

地表温度时空差异对温室效应影响的误差分析

高凤玲^{1,2}, 崔国民¹, 陶乐仁¹, 华泽钊¹

(1. 上海理工大学 能源与动力工程学院, 上海 200093; 2. 河南科技大学 车辆与动力工程学院, 洛阳 471039)

摘要: 针对目前温室气体对全球变暖的影响研究中,大都将地表温度处理为单一的平均温度的现状,在分析全球地表温度时空分布特点的基础上,分别采用将其作均一化处理以及时空积分两种不同的方法,对CO₂,CH₄及N₂O的辐射强迫进行了计算,并预测了未来100年内CO₂与CH₄辐射强迫的变化情况.结果表明:CO₂辐射强迫受计算方法影响最大,两种方法计算所得到的绝对差值达到了0.12 W/m²,相当于6%的偏差,而且随着其浓度的不断加大,偏差还会明显增加;但是对于以CH₄为首的微量温室气体,即使浓度出现大幅增加,地表温度的时空差异对其辐射强迫也不会产生显著影响;目前,CH₄所产生的辐射强迫大约已经占到CO₂的25%,如果能够将CH₄的年浓度增长控制在1 μL/m³的水平上,其100年后的辐射强迫则仅为CO₂的11%,从而显著缓解由于CO₂浓度持续上升对全球变暖所施加的巨大压力.

关键词: 地表温度; 全球变暖; 温室效应; 辐射强迫

中图分类号: P 351.3

文献标志码: A

Error Analysis of the Influence of Surface Temperature Spatiotemporal Difference on Greenhouse Effect

GAO Feng-ling^{1,2}, CUI Guo-min¹, TAO Le-ren¹, HUA Ze-zhao¹

(1. School of Energy and Power Engineering, University of Shanghai for Science and Technology, Shanghai 20093, China;
2. Vehicle and Motive Power Engineering College, Henan University of Science and Technology, Luoyang 471039, China)

Abstract: Surface temperature is usually treated as a single mean value in most of the current global warming research. In response to this situation, based on the analysis of surface temperature spatiotemporal distribution characteristic, the radiative forcings of CO₂, CH₄ and so on were calculated and predicted by two ways: by the averaged surface temperature and by its spatiotemporal integration according to its spatiotemporal difference respectively. The results show that the radiative forcing of CO₂ is affected by computation method most, with the absolute difference of the two methods of 0.12 W/m², which is equivalent to 6% deviation. What's more, the deviation will increase further with the increase of CO₂ atmospheric concentration. As far as trace greenhouse gases such as CH₄ and so on are concerned, even if the concentrations increase substantially, the spatiotemporal difference will not affect their radiative forcings markedly. The radiative forcing of CH₄ is about 25% of that of CO₂ at present, but the yearly increasing rate of CH₄'s radiative forcing is lower than that of CO₂ greatly, so if the concentration growth of CH₄ can be controlled within 1 μL/m³, CH₄'s radiative forcing will be almost invariable with time, and will only amount to 11% of that of CO₂ after 100 years.

收稿日期: 2013-03-13

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(51076107); 上海市重点学科建设资助项目(S30503)

第一作者: 高凤玲(1976-), 女, 博士研究生. 研究方向: 工程热物理、大气辐射与温室效应. E-mail: gaoleng091106@163.com

通讯作者: 华泽钊(1938-), 男, 教授. 研究方向: 工程热物理. E-mail: tchua@usst.edu.cn

Key words: *surface temperature; global warming; greenhouse effect; radiative forcing*

自 20 世纪末以来,温室效应及全球变暖已成为影响气候变化、人类生存环境和经济发展与安全的重大因素.由于人类生产和社会活动的急剧发展,不断向大气排放 CO₂,CH₄ 等大量温室气体,致使温室效应增强,这是造成近年来地球变暖的主要原因.根据联合国政府间气候变化专门委员会(IPCC)第 4 次报告,在过去 1906~2005 年短短的 100 年间,近地球表面空气和海洋温度已经升高了 0.74±0.18℃^[1].气候学家采用多种气候模型对全球变暖的后果进行预测,如果不能有效地控制 CO₂ 的排放,到 2100 年地球表面温度可能还会继续升高 1.1~6.4℃,从而导致灾难性后果^[1-2].但是 IPCC 气候报告以及大多数有关全球变暖的研究文献在计算中大都只将地表温度处理为单一的平均温度,即认为是 288.15 K,而实际的地表温度在空间分布上体现出了极大的不均匀性.在不同的时间尺度上,其随昼夜交替、季节变换也会产生不同的变化特点,平均温度的使用,势必使预测结果偏离真实值.鉴于此,笔者在分析全球地表温度时空分布特点的基础上,分别将其作均一化处理并与考虑时间、地域差别之后计算所得到的温室效应进行了比较,预测人为温室气体排放对温室效应的影响.

1 地表温度时空分布特点

地球的能量几乎都来自于太阳的短波辐射,但是受到地球自转与公转、地貌分布特征以及不同纬度大气分布的影响,造成太阳照射到地球的光束能量不可能同时到达地球所有表面,使得地表温度呈现出区域性和时间性的变化特点.表 1 为根据南北回归线和南北极圈将地球划分的 5 个气候带及其相应的地表面积(取地球半径为 6 371 km)和气候模式.其中,考虑到温带和寒带地区四季较大的温差,在时间尺度上又将其均分为夏季与冬季两种气候类型.

从表 1 可以看出,温带地区的地表面积最大,但也只占了总地表面积的 50%,而被大多数文献所采用的 288.15 K 的地表平均温度也仅与温带地区的年平均温度 283.2 K 较为接近,与另外占地 50%的热带和寒带的年均温度 299.7 K 和 272.2 K 相比,温差达到了 10 K 以上.在温室效应的计算中,地表

辐射通常被简化为黑体辐射^[3-4],按照 Stenfan-Boltzmann 定律,黑体单位时间内向外辐射的能量与热力学温度的四次方成正比.因此,地表温度每升高 1 K,将会使其出射能量增加 6~8 W/m²,10 K 的温差必将引起地表出射能量的显著改变.而对于温室气体,其选择吸收的特性又会由于地表温度不同造成红外光谱的迁移,从而使得其所吸收的地气系统的长波辐射量发生变化.

表 1 地球的气候带与气候模式
Tab.1 Climatic zones and climate models of the globe

气候带	纬度范围	地表面积/km ²	气候模式	地表温度/K
北寒带	N90°~N66.5°	2.11×10 ⁷	夏季	287.2
			冬季	257.2
北温带	N66.5°~N23.5°	1.32×10 ⁸	夏季	294.2
			冬季	272.2
热带	N23.5°~S23.5°	1.02×10 ⁸	热带	299.7
南温带	S23.5°~S66.5°	1.32×10 ⁸	夏季	294.2
			冬季	272.2
南寒带	S66.5°~S90°	2.11×10 ⁷	夏季	287.2
			冬季	257.2

2 辐射计算的初始条件及假设

IPCC 用辐射强迫来衡量某种气体温室效应的大小,即该气体浓度变化后所产生的对流层顶净辐射通量的变化量.由于温室气体主要在大于 3 μm 的红外区有吸收^[5],故只考虑其浓度变化所引起的长波通量的改变,忽略对太阳光的吸收,定义辐射强迫为

$$\Delta F = LW_0 - LW_1 \tag{1}$$

式中,LW₀,LW₁ 为计算气体取如表 2 所示工业革命前及当前浓度时,对流层顶部的向上长波通量,W/m².ΔF 越大,说明气体浓度变化后所拦截的红外辐射量越多,温室效应越严重.

表 2 工业革命前和目前大气中温室气体浓度^[1]

Tab.2 Greenhouse gas concentrations at present and pre-Industrial Revolution^[1] mL/m³

温室气体	工业革命前浓度	目前浓度
CO ₂	280	390
CH ₄	0.8	1.8
N ₂ O	0.285	0.31

对于某一区域,由于时间变化所引起的地表温度差异对辐射强迫影响的计算式为

$$\Delta F_t = \frac{\int_0^t \Delta F(t') dt'}{t} \quad (2)$$

式中, ΔF_t 为总时间 t 下辐射强迫的年均值; $\Delta F(t')$ 为计算区域在各不同时间段 t' 下的辐射强迫. 而就全球而言,温室气体的辐射强迫还应考虑到不同地域之间表面温度的差异,即应将各地域的 ΔF_t 再对其相应的地表面积 A' 进行积分

$$\Delta F_s = \frac{\int_0^A \Delta F_t(A') dA'}{A} \quad (3)$$

式中, ΔF_s 为考虑了地表温度的时空差异后,温室气体的平均辐射强迫; A 为地球的总表面积. 根据式(2)~(3)进行计算时,地球的区域与时间划分如表1所示,计算中所用到的其它初始条件与假设为:

a. 将地表温度作时空积分处理时,不同时间与地域下的大气温度及压力廓线均取自如表1所示的相应的气候模式;当采用地表平均温度 288.15 K 计算时,所用到气候模式为代表全球平均状况的美国标准大气^[6].

b. 对流层顶选在大气温度随高度增加由降低转为不变的第一次转折点处,将地球假设为相应区域温度下的黑体.

c. 计算波长区间为 3~1 000 μm ,所有计算均在

晴天无云情况下进行,忽略散射的影响.

d. 辐射方案采用美国大气与环境研究中心(AER)的 RRTM-LW 长波辐射传输模型,该模型以大气分子光谱资料 HITRAN2004 为基础,通过相关 k 分布模式,将计算波长区间划分为 16 个连续的谱带,每个谱带的 k 分布由逐线模型直接获得^[7-8].

3 地表温度时空差异对辐射强迫影响的分析与预测

表3将利用时空积分与均一处理方法各自得到的 CO_2 , CH_4 和 N_2O 的辐射强迫 ΔF_s 和 ΔF_a 进行了比较. 考虑到气候带划分的对称性,表3中仅计算了北半球的数据. 从表3可以看出,温室效应的强弱与地表温度存在着正相关的特性,即随着地表温度逐渐增加,各温室气体的年均辐射强迫 ΔF_t 也呈上升趋势,热带地区达到最大,温室效应最为严重. 但相对于 CH_4 与 N_2O ,由于 CO_2 自身较大的浓度基数,使得不同地域的 $\Delta F_{t,\text{CO}_2}$ 对时间的积分表现出了较大差异,热带和寒带地区相差达 1.02 W/m^2 . 因此经过空间积分后, $\Delta F_{s,\text{CO}_2}$ 和 $\Delta F_{a,\text{CO}_2}$ 的差别达到了 0.12 W/m^2 ,相当于 6% 的偏差. 而 CH_4 与 N_2O 在大气中属于微量气体,其相对较小的辐射强迫受时间、地域差别的影响也较小,经时空积分与均一化处理不同方法所得到的辐射强迫则表现出了较好的吻合性,两者差别均只有 0.01 W/m^2 ,偏差小于 2%.

表3 温室气体辐射强迫

Tab.3 Radiative forcing of greenhouse gases

W/m^2

气候带	$\Delta F_{t,\text{CO}_2}$	$\Delta F_{s,\text{CO}_2}$	$\Delta F_{a,\text{CO}_2}$	$\Delta F_{t,\text{CH}_4}$	$\Delta F_{s,\text{CH}_4}$	$\Delta F_{a,\text{CH}_4}$	$\Delta F_{t,\text{N}_2\text{O}}$	$\Delta F_{s,\text{N}_2\text{O}}$	$\Delta F_{a,\text{N}_2\text{O}}$
北寒带	1.19			0.35			0.06		
北温带	1.57	1.77	1.65	0.46	0.43	0.42	0.08	0.11	0.10
热带	2.21			0.58			0.13		

由于 CH_4 是大气浓度仅次于 CO_2 的首要微量温室气体,图1与表4利用上述两种方法将这两种气体在未来 100 年内的辐射强迫进行了预测. CO_2 自工业革命以来,大气浓度呈持续增长趋势,根据美国海洋与大气管理局地球系统研究实验室所公布的数据,其 2000~2010 年间的平均年增长率约为每年 2.1 mL/m^3 ;而 CH_4 在 1998~2006 年间,增长出现停滞,浓度基本维持在 1 745 $\mu\text{L}/\text{m}^3$ 的水平上,直到 2007 年才又开始以约每年 10 $\mu\text{L}/\text{m}^3$ 的速度出现显著增长^[9]. 因此图1及表4中, CO_2 的年增长率取为实际值每年 2.1 mL/m^3 , CH_4 分别取了每年 1, 5, 10 和 15 $\mu\text{L}/\text{m}^3$ 的 4 种不同的年增长率,两种气体的

初始浓度均取当前值(见表2).

从图1及表4可以看出,随着 CO_2 与 CH_4 大气浓度的逐渐增加,将地表温度进行时空积分后所得到的辐射强迫均大于均一化处理方案,但 CO_2 辐射强迫受计算方法的影响更大. 如表4所示,到了 2112 年, CO_2 两种计算方法下所得到的 $\Delta F_{s,\text{CO}_2}$ 和 $\Delta F_{a,\text{CO}_2}$ 分别为 4.15, 3.86 W/m^2 ,两者的绝对差值达到了 0.29 W/m^2 ,比当前差值 0.12 W/m^2 的 2 倍还多,相对差别则增长到 7%,与当前偏差相比增长了 1 个百分点. 而 CH_4 即使按照表4中最大的年增长率 15 $\mu\text{L}/\text{m}^3$, 100 年后,其 $\Delta F_{s,\text{CH}_4}$ 也仅比 $\Delta F_{a,\text{CH}_4}$ 大 0.03 W/m^2 ,偏差只有 3%. 在地球能量平衡中,凡可能引起能量流变

化 0.1 W/m² 的情况,都必须给予认真考虑^[3,10]. 因此,对于大气中含量最大的温室气体 CO₂,地表温度均一化的处理方案将会造成辐射强迫的计算值偏低,并且随着其大气浓度的不断加大,偏差还将明显增

加;但是对于以 CH₄ 为首的其余微量温室气体,即使浓度出现大幅增加,地表温度的时空差异对其辐射强迫也不会产生显著影响,在温室效应的分析计算中采用地表平均温度不会影响到计算结果的准确性.

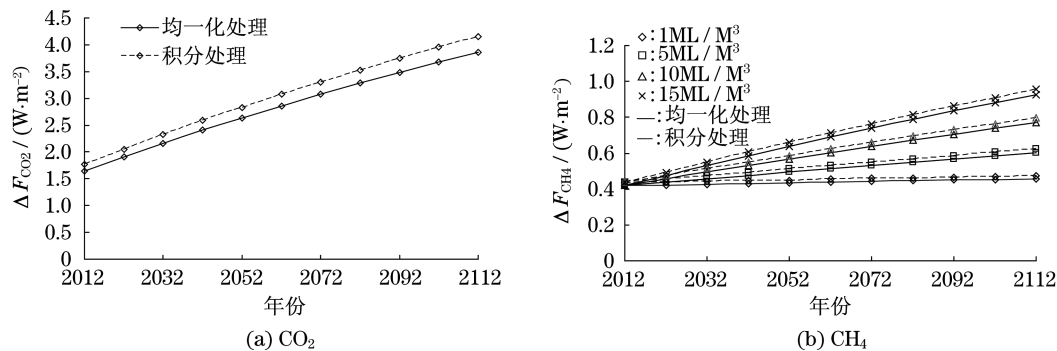


图 1 辐射强迫随时间变化关系
Fig.1 Radiative forcing variations with time

表 4 2112 年 CO₂ 与 CH₄ 辐射强迫预测值
Tab.4 Predictive radiative forcings of CO₂ and CH₄ in 2112

CO ₂ 年增长率 /(mL · m ⁻³)	ΔF _{s,CO₂} /(W · m ⁻²)	ΔF _{a,CO₂} /(W · m ⁻²)	CH ₄ 年增长率 /(μL · m ⁻³)	ΔF _{s,CH₄} /(W · m ⁻²)	ΔF _{a,CH₄} /(W · m ⁻²)	$\frac{\Delta F_{s,CH_4}}{\Delta F_{s,CO_2}} \%$
2.1	4.15	3.86	1	0.47	0.46	11
			5	0.62	0.6	15
			10	0.80	0.77	19
			15	0.96	0.93	23

此外,图 1 说明,CH₄ 作为大气中的首要微量温室气体,目前,其所产生的辐射强迫大约已经占到了 CO₂ 的 25%. 但是,CH₄ 辐射强迫的增长速率明显小于 CO₂,而且它在大气中会与 OH⁻ 自由基发生化学反应,具有较短的大气寿命,大约为 9~15 年^[11]. 如果能够维持其产生与消除的近似平衡,就有可能使其浓度像在 1998~2006 年间那样保持基本稳定,从而显著缓解由于 CO₂ 浓度持续上升对全球变暖所施加的巨大压力. 如表 4 所示,如果依照 CH₄ 现在 10 μL/m³ 的年增长率,到了 2112 年,除去 CO₂ 所引起的温室效应,CH₄ 会额外再贡献相当于 CO₂ 温室效应 19% 的辐射强迫;但是如果将浓度增长控制在每年 1 μL/m³,CH₄ 的辐射强迫随时间推移则几乎没有增加,100 年后其值也仅为 CO₂ 的 11%. 反之,如果 CH₄ 浓度在现有基础上继续增加,达到每年 15 μL/m³ 的增长率,100 年后的辐射强迫将达到 0.96 W/m²,是目前浓度增长情况下的预测值 0.80 W/m² 的 1.2 倍. 所以如果能够减少 CH₄ 排放量,实现其浓度的缓慢增长,有可能是一个在相对短的时间内减缓温室效应的有效并可行的手段.

4 结 论

分析了全球地表温度的空间和时间分布特点,分别采用将地表温度作均一化处理以及时空积分两种不同的方法,对 CO₂,CH₄,N₂O 等温室气体的辐射强迫进行了计算与预测,结果表明:

a. 在 CO₂ 辐射强迫的计算中,如果采用地表平均温度将会使计算值偏低,与将地表温度作积分处理后的结果相比,两者的绝对差值达到了 0.12 W/m²,相当于 6% 的偏差,而且随着 CO₂ 大气浓度的不断加大,偏差还会明显增加;但是对于以 CH₄ 为首的微量温室气体,其辐射强迫受时空影响很小,两种计算方法下的相对偏差小于 2%.

b. 目前,CH₄ 所产生的辐射强迫大约已经占到 CO₂ 的 25%. 但是,CH₄ 辐射强迫的年增加率明显低于 CO₂,如果能够将 CH₄ 浓度增长控制在较低水平上,其辐射强迫则随时间推移几乎不发生变化,从而显著缓解由于 CO₂ 浓度持续上升对全球变暖所施加的巨大压力.

参考文献:

- [1] Solomon S, Qin D, Manning M, et al. Intergovernmental panel on climate change, climate change 2007: the physical science basis [M]. New York: Cambridge University Press, 2007.
- [2] 丁仲礼, 段晓男, 葛全胜, 等. 国际温室气体减排方案评估及中国长期排放权讨论[J]. 中国科学, D 辑: 地球科学, 2009, 39 (12): 1659 - 1671.
- [3] Hansen J, Sato M, Kharecha P, et al. Earth's energy imbalance and implications[J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2011, 11(24): 13421 - 13449.
- [4] 石广玉. 大气辐射学[M]. 北京: 科学出版社, 2007.
- [5] 盛裴轩, 毛节泰, 李建国, 等. 大气物理学[M]. 北京: 北京大学出版社, 2003.
- [6] McClatchey R A, Fenn R W, Selby J E A, et al. Optical properties of atmosphere [M]. 3rd. Cambridge: Air Force Systems Command, United States Air Force, 1973.
- [7] Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. RRTM, a validated correlated-k model for the longwave [J]. Journal of Geophysical Research, 1997, 102: 16663 - 16682.
- [8] Iacono M J, Mlawer E J, Clough S A, et al. Impact of an improved longwave radiation model, RRTM, on the energy budget and thermodynamic properties of the NCAR community climate mode, CCM3 [J]. Journal of Geophysical Research, 2000, 105: 14873 - 14890.
- [9] Kai F M, Tyler S C, Randerson J T, et al. Reduced methane growth rate explained by decreased Northern Hemisphere microbial sources [J]. Nature, 2011, 476 (7359): 194 - 197.
- [10] Trenberth K E, Fasullo J T, Kiehl J. Earth's global energy budget [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2009, 90(3): 311 - 323.
- [11] 王建兵. 环境工程与科学导论[M]. 3 版. 北京: 高等教育出版社, 2009.

(编辑: 金 虹)

(上接第 157 页)

参考文献:

- [1] 朱希安, 曹林. 小波分析及其在数字图像处理中的应用[M]. 北京: 电子工业出版社, 2012.
- [2] Malfait M, Roose D. Wavelet-based image denoising using a Markov random field a priori model[J]. IEEE Transactions on Image Processing, 1997, 6 (4): 549 - 565.
- [3] Nikpour M, Hassanpour H. Using diffusion equations for improving performance of wavelet-based image denoising techniques[J]. IET Image Processing, 2010, 4(6): 452 - 462.
- [4] Kazubek M. Wavelet domain image de-noising by thresholding and Wiener filtering[J]. IEEE Transactions on Signal Processing, 2003, 10(11): 324 - 326.
- [5] Kim C S, Kang T J. Automated defect detection system using wavelet packet frame and Gaussian mixture model[J]. Optical Society of America, 2006, 23(11): 2690 - 2701.
- [6] Mark M, Nick K. Image denoising using derotated complex wavelet coefficients[J]. IEEE Transactions on Image Processing, 2008, 17(9): 1500 - 1511.
- [7] Donoho D L. De-noising by soft-thresholding[J]. IEEE Transactions on Information Theory, 1995, 41(3): 613 - 627.
- [8] Donoho D L, Johnstone I M. Ideal spatial adaptation by wavelet shrinkage[J]. Biometrika, 1994, 81 (3): 425 - 455.
- [9] Donoho D L, Johnstone I M. Adapting to unknown smoothness via wavelet shrinkage[J]. Journal of the American Statistical Association, 1995, 90 (432): 1200 - 1224.
- [10] 王彦青, 魏连鑫. 一种改进的小波阈值去噪方法[J]. 上海理工大学学报, 2011, 33(4): 405 - 408.
- [11] Chang S G, Yu B, Vetterli M. Spatially adaptive wavelet thresholding with context modeling for image denoising and compression[J]. IEEE Transactions on Image Processing, 2000, 9(9): 1522 - 1531.
- [12] Kaur L, Gupta S, Chauhan R C. Image denoising using wavelet thresholding [C] // Proceedings of the Third Indian Conference on Computer Vision, Graphics & Image Processing. Ahmadabad: Allied Publishers Private Limited, 2002, 11: 1522 - 1531.
- [13] 马拉特. 信号处理的小波导引[M]. 北京: 机械工业出版社, 2003.

(编辑: 石 瑛)