

冬季东太平洋峡谷风的季节内变化及相联系的海气特征

刘雅楠^{①②} 徐海明^{①*} 张乐英^③^① 南京信息工程大学 气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室,江苏 南京 210044;^② 江西省气象科学研究所,江西 南昌 330046;^③ 南京林业大学 生物与环境学院,江苏 南京 210037

* 联系人, E-mail: hxu@nuist.edu.cn

2017-10-24 收稿, 2018-01-09 接受

国家自然科学基金资助项目(41975106; 41490643); 江苏高校优秀学科建设工程项目(PAPD)

摘要 基于高分辨的卫星资料和再分析资料,本文采用合成分析、相关分析和带通滤波等方法研究了季节内时间尺度上东太平洋峡谷风的变化,并首先发现冬季东太平洋峡谷风存在4~16 d的季节内变化周期。进一步分析表明在该时间尺度上峡谷风异常与局地海温异常之间的关系存在由负相关到正相关的明显转变,在峡谷风强度达到最大之前及最大时,峡谷风异常与局地海温异常之间的关系主要表现为大气对海洋的强迫作用,北风分量的加强使中高纬度干冷空气进入峡谷风地区,海表面的净热通量损失使得海温降低。在峡谷风强度达到最大之后其与局地海温异常的关系则转变为海洋对大气的强迫作用,冷海温异常可一直持续到峡谷风强度达到最大后的第六天。冷海温异常的维持使得湍流混合受到抑制,导致其上的海表面风速减小。此外,峡谷风的季节内变化可能与东太平洋至北美上空的大气环流异常及其演变有关。在湾区峡谷风达到最大之前,北太平洋海平面气压正异常逐渐东移南下并在其最大时到达墨西哥湾上空,使得北美高压增强,湾区两侧气压差增大,对应湾区峡谷风达到最大。

关键词
峡谷风;
东太平洋;
季节内变化;
海气关系

在太平洋除赤道西太平洋暖池以外,在东太平洋还有另一个暖水区常年存在,被称之为东太平洋暖池。东太平洋暖池支撑着全球大气的主要对流中心,并通过大气桥和海洋桥对全球气候产生影响(Mitchell and Wallace, 1992; Wang and Enfield, 2003)。位于东太平洋东侧近乎南北走向的中美洲山脉存在三处特殊的峡谷地形,分别对应于墨西哥南侧的特宽特佩克湾区(Gulf of Tehuantepec,简称TT),尼加拉瓜附近的帕帕加约湾区(Gulf of Papagayo,简称PP),以及巴拿马的巴拿马湾区(Gulf of Panama,简称PN)(图1)。峡谷地形连接着来自中美洲东北侧墨西哥湾相对较冷的空气和其西南侧东太平洋暖池的低层暖空气,两侧强烈的气压差导致湾区常出现大于12 m/s的低空急流,形成TT的北

风低空急流以及PP、PN的东北风低空急流。

Fiedler(2002)注意到中美洲特殊的峡谷地形创造了得天独厚的气象条件,对当地的气候、渔业和航海业有重要意义。众多学者从季节、年际和年代际时间尺度分析了峡谷风的不同变化特征(Barton et al., 1993; Trasvina et al., 1995; Xie et al., 2005; Sun and Yu, 2006; Romero-Centeno et al., 2007; Karnauskas et al., 2008; Trasvina and Barton, 2008; Liang et al., 2009)。Xie et al.(2005)发现峡谷风存在显著的季节变化。一般而言,峡谷风在冬季最强,在夏季最弱甚至消失,而春、秋两季则为过渡时期。Mcclain et al.(2002)利用卫星资料发现三处峡谷区下风方向存在高浓度的叶绿素,并归因于风驱动的冷水上翻所致。Chelton(2004)认为尽管峡谷风事

引用格式: 刘雅楠, 徐海明, 张乐英. 2020. 冬季东太平洋峡谷风的季节内变化及相联系的海气特征[J]. 大气科学学报, 43(2): 287-298.

Liu Y N, Xu H M, Zhang L Y. 2020. Sub-seasonal variation of gap winds over the eastern Pacific and its associated air-sea interaction [J]. Trans Atmos Sci, 43(2): 287-298. doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.20171024001. (in Chinese).

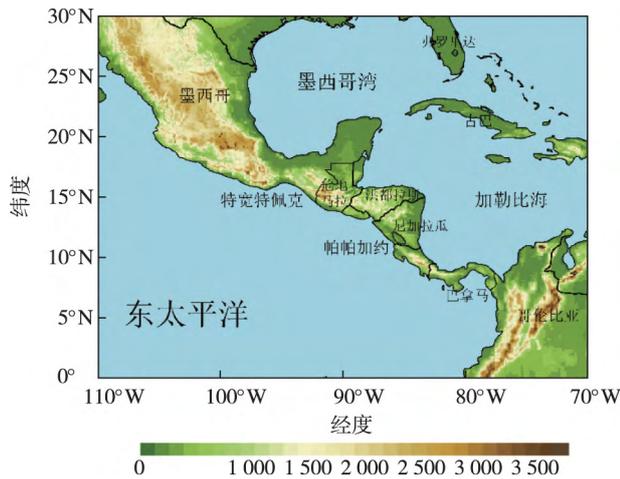


图1 东太平洋峡谷区的地形示意(色标表征地势高度;单位:m)

Fig.1 Topography of the eastern Pacific gap wind regions (the colored bar indicates the terrain elevation; unit: m)

件是周期性的高频现象,但是就其对海洋次表层的强烈影响而言,峡谷风具有长期的气候意义。在年际尺度上, Sun and Yu (2006) 通过海洋区域模式的模拟发现峡谷风的低频变化对海表面温度的年际变化有调制作用,同时还影响着海洋动力和生物过程。此外有研究表明峡谷风的年际变化受 ENSO 影响,如 Romero-Centeno et al. (2003) 利用观测资料对 TT 进行数值模拟,发现在 El Niño 年 TT 北风分量强度高于 La Niña 年。峡谷风还存在显著的年代际变化,如东太平洋峡谷风在 20 世纪 90 年代中期,存在由偏弱转为偏强的年代际位相转换, Karnauskas et al. (2008) 把这种年代际转换归因于北大西洋三极模态的遥相关影响。

21 世纪以来,一系列高分辨率的卫星资料使人们认识中小尺度的海气相互作用成为可能(Chelton et al. 2000; Hashizume et al. 2002; Kobashi et al. 2008; 陶丽等 2013; 沈新勇等 2016)。纵观前人的研究,对东太平洋峡谷风季节内时间尺度上的变化研究少有涉及。同时考虑到峡谷风在冬季达到最强(Xie et al. 2005; Sun and Yu 2006; Romero-Centeno et al. 2007),因此,本文试图探讨冬季东太平洋峡谷风的季节内时间尺度变化特征,并在此基础上,进一步揭示季节内时间尺度上与冬季峡谷风相联系的局地海气关系。

1 资料与方法

所用的大气数据为: 1) 美国环境预报中心

(NCEP) Climate Forecast System Reanalysis(CFSR) 的 10 m 风场,其水平分辨率 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 。CFSR 10 m 风场是由 QuickSCAT 风场同化得到(Sasaki et al. 2012),与 QuickSCAT 海表面 10 m 风场相比,在 1999—2009 年同一时间段两者对东太平洋峡谷风的分析结果相一致。因此,本文在研究峡谷风的季节内时间尺度变化时最终采用了时段更长的 1979—2014 年 CFSR 的再分析资料。2) The Tropical Rainfall Measuring Mission(TRMM) 卫星的降水和云中液态水资料,其观测范围在南北纬 40° 之间,资料水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$,时段为 1998—2014 年。3) 美国伍兹霍尔海洋研究所的 Objectively Analyzed air-sea Fluxes(OAFlux) 的净热通量数据,其水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$,资料时段为 1998—2009 年(Yu et al. 2004a, 2004b; Yu and Wel-ler 2007)。

所用海温数据为美国国家海洋大气局最优插值逐日的 Advanced Very High Resolution Radiometer(AVHRR) 海表面温度,分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$,时段为 1982—2014 年(Reynold et al. 2007)。除 OAFlux 资料时段限制外(1998—2009 年),为方便讨论,本文主要分析上述资料的重叠时间 1998—2014 年。

为了研究冬季峡谷风季节内时间尺度上的变化特征,首先对 1998—2014 年每年冬季(11 月—次年 2 月)共 120 d(闰年 121 d)峡谷风关键区的海表面 10 m 风速平均值进行小波分析,得到其季节内变化的主周期。然后用带通滤波从逐日的风场异常中滤出季节内变化的主要分量,并将其在关键区内的平均值定义为峡谷风的强度指数。本文气候态是指 1998—2014 年的多年平均。所用的研究方法主要是相关分析、合成分析等统计方法。

2 峡谷风的时空变化特征

图 2 分别给出了 1998—2014 年冬季东太平洋海表面 10 m 风和海温的气候态分布及其在 90 d 以下季节内时间尺度异常的标准差。从 10 m 风场的气候态分布来看,三个湾区均存在东北风大风速区,风速大值区由峡谷位置向东南方向伸展(图 2a)。其中,TT 和 PP 湾区风速较大,PN 湾区的风速相对较小。对照海温气候态分布(图 2b)可知,TT 和 PP 两支峡谷风所在海区分别对应于两个海温低值中心,海温低值中心的最小值可低至 23°C 。PN 湾区由于峡谷风速较小,并没有出现海温低值中心,但仍

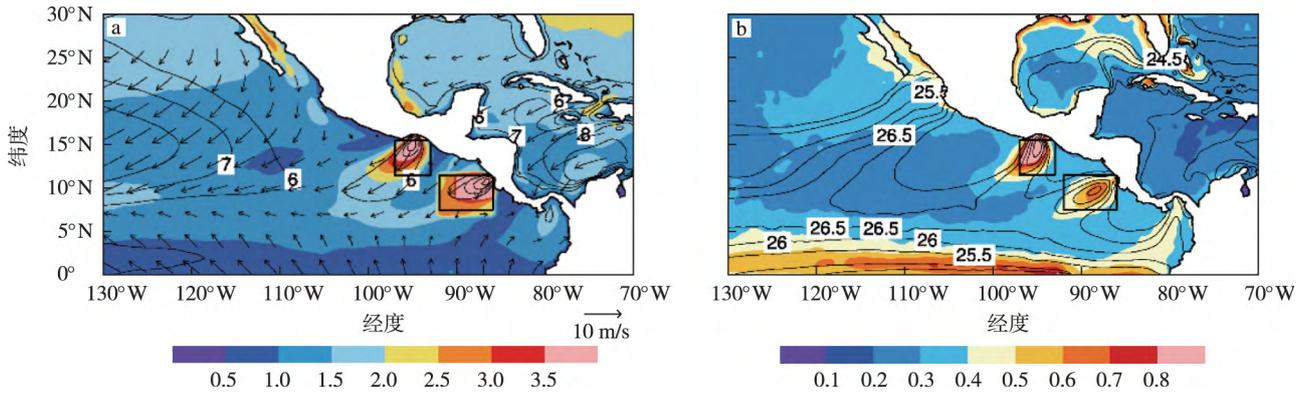


图2 冬季10 m风(箭头;单位:m/s)、10 m风速(等值线;单位:m/s)(a)和海温(b;等值线,单位:°C)气候态及其季节内时间尺度异常的标准差(阴影;黑色方框表示TT和PP湾区关键区)

Fig.2 Climatological (a) 10 m wind (vector; unit: m/s) and 10 m wind speed (contour; unit: m/s) and (b) SST (contour; unit: °C) in winter and their corresponding standard deviations (shading) on the sub-seasonal scale (the black boxes indicate the key areas of TT and PP)

对应一冷舌存在。从季节内时间尺度变率来看,风场季节内变率最大值正好出现在风速较大的湾区,其中TT湾区季节内变率最大,PP湾区次之,PN湾区变率明显小于前两个湾区。不难发现,本文所选用的CFSR资料基本可以反映出东太平洋气候态上三大湾区的风场大值区及其对应的季节内尺度变率。由于本文关注的是峡谷风的季节内变化特征,因此下文主要研究季节内变率较大的TT和PP湾区,而PN湾区峡谷风季节内变率较小,本文暂不讨论。综合峡谷内风速及其季节内变率的大值区,分别将(97.0°~93.0°W,11.5°~16.0°N)和(92.0°~86.0°W,7.0°~11.5°N)定义为TT和PP湾区的关键区并进一步研究其10 m风的季节内变化特征(图2黑色方框所示)。此外,除东太平洋湾区存在海温的低值区外,湾区内同样对应海温的季节内变率大值区,这表明湾区上层的海表面风速可能与海温存在密切联系,它们之间的相关关系也将在下文讨论。

图3给出了1998—2014年多年平均的冬季TT峡谷风强度指数逐日时间序列演变以及相应的小波分析频谱。由图可见,多年平均的TT湾区的风速可达7 m/s(图3a),峡谷风强度指数在冬季(11月—次年2月)主要呈现出4~16 d季节内时间尺度上的周期变化(图3b),并均通过了95%显著性的红噪声检验。作为典型例子,分别对1998和2013年冬季TT峡谷风强度指数进行分析(图3c—f),北部TT湾区的风速有时可高达15 m/s以上,远高于低空急流的标准。1998年冬季的TT峡谷风强度指数不仅出现了4~16 d的季节内时间尺度上的变化

周期,而且还存在一个20~30 d的变化周期(图3d)。2013年冬季的TT峡谷风强度指数除4~16 d的季节内周期变化外,在12月中旬之前还出现了一个16~30 d的周期(图3f)。以上分析表明,尽管不同年份TT湾区峡谷风的季节内变率周期存在一定的差异,但多年平均和典型年中峡谷风存在4~16 d季节内时间尺度上的周期变化。同样对PP峡谷风强度指数的小波功率谱分析发现,PP湾区的风场也主要表现为4~16 d的季节内周期变化特征(图略)。

3 与冬季峡谷风季节内变化相联系的气象要素场及海气变化特征

上一节分析表明,冬季东太平洋峡谷风存在明显的4~16 d季节内变化周期。本节将讨论该季节内时间尺度上与冬季峡谷风相联系的海气特征。图4给出了海表面风场、海温、净热通量和海温倾向变化在峡谷风正、负位相之间差值场,其中峡谷风正位相选取标准化后TT和PP强度指数均大于1.0标准差的91个样本,峡谷风负位相选取两者均小于负1.0标准差的96个样本。下文提及的风速、海温等变量均指其相应的异常场。从图4a可见,峡谷风异常增强时,中美洲以西的东太平洋上海表面风场表现为一异常反气旋性环流,其南侧为东北风异常。同时,在海温场上,在东太平洋的TT和PP湾区均表现为冷异常(图4b)。湾区海温冷异常与海表面风速正异常相对应,表明峡谷风的加强可能通过蒸发冷却作用使得海表面失去的净通量增加(图4c),从而引起海温降低,即峡谷风达到最大时局地海气关

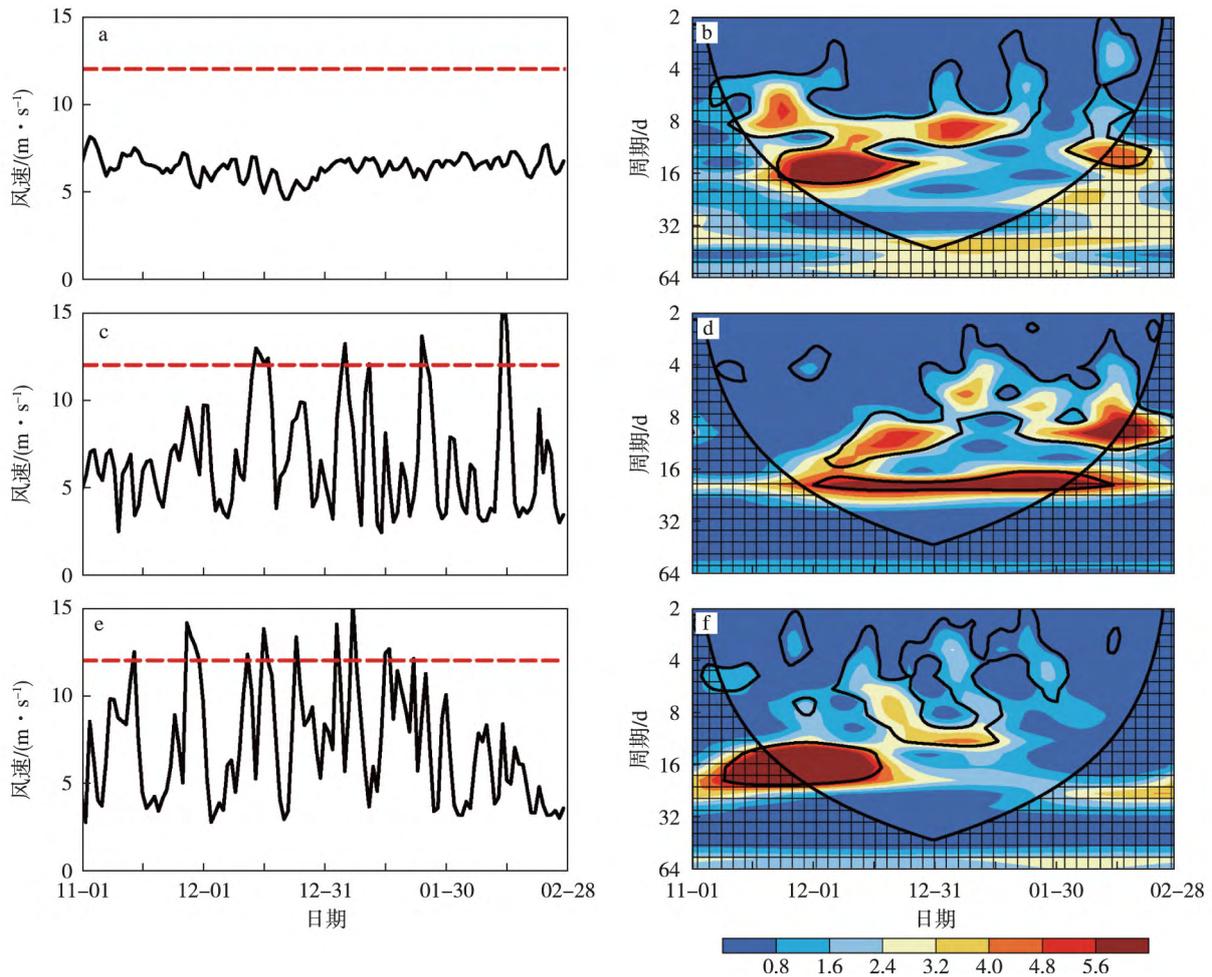


图3 1998—2014 多年平均 (a,b)、1998 年 (c,d) 和 2013 年 (e,f) 冬季 TT 峡谷风强度随时间的演变 (a、c、e; 风速, 单位: m/s; 红色虚线表示急流的临界值 12 m/s) 及其小波分析谱 (b、d、f; 周期, 单位: d; 黑色粗实线表示通过 95% 置信度检验, 黑色曲线表示边界影响)

Fig.3 (a, c, e) Temporal variations of TT gap wind intensity (wind speed, units: m/s; dashed red lines in indicate 12 m/s) in winter and (b, d, f) the corresponding wavelet analysis spectrum (period, units: d; solid black lines indicate 95% confidence level and curved lines represent the cone of influence): (a, b) climatological mean from 1998 to 2014; (c, d) 1998; (e, f) 2013

系表现为大气对海洋的强迫作用。Wu and Kinter (2010) 提出一种判断局地海气相互作用是大气强迫海洋还是海洋强迫大气的方法, 即若向下的净通量异常与海温倾向异常为显著正相关, 则实质上反映的是大气对海洋的强迫; 反之, 则相反。基于此方法, 结合图 4c 净热通量异常和海温倾向异常合成分析的结果可以看出, 向下的净通量负异常和海温倾向异常相对应, 即向下的净热通量异常和海温倾向异常正相关, 该方法也进一步验证了峡谷风达到最大时大气对海洋的强迫作用。

上文分析表明峡谷风达到最大时的局地海气关系表现为大气对海洋的强迫作用, 为进一步研究在其达到最大前后期的海气变化特征, 图 5 给出了峡谷风强度达到最大前 4 d 至峡谷风强度达到最大后

6 d 的海(陆)表面 10 m 风场和海温场。从图 5a 和图 5a1 可见, 在 -4 d 时, 中美洲两侧的东太平洋和北美南部及墨西哥湾主要受两个气旋异常环流控制, 其中一个气旋性异常环流中心位于墨西哥北部沿岸, 另一个位于中美洲沿岸。此时, 峡谷风地区盛行西南风异常, 对应于峡谷风的减弱, 其所对应的海区为海温正异常。在 -2 d 时, 北美大陆中部已经转变为较为一致的异常偏北气流, 该偏北异常气流越过了 TT 峡谷并进入了东太平洋, 在 TT 湾区产生了较强的东北异常气流, 此时墨西哥湾区的偏北气流还没有到达 PP 峡谷。相应地, 在 TT 和 PP 湾区仍维持较强的暖海温异常 (图 5b 和图 5b1)。在 0 d 时, 墨西哥湾和北美大陆南部受到一个较为完整的异常反气旋环流控制, 该反气旋环流南侧盛行的较

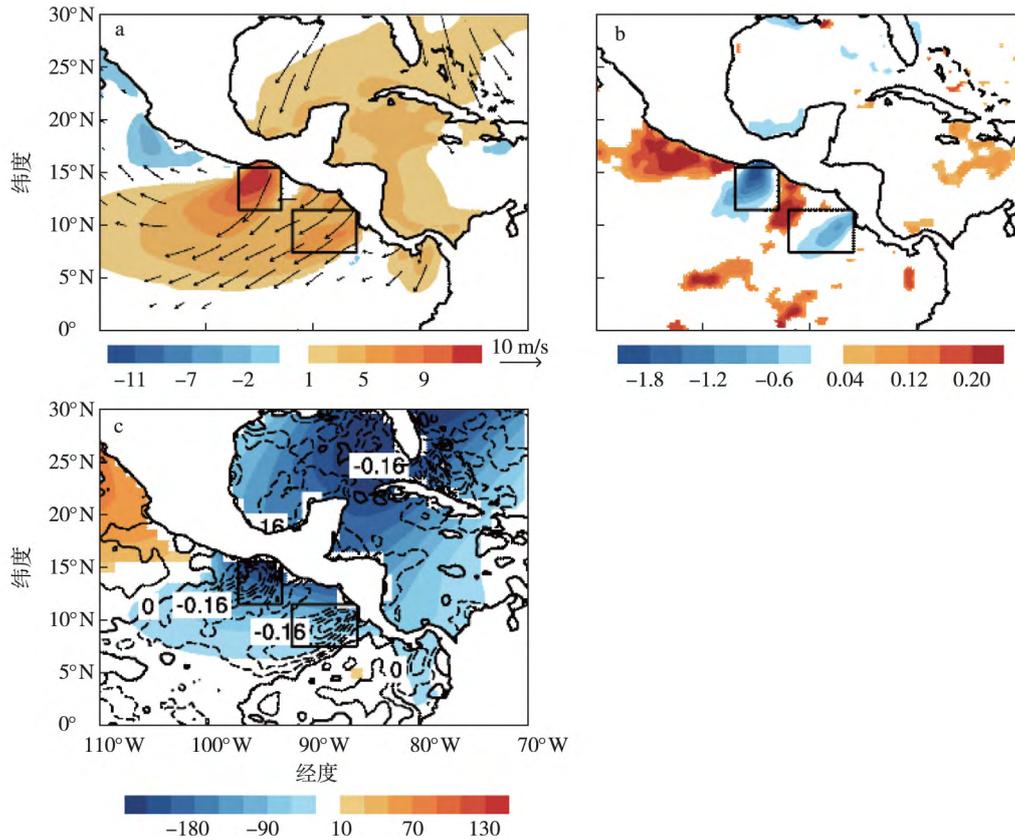


图4 峡谷风正、负位相间的差值场(热通量向下为正;阴影和箭头表示通过95%显著性检验;黑色方框表示TT和PP湾区关键区):(a)10 m风(箭头;单位:m/s)和10 m风速(阴影;单位:m/s);(b)海温(单位:°C);(c)净热通量(阴影;单位:W/m²)和海温倾向(等值线;单位:°C/d)

Fig.4 Composite anomalies of (a) 10 m wind (vector; unit: m/s) and 10 m wind speed (shading; unit: m/s) (b) SST (unit: °C) (c) net heat flux (shading; unit: W/m²) and SST tendency (contour; unit: °C/d) between positive and negative phases of the gap wind (The downward fluxes are defined as positive. Only winds anomalies exceeding the 95% confidence level are shown. The shading indicates statistically significant changes at the 95% confidence level and higher confidence levels. The black boxes indicate the key areas of TT and PP)

强东北风异常气流分别越过了TT和PP峡谷,使得峡谷风达到最强。相应地,湾区的海温由前期的暖异常转变为冷异常(图5c和图5c1)。在后2d至后4d时,随着原先控制北美南部和墨西哥湾的异常反气旋减弱东移(图5d—e),峡谷风强度也随之减弱,但有意思的是随着峡谷风减弱,TT和PP湾区的冷海温异常并没有减弱消失,反而继续发展加强并向西扩展(图5d1—e1)。这种冷的海温异常可一直维持到峡谷风达到最大后的第6天(图5f1)。综上,湾区峡谷风达到最大之前,峡谷风偏弱,对应湾区海温正异常,表明在峡谷风达到最大之前湾区海气关系为大气影响海洋,与峡谷风达到最大时一致。然而,后期峡谷风偏弱,湾区海温负异常,这表明在峡谷风达到最大之后海气关系转变为海洋影响大气。即在湾区峡谷风达到最大前后,湾区局地海气关系存在由大气影响海洋到海洋影响大气的转变

过程。

从TT和PP湾区海表面10 m风速异常与海温异常的相关关系在峡谷风达到峰值前后的演变(图6)上可以更清楚地看到上述海气关系的转变过程。在峡谷风强度达到最大之前,TT和PP湾区的风速与海温之间存在显著的负相关,即海气之间主要表现为大气对海洋的强迫作用,并且这种强迫作用可以通过海表面的感热通量、潜热通量来解释(Natmias and Cayan, 1981; 赵永平, 1986; Wallace et al., 1990; Alexander et al., 2002; 李丽平和罗婷, 2014; 马小娇等, 2015; 黄勇等, 2017),即中高纬度的干冷空气通过峡谷进入东太平洋TT和PP湾区,增强了海表面热量交换,使得海表面失去的净通量增多,热量净损失则导致海温降低。在峡谷风强度达到最大后,海温与峡谷风之间的关系则转变为明显的正相关关系,表明海气之间主要表现为海洋对大

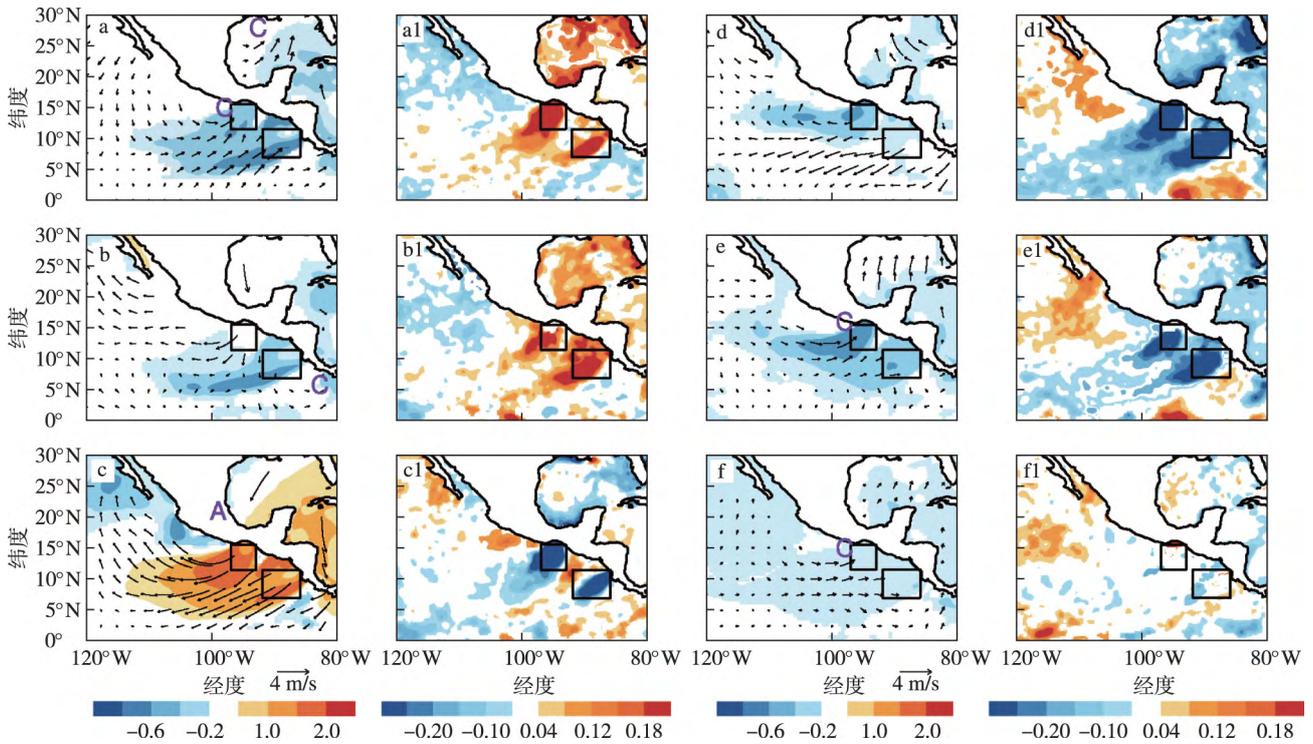


图5 海(陆)表面10 m风(箭头;单位:m/s)和10 m风速(阴影;单位:m/s)(a-f);海温(阴影;单位:°C)在峡谷风强度达到最大前后的合成(a1-f1)(阴影均通过95%显著性检验,黑色方框表示TT和PP湾区关键区):(a, a1) day -4; (b, b1) day -2; (c, c1) day 0; (d, d1) day 2; (e, e1) day 4; (f, f1) day 6

Fig.5 Composite anomalies of (a-f) 10 m wind (vector; unit: m/s) and 10 m wind speed (shading; unit: m/s), (a1-f1) SST (shading; unit: m/s) at lead-lag times relative to the gap wind peak phase (The shading indicates statistically significant changes at the 95% confidence level and higher confidence levels. The black boxes indicate the key areas of TT and PP): (a, a1) day -4; (b, b1) day -2; (c, c1) day 0; (d, d1) day 2; (e, e1) day 4; (f, f1) day 6

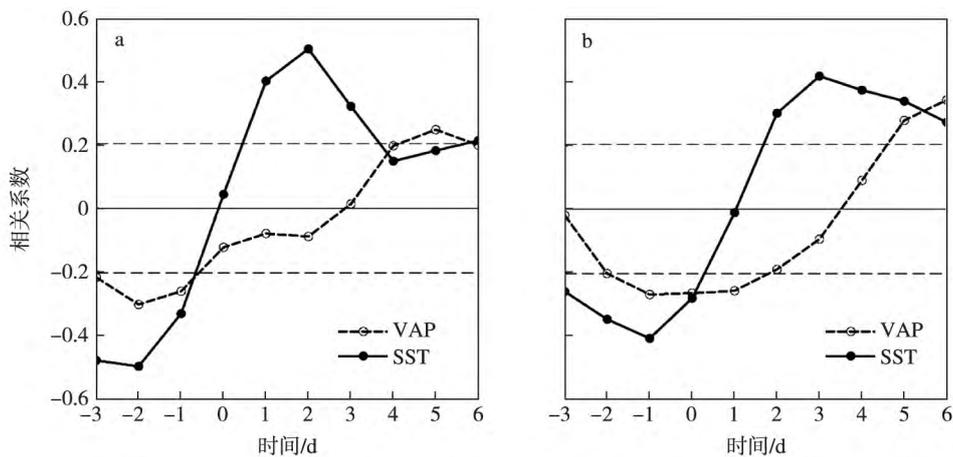


图6 TT湾区(a)和PP湾区(b)关键区区域平均的10 m风速异常与对应区域的海温异常(SST,实线)及水汽含量异常(VAP,虚线)在峡谷风强度达到最大前后的相关系数(虚线是95%显著性检验标准)

Fig.6 Correlation coefficients between 10 m wind speed anomalies and SST anomalies (SST, solid line) and between 10 m wind speed anomalies and water vapor (VAP, dashed line) (All anomalies are area averaged over the (11.5°-16.0°N, 97.0°-93.0°W) in (a) and (7.0°-11.5°N, 92.0°-86.0°W) in (b). The dashed lines denote the 95% confidence level): (a) TT; (b) PP

气起强迫作用,尤其是冷海温异常的强迫作用可以持续到峡谷风强度达到最大后的第六天。冷海温区

的存在可导致冷海水区上空大气稳定度增加(图略),大气垂直混合受到抑制,从而使得海表面风速

减少 (Chelton, 2004; Xie, 2004; 王坚红等, 2016)。这种风速与海温之间的正相关关系同样被用来解释其他海区中尺度海气相互作用中海洋对大气的强迫作用, 如索马里西部的阿拉伯海 (Vecchi et al., 2004) 中国东海 (Xie et al., 2002) 以及黑潮延伸区 (Nonaka and Xie, 2003)。

此外, 峡谷风强度的季节内变化与水汽的关系也存在由负相关到正相关的转变, 不同的是这种转变发生在峡谷风达到最大的后 3 d。在峡谷风强度达到最大前 3 d (-3 d), TT 峡谷风异常与水汽含量异常负相关系数为 -0.27, -2 d 时 PP 峡谷风异常与水汽含量异常负相关系数达到 -0.34, 随后负相关减弱, 在峡谷风强度达到最大后 3 d 时相关系数几乎为 0 后转为正相关, 后 5 d 时正相关达到 0.27。因此, 峡谷风与海温关系的转变可能对东太平洋湾区的水汽也存在一定的影响。

为进一步研究湾区风速异常对后期水汽的影响, 图 7 给出了峡谷风强度达到最大当天以及随后的第 2 天、第 4 天降水和云中液态水 (cloud liquid water, 简称 CLW) 随时间的变化情况。由图可见, 峡谷风强度达到最大当天以及第 2 天, TT 和 PP 湾区降水和云中液态水含量均有所减少, 降水量和云中液态水的减少与峡谷风导致的离岸风的增强 (图 7a a1 和 b b1) 及相应低层辐散的增强有关。有意思的是, 在距离中美洲西海岸近 1 500 km 的太平洋上形成了一条与中美洲海岸线近乎平行的降水雨带, 这条西北-东南走向的雨带同样也反映在云中液态水场上。从图中还可以清楚看到, 这条异常降水雨带正好位于与峡谷风相联系的偏东异常气流的前沿位置, 表明这条异常雨带的形成可能与峡谷风爆发后在其向西推进过程中与环境气流的辐合有关。第 4 天时, 此时虽然峡谷风已经减弱消失, 但是中美

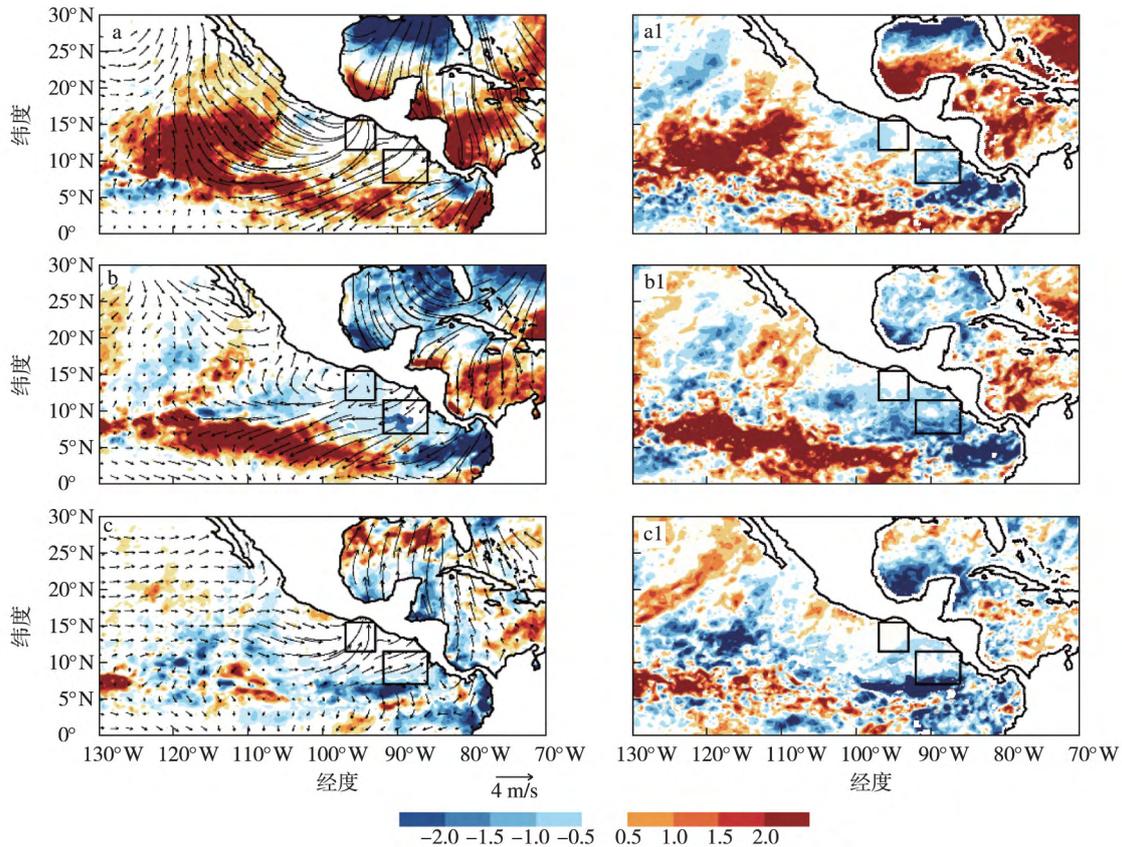


图 7 降水 (阴影; 单位: mm/d) 和 10 m 风场 (箭头; 单位: m/s) (a, b, c) 以及云中液态水 (单位: mm) 在峡谷风强度达到最大以及后期 2 d、4 d 的合成 (a1, b1, c1) (阴影为通过 95% 显著性检验; 黑色方框表示 TT 和 PP 湾区关键区): (a, a1) day 0; (b, b1) day 2; (c, c1) day 4

Fig. 7 Composite anomalies of (a, b, c) precipitation (shading; unit: mm/d) and 10 m wind (vector; unit: $m \cdot s^{-1}$) and (a1, b1, c1) cloud liquid water (unit: mm) at lead-lag times relative to the gap wind peak phase (The shading indicates statistically significant changes at the 95% confidence level and higher confidence levels. The black boxes indicate the key areas of TT and PP): (a, a1) day 0; (b, b1) day 2; (c, c1) day 4

洲西部沿海仍然维持较强的降水量和云水负异常，而这种降水量和云水的减少很可能与持续存在的较强冷海水异常有关(图7c, c1)。这与图6在峡谷风达到最大后3天前,峡谷风风速异常与水汽含量异常负相关,而在峡谷风达到最大后第4天后两者变为正相关一致。由此可见,峡谷风的季节内变化同样可以引起东太平洋上降水和云水的变化。

综上所述,TT和PP湾区峡谷风在达到最大时主要表现为大气对海洋的强迫作用。在峡谷风达到最大前后湾区的海气关系会发生改变,在达到最大之前表现为大气影响海洋,而之后则表现为海洋影响大气。此外,峡谷风与海温关系的转变可能对东太平洋湾区的降水和水汽也存在一定的影响。在峡谷风达到最大和后两天,峡谷风和降水及水汽为负相关关系,在峡谷风达到最大后4d两者变为正相关关系。

4 冬季峡谷风季节内变化与大气环流的联系

大尺度环流背景可以提供中小尺度系统形成的基本条件,同时其相应的变化也可制约中小尺度系统的变化。因此,大尺度环流变化可能对中小尺度系统变化有重要的指示意义。例如,研究发现北大西洋三极模态和北极涛动对东太平洋峡谷风的年代际变化均有显著影响(Karnauskas et al., 2008; Karnauskas, 2014)。为研究峡谷风季节内变化与大尺度环流的可能联系,图8给出了峡谷风正、负位相之

间东太平洋至北美海平面气压和500 hPa位势高度场的差值场。由图可见,峡谷风的强弱变化与东太平洋至北美中高纬环流的异常显著相关。峡谷风异常增强时,在海平面气压场上主要表现为在北美大陆和墨西哥湾上空为一个大范围的海平面气压正异常所控制,该正异常正好位于气候态上北美高压所在位置,使得北美高压增强,对应峡谷风两侧的气压场增强,有利于峡谷风增强。在东太平洋上则表现为被一个负海平面气压异常区控制,海平面气压异常减弱。相应地,在对流层中层的500 hPa高度场上,东太平洋经北美上空至北美东部沿岸表现为一个“-+-”型的位势高度异常分布,表明峡谷风异常增强时,北美大陆上空500 hPa位势高度场异常升高,而在其东西两侧的太平洋和北美东部沿岸位势高度场异常减弱。由此可见,峡谷风的强度变化可能与北美大陆上空的大气环流异常变化有关。

为进一步揭示峡谷风季节内变化与中纬度大气环流演变的关系,图9分别给出了峡谷风强度达到最大的前6d至最大当天海平面气压和500 hPa位势高度异常合成场。由海平面气压时间演变可见,在峡谷风达到最大的前6d(-6d),北太平洋白令海峡附近出现了一个海平面气压正异常中心但未通过显著性检验。随着时间的推移,该海平面气压异常中心向东移动;-4d时,移至北美大陆的西海岸;-2d时,越过洛基山脉明显发展加强并向南移动,同时在东太平洋上空出现了一个海平面气压负异常中心;0d时,海平面正异常进一步南移至墨西

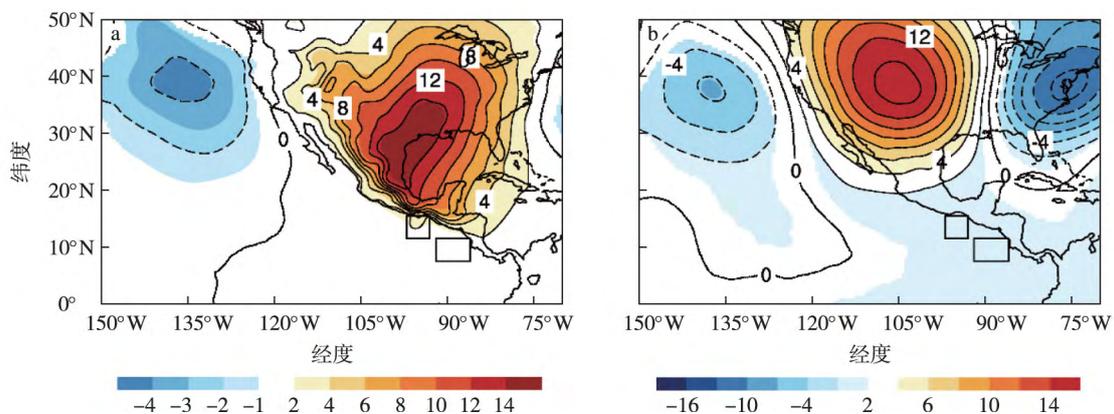


图8 峡谷风正、负位相间的差值场海平面气压(a;单位:hPa);500 hPa位势高度(b;单位:dagpm);阴影为通过95%显著性检验,黑色方框表示TT和PP湾区关键区

Fig.8 Differences of (a) sea level pressure(unit: hPa), (b) 500 hPa geopotential height(unit: dagpm) between the positive and negative phases of gap wind(The shading indicates statistically significant changes at the 95% and higher confidence levels, and the black boxes indicate the key areas of TT and PP)

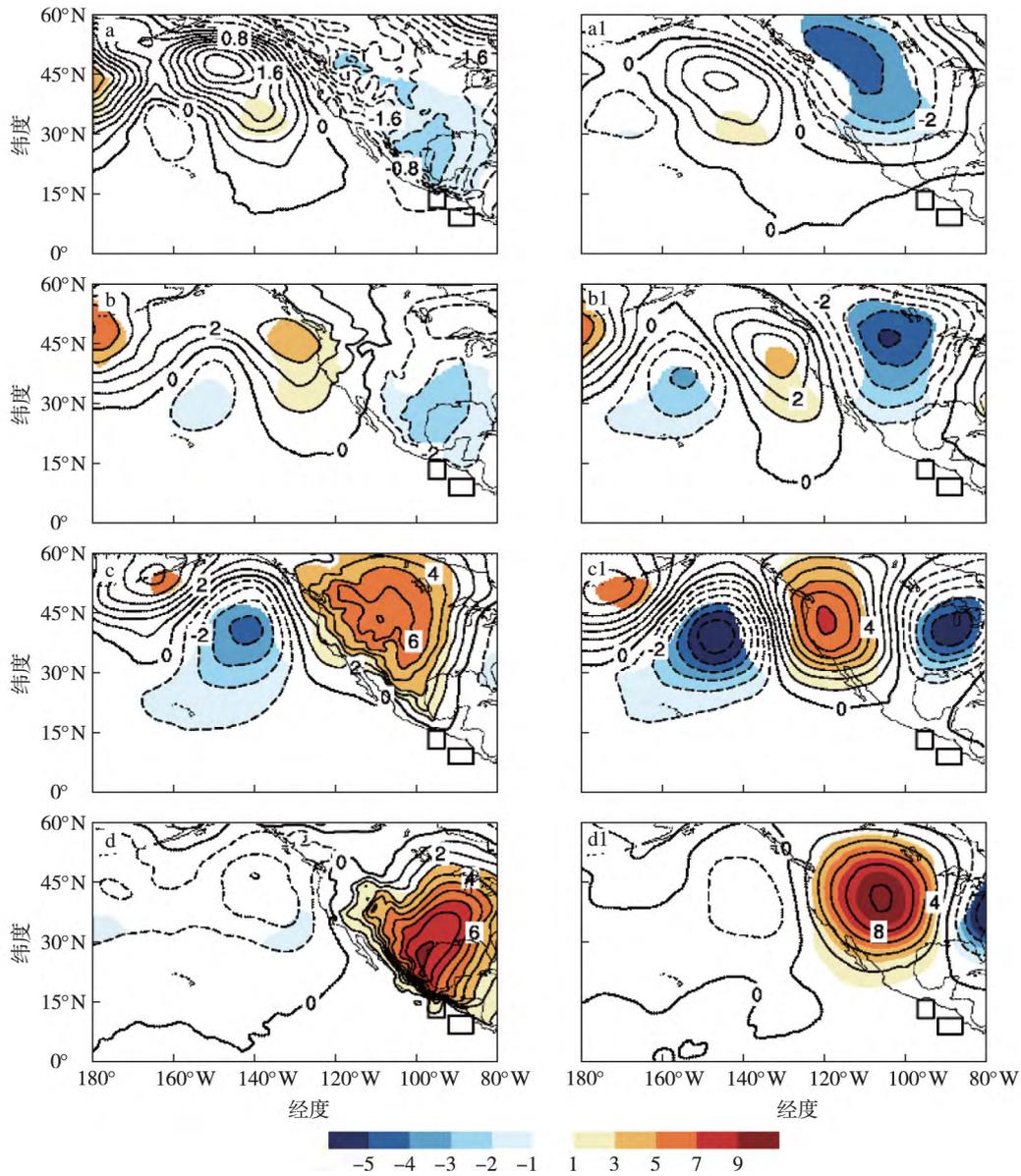


图9 海平面气压(a b c d; 单位: hPa) 和 500 hPa 位势高度(a1 b1 c1 d1; 单位: dagpm) 在峡谷风强度达到最大之前 6 d(a a1)、4 d(b b1)、2 d(c c1) 和同期的合成(阴影为通过 95% 显著性检验 黑色方框表示 TT 和 PP 湾区关键区)

Fig.9 Composite anomalies of (a b c d) sea level pressure(unit: hPa) and (a1 b1 c1 d1) 500 hPa geopotential height(unit: dagpm) at lead-lag times relative to the gap wind peak phase (The shading indicates statistically significant changes at the 95% and higher confidence levels. The black boxes indicate the key areas of TT and PP) : (a a1) day-4; (b b1) day-2; (c c1) day 0

哥湾上空,对应北美高压增强,湾区两侧气压差增强,峡谷风强度也相应达到了峰值。类似地,上述海平面气压随时间的演变特征同样反映在 500 hPa 位势高度场上,有所不同的是 500 hPa 位势高度场的异常更加表现为一个正负位势高度场相间的波列,自西向东移动。随着正位势高度场越过洛基山脉后明显发展加强并南移,峡谷风也随之达到峰值。因此,峡谷风强度的季节内变化可能与来自北太平

洋异常海平面气压东移南压至北美大陆并引起北美高压强度发生变化有关。

5 结论

利用卫星资料和再分析资料,研究了东太平洋峡谷风季节内变化及其相联系的海气特征和大气环流演变。得到以下主要结论:

- 1) 冬季东太平洋湾区峡谷风存在明显的季节

内变化周期,其中TT和PP湾区均有明显的4~16 d 季节内变率,而PN湾区季节内变率较小。

2) 在季节内时间尺度上峡谷风速异常与海温异常之间的关系存在由负相关到正相关的明显转变:在峡谷风强度达到最大及前期,海气之间主要表现为大气对海洋的强迫作用,北风分量的加强使中高纬度干冷空气进入峡谷风地区,增强了海表面热量交换,热量净损失导致海温降低。在峡谷风强度达到最大之后,海气之间则主要表现为海洋对大气的强迫作用,尤其是冷海温异常的强迫作用可以持续到峡谷风强度达到最大后6 d。冷海温异常导致大气稳定度增加,大气垂直混合受到抑制,海表面风

速减弱。此外,峡谷风异常与降水和水汽含量异常的相关关系在峡谷风达到最大后3 d也存在由负相关到正相关的转变。

3) 峡谷风季节内变化可能与东太平洋至北美上空的大气环流异常及其演变有关。湾区峡谷风达到最大之前,在北太平洋出现海平面气压正异常,之后该正异常增强并东移南下越过洛基山脉到达墨西哥湾上空,使得北美高压增强,对应湾区两侧气压差增强,峡谷风达到最大。然而,本文仅简单地从合成场上分析两者的可能联系,至于大尺度的环流场影响湾区局地风场的可能机制还需进一步分析研究。

参考文献(References)

- Alexander M A, Bladé I, Newman M, et al. 2002. The atmospheric bridge: the influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans[J]. *J Climate*, 15(16): 2205-2231.
- Barton E, Argote M, Brown J, et al. 1993. Supersquirt: dynamics of the gulf of Tehuantepec, Mexico[J]. *Oceanography*, 6(1): 23-30.
- Chelton D B. 2004. Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds[J]. *Science*, 303(5660): 978-983.
- Chelton D B, Freilich M H, Esbensen S K. 2000. Satellite observations of the wind jets off the Pacific Coast of central America. Part I: case studies and statistical characteristics[J]. *Mon Wea Rev*, 128(7): 1993-2018.
- Fiedler P C. 2002. The annual cycle and biological effects of the Costa Rica Dome[J]. *Deep Sea Res*, 49(1): 321-338.
- Hashizume H, Xie S P, Fujiwara M, et al. 2002. Direct observations of atmospheric boundary layer response to SST variations associated with tropical instability waves over the eastern equatorial Pacific[J]. *J Climate*, 15(23): 3379-3393.
- 黄勇, 黄刚, 王业桂, 等. 2017. 中低纬海气相互作用的耦合模态变化研究[J]. *热带气象学报*, 33(6): 71-83. Huang Y, Huang G, Wang Y G, et al. 2017. A study on the coupled mode change of air-sea interaction in mid and low latitudes[J]. *J Trop Meteor*, 33(6): 71-83. (in Chinese).
- Karnauskas K B. 2014. Arctic forcing of decadal variability in the tropical Pacific Ocean in a high-resolution global coupled GCM[J]. *Climate Dyn*, 42(11/12): 3375-3388.
- Karnauskas K B, Busalacchi A J, Murtugudde R. 2008. Low-frequency variability and remote forcing of gap winds over the East Pacific Warm Pool[J]. *J Climate*, 21(19): 4901-4918.
- Kobashi F, Xie S P, Iwasaka N, et al. 2008. Deep atmospheric response to the north Pacific Oceanic subtropical front in spring[J]. *J Climate*, 21(22): 5960-5975.
- 李丽平, 罗婷. 2014. 西北太平洋 SST 季内振荡及其与中国东部夏季降水季内振荡的关系[J]. *大气科学学报*, 37(6): 715-722. Li L P, Luo T, 2014. Intraseasonal oscillation of SST over Northwest Pacific and its relationship with summer intraseasonal rainfall in eastern China[J]. *Trans Atmos Sci*, 37(6): 715-722. (in Chinese).
- Liang J H, McWilliams J C, Gruber N. 2009. High-frequency response of the ocean to mountain gap winds in the northeastern tropical Pacific[J]. *J Geophys Res*, 114(C12): C12005.
- 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 X J, Zhu W J, Zeng D W, et al. 2015. A numerical simulation on effect of SSTA on North Pacific eastern-pattern storm track in winter[J]. *Trans Atmos Sci*, 38(3): 396-406. (in Chinese).
- McClain C R, Christian J R, Signorini S R, et al. 2002. Satellite ocean-color observations of the tropical Pacific Ocean[J]. *Deep Sea Research*, 49(13/14): 2533-2560.
- Mitchell T P, Wallace J M. 1992. The annual cycle in equatorial convection and sea surface temperature[J]. *J Climate*, 5(10): 1140-1156.
- Namias J, Cayan D R. 1981. Large-scale air-sea interactions and short-period climatic fluctuations[J]. *Science*, 214(4523): 869-876.
- 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.
- Reynolds R W, Smith T M, Liu C Y, et al. 2007. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature[J]. *J Climate*, 20(22): 5473-5496.
- Romero-Centeno R, Zavala-Hidalgo J, Gallegos A, et al. 2003. Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal[J]. *J Climate*, 16(15): 2628-2639.
- Romero-Centeno R, Zavala-Hidalgo J, Raga G B. 2007. Midsummer gap winds and low-level circulation over the eastern tropical Pacific[J]. *J Climate*,

20(15): 3768-3784.

- Sasaki Y N ,Minobe S ,Asai T ,et al. 2012.Influence of the kuroshio in the East China sea on the early summer (baiu) rain [J].J Climate ,25(19) : 6627-6645.
- 沈新勇,王涛,赵南,等. 2016. 1980—2010年冬季北极涛动季节内振荡的成因分析[J].大气科学学报,39(1): 1-7. Shen X Y ,Wang T ,Zhao N , et al. 2016.Cause analysis of AO intraseasonal oscillation in winter of 1980—2010 [J].Trans Atmos Sci ,39(1) : 1-7.(in Chinese) .
- Sun F P ,Yu J Y .2006.Impacts of Central America gap winds on the SST annual cycle in the eastern Pacific Warm Pool [J].Geophys Res Lett ,33(6) : L06710.
- 陶丽,靳甜甜,濮梅娟,等. 2013.西北太平洋热带气旋气候变化的若干研究进展[J].大气科学学报,36(4): 504-512. Tao L ,Jin T T ,Pu M J ,et al. 2013.Review of the researches on climatological variation of tropical cyclones over western North Pacific [J].Trans Atmos Sci ,36(4) : 504-512.(in Chinese) .
- Trasviña A ,Barton E D ,Brown J ,et al. ,1995.Off-shore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec ,Mexico: the asymmetric circulation [J].J Geophys Res ,100 (C10) : 20649-20663.
- Trasviña A ,Barton E D .2008.Summer circulation in the Mexican tropical Pacific [J].Deep Sea Res ,55: 587-607.
- Vecchi G A ,Xie S P ,Fischer A S .2004.Ocean-atmosphere covariability in the western Arabian sea [J].J Climate ,17(6) : 1213-1224.
- Wallace J M ,Smith C ,Jiang Q R .1990.Spatial patterns of atmosphere-ocean interaction in the northern winter [J].J Climate ,3(9) : 990-998.
- Wang C Z ,Enfield D B .2003.A further study of the tropical western hemisphere warm pool [J].J Climate ,16(10) : 1476-1493.
- 王坚红,于华,苗春生,等. 2016.近海面风场对黄东海域海平面特征影响的分析与模拟[J].大气科学学报,39(1): 90-101. Wang J H ,Yu H , Miao C S ,et al. 2016.Analysis and simulation of the wind fields impact on sea level features of Yellow Sea and East China Sea [J].Trans Atmos Sci ,39(1) : 90-101.(in Chinese) .
- Wu R G ,Kinter J L .2010.Atmosphere-ocean relationship in the midlatitude North Pacific: seasonal dependence and east-west contrast [J].J Geophys Res ,115(D6) : 620-631.
- Xie S P .2004.Satellite observations of cool ocean-atmosphere interaction [J].Bull Amer Meteor Soc ,85(2) : 195-208.
- Xie S P ,Hafner J ,Tanimoto Y ,et al. .2002.Bathymetric effect on the winter sea surface temperature and climate of the Yellow and East China Seas [J]. Geophys Res Lett ,29(24) : 2228.
- Xie S P ,Xu H M ,Kessler W S ,et al. .2005.Air-sea interaction over the eastern Pacific warm pool: gap winds ,thermocline dome and atmospheric convection [J].J Climate ,18(1) : 5-20.
- Yu L S ,Weller R A .2007.Objectively analyzed air-sea heat fluxes for the global ice-free oceans (1981—2005) [J].Bull Amer Meteor Soc ,88(4) : 527-540.
- Yu L S ,Weller R A ,Sun B M .2004a.Improving latent and sensible heat flux estimates for the Atlantic ocean (1988—99) by a synthesis approach [J]. J Climate ,17(2) : 373-393.
- Yu L S ,Weller R A ,Sun B M .2004b.Mean and variability of the WHOI daily latent and sensible heat fluxes at in situ flux measurement sites in the Atlantic Ocean [J].J Climate ,17(11) : 2096-2118.
- 赵永平.1986.北太平洋中纬海区海-气热量交换对其上空大气环流的影响[J].海洋与湖沼,17(1): 57-65. Zhao Y P .1986.A preliminary study on the influence of sea-air heat exchange in the mid-latitude of the North Pacific on the atmospheric circulation there [J].Oceanol Et Limnol Sin , 17(1) : 57-65.(in Chinese) .

Sub-seasonal variation of gap winds over the eastern Pacific and its associated air-sea interaction

LIU Yanan^{1,2}, XU Haiming¹, ZHANG Leying³

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

² Meteorological Science Institute of Jiangxi Province , Nanchang 330046 , China;

³ College of Biology and the Environment , Nanjing Forestry University , Nanjing 210037 , China

Based on high-resolution satellite observations and NCEP-CFSR reanalysis results this study investigates the sub-seasonal variation of the winter gap wind over the eastern Pacific and its associated air-sea interaction. It is observed that gap wind displays a significant sub-seasonal cycle during the period of 4—16 days. In the sub-seasonal

cycle, the relationship between the gap wind anomaly and its underlying sea surface temperature (SST) anomaly undergoes a significant transition when the gap wind reaches its peak phase. Before the peak phase, their relationship is negative, indicating an atmospheric-to-oceanic forcing. During this period, the increasing northerly winds blow toward the Gulfs with a dry and cold air flow, enhancing the surface net heat fluxes loss, in turn leading to the SST decreased. After the peak phase ends, the relationship between gap wind anomaly and its underlying SST anomaly turns positive, corresponding to an oceanic-to-atmospheric forcing, and particularly worth noting is that the negative SST anomalies can last for 6 days. The associated cold SST anomaly in turn suppresses the turbulent mixing, causing the sea surface wind speed to decrease. In addition, the atmospheric circulation anomalies over the eastern Pacific toward North America may exert an influence on the sub-seasonal variation of the gap wind. Positive sea level pressure anomalies over the North Pacific move southeastward as the gap wind increases, and reach Mexico Bay when the gap wind reaching its peak. The sea level pressure anomalies over Mexico Bay enhance the North American High, so as to enlarge the pressure differences between the east and west side of the Gulfs, thereby contributing to the gap wind peak.

gap wind; eastern Pacific; sub-seasonal variation; air-sea relationship

doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.20171024001

(责任编辑: 刘菲)