

碳移除下全球地表气温峰值出现时间的主要影响因子:能量平衡模型研究

屈侠 黄刚

Factors Influencing the Timing of Global Temperature Peaks under Carbon Removal: An Energy Balance Model Study

QU Xia HUANG Gang

在线阅读 View online: https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2024.23065

您可能感兴趣的其他文章 Articles you may be interested in

全球海洋热浪的多时间尺度变化特征及气候调控因子分析

Analysis of Multi-time Scale Variation Characteristics and Climate Regulation Factors on Global Marine Heatwaves 气候与环境研究. 2022, 27(1): 170 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2021.21061

云光学厚度影响因子的模拟研究

Simulation Study on Influencing Factors of Cloud Optical Thickness 气候与环境研究. 2023, 28(3): 303 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2022.22005

基于MODIS数据地表反照率时空变化特征及影响因子研究

Spatial and Temporal Variations of Land Surface Albedo and Its Influencing Factors Based on MODIS Data 气候与环境研究. 2021, 26(6): 648 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2021.20160

不同陆地生态系统碳通量对模型模拟全球2浓度的影响

Effect of Terrestrial Ecosystem Carbon Fluxes on Simulating Global CO2 Concentration Using the GEOS-Chem Model

气候与环境研究. 2019, 24(5): 552 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2018.18060

中国半干旱区草甸草原和典型草原碳通量日变化特征

Diurnal Variations of the Carbon Fluxes of Semiarid Meadow Steppe and Typical Steppe in China 气候与环境研究. 2020, 25(2): 172 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2019.19096

关税变化对中国贸易碳排放的影响研究

China's Carbon Emissions in International Trade under Tariff Adjustments 气候与环境研究. 2022, 27(1): 197 https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2021.21102



关注微信公众号,获得更多资讯信息





屈侠,黄刚. 2024. 碳移除下全球地表气温峰值出现时间的主要影响因子: 能量平衡模型研究 [J]. 气候与环境研究, 29(3): 339-352. QU Xia, HUANG Gang. 2024. Factors Influencing the Timing of Global Temperature Peaks under Carbon Removal: An Energy Balance Model Study [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 29 (3): 339-352. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2024.23065

碳移除下全球地表气温峰值出现时间的主要 影响因子:能量平衡模型研究

屈侠 1,2 黄刚 1,2

1 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心,北京 100029 2 中国科学院大气科学与地球流体国家重点实验室,北京 100029

摘 要 碳移除是 21 世纪末实现巴黎气候协定温度目标的关键手段。在其开展后,全球地表气温将在随后的若 干年达峰。目前,耦合模式比较计划第六阶段(CMIP6)开展碳移除试验的数值模式较少,限制了科学界对碳移 除下全球地表气温峰值出现时间的理解。本文发现,基于强迫—响应能量框架的两层能量平衡模型能够很好地重 现出:1)大气 CO₂浓度变化对全球地表气温的影响;2)碳移除过程中全球地表气温的峰值出现时间。因此, 该模型可作为 CMIP6 碳移除试验的补充,能够胜任峰值出现时间的影响因子研究。该能量平衡模型的结果显示, 在碳移除过程中,不考虑深层海洋的情况下,对全球平均地表气温的峰值出现时间影响最大的因子为平衡气候敏 感度,其次为地表热容量;当深层海洋存在时,影响最大的因子为深层海洋热容量,其次为平衡气候敏感度,之 后为地表热容量。这些因子主要通过改变碳移除开始时地表净能量收入的大小来影响全球地表气温峰值的出现时 间。相比不考虑深层海洋的情况,深层海洋的存在可以略微提前全球温度峰值出现的时间,并使得碳移除后 CO₂强迫对地表净能量的下降幅度的贡献较大。

关键词 碳移除 温度峰值 出现时间 影响因子 文章编号 1006-9585(2024)03-0339-14 中图分类号 P467 文献标识码 A doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2024.23065

Factors Influencing the Timing of Global Temperature Peaks under Carbon Removal: An Energy Balance Model Study

QU Xia^{1, 2} and HUANG Gang^{1, 2}

1 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Center for Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Carbon dioxide removal (CDR) is crucial to achieving the temperature targets of the Paris Climate Agreement by the end of this century. After CDR application, global surface temperatures are expected to peak in the subsequent years. However, the limited number of models in the Coupled Model Intercomparison Project phase 6 (CMIP6) that conducted CDR simulations hampers our understanding of when global surface temperature peaks under CDR scenarios. Herein, a two-layer Energy Balance Model (EBM) based on the forced response framework is found to reasonably capture the impact of changes in atmospheric CO_2 concentration on global surface temperatures and the timing of their peak

资助项目 国家自然科学基金项目 42175055、42141019

收稿日期 2023-07-03; 网络预出版日期 2024-05-11

作者简介 屈侠,男,1983年出生,博士,副研究员,主要研究方向为全球变化和东亚季风。E-mail: quxia@mail.iap.ac.cn

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 42175055 and 42141019)

following CDR application. This model can complement CMIP6 CDR simulations and serve as a tool to investigate the factors influencing the timing of the temperature peaks. The EBM results suggest that in scenarios excluding the deep ocean, the equilibrium climate sensitivity affects how soon after CDR initiation temperature peaks occur, with the Earth's surface heat capacity also playing a role. When the deep ocean is present, its heat capacity demonstrates the greatest contribution, followed by equilibrium climate sensitivity and then Earth's surface heat capacity. These factors primarily affect the timing of global surface temperature peaks by altering the magnitude of the surface energy imbalance when CDR starts. Compared to scenarios excluding deep ocean, incorporating it slightly advances the timing of temperature peaks and reinforces the contribution of CO_2 forcing in reducing the magnitude of net energy flux at the Earth's surface when CDR starts.

Keywords Carbon dioxide removal, Temperature peak, Timing, Influencing factor

1 引言

为了应对气候变化,《联合国气候变化框架公 约》在 2015年达成了《巴黎气候协定》(https:// unfccc.int/files/essential_background/convention/appli cation/pdf/english_paris_agreement.pdf.[2024-05-10]),提出了如下目标:"将全球平均气温升幅 控制在远低于工业化前水平以上 2°C 的范围内,并 努力将气温升幅限制在工业化前水平以上 1.5°C 之 内"。随后,科学界依据当前的温室气体排放和潜 在的减排能力进行了估计,如需在本世纪末实现上 述目标,需要开展碳移除,即大气中二氧化碳 (CO₂)浓度下降(Sanderson et al., 2016, 2017; Xu and Ramanathan, 2017; Rogelj et al., 2018)。

在气候变化的诸多方面中,全球平均地表气温 变化(ΔT)是一个重要方面,也是气候变化的重 要衡量指标(IPCC, 2021)。它的变化会导致一系 列的环境后果,如水循环、云、辐射通量、海冰、 海平面、生态系统碳源汇等(Wu et al., 2010, 2015; Cao et al., 2011, Boucher et al., 2012, Chadwick et al., 2013; Ehlert and Zickfeld, 2018; Sun et al., 2021; Yeh et al., 2021; Zhang et al., 2023)。因此, ΔT也是包 括《巴黎气候协定》在内的气候治理行动关注的重 要目标。碳移除下ΔT的一个重要特征是,它会出 现一定的迟滞性:碳移除开展后,大气 CO,浓度 虽然在下降,但ΔT将继续上升一段时间后才开始 下降 (Cao et al., 2011; Boucher et al., 2012; Chadwick et al., 2013; Wu et al., 2015; Jeltsch-Thömmes et al., 2020; Yeh et al., 2021; Kug et al., 2022)。目前的研 究显示,碳移除的强度、模式的平衡气候响应和海 洋的热吸收可影响到这种迟滞响应(Cao et al., 2011; Jeltsch-Thömmes et al., 2020).

目前,碳移除气候效应的研究主要依赖于复杂

气候模式,如地球系统模式、耦合环流模式。因这 类模式有着复杂的网格和物理过程,用其开展数值 模拟的计算量巨大,所以早期开展碳移除气候效应 的研究主要基于单一数值模式(Cao et al., 2011; Boucher et al., 2012; Chadwick et al., 2013; Wu et al., 2015; Jeltsch-Thömmes et al., 2020)。在一定程度 上,这种高计算成本限制了我们关于碳移除下一些 气候属性变化的认识。例如,修改模式中海洋相关 过程的参数进行敏感性试验就需要很大的计算代 价。2017年,作为CMIP6的子计划,Keller et al. (2018) 发起了碳移除模式比较计划(Carbon Dioxide Removal Model Intercomparison Project, CDRMIP),并且有8个复杂模式开展了碳移除模 拟试验,相较于之前的研究有很大的进步。但模式 的气候属性(包括海洋的一些参数)存在差异,如 果需要排除其他因子的干扰来研究某个气候属性的 贡献,这些模式样本仍然是不够的。

国际气候变化专门委员会(IPCC)评估报告 中的强迫—响应能量框架可为上述问题的理解提供 突破口。为了寻求直观的方式去理解 ΔT , IPCC 引 入了该能量框架(Gregory et al., 2004; Andrews et al., 2012; IPCC, 2021),可表达为

$$\Delta N = F - \lambda \Delta T, \tag{1}$$

其中, ΔN为大气层顶向下的净辐射通量, F为有效辐射强迫, λ为气候反馈系数(单位ΔT产生的向上的净辐射通量)。为了评估瞬时气候响应, IPCC进一步引入了一个两层的能量平衡模型(Geoffroy et al., 2013a, 2013b; Geoffroy and Saint-Martin, 2020; IPCC, 2021),其设定可以参照"数据与方法"部分。由于其计算量小,对于研究某一气候属性的贡献同时屏蔽其他属性干扰而言,它是一个理想的研究工具。

因此,本文利用该强迫—响应能量框架和两层 的能量平衡模型,结合 CMIP6 数据,确定了能量 平衡模型的各个参数。在评估了能量平衡模型对 于 CO₂ 强迫下全球平均地表气候变化的重现性基 础上,开展了该能量平衡模型的数值模拟试验,研 究了深层海洋的存在与不考虑深层海洋的情况、关 键气候参数对ΔT峰值出现时间的贡献,并讨论了 相关现象的成因。

2 数据和方法

2.1 CMIP6 试验数据

能量平衡模型参数(见2.2节能量平衡模型和 试验介绍)的估计,需要基于 CMIP6 模式试验来 获取。本文用到的 CMIP6 试验有: 1) 工业革命前 控制试验,此试验中所有的人为强迫(包括大气 CO2浓度)均设置为工业革命前的水平,积分长度 不少于 500 年。2) 4 倍 CO2 突增试验,从试验开 始,大气 CO2 浓度突然增加至工业革命前水平的 4倍,并保持稳定;模式的初始状态为工业革命 前控制试验结束的情形,积分长度至少为150年。 3)1%CO2增长试验,试验起始于工业革命前控制 试验的结束,大气 CO2 浓度逐年增加 1%,直至该 浓度在第140年达到4倍初始水平;之后大气 CO2浓度保持稳定,并积分10年。4)1%CO2移 除试验,试验起始于1%CO,增长试验第140年的 状态,大气 CO2浓度逐年减少1%,直至该浓度在 第140年达到工业革命前水平,之后大气 CO2浓 度保持稳定;积分长度至少为140年。试验1~3 可参见 Eyring et al. (2016), 试验 4 可参见 Keller et al. (2018).

共计有 45 个 CMIP6 模式参与本文的分析(参 见表 1)。所有模式都参与了工业革命前控制试验、 4 倍 CO₂ 突增试验和 1%CO₂ 增长试验, 8 个模式 (ACCESS-ESM1-5、CESM2、CNRM-ESM2-1、 CanESM5、GFDL-ESM4、MIROC-ES2L、NorESM2-LM 和 UKESM1-0-LL)开展了 1%CO₂ 移除试验。

2.2 能量平衡模型和试验介绍

本文的分析主要基于两层的能量平衡模型 (Geoffroy et al., 2013a, 2013b; Geoffroy and Saint-Martin, 2020)。该模型中,气候系统被分为两层, 第一次为地球表层,包含大气、陆表和上层海洋, 第二层为深层海洋;它包含了一些关键的能量传输 和气候过程,如气候反馈、海洋垂直热交换、气候 系统的热容量、海温型对气候反馈的影响等。其方 程为

$$C\frac{\mathrm{d}\Delta T}{\mathrm{d}t} = F - \lambda \Delta T - \varepsilon \gamma (\Delta T - \Delta T_0), \qquad (2)$$

$$C_0 \frac{\mathrm{d}(\Delta T_0)}{\mathrm{d}t} = \gamma (\Delta T - \Delta T_0), \qquad (3)$$

其中, $\Delta T 和 \Delta T_0$ 分别为地表温度和深层海洋温度, *F、* λ , ε , γ , *C* 和 *C*₀ 分别为有效辐射强迫、气候 反馈系数、海洋热吸收功效系数、海洋垂直热交换 系数、地球表层热容量和深层海洋热容量, *t* 为 时间。方程中相关参数的估计基于 Geoffroy et al. (2013b)中的方法和 CMIP6中4倍 CO₂突增试 验结果。其中,在相关快速响应时间尺度的估计 中,为了避免除以0的情况,NorESM2-LM和 NorESM2-MM 分别使用的是前4年和7年的结果; 其他模式均与 Geoffroy et al.(2013b)保持相同, 使用的是前10年的结果。这些估计出的参数结果 参见表 1。

*F*与大气 CO₂浓度的关系参照的是 Gregory et al. (2015),它们满足

$$F([\text{CO}_2]) = F_{4\times} \left\{ (1-f) \frac{\ln[\text{CO}_2]}{\ln(4[\text{CO}_2]_0)} + f \left[\frac{\ln[\text{CO}_2]}{\ln(4[\text{CO}_2]_0)} \right]_{(4)}^2 \right\},$$
(4)

其中, f为辐射强迫估计的非对数关系系数; $F_{4\times}$ 为大气 CO₂浓度为工业革命前 4 倍水平时模式的 有效辐射强迫, [CO₂]为大气 CO₂浓度, [CO₂]₀为工 业革命前大气 CO₂浓度。f的估计参照的是 Geoffroy and Saint-Martin(2020)和 CMIP6 中 1% CO₂ 增长 试验。同时, Geoffroy and Saint-Martin(2020)也 提供了f的经验值 0.09。为此,对于每一个能量平 衡模型,我们分别使用估算的和给定的f,得到的 全球平均地表气温变化的值分别与对应的 CMIP6 模式结果进行比较,均方根误差比较小的f值将被 采用。具体数据参见表 1。

因本文需要比较了深层海洋的存在与否对ΔT 峰值出现时间的影响,需要用到不包含深层海洋过 程的能量平衡模型,该模型为

$$C\frac{\mathrm{d}(\Delta T)}{\mathrm{d}t} = F - \lambda \Delta T, \qquad (5)$$

其参数设定为与两层能量平衡模型相同。

基于上述能量平衡模型和估计的参数,本文开 展了如下模拟试验:

表1 CMIP6 模式和对应的能量平衡模型参数

Table 1 CMIP6 models and their parameters of Energy Balance Models (EBMs)

	模型参数							
模式名称	$F_{4\times}/\mathrm{W}~\mathrm{m}^{-2}$	$\lambda/W m^{-2} K^{-1}$	f	ε	ECS/K	$C/W \text{ a m}^{-2} \text{ K}^{-1}$	C_0 /W a m ⁻² K ⁻¹	$\gamma/W m^{-2} K^{-1}$
ACCESS-CM2	7.80	0.66	0.09	1.41	11.86	9.51	122.65	0.62
ACCESS-ESM1-5	6.46	0.72	0.19	1.64	9.01	8.79	86.13	0.58
AWI-CM-1-1-MR	8.71	1.24	0.09	1.28	7.01	7.91	72.94	0.53
BCC-CSM2-MR	5.91	1.10	0.09	1.26	5.40	8.76	43.37	0.62
BCC-ESM1	6.37	0.96	0.09	1.31	6.65	7.29	63.59	0.47
CAMS-CSM1-0	9.55	1.76	0.09	1.22	5.42	11.46	156.29	0.86
CAS-ESM2-0	7.08	0.96	0.09	1.41	7.40	9.23	72.87	0.51
CESM2	8.65	0.61	0.09	1.58	14.22	10.45	105.28	0.83
CESM2-FV2	7.98	0.50	0.09	1.65	15.91	8.58	121.78	0.88
CESM2-WACCM	7.85	0.69	0.24	1.54	11.32	9.09	92.64	0.76
CESM2-WACCM-FV2	6.75	0.58	0.20	1.43	11.64	8.04	113.48	0.76
CMCC-CM2-SR5	9.80	1.01	0.09	1.17	9.70	11.28	217.87	1.04
CMCC-ESM2	10.96	1.04	0.09	1.17	10.57	9.69	218.84	1.06
CNRM-ESM2-1	7.28	0.68	0.09	0.87	10.65	9.22	214.28	0.89
CanESM5	7.55	0.63	0.17	1.09	11.89	8.13	82.02	0.56
E3SM-1-0	7.38	0.62	0.05	1.38	11.84	8.22	44.01	0.36
EC-Earth3-Veg	7.59	0.84	0.10	1.37	9.08	8.25	42.44	0.46
FGOALS-f3-L	9.05	1.36	0.10	1.47	6.63	10.66	106.81	0.71
FGOALS-g3	12.98	1.21	0.09	1.12	10.76	13.28	701.53	2.03
FIO-ESM-2-0	10.22	0.84	0.09	1.20	12.22	10.56	213.86	1.20
GFDL-CM4	8.13	0.80	0.09	1.69	10.18	7.40	112.58	0.66
GFDL-ESM4	7.66	1.34	0.09	1.09	5.72	8.07	143.03	0.61
GISS-E2-1-G	8.35	1.45	0.16	1.06	5.76	6.23	151.35	0.84
GISS-E2-1-H	7.51	1.18	0.10	1.14	6.34	8.90	91.49	0.66
GISS-E2-2-G	7.44	1.76	0.07	0.52	4.22	8.08	280.39	0.43
GISS-E2-2-H	7.31	1.39	0.09	1.05	5.28	9.49	89.12	0.59
INM-CM4-8	10.21	1.37	0.09	1.17	7.44	14.30	561.06	1.82
INM-CM5-0	8.20	1.49	0.09	1.24	5.51	10.75	260.96	0.99
IPSL-CM5A2-INCA	6.26	0.82	0.14	1.06	7.63	8.23	122.38	0.56
IPSL-CM6A-LR	8.42	0.75	0.09	1.27	11.26	7.87	101.16	0.52
KACE-1-0-G	8.15	0.70	0.09	1.25	11.64	4.26	161.51	1.41
KIOST-ESM	7.29	0.97	-0.56	1.31	7.54	6.27	104.56	0.77
MIROC-ES2L	9.27	1.63	0.09	0.84	5.68	11.42	358.99	0.86
MIROC6	8.73	1.42	0.09	1.09	6.13	10.13	377.21	0.97
MPI-ESM-1-2-HAM	9.14	1.33	0.09	1.34	6.85	9.83	151.69	0.72
MPI-ESM1-2-HR	8.62	1.29	0.12	1.40	6.70	8.60	108.59	0.69
MPI-ESM1-2-LR	9.34	1.39	0.09	1.27	6.72	9.83	151.15	0.74
MRI-ESM2-0	8.48	1.11	0.09	1.25	7.67	9.43	153.55	1.24
NESM3	7.48	0.82	0.09	1.00	9.12	5.44	86.45	0.45
NorCPM1	7.38	1.08	0.22	1.44	6.82	11.49	119.48	0.89
NorESM2-LM	9.02	1.55	0.29	1.79	5.81	6.05	119.48	0.94
NorESM2-MM	9.14	1.70	0.24	1.40	5.36	5.36	116.43	0.75
SAM0-UNICON	10.51	1.04	0.09	1.19	10.14	8.67	227.62	1.16
TaiESM1	8.42	0.88	0.06	1.27	9.60	8.72	102.71	0.65
UKESM1-0-LL	7.70	0.67	-0.08	1.15	11.50	7.09	79.02	0.51

注: ECS是大气CO₂浓度为工业革命前4倍水平时模式的平衡气候响应。

(1)单参数敏感试验。为了研究模型参数对 ΔT峰值出现时间的影响,在固定其他因子的情况 下,依据某个因子的具体数值(参照表1)来改变 该因子的大小,以研究这个因子对温度峰值出现时 间的贡献。试验的强迫为理想的大气 CO₂ 强迫, 即大气 CO₂ 浓度从工业革命前水平开始,逐年上 升 1%,至第 140 年达到 4 倍水平;然后大气 CO₂ 浓度逐年下降 1%,直至第 280 年恢复至工业革命 前水平。该试验有助于我们获取相关变化的高信噪 比信号。使用的能量平衡模型包括含深层海洋和不 含深层海洋的形式,共计开展了 495 组试验。

(2)重建试验。该试验用于评估能量平衡模型的性能、理解深层海洋存在的作用和认识各个因子对ΔT峰值出现时间贡献的贡献。对于每一个CMIP6模式,它对应的能量平衡模型均采用它对应的一套参数。试验的强迫与"单参数敏感试验"相同。该试验基于包含和不包含深层海洋的能量平衡模型,共计开展了90组试验。

(3) 4 倍 CO₂ 突增重建试验。该试验用于评估能量平衡模型对 CMIP6 中 4 倍 CO₂ 突增试验的 重现能力。该试验与"重建试验"相同,除了强迫 改为 CMIP6 中 4 倍 CO₂ 突增试验的大气 CO₂ 浓度 变化,并且只使用了包含深层海洋的模型,共计开 展了 45 组试验。

3 结果

3.1 能量平衡模型的重现能力

对于大气 CO₂ 浓度变化下的温度特征,能量 平衡模型有很好的重现能力。

在大气 CO₂ 浓度突增 4 倍的情景下,能量平 衡模型能够很好地抓住全球平均地表气温的演变。 在大气 CO₂ 浓度突然增加 4 倍后,CMIP6 模式的 ΔT迅速上升,随后其增速放缓;对应的能量平衡 模型能够很好地抓住这种演变特征(图 1)。在第 150 年,CMIP6 模式和能量平衡模型集合平均的 ΔT 均为 5.6 K,模式间标准差均为 1.3 K。

在大气 CO₂浓度缓慢增加至 4 倍的情景下, 能量平衡模型能够很好地抓住ΔT的演变。在该情 景下, CMIP6 和能量平衡模型中ΔT均呈现出倾斜 上升的特征,绝大多数 CMIP6 模式的温度变化 曲线与其能量平衡模型结果重合(图 2 中第 1~ 140 年结果)。在第 140 年, CMIP6 模式集合平均 的ΔT均为4.7K,模式间标准差均为1.1K;对应 能量平衡模型的结果分别为4.7K和1.0K。个别 模式存在不合理的结果,如GISS-E2-1-G在第82年 后温度变化曲线趋向平衡,KACE-1-0-G的初始温 度为约-1K,这与1%CO2增加试验、工业革命前 控制试验的设定不符,不能认为能量平衡模型对此 没有重现能力。

在大气 CO2 浓度缓慢移除情景(简称"碳移 除")下,能量平衡模型也能合理再现出ΔT的演 变。该情景下,总体上 CMIP6 模式中 ΔT 先短暂上 升,然后逐渐下降;在第280年大气CO,浓度恢 复到工业革命前水平时, ΔT不能回到工业革命前 的大小: 这也与所有能量平衡模型的结果相同 (图 2 第 141~280 年结果)。其中, NorESM2-LM 的结果为一个特例,其 CMIP6 模式中 ΔT 在大 气 CO,浓度下降后马上开始下降,并在第 280 年 接近于 0, 与前人关于 CO₂ 移除过程中ΔT结果存 在很大差别(Held et al., 2010; Boucher et al., 2012; Chadwick et al., 2013; Wu et al., 2015; Jeltsch-Thömmes et al., 2020; Yeh et al., 2021), 这可能与 模式中气候系统内部自然变率的干扰有关。由于 ΔT 达到峰值的时间受到年际波动的影响,而能量 平衡模型缺乏对于年际扰动的表达能力,在比较 CMIP6 模式和能量平衡模型中 ΔT 的峰值时间前, 我们对 ΔT 的时间序列进行了 11 点(年) 滑动平均, 以减小年际变化对结果的干扰。滑动平均结果显示: ACCESS-ESM1-5、 GFDL-ESM4、 NorESM2-LM 和 UKESM1-0-LL 模式的峰值时间与各自能量平衡 模型的峰值时间相同, CanESM5 和 CNRM-ESM2-1 对应的能量平衡模型中峰值时间相对于 CMIP6 结 果分别提前了2年和3年, CESM2和MIROC-ES2L 对应的能量平衡模型中峰值时间相对于 CMIP6 结 果均推迟了2年。总体而言,能量平衡模型能够合 理重现出碳移除下ΔT的演变,包括其峰值的出现 时间。

综上所述,因能量平衡模型包含了影响ΔT演 变的主要过程,并且该模型能够很好地重现出3种 典型大气 CO₂浓度变化情景下ΔT的演变特征(包 括碳移除下ΔT峰值的出现时间),我们认为,该 模型能够胜任关键能量过程参数对ΔT峰值出现时 间的影响贡献研究。同时,因为能量平衡模型计算 量很小,本文开展了630组试验,大大拓展了试验 样本,是对仅有8个模式参加的1%CO₂移除试验



图 1 CMIP6 模式 4 倍 CO₂ 浓度突增试验(黑色曲线)和能量平衡模型 4 倍 CO₂ 浓度突增重建试验(红色曲线)中Δ*T* 的演变。该结果为 减去工业革命前试验结束时的全球平均地表气温的异常。

Fig. 1 Time serials of ΔT of abrupt 4 times CO₂ concentration simulation in individual CMIP6 models (black curves) and of abrupt 4 times CO₂ concentration reconstructed simulation in Energy Balance Models (EBMs, red curves). The changes are the anomalies relative to the end of preindustrial simulation.

很好的补充。

3.2 不考虑深层海洋时的温度峰值时间

为了更好地理解相关参数对 ΔT 峰值出现时间 的影响,本文首先分析了不考虑深层海洋(参见方 程 5)时的相关过程。理想大气 CO₂强迫[其介绍 见 2.2 节中"(1)单参数敏感试验"]下, ΔT 的 演变见图 3a-3d。总体上,在第 1~140 年, ΔT 呈 现倾斜上升的特征,地表处于净接收能量状态;在 第 140 年,大气 CO₂浓度达到峰值,地表净能量 收入达到最大;其后的 3~12 年,因大气 CO₂辐 射强迫下降,地表净能量收入逐渐减小至 0, ΔT 达到峰值;随后,地表为净失去能量状态, ΔT 开 始下降;在第 280 年 CO₂ 浓度恢复至工业革命前 水平时, ΔT 略高于 0。该结果与龙上敏等(2018)、 Long et al.(2020)中大气 CO₂ 浓度先增后降情景 下的温度和能量演变类似。而大部分参数的变化可 对 ΔT 峰值的出现时间有影响(图 4)。

对ΔT峰值的出现时间影响最大的因子为平衡气候敏感度(Equilibrium Climate Sensitivity, ECS)。ECS为地球系统模式/耦合环流模式中大 气 CO₂浓度为工业革命前水平 2 倍、气候系统达 到平衡状态时全球地表的温度响应(IPCC, 2021); 在本文中,为了计算方便,ECS为大气 CO₂浓度 为工业革命前水平 4 倍时相应的温度响应。重建试



图 2 同图 1,但大气 CO₂浓度演变为:1~140 年,以逐年 1%的速度上升;141~180 年,以逐年 1%的速度降低(因只有 8 个 CMIP6 模式开展了 1% CO₂ 移除试验,其他模式在 141~280 年无相关数据)。

Fig. 2 Same as Fig. 1, but the CO_2 concentration evolves as follows: It increases 1%/a during year 1–140 and decreases 1%/a during year 141–280 (as only eight models conducted the 1% CO_2 removal simulation, the outputs of other models during year 141–280 is unavailable).

验结果中峰值出现时间的最小、最大、平均值和标 准差分别为 143、152、146.4 和 2.4 年,由平衡气 候敏感度变化导致的 4 个数值分别为 143、152、 146.5 和 2.1 年(图 4)。这与碳移除开始时地表净 能量收入大小有很大关系。在 ECS 变化的敏感性 试验中,CO₂辐射强迫都是相同的;ECS 可引起气 候反馈强度(λ ,即全球每增温 1°C 产生的大气层 顶净出射辐射的变化)的变化,由气候反馈过程 ($-\lambda\Delta T$)调节 ΔT 。根据 $F_{4x} = \lambda$ ECS,若 ECS 偏强, F_{4x} 在在 ECS 变化的敏感性试验中相同,则 λ 偏小; 在 CO₂辐射强迫上升过程中(第 1~140 年),偏 强的 ECS 可引起地表因气候反馈过程失去能量较 少(图 5c 第 140 年结果),净能量收入较高(图 5d 第 140 年结果),即在 CO_2 浓度达到峰值时(第 140年),地表净能量收入偏高。随后, CO_2 辐射 强迫为下降趋势,但因地表净能量收入仍然为正, 则 ΔT 将继续升高,增强了气候反馈过程($-\lambda\Delta T$), 减弱了地表净能量收入,直到 CO_2 辐射强迫与 $-\lambda\Delta T$ 相等,此时地表处于能量收支平衡状态, ΔT 也达到了峰值。当 ECS 强时,第 140 年地表净能 量收入大,则需要经历更长的时间,使得 CO_2 辐 射强迫下降更多,气候反馈增加更多,才能使得地 表净能量收支达到平衡,即 ΔT 出现峰值(图 5b-5d)。因此,强的 ECS 应会导致 ΔT 温度峰值出现 时间偏晚。

其次,地表热容量,即C,对ΔT峰值的出现

8.0





图 3 能量平衡模型中不考虑深层海洋(左列)和考虑深层海洋存在(右列)时 ΔT 的演变。该演变为固定其他参数(a、e)只改变 $F_{4\times}$ 、 (b、f) 只改变 f、(c、g) 只改变 ECS、(d、h) 只改变 C_{0} 、(i) 只改变 γ_{0} 、(j) 只改变 γ_{1} 、(k) 只改变 ε 时的结果。颜色由浅至深表示 对应参数由小变大的结果。

Fig. 3 ΔT evolutions in the simulations conducted by EBM with the deep ocean processes absent (left column) and with the deep ocean processes (right column). The evolutions are the results when (a, e) only $F_{4\times}$ changes, (b, f) only f changes, (c, g) only ECS changes, (d, h) only C changes, (i) only C_0 changes, (j) only γ changes, and (k) only ε changes, while other parameters held fixed. The colors of the curves from light to dark represent the varied parameter from small to large.



图 4 能量平衡模型试验中不考虑深层海洋(红色)和考虑深层海洋存在(蓝色)情况下 ΔT 峰值的箱线图(横坐标中 $F_{4\times}$ 、f、ECS、C、 C_0 、 γ 、 ε 分别表示只改变该参数的敏感性试验结果, Rec 表示重建试验结果。箱线图的中线表示试验集合平均结果, 盒子的上下端表示±1 个模型标准差的范围,顶部和底部的误差线表示对应集合试验的最大和最小值)。

Fig. 4 Box plots of the peak year of ΔT in simulations of EMB with the deep ocean processes absent (red) and with the deep ocean processes (blue). In *x*-axis, $F_{4\times}$, *f*, ECS, *C*, *C*₀, γ , and ε denotes the result of sensitive simulations when only the corresponding parameter changes, respectively; REC denotes the results of constructed simulation. The middle lines of the boxes are the multi-model mean results, the top and bottom lines of the boxes are ± 1 inter-model standard deviation, and the top and bottom lines of the error bars are the maximum and minimum of the results, respectively.



图 5 不考虑深海时,只改变 ECS(左列)、只改变 C(右列)的敏感试验中(a、e) ΔT 、(b、f)有效辐射强迫 F、(c、g)气候反馈 $(-\lambda\Delta T)$ 和(d、h)地表净能量收入(F- $\lambda\Delta T$)的演变情况(曲线的颜色由浅到深表示对应的 ECS和C从小到大)。

Fig. 5 Time serials of (a, e) ΔT , (b, f) effective radiative forcing (*F*), (c, g) climate feedback ($-\lambda\Delta T$), (d, h) energy gained by earth surface ($F - \lambda\Delta T$) in single parameter sensitive simulation when deep ocean is absent in the simulation only the ECS changes (left panel) and only the *C* changes (right panel). The colors of the curves from light to dark represent the ECS and C from small to large.

时间也存在较大影响,由其导致的峰值出现时间最 小、最大、平均值和标准差分别为143、149、 145.8 和1.3 年(图 4)。这同样也与碳移除开始时 地表净能量收入大小有关。在 C变化的敏感性试 验中, CO_2 辐射强迫也是相同的。在 CO_2 辐射强 迫上升过程中(第1~140年),若 C较大,地表 温度的响应偏弱,则因气候反馈过程($-\lambda\Delta T$)失 去的能量较少,地表净能量收入较大,在 CO_2 浓 度达到峰值的第140年亦是如此(图 5e-5h)。随 后,在 CO_2 浓度和辐射强迫下降过程中,地表净 能量收入偏大的情况需要 CO_2 辐射强迫下降更多、 ΔT 和气候反馈增加更多来达到地表能量收支平衡, 即 ΔT 达到峰值。所以,较大的 C会延长 ΔT 峰值出 现时间。

最后, $F_{4\times}$ 和f对峰值出现时间没有影响。

3.3 深层海洋存在时的温度峰值时间

在与 3.2 节相同的大气 CO₂ 强迫下, ΔT的演 变见图 3e-3k。其总体演变特征与不考虑深层海洋 时相似,即在第 1~140 年呈现倾斜上升的特征, 在 CO₂ 浓度达到峰值后 2~8 年达到峰值,随后开 始下降;在第 280 年 CO₂ 浓度恢复至工业革命 前水平时,ΔT不能恢复至 0。相应的地表净能量 演变也呈现出于不考虑深层海洋时类似的特征 (图略)。

深层海洋存在时 ΔT 峰值的出现时间的变化是 由 ECS、地表热容量(C)和深层海洋热容量(C₀) 共同影响的。如图 4 所示,重建试验中 ΔT 峰值出 现时间的最小、最大、平均值和标准差分别为 142、 148、144.7 和 1.6 年。在各个单参数变化的敏感性 试验中, C_0 变化导致的 ΔT 峰值出现时间与重建结 果相对接近,其导致的峰值出现时间最小、最大、 平均值和标准差分别为 143、147、144.7 和 0.9 年; ECS 变化导致的数据分别为 143、146、144.3 和 0.9 年; C变化产生的结果分别为 142、147、 144.2 和 0.9 年。其他因子的贡献较小。

 C_0 的增加可以导致 ΔT 峰值时间提前出现。与 不考虑深层海洋时相同,峰值出现的主导因子是碳 移除开始时地表净能量收入大小。在 C_0 变化的各 个敏感性试验中, CO_2 强迫的演变相同(图 6d)。 C_0 大的深层海洋对强迫的响应弱(图 6b),增强 了上下层海洋的温度差异(图 6c),加大了上层 海洋向深层海洋传输的热量(图 6f),减小了地 表获取的热量(图 6g)。所以,第 140 年时,地 表净能量收入相对较小(图 6g 中深色曲线)。在 140 年后,地表能量收入的下降趋势由 CO₂ 强迫的 下降主导,不同 C_0 情况下呈现出下降趋势幅度接 近的特征。以第 140~141 年为例,在深层海洋热 容量变化的试验成员中,地表获得能量的均下降 了 0.10 W m⁻², CO₂ 强迫的贡献均为 0.07 W m⁻², 气候反馈和向深层海洋传递能量的贡献范围分别 为 0.02~0.04 W m⁻² 和 0~0.01 W m⁻²。几乎无差 别的能量下降幅度和有差别的地表净能量收入,导 致了地表获得能量降至 0 (ΔT达到峰值)的时间 取决于碳移除开始时地表净能量收入的大小,即地 表净能量收入小(C_0 大)的情况ΔT峰值出现得早。

与不考虑深层海洋的情况相同, ECS 的增加 可导致 Δ T峰值延迟出现。在深层海洋参与时, ECS 变化导致地表相关的主要能量过程的改变与 不考虑深层海洋的情况相似;但深层海洋的加入, 分担了地表接收的能量, ΔT响应减弱, 在第 140年地表净能量收入较不考虑深层海洋的情况小 (图 7)。第 140 年后, CO₂ 强迫的下降主导了地 表能量收入的下降趋势,不同 ECS 对应的地表能 量收入的下降速度相近。以第140~141年为例, 在 ECS 变化的试验成员中,地表能量收入的均下 降了 $0.09 \sim 0.11$ W m⁻², CO₂ 强迫的贡献均为 0.07 W m⁻², 气候反馈和向深层海洋传递能量的贡献 范围分别为 0.00~0.02 W m⁻² 和 0.02~0.03 W m⁻²。 最终,碳移除开始时地表净能量收入较大(ECS 强)的成员需要更多的时间使得地表能量收入下降 至 0, 即需要更多的时间达到 ΔT 峰值。

与不考虑深层海洋时相同, C的增加可推迟 ΔT 峰值的出现时间。在深层海洋参与时,C变化 改变的与地表相关的主要能量过程与不考虑深层海 洋的情况相似;由于深层海洋的参与分担了地表获 取的能量,在第140年地表净能量收入较无深层海 洋时也偏小(图 8)。在第140年后,地表能量收 入的下降趋势主要由CO₂强迫下降所贡献,不同 C对应的地表能量收入的下降趋势接近。以第 140~141年为例,在C变化的试验成员中,地表 能量收入的均下降了 0.09~0.11 W m⁻², CO₂强迫 的贡献均为 0.07 W m⁻², 气候反馈和向深层海洋传 递能量的贡献范围分别为 0.02~0.03 W m⁻² 和 0~0.02 W m⁻²。最终,对于在第140年地表净能 量收入较大(C大)的试验成员,其净能量收入下 降至 0 的时间偏长,即 ΔT 达到峰值的时间偏晚。



图 6 深层海洋存在时, C_0 变化的敏感试验中(a) ΔT 、(b) 深层海洋温度异常、(c) 上下层海洋温度差、(d) 有效辐射强迫 F、(e) 气候反馈 $(-\lambda\Delta T)$ 、(f) 上层海洋向深层海洋的热量传输 $[-\epsilon\gamma(\Delta T - \Delta T_0)]$ 和(g) 地表净能量收入 $[F - \lambda\Delta T - \epsilon\gamma(\Delta T - \Delta T_0)]$ 的演变(曲线的颜色由浅到深表示 C_0 从小到大)。

Fig. 6 Time serials of (a) ΔT_0 , (b) ΔT_0 , (c) temperature difference between Earth's surface and deep ocean, (d) *F*, (e) climate feedback $(-\lambda\Delta T)$, (f) energy loss from Earth's surface to deep ocean $[-\varepsilon\gamma(\Delta T - \Delta T_0)]$, and (g) energy gained by Earth's surface $[F - \lambda\Delta T - \varepsilon\gamma(\Delta T - \Delta T_0)]$ in single parameter sensitive simulation when deep ocean is exist and only C_0 changes. The colors of the curves from light to dark represent C_0 from small to large.

这些因子或参数中, $F_{4\times}$ 对 ΔT 峰值的出现时间 没有影响,f、 $\gamma 和 \varepsilon$ 对峰值出现时间很微弱(图 4)。

3.4 深层海洋存在与不考虑深层海洋情况的比较

通过比较深层海洋是否存在的结果发现,除了 海洋垂直热交换,两种情况下ΔT峰值出现的时间 和相关物理过程存在差别:

(1) 深层海洋存在时, ΔT 达到峰值的时间有 所提前。深海存在时, ΔT 达到峰值的时间滞后 CO₂ 浓度峰值 2~8年;不考虑深层海洋时,滞后 的时间为 3~12年。这个达到峰值时间的差异主要 源于深海对第 140 年地表净能量收入的影响。深海 的存在,分担了 CO₂ 强迫本来应该给予地表的能 量,使得地表接收的能量的比例小于不考虑深层海 洋的情况;相应地,第 140年(碳移除开始时)地 表净能量收入也会按照相应比例缩小(图 5、图 7 和图 8);最终, ΔT 达到峰值的时间略有提前。

(2) 对于碳移除后地表净能量的下降,深层

海洋存在时使得 CO2 强迫的贡献有所提升。以 140~141年为例,深海存在时,CO,强迫对地表 净能量下降的贡献为 59%~98%, 起主导性作用; 不考虑深层海洋时,对应的贡献为54%~64%,与 气候反馈共同影响地表净能量的下降。在上述两中 情况中, CO2强迫相同, 其第140~141年强迫的 下降幅度也是相同的。深海存在时,地表的温度响 应和变化均比不考虑深层海洋时小,可推测出第 140~141年地表净能量值及其下降的幅度均较小; 这时,CO2强迫下降的幅度可以满足地表净能量下 降幅度的大部分需求,其对地表净能量下降的贡献 较大。不考虑深层海洋时,地表的温度响应和变化 比深海存在时大,可推测出第140~141年地表净 能量值及其下降的幅度均较大;这时,CO2强迫下 降的幅度对地表净能量下降的贡献小于深海存在的 情况,需要其他过程——气候反馈过程的协助贡献 来达到地表净能量下降的幅度。

349







Fig. 8 Same as Fig. 6, but for the results of single parameter sensitive simulations in which only the C changes.

4 结论和讨论

基于强迫—响应能量框架的两层能量平衡模型 能够很好地重现出 3 种典型大气 CO₂ 浓度变化情 景下(大气 CO₂ 浓度突然增加、缓慢增加和缓慢 下降)ΔT的演变特征,并能够合理再现出碳移除 过程中ΔT峰值的出现时间,能够胜任关键能量过 程参数对该过程中ΔT峰值出现时间的影响贡献研 究。为此,本文基于该简化的模型开展了 630 组试 验,拓展了碳移除对温度影响的试验样本。

对于碳移除过程,不考虑深层海洋时,对ΔT 峰值出现时间影响最大的为平衡气候敏感度,其次 为地表热容量。两者的增加均可以增大碳移除开始 时地表净能量收入,需要更长时间 CO₂ 浓度(强 迫)的下降以使得地表能量收支达到平衡,延长了 ΔT出现峰值的时间。而有效辐射强迫的估计和辐 射强迫估计的非对数关系系数对ΔT峰值的出现时 间没有影响。

当深层海洋存在时,对ΔT峰值的出现时间影 响最大的为深层海洋热容量,其次为平衡气候敏感 度,之后为地表热容量。其中,深层海洋热容量的 增加可减小碳移除开始时地表净能量收入,地表只 需较短时间的 CO₂ 浓度(强迫)的下降就可以使 地表能量收支达到平衡,提前了ΔT峰值的出现时 间;而平衡气候敏感度和地表热容量的作用则与深 层海洋热容量相反,它们增加了碳移除开始时地表 净能量收入,延长了ΔT峰值的出现时间。其他的 参数因子对ΔT峰值出现时间的影响比较微弱。

相比不考虑深层海洋的情况,深层海洋的存在 可以导致:1)Δ*T*峰值的出现时间略微提前;2)CO₂ 强迫对碳移除后地表净能量的下降的贡献较大。

前面诸多因子对ΔT峰值出现时间的影响,主 要是通过影响碳移除开始时地表净能量收入的大小 来实现。但是,有效辐射强迫的估计同样可以影响 上述地表净能量收入,为什么该因子影响下ΔT峰 值的出现时间却没有变化?其实,有效辐射强迫估 计值的变化在改变了上述地表能量平衡缺口的同时, 也改变了碳移除开始后 CO₂强迫下降的幅度。以 效辐射强迫估计值的增加为例,参照公式(4), 一方面它增大了碳移除开始时地表净能量收入,但 另一方面也增强了随后 CO₂强迫下降的幅度,最 终,地表能量收支达到平衡的时间没有变化(图 3a 和 3e)。 虽然上述两层能量平衡模型可以很好地重现 出 CO₂ 变化情景下温度的变化特征,但仍与 CMIP6 结果存在微小的差异,这可能与该模型的理想化设 定有关。如温度对辐射通量的响应幅度在区域上存 在差异,而该模型只能反映全球平均的结果,无法 准确刻画温度与辐射通量的量化关系,可导致能量 平衡模型的结果与 CMIP6 存在差别;又如,该能 量平衡模型只能反映 CO₂ 浓度变化对温度的影响, 没有包含气候系统内部自然变率的作用,而后者也 是影响全球温度变化的一个重要因子。

致 谢 感谢世界气候研究计划通过其耦合模式工作组协 调和推进了 CMIP6 项目,感谢气候建模团队提供和公开了 他们的模式输出数据,感谢地球系统网格联合会(ESGF) 存档数据并提供访问,并感谢支持 CMIP6 和 ESGF 的多个 资助机构。

参考文献(References)

- Andrews T, Gregory J M, Webb M J, et al. 2012. Forcing, feedbacks and climate sensitivity in CMIP5 coupled atmosphere–ocean climate models [J]. Geophys. Res. Lett., 39(9): L09712. doi:10.1029/ 2012GL051607
- Boucher O, Halloran P R, Burke E J, et al. 2012. Reversibility in an Earth system model in response to CO₂ concentration changes [J]. Environ. Res. Lett., 7(2): 024013. doi:10.1088/1748-9326/7/2/ 024013
- Cao L, Bala G, Caldeira K. 2011. Why is there a short-term increase in global precipitation in response to diminished CO₂ forcing? [J]. Geophys. Res. Lett., 38(6): L06703. doi:10.1029/2011GL046713
- Chadwick R, Wu P L, Good P, et al. 2013. Asymmetries in tropical rainfall and circulation patterns in idealised CO₂ removal experiments [J]. Climate Dyn., 40(1): 295–316. doi:10.1007/s00382-012-1287-2
- Ehlert D, Zickfeld K. 2018. Irreversible ocean thermal expansion under carbon dioxide removal [J]. Earth Syst. Dyn., 9(1): 197–210. doi:10. 5194/esd-9-197-2018
- Eyring V, Bony S, Meehl G A, et al. 2016. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization [J]. Geosci. Model Dev., 9(6): 1937–1958. doi:10.5194/gmd-9-1937-2016
- Geoffroy O, Saint-Martin D. 2020. Equilibrium- and transient-state dependencies of climate sensitivity: Are they important for climate projections? [J]. J. Climate, 33(5): 1863–1879. doi:10.1175/JCLI-D-19-0248.1
- Geoffroy O, Saint-Martin D, Olivié D J L, et al. 2013a. Transient climate response in a two-layer energy-balance model. Part I: Analytical solution and parameter calibration using CMIP5 AOGCM experiments [J]. J. Climate, 26(6): 1841–1857. doi:10.1175/JCLI-D-

12-00195.1

- Geoffroy O, Saint-Martin D, Bellon G, et al. 2013b. Transient climate response in a two-layer energy-balance model. Part II: Representation of the efficacy of deep-ocean heat uptake and validation for CMIP5 AOGCMs [J]. J. Climate, 26(6): 1859–1876. doi:10.1175/JCLI-D-12-00196.1
- Gregory J M, Andrews T, Good P. 2015. The inconstancy of the transient climate response parameter under increasing CO₂ [J]. Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 373(2054): 20140417. doi:10. 1098/rsta.2014.0417
- Gregory J M, Ingram W J, Palmer M A, et al. 2004. A new method for diagnosing radiative forcing and climate sensitivity [J]. Geophys. Res. Lett., 31(3): L03205. doi:10.1029/2003GL018747
- Held I M, Winton M, Takahashi K, et al. 2010. Probing the fast and slow components of global warming by returning abruptly to preindustrial forcing [J]. J. Climate, 23(9): 2418–2427. doi:10.1175/ 2009JCL13466.1
- IPCC. 2021. Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [M]. Masson-Delmotte V, Zhai P, Pirani A, et al., Eds. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2391pp.
- Jeltsch-Thömmes A, Stocker T F, Joos F. 2020. Hysteresis of the Earth system under positive and negative CO₂ emissions [J]. Environ. Res. Lett., 15(12): 124026. doi:10.1088/1748-9326/abc4af
- Keller D P, Lenton A, Scott V, et al. 2018. The Carbon Dioxide Removal Model Intercomparison Project (CDRMIP): Rationale and experimental protocol for CMIP6 [J]. Geosci. Model Dev., 11(3): 1133–1160. doi:10.5194/gmd-11-1133-2018
- Kug J S, Oh J H, An S I, et al. 2022. Hysteresis of the intertropical convergence zone to CO₂ forcing [J]. Nat. Clim. Chang., 12(1): 47–53. doi:10.1038/s41558-021-01211-6
- Long S M, Xie S P, Du Y, et al. 2020. Effects of ocean slow response under low warming targets [J]. J. Climate, 33(2): 477–496. doi:10.

1175/JCLI-D-19-0213.1

- 龙上敏, 谢尚平, 刘秦玉, 等. 2018. 海洋对全球变暖的快慢响应与低 温升目标 [J]. 科学通报, 63(5-6): 558-570. Long Shangmin, Xie Shangping, Liu Qinyu, et al. 2018. Slow ocean response and the 1.5 and 2°C warming targets [J]. Chin. Sci. Bull. (in Chinese), 63(5-6): 558-570. doi:10.1360/N972017-01115
- Rogelj J, Popp A, Calvin K V, et al. 2018. Scenarios towards limiting global mean temperature increase below 1.5°C [J]. Nat. Clim. Chang., 8(4): 325–332. doi:10.1038/s41558-018-0091-3
- Sanderson B M, O'Neill B C, Tebaldi C. 2016. What would it take to achieve the Paris temperature targets? [J]. Geophys. Res. Lett., 43(13): 7133–7142. doi:10.1002/2016GL069563
- Sanderson B M, Xu Y Y, Tebaldi C, et al. 2017. Community climate simulations to assess avoided impacts in 1.5 and 2°C futures [J]. Earth Syst. Dyn., 8(3): 827–847. doi:10.5194/esd-8-827-2017
- Sun M A, Sung H M, Kim J, et al. 2021. Reversibility of the hydrological response in East Asia from CO₂-derived climate change based on CMIP6 simulation [J]. Atmosphere, 12(1): 72. doi:10.3390/ atmos12010072
- Wu P, Wood R, Ridley J, et al. 2010. Temporary acceleration of the hydrological cycle in response to a CO₂ rampdown [J]. Geophys. Res. Lett., 37(12): L12705.
- Wu P L, Ridley J, Pardaens A, et al. 2015. The reversibility of CO₂ induced climate change [J]. Climate Dyn., 45(3–4): 745–754. doi:10. 1007/s00382-014-2302-6
- Xu Y Y, Ramanathan V. 2017. Well below 2°C: Mitigation strategies for avoiding dangerous to catastrophic climate changes [J]. Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 114(39): 10315–10323. doi:10.1073/pnas. 1618481114
- Yeh S W, Song S Y, Allan R P, et al. 2021. Contrasting response of hydrological cycle over land and ocean to a changing CO₂ pathway [J]. NPJ Clim. Atmos. Sci., 4(1): 53. doi:10.1038/s41612-021-00206-6
- Zhang S Q, Qu X, Huang G, et al. 2023. Asymmetric response of South Asian summer monsoon rainfall in a carbon dioxide removal scenario [J]. NPJ Clim. Atmos. Sci., 6(1): 10. doi:10.1038/s41612-023-00338-x