

吴金秀, 肖稳安, 张华. 2009. SF₆ 气体的辐射强迫和全球增温潜能的研究 [J]. 大气科学, 33 (4): 825 - 834. Wu Jinxiu, Xiao Wenan, Zhang Hua. 2009. A study of the radiative forcing and global warming potentials of SF₆ [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (4): 825 - 834.

SF₆ 气体的辐射强迫和全球增温潜能的研究

吴金秀^{1, 2} 肖稳安¹ 张华^{2*}

¹ 南京信息工程大学遥感学院, 南京 210044

² 中国气象局气候研究开放实验室, 国家气候中心, 北京 100081

摘 要 IPCC (2007) 指出, 六氟化硫 (SF₆) 作为臭氧消耗物质 (ODSs) 的部分替代物质, 近年来排放量大大增加。它作为控制排放的人造长寿命温室气体之一已经被列入《京都议定书》。但是, 目前在臭氧消耗物质替代品中, 对 SF₆ 的辐射强迫和全球增温潜能的研究较少, 而且所用的谱吸收资料陈旧。本文采用最新的分子吸收数据库 HITRAN2004 中的 SF₆ 的吸收截面数据, 利用 Shi (1981) 的吸收系数重排法, 建立了 SF₆ 的相关 k 分布的辐射计算方案, 在此基础上研究了 SF₆ 在晴空大气下的辐射效率和全球增温潜能, 并首次计算了 SF₆ 的全球温变潜能, 与其全球增温潜能进行了比较。本文的研究表明: SF₆ 的辐射效率为 0.512 W/m², 经过大气寿命调整之后的辐射效率为 0.506 W/m², 二者差别不大; 根据 IPCC (2007) 给出的排放情景, 到 2100 年, SF₆ 在大气中的体积分数将达到 $35 \times 10^{-12} \sim 70 \times 10^{-12}$, 引起的相应辐射强迫将在 0.004~0.028 W/m² 之间变化; 相对于二氧化碳的 100 年全球增温潜能为 2.33×10^4 , 比 IPCC (2007) 的结果大 2.2%; 100 年的持续排放的全球增温潜能为 2.26×10^4 , 与其他长寿命人造温室气体一道, 其对全球变暖的长期影响不容忽视。

关键词 六氟化硫 辐射强迫 全球增温潜能 全球温变潜能 相关 k 分布

文章编号 1006-9895 (2009) 04-0825-10

中图分类号 P422

文献标识码 A

A Study of the Radiative Forcing and Global Warming Potentials of SF₆

WU Jinxiu^{1, 2}, XIAO Wenan¹, and ZHANG Hua^{2*}

¹ Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

² Laboratory for Climate Studies, National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

Abstract IPCC (2007) points out that the emission of sulphur hexafluoride (SF₆) has been increasing greatly in recent years as part of the replacements for the Ozone Depleting Substances (ODSs). SF₆ has been included in the Kyoto Protocol as one of the controlled man-made long-lifetime greenhouse gases. But there were few studies on its radiative forcing and global warming potentials and the absorption dataset used before also needs to be updated. In this work, the absorption cross sections of SF₆ from the latest version of HITRAN2004 database are used. A radiation parameterization based on correlated k -distribution method for SF₆ is developed, following the method of absorption coefficient rearrangement by Shi (1981), to calculate the radiative efficiency for clear sky and its global warming potentials. The global temperature potentials of SF₆ are calculated here for the first time for the comparison with its global warming potentials. It is shown that the radiative efficiency of SF₆ is 0.512 W/m², which differs slightly from 0.506 W/m² with the consideration of lifetime adjustment. According to the emission scenarios in

收稿日期 2008-01-22, 2008-04-28 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40775006, 国家重点基础研究发展规划项目 2006CB403707, 科技部公益性行业 (气象) 科研专项经费 GYHY200706036, 国家科技支撑计划课题 2007BAC03A01

作者简介 吴金秀, 女, 1983 年出生, 硕士研究生, 研究方向: 温室气体辐射强迫与气候效应研究。E-mail: wujinxiu_0@163.com

* 通讯作者 E-mail: huazhang@cma.gov.cn

IPCC (2007), the volume fraction of SF₆ will be 35×10^{-12} to 70×10^{-12} in 2100, corresponding to the radiative forcing of 0.004 to 0.028 W/m². For SF₆, the 100-year global warming potential relative to CO₂ is 2.33×10^4 , which is 2.2% larger than that in IPCC (2007). The 100-year global temperature potential relative to CO₂ for sustained emission is 2.26×10^4 . The long-term influence of SF₆ on global warming together with other man-made long-lifetime greenhouse gases should not be ignored.

Key words SF₆, radiative forcing, global warming potential, global temperature potential, correlated *k*-distribution

1 引言

工业革命以来,六氟化硫(SF₆)在电力行业广泛使用。在过去的几十年中,SF₆作为臭氧消耗物质(ODSs)的部分替代物质,排放量大大增加。因此,作为控制排放的人造长寿命温室气体之一,SF₆已被列入《京都议定书》。SF₆的两个特性使它成为有效的温室气体。首先,它具有长达3200年的大气寿命,清除机制只有在平流层或以上大气层中缓慢的光解(IPCC,2007),因此,对于SF₆,即使很小的排放都有可能使其在大气中累积含量的明显的不可逆转的增大。其次,SF₆在“大气窗区”内对地面发射的长波辐射有很强的吸收,因而改变了这一光谱区域大气的吸收性质,对地气系统向外空的辐射冷却产生了很大的影响。气候变化专门委员会(IPCC)和技术与经济评估专家组(TEAP)特别报告(IPCC/TEAP,2005)指出:由于在“大气窗区”的强烈吸收带,SF₆气体分子吸收地球辐射能量的效率要比CO₂分子高出数千倍,即使少量的SF₆气体排放就可能对温室气体总的辐射强迫做出较大贡献,并由此对地球辐射平衡和气候产生持续的影响,本文将就此给予定量研究。目前大气中的SF₆全部是人为产物,主要来自于绝缘体和高压转换器的消耗以及镁铝冶炼使用中的排放(王明星等,2000),少量的排放也存在于风隧道试验、仪器泄漏和作为示踪气体的使用(IPCC,2007)。IPCC(2001)指出,1980年代和1990年代期间,SF₆以每年约7%的速率增加;IPCC/TEAP(2005)估计1998年SF₆的体积分数约为 3.9×10^{-12} ,并以每年约5%的速率增加;IPCC(2007)估计2005年SF₆的体积分数为 5.6×10^{-12} 。

随着人造长寿命温室气体对全球变暖贡献的加剧,国内外研究者开始对SF₆气体有了较多的关注,对它的源排放和在大气中含量的变化趋势作了比较全面的研究(张仁健等,2000;王明星等,

2002;IPCC,2007)。但是,需要加强对SF₆的辐射强迫以及全球增温潜能等方面的研究,以便提高对它们的进一步认识。IPCC(2001)和IPCC(2007)都沿用了WMO(1999)给出的SF₆的大气寿命和辐射效率,Jain et al.(2000)和黄兴友(2001)分别利用高分辨透过率分子吸收数据库(HITRAN)1992和1998的谱吸收资料,通过窄带辐射传输模式研究了SF₆的辐射强迫和它的全球增温潜能。目前,SF₆的谱吸收资料已经有了更新的版本;对模式中的辐射传输方案也有了新的研究,随着计算机的发展可以实现对SF₆更加准确的计算;到目前为止,对SF₆还没有关于全球温变潜能方面的研究,所以,用新的光谱资料、精确的辐射传输模式和新的评估方法来研究SF₆对气候变化的贡献显得非常必要。

本文利用HITRAN2004最新发布的SF₆的谱吸收资料,研究它的相关*k*分布辐射计算方案,并在此基础上计算它的瞬时辐射效率和平流层调整的辐射效率,并且考虑了大气寿命对辐射效率的影响。本文中气体的大气含量都用体积分数表示;辐射效率为气体的体积分数由0增加到 1×10^{-9} 引起的辐射强迫。利用IPCC(2007)排放情景下SF₆在未来100年的平均大气含量值,计算它的辐射强迫,同时采用全球增温潜能和全球温变潜能两种方法对比研究了气体的排放对气候变化的影响。

本文第2节简要介绍了所使用的谱吸收资料和辐射传输方案;第3节给出了六种模式大气下计算的SF₆的全球平均辐射效率,以及SF₆大气含量变化引起的辐射强迫;第4节讨论了基于全球平均辐射效率计算的全球增温潜能和全球温变潜能;第5节总结了本文的研究结果。

2 谱吸收资料和模式介绍

HITRAN分子吸收资料集是国际科学界公认的、被广泛应用于大气辐射传输计算的基础资料,经HITRAN1986、HITRAN1992、HITRAN2000

发展到目前的 HITRAN2004 (Rothman et al., 2005), 对 SF₆ 的吸收带在以前的版本上进行了更新和完善。图 1 给出 HITRAN2004 中 SF₆ 的吸收截面 (温度为 296 K, 压强为 1013.25 hPa), 光谱分辨率为 0.03 cm⁻¹。由图 1 可见, SF₆ 在 925~955 cm⁻¹ 波数区间有一个变化剧烈的吸收带, 每个 SF₆ 分子的积分吸收截面为 18.79 × 10⁻¹⁷ cm²/cm, 而位于 945~950 cm⁻¹ 区间的强吸收带则占了总积分吸收截面的 50% 以上。

本文利用 HITRAN2004 中, 在严格的实验室条件下测得的 32 组不同温度和压强下 SF₆ 的红外吸收截面资料, 通过分析吸收系数对不同压强和温度的依赖关系, 分别对已知温度和压强下的吸收系数进行线性插值, 得到给定 22 个压力和 3 个温度下的吸收截面。22 个压力由 AGFL (U. S. Air Force Geophysics Laboratory) 中纬度大气廓线内插得到, 分别是 0.01、0.0158、0.0215、0.0251、0.0464、0.1、0.158、0.215、0.398、0.464、1.0、2.15、4.64、10.0、21.5、46.4、100.0、220.0、340.0、460.0、700.0 和 1013.25 hPa (张华等, 2005); 三个温度分别为 160 K、260 K 和 320 K, 它们基本上覆盖了实际地球大气能出现的范围。以压强为例, 在同一个温度下, 对待插压强的上下两个已知压强上的吸收系数进行线性插值, 得到该温度、该压强下的吸收系数。与卤烃化合物辐射强迫研究中普遍使用的某一温度和压强下的积分吸收截

面 (Sihra et al., 2001) 相比, 更准确地考虑了温度和压强的影响, 并且随着资料的进一步丰富, 温度和压强组合增加后, 这样的处理方法就能更准确地得到任何温度和压强组合下的吸收截面。

本文利用 Shi (1981) 提出的吸收系数重排法, 在 Zhang et al. (2003, 2006a, 2006b) 研制的长波辐射传输方案的基础上, 计算了 SF₆ 在相应谱带上的有效吸收系数。Zhang et al. (2006a) 的辐射方案将长波区间 10~2680 cm⁻¹ (3.7~1000 μm) 分为 8 个带, 每个带上的 *k* 间隔数量不等, 模式还考虑了 4 种 CFCs 化合物: CCL₄、CFC-11、CFC-12 和 CFC-13, 并假设它们在大气中混合均匀。长波区间的谱带划分、*k* 间隔数量以及吸收气体分布见表 1。

经分析 SF₆ 只在第 4 带上有吸收带, 在得到该吸收带上 22 个压力、3 个温度下的吸收截面后, 将吸收系数从大到小重排, 并利用高斯积分, 根据上述长波方案给定的 *k* 间隔数量, 得到每个高斯积分点上的有效吸收系数, 作为模式的输入。对辐射通量和加热率的计算, 采用六种模式大气 (张华等, 2005): 热带大气 (TRO)、中纬度夏季大气 (MLS)、中纬度冬季大气 (MLW)、亚极夏季大气 (SAS)、亚极冬季大气 (SAW) 和美国标准大气 (USS), 它们代表了全球典型地区的模式大气。在此基础上, 计算了 SF₆ 在晴空大气下的瞬时辐射强迫, 对六种模式大气的结果取其算术平均得到全球平均结果。整层大气分为 100 层, 垂直分辨率为 1 km, 地面高度设为 0 km, 大气顶为 100 km。与以往研究中使用的窄带模式有所不同的是, 该模式是以相关 *k* 分布法为基础的辐射传输模式。本文对该模式加入 SF₆ 前后的美国标准大气长波总加热率进行了比较, 图 2

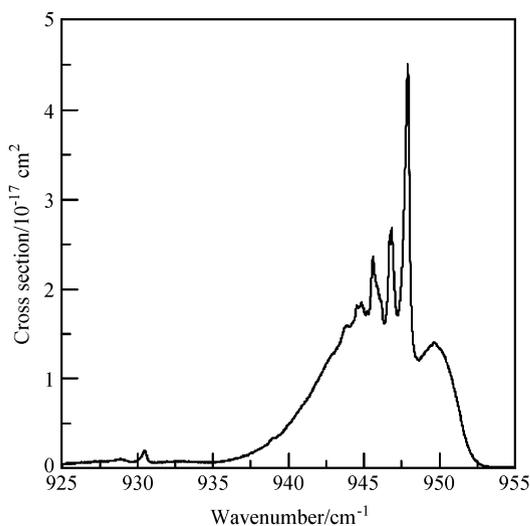


图 1 SF₆ 的吸收截面 (温度 296 K, 压强 1013.25 hPa)

Fig. 1 The absorption cross section of SF₆ (Temperature is 296 K, while pressure is 1013.25 hPa)

表 1 带结构

Table 1 Band dividing

带	区间/ cm ⁻¹	<i>k</i> 间隔 数量	吸收气体
1	10~250	4	H ₂ O
2	250~550	4	H ₂ O
3	550~780	11	H ₂ O, CO ₂
4	780~990	5	H ₂ O, CCL ₄ , CFC-11, CFC-12, CFC-13, SF ₆
5	990~1200	5	H ₂ O, O ₃ , CFC-11, CFC-12, CFC-13
6	1200~1430	5	H ₂ O, N ₂ O, CH ₄ , CFC-13
7	1430~2110	5	H ₂ O
8	2110~2680	2	H ₂ O, CO ₂ , N ₂ O

给出了 SF_6 加入后 (体积分数为 5.6×10^{-12}) 与加入前 (体积分数为 0) 的长波总加热率之差, 即由 SF_6 浓度增加引起的长波加热率。由图 2 可见, SF_6 的加热率从地面到约 7 hPa 处均为正值, 这是因为 SF_6 气体在“大气窗区”吸收地面向上长波辐射, 减少了地面向外空的辐射, 使对流层和平流层下部的大气变暖。

为了计算 SF_6 平流层调整的辐射强迫, 本文利

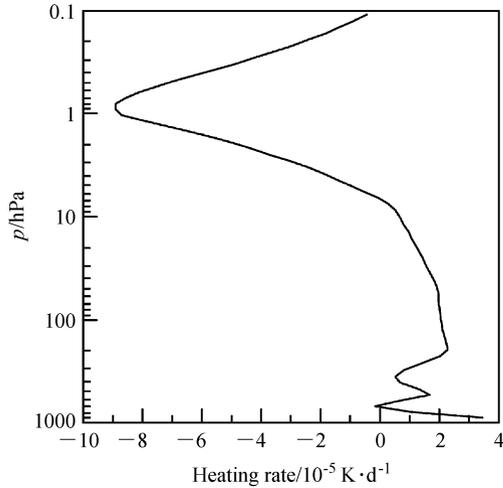


图 2 SF_6 的体积分数从 0 增加到 5.6×10^{-12} 引起的长波加热率

Fig. 2 The difference of heating rate for the whole longwave region between SF_6 concentrations of 5.6×10^{-12} and 0

用迭代法对原有的辐射传输模式进行了改进, 使得该模式具备了计算平流层温度调整的辐射强迫的能力, 计算流程见图 3。图 3 中 ξ 为收敛值, 满足收敛条件即可认为平流层经过调整达到新的辐射平衡; Δt 为步长 (单位: d), 本文计算中 Δt 取为 1 天; L 为大气的层数, 本文将大气分为 100 层, 因此 L 的范围为 $0 \sim 100$ 。 $0 \sim 0.1 \times 10^{-9}$ 的扰动是为了保留 SF_6 的弱吸收特性, 通过线性比例计算得到 1×10^{-9} 扰动引起的全球平均辐射强迫 (Freckleton et al., 1996), 即全球平均辐射效率。同时, 用这种方法计算体积分数明显小于 1×10^{-9} 的痕迹气体的辐射强迫也更加合适 (Sihra et al., 2001)。

3 SF_6 的辐射强迫

根据温室气体辐射强迫的定义, 正的辐射强迫将使对流层和地面变暖, 引起地表平均温度升高; 负的辐射强迫使对流层和地面变冷, 引起地表平均温度降低。因此, SF_6 大气含量的变化对全球气候系统的影响可以通过计算它的辐射强迫来估计。WMO (1999) 把瞬时辐射强迫定义为: 由于某种温室气体或其他因子的变化造成对流层顶净辐射通量的变化。IPCC (1995) 把调整的辐射强迫定义为: 在保持地表和对流层温度不变的情况下, 通过调整平流层的温度结构, 使平流层达到辐射平衡时, 对

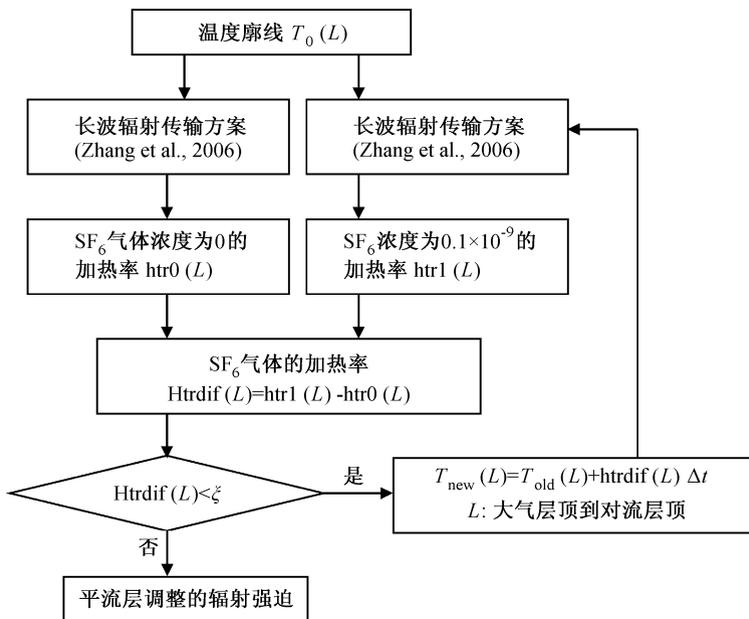


图 3 计算流程图

Fig. 3 The schematic of the calculation in this work

流层顶的净辐射通量的变化。用来计算全球增温潜能的辐射效率为气体的体积分数增加 1×10^{-9} 引起的平流层调整的辐射强迫 (IPCC, 2001, 2007)。本文利用 SF₆ 的瞬时辐射强迫进行各种敏感性研究, 利用平流层调整的辐射强迫来计算辐射效率。

图 4 给出六种模式大气下, SF₆ 气体的体积分数从 $0 \sim 0.1 \times 10^{-9}$ 的扰动在长波区间引起的辐射加热率。由于模式大气的不同, SF₆ 的加热率也有所不同, SAW 模式大气下的加热率最大, SAS 模式大气下的加热率最小, USS 模式大气下的结果基本上位于其他模式大气结果之间。虽然模式大气不同, 但是所有的加热率结果的量级都比较接近, 并且有基本相似的垂直分布, 在对流层和平流层底部加热率都为正值, 起加热作用。

表 2 列出六种模式大气下 SF₆ 的瞬时辐射效率和平流层调整的辐射效率。如表 2 所示, 同样 $0 \sim 1 \times 10^{-9}$ 的扰动, TRO、MLS 和 SAS 的瞬时辐射强迫较小, MLW 和 SAW 的瞬时辐射强迫较大, USS 的瞬时辐射强迫与全球平均的瞬时辐射强迫最为接近。由表 2 可见, 全球平均的瞬时辐射效率为 0.499 W/m^2 , 全球平均的平流层调整的辐射效率为 0.512 W/m^2 , 辐射效率经过平流层温度调整增加了 3% 左右。平流层温度调整对辐射强迫的作用是增大或是减小, 取决于平流层温度调整后, 温度

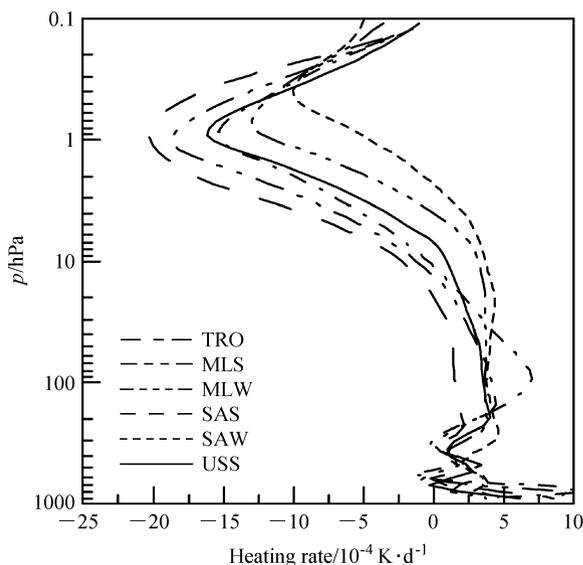


图 4 六种模式大气中 SF₆ 体积分数 $0 \sim 0.1 \times 10^{-9}$ 扰动的加热率
Fig. 4 The heating rates of SF₆ concentration perturbation from zero to 0.1×10^{-9} for six model atmospheres

廓线对对流层顶净辐射通量的影响 (Jain et al., 2000)。在这六种模式大气下, 由于 SF₆ 增大了平流层下部的加热率, 当平流层温度经过调整达到新的平衡时, 平流层下部加热增温, 而增温的平流层下部会增加向对流层的向下辐射通量, 导致对流层顶的向下辐射通量增加, 因而辐射强迫增加。所以, 总的来说, SF₆ 的平流层调整的辐射效率值比其瞬时辐射效率值大。本文计算的 SF₆ 的全球平均的平流层调整的辐射效率结果比 IPCC (2007) 沿用的 WMO (1999) 的结果约小 2%, 比 Jain et al. (2000) 的结果约大 4%; 在相同的美国标准大气下, 本文的结果比黄兴友 (2001) 约小 5%, 差别都在 5% 以内。由于 WMO (1999) 给出的结果比较陈旧, 本文仅用其作为参考。Jain et al. (2000) 采用 HITRAN 1992 中 SF₆ 的红外吸收截面, 由于该版本不包含 SF₆ 的强吸收带, 计算出的辐射效率偏小, 最后给出的辐射效率是其实际计算结果的 3.4 倍, 本文用其最后结果作为比较。通过对比本文和黄兴友 (2001) 使用的 SF₆ 红外吸收截面资料, 发现二者使用的 SF₆ 的红外吸收截面资料完全相同, 本文与黄兴友 (2001) 的辐射效率计算结果相比, 使用了相同的模式大气和 SF₆ 吸收资料, 说明不同的辐射传输模式是造成二者计算结果差别 5% 的主要原因。由于实验室测量技术的提高, 1996 年以后的 HITRAN 版本给出 SF₆ 的吸收截面资料基本没有变化, 由于不同 HITRAN 版本造成 SF₆ 辐射效率计算的差别可以忽略。

由于 SF₆ 的大气寿命约为 3200 年, 因此, 一般认为它在大气中是均匀混合的, 实际上, SF₆ 的

表 2 对六种模式大气, SF₆ 的瞬时辐射效率和平流层调整的辐射效率比较

Table 2 The comparison between the instantaneous and adjusted radiative efficiency of SF₆ for six model atmospheres

模式大气	SF ₆ 的瞬时辐射效率/ W · m ⁻²	SF ₆ 调整的辐射效率/ W · m ⁻²
TRO	0.398	0.411
MLS	0.391	0.405
MLW	0.641	0.648
SAS	0.401	0.407
SAW	0.683	0.708
USS	0.480	0.493
全球平均	0.499	0.512

浓度随高度是有变化的。本文利用美国标准大气 (USS) 做了一个敏感性试验, 假设 SF_6 在对流层的扰动为 $0 \sim 1 \times 10^{-9}$, 而平流层的浓度比对流层减少了 20%, 计算得到的瞬时辐射强迫为 0.46 W/m^2 , 比均匀混合的结果减少了 0.02 W/m^2 , 占 4% 左右, 可见, 随高度不变的廓线和变化的廓线引起的瞬时辐射强迫存在差别。Sihra et al. (2001) 基于 Jain et al. (2000) 的工作, 提出了一个与大气寿命相关的调整系数来调整平流层浓度减小对辐射强迫的影响, 对大气寿命超过 0.25 年的气体, 该系数为 $1 - 0.241 \times t^{-0.358}$, 其中, t 代表大气寿命 (单位: a), 并且指出大气寿命调整后的辐射强迫也会有误差, 但是要比完全不调整的好得多 (Sihra et al., 2001)。本文采用该系数计算 SF_6 经过大气寿命调整后的辐射效率为 0.506 W/m^2 , 比不经过大气寿命调整的辐射效率减少了 1.2%, 因为 SF_6 的大气寿命达 3200 年, 调整系数约为 0.988, 所以调整前后差别不大。

SF_6 全部为人为产物, 工业革命以前在大气中并不存在 (王明星等, 2000), 经过计算得到, 从 1750 年到 2005 年的 SF_6 浓度增加引起的总辐射强迫为 0.003 W/m^2 , 从 1998 年到 2005 年的其浓度增加引起的辐射强迫为 0.001 W/m^2 , 即, 自 IPCC 第三次报告 (IPCC, 2001) 到 2005 年的几年内, 由于 SF_6 浓度迅速增加引起的辐射强迫就占了工业革命以来由其浓度增加引起的总辐射强迫的 1/3。IPCC 排放情景特别报告 (SRES, 2000) 给出了 SF_6 在十种排放情景下不同的大气含量, 指出, 到 2100 年大气中 SF_6 的体积分数约为 $35 \times 10^{-12} \sim 70 \times 10^{-12}$, 本文取 SF_6 2010~2100 年体积分数变化的平均值 ($7 \times 10^{-12} \sim 54 \times 10^{-12}$) 来研究其辐射强迫的变化。 SF_6 的大气平均体积分数从 2010 年的 7×10^{-12} 增加到 2100 年的 54×10^{-12} , 引起的辐射强迫相应地从 2010 年的约 0.004 W/m^2 增加到 2100 年的约 0.028 W/m^2 (见图 5)。情景排放下, 从 2010 年到 2100 年, 随着大气中 SF_6 的浓度增加, 其引起的辐射强迫相应增加, 到 2100 年引起的辐射强迫约为 0.028 W/m^2 , 这与目前生物质燃烧产生的黑碳气溶胶引起的辐射强迫的量级相当 (张华等, 2008), 对气候变化的影响增大。从长期来看, SF_6 气体和其他长寿命温室气体共同作用, 它们对全球气候变暖的影响是不能被忽略的。

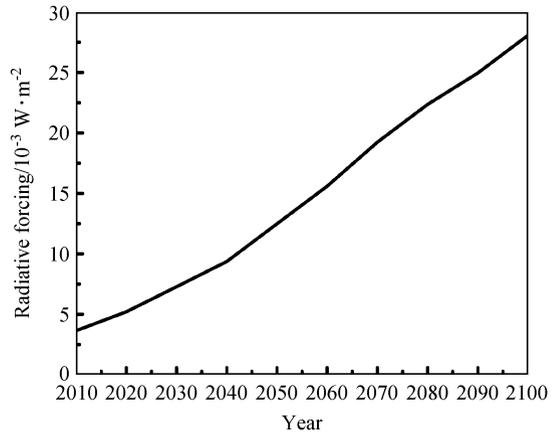


图 5 SF_6 从 2010 年到 2100 年的辐射强迫

Fig. 5 The radiative forcing of SF_6 from 2010 to 2100

4 SF_6 的全球增温潜能和全球温变潜能

为了计算 SF_6 的全球增温潜能和全球温变潜能, 本文利用计算得到的 SF_6 的辐射效率、大气寿命等参数, 建立了全球增温潜能和全球温变潜能的计算模式, 计算并比较了未来 20 年、100 年和 500 年它的全球增温潜能和全球温变潜能的变化。

全球增温潜能的定义是瞬时脉冲排放 1 kg 化合物 x , 在一定时间范围内引起的辐射强迫的积分相对于脉冲排放等量参考气体 r (一般为 CO_2) 在同一时间范围 H 内的辐射强迫的积分 (IPCC, 2007)。公式如下:

$$W_x = \frac{\int_0^H F_x(t) dt}{\int_0^H F_r(t) dt} = \frac{\int_0^H a_x [x(t)] dt}{\int_0^H a_r [r(t)] dt}, \quad (1)$$

$$x(t) = e^{-t/\tau}, \quad (2)$$

$$r(t) = a_0 + \sum_i a_i \exp\left(-\frac{t}{\alpha_i}\right), \quad (3)$$

其中, W_x 表示气体 x 的全球增温潜能, H 表示时间范围, 本文取为 20、100 和 500 年, F 表示全球平均平流层调整的辐射强迫, a 表示全球平均辐射效率, $x(t)$ 和 $r(t)$ 分别表示所研究的气体 x 和参考气体 r 的时间响应函数, τ 表示大气寿命 (单位: a)。公式 (3) 是 IPCC (2007) 给出的计算 CO_2 时间响应函数的最新版本计算公式, 其中 a_0 、 a_i 和 α_i 均为给定参数。

全球增温潜能概念自提出以来, 作为气体温室效应的评估方法, 在研究中被广泛使用 (石广玉,

1992; 石广玉等, 2002)。同时, 研究者也对它提出了质疑, 例如, 它没有直接给出温室气体排放对温度的影响, 没有区分不同气体的大气寿命对温度的影响等 (IPCC, 2007)。Shine et al. (2005) 提出了一个新的评估方法全球温变潜能, 并被 IPCC (2007) 采用。全球温变潜能的定义为: 在脉冲排放 1 kg 化合物 x 或者以 1 kg/a 递增的持续排放化合物 x, 在给定的一段时间 H 内造成的全球平均地表温度的变化与参考气体 r (这里指 CO₂) 所造成的相应变化之比。脉冲排放和持续排放的全球温变潜能分别表示为 T_P 和 T_S (Shine et al., 2005)。公式如下:

$$T_x = \frac{\Delta T_x^H}{\Delta T_r^H}, \quad (4)$$

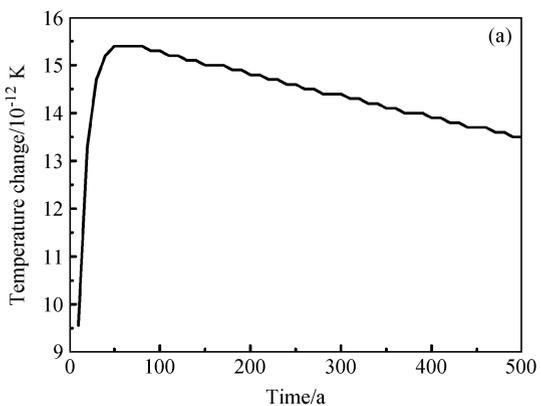
其中, T_x 表示气体 x 的全球温变潜能, H 表示时间范围, 一般取为 20、100 和 500 年; ΔT 表示全球平均地表温度变化, 通过求解全球平均地表温度变化与辐射强迫之间的公式 (Freckleton et al., 1996), 得出

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

其中, ΔF 表示全球平均平流层调整的辐射强迫随时间的变化, t 表示时间, C 是系统的热容量, λ 是气候敏感参数。

脉冲排放和持续排放的绝对全球温变潜能分别记为 T_{AP} 和 T_{AS} , 表示在初始时刻排放的气体在时间 t 时刻引起的温度变化, 单位为 K/kg 和 $K \cdot kg^{-1} \cdot a$ 。故脉冲排放和持续排放的全球温变潜能也可以分别表示为

$$T_{Px} = \frac{T_{APx}}{T_{APr}}, \quad (6)$$



$$T_{Sx} = \frac{T_{ASx}}{T_{ASr}}, \quad (7)$$

其中, T_{Px} 和 T_{Sx} 分别表示脉冲排放和持续排放气体 x 的全球温变潜能; T_{APx} 和 T_{APr} 分别表示脉冲排放气体 x 和参考气体 r 的绝对全球温变潜能; T_{ASx} 和 T_{ASr} 分别表示持续排放气体 x 和参考气体 r 的绝对全球温变潜能。

计算全球增温潜能和全球温变潜能都需要 SF₆ 和参考气体 CO₂ 的辐射效率以及与大气寿命相关的时间响应函数。SF₆ 的辐射效率采用本文计算的结果, 公式 (2) 中大气寿命为 3200 年; CO₂ 的辐射效率和时间响应函数采用 IPCC (2007) 中的最新结果和公式 (3)。另外, 全球温变潜能计算中需要的气候灵敏度参数、热容量等参数取值与 Shine et al. (2005) 相同。利用本文建立的全球温变潜能的计算模式得到 SF₆ 在未来 500 年的脉冲排放和持续排放的绝对全球温变潜能, 表示由于 SF₆ 气体的脉冲排放或者持续排放在未来 500 年内引起的地表温度变化 (见图 6)。利用全球增温潜能和全球温变潜能计算模式得到 SF₆ 的 20 年、100 年和 500 年的全球增温潜能、脉冲排放的全球温变潜能、持续排放的全球温变潜能见表 3, 同时, 表 3 还列出了 IPCC (2007) 给出的全球增温潜能作为比较和参考。

由图 6 可见, SF₆ 持续排放引起的地表温度变化比其脉冲排放引起的地表温度变化大三个量级。脉冲排放的 SF₆ 在排放初期会迅速引起地表温度持续增加, 并且在到达一个最大值后, 开始缓慢恢复; 而持续排放的 SF₆ 从排放时刻起, 地表温度基本呈线性上升。这说明, SF₆ 持续排放对温度变化的影响要比其脉冲排放的影响大得多, 长时间内很

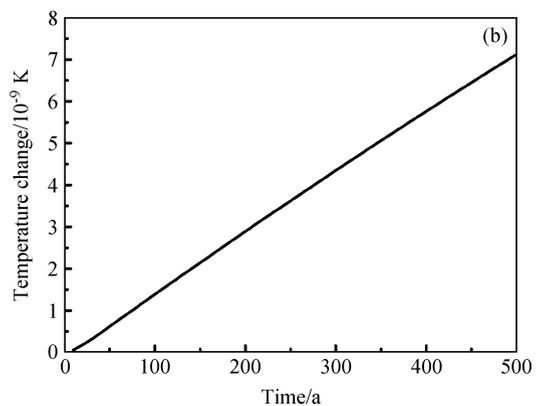


图 6 (a) 脉冲排放 (1 kg) 和 (b) 持续排放 (1 kg/a) SF₆ 引起的温度变化

Fig. 6 Temperature changes resulting from the (a) pulse emission (1 kg) and (b) sustaining emission (1 kg/a) of SF₆

表 3 本文计算的 SF₆ 的全球增温潜能、脉冲排放和持续排放的全球温变潜能与 IPCC (2007) 给出的全球增温潜能的比较

Table 3 The global warming potentials, global temperature potentials for pulse and sustaining emissions of SF₆ in this work and the global warming potentials in IPCC (2007)

	全球增温 潜能	全球温变潜能 (脉冲排放)	全球增温潜能 (持续排放)	全球增温潜能 (IPCC, 2007)
20 年	1.60×10^4	1.73×10^4	1.51×10^4	1.63×10^4
100 年	2.33×10^4	3.05×10^4	2.26×10^4	2.28×10^4
500 年	3.41×10^4	4.23×10^4	3.38×10^4	3.26×10^4

难恢复到排放前的温度, 而目前 SF₆ 在工业中广泛使用, 其浓度增长速率较大 (IPCC/TEAP, 2005), 如果不控制目前的 SF₆ 的生产、使用和排放, 它的持续排放对地表温度变化产生的影响很难得到恢复。

表 3 中对于 20 年的全球增温潜能, 本文的结果比 IPCC (2007) 的结果小 2%, 100 年和 500 年的全球增温潜能, 分别比 IPCC (2007) 的结果大 2% 和 5%, 在不同研究结果的误差范围之内 (Jain et al., 2000; 黄兴友, 2001; IPCC, 2001, 2007)。通过对公式 (1) 的分析得出, 全球增温潜能的计算主要与四个参数直接相关, 即 SF₆ 的辐射效率和时间响应函数以及参考气体 CO₂ 的辐射效率和时间响应函数, 它们共同作用造成全球增温潜能的计算差别。本文计算的 SF₆ 的辐射效率比 IPCC (2007) 的结果约小 3%; 而 SF₆ 的时间响应函数, 即公式 (2), 是一致的, 并不会引起全球增温潜能的差别。本文中 CO₂ 的辐射效率是在更新的增加的背景浓度下计算的, 背景浓度越高, 分母上 CO₂ 的辐射效率值越小 (IPCC, 2007), 导致全球增温潜能增大, 如, CO₂ 背景浓度从 1998 年的 365×10^{-6} 增加到 2005 年的 378×10^{-6} , 其辐射效率减小 9%, 所引起的全球增温潜能差别在 10% 以内。另外, IPCC (2001) 与 IPCC (2007) 中 CO₂ 时间响应函数的变化所引起 20 年、100 年和 500 年全球增温潜能的差别约为 0%、1% 和 -1%。

脉冲排放的全球温变潜能的主要物理意义与全球增温潜能相同, 最大的区别在于, 前者给出的结果是在一定时间范围内等量排放 SF₆ 和 CO₂ 引起的地表温度变化的比值, 而后者给出的是一定时间范围内等量排放 SF₆ 和 CO₂ 引起的辐射强迫积分的比值。前者直接表示在相同的时间内, 1 kg SF₆ 气体

排放相对于 1 kg CO₂ 排放引起的地表温度变化。对大气寿命小于 2.5 年的气体, Shine et al. (2005) 的全球增温潜能大大高估了气体脉冲排放对气候变化的影响, 因而它要比其相应的脉冲排放的全球温变潜能大得多。对于 SF₆, 它的大气寿命为 3200 年, 远远超过了 20 年、100 年和 500 年的时间范围, 它的全球增温潜能和脉冲排放的全球温变潜在量级上颇为相似。20 年、100 年和 500 年的脉冲排放的全球温变潜能分别比相应的全球增温潜能大 8%、31% 和 24%, 出现这些差别的位置在图 6 中分别对应于 SF₆ 的脉冲排放的绝对全球温变潜能 在 20 年左右的上升点, 100 年附近达到最大值点, 然后缓慢下降到 500 年的点。

SF₆ 持续排放的全球温变潜能虽然比其脉冲排放的全球温变潜能小, 但是从它的绝对全球温变潜能的比较上可以看出, SF₆ 持续排放引起绝对全球温变潜能要比其脉冲排放引起的绝对全球温变潜能大得多, 即, 由于持续排放引起的地表温度变化要比脉冲排放引起的相应值大得多。与全球增温潜能类似, 参考气体 CO₂ 对脉冲排放和持续排放的全球温变潜能也有较大的影响, 结合公式 (6) 和 (7), CO₂ 持续排放引起的绝对全球温变潜能也比其脉冲排放引起的相应值大得多, 使持续排放的全球温变潜能比值减小。持续排放的全球温变潜能和全球增温潜能的概念相差很大, 但是 20 年、100 年和 500 年的持续排放的全球温变潜能分别比相应的全球增温潜能小 6%、3% 和 1%, 随着时间的增加, 两者的差别逐渐减小, Shine et al. (2005) 通过数学推导说明了在时间跨度较大的情况下, 持续排放的全球温变潜能和全球增温潜能有相似的数学表达式, 因而得到的结果也接近。持续排放的全球温变潜能考虑了气体持续排放的影响, 为国家针对目前持续排放这类温室气体的特定工业和农业进行政策调整提供了很好的评价方法。

5 结论

本文利用最新版本的谱线吸收数据集 HIT-RAN2004 给出的 SF₆ 吸收截面资料, 详细分析了 SF₆ 的吸收截面对不同压强和温度的依赖关系; 利用吸收系数重排法 (Shi, 1981), 在 Zhang et al. (2003; 2006a; 2006b) 长波辐射方案的基础上, 建立了 SF₆ 的相关 k 分布计算方案。利用该方案计算

了 SF₆ 全球平均的瞬时辐射效率、平流层调整的辐射效率和大气寿命调整的辐射效率。本文的研究表明: SF₆ 的瞬时和平流层调整的辐射效率分别为 0.499 W/m² 和 0.512 W/m²; 对平流层调整的辐射效率进行大气寿命调整之后的结果则为 0.506 W/m², 大气寿命调整对 SF₆ 的辐射效率影响不大。

大气中的 SF₆ 由工业革命前的大气含量几乎为 0 增加到的 2005 年的 5.6×10^{-12} , 引起的相应辐射强迫约为 0.003 W/m²; 根据 IPCC (2007) 报告中的排放情景, 2010 年到 2100 年, SF₆ 在大气中的平均大气含量将由 7×10^{-12} 上升到 54×10^{-12} , 引起的相应的辐射强迫将在 0.004~0.028 W/m² 之间变化。尽管 SF₆ 在未来大气中的含量的变化对地气系统造成的辐射强迫不大, 但是, 本文在更新的辐射效率的基础上计算的 100 年 SF₆ 的全球增温潜能值却高达 2.33×10^4 , 比 IPCC (2007) 给出的结果 2.28×10^4 和 Jain et al. (2000) 给出的结果 2.25×10^4 都要大。本文首次计算了 SF₆ 的全球温变潜能, 20 年、100 年和 500 年的脉冲排放的全球温变潜能分别为 1.73×10^4 、 3.05×10^4 和 4.23×10^4 , 说明脉冲排放条件下, SF₆ 气体排放引起的地表温度变化分别是等量排放 CO₂ 的 1.73×10^4 、 3.05×10^4 和 4.23×10^4 倍; 持续排放的全球温变潜能分别为 1.51×10^4 、 2.26×10^4 和 3.38×10^4 , 表明持续排放条件下, SF₆ 气体排放引起的地表温度变化分别是等量排放 CO₂ 的 1.51×10^4 、 2.26×10^4 和 3.38×10^4 倍, 所有这些研究结果说明, SF₆ 气体对未来气候变化的贡献是等量排放 CO₂ 的数万倍, 它与其他人造长寿命温室气体共同作用, 对地球气候系统变暖的长期影响是不能忽略的。

另外, 本文通过比较 SF₆ 的全球增温潜能、脉冲排放和持续排放的全球温变潜能, 指出了 SF₆ 对全球气候变暖影响的最佳评价方法。

本文仅对 SF₆ 气体的辐射强迫和全球增温潜能进行了研究。以此为基础, 用最新谱线资料对其他人造长寿命温室气体 HFCs 和 PFCs 的辐射强迫和全球增温潜能的研究, 将在另文给予讨论。

致谢 感谢美国华盛顿大学大气科学系傅强教授对本文平流层调整的辐射强迫计算方案给予的十分有益的建议和帮助。

参考文献 (References)

Freckleton R S, Pinnock S, Shine K P. 1996. Radiative forcing of

halocarbons: A comparison of line-by-line and narrow-band models using CF₄ as an example [J]. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 55: 763-769.

黄兴友. 2001. 温室气体全球增温潜能的研究 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文. Huang Xingyou. 2001. Study on global warming potential of greenhouse gas [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences.

IPCC. 1995. *Climate Change 1995: The Science of Climate Change* [M]// Houghton J T, Meira Filho L G, Callender B A, et al., Eds. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 572pp.

IPCC. 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis* [M]. Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al., Eds. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 944pp.

IPCC. 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis* [M]. Solomon S, Qin D, Manning M, et al., Eds. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press (in press). <http://www.ipcc.ch/ipccreports/ar4-syr.htm>

IPCC/TEAP. 2005. *Safeguarding the Ozone Layer and the Global Climate System: Issues Related to Hydrofluorocarbons and Perfluorocarbons* [M]. Metz B, Kuijpers L, Solomon S, et al., Eds. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 478pp. <http://www.ipcc.ch>

Jain A K, Briegleb B P, Minschwaner K, et al. 2000. Radiative forcings and global warming potentials of 39 greenhouse gases [J]. *J. Geophys. Res.*, 105 (D16): 20773-20790.

Rothman L S, Jacquemart D, Barbe A, et al. 2005. The HITRAN 2004 molecular spectroscopic database [J]. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 96: 139-204.

石广玉. 1992. CFCs 及其代用品的全球增温潜能 [J]. *大气科学*, 16 (3): 345-352. Shi Guangyu. 1992. Global warming potential due to CFCs and their substitutes [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 16 (3): 345-352.

石广玉, 王喜红, 张立盛, 等. 2002. 人类活动对气候影响的研究 II. 对东亚和中国气候变化的影响 [J]. *气候与环境研究*, 7 (2): 255-266. Shi Guangyu, Wang Xihong, Zhang Lisheng, et al. 2002. Impact of human activities on climate. II: Impact on climate variability over East Asia and China [J]. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 7 (2): 255-266.

Shi G-Y. 1981. An accurate calculation and representation of the infrared transmission function of the atmospheric constituents [D]. Ph. D. dissertation, Tohoku University of Japan.

Shine K P, Fulestvedt J S, Hailemariam K, et al. 2005. Alternatives to the global warming potential for comparing climate impacts of emissions of greenhouse gases [J]. *Climatic Chang*, 68 (3): 281-302.

- Sihra K, Hurley M D, Shine K P, et al. 2001. Updated radiative forcing estimates of 65 halocarbons and nonmethane hydrocarbons [J]. *J. Geophys. Res.*, 106 (D17): 20493–20505.
- SRES. 2000. Special Report on Emissions Scenarios; A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change [M]. Nakicenovic N, Swart R, eds. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 599pp.
- 王明星, 张仁健, 郑循华. 2000. 温室气体的源和汇 [J]. *气候与环境研究*, 5 (1): 75–79. Wang Mingxing, Zhang Renjian, Zheng Xunhua. 2000. Sources and sinks of green house gases [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 5 (1): 75–79.
- 王明星, 杨昕. 2002. 人类活动对气候影响的研究 I. 温室气体和气溶胶 [J]. *气候与环境研究*, 7 (2): 247–254. Wang Mingxing, Yang Xin. 2002. Study on the effects of human activities on climate change. I: Green house gases and aerosols [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 7 (2): 247–254.
- WMO. 1999. Scientific Assessment of Ozone Depletion; Global Ozone Research and Monitoring Project [R]. World Meteorological Organization. Report No. 44, Geneva, Switzerland, 732pp.
- 张仁健, 王明星, 杨昕, 等. 2000. 中国氢氟碳化物、全氟化碳和六氟化硫排放源的初步估算 [J]. *气候与环境研究*, 5 (2): 175–179. Zhang Renjian, Wang Mingxing, Yang Xin, et al. 2000. Preliminary estimation of emission of HFCs, PFCs and SF₆ from China in 1995 [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 5 (2): 175–179.
- 张华, 石广玉, 刘毅. 2005. 两种逐线积分辐射模式大气吸收的比较研究 [J]. *大气科学*, 29 (4): 581–593. Zhang H, Shi G Y, Liu Y. 2005. A comparison between the two line-by-line integration algorithms [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 29 (4): 581–593.
- 张华, 马井会, 郑有飞. 2008. 黑碳气溶胶辐射强迫全球分布的模拟研究 [J]. *大气科学*, 32 (5): 1147–1158. Zhang H, MA J H, Zheng Y F. 2008. The study of global radiative forcing due to black carbon aerosol [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (5): 1147–1158.
- Zhang H, Nakajima T, Shi G-Y, et al. 2003. An optimal approach to overlapping bands with correlated k distribution method and its application to radiative calculations [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (D20): 4641, doi: 10.1029/2002JD003358.
- Zhang H, Shi G Y, Nakajima T, et al. 2006a. The effects of the choice of the k -interval number on radiative calculations [J]. *Journal Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 98 (1): 31–43.
- Zhang H, Suzuki T, Nakajima T, et al. 2006b. Effects of band division on radiative calculations [J]. *Optical Engineering*, 45 (1): 016002–016010.