

doi:10.3969/j.issn.1673-1719.2014.01.009

张华, 黄建平. 对 IPCC 第五次评估报告关于人为和自然辐射强迫的解读 [J]. 气候变化研究进展, 2014, 10 (1): 40-44

对 IPCC 第五次评估报告关于人为和自然辐射强迫的解读

Interpretation of the IPCC Fifth Assessment Report on Anthropogenic and Natural Radiative Forcing

张 华¹, 黄建平²¹ 中国气象局气候研究开放实验室 / 中国气象局国家气候中心, 北京 100081;² 兰州大学大气科学学院教育部半干旱气候变化重点实验室, 兰州 730000

人为辐射强迫是气候变化的驱动力之一, 因此, 对人为和自然辐射强迫的评估^[1]是 IPCC 第五次评估报告 (AR5) 第一工作组科学部分的重要内容。AR5 在指出了 IPCC 第四次评估报告 (AR4) 及其之前所用的辐射强迫概念的优点和局限性后, 为了涵盖影响云的快速过程, 给出了新的辐射强迫——有效辐射强迫的概念, 并与之前使用的瞬时辐射强迫和平流层调整的辐射强迫进行了比较。此外, 为了定量比较各种排放对气候的影响, AR5 首次定义并使用了基于排放的辐射强迫概念, 并对衡量温室气体排放的两个概念, 即全球增温潜势 (GWP) 和全球变暖潜势 (GTP) 进行了全面的评价。

AR5 有关人为和自然辐射强迫的结论是, 人类活动导致的混合温室气体^① (WMGHGs) 增加已经大幅度地加强了温室效应, 其导致的强迫将继续增加。气溶胶部分地抵消了 WMGHGs 的强迫, 是气候变化中总的人为强迫的最不确定部分。

1 辐射强迫的概念

与前几次 IPCC 报告一样, AR5 使用了辐射强迫 (RF) 概念, 同时引入了有效辐射强迫 (ERF) 的新

概念。传统的辐射强迫概念中, 所有的地面和对流层的条件都是固定的, 而这里给出的有效辐射强迫的计算允许所有物理量对扰动进行响应 (除了与海洋和海冰有关的物理量外)^[2-3]。这些调整使得有效辐射强迫能更好地成为最终温度响应的指示器。图1比较了各种辐射强迫概念。

2 自工业革命以来的人为辐射强迫

自工业革命以来的总人为有效辐射强迫值为 2.3 (1.1~3.3) W/m²。自 1970 年以来, 总的人为有效辐射强迫比之前 10 年增加更为迅速。由于气溶胶辐射强迫的减少以及温室气体辐射强迫的继续增加, 2011 年的总人为有效辐射强迫的估计值比 AR4 中 2005 年相应的估计值高 44% (图 2), 其中除了温室气体和气溶胶的浓度自 2005 年有所变化外, 采用了新的辐射强迫概念和不同的计算方法可能是造成上述估计变化的另一个原因。

由图 2 可见, 混合温室气体的辐射强迫为 2.83 (2.54~3.12) W/m², 与 2005 年的 AR4 相比, 其辐射强迫增加了 0.20 (0.18~0.22) W/m² (8%)。从 AR4 到现在, 变化部分是由 CO₂ 辐射强迫增加了近 10% 造

收稿日期: 2013-11-27; 修回日期: 2013-12-18

资助项目: 国家重点基础研究发展计划项目 (2011CB403405, 2012CB955301)

作者简介: 张华, 女, 研究员, 从事大气辐射传输模式、温室气体与气溶胶辐射强迫及其气候效应研究, huazhang@cma.gov.cn

①混合温室气体指在大气中均匀混合的温室气体, 包括 CO₂、CH₄、N₂O 和卤代烃。

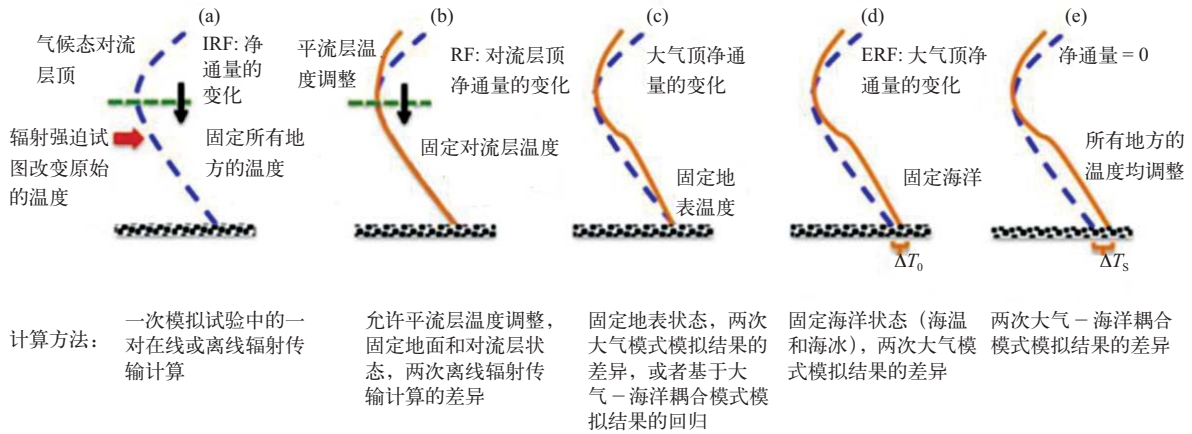


图1 辐射强迫比较 (来源于 Hansen 等^[4]的工作。每种类型辐射强迫的计算方法已经列出。 ΔT_0 代表陆地温度响应, ΔT_s 代表全部地表温度响应) (a) 瞬时辐射强迫, (b) 允许对流层温度响应时的辐射强迫, (c) 全球表面温度处于定值时的辐射通量变化 (一种计算有效辐射强迫的方法), (d) 允许大气和陆地温度响应, 但海洋边界条件固定的有效辐射强迫, (e) 对各种辐射强迫因子响应达到平衡态

Fig. 1 Cartoon comparing (a) instantaneous RF, (b) RF, which allows stratospheric temperature to adjust, (c) flux change when the surface temperature is fixed over the whole Earth (a method of calculating ERF), (d) the ERF calculated allowing atmospheric and land temperature to adjust while ocean conditions are fixed, (e) the equilibrium response to the climate forcing agent. The methodology for calculation of each type of forcing is also outlined. ΔT_0 represents the land temperature response, while ΔT_s is the full surface temperature response. Updated by Hansen *et al.* ^[4]

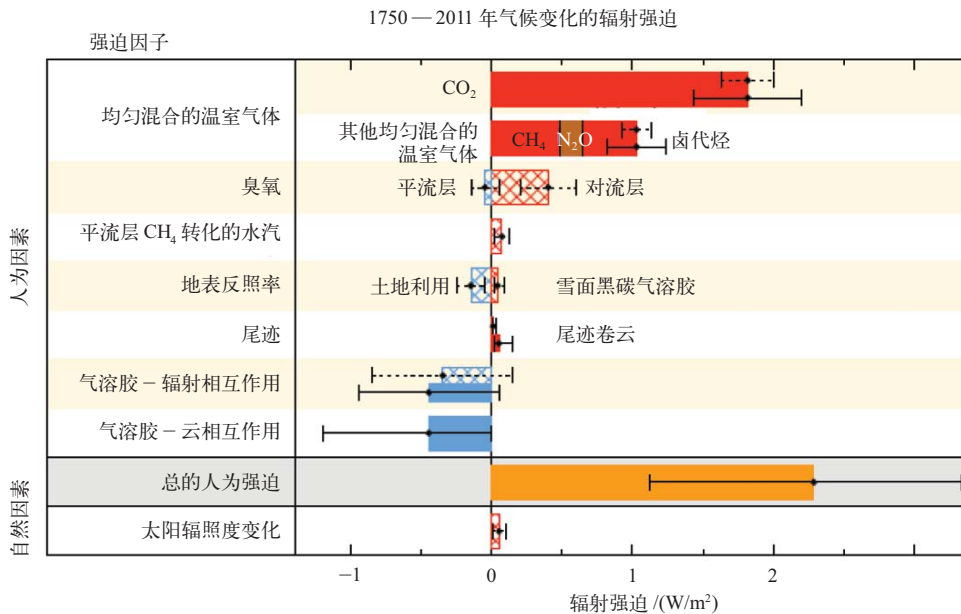


图2 1750—2011 年间辐射强迫 (网格线) 和有效辐射强迫 (实心) 的条形图, 图中给出了辐射强迫 (点状线) 和有效辐射强迫 (实线) 的不确定性 (置信度区间为 5%—95%) ^[1]

Fig. 2 Bar chart for RF (hatched) and ERF (solid) for the period 1750—2011. Uncertainties (5%—95% confidence range) are given for RF (dotted lines) and ERF (solid lines) ^[1]

成的。在工业革命时期, CO_2 的辐射强迫只有 1.82 ($1.63 \sim 2.01$) W/m^2 。 CO_2 是最大的全球平均辐射强迫的组分, 在过去的 10 年中, CO_2 的辐射强迫增加了 0.27 ($0.24 \sim 0.30$) W/m^2 。

从 2005 年的 AR4 以来, 除 CO_2 以外的混合温室气体的净强迫有小幅增加。其中, CH_4 浓度的少量增加使其辐射强迫增加 2%, AR5 的估计值变为 0.48 ($0.43 \sim 0.53$) W/m^2 , 对辐射强迫的贡献仅次于 CO_2 。而 N_2O 的辐射强迫增加了 6%, 现在已达到 0.17 ($0.15 \sim 0.19$) W/m^2 。在过去的几十年中, 对辐射强迫贡献排第三的均匀混合温室气体 CFC-12, 在《蒙特利尔协议》及其修正案限制下排放逐渐停止, 因此, 自 2011 年以来, N_2O 已经成为对辐射强迫贡献排第三的混合温室气体。在氟氯烃的辐射强迫减少而氟氯烃的许多替代物的辐射强迫增加的情况下, 所有的卤代烃的辐射强迫 (0.36 W/m^2) 和 AR4 的值相差不大。4 种卤代烃 (CFC-11、CFC-12、CFC-113 和 HCFC-22) 大约占卤代烃总辐射强迫的 85%。在过去的 5 年里, 前 3 种化合物的辐射强迫有所降低, 而这种降低被 HCFC-22 辐射强迫的相应增加所弥补。自 AR4 以来, 虽然所有氢氟碳化物 (HFCs) 的辐射强迫量已经接近翻一番, 但其数值仍然只有 0.02 W/m^2 。具有很高信度的结果表明, 由于非 CO_2 气体辐射强迫的增加率减小, 来自所有混合温室气体的辐射强迫总增加率在过去 10 年里比 20 世纪 70、80 年代的增长率小。

O_3 和平流层水汽对总的辐射强迫有很大贡献^[5]。从模拟的 O_3 变化估计得到的总辐射强迫是 0.35 ($0.15 \sim 0.55$) W/m^2 , 其中对流层 O_3 变化导致的辐射强迫为 0.40 ($0.20 \sim 0.60$) W/m^2 , 而平流层 O_3 变化导致的辐射强迫为 -0.05 ($-0.15 \sim 0.05$) W/m^2 。 O_3 不是直接排放的产物, 而是由光化学反应形成的。对流层 O_3 辐射强迫大部分是由人为排放 CH_4 、 NO_x 、 CO 和非 CH_4 挥发性有机化合物造成的, 而平流层 O_3 辐射强迫主要源自卤代烃导致的 O_3 消耗。AR5 同时提供了由排放的化合物造成的辐射强迫。 O_3 消耗物质 (ODS) 导致的 O_3 辐射强迫为 -0.15 ($-0.30 \sim 0.00$) W/m^2 , 其中部分是在对流层。对流层 O_3 前体物导致的 O_3 辐射强迫为 0.50 ($0.30 \sim 0.70$) W/m^2 , 其中部分

在平流层, 这个值要比 AR4 的值大。强有力的证据显示对流层 O_3 对植物生理过程有不利影响^[6], 因而影响植物吸收 CO_2 的能力, 但是这种间接效应的量化估计具有低信度。 CH_4 氧化产生的平流层水汽的辐射强迫为 0.07 ($0.02 \sim 0.12$) W/m^2 。 O_3 和平流层水汽辐射强迫最佳估计值与 AR4 完全相同或与其范围一致。

自 AR4 以来, 气溶胶强迫的绝对值在减小。由气溶胶-辐射相互作用产生的辐射强迫 (也称之为气溶胶的直接效应) 的最佳估计为 -0.35 ($-0.85 \sim 0.15$) W/m^2 , 冰雪表面的黑碳造成的辐射强迫为 0.04 ($0.02 \sim 0.09$) W/m^2 。由气溶胶-辐射相互作用产生的有效辐射强迫为 -0.45 ($-0.95 \sim 0.05$) W/m^2 , 总的气溶胶-云相互作用产生的有效辐射强迫为 -0.45 ($-1.2 \sim 0.0$) W/m^2 , 总的气溶胶有效辐射强迫估计值为 -0.9 ($-1.9 \sim -0.1$) W/m^2 。气溶胶有效辐射强迫估计中存在较大不确定性是造成自工业革命以来总的净强迫估计值不确定性的主要因素。自 AR4 以来在模式中包含了更多的气溶胶过程, 但模式和观测之间的差异持续存在, 导致气溶胶强迫估计的不确定性与 AR4 相同。尽管存在大的不确定范围, 还是有很高信度显示气溶胶已经抵消了很大部分由混合温室气体造成的全球平均辐射强迫。

强有力的证据表明人类活动造成的土地利用变化增加了地表反射率^[7-9], 其导致的辐射强迫为 $(-0.15 \pm 0.10) \text{ W/m}^2$ 。由于对自然和人为的地表反照率以及 1750 年前土地利用变化的比例有不同假定, 辐射强迫的估计值存在一个较大的变化范围。土地利用变化也导致其他非辐射变化来影响地表温度, 尤其是通过水文循环, 这些更不确定且难以量化, 但都趋向于抵消地表反照率改变产生的影响。因此, 对由土地利用变化导致的全球平均温度的升高或降低还不确定。

把强迫归因于排放提供了从人类活动到强迫的更直接联系。由 CH_4 排放导致的辐射强迫 (约 1.0 W/m^2) 很可能比 CH_4 浓度增加产生的辐射强迫大 (约 0.5 W/m^2), 因为 CH_4 浓度变化是多物种排放和随后的化学反应部分抵消作用的结果。另外, 在全球尺度上, CO 的排放产生净的正辐射强迫, 而 NO_x 的排

放产生净的负辐射强迫。消耗卤代烃的排放很可能产生净的正辐射强迫, 而它们本身正辐射强迫超过了平流层 O_3 消耗产生的负辐射强迫。

气溶胶、 O_3 和地表反照率的变化具有高度的时空不均一性。其分布特征可以追溯到区域经济发展情况。在北美和北欧, 气溶胶辐射强迫在 20 世纪初期就已经出现, 而在亚洲、南美和南欧则在 1980 年左右出现。北美和北欧已经开始控制气溶胶污染, 而亚洲、南美和南欧还没有开始这样做。整个 20 世纪, O_3 的辐射强迫一直在增加, 其峰值位于 $15^\circ \sim 30^\circ N$ 区域, 这是由对流层 O_3 污染造成的。而南极洲上方的 O_3 辐射强迫在 20 世纪末期则出现减小的趋势。这些特征和辐射强迫的空间变化, 不仅影响着全球及区域温度响应, 同时也影响着气候响应的其他方面, 如水循环。

3 自然辐射强迫

1978—2011 年的太阳总辐照度 (TSI) 的卫星观测资料显示, 最近一个太阳周期的 TSI 最小值低于前两个周期。这可能导致了 1986—2008 年的 -0.04 ($-0.08 \sim -0.00$) W/m^2 辐射强迫。由于 TSI 变化导致的 1750—2011 年间的正辐射强迫为 0.05 ($0.00 \sim 0.10$) W/m^2 。这个结果明显小于 AR4 的估计结果, 这是因为 AR4 及前几次报告中并没有考虑最近一个太阳周期的影响。关于未来太阳辐射强迫的估计具有很低信度, 不过将来 TSI 辐射强迫的变化远小于温室气体增加引起的强迫的预估值却具有高信度。

火山气溶胶的辐射强迫在火山喷发后的短时期内 (大约两年) 达到最大。自 1991 年皮纳图博火山喷发之后, 一直没有再出现大的火山喷发活动。不过几次小的喷发仍然导致 2008—2011 年间 -0.10 ($-0.13 \sim -0.07$) W/m^2 的辐射强迫 (与 1750 年比较), 和 -0.05 ($-0.07 \sim -0.03$) W/m^2 的辐射强迫 (与 1999—2002 年平均值比较)。自 1750 年至今, 火山排放的 CO_2 量比人类排放量至少小 100 倍。

除去几次大的火山喷发后的短暂时间外, 自工业革命以来的自然强迫仅占人为强迫的很小部分 (很高信度)。特别是, 来自卫星观测的太阳辐射和

火山气溶胶的强有力的证据表明^[10], 在 1980—2011 年间, 自然辐射强迫接近 0 ($-0.1 \sim 0.1$) W/m^2 , 而人为有效辐射强迫为 1.0 ($0.7 \sim 1.3$) W/m^2 。过去 15 年的自然辐射强迫可能已经抵消相当部分 (10%~95%) 的人为辐射强迫。

4 未来的人为辐射强迫和排放指标

由图 3 可见, 不同排放情景的辐射强迫之间的差别在 2030 年较小, 但在 2100 年会变得很大, 这些辐射强迫的差别是由 CO_2 控制的。另外, RCP2.6、RCP4.5 和 RCP6.0 在 2100 年 O_3 的净有效辐射强迫与 RCP8.5 的气溶胶有效辐射强迫接近^[11]。这些情景显示了气溶胶负有效总辐射强迫的大大减弱。其中硝酸盐气溶胶是个例外, 其负有效辐射强迫的绝对值将大大增加。

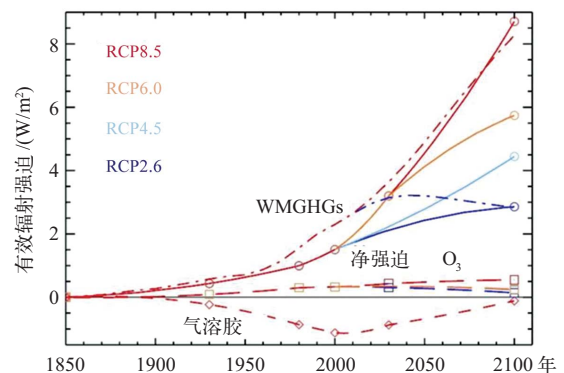


图3 ACCMIP模拟的全球平均人为有效辐射强迫随时间变化 (带圆圈的实线表示净有效辐射强迫, 带方形的长虚线代表 O_3 的有效辐射强迫, 带菱形的短虚线表示气溶胶的有效辐射强迫, 点划线代表充分混合的温室气体)^[11]

Fig. 3 Global mean anthropogenic forcing with symbols indicating the times at which ACCMIP simulations were performed (Solid lines with circles are net, long dashes with squares are ozone, short dashes with diamonds are aerosol, and dash-dot lines are WMGHGs)^[11]

排放指标主要指GWP和GTP, 可以衡量不同物质排放、不同区域/国家或者不同来源/时间段排放对气候变化的相对和绝对贡献。目前被用于制定政策的指标是GWP, 定义为选定时间段内, 某种温室气体造成的辐射强迫与 CO_2 造成的辐射强迫的比值。而GTP的含义为, 在选定时间段内, 某种温室

气体造成的全球平均地表温度的变化与CO₂造成的相应变化的比值。由于辐射强迫和温度响应也受所选时间段的影响,GWP和GTP均存在显著的不确定性,其中GTP的不确定性更大些。两者在反映间接效应和反馈时存在不一致性并均受到某种限制。其数值依赖于所用的指标类型和所选取的时间范围。

5 结论

综上所述,AR5关于人为辐射强迫的几个主要结论是:混合温室气体的辐射强迫为2.83(2.54~3.12)W/m²,与AR4相比,增加了8%。自AR4以来,气溶胶强迫的数值在减小,其中由气溶胶-辐射相互作用产生的有效辐射强迫为-0.45(-0.95~0.05)W/m²,气溶胶-云相互作用产生的有效辐射强迫为-0.45(-1.2~0.0)W/m²,总的气溶胶有效辐射强迫估计值为-0.9(-1.9~0.1)W/m²。虽然自AR4以来在模式中包含了更多的气溶胶过程,但模式和观测之间存在的差异导致气溶胶强迫估计的不确定性与AR4相同。然而,仍有很高信度显示气溶胶已经抵消了很大部分由混合温室气体造成的全球平均辐射强迫。强有力的证据表明人类活动造成的土地利用变化增加了地表反射率,其辐射强迫为(-0.15±0.10)W/m²。

AR5关于自然辐射强迫的主要结论是:关于未来太阳辐射强迫的估计具有很低信度,而未来太阳总辐照度辐射强迫的变化远小于温室气体增加引起的强迫的预估值却具有高信度。除去几次大的火山喷发后的短暂时间外,自工业革命以来的自然强迫仅占人为强迫的很小部分(很高信度)。

致谢:国家气候中心的博士研究生赵树云、硕士研究生陈

琪,南京信息工程大学的硕士研究生杨冬冬,国家卫星气象中心的杨冰韵硕士和兰州大学博士研究生何永利对IPCC AR5第8章执行摘要部分内容和图标进行了中文翻译工作。

参考文献

- [1] Myhre G, Shindell D, Bréon F-M, *et al.* Anthropogenic and natural radiative forcing [M/OL]//IPCC. Climate change 2013: the physical science basis. Cambridge: Cambridge University Press, in press. 2013-09-30 [2013-09-30]. http://www.climatechange2013.org/images/uploads/WGIAR5_WGI-12Doc2b_FinalDraft_Chapter08.pdf
- [2] Shindell D T, Pechony O, Voulgarakis A, *et al.* Interactive ozone and methane chemistry in GISS-E2 historical and future climate simulations [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2013, 13: 2653-2689
- [3] Lohmann U, Rotstayn L, Storelvmo T, *et al.* Total aerosol effect: radiative forcing or radiative flux perturbation? [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2010, 10: 3235-3246
- [4] Hansen J, Sato M, Ruedy R, *et al.* Efficacy of climate forcings [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2005, 110, D18104
- [5] Isaksen I, Granier C, Myhre G, *et al.* Atmospheric composition change: climate-chemistry interactions [J]. Atmospheric Environment, 2009, 8: 5138-5192, doi:10.1016/j.atmosenv.2009.08.003
- [6] Ashmore M R. Assessing the future global impacts of ozone on vegetation [J]. Plant Cell and Environment, 2005, 28: 949-964
- [7] Pongratz J, Reick C, Raddatz T, *et al.* A reconstruction of global agricultural areas and land cover for the last millennium [J]. Global Biogeochemical Cycles, 2008, 22, Gb3018
- [8] Kaplan J O, Krumhardt K M, Ellis E C, *et al.* Holocene carbon emissions as a result of anthropogenic land cover change [J]. Holocene, 2011, 21: 775-791
- [9] Gaillard M J, Sugita S, Mazier F, *et al.* Holocene land-cover reconstructions for studies on land cover-climate feedbacks [J]. Climate of the Past, 2010, 6: 483-499
- [10] Kopp G, Lean J. A new, lower value of total solar irradiance: evidence and climate significance [J]. Geophysical Research Letter, 2011, 38, L01706
- [11] Shindell D T, Lamarque J F, Schulz M, *et al.* Radiative forcing in the ACCMIP historical and future climate simulations [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2013, 13: 2939-2974