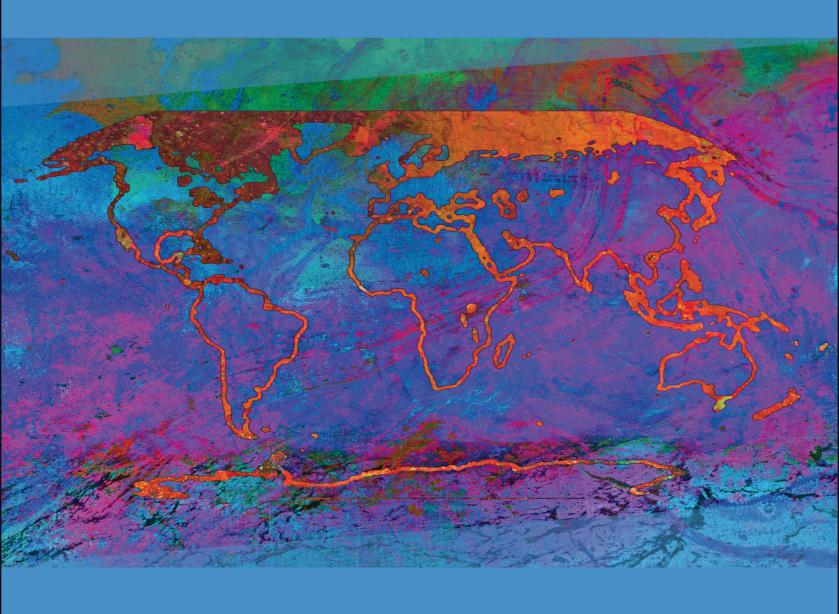


气候变化2021: 自然科学基础

决策者摘要



第一工作组

政府间气候变化专 门委员会第六次评 估报告第一工作组报告





气候变化2021: 自然科学基础

政府间气候变化专门委 员会第六次评估报告 第一工作组报告

编辑:

Valérie Masson-Delmotte 第一工作组联合主席 **翟盘茂** 第一工作组联合主席

Anna Pirani 技术支持组组长 Sarah L. Connors 科学组组长 Clotilde Péan 业务组组长

陈阳 高级科学官 Leah Goldfarb 高级科学官 Melissa I. Gomis 高级科学官

J.B.Robin Matthews 高级科学官 Sophie Berger 科学官 **黄萌田** 科学官

Ozge Yelekçi 科学官

余荣 科学官 **周佰铨** 科学官

Elisabeth Lonnoy 项目助理

Thomas K. Maycock 科学编辑 Tim Waterfield IT官员

Katherine Leitzell 传媒经理 Nada Caud 盲传经理

第一工作组技术支持组

封面插图: 《变化》 Alisa Singer绘制 www.environmentalgraphiti.org © 2021 Alisa Singer

© 2021 政府间气候变化专门委员会 IPCC于2021年10月瑞士印刷。 《决策者摘要》 电子版可从IPCC网站获取:www.ipcc.ch。

ISBN 978-92-9169-558-4

决策者摘要

决策者摘要

SPM

起草作者:

Richard P. Allan (英国) 、Paola A. Arias (哥伦比亚) 、Sophie Berger (法国/ 比利时)、Josep G. Canadell(澳大利亚)、Christophe Cassou(法国)、陈德 亮(瑞典)、Annalisa Cherchi(意大利)、Sarah L. Connors(法国/英国)、Erika Coppola (意大利)、Faye Abigail Cruz (菲律宾)、Aïda Diongue-Niang (塞内 加尔)、Francisco J. Doblas-Reyes(西班牙)、Hervé Douville(法国)、Fatima Driouech (摩洛哥)、Tamsin L. Edwards (英国)、François Engelbrecht (南非)、 Veronika Eyring (德国)、Erich Fischer (瑞士)、Gregory M. Flato (加拿大)、 Piers Forster (英国)、Baylor Fox-Kemper (美国)、Jan S. Fuglestvedt (挪威)、 John C. Fyfe(加拿大)、Nathan P. Gillett(加拿大)、Melissa I. Gomis(法国 /瑞士)、Sergey K. Gulev(俄罗斯)、José Manuel Gutiérrez(西班牙)、Rafiq Harold(英国)、Mathias Hamdi (比利时)、Jordan Hauser(瑞士)、Ed Hawkins (英国) 、Helene T. Hewitt (英国) 、Tom Gabriel Johansen (挪威) 、 Christopher Jones (英国) 、Richard G. Jones (英国) 、Darrell S. Kaufman (美国)、 Zbigniew Klimont (奥地利/波兰)、Robert E. Kopp (美国)、Charles Koven (美国)、Gerhard Krinner (法国/德国, 法国)、June-Yi Lee (韩国)、 Irene Lorenzoni (英国/意大利)、Jochem Marotzke (德国)、Valérie Masson-Delmotte(法国)、Thomas K. Maycock(美国)、Malte Meinshausen(澳大利亚/ 德国)、Pedro M.S. Monteiro(南非)、Angela Morelli(挪威/意大利)、Vaishali Naik (美国) 、Dirk Notz (德国) 、Friederike Otto (英国/德国)、Matthew D. Palmer(英国)、Izidine Pinto(南非/莫桑比克)、Anna Pirani(意大利)、Gian-Kasper Plattner (瑞士)、Krishnan Raghavan (印度)、Roshanka Ranasinghe (荷兰/斯里兰卡、澳大利亚)、Joeri Rogelj(英国/比利时)、Maisa Rojas(智 利)、Alex C. Ruane(美国)、Jean-Baptiste Sallée(法国)、Bjørn H. Samset (挪威)、Sonia I. Seneviratne (瑞士)、Jana Sillmann (挪威/德国)、Anna A. Sörensson(阿根廷)、Tannecia S. Stephenson(牙买加)、Trude Storelvmo (挪威) 、Sophie Szopa (法国) 、Peter W. Thorne (爱尔兰/英国) 、Blair Trewin (澳大利亚)、Robert Vautard(法国)、Carolina Vera(阿根廷)、Noureddine Yassaa(阿尔及利亚)、Sönke Zaehle(德国)、翟盘茂(中国)、张学斌(加拿 大)、Kirsten Zickfeld (加拿大/德国)

贡献作者:

Krishna M. AchutaRao(印度)、Bhupesh Adhikary(尼泊尔)、Edvin Aldrian(印度尼西亚)、Kyle Armor(美国)、Govindasamy Bala(印度/美国)、Rondrotiana Barimalala(南非/马达加斯加)、Nicolas Bellouin(英国/法国)、William Collins(英国)、William D. Collins(美国)、Susanna Corti(意大利)、Peter M. Cox(英国)、Frank J. Dentener(欧盟/荷兰)、Claudine Dereczynski(巴西)、Alejandro Di Luca(澳大利亚、加拿大/阿根廷)、Alessandro Dosio(意大利)、Leah Goldfarb(法国/美国)、Irina V. Gorodetskaya(葡萄牙/比利时、俄罗斯)、Pandora Hope(澳大利亚)、Mark Howden(澳大利亚)、A.K.M Saiful Islam(孟加拉国)、Yu Kosaka(日本)、James Kossin(美国)、Svitlana Krakovska(乌克兰)、李超(中国)、李建(中国)、Thorsten Mauritsen(德国/丹麦)、Sebastian Millinski(德国)、Seung-Ki Min(韩国)、Thanh Ngo Duc(越南)、Andy Reisinger(新西兰)、Lucas Ruiz(阿根廷)、Shubha Sathyendranath(英国/加拿大,印度海外公民)、Aimée B.A.Slangen(荷兰)、Chris Smith(英国)、Izuru Takayabu(日本)、Muhammad Irfan Tariq(巴基斯坦)、Anne-Marie Treguier(法国)、Bart van den Hurk(荷兰)、Karina von Schuckmann(法国/德国)、效存德(中国)

本决策者摘要的引用格式如下:

IPCC, 2021:决策者摘要. 政府间气候变化专门委员会第六次评估报告第一工作组报告——气候变化2021:自然科学基础. [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. 剑桥大学出版社.

引言

《决策者摘要》(SPM)介绍了政府间气候变化专门委员会(IPCC)第六次评估报告(AR6)¹第一工作组(WGI)报告中关于气候变化自然科学基础的主要结论。该报告依托2013年IPCC第五次评估报告(AR5)第一工作组报告和2018–2019年IPCC在AR6周期的特别报告².并纳入了随后出现的一些气候科学新证据。³

《决策者摘要》提供了对气候现状认知的高度总结,包括气候如何变化、人为影响的作用、对未来可能气候的认识、与区域和行业相关的气候信息,以及限制人为引起的气候变化等。

基于科学理解,关键结论可以被表述为事实陈述,或带有IPCC校准语言信度水平的评估。⁴每项关键结论的科学依据见于主报告的章节和技术摘要(以下简称TS)中的综述中,并用大括号表示。AR6 WGI交互式图集有助于在WGI 不同参考区域探究这些关键的综合结论,并支撑这些气候变化信息。⁵

A. 当前的气候状况

自AR5以来,对观测的估计和古气候资料信息的改进为认识气候系统的每一部分及其当前变化提供了综合视角。 新的气候模型模拟、新的分析和结合多种证据的方法有助于更好地了解人类对更广泛的气候变量(包括极端天气 气候事件)的影响。观测产品、古气候证据和同行评议研究的可获得性决定了本评估的时间范围。

- A.1 毋庸置疑,人为影响已造成大气、海洋和陆地变暖。大气、海洋、冰冻圈和生物圈都发生了广泛而迅速的变化。
 - {2.2, 2.3, 交叉章节文框2.3, 3.3, 3.4, 3.5, 3.6, 3.8, 5.2, 5.3, 6.4, 7.3, 8.3, 9.2, 9.3, 9.5, 9.6, 交叉章节文框9.1}(图SPM.1、图SPM.2)。
- A.1.1 自1750年左右以来,观测到的充分混合温室气体(GHG)浓度的增加无疑是由人类活动造成的。自2011年以来(AR5评估的截止年份),大气中的温室气体浓度持续增加,2019年二氧化碳(CO_2)的年平均浓度达到410ppm(百万分之一),甲烷(CH_4)的年平均浓度达到1866ppb(十亿分之一),氧化亚氮(N_2 O)的年平均浓度达到332ppb。 ⁶ 在过去60年里,陆地和海洋吸收的人为二氧化碳排放占比较为稳定(全球每年约56%),但存在区域差异(*高信度*)。 ⁷ {2.2, 5.2, 7.3, TS.2.2, 文框TS.5}
- A.1.2 自1850年以来,过去40年中的每一个十年相比之前的任何一个十年都暖。21世纪前20年(2001-2020年)的全球表面温度⁸ 比1850-1900年高0.99[0.84至1.10] °C。⁹ 2011-2020年全球表面温度比1850-1900年高1.09[0.95至1.20] °C,陆地的增幅(1.59[1.34至1.83] °C)大于海洋的增幅(0.88[0.68至1.01] °C)。自AR5以来,全球表面温度估计值的增加主要是由于2003-2012年以来的进一步升温(+0.19[0.16至0.22] °C)。此外,方法的进步和新的数据集使得AR6对升温的最新估计值增加了约0.1 °C。 ¹⁰ {2.3,交叉章节文框2.3} (图SPM.1)

¹ IPCC/ XLVI-2号决议。

² 三份特别报告分别是:IPCC特别报告:全球温升 1.5°C:在加强全球应对气候变化的威胁、加强可持续发展和努力消除贫困背景下,关于全球相对工业化前水平温升1.5°C的影响以及相应的全球温室气体排放路径(SR1.5);IPCC特别报告:气候变化与土地:关于气候变化、荒漠化、土地退化、可持续土地管理、粮食安全和陆地生态系统温室气体通量(SRCCL);IPCC特别报告:气候变化中的海洋和冰冻圈(SRCCC)。

³ 评估范围为截止到2021年1月31日前接受出版的科学文献。

⁴ 每项发现都是基于对基础性证据和一致性的评估。信度水平用五个修饰词来表示:很低、低、中等、高和很高,均以斜体表示,如**中等信度。**使用下列术语来评估某一成果或结果的可能性:几乎确定的概率为99—100%、很可能90—100%、可能66——100%、或许可能33—66%、不可能0—33%、很不可能0—10%、几乎不可能0—1%。还酌情使用了其它术语(极可能95—100%、多半可能>50—100%、极不可能0—5%)。评估结果的可能性也以斜体表示,如**很可能**。这与AR5相一致。在本报告中,除非另有说明,方括号[x到y]用于提供评估的很可能范围,或90%的区间。

⁵ 交互式图集网址: https://interactive-atlas.ipcc.ch。

^{6 2019}年其他温室气体浓度为: 全氟化碳 (PFCs) -109ppt (万亿分之一) 四氟化碳当量; 六氟化硫 (SF₆) -10ppt; 三氟化氮 (NF3) -2ppt; 氢氟烃类 (HFCs) - 237 ppt的HFC-134a当量; 其他《蒙特利尔议定书》气体(主要是氯氟烃类 (CFCs) 和氢氯氟烃类 (HCFCs) -1032ppt的 CFC-12当量)。与2011年相比,CO。增加了19ppm,CH4增加了63ppb,N。O增加了8ppb。

⁷ 陆地和海洋不是其他温室气体的主要的汇。

⁸ 在本SPM中,"全球表面温度"一词同时用于表述全球平均表面温度和全球表面气温。对两者变化的评估显示出其差异最多不超过10%(*高信度*),但由于存在一些相互矛盾的证据,对其长期变化趋势差异的符号(方向)的评估结论*信度低*。{跨节文框TS.1}

^{9 1850-1900}年是全球范围内有足够完整观测用于估算全球表面温度的最早时期,与AR5和SR1.5一致,被用于近似代表工业化前。

¹⁰ 自AR5以来,方法学方面的进步和新数据集的使用能够更完整地从空间上给出表面温度的变化,包括北极地区。这些和其他方面的改进也使全球表面温度变化的估计值增加了约0.1℃,但这一增加值并不代表AR5以来额外的、真实的变暖。

A.1.3 从1850-1900年到2010-2019年¹¹,人为造成的全球表面温度上升幅度的*可能*范围是0.8°C至1.3°C,最佳估计是1.07°C。充分混合的温室气体*可能*造成了1.0°C至2.0°C的升温,其他人为驱动因子(主要是气溶胶)造成了0.0°C至0.8°C的降温,自然驱动因子对全球表面温度的贡献在-0.1°C至+0.1°C之间,内部变率的贡献在-0.2°C至+0.2°C之间。充分混合的温室气体*很可能*是1979年以来对流层变暖的主要驱动因子¹²。而人为造成的平流层臭氧消耗*极可能*是1979年至20世纪90年代中期平流层下部变冷的主要驱动因子。

{3.3, 6.4, 7.3, TS.2.3, 跨节文框TS.1} (图SPM.2)

- A.1.4 自1950年以来,全球陆地的平均降水量*可能*已经增加,而且自20世纪80年代以来增加的速度更快(*中等信度*)。人为影响可能对20世纪中期以来观测到的降水变化型具有贡献,而且*极可能*对观测到的海洋近表层盐度变化具有贡献。自20世纪80年代以来,两个半球的中纬度风暴路径都*可能*向极地移动,且其趋势具有明显的季节性(*中等信度*)。就南半球而言,人为影响*很可能*对与其密切相关的热带外急流在南半球夏季向极地移动有贡献。 {2.3, 3.3, 8.3, 9.2, TS.2.3, TS.2.4, 文框TS.6}
- A.1.5 人为影响很可能是20世纪90年代以来全球冰川退缩以及1979-1988年至2010-2019年间北极海冰面积减少(9月减少约40%,3月减少约10%)的主要驱动因子。从1979年到2020年,由于存在区域上相反的趋势而且内部变率很大,南极海冰面积没有表现出明显的趋势。人为影响很可能对1950年以来北半球春季积雪的减少有贡献。人为影响很可能对过去20年来观测到的格陵兰冰盖表面融化有贡献,但只有有限的具有中等一致性的证据表明人类对南极冰盖物质损失有影响。
 {2.3, 3.4, 8.3, 9.3, 9.5, TS.2.5}
- A.1.6 几乎确定的是,自20世纪70年代以来,全球上层海洋(0-700米)已经变暖,而且人为影响*极可能*是主要的驱动因子。几乎确定的是,人为CO₂排放是目前全球开阔海洋表层酸化的主要驱动因子。具有*高信度*的是,自20世纪中期以来,许多海洋上层区域的氧气含量已经下降;具有*中等信度*的是,人为影响对这种下降有贡献。 {2.3, 3.5, 3.6, 5.3, 9.2, TS.2.4}
- A.1.7 1901年至2018年,全球平均海平面上升了0.20[0.15至0.25]米。1901年至1971年,海平面平均上升速率为1.3[0.6至2.1]毫米/年,1971年至2006年增加到1.9[0.8至2.9]毫米/年,2006年至2018年进一步增加到3.7[3.2至4.2]毫米/年(高信度)。人为影响很可能是至少自1971年以来这些上升的主要驱动因子。 {2.3, 3.5, 9.6, 交叉章节文框9.1, 文框TS.4}
- A.1.8 自1970年以来,陆地生物圈的变化与全球变暖相一致:两个半球的气候带都已向极地移动,自20世纪50年代以来,北半球温带地区的生长季已平均每十年延长多达两天(*高信度*)。 {2.3, TS.2.6}

¹¹ 与A.1.2的时期不同是因为归因研究考虑了这个稍早的时期。观测到的2010-2019年升温为1.06 [0.88至1.21] °C。

^{12 《}决策者摘要》中"主要驱动因子"是指造成50%以上变化的因子。

人为影响以至少2000年来前所未有的速度使气候变暖

相对于1850-1900年的全球表面温度变化

(a) 重建的 (1–2000) **和观测的** (1850–1900) 全球表面温度变化 (年代平均值) (b) 观测的和利用人为和自然因子以及仅自然因子模拟(均为1850-2020年)的全球表面温度(年平均)变化

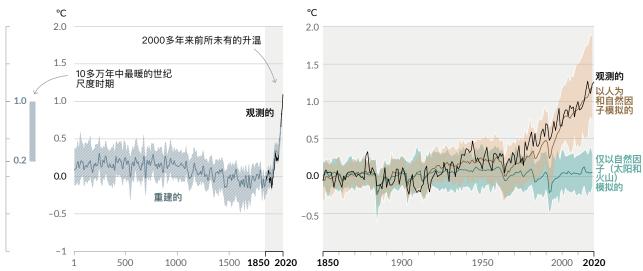


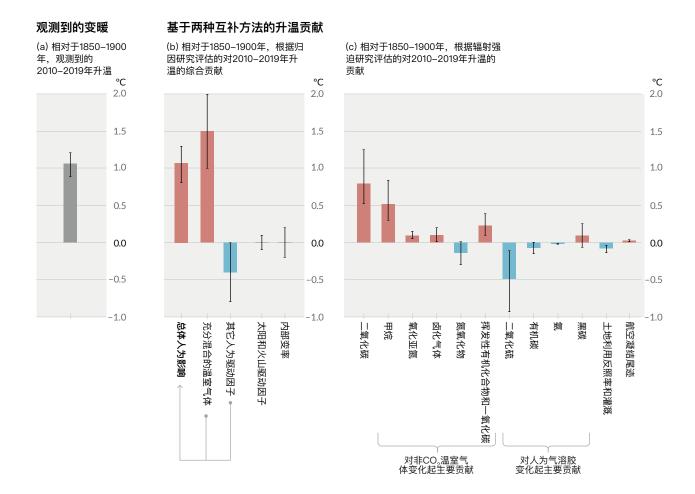
图 SPM.1 | 全球温度的历史变化和近期升温的原因。

图 (a) 基于**古气候档案信息**重建(灰色实线,1-2000年)**和直接观测**(黑色实线,1850-2020年)**的全球表面温度变化。**均为相对于1850-1900年的距平值,并且为十年平均值。左侧的竖条显示了在过去至少10万年中最暖的世纪尺度时段的估计温度(*很可能*的范围),这发生在大约6500年前,位于当前的*间冰期*(全新世)。大约12.5万年前的末次间冰期,*可能*是最近一个比当前更暖的时期。这些过去的暖期是由缓慢的(数千年)轨道变化引起的。带有白色斜线的灰色阴影显示了温度重建的*很可能*范围。

图 (b) 过去170年全球表面温度相对于1850–1900年 **的变化** (黑线),以及耦合模式比较计划第六阶段(CMIP6)气候模式模拟(见方框SPM.1)的全球年平均表面温度对人为和自然驱动因子(棕色)以及仅对自然驱动因子(太阳和火山活动,绿色)的响应。彩色实线表示多模式的平均值,彩色阴影表示模拟值的*很可能*范围。(见图SPM.2中评估的升温贡献)。

{2.3.1; 交叉章节文框2.3; 3.3; TS.2.2; 跨节文框TS.1, 图1a}

人类活动排放造成了观测中的变暖, 气溶胶降温作用部分削弱温室气体 升温作用



- 图 SPM.2 | 各因子对观测到的2010-2019年相对于1850-1900年增暖的贡献的评估。
- 图 (a) 观测到的全球温升(全球表面温度升高),箱线图显示的是很可能的范围。
- **图 (b) 归因研究的证据**,这些研究综合了气候模式和观测的信息。该图显示了归因于以下因子的温度变化:所有人为影响;充分混合的温室气体浓度的变化;气溶胶、臭氧和土地利用变化(土地利用反射率)等其他人为驱动因子;太阳和火山活动;以及内部气候变率。箱线图显示的是*可能*的范围。
- **图 (c) 辐射强迫和气候敏感度的评估证据**。 该图显示了人为影响的各个组成部分造成的温度变化:温室气体、气溶胶及其前体物的排放;土地利用的变化(土地利用的反射率和灌溉);以及航空尾迹。箱线图显示的是*很可能*的范围。估算值考虑了大气中的直接排放量及其对其他气候驱动因子的潜在影响。对于气溶胶,既考虑了直接影响(通过辐射),也考虑了间接影响(通过与云的相互作用)。{交叉章节文框2.3, 3.3.1, 6.4.2, 7.3}
- A.2 当前气候变化出现在整个气候系统的尺度上,气候系统许多层面的当前状态在过去几个世纪甚至几千年 来均是前所未有的。

{2.2, 2.3, 交叉章节文框2.1, 5.1} (图SPM.1)

A.2.1 2019年,大气中 CO_2 浓度至少为200万年来最高(高信度), CH_4 和 N_2 O的浓度至少为80万年来最高(很高信度)。自1750年以来, CO_2 和 CH_4 浓度的增加(分别是47%和156%)远远超过了至少过去80万年中冰期和间冰期之间的数千年的自然变化,而 N_2 O的增加(23%)则与这种自然变化相当(很高的信度)。 {2.2, 5.1, TS.2.2}

- A.2.2 自1970年以来,全球表面温度的上升速率比至少过去2000年的任何一个50年期间都要快(*高信度*)。最近十年(2011–2020年)的温度超过了最近的世纪尺度暖期的平均温度,即大约6500年前¹³ [相对于1850–1900年为0.2°C至1°C](*中等信度*)。在此之前,上一个最近的温暖期是大约12.5万年前,当时的多世纪平均温度[相对于1850–1900年为0.5°C至1.5°C]与最近十年的观测值是相当的(*中等信度*)。 {2.3,交叉章节文框2.1,跨节文框TS.1} (图SPM.1)
- A.2.3 在2011-2020年,北极年平均海冰面积达到了至少1850年以来的最低水平(高信度)。夏末时北极海冰面积比过去至少1000年来的任何时候都小(中等信度)。自20世纪50年代以来,冰川退缩呈现全球性的特点,世界上几乎所有的冰川都在同步退缩,这在至少过去2000年来是前所未有的(中等信度)。 {2.3, TS.2.5}
- A.2.4 自1900年以来,全球平均海平面上升的速率比至少过去3000年中的任何一个世纪都要快(*高信度*)。在过去的一个世纪里,全球海洋变暖的速率比末次冰消期过渡期结束(大约11000年前)以来的变暖速率还要快(*中等信度*)。在过去的5000万年中,开阔海洋表层的pH值出现了长期增长(*高信度*)。然而,最近几十年的开阔海洋表层的pH低值,在过去200万年中是不寻常的(*中等信度*)。 {2.3, TS.2.4, 文框TS.4}
- A.3 人类活动造成的气候变化已经影响到全球每个区域的很多极端天气气候事件。自第五次评估报告(AR5)以来,观测到的热浪、强降水、干旱和热带气旋等极端事件,特别是将其归因于人类影响的证据,均已增强。 {2.3, 3.3, 8.2, 8.3, 8.4, 8.5, 8.6, 文框8.1, 文框8.2, 文框9.2, 10.6, 11.2, 11.3, 11.4, 11.6, 11.7, 11.8, 11.9, 12.3} (图SPM.3)
- A.3.1 几乎确定的是,自20世纪50年代以来,大多数陆地区域的极端热事件(包括热浪)变得更加频繁和强烈,而极端冷事件(包括寒潮)的发生频率和严重程度降低了,人为气候变化是这些变化的主要驱动因子具有高信度¹⁴。 如果没有人类活动对气候系统的影响,过去十年观测到的一些极端热事件是极不可能发生的。自20世纪80年代以来,海洋热浪的发生频率大约增加了一倍(高信度),而且至少自2006年以来,大多数海洋热浪*很可能*可归因于人为影响。 {文框9.2, 11.2, 11.3, 11.9, TS.2.4, TS.2.6, 文框TS.10}(图SPM.3)
- A.3.2 自20世纪50年代以来,大部分陆地区域(观测数据量足以开展趋势分析)的强降水事件的频率和强度都有所增加(高信度),且人为导致的气候变化可能是主要驱动因子。人为导致的气候变化通过增加陆面蒸散发¹⁶ 对一些地区的农业和生态干旱¹⁶ 增加产生影响(中等信度)。 {8.2, 8.3, 11.4, 11.6, 11.9, TS.2.6, 文框TS.10} (图SPM.3)
- A.3.3 20世纪50年代至80年代全球陆地季风降水¹⁷的减少,部分归因于人为导致的北半球气溶胶排放,但此后季风降水的增加是由温室气体浓度上升以及年代际至多年代际的内部变率共同造成的(中等信度)。在南亚、东亚和西非,由于温室气体排放造成的变暖而导致季风降水的增加,被20世纪人为气溶胶排放造成的降温导致的季风降水减少所抵消(高信度)。自20世纪80年代以来西非季风降水的增加,部分是由于温室气体的影响越来越大,以及欧洲和北美上空的人为气溶胶排放的冷却效应减少(中等信度)。{2.3, 3.3, 8.2, 8.3, 8.4, 8.5, 8.6, 文框8.1, 文框8.2, 10.6, 文框TS.13}
- A.3.4 在过去的四十年里,全球强热带气旋(3-5级)发生的比例*可能*增加了,西北太平洋的热带气旋达到其峰值强度的纬度*很可能*已向北移动;这些变化不能仅仅用内部变率来解释(*中等信度*)。所有级别热带气旋频率的长期(数十年至数百年)趋势为*低信度*。结合事件归因和物理机制评估表明,人为气候变化使与热带气旋相关的强降水增加了(*高信度*),但有限的数据无法给出全球尺度过去趋势变化的明确结论。

{8.2, 11.7, 文框TS.10}

¹³ 如B.1节所述,即使在很低的排放情景SSP1-1.9下,至少到2100年,温度仍将高于最近十年的水平,因此也高于6500年前的世纪尺度时段的平均温度。

¹⁴ 如脚注12中指出的,在本SPM中"主要驱动因子"是指造成50%以上变化的因子。

¹⁵ 水从地球表面的开阔水面和冰面、裸露的土壤和植被输送到大气中的综合过程(术语表)。

¹⁶ 农业和生态干旱(取决于受影响的生物群落):由于降水不足和蒸发过度而导致土壤水分异常亏缺的时期,并在生长季节总体上影响作物生产或生态系统功能(见附件七:术语表)。观测到的气象干旱(降水亏缺)和水文干旱(径流亏缺)的变化与农业和生态干旱的变化不同,在AR6的底报告中有讨论(第11章)。

¹⁷ 全球季风区被定义为降水量年变幅(当地夏季减去当地冬季)大于2.5毫米/天的地区(术语表)。全球陆地季风降水量是指全球季风范围内陆地区域的平均降水量。

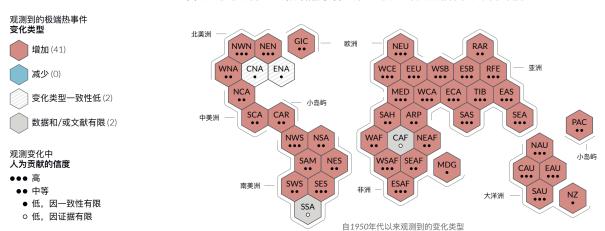
A.3.5 自20世纪50年代以来,人为影响*可能*使复合极端事件发生概率增加。¹⁸ 这包括全球尺度热浪和干旱并发(*高信度*)、人类栖居地的一些地区出现火灾天气(*中等信度*)、以及一些地点发生复合洪水事件(*中等信度*)的频率增加。

{11.6, 11.7, 11.8, 12.3, 12.4, TS.2.6, 表TS.5, 文框TS.10}

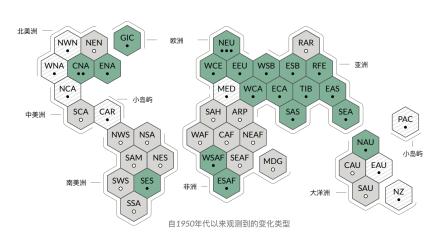
¹⁸ 复合极端事件是可导致社会或环境风险的多个驱动因子和/或危害的组合(术语表)。例如,热浪和干旱并发、复合洪水(例如,风暴潮与极端降雨和/或河流流量相结合)、复合火灾天气条件(即高温、干燥和大风条件相结合),或在不同地点同时发生极端事件。

气候变化已经在影响全球有人类居住的每一区域,人为影响对观测到的极端 天气气候事件的许多变化具有贡献

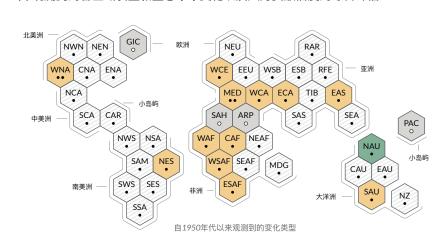
(a) 观测到的各区域**极端热事件**变化以及人为贡献信度的综合评估



(b) 观测到的各区域强降水变化以及人为贡献信度的综合评估



(c) 观测到的各区域农业和生态干旱变化以及人为贡献信度的综合评估



每个六角形对应IPCC AR6 WGI的一个参照地区



照地区

IPCC AR6 WGI 参照地区: 北美洲: NWN (北美洲西北部)、NEN (北美洲东北部)、WNA(北美洲西部)、CNA (北美洲中部)、ENA (北美洲东部,中美洲: NCA (中美洲北部)、SCA (中美洲南部)、CAR (加勒比地区)、南美洲: NWS (南美洲西北部)、NSA (南美洲北部)、NSA (南美洲北部)、SSA (南美洲东北部)、SSA (南美洲李风区)、SWS (南美洲西南部)、SES (南美洲东南部)、SSA (南美洲香南)、欧洲: GIC (格陵兰/冰岛)、NEU (北欧)、WCE (西欧和中欧)、EEU (东欧)、MED (地中海)、非洲: MED (地中海)、SAH (撒哈拉)、WAF (非洲西部)、CAF (非洲中部)、NEAF (非洲市北部)、SEAF (非洲市南部)、WSAF (非洲西南部)、WSAF (非洲西南部)、ESAF (非洲东南部)、MDG (马达加斯加),亚洲: RAR (俄罗斯北极地区)、WSB (西西伯利亚)、ESB (东西伯利亚)、RFE (俄罗斯远东)、WCA (亚洲中西部)、ECA (亚洲中东部)、TIB (青藏高原)、EAS (东亚)、ARP (阿拉伯半岛)、SAS (南亚)、SEA (东南亚)、大洋洲: NAU (澳大利亚北部)、CAU (澳大利亚中部)、EAU (澳大利亚东部)、SAU (澳大利亚南部)、NZ (新西兰),小岛屿: CAR (加勒比地区)、PAC (太平洋小岛屿)

观测到的强降水 **变化类型**

- 增加 (19)
- 减少(0)
- 变化类型一致性低(8)
- 数据和/或文献有限(18)

观测变化中 **人为贡献的信度**

- ●●● 高
- ●● 中等
- 低,因一致性有限
- 低,因证据有限

观测的农业和生态干旱

增加 (12)

变化类型

- 减少(1)
- 变化类型一致性低 (28)
 - 数据和/或文献有限(4)

观测变化中 **中人为贡献的信度**

- ••• 高
- ●● 中等
- 低,因一致性有限
- 低,因证据有限

Figure SPM.3 | 观测到的和可归因的区域变化的综合评估。

IPCC AR6 WGI将人类居住区在其大致的地理位置上显示为大小相同的**六边形** (区域首字母缩写见图例)。所有的评估都是针对每个区域的整体情况和20世纪50年代至今的情况而进行的。在不同的时间尺度或更多的局地空间尺度上进行的评估结果可能与图中所示不同。每个图上的**颜色**代表对观测到的变化进行评估的四个结果。有条纹的六边形(白色和浅灰色)用于表示整个区域的变化类型为低一致性的地方,灰色六边形用于表示数据和/或文献有限以致无法对整个区域进行评估的地方。其他颜色表示观测到的变化至少有中等信度。人类对这些观测到变化的影响的信度水平是基于对趋势检测和归因以及事件归因等文献的评估,用点的数量表示:三个点表示*高信度*,两个点表示*中等信度*,一个点表示*低信度*(单个填充点:一致性有限;单个空心点:证据有限)。

图(a) 对于极端热事件,证据主要来自于基于日最高温度的指标变化;此外,还采用了使用其他指数(热浪持续时间、频率和强度)的区域研究。红色六边形表示观测到的极端热事件的增加至少为*中等信度*的地区。

图(b) 对于强降水,证据主要来自全球和区域研究中基于一天或五天降水量的指数变化。绿色六边形表示对观测到的强降水增加至少为*中等信度*的地区。

图(c) 农业和生态干旱 是根据观测到的和模拟的整层土壤湿度的变化来评估的,并辅以表层土壤湿度的变化、水量平衡(降水减去蒸散发量),以及由降水和大气蒸发需求驱动的指数。黄色六边形表示对观测到的此类干旱的增加至少为*中等信度*的区域,绿色六边形表示对观测到的农业和生态干旱的减少至少为*中等信度*的区域。

对于所有区域,表 TS.5 显示了除本图所示变化之外观测到的更广泛的变化。请注意,南美洲南部(SSA)是唯一没有显示出本图所示观测指标变化的地区,但该区域受到了观测到的平均温度上升、霜冻减少和海洋热浪增加的影响。 {11.9,图集1.3.3,图集图2,表TS.5;文框TS.10,图1}

- A.4 基于对气候过程、古气候证据以及气候系统对增强的辐射强迫响应认识的提高,对平衡态气候敏感度的最佳估计值为3℃,其范围也比AR5更窄。 {2.2, 7.3, 7.4, 7.5, 文框7.2, 9.4, 9.5, 9.6, 交叉章节文框9.1}
- A.4.1 相对于1750年,2019年人为造成的辐射强迫(2.72[1.96至3.48] W m⁻²)已经使气候系统变暖。这种变暖主要是由于温室气体浓度增加,部分因气溶胶浓度增加导致的冷却所抵消。相对于AR5,辐射强迫增加了0.43 W m⁻²(19%),其中0.34 W m⁻²是由于2011年以来温室气体浓度增加造成的。其余部分是由于科学认识提高和气溶胶强迫评估方面变化引起的,其中包括浓度的下降和计算方法的改进(高信度)。 {2.2, 7.3, TS.2.2, TS.3.1}
- A.4.2 人为造成的正的净辐射强迫导致气候系统积累了额外能量(加热),部分由表面增暖导致向太空损失的能量增加所抵消。观测到的气候系统平均加热率从1971-2006¹⁹ 年的0.50[0.32至0.69] W m⁻²增加到2006-2018²⁰ 年的0.79[0.52至1.06] W m⁻²(高信度)。海洋升温占气候系统加热的91%,而陆地升温、冰雪融化和大气升温分别约占5%、3%和1%(高信度)。 {7.2, 文框7.2, TS.3.1}
- A.4.3 气候系统的加热已通过陆地上的冰量损失和海洋变暖的热膨胀导致全球平均海平面上升。热膨胀占 1971-2018年期间海平面上升的50%,而冰川的冰量损失占22%,冰盖的冰量损失占20%,陆地水储存 的变化占8%。从1992-1999年到2010-2019年,冰盖损失的速度增加了4倍。在2006-2018年期间,冰 盖和冰川物质损失共同成为全球平均海平面上升的主要因素(高信度)。 {9.4, 9.5, 9.6, 交叉章节文框9.1}
- A.4.4 平衡态气候敏感度是估算气候如何响应辐射强迫的重要量。基于多种证据 21 ,平衡态气候敏感度*很可能* 的范围是 2 C(*高信度*)到 5 C(*中等信度*)。AR6评估的最佳估计是 3 C,*可能*的范围是 2 C。(*高信度*),而AR5则是 2 C,AR5中没有提供最佳估计值。 {7.4, 7.5, TS.3.2}

^{19 1971-2006}年期间,能量累计增加了282[177至387]ZJ(1ZJ=10²1焦耳)。

^{20 2006-2018}年期间, 能量累计增加了152 [100 to 205] ZJ。

²¹ 气候过程的认知、仪器记录、古气候和基于模式的萌现约束(术语表)。

B. 可能的未来气候

本报告采用了五个新的描述性排放情景来探索未来的气候响应,与AR5相比,这些情景对温室气体(GHG)、土地利用和空气污染物进行了更广泛的假设。利用这组情景驱动气候模型,以预估气候系统的未来变化。这些预估考虑了未来太阳活动和火山活动背景。针对未来,报告提供了相对于1850–1900年的21世纪近期(2021–2040)、中期(2041–2060)和长期(2081–2100)的结果。

文框SPM.1|情景、气候模式和预估

文框SPM.1 本报告评估了五种描述性情景下的气候响应,这些情景²² 涵盖了文献中关于气候变化人为驱动因子未来可能发展的范围。如图SPM.4所示,这些情景是从2015年开始,包括高和很高的温室气体排放情景(SSP3-7.0和SSP5-8.5),其CO₂排放分别到2100年和2050年比目前的水平增加一倍;中等温室气体排放情景(SSP2-4.5),其CO₂排放到本世纪中叶前一直保持在目前的水平;很低和低温室气体排放情景(SSP1-1.9和SSP1-2.6),其CO₂排放在2050年附近或之后下降到净零,随后出现不同程度的CO₂净负排放²³。不同情景下的排放量不同取决于社会经济假设、气候变化减缓水平以及对气溶胶和非甲烷臭氧前体物的空气污染控制等。其他假设可能会导致类似的排放和气候响应,但社会经济假设和个别情景的可行性或可能性并不是本评估的一部分。

{1.6, 交叉章节文框1.4, TS.1.3} (图SPM.4)

文框SPM.1.2: 本报告评估了参加世界气候研究计划的耦合模式比较计划第六阶段(CMIP6)的气候模式结果。与IPCC以前的评估报告中考虑的气候模式相比,这些模式纳入了新的和更好的对物理、化学和生物过程的表征,以及更高的分辨率。这提高了对大多数大尺度气候变化指标平均态和气候系统许多其他方面的模拟性能。模式模拟与观测结果仍然存在一些差异,例如在区域降水分布型方面。本报告所评估的CMIP6历史模拟,在大部分历史时期,其集合平均的全球表面温度与观测值的偏差在0.2°C以内,观测到的升温位于CMIP6集合的很可能范围内。不过,也有一些CMIP6模式模拟的升温幅度或高于或低于观测到升温的很可能范围。

{1.5, 交叉章节文框2.2, 3.3, 3.8, TS.1.2, 跨节文框TS.1} (图SPM.1 b, 图SPM.2)

文框SPM.1.3: 本报告所考虑的CMIP6模式的气候敏感度范围比CMIP5模式和AR6评估的*很可能*范围更大,后者是基于多种证据综合评估得到的。这些CMIP6模式还显示出比CMIP5和AR6评估的最佳估计值更高的平均气候敏感度。与CMIP5相比,CMIP6的气候敏感度值更高,这可以追溯到放大的云反馈,其在CMIP6中增大约20%。

{文框7.1, 7.3, 7.4, 7.5, TS.3.2}

文框SPM.1.4: IPCC报告中首次通过将多模式预估与基于过去模拟升温的观测约束以及AR6气候敏感度评估相结合来构建全球表面温度、海洋升温和海平面的未来变化评估。对于其他量,尚不存在这种可靠的方法来约束预估。然而,在给定的全球升温水平下,可以对许多变量的空间分布进行可靠预估,这一分布在所有考虑的情景下都是通用的,并且与达到全球升温水平的时间无关。

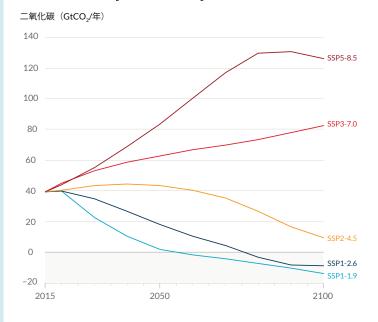
{1.6, 4.3, 4.6, 文框4.1, 7.5, 9.2, 9.6, 交叉章节文框11.1, 跨节文框TS.1}

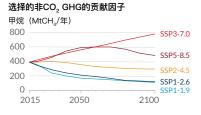
²² 在本报告中,五个描述性情景被称为SSPx-y,其中"SSPx"是指共享社会经济路径,"SSP"用于描述该情景下的社会经济趋势,"y"是指2100年该情景产生的辐射强迫的大致水平(单位为瓦特/平方米,或W m-2)。TS.1.3节以及1.6节和4.6节详细比较了先前IPCC报告中使用的情景。第一工作组不评估用于驱动气候模式的具体SSP情景。相反,SSPx-y标签确保了对基础文献的可追溯性,其中特定的强迫路径被用作气候模式的输入。IPCC对于SSP所依据的假设持中立态度,这些SSP情景并没有涵盖所有可能的情景。其他情景也是可以考虑或制定的。

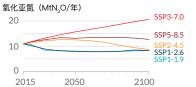
²³ 当人为的CO。清除量超过人为的排放量时,就达到了CO。的净负排放。{术语表}

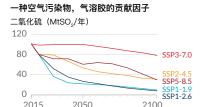
未来的排放导致未来额外升温,总升温幅度取决于过去和未来的CO₂排放量

(a) 五个描述性情景下CO_。(左)和关键非CO_。驱动因子子集(右)的未来年度排放量



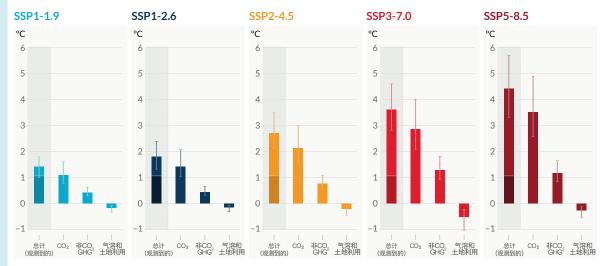






(b) 不同排放量对全球表面温度上升的贡献,CO₂排放的主导作用

相对于1850-1900年, 2081-2100年全球表面温度的变化 (°C)



总升温(更深阴影表示当前观测到的升温),CO₃,导致的升温、非CO₃ GHG导致的升温、气溶胶和土地利用变化导致的降温

表SPM.4 | 在本报告中使用的五种描述性情景下,气候变化主要驱动因子的未来人为排放和按驱动因子分组的升温贡献。

五种情景分别是: SSP1-1.9、SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0和SSP5-8.5。

图(a) 2015—2100年期间的年度人为(人类活动造成的)排放。 显示的是所有部门的二氧化碳(CO_2)排放轨迹(十亿吨 CO_2 /年)(左图)和情景中考虑的三个关键非二氧化碳驱动因素的子集:甲烷(CH_4 ,百万吨 CH_4 /年,右上图);一氧化二氮(N_2O_1 ,百万吨 N_2O_2 /年,右中图);以及二氧化硫(SO_2 ,百万吨 SO_2 /年,右下图,对图 D_2 中人为气溶胶有贡献)。

图(b) 按人类活动驱动因子组和按情景来表示升温贡献,即2081-2100年相对于1850-1900年的全球表面温度变化(°C), 并

标明当前观测到的升温。条形和箱线图分别代表中位数和*很可能*的范围。在每个情景柱状图中,各个柱体分别代表:全球总升温(°C;"总计"柱)(见表SPM.1);CO₂变化("CO₂"柱)和非CO₂温室气体(GHG)的升温贡献(°C;"非CO₂"柱:包括充分混合的温室气体和臭氧);以及其他人为驱动因子的净冷却("气溶胶和土地利用"条:人为气溶胶、土地利用和灌溉变化引起的反射率变化,以及航空尾迹)(见图SPM.2,图c,关于迄今为止个别驱动因子的升温贡献)。相对于1850−1900年,2010−2019年观测到升温的最佳估计值(见图SPM.2,图a)在"总计"柱体的深色部分中显示。图(b)中"总计"柱体表示的变暖贡献,是按照表SPM.1的解释来计算的。对于其他柱体,用全球表面温度的气候模拟器来计算各驱动因子组的贡献,该气候模拟器依赖于气候敏感度和辐射强迫评估。

{交叉章节文框1.4; 4.6; 图4.35; 6.7; 图6.18, 6.22和6.24; 7.3; 交叉章节文框7.1; 图7.7; 文框TS.7; 图TS.4 和TS.15}

- B.1 在所有5个排放情景下,至少到本世纪中期,全球地表温度将继续上升。未来几十年内如果不在全球范围内进行二氧化碳和其他温室气体的大幅减排,全球升温将在本世纪内超过1.5℃和2℃。 {2.3, 交叉章节文框2.3, 交叉章节文框2.4, 4.3, 4.4, 4.5} (图SPM.1, 图SPM.4, 图SPM.8, 表SPM.1, 文框SPM.1)
- B.1.1 与1850-1900年相比,2081-2100年的全球表面温度在很低温室气体排放情景(SSP1-1.9)下很可能升高1.0°C至1.8°C,在中等温室气体排放情景(SSP2-4.5)下很可能升高2.1°C至3.5°C,在很高温室气体排放情景(SSP5-8.5)下很可能升高3.3°C至5.7°C。24 上一次全球表面温度比1850-1900年持续偏高2.5°C以上出现在300多万年前(中等信度)。
 {2.3,交叉章节文框2.4,4.3,4.5,文框TS.2,文框TS.4,跨节文框TS.1}(表SPM.1)

表SPM.1 | 在选定的20年时间段和所考虑的五种描述性排放情景下,根据多种证据评估的全球表面温度变化。 相对于1850-1900 年期间全球平均表面温度的变化,单位为°C。这包括对AR5中1986-2005年基准期观测到的历史升温的修订评估,AR6比AR5高出0.08[-0.01至+0.12]°C(见脚注10)。通过减去 0.85°C(1850-1900 年至1995-2014 年观测到的升温的最佳估计值),可以大致计算出相对于最近基准期 1995-2014 年的变化。 {交叉章节文框2.3, 4.3, 4.4, 跨节文框TS.1}

	近期, 2021—2040		中期, 204	1-2060	远期, 2081—2100		
情景	最佳估值 (°C)	<i>很可能</i> 范围 (°C)	最佳估值 (°C)	<i>很可能</i> 范围 (°C)	最佳估值 (°C)	<i>很可能</i> 范围 (°C)	
SSP1-1.9	1.5	1.2至1.7	1.6	1.2至2.0	1.4	1.0至1.8	
SSP1-2.6	1.5	1.2至1.8	1.7	1.3至2.2	1.8	1.3至2.4	
SSP2-4.5	1.5	1.2至1.8	2.0	1.6至2.5	2.7	2.1至3.5	
SSP3-7.0	1.5	1.2至1.8	2.1	1.7至2.6	3.6	2.8至4.6	
SSP5-8.5	1.6	1.3至1.9	2.4	1.9至3.0	4.4	3.3至5.7	

- B.1.2 基于多证据的评估,在高和很高的温室气体排放情景(分别为SSP3-7.0和SSP5-8.5)下,相对于 1850至1900年,21世纪的全球升温将超过2°C。在中等温室气体排放情景(SSP2-4.5)下,全球升温极可能超过2°C。在很低和低温室气体排放情景下,全球升温极不可能超过2°C(SSP1-1.9)或不可能超过2°C(SSP1-2.6)。25全球升温在中期(2041-2060年)超过2°C,在很高的温室气体排放情景(SSP5-8.5)下很可能发生,在高温室气体排放情景(SSP3-7.0)下可能发生,而在中等温室气体排放情景(SSP2-4.5)下多半可能发生。26 {4.3, 跨节文框TS.1} (表SPM.1, 图 SPM.4, 文框SPM.1)
- B.1.3 在本报告所考虑的中等、高和很高的温室气体排放情景(分别为SSP2-4.5、SSP3-7.0和SSP5-8.5)下,相对于1850至1900年,21世纪的全球升温将超过1.5°C。在五种描述性情景中,近期(2021-2040年)全球变暖,在很高的温室气体排放情景(SSP5-8.5)下*很可能*超过全球温升1.5°C的水平,在中等和高温室气体排放情景(SSP2-4.5和SSP3-7.0)下*可能*超过全球温升1.5°C的水平,在低温室气体排放情景(SSP1-2.6)下*多半可能*超过全球温升1.5°C的水平,而在很低的温室气体排放情景(SSP1-1.9)

²⁴ 除非另有说明,全球表面温度变化指的是 20 年滑动平均值。

²⁵ SSP1-1.9和SSP1-2.6情景始于2015年,其温室气体排放量分别为很低和低, ${\rm CO}_2$ 排放量在2050年附近或之后下降到净零,随后是不同程度的 ${\rm CO}_2$ 净负排放。

²⁶ 在这里,超过的定义是,评估得到的全球表面温度变化在20年期间的平均值超过一个特定的全球升温水平。

下多半可能达到全球温升1.5°C的水平。 27 此外,对于很低的温室气体排放情景(SSP1–1.9),全球表面温度多半可能在21世纪末回落到1.5°C以下,但是中间会短暂超过1.5°C温升水平,过冲幅度小于0.1°C。 {4.3, 跨节文框TS.1} (表SPM.1, 图 SPM.4)

- B.1.4 任何单一年份的全球表面温度受自然变率的影响较大,都*有可能*高于或低于人为引起的长期变化趋势。²⁸相对于1850-1900年,个别年份发生全球表面温度变化超过某一水平,例如1.5°C或2°C,并不意味着已经达到这一全球温升水平。²⁹ {交叉章节文框2.3, 4.3, 4.4, 文框4.1, 跨节文框TS.1} (表SPM.1, 图SPM.1, 图SPM.8)
- B.2 气候系统的许多变化增大与全球变暖的加剧直接相关。此类变化包括极端高温、海洋热浪、强降水和部分区域农业和生态干旱的频率和强度增加,强热带气旋比例的增加,以及北极海冰、积雪和多年冻土减少。 {4.3, 4.5, 4.6, 7.4, 8.2, 8.4, 文框8.2, 9.3, 9.5, 文框9.2, 11.1, 11.2, 11.3, 11.4, 11.6, 11.7, 11.9, 交叉章节文框11.1, 12.4, 12.5, 交叉章节文框12.1, 图集4, 图集5, 图集6, 图集7, 图集8, 图集9, 图集10, 图集11} (图 SPM.5, 图SPM.6, 图 SPM.8)
- B.2.1 *几乎确定*的是,陆地表面的升温幅度将继续高于海洋表面(*可能*是1.4至1.7倍)。*几乎确定*的是,北极的升温幅度将继续高于全球表面温度,具有*高信度*的是其升温速率是全球升温速率的2倍以上。 {2.3, 4.3, 4.5, 4.6, 7.4, 11.1, 11.3, 11.9, 12.4, 12.5, 交叉章节文框12.1, 图集4, 图集5, 图集6, 图集7, 图集8, 图集9, 图集10, 图集11, 跨节文框TS.1, TS.2.6} (图SPM.5)
- B.2.2 全球变暖每一额外增量都会伴随极端事件更大的变化。例如,全球升温每额外增加0.5°C,就会导致极端热事件(包括热浪)(很可能)、强降水(高信度)以及一些地区的农业和生态干旱³⁰ (高信度)的强度和频率明显增加。评估结果显示,全球升温每额外增加0.5°C,一些地区的气象干旱强度和频率发生明显的变化,增加的地区多于减少的地区(中等信度)。随着全球变暖的加剧,一些地区的水文干旱的频率和强度的增加幅度将会加大(中等信度)。即使全球温升1.5°C情况下,全球气温的额外增暖,也会导致一些破历史记录的极端事件的发生。越罕见的极端事件,其预估的发生频率的增长百分比越大(高信度)。 {8.2, 11.2, 11.3, 11.4, 11.6, 11.9, 交叉章节文框11.1, 交叉章节文框12.1, TS.2.6}(图SPM.5, 图 SPM.6)
- B.2.3 预估最暖日温度增幅最大的区域位于中纬度和半干旱的一些区域以及南美季风区,约为全球升温速率的 1.5至2倍(高信度)。预估北极地区最冷日温度的增幅最大,约为全球升温速率的三倍(高信度)。随 着全球进一步升温,海洋热浪的频率将继续增加(高信度),特别是在热带海洋和北极地区(中等信度)。 {文框9.2, 11.1, 11.3, 11.9, 交叉章节文框11.1, 交叉章节文框12.1, 12.4, TS.2.4, TS.2.6} (图SPM.6)
- B.2.4 随着全球进一步升温,大多数地区的强降水事件很可能会加强,并变得更加频繁。在全球范围内,预估全球升温每增加1℃,极端日降水事件强度将增强约7%(高信度)。随着全球进一步升温,强热带气旋(4–5级)占比和最强热带气旋的最大风速将在全球范围内增加(高信度)。 {8.2, 11.4, 11.7, 11.9, 交叉章节文框11.1, 文框TS.6, TS.4.3.1} (图 SPM.5, 图SPM.6)
- B.2.5 预估进一步的升温将进一步加剧多年冻土融化和季节性积雪、陆地冰和北极海冰的损失(*高信度*)。在本报告所考虑的五种描述性情景下,北极在2050年前*可能*至少在9月出现一次无冰现象³¹ ,而且升温水平越高,这种情况发生的频率就越高。对南极海冰减少的预估为*低信度*。 {4.3, 4.5, 7.4, 8.2, 8.4, 文框8.2, 9.3, 9.5, 12.4, 交叉章节文框12.1, 图集5, 图集6, 图集8, 图集9, 图集11, TS.2.5} (图SPM.8)

²⁷ AR6对何时首次超过给定全球升温水平的评估得益于对描述性情景的考虑、用于评估未来全球表面温度对辐射强迫响应的多种证据、以及对历史升温 估计的改进。因此,AR6评估与SR1.5 SPM没有直接的可比性,后者报告说在2030年和2052年之间*可能*达到1.5°C的全球升温,这是基于对近期升温 率的简单线性外推。若考虑与SSP1-1.9类似的情景而不是线性外推时,则SR1.5对全球升温首次超过1.5°C的估计接近本报告的最佳估计。

²⁸ 自然变率是指在没有任何人为影响的情况下发生的气候波动,包括内部变率和对外部自然因子的响应,如火山爆发、太阳活动的变化,以及在更长的时间尺度上的轨道效应和板块构造(术语表)。

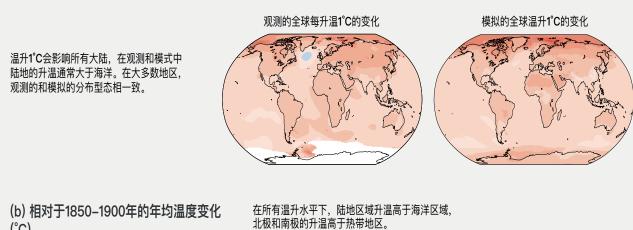
²⁹ 任何一年的内部变率估计约为±0.25°C(5-95%范围, *高信度*)。

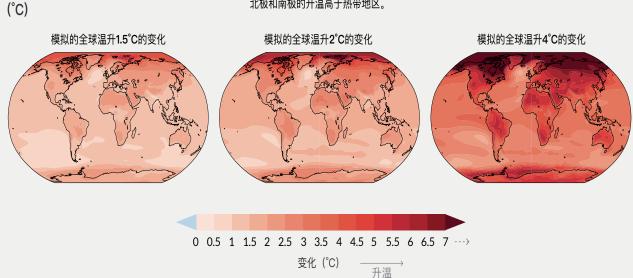
³⁰ 农业和生态干旱的预估变化主要是根据整层土壤湿度来评估的。定义及其与降水和蒸散的关系见脚注15。

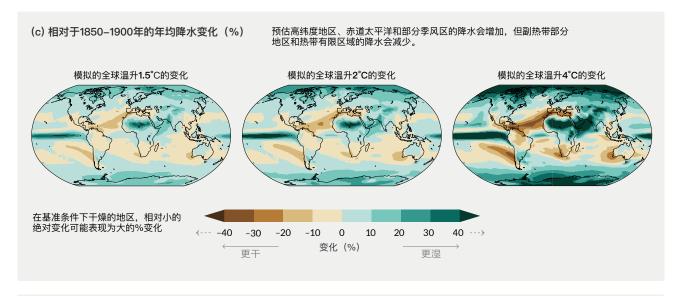
³¹ 月平均海冰面积不足100万平方公里,这约为1979-1988年观测到的9月平均海冰面积的15%。

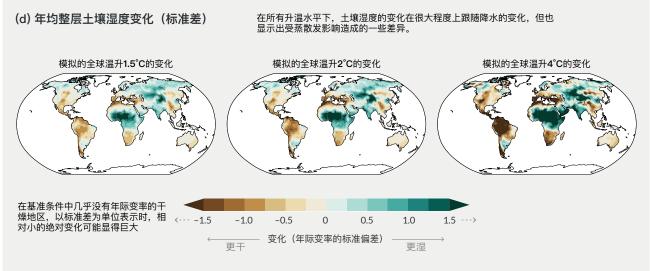
随着全球变暖的每一点增加,区域平均温度、降水和土壤湿度将发生更大变化

(a) 全球温升1°C的年均温度变化(°C)









图SPM.5 | 年平均表面温度、降水和土壤湿度的变化。

图 (a) 观测的与模拟的年平均表面温度变化比较。左图T显示了1850-2020年期间全球每度升温相应的观测到的年平均表面温度变化(°C)。局地(即网格点)观测到的年平均表面温度变化相对于1850-2020年期间的全球表面温度的线性回归。观测到的温度数据来自伯克利地球(Berkeley Earth),这是一个覆盖面最大、水平分辨率最高的数据集。线性回归适用于在相应网格点有可用数据的所有年份。使用回归方法是为了考虑完整的观测时间序列,从而减少网格点水平上的内部变率作用。白色表示时间覆盖跨度为100年或更短的地区,因时间太短而无法计算出可靠的线性回归。右图基于模式模拟值,显示了全球升温1℃时多模式平均年平均温度变化(相对于1850-1900年的20年平均全球表面温度变化)。颜色条两端的三角形表示超出界限的数值,即高于或低于给定界限的数值。

全球升温水平为1.5°C、2°C和4°C(相对于1850–1900年的20年平均全球表面温度变化)时,**模拟的年平均温度变化(图b**,°C)、**降水变化(图c,%)和整层土壤湿度变化(图d,年际变率的标准差)**。模拟的变化对应的是在相应的全球升温水平下耦合模式比较计划第六阶段(CMIP6)多模式的集合平均变化(土壤湿度则是中位数变化),即与图(a)中右图的方法相同。

在**图(c)**中,干旱地区的较高正百分比变化可能对应于较小的绝对变化。在**图(d)**中,单位是1850-1900年间土壤水分年际变化的标准差。标准差是广泛用于描述干旱严重程度的指标。平均土壤湿度预估减少一个标准差,相当于1850-1900年期间大约每六年发生一次的干旱的典型土壤湿度状况。在图(d)中,在基准条件下年际变率不大的干旱地区,较大的变化可能对应着较小的绝对变化。颜色条两端的三角形表示超出范围的值,即高于或低于给定界限的数值。对于所有模式的结果,在五种描述性情景(SSP1-1.9、SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0和SSP5-8.5)中任何一种情景下,对所有达到相应升温水平的模拟结果进行了平均。全球升温水平为3°C时的年平均温度和降水变化图见第4.6节的图4.31和图4.32。有表示各个网格点上的模式一致性程度阴影线的图(b)、(c)和(d)的相应图形,可分别见图4.31、4.32和11.19;如交叉章节文框图集1所突出显示的,网格单元尺度的阴影线对于较大空间尺度(例如在AR6参考地区)信息量并不大,较大空间尺度上综合信号受小尺度变率的影响不大,致使稳健性增加。

{图1.14, 4.6.1, 交叉章节文框11.1, 交叉章节文框图集1, TS.1.3.2, 图TS.3和TS.5}

随着全球变暖每一点额外增加,预估的极端事件频率和强度变化会更大



10年一遇事件 **在无人为影响时发生的**平均10年一遇的1日强降水事件 的频率和强度增幅 未来全球升温水平 1850-1900 1.5°C 2°C 4°C 当前1℃ 每10年频率 一次 目前可能发生 将可能发生 将可能发生 将可能发生 1.5 次 (1.4-1.7) (1.2 - 1.4)(1.6 - 2.0)(2.3 - 3.6)+40% +30% 强度增幅 +20% +10% 0% 偏强 +6.7%

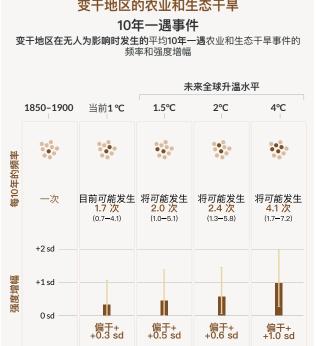


图 SPM.6 | 预估的陆地高温极值、陆地极端降水以及变干地区农业和生态干旱的强度和频率变化。

图中的预估变化,对应 1° C、 1.5° C、 2° C和 4° C的全球温升水平,且与代表气候未受人为影响的1850-1900年相比。9该图描述了在不同全球升温水平下从基准期(1850-1900年)起的105年一遇或1050年一遇极端事件的频率和强度增加。

高温极值定义为超过1850-1900年基准期内十年一遇(10年事件)或50年一遇(50年事件)平均值的陆地日最高温度。极端降水事件 定义为超过1850-1900年基准期内十年一遇平均值的陆地日降水量。农业和生态干旱事件定义为低于1850-1900年基准期第十百分位的整层土壤湿度年均值。这些极值的定义是基于模式的网格点。对于高温极值和极端降水,显示的是全球陆地的结果。对于农业和生态干旱,仅显示变干地区的结果。变干地区是指,与1850-1900年基准期相比,温升2°C水平时,至少有中等信度第6阶段耦合模式

比较计划(CMIP6)预估农业和生态干旱将增加的AR6地区。这些地区包括北美洲西部、北美洲中部、中美洲北部、中美洲南部、加勒比地区、南美洲北部、南美洲东北部、南美洲季风区、南美洲西南部、南美洲南部、西欧和中欧、地中海、非洲西南部、非洲东南部、马达加斯加、澳大利亚东部以及澳大利亚南部(加勒比地区未列入图中的计算,因为其全部陆地网格单元数量过少)。非变干地区并未显示出干旱严重程度的总体增或减。第5阶段CMIP(CMIP5)多模式集合中,农业和生态干旱的变化预估不同于CMIP6中一些地区的变化预估,包括非洲和亚洲的部分地区。气象和水文干旱预估变化评估可参见第11章。

在图中 '频率'部分,以圆点表示每一年。深色圆点表示超过极端阈值的年份,浅色圆点是未超过阈值的年份。数值对应的是在不同 SSP情景下基于CMIP6模拟的多模式集合5-95%区间中位数(粗体)及其各自的可能范围。为了保持一致性,深色圆点数是基于四 舍五入中位数。在图中'强度'部分,分别以深色柱和浅色柱表示中位数及其可能范围,也是基于CMIP6模拟的多模式集合5-95%区间。高温极值和极端降水的强度变化以摄氏度和百分数表示。关于农业和生态干旱,强度变化以年均土壤水分标准差的分数表示。 {11.1; 11.3; 11.4; 11.6; 11.9; 图11.12, 11.15, 11.6, 11.7 和11.18}

- B.3 持续的全球变暖预计将进一步加强全球水循环,包括其变率、全球季风降水以及干湿事件的严重程度。 {4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 8.2, 8.3, 8.4, 8.5, 文框8.2, 11.4, 11.6, 11.9, 12.4, 图集3} (图SPM.5, 图SPM.6)
- B.3.1 自AR5以来,有更有力的证据表明,全球水循环将随着全球温度上升而继续加剧(高信度),预估大部分陆地地区的降水和地表水流将在季节内(高信度)和年际(中等信度)上有更大的变率。与1995—2014年相比,预估到2081-2100年,在很低的温室气体排放情景(SSP1-1.9)下,全球年均陆地降水增加0-5%,在中等温室气度排放情景(SSP2-4.5)下为1.5-8%,在很高的温室气体排放情景(SSP5-8.5)下为1-13%(可能范围)。在SSP2-4.5、SSP3-7.0和SSP5-8.5情景下,预估高纬度地区、赤道太平洋和部分季风地区的降水有所增加,但部分副热带地区和热带有限区域的降水有所减少(很可能)。全球陆地上季节平均降水有明显增加或减少的区域预估会增加(中等信度)。具有高信度的是春季融雪的开始时间提前,在全球范围内以融雪径流为主的地区将有更大的峰值流量,而夏季流量减少。{4.3, 4.5, 4.6, 8.2, 8.4, 图集3, TS.2.6, TS.4.3, 文框TS.6}(图SPM.5)
- B.3.2 气候升温将加剧非常潮湿/干旱的天气气候事件与季节的潮湿/干旱程度,将对洪水或干旱产生影响(高信度),但这些事件的地点和频率取决于区域大气环流的预估变化,包括季风和中纬度风暴路径。很可能的是,在SSP2-4.5、SSP3-7.0和SSP5-8.5情景下,到21世纪下半叶,与厄尔尼诺南方涛动有关的降水变率将加大。 {4.3, 4.5, 4.6, 8.2, 8.4, 8.5, 11.4, 11.6, 11.9, 12.4, TS.2.6, TS.4.2, 文框TS.6} (图SPM.5, 图SPM.6)
- B.3.3 在全球尺度上,预估中期至远期的季风降水会增加,尤其是在南亚和东南亚、东亚和除萨赫勒最西部外的西非(*高信度*)。预估北美洲和南美洲及西非季风的起始时间会延迟(*高信度*),西非季风的结束时间会延迟(*中等信度*)。 {4.4, 4.5, 8.2, 8.3, 8.4, 文框8.2, 文框TS.13}
- B.3.4 在高温室气体排放情景(SSP3-7.0, SSP5-8.5)下,预估远期南半球夏季中纬度风暴路径及相关降水 可能南移并加强,但在近期平流层臭氧恢复的效果会抵消这些变化(高信度)。具有中等信度的是,北 太平洋风暴及其降水会持续向极移动,北大西洋风暴路径的预估变化为*低信度*。 {4.4, 4.5, 8.4, TS.2.3, TS.4.2}
- B.4 在二氧化碳排放量增加的情景下,海洋和陆地在降低大气二氧化碳累积方面的碳汇作用会减弱。 {4.3, 5.2, 5.4, 5.5, 5.6} (图SPM.7)
- B.4.1 与较低CO₂排放情景相比,虽然较高排放情景下,预估陆地和海洋碳汇在绝对数量上会逐渐吸收更大量的CO₂,但吸收效率会降低,即陆地和海洋吸收的排放比例随着累积CO₂排放量的增多而减少。预估这会导致排放的CO₂有更高的比例滞留在大气中(*高信度*)。 {5.2, 5.4, 文框TS.5} (图SPM.7)
- B.4.2 基于模式预估,在中等温室气体排放情景(SSP2-4.5)下,大气CO₂浓度在本世纪内保持稳定,预估在21世纪下半叶,陆地和海洋吸收的CO₂比率会减少(*高信度*)。在很低和低温室气体排放情景(SSP1-1.9,SSP1-2.6)下,CO₂浓度在21世纪达到峰值并下降,陆地和海洋开始减少吸收碳以响应不断下降的大气CO₂浓度(*高信度*),并在SSP1-1.9下,到2100年变为弱净源(*中等信度*)。在无净负排放的情景(SSP2-4.5,SSP3-7.0,SSP5-8.5)下,全球陆地和海洋综合碳汇到2100年*很不可能*变为碳源。³² {4.3,5.4,5.5,5.6,文框TS.5,TS.3.3}

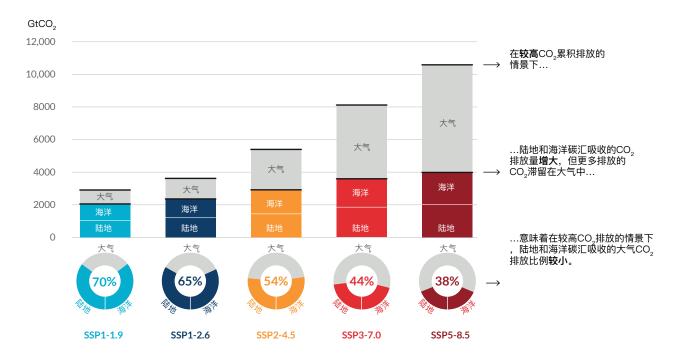
³² 在计算剩余碳收支时,对预估结果的修正考虑了碳汇对大气CO。稳定或减少作用。

SPM

B.4.3 在高CO₂排放情景下,气候变化与碳循环之间的反馈幅度变得更大,但不确定性也更大(*很高信度*)。然而,气候模式预估表明,到2100年,大气CO₂浓度的不确定性主要是排放情景之间的差异造成的(高*信度*)。生态系统对升温的其它响应,例如湿地、多年冻土融化和野火带来的CO₂和CH₄通量,尚未完全包含在气候模式中,这将进一步增加这些气体在大气中的浓度(*高信度*)。 {5.4, 文框TS.5, TS.3.2}

在较高累积CO,排放情景下,陆地和海洋碳汇吸收的CO,排放比例较小

在1850-2100年的五个描述性情景下,陆地和海洋吸收(彩色)以及滞留在大气(灰色)中的累积CO。排放总量



图SPM.7 | 在五个描述性情景下,到2100年陆地和海洋碳汇所吸收的累积的人为CO。排放量。

在气体浓度驱动的模拟中,五个描述性情景下耦合模式比较计划第6阶段(CMIP6)气候模式模拟的1850-2100年间陆地和海洋碳汇所吸收的累积人为(人类造成的)二氧化碳(CO_2)排放量。陆地和海洋碳汇可响应过去、目前和未来的排放;因此这里给出1850-2100年间的累积碳汇。在历史时期(1850-2019年),观测到的陆地和海洋碳汇吸收了1430 GtCO_2 (排放量的59%)。

柱状图 为1850-2100年预估累积人为CO₂排放量(十亿吨CO₂)中到2100年时滞留在大气的(灰色部分)和陆地和海洋所吸收的(彩色部分)。**环形图**为2100年陆地和海洋碳汇所吸收的和仍滞留在大气中的累积人为CO₂排放量的比例。以%表示的数值为2100年陆地和海洋碳汇所吸收的累积人为CO₂排放量的比例。总体人为碳排放量的计算,是将CMIP6情景数据库中的净全球土地利用排放量与给定CO₂浓度的气候模式运行计算的其它部门的排放量相加。³³自1850年以来陆地和海洋CO₂吸收量是考虑了土地利用变化造成的CO₂释放修正后,根据陆地净生物群落生产力和净海洋CO₂通量来计算。

{5.2.1; 表5.1; 5.4.5; 图5.25; 文框TS.5; 文框TS.5, 图1}

- B.5 过去和未来温室气体排放造成的许多变化,特别是海洋、冰盖和全球海平面发生的变化,在世纪到千年 尺度上是不可逆的。 {2.3, 交叉章节文框2.4, 4.3, 4.5, 4.7, 5.3, 9.2, 9.4, 9.5, 9.6, 文框9.4} (图SPM.8)
- B.5.1 自1750年以来的温室气体排放导致海洋在未来变暖(高信度)。在21世纪的剩余时间里,海洋升温速率的可能是1971-2018年变化的2-4倍(SSP1-2.6)至4-8倍(SSP5-8.5)。根据多重证据,在21世纪,上层海洋层结(几乎确定)、海洋酸化(几乎确定)和海洋缺氧(高信度)将继续增加,其速率取决于未来的排放量。在百年至千年时间尺度,全球海洋温度(很高信度)、深海酸化(很高信度)和缺氧(中等信度)的变化是不可逆的。

{4.3, 4.5, 4.7, 5.3, 9.2, TS.2.4} (图SPM.8)

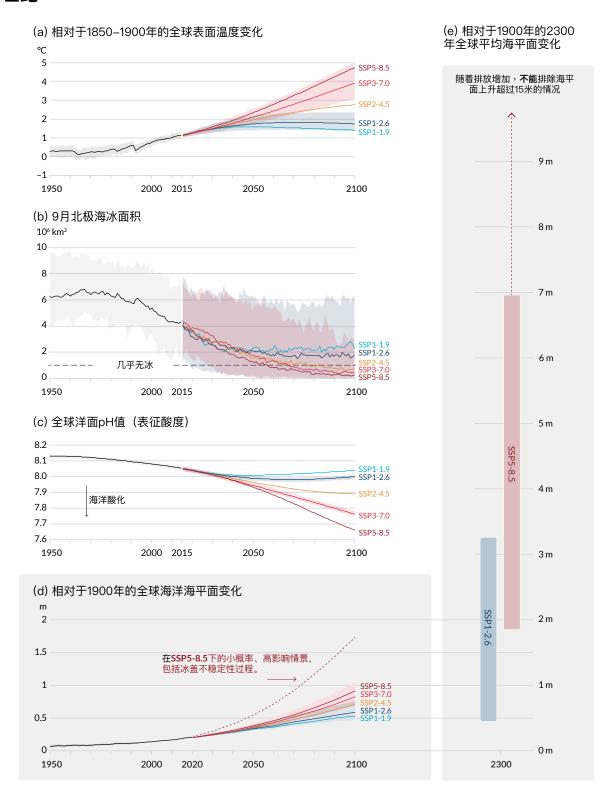
³³ 在CMIP6模拟中,其它行业的排放量被计作陆地和海洋CO₂净吸收和预设的大气CO₂浓度变化的余差。这些计算的排放量是净排放量,并未将人为总排放量与移除量分开,后者被隐含在内。

- B.5.2 山地和极地冰川会持续融化数十年或数百年(*很高信度*)。冻土融化后的冻土碳释放在百年时间尺度是不可逆的(*高信度*)。21世纪格陵兰岛冰盖*几乎确定*有持续的冰量损失,南极冰盖*可能*有持续的冰量损失。具有*高信度*的是,格陵兰岛冰盖的冰量损失总量将随着累积排放而增加。有限证据表明,在高温室气体排放情景下,小概率、高影响结果(由于冰盖不稳定过程,其特点是深度不确定性和在某些情况下涉及到临界点)将大幅增加南极冰盖在未来数百年内的冰量损失。³⁴ {4.3, 4.7, 5.4, 9.4, 9.5, 文框9.4, 文框TS.1, TS.2.5}
- B.5.3 几乎确定的是,21世纪全球平均海平面将继续上升。相对于1995-2014年,到2100年,全球平均海平面上升的可能范围在很低的温室气体排放情景(SSP1-1.9)下为0.28-0.55米;在低温室气体排放情景(SSP1-2.6)下为0.32-0.62米;在中等温室气体排放情景(SSP2-4.5)下为0.44-0.76米;在很高的温室气体排放情景(SSP5-8.5)下为0.63-1.01米;到2150年,在很低情景(SSP1-1.9)下为0.37-0.86米;在低情景(SSP1-2.6)下为0.46-0.99米;在中等情景(SSP2-4.5)下为0.66-1.33米;在很高情景(SSP5-8.5)下为0.98-1.88米(中等信度)。35由于冰盖过程的深度不确定性,不能排除全球平均海平面升幅超过可能范围 在很高的温室气体排放情景(SSP5-8.5)下,到2100年接近2米以及到2150年接近5米(低信度)。{4.3, 9.6, 文框9.4, 文框TS.4} (图SPM.8)
- B.5.4 在较长时期,由于持续的深海变暖和冰盖融化,海平面将持续上升数百年至数千年,并将在数千年保持高位(高信度)。在未来的2000年,如果将升温限制在1.5°C,全球平均海平面将上升约2-3米,如果升温限制在2°C,上升2-6米,如果升温5°C,将上升19-22米,并将在随后数千年持续上升(低信度)。未来数千年全球平均海平面上升的预估与过去温暖气候时期重建的水平相一致:在约12.5万年前比如今可能高5-10米,当时全球温度很可能比1850-1900年高0.5°C-1.5°C;在约300万年前比现在很可能高5-25米,当时全球温度比1850-1900年高2.5°C-4°C(中等信度)。{2.3,交叉章节文框2.4,9.6,文框TS.2,文框TS.4,文框TS.9}

³⁴ 小概率高影响结果,是指那些发生概率低或没有得到充分了解(例如,在深度不确定性的情况下), 但对社会和生态系统有高潜在影响的结果。 临界点是一个临界阈值,超过该阈值,则系统会重组,通常为突发和/或不可逆。(术语表){1.4,交叉章节文框1.3,4.7}

³⁵ 与AR5和SROCC中所用的1986-2005年基准期相比,需对全球平均海平面上升估计值加0.03米。与图SPM.8中所用的1900年基准期相比,需加0.16米。

人类活动影响所有主要的气候系统组成部分,有些响应数十年,而另一些达数 个世纪



图SPM.8 | 本报告中使用的五个描述性情景下选定的全球气候变化指标。

五个情景中对每个情景的预估以彩色标示。阴影表示不确定性范围 — 下文提供了各小图的更多详情。黑色曲线表示历史模拟(图a, b, c)或观测结果(图d)。历史值被列入所有图表,为预估的未来变化提供背景信息。

图(a) 相对于1850-1900年的全球表面温度变化 (单位:°C)。这些变化是将第6阶段耦合模式比较计划(CMIP6)模式模拟结果、基

于过去模拟的升温观测约束,以及平衡气候敏感度的最新评估相结合得出的(见文框SPM.1)。基于20年平均期相对于1850-1900年的变化,是通过模拟相对于1995-2014年变化量的基础上增加0.85°C(观测到的从1850-1900年至1995-2014年全球表面温度升幅)计算得到。图中示出SSP1-2.6和SSP3-7.0的很可能范围。

图(b) 基于CMIP6模式模拟的**9月北极海冰面积**(单位: 10⁶ km²)。图中为SSP1-2.6和SSP3-7.0的*很可能*范围。在中等和高温室气体排放情景下,预估本世纪中叶北极几乎无冰。

图(c)基于CMIP6模式模拟的全球海洋表面pH值(酸度的量度)。图中示出SSP1-2.6和SSP3-7.0的很可能范围。

图(d) 相对于1900年的**全球平均海平面变化** 单位:米)。历史变化是观测到的(1992年之前是用验潮仪,之后是用测高仪),未来变化是以基于CMIP、冰盖和冰川模式模拟的观测约束做出的评估。图中示出了SSP1-2.6和SSP3-7.0的*可能*范围。由于估算深度不确定过程分布方面的困难,因此,仅评估了海平面变化的可能范围。虚曲线表示这些深度不确定过程的潜在影响。它表示SSP5-8.5预估的第83个百分位,包括不能排除的小概率、高影响冰盖过程;因为对这些过程的预估为*低信度*,因此,该曲线并没有构成*可能*范围部分。计算与1900年相比的变化是在相对于1995-2014年的模拟和观测的变化加上0.158米(观测到的从1900至1995-2014年全球平均海平面上升)。

图(e)相对于1900年的**2300年全球平均海平面变化**(单位:米)。仅SSP1-2.6和SSP5-8.5两个情景预估了2300年的结果,因为其它情景对2100年之后的模拟过少,无法获得可靠的结果。阴影表示第17-第83百分位区间。虚线箭头表示SSP5-8.5预估的第83百分位,包括不能排除的小概率、高影响冰盖过程。

图(b)和(c)是基于各模式的单独模拟,因此包含内部变率的组成部分。图(a)、(d)和(e)是基于长期平均值,因此内部变率的贡献很小。 {4.3; 图4.2, 4.8, 和4.11; 9.6; 图9.27; 图TS.8和TS.11; 文框TS.4, 图1}

C. 用于风险评估和区域适应的气候信息

自然气候信息阐明气候系统如何响应人类影响、自然因素和内部变率之间的相互作用。对这种气候响应及其可能 结果的范围的了解,包括小概率、高影响事件结果,为气候服务提供了气候相关风险的评估和适应规划的信息。 全球、区域和局地尺度的自然气候信息是根据包括观测产品、气候模型输出和订制诊断等多种证据开发的。

- C.1 自然因素和内部变率将在区域尺度和未来近期内影响人类活动导致的气候变化,但对百年尺度的全球变暖影响甚小。这种影响应在规划未来可能变化的全部范围时予以重视。 {1.4, 2.2, 3.3, 交叉章节文框3.1, 4.4, 4.6, 交叉章节文框4.1, 文框7.2, 8.3, 8.5, 9.2, 10.3, 10.4, 10.6, 11.3, 12.5, 图集4, 图集5, 图集8, 图集9, 图集10, 图集11, 交叉章节文框图集2}
- C.1.1 全球表面温度历史记录显示,年代际变率加强和削弱了人为造成的长期变化,且这一变率在未来将一直持续(很高信度)。例如,年代际内部变率和太阳和火山驱动因子的变率,部分削弱了1998-2012 年人为造成的全球表面升温,且具有明显的区域和季节特征(高信度)。尽管如此,在此期间的全球海洋持续变暖(很高信度)以及陆地热极值持续上升(中等信度)反映了气候系统在持续变暖。1.4, 3.3, 交叉章节文框3.1, 4.4, 文框7.2, 9.2, 11.3,跨节文框TS.1} (图SPM.1)
- C.1.2 人为引起的平均气候和包括极端事件在内的产生影响的气候因子(CIDs)³⁶的预估变化,将会被内部变率放大或减弱(*高信度*)。³⁷与当前气候相比,某一特定地点的气候可能在近期变冷,这与人为影响造成的全球表面温度上升不矛盾(*高信度*)。 {1.4, 4.4, 4.6, 10.4, 11.3, 12.5, 图集5, 图集10, 图集11, TS.4.2}
- C.1.3 内部变率在很大程度上加强和削弱了许多陆地地区观测到的由人为影响造成的平均降水年代至多年代际变化(高信度)。在全球和区域尺度,季风的近期变化将以内部变率的影响为主(中等信度)。除了内部变率的影响,模式不确定性以及自然和人为气溶胶强迫的不确定性也导致全球和区域尺度降水近期变化预估的不确定(中等信度)。 {1.4, 4.4, 8.3, 8.5, 10.3, 10.4, 10.5, 10.6, 图集4,图集8, 图集9, 图集10, 图集11, 交叉章节文框图集2, TS.4.2, 文框TS.6, 文框TS.13}
- C.1.4 基于古气候和历史证据,在21世纪*可能*至少发生一次大规模的火山喷发。³⁸这样的一次喷发将使全球表面温度下降以及降水减少,特别是在陆地,时间长达1-3年,并改变全球季风环流、极端降

³⁶ 产生影响的气候因子(CID)是影响社会要素或生态系统的自然气候系统条件(例如,均值、事件、极值)。根据系统的耐受性,CID及其变化可以是有害的、有益的、中性的、或在相互作用的系统要素和区域中其作用是混合的(术语表)。CID的类型包括冷热、干湿、风、冰雪、海岸和开阔海沿线

³⁷ 主要内部变率现象包括厄尔尼诺-南方涛动、太平洋年代际变率和大西洋多年代际变率所产生的区域影响。

³⁸ 基于2500年的重建,平均每百年发生两次强于-1 W m-2喷发。

水以及许多CID(中等信度)。如果发生此类喷发,则将暂时和部分减弱人为导致的气候变化。 {2.2, 4.4, 交叉章节文框4.1, 8.5, TS.2.1}

- C.2 随着进一步的全球变暖,各个区域预计都将经历更强的产生影响的气候因子(CID)共同和多重变化的影响。与全球温升1.5℃相比,全球温升2℃时一些CID将在更广泛的区域发生变化,在更高的温升水平下其变化将愈发广泛和/或更为显著。 {8.2, 9.3, 9.5, 9.6, 文框10.3, 11.3, 11.4, 11.5, 11.6, 11.7, 11.9, 文框11.3, 文框11.4, 交叉章节文框11.1, 12.2, 12.3, 12.4, 12.5, 交叉章节文框12.1, 图集4, 图集5, 图集6, 图集7, 图集8, 图集9, 图集10, 图集11} (表SPM.1, 图SPM.9)
- C.2.1 预估所有区域³⁹ 热CID会进一步增加,而冷CID有所减少(*高信度*)。预估多年冻土、雪、冰川和冰盖、以及湖冰和北极海冰会进一步减少(中等至高信度)。⁴⁰与温升1.5°C相比,全球温升2°C或更高时,这些变化将更大(*高信度*)。例如,在较高全球温升水平下,与农业和健康有关的极端高温阈值预估会被更频繁地超过(*高信度*)。 {9.3, 9.5, 11.3, 11.9, 交叉章节文框11.1, 12.3, 12.4, 12.5, 交叉章节文框12.1, 图集4, 图集5, 图集6, 图集7, 图集8, 图集9, 图集10, 图集11, TS.4.3} (表SPM.1,图SPM.9)
- C.2.2 在全球温升1.5°C的情况下,预估非洲和亚洲大部分区域(*高信度*)、北美洲(*中等至高信度*)⁴⁰及欧洲(*中等信度*)将经历更强和更频繁的强降水和由此导致的洪涝。此外,较之1850–1900年,预估除亚洲以外所有有人居住的大陆的某些区域将会出现更频繁和/或严重的农业和生态干旱(*中等信度*);一些区域的气象干旱也会增加(*中等信度*)。预估少量区域的平均降水量会增加或减少(*中等信度*)。 {11.4, 11.5, 11.6, 11.9, 图集4, 图集5, 图集7, 图集8, 图集9, 图集10, 图集11, TS.4.3} (表SPM.1)
- C.2.3 与全球温升1.5°C相比,温升2°C及以上时,干旱和强降水及平均降水的变化信度和幅度会增加。预估在太平洋岛屿以及北美洲和欧洲的许多地区,强降水及起所导致的洪涝会变得更强和更频繁(中等至高信度)4°。 大洋洲以及中美洲和南美洲的一些地区也有这些变化(中等信度)。在非洲、南美洲和欧洲的一些地区,农业和生态干旱的频率和/或严重程度将会增加(中等至高信度)4°;在大洋洲、中美洲和北美洲以及加勒比地区也将会增加(中等信度)。预估非洲、大洋洲、欧洲和北美洲的少数地区水文干旱增加,一些区域气象干旱将增加或减少,增加的区域多于减少的区域(中等信度)。预估在极地、欧洲北部和北美洲北部地区、亚洲大部分地区和南美洲的两个地区,平均降水均将增加(高信度)。{11.4, 11.6, 11.9, 交叉章节文框11.1, 12.4, 12.5, 交叉章节文框12.1, 图集5, 图集7, 图集8, 图集9, 图集11, TS.4.3} (表SPM.1, 图SPM.5, 图SPM.6, 图SPM.9)
- C.2.4 与全球温升1.5°C相比,在温升2°C及以上时,预估更多地区会有更多CID发生变化(*高信度*)。区域特定的变化包括热带气旋和/或温带风暴增强(*中等信度*)、河道洪水增加(*中等至高信度*)、⁴⁰平均降水量减少以及干燥度增加(*中等至高信度*) ⁴⁰、火灾天气增加(*中等至高信度*)。 ⁴⁰大部分地区的其它CID,如冰雹、冰风暴、强风暴、沙尘暴、强降雪和滑坡泥石流的未来可能变化为*低信度*。 {11.7, 11.9, Cross-Chapter Box 11.1, 12.4, 12.5, Cross-Chapter Box 12.1, Atlas.4, Atlas.6, Atlas.7, {11.7, 11.9, 交叉章节文框11.1, 12.4, 12.5, 交叉章节文框12.1, 图集4, 图集6, 图集7, 图集8, 图集10, TS.4.3.1, TS.4.3.2, TS.5} (表SPM.1, 图SPM.9)
- C.2.5 很可能到几乎确定⁴⁰的是,除了少数几个地质上陆地抬升速率明显的地区,区域平均相对海平面上升将在整个21世纪一直持续。预估全球近三分之二海岸线的区域相对海平面上升幅度在全球平均升幅的±20%以内(中等信度)。由于相对海平面上升,预估到2100年,最近发生的百年一遇的极端海平面事件将至少每年在半数以上验潮站所在地发生一次(高信度)。相对海平面上升促使低洼地区海岸带洪水的频率和严重程度增加,并使大部分沙质海岸遭受侵蚀(高信度)。
 {9.6, 12.4, 12.5, 交叉章节文框12.1, 文框TS.4, TS.4.3} (图SPM.9)
- C.2.6 城市加剧当地的人为导致气候增暖,进一步的城市化叠加更频繁的极端高温事件将增加热浪的严重性(很高信度)。城市化还会增加城市上方和/或下风方向的平均降水和强降水(中等信度)以及由此产生的径流强度(高信度)。在沿海城市,更频繁的极端海平面事件(由于海平面上升和风暴潮)和极端降雨/河道流量事件将增加洪水发生的可能性(高信度)。 {8.2, 文框10.3, 11.3, 12.4, 文框TS.14}

³⁹ 此处的区域是指本报告中所用的AR6 WGI参照区域,用以总结次大陆和海洋地区的信息。除非另有说明,变化是与过去20-40年的平均值进行比较。{1.4, 12.4, 图集1}

⁴⁰ 具体的信度或可能性取决于所考虑的地区。详情可参见《技术摘要》和底报告。

C.2.7 随着全球变暖加剧,预估许多地区发生复合事件的概率会增加(*高信度*)。尤其是热浪和干旱并发*可能* 将变得更频繁。与全球温升1.5°C相比,在温升2°C及以上时,多个地方(包括在作物产区)同时发生极 端事件将变得更频繁(*高信度*)。

{11.8, 文框11.3, 文框11.4, 12.3, 12.4, 交叉章节文框12.1, TS.4.3} (表SPM.1)

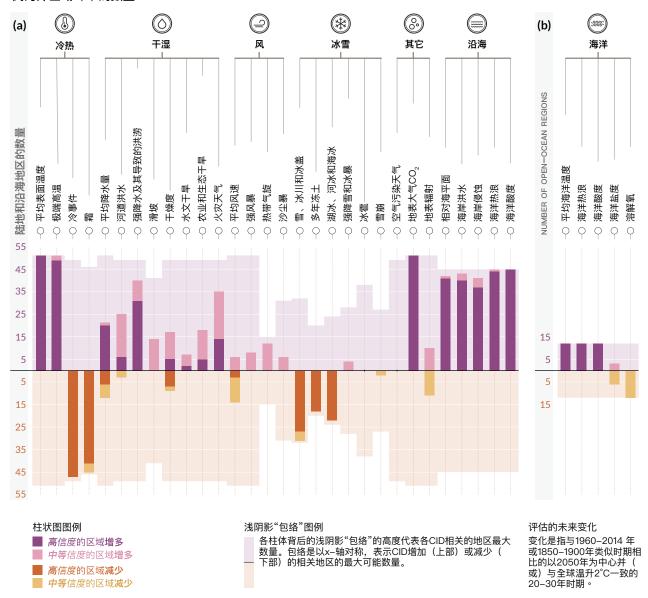
预估全球所有地区的多个产生影响的气候因子都将变化

产生影响的气候因子(CID)是影响社会或生态系统某一要素的自然气候系统条件(例如,均值、事件、极值等)。根据系统的耐受性,CID及其变化可以是有害的、有益的、中性的,或在相互作用的系统要素和区域中其作用是混合的。CID分为七类,图中的图标是对其的归纳。预估所有地区至少有5个CID发生变化。预估几乎所有地区(96%)至少有10个CID发生变化,且半数地区至少有15个CID发生变化。对于许多CID变化,有广泛的地理差异,因此预估每个地区有一系列特定的CID变化。图中的每个条形表示WGI交互式图集中探讨的一系列特定的地理变化。



interactive-atlas.ipcc.ch

每个产生影响的气候因子(CID)预估会 高度(深阴影)或中等信度(浅阴影)地增加或减少的陆地和沿海区域(a)及开阔海洋区域(b)的数量



图SPM.9 | 预估产生影响的气候因子将发生变化的AR6 WGI参照地区数量汇总。

总共35种产生影响的气候因子(CID)分为七类:冷热;干湿;风;冰雪;沿海;开阔海洋;和其它。对于每种CID,下图中的竖条表示预估会发生改变的AR6 WGI参照地区数量。**彩色**表示变化的方向以及变化的信度:紫色表示增加,棕色表示减少、较深和较浅的阴影分别是指*高信度*和*中等信度*。较浅的背景颜色表示对每个CID广泛相关的最大地区数量。

图(a) 为与**陆地和沿海地区**有关的30种CID,而**图(b)** 为与开阔海洋地区 有关的5种CID。对图(a)中沿海地区以及图(b)中开阔海洋地区的海洋热浪和海洋酸化进行了评估。变化是指以2050年为中心和/或与全球温升2°C一致的20-30年时期,与 1960-2014年的类似时期相比的变化,但对于水文干旱及农业和生态干旱,其比较时期为1850-1900年。对区域的定义参见第12.4节以及图集1和交互式图集(见https://interactive-atlas.ipcc.ch/)。

{11.9, 12.2, 12.4, 图集1, 表TS.5, 图TS.22和TS.25} (表SPM.1)

- C.3 冰盖崩塌、海洋环流突变、部分复合型极端事件以及远高于所评估的极可能范围的变暖等低概率事件发生的可能性不能被排除,在进行风险评估时需予以考虑。 {1.4, 交叉章节文框1.3, 4.3, 4.4, 4.8, 交叉章节文框4.1, 8.6, 9.2, 文框9.4, 11.8, 文框11.2, 交叉章节文框12.1} (表SPM.1)
- C.3.1 在某个温室气体排放情景下,包括低排放情景,如果全球变暖超过所评估的*很可能*范围,则气候系统许多方面的全球和区域变化,例如区域降水及其它CID等,也会超过其评估的*很可能*范围(*高信度*)。此类低可能性高增暖结果,尤其是在高温室气体排放情景下,均与潜在的极大影响和对人类和生态系统的高风险有关,例如通过更强烈和更频繁的热浪和强降水产生影响。 {交叉章节文框1.3, 4.3, 4.4, 4.8, 文框9.4, 文框11.2, 交叉章节文框12.1, TS.1.4, 文框TS.3, 文框TS.4} (表SPM.1)
- C.3.2 即使全球变暖保持在某个温室气体排放情景下的*很可能*范围内,小概率、高影响后果³⁴也可能会在全球和区域尺度发生。低可能性高影响后果的概率随着全球变暖加剧而增加(*高信度*)。不能排除气候系统突然响应和达到临界点,例如南极冰盖消融急剧增加和森林枯死(*高信度*)。 {1.4, 4.3, 4.4, 4.8, 5.4, 8.6, 文框9.4, 交叉章节文框12.1, TS.1.4, TS.2.5, 文框TS.3, 文框TS.4, 文框TS.9} (表SPM.1)
- C.3.3 如果全球变暖加剧,在过去和当前气候中出现概率低的一些复合极端事件¹⁸将变得更频繁,观测记录中前所未有的强度更大、持续时间更长和/或空间范围更广的复合事件发生概率将会增加(*高信度*)。 {11.8, 文框11.2, 交叉章节文框12.1, 文框TS.3, 文框TS.9}
- C.3.4 在所有排放情景下,21世纪大西洋经向翻转流很可能减弱。虽然在21世纪其减弱具有高信度,但变化趋势的幅度仅为低信度。具有中等信度的是,大西洋经向翻转流在2100年之前不会出现突然崩溃。如果发生崩溃,则很可能会造成区域天气型和水循环发生突变,例如热带雨带南移、非洲季风和亚洲季风减弱、南半球季风加强和欧洲变干。 {4.3, 8.6, 9.2, TS2.4, 文框TS.3}
- C.3.5 与人为影响无关的不可预测和罕见的自然事件或许会导致小概率、高影响结果。例如,过去几十年内连续发生一系列大规模火山喷发,造成了数十年尺度上全球和区域气候的重大扰动。未来不能排除此类事件的发生,但由于其内在的不可预测性,本报告所用的一系列情景未将其纳入之中。 {2.2, 交叉章节文框4.1, 文框TS.3} (文框SPM.1)

D. 限制未来气候变化

自AR5以来,利用《全球1.5℃变暖》特别报告中首次提出的新方法、更新了的证据以及整合了多个证据的结果使对剩余碳预算的估计得以改进。情景中全范围的未来可能空气污染控制方法被用来通盘评估各种对预估气候和空气污染假设的效果。在自然变率(包括内部变率及其对自然因素的响应)的基础上分辨何时气候对减排的响应是一个新进步。

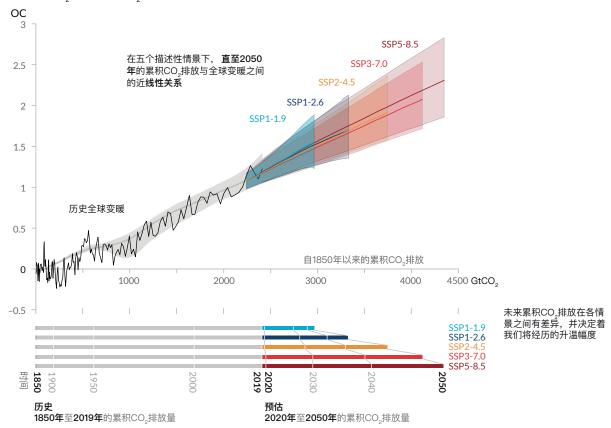
D.1 从自然科学的角度来看,将人为引起的全球变暖限制在特定水平上需要限制累积二氧化碳排放并至少达到二氧化碳净零排放,同时需要大幅减少其他温室气体排放。大幅、快速和持续地减少甲烷排放也将限制气溶胶污染下降所产生的变暖效应并改善空气质量。

{3.3, 4.6, 5.1, 5.2, 5.4, 5.5, 5.6, 文框5.2, 交叉章节文框5.1, 6.7, 7.6, 9.6} (图SPM.10, 表SPM.2)

D.1.1 具有高信度的是,本报告再次证实AR5的发现,即累积的人为CO₂排放与其造成的全球升温之间存在近线性关系。评估认为每1000 GtCO₂的累积CO₂排放量可能导致全球表面温度上升0.27°C至0.63°C,最佳估值为0.45°C。⁴¹这一范围比AR5和SR1.5更窄。该参量称之为对累积CO₂排放的瞬时气候响应(TCRE)。这一关系意味着达到净零人为CO₂排放⁴²是将人为造成的全球升温稳定在任何水平的必然条件,但将全球温升限制在某一特定水平则意味着将累积CO₂排放限制在一定的碳收支以内。⁴³ {5.4, 5.5, TS.1.3, TS.3.3, 文框TS.5} (图SPM.10)

每吨CO,排放都会加剧全球变暖

随着累积CO。排放(GtCO。)而变化的自1850-1900年以来全球表面温度升幅



图SPM.10 | 累积CO。排放与全球表面温度上升之间的近线性关系。

上图: 历史数据(细黑线)表明1850年至2019年随着历史累积二氧化碳(CO₂)排放量(GtCO₂)增加,自1850-1900年以来观测到的全球表面温度增加(单位:°C)。灰色范围及其中心线表示历史人为导致的表面增暖的对应估值(见图SPM.2)。彩色区域表示在一组描述性情景(SSP1-1.9,SSP1-2.6,SSP2-4.5,SSP3-7.0和SSP5-8.5;见图SPM.4)下,对全球表面温度预估值所做评估的*很可能*范围,粗彩色中心线表示随着2020年至2050年累积CO₂排放量变化而变化的全球表面温度估值中位数。预估值使用的是每个情景的累积CO₂排放量,且预估的全球升温包括所有人为强迫因子的贡献。图中显示了累积排放和全球表面温度的近线性关系:在1850年至2050年期间,在所有示意的全球CO₂排放量保持净正值的情景下,对累积CO₂排放的瞬时气候响应(TCRE)保持不变 (高信度)。在净负CO₂排放情景下,利用TCRE估算温度演变的支持证据有限。

下图: 每个情景下的历史和预估累积 CO_2 排放量(单位: $GtCO_2$)。 {5.5节, 图5.31, 图TS.18}

D.1.2 在1850–2019年期间,人为排放 CO_2 共计2390 ± 240(可能范围)Gt。根据估算的TCRE值及其不确定性、历史升温的估计、预估的非 CO_2 排放所造成升温的变化、气候系统反馈如来自多年冻土融化的排放

⁴¹ 在该文献中,使用的单位是°C/每1000 PgC(10¹⁵克碳),而在底报告中,AR6报告的TCRE**可能**范围为1.0°C至2.3°C/每1000 PgC,最佳估值为 1.65°C。

⁴² 规定时期内人为二氧化碳(CO₂)移除量抵消人为CO₂排放量的条件(术语表)。

⁴³ 术语'碳收支'是指考虑到其他人为气候强迫因子的影响,能够将全球变暖在特定概率下限制在特定水平上的全球人为CO₂累积净排放量的最大量。当从工业化前时期开始表示时,这被称为总碳收支,当从最近的特定日期开始表示时,被称为剩余碳收支(术语表)。历史累积CO₂排放很大程度上决定着迄今为止的增暖,而未来的排放会造成未来额外增暖。剩余碳收支表示要将温升控制在低于某个特定温度水平下还可排放多少CO₂。

以及全球人为 CO_2 排放达到净零后的全球表面温度变化,估算了一些全球温度阈值和不同概率水平下的剩余碳收支。

{5.1, 5.5, 文框5.2, TS.3.3} (表SPM.2)

表SPM.2 | 对历史二氧化碳(CO₂)排放量和剩余碳收支的估值。 估算的剩余碳收支从2020年初开始计算,并一直延伸至达到全球净零CO₂排放。它们是指CO₂排放,同时考虑了非CO₂排放的全球升温效应。本表中的全球升温是指人类活动造成的全球表面温度上升,其中不包括自然变率对单个年份全球温度的影响。 {表3.1, 5.5.1, 5.5.2, 文框5.2, 表5.1, 表5.7, 表5.8, 表TS.3}

1850−1900年至2010−2019 年的全球升温 (°C)		1850至2019年的历史累积CO ₂ 排放量(GtCO ₂)						
1.07 (0.8-1.3; 可能范围)		2390 (± 240; 可能范围)						
相对于1850–1900 年的近似全球升温 至温升阈值 (°C) ⁽¹⁾	相对于2010-2019 年的额外全球升温 至温升阈值 (°C)	从2020年初开始估算的剩余碳收支(GtCO ₂) 将全球升温限制在温升阈值的可能性 ⁽²⁾				非CO ₂ 减排量的变化 ⁽³⁾		
		17%	33%	50%	67%	83%		
1.5	0.43	900	650	500	400	300	伴生的非CO ₂ 排放的更高或更低减排量可使左侧数值增加或减少220 GtCO ₂ 或以上	
1.7	0.63	1450	1050	850	700	550		
2.0	0.93	2300	1700	1350	1150	900		

⁽¹⁾表TS.3和5.8给出了升温每增加0.1°C时的数值。

- D.1.3 对决定剩余碳收支估算的一些因素进行了重新评估,自SR1.5以来对这些因素的更新很小。由于对前几份报告发布以来的排放量进行了调整,因此剩余碳收支的估值与SR1.5相比数值相当,但由于方法的改进,与AR5相比数值更大。⁴⁴{5.5, 文框5.2, TS.3.3} (表SPM.2)
- D.1.4 人为CO₂移除(CDR)有潜力从大气中移除CO₂,并将其长期存储于碳库中(*高信度*)。CDR旨在补偿剩余排放量,以达到净零CO₂或净零温室气体排放。如果CDR造成的人为移除量超过人为排放量,CDR可降低表面温度。CDR方法能对生物地球化学循环和气候产生潜在的广泛影响,能减弱或加强此类方法移除CO₂和降温的潜力,同时还会影响水利用率和水质、粮食生产和生物多样性⁴⁵(*高信度*)。 {5.6, 交叉章节文框5.1, TS.3.3}
- D.1.5 促使全球净负排放的人为CO₂移除(CDR)会降低大气CO₂浓度并会扭转海洋表面酸化(高信度)。陆地和海洋碳库分别释放和吸收CO₂会部分抵偿人为CO₂移除量和排放量(很高信度)。CDR会减少大气CO₂,数量几乎等于同等规模的人为排放的增加量(高信度)。取决于CDR总量,人为CO₂移除引起的大气CO₂的减少量要比同等排放引起的大气CO₂增加量少10%(中等信度)。{5.3, 5.6, TS.3.3}
- D.1.6 如果能够达到并维持全球净负CO₂排放,则可逐步扭转全球CO₂引发的表面温度上升,但其它气候变化会沿其目前的方向持续数十年至数千年(*高信度*)。例如,即使是在高强度的净负CO₂排放情况下,全球平均海平面也需要数百年至数千年方可扭转变化趋势(*高信度*)。 {4.6, 9.6, TS.3.3}

⁽²⁾ 这一可能性是基于对累积CO₂排放瞬时气候响应(TCRE)的不确定性和地球系统的额外反馈,并提供全球升温不会超过左侧两栏所列温度水平的概率。TCRE中评估的不确定性部分阐述了与历史升温(±550 GtCO₂)和非CO₂强迫及响应(±220 GtCO₂)有关的不确定性,但自2015年以来最新排放量(±20 GtCO₂)的不确定性以及在达到净零CO₂排放(±420 GtCO₂)后的气候响应是分开的。

⁽³⁾ 剩余碳收支估算考虑了SR1.5中所评估各情景所示非CO,驱动因素导致的变暖。AR6第三工作组报告将评估非CO,排放的减缓。

⁴⁴ 与AR5相比,并且考虑到自AR5以来的排放量,AR6的估值比将升温限制在1.5°C的剩余碳收支大约高300—350 GtCO $_2$;在温升2°C的情况下,差值约为400—500 GtCO $_3$ 。

⁴⁵ CDR对生物多样性、水和粮食生产的潜在不利影响和积极影响因方法而异,通常主要取决于当地环境、管理、优先土地利用和规模。IPCC第二和第 三工作组在其AR6报告中负责评估CDR潜力和CDR方法的生态及社会–经济影响。

D.1.7 在五个描述性情景中, CH_4 、气溶胶和臭氧前体物排放的模拟变化(同样促使空气污染)导致近期和长期的净全球表面升温(高信度)。长期而言,在假设空气污染控制与 CH_4 排放大幅持续减少相结合的情景中,这一净升温会降低(高信度)。在低和很低GHG(温室气体)排放情景中,假设的人为气溶胶排放减少会导致净增暖,而 CH_4 及其它臭氧前体物排放的减少会导致净变冷。由于 CH_4 和气溶胶的短寿命,这些气候效应会部分相互抵消,且 CH_4 排放的减少还会减少全球表面臭氧,从而促进改善空气质量(高信度)。

{6.7, 文框TS.7} (图SPM.2, 文框SPM.1)

D.1.8 以人为移除CO₂抵消人为CO₂排放,实现全球净零CO₂排放,这是使CO₂引起的全球表面温度升高保持稳定的必要条件。这有别于实现净零GHG排放,净零排放是度量加权的人为GHG排放量等于度量加权的人为GHG移除量。对于某种GHG排放路径,个别GHG的路径决定着由此产生的气候响应,⁴⁶而用于计算不同GHG的总排放量和移除量的排放度量的选择⁴⁷会影响到计算总GHG实现净零的时间点。100年全球升温潜力所定义的达到和保持净零GHG的排放路径预估会引起表面温度提前达到峰值,随后下降(高信度)。

{4.6, 7.6, 文框7.3, TS.3.3}

- D.2 相比高和很高温室气体排放情景(SSP3-7.0 或 SSP5-8.5),低或很低温室气体排放情景(SSP1-1.9 和 SSP1-2.6)可在数年内对温室气体和气溶胶浓度、空气质量产生可识别的影响。在这些不同的排放情景下,全球地表温度变化的趋势差异可在20年左右的时间内从自然变率中识别出来,而对许多其他CID而言则需更长的时间(高信度)。 {4.6, 6.6, 6.7, 交叉章节文框6.1, 9.6, 11.2, 11.4, 11.5, 11.6, 交叉章节文框11.1, 12.4, 12.5} (图SPM.8, 图 SPM.10)
- D.2.1 2020年与控制新冠肺炎扩散措施有关的减排对空气污染产生了短暂但明显的影响(高信度),相应地对总辐射强迫也产生了微小且短暂的增加,这主要是由于人类活动所产生气溶胶造成的降温减少(中等信度)。然而,全球和区域气候对这一叠加在自然变率之上的短暂强迫的响应难以被检测到(高信度)。2020年,大气CO₂浓度持续升高,观测到的CO₂增长率没有明显的下降(中等信度)。⁴⁸ {交叉章节文框6.1, TS.3.3}
- D.2.2 温室气体排放减少还可导致空气质量改善。然而,在近期,⁴⁹即使在温室气体大幅减少的情景下,例如在低和很低温室气体排放情景(SSP1-2.6和SSP1-1.9)下,这些空气质量的改善在许多受污染地区并不足以达到世界卫生组织所规定的空气质量指导原则(高信度)。与仅减少温室气体排放相比,针对性减少空气污染物排放的情景可导致在几年内更快地改善空气质量,但从2040年起,在减少空气污染物和温室气体排放的共同努力下,预估空气质量会进一步改善,但受益程度因地而异(高信度)。 {6.6, 6.7, 文框TS.7}
- D.2.3 与高或很高温室气体排放情景(SP3-7.0或SSP5-8.5)相比,很低或低温室气体排放情景(SSP1-1.9 和SSP1-2.6)会对限制人为气候变化产生快速和持续的影响,但气候系统的早期响应会被自然变率掩盖。相对于高或很高温室气体排放情景(SSP3-7.0或SSP5-8.5),对于全球表面温度,在很低温室气体排放情景(SSP1-1.9)下,全球表面温度的20年趋势差异可能在近期出现。其它许多气候变量的响应会在21世纪后期的不同时期从自然变率中显现出来(高信度)。 {4.6, 跨节文框TS.1} (图SPM.8, 图SPM.10)
- D.2.4 与高和很高温室气体排放情景(SSP3-7.0和SSP5-8.5)相比,很低和低温室气体排放情景(SSP1-1.9 和SSP1-2.6)会导致在2040年后一系列CID³⁶的变化明显变小。到本世纪末,相对于较高温室气体排放情景,很低和低GHG排放情景将有力限制一些CID的变化,例如极端海平面事件、强降水及其导致的洪涝的频率增加,以及超过危险的高温阈值,同时可限制发生此类超过阈值的地区数量(*高信度*)。与低温室气体排放情景相比,很低排放情景下的变化也会更小,与高或很高温室气体排放情景相比,中等温室气体排放情景(SSP2-4.5)的变化也较小(*高信度*)。

{9.6, 11.2, 11.3, 11.4, 11.5, 11.6, 11.9, 交叉章节文框11.1, 12.4, 12.5, TS.4.3}

⁴⁶ 气候系统如何响应辐射强迫的通用术语(术语表)

⁴⁷ 排放度量的选择取决于气体或强迫物质进行对比的目的。本报告包含最新的排放度量值,并评估了合计各气体的新方法。

⁴⁸ 对于其它温室气体,在评估时,没有足够文献用于评估2020年期间其大气增长率的明显变化。

⁴⁹ 近期: 2021-2040

