第 36 卷 第 7 期 海 洋 学 报 Vol. 36, No. 7
2014 年 7 月 ACTA OCEANOLOGICA SINICA July 2014

刘娜,王辉,张蕴斐. 基于 IPCC 预测结果的北太平洋海表面温度变化分析[J]. 海洋学报,2014,36(7):9—16,doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2014.07.002

Liu Na, Wang Hui, Zhang Yunfei. Variation of sea surface temperature in the North Pacific based on different IPCC scenarios[J]. Acta Oceanologica Sinica(in Chinese),2014,36(7): 9—16,doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2014.07.002

# 基于 IPCC 预测结果的北太平洋海表面温度变化分析

刘娜[1],王辉[1],张蕴斐[1]

(1. 国家海洋环境预报中心 国家海洋局海洋灾害预报技术研究重点实验室,北京 100081)

**摘要:** 利用 IPCC—AR4 气候模式诊断与比较计划(PCMDI)20C3M 试验和 A1B 情景试验模拟数据,研究了在温室气体排放情景下,北太平洋海表面温度的变化及其对太平洋风应力旋度变化的响应。结果表明,温室气体中等排放 A1B 情景与 20C3M 情景相比,北太平洋年平均海表面温度表现为一致增温的趋势,且最大的增温中心位于黑潮及其延伸体区。与 20C3M 试验相比,$CO_2$ 增加情景下北太平洋中部东风加强,增加向北的 Ekman 输送,使得北太平洋内区增温。风应力旋度零线也向北略有移动,导致黑潮延伸体向北移动并得到加强,从而引起延伸体区较强增温。风应力旋度零线的纬度附近产生的 Rossby 波,向西传播到黑潮延伸体区,进一步加强黑潮延伸体区的温度异常。海洋对北太平洋风应力场变化的局地响应及延迟响应,使黑潮延伸体海域海表面增温远大于周围海区。

**关键词:** 北太平洋海表面温度;IPCC 第四次评估报告;温室气体

**中图分类号:** P731.31 **文献标志码:** A **文章编号:** 0253-4193(2014)07-0009-08

## 1 引言

工业化以来受人类活动的影响,大气中的 $CO_2$ 和其他温室气体的浓度不断增加。温室气体效应很有可能引起了 20 世纪下半叶地球表面变暖等变化,并且在可预见的未来全球变暖存在加速的趋势[1—2]。海洋对大气中增加的 $CO_2$ 是潜在的汇,同时海洋对热量的吸收会导致热带和中高纬度海表面温度的显著增加[3]。由于热带海域增温对大气深层对流和全球大气遥相关有重要影响,热带海域海表面温度显著增暖已成为温室气体引起的区域海洋变化研究的重要方面[4—7]。

北太平洋副热带海洋是年代际尺度上全球气候变化的关键区,是连接中高纬度大气强迫和热带的海洋通道。同时,大气中 $CO_2$ 的增加会改变西边界流的强度[8—10]并对西北太平洋热带气旋的发生频数产生影响[11]。北太平洋副热带环流和副极地环流交界处形成黑潮延伸体,西边界流黑潮及其延伸体区形成的温度锋面,能够使中纬度风暴加强[12],并在年代际尺度上,通过北太平洋风场的变化产生动力响应,进而影响 SST 变化,尤其是北太平洋西边界流区域在气候系统中有重要作用[13—14]。通过研究 1976—1977 年前后北太平洋气候跃迁,Seager 等[15]发现海表面温度的降低与副极地环流和副热带环流交界纬度位置的向南移动有关,并与风应力旋度零线位置向南移动一致,海洋对风场变化的延迟响应会使得环流交界

**收稿日期:** 2013-10-29;**修订日期:** 2014-03-20。

**基金项目:** 国家科技支撑计划"全球海洋环境数值预报关键技术系统集成研究及应用"(2011BAC03B00);国家自然科学基金项目(41106023,41306008);国家海洋局青年海洋科学基金(2012204)。

**作者简介:** 刘娜(1982—),女,山东省青岛市人,副研究员,博士,主要从事海洋环流动力学研究。E-mail:liuna@nmefc.gov.cn

处的海表面温度降低[16]。本文将采用耦合模式比较计划(CMIP3)为政府间气候变化专门委员会(IPCC)第四次评估报告(AR4)组织的 20 世纪气候模拟试验(20C3M)和 A1B 情景预估试验的多模式结果,讨论温室气体浓度增加下北太平洋尤其是副热带海域海表面温度的变化及其成因。

## 2 资料与方法

参加 IPCC－AR4 气候模式诊断与比较计划(PCMDI)20C3M 试验和 A1B 情景试验的耦合模式数目分别是 25 和 24 个,这些模式分别来自 13 个国家的 18 个研究机构。本文采用了其中 24 个模式的结果(http://www－pcmdi.llnl.gov/projects/ cmip/index.php)。20C3M 试验是接近真实的气候强迫情景下对 20 世纪气候的模拟。A1B 情景假设全球经济和人口迅速增加,反映的是一种在经济发展与温室气体排放之间保持平衡的发展情景,它以 20C3M 试验结束的状况为初始条件一直运行到 2100 年,然后保持温室气体浓度不变运行到 2200 年。表 1 列出了该 24 个气候系统模式的基本信息。其中,MIROC3.2(hires)的水平分布率最高,为 0.28125°×0.1875°;GISS－ER 的分辨率最低,为 5°×4°;大多数模式水平分辨率在 1°～2°之间。本文用到的模拟资料包括:20C3M 试验及 A1B 情景预估试验的海表面温度、风应力、纬向流速和海表面高度等资料;20C3M 试验分析的时间段为 1950－1999 年;A1B 情景预估试验分析的时间段为 2050－2099 年。

**表 1 IPCC－AR4 24 个模式名称、机构(国家)以及大气和海洋模式分辨率**

**Tab.1 Model name, originating center (country), resolution of atmosphere and ocean models of 24 IPCC－AR4 models**

| 模式名称 | 模拟机构(国家) | 大气模式分辨率 | 海洋模式分辨率 |
|---|---|---|---|
| BCCR－BCM2.0 | Bjerknes Centre for Climate Research(挪威) | T63,L31 | 1.5°×0.5°～1.5°,L35 |
| CCSM3 | National Center for Atmospheric Research(美国) | T85,L26 | 1.125°×0.27°～1.0°,L40 |
| CGCM3.1(T47) | Canadian Centre for Climate Modelling & Analysis(加拿大) | T47,L31 | 1.875°×1.856°,L29 |
| CGCM3.1(T63) | Canadian Centre for Climate Modelling & Analysis(加拿大) | T63,L31 | 1.4°×0.9°,L29 |
| CNRM－CM3 | Météo－France / Centre National de Recherches Météorologiques(法国) | T63,L45 | 2°×0.5°,L31 |
| CSIRO－Mk3.0 | CSIRO Atmospheric Research(澳大利亚) | T63,L18 | 1.875°×0.84°,L31 |
| CSIRO－Mk3.5 | CSIRO Atmospheric Research(澳大利亚) | T63,L18 | 1.875°×0.84°,L31 |
| ECHAM5/MPI－OM | Max Planck Institute for Meteorology(德国) | T63,L31 | 1.5°×1.5°,L40 |
| ECHO－G | Meteorological Institute of the University of Bonn, Meteorological Research Institute of KMA, and Model and Data group(德国/韩国) | T30,L19 | 2.8°×0.5～2.8°,L20 |
| FGOALS－g1.0 | LASG / Institute of Atmospheric Physics(中国) | T42,L26 | 1°×1°,L33 |
| GFDL－CM2.0 | US Dept. of Commerce / NOAA / Geophysical Fluid Dynamics Laboratory(美国) | 2.5°×2°,L24 | 1°×1°～(1/3)°,L50 |
| GFDL－CM2.1 | US Dept. of Commerce / NOAA / Geophysical Fluid Dynamics Laboratory(美国) | 2.5°×2°,L24 | 1°×1°～(1/3)°,L50 |
| GISS－AOM | NASA / Goddard Institute for Space Studies(美国) | 4°×3°,L12 | 4°×3°,L16 |
| GISS－EH | NASA / Goddard Institute for Space Studies(美国) | 4°×5°,L17 | 2°×2°,cos(lat) L16 |
| GISS－ER | NASA / Goddard Institute for Space Studies(美国) | 4°×5°,L17 | 5°×4°,L13 |
| INGV－SXG | Instituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia(意大利) | T106,L19 | 2°×2°～0.5°,L40 |
| INM－CM3.0 | Institute for Numerical Mathematics(俄罗斯) | 5°×4°,L21 | 2.5°×2°,L33 |
| IPSL－CM4 | Institut Pierre Simon Laplace(法国) | 2.5°×3.75°,L19 | 2°×2°～1°,L19 |
| MIROC3.2(hires) | Center for Climate System Research (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Frontier Research Center for Global Change (JAMSTEC)(日本) | T106,L56 | 0.281 25°×0.187 5°,L47 |

**续表 1**

| 模式名称 | 模拟机构(国家) | 大气模式分辨率 | 海洋模式分辨率 |
|---|---|---|---|
| MIROC3.2(medres) | Center for Climate System Research (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Frontier Research Center for Global Change (JAMSTEC) (日本) | T42,L20 | 1.4°×0.5°～1.4°,L43 |
| MRI－CGCM2.3.2 | Meteorological Research Institute(日本) | T42,L30 | 2.5°×2°～0.5°,L23 |
| PCM | National Center for Atmospheric Research(美国) | T42,L26 | 320×384,L40 |
| UKMO－HadCM3 | Hadley Centre for Climate Prediction and Research / Met Office(英国) | 3.75°×2.75°,L19 | 1.25°×1.25°,L20 |
| UKMO－HadGEM1 | Hadley Centre for Climate Prediction and Research / Met Office(英国) | 1.25°×1.875°,L38 | 1°×1°～1/3°,L40 |

## 3　北太平洋海表面温度变化

本文利用 A1B 情景试验模拟的 2050—2099 年平均海表面温度与 20C3M 试验模拟的 1950—1999 年平均的海表面温度之差,来表示 A1B 情景下北太平洋副热带海表面温度的变化(图 1a)。基于 24 个模式的比较,每个模式独立计算,采用多模式集合平均可以消除不同模式的偏差,预估结果可信度较高[17]。如图 1a 所示,北太平洋年平均海表面温度表现为一致增温的趋势,北太平洋平均增温幅度为 2.1℃,海表

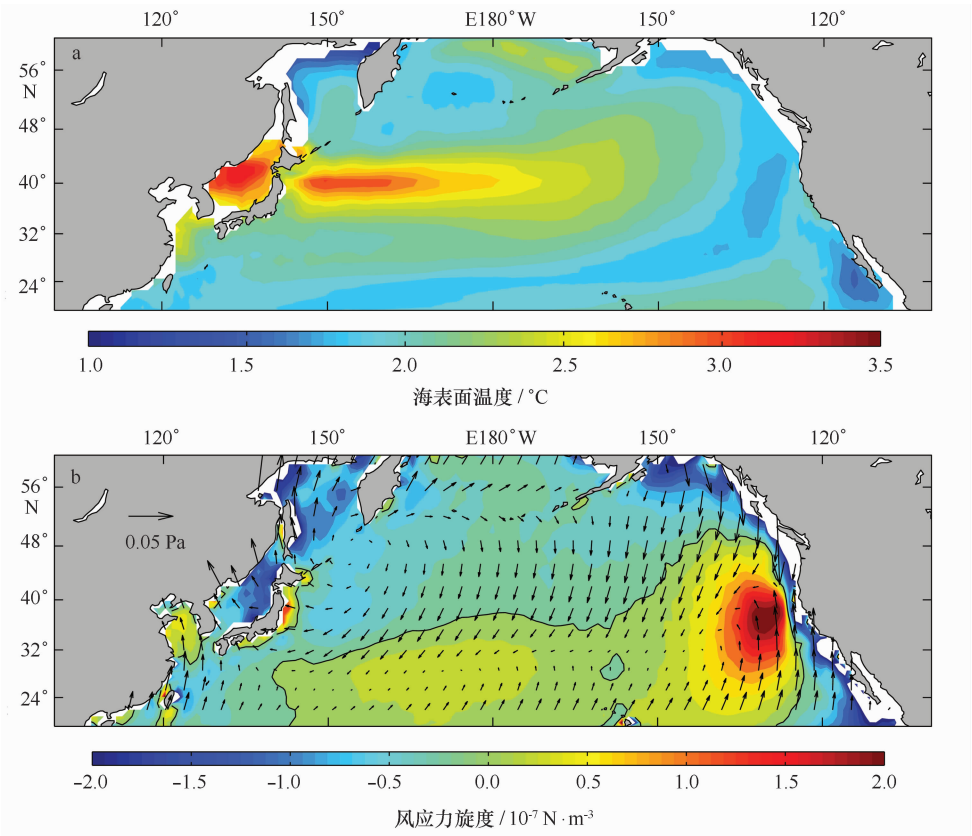


图 1　多模式集合平均的北太平洋海表面温度(a)和多模式集合平均风应力(矢量)及风应力旋度(填色)(b)

Fig. 1　Multi-model ensemble mean of sea surface temperature in the North Pacific: A1B scenario(a) and multi-model ensemble mean of wind stress (vector) and wind stress curl (color)(b)

试验模拟结果均为 A1B 情景预估试验(2050－2099 年平均)减去 20C3M 情景(1950－1999 年平均),黑色实线为风应力旋度之差零线

The results are A1B scenario (averaged from 2050 to 2099) minus 20C3M scenario (averaged from 1950 to 1999), black curve denotes zero line of wind stress curl difference

面温度的变化与牟林等[18]利用气候模式得出的结果一致，且增温幅度相近。我们发现北太平洋最大的增温中心位于黑潮及其延伸体海域，其增温幅度远超过北太平洋平均的温度增加幅度，黑潮及其延伸体区平均增温幅度达到 2.5℃，最大增温幅度超过 3.2℃，其他海域平均增温幅度低于 1.9℃，黑潮及其延伸体海域最大增温幅度是其他海域平均增温幅度的接近 2 倍。下面在 $CO_2$ 增加情景下从北太平洋风场变化的角度，探讨北太平洋副热带海表面温度增暖的影响机制。

## 4 北太平洋海表面温度对风应力变化的响应

为了进一步研究 A1B 情景下北太平洋海表面温度增温以及最大增温中心位于黑潮延伸体的成因，我们检查了北太平洋风应力的变化。图 1b 是相对于 20C3M 的 $CO_2$ 增多引起的风的异常。日本以东出现反气旋异常，30°～35°N 之间纬度带出现东风异常。风应力旋度异常在副热带环流和副极地环流交界线两侧表现为南正北负的偶极子型分布，在位于大约 10°～35°N 之间为正异常，在中纬度海域 35°N 以北为负异常，其变化与风应力场的移动一致。35°N 附近的东风异常引起向北 Ekman 输运增强，使更多低纬度暖水向北输送，从而造成局地海表面温度增温。风应力旋度在 35°N 附近变化为 0，在风应力旋度变化零线以北，为风应力旋度负异常，根据 Sverdrup 平衡，会驱动向南的内区流动；在零线以南，为风应力旋度正异常，驱动向北的内区流动，从而使海表面温度增温，并且海表面最大增温的位置大致位于黑潮延伸体区。

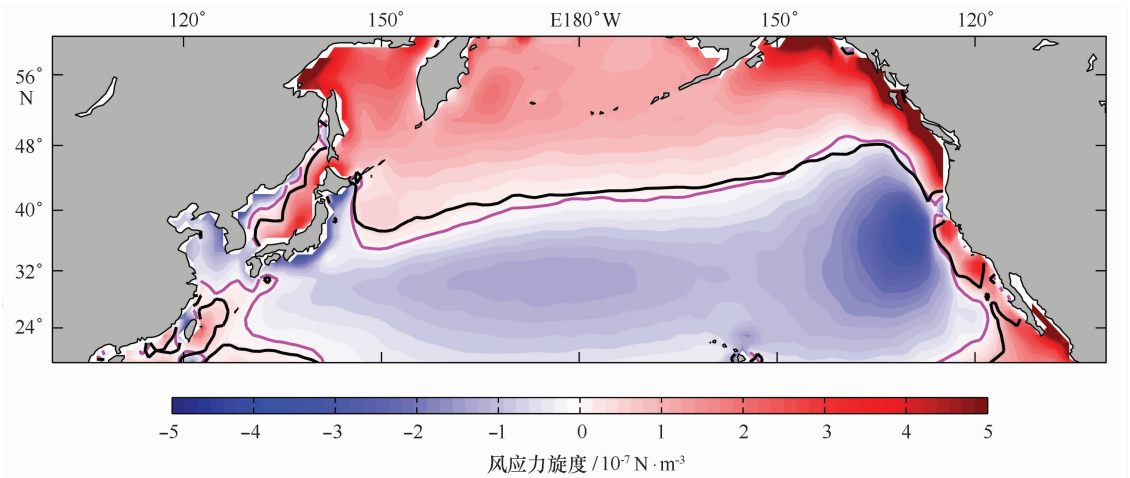


图 2 多模式集合平均的 20C3M 情景(1950－1999 年平均)风应力旋度

Fig. 2 Multi-model ensemble mean of wind stress curl in 20C3M scenario (averaged from 1950 to 1999)

紫色实线为 20C3M 情景风应力旋度零线，黑色实线为 A1B 情景风应力旋度零线

Purple curve denotes zero wind stress curl line in 20C3M scenario, black curve denotes zero wind stress curl line in A1B scenario

风应力旋度零线可作为黑潮延伸体所在纬度的指示。在 $CO_2$ 增加的情景下，风应力旋度零线所在纬度向北移动了大约 3°～4°(见图 3、图 4)，根据 Sverdrup 理论，风应力旋度零线纬度发生变化，副热带环流也会随之发生变化[19－20]。图 3 显示 A1B 情景中风应力旋度的强度比 20C3M 情景中有所增强，会导致大洋内区向赤道的流动加强，从而使西边界流的强度得到加强，最终影响到黑潮延伸体的温度。

黑潮主轴向极地移动的趋势与风应力旋度零线向极地移动的变化趋势一致(见图 5)。黑潮延伸体主轴即最大向东流速的纬度大约在 36°N，向东的流速为 0.2 m/s。在 A1B 情景中，黑潮延伸体主轴以北流速加强，主轴以南流速减弱，表明主轴向北移动(见图 5c)，移动幅度大约为 1°左右，比风应力旋度零线移动的幅度要小(见图 6)。由于黑潮延伸体区有较强的径向温度梯度，其向极地的移动会通过平流作用引起大面积的海表面温度增暖。

图 7 中多模式平均的北太平洋副热带海域海表面高度异常表现出向西传播的 Rossby 波。海表面高度异常的最大值出现在风应力旋度异常最大值的西侧。在向西传播的海表面高度带状分布的北部为风应力旋度零线的位置，大约位于黑潮延伸体的纬度。

在海盆西侧的黑潮西边界流区域海表面高度的变化是对太平洋中部风应力异常的延迟响应。风应力旋度异常通过向西传播的 Rossby 波对副热带环流上层海洋进行动力调整[21—22],海洋环流对大气强迫的响应在年代际时间尺度上才达到平衡。与以往研究一致,Venzke 等[23]研究发现西边界流对风应力引起的北太平洋中部海表面温度异常增暖有延迟响应,这种延迟增暖是由增强的平流输运引起的。

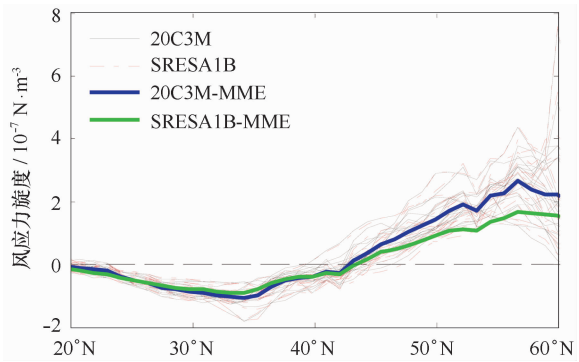


图 3　北太平洋纬向平均风应力旋度

Fig. 3 Zonally averaged wind stress curl over the North Pacific

灰色实线和红色虚线分别为 20C3M 情景下和 A1B 情景下 21 个模式集合成员,蓝色实线和绿色实线分别为 20C3M 情景下和 A1B 情景下多模式集合平均(MME),黑色虚线为风应力旋度零线

Gray solid line and red dashed line represents 21 ensemble members in 20C3M scenario and A1B scenario respectively, blue solid line and green solid line represents multi-model ensemble mean (MME) in 20C3M scenario and A1B scenario respectively, black dashed line is the zero line of wind stress curl

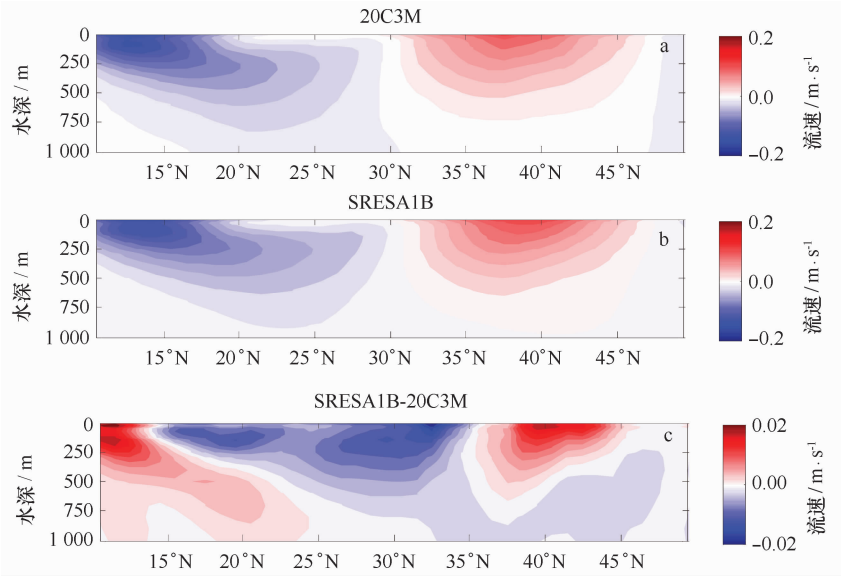


图 4　多模式集合平均纬向流速的深度-纬向分布

Fig. 4 Depth-latitudinal profile of multi-model ensemble mean of zonal velocity

a. 20C3M 情景(1950—1999 年平均),b. A1B 情景预估试验(2050—2099 年平均),c. 20C3M 情景与 A1B 情景之差。纬向流速为副热带海域(10°～50°N,145°～160°E)纬向平均值

a. 20C3M scenario (averaged from 1950 to 1999), b. A1B scenario (averaged from 2050 to 2099), c. difference between 20C3M scenario and A1B scenario. Zonal velocity is averaged over subtropical Pacific (10°～50°N, 145°～160°E)

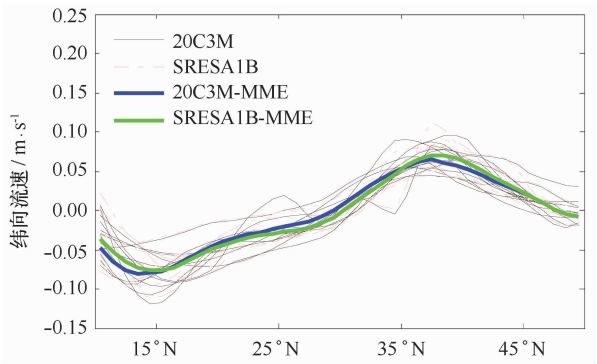


图 5 上层 500 m 深度平均纬向流速随纬度分布

Fig. 5 Latitudinal distribution of depth-averaged zonal velocity in upper 500 m

灰色实线和红色虚线分别为 20C3M 情景下和 A1B 情景下 21 个模式集合成员，蓝色实线和绿色实线分别为 20C3M 情景下和 A1B 情景下多模式集合平均。纬向流速为副热带海域(10°～50°N，145°～160°E)纬向平均值

Gray solid line and red dashed line represents 21 ensemble members in 20C3M scenario and A1B scenario respectively, blue solid line and green solid line represents multi-model ensemble mean (MME) in 20C3M scenario and A1B scenario respectively. Zonal velocity is averaged over subtropical Pacific (10°～50°N，145°～160°E)

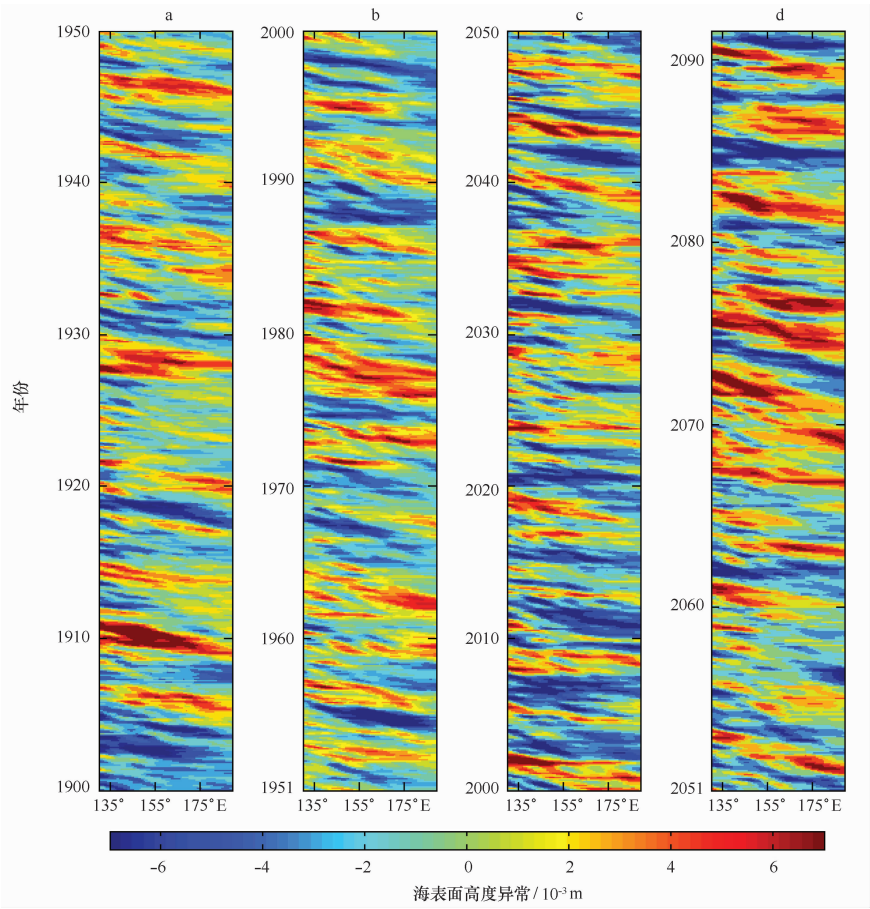


图 6 副热带海域多模式集合平均海表面高度异常

Fig. 6 Multi-model ensemble mean of sea surface height anomaly over the subtropical Pacific

a. 20C3M 情景中 1900—1950 年，b. 20C3M 情景中 1951－2000 年，c. A1B 情景预估试验中 2000—2050 年，d. A1B 情景预估试验中 2051—2099 年。海表面高度为副热带海域(18°～23°N，130°～190°E)径向平均值

a. 1900－1950 in 20C3M scenario, b. 1951－2000 in 20C3M scenario, c. 2000－2050 in A1B scenario, d. 2051－2099 in A1B scenario. Sea surface height is meridionally averaged over the subtropical Pacific (18°～23°N，130°～190°E)

## 5　结论

利用 IPCC－AR4 气候模式诊断与比较计划(PCMDI)20C3M 试验和 A1B 情景试验模拟数据,研究了在温室气体排放情景下,北太平洋海表面温度的变化及其对太平洋风应力旋度的响应。结果表明,在温室气体排放增加情景下,北太平洋年平均海表面温度表现为一致增温的趋势,平均增温幅度为 2.1℃,最大的增温中心位于黑潮及其延伸体海域,其平均增温幅度达到 2.5℃。

利用 IPCC－AR4 中海表面高度、风应力场等数据,分析了北太平洋海表面温度增加的成因。北太平洋海表面温度变化尤其是黑潮延伸体区的增温与北太平洋风应力旋度场变化及其引起的西边界流向极地移动及加强有关。北太平洋海表面温度对北太平洋风应力的增温响应由局地响应和延迟响应两部分组成。一方面,A1B 情景中,北太平洋中部东风加强,由于 Ekman 输运使低纬度温度场向极地输送,使得北太平洋内区增温,形成较快速的局地响应。另一方面,在海盆西侧的黑潮西边界流区域海表面高度的变化是对太平洋中部风应力异常的延迟响应。A1B 情景中北太平洋风应力旋度零线比 20C3M 试验整体向极地移动大约 3°～4°,使得黑潮延伸体主轴向极地移动并且强度加强,平流作用使该区域出现大面积增温。在风应力旋度异常值区的西侧,由于随纬度升高 Rossby 波的传播速度变慢,海表面高度异常变化落后于风应力强迫的振幅。在西边界处,当风应力强迫为 0 时,海表面高度异常的振幅达到最大。在风应力旋度零线的纬度附近产生向西传播的 Rossby 波,Rossby 波最终传播到黑潮延伸体区,并改变西边界流处的混合层深度以及副热带环流与副极地环流交界面的位置,海水深层混合使黑潮延伸体区的温度异常传递到表面,西边界流处海表面温度对北太平洋风应力旋度变化的延迟响应,导致副热带环流与副极地环流交界处即黑潮及其延伸体海域海表面增温。

**参考文献:**


[1] Meehl G A,Covey C,Taylor K E,et al. The WCRP CMIP3 multimodel dataset: A new era in climate change research[J]. Bulletin of the American Meteorological Society,2007,88: 1383－1394.

[2] 李博,周天军. 基于 IPCC A1B 情景的中国未来气候变化预估:多模式集合结果及其不确定性[J]. 气候变化研究进展,2010,6(4): 270－276.

[3] Levitus S,Antonov J I,Wang J,et al. Anthropogenic warming of Earth's climate system[J]. Science,2001,292: 267－270.

[4] Xie S P,Deser C,Vecchi G A,et al. Global warming pattern formation: Sea surface temperature and rainfall[J]. Journal of Climate,2010,23: 966－986.

[5] Clement A C,Baker A C,Leloup J. Climate change: Patterns of tropical warming[J]. Nature Geoscience,2010,3: 8－9.

[6] Rauscher S A,Kucharski F,Enfield D B. The role of regional sst warming variations in the drying of meso-america in future climate projections[J]. Journal of Climate,2011,24: 2003－2016.

[7] 牟林,宋军,钟霖浩,等. 不同 CO2 浓度背景下格陵兰－苏格兰海脊溢流水变化机制[J]. 科学通报,2011,56(23): 1910－1919.

[8] Beal L M,De Ruijter W P,Biastoch A,et al. On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate[J]. Nature,2011,472: 429－436.

[9] Saenko O A,Fyfe J C,England M H. On the response of the oceanic wind-driven circulation to atmospheric $CO_2$ increase[J]. Climate dynamics,2005,25: 415－426.

[10] 牟林,吴德星,周刚,等. 温室气体浓度增加情景下大西洋温盐环流的演变[J]. 地球科学:中国地质大学学报,2007,32(1): 141－146.

[11] 黄勇,李崇银. 温室气体浓度增加情景下西北太平洋热带气旋变化的模拟分析[J]. 气候与环境研究,2010,15(1): 1－10.

[12] Wu L,Cai W,Zhang L,et al. Enhanced warming over the global subtropical western boundary currents[J]. Nature Climate Change,2012,2: 161－166.

[13] Mantua N J,Hare S R. The Pacific decadal oscillation[J]. Journal of Oceanography,2002,58: 35－44.

[14] Schneider N,Cornuelle B D. The forcing of the Pacific decadal oscillation[J]. Journal of Climate,2005,18: 4355－4373.

[15] Seager R,Kushnir Y,Naik N H,et al. Wind-driven shifts in the latitude of the Kuroshio-Oyashio Extension and generation of SST anomalies on decadal timescales[J]. Journal of Climate,2001,14: 4249－4265.

[16] Nakamura H,Kazmin A S. Decadal changes in the North Pacific oceanic frontal zones as revealed in ship and satellite observations[J]. Journal of geophysical research,2003,108: 3078.

[17] 周天军,李立娟,李红梅,等. 气候变化的归因与预估模拟研究[J]. 大气科学,2008,32: 906－922.

[18] 牟林,吴德星,陈学恩,等. 温室气体浓度增加情境下全球海洋变化主要特征分析[J]. 科学通报,2006,51: 2304－2308.

[19] Deser C,Alexander M A,Timlin M S. Evidence for a wind-driven intensification of the Kuroshio Current Extension from the 1970s to the 1980s [J]. Journal of Climate,1999,12: 1697－1706.

[20] Miller A J, Cayan D R, White W B. A westward-intensified decadal change in the North Pacific thermocline and gyre-scale circulation[J]. Journal of Climate, 1998, 11: 3112－3127.

[21] Schneider N, Miller A J, Pierce D W. Anatomy of North Pacific decadal variability[J]. Journal of Climate, 2002, 15: 586－605.

[22] Taguchi B, Xie S-P, Schneider N, et al. Decadal variability of the Kuroshio Extension: Observations and an eddy-resolving model hindcast[J]. Journal of Climate, 2007, 20: 2357－2377.

[23] Venzke S, Münnich M, Latif M. On the predictability of decadal changes in the North Pacific[J]. Climate dynamics, 2000, 16: 379－392.

# Variation of sea surface temperature in the North Pacific based on different IPCC scenarios

Liu Na[1], Wang Hui[1], Zhang Yunfei[1]

(1. *Key Laboratory of Research on Marine Hazards Forecasting, National Marine Environmental Forecasting Center, Beijing* 100081, *China*)

**Abstract**: Using the multi-model datasets of 20C3M and the SRESA1B scenario projection from Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison for IPCC-AR4, we have investigated the sea surface temperature (SST) changes in the North Pacific and its response to wind stress changes in the North Pacific under different atmospheric greenhouse gases scenarios. The analysis shows that the SST will increase in most parts of the North Pacific as a result of the effect of higher atmospheric $CO_2$ concentration, with the maximum increasing center located along the Kuroshio Extension region. We conclude that the warming in the SRESA1B scenario over the North Pacific especially along the Kuroshio Extension might be attributable to the stronger easterlies prevail in the central Pacific and poleward shift of the zero wind stress curl line. This Ekman response is local and fast. On the other hand, because the zero wind stress curl line displaced to higher latitudes, it generates stronger Kuroshio and its extention. It also generates anomalous Rossby waves at the latitude of zero wind stress curl line which propagate to the west. The Rossby waves change the thermocline in the Kuroshio Extension region and eventually warm the SST. The changes of wind stress in the interior North Pacific eventually generate SST warm anomalies in the Kuroshio Extension region several years later.

**Key words**: sea surface temperature in North Pacific; IPCC AR4; greenhouse gases