地球系统模式CESM1-BGC模拟的西北太平洋海气CO₂通量随季节演变的年际变率主导模态

金晨曦^{1,2,3}, 周天军^{1*}, 陈晓龙¹, 吴波¹

1. 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG), 北京 100029;

2. 北京市气象服务中心, 北京 100089;

3. 中国科学院大学, 北京 100049

* 通讯作者, E-mail: zhoutj@lasg.iap.ac.cn

收稿日期: 2017-01-18; 接受日期: 2017-06-26; 网络版发表日期: 2017-08-22

国家自然科学基金项目(批准号: 41330423、41420104006)和江苏省气候变化协同创新中心项目资助

摘要 海气CO₂通量的年际变率是气候学界关注的一个前沿问题. 本文基于地球系统模式CESM1-BGC, 采用季节依赖的经验正交函数分解(S-EOF)分析方法, 研究了热带西北太平洋(0°~35°N, 110°E~150°E)海气CO₂通量随季节演变的年际变率主导模态. 结果表明, 该年际主导模态对应厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)从发展到衰减的演变过程. 在El Niño发展年的夏季和秋季, 海水CO₂分压的贡献略大于交换系数的贡献(即风速的贡献), 两者共同作用使得西北太平洋吸收的CO₂增多. 在El Niño成熟位相的冬季, 西北太平洋异常反气旋建立, 其西北侧的异常西南风使得中国东南沿海及附近海域的风速减弱, 从而降低交换系数, 导致中国东南沿海及附近海域吸收的CO₂减少. 随后的次年春季, 西太平洋异常反气旋继续维持, 但位置东移, 西南风的异常减小了风蒸发进而增加了中国近海海水温度, 从而引起海水CO₂分压增大, 使得中国近海海域吸收的CO₂减少, 这一影响超过了交换系数减少所带来的影响.

关键词 海气CO₂通量, 西北太平洋, 年际变率, ENSO

1 引言

自工业革命以来(1800~1994年), 海洋吸收了(118±19)Pg(1Pg=10¹⁵g)的碳, 约占人为排放CO₂的30%(Sabine等, 2004). 而边缘海被认为是强吸收海域. Tsunogai等(1999)通过中国东海的船舶观测, 提出了“大陆架泵”学说解释边缘海吸收大气CO₂的物理过程, 并以此推算全球边缘海每年吸收1.0Pg碳,

占全球海洋碳吸收的50%. 也有研究通过北海及北欧边缘海的观测, 推算全球边缘海吸收大气CO₂占全球海洋碳吸收的20%(Thomas等, 2004). 中国边缘海海域广阔, 船舶观测资料表明, 中国东海碳吸收能力较强(-3.16mmol C m⁻² day⁻¹), 平均每年吸收0.0069Pg的碳(张龙军, 2003; Tseng等, 2007; Chou等, 2009, 2011; 曲宝晓等, 2013); 而中国南海为碳排放海域(3.05mmol C m⁻² day⁻¹), 平均每年排放0.0335Pg的

中文引用格式: 金晨曦, 周天军, 陈晓龙, 吴波. 2017. 地球系统模式CESM1-BGC模拟的西北太平洋海气CO₂通量随季节演变的年际变率主导模态. 中国科学: 地球科学, 47: 1058~1070, doi: 10.1360/N072015-00606
英文引用格式: Jin C X, Zhou T J, Chen X L, Wu B. 2017. Seasonally evolving dominant interannual variability mode of air-sea CO₂ flux over the western North Pacific simulated by CESM1-BGC. Science China Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-015-9085-4

碳(Zhai等, 2005, 2013; Chen等, 2006; Zhai和Dai, 2009; Yan等, 2011).

中国边缘海位于东亚季风区, 受季风系统的影响, 海表温度变化存在较强的年际变率, 进而影响该区域CO₂通量的年际变化. 但由于之前的研究大多基于船舶和定点观测, 缺乏长期大范围的观测数据, 因此对于中国边缘海的碳通量研究主要集中在不同季节的气候态分析上, 对CO₂通量的年际变率的研究较为薄弱.

中国边缘海作为西北太平洋的一部分, 其CO₂通量受外围洋流和大气环流的影响较大, 因此在整个西北太平洋的范围内考察CO₂通量的变化更为合理. 从气候态分布来看, 西北太平洋热带地区为碳排放海域, 而热带外为碳吸收海域(王伟强等, 1998; Takahashi等, 2009; Ishii等, 2013). 在年际变化上, 西北太平洋海气CO₂通量变率比热带中东太平洋变率小(Le Quéré等, 2000; Feely等, 2002, 2006; Obata和Kitamura, 2003; 乔然等, 2005; Park等, 2006; 李阳春和徐永福, 2013), 但由于其变率受海洋过程和大气过程共同影响, 且相对贡献量级相当, 西北太平洋海气CO₂通量年际变率机制比热带中东太平洋更为复杂(Midorikawa等, 2005; McKinley等, 2006).

在赤道中东太平洋, 在El Niño发生年, 赤道上升流减弱会抑制次表层高浓度无机碳(DIC)往海表输送, 使得海气CO₂通量变小; 另一方面, 热带中东太平洋海表温度(SST)升高则导致海气CO₂通量变大; 同时, 海表风速和营养盐的变化也会起作用. 但热带中东太平洋海气CO₂通量年际变率主要受DIC的变化主导(McKinley等, 2004; 李阳春和徐永福, 2013).

在西北太平洋, 沿137°E长达20年的船舶观测表明, 冬季海气CO₂通量同样受厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)调控, 但在不同纬度的海域, 不同影响因子对海气CO₂通量的相对贡献有较大的变化. 在热带地区, SST和DIC对海气CO₂通量的相反作用, 使得海气CO₂通量存在较大的波动(Midorikawa等, 2006). 在副热带地区受风速的影响较大, 风速的异常主要由ENSO遥相关作用引起的副热带大气环流异常引发(Inoue等, 1996; Tanimoto等, 1997).

关于CO₂通量的年际变率, 前人利用包含碳循环的单独海洋模式进行了较多研究(McKinley等, 2004; Jiang和Chai, 2006; Fujii和Chai, 2007). 例如Fujii等(2009)通过把模拟结果与137°E长期观测资料进行比较, 证明

了其碳循环模式对西北太平洋物理和生物地球化学变量有较强的模拟能力, 同时表明CO₂通量的年际变率受SST和DIC共同影响. 但是, 围绕在ENSO影响热带西北太平洋海气CO₂通量过程中, 不同因子对CO₂通量变化的相对贡献有多大, 答案目前并不清楚, 这方面的研究工作亟待开展.

单独海洋碳循环模式受大气资料驱动, 不能模拟出气候变化与碳循环的相互作用过程, 气候变化与碳循环的正反馈效应在模式中未能体现, 可能造成模拟的海洋碳吸收偏强(Arora等, 2013). 近年来, 国际上的许多气候模拟中心开始在其气候系统模式中引入海洋生物地球化学模块, 以更好地考虑海洋碳循环与气候的反馈作用, 从而构建地球系统模式(Boer和Arora, 2009; Gregory等, 2009; 周天军等, 2014). 地球系统模式是研究海洋碳通量的有效工具. Anav等(2013)系统评估了18个地球系统模式模拟的海洋碳循环, 指出美国国家大气研究中心(NCAR)发展的包含生物地球化学循环的地球系统模式CESM1-BGC在海气CO₂通量的模拟性能方面是一个国际前沿模式. 本文的目的, 是利用CESM1-BGC, 针对西北太平洋海域(0°~35°N, 110°E~150°E), 探讨海气CO₂通量随季节演变的年际变率主导模态及其形成机制.

2 模式和分析方法简介

2.1 模式简介

本文采用的模式为美国国家大气研究中心(NCAR)的地球系统模式CESM1-BGC, 其海洋环流模式为美国Los Alamos国家实验室发展的POP2(Parallel Ocean Program, version 2), 其水平分辨率为1°×1°, 垂直方向60层(Smith和Gent, 2010). 海洋生物地球化学模块为Biogeochemical Elemental Cycle(BEC)模式, BEC模式为包含营养盐、浮游植物、浮游动物和有机碎屑的三维模式(Moore等, 2004). 模式中的碳酸盐系统由预报的生物地球化学变量溶解无机碳(DIC)、碱度(Alk)和海水温度以及盐度共同决定. 浮游生物的生长由海水温度、营养盐(氮、磷、硅和铁)和光照决定(Doney等, 2006).

本文所选用的试验为“第五次国际耦合模式比较计划(CMIP5)”中的esmHistorical试验, 该试验由估算的历史CO₂排放驱动, 考虑了大气CO₂浓度与海洋碳循环及

陆地碳循环的相互作用(Taylor等, 2012). CESM1-BGC模式模拟的大气CO₂历史浓度变化趋势、季节变化幅度以及南北半球梯度均与观测结果(包括定点和航行观测)较为一致(Keppel-Aleks等, 2013); 同时, 模式模拟的海气CO₂通量年际变率与基于船舶观测整合的格点资料结果较为一致(Long等, 2013). 本文选取的时间长度为1906~2005年, 所有资料都进行了8年高通滤波处理, 提取8年以下的年际变率信号.

2.2 分析方法

西北太平洋受到东亚-西北太平洋季风系统的控制, 因此该区域的SST和大气环流的年际变率都存在显著的季节变化的特征(Wang等, 2001). 传统的EOF分析方法无法刻画这种季节演变, 因此Wang和An(2005)引入了季节依赖的EOF分析方法(Season-reliant EOF, 简称S-EOF方法). 该方法在季风区海气相互作用过程研究中得到广泛使用(Wu等, 2009; Zhou等, 2009). 因此我们将该方法推广至生物地球化学循环过程研究, 使用S-EOF方法得到其随季节演变的年际变率主导模态.

S-EOF的方法简介如下: 首先扣除逐月CO₂通量场的气候态年循环, 然后将当年(标注为第0年)夏季(6~8月), 至次年(标注为第1年)春季(3~5月)的4个季节取季节平均, 首尾相接起来, 构建协方差矩阵. 4个季节分别以JJA(0)、SON(0)、D(0)JF(1)和MAM(1)表示. 对协方差矩阵进行EOF分解, 得到的一个特征向量对应一个主成分时间序列(PC). 随后, 将得到的特征向量重新分解为4个季节, 代表CO₂年际变率主导模态随季节的演变.

海气CO₂通量的计算公式如下:

$$F_{\text{CO}_2} = k\alpha\Delta p\text{CO}_2 = k\alpha(p\text{CO}_2^{\text{air}} - p\text{CO}_2^{\text{sea}}), \quad (1)$$

式中, $\Delta p\text{CO}_2$ 为海气CO₂分压差, 即大气CO₂分压与海水CO₂分压之差; k 是大气和海洋间的液相传输速度(徐永福等, 2004), 由10m风速和基于海表温度的Schmidt常数决定(Wanninkhof, 1992). 在海洋区域可以用1000hPa风场代替10m风场. k 的计算公式如下:

$$k = 0.39 \times U_{10}^2 \times \sqrt{(660/\text{Sct})}. \quad (2)$$

Schmidt常数的计算公式如下:

$$\text{Sct} = 2073.1 - 125.62T + 3.6276T^2 - 0.043219T^3, \quad (3)$$

α 是CO₂在海水中的溶解度, 由海表温度和海表盐度决定, 其计算公式如下(Weiss, 1974):

$$\ln\alpha = A_1 + A_2(100/T) + A_3\ln(T/100) + (S/1000) \times [B_1 + B_2(T/100) + B_3(T/100)^2], \quad (4)$$

式中, A_1 、 A_2 、 A_3 、 B_1 、 B_2 、 B_3 为常数, T 为海表温度(°C), S 为海表盐度(psu). k 与 α 的乘积定义为交换系数. 为了更清楚的理解海气CO₂通量, 本文将正通量定义为海洋吸收大气中的CO₂.

为了研究影响海气CO₂通量年际变率的机制, 根据Doney等(2009)的研究方法, 对式(1)进行泰勒线性展开:

$$F'_{\text{CO}_2} = (k\alpha)\overline{\Delta p\text{CO}_2} + \overline{(k\alpha)}\Delta p\text{CO}_2 + ((k\alpha)'\Delta p\text{CO}_2 - \overline{(k\alpha)'\Delta p\text{CO}_2}), \quad (5)$$

式中, X' 表示年际异常, $\overline{X}$ 表示气候平均, 公式右边表示不同物理过程对海气CO₂通量异常的贡献. 第一项为交换系数的贡献(表示为 $F'_{k\alpha}$), 第二项为海气CO₂分压差的贡献(表示为 $F'_{\Delta p\text{CO}_2}$), 第三项为非线性项的贡献.

基于影响海水CO₂分压异常的物理因子, 可以把海水CO₂分压的距平线性展开为各因子异常的贡献之和(Lovenduski等, 2007; Doney等, 2009):

$$p\text{CO}_2^{\text{sea}'} = \frac{\partial p\text{CO}_2}{\partial T}T' + \frac{\partial p\text{CO}_2}{\partial \text{DIC}}n\text{DIC}' + \frac{\partial p\text{CO}_2}{\partial \text{Alk}}n\text{Alk}' + \frac{\partial p\text{CO}_2}{\partial S}S' + \delta. \quad (6)$$

方程右边分别表示海表温度、基于盐度标准化处理的溶解无机碳($n\text{DIC}$)、基于盐度标准化处理的碱度($n\text{Alk}$)和盐度对海水CO₂分压异常的贡献, δ 表示残差项. 偏导数项为其他因子不变(为气候态值)时, 对应因子发生一个单位的变化所导致的海水CO₂分压的变化. 这些偏导数项通过碳循环模块单独计算得到, 计算偏导数时各因子取值范围如表1所示.

表1 计算海水CO₂分压与各因子间偏导数时其取值范围

变量因子	取值范围
海表盐度(SSS)	(-3, 3)psu
海表温度(SST)	(-2, 2)°C
海表溶解无机碳(DIC)	(-200, 200) $\mu\text{mol m}^{-3}$
海表碱度(Alk)	(-200, 200) $\mu\text{mol m}^{-3}$

3 结果分析

3.1 海气CO₂通量随季节演变的主导模态及其与ENSO的关系

利用S-EOF方法分析得到海气CO₂通量随季节演变的主导模态S-EOF1, 该模态解释了总方差的29%, 通过了North准则检验, 能够与其他模态显著区分开(North等, 1982).

为了便于比较, 将S-EOF1对应的主成分(PC1)先进行标准化处理, 然后把海气CO₂通量对其做回归分析, 得到主导模态的空间型(图1填色), 正值表示海洋吸收的CO₂增多, 负值表示吸收减少. 在JJA(0)和SON(0), 西北太平洋海气CO₂通量以正异常为主, 表明海洋吸收大气中的CO₂增多, 中心位于菲律宾群岛以东. 然后, 在D(0)JF(1), 中国东南部近海出现较强负异常, 海洋吸收的CO₂减少, 仅有较弱的正异常位于菲律宾东南部海域. 这一负异常继续维持至MAM(1), 并向东延伸. 图1的等值线给出了海气CO₂通量的方差贡献. 这里方差贡献定义为S-EOF1重建的CO₂通量场的方差

与总方差之比. 总体来看, 各季节方差贡献大值区的范围与CO₂通量异常中心对应. 其异常中心的方差贡献在各季节较为一致, 除SON(0)外, 均超过30%, 最高在40%以上, 表明主导模态能够很好地表征各季节的CO₂通量变率.

图2a给出了S-EOF1对应PC1的时间序列. 由于在分析前对原始数据进行了8年高通滤波的预处理, 因此PC1主要表现出很强的年际变率. 进行功率谱分析可以发现, PC1存在两个显著的周期, 峰值分别为4年和5.5年左右, 均通过1%的显著性检验(图2b).

为了验证该主导模态与ENSO的关系, 我们计算了PC1与Niño3.4指数(Niño3.4指数定义为(5°S~5°N, 120°W~170°W)区域平均SSTA)的超前滞后相关(图3). PC1和Niño3.4指数的相关系数从JJA(0)到MAM(1)的整个ENSO循环中均通过了1%的显著性检验, 其中最大的相关系数出现在SON(0)和D(0)JF(1), 达到了0.75. 这表明热带西北太平洋CO₂通量随季节演变的年际变率主导模态, 实际上对应着模式中El Niño从发展位相到衰减位相的演变过程.

图1 对西北太平洋区(0°~35°N, 110°E~150°E)季节平均海气CO₂通量进行S-EOF分解, 向S-EOF1的主成分时间序列(PC1)回归得到的随季节演变的海气CO₂通量(g C m⁻² a⁻¹)及其解释的海气CO₂通量总方差比例(%)

图2 S-EOF1对应的主成分时间序列(a)(PC1)和PC1的功率谱分析(b)

图3 S-EOF1的主成分时间序列(PC1)与Niño3.4指数的超前滞后相关

Y(-1)表示Niño3.4指数超前PC1一年, Y(1)表示Niño3.4指数滞后PC1一年。Niño3.4指数定义为(5°S~5°N, 120°W~170°W)区域平均SST异常。灰色虚线表示1%显著性检验

为了揭示海气CO₂通量主导模态对应的海表温度及大气环流异常, 图4给出了分别向PC1和Niño3.4指数回归的大气环流(850hPa风场)及海表温度异常(SSTA)的季节演变。比较之下, 主导模态对应的海表温度及大气环流异常(图4a~d)对应El Niño从发展位相到衰减位相的演变过程(图4e~h)。赤道中东太平洋暖SST异常在JJA(0)已经建立, 之后逐渐增强, 并在D(0)JF(1)达到峰值, 到MAM(1)开始衰减。

在JJA(0)和SON(0), 热带西北太平洋主要受从赤道中东太平洋延伸过来的弱的异常气旋的控制(图4a和b)。该异常气旋是对赤道中东太平洋暖海温异常对应的潜热加热的Rossby波响应(Gill, 1980)。到了D(0)JF(1), El Niño达到峰值位相, 热带西北太平洋对流层低层由气旋性环流异常变为异常反气旋控制。该异常反气旋称为西北太平洋异常反气旋(Western North Pacific Anomalous Anticyclone, 简称为WNPAC)或者菲

律宾海异常反气旋(图4c), 它是对于局地负降水异常相关的对流加热负异常的Rossby波响应(Zhang等, 1996; Zhang和Sumi, 2002)。西北太平洋异常反气旋产生之后, 会与下方SST冷异常通过“风-蒸发-SST”正反馈而耦合增强(Wang等, 2000, 2003)。WNPAC东南侧的东北风异常与气候态东北信风的风向一致, 从而令绝对风速增大, 向上的潜热通量异常增大, SST冷却。SST冷异常进一步通过抑制局地对流令WNPAC维持。这一过程在MAM(1)继续维持(图4d)。

3.2 ENSO影响海气CO₂通量主导模态的机制

与ENSO有关的SST和环流异常如何影响海气CO₂通量的季节演变模态? 由式(3)、(4)和(6)可知, SST异常能够影响液相传输速度、CO₂在海水中的溶解度以及海水的CO₂分压; 而式(2)表明, 风速异常能够影响液相传输速度。因此, ENSO引起的SST和风场异常均能

图4 向S-EOF1的主成分时间序列(PC1)((a)~(d))及Niño3.4指数((e)~(h))回归得到的随季节演变的SST异常(填色, $^{\circ}\text{C}$)及850hPa风场异常(矢量, m s^{-1})

够通过上述过程造成海气 CO_2 通量异常. 基于式(5), 将 CO_2 通量进一步分解为交换系数(F'_{ka})和海气 CO_2 分压差($F'_{\Delta p\text{CO}_2}$)异常的贡献, 结果如图5所示. 非线性项($((ka)'\Delta p\text{CO}_2' - (\overline{ka})'\Delta p\text{CO}_2')$)的贡献很小, 可以忽略(图略).

首先考察 F'_{ka} 和 $F'_{\Delta p\text{CO}_2}$ 在各个季节对 CO_2 通量年际变率主导模态的相对贡献. 在JJA(0)和SON(0), CO_2 通量正异常大值区位于菲律宾群岛以东, 受 F'_{ka} 与 $F'_{\Delta p\text{CO}_2}$ 共同作用, 后者的贡献略大(图5a~f). 在D(0)JF(1), CO_2 通量负异常大值区位于中国东南沿海及附近海域, F'_{ka} 的贡献占据主导地位(图5g~i). 在随后的MAM(1), F'_{ka} 的贡献则减小, 主要由 $F'_{\Delta p\text{CO}_2}$ 的负异常主导(图5j~l).

3.2.1 ENSO通过交换系数影响 CO_2 通量的机制

为定量考察ENSO对各季节 F'_{ka} 和 $F'_{\Delta p\text{CO}_2}$ 的影响, 图6给出核心区区域平均的通量分布. 为了说明风场异常对绝对风速的影响, 图7给出了气候态风场与风场异常的叠加. 为了表明气候态 CO_2 分压差与其异常值的关系, 图8给出了气候态 CO_2 分压差和其异常值的叠加.

定量比较各季节的 CO_2 通量的分量, 发现在JJA(0)和SON(0), F'_{ka} 的贡献分别仅占30%和38%(图6). 在El Niño发展年的JJA(0)和SON(0), 西北太平洋为气旋式异常(图4a和b), 其北侧的异常东风与气候态东风相叠加, 增大了菲律宾东北部海域的风速(图7a和b); 南侧的异常西风也增大了菲律宾东南部的风速, 导致菲律

图5 向S-EOF1的主成分时间序列(PC1)回归得到的随季节演变的海气CO₂通量交换系数贡献项以及大气与海洋CO₂分压差贡献项

(a)、(d)、(g)、(j): 海气CO₂通量($\text{g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$); (b)、(e)、(h)、(k): 交换系数贡献项; (c)、(f)、(i)、(l): 大气与海洋CO₂分压差贡献项. 打点区域表示通过5%显著性检验

图6 PC1与海气CO₂通量及其各贡献项的回归系数异常中心区域平均值: 海气CO₂通量、交换速率贡献项、大气与海洋CO₂分压差贡献项
各季节的异常中心如图5左列红框所示

宾以东风速整体增强(图7a和b). 前人研究表明交换系数主要由风速主导, 而温度的作用在液相传输速度 k 和溶解度 α 中互相抵消(Doney等, 2009). 风速增大有利于海洋吸收的CO₂增多, 但是由于气候态的海气CO₂分压差在这两个季节较弱(图8a和b), 导致与交换系数异常有关的 $F'_{k\alpha}$ 贡献较小(图6).

与JJA(0)和SON(0)不同, D(0)JF(1)期间, 在CO₂通量异常中心区域(中国东南沿海及其附近海域), $F'_{k\alpha}$ 的贡献占主导(约66%, 图6). 由于El Niño在D(0)JF(1)时发展到峰值位相, WNPAC发展到最强, 异常反气旋西北侧的西南风减弱了气候态的东北风, 导致中国东南沿海及附近海域风速减弱(图7c), 基于式(2), 这会造成交换系数减小, 由于海气CO₂分压差的气候态在冬季

图 7 不同季节1000hPa风场的气候态分布(绿色矢量, m s^{-1})、向S-EOF1的主成分时间序列(PC1)回归得到的随季节演变的1000hPa风场异常(黑色矢量, m s^{-1})和1000hPa风速异常(填色, m s^{-1})

图 8 不同季节大气与海洋 CO_2 分压差的气候态分布(填色, ppm)、向S-EOF1的主成分时间序列(PC1)回归得到的随季节演变的大气与海洋 CO_2 分压差(等值线, ppm)

量值较大(图8c), 基于式(5), 海洋吸收的CO₂显著减少, 表现为很强的负距平。在随后的MAM(1), 尽管西北太平洋反气旋继续维持, 西南风异常仍然较强, 但由于反气旋位置东移以及气候态风场的偏北风较弱, 导致风速减小幅度较之D(0)JF(1)要弱(图7d), 加之气候态的海气CO₂分压差在春季也比冬季弱(图8d), 因此 $F'_{k\alpha}$ 的贡献较小, 最终CO₂通量的距平主要由 $F'_{\Delta pCO_2}$ 决定(约85%, 图6)。

3.2.2 ENSO通过海水CO₂分压影响CO₂通量的机制

对各季节的CO₂通量异常中心进行区域平均的定量分析表明, 在各个季节, $F'_{\Delta pCO_2}$ 对CO₂通量异常均有重要贡献; 除了D(0)JF(1)外, $F'_{\Delta pCO_2}$ 在其他各季节均主导了CO₂通量的异常, 具体表现就是其贡献率超过60%, 最高可达85%(图6)。由于各季节间的气候态风速差别较小(图7绿色矢量), 海气CO₂分压差的异常(图8等值线)与 $F'_{\Delta pCO_2}$ 分布相似(图5右列), 即JJA(0)和SON(0)为正异常, D(0)JF(1)和MAM(1)为负异常, 因此, 可以通过分析海气CO₂分压差来理解 $F'_{\Delta pCO_2}$ 的贡献。

由于在年际变率尺度上, 大气CO₂分布相对均匀且变化较小, 因此海气CO₂分压差的异常主要是海水CO₂分压变化的结果(Williams和Follows, 2011)。为了揭示ENSO通过改变海水CO₂分压进而影响 $F'_{\Delta pCO_2}$ 的物理机制, 基于式(6), 将控制海水CO₂分压的海表盐度(SSS)、海表温度(SST)、溶解无机碳(DIC)和碱度(Alk)的贡献项向PC1回归, 结果如图9所示。为便于进一步定量比较, 图10给出各季节CO₂通量异常中心的区域平均值。由图9和10可见, SSS和Alk的影响可以忽略不计, 海水CO₂分压距平主要由SST和DIC主导。需要注意, 由于式(1)中 ΔpCO_2 为大气与海水CO₂分压之差, 因此, 海水CO₂分压异常与CO₂通量符号相反。图9和10中负值对应海洋吸收CO₂增多, 正值对应海洋吸收CO₂减少。

在El Niño发展的JJA(0)和SON(0)期间, 西北太平洋的SST为负异常, 使得海水CO₂分压减小(图9i和j), 令大气与海洋间CO₂分压差增大, 有利于海洋吸收CO₂增多(图5c和f)。DIC对海水CO₂分压的正贡献主要在菲律宾以西的南中国海(图9m和n), 与SST的负贡献相互抵消(图9i和j), 导致海水CO₂分压在南中国海的变率较小(图9a和b), 使得海水CO₂分压和 $F'_{\Delta pCO_2}$ 的异常中心位于菲律宾以东。菲律宾以东, SST的变化对海水CO₂分压的贡献占主导, 在JJA(0)和SON(0)分别占68%和

115%(图10)。在D(0)JF(1), SST和DIC对菲律宾以东海域的海水CO₂分压影响较大, SST的负贡献和DIC的正贡献在此海域互相抵消(图9k和o), 最终使得 $F'_{\Delta pCO_2}$ 在这一区域量值较小(图5i)。而在中国近海区域, 与El Niño有关的SST已转变为正异常(图4c)。因为异常反气旋环流西北侧的西南风减弱了气候态的东北风, 通过“风-蒸发-SST”反馈, 使得蒸发减小、SST增暖。暖SST能够增大海水CO₂分压。因此, 尽管DIC的负贡献较大(约-89%), SST对海水CO₂分压的正贡献依然占主导(约107%)。在MAM(1), 中国近海与El Niño有关的SST暖异常进一步加强并扩展至南中国海和台湾以东(图4d), 这一区域的海水CO₂分压主要受SST影响(约占60%, 图9l和10), 并最终主导了海气CO₂通量的负异常, 而DIC的贡献可以忽略(图9p)。

图11a分别给出了赤道至20°N纬向平均的DIC随深度的垂直分布气候态及其向PC1的回归分布, 图11b给出了海表上层300m的海水上翻量, 表明DIC在20°N以南的正异常主要由海水上翻将次层高浓度的DIC水输送至表层导致。

李阳春和徐永福(2013)利用海洋碳循环模式研究指出, 副热带太平洋由于垂直运动年际变化较小, 且生物生产力水平较低, SST变化对海气碳通量的影响更加重要。本文基于地球系统模式的结果分析表明, 热带西北太平洋海气CO₂通量在夏、秋、春季均受SST的影响较大, 这一结果证明李阳春和徐永福(2013)基于单独海洋模式的结果是可信的。

4 讨论与总结

本文基于地球系统模式CESM1-BGC的模拟结果, 采用S-EOF分析方法, 分析了西北太平洋海气CO₂通量年际变率随季节演变的主导模态, 研究了其与ENSO的关系, 揭示了不同季节主导其变率的各影响因子的贡献。主要结论如下:

西北太平洋海气CO₂通量年际变率随季节演变的主导模态可以解释29%的总方差, 异常中心的方差贡献最高超过40%, 该模态主要受ENSO驱动。在El Niño发展年的夏季和秋季, 正异常CO₂通量主要位于菲律宾群岛以东, 强度较弱。在El Niño成熟位相的冬季及之后的春季, 西北太平洋异常反气旋建立, 使得中国近海出现较强的负异常CO₂通量。

图9 向S-EOF1的主成分时间序列(PC1)回归得到的随季节演变的海水CO₂分压(单位: ppm)、海表盐度贡献项(SSS contrib.)、海水温度贡献项(SST contrib.)、溶解无机碳贡献项(DIC contrib.)、碱度贡献项(Alk contrib.)及残差项(Res)打点区域表示通过5%显著性检验. 注意海水CO₂分压差 $\Delta p\text{CO}_2$ 定义为大气与海洋CO₂分压之差, 因此 $\Delta p\text{CO}_2$ 与海洋CO₂分压异常符号相反, 负值对应海洋吸收CO₂增多, 正值对应海洋吸收CO₂减少

利用泰勒线性展开的方法, 定量估计了各影响因子的贡献, 发现在El Niño发展年的夏季和秋季, 海水CO₂分压的贡献略大于交换系数的贡献(即风速的贡献), 且两者均导致西太平洋地区的正异常CO₂通量, 即海洋吸收的CO₂增多. 在El Niño成熟位相的冬季及之后的春季, 异常反气旋在西北太平洋建立, 其西北侧的异常西南风使得中国近海气候态的偏北风减弱,

从而降低了交换系数, 导致负异常CO₂通量出现在中国近海, 即海洋吸收的CO₂减少; 另一方面, 减弱的风速通过“风-蒸发-SST”反馈在局地对应正异常海温, 溶解度减小, 从而增强海水CO₂分压, 抑制海洋吸收更多的CO₂. 区别在于, 在冬季, 主导因素为交换系数(贡献66%); 而在春季, 主导因素为海水CO₂分压(贡献85%).

最后, 需要说明的是, 本文基于式(6)的线性分解

图10 PC1与海水CO₂分压及其各贡献项的回归系数异常中心区域平均值: 海水CO₂分压($p\text{CO}_2^{\text{sea}}$)、海表盐度贡献项(SSS)、海表温度贡献项(SST)、溶解无机碳贡献项(DIC)、海表碱度贡献项(Alk)及残差项(Res)

各季节的异常中心如图5左列红框所示。注意海水CO₂分压差 $\Delta p\text{CO}_2$ 定义为大气与海洋CO₂分压之差, 因此 $\Delta p\text{CO}_2$ 与海洋CO₂分压异常符号相反, 负值对应海洋吸收CO₂增多, 正值对应海洋吸收CO₂减少

图11 (a)赤道至20°N纬向平均的DIC随深度的垂直分布年平均气候态(等值线, mmol m^{-3})及其向PC1的回归分布(填色), (b)海表上层300m的海水上翻量(Pg day^{-1})向PC1的回归分布

得到的影响海水CO₂分压异常的残差项在各个季节与SST的贡献在同一量级, 意味着其作用或不可忽视(图10)。围绕着SST、SSS、DIC和Alk对海水CO₂分压的影响的非线性过程, 尚有待深入研究。此外, 本文的分析工作是基于CMIP5模式中海气CO₂通量的模拟能力方面性能较为突出的CESM1-BGC展开的, 结论的模式依赖性有待于未来通过多模式的比较来回答, 特别是未来CMIP6将有更多的地球系统模式。近年来, 中国诸多研究机构已经开始中国的地球系统模式的研发工作, 本文基于CESM1-BGC所揭示的西北太平洋海气CO₂通量年际变率随季节演变的主导模态, 可以作为海洋碳循环变率的检验指标之一, 在不久的将来应用于检验中国自己的模式性能。

致谢 感谢NCAR模式组提供的CESM1-BGC模拟结果。感谢中国科学院大气物理研究所李阳春博士对研究工作提出的宝贵建议和中国科学院大学张文霞对文稿的文法修订。

参考文献

- 李阳春, 徐永福. 2013. 太平洋海气CO₂通量对气候事件的响应. 气候与环境研究, 18: 571-582
- 乔然, 王彰贵, 陈陟, 李诗明, 于艳红, 吕洪刚. 2005. 太平洋中低纬海水中的二氧化碳分布特征及其与海洋环境条件的关系. 海洋学报, 27: 30-37
- 曲宝晓, 宋金明, 袁华茂, 李学刚, 李宁, 段丽琴, 马清霞, 陈鑫. 2013. 东海海-气界面二氧化碳通量的季节变化与控制因素研究进展. 地球科学进展, 28: 783-793
- 王伟强, 黄宣宝, 张远辉. 1998. 西太平洋海-气二氧化碳分压差及其通量研究. 极地研究, 10: 77-82
- 徐永福, 赵亮, 浦一芬, 李阳春. 2004. 二氧化碳海气交换通量估计的不确定性. 地学前缘, 11: 565-571
- 张龙军. 2003. 东海海气界面CO₂通量研究. 博士学位论文. 青岛: 中国海洋大学. 1-89
- 周天军, 邹立维, 吴波, 金晨曦, 宋丰飞, 陈晓龙, 张丽霞. 2014. 我国地球气候系统模式研究进展: CMIP计划实施20年回顾. 气象学报, 72: 892-907
- Anav A, Friedlingstein P, Kidston M, Bopp L, Ciais P, Cox P, Jones C, Jung M, Myneni R, Zhu Z. 2013. Evaluating the land and ocean components of the global carbon cycle in the CMIP5 Earth System Models. J Clim, 26: 6801-6843
- Arora V K, Boer G J, Friedlingstein P, Eby M, Jones C D, Christian J R, Bonan G, Bopp L, Brovkin V, Cadule P, Hajima T, Ilyina T,

- Lindsay K, Tjiputra J F, Wu T. 2013. Carbon-concentration and carbon-climate feedbacks in CMIP5 Earth System Models. *J Clim*, 26: 5289–5314
- Boer G J, Arora V. 2009. Temperature and concentration feedbacks in the carbon cycle. *Geophys Res Lett*, 36: L02704
- Chen C T A, Wang S L, Chou W C, Sheu D D. 2006. Carbonate chemistry and projected future changes in pH and CaCO_3 saturation state of the South China Sea. *Mar Chem*, 101: 277–305
- Chou W C, Gong G C, Sheu D D, Hung C C, Tseng T F. 2009. Surface distributions of carbon chemistry parameters in the East China Sea in summer 2007. *J Geophys Res*, 114: C07026
- Chou W C, Gong G C, Tseng C M, Sheu D D, Hung C C, Chang L P, Wang L W. 2011. The carbonate system in the East China Sea in winter. *Mar Chem*, 123: 44–55
- Doney S C, Lindsay K, Fung I, John J. 2006. Natural variability in a stable, 1000-yr global coupled climate-carbon cycle simulation. *J Clim*, 19: 3033–3054
- Doney S C, Lima I, Feely R A, Glover D M, Lindsay K, Mahowald N, Moore J K, Wanninkhof R. 2009. Mechanisms governing interannual variability in upper-ocean inorganic carbon system and air-sea CO_2 fluxes: Physical climate and atmospheric dust. *Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr*, 56: 640–655
- Feely R A, Boutin J, Cosca C E, Dandonneau Y, Etcheto J, Inoue H Y, Ishii M, Quéré C L, Mackey D J, McPhaden M, Metz N, Poisson A, Wanninkhof R. 2002. Seasonal and interannual variability of CO_2 in the equatorial Pacific. *Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr*, 49: 2443–2469
- Feely R A, Takahashi T, Wanninkhof R, McPhaden M J, Cosca C E, Sutherland S C, Carr M E. 2006. Decadal variability of the air-sea CO_2 fluxes in the equatorial Pacific Ocean. *J Geophys Res*, 111: C08S90
- Fujii M, Chai F. 2007. Modeling carbon and silicon cycling in the equatorial Pacific. *Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr*, 54: 496–520
- Fujii M, Chai F, Shi L, Inoue H Y, Ishii M. 2009. Seasonal and interannual variability of oceanic carbon cycling in the western and central tropical-subtropical Pacific: A physical-biogeochemical modeling study. *J Oceanogr*, 65: 689–701
- Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Q J R Meteorol Soc*, 106: 447–462
- Gregory J M, Jones C D, Cadule P, Friedlingstein P. 2009. Quantifying carbon cycle feedbacks. *J Clim*, 22: 5232–5250
- Inoue H Y, Ishii M, Matsueda H, Ahoyama M, Asanuma I. 1996. Changes in longitudinal distribution of the partial pressure of $\text{CO}_2(p\text{CO}_2)$ in the central and western equatorial Pacific, west of 160°W . *Geophys Res Lett*, 23: 1781–1784
- Ishii M, Feely R A, Rodgers K B, Park G H, Wanninkhof R, Sasano D, Sugimoto H, Cosca C E, Nakaoka S, Telszewski M, Nojiri Y, Mikaloff Fletcher S E, Niwa Y, Patra P K, Valsala V, Nakano H, Lima I, Doney S C, Buitenhuis E T, Aumont O, Dunne J P, Lenton A, Takahashi T. 2013. Air-sea CO_2 flux in the Pacific Ocean for the period 1990–2009. *Biogeo Sci Discuss*, 10: 12155–12216
- Jiang M, Chai F. 2006. Physical control on the seasonal cycle of surface $p\text{CO}_2$ in the equatorial Pacific. *Geophys Res Lett*, 33: L23608
- Keppel-Aleks G, Randerson J T, Lindsay K, Stephens B B, Keith Moore J, Doney S C, Thornton P E, Mahowald N M, Hoffman F M, Sweeney C, Tans P P, Wennberg P O, Wofsy S C. 2013. Atmospheric Carbon Dioxide variability in the community Earth System Model: Evaluation and transient dynamics during the twentieth and twenty-first Centuries. *J Clim*, 26: 4447–4475
- Le Quéré C, Orr J C, Monfray P, Aumont O, Madec G. 2000. Interannual variability of the oceanic sink of CO_2 from 1979 through 1997. *Glob Biogeochem Cycle*, 14: 1247–1265
- Long M C, Lindsay K, Peacock S, Moore J K, Doney S C. 2013. Twentieth-Century oceanic carbon uptake and storage in CESM1(BGC). *J Clim*, 26: 6775–6800
- Lovenduski N S, Gruber N, Doney S C, Lima I D. 2007. Enhanced CO_2 outgassing in the Southern Ocean from a positive phase of the Southern Annular Mode. *Glob Biogeochem Cycle*, 21: GB2026
- McKinley G A, Follows M J, Marshall J. 2004. Mechanisms of air-sea CO_2 flux variability in the equatorial Pacific and the North Atlantic. *Glob Biogeochem Cycle*, 18: GB2011
- McKinley G A, Takahashi T, Buitenhuis E, Chai F, Christian J R, Doney S C, Jiang M S, Lindsay K, Moore J K, Le Quéré C, Lima I, Murtugudde R, Shi L, Wetzel P. 2006. North Pacific carbon cycle response to climate variability on seasonal to decadal timescales. *J Geophys Res*, 111: C07S06
- Moore J K, Doney S C, Lindsay K. 2004. Upper ocean ecosystem dynamics and iron cycling in a global three-dimensional model. *Glob Biogeochem Cycle*, 18: GB4028
- Midorikawa T, Ishii M, Nemoto K, Kamiya H, Nakadate A, Masuda S, Matsueda H, Nakano T, Inoue H Y. 2006. Interannual variability of winter oceanic CO_2 and air-sea CO_2 flux in the western North Pacific for 2 decades. *J Geophys Res*, 111: C07S02
- Midorikawa T, Nemoto K, Kamiya H, Ishii M, Inoue H Y. 2005. Persistently strong oceanic CO_2 sink in the western subtropical North Pacific. *Geophys Res Lett*, 32: L05612
- North G R, Bell T L, Cahalan R F, Moeng F J. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Mon Weather Rev*, 110: 699–706
- Obata A, Kitamura Y. 2003. Interannual variability of the sea-air exchange of CO_2 from 1961 to 1998 simulated with a global ocean circulation-biogeochemistry model. *J Geophys Res*, 108: 3337

- Park G H, Lee K, Wanninkhof R, Feely R A. 2006. Empirical temperature-based estimates of variability in the oceanic uptake of CO₂ over the past 2 decades. *J Geophys Res*, 111: C07S07
- Sabine C L, Feely R A, Gruber N, Key R M, Lee K, Bullister J L, Wanninkhof R, Wong C S, Wallace D W R, Tilbrook B, Millero F J, Peng T H, Kozyr A, Ono T, Rios A F. 2004. The oceanic sink for anthropogenic CO₂. *Science*, 305: 367–371
- Smith R D, Gent P. 2010. The Parallel Ocean Program (POP) reference manual. Los Alamos National Laboratory Tech Rep LAUR-10-01853, 140
- Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull Amer Meteorol Soc*, 93: 485–498
- Takahashi T, Sutherland S C, Wanninkhof R, Sweeney C, Feely R A, Chipman D W, Hales B, Friederich G, Chavez F, Sabine C, Watson A, Bakker D C E, Schuster U, Metzl N, Yoshikawa-Inoue H, Ishii M, Midorikawa T, Nojiri Y, Körtzinger A, Steinhoff T, Hoppema M, Olafsson J, Arnarson T S, Tilbrook B, Johannessen T, Olsen A, Bellerby R, Wong C S, Delille B, Bates N R, de Baar H J W. 2009. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans. *Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr*, 56: 554–577
- Tanimoto Y, Iwasaka N, Hanawa K. 1997. Relationships between sea surface temperature, the atmospheric circulation and air-sea fluxes on multiple time scales. *J Meteorol Soc Jpn*, 75: 831–849
- Thomas H, Bozec Y, Elkalay K, de Baar H J W. 2004. Enhanced open ocean storage of CO₂ from shelf sea pumping. *Science*, 304: 1005–1008
- Tseng C M, Wong G T F, Chou W C, Lee B S, Sheu D D, Liu K K. 2007. Temporal variations in the carbonate system in the upper layer at the SEATS station. *Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr*, 54: 1448–1468
- Tsunogai S, Watanabe S, Sato T. 1999. Is there a “continental shelf pump” for the absorption of atmospheric CO₂? *Tellus B*, 51: 701–712
- Wang B, Wu R, Fu X. 2000. Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect east Asian climate? *J Clim*, 13: 1517–1536
- Wang B, Wu R G, Lukas R, An S I. 2001. A possible mechanism for ENSO turnabout. Dynamics of atmospheric general circulation and climate, IAP/Academia Sinica. Beijing: China Meteorological Press. 552–578
- Wang B, Wu R G, Li T. 2003. Atmosphere-warm ocean interaction and its impacts on Asian-Australian monsoon variation. *J Clim*, 16: 1195–1211
- Wang B, An S I. 2005. A method for detecting season-dependent modes of climate variability: S-EOF analysis. *Geophys Res Lett*, 32: L15710
- Wanninkhof R. 1992. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *J Geophys Res*, 97: 7373–7382
- Weiss R F. 1974. Carbon dioxide in water and seawater: The solubility of a non-ideal gas. *Mar Chem*, 2: 203–215
- Williams R G, Follows M J. 2011. Ocean Dynamics and the Carbon Cycle: Principles and Mechanisms. New York: Cambridge University Press. 125–155
- Wu B, Zhou T J, Li T. 2009. Seasonally evolving dominant interannual variability modes of East Asian climate. *J Clim*, 22: 2992–3005
- Yan H Q, Yu K F, Shi Q, Tan Y H, Zhang H L, Zhao M X, Li S, Chen T R, Huang L Y, Wang P X. 2011. Coral reef ecosystems in the South China Sea as a source of atmospheric CO₂ in summer. *Chin Sci Bull*, 56: 676–684
- Zhai W D, Dai M H, Cai W J, Wang Y, Wang Z. 2005. High partial pressure of CO₂ and its maintaining mechanism in a subtropical estuary: The Pearl River estuary, China. *Mar Chem*, 93: 21–32
- Zhai W D, Dai M H. 2009. On the seasonal variation of air-sea CO₂ fluxes in the outer Changjiang (Yangtze River) Estuary, East China Sea. *Mar Chem*, 117: 2–10
- Zhai W D, Dai M H, Chen B S, Guo X H, Li Q, Shang S L, Zhang C Y, Cai W J, Wang D X. 2013. Seasonal variations of sea-air CO₂ fluxes in the largest tropical marginal sea (South China Sea) based on multiple-year underway measurements. *Biogeosciences*, 10: 7775–7791
- Zhang R H, Sumi A, Kimoto M. 1996. Impact of El Niño on the east Asian monsoon. *J Meteorol Soc Jpn*, 74: 49–62
- Zhang R H, Sumi A. 2002. Moisture circulation over east Asia during El Niño episode in Northern Winter, Spring and Autumn. *J Meteorol Soc Jpn*, 80: 213–227
- Zhou T J, Wu B, Wang B. 2009. How well do atmospheric general circulation models capture the leading modes of the interannual variability of the Asian-Australian monsoon? *J Clim*, 22: 1159–1173