涡动能分布,方框A、B区域为选定的黑潮区域

为了刻画下游黑潮的变化特征,我们将区域 A, B 的海表温度异常 (SSTA) 之差定义为黑潮温度指数 KI, 即 $KI = SSTA(A) - SSTA(B)$. 这与印度洋偶极子 (IOD) 的定义^[38] 颇为类似, 但与 Qiu^[37] 定义指数的物理意义有所不同, 其指数用黑潮延伸体的东进 (或西退) 表示黑潮的强 (或弱). 本文指数的物理意义是: 当 KI 值大时, 表明黑潮流系的变化强; 当 KI 值小时, 表明黑潮流系的变化弱. 这样定义的 KI 有两个明显的特性: 一是尽可能体现黑潮流系自身的变化, 如果选取的研究区域过大, SST 就不能反映黑潮流系的变化特点, 也有别于更大尺度的背景变化, 如 PDO. 另一方面, 正如前述, 以往得到的描述黑潮指数^[22-31] 多是运动学方面的物理量, 而这里得到的是热力学量, 更易于与气候变化建立联系.

2.1 黑潮温度指数 KI 的年际与年代际变化

图 2 给出了 KI 随时间的变化曲线, 由图 2 可见, 下游黑潮的温度变化指数 KI 具有明显的年际变化特征. 注意到在 20 世纪 70 年代中期之前 KI 主要为负值; 之后 KI 主要为正值, 亦即在 70 年代中期下游黑潮 SST 出现了跃变, 这一现象与文献 [39, 40] 的研究结果相符合. 文献 [39] 发现海洋与大气在 1976 年前后发生了一次气候突变, 例如, 阿留申低压、南亚高压以及 ENSO 的强度与周期在 20 世纪 70 年代中期发生了一次气候突变; 张启龙等^[41] 在对东海黑潮研究时发现, 黑潮的热输送量在 1975 年前后也发生了一次由弱到强的跃变. Kawabe^[22] 研究黑潮大弯曲流量、流速及路径时,

指出 1963—1975 年日本南部黑潮无大弯曲发生, 大弯曲的出现主要集中在 1975—1991 年, 刚好对应图 2 中黑潮温度指数 KI 的波动峰值.

为了进一步探究黑潮温度指数 KI 的周期变化特征, 本文对 KI 指数进行了小波分析, 图 3 和图 4(a) 分别为 KI 的小波系数和能谱分布图, 图 4(b), (c) 分别为对 0—1 年、1—3 年时间尺度的周期进行平均后的能谱序列图. 从图 3 可以发现, 下游黑潮具有年际和年代际变化特征, 准 20 年振荡周期贯穿于整个研究时期, 20 世纪 70 年代以前 KI 具有准 7 年的年际振荡, 70, 80 年代 KI 准 3 年的年际振荡比较明显, 我们对 1—3 年时间尺度的小波能谱进行平均 (见图 4(c)), 发现在 70 年代其准 2 年的振荡比较显著谷德军等^[42] 在研究黑潮输送异常时发现日本东南黑潮输送量存在 2—4 年的振荡周期; 赵振国^[43] 指出自 1951 年以来黑潮海域的海温经历了三个年际变化周期, 最显著的周期为 2.8 年, 其次为 6 年和 1.5 年的时间尺度.

此外, 从图 4(a), (b) 可以注意到, KI 还具有明显的季节锁相特征, 尤其是在 20 世纪 60—80 年代. 李永康^[44] 研究发现黑潮海域的 SST 存在着明显的高频振荡, 最大值出现在 8 月, 最小值出现在 2 月, 周期为 2—3 月.

2.2 黑潮温度指数 KI 的空间分布及演变

为了弄清黑潮温度指数 KI 的空间分布特征及演变过程, 根据黑潮温度指数的大小, 定义 $KI > 0.2$ 为正异常年, $KI < -0.2$ 为负异常年 (见图 5), 对北太平洋 SST 进行合成分析.

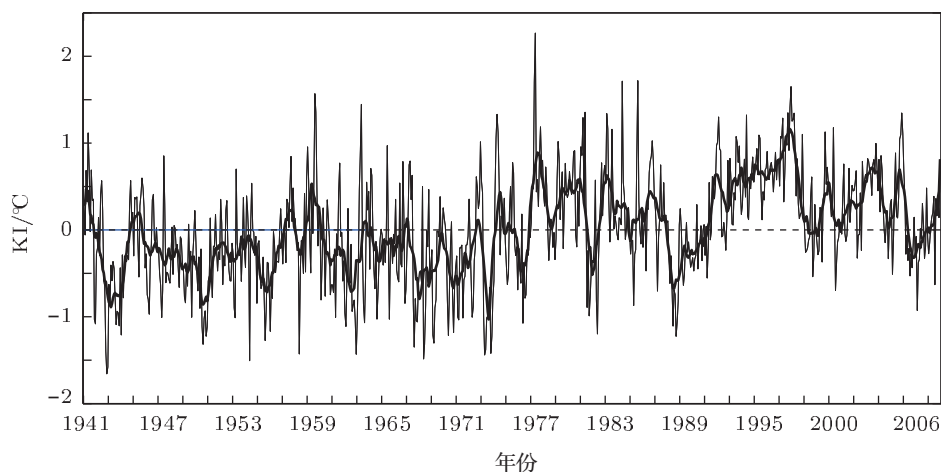


图 2 1941—2009 年黑潮变异指数 KI 的时间序列, 粗线是经过五点滑动平均处理

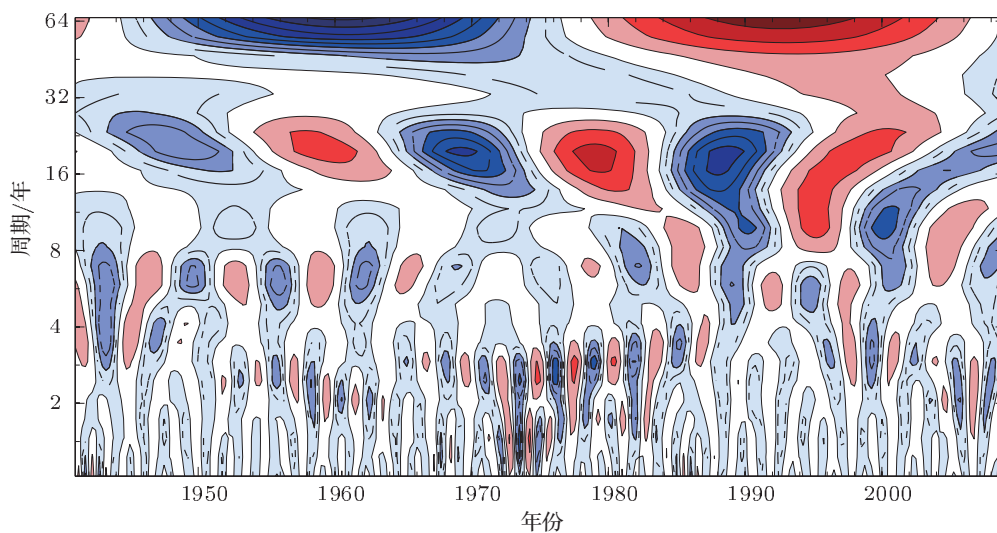


图3 1941—2009年黑潮变化系数 KI 的小波变换系数, 虚线为负值, 实线为正值

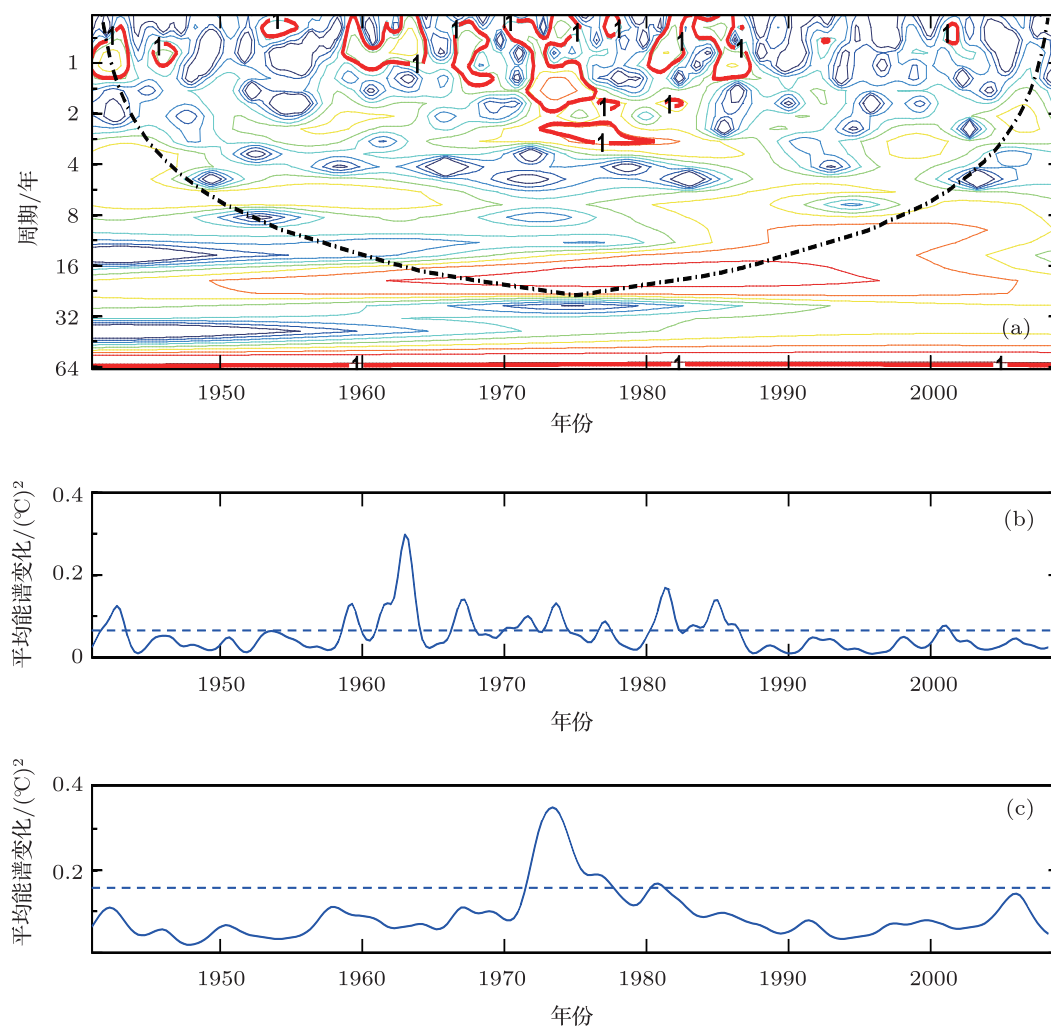


图4 (a) 1941—2009年黑潮温度指数 KI 的小波变换能谱分布 (粗实线为 95%的置信等值线, 粗虚线以下为受边界影响较大的区域); (b) 0—1 年时间尺度平均能谱的时间序列; (c) 1—3 年时间尺度平均能谱的时间序列, 虚线为 95%的置信水平线

图 6(a), (b) 为 KI 正异常年份的 SSTA 分布, 图 6(c), (d) 为 KI 负异常年份的 SSTA 分布图. 从图 6 清晰地看到, KI 正异常年时, 黑潮延伸区及太平洋中部的 SST 较平常年份偏低, 而日本南部黑潮乃至整个上游的黑潮的 SST 均出现了正异常, 北美大陆附近的太平洋及赤道东太平洋的海温均出现了较为显著的增暖现象; 当 KI 负异常时, 则反之.

为了进一步研究其季节演变特征, 给出了 KI 正异常年时 12 个月份的 SSTA 的空间分布 (见图 7), 研究发现黑潮延伸区及太平洋中部的海温负异常现象在上半年 (1—6 月) 表现较为显著, 至 5, 6 月份出现负异常的海域范围最广, 几乎从西岸延伸到了东岸加利福尼亚附近, 其强度也达到了最

大, 并且在 180°E 附近由单核结构溢裂为双核结构; 与此相应的北美大陆附近的海温异常增暖现象也是在上半年较为显著, 5, 6 月份发展最为强盛; 对于赤道东太平洋的海温异常增暖现象则是在下半年 (7—12 月) 更为显著一些, 11, 12 月增温最强烈; 从上半年到下半年, 北美大陆附近的增温区域随着增温幅度的减弱分裂为南北两块, 北部的增温中心逐渐向西扩张, 而南部的增温中心与赤道东太平洋上不断增加的海温相汇合; 同时还注意到在 11, 12, 1 月份时日本南部黑潮及上游的黑潮增温幅度较其他月份要大得多. 为什么在上、下半年会出现如此的差异? 初步分析可能与太阳直射点的位置变动有一定关系.

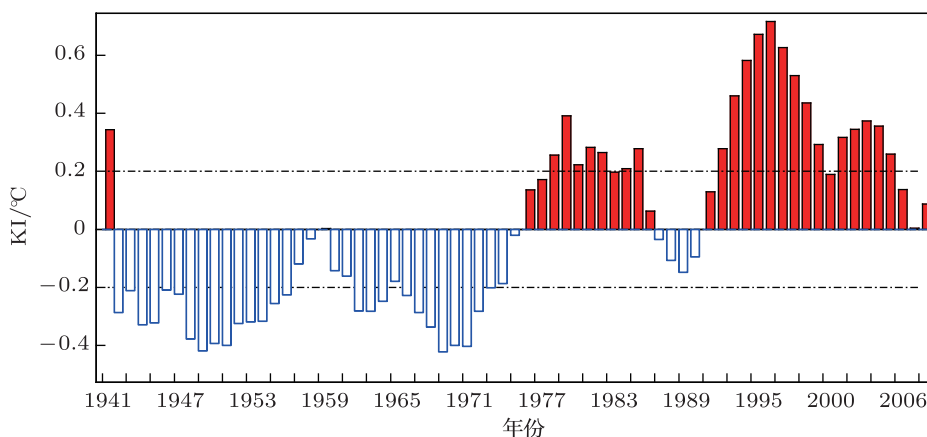


图 5 黑潮年均温度指数 KI 时间变化序列

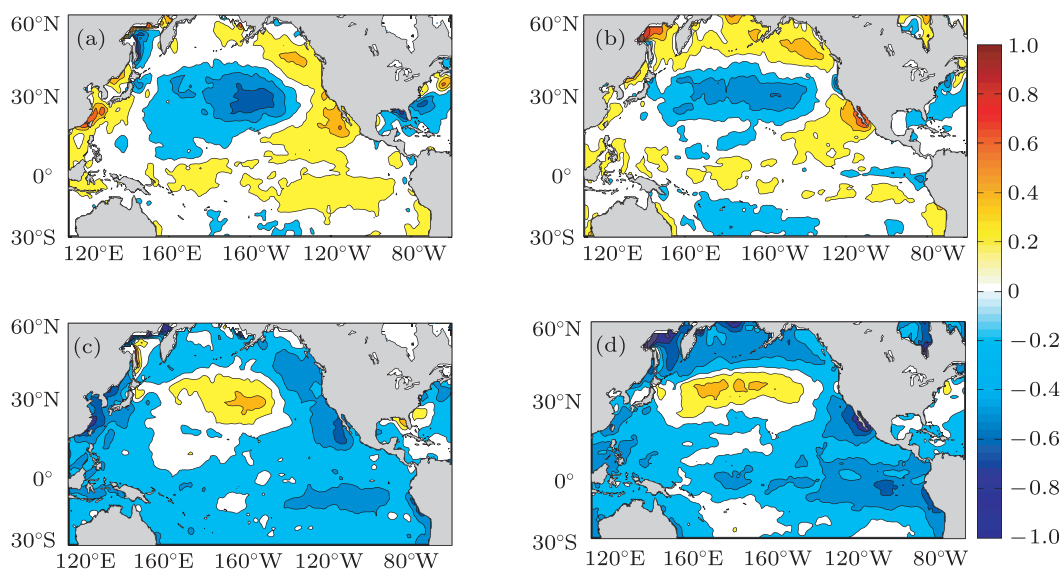


图 6 SSTA 合成分析图 (a)KI 正异常年份 1 月; (b) KI 正异常年份 7 月; (c) KI 负异常年份 1 月; (d) KI 正异常年份 7 月

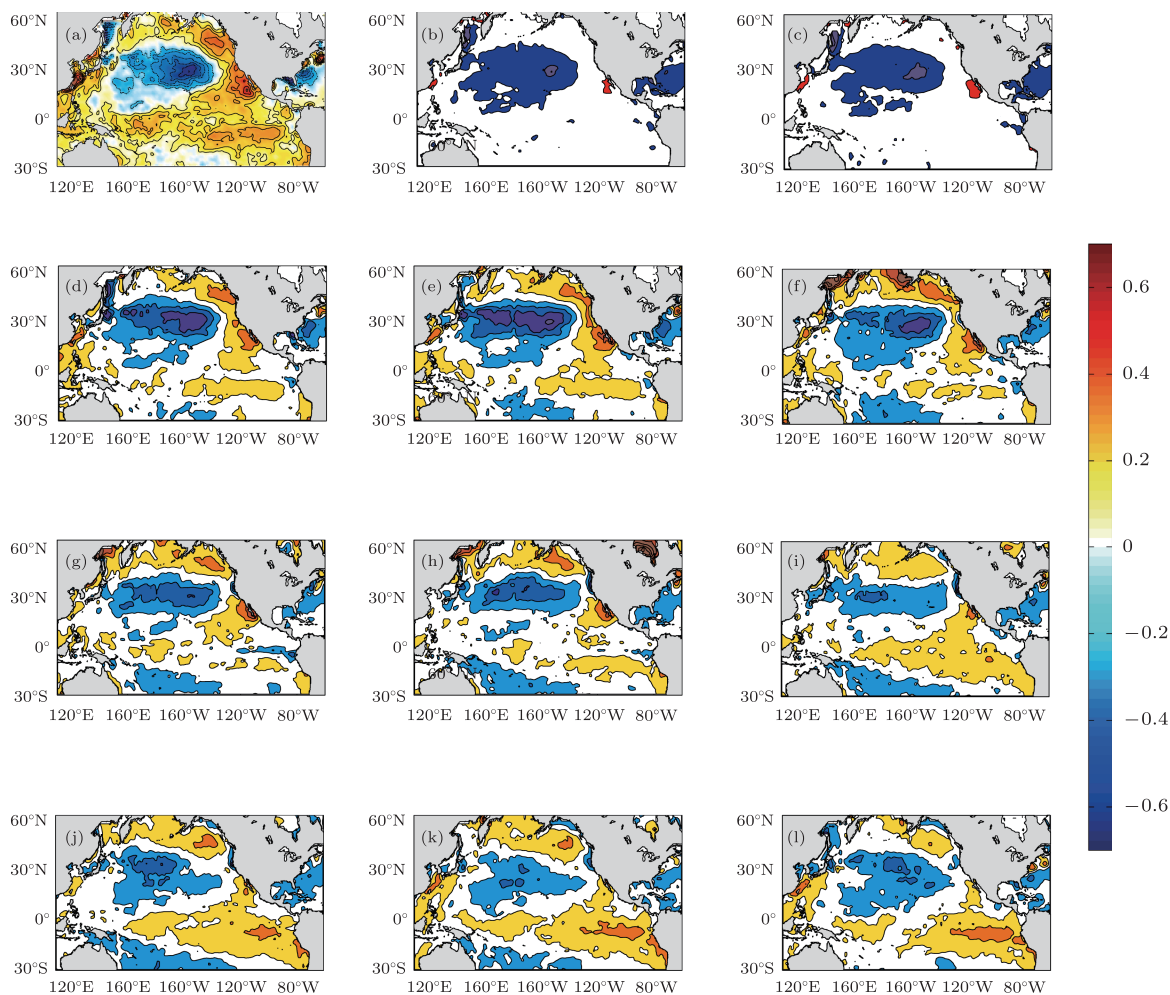


图7 KI正异常年12个月份的SSTA分布 (a) 1月; (b) 2月; (c) 3月; (d) 4月; (e) 5月; (f) 6月; (g) 7月; (h) 8月; (i) 9月; (j) 10月; (k) 11月; (l) 12月

3 黑潮与 PDO 及 ENSO 的关系

什么原因造成了黑潮海表温度的变异? 先前一些研究表明黑潮海温异常和输送不仅仅受局地的海洋大气过程影响, 还与 PDO 和 ENSO 有着密切关系. 谷德军等^[42]在研究黑潮输送异常与大尺度环流的关系中指出, 在年代际变化尺度上黑潮输送异常滞后于 PDO, 并通过改变北太平洋中部的海温梯度来影响 ENSO. ENSO 通过大气遥相关引起中、高纬地区海表热通量和动量的改变, 进而影响黑潮的 SST^[45,5].

3.1 黑潮温度指数 KI 与 PDO, ENSO 指数的相关性分析

图 8 为黑潮温度指数 KI、太平洋年代际振荡 PDO 指数和 NINO4 指数经 9 点滑动平均后的时间序列图, 三者随时间变化趋势大体一致, 具有

很好的正相关性, KI 与 PDO 指数的相关系数达到了 0.67, 与 NINO4 的相关系数为 0.47, 均通过了显著水平 0.05 的检验, 且均在 1976 年前后发生了由负相位到正相位的跃变. 但是可以发现黑潮的变化稍稍滞后于 PDO 和 ENSO 的变化, 图 9 给出了 KI 滞后及超前 PDO 和 NINO4 指数的相关分析, 结果表明 PDO 和 ENSO 超前于黑潮 SST 变异, PDO 和 ENSO 与 KI 的相关系数分别在其超前 2 个月和 4 个月时, 才达到极值, 也就是说在 PDO 变异 2 个月后, 下游黑潮 SST 开始随之变化, 在 ENSO 变化 4 个月后, 黑潮才开始响应其变化. 这表明本文所定义的黑潮温度指数 KI 不仅能较好地描述黑潮的变化, 而且在一定程度上反映了黑潮变异与 PDO 和 ENSO 有着密切的联系, 同时 PDO 和 ENSO 的超前使得二者可作为黑潮变化的前兆因子, 这对预报黑潮海温的变化和我国的气候走势有一定的意义. 为了揭示其影响的物理机理, 本文接下来对物理量 SLP, ω 进行合成分析.

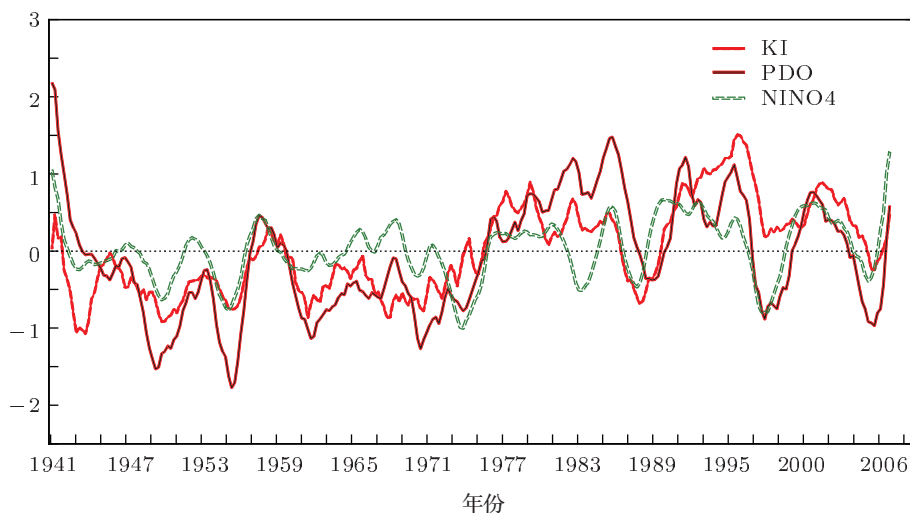


图8 黑潮温度指数 KI、太平洋年代际振荡 PDO 指数和 NINO4 指数的关联经过 9 点滑动平均处理

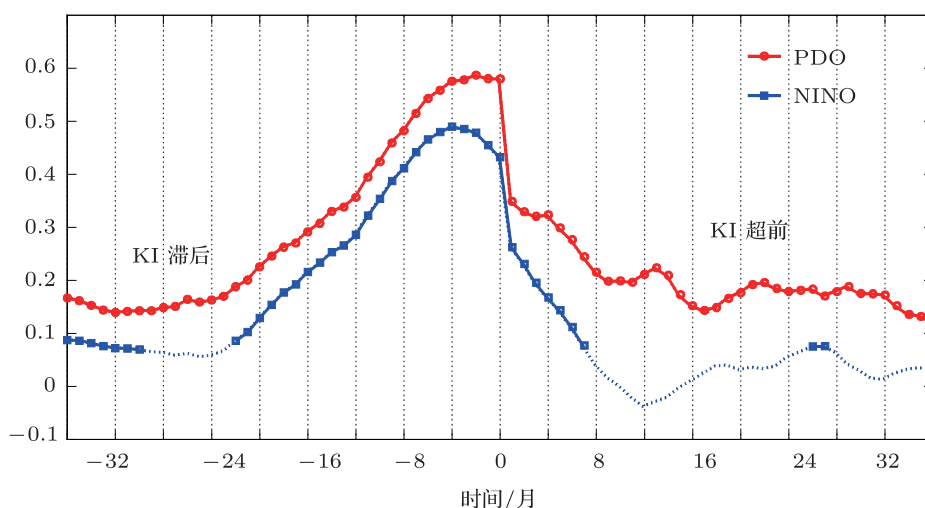


图9 黑潮温度指数 KI 与 PDO 及 ENSO 指数的滞后与超前相关,带标志实线通过显著水平为 0.05 的显著性检验

3.2 黑潮异常年份太平洋上物理量 SLP, ω 的空间分布特征

研究表明 SLP 与大洋表面的风应力有着密切的关系,进而影响海表温度及热通量,因此 SLP 异常对海洋大气的气候变化起到重要作用. 我们挑选出 KI 为正异常的年份,利用 1948—2009 年的 NECP/NCAR 的 SLP 资料进行合成分析(见图 10). 结果表明在 1 月份, KI 正异常年阿留申低压加深,中心气压值 1000 hPa,比 KI 负异常年的中心气压值低了 5 hPa; 7 月份阿留申低压减弱很多,仅变成亚洲大陆低压的一个低槽.

为了进一步探究下游黑潮 SST 异常期间对应

的太平洋上空的大气环流变化,我们将 NCEP 的 12 层垂直速度 ω 进行高度平均,然后合成分析(见图 11). 受信风的影响,赤道太平洋 SST 的分布是西高东低,由此而形成了经向热力环流——沃克环流,它在赤道西太平洋盛行上升气流,在东太平洋地区气流下沉,沃克环流对太平洋东西两岸的气候具有重要的调节作用 [46,47]. 图 11 表明在 KI 正异常年份赤道西太平洋上空的上升气流减弱,其上升的最大值在 $150^{\circ}E$ 附近,赤道东太平洋的下沉支也相应地减弱,即沃克环流减弱; KI 负异常年份赤道西太平洋的上升支异常加强,其最大上升速度向中、东太平洋移动至 $160^{\circ}W$ 附近,东岸的下沉支异常增强,即沃克环流增强.

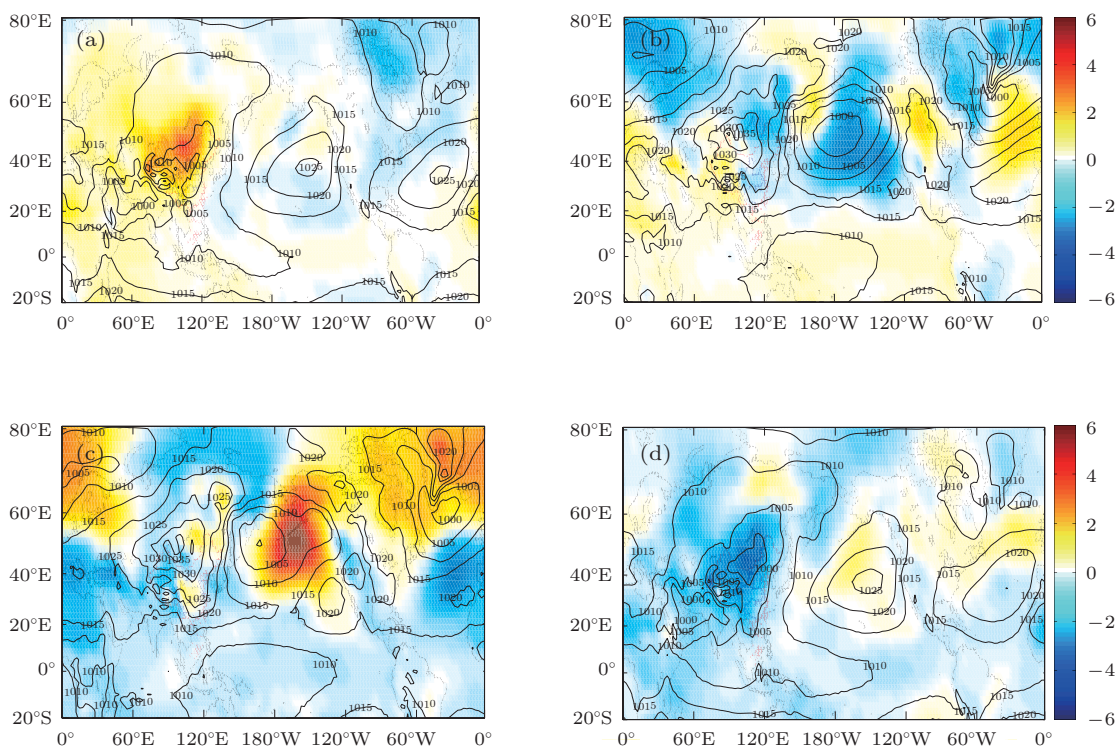


图 10 SLP 的合成分析图, 等值线间隔为 5 hPa, 暖色填色区代表 SLP 正异常, 冷色填色区代表负异常 (a) KI 正异常年份 1 月; (b) KI 正异常年份 7 月; (c) KI 负异常年份 1 月; (d) KI 正异常年份 7 月

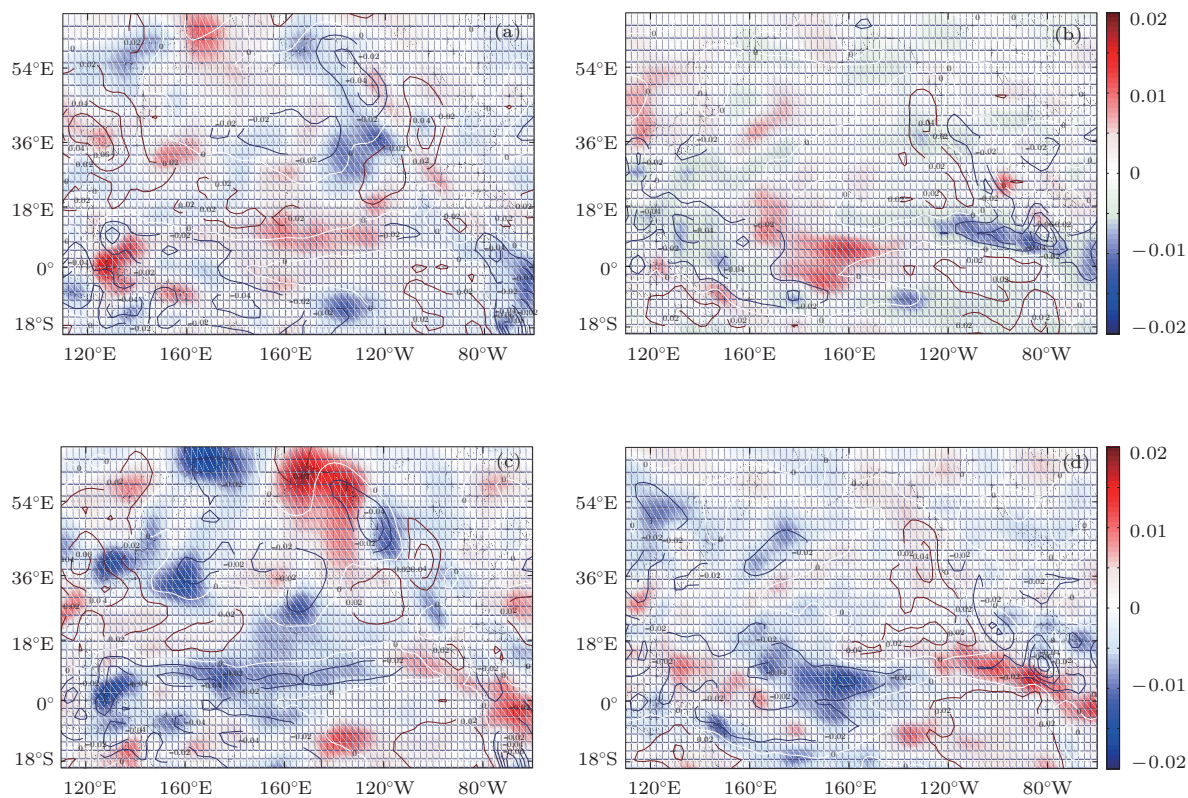


图 11 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 hPa 12 层高度平均后的垂直速度 ω 合成分析图, 等值线间隔为 0.02 Pa/s, 暖色填色区代表 ω 为正异常, 冷色填色区代表 ω 为负异常 (a) KI 正异常年份 1 月; (b) KI 正异常年份 7 月; (c) KI 负异常年份 1 月; (d) KI 正异常年份 7 月

3.3 黑潮异常与 PDO 及 ENSO 的相互影响

黑潮 SST 的异常变化与太平洋的 PDO 和 ENSO 现象关系密切, 单从相关性分析来看, 黑潮 SST 变化与 PDO, ENSO 现象有着很好的正相关性, 尤其是与 PDO, 其相关性达到了 0.67.

研究表明, 黑潮 SST 异常与北太平洋的 SST 异常有着密切联系, 并通过海气相互作用进而影响大气环流. Wang^[48] 和龚道溢等^[49] 注意到赤道东太平洋海温的异常升高不仅影响沃克环流, 还会影响经圈环流; 赤道东太平洋海温异常不仅通过沃克环流对低纬大气环流产生影响, 还可以通过哈德莱环流影响中、高纬度大气环流, 当 SST 异常增暖时, 哈德莱环流增强, 副热带高压增强, 进而中纬度西风随之加强^[46,47], 有利于西风动量向极地的输送, 使得阿留申低压加深; 周波涛^[50] 在研究哈德莱环流与白令海峡的海冰的关系时也指出哈德莱环流的增强可导致阿留申低压的加强.

本文的结果表明黑潮温度指数 KI 为正异常时, 北太平洋中部 (20°N—50°N) 海温会异常变冷, 北美大陆西岸及赤道东太平洋海温异常增暖, 这种相似“马蹄铁”的温度异常场的分布与 PDO 相一致^[51]. 本文前面提到 ENSO, PDO 的变化超前于黑潮的变化, 因此可以认为当 ENSO 现象发生时, 赤道东太平洋海表温度异常增暖, 使得沃克环流减弱、哈德莱环流的上升支及下沉支都增强, 北半球的副热带高压增强, 进而导致中纬西风加强, 利于西风动量低纬向高纬的输送, 造成阿留申低压加深 (相应的 PDO 为暖相); 加深的阿留申低压中心西侧的气旋性风应力驱动的极地的冷水向中纬度输送加强, 导致黑潮延伸区及北太平洋中部 (30°N—50°N) SST 出现降温, 这是一个通过遥相关稍微滞后的过程 (PDO 比 ENSO 滞后 2 个月, 黑潮海温变化又滞后 PDO 变化 2 个月). 这种滞后现象在图 7 中 KI 指数正异常年时 12 个月份的 SST 异常分布图中也有体现: 赤道东太平洋 SST 出现极大正值和北太平洋中部 SST 的出现极大负值分布存在时间相位差. 以上就是一条从 ENSO 到 PDO 到黑潮的简化的影响链条, 主要通过海温异常、大气遥相关、海气相互作用等一系列过程来调节完成. 但值得注意的是, 在北太平洋, ENSO、PDO、黑潮三者相互影响, 三者之间的关系并非能用上面这样一个简单过程来描述, 因为变化了的黑潮同时也会

对 ENSO 和 PDO 进行再影响, 如当下游黑潮及黑潮延伸体 SST 降低时, 又会冷却大气, 使得阿留申低压上空的上升支减弱, 阿留申低压减弱, 黑潮延伸强度减弱, 这是一个负反馈过程.

4 结论

通过分析 1941—2009 年哈德莱中心的 SST 数据, 用日本以南黑潮和黑潮延伸区之间海表温度的相对变化来表征黑潮流系的变化. 与以前用海温描述黑潮变化相比, 其特点是用黑潮的下游区域, 包括日本南部的黑潮和黑潮延伸区来体现这种变化, 因为这一地区是北太平洋热通量和涡动通量最大的区域, 其变化对大气的影晌十分显著; 另外也不同于以往选取一块较大的黑潮海域的海表温度进行简单的面积平均求得一个指数, 而是选取黑潮流经的关键区域, 这样得到的指数更能体现黑潮及其延伸体的变化. 结果表明: 黑潮温度指数 KI 在 1975 前后经历了冷相位向暖相位的跃变, 且具有年代际和年际振荡特征, 振荡周期分别约为 20, 7 和 3 年, 其中准 20 年的周期振荡贯穿整个研究时段, 在 20 世纪 70—80 年代, 准 3 年振荡剧烈, 此外, 在 1965 年之前, 还具有准 7 年振荡. 黑潮温度指数 KI 具有明显的季节锁相特征; 黑潮温度指数 KI 与 PDO 和 ENSO 有较强的正相关性, 相关系数分别为 0.67 和 0.47, 黑潮海温在 PDO 出现异常后的 2 个月开始响应其变化, 在 ENSO 发生变化后 4 个月响应其变化. 在厄尔尼诺年, 赤道东太平洋海温异常变暖, 导致哈德莱环流的增强, 致使阿留申低压加深 (PDO 出现暖相位); 加深的阿留申低压中心西侧的风应力随之增强, 使得从极地到中纬度输送冷水增强, 致使黑潮延伸区及北太平洋中部海温降低 (海温异常分布呈现“马蹄铁”分布, 即 PDO 型); 此外加深的阿留申低压中心南侧的风应力的增强也会影响黑潮延伸区的强度及范围; 反过来黑潮海温的变化又会对上述过程进行调制, 通过阿留申低压、大气环流、遥相关影响 PDO 和 ENSO.

从厄尔尼诺发生到 PDO 表现为暖相位到黑潮延伸区海表温度降低有一个响应过程, 即滞后现象, ENSO 指数及 PDO 指数可作为下游黑潮温度变异的前兆因子, 这对预测黑潮温度变化及周边气候变化有一定的指导意义.

感谢中科院南海研究所的刘宇博士为本文提供图 1.

- [1] Yasuda I 2003 *J. Oceanogr.* **59** 389
- [2] Sekine Y, Miyamoto S 2002 *J. Oceanogr.* **58** 611
- [3] Qiu B, Chen S M 2011 *J. Phys. Oceanogr.* **41** 503
- [4] Yasuda T, Kitamura Y 2003 *J. Oceanogr.* **59** 279
- [5] Kwon Y O, Alexander M A, Nicholas A B, Frankignoul C, Nakamura H, Qiu B, Thompson L 2010 *J. Climate* **23** 3249
- [6] Wang S W, Zhao Z C 1980 *Acta Oceanol. Sin.* **2** 27 (in Chinese) [王绍武, 赵宗慈 1980 海洋学报 **2** 27]
- [7] Ni D H, Sun Z B, Chen H S, Zhu W J 2004 *J. Nanjing Inst. Meteor.* **27** 310 (in Chinese) [倪东鸿, 孙照渤, 陈海山, 朱伟军 2004 南京气象学院学报 **27** 310]
- [8] Li Y F, Ding Y H 2002 *Climatic Environ. Res.* **7** 88 (in Chinese) [李跃凤, 丁一汇 2002 气候与环境研究 **7** 88]
- [9] Weng X C, Zhang Q L, Yang Y L, Yan T Z 1996 *Oceanol. Limnol. Sin.* **27** 237 (in Chinese) [翁学传, 张启龙, 杨玉玲, 颜廷壮 1996 海洋与湖沼 **27** 237]
- [10] Zhang Q L, Weng X C, Cheng M H 1999 *Plateau Meteor.* **4** 575 (in Chinese) [张启龙, 翁学传, 程明华 1999 高原气象 **4** 575]
- [11] Zhao F M, Zhu X J, Li F, Wang Z Q, Gu J Y, Wang M L 2007 *Meteor. Environ. Sci.* **30** (Z1) 28 (in Chinese) [赵斐苗, 朱鑫君, 李飞, 王志强, 谷继永, 王美兰 2007 气象与环境科学 **30** (增刊) 28]
- [12] Kelly K A, Dong S 2004 *Geophys. Monogr.* **147** 347
- [13] Dawe J T, Thompson L 2007 *J. Climate* **20** 2092
- [14] Chelton D B, Schlax M G 1996 *Science* **272** 234
- [15] Ceballos L I, Lorenzo E D, Hoyos C D, Schneider N, Taguchi B 2009 *J. Climate* **22** 5163
- [16] Qiu B, Chen S 2005 *J. Phys. Oceanogr.* **35** 2090
- [17] Dawe J T, Thompson L 2007 *J. Climate* **20** 2092
- [18] Trenberth K E, Branstator G W, Karoly D, Kumar A, Lau N C, Ropelewski C 1998 *J. Geophys. Res.* **103**(C7) 291
- [19] Liu Z, Alexander M A 2007 *Rev. Geophys.* **45** RG2005
- [20] Sun X P, Wang Y P, Yuan Q K, Xu H D 1991 *Oceanol. Limnol. Sin.* **22** 524 (in Chinese) [孙湘平, 王元培, 袁启科, 徐洪达 1991 海洋与湖沼 **22** 524]
- [21] Kawai H 1969 *Deep-Sea Research* **16** 109
- [22] Kawabe M 1995 *J. Phys. Oceanogr.* **25** 3103
- [23] Feng M, Mitsudera H, Yoshikawa Y 2000 *J. Phys. Oceanogr.* **30** 2257
- [24] Qiu B, Miao W F 2000 *J. Phys. Oceanogr.* **30** 2124
- [25] Guan B X 1964 *Oceanol. Limnol. Sin.* **6** 229 (in Chinese) [管秉贤 1964 海洋与湖沼 **6** 229]
- [26] Lin K, Tang Y X, Guo B H 1995 *Oceanol. Limnol. Sin.* **26** 247 (in Chinese) [林葵, 汤毓祥, 郭炳火 1995 海洋与湖沼 **26** 247]
- [27] Chen H X, Yuan Y L, Hua F 2006 *Chin. Sci. Bull.* **51** 730 (in Chinese) [陈红霞, 袁业立, 华锋 2006 科学通报 **51** 730]
- [28] Jia Y L, Liu Q Y, Liu W, Lin X P 2004 *Oceanol. Limnol. Sin.* **35** 507 (in Chinese) [贾英来, 刘秦玉, 刘伟, 林霄沛 2004 海洋与湖沼 **35** 507]
- [29] Guan B X 1979 *Oceanol. Limnol. Sin.* **10** 299 (in Chinese) [管秉贤 1979 海洋与湖沼 **10** 299]
- [30] Ichikawa H, Beardsley R C 1993 *Deep Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers* **40** 583
- [31] Imawaki S, Uchida H, Ichikawa H, Fukasawa M, Umatani S, Asuka Group 2001 *Geophys. Res. Lett.* **28** 17
- [32] Kawabe 1996 *J. Phys. Oceanogr.* **26** 2449
- [33] Wyrski K, Magaard L, Hagar J 1976 *J. Geophys. Res.* **81** 2641
- [34] Qiu B 2002 *J. Oceanogr.* **58** 57
- [35] Da Silva A, Young C, Levitus S 1994 *Atlas of Surface Marine Data* 1994 (Vol.1) (Washington: US Gov. Printing Office) p83
- [36] Miyazawa Y, Guo X Y, Yamagata T 2004 *J. Phys. Oceanogr.* **34** 2203
- [37] Qiu B 2000 *J. Phys. Oceanogr.* **30** 1486
- [38] Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, Yamagata T 1999 *Nature* **401** 360
- [39] Miller A J, Cayan D R, Bamett T P, Graham N E, Oberhuber J M 1994 *J. Oceanogr.* **7** 21
- [40] An S I, Wang B 2000 *J. Climate* **13** 2044
- [41] Zhang Q L, Hou Y J, Qi Q H, Zheng D M, Cheng M H 2009 *Advances in Marine Science* **26** 126 (in Chinese) [张启龙, 侯一筠, 齐庆华, 郑冬梅, 程明华 2009 海洋科学进展 **26** 126]
- [42] Gu D J, Wang D X, Yuan J N 2004 *J. Trop. Ocea.* **23** 30 (in Chinese) [谷德军, 王东晓, 袁金南 2004 热带海洋学报 **23** 30]
- [43] Zhao Z G 2000 *Summer Drought and Environmental Field in China* (Beijing: Meteorological Press) 101–103 (in Chinese) [赵振国 2000 中国夏季旱涝及环境场 (北京: 北京气象出版社) 第 101—103 页]
- [44] Li Y K 1989 *Sci. Meteor. Sin.* **9** 263 (in Chinese) [李永康 1989 气象科学 **9** 263]
- [45] Liu Z, Alexander M A 2007 *Rev. Geophys.* **45** RG2005
- [46] Bjerkness J 1966 *Tellus* **18** 820
- [47] Bjerkness J 1969 *Mon. Wea. Rev.* **97** 163
- [48] Wang S W 1987 *Beitr. Phys. Atmosph.* **60** 478
- [49] Gong D Y, Wang S W 1998 *Acta Oceanol. Sin.* **20** 44 (in Chinese) [龚道溢, 王绍武 1998 海洋学报 **20** 44]
- [50] Zhou B T, Wang H J 2007 *Chin. Sci. Bull.* **52** 2194 (in Chinese) [周波涛, 王会军 2007 科学通报 **52** 2194]
- [51] Guan B, Nigam S 2008 *J. Climate* **21** 2790

Preliminary analyses on characteristics of sea surface temperatures in Kuroshio and its extension and relations to atmospheric circulations*

Wang Shan-Shan¹⁾ Guan Yu-Ping^{2)†} Li Zhi-Jin³⁾ Chao Yi³⁾ Huang Jian-Ping¹⁾

1) (College of Atmospheric Science, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

2) (State Key Laboratory of Tropical Oceanography, South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301, China)

3) (Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena CA91109, USA)

(Received 20 July 2011; revised manuscript received 15 February 2012)

Abstract

A sea surface temperature (SST) based index, denoted as KI, is designed to characterize the holistic feature of Kuroshio east of the Tokara-kaikyo and its extension on the purpose of predict its SST trend. The KI is calculated on the base of the Hadley Center's monthly SSTs during the period 1941–2009. The wavelet analysis showed that the KI displays inter-annual and inter-decadal oscillations, dominated by quasi-triennial, quasi 7-yr and 20-yr time scales. In addition, the KI is shown to be phase-locking to seasonal cycles. It is found that there are significant temporally-lag correlations between the KI and the Pacific decadal oscillation (PDO) index as well as between the KI and the ENSO index. A set of composition analyses using the NCEP/NCAR reanalyses indicate that when the KI shows a positive anomaly, the SST becomes abnormally warm in the equatorial eastern Pacific, the Hadley circulation is intensified, and consequently the transportation of the westerly momentum is enhanced. The enhanced Hadley circulation and transportation of the westerly momentum give rise to the deepened Aleutian low pressure, then cool the Kuroshio extension and the north Pacific basin and cause the KE extend east. The above “ ENSO-PDO-Kuroshio ” process need some response time, that is to say, we can forecast the SST variation on the Kuroshio on the basis of the ENSO and PDO, which is very significant to predict the climate in China.

Keywords: Kuroshio, sea surface temperature, Pacific decadal oscillation , El Niño-southern oscillation

PACS: 92.10.Fj, 92.60.Bh

* Project supported by the National Basic Research Program of China (Grant No. 2007CB411801) and the JIFRESSE/UCLA, USA.

† E-mail: guan@scsio.ac.cn