科学通报 2013 年 第 58 卷 第 4 期: 379 ~ 384
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

全新世太阳活动驱动的太平洋上层热力结构的瞬变演化

王跃[①②*], 翦知湣[①], 赵平[②③], 党皓文[①], 肖栋[③]

① 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092;
② 中国气象科学研究院, 北京 100081;
③ 中国气象科学研究院气候系统研究所, 北京 100081
* 联系人, E-mail: 163wangyue@163.com

2012-08-17 收稿, 2012-10-16 接受
国家重点基础研究发展计划(2007CB815901)和国家自然科学基金(41023004, 91028004)资助

摘要 在中等复杂程度地球系统模式(UViC-ESCM)中, 受过去 7 千年来瞬变太阳活动驱动, 北半球冬季太平洋上层水体热力结构表现出百年尺度变化特征, 西太平洋暖池(WPWP)的三维热力响应被大幅度增强. 太阳活动最大值期, 热带西太平洋表层海水温度变化幅度比 Niño3 区域大 30%左右, 而次表层海水温度变化幅度在副热带北太平洋比赤道西太平洋大 40%; 太平洋纬向表层海温梯度(西-东)和经向次表层海温梯度(北-南)同时增强, 且在百年尺度周期上线性响应于太阳活动驱动. 表层海温梯度的 208 a 周期最为显著, 而次表层海温梯度在大于 208 a 的周期上更为显著. 此外, 表层海温梯度在百年尺度周期上的相位滞后(响应时间)要比次表水海温略小, 表层海温梯度中出现的 148 和 102 a 周期并未见于次表层海温梯度. 上述模拟结果初步指示 WPWP 古海洋记录中的全新世百年尺度波动可能来源于太阳活动变化.

关键词
太阳活动
上层水体结构
西太平洋暖池
古海洋数值模拟

现代气候研究表明, 在十年和十年际时间尺度上, 大气层顶(TOA)太阳常数或总太阳辐照度(TSI)的小幅度变化可以产生显著的表层气候响应[1,2]. 例如 Clement 等人[3]提出, 如果对整个热带地区均匀加热, 太平洋西部变暖幅度将会比东部更大, 从而增强赤道太平洋纬向表层海水温度(SST)梯度. 因此太平洋上层水体热力结构可以作为太阳活动变化的传导器, 在太阳活动(TSI)极大值期产生类似于 La Niña 状态的 SST 格局[4,5].

由于全新世太阳活动具有显著的千百年尺度波动[6], 越来越多的古气候研究揭示出太阳活动对古气候变化的强烈驱动作用[7~11]. 西太平洋暖池(WPWP)对太阳活动的增强放大型响应首先见于蒙德尔暖期和小冰期之间的表层温度异常重建分布[12]. 早全新世太平洋纬向 SST 梯度的 Mg/Ca 记录[13]中也表现出显著的百年尺度波动, 并得到全新世 ENSO (El Niño-Southern Oscillation)瞬变模拟结果[14]的证实. 但该模拟采用了简单的 Zebiak-Cane (ZC)模式, 模拟区域限制在热带太平洋, 其结果是否依赖于模式仍属未知.

此外, 11 和 22 a 周期上的 TSI 最大值可以分别导致 80~160 m 水深的次表层水(TWT)变暖 0.03 和 0.06 K[15,16]. 虽然这些热带太平洋上层水体结构变化可能与类似 ENSO 的 SST 格局相连, 但很少有研究分析全新世百年尺度上太阳活动驱动的 TWT 时空演变特征.

本研究利用过去 7 千年来瞬时变化的 TSI, 加速驱动中等复杂程度地球系统模式(EMIC), 不仅模拟出百年尺度上 WPWP 的强化放大型响应、太平洋 SST 和 TWT 的不同空间分布格局和频谱特征, 而且通过与多指标古海洋记录的对比, 揭示了太平洋上层水

引用格式: 王跃, 翦知湣, 赵平, 等. 全新世太阳活动驱动的太平洋上层热力结构的瞬变演化. 科学通报, 2013, 58: 379–384
英文版见: Wang Y, Jian Z M, Zhao P, et al. Solar forced transient evolution of Pacific upper water thermal structure during the Holocene in an earth system model of intermediate complexity. Chin Sci Bull, 2013, 58, doi: 10.1007/s11434-012-5576-2

体热力结构变化的古气候意义.

1 模式实验与数据处理

本研究所用模式为加拿大维多利亚大学地球气候系统模式(2.9 版)(UVic_ESCM), 其三维海洋通用环流模式水平分辨率为 3.6°×1.8°, 垂向 19 层, 与二维能量水汽平衡大气模式(包括动力反馈)、动力学-热动力海冰模式和陆表方案相耦合. 为把太平洋上层水体热力响应与内部变率分离, 本次研究中关闭了大气动力反馈选项(如果打开, 可能会压制抵消"海洋热机"机制[3]), 而只采用预设的现代气候态风场. Weaver 等人[17]进一步给出了该模式的物理特征(包括大气、海洋和海冰模式)、对太平洋 SST 和 TWT 观测分布的模拟能力、以及全球变暖试验中对瞬变太阳活动驱动的敏感性.

本研究的瞬变加速模拟试验中, 模式中太阳常数参数从 9.3 ka 的 TSI 值[6]开始, 每个模式年内 TSI 保持不变, 每个模式年结束时 TSI 值向前递进 10 年(加速因子=10). 模式总共积分 930 模式年, 除瞬变 TSI 驱动外, 其他参数均采用原始配置, 即其他边界条件(包括轨道参数)都固定为现代常数值. 这种加速积分技术已经应用于完全耦合环流模式(CGCMs)以研究轨道尺度夏季风的瞬变特征[18~20]. 当外部驱动的时间尺度远大于模式响应的实际时间尺度时, 不同加速因子的影响可以被忽略[21,22]. 为消除初始状态带来的不确定性, 根据图 1(a)所示, 前 230 模式年作为大气-上层大洋的调整适应阶段而不予采用, 而只取后面 700 模式年(7~0 ka)结果进行分析, 该阶段太平洋年平均 SST 和 120 m 水深的 TWT 均达到平衡状态.

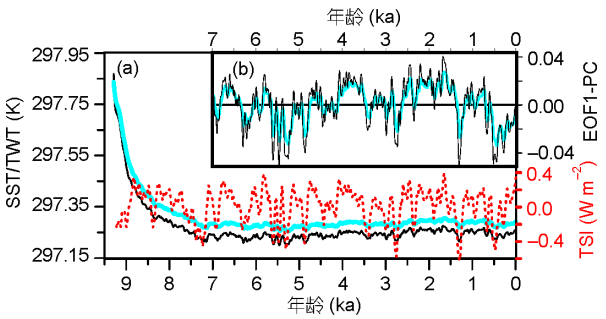


图 1 外部驱动、年平均海温时间序列及冬季(DJF)太平洋海温的 EOF1 模态时间序列

(a) TSI 异常时间序列(红色虚线, 9 点平滑结果)[6], 30°S~30°N 区域平均的年平均 SST 时间序列(黑色细实线)和 TWT 时间序列(蓝色粗实线, 为方便比较已加上 4.2 K); (b) EOF1 模态的时间序列, SST (黑色细实线, 已乘以−1), TWT (蓝色粗实线)

由于现代太平洋上层水体变化在北半球冬季最为显著, 我们首先从后 700 模式年的逐月平均输出结果中计算得到冬季(12 月至次年 2 月, DJF)平均的 SST 异常和 TWT 异常. 然后对 DJF SST 和 TWT 异常分别进行 EOF 分析(非旋转、带有区域权重)以提取其主要空间变化模态(图 2)、及该模态的时间演化序列(图 1(b)). 根据图 2(a)中矩形框定义的区域分布, 我们计算 WPWP 和 Niño3 区域中冬季 SST 的区域平均时间序列, 两条时间序列差值(WPWP 减去 Niño3)作为纬向 SST 梯度时间序列(图 3(a)); 类似地, 经向 TWT 梯度时间序列则来自图 3(b)中定义的副热带北太平洋(NPac)和赤道西太平洋(WEP)区域平均时间序列差值. 进一步对上述温度梯度时间序列与 TSI 驱动进行交叉频谱分析(通过 NCAR 命令行语言(the NCAR Command Language, NCL, http://dx.doi.org/10.5065/D6WD3XH5)实现), 不仅揭示了前者在不同百年尺度周期上相对于 TSI 的领先-滞后(相位)关系(图 4), 而且发现其频谱可以与 WPWP 区域的 Mg/Ca-SST/TWT 记录(或者其他古海洋记录)的频谱(图 4(d)~(f)和图 5)进行很好对比. 这些古海洋记录的频谱通过 REDFIT 软件[23](采用矩形窗口参数)得到. 由于本次模拟没有包括瞬时轨道参数变化, 所有时间序列(除图 1 中的年平均 SST 和 TWT 外)都首先采用 4 阶多

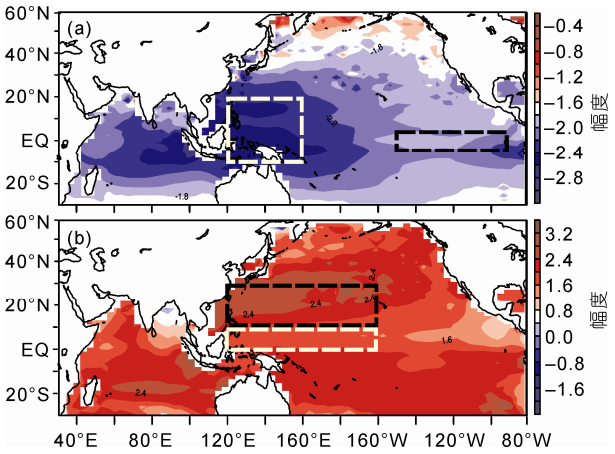


图 2 冬季(DJF)太平洋海温的 EOF1 空间主模态分布

(a) SST; (b) TWT. 矩形框限定了下列区域的边界: WPWP (10°S~20°N/120°~160°E), Niño3 (5°S~5°N/150°~90°W), WEP (0°~10°N/120°E~160°W), NPac (10°~30°N/120°E~160°W)

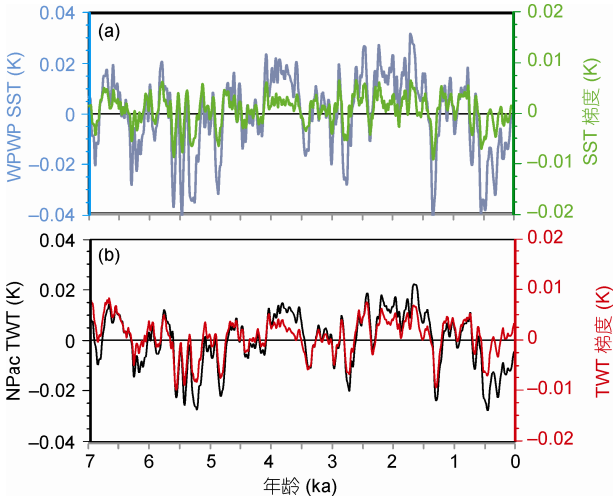


图 3　DJF 太平洋海温异常区域平均时间序列及其梯度时间序列

(a) DJF SST 异常在 WPWP 区域的区域平均时间序列(蓝线), 及其与 Niño3 区域时间序列的差值(绿线); (b) DJF TWT 异常在 NPac 区域的区域平均时间序列(黑线), 及其与 WEP 区域时间序列的差值(红线)

项式拟合方法移除长期趋势后再进行后续处理.

2　结果与讨论

2.1　太阳活动驱动的太平洋 SST 和 TWT 响应

北半球冬季 SST 和 TWT 的 EOF 结果(图 1(b)和 2)揭示了 TSI 驱动的上层水体热力演化特征: SST 和 TWT 的 EOF1 (图 2(a)和(b))分别占总方差贡献的 91.0%和 77.4%, 其时间演化序列都表现出百年尺度波动(图 1(b)). 值得注意的是两者具有不同空间分布格局, SST 在 WPWP 区域变化幅度(−2.4)比 Niño3 区域(−1.6)大 30%左右(图 2(a)), 而 TWT 变幅在副热带北太平洋(2.2)相比于 WEP 区域(1.6)约大 40%(图 2(b)). 有意思的是, 这些空间格局与现代 WPWP 区海温(0 和 120 m 水深)的气候态分布类似[24]. TWT 格局更代表了 WPWP 区域温跃层深度或上层大洋热含量分布特征[15,25]. 总之, 受全新世百年尺度太阳活动驱动, 太平洋上层水体响应并不均匀, 特别是 WPWP 区域三维热力结构出现强化放大响应, 这将导致太平洋纬向 SST 梯度和经向 TWT 梯度随 TSI 增大而同时增强.

由于 EOF 结果的符号仅指示相对的正负位相, SST 和 TWT 的 EOF1 时间序列均线性响应于全新世 TSI 驱动(图 1). 类似的线性响应也出现在区域平均的 SST 或 TWT 及其梯度时间序列中(图 3). 随着大气层顶的 TSI 增加(从 $TSI_{最小值}$到 $TSI_{最大值}$变幅约 1 W m^{-2}), WPWP 区域 SST 和副热带北太平洋 TWT 分别表现出 0.04~0.07 K 和 0.02~0.04 K 变暖, 而纬向 SST 梯度和经向 TWT 梯度同时增加 0.02 K (图 3), 这与之前现代观测结果[15,16]基本一致. 除了上述变化幅度差异, 上述温度梯度的频谱特征更值得注意.

TSI 的频谱分布中(图 4(a)), 102, 142, 208 和 357 a 周期均超过 90%置信区间(黑色点线), 500, 769 和 1100 a 周期也都超出了红噪谱阈值(绿线). 作为上述频谱特征的线性响应, 纬向 SST 梯度频谱的最大幅度出现在 208 a 周期上(图 4(b)黑线), 而 769 和 500 a 周期也超过了 80%置信区间. TWT 梯度频谱在 208, 142 和 102 a 周期上的振幅受到极大压制(图 4(c)黑线), 但其百年尺度周期均超出 90%置信度. 交叉频谱结果(图 4(b)蓝线与紫线)表明, 纬向 SST 梯度频谱在 1100, 769, 500, 357, 208, 142 和 102 a 周期上均与 TSI 频谱高度相关, 且相位(时间)分别滞后 TSI 驱动 15°(46 a)、15°(32 a)、15°(21 a)、25°(25a)、50° (29 a)、60°(24 a)、70°(20 a). 相比之下, TWT 梯度的交叉频谱中缺乏 142 和 102 a 周期(图 4(c)蓝线), 而在 1100, 769, 500, 357 和 208 a 周期上, TWT 梯度相对于 TSI 的相位(时间)滞后略大于 SST, 分别为 20°(61 a)、20°(43 a)、30°(42 a)、50°(50 a)和 80°(46 a). 对 SST 或 TWT 梯度而言, 其相位滞后均随周期的长度增大而减小, 平均时间滞后(响应时间)分别为 28 和 48 a. TWT 梯度的较大响应时间以及高频周期缺失现象, 可以归于上层大洋的低通滤波效应.

随着 WPWP 表层的增强型变暖, 纬向 SST 梯度增强, 这与海洋热机假说[3]一致, 可能指示百年尺度上太阳活动驱动的类似 ENSO 响应格局[14]. 此外, 太平洋西部经向 TWT 梯度增强与经向 SST 梯度反相(WPWP 较暖而 30°N 以北 SST 相对偏冷, 图 2(a)). 由于赤道温跃层水体主要来自中纬度表层水的潜沉-平流[26], 再加上热力效应对水体密度影响, 30°N 表层水的潜沉速率可能会增加并导致太平洋经向副热带温跃层环流圈(STC)增强[27,28]. 上述 STC 与表层 ENSO 过程共同调控以三维暖池增强型响应为核心的海洋热机运行. 考虑到模式的简单性, 讨论只限于上述太平洋上层水体的热力响应, 而把 STC 和 ENSO 的细节留给具有动力大气反馈过程的 EMIC 和 CGCM[29]进行研究.

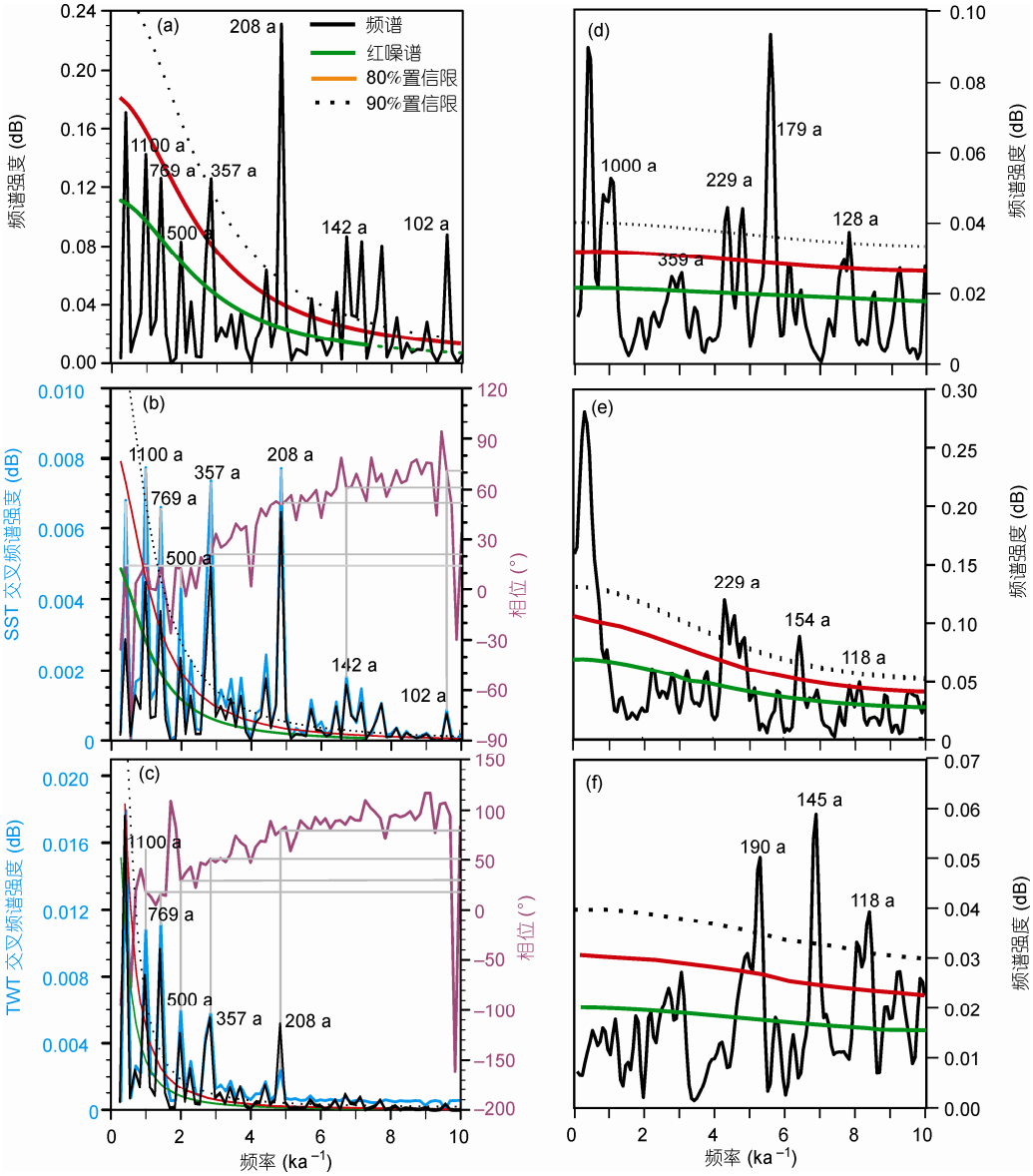


图 4 TSI 驱动与太平洋海温响应时间序列的频谱和交叉频谱结果

黑线分别代表如下时间序列的频谱: (a) 未平滑的 TSI, (b) SST 梯度, (c) TWT 梯度, (d) MD98-2176 站 Mg/Ca SST, (e) MD98-2181 站 Mg/Ca SST, (f) 13GGC 站 Mg/Ca SST, 均由 RDFIT 软件计算得到[23]. 此外, TSI 与 SST 梯度交叉频谱表示为(b)中的功率谱幅度(蓝线)和相对于 TSI 的相位角(紫线); (c)与(b)类似, 但为 TWT 梯度情况

2.2 研究不足及数值模拟-古海洋指标记录对比

关于上述模拟结果与太平洋 SST/TWT 古海洋记录之间的详细对比, 存在如下限制: (1) TSI 的本身变化幅度仍旧很不确定, 而古气候研究中其他驱动因子(火山活动、轨道辐射量和温室气体)对应的辐射效应比 TSI 要大 10~100 倍左右, 本研究模拟的 SST/TWT 变化可能会被这些因子的影响所掩盖; (2) 作为一个 EMIC, 物理过程方面的不足(例如大气反馈过程)限制了我们的粗分辨率模式对古气候变化的真实性模拟. 但由于 CGCM 模式中大气反馈过程可能会抵消海洋热机机制[12,30](并低估上层水体变化幅度), 该 EMIC 模式在揭示上层水体对太阳活动驱动的敏感性方面仍具有其独特的优越性. 姑且不管这些误差来源, 本文只关注模拟结果与古海洋记录中共同的频谱特征.

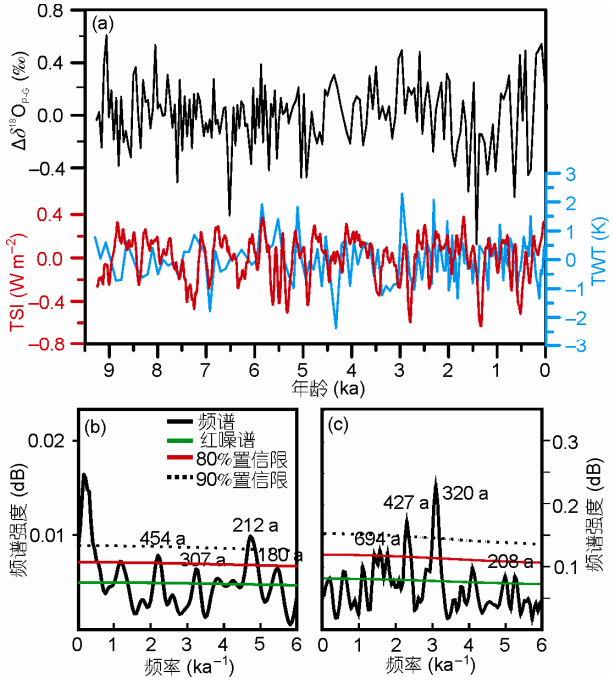


图 5　暖池温跃层水体古海洋指标记录及其频谱结果

(a) MD01-2386 站的 $\Delta\delta^{18}O_{P\text{-}G}$ 时间序列(黑线)、MD98-2188 站 Mg/Ca TWT 时间序列(蓝线), (b)和(c)分别给出了两者频谱分布; 9 点平滑的 TSI 时间序列(红线)也同时在(a)中给出以方便对比

在 ZC 模式研究[14]中, 太平洋纬向 SST 梯度线性响应于 TSI 驱动, 并在 200~500 和 800~1000 a 周期上仅略微(十年左右)滞后 TSI 驱动. 类似的百年尺度周期也出现在东北太平洋的 Mg/Ca SST 记录中, 且时间滞后约 50~100 a[13], 与本文的 SST 结果(图 4(b))类似. 在西菲律宾海(MD98-2188 站)[31]、印尼望加锡海峡(13GGC 站)[32]、棉兰老海(MD98-2181 站)和弗洛罗斯海(MD98-2176 站)[33]的全新世古海洋记录中也出现百年尺度 SST 变化, 且其频谱与百年尺度(特别是 190~229 a)的太阳活动周期对应良好(超过 90%置信限)(图 4(d)~(f)). 但由于这些记录年龄模式的不确定性和分辨率误差、局地海洋环境影响、以及其他古气候驱动因子影响, 很难把所有百年尺度上的准周期带与太阳驱动一一对应, 并如图 4(b)中一样对比其相位角.

除了这些表层变化, 其他古海洋指标记录则揭示出 WPWP 区温跃层水体的百年尺度波动. 例如赤道西太平洋暖池 MD01-2386 站的全新世 $\Delta\delta^{18}O_{P\text{-}G}$ 记录(未发表数据)(图 5(a)中黑线)表现出 212 a 周期(图 5(b))[34]. 更直接证据来自热带西太平洋 MD98-2188 站[31]的 Mg/Ca TWT 记录, 其时间序列与 TSI 序列在 6.9, 4.3~3.4 和 3~0.3 ka 之间具有相似变化特征(图 5(a)), 其频谱表现出 320, 427 和 694 a 周期(图 5(c)). 此外, TWT 记录中小于 208 a 的周期像在模拟结果中一样被大幅度压制减弱. 因此本研究模拟的 TWT 响应特征可以作为上述古海洋变化太阳活动起源的证据之一.

3　结论

在过去 7 千年来瞬变 TSI 驱动下, 本研究通过 UViC-ESCM 模拟得到太平洋上层水体结构的非均匀演化特征, 西太平洋暖池的三维热力结构在百年时间尺度上表现出增强型响应. 随着大气层顶 TSI 增大, WPWP 表层的 SST 变暖幅度要大于赤道东太平洋, 导致热带太平洋纬向(由西向东) SST 梯度增强, 次表层 TWT 在副热带北太平洋变幅大于赤道西太平洋, 导致经向(由北向南) TWT 梯度增强. 这两个温度梯度与 TSI 驱动在 1100, 769, 500, 357 和 208 a 周期上都显著相关, 且温度梯度相对于 TSI 的相位滞后随周期长度增大而减小. 同一个周期上, SST 梯度的响应时间(28 a)比 TWT 梯度(48 a)要小. WPWP 区域古海洋记录进一步确认, SST 梯度中最显著周期(208 a)在 TWT 梯度中明显被压制减弱, 148 和 102 a 周期在 TWT 梯度中几乎消失. 这些瞬变热力响应可能指示了全新世 7 千年来太阳活动驱动的太平洋上层水体变化, 但由于模式简单性, 上述结果应该通过具有更完善物理过程和更高分辨率的模式进行检验, 并与更多古海洋指标记录进行对比确认.

参考文献

1　Gray L J, Beer J, Geller M, et al. Solar influences on climate. Rev Geophys, 2010, 48: RG4001

2　Lean J L. Cycles and trends in solar irradiance and climate. Wiley Interdiscip Rev Clim Change, 2010, 1: 111–122

3　Clement A C, Seager R, Cane M A, et al. An ocean dynamical thermostat. J Clim, 1996, 9: 2190–2196

4　Meehl G A, Arblaster J M, Matthes K, et al. Amplifying the Pacific climate system response to a small 11-year solar cycle forcing. Science, 2009, 325: 1114–1118

5 Meehl G A, Arblaster J M. A lagged warm event-like response to peaks in solar forcing in the Pacific region. J Clim, 2009, 22: 3647–3660
6 Steinhilber F, Beer J, Frohlich C. Total solar irradiance during the Holocene. Geophys Res Lett, 2009, 36: L19704
7 Bond G, Kromer B, Beer J, et al. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. Science, 2001, 294: 2130–2136
8 Fleitmann D, Burns S J, Mudelsee M, et al. Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from Southern Oman. Science, 2003, 300: 1737–1739
9 Neff U, Burns S J, Mangini A, et al. Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 kyr ago. Nature, 2001, 411: 290–293
10 Clemens S C. Millennial-band climate spectrum resolved and linked to centennial-scale solar cycles. Quat Sci Rev, 2005, 24: 521–531
11 Mann M E, Cane M A, Zebiak S E, et al. Volcanic and solar forcing of the tropical Pacific over the past 1000 years. J Clim, 2005, 18: 447–456
12 Mann M E, Zhang Z H, Rutherford S, et al. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval climate Anomaly. Science, 2009, 326: 1256–1260
13 Marchitto T M, Muscheler R, Ortiz J D, et al. Dynamical response of the tropical Pacific ocean to solar forcing during the early Holocene. Science, 2010, 330: 1378–1381
14 Emile-Geay J, Cane M, Seager R, et al. El Niño as a mediator of the solar influence on climate. Paleoceanography, 2007, 22: PA3210
15 White W B, Lean J, Cayan D R, et al. Response of global upper ocean temperature to changing solar irradiance. J Geophys Res-Oceans, 1997, 102: 3255–3266
16 White W B, Cayan D R, Lean J. Global upper ocean heat storage response to radiative forcing from changing solar irradiance and increasing greenhouse gas/aerosol concentrations. J Geophys Res-Oceans, 1998, 103: 21355–21366
17 Weaver A J, Eby M, Wiebe E C, et al. The UVic earth system climate model: Model description, climatology, and applications to past, present and future climates. Atmos Ocean, 2001, 39: 361–428
18 Kutzbach J E, Liu X D, Liu Z Y, et al. Simulation of the evolutionary response of global summer monsoons to orbital forcing over the past 280000 years. Clim Dyn, 2008, 30: 567–579
19 Chen G S, Liu Z Y, Clemens S C, et al. Modeling the time-dependent response of the Asian summer monsoon to obliquity forcing in a coupled GCM: A PHASEMAP sensitivity experiment. Clim Dyn, 2011, 36: 695–710
20 Wang Y, Jian Z, Zhao P. Extratropical modulation on Asian summer monsoon at precessional bands. Geophys Res Lett, 2012, 39: L14803
21 Lorenz S J, Lohmann G. Acceleration technique for Milankovitch type forcing in a coupled atmosphere-ocean circulation model: Method and application for the holocene. Clim Dyn, 2004, 23: 727–743
22 Timm O, Timmermann A. Simulation of the last 21000 years using accelerated transient boundary conditions. J Clim, 2007, 20: 4377–4401
23 Schulz M, Mudelsee M. REDFIT: Estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. Comput Geosci, 2002, 28: 421–426
24 Locarnini R A, Mishonov A V, Antonov J I, et al. World ocean atlas 2005, volume 1: Temperature. In: Levitus S, ed. NOAA Atlas NESDIS 61. Washington D C: U.S. Government Printing Office, 2006. 182
25 White W B, Tai C K. Inferring interannual changes in global upper ocean heat storage from TOPEX altimetry. J Geophys Res-Oceans, 1995, 100: 24943–24954
26 Mccreary J P, Lu P. Interaction between the subtropical and equatorial ocean circulations—The subtropical cell. J Phys Oceanogr, 1994, 24: 466–497
27 Gu D F, Philander S G H. Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. Science, 1997, 275: 805–807
28 Huang R X, Huang C J, Wang W. Dynamical roles of mixed layer in regulating the meridional mass/heat fluxes. J Geophys Res-Oceans, 2007, 112: C05036
29 Zhou T J, Yu Y Q, Liu H L, et al. Numerical simulation of the sensitivity of the Pacific subtropical-tropical meridional cell to global warming. Prog Nat Sci, 2006, 16: 507–511
30 Vecchi G A, Clement A, Soden B J. Examining the tropical Pacific's response to global warming. Eos Trans AGU, 2008, 89: 81–83
31 Dang H W, Jian Z M, Bassinot F, et al. Decoupled Holocene variability in surface and thermocline water temperatures of the Indo-Pacific Warm Pool. Geophys Res Lett, 2012, 39: L01701
32 Linsley B K, Rosenthal Y, Oppo D W. Holocene evolution of the Indonesian throughflow and the western Pacific warm pool. Nat Geosci, 2010, 3: 578–583
33 Stott L, Timmermann A, Thunell R. Southern hemisphere and deep-sea warming led deglacial atmospheric CO_2 rise and tropical warming. Science, 2007, 318: 435–438
34 蒋来宾, 翦知湣, 成鑫荣. 赤道西太平洋末次盛冰期以来的浮游有孔虫氧碳稳定同位素记录. 海洋地质与第四纪地质, 2004, 24: 67–71