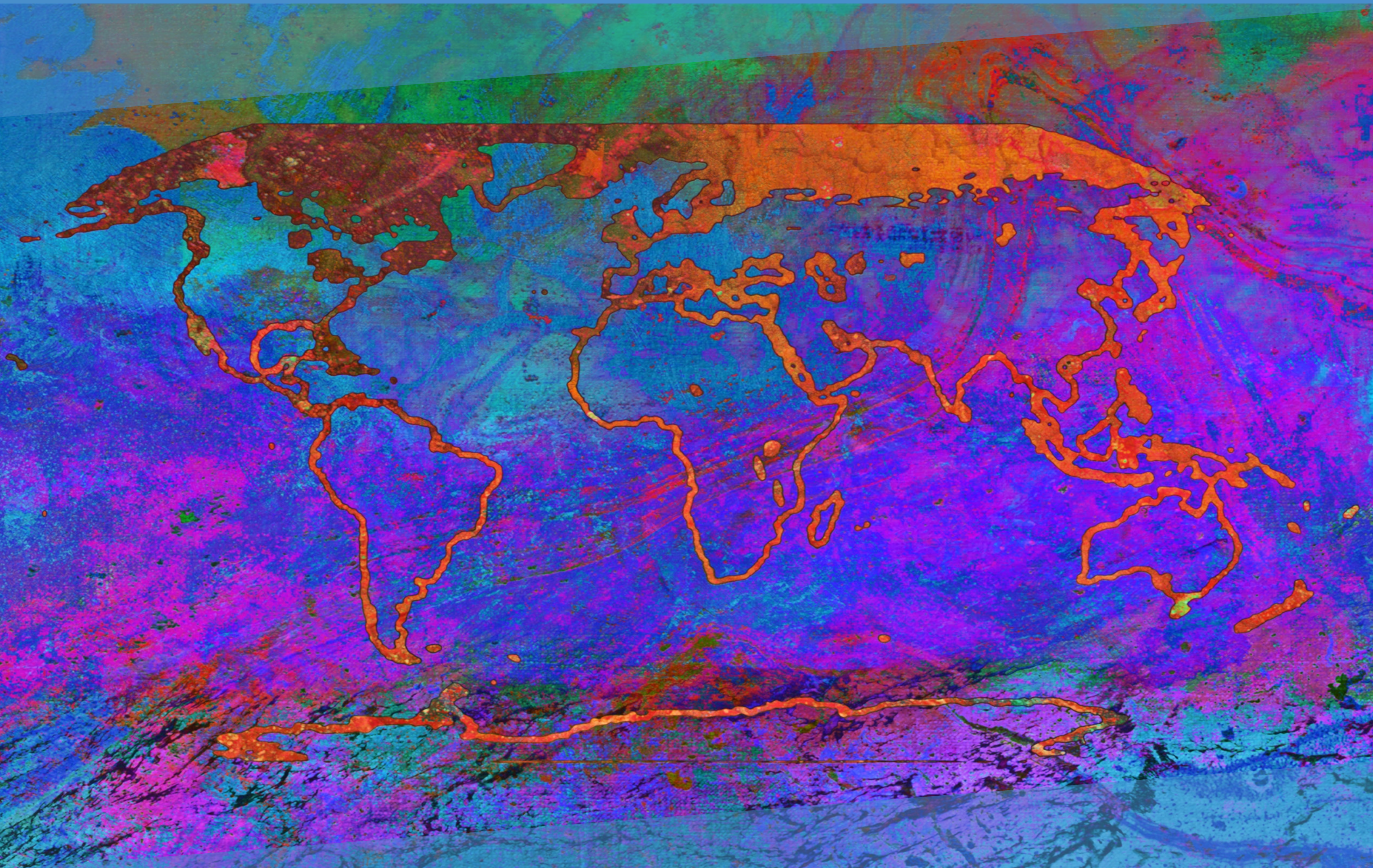
ipcc

政府间气候变化专门委员会

气候变化2021

自然科学基础

决策者摘要、技术摘要、常见问题 和 术语表



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的一部分

世界气象组织

联合国环境规划署

气候变化2021
自然科学基础

决策者摘要
技术摘要
常见问题
术语表

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的一部分

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
技术支持小组组长

Sarah L. Connors
科学小组组长

Clotilde Péan
运行组组长

陈阳
高级科学官员

Leah Goldfarb
高级科学官员

Melissa I. Gomis
高级科学官员

J.B. Robin Matthews
高级科学官员

Sophie Berger
科学官员

黄萌田
科学官员

Ozge Yelekçi
科学官员

余荣
科学官员

周佰铨
科学官员

Elisabeth Lonnoy
项目助理

Thomas K. Maycock
科学编辑

Tim Waterfield
IT官员

Katherine Leitzell
沟通经理

Nada Caud
宣传经理

第一工作组技术支持组

本报告电子版请见IPCC网站www.ipcc.ch

ISBN 978-92-9169-563-8

封面作品：变化，作者: Alisa Singer, www.environmentalgraphiti.org © 2021 Alisa Singer.

序言、前言和献词

序言

序言

毫无疑问，人类活动已经使全球气候变暖。最近的变化是迅速的，并且在不断加剧，在几个世纪到几千年内都是前所未有的。随着气候变暖的每一次增量，这些变化将会进一步放大，进而导致长期的、不可逆转的影响，特别是对海平面上升的影响。联合国秘书长安东尼奥·古特雷斯表示，“证据是无可辩驳的”，“我们在每个大洲和地区都看到了警告信号”。

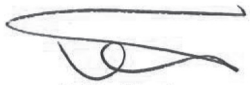
政府间气候变化专门委员会（IPCC）第六次评估报告第一工作组报告对气候变化的现实进行了考量。我们现在对过去、现在和未来可能的气候有了更清晰的了解，这些信息对了解每个地区的发展方向、可以采取的对策以及应对气候变化的多个方面都至关重要。除非在未来几十年内大幅减少温室气体排放，否则在21世纪，全球变暖将超过比工业化前高1.5°C和2°C的水平。

第一工作组报告的最新结构在每一章中都纳入了多条科学证据，并通过对关键议题首尾相连的评估提供与决策相关的可靠知识。采用这种更全面的方法所编写的报告能够更好地理解气候系统，包括过去的变化和未来的变化，新的重点是放在针对区域的气候信息，这对为适应战略和风险管理战略提供依据至关重要。今天，许多决策仍然是基于对过去气候变率的经验而做出。但是，在今天的决策中需要加以考虑未来的变化，本报告为此提供了坚实的基础，还增加了其对气候服务的意义，目的在于加强对气候变化的适应和恢复力，并限制温室气体排放。

在本报告的编写进程中，所有参与人员在极其困难的情况下付出了非凡的努力。从第二稿评审进程中，新冠肺炎疫情爆发，打乱了报告编写进程。然而，第一工作组第一时间做出响应，通过各位作者、评审编辑、章节科学家、技术支持小组和主席团成员的辛勤工作，经过深入、广泛的审评过程，交出了一份能够达到最严格科学质量标准的报告，对气候科学知识的最新状况进行了详尽、有力、严格和透明的评估。我们赞扬报告编写期间所有人的额外付出，感谢研究界的所有评审专家以及政府代表，感谢他们适应了新的工作方式来完成这份重要的报告。我们特别感谢第一工作组的联合主席Valérie Masson-Delmotte和翟盘茂在整个进程中所发挥的领导作用，正是他们的努力才保证这份可靠、清晰的报告得以问世。

IPCC第六次评估报告第一工作组报告涵盖了气候科学的重要新进展，为气候谈判和决策提供了宝贵的素材，其中重点是放在在自然科学基础上限制全球变暖所需的关键条件，为风险评估和区域适应提供信息。该报告在《联合国气候变化框架公约》第26次缔约方大会上受到欢迎。报告还将为2023年全球盘点提供信息。除非大幅减少全球温室气体排放，否则将升温限制在2°C以下和接近1.5°C的目标将遥不可及。

科学是明确的，变化是空前的，没有时间再拖延了。



佩特里·塔拉斯
世界气象组织
秘书长

Inger Andersen
联合国环境规划署
执行主任

前言

政府间气候变化专门委员会（IPCC）第六次评估报告（AR6）第一工作组报告侧重于对气候变化的自然科学基础进行充分和全面的评估，其依据是2021年1月31日前出版的14000多份科学出版物。

本报告反映了最近的气候科学进展，源自多重证据方面取得的进展以及对其所作的整合，包括：实地观测和远程观测；古气候信息；对气候驱动因子和物理、化学和生物过程及反馈的理解；全球和区域气候模拟；以及分析方法方面的进展和对日益增长的气候服务领域的认识。

第六次评估报告第一工作组报告基于2013年IPCC第五次评估报告（AR5）第一工作组报告、以及2018年和2019年发布的第六次评估报告特别报告[1]完成

该报告讨论了长期背景下的气候现状、对人类影响的认识、对未来可能的气候的认识状况、与气候相关风险评估和区域适应等有关的气候信息，以及限制人类引起的气候变化的自然科学基础。

报告范围

作为过程规划和IPCC第六次评估报告批准纲要的一部分，第一工作组报告修改了其以往评估报告的结构，反映了气候科学的发展和对与决策相关的全球和区域气候信息的评估。

第一工作组评估的一些关键的新主题包括对新的排放情景的全球响应、自然气候故事线、低概率高影响结果，以及影响社会和/或生态系统的自然气候条件（定义为气候影响的驱动因子）。

对多重证据进行整合，加强了对气候系统过去、现在和未来可能发生的变化的认识，也加强了对区域尺度上区域气候变化信息的提炼。第一工作组报告的新结构旨在促进对关键专题进行首尾相连的评估的整合，并提高对全球和区域气候变化知识发展的关注。这包括与风险评估、区域适应和减缓有关的气候信息。报告还旨在为决策提供信息，但不具政策指令性，以及旨在促进将第一工作组的主要发现与其他工作组报告相结合。

报告结构

本报告包括13个专题章节及其辅助补充材料、10个附件（包括与第二和第三工作组协调编写的相关报告术语表）、1份综合技术摘要和1份决策者摘要。本次第一工作组评估报告的一个创新是增加了在线互动图集（https://interactive-atlas.ipcc.ch），这是一项可对观测和预估的气候变化信息进行灵活时空分析的新工具，可让利益相关方和用户更容易获得报告中评估的数据。

决策者摘要和技术摘要包括在大括号内对各章各节的出处标示，按其所示可以找到针对该处的详细评估内容。通过这种方式，报告的这些摘要部分便为整体报告内容提供了路线图，并且提供了对可以追溯到基础文献和评估的主要发现结论的综合。

报告的引言（第1章）将第一工作组评估置于更广泛的第六次评估报告和全球气候政策背景下，介绍了关键概念、证据线和主要发展等。报告的其余部分分为三个部分。第一部分侧重于大尺度气候变化（第2-4章）。这些章节全面评估了对气候系统现状、人类对气候系统关键大尺度指标的未来变化的影响及其预估等方面的最新认识。第2章评估了在长期古气候背景下观测到的气候系统的大尺度变化。第3章更新了有关人类对气候系统影响的评估，探讨了自然变率、模式性能以及检测和归因等方面的内容。第4章讨论了从近期（2021-2040）到中期（2041-2060）、长期（2081-2100）乃至更长时间尺度的全球气候预估。

报告的第二部分专门讨论在全球和区域气候中起关键作用的气候系统各组成部分和过程（第5-9章），包括碳和其他生物地球化学循环、能源和水；短寿命气候强迫因子（SLCF）及其与空气质量的联系；以及海洋、冰冻圈和海平面的变化等。第5章是对二氧化碳、甲烷和氧化亚氮的全球生物地球化学收支的评估以及对碳和其他生物地球化学反馈的评估。第6章评估了个别SLCF的排放量和丰度的变化，这些变化如何通过辐射强迫和气候系统的反馈而影响地球的能量平衡，气候变化对空气质量的影响，以及减缓SLCF对气候和对空气质量的影响等内容。第7章通过对有效辐射强迫的观测、理解和量化的发展，以及对反馈和气候敏感性的评估，讨论了地球的能量收支情况。第8章评估了全球水循环中观测到的和预估的变化，对其对多种驱动因素响应的复杂性的自然认识，以及对水供应的影响。第9章评估了全球和区域海洋、冰冻圈和海平面变化的自然过程，以及对第五次评估报告和《气候变化中的海洋和冰冻圈特别报告》发布以来观测到和预估的未来变化的理解。

报告的最后四章（第10-12章和图集）专门评估和提炼了从次大陆到局地尺度（包括城市气候）多重证据获得的区域气候信息，是基于前几章关于大尺度气候和过程理解的信息，重点是放在气候平均值、极端值和产生影响的气候因子方面的近期和预估区域变化上。第10章评估了如何从多重证据中提炼区域气候信息的基础，以及区域尺度上人为原因和内部变率之间的相互作用。第11章讨论了全球和区域尺度上天气和气候极端事件的变化，包括观测到的变化及其归因，以及预估的变化等。第12章评估了可能对世界各区域产生影响和带来风险的气候条件。在图集章节中评估了区域尺度上气候平均值的变化，特别是观测到的趋势及其归因以及预估的未来温度和降水的变化。

1 全球升温1.5°C：关于全球升温高于工业化前水平1.5°C的影响以及相关的全球温室气体排放路径的IPCC特别报告，其背景是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（SR1.5）；气候变化与土地：IPCC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的特别报告（SRCCL）；IPCC气候变化中的海洋和冰冻圈特别报告（SROCC）。

交互式图集能够对气候变量、极端指数和产生影响的气候因子进行灵活的时空分析，其中包括可支持报告各章节中评估结果的数据集和对区域变化的内容综合。

在不同的章节中讨论了具体的区域案例研究，包括萨赫勒和非洲西部、北美西南部和南美东南部的降雨变化；与小岛屿水资源、开普敦干旱、印度夏季季风、地中海夏季变暖以及兴都库什喜马拉雅地区有关的气候信息；城市气候过程和趋势；以及北极对中纬度气候的影响等。

所有章节都包含常见问题，这些问题以评估为基础，用更容易被广大读者接受的语言编写，可以作为教学和推广的资源。

每一章都附有补充材料，可在网上查阅，实现了评估技术方面的可追溯性和透明度，这些材料包括对支持章节分析的数据集、模式或方法的描述等。

过程

第一工作组评估报告是气候科学领域数百名顶尖专家共同努力的成果，报告是按照IPCC的原则和程序编写的。

2017年5月举行了第六次评估报告的规划会议，2017年9月IPCC第46次全会批准了三个工作组报告的大纲。各国政府和IPCC观察员组织提名了参与作者团队的专家。2018年1月，IPCC主席团第55次会议接受了第一工作组主席团选定的由198名主要作者协调人和主要作者以及36名评审编辑组成的团队。在报告编写过程中，对人员做了一些调整，以解决核心专业知识方面的差距，并替换无法参加的作者。此外，有615名贡献作者应作者团队的要求向其提供了信息。

由作者编写完成的草案先是经过两轮正式评审和修订，然后是各国政府对决策者摘要做最后一轮的评审。共有1891名专家评审人员和47个国家政府提交了78007条书面评审意见。每一章的评审编辑对评审过程进行监督，以确保所有评审意见得到恰当考虑。所有评审意见及其答复都可在报告网站上查阅。

为了加强评估过程中的进展和协调，主要作者举行了三次面对面会议。根据新的报告大纲，跨章内容应高度协调，而这些会议对于协调此类章节内容尤为关键。

我们努力营造一个包容性的环境，实现严格和透明的评估过程，包括更加关注解决隐性偏见，并通过技术考虑以加强过程中各方的参与，提高评估信息的可获取性。

第一工作组在IPCC中首次建议在评估中实施 FAIR数据原则（可查询、可获取、可交互操作、可重复使用）记录和管理评估数据，并纳入报告图表中。目的是为了提高评估的透明度和可及性，支持IPCC纠错办法的实施，并为经评数字信息的长期管理做出规定。第一工作组与2018年3月成立的IPCC气候变化评估数据支持工作组（TG-Data）展开密切协作，为上述过程提供了重要的支持。

在第二稿评审开始时，世界卫生组织宣布了新冠肺炎疫情。经与 IPCC 成员国、作者和科学界（包括相关科学期刊编辑）进行广泛协商后，将报告时限延长了四个月，以平衡作者和科学界面临的延误和挑战，并保持住评估过程的动力和时效。评审过程对评估报告的严谨性、客观性和全面性至关重要。对时限的调整促进了科学家和政府广泛参与评审过程。尽管发生了疫情，但仍保持了评估报告严格的科学严谨和质量。

第四次主要作者会议原定于2020年6月举行，后改为广泛参与的线上活动，以解决第二稿评审意见和跨章节主题。为顺利完成报告，线上主要作者会议最终于2021年2月举行。《决策者摘要》起草会议也是通过线上会议形式举行。

应对新冠疫情对评估过程的影响需要以创新促进线上国际合作，包括为与会者和协调人给予额外的支持和培训、对存在网络问题的与会者提供支持、增加会前准备、缩短会期、更有侧重地明确议程和目标，并为照顾不同时区的与会者而复开会议、高度透明——包括提供会议和各项决定的书面摘要，并留出及错开时间开展讨论和做出决策。

由于对线上活动的日益依赖和开放性实践方式的使用，在这种新情况下需要尤其重视记录和理解参会面临的障碍。我们在用各种方法促进各方参与以及保证评估的开放性过程方面积累了经验，并认识到无论是在开会期间还是在休会期间，在评估过程中都需要促进这些方法的使用，在这个独特的国际背景下建立更强有力的实践团队。对于未来评估周期而言，这将是一笔重要遗产。

IPCC专家会议提出的建议也为第一工作组报告的编写提供了依据。第一次会议侧重于评估区域气候信息（2018年，由第一和第二工作组共同组织，由位于意大利的里雅斯特的国际理论物理中心主办），会议划定了交互式地图集的范围。第二次会议侧重于短寿命气候强迫因子（2018年，由国家温室气体清单专题组和第一工作组共同组织，由位于瑞士日内瓦的世界气象组织主办），会议确定了在了解短寿命气候强迫因子排放和气候影响方面的科学进展，并确定了完善排放清单和方法的需要。第三次会议是关于减缓、可持续性和气候稳定情景（2019年，由第三工作组组织，在埃塞俄比亚的斯亚贝巴召开），会议促成了与情景相关的跨工作组协调。在为作者特别是在为其编写《常见问题》和《决策者摘要》的文本和图片制定技术指南、开展培训和提供资源时考虑了2016年IPCC关于沟通宣传专家会（由 IPCC 秘书处组织，在挪威奥斯陆召开）提出的关于清晰性和可读性的建议。

2021年7月26日至8月6日召开了IPCC第一工作组第14次全会，这是IPCC首次线上召开的批准会议，会上逐行批准了《决策者摘要》，在2021年8月6日召开的IPCC第54次全会上接受了底报告。

鸣谢

非常感谢主要作者协调人和主要作者自愿参与到整个编写过程，并在其中所表现出的异常严谨及奉献精神，他们为我们理解气候变化的自然过程提供了有史以来最全面的评估。感谢评审编辑与作者团队并肩工作，确保各章充分体现出评审过程中所提出的意见。衷心感谢各国政府及评审专家，包括青年科学工作者的数轮评审意见。感谢众多贡献作者为作者们提供了素材及重要支持。

特别感谢本报告的章节科学家所做出的超预期工作：Kari Alterskjaer、Lisa Bock、Katherine Dooley、Gregory Garner、Mathias Hauser、Tim Hermans、Lijuan Hua、Carley Iles、Maialen Iturbide、Laurice Preciado Jamero、Martin Jury、Megan Kirchmeier Young、Chaincy Kuo、Hui-Wen Lai、Alice Lebehot、Elizaveta Malinina Rieger、Sebastian Milinkski、Therese Myslinski、Tamzin Palmer、Browdie Pearson、Stephane Senesi、Jérôme Servonnat、Chris Smith、David Smyth、Sabin Thazhe Purayil、Emilie Vanvyve、Tania Villasenor Jorquera、Hui Wan和Kyung- Sook Yu。章节科学家由主要作者协调人招募并直接向其报告，章节科学家为各章提供技术支持，包括对参考文献的检查和汇编、对图表的起草、对可追溯性的检查、确定各章的重叠或不一致情况以及进行技术编辑。

感谢第一工作组主席团各位副主席在整个报告编写过程中体现的奉献精神、给予的指导和付出的智慧，以及对跨工作组协调所给予的支持，他们是：Edvin Aldrian、Fatima Driouech、Gregory Flato、Jan Fuglestvedt、Muhammad I. Tariq、Carolina Vera和Noureddine Yassaa。

非常感谢第一工作组主要作者会议（LAM）主办国和主办机构给予的支持：中国气象局（CMA）主办了首次主要作者会议；加拿大环境部主办了第二次主要作者会议；法国气象局主办了第三次主要作者会议。另外要感谢智利科技、知识与创新部和环境部提出主办第四次主要作者会议，虽然由于新冠疫情未能召开实体会议。

由衷感谢各政府和机构给予的支持以及通过为IPCC信托基金捐款给予的支持，因为这使作者团队能够参与报告的编写。第一工作组技术支持小组的高效运转得益于法国政府的慷慨资助，得到了巴黎萨克雷大学（法国）、皮埃尔·西蒙·拉普拉斯研究所（IPSL）和气候与环境科学实验室（LSCE）在行政和信息技术上所给予的支持。感谢挪威环境署为《决策者摘要》的图表绘制给予的支持。感谢联合国环境规划署图书馆为作者提供了文献查阅服务。

第一工作组《决策者摘要》的批准是在前所未有的背景下进行的，新冠疫情造成的出行限制使得IPCC无法举行面对面全会。感谢IPCC执行委员会的支持和建议，以及特设任务组的不懈工作，设立该任务组旨在使得联合主席为召开报告批准会议的筹备工作提供建议。任务组由IPCC副主席Ko Barrett领导，成员包括第一工作组副主席Fatima Driouech、Greg Flato和Edvin Aldrian；第一工作组技术支持小组的Anna Pirani和Sarah Connors；以及IPCC秘书处的Ermira Fida。任务组为与会者制定了关于会议形式的指南，并为实施线上审批流程精心安排了会议日程。

批准会议首次在线上进行，会议时间超过186小时。感谢所有与会者在会议期间表现的非凡合作精神和开展的严谨工作。IPCC副主席Ko Barrett、Thelma Krug和Youba Sokona坚定不移地支持推动了作者与代表团之间的讨论，并为批准过程的成功提供了核心支持。此外，感谢第一工作组副主席以及第二、第三工作组副主席Mark Howden和Andy Reisinger以及第三工作组联合主席Jim Skea为促进讨论所给予的支持。第二和第三技术支持小组成员以及实习生和章节科学家都加入了第一工作组技术支持小组，协助开展这项艰巨的协调工作。

衷心感谢下列同仁的通力合作：第二工作组技术支持小组的Melinda Tignor、Elvira Poloczanska、Katja Mintenbeck、Bard Rama、Almut Niebuhr、Vincent Möller、Sina Löschke、Komila Nabiyeva、Andrés Alegría、Stefanie Langsdorf、Andrew Okem、Marlies Craig、Anka Mühle、Philisiwe Manqele、Stefan Weisfeld、Jussi Savolainen和Mallou；第三工作组技术支持小组的Roger Fradera、Raphael Slade、Alaa Al Khourdajie、Minal Pathak、Sigourney Luz、Malek Belkacemi、David McCollum、Renée van Diemen、Shreya Some、Purvi Vyas、Juliette Malley和Géninha Lisboa；以及综合报告技术支持小组的Noémie Le Prince-Ringuet。

感谢第二和第三工作组的作者及主席团成员的密切合作，包括报告多个部分贡献作者。感谢联合主席 Debra Roberts、Hans-Otto Portner、Jim Skea和Priyadarshi R. Shukla的团队合作精神，体现了第六次评估报告跨工作组的特点。还要感谢温室气体清单任务组联合主席Eduardo Calvo Buendía和Kyoto Tanabe给予的支持和合作。

感谢IPCC主席Hoesung Lee、IPCC秘书Abdalah Mokssit和IPCC秘书处的工作人员：Ermira Fida、Jonathan Lynn、Judith Ewa、Mxolisi Shongwe、Jennifer Lew Schneider、Jesbin Baidya、Werani Zabula、Nina Peeva、Melissa Walsh、Joelle Fernandez、Laura Biagioni和Oksana Ekzarkho对落实IPCC过程的诸多方面所给予的指导和支持。很高兴我们能够广泛合作开展交流活动。感谢Sue Escott不懈努力，强化了对评估结果的宣传途径。

我们要感谢 SHIFT 协作团队（Stacy Barter和Michelle Colussi）的支持，要感谢加拿大政府慷慨支持为面向共识性决策而开展的针对包容性实践方面的培训和工具，这使我们当选择完全转向在线方法时能够将其用于更具包容性的评估过程。感谢 Jessica O'Reilly 和 Mark Vardy 始终与我们一起，从人类学角度研究作者开展IPCC评估时所用的方法，我们期待他们的研究带来新视角。

报告的核心成果是开发了由图集章节组制作的第一工作组交互式图集。图集谨献给Gemma Teresa Narisma，Teresa在区域气候研究方面经验丰富，领导有方，共同主持了这一创新性章节。西班牙政府通过西班牙研究委员会（CSIC）坎塔布里亚物理研究所与Predictia智能数据解决方案公司合作，为开发和技术实施提供了实物捐助。感谢西班牙研发计划的资助（编号PID2019- 111481RB-I00）。感谢各模拟中心和机构制作并提供了这项工作所使用的数据集。交互式图集于2021年8月9日首次与报告其余部分共同发布，在第一个月全球就有50多万用户浏览了该图集。

在大量各方的指导和支持下，第一工作组技术支持小组启动了将报告中的数据和代码存档的流程。感谢IPCC气候变化评估数据支持任务组（TG-Data）成员的监督、专业指导和不断的鼓励，包括任务组的联合组长David Huard和Sebastian Vicuna以及代表第一工作组科学界的成员Michio Kawamiya、Silvina Solman、José Manuel Guttierez和Nana Ama Browne Klutse。特别感谢专门承包商Lina Sitz准备了用于存档的图片数据和代码。

IPCC数据分发中心（DDC）对于这项工作是不可或缺的。感谢英国环境数据分析中心（CEDA）的Charlotte Pascoe、Kate Winfield和Martin Jukes为图片数据存档付出的努力。非常感谢德国气候计算中心（DKRZ）的 Martina Stockhause开展了将用作报告和中评数据集素材的气候模式数据进行存档的工作。感谢MetadataWorks公司将存档数据/代码元数据转换为IPCC数据目录。最后，衷心感谢英国和德国政府的资金支持，否则在DDC就无法完成数据存档。

特别感谢《决策者摘要》的视觉设计团队：信息设计实验室的Tom Johansen和Angela Morelli以及廷德尔气候变化研究中心的Jordan Harold和Irene Lorenzoni以及Nigel Hawtin对报告给予的图形设计支持。我们要感谢Alisa Singer以一位科学人物为灵感为报告封面创作的“变化”插图。

特别感谢第一工作组技术支持小组，其不懈的奉献精神、专业精神和热情支撑了报告的编写工作。报告的编写工作离不开技术支持小组成员的奉献，他们都是IPCC新人，但勇于迎接前所未有的第六次评估报告的挑战，在编写报告的各个方面发挥了关键作用，包括：Anna Pirani、Clotilde Péan、Sarah Connors、陈阳、Robin Matthews、Melissa Gomis、Sophie Berger、Leah Goldfarb、余荣、周佰铨、Ozge Yelekci、Nada Caud、Katherine Leitzell、Tom Maycock、黄萌田、Elisabeth Lonnoy、Tim Waterfield和Diego Cammarano。

感谢我们第一工作组技术支持小组的以往成员：Wilfran Moufouma-Okia、Roz Pidcock和Rodrigro Manzanas。还要感谢Margot Eyraud、Evéa Piedagnel、Mathilde Mousson和Felix Chavelli做出的贡献，他们作为实习生加入了技术支持小组。

鉴于在新冠疫情期间对开展第一工作组评估工作的影响，诚挚感谢为此做出贡献的所有人员，他们在如此困难的条件下坚持居家工作。

最后，我们谨代表所有参与这次前所未有经历的人员，感谢同样参与这一紧张旅程的同事、朋友和家人的理解和支持。

这份报告表明，未来我们会经历多少气候变化取决于我们现在的决定以及所做的准备。希望这份报告可广泛用于为决策、教学和培训提供有依据的知识，并提高全球范围对气候的认知。

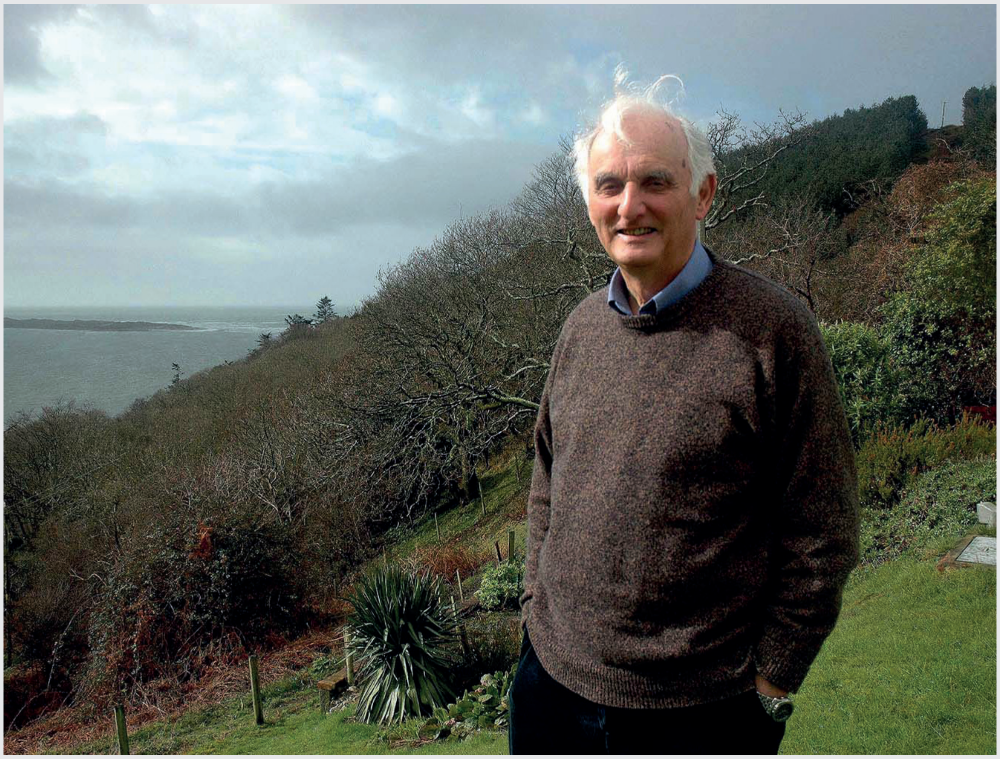
Valérie Masson-Delmotte
IPCC第一工作组联合主席

翟盘茂
IPCC第一工作组联合主席

献词

John Hougthon爵士

(1931年12月30日-2020年4月15日)



政府间气候变化专门委员会(IPCC)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》题献纪念John Hougthon爵士,他是1988年创立IPCC的关键人物之一,并从1988年至2002年担任IPCC前三次评估报告第一工作组的主席和联合主席。

John爵士的工作是IPCC与美国前副总统戈尔共同荣获2007年诺贝尔和平奖的一个重要因素。他推动了气候科学的发展,并以气候研究为基础建立起国际合作。John爵士在确保IPCC进程中科学与政策之间形成并体现健全的关系和联系方面发挥了关键作用,但他在国际科学研究方面的作用并不局限于IPCC,例如,他在推动建立世界气候研究计划方面便发挥了作用,其自1982年至1984 年主持了该项计划。

John爵士是科学界同仁、决策者和广大公众之间出色的沟通桥梁,能够清晰而直接地解释气候变化的事实和威胁。

目录

决策者摘要

SPM

决策者摘要

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 Hamdi（比利时）、Jordan Harold（英国）、Mathias 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 Milinski（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。AR6WGI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_2O）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℃。[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（SROCC）。

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（SF_6）—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_2增加了19ppm，CH4增加了63ppb，N_2O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CO_2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

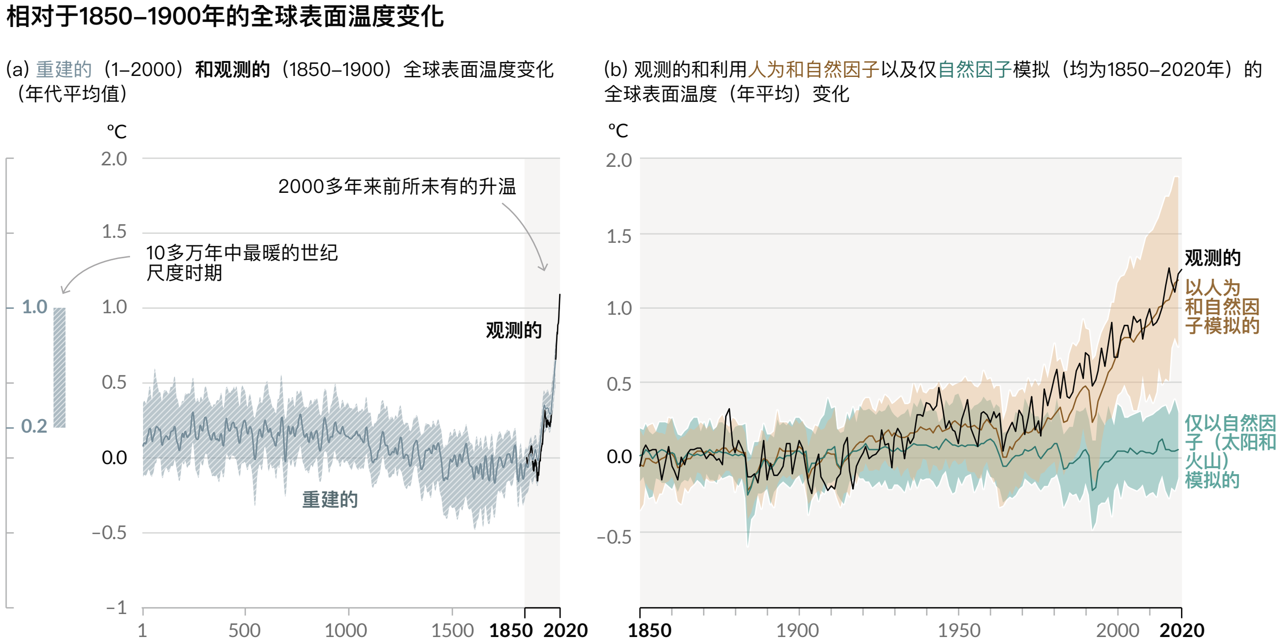


图 SPM.1 | 全球温度的历史变化和近期升温的原因。

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

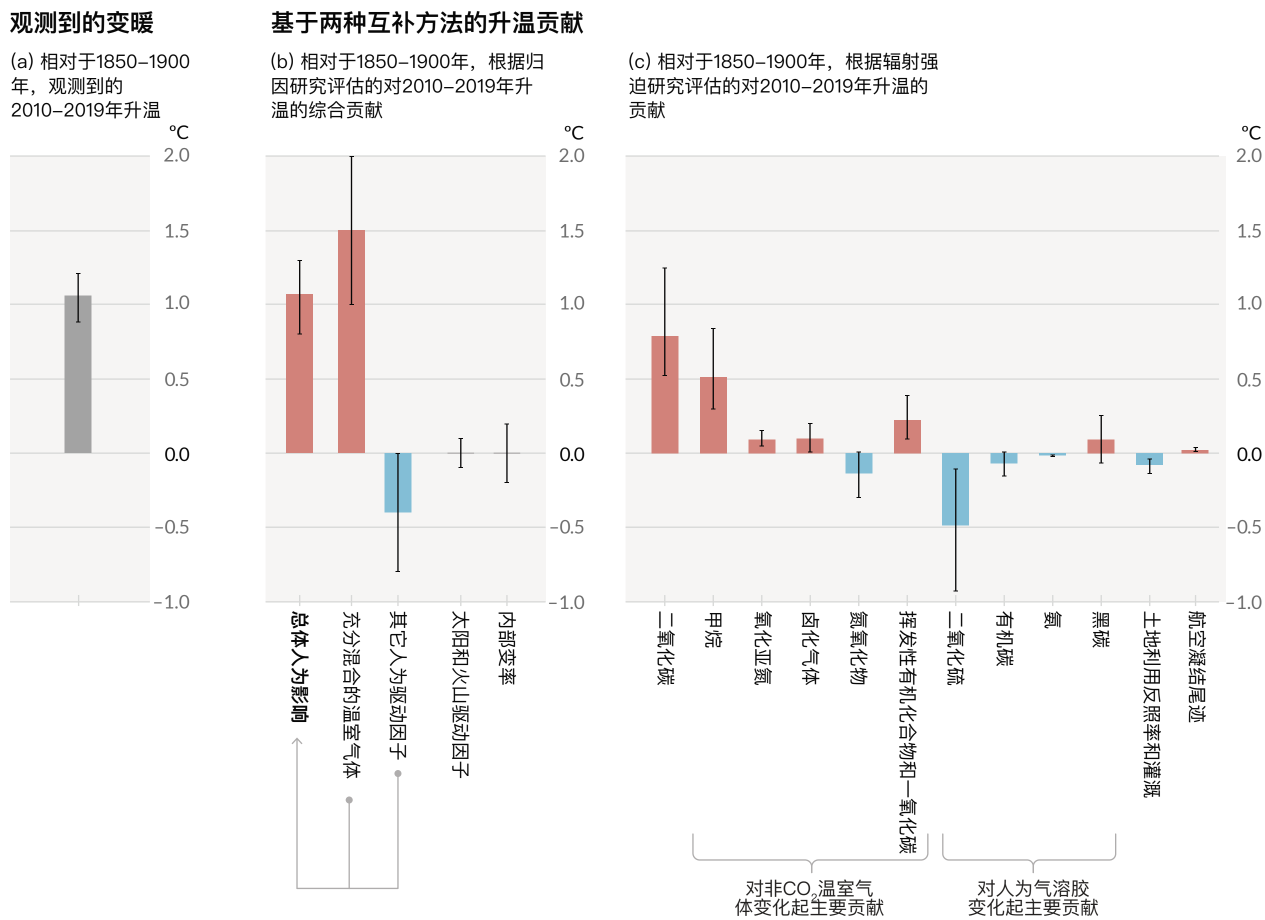


图 SPM.2 | 各因子对观测到的2010–2019年相对于1850–1900年增暖的贡献的评估。

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_2O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_2O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[15] 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

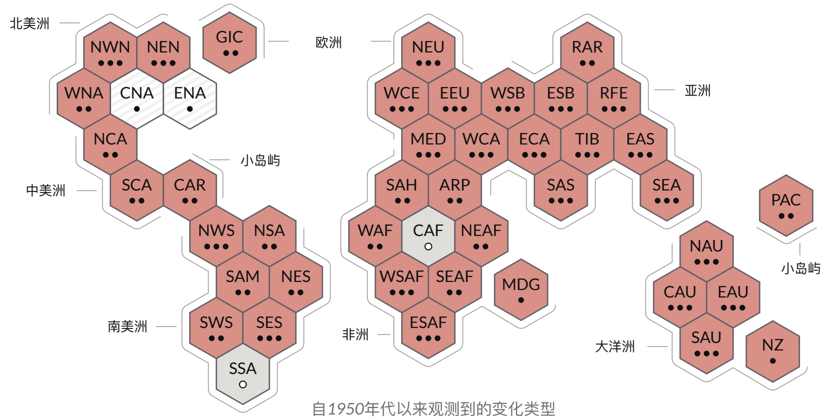
(a) 观测到的各区域**极端热事件**变化以及人为贡献信度的综合评估

观测到的极端热事件
变化类型

- 增加 (41)
- 减少 (0)
- 变化类型一致性低 (2)
- 数据和/或文献有限 (2)

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



自1950年代以来观测到的变化类型

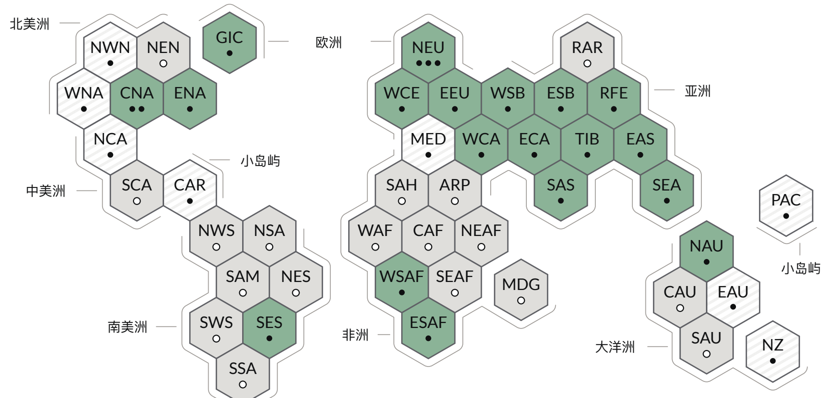
(b) 观测到的各区域**强降水**变化以及人为贡献信度的综合评估

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



自1950年代以来观测到的变化类型

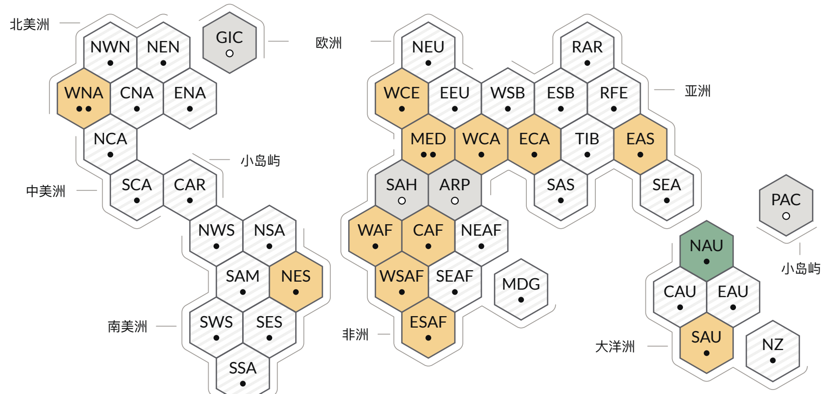
(c) 观测到的各区域**农业和生态干旱**变化以及人为贡献信度的综合评估

观测的农业和生态干旱
变化类型

- 增加 (12)
- 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



自1950年代以来观测到的变化类型

每个六角形对应IPCC AR6 WGI的一个参照地区

NWN 北美洲西北部

*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)、**NES** (南美洲东北部)、**SAM** (南美洲季风区)、**SWS** (南美洲西南部)、**SES** (南美洲东南部)、**SSA** (南美洲南部)，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** (非洲东北部)、**SEAF** (非洲东南部)、**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)*

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1971–2006[19] 年的0.50[0.32至0.69] W m^{-2}增加到2006–2018[20] 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2.5°C到4°C（*高信度*），而AR5则是1.5°C到4.5°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=10^{21}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CO_2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CO_2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CO_2排放在2050年附近或之后下降到净零，随后出现不同程度的CO_2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}

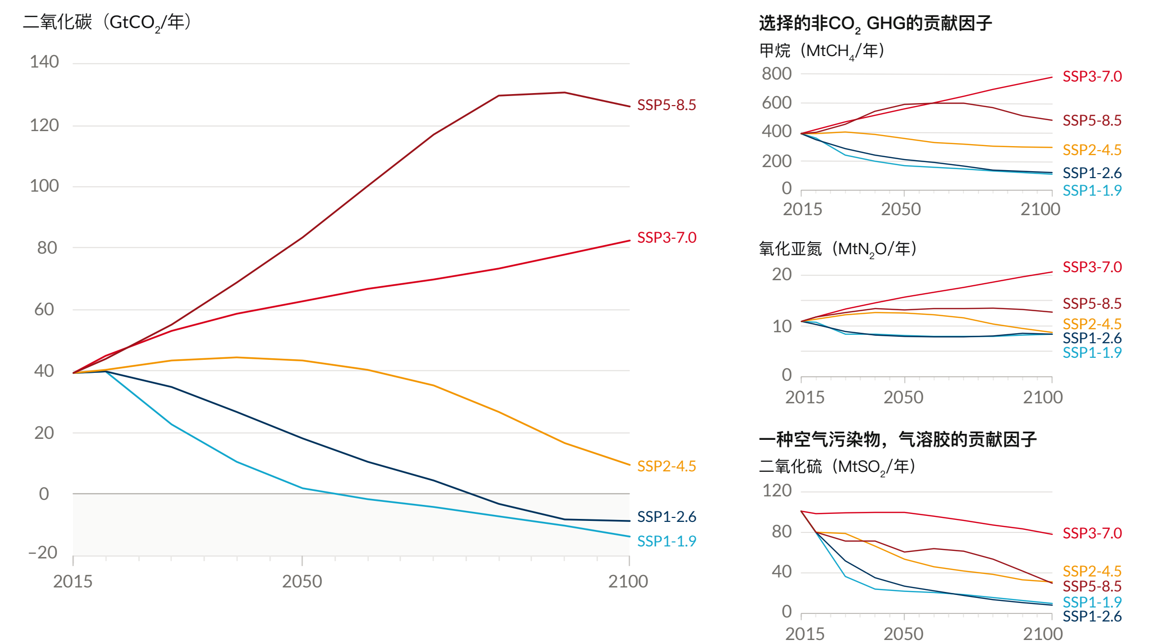
22 在本报告中，五个描述性情景被称为SSPx–y，其中"SSPx"是指共享社会经济路径，"SSP"用于描述该情景下的社会经济趋势，"y"是指2100年该情景产生的辐射强迫的大致水平（单位为瓦特/平方米，或W m^{-2}）。TS.1.3节以及1.6节和4.6节详细比较了先前IPCC报告中使用的情景。第一工作组不评估用于驱动气候模式的具体SSP情景。相反，SSPx–y标签确保了对基础文献的可追溯性，其中特定的强迫路径被用作气候模式的输入。IPCC对于SSP所依据的假设持中立态度，这些SSP情景并没有涵盖所有可能的情景。其他情景也是可以考虑或制定的。

23 当人为的CO_2清除量超过人为的排放量时，就达到了CO_2的净负排放。{术语表}

SPM

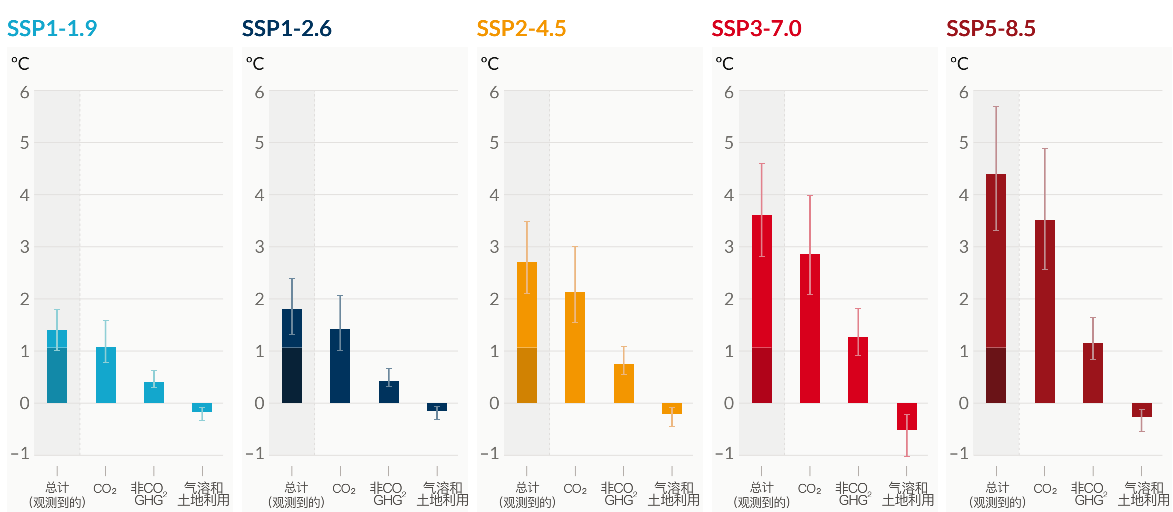
未来的排放导致未来额外升温，总升温幅度取决于过去和未来的CO_2排放量

(a) 五个描述性情景下CO_2（左）和关键非CO_2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，CO_2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），CO_2导致的升温、非CO_2 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，百万吨 N_2O /年，右中图）；以及二氧化硫（SO_2，百万吨SO_2/年，右下图，对图b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 ）；CO_2变化（“CO_2”柱）和非CO_2温室气体（GHG）的升温贡献（°C；“非CO_2”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, 2041—2060		远期, 2081—2100	
情景	最佳估值 (°C)	*很可能*范围 (°C)	最佳估值 (°C)	*很可能*范围 (°C)	最佳估值 (°C)	*很可能*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，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。

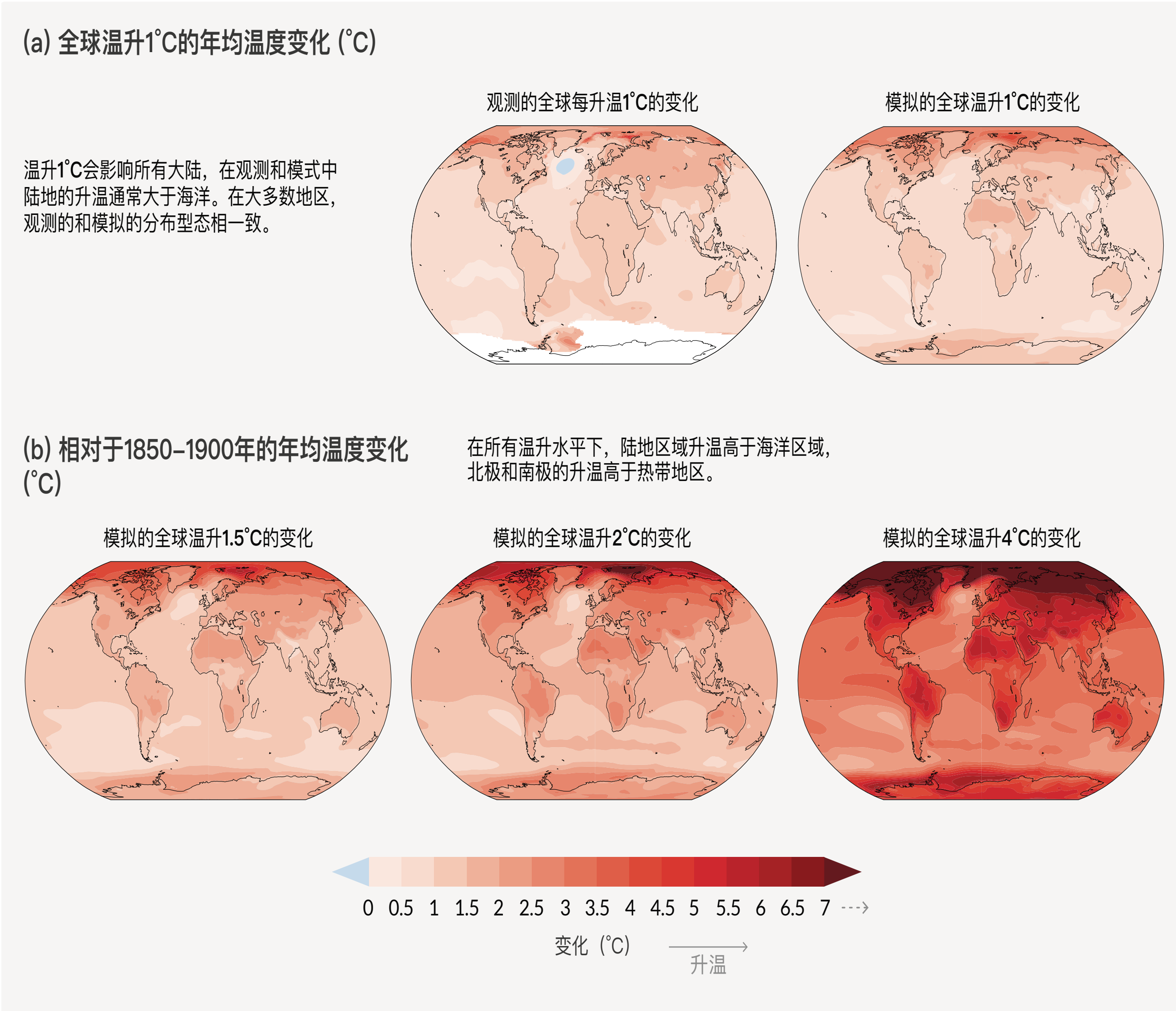
28 自然变率是指在没有任何人为影响的情况下发生的气候波动，包括内部变率和对外部自然因子的响应，如火山爆发、太阳活动的变化，以及在更长的时间尺度上的轨道效应和板块构造（术语表）。

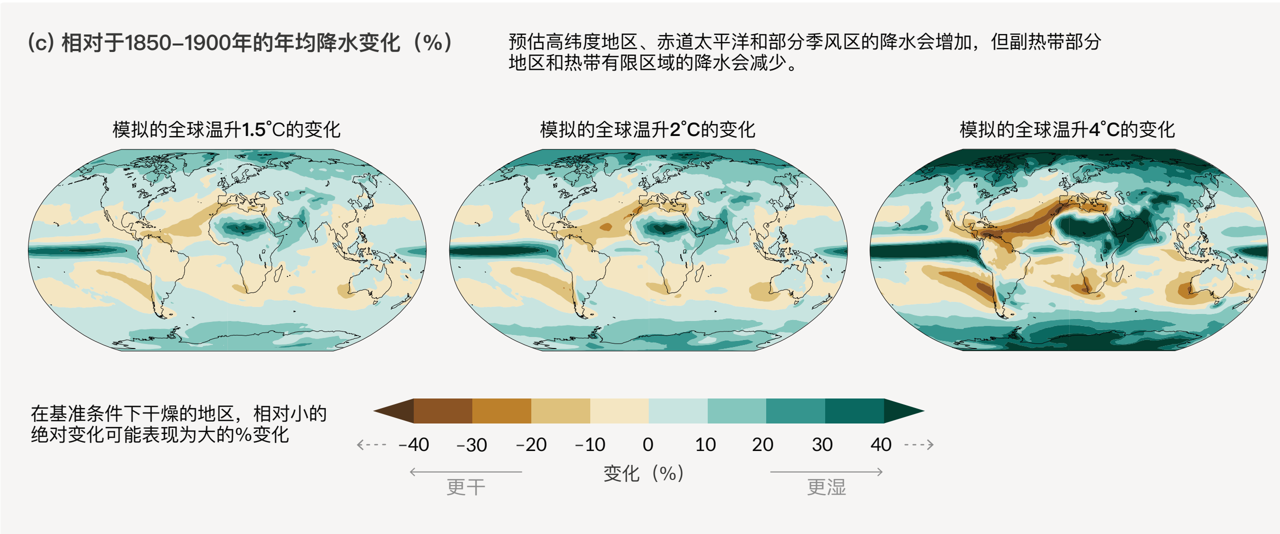
29 任何一年的内部变率估计约为±0.25°C（5–95%范围，*高信度*）。

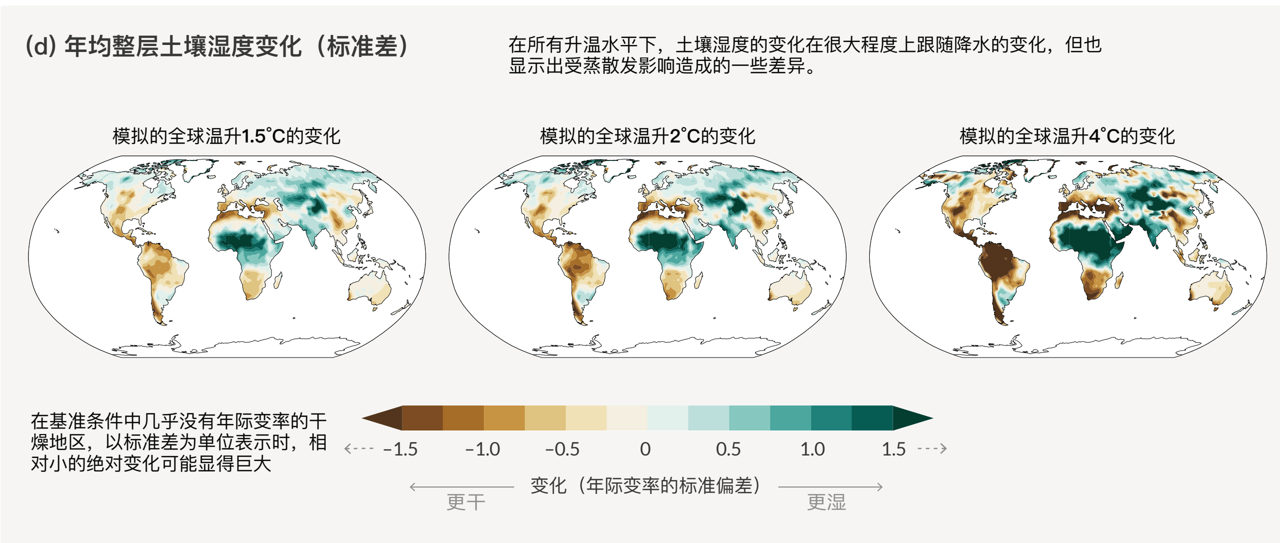
30 农业和生态干旱的预估变化主要是根据整层土壤湿度来评估的。定义及其与降水和蒸散的关系见脚注15。

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







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°C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}

SPM

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

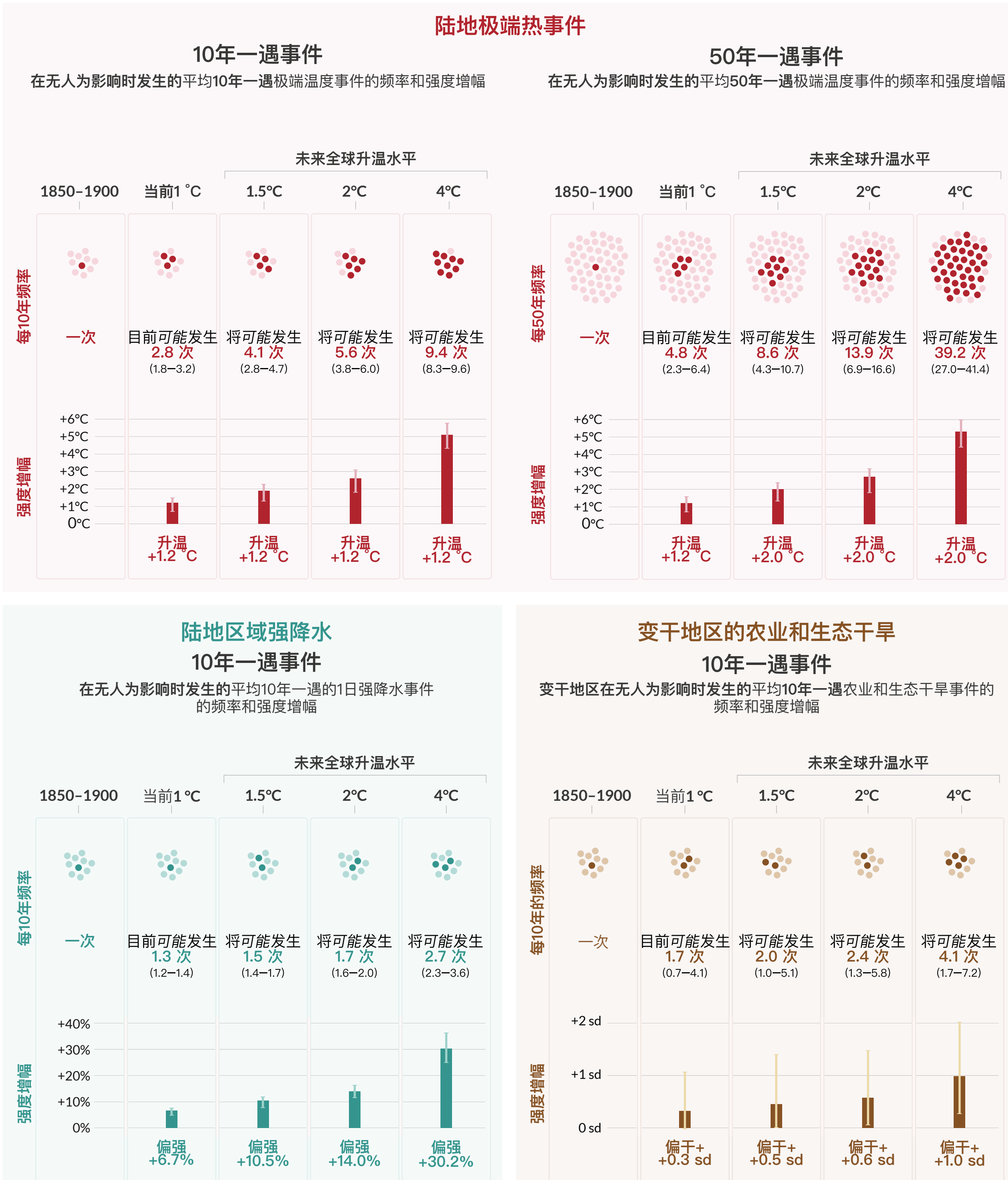


图 SPM.6 | 预估的陆地高温极值、陆地极端降水以及变干地区农业和生态干旱的强度和频率变化。

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。该图描述了在不同全球升温水平下从基准期（1850–1900年）起的10年一遇或50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CO_2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CO_2，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CO_2排放量的增多而减少。预估这会导致排放的CO_2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)

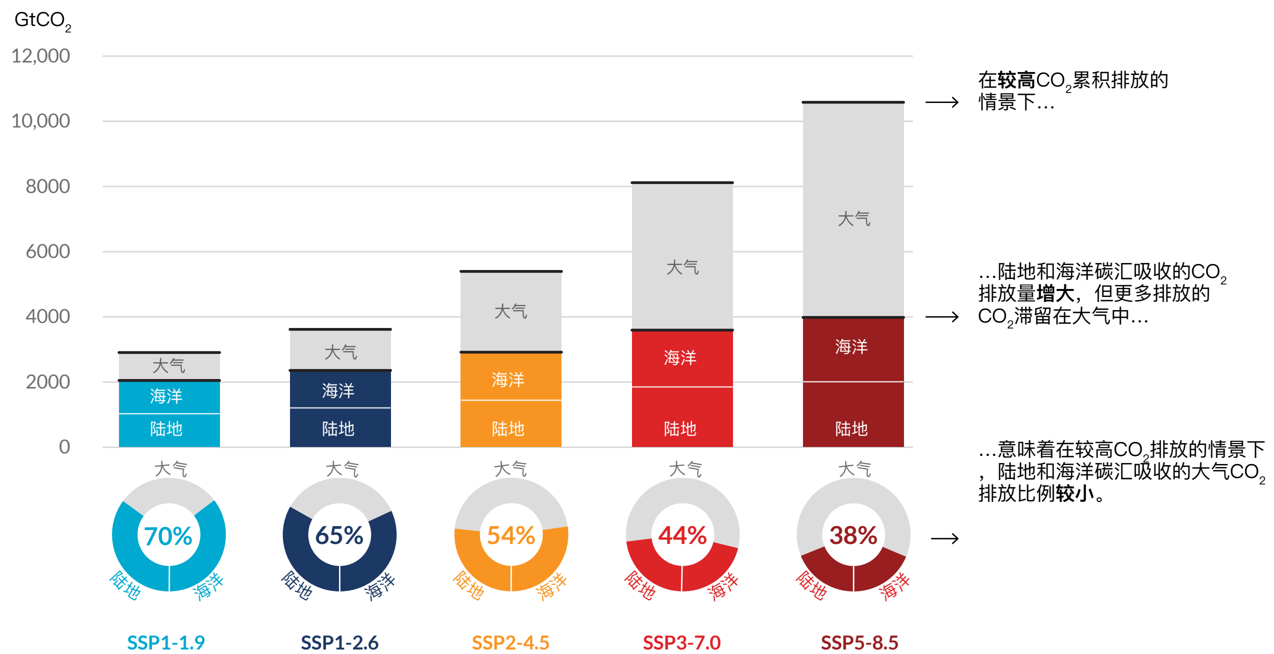
B.4.2 基于模式预估，在中等温室气体排放情景（SSP2–4.5）下，大气CO_2浓度在本世纪内保持稳定，预估在21世纪下半叶，陆地和海洋吸收的CO_2比率会减少（*高信度*）。在很低和低温室气体排放情景（SSP1–1.9，SSP1–2.6）下，CO_2浓度在21世纪达到峰值并下降，陆地和海洋开始减少吸收碳以响应不断下降的大气CO_2浓度（*高信度*），并在SSP1–1.9下，到2100年变为弱净源（*中等信度*）。在无净负排放的情景（SSP2–4.5, SSP3–7.0, SSP5–8.5）下，全球陆地和海洋综合碳汇到2100年*很不可能*变为碳源。[32]
{4.3, 5.4, 5.5, 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_2稳定或减少作用。

B.4.3　在高CO_2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CO_2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CO_2和CH_4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_2排放情景下，陆地和海洋碳汇吸收的CO_2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_2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_2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CO_2排放量（十亿吨CO_2）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CO_2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CO_2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CO_2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CO_2吸收量是考虑了土地利用变化造成的CO_2释放修正后，根据陆地净生物群落生产力和净海洋CO_2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CO_2净吸收和预设的大气CO_2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}

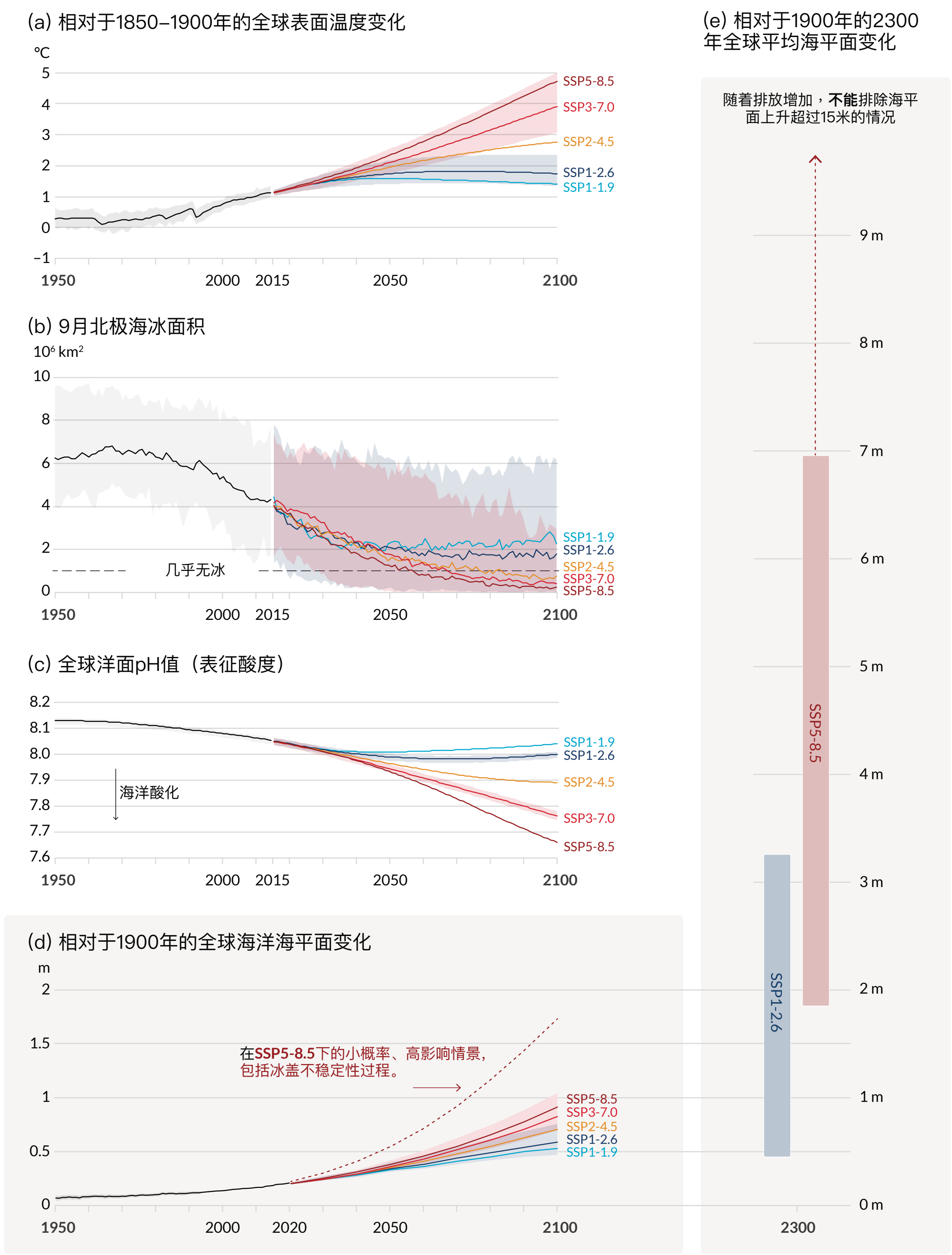
B.5.3 *几乎确定*的是，21世纪全球平均海平面将继续上升。相对于1995–2014年，到2100年，全球平均海平面上升的*可能*范围在很低的温室气体排放情景（SSP1–1.9）下为0.28–0.55米；在低温室气体排放情景（SSP1–2.6）下为0.32–0.62米；在中等温室气体排放情景（SSP2–4.5）下为0.44–0.76米；在很高的温室气体排放情景（SSP5–8.5）下为0.63–1.01米；到2150年，在很低情景（SSP1–1.9）下为0.37–0.86米；在低情景（SSP1–2.6）下为0.46–0.99米；在中等情景（SSP2–4.5）下为0.66–1.33米；在很高情景（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：10^6 km^2）。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、海岸和开阔海洋。

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*）[40]。 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*）[40]；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。

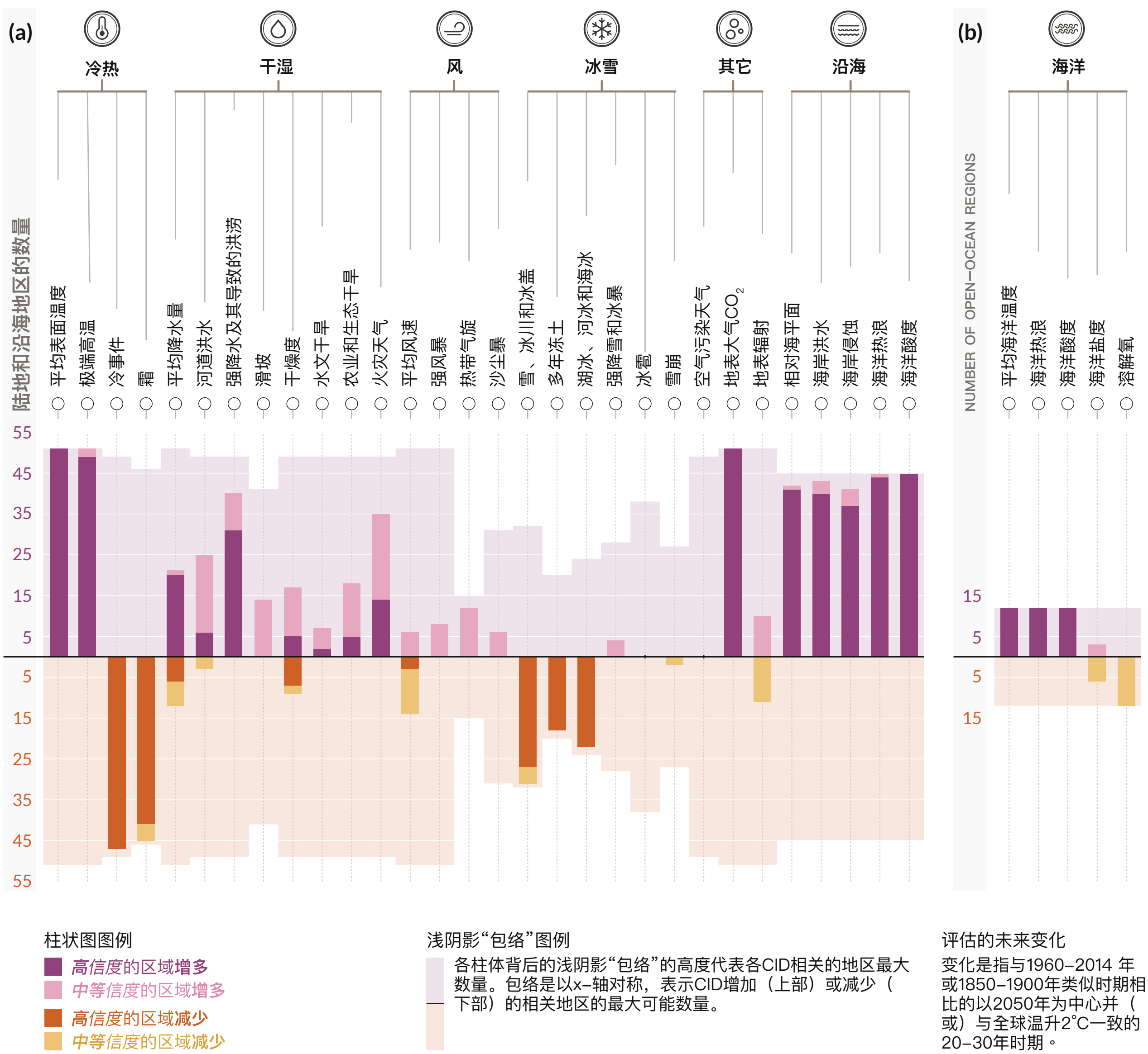
C.2.7 随着全球变暖加剧，预估许多地区发生复合事件的概率会增加（*高信度*）。尤其是热浪和干旱并发*可能*将变得更频繁。与全球温升1.5°C相比，在温升2°C及以上时，多个地方（包括在作物产区）同时发生极端事件将变得更频繁（*高信度*）。
{11.8, 文框11.3, 文框11.4, 12.3, 12.4, 交叉章节文框12.1, TS.4.3} (表SPM.1)

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)

SPM

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

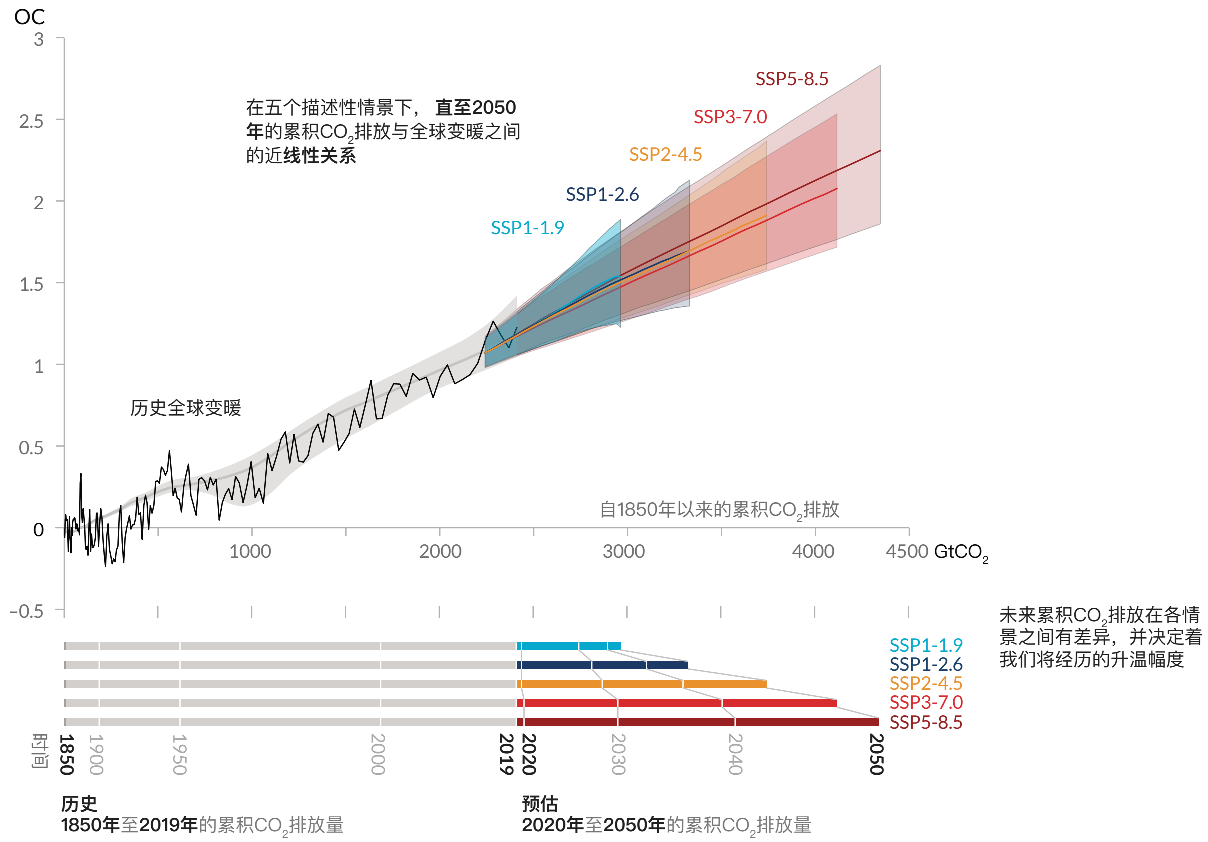
自AR5以来，利用《全球1.5℃变暖》特别报告中首次提出的新方法、更新了的证据以及整合了多个证据的结果使对剩余碳预算的估计得以改进。情景中全范围的未来可能空气污染控制方法被用来通盘评估各种对预估气候和空气污染假设的效果。在自然变率（包括内部变率及其对自然因素的响应）的基础上分辨何时气候对减排的响应是一个新进步。

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CO_2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 $GtCO_2$的累积CO_2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CO_2排放的瞬时气候响应（TCRE）。这一关系意味着达到净零人为CO_2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CO_2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_2排放都会加剧全球变暖

随着累积CO_2排放（$GtCO_2$）而变化的自1850–1900年以来全球表面温度升幅



图SPM.10 | 累积CO_2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（CO_2）排放量（$GtCO_2$）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CO_2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CO_2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CO_2排放量保持净正值的情景下，对累积CO_2排放的瞬时气候响应（TCRE）保持不变 （*高信度*）。在净负CO_2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（10^{15}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（CO_2）移除量抵消人为CO_2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CO_2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CO_2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CO_2。

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（CO_2）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CO_2排放。它们是指CO_2排放，同时考虑了非CO_2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。

(2) 这一可能性是基于对累积CO_2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 $GtCO_2$）和非CO_2强迫及响应（±220 $GtCO_2$）有关的不确定性，但自2015年以来最新排放量(±20 $GtCO_2$)的不确定性以及在达到净零CO_2排放(±420 $GtCO_2$)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_2驱动因素导致的变暖。AR6第三工作组报告将评估非CO_2排放的减缓。

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CO_2移除(CDR)有潜力从大气中移除CO_2，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CO_2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CO_2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CO_2移除（CDR）会降低大气CO_2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CO_2会部分抵偿人为CO_2移除量和排放量（*很高信度*）。CDR会减少大气CO_2，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CO_2移除引起的大气CO_2的减少量要比同等排放引起的大气CO_2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CO_2排放，则可逐步扭转全球CO_2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CO_2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}

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 $GtCO_2$。

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CO_2抵消人为CO_2排放，实现全球净零CO_2排放，这是使CO_2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CO_2浓度持续升高，观测到的CO_2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CID[36]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

技术摘要

TS

技术摘要

协调作者：

Paola A. Arias（哥伦比亚）、Nicolas Bellouin（英国/法国）、Erika Coppola（意大利）、Richard G. Jones（英国）、Gerhard Krinner（法国/德国、法国）、Jochem Marotzke（德国）、Vaishali Naik（美国）、Matthew D. Palmer（英国）、Gian-Kasper Plattner（瑞士）、Joeri Rogelj（英国/比利时）、Maisa Rojas（智利）、Jana Sillmann（挪威/德国）、Trude Storelvmo（挪威）、Peter W. Thorne（爱尔兰/英国）、Blair Trewin（澳大利亚）

作者：

Krishna Achuta Rao（印度）、Bhupesh Adhikary（尼泊尔）、Richard P. Allan（英国）、Kyle Armour（美国）、Govindasamy Bala（印度/美国）、Rondrotiana Barimalala（南非/马达加斯加）、Sophie Berger（法国/比利时）、Josep G. Canadell（澳大利亚）、Christophe Cassou（法国）、Annalisa Cherchi（意大利）、William Collins（英国）、William D. Collins（美国）、Sarah L. Connors（法国/英国）、Susanna Corti（意大利）、Faye Cruz（菲律宾）、Frank J. Dentener（欧盟/荷兰）、Claudine Dereczynski（巴西）、Alejandro Di Luca（澳大利亚、加拿大/阿根廷）、Aida Diongue Niang（塞内加尔）、Francisco J. Doblas-Reyes（西班牙）、Alessandro Dosio（意大利）、Hervé Douville（法国）、François Engelbrecht（南非）、Veronika Eyring（德国）、Erich Fischer（瑞士）、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）、Leah Goldfarb（法国、美国）、Irina Gorodetskaya（葡萄牙/俄罗斯、比利时）、Jose Manuel Gutierrez（西班牙）、Rafiq Hamdi（比利时）、Ed Hawkins（英国）、Helene T. Hewitt（英国）、Pandora Hope（澳大利亚）、AKM Saiful Islam（孟加拉国）、Christopher Jones（英国）、Darrell S. Kaufman（美国）、Robert E. Kopp（美国）、Yu Kosaka（日本）、James Kossin（美国）、Svitlana Krakovska（乌克兰）、June-Yi Lee（韩国）、Jian Li（中国）、Thorsten Mauritsen（瑞典、丹麦）、Thomas K. Maycock（美国）、Malte Meinshausen（澳大利亚/德国）、Seung-Ki Min（韩国）、Pedro M. S. Monteiro（南非）、Thanh Ngo-Duc（越南）、Friederike Otto（英国/德国）、Izidine Pinto（南非/莫桑比克）、Anna Pirani（意大利）、Krishnan Raghavan（印度）、Roshanka Ranasinghe（荷兰/斯里兰卡、澳大利亚）、Alex C. Ruane（美国）、Lucas Ruiz（阿根廷）、Jean-Baptiste Sallée（法国）、 Bjørn H. Samset（挪威）、Shubha Sathyendranath

（英国/加拿大，英国，印 度海外公民）、Sonia I. Seneviratne（瑞士）、Anna A. Sörensson（阿根廷）、Sophie Szopa（法国）、Izuru Takayabu（日本）、Anne-Marie Treguier（法国）、Bart van den Hurk（荷兰）、Robert Vautard（法国）、Karina von Schuckmann（法国/德国）、Sönke Zaehle（德国）、Xuebin Zhang（加拿大）、Kirsten Zickfeld（加拿大/德国）

供稿作者:
Guðfinna Aðalgeirsdóttir（冰岛）、Lincoln M. Alves（巴西）、Terje Berntsen（挪威）、Sara M. Blichner（挪威）、Lisa Bock（德国）、 Gregory G. Garner（美国）、Joelle Gergis （澳大利亚）、Sergey K. Gulev（俄罗斯）、 Mathias Hauser（瑞士）、Flavio Lehner（美国/瑞士）、李超（中国）、Marianne T. Lund（挪威）、Daniel J. Lunt（英国）、Sebastian Milinski（德国）、Gemma Teresa Narisma（菲律宾）、Zebedee R. J. Nicholls（澳大利亚）、Dirk Notz（德国）、Sophie Nowicki（美国/法国，美国）、Bette Otto-Bliesner（美国）、rodie Pearson（美国/英国）、Adam S. Phillips（美国）、James Renwick（新西兰）、Stéphane Sénési（法国）、Lucas Silva（葡萄牙/瑞士）、Aimee B. A. Slangen（荷兰）、Thomas F. Stocker（瑞士）、Claudia Tebaldi（美国）、 Laurent Terray（法国）、Sabin Thazhe Purayil（印度）、Andrew Turner（英国）、Steven Turnock（英国）、Carolina Vera（阿根廷）、效存德（中国）、翟盘茂（中国）

审查编辑:
Valérie Masson-Delmotte（法国）、Gregory M. Flato（加拿大）、Noureddine Yassa（阿尔及利亚）

本技术摘要的引言格式如下:
Arias, P.A., N. Bellouin, E. Coppola, R.G. Jones, G. Krinner, J. Marotzke, V. Naik, M.D. Palmer, G.-K. Plattner, J. Rogelj, M. Rojas, J. Sillmann, T. Storelvmo, P.W. Thorne, B. Trewin, K. Achuta Rao, B. Adhikary, R.P. Allan, K. Armour, G. Bala, R. Barimalala, S. Berger, J.G. Canadell, C. Cassou, A. Cherchi, W. Collins, W.D. Collins, S.L. Connors, S. Corti, F. Cruz, F.J. Dentener, C. Dereczynski, A. Di Luca, A. Diongue Niang, F.J. Doblas-Reyes, A. Dosio, H. Douville, F. Engelbrecht, V. Eyring, E. Fischer, P. Forster, B. Fox-Kemper, J.S. Fuglestvedt, J.C. Fyfe, N.P. Gillett, L. Goldfarb, I. Gorodetskaya, J.M. Gutierrez, R. Hamdi, E. Hawkins, H.T. Hewitt, P. Hope, A.S. Islam, C. Jones, D.S. Kaufman, R.E. Kopp, Y. Kosaka, J. Kossin, S. Krakovska, J.-Y. Lee, J. Li, T. Mauritsen, T.K. Maycock, M. Meinshausen, S.-K. Min, P.M.S. Monteiro, T. Ngo-Duc, F. Otto, I. Pinto, A. Pirani, K. Raghavan, R. Ranasinghe, A.C. Ruane, L. Ruiz, J.-B. Sallée, B.H. Samset, S. Sathyendranath, S.I. Seneviratne, A.A. Sörensson, S. Szopa, I. Takayabu, A.-M. Tréguier, B. van den Hurk, R. Vautard, K. von Schuckmann, S. Zaehle, X. Zhang, and K. Zickfeld, 2021：技术摘要. 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[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，英国剑桥和美国纽约，pp. 33–144. doi: 10.1017/9781009157896.002.

目录

TS

引言

政府间气候变化专门委员会（IPCC）第六次评估报告（AR6）第一工作组（WGI）报告评估了气候变化的自然科学基础。作为第一工作组报告的一部分，本技术摘要（TS）旨在为第一工作组各章节的全面评估和其决策者摘要（SPM）之间搭建桥梁。本技术摘要的内容主要以各章和图集的执行摘要为主，并综合分析了基于多条证据（例如，对观测、模式、古气候信息的分析以及对气候系统的自然、化学和生物过程及组成部分的理解）的关键发现。这里的所有结论和数字都是基于各底报告章节并可追溯到相关章节，相关章节在大括号内标明。

在本技术摘要中，关键评估发现使用经IPCC校准的不确定性语言来表述（第1章，文框1.1）。使用两种校准方法来说明关键发现的确定性程度，其确定性是基于作者团队对基础科学理解的评价：

1）信度[1]是对某一发现有效性的定性描述，其基于证据的类型、数量、质量和一致性（例如，数据、机理认识、理论、模式、专家判断）及其一致性的程度。
2）可能性[2]是对某项发现的不确定性进行量化衡量，并用概率表示（基于对观测资料或模式结果（或两者结合）的统计分析，以及作者团队的专家判断或对专家意见的正式量化调查（或两者结合））。

如果科学信度够高，研究发现也可以被表述为事实陈述，而无需不确定性修饰语。在IPCC报告中，经过校准的语言以斜体字明确表示。

首先介绍了气候科学的背景和进展（TS.1节），之后的跨节文框TS.1是关于全球地表温度变化的内容。TS.2节提供了有关气候系统所有组成部分过去和未来大尺度变化的信息。TS.3节总结了对气候强迫、反馈和响应的知识和理解。信息图TS.1使用故事线的方法整合了关于可能的气候未来的各种发现。最后，TS.4节对区域范围内的气候信息进行了综述[3]。第一工作组报告中使用的缩略语清单见附件八。

如此处文字所示，一节开头的文字以深蓝色显示，左边有一个蓝色的竖条，提供了该节中讨论结果的摘要。

AR6 WGI报告提倡可追溯性和可重复性方面的最佳做法，包括通过采用可查找、可获取、可互操作和可重复使用（FAIR）的科学数据原则。每一章都有一个数据表（在其补充材料中），记录用于生成其图表和表格的输入数据和代码。此外，报告中的数据和代码集合已通过长期档案在线免费提供[4]。

这些FAIR原则是第一工作组交互式地图集[5]的核心，这是一个在线工具，通过对过去、观测到的和预测的气候变化信息进行灵活的时空分析来补充WGI报告。它包括支持报告许多章节的区域信息部分和支持技术摘要和决策者摘要的区域综合部分。

关于地图中稳健性和不确定性的表示，第六次评估报告[6]选择的方法与第五次评估报告（AR5）中使用的方法不同。这一选择是基于对不确定性的可视化和用户调查的新研究。

---

1 在本技术摘要中，用于描述现有证据量的术语是：有限、中等或确凿；用于描述一致性程度的术语是：低、中或高。信度水平用五个限定词表示：很低、低、中等、高和很高，均采用斜体字，例如*中等信度*。对于某个给定的证据和一致性陈述，可赋予不同的信度水平，但证据水平和一致性程度的提高与信度的提高相关联（详见第一章，文框1.1）。

2 在本技术摘要中，下列术语已用于表示某个成果或结果经评估的可能性：几乎确定99–100%概率、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%）。评估的可能性用斜体字表示，如：*很可能*（详见第1章，文框1.1）。在第一工作组的报告中，除非另有说明，否则不确定度使用90%的不确定度区间进行量化。90%的不确定性区间用方括号[x到y]表示，这个区间是指估计有90%的可能性涵盖被估计的值。范围包括中值，估计有10%的可能性低于范围的下限（x）和高于其上限（y）。通常，关于相应的最佳估计，区间分布将被认为是对称的，但情况并不总是如此。在本报告中，经评估的90%不确定性区间被称为“*很可能*的范围”。同样，评估的66%不确定性区间被称为“*可能*范围”。

3 第十章的补充材料（SM）中提供了区域追踪矩阵，可追溯到TS.4节中评估发现的所在位置。

4 数据档案可查询https://catalogue.ceda.ac.uk/uuid/3234e9111d4f4354af00c3aaecd879b7。

5 https://interactive-atlas.ipcc.ch/

6 AR6的数字使用了以下方法：对于观测值，没有“x”符号表示具有统计学意义的区域，而有“x”则表示不显著。对于模式预估，该方法提供了两种复杂程度不同的方法。在简单的方法中，没有叠加表示一致性高（≥80%），对角线（///）表示一致性低（<80%）；在高级方法中，没有叠加的区域显示稳健的信号（≥66%的模式显示变化大于变率阈值，并且≥80%的所有模式都表现出对变化符号），反向对角线（\\\）表示没有稳健的信号，而交叉线表示冲突的信号（即显著变化但一致性低）。跨章文框图集1提供了更多关于AR6中用于在地图上显示稳健性和不确定性方法的信息。

文框TS.1 | 本报告的核心概念

本文框简要介绍与第六次评估报告WGI评估相关的关键概念，重点是这些概念在技术摘要和决策者摘要中的使用。术语表（附件七）提供了更多关于这些概念的信息，并介绍了本报告中使用的许多其他重要术语和概念的定义。

气候变化评估的特点

全球变暖：全球变暖指的是全球表面温度相对于某一基线的变化，这一基线取决于具体应用。具体的全球变暖水平，如1.5°C、2°C、3°C或4°C，被定义为相对于1850–1900年作为基线的全球表面温度变化（具有足够地理覆盖范围的可靠观测的最早时期）。它们被用来评估和交流有关全球和区域变化的信息，与各种情景相联系，并被用作第二工作组（WGII）和第三工作组（WGIII）评估的共同基础。（TS.1.3节、跨节文框TS.1）{1.4.1, 1.6.2, 4.6.1，跨章文框1.5、 2.3、11.1和12.1，图集3–11节，术语表}

萌现：萌现是指某一特定气候变量在某一特定地区经历或出现的新情况。这一概念通常被表述为气候变量的变化相对于该变量的自然变化幅度的比率 （通常被称为“信噪”比，在该比率的一个确定阈值上会发生萌现）。萌现可以用新条件出现的时间或全球变暖水平来表示，可以使用观测或模式模拟来估计。（TS.1.2.3节和TS.4.2节）{1.4.2, FAQ 1.2, 7.5.5, 10.3, 10.4, 12.5.2, 跨章文框图集1，术语表}

累计二氧化碳（CO_2）排放量：人类活动排放到大气中的CO_2净总量。鉴于累计二氧化碳排放量和全球表面温度的上升之间存在近乎线性的关系，累计CO_2排放量对于了解过去和未来的CO_2排放如何影响全球表面温度具有重要意义。一个相关的术语“剩余碳收支”被用来描述人类活动在未来可能释放的CO_2净总量，同时将全球变暖保持在特定的全球变暖水平，如1.5℃，并考虑到非二氧化碳强迫因素的变暖贡献。剩余碳收支是从最近的指定日期开始表示，而碳收支总量则从工业化前时期开始表示。（TS.1.3节和TS.3.3节）{1.6.3, 5.5, 术语表}

CO_2净零排放：当人类活动排放到大气中的CO_2量等于特定时期内人类活动从大气中移除的CO_2量时，就会出现这种情况。当人类活动的移除量超过人类活动的排放量时，会出现CO_2净负排放。（TS.3.3节）{文框1.4，术语表}

人类对气候系统的影响

地球能量不平衡：在稳定的气候中，地球从太阳接收的能量与以反射阳光和热辐射形式流失到空间的能量大致平衡。“气候驱动因素”，如温室气体或气溶胶的增加，干扰了这种平衡，导致系统获得或失去能量。气候驱动因素的强度是通过其有效辐射强迫（ERF）来量化计算，单位为W m^{-2}。正的ERF会导致变暖，负的ERF会导致变冷。这种变暖或变冷反过来又可以通过许多正的（放大）或负的（抑制）气候反馈来改变能量的不平衡。（TS.2.2节、TS.3.1节和TS.3.2节）{2.2.8, 7.2, 7.3, 7.4, 文框 7.1, 文框7.2, 术语表}

归因：归因是评估多种因子对观测到的气候变量（如全球表面温度、全球平均海平面）的变化，或对极端天气或气候相关事件发生的相对贡献的过程。归因因子包括人类活动（如温室气体浓度和气溶胶的增加，或土地利用变化）或自然外部驱动因素（太阳和火山的影响），在某些情况下还有内部变率。（TS.1.2.4节和TS.2节，文框TS.10）{跨工作组文框：第1章“归因”； 3.5; 3.8; 10.4; 11.2.4; 术语表}

持续的变化，长期的持续性：过去、现在和未来人类活动导致的气候系统的变化，即使大幅减少温室气体排放，这种变化也将持续很长一段时间（数百年到数千年）。气候系统的某些方面，包括陆地生物圈、深海和冰冻圈，对温室气体浓度变化的反应比表面温度要慢得多。因此，已经存在大量与过去温室气体排放有关的持续变化。例如，即使未来的二氧化碳排放量减少到净零，并且全球变暖停止，但全球平均海平面仍将在数千年内继续上升，这是因为过去排放产生的过剩能量会继续传播到深海，而且冰川和冰盖也将继续融化。（TS.2.2节，文框TS.4，文框TS.9）{1.2.1, 1.3, 文框1.2, 跨章文框5.3}

用于区域气候变化和风险评估的气候信息

精炼：从各种来源获得的多条证据中综合有关气候变化信息的过程，同时考虑到用户的背景和价值观。该过程会增高气候信息的可用性、有用性和相关性，增强利益相关方的信任，并扩大气候服务中使用的证据基础。这在共同提供区域尺度气候信息以支持决策方面尤其重要。（TS.4.1节，文框TS.11）{10.1, 10.5, 12.6}

（气候变化）风险：风险的概念是IPCC如何评估并向决策者传达可能对人类或生态系统产生不利后果的一个关键方面，同时认识到与这些系统相关的价值和目标的多样性。在气候变化方面，风险可能来自气候变化的潜在影响以及人类对气候变化的反应。第一工作组通过评估相关的气候信息，包括产生影响的气候因子和低可能性、高影响的

表TS.1 (接续)

结果，为IPCC的共同风险框架做出贡献。（TS.1.4节和TS.4.4，文框TS.4）{跨章文框1.3和12.1，术语表}

产生影响的气候因子：可直接对人类或生态系统产生影响的自然气候系统条件（例如，平均值、事件、极端事件）被称为“产生影响的气候因子”（CID），但没有预测其影响是否有害（即在气候变化风险背景下的危害）或提供潜在机会。一系列的指数可以捕捉到产生影响的气候因子的部门或应用相关的特征，并能反映出超出确定耐受阈值的情况。（TS.1.4节和TS.4.3）{12.1─12.3, FAQ 12.1, 术语表}

情节：“情节”一词既可用于情景（与未来排放或社会经济发展轨迹有关），也可用于描述天气和气候条件或事件的合理轨迹，特别是那些与高风险水平有关的轨迹。AR6中引入了自然气候情节，以探讨气候变化和自然气候变率的不确定性，开发和交流综合的、与背景相关的区域气候信息，并解决具有深度不确定性[7]的问题，包括低可能性、高影响的结果。（TS.1.4节，文框TS.3，信息图TS.1）{1.4.4, 文框10.2, 术语表}

低可能性、高影响的结果：后果/事件的发生概率很低或不太清楚（如在深度不确定的情况下），但其对社会和生态系统的潜在影响可能很大。为了更好地为风险评估和决策提供信息，如果这种低可能性的结果与非常重大的后果相关，并因此可能构成重大风险，即使这些后果不一定代表最可能的结果，也应予以考虑。（TS.1.1节，文框TS.3，图TS.6）{1.4.4, 4.8, 跨章文框1.3, 术语表}

TS

作为AR6评估周期的一部分，IPCC在2018年和2019年编制了三份特别报告：《全球升温1.5℃特别报告》（SR1.5）、《在气候变化条件下海洋和冰冻圈特别报告》（SROCC）以及《气候变化与土地特别报告》（SRCCL）。

AR6 WGI报告对气候变化的自然科学基础进行了充分和全面的评估，依托以前的评估和特别报告，并考虑了最近科学文献中的新信息和知识[8]，包括更长的观测数据集和新的情景和模式结果。

AR6 WGI报告的结构旨在更清晰地展示知识的发展情况，并促进对多种证据的整合，从而提高发现结果的信度。

该报告已经过科学界和各国政府的同行评审（附件十提供了专家评审员名单）。第1章提供了实质性的引言介绍，随后在第一组章节（第2–4章）专门讨论了大尺度气候知识，其中包括观测和古气候证据、观测到的变化的原因、以及预估等；第11章讨论了极端事件的大尺度变化。第二组章节（第5–9章）围绕着对气候系统关键组成部分和过程的理解展开，包括碳、能源和水的全球循环；短寿命气候强迫因子及其与空气质量的联系；以及海洋、冰冻圈和海平面变化等。最后一组章节（第10–12章和图集）专门评估和提炼次大陆到局地尺度（包括城市气候）的多条证据线中的区域气候信息，重点是区域的平均气候、极端事件和产生影响的气候因子的近期和预估变化。新的在线互动式地图集让用户能够通过地图、时间序列和汇总统计与一组更新的WGI基准区域的气候信息进行灵活互动。该报告还包括面向大众的34个常见问题与答案（https:// www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/faqs）。

总的来说，本技术摘要和相关的报告章节旨在全面介绍自第五次评估报告第一工作组报告以来的知识进展。多条科学证据证实，气候正在因人类的影响发生变化。在理解过去、现在和未来可能发生的变化的能力方面取得的重要进展，应该会有利于做出更明智的决策。

与第五次评估报告、SR1.5、SRCCL和SROCC相比，本报告总结了一些新结果并对关键发现进行了更新汇总。在每个要点后面的括号中显示了包含更多详细信息的相关技术摘要部分。

自第五次评估报告以来的部分更新内容和/或新结果

- **人类对气候系统的影响[9]现在是一个既定的事实**：2007年的第四次评估报告（AR4）指出，“气候系统变暖是明确的”，而2013年的第五次评估报告（AR5）指出，“人类对气候系统的影响是明确的”。整个气候系统的证据综合起来加强了这一结论。毫无疑问，工业时代大气中二氧化碳（CO_2）、甲烷（CH_4）和一氧化二氮（N_2O）的增加是人类活动的结果，而人类影响是在大气、海洋、冰冻圈和生物圈中观测到的许多变化的主要驱动力[10]。（TS.1.2节、TS.2.1节和TS.3.1节）
- **迄今为止观测到的全球变暖**：自第五次评估报告以来，由于观测记录的改进，再加上一系列非常温暖的年份，迄今为止全球变暖估计水平大幅提高。在第五次评估报告和第六次评估报告之间，仅观测认识的变化就导致1850–1900年以来的估计升温幅度增加了约0.1℃。对于2011–2020年这十年，相比于1850–1900年全球表面温度的增加被评估

7 尽管深度不确定性不是第一工作组报告的核心概念，但在技术摘要中使用了以下含义的深度不确定性：“当专家或利益相关方不知道或不能就以下问题达成一致时，就存在深度不确定性的情况：(1) 描述系统中关键驱动力之间关系的适当概念模式；(2) 用于表示关键变量和参数的不确定性的概率分布；和/或(3) 如何权衡和评价理想的替代结果”(Lempert et al., 2003). Lempert, R. J., Popper, S. W., and Bankes, S. C. (2003). Shaping the next one hundred years: New methods for quantitative long-term strategy analysis (MR-1626-RPC). Santa Monica, CA: The RAND Pardee Center.

8 评估范围包括2021年1月31日前接受出版的科学文献。

9 人类对气候系统的影响是指人类驱动的活动由于对地球能量收支的扰动（也称为人为强迫）而导致气候系统变化。人类影响来自温室气体、气溶胶和对流层臭氧前体物、消耗臭氧物质的排放和土地利用变化等。

10 在本技术摘要中，“主要驱动因子”意味着造成了50%以上的变化

为1.09 [0.95至1.20] °C [11]。 对全球变暖水平的跨越时间和剩余碳收支的估计也进行了相应更新。

- **古气候证据**：第五次评估报告指出，自20世纪50年代以来观测到的许多变化在数十年到数千年中都是前所未有的。最新的古气候证据加强了这一评估结果；在过去的几十年里，气候系统的关键指标越来越处于数百年到数千年来都未曾见过的水平，其变化速度至少在过去2000年都是前所未有的。（文框TS.2和TS.2节）
- **对近期变暖的最新评估**：第五次评估报告指出，1998–2012年期间全球平均表面温度的上升速率比1951年以来计算的上升速率要小。最新的观测数据集显示1998–2012年期间的趋势比早期估计的要大，基于此，具有*高信度*的是观测到的1998–2012年全球表面温度趋势与气候模式模拟的集合一致，而现在具有*很高信度*的是在这一时期观测到的全球表面温度上升速度较慢是因为内部和自然强迫变率引起的临时事件，部分抵消了这一时期人类活动引起的地表升温趋势，而海洋中的热量吸收继续增加。自2012年以来，观测到强烈的变暖，过去五年（2016–2020年）是至少自1850年以来仪器记录中最热的五年（*高信度*）。（TS.1.2节，跨节文框TS.1）
- **气候系统的响应幅度**：在本报告中，由于取得了实质性的进展（例如，云反馈的不确定性范围减少了50%）以及改进了包括古气候信息在内的多条证据线的整合，已经可以减少量化气候系统对辐射强响应指标的长期不确定性范围，例如平衡气候敏感性（ECS）和瞬时气候响应（TCR）。改进了对ERF、气候系统辐射响应和过去五十年来地球系统中观测到的能量增加的量化，其结果表明相对于AR5，对气候驱动因素、综合气候反馈和观测到的能量增加的独立估计之间的一致性有所提高。（TS.3.2节）
- **改进对未来气候变化预估的约束**：在IPCC报告中，首次将基于情景的预估（AR5的侧重点）与基于对过去变暖模拟的观测约束以及对ECS和TCR的最新评估相结合，一致地构建了对全球表面温度未来变化的评估。此外，还使用了2019–2028年期间的初始化预报，纳入这些证据减少了每种情景的评估不确定性。（TS.1.3节，跨节文框TS.1）
- **空气质量**：AR5评估认为，对空气质量的预估主要受包括CH_4在内的前体排放影响。新的情景探讨了未来空气污染管理的多样性方案。AR6报告了其中一些前体排放的地理分布最近发生的快速转变，其结果证实了AR5的发现，并表明在空气污染最严重的情景下，短寿命气候强迫因子的变暖效应更高。
- **短寿命气候强迫因子对全球变暖的影响**：第五次评估报告评估了排放化合物的辐射强迫。第六次评估报告通过评估基于排放的ERF，同时考虑了气溶胶与云的相互作用，扩大了评估范围。归因于二氧化硫（SO_2）和CH_4排放的ERF最佳估计值大大高于AR5，而黑碳的估计值则大幅降低。与AR5相比，黑碳排放导致的ERF不确定性程度也有所降低。（TS.3.1节）
- **全球水循环**：第五次评估报告认为，自1960年以来，人为影响*可能*已经影响到全球水循环。第六次评估报告中的专门章节（第8章）认为，由于对气溶胶和温室气体变化的响应有了更好的理解，具有*高信度*的是自20世纪中期以来，人类造成的气候变化已经推动全球水循环发生了可检测的变化。第六次评估报告进一步预估，在世界大多数地区和在所有排放情景下，水循环的变率将增加，这具有*高信度*。（文框 TS.6）
- **极端事件**：第五次评估报告评估指出，在一些气候极端事件的变化中已经发现了人类的影响。第六次评估报告中有一个专门的章节（第11章）总结认为，现在的一个既定事实是，自1850年以来人类引起的温室气体排放导致一些天气和气候极端现象的频率和/或强度增加，特别是温度极端事件。自第五次评估报告以来，有证据表明，在若干类型的极端天气中，特别是在极端降水、干旱、热带气旋和复合极端天气（包括火灾天气）方面，观测到的变化和归因于人类影响的证据得到加强。（TS.1.2节和TS.2.1节）

自AR5和SR1.5以来的部分更新内容和/或新结果

- **全球变暖1.5℃的时间跨度**：SR1.5和本报告中使用的方法略有不同。SR1.5假设变暖的速度持续不变，指出达到1.5℃全球变暖水平的*可能*范围是2030年至2052年（30年）。第六次评估报告将迄今为止对全球变暖的较大估计和对所有考虑情景的评估气候反应相结合，假设没有重大的火山爆发，中值估计认为1.5℃全球变暖（20年）发生在2030年代初，在SR1.5中这是*可能*范围的早期部分。（TS.1.3节，跨节文框TS.1）
- **剩余碳收支**：第五次评估报告认为，对二氧化碳累积排放的瞬时气候响应*可能*在每1000GtC为0.8°C至2.5°C的范围内（1千兆吨碳（GtC）= 1千兆克碳（PgC） = 3.664千亿吨二氧化碳（$GtCO_2$）），SR1.5也使用了这个范围。AR6根据多种证据，评估得出了一个更小的*可能*范围，即每1000GtC为1.0℃–2.3℃。这已被纳入剩余碳收支的最新估计中（见TS.3.3.1节），同时还纳入了方法上的改进和最近的观测结果。（TS.1.3节和TS.3.3节）
- **未来几十年短寿命气候强迫因子对全球变暖的影响**：SR1.5指出，在将全球变暖限制在1.5℃的路径中，减少有冷却效应气溶胶的排放部分抵消了二十至三十年的温室气体减排效果。第六次评估报告更新了第五次评估报告对气溶胶净冷却效应的评估，并确认短寿命气候强迫因子的变化*很可能*在未来20年内导致所有情景下的进一步变暖。（TS.1.3节，文框TS.7）
- **新冠疫情**：2020年与因新冠疫情限制造成的暂时性减排产生了小而积极的净辐射效应（变暖影响）。然而，由于减排只是暂时的，全球和区域气候对这种强迫的响应在内部气候变率之外是无法检测到的。（TS.3.3节）

自AR5、SRCCL和SROCC以来的部分更新内容和/或新结果

- **大气甲烷浓度**：SRCCL报告评估，自2007年以来，大气中的CH_4浓度恢复了增长。AR6指出2014–2019年的增长较快，并评估了自2007年以来的增长主要由化石燃料和农业（以畜牧业为主）部门的排放造成。（TS.2.2节）
- **陆地和海洋碳汇**：SRCCL评估认为，由于气候变化，陆

11 在第一工作组的报告中，除非另有说明，不确定范围使用90%的不确定度区间进行量化。90%的不确定性区间用方括号[x到y]报告，这个区间是指估计有90%的可能性涵盖被估计的值。范围包括中值，估计有10%的可能性低于范围的下限（x）和高于其上限（y）。通常，关于相应的最佳估计，区间分布将被认为是对称的，但情况并不总是如此。在本报告中，经评估的90%不确定性区间被称为"*很可能*的范围"。同样，评估的66%不确定性区间被称为"*可能*范围"。

地碳汇的持久性是不确定的。AR6报告发现，随着大气中二氧化碳浓度的增加，陆地和海洋的碳汇预计将持续增长到2100年，但随着二氧化碳浓度的增加，陆地和海洋所吸收的碳汇比例预计将下降，陆地碳汇的不确定性范围将大得多。AR5、SR1.5和SRCCL评估了CO_2移除方案和情景。AR6发现，对于脉冲排放或移除来说，碳循环响应是不对称的，这意味着CO_2排放对增加大气中CO_2相对于CO_2移除对降低大气CO_2来说更有效。（TS.3.3节，文框TS.5）

- **海洋层结增加**[12]**：**AR6中对现有观测数据进行了细化分析，进而对1970年至2018年全球上层200米的层结增加率做了重新评估，为SROCC中估计值的两倍。（TS.2.4节）
- **预估的海洋氧气损失**：在WGI　AR6评估的新预估中，2080–2099年的未来次表层氧气下降量大大高于SROCC的评估。（TS.2.4节）
- **冰川和冰盖的冰损失**：自SROCC以来，全球分辨率的冰川变化改进了对过去20年冰川质量损失的估计，而对格陵兰和南极冰盖损失的估计已经扩展到2020年。（TS.2.5节）
- **观测到的全球平均海平面变化**：根据自SROCC以来发布的基于观测的新估计，得出了1901年至2018年的海平面上升估计，与各个组成部分的总和一致，与全球能量收支的闭合也一致。（文框TS.4）
- **预估的全球平均海平面变化**：第六次评估报告对全球平均海平面的预估是基于对海洋热膨胀的预估和对陆冰贡献的估计，这与评估的ECS和评估的全球表面温度变化相一致。它们的基础是新的陆冰模式的相互比较和对与*低信度*过程的考虑，以描述未来南极洲冰损失的深刻不确定性。基于新模式和方法的AR6预估与SROCC的结论基本一致。（文框TS.4）

TS.1 气候变化

本节介绍第六次评估报告中对气候变化自然科学基础的评估，并介绍进行的评估的气候背景、气候科学的最新进展以及全球和区域气候信息与影响和风险评估的相关性等。本报告还介绍了用于整合本报告中各种评估的未来排放情景和全球变暖水平，并简要介绍了它们在未来气候预估中的应用。古气候科学为过去150年观测到的气候变化并为预测21世纪及以后的变化提供了一个长期背景（文框TS.2）。相对于本报告中使用的标准基线和基准期[13]，对过去、现在和未来全球表面温度变化的评估在跨节文框 TS.1 中进行了总结。

TS1.1　气候变化的背景

世界气候系统主要因人类的影响，正在发生迅速变化，本报告评估了与此有关的新的科学证据。自1990年以来的五个IPCC评估周期已经全面和一致地展示了快速积累的气候系统变化的证据，2007年的第四次评估报告首次得出了气候系统变暖是确定无疑的结论。气候系统的所有主要要素：大气层、陆地、冰冻圈、生物圈和海洋等都已发生了持续的变化（TS.2节）。多方面的证据表明，最近的大规模气候变化在几千年的背景下是前所未有的，它们代表了气候系统中反应缓慢的要素在千年尺度上的持续性，这些导致了世界范围内冰的持续损失、海洋热含量的增加、海平面上升和深海酸化（文框TS.2；TS.2节）。{1.2.1, 1.3, 文框1.2, 2.2, 2.3, 图2.34, 5.1, 5.3, 9.2, 9.4—9.6, 附录 1.A}

地球的气候系统经过了数百万年的演变，自然档案的证据让我们能够从长期的视角来审视观测到的变化并预测未来几个世纪的变化。这些对过去气候的重建还表明，根据多种时间尺度的各种代用记录的证据，大气CO_2浓度和全球表面温度存在着强烈的耦合关系（图TS.1）（方框TS.2，TS.2节）。全球变暖的水平（见核心概念文框）可能会在2300年前达到数百万年未见的水平，这取决于所采取的排放路径（TS.1.3节）。例如，具有*中等信度*的是，到2300年本报告使用的中间情景[14]会使全球表面温度比1850–1900年高[2.3°C至4.6°C]，类似于大约320万年前的中新世温暖期[2.5°C至4°C]，而高二氧化碳排放情景SSP5–8.5会导致2300年的温度高[6.6°C至14.1°C]，这与大约5000万年前的早始新世气候最适宜期[10°C至18°C]差不多。{跨章文框2.1和2.4, 2.3.1, 4.3.1.1, 4.7.1.2, 7.4.4.1}

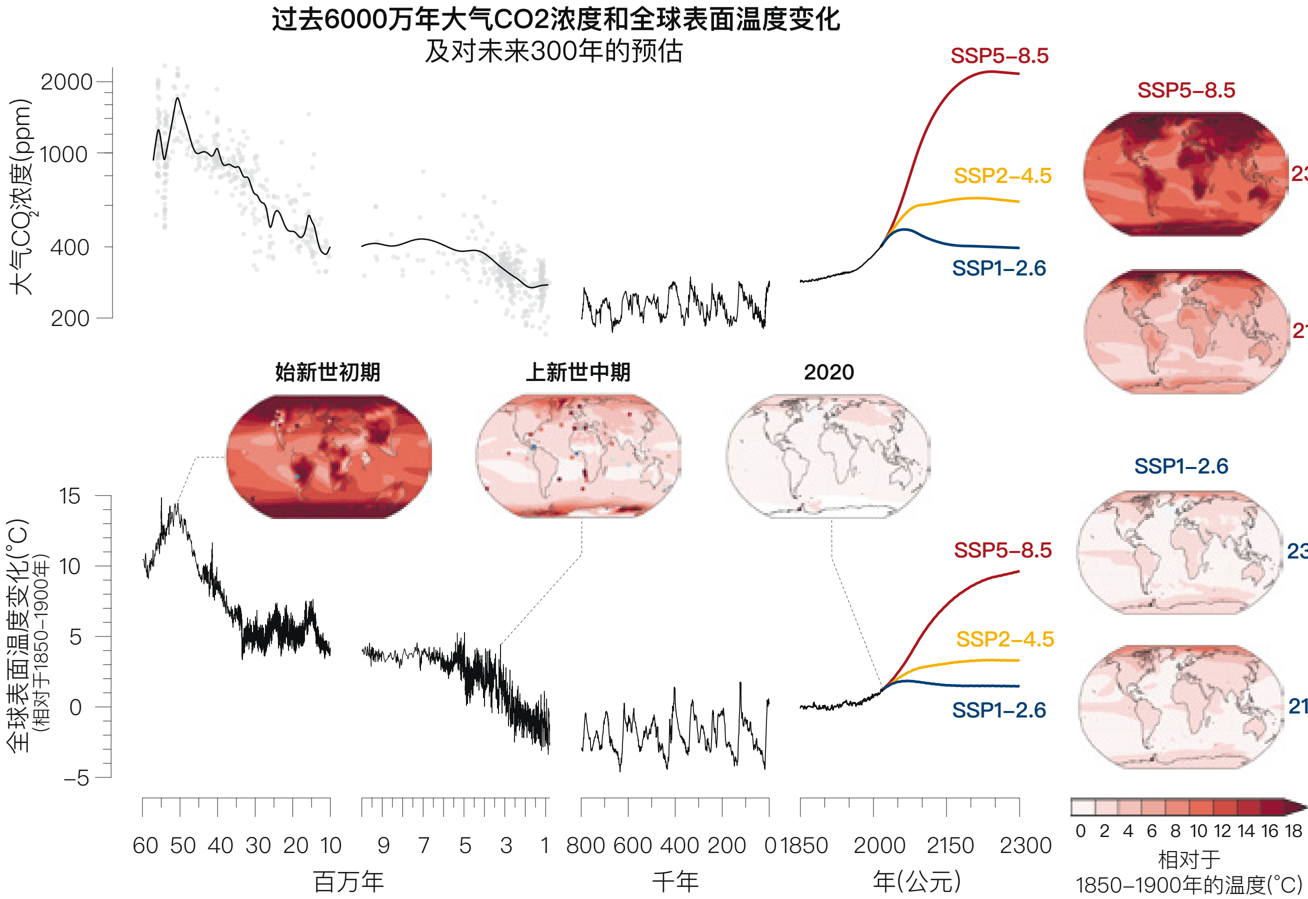
对气候系统基本要素的理解是可靠且完善的。19世纪的科学家们发现了影响气候系统的主要自然因素。他们还假设了由于燃烧化石燃料（石油、煤、天然气）所排放的CO_2而导致发生人为气候变化的可能性。自20世纪初以来，对气候变化的主要自然驱动因素进行了系统的研究，包括入射太阳辐射的变化、火山活动、轨道周期和全球生物地球化学循环的变化等。其他主要的人为驱动因素，如大气气溶胶（细小的固体颗粒物或液滴）、土地利用变化和非CO_2温室气体，在20世纪70年代已经被确认。自20世纪70年代开始进行系统的科学

12　层结增加减少了热量、盐度、氧气、碳和营养物质的垂直交换。层结是海洋环流的一个重要指标。

13　本报告中始终使用若干基线或基准期。基线指的是计算距平（即与基线期平均值的差值）的时期。例如，1750年基线（用于人为辐射强迫）、1850–1900年基线（工业化前全球表面温度的近似值，据此计算全球变暖水平）和1995–2014年基线（用于许多气候模式预估）。基准期表示计算各种统计数据的时间段（例如，近期基准期，2021–2040）。古代基准期列在文框TS.2中。{1.4.1，跨章文框1.2和2.1}

14　关于本报告中使用的气候变化情景的概述，请参阅TS.1.3.1节。

评估以来，人类活动对气候系统变暖的影响已经从理论演变为确定事实（另见TS.2节）。从1990年IPCC发布第一次评估报告到2013/14年的第五次评估报告，人类影响近期气候变化影响的证据得到了增强，在本次评估报告中证据更加强有力（TS.1.2.4和TS.2节）。很多气候系统组成部分的变化，包括区域气候和极端事件的变化，现在都可以归因为人类的影响（见TS.2和TS.4节）。{1.3.1—1.3.5, 3.1, 11.2, 11.9}



图TS.1 | 从过去到未来300年大气CO_2和全球表面温度的变化（相对于1850–1900年）。*该图的意图是表明，无论是在过去还是在未来，CO_2和温度都是协同变化的，而预估的CO_2和温度与数百万年前的情况相似。*利用多个代用记录重建了数百万年前的CO_2浓度（灰色点是第2.2.3.1节的数据，图2.3显示的是三维样条拟合）。过去80万年到20世纪中叶的CO_2水平来自于保存在极地冰芯的空气；最近的数值来自于直接的大气测量。1850年以前的全球表面温度是根据海洋氧同位素估算的，这是本报告中用于评估古温度的多种证据来源之一。过去170年的温度是AR6评估的平均值。使用地球系统模式模拟器对预估的全球表面温度进行校准，显示了三种共享社会经济路径（SSP）情景下到公元2300年的CO_2水平和全球表面温度的未来变化。温度和CO_2浓度变化曲线相对平滑，是因为没有考虑到年际到年代际的气候变率，包括对潜在火山爆发的瞬时响应。两个古气候参考时段的全球温度变化来自耦合模式比较计划第6阶段（CMIP6）和CMIP6之前的多模式平均值，并与站点代用数据进行比较（方块和圆圈分别为海洋和陆地）。2020年的图形是对1850–1900年以来观测到的总变暖的估计。右边的图形显示了2100年（2081–2100）和2300年（2281–2300；数据来自CMIP6模式；温度评估见4.7.1）的两种SSP情景。与过去全球温度变化有关的主要气候强迫的简要说明见跨章文框2.1。（TS.1.3节，图TS.9，跨节文框TS.1，文框TS.2）{1.2.1.2; 图1.14和1.5; 2.2.3; 2.3.1.1; 2.3.1.1.1; 图2.4和2.5; 跨章文框2.1, 图1; 4.5.1; 4.7.1; 跨章文框 4.1; 跨章文框7.1; 图7.13}

文框 TS.2 | 古气候

第一工作组报告的多条证据中都综合了古气候证据，以更全面地认识气候系统。古气候证据将基于仪器的气候变量和气候驱动因素的观测延伸到过去，为衡量近期和未来潜在变化的异常程度提供了必要的长期背景（TS.2节，图TS.1）。工业化前的气候状态是对气候模式预估证据的补充，为过去全球升温水平提供了现实世界的例子，有经验证据表明气候系统的缓慢反应部分是如何在几个世纪到几千年内运作的 — 这会是持续气候变化的时间尺度（核心概念方框，文框TS.4，文框TS.9）。有关古气候基准期气候系统状况的信息有助于缩小地球对气候强迫的敏感性的总体评估的不确定性范围（TS.3.2.1节）。{跨章文框2.1, FAQ 1.3, FAQ 2.1}

古气候基准期。在地球气候的漫长演变过程中，有几个时期受到了广泛的研究关注，因为是独特的气候状态和快速气候过渡的例子（文框TS.2，图1）。这些古气候基准期代表了目前的地质时代（新生代；过去6500万年），在各章中都有使用，以帮助构建对工业化之前气候变化的评估。跨章文框2.1介绍了各个基准期，对其气候强迫做了简要说明，并列出了其他章节中讨论每个时期的位置。跨章文框2.4总结了其中一个基准期的信息，即上新世中期温暖期。交互式地图集包括世界气候研究计划耦合模式相互比对项目第6阶段（CMIP6）对四个古气候基准期的模式输出结果。

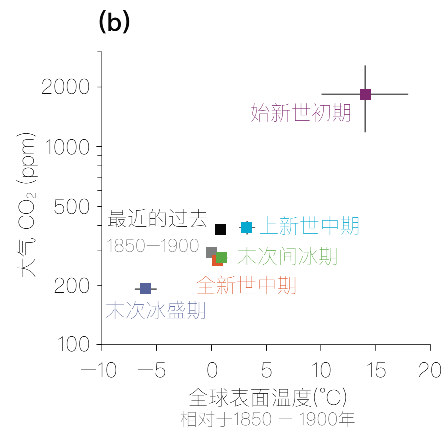
三个选定的全球气候指标在多个古气候基准期中的变化

(a)

基准期 **(*参见气候模式输出交互式图集)**	时期	CO_2 (ppm²)	温度(°C)	海平面(m)
最近的过去	1995—2014 CE	360 ⟶397	0.66 至 1.00	0.15 至 0.25
大约工业化前	1850—1900 CE	286 ⟶296	−0.15 至 +0.11	−0.03 至 0.00
过去千年	850—1850 CE	278 至 285	−0.14 ~ 0.24	−0.05 至 0.03
全新世中期*	6.5—5.5 ka	260 至 268	0.2 至 1.0	−3.5 至 +0.5
末次冰消过渡	18—11 ka	193 ⟶271	未评估	−120 ⟶−50
末次冰盛期*	23—19 ka	188 至 194	−5 至 −7	−134 至 −125
末次间冰期	129—116 ka	266 至 282	0.5 至 1.5	5 至 10
上新世中期暖期*	3.3—3.0 Ma	360 至 420	2.5 至 4.0	5 至 25
始新世初期	53—49 Ma	1150 至 2500	10 至 18	70 至 76
古新世–始新世极暖期	55.9—55.7 Ma	900 ⟶2000	10 至 25	未评估

X至Y：很*可能范围*（图2.34的说明）
X ~ Y：周期的起始和结束，未注明不确定性
X ~ Y：最低值和最高值，未注明不确定性

更低 1850—1900 更高



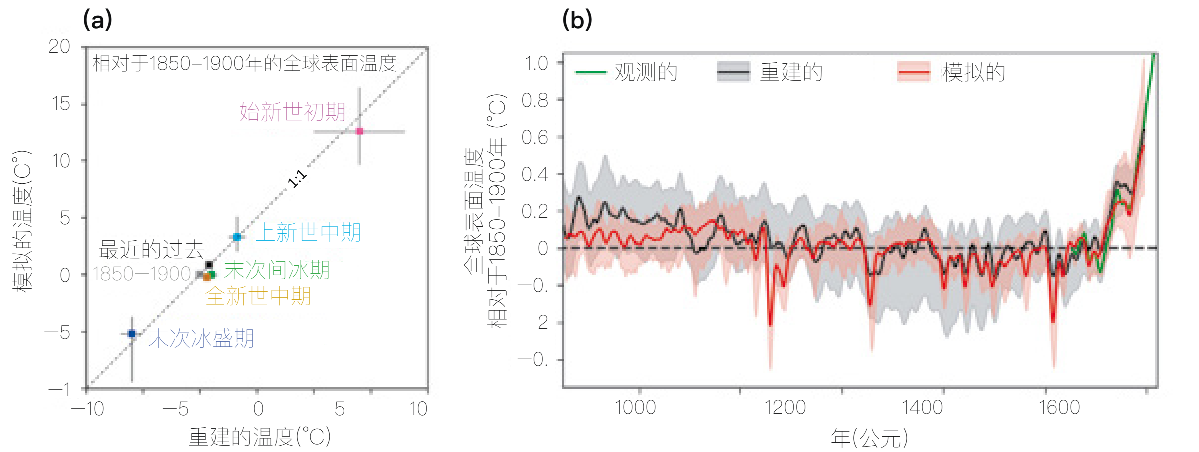
文框 TS.2，图 1 | 古气候和最近的基准期，以及部分关键指标。*本图的意图是列出本报告所使用的古气候基准期，总结三个关键的全球气候指标，并比较多个时期的CO_2与全球温度。* **(a)** 根据第二章的评估，三个大尺度气候指标（大气二氧化碳、相对于1850–1900年的全球表面温度和相对于1900年的全球平均海平面），其信度*从低到很高*。**(b)** 多个基准期中全球表面温度（相对于1850–1900年）与大气CO_2浓度（以对数比例显示）的比较（中间点有5–95%可能性的范围）。{2.2.3, 2.3.1.1, 2.3.3.3, 图2.34}

古气候模式和重建。自第一次评估报告以来，针对古气候基准期的气候模式一直是IPCC的特色。在CMIP6–PMIP4（古气候模式比较计划）的框架下，已经为多个古气候基准期制定了模式相互比较的新方案。这些模拟工作有助于更好地了解了气候对不同外部强迫的反应，包括地球轨道和板块运动、太阳辐射、火山活动、冰盖大小和大气温室气体的变化等。同样，从代用记录得到的大量重建气候变量，被用来与古气候模拟结果进行对比，增加了研究地点的数量，扩充了代用资料的类型，这些记录被编入新的区域和全球数据集。{1.3.2, 1.5.1, 跨章文框2.1和2.4}

全球表面温度。自第五次评估报告以来，更新的气候强迫、改进的模式、对越来越多的代用记录的优、缺点的新理解、更好的年表和可靠的代用数据产品，导致模型和重建之间更好的一致。就全球表面温度而言，AR6评估范围的中点和模式模拟温度的中位数在五个基准期中平均相差0.5°C；在五个案例中，有四个案例在90%的范围内重叠，相对于1850–1900年，跨度很大，从比末次盛冰期低约6[5–7] °C到比早始新世高约14[10–18] °C（文框TS.2，图2a）。温度对多重强迫的响应随纬度 变化，表明极地放大（高纬度比全球平均变暖更强）是多个气候状态下气候系统的一个显著特征，自AR5以来，模式对过去温暖气候中这种极地放大的模拟能力有所提高（*高信度*）。在过去的千年里，特别是自公元1300年以来，模拟的全球表面温度距平完全在重建的不确定性范围内（*中等信度*），但紧随大型火山爆发之后的一些短时期除外，因为这些时期中不同的强迫数据集存在不一致（文框TS.2，图2b）。{2.3.1.1, 3.3.3.1, 3.8.2.1, 7.4.4.1.2}

表TS.2 (接续)

基于代用指标的和模式模拟的全球表面温度估值符合多个参照期



文框TS.2，图2 | 根据代用记录（重建）和气候模式（模拟）估计的全球表面温度。该图的目的是显示在古基准时期全球温度观测结果和模式之间的一致性。**(a)** 针对单个古气候基准期。**(b)** 过去一千年，仪器温度（AR6评估平均值，10年平滑曲线）。(a)和(b)中的模式不确定性是多模式集合平均值的5–95%范围；重建的不确定性为(a)中点和(b)多方法集合中值的5–95%范围（中等信度）。{2.3.1.1, 图2.34, 图3.2c, 图3.44}

平衡气候敏感性。古气候数据为估算平衡气候敏感性（ECS[15]）提供了证据（TS.3.2.1节）。在第六次评估报中，对古气候基准期的古数据进行了改进，结果表明ECS*很可能*高于1.5°C，*可能*低于4.5°C，这在很大程度上与其他证据一致，有助于缩小ECS总体评估的不确定性范围。一些具有高（> 5°C）或低（< 2°C）ECS的CMIP6气候模式还模拟了最冷和最暖基准期的过去全球表面温度变化，模拟结果超出了基于代用的重建范围之外的过去全球表面温度变化。自AR5以来，独立的证据线，包括过去暖期和冰川–间冰期循环的代用记录，表明对强迫的敏感度随着温度的升高而增加（TS.3.2.2节）。{7.4.3.2, 7.5.3, 7.5.6, 表7.11}

水循环。有了新的水文气候重建和模式数据比较结果，对大气和海洋环流长期变化的原因和影响的理解有所改进，包括季风变率和变率模态（文框TS.13，TS.4.2节）。气候模式能够重现较大区域尺度上的年代际干旱变率，包括从代用记录中已知的过去特大干旱的严重程度、持续性和空间范围（*中等信度*）。然而，一些长期存在的差异仍然存在，例如全新世早期（过去 11700 年）非洲季风降水的量级，这表明存在持续的知识差距。古气候证据表明，在类似上新世等二氧化碳相对较高的气候条件下，赤道太平洋上的沃克环流减弱，这支持了到21 世纪末沃克环流细胞减弱的*高信度*模式预测。{3.3.2, 8.3.1.6, 8.4.1.6, 8.5.2.1, 9.2}

海平面和冰盖。尽管引起过去和未来全球变暖的强迫不同，但来自古气候记录和模式模拟的证据表明，冰盖质量和全球平均海平面 (GMSL) 在数千年内是动态响应的（*高信度*）。这一证据有助于得出约束GMSL对全球变暖响应的估计（文框 TS.4）。例如，相对于1850–1900年在过去全球升温水平约为[2.5°C至4°C]的情况下，如在上新世中期温暖期，海平面比1900年高[5至25米]（*中等信度*）；在过去全球升温水平为[10°C至18°C]时，如在始新世早期，地球基本上没有冰（*高信度*）。过去温暖期的约束，加上物理机制的认识、冰川学和模拟，表明在一万年内持续性长期GMSL长期上升，在全球持续峰值升温2°C时达到约8至13米，5°C时达到28至37米，超过了第五次评估报告的估计。{2.3.3.3, 9.4.1.4, 9.4.2.6, 9.6.2, 9.6.3.5}

海洋。自AR5以来，古海洋学数据与模拟更好的整合，以及对瞬时变化进行更高分辨率的分析，提高了对长期海洋过程的理解。在末次盛冰期时低纬度海面温度比以前推断的要冷得多，这解决了AR5中提到的一些不一致之处。这些古气候研究结果支持以下评估，即海洋热含量（OHC）的不断增加会长期持续（见核心概念文框），在人类时间尺度上基本上是不可逆的（*高信度*）。对过去全球OHC变化的估计通常会追踪南极洲周围海面温度的变化，这突显了南大洋过程在调节深海温度方面的重要性。古气候数据以及其他冰期–间冰期变化的证据表明，南极绕极气流有所加强，南极底层水的通风在变暖期间加速了，促进了储存在深海的二氧化碳释放到大气中。古证据表明，在

15 在本报告中，平衡气候敏感性是指大气二氧化碳（CO_2）浓度比工业化前条件下增加一倍后，表面温度的平衡（稳态）变化。

TS

表TS.2（接续）

最温暖的时期，与融化水输入相关的深海通风显著减少。{2.3.1.1, 2.3.3.1, 9.2.2, 9.2.3.2}

碳循环。过去的气候状态与包括大气在内的各种碳库的显著差异有关（TS.2.2 节）。 自 AR5 以来，由于开发了新的沉积代用物和对极地冰中的空气进行稳定同位素分析，碳储量的量化得到了改善。在末次盛冰期，陆地碳储量显著减少了 300–600 PgC，如果考虑与岩石圈和海洋沉积物的相互作用，可能减少了 850 PgC，由于气候变得更冷、更干燥，减少幅度比先前估计的要大。与此同时，海洋内部再矿化碳的储存量增加了 750–950 PgC，足以平衡从大气中移除的碳量（200 PgC）和陆地生物圈水库碳量的总和（*高信度*）。{5.1.2.2}

TS.1.2 气候科学进展

TS.1.2.1 基于观测的产品及其评估

自 AR5 以来，观测能力总体上不断改进和扩展，改进了气候驱动因子的独立估计、综合气候反馈以及观测到的能量和海平面上升之间的一致性。 卫星气候记录和改进的再分析被用作评估全球和区域尺度变化的额外证据。但是，由于数据政策问题，一些观测数据的覆盖范围或连续性都有所减少，并且对数据的获取也受到限制。 过去气候的自然档案，例如热带冰川，也受到损失（部分原因是人为气候变化）。{1.5.1, 1.5.2, 10.2.2}

地球系统观测是改进我们对气候变化理解的重要推动力。总体而言，观测自然气候系统的能力在不断提高和扩大。海洋观测网络和遥感系统的改进尤其明显。近期开发的几种卫星测量技术的记录现在已经足够长，可以用于气候评估。例如，从21世纪00年代初开始，可以使用全球导航卫星系统获得全球分布的对流层上层和平流层的高垂直分辨率温度和湿度廓线图，从而更新了对近期大气变暖的估计。改进了对海洋热含量、陆地表面变暖、冰盖质量损失和海平面变化的测量，相对于第五次评估报告而言，全球能量和海平面收支更接近。对于地表和气球的网络，区域数据明显减少，是由数据政策问题、数据管理/提供挑战和实际停止观测等原因共同造成的，在一定程度上被其他地方的改进所抵消。目前，极端事件的观测记录较少和空间数据缺口限制了对一些观测到的区域气候变化的评估。{1.5.1, 2.3.2, 7.2.2, 文框7.2, 跨章文框9.1, 9.6.1, 10.2.2, 10.6, 11.2, 12.4}

根据自然档案进行的古气候新重建能够更可靠地重建多个时间尺度上过去气候变化的空间和时间分布特征（文框 TS.2）。然而，古气候档案，例如热带冰川和用于校准的现代自然档案（例如珊瑚和树木），由于包括温度升高在内的一系列压力正在迅速消失（*高信度*）。过去对陆地和海洋的天气和其他气候变量的大量仪器观测，可以填补现有数据集的空白，但仍未进行数字化或无法获取。其中包括对温度（大气和海表）、降雨量、表面压力、风力和风向、日照量和许多其他可追溯到19世纪的变量的测量。{1.5.1}

再分析利用数据同化技术将观测结果和模式（例如数值天气预报模式）结合起来，提供多个变量的空间完整、动力学一致的估计，以描述不断变化的气候状态。 自 AR5 以来，已针对大气和海洋进行了新的再分析，提高了分辨率、扩展了记录、提高了数据同化的一致性，并增加了不确定性估计的可用性。例如，在再分析如何代表全球范围的水循环变化方面仍然存在局限性。 区域再分析使用受区域观测和全球再分析边界条件约束的高分辨率、有限区域模式。与全球再分析相比，区域再分析能更好地反映降水、地表气温和地表风的极端频率和变率，并提供比动力降尺度方法更符合独立观测的估计，这种说法具有*高信度*。{1.5.2, 10.2.1.2, 附件一}

TS.1.2.2 气候模式性能

本报告评估了参与世界气候研究计划耦合模式比较计划第6阶段（CMIP6）的气候模式的结果。与以前的 IPCC 评估报告考虑的气候模式相比，这些模式能够更好地表示物理、化学和生物过程，并且包含一些新的过程，而且分辨率更高。这改进了对大多数大尺度气候变化指标以及整个气候系统的许多其他方面的近期平均状态的模拟。仍然存在与观测结果的差异，例如区域降水分布型。以前的 IPCC 评估报告和其他研究对全球地表温度升高、升温分布型和全球平均海平面上升的预估与随后的观测结果大体一致，特别是在考虑到用于预测的辐射强迫情景和实际发生的辐射强迫之间的差异时。

本报告所评估的CMIP6历史模拟，在大部分历史时期，其集合平均全球表面温度变化在观测值的0.2°C以内，观测到的升温在CMIP6集合的*很可能*范围内。然而，一些CMIP6模式模拟的升温幅度高于或低于观测到升温的*很可能*评估范围。关于模式对过去升温的模拟程度的信息，以及由观测和理论得到的其他见解，被用来评估全球变暖的预估（见交叉章节TS.1）。提高全球气候模式的水平分辨率改善了小尺度特征的表现和日降水量的统计（*高信度*）。包括额外的生物地球化学反馈的地球系统模式，通常与不考虑这些额外反馈的低复杂度全球气候模式表现一样好（*中等信度*）。{1.3.6, 1.5.3, 3.1, 3.5.1, 3.8.2, 4.3.1, 4.3.4, 7.5, 8.5.1, 9.6.3.1}

作为世界气候研究计划耦合模式比较计划第6阶段（CMIP6）的一部分，协调和收集气候模式模拟，加上前一阶段（CMIP5）的一系列结果，构成了支持本报告的关键证据线。相对于前几代模式，最新一代的CMIP6模式对物理过程的表述有所改进，而且现在有更多的地球系统模型体现了生物地球化学循环。能够更好地捕捉小尺度过程的高分辨率模式也越来越多地被用于气候变化研究（图TS.2，图a和b）。联合区域气候降尺度试验（CORDEX）等协调区域气候模式倡议的结果，补充和增加了CMIP全球模拟结果的价值，特别是在复杂地

形区、沿海地区和小岛屿，以及极端情况下。{1.5.3, 1.5.4, 2.8.2, FAQ 3.3, 6.2.2, 6.4, 6.4.5, 8.5.1, 10.3.3, 图集1.4}

以前的IPCC评估报告和其他研究对全球表面温度上升和升温分布型的预估与后来的观测结果大体一致（*证据有限，一致性高*），特别是在考虑到用于预估的辐射强迫情景与实际发生的辐射强迫的差异时（图TS.3）。AR5和SROCC对2007–2018年期间GMSL的预估已被证明与GMSL和区域加权平均潮汐计的观测趋势一致。{1.3.6, 9.6.3.1}

对于大多数大尺度气候变化指标，与AR5中使用的CMIP5模型相比，本次评估所依据的CMIP6模式模拟的近期平均气候有所改善（*高信度*）。当与再分析和观测数据进行比较时（图TS.2，图c），可以从三代模式（CMIP3、CMIP5和CMIP6）之间模拟的18个大气和陆地大尺度气候变化指标的表现中看出这一点。地球系统模式的特点是包括额外的生物地球化学反馈，与跟其相关的、没有这些反馈的、更受约束的、低复杂度的模式相比，通常表现至少一样好（*中等信度*）。{3.8.2, 10.3.3.3}

从1850–1900年到2010–2019年，CMIP6多模式的全球地表温度平均变化接近于对观测到的变暖最佳估计。然而，一些CMIP6模式模拟的变暖低于或高于*很可能*的评估范围。CMIP6模式还再现了过去千年的地表温度变化，包括强烈火山活动时期之后的降温（*中等信度*）。就高层大气温度而言，大多数CMIP5和CMIP6模式对1979年至2014年期间热带对流层上层升温的估计仍然过高，高出每十年约0.1℃（*中等信度*），而对整个平流层全球平均温度变化的模拟和改进的卫星反演估计之间的差异已经减少。{3.3.1}

一些CMIP6模式展对云的表现方式有所改进。CMIP5模式普遍显示出短波云的负辐射效应，在目前的气候中太弱了。这些误差已经减少，特别是在南大洋，这是因为更真实地模拟了足够数量的过冷液滴，并相应地增加了云的光学厚度。响应地表变暖的云层光学厚度负反馈是由于云层通过从冰到液态云颗粒的主动相变而“变亮”（增加其短波云辐射效应）的结果，CMIP6模式中的温带云短波反馈负向程度往往较低，导致与观测估计值的一致性更好（*中等信度*）。与上一代气候模式相比，CMIP6模式总体上表示了更多驱动气溶胶–云层相互作用的过程，但以下说法仅具有*中等信度*，即这些改进提高了其模拟气溶胶–云层相互作用的辐射强迫的适用性。{6.4, 7.4.2, FAQ 7.2}

CMIP6模式在模拟降水分布型方面仍有不足之处，特别是在热带海洋。提高全球气候模式的水平分辨率可以改善小尺度特征的表现和日降水量的统计（*高信度*）。具有*高信度*的是，高分辨率的全球、区域和水文模式能够更好地表示陆地表面，包括地形、植被和土地利用变化等，这可以提高模拟陆地水循环区域变化的准确性。{3.3.2, 8.5.1, 10.3.3, 11.2.3}

尽管趋势的幅度可能不同，但气候模式可以重现最近观测到的全球和大多数地区极端温度的平均状态和总体变暖情况，且具有*高信度*。模式捕捉陆地上极端降水的大尺度空间分布的能力具有*高信度*。CMIP6模式在模拟极端降水的强度和频率方面的总体表现与CMIP5模式相似（*高信度*）。{跨章文框 3.2, 11.3.3, 11.4.3}

CMIP5和CMIP6相比，多模式平均海洋温度偏差的结构和程度没有发生重大变化（*中等信度*）。自第五次评估报告以来，近期上层（<700米）海洋热含量变化的观测估计值与模式模拟之间的一致性有所提高。CMIP5和CMIP6模式普遍再现了南大洋的纬向平均和翻转环流以及北大西洋的平均翻转环流(AMOC)。{3.5.1, 3.5.4, 9.2.3, 9.3.2, 9.4.2}

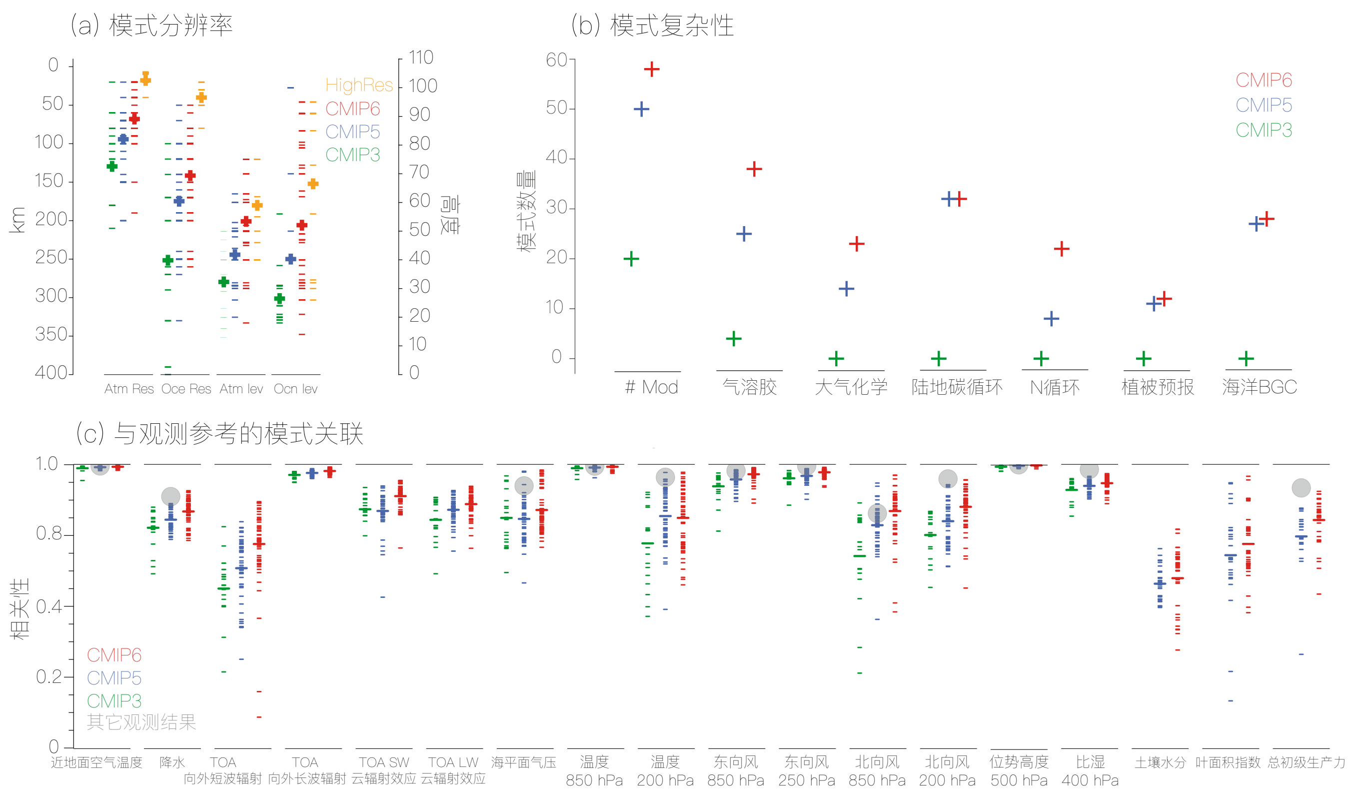
CMIP6模式更好地模拟了北极海冰区对人为CO_2排放的敏感性，从而更好地捕捉了卫星观测到的北极海冰损失的时间演变（*高信度*）。自 AR5 以来，对冰盖过程进行模拟的能力已大大提高。因此，如果不存在不稳定的情况下，对与地表质量平衡和接地线（接地冰盖和冰架之间的交界处，在这里冰开始漂浮）后退相关的关键过程的表示具有*中等信度*。然而，由于冰盖不稳定性、冰架崩解和基底融化的模拟对不确定的海洋强迫和不确定的边界条件及参数都很敏感，因此对它们的模拟仍然是*低信度*。{1.5.3, 2.3.2, 3.4.1, 3.4.2, 3.8.2, 9.3.1, 9.3.2, 9.4.1, 9.4.2}

CMIP6模式能够重现大部分的厄尔尼诺–南方涛动（ENSO）和印度洋盆地和偶极子模式的空间结构和变化（*中等信度*）。然而，尽管在CMIP6中略有改进，但一些基本的过程仍然没有得到很好地体现。各种模式很好地再现了观测到的南半球环状模（SAM）和北半球环状模（NAM）的空间特征和变化（*高信度*）。由于CMIP6模式的表现优于CMIP5模式，因此很好地捕捉到了夏季SAM的趋势（*中等信度*）。相比之下，对NAM趋近正位相的原因还不是很清楚。在包含大西洋纬向模式和经向模的热带大西洋盆地，模拟的平均状态和变率仍然存在重大偏差。尽管从CMIP5到CMIP6都有改进，但模式在再现海表温度距平的年代际模态变化方面的表现仍有限（*中等信度*）。（另见TS.1.4.2.2节，表TS.4）。{3.7.3—3.7.7}

地球系统模式（ESM）模拟的全球平均陆地碳汇在基于观测的估计范围内（*高信度*），但全球尺度的一致掩盖了巨大的区域差异。此外，ESM模拟显示20世纪90年代全球进入海洋的二氧化碳净通量有所减弱，以及从2000年起通量有所加强，这一点具有高信度。{3.6}

用于估算气候系统如何响应温室气体（GHG）浓度变化的两个重要量化指标是平衡气候敏感性（ECS）和瞬时气候响应（TCR[16]）。与CMIP5相比，CMIP6集合的ECS和TCR值的范围更广（评估范围见TS.3.2节）。在一些模式中，这些较高的敏感度数值可以是因为温带云层反馈的变化（*中等信度*）。为了结合来自CMIP6模式的证据和对ECS和TCR的独立评估，整个报告使用了各种模拟器。模拟器是一大类简单的气候模式或统计方法，旨在再现复杂的ESM的行为，以表示气候系统的关键特征，如全球表面温度和海平面预估等。在AR6中模拟器主要是用来从ESM和观测约束推断一些见解，以根据更大的一组排放情景产生预估，这是由于其计算效率而实现的。这些模拟的预估也用于第三工作组中的情景分类。{文框4.1, 4.3.4, 7.4.2, 7.5.6, 跨章文框7.1, FAQ 7.2}

16　在本报告中，瞬时气候响应是指假设情景下，即大气二氧化碳（CO_2）以每年1%的速度从工业化前增长到大气CO_2浓度翻倍时的地表温度响应。



图TS.2 | 气候模式的进展。*本图的目的是显示目前气候模式在分辨率、复杂性和关键变量表示方面的改进。***(a)** *模式的水平分辨率和垂直层次的演变（基于图1.19）*。**(b)** 纳入耦合模式比较计划第三阶段第（CMIP3）、第五阶段（CMIP5）和第六阶段（CMIP6；附件二）包含的各种过程和分辨率的演变。**(c)** 1980–1999年期间模式和观测气候平均态之间的中心分布型的相关性。CMIP3（青色）、CMIP5（蓝色）和CMIP6（红色）模式（使用一个集合体成员）的结果分别短线显示，同时显示相应的集合平均数（长线）。还显示了模式与主要基准观测数据集之间的相关性（从左到右分别为：ERA5、GPCP-SG、CERES-EBAF、JR-55、ERA5、AIRS、ERA5、ESACCI-土壤湿度、LAI3G、MTE）。此外，还显示了主要基准和其他观测数据集之间的相关性（从左到右：NCEP、GHCN、–、–、–、–、ERA5、HadISST、NCEP、NCEP、NCEP、NCEP、NCEP、NCEP、ERA5 、 NCEP、–、–、FLUXCOM）（实心灰色圆圈）。为了确保在一系列模式分辨率之间进行公平比较，分布型相关性是在将所有数据集重新插值为经度 4° 和纬度 5° 的分辨率后计算的。（从图 3.43 扩展；使用ESMValTool版本2生成）。{图 3.43}

TS.1.2.3了解气候变率和新出现的变化

观测到的气候变化在全球尺度上是毋庸置疑的，在区域和局地空间尺度上也越来越明显。不同的区域和气候变量的长期变化的速度和年际变率幅度存在差异，这会影响到变化出现的时间或与自然变率相比变得明显的时间（见核心概念框“萌现”）。与升温幅度较大但逐年变率也较大的地区相比，温度变化的信号在热带地区出现得更为明显，因为那里的陆地逐年变化往往较小（*高信度*）（图 TS.3）。许多地区已经出现了其他变量的长期变化，如一些天气和气候的极端事件以及北极海冰范围。{1.4.2，交叉章节3.1, 9.3.1, 11.3.2, 12.5.2}

自第五次评估报告以来，观测数据集得到了扩展和改进，提供了更有力的证据表明气候正在发生变化，并能更好地估计自然气候的年代际变率。具有*高信度*的是，与1951–2012年相比，1998–2012年观测到的全球表面温度变化速度放缓是暂时的，而且具有*高信度*的是这是由内部变率（特别是太平洋年代际变率）和太阳辐照度以及火山强迫的变化引起的，因为这些变化部分抵消了这一时期的人为升温。全球海洋热含量在这一时期继续增加，表明整个气候系统持续变暖（*很高信度*）。在此期间，陆地上的极端高温天气也继续增加（*高信度*）。即使在持续变暖的气候背景下，全球表面温度在年代际尺度上上升和下降趋势在21世纪仍将持续（*很高信度*）。{跨章文框3.1, 3.3.1, 3.5.1, 4.6.2, 11.3.2}

自第五次评估报告以来，越来越多地使用“大集合”，或使用相同的气候模式但使用不同的初始条件进行多次模拟，以支持增加对气候系统中内部变率和强迫变化相对贡献的认识。自 AR5以来，对包括遥相关在内的气候变率模态的模拟和理解有所改进（*中等信度*），更大的集合有利于更好地量化由于内部气候变率而导致的预估不确定性。{1.4.2, 1.5.3, 1.5.4, 4.2, 4.4.1, 文框4.1, 8.5.2, 10.3.4, 10.4}

即使自然气候变率可以暂时增加或掩盖年代际尺度上的人为气候变化，但还是可以检测到区域气候的变化。虽然人为强迫促成了若干地区的多年代际平均降水变化，但内部变率可能会延迟许多陆地地区长期降水变化中人为信号的出现（*高信度*）。{10.4}

在几乎所有陆地区域，平均温度和极端高温都出现了高于自然变率的情况，这种说法具有*高信度*。温度相关变量已经发

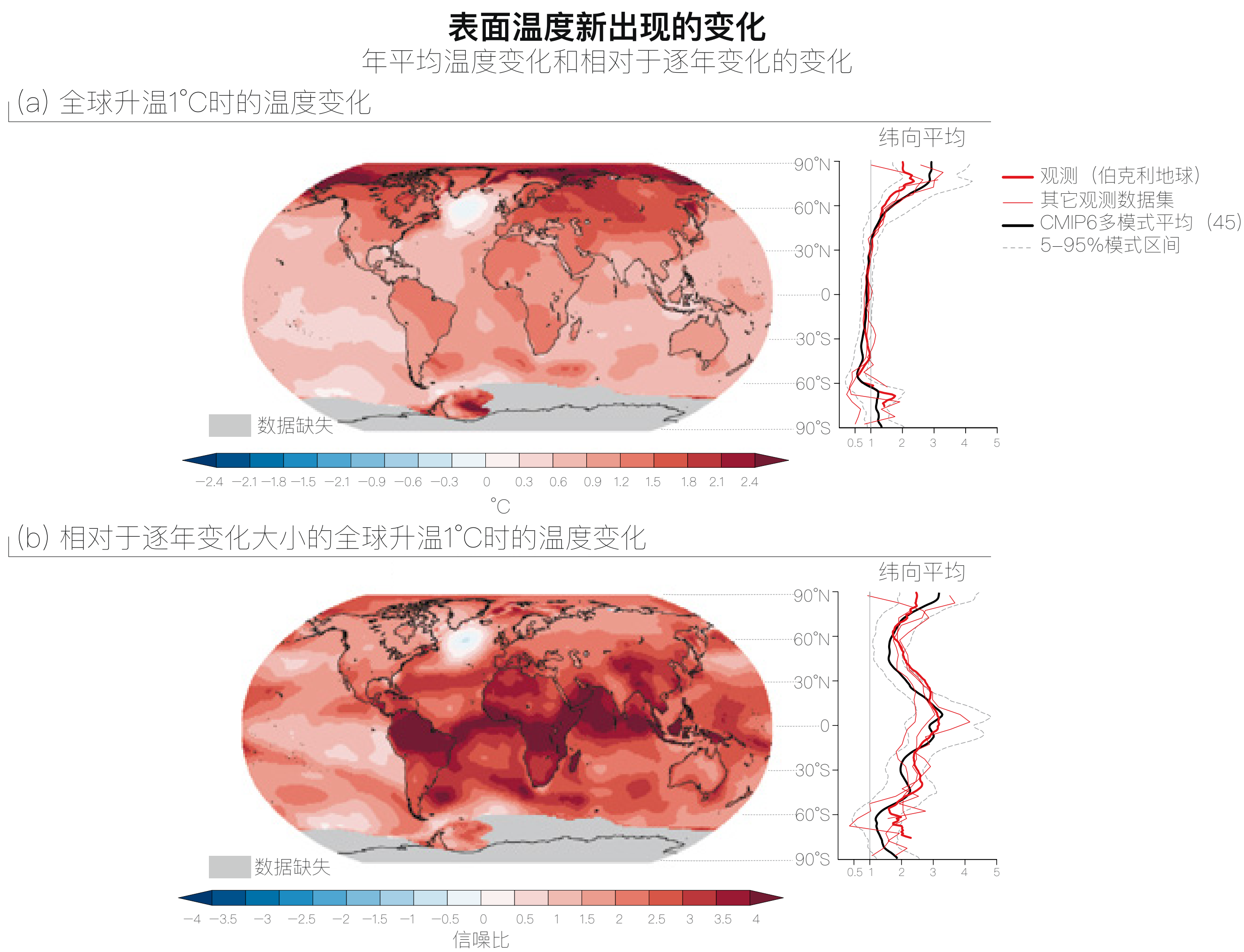
生了变化，例如区域温度、生长季节长度、极端高温和霜冻，并且具有*中等信度*的是其中许多变化是由人类活动造成的。自然变率中尚未出现与影响相关的变化，但本世纪迟早会出现，具体取决于排放情景（*高信度*）。全球大部分开放海洋已经出现了海洋酸化和脱氧现象，而北冰洋海冰则有所减少（*高信度*）。{9.3.1, 9.6.4, 11.2, 11.3, 12.4, 12.5, 图集3—图集11}

TS.1.2.4 认识人类的影响

从IPCC第二次评估报告到第五次评估报告（AR5），人类活动影响近期气候变化的证据逐渐加强，并且在本次评估中证据更加有力，包括区域尺度和极端事件等。IPCC报告中的人类影响是指导致或促成气候响应的人类活动，例如人类引起的温室气体排放，随后会改变大气的辐射特性，从而导致气候系统的大气、海洋和陆地组成部分变暖。影响气候的其他人类活动包括气溶胶和其他短期气候强迫因子的排放，以及城市化等土地利用变化。我们对人类影响的理解不断加深，这得益于更长的观测数据集、改进的古气候信息、自AR5以来更强的变暖信号，以及气候模式、自然理解和归因技术的改进等（见核心概念框）。自 AR5以来，在更广泛的气候变量和产生影响的气候因子（CID，参见核心概念框）中，人类影响的归因已成为可能。利用多条证据的新技术和分析为将区域天气和气候极端事件的变化归因于人类影响提供了更大的信度（*高信度*）。{1.3, 1.5.1, 附录1.A, 3.1—3.8, 5.2, 6.4.2, 7.3.5, 7.4.4, 8.3.1, 10.4, 跨章文框10.3, 11.2—11.9, 12.4}

综合整个气候系统的证据，增加了将观测到的气候变化归因于人类影响的信度水平，并减少与基于单一变量的评估相关的不确定性。{跨章文框10.3}

自AR5以来，地球系统中的能量积累已成为衡量年际到年代际时间尺度上全球气候变化速率的有力衡量标准。能量积累的速度相当于地球的能量不平衡，可以通过气候系统所有组成部分的全球能源库存变化来量化，包括全球海洋热量吸收、大气变暖、陆地变暖和冰融化。 与全球表面温度的变化



图TS.3 | 历史时期温度变化的萌现。*该图的目的是显示观测到的温度变化是如何萌现的，并且萌现模态与模式模拟一致。*在全球变暖水平为1°C时观测到的温度变化 **(a)** 以及信噪比（全球变暖水平为 1°C 时的温度变化，除以年际变率的大小）； **(b)** 使用伯克利地球的数据。右图显示地图的纬向平均值，包括来自不同观测数据集（红色）和耦合模式相互比对第 6 阶段（CMIP6）模拟（黑色，包括 5–95% 范围）的数据，这些数据以与观测结果相同的方式进行处理。{1.4.2, 10.4.3}

相比，地球的能量不平衡（见核心概念框）表现出的变率较小，从而能够更准确地识别和估计趋势。{文框7.2和7.2节}

确定对能量收支有影响的人为因素，可以隐约估计出人类对全球气候变化的影响（TS.2和TS.3.1节）。{跨工作小组文框：第一章的“归属”，3.8，7.2.2，文框7.2，跨章文框9.1}

土地利用和土地覆盖变化或气溶胶浓度和其他短寿命气候强迫因子（SLCF）造成的区域强迫可以缓和或放大区域气候变化。例如，观测到的城市及其周边地区变暖趋势的差异，可以部分归因于城市化（*很高信度*）。虽然既定的归因技术为我们评估人类对大尺度气候变化的影响提供了信度（如TS.2节所述），但自第五次评估报告以来开发的新技术，包括个别事件的归因，为将气候事件的变化归因于气候变化提供了更大的信度（文框TS.10）。多种归因方法支持人类影响对若干区域多年代平均降水量变化的贡献（*高信度*）。由于更好的观测数据集、对过程的物理理解、越来越多的科学文献结合不同的证据线，以及可以获取更多不同类型的气候模式，对过去和未来天气和气候极端事件变化的理解已经增加（*高信度*）（见TS.2和TS.4节）。{跨工作小组文框：第一章的“归属”，1.5, 3.2, 3.5, 5.2, 6.4.3, 8.3, 9.6, 10.1, 10.2, 10.3.3, 10.4.1, 10.4.2, 10.4.3, 10.5, 10.6, 跨章文框10.3, 文框10.3, 11.1.6, 11.2—11.9, 12.4}

TS

TS.1.3 评估未来的气候变化

可以使用各种框架来评估未来的气候变化，并将第一工作组、第二工作组和第三工作组中的各种气候变化评估知识综合起来。这些框架包括 (i) 情景；(ii) 全球变暖水平；(iii) 累积CO_2排放（见核心概念文框）。后两者提供了与情景和路径无关的方法来评估未来的预估。例如与评估变化的共同基准期和时间窗口等有关的其他方案可以进一步帮助促进第一工作组报告和整个第六次评估报告的整合（见TS.1.1节）。{1.4.1, 1.6, 跨章文框1.4, 4.2.2, 4.2.4, 跨章文框11.1}

TS.1.3.1 气候变化情景

本报告统一使用基于共享社会经济路径（SSPs）的五种核心说明性情景：SSP1-1.9、SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0和SSP5-8.5。这些情景涵盖的温室气体和空气污染物未来变化范围比第一工作组早期报告更广泛，它们包括没有气候变化减缓的高CO_2排放路径以及新的低CO_2排放路径（图TS.4）。在这些情景中，空气污染控制的差异和气候变化减缓严格程度的变化强烈影响着SLCF的人为排放轨迹。依托AR5中使用的典型浓度路径（RCP）进行的模拟研究，补充了基于SSP情景的评估，例如在区域尺度上。

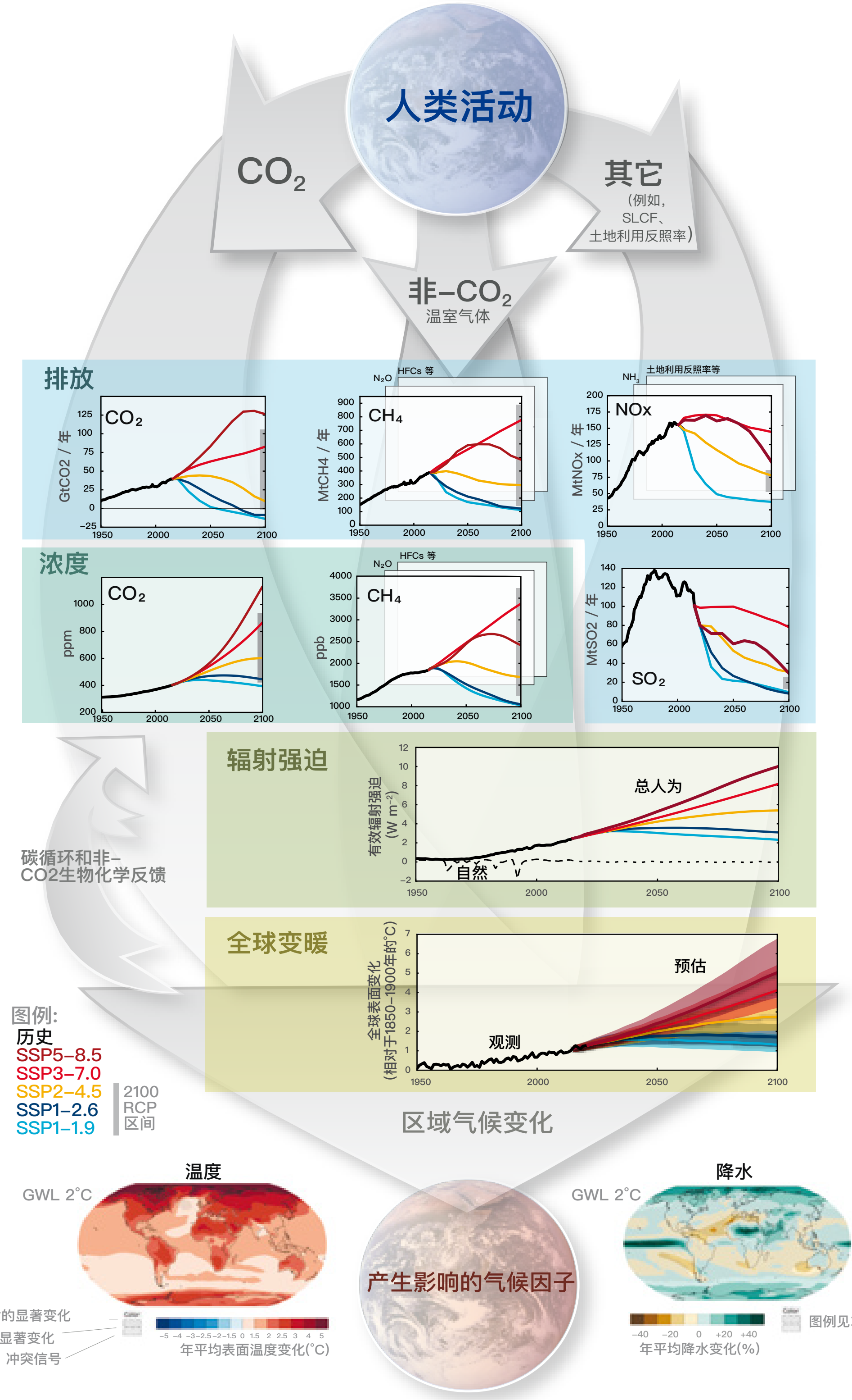
对使用RCP的CMIP5模拟与基于SSP的CMIP6模拟进行比较，结果表明，CMIP6与CMIP5中模拟变暖的增加大约有一半是因为具有更高气候敏感性的CMIP6模式更普遍；另一半是因为名义上相应情景中的辐射强迫较高（例如，RCP8.5和SSP 5-8.5；*中等信度*）。个别情景的现实性或可能性不是本评估的范围，该评估报告侧重于对大范围排放情景的气候响应。{1.5.4, 1.6, 跨章文框1.4, 4.2, 4.3, 4.6, 6.6, 6.7, 跨章文框7.1, 图集2.1}

使用气候模式进行气候变化预估需要有关未来温室气体、气溶胶、臭氧消耗物质和土地利用的未来排放量或浓度等信息（图 TS.4）。这些信息可以通过情景提供，情景是基于社会经济系统如何在21世纪演变的假设，对这些数量进行内部一致的预测。海洋和陆地生物圈等自然资源的排放通常被认为是恒定的，或者随着人为强迫的变化或预计的气候变化而变化。自然强迫，例如太阳辐照度的过去变化和历史上的火山爆发，在涵盖历史时代的模式模拟中得到体现。本报告中评估的未来模拟考虑了太阳辐照度的预计变化和火山的长期平均背景强迫，但未考虑个别火山喷发。在IPCC中，情景假设作为一种系统地检查可能的未来并追踪因果链的方法有着悠久的历史：从人为排放到大气浓度的变化，到地球能量平衡的变化（“强迫”），再到全球气候的变化以及最终的区域气候和产生影响的气候因子（图 TS.4，第 TS.2 节，信息图TS.1）。{1.5.4, 1.6.1, 4.2.2, 4.4.4, 跨章文框4.1, 11.1}

通过使用情景集来探索评估不同社会经济未来所导致的气候变化预估的不确定性，即所谓的情景不确定性。这些情景旨在涵盖各种可能的未来条件，并不旨在与未来事件的实际发展方式相匹配，也没有考虑气候变化对社会经济路径的影响。除了情景不确定性外，气候变化预估还受到气候响应不确定性（即与我们对气候模式中关键物理过程和结构不确定性的理解相关的不确定性）以及与内部变率相关的不可简化和内在不确定性的影响。根据预估的空间和时间尺度以及关注的变量，这些不同不确定性的相对重要性可能会有很大差异。{1.4.3, 1.6, 4.2.5, 文框4.1, 8.5.1}

与第五次评估报告相比，第六次评估报告中的情景涵盖了更广泛的排放前景，包括没有减缓气候变化的高CO_2排放情景，以及在本世纪中叶达到CO_2净零排放的低CO_2排放情景（见核心概念文框）。在本报告中，五个说明性核心情景被用来探讨21世纪及以后的气候变化（TS.2节），即SSP1-1.9、SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0和SSP5-8.5[17]，涵盖了2100年广泛范围的辐射强迫水平。这5个情景从2015年开始，包括高和很高的温室气体排放和CO_2排放情景，到2100年和2050年分别比目前的水平翻一番（SSP3-7.0和SSP5-8.5）；中等排放情景的温室气体排放和CO_2排放在本世纪中期之前保持在目前的水平左右（SSP2-4.5）；以及很低和低温室气体排放情景和CO_2排放在2050年左右或之后下降至净零，随后出现不同程度的CO_2净负排放的情景（SSP1-1.9和SSP1-2.6）。这些SSP情景为ESM模拟提供了前所未有的详细输入数据，并有利于更全面的评估气候驱动因子和响应，特别是因为某些方面，如污染物的时间演变、排放或土地利用和土地覆盖的变化，在SSP情景中比AR5中使用的RCP跨度更大。利用RCP进行的模拟研究是对基于SSP情景评估的补充，例如，在区域范围内（TS.4节）。情景扩展是基于对2100年后排放或辐射强迫的演变的假设，这些假设不是基于社会经济动态的模拟，因为社会经济动态的模拟不超过2100年。为了探索特定的层面，如空气污染或特定升温水平的暂

17　在本报告中，情景被称为 SSPx-y，其中“SSPx”是指描述情景所依据的社会经济趋势的共享社会经济路径或“SSP”，“y”是指 2100 年情景产生的辐射强迫的大致目标水平（W m^{-2}）。



图TS.4 | 气候变化因果链： *该图的目的是说明从人为排放到大气浓度变化、到地球能量平衡变化（“强迫”）、再到全球气候变化和最终区域气候变化及产生影响的气候因子的过程链。*图中显示的是五个共享社会经济路径（SSP）的核心情景以及2100年之前的典型浓度路径（RCP）情景的排放和浓度范围；二氧化碳（CO_2）排放量（$GtCO_2$ yr−1），左上图； 甲烷（CH_4）排放量（中）和二氧化硫（SO2）、氮氧化物（NOx）排放量（均以Mt yr−1为单位），右上图；大气中CO_2（ppm）和CH_4（ppb）浓度，第二行左图和右图；人为和自然强迫的有效辐射强迫（W m^{-2}），第三行；相对于1850–1900年的全球表面气温变化（˚C），第四行；相对于1850–1900年，在全球变暖水平（GWL）为2℃时的预测温度变化（˚C）（左侧）和年平均降水量变化（%）（右侧）的示意图（另见图TS.5），底行。碳循环和非二氧化碳生物地球化学反馈也将影响对人为排放的最终响应（左边的箭头）。{1.6.1, 跨章文框1.4, 4.2.2, 4.3.1, 4.6.1, 4.6.2}

时过冲，除了核心集之外，还使用了情景变体。{1.6.1, 跨章文框1.4, 4.2.2, 4.2.6, 4.7.1, 跨章文框7.1}

SSP1–1.9代表未来排放路径的低端，导致2100年升温低于1.5°C，并在21世纪的过程中出现1.5°C的有限温度过冲（见图TS.6）。在该范围的另一端，SSP5–8.5代表文献中未来排放路径的很高变暖一端。SSP3–7.0的温室气体排放总体上比SSP5–8.5低，但例如，到2100年CO_2排放仍比今天的水平几乎翻了一番。SSP2–4.5和SSP1–2.6代表具有更强的气候变化减缓的情景，从而降低温室气体排放。SSP1–2.6是为了将升温限制在2°C以下。信息图TS.1展示了与SSP相关的气候未来的叙述性描述。本报告中评估的情景没有附加任何可能性说明，而关于当前趋势相关的特定情景的现实性最好通过AR6第三工作组报告来了解。在情景文献中，鉴于能源部门的最新发展，一些CO_2排放量高的情景（如 RCP8.5 或 SSP5–8.5）的合理性一直存在争议。然而，根据这些情景做出的气候预估仍然是有价值的，因为不能排除在RCP8.5或SSP5–8.5中达到的浓度水平和相应的未来气候模拟。这是因为碳循环反馈的不确定性，在名义上较低的排放轨迹中，可能导致预估浓度高于通常用于驱动模式预估的中心浓度水平。{1.6.1; 交叉章节1.4; 4.2.2, 5.4; SROCC; 第三工作组第3章}

由于不同SSP情景的社会经济叙述所假定的空气污染控制程度存在差异，加上减缓气候变化行动的严格程度有变化，这种差异强烈地影响了SLCF和其中一些空气污染物的人为排放轨迹。SSP1和SSP5假设采取了强有力的污染控制，预测在中长期内全球臭氧前体物（甲烷除外；CH_4）和气溶胶及其大部分前体物的排放量将下降。在假设显著去碳化的情景中，如SSP1–1.9或SSP1–2.6，空气污染控制带来的减排会进一步加强。SSP2–4.5是中等污染控制情景，空气污染物的排放将继续目前的趋势，SSP3–7.0是弱污染控制情景，21世纪空气污染物排放将大幅增加。在基于SSP的情景中甲烷排放随整体气候变化减缓的严格程度而变化，在SSP1–1.9和SSP1–2.6中快速下降，但在SSP5–8.5中仅在2070年后才有所下降。与 RCP情景相比，SSP轨迹涵盖的空气污染物排放范围更广（见图 TS.4），反映了其假定的污染政策可能存在巨大的区域差异。文框TS.7中评估了它们对气候和空气污染的影响。{4.4.4, 6.6.1, 图6.4, 6.7.1, 图6.19}

由于RCP也是按其在2100年达到的辐射强迫水平来标示的，原则上它们可以与AR6的核心情景集相关联（图TS.4）。然而，RCP和基于SSP的情景是不能直接比较的。首先，气体与气体之间的组成不同；例如，与RCP8.5相比，SSP5–8.5情景的CO_2浓度较高，但CH_4浓度较低。第二，预测的21世纪轨迹可能不同，但到2100年它们的辐射强迫相同。第三，有效总辐射强迫（见核心概念文框）可能不同，而且与共用相同的名义平流层温度调整辐射强迫标签的RCP相比，SSP的有效辐射强迫往往更高。对分别由RCP和SSP情景驱动的CMIP5和CMIP6预测之间的差异（跨节文框TS.1）进行比较，其结果表明在模拟变暖方面，大约一半差异是由于具有较高气候敏感性的CMIP6模式更为普遍；其余部分是由于名义上相应情景（如RCP8.5和SSP5–8.5；*中等信度*）的ERF较高（见TS.1.2.2节）。在SSP1–2.6和SSP2–4.5中，ERF的变化也解释了变暖范围内约一半的变化（*中等信度*）。对于 SSP5–8.5，气候敏感性较高是CMIP6预测的变暖上限高于CMIP5的 RCP8.5的主要原因（*中等信度*）。请注意，AR6 使用了CMIP6以外的多条证据来评估各种情景下的全球表面温度（详细评估见跨章文框TS.1）。{1.6, 4.2.2, 4.6.2.2, 跨章文框7.1}

地球系统模式可以由人为 CO_2 排放（“排放驱动”运行）驱动，在这种情况下，大气CO_2浓度是一个预测变量； 或通过给定随时间变化的大气浓度驱动（“浓度驱动”运行）。 在排放驱动的运行中，气候变化会反馈给碳循环，并交互修改每个ESM中预计的CO_2浓度，从而增加了预估中气候变化的碳循环响应的不确定性。浓度驱动的模拟是基于对碳循环反馈的核心估计，而排放驱动的模拟有助于量化反馈不确定性的作用。在同一情景下，既有排放量又有浓度驱动运行的少数几个ESM之间的差异很小，不影响跨节文框TS.1和TS.2节中讨论的全球表面温度预估的评估（*高信度*）。到21世纪末，排放驱动的模拟平均比浓度驱动的运行低0.1°C左右，反映了排放驱动的ESM所模拟的二氧化碳浓度普遍较低，并且相差约0.1°C，反映了模拟的CO_2浓度的范围。然而，这些碳循环–气候反馈确实会影响对累积CO_2排放的瞬态气候响应（TCRE[18]），并且它们的量化对于评估与ESM模拟的全球变暖水平一致的剩余碳收支至关重要（参见TS.3 节）。{1.6.1, 跨章文框1.4, 4.2, 4.3.1, 5.4.5, 跨章文框7.1}

TS.1.3.2全球升温水平和累计CO_2排放量

量化各种全球变暖水平（GWL）下气候变化的地理响应模式，例如比1850–1900年高出1.5°C或2°C，有助于描述平均气候、极端事件和产生影响的气候因子的变化特征。本报告将全球变暖水平作为一个整合维度，与达到变暖水平的时间和导致变暖的排放情景无关。对于许多气候变量来说，特定GWL的响应模态在不同的情景下是一致的。然而，对于响应缓慢的过程，如冰盖和冰川质量损失、深海变暖以及相关的海平面上升等，情况并非如此。这些变量的响应取决于达到GWL所需的时间，如果在瞬时变暖状态下或在暂时过冲变暖水平后达到变暖，则有所不同，即使在全球变暖稳定后，也将在数百年至数千年的时间内继续演变。由于不同的GWL与全球表面温度呈近线性关系，因此它们与特定的累积CO_2排放量密切相关。本报告使用高于1850–1900条件的1.0°C、1.5°C、2.0°C、3.0°C和4.0°C作为一组主要的GWL。{1.6.2, 4.2.4, 4.6.1, 5.5, 跨章文框11.1, 跨章文框12.1}

对于许多气候变化指标，如季节性和年平均和极端表面气温和降水，变化的地理模式可以很好地通过全球表面变暖的水平来估计，而与造成变暖的排放路径的细节或达到变暖水平的时间无关。GWL是指全球表面温度相对于1850–1900年的平均值增加1.5℃或2℃，因此是整合气候信息的有用方式，且独立于特定情景或时间段。{1.6.2, 4.2.4, 4.6.1, 11.2.4, 跨章文框11.1}

使用GWL可以将全球变暖变化的贡献与气候响应的区域特征区分开来，因为在特定的GWL下，区域模态响应的情景差异往往比模式的不确定性和内部变率要小。GWL和模态响应之间的关系通常是线性的，但对于非线性变化也可以进行信息整合，如极端高温的频率。要求是与GWL的关系大致与辐射强迫因子的情景和相对贡献无关。{1.6, 11.2.4, 跨章文框11.1}

18　每单位累积CO_2排放量的瞬时表面温度变化，通常为1000 GtC

GWL整合气候信息的方法也有一些局限性。对变暖响应迅速的变量，如温度和降水，包括极端事件、海冰范围、多年冻土和积雪，在特定的GWL中对情景的依赖性很小，而响应缓慢的变量，如冰川和冰盖质量、深海变暖及其对海平面上升的贡献，对达到GWL的变暖轨迹有很大依赖性。还可以针对人为强迫因子之间的不同平衡，如长寿命温室气体和SLCF排放，达到特定的GWL，而响应模式可能取决于这种平衡。最后，如果在快速变暖的瞬时状态下或在陆海变暖对比不那么明显的平衡状态下达到GWL，即使是与温度有关的变量，其响应也是有区别的。在本报告中，不同GWL的气候响应是根据21世纪的气候模式预测计算的（见图 TS.5），而这些预测大多不平衡。SSP1–1.9情景能够评估21世纪末（相对）短期稳定后，GWL为1.5°C左右时响应。{4.6.2, 9.3.1.1, 9.5.2.3, 9.5.3.3, 11.2.4, 跨章文框11.1, 跨章文框12.1}

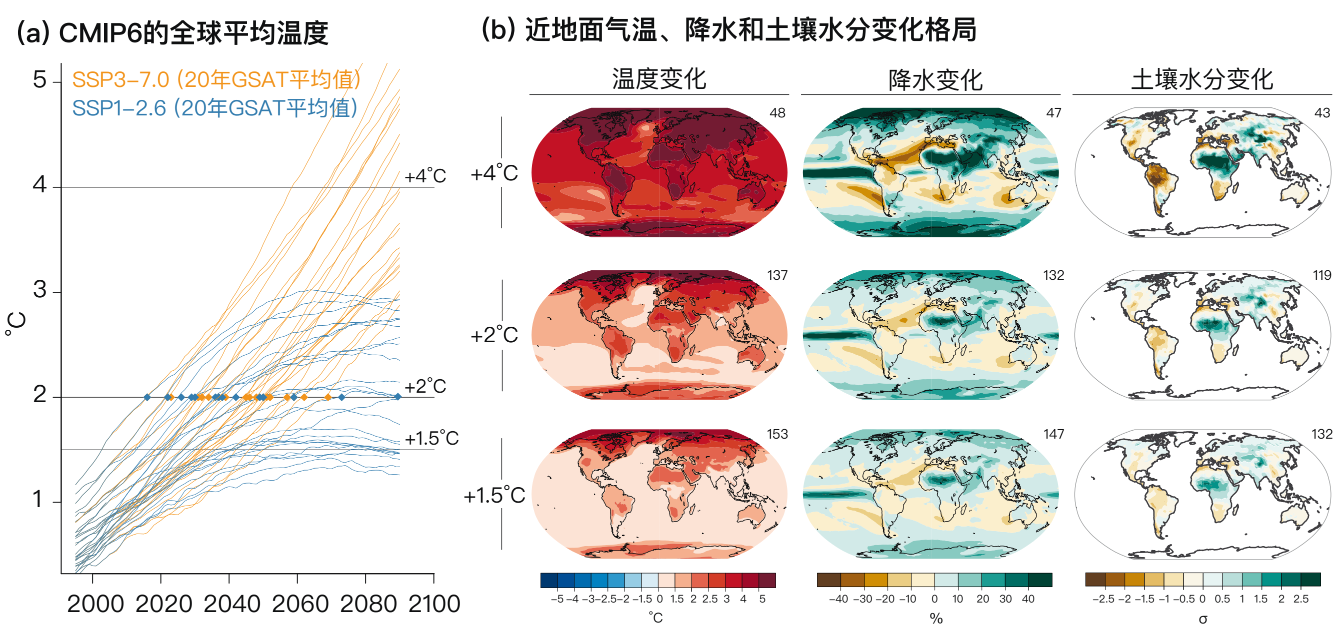
全球变暖水平作为一个跨科学学科和社会经济行为体的整合维度具有高度相关性，受到《巴黎协定》长期目标的推动，即“把本世纪全球气温升幅控制在远低于工业化前水平2摄氏度，并努力将气温升幅进一步限制在1.5摄氏度以内”。综合影响随温度水平的变化也被广泛使用，并纳入到第二工作组的评估中。这包括IPCC第二工作组的“关切理由”（RFC）和其他“燃烧的微光”图。RFC框架在SR1.5、SROCC和SRCCL中得到了进一步扩展，明确考察了半度GWL之间的不同影响以及不同社会经济假设的风险演变。{1.4.4, 1.6.2, 11.2.4, 12.5.2, 跨章文框11.1, 跨章文框12.1}

SR1.5报告指出：“气候模式预估在目前与全球升温1.5°C之间以及1.5°C与2°C之间的区域气候特征存在确凿的差异”。本报告采用了一套通用GWL，在三个工作组内部和之间，可将相对于1850–1900年的气候预估、影响、适应挑战和减缓气候变化挑战整合起来。本报告中的核心GWL是1.0°C（接近当今条件）、1.5°C、2.0°C、3.0°C和4.0°C。{1.4, 1.6.2, 交叉章节1.2, 表1.5, 交叉章节11.1}

将各种情景与全球变暖水平联系起来

在本报告中，基于情景的气候预估通过汇总ESM模型在不同情景下的特定GWL响应转化为GWL（见图TS.5和图TS.6）。当个别模拟达到特定的GWL时，对20年期间的气候响应模态在达到该GWL的所有模式和情景进行平均。然而，对某一特定情景下某一GWL达到的时间（或“GWL–交叉时间”）的最佳估计和*可能*范围，不仅基于CMIP6的输出，还基于考虑到迄今为止观测到的变暖、CMIP6输出和其他证据的综合评估（见跨节文框TS.1）。{4.3.4, 跨章文框11.1, 图集2, 交互图集}

全球变暖水平与累积CO_2（在某些情况下与二氧化碳当量）排放量密切相关。本报告证实了AR5第一次工作组报告和SR1.5的评估，即累积CO_2排放与由此导致的全球表面温度升高之间存在近乎线性的关系（TS.3.2 节）。这意味着持续的CO_2排放将导致气候系统所有组成部分的进一步变暖并发生相关的变化。对于累积 CO_2排放下降（即，如果实现了负净排放），对于某些组成部分，例如水文循环，这种关系没有那么强。第一工作组报告使用累积的 CO_2 排放来比较不同情景的气候响应，并提供与第三工作组排放路径评估的联系。使用累积CO_2排放量的优势在于，这是一种固有的排放情景特征，而不是基于情景的预估结果，其中从排放到温度变化的因果链的不确定性很重要（图TS.4），例如，ERF和TCR的不确定性。采用累积的二氧化碳排放量也可以建立起与减缓



图TS.5 | 情景、全球变暖水平和变化模式。*该图的目的是展示排放情景与全球变暖水平（GWL）之间的关联，并提供气候变化模态随全球变暖水平演变的示例。***(a)** 对于两种排放情景（SSP1–2.6 和 SSP3–7.0）定义GWL的例子，采用未经约束的CMIP6模拟结果将GWL定义为全球表面温度对人为排放的响应。例如，当全球平均气温的20年滑动平均值相对于1850–1900年平均值首次达到增温2°C时，这20年中的中心年份就是这个模拟试验达到2°C GWL的时间。根据图中表示2°C GWL的圆点，表明并不是所有的模拟试验都能达到所有的增温水平。对达到GWL的时间进行评估时还考虑了其他额外的证据，并在交叉章节TS.1中进行了讨论。**(b)**三个GWL下的近表面气温、降水（表示为百分比变化）和土壤水分（表示为年际变率的标准差）变化的多模式、多模拟平均响应模式。右上角的数字表示五个共享社会经济路径（SSP）中任何一个达到相应GWL的所有模式的模式模拟的平均数。有关讨论，请参见 TS.2 节。{跨章文框 11.1}

方案评估的联系。累积CO_2排放量不包含非CO_2 排放量的信息，但这些信息可以纳入特定排放指标中以估算 CO_2当量排放量。（TS.3.3 节）{1.3.2, 1.6, 4.6.2, 5.5, 7.6}

TS.1.4 从全球到区域的气候信息用于影响和风险评估

AR6第一工作组报告扩大了对区域信息的关注，这是由于协调的区域气候模式集合预估试验的可用性增加，以及全球和区域气候模式的复杂性和分辨率有所改进（*高信度*）。多条证据可用于构建全球到区域尺度的气候信息，并可在联合制作过程中进一步提炼以满足用户需求（*高信度*）。为了更好地支持风险评估，AR6中所有三个工作组都采用了通用风险框架，第一工作组通过使用物理气候情节的方法明确说明了低可能性但高影响的成果（参见核心概念文框）。

产生影响的气候因子是影响社会或生态系统要素的物理气候系统条件（例如，均值、事件、极值等）。它们是第一工作组对风险框架的贡献，但并未预测其影响是提供潜在机会还是有害的（即危害）。许多全球和区域产生影响的气候因子与全球变暖水平直接相关（*高信度*）。{1.4.4, 1.5.2—1.5.4, 跨章文框1.3, 4.8, 10.1, 10.5.1, 文框10.2, 跨章文框 10.3, 11.2.4, 11.9, 文框11.2, 跨章文框11.1, 12.1—12.3, 12.6, 跨章文框12.1和12.2, 图集1.3.3—1.3.4, 图集1.4, 图集1.4.4}

气候变化是一种全球现象，但在不同地区表现不同。通常，在局地、国家和区域尺度上都能感受到气候变化的影响，这些也是通常做出决策的尺度。在区域尺度上越来越多的可靠气候变化信息可用于影响和风险评估。根据气候信息背景，AR6中的地理区域可能指更大的区域，例如次大陆和海洋区域，或指典型区域，例如TS.4节中使用的季风区域、海岸线、山脉或城市等。本报告还包括一组新的AR6 WGI标准基准区域（图 TS.6，下图）。{1.4.5, 10.1, 11.9, 12.1—12.4, 图集1.3.3—1.3.4}

全球和区域气候模式是区域尺度气候信息的重要来源。自AR5以来，协调的区域气候模式集合预估的可用性有所增加，以及全球和区域气候模式的复杂性和分辨率有所改进，使得能够对区域尺度上一系列气候变量过去和未来的演变情况进行了更全面的评估。此外，观测、归因和部门脆弱性研究还对此评估进行了补充，例如，有关影响相关耐受阈值的信息。{10.3.3, 11.9, 12.1, 12.3, 12.6, 图集3—图集11}

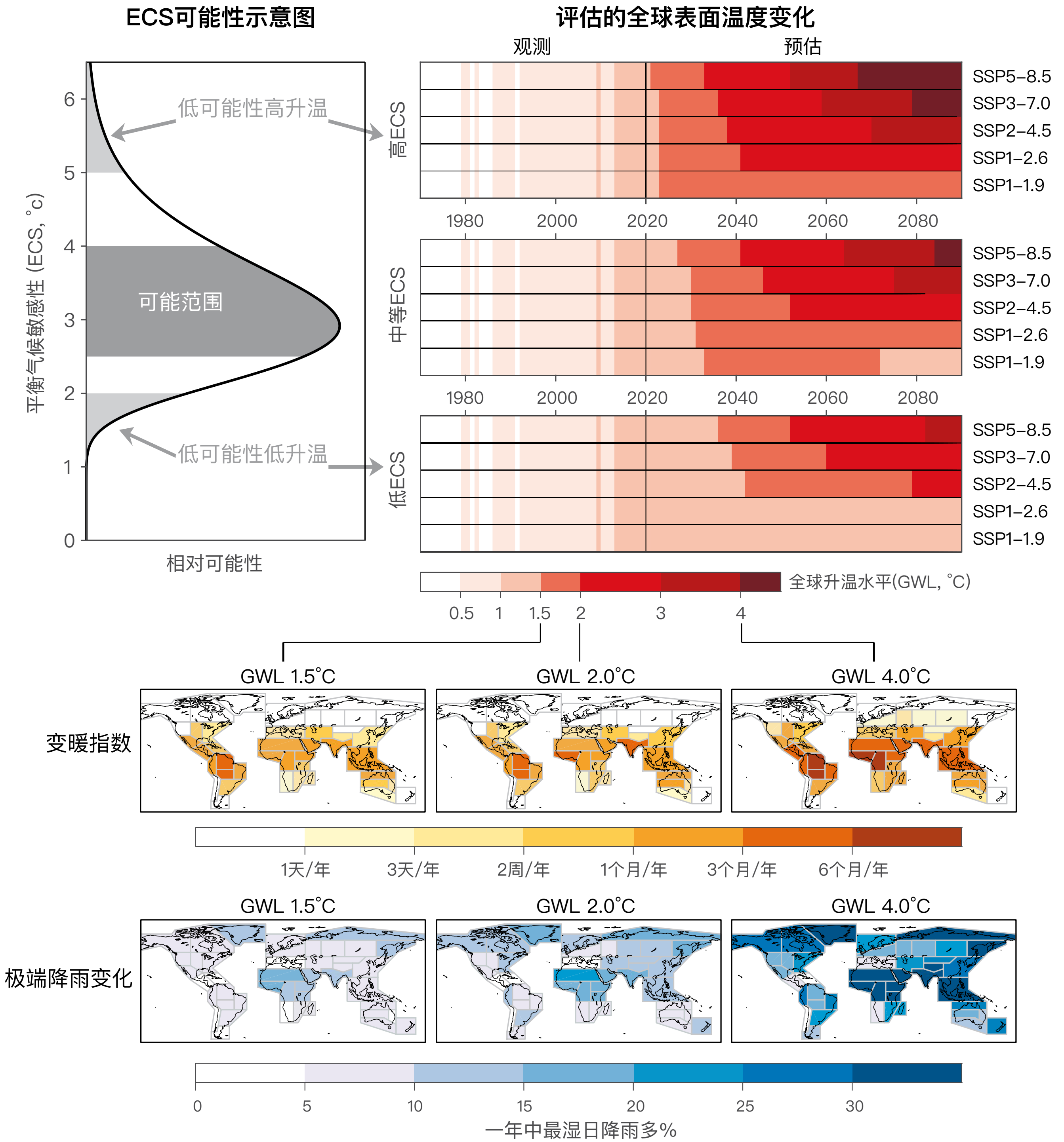
如TS.4.1.1和TS.4.1.2节中详细描述的，从观测、模式模拟和其他方法获得的多条证据可用于构建区域尺度的气候信息。根据现象和具体背景，这些来源和方法包括对区域尺度上气候相关过程、驱动因子和反馈的理论理解；来自多个数据集的观测数据的趋势；以及将这些趋势归因于特定驱动因子。此外，使用了不同类型的模式（包括全球和区域气候模式、模拟器、统计降尺度方法等）的模拟和实验（例如CMIP、CORDEX 和不同初始条件的大型单模式模拟集合）、归因方法论和其他相关的地方知识（例如，本土知识）（见文框 TS.11）。{1.5.3, 1.5.4, 跨章文框7.1, 10.2—10.6, 11.2, 图集1.4, 跨章文框10.3}

考虑到所涉问题的具体背景、基本价值和跨不同社区交流的挑战，可以通过多种证据中从联合制作过程中提炼出气候信息，这一过程涉及到用户、利益相关方和气候信息的制作方。联合制作过程是气候服务的重要组成部分，在TS.4.1.2节中讨论。{10.5, 12.6, 跨章文框12.2}

为了在局地或区域尺度上为决策提供信息，AR6中采用了通用风险框架。已经开发了一些方法来构建更多针对区域和利益相关方的更具影响和风险相关的气候变化信息。使用物理情节方法是为了基于多条证据构建气候信息，并且可以明确说明与气候变率相关的物理合理但低可能性、高影响的结果和不确定性，以供风险评估考虑（图TS. 6）。{跨章文框1.3, 4.8, 文框9.4, 10.5, 文框10.2, 文框11.2, 12.1—12.3, 12.6, 术语表}

AR6中开发的产生影响的气候因子框架支持对与部门影响和风险评估相关的不断变化的气候条件进行评估。产生影响的气候因子（CID）是影响社会或生态系统要素的物理气候系统条件（例如均值、事件、极值），因此是提供气候信息的潜在优先事项。例如，美国国家海洋和大气管理局 (NOAA HI) 用于发布高温警报的高温指数就是一个CID指数，它与高温对人类健康的不利影响有关（见图 TS.6）。根据系统的耐受性，CID及其变化可以是有害的（即风险框架中的危害）、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（与第二工作组部门章节2–8一致）。每个行业受到多个CID影响，每个CID影响多个行业。气候变化已经改变了CID概况，并导致相关指数的变化幅度、频率、持续时间、季节性和空间范围发生变化（*高信度*）（参见 TS.4.3 节中的区域细节）。{12.1—12.4, 表12.1, 表12.2, 附件六}

许多全球和区域尺度的CID，包括极端事件，都与全球变暖水平（GWL）有直接关系，因此可以为AR6第二工作组评估的“代表性关键风险”和“关切理由”中的危害组成部分提供资料。这些包括平均和极端的热、冷、湿和干危害；冰冻圈危害（积雪、海冰范围、多年冻土）和海洋危害（海洋热浪）（*高信度*）（图 TS.6）。由于模式存在不确定性并且缺乏观测，在具有临界点的特定GWL与不可逆行为之间建立联系具有挑战性，但



图TS.6｜技术摘要中各关键方面的图形摘要。该图的目的是总结技术摘要中的许多不同方面，涉及观测到的和预估的全球温度变化以及与影响和风险评估相关的产生影响的气候因子的相关区域变化。**左上图：**平衡气候敏感性 （ECS） 的可能性示意图，与AR6评估一致（见第 7 章和 TS.3 节）。 高于5°C和低于2°C的ECS值分别称为低可能性高升温（LLHW）和低可能性低升温（文框 TS.3）。**右上图：**使用评估的95%（上）、50%（中）和 5%（下）可能性时间序列（见第 4 章和第 TS.2 节），观测到的（参见交叉章节TS.1）和预估的全球表面温度变化显示为为相对于1850–1900年的全球变暖水平（GWL）。**底部图**显示了AR6陆地区域在三个不同GWL（每列分别为1.5、2 和 4°C）下两个产生影响的气候因子（CID，参见TS.1.4节）在耦合模式比较计划第6阶段 （CMIP6 ）中位数预估图（参见第 1、10 章和图集以及TS.4 节）。根据美国国家海洋和大气管理局（NOAA）的规定（NOAA HI41，见第12章和附件六），高温预警指数是每个地区每年发布的人类健康处于“危险”级别的高温预警的平均天数。极端降水变化图显示了达到相应GWL时每个地区一年中最湿日的一天平均降水量的百分比的变化（Rx1 天，相对于1995–2014 年，见第 11 章）的百分比变化。 其他 CID 在第 TS.4 节中讨论。{1.4.4, 文框4.1, 7.5, 11.4.3, 12.4}

不能排除它们的发生，而且它们发生的可能性通常会随着变暖水平的升高而增加（文框 TS.1，TS.9 节 ）。{11.2.4, 文框11.2, 跨章文框11.1和12.1}

跨节文框TS.1：全球表面温度变化

这个文框综合了过去、现在和未来全球表面温度的评估结果。全球平均表面温度（GMST）和全球表面气温（GSAT）是 IPCC 报告中用于估计全球变暖的两个全球表面温度的主要指标。GMST将海洋上的海面温度（SST）与陆地和海冰区的2米气温合并在一起，并用于大多数古代、历史和现在的观测估算。GSAT指标是所有表面上2米的空气温度，这是气候模式中通常使用的诊断指标。GMST和GSAT随时间的变化在任一方向上最多相差10%（*高信度*），但模式和直接观测之间的相互矛盾，加上理论理解的局限性，导致对长期趋势中任何差异迹象的*信度低*。因此，目前评估GMST/GSAT的长期变化是相同的，但GSAT估算的不确定性有所增加。因此，"全球表面温度"在技术摘要和决策者摘要的文本中用于指代这两个量。{跨章文框2.3}

从1850–1900年到21世纪前20年（2001–2020年），全球表面温度上升了0.99[0.84至1.10] ˚C，从1850–1900年到2011–2020年上升了1.09[0.95至1.20] ˚C。最近十年（2011–2020年）的温度之高，超过了目前间冰期重建的百年尺度最热范围，即6500年前左右[0.2˚C至1˚C]（*中等信度*）。下一个最近的温暖期是大约 12.5万年前的最后一次间冰期，当时的多个世纪温度变化范围 [0.5˚C至 1.5˚C]涵盖了2011–2020年的值（*中等信度*）。相对于1850–1900 年，2010–2019年人类引起的全球表面温度变化的*可能*范围为 0.8˚C至 1.3˚C，中心估计值为 1.07˚C，包括对该时期观测到的变暖的最佳估计，即 1.06˚C，*很可能*范围为 [0.88˚C 至 1.21˚C]，而自然强迫引起变化的*可能*范围仅为 –0.1˚C 至 +0.1˚C。

与1850–1900年相比，2081–2100年期间的全球平均表面温度在低CO_2排放情景SSP1–1.9中*很可能*提高到[1.0˚C至1.8˚C]，和在高CO_2排放情景SSP5–8.5中*很可能*提高到[3.3˚C至5.7˚C]。除SSP5–8.5外，在所有情景预估中，20年平均全球表面变暖超过1.5˚C水平的中心估计值是在本世纪30年代早期，即SR1.5中评估的*可能*范围（2030–2052年）的前期。在SSP1–1.9下，相对于1850–1900年，整个21世纪全球表面温度*多半可能*保持在1.6˚C以下，这意味着1.5˚C的全球升温有可能暂时过冲，但不超过0.1˚C。到2030年，任何一年的全球表面温度相对于1850–1900年都可能超过1.5˚C，在这里考虑的各种情景下，可能性在40%到60%之间（*中等信度*）。全球地表温度相对于1850–1990年的增温在SSP5–8.5下将会达到2℃，但在SSP1–1.9下则*极不可能*超过2℃。21世纪将继续出现年代际时间尺度的全球表面温度趋势下降和上升的时期（*很高信度*）。假设没有大规模火山喷发，有力减排对20年全球表面温度趋势的影响将*可能*会在近期（2021–2040年）显现出来。（图 TS.8，跨节文框TS.1，图1）{2.3, 3.3, 4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 7.3}

历史表面温度

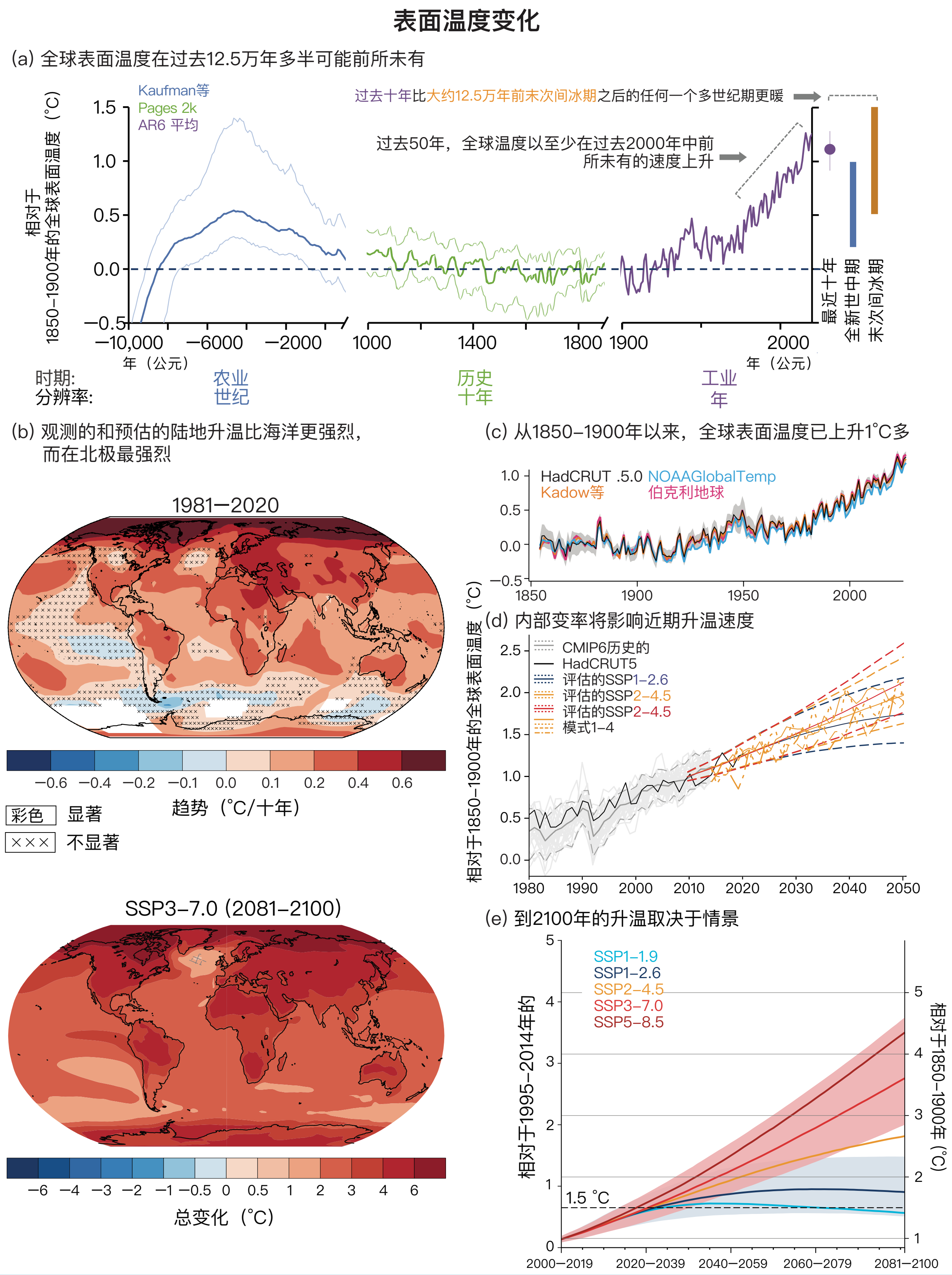
数据集的创新，特别是对极地地区更全面的表述，以及新数据集的可用性，相对于AR5中报告的直接等效估算，本报告估计的全球表面温度变化有所增加。在评估1850–1900年至1986–2005年的温度变化时，AR5和AR6对观测变化的认识差别对增温的贡献估计为0.08 [–0.01至0.12] ˚C。从1850–1900年到1995–2014年全球表面温度上升了0.85[0.69至0.95] ˚C，在1850–1900年到21世纪前20年（2001–2020年）之间上升了0.99[0.84至1.20] ˚C，到最近的十年（2011–2020年）上升了1.09[0.95至1.20] ˚C。自1850年以来，过去四十年中的每一个十年都比之前的任何十年都要温暖。自1850–1900年以来，陆地温度的上升速度快于海洋，到2011–2020年，陆地温度上升1.59 [1.34至1.83] ˚C，海洋温度上升0.88 [0.68至1.01] ˚C。{2.3.1, 跨章文框2.3}

为了与AR5和AR6特别报告保持一致，1850–1900年期间的全球表面温度被用作工业化前条件的近似估计，同时认识到辐射强迫的基准是人为影响开始的1750年。相对于1750年，1850–1900年的人为净强迫*可能范围*为0.0–0.3 W m^{-2}（*中等信度*），从1750年左右到1850–1900年期间，全球表面温度变化约为0.1℃（*可能*范围为–0.1至+0.3℃，*中等信度*），其中人为因素的贡献为0.0℃至0.2℃（*可能*范围，*中等信度*）。{跨章文框1.2, 7.3.5}

全球表面温度随着地质时间的推移而演变（图TS.1，文框TS.2）。从大约6500年前开始，全球表面温度普遍下降，在后冰期（大约7000年前以来）最冷的多世纪间隔达到最低温度，这大约发生在1450年至1850年之间（*高信度*）。在过去50年中，全球表面温度以至少在过去两千年中前所未有的速度上升（*高信度*）。最近十年（2011–2020年）的温度之高，超过了目前间冰期重建的百年尺度最热范围，即6500年前左右[0.2˚C至1˚C]（*中等信度*）。下一个最近的温暖期是大约 12.5万年前的末次间冰期，当时的多百年温度范围 [0.5˚C至 1.5˚C]涵盖了2011–2020年的值（*中等信度*）（跨节文框TS.1，图1）。在大约 330–300万年前的上新世中期暖期，全球表面温度升高了2.5˚C到4˚C（*中等信度*）。{2.3.1, 跨章文框2.1和2.4}

TS

跨节文框TS.1 (接续)



跨节文框TS.1：全球表面温度变化

跨节文框TS.1 (接续)

跨节文框TS.1，图1 | 地球表面温度的历史和未来，每个图中都附有关键发现的注释。*该图的目的是显示从全新世到现今观测到的全球表面温度变化和预估的变化。***(a)** 全新世期间的全球表面温度，分为三个时间尺度：(1)12000到1000年前（公元前10,000到公元前1000年），100年的时间步长；(2)公元前1000年到1900年，10年的平稳；(3)公元前1900年到2020年（c图是四个数据集的平均值）。粗线表示多方法重建的中位数，集合成员5%和95%的百分位数（细线）。竖条是末次间冰期和全新世中期全球表面温度估计值的5–95百分位数范围（*中等信度*）（2.3.1.1节）。所有温度都是相对于1850–1900年而言的。**(b)** 在SSP3–7.0情景下，（上图）HadCRUTv5中1981–2020年的空间分辨率趋势（℃/十年），以及（下图，总变化）在SSP3–7.0情景下，1995–2014年到2081–2100年多模式平均预测的变化。在第一个十年和最后一个十年都有数据的情况下，以及在这一时期内至少有70%的年份有数据的情况家，采用普通最小二乘法计算了观测到的趋势。显著性是通过自回归AR(1)模式修正来评估的，并以点画来表示。下图中的阴影区域显示了在变化重要性上模式证据相互矛盾的区域。**(c)** 1850–2020年根据仪器观测得出的温度，包括四个全球表面温度数据集中可逐年分辨的平均温度（请参考2.3.1.1.3节正文）。灰色阴影显示了与HadCRUTv5估计相关的不确定性。所有温度都是相对于1850–1900年基准期的变化。**(d)**相对于1850–1900年，全球表面温度年平均变化在最近的过去和2015–2050年的演变，数据来自HadCRUTv5（黑色）、耦合模式比较计划第六阶段（CMIP6）的历史模拟（截至2014年，灰色，集合平均值为实线，5%和95%的百分位数为虚线，单个模式为细线），以及在SSP2–4.5情景下的CMIP6预估，数据来自在平衡态气候敏感性在本报告中心估计值附近的四个模式（粗黄线）。实心彩色细线表示三种情景下2015–2050年全球表面温度20年变化的评估中心估计值，彩色细虚线表示相应的5%和95%分位数。**(e)** 相对于1995–2014年（左y轴）和1850–1900年（右y轴），五种情景下20年全球表面平均温度变化的未来预估（中心估计值为实线，SSP1–2.6和SSP3–7.0下*很可能*范围为阴影）。右边的y轴向上移动了0.85℃，这是1995–2014年相对于1850–1900年观测到的升温的中心估计值。(e)图中的右y轴与(d)图中的y轴相同。{2.3, 4.3, 4.4 }

当前变暖

具有*很高信度*的是，CMIP6模式集合再现了1850年以来观测到的全球表面温度趋势和变化，其误差很小，可以检 测归因于人类引起的变暖。CMIP6中1850–1900年和2010–2019年之间的多模式平均全球表面变暖接近观测变暖的最佳估计，但一些CMIP6模式模拟的变暖超出了评估的*很可能*的观测范围。{3.3.1}

相对于1850–1900年，2010–2019年人类引起的全球表面温度的*可能*变化范围为0.8˚C至1.3˚C，中心估计值为1.07˚C（图跨节文框TS.1，图1），包含了该时期观测到的变暖最佳估计值，即1.06˚C，*很可能*的范围为[0.88˚C至1.21˚C]，而归因于自然强迫的变化*可能*范围仅为–0.1˚C至+0.1˚C。这一评估数值与根据对大气层顶部辐射强迫变化（有效辐射强迫）和气候响应的反馈强度（平衡气候敏感性和瞬时气候响应）得到的人类活动引起的全球表面温度上升的估计是一致的。在同一时期，混合均匀的温室气体强迫*可能*使全球表面温度升高1.0˚C至2.0˚C，而气溶胶和其他人为强迫*可能*使全球表面温度降低0.0˚C至0.8˚C。{2.3.1, 3.3.1, 7.3.5, 跨章文框7.1}

在1998–2012年期间，观测到的全球表面温度上升放缓（相对于之前和之后的时期），有时被称为“停滞”，是暂时的（*很高信度*）。AR6中所使用的数据集中全球表面温度上升幅度也大于AR5所使用的数据集中的全球表面温度上升幅度。使用这些最新的观测数据集，并对模拟和观测的全球表面温度进行类似的一致比较，所有观测的1998–2012年趋势估计值都在CMIP6趋势的*很可能*范围内。此外，在此期间，气候系统继续升温，这反映在全球海洋的持续升温（*很高信度*）和陆地极端高温的持续上升（*中等信度*）。自2012年以来，全球表面温度强劲上升，过去五年（2016–2020年）是1850年至2020年期间最热的五年（*高信度*）。{2.3.1, 3.3.1, 3.5.1, 跨章文框3.1}

全球表面温度的未来变化

在IPCC报告中，AR6对全球表面温度未来变化的评估首次明确地将SSP情景的新预估与基于过去模拟变暖的观测约束以及AR6更新的平衡气候敏感性和瞬时气候响应的评估结合起来。此外，在2019–2028年期间，还使用了利用观测到的气候状态进行初始化的气候预报。纳入更多的证据减少了每种情景的评估不确定性范围（跨节文框TS.1，图1）。{4.3.1, 4.3.4, 文框4.1, 7.5}

在近期（2021–2040年），相对于1850–1900年，全球表面温度增加1.5℃，在情景SSP5–8.5中*很可能*发生，在情景SSP2–4.5和SSP3–7.0中*可能*发生，而在情景SSP1–1.9和SSP1–2.6中*多半可能*发生。在这里，超越一个变暖水平的时间被定义为全球平均表面温度超过该水平的第一个20年的中点。除了SSP5–8.5之外，在这里评估的所有情景中，超越1.5℃水平的中心估计在本世纪30年代初。这是在SR1.5评估的*可能*范围（2030–2052年）的前期，其中假定了当时的升温速度将继续；这个速度在AR6中得到了确认。这一差异大约有一半是由于AR6中诊断出的较大历史变暖引起的。另一半是由于对气候敏感度的中心估计，大多数情景显示近期的变暖比SR1.5中估计的“当前”变暖更强（*中等信度*）。当考虑与SSP1–1.9类似的情景而不是线性外推时，SR1.5对超越全球变暖1.5℃时间的估计接近于这里报告的中心估计。（跨节文框TS.1，表1）{2.3.1, 跨章文框2.3, 3.3.1, 4.3.4, 文框4.1}

在SSP1–1.9情景下，相对于1850–1900年全球表面温度在整个21世纪*多半可能*将保持在1.6˚C以下，这意味着1.5˚C全球升温的可能暂时过冲不会超过0.1˚C。如果气候敏感性接近评估的*很可能*范围的下限，那么在SSP1–1.9和SSP1–2.6

跨节文框TS.1 (接续)

情景中就可以避免超越1.5℃的升温水平（*中等信度*）。在这里考虑的各种情景下，与20年平均值相比，任何一年的全球表面温度到2030年都可能超过1850–1900年的1.5°C，其可能性在40%到60%之间（*中等信度*）。跨节文框TS.1，表1）{4.3.4, 4.4.1, 文框4.1, 7.5}

在SSP5–8.5和SSP3–7.0情景下，相对于1850–1900年，21世纪期间全球表面温度将超过2°C，在SSP2–4.5下*极可能*超过2°C，但在SSP1–2.6下*不可能*超过2°C，在SSP1–1.9下*极不可能*超过2°C。对于2041–2060年的中期，在SSP5–8.5情景下，2℃的全球变暖水平*很可能*被超过，在SSP3–7.0下*可能*被超过，而在SSP2–4.5下*多半可能*被超过。（跨节文框TS.1，表1）{4.3.4}

年代际时间尺度的全球表面温度趋势降低和升高的事件将在21世纪继续发生，但不会影响百年尺度的变暖（*很高信度*）。与SSP3–7.0或SSP5–8.5等非减排情景对比，如果从2020年起采用SSP1–1.9中强有力的减排措施，其对全球表面温度20年趋势的影响*可能*会在近期（2021–2040年）出现。所有关于超过1.5°C水平的说法都假设近期内没有重大的火山爆发（跨节文框TS.1，表1）。{2.3.1, 跨章文框2.3, 4.3.4, 4.4.1, 4.6.3, 表4.1}

与1850–1900年相比，2081–2100年期间，在低CO_2排放情景SSP1–1.9中，全球平均表面温度*很可能*升高[1.0°C至1.8°C]，在高CO_2排放情景SSP5–8.5中，则升高[3.3°C至5.7°C]。对于SSP1–2.6、SSP2–4.5和SSP3–7.0情景，相应的*很可能*范围分别为[1.3°C至2.4°C]、[2.1°C至3.5°C]和[2.8°C至4.6°C]。2081–2100年期间的不确定性范围仍然由平衡气候敏感性和瞬时气候响应的不确定性所决定（*很高信度*）（跨节文框TS.1，表1）。{4.3.1, 4.3.4, 4.4.1, 7.5}

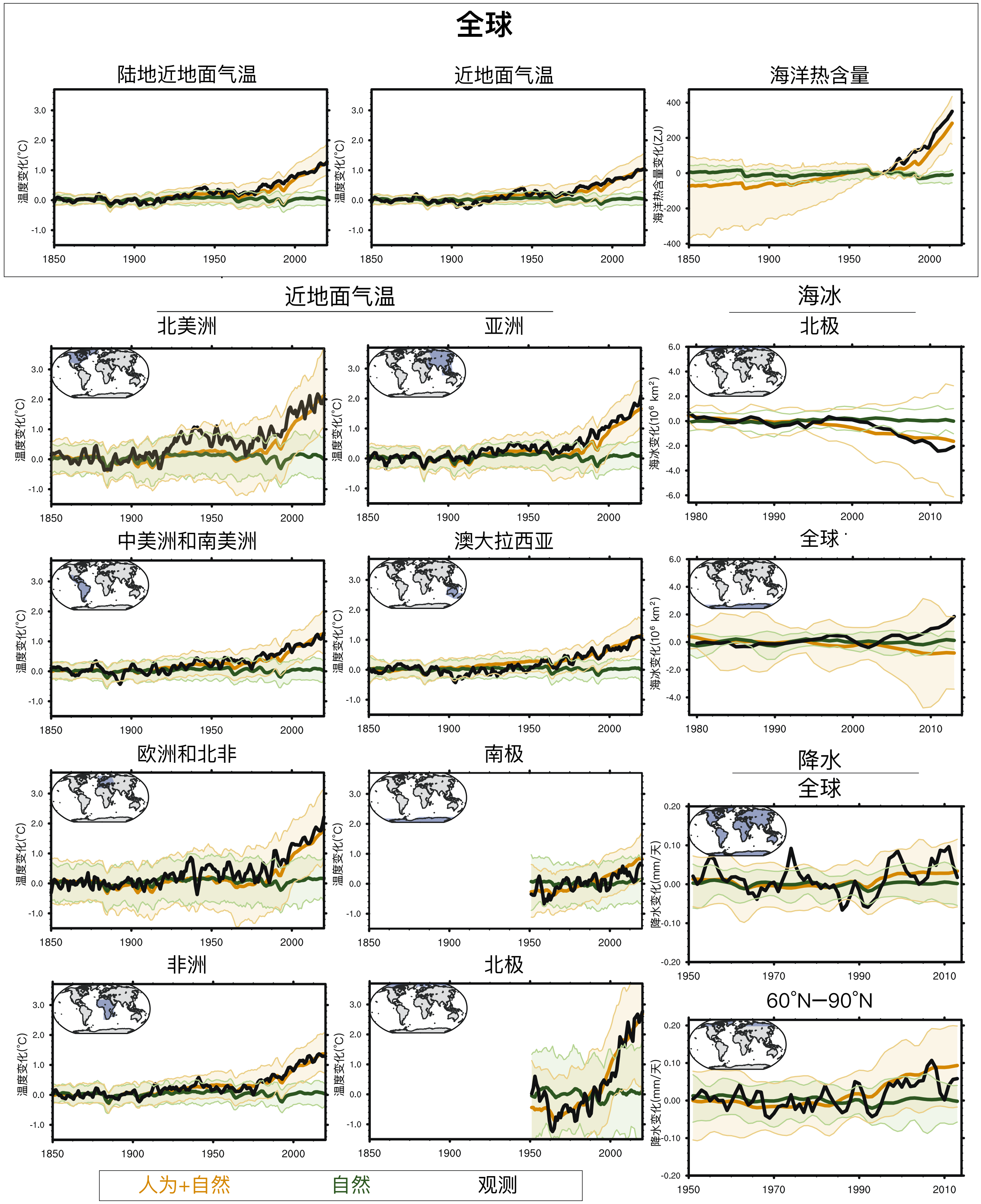
CMIP6模式预估的全球表面温度变化范围比评估的范围更广（*高信度*）；此外，CMIP6的全球表面温度上升比CMIP5更大（*很高信度*）。{4.3.1, 4.3.4, 4.6.2, 7.5.6}

跨节文框TS.1，表1 | 基于多重证据的全球表面温度20年平均变化的评估结果。显示了选定时间段（前三行）相对于1850–1900年参考时间段的变化以°C为单位显示，并且作为相对于1850–1900年期间，全球表面温度平均变化超过特定水平的第一个20年（最后四行）。这些条目既给出了中心估计值，又在括号中给出了很可能（5–95%）范围。一个条目n.c.意味着在2021–2100年期间，全球变暖水平不会被超越。

	SSP1–1.9	SSP1–2.6	SSP2–4.5	SSP3–7.0	SSP5–8.5
近期, 2021—2040	1.5 [1.2至1.7]	1.5 [1.2至1.8]	1.5 [1.2至1.8]	1.5 [1.2至1.8]	1.6 [1.3至1.9]
中期, 2041—2060	1.6 [1.2至2.0]	1.7 [1.3至2.2]	2.0 [1.6至2.5]	2.1 [1.7至2.6]	2.4 [1.9至3.0]
远期, 2081—2100	1.4 [1.0至1.8]	1.8 [1.3至2.4]	2.7 [2.1至3.5]	3.6 [2.8至4.6]	4.4 [3.3至5.7]
1.5°C	2025—2044[2013—2032至n.c.]	2023—2042[2012—2031至n.c.]	2021—2040[2012—2031至2037—2056]	2021—2040[2013—2032至2033—2052]	2018—2037[2011—2030至2029—2048]
2°C	n.c. [n.c.至n.c.]	n.c. [2031—2050至n.c.]	2043—2062[2028—2047至2075—2094]	2037—2056[2026—2045至2053—2072]	2032—2051[2023—2042至2044—2063]
3°C	n.c. [n.c.至n.c.]	n.c. [n.c.至n.c.]	n.c. [2061—2080至n.c.]	2066—2085[2050—2069至n.c.]	2055—2074[2042—2061至2074—2093]
4°C	n.c. [n.c.至n.c.]	n.c. [n.c.至n.c.]	n.c. [n.c.至n.c.]	n.c. [2070—2089至n.c.]	2075—2094[2058—2077至n.c.]

TS.2 大尺度气候变化：平均气候、变率和极值

本节总结了有关观测到的和预估的大尺度气候变化（包括变率和极端事件）、驱动因素以及观测到的变化与人类活动的归因关系的知识。本节描述了与气候系统主要组成部分相关的观测到的和预估的大尺度变化：大气、海洋（包括海平面变化）、陆地、生物圈和冰冻圈，以及碳、能源和水循环。在每个分段，在可能的情况下，综合介绍了重建的过去变化、观测到的和进行了归因分析的近期变化，以及预估的平均气候、变率和极端事件的近期和长期变化。关于预估所用情景的信息，见TS.1.3.1节。



图TS.7 | 截至2014年，气候系统关键大尺度气候变化指标与1850–1900年平均值相比，模拟的和观测到的各大洲、洋盆和全球变化。*该图的目的是比较一系列变量和区域在有和没有人为强迫的情况下在历史时期观测到的和模拟的变化，以确定其归因。*黑线表示观测结果，橙线和阴影表示耦合模式比较计划第6阶段（CMIP6）历史模拟的多模式平均值和5–95百分位数范围（包括人为和自然强迫），绿线和阴影表示CMIP6仅考虑自然强迫模拟的相应集合平均值和5–95百分位数范围。由于CMIP6的历史模拟在2014年结束，所以没有显示2014年之后的观测数据（包括例如此后南极海冰范围随后的大幅减少，导致1979年以来没有显著的整体趋势）。所有观测时间序列都进行了3年滑动平均平滑处理。{3.8，图3.41}

表TS.1 | 评估观测到的气候系统组成部分的大尺度平均气候指标的观测变化及其可归因于人类的影响。颜色编码表示人类作为驱动因素或主要驱动因素[19]（在这种情况下为指定主要驱动因素）的评估置信度/可能性（见颜色键）。否则，在白色背景的单元格中提供解释性文本。每个表格单元中都列出了包含更多详细信息的相关章节。

指标变化	实测变化评估	人类贡献评估
大气和水循环		
自1850–1900年以来全球平均表面气温的上升	{2.3.1, 跨章文框2.3}	人类贡献的*可能范围*(0.8°C-1.3°C)包括观测到的升温(0.9°C-1.2°C) {3.3.1}
自1979年以来对流层的升温	{2.3.1}	主要驱动因素{3.3.1}
平流层下部的降温	自20世纪中期以来{2.3.1}	主要驱动因素1979–1990年代中期{3.3.1}
自1979年以来大尺度降水和对流层上部湿度的变化	{2.3.1}	{3.3.2, 3.3.3}
自20世纪80年代以来纬向平均哈得莱环流的扩张	{2.3.1}	南半球{3.3.3}
海洋		
自20世纪70年代以来海洋热含量增加	{2.3.3, 2.3.4, 9.2.1, 跨章文框9.1}	主要驱动因素{3.5.1}
自20世纪中期以来的盐度变化	{2.3.3, 2.3.4, 9.2.2}	{3.5.2}
自1971年以来全球平均海平面上升	{2.3.3, 9.6.1}	主要驱动因素{3.5.3}
冰冻圈		
自1979年以来北极海冰损失	{2.3.2, 9.3.1}	主要驱动因素{3.4.1}
自1950年以来北半球春季积雪减少	{2.3.2, 9.5.3}	{3.4.2}
自20世纪90年代以来格陵兰冰盖质量损失	{2.3.2, 9.4.1}	{3.4.3}
自20世纪90年代以来南极冰盖质量损失	{2.3.2, 9.4.2}	*证据有限和一致性中等{3.4.3}*
冰川后退	{2.3.2, 9.5.1}	主要驱动因素{3.4.3}
碳循环		
自20世纪60年代初以来大气CO_2的季节性循环幅度增加	{2.3.4}	主要驱动因素{3.6.1}
全球表层海洋的酸化	{SROCC, 5.3.2, 跨章文框5.3}	主要驱动因素{3.6.2}
陆地气候(极端事件，见表TS.12)		
自1850–1900年以来平均2 m陆地升温(比全球平均变暖幅度大40%)	{2.3.1}	主要驱动因素{3.3.1}
综合		
自工业化前时代以来全球气候系统的升温	{2.3.5}	{3.8.1}

见文字描述 *中等信度* *中等信度* *很可能* *极可能* *几乎确定* *事实*

TS.2.1全球气候系统的变化

除了全球表面温度（跨节文框TS.1），气候系统所有组成部分的各种指标都在迅速变化（图TS.7），其中许多指标达到了几千年来未见的水平。观测到的变化让人们全面了解全球变暖，其中许多方面现在已经正式归因于人类的影响，IPCC评估报告中首次明确地评估了人类对气候系统的大气、海洋和陆地组成部分的影响（表TS.1，图TS.7）。

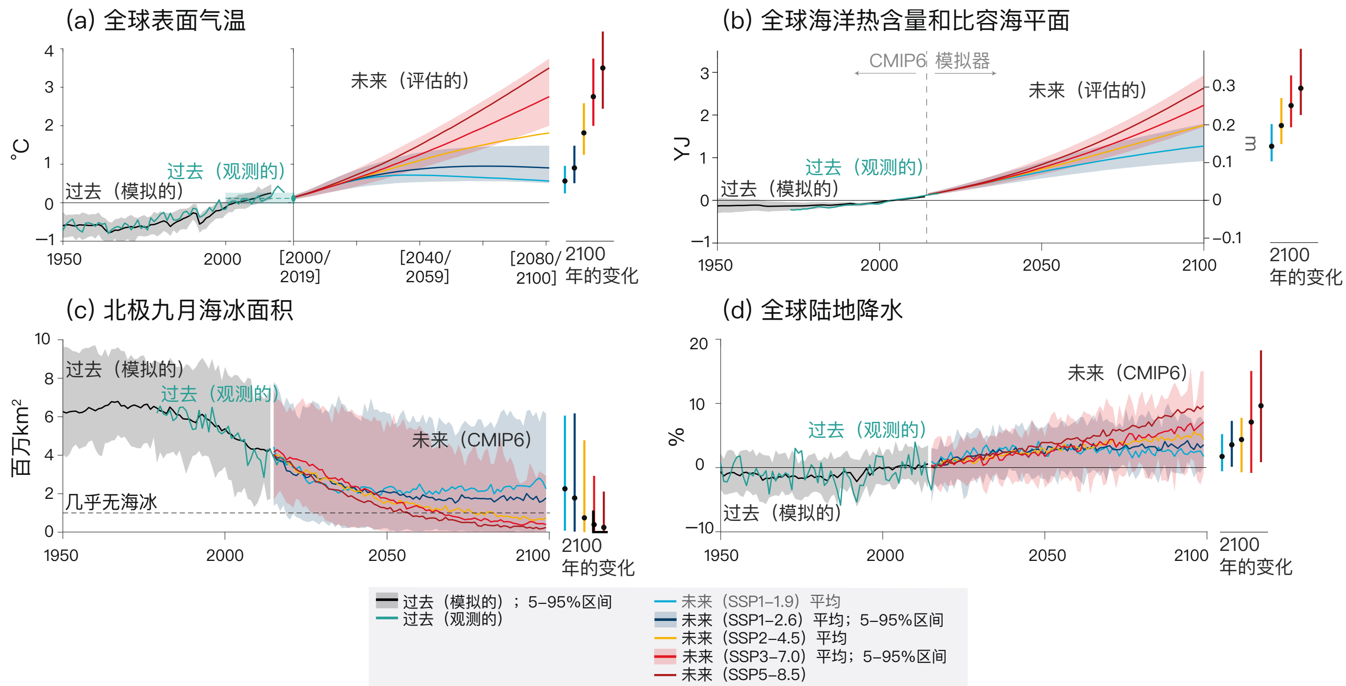
***几乎确定*的是，通过快速和大幅减少全球温室气体排放，可以限制全球表面温度上升和相关变化。持续的温室气体排放大大增加了全球气候系统发生不可逆转变化的可能性（文框TS.9），特别是在冰盖对全球海平面变化的贡献方面（*高信度*）。{2.3, 3.8, 4.3, 4.6, 4.7, 7.2–7.4, 跨章文框7.1, 9.2–9.6}**

地球系统模式对1850年以来的历史时期的模拟，只有在考虑人为因素强迫的情况下才能再现观测到的关键气候指标的变化（图TS.7）。再加上对更广泛气候指标进行的大量正式归

19　在本技术摘要中，“主要驱动力”是指对变化的贡献超过50%。

气候系统四个关键指标的最近和未来的变化

大气温度、海洋热含量、北极夏季海冰以及陆地降水



图TS.8 ｜ 与1995–2014年的平均值相比，到2100年气候系统的四个关键指标观测到的、模拟的和预估的变化，按共享社会经济路径（SSP）情景区分。*该图的意图是显示未来的排放方案如何影响关键的、标志性的大尺度指标，并强调集体方案的重要性。*过去的模拟是基于耦合模式比较计划第六阶段（CMIP6）的多模式集合。未来预估的依据是基于多条证据的评估范围，包括**(a)**全球表面温度（跨节文框TS.1）；**(b)**利用气候模式模拟器（跨章文框7.1）和CMIP6模拟得出的全球海洋热含量和相关热力海平面对全球平均海平面变化的贡献（右轴）；以及CMIP6模拟的**(c)**北极九月海冰与**(d)**全球陆地降水量。SSP1–1.9和SSP1–2.6情景下的预估结果显示，温室气体排放的减少导致21世纪全球表面温度、北极海冰范围和全球陆地降水量趋于稳定。SSP1–2.6情景下的预估结果显示，减排有可能在21世纪大幅减少海洋热含量和热力海平面上升的增加，但一些增加是不可避免的。图（a）中X轴的括号表示评估的20年平均期。{4.3, 图4.2, 9.3, 9.6, 图9.6}

因研究和理论理解，这支持了将观测到的大气、海洋和陆地变暖明确归因于人类的影响（表TS.1）。{2.3, 3.8}

涵盖大气、冰冻圈、海洋和生物圈指标的未来气候变化取决于未来的排放路径。21世纪，在不同的SSP情景下各种指标的结果差异越来越大（TS.1.3.1节，图TS.8）。由于深海和冰盖的反应缓慢，这种差异在2100年后仍将持续很长时间，21世纪的排放方案选择将对全球平均海平面（GMSL）的上升产生数百年到数千年的影响。此外，在21世纪，*可能*至少会发生一次大型火山爆发。这样的喷发将使全球地表温度降低数年，减少陆地降水，改变季风环流，改变全球和区域范围内的极端降水。{4.3, 4.7, 9.4, 9.6, 跨章文框4.1}

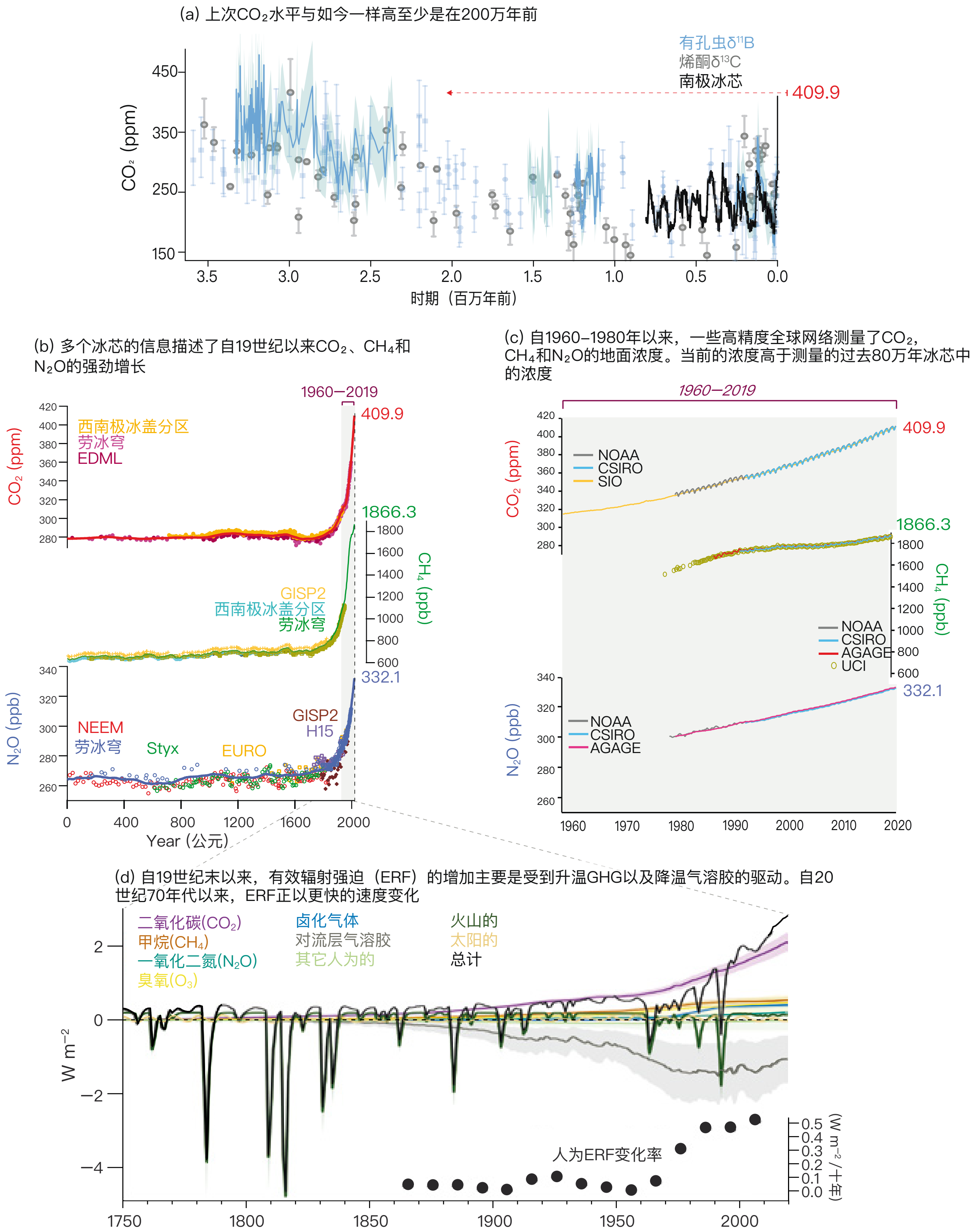
表TS.2｜自1950年以来全球和大陆范围内观测到的极端事件变化、及其归因（另有说明的除外）以及全球变暖+1.5°C、+2°C和+4°C时的预估变化汇总表。极端暖/热事件增加是指在大多数陆地地区，更温暖和/或更频繁的热日和热夜，以及暖期/热浪。寒冷极端事件减少是指在大多数陆地地区，冷昼和冷夜和冷期/寒流变得更暖和/或更少。干旱事件与大部分陆地面积有关。对于热带气旋，观测到的变化和归因是指3–5级，而预估的变化是指4–5级。表11.1和表11.2是该表的更详细版本，特别是包含区域尺度的信息。一般来说，对于信度不取决于变暖水平的指标，较高的变暖水平也意味着较强的预估变化，而且该表没有明确量化全球敏感性。另见表TS.10. {9.6, 文框9.2, 11.3, 11.7}

指标的变化	已观测到的变化（自1950年起）	已归因的变化（自1950年起）	不同GWL（°C）下的预估变化		
			+1.5	+2	+4
极端暖/热事件：频率或强度	↑	✓ 主要驱动因素	↑	↑	↑
极端冷事件：频率或强度	↓	✓ 主要驱动因素	↓	↓	↓
强降水事件：频率、强度和/或降水量	↑ 在大多数观测覆盖良好的陆地地区	✓ 观测到的陆地地区强降水加剧的主要驱动因素	↑ 在大多数陆地地区	↑	↑ 在大多数陆地地区
农业和生态干旱：强度和/或频率	↑ 在一些地区	✓ 在一些地区	↑ 与观测到的变化相比，地区更多	↑ 与全球变暖1.5°C相比，地区更多	↑ 与全球变暖2.0°C相比，地区更多
与热带气旋相关的降水	↑	✓	↑ 比率+11%	↑ 比率+14%	↑ 比率+28%
热带气旋：强气旋所占比例	↑	✓	↑ +10%	↑ +13%	↑ +20%
复合事件：同时发生热浪和干旱	↑（频率）	✓（频率）	↑（频率和强度随着变暖而增加）		
海洋热浪：强度与频率	↑（自1900年起）	✓（自2006年起）	↑ 在热带和北冰洋最强		
极端海平面：频率	↑（自1960年起）	✓	↑（面向21世纪的情景评估）		

见文字描述　*中等信度*　*中等信度*　*很可能*　*极可能*　*几乎确定*　*事实*

观测记录显示，很多气候极端事件的变化都与人类对气候系统的影响有关（表TS.2）。在许多情况下，未来极端事件变化的频率和强度可以直接与未来预估变暖的程度相联系。自20世纪50年代以来，极端事件的变化在陆地上广泛存在，包括全球极端气温*几乎确定*会上升，以及全球范围内极端降水*可能*会加剧。*极可能*的是，人类的影响是观测到的极端高温（低温）极端事件的可能性和严重性增加（减少）的主要因素（表TS.2）。当前气候环境下极端温度和降水事件的频率将随着气候变暖而变化，极端暖事件将变得更加频繁（*几乎确定*），极端冷事件发生频率将减少（*极可能*），极端降水事件在大多数地方变得更加频繁（*很可能*）。{9.6.4, 11.2, 11.3, 11.4, 11.6, 11.7, 11.8, 11.9, 文框9.2}

TS



图TS.9 | 充分混合的温室气体（WMGHG）浓度和有效辐射强迫（EFR）的变化。*这张图的意图是表明，在工业化时期气候系统的主要驱动因素的变化在长期范围内是罕见的。* **(a)** 过去350万年中，代用记录的二氧化碳（CO_2）的变化。**(b)** 通用时代冰芯记录中所有三个WMGHG的变化。**(c)** 20世纪中期以来直接观测到的WMGHG变化。**(d)** 1750年以来ERF及其组成部分的演变。关于数据来源和处理的更多详情见相关的FAIR数据表。{2.2, 图2.3, 2.4 和2.10}

TS.2.2 气候系统驱动因子的变化

自1750年以来，气候系统驱动因子的变化主要是受大气中温室气体浓度增加带来的变暖影响和气溶胶带来的变冷影响，而两者都是由人类活动造成的。相比之下，太阳活动和火山的长期影响可以忽略不计。二氧化碳（CO_2）、甲烷（CH_4）和一氧化二氮（N_2O）的浓度已经增加到至少80万年来前所未有的水平，而且*高信度*的是，目前的CO_2浓度至少是200万年来没有出现过的。全球人为气溶胶的平均浓度在20世纪末达到顶峰，此后在中纬度北部缓慢下降，但在南亚和东非继续增加（*高信度*）。

相对于1750年，2019年的人为有效辐射强迫（ERF）总量为2.72[1.96至3.48] W m^{-2}（*中等信度*），并且自20世纪70年代以来*可能*一直在不断增长。{2.2, 6.4, 7.2, 7.3}

1900年以来的太阳活动很活跃，但与过去9000年相比并不突出（*高信度*）。自1900年以来，与至少过去2500年相比，火山气溶胶的平均规模和变率并不罕见（*中等信度*）。然而，零星的强烈火山爆发会导致全球表面温度暂时下降，并持续2–5年。{2.2.1, 2.2.2, 2.2.8, 跨章文框4.1}

数百万年来，大气CO_2浓度发生了巨大变化（图TS.1）。目前的大气CO_2水平至少是200万年来没有出现过的（*高信度*，图TS.9a）。1750–2019年期间，CO_2增加了131.6±2.9ppm（47.3%）。自1850年以来，CO_2的百年变化率至少在过去80万年中是前所未有的（图TS.9），过去5600万年的最快变化率至少比1900–2019年期间低4倍（*低信度*）。若干高精度地表观测网络显示，CO_2的浓度已经超过了400ppm，在2019年达到409.9（±0.3）ppm（图TS.9c）。2019年CO_2的ERF（相对于1750年）为2.16 W m^{-2}。

到2019年，CH_4的浓度达到1866.3（±3.3）ppb（图TS.9c）。自1750年以来，增加了1137±10 ppb（157.8%），远远超过了过去80万年多次冰川–间冰川变换时期的范围（*高信度*）。在20世纪90年代，CH_4浓度趋于平稳，但在2007年左右又开始增加，平均速度为每年增加7.6±2.7 ppb（2010–2019；*高信度*）。具有高信度的是，近期增长的主要原因是化石燃料开采、牲畜和废物产生的排放，而ENSO则造成湿地和生物质燃烧排放的多年变化。2019年，CH_4造成的ERF为0.54 W m^{-2}。{2.2.3, 5.2.2, 7.3}

自1750年以来，N_2O增加了62.0±6.0 ppb，在2019年达到332.1（±0.4）ppb的水平。自1750年以来的增长幅度与过去80万年冰期–间冰期的波动相当（图TS.9c）。1980年以来，N_2O浓度增加趋势的主要原因是全球农业扩张和集约化使排放量增长了30%（*高信度*）。到2019年其ERF为0.21Wm^{-2}。{2.2.3, 5.2.3}

卤化气体包括氯氟烃（CFC）、氢氯氟烃（HCFC）、氢氟碳化物（HFC）和其他气体，其中许多会消耗平流层的臭氧并使大气变暖。由于《关于消耗臭氧层物质的蒙特利尔议定书》及其修正案规定的生产和消费控制，自第五次评估报告以来，大多数CFC在大气中的含量持续下降。作为CFC和HCFC替代品，HFC的丰度正在增加（*高信度*），但近年来主要HCFC的增加速度已经放缓。2019年卤化气体的ERF为0.41 W m^{-2}。{2.2.4, 6.3.4, 7.3.2}

对流层气溶胶主要是通过反射太阳辐射直接冷却气候系统，以及通过增强云的反射率来间接地冷却气候系统。冰芯显示，自1700年以来，整个北半球中纬度地区的气溶胶有所增加，自20世纪末以来有所减少（*高信度*）。根据卫星和地面辐射计结果，气溶胶光学厚度（AOD）自2000年以来在两个半球的中纬度大陆上都有所下降，但在南亚和东非却有所增加（*高信度*）。亚微米级气溶胶的AOD趋势更加明显，对其而言人为因素的贡献特别大。由于观测数据有限，全球碳质气溶胶收支和趋势的特点仍然很不显著，但在北半球的几个区域，可以造成变暖的气溶胶成分黑碳（BC）正在下降（*低信度*）。相对于1750年，2019年总气溶胶ERF为–1.1[–1.7至–0.4] W m^{-2}（*中等信度*），自20世纪末以来*多半可能*不会到这么低的负值，由于证据相互矛盾，2014年后的变化幅度为*低信度*（TS.3.1节）。{2.2.6, 6.2.1, 6.3.5, 6.4.1, 7.3.3}

从1750年开始对流层臭氧随着臭氧前体排放物（氮氧化物、一氧化碳、非甲烷挥发性有机化合物和甲烷）的人为变化而不断增加，这一点具有*高信度*，但由于观测证据有限和认知差距，这种变化的程度具有*中等信度*。自20世纪中期以来，整个北半球对流层臭氧表面浓度增加了30–70%（*中等信度*）；自20世纪90年代中期以来，在大多数北方中纬度地区，对流层自由臭氧每十年增加2–7%，在采样的热带地区每十年增加2–12%。未来地表臭氧浓度的变化将主要受前体排放变化的影响而不是气候变化的影响（*高信度*）。从1964–1980年到2014–2017年，在60°S–60°N之间区域平流层臭氧下降了2.2%（*高信度*），1980–1995年间下降幅度最大。平流层臭氧损失最严重的时候仍然发生在南极洲的春季（臭氧空洞），2000年后出现了恢复的迹象。1750–2019年臭氧总量（平流层和对流层）的ERF为0.47[0.24至0.71] W m^{-2}，其中以对流层臭氧变化为主。{2.2.5, 6.3.2, 7.3.2, 7.3.5}

羟基（OH）自由基的全球平均丰度，即“氧化能力”，从化学方面调节着许多SLCF的寿命，因此也调节着CH_4、臭氧、二次气溶胶和许多卤化物种的辐射强迫。模式估计表明，从1850年到1980年，氧化能力没有明显变化（*低信度*）。ESM和碳循环模式计算出1980–2014年间增长了约9%，但未得到受观测约束的反演模型的证实，因此1980年代以来OH稳定或增长趋势在总体为*中等信度*，并意味着OH不是最近观测到的CH_4增长的主要原因。{6.3.6, 跨章文框5.2}

土地利用和土地覆盖的变化产生了生物物理和生物地球化学效应。具有*中等信度*的是，1750年以来土地利用变化的生物物理效应（最明显的是全球反照率的增加）对气候产生了总体冷却效应，而生物地球化学效应（即温室气体和挥发性有机化合物排放或汇的变化）导致了净变暖。土地利用和土地覆盖的总体ERF估计为–0.2［–0.3至–0.1］W m^{-2}。{2.2.7, 7.3.4, SRCCL 2.5节}

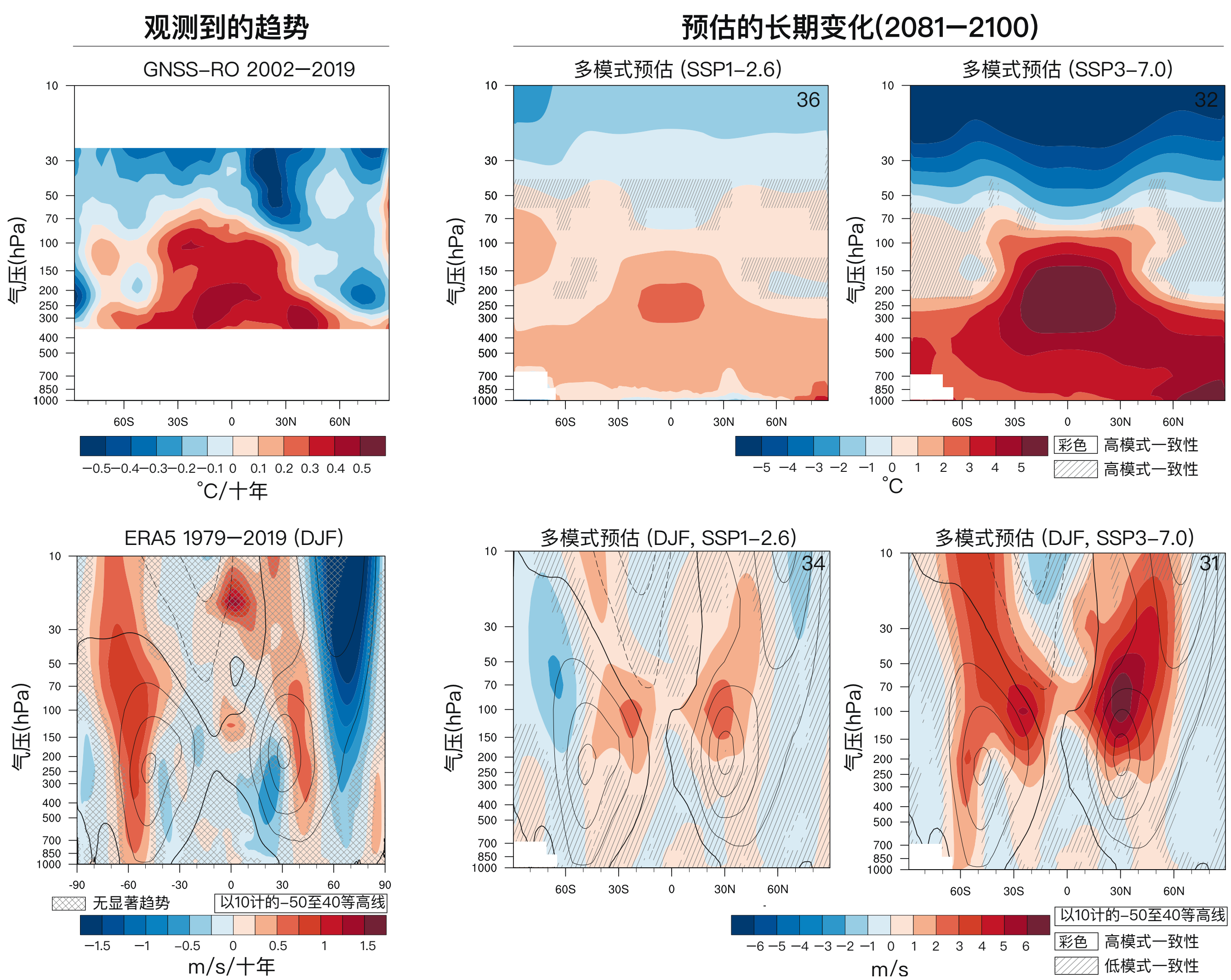
相对于1750年，2019年人为ERF总量为2.72[1.96至3.48] W m^{-2}，以温室气体的正辐射强迫作用为主），但部分被气溶胶的负辐射强迫所抵消。自20世纪70年代以来，ERF的变化率*可能*已经增加，主要是由于二氧化碳浓度的增长和气溶胶ERF的负值减少（TS.3.1节）。{2.2.8, 7.3}

TS.2.3 高空气温与大气环流

根据对大气温度和大气环流某些方面的观测，已经清楚地发现了人为引起的气候变化的影响，而且这些影响在未来*可能*会加强。随着温室气体的持续净排放，对流层变暖和平流层变冷*几乎确定*会继续下去。自20世纪中期以来，大气环流的若干方面*可能*发生了变化，人类的影响*可能*导致了观测到的南半球哈得莱环流圈向极地扩张，并且*很可能*导致了观测到的南半球夏季温带急流向极地移动。在高CO_2排放情景下，到2100年，中纬度急流*可能*会向极地转移并加强，同时南半球风暴路径随之加强。在过去的四十年里，强热带气旋的比例*可能*增加了，这不能完全用自然变率来解释。对于观测到的两个半球的热带气旋总数的近期变化，为*低信度*。强热带气旋的比例预计会增加（*高信度*），但全球热带气旋的总数预计会减少或保持不变（*中等信度*）。{2.3, 3.3, 4.3, 4.4, 4.5, 8.3, 8.4, 11.7}

至少自20世纪50年代开始，对流层已经变暖，*几乎确定*的是平流层已经变冷。*很可能*的是，人类引起的温室气体增加是1979年以来对流层变暖的主要驱动力。*极可能*的是，温室气体浓度的增加和消耗臭氧物质造成的平流层臭氧消耗，都是1979年以来平流层上部冷却的主要驱动因素。在大气中二氧化碳浓度较高的情景下，全球平流层的平均冷却程度*很可能*更大。在热带地区，至少从2001年开始（这时有了新技术能够进行更完善的量化），对流层上部变暖的速度比近地表快（*中等信度*）（图TS.10）。具有*中等信度*的是，大多数CMIP5和CMIP6模式高估了1979–2014年期间热带对流层上层的观测变暖情况，部分原因是它们高估了热带SST的变暖。未来热带对流层上部的变暖*可能*会比热带表面的变暖幅度大。{2.3.1, 3.3.1, 4.5.1}

至少自20世纪80年代以来，哈得莱环流*可能*已经扩大，主要在北半球，但是对变化的程度只具有*中等信度*。同时还伴随



图TS.10 ｜ 观测到的和预估的高层气温和环流变化。*该图的目的是为了直观地展示高空气温和环流的变化，以及观测到的和预估的变化之间的相似性。***上图：（左）**ROM SAF无线电掩星数据集中2002–2019年对流层上部区域温度趋势的纬度–高度剖面图。**（中）**相对于1995–2014年，36个耦合模式比较计划第六阶段（CMIP6）模式，SSP1–2.6情景中2081–2100年期间的年度和纬向平均大气温度变化（°C）。**（右）**在SSP3–7.0情景中，32个模式的结果。**下图：（左）**ERA5中12月–1月–2月（DJF）纬向平均风的长期平均值（淡黑）和线性趋势（彩色）。**（中）**基于34个CMIP6模式，SSP1–2.6情景中，相对于1995–2014年，2081–2100年期间的年平均风和纬向平均风（$m\ s^{-1}$）的多模式平均变化。1995–2014年的气候学显示为等值线，间距为10米/秒。**（右）**SSP3–7.0情景下，31个模式的结果。{2.3.1; 图2.12和2.18; 4.5.1; 图4.2.6}

着北半球哈得来环流的加强（*中等信度*）。20世纪80年代以来，人类的影响*可能*促成了南半球纬向平均哈得莱环流圈向极地扩张，预计随着全球变暖（*高信度*），这种扩张将进一步发展。具有*中等信度*的是，观测到的北半球向极地扩展处于内部变率范围内。{2.3.1, 3.3.3, 8.4.3}

自20世纪70年代以来，陆地上的近地面平均风*可能*已经减弱。在海洋上，近海表平均风在1980–2000年期间*可能*加强，但不同的估计结果导致*低信度*。自20世纪80年代以来，温带风暴路径*可能*已经向极地转移。由于模式模拟中的内部变率较大且具有结构不确定性，预估的北半球中纬度急流和风暴路径向极移动的结论为*低信度*。具有*中等信度*的是，在SSP3–7.0和SSP5–8.5情景下，2081–2100年冬季格陵兰岛和北太平洋上空的大气阻塞频率预计将减少。具有*高信度*的是，近几十年来，南半球风暴路径和相关降水已向极地移动，特别是在南半球夏季和秋季，这与南半球环状模（SAM）的正相位（TS.4.2.2节）以及南半球温带急流在南半球夏季的加强和南移趋势有关。从长期来看（2081–2100年），相对于1995–2014年，在SSP5–8.5情景下，南半球中纬度急流*可能*会向极地移动并加强，同时伴随着SAM的增加（TS.4.2.2节）。在SSP5–8.5情景下，在南半球风暴路径上与温带气旋有关的风速*可能*会加强。关于北极变暖和海冰流失对历史或预估的中纬度大气变率的潜在作用为*低信度*。{2.3.1, 3.3.3, 3.7.2, 4.3.3, 4.4.3, 4.5.1, 4.5.3, 8.2.2, 8.3.2, 跨章文框10.1}

过去四十年来强热带气旋（3–5类）的占比和热带气旋快速增强事件的频率*可能*已经增加。自20世纪40年代以来，北太平洋西部TC峰值风速的平均位置*很可能*向极地迁移，自1900年以来，TC向前平移的速度在美国毗连地区*可能*有所减缓。北太平洋西部的TC向极地迁移和全球强TC比率的增加*可能*不能完全用自然变率来解释。具有*高信度*的是，TC的平均峰值风速和4–5级TC的比例将随着气候变暖而增加，最强TC的峰值风速将增加。具有*中等信度*的是，北太平洋西部TC达到最大风强的平均位置将向极地迁移，而全球TC形成的总频率将随着全球变暖的增加而减少或保持不变。{11.7.1}

对于观测到的两个半球热带气旋总数的近期变化，其信度为*低信度*。对于过去一个世纪北半球最强热带气旋数量和强度的变化趋势，也是*低信度*，原因是大气再分析中同化数据的数量和类型存在巨大的年际至年代际变化，时间和空间上也存在异质性，特别是在卫星时代之前。在南半球，自1979年以来，具有低压力中心（<980 hPa）的热带气旋数量*可能*增加。预计强温带气旋的频率将减少（*中等信度*）。预估的强度变化取决于气候模式的分辨率（*中等信度*）。与温带气旋相关的风速会随着风暴路径的改变而改变，这一点具有*中等信度*。{2.3.1, 3.3.3, 4.5.1, 4.5.3, 8.3.2, 8.4.2, 11.7.2}

文框 TS.3 | 低可能性，高升温的情节

不能排除未来全球变暖会超过评估的*很可能*范围，这与社会和生态系统的最高风险有潜在关系。这种低可能性、高升温的情节往往会比多模式平均值在区域变干和变潮的强度方面表现出更大的变化。即使在*很可能*范围内的变暖水平，也可能发生全球和区域低可能性的结果，如降水的大幅变化、与冰盖崩溃有关的额外海平面上升（见文框TS.4），或突然的海洋环流变化等。虽然大西洋经向翻转环流（AMOC）在2100年前不会出现突然崩溃（*中等信度*），但如果它发生，将*很可能*导致区域天气模态和水循环发生突然转变。这些低可能性结果的概率会随着全球变暖水平的提高而增加。如果现实世界的气候敏感性处于评估范围的高端，那么在特定的排放情景下，全球和区域的变化将大大超出*很可能*范围的预估。随着全球变暖的加剧，一些非常罕见的极端事件和一些在过去和当前气候中可能性较低的复合事件（多变或同时发生的极端事件）将变得更加频繁，而且在观测记录中前所未有的事件发生的可能性更大（*高信度*）。最后，与基于SSP的地球系统模式（ESM）预估相比，一系列大型火山爆发也可能产生低可能性、高影响的结果，从而大大改变21世纪的气候轨迹。{跨章文框4.1, 4.3, 4.4, 4.8, 7.3, 7.4, 7.5, 8.6, 9.2, 9.6, 文框9.4, Box 11.2, 跨章文框12.1}

以前的IPCC报告在很大程度上把评估重点放在预估的未来表面温度变暖和相关气候变化的*很可能*范围上。然而，全面的风险评估还需要考虑自然气候系统中潜在的更大变化，这些变化*不可能*或*很不可能*发生，但有可能与社会和生态系统的最高风险有关（图TS.6）。自第五次评估报告以来，高变暖的自然气候情节已成为有用的方法，用于探索IPCC*很可能*范围预估之外的未来风险空间。{4.8}

平衡气候敏感性（ECS）和瞬时气候响应（TCR）真值的不确定性在中等到强排放情景下的未来变暖预估不确定性中占主导地位（TS.3.2节）。若真实ECS高于评估的*很可能*范围（2°C–5°C），则需要历史上强烈的气溶胶冷却和/或与SST模式变化有关的正反馈（模式效应）带来更强的升温趋势，以及强烈的云层正反馈和古气候重建中的重大偏差 — 其中每一项都被评估为*不可能*或*很不可能*，但不能排除。由于CMIP6包含若干ESM，超过了评估的未来地表变暖*很可能*范围的上限，这些模式可以在没有对可能性进行定量评估的情况下，用来构建低可能性、高升温的情节，以探索风险和脆弱性。{4.3.4, 4.8, 7.3.2, 7.4.4, 7.5.2, 7.5.5, 7.5.7}

地表变暖超出或接近*很可能*范围上限的那些CMIP6模式，其模拟温度和降水表现出的大范围变化格局在所有情景下与多模式平均值有很大差异。对于SSP5–8.5，高升温模式显示，在大多数温带陆地地区和亚马逊部分地区广泛变暖超过6°C。在北极地区，年平均温带相对于现在增加了10°C以上，相当于比变暖的最佳估计高出30%左右。即使是SSP1–2.6情景，高升温模式也显示，在2081–2100年欧亚大陆和北美大部分地区相对于当前状况平均升温2°C –3°C（比升温的最佳估计多出约40%），北极地区相对于现在升温4°C以上（文框TS.3，图1）。如此高的全球变暖情节将意味着符合2°C变暖的剩余碳收支小于评估的*很可能*范围。换句话说，即使满足*可能*将升温限制在2°C的碳收支，低可能性、高升温的情节也将导致升温2.5°C或更多。{4.8}

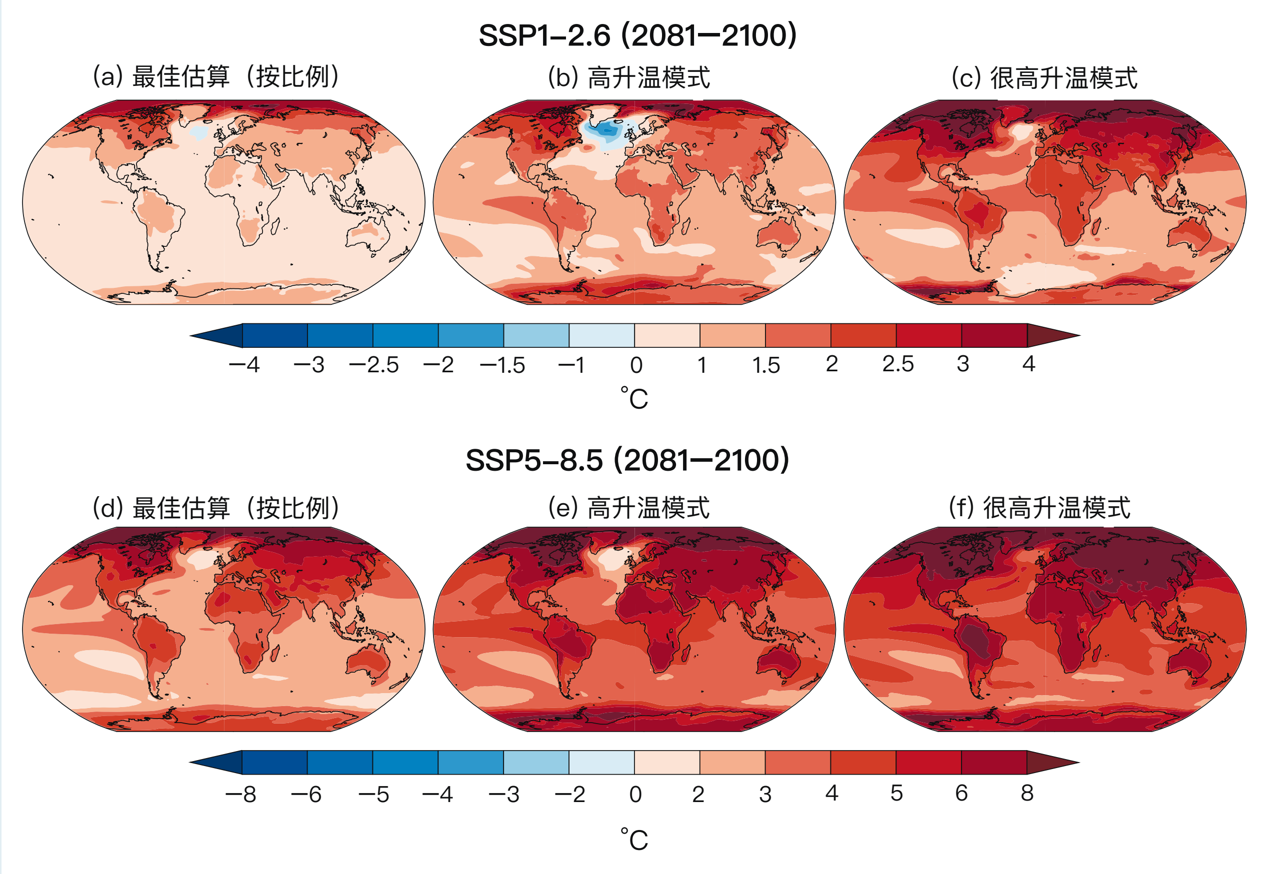
CMIP6模式中，当全球变暖接近评估的*很可能*变暖范围的上限时，往往得到比多模式平均值显示出更大区域干燥和潮湿强度的变化。此外，这些模式的预估相比多模式平均值显示了更大的变干面积，并倾向于显示更大比例的强降水增加。然而，区域降水变化是由热力学和动力过程引起的，因此最强的全球变暖水平不一定与最强的降水响应有关。不能排除人类造成的水循环突然变化。涉及植被和尘埃的陆地表面正反馈可以造成干燥度的突变，但这种变化会在21世纪发生的结论为*低信度*。亚马逊森林被持续砍伐，加上气候变暖，增大了该生态系统在21世纪跨越临界点进入干燥状态的概率（*低信度*）。（另见文框 TS.9）。{4.8, 8.6.2}

具有*中等信度*的是，预估的AMOC下降（TS.2.4节）在2100年前不会突然出现崩塌，这种崩塌可能是由格陵兰冰盖意外的融水涌入引发的。如果发生AMOC崩塌，将*很可能*导致区域天气模态和水循环发生突变，如热带雨带向南移，并可导致非洲和亚洲季风减弱，南半球季风加强，以及欧洲变干。（另见文框TS.9和TS.13）。{4.7.2, 8.6.1, 9.2.3}

非常罕见的极端事件和复合事件或同时发生的事件，如2018年北半球同时发生的热浪，往往会产生较大的影响。不断变化的气候状态已经在改变极端事件的可能性，如十年期的干旱和极端海平面事件，并在未来变暖的情况下继续改变极端事件的可能性。复合事件和并发极端事件有助于增加低可能性、高影响后果的概率，并将随着全球变暖的加剧而变得更加频繁（*高信度*）。更高的变暖水平增加了观测记录中前所未有的事件的发生可能性。{9.6.4, 文框11.2}

最后，低可能性的情节不一定只与人类引起的气候变化有关。一个低可能性、高影响的结果，与过去2500年的历史先例相一致，将可能出现若干次大型火山爆发，与基于SSP的地球系统模式预估相比，可能大大改变21世纪的气候轨迹。{跨章文框4.1}

表TS.3（接续）



文框 TS.3, 图1 | 高升温情节。*本图的目的是说明与CMIP6多模式平均值相比的高升温情节。***(a)** 耦合模式比较计划第6阶段（CMIP6）的多模式平均值，线性调整到SSP1–2.6情景下相对于1995–2014年，2081–2100年最佳全球表面温度评估值，**(b)**五个高升温模式的平均值，其中全球表面温度变化最接近评估的很可能范围的上界，***(c)***五个很高的升温模式的平均值，其中全球表面温度变化高于评估的很可能范围。**(d–f)** 与(a–c)相同，但是为SSP5–8.5情景下的结果。请注意（a–c）和（d–f）中不同的颜色条。{4.7，图4.41}。

TS.2.4 海洋

观测、模式和古证据表明，最近观测到的海洋变化是几百年至几千年来前所未有的（*高信度*）。在过去的四十到六十年里，*几乎确定*的是，全球海洋已经变暖，人类的影响*极可能*是20世纪70年代以来的主要驱动因素，使气候变化在几百年到几千年内不可逆转（*中等信度*）。*几乎确定*的是，自20世纪50年代以来，上层海洋的盐度对比度已经增加，而且*极可能*是人类的影响造成的。*几乎确定*的是，自1970年以来，上层海洋的层结增加了，在过去的40年里，全球海水的pH值下降了，人类的影响是观测到的开放海洋表面酸化的主要驱动因素（*几乎确定*）。在过去的5000万年里，开放海洋表面的pH值出现了长期上升（*高信度*），海洋表面的pH值像最近这么低的情况，在过去的200万年里并不常见（*中等信度*）。具有高信度的是，海洋热浪在20世纪变得更加频繁，而且自2006年以来大多数热浪都可归因于人类活动造成的变暖（*很可能*）。具有*高信度*的是，自20世纪中期以来，许多海洋区域的含氧水平已经下降，许多海洋生物的地理范围在过去20年里发生了变化。

自1971年以来观测到的海洋变暖量，在低升温情景下（SSP1–2.6），到2100年*可能*至少增加一倍，在高升温情景下（SSP5–8.5）将增加4–8倍。层结（*几乎确定*）、酸化（*几乎确定*）、脱氧（*高信度*）和海洋热浪频率（*高信度*）将在21世纪继续增加。虽然对20世纪AMOC变化的评估仅为*低信度*，但21世纪的AMOC*很可能*会下降（图TS.11）。{2.3, 3.5, 3.6, 4.3.2, 5.3, 7.2, 9.2, 文框9.2, 12.4}

*几乎确定*的是，至少自1971年以来，全球海洋已经变暖，海洋吸收了全球新增热量的90%（TS.3.1节）。目前，海洋变暖的速度至少比末次冰消期过渡以来的任何时候都快（*中等信度*），变暖的深度延伸至2000米以下（*很高信度*）。*极可能*的是，人类的影响是最近海洋变暖的主要驱动因素。海洋变暖将持续整个21世纪（*几乎确定*），即使在低二氧化碳排放的情景下也可能至少持续到2300年。海洋变暖在几个世纪到几千年内是不可逆的（*中等信度*），但变暖的程度从21世纪中叶左右开始取决于情景（*中等信度*）。气候变暖不会是全球统一的，热量主要储存在南大洋水体中，而北大西洋次极地的变暖较弱（*高信度*）。对反馈机制理解的局限性限制了对未来南极洲附近海洋变暖以及这将如何影响海冰和冰架的信度。{2.3.3, 3.5.1, 4.7.2, 7.2.2, 9.2.2, 9.2.3, 9.2.4, 9.3.2, 9.6.1, 跨章文框9.1}

自20世纪初以来，全球平均SST已经上升了0.88[0.68~1.01]°C，而且*几乎确定*的是，在整个21世纪，SST将继续上升，对海洋生态系统的危害越来越大（*中等信度*）。20世纪海洋热浪变得更加频繁（*高信度*），频率大约增加了一倍（*高信度*），自20世纪80年代以来强度更强，而且持续时间也更长（*中等信度*）。2006–2015年的大部分海洋热浪都可归因于人类活动造成的变暖（*很可能*）。海洋热浪的频率将继续增加，在SSP1–2.6下，2081–2100年全球*可能*比1995–2014年增加2–9倍，在SSP5–8.5下增加3–15倍（图TS.11a），其中热带和北极海洋的变化最大。{2.3.1, 跨章文框2.3, 9.2.1, 文框9.2, 12.4.8}

至少从1970年起，全球观测到的上层海洋层结（0–200米）已经增加（*几乎确定*）。根据最近对现有观测数据的精细分析，具有*高信度*的是1970–2018年增加了4.9±1.5%，大约是SROCC评估结果的两倍，并将在整个21世纪继续增加，其增加速度取决于排放情景（*几乎确定*）。{2.3.3, 9.2.1}

*几乎确定*的是，自1950年以来，近地表高盐度地区的盐度变得更高，而低盐度地区的盐度变得更低，而具有*中等信度*的是这与水循环的加强有关（文框 TS.6）。*极可能*的是，人类的影响促成了这种盐度变化，而且这种大尺度模态的幅度将在21世纪有所增加（*中等信度*）。{2.3.3, 3.5.2, 9.2.2, 12.4.8}

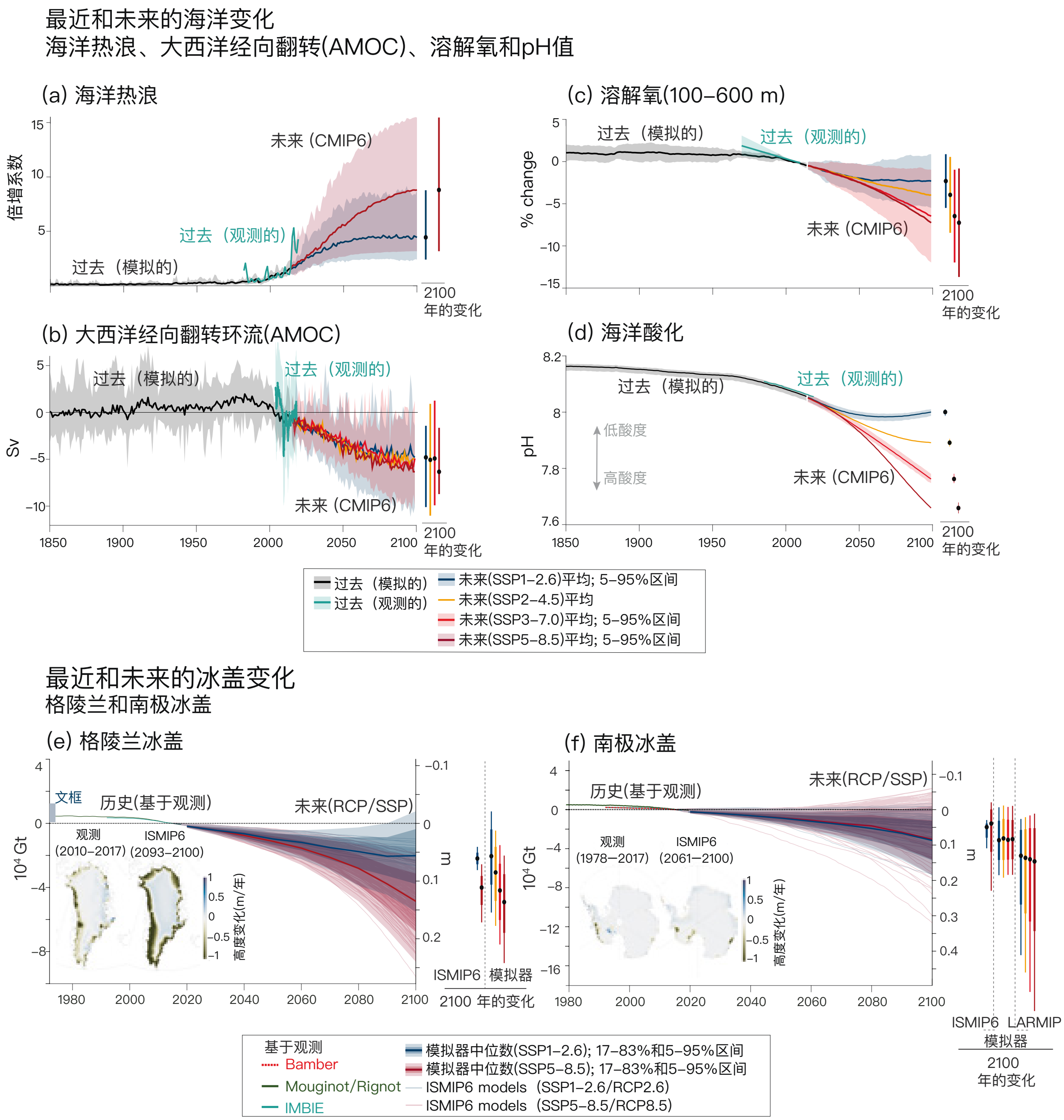
在过去的8000年中，AMOC相对稳定（*中等信度*）。由于定量重建和模拟趋势的*一致性低*，用于制定代用指标的模式和测量，以及新的模式评估中都缺少关键过程，对于20世纪AMOC变化的量化具有*低信度*。自2000年代中期以来的直接观测记录太短，无法确定内部变率、自然强迫和人为强迫对AMOC变化的相对贡献（*高信度*）。对于所有的SSP情景，21世纪AMOC*很可能*下降（图TS.11b）；文框TS.3对可能的突然下降情况作了进一步的评估了。{2.3.3, 3.5.4, 4.3.2, 8.6.1, 9.2.3, 跨章文框12.3}

具有*高信度*的是，许多洋流将在21世纪随着风应力的变化而变化。21世纪南大洋环流的变化具有*低信度*，但其对风向变化和冰架融化的增加较为敏感具有*高信度*。自1993年以来，西部边界海流和副热带涡旋已向极地转移（*中等信度*）。21世纪，副热带涡旋、东澳大利亚海流延伸、阿古拉斯海流和巴西海流预计将随着风应力的变化而加强，而墨西哥湾流和印度尼西亚贯穿流预计将减弱（*中等信度*）。预计在21世纪，所有四个主要的东部边界上升流系统都将在低纬度地区减弱，在高纬度地区加强（*高信度*）。{2.3.3, 9.2.3}

*几乎确定*的是，过去40年来，由于对人为排放的二氧化碳的吸收，海表面pH值已经下降。在所有的排放情景下，海洋酸化和与之相关的碳酸钙饱和状态的降低（碳酸钙是各种海洋生物骨骼或外壳的组成成分）预计在21世纪会增加（*高信度*）。在过去的5000万年里，表层开放海域的pH值长期上升（*高信度*），表层海洋的pH值像最近这么低的情况，在过去200万年里是不常见的（*中等信度*）。具有*很高信度*的是，现在的表层pH值至少在2.6万年内是前所未有的，至少目前的pH值变化率在那个时候是前所未有的。在过去的二三十年里，在所有的大洋盆地都观测到了海洋内部的pH值下降（*高信度*）（图TS.11d）。{2.3.3, 2.3.4, 3.6.2, 4.3.2, 5.3.2, 5.3.3, 5.6.3, 12.4.8}

自20世纪中叶以来，在全球海洋的许多地区观测到了开放海域的脱氧现象和最低含氧区的扩大（*高信度*），部分原因是由于人类的影响（*中等信度*）。预估脱氧现象将随着海洋变暖而继续增加（*高信度*）（图 TS.11c）。与CMIP5相比，CMIP6中气候敏感性更高，而海洋通风有所减少，这导致2080–2099年期间的次表层（100–600米）氧气下降的预估大大超过SROCC的报告。{2.3.3, 2.3.4, 跨章文框2.4, 3.6.2, 5.3.3, 12.4.8}

至少在过去20年中，许多海洋生物的地理范围已向两极和更深的海域转移（*高信度*），这显示出向冷水区转移的趋势。一小部分生物的分布范围已向赤道方向转移，并向较浅的深



图TS.11 | 过去、未来海洋和冰盖的变化。该图的目的是表明对于许多海洋和冰冻圈指标，观测到的和预估的时间序列是一致的。在不同的温室气体排放情景下，观测到和模拟的历史变化和预估的未来变化。模拟和预估的海洋变化用耦合模式比较计划第6阶段（CMIP6）的集合平均值来表示，并为SSP1-2.6和SSP3-7.0情景提供了5–95%的范围（阴影）（图a中提供了SSP1-2.6和SSP5-8.5情景的范围）。2100年的平均值和5–95%范围用竖线在每个图的右侧显示。**(a)** 海面海洋热浪天数相对于1995–2014年的变化（定义为超过1995–2014年分布中海面温度（SST）第99个百分位的天数）。评估了1982–2019年AVHRR卫星SST的观测变化。**(b)** 相对于1995–2014年的大西洋经向翻转环流（AMOC）输送（定义为北纬26度的最大输送）。根据RAPID阵列评估的观测变化跨度为2004–2018年，使用12个月的滑动平均值平滑而成（平均值周围的阴影表示平均值周围12个月的滑动标准差）。**(c)** 相对于1995–2014年，全球海洋氧气（100–600米深度）的平均变化百分比。评估的观测趋势和很可能范围来自SROCC的评估，时间跨度为1970–2010年，以2005年为中心。**(d)** 全球平均表面pH值。评估的观测变化跨度为1985–2019年，来自基于CMEMS SOCAT的重建结果（全球平均值周围的阴影显示90%的信度区间）。**(e)**、**(f)**：冰盖质量变化。在SSP1-2.6和SSP5-8.5（阴影和粗线）情景下，预估的冰盖变化显示为ISMIP6模拟的累积质量损失和海平面当量的中位数、5–95%范围（浅色阴影）和17–83%范围（深色阴影），单个模拟预估为细线。ISMIP6、ISMIP6模拟和LARMIP-2中，2100年的中位数（点）、17–83%范围（粗竖条）和5–95%范围（细竖条）以竖条形式显示在每个图的右侧。基于观测的估算：格陵兰岛（e），1972–2018年（Mouginot），1992–2016年（Bamber），1992–2020年（IMBIE）以及1840–1972年的总估计质量损失范围（文框）。对于南极洲（f），根据卫星数据估算结合了1992–2020年（IMBIE）、1992–2016年（Bamber）和1979–2017年（Rignot）的模拟地表质量平衡和冰川均衡订正模型结果。左边插图：根据CryoSat-2雷达测高（e）得出的2010–2017年格陵兰岛平均海拔变化，以及根据恢复的模拟雷达记录（f）得出的1978–2017年南极洲平均海拔变化。右边的插图：在RCP8.5情景下，MIROC5气候模式的ISMIP6模式平均（2093–2100）预估变化。{2.3.3; 2.3.4; 3.5.4; 4.3.2; 5.3.2; 5.3.3; 5.6.3; 9.2.3; 9.4.1; 9.4.2; 文框9.2; 文框9.2, 图1; 图9.10, 9.17和9.18}

度转移（*高信度*）。与许多生物的生命周期相关的物候指标在过去二十年或更长时间中也发生了变化（*高信度*）。 由于观测到生物的地理范围及其物候指标的变化因物种和位置而异，因此可能会破坏主要的海洋生态系统。{2.3.4}

TS.2.5 冰冻圈

近几十年来，已经观测到大范围的冰雪损失，冰冻圈的若干要素现在处于几个世纪以来从未见过的状态（*高信度*）。人类的影响*很可能*是20世纪70年代末以来观测到的北极海冰减少（夏末海冰的损失*可能*是至少1000年来所没有的）和冰川广泛退缩（至少在过去2000年中是前所未有的，*中等信度*）的主要驱动力。此外，人类的影响*很可能*是1950年以来观测到的北半球春季积雪减少的原因。

相比之下，南极海冰范围自1979年以来没有经历过明显的净变化，并且对其预估的变化只具有*低信度*。预计到21世纪末，在高CO_2排放的情景下，北冰洋在夏末将变得几乎没有海冰（*高信度*）。*几乎确定*的是，进一步变暖将导致北半球的积雪进一步减少，并且具有*高信度*的是，近地表的永久冻土量也将进一步减少。

即使全球温度稳定下来，至少在未来几十年内冰川的物质量会继续减少（*很高信度*），*几乎确定*的是21世纪格陵兰冰盖的质量会损失，南极冰盖也*可能*会损失。对于南极冰盖在21世纪及以后的可能演变，特别是由于西南极冰盖的潜在不稳定性，仍然存在深度不确定性。{2.3, 3.4, 4.3, 8.3, 9.3—9.6, 文框9.4, 12.4}

目前的北极海冰覆盖水平（包括年度和夏末）至少是1850年以来的最低水平（*高信度*），而夏末则是过去1000年以来的最低水平（*中等信度*）。自20世纪70年代末以来，北极海冰的范围和厚度在夏季和冬季都有所下降，海冰变得更年轻、更薄、更动态化（*很高信度*）。主要由于温室气体增加造成的人为强迫*很可能*是这一损失的主要原因，但新的证据表明，自20世纪50年代以来，人为气溶胶强迫抵消了部分CO_2引起的损失（*中等信度*）。在所有评估的SSP情景下，每年北极海冰最小范围在2050年前至少有一次*可能*降至100万平方公里以下。到21世纪末，在高CO_2排放情景下，这种几乎没有海冰的状态将成为夏末的常态（*高信度*）。北极夏季海冰与全球表面温度的变化大致呈线性关系，这意味着不存在临界点，而观测到的/预估的损失有可能是可逆的（*高信度*）。{2.3.2, 3.4.1, 4.3.2,9.3.1, 12.4.9}

对于南极海冰，由于区域之间相反的趋势和巨大的内部变率，从1979年到2020年，卫星观测的海冰范围在冬季和夏季都没有明显的趋势。由于模式模拟和观测之间并不匹配，再加上对模式间存在巨大差异的原因缺乏了解，对未来南极海冰变化的模式预估仅为*低信度*，特别是在区域层面。{2.3.2, 3.4.1, 9.3.2}

在多年冻土地区，过去三四十年来，上层30米的地面温度普遍上升（*高信度*）。温度每升高1°C（与1850–1900年相比不超过4°C），全球地表下3米的多年冻土量将减少约25%（*中等信度*）。然而，由于ESM中对相关物理过程的表述不完整，这些减少可能被低估了（*低信度*）。季节性积雪在TS.2.6节中讨论。{2.3.2, 9.5.2, 12.4.9}

具有*很高信度*的是，冰川自19世纪下半叶以来一直在退缩，几乎没有例外；这种状况至少在过去2000年是前所未有的（*中等信度*）。山地冰川*很可能*对1901年至2018年期间观测到的GMSL变化贡献了67.2[41.8至92.6]毫米。自20世纪90年代以来，冰川退缩的速度增加了，人类的影响*很可能*是主要的驱动因素。在RCP2.6和RCP8.5情景下，预计21世纪冰川将分别损失现有质量的18%±13%和36%±20%（*中等信度*）。{2.3.2, 3.4.3, 9.5.1, 9.6.1}

格陵兰冰盖在末次间冰期（大约12.5万年前）和全新世中期（大约6000年前）比现在要小（*高信度*）。在1450年至1850年之间的某个时间点达到最近一次的最大冰量后，冰盖总体上退缩了，有几十年*可能*接近平衡状态（即质量损失量大约等于质量增加量）。*几乎确定*的是，自20世纪90年代以来，格陵兰冰盖的物质量已经减少，人类的影响是一个促成因素（*中等信度*）。具有*高信度*的是，自本世纪初以来，格陵兰冰盖的年度物质量变化一直为负值。在1992–2020年期间，格陵兰*可能*损失了4890±460Gt的冰，造成GMSL上升了13.5±1.3mm。具有*高信度*的是，格陵兰岛的冰质量损失主要是地表融化和径流，而地表质量平衡的变化导致了巨大的年际变率。在所有排放情景下，对未来格陵兰冰量损失的预估（文框 TS.4，表 1；图 TS.11e）都以表面融化的增加为主（*高信度*）。在文框TS.9中评估了格陵兰冰盖和南极洲部分冰盖潜在的不可逆转的长期损失。{2.3.2, 3.4.3, 9.4.1, 9.4.2, 9.6.3, 图集11.2}

南极冰盖*可能*已经损失了2670±530Gt，在1992–2020年期间造成GMSL上升了7.4±1.5mm。南极总冰量损失主要是由西南极冰盖造成的，而西南极和半岛的年损失率自2000年左右开始增加（*很高信度*）。此外，自1979年以来，南极洲东部的部分冰盖质量*很可能*已经损失了。自20世纪70年代以来，南极半岛西部和西南极洲东部的降雪量*可能*有所增加，而南极洲其他地区的空间和年际变率很大。西南极溢出冰川的质量损失，主要是由冰架底部融化引起的（*高信度*），其超过了大陆上积雪增加而增加的质量（*很高信度*）。然而，只有*有限的证据*表明，自1992年以来观测到的南极洲质量损失是由人类活动引起的，这一点具有*中等一致性*（过程归因为*低信度*）。21世纪，冰架和内陆排水产生的质量损失增加*可能*会继续超过降雪的增加（图TS.11f）。在21世纪及以后，南极冰盖沿着高端质量损失情节的可能演变方面，仍然存在深度不确定性，主要与海洋冰盖不稳定性和海洋冰崖不稳定性的突然和广泛出现有关。(另见文框TS.3和TS.4）。{2.3.2, 3.4.3, 9.4.2, 9.6.3, Box 9.4, 图集11.1}

文框TS.4 | 海平面

全球平均海平面（GMSL）在1901年至2018年期间上升了0.20[0.15至0.25]米，自20世纪60年代以来上升速度加快，2006–2018年期间为3.7[3.2至4.2]毫米/年（*高信度*）。人类活动*很可能*是1971年以来观测到的GMSL上升的主要原因，新的观测证据表明1901年至2018年期间评估的海平面上升与导致海平面上升的各个组成部分的总和一致，包括海洋变暖和冰川及冰盖融化导致的上升（*高信度*）。*几乎确定*的是，21世纪由于气候系统持续变暖，GMSL将继续上升（文框TS.4，图1）。海平面对温室气体（GHG）排放的响应比全球表面温度慢，导致其在21世纪对情景的依赖性比全球表面温度弱（*高信度*）。这种缓慢的响应也导致了长期持续性的海平面上升，这与持续的海洋吸热和冰盖的缓慢调整有关，在停止排放后仍将持续数百年和数千年（*高信度*）（文框 TS.9）。到2100年，相对于1995–2014年平均（*中等信度*），在SSP1–1.9情景下GMSL预计将上升0.28–0.55米（*可能范围*），在SSP5–8.5下预计将上升0.63–1.01米（*可能范围*）。在较高的CO_2排放情景下，2100年及以后的海平面预估具有深度不确定性，这与冰盖对变暖的响应有关。在低可能性、高影响情节和高CO_2排放情景中，具有深度不确定性的冰盖过程可能会在2150年前推动GMSL上升约5米。鉴于长期持续性，达到不同GMSL上升水平的时间的不确定性是适应规划的一个重要考虑因素。{2.3, 3.4, 3.5, 9.6, Box 9.4, 跨章文框9.1, 表9.5}

GMSL的变化是由海洋变暖或变冷（以及相关的膨胀/收缩）以及陆地上储存的冰和水量的变化共同造成的。古证据表明，在过去的5500万年中，GMSL曾比现在高出约70米和低130米，并且在末次间冰期*可能*高出5到10米（文框TS.2，图 1）。海平面观测显示，1901–2018年期间，GMSL上升了0.20[0.15到0.25]米，平均速度为1.7[1.3到2.2]毫米/年。自第五次评估报告以来的新分析和古证据表明，这一速度*很可能*比至少过去三千年来的任何一个世纪都要快（*高信度*）。自AR5以来，有更多的证据表明自20世纪中期以来，GMSL上升的速度有所加快，1971–2018年期间的平均速度为2.3[1.6–3.1]毫米/年，2006–2018年期间增加到3.7[3.2–4.2]毫米/年（*高信度*）。{2.3.3, 9.6.1, 9.6.2}

21世纪，GMSL将继续上升（文框TS.4，图1a）。仅考虑那些至少具有*中等信度*的预估过程，相对于1995–2014年，预计到2050年，GMSL将上升0.18米（0.15–0.23米，*可能范围*；SSP1–1.9）到0.23米（0.20–0.30米，*可能范围*；SSP5–8.5）。到2100年，预计上升幅度在0.38米（0.28–0.55米，*可能范围*；SSP1–1.9）和0.77米（0.63–1.01米，*可能范围*；SSP5–8.5）之间{表9.9}。第六次评估报告中用于海平面预估的方法、模式和情景比SROCC所采用的方法、模式和情景都有所更新，其中海洋和冰冻圈部分（TS.2.4和TS.2.5节）所描述的最新模式预估提供了依据。尽管存在这些差异，海平面预估与SROCC的预估大致一致。{4.3.2, 9.6.3}

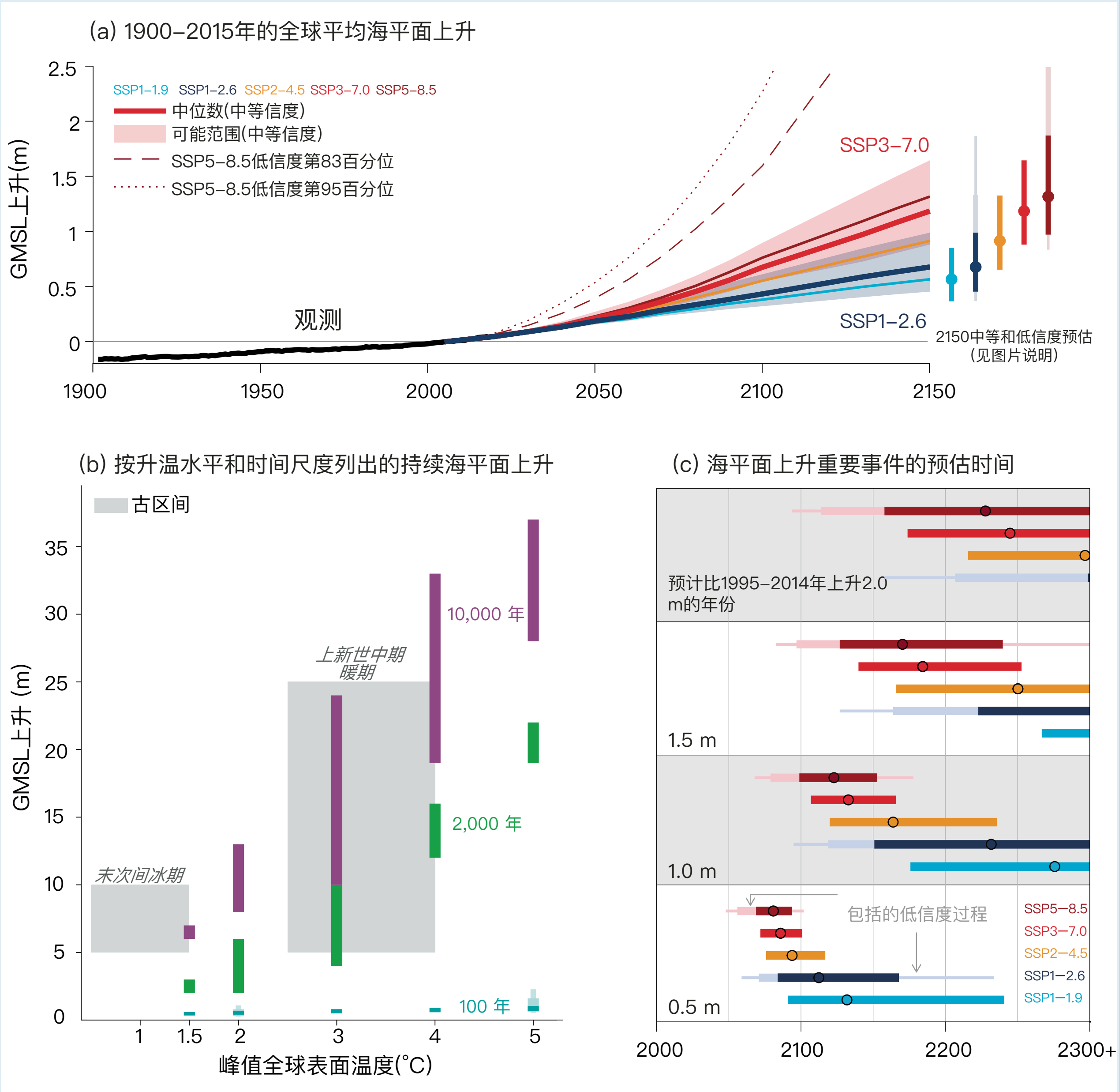
重要的是，*可能*范围预估并不包括那些与冰盖有关的过程，对这些过程的量化是高度不确定的，或具有深度不确定性。2100年之前更高的GMSL上升量可能是由于海洋冰架的解体比预估的早，南极洲周围突然广泛出现海洋冰盖不稳定（MISI）和海洋冰崖不稳定（MICI），以及格陵兰表面质量平衡和动态冰损失的变化比预测的快（文框TS.4，图1）。在低可能性、高影响情节和高二氧化碳排放的情景下，这些过程结合起来，到2100年可使海平面上升增加1米以上（文框TS.3）。{4.3.2, 9.6.3, 文框9.4}

2100年以后，由于深海吸热和冰盖质量损失的持续，GMSL将继续上升数百年至数千年，并将保持数千年的高位（*高信度*）。到2150年，只考虑那些至少有*中等信度*的预估过程，并假设2100年后冰量通量没有加速，相对于基于SSP情景扩展的1995–2014年期间，GMSL预计将上升0.6米（0.4–0.9米，*可能*范围，SSP1–1.9）到1.3米（1.0–1.9米，*可能*范围）（SSP5–8.5）。在高CO_2排放下，*低信度*的过程（如MICI），到2150年可促使GMSL上升到约5米（文框TS.4，图1a）。到2300年，在低CO_2排放（SSP1–2.6）下，GMSL将上升0.3–3.1米（*低信度*）。在高CO_2排放下（SSP5–8.5），如果没有MICI，预计到2300年GMSL将上升1.7–6.8米，如果考虑MICI，将上升16米（*低信度*）。2000年来，具有*中等一致性*和*有限证据*的是，在峰值变暖1.5°C时，持续的GMSL上升约为2–3米，峰值变暖2°C时为2–6米，峰值变暖3°C时为4–10米，峰值变暖4°C时为12–16米，而峰值变暖5°C时为19–22米。{9.6.3}

着眼于时间的不确定性，为未来海平面上升的不确定性提供了另一种视角（文框TS.4，图1c）。例如，只考虑*中等信度*的过程，GMSL上升超过0.5米的时间在SSP1–2.6情景下可能在大约2080至2170年间，在SSP5–8.5情景下可能在大约2070至2090年间。鉴于长期持续性，达到不同GMSL上升水平的时间的不确定性是适应规划的一个重要考虑因素。{9.6.3}

在区域尺度上，还有一些过程发挥了作用，相对于GMSL改变了当地海平面的变化，包括陆地垂直运动、海洋环流和密度变化，以及陆地和海洋之间由于水和冰质量重新分布所产生的重力、旋转和变形效应等。这些过程形成了一种空间格局，倾向于增加低纬度的海平面上升，减少高纬度的海平面上升。然而，在21世纪，大多数沿海地区的预估区域海平面上升的中位数在预估GMSL变化的±20%以内（*中等信度*）。关于区域海平面变化和极端事件的进一步细节，见TS.4节。{9.6.3}

表TS.4 (接续)



文框TS.4，图1 | 全球平均海平面（GMSL）在不同时间尺度和不同情景下的变化。*该图的意图是：(1)在20世纪的观测背景下显示世纪尺度GMSL的预估，(2)通过考虑GMSL上升里程碑的时间来说明预估中的“深度不确定性”，(3)显示与不同变暖水平相关的长期持续性，包括支持这一点的古证据。***(a)** 从1900年到2150年，相对于1995–2014年基准期，观测到的（1900–2018年）和在SSP情景下预估的（2000–2150年）GMSL变化。实线表示预估的中位数。阴影区域显示SSP1-2.6和SSP3-7.0的*可能*范围。点线和虚线分别表示SSP5-8.5下的第83和第95百分位的*低信度*预估。右边的条形图显示2150年SSP1-1.9、SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0和SSP5-8.5下的*可能*范围。根据包含结构化专家判断和海洋冰崖不稳定性的预估方法，浅色阴影的粗/细条显示了2150年SSP1-2.6和SSP5-8.5下的第17–83/95百分位数的*低信度*范围。在SSP5-8.5，2150年的*低信度范围*在第83/95百分位延伸至4.8/5.4米。**(b)** 相对于1850–1900年，100年（蓝色）、2000年（绿色）和10000年（洋红色）时间尺度上的GMSL变化与全球表面温度的关系。对于100年的预估，是相对于1995–2014年基准期，预估2100年的GMSL，而温度距平是2081–2100年的平均数值。对于较长期的持续性，变暖是以停止排放后达到高于1850–1900年变暖峰值为指标。阴影区域显示末次间冰期和上新世中期温暖期的全球表面温度和GMSL的古制约因素。浅色阴影的粗/细蓝条显示2100年SSP1-2.6和SSP5-8.5下的第17–83/95百分位数的*低信度*范围，分别为2°C和5°C。**(c)** 在不同的SSP下，超过GMSL阈值0.5、1.0、1.5和2.0米的时间。浅色阴影的粗/细条表示SSP1-2.6和SSP5-8.5下的第17–83/5–95百分位数的*低信度*范围。{4.3.2, 9.6.1, 9.6.2, 9.6.3, 文框9.4}

文框TS.5 | 碳循环

在工业时代，大气CO_2浓度的持续增长无疑是由于人类活动排放造成的。海洋和陆地的碳汇减缓了大气CO_2的上升。预估结果显示，虽然在高排放情景下，陆地和海洋的碳汇比低排放情景下吸收的CO_2更多，但自然碳汇从大气中移除的排放物的比例随着浓度的增加而减少（*高信度*）。预估的海洋和陆地碳汇在特定情景下显示出类似的响应，但陆地碳汇的年际变率要高得多，模式差异也更广。预估本世纪下半叶碳汇增长速度会放缓，这分别与碳–气候反馈的加强和中等至–无减缓方案和高减缓方案下大气CO_2的稳定有关（见FAQ5.1）。{5.2, 5.4}

人为CO_2的碳汇主要与物理海洋和生物圈陆地过程有关，这些过程推动了多个陆地、海洋和大气库之间的碳交换。这些交换是由大气中不断增加的CO_2驱动的，但也受到气候变化的影响（文框TS.5，图1c、d）。北半球和南半球大气分别主导着陆地和海洋的碳汇（文框TS.5，图1）。海洋环流和热力学过程在全球碳与能量（热）循环的耦合方面也起着关键作用。具有*高信度*的是，海洋碳热关系是最重要的碳气候指标之一，累积CO_2排放的瞬态气候响应（TCRE；TS.3.2.1节）可用于确定剩余碳预算。{5.1, 5.2, 5.5, 9.2, 跨章节文框5.3}

根据南北半球间CO_2浓度梯度、同位素和清单数据的多种证据，1750年以来大气CO_2的增长（见TS.2.2节）毫无疑问是由于人类活动的直接排放所致。1750–2019年期间，化石燃料的燃烧和土地利用的变化导致700±75PgC（*可能*范围，1PgC=10^{15}g碳）释放到大气中，其中约41%±11%仍在大气中（*高信度*）。在人为CO_2排放总量中，化石燃料的燃烧约占64%±15%，在过去10年中增长到86%±14%，其余的来自于土地利用的变化。在过去十年（2010–2019年），年均人为CO_2排放量达到人类历史上的最高水平，为10.9 ± 0.9 PgC yr^{-1}（*高信度*）。在这些排放中，46%累积在大气中（5.1±0.02 PgC yr^{-1}），23%（2.5±0.6 PgC yr^{-1}）被海洋吸收，31%（3.4±0.9 PgC yr^{-1}）被陆地生态系统吸收（*高信度*）。{5.2.1, 5.2.2, 5.2.3}

在过去60年中，海洋（*高信度*）和陆地（*中等信度*）的CO_2汇已随着人为排放的增加而增加了（文框TS.5，图1）。排放与海洋和陆地汇的增长之间的一致性，过去60年来人为排放的二氧化碳留在大气中的部分保持着约占总排放44%±10%的比例（*高信度*）。海洋和陆地汇的年际和年代变率表明，它们对排放增长率的变化以及气候的变率很敏感，因此对气候变化也很敏感（*高信度*）。{5.2.1}

陆地CO_2汇受植被的碳吸收影响，具有很大的年际变率，例如与厄尔尼诺–南方涛动（ENSO）有关。自20世纪80年代以来，大气二氧化碳增加带来的碳肥增加了陆地CO_2净汇的强度（*中等信度*）。在历史时期，海洋汇的增长主要由大气CO_2的增长率决定。然而，具有*中等信度*的是，海洋和陆地生物圈中支配碳反馈的自然和化学过程的变化已经改变了海洋和陆地的变率特征，特别是CO_2的季节性循环。然而，还没有观测到汇的多年代趋势的改变。{2.3.4, 3.6.1, 5.2.1}

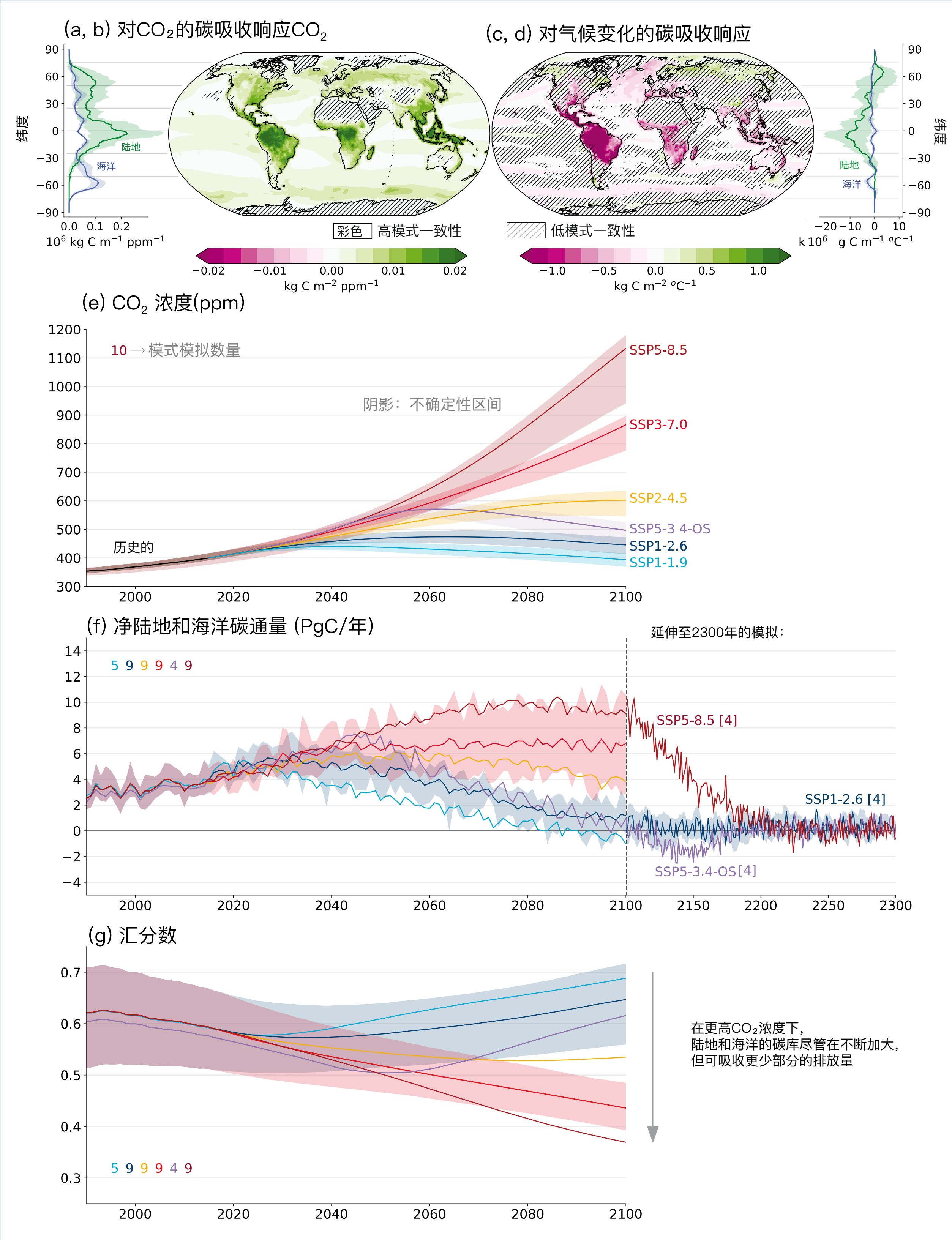
在AR6中，ESM预估是以2100年的CO_2浓度从大约400ppm（SSP1–1.9）到1100ppm以上（SSP5–8.5）作为评估基础的。大多数模拟是在规定的大气CO_2浓度下进行的，这些浓度已经考虑了对气候–碳反馈效应的期望值。CO_2排放驱动的模拟考虑了这些反馈的不确定性，但并没有明显改变预估的全球表面温度变化（*高信度*）。尽管在高排放情景下，陆地和海洋汇比低排放情景下吸收的CO_2更多，但从大气中移除的排放物的比例却减少了（*高信度*）。这意味着排放的CO_2越多，海洋和陆地汇的效率就越低（*高信度*），这种效应补偿了CO_2与其辐射强迫之间的对数关系，也意味着大气CO_2每增加一个单位，对全球温度的影响就会降低。（文框TS.5，图1f,g）。{4.3.1, 5.4.5, 5.5.1.2}

海洋和陆地汇在特定情景下表现出类似的响应，但陆地汇的年际变率要高得多，模式差异也更广。在SSP3–7.0和SSP5–8.5情景下，这两种汇为响应大气二氧化碳浓度增加一开始出现增长，随后受到新出现的碳–气候反馈的限制（*高信度*）（文框TS.5，图1f）。预估显示，在所有排放情景下，海洋和陆地汇将从21世纪下半叶开始停止增长，但不同排放情景的驱动因素不同。在SSP3–7.0和SSP5–8.5情景下，本世纪下半叶海洋二氧化碳汇的增长速度减弱，主要与碳酸盐缓冲能力下降、海洋变暖和海洋环流改变（如AMOC变化）带来的正反馈加强有关。相比之下，对于SSP1–1.9、SSP1–2.6和SSP2–4.5情景，海洋碳汇增长率的减弱是对大气CO_2浓度稳定或下降的响应。在SSP1–1.9下，模式预估认为陆地和海洋的综合碳汇到2100年将变成一个弱源（*中等信度*）。在高CO_2排放情景下，从21世纪中叶开始，由于气候变暖和变干，陆地碳汇的增长*很可能*会更加缓慢，但*很不可能*在2100年之前从碳汇转为碳源。

预计仅气候变化就会增加高纬度地区的陆地碳积累（不包括多年冻土，这部分在TS.2.5节和TS.3.2.2节中评估），还会导致热带地区陆地碳出现反作用损失（*中等信度*）。地球系统模式预估显示，到2100年大气CO_2的总体不确定性仍主要受排放路径影响，但碳–气候反馈（见TS.3.3.2节）很重要，同时在高排放路径的不确定性越来越大（文框TS.5，图1e）。{4.3.2, 5.4.1, 5.4.2, 5.4.4, 5.4.5, 11.6, 11.9, 跨章节文框5.1, 跨章文框5.3}

TS

表TS.5 (接续)



文框TS.5，图1 | 碳循环过程和预估。

表TS.5 (接续)

文框TS.5, 图1（接续）： *本图的意图是显示碳循环对二氧化碳（CO_2）排放和气候的响应，及其通过预估汇和汇的变化在决定未来CO_2水平方面的作用。*该图显示了碳储存响应CO_2升高 **(a, b)** 和气候变暖 **(c, d)** 而发生的变化。地图显示了在模拟CO_2每年增加1%的情况下，碳吸收量变化的空间格局（5.4.5.5节），纬向平均图显示碳变化的分布以热带和北半球的陆地（绿线）以及南半球的海洋（蓝线）为主。阴影表示少于80%的模式与响应信号一致的区域。**(e)** 未来CO_2预估：共享社会经济路径（SSP）情景下响应的不同人为排放的CO_2预估浓度，结果来自SSP5–8.5情景下耦合地球系统模式和其他情景下MAGICC7模拟器（4.3.1节）。**(f)** 未来的碳通量：SSP情景下预估的直到2100年的陆地和海洋通量（正向下），对于某些情景扩展到2300年，对于SSP1–2.6和SSP3–7.0情景显示了5–95%不确定性范围（4.3.2.4节、5.4.5.4节和5.4.10节）。靠近顶部的数字显示了所使用的模式模拟的数量。**(g)** 汇的部分：陆地和海洋汇所清除的CO_2累积排放量的部分。在较高的排放条件下，汇的部分较小。{图4.3; 5.4.5; 图5.25, 5.27和5.30}

在三个延伸到2300年的长期SSP情景下（SSP5–8.5、SSP5–3.4–OS、SSP1–2.6），ESM预测土地将从汇变成源（*中等信度*）。这些情景对减排做出了简化的假设，SSP1–2.6和SSP5–3.4–OS假设到2300年达到约400ppm，而SSP5–8.5下则超过2000ppm。在高排放情景下，这种转变是由变暖驱动的，而在CO_2净负排放情景下，这种转变与大气CO_2的下降有关。除了在非常大的净负排放下，到2300年的整个时期，海洋仍然是一个汇。TS.3.3.2节进一步阐述了碳循环的自然方面对二氧化碳移除的反应。{5.4.9}

TS.2.6 陆地气候，包括生物圈和极端事件

自19世纪50年代以来，陆地表面空气温度的上升速度比全球表面温度的上升速度快，而且*几乎确定*的是，这种差异性变暖将持续到未来。*几乎确定*的是，自1950年以来，极端高温的频率和强度以及热浪的强度和持续时间都有所增加，即使全球变暖稳定在1.5°C，未来也会进一步增加。强降水事件的频率和强度在大多数观测覆盖率较高的陆地区域都有所增加（*高信度*），并且随着全球进一步变暖，大多数陆地区域的强降水事件*极可能*增加。

在过去的半个世纪里，生物圈的关键方面发生了变化，与大规模变暖相一致：气候带向极地转移，北半球温带地区的生长季节长度增加（*高信度*）。自20世纪60年代以来，北纬45度以北的大气CO_2季节性周期的振幅已经增加（*很高信度*），主要驱动因素是大气CO_2浓度增加导致陆地生物圈生产力的提高（*中等信度*）。自20世纪80年代以来，全球范围内的植被绿化度有所增加（*高信度*）。{2.3, 3.6, 4.3, 4.5, 5.2, 11.3, 11.4, 11.9, 12.4}

和1850–1900年相比，2011–2020年期间，陆地上的观测温度上升了1.59 [1.34–1.83] °C。陆地变暖比全球表面温度变暖高约45%，比海洋表面变暖高约80%。1971–2018年期间，陆地表面变暖吸收了全球新增热量的5%（TS.3.1节），几乎是AR5估值的两倍（*高信度*）。*几乎确定*的是，在整个21世纪陆地的平均表面变暖将继续高于海洋。变暖模式*可能*会随季节变化，北方高纬度地区冬季变暖程度高于夏季（*中等信度*）。{2.3.1, 4.3.1, 4.5.1, 7.2.2, 文框7.2, 跨章节文框9.1, 11.3, 图集11.2}

自1950年以来，全球和大多数地区的极端高温天气（暖日和暖夜）的频率和强度以及热浪的强度和持续时间都有所增加，而低温极端天气的频率和强度则有所下降（*几乎确定*）。具有*高信度*的是，极端高温天气的频率和严重程度的增加是由人类引起的气候变化造成的。如果没有人类对气候系统的影响，最近的一些极端事件是*极不可能*发生的。*几乎确定*的是，即使全球变暖稳定在1.5℃，在整个21世纪，几乎所有有人居住的地区都会出现极端高温和低温事件的进一步变化（表TS.2，图TS.12a）。{1.3, 跨章文框3.2, 11.1.4, 11.3.2, 11.3.4, 11.3.5, 11.9, 12.4}

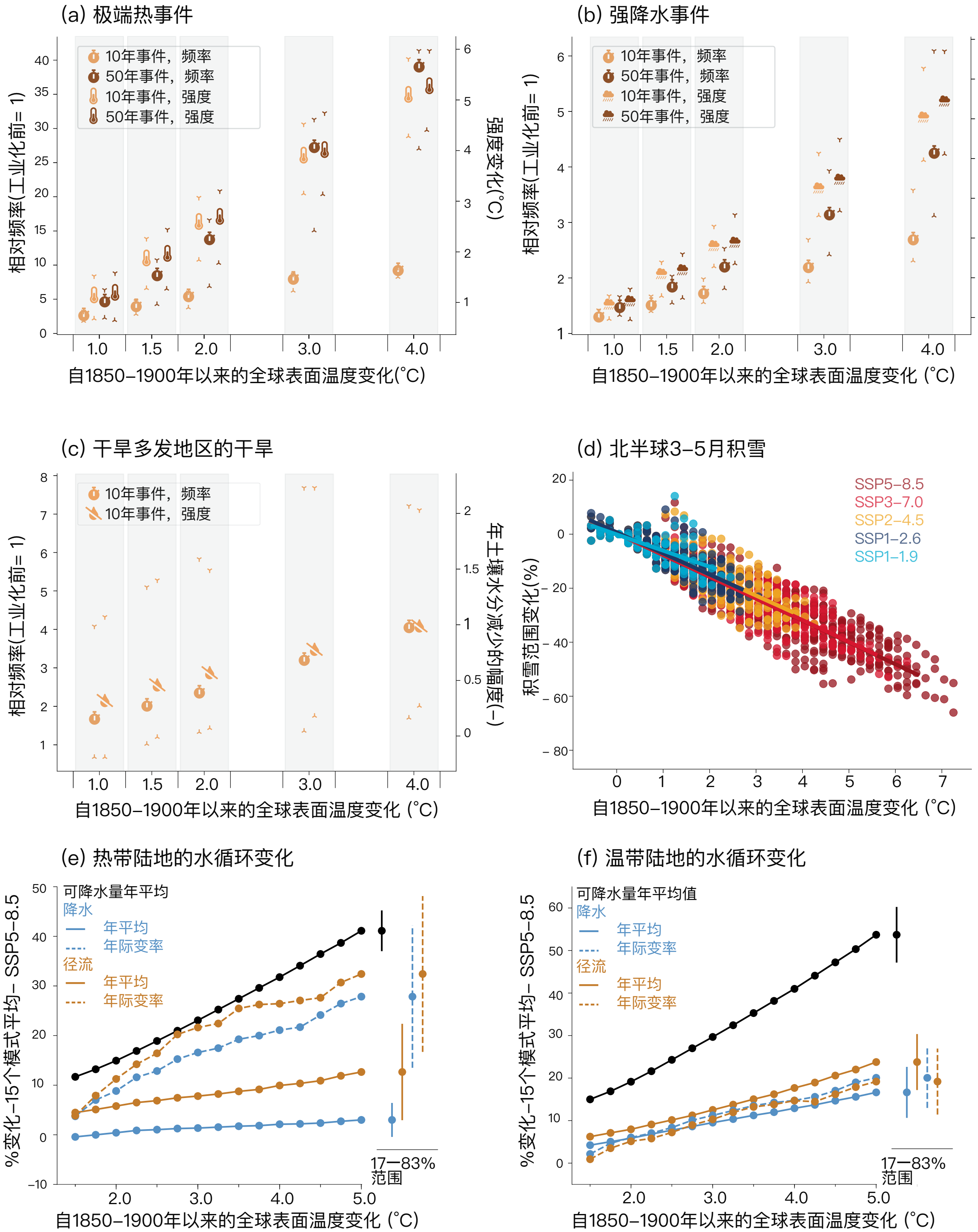
陆地上的变暖幅度更大，这改变了关键的水循环特征（文框TS.6）。平均降水量和径流量的变化率及其变率随着全球变暖而增加（图 TS.12e,f）。由于蒸发量的增加，人类引起的气候变化已经导致一些地区的农业和生态干旱有所增加（*中等信度*）。随着全球变暖的加剧，会有更多地区受到农业和生态干旱增加的影响（*高信度*；另见图TS.12c）。

具有*低信度*的是，在土壤水分受限和大气蒸发需求增加的条件下，由于大气CO_2浓度升高会导致植物水利用效率提高，这能够缓解农业和生态极端干旱。{2.3.1, 跨章节文框5.1, 8.2.3, 8.4.1, 11.2.4, 11.4, 11.6, 文框11.1}

北半球的春季积雪至少从1978年就开始下降（*很高信度*），而且具有*高信度*的是，积雪下降的趋势可以追溯到1950年。人类的影响*很可能*是造成积雪减少的原因。融雪时间的提前促成了河道径流的季节性变化（*高信度*）。在全球进一步变暖的情况下，北半球季节性积雪范围进一步减少是*几乎确定*的（图 TS.12d）。{2.3.2, 3.4.2, 8.3.2. 9.5.3, 12.4, 9.2, 11.2, 图集8.2}

自 1950 年以来，在观测覆盖率较高的大多数陆地区域，强降水事件的频率和强度都有所增加（*高信度*，文框TS.6，表TS.2）。人类的影响*可能*是这种变化的主要驱动力（表 TS.2）。随着全球气候的进一步变暖，大多数陆地地区的强降水*极可能*将变得更加频繁和强烈（表TS.2，图TS.12b）。预估极端强降水的增加将意味着暴雨洪水的频率和规模会增加（*高信度*）（表TS.2）。{跨章文框3.2, 8.4.1, 11.4.2, 11.4.4, 11.5.5, 12.4}

由于人类引起的气候变化，复合极端事件的概率*可能*已经增加。上个世纪，同时发生的热浪和干旱变得更加频繁，而且这一趋势将随着全球变暖的加剧而继续（*高信度*）。由于海平面上升和强降水的增加，包括与热带气旋相关的降水强度的变化，一些地方发生复合型洪水（风暴潮、极端降水和/或河流流量）的概率已经增加，并将继续增加（*高信度*）。{11.8.1, 11.8.2, 11.8.3}



图TS.12 | 相对于1850–1900年，随全球变暖水平变化的陆地相关变化。*该图的目的是显示极值和平均陆地变量与变暖水平一致的变化，并用平均值和年际变率（年际变率增加的速度比平均值快）显示热带和温带陆地水循环指标（即降水和径流）随全球变暖水平的变化。***(a)** 每10年和50年出现一次的日极端高温天气的频率（左图）和强度（单位为℃，右图）的变化。**(b)**与(a)相同，但是针对日极端强降水事件，强度变化的单位为%。**(c)** 易受干旱影响地区（WNA、CNA、NCA、SCA、NSA、NES、SAM、SWS、SSA、WCE、MED、WSAF、ESAF、MDG、SAU和EAU；这些地区的定义见图集2）的10年一遇干旱变化汇总，干旱强度（右标）用年平均土壤湿度的变化表示，并根据年际变率进行归一化。5%–95%信度区间的界限如图（a–c）所示。**(d)** 北半球春季（3月–4月–5月）积雪范围相对于1850–1900年的变化；（e,f）总降水量（灰线）、降水（红色实线）、径流（蓝色实线）年平均值的相对变化（%）以及降水（红色虚线）和径流（蓝色虚线）的标准偏差（即变率）的相对变化（%），在**(e)**热带和**(f)**温带陆地按全球变暖水平进行平均。使用了耦合模式比较计划第六阶段（CMIP6）中，在SSP5–8.5下变暖水平达到21世纪比1850–1900年平均水平高5˚C的模式。降水和径流变率是在去除线性趋势后按各自的标准偏差估算的。误差条显示了最温暖的+5˚C全球变暖水平下17–83%的信度区间。{图8.16, 9.24, 11.6, 11.7, 11.12, 11.15, 11.18 和图集2}

陆地生物圈关键方面的变化，如自20世纪中叶以来北半球大部分温带地区的生长季节长度增加（*高信度*），与大规模的变暖相一致。同时，自20世纪60年代初以来，观测到北纬45度以北的大气CO_2季节性周期的振幅已经增加（*高信度*），以及自20世纪80年代初以来全球范围内的陆地表面植被绿度有所增加（*高信度*）。大气CO_2的增加、高纬度地区的变暖以及土地管理的干预措施都对观测到的变绿趋势有所贡献，但对它们的相对作用为*低信度*。具有*中等信度*的是，与CO_2施肥有关的植物生长的增加是观测到的北半球大气二氧化碳季节性周期振幅增加的主要驱动因素。活性氮、臭氧和气溶胶通过沉积和对大尺度辐射的效应来影响陆地植被和碳循环（*高信度*），但这些对陆地碳汇、生态系统生产力和间接CO_2强迫的影响程度仍不确定。{2.3.4, 3.6.1, 5.2.1, 6.4.5, 12.3.7, 12.4}

在过去的一个世纪里，许多陆地物种的分布出现了向极地和向高海拔地区迁移的现象（*很高信度*），而且许多生态系统内的物种更替也有所增加（*高信度*）。具有*高信度*的是，在过去的半个世纪里，世界上许多地方的气候带的地理分布已经发生了变化。SRCCL认为，持续变暖将加剧荒漠化进程（*中等信度*），而生态系统将越来越多地暴露在它们目前所适应的气候之外（*高信度*）。具有*中等信度*的是，气候变化将使若干生态系统受到诸如火灾和树木死亡的更多干扰。预计一些地区的干旱、干燥和火灾天气会增加（TS.4.3节；*高信度*）。对这些变化的幅度为*低信度*，但随着进一步变暖，跨越不确定区域阈值（如火灾、森林枯萎）的概率会增加（*高信度*）。生物地球化学循环对人为扰动的响应在区域尺度上可能是突然的，而在十年到百年的时间尺度上是不可逆的（*高信度*）。{2.3.4, 5.4.3, 5.4.9, 11.6, 11.8, 12.5, SRCCL 2.2, SRCCL 2.5, SR1.5 3.4}

文框TS.6 | 水循环

自20世纪中叶以来，人类造成的气候变化已经推动了全球水循环发生了可检测到的变化（*高信度*），预计其将在全球和区域尺度上造成进一步的重大变化（*高信度*）。

自1950年以来，全球陆地降水*可能*已经有所增加，自20世纪80年代以来增加得更快（*中等信度*）。至少自20世纪80年代以来，整个对流层的大气水汽已经增加（*可能*）。21世纪全球陆地年降水量将随着全球表面温度的上升而增加（*高信度*）。在海洋表面盐度增加状况以及在降水减去蒸发（P–E）的分布格局中，都已经检测到了人类的影响（*高信度*）。

在气候变暖的情况下，极湿和极干事件的严重性会增加（*高信度*），但大气环流模态的变化会影响这些极端现象的发生地点和频率。预计在世界大多数地区和所有排放情景下，水循环变率和相关的极端事件的增加速度将快于平均变化（*高信度*）。

21世纪，受干旱影响的陆地总面积将增加，干旱将变得更加频繁和严重（*高信度*）。预估的降水近期变化是不确定的，主要是由于内在变率、模式的不确定性以及自然和人为气溶胶强迫的不确定性（*中等信度*）。

21世纪及以后，不能排除人类造成的水循环的突变（*中等信度*）。{2.3, 3.3, 4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 8.2, 8.3, 8.4, 8.5, 8.6, 11.4, 11.6, 11.9}

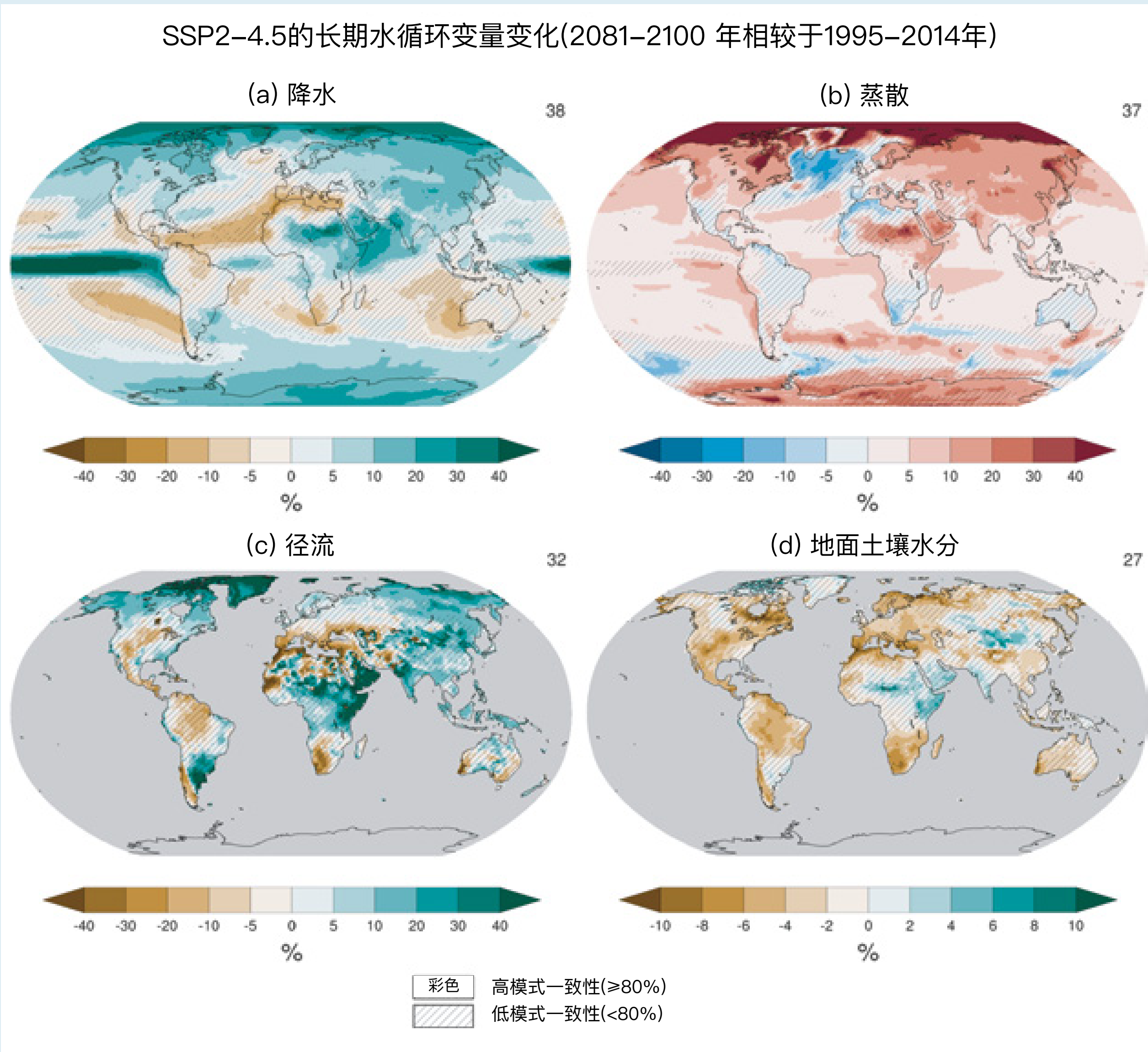
具有*高信度*的是，至少自1980年以来，全球水循环已经加强，例如，大气水分通量增加，降水减去蒸发的空间格局放大。自1950年以来，全球陆地降水*可能*已经增加，尤以1980年代以来增加更快（*中等信度*），并且*可能*是人类对变化格局的贡献，特别是对北半球高纬度降水的增加。全球平均降水量的增加是由对全球表面温度的稳健响应决定的（*很可能*是每摄氏度2–3%），其中一部分被温室气体（GHG）和气溶胶对大气加热的快速调整所抵消（TS.3.2.2节）。人为气溶胶的总体效应是通过表面辐射冷却效应来减少全球降水（*高信度*）。在 20 世纪的大部分时间里，一些地区的季风中观测到了温室气体和气溶胶对降水的相反影响（*高信度*）（文框 TS.13）。与1995–2014年相比，预计到2081–2100年，全球陆地年降水量在SSP1–1.9情景下平均增加2.4%（*可能*范围为–0.2%–+4.7%），在SSP2–4.5情景下增加4.6%（*可能*范围为1.5%–8.3%），在SSP5–8.5下增加8.3%（*可能*范围为0.9%–12.9%）（文框TS.6，图1）。模式间的差异和内部变率导致对大尺度和区域性水循环变化的预估存在很大的差异（*高信度*）。火山喷发的发生可以改变水循环长达数年（*高信度*）。随着21世纪全球表面温度的上升，预估的降水变化模态显示出巨大的区域差异和季节性对比（文框TS.6，图1）。{2.3.1, 3.3.2, 3.3.3, 3.5.2, 4.3.1, 4.4.1, 4.5.1, 4.6.1, 跨章文框4.1, 8.2.1, 8.2.2, 8.2.3, 文框8.1, 8.3.2.4, 8.4.1, 8.5.2, 10.4.2}

自20世纪80年代以来，全球总水汽含量*很可能*增加了，而且*可能*是人类的影响导致了热带对流层上部的湿润化。至少自20世纪70年代以来，海洋（*可能*）和陆地（*很可能*）的近表面比湿已经增加，并检测到人类的影响（*中等信度*）。在海洋上表面盐度和降水减去蒸发（P–E）格局已经加剧，其中已经检测到了人类的影响（*高信度*）。*几乎确定*的是，海洋上的蒸发量将增加，而陆地上的蒸发量也*很可能*增加，在未来变暖的情况下，区域差异会很大（文框TS.6，图1）。具有*高信度*的是，预估的降水量和强度的增加将与北部高纬度地区径流的增加有关（文框TS.6，图1）。为了应对冰冻圈的变化（TS.2.5节），河流流量的季节性发生了变化，包括高纬度地区和山区集水区的

表TS.6 (接续)

流量峰值提前出现（*高信度*）。预估的径流（文框TS.6，图1c）通常会因小型冰川的质量损失而减少，而较大冰川的径流通常会随着全球变暖水平的增加而增加，直到其质量耗尽（*高信度*）。{2.3.1, 3.3.2, 3.3.3, 3.5.2, 8.2.3, 8.4.1, 11.5}

陆地变暖促使大气蒸发需求和干旱事件的严重性增加（*高信度*）。陆地上的升温高于海洋上的升温，改变了大气环流模态，降低了大陆近地面的相对湿度，从而导致了区域性的变干（*高信度*）。自2000年以来，全球大部分陆地地区的相对湿度*很可能*出现了下降。由于大气对水的需求不断增加，预计蒸发量会增加，进而将使地中海地区、北美西南部、南非、南美西南部和澳大利亚西南部的土壤湿度降低（*高信度*）（文框 TS.6，图 1）一些热带地区的干



文框TS.6，图1 | 预估的水循环变化。*本图的目的是从地理角度概述使用中等排放情景下全球水循环的多个组成部分的变化。重要的关键信息：如果不大幅减少温室气体排放，人类引起的全球变暖将造成水循环的所有组成部分发生广泛变化。*在SSP2-4.5排放情景下，相对于现在（1995–2014），**(a)**降水、**(b)**地表蒸发、**(c)**总径流、**(d)** 长期（2081–2100）地表土壤水分的年均变化预估（%）。每个图右上侧的数字表示用于估算集合平均值的耦合模式比较计划第六阶段（CMIP6）模式的数量。对于其他情景，请参考第8章中的相关图表。不确定性用简单方法表示：没有叠加表示模式一致高的区域，即≥80%的模式表示有变化信号；对角线表示模式一致性低的区域，即<80%的模型表示有变化信号。关于简单方法的更多信息，请参考跨章文框图集1。{8.4.1; 图8.14, 8.17, 8.18, 和8.19}

表TS.6 (接续)

燥度预计也将增强，包括亚马逊流域和中美洲（*高信度*）。受干旱频率和强度增加影响的陆地总面积将扩大（*高信度*），在地中海、南美洲西南部和北美洲西部，未来的干旱化将远远超过上个千年的变化幅度（*高信度*）。{4.5.1, 8.2.2, 8.2.3, 8.4.1, 文框8.2, 11.6, 11.9}

土地利用变化和灌溉用水影响了水循环中的局部和区域响应（*高信度*）。相对于气候变化的区域影响，大规模的毁林*可能*会减少蒸发量和降水量，增加毁林地区的径流（*中等信度*）。城市化增加了当地的降水量（*中等信度*）和径流强度（*高信度*）（文框 TS.14）。降水强度的增加增强了地下水的补给，在热带地区最为明显（*中等信度*）。具有*高信度*的是，至少从21世纪初开始就出现了地下水枯竭的问题，这是旱地农业区抽取地下水进行灌溉的结果。{8.2.3, 8.3.1, 11.1.6, 11.4, 11.6, FAQ 8.1}

预计在世界大多数地区和所有排放情景下，水循环变率和相关极端事件的增加速度将超过平均变化的速度（*高信度*）。气候变暖增加了进入天气系统的水汽输送，从而加剧了雨季和降水事件（*高信度*）。预计降水增加的幅度和相关的极端事件取决于模式的分辨率和对流过程的描述（*高信度*）。气候变暖每增加1°C，近地面大气湿度增加约7%，这导致从次日到季节时间尺度的强降水有类似的增加，进而增加洪水灾害的严重性（*高信度*）。因此，与热带和温带气旋、大气河和严重对流风暴有关的平均和最大雨强也将随着未来的变暖而增加（*高信度*）。对某些地区来说，具有*中等信度*的是，由于风力强度的增加导致低层水汽汇聚的增加，热带气旋降雨率峰值将在变暖1°C时增加7%以上。在热带地区的全年和其他地区的夏季，陆地上降水和径流的年际变率预计将增加，其速度以比季节性平均降水变化更快（图 TS.12e,f）（*中等信度*）。预计次季节性降水变率也将增加，许多陆地地区的雨天将减少，但日平均降水强度则会增加（*高信度*）。{4.5.3, 8.2.3, 8.4.1, 8.4.2, 8.5.1, 8.5.2, 11.4, 11.5, 11.7, 11.9}

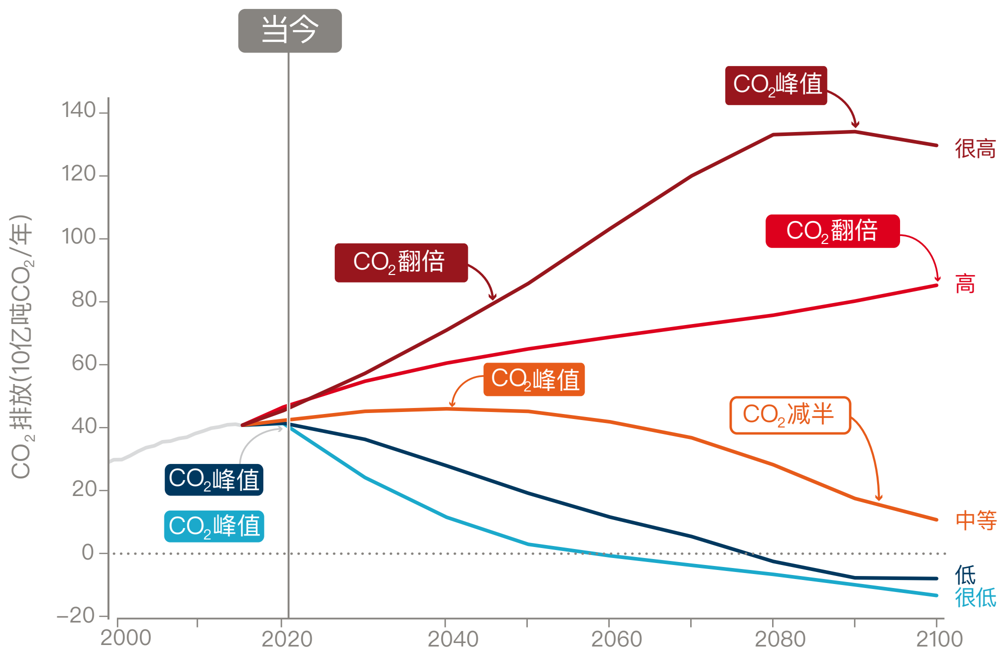
信息图TS.1 | 未来的气候

气候未来

人们将在本世纪及之后经历的气候变化取决于我们的温室气体排放量、其将导致的全球升温的幅度以及气候系统对这一升温的响应

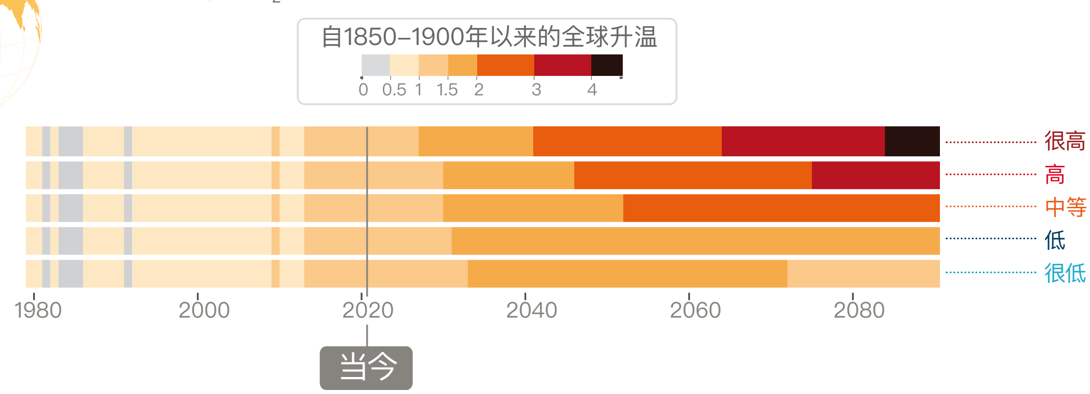
排放路径

不同的社会和经济发展可导致在本世纪剩余时间二氧化碳（CO₂）、其它温室气体和空气污染物显著不同的未来排放



对地面温度的影响

为了稳定温度，CO_2排放需要达到净零

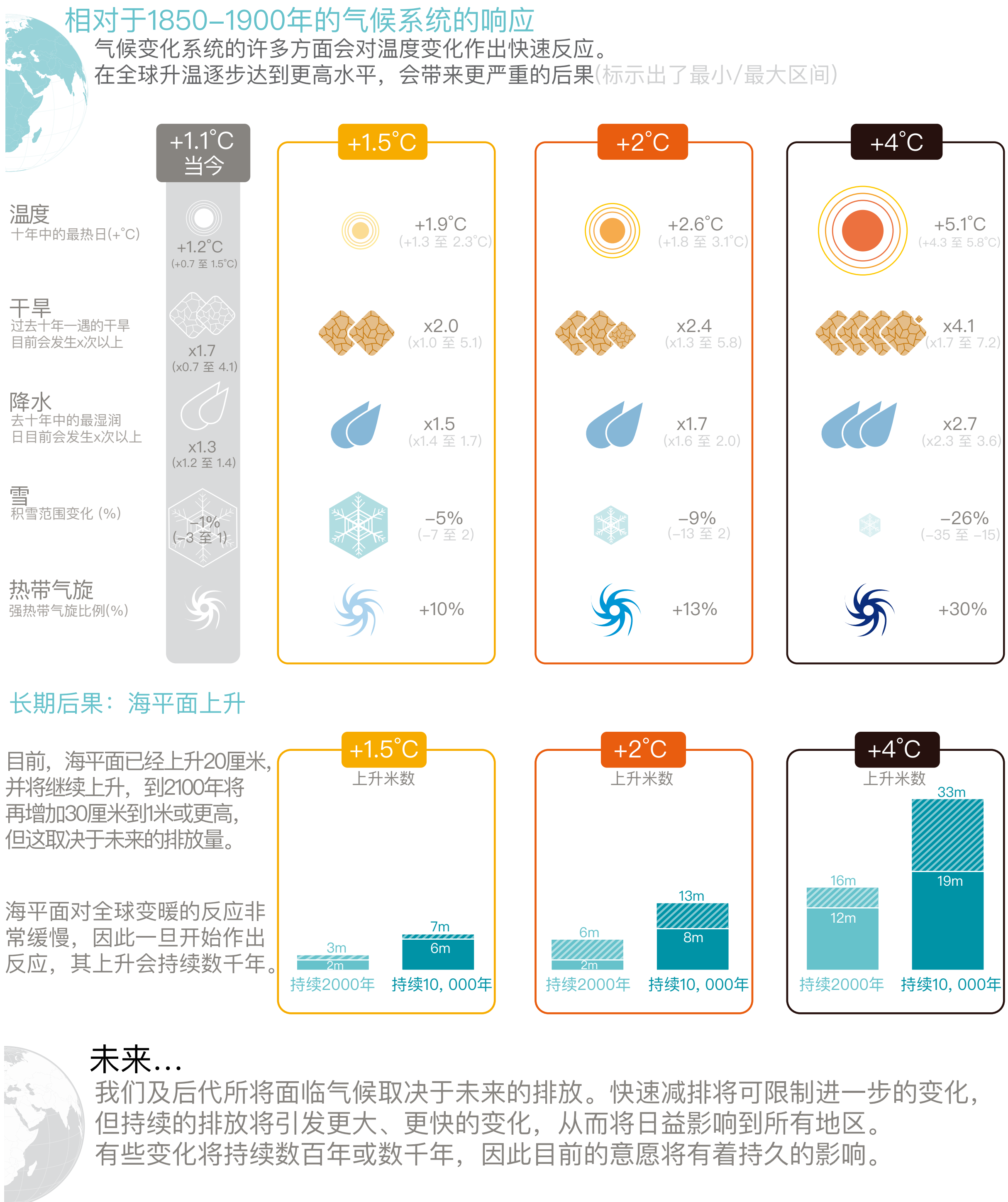


短期影响：自然变率

在短时间尺度上（通常为十年），自然变率暂时抑制或强化因排放导致的全球变暖趋势。

信息图TS.1 | 未来的气候。此图的目的是显示可能的未来气候状况。_本世纪及以后人们将经历的气候变化取决于温室气体排放量、温室气体排放将导致的全球变暖程度以及气候系统对这种变暖的响应。_（左上图）五种核心共享社会经济路径（SSP）情景下的二氧化碳年排放量（很低：SSP1–1.9，低：SSP1–2.6，中等：SSP2–4.5，高：SSP3–7.0，很高：SSP5–8.5）（左下图）每个排放情景的变暖预估。

气候未来



（右上图）一些选定的气候变量对四种全球变暖水平（°C）的响应。“今天”一栏中的变化是基于全球变暖水平为1°C。

（右下图）*每个全球变暖水平对海平面的长期影响。关于SSP气候变化情景的更多详细信息，请参见TS.1.3.1节。*

本信息图以技术摘要中的几张图为基础：图 TS.4（左上图）、图 TS.6（左下图）、图 TS.12（右上图）和文框 TS.4, 图 1b（右下图）。

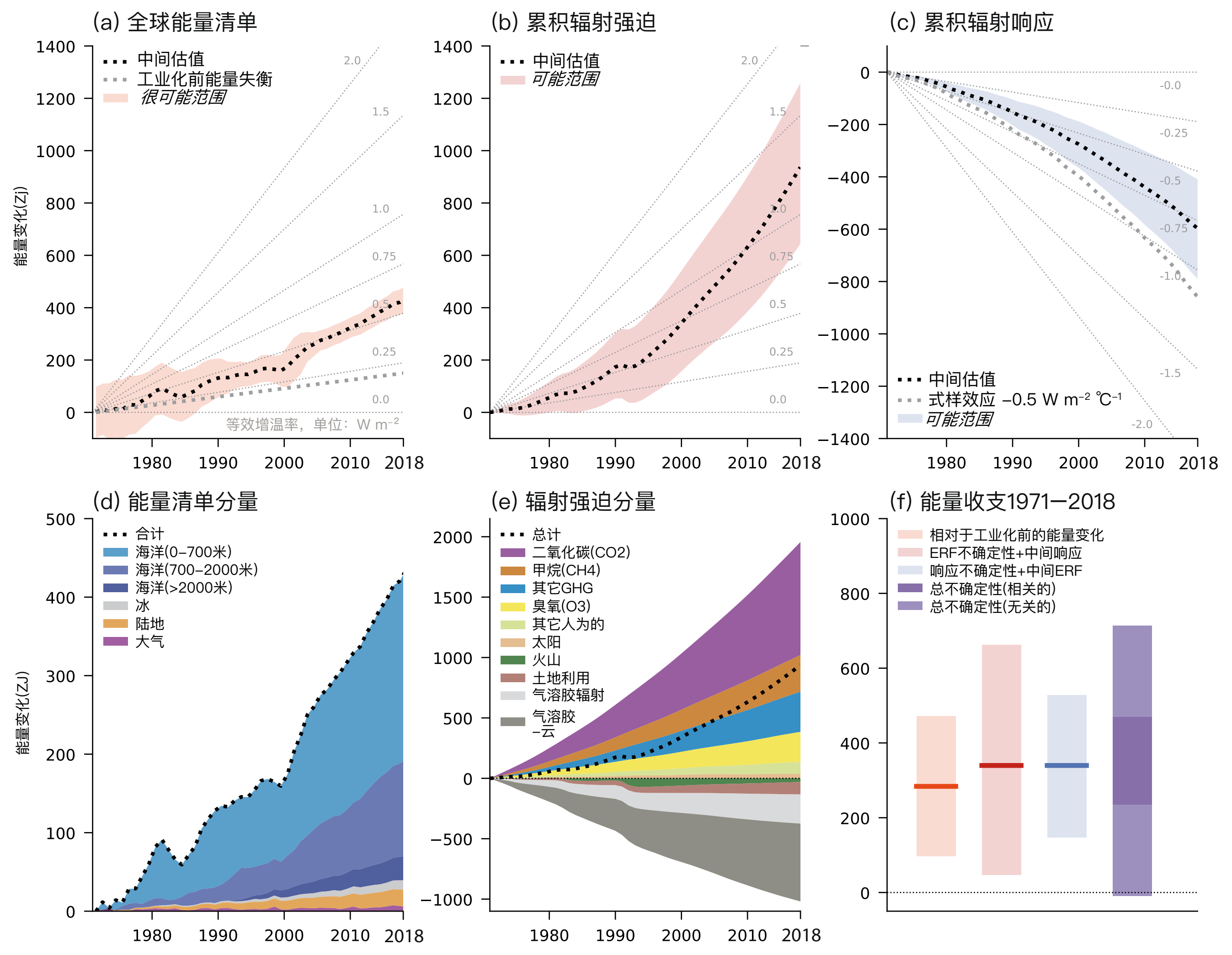
TS.3 了解气候系统的反馈和对限制全球变暖的影响

本节概述了我们在了解地球能量收支方面取得的进展，包括TS.2节中总结的导致气候系统响应的强迫和气候反馈的时间演变。本节评估了自AR5和SR1.5以来在以下方面的进展：估计剩余碳收支、地球系统对二氧化碳清除的反馈以及对能够比较不同强迫因子的相对效应的指标进行量化。本部分还着重介绍以下内容：由于短寿命气候强迫因子（SLCF）的预估变化而导致的未来气候和空气污染响应；有关气候对太阳辐射干预（SRM）相关潜在干预措施响应的认识水平；以及气候系统的不可逆转性、临界点和突变。

TS.3.1辐射强迫和能量收支

自AR5以来，通过对海洋、大气和陆地变暖以及冰雪融化的观测进行量化，已经发现地球系统中有能量积累，这是衡量年际至年代际时间尺度上全球气候变化速度的有力指标。与全球表面温度的变化相比，全球能量收支清单的增长表现出的变率较小，因此更好地表明了潜在的气候趋势。

1971–2006年期间，全球能量收支清单增加了282[177至387]泽塔焦耳（ZJ，相当于1021焦耳），2006–2018年期间增加了152[100至205]泽塔焦耳（图TS.13），其中90%以上是海洋变暖造成的。为了说明这些数字，2006–2018年的地球能量不平衡相当于2018年全球能源消耗年率的20倍左右。能量积累的原因是相对于1750年的人为有效辐射强迫（ERF）总量为正。



图TS.13 | 1971–2018年期间与(a)全球能量收支清单变化观测、(b)累积辐射强迫、(c)综合辐射响应有关的净累积能量变化（ZJ = 1021焦耳）的估计。 *本图的目的是显示能量收支和有效辐射强迫（ERF）的评估变化。*黑色虚线表示中心估计值，其*可能*和*很可能*的范围如图例所示。灰色虚线表示与估算的1850–1900年地球能量不平衡0.2 W m⁻²有关的能量变化（图a）和对假设模式效应为−0.5 W m⁻² ℃⁻¹的说明（图c）。背景灰线表示地球表面每单位面积的等效加热率，单位为W m⁻²。图**(d)**和图**(e)**分别显示了全球能量收支清单和综合辐射强迫组成部分的细分，如图例中所示。图 **(f)** 显示了1971–2018年期间的全球能量收支评估，即在若干不同假设下，全球能量收支清单相对于1850–1900年的变化与累积辐射强迫加辐射响应所隐含能量变化之间的一致性，包括强迫加响应的相关和不相关的不确定性假设，如图例所示。阴影表示相对于1850–1900观测到的能量变化的*很可能*范围，以及所有其他量的*可能*范围。强迫和响应时间序列是相对于1850–1900年的基准期表示的。{文框 7.2，图 1}

与AR5相比（针对1750–2014年），2.72 W m^{-2}的ERF最佳估计增加了0.43 W m^{-2}，原因是温室气体ERF增加，而与AR5相比，气溶胶ERF的更多负值部分抵消了这一增加。由于大气浓度的变化和强迫效率的更新，对温室气体ERF进行了修正，而对气溶胶ERF的修正是由于对气溶胶与云相互作用的了解增加，并得到了不同证据线之间更好的一致性的支持。与AR5相比，对1971–2018年期间ERF、气候系统辐射响应和地球系统中观测到的能量增加的量化有所改进，这显示了全球能量收支的闭合程度更高（即综合强迫和综合辐射响应之和等于地球系统的能量增加值的程度）（*高信度*）。（见FAQ7.1）。{7.2.2, 7.3.5, 7.5.2, 文框7.2, 表7.1}

1971–2006年期间的全球能量收支清单变化对应的地球能量不平衡（文框TS.1）为0.50[0.32至0.69] W m^{-2}，2006–2018年期间增加到0.79[0.52至1.06] W m^{-2}。海洋热吸收是迄今为止最大的贡献，占总能量变化的91%。土地变暖、冰的融化和大气变暖分别占总变化的5%、3%和1%。对能量收支清单组成部分更全面的分析、对基于卫星和现场的全球能量不平衡估计的交叉验证，以及对全球海平面收支的闭合，这些结合起来得出了相对于AR5加强的评估结果。（*高信度*）{7.2.2, 7.5.2.3, 文框7.2, 表7.1, 9.6.1, 跨章文框9.1, 表9.5}

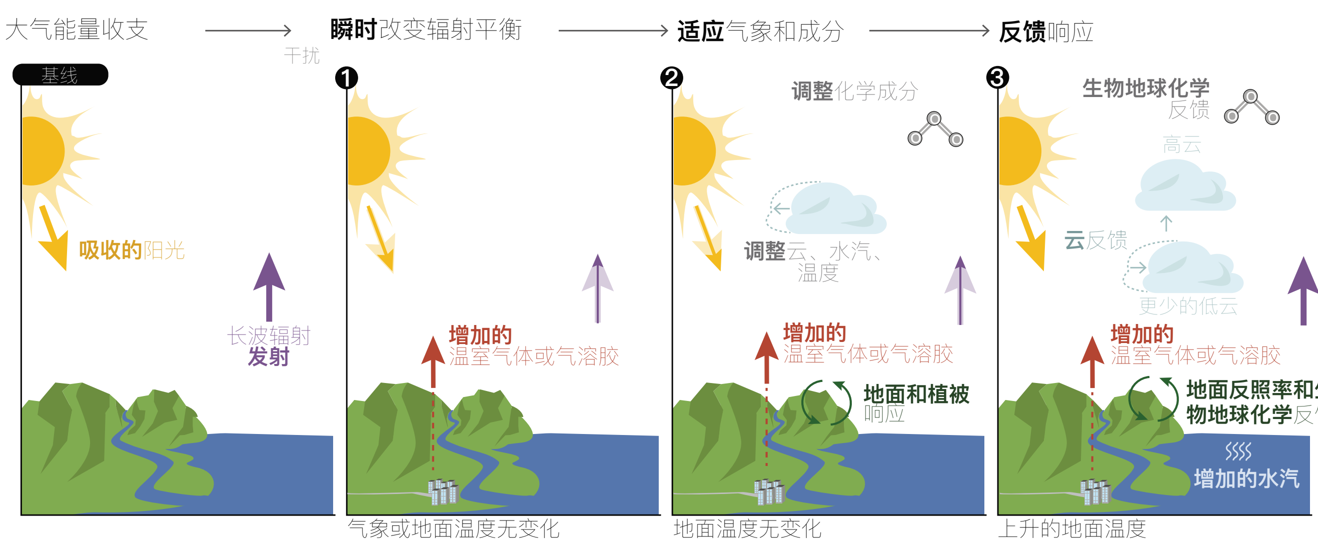
与AR5一样，使用ERF对地球大气层顶能量收支的扰动进行量化（另见 TS.2.2 节）。这包括对气候系统的任何后续调整（例如，如图 TS.14 所示，大气温度、云和水汽的变化），但不包括任何表面温度响应。自AR5以来，对更多的强迫因子进行了估算，并表明与平流层温度调整的辐射强迫相比，ERF与温度响应的关系更为密切。（*高信度*）{7.3.1}

对1971–2018年期间ERF、气候系统辐射响应和地球系统中观测到的能量增加的量化有所改进，这显示相对于AR5，全球能量收支的闭合程度有所提高（图TS.13）。将这一时期ERF的*可能*范围与辐射响应的中心估计值结合起来，可以得到能量增加的估计值为340[47–662]ZJ。这两个估计值都与基于观测的独立评估相一致，即相对于估计的1850–1900年地球能量不平衡，全球能量增加284[96至471]ZJ（*很可能范围*）。（*高信度*）{7.2.2, 7.3.5, 文框7.2}

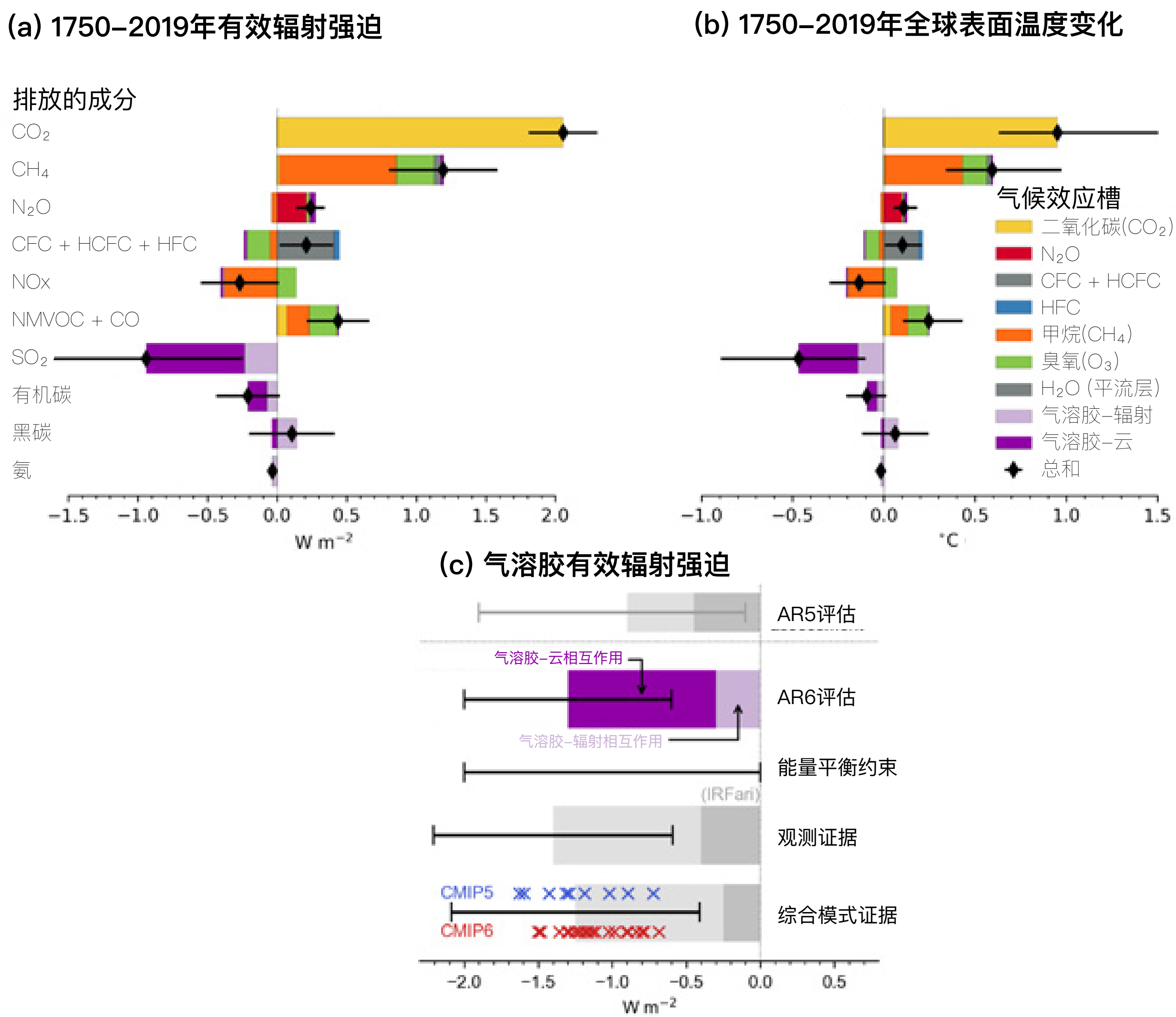
1750–2019年期间评估的温室气体ERF（TS.2.2节）相对于AR5对1750–2011年的估计增加了+0.59 W m^{-2}。这一增长包括自2011年以来充分混合的温室气体（包括卤素类）在大气中浓度的增加带来的+0.34 W m^{-2}，对其辐射效率的向上修正带来的+0.15 W m^{-2} 以及对臭氧和平流层水汽ERF的重新评估带来的+0.10 W m^{-2}。{7.3.2, 7.3.4, 7.3.5}

对于CO_2、CH_4、N_2O和氯氟化碳，现在有证据可以量化对流层调整对ERF的影响。与1750年的水平相比，评估的CO_2翻倍产生的ERF（3.9 ± 0.5 W m^{-2}）比AR5中的要大。对于CO_2，调整包括对植被的生理影响。充分混合的活性温室气体（CH_4、N_2O和卤化碳）通过臭氧和气溶胶的变化引起大气的额外化学调整（图TS.15a）。CH_4排放引起的ERF为1.19[0.81–1.58]W m^{-2}，其中0.35[0.16–0.54]W m^{-2}主要归于通过臭氧引起的化学调整。这些化学调整也会影响排放指标（TS.3.3.3 节）。二氧化硫（SO2）排放的变化对气溶胶与云相互作用的ERF做出了最主要的贡献（*高信度*）。在1750–2019年期间，排放的化合物对全球地表温度变化的贡献大体上与它们对ERF的贡献相符（*高信度*）（图TS.15b）。由于最近因排放引起的SO2 ERF已经达到了峰值（TS.2.2节），而且由于气候系统的热惯性，全球地表温度的完全响应存在延迟，相对于各自对ERF的贡献，与CO_2排放的变化相比，SO2排放的变化对全球地表温度变化的贡献略大。{6.4.2, 7.3.2}

在1750年至2014年期间，气溶胶造成的ERF为–1.3 [–2.0 to –0.6] W m^{-2}（*中等信度*）。气溶胶与云相互作用引起的ERF（ERFaci）对气溶胶总ERF的量值贡献最大（*高信度*），评估为–1.0[–1.7至–0.3]W m^{-2}（*中等信度*），其余部分由气溶胶与辐射相互作用引起（ERFari），评估为–0.3[–0.6至0.0]W m^{-2}（*中等信度*）。与AR5相比，总气溶胶ERF的估算量值有所增加，但不确定性有所下降，这主要是因为对



图TS.14 | 扰动后大气层顶（TOA）辐射收支的变化示意图。*该图的目的是说明辐射收支发生扰动后气候系统调整的概念。*基线TOA能量收支（a）对扰动（b）的响应是即时的，导致大气的气象场和成分以及陆地表面的调整，与表面温度的变化无关（c）。地表温度变化（这里以上升为例）导致物理、生物地球物理和生物地球化学反馈过程（d）。这里没有展示长期的反馈过程，如涉及冰盖的反馈过程。{改编自图7.2；FAQ 7.2，图1；和图8.3}。



图TS.15 | 根据耦合模式比较计划第6阶段（CMIP6）模式，1750–2019年各成分排放对（a）有效辐射强迫（ERF）和（b）全球地表温度变化的贡献，以及（c）根据不同证据线的1750–2014年气溶胶净ERF。*本图的目的是显示自AR5以来，对(a)基于排放的ERF，(b)第6章估计的短寿命气候强迫因子的全球表面温度响应，以及(c)第7章评估的不同证据线的气溶胶ERF的认识提升。***在图(a)中**，充分混合的温室气体（WMGHG）的ERF是根据分析公式得出的。其他成分的ERF是基于地球系统模式模拟的多模式平均值，该模式量化了各个成分的影响。在图7.6中，对导出的基于排放的ERF进行了重新调整，以匹配基于浓度的ERF。误差条为5–95%范围，对于ERF来说，考虑了辐射效率的不确定性和平均值的多模式误差。**在图(b)中，**全球平均温度响应是使用脉冲响应函数根据ERF时间序列计算出来的。**在图(c)中，**AR6的评估是基于能量平衡限制、卫星反演观测证据和基于气候模式的证据。对于每一条证据，气溶胶–辐射相互作用（ERFari）和气溶胶–云相互作用（ERFaci）造成的ERF的评估最佳估计值分别用较深和较浅的阴影表示。CMIP第5阶段（CMIP5）和CMIP6模式的估计值分别用蓝色和红色横线表示。对ERFari的观测评估取自气溶胶–辐射相互作用引起的瞬时强迫（IRFari）。总气溶胶ERF的不确定性范围用黑条表示，并给出了*很可能*的范围。{6.4.2，图6.12，7.3.3，跨章文框7.1, 表7.8, 图7.5}

过程认识的提高以及模拟和观测分析的进展（图 TS.15c）。与AR5相比，根据这些独立证据得出的有效辐射强迫估计值现在是相互一致的，并支持这样的评估，即*几乎确定*总气溶胶ERF是负的。与AR5相比，ERFaci的评估量值增加了，而ERFari的评估量值则减少了。{7.3.3, 7.3.5}

TS.3.2气候敏感性和地球系统反馈

TS.3.2.1 平衡气候敏感性、瞬变气候响应和对累积二氧化碳排放的瞬时气候响应

自AR5以来，在将地球气候敏感性的新证据与对地球能量不平衡的理解和量化、全球地表温度变化的仪器记录、来自代用记录的古气候变化、气候反馈及其对时间尺度和气候状态的依赖性的改进相结合方面，已经取得了实质性的、定量的进展。一个关键的进展是这些多证据达成了广泛的一致，支持对平衡态气候敏感度的最佳估计为3˚C，*很可能*的范围为2˚C至5˚C。2.5˚C至4˚C的*可能*范围比AR5中1.5˚C至4.5˚C的*可能*范围要窄。{7.4, 7.5}

对平衡态气候敏感度（ECS）和瞬变气候响应（TCR）（见术语表）的约束主要基于四个方面的证据：对反馈过程的理解、根据仪器记录得出的气候变化和变率、古气候证据以及所谓的“萌现约束”，即在一个模式集合中建立的可观测量与ECS或TCR之间的关系与观测相结合，得出对ECS或TCR的约束。在包括IPCC第三次评估报告在内以及之前的报告中，直接从ESM中得出的ECS和TCR是主要证据。然而，自AR4以来，历史变暖和古气候提供了有用的额外证据（图 TS.16a）。本报告与以前的报告不同，在评估的气候敏感性范围时没有直接使用气候模式对ECS和TCR的估算。{1.5, 7.5}

显然，在估算ECS和TCR时，必须考虑到反馈对时间尺度和气候状态的依赖关系。随着地面升温的空间型态演变以及全球表面温度上升，预计反馈过程在多年代际时间尺度总体上变得更加正向（进一步放大全球表面温度变化），导致ECS高于AR5中根据仪器记录的升温推断的数值（*高信度*）。自1870年以来的历史表面温度变化表明，在正反馈的一些关键区域（包括赤道太平洋东部和南大洋）的升温相对无几，而负反馈的关键区域（包括西太平洋暖池）升温更大。基于过程理解、气候模拟以及对过去暖期的古气候重建，预计在百年时间尺度上，未来升温将增强的是在东太平洋（*中等信度*）和南大洋（*高信度*）。这一新的认知以及对历史温度变化、ERF和能量失衡的最新估算可调和过去截然不同的ECS估值。{7.4.4, 7.5.2, 7.5.3}

AR6的最佳ECS估值为3˚C，*可能*范围为2.5˚C至4˚C，*很可能*范围为2˚C至5˚C。上述的四个主要证据之间有高度一致性（图TS.16b），总之，*几乎确定*ECS大于1.5˚C，但目前不可能排除大于5˚C的ECS值。因此，*很可能*范围的5˚C上限的评估为*中等信度*，其它界限为*高信度*。{7.5.5}

基于过程理解、仪器记录的升温情况以及萌现约束，TCR的最佳估值为1.8˚C，*可能*范围为1.4˚C至2.2˚C，*很可能*范围为1.2˚C至2.4˚C。不同的证据之间有高度一致性（图TS.16c）（*高信度*）。{7.5.5}

平均而言，CMIP6模式的平均ECS和TCR值高于CMIP5的模式，而且平均值和离散都大于本报告中评估的最佳估值和*很可能范围*。这些更高的平均ECS和TCR值可追溯到正的净云反馈，它在CMIP6中的值大20%左右。CMIP6更广的ECS和TCR范围也使各模式预估未来升温区间大于评估的未来升温区间，这依据的是多种证据（跨节文框TS.1）。然而，在*很可能范围*，一些高敏感度CMIP6模式（TS.1.2.2节）与观测到的全球变暖近期变化以及与古气候代用记录的一致性低于ECS处于*很可能范围*内的模式。同样，一些低敏感度模式也与古气候资料不太一致。ECS和TCR值最高的CMIP6模式可提供对低可能性–高影响未来的见解，根据当前现有的证据，不能排除这种情况（跨节文框TS.1）。{4.3.1, 4.3.4, 7.4.2, 7.5.6}

在中等到高GHG浓度情景下，ECS和TCR真值的不确定性是21世纪全球温度预估的主要不确定性来源。在达到净零CO_2排放的情景下（TS.3.3节），气溶胶及其它SLCF的ERF值不确定性可导致预估温度的很大不确定性。全球海洋热吸收是百年升温不确定性的一个较小来源。{7.5.7}

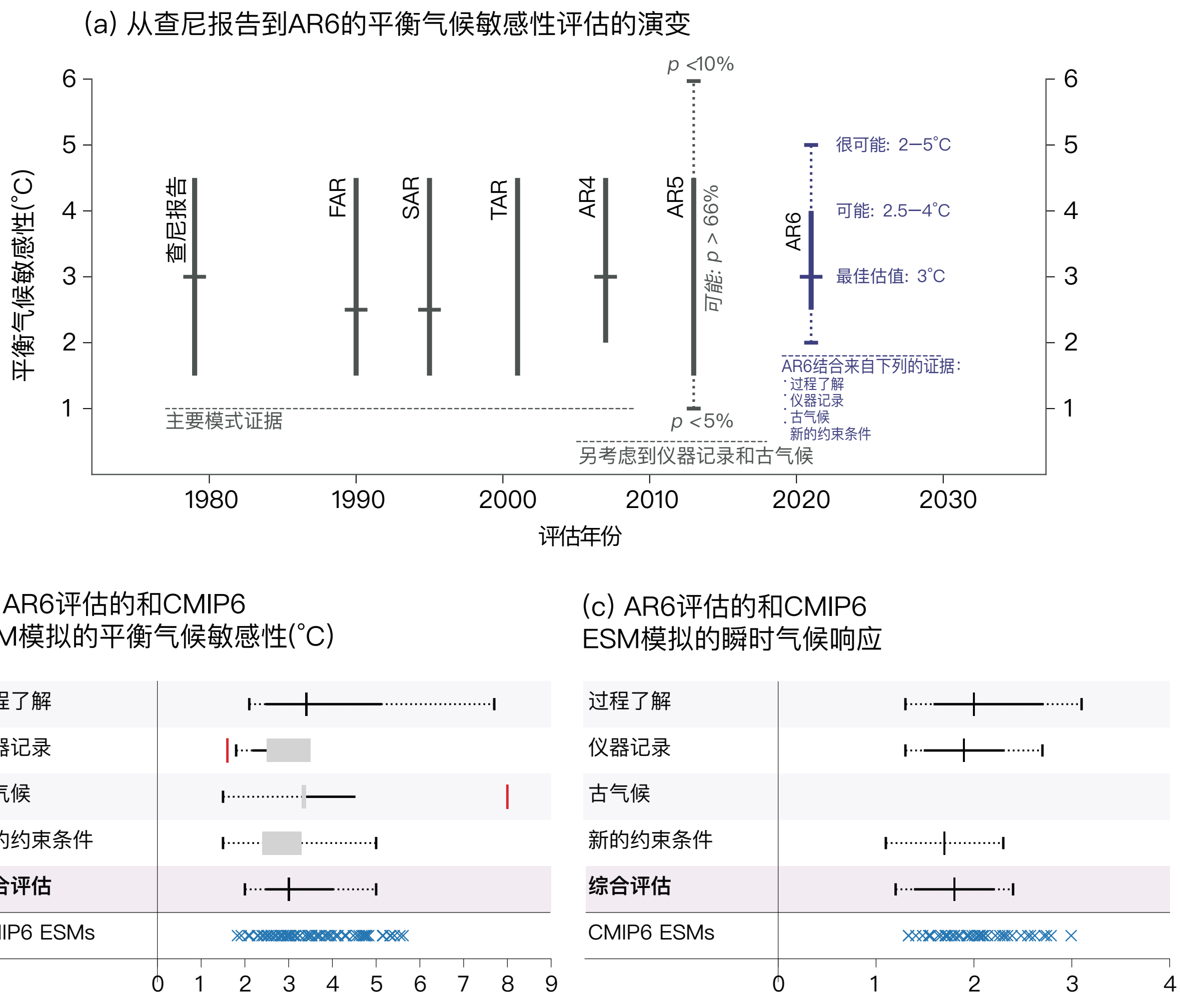
累积CO_2排放的瞬时气候响应（TCRE）是全球平均表面温度上升与累积CO_2排放之间的比率（参见术语表）。本报告*高信度*地重申AR5的发现，即相对于1850–1900年，在全球升温至少达到2˚C的情况下，本世纪的累积CO_2排放与CO_2所致的全球平均温度上升之间存在近线性关系。TCRE *可能*在每1000 PgC 1.0˚C–2.3˚C区间内，最佳估值为每1000 PgC 1.65˚C。以每1000 $GtCO_2$为单位表示这相当于0.27˚C–0.63˚C，最佳估计值为0.45˚C。这一区间比AR5评估报告中的每1000 PgC 0.8˚–2.5˚C约窄15%，原因在于更好地整合了各章的证据，尤其是TCR评估。在本世纪之后，由于不确定的地球系统反馈可导致温度的进一步变化，或升温的路径依赖随着累积CO_2排放而变化，在很低或净负CO_2排放情景中，希望单独利用TCRE准确预报温度变化的做法是*低信度*的。{4.6.2, 5.4, 5.5.1}

TS.3.2.2 地球系统反馈

所有气候反馈过程的综合效应会放大对强迫的气候响应（*几乎确定*）。虽然对云过程理解的显著进展提高了信度，并将云反馈的不确定性区间相比AR5降低了约50%，但云仍是气候反馈总体不确定性的最大因素（*高信度*）。在中等到高GHG排放情景下，ECS及其它气候敏感性度量的不确定性，例如TCR和TCRE，均为21世纪全球温度预估的主要不确定性来源。CMIP6模式ECS和TCR的平均值和离散度都大于本报告评估的最佳估值及*很可能范围*，使各模式预估未来升温区间大于评估的未来升温区间（TS.2.2节）。{7.1, 7.4.2, 7.5}

地球系统反馈可分为三大类：物理反馈、生物地球物理和生物地球化学反馈以及与冰盖有关的反馈。在以前的评估中，ECS涉及到一组不同的物理反馈（普朗克响应、水汽、递减率、地面反照率以及云反馈）。在本次评估中，采用了更广泛的ECS定义，其中包括所有不影响大气CO_2浓度的生物地球物理和生物地球化学反馈。这包括自然CH_4排放变化、自然气溶胶排放变化、N_2O、臭氧以及植被的变化，所有这些均在数年到数十年时间尺度上发挥作用，因此与21世纪的温度变化有关。由于评估认为生物地球物理和非CO_2生物地球化学的总反馈中心值接近零（*低信度*），包括它没有影响经评估的ECS，但会增加净反馈不确定性。影响大气CO_2浓度的生物地球化学反馈并未包含在内，因为ECS被定义为对保持翻倍CO_2的响应。此外，与冰盖有关的长期反馈未被纳入ECS，这是由于其调整的时间尺度长。{5.4, 6.4, 7.4, 7.5, 文框7.1}

全球变暖下的云变化净效应是放大人为变暖，即净云反馈为正（*高信度*）。与AR5相比，在了解云过程方面的重大进展



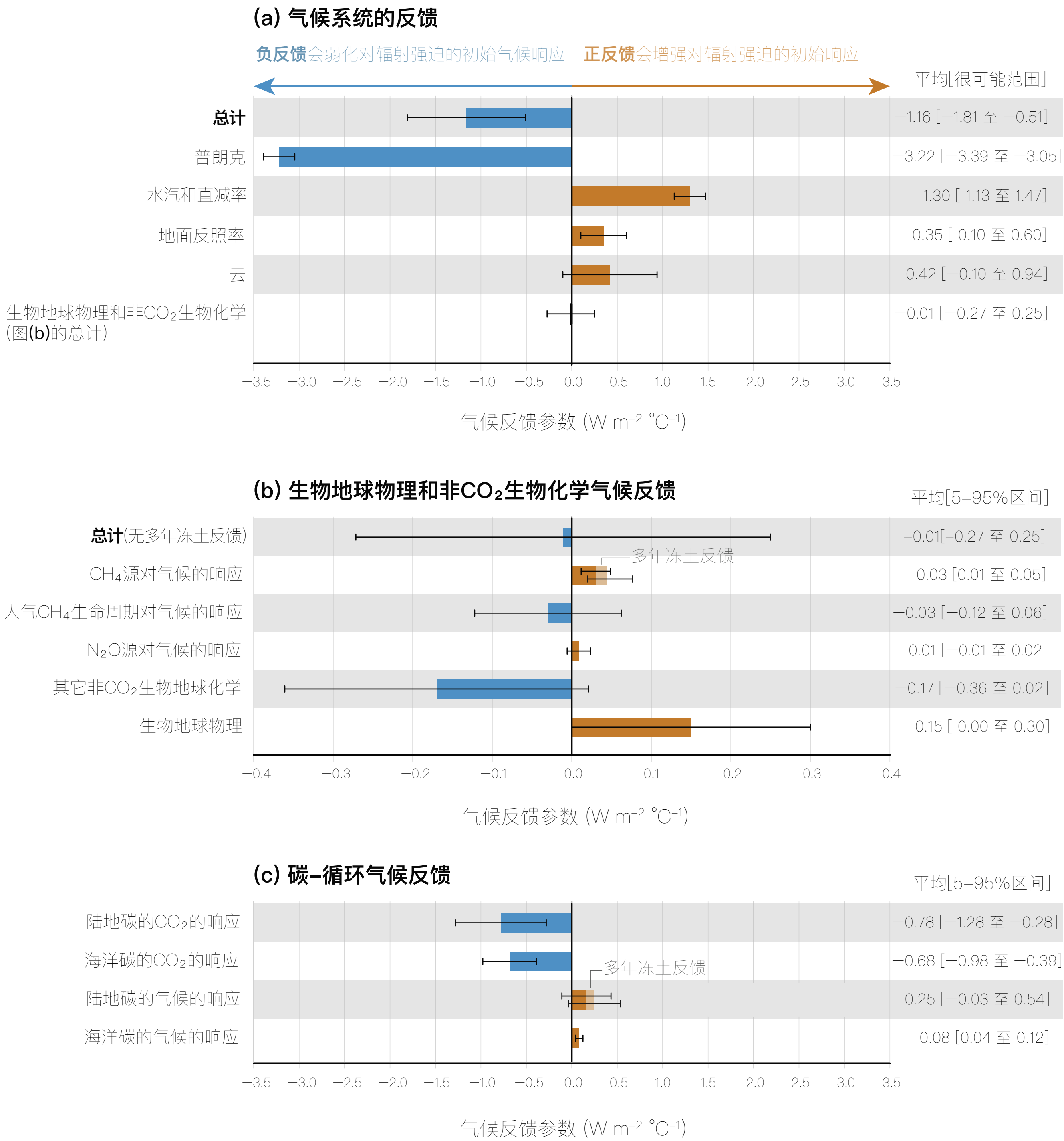
图TS.16 | (a) 从查尼报告到AR6等一系列IPCC评估报告的平衡态气候敏感性（ECS）评估的演变以及AR6中(b) ECS和(c)瞬变气候响应（TCR）的多重证据及综合评估。*本图旨在显示ECS的估算进展，包括不确定性和评估所用的证据，以及显示用于评估AR6中的ECS和TCR的评估范围。* **在图(a)中，**所考虑的证据列于各项评估之下。最佳估值以横条表示、*可能范围*以竖条表示、*很可能范围*以虚点竖条表示。**在图(b)和(c)中，**ECS和TCR的评估范围分别摘自表7.13和7.14。注意，对于以仪器记录和古气候为依据的ECS评估，给定了限制值（即单侧分布），与针对其它证据所给定的范围（即双尾分布）相比，其有两倍的概率会在给定端超出最大/最小值。例如，大于95%概率的*极可能*限制值对应*很可能*（5%至95%）区间的一侧。最佳估值或用单个数字或是用灰框以区间的形式来表示。耦合模式比较计划第6阶段（CMIP6）地球系统模式（ESM）值不直接用作证据，但在图中标示用于比较。{1.5, 7.5; 表7.13和7.14; 图7.18}

提升了信度，并将云反馈的不确定性区间降低了约50%（图TS.17a）。对副热带海洋低空云反馈的评估曾是净云反馈不确定性的重要来源，而现在综合使用了气候模式模拟、卫星观测以及云的显式模拟，得到了这类云会放大全球变暖的有力证据，从而改进了评估。评估认为净云反馈是+0.42 [–0.10至0.94] W m^{-2} °C^{-1}。净负云反馈为*很不可能*。CMIP5和CMIP6的云反馈区间类似于这一评估区间，而CMIP6的中值云反馈为略高的正值（*高信度*）。地面反照率反馈和综合水汽–递减率反馈均为正（图TS.17a），而根据观测、模式和理论等多重证据估算的其各值为*高信度*（文框TS.6）。{7.4.2, 图7.14, 表7.10}

甲烷（CH_4）和氧化亚氮（N_2O）等非CO_2温室气体的自然源和汇直接和间接响应大气CO_2浓度和气候变化，从而在气候系统中产生额外的生物地球化学反馈。对其中的许多反馈仅有部分了解，且尚未完全纳入到ESM中。*中等信度*的是，自然海洋和陆地CH_4及N_2O源对未来变暖的净响应将会增加排放，但对各个过程的响应量值和时间的了解为*低信度*。{5.4.7}

评估认为自然过程或大气化学促使的SLCF排放、丰度或寿命变化而引起的非CO_2生物地球化学反馈会减少ECS（图TS.17b）。这些非CO_2生物地球化学反馈是利用ESM进行估算，自AR5以来，ESM已发展到包括了对生物地球化学循环和大气化学的一致表述。然而，对许多生物地球化学反馈（含SLCF）的过程层面的理解仍在形成之中，尤其是自然排放，因而反馈的幅度和信号为*低信度*。对总生物地球物理和非CO_2生物地球化学反馈的中心估值的评估为–0.01 [–0.27至+0.25] W m^{-2} °C^{-1}（图TS.17a）。{5.4.7, 5.4.8, 6.2.2, 6.4.5, 7.4, 表7.10}

所有已知辐射反馈（物理、生物地球物理以及非CO_2生物地球化学）的综合效应会放大基础气候响应（在没有反馈



图TS.17 | 气候系统的物理和生物地球化学反馈概览图。*本图旨在根据第5、6和第7章所述，归纳全球温度的物理、生物地球物理和生物地球化学反馈评估估值。***(a)** 综合了物理、生物地球物理和非二氧化碳（CO_2）生物地球化学反馈，这些均被列入本技术摘要所评估的平衡态气候敏感度（ECS）的定义。对这些反馈的评估利用了多种证据，包括观测、模式和理论。净反馈是普朗克响应、水汽和递减率、地面反照率、云以及生物地球物理和非CO_2生物地球化学反馈之和。条形表示平均反馈值，不确定性表示*很可能范围*。 **(b)** 各生物地球物理和非CO_2生物地球化学反馈的估算值。大气甲烷（CH_4）寿命及其它非CO_2生物地球化学反馈已经用AerChemMIP的全球地球系统模式模拟进行了计算，而2100年CH_4和氧化亚氮（N_2O）源对气候响应已利用一系列模拟方法，采用简化辐射强迫方程进行了评估。估值表示平均和5–95%区间。由于模式离散度大，这些估值为*低信度*。**(c)** 参与耦合模式比较计划第6阶段（CMIP6）C4MIP的模式模拟的碳循环反馈。图中添加了多年冻土融化的额外正碳循环气候反馈的独立估值，这在大部分C4MIP模式中均未加以考虑。估值表示平均和5–95%区间。注意，这些反馈通过改变大气CO_2浓度而发挥作用，因此未被列入ECS定义中，该定义假定CO_2翻倍，但这些反馈被列入了累积CO_2排放瞬时气候响应（TCRE）的定义和评估的范围。{5.4.7, 5.4.8, 文框5.1, 图5.29, 6.4.5, 表6.9, 7.4.2, 表7.10}

TS

的情况下），亦称为普朗克温度响应[19]（*几乎确定*）。将这些反馈与普朗克响应相结合，净气候反馈参数评估为−1.16［−1.81至−0.51］W m^{-2} °C^{-1}，负值略小于从总体ECS评估推导的值。综合的水汽和直减率反馈是全球变暖的最大单一因素，而云反馈仍是总体不确定性的最大因素。由于反馈的状态依赖性，正如古气候观测和模式所示，净反馈参数将随全球温度上升而增大（负值变小）。此外，在长时间尺度上，冰盖反馈参数*很可能*为正，随着冰盖在强迫下达到平衡，在千年时间尺度上促使进一步变暖。（*高信度*）{7.4.2, 7.4.3, 图7.14, 表7.10}

由于陆地–大气和海洋–大气碳通量和储存对气候变化和大气CO_2变化的敏感性，碳循环可带来更多的气候反馈（图TS.17c）。由于与陆地和海洋碳吸收有关的时间尺度，这些反馈被认为与情景有关。在浓度稳定或降低的情景下，反馈估值偏离线性。*高信度*的是，大气CO_2的增加将导致陆地和海洋碳吸收增加，是对气候变化的负反馈作用。气候更暖*可能*将导致陆地和海洋碳吸收减少，产生正反馈（文框TS.5）。{4.3.2, 5.4.1−5}

融化的陆地多年冻土将导致碳释放（*高信度*），但CO_2与CH_4作为反馈过程的时间、量值及相对作用为*低信度*。模式集合预估，到2100年，全球每升温1°C，多年冻土释放的CO_2将达到3–41 PgC，导致升温强度足以必须将其纳入剩余碳收支的估值中，但弱于化石燃料燃烧造成的升温。然而，突然融化等重要过程的不完整表示以及观测约束弱，因而这些估算的量值以及这一反馈与全球升温幅度线性比例为*低信度*。最新证据表明，多年冻土融化和热喀斯特会造成更多的CH_4和N_2O排放，导致来自多年冻土融化的综合辐射强迫大于仅来自CO_2排放的辐射强迫。然而，对这些额外反馈的定量认识水平低，尤其是对N_2O。这些反馈以及气候引起的火灾反馈造成的潜在额外碳损失照例都没有纳入地球系统模式中。{文框5.1, 5.4.3, 5.4.7, 5.4.8}

TS.3.3 温度稳定性、净零排放和减缓

TS.3.3.1 剩余碳收支和温度稳定性

累积CO_2排放与CO_2造成的全球表面温度最大升幅之间的近线性关系表明，将人为全球温度上升稳定在任何水平都需要将净人为CO_2排放变为零。这种近线性关系进一步表明，将升温限制在特定水平的减缓要求可在碳收支方面进行量化（*高信度*）。自AR5以来，随着方法学的改进，更新了剩余碳收支估值，得出与SR1.5相一致的更大估值。包括历史升温估算、多年冻土融化的未来排放、预估的非CO_2升温的变化以及在CO_2排放停止后全球表面温度变化等在内的一些因素都会影响碳收支的精确值（*高信度*）。{1.3.5, 文框1.2, 4.7.1, 5.5}

限制进一步的气候变化则需要显著和持续地减少GHG排放。没有净零CO_2排放以及净非CO_2强迫减少（或充分的净负CO_2排放来抵消净非CO_2强迫所致的任何进一步变暖），气候系统将会继续变暖。具有*高信度*的是，利用碳收支将累积CO_2排放与全球平均温度上升相联系，可估算本世纪将升温限制在特定水平的减缓需求（图TS.18，表TS.3）。1850–2019年，人为CO_2的排放总量达2390 ± 240 $GtCO_2$。根据TCRE的第50百分位数，限制升温到1.5°C、1.7°C和2.0°C的剩余碳收支（始于2020年1月1日）估计分别为500 $GtCO_2$、850 $GtCO_2$和1350 $GtCO_2$。而在第67百分位数，其各值分别为400 $GtCO_2$、700 $GtCO_2$和1150 $GtCO_2$。不同温度阈值的剩余碳收支估值假设，非CO_2排放的减缓与SR1.5中所评估的文献中各情景的中值减排相一致，但其估值可能相差±220 $GtCO_2$，这取决于如何假设未来非–CO_2排放量的减少幅度（表TS.3）。{5.5.2, 5.6, 文框5.2, 7.6}

具有*高信度*的是，包括历史升温的估值、多年冻土融化的未来排放量以及预估的非–CO_2升温的变化等一些因素会影响碳收支的值，但这不会改变关于全球CO_2排放需要降至净零以阻止全球变暖这一结论。估值可能相差±220 $GtCO_2$，这取决于全球人为CO_2排放量达到净零水平时的非CO_2排放水平。这一差异称之为非CO_2情景不确定性，AR6第三工作组报告对此将做进一步评估。围绕气候响应这些非CO_2排放的地球物理不确定性可导致至少±220 $GtCO_2$的额外不确定性，而历史升温水平的不确定性可导致±550 $GtCO_2$的不确定性。{5.4, 5.5.2}

方法学改进和新的证据得出更新的剩余碳收支估值。AR6的评估采用了与SR1.5中相同的方法学改进，它将最新测得的基准用于历史温度变化和累积排放。因此与SR1.5相比变化小：对新证据的评估结果表明，在计及自SR1.5以来的排放量之后，升温限制在1.5°C和2°C的最新中位数剩余碳收支估值分别是相等和减少约60 $GtCO_2$。同时，如果使用AR5时具有的证据和方法，则将升温限制在1.5°C的剩余碳收支将增加约300−350 $GtCO_2$。如果超过特定的剩余碳收支，则得出升温保持在特定温度水平以下的概率更低，而几十年到几百年出现更高的不可逆全球升温，或在实现净零CO_2后，需要净负CO_2排放或进一步减少非CO_2温室气体，使升温长期恢复至较低水平。{5.5.2, 5.6, 文框5.2}

19 作为参考，大气CO_2翻倍情况下的普朗克温度响应在平衡时约为1.2℃。

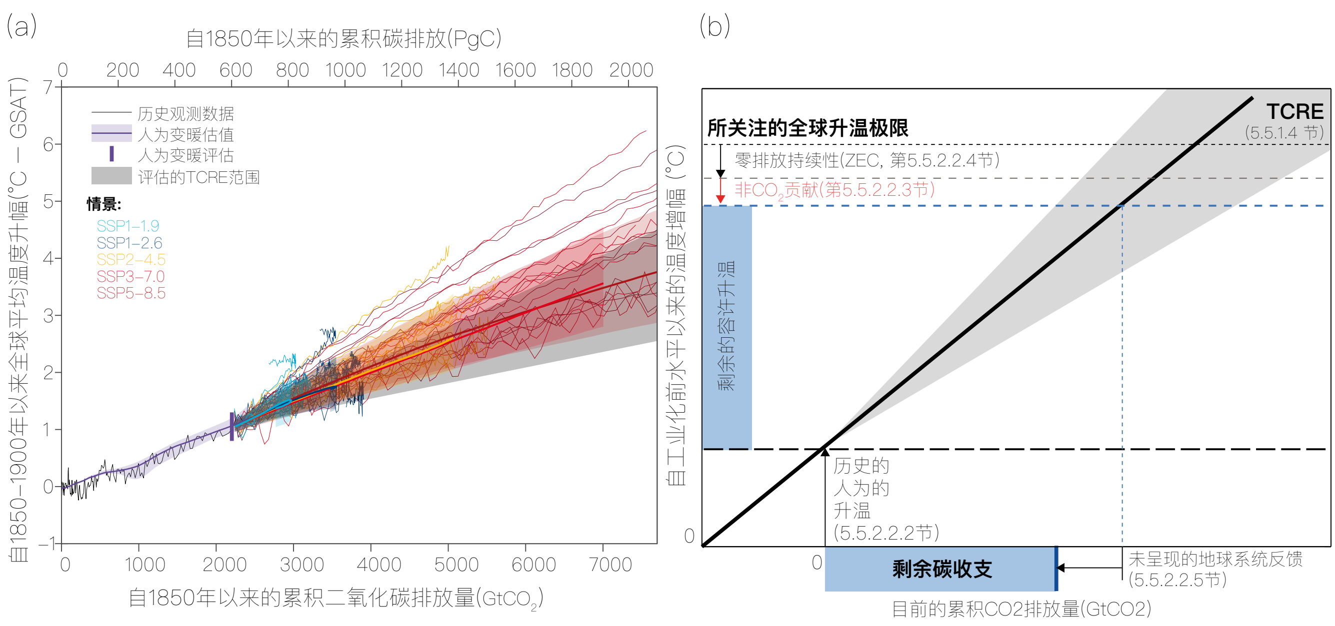
理想的模式模拟可研究CO_2排放降为零的气候响应，根据该模拟，对零CO_2排放持续性（ZEC，见术语表）量值的评估为在约半个世纪时间尺度*可能*小于0.3°C，而累积CO_2排放量与全球升温2°C大体一致。然而，其在约半个世纪时间尺度上的信号为*低信度*。对于较低的累积CO_2排放，其范围将更小，但信号具有同等不确定性。如果ZEC在十年时间尺度上为正，则额外升温会导致剩余碳收支估值降低，如果为负，则相反。{4.7.1, 5.5.2}

多年冻土融化与通常未被模式收集的其它反馈信息一并被纳入估值。模拟研究的局限性加上观测约束条件弱使得这些估算值仅有*低信度*（TS.3.2.2节）。尽管对湿地排放和多年冻土融化排放等地球系统额外反馈过程的影响进行量化存在着巨大的不确定性，但这些反馈代表着已确定的额外风险因素，并随着额外升温而增加，并会在很大程度上加大将升温限制在特定温度水平的挑战。这些不确定性不会改变关于全球CO_2排放需要降至净零以阻止全球变暖这一基本结论。{5.4.8, 5.5.2, 文框5.1}

TS.3.3.2 二氧化碳移除

审慎进行大气二氧化碳移除（CDR）有可能抵偿残留的CO_2排放从而达到净零 CO_2排放或产生净负 CO_2排放。正如通过陆地碳库和海洋碳库吸收部分人为净 CO_2排放，这些碳库释放的 CO_2将部分抵消净 CO_2移除（*很高信度*）。碳循环对同时 CO_2排放和移除的响应不对称意味着需要移除更大量的 CO_2来抵偿一定量的排放，以达到大气CO_2的相同变化（*中等信度*）。CDR方法拥有广泛的副作用，既会削弱也会加强这些方法的碳封存和降温潜力，从而影响可持续发展目标的实现（*高信度*）。{4.6.3, 5.6}

二氧化碳移除（CDR）是指通过人为活动专门将 CO_2从大气中移除，并将其长期储存在地质、陆地或海洋碳库中或产品中。通过加强生物碳汇或地球化学碳汇或直接捕获大气中的 CO_2，可将二氧化碳从大气中移除。将全球升温限制在1.5°C或2°C的排放路径通常假设利用CDR方法结合GHG减排。CDR方法可用于抵偿难以脱碳或脱碳成本高昂的各行业的残留排放。CDR还可大规模实施来形成全球净负 CO_2排放（即人为 CO_2移除量超过人为排放），这可抵偿早期排放，以此在温度过冲后实现长期气候稳定目标。该报告评估了CDR对碳循环和气候的影响。报告对生物多样性、水和粮食生产的协同效益和权衡取舍都做了简要介绍，以求完整全面，但对CDR方案的生态和社会经济维度的全面评估则留待第二和第三工作组的报告。{4.6.3, 5.6}



图TS.18 | 图(a)为二氧化碳（CO_2）累积排放与全球平均表面气温上升之间的关系，图(b)为基于多种证据对其组成部分的剩余碳收支的评估。 *本图旨在表明（i）观测和模式中累积CO_2排放与全球表面气温之间的比例以及累积CO_2排放瞬时气候响应（TCRE）的评估范围，（ii）如何将信息加以结合导出符合将升温限制在特定水平的剩余碳收支。*符合不同升温水平的碳收支可参见表5.8，在小图中看不到。**在图(a)中**，细黑线为历史CO_2排放以及第2章评估的1850–1900年的评估全球表面温度升幅（文框2.3）。橙–棕色范围及其中线表示估算的人为历史升温部分。橙–棕色竖线表示与1850–1900年相比评估的2010–2019年历史人为升温区间（第3章）。灰色锥形表示从2015年起评估的TCRE*可能范围*（第5.5.1.4节）。细彩色线表示耦合模式比较计划第6阶段（CMIP6）对2015年起至2100年第一工作组核心集五个情景（SP1–1.9, 淡蓝色; SSP1–2.6, 蓝色; SSP2–4.5, 黄色; SSP3–7.0, 红色; SSP5–8.5, 栗色）的模拟。在每个情景下，在诊断的碳排放中补充估算的土地利用变化排放。彩色区域表示第4章评估的全球表面温度预估的*很可能范围*，粗彩色中心线表示各情景的中间估值。在各情景下，这些温度预估的表示是相对于可用于排放驱动的CMIP6 ScenarioMIP试验的累积CO_2排放。**图(b)**，将关注的全球升温限制值与评估的历史人为升温（第5.5.2.2.2节）、评估的未来潜在非CO_2升温因素（第5.5.2.2.3节）以及零排放持续性（ZEC; 5.5.2.2.4节）相结合，可估算剩余容许升温。剩余容许升温（竖蓝条）随后与评估的TCRE（5.5.1.4节和5.5.2.2.1节）以及无表示的地球系统反馈贡献（5.5.2.2.5节）相结合，以提供评估的剩余碳收支估值（横蓝条，表5.8）。注意，图（b）中的贡献为说明性的，并非按比例。例如，ZEC中心估值被评估为零。{文框2.3, 5.2.1, 5.2.2, 图5.31}

CDR方法具有封存大气中的 CO_2的潜力（*高信度*）。正如通过陆地碳库和海洋碳库吸收部分人为净 CO_2排放，这些碳库释放的 CO_2将部分抵消净 CO_2移除，从而CDR所封存的 CO_2量不会带来大气 CO_2的等效下降（*很高信度*）。从大气移除的 CO_2中未被碳库所释放的CO_2替代的部分（CDR有效性的衡量）随着移除量的增加而略有减少（*中等信度*），而如果在低大气 CO_2浓度下使用CDR，则会显著下降（*中等信度*）。全球表面温度的降低与累积CO_2移除量大致是线性相关（*高信度*）。由于这种近线性的关系，单位移除 CO_2的降温量几乎与移除率和移除量无关（*中等信度*）。{4.6.3, 5.6.2.1, 图5.32, 图5.34}

由于气候系统中的非线性关系，百年尺度气候–碳循环对大气 CO_2移除的响应并非始终与其对同时 CO_2排放的响应相等和相反（*中等信度*）。在工业化前大气 CO_2水平平衡状态下，若排放100 PgC 的 CO_2，CMIP6模式模拟表明，排放量的27±6%（平均± 1标准差）排放后将在大气中滞留80–100年，而对于100 PgC的移除量，仅23±6%真正从大气中移除。这种不对称意味着需额外的CDR来抵偿给定幅度的正排放，实现大气 CO_2的相同变化。由于模式之间的*低一致性*，因此，温度响应 CO_2排放和移除的不对称性信号为*低信度*。{4.6.3, 5.6.2.1, 图5.35}

ESM模拟表明，在 CO_2排放逐步降低的情景下，在21世纪达到净零并变为净负排放（例如，SSP1–2.6），陆地和海洋碳汇在响应大气 CO_2浓度下降方面开始减弱，而陆地碳汇最终变为碳源（图TS.19）。在净负 CO_2排放后的几十年到几百年，会发生这种碳汇至碳源的转变。在变为净负排放后的几个世纪中，海洋仍是 CO_2汇。在巨大的净负 CO_2排放情景下（例如，SSP5–3.4-OS）以及 CO_2浓度快速降低的情况下，陆地碳源大于SSP1–2.6情景下的碳源，而海洋也会变为碳源。虽然各模式的总体响应一致，但在净负 CO_2排放情景中碳汇转变为碳源的时间和 CO_2源的规模为*低信度*。如果 CO_2变为净负排放，则二氧化碳移除可扭转某些气候要素的变化，但有些变化将沿着其当前的方向持续几十年至几千年。例如，海洋热膨胀所致的海平面上升在几个世纪至几千年都不可能扭转（*高信度*）（文框TS.4）。{4.6.3, 5.4.10, 5.6.2.1, 图5.30, 图5.33}

二氧化碳移除方法有一系列的副作用，它可削弱或加强碳封存以及此类方法的降温潜力，并影响可持续发展目标的实现（*高信度*）。CDR方法的生物物理和生物地球化学副作用都关系到地面反照率变化、水循环变化、CH_4和N_2O排放变化、海洋酸化变化以及海洋生态系统生产力变化（*高信度*）。这些副作用及相关的地球系统反馈可减少碳吸收和/或改变局地和区域气候，从而限制 CO_2封存和特定CDR方法的降温潜力（*中等信度*）。CDR的利用，尤其是在陆地的利用，还会影响水质和水量、粮食生产及生物多样性（*高信度*）。这些影响通常很大程度上取决于当地环境、管理制度、以前的土地利用和规模（*高信度*）。采用力求恢复自然生态系统的方法或采用力求改善土壤碳封存的方法可获得最大的协同效益（*中等信度*）。对大部分CDR方法而言，终止CDR带来的

表TS.3 | 剩余碳收支的估值及其不确定性。对最近的过去（2010–2019年）人为升温进行评估估算（以全球表面温度表示）*可能*达0.8°至1.3°C，而相对于1850–1900年最佳估值为1.07°C。1850年至2014年的历史CO_2排放量估值约为2180 ± 240 $GtCO_2$（1个标准差范围），而自2015年1月1日以来，到2019年年底已额外排放了210 $GtCO_2$。$GtCO_2$值四舍五入到最近的50。{ 表3.1, 5.5.1, 5.5.2, 文框5.2, 表5.1, 表5.7, 表5.8}}

自2010—2019年以来全球表面温度变化	自1850—1900年以来全球表面温度变化a	估算的从2020年1月1日开始的剩余碳收支并取决于右栏中量人的变化和不确定性					情景变化	地球物理不确定性d			
°C	°C	TCREb百分位 $GtCO_2$					非CO_2情景变化c	非CO_2强迫和响应不确定性	历史温度不确定性a	零CO_2排放持续性不确定性	最近排放不确定性e
		第17	第33	第50	第67	第83	$GtCO_2$	$GtCO_2$	$GtCO_2$	$GtCO_2$	$GtCO_2$
0.43	1.5	900	650	500	400	300	由于与非CO_2排放减缓相关的选择，数值至少相差±220	由于对未来非CO_2排放的升温响应，数值至少相差±220	±550	±420	±20
0.53	1.6	1200	850	650	550	400					
0.63	1.7	1450	1050	850	700	550					
0.73	1.8	1750	1250	1000	850	650					
0.83	1.9	2000	1450	1200	1000	800					
0.93	2	2300	1700	1350	1150	900					

[a] 1850–1900年与2010–2019年之间人为全球表面温度升幅评估为在0.8—1.3°C（可能范围；跨节文框TS.1），最佳估值为1.07°C。结合TCRE的中间估值（1.65°C/1000 PgC），这一孤立的不确定性会导致±550 $GtCO_2$剩余碳收支的潜在变化，然而，这与评估的TCRE不确定性并非没有关联，因此并不是完全额外的。

[b] TCRE：累积二氧化碳排放的瞬时气候响应，评估为每1000 PgC，温度变化可能介于1.0—2.3°C，呈正态分布，从中提取百分位点。其它地球系统反馈可列入第5.5.2.2.5节所述的剩余碳收支估算。

[c] 估算假设非CO_2排放的减排是按照SR1.5所评估文献中各情景所示的中位数减排量。非CO_2情景变化表明剩余碳收支估值有多大变化，这种变化是源于与SR1.5达到净零CO_2排放减缓情景中未来非CO_2排放演变有关的不同情景假设。这一变化增加了TCRE的不确定性。AR6第三工作组报告将基于自SR1.5以来的文献对非CO_2减排的潜力进行再评估。

[d] 这些表栏中所列的地球物理不确定性和TCRE不确定性在统计上并非没有关联，因为TCRE的不确定性取决于对历史温度、非CO_2与CO_2强迫进行评估的不确定性以及排放估算的不确定性。这些估算无法正式合并，而这些不确定性变化由于第三至第七栏中所列的TCRE不确定性而不能直接补充到剩余碳收支的离散。

[e] 最近的排放不确定性反映出自2015年1月1日以来历史CO_2排放量估算的±10%不确定性。

气候和生物地球化学效应预计很小（*中等信度*）。{4.6.3, 5.6.2.2, 图5.36, 8.4.3, 8.6.3}

TS.3.3.3关联不同的强迫因子

如果涵盖其它GHG，排放量度的选择会影响净零GHG排放的量化及其产生的温度结果（*高信度*）。在以100年全球升温潜势（GWP-100）进行量化时，达到并维持净零GHG排放通常会导致温度达峰并下降。与AR5相比，用排放量度可更健全地核算碳循环响应（*高信度*）。新的排放量度方法可用于在短寿命温室气体排放率的基础上得出CO_2当量累积排放量。{7.6.2}

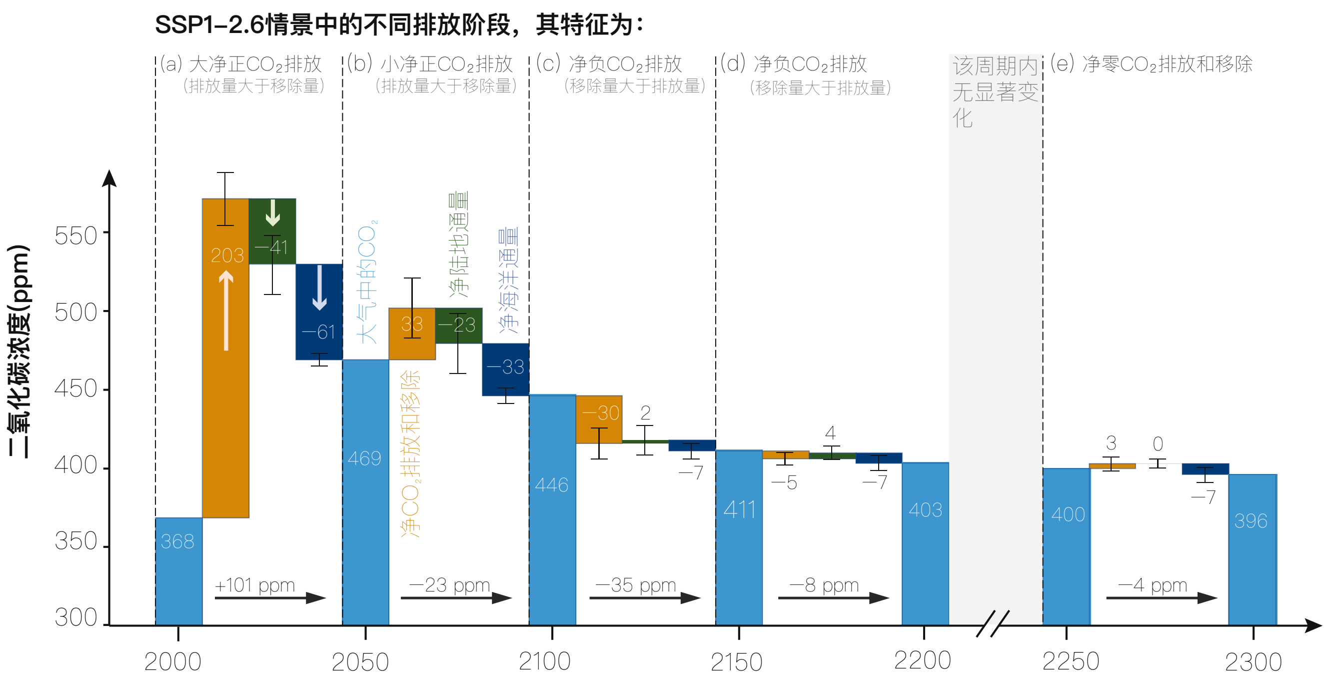
在10至20年时间尺度上，对短寿命气候强迫因子（SLCF）当前排放单年值的温度响应至少与对CO_2排放值的响应同样大，但由于SLCF的效应在排放后的最初几十年内迅速衰减，因此，对单年排放值的净长期温度响应主要由累积CO_2排放量决定。

2020年与新冠疫情遏制措施相关的减排导致了小且正的全球ERF；然而，由于减排的暂时性，无法检测到内部变率之外的全球和区域气候对强迫的响应。{6.6, 跨章文框6.1}

不同强迫因子的相对气候效应通常可利用排放量度加以量化，该量度可将1千克某类气候强迫因子理想脉冲效应与参考气候强迫因子进行比较（通常是 CO_2）。两个最重要的脉冲排放量度是全球升温潜势（GWP）和全球温度变化潜势（GTP）（见术语表）。根据惯例，气候对 CO_2排放的响应包括升温对碳循环的影响，因此为了一致性，也需要确定非 CO_2排放的气候响应。与AR5相比，开展此工作的方法学具有更坚实的科学基础（*高信度*）。源自化石燃料的甲烷排放量度值略高于生物源甲烷，因为它会导致大气中额外的化石 CO_2（*高信度*）。更新 CH_4和N_2O排放的化学调整（TS.3.1节）和修订其生命周期可得出略低于AR5的GWP和GTP排放量度（*中等信度*）。已对AR6中评估的整套GHG计算了不同时间段的排放量度。{7.6.1, 表7.15, 表7.SM.7}

新的排放量度方法，例如GWP*和复合GTP（CGTP），将短寿命温室气体排放速率变化与 CO_2当量（CO_2-e）累积排放相关联。这些累积 CO_2-e乘以TCRE可确定短寿命温室气体逐渐聚合排放带来的全球表面温度响应（见TS.3.2.1节）。在利用GWP或GTP等标准量度合计GHG时，累积 CO_2-e排放量不一定与未来全球表面温度结果成正比（*高信度*）{7.6.1, 文框7.3}

需要用排放量度合计各类气体来确定净零GHG排放。通常，实现净零 CO_2排放以及降低非- CO_2辐射强迫将会阻止人为变暖。如果气体中包含CH_4等短寿命气体，则实现以GWP-100量化的净零GHG排放通常会导致在实现净零GHG排放后温度下降。CGTP或GWP*定义的净零GHG排放意味着净零 CO_2排放及其它长寿命GHG排放以及短寿命气体的排放恒定（CGTP）或逐渐下降（GWP*）。以此方式定义的净零GHG排放导致的变暖演化大约相当于达到净零 CO_2排放，因此不会在实现净零GHG排放后导致温度下降，而是导致温



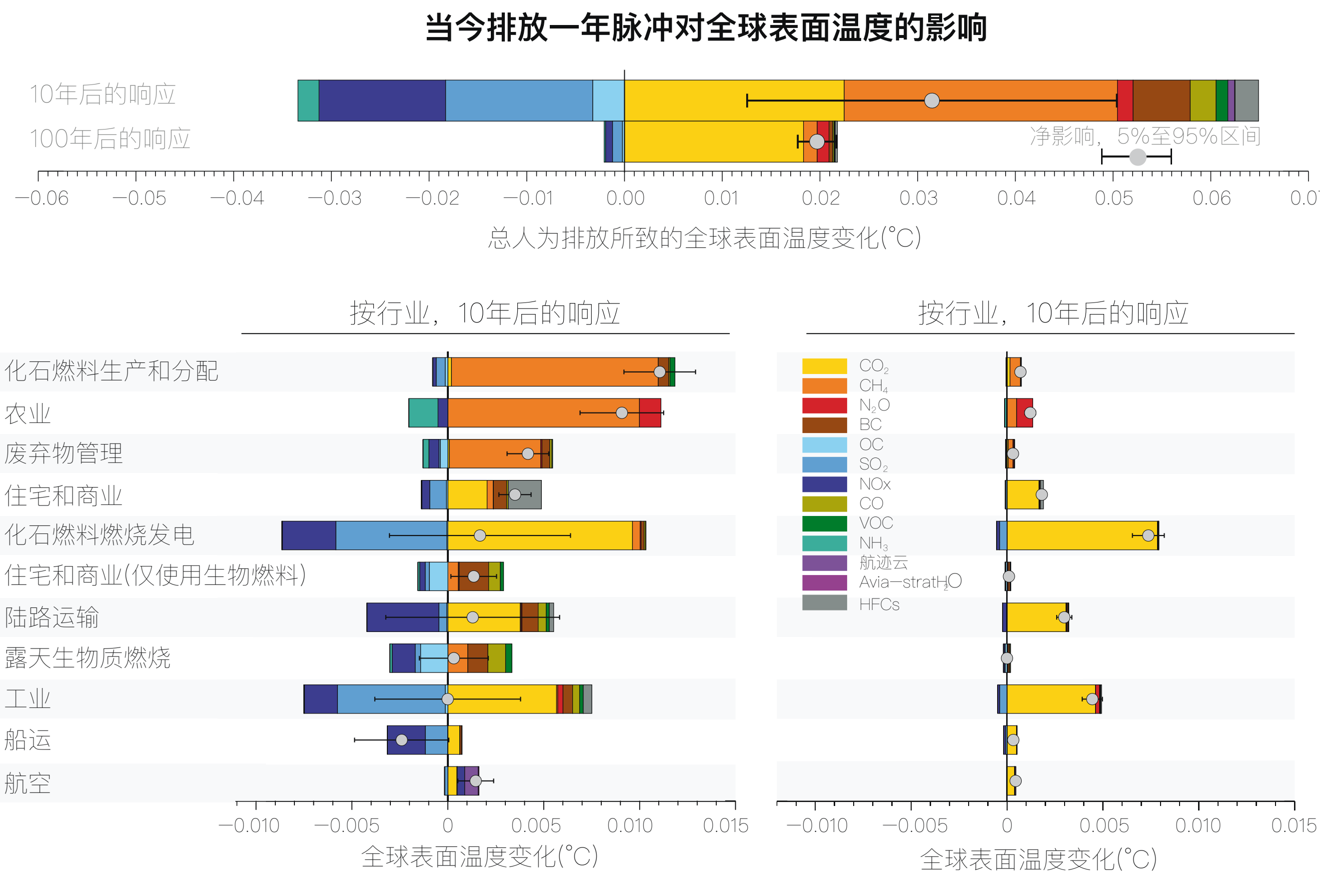
图TS.19 | 大气净二氧化碳（CO_2）移除情景中的碳汇响应。*本图意在表明在负排放情况下大气CO_2会如何演化及其对负排放技术的依赖。本图还表明了海洋和陆地汇的演化。*图为在SSP1–2.6不同排放阶段及其长期扩展期间浓度驱动的地球系统模式（ESM）模拟的CO_2通量分量。**(a)** 大量净正CO_2排放，**(b)** 少量净正CO_2排放，**(c–d)** 净负CO_2排放，以及 **(e)** 净零CO_2排放。正通量分量会引起大气CO_2浓度上升，而负分量则降低CO_2浓度。净CO_2排放和陆地及海洋CO_2通量代表四个ESM（CanESM5、UKESM1、CESM2-WACCM、IPSL-CM6a-LR）和一个中等复杂的地球系统模式（Uvic ESCM）的多模式平均值和标准偏差（误差条形图）。净CO_2排放量的计算是依据浓度驱动的ESM模拟，通过大气CO_2增加率和陆地及海洋CO_2通量增长率得到的残差。通量是每50年期的累加，并换算为浓度单位（百万分率，或ppm）。{5.6.2.1, 图5.33}

度大致稳定（*高信度*）。因此，排放量度的选择会影响净零GHG排放的量化，继而影响达到和维持净零GHG排放水平产生的温度结果（*高信度*）。{7.6.1.4, 7.6.2, 7.6.3}

如AR5所述，最终，决策者要决定的是哪个排放量度最符合其需求。本报告不推荐使用任何具体排放量度，因为最适合的量度取决于政策目标和背景情况（见第7章, 第7.6节）。对支持减缓气候变化的GHG量度及相关政策背景进行的详细评估可参见AR6第三工作组报告。

按照影响短寿命和长寿命气候强迫因子排放的气候变化减缓措施，全球表面温度响应取决于强迫因子的寿命、ERF、减排速度和时间以及气候系统中的热惯性。依靠减排并通过新立法或技术标准实施的减缓意味着年复一年的减排。对不同行业当前排放的一年值的全球温度响应可提供减缓潜力信息（图TS.20）。在10–20年时间尺度，SLCF的影响至少与 CO_2的影响同样大，造成最大变暖的行业是化石燃料生产和分销、农业和废弃物管理。由于在排放后的最初几十年，SLCF的影响快速衰减，当前排放单年值的净长期温度影响主要由 CO_2决定。在100年时间尺度上，能源、工业和陆路运输的化石燃料燃烧是贡献最大的行业（*高信度*）。在短时间尺度（*中等信度*）和长时间尺度（分别为10年和100年）（*高信度*），东亚和北美洲CO_2、N_2O和SLCF当前排放是未来额外净升温的最大区域贡献者。{6.6.1, 6.6.2, 图6.16}

新冠疫情的限制措施致使明显减少了全球人为氮氧化物（NOx）排放（2020年4月约为35%）和化石CO_2排放（7%，估值在5.8%至13.0%之间），主要原因是运输行业减少排放（*中等信度*）。具*高信度*的是，除地面臭氧外，污染物前体物的减少促使世界大多数区域空气质量暂时改善。然而，这一减排幅度未达到持续落实应对空气质量和气候变化政策的预期（*中等信度*）。总体而言，2020年，因新冠疫情隔离措施，全球净ERF可能为小的正值（暂时峰值小于0.2 W m^{-2}），因此，暂时加入到总人为气候影响，而气溶胶变化带来的正强迫（升温影响）大于CO_2、NOx和尾迹卷云变化带来的负强迫（降温影响）。地球系统模式的模拟表明新冠疫情对全球或区域表面温度或降水没有明显的影响（*高信度*），这与在大内部变率背景下的与这个小的净辐射强迫一致。{跨章文框6.1}



图TS.20 | 在当今排放量一年脉冲后的10年和100年全球表面温度变化。本图意在按特定气候强迫因子包括二氧化碳（CO_2）以及短寿命气候强迫因子（SLCF）来说明各行业对当今气候变化的贡献。温度响应按照各气体种类进行细分，并显示出总人为排放的温度响应**（上）**以及10年**（左）**和100年时间尺度**（右）**的行业排放量。行业排序是按照（高至低）10年时间尺度的净温度效应。最上图的误差条为仅辐射强迫不确定性所致的净温度效应5–95%范围（采用蒙特卡洛方法和文献中的最佳估算不确定性来计算）。2014年的排放量是依据耦合模式比较计划第6阶段（CMIP6）排放数据集，氢氟碳化物（HFC）和航空H2O除外，它们依据其它数据集（详见第6.6.2节）。不包括露天生物质燃烧和住宅用生物燃料的CO_2排放。{6.6.2, 图6.16}

文框TS.7 | 共享社会经济路径中气候和空气质量对短寿命气候强迫因子的响应

短寿命气候强迫因子（SLCF）的未来排放变化预计会引起额外的全球平均变暖，在WGI一组核心共享社会经济路径（SSP）中，本世纪末的响应存在巨大差异，这取决于气候变化和空气污染的减缓水平（文框TS.7，图1）。这种额外升温是由于管控空气污染而减少降温气溶胶抑或由于甲烷（CH_4）、臭氧和氢氟碳化物（HFC）增加。在与减少全球空气污染有关的SSP中，只要也减缓 CH_4排放，这种额外变暖在2040年后保持稳定，但在空气质量继续恶化的情景中（日益增加化石燃料使用以及空气污染控制有限引起的），SLCF变化引起的总体变暖会更高（*高信度*）。

CH_4持续减排可减少全球表面臭氧，促进改善空气质量，且还可长期降低表面温度，但只有持续CO_2减排才可保持长期气候稳定（*高信度*）。全球和局地尺度空气质量（近地表臭氧和颗粒物或PM）的未来变化主要取决于臭氧和气溶胶前体物排放的变化，而不是气候变化（*高信度*）。如SSP1-1.9和SSP1-2.6，快速脱碳战略推动的空气质量改进短期内在一些高污染区域不足以实现世界卫生组织制定的空气质量指南（*高信度*）。旨在实现联合国可持续发展目标的补充政策（例如，获取清洁能源、废弃物管理）可带来更多的SLCF减排。{4.4.4, 6.6.3, 6.7.3, 文框6.2}

SLCF排放变化对温度的净影响将取决于升温和降温SLCF的排放将来会如何演变。在未来的气候预估中，气溶胶降温影响的幅度在SLCF影响方面仍有最大不确定性。鉴于SLCF在过去二十年出现了巨大变化，因此，对温度和空气

污染响应的估算是相对于2019年，而非1995–2014年。

表TS.7 (接续

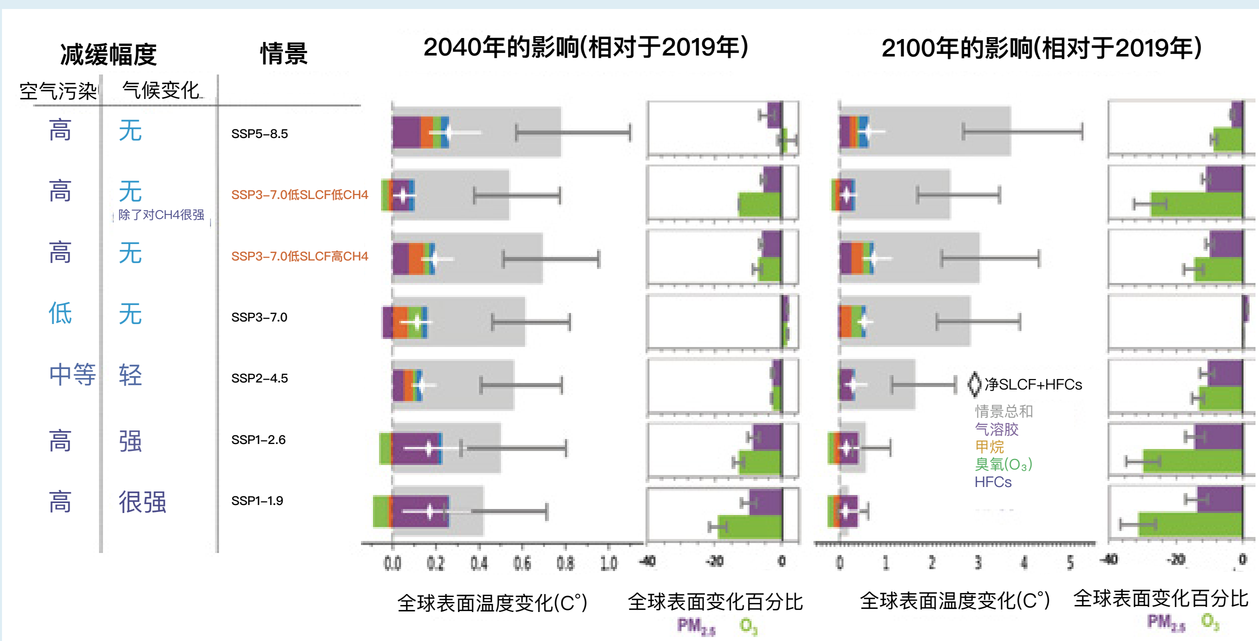
温度响应

在未来二十年，在WGI一组核心SSP中，除了长寿命GHG造成变暖外，*很可能*SLCF排放变化将造成相对于2019年的升温（见TS.1.3.1节）。在所有SSP中，SLCF和HFC变化对全球表面温度的净影响是2040年相对2019年*可能*升温0.06˚C—0.35˚C。这一与SLCF有关的近期全球平均升温非常类似于升温（CH_4、臭氧）和降温（气溶胶）强迫因子竞争效应在各SSP情景间造成的量值（文框TS.7，图1）。在各类情景中，世纪末的响应存在更大的差异。在无气候变化减缓的各情景（SSP3–7.0和SSP5–8.5）中，由于 CH_4、对流层臭氧和HFC水平的上升，SLCF变化将导致2100年比2019年*可能*升温0.4˚C—0.9˚C。对于严格的减缓气候变化和污染情景（SSP1–1.9和SSP1–2.6）， CH_4、臭氧和HFC减排带来的降温可部分抵消减排气溶胶（主要是硫酸盐）导致的升温，且与2019年相比，2100年总体SLCF的影响是全球表面温度*可能*上升0.0˚C—0.3˚C。随着中等气候变化和空气污染减缓，SSP2–4.5中的SLCF在2100年*可能*使全球表面温度变化升温0.2˚C—0.5˚C，最大升温是由于气溶胶的减少。{4.4.4, 6.7.3}

假设实施和有效执行《〈关于消耗臭氧层物质的蒙特利尔议定书〉基加利修正案》和现行国家计划会限制排放（如SSP1–2.6），则与2019年相比，HFC对全球表面温度的影响从2050年起会保持在+0. 02˚C以下，而仅考虑《基加利修正案》之前所决定的国家HFC法规，在2050年约为+0.04˚C—0.08˚C，在2100年为+0.1˚C—0.3˚C（如SSP5–8.5）（*中等信度*）{6.6.3, 6.7.3}

空气质量响应

空气污染预估值区间从显著减少全球地表臭氧和PM（例如，SSP1–2.6，严格减缓空气污染和气候变化）到无改善甚至恶化（例如，SSP3–7.0，没有减缓气候变化和只有弱的空气污染控制）（*高信度*）。在SSP3–7.0情景下，预估亚洲大部分地区PM水平直到2050年才会停止增长，并预估所有大陆地区的地表臭氧污染会一直恶化到2100年（*高信度*）。SSP5–8.5是没有减缓气候变化但有严格空气污染控制的情景，在这个情景中，PM水平一直下降到2100年，但高CH_4水平至少在2080年之前会阻碍全球地表臭氧的下降（*高信度*）。{6.7.1}



文框TS.7，图1 | WGI一组核心共享社会经济路径（SSP）中短寿命气候强迫因子（SLCF）对全球表面温度和空气污染的影响。*本图意在表明在SSP情景下气候和空气质量（表面臭氧和直径小于2.5微米颗粒物，或称PM2.5）对SLCF的近期和长期响应。*图中将2040年和2100年与2019年相比的净气溶胶、对流层臭氧、氢氟碳化物（HFC；生命周期不到50年）和甲烷（CH_4）的影响与人为总强迫的影响进行了比较。全球表面温度变化是基于本报告第7章所评估的有效辐射强迫（ERF）的历史和未来演变。ERF的温度响应是利用气候响应的常用脉冲响应函数（RT）进行计算，依据是第7章的量度计算（文框7.1）。对于大气CO_2浓度翻倍，RT的平衡气候敏感性为3.0°C（反馈参数为−1.31 W m^{-2} $°C^{-1}$）。情景总计（灰条）包括所有人为强迫（长寿命和短寿命气候强迫因子，以及土地利用变化）。不确定性范围为5–95%。空气污染物浓度（臭氧和PM2.5）的全球变化是依据多模式耦合模式比较计划第6阶段（CMIP6）的模拟，并且表示为与2019年相比的2040年和2098年的五年平均大陆表面浓度变化。不确定性条表示模式间±1标准偏差。{6.7.2, 6.7.3, 图6.24}

文框TS.8 | 地球系统对人工干预太阳辐射的响应

自AR5以来，进一步模拟了基于气溶胶的人工干预太阳辐射（SRM）方案，例如平流层气溶胶注入、海洋云增亮和卷云变薄[20]及其气候和生物地球化学效应。这些研究一致表明，SRM可抵消温室气体增加对全球和区域气候的一些影响，包括碳循环和水循环（*高信度*）。然而，在区域尺度和季节时间尺度，会有显著剩余的或过分补偿气候变化（*高信度*），且与气溶胶-云-辐射相互作用有关的大量不确定性仍然存在。SRM引起的降温会增加全球陆地和海洋CO_2汇（*中等信度*），但这并不会阻止大气中CO_2的增加或在持续人为排放下不会影响由此产生的海洋酸化（*高信度*）。如果快速实施SRM技术，则*可能*发生水循环突变。在高CO_2排放情景下，突然和持续终止SRM会引起快速的气候变化（*高信度*）。然而，逐步淘汰SRM，结合减排和二氧化碳移除（CDR）可避免此类终止效应（*中等信度*）。{4.6.3, 5.6.3, 6.4.6, 8.6.3}

人工干预太阳辐射（SRM）是指加以研究的、作为深度减缓的潜在补充手段的审慎的大规模气候干预方案，例如，在超出气候稳定目标的情景下。SRM方案旨在通过人工干预地球短波辐射收支来抵消GHG排放的一些变暖效应。在SR1.5之后，本报告中评估的SRM还包括一些可改变长波辐射收支的方案，如卷云变薄。

SRM与减排和CDR这些气候变化减缓活动截然不同，因为它是通过改变地球辐射收支来"遮掩"气候变化问题，而不是尝试解决大气GHG增加，这个导致全球变暖的根本原因。SRM只是遮掩GHG排放的气候影响，无法解决与大气CO_2增加有关的其它问题，例如海洋酸化。本报告评估了地球系统对SRM响应的物理理解，且评估主要是基于理想的气候模式模拟。此外还有其它重要的考虑因素，例如对人类和自然系统的风险、感知、伦理、成本、治理和跨境问题及其与联合国可持续发展目标的关系 —这些都是第二工作组（第16章）和第三工作组（第14章）报告涉及的问题。{4.6.3}

SRM方案包括增加地面反照率、通过增加云凝结核数量增亮海洋云，或播撒冰核颗粒减少卷云光学厚度等方案。然而，最常见的研究方法是试图在平流层注入反射气溶胶（例如，硫酸盐气溶胶）或其前体物（例如，二氧化硫）来模拟重大火山喷发的降温效应。{4.6.3, 5.6.3, 6.4.6}

SRM可抵消温室气体所引起变暖对全球和区域气候的某些影响，但在区域尺度和季节时间尺度上会有大量剩余的和过分补偿的气候变化（*高信度*）。自AR5以来，开展了更多的模拟工作，对基于气溶胶的SRM方法进行了更加复杂的处理，但云-气溶胶-辐射相互作用仍有巨大的不确定性（*高信度*）。模拟研究表明，调整SRM方案的部署战略，有可能同时稳定多个大尺度温度指标（*中等信度*），但会有大量剩余的或过分补偿的区域和季节气候变化。{4.6.3}

相对于未来CO_2排放情景，如果抵消所有全球平均升温，则基于短波辐射的SRM方法*可能*会减少全球平均降水。相反，基于长波辐射的卷云变薄预计会引起全球平均降水增加（*中等信度*）。如果用基于短波方法的SRM抵消全球平均升温，区域降水量减去蒸散量（P–E）的减少幅度（文框TS.5）（这与淡水利用率更为相关），小于降水量的减少幅度。这是因为蒸散量和降水量将会同时减少（*中等信度*）。{4.6.3, 8.2.1, 8.6.3}

如果利用SRM为地球降温，则会造成植物和土壤呼吸减少，并减缓变暖造成的海洋碳吸收减少（*中等信度*）。其结果会是增强全球陆地和海洋 CO_2汇（*中等信度*），且与未减缓的气候变化相比，大气 CO_2浓度略有下降。然而，SRM不会阻止大气中 CO_2的增加，也不会影响到在持续人为排放下产生的海洋酸化（*高信度*）。{5.6.3}

模式预估在平流层气溶胶注入的十年至二十年会对全球温度和降水产生明显的影响，这与减排效益显现的时间尺度类似。在高GHG排放情景中，SRM的突然和持续终止会造成快速的气候变化并扭转SRM对碳汇的影响（*高信度*）。终止高强度的SRM还*可能*促使全球和区域水循环发生突变，尤其是在热带区域通过热带辐合带和哈得莱环流圈迁移造成的突变。在区域尺度上，由于蒸散发的变化，不能排除非线性响应。然而，逐步淘汰SRM结合减排和CDR可避免更大的变化速率（*中等信度*）。{4.6.3, 5.6.3, 8.6.3}

20 尽管卷云变薄旨在通过增加逃逸到太空的长波辐射来使地球降温，但为了与AR5和SR1.5保持一致，将其列入SRM方案组合。{4.6.3.3}

文框TS.9 | 不可逆性、临界点和突变

气候系统许多方面的当前响应速度与最近温度变化的速度成正比，但有些方面的响应不成比例。有些气候系统分量的响应缓慢，例如深海翻转环流和冰盖（文框TS.4）。在对过去和当前排放进行调整的过程中，*几乎确定*缓慢响应过程已在发生不可逆和持续的改变。

古气候记录表明，气候系统中存在临界要素，系统中的过程会突然转向不同的强迫敏感性，例如在主要冰川消退期，温度变化1°C在不同阶段可能对应巨大或微小的冰盖质量损失（文框TS.2）。对于全球气候指标，突变的证据有限，但深海变暖、酸化以及海平面上升将会在全球表面温度初步稳定后的一千年发生持续的变化，且在人类时间尺度上是不可逆的（*很高信度*）。在区域尺度上，不能排除突然响应、临界点乃至变化方向的扭转（*高信度*）。有些区域突变和临界点可产生严重的局部影响，例如前所未有的天气、极端温度和日益频繁的干旱及森林火灾。

表现出此类临界点的模式的特点是一旦超过阈值便会产生突变，甚至恢复到阈值前表面温度或恢复到大气二氧化碳浓度也无法保证临界要素恢复到其阈值前状态。正在建立起监测和早期预警系统来观测气候系统中的临界要素。{1.3, 1.4.4, 1.5, 4.3.2, 表4.10, 5.3.4, 5.4.9, 7.5.3, 9.2.2, 9.2.4, 9.4.1, 9.4.2, 9.6.3, 跨章文框12.1}

自AR5以来，对海表温度恢复后的许多大气、陆地表面和海冰气候指标的多年代可逆性（即在去除辐射强迫后，气候系统在几十年内恢复到之前气候状态）的认知有所提升。一些疑似具有临界点的过程，例如大西洋经向翻转环流（AMOC），通常在温度稳定一段时间后才恢复（*低信度*）。然而，一些冰冻圈变化、海洋变暖、海平面上升以及海洋酸化的显著不可逆性得到进一步证实。{4.7.2, 5.3.3, 5.4.9, 9.2.2, 9.2.4, 9.4.1, 9.4.2, 9.6.3}

有些气候系统分量响应缓慢，例如深海翻转环流和冰盖。*可能*的是相对于1850–1900年，全球升温稳定在1.5˚C、2.0˚C或3.0˚C的情况下，AMOC的强度将在几十年内继续减弱约15%、20%和30%，随后在几个世纪内恢复至减弱前的数值（*中等信度*）。在持续升温2˚C至3˚C水平上，*有限证据*表明，格陵兰冰盖和西南极洲冰盖将在数千年内几乎完全且不可逆地丧失；其完全丧失的概率以及质量损失的速度随着表面温度的升高而增加（*高信度*）。在持续升温3˚C至5˚C水平上，预估数千年内会不可逆地发生格陵兰冰盖近完全丧失和西南极洲冰盖完全丧失（*中等信度*）；东南极洲威尔克斯冰下盆地的大部分或全部在数千年内丧失（*低信度*）。在未来几十年可能会观测到南极洲海平面加快上升的早期预警信号。对于其它灾害（例如冰盖特性、冰川质量损失和全球平均海平面变化、沿岸洪水、海岸侵蚀、空气污染以及海洋酸化），时间和/或情景方面仍至关重要，且无法建立起与全球变暖水平的简单而可靠的关系（*高信度*）。{4.3.2, 4.7.2, 5.4.3, 5.4.5, 5.4.8, 8.6, 9.2, 9.4, 文框9.3, 跨章文框12.1}

对于全球气候指标，突变的证据有限。对于全球升温高于1850–1900年水平2˚C，古气候记录并未显示出碳循环的突变（*低信度*）。尽管不同模式的响应差异大，但到2100年大气CO_2浓度的不确定性主要取决于未来人为排放，而不是与碳–气候反馈有关的不确定性（*高信度*）。没有证据表明下个世纪全球温度气候预估的突变：本世纪累积CO_2排放与CO_2引起的全球平均表面气温最大升幅之间存在近线性关系。这种线性关系至少在相对于1850–1900年全球升温水平至少达2˚C的情况下都存在。全球海洋热含量增加（TS.2.4节）将可能至少持续至2300年，即使在低排放情景下亦如此，而由于深海持续热吸收和格陵兰冰盖及南极冰盖的质量损失，在停止排放后的几个世纪到几千年，全球平均海平面将持续上升（文框TS.4）（*高信度*）。{2.2.3; 跨章文框2.1; 5.1.1; 5.4; 跨章文框5.1; 图5.3, 5.4, 5.25, 和5.26; 9.2.2; 9.2.4}

生物地球化学循环在区域尺度对人为扰动会发生突然响应，在年代际至世纪时间尺度发生不可逆的响应（*高信度*）。超过不确定区域阈值的概率随气候变化而增加（*高信度*）。较深的陆地多年冻土中的气体包合物（主要是甲烷）和海底包合物*很不可能*会导致本世纪排放轨迹出现明显偏离。生物地球化学循环中的可能突变和临界点可导致21世纪大气GHG浓度出现额外的不确定性，但未来的人为排放仍是主要的不确定性（*高信度*）。在有些高排放情景中，水循环有可能突变，但此类变化的量值和时间没有总体的一致性。陆地表面的正反馈，包括植被、尘和雪，可促进干旱的突变，但在21世纪发生此类突变为*低信度*。亚马逊持续的毁林加上气候变暖，会加大该生态系统在21世纪超过临界点进入干燥状态的概率（*低信度*）。（TS.3.2.2节）{5.4.3, 5.4.5, 5.4.8, 5.4.9, 8.6.2, 8.6.3, 跨章文框12.1}

TS

TS.4区域气候变化

本节侧重于如何制作区域气候变化信息及其与气候服务的联系；区域气候变率和变化的驱动因子以及它们如何受到人为因素的影响；世界所有区域观测的、归因的和预估的气候变化，包括极端事件和产生影响的气候因子（CID）。少数CID的变化是所有陆地或海洋区域普遍存在的。各个区域有特定、更宽泛的CID变化。区域气候的多样性源于气候多要素多过程的复杂相互作用，包括大尺度气候变率模态的季节至多年代变化、自然和人为外强迫、局地气候过程及相关反馈。

TS.4.1区域气候变化信息的制作和传播

区域尺度气候变化的信息利用多源数据和方法而制作。多模式的集合以及有各种分辨率的模式均是重要的数据源，剔除那些不能真实刻画相关过程的模式，可提升集合结果中这些相关过程信息的可信度。一种关键的方法是提炼——结合多重证据并考量利益相关方的背景和价值观——这有助于确保信息对决策是相关的、有效的以及可信的（见核心概念文框）（*高信度*）。

自AR5以来，物理气候情节已成为集合预估的一种补充方法，用于制作更易获取的气候信息以及促进更全面地应对风险。它们已作为气候服务中提炼过程的一部分来制作必要的背景相关的、可靠的和可信的气候信息。

自AR5以来，由于科技的进步和用户不断增长的认知、要求及需求，为气候服务所制作的气候变化信息显著增多（*很高信度*）。决策背景、用户参与程度以及科学家、从业者及用户之间的联合制作，是所开发气候服务类型及其在支持适应、减缓和风险管理决策方面效用的重要决定因素。{10.3, 10.6, 跨章文框10.3, 12.6, 跨章文框12.2}

TS.4.1.1制作区域气候信息的数据源和方法学

区域尺度气候变化信息的制作基于多源数据和方法学（TS.1.4节）。理解观测到的区域气候变化和变率依赖适用于评估相关现象（例如，极端事件）观测数据集的可用性及对其的分析，还要考虑观测的不确定性（TS.1.2.1节）。这些数据集与气候模式对观测到的变化和事件的模拟相结合，用于将这些变化和事件的原因归于大尺度和区域尺度的人为及自然驱动因子，并评估模式的性能。大量气候模式（多模式集合）的未来模拟可用于制作和量化区域气候响应预估值的变幅（TS.4.2节）。剔除本质上歪曲了相关过程的模式，可改进这些模式集合所得到的区域气候信息的可信度（*高信度*）。但是，多模式平均和集合的范围并不能完全覆盖预估不确定性的范围，不足以描述低可能性、高影响的变化（文框TS.3）或不同模式所模拟的变化差异很大甚至相反的情况（*高信度*）。目前已有单一模式的大样本集合，可提供对内部变率相关变化的更加全面的估计（*高信度*）（TS.1.2.3节）。{1.5.1, 1.5.4, 10.2, 10.3.3, 10.3.4, 10.4.1, 10.6.2, 11.2, 文框11.2, 跨章文框11.1, 12.4, 图集1.4.1}

根据所关注区域的不同，气候模式中体现区域重要强迫因子（例如，气溶胶、土地利用变化和臭氧浓度）和反馈（例如，雪与反照率、土壤水分与温度、或土壤水分与降水之间的反馈）是其能再现过去区域趋势进而可靠地支持未来预估的先决条件（*中等信度*）（TS.1.2.2节）。在某些情况下，如果没有体现出区域相关过程，例如降水和风速等变量，则即使是预估的区域气候的正负变化也不可信（*中等信度*）。在有些区域，无论是地理上的（例如中部非洲、南极洲）还是类型上的（例如山区、小岛屿和城市），对于某些现象，可用或可获取的观测记录很少，这会限制在这些情况下对区域气候变化的评估。{1.5.1, 1.5.3, 1.5.4, 8.5.1, 10.2, 10.3.3, 10.4.1, 11.1.6, 11.2, 12.4, 图集8.3, 图集11.1.5, 跨章文框图集2}

统计降尺度、误差订正和天气发生器等方法是有益的，可作为气候模式预估和影响模拟之间的接口，并有助于导出与用户相关的指标（*高信度*）。然而，这些技术的表现取决于提供驱动数据的气候模式的性能：尤其是误差订正，对于模式未能解析或者严重失真的物理过程（例如大尺度环流偏差或局地反馈）的所有后果，是无法克服的（*中等信度*）。{10.3.3, 跨章文框10.2, 12.2, 图集2.2}

文框TS.10 | 事件归因

自AR5以来，对观测到的极端事件变化的人为影响归因（包括温室气体和气溶胶排放以及土地利用变化）取得了显著进展，尤其是极端降水、干旱、热带气旋和复合极端事件（*高信度*）。风暴和雷暴的*证据有限*。如果没有人类对气候系统产生影响，最近一些热极端事件本来*极不可能*发生。（TS.1节）{第1章跨工作组文框：归因, 11.2, 11.3, 11.4, 11.6, 11.7, 11.8 }

自AR5以来，极端天气事件的归因已成为一个不断发展的气候研究领域，文献数量日益增多。通过区分自然变率与人为驱动因子，有证据表明，温室气体及其它外部强迫已影响了极端天气事件个案。事件归因目前是评估区域尺度极端事件变化的一条重要证据。（TS.1节）{跨工作组文框：归因, 11.1.4}

已得到研究的区域极端状况和事件在地理分布上并不均匀（TS.4.1节）。有些事件，例如英国的极端降雨事件、澳大利亚的热浪或2017年席卷得克萨斯州的飓风哈维，已得到大量的研究。许多高影响极端天气事件并未在事件归因框架中进行过研究，尤其是在发展中国家普遍缺少研究。这其中原因各异，包括缺乏观测资料、缺少可靠的气候模式以及缺乏科学能力。虽然研究过的事件并不能代表已发生的所有极端事件，且这些研究结果可能也会受到选择偏差的影响，但是，大量的事件归因研究提供的证据表明，这些局部和个别事件的相关特征的变化与人为气候影响的预期后果吻合，并可归因于外部驱动因子。{跨工作组文框：归因, 11.1.4, 11.2.2}

人为影响*很可能*是观测到的大陆尺度上极端高温强度和频率增加、极端低温强度和频率降低的主要促因。如果没有人类对气候系统的影响，最近一些特定的极端高温事件本来*极不可能*发生。气溶胶浓度的变化*可能*减缓了一些区域的极端高温事件的增加，尤其是在1950–1980年。免耕农业、灌溉和作物扩张同样减缓了一些区域的夏季极端高温事件的增加，例如北美洲中部地区（*中等信度*）。{11.3.4}

人为影响促使了观测资料最为丰富的三个大洲（北美洲、欧洲和亚洲）的强降水加剧（*高信度*）。在区域尺度，人类对极端降水影响的证据有限，但个别强降水事件的归因新证据表明，人为影响是此类事件的重要驱动因子。{11.4.4}

具有*低信度*的是，人为影响已对大部分区域的气象干旱的变化趋势产生了影响，但具有*中等信度*的是，它们对某些特定事件的严重程度有贡献。具有*中等信度*的是，人为气候变化对最近农业和生态干旱的概率或强度的增加趋势有贡献，导致了受灾陆地面积的增加。{11.6.4}

目前为止，对特定强热带气旋事件的归因研究可为人为影响加强热带气旋提供*有限的证据*，但降水量的增加为*高信度*。在飓风哈维（2017年）及其它强热带气旋期间，人为气候变化对极端降雨量的贡献，具有*高信度*。{11.7.3}

对复合事件的归因研究数量有限。具有*中等信度*的是，过去一个世纪，在欧洲南部、欧亚北部、美国和澳大利亚，促发野火的天气条件的发生概率已经被增加。在澳大利亚，一系列事件归因研究表明，具有*中等信度*的是，人为影响导致火灾天气条件的增加。{11.8.3, 12.4.3.2}

文框TS.10, 图1 | 对评估的实测和可归因区域变化的综合分析。IPCC AR6 第一工作组将有人居住的地区，根据大致地理位置显示为等边的六边形（见区域缩写图例）。所有评估都是针对各区域整体，时间段是从20世纪50年代至今。不同时间尺度或更多局地空间尺度的评估或与图中所示有所不同。每个小图中的各种**颜色**表示对实测变化评估的四个结果。在区域整体变化类型中，凡*一致性低*的使用条纹六边形（白色和浅灰色）；若数据和/或文献有限，有碍对区域整体进行评估，则使用灰色六边形。其它颜色则表示至少*中等信度*的实测变化。对这些实测变化的人为影响的**信度**是基于对趋势检测和归因以及事件归因的文献评估，并以点数表示：三个点为*高信度*，两个点为*中等信度*，一个点为*低信度*（单个实心点：*一致性有限*；单个空心点：*证据有限*）。

图(a)为极端高温，证据主要来自基于日最高温度相关指标的变化；此外，也用到了以其它指数（热浪持续时间、频率和强度）开展的区域研究。红色六边形表示区域的实测极端高温事件增加至少为*中等信度*。

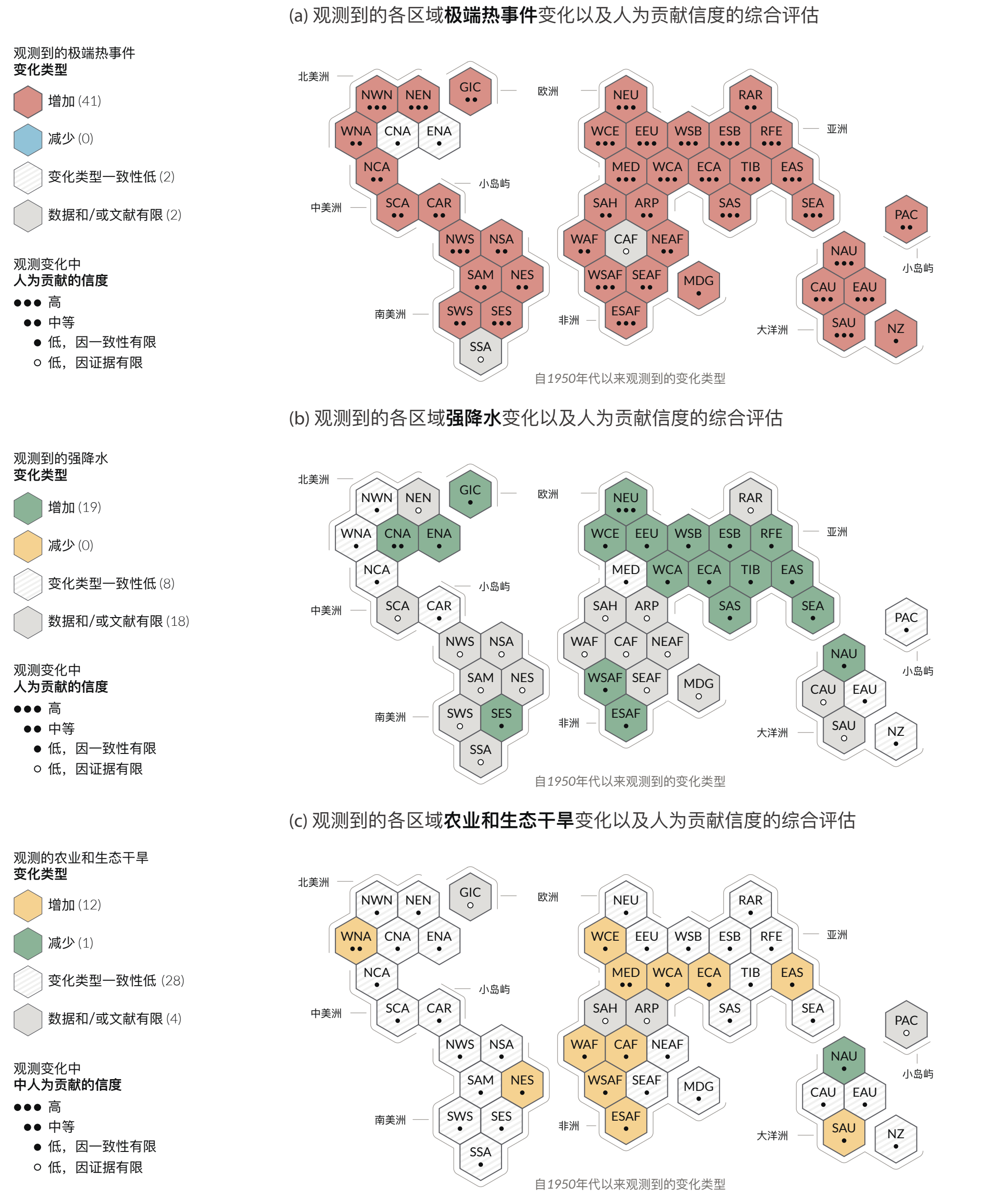
图(b)为强降水，证据主要来自全球和区域研究中基于一日或五日降水量的指数变化。绿色六边形表示区域的实测强降水增加至少为*中等信度*。

图(c)农业和生态干旱的评估是基于实测和模拟的土壤水分总量的变化，并辅以关于表层土壤水分、水平衡（降水量减去蒸散量）以及降水和大气蒸发能力的相关指数等方面变化的证据。黄色六边形表示区域的这类干旱实测增加至少为*中等信度*，绿色六边形表示区域的农业和生态干旱实测减少至少为*中等信度*。

对于所有区域，表TS.5列明了除本图所示之外更广泛的实测变化。注意，南美洲南部（SSA）是本图所示指标中唯一未显示实测变化的区域，但受到了平均温度升高以及霜冻减少和海洋热浪的实测增加的影响。（表TS.5）{11.9, 图集1.3.3, 图集图2}

表TS.10 (接续)

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



每个六角形对应IPCC AR6 WGI的一个参照地区

北美洲西北部

*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)、**NES** (南美洲东北部)、**SAM** (南美洲季风区)、**SWS** (南美洲西南部)、**SES** (南美洲东南部)、**SSA** (南美洲南部)，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** (非洲东北部)、**SEAF** (非洲东南部)、**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)*

文框TS.10，图1 | 对评估的实测和可归因区域变化的综合分析。

TS.4.1.2区域气候信息提炼和气候服务

区域气候信息的构建涉及到不同学科背景的人，他们具有各种不同的经验、能力和价值观。考虑到易受气候变率和变化影响的用户背景以及各相关参与方的价值观，各种来源不同证据的气候信息的归纳过程可称之为提炼。提炼受到可获取的数据源、参与方和背景的限制，这都主要取决于所研究的区域，并以待解决的问题构成。从多重证据中提炼区域气候信息并将用户背景考虑在内可提升对用于气候服务（文框TS.11）和决策的信息适用性、有效性、相关性和信任度（*高信度*）。{1.2.3, 10.1.4, 10.5, 跨章文框10.3, 12.6}

提炼过程存在显著差异，因为在对气候变化响应要做出一个具体判断时，需要考虑到有关的物理上合理的所有结果（特别是如果它们差异巨大）的多重证据。如果多重证据均存在一致性，则会强化提炼的区域气候信息的信度，反之，如果证据不一致或相互矛盾，则结果受限。例如，在地中海地区，不同证据之间的一致性，例如观测结果、区域和全球模式的预估结果以及对其背后机制的了解，使得超出全球平均水平的夏季升温具有*高信度*（见文框TS.12）。南非开普敦则是结论不甚清晰的例子，尽管全球模式未来预估之间具有一致性，但由于温室气体增加、变率关键模态（南半球环状模态）的变化以及不同观测期之间和模式模拟的开普敦干旱之间的关系缺乏一致性，预估的未来气候变干为*中等信度*。{10.5.3, 10.6, 10.6.2, 10.6.4, 跨章文框10.3, 12.4}

自AR5以来，物理气候情节方法已成为一种补充手段，用以提供不同角度的或额外的气候信息，促进信息的传播或更灵活地考虑风险。气候事件和过程以一组似乎合理但有所不同的大尺度气候变化为条件的情节，有助于探讨区域气候预估的不确定性。例如，情节可清晰地阐明低可能性、高影响的结果，而这在概率方法中不太重视。此外，同时考虑社会经济因素以及物理气候变化，情节可被纳入用户的风险情景中。情节还可用于传播气候信息，用叙事要素描述和阐明主要气候特征以及用户环境中的相关后果，从而作为气候信息提炼过程的一部分。{1.4.4., 文框10.2, 11.2, 文框11.2, 跨章文框12.2}

TS

文框TS.11 | 气候服务

气候服务包括提供气候信息以协助决策，例如，关于为城市排水系统的改善提供极端降雨如何变化的信息。自AR5以来，气候服务活动的范围和多样性显著增长（*很高信度*）。用户参与度、共同设计和共同制作是气候服务效用的决定因素，而这些活动的资源限制制约着其全部潜力。{12.6, 跨章文框12.2}

气候服务包括用户和服务提供方的参与以及有效的获取机制；气候服务要满足用户需求并立足于科学地整合可靠的信息及相关专业知识。各地区、行业和用户群体正在开发各时间尺度的气候服务，其中包括一系列知识调配活动和整合活动。这些涉及到确定知识需求；汇编、阐释和普及知识；通过明智的决策协调网络及建设能力；分析、评估和制定政策；以及个人咨询。

自AR5以来，由于科技的进步以及不断增长的用户认知、要求和需求，在气候服务背景下制作的气候变化信息显著增长（*很高信度*）。气候服务在快速发展，服务的做法和产品高度多样化。决策背景、用户参与度以及科学家、从业者和目标用户之间的共同制作是所开发的气候服务类型及其对支持适应、减缓和风险管理决策的效用的重要决定因素。根据服务的目的，气候服务需要不同类型的用户–制作方参与（*高信度*），这些服务分为三大类：基于网络的服务、互动式小组活动以及重点关系。

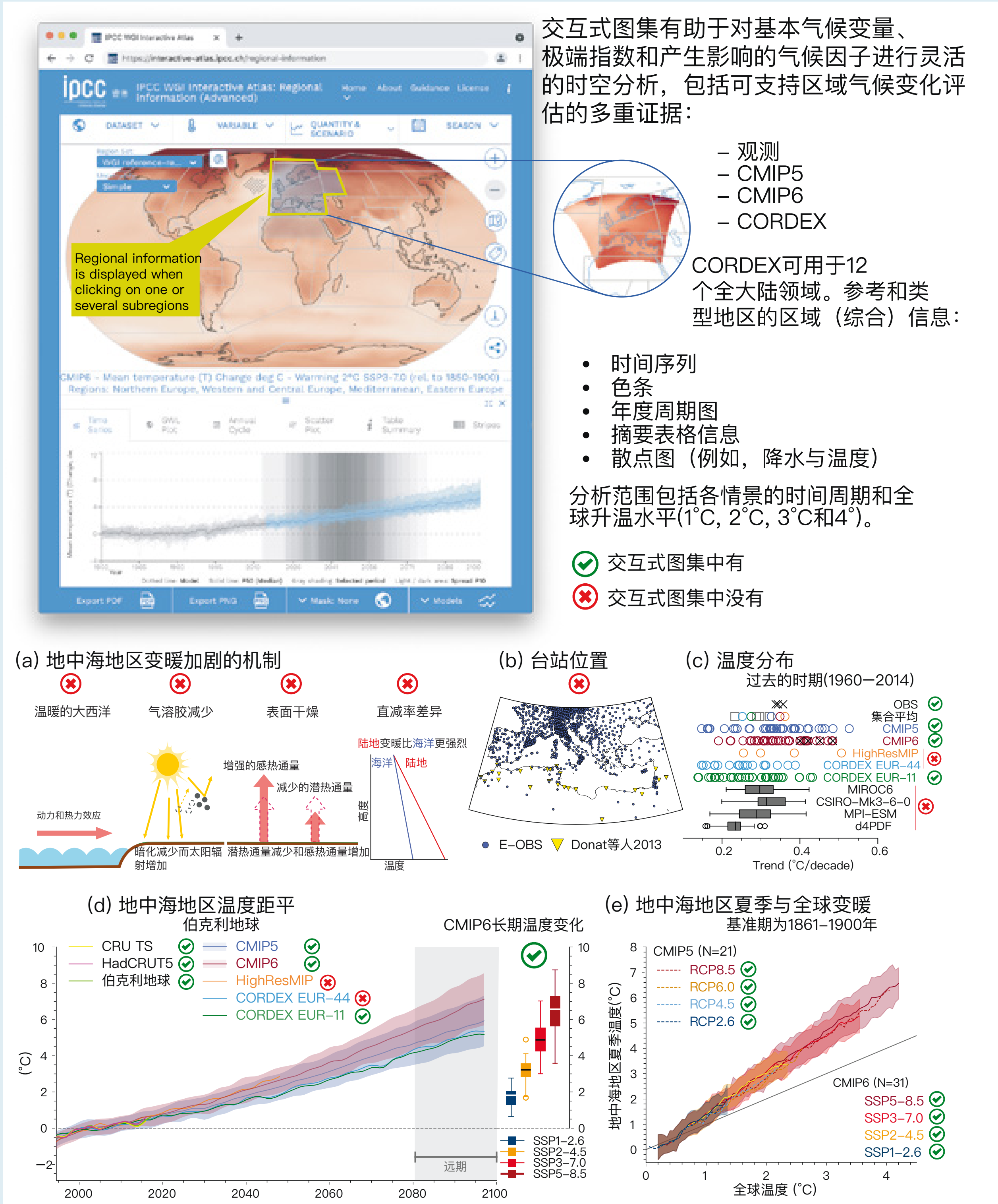
实现气候服务全部潜力通常会遇到的阻碍，是只有有限的资源用于共同设计和共同制作过程，包括科学家、服务提供方和用户之间的持续参与（*高信度*）。更多的挑战涉及到气候服务的开发和提供、气候服务产品的制作、与用户的沟通以及服务质量和社会–经济效益的评估。（TS.4.1节）{1.2.3, 10.5.4, 12.6, 跨章文框12.2, 术语表}

文框TS.12 | 用于评估区域气候变化的多重证据和交互式图集

AR6中的一个关键新内容是第一工作组图集，它包括交互式图集（https://interactive-atlas.ipcc.ch/）。交互式图集能够被用于探讨在本评估中作为多重证据来制作区域气候信息的大部分观测和气候模式数据。{图集2}

AR6第一工作组报告中的一项重大创新是图集。其部分作用是可对平均气候变化提供逐区域的评估，并与第一工作组的其它章节相联系来制作各区域的气候变化信息。一个重要的部分是新型在线互动工具——交互式图集，它可对用于支持第一工作组评估的大部分实测的和模拟的过去及预估的未来气候变化数据进行灵活的空间和时间分析。这包括基于耦合模式比较计划第5和第6阶段（CMIP5，CMIP6）及协调区域气候降尺度试验（CORDEX）的一系列观测数据和变量（例如表TS.5总结的产生影响的气候因子变化）的气候变化集合预估制作一系列区域综合产品（时间序列、散点图、表格等）的功能。数据可在在一系列SSP–RCP情景和未来的时间片段以及不同全球变暖水平下，相对于多个不同的基准期，进行显示和汇总。可为年平均或任何用户指定季节的趋势和变化制作空间分布图和

表TS.12（接续）



文框TS.12，图1 | 根据地中海夏季变暖的多重证据制作区域气候信息实例。*本图旨在提供关于使用不同证据评估区域气候预估变化的信度或可能性的实例，以及哪些证据可在交互式图集中查看和浏览。*(a)增强的地中海夏季变暖涉及的机制和反馈。(b)不同数据集的观测台站位置。(c)观测数据（黑十字）、CMIP5（蓝圆圈）、CMIP6（红圆圈）、HighResMIP（橙圆圈）、CORDEX EUR–44（浅蓝圆圈）、CORDEX EUR–11（绿圆圈）以及选定的单一模式初始条件大样本集合（SMILE；灰色箱线图，MIROC6，CSIRO–Mk3–6–0，MPI–ESM和d4PDF）的1960–2014年夏季温度趋势（°C/十年）分布。(d)陆地夏季温度距平的区域平均值（25°N–50°N, 10°W–40°E）的时间序列（°C，基准期为1995–2014年）：箱线图为相对于基准期的不同CMIP6情景远期（2081–2100年）温度变化。(e)基于CMIP5（RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0和RCP8.5）及CMIP6（SSP1–2.6, SSP2–4.5, SSP3–7.0和SSP5–8.5）集合平均值（线）和离散（阴影）得到的地中海夏季预估变暖与全球年平均变暖的对比。{图10.20, 图10.21, 图集图8}

表TS.12 (接续

各类统计数据。一组新的WGI参考区域可用于区域概要统计中，并在整个报告中广泛应用（这些区域以及综合数据集及其生成代码可参阅ATLAS GitHub: https://github.com/IPCC-WG1/Atlas）。

文框TS.12，图1展示了交互式图集产品和其它证据如何用于制作地中海夏季变暖例证的气候信息。多重证据包括了解相关机制、动力和热力学过程以及在此情况下的气溶胶影响（文框TS.12，图1a）；观测数据集（有不同时空覆盖率；文框TS.12, 图1b, c）的趋势； 这些趋势的归因以及不同分辨率全球和区域气候模式的温度预估，包括单个模式的初始条件大样本集合（SMILEs；文框TS.12, 图1d, e）。总之，这一证据表明，具有*高信度*的是，预估的地中海夏季温度升幅将高于全球平均，CMIP5和CMIP6的结果相一致（文框TS.12，图1e）。然而，CMIP6的结果预估在给定的排放情景和时间段内明显的气候变暖幅度高于CMIP5的结果，且预估的变幅更大（文框TS.12, 图1d）。{10.6.4, 图集2, 图集8.4}

TS.4.2区域气候变率和变化的驱动因子

人为强迫，包括GHG和气溶胶，以及区域土地利用和灌溉等均已影响了实测区域气候变化（*高信度*）并将在未来继续造成影响（*高信度*），有不同程度的影响和响应时间，取决于变暖水平、强迫的性质以及内部变率的相对重要性。

自19世纪末以来，在多年代时间尺度上，主要变率模态（MoV）表现出频率和幅度的波动，但在内部变率范围之外并未呈现持续的趋势（表TS.4）。南半球环状模态（SAM）是一个例外，其系统上更偏正相位（*高信度*），且除了12月–1月–2月（DJF）之外，在高CO_2排放情景下，预估在各季节更偏正相位（*高信度*）。与之前几十年相比，自2000年代初以来，平流层臭氧强迫对SAM趋势的影响已减小，促使2000–2019年观测到的其正趋势减弱（*中等信度*）。

在近期，大部分MoV及有关的遥相关的预估变化*可能*主要以内部变率为主导。在远期，*很可能*与厄尔尼诺–南方涛动有关的降水变率将增加。物理气候情节，包括气候驱动因子、MoV和局部强迫及远距强迫之间复杂相互作用，可提升对了解及使用实测和预估区域变化的信度。{2.4, 3.7, 4.3, 4.4, 4.5, 6.4, 8.3, 8.4, 10.3, 10.4, 11.3}

TS.4.2.1人为和自然强迫的区域指纹

虽然人为强迫促使一些地区出现多年代平均降水变化，但内部变率会使许多陆地区域长期降水变化的人为信号延迟出现（*高信度*）。在区域尺度上，土壤水分反馈、雪/冰反照率反馈、土地利用/土地覆盖变化的区域强迫、气溶胶浓度造成的强迫、或年代/多年代自然变率可缓和或加强人为GHG强迫对极端温度的影响。局地和远距的气溶胶强迫的变化会导致有效辐射强迫的南北梯度（半球不对称性）。它沿着纬度方向更为均匀，伴随北极温度响应的强烈放大（*中等信度*）。自20世纪80年代以来，SO_2排放的减少降低了气溶胶的辐射衰减效应，导致地面气温更快速上升，这在北半球中–高纬度地区最为显著，这些地区的减排量也最大（*中等信度*）。{1.3, 3.4.1, 6.3.4, 6.4.1, 6.4.3, 8.3.1, 8.3.2, 文框8.1, 10.4.2, 10.6, 11.1.6, 11.3}

地球表面的入射太阳辐射在许多地方都发生了多年代变暗和变亮趋势（*高信度*）。人为气溶胶排放的多年代变化被认为是一个主要的促因（*中等信度*），但云量的多年代变率可能也发挥了作用。火山喷发由于其对辐射收支的空间非均匀影响以及由于有利于一些MoV的某个相位触发动态响应，从而影响区域气候。{1.4.1, 跨章文框1.2, 2.2.1, 2.2.2, 3.7.1, 3.7.3, 4.3.1, 4.4.1, 4.4.4, 跨章文框4.1, 7.2.2, 8.5.2, 10.1.4, 11.1.6, 11.3.1}

过去的城市化会影响城市及其周边地区的实测变暖趋势（*很高信度*）。未来的城市化将在不同的背景气候下放大预估的气温，对最低温度有强的影响，且会与全球变暖信号一样大（*很高信度*）（文框TS.14）。灌溉和作物扩张减缓了一些地区夏季极端高温事件的增加，例如北美洲中部地区（*中等信度*）（文框TS.6）。{文框10.3, 11.1.6, 11.3}

TS.4.2.2变率模态和区域遥相关

变率模态（附件四，表TS.4）已存在数千年或更久（*高信度*），但在仪器记录的大部分精细重建为*低信度*。MoV被视为与内部动力相关不确定性的主要来源，因为它们可加强或抵制甚至掩盖人为强迫的响应。{2.4, 8.5.2, 10.4, 10.6, 11.1.5, 图集3.1}

自19世纪末以来，主要的MoV没有持续的趋势，在多年代时间尺度上表现出频率和幅度的波动；而南半球环状模态（SAM）是个例外，已经系统性的更趋向于正相位（*高信度*）（表TS.4）。*很可能*从20世纪70年代至90年代的人为影响造成了这一趋势，也造成了南半球热带外急流在南半球夏季的相关加强和南移。与前几十年相比，自21世纪初期以来，平流层臭氧强迫对SAM趋势的影响已经减弱，促使在2000–2019年观测到的其正趋势减弱（*中等信度*）。相比之下，自20世纪60年代以来北半球环状模态（NAM）趋于正相位的原因和北半球热带外急流及冬季风暴路径北移的原因尚理解不够。TS.1.2.2节评估了模式模拟MoV的表现。{2.3.3, 2.4, 3.3.3, 3.7.1, 3.7.2}

在所评估的所有五个SSP下，南半球夏季SAM的近期受迫变化*可能*弱于20世纪末观测到的变化。这是由于平流层臭氧恢复及其它温室气体增加在近期至中期对南半球夏季中纬度环流产生了相反的影响（*高信度*）。因此，在近期南半球夏季SAM的受迫变化*可能*小于自然内部变率引起的变化。在远期（2081–2100年），在SSP5–8.5情景下，相对于1995–2014年，SAM指数*可能*在所有季节都会上升。CMIP6多模式集合预估SSP3–7.0和SSP5–8.5情景下北半球冬季NAM指数远期（2081—2100年）上升，但区域相关的变化可能与中纬度环

流的简单位移有出入，因为遥相关的变化可能与平均背景状态的改变及其相互作用有关。{4.3.3, 4.4.3, 4.5.1, 4.5.3, 8.4.2}

人为影响并未改变热带年际气候变率的主要模态（表TS.4）及其超出内部变率范围的区域遥相关（*高信度*）。*几乎确定*更暖的世界里厄尔尼诺–南方涛动（ENSO）仍将是年际变率的主导模态。在所评估的所有SSP情景中，各模式预估的21世纪ENSO海面温度（SST）变率振幅的系统性变化，缺乏一致性（*中等信度*）。然而，*很可能*21世纪下半叶在SSP2–4.5、SSP3–7.0和SSP5–8.5情景下，与ENSO有关的降雨变率将得到显著加强，而这与该模态有关的SST变率的振幅变化无关。随着ENSO遥相关的强度和区域范围的变化，相关地区的降雨变率*很可能*将会有显著变化。{3.7.3, 3.7.4, 3.7.5, 4.3.3, 4.5.3, 8.4.2, 10.3.3}

在观测记录时段内，太平洋和大西洋年代和多年代际变率模态的方差并未显现出显著变化（*高信度*）。具有*中等信度*的是，人为和火山气溶胶导致了观测到的大西洋多年代际变率（AMV）的时间演变及相关的区域遥相关，尤其是自20世纪60年代以来，但这一影响的强度以及自然和人为强迫的相对贡献为*低信度*。自仪器记录开始以来观测到的太平洋年代变率（PDV）的主要驱动因子是内部变率（*高信度*），尽管有一些关于潜在外部影响的模拟证据。具有*中等信度*的是，AMV在近期将转向负相位。{2.4, 3.7.6, 3.7.7, 8.5.2, 4.4.3}

TS

表TS.4 | 变率模态（MoV）及相关遥相关的评估摘要。(a)对自仪器记录开始以来观测到的变化、耦合模式比较计划第5和第6阶段（CMIP5和CMIP6）模式性能、人类对观测到的变化以及近期（2021–2040年）和中远期（2041–2100年）变化影响的评估。曲线示意说明评估的总体变化，横轴表示时间，但并非代表精确的时间演变。**(b)**各MoV对AR6各区域表面气温（SAT）和降水（pr）年际变化的方差解释率（方格中的数字；以百分比表示）。数值对应基于HadCRUT、GISTEMP、BerkeleyEarth和CRU-TS（关于SAT）以及GPCC和CRU-TS（关于降水）的有效解释方差分数平均值。显著性检验是基于信度95%的F-统计数据，而斜线表示该值在超过半数的现有数据集中并不显著。彩色刻度对应解释方差的标示和数值，详见表底栏所示。对应距平地图参见附件四所示。DJF：12月–1月–2月。MAM：3月–4月–5月。JJA：6月–7月–8月。SON：9月–10月–11月。(b)中评估的是1959–2019年北半球环状模态（NAM）和厄尔尼诺–南方涛动（ENSO）遥相关；1979–2019年南半球环状模态（SAM）；1958–2019年印度洋海盆模态（IOB）、印度洋偶极子模态（IOD）、大西洋纬向模态（AZM）以及大西洋经向模态（AMM）和1900–2019年太平洋年际变率（PDV）及大西洋多年代际变率（AMV）。所有数据在计算之前均进行了线性去趋势。（TS.1.2.2节）{2.4, 3.7, 4.3.3, 4.4.3, 4.5.3, 表图集1, 附件四}

(a) 对MoV的评估

	NAM	SAM	ENSO	IOB	IOD	AZM	AMM	PDV	AMV
自观测开始以来的过去变化	1960s 1990s 2010s 北方冬季	1950s 2000s 南方夏季	1400–1850 自1950年代以来	在代用资料推导的变率范围内	在代用资料推导的变率范围内	*证据有限*	*证据有限*	多年代际扰动主导	多年代际扰动主导
	{2.4.1.1}	{2.4.1.2}	{2.4.2}	{2.4.3}	{2.4.3}	{2.4.4}	{2.4.4}	{2.4.5}	{2.4.6}
CMIP5和CMIP6模式性能	性能高	性能高	性能中等	性能中等	性能中等	性能低	性能低	性能中等	性能中等
	{3.7.1}	{3.7.2}	{3.7.3}	{3.7.4}	{3.7.4}	{3.7.5}	{3.7.5}	{3.7.6}	{3.7.7}
人类对所观测到变化的影响	无确凿证据	通过 GHG（所有季节）和臭氧（DJF）的贡献	一致性低	无确凿证据	未探测到	无确凿证据	无确凿证据	未探测到	通过气溶胶的贡献
	{3.7.1}	{3.7.2}	{3.7.3}	{3.7.4}	{3.7.4}	{3.7.5}	{3.7.5}	{3.7.6}	{3.7.7}
近期未来变化（2021–2040）	内部变率主导	除DJF之外的所有季节	内部变率主导	无确凿证据	无确凿证据	无确凿证据	无确凿证据	*证据有限*	+ – 相移从+到–
	{4.4.3.1}	{4.4.3.1}	{4.4.3.2}	{4.4.3.3}	{4.4.3.3}	{4.4.3.4}	{4.4.3.4}	{4.4.3.5}	{4.4.3.6}
中期至远期未来变化（2041–2100）	SSP5-8.5 SSP3-7.0 DJF SSP1-2.6 SSP1-1.9	SSP5-8.5 SSP3-7.0 *所有季节* SSP1-1.9 DJF	降水方差增加	无确凿证据	极端正相位事件增加	无确凿证据	无确凿证据	方差减小	无变化
	{4.3.3.1; 4.5.3.1}	{4.3.3.1; 4.5.3.1}	{4.3.3.2; 4.5.3.2}	{4.5.3.3}	{4.5.3.3}	{4.5.3.4}	{4.5.3.4}	{4.5.3.5}	{4.5.3.6}

低信度　*中等信度*　*高信度*

多半可能　*可能*　*很可能*

表TS.4（接续）：(b) 与MoV有关的区域气候距平.

模态		NAM		SAM		ENSO		IOB		IOD		AZM		AMM		PDV		AMV	
季节		DJF		DJF		12–1–2月		3–4–5月		9–10–11月		6–7–8月		6–7–8月		年度		年度	
变量		SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr
非洲	地中海	28	58			7												19	
	撒哈拉	58						14				10	19		12		9	12	25
	西部非洲	25					15	45				21		10			6	6	23
	中部非洲	19	8		10	14		50				13					10	14	11
	东部非洲北部	19	7				14	36			32					7		7	
	东部非洲南部					14	22	36			57			10			4	9	
	南部非洲西部					49	26	27	16	8						4	12	5	
	南部非洲东部			13		75	34	35	7							4	6		
	马达加斯加					24		24	7	11	10			9				5	
亚洲	西西伯利亚	45					7						9						11
	东西伯利亚	52														3			11
	俄罗斯远东	8	10			11		6										5	5
	中亚西部								15		21						4		
	中亚东部								38										
	青藏高原		15							15	7		11			6	5	9	
	东亚					7	20		23				9				9	13	
	南亚	9						12			8			8				5	
	东南亚					39	31	73	6		48					5	12		7
	阿拉伯半岛	32						10	24		20						5	13	7
澳大拉西亚	澳大利亚北部					21	13	38			19				7	7	7		
	澳大利亚中部			14		21	12	18		22	20		7		7	6	5		
	东澳大利亚			22		20	11	18		9	8		7			7	8		
	澳大利亚南部						11			23	40		8				3		
	新西兰			16															
中美洲和南美洲	中美洲南部					21	16	33		10	11			17		6		6	7
	南美洲西北部		7	14	16	82	17	54		18				13	16	7	8		
	南美洲北部	7				56	58	61					22	17	24	9	12	7	
	南美洲东北部					25		58	19	9	12				8				
	南美洲季风区					54		31		22	7				6	7			
	南美洲西南部				10	16	14	17		10	16					8			
	南美洲东南部						21		13	21	10		12				5		6
	南美洲南部				23					13	7								9
欧洲	地中海	28	58			7												19	
	西欧和中欧	28	18							13	10						4		8
	东欧	35										7							
	北欧	53	32															6	
北美洲	中美洲北部			10	26	13	27	18				7	12	15	12		6	19	
	北美洲西部															4		6	5
	北美洲中部	17			12		17					8					3	9	6
	北美洲东部	12										11	9			4		9	4
	北美洲东北部	18	26									8					10	9	4
	北美洲西北部		14			10	8	17								8	4		
小岛屿	加勒比地区				10	15	18	26	8		10			17	12	7			5
	太平洋																		
极地陆地区	格陵兰/冰岛	42	8												7			44	
	俄罗斯北极地区	25	10														6	11	8
	西南极洲											8		21					
	东南极洲			38															

更冷 更暖
40 30 20 0 20 30 40
温度距平和解释方差(%)

更干 更湿
40 30 20 0 20 30 40
降水距平和解释方差(%)

在>50%的现有数据集中不显著

在>50%的数据集中没有数据

TS

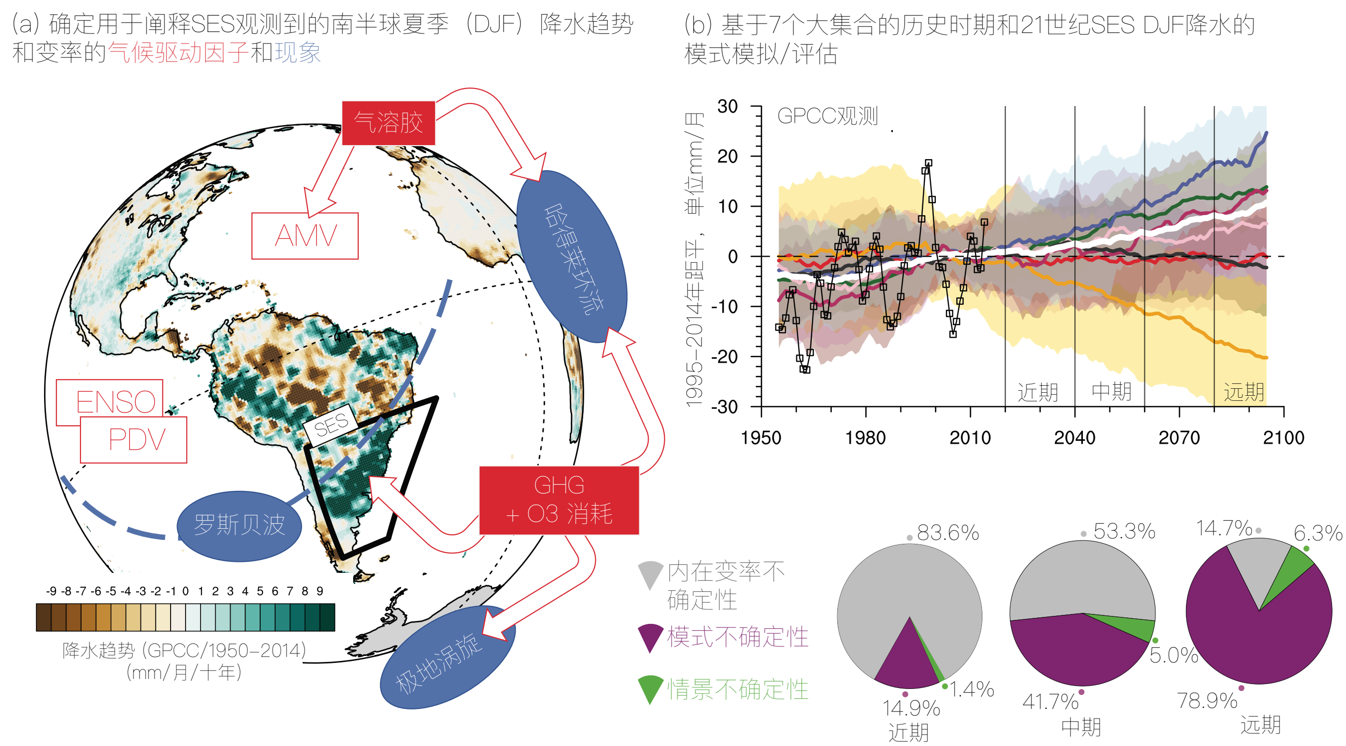
TS.4.2.3区域尺度气候变率和变化驱动因子之间的相互作用

自1950年以来，世界许多次大陆地区，人为强迫是区域平均温度变化的主要驱动因子（*几乎确定*）。在区域尺度，内部变率更强，且观测、模式和外部强迫的不确定性均大于在全球尺度上的不确定性，这在大多数情况下妨碍了对温室气体、平流层臭氧以及的不同气溶胶种类相对贡献的可靠评估。将多模式集合全球预估与单一模式初始条件大样本集合的预估相结合的多重证据表明，内部变率在很大程度上促使长期区域平均降水变化人为信号延迟出现或不出现（*高信度*）。海洋动力学的内部变率在年到十年际时间尺度主导着区域格局（*高信度*）。到2100年，大部分地区将出现区域海平面变化的人为影响信号（*中等信度*）。{9.2.4, 9.6.1, 10.4.1, 10.4.2, 10.4.3}

区域气候变化取决于多个外部强迫与内部变率之间的复杂相互作用。不同时间尺度机制的时间演变可改变区域尺度温度对人为强迫响应的振幅，以及降水对人为强迫响应的振幅和正负信号（*高信度*）。这些机制包括温度、降水和土壤水分的非线性反馈； SST分布型的缓慢和快速响应；以及GHG增加导致的大气环流变化。土地利用和气溶胶强迫以及陆地–大气反馈在调节区域变化中发挥重要作用，例如在天气和气候极端事件方面（*高信度*）。这些还可导致极端温度比平均温度更高的升温（*高信度*），并有可能使一些地区降温（*中等信度*）。观测结果和模式模拟表明，土壤水分–温度反馈与过去及当今的热浪相关。{10.4.3, 11.1.6, 11.3.1}

南美洲东南部（SES）是AR6第一工作组的参照地区之一（图TS.21a中以黑粗等高线勾勒），此处作为区域尺度气候变率和变化驱动因子之间相互作用的说明性示例。1950–2014年观测到了该地区南半球夏季（DJF）降水的正趋势。这一变化

了解过去和评估区域尺度未来气候变化的路径
南美洲东南部（SES）案例研究



图TS.21 | 区域尺度气候变率和变化驱动因子之间相互作用实例，理解过去和预估的变化。*本图旨在展现出一个说明性路径用于了解在有不确定性情况下区域尺度过去和预期未来的气候变化。***(a)** 辨识气候驱动因子及其影响下的气候现象。展示的是驱动因子通过遥相关对1950–2014年观测到的南美洲东南部（SES）夏季（12月–1月–2月；DJF）降水变率和趋势的贡献。驱动因子（红方块）包括变率模态以及外部强迫。各大洲上均示出GPCC观测到的降水线性趋势（绿棕色条，单位：mm/月/十年），而SES AR6第一工作组参考区域以粗黑等高线线勾勒。导致对SES产生局部影响的气候现象以示意图呈现（蓝椭圆）。**(b)** 七个1950–2100年历史模拟加RCP8.5模拟大样本集合所模拟的DJF SES十年降水距平时间序列。阴影对应各降水大集合给出的气候结果的第5–95百分位区间（单位：mm/月），粗彩色线代表其各自集合平均值。白色粗时间序列对应多模式多成员集合平均值，模式贡献将依其集合规模加权。浅黑色方格线表示GPCC的1950–2014年观测结果，并保留了1995–2014年基准期用于计算所有数据集的距平。**(c)** AR6中定义的和图(b) SES DJF降水中强调的在近期、中期和远期时间窗的各不确定性来源（灰色为内部、深红色为模式、绿色为情景）之间各自量化权重（单位：百分比）。所有计算均以1995–2014年为参照期，情景的不确定性是根据耦合模式比较计划第5阶段（CMIP5），使用与运行不同代表性浓度路径（RCP）情景的大样本集合的同一组模式。{图10.12a}

的驱动因子包括MoV，例如AMV、ENSO和PDV，以及外部强迫，如GHG增加和臭氧耗减及气溶胶（如图TS.21a所示）。变率模态和外部强迫共同影响着气候现象，例如哈得莱环流宽度和强度、大尺度热带SST异常形成的罗斯贝波活动以及南半球极地涡旋，这些均与该地区有关。实际上，SES的水汽辐合、上升运动及风暴路径位置等局部变化取决于这些气候现象，它们总体上决定着观测到的降水趋势。根据GHG排放情景，预估显示出SES近期降雨持续的正趋势。多模式平均和集合离差并不足以描述不同模式模拟变化的显著不同或甚至有相反变化的情况（*高信度*）。在此类情况下，阐释区域气候变率中起作用的气候现象及其可能后果的物理气候情节，可协助解释预估的不确定性。此外，需要有对内部变率多种认识的单模式初始条件大样本集合来区分内部变率与受迫变化（*高信度*），并根据未来评估时段的不同来划分不确定性来源。{10.3.4, 10.4.2, 图10.12a}

文框TS.13 | 季风

从20世纪50年代至80年代，全球陆地季风降水减少，部分原因是人为气溶胶，但随后因GHG强迫和大尺度多年代际变率而有所增加（*中等信度*）。20世纪下半叶，北半球人为气溶胶减弱了南亚、东亚和西非的区域季风环流，从而抵消了预期的GHG升温导致的季风降水的增强（*高信度*）。

在21世纪，预估在所有时间范围和情景下，全球陆地季风降水会响应GHG升温而增加（*高信度*）。在南亚和东南亚、东亚和萨赫勒中部，预估季风降水量增加，而北美洲及萨赫勒西端，预估季风降水量减少（*中等信度*）。预估的南美洲和澳大利亚–海洋大陆季风降水量变化为*低信度*。在全球和区域尺度，近期季风变化将以内部变率的影响为主（*中等信度*）。{2.3, 跨章文框2.4, 3.3, 4.4, 4.5, 8.2, 8.3, 8.4, 8.5, 文框8.1, 文框8.2, 10.6}

全球季风

古气候记录表明，在温暖气候期间，例如在上新世中期温暖期，季风系统较强（*中等信度*）。在仪器记录中，自20世纪80年代以来，全球夏季季风降水强度*可能*有所增加，主导特征是北半球夏季趋势和强的多年代际变率。与全球变暖情况下预期降水增加相反，从20世纪50年代至80年代，北半球季风地区降水减少，部分归因于人为气溶胶的影响（*中等信度*）（文框TS.13, 图1）。{2.3.1, 跨章文框2.4, 3.3.2, 3.3.3}

随着持续的全球变暖，*可能*在本世纪全球陆地季风降水量将会增加（文框TS.13，图1），尤其是在北半球，尽管预估季风环流会减弱。热带环流随全球变暖而放缓可部分抵消变暖引起的季风地区降水的加强（*高信度*）。在近期，全球季风变化*可能*以内部变率及模式不确定性的影响为主导（*中等信度*）。在远期，全球季风降雨变化将呈现出强烈的南–北不对称，其特征是北半球降雨量增幅远大于南半球，以及东–西不对称，特点是亚洲–非洲季风增强，而北美洲季风减弱（*中等信度*）。{4.4.1, 4.5.1, 8.4.1}

区域季风

古气候重建表明，在暖期，北半球季风较强，南半球季风较弱，南亚和东南亚、东亚及北美洲和南美洲季风尤其如此，而在冷期则相反（*中等信度*）。*很可能*在20世纪下半叶，北半球人为气溶胶削弱了南亚、东亚和西非的区域季风环流，从而抵消了GHG变暖下预期的季风降水的增强响应（文框TS.13, 图1）。多重证据可阐释南亚的这种反差，观测到的趋势主要受气溶胶的影响，而未来的预估结果主要由GHG增加所驱动。西非季风降水量的近期部分恢复及强度增加与GHG日益增长的影响有关，而主要是北美洲和欧洲排放的人为气溶胶的冷却效应降低带来了额外贡献（*中等信度*）。对于其它区域季风，即北美洲和南美洲及澳大利亚，降水量（文框TS.13, 图1）和风的近期变化归因是*低信度*。{2.3.1, 8.3.1, 8.3.2, 文框8.1, 10.6.3}

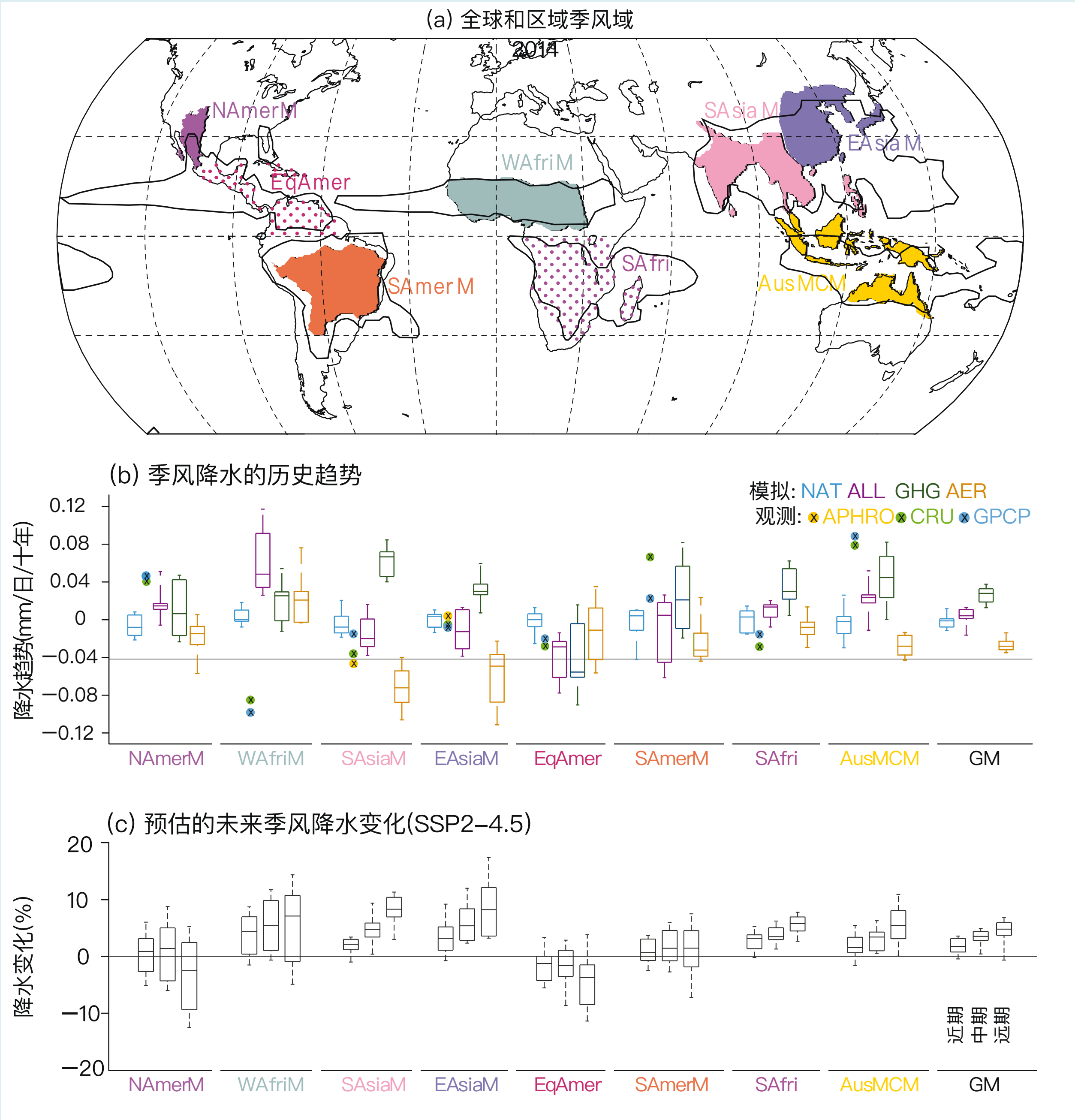
预估的21世纪区域季风降水和环流，显示了差异性（取决于区域）和不确定性。在大多数季风区，降水量、降水量减去蒸发量、以及径流量在一年中最潮湿和最干燥月份之间的年较差，可能会随温度每1摄氏度的升高而增加3—5%（*中等信度*）。关于北美洲季风，预估表明降水量减少，而预估南亚和东南亚以及东亚的季风降雨量增加（*中等信度*）（文框TS.13，图1）。预估萨赫勒中部的西非季风降水量增加，而在萨赫勒西端减少（*中等信度*）。南美洲区域季风和澳大利亚–海洋大陆区域季风的预估降水量变化（幅度和信号）为*低信度*（文框TS.13, 图1）。*中等信度*的是萨赫勒季风季节将会推迟，*高信度*的是北美洲和南美洲季风季节将会推迟。{8.2.2, 8.4.2.4, 文框8.2}

根据多重证据建立评估

在古气候重建和仪器测量中发现的不同时间尺度季风降水巨大的自然变率，给区域及更小空间尺度未来降水变化的稳健量化，带来了内在挑战。在全球和区域尺度，具有*中等信度*的是，至少在近期（2021–2040年），内部变率将是与预估变化有关的最大不确定性。大西洋经向翻转环流崩溃会削弱非洲和亚洲的季风，并增强南半球季风（*高信度*）。{4.4.4, 4.5.1, 跨章文框4.1, 8.5.2, 8.6.1, 9.2.3, 10.6.3}

总之，诸如南亚和东南亚季风等区域季风的远期（2081–2100年）未来变化在全球（包含高分辨率）和区域气候模

表TS.13（接续）



文框TS.13, 图1 | 全球和区域季风：过去的趋势和预估的变化。*本图旨在显示区域季风区域观测到的过去降水趋势变化、温室气体和气溶胶与这些变化的关系、一个中间尺度排放情景下近期、中期和远期未来预估变化。***(a)** 全球季风（黑色等高线）和区域季风（彩色阴影）区域。全球季风（*GM*）定义为局地夏季减去冬季降水率大于2.5mm/天的区域（见附件五）。区域季风区域的定义是基于发表的文献和专家判断（见附件五），并要考虑各地区的夏季季风雨季气候背景差异的事实。所评估的区域季风为南亚和东南亚（*SAsiaM，6月–7月–8月–9月*）、东亚（*EAsiaM，6月–7月–8月*）、西非（*WAfriM，6月–7月–8月–9月*）、北美洲（*NAmerM，7月–8月–9月*）、南美洲（*SAmerM，12月–1月–2月*）、澳大利亚和海洋大陆季风（*AusMCM，12月–1月–2月*）。图中还标示出赤道南美洲（*EqSAmer*）和南非（SAfri）地区，因为它们出现单峰夏季季节性降雨，不过其作为季风的资格有待讨论。**(b)**全球和区域季风降水趋势，依据的是自然和人为（ALL）、仅温室气体（GHG）、仅气溶胶（AER）以及仅自然（NAT）辐射强迫的DAMIP　CMIP6模拟。加权集合平均是基于9个CMIP6模式（拥有至少三个集合成员）。图中还显示了CRU、GPCP和APHRO（仅针对*SAsiaM*和*EAsiaM*）数据集计算的实测趋势。**(c)**　基于24个CMIP6模式，在SSP2–4.5下预估的近期（2021–2040年）、中期（2041–2060年）和远期（2081–2100年）全球和区域季风区域季节平均降水百分率变化。{图8.11和8.22}

表TS.13（接续）

式中总体上是一致的，并有理论依据支撑。在模拟观测到的区域季风降水特征方面存在的不确定性，与多种复杂的区域季风过程及其对外部强迫、内部变率的响应有关，并与表述季风暖雨过程、有组织的热带对流、地形强降水以及云–气溶胶相互作用方面存在不足有关。{8.3.2, 8.5.1, 10.3.3, 10.6.3}

TS.4.3区域气候变化和对气候极端事件和产生影响的气候因子的影响

对于一些产生影响的气候因子（CID），所有地区的当前气候已有别于20世纪中期的气候，导致相关气候指数的幅度、频率、持续时间、季节性和空间范围发生变化（*高信度*）。*很可能*所有陆地地区的平均温度都已上升，并将以高于全球平均的速度继续上升（*高信度*）。高温和低温极端事件的频率分别增加和减少。在几乎所有地区，这些变化都归因于人为影响（*中等至高信度*），并将在整个21世纪持续（*高信度*）。特别是，到21世纪中期，随着全球升温2°C，极端高温将更频繁地超出对健康、农业及其它行业影响的临界阈值（*高信度*）。

在21世纪，相对海平面上升*很可能至几乎确定*（取决于地区）会持续下去，导致低洼地区的海岸洪泛增加（*高信度*）以及大部分沙质海岸的海岸侵蚀（*高信度*）。海平面将在2100年后继续上升（*高信度*）。（文框TS.4）

到本世纪中期或在全球升温2°C及更高的情况下，全球各地区都将会有多个CID同时发生变化（*高信度*）。即使对于当前气候，气候变化引起的CID分布改变以及事件概率（其中有些已在最近几十年发生）均与风险评估相关。{11.9, 12.1, 12.2, 12.4, 12.5, 图集3一图集11}

区域CID变化概述（见TS.1节）参见表TS.5，表中归纳了得到实测趋势所表征的区域气候变化、这些趋势的归因以及未来预估的多重证据。给定时间段的预估CID变化方向的信度和幅度，取决于21世纪的气候变化减缓努力。从表TS.5明显看出，从全球升温幅度（GWL）达2°C开始，在大部分地区*高信度*预估了许多高温、低温、雪和冰、沿海以及海洋CID的变化，意味着挑战存在于全球范围。其它大部分区域CID的变化在21世纪末或在更高GWL上具有更高的信度（*高信度*），而对于另外一小部分CID的变化， 1.5°C GWL情况下的预估是*高信度*。本节的重点是2°C GWL和本世纪中期，因为在这一较高升温水平上，更多CID的变化信号会超过其自然变率。图TS.22标示出归入五大类之中的各地区的地理位置并描述出变化中的CID的特定组合。交互式图集的区域综合部分提供了有关AR6第一工作组所有参照地区的各CID变化的全面综合信息。{10.5, 跨章文框10.3, 11.1, 11.9, 文框11.1, 12.1, 12.2, 12.4, 12.5}

表TS.5 | 根据实测、归因和预估方向变化等多重证据的AR6第一工作组各参照地区（见图TS.25所示）气候影响–驱动因子的信度汇总。各种颜色代表其预估的21世纪中期总体特征变化，考虑的情景是RCP4.5、SSP2–4.5、SRES A1B或更高情景（RCP6.0, RCP8.5, SSP3–7.0, SSP5–8.5, SRES A2），这大约涵盖2.0°C至2.4°C的全球升温水平。箭头表示根据观测得到的*中等信度*至*高信度*趋势，星号表示观测到的变化归因的*中等信度*和*高信度*。（北非不是AR6第一工作组的参照地区，但本文的评估是基于地中海参照地区的非洲部分）。{表12.3–12.11和表11.4–11.21}

产生影响的气候因子	高温和低温				湿润和干燥								风				雪和冰						海岸和海洋					其它		
	平均气温	极端高温	寒潮	霜冻	平均降水	河道洪水	强降水和雨成洪水	滑坡	干燥度	水文干旱	农业和生态干旱	火灾天气	平均风速	强风暴	热带气旋	沙尘暴	雪、冰川和冰盖	多年冻土	湖冰、河冰和海冰	强降雪和冰暴	雹	雪崩	相对海平面	海岸洪水	海岸侵蚀	海洋热浪	海洋和湖泊酸度	空气污染天气	地面大气CO_2	地面辐射
非洲																														
北非	↗	↗ ***	↘ ***						↗	↗	↗			3									↗		4	↗	↗		↗	
撒哈拉	↗	↗ **	↘ **																				↗		4	↗	↗		↗	
西部非洲	↗	↗ **	↘ **		1	↗			↗ 1	↗ 1	↗ 1												↗		4	↗	↗		↗	
中部非洲	↗				↘ 1,2						↗												↗		4	↗	↗		↗	
东部非洲北部	↗	↗ **	↘ **		↘				1	1	1						↘						↗		4	↗	↗		↗	
东部非洲南部	↗	↗ **							1	1	1				3		↘						↗		4	↗	↗		↗	
南部非洲西部	↗	↗ ***	↘ ***		↘	↗	↗				↗												↗		4	↗	↗		↗	
南部非洲东部	↗	↗ ***	↘ ***		↘	↗	↗				↗				3								↗		4,5	↗	↗		↗	
马达加斯加	↗	↗	↘												3								↗		4,5	↗	↗		↗	

注：有一些特定区域的修饰词/异常附带了上述的一些变化方向/信度。{12.4}

观测趋势证据的关键 ↗ 过去向上趋势(中等或更高信度) ↘ 过去向下趋势(中等或更高信度)

归因证据的关键 *** *高信度(或更高)* ** *中等信度*

未来变化信度的关键 *高信度的是增加(或更高)* *中等信度的是增加(或更高)* *低信度的是变化方向* *中等信度的是减少* *高信度的是减少* *无广泛相关*

表TS.5 (接续)

	产生影响的气候因子																													
	高温和低温				湿润和干燥								风				雪和冰						海岸和海洋					其它		
	平均气温	极端高温	寒潮	霜冻	平均降水	河道洪水	强降水和雨成洪水	滑坡	干燥度	水文干旱	农业和生态干旱	火灾天气	平均风速	强风暴	热带气旋	沙尘暴	雪、冰川和冰盖	多年冻土	湖冰、河冰和海冰	强降雪和冰暴	雹	雪崩	相对海平面	海岸洪水	海岸侵蚀	海洋热浪	海洋和湖泊酸度	空气污染天气	地面大气CO_2	地面辐射
亚洲																														
阿拉伯半岛	↗	↗ ***	↘ **	↘																			↗		1	↗			↗	
中亚西部	↗	↗ ***	↘ ***	↘	5		↗		↗		↗		↘				↘						↗		1,2	↗			↗	
西西伯利亚	↗	↗ ***	↘ ***	↘	↗		↗						↘				↗	↘											↗	
东西伯利亚	↗	↗ ***	↘ ***	↘	↗		↗						↘				↗	↘											↗	
俄罗斯远东	↗	↗ ***	↘ ***	↘	↗		↗										↗	↘					↗		1,2	↗	↗		↗	
东亚	↗	↗ ***	↘ ***	↘			↗			↗	↗		↘		↗ 3				↘				↗		1,2	↗			↗	
中亚东部	↗	↗ ***	↘ ***				↗				↗		↘					↘	↘											
青藏高原	↗	↗ ***	↘ ***	↘			↗						↘					↘											↗	
南亚	↗	↗ ***	↘ ***	↘	↘		↗						↘				↘	↘					↗		1	↗				
东南亚	↗	↗ ***	↘ ***		4		↗								↗ 3								↗		1,2	↗			↗	

注：有一些特定区域的修饰词/异常附带了上述的一些变化方向/信度。{12.4}

观测趋势证据的关键 ↗ 过去向上趋势(中等或更高信度) ↘ 过去向下趋势(中等或更高信度)

归因证据的关键 *** *高信度(或更高)* ** *中等信度*

未来变化信度的关键

高信度的是增加(或更高) *中等信度的是增加(或更高)* *低信度的是变化方向* *中等信度的是减少* *高信度的是减少* *无广泛相关*

表TS.5 (接续)

	产生影响的气候因子																													
	高温和低温				湿润和干燥								风				雪和冰						海岸和海洋					其它		
	平均气温	极端高温	寒潮	霜冻	平均降水	河道洪水	强降水和雨成洪水	滑坡	干燥度	水文干旱	农业和生态干旱	火灾天气	平均风速	强风暴	热带气旋	沙尘暴	雪、冰川和冰盖	多年冻土	湖冰、河冰和海冰	强降雪和冰暴	雹	雪崩	相对海平面	海岸洪水	海岸侵蚀	海洋热浪	海洋和湖泊酸度	空气污染天气	地面大气CO_2	地面辐射
澳大拉西亚																														
澳大利亚北部		↗ ***	↘ ***	↘			↗				↘				↘ 5								↗		7	↗	↗		↗	
澳大利亚中部	↗	↗ ***	↘ ***	↘																			↗		7	↗	↗		↗	
东澳大利亚	↗	↗ ***	↘ ***	↘																			↗		7	↗	↗		↗	
澳大利亚南部	↗	↗ ***	↘ ***	↘	1				↗ 3	↗	↗	↗ **	7				↘						↗		7	↗	↗		↗	
新西兰	↗	↗	↘ **		2				4				8				↘ 6						↗		7	↗	↗		↗	

注：有一些特定区域的修饰词/异常附带了上述的一些变化方向/信度。{12.4}

观测趋势证据的关键 ↗ 过去向上趋势(中等或更高信度) ↘ 过去向下趋势(中等或更高信度)

归因证据的关键 *** *高信度(或更高)* ** *中等信度*

未来变化信度的关键 *高信度的是增加(或更高)* *中等信度的是增加(或更高)* *低信度的是变化方向* *中等信度的是减少* *高信度的是减少* *无广泛相关*

表TS.5 (接续)

	产生影响的气候因子																													
	高温和低温				湿润和干燥								风				雪和冰						海岸和海洋					其它		
	平均气温	极端高温	寒潮	霜冻	平均降水	河道洪水	强降水和雨成洪水	滑坡	干燥度	水文干旱	农业和生态干旱	火灾天气	平均风速	强风暴	热带气旋	沙尘暴	雪、冰川和冰盖	多年冻土	湖冰、河冰和海冰	强降雪和冰暴	雹	雪崩	相对海平面	海岸洪水	海岸侵蚀	海洋热浪	海洋和湖泊酸度	空气污染天气	地面大气CO_2	地面辐射
中美洲和南美洲																														
中美洲南部	↗	↗ **	↘ **												2								↗		3	↗	↗		↗	
南美洲西北部	↗	↗ ***	↘ ***																				↗		3,4	↗	↗		↗	
南美洲北部	↗	↗ **	↘ **												2								↗		3,4	↗	↗		↗	
南美季风区	↗	↗ **	↘ **			↗ 1																							↗	
南美洲东北部	↗	↗ **	↘ **		↘						↗												↗		3,4	↗	↗		↗	
南美洲西南部	↗	↗ **	↘ **	↘					↗														↗		3	↗	↗		↗	
南美洲东南部	↗	↗ ***	↘ ***	↘	↗		↗			↘													↗		3	↗	↗		↗	
南美洲南部	↗			↘																			↗		3	↗	↗		↗	

注：有一些特定区域的修饰词/异常附带了上述的一些变化方向/信度。{12.4}

观测趋势证据的关键 ↗ 过去向上趋势(中等或更高信度) ↘ 过去向下趋势(中等或更高信度)

归因证据的关键 *** *高信度(或更高)* ** *中等信度*

未来变化信度的关键 *高信度的是增加(或更高)* *中等信度的是增加(或更高)* *低信度的是变化方向* *中等信度的是减少* *高信度的是减少* *无广泛相关*

表TS.5 (接续)

	产生影响的气候因子																													
	高温和低温				湿润和干燥								风				雪和冰						海岸和海洋					其它		
	平均气温	极端高温	寒潮	霜冻	平均降水	河道洪水	强降水和雨成洪水	滑坡	干燥度	水文干旱	农业和生态干旱	火灾天气	平均风速	强风暴	热带气旋	沙尘暴	雪、冰川和冰盖	多年冻土	湖冰、河冰和海冰	强降雪和冰暴	雹	雪崩	相对海平面	海岸洪水	海岸侵蚀	海洋热浪	海洋和湖泊酸度	空气污染天气	地面大气CO_2	地面辐射
欧洲																														
地中海	↗	↗ ***	↘ ***			↘	5			↗ **	↗ **		↘ 6	7			↘						↗		2	↗	↗		↗	
西欧和中欧	↗	↗ ***	↘ ***		↗	↗	↗	4			↗		↘				↘	↘					↗		2	↗	↗		↗	
东欧	↗	↗ ***	↘ ***		↗		↗						↘				↘												↗	
北欧	↗	↗ ***	↘ ***		↗	↘ 1	↗ ***			↘			↘				↘	↘					↗	8	2,3	↗	↗		↗	
北美洲																														
中北美洲	↗	↗ **	↘ **						↗			↗											↗	↗	2	↗	↗		↗	
北美洲西部	↗	↗ **	↘ **		3		5	5	4,7		↗ 6,7 **	↗ 6,7	↘	8		↗ 6	↘ 1		↘	1		1	↗	↗ 5	2	↗	↗		↗	
北美洲中部	↗				↗		↗ **		7		7	7	↘	8		4	↘		↘				↗	↗	2	↗	↗		↗	
北美洲东部	↗				↗ 5		↗					7	↘	8			↘ 1		↘	1		1	↗	↗	2	↗	↗		↗	
北美洲东北部	↗	↗ ***	↘ ***	↘	5				5		6,7	6,7		8			↘ 1,6	↘	↘			1	4	↗ 4,6	2,6	↗	↗		↗	
北美洲西北部	↗	↗ ***	↘ ***	↘	5			6	5		6,7	↗ 6,7		8			↘ 1	↘	↘			1,6	↗ 9	↗	2	↗	↗		↗	

注：有一些特定区域的修饰词/异常附带了上述的一些变化方向/信度。{12.4}

观测趋势证据的关键　↗ 过去向上趋势(中等或更高信度)　↘ 过去向下趋势(中等或更高信度)

归因证据的关键　*** *高信度(或更高)*　** *中等信度*

未来变化信度的关键　*高信度的是增加(或更高)*　*中等信度的是增加(或更高)*　*低信度的是变化方向*　*中等信度的是减少*　*高信度的是减少*　*无广泛相关*

表TS.5 (接续)

	产生影响的气候因子																													
	高温和低温				湿润和干燥								风				雪和冰						海岸和海洋					其它		
	平均气温	极端高温	寒潮	霜冻	平均降水	河道洪水	强降水和雨成洪水	滑坡	干燥度	水文干旱	农业和生态干旱	火灾天气	平均风速	强风暴	热带气旋	沙尘暴	雪、冰川和冰盖	多年冻土	湖冰、河冰和海冰	强降雪和冰暴	雹	雪崩	相对海平面	海岸洪水	海岸侵蚀	海洋热浪	海洋和湖泊酸度	空气污染天气	地面大气CO_2	地面辐射
小岛屿																														
加勒比地区	↗	↗ **													5								↗		6	↗	↗		↗	
太平洋	↗	↗ **1			2		3		4						5								↗		6	↗	↗		↗	
极地陆地地区																														
格陵兰和冰岛	↗	↗ **	↘ **			↗	↗		↘ 3			2,3					↘ 1	↘	↘				↗ 5				↗		↗	
北极北欧地区	↗	↗				↗			↘ 3			2,3					↘ 1	↘	↘				↗ 6		7		↗		↗	
俄罗斯北极地区	↗	↗ **	↘ **			↗			↘ 3			2,3					↘ 1,4		↘						7		↗		↗	
北极北美西北部	↗					↗			↘ 3			2,3					↘ 1,4	↘	↘						7		↗		↗	
北极北美东北部	↗	↗				↗			↘ 3			2,3					↘ 1,4	↘	↘				↘				↗		↗	
西南极洲																	↘ 1,4										↗		↗	
东南极洲																											↗		↗	

注：有一些特定区域的修饰词/异常附带了上述的一些变化方向/信度。{12.4}

观测趋势证据的关键 ↗ 过去向上趋势(中等或更高信度) ↘ 过去向下趋势(中等或更高信度)

归因证据的关键 *** *高信度(或更高)* ** *中等信度*

未来变化信度的关键 *高信度的是增加(或更高)* *中等信度的是增加(或更高)* *低信度的是变化方向* *中等信度的是减少* *高信度的是减少* *无广泛相关*

TS

表TS.5 (接续)

	产生影响的气候因子					
	平均海洋温度	海洋热浪	海洋酸度	海洋盐度	溶解氧	海冰
海洋						
北冰洋	↗		↗			↘ ***
南太平洋	↗	↗	↗			
赤道太平洋	↗	↗	↗			
北太平洋	↗	↗	↗			
南大西洋	↗	↗	↗			
赤道大西洋	↗	↗	↗			
北太平洋	↗	↗	↗			
赤道印度洋	↗	↗	↗			
南印度洋	↗	↗	↗			
阿拉伯海	↗	↗	↗			
孟加拉湾	↗	↗	↗			
南大洋						

注：有一些特定区域的修饰词/异常附带了上述的一些变化方向/信度。{12.4}

观测趋势证据的关键 ↗ 过去向上趋势(中等或更高信度) ↘ 过去向下趋势(中等或更高信度)

归因证据的关键 *** *高信度(或更高)* ** *中等信度*

未来变化信度的关键

高信度的是增加(或更高)
中等信度的是增加(或更高)
低信度的是变化方向
中等信度的是减少
高信度的是减少
无广泛相关

注:

非洲(预估)

1. 对比的区域信号：西部干燥，东部湿润
2. 在埃塞俄比亚高地*可能*增加
3. *中等信度*的是频率下降而强度增加
4. 沙质海岸沿线以及在没有来自陆地或近海来源的充足沉积物供给的情况下
5. 如果目前环境海岸线变化速度持续下去，预估南部非洲东部和马达加斯加的很大部分海岸会岸进

亚洲(预估)

1. 沙质海岸沿线以及在没有额外沉积物汇/来源或没有任何海岸线岸退的有形障碍的情况下
2. 如果目前环境海岸线变化速度持续下去，预估这些地区很大部分海岸会岸进
3. 热带气旋数量减少，但强度增加
4. *高信度*的是在印度尼西亚减少(图集5.4.5)
5. *中等信度*的是夏季减少而冬季增加

澳大拉西亚(预估)

1. *高信度*的是在西澳大利亚州西南部减少
2. *中等信度*的是在北部和东部减少，在南部和西部增加
3. *高信度*的是在西澳大利亚州西南部增加
4. *中等信度*的是在北部和东部增加，在南部和西部减少
5. *低信度*的是强度增加，而*高信度*的是发生减少
6. *高信度*的是冰川体积减小，*中等信度*的是降雪减少
7. 沙质海岸沿线以及在没有额外沉积物汇/来源或没有任何海岸岸退的有形障碍的情况下

中美洲和南美洲(预估)

1. 亚马逊流域的极端流量增加
2. 热带气旋数量减少，但强度增加
3. 沙质海岸沿线以及在没有额外沉积物汇/来源或没有任何海岸线岸退的有形障碍的情况下
4. 如果目前的环境海岸线变化速度持续下去，预估南美洲西北部、南美洲北部和南美洲东北部的很大部分海岸会岸进

欧洲(预估)

1. 不含英国南部
2. 沙质海岸沿线以及在没有额外沉积物汇/来源或没有任何海岸线岸退的有形障碍的情况下
3. 如果目前的环境海岸线变化速度持续下去，预估波罗的海海岸线会岸进
4. 对于阿尔卑斯山，预计导致滑坡的条件会增加
5. *低信度*的是该区域最南部地区减少
6. 普遍减少，爱琴海除外
7. *中等信度*的是频率减少而强度增加
8. 波罗的海北部地区除外

北美洲(预估)

1. 在一些高海拔地区以及在冷季，降雪可能增加，而在其它季节以及在海拔较低地区，降雪可能减少
2. 沙质海岸沿线以及在没有额外沉积物汇/来源或没有任何海岸线岸退的有形障碍的情况下
3. 北部地区增加，向南逐渐减少
4. 北部地区减少，向南逐渐增加
5. 北部地区信度更高，向南信度较低
6. 南部地区信度更高，向北信度较低
7. 更高信度的是夏季一些产生影响的气候因子指数增加
8. 对流条件增加，但冬季温带气旋减少
9. 鉴于阿拉斯加南部陆地抬升，相对海平面上升减少

小岛屿(预估)

1. *很高信度*的是变化方向，但*低信度*到*中等信度*的是模式不确定性引起的变化幅度
2. 太平洋东部和太平洋南部副热带减少，但太平洋西部和赤道太平洋部分地区增加；未来变化有季节性
3. *高信度*的是热带太平洋西部极端降雨频率和强度增加；*低信度*的是模式偏差引起的变化幅度
4.太平洋南部增加
5. 强度增加；频率减小，北太平洋中部除外，
6. 沙质海岸沿线以及在没有额外沉积物汇/来源或没有任何海岸线岸退的有形障碍的情况下

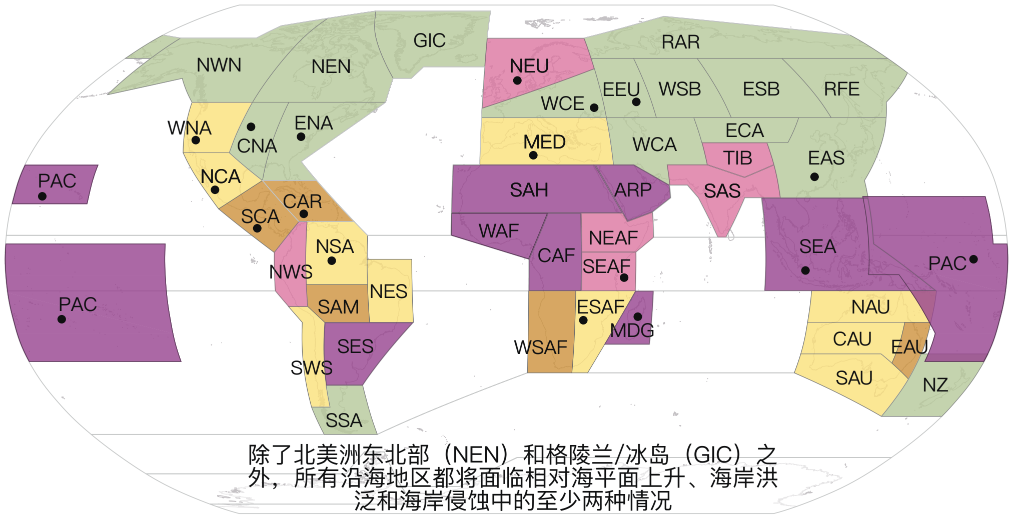
极地陆地地区(预估)

1. 在一些高海拔地区以及在冷季，降雪可能增加，而在其它季节以及在海拔较低地区，降雪可能减少
2. 南部地区信度更高，向北信度较低
3. 更高信度的是夏季一些产生影响的气候因子指数增加
4. 即使一些区域降雪气候影响驱动因子指数增加，但冰川减少
5. 西部减少而东部增加
6. 相对海平面下降的北波罗的海海岸除外
7. 沙质海岸沿线以及在没有额外沉积物汇/来源或没有任何海岸线岸退的有形障碍的情况下

虽然预估产生影响的气候因子在各地均会发生变化，但各地区都会有特定的变化组合

(a) 世界各地分为五大类，每一类均依据产生影响的气候因子变化组合

评估的未来变化：变化是指围绕2050年的20–30年期和/或与1960–2014年或1850–1900年中相同时期相比与全球升温2°C一致的20–30年期



1) 更热

2) 更热和更干以及在一些地区更湿润的极端事件

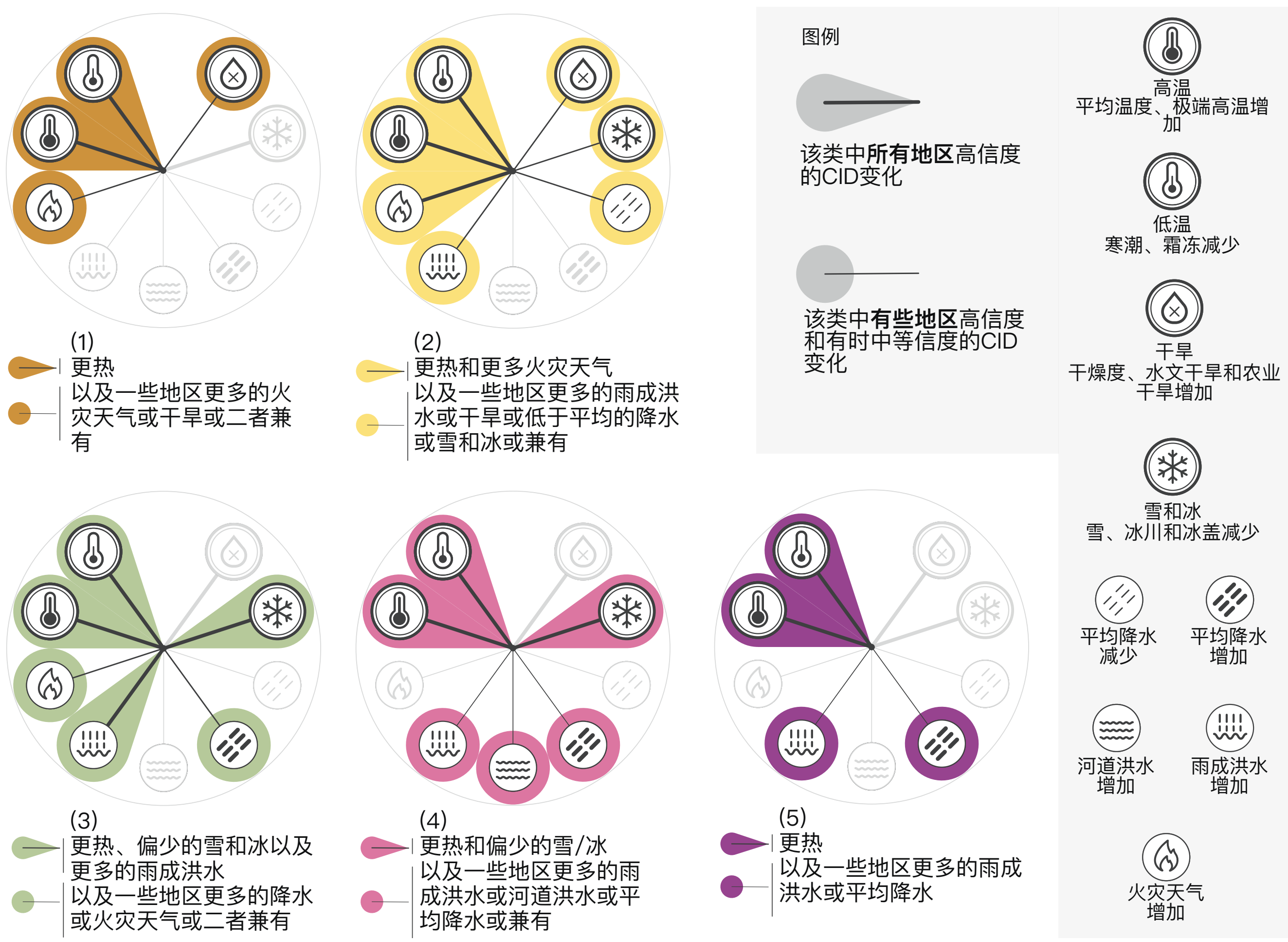
3) 更热和更湿润的极端事件以及在一些地区更多的降水或火灾天气

4) 更热和更湿润以及在一些地区更多洪水

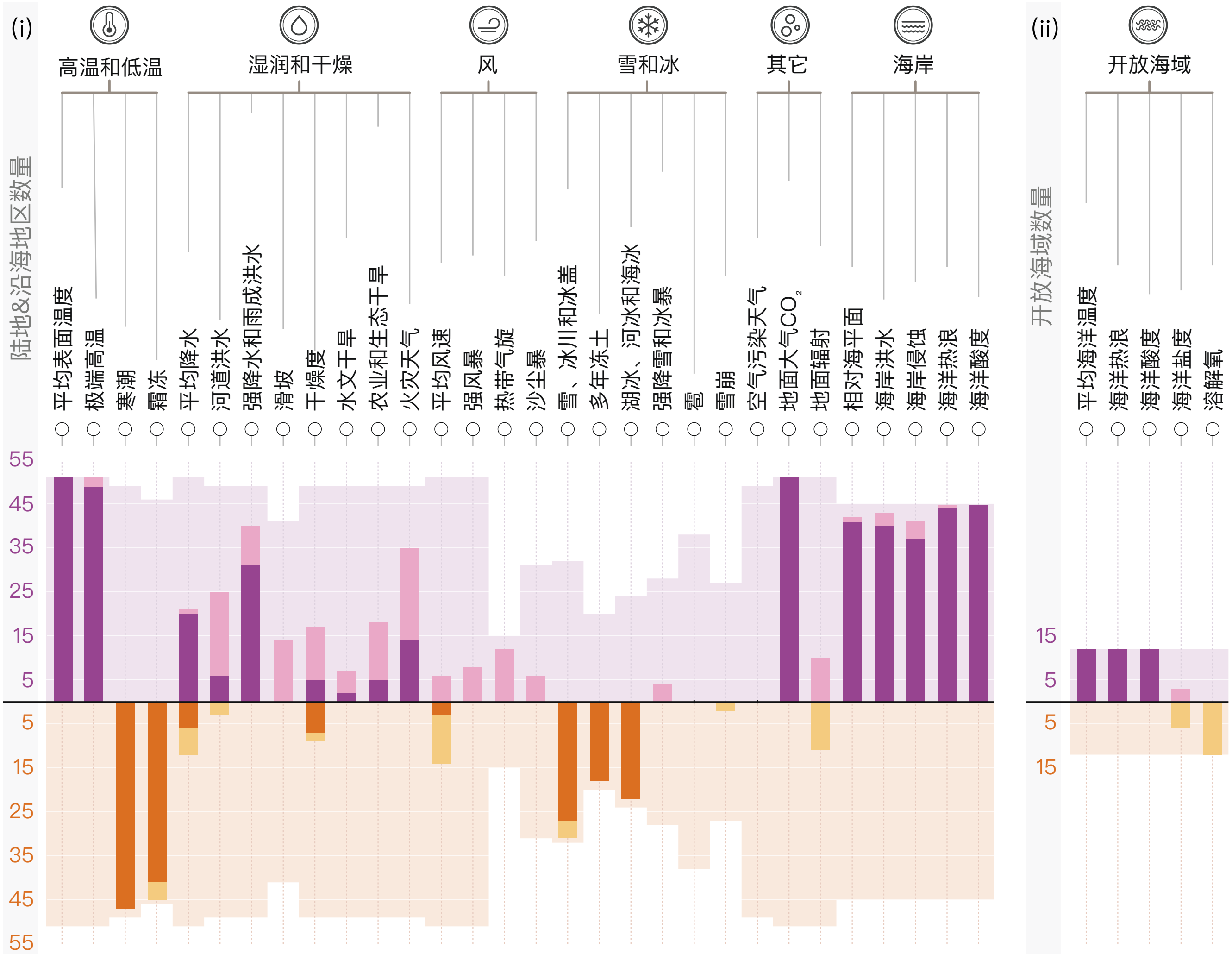
5) 更热以及在一些地区更湿润的极端事件或更多的降水

6) 热带气旋强度或强风增加

产生影响的气候因子（CID）的未来变化组合



(b) **陆地和沿海地区数量** (i) 和开放海域(ii)预估各气候影响–驱动因素(CID)将增加具高信度（深色阴影）或减少具中等信度（浅色阴影）



条形图图例

- 高信度 区域增加
- 中等信度 域增加
- 高信度 区域减少
- 中等信度 域减少

浅阴影“包络”图例

每个条形后面的浅阴影‘包络’的高度表示与每个CID相关的区域的最大数量。包络是x轴对称，表示CID增加(上部)或减少(下部)的相关地区最大可能数量。

产生影响的气候因子（CID）是可影响社会或生态系统要素的物理气候系统条件（例如，平均值、事件、极端值）。根据系统公差，CID及其变化在整个相互作用的系统要素和区域中可能是不利的、有益的、中性的或兼有。CID划分为七类，在图(i)和(ii)的图标下做了归纳。预估几乎所有区域（96%）都会出现至少10个CID变化，而有一半的区域至少有15个CID变化。对于许多CID变化，有巨大的地理差异，因此，预估每个区域都会有特定的一组CID变化。图中的条形代表一组特定的地理变化，可浏览第一工作组交互式图集。

interactive-atlas.ipcc.ch

图TS.22 | 产生影响的气候因子变化的地理分布及预估发生变化的AR6 WGI参照区域数量汇总。图(a)标示出归入五大类之中的各地区的地理位置并描述出变化中的CID的特定组合。这五大类分别以五种不同颜色表示，与每一类有关的CID组合以相应的“指纹”表示，并在图下附以文字说明。每个指纹包含两组CID，一组是高信度地预估CID在该类中每个地区都会变化，另一组是高信度或中等信度地预估其中一个或更多CID会在各地区发生变化。CID组合顺序是从变得更热和更干燥（第1类）到变得更热和更湿润（第5类）。在中间（第2类–第4类），发生变化的CID有的是变得更干燥和有的是变得更湿润，但始终有变得更热的一组CID。地图上用黑点在受影响地区标示出了热带气旋和强风CID变化。地图上以文字说明受沿海CID变化影响的地区。选择这五类是为了给各地区提供一定程度的详细信息，而不是在地图上覆满评估所有方面的完整信息。完整信息参见表TS.5所示，而且可在交互式图集的区域综合部分实现可视化。图中归纳的CID变化代表21世纪中期高信度和中等信度变化，考虑的情景是SSP2–4.5、RCP4.5、SRES A1B或更高情景（SSP3–7.0, SSP5–8.5, RCP6.0, RCP8.5, SRES A2），这大约涵盖2.0°C至2.4°C的全球升温水平。

图TS.22（接续）： 图(b)中的条形图列明了表TS.5中所列所有陆地区域和海洋区域的每个CID以*中等信度*或*高信度*增加或减少的区域数量。各种颜色表示变化的方向和变化的信度：紫色表示增加，而棕色表示减少；深阴影和浅阴影分别是指*高信度*和*中等信度*。浅背景颜色表示各CID大致适用区域的最大数量。小图(i)为与陆地和沿海区域有关的30个CID，而小图(ii)为与开放海域有关的5个CID。对图(i)中的沿海海洋区域和图(ii)中的开放海域进行了海洋热浪和海洋酸度评估。变化是指以2050年为中心和/或与全球升温2°C相一致的20–30年时期，参照期是1960–2014年间的相应时段；而水文干旱和农业及生态干旱是与1850–1900年相比。对区域的定义参见图集1、交互式图集（https://interactive-atlas.ipcc.ch/）和第12章（表TS.5, 图TS.24）{11.9, 12.2, 12.4, 图集1}

TS.4.3.1产生影响的气候因子的常见区域变化

高温和低温：已发生了与温度相关的CID变化，例如平均温度、生长季长度以及极端高温和霜冻等（*高信度*），其中的许多变化归因于人类活动（*中等信度*）。在数据充足的所有陆地区域（即，除南极洲之外的所有区域），相对于1850–1900年，观测到的温度变化已明显超出内部变率范围（图TS.23）。在热带区域，最近的温度分布已变化到不同于20世纪初的范围（*高信度*）（TS.1.2.4节）。自1960年以来，大部分陆地地区*很可能*每十年至少升温0.1°C，而在近几十年升温速度更快。在区域到大陆尺度，高温极端事件频率上升的趋势以及低温极端事件频率减少的趋势通常与全球尺度平均温度趋势相一致（*高信度*）。在一些区域，由于资料有限，难以评估趋势。{2.3.1.1, 11.3, 11.9, 12.4, 图集3.1}

近几十年观测到的变暖趋势预估会在21世纪持续下去，且大部分陆地区域，变暖速率会高于全球平均（*高信度*）。对于给定的全球升温水平，CMIP6的模式预估表明，未来区域升温变化与CMIP5预估的结果类似。然而，在给定的时间段和排放情景下，CMIP6预估的区域升温与CMIP5相比范围更广和上限更高，因为有些CMIP6模式的气候敏感性更高，且强迫存在差异。{图集3—图集11}

在RCP8.5/SSP5–8.5下，与1995–2014年基准期相比，到21世纪末，大部分陆地地区*可能*至少升温4°C，在有些地区会更高。随着升温不断增加，极端高温将会更加频繁地超出健康、农业及其它行业的临界阈值（*高信度*），且*可能*到本世纪末，寒潮频率将会减少。例如，与SSP1–2.6情景相比，到21世纪末，在SSP5–8.5情景下将会更频繁地突破危险的湿热阈值，比如国家海洋和大气管理局（NOAA）的41°C高温指数（HI）阈值，并将影响许多地区（*高信度*）。在SSP5–8.5下，与最近的过去相比，许多热带地区每年超过41°C高温指数的天数将增加100多天，而在SSP1–2.6下，增幅将限制在不到50天（*高信度*）（图TS.6）。在许多热带地区，例如亚马逊流域和东南亚，在SSP5–8.5情景下，到世纪末，每年温度超过35°C的天数将增加150多天，而在SSP1–2.6下，预计这些地区会增加不到60天（亚马逊流域除外）（*高信度*）（图TS.24）。{4.6.1, 11.3, 11.9, 12.4, 12.5.2, 图集}

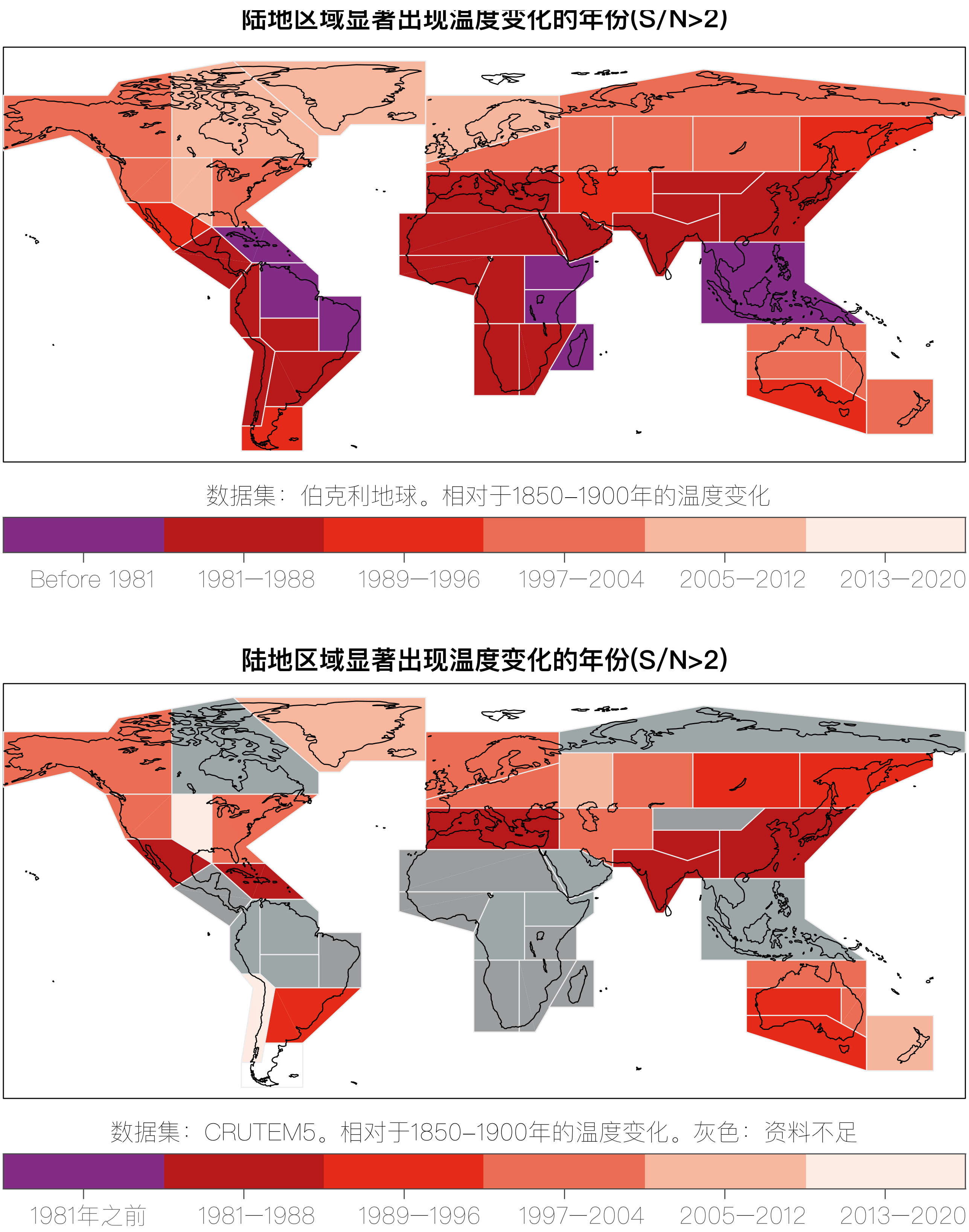
湿润和干燥：与全球尺度相比，在区域尺度上，降水内部变率更强，但是观测、模式和外部强迫相关的不确定性都更大。然而，GHG强迫已使热带陆地地区湿季与干季以及天气型之间的降水量反差加大（*中等信度*），在北半球高纬度地区降水量明显增加（*高信度*）（文框TS.6）。观测覆盖良好的绝大部分陆地区域强降水事件的频率和强度增加（*高信度*）。由于与蒸散变化有关的人为气候变化，绝大部分陆地地区干季可用水量会减少（*中等信度*）。全球水文模式预估，受河道洪水增加而不是减少影响的陆地区域会更大（*中等信度*）。全球几乎所有的大陆，许多地区的极端降水和洪泛都将增加（*高信度*），但由于涉及到复杂的水文过程，包括土地覆盖和人类水管理，河道洪水的区域变化比雨成洪水的变化更具不确定性。{8.2.2.1, 8.3.1, 文框8.2, 10.4.1, 11.5, 11.6, 11.9, 12.4, 12.5.1, 图集3.1}

风：在观测覆盖范围良好的大部分陆地区域，平均风速有所减小（*中等信度*）。过去四十年，全球主要热带气旋（TC）（强度3–5级）的比例*可能*有所增加。随着全球变暖的加剧，在全球尺度，强TC的比例、TC平均峰值风速和最强TC峰值风速都将增加（*高信度*）。{11.7.1}

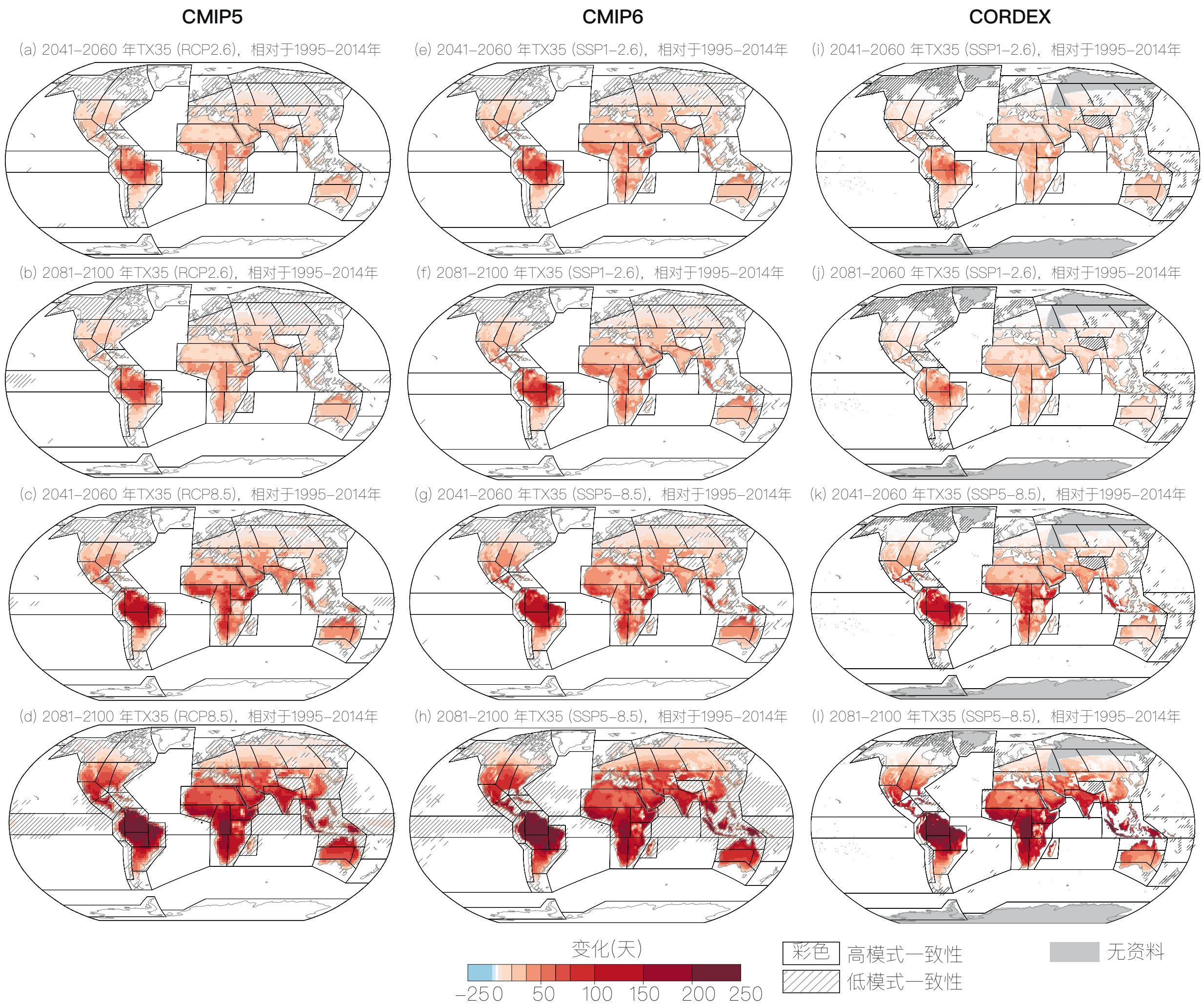
雪和冰：冰冻圈的许多方面在最近的过去已经发生或将在21世纪发生显著变化（*高信度*）。在有冰川和多年冻土的所有区域，冰川将继续缩小，多年冻土继续融化（*高信度*）。此外，*几乎确定*21世纪大部分陆地地区积雪的水当量、范围和每年存续时间将减少。具有*高信度*的是全球变暖引起的春季融雪过早开始以及冰川进一步融化已促使高纬度和低海拔山地流域的河川流量出现季节性变化。然而，一些高纬度地区，由于降雪量增幅超过变暖引起的融雪量增幅，*很可能*出现冬季雪水当量增加。（TS.2.5节）{8.2.2.1, 8.3.1, 文框8.2, 9.4, 9.5.1, 9.5.2, 12.4, 图集4—图集9, 图集11}

海岸和海洋：具有*高信度*的是，除了北大西洋之外，所有海洋区域的SST将会增加。区域海平面变化是20世纪整个准全球验潮站网络中极端海平面变化的主要驱动因素（*高信度*）。除了陆地显著抬升的一些地区之外，在21世纪，相对海平面上升*很可能*到*几乎确定*（取决于区域）会持续下去，导致在21世纪低洼地区海岸洪泛增加（*高信度*）以及大部分沙质海岸沿线海岸侵蚀（*高信度*）。在开放海域，许多海域已出现了酸化、海冰变化以及脱氧（*高信度*）。预计在21世纪，海洋热浪在全球范围也会增加（*高信度*）。（TS.2.4节）{文框9.2, 9.2.1.1, 9.6, 9.6.4, 9.6.4.2, 12.4}

其它变量和并发的CID变化：在所有气候情景中，大气CO_2和海洋pH值*几乎确定*将会增加，直至实现净零CO_2排放（TS.2.2节）。在几乎所有区域，*低信度*的是雹、冰风暴、强风暴、尘暴、强降雪和雪崩的变化，不过这并不表明这些CID不会受到气候变化的影响。对于此类CID，观测通常是短期的或缺乏均一性，而且模式往往没有足够的分辨率或没有准确的参数化，无法在气候变化时间尺度上对其进行充分模拟。由于人为气候变化的影响，复合事件的概率在过去有所增加，并且*可能*随着进一步的全球变暖而继续增加，包括并发的热浪和干旱、复合洪水，以及关联行业同时经历多个区域极端事件的可能性（例如，在多个产粮地区）（*高信度*）。{5.3.4.2, 11.8, 文框11.3, 文框11.4, 12.4}



图TS.23 | 各参照区温度变化信号从观测年变率噪音中萌现的时间，取信噪比2作为萌现的阈值。 *本图旨在表明，针对AR6第一工作组参照区域，年均表面温度变化信号从两套全球数据集年变率噪声中出现的时间，并还提供一些观测不确定性的信息。*出现时间的计算是针对两套全球观测数据集：(a) 伯克利地球和(b) CRUTEM5。CRUTEM5地图中，不到50%面积有数据的区域以灰色显示。（TS.1.2.4节）{图片集11}



图TS.24 | 耦合模式比较计划第5阶段（CMIP5；第一栏）、第6阶段（CMIP6；第二栏）和协调区域气候降尺度试验（CORDEX；第三栏）集合的最高温度超过35°C的每年平均天数的预估变化。 *本图旨在表明，关于CMIP5、CMIP6和CORDEX集合极端日温度预估变化模式信息具有*一致性。地图显示出CMIP5和CORDEX的RCP8.5及RCP2.6情景集合以及CMIP6的SSP5–8.5和SSP1–2.6情景集合在本世纪中期（2041–2060年）或本世纪末（2081–2100年）和历史（1995–2014年）时期之间每年天数的中位数变化。阴影表示80%的模式对变化符号有一致性的地区。{交互式图集}

TS.4.3.2产生影响的气候因子的逐区域变化

本节对CID变化进行了大陆尺度的综合归纳，其中有些实例参见图TS.25。

如果全球升温2°C，且最早在21世纪中期，*高信度*或*中等信度*地预计各种CID，尤其是涉及到水循环和风暴的CID，与最近的过去相比会出现特定地区的同步变化。在一些地区（南部非洲、地中海、中北美洲、北美洲西部、亚马逊地区、南美洲西南部和澳大利亚），干旱、干燥及火灾天气中的一种或多种的增加（*高信度*）将会影响到各个行业，包括农业、林业、健康和生态系统。在另一些地区（北美洲西北部和中部及东部、北极地区、南美洲西北部、北欧和西欧以及中欧和东欧、西伯利亚、中亚和南亚及东亚、南澳大利亚和新西兰），雪和/或冰的减少或雨成洪水/河道洪水的增加（*高信度*）将会影响冬季旅游业、能源生产、河运和基础设施等行业。{11.9, 12.3, 12.4, 12.5, 表12.2}

TS.4.3.2.1 非洲

除了TS.4.3.1节所描述的那些变化之外，非洲其它的区域变化包括最北部和最南部地区的降水总量预估减少（*高信度*），西部非洲的降水为西减到东增的分布形态（*中等信度*）。预估非洲大部分地区会出现可导致雨成洪水的强降水增加（*高信度*），即使在西部非洲西部地区、南部非洲和北部非洲以及地中海地区干燥相关的CID（干燥；水文干旱、农业干旱和生态干旱；火灾天气）预估增加（*中等到高信度*）。{8.4, 11.3, 11.6, 11.9, 12.4, 图集4}

除了上述以及TS.4.3.1节归纳的主要变化外，各CID的更多详情参见下文。

高温和低温：观测的和预估的平均温度上升以及向高温极值偏移的特征大致类似于TS.4.3.1节所述的一般形态。{2.3.1.1.2, 11.3, 11.9, 12.4.1.1, 图集4.2, 图集4.4}

湿润和干燥：在非洲观测到了平均降水量的变化，但历史趋势在空间上并不一致（*高信度*）。大约自1980年以来，东部非洲北部、南部非洲东部和中部非洲的降雨量减少，而西非部分地区则增加（*高信度*）。在南部非洲东部和西部以及地中海东部地区观测到了强降雨的频率和/或强度增加（*中等信度*）。在1980年之后，南部非洲东部和西部（*中等信度*）以及西部非洲（*高信度*）河道洪水发生率呈上升趋势。然而，北部非洲和南部非洲西部降水量*可能*减少。在西非，萨赫勒西部区域的降雨量预估会减少，而几内亚海岸区域沿线的降雨量增加（*中等信度*）。预估东部非洲的降雨量会增加（*中等信度*）。{8.3.1.6, 11.4, 11.9, 12.4.1.2, 图集4.2, 图集4.4, 图集4.5}

西部非洲、中部非洲和南部非洲及地中海出现降水减少和干燥趋势，同时也伴随着农业和生态干旱的加剧（*中等信度*）。水文干旱加剧的趋势出现在了地中海（*高信度*）和西部非洲（*中等信度*）。这些趋势与预估的区域干燥及火灾天气条件的增加相一致（*高信度*）。{8.3.1.6, 8.4.1.6, 11.6, 11.9, 12.4.1.2}

风：在所有情景下，预估北非和地中海的平均风、极大风和风能潜力会减少（*高信度*）。在西部非洲和南部非洲，风速和风能潜力预估未来会显著增加（*中等信度*）。在马达加斯加、南部非洲东部和东非登陆热带气旋的频率预估会减少（*中等信度*）。{12.4.1.3}

雪和冰：具有*高信度*的是过去几十年非洲的冰川和积雪显著减少，这一趋势在21世纪还将持续下去。{12.4.1.4}

海岸和海洋：在过去的三十年，非洲相对海平面的上升速度高于GMSL。非洲当今百年一遇极端总水位（ETWL）在0.1米至1. 2米之间，南部非洲东部和西部海岸以及东部非洲中部海岸沿线的水位约为1米或以上。从1984–2015年，非洲大陆观测到卫星反演的海岸线每年1米的后退速度，而东部非洲南部除外，它在同期的海岸线岸进（增长）速度每年达0.1米。{12.4.1.5}

TS.4.3.2.2亚洲

由于亚洲气候和地理的高异质性，下文总结的一些评估结果是针对五个次大陆地区，包括一个或多个AR6第一工作组参照地区（文框TS.12）：东亚（EAS+ECA）、北亚（WSB+ESB+RFE）、南亚（SAS）、东南亚（SEA）和西南亚（ARP+WCA）。

除了TS.4.3.1节所述的那些特征之外，亚洲的其它区域变化还包括呈现出相当大区域差异的年降水历史趋势（*高信度*）。东亚季风降水发生了变化，自20世纪50年代以来北部变干而南部变湿，而自20世纪70年代中期以来，北亚大部分地区的年平均降水总量*很可能*有所增加（*高信度*）。自20世纪中期以来，多个地区的南亚夏季季风降水减少（*高信度*），但随着年际变率增强，*可能*在21世纪有所增加。（文框TS.13）

预估亚洲大部分地区的降水及河道洪水会增加，包括：东亚、北亚、南亚和东南亚的年平均降水量（*高信度*）；东亚、南亚、中西亚、北亚和东南亚的极端事件（*高信度*）和阿拉伯半岛（*中等信度*）的极端事件；以及东亚、南亚和东南亚及东西伯利亚的河道洪水（*中等信度*）。预估东亚和中西亚的干燥度会增加，尤其是在21世纪中期之后以及在全球升温水平超过2°C的情况下（*中等信度*）。除了东南亚、青藏高原和阿拉伯半岛以外，预估各地的火灾天气季节会延长和加剧（*中等信度*）。

亚洲的地面风速一直在减小（*高信度*），但未来趋势存在巨大的不确定性，具有*中等信度*的是，北亚、东亚和青藏高原的平均风速将减小，南亚和东亚热带气旋的变化将总体呈现频率减少而强度增加。

在北亚，近几十年观测到了多年冻土温度上升及融化（*高信度*）。未来的预估表明，到本世纪中期，季节性积雪的持续时间、冰川的冰量以及多年冻土面积持续下降（*高信度*）。在21世纪，兴都库什喜马拉雅山脉（HKH）大部分地区的积雪面积和雪量将减少，雪线高度将升高（*高信度*），且在较高CO_2排放情景下，冰川体积*可能*随着质量损失加大而减小。东亚和北亚的强降雪在增加（*中等信度*），但冰雹和雪崩的未来变化的*证据有限*。

{2.3, 8.3, 8.4, 9.5, 9.6, 10.6, 文框10.4, 11.4, 11.5, 11.7, 11.9, 12.4.2, 图集3.1, 图集5, 图集5.2, 图集5.3, 图集5.4, 图集5.5}

除了上文以及TS.4.3.1节总结的主要变化之外，更多详情参见下文。

高温和低温：在亚洲的所有地区，观测的和预估的平均温度上升以及向高温极值偏移的特征大致类似于TS.4.3.1节所述的一般形态。在东南亚，年平均表面温度的升幅*可能*略小于全球平均。{图集5.4.4}

湿润和干燥：在东亚，年降水量的历史趋势显示出显著的区域差异，但在中国西北部地区和韩国有所增加（*高信度*）。该区域部分地区的日降水极值有所增加（*高信度*）。中国西南到东北地区极端水文干旱频率有所增加，预估在4°C GWL情况下的农业和生态干旱以及在2°C及以上GWL情况下的火灾天气会增加（*中等信度*）。{8.3.2, 8.4.2, 11.4.4, 11.4.5, 11.9, 12.4.2.2, 图集5.1.2}

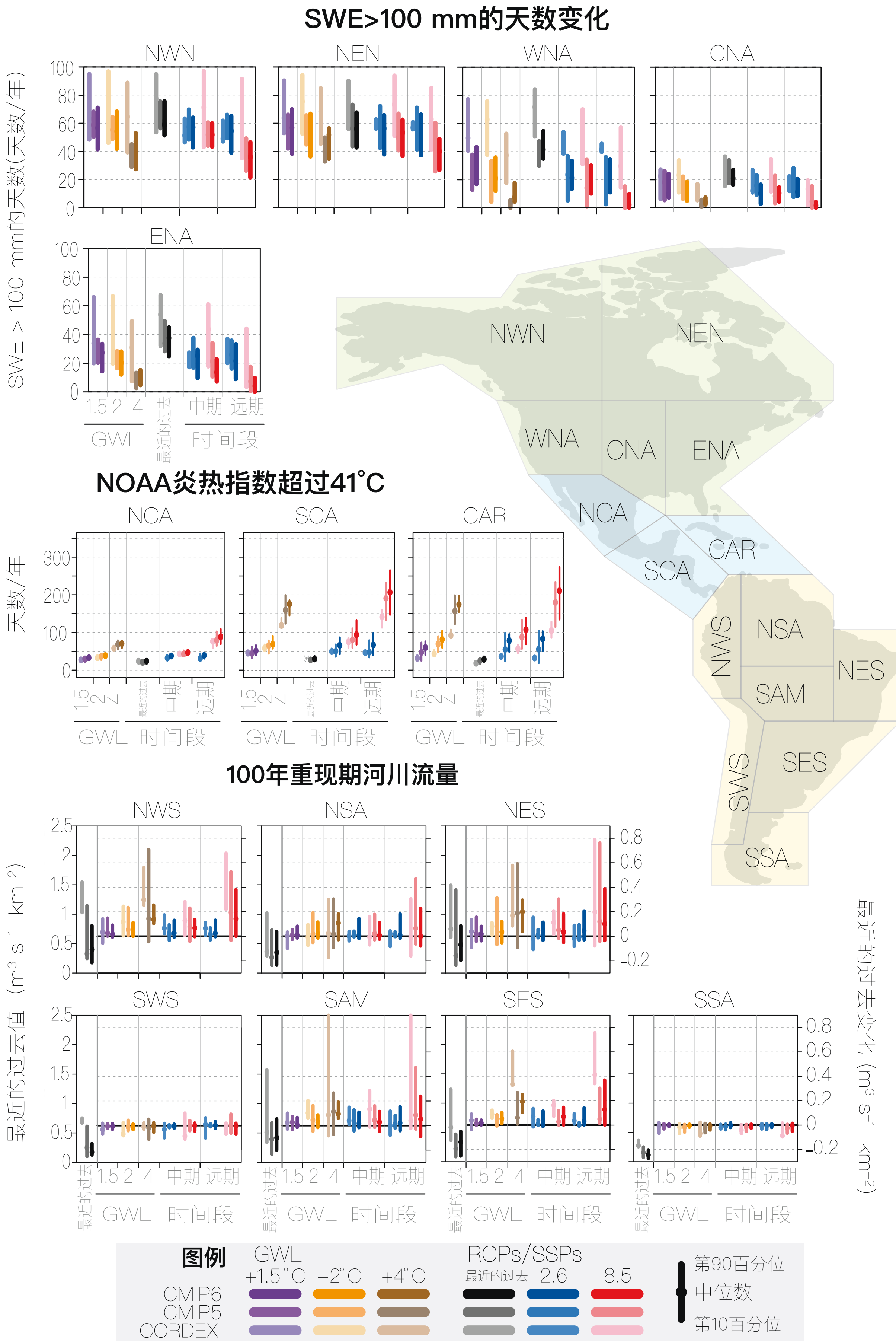
在北亚，年平均降水总量*很可能*出现了增长，导致发生更强烈的洪水事件，而具有*中等信度*的是干燥天数减少。同时，预估土壤水分总量广泛下降（*中等信度*）。{8.3.1.3, 8.4.1.6, 11.4.5, 11.5.2, 11.5.5, 12.4.2.2, 图集5.2.2}

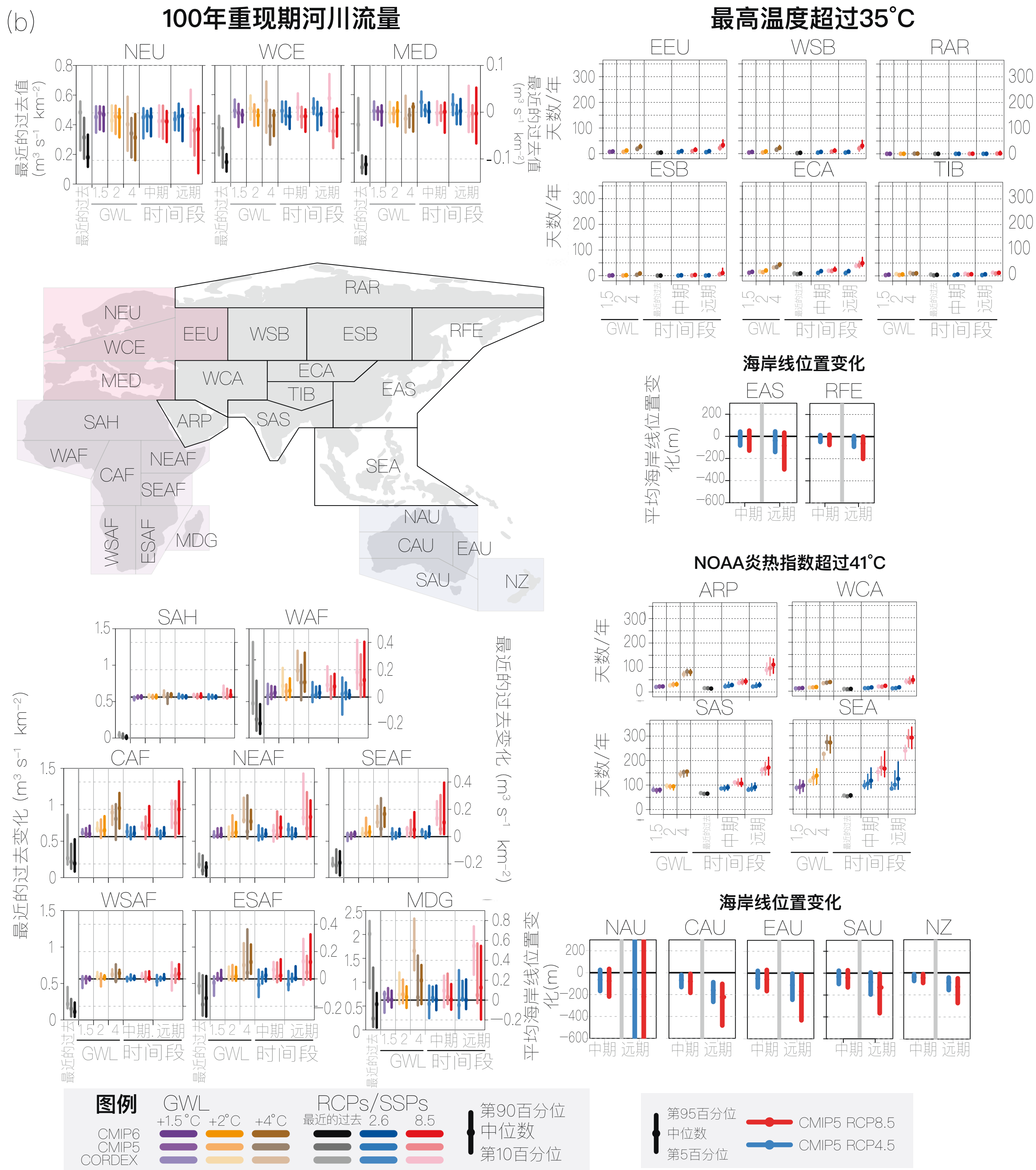
在南亚，自20世纪中期以来，一些地区的夏季季风降水减少（*高信度*），而在HKH西部部分地区增加，在HKH中东部地区减少（*中等信度*）。在最近几十年，一些区域的强降水和洪水事件的频率有所增加（*中等信度*）。{8.3.1.3, 8.3.2.4.1, 8.4.1.5, 8.4.2.4.1, 10.6.3.3, 10.6.3.5, 10.6.3.6, 10.6.3.8, 跨章文框10.4, 11.4.1, 11.4.2, 11.4.5, 11.5.5, 12.4.2.2, 文框10.4, 图集5.3.2}

在东南亚，各套数据集和各季节之间，平均降水趋势在空间上没有连贯性或一致性（*高信度*）。该区域大部分地区出现了降雨强度增加，但湿日天数减少（*中等信度*）。预估东南亚北部地区的降雨量将增加，海洋大陆地区的降雨量减少

TS

(a)


SWE>100 mm的天数变化
NWN
NEN
WNA
CNA
ENA
SWE > 100 mm的天数(天数/年)
1.5 2 4
最近的过去
中期 远期
GWL
时间段
NOAA炎热指数超过41˚C
NCA
SCA
CAR
天数/年
100年重现期河川流量
NWS
NSA
NES
SWS
SAM
SES
SSA
最近的过去值 (m³ s⁻¹ km⁻²)
最近的过去变化 (m³ s⁻¹ km⁻²)
图例
GWL
+1.5˚C +2˚C +4˚C
RCPs/SSPs
最近的过去 2.6 8.5
CMIP6
CMIP5
CORDEX
第90百分位
中位数
第10百分位



图TS.25｜耦合模式比较计划第5和第6阶段（CMIP6，CMIP5）及联合区域降尺度试验（CORDEX）模式集合预估的特定区域特点气候影响–驱动因子（CID）指数变化的分布。 *本图旨在表明，在多个全球变暖水平和情景时间段下许多CID预估均可用于所有AR6第一工作组参照区域，且均是基于全球（CMIP5，CMIP6）和区域（CORDEX）模式集合。*图中不同区域标示不同指数：东欧和北亚为最高温度超过35°C的平均每年天数；中美洲、加勒比地区、西南亚、南亚和东南亚为国家海洋和大气管理局（NOAA）高温指数超过41°C的平均每年天数；澳大拉西亚、东亚和俄罗斯远东地区为平均海岸线位置变化；南美洲、欧洲和非洲为单位集水区百年一遇河道流量的平均变化（$m^3\ s^{-1}\ km^{-2}$）；北美洲为超过100毫米雪水当量（SWE）的天数中位数变化。每个箱线图报告了CMIP5和CORDEX的RCP8.5和RCP2.6以及CMIP6的SSP5–8.5和SSP1–2.6情景集合下，最近一段时期（1995–2014年）的或者1.5°C、2°C和4°C全球变暖水平下相较于1995–2014年的变化值或气候值，以及本世纪中期（2041–2060年）或本世纪末（2081–2100年）的变化值或气候值。{图12.5, 12.6, 12.9, 12.SM.1, 12.SM.2,和12.SM.6}

TS

（*中等信度*）。{8.4.1, 11.4.2, 11.5.5, 11.9, 12.4.2.2, 图集3.1, 图集5.4.2, 图集5.4.4}

在西南亚，自20世纪80年代以来，阿拉伯半岛观测到的年降水量每十年减少6.3毫米，这与1960–2013年在中西亚东部高海拔地区观测到的每十年1.3毫米至4.8毫米增幅形成反差（*很高信度*），此外中西亚东部极端降水频率和强度也增加。{图8.19, 图8.20, 8.3.1.6, 8.4.1.6, 11.9, 表11.2A, 12.4.2.2, 图集5.5}

风：在东亚，陆地近地面风速减小，预估未来会进一步下降（*中等信度*）。自20世纪80年代中期以来，强TC的数量和强度增加（*中等信度*），路径明显向西北偏移，其平均纬度北移，华东、朝鲜半岛和日本列岛的暴露度增加（*中等信度*）。{11.7.1, 12.4.2.3}

在北亚，*中等信度*的是在1979–2018年风速呈下降趋势，且预估陆地近地面风速会继续减小。{2.3.1.4.4, 12.4.2.3}

在东南亚，尽管TC数量没有显著的长期趋势，而在1951–2013年间越来越少但更极端的TC影响了菲律宾。{11.7.4, 12.4.2.3}

雪和冰：在东亚，自20世纪60年代以来，已观测到中国西北、东北和东南地区以及青藏高原东部地区的降雪频率减少，但平均强度增加。预估在日本一些地区会更频繁地出现强降雪（*中等信度*）。{12.4.2.4, 图集5.1.2}

在北亚，近几十年的季节性积雪的持续时间和范围均有减小（*高信度*），且自20世纪70年代中期以来，最大雪深*可能*已经增加，尤其是在俄罗斯远东南部。{2.3.2.5, 8.3.1.7.2, 9.5, 12.4.2.4, 图集5.2, 图集5.4}

在南亚，自21世纪初以来，HKH大部分地区的积雪减少，自20世纪70年代以来冰川变薄、后退和出现质量损失（*高信度*），而喀喇昆仑山冰川的质量略有增加或是处于大致平衡状态（*中等信度*）。{8.3.1.7.1, 跨章文框10.4}

在西南亚，过去几十年高海拔山区多年冻土退化加剧了山坡的不稳定性（*中等信度*）。在RCP8.5排放路径下，预估到21世纪末，高加索地区60%以上的冰川物质量会消失（*中等信度*）。{9.5.1, 9.5.3, 12.4.2.4}

海岸和海洋：在过去的三十年，亚洲相对海平面的上升速度高于GMSL（*高信度*）。在1984–2015年，观测到海岸面积总损失和海岸线后退，但在俄罗斯远东、东亚和东南亚地区则局部海岸线岸进。{12.4.2.5}

预估表明，相对于1995–2014年，2081–2100年区域平均海平面继续上升（*高信度*），范围从SSP1–2.6下的0.4—0.5 m到SSP5–8.5下的0.8—1.0 m（中位值）。这将导致更频繁的海岸洪水和低洼地区更高的ETWL以及沙质海滩沿线的海岸侵蚀（*高信度*）。具有*高信度*的是气候变化、地面沉降和人类因素等复合效应将导致湄公河三角洲和亚洲其它沿海地区的洪水水位上升，洪泛时间延长。{9.6.1, 9.6.3, 12.4.2.5}

TS.4.3.2.3澳大拉西亚

除了TS.4.3.1节所述的那些特征之外，澳大拉西亚的其它区域变化还包括1910–2019年间观测到的且可归因人为影响的西澳大利亚西南部的4月至10月降雨显著减少（*高信度*），这一趋势未来*很可能*会继续下去。澳大利亚南部的农业和生态干旱及水文干旱增加（*中等信度*），澳大利亚北部和中部的气象干旱减少（*中等信度*）。1993–2018年，澳大拉西亚的相对海平面以高于GMSL的速度上升（*高信度*）。该地区的沙质海岸线后退，而澳大利亚南部除外，其海岸线岸进速度为每年0.1 m。

未来，澳大利亚北部和中部的强降水和雨成洪水*很可能*增加，而且在全球升温水平（GWL）超过2°C时，澳大拉西亚其它地区的强降水和雨成洪水*可能*增加，且在2°C GWL时具有*中等信度*。预估在2°C GWL情况下，澳大利亚南部和东部的农业和生态干旱会增加（*中等信度*）。预估整个澳大利亚（*高信度*）和新西兰（*中等信度*）的火灾天气会增加。预计澳大利亚（*高信度*）和新西兰（*中等信度*）高海拔地区的降雪会减少，新西兰的冰川退缩（*高信度*）。{11.4, 表11.6, 12.3, 12.4.3, 图集6.4, 图集6.5}

除了上文和TS.4.3.1节归纳的主要变化外，更多详情参见下文。

高温和低温：观测的和预估的平均温度上升以及向高温极值偏移的特征大致类似于TS.4.3.1节所述的一般形态。{11.9, 12.4.3.1, 图集6}

湿润和干燥：具有*中等信度*的是自1950年以来，澳大利亚北部强降水增加。预估新西兰南部和西部的年平均降水量会增加（*中等信度*），并预估在2°C GWL的情况下，澳大利亚南部西南地区（*高信度*）、澳大利亚东部（*中等信度*）以及新西兰北部和东部（*中等信度*）的强降水减少。具有*中等信度*的是，新西兰和澳大利亚的河道洪水将增加，澳大利亚北部的增幅更高。*中等信度*的是，在大约2°C GWL的情况下，干燥度加剧预估会发生在澳大利亚南部（在澳大利亚南部西南地区为*高信度*）、澳大利亚东部（*中等信度*）以及新西兰北部和东部（*中等信度*）。{11.4, 11.9, 表11.6, 12.4.3.2, 图集6.2}

风：在高CO_2排放情景下，预估到21世纪末澳大利亚东北部分地区的平均风速会增加。预估澳大利亚东北和北部地区TC数量会减少（*高信度*），而强度增加，但"东海岸强低压系统"除外（*低信度*）。{12.4.3.3}

雪和冰：澳大利亚的观测结果表明，在过去的五十年，积雪季长度减少了5%。此外，在过去的50年，澳大利亚的降雪峰值期提前了11天。从1977年到2018年，新西兰的冰川冰量减少了33%。{12.4.3.4, 图集6.2}

海岸和海洋：除了新西兰东南海岸沿线之外，20世纪该地区观测到的海洋热浪（MHW）变化显示出其发生频率增加、每次事件的持续时间以及每十年的MHW总天数增加，并且在塔斯曼海的变化大于其它地方。澳大利亚大部分地区当今百年一遇ETWL在0.5—2.5米之间，西北海岸除外，此地百年一遇ETWL可高达6–7米。{文框9.1, 12.3.1.5, 12.4.3.5}

TS.4.3.2.4中美洲和南美洲

除了TS.4.3.1节所述的那些特征之外，中美洲和南美洲的其它区域变化还包括自20世纪60年代以来南美洲东南部的平均和极端降水增加（*高信度*）（TS.4.2.3节）。南美洲东北部出现了平均降水不断下降的趋势以及农业和生态干旱不断增加的趋势（*中等信度*）。预估在2°C GWL及更高升温水平下，南美洲东南部、南美洲南部、南美洲北部、南美洲季风区和南美洲东北部的极端降水和雨成洪水的强度和频率会增加（*中等信度*）。预估南美洲季风区和南美洲南部的农业和生态干旱会增加，并预估一些地区（南美洲北部、南美洲季风区、南美洲东北部和南美洲西南部）的火灾天气会增加（*高信度*）。{8.3, 8.4, 11.3, 11.4, 11.9, 表11.13, 表11.14, 表11.15, 12.4.4.2, 图集7.1, 图集7.2}

除了上文及TS.4.3.1节归纳的主要变化之外，更多详情可参见下文。

高温和低温：观测的和预估的平均温度上升以及向高温极值偏移的特征大致类似于TS.4.3.1节所述的一般形态。{11.3.2, 11.3.5, 表11.13, 12.4.4.1, 图集7.1.2, 图集7.2.2, 图集7.2.4}

湿润和干燥：预估平均降水会发生偶极型变化，南美洲西北部和东南部平均降水增加，而南美洲东北部和西南部平均降水减少（*高信度*），以及南美洲北部和中美洲南部平均降水进一步减少（*中等信度*）。在南美洲北部和中美洲南部，*中等信度*的是干燥度和农业及生态干旱在增加。*中等信度*的预估是中美洲南部和南美洲南部的火灾天气会增加。{8.3.1.3, 8.4.2.4.5, 11.4.2, 11.9, 表11.14, 表11.15, 12.4.4.2, 图集7.2.2, 图集7.2.4}

风：气候预估表明亚马逊地区（南美洲北部、南美洲季风区、南美洲东北部）的平均风速和风能潜力会增加（*中等信度*）。{12.4.4.3}

雪和冰：在所有气候情景下，安第斯山脉的冰川冰量损失和多年冻土融化将*可能*持续下去，导致河道流量显著减少和潜在重大的冰川湖溃决洪水。{9.5.1.1, 12.4.4.4}

海岸和海洋：在过去的30年，中美洲和南美洲相对海平面的上升速率高于南大西洋和副热带北大西洋的GMSL，但低于东太平洋的GMSL。当今百年一遇ETWL在南美洲的南部和西南部地区是最高的，可达5–6 米。1984–2015年的卫星观测数据显示出了中美洲南部、南美洲东南部和南美洲南部沙质海岸沿线的海岸线后退趋势，而在南美洲西北部和南美洲北部也观测到了海岸线岸进趋势。在1982–2016年，海岸线每年至少出现一次MHW，中北美洲的太平洋海岸沿线以及南美洲东南部的大西洋海岸沿线出现更多的MHW。{12.4.4.5}

TS.4.3.2.5欧洲

除了TS.4.3.1节所述的那些特征之外，欧洲的其它区域变化还包括观测到欧洲北部的雨成洪水增加以及地中海的水文和农业/生态干旱增加（*高信度*），这些都归因于人类的影响，归因分别具有*高信度*和*中等信度*。预估从2°C GWL开始，北半球冬季高纬度地区平均降水量增加，而欧洲南部夏季降水量减少（*高信度*）。从2°C GWL开始，地中海地区的干燥度、农业和水文干旱及火灾天气条件将增加（*高信度*）。各地的雨成洪水将增加，这具有*高信度*，除了地中海地区的结论是*中等信度*；在西欧和中欧，从2°C GWL开始的河道洪水也将增加（*高信度*）。预估到21世纪末，即使是在低升温情景下，北欧大部分冰缘过程会消失（*中等信度*）。{8.3, 11.3, 11.9, 12.4.5, 12.5.2, 图集8.2, 图集8.4}

除了上文及TS.4.3.1节归纳的主要变化之外，更多详情可参见下文。

高温和低温：观测的和预估的平均温度上升以及向高温极值偏移的特征大致类似于TS.4.3.1节所述的一般形态。{11.3, 11.9, 12.4.5.1, 12.5.2, 图集8.2, 图集8.4}

湿润和干燥：具有*中等信度*的是，自20世纪初以来，北欧、西欧和中欧以及东欧的年平均降水量增加，而极端降水增加则为*高信度*。在欧洲地中海区域，观测到的陆地降水趋势的幅度和符号取决于时间段和确切的研究区域（*中等信度*）。具有*中等信度*的是，在高升温水平的情况下，北欧、东欧和南欧的河道洪水将减少。{8.3.1.3, 11.3, 11.9, 12.4.5.2, 图集8.2, 图集8.4}

风：陆地平均风速有所减小（*中等信度*），但人为气候变化的作用尚未确定。在超过2°C GWL的情况下，具有*高信度*的是地中海地区的平均风速将减小，而北欧平均风速也减小则为*中等信度*。预估地中海飓风（地中海热带型气旋）的频率会减少（*中等信度*）。{11.9, 12.4.5.3}

雪和冰：在整个21世纪，阿尔卑斯山海拔1500–2000米以下的积雪将减少（*高信度*）。具有*高信度*的是，预估欧洲阿尔卑斯山和斯堪的纳维亚的冰川冰量会减少，而变化的时间特征和质量变化的速度则为*中等信度*。{9.5.2, 12.4.5.4}

海岸和海洋：在过去的三十年，相对海平面的上升速度低于欧洲副极地北大西洋海岸的GMSL。当今百年一遇的ETWL在地中海流域海盆为0.5—1.5米，在大西洋西部的欧洲海岸、环英国和北海沿岸为2.5–5.0米，而在波罗的海沿岸ETWL较低，为1.5–2.5米。卫星反演的1984–2015年海岸线变化估值表明，中欧和地中海沙质海岸沿线的海岸线后退速度约为每年0.5米，而北欧的海岸线大致稳定。在1982–2016年，欧洲的海岸线平均每年出现超过2.0次MHW，地中海东部和斯堪的纳维亚每年出现2.5—3次MHW。{12.4.5.5}

TS.4.3.2.6北美洲

除了TS.4.3.1节所述的那些特征之外，北美洲的其它区域变化还包括北美洲湿润和干燥CID的变化，尽管强降水普遍增加（*高信度*），其平均降水变化的分布主要呈现为东北（更湿润）到西南（更干燥）的形态。在北美洲中部、北美洲西部和中美洲北部，蒸发需求增加将扩大农业生态干旱及火灾天气（尤其是在夏季）（从*中等信度*到*高信度*）。北美洲的强风暴、热带气旋和尘暴正转向更极端的特征（*中等信度*）。观测和预估均表明，在未来几十年中，冰和雪条件的季节和地理范围会发生强烈变化（*很高信度*）。关于相对海平面、海岸洪泛和侵蚀的一般研究结果并不适用于哈德逊湾和阿拉斯加南部周边显著陆地抬升的地区。{8.4, 11.4, 11.5, 11.7, 11.9, 12.4, 图集9.4}

除了上文及TS.4.3.1节归纳的主要变化之外，更多详情可参见下文。

高温和低温：观测的和预估的平均温度上升以及向高温极值偏移的特征大致类似于TS.4.3.1节所述的一般形态。{11.3, 11.9, 12.4.6.1, 图集9.2, 图集9.4}

湿润和干燥：1960–2015年，北美洲东部和中部的部分地区年降水量增加（*高信度*），而美国西南部部分地区和墨西哥西北部年降水量减少（*中等信度*）。预估除了中美洲北部之外，北美洲所有地区的河道洪水会增加（*中等信度*）。{8.4.2.4, 11.4, 11.5, 11.9, 12.4.6.2, 图集9.2, 图集9.4}

观测到北美洲西部地区的农业和生态干旱有所增加（*中等信度*），预估美国西南部和中美洲北部的干燥度会增加，整个大陆内陆大部分地区的夏季土壤水分降低（*中等信度*）。{8.4.1, 11.6.2, 12.4.6.2}

风：预估显示出在墨西哥的太平洋海岸、墨西哥湾海岸和美国东海岸，最强等级TC的数量增加，但移动速度减缓，而降雨潜势提高（*中等信度*）。预估北美洲西部的平均风速和风能潜力会减小（*高信度*），全球和区域模式之间的差异导致在其它地区的预估为*低信度*。{11.4, 11.7, 12.4.6.3}

雪和冰：一些高纬度地区由于降雪量增幅超过变暖趋势，*可能*其冬季雪水当量出现增加。如果GWL维持在3°C至5°C，加拿大西部和北美洲西部几乎所有的冰川物质量将会消失（*中等信度*）。{9.5.1, 9.5.3, 12.4.6.4, 图集9.4}

海岸和海洋：北美洲过去三十年的相对海平面上升，速度低于副极地北大西洋和东太平洋的GMSL，但高于副热带北大西洋的GMSL。观测结果表明，北美洲许多海岸线沿岸的偶发海岸洪泛在增多。在1984–2015年，北美洲西北部和中美洲北部沙质海岸的海岸线后退速度约为每年1米，而美国墨西哥湾沿岸部分地区的后退速度约为每年2.5米。在1984–2014年，北美洲东部和北美洲西部沿岸的沙质海岸线仍比较稳定，但北美洲东北部的海岸线岸进速度约为每年0.5米。{12.4.6.5}

TS.4.3.2.7小岛屿

除了TS.4.3.1节所述的那些特征之外，小岛屿的其它区域变化，还包括加勒比地区以及太平洋南、北半球20°纬度向极地区部分岛屿夏季（北半球的夏季）降雨量*可能*减少。这些变干趋势*可能*将在未来几十年一直持续。预估从2°C GWL开始会出现热带气旋数量减少但强度更高（*中等信度*）。{9.6, 11.3, 11.4, 11.7, 11.9, 12.4.7, 图集10.2, 图集10.4, 跨章文框图集2}

除了上文及TS.4.3.1节归纳的主要变化之外，更多详情可参见下文。

高温和低温：*很可能*大部分小岛屿在仪器记录时期已经变暖，而在21世纪温度持续上升将进一步增加这些地区的热胁迫。{11.3.2, 11.9, 12.4.7.1, 图集10.2, 图集10.4, 跨章文框图集2}

湿润和干燥：观测的和预估的小岛屿降雨量趋势存在空间差异。在气候变暖的情况下，更高的蒸散可部分抵消未来降雨量的增加或放大未来降雨量的减少，从而导致加勒比地区干燥度加剧以及出现更严重的农业和生态干旱（*中等信度*）。{11.4.2, 11.9, 12.4.7.2, 图集10.2, 图集10.4, 跨章文框图集2}

风：全球变化表明，小岛屿将面临着TC数量减少但强度更高，而鉴于TC路径向极移动，预估的变化存在空间不一致性（*中等信度*）。{11.7.1.2, 11.7.1.5, 12.4.7.3}

海岸和海洋：*很可能*小岛屿周边海洋持续的相对海平面上升，与风暴潮和海浪共同作用，将加剧海岸洪泛，并可能导致更多的盐水入侵小岛屿的含水层。预估沿大部分小岛屿的沙质海岸将发生海岸线退却（*高信度*）。{9.6.3.3, 12.4.7.4, 跨章文框图集2}

TS.4.3.2.8极地

_几乎确定_的是，21世纪北极表面升温幅度将继续比全球平均升温幅度更加显著。极地水循环增强将增加平均降水量，降水强度变得更强，且更_可能_带来降雨而不是降雪（_高信度_）。多年冻土变暖、季节性积雪损失以及冰川融化将更为普遍（_高信度_）。具有_高信度_的是，自1992年以来，格陵兰冰盖和南极冰盖已出现质量损失，而在所有排放情景下，在本世纪内将持续出现质量损失。预估相对海平面和海岸洪水将在除了陆地显著抬升区域以外的地区增加（_中等信度_）。{2.3, 3.4, 4.3, 4.5, 7.4, 8.2, 8.4, 文框8.2, 9.5, 12.4.9, 图集11.1, 图集11.2}

除了上文及TS.4.3.1节归纳的主要变化之外，更多详情可参见下文。

高温和低温：南极洲的变化显示出了较大的空间差异，自20世纪50年代以来，南极半岛*很可能*变暖，而在东南极没有总体趋势。与北极相比，预估南极*很可能*升温较小且极地放大效应较弱，并预估到21世纪末*很可能*出现弱极地放大效应。{4.3.1, 4.5.1, 7.4.4, 12.4.9.1, 图集11.1, 图集11.2}

湿润和干燥：近几十年北极干燥度普遍下降（*高信度*），水分输送增加导致更多的降水量、湿度和径流，干燥天数相应减少。20世纪南极的降水量显示出了增加趋势。预估两极地区的水循环会增强，导致总降水量增加（并转为更强的降水），液态降水比例更高。在北极，这将导致河道洪水潜势提升以及融水洪水提前，从而改变洪水的季节性特征（*高信度*）。预估火灾季节延长（*中等信度*），且火情将入侵苔原地区（*高信度*）。{8.2.3, 8.4.1, 文框8.2, 9.4.1, 9.4.2, 12.4.9.2, 图集11.1, 图集11.2}

风：俄罗斯北极地区和北美洲东北部北极地区平均风速减小为*中等信度*，但北极其它地区和南极的变化为*低信度*。{12.4.9.3}

雪和冰：至少自1978年以来，整个北半球春季积雪范围减小（*很高信度*）。自20世纪80年代以来，北极地区普遍出现了多年冻土变暖和融化（*高信度*），导致其表面条件强烈异质性。具有*高信度*的是北极未来的冰川损失和冰盖损失、多年冻土变暖、多年冻土范围减小以及积雪的季节持续时间和范围减小。近几十年北极绝大部分海岸沿线季节性海冰覆盖减小的状况预估会持续下去，导致海岸危害增加（包括开放海

域风暴潮、海岸侵蚀和洪泛）。{2.3.2, 3.4.2, 3.4.3, 9.4.1, 9.4.2, 9.5, 12.4.6, 12.4.9, 图集11.2}

海岸和海洋：更高的海平面促成*高信度*预估北极海岸洪泛增加以及更高的海岸侵蚀（辅以海冰损失）（*中等信度*），而那些陆地显著抬升的区域（北美洲东北部的北极地区以及格陵兰）信度较低。{12.4.9.5}

TS.4.3.2.9海洋

印度洋、赤道太平洋西部和西边界流的升温速度高于全球平均值（*很高信度*），预估热带太平洋西部和北冰洋的海洋热浪（MHW）频率的变化最大（*中等信度*）。预估太平洋和南大洋盐度将变淡，而大西洋盐度变得更高（*中等信度*）。人为变暖*很可能*进一步降低海洋氧浓度，这种脱氧预计会持续数千年（*中等信度*）。预估北极海冰损失会持续，从而导致在高CO_2排放情景下，到21世纪末，9月份的北极几乎无冰（*高信度*）。{2.3, 5.3, 9.2, 9.3, 文框9.2, 12.3.6, 12.4.8}

除了上文及TS.4.3.1节归纳的主要变化之外，更多详情可参见下文。

海洋表面温度：南大洋、赤道太平洋东部和北大西洋升温速度比全球平均值更缓慢或者略变冷。全球升温比1850–1900年水平高2°C会导致超过病原体、海草、红树林、海藻林、岩石海岸、珊瑚礁及其它海洋生态系统的许多危害阈值（*中等信度*）。{9.2.13, 12.4.8}

海洋热浪：预估在中纬度地区，海洋热浪（MHW）频率适度增加，而预估南大洋仅有微小增加（*中等信度*）。在SSP5–8.5情景下，预估21世纪热带海洋部分地区、北冰洋以及45°S左右的地区会发生长期的MHW（每年超过360天）； 然而，在SSP1–2.6情景下，很大程度上可以避免发生此类长期MHW。{文框9.2, 12.4.8}

海洋酸度：随着CO_2浓度不断升高，过去四十年海洋表面pH值在全球范围都出现下降（*几乎确定*）。{2.3.3.5, 5.3.3.2, 12.4.8}

海洋盐度：在洋盆尺度上，*很可能*太平洋和南大洋盐度已变淡，而大西洋则已经变得更咸。{2.3.3.2, 9.2.2.2, 12.4.8}

溶解氧：在最近几十年，海洋生态系统的低氧区已扩大。{2.3.4.2, 5.3.3.2, 12.4.8}

海冰：北极多年海冰正变为薄的季节性海冰，春天融化提前，秋天冻结推迟。在过去几十年，南极海冰面积没有明显的趋势，其未来变化为*低信度*。{2.3.2.1.1, 9.3.1.1, 12.4.8, 12.4.9}

TS.4.3.2.10其它类型领域

在不同大陆上一些类型的区域，无论其所在位置，均面临着共同的气候挑战。这些包括*很可能*会出现更极端高温和干旱的生物多样性热点地区、预估冻结高度不断上升将改变冰雪条件的山区（*高信度*），以及日益多发火灾天气的热带森林（*中等信度*）。{8.4, 文框8.2, 9.5, 12.3, 12.4}

全球各地的生物多样性热点均将面临CID变化的独特挑战。高温、干旱和干季长度、火灾天气、海表温度和脱氧都是陆地和淡水生态系统的相关驱动因素，并且有明显的增加趋势。{12.3, 12.4.10.1}

沙漠和半干旱地区受到极端高温、干旱和尘暴等CID的强烈影响，并呈现大尺度干燥趋势，促使一些地区的旱地扩大（*高信度*）。{12.3, 12.4.10.3}

山区的平均升温随高度而不同，但分布特征没有全球一致性（*中等信度*）。预估在主要高山地区，极端降水会增加（*中等信度至高信度*，取决于位置），且在所有情景下均存在洪水、滑坡和湖泊溃决的潜在级联后果（*中等信度*）。{8.4.1.5, 文框8.2, 9.5.1.3, 9.5.3.3, 9.5.2.3, 跨章文框10.4, 11.5.5, 12.3, 12.4.1–12.4.6, 12.4.10.4}

大部分热带森林面临着一系列新显现的升温趋势的挑战，而且这些趋势与历史变率相比尤为明显（*中等信度*）。水循环变化会给许多热带森林带来长期的干旱，更长的干季和更多的火灾天气（*中等信度*）。{10.5, 12.3, 12.4}

文框TS.14 | 城市地区

随着全球变暖，城市地区和城市将受到更频繁的极端气候事件的影响，例如热浪会出现更多的热昼和暖夜，海平面上升和热带气旋风暴潮及降雨强度的增加会加大沿海城市洪水的概率（*高信度*）。{文框10.3, 11.3, 11.5, 12.3, 12.4}

城市地区与气候系统有着特殊的相互影响，例如在热岛和改变水循环方面，从而将受到极端气候事件（例如极端高温）的更大影响（*高信度*）。随着全球变暖，在日益加剧的热带气旋风暴潮和降雨强度的加持下，日益上升的相对海平面将加大沿海城市洪水的概率（*高信度*）。由于海冰后退，北极沿海居住地尤其会受气候变化的影响（*高信度*）。城市气候模拟和气候监测网络的改进已推动了对区域和城市气候之间相互作用的了解（*高信度*）。{文框10.3, 11.3, 11.5, 12.3, 12.4}

尽管城市化对全球表面温度的影响微不足道（*高信度*），但却通过在城市内部及附近对增温趋势的改变（尤其是年平均最低温度的变暖趋势），从而加剧了全球变暖的影响（*很高信度*），而且促使城市上空和下风方的平均和极端降水增加，特别是在下午和傍晚（*中等信度*）。{2.3, 文框10.3, 11.3, 11.4, 12.3, 12.4}

若将气候变化预估与城市增长情景相结合，未来的城市化将放大（*很高信度*）预估的局部气温增幅，尤其是通过对最低温度的强烈影响，这在幅度上几乎与全球变暖相当（*高信度*）。与当今相比，未来城市发展加上更频繁的极端气候事件（例如热浪）预计会产生巨大的影响，更多的热昼和暖夜加大城市的热应力（*很高信度*）。{文框10.2, 11.3, 12.4}

预估在大部分沿海居住区都会出现海平面上升和气温上升（*高信度*）。具有*高信度*的是，在预估极端降水增加的城市地区，雨成洪水潜力增加，特别是在高全球升温水平上。{11.4, 11.5, 12.4}

TS

常见问题

FAQ

常见问题

协调编辑：

Sophie Berger（法国/比利时）、Sarah L. Connors（法国/英国）

起草作者：

Richard P. Allan（英国）、Paola A. Arias（哥伦比亚）、Kyle Armour（美国）、Terje Berntsen（挪威）、Lisa Bock（德国）、Ruth Cerezo-Mota（墨西哥）、Kim Cobb（美国）、Alejandro Di Luca（澳大利亚、加拿大/阿根廷）、Paul Edwards（美国）、Tamsin L. Edwards（英国）、Seita Emori（日本）、François Engelbrecht（南非）、Veronika Eyring（德国）、Piers Forster（英国）、Baylor Fox- Kemper（美国）、Sandro Fuzzi（意大利）、John C. Fyfe（加拿大）、Nathan P. Gillett（加拿大）、Nicholas R. Golledge（新西兰/英国）、Melissa I. Gomis (France/Switzerland), William J. Gutowski（美国）、Rafiq Hamdi（比利时）、Mathias Hauser（瑞士）、Ed Hawkins（英国）、Nigel Hawtin（英国）、Darrell S. Kaufman（美国）、Megan Kirchmeier-Young（加拿大/美国）、Charles Koven（美国）、June-Yi Lee（韩国）、Sophie Lewis（澳大利亚）、Jochem Marotzke（德国）、Valérie Masson-Delmotte（法国）、Thorsten Mauritsen（瑞典/丹麦）、Thomas K. Maycock（美国）、Shayne McGregor（澳大利亚）、Sebastian Milinski（德国）、Olaf Morgenstern（新西兰/德国）、Swapna Panickal（印度）、Joeri Rogelj（英国/比利时）、Maisa Rojas（智利）、Alex C. Ruane（美国）、Bjørn H. Samset（挪威）、Trude Storelvmo（挪威）、Sophie Szopa（法国）、Jessica Tierney（美国）、Russell S. Vose（美国）、Masahiro Watanabe（日本）、Sönke Zaehle（德国）、Xuebin Zhang（加拿大）、Kirsten Zickfeld（加拿大/德国）

这些常见问题是从相关报告的各章中摘录出来的，并汇编成本文。在引用具体的常见问题时，请参考摘录常见问题的报告中的相应章节（例如，FAQ 3.1是第三章的一部分）。

目录

常见问题

常见问题

FAQ 1.1 | 与IPCC建立时相比，我们现在对气候变化的理解是否更深刻?

是的，更加深刻了。1990年发布的第一份IPCC报告指出，人类造成的气候变化很快就会变得明显，但还不能确认气候变化当时是否已经发生。今天，有大量的证据表明，自工业化前时代以来，气候确实发生了变化，而人类活动是造成这种变化的主要原因。有了更多的数据和更好的模式，我们也更了解大气如何与海洋、冰、雪、生态系统和地球的陆地表面进行互动。计算机气候模拟也有了显著改进，纳入了更多的自然过程，并能够以更高的分辨率提供预估结果。

自1990年第一份IPCC报告以来，部署了大量的新仪器用来收集大气、陆地、海上和外太空的数据。这些仪器可测量温度、云、风、冰、雪、洋流、海平面、空气中的烟尘和灰尘以及气候系统的许多其他方面的数据。新的卫星仪器也提供了大量日益精细的数据。来自较早的观测系统甚至是手写的历史记录的其他数据仍在被纳入观测数据集，这些数据集现在得到了更好的整合并根据仪器和测量技术的历史变化得到了调整。冰芯、沉积物、化石和其他来自远古的新证据让我们了解到很多关于地球气候的历史变化。

对气候系统进程的理解也有所提高。例如，在1990年，人们对深海如何对气候变化做出响应知之甚少。今天，深海温度的重建可以追溯到1871年。我们现在知道，海洋吸收了大部分被温室气体捕获的过剩能量，甚至深海也在变暖。另一个例子是，在1990年，人们对格陵兰岛和南极洲的巨大冰盖如何或何时对变暖作出响应知之甚少。如今，更多数据和更好的冰盖行为模式显示融化速率是出乎意料地高，将导致本世纪发生重大变化，包括海平面的大幅上升（FAQ9.2）。

在几十年到几个世纪的时间尺度上，导致气候变化的主要自然因素是火山爆发和太阳能量输出的变化。今天的数据显示，自1900年以来，入射太阳能量的变化对全球变暖的影响微乎其微，而且自20世纪70年代以来，这种变化呈现出轻微的下降趋势。数据还显示，大型火山爆发有时会通过将气溶胶（悬浮在空气中的微小颗粒）喷发到大气中，在相对较短的时间内（通常是几年）使整个地球变冷。

导致气候变化的主要人类原因是化石燃料燃烧、森林砍伐和农业释放的吸热性温室气体，这些温室气体会使地球变暖；以及燃烧煤炭产生的硫酸盐等气溶胶，它们具有短期冷却效应，部分抵消了人类造成的变暖。自1990年以来，我们对这些人为因素进行了更多更好的观测，并提高了历史记录的质量，从而能够更精确地预估人类对气候系统的影响（FAQ 3.1）。

1990年，大多数气候模式都侧重于大气，使用高度简化的形式表征海洋和地表，而今天的地球系统模拟包括针对海洋、冰、雪、植被和许多其他变量的详细模式。对模式的一个重要验证是其在仪器记录期间（大约1850年以来）模拟地球气候的能力。自1990年以来，已经进行了几轮这样的验证，而验证本身也变得更加严格和更加广泛。从整体来看，在大尺度上，模式在这些验证中很好地预测了观测到的变化（FAQ3.3）。由于无法在真实的地球上进行受控的实验室实验，气候模式模拟也可以提供一种“替代地球”来验证如果没有人类影响会发生什么。这种实验表明，如果没有人类的影响，观测到的变暖不会发生。

最后，基于物理的理论预测，人类对气候系统的影响应该会产生特定的变化模态，我们在观测和气候模拟中都能看到这些模态。例如，夜间变暖的速度比白天快，逃逸到太空的热量减少，低层大气（对流层）正在变暖，但高层大气（平流层）已经变冷。这些被证实的预测都证明了温室气体浓度增加而非自然因素是造成变化的主要原因。

FAQ 1.1 (接续)

FAQ 1.1，图1｜IPCC第一次评估报告（1990年）和第六次评估报告（2021年）中评估的气候理解、观测和模式的样本要素。本图中未包括自1990年以来的许多其他进展，如理论理解的关键方面、地质记录和将变化归因于人类的影响，因为这些内容不容易用这种简单的格式表示。关于气候知识的历史，在IPCC第四和第六次评估报告的介绍性章节中有更全面的解释。

FAQ

常见问题

FAQ 1.2 | 气候变化在哪里最明显？

气候变化的信号在全球范围内是明确的，在较小的空间范围内也日益明显。北半球高纬度地区的温度升幅最大，对海冰和冰川的影响较为明显。热带地区的变暖也很明显，因为那里温度的自然年际变率很小。其他变量的长期变化，如降雨和一些天气及气候极端事件，现在在许多地区也变得明显。

20世纪30年代，人们首次注意到地球的陆地区域正在变暖。虽然大气二氧化碳（CO_2）浓度的增加是部分原因，但当时还不能确定观测到的变暖是长期趋势的一部分还是自然波动：全球变暖还没有变得明显。但是地球继续变暖，到20世纪80年代，温度的变化已经变得很明显，换句话说，*信号已经出现*了。

想象一下，在过去的150年里，你一直在监测同一地点的温度。你会经历什么？你的数据中，变暖是什么时候变得明显的？这些问题的答案取决于你在地球上的位置。

观测和气候模式模拟都表明，长期变暖趋势最明显的是北半球高纬度地区，陆地上变暖趋势最小的是在热带地区。然而，热带地区气温的年际变率最小，这意味着相对于过去的经历范围，那里的变化也很明显（FAQ 1.2, 图1）。

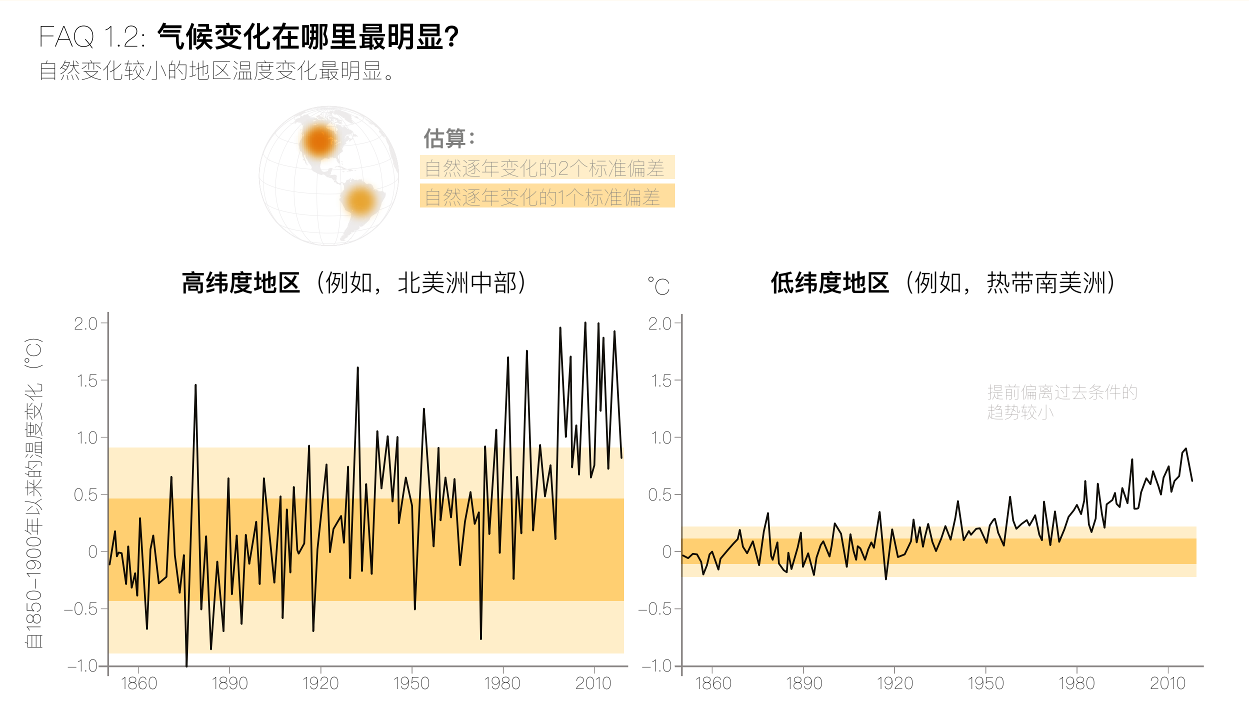
陆地上的温度变化也往往比开放大洋上更明显，而且往往在更容易受气候变化影响的地区最明显。预计未来的变化将继续在北半球高纬度地区表现得最明显，但在热带地区的变暖最为显著。在这种情况下，热带地区也将从减缓气候变化中受益最大，因为限制全球变暖也将限制气候相对于过去经历的变化程度。

其他气候变量的变化在较小的空间尺度上也变得明显。例如，平均降雨量的变化在一些地区变得很明显，但在另一些地区并不明显，这主要是因为降水的自然年际变率相对于长期趋势的幅度而言往往很大。然而，许多地区的极端降雨正在加强，可能会增加内陆洪水的影响（FAQ8.2）。许多海岸线的海平面也在明显上升，增加了沿海风暴潮洪水的影响，但登陆的风暴数量没有增加。北极海冰覆盖范围和厚度都明显减少，对极地生态系统产生了影响。

在考虑与气候有关的影响时，最重要的不一定是变化的幅度。相反，变化的速度可能是最重要的，也可以是相对于生态系统和社会所适应的气候自然变迁的变化幅度。随着气候进一步远离过去的经历，进入一个前所未有的状态，影响会变得更大，同时适应气候的挑战也会更大。

长期趋势如何以及何时与短期的自然变化区分开来，取决于所考虑的气候方面（如温度、降雨量、海冰或海平面）、所考虑的区域、变化率以及自然变率的幅度和时间。在评估气候变化对局地的影响时，变化的规模和自然变率的幅度都很重要。

FAQ 1.2 (接续)



FAQ 1.2，图1 | 自1850年以来观测到的区域温度演变（数据来自伯克利地球组织）。高纬度地区，如北美洲中部（40°N–64°N，140°W–60°W，**左**），比低纬度地区，如热带南美洲（10°S–10°N，84°W–16°W，**右**）升温幅度更大，但高纬度地区的自然变率也更大（深色和浅色阴影分别代表自然年际逐年变率的1个和2个标准偏差）。在南美洲热带地区观测到温度变化信号的时间比北美洲中部更早，但变化的幅度更小。（注意，选择这些地区是因为其观测记录的时间更长；更多地区的情况见图1.14）。

常见问题

FAQ 1.3 | 过去的气候对我们的未来有什么启示?

过去，地球经历了很长一段温室气体浓度升高的时期，导致全球温度和海平面上升。研究这些过去的暖期可以让我们了解大气温室气体增加的潜在长期后果。

温室气体浓度的上升正在推动地球系统发生深刻变化，包括全球变暖、海平面上升、极端气候和天气事件的增加、海洋酸化和生态转变等（FAQ 2.2和FAQ 7.1）。绝大多数对气候的仪器观测开始于20世纪，当时人类活动产生的温室气体排放成为驱动地球气候发生变化的主要力量（FAQ 3.1）。

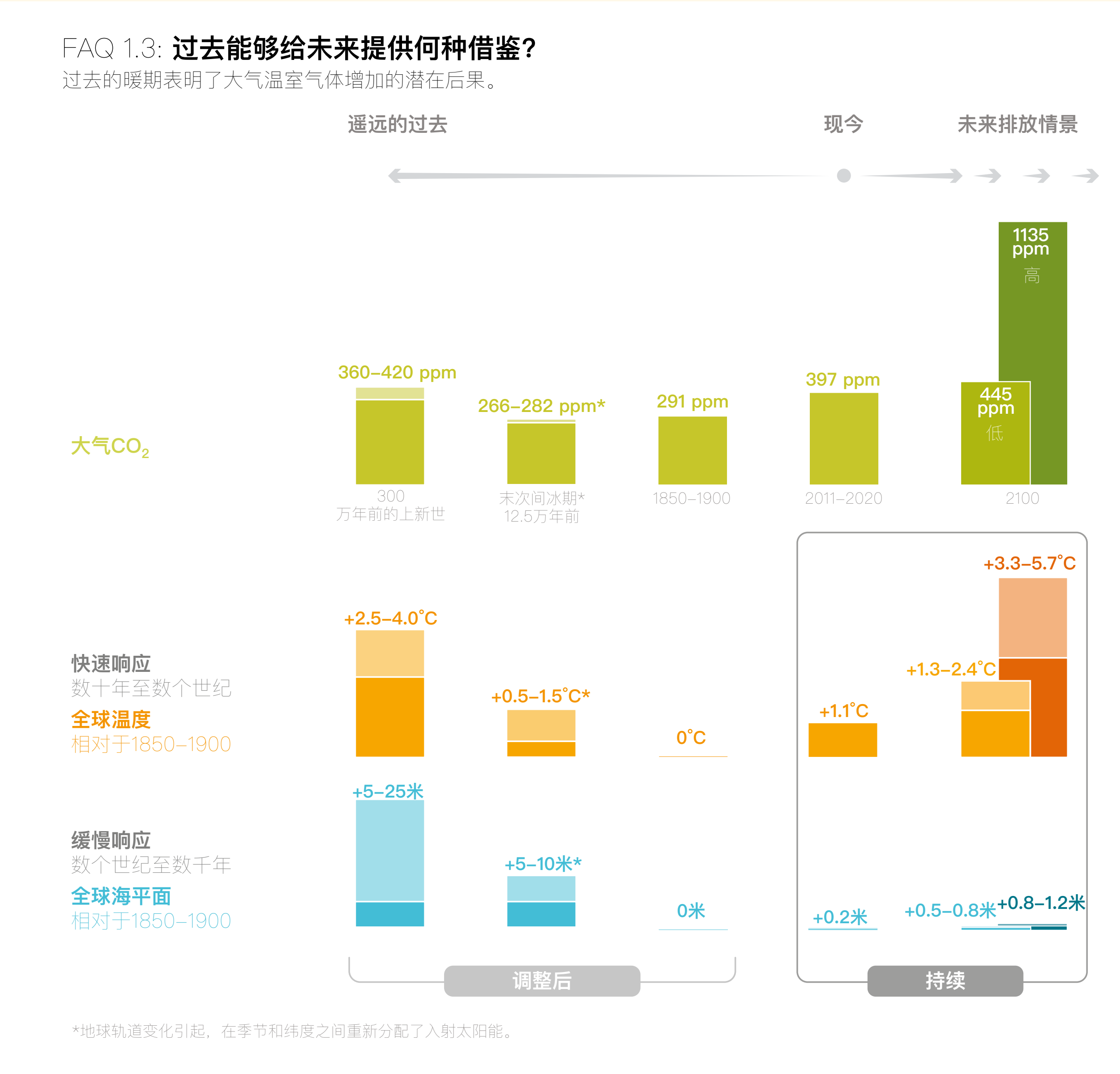
当科学家们寻求完善我们对地球气候系统的理解，以及气候系统在未来几十年到几个世纪可能的演变时，过去的气候状态提供了大量的知识内容。有关这些过去状态的数据有助于建立自然气候驱动因素与全球温度、全球海平面、碳循环、海洋循环和区域气候模态（包括极端气候）变化之间的关系。在这些数据的指导下，科学家使用地球系统模式来确定在过去气候状态之间在这类转变背后的事件链（FAQ 3.3）。这一点很重要，因为在当今的气候变化中，就像过去的气候变化一样，地球系统的某些方面（如地表温度）对温室气体变化的响应时间尺度为几十年到几百年，而其他方面（如海平面和碳循环）的响应时间为几百年到几千年（FAQ 5.3）。通过这种方式，过去的气候状态成为气候模式模拟的重要基准，加深了我们对未来几十年到几千年的气候变化的顺序、速率和幅度的理解。

分析以前由自然因素引起的温暖期，可以帮助我们了解气候系统的关键方面是如何对变暖作出响应进而发生演变的。例如，以前的一个温暖气候状态大约发生在12.5万年前的末次间冰期，当时地球轨道的轻微变化引发了一连串的变化，导致全球变暖约1℃–2℃，海平面相对于1850–1900年上升约2–8米，即使当时大气二氧化碳浓度与1850–1900年的数值相似（FAQ 1.3，图1）。模拟研究强调，这段时间北半球高纬度地区夏季升温加剧，导致冰雪大面积融化，降低了地球的反射率，增加了地球表面对太阳能量的吸收。这引起了全球范围的变暖，反过来又导致了进一步的冰雪损失和海平面上升。这些自我强化的正反馈是地球气候系统的一个普遍特征，在持续温室气体排放的情况下，对未来气候变化有明显的影响。就海平面上升而言，这些周期演变了几个世纪到几千年，提醒我们21世纪海平面上升的速度和幅度只是地球系统完全适应当前全球变暖水平后最终发生的海平面上升的一小部分而已。

大约300万年前，在上新世时代，地球经历了一个长期的温度升高（比1850–1900年高2.5°C –4°C）和海平面上升（比1850–1900年高5–25米）的时期，同时大气二氧化碳浓度与今天的情况也相似。上新世大气二氧化碳浓度与现在相似，而全球温度和海平面却明显升高，这反映了已经完全适应自然驱动因素变化的地球系统（上新世）与温室气体浓度、温度和海平面上升仍在增加的地球系统（现在）之间的区别。关于过渡到上新世气候状态的许多内容，包括关键原因、加速或减缓过渡的周期作用、以及海平面等气候指标的变化速度等多个方面，仍然是气候研究人员利用古气候观测和地球系统模式进行密集研究的主题。这些研究的发现可能有助于减少2300年全球海平面上升估计值的巨大不确定性，这些估计值的范围从比1850–1900年高出0.3米（在低排放情景下）到比1850–1900年高出16米（在包括极地冰盖结构加速解体的很高排放情景下）。

尽管从几个不同的方面来看，今天的气候变暖在最近的地质历史背景下是不寻常的（FAQ 2.1），但过去的温暖气候状态鲜明地提醒人们，对当今大气二氧化碳浓度的长期调整才刚刚开始。这种调整将在未来几百年到几千年内继续进行。

FAQ 1.3 (接续)



FAQ 1.3, 图1 | 过去、现在和未来的比较。与对应于低排放情景（SSP1-2.6；浅色条）和极高排放情景（SSP5-8.5；深色条）的1850–1900年、现今（2011–2020年）和未来（2100年）气候变化情景相比，以前温暖时期的大气二氧化碳浓度、全球温度和全球海平面示意图。

FAQ

常见问题

FAQ 2.1 | 地球的温度以前也发生过变化。目前的变暖有何不同?

地球的气候一直在自然变化，但最近全球变暖的程度和速度都是不寻常的。最近的变暖逆转了缓慢而长期的降温趋势，研究表明，现在的全球表面温度比几千年的温度都要高。

虽然气候可以用许多变量来描述，但温度是整体气候状态的一个关键指标，而全球地表温度是描述和理解全球气候变化的基础，包括地球的能量收支。大量的地质证据表明，在地球历史上温度一直在变化。全球各地的各种自然档案，如海洋和湖泊沉积物、冰川冰和树木年轮等，显示出过去地球出现过比较冷的时候，也出现过比较暖的时候。虽然用于量化大规模温度变化的信度通常会随着时间的前推而降低，但科学家仍然可以确定最近的变暖和过去的变暖之间至少有四个主要区别。

几乎所有地方都在变暖。在过去2000年的几十年和几个世纪的时间尺度上，一些地区的升温幅度超过了全球平均水平，而与此同时，其他地区却在降温。例如，在10世纪和13世纪之间，北大西洋地区的升温高于许多其他地区。相比之下，最近地表变暖的分布在全球范围内比至少过去2000年来从年代到百年尺度的其他气候波动的分布在空间上更加一致。

变暖速度非常快。在过去的200万年里，地球的气候在相对温暖的间冰期和较冷的冰期之间波动，当时冰盖在北方大陆的广大地区形成。迅速变暖的时期与主要冰盖的崩塌同时出现，预示着间冰期的到来，例如目前的全新世，始于大约12000年前。在从末次冰期到目前的间冰期的转变过程中，温度总共上升约5°C。这一变化历时约5000年，最大升温速度约为每千年1.5°C，但这一转型的过程中有波动。相比之下，自1850–1900年以来，地球表面变暖了约1.1°C。然而，即使是对末次冰消期全球地表温度的最佳重建，其分辨率也过于粗糙，无法与过去150年这样短的时期直接比较。但是对于过去的2000年，从现有更高分辨率的记录可以显示，过去50年的全球变暖速度超过了任何其它50年的速度。

最近的变暖扭转了长期的全球降温趋势。在末次大冰期之后，全球地表温度在6500年前达到顶峰，然后慢慢降温。长期的降温趋势被几十年和几个世纪的变暖所打断。在19世纪中叶的时候，千年规模的降温趋势被逆转，与那时开始的持续而显著的变暖相比，这些波动微不足道。

已经有很长一段时间没有这么温暖了。从全球平均来看，过去十年的地表温度可能比大约6500年前长期降温趋势开始时的温度要高。如果是这样的话，我们至少需要回溯到上一个间冰期，也就是大约12.5万年前，才能找到多世纪以来全球地表温度比现在更暖的证据。

以前的温度波动是由大尺度的自然过程造成的，而目前的变暖主要是由人为原因造成的（例如，见FAQ 1.3，FAQ 3.1）。但是，了解过去的温度如何以及为什么会发生变化，对于理解当前的变暖以及人为和自然的影响将如何相互作用以决定未来的情况至关重要。研究过去的气候变化也清楚地表明，与以前的气候变化不同，最近的变暖影响是与各种压力叠加发生的，使人类和自然界容易受到前所未有的变化的影响（例如，参见FAQ 11.2, FAQ12.3）

FAQ

FAQ 2.1 (接续)

FAQ 2.1, 图1 | 近期异常变暖的证据

常见问题

FAQ 2.2 | 气候变化有何证据?

气候变化的证据不仅仅是表面温度上升。一系列广泛的指标共同得出了一个不可避免的结论：我们正在见证全球气候的许多方面发生快速变化。我们正在看到大气、海洋、冰冻圈和生物圈的变化。通过科学知识我们可描绘出一幅世界变暖的一致画面。

我们长期以来一直在观测不断变化的气候。从16、17世纪最早的科学家进行气象观测到现在，我们已经见证了在观测和诊断气候变化的能力方面所发生的革命。今天，我们可以使用一系列的地面观测技术从太空、飞机和气象气球上观测气候系统的不同方面，还可以使用各种仪器测量深海。

观测到的关键指标的变化表明陆地地区在变暖。自19世纪末以来，全球陆地表面温度已上升，各种与社会相关的极端温度有明显变化。自20世纪50年代中期以来，对流层（即大气层中最低的几公里）已经变暖，陆地上的降水量增加。至少从20世纪70年代起，陆地上的近地表比湿（即水汽）已增加。自20世纪中期以来，大气环流的各个方面也发生了变化，包括中纬度风暴路径向极地方向的移动。

全球海洋的变化也是变暖。自19世纪末以来，全球平均海表温度已经上升。自19世纪以来，全球海洋的热含量增加，气候系统中积累的过剩能量有90%以上储存在海洋中。海洋变暖导致海水膨胀，这也是上个世纪全球海平面上升的原因之一。自20世纪初以来，由于海洋从大气中吸收二氧化碳，海洋的相对酸度也增加了，自20世纪70年代以来，上层海洋的氧气损失很明显。

冰冻圈是地球上水被季节性地或持续性地冻结为雪或冰的部分，它也发生了明显的变化。自20世纪70年代中期以来，北极的海冰面积和厚度都在减少，南极的海冰范围也在发生变化。自20世纪70年代末以来，北半球的春季积雪已经减少，同时观测到多年冻土（常年冻结的地面）的升温和融化。格陵兰岛和南极洲的冰盖正在缩小，全世界绝大多数的冰川也都在缩小，这对观测到的海平面上升起到了很大的作用。

生物圈的许多方面也在发生变化。在过去的一个世纪里，长期的生态调查显示，许多陆地物种普遍向极地和高海拔地区迁移。自20世纪80年代初以来，绿叶面积和/或生物量（即全球绿度）有所增加，至少自20世纪中期以来，北半球大部分温带地区的生长季节长度有所增加。还有强有力的证据表明，许多海洋物种的各种物候指标（如鱼类洄游的时间）在过去半个世纪中发生了变化。

气候系统的许多组成部分都出现了明显的变化。世界各地的许多团体使用非常广泛的技术已观测到这种变化，还对这种变化进行了独立分析。这些变化一致地指出，自工业革命以来气候系统经历了快速变暖。

FAQ 2.2 (接续)

FAQ 2.2, 图1 | 对过去几十年来在气候系统中观测到的重大变化的综述。向上、向下和绕圈的箭头分别表示增加、减少和变化。预计在全球变暖的情况下气候系统的许多组成部分都会发生变化，对许多气候系统成员单个分析也显示出与变暖一致的趋势。请注意，这个列表并不全面。

常见问题

FAQ 3.1 | 我们如何知道人类造成了气候变化？

人类在驱动近期气候变化中的主导作用是明确的。这一结论是基于对多种证据信息的综合，包括对地球气候近期变化的直接观测；对树木年轮、冰芯和其他反映气候在过去如何变化的长期记录的分析；以及基于对支配气候系统的基础物理的计算机模拟等。

气候受到一系列因素的影响。在几十年到几个世纪的时间尺度上，有两个主要的自然驱动因素导致气候的变化。第一个是太阳活动的变化，其可改变来自太阳的入射能量的多少。第二个是大型火山爆发，其可增加高层大气中的小颗粒（气溶胶）的数量，反射阳光并冷却地表，这种效应可以持续数年（另见FAQ 3.2）。气候变化的主要人类驱动因素是大气温室气体浓度的增加以及燃烧化石燃料、土地利用和其他来源产生的气溶胶增加。温室气体在地表附近捕获红外辐射，使气候变暖。平均而言，气溶胶，如那些由火山喷发自然产生的，通过增加太阳光的反射可使气候变冷。多条证据表明，人类驱动因素是近期气候变化的主要原因。

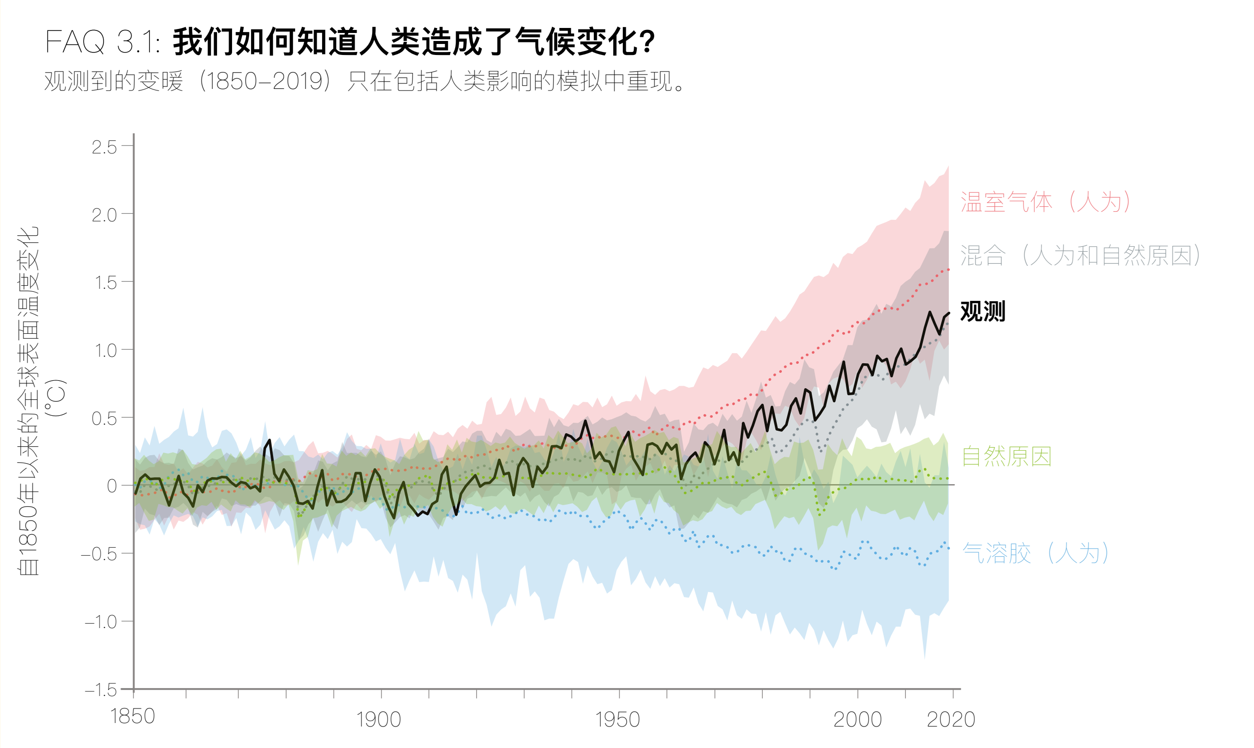
目前主要温室气体（二氧化碳、甲烷和一氧化二氮）浓度的增加速度至少在过去80万年中都是前所未有的。一些证据清楚地表明，这些增长是人类活动的结果。一个多世纪以来，人们对温室气体对气候的变暖效应的基本自然原理已经有所了解，我们目前的认识已经被用于开发最新一代的气候模式（见FAQ 3.3）。像天气预报模式一样，气候模式是在网格上表示大气的状态，并根据自然原理模拟其随时间的演变，还可表示海洋、海冰和驱动气候和气候变化的主要过程。

结果一致显示，这些气候模式只有在纳入了人类活动的影响（FAQ 3.1中的灰色部分，图1），特别是温室气体浓度的增加，才能再现观测到的变暖（FAQ 3.1中的黑线）。这些气候模式显示了温室气体增加的主要变暖效应（红色部分显示了温室气体本身的变暖效应），并已部分地被大气气溶胶增加的冷却效应所抵消（蓝色部分）。相比之下，只纳入自然过程的模拟，包括与厄尔尼诺和其他类似变化有关的内部变化，以及太阳活动的变化和大型火山的排放（FAQ 3.1， 图1中的绿色部分），都无法再现观测到的变暖。仅包括自然过程的模拟显示温度上升幅度要小得多，这一事实表明，只靠自然过程无法解释观测到的强劲的变暖速率。只有在模拟中加入人类的影响时，才能重现观测到的速率。

此外，人类活动的主导作用不仅体现在全球表面温度的变暖上，还体现在低层大气的变暖和平流层的变冷、海洋的变暖、海冰的融化以及许多其他观测到的变化。对近几十年来观测到的变暖速度与人类影响气候之前的变暖速度进行比较，可以作为人类在驱动气候变化中的作用的另一个证据。树木年轮和其他古气候记录的证据显示，过去五十年中观测到的全球地表温度上升的速度超过了过去2000年中任何一个50年期间出现的速度（见FAQ 2.1）。

综上所述，这些证据表明人类是近几十年来观测到的全球变暖的主要原因。

FAQ 3.1 (接续)



FAQ 3.1, 图1 | 观测到的变暖（1850–2019年）只在纳入了人类影响的模拟中得以重现。观测到的全球地表温度变化，与气候模式模拟对所有人类和自然因素（灰色部分）、仅温室气体（红色部分）、仅气溶胶和其他人类驱动因素（蓝色部分）和仅自然因素（绿色部分）的响应进行比较。彩色实线表示多模式的平均值，彩色部分表示单个模拟的5–95%范围。

FAQ

常见问题

FAQ 3.2 | 什么是自然变率，它是如何影响近期气候变化的?

自然变率是指由人类影响以外的过程引起的气候变异。它包括在气候系统内部产生的变率和由外部自然因素驱动产生的变率。自然变率是全球地表气候逐年变化的主要原因，并能在多年甚至几十年的趋势中发挥突出作用。但是当考虑到几十年或更长时间的趋势时，自然变率的影响通常很小。如果对整个历史时期（1850–2020年）进行估算，自然变率对全球地表变暖的贡献为–0.23°C至+0.23°C，与同期观测到的约1.1°C的变暖相比，自然变率的贡献很小，而后者几乎完全归因于人类的影响。

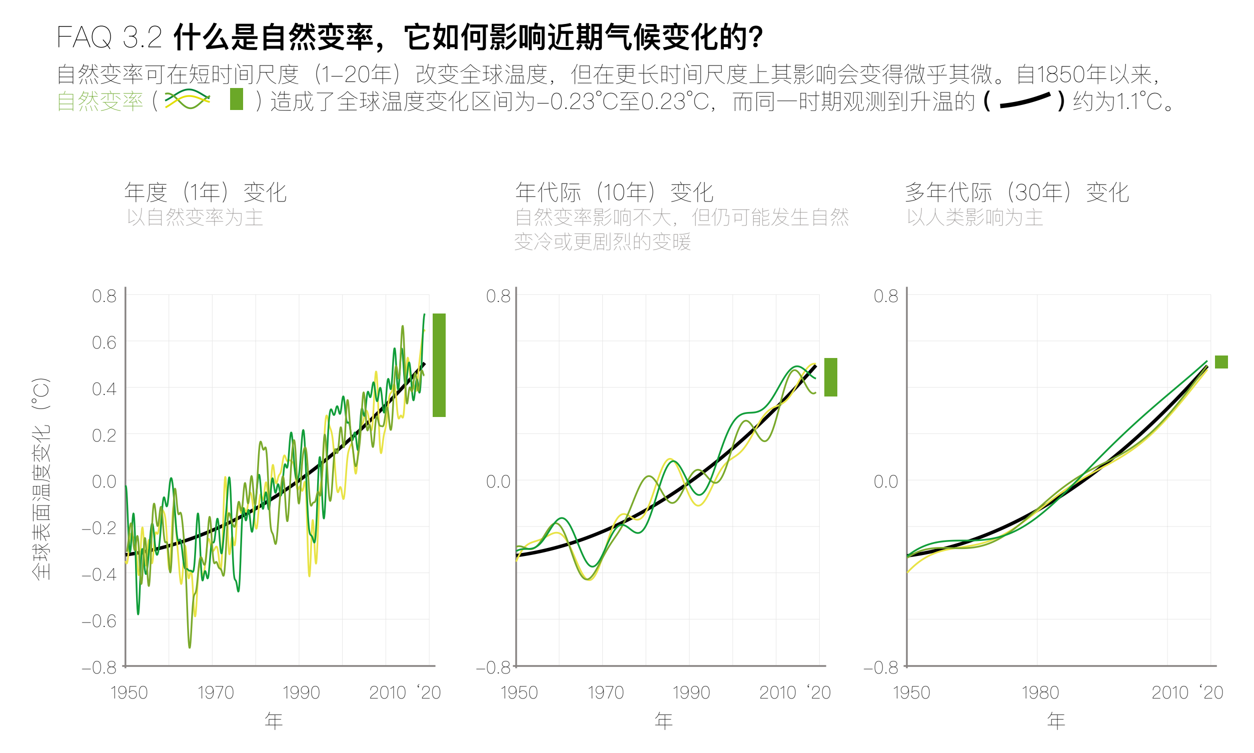
古气候记录（对气候的间接测量，可以追溯到几千年前）和气候模式都显示，全球地表温度在过去的广泛时间尺度上发生了重大变化。其中一个原因是*自然变率*，自然变率指的是气候系统*内部*产生的气候变化或气候系统*外部*由自然变化驱动产生的气候变化。内部自然变率对应的是气候系统内的能量重新分配（例如通过类似于驱动日常天气的大气环流变化），并且观测到最明显的表面温度波动是区域性的而非全球性的。外部自然变率可能是由于地球轨道的变化、从太阳接收的能量的微小变化、或重大火山爆发等原因造成的。尽管较为显著的轨道变化与过去的全球气候变化有关，但它们发生的时间尺度非常长（即数千年）。因此，它们在过去的一个世纪里显示出的变化不大，对这一时期观测到的温度变化的影响也非常小。另一方面，火山爆发可以强烈地冷却地球，但这种影响是短暂的，它们对地表温度的影响通常在爆发后十年内就会消失。

为了了解最近观测到的气候变化有多少是由自然变率引起的（这个过程被称为归因），科学家们使用了气候模式进行模拟。当只使用自然因素来强迫气候模式时，所产生的模拟结果显示，在广泛的时间尺度上气候的变迁是对火山爆发、太阳活动的变化和内部自然变率的响应。然而，自然气候变率的影响通常会随着时间的延长而减少，因此它对多年代际和更长的趋势只有轻微的影响（FAQ 3.2，图1）。

因此，在数十年或更短的时间内，自然气候变率可能会主导人类引起的地表变暖趋势，导致变暖增强或减弱，有时甚至变冷（FAQ 3.2，图1，左边和中间）。然而，在更长的时间内，自然变率的影响相对较小（FAQ 3.2，图1，右）。例如，在整个历史时期（1850–2019年），在观测到的约1.1℃的地表变暖中自然变率估计造成变暖的范围为0.23℃至+0.23℃。这意味着大部分的变暖几乎完全归因于人类活动，特别是温室气体的排放（FAQ 3.1）。

可用另一种方法来理解自然变率和人类影响：想象一个人在遛狗。遛狗者的路径代表了人类引起的变暖，而狗代表的是自然变率。观察全球地表温度在短期内的变化，就像关注那条狗一样。这条狗有时会走在主人的前面，有时会走在后面。这与自然变率相似，可以在短期内削弱或加剧变暖。在这两种情况下，都很难预测这只狗会在哪里，或者气候在不久的将来会如何演变。然而，如果我们把注意力拉回来，集中在主人缓慢而稳定的步伐上，狗的路径就会更加清晰和更可预测，因为它遵循着主人的路径。同样地，人类对气候的影响在较长的时间段内也更清晰得多。

FAQ 3.2 (接续)



FAQ 3.2, 图1 | 全球平均表面温度的年际（左）、年代际（中）和多年代际（右）变迁。粗黑线是根据气候模式估计的人类对温度变化的贡献，而绿线显示的是自然变迁和人类引起的变暖的综合影响，不同的绿色阴影代表不同的模拟，可以看作是显示一系列可能的过去。自然变率的影响由绿色条显示，它在更长的时间尺度上有所减少。数据来自于CESM1大集合。

常见问题

FAQ 3.3 | 气候模式是否在不断改进?

是的，气候模式已经有所改进并继续得到改进，同时在捕捉复杂和小尺度过程以及模拟当今平均气候条件方面表现得更好。通过比较气候模拟与历史观测，可以衡量出改进的情况。当前这代和前几代模式都表明，温室气体的增加导致了全球变暖。虽然新一代模式作为一个整体很好地模拟了过去的变暖，但一些单个模式模拟的过去的变暖或低于或高于观测到的情况。本报告使用了关于模式对过去变暖模拟程度的信息，以及来自观测和理论的其他见解内容，来完善本报告对全球变暖的预测。

气候模式是了解过去、现在和未来气候变化的重要工具。它们是复杂的计算机程序，以大气、海洋、冰和陆地的基本自然规律为基础。气候模式在一个由直径约100公里的小砖块或“网格单元”组成的三维网格上运行计算。以简化的方式处理发生在比模式网格单元更小的尺度上的过程（如云中水汽转化为雨水）。在不同的模式中，简化的方式也不同。一些模式可比其他模式包括更多的过程，也更为复杂；一些模式可更详细地表示各种过程（更小的网格单元）。因此，不同的模式所模拟的气候和气候变化是不同的。

气候建模始于20世纪50年代，多年来，随着计算能力、观测和我们对气候系统理解的进步，模式变得越来越精密。1990年发布的IPCC第一次评估报告中使用的模式正确地再现了气候的许多方面（FAQ 1.1）。考虑到模拟情景和实际排放之间的差异，从那时以来的气候实际演变证实了这些早期的预测。模式不断改进，在模拟影响气候的大量重要过程方面变得越来越好。例如，许多模式现在可以模拟地球系统不同方面之间的复杂相互作用，如陆地上的植被和海洋对二氧化碳的吸收，以及云和空气污染物之间的相互作用。在一些模式变得更加全面的同时，其他的模式也在努力以更高的分辨率来表示各种过程，例如，更好地表示海流中的涡旋和漩涡，因海洋中大部分热量传输是由这些漩涡和漩涡完成的。

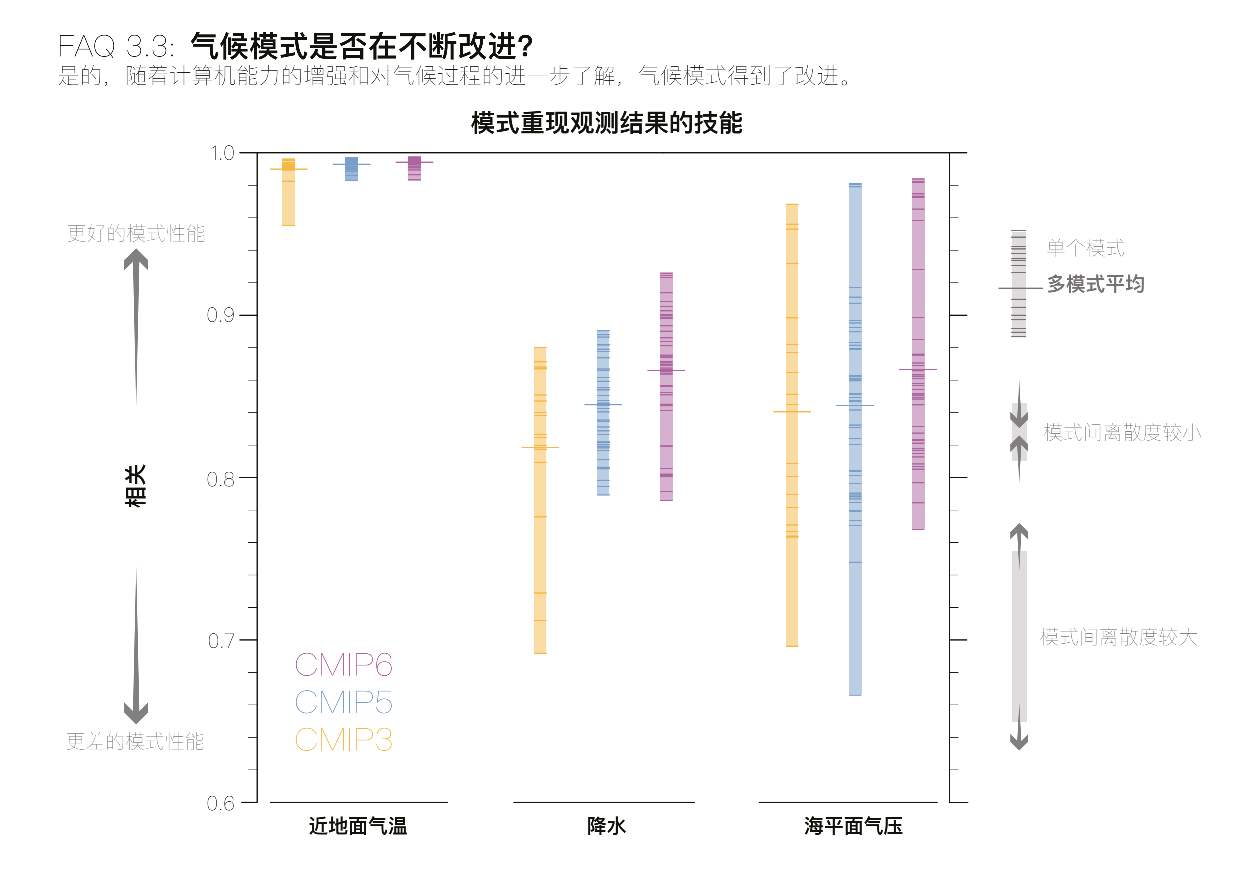
科学家们通过比较历史上的气候模式模拟和观测数据来评估气候模式的性能。这种评估包括比较大尺度的平均数以及更详细的区域和季节性变迁。有两个重要方面需要考虑：（1）模式的单独表现；（2）它们作为一个整体的表现。多个模式的平均值在与观测值进行比较时其结果往往比任何单个模式的都要好，因为在多模式的平均值中，表示详细过程的误差往往会相互抵消。

举例来看，FAQ3.3图1对最近三代（2008年、2013年和2021年左右可用）模式的模拟结果与三个气候变量的观测结果进行了比较。比较结果显示模拟的型和观测的型之间具有相关性，其中1的值代表完全一致。新一代模式中的许多单个模式的表现明显更好，如接近1的数值所示。作为一个整体，每一代的表现都优于上一代：多模式的平均值（用长线表示）逐渐接近1。彩色条的垂直范围表示每组模式的表现范围。条形图的顶部随着每一代的发展而上升，表明表现最好的模式的性能从一代到另一代都有所提高。就降水而言，最近两代模式中表现最差的模式的性能相似，从而增加了模式之间的离差。

最新一代气候模式的发展，包括对物理、化学和生物过程新的和更好的表示，以及更高的分辨率，改善了对地球系统许多方面的模拟。这些模拟，加上对模式模拟过去变暖能力的评估，以及对大气中CO_2增加一倍的温度响应的最新评估，被用来估计未来全球变暖的范围（FAQ 7.3）。

FAQ

FAQ 3.3 (接续)



FAQ 3.3, 图1 | 三个不同变量：地面气温、降水量和海平面气压的模式结果和观测结果之间的空间型相关性。 显示了耦合模式比较计划（CMIP）的最新三代模式的结果：CMIP3（橙色）、CMIP5（蓝色）和CMIP6（紫色）。单独的模式结果用短线表示，并附带了相应的整体平均值（长线）。对于相关性，对模式的年平均数与1980–1999年期间的参考观测值进行了比较，1代表模式和观测值之间完全相似。2004–2008年进行的CMIP3模拟在IPCC第四次评估中进行了评估，2011–2013年进行的CMIP5模拟在IPCC第五次评估中进行了评估，而2018–2021年进行的CMIP6模拟在本报告中进行了评估。

常见问题

FAQ 4.1 | 未来二十年气候将如何变化？

气候系统中的一些组分近几十年来显示出明显增加或减少的趋势，至少在未来20年，这些组分的变化趋势将持续。例子包括全球地表温度、北极海冰范围，以及全球平均海平面的变化。然而，在短短二十年的时间里，这些趋势在很大程度上受到自然气候变率的影响。自然变率可以加剧或减弱温室气体浓度增加对气候系统影响的预期趋势。

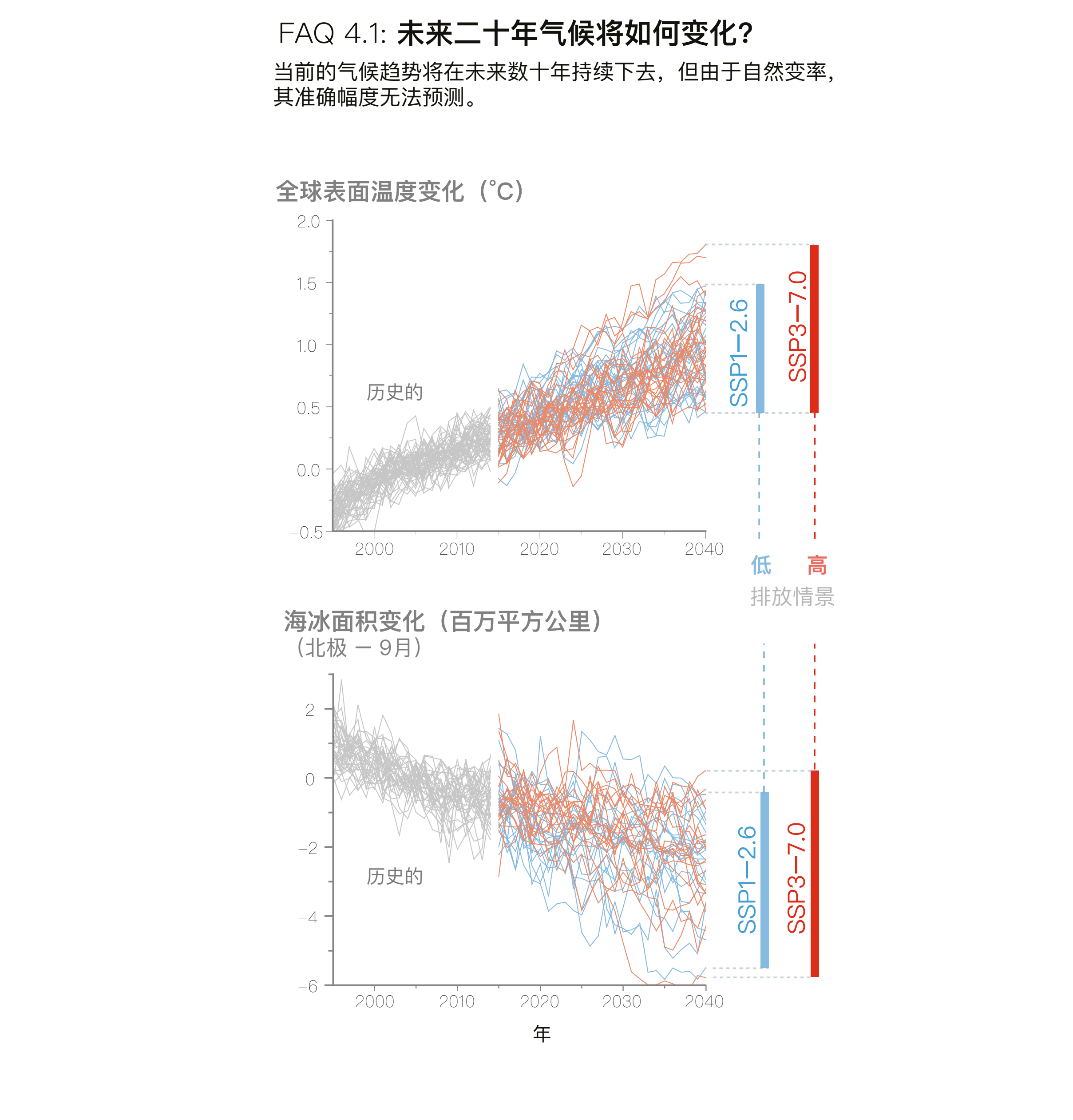
按人类的标准来看，20年是很长的时间，但从气候的角度来看却是很短的时间。正如本报告所考虑的所有情景中所假设的那样，温室气体的排放将在未来二十年内继续，但速度各不相同。这些排放将进一步增加大气温室气体的浓度（见FAQ 4.2），导致全球表面变暖以及包括北极海冰和全球平均海平面在内的其他气候系统组分呈现持续变化的趋势（见FAQ 9.2）。FAQ 4.1，图1显示，全球地表温度的上升和北极海冰的退缩都将继续，在未来20年内，高排放和低排放情景之间的差异不大（红线和蓝线之间的差异不大）。

然而，这些预期的趋势将被自然气候变率所掩盖（见FAQ 3.2）。首先，可能会发生一次大型火山爆发，如1991年菲律宾皮纳图博火山的爆发；这样的爆发可能会导致全球表面出现十分之几摄氏度的降温，并持续数年。第二，大气和海洋在没有任何外源强迫的影响下，都会产生自发的变化。这些变化涉及局部的天气系统和会在数月、数年或数十年内发生变化的整个大陆和海洋范围的型式和振荡。在二十年的时间里，与对人类活动造成的温室气体浓度增加的响应相比，自然气候变率对许多气候变量的影响非常显著。在FAQ4.1的图1中，使用单条黑线、红线或蓝线中差异很大的轨迹来说明自然变率的影响。在未来20年内，自然变率是否会加剧或减弱人类的影响，这通常不能被预测。因此，未来二十年的自然气候变率存在不确定性，这种不确定性充其量可以准确地量化，但不能减少。

就局部而言，自然变率的影响会更大。模拟结果（此处未显示）表明，即使在高排放情景下，也不能排除未来20年可能出现局部降温趋势，这种降温趋势可能出现在地球上的少数地点，但可能位于任何地方。然而，在全球范围内和所有情景下，温度都会上升。

总而言之，虽然这里显示的两个重要的气候量，即全球表面温度和9月份的北极海冰面积，其未来变化的方向是明确的，但由于自然变率，其变化的幅度就不那么明确了。

FAQ 4.1 (接续)



FAQ 4.1，图1 | 1995–2040年期间（包括近期和未来20年）对全球气候变化的两个重要指标的模拟。（上图）全球表面温度，**（下图）**9月的北极海冰面积。这两个气候量都表示为与1995–2014年期间平均值的偏差。灰色曲线是截至2014年的历史时期；蓝色曲线代表低排放情景（SSP1 2.6），红色曲线是高排放情景（SSP3 7.0）。

常见问题

FAQ 4.2 | 我们何时能够看到减少二氧化碳排放的效果?

大幅度减少二氧化碳排放的效果不会立即显现，检测效果所需的时间将取决于减排的规模和速度。在本报告所考虑的低排放情景下，大气二氧化碳浓度的增加将在大约五到十年后明显减缓，而全球表面变暖的减缓将在大约二十到三十年后才会出现。对区域降水趋势的影响在几十年后才会变得明显。

人类活动排放的最重要的温室气体是二氧化碳（CO_2），减少CO_2的排放将减缓大气二氧化碳浓度的增加速度。然而，只有当净排放接近零时，即每年排放到大气中的大部分或全部二氧化碳被自然和人类活动过程清除时，浓度才会开始下降（见FAQ 5.1和FAQ 5.3）。排放达峰和浓度下降之间存在延迟是因为CO_2在大气中的寿命非常长；人类排放的部分CO_2在大气中会停留数百年到数千年。

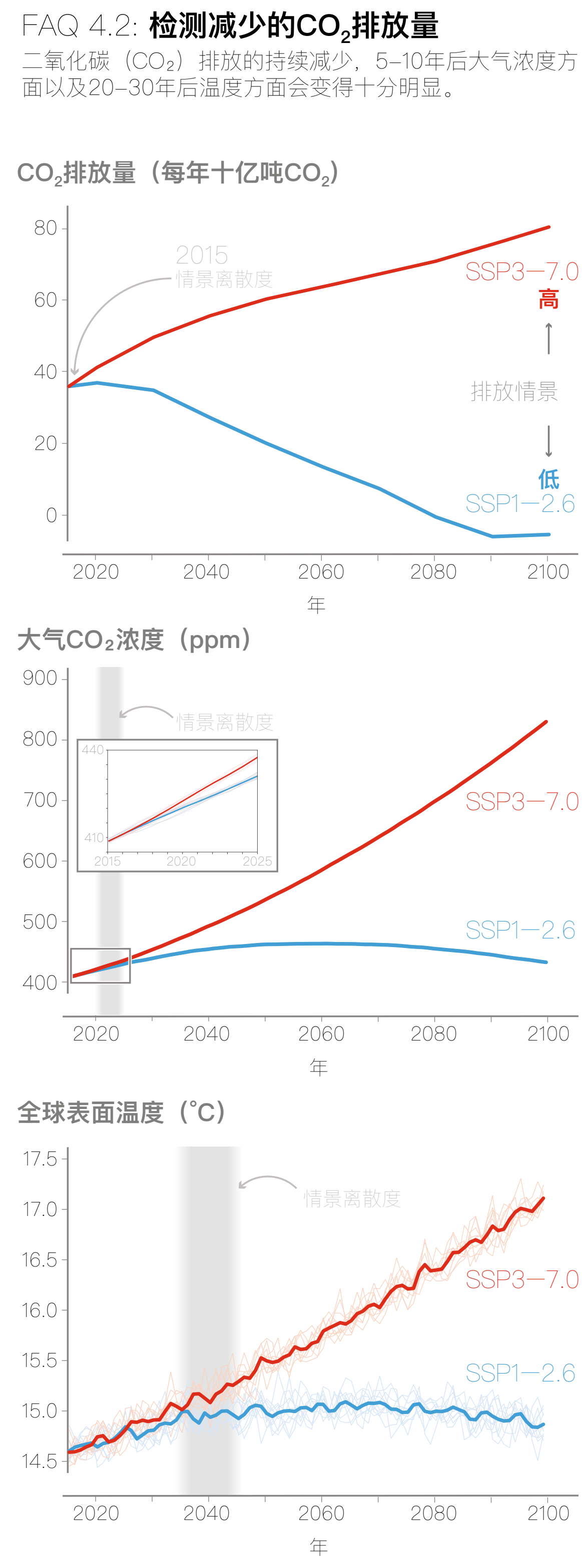
降低二氧化碳浓度的增长速度将在十年内减缓全球表面升温。但这种升温速度的降低最初会被自然气候变率所掩盖，可能在几十年内都不会被检测到（见FAQ 1.2、FAQ 3.2和FAQ 4.1）。因此，在减排开始后的几年内，检测地表变暖是否确实减缓是很困难的。

通过比较低排放情景和高排放情景，可以说明检测减排效果所需的时间（FAQ 4.2，图1）。在低排放情景（SSP1 2.6）中，CO_2排放量在2015年后趋于平稳，并在2020年开始下降，而在高排放情景（SSP3 7.0）中，CO_2排放量在整个21世纪持续增加。从1850年开始，取略微不同的初始状态，通过用相同的气候模式对每种情景模拟10次可以表示气候系统自然内部变率所产生的不确定性，（细线）。对于每个情景，单个模拟之间的差异完全是由模拟的自然内部变率造成的。所有模拟的平均值代表了对一个特定情景的预期气候响应。在每种情景下实际展开的气候历史将包括这一预期响应加上自然内部变率的贡献和未来潜在火山爆发的贡献（后者的影响这里没有考虑）。

FAQ 4.2，图1显示，在2015年排放量开始分化后的五到十年内，两种情景下的大气CO_2浓度有明显差异。相比之下，两种情景下全球表面温度的差异直到后来才变得明显，在这个例子中，是在排放历史开始分化后大约20到30年才变得明显。如果减排速度比这里显示的低排放情景下更慢，这个时间就会更长；如果减排力度更大，则这个时间会更短。对于区域变量和降水变化来说，检测时间会更长，因为自然原因造成的变化更强烈。例如，即使在低排放的情景下，要到21世纪后期才能在地区降水中显现出减少CO_2排放的效果。

总之，只有在减少CO_2排放数十年后，我们才会清楚地看到全球气温开始稳定下来。相比之下，短期的CO_2排放减少，如在新冠肺炎疫情期间，对CO_2浓度和全球温度的影响都微乎其微。只有持续几十年的减排才会对整个气候系统产生广泛的影响。

FAQ 4.2 (接续)



FAQ 4.2，图1 | 观测减排的益处。（上图）二氧化碳（CO_2）排放，**（中图）**大气CO_2浓度以及**（下图）**在两种情景：低排放情景（SSP1 2.6，蓝色）和高排放情景（SSP3 7.0）下对全球表面温度的影响。在低排放情景下，CO_2排放量从2020年开始减少，而在高排放情景下，CO_2排放量在整个21世纪都在增加。粗线是每种情景下10次单独模拟（细线）的平均值。各个模拟之间的差异反映了自然变率。

FAQ

常见问题

FAQ 4.3 | 在一定的全球变暖水平下，气候变化的空间格局是怎样的？

随着地球变暖，气候变化在全球范围内并不均衡，但一些区域变化的型式显示出与全球表面温度上升之间存在明确、直接和一致的关系。北极地区比其他地区变暖更多，陆地地区比海洋表面变暖更多，北半球比南半球变暖更多。在高纬度地区、热带地区和季风区的大部分地区，降水量有所增加，但亚热带地区的降水量有所减少。对于像这样的情况，在一定水平的全球变暖情况下，我们可以推断出一些区域变化的方向和幅度，特别是温度和降水的变化。

气候变化的强度将取决于全球变暖的程度。确定区域气候变化的特定格局是有可能的，在全球变暖水平不断上升的过程中这种格局持续发生，但幅度有所增加。这种稳定的气候变化空间格局在很大程度上与导致特定水平的全球变暖的具体情景（和时间路径）无关。也就是说，只要不同的情景导致相同的全球变暖水平，无论每个情景中达到这一水平的时间如何，我们都可以推断出这种变暖导致的区域变化格局。如果变化格局是可靠的，就可以评估所有水平的全球变暖、所有未来时间段和所有情景下的区域气候变化。温度和降水显示出这种稳定的变化格局，尤其引人注目。

预计北半球高纬度地区变暖最显著，是全球变暖水平的2至4倍，这种现象被称为北极放大效应（FAQ 4.3，图1，左）。有若干过程促成了这一高升温率，包括在气候不断变暖的情况下，由于反射性海冰和雪的消融而导致太阳辐射吸收的增加。在南半球，南极的升温速度预计快于中纬度南大洋，但与全球变暖水平相比，预计南半球高纬度地区的升温幅度偏低（FAQ 4.3，图1，左）。南半球高纬度地区升温相对较慢的一个重要原因是南极深海水的上涌，促使南大洋表面吸收了大量热量。

一般来说，陆地上的变暖比海洋上的变暖更强，北半球的变暖比南半球的变暖更强，而北大西洋中部次极地和太平洋最南端的变暖幅度更小。这些差异是由若干因素造成的，包括陆地和海洋地区吸收和保存热量的性质不同，北半球的陆地面积比南半球的多，以及海洋环流的影响等。在南半球，预估南美洲亚热带地区、非洲南部和澳大利亚的变暖将更强。南部非洲亚热带地区相对强的变暖是由于土壤湿度和温度之间的强相互作用，以及由于下沉增强而导致的太阳辐射增加。

降水变化也与全球变暖水平成正比（FAQ 4.3，图1，右），但不确定性比温度变化大。在南北半球的高纬度地区，随着地球持续变暖，预计降水会有所增加，在全球变暖水平升高的情况下，预计降水变化幅度会更大（FAQ 4.3，图1，右）。预估热带地区和大部分季风区的降水量也会如此增加。预计亚热带地区将会普遍变的干燥，特别是地中海、非洲南部和澳大利亚部分地区、南美和北美西南部，以及亚热带大西洋和亚热带印度洋和太平洋的部分地区。随着全球变暖程度的升高，热带地区的降水量会进一步增加，而亚热带地区的降水量则会减少。

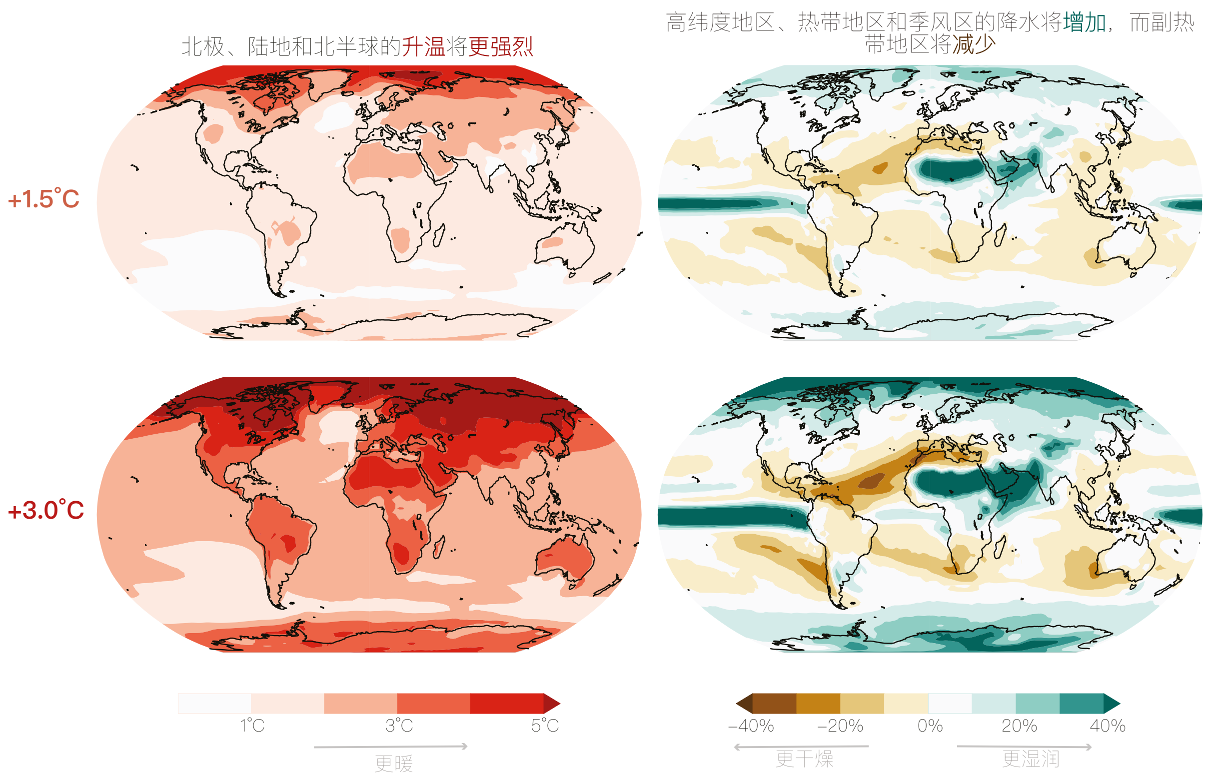
一些已经干燥和温暖的地区，如非洲南部和地中海，在更高的全球变暖水平下，预计将逐渐变得更加干燥而且会急剧变暖。

总之，气候变化对全球所有地区的影响并不均匀。不过，可以确定温度和降水变化存在明显的区域格局，而且这些变化预估将随着全球变暖水平的升高而加剧。

FAQ 4.3 (接续)

FAQ 4.3: **气候变化和区域格局**

气候变化并不一致，并非与全球变暖水平成正比。



FAQ 4.3，图1 | 无论达到特定全球变暖水平通过的是何种情景，温度（左）和降水（右）的区域变化都与全球变暖水平成正比。 地表变暖和降水变化是相对于1850–1900年的气候，以及相对于全球平均地表变暖分别为1.5°C **（上）** 和3°C **（下）** 的时间段而言的。这里的变化是基于31个CMIP6模式在高排放情景SSP3 7.0下的模拟结果。

FAQ

常见问题

FAQ 5.1 | 大气中碳的自然移除是否正在减弱？

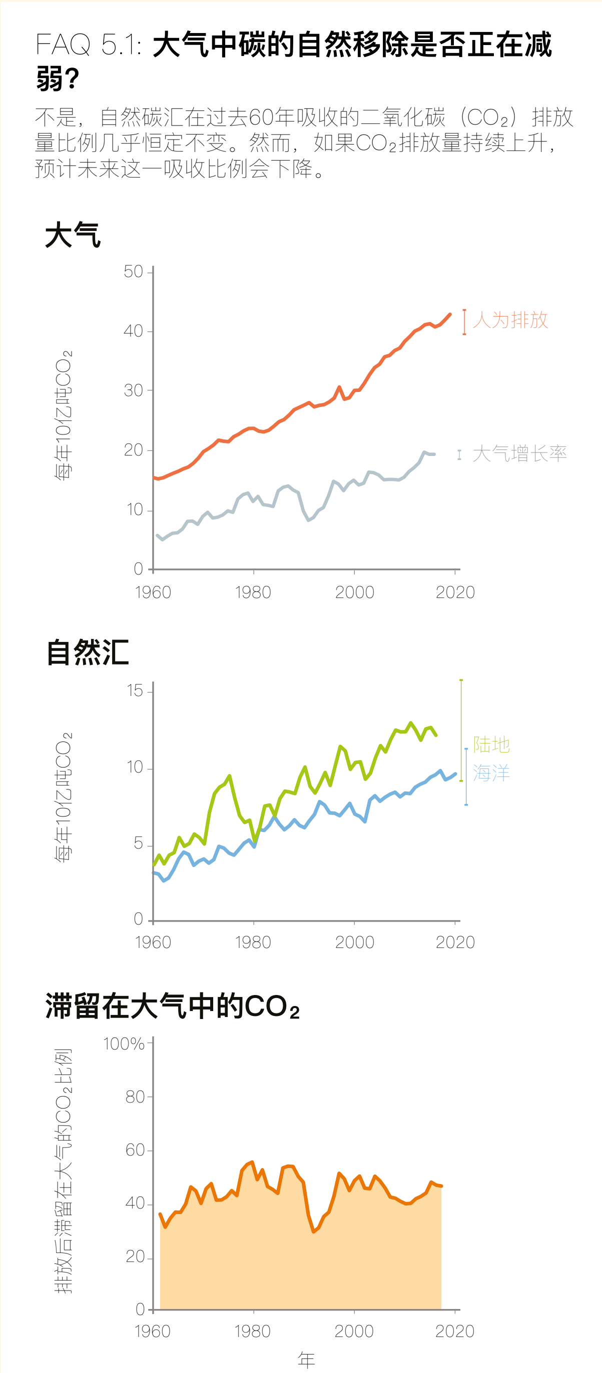
几十年来，人类活动排放到大气中的二氧化碳（CO_2）约有一半被植被、土壤和海洋中的自然碳汇所吸收。因此，这些自然的CO_2汇使大气二氧化碳浓度增加的速度大约减半，从而减缓了全球变暖。然而，观测结果表明，在不断增加的大气二氧化碳和气候变化的影响下，这些吸收大气CO_2自然过程正在减弱，从而削弱自然界在未来吸收二氧化碳的能力。了解这种变化的幅度对于预估气候系统将如何应对未来的排放和减排工作至关重要。

从1958年开始对大气CO_2浓度的直接观测显示，大气只保留了人类活动排放的大约一半的CO_2，主要来源是化石燃料燃烧和土地利用变化，如毁林（FAQ 5.1，图1）。陆地和海洋中的自然碳循环过程吸收了这些排放的剩余部分。这些陆地和海洋的移除量或“汇”的增长在很大程度上与CO_2排放量的增长成正比，陆地和海洋分别在2010–2019年吸收了排放量的31%和23%（FAQ 5.1，图1）。因此，在过去六十年中，尽管人类活动产生的CO_2排放量持续增加，但平均而言，每年停留在大气中的CO_2占CO_2排放量的比例大致稳定在44%。

在陆地上，主要是植被通过*植物光合作用*从大气中捕获CO_2，这些被吸收的CO_2最终累积在植被和土壤里。随着更多的CO_2在大气中积累，在植物生长不受养分供应等限制的地区，通过CO_2的*施肥效应*，植物的碳捕获量会有所增加。气候变化以多种方式影响陆地吸收和释放CO_2的过程。由于寒冷地区的全球变暖导致生长季节延长，以及氮素有限地区发生的氮沉积，陆地的CO_2吸收量通常会有所增加。植物和土壤生物的呼吸作用、自然干扰（如火灾）和人类活动（如毁林）都会将CO_2释放回大气中。气候变化对这些过程的综合影响将削弱未来的陆地碳汇。特别地，极端温度和干旱以及多年冻土融化（见FAQ 5.2）往往会减少区域的陆地碳汇。在海洋中，有若干因素控制着CO_2的捕获量：大气和海洋表面之间的CO_2分压差；海洋表面的风速；海水的化学成分（即其*缓冲能力*），其会影响到对二氧化碳的吸收量；以及海水微藻在光合作用中对CO_2的利用。富含CO_2的表层海水被输送到全球特定区域的深海（如北大西洋和南大洋），有效地将CO_2储存在远离大气的深海达数十年至数百年。表层海洋温度升高对这些过程的综合影响是将削弱未来海洋的CO_2汇。

基于对海洋碳和大气碳的直接观测，海洋碳汇比陆地碳汇更容易被量化。在全球范围内对陆地碳汇的监测更具挑战性，因为它差异很大，甚至在区域范围内也是如此。目前没有直接证据表明自然汇正在变缓，因为与这些碳汇的逐年和年代变化相比，储存在陆地或海洋中的人类排放部分其可观测到的变化很小。然而，越来越明显的是，大气和气候的变化正在影响控制陆地碳汇和海洋碳汇的过程。

由于大气CO_2浓度上升和人类活动引起的全球变暖影响陆地和海洋碳汇，陆地和海洋吸收的CO_2的绝对量将受到未来CO_2排放的影响。这也意味着，如果各国设法大力减少全球CO_2排放，甚至从大气中移除CO_2，这些碳汇吸收的CO_2将减少，原因是人类对碳循环的扰动减少了。在未来



FAQ 5.1，图1 | 大气二氧化碳（CO_2）和自然碳汇。（上图）全球人类活动产生的二氧化碳排放量和大气二氧化碳的增长率；**（中图）**陆地和海洋的二氧化碳净移除量（自然汇）；**（下图）**1960年至2019年人类活动排放的二氧化碳留在大气中的部分。线条是五年的滑动平均值，误差条表示平均估算值的不确定性。有关此图所依据数据的更多信息，见表5.SM.6。

FAQ 5.1 (接续)

高升温的情景下，预计全球海洋和陆地的汇将在本世纪下半叶停止增长，因为气候变化对它们的影响会越来越大。因此，排放到大气中的CO_2总量和自然CO_2汇的响应都将决定需要采取哪些行动才能将全球变暖限制在一定的水平上（见FAQ 5.4），说明了解这些自然CO_2汇的演变是非常重要的。

常见问题

FAQ 5.2 | 多年冻土融化会大幅加剧全球变暖吗？

在北极地区，大量的有机碳储存在多年冻土中，多年冻土是指全年保持冻结的地面。如果随着气候变暖，大量的多年冻土融化，其中一些碳可能以二氧化碳或甲烷的形式释放到大气中，从而导致进一步的变暖。多年冻土生态系统模式的预估结果表明，未来的多年冻土融化将导致进一步的变暖，这种变暖足够重要，但不足以导致"变暖失控"的情况，即多年冻土融化导致全球变暖的加剧和自强化加速。

北极是地球上对气候敏感的最大碳库，在其冰冻的土壤或*多年冻土*中储存的碳是目前大气中储存的碳的两倍。由于北极地区变暖的速度比地球上任何地方都快，人们担心这种变暖可能会导致北极向大气中释放温室气体，因此会大幅度加剧气候变化。

多年冻土中的碳已经积累了数千年，因为死亡的植物被埋葬并积累在冰冻的土壤层中，那里的寒冷使有机物质无法分解。随着北极的变暖和土壤的解冻，这些土壤中的有机物开始迅速分解，并以二氧化碳或甲烷的形式回到大气中。这两种气体都是重要的温室气体。多年冻土也可能在一个特定的地方突然解冻，这是因为地下的冰融化后可重塑北极的地貌，可致使湖泊扩大和排水，大火也可烧毁绝缘性表面土壤层。在北极已经观测到多年冻土碳的解冻，气候模式预估，整个北极的大部分浅层多年冻土（<3米深）在中度至高度全球变暖（2°C –4°C）的情况下就会解冻。

虽然多年冻土过程很复杂，但已开始将其纳入耦合气候和碳循环之间相互作用的模式中。这些多年冻土碳模式的预估结果显示，来自二氧化碳和甲烷的碳-气候恶性循环的强度估计范围很大，相当于全球每变暖1°C可释放140–1750亿吨的二氧化碳。作为对比，2019年，人类活动已经向大气中释放了约400亿吨二氧化碳。这有两个影响。首先，多年冻土融化引起的额外变暖足够强烈，因此，在估计特定全球变暖水平下稳定气候所允许的剩余排放总量（即剩余碳收支，见FAQ 5.4）时，必须考虑它。第二，模式没有确定任何一个变暖量可以导致多年冻土融化成为气候系统的"临界点"或阈值，一旦达到便会导致全球变暖失控。然而，模式确实预估冻土解冻导致的碳排放将随着变暖而持续增加，而且这种趋势可能持续数百年。

在其他寒冷的地方（如山脉）也存在多年冻土，但这些地方的碳含量比北极少得多。例如，青藏高原的碳含量约为北极地区的3%。人们还关注冻结在浅海沉积物中的碳。这些沉积物被称为*甲烷水合物*或*岩溶物*，这是锁定在冰分子里的甲烷分子。它们形成于冻结的土壤，这些土壤在末次冰河时代后海平面上升时被洪水淹没。如果这些水合物解冻，可能会释放甲烷，以气泡形式浮出水面。与多年冻土有关的甲烷水合物中的碳总量比多年冻土中的碳少得多。全球变暖的信号需要几千年的时间才能传递到海底沉积物中，这就是为什么这些水合物仍在对末次冰消期的变暖做出响应。因此，在未来的一个世纪里，只有一小部分现有的水合物可能会出现不稳定的情况。即使甲烷从水合物中释放出来，预计大部分也会在到达大气之前在海洋中被消耗和氧化成二氧化碳。迄今为止，对这些过程进行的最完整的模拟表明，由于甲烷水合物解冻释放到大气中的甲烷的速率不到当前人类引起的甲烷排放速率的2%。

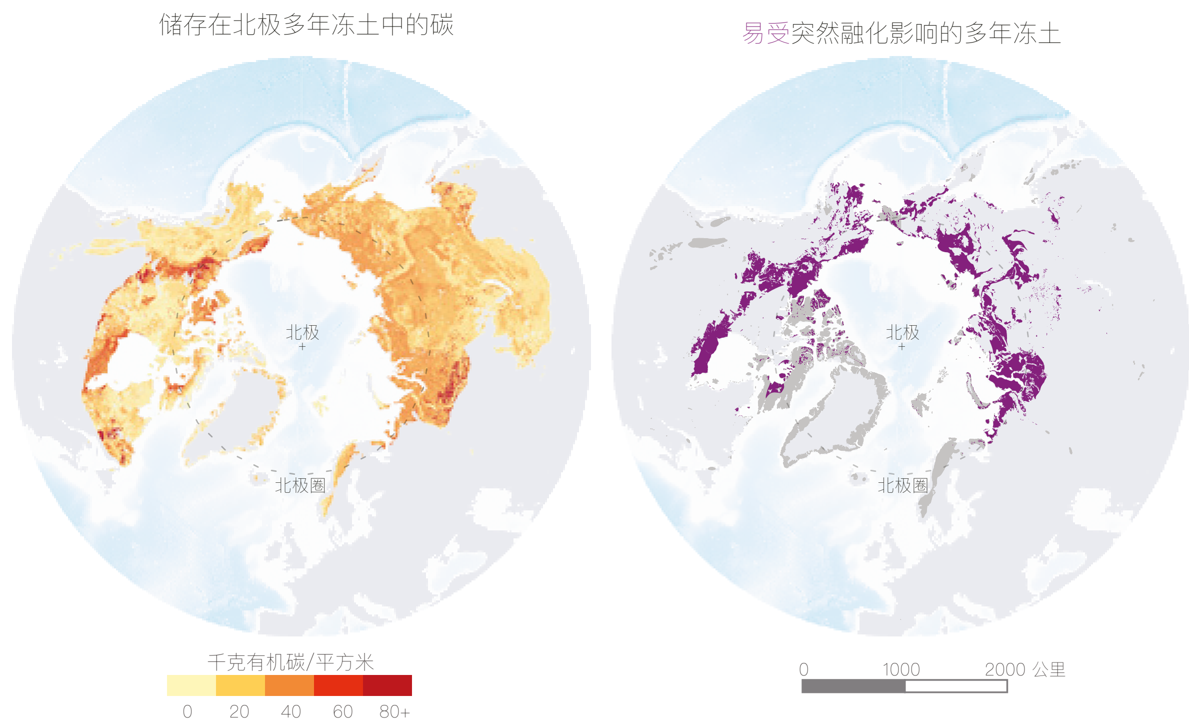
总的来说，北极地区的多年冻土解冻看来是致使温室气体进入大气层的一个重要额外来源，比海底水合物更重要。气候和碳循环模式正在开始考虑多年冻土的过程。虽然这些模式在预估释放到大气中的温室气体的确切数量上存在分歧，但这些模式模拟一致表明：(i) 从多年冻土中释放的温室气体量将随着全球变暖的程度而增加；(ii) 多年冻土融化的变暖效应显著，对这种暖化效应该在为限制未来变暖而估计剩余碳收支时予以考虑。

FAQ

FAQ 5.2 (接续)

FAQ5.2: **多年冻土融化会大幅加剧全球变暖吗？**

北极冻土融化将释放出碳，从而加剧全球变暖，但不会导致失控变暖。



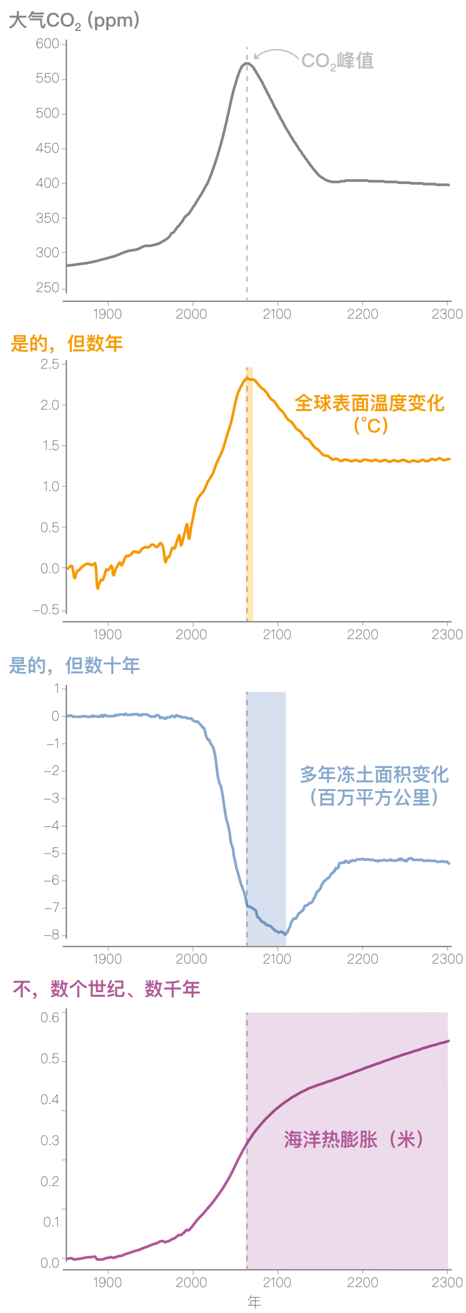
FAQ 5.2，图1｜北极的多年冻土是一个很大的碳库，对气候变化较为敏感。（左）3米深多年冻土中储存的碳量（NCSCDv2数据集）和**（右）**易于突然解冻的多年冻土面积（环极热岩溶地貌数据集）。

常见问题

FAQ 5.3 | 通过移除大气中的二氧化碳可以扭转气候变化的趋势吗？

FAQ 5.3: **通过移除大气中二氧化碳可以扭转气候变化的趋势吗？**

二氧化碳（CO_2）从大气中的移除量大于排入量可扭转气候变化的某些方面，但有些变化会沿着其目前的方向持续数十年至数千年。



主动采取行动从大气中移除二氧化碳（CO_2）可以扭转（即改变变化的方向）气候变化的某些方面。然而，这只有在大气CO_2浓度净减少的情况下才会发生，也就是说，只有当主动清除量大于排放量之后。一些气候变化的趋势，如全球表面温度的上升，将在几年内开始逆转。气候变化的其他方面将需要数十年（如多年冻土融化）或数个世纪（如深海酸化）才能扭转，而有些方面，如海平面上升，将需要数个世纪到数千年来改变变化趋势。

二氧化碳（CO_2）负排放一词是指除了自然发生的CO_2移除之外，人类通过主动采取行动从大气中移除CO_2，并经常被用作*二氧化碳移除*的同义词。CO_2负排放可以补偿人类活动释放到大气中的CO_2。可以通过加强对陆地上（例如，通过植树或通过增加土壤碳含量的农业实践做法）和/或海洋中（例如，通过恢复沿海生态系统）自然封存CO_2的过程或直接从大气中移除CO_2来实现。如果全球范围内的CO_2移除量大于人类活动造成的CO_2排放量，那么就可以说是*净负排放*了。应该注意的是，CO_2移除技术无法或尚未达到补偿当前排放水平所需的移除规模，而且大多数技术都有不利的副作用。

在没有主动移除CO_2的情况下，大气CO_2浓度（衡量大气中的二氧化碳量）是由人类活动造成的二氧化碳释放与陆地和海洋自然过程（自然“碳汇”；见FAQ 5.1）移除CO_2之间的平衡而决定的。如果CO_2的释放量超过了碳汇的移除量，大气CO_2浓度就会增加；如果CO_2的释放量等于移除量，大气CO_2浓度就会稳定；如果CO_2的移除量超过释放量，CO_2浓度就会下降。这同样适用于CO_2净排放量，即人类造成的释放量和主动移除量之和。

如果大气CO_2浓度开始下降，地球的气候将对这种变化做出响应（FAQ 5.3，图1）。气候系统的某些部分需要时间来对CO_2浓度的变化做出响应，因此，由于净负排放导致大气CO_2的下降不会使所有气候变化趋势立即发生逆转。最近的研究表明，全球表面温度在大气CO_2下降后的几年内开始下降，但由于自然气候变率，这种下降在几十年内不会被检测到的（见FAQ 4.2）。在大气CO2浓度下降后，人类引起的气候变化的其他后果，如多年冻土面积的减少，将需要几十年的时间才能逆转；其他气候变化的后果，如深海变暖、酸化和失氧，在大气CO_2浓度下降后，将需要若干世纪的时间才能逆转。即使成功地实施了大规模的主动移除CO_2，海平面也将继续上升许多个世纪到几千年。

“过冲”情景是一类越来越受到关注的未来情景，特别是在

FAQ 5.3，图1 | 大气CO_2浓度达峰和下降所带来的气候变化各方面的变化（上图）。灰色的垂直虚线表示所有图中CO_2浓度达峰的时间。这里表明全球表面变暖的逆转比大气CO_2浓度的下降要滞后数年，多年冻土面积下降的逆转则会比大气CO_2浓度的下降滞后数十年，而海洋热膨胀则会持续几个世纪。无需强调图中的定量信息（即纵轴上的数字），因为它只是一个模式的模拟结果，对于其他模式会有所不同。然而，预期的气候系统定性行为在很大程度上与模式无关。

FAQ 5.3 (接续)

雄心勃勃的气候目标背景下，如《巴黎协定》中包括的将全球升温限制在1.5°C或2°C的目标。在这些情景中，近期减排速度放缓可被本世纪后期的CO_2净负排放所补偿，从而会导致暂时突破或“过冲”某一特定的升温水平。由于几个气候系统成员的延迟反应，与没有过冲的情况下达到目标的情景相比，暂时的过冲将导致额外的气候变化。这些变化将需要几十年到几个世纪的时间来扭转，对于过冲较大的情景，扭转所需的时间会更长。

如果从大气中移除的CO_2量比排放到大气中的CO_2量多，确实会开始扭转气候变化的某些方面，但有些变化仍会沿着目前的方向持续几十年到几千年。能够大规模移除CO_2的方法仍处于研发阶段，或者在实现大气CO_2浓度净减少所需的部署规模方面尚未得到验证。移除CO_2的方法，特别是那些部署在陆地上的方法，可能会对水、粮食生产和生物多样性产生不利的副作用。

常见问题

FAQ 5.4 | 什么是碳收支?

有若干种类型的碳收支。最常见的是，该术语指的是在将全球变暖限制在特定水平（如比工业化前水平高1.5°C或2°C）的情况下，人类活动仍可排放的二氧化碳（CO_2）净总量。这被称为“剩余碳收支”。在对其进行明确的估计之前，必须做出若干选择和价值判断。当剩余碳收支与迄今为止所有过去的CO_2排放相结合时，也可以定义一个与特定的全球变暖限制相适应的“总碳收支”。第三种类型的碳收支是“历史碳收支”，这是一种描述所有过去和现在的CO_2源和汇的科学方式。

*剩余碳收支*一词用于描述将全球变暖保持在特定水平（如相对于工业化前温度的1.5℃或2℃），人类活动仍可释放到大气中的CO_2净总量。人类活动排放的CO_2是全球变暖的主要原因。之所以可以定义碳收支，是由于CO_2在地球系统中的特性，即，全球变暖与人类活动释放到大气中的CO_2净排放总量（也被称为累积的人为CO_2排放）大致成线性比例。其他温室气体的特性则不同，必须单独计算。

剩余碳收支的概念意味着，为了将全球变暖稳定在任何特定水平，全球的CO_2排放需要在某一时刻减少到净零水平。“二氧化碳净排放”是指这样一种情况：所有人为的CO_2排放都被主动的人为移除所抵消，因此，平均而言，人类活动没有增加或移除大气中的CO_2。在这种情况下，大气CO_2浓度将逐渐下降到一个长期稳定的水平，因为大气中过剩的CO_2被海洋和陆地所吸收（见FAQ 5.1）。剩余碳收支的概念也意味着，如果CO_2减排被推迟，以后就需要更大规模和更快速的减排，才能保持在相同的碳收支。如果超过了剩余碳收支，将导致全球变暖加剧，或者需要主动地从大气中移除CO_2，以使全球温度回落到理想水平（见FAQ 5.3）。

估计剩余碳收支的规模取决于一系列的选择。这些选择包括（1）选择的全球变暖水平的限制（例如，相对于工业化前水平的1.5°C或2°C）；（2）我们希望确保变暖被控制在该限制之下的概率（例如，二分之一、三分之二或更高的概率）；（3）我们限制影响气候的其他温室气体（如甲烷或一氧化二氮）排放的成功程度。科学可以为这些选择提供信息，但最终还是主观选择。一旦做出这些选择，我们可以结合以下知识估计特定温度目标的剩余碳收支：我们的地球已经变暖多少；每累积一吨CO_2排放的变暖量；以及一旦全球CO_2净排放降至零，预计仍会发生的变暖幅度。例如，为了将全球变暖限制在比工业化前水平高1.5°C，并有二分之一（50%）或三分之二（67%）的概率，从2020年1月1日起，剩余碳收支分别为5000和4000亿吨CO_2（FAQ 5.4，图1）。目前，人类活动在一年中向大气中排放大约400亿吨CO_2。

剩余碳收支取决于到目前为止世界已经变暖多少。过去的变暖是由历史上的排放造成的，通过查看*历史碳收支*可估计出历史排放量，这是一种描述所有过去和现在的CO_2源和汇的科学方法。该方法说明了人类活动产生的CO_2排放是如何在地球系统的各种CO_2库中重新分配的。这些库是指海洋、陆地植被和大气（CO_2被排放到大气中）。没有被海洋或陆地吸收的CO_2排放会增加大气CO_2浓度，从而导致全球变暖。历史碳收支告诉我们，在1750年至2019年间，人类活动释放到大气中的CO_2约25600亿吨，其中约四分之一被海洋吸收（造成海洋酸化），约三分之一被陆地植被吸收。约45%的排放留在大气中（见FAQ 5.1）。将这些历史CO_2排放量与剩余碳收支的估计值相加，就可以估算出与特定全球变暖水平相一致的*总碳收支*。

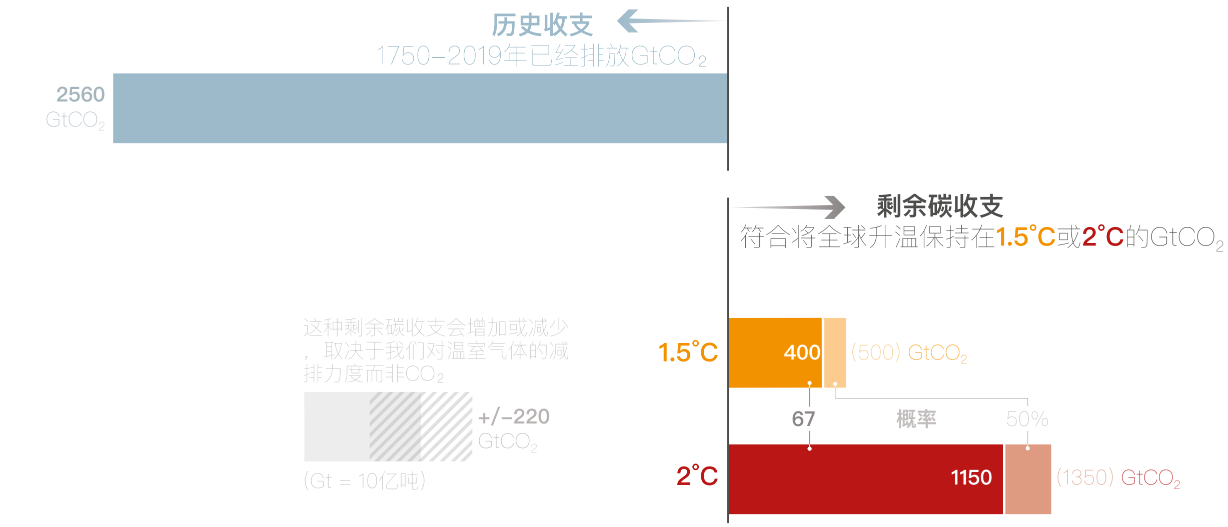
总之，我们对于确定剩余碳收支，即在将全球温度稳定在给定水平以下的情况下，可以向大气中释放的二氧化碳量，有很好的理解，但碳收支依赖于一系列的选择。很明显，对于将升温限制在1.5℃或2℃以下，从2020年后开始计算的剩余碳收支要比迄今为止释放的二氧化碳总排放量小得多。

FAQ

FAQ 5.4 (接续)

FAQ 5.4: **什么是碳收支?**

术语碳收支有几种用法。最常见的是指在将全球升温限制在某个特定水平的同时，人类活动仍可排放的二氧化碳（CO_2）的净总量。



FAQ5.4，图1 | 各种类型的碳收支。历史上累积的二氧化碳（CO_2）排放量在很大程度上决定了迄今为止的全球变暖程度，而剩余碳收支则表明在保持变暖低于特定温度阈值的情况下仍可排放多少二氧化碳。有若干因素限制了估计剩余碳收支的精确度。因此，估算需要明确说明其旨在将升温限制在预定目标水平的概率（例如，将升温限制在1.5℃，概率为67%）。

FAQ

常见问题

FAQ 6.1 | 什么是短寿命气候强迫因子？它们是如何影响气候的？

短寿命的气候强迫因子（SLCF）是诸如甲烷和硫酸盐气溶胶等化合物，它们可在较短的时间尺度（从几天到几年）上使地球气候变暖或变冷，而二氧化碳等温室气体的气候影响则可持续几十年、几个世纪或更长时间。由于SLCF在大气中停留的时间不长，它们对气候的影响因地区而异，并且可以随着SLCF排放的变化而迅速变化。由于一些SLCF也会对空气质量产生负面影响，在过去的几十年里，改善空气质量的措施使得许多地区的SLCF排放和浓度大幅下降。

SLCF包括气体以及称为*气溶胶*的微小颗粒，它们可以对气候产生升温或降温的影响（FAQ 6.1，图1）。具有升温影响的SLCF是指温室气体（如臭氧或甲烷）或黑碳（也称为烟尘）等颗粒，它们可通过吸收能量使气候变暖，有时被称为*短寿命气候污染物*。另一方面，具有降温影响的SLCF主要包括气溶胶颗粒（如硫酸盐、硝酸盐和有机气溶胶），这些颗粒可通过反射更多的入射阳光而使气候变冷。

一些SLCF并不直接影响气候，但会产生具有气候活性的化合物，被称为前体物。SLCF既有自然排放的，也有人类活动产生的，如农业或矿物燃料的开采。许多人类来源，特别是那些涉及燃烧的来源，会在产生二氧化碳和其他长寿命温室气体的同时产生SLCF。自工业化开始以来，排放量不断增加，人类活动现在是几种SLCF和SLCF前体物的主要来源，如二氧化硫（产生硫酸盐气溶胶）和氮氧化物（产生硝酸盐气溶胶和臭氧），尽管在过去几十年里，由于努力改善空气质量，一些地区的排放量已大幅减少。

大气中一种化合物的气候效应取决于两点：（1）它在使气候降温或升温方面的有效性（其*辐射效率*）；（2）它在大气中停留的时间（其*寿命*）。因为SLCF具有很高的辐射效率，所以可以对气候产生强烈的影响，即使其寿命相对较短，在排放后最长可达20年左右。今天，SLCF的升温和降温之间存在着平衡，但这在未来可能会发生变化。

SLCF都是短寿命的，这限制了它们在空间上和时间上的影响。首先，在所有的SLCF中，甲烷和短寿命的卤化碳在大气中存续的时间最长：达20年（FAQ 6.1，图1）。这段时间足以在大气中进行混合并在全球范围内传播。大多数其他SLCF在大气中只停留几天到几周，通常太短，无法在大气中混合，有时甚至是区域性的。因此，SLCF的分布是不均匀的，它们对气候的影响比寿命较长的气体更具有区域性。第二，SLCF在排放上的快速（但持续）变化会导致快速对气候产生影响。

除了直接的升温和降温效应外，SLCF对气候系统和空气质量还有许多其他影响（见FAQ 6.2）。例如，黑碳在雪上的沉降使其表面变暗，随后可吸收更多的太阳能，导致更多的融化和更多的变暖。气溶胶还可改变云的特性，对气候有间接的冷却效应，可导致局地降雨的变化（见FAQ 7.2）。气候模式表明，SLCF改变了局地甚至半球范围内的大气环流（如季风）以及区域降水。例如，最近的观测显示，区域天气可受到气溶胶浓度演变的强烈区域对比的影响，特别是在南亚和东亚上空。

尽管限制气候变化的政策和对*剩余碳收支*的讨论主要集中在二氧化碳上（见FAQ 5.4），但SLCF可以显著影响温度变化。因此，了解SLCF的作用并量化其影响是很重要的。由于减少一些SLCF的排放，如甲烷，可以同时减少变暖影响和对空气质量的不利影响，并有助于实现可持续发展目标，因此减排SLCF通常是一种有利的“双赢”政策方案。

FAQ 6.1 (接续)

FAQ6.1，图1 | 主要的短寿命气候强迫因子、其来源、其在大气中存在的时间，以及其对1750年至2019年期间全球表面温度变化的相对贡献（全球面积）。根据定义，这种贡献取决于每种化合物在大气中的寿命、升温/降温潜势（辐射效率）和排放量。蓝色表示降温，橙色表示升温。请注意，在1750年和2019年之间，气溶胶（蓝色菱形和球形）的降温贡献大约是二氧化碳的升温贡献的一半。

常见问题

FAQ 6.2 | 限制气候变化和改善空气质量之间有什么联系？

气候变化和空气质量是密切相关的。许多产生长寿命温室气体的人类活动也排放空气污染物，其中许多空气污染物也是影响气候的“短寿命气候强迫因子”。因此，许多改善空气质量的方案也可能有助于限制气候变化，反之亦然。然而，一些改善空气质量的方案会导致额外的气候变暖，而一些应对气候变化的行动会使空气质量恶化。

气候变化和空气污染都是已经影响人类的关键环境问题。2016年，世界卫生组织指出全世界每年有420万人死于环境（室外）空气污染。同时，气候变化影响到水资源、粮食生产、人类健康、极端事件、海岸侵蚀、野火和许多其他现象。

大多数人类活动，包括能源生产、农业、运输、工业加工、废物管理以及住宅供暖和制冷，都会排放气态和颗粒污染物，从而可改变大气的成分，导致空气质量的下降以及气候变化。这些空气污染物也是*短寿命气候强迫因子*，是可影响气候的物质，但在大气中停留的时间比二氧化碳等长寿命的温室气体短（几天到几十年）（见FAQ 6.1）。虽然这意味着空气污染和气候变化的问题是密切相关的，但在科学和政策领域，空气污染物和温室气体的定义、调查和监管往往是相互独立的。

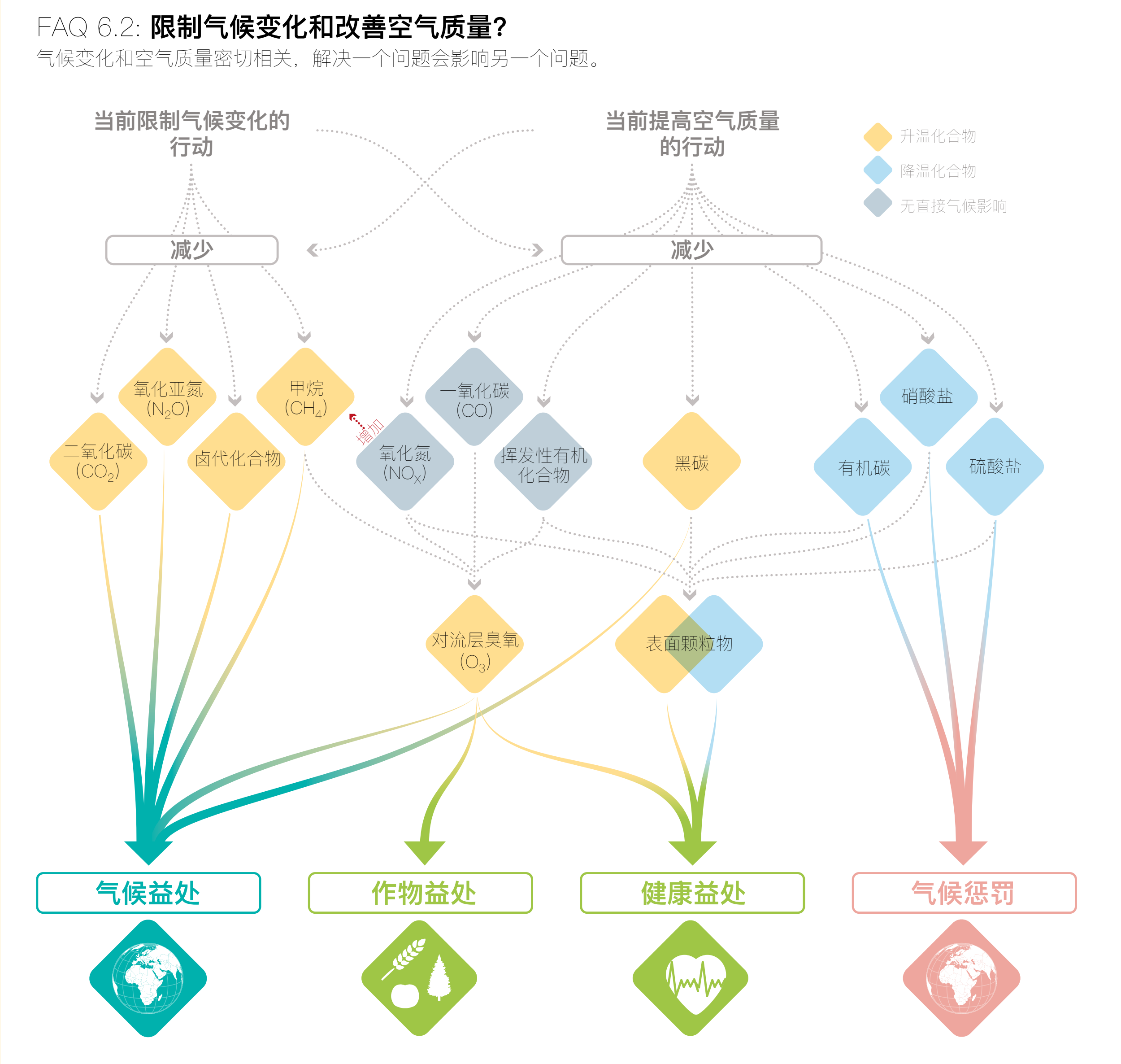
许多污染源同时排放二氧化碳和空气污染物。当我们驾驶化石燃料汽车或在壁炉中生火时，排放的不仅仅是二氧化碳或空气污染物，而总是两者都有。因此，不可能将排放物分成两个明显不同的类别。因此，旨在解决气候变化的政策可能对空气质量有好处或不利影响，反之亦然。

例如，一些可同时改善空气质量和限制气候变化的短期“双赢”政策包括实施能源效率措施、从固体废物管理和石油天然气工业中捕获和回收甲烷、零排放车辆、用于取暖和烹饪的高效清洁炉灶、过滤柴油车辆的烟尘（颗粒物）、清洁砖窑技术、减少农业废物燃烧的做法，以及根除燃烧煤油照明等。

然而，也有一些“赢-输”的行动。例如，燃烧木材被定义为碳中和，因为一棵树在其一生中积累的二氧化碳量与该树的木材被燃烧时释放的二氧化碳量相同。然而，燃烧木材也会导致大量空气污染物的排放，包括一氧化碳、氮氧化物、挥发性有机化合物和微粒物质，在局地或区域内影响气候、人类健康和生态系统（FAQ 6.2，图1）。另外，减少发电厂和工业厂房以及海上运输产生的硫酸盐气溶胶的数量，可以改善空气质量，但会对气候产生变暖的影响，因为这些硫酸盐气溶胶通过阻挡射入的阳光而有助于冷却大气。

空气质量和气候变化相当于一枚硬币的两面，同时解决这两个问题可以带来巨大的协同效应和经济效益，与此同时要避免采取缓解其中一个问题但加剧另一个问题的政策行动。

FAQ 6.2 (接续)



FAQ 6.2，图1｜旨在限制气候变化的行动与改善空气质量的行动之间的联系。温室气体（GHG）和气溶胶（橙色和蓝色）可以直接影响气候。空气污染物（底部）可以影响人类健康、生态系统和气候。所有这些化合物都有共同的来源，有时可在大气中相互作用，因此对其不能单独加以考虑（灰色虚线箭头）。

常见问题

FAQ 7.1 | 什么是地球的能量收支？能量收支可以告诉我们气候变化的哪些方面？

地球的能量收支描述了气候系统内的能量流动。至少从1970年开始，能量流动就一直不平衡，导致过剩能量被气候系统所吸收。通过测量和了解这些能量流动以及人类活动在改变能量流动方面所起的作用，我们能够更好地了解气候变化的原因，并能够更准确地预估未来的气候变化。

地球每天都以阳光的形式接收大量的能量。大约三分之一的阳光被云层、被称为*气溶胶*的微小颗粒以及雪和冰等明亮的表面反射回太空。其余的被海洋、陆地、冰和大气吸收。然后，地球以热辐射的形式向太空放射能量。在一个没有变暖或变冷的世界里，这些能量流会保持平衡。但人类活动已经造成了这些能量流动失去平衡。

我们用*辐射强迫:*来衡量各种人为和自然因素对大气层顶部能量流动的影响，其中正的辐射强迫有升温作用，负的辐射强迫有降温作用。作为对这些辐射强迫的响应，地球系统要么变暖，要么变冷，以便通过逸出热辐射量的变化来恢复平衡（地球温度越高，放射的辐射就越多）。地球温度的变化反过来又会导致气候系统的额外变化（称为*气候反馈*），从而可放大或抑制最初的影响。例如，随着地球变暖，北极海冰一直在融化，减少了反射阳光的数量，增加了最初的变暖（放大反馈）。这些气候反馈中最不确定的是云，因为它们响应变暖的方式很复杂，既影响热辐射的发射，也影响阳光的反射。然而，我们现在更有信心的是，云的变化加在一起，将放大气候变暖（见FAQ 7.2）。

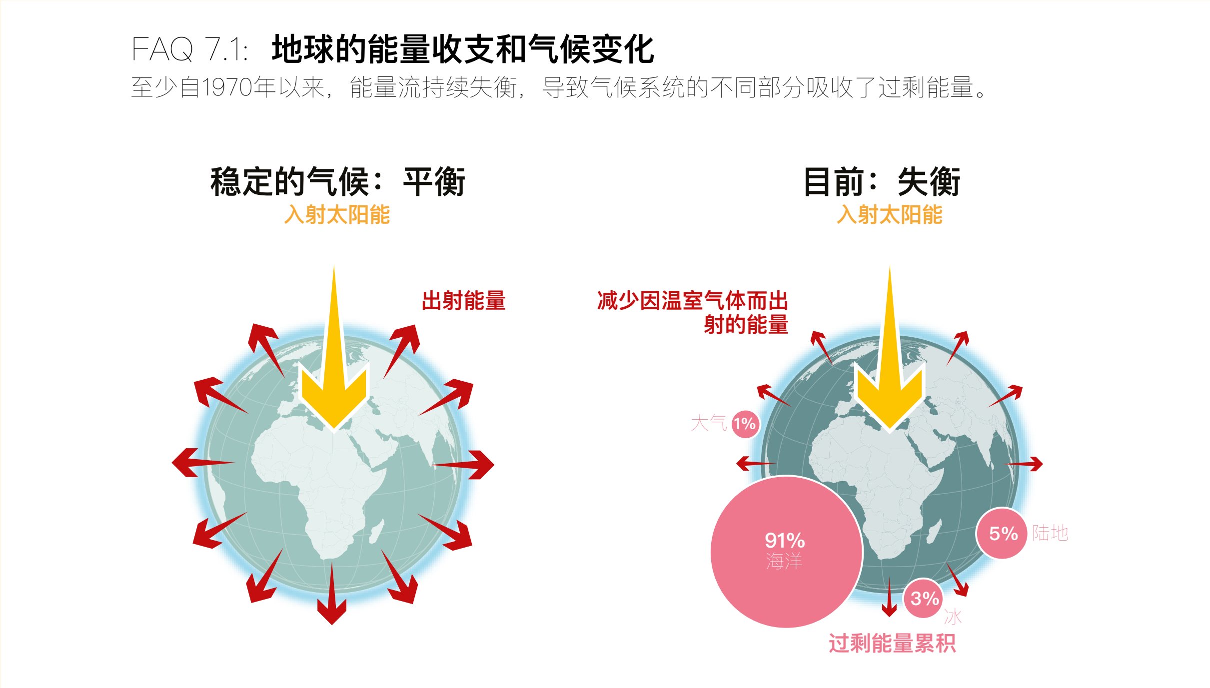
人类活动通过两种主要方式造成了这些能量流动的不平衡。首先，温室气体水平的增加导致更多的热辐射被大气吸收，而不是释放到太空。第二，污染物的增加使得大气中硫酸盐等气溶胶的数量增加（见FAQ 6.1）。这导致更多的入射太阳光被气溶胶本身反射出去，并通过形成更多的云滴来增加云的反射率（见FAQ 7.2）。

总的来说，自20世纪70年代以来，全球能量流出现不平衡，每平方米地球表面的能量流略高于0.5瓦。这听起来很小，但由于不平衡是持续存在的，而且地球表面很大，与1971年至2018年相比，这加起来大约是人类社会所消耗的初级能源总量的25倍。与IPCC第五次评估报告（AR5）相比，我们现在能够更好地利用多条证据量化和追踪这些能量流，包括使用卫星数据、海洋温度的直接测量结果以及其他各种地球系统观测资料等（见FAQ 1.1）。我们也对造成这种不平衡的过程有了更好的理解，包括气溶胶、云和辐射之间复杂的相互作用。

研究表明，自20世纪70年代以来，过剩能量主要是使得海洋变暖（91%），其次是陆地变暖（5%），然后是冰盖和冰川的融化（3%）。大气层自1970年以来大幅升温，但由于大气层是由稀薄的气体组成的，所以只吸收了1%的过剩能量（FAQ 7.1，图1）。由于海洋已经吸收了绝大部分的过剩能量，特别是在海洋上层的两公里范围内，即使大气的温室气体水平会有所下降，预计深海也将继续变暖和膨胀，时间会达数百年至数千年，进而导致海平面长期上升（见FAQ 5.3）。除此之外，冰盖和冰川融化预计会导致的海平面上升。

了解地球的能量收支也有助于减少未来气候预估的不确定性。通过对照对地球能量收支的了解来测试气候模式，我们可以对本世纪及以后可能出现的表面温度变化做出更有把握的预估。

FAQ 7.1 (接续)



FAQ 7.1，图1 ｜ 地球的能量收支是对与气候系统有关的入射和出射能量流进行比较。至少从20世纪70年代开始，出射能量少于入射能量，导致过剩能量被海洋、陆地、冰和大气吸收，其中海洋吸收了91%。

FAQ

常见问题

FAQ 7.2 | 云在气候变暖中发挥什么作用?

气候科学面临的最大挑战之一是预测在全球变暖的情况下云会如何变化，以及云的变化是否会加剧或部分抵消由温室气体浓度增加和其他人类活动造成的变暖。科学家们在过去十年中取得了重大进展，现在更加确信，云的变化将加剧未来的全球变暖而不是抵消未来的全球变暖。

云大约覆盖了地球表面的三分之二。云是由小水滴和/或小冰晶组成，当水蒸气凝结或沉积在被称为气溶胶的微小颗粒（如盐、灰尘或烟雾）周围时就形成了云。云在地球大气层顶部的*能量收支*中起着关键作用，因此影响着地球的表面温度（见FAQ 7.1）。云和气候之间的相互作用是复杂而多样的。低海拔地区的云层倾向于将入射的太阳能反射回太空，同时可通过阻止这些能量到达地球和阻止其升温而产生冷却效应。另一方面，较高的云层倾向于捕获（即吸收，然后在较低的温度下射出）一些离开地球的能量，导致变暖效应。平均而言，云层反射回来的入射能量多于它们捕获的出射能量，从而对目前的气候产生了整体的净冷却效应。自工业化前时代以来，人类活动通过两种不同的方式改变了云的这种气候效应：通过改变大气中气溶胶颗粒的浓度以及通过使地球表面变暖，主要是由于温室气体排放的增加。

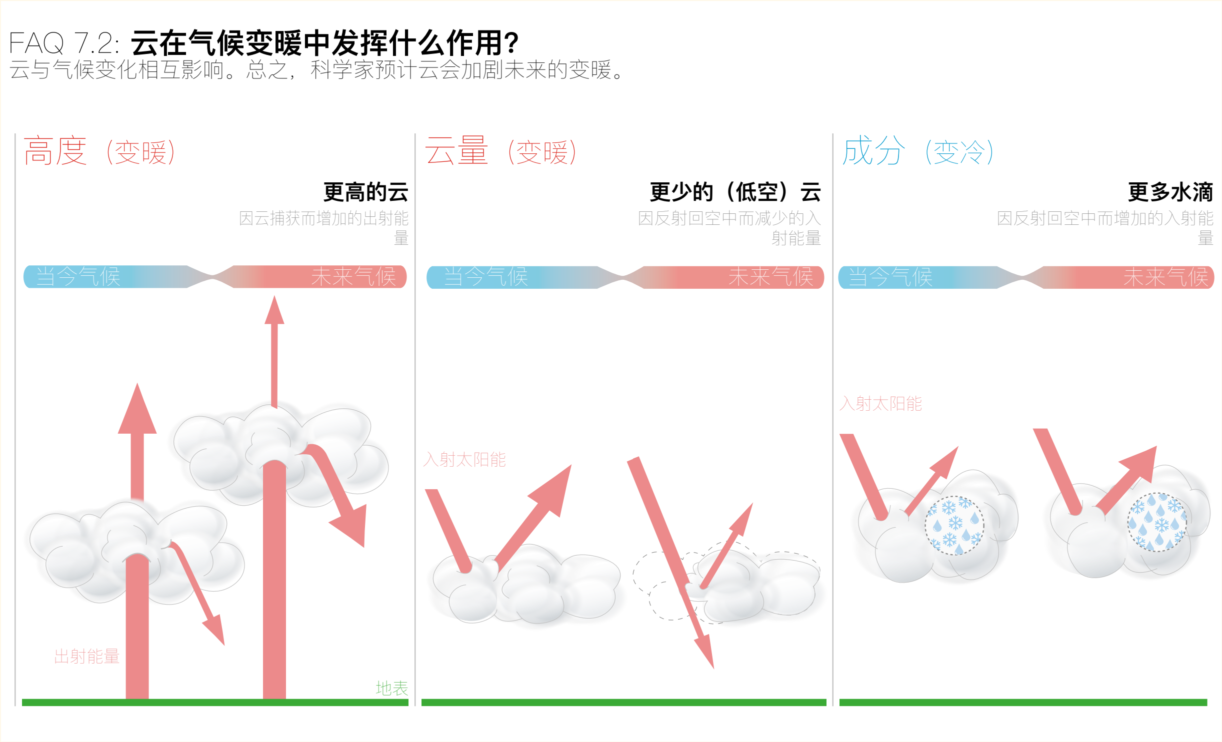
自工业化前时代以来，大气中的气溶胶浓度明显增加，这对云有两个重要影响。首先，由于云滴变得更多和更小，云现在会反射更多的入射能量。第二，较小的云滴可能会延迟雨水的形成，从而使云层持续更长的时间，但这种影响仍不确定。因此，人类活动释放的气溶胶具有冷却作用，抵消了上个世纪温室气体增加造成的相当一部分变暖（见FAQ 3.1）。然而，随着全球空气污染政策取得进展，释放到大气中的气溶胶数量会有所减少，这种冷却效应预计在未来会有所减弱。

自工业化前时代以来，地球表面和大气已经变暖，改变了云的特性，如其高度、数量和组成（水或冰），从而影响了地球的能量收支，反过来也改变了温度。云层的这种级联效应被称为*云反馈*，可以放大或抵消未来的一些变暖，长期以来一直是气候预估中最大的不确定性来源。这个问题源于这样一个事实，即云层可以以多种方式变化，其过程发生的尺度比全球气候模式所能解析的尺度小得多。因此，全球气候模式在云层，特别是亚热带海洋上空的，在未来将如何变化，以及这种变化将放大还是抑制全球变暖方面存在分歧。

自2013年IPCC的上一份报告（第五次评估报告，或称AR5）以来，随着出现对云层更好的观测、新的分析方法和显式高分辨率数值模拟，对云过程的理解有了进步。同时，由于计算能力和过程理解的进步，目前的全球气候模式比以前的模式能够更好地模拟云的特性。总的来说，这有助于更全面地了解云层如何随着气候变暖而变化（FAQ 7.2，图1）。例如，亚热带海洋上空的低云量将减少，导致对入射太阳能的反射减少，而高云的高度将上升，使其更容易捕获逸出能量；这两个过程都有变暖效应。相反，高纬度地区的云层将越来越多地由水滴而不是冰晶构成。从体积大但数量少的冰晶转变为体积小但数量多的水滴，将导致更多的入射太阳能被反射回太空，产生冷却效应。更好地认识云层如何对变暖作出响应，使得未来云层的变化总体上会造成额外的变暖（即因削弱了云层当前的冷却效应）这一观点的信度更高。这被称为*正的云净反馈*。

总之，随着人类活动向大气释放更多的温室气体和更少的气溶胶，云层将在未来加剧而不是抑制气候系统的变暖。

FAQ 7.2 (接续)



FAQ 7.2，图1 ｜ 当今和温度更高的未来云和气候之间的相互作用。全球变暖预计将改变云的高度（**左**）和云量（**中**），这将放大变暖。另一方面，云的组成将发生变化（**右**），将抵消一些变暖的影响。总的来说，云预计会放大未来的变暖。

常见问题

FAQ 7.3 | 什么是平衡气候敏感性？它与未来变暖有什么关系？

对于给定的未来情景，气候模式可预估全球表面温度的变化范围。这个范围与平衡气候敏感性密切相关，或称ECS，可衡量气候模式对大气二氧化碳加倍的响应。气候敏感性较高的模式预估未来变暖会更强烈。一些新一代的气候模式比IPCC第六次评估报告中评估的范围更敏感。这导致在一些模拟中，世纪末的全球变暖比目前IPCC的最佳估计高出2℃–3℃。尽管这些更高的变暖水平预计不会发生，但高ECS模式对于探索低可能性、高影响的未来还是有用的。

平衡气候敏感性（ECS）是指二氧化碳比工业化前浓度增加一倍所引起的长期全球变暖。对于给定的排放情景，未来变暖预估的大部分不确定性可以用ECS的不确定性来解释（FAQ 7.3，图1）。平衡气候敏感性的意义早已被认识到，瑞典科学家Svante Arrhenius在1896年提出了第一个估计值。

第六次评估报告指出，ECS在2°C和5°C之间的可能性为90%或更高*（很可能）*，这表明与第五次评估报告相比，不确定性显著降低，第五次评估报告指出ECS在1.5°C和4.5°C之间的可能性为66%*（可能）*。不确定性的减少不是通过单一的突破或发现，而是通过结合许多不同来源的证据，并更好地了解其优势和弱点。

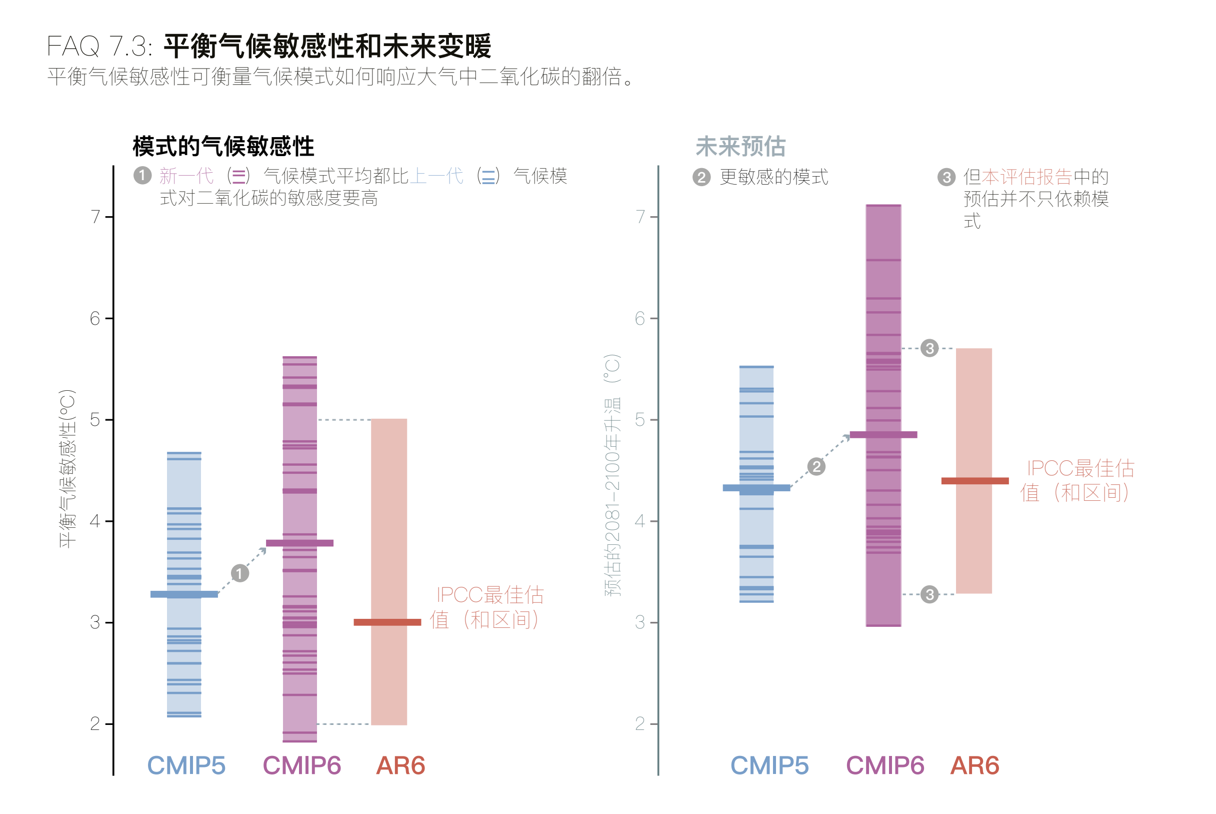
ECS的证据主要有四条。

- 现在，人们对放大或抑制因二氧化碳增加而变暖的自强过程（称为*反馈环路*）有了更好的了解。例如，北极地区的变暖可使海冰融化，导致海洋区域更为开阔，颜色变得更为深暗，因此吸收了更多的阳光，进一步加剧了最初的变暖。要真实地表示这些反馈环路所涉及的所有过程，特别是与云有关的过程，仍然具有挑战性（见FAQ 7.2）。现在已经考虑到了这种已确定的模式误差，其他通常不包括在模式中的已知但一般较弱的反馈环路现在也被纳入ECS的评估中。
- 自工业化早期以来的气候变暖提供了强有力的证据，表明气候敏感性并不小。自1850年以来，二氧化碳和其他温室气体的浓度增加了，因此，地球变暖了大约1.1°C。然而，依靠这种工业时代的变暖来估计ECS是具有挑战性的，部分原因是温室气体的部分变暖已被气溶胶颗粒的冷却所抵消，部分原因是海洋仍在对过去二氧化碳的增加作出反应。
- 古代气候与温室气体浓度达到平衡，其中的证据，如大约2万年前末次冰期的最冷时期，或更久远的温暖时期，提供了关于气候系统ECS的有用数据（见FAQ 1.3）。
- 将模式ECS值与观测到的变化联系起来的统计方法，如1970年代以来的全球变暖，可提供补充证据。

所有四种证据在某种程度上都依赖于气候模式，解读这些证据往往得益于模式的多样性和模拟气候敏感性的范围。此外，高敏感性模式可以为那些发生可能性低但可能导致巨大影响的未来提供重要理论。但是，与以前的评估不同，在IPCC第六次评估报告中，气候模式本身并不被认为是一个证据系列。

最新气候模式的ECS平均高于上一代模式的ECS，也高于本报告的最佳估计值3.0°C。此外，一些新模式的ECS值既有高于也有低于2°C至5°C的*很可能*范围，虽然不能仅根据其ECS就排除这类模式的不可信性，但在用古气候进行检验时，一些模拟显示的气候变化与观测到的变化不一致。模式和本报告的评估之间存在轻微不一致是很正常的情况，因为本报告的评估主要是基于观测资料和对气候系统的进一步理解。

FAQ 7.3 (接续)



FAQ 7.3，图1 | 平衡气候敏感性与未来变暖。（左）当前一代（耦合模式比较计划第六阶段，CMIP6）气候模式和前一代（CMIP5）气候模式的平衡气候敏感性。本报告（AR6）中的评估范围也有显示。**（右）**CMIP5、CMIP6和AR6分别对很高排放情景RCP8.5和SSP5 8.5所作的气候预估。粗横线代表多模式的平均值，细横线代表单个模式的结果。方框代表CMIP5和CMIP6的模式范围以及AR6中评估的范围。

常见问题

FAQ 8.1 | 土地利用变化如何改变水循环?

人类利用和改变土地覆盖的方式，例如将农田变为城市或砍伐森林，会影响水循环的各个方面。土地利用的变化可改变降水型态、改变水分如何被地面吸收、流入溪流江河或淹没地表、以及改变水汽如何蒸发回到空气中。环环相扣的水循环发生任何变化都会影响到整个循环以及淡水资源的可用性。

土地利用描述的是决定地球各个区域陆表性质的不同活动和地面覆盖。改变土地利用会改变大气、土壤和次表层之间的水交换（FAQ 8.1, 图1）

例如，土地覆盖的变化会影响到土壤吸收地表水（入渗）的能力。降水通常下渗并增加地下水储量，如果土壤失去其吸水能力，降水反而会溢出，从而增加地表水（径流）并加大发生洪水的可能性。例如，从植被覆盖变为城市覆盖会导致水快速流过建筑物、道路和车道，进入下水道，而不是渗入地下。大面积的毁林也会直接减少土壤水分、蒸发和局部降水，而且还会导致区域温度变化，从而影响降水型态。

从地下及河流系统取水用于农业、工业和饮用会消耗地下水，并可能增加地表蒸发，因为以前在地下的水现在与大气直接接触，可以蒸发。

改变土地利用也会改变土壤的润湿程度，影响地面升温和降温的速度以及局地水循环。土壤越干燥，蒸发到空气中的水分就越少，白天会升温更多。如果空气中水分充足，则会产生更暖、更多的浮力羽流，会促使云的发展和降水。

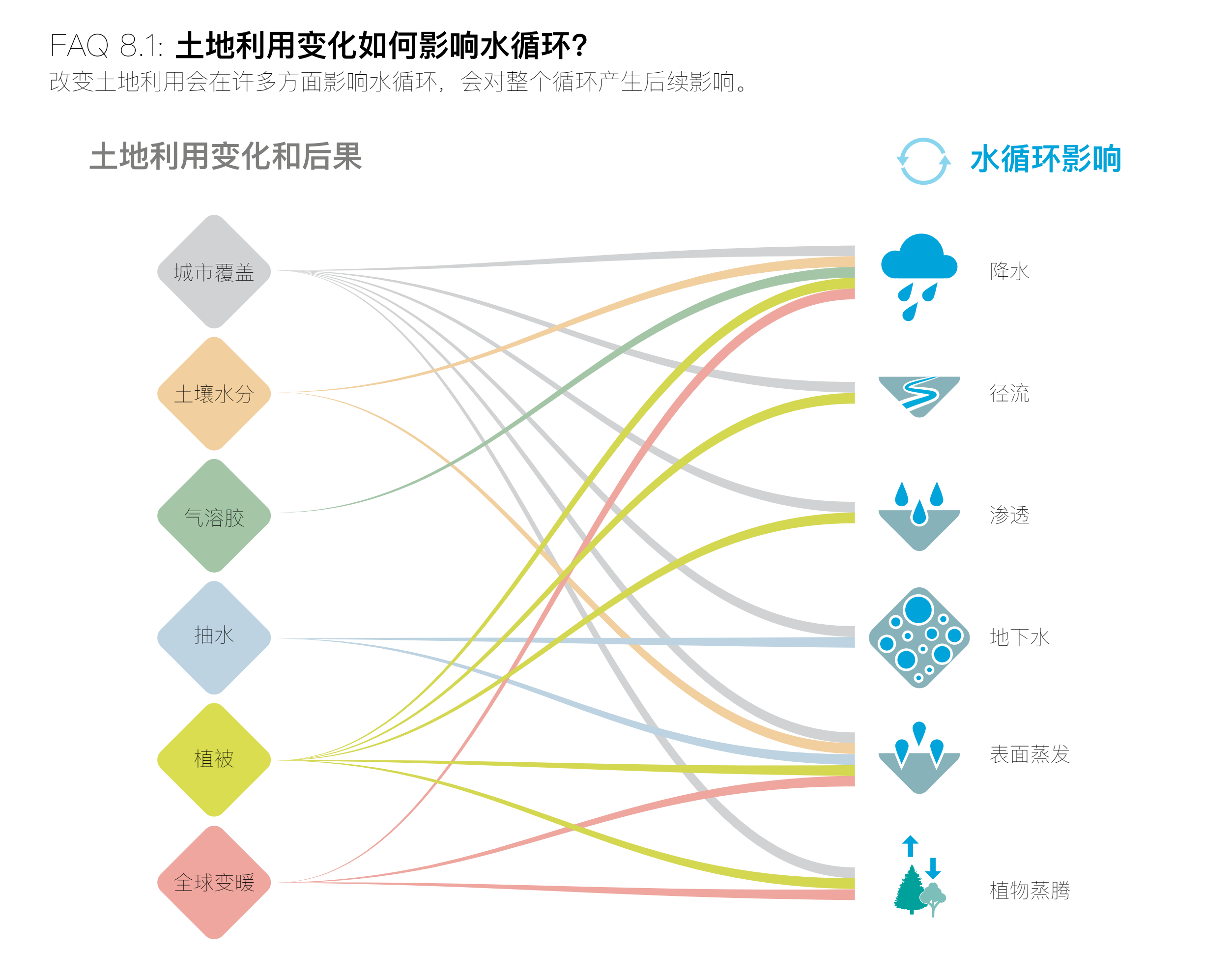
土地利用变化还会改变空气中微小的气溶胶颗粒数量。例如，工业和家庭活动会造成气溶胶排放，森林或盐湖等自然环境也是如此。气溶胶可阻挡阳光从而降低全球温度，但也会影响云的形成，从而影响降水的发生（见FAQ 7.2）。

植被吸收土壤水分、通过可吸收二氧化碳的小孔（*气孔*）将水分蒸发到空气中（*蒸腾*），发挥着重要作用。有些植物的保水力优于其他植物，因此植被的变化会影响渗入地下、流入溪流和江河或蒸发的水量。

从全球来看，土地利用变化目前约占人类活动二氧化碳排放量的15%，导致全球变暖，进而影响降水、蒸发和植物蒸腾。此外，人类活动导致的大气二氧化碳浓度升高可使植物更高效地持水，因为气孔不再需要大开。改善土地和水资源管理（如再造林、可持续灌溉）也有助于减少气候变化和适应其一些不良后果。

总之，有大量证据表明，土地利用变化和土地覆盖变化会改变降水、蒸发、洪水、地下水和各种用途的淡水供应，从而改变全球、区域和局地的水循环。由于水循环的所有环节相互关联（并与碳循环相关联），土地利用变化会波及到水循环的许多其他组成部分和气候系统。

FAQ 8.1 (接续)



FAQ 8.1，图1 | 土地利用变化及其对水循环的影响。由于水循环的所有环节都紧密相连，循环中某一环节的变化几乎会影响整个循环。

常见问题

FAQ 8.2 | 气候变化是否会导致洪水更严重或更频繁?

气候变暖会增加洪涝事件期间的雨量和雨强，预计将会加剧洪水的严重程度。然而，降水和洪水之间有复杂的联系，因此尽管预计最严重的洪水事件会恶化，但在有些地区洪水发生可能会变得更罕见。

洪水是水循环的一个自然且重要的部分，但也能威胁生命和安全、干扰人类活动以及破坏基础设施。内陆发生的大部分洪水都是河水漫过堤岸（*河流洪水*）或强降水导致积水并发生局部溢出（*雨成洪水*）。海水淹没海岸、积雪季节性快速融化以及植被或冰等碎片堆积阻滞积水泄出也会造成洪水。

气候变化已在改变洪水发生的地点、频率和强度。在靠近海岸的地方，海平面上升日益导致更频繁和更严重的海岸洪水，如果再遭遇大雨会加剧洪水的严重程度。内陆洪水大部分是持续的大雨事件造成的，而由于气候变暖，许多地区此类降水事件的强度加大，因为每升温1°C，近地表的空气中可增加约7%的气态水分（水汽）。这些额外水分被吸入天气系统，可加剧降水（FAQ 8.2, 图 1）。

不断变暖的气候还会影响风的型态、风暴的形成和发展方式以及风暴通常的路径。变暖还会加快凝结速度，转而释放额外的热量，为风暴系统提供能量并进一步加剧降水。另一方面，这种能量释放还可抑制云发展所需的抬升，而颗粒污染增加会延迟降水并加剧风暴。这些变化意味着降水事件的特点（频率、持续时间和强度）将继续随着气候变暖而变化。

除了气候变化之外，最大降水及最严重洪水事件发生的地点、频率和时间都取决于风场型态的自然波动，这种波动会使一些地区数月、数年乃至数十年异常湿润或干燥。这些自然变化使得难以确定强降水事件是否是由于全球变暖而发生的局部变化。然而，在更暖的气候条件下，如果自然天气形势造成持续强降水，空气中水分含量增加会加大降水强度。

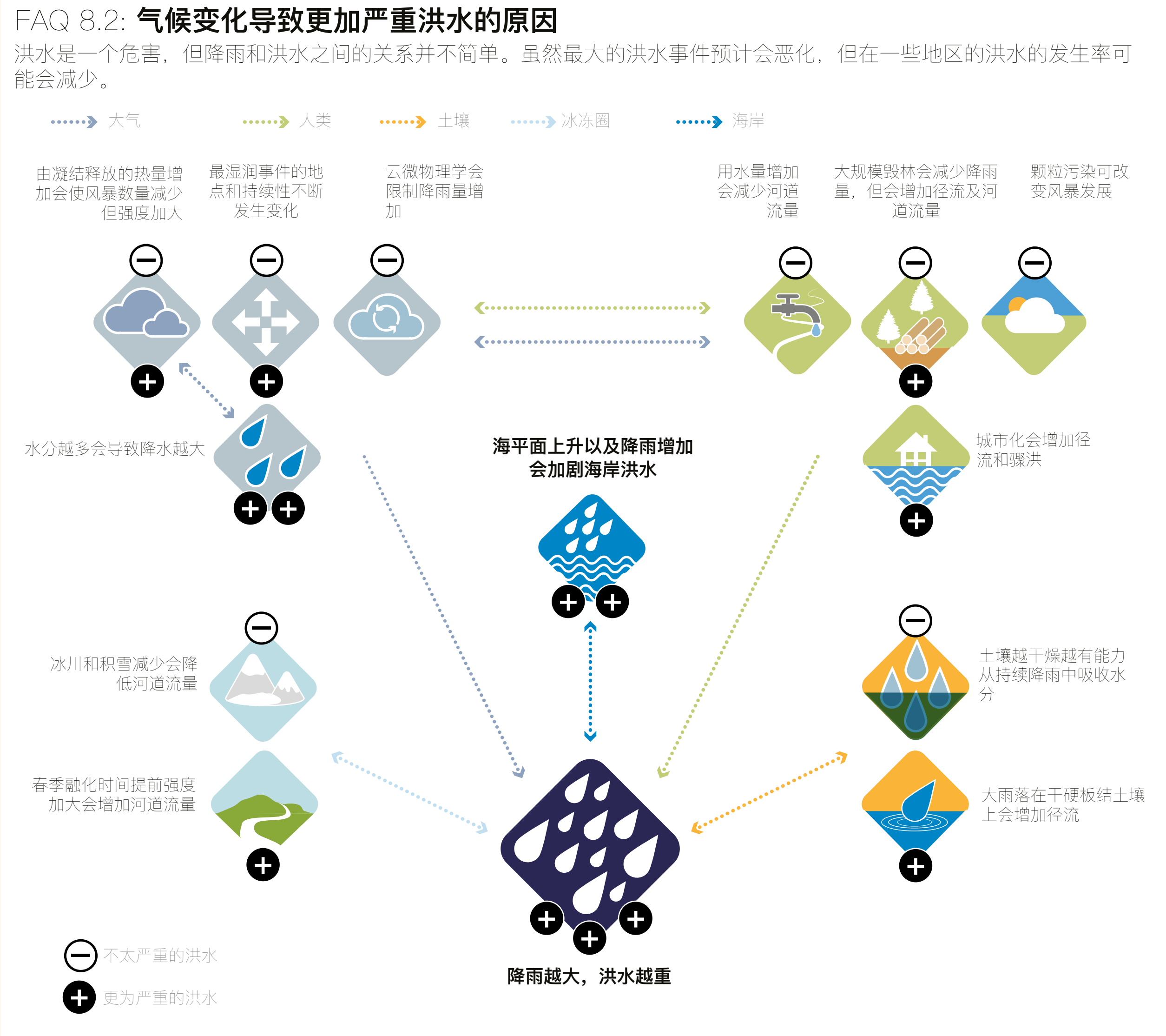
在观测记录完好的大部分地表已探测到破纪录的日降水强度和频率的增加，这只能用人为造成的大气温室气体浓度增加来解释。预估未来大部分地区强降水的强度将变大。因此，凡是出现异常湿天气事件或季节的地方，预计未来的雨量会更大，从而导致更严重的洪水。

然而，更强的降水不是总会带来更剧烈的洪水。这是由于洪水同样取决于河流流域的类型、地表景观、降水的范围和持续时间以及降水事件前的地面潮湿度（FAQ 8.2，图 1）。由于气候变暖，一些地区的土壤将会变干，尤其是副热带气候条件下，这会使降水事件引发洪水的可能性降低，因为地面可能会吸收更多的雨水。另一方面，频率略低但强度更大的倾盆大雨会使地面干硬，吸收强降水的能力减弱，导致更多径流进入湖泊、江河和山谷。早春的融雪加上增多的降雨而非降雪，会在寒冷地区引发洪水事件。相比之下，冬季积雪减少会减小因降水和快速融雪而引发洪水的机率。在气候变暖情况下，冰川和积雪快速融化已使一些地区的河道流量在增加，但由于冰量减少，未来流量将达峰值而后下降。洪水也会受到土地及河系管理变化的影响。例如，为农业或城市建设而砍伐森林会使雨水更快速地流入江河或低洼地区。另一方面，抽取更多河水会降低水位并减少洪水发生的可能性。

在有些地区可同时观测到洪水的增多和减少，这些变化是由多种原因造成的，包括融雪变化、土壤水分变化及降水量变化。尽管我们知道，气候变暖将加剧降水事件，由于全球变暖会导致多重且有时是相反的影响，预计局地和区域趋势在方向和大小都会有所不同。然而，即使考虑到生成洪水的诸多因素，在更暖的未来，如果天气形势引发洪水事件，这些洪水会更为严重。

FAQ

FAQ 8.2 (接续)



FAQ 8.2, 图1 | 决定强降水和洪水变化的重要因素示意图。

常见问题

FAQ 8.3 | 干旱的成因是什么以及气候变化是否会使其恶化?

干旱通常始于降水不足，而后蔓延至水循环的其它部分（土壤、江河、雪/冰和水库）。影响干旱的还有其它因素，诸如温度、植被和人为土地及水管理。在更暖的世界，蒸发会增加，这甚至会使湿润地区变得易受干旱的影响。

干旱一般定义为比正常条件更干燥；即在某地和某个季节，相对于平均水可用率的水分亏缺。鉴于干旱属于地方性的，湿润地区的干旱与干燥地区干旱的水分亏缺量不同。根据水循环中水分不足出现的地点，干旱可分为不同类别：气象干旱（降水）、水文干旱（径流、河道流量以及水库蓄水量）和农业或生态干旱（蒸发和低土壤水分共同作用下的植物应力）。干旱还有一些特殊类别。例如，冬季积雪量低于平均值时出现雪旱，这会在随后几个季节中造成异常低的河道流量。尽管许多干旱事件会数月或数年的缓慢发展，但有些干旱事件，称为骤旱，会在数天或数周内加剧。2012年北美洲中西部地区就发生了一次此类事件，对农业生产造成了严重影响，损失超过了300亿美元。干旱通常只有在对人类产生不利影响（城市、工业、农业或航行所需的水资源减少）和/或对生态系统（对自然动植物的不利影响）产生不利影响时才会引起关注。如果干旱持续很长的时间（20多年），则有时称之为特大干旱。

大部分干旱始于降水量长期低于正常值（气象干旱）。这种情况通常发生在某个地区上空的大气形成高压之时，会减少该地区云的形成和降水，并使风暴偏移。随后，降雨的缺乏会涉及到整个水循环，造成土壤的农业干旱和水道的水文干旱。其它过程会加剧或减缓干旱。例如，如果温度异常高，则蒸发增加，使土壤及河流变干，给植物带来的应力会超过仅缺少降水所产生的压力。植被可发挥重要作用，因为它可调节许多重要的水文过程（土壤水分、蒸散、径流）。人类活动也可决定干旱的严重程度。例如，灌溉作物会降低干旱的社会经济影响；同时，从含水层抽取地下水会使干旱加剧。

气候变化对干旱的影响因地而异。在副热带地区，例如地中海、南部非洲、澳大利亚西南部和南美洲西南部以及热带中美洲、西部非洲和亚马逊流域，预计降水量随着全球变暖而减少，全年发生干旱的概率增加（FAQ 8.3, 图 1）。升温将使积雪减少，加剧以融雪为重要水资源地区的干旱（例如在南美洲西南部地区）。温度升高会导致蒸发增加，造成土壤变干、植物应力加大，并影响农业，即使是在预计降水不会出现巨大变化的地区（例如中欧和北欧）。如果不抑制温室气体排放，预估到2100年全球三分之一的陆地地区会遭受至少中等干旱。另一方面，由于气候变化，有些地区和季节（例如北美洲和亚洲的高纬度地区，以及南亚季风区）降水可能会增加，这将降低干旱的可能性。FAQ 8.3, 图 1强调的是预计气候变化会加剧干旱严重程度的地区。

FAQ 8.3 (接续)

FAQ 8.3: **气候变化和干旱**

在有些地区，预计在未来变暖的情况下干旱会加剧。

FAQ 8.3, 图1 | 以褐色突出标示预计由于气候变化会加剧干旱的地区示意图。无论哪种排放情景，这种分布都类似；不过，排放更高，变化的幅度会增加。

常见问题

FAQ 9.1 | 能否扭转格陵兰冰盖和南极冰盖的持续融化？冰盖恢复需要多久？

地质时期的证据表明，地球系统的某些部分可能要用数百年到数千年才能完全适应气候变化。这意味着人为气候变化的某些后果将会持续很长时间，即使大气吸热气体水平和全球温度在未来保持稳定或下降。格陵兰冰盖和南极冰盖尤其如此，其增长速度远低于后退速度。如果这些冰盖目前的融化持续足够长的时间，实际上它在人类时间尺度上是不可逆的，其融化引起的海平面上升也是如此。

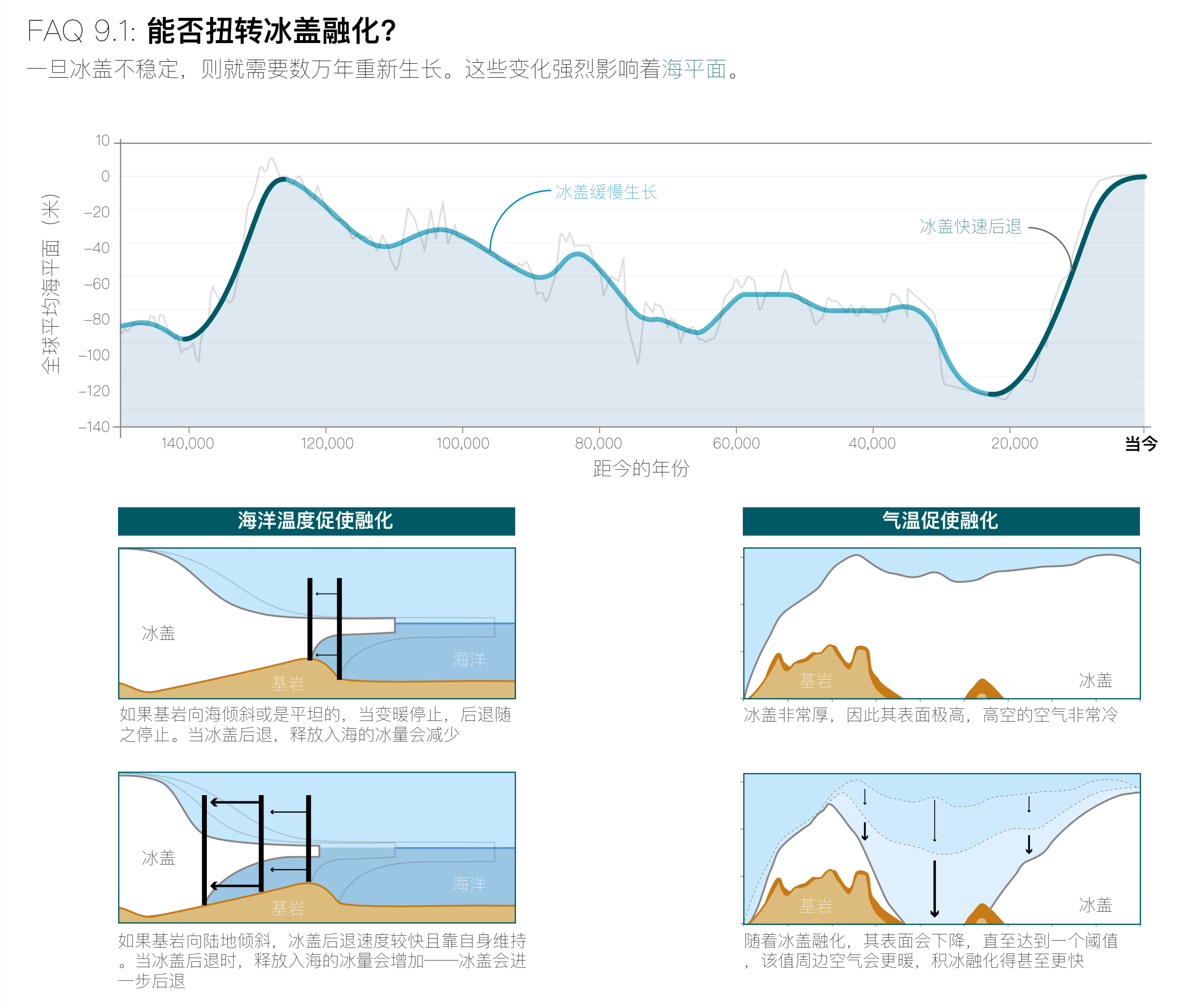
人类正在改变气候，而且有些机制会加剧极地地区（北极和南极）变暖。北极已在变暖，速度高于其它任何地区（见FAQ 4.3）。这很重要，因为这些更冷的高纬度地区正是我们所剩两个冰盖的所在地：南极和格陵兰。冰盖是大型冻结淡水水库，是历经数万年的降雪形成的。如果冰盖完全融化，所释放出的水会使全球海平面上升约65米。因此，至关重要的是要了解附近的海洋和大气变暖会如何影响这些冰盖。格陵兰冰盖和南极冰盖已在缓慢响应最近的气候变化，但这些巨大冰块需要很长时间来适应全球温度的变化。这意味着气候变暖的全部影响可能需要数百年或数千年才能显现。重要的问题是，一旦人类和自然过程可稳定或减少温室气体水平，则是否可以最终逆转这些变化。过去的记录有助于我们解答这个问题。

至少在过去80万年里，地球在自然过程作用下循环往复地逐渐变冷而后又快速变暖。在变冷阶段，越来越多的海水随着降雪而凝华，导致冰盖增长，海平面缓慢下降。在变暖阶段，冰盖更快速地融化，致使海平面更快速地上升（FAQ 9.1，图 1）。冰盖的形成非常缓慢，因为其增长依赖于降雪不断累积，最终压缩成冰。由于气候寒冷，积雪面积扩大，反射回更多本会使地球变暖的阳光。这意味着，冰川气候一旦开始，便会快速发展。然而，由于气候变冷，空气中的水分含量往往会减少。因此，即使冰川初期发展得相当快，但冰盖仍需要数万年才能增长到与较冷气候保持平衡的程度。

冰盖的退缩速度远快于其增长速度，因为一旦触发这些过程，便会推动自我强化式的冰量损失。对于基本上是在*高于*海平面的基岩上的冰盖，例如格陵兰冰盖，可对其产生影响的主要自强式循环是“高程—质量平衡反馈”（FAQ 9.1，图 1，右）。在此情况下，冰盖表面会随其融化而高度降低，使冰盖暴露于更暖的空气。降低的表面会融化得更多，下降得更快，直至最终整个冰盖消失。凡是在冰盖*低于*海平面基岩上的地方，以及冰盖也深入内陆的地方，包括南极冰盖的许多部分，一个称为“海洋冰盖不稳定性”的重要过程被认为会推动快速退缩（FAQ 9.1, 图 1, 左）。四周是海水的冰盖部分融化时，便会发生此类情况。这可导致进一步的变薄，进而加速冰川运动，流入这些水域。随着冰盖更快速地流入海洋，冰盖会融化更多，变得更薄，流速更快，将更多的冰川冰带入海洋，最终促使整个冰盖流域的快速冰消。

这些（和其它）自我强化过程可解释以往温度相对小幅上升导致海平面在数百年到数千年大幅上升的原因，而相比之下首先降低海平面的冰盖，其增长则需要数万年。这些从过往得到的深刻理解表明，如果人类活动导致的格陵兰冰盖和南极冰盖变化在本世纪剩余时间一直持续，即使全球气温在本世纪或下个世纪内下降，也需要数千年的时间才能扭转冰盖融化的趋势。因此，从这种意义上说，这些变化是不可逆的，因为冰盖重新增长需要的时间比现代社会能够规划的数十年或数个世纪要长得多。

FAQ 9.1 (接续)



FAQ 9.1, 图1 | 冰盖的增长和衰退（上）冰盖体积变化调节着海平面变化。灰线为珊瑚礁等各类自然环境海平面记录器的数据，而蓝线是其平滑数据。**（左下）**南极失稳机制示例。**（右下）**格陵兰失稳机制示例。

常见问题

FAQ 9.2 | 未来几十年海平面将上升多少?

截至2018年，全球平均海平面比1900年时约高出15–25厘米，比1971年时约高出7–15厘米。到2050年，海平面将继续再上升10–25厘米。海平面这种持续上升的主要原因在于海水温度升高而产生的热膨胀以及冰川和冰盖融化。局部海平面变化可能大于或小于全球平均值，之前为冰川的地区变化最小，而低洼的河流三角洲地区变化最大。

纵观全球，海平面正在上升，且上升速度已加快。2006–2018年，海平面每年大约上升4毫米，是20世纪平均速度的两倍多。20世纪初期海平面上升是由于自然因素，例如在19世纪冰川恰逢北半球变暖。然而，至少自1970年以来，人类活动是全球平均海平面上升的主要因素，而且未来数个世纪仍将是主要因素。

海平面上升或是由于海水变暖，抑或是由于积冰融化及陆地水体造成水量增加。海水升温膨胀造成的海平面上升约为1971年至2018年所观测到升幅的50%。同期冰川融化贡献了约22%。1971年至2018年，格陵兰和南极的两大冰盖的融化分别贡献了约13%和7%，但在近几十年，融化速度在加快，自2016年以来，其贡献分别增至22%和14%。另一个来源是陆地水储量的变化：水库和陆地含水层减少，贡献了约8%的海平面升幅。

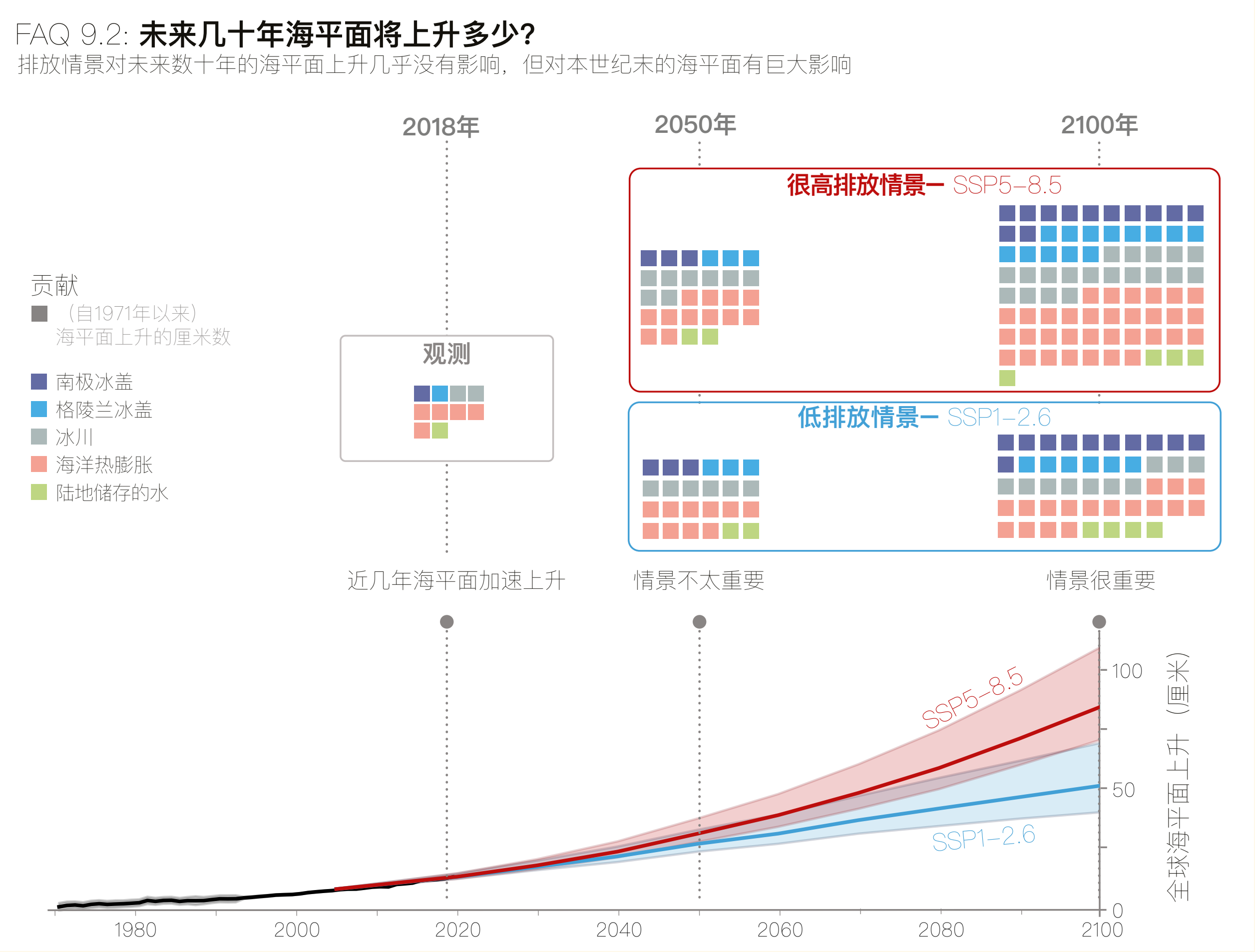
到2050年，无论温室气体排放是否有所减少，预计海平面都会再上升10–25厘米（FAQ 9.2, 图 1）。2050年之后，海平面的升幅将变得更加不确定。未来几十年，累积的温室气体排放总量将在2050年后发挥巨大作用，尤其是对于海平面上升和冰盖变化最终所达到的平衡态位置具有决定性作用。

即使达到净零排放，海平面也将持续上升，因为深海将持续变暖，且冰盖需要时间才会赶上过去和目前排放造成的变暖：海洋和冰盖缓慢响应环境变化（见FAQ 5.3）。低排放情景下的一些预估表明，以与目前相当的速度接近净零排放，海平面仍会持续上升（到2100年前每年3–8毫米，而2015年每年为3–4毫米），而其它预估表明，到2100年，海平面上升显著加速，达到目前速度的5倍以上，特别是如果排放量继续居高不下，引起南极冰盖加速退缩的过程会广泛发生（FAQ 9.1）。

海平面上升将使海岸极端海平面事件的频率和严重程度加大（见FAQ 8.2），例如风暴潮、波浪洪水和潮汐洪水：即使全球平均海平面发生微小变化也会增加风险。科学家预估，在一些地区，无论排放量如何，到2050年，最近预计的百年一遇极端海平面事件每年将在20–25%的地点发生，但到2100年，排放选择将至关重要：低排放量情况下每年在60%的地点发生极端海平面事件，高排放量情况下则会在80%的地点发生。

在许多地方，局地海平面变化将大于或小于全球平均值。逐年和逐地，海洋环流变化和风的变化可导致局地海平面变化。在末次冰期曾有像欧亚大陆的芬诺斯坎迪亚冰盖和北美洲劳伦太德冰盖及科迪勒拉冰盖等大型冰盖覆盖陆地的地区，没有了冰盖额外重量的陆地现在仍在缓慢上升。这种局部的恢复正在抵消这些地区的全球海平面上升，且甚至能够导致局地海平面下降。在以前冰盖所及以及地球隆起以外的地区，陆地现在正在沉降，因此局地海平面上升的速度大于全球速度。在低洼三角洲地区（例如新奥尔良和恒河–雅鲁藏布江三角洲）中的许多地区，由于修建水坝、抽取地下水和开采化石燃料等人类活动，陆地正在迅速沉降（下沉）。此外，冰盖在融化时，它对附近海水的引力会减小。这种引力减小会使（目前质量较小的）冰盖附近的海平面下降，同时使更远的区域海平面上升。因此，极地冰盖融化会使海平面上升，但主要是在另外一侧的半球或低纬度地区，到2100年，各地区之间的升幅相差数十厘米。

FAQ 9.2 (接续)



FAQ 9.2, 图1 | 观测的和预估的全球平均海平面上升及其主要组分的贡献。

常见问题

FAQ 9.3 | 墨西哥湾流将会停滞吗?

墨西哥湾流属于北大西洋两支环流的一部分：大西洋经向翻转环流（AMOC）和北大西洋副热带大涡。根据模式和理论，科学研究表明，尽管预计AMOC在气候变暖情况下会减速，但墨西哥湾流将不会发生太大变化，而且即使AMOC停止，它也不会完全停止。大部分气候模式预估，在大部分排放情景下，AMOC在21世纪后期将放缓，而有些模式表明其速度会在更早时间开始放缓。墨西哥湾流会影响天气和海平面，因此如果它速度放缓，则北美洲海平面将升高，而欧洲的天气及相对变暖的速度将受到影响。

墨西哥湾流是北大西洋最大的洋流。它每秒可将大约300亿千克的水向北输送，流经北美洲东海岸各地。墨西哥湾流是暖洋流，比周边海水温度高5°C至15°C，因此所携带源自南部温度更高的海水（热能），并向大气及周围海水释放热量。

墨西哥湾流属于两大环流的一部分：大西洋经向翻转环流（AMOC）和北大西洋副热带大涡（FAQ 9.3, 图 1）。地球旋转会使这两个环流的大洋流在其洋盆的西侧强化，这在大西洋意味着两个环流结合形成墨西哥湾流。其它大型洋流也有助于涡旋形成，例如北太平洋的黑潮和南太平洋的东澳大利亚洋流，但墨西哥湾流因其双重作用而较为特殊。北太平洋没有可与AMOC相比的深层翻转环流，因此，黑潮仅作为副热带大涡的一部分发挥着一种作用。

使表层水体产生环流的副热带大涡主要是由风驱动形成的。预计这些风不会发生太大变化，环流也不会有太大变化，这意味着墨西哥湾流和黑潮的副热带大涡部分基本和现在一样将继续将热能从赤道向极地输送。副热带大涡对墨西哥湾流的贡献比AMOC大2–10倍。

墨西哥湾流在AMOC中的作用是提供表层水源水，表层水冷却后密度增加，并下沉形成深层冷水，向赤道方向回流，流过洋底地形时形成溢流，与大西洋其它深层水体混合，在墨西哥湾流之下约1500米深度形成一股南向洋流。这一翻转水流就是AMOC，其上层1000米的墨西哥湾流向北流动，其深层冷水墨西哥湾流向南流动。

预计未来几个世纪，AMOC会放缓。原因之一是海水变淡：这是由于格陵兰融水、北极海冰的变化以及北部海洋温度升高导致降水增加。自2004年以来，横跨大西洋的锚定浮标阵列一直在监测AMOC，最近增强了观测能力。由于对AMOC的观测时长不够，不足以从变率中发现趋势，也不足以检测到可能正在发生的长期变化（见FAQ 1.2）。其它间接的信号可能表明翻转速度正在放缓——例如，墨西哥湾流表层海水下沉之处的变暖速度已经变慢。气候模式表明，当AMOC减弱时，会出现这个变暖慢于平均速度的“冷区”，且模式预估这种情况将持续下去。古气候证据表明，AMOC在过去发生了显著变化，尤其是在从寒冷气候过渡到温暖气候期间，但AMOC已稳定了8000年。

如果AMOC在不断变暖的世界中放缓将会发生什么？大气可通过携带更多的热量进行某种程度的调节，部分补偿AMOC所携带热量的减少。但“冷区”使欧洲部分地区的变暖更加缓慢。模式表明，在格陵兰以及在大西洋周边的天气形势将受到影响，中纬度地区的降水将减少，热带和欧洲的强降水形势将发生变化以及北大西洋风暴路径上的风暴将会加强。该洋流放缓结合地球旋转意味着，随着AMOC对墨西哥湾流的贡献减弱，北美洲沿岸的海平面会有所上升。

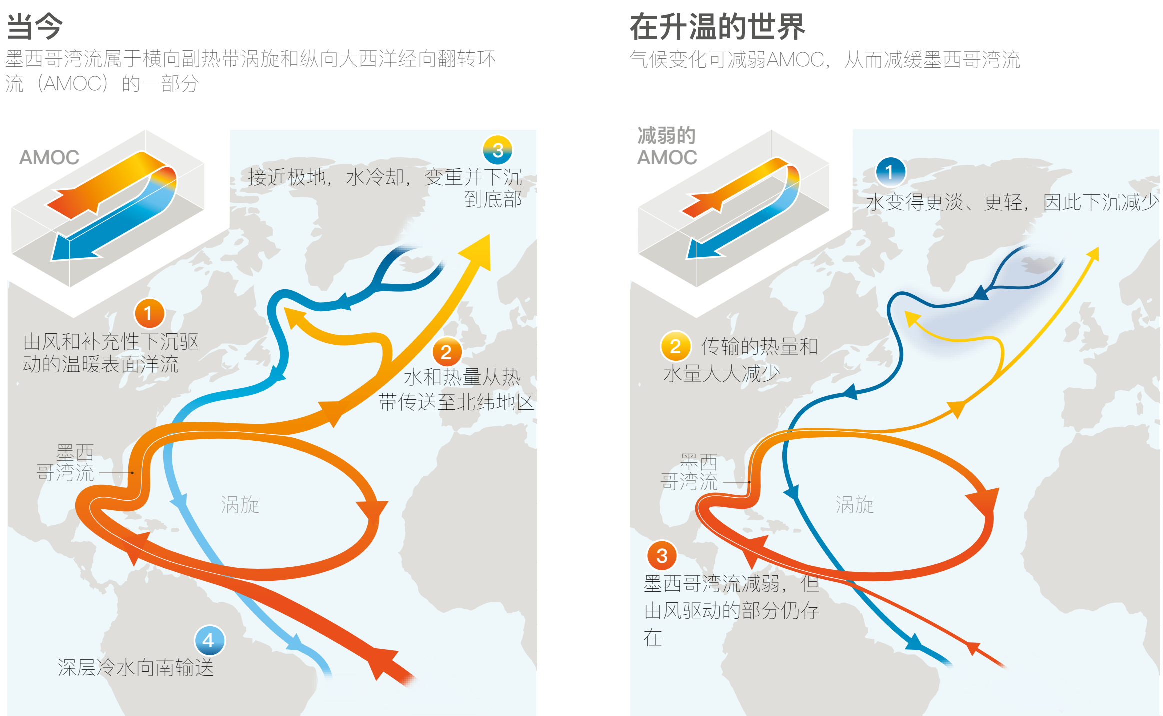
北大西洋不是对经向翻转敏感的唯一场所。在南极附近，世界上密度最大的海水是由海水冻结成海冰形成的，而留下的咸冷海水下沉到海底并向北扩散。最新研究表明，南极冰盖的融化以及南大洋上空风的不断变化可影响到该经向翻转环流的南半球部分，进而影响到区域天气。

FAQ

FAQ 9.3 (接续)

FAQ 9.3: **墨西哥湾流将会停滞吗?**

墨西哥湾流是一个暖流，预计会减弱但不会停止。这种减缓将影响到区域天气和海平面。



FAQ 9.3, 图1 | 当今大西洋（左）和升温世界（右）中水平（副热带大涡）与垂直方向（大西洋经向翻转环流，AMOC）环流。墨西哥湾流是由两个环流组成的一个暖洋流。

FAQ

常见问题

FAQ 10.1 | 我们如何为区域利益相关方提供有用的气候信息?

世界在自然和文化上呈多样化，而气候变化带来的挑战也因地各异。由于气候变化会影响人们日常工作和生活的许多方面，因此，气候变化信息可有助于决策，但仅在信息与参与决策的人有关之时。气候信息的用户可能高度多样化，既有从事人类健康、农业或水资源管理领域的专业人士，也有承受着气候变化影响的更广泛的群体。因此，提供可支持应对行动的信息需要全体相关利益攸关方的参与，也需要他们的知识和经验，还需要制定相应的信息形式，并需要达成对信息的有效性和局限性的相互理解。

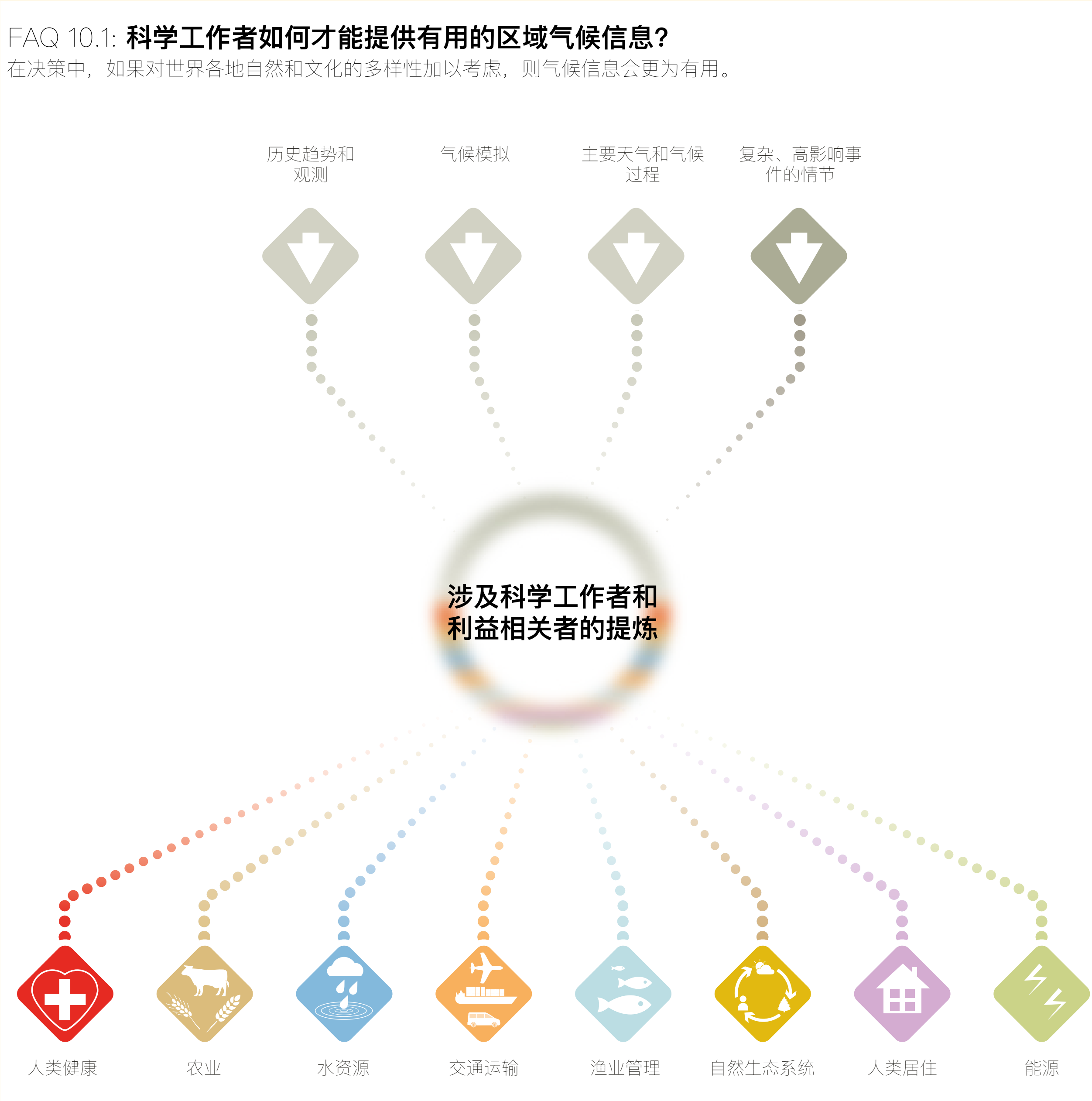
气候变化信息的编写、提供和使用需要所有相关各方的参与：气候数据及相关知识的制作方、信息传播方，以及将气候信息与其对气候变化可能影响的社群、地区或活动的了解相结合的相关方。要取得成功，这些相关方需要合作研究气候数据，从而共同制作用于决策或解决问题所需的气候信息，并对各种来源的气候知识加以提炼，形成相关的气候信息。有效的伙伴关系认可并回应所有相关方的多样性（包括其价值观、信仰和利益），特别是当它们涉及到文化多样的社区、它们对天气、气候及其社会的本土性和地方性认识时。这对气候变化尤其如此——这是一个带来的挑战因地而异的全球性问题。通过认识到这种多样性，气候信息才能具有相关性和可信度，尤其是在传递人类系统和生态系统以及建设恢复力方面所面临风险的复杂性时。

制作有用的气候信息需要考虑到所有可用的来源，以便尽量全面地表述预估的变化，同时提炼信息，满足受气候变化影响的利益相关方及社群的需求。例如，气候学家可通过利用全球和/或区域气候模拟并推断影响某一地区的天气状况变化，来提供关于未来变化的信息。有效的提炼过程（FAQ 10.1, 图 1）涉及信息的预期受众，特别是从事类似人类健康、农业或水资源等非气候因素工作的利益相关方。提炼工作需要评估所有信息源（观测、模拟、专家评判）的准确度，权衡可能彼此矛盾的信息的可信度，最终制作出的气候信息需要包含用户对其应有的信度估算。气候数据制作方应进一步认识到，影响利益相关方利益的地理区域和时间段（例如，农业区的生长季节）可能与现有气候数据的时间和空间分辨率不完全一致；因此，可能需要额外的模式开发或数据处理来提取有用的气候信息。

为利益相关方的各种用途提炼复杂信息的一种方式，是通过情节将该信息与利益相关方业已拥有的经验相联系，合理地阐释与利益相关方经验有关的天气和气候事件。利益相关方与气候学家之间的对话可确定与评估未来可能状况最相关的经验。情节的制定可利用类似水资源管理者和健康专业人士这样的利益相关方的经验和专业知识，旨在制定相应的应对措施。因此，情节是一条能够通过提炼使得气候信息更易于被获取和理解的通路。例如，一个情节可采用一种共同的经验，例如扩大的干旱，水源枯竭，作物受损，并可表明未来干旱会如何变化，或许出现更严重的降水不足或更长的持续时间。利用相应的选择，情节可以建立在共同经历的基础上，有效把握气候信息的细微差别，从而强化信息的有效性。

相关各方之间打造伙伴关系，合力制作、研究以及将气候数据提炼成气候信息是创建利益攸关方切身相关的信息的核心。这类伙伴关系的产生可借助气候学家与利益相关方之间的直接互动以及通过为促进这一进程而成立的组织，例如气候服务部门、国家和区域气候论坛以及提供专业气候信息的咨询公司。这类所谓的"边界组织"可满足那些要将气候信息纳入其决策过程的所有各方的各类需求。所有这些伙伴关系的重要性，在于它们有助于制作出能够应对自然和文化多样性的气候信息，应对全球因地区而异的气候变化所带来的挑战。

FAQ 10.1 (接续)



FAQ 10.1, 图1 | 如果将全球自然和文化的多样性考虑在内，则气候信息对决策者更为有用。本图示意说明了必须与用户的多样性相结合来提炼相关和可信的信息的各类知识。这种结合或提炼应涉及利益攸关方和科学家的价值观和知识。底端一行包括利益相关方的利益实例，不过并不全面。作为提炼的一部分，其结果可促进联合国可持续发展目标，这些实例涵盖了其中一部分。

常见问题

FAQ 10.2 | 为什么城市是全球变暖的热点?

城市地区的气温会比其周边地区高几摄氏度，特别是在夜间。这种“城市热岛”效应源于多种因素，包括高层建筑密集导致的通风降低和热量聚集、人类活动直接产生的热量、混凝土及其它城市建筑材料的吸热特性以及植被数量有限。在气候变化背景下，持续的城市化以及日益严重的热浪将在未来进一步加剧这一效应。

目前，城市人口占全球人口的55%。这一数字在与日俱增，在发展中国家，城市每年会新增6700万居民，其中90%是搬迁到城市。到2030年，预计全球有近60%的人口居住在城市地区。城市及其居民极易受到天气和气候极端事件的影响，尤其是热浪的影响，因为城市地区已成为局部热点。城市通常比其周边地区温度高，夜间温度高几摄氏度。发生这种称之为城市热岛的变暖效应是由于城市接收和留存的热量高于周边乡村地区，还因为城市的自然降温过程弱于乡村地区。

三大因素会促使加剧城市地区的变暖（FAQ 10.2，图1中的橙色条）。最大的贡献来自于城市构型，取决于建筑物的数量、规模及其密集度。楼距近的高层建筑会吸收和储存热量，而且会减少自然通风。由于家庭和企业供热或制冷系统、发动机运转及其它来源所释放的热量，城市中尤为集中的人类活动也会间接使大气局部变暖。最后，城市变暖的另一个直接原因是城市建设材料的保温性能，包括混凝土建筑、沥青路面和深色的屋顶。这些材料的吸热和保温性能极佳，而在夜间会将热量重新释放出来。

植被和水体都可有力地促进局部降温，城市因缺少植被和水体，其热岛效应会进一步加剧（FAQ 10.2，图1中的绿条）。这意味着，如果城市结构中有足够的植被和水体，则可抵消城市热岛效应，甚至可在一些居民区消除城市热岛效应。

城市热岛现象是众所周知且众所了解的。例如，在计算全球变暖趋势时，会针对这种效应对安装在城市中的温度计的温度测量值进行校正。不过，包括城市热岛效应的长期测量值在内的观测资料目前十分有限，使我们无法全面了解城市热岛在全球和在不同类型城市以及不同气候区如何变化，也无法全面了解这种效应在未来如何发展。

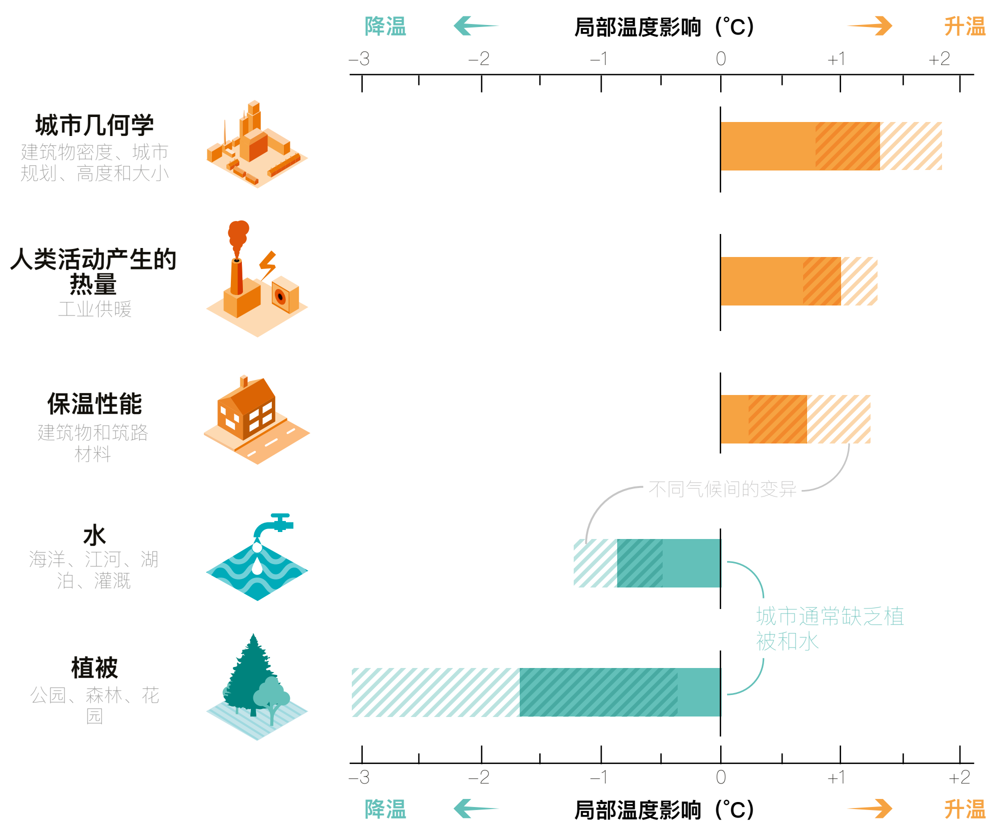
因此，目前难以评估气候变化将如何影响城市热岛效应，且各类研究意见不一。然而，有两件事十分明确。首先，未来城市化将扩大城市热岛区域，从而未来在全球许多地区加剧变暖。在有些地区，城市热岛效应导致的夜间变暖甚至可能与人为气候变化导致的预计变暖达到同等幅度。第二，气候变化引发的强度更大、持续时间更长而且更频繁的热浪将更严重地影响城市及其居民，因为城市热岛效应造成的进一步变暖将加剧气候变化的影响。

总之，城市目前是局部热点，因为其结构、材料和活动都会吸收及释放热量，并减少自然降温过程。未来，平均而言，气候变化对城市热岛本身强度的影响有限，但持续的城市化以及更频繁、持续时间更长和温度更高的热浪将使城市更易受全球变暖的影响。

FAQ 10.2（接续）

FAQ 10.2: **为什么城市是全球变暖的热点？**

由于吸收和释放热量的因素以及缺乏自然冷却的影响，例如水和植被，城市温度通常高于周边地区



FAQ 10.2，图1 | 各类因素对城市地区社区升温或降温的效能。总之，城市往往比其周边地区温度更高。这称之为“城市热岛”效应。图中条形上的阴影区显示了每个因素的升温或降温效应的强度是如何随当地气候的变化而变化的。例如，在温带气候和温暖气候条件下植被有更强的降温效应。关于数据来源的进一步详情可参阅本章数据表（表10.SM.11）。

常见问题

FAQ 11.1 | 气候极端事件变化与气候平均值变化相比有何区别?

人为气候变化会以各种方式改变气候变量（例如，表面温度）和现象（例如，热带气旋）的频率和强度。我们目前清楚，平均和极端状况发生变化（并将继续变化）的方式因所考虑的变量和现象而异。局部表面温度极值的变化是与局部平均表面温度的相应变化密切相关的。相反，降水极值（强降水）的变化通常不跟随平均降水的变化，甚至会反向变化（例如，平均降水会减少，但极端降水会增加）。

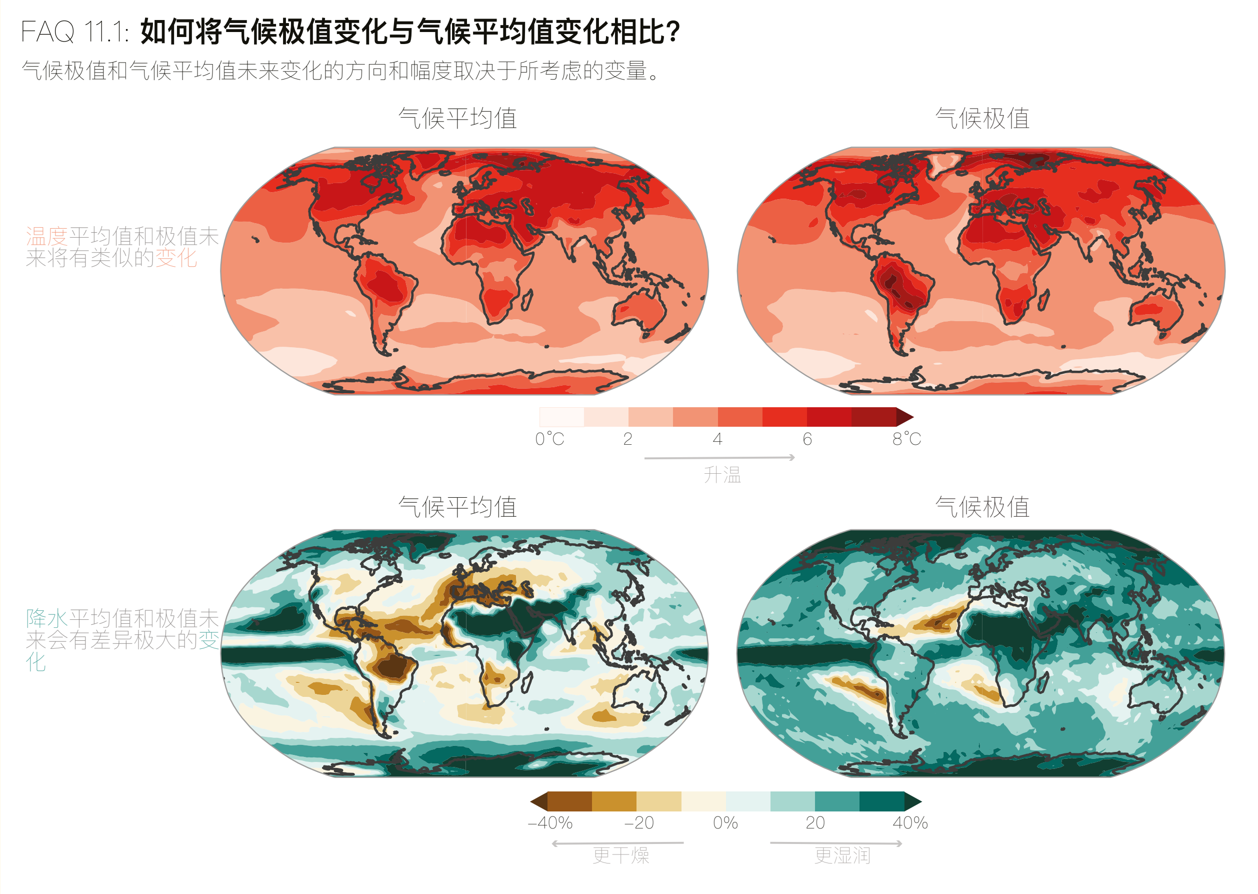
根据所关注地区、季节和变量的不同，气候变化的表现会截然不同。例如，在北极的一些地区，冬季的升温速度是夏季的约3–4倍。而在夏季，北欧大部分地区的温度升幅将大于南美洲东南部和澳大拉西亚的大部分地区，其差异可能会大于1°C，具体取决于全球变暖水平。总之，地区间和季节间会有差异，因为地区之间和季节之间的潜在物理过程差异巨大。

气候变化会在不同的天气型下有不同的表现，并能够导致平均和极端状况的相反变化。最近的观测资料以及气候模式预估表明，在大多数地区，每日温度的变化是以总体升温为主导，气候平均值和极值会转向更高的温度，使得极端高温变得更频繁，而极端低温出现频率减少。FAQ 11.1, 图 1的上图为预估的长期平均状况下（左）和暖季（中高纬度的夏季）极端热日（右）表面温度变化。预估的长期平均温度的升幅在不同地区有着显著差异，从南亚中部和南美洲南部一些地区的不到3°C，到北美洲、北非和中东一些地区的超过7°C。极端热日的变化与平均状况的变化密切相关，尽管在有些地方，与平均值相比，极端升温速度会增强（例如，南欧和亚马逊流域）或减弱（例如，北亚和格陵兰）。

最近的观测结果以及全球和区域气候模式预估指出，降水极值（包括降雨和降雪极值）的变化与平均降水的变化存在巨大差异。FAQ 11.1, 图 1的下图为长期平均降水（左）和强降水（右）的预估变化。平均降水变化呈现出显著的区域差异，南欧和南美洲北部等地区出现显著干旱化，而中东和南美洲南部等地区则出现湿润化。极端降水的变化一致得多，几乎所有陆地区域的降水都呈系统性增加。平均降水和极端降水的不同响应背后的物理原因已得到充分了解。极端降水的加剧是由大气水汽增加（近地面每升温1°C约增加7%）所驱动，尽管有各种动力过程变化的调节。相比之下，平均降水的变化不仅是由水分增加所驱动，而且还由慢变的过程所驱动，这些过程的约束使得未来近地面每升温1°C全球降水仅增加2–3%。

总之，平均状况与极端状况变化之间的具体关系很大程度上取决于所考虑的变量或现象。在局地尺度上，平均和极端表面温度变化密切相关，而平均和极端降水变化则通常关系不大。对于这两个变量，受局地和区域过程的影响，平均状况和极端状况的变化在不同地区有显著的差异。

FAQ 11.1 (接续)



FAQ 11.1, 图1 | 长期平均（左）和极端状况（右）下表面温度（上图）和降水（下图）未来变化全球分布图。所有这些变化是使用耦合模式比较计划阶段6（CMIP6）的集合中值，根据相比于1850–1900年全球升温 4°C的情景进行的估算。这里的平均表面温度是指为期三个月的最暖季节（中高纬度地区的夏季），极端温度是指一年中的最热一天。降水变化（包括降雨和降雪变化）是以1850–1900年的值做归一化处理，并以百分率表示；极端降水是指一年中最大日降水量。

常见问题

FAQ 11.2 | 人为气候变化是否会引发前所未有的极端事件?

气候变化已经加大了极端高温事件的量级和频率，并减少了极端低温事件的量级和频率，并且在有些地区，加剧了极端降水事件。随着气候脱离其过去和当前的状态，将会发生在量级、频率、时间抑或地点上均前所未有的极端事件。这些前所未有的极端事件的频率将随着全球变暖的加剧而增加。此外，多个前所未有的极端事件共同发生可导致前所未有的巨大影响。

人为气候变化已经影响了气候系统的许多方面。除了全球表面温度升高之外，许多类型的天气和气候极端事件也已经发生了变化。在大多数地区，高温极端事件的频率和强度有所增加，而低温极端事件的频率和强度有所减小。在全球尺度上以及在绝大部分陆地区域，强降水事件的频率和强度有所增加。尽管陆地热浪和海洋热浪、强降水、干旱、热带气旋以及相关野火和海岸洪水等极端事件在过去已经发生，且在未来将继续发生，但在升温的世界中，它们通常会有不同的量级或频率。例如，未来的热浪将持续时间更长且温度更高，而在一些地区，未来的极端降水事件的强度将更高。极端低温等某些极端事件的强度和频率将随着气候不断变暖而有所下降。

FAQ 11.2，图1 | 气候变化将引发新型的前所未有的极端事件。

前所未有的极端事件，即过去从未经历的事件，未来将在五个不同方面发生（FAQ 11.2，图 1）。首先，在当前气候下认为是极端的事件在未来将以前所未有的幅度出现。第二，未来的极端事件还将以前所未有的频率发生。第三，某些类型的极端事件可能会在以前从未遭遇过此类事件的地区发生。例如，随着海平面上升，海岸洪水可能会在新的地点发生，而野火已在像北极部分地区这样的以前发生此类事件概率极低的一些地区发生。第四，极端事件在发生时间上可能也前所未有。例如，极端高温在一年中出现的时间可能比过去提前或延后。

最终，复合型事件——类型不同或类型类似的多种极端事件同时和/或接连发生，在未来或许发生概率更大或程度更严重。这些复合型事件对生态系统和社会的影响通常更甚于单独发生此类事件。例如，干旱连同极端高温将增加野火发生的风险和农业遭受的损害或损失。由于气候变化使各种单一的极端事件变得更加严重，因此这些事件共同发生将会产生前所未有的复合型事件。这会加剧这些极端事件的强度及其相关影响。

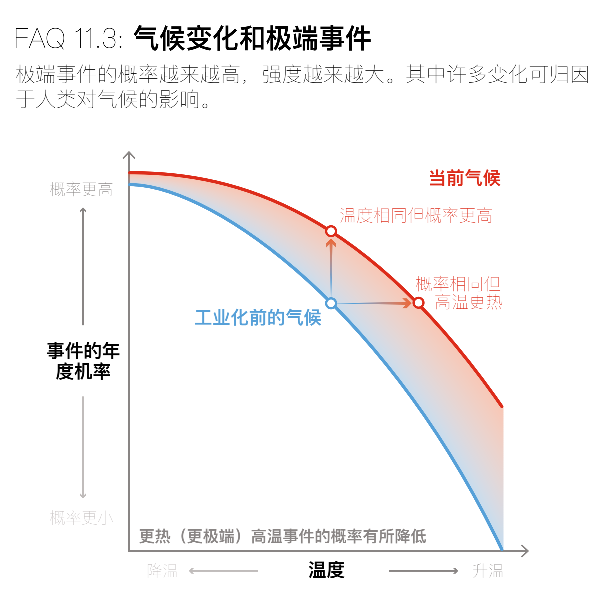
相对于20世纪的气候，近年来发生过前所未有的极端事件。如果没有人类对气候的影响，近期的一些极端高温事件本来几乎不可能发生（见FAQ 11.3）。随着气候的持续变暖，未来将会发生前所未有的极端事件。那些极端事件将会比以前更大的量级和更高的频率发生。极端事件还可能发生在新的地点、一年中新的时间段，或作为前所未有的复合型事件发生。此外，前所未有的事件将随着更高的升温水平而变得更加频繁，例如，在全球升温3°C时就比在全球升温2°C时更加频繁。

常见问题

FAQ 11.3 | 是气候变化引发了我自己国家最近的极端事件吗？

虽然难以确定特定的极端事件的确切起因，但事件归因这门相对较新的科学能够量化气候变化在改变某类天气和气候极端事件概率和量级方面的作用。已有有力的证据表明，许多单一极端事件的特点已经发生了变化，原因是气候系统受到人为驱动的变化影响。由于这些人为影响，某些类型的高影响极端天气事件更为频繁地发生，程度也更为严重。随着气候持续变暖，观测到的一些极端天气事件其概率和/或量级的变化也将随着人类对这些事件影响的加大而持续。

人们常会质疑人为气候变化是否造成了与天气和气候相关的重大灾害。一旦极端天气和气候事件确实发生了，则暴露度和脆弱性在决定最终灾害的量级和影响方面起着重要作用。因此，难以将某一特定灾害直接归因于气候变化。然而，事件归因这门相对较新的科学使科学家们能够将具体的极端天气和气候事件的各个方面归因于某些原因。科学家无法直接回答某一特殊事件是否由气候变化所导致，因为极端事件是自然发生的，而且任何特定的天气和气候事件都是人类和自然因素复杂结合的结果。相反，科学家可量化人类和自然对特定极端天气事件的量级和/或概率的影响的相对重要性。此类信息对于减灾规划至关重要，因为更好地了解相关极端事件的概率和量级变化能够更好地量化灾害风险。



FAQ 11.3，图1 | 气候变化会导致极端事件量级和概率的变化。有代表性地区工业化前温室气体气候（蓝色）与当前气候（橙色）之间温度极值差异示例。横轴为极端温度区间，竖轴为各温度事件发生的年度机率。向右移动表示更罕见的（可能性更小）更高温度的极端事件。对于高温极端事件，工业化前气候下特定温度极端事件在当前气候下更有可能发生（竖箭头）。工业化前气候下某个概率事件在当前气候下会更暖（横箭头）。虽然工业化前水平温室气体下的气候会出现一系列高温极端事件，但此类事件在当前气候下会温度更高和次数更频繁。

根据具体情况，科学家目前能够量化人类影响对许多极端事件量级和概率的贡献。具体作法是估算和比较当前气候（包括温室气体浓度上升及其它人类影响）与大气温室气体保持在工业化前水平的另一个世界之间同类事件的概率或量级。FAQ 11.3 图 1利用这两个情景间的温度和概率差异为例说明了这种方法。工业化前（蓝色）和当前（红色）气候都有高温极端事件，但概率和量级不同。某个温度的高温极端事件在目前更暖的气候中发生的概率高于在更冷的工业化前的气候条件下。此外，特定概率的极端高温事件在当前气候条件下要比在工业化前气候条件下温度更高。常用气候模式模拟来估算这两种气候下的某一具体事件的发生率。与工业化前的气候相比，当前气候下极端事件量级和/或概率的变化可被归因于这两个情景间的差异，即人类的影响。

对于许多高温极端事件，其概率和量级的可归因性增加已得到一致确定。此外也发现了针对一些极端降水事件的可归因性增加，包括飓风降雨事件，但这些结果可因事件而异。在某些情况下，气候系统的巨大自然变化阻碍了将某一特定极端事件的概率或量级变化归因于人类的影响。此外，某些类别极端天气（例如，龙卷）的归因已超出了目前的模拟和理论能力。随着气候持续变暖，预计概率和量级会发生更大的变化，因此，有可能将许多地方未来温度和降水极端事件归因于人类的影响。随着升温信号增加，其它类型的极端事件或将出现可归因的变化。

总之，人为全球变暖造成了各种近期极端天气事件的变化。全球许多热浪和高温极端事件的概率和量级都在强烈增加，并可归因于人类影响。

FAQ

常见问题

FAQ 12.1 | 什么是气候影响的驱动因子（CID）？

产生影响的气候因子是直接影响社会或生态系统的物理气候条件。产生影响的气候因子可能代表长期平均条件（例如，影响室内供热需求的冬季平均温度）、常见事件（例如，致死暖季植物的霜冻）或极端事件（例如，摧毁家园的海岸洪水）。单个产生影响的气候因子可能会对社会的一部分造成有害影响，而对另一部分有利，而其它部分则完全不受影响。因此，产生影响的气候因子（或气候变化造成的其变化）并非普遍有害或有益，但如果专家确定其对特定系统有害，则我们称其为“危害”。

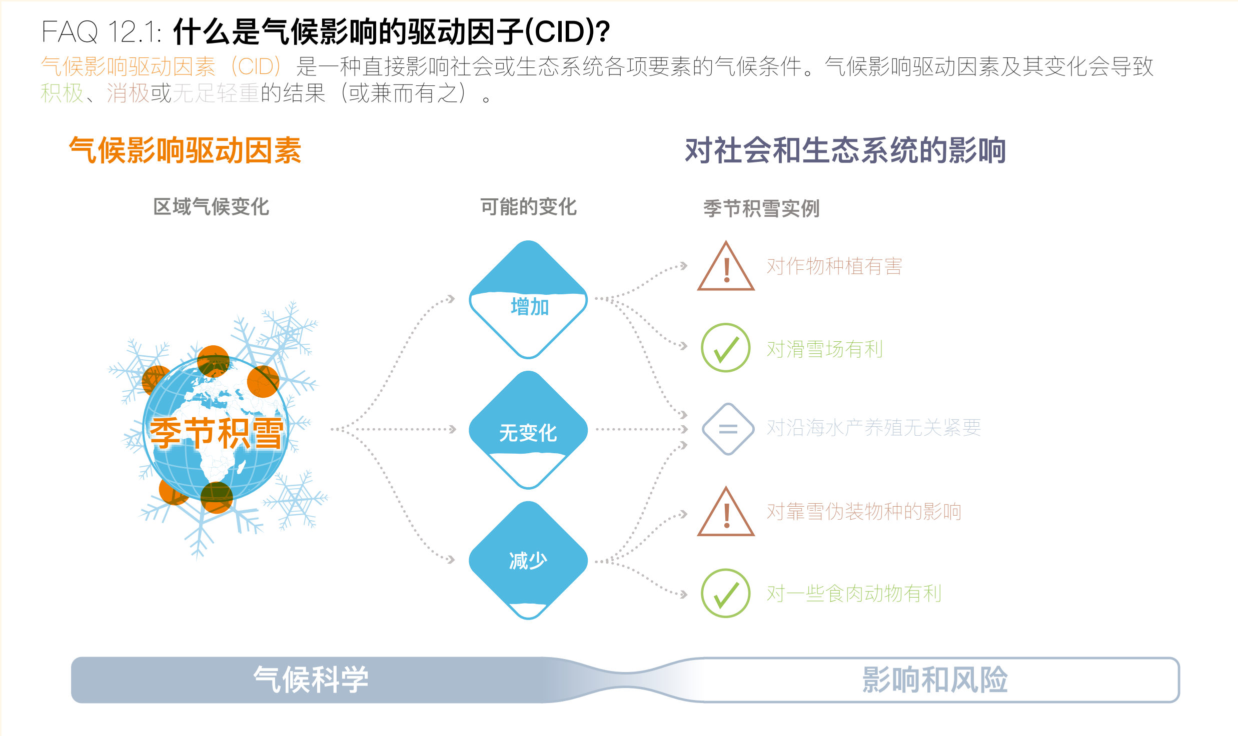
气候变化可改变气候系统的许多方面，但确定影响和风险的工作通常侧重于一小部分已知变化，因这类变化会影响或可能影响社会所关心的事情。这些*产生气候影响的驱动因子*（CID）在本报告中正式定义为“影响社会或生态系统某一要素的物理气候系统条件（例如，平均值、事件、极端事件等）。根据系统的耐受性，CID及其变化可以是有害的、有益的、中性的，或在相互作用的系统要素和区域中其作用是混合的”。由于人类、基础设施和生态系统是与其周围环境产生直接相互作用，因此气候专家可在局部及区域范围评估CID。CID可能涉及到温度、水循环、风和风暴、雪和冰、海洋过程和海岸过程或气候系统的化学和能量平衡。未来的影响和风险也可能直接受到与气候无关的因素（例如，社会经济发展、人口增长或病毒爆发）的波及，这些因素也有可能改变各系统的脆弱性或暴露度。

CID包含平均气候的重要特征以及影响社会和自然的常见及极端事件（见FAQ 12.2）。有些CID侧重于平均气候的各个方面（例如温度和降水的季节性进展、平均风或海洋化学），这些方面可确定物种分布、农业系统、旅游景点位置、水资源可用性以及常年建筑物的预计供热和制冷需求。CID还包括对各系统尤为重要的通常偶发事件（例如可在春季触发植物发育的解冻事件）、对水果作物冷藏要求至关重要的寒潮、冬季到来时消除夏季植被的霜冻事件。最后，CID包括许多与各种影响相关联的极端事件，例如受损车辆的雹暴、损毁海岸线特性的海岸洪水、破坏基础设施的龙卷风、加剧水资源争夺的干旱以及损害户外劳动者健康的热浪。

我们的日常生活、工作和自然系统的许多方面都依赖天气和气候，且人们很关注预测气候变化对我们所关注事务的影响。为了满足这些需求，科学工作者与各企业及当局合作提供气候服务——旨在协助决策的有效且可能可付诸行动的气候信息。气候科学和服务可侧重于对各系统有严重破坏性的那些CID，以支持更广泛的风险管理方法。单个CID的变化会对不同部门乃至相同部门的各要素产生显著不同的影响，因此，气候科学工作者与利益相关方的合作对于了解未来的气候变化至关重要。针对活动规划和优化开展的气候服务可侧重于在运用气候条件方面更多渐进的变化。

FAQ 12.1, 图 1跟踪季节性积雪变化的示例结果，从而将气候科学与减缓、适应和区域风险管理的需要相关联。地面积雪季节的长度只是未来可能发生变化的许多区域气候条件之一，其之所以成为一个CID是因为社会和生态系统有许多要素依赖预计的积雪季节性。研究人为气候变化的气候科学工作者和气候服务提供方或许可确定哪些区域的积雪季节长度会增加、减少或相对未受影响保持不变。在每个地区，季节性积雪变化可能会有益于或有害于不同的系统（如果是有害，季节性积雪变化会是一个“危害”），不过沿海水产业等系统仍然相对未受到影响。与季节性积雪CID的这些变化相关的利与害是不断变化着的，波及着该地区利益相关方在应对气候变化方面所面临的各种影响、风险和益处。

FAQ 12.1 (接续)



FAQ 12.1, 图1 | 单个气候影响的驱动因子可在不同方面影响生态系统和社会。产生气候影响的相同驱动因子变化产生的各种影响，以区域季节性积雪实例说明。

FAQ

常见问题

FAQ 12.2 | 气候阈值是什么及其重要性何在?

气候阈值可以让我们知道社会和生态系统的耐受度，使我们能够更认真地研究那些预计会对我们所关注的事情产生影响的气候变化类型。许多系统有自然阈值或结构阈值。如果情况超过那些阈值，则结果会使健康、生产力、效用或行为的突变乃至崩溃。适应和风险管理工作可改变这些阈值，从而改变可能产生问题的气候条件，并提高总体的系统复原力。

决策者早就注意到，某些天气和气候条件对于他们所关注的事情（即社会经济、文化或内在价值方面的事情）存在问题或有危害。社会和生态系统的许多要素都在自然选定或利益相关方考虑到预期气候条件而选定的适合气候区内运行。然而，随着气候变化使各项条件超出了预期范围，这类要素可能会越过一项气候“阈值”——超过这一水平，系统的行为会逐渐产生变化或会突然产生非线性和潜在不可逆的影响。

气候阈值可以与自然或结构耐受度有关联。例如，自然阈值包括人类无法通过排汗调节体温的高温和湿度条件、会加剧物种间竞争的干旱持续时间以及对害虫或病媒物种致命的冬季温度。结构阈值包括排水系统的工程极限、限制风力涡轮机运行的极端风速、海岸防护基础设施的高度以及灌溉基础设施的位置或热带气旋防护设施的位置。

阈值的定义可根据原始值（例如最高温度超过35°C）或百分位数（例如局部第99百分位的日降雨总量）。这些阈值通常有明显的季节性（见FAQ 12.3）。例如，落叶树可承受的降雪量取决于降雪是发生在树木落叶之前还是之后。大部分系统都会以复杂的方式响应变化，这些响应并不单单或精确地由单个气候变量的特定阈值确定。不过，阈值可以是系统行为的有用指标，而了解这些阈值有助于为风险管理决策提供依据。

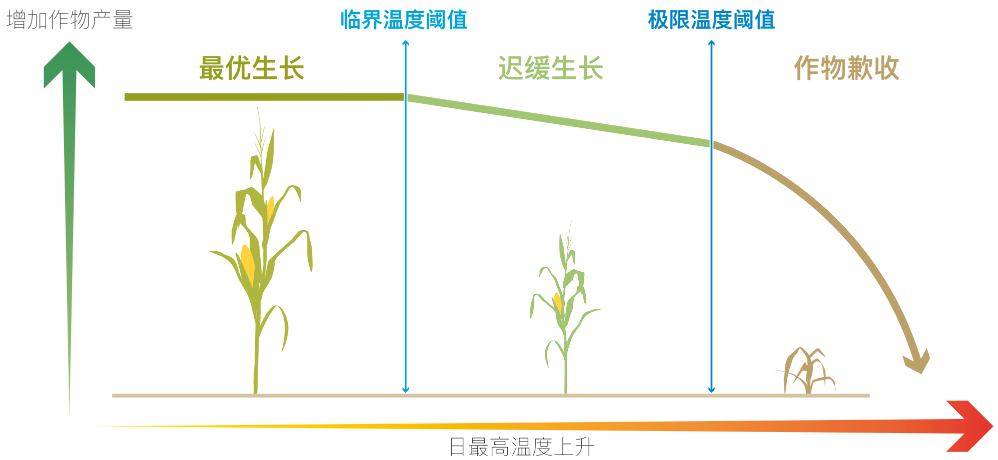
FAQ 12.2 图 1说明的是阈值条件如何能够帮助我们了解适合正常系统运行的气候条件以及在超出后则会产生影响的阈值。作物往往在适宜的每日温度范围内生长最佳，温度范围取决于栽培品种和农场管理方式。当每日温度升幅超过“临界”温度阈值，植物会开始经受热应力，生长减缓，并可能降低产量。如果温度达到一个较高的“极限”温度阈值，作物可能会叶片脱落、花粉不育或组织损伤，从而导致作物歉收。农民通常在选择农作制度时会考虑某个典型季节内可能发生极端温度事件的概率，因此，确定高温阈值有助于农民选择种子和田间管理策略，并将其作为其总体风险管理的一部分。因此，气候专家旨在通过提供关于气候变化引发的超过作物耐受阈值的每日极端高温预期频率变化信息，来帮助开展农田规划。

社会和环境的适应及其它变化可通过改变脆弱性和暴露度，从而改变气候阈值。例如，适应工作可包括培育耐热性更高的新作物，以便减少相应危险阈值发生的频率。同样，增加保护特定社区的防洪堤高度可增加无洪水时可承受的河流流量水平，从而降低破坏性洪水的频率。因此，利益相关方受益于以共同发展过程为基础的气候服务，科学家确定与系统相关的阈值，并制定代表这些阈值的专门的产生影响的气候因子指数（FAQ 12.1）。这些阈值有助于重点为适应和风险管理提供与行动相关的气候信息。

FAQ 12.2 (接续)

FAQ 12.2: **气候阈值是什么及其重要性何在?**

许多系统都有阈值，如果气候条件超过阈值，就会导致突变。适应和风险管理工作可以确定和改变耐受阈值从而提高整体系统的复原力。



FAQ 12.2, 图1 | 作物对最高温度阈值的响应。作物生长率会对日最高温度上升做出响应，导致在温度分别超过临界和极限温度阈值时生长放缓和作物歉收。注意，其它环境因素（例如，二氧化碳和水）的变化可能会提高植物对不断升温的耐受度。

常见问题

FAQ 12.3 | 气候变化将如何影响气候致灾因子的区域特点?

人为气候变化会改变气候危害度的量级或强度、其发生的频率、危险条件持续时间、危害发生的时间、或改变危害所危及的空间范围，从而改变气候危害的区域特点。通过研究危害总体变化的各个方面，气候服务可提供气候风险信息，使决策者能够更好地制定适应、减缓和风险管理战略。

*气候致灾因子*是一种可能损害自然系统或社会的气候条件。例如，热浪、干旱、大雪事件以及海平面上升。气候科学工作者通过寻找产生影响的气候因子型式来检测那些不断变化且可能影响利益相关方规划的危害的特征（FAQ 12.1）。气候服务提供方可与利益相关方及影响专家合作来确定关键系统的响应和耐受阈值（FAQ 12.2），然后研究历史观测资料和未来气候预估，以确定区域危害概况特征的相关变化。气候变化可改变某一地区危害概况的至少五个不同特征（FAQ 12.3, 图 1）：

*量级或强度*是指某种气候危害度的原始数值，例如，由每年发生1%变化幅度的海岸风暴造成的年最高温度升幅或洪水高度增幅。

*频率*是指在给定时间内气候危害度达到或超过阈值的次数。例如，在一年或十年之内发生大雪事件、龙卷或洪水次数的增幅。

*持续时间*是指危险状况持续超过某个阈值的时间长度，例如最高气温超过35°C的连续天数增幅、旱情连续月数增幅、或影响某地的热带气旋天数增幅。

*测定时间*是记录与某天、某季、某年之中或在行业要素不断变化或相互依存（例如一年中不断迁徙的动物期望找到应季食物供给的时间）的其它时段有关的某个危险事件的发生。例如，一年中最后一次春霜发生的时间提前、或首次季节性降雨典型发生日期推迟、地面通常积雪的冬期延长，抑或土壤水分从正常转为干旱条件所需的通常时间缩短。

*空间范围*是指预计会出现危险状况的地区，例如目前受到热带气旋威胁的地区、一年中最冷日会限制某种特定害虫或病原体的地理区域、有多年冻土的地形、常见风暴后会发生洪水的地区、气候条件有利于户外劳作的区域抑或海洋热浪的规模。

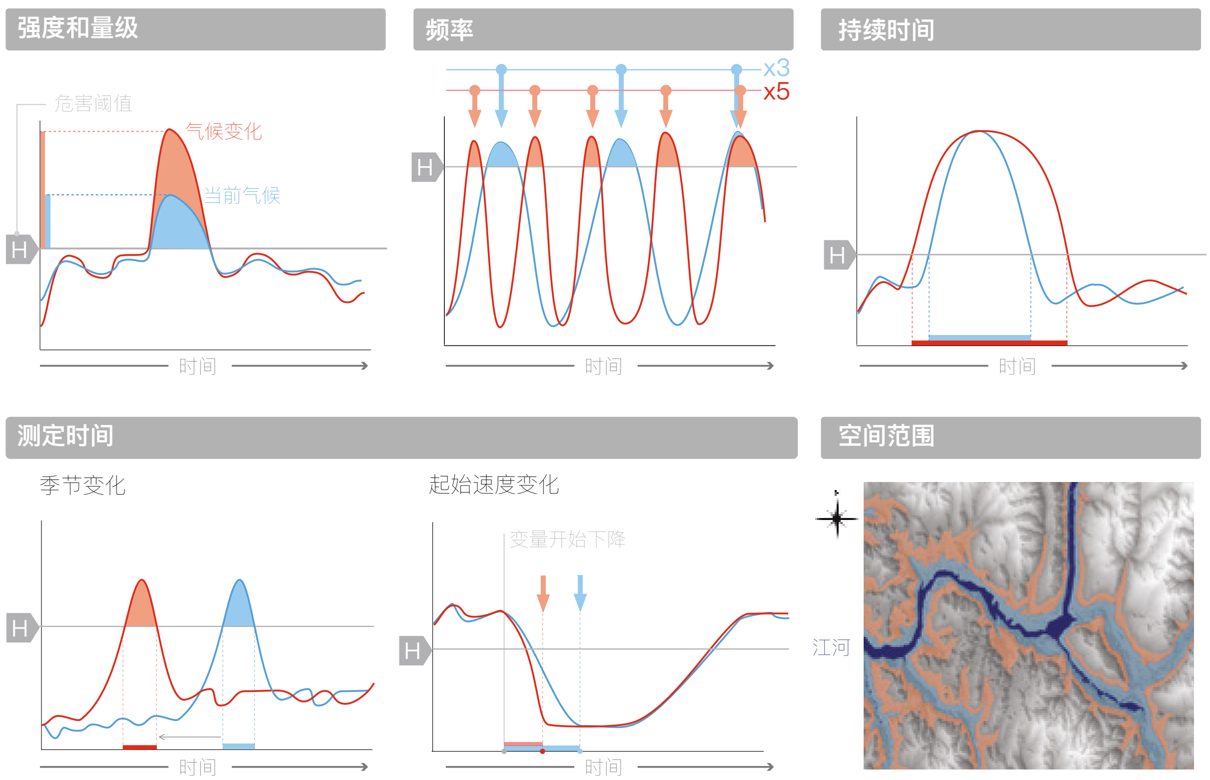
危害概况的各种变化通常是相互交织，或源于与气候系统有关的物理变化。例如，由于大气动力和化学过程，极端事件量级和频率的变化通常彼此直接相关。在许多情况下，危害变化的一个方面会比其它方面更明显，这可提供首个紧急信号，表明未来将发生更大的一系列变化（FAQ 1.2）。

关于危害已发生怎样变化或将要如何变化的信息可帮助利益相关方优先考虑更完善的适应、减缓和风险管理战略。例如，有限赈灾资源的分配可能旨在认识到热带气旋预估将变得更强，即使它们发生的频率可能并没有变化。做规划时还可能考虑到事实上即使强度未破纪录的热浪，如果长期持续，对脆弱人群仍是一个问题。同样，消防员认识到，火灾天气季节延长以及火情蔓延至以前并不十分让人担心发生火灾的其它地区，会带来新的后勤挑战。因此，气候科学工作者和利益攸关方之间的密切合作有助于气候服务部门定制和传达关于在抗灾工作中有待应对的不断变化的气候危害度类型的明确信息。

FAQ 12.3（接续）

FAQ 12.3: 气候变化将会如何影响气候危害度？

气候变化会改变区域气候危害度的强度、量级、频率、持续时间、测定时间和空间范围



FAQ 12.3, 图1 | 区域危害度概况变化类型。前五张图说明的是气候变化会如何改变与危害阈值（标注“H”的灰色横线）有关的危害因子强度（或量级）、频率、持续时间和发生时间（按季节和始发速度）。历史气候（蓝色）和未来气候（红色）之间的差异表明了利益相关方将必须应对的气候变化的各个不断变化的方面。右下图说明的是某种气候危害度（例如，百年一遇的河道洪水，蓝色表示地理范围）可能在未来气候变化条件下会如何蔓延至新的地理区域（红色表示扩大的区域）。

附件七 — 术语表

AVII

附件七 — 术语表

协调编辑：

J.B. Robin Matthews（法国/英国）、Vincent Möller（德国）、Renée van Diemen（荷兰/英国）、Jan S. Fuglestvedt（挪威）、Valérie Masson-Delmotte（法国）、Carlos Méndez（委内瑞拉）、Sergey Semenov（俄罗斯）、Andy Reisinger（新西兰）

编辑组：

Rondrotiana Barimalala（南非/马达加斯加）、Roxana Bojariu（罗马尼亚）、Annalisa Cherchi（意大利）、Peter M. Cox（英国）、Sergio Henrique Faria（西班牙/巴西）、Christopher Jones（英国）、Nana Ama Browne Klutse（加纳）、Charles Koven（美国）、Svitlana Krakovska（乌克兰）、Sawsan K. Mustafa（苏丹）、Friederike Otto（英国/德国）、Tamzin Palmer（英国）、Wilfried Pokam Mba（喀麦隆）、Roshanka Ranasinghe（荷兰/斯里兰卡、澳大利亚）、Pedro Scheel Monteiro（南非）、Joeri Rogelj（英国/比利时）、Sharon L. Smith（加拿大）、Ying Sun（中国）、Andrew Turner（英国）、Bart van den Hurk（荷兰）、Émilie Vanvyve（英国/比利时）、Martin Wild（瑞士）、Cunde Xiao（中国）、Prodromos Zanis（希腊）

按照主要作者希望在本报告中解释的一些特定术语，本术语表对其进行了定义。定义中的斜体字表示该斜体术语在本术语表中已有定义。子术语以斜体字出现在主要术语的下面。

本附件的引用格式如下：

IPCC, 2021: Annex VII: Glossary [Matthews, J.B.R., V. Möller, R. van Diemen, J.S. Fuglestvedt, V. Masson-Delmotte, C. Méndez, S. Semenov, A. Reisinger (eds.)]. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [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.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 2215–2256, doi:10.1017/9781009157896.022.

1.5°C路径（*1.5°C pathway*） 参见*路径*。

（冰川、冰盖或积雪）消融（*Ablation (of glaciers, ice sheets, or snow cover)*） 另见*（冰川或冰盖的）物质平衡/收支*。

突变（*Abrupt change*） 系统中的变化大大超过其历史上的典型变化速率。另见*气候突变*和*临界点*。

气候突变（*Abrupt climate change*） 在几十年或更短时间内气候系统发生的大尺度*突变*，至少持续（或预期持续）几十年，并对人类和/或自然系统造成严重*影响*。另见*突变*和*临界点*。

（冰川、冰盖或积雪的）累积（*Accumulation (of glaciers, ice sheets, or snow cover)*） 另见*（冰川或冰盖的）物质平衡/收支*。

活动层（*Active layer*） *多年冻土*上部每年发生融化和冻结的土层。

适应（*Adaptation*） 在*人类系统*中，针对实际的或预计的*气候*及其影响进行调整的过程，以便缓解危害或利用各种有利机会。在*自然系统*中，针对实际的气候及其效应进行调整的过程；人类的干预也许有助于向期待的气候及其影响调整。另见*适应方案*、*适应能力*和*不良适应行动（不良适应）*。

适应方案（*Adaptation options*） 一系列旨在满足*适应*的可用的、合适的策略和措施，包括各种各样结构性、制度性、生态性或行为性等类行动。

适应能力（*Adaptive capacity*） 系统、机制、人类和其他生物体调适潜在伤害、利用机会或对后果做出响应的能力（MA, 2005）。

增值（*Added value*） 与另一种方法相比，一种方法对某些气候特征的描述有所改进。例如，可以通过*降尺度方法*改善粗分辨率全球*气候模式*对复杂地形区域*气候特征*的描述。

（与有效辐射强迫有关的）调整（*Adjustments (in relation to effective radiative forcing)*） 有效辐射对某种扰动*气候系统*的外强迫因子的响应，由该因子直接驱动，与*全球表面温度*的任何变化无关。例如，*二氧化碳*和*气溶胶*通过改变*大气层*内的内部加热和冷却率，可以分别引起云层和其他变量的变化，即使在没有任何表面升温或降温的情况下也可产生*有效的辐射强迫*。调整通常是快速的，即在全球表面变暖驱动的*气候反馈*之前就开始发生（尽管有些调整可能仍然需要相当长的时间才能完成，例如涉及植被或*冰盖*的调整）。

调整时间（*Adjustment time*） 另见*响应时间或调整时间*。

平流（*Advection*） 水或空气及其特性（如温度、化学示踪物）通过风或洋流进行传输。关于平流和*对流*的一般区别，前者描述的是*大气*或*海洋*大规模运动的传输，而对流描述的过程主要是由局部垂直运动所引起的。

气溶胶（*Aerosol*） 空气中悬浮的固态或液态颗粒物，其大小通常在几纳米至几十微米的范围内，*大气生命期*为：在*对流层*中可驻留至少几天，在*平流层*中则可驻留长达数年。气溶胶这一术语（包括颗粒物和悬浮的气体）在本报告中通常使用复数形式来表述许多气溶胶颗粒。在对流层中，气溶胶有自然的或*人为的*两类来源；平流层的气溶胶大多来自于火山喷发。气溶胶可以通过散射和吸收辐射（*气溶胶–辐射相互作用*）直接造成*有效的辐射强迫*，也可以通过作为影响云特性的*云凝结核*或冰核颗粒（*气溶胶–云的相互作用*），以及在雪或冰覆盖表面上的沉积，间接造成有效的辐射强迫。大气中的气溶胶可以作为初级颗粒物排放，或可以在大气中由气态*前体*形成（二次生产）。气溶胶可由海盐、有机碳、*黑碳（BC）*、矿物种类（主要是沙漠粉尘）、硫酸盐、硝酸盐和铵盐或其混合体组成。另见*短寿命气候强迫因子（SLCF）*。

气溶胶有效辐射强迫（ERFari+aci）（*Aerosol effective radiative forcing (ERFari+aci)*） 参见*气溶胶–辐射相互作用*。

气溶胶光学厚度（AOD）（*Aerosol optical depth (AOD)*） 与波长有关的气溶胶光学厚度是测量*气溶胶*对在地面测量的大气层顶部太阳强度消光作用的一种手段。AOD是无单位的。

细模态的气溶胶光学深度（Fine-mode aerosol optical depth）
由半径小于1微米（μm）的*气溶胶*颗粒引起的气溶胶光学深度。

气溶胶–云的相互作用（*Aerosol–cloud interaction*） 对*气溶胶*的扰动通过气溶胶作为*云凝结核*或冰核的作用影响云的微物理特性和演变的过程，特别是影响辐射或降水的方式；这种过程也可以包括云和降水对气溶胶的影响。气溶胶扰动可以是*人为的*，也可以来自某种自然*来源*。这种相互作用产生的*辐射强迫*传统上被归因为许多间接的气溶胶效应，但在本报告中，只区分了两个层次的辐射强迫（或效应）。

由于气溶胶与云的相互作用产生的有效辐射强迫（或效应）（ERFaci）（Effective radiative forcing (or effect) due to aerosol–cloud interactions (ERFaci)）
*气溶胶*扰动产生的最终*辐射强迫*（或效应），包括对液滴或冰晶形成率初始变化的调整。这些调整包括*对流*强度、降水效率、云量、云的*生命期*或云的含水量的变化，以及由于环流改变而在远处造成云生或云消。

由于气溶胶与云的相互作用而产生的瞬时辐射强迫（或效应）（IRFaci）（Instantaneous radiative forcing (or effect) due to aerosol–cloud interactions (IRFaci)）
由于云滴或冰晶的数量或大小分布的变化而产生的*辐射强迫*（或辐射效应，如果扰动是内部产生的），这是气溶胶扰动的直接结果，其他变量（特别是总云水含量）保持不变。在液体云中，云滴浓度和表面积的增加会增加云的*反照率*。这种效应也被称为云反照率效应，第一间接效应，或Twomey效应。这在很大程度上是一个理论概念，由于调整无处不在，在观测或综合过程模式中不容易被分离出来。

另见*气溶胶–辐射相互作用*。

气溶胶–辐射相互作用（*Aerosol–radiation interaction*） *气溶胶*与辐射发生直接相互作用而产生辐射效应。在本报告中，区分了两个层次的*辐射强迫*（或效应）：

气溶胶有效辐射强迫（ERFari+aci）（Aerosol effective radiative forcing (ERFari+aci)）
由于*气溶胶*–云和气溶胶–辐射相互作用而产生的总有效*辐射强迫*，表示为气溶胶有效辐射强迫（ERFari+aci）。

气溶胶–辐射相互作用引起的有效辐射强迫（或效应）（ERFari）（Effective radiative forcing (or effect) due to aerosol–radiation interactions (ERFari)）
来自*气溶胶*扰动的最终*辐射强迫*（或效应），包括对初始辐射变化的调整。这些调整包括辐射加热对对流或更大尺度的

大气环流的影响所引起的云的变化，传统上称为半直接气溶胶强迫（或影响）。

气溶胶–辐射相互作用引起的瞬时辐射强迫（或效应）（IRFari）（Instantaneous radiative forcing (or effect) due to aerosol–radiation interactions (IRFari)） 直接由气溶胶–辐射相互作用引起的*气溶胶*扰动的*辐射强迫*（或辐射效应，如果扰动是内部产生的），所有环境变量则不受影响。传统上，文献中称为直接气溶胶强迫（或效应）。

另见*气溶胶–云相互作用*。

造林（*Afforestation*） 将历史上没有森林的土地转变为*森林*。[注：关于森林一词以及造林、*再造林*和*毁林*等相关术语的讨论，请参见2006年IPCC国家温室气体清单指南及其2019年细化报告，以及联合国气候变化框架公约提供的信息（IPCC, 2006, 2019; UNFCCC, 2021a, b）。]另见*毁林*、*再造林*、*人为移除和二氧化碳移除（CDR）*。

一致性（*Agreement*） 在本报告中，基于多种*证据*（如机理认识、理论、数据、模式、专家判断等）来评估科学界内特定发现的一致性程度，并以定性的方式表述（Mastrandrea等人，2010）。另见*信度*、*可能性*、*不确定性*和*证据*。

农业和生态干旱（*Agricultural and ecological drought*） 另见*干旱*。

气团（*Air mass*） 一种广泛分布的空气体，其近似均匀的特性（1）在该气体位于地球表面的特定*区域*时已经确定，并且（2）在离开源区的过程中经历了特定的变化（AMS, 2021）。

空气污染（*Air pollution*） 由于自然过程或人类活动向*大气*中介入物质（气体、*气溶胶*）而产生直接（一次污染物）或间接（二次污染物）的有害影响，从而造成空气质量下降，并会对人类健康、或自然或人为环境产生负面影响。另见*短寿命气候强迫因子（SLCF）*。

存留在大气中的份额（*Airborne fraction*） （来自*化石燃料*和*土地利用变化的*）*二氧化碳（CO_2）*总排放量存留在*大气*中的份额。

反照率（*Albedo*） 太阳光（*太阳辐射*）被某个表面或物体所反射的比例，常以百分比表示。云、雪和冰通常具有较高的反照率；土壤表面的反照率由高到低不等；植被在干旱季节和/或*干旱地区*的反照率较高，而光合作用活跃的植被和*海洋*的反照率较低。地球的行星反照率主要因不同的云量、雪、冰、叶面积和*地表覆盖*状况的改变而变化。

碱度（*Alkalinity*） 参见*总碱度*。

测高法（*Altimetry*） 在一个确定的陆基框架（地心海平面）内测量地球表面相对于地球中心高度的技术。另见*地心海平面变化*。

环状模态（*Annular modes*） 大气变率的半球尺度模态，其特点是极冠和中纬度之间海平面气压的相反和同步振荡，其结构表现为高度的纬向对称性，没有突出的时间尺度，从几天到几十年不等。在每个半球，这些波动反映了中纬度急流和相关风暴路径的纬度位置和强度的变化。环状模态被定义为热带外海平面气压或位势高度变率的主导模，在两个半球分别被称为*北半球环状模态（NAM）*和*南半球环状模态（SAM）*。

北半球环状模态（NAM）（Northern Annular Mode (NAM)） 北半球海平面气压或位势高度在北极和中纬度之间的跷跷板式经向振荡。NAM与*平流层极地涡旋*有一定联系，并与平均西风急流的强度和纬度的波动有关。它的变动在冬季最大，其分布型式在北大西洋有强烈的区域表现，与*北大西洋涛动*指数密切相关。NAM也被称为北极涛动（AO）。在其处于正位相时，NAM的特点是北极地区的气压异常低，而中纬度/副热带地区的气压较高，其极地侧翼的纬向平均西风加强，把冷空气圈在北极内。NAM负位相的特点是风场分布杂乱，急流蜿蜒，增加了中纬度地区的风暴。见AR6 WGI报告附件四的AIV.2.1节。

南半球环状模态（SAM）（Southern Annular Mode (SAM)） 南半球海平面气压和位势高度的主要*气候变率*模态，与中高纬度西风带的强度和纬度变化有关。SAM也被称为南极涛动（AAO）。SAM正位相是指极地地区的海平面气压低于正常水平，南半球中纬度地区的气压高于正常水平，并向南极洲收缩，而西风带则加强。SAM负位相表现为高纬度气压正距平、中纬度气压负距平以及西风流较弱，向赤道扩展。参见AR6 WGI报告附件四中的AIV.2.2节。另见*环状模态*。

距平（*Anomaly*） 一个变量与其在*基准期*的平均值的偏差。

南极放大效应（*Antarctic amplification*） 参见*极地放大效应*。

南极冰盖（AIS）（*Antarctic ice sheet (AIS)*） 参见*冰盖*。

南极涛动（AAO）（*Antarctic oscillation (AAO)*） 参见*南半球环状模（SAM）*（在*环状模*下）。

人类世（*Anthropocene*） 是新提出的地质时代，是由人类驱动的地球系统（包括*气候系统*）结构和功能的重大变化引起的。最初是由地球系统科学界于2000年提出，地质界正在根据地层学方面的*证据*正式确定该提议的新时代，即人类活动已经改变了地球系统，一定程度上形成了与*全新世*不同且具有独特标志的地质沉积物，这些沉积物将保留在地质记录中。用于定义人类世的地层和地球系统方法都认为20世纪中期是最合适的开始时间（Steffen等人，2016），但是还提出其他一些方法并在继续讨论。人类世的概念已经被多种不同的学科和公众所接受，以表示人类对地球系统产生的实质性影响。

人为的（*Anthropogenic*） 由人类活动造成或产生的。

人为排放（*Anthropogenic emissions*） 人类活动造成的*温室气体（GHG）*、温室气体*前体*和*气溶胶*的排放。这些活动包括燃烧*化石燃料*、伐木*毁林*、*土地利用*和*土地利用变化*（LULUC）、畜牧生产、施肥、废弃物管理和工业过程。另见*人为的*和*人为移除*。

人为移除（*Anthropogenic removals*） 是指通过深思熟虑的人类活动而从*大气*中移除*温室气体（GHG）*。这些活动包括增强CO_2的生物*汇*和使用化学工程来实现长期移除和储存。二氧化碳捕获与封存（CCS）如果单独采用并不能移除大气中来自工业和能源相关来源的CO_2，但如果与生物能源生产（BECCS）相结合或直接从空气中捕获与封存CO_2（DACCS）就可减少大气CO_2。[注：在2006年《IPCC国家GHG清单指南》（IPCC，2006）（用于向联合国气候变化框架公约报告排放）中，“人为的”土地相关GHG通量被定义为在“管理土地”上产生的所有通量，即“人类干预和实践用于进行生产、发挥生态或社会功能的土地”。但是，在本报告评估的一些科学文献中，一些移除（例如与CO_2施肥和

氮沉降有关的移除）不被视为“人为的”，或被称为“间接”人为影响。因此，本报告中包含的全球模式中与土地相关的温室气体净排放量估算值不一定与国家温室气体清单中的土地利用、土地利用变化和林业（LULUCF）估算值直接相当。] 另见*二氧化碳移除（CDR）*、*造林*、*增强风化*、*海洋碱化/海洋碱度增强*以及*再造林*。

人为沉降（*Anthropogenic subsidence*） 由*人为*驱动因素（例如，装载、提取碳氢化合物和/或地下水、排水、采矿活动）引起的陆地表面向下运动，导致沉积物压实或沉积序列的沉降/变形，或有机物质的氧化，从而导致相对*海平面上升*。

视水文敏感性（ηa）（*Apparent hydrological sensitivity (ηa)*） *全球平均表面气温（GSAT）*每变化一摄氏度，全球平均降水量的变化，单位为% / °C，但也可以用W m^{-2} / °C计算。参见*水文敏感性（η）*。

北极放大效应（*Arctic amplification*） 参见*极地放大效应*。

北极涛动（AO）（*Arctic oscillation (AO)*） 参见*北半球环状模态（NAM）*（在*环状模态*下）。

干旱区（*Arid zone*） 由于水资源有限，植被生长受到严重限制的地区。在大多数情况下，干旱区的本地植被非常稀疏。降雨量变化很大，年平均降雨量低于300毫米。干旱区的作物耕作需要灌溉。

干燥度（*Aridity*） 长期气候特征的状态，其特征是一个*区域*的平均降水量或可用水量低。干燥度通常源于广泛持续的大气下沉运动或反气旋环流条件，以及山区背风侧的更为局地的下沉气流（摘自Gbeckor-Kove, 1989; Türke, 1999）。另见*干旱*。

人造海洋上升流（AOUpw）（*Artificial ocean upwelling (AOUpw)*） 是一种潜在的*二氧化碳移除（CDR）*方法，旨在人为地将较冷的、营养丰富的海水从*海洋*深处泵送到海表。其目的是为了刺激浮游植物的活动，从而增加海洋对CO_2的吸收。

资产（*Assets*） 为自然或人类系统提供当前或未来效用、利益、经济或内在价值的自然或人为资源。

大西洋赤道模态（*Atlantic Equatorial Mode*） 参见*大西洋带状模态（AZM）*（在*热带大西洋变率（TAV）*下）。

大西洋经向模态（AMM）（*Atlantic Meridional Mode (AMM)*） 参见*热带大西洋变率（TAV）*。

大西洋经向翻转环流（AMOC）（*Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC)*） 参见*经向翻转环流（MOC）*。

大西洋多年代际振荡（AMO）（*Atlantic Multi-decadal Oscillation (AMO)*） 参见*大西洋多年代际变率（AMV）*。

大西洋多年代际变率（AMV）（*Atlantic Multi-decadal Variability (AMV)*） 从整个北大西洋和周围大陆的各种仪器记录和*代理*重建中观测到的从一个十年到下一个十年的大规模振荡。AMV的足迹可以在表层*海洋*找到，其特点是反映与*大气*相互作用的洋盆规模的*海表温度*距平的振荡。AMV正位相的特点是整个北大西洋的异常变暖，在副极地涡旋以及拉布拉多海和格陵兰/巴伦支海的海冰边缘地带的振幅最强，在北大西洋亚热带洋盆的振幅较低。在AR6 WGI报告中，AMV一词比以前IPCC报告中选用的*大西洋多年代际振荡（AMO）更合适*，因为振荡一词没有隐含*年代际变率*为优势的时间尺度。见AR6 WGI报告附件四的AIV.2.7节。

大西洋尼诺现象（*Atlantic Niño*） 参见*大西洋带状模态（AZM）*（在*热带大西洋变率（TAV）*下）。

大西洋带状模态（AZM）（*Atlantic Zonal Mode (AZM)*） 参见*热带大西洋变率（TAV）*。

大气（层）（*Atmosphere*） 围绕地球的气层，分为五层——*对流层*（占地球大气一半）、*平流层*、中层、热层和外层（这是大气的最外层）。干大气几乎完全由氮（占体积混合比的78.1%）和氧（占体积混合比的20.9%）构成，还包括一些微量气体，如氩（占体积混合比的0.93%）、氦以及具有辐射活性的*温室气体（GHG）*，如*二氧化碳（CO_2）*（占体积混合比的0.04%）、*甲烷（CH_4）*、*氧化亚氮（N_2O）*和*臭氧（O_3）*。此外，大气包括温室气体（GHG）水汽（H_2O），它的浓度变化很大（体积混合比为0–5%），因为水蒸气的来源（*蒸发*）和汇（降水）的时空变化都很大，并且大气温度对一个气团所能容纳的水蒸气量有很大的约束作用。大气还包括云和*气溶胶*。另见*水文循环*、*平流层*和*对流层*。

大气–海洋环流模式（AOGCM）（*Atmosphere–ocean general circulation model (AOGCM)*） 参见*环流模式（GCM）*。

大气边界层（*Atmospheric boundary layer*） 靠近地表的大气层，它受到与边界地表摩擦的影响，也可能受到跨越地表输送的热量和其它变量的影响（AMS, 2021）。边界层最低的100米（大约占边界层厚度的10%）以机械作用力产生的湍流为主，该层被称为地面边界层或近地层。

大气生命期（*Atmospheric lifetime*） 参见*生命期*。

大气河（AR）（*Atmospheric rivers (ARs)*） 又长又窄（最宽几百公里）且较浅（最深几公里）的瞬时强水平水汽传输走廊，通常与*温带气旋（ETC）*冷锋前的低空急流有关（Ralph等人，2018）。

归因（*Attribution*） 归因被定义为在一定*信度*水平上对造成某种变化或事件的多种因子评估其相对贡献的过程。

澳大利亚和海洋大陆季风（AusMCM）（*Australian and Maritime Continent monsoon (AusMCM)*） 参见*全球季风*。

自养呼吸（*Autotrophic respiration*） 由光合作用（见*光合作用*）生物（如植物和藻类）产生的*呼吸*。

冰/雪/岩崩（*Avalanche*） 大量的雪、冰、土或岩石，或这些物质的混合物，从山坡坠落。

重静态（*Barystatic*） 参见*海平面变化（海平面上升/海平面下降）*。

底部润滑效应（*Basal lubrication*） 由于融水的润滑效应，*冰盖*或*冰川*底部的摩擦力减少，从而可使冰川或冰盖顺其底部滑移。由压力、摩擦或地热引起的融化可产生融水，或者融化的地表可通过冰体内部的孔把融水排到底部。

基准/参照（*Baseline/reference*） 参见*参照情景*（在*情景*下）和*参照时间*。

基准情景（*Baseline scenario*） 参见*参照情景*（在*情景*下）。

分叉点（*Bifurcation point*） 参见*临界点*。

生物多样性（*Biodiversity*） 生物多样性或生物学的多样性是指所有来源的生物种类之间的差异，尤其包括其所属的陆地、海洋和其它水生*生态系统*及其生态复合体；包括物种内的多样性、物种之间的多样性和生态系统的多样性（UN，1992年）。另见*生态系统*。

生物能源与二氧化碳捕获和封存相结合（BECCS）（*Bioenergy with carbon dioxide capture and storage (BECCS)*） 应用于生物能源设施的*二氧化碳捕获与封存（CCS）*技术。请注意，根据BECCS供应链的总排放量，可以移除*大气*中的*二氧化碳（CO_2）*。另见*二氧化碳捕获与封存（CCS）*、*人为移除*和*二氧化碳移除（CDR）*。

生物挥发性有机化合物（BVOC）（*Biogenic volatile organic compounds (BVOCs)*） 参见*挥发性有机化合物（VOC）*。

生物地球物理潜力（*Biogeophysical potential*） 参见*减缓潜力*。

生物（碳）泵（*Biological (carbon) pump*） 一系列*海洋*过程，无机碳（*如二氧化碳，CO_2*）可通过这些过程形成*光合作用*在阳光照射的地表水中固定为有机物质，然后运输到海洋内部，可能还会变为沉积物，从而导致碳的储存。

生物质（*Biomass*） 有机材料，但不包括变成化石或嵌入地质构造的材料。生物质可以指特定区域的有机物质量（ISO，2014）。

生物圈（陆地和海洋）（*Biosphere (terrestrial and marine)*） 地球系统的一部分，包括*大气*、陆地（陆地生物圈）或*海洋*（海洋生物圈）中的所有*生态系统*和生物体，包括衍生的死亡有机物，如垃圾、土壤有机物和海洋残渣等。

双极跷跷板（又称半球间跷跷板、半球间不对称、半球不对称）（*Bipolar seesaw (also interhemispheric seesaw, interhemispheric asymmetry, hemispheric asymmetry)*） 南北半球温度变化相关但位向相反的现象，一般推断为代表跨越赤道的净热传输的幅度或符号的变化。最初被称为半球不对称性，并与多千年尺度的热盐翻转环流的变化有关（Mix等人，1986），后来被命名为双极跷跷板，并应用于具有类似的热盐机制（Stocker和Johnsen，2003）的千年尺度（Broecker，1998）。另见*经向翻转环流（MOC）*和*冰消期或冰川消退或冰川终止*。

黑碳（BC）（*Black carbon (BC)*） 由于化石燃料、生物燃料和生物质的不完全燃烧而产生的相对纯净的碳，也称为炭黑。它只能在*大气*中存留几天或几周。黑碳是一种气候*强迫*因子，在大气中和沉积在雪或冰上时具有强烈的升温效应。另见*气溶胶*和*大气*。

阻塞（*Blocking*） 与持续的、缓慢移动的高压系统有关，可阻碍中高纬度地区的盛行西风和温带瞬时风暴系统的正常东行进程。它是温带地区季节内*气候变率*的一个重要组成部分，可造成类似冬季的寒潮和夏季的*热浪*这样持续时间较长的天气状况。

蓝碳（*Blue carbon*） 在适用于管理的海洋系统中生物驱动的碳通量和储存。沿海蓝碳集中在沿海地区的有根植被，如潮汐沼泽、红树林和海草。这些*生态系统*在每单位面积上的碳埋藏率较高，并将碳积累在其土壤和沉积物中。它们可提供许多非气候效益，并可以促进基于*生态系统*的适应。如果退化或丧失，沿海蓝碳生态系统可能会将大部分碳释放回*大气*层。目前关于蓝碳概念在其他沿海和非沿海进程和生态系统（包括开阔*海洋*）中的应用存在争议。另见*固化*。

布鲁沃–多普森环流（*Brewer–Dobson circulation*） 一种*平流层*经向翻转环流，可把热带地区的空气带入高空，向冬半球极地输送，最后在高纬度极地和次极地地区下沉。布鲁沃–多普森环流是靠向上传播的行星波和平均气流之间的相互作用驱动的。

载荷（*Burden*） *大气*中相关物质的总质量。

一切照旧（BAU）（*Business as usual (BAU)*） "一切照旧"一词被用来描述这样一种*情景*：假设除了目前实行的政策外没有任何额外的政策，而且社会经济发展模式与近期趋势一致。现在这个词的使用频率较过去已经降低。另见*基准情景*（在*情景*下）。

碳–13（^{13}C） 稳定的并具有大约13个原子量的碳*同位素*。对*二氧化碳（CO_2）*分子中碳–13/碳–12比例的测量可用于推断不同*碳循环*和*气候*过程的重要性以及陆地碳*库*的大小。

碳–14（^{14}C） 不稳定、并具有大约14个原子量的碳*同位素*，半衰期大约为5700年。它常用于年代鉴定，可追溯至4万年前。它随时间的变化受太阳和地球磁场的影响。磁场也影响碳–14从宇宙射线中的产生。

钙化（*Calcification*） 生物学上沉淀碳酸钙矿物的过程，以形成生物体的外壳、骨架、耳石或其他身体结构。描述钙化的化学方程式是Ca^{2+} (aq) + $2HCO_3^-$ (aq) → $CaCO_3$(s) + CO_2 + H_2O。文石和方解石是生物沉淀的碳酸钙矿物的两种常见结晶形式，具有不同的溶解度。

(冰川或冰盖）崩解（*Calving (of glaciers or ice sheets)*） 从某一*冰川*、*冰盖*或*冰架*上断裂的单独冰体，并落入湖泊或海水中，形成*冰山*。这是某一冰体物质损失的一种形式。

冠层温度（*Canopy temperature*） 植被结构冠层内的温度。

碳收支（*Carbon budget*） 是指文献中的两个概念：（1）通过综合针对*化石燃料*和水泥排放、与*土地利用*和*土地利用变化*有关的排放和移除、*海洋*和自然陆地*二氧化碳（CO_2）*源汇等证据、以及由此产生的大气CO_2浓度变化，来评估全球范围内的碳循环的*源*和*汇*，这被称为全球碳收支；（2）考虑到其他人为气候强迫因素的影响，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*二氧化碳累积净排放量的最大数量。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。

注1：人为CO_2净排放量是人为CO_2排放量减去人为CO_2移除量。另见*二氧化碳移除（CDR）*。

注2：当年人为CO_2净排放为零的时候，全球人为CO_2累积净排放达到最大值。

注3：除CO_2以外的人为气候强迫因素对总碳收支和剩余碳收支的影响程度，取决于人类采取措施应对这些强迫因素的减缓程度及其产生的*气候*效应。

注4：总碳收支和剩余碳收支的概念也在部分科学文献和一些区域、国家或次国家层面的实体中得到应用。全球收支在各个不同实体和排放者之间的分配在很大程度上取决于对公平和其他价值判断的考虑。

碳循环（*Carbon cycle*） 该术语用于描述*大气*、*水圈*、陆地和海洋*生物圈*及*岩石圈*中的碳流动（各种形式的碳，如*二氧化碳（CO_2）*、生物质中的碳、以及溶解在*海洋*中的碳，即碳酸盐和碳酸氢盐）。在本报告中，全球碳循环的参考单位是$GtCO_2$或GtC（十亿公吨=1 Gt=10^{15}克；1 GtC相当于3.664 $GtCO_2$）。另见*海洋碳循环*。

二氧化碳（CO_2）（*Carbon dioxide (CO_2)*） CO_2是一种自然存在的气体，也是燃烧各种*化石燃料*（如石油、天然气和煤等）、燃烧*生物质*、*土地利用变化*（LUC）和工业流程（如水泥生产等）而产生的一种副产品。它是影响地球辐射平衡的主要人为*温室气体（GHG）*。它是在衡量其它GHG时所参照的基准气体，因此其*全球增暖潜势（GWP）*为1。

二氧化碳（CO_2）施肥效应（*Carbon dioxide (CO_2) fertilization*） 随着大气中*二氧化碳（CO_2）*浓度的增加，植物*光合作用*和水利用效率有所提高。这种光合作用的增加是否会转化为植物生长和陆地碳储存的增加，则取决于温度、水分和养分供应的相互影响。

二氧化碳捕获与封存（CCS）（*Carbon dioxide capture and storage (CCS)*） 这是将相对纯的*二氧化碳（CO_2）*流体从工业和与能源有关的源中分离（捕获）、控制、压缩并运至某个封存地点，使之与*大气*长期隔离的过程。有时也指碳捕获与封存。另见*生物能源与二氧化碳捕获与封存相结合（BECCS）*、*固化*、*人为移除*和*二氧化碳移除（CDR）*。

二氧化碳移除（CDR）（*Carbon dioxide removal (CDR)*） 通过人为活动移除*大气*中的*二氧化碳（CO_2）*，并将其持久地储存在地质、陆地或*海洋*碳库或产品中。它包括现有地和潜在地对生物或地球化学CO_2*汇*的人为增强以及直接的空气二氧化碳捕获和封存（DACCS），但不包括不直接由人类活动引起的自然CO_2*吸收*。另见*人为移除*、*造林*、*增强风化*、*海洋碱化/海洋碱度增强*、*再造林*、*生物能源与二氧化碳捕获与封存相结合（BECCS）*和*二氧化碳捕获与封存（CCS）*。

碳中和（*Carbon neutrality*） 与某一主体相关的*人为*二氧化碳排放与人为的二氧化碳移除相平衡的条件。该主体可以是一个实体，如国家、组织、地区或商品，也可以是服务、事件等活动。碳中和通常在包括间接（“范围3”）排放在内的整个生命周期内进行评估，但也可以限于特定时期内由主体直接控制的排放和移除，具体视相关计划而定。

注1：碳中和与*二氧化碳净零排放*是重叠的概念。这些概念可以应用于全球或次全球尺度（例如，区域、国家和次国家）。在全球尺度，碳中和与CO_2净零排放这两个术语是等同的。在次全球尺度，CO_2净零排放一般适用于报告实体直接控制或领土责任范围内的排放和移除，而碳中和通常包括报告实体直接控制或领土责任范围内外的排放和移除。GHG计划或方案规定的核算规则对相关CO_2排放和移除的量化有很大影响。

注2：在某些情况下，实现碳中和可能依赖于对抵消的补充使用，以平衡在考虑到报告实体的行动后仍然存在的排放。

另见*温室气体中和*以及*二氧化碳净零排放*。

碳固化（*Carbon sequestration*） 参见*固化*。

碳汇（*Carbon sink*） 参见*汇*。

碳源（*Carbon source*） 参见*源*。

碳–气候反馈（*Carbon–climate feedback*） 参见*气候–碳循环反馈*。

碳质气溶胶（*Carbonaceous aerosol*） 主要由有机物质和*黑碳*组成的*气溶胶*。

碳酸盐反泵（*Carbonate counter pump*） 见*碳酸盐泵*。

碳酸盐泵（*Carbonate pump*） 通过生物形成碳酸盐造成海洋碳固定，主要是浮游生物，其可产生沉淀到*海洋*内部的生物矿物颗粒，可能还会变为沉积物。它也被称为碳酸盐反泵，因为碳酸钙（$CaCO_3$）的形成伴随着*二氧化碳（CO_2）*释放到周围的水中并随后释放到*大气*中。

集水区（*Catchment*） 收集和排放降水的区域。

新生代（*Cenozoic Era*） 指第三个也是当前所处的地质时代，始于66.0Ma。它包括古近纪、新近纪和*第四纪*。

中太平洋厄尔尼诺现象（*Central Pacific El Niño*） 参见*厄尔尼诺–南方涛动（ENSO）*。

混沌（*Chaotic*） 由非线性确定性方程控制的一类*动力学系统*，如*气候系统*，可呈现出无规则的或随机现象，在某种意义上系统初始状态中非常小的变化可引起大的、明显不可预测的变化。这种混沌现象限制了对某一非线性动力学系统在未来某些特定时间上的*可预测性*，虽然其统计中的变化也许在系统参数或边界条件中的给定变化仍然是可预测的。

木炭（*Charcoal*） *生物质*燃烧炭化后产生的物质，通常保留了一些具有典型植物组织的微观纹理；化学上，它主要由石墨结构被干扰的碳组成，含有较少量的氧和氢。

氯氟烃（CFC）（*Chlorofluorocarbons (CFCs)*） 一种含有氯、碳、氢和氟的有机化合物，被用于制冷、空调、包装、塑料泡沫、绝缘材料、溶剂或气溶胶推进剂等。因为它们不会在低层*大气*中被破坏，所以CFC会漂移到高层*大气*中，在适当的条件下，会导致*臭氧（O_3）*消耗。它是1987年*《蒙特利尔议定书》*所涵盖的*温室气体（GHG）*之一，因此，这些气体的生产已被逐步淘汰，并被其他化合物取代，包括*氢氟碳化物（HFC）*。

年表（*Chronology*） 根据发生的日期或时代对事件作出的排序。

卷云变薄（CCT）（*Cirrus cloud thinning (CCT)*） 参见*太阳辐射修正（SRM）*。

水合物（甲烷）（*Clathrate (methane)*） 一种部分冻结的含*甲烷*气体和冰的混合浑浊体，通常存在于沉积物中。

克劳修斯–克拉贝龙方程/关系（*Clausius–Clapeyron equation/relationship*） 物质的两相处于平衡状态（如液态水和水蒸气）时温度和水气压力之间的热力学关系。对于痕量气体(诸如水汽等)，这一关系可按气温单位变化给出平衡(或饱和)的水汽压力增量。

气候（*Climate*） 狭义而言，气候通常被定义为平均天气状态，或更严格而言，被定义为某个一时期内对相关量的均值和变率做出的统计描述，而这个时期的长度从几个月至几千年乃至几百万年不等。根据世界气象组织（WMO）的定义，各变量均值的传统时期为30年。这些相关量通常指表面变量，如温度、降水和风。更广义而言，气候是*气候系统*的状态，包括统计上的描述。

气候变化（*Climate change*） 气候变化指*气候*状态的变化，而这种变化可通过其特征均值和/或变率的变化予以判别(如通过运用统计检验)，这种变化可持续一段时期，通常为几十年或更长时间。气候变化的原因也许由于自然的内部过程或外部*强迫*(诸如太阳周期的改变、火山喷发等)或由于*大气*成分或土地利用的持续人为变化。注意*联合国气候变化框架公约（UNFCCC）*第一条将气候变化定义为“在可比时期内所观测到的在自然气候变率之外的直接或间接归因于人类活动而改变全球大气成分所导致的气候变化”。因此，UNFCCC对因人类活动而改变大气成分所造成的气候变化和因自然原因的*气候变率*作了明确的区分。另见*气候变率*、*检测与归因*、*全球变暖*和*海洋酸化（OA）*。

气候变化的持续性（*Climate change commitment*） 气候变化的持续性被定义为由地球物理和社会经济系统中的惯性引起的不可避免的未来*气候变化*。文献中讨论了不同类型的气候变化持续性（见子条目）。通常根据温度的进一步变化来量化气候变化的持续性，而气候变化的持续性包括未来其它的变化，例如*水分循环*、*极端天气事件*和极端气候事件以及海平面变化。

恒定成分的持续性（Constant composition commitment）
恒定成分的持续性是指如果大气成分和*辐射强迫*固定在给定值时会产生的剩余*气候变化*。这是由*海洋*的热惯性和*冰冻圈*和陆地表面的缓慢过程造成的。

恒定的排放持续性（Constant emissions commitment）
恒定的排放持续性是指持续的*气候变化*，而该变化源于保持*人为排放*不变。

零排放持续性（Zero emissions commitment）
零排放持续性是对*人为排放*降至零后所产生的后续*全球变暖*的估计。它是由物理*气候系统*组成部分（*海洋*、*冰冻圈*、陆地表面）的惯性和*碳循环*的惯性决定的。在最广泛的意义上，它指的是每一个气候强迫因素的排放，包括*温室气体*、*气溶胶*及其*前体*。由于每个气候强迫因素的响应时间尺度不同，气候响应可能很复杂。零排放持续性的一个具体子类别是零CO_2排放持续性，指的是将CO_2排放设定为净零后气候系统的响应。纯CO_2的定义在估计*剩余碳收支*时有具体用途。

气候极值（极端天气或气候事件）（*Climate extreme (extreme weather or climate event)*） 出现某个天气或*气候*变量值，该值高于（或低于）该变量观测值区间的上限(或下限）端附近的某一阈值。按照定义，在绝对意义上，所谓的*极端天气*特征因地区不同而异。当一种类型的极端天气持续一定的时间，如一个季节，它可被归类于极端气候事件，尤其是如果该事件产生的平均值或总量达到了极端状态（如一个季节的高温、*干旱*或降雨总量）。为简单起见，将极端天气事件和极端气候事件合起来称为“气候极值”。

气候反馈（*Climate feedback*） 一种相互作用过程，其中一个*气候*量的扰动引起第二个气候量的变化，而第二个气候量的变化最终又导致第一个气候量出现额外变化。负反馈是当初始扰动被它引起的变化削弱的过程；正反馈则是加强初始扰动的过程。初始扰动要么受到外部强迫，要么作为*内部变率*的一部分出现。另见*气候–碳循环反馈*、*云反馈*和*冰–反照率反馈*。

气候反馈参数（*Climate feedback parameter*） 一种将*气候系统*对*辐射强迫*引起的变化产生的辐射响应进行量化的方式。它被量化为全球年表面温度发生一定变化时，大气顶部净能量通量的变化。它的单位是W m^{-2} $°C^{-1}$。

气候预报（*Climate forecast*） 参见*气候预测*。

气候指数（*Climate index*） 根据各种*气候*变量建立的一个时间序列，而这些气候变量提供了有关*气候系统*状态的综合概括。例如，冰岛和亚速尔群岛的海平面气压差异提供了一个简单实用的历史*北大西洋涛动（NAO）*指数。由于气候指数具有优化特性，通常使用主分量定义气候指数，即对不同地点的各种气候变量进行线性组合，而这些变量具有最大方差，但取决于某些归一化约束（如：*北半球环状模态（NAM）指数*和*南半球环状模态*（*SAM*）*指数*，这两个指数分别是北半球和南半球格点气压距平的主分量）。*气候变率模*态的观测指数定义可参见AR6 WGI报告的附件四。

气候指标（*Climate indicator*） 衡量*气候系统*的手段，包括大尺度变量和气候*代用指标*。另见*气候度量*。

关键气候指标（Key climate indicators）
关键指标由一组有限的不同变量组成，它们可能共同指向*气候系统*中具有广泛社会意义的重要整体变化，涉及大气、海洋、冰冻圈和生物圈领域，而土地是一个隐含的交叉主题。综合来看，这些指标有望以连贯一致的方式发生变化并在未来继续变化。见AR6 WGI报告中的跨章节方框2.2，表1。

气候信息（*Climate information*） 与*减缓*、*适应*和*风险管理*有关的气候系统的过去、现状或未来的信息。考虑到用户的需求和价值观，它可以为特定环境量身定做或“共同制作”。

气候度量（*Climate metrics*） 衡量整个*气候系统*对辐射强迫的响应的各个方面，如*平衡气候敏感性（*ECS*）*、瞬时气候响应（TCR）、*对累积*CO_2*排放的瞬时气候响应（*TCRE*）*和*人为*二氧化碳在大气中的份额。另见*温室气体排放指标*、*气候指标*和*关键气候指标*（在*气候指标*下）。

气候模式（*Climate model*） 对*气候系统*的定性或定量描述，是建立在气候系统各部分的物理学、化学和生物学特性及其相互作用和反馈过程的基础上，并可解释部分其已知特性。气候系统可用不同复杂程度的模式描述。即：可以由模式的谱系或层次结构出发对任一分量或分量模式的组合进行定义或者分类，但在某些方面有区别，如空间维度的数量、所明确代表的物理、化学或生物过程的范围，或经验参数化的应用水平等。目前有一种朝着化学和生物学相互作用的更复杂模式方向发展的趋势。气候模式不仅用作一种研究和模拟*气候*的工具，而且还有业务用途，包括月、季、年际*气候预测*。另见*地球系统模式（ESM）*、*中等复杂程度的地球系统模式（EMIC）*、*能量平衡模式（EBM）*、*简单气候模式（SCM）*、*区域气候模式（RCM）*、*动态全球植被模式（DGVM）*、*大气环流模式（GCM）*和*模拟器*。

气候型态（*Climate pattern*） 通过各*气候*变量在某一*气候指数*时间序列上的“投射”（回归）而得到的一组随空间变化的系数。当气候指数是一项主成分分时，气候型态则是协方差矩阵的一个特征向量，在气候科学中统称为经验正交函数（EOF）。

气候预测（*Climate prediction*） 气候预测或气候预报是尝试估算（从*气候系统*的特定状态开始）未来*气候*实际演变的结果，例如，在季节、年际或年代际的时间尺度上。由于气候系统的未来演变可能对初始条件高度敏感，具有*混沌*因素并受到*自然变率*的影响，因此这种预测通常具有概率性质。

气候预估（*Climate projection*） 气候预估是*气候系统*对*温室气体（GHG）*和*气溶胶*的未来排放或浓度情景作出的模拟响应，一般使用*气候模式*计算得出。气候预估与*气候预测*的区别在于前者依赖于所采用的排放/浓度/*辐射强迫*情景，而情景又建立在各种假设的基础之上，例如：涉及未来也许会或也许不会实现的社会经济和技术发展。

气候响应（*Climate response*） *气候系统*如何响应*辐射强迫*的通用术语。

气候敏感性（*Climate sensitivity*） 是指因大气*二氧化碳（CO_2）*浓度或其他*辐射强迫*变化导致的表面温度的变化。另见*气候反馈参数*。

地球系统敏感性（Earth system sensitivity）
大气–海洋–冰冻圈–植被–*碳循环*耦合系统对大气*二氧化碳（CO_2）*浓度翻倍的平衡表面温度响应被称为地球系统敏感性。由于允许*冰盖*对外部扰动适应调整，它可能与大气–海洋耦合模式得出的*平衡气候敏感性*有很大不同。

有效平衡气候敏感性（Effective equilibrium climate sensitivity）
预估地表温度对大气*二氧化碳（CO_2）*浓度增加一倍的响应情况，是根据模式输出或观测结果对不断变化的非平衡条件做出的评估。它是对某一特定时间的*气候反馈*强度的衡量，可能随*强迫*史和气候状态而变化，因此可能与*平衡气候敏感性*不同。

平衡气候敏感性（ECS）（Equilibrium climate sensitivity (ECS)）
是指由于大气*二氧化碳（CO_2）*浓度相对*工业化前*条件翻倍后造成的地表温度的平衡（稳定状态）变化。

瞬时气候响应（TCR）（Transient climate response (TCR)）
假设大气*二氧化碳（CO_2）*从*工业化前*以每年1%的速度增长到大气中的二氧化碳浓度翻倍（70年）时情景下地表温度的响应。

对累积CO_2排放的瞬时气候响应（TCRE）（Transient climate response to cumulative CO_2 emissions (TCRE)）
每单位累积*二氧化碳（*CO_2*）*排放量的瞬时表面温度变化，通常为1000 GtC。TCRE结合了关于累积CO_2排放在大气中的份额（留在*大气*中的CO_2排放总量的部分，由*碳循环*过程决定）和*瞬时气候响应（*TCR*）*的信息。

气候服务（*Climate services*） 气候服务是指以协助决策的方式提供*气候信息*。该服务包括用户和提供者的适当参与，以科学上可信的信息和专业知识为基础，具有有效的获取机制，并对用户需求做出回应（Hewitt等人，2012）。

气候模拟集合（*Climate simulation ensemble*） 一组平行的模式模拟，可描述历史*气候*条件、*气候预测*或*气候预估*的特点。集合体成员之间的结果变化可以估算基于模式的不确定性。用相同的模式但不同的初始条件进行的集合描述了与内部*气候变率*有关的不确定性，而包括若干模式模拟的多模式集合也涵盖模式差异的影响。扰动参数集合，其中模式参数以系统的方式变化，目的是评估单一模式内部模式规范导致的不确定性。模式集合未解决的剩余不确定性来源与系统性模式误差或偏差有关，可以通过模式模拟与现有的观测进行系统性比较来评估。

气候系统（*Climate system*） 由五个主要部分：*大气*、*水圈*、*冰冻圈*、*岩石圈*、*生物圈*以及它们之间的相互作用组成的全球系统。气候系统随时间变化的过程受到自身内部动力学的影响，还受到*外部强迫*影响，诸如火山喷发、太阳活动变化、*轨道强迫*和*人为*强迫，如不断变化的大气成分和*土地利用变化*等。

气候阈值（*Climate threshold*） *气候系统*（或其*强迫*因素）内的极限，超过这个极限，系统的行为就会发生质的变化。另见*气候突变*和*临界点*。

气候变率（*Climate variability*） 指在个别天气事件以外的各种空间和时间尺度上的某些*气候*变量相对于特定平均状态（包括极值的发生等）的偏差。变率可能是内在的或外在的，内在的是由于*气候系统*内部过程的波动（*内部变率*），外在的是由于自然或人为*外部强迫*（强迫变率）的变化。另见*气候变化*和*气候变率模态。*

年代际变率（Decadal variability）
年代际变率是指年代际时间尺度的*气候变率。*另见*太平洋年代际变率（PDV）、大西洋多年代际振荡/变率（AMO/AMV）和太平洋年代际振荡（PDO）*（在*太平洋年代际变率（PDV）*之下*）。*

内部变率（Internal variability）
气候动力系统在受到恒定或周期性的*外部强迫*（如年循环）的影响时发生的振荡。另见*气候变率。*

自然变率（Natural variability）
自然变率是指在没有任何人类影响的情况下发生的气候波动，即*内部变率*与外部自然因素的反应相结合，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等。另见*轨道强迫。*

气候速度（*Climate velocity*） 由于气候变化，某一特定*气候*变量的等值线在陆景或海景中移动的速度。例如，温度的气候速度是等温线因气候变化而移动的速度（km yr^{-1}），计算方法是温度的时间变化（°C yr^{-1}）除以当前温度的空间梯度（°C km^{-1}）。它可以使用额外的气候变量如降水来计算，也可以根据生物的气候生态位来计算。

气候–碳循环反馈（*Climate–carbon cycle feedback*） *气候反馈*涉及陆地和海洋*碳循环*的特性因*气候变化*而发生的变化。在*海洋*中，海洋温度和环流的变化可能影响*大气*–海洋的*二氧化碳（CO_2）*通量；在大陆上，*气候变化*可能影响植物*光合作用*和土壤微生物*呼吸*，从而影响大气和陆地*生物圈*之间的CO2通量。

产生影响的气候因子（CID）（*Climatic impact-driver (CID)*） 产生影响的气候因子（CID）是影响社会或*生态系统*某一要素的物理*气候系统*条件（例如，平均值、事件、极端事件等）。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。另见*风险*、*危害*和*影响（后果、结果）*。

云凝结核（CCN）（*Cloud condensation nuclei (CCN)*） 可视为*气溶胶*颗粒物的集合体，它可提供凝聚液态水的初始场所，最终在典型的云形成条件下导致云滴的形成。决定哪些*气溶胶*颗粒物在给定的过饱和情况下是CCN的主要因素是它们的颗粒大小。

AVII

云反馈（*Cloud feedback*） 一种涉及任何云特性变化的*气候反馈*，是对局地或全球表面温度变化的响应。了解云反馈并确定其幅度和符号则需要认识*气候*变化如何影响不同类型的云谱、云量和高度、云的辐射特性以及地球辐射收支。

云辐射效应（*Cloud radiative effect*） 对应于无云状况下因有云而产生的辐射效应。

云解析模式（CRM）（*Cloud-resolving models (CRMs)*） 具有足够高的*分辨率*并具有必要的物理特性的数值模式，用来刻画云形成的动力和物理过程。

CMIP6（*CMIP6*） 参见*耦合模式相互比对项目（CMIP）*。

CO_2当量（CO_2-eq）排放（*CO_2 equivalent (CO$_2$-eq) emission*） 在特定的时间范围内，对特定关键*气候变化*指标产生等效影响的*二氧化碳（CO_2）*排放量，与另一种*温室气体（GHG）*或其他温室气体混合物的排放量相当。对于混合温室气体，它是由每种气体的CO_2当量排放量相加而得到的。有多种方法和时间范围来计算这种当量排放（见*温室气体排放指标*）。CO_2当量的排放常被用来比较不同温室气体的排放，但不应被视为意味着这些排放在所有关键气候变化指标中具有相同的影响。[注：根据《巴黎协定规则手册》（第18/CMA.1号决定，附件，第37段），缔约方同意使用IPCC AR5的GWP100值或IPCC后续评估报告的GWP100值来报告温室气体的排放和清除总量。此外，缔约方可使用其他指标来报告关于温室气体排放和清除总量的补充信息。]

海岸（*Coast*） 靠近大海的陆地。“沿海”一词可以指陆地(例如“沿海社区”)，也可以指受陆地过程强烈影响的海洋环境部分。因此，沿海海域通常是浅海和近岸。无论是在科学上还是在法律上，沿海地区的陆地和海上范围都没有一致的定义。因此，沿海水域可以被认为等同于领海（从平均低水位延伸12海里/22.2公里），或者等同于完整的专属经济区，或是水深不到200米的陆架海。

通用时代（CE）（*Common era (CE)*） CE（通用时代）和BCE（通用时代之前）是公历国际标准日历年系统中AD(多米尼纪元）和BC（基督之前）的替代名称。CE/BCE在国际范围内更受欢迎，因为它们在宗教方面是中立的。在这两种术语下，日历年的编号是相同的。CE始于公元1年，一直延续到今天。

相容排放（*Compatible emissions*） 模拟陆地和海洋*碳循环*的*地球系统模式*能够计算出与给定大气*二氧化碳（CO_2）*浓度轨迹相一致的CO2排放量（结果是相容的）。在一个给定时段内的相容排放等于相同时段内三个有效碳*库*（*大气*、陆地和*海洋*）碳总量的增加。

复合事件（*Compound events*） 参见*复合天气/气候事件*。

复合天气/气候事件（*Compound weather/climate events*） 在文献和本报告中，“复合事件”、“复合极端现象”和“复合极端事件”等术语可以互换使用，指的是可导致社会和环境*风险*的多种*驱动因素*和/或*危害*的组合（Zscheischler等人，2018）。

浓度情景（*Concentrations scenario*） 参见*情景*。

信度（*Confidence*） 根据*证据*的类型、数量、质量和符合度（如机理认知、理论、数据、模型、专家判断）以及多项证据的*一致*程度，对某项发现完善性的表述。本报告中，置信度以定性方式表述（Mastrandrea等人，2010年）。

恒定成分的持续性（*Constant composition commitment*） 参见*气候变化持续性*。

恒定排放的持续性（*Constant emissions commitment*） 参见*气候变化持续性*。

对流（*Convection*） 受静力不稳定性引起的浮力驱动产生的垂直运动，通常在*海洋*中是由于近海表冷却或海洋中的盐度增加引起，在*大气*中则是由于近地层*大气*增温或云顶辐射冷却引起的。在大气中，对流产生了积云和降水，并有效地清除和垂直输送了化学物质。在海洋中，对流可以将海表水运送至海洋深处。

对流许可模式（*Convection-permitting models*） 参见*云解析模式（CRM）*。

珊瑚白化（*Coral bleaching*） 由于细胞内共生藻类（称为虫黄藻）和/或色素丧失而导致珊瑚色素沉着的丧失。

珊瑚礁（*Coral reef*） 一种水下*生态系统*，其特征是石珊瑚的结构建构。温水珊瑚礁出现在浅海，主要是在热带地区，珊瑚（动物）含有依赖于光和相对稳定的温度条件的藻类(植物）。世界各地都有冷水珊瑚礁，大多数位于水深50–500米处。在这两种珊瑚礁中，活珊瑚经常生长在比其更老的已死物质上，主要由碳酸钙（$CaCO_3$）组成。温水和冷水珊瑚礁都可支持鱼类和其他群体的高度*生物多样性*，都特别容易受到*气候变化*的影响。

耦合模式比较计划（CMIP）（*Coupled Model Intercomparison Project (CMIP)*） 世界气候研究计划（WCRP）组织的一项*气候*模拟活动，该活动是根据全球各个气候模拟组共享的模式输入来协调和存档*气候模式*的模拟试验和结果。CMIP3多模式数据集包括使用SRES情景所做的*预估*。CMIP5数据集包括使用*典型浓度路径（RCP）*所做的预估。CMIP6阶段涉及一系列常见的模式实验以及一套CMIP批准的模式比较计划（MIP）。

冰冻圈（*Cryosphere*） 陆地和*海洋*表面上和表面下一定厚度内冷冻的地球系统组成部分，包括积雪、*冰川*、*冰盖*、*冰架*、*冰山*、*海冰*、湖冰、河冰、*多年冻土*和季节性*冻土*。

累积排放量（*Cumulative emissions*） 在指定时间内释放的总排放量。另见*碳收支*和*对累积CO_2排放的瞬时气候响应（TCRE）*（在*气候敏感性*下）。

丹斯果-奥什格尔事件（D-O事件）（*Dansgaard-Oeschger events (D-O events)*） 千年规模的事件，首先在格陵兰岛的*冰芯*中为从寒冷的*冰阶*状态突然升温到较温暖的*间冰阶*状态，随后又回到寒冷的冰阶状态（Dansgaard等人，1993年），并在*海洋*中可通过冰碛沙粒沉积进行追踪（Bond和Lotti，1995年）。Bond和Lotti（1995）以Willi Dansgaard和Hans Oeschger的名字对其进行命名。最近一次*冰消期*过渡期间D-O事件的例子是Bølling-Allerød间冰阶。格陵兰岛的温暖D-O事件通过海洋*温盐环流*（Stocker和Johnsen，2003），与南极洲的冷却事件有关（Blunier和Brook，2001）。另见*双极跷跷板（又称半球间跷跷板、半球间不对称、半球不对称）*。

数据同化（*Data assimilation*） 用于结合不同信息来源的数学方法，以便对一个系统状态进行最佳的可能估计。这些信息通常包括对系统的观测和系统演变的数值模式。数据同化

技术被用来为天气预报模式创建初始条件，并构建*再分析*，以描述*气候系统*在观测所涵盖的时间段内的轨迹。

死区（*Dead zones*） *海洋*和湖泊中极度*缺氧*（即低氧）的区域，是由人类活动输入的过多营养物质加上其他因素造成的，消耗了支持底层和近底层水中许多海洋生物所需的氧气。

年代际可预报性（*Decadal predictability*） 指*气候系统*在年代际时间尺度上的*可预报性*概念。另见*气候预测*、*可预测性*和*年代际预测*。

年代际预报（*Decadal prediction*） 年代际时间尺度上的*气候预测*。另见*可预测性*和*年代际可预报性*。

年代际变率（*Decadal variability*） 参见*气候变率*。

深度不确定性（*Deep uncertainty*） 参见*不确定性*。

毁林（*Deforestation*） 将*森林*转变为非森林。[注：关于森林一词以及*造林*、*再造林*和毁林等相关术语的讨论，请参见2006年IPCC国家温室气体清单指南及其2019年细化报告，以及联合国气候变化框架公约提供的信息（IPCC, 2006, 2019; UNFCCC, 2021a, b）。]另见*造林*和*再造林*。

冰消期或冰川消退或冰川终止（*Deglacial or deglaciation or glacial termination*） 从冰期结束时的*冰期*条件过渡到*间冰期*条件的时期，其特点是陆地冰量减少。渐进式的变化可能会被*突变*所打断，这些变化与*冰阶*/*间冰阶*事件和*两极跷跷板*方面有关。上一次冰消期过渡发生在大约18000年至11000年前，包括各种快速事件，如*融水脉冲1A（MWP–1A）*和千年尺度的波动，如*新仙女木事件*。另见*冰期–间冰期循环*和*冰河时代*。

检测（*Detection*） 变化的检测是在某种统计意义的定义下揭示*气候*或被气候影响的系统已发生变化的过程，但不提供对这种变化的原因的解释。在观测中检测到一个确定的变化，如果其偶然发生的*可能性*仅仅是由于*内部变率*本身，则可被确定为小概率，例如<10%。

检测和归因（*Detection and attribution*） 参见*检测*和*归因*。

硅藻（*Diatoms*） 生活在湖泊、河流和*海洋*表层水体中的微小（2–200微米）单细胞光合藻类，具有硅质外壳。在全球海洋中，海洋硅藻的物种分布主要是由营养物质的可用性所决定。在区域尺度上，硅藻在海洋沉积芯中的物种分布可与过去的*海面温度*有关（Abrantes等人，2013）。

整合维度（*Dimensions of integration*） 在IPCC AR6中，用于综合*气候变化*知识的概念不仅包括物理科学，还包括*影响*、*适应*以及*减缓*研究。“整合维度”的概念包括：（1）本报告评估的气候变化*预估*所依据的排放和*浓度情景*，（2）预估的全球平均温度变化水平，（3）预估的累积碳排放总量。

直接（气溶胶）效应（*Direct (aerosol) effect*） 参见*气溶胶–辐射相互作用*。

直接捕获空气（DAC）（*Direct air capture (DAC)*） 通过从周围空气中捕获*二氧化碳（CO_2）*来产生纯CO2的化学过程。另见*人为移除*和*二氧化碳移除（CDR）*。

灾害（*Disaster*） “由于致灾事件与暴露度、脆弱性和能力相互作用而对一个社区或社会运行造成不同程度的严重破坏，从而导致人力、物力、经济和环境等一方面或多方面的损失和影响”（UNGA, 2016）。另见*暴露度*、*危害*、*风险*和*脆弱性*。

（冰的）溢流（*Discharge (of ice)*） 另见*（冰川或冰盖的）物质平衡/收支*。

溶解的无机碳（*Dissolved inorganic carbon*） 指（海水）溶液中不同类型的非有机碳的总和，包括碳酸盐（CO_3^{2-}）、碳酸氢盐（HCO_3^-）、碳酸（H_2CO_3）和*二氧化碳（CO_2）*。

气温日较差（DTR）（*Diurnal temperature range (DTR)*） 24小时内最高和最低温度之间的差值。

多布森单位（DU）（*Dobson unit (DU)*） 测量地球表面上方一个垂直柱内的*臭氧*总量（总臭氧柱）的一个单位。多布森单位数是以10^{-5}米为单位的*臭氧*厚度，即：如果在压力为1013hPa、温度为0℃时被压缩在密度均衡的一层内臭氧柱所占据的体积。一个DU单位相当于每平方米有2.69×10^{20}个臭氧分子的臭氧柱体积。尽管差异很大，地球*大气*中一柱臭氧数量的典型值为300DU。

降尺度（*Downscaling*） 降尺度是一种从大尺度模式或数据分析中得到局地至区域尺度信息的方法。主要有两种方法：动力降尺度和经验/统计降尺度。动力降尺度方法是利用*区域气候模式*、可变空间*分辨率*全球模式或高分辨率全球模式的模拟输出结果。经验/统计降尺度方法是以观测为基础，是建立将大尺度大气变量与局地/区域气候变量相联系的统计关系。在所有情况下，驱动模式的质量仍然是限制降尺度信息质量的一个重要方面。这两种方法可以结合起来，例如，将经验/统计降尺度应用于区域气候模式的输出，该区域模式对全球气候模式进行动力降尺度。

干旱（*Drought*） 现有*生态系统*和人口缺水的特殊时期（由于降雨量少、温度高和/或风）。另见*植物蒸发胁迫*。

农业和生态干旱（Agricultural and ecological drought）
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*亏缺的时期，在生长季节总体上影响到作物生产或*生态系统*功能。

水文干旱（Hydrological drought）
河流、湖泊和水库中出现*径流*和水量大量缺少的时期。

气象干旱（Meteorological drought）
降水异常不足的时期。

动态全球植被模式（DGVM）（*Dynamic global vegetation model (DGVM)*） 模拟在*气候*及其它环境变化驱动下随空间和时间变化的植被生长和动态的模式。

动力降尺度（*Dynamical downscaling*） 参见*降尺度*。

动力系统（*Dynamical system*） 随时间的演变受一组定性物理学定律支配的一个过程或一系列过程。*气候系统*是一个动力学系统。

始新世早期气候最温暖时期（EECO）（*Early Eocene Climatic Optimum (EECO)*） EECO是大约5300万至4900万年前始新世时期的一段地质时间。由于板块运动，此时的大陆位置与现在有些不同。地质数据表明，EECO是一个大气中二氧化碳浓度相对较高（约1150–2500 ppmv）和相对温暖的时期（*全球平均表面温度*比1850–1900年的参考值高出约10–18℃），并且没有极地*冰盖*。

地球系统模式（ESM）（*Earth system model (ESM)*） 包括了*碳循环*模块的*大气–海洋大气环流模式（AOGCM）*，可对大气*二氧化碳（CO_2）*或*相容排放*进行交互式计算。

它可能还包括其它的模块（例如，大气化学、*冰盖*、动态植被、氮循环以及城市或作物模式）。另见*中等复杂程度的地球系统模式（EMIC）*。

中等复杂程度的地球系统模式（EMIC） *(Earth system model of intermediate complexity (EMIC))* 与*地球系统模式（ESM）*相比，EMIC以更低的*分辨率*或以更简单、更理想化的方式表示*气候*过程。

地球的能量收支 *(Earth's energy budget)* 包括与*气候系统*相关的主要能量流：大气层顶部能量收支；表面能量收支；全球能量清单的变化和气候系统内部的能量流，它代表了气候状态的特征。

*大气层顶部能量收支*包括与入射*太阳辐射*、反射太阳辐射和发射热辐射有关的能量通量。典型单位：W m^{-2}。

*表面能量收支*包括与辐射和非辐射过程相关的地球表面热量交换。典型单位：W m^{-2}。

*全球能量清单*量化了地球系统（*海洋*、陆地、*大气*和*冰冻圈*）吸收或损失的多余能量，主要以热的形式存在，与*气候*的*辐射强迫*相关。典型单位：焦耳。

全球能量收支 在给定时间段内，全球能量收支表达了全球能量清单的变化、时间整合的*有效辐射强迫*和时间整合的*气候系统辐射响应*之间的平衡。典型单位：焦耳。
另见*地球能量不平衡*。

地球能量不平衡 *(Earth's energy imbalance)* 与*气候系统*的温室气体*强迫*有关的大气顶部持续的和正（向下）净能量通量。另见*地球能量收支*和*（气候系统的）辐射响应*。

地球系统敏感性 *(Earth system sensitivity)* 参见*气候敏感性*。

有效平衡气候敏感性 *(Effective equilibrium climate sensitivity)* 参见*气候敏感性*。

东南极冰盖（EAIS） *(East Antarctic ice sheet (EAIS))* 参见*冰盖*。

东亚季风（EAsiaM） *(East Asian monsoon (EAsiaM))* 参见*全球季风*。

东部边界上翻系统（EBUS） *(Eastern boundary upwelling systems (EBUS))* 东部边界上翻系统（EBUS）位于两半球主要*洋*盆的东部（朝向陆地）边缘，在那里赤道风驱动上翻流，将冷的、富含营养的（通常是贫氧的）海水从深海带到海岸附近的表面。

东太平洋厄尔尼诺现象 *(Eastern Pacific El Niño)* 参见*厄尔尼诺–南方涛动（ENSO）*。

经济潜力 *(Economic potential)* 参见*减缓潜力*。

生态系统 *(Ecosystem)* 是由生物、其非生物环境及其内部和之间相互作用组成的功能单位。一个给定的生态系统的组成部分以及其空间界限取决于定义生态系统的目的：在某些情况下，它们比较集中，而在另外一些情况下比较分散。生态系统的边界可随时间而变化。生态系统可嵌套在其它生态系统内，而且其范围可以从很小到整个*生物圈*。当前，大多数生态系统或者包含人类作为主要的生物体，或者受人类活动的影响。

有效辐射强迫（ERF） *(Effective radiative forcing (ERF))* 参见*辐射强迫*、*气溶胶有效辐射强迫(ERFari+aci)*（在*气溶胶–辐射相互作用*下）、*由气溶胶–云相互作用引起的有效辐射强迫（或效应）（ERFaci）*（在*气溶胶–云相互作用*下）*和由于气溶胶–辐射相互作用引起的有效辐射强迫（或效应）（ERFari）*（在*气溶胶–辐射相互作用*下）。

埃克曼输送 *(Ekman transport)* 当科里奥利力与摩擦力之间的平衡时由于*海洋*表面风的作用所产生的海水质量输送。

厄尔尼诺现象 *(El Niño)* 参见*厄尔尼诺–南方涛动(ENSO)*。

厄尔尼诺–南方涛动（ENSO） *(El Niño–Southern Oscillation (ENSO))* 厄尔尼诺一词最初用于描述一个周期性出现的沿厄瓜多尔和秘鲁海岸流动并干扰了当地渔业的暖洋流。随后，人们将它等同于日界线以东热带太平洋的变暖。这一海洋事件伴有全球热带和副热带地面气压型的振荡，称作南方涛动。这种时间尺度为2年到约7年的*大气–海洋*耦合现象被称为厄尔尼诺–南方涛动（ENSO）。ENSO的暖相和冷相位分别称为厄尔尼诺和拉尼娜。ENSO通常用塔希提岛与达尔文之间地面气压的距平差或者赤道太平洋中部和东部*海表温度*来度量ENSO的强度。这一现象可对赤道太平洋上空的风场、海面温度和降水型态产生很大影响，并且可通过全球*遥相关*对整个热带太平洋区域和世界其它许多地区产生气候影响。参见AR6 WGI报告附件四中的第AIV.2.3节。

中太平洋厄尔尼诺（Central Pacific El Niño）
一种厄尔尼诺现象，在赤道太平洋中部的*海面温度*距平比东部强。也被称为厄尔尼诺莫多基事件。

东太平洋厄尔尼诺（Eastern Pacific El Niño）
一种厄尔尼诺现象，东部热带太平洋的*海面温度*距平最大。

电磁波频谱 *(Electromagnetic spectrum)* 所有辐射的波长、频率或能量范围。对于*太阳辐射*，光谱辐照度是到达地球的每单位面积，每单位波长的功率。

海拔依赖性变暖（EDW） *(Elevation-dependent warming (EDW))* 许多有山地区的特征，其中过去和/或未来的表面气温变化既不均匀也不随海拔发生线性变化。在许多情况下，在某个海拔范围内或之上变暖有所增强。

萌现（气候信号） *(Emergence (of the climate signal))* *气候变化*信号或趋势的萌现是指当*气候*的变化（“信号”）变得大于自然或内部变化的振幅（定义为“噪声”）时，这一概念通常表示为“信噪比”，在达到这一比率的定义阈值(例如，S/N > 1或2）时出现。萌现可以指相对于历史或现代基线（通常至少20年）的变化，也可以用时间（*萌现时间*）或全球变暖水平来表示。萌现也被用来指可以预期看到减少*温室气体（GHG）*排放的反应的时间（与*减缓*有关的萌现）。萌现时间可以通过观测和/或模式模拟来估计。参见*萌现时间（ToE）*。

（观测）萌现约束 *(Emergent constraint)* 试图利用*地球系统模式（ESM）*集合将特定的反馈或未来变化与过去或当前*气候*的观测结果（通常是一些趋势、变率或变率的变化）联系起来，以减少*气候预估*的不确定性。

排放因子/排放强度 *(Emission factor/Emissions intensity)* 量化每单位活动的气体排放或清除量的系数。排放因子通常基于测量数据的样本，取其平均值以得出在给定操作条件下给定活动水平的代表性排放率。

排放路径（*Emission pathways*） 参见*路径*。

排放（*Emissions*） 参见*累积排放*、*人为排放*、*化石燃料排放*、*非二氧化碳排放和辐射强迫*以及*负温室气体排放*。*人为排放*、*化石燃料排放*、*非二氧化碳排放和辐射强迫*以及*负温室气体排放*。另见*排放情景*（在*情景*下）和*排放路径*。

仿真（*Emulation*） 通过较简单的方法，使用*仿真器*或*简单的气候模式（SCM）*再现复杂的、基于过程的模式（即*地球系统模式，ESM*）的行为。鉴于ESM每次模拟都需要大量的计算资源，仿真方法的计算效率提供了开展新的分析可能性。参见*仿真器*和*简单气候模式（SCM）*。

仿真器（*Emulators*） 一大类高度参数化的模式（"简单气候模式"），统计方法如神经网络、遗传算法或其他人工智能方法，旨在重现更复杂的、基于过程的*地球系统模式（ESM）*的响应。仿真器的主要应用是将来自ESM和观测约束的内容外推到更大的*排放情景*中。另见*仿真*和*简单气候模式（SCM）*。

能量平衡模式（EBM）（*Energy balance model (EBM)*） 能量平衡模式是一种简化的模式，通常作为气候仿真器，用于分析地球的能量收支，以计算*气候*的变化。最简单的能量平衡模式是零维模式，随后该模式根据辐射变化预估全球平均温度变化。如果明确考虑了相对于纬度或同时包括纬度或经度的能量收支变化，零维能量差模式可以扩展为一维或二维模式。

能量平衡（*Energy balance*） 总入射能量和总外逸能量之间的差。如果此差值是正值，则出现增暖；如果差值是负值，则出现变冷。全球长期平均的能量收支差一定为零。因为基本上*气候系统*所获得的所有能量均来自太阳，能量收支差为零则意味着吸收的*太阳辐射*，即*入射太阳辐射*减去*大气*顶部反射的*太阳辐射*和*气候系统*发射的*外逸长波辐射*是相等的。

（地球的）能量收支（*Energy budget (of the Earth)*） 地球是一个物理系统，其能量收支包括所有获得的入射能量和所有损失的外逸能量。地球的能量收支的确定是通过测量有多少能量从太阳进入地球系统，有多少能量散失到太空以及占地球与*大气*剩余部分的比重。*太阳辐射*是进入地球系统的能量的主要来源。入射太阳能量可能被云层散射和反射或者被大气中的*气溶胶*吸收，传输的辐射或者被地球表面吸收或反射。地球的平均*反照率*约为0.3，这表示入射太阳能量的30%被反射进入太空，而70%被地球吸收。在被作为*红外辐射*释放前，辐射太阳能或短波能量被转换为感热、潜能(涉及不同的水状态)、势能和动能。由于地球平均表面温度约15℃(288K)，主要的外逸能量通量位于光谱的红外部分。另见*感热通量*和*潜热通量*。

增强风化（*Enhanced weathering*） 建议使用硅酸盐和碳酸盐岩来提高*大气*中*二氧化碳（CO_2）*的自然清除率的方法。通过研磨增加这些矿物的活性表面积，然后再将其主动添加到土壤、海滩或开放*海洋*中。另见*二氧化碳移除（CDR）*和*人为移除*。

集合（*Ensemble*） 一组可比较的数据集，反映了在一个或多个*不确定性*来源范围内的变化，平均后可以提供对基本行为的更可靠的估计。观测界、*再分析*界和模拟界都在使用集合技术。另见*气候模拟集合*。

平衡和瞬变气候试验（*Equilibrium and transient climate experiment*） 平衡气候试验是一种*气候模式*试验，它允许气候模式完全调整到某个*辐射强迫*变化的状态。这种试验提供了有关各模式初态和最终状态之间差异的信息，但未给出模式随时间响应的信息。如果允许辐射强迫按照一个预先给出的*排放情景*逐渐演变，那么则可以分析气候模式随时间响应的过程。这类试验称之为瞬变气候试验。

平衡气候敏感性（ECS）（*Equilibrium climate sensitivity (ECS)*） 参见*气候敏感性*。

平衡线（*Equilibrium line*） *冰川*上冰物质的年净损失区（消融区）和年净增加区（*积累区*）之间在给定时刻的分界线平均高度，通常选在夏末*物质收支*最低时来确定。该边界的高度称之为平衡线高度（ELA）。

二氧化碳（CO_2）排放当量（*Equivalent carbon dioxide (CO_2) emission*） 参见*CO_2当量（CO_2-eq）排放*。

富营养化（*Eutrophication*） 水中营养物质如氮和磷的过度丰富，是导致水质受损的主要原因之一。富营养化的两个最严重的症状是*缺氧*（或氧耗竭）和有害藻类繁殖。

蒸发（*Evaporation*） 液体（如水）变成气体（如水蒸气）的物理过程。

蒸腾（*Evapotranspiration*） 水从构成地球表面的开阔水面和冰面、裸露的土壤和植被转移到*大气*中的综合过程。

潜在蒸腾（Potential evapotranspiration）
从潮湿的土壤和植物表面流失水分的潜在速率，不受供水的限制。

证据（*Evidence*） 用于确定结果的科学过程中的数据和信息。在本报告中，证据的有力程度反映了主要作者为支持其结论所采用科学/技术信息的数量、质量和一致性。另见*一致性*、*信度*、*可能性*和*不确定性*。

暴露度（*Exposure*） 是指人、*生计*、物种或*生态系统*、环境功能、服务以及资源、基础设施，或经济、社会或文化资产处于可能受到不利影响的地点和环境。

扩展浓度路径（ECP）（*Extended concentration pathways (ECPs)*） 参见*代表性浓度路径（RCP）*（在*路径*下）。

外部强迫（*External forcing*） 指在*气候系统*之外引起气候系统变化的*强迫*因素。火山喷发、太阳变化、地球轨道变化和*人为*改变*大气*成分以及*土地利用*变化都属于外部强迫。另见*轨道强迫*。

温带气旋（ETC）（*Extratropical cyclone (ETC)*） 任何达到气旋级别但不是*热带气旋*的风暴。通常是指在大范围水平温度变化区域中形成的中高纬度迁移风暴系统。有时被称为温带风暴或温带低压。

热带外急流（*Extratropical jets*） 热带外急流是*对流层*上部的风速极大区，标志着斜压不稳定区。这些急流位置的异常往往与风暴、*阻塞*和极端天气有关。

极端气候事件（*Extreme climate event*） 参见*气候极值（极端天气或气候事件）*。

极端沿海水位（ECWL）（*Extreme coastal water level (ECWL)*） 参见*极端海平面（ESL）*。

极端海平面（ESL）（*Extreme sea level (ESL)*） 由短期现象（如*风暴潮*、潮汐和海浪）引起的当地海面高度特别低或特别高的情况。*相对海平面变化*可通过改变平均水位直接影响极端海平面，并可通过调节因水深增加而产生的

潮汐、海浪和/或浪涌的传播间接影响极端海平面。此外，极端海平面还可能受到天气系统和风暴的频率、轨迹或强度变化的影响，或由于人类活动引起的变化，如改变海岸线或疏浚。反过来，对极端海平面的任何或所有贡献的变化都可能导致长期的相对海平面变化。根据解决的过程，可以使用ESL的替代表达方式。

极端静水位（ESWL）是指相对海平面变化、潮汐和风暴潮的综合贡献。风浪也可通过三个过程对沿海海平面做出贡献：次重力波（由风浪产生的较低频率的重力波）；波增水(由于波浪能量耗散造成的时间平均海平面升高）；以及斜波(由单个波浪引起的海岸面垂直位移）。极端总水位（ETWL）是ESWL加上波增水。当考虑沿海影响时，斜波也很重要，因此使用极端沿海水位（ECWL）。另见*风暴潮*和*海平面变化（海平面上升/海平面下降）*。

极端静水位（ESWL） *(Extreme still water level (ESWL))* 参见*极端海平面（ESL）*。

极端总水位（ETWL） *(Extreme total water level (ETWL))* 参见*极端海平面（ESL）*。

极端天气事件 *(Extreme weather event)* 是一种在特定地区和时间点的罕见事件。罕见的定义有多种，但极端天气事件的罕见程度一般相当于观测数据估计的概率密度函数的第10或90个百分位数。按照定义，在绝对意义上，所谓的极端天气特征因地而异。另见*气候极值（极端天气或气候事件）*。

极端/强降水事件 *(Extreme/heavy precipitation event)* 极端/强降水事件是指在某地非常罕见的高量级事件。极端降水的类型可能因其持续时间而不同，每小时、每天或多天（如5天），但都定性地代表着高量级。这类事件的强度可以用块状最大值的方法来定义，如年度最大值，或用峰值超过阈值的方法来定义，如在特定空间降雨量超过第95或99个百分位数。

耀斑 *(Faculae)* 太阳上的亮块。在*太阳活动*高峰时被耀斑覆盖地区的面积会有所扩大。

反馈 *(Feedback)* 参见*气候反馈*。

精细模式气溶胶光学深度 *(Fine-mode aerosol optical depth)* 参见*气溶胶光学深度（AOD）*。

指纹 *(Fingerprint)* 在某种*强迫*作用下出现的空间和/或时间上的*气候*响应型态通常被称作指纹。海平面高度的空间型态对*冰川*或*冰盖*融化(或表层载荷的其它变化)的响应也被称作指纹。指纹法用于检测观测结果中含有的气候响应，并且一般利用强迫条件下的*气候模式*模拟结果进行估算。另见*检测*和*归因*。

火灾天气 *(Fire weather)* 有利于引发和维持野火的天气条件，通常基于一系列指标和指标组合，包括温度、*土壤湿度*、湿度和风。火灾天气不包括燃料负荷的存在或不存在。

粒雪 *(Firn)* 至少经过一个*消融*季节但尚未变成*冰川*冰的积雪。其孔隙空间至少有部分相互连通，能够让空气和水循环。粒雪的密度通常为400–830 kg m^{-3}。

适合性 *(Fitness-for-purpose)* 一个模式（或其他资源，如数据集或方法）对某一特定任务的适合性，如量化*温室气体*浓度增加对近期*全球平均地表温度*变化的贡献，或预测某一地区在特定*情景*下的*干旱*频率变化。评估一个模式的适用性，既要看该模式如何表示相关的物理过程，又要看它在相关性能指标上的得分。

燃烧 *(Flaring)* 在油井或钻井平台、炼油厂或化工厂以及垃圾填埋场，通过烟囱露天燃烧废气和挥发性液体。

洪水 *(Flood)* 河流或其它水体溢出正常界限，或在通常不被淹没的地区积水。异常强降雨可能引发洪水，例如在风暴和气旋期间。洪水包括河道（河流）洪水、山洪暴发、城市洪涝、雨成洪水、污水漫溢、*海岸*洪水、*冰川湖溃决洪水（GLOF）*。

通量 *(Flux)* 物质（例如水蒸气、颗粒）、热量或能量从一个地方到另一个地方，或从一个媒介（例如陆地表面）到另一个媒介（例如大气层）的运动（流动）。

有孔虫 *(Foraminifera)* 单细胞、沙子大小的海洋生物（原生动物），其硬壳主要由凝集壁（用有机胶结物粘在一起的碎粒）或碳酸钙（主要是方解石）组成。它们被用来重建一系列（古）环境变量，如盐度、温度、含氧量、氧同位素组成，以及有机物和营养物通量。

强迫 *(Forcing)* 参见*辐射强迫*。

森林 *(Forest)* 以树木为主的植被类型。世界上目前有多种森林定义，反映了生物地球物理条件、社会结构和经济等方面的巨大差异。[注：关于国家GHG清单背景下讨论的森林这一术语，参见《2006年IPCC国家温室气体清单指南》及其2019年细化报告和联合国气候变化框架公约（IPCC, 2006, 2019; UNFCCC, 2021a, b）提供的信息。]另见*造林*、*毁林*和*再造林*。

化石燃料排放 *(Fossil fuel emissions)* 从来自石油、天然气和煤等化石碳沉积物的燃料燃烧产生的*温室气体（GHG）*（尤指*二氧化碳（CO_2）*）、其它痕量气体和*气溶胶*的排放。

化石燃料 *(Fossil fuels)* 来自化石碳氢化合物沉淀的碳基燃料，包括煤、石油和天然气。

自由大气 *(Free atmosphere)* 几乎不受地球表面摩擦力影响的大气层，位于大气边界层之上。

冻土 *(Frozen ground)* 部分或全部孔隙水由冰组成的土壤或岩土。另见*活动层*和*多年冻土*。

大气（海洋）环流 *(General circulation)* 在旋转的地球上，因受热差异引起的*大气*和*海洋*的大尺度运动。大气和海洋环流通过输送热量和动量来维持地球系统的*能量平衡*。

环流模式（GCM） *(General circulation model (GCM))* 基于其组成部分的物理、化学和生物特性、其相互作用和反馈过程，对*大气–海洋–海冰*系统的数值表达。大气环流模式可用于天气预报、季节性到*年代际的预测*和*气候预估*。它们是更复杂的*地球系统模式（ESM）*的基础。另见*气候模式*。

地心海平面变化 *(Geocentric sea level change)* 参见*海平面变化（海平面上升/海平面下降）*。

大地水准面 *(Geoid)* 在世界各地的每个经纬度具有相同位势的等位面(大地测量学家指这种位能W0)，最接近平均海平面。它是测量高度的基准面。实际应用中存在多种不同的关于大地水准面的定义，这取决于在大地测量研究中考虑了何种固定潮(太阳和月亮引发的零频引力潮)方法。

地转风或地转流（*Geostrophic winds or currents*） 受到水平压力梯度力和科里奥利力相平衡的风或流，没有考虑摩擦力的影响。因此，这种风或流直接与等压线平行，其速度与水平压力梯度成正比。

冰川均衡调节（GIA）（*Glacial isostatic adjustment (GIA)*） 由于过去地球表面的冰和水分布的变化，*重力、自转和粘弹性固体地球变形（GRD）*发生持续变化。在质量重新分布后的几十年到几万年的时间尺度上，地球地幔在向等静力平衡演变的过程中发生粘性流动，引起固体地球运动和*大地水准面*的变化，这可能导致区域到局地的海平面变化。另见*海平面变化（海平面上升/海平面下降）*。

冰川湖溃决洪水（GLOF）/冰川湖溃决（*Glacial lake outburst flood (GLOF)/Glacier lake outburst*） 冰川湖的水突然释放可包括以下任何一种类型：冰川堰塞湖、原冰川堰塞湖或储存在冰川内、冰川下或*冰川*上的水。

冰期或冰川运动（*Glacial or glaciation*） 以建立扩大的冰盖和冰川为特征的时期，与全球平均海平面（GMSL）大大低于现在有关；通常与偶数的*海洋同位素阶段*相吻合。冰期被*间冰期*中断。末次盛冰期（LGM）是最近一次冰川运动中的一个特定区间，当时冰盖接近其全球最大体积（Clark等人，2009；Gowan等人，2021），GMSL接近其最低水平（Lambeck等人，2014；Yokoyama等人，2018）。局地或区域的冰川最大值可能是不同步的，例如从大约29000年前和16000年前不等。出于全球综合的目的，IPCC AR6采用了23000–19000年BP（1950年之前；Mix等人的第1级年代带，2001）的LGM的实用年代地层定义。出于模拟目的，LGM由最接近该间隔中心的模式时间步长定义，即21000年前（Kageyama等人，2017）。另见*冰消期或冰川消退或冰川终止*、*冰川–间冰川周期*、*冰河时代*和*间冰期的或间冰期*。

冰川终止（*Glacial termination*） 另见*冰消期或冰川消退或冰川终止*。

冰期–间冰期循环（*Glacial–interglacial cycles*） 地球历史上以大陆冰量和全球海平面的巨大变化为标志的阶段。另见*冰期或冰川运动*、*冰消期或冰川消退或冰川终止*、*间冰期的或间冰期*和*冰河时代*。

受到冰河作用（*Glaciated*） 过去被*冰川*冰覆盖的表面状态，但目前没有。另见*冰川化*。

冰川（*Glacier*） 通过堆积和压实形成于陆地表面，多年存在的巨大冰体（可能是粒雪和雪），其显示了过去或现在流动的证据。冰川通常会通过雪的*累积*而获得质量，并通过*消融*而损失质量。大陆尺度（>5万平方公里）的陆地冰块称为*冰盖*（Cogley等人，2011）。

溢出冰川（*Outlet glacier*）
通常在岩壁之间的*冰川*，是冰盖的一部分，并会排干冰盖。另见*冰流*。

冰川化（*Glacierized*） 目前被*冰川*冰覆盖的表面。另见*受到冰河作用*。

全球碳收支（*Global carbon budget*） 参见*碳收支*。

全球变暗（*Global dimming*） 全球变暗是指从20世纪50年代到80年代，地球表面接收到的*太阳辐射*量普遍减少，*人为*气溶胶排放的增加似乎是原因之一。随后，自20世纪90年代开始部分恢复（“增亮”），特别是在工业化地区，与人为*气溶胶*排放的减少相吻合。

全球平均海平面（GMSL）变化（*Global mean sea level (GMSL) change*） 参见*海平面变化（海平面上升/海平面下降）*。

全球平均表面气温（GSAT）（*Global mean surface air temperature (GSAT)*） 陆地、*海洋*和海冰上近表面气温的全球平均值。GSAT的变化通常作为*气候模式*中全球温度变化的量度。另见*全球平均表面温度（GMST）*。

全球平均表面温度（GMST）（*Global mean surface temperature (GMST)*） 陆地和*海冰*上近表面气温的全球平均估算值，以及无冰*海洋*区域的*海表温度（SST）*，通常表示为特定*基准期*内的偏离值。另见*全球平均表面气温（GSAT）*。

全球季风（*Global monsoon*） 全球季风（GM）是一种全球尺度的冬、夏至模态，主导着热带和亚热带降水和环流的年度变化。根据Kitoh等人（2013）的定义，GM区域被定义为年降水量范围（当地夏季平均降水率减去冬季平均降水率）大于2.5毫米/天的区域。关于报告中如何定义、使用全球季风以及与区域季风的关系等细节，见AR6 WGI报告的附件五。

澳大利亚和海洋大陆季风（AusMCM）（*Australian and Maritime Continent monsoon (AusMCM)*）
澳大利亚–海洋大陆季风（AusMCM）发生在12月–1月–2月期间，这时*热带间辐合区*大规模移入南半球，覆盖了澳大利亚北部和10°N以内的海洋大陆。AusMCM的特点是盛行的东风会发生季节性逆转变为西风，并开始出现活跃的*对流*和强降水时期。在澳大利亚北部，季风季节一般从12月持续到3月，伴随着西到西北方向的湿润风流入，产生对流和强降水。在海洋大陆上，赤道以南的主要雨季集中在12月至2月，伴随低层西北季风气流。更多关于报告中如何定义和使用AusMCM的细节，见附件五。

东亚季风（EAsiaM）（*East Asian monsoon (EAsiaM)*）
东亚季风（EAsiaM）是发生在东亚，包括中国东部、日本和朝鲜半岛的季节性风和降水的逆转。与其他季风相比，它可大幅向北延伸，超出热带之外，而且主要受副热带系统和中纬度扰动的影响。EAsiaM出现在北半球夏季表现为温暖潮湿的南风，但在北半球冬季则表现为寒冷干燥的北风。4月底/5月初，中南半岛中部开始降雨，6月中旬，东亚雨季开始，在长江流域形成梅雨锋、在韩国被称作“昌马”，在日本被称作“白雨”。7月下旬，季风推进到中国华北、朝鲜半岛和日本中部。在北半球冬季，强大的西北风盛行中国华北和东北部、韩国和日本，而强大的东北风到达东亚沿海地区。更多关于报告中如何定义和使用EAsiaM的细节，见附件五。

北美季风（NAmerM）（*North American monsoon (NAmerM)*）
北美季风（NAmerM）是一个区域规模的大气环流系统，表现为墨西哥西北部和美国西南部的夏季降水增加。该地区的季风特征包括在北半球夏季（6月–7月–8月）出现明显的年度最大降水量，伴随着地表低压系统和上层反气旋，但地表风的季节性逆转主要限于加利福尼亚湾北部。更多关于报告中如何定义和使用NAmerM的细节，见附件五。

南美季风（SAmerM）（South American monsoon (SAmerM)）
南美季风（SAmerM）是一种区域性环流，其特点是低空风从大西洋流入南美洲，包括巴西、秘鲁、玻利维亚和阿根廷北部，与澳大利亚夏季（12月–1月–2月）期间的表面压力梯度发展（和强降水）有关。在9月–10月–11月期间，强*对流*区从南美洲西北部向南迁移。与此相关的是，在季风开始时，阿尔蒂普拉诺高原上空形成了对流层上层反气旋（又称玻利维亚高压）。SAmerM随后在3月–4月–5月期间后退，对流向东北方向迁移。更多关于报告中如何定义和使用SAmerM的细节，见附件五。

南亚和东南亚季风（SAsiaM）（South and Southeast Asian monsoon (SAsiaM)）
南亚和东南亚季风（SAsiaM）的特点是明显季节性风和降水逆转。SAsiaM地区跨越广阔的地理区域和多个国家，包括印度、孟加拉国、尼泊尔、缅甸、斯里兰卡、巴基斯坦、泰国、老挝、柬埔寨、越南和菲律宾。SAsiaM从5月底/6月初开始，向东北方向推进，在9月底/10月初结束。在核心季风季节，SAsiaM降水的最大值位于西海岸、印度东北部和中北部、缅甸和孟加拉国，而最小值则位于印度西北部和东南部、巴基斯坦西部、斯里兰卡东南部和北部。更多关于报告中如何定义和使用SAsiaM的细节，见附件五。

西非季风（WAfriM）（West African monsoon (WAfriM)）
西非季风（WAfriM）是季节性风和降水的逆转，其领域包括贝宁、布基纳法索、喀麦隆北部、佛得角、中非共和国北部、乍得、冈比亚、加纳、几内亚、几内亚比绍、象牙海岸、利比里亚、马里、毛里塔尼亚、尼日尔、尼日利亚、塞内加尔、塞拉利昂和多哥。WAfriM的特点是，从5月到9月，来自几内亚湾的潮湿低层西南风向北推进。在5月和6月，降雨基本上一直位于几内亚沿岸，最大降雨量出现在5°N附近，随后降雨量突然减少，标志着几内亚沿岸的“短旱季”和萨赫勒地区的季风开始出现。然后，降雨继续向北推进，一直到大约18–20°N，在8月底/9月在12°N附近达到最大，直到从10月开始向几内亚海岸后退，达到第二个最大值。更多关于报告中如何定义和使用WAfriM的细节，见附件五。

全球表面温度*（Global surface temperature）* 参见*全球平均表面温度（GMST）*和*全球平均表面气温（GSAT）*。另见*全球变暖*。

全球变暖*（Global warming）* 全球变暖是指*全球表面温度*相对于一个基线*参考期*的增加，在足以消除年际变化的时期（如20或30年）内进行平均。通常选择的基线是1850–1900年（最早的可靠观测期，有足够的地理覆盖面），根据应用情况，可以使用更现代的基线。另见*气候变化*和*气候变率*。

全球增暖潜势（GWP）*（Global warming potential (GWP)）*
一个指数，用于衡量相对于参考物质*二氧化碳（CO_2）*，在选定时间段内排放单位质量某个给定的温室气体所造成的*辐射强迫*。GWP表示这些气体在不同时间留在*大气*中的综合影响及其对造成辐射强迫方面的相对作用。另见*生命期*和*温室气体排放指数*。

重力、旋转和变形（GRD）效应*（Gravitational, rotational and deformational (GRD) effects）* 参见*海平面变化（海平面上升/海平面下降）*。

重力恢复和气候实验（GRACE）*（Gravity Recovery And Climate Experiment (GRACE)）* 2002年至2017年期间用于测量地球重力场异常的一对卫星。这些场已被用于研究极地*冰盖*和*冰川*的质量变化等。

温室效应*（Greenhouse effect）* *大气*中所有红外线吸收成分的红外辐射效应。*温室气体（GHG）*、云、及一些*气溶胶*可吸收地球表面和大气放射的*地面辐射*。这些物质可朝所有方向放射*红外辐射*，但是在其他各项相等的情况下，放射到空间的净辐射量一般小于没有吸收物情况下的辐射量，这是因为在*对流层*中的温度随着高度的升高而降低以及随之而来放射的减弱。温室气体浓度的增加加强了这种效应程度，其差值有时称作强化温室效应。*人为排放*造成的温室气体浓度变化推动了瞬时辐射强迫。地表温度和*对流层*因响应这一*强迫*而变暖，同时可逐渐恢复大气层顶的辐射平衡。

温室气体排放量度*（Greenhouse gas emission metric）*
一种简化的关系，用于量化排放单位质量的特定*温室气体*对特定*气候变化*关键衡量的影响。相对GHG排放量度表达的是一种气体相对于排放单位质量的参考GHG对同一气候变化衡量的影响。有多种排放量度，最合适的量度取决于应用。温室气体排放量度可能在以下方面有所不同：（1）考虑的气候变化的关键衡量标准，（2）是否考虑了特定时间点的气候结果或综合考虑特定时间范围，（3）应用指标的时间范围，（4）是否适用于单一的排放脉冲、持续一段时间的排放或两者的结合，（5）是否考虑与没有排放相比，或与参考排放水平或气候状态相比，某一排放产生的气候影响。

注：大多数相对GHG排放指标（如*全球升温潜势（GWP）*、全球温度变化潜势（GTP）、全球损害潜势和GWP*）都使用*二氧化碳（CO_2）*作为参考气体。非CO_2气体的排放，在使用此类指标表示时，通常被称为“二氧化碳当量”排放。在*气候系统*对排放响应的关键措施方面建立等效性的指标并不意味着其他关键措施的等效性。衡量标准的选择，包括其时间范围，应反映应用该衡量标准的政策目标。

温室气体中和*（Greenhouse gas neutrality）* 即与某一主体相关的度量加权的人为*温室气体（GHG）*排放与度量加权的人为GHG移除相平衡。主体可以是国家、组织、地区或商品等实体，也可以是服务、事件等活动。温室气体中和通常是在整个生命期内进行评估，包括间接（“范围3”）排放，但也可以限于特定时期内由该主体可以直接控制的排放和清除，具体视相关计划而定。GHG排放和清除的量化取决于为比较不同气体的排放和清除而选择的GHG排放指标，以及为该指标选择的时间范围。

注1：温室气体中和与温室气体净零排放是重叠的概念。这些概念可以在全球或次全球尺度上应用（例如，区域、国家和次国家）。在全球尺度，温室气体中和与温室气体净零排放这两个术语是等同的。在次全球尺度，温室气体净零排放一般适用于报告实体直接控制或领土责任范围内的排放和清除，而温室气体中和一般包括报告实体直接控制或领土责任范围内外的排放和清除。温室气体计划或方案规定的核算规则对相关排放和清除的量化有很大影响。

注2：根据《巴黎协定规则手册》（第18/CMA.1号决定，附件，第37段），缔约方同意使用IPCC AR5的GWP100值或IPCC后续评估报告的GWP100值来报告温室气体的排放和清除总量。此外，缔约方可使用其他指标来报告关于温室气体排放和清除总量的补充信息。

注3：在某些情况下，实现温室气体中和可能依赖于补充使用抵消，以平衡在考虑到报告实体的行动后剩余的排放量。

另见*碳中和*、*温室气体排放量度*以及*温室气体净零排放*。

温室气体（GHG）*（Greenhouse gases (GHGs)）* 指*大气*中自然或*人为*产生的气体成分，能够吸收并释放在地球*海洋*和*陆地*表面、大气本身和云发出的辐射光谱中特定波长上的辐射。该特性可导致*温室效应*。水汽（H_2O）、*二氧化碳（CO_2）*、*氧化亚氮（N_2O）*、*甲烷（CH_4）*和*臭氧（O_3）*是地球大气中的主要温室气体。人为产生的GHG包括*六氟化硫（SF_6）*、*氢氟碳化物（HFC）*、*氯氟烃（CFC）*和全氟化碳（PFC）；其中的一些气体也是消耗臭氧的气体（并受*《蒙特利尔议定书》*管制）。另见*充分混合的温室气体*。

格陵兰冰盖（GrIS）*（Greenland ice sheet（GrIS））* 参见*冰盖*。

初级生产总值（GPP）*（Gross Primary Production (GPP)）* 参见*初级生产*。

地面臭氧*（Ground-level ozone）* 大气*臭氧（O_3）*是自然形成或源于近地面人类排放的*前体物*，因而影响人类健康、农业和*生态系统*。臭氧是一种*温室气体（GHG）*，但地面臭氧与平流层臭氧不同，前者还可直接影响地面的生物。地面臭氧有时被称为对流层臭氧，尽管*对流层*大部分距离地面很远，因此不会使地面生物直接暴露。

触地线*（Grounding line）* *冰川*或*冰盖*与*冰架*间的分界线；冰体从此处开始漂浮。通常这个连接处发生在一个有限的区带，而非一条线。

海盆尺度涡旋*（Gyre）* 海盆尺度的*海洋*水平环流型态，环绕洋盆缓慢流动，环流西侧有一个强而窄的（100–200公里宽）的边界流与其形成闭合。每个大洋中的副热带涡旋在涡旋中心都伴有高气压，而副极地涡旋则伴有低气压。

哈得莱单体*（Hadley cell）* 参见*哈得莱环流*。

哈得莱环流*（Hadley circulation）* 一种在*大气*中受热力驱动的直接翻转环流，它包括*对流层*上层的极向气流，下沉后进入副热带反气旋，在近地层作为信风的一部分开始回流，最终气流在赤道附近即在所谓的*热带辐合带*上升。

卤代烃*（Halocarbons）* 是一群卤代有机物的总称，其中包括*氯氟烃（CFC）*、氢氯氟碳化物（HCFC）、*氢氟碳化物（HFC）*、卤盐、氯甲烷和溴甲烷。很多卤代烃具有大的*全球增温潜势*。含氯和溴的卤代烃也与*臭氧层*损耗有关。

盐跃层*（Halocline）* 海洋水体中的一层，其中的盐度随深度迅速变化。一般而言，盐度大的水密度大，位于盐度低的水之下。在一些高纬度*海洋*，表层海水可能比深层水更冷，要靠盐跃层来维持水柱的稳定性，把表层水和深层水隔开。

盐比容*（Halosteric）* 参见*海平面变化（海平面上升/海平面下降）*。

盐比容海平面变化*（Halosteric sea level change）* 参见*海平面变化（海平面上升/海平面下降）*。

致灾因子危害性*（Hazard）* 可能发生的自然或人为物理事件或趋势，或物理影响，它可造成生命损失、伤害或其它健康*影响*，以及财产、基础设施、*生计*、服务提供、*生态系统*以及环境资源的损害和损失。另见*影响（后果、结果）*和*风险*。

热指数*（Heat index）* 衡量人体感觉空气热度的指标。该指数主要基于表面空气温度和*相对湿度*，因此它反映了高温高湿对人体生理机能的综合影响，并提供了潜在健康风险的相对指标。

热应力*（Heat stress）* 陆地或水生生物等在过度暴露于高气温或高水温或热辐射时，身体吸收过多热量的一系列状况。在水生呼吸动物中，缺氧和酸化会加剧对热的*脆弱性*。哺乳动物（包括人类）和鸟类在空气中的热应力因环境热量，高湿度和低风速的不利组合而加剧，导致体温调节失败。

热浪*（Heatwave）* 一段时间的异常炎热天气，通常参照相对温度阈值来定义，持续时间从两天到几个月不等。热浪和暖期的定义有所不同，但在有些情况下定义有所重叠。另见*海洋热浪*、*阻塞*、*热指数*和*热应力*。

强降水事件*（Heavy precipitation event）* 参见*极端/强降水事件*。

海因里希事件*（Heinrich event）* 在北大西洋的海洋沉积物芯中发现了由冰碛碎屑组成的独特的粗粒沉积物层。这些沉积层与北大西洋千年尺度的降温事件以及全球温度和水文变化的独特型式密切相关，这与这些时期*大西洋经向翻转环流（AMOC）*放缓甚至接近停滞的证据基本一致。

异养呼吸*（Heterotrophic respiration）* 指自养生物以外的有机物质向*二氧化碳（CO_2）*的转换。

全新世*（Holocene）* 目前*间冰期*地质时代，是*第四纪*时期中两个时代的第二个，前一个为*更新世*。国际地层委员会（ICS）界定全新世始于2000年之前的11700年（ICS, 2018）。它包含了全新世中期（MH），即以1950年之前的6000年为中心的1000年长的时期；这是气候模拟长期关注的时期，其特点是北半球的季节性增强，南半球的季节性减弱。全新世早期的标志是更新世陆地冰层的*冰消*后期，海平面的上升，以及出现了在不同时间影响不同地区的温暖阶段，通常被称为"全新世最暖期"。此外，该纪元还包括后冰期，大约在7000年前开始，当时现代*气候系统*的基本特征基本到位，因为更新世残余*冰盖*的影响减弱了。另见*人类世*。

全新世热力最大值（TM）*（Holocene Thermal Maximum (HTM)）* 参见*全新世*。

人类对气候系统的影响*（Human influence on the climate system）* 由于地球能量收支的扰动（也称为人为的*强迫*），人类驱动的活动导致了*气候系统*的变化。人类的影响来自于*温室气体*、*气溶胶*、消耗臭氧物质（ODS）的排放，以及土地利用变化。另见*人为的*、*人为排放*和*人为移除*。

人类系统*（Human system）* 人类组织和机构发挥主要作用的系统。该词通常是但并非总是社会或社会系统的同义词。在某种意义上，本报告所使用的这些系统，例如农业系统、城市系统、政治系统、技术系统以及经济系统，都属于人类系统。

飓风*（Hurricane）* 参见*热带气旋*。

水文气候*（Hydroclimate）* 与一个*区域*的水文有关的*气候*的一部分。

氢氟碳化物（HFC）*（Hydrofluorocarbons （HFCs））* 一种*温室气体（GHG）*。HFC是含有氟、碳和氢原子的有机化合物，是作为*氯氟烃（CFC）*的替代品而进行商业生产的，主要用于制冷和半导体制造。

水文循环*（Hydrological cycle）* 在该循环中水从*海洋*和土地表面蒸发，作为水汽被带入地球上方的大气环流，凝结成

云，又以雨或雪的形式降落到海洋和陆地上。它在陆地上可被树林和植被截获，可能以雪或冰的形式累积，在地表产生径流，渗入土壤，补充地下水，流入溪流，最终以河流、极地*冰川*和*冰盖*注入大海，最后又再次蒸发。水文循环中的各种系统通常称之为水文系统。

水文干旱（*Hydrological drought*） 参见*干旱*。

水文敏感性（η）（*Hydrological sensitivity (η)*） 一旦发生与大气和陆地表面对*辐射强迫*的快速调整有关的降水变化，每摄氏度*全球平均表面气温（GSAT）*变化的全球平均降水的线性变化。单位为每摄氏度%，但也可计算为每摄氏度W m^{-2}。另见*表观水文敏感性（ηa）*。

水圈（*Hydrosphere*） 是*气候系统*的一个组成部分，由*海洋*、江河、淡水湖泊、地下水等地表水、地下水和*湿地*组成。

缺氧（*Hypoxic*） 浅水*海洋*和淡水环境中的低溶解氧的条件。缺氧没有普遍的阈值。一些河口系统通常使用60 μmol kg^{-1}左右的数值，但这并不一定能直接转化为生物影响。缺氧条件是指完全没有氧气存在。另见*富营养化*。

测高法（*Hypsometry*） 陆地或冰面作为高度函数的分布。

冰河时代（*Ice age*） 这是一个非正式的术语，指以地球*气候*温度长期降低为特征的地质时期，导致*冰盖*和*冰川*的出现或扩张。在地球的冰河时代中，目前的*第四纪*以*冰期*和*间冰期*交替出现为特征。另见*冰消期或冰川消退或冰川终止*和*冰川–间冰川周期*。

冰芯（*Ice core*） 从*冰川*或*冰盖*中钻取的冰柱，以用于确定冰体的物理特性，并获取关于*气候*和*大气*成分以往变化的信息，而这些变化是保存于冰中或固封于冰中的空气。

冰盖（*Ice sheet*） 覆盖大陆规模范围的陆地冰体，通常定义为覆盖>50,000 km^2，是经过数千年积雪*累积*和压密形成的。冰盖从较高中心冰原向外沿小坡面流动。边缘地带坡度通常会急剧变陡。大部分冰通过快速冰流或*溢出冰川排出*，通常进入海洋或进入浮在海上的*冰架*。当今世界仅存两大冰盖，一个在格陵兰岛，另一个在南极洲。后者分为东南极冰盖（EAIS）、西南极冰盖（WAIS）和南极半岛冰盖。在*冰*期，还有其它冰盖存在。

冰架（*Ice shelf*） 由于*冰盖*的流动导致陆地冰从海岸向外延伸的具有相当厚度的漂浮冰原（通常水平范围广大，表面坡度非常平缓），最初的形成是由于雪的累积，且通常填满冰盖海岸线上的小海湾。几乎所有的冰架均在南极，*溢出*进入*海洋*的大部分冰均是通过冰架的流动。

冰流（*Ice stream*） *冰盖*中流动速度显著大于周围冰体的流冰。它通常受强剪切而出现裂隙并脱离周围冰体。

冰–反照率反馈（*Ice–albedo feedback*） 一种涉及地球表面*反照率*变化的*气候反馈*。雪和冰的反照率（高达~0.8）比平均行星反照率（~0.3）大得多。随着温度升高，预计冰雪面积将减少，地球的整体反照率会降低，从而更多的*太阳辐射*被吸收，地球将进一步变暖。

冰山（*Iceberg*） 大块淡水冰在*崩解*过程中从*冰川*或*冰架*脱离，并漂浮在（至少高出海面5 m）开阔水域。较小的浮冰称之为“小冰山”（高出海面不到5 m）或“碎屑冰”（高出海面不到2 m），是源于冰川或冰架，或源于大型冰山破碎。冰山还可按形状分类，最常见的是平顶（四周陡峭而顶部平坦）或非平顶（形状各异，有圆顶和尖顶）（NOAA，2021）。在湖泊中，冰山会源于陆架冰断裂，而陆架冰则是通过湖面的冻结而形成。

影响（*Impacts*） 已经出现的*风险*对自然和人类系统产生的结果，这些风险源于气候相关*危害*（包括极端天气和气候事件）、*暴露度*及*脆弱性*之间的相互作用。影响通常是指对生命、*生计*、健康和福祉、*生态系统*和物种、经济、社会及文化资产、服务（包括生态系统服务）和基础设施等方面的影响。影响可称之为后果或结果，可能是不利的或有益的。另见*适应*、*暴露度*、*危害*、*脆弱性*和*风险*。

入射太阳辐射（*Incoming solar radiation*） 参见*日射*。

印度洋海盆（IOB）模态（*Indian Ocean Basin (IOB) mode*） 一种年际变率模态，其特点是印度洋海面在整个海盆范围内交替变暖和变冷。它主要是对*厄尔尼诺–南方涛动（ENSO）*的响应，但往往在ENSO的赤道东太平洋信号消失后仍然持续。IOB可影响到南亚、东南亚和东亚以及非洲的大气环流、温度和降水，并可调节西北太平洋的*热带气旋*活动。见AR6 WGI报告附件四的AIV.2.4节。另见*气候变率模态*和*印度洋偶极子（IOD）*。

印度洋偶极子（IOD）（*Indian Ocean Dipole (IOD)*） 一种年际变率模态，以热带印度洋*海面温度*距平的东西向偶极子为特征。其正相显示苏门答腊岛和爪哇岛附近的海面降温和索马里附近的海面升温，再加上沿赤道的异常海面东风，而在负相则出现相反的距平。IOD通常在北半球夏季发展，在秋季成熟，控制着澳大利亚、东南亚和东非的部分降雨年际变率。见AR6 WGI报告附件四的AIV.2.4节。另见*印度洋海盆（IOB）模态*。

间接气溶胶效应（*Indirect aerosol effect*） 参见*气溶胶–云的相互作用*。

间接土地利用变化（iLUC）（*Indirect land-use change (iLUC)*） 参见*土地利用变化（LUC）*。

工业革命（*Industrial revolution*） 是一个工业快速增长并对社会和经济产生了深远影响的时期，它始于十八世纪下半叶的英国，并传播到欧洲，随后传播到包括美国在内的其它一些国家。蒸汽机的发明是这一发展的重要标志。工业革命标志着*化石燃料*（最初是煤炭）的使用开始显著增加，从而*二氧化碳（CO_2）*排放量开始大量增长。

红外辐射（*Infrared radiation*） 参见*地球辐射*。

初始条件集合（ICE）（*Initial condition ensemble (ICE)*） 参见*气候模拟集合*。

日射（*Insolation*） 按纬度和季节测量的抵达地球的*太阳辐射*量（单位：W m^{-2}）。通常，日射指到达*大气*顶部的辐射。有时特指到达地球表面的辐射。另见*轨道强迫*和*全日射（TSI）*。

气溶胶－云相互作用所致的瞬时辐射强迫（或效应）（IRFaci）（*Instantaneous radiative forcing (or effect) due to aerosol–cloud interactions (IRFaci)*） 参见*气溶胶－云相互作用*。

气溶胶－辐射相互作用所致的瞬时辐射强迫（或效应）（IRFari）（*Instantaneous radiative forcing (or effect)* *due to aerosol–radiation interactions (IRFari)）* 参见*气溶胶–辐射相互作用*。

综合评估模式（IAM） *（Integrated assessment model (IAM)）* 将两个或两个以上领域的知识并入一个单一框架的模式。它们是开展综合评估的主要工具之一。*减缓*气候变化方面采用的一类IAM可包括下列方面的表述：多个经济行业，例如能源、*土地利用*和*土地利用变化*；各行业之间的互动；整体经济；相关的*温室气体（GHG）*排放和*汇*；以及*气候系统*的简化表述。此类模式用于评估经济、社会和技术发展与气候系统演进之间的关系。此外另一类包括与气候变化*影响*有关的成本表述，但经济系统的详细表述较少。这些可用于评估成本–效益框架中的影响和减缓，并已用于估算碳的社会成本。

年代际太平洋涛动（IPO） *（Inter-decadal Pacific Oscillation (IPO)）* 参见*太平洋年代变率（PDV）*。

热带辐合带（ITCZ） *（Inter-tropical Convergence Zone (ITCZ)）* 热带辐合带是赤道附近的纬向低气压带、伴有强*对流*和强降水，它是东北信风和东南信风交汇地带。该辐合带随季节移动。另见*南太平洋辐合带（SPCZ）*。

间冰期的或间冰期 *（Interglacial or interglaciation）* — 个*冰河时代*内*冰*期之间持续了数千年的全球暖期。通常是当平均海平面接近于目前水平时对应奇数*深海氧同位素阶段*（MIS）。末次间冰期（LIG）出现在距今（定义为1950年）大约129–116ka（千年）前，而有些地区暖期的出现要早几千年。根据MIS，*间冰期*定义为上次冰期终止期的中点与下次冰期起始之间的间隔。LIG对应MIS 5e。当前的间冰期即*全新世*，始于公元2000年之前的11700年，尽管全球平均海平面在距今约7000年前才接近其目前位置。另见*冰消期的或冰消期或冰期终止期*、*冰期–间冰期循环*、*冰期的或冰期*和*冰河时代*。

内部气候变率 *（Internal climate variability）* 参见*内部变率*（*在*术语*气候变率*下）。

间冰阶的或间冰段 *（Interstadial or interstade）* *冰期*或*间冰期*间隔期间区域气候变暖的短暂时期，特点通常是短暂的冰川后退。与冰期或间冰期间隔（持续数千年至数万年）相比，间冰阶通常持续时间短(数百年至数千年)。区域间冰阶事件的一个例子是基于格陵兰*冰芯*中氧*同位素*比率记录的千年尺度变暖，即所谓的“格陵兰间冰阶”（Johnsen等人，1992）。另见*冰阶或冰段*。

不可逆性 *（Irreversibility）* 如果*动力系统*通过自然过程从扰动状态中恢复需要远长于重要的时间尺度，则在给定的时间尺度上，这种扰动状态定义为不可逆的。另见*临界点*。

地壳均衡或地壳均衡性 *（Isostatic or Isostasy）* 地壳均衡性指地球对地表负荷变化的响应。它包括变形和重力响应。这种响应在短时间尺度上表现为弹性，如地球–海洋对山地冰期近期变化的响应；或在更长时间尺度上表现为黏弹性，如对*末次冰期冰盛期*之后的末次*冰消期*的响应。

同位素 *（Isotopes）* 有相同质子数，不同中子数的同一化学元素的原子。一些质子–中子的组态稳定(稳定同位素)，而另一些则不稳定，会出现自然放射性衰变（放射性同位素）。多数元素具有一个以上的稳定同位素。同位素可用于追踪输送过程或研究改变同位素比值的过程。此外，放射性同位素提供时间信息，用于放射性年代鉴定。另见*^{13}C*和*^{14}C*。

关键气候指标 *（Key climate indicators）* 参见*气候指标*。

克里格 *（Kriging）* 克里格是一种插值法（通常是在与大气或海洋数据配合使用的空间插值），其中的插值估算是利用先验协方差主导的高斯过程。

拉尼娜 *（La Niña）* 参见*厄尔尼诺–南方涛动（ENSO）*。

陆地 *（Land）* 生物圈的陆地部分，包括自然资源（土壤、近地表空气、植被和其他生物群和水）、生态过程、地形，以及在该系统内运作的人类住区和基础设施（UNCCD, 1994; FAO, 2007）。

土地覆盖 *（Land cover）* *陆地*的生物物理覆盖（例如，裸露土壤、岩石、*森林*、建筑物和道路或湖泊）。土地覆盖通常按大的土地覆盖类别进行分类（例如，落叶林、针叶林、混交林、草地、裸露地面）。[注：在有些文献中，土地覆盖和*土地利用*可互换使用，但两者代表不同的分类体系。例如，土地覆盖类型为林地可以存在各种土地利用类型，例如畜牧、娱乐、保育或木材采伐。]

土地覆盖变化 *（Land cover change）* 由于*土地利用*变化或自然条件变化，从一种*土地覆盖*种类变为另一种土地覆盖种类（Pongratz等人，2018）。另见*土地利用变化（LUC）*。

地表气温（LSAT） *（Land surface air temperature (LSAT)）* 陆地的近地表气温，通常利用标准气象设备在距地表1.25–2米的高度测量。

土地利用 *（Land use）* 适用于*陆地*一块土地的安排、活动和投入的总和。土地利用这一术语也用于针对社会和经济目的所管理的土地（例如放牧、木材采伐、水土保持和城市住宅）。在国家*温室气体（GHG）*清单中，土地利用是按照IPCC关于森林土地、农田、草地、湿地和居住区等土地利用类别进行划分（参见《2006年IPCC国家温室气体清单指南》及其2019年细化指南（IPCC, 2006, 2019））。

土地利用变化（LUC） *（Land-use change (LUC)）* 从一种*土地利用*类别变为另一种土地利用类别。注意在某些科学文献中，土地利用变化包括土地利用类别的变化以及土地管理的变化。另见*造林*、*毁林*和*再造林*。

间接土地利用变化（iLUC） *（Indirect land-use change (iLUC)）*
重点地区之外的土地利用变化，它的发生是由于重点地区之内土地利用或管理的变化，例如通过市场或政策驱动因素。例如，如果农业土地转为生物燃料生产，则在其它地区会出现*森林*砍伐来替代先前的农业生产。参见*土地利用变化（LUC）*。

陆地水储量（LWS） *（Land water storage (LWS)）* 陆地水储量（LWS）包括所有地表水、*土壤水分*、地下水储量和雪，但不含*冰川*和*冰盖*中的水。LWS变化的起因既有水循环的人为直接干预（例如，在江河中建设大坝将水存储于水库中、从地下水储层中抽取地下水用于消费和灌溉，或*毁林*），也有*气候*变化（例如，内陆湖和*湿地*的水量变化、林冠覆盖变化、土壤变化、*多年冻土*变化及积雪变化）。气候变化导致的陆地水储量变化还受到*人为*影响的间接波及。另见*海平面变化（海平面上升/海平面下降）*。

直减率 *（Lapse rate）* 一个大气变量（通常指温度）随高度的变化率。当变量随高度减小时，直减率为正值。

大尺度（Large-scale） 气候系统包括从微尺度至全球尺度的过程相互作用。定义"大尺度"的任何阈值均是任意的。要了解大尺度气候变率和变化就需要了解对外部强迫的响应以及内部变率的作用。许多外部强迫均有显著的半球或大陆尺度变化。气候变率模态受洋盆尺度过程驱动。因此，我们确定大尺度涵盖洋盆和大陆尺度以及半球和全球尺度。

末次冰消转换（*Last deglacial transition*） 参见冰消期的或冰消期或冰期终止期和新仙女木期。

末次盛冰期（LGM）（*Last Glacial Maximum (LGM)*） 参见冰期的或冰期。

末次间冰期（LIG）（*Last Interglacial (LIG)*） 参见间冰期的或间冰期。

过去千年（*Last millennium*） 公元（CE）1001年至2000年之间的时间段。包括小冰期，这是一个大致定义的时期，其特征是世界各地的山地冰川多次扩张，其时间因地区而异，但通常发生在公元1400年至公元1900年之间。过去千年还主要包括中世纪暖期（也称之为中世纪气候异常），这是一个大致定义的时期，有相对温暖的条件或其它气候变化，例如广泛的干旱，其时间和幅度因地区而异，但通常发生在公元900年至1400年之间。通过古气候模拟比较计划（PMIP）进行的过去千年的瞬变气候模拟实验是从公元850年至1849年。

潜热通量（*Latent heat flux*） 从地球表面到大气的热湍流通量，它与地表水汽的蒸发或凝结有关；是地表能量收支的一部分。另见感热通量。

生命期（*Lifetime*） 生命期是一个通用术语，用来从不同时间尺度描述影响痕量气体浓度的过程的速率。可分为以下几种生命期：

响应时间或调整时间（T_a）（Response time or adjustment time (T_a)）
响应时间或调整时间（T_a）是描述进入库中瞬时脉冲输入衰减的时间尺度。调整时间这一术语也用于描述库中的质量在源的强度发生某一阶段的变化后进行的调整。半生命期或衰减常数用于量化一阶指数式的衰减过程。有关气候变化的不同定义，参见响应时间或调整时间。

为了简化，生命期一词有时也可用于替代调整时间。

在一般情况下，当化合物的总清除率与库的总质量成正比时，调整时间等于周转时间：$T = T_a$。例如CFC-11，仅通过平流层的光化学过程就能将其从大气中清除。在更为复杂的情况下，当涉及若干库或当清除与总质量不成比例时，等式$T = T_a$不再成立。

二氧化碳（CO_2）
是一个极端的例子。由于大气和海洋及陆地生物圈之间的快速交换，它的周转时间仅约4年。然而，大部分CO_2在几年内又返回到大气中。大气中CO_2的调整时间取决于数月到几十万年时间尺度一系列过程的碳清除率。因此，15%–40%排放的CO_2脉冲仍将在大气中滞留1000多年，10%–25%将在大气中滞留大约1万年，其余的将在几十万年中被清除。

以甲烷（CH_4）
为例，调整时间不同于周转时间，因为它的清除主要是通过与羟基（OH）的化学反应，而OH本身的浓度又取决于CH_4浓度。因此，CH4的清除率S与其总质量M不成比例。

周转时间（T）（Turnover time (T)）
（也称为大气总生命期）是库（例如，大气中的一个气态化合物）的质量M与从库中的总清除率S之比：T = M/S。对于每个清除过程，单独的周转时间是可以定义的。在土壤碳生物学中，这是指平均滞留时间。

吸光颗粒物（Light-absorbing particles）
吸光颗粒物（LAP），例如黑碳（BC）、棕碳和尘等颗粒物都可吸收太阳辐射并将其转化为内部能量，从而升高颗粒物的温度并释放出热红外辐射，被周围介质选择性地吸收。LAP可影响大气和云的能量平衡，而在附着于雪和冰上时，它们会降低雪/冰的反照率，从而促进加热并加速融化。这些颗粒物对气候有升温效应。

可能性（*Likelihood*） 某个特定结果的发生机率，可用概率估算。本报告中采用标准术语表述可能性（Mastrandrea等人，2010）。另见一致性、信度和不确定性。

岩石圈（*Lithosphere*） 固体地球的外层（大陆和海洋的固体部分），包括全部地壳的岩石和寒冷但主要是具有回弹性的上地幔部分。虽然火山活动是岩石圈的一部分，但并未被视为气候系统的一部分，而是作为外部强迫因子。

生计（*Livelihood*） 人们为生活而使用的资源和开展的活动。生计通常取决于人们可获取的权利和资产。此类资产可分为人力、社会、自然、有形或财务。

局部海平面变化（*Local sea level change*） 参见海平面变化（海平面上升/海平面下降）。

长寿命气候强迫因子（LLCF）（*Long-lived climate forcers (LLCFs)*） 在大气中生命期长的一组充分混合的温室气体。这组化合物包括二氧化碳（CO_2）和氧化亚氮（N_2O）以及一些氟化气体。它们对气候有增温效应。这些化合物在大气中以十年至百年时间尺度累积，因而其排放后对气候的影响会持续数十年至数百年。在数十年至百年时间尺度上，已排放的长寿命气候强迫因子排放量只能通过温室气体移除来减少。

长波辐射（*Longwave radiation*） 参见地球辐射。

低可能性高影响结果（*Low-likelihood, high impact outcomes*） 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的潜在影响高的后果/事件。为了更好地为风险评估和决策提供依据，如果会带来极大后果而且因此可能构成实质性风险，即使那些后果不一定代表最可能的结果，则也要考虑此类低可能性结果。

马登–朱利安振荡（MJO）（*Madden–Julian Oscillation (MJO)*） 热带大气季节内变率的最大模态，通常周期为20–90天。MJO对应的是气压、风和主要沿赤道向东移动的深对流的行星尺度扰动。随着它的发展，MJO伴随着大尺度降雨增强和抑制的时间交替，最大降雨负荷是在印度洋和西太平洋，不过在动力场中，可在大西洋/非洲追踪到MJO的影响。参见AR6 WGI报告附件四第AIV.2.8节。

不良适应行动（不良适应）（*Maladaptive actions (Maladaptation)*） 可导致不利气候相关结果风险增加的行动，包括目前或将来的增加温室气体（GHG）排放、加大对气候变化的脆弱性，或降低福祉。不良适应通常会产生意想不到的后果。

海洋云增亮（MCB）（*Marine cloud brightening (MCB)*） 参见人工干预太阳辐射（SRM）。

海洋热浪（*Marine heatwave*） 与持续数日至数月极暖的历史温度相比，同期水温异常温暖的时期。这种现象可在*海洋*中任何地方出现，尺度可达数千公里。另见*热浪*。

海洋冰崖不稳定性（MICI）（*Marine ice cliff instability (MICI)*） 冰崖崩塌的一种假设机制。如果临海而止的*冰盖*失去*冰架*的支撑，则会显露出冰崖。如果显露的冰崖很高（总高度约800米，或水面之上部分约为100米），则冰崖壁的应力会大于冰的强度，而冰崖在反复*崩解*事件中会出现结构断裂。另见*海洋冰盖不稳定性（MISI）*。

海洋冰盖不稳定性（MISI）（*Marine ice sheet instability (MISI)*） 在冰川床向*冰盖*内陆倾斜的情况下，临海而止的*冰川*的*接地线不可逆*（十年到百年时间尺度）后退的机制。另见*海洋冰崖不稳定性（MICI）*。

深海氧同位素阶段（MIS）（*Marine isotope stage (MIS)*） *冰期*和*间冰期*交替的地质时期，根据深海沉积岩芯微体化石的氧*同位素*成分推断，每个交替期通常持续数万年。从现在越往前推算，MIS的阶段数越大，现代是MIS 1。偶数MIS对应冰期，奇数MIS为间冰期。

海基冰盖（*Marine-based ice sheet*） 覆盖相当大区域且冰床在海平面以下的*冰盖*，其周边部分与*海洋*接触。最有名的例子是西南极冰盖。

（冰川或冰盖的）物质平衡/收支（*Mass balance/budget (of glaciers or ice sheets)*） 在规定的时间内（通常是一年或一个季节），冰体（如*冰川*或*冰盖*）的质量输入（*累积*）和质量损失（*消融*）之差。表面物质平衡是指表面累积和表面消融之差。

（冰川、冰盖或积雪）消融（Ablation (of glaciers, ice sheets, or snow cover)）
冰川、*冰盖*或*积雪*质量损失的所有过程。主要过程是融化，对于冰川也会产生*崩解*（或者是，当冰川为*冰架*提供冰量时，通过*接地线*的*冰溢流*），但如升华和风吹雪等其他过程也会导致消融。消融也指通过这些过程中的任何一种产生的质量损失。

（冰川、冰盖或积雪的）累积（Accumulation (of glaciers, ice sheets, or snow cover)）
可增加*冰川*、*冰盖*或*积雪*质量的所有过程。累积的主要过程是降雪。累积还包括白霜的沉积、冻雨、其他类型的固态降水、风吹雪的增加、雪崩和底部积累（通常在浮冰下）。

（冰的）溢流（Discharge (of ice)）
通过垂直于冰流方向的*冰川*垂直部分的冰流速率。通常用于指临海而止冰川前缘的质量损失（主要是*冰山*的*崩解作用*和水下融化），或是流过漂流*冰架接地线*的质量。

平均海平面（*Mean sea level*） *海洋*一个特定点的海平面在一个延续时期（例如一个月或一年）的平均值。平均海平面常被用作表示陆地上海拔高度的国家基准数据。

超大城市（*Megacity*） 居民人口1千万人以上的都市区。

融水脉冲1A（MWP-1A）（*Meltwater Pulse 1A (MWP-1A)*） 大约14700至14300年前，快速的全球*海平面上升*的一个特定时段，它与末次*冰期*有关，并归因于*冰盖*和*冰川*加速融化导致的淡水进入*海洋*的*通量*。最初的定义是基于*氧同位素*数据（Duplessy等人，1981），后来表明是通过高速率海平面上升体现出来（Fairbanks，1989）。另见*冰消期的或冰消期或冰期终止期*。

经圈翻转环流（MOC）（*Meridional overturning circulation (MOC)*） *海洋*中经圈（南—北）翻转环流，其量值是各深度层或密度层上质量输送量的纬向（东—西）之和。在北大西洋，远离副极地地区，MOC（原则上是可观测量）常以热盐环流（THC）来表示，热盐环流是一种并不全面的概念性解释。MOC也受风驱动，而且还可包括较浅层的翻转环流，例如在热带和副热带海洋上层出现的翻转环流，这些暖（轻）水的浅层水向极地方向流动，转变为密度略高的水，并在海洋更深层向赤道方向潜沉。

大西洋经圈翻转环流（AMOC）（Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC)）
南大西洋和北大西洋的主要洋流系统。AMOC将*海洋*上层的暖水向北输送，并将深层冷水向南输送，是全球海洋环流系统的一部分。AMOC的强度变化可影响*气候系统*的其它组成部分。

气象干旱（*Meteorological drought*） 参见*干旱*。

甲烷（CH_4）（*Methane (CH_4)*） 温室气体（GHG）甲烷是天然气的主要成分，并且与所有碳氢燃料有关。甲烷的显著*人为排放*主要是由于畜牧业和水稻生产。有机物在*湿地*等厌氧条件下腐败也会自然产生甲烷。在未来*全球变暖*的情况下，*多年冻土*融化、*湿地*以及海底天然气水合物有可能带来甲烷排放增加。另见*短寿命气候强迫因子（SLCF）*。

小气候（*Microclimate*） 地面或近地面的局部*气候*。

微波探测仪（MSU）（*Microwave sounding unit (MSU)*） 美国国家海洋和大气管理局（NOAA）极轨卫星上的微波探测仪，它是通过一组接近60 GHz的发射谱线测量氧分子释放的热量，从而估算*大气*各厚度层的温度。1978年末，一组九个微波探测仪开始进行此类测量。1998年中期开始，一组第二代仪器—先进微波探测仪（AMSU）开始投入运行。

全新世中期（MH）（*Mid-Holocene (MH)*） 参见*全新世*。

上新世中期暖期（MPWP）（*Mid-Pliocene Warm Period (MPWP)*） 参见*上新世*。

矿化/再矿化（*Mineralization/Remineralization*） 通过微生物分解，元素从其有机形式转化为无机形式。在氮矿化过程中，生物活性将腐烂的动植物残体中的有机氮（蛋白质、核酸、氨基糖以及尿素）转化为氨（NH_3）和铵（NH_4^+）。

减缓（气候变化）（*Mitigation (of climate change)*） 旨在减少排放或增加*温室气体*的*汇*的人类干预。

减缓路径（*Mitigation pathways*） 参见*路径*。

减缓潜力（*Mitigation potential*） 与特定的排放基线相比，以某种*减缓*方案可实现的净*温室气体*减排量。[注：净温室气体减排量是减少的排放量和/或增加的*汇*之和。]另见*封存潜力*。

生物地球物理潜力（Biogeophysical potential）
在不考虑技术、社会、经济和/或环境因素的情况下，受生物、地球物理和地球化学极限值以及热力学制约的减缓潜力。

经济潜力（Economic potential）
考虑到社会贴现率和外部效应价值，技术潜力中社会效益超过社会成本的部分。

技术潜力（Technical potential）
受生物地球物理极限值以及技术和实践可用性制约的减缓潜力。技术潜力的量化主要考虑技术因素，但如果社会、经济和/或环境因素是部署某种方案的巨大障碍，偶尔也会包括这些因素。

减缓情景（*Mitigation scenario*） 参见*情景*。

混合比（*Mixing ratio*） 参见*摩尔分数或混合比*。

模式集合（*Model ensemble*） 参见*气候模拟集合*。另见*集合*。

模式初始化（*Model initialization*） 在进行*气候预测*时，通常由初始状态开始将*气候模式*随时间向前积分，以期反映*气候系统*的实际状态。现有的气候系统观测数据被同化入模式。初始化是一个复杂的过程，它受限于现有的观测数据、观测误差，同时取决于所使用的程序，而且也会受到气候*强迫*历史数据中*不确定性*的影响。初始条件将包含误差，它会随预报的进展而增加，从而限制了有效预报的时段。

模式离散（*Model spread*） 不同*气候模式*模拟结果的范围或离散程度，例如耦合模式比较计划第六阶段（CMIP6）的集合结果给出的范围。即使采用数字表示，也无需在*反馈*、*强迫*或*预估*中提供详尽且正式的*不确定性*估值，例如，通过计算模式响应的标准偏差。为了量化不确定性，必须利用统计框架，将观测数据、物理限制条件以及专家判断等信息加以综合考虑。

气候变率模态（*Modes of climate variability*） 具有内在空间型态、季节性和时间尺度的*气候系统*的*自然变率*周期性时空结构。模态的出现可通过大气环流的动力学特征产生，也可通过*海洋*和*大气*之间的耦合产生，并与地表和*海冰*有某些相互作用。变率的许多模态是由内部气候过程驱动，且是次季节到年代时间尺度气候*可预测性*的重要潜在来源。参见AR6 WGI报告附件四。另见*环状模态*、*热带大西洋变率（TAV）*、*印度洋偶极子（IOD）*、*印度洋洋盆（IOB）模态*、*太平洋年代变率（PDV）*、*太平洋年代涛动（PDO）*（在术语*太平洋年代变率（PDV）*下）、*厄尔尼诺—南方涛动（ENSO）*、*北大西洋涛动（NAO）*、*北半球环状模态（NAM）*（在术语*环状模态*下）、*南半球环状模态（SAM）*（在术语*环状模态*下）、*大西洋经向模态（AMM）*（在术语*热带大西洋变率（TAV）*下）、*大西洋纬向模态（AZM）*（在术语*热带大西洋变率（TAV）*下）、*马登—朱利安振荡（MJO）*、*大西洋多年代变率（AMV）*和*年代际太平洋涛动（IPO）*（在术语*太平洋年代变率（PDV）*下）。

摩尔分数或混合比（*Mole fraction or mixing ratio*） 摩尔分数或混合比，指在给定体积中某种成分的摩尔数与该体积中所有成分的摩尔总数之比。它常用于干空气。*充分混合的温室气体*典型值的量级约为μmol mol^{-1}（百万分率：ppm）、nmol mol^{-1}（十亿分率：ppb）以及fmol mol^{-1}（万亿分率：ppt）。摩尔分数不同于体积混合比，后者常以ppmv等表示，并对非理想气体进行订正。这种订正对于许多*温室气体*的测量精度有显著相关性（Schwartz和Warneck，1995）。

季风（*Monsoon*） 参见*全球季风*。

《蒙特利尔议定书》（*Montreal Protocol*） 1987年在蒙特利尔通过了《关于消耗臭氧层物质的蒙特利尔议定书》，而后又作了一系列调整和修订（包括伦敦（1990）、哥本哈根（1992）、维也纳（1995）、蒙特利尔（1997）、北京（1999）和基加利（2016））。该议定书是对破坏*平流层臭氧（O_3）*的含氯和溴化学品（例如*氯氟烃（CFCs）*、甲基氯仿、四氯化碳等）的消耗和生产进行控制。自2016年《基加利修正案》通过以来，作为消耗臭氧层物质（ODS）替代品的氢氟碳化物（HFC），因其作为*温室气体（GHG）*的*气候*效应，已成为逐步减少的目标。

多模式集合（MME）（*Multi-model ensemble (MME)*） 参见*气候模拟集合*。另见*集合*。

叙述（*Narrative*） 参见*情节*。另见*路径*。

自然系统（*Natural systems*） 其运行与人类活动无关的地球系统的动态物理、物理化学和生物组成部分。

自然变率（*Natural variability*） 参见*气候变率*。

近地表多年冻土（*Near-surface permafrost*） 参见*多年冻土*。

负温室气体排放（*Negative greenhouse gas emissions*） 通过人类的专项活动移除*大气*中的*温室气体（GHG）*，即除了通过自然*碳循环*或大气化学过程的移除以外。另见*二氧化碳移除（CDR）*、*净负温室气体排放*、*净零CO_2排放*和*净零温室气体排放*。

净负温室气体排放（*Net negative greenhouse gas emissions*） 当度量标准加权的人为*温室气体（GHG）*移除量超过度量标准加权的人为GHG排放量时，可实现净负温室气体排放的情况。如果涉及多种GHG，则净排放的量化取决于选定用于比较不同气体排放量的指标（例如*全球变暖潜势*、全球温度变化潜势等，以及选择的时间范围）。另见*净零CO_2排放*、*净零温室气体排放*、*负温室气体排放*、*二氧化碳移除（CDR）*和*温室气体排放量度*。

净初级生产（NPP）（*Net primary production (NPP)*） 参见*初级生产*。

净零CO_2排放（*Net zero CO_2 emissions*） 规定时期内人为*二氧化碳（CO_2）*移除量抵消人为CO_2排放量的条件。

注：碳中和与净零CO_2排放是重叠的概念。此类概念可在全球或次全球（例如，区域、国家和次国家）尺度上应用。在全球尺度，碳中和与净零CO_2排放这两个术语是同等的。在次全球尺度，净零CO_2排放通常适用于在报告实体的直接控制或领土责任下的排放和移除，而碳中和通常包括在报告实体的直接控制或领土责任内外的排放量或移除量。GHG计划或方案规定的核算规则可对相关CO_2排放量和移除量的量化产生显著影响。

另见*净零温室气体排放*和*碳中和*。

净零温室气体排放（*Net zero greenhouse gas emissions*） 规定时期内，度量标准加权的人为*温室气体（GHG）*移除量抵消度量标准加权的人为GHG排放量的条件。对净零GHG排放量的量化取决于所选择的GHG排放度量标准，以比较不同气体的排放量和移除量以及该度量标准选定的时间范围。

注1：GHG中和与净零GHG排放是重叠的概念。净零GHG排放概念可在全球或次全球（例如，区域、国家和次国家）尺度上应用。在全球尺度，GHG中和与净零GHG排放这两个术语是同等的。在次全球尺度，净零GHG排放通常适用于在报告实体的直接控制或领土责任下的排放量和移除量，而GHG中和通常包括在报告实体的直接控制或领土责任内外的人为

排放量或人为移除量。GHG计划或方案规定的核算规则能对相关排放量和移除量的量化产生显著影响。

注2：根据《巴黎规则手册》（第18/CMA.1号决定，附件第37段），缔约方一致同意使用IPCC AR5的GWP100值或后续的IPCC评估报告的GWP100值来报告GHG的综合排放量和移除量。此外，缔约方可使用其它度量标准来报告关于GHG综合排放量和移除量的补充信息。
另见*净零CO_2排放*、*温室气体排放量度*和*温室气体中和*。

氮沉降（*Nitrogen deposition*） 氮沉降被定义为氮通过湿沉降和干沉降过程，从*大气*转移至地球表面。

氧化亚氮（N_2O）（*Nitrous oxide (N_2O)*） 农业（土壤和厩肥管理）是温室气体（GHG）N_2O的主要*人为*源，但污水处理、*化石燃料*燃烧以及化工生产过程也是重要的因素。土壤和水体中的各类生物源，特别是潮湿热带*森林*中的微生物作用，也会自然地产生N_2O。

非CO_2排放和辐射强迫（*Non-CO_2 emissions and radiative forcing*） 本报告中所含的非CO_2排放均为*人为排放*，而不是导致*辐射强迫*的*二氧化碳（CO_2）*。这些分别包括*短寿命气候强迫因子*，例如*甲烷（CH_4）*、一些氟化气体、*臭氧（O_3）*前体物、*气溶胶*或气溶胶*前体物*，例如*黑碳*和二氧化硫，以及长寿命*温室气体*，例如*氧化亚氮（N_2O）*或其它氟化气体。涉及非CO_2排放和地面*反照率*变化（例如，由于*土地利用变化*）的辐射强迫称之为非CO_2辐射强迫。

非线性（*Non-linearity*） 没有简单因果比例关系的过程称为非线性。*气候系统*包含许多此类非线性过程，使该系统出现可能极为复杂的规律。这种复杂性可能导致*气候突变*和*临界点*。

非甲烷挥发性有机化合物（NMVOC）（*Non-methane volatile organic compounds (NMVOCs)*） 参见*挥发性有机化合物（VOC）*。

非过冲路径（*Non-overshoot pathways*） 参见*路径*。

北美季风（NAmerM）（*North American monsoon (NAmerM)*） 参见*全球季风*。

北半球环状模态（NAM）（*Northern Annular Mode (NAM)*） 参见*环状模态*。

北大西洋涛动（NAO）（*North Atlantic Oscillation (NAO)*） 北大西洋洋盆大尺度大气变率的主要模态，其特点是在副热带亚速尔高压与中-高纬度地区冰岛低压之间的海平面气压或位势高度的交替（跷跷板）变化，并向北延伸深入北极。它伴随着横跨广阔北大西洋—欧洲区域的主西风带强度和纬度位置的振荡，因此伴随着隐嵌的*温带气旋*及相关锋面系统的振荡，导致整个北大西洋相邻大陆的强*遥相关*。NAO的正位相和负位相表现出与*北半球环状模态（NAM）*相似的特征。参见AR6 WGI报告附件四第AIV.2.1节。

北半球极地涡旋（*Northern polar vortex*） 参见*平流层极地涡旋*。

海洋（*Ocean*） 互连的咸水体，覆盖着71%的地球表面，占地球水量的97%，并且可提供99%的地球生物可栖息空间，包括北极、大西洋、印度洋、太平洋和南大洋，及其边缘海域和沿岸水域。

海洋酸化（OA）（*Ocean acidification (OA)*） 在较长一段时期（通常为几十年或以上）*海洋*的*pH*值减小，并伴有其它化学变化（主要是碳酸盐和碳酸氢盐离子水平的变化），主要是由于*吸收*了*大气*中的*二氧化碳（CO_2）*所致，但也由于海洋中其它化学物质增加或减少所致。*人为*OA是指人类活动造成pH值减小的部分（IPCC, 2011, p.37）。

海洋碱化/海洋碱度增强（*Ocean alkalinization/Ocean alkalinity enhancement*） 一种建议的*二氧化碳移除（CDR）*方法，包括*海洋*表面碱性矿物质沉积物或其分解产物。这会增加海面的*总碱度*，从而会促进对海洋*二氧化碳（CO_2）*的吸收，并改善海洋表面酸化。另见*人为移除*。

海洋碳循环（*Ocean carbon cycle*） 海洋*碳循环*是*海洋*内各个碳*池*之间以及*大气*、地球内部、*冰冻圈*和海底之间碳交换的一系列过程。另见*碳循环*。

海洋脱氧（*Ocean deoxygenation*） *海洋*中的氧气损失，是由于海洋变暖，因会降低氧溶解度，增加氧的消耗和*层结*，从而减少氧气混入海洋内部。在*海岸*带添加过多的营养物质也会加剧脱氧。

海洋动态海平面变化（*Ocean dynamic sea level change*） 参见*海平面变化（海平面上升/海平面下降）*。

海洋施肥（*Ocean fertilization*） 一种建议的*二氧化碳移除（CDR）*方法，依靠的是有意增加近表层*海洋*的养分供应，旨在通过生物生产，从而*封存*来自*大气*中更多的CO_2。方法包括直接添加微量营养物或大量营养物。要取得成功，添加的碳需要达到在气候相关时间尺度上有可能封存碳的深海。另见*人为移除*和*二氧化碳移除（CDR）*。

海洋热量吸收效率（*Ocean heat uptake efficiency*） 这是一个测量单位（$W\ m^{-2}\ ^{\circ}C^{-1}$），用于测量全球表面温度上升时的全球*海洋*热量存储增加的速率。它是*气候变化*模拟中的有用参数，模拟中*辐射强迫*发生单调的变化，此时，可将此参数与*气候反馈参数*进行比较，以测量辐射响应和海洋热量*吸收*在决定*气候变化*速率方面的相对重要性。它可通过海洋热含量的增加速率与表面温度变化之比等试验进行估算。

海洋层结（*Ocean stratification*） 参见*层结*。

轨道强迫（*Orbital forcing*） 轨道*强迫*是轨道参数（偏心率、倾角和岁差）的缓慢、系统化和可预测变化对入射*太阳辐射*（*日射*）的影响，尤其是其纬度和季节分布。它是一种*外部强迫*，也是*冰期—间冰期循环*的关键驱动因素。

有机气溶胶（*Organic aerosol*） *气溶胶*的一种，包括有机化合物，主要是碳、氢、氧和少量其它元素。

向外长波辐射（*Outgoing longwave radiation*） *大气*顶层光谱红外部分的净向外辐射。

溢出冰川（*Outlet glacier*） 参见*冰川*。

过冲路径（*Overshoot pathways*） 参见*路径*。

最低含氧区（OMZ）（*Oxygen minimum zone (OMZ)*） 氧饱和量为海洋中最低值的开阔*海洋*的中层水（200–1000米）。氧气的耗减程度取决于细菌对有机物质的消耗，OMZ的分布受大尺度海洋环流的影响。近海中的OMZ延伸至大陆架，而且还可能影响海底*生态系统*。

臭氧（O_3）（*Ozone (O_3)*） 三个氧原子形式，是一种气态*大气*组分。在*对流层*中，O_3既可自然产生，亦可在人类活动产

生的气体（例如烟雾）中通过光化学反应生成。对流层O_3是一种*温室气体（GHG）*。在*平流层*中，O_3可通过太阳紫外辐射与分子氧（O_2）之间的相互作用而产生。平流层O_3在平流层辐射平衡中发挥着主导作用。其浓度在*臭氧层*中最高。另见*地面臭氧*、*臭氧空洞*、*消耗臭氧物质（ODS）*、*臭氧探空仪*和*短寿命气候强迫因子（SLCF）*。

臭氧层（*Ozone layer*） 地球*平流层*中的一层，它可吸收大部分的太阳紫外辐射。相比*大气*的其它部分，它含有高浓度的*臭氧（O_3）*，不过相比*平流层*中的其它气体仍然较少。臭氧层含有不到10百万分率的臭氧，而整个地球大气中的平均臭氧浓度约为0.3百万分率。臭氧层主要位于平流层下部，距地球大约15–35公里（9.3–21.7英里），不过其厚度随季节和地理位置而不同。另见*臭氧空洞*和*消耗臭氧物质（ODS）*。

消耗臭氧物质（ODS）（*Ozone-depleting substances (ODSs)*） 人为气体，在它们达到*平流层*中的*臭氧层*时会破坏*臭氧（O_3）*。消耗臭氧物质包括：*氯氟碳化物（CFC）*、氢氯氟碳化物（HCFC）、氢溴氟烃（HBFC）、卤盐、甲基溴、四氯化碳和甲基氯仿。它们被用作商用、家用和汽车空调和冰箱的制冷剂、泡沫发泡剂、电气设备的部件、工业溶剂、清洗溶剂（包括干洗）、气溶胶喷雾推进剂和熏蒸剂。另见*臭氧层*、*臭氧（O_3）*和*平流层臭氧*。

臭氧探空仪（*Ozonesonde*） 臭氧探空仪是一种测量*臭氧（O_3）*浓度的无线电探空仪。无线电探空仪通常悬挂在气象气球上，并通过无线电将测得的参量传输至地面接收器。

***太平洋年代涛动（PDO）*（Pacific Decadal Oscillation (PDO)）** 参见*太平洋年代变率（PDV）*。

太平洋年代变率（PDV）（*Pacific Decadal Variability (PDV)*） 通常在整个太平洋洋盆观测到的大气环流和下方*海洋*的年代至年代际耦合变率，超出*厄尔尼诺–南方涛动（ENSO）*时间尺度。在AR6 WGI报告中，PDV涵盖*太平洋年代涛动（PDO）*、南太平洋年代涛动（SPDO）、热带太平洋年代变率（也称为年代ENSO）以及年代际太平洋涛动（IPO）。通常，PDV正位相的特点是在中东部热带太平洋*海面温度*异常高，并沿美国海岸延伸至温带北太平洋和南太平洋，向西环绕的是中纬度北太平洋和南太平洋的冷海面温度*距平*。负位相则伴随着相反信号的海面温度距平。这些海面温度距平与整个太平洋洋盆的大气环流和海洋环流的距平有关。PDV与厄尔尼诺和拉尼娜相对发生的年代调制有关。参见AR6 WGI报告附件四第AIV.2.6节。

年代际太平洋涛动（IPO）（Inter-decadal Pacific Oscillation (IPO)）
年代至年代际时间尺度*海面温度*变率的赤道对称型态。虽然*太平洋年代涛动（PDO）*及其与南太平洋对应的南太平洋年代涛动（SPDO）被视为物理上不同的模态，但是热带太平洋年代–年代际变率可驱动PDO和SPDO，使IPO成为同步的泛太平洋变率。其海面温度距平的空间模式类似于*厄尔尼诺–南方涛动（ENSO）*的空间模式，但与热带地区相比，热带信号的经向范围更广，温带地区的权重更大。在AR6 WGI报告中，它被纳入*太平洋年代变率（PDV）*的定义和描述中。另见AR6 WGI报告的附件四第AIV.2.6节。

太平洋年代涛动（PDO）（Pacific Decadal Oscillation (PDO)）
北太平洋20°N以北的*海面温度*的经验正交函数分解得出的主要变率模态，其特点是强烈的年代分量。PDO正位相以北太平洋海面温度*距平*偶极子为特征，冷瓣在洋盆中心附近，并沿黑潮向西延伸，周边是沿北美洲海岸和在副热带地区更为温暖的条件。正PDO伴随着加强的阿留申低压，以及关联气旋环流增强，导致北太平洋邻近大陆出现*遥相关*。在AR6 WGI报告中，PDO被纳入*太平洋年代变率（PDV）*的定义和描述中。另见AR6 WGI报告的附件四第AIV.2.6节。

太平洋–北美（PNA）型态（*Pacific–North American (PNA) pattern*） 一种大气大尺度波型态，其特征是从副热带西太平洋至北美东海岸出现一系列对流层高气压和低气压*距平*。

古新世–始新世最暖期（PETM）（*Palaeocene–Eocene Thermal Maximum (PETM)*） PETM是在5590万年至5570万年前发生的短暂事件。由于板块运动，当时大陆的位置与当下略有不同。地质数据表明，PETM的特征是变暖（*全球平均表面温度*上升到比之前平均状态高约4°C–7°C）以及大气CO_2增加（从约900 ppmv增至约2000 ppmv）。此外，海洋*pH*值和氧含量下降；许多深海物种灭绝，热带*珊瑚礁*减少。

古气候（*Paleoclimate*） 测量仪器出现之前时期的*气候*，包括历史时期和地质时代的气候，对于古气候，只有*代用*气候记录。

参数化（*Parameterization*） 在模式求出的大尺度变量与次网格尺度过程的空间或时间平均效应之间存在一定的关系，利用这种关系可对无法在模式空间或时间*分辨率*上显式求解的那些过程(次网格尺度过程)进行表征，在*气候模式*中，参数化这一术语就指对过程进行表征的技术。

路径（*Pathways*） 自然和/或人类系统向未来状态的时间演变。路径概念包括从一系列定量和定性*情景*或对潜在未来的*叙述*到面向解决方案的决策过程，以实现理想的社会目标。路径方法通常侧重于生物物理、技术经济和/或社会行为轨迹，并涉及不同尺度的各种动态、目标和参与者。另见*情景*和*情景情节*（在术语*情节*下）。

1.5°C路径（1.5°C pathway）
*温室气体*及其它气候强迫因子的排放路径，根据目前对气候响应的了解，它可在2100年左右在过冲之后带来二分之一到三分之二的机会使*全球升温*保持在1.5°C以下，或回到1.5°C。

排放路径（Emission pathways）
模拟的21世纪全球*人为排放*轨迹。

减缓路径（Mitigation pathways）
一组减缓*情景*特征的时间演进，例如*温室气体（GHG）*排放和社会经济发展。

非过冲路径（Non-overshoot pathways）
在规定时间范围内（例如到2100年）始终低于规定的浓度、*强迫*或全球变暖水平的路径。

过冲路径（Overshoot pathways）
在规定时间范围结束前（例如在2100年之前）首先超过规定的浓度、*强迫*或全球变暖水平，而后再次回到或低于该水平。有时也描述过冲的幅度和*可能性*。过冲持续时间也因路径而异，但在文献中的大多数过冲路径以及AR6中所称的过冲路径，过冲会在至少十年和几十年发生一次。

典型浓度路径（RCP）（Representative Concentration Pathways (RCPs)）
一组包含全部*温室气体（GHG）*和*气溶胶*以及化学活性气体*排放*和浓度的时间序列以及*土地利用/土地覆盖*状况的*情*

景（Moss等人，2010）。典型一词表示各RCP只提供导致特定*辐射强迫*特征的许多可能情景之一。路径一词强调不仅考虑长期浓度水平，还有为达到这一结果而逐步采用的轨迹（Moss等人，2010）。

RCP通常指到2100年之前的浓度路径比例，*综合评估模式*为其计算出了相应的*排放情景*。扩展浓度路径描述了从2100年至2300年RCP的扩展情况，它的计算使用了利益相关方商定的的简单规则，并不代表完全一致的情景。利用综合评估模式计算得出的四种RCP是从已出版的文献中选取的，并用于了IPCC第五次评估报告，并也在本评估报告中用于比较，涵盖范围从到21世纪末大约升温小于2°C到高（>4°C）升温最佳估算值：RCP2.6、RCP4.5和RCP6.0及RCP8.5。

- RCP2.6：辐射强迫达到近3 W m^{-2}这一峰值而后在2100年降幅限制在2.6 W m^{-2}的一种路径（相应的扩展浓度路径（ECP）在2100年后的排放保持恒定）。

- RCP4.5和RCP6.0：两个中等稳定路径，2100年其辐射强迫限制在约4.5 W m^{-2}和6.0 W m^{-2}（相应的ECP浓度在2150年后保持恒定）。

- RCP8.5：一种高路径，会导致在2100年>8.5 W m^{-2} (相应的ECP在2100年后至2150年排放保持恒定，并在2250年后浓度保持恒定）。

另见*耦合模式比较计划（CMIP）*和*共享社会经济路径（SSP）*（在术语*路径*下）。

共享社会经济路径（SSP）（Shared Socio-economic Pathways (SSPs)）
共享社会经济路径（SSP）的开发旨在补充*典型浓度路径（RCP）*。RCP排放和浓度路径有意与某种社会经济发展脱钩。因此可依据某个矩阵中另一个维度的不同社会经济发展路径（SSP）背景，探索沿RCP维度的不同水平的排放和*气候变化*。这一综合性的SSP-RCP框架目前在气候*影响*和政策分析文献中广泛使用，其中根据不同的SSP背景，对RCP情景下获得的*气候预估*进行分析。鉴于一些排放更新材料已到期，已结合SSP开发了一组新的排放情景。因此，缩略语SSP目前用于两个方面：一方面，SSP1、SSP2……SSP5用于表示五个社会经济情景族。另一方面，缩略语SSP1-1.9、SSP1-2.6……SSP5-8.5用于表示新开发的排放情景，它是在*综合评估模式*中实施SSP的结果。这些SSP情景缺乏气候政策假设，但结合所称的共享政策假设（SPA），到本世纪末，可分别达到1.9、2.6……或8.5 W m^{-2}的近似*辐射强迫*水平。

空间型标度（*Pattern scaling*） 用于表示在给定*全球平均表面气温（GSAT）*升幅的*气候*空间变化的技术称之为"空间型标度"。

泥炭（*Peat*） 柔软、多孔或压缩的沉积物，其中有相当一部分主要是分解的植物物质，而且在自然状态下含水量高（约达到90%）。

泥炭地（*Peatlands*） 泥炭地是土壤以*泥炭*为主的土地。

百分位数（*Percentile*） 数据值的给定百分比低于或等于总数分布的分割值。第50百分位数对应总数的中值。百分位数通常用于估算分布的极值。例如，第90（第10）百分位数可用于指上（下）极值的阈值。

多年冻土（*Permafrost*） 至少连续两年温度保持在0°C或以下的土地（土壤或岩石，并包括冰和有机物质）（Harris等人，1988）。注意，多年冻土是通过温度定义而不是含冰量，在有些情况下可能不结冰。

近地表多年冻土层（Near-surface permafrost）
地面约3-4米内的多年冻土。深度并不准确，但可描述通常与人们和*生态系统*高度相关的情况。较深的多年冻土通常比近地表多年冻土的富冰量逐渐减少，而且对升温的响应更加缓慢。近地表是否存在多年冻土并不是多年冻土变化的唯一重要指标，而如果近地表没有多年冻土，更深层的多年冻土可能依然存在。

多年冻土退化（Permafrost degradation）
多年冻土的厚度和/或分布范围缩减。

多年冻土融化（Permafrost thaw）
多年冻土中的底冰逐渐损失，通常是由于热量输入所致。在多年冻土的整个深度上可发生持续数十年至数百年的融化，并在融化过程中产生影响。在融化过程中，由于冰和水之间的相变会传递能量，因此会抑制温度波动。在多年冻土转变为非多年冻土之后，可视为地面融化。

扰动参数集合（*Perturbed parameter ensemble*） 参见*气候模拟集合*。

pH值（*pH*） pH值是根据溶液中氢离子（H^+）活性或有效浓度测定稀溶液（例如海水）酸度的无量纲量值。pH值是以对数刻度来测量，式中pH = $-\log_{10}(H^+)$。因此，pH值下降1个单位相当于酸度或H+活性增加10倍。

物候学（*Phenology*） 周期性重复发生的生物现象（如不同生长阶段和迁徙）与*气候*和季节变化间的关系。

光合作用（*Photosynthesis*） 植物、藻类及一些细菌利用光能产生碳水化合物。*二氧化碳（CO_2）*被当作碳源。

物理气候情节（*Physical climate storyline*） 参见*情节*。

皮亚琴察暖期（*Piacenzian warm period*） 参见*上新世*。

浮游生物（*Plankton*） 生活在表层水体的自由漂浮的生物。其分布和迁移主要由水流决定。浮游植物和浮游动物之间存在差别，浮游植物依靠*光合作用*为其提供能量，而浮游动物靠食用浮游植物、其它浮游动物和浮游细菌为生。

植物蒸发胁迫（*Plant evaporative stress*） 作物和自然植被中的植物蒸发胁迫可源于大气高蒸发需求结合有限可用水，以通过*蒸散*满足这一需求，但会进一步加剧*农业和生态干旱*。

更新世（*Pleistocene*） 更新世是*第四纪*两个世中的前一个，从2.59 Ma到*全新世*开始时的大约11.7 ka。

上新世（*Pliocene*） 上新世是*新生代*中新近纪两个世中较晚的一个。它从5.33 Ma至*更新世*开始的2.59 Ma。新近纪先于当前的*第四纪*地质时期，它是地球地质史中发生的几个*冰河时代*之一。它包括上新世中期暖期（MPWP），也称之为皮亚琴察暖期，发生于大约3.3至3.0 Ma。而MPWP包括*间冰期*、*深海氧同位素阶段（MIS）*KM5c，其峰值期是在3.205 Ma，当时的*轨道强迫*类似于现代（Haywood等人，2016）。

极地放大效应（*Polar amplification*） 极地放大效应描述了高纬度地区表面温度变化超过全球平均表面温度变化的现象。在描述两个极地之一发生这种现象时使用北极放大效应或南极放大效应这一术语。

花粉分析（*Pollen analysis*） 一种相对测定年代和环境*重建*的技术，包括鉴定和统计保存在*泥炭*、湖泊沉积物及其它沉积物中的花粉种类。

池、碳和氮（*Pool, carbon and nitrogen*） 地球系统中的*库*，碳和氮等元素会以各种化学形式在其中驻留一段时间。另见*库*、*封存*、*封存潜力*、*汇*、*源*和*吸收*。

冰后期（*Post-glacial period*） 参见*全新世*。

潜在蒸散（*Potential evapotranspiration*） 参见*蒸散*。

工业化前（时期）（*Pre-industrial (period)*） 在1750年左右大规模工业活动开始前的多个世纪时期。1850-1900年这一*基准期*可用于估算工业化前*全球平均表面温度（GMST）*。另见*工业革命*。

可降水量（*Precipitable water*） 单位截面积垂直气柱中的大气水汽总量。如果完全凝结并收集在一个相同单位截面积的容器中，则通常用水的高度表示。

前体物（*Precursors*） 大气化合物，既不是*温室气体（GHG）*也不是*气溶胶*，但通过参与调控GHG或气溶胶产生或消解速率的物理或化学过程，可对GHG或气溶胶浓度产生影响。

可预测性（*Predictability*） 根据对某一系统目前和过去状况的认知，可对该系统的未来状况进行预测的程度。因为对*气候系统*过去和目前状况的认知总体上并不完备，利用这一认知进行*气候预测*的模式亦是如此，另鉴于*气候系统*本身固有的*非线性*和*混沌*特征，气候系统的可预测性本身也受到限制。即使具备了主观精确的模式和观测数据，但对于这样一个非线性系统的可预测性可能仍有局限性（AMS, 2021）。另见*气候预测*和*预测质量/技巧*。

预测质量/技巧（*Prediction quality/skill*） 将预测与观测信息对比，对其成功率的测量。单一测量无法概括预报质量的各个方面，并考虑采用一整套*度量*。度量有别于确定性和概率形式的预报。另见*气候预测*和*可预测性*。

初级生产（*Primary production*） 陆地或*海洋*的植物和微生物的合成有机化合物，主要是以光和*二氧化碳（CO_2）*为能源和碳源经*光合作用*产生。它也可以利用化学能，通过化学合成而产生，例如在深海热液喷口。

初级生产总量（GPP）（*Gross primary production (GPP)*） 特定时段内*光合作用*固定的碳总量。

净初级生产（NPP）（*Net primary production (NPP)*） 特定时段内*光合作用*固定的碳量减去*呼吸*损失的碳量。

概率密度函数（PDF）（*Probability density function (PDF)*） 概率密度函数是表示某一变量产生不同结果的相对几率的函数。该函数在所确定区域内的函数积分为1，函数的特性是某一子域的积分等于该子域中变量结果的概率。例如，以特定方法确定的某个温度*距平*大于零的概率是通过在所有可能大于零的温度距平中对PDF进行积分而从PDF中求出的。同时描述两个或两个以上变量的概率密度函数也是以同样方式确定。

基于过程的模式（*Process-based model*） 是理论概念和计算方法，它通过随时间变化的物理和机械过程，表述和模拟由一组功能组分及其相互作用以及系统环境形成的现实世界各系统的特性。

预估（*Projection*） 一个或一组参量的潜在未来演变，通常借助于模式进行计算。与预测不同，预估是以相关假设为前提，例如未来可能或未必能实现的社会经济和技术发展。另见*气候预估*、*路径*和*情景*。

代用（*Proxy*） 代用*气候指标*是过去形成的任何物质生物物理特性，将其加以解释以表示与过去气候相关的某些综合变化。据此方法反演的相关气候数据称为代用数据，代用数据的时间序列为代用记录。代用数据类型的实例包括花粉组合、*年轮*宽度、洞穴沉积层和珊瑚地球化学，以及从海洋沉积物和*冰川*冰中获得的各种数据。代用数据可经校准，提供定量*气候信息*。

代用记录（*Proxy records*） 参见*代用*。

准两年振荡（QBO）（*Quasi-Biennial Oscillation (QBO)*） 赤道*平流层*纬向风在东风和西风之间近周期性振荡，平均周期大约为28个月。交替变化的风的极大值从中间层底部向下至*对流层顶*逐渐减小，并受到*对流层*向上传播的波能的驱动。

第四纪（*Quaternary*） 第四纪是构成*新生代*（距今66 Ma）的三个纪中的最后一个纪，从2.58 Ma至今，包括*更新世*和*全新世*。

辐射强迫（*Radiative forcing*） 由于*气候变化*外部驱动因子的变化（如*二氧化碳（CO_2）*浓度变化、火山*气溶胶*浓度变化或太阳辐射量变化）而造成的净辐射*通量*（向下辐射与向上辐射的差，单位用W m^{-2}表示）发生的变化。经平流层调整的辐射强迫是指，在受到外强迫扰动时，让所有对流层特性固定不变，而平流层温度重新调整到辐射动力平衡后，再进行计算得到的辐射平衡。在不考虑平流层温度变化的情况下，所得到的辐射强迫被称为瞬时强迫。若同时考虑平流层和对流层温度的调整，则辐射强迫称之为有效辐射强迫。

（气候系统的）辐射响应（*Radiative response (of the climate system)*） 与*气候反馈*导致的*辐射强迫*变化相对立的大气层顶部净辐射通量。典型单位：W m^{-2}。另见*地球能量收支*和*气候反馈参数*。

（冰川或冰盖的）快速动态变化（*Rapid dynamical change (of glaciers or ice sheets)*） 由流速和*流量*的变化而不是*累积*或*消融*所控制的*冰川*或*冰盖*质量变化。由此导致的质量变化率大于任何累积或消融之间的不平衡所造成的质量变化率。快速动态变化可能由气候触发因素引起，如*冰架*下方*海洋*温暖海水的入侵，或触地线潮水点变薄。这些因素可能引起冰川系统内的反应，从而导致快速的冰损失。

再分析（*Reanalysis*） 再分析是利用固定的具有当前先进水平的天气预报模式或*海洋*环流模式，辅以*数据同化*技术，通过处理过去的气象或海洋数据而创建的。它们可用于提供变量的估值，例如历史大气温度、风或海洋温度、洋流及其它参量。利用固定的数据同化可以避免变化的分析系统对业务分析产生影响。尽管连续性得到了改进，但全球再分析仍然受到观测系统中覆盖率范围变化和偏差的影响。

关切理由（RFC）（*Reasons for concern (RFCs)*） 分级框架的要素，由IPCC第三次评估报告首次提出，旨在通过综合各行业的*风险*、考虑各类*危害*、*暴露度*、*脆弱性*、适应能力以及最终*影响*，来促进判定*气候变化*到何种程度可能是危险的（引自UNFCCC第二条；UNFCCC，1992）。

（气候变量）重建（*Reconstruction (of climate variable)*） 利用预报因子重建过去*气候*变量时空特征的方法。如果重建是用来插补缺测的仪器记录数据，那么预报因子为仪器数据，如果用于进行*古气候*重建，那么预报因子就为*代用*数据。为此目的已经开发了各种技术：基于线性多元回归的方法和非线性的*贝叶斯*和类比法。

参照期（*Reference period*） 计算某些相关统计数据的一个所关注的时期或时段。参照期可用作*基准期*或与基准期的比较。

基准期（*Baseline period*） 计算差异（如表示为相对于基准的*距平*）所依据的时期距平时相对比的时期。

参照情景（*Reference scenario*） 参见*情景*。

再造林（*Reforestation*） 将以前有*森林*但已转为其它用途的土地转变为森林。[注意：关于术语森林以及*造林*、再造林和*毁林*等相关术语的论述，参见《2006年IPCC国家温室气体清单指南》及其2019年细化报告，以及《联合国气候变化框架公约》提供的信息（IPCC, 2006, 2019; UNFCCC, 2021a, b）。]另见*造林*、*毁林*、*人为移除*和*二氧化碳移除（CDR）*。

区域（*Region*） 有特定的地理和/或气候特征的*陆地*和/或*海洋*区域。区域的*气候*源于其自身特征的多尺度组合、其它区域的远程影响以及全球气候条件。

区域气候模式（RCM）（*Regional climate model (RCM)*） 有较高*分辨率*的有限区域*气候模式*。这种模式被用来对特定区域范围的全球*气候*结果进行*降尺度*。

区域海平面变化（*Regional sea level change*） 参见*海平面变化（海平面上升/海平面下降）*。

相对湿度（*Relative humidity*） 相对于在相同温度下的液态水或冰，实际水汽压与饱和水汽压的比率。另见*比湿*。

相对海平面（RSL）变化（*Relative sea level (RSL) change*） 参见*海平面变化（海平面上升/海平面下降）*。

剩余碳收支（*Remaining carbon budget*） 参见*碳收支*。

典型浓度路径（RCP）（*Representative Concentration Pathways (RCPs)*） 参见*路径*。

库（*Reservoir*） *气候系统*内存储*温室气体（GHG）*或*前体物*的一个或多个组成部分（UNFCCC第1.7条（UNFCCC, 1992））。另见*池*、*碳和氮*、*封存*、*封存潜力*、*汇*、*源*和*吸收*。

恢复力（*Resilience*） 社会、经济和生态等相互关联的系统应对灾害事件、趋势或干扰的能力，做出响应或重组以维护其主要功能、特性和结构的能力。如果恢复力可保持*适应*、学习和/或转型能力，则它为积极属性（北极理事会，2016）。另见*危害*、*风险*和*脆弱性*。

分辨率（*Resolution*） 在*气候模式*中，空间分辨率指方程计算所用的网格上各点之间的物理距离（米或度）。时间分辨率指各次模式计算方程之间的步长或时间。

呼吸（*Respiration*） 活生物体将有机物质转换为*二氧化碳（CO_2）*、释放能量并消耗分子氧的过程。

响应时间或调整时间（*Response time or adjustment time*） 在*气候*变化背景下，响应时间或调整时间是指*气候系统*或其组成部分在外部过程产生*强迫*后重新平衡达到一个新的状态所需的时间。气候系统的各组成部分有极大差异。*对流层*的响应时间相对短，从数天到数周，而*平流层*通常在数月时间尺度达到平衡。*海洋*由于其巨大的热容量，需要更长的响应时间：通常数十年，但也会达到几个世纪或几千年。与平流层的响应时间相比，强耦合地面–对流层系统的响应时间较缓慢，这主要取决于海洋。*生物圈*可快速响应（例如，对*干旱*的响应），但对被迫的变化则响应极缓慢。

在*生命期*背景下，响应时间或调整时间（T_a）是描述输入*库*的瞬时脉冲衰减的时间尺度。参见在术语*生命期*下的*响应时间或调整时间（T_a）*。

重现期（*Return period*） 发生一次（或大于/小于）一定规模或强度的事件（如洪水或极端降雨）的平均时间间隔的估值。

重现值（*Return value*） 某个给定变量在平均给定时期内（如10年）一遇的最高（或最低）值。

风险（*Risk*） 对人类或生态系统产生不利影响的可能性，鉴于与此类系统相关的价值观和目标的多样性。在*气候变化*的背景下，风险可源于气候变化的潜在*影响*以及人类对气候变化的反应。相关的不利后果包括那些对生命、*生计*、健康和福祉、经济、社会和文化资产及投资、基础设施、服务（包括生态系统服务）、*生态系统*和物种产生的后果。

在气候变化影响的背景下，风险可来自气候相关*危害*与受影响的人类或生态系统对危害的*暴露度*和*脆弱性*之间的动态相互作用。危害、暴露度和脆弱性可能在发生的程度和*可能性*方面每项都存在不确定性，而由于社会经济变化和人类决策，每一项都可能随时间和空间而变化（另见*风险管理*、*适应*和*减缓*）。

在应对气候变化的背景下，风险可源于此类应对措施未达到预期目标的可能性，或可源于与其它社会目标（如可持续发展目标（SDG））的潜在权衡取舍或负面影响（另见*风险权衡*）。例如，风险可来自在气候政策实施、有效性或结果方面的*不确定性*，可来自气候相关投资、技术开发或采用以及系统转型等方面的不确定性。另见*危害*和*影响（后果、结果）*。

风险评估（*Risk assessment*） 对*风险*的定性和/或定量科学估算。另见*风险管理*和*风险认知*。

风险框架（*Risk framework*） 采用描述和评估所有三个工作组*风险*的通用框架，以促进明确和一致的风险沟通，并为与*气候变化*有关的*风险评估*和决策提供更好的依据。

风险管理（*Risk management*） 根据评估的或感知的*风险*，旨在减少潜在不利后果*可能性*和/或程度的计划、行动、战略或政策。另见*风险评估*和*风险认知*。

风险认知（*Risk perception*） 人们对*风险*的特点和严重性做出的主观判断。另见*风险评估*和*风险管理*。

风险权衡（*Risk trade-off*） 当旨在降低目标*风险*的措施（有意或无意）产生具有抵销作用的风险时风险组合所发生的变化（Wiener和Graham，2009）。

河道流量（*River discharge*） 参见*流量*。

岩石冰川（*Rock glacier*） 一种岩屑地貌（大量岩石碎片和更细的物质，包括冰芯或冰胶基质），是山坡上*多年冻土*以前或现在重力驱动的蠕变形成（Harris等人，1988；Giardino等人，2011；IPA–RG，2020）。在地形中可以看到，因为发生了：（1）界定终端部分的陡坡；（2）前缘延续部分中通常明确的侧缘；（3）横向或纵向的脊和沟（脊和沟地形）。这

些是出现多年冻土条件的地貌指标。尽管它是一种储冰特征，但它并不是一种冰川，因为它不是由地表雪再结晶生成的。

径流（*Runoff*） 在地表或地下流动的水，通常是液态降水和/或雪/冰融化后未蒸发、未气化或重新结冰并回到水体的部分。

采样不确定性（*Sampling uncertainty*） 参见*不确定性*。

情景（*Scenario*） 以对关键驱动因素（例如技术变革（TC）的速度、价格）和关系的一套连贯和内部一致的假设为基础，对未来会如何发展做出的似乎合理的描述。注意，情景既不是预测也不是预报，但可用于观察发展和行动的影响。另见*路径*和*情景情节*（在术语*情节*下）。

基准情景（Baseline scenario）
参见*参照情景*（在术语*情景*下）。

浓度情景（Concentrations scenario）
关于辐射活性物质（如*温室气体（GHG）*、*气溶胶*、对流层*臭氧*）大气浓度未来发展以及通过*反照率*变化而具有辐射活性的人为*土地覆盖变化*的似乎合理表述，通常是作为*气候模式*的输入项，以计算出*气候预估结果*。

排放情景（Emissions scenario）
关于辐射活性物质（如*温室气体（GHG）*或*气溶胶*）未来排放趋势以及通过*返照率*变化而具有辐射活性的人为*土地覆盖*变化的似乎合理表述，它是基于一组关于驱动因素（如人口统计、社会经济发展、技术变革、能源和*土地利用*）及其相互之间存在重要联系的假设，具有连贯性和内部统一性。以排放情景为基础得到的*浓度情景*可常用作*气候模式*的输入项，以计算出*气候预估*结果。

减缓情景（Mitigation scenario）
描述（所研究的）系统对落实*减缓*政策和措施会如何响应的未来似乎合理的描述。

参照情景（Reference scenario）
作为两个或两个以上情景之间进行比较的起点或基准点的情景。

[注1：在许多类型的*气候变化*研究中，参照情景反映出关于社会经济发展模式的具体假设，且可表示假设没有气候政策或具体气候政策的未来，例如，在进行研究时已制定或拟定的气候政策。参照情景还可表示只有有限或没有气候*影响*或*适应*的未来，作为未来影响和适应的比较点。在文献中，这些还称之为基准情景。

注2：参照情景还可以是气候政策或影响情景，在这种情况下，它们可作为一个比较点来研究其它特征（例如，延迟、技术方案、政策设计和战略）的影响或探索超出参照情景所述范围的其它影响和适应的效应。

注3：术语一切照旧情景已用于描述假设除目前制定的政策之外没有其它的政策，且社会经济发展模式与最近的趋势相一致的一种情景。该术语目前的使用频率比以往略少。

注4：在气候变化*归因*或影响归因研究中，参照情景可能是指假设无人为*温室气体（GHG）*排放（气候变化归因）或无气候变化（影响归因）的反事实历史情景。]

社会经济情景（Socio-economic scenario）
描述关于人口、国内生产总值（GDP）以及与了解*气候变化*影响有关的其它社会经济因素的似乎合理的未来的一种情景。

情景情节（*Scenario storyline*） 参见*情节*。

海冰（*Sea ice*） 海水冻结而在海面形成的冰。海冰可能是不连续的碎片（浮冰），在海风和洋流的作用下在*海洋*表面浮动（块冰），或是与*海岸*冻结在一起的静止片状冰（岸冰）。海冰密集度是海洋被冰覆盖的比例。不到一年的海冰称之为一年冰。经过至少一个夏季仍然存在的海冰称为常年冰。常年冰可以分为两年冰和多年冰，多年冰指至少经过两个夏季仍存在的海冰。

海冰面积（SIA）（Sea ice area (SIA)）
海冰面积是指海冰覆盖的面积。与*海冰范围*不同，它是海冰覆盖的线性度量，不依赖网格分辨率。

海冰密集度（Sea ice concentration）
海冰密集度是指*海洋*覆冰部分。

海冰范围（SIE）（Sea ice extent (SIE)）
利用网格数据产品计算海冰范围，是*海冰密集度*大于给定阈值（通常15%）的所有网格的总面积。因此，它是依赖网格的、非线性海冰覆盖度量。

海平面变化（海平面上升/海平面下降）（*Sea level change (sea level rise/sea level fall)*） 在季节、年度或更长时间尺度上，海平面高度在全球和局部范围（*相对海平面*变化）的变化，其原因在于（i）海水质量变化导致*海洋*体积变化（例如，由于*冰川*和*冰盖*融化），（ii）海水密度改变导致海洋体积变化（例如，较暖条件下的膨胀），（iii）海盆形状变化以及地球引力场和旋转场变化，（iv）*陆地*的局部沉降或抬升。海洋质量变化导致的*全球平均海平面（GMSL）变化*称为重静态。由于加入或去除海水质量而引起的重静态海平面变化的量称为*海平面当量（SLE）*。海水密度改变引起的全球和局部海平面变化称为比容。仅因温度变化导致的密度改变称为热比容，而盐度变化引起的密度变化称为盐比容。重静态海平面变化和比容海平面变化不包括海洋质量及其分布变化导致的洋盆形变的影响。另见*垂直陆地移动（VLM）*、*陆地水储量*、*冰川均衡调整（GIA）*、*极端海平面（ESL）*和*风暴潮*。

地心海平面变化（Geocentric sea level change）
局部平均海面高度相对于陆地参考系的变化，它是用仪器在空中观测到的海平面变化。另见*测高术*。

全球平均海平面（GMSL）变化（Global mean sea level (GMSL) change）
海洋体积除以海面面积的增加或减少。它是由温度变化引起的海洋密度变化（全球平均*热比容海平面变化*）和*冰冻圈*或*陆地水储量*变化（重静态海平面变化）所致的海洋质量变化的总和。

重力、旋转和变形（GRD）效应（Gravitational, rotational and deformational (GRD) effects）
地球重力、地球旋转和粘弹性固体地球变形（GRD）的变化源于陆地冰和水库与*海洋*之间质量的再分布。当代的陆地质量损失导致弹性固体地球隆起以及相邻的相对海平面下降（对于单一源的陆地质量损失，这是在~2000 km以内；对于多源的，距离取决于不同相对海平面模式的相互作用）。在更远处（对于单一源的陆地质量损失，超过~7000 km），相对海平面上升超过全球平均，到一阶是由于重力效应。与向海洋注水以及地球旋转轴向陆地质量损失源移动相关的地球变形导致二阶效应，这会在全球范围增加模式的空间变率。

在海洋本身之内的海水再分布所致的GRD效应称之为自吸引和负载效应。

盐比容海平面变化（Halosteric sea level change）
盐比容海平面变化的发生是由于盐度变化：更高的盐度导致更高的密度并减少单位质量的体积。尽管这两个过程在区域到地方尺度上具有相关性，但只有热比容变化会影响*全球平均海平面（GMSL）变化*，而全球平均盐比容变化可忽略不计（Gregory等人，2019）。

局部海平面变化（Local sea level change）
在小于10 km空间尺度上相对于基准面（例如现今的*平均海平面*）的海平面变化。

海洋动态海平面变化（Ocean dynamic sea level change）
相对于*大地水准面*，与*海洋*环流和密度驱动的变化有关的平均海平面变化。海洋动态海平面变化有区域差异，但根据定义，为零全球平均，且通常采用逆气压表校正（即，去除了大气压变化对海面流体静力低压的影响）。洋流变化的发生是因为加热和冷却的变化、风的变率以及季节到年度平均气温和湿度的变化。

区域海平面变化（Regional sea level change）
在大约100 km空间尺度上相对于基准面（例如现今的*平均海平面*）的海平面变化。

相对海平面（RSL）变化（Relative sea level (RSL) change）
局部*平均海面高度（SSH）*相对于局部固态表面（即海床）的变化，由固定于地表的仪器（例如，*验潮仪*）测量。在考虑海岸*影响*、*危害*和*适应*需求时使用这一参考系。

比容海平面变化（Steric sea level change）
比容海平面变化的产生是由于*海洋*密度的变化，而且包括*热比容海平面变化*和*盐比容海平面变化*。

热比容海平面变化（Thermosteric sea level change）
热比容海平面变化（热比容海平面上升还可称之为热膨胀）的发生是由于*海洋*温度的变化：不断上升的温度降低了海洋密度并增加了单位质量的体积。

海平面当量（SLE） ***（Sea level equivalent (SLE)）*** 一定质量水、冰或水汽的SLE为将该质量以1000 kg m^{-3}的密度换算成体积，再除以目前*海洋*表面积3.625 × 1000 m^2。因此，362.5 Gt的水量加入到海洋，相当于全球平均海平面上升1毫米。

海平面上升（SLR） ***（Sea level rise (SLR)）*** 参见*海平面变化（海平面上升/海平面下降）*。

海面温度（SST） ***（Sea surface temperature (SST)）*** *海洋*表层几米内次表层总体温度，是通过船舶、浮标和漂流浮标来测量。船舶利用水采样桶进行的测量大部分在20世纪40年代已改为发动机吸水采样。目前可以使用卫星红外测量表层温度（最表层；一毫米深度部分）或微波测量表层1厘米左右深度的温度，但是必须进行调节以符合总体温度。

半直接（气溶胶）效应 ***（Semi-direct (aerosol) effect）***
参见*气溶胶-辐射相互作用*。

半经验模式 ***（Semi-empirical model）*** 在综合考虑由理论分析和观测数据经验分析所得到的不同变量之间的关系基础上，所得到的模式。如在海平面研究中，半经验模式特指以未来*全球表面温度*变化或*辐射强迫*预估未来*全球平均海平面（GMSL）变化*，或对这种变化贡献的传递函数。

感热通量 ***（Sensible heat flux）*** 从地球表面流向*大气*的不稳定的或传导性的热通量，它与水的相位变化无关；是地表能量收支的一个分量。另见*潜热通量*。

封存 ***（Sequestration）*** 将碳储存于碳池的过程。另见*池、碳和氮*、*库*、*封存潜力*、*汇*、*源*和*吸收*。

封存潜力 ***（Sequestration potential）*** 通过*人为*增强*汇*从*大气*中移除并储存于*池*中的*温室气体*的量。参见关于封存潜力的不同子类别的*减缓潜力*。另见*池、碳和氮*、*库*、*封存*、*源*和*吸收*。

共享政策假设（SPA） ***（Shared policy assumptions (SPAs)）*** 参见*共享社会经济路径（SSP）*（在术语*路径*下）。

共享社会经济路径（SSP） ***（Shared Socio-economic Pathways (SSPs)）*** 参见*路径*。

短寿命气候强迫因子（SLCF） ***（Short-lived climate forcers (SLCFs)）*** 一组短（相对于*二氧化碳（CO_2）*）大气*生命期*（从数小时到二十年）但具有不同理化特性和环境影响的化学活性化合物。它们的排放或形成在其各自大气生命期决定的周期内会对*辐射强迫*产生显著影响。其排放的变化还可引发长期的*气候*效应，尤其是通过它们与一些生地化循环的相互作用。SLCF分为直接或间接类型，直接SLCF通过其辐射强迫施加气候影响，而间接SLCF则是其它直接气候强迫因子的*前体物*。直接SLCF包括*甲烷（CH_4）*、*臭氧（O_3）*、一次*气溶胶*以及一些卤代类。间接SLCF则是臭氧或二次气溶胶的前体物。SLCF可通过与辐射及云的相互作用出现冷却或升温。它们也称之为近期气候强迫因子。许多SLCF也是空气污染物。部分只升温的SLCF也称之为短寿命气候污染物（SLCP），包括甲烷、臭氧以及*黑碳（BC）*。

短寿命气候污染物（SLCP） ***（Short-lived climate pollutants (SLCP)）*** 参见*短寿命气候强迫因子（SLCF）*。

短波辐射 ***（Shortwave radiation）*** 参见*太阳辐射*。

有效波高 ***（Significant wave height）*** 在特定时间内发生的最高三分之一波高（海浪和涌浪）的平均波谷至波峰高度。

简单气候模式（SCM） ***（Simple climate model (SCM)）****能量平衡*、辐射传输、*碳循环*或此类物理分量组合等一大类低维模式。SCM还适用于进行*地球系统模式（ESM）气候*平均变量的*模拟*，因为其结构灵活性可捕捉针对过程的ESM响应中的参数和结构不确定性。它们还可用于检验关于*气候敏感性*范围、*瞬时气候响应（TCR）*、*累积CO_2排放的瞬时气候响应（TCRE）*以及碳循环*反馈*等多条*证据*的一致性。另见*模拟器*和*中等复杂性地球系统模式（EMIC）*。

汇 ***（Sink）*** 可移除*大气*中*温室气体*、*气溶胶*或温室气体*前体物*的任何过程、活动或机制（UNFCCC第1.8条（UNFCCC, 1992））。另见*池、碳和氮*、*库*、*封存*、*封存潜力*、*源*和*吸收*。

小岛屿发展中国家（SIDS） ***（Small Island Developing States (SIDS)）*** 联合国OHRLLS（联合国最不发达国家、内陆发展中国家和小岛屿发展中国家高级代表办公室）所认定的小岛屿发展中国家（SIDS）是一个面临着特定的社会、经济和环境脆弱性的发展中国家的特殊群体（UN-OHRLLS, 2011）。1992年巴西里约地球峰会上将它们视为环境和发展

的特殊案例。UN OHRLLS目前将五十八个国家和地区列为SIDS，其中有38个为UN成员国，有20个为非UN成员或区域委员会的准会员（UN-OHRLLS, 2018）。

积雪（*Snow cover*） 积雪是指在给定时间内地面上累积的所有雪（UNESCO/IASH/WMO, 1970）。

积雪持续时间（SCD）（Snow cover duration (SCD)）
雪在地表持续留存的时间，或开始降雪和停止降雪日期之间的时段。

积雪范围（SCE）（Snow cover extent (SCE)）
雪覆盖地面的面积范围。

雪水当量（SWE）（Snow water equivalent (SWE)）
如果大量雪完全融化所产生的液态水的深度。

社会经济情景（*Socio-economic scenario*） 参见*情景*。

土壤水分（*Soil moisture*） 以液态或固态形式存储于土壤中的水。根区土壤水分与植物活性最密切相关。

土壤温度（*Soil temperature*） 土壤的温度。可在土壤深度中的多个层面上进行测量或模拟。

太阳活动（*Solar activity*） 描述太阳上各种磁现象的通用术语，如*太阳黑子*、*光斑*（明亮区域）和耀斑（高能粒子的释放）。太阳活动的时间范围从几分钟到数百万年不等。*太阳周期*（平均持续时间为11年）是太阳活动准规律性变化的范例。

太阳活动周期（11年）（*Solar cycle (11-year)*） *太阳活动*的准规律性调节，幅度有变化，且周期在8–14年。

太阳辐射（*Solar radiation*） 太阳发出的、频谱接近黑体、温度达5770 K的电磁辐射。太阳辐射在可见光波长中达到峰值。与*地球辐射*相比，太阳辐射通常被称为短波辐射。另见*日射*和*太阳总辐照度（TSI）*。

人工干预太阳辐射（SRM）（*Solar radiation modification (SRM)*） 是指一系列与力求限制*全球变暖*的温室气体（GHG）*减缓*无关的人工干预辐射措施。大部分方法都涉及到减少到达地面的入射*太阳辐射*量，但其它方法同样通过减小光学厚度和云的生命期而影响*长波辐射*收支。

卷云变薄（CCT）（Cirrus cloud thinning (CCT)）
多种人工干预辐射方法之一，以应对*温室气体（GHG）*导致的变暖。在该方法中，提出了向*对流层*上部注入冰成核物质来减少卷云量。预计卷云量减少会增加空间长波冷却的量，导致行星冷却。尽管卷云变薄主要会影响我们星球的*长波辐射*收支，但它通常被认为是文献中的*人工干预太阳辐射（SRM）*方法之一。

海洋云增亮（MCB）（Marine cloud brightening (MCB)）
多种人工干预太阳辐射（SRM）方法之一，以增加行星*反照率*。在该方法中，提出将海盐*气溶胶*注入持续的海洋低云中。预计这会增加这些云的云滴浓度及其反射率。

平流层气溶胶注入（SAI）（Stratospheric aerosol injection (SAI)）
多种人工干预太阳辐射（SRM）方法之一，以增加行星*反照率*。在该方法中，提出将高反射的*气溶胶*（例如，硫酸盐）注入*平流层*下部。预计这会增加偏转到空间的*太阳辐射*比例，从而使行星冷却。

溶解度泵（*Solubility pump*） 可将*溶解的无机碳*从*海洋*表面输送至其内部的一种物理化学过程。溶解度泵的驱动因素主要是*二氧化碳（CO_2）*的溶解度（在较冷的水中溶解更多的CO_2）和海洋环流的大尺度温盐模态。

源（*Source*） 向*大气*排放*温室气体*、*气溶胶*或温室气体*前体物*的任何过程或活动（UNFCCC第1.9条（UNFCCC，1992））。另见*池*、*碳和氮*、*库*、*封存*、*封存潜力*、*汇*和*吸收*。

南美季风（SAmerM）（*South American monsoon (SAmerM)*） 参见*全球季风*。

南亚和东南亚季风（SAsiaM）（*South and Southeast Asian monsoon (SAsiaM)*） 参见*全球季风*。

南半球环状模态（SAM）（*Southern Annular Mode (SAM)*） 参见*环状模态*。

南太平洋辐合带（SPCZ）（*South Pacific Convergence Zone (SPCZ)*） 一个低层辐合、云量和降水带，从西太平洋暖池向东南方向移动直至法属玻利尼西亚。它是亚热带南半球*气候*最明显的特征之一。南太平洋辐合带与*热带辐合带（ITCZ）*有共同点，但更有温带属性，特别是在国际日界线以东。

南方涛动（*Southern Oscillation*） 参见*厄尔尼诺–南方涛动（ENSO）*。

比湿（*Specific humidity*） 比湿指水汽质量与湿空气总质量的比。另见*相对湿度*。

冰阶或冰段（*Stadial or stade*） *冰期*或*间冰期*间隔期间的区域气候变冷的短暂时期，特点通常是短暂的冰川前进。与冰期或间冰期间隔（持续几千年到几万年）相比，冰阶通常持续时间短（几百年到几千年）。区域冰阶事件的一个例子是基于格陵兰*冰芯*中氧*同位素*比率记录的千年尺度变冷，即所谓的"格陵兰冰阶"（Johnsen等人，1992）。另见*间冰阶或间冰段*。

统计降尺度（*Statistical downscaling*） 参见*降尺度*。

比容海平面变化（*Steric sea level change*） 参见*海平面变化（海平面上升/海平面下降）*。

风暴潮（*Storm surge*） 极端气象条件（低气压和/或强风）在某一特定地点引起的海水高度暂时上升。风暴潮被定义为在该时间和地点超出预期的潮汐变化水位的部分。另见*海平面变化（海平面上升/海平面下降）*和*极端海平面（ESL）*。

风暴路径（*Storm tracks*） 最初这个术语指单个气旋性天气系统的路径，但现在其意义经常被拓宽描述由于一系列低气压（气旋）和高气压（反气旋）系统而出现的温带扰动路径的主要*区域*。

情节（*Storyline*） 构建一组解释性要素来了解某个状况或一系列事件的方式。通常它是基于逻辑或因果推理。在*气候*研究中，术语情节既可用于与气候和*人类系统*的未来轨迹相关的*情景*，也可用于与天气或气候事件相关的情景。在此背景下，情节可用于描述对当前情况的复数、有条件的可能未来或解释，而不是单一的、明确的未来或解释。

物理气候情节（Physical climate storyline）
*气候系统*或天气或气候事件的物理轨迹从几小时到几十年时间尺度的自洽及合理展开（Shepherd等人，2018）。据此，

情节可探索、阐明和传达*气候系统*在响应*强迫*及*内部变率*方面的*不确定性*。

情景情节（Scenario storyline）
对某个*情景*（或情景族）的叙述性描述，突出主要情景特征以及关键驱动因素与其演变动态之间关系。

层结（*Stratification*） 妨碍海水混合的性质各异（例如盐度、密度和温度）的（*海*）水成层过程。近水面层结的加强通常会导致表层水变暖，深层水的氧含量下降，海洋上层的*海洋酸化（OA）*加剧。

平流层（*Stratosphere*） 大气中*对流层顶*之上的高度层结区，其高度延伸至大约50 km。另见*对流层*。

平流层气溶胶注入（SAI）（*Stratospheric aerosol injection (SAI)*） 参见*人工干预太阳辐射（SRM）*。

平流层–对流层交换（STE）（*Stratosphere–troposphere exchange（STE)*） *平流层–对流层*交换（STE）可理解为穿越*对流层顶*空气或痕量成分的*通量*，包括两个方向：平流层至对流层输送（STT）和对流层至平流层输送（TST）。STE是控制*对流层*和*平流层*下部*臭氧*、水汽及其它物质收支的关键因素之一。

平流层臭氧（*Stratospheric ozone*） 平流层臭氧描述的是滞留在*平流层*中的*臭氧（O_3）*，这个*大气*区域是在距地表10–50公里之间。90%的总柱臭氧滞留在平流层。另见*臭氧层*和*消耗臭氧物质（ODS）*。

平流层极地涡旋（*Stratospheric polar vortex*） 一个向极大约60度的大尺度冷空气区域，它被包含在从*对流层顶*（8–10 km）到平流层顶（50–60 km）的强西风急流中，并在每个半球的冬季半年形成。行星波可暂时破坏涡旋，在极地地区的*平流层*产生东风并快速变暖，并导致涡旋显著减弱或破裂。

平流层探测装置（SSU）（*Stratospheric sounding unit (SSU)*） 装载于美国国家海洋和大气管理局（NOAA）业务极轨卫星上的三通道红外探测器。三个通道可用于确定*平流层*的温度廓线（AMS, 2021）。

流量（*Streamflow*） 河道内的水流，例如，表示为m3 s^{-1}。河道流量的同义词。

潜沉（*Subduction*） 表层水通过埃克曼抽吸和侧*平流*从海表混合层进入海洋内部的*海洋*过程。当海表水被平流输送到一个表层密度较低的区域时会发生侧平流，因而一定会滑动到表层之下，但通常密度不会变化。

平流层爆发性增温（SSW）（*Sudden stratospheric warming (SSW)*） 高纬度地区*平流层*快速升温现象（有时在1–2天内超过50°C），造成*平流层极地涡旋*破裂。

六氟化硫（SF6）（*Sulphur hexafluoride (SF6)*） 温室气体（GHG）SF6主要用于重工业的高压设备绝缘，并协助制造电缆冷却系统和半导体。

太阳黑子（*Sunspots*） 太阳上的暗区域，在这些区域中强电磁场减弱了对流，使得温度与周边区域相比降低了约1500 K。太阳黑子数在*太阳活动*高峰期较多，特别随*太阳周期*而不同。

表面气温（*Surface air temperature*） 参见*地表气温（LSAT）*和*全球平均表面气温（GSAT）*。

表面物质平衡（SMB）（*Surface mass balance (SMB)*）参见*（冰川或冰盖的）物质平衡/收支*。

表面温度（*Surface temperature*） 参见*全球平均表面气温（GSAT）*、*全球平均表面温度（GMST）*、*地表气温（LSAT）*和*海面温度（SST）*。

意外（*Surprises*） 一种*风险*，可定义为低*可能性*但充分了解的事件，以及以目前的理解无法预测的事件（参见AR6 WGI报告第1*章第1.4.4.3节）*。

冲流（Swash） 参见*极端海平面（ESL）*。

融区（*Talik*） 由于热、水文、水文地质或水文化学条件的局部异常，*多年冻土*区内形成的一层或一片未冻结土地（IPA, 2005）。

技术潜力（*Technical potential*） 参见*减缓潜力*。

遥相关（*Teleconnection*） 通过物理过程及海洋和/或大气动力学路径相互关联的相距遥远、地理上固定位置的*气候*变量之间的联系。遥相关是由一些气候现象造成的，例如罗斯贝波列、中纬度急流和*风暴路径*位移、*大西洋经向翻转环流（AMOC）*的波动、*沃克环流*波动等。它们可由*气候变率模态*引发，从而形成不同时间滞后的遥远气候*距平*。另见*遥相关型*。

遥相关型（*Teleconnection pattern*） 气候*距平*的空间结构，它们通过*遥相关*过程相互联系，或者是*气候变率模态*的*大尺度*指纹。利用*气候*变量的相关和/或回归图与一些*气候指数*（即从气候变率主要模态的时间变化中反演的指数）使遥相关型可视化。从主成分分析、奇异值分解/最大协方差分析、基于空间递归标准的聚类等得出遥相关型。另见AR6 WGI报告图集3.1节和*遥相关*。

温度过冲（*Temperature overshoot*） 超过规定的全球变暖水平，而后在规定时间（例如在2100年前）回落到或低于该水平。有时过冲的幅度和*可能性*也有特点。过冲持续时间因*路径*而各异，但在文献的大多数*过冲路径*中以及AR6中称之为过冲路径中，至少十年和最多几十年会发生过冲。另见*路径*。

地面辐射（*Terrestrial radiation*） 地球表面、*大气*和云发出的辐射。也称之为热红外辐射或长波辐射，不同于作为太阳光谱中一部分的近红外辐射。一般而言，红外辐射有一个独特的波长（光谱）范围，比可见光谱段的红色光波长还要长。由于太阳和地球–大气系统的温度差异，地面辐射光谱基本与短波或*太阳辐射*完全不同。

热膨胀（*Thermal expansion*） 参见*比容海平面变化*（在术语*海平面变化（海平面上升/海平面下降）*下）。

温跃层（*Thermocline*） 位于海洋表层和深层之间的*海洋*最大垂直温度梯度层。在副热带海域，其源区水一般是在潜沉（参见*潜沉*）后向赤道方向移动的较高纬度的表层水。在高纬度有时无温跃层，而由垂直盐度梯度最大的*盐跃层*取代。

热盐环流（*Thermohaline circulation (THC)*） 参见*经圈翻转环流（MOC）*。

热喀斯特（*Thermokarst*） 富冰*多年冻土*消融或大量冰融化造成独特地形的过程（IPA, 2005）。

热比容（*Thermosteric*） 参见*海平面变化(海平面上升/海平面下降)*。

验潮仪（*Tide gauge*） 一种设置在近岸或深海、用于连续测量相对于邻近陆地的海平面高度的装置。按时间平均的海平面高度记录给出了观测到的相对海平面的长期变化。

萌现时间（ToE）（*Time of emergence (ToE)*） 统计检测到在*基准期*内某个特定*区域*自然*气候变率*背景噪音中出现与*气候变化*有关的特定*人为*信号的时间（Hawkins和Sutton，2012）。另见*（气候信号的）萌现*。

临界要素（*Tipping element*） 地球系统的一个组成部分，易受*临界点*的影响。

临界点（*Tipping point*） 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。另见*临界要素*、*不可逆性*和*突变*。

总碱度（*Total alkalinity*） 总碱度（AT）是海水酸碱体系的一个可测量参数，当以每千克海水微摩尔表示时，它是温度和/或气压混合及变化的保守变量。*海洋*总碱度的变化是由于影响海水本身酸碱成分的各种生物地球化学过程。然而，其值并未受到海水与*大气*之间的*二氧化碳*气体交换的影响。因此，总碱度的测量可用于帮助研究这些生地化过程，且还可用于帮助计算海水酸碱体系的状况。总碱度最常使用酸度滴定技术测量，该技术可确定需要多少酸量将海水样品滴定到规定的等当量点。

总碳收支（*Total carbon budget*） 参见*碳收支*。

太阳总辐照度（TSI）（*Total solar irradiance (TSI)*） 地球*大气*以外、处于地球到太阳平均距离的一个垂直于入射辐射的表面接收到的*太阳辐射*的总量，以瓦/平方米表示。可靠的太阳辐射测量只能在空间中进行，准确的记录仅可追溯到1978年。通常有百分之零点几的变化，这一般与*太阳黑子*穿越太阳圆盘面相关。TSI*太阳周期*变化的量级为0.1%（AMS，2021）。另见*日射*。

总水位（*Total water level*） 参见*极端海平面（ESL）*。

痕量气体（*Trace gas*） *大气*的一个微量组分，仅次于氮和氧，这两者共占总体积的99%。推动*温室效应*的最重要痕量气体是*二氧化碳（CO_2）*、*臭氧（O_3）*、*甲烷（CH_4）*、*氧化亚氮（N_2O）*、全氟化碳（PFC）、*氯氟碳化物（CFC）*、*氢氟碳化物（HFC）*、*六氟化硫（SF_6）*和水汽（H_2O）。

瞬时气候响应（TCR）（*Transient climate response (TCR)*） 参见*气候敏感性*。

累积CO_2排放的瞬时气候响应（TCRE）（*Transient climate response to cumulative CO_2 emissions (TCRE)*） 参见*气候敏感性*。

树木年轮（*Tree rings*） 木本植物的茎横截面上明显的由次生木形成的同心圆的轮。根据一个季节形成的致密小细胞晚材和下个春季形成的大细胞早材的差别，可以估算树木的年龄，树木年轮的宽度或密度与*气候*参数有关，如温度和降水。

热带大西洋模态（*Tropical Atlantic modes*） 参见*热带大西洋变率（TAV）*。

热带大西洋变率（TAV）（*Tropical Atlantic Variability (TAV)*） 描述热带大西洋*气候变率*的通用术语，在年际到年代时间尺度上它受两大气候模态支配：*大西洋纬向模态（AZM）*和*大西洋经向模态（AMM）*。大西洋纬向模态通常也称之为大西洋尼诺或大西洋赤道模态，它与赤道附近的*海面温度*距平有关，在东部洋盆达到峰值，而大西洋经向模态的特点在于海面温度和风距平的半球间梯度。在非洲和南美，这两个模态与显著的*遥相关*有关联。

大西洋经向模态（AMM）（*Atlantic Meridional Mode (AMM)*）
大西洋经向模态（AMM）是指热带大西洋跨赤道*海面温度*梯度和海面风距平的年际到*年代变率*。它调节*热带辐合带（ITCZ）*的强度和纬度变化，它影响着巴西东北部的区域降雨和大西洋*飓风*活动。参见AR6 WGI报告附件四第AIV.2.5节。

大西洋纬向模态（AZM）（*Atlantic Zonal Mode (AZM)*）
大西洋的赤道耦合模态，它类似于太平洋*厄尔尼诺–南方涛动（ENSO）*，因此，有时称之为大西洋尼诺。AZM伴有赤道大西洋附近*海面温度*距平以及非洲季风域的降雨扰动。其变化主要是在年际尺度。它亦称之为大西洋赤道模态。参见AR6 WGI报告附件四第AIV.2.5节。

热带气旋（*Tropical cyclone*） 热带*海洋*上生成的强烈气旋尺度扰动的一般术语。与较弱的系统（通常称为热带扰动或热带低压）的区别在于其超阈值风速。热带风暴为每分钟平均表面风速介于18至32 m s^{-1}之间的热带气旋。如果超过32 m s^{-1}，则根据不同的地理位置，热带气旋称之为飓风、台风或气旋。

对流层顶（*Tropopause*） *对流层*与*平流层*的分界线。它的范围从高纬度地区的8–9 km至热带地区的15–16 km。

对流层（*Troposphere*） *大气*的最低部分，在*对流层顶*之下，在这里云和天气现象均会发生。在对流层内温度通常随高度的增加而降低。另见*平流层*。

对流层臭氧（*Tropospheric ozone*） 参见*臭氧（O_3）*和*地面臭氧*。

苔原（*Tundra*） 极地和高山地区特有的、没有树木的生物群落区。

周转时间（T）（*Turnover time (T)*） 见*生命期*。

台风（*Typhoon*） 参见*热带气旋*。

类型地区（*Typological domains*） 参见*类型区域*。

类型区域（*Typological regions*） 地球上有同样一个或多个具体特征的区域（称为"类型学"），诸如，地理位置（例如，海岸）、物理过程（例如，*季风*）和生物（例如，*珊瑚礁*、热带*森林*）、地质（例如，山脉）或*人为*（例如，*超大城市*）的形成，这有助于考虑共同的*气候*特征。类型区域小于气候带（例如，高山地区），而且可以是不连续的（例如，受*城市热岛效应*影响的一批超大城市，或季风区）。

不确定性（*Uncertainty*） 不完全认知的一种状态，原因可归结为信息的缺乏或对于已知或可知的问题存在分歧。它可能有多种源由，包括数据不准确、概念或术语定义不明、对关键过程的了解不完整、或对人类行为的不确定*预估*等。因此，不确定性的表示可采用定量方式（例如*概率密度函数*）或定性陈述（例如反映出专家团队的判断）（参见Moss和Schneider，2000；IPCC，2004；Mastrandrea等人，2010）。另见*信度*和*可能性*。

深度不确定性（*Deep uncertainty*）
在专家或利益相关方不了解或在下列方面无法达成一致时出现的深度不确定性情况：（1）描述系统中关键驱动力之间关

AVII

系的适当概念模式；（2）用于表示关键变量和参数不确定性的概率分布；和/或（3）如何衡量和评价理想的替代结果（Lempert等人，2003）。

插值不确定性（Interpolation uncertainty）
在现有估值之间基于统计或物理模型的字段插值来创建时空更完整的估值而产生的不确定性。

采样不确定性（Sampling uncertainty）
因空间或时间或二者测量结果的可用性不完整或不均匀而产生的不确定性。

趋势估算不确定性（Trend estimates uncertainty）
数据拟合到具有潜在非线性和自回归特性的时间序列而产生的不确定性。

《联合国气候变化框架公约》（UNFCCC） ***(United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC))*** UNFCCC于1992年5月获得通过，并于1992年在里约热内卢举行的地球峰会上开放签署。该公约于1994年3月生效，截至2020年9月，已有197个缔约方（196个国家和欧盟）。该公约的最终目标是"将大气中温室气体浓度稳定在可使气候系统免受危险的人为干预水平上"（UNFCCC, 1992）。该公约的条款是通过《京都议定书》和《巴黎协定》这两个条约来贯彻和落实。

吸收（*Uptake*） 物质（例如碳）或能量（例如高温）从系统的一个隔间转至另一个隔间；例如，在地球系统中，从*大气*转到*海洋*或转到陆地。另见*池、碳和氮*、*库*、*封存*、*封存潜力*、*汇和源*。

上翻区域（*Upwelling region*） *海洋*中寒冷但通常富含营养的海水从深海上翻的区域。

城市热岛（UHI）（*Urban heat island (UHI)*） 与周边乡村地区相比某个城市的相对热度，与高层建筑密集导致的热捕获、城市建筑材料的吸热特性、通风减少以及人类活动直接产生的热量相关。另见*城市化*。

城市化（*Urbanization*） 在WGI报告中，城市化是指随着自然*土地覆盖*向建筑环境和城市地区转变而出现的土壤封固过程，以及与之相关的*反照率*变化、地表*径流*增加和升温。另见*城市热岛（UHI）*。

通风（*Ventilation*） *海洋*与大气表层之间的物质交换，使海洋与*大气*之间的物质浓度趋向平衡值（AMS, 2021），及将这些物质传输到海洋内部的过程。

垂直陆地运动（VLM）（*Vertical land motion (VLM)*） 地表高度或海底高度的变化，不但有一些起因，还有与*重力*、*旋转*和*粘弹性固体地球变形（GRD）*的同时期变化相关的弹性变形以及与*冰川均衡调整（GIA）*有关的粘弹性变形。例如，沉降（地表或海底下沉）的发生可通过三角洲地区冲积沉积物的压实，气体、石油和水等流体的清除或泥炭地的排水。地震和火山喷发可导致地壳构造变形。另见*海平面变化（海平面上升/海平面下降）*。

极短寿命卤代物质（VSLS）（*Very short-lived halogenated substances (VSLSs)*） 极短寿命卤代物质（VSLS）被认为包含源气体（极短寿命卤代物质以自然和*人为*源排放的形式存在于*大气*中）、源气体降解产生的卤代产物气体，以及其它源的*对流层*无机卤代物质。VSLS的对流层*生命期*约为0.5年或更短。

挥发性有机化合物（VOC）（*Volatile organic compounds (VOCs)*） 一类重要的有机化学空气污染物，在环境大气条件下具有挥发性。用于代表VOC的其它术语有碳氢化合物（HC）、活性有机气体（ROG）和非甲烷挥发性有机化合物（NMVOC）。NMVOC以及氮氧化物（NO_x）和一氧化碳（CO）是形成光化学氧化剂例如*臭氧（O_3）*的主要贡献者。

生物源挥发性有机化合物（BVOC）（Biogenic volatile organic compounds (BVOCs)）
从陆地和水生生态系统中排放的有机气态化合物，对生态学和植物生理学至关重要，从非生物和生物应力功能到新陈代谢的综合组成部分。BVOC作为*臭氧（O_3）*和次生有机气溶胶形成的*前体物*，在大气化学中非常重要。用于表示BVOC的其它术语包括碳氢化合物（HC）、活性有机气体（ROG）以及非甲烷挥发性有机化合物（NMVOC）。

脆弱性（*Vulnerability*） 易受负面影响的倾向或习性。脆弱性包括各类概念和要素，如易受伤害或对伤害敏感，缺乏应对和适应的能力。另见*暴露度*、*危害*和*风险*。

沃克环流（*Walker circulation*） 在热带太平洋上空*大气*中直接由热力驱动的纬向翻转环流，其上升气流位于西太平洋，而下沉气流位于东太平洋。

暖期（*Warm spell*） 参见*热浪*。

水循环（*Water cycle*） 参见*水文循环*。

水团（*Water mass*） 由于形成过程特殊而具有可识别特性（温度、盐度、密度、化学示踪物）的*海洋*水体。水团通常是通过某一特性（如盐度）的垂直或水平极值来识别。水团的例子有北太平洋中层水（NPIW）和南极中层水（AAIW）。

水安全（*Water security*） "人类保障可持续获取足量优质水的能力，以维持生计、人类福祉和社会经济发展，并确保免受水生污染及与水相关的灾害，以及在和平及政治稳定的气候中保护生态系统"（UN–水机制，2013）。

波浪爬升（*Wave run-up*） 参见*极端海平面（ESL）*。

波涨（*Wave setup*） 参见*极端海平面（ESL）*。

风化（*Weathering*） 通过溶解硅酸盐岩和碳酸盐岩逐步去除大气*二氧化碳（CO_2）*的过程。风化包括物理过程（机械风化）或化学活动（化学风化）。

充分混合的温室气体（*Well-mixed greenhouse gas*） 一种*温室气体（GHG）*，其大气*生命期*很长（大于几年），足以在*对流层*中均匀混合，因此，可通过地面观测网络来确定全球平均混合比。对于许多充分混合的温室气体，在偏远地区的测量结果与全球平均值相差<15%。

西非季风（WAfriM）（*West African monsoon (WAfriM)*） 参见*全球季风*。

西南极冰盖（WAIS）（*West Antarctic Ice Sheet (WAIS)*） 参见*冰盖*。

湿地（*Wetland*） 全年或一年部分时间被水覆盖或饱和的土地（例如，*泥炭地*）。

新仙女木时期（*Younger Dryas*） 大约从12.9至11.7 ka（1950年前的1000年）的时期，处于*末次冰消转换*期，特点为许多地区（尤其是北大西洋周围）暂时返回较冷的状态。另见*冰阶*和*末次冰消转换*。

零排放持续性（*Zero emissions commitment*） 参见*气候变化的持续性*。

参考

AMS, 2021: Glossary of Meteorology. American Meteorological Society (AMS), Boston, MA, USA. Retrieved from: http://glossary.ametsoc.org.

Carson, M. and G. Peterson (eds.), 2016: *Arctic Resilience Report 2016*. Stockholm Environment Institute and Stockholm Resilience Centre, Stockholm, Sweden, 218 pp.

Blunier, T. and E.J. Brook, 2001: Timing of Millennial-Scale Climate Change in Antarctica and Greenland During the Last Glacial Period. *Science*, **291(5501)**, 109 LP — 112, doi:10.1126/science.291.5501.109.

Bond, G.C. and R. Lotti, 1995: Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation. *Science*, **267(5200)**, 1005 LP — 1010, doi:10.1126/science.267.5200.1005.

Broecker, W.S., 1998: Paleocean circulation during the Last Deglaciation: A bipolar seesaw? *Paleoceanography*, **13(2)**, 119—121, doi:10.1029/97pa03707.

Cogley, J.G. et al., 2011: *Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms*. IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 86, IACS Contribution No. 2, UNESCO-IHP, Paris, France, 114 pp.

Dansgaard, W. et al., 1993: Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, **364(6434)**, 218—220, doi:10.1038/364218a0.

Duplessy, J.C., G. Delibrias, J.L. Turon, C. Pujol, and J. Duprat, 1981: Deglacial warming of the northeastern Atlantic ocean: correlation with the paleoclimatic evolution of the european continent. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **35(C)**, 121—144, doi:10.1016/0031-0182(81)90096-1.

Fairbanks, R.G., 1989: A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, **342(6250)**, 637—642, doi:10.1038/342637a0.

FAO, 2007: Land evaluation: Towards a revised framework. Land and water discussion paper. .

Gbeckor-Kove, 1989: Lectures on drought, desertification. *Drought and Desertification*, 41—73.

Giardino, J.R., N.R. Regmi, and J.D. Vitek, 2011: Rock Glaciers. In: *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Springer Netherlands, Dordrecht, The Netherlands, pp. 943—948, doi:10.1007/978-90-481-2642-2_453.

Gowan, E.J. et al., 2021: A new global ice sheet reconstruction for the past 80 000 years. *Nature Communications*, **12(1)**, 1199, doi:10.1038/s41467-021-21469-w.

Harris, S.A. et al., 1988: *Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms*. Technical Memorandum No. 142, Permafrost Subcommittee, Associate Committee on Geotechnical Research, National Research Council of Canada, Ottawa, ON, Canada, 159 pp., doi:10.4224/20386561.

Hawkins, E. and R. Sutton, 2012: Time of emergence of climate signals. *Geophysical Research Letters*, **39(1)**, doi:10.1029/2011gl050087.

Haywood, A.M. et al., 2016: The Pliocene Model Intercomparison Project (PlioMIP) Phase 2: scientific objectives and experimental design. *Climate of the Past*, **12(3)**, 663—675, doi:10.5194/cp-12-663-2016.

Hewitt, C., S. Mason, and D. Walland, 2012: The Global Framework for Climate Services. *Nature Climate Change*, **2(12)**, 831—832, doi:10.1038/nclimate1745.

IPA, 2005: *Multi-language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms*. International Permafrost Association (IPA), 159 pp.

Delaloye, R. and T. Echelard (eds.), 2020: *Towards standard guidelines for inventorying rock glaciers: Baseline concepts (Version 4.0)*. International Permafrost Association (IPA) Action Group Rock glacier inventories and kinematics, Longyearbyen, Svalbard, 13 pp.

IPCC, 2004: *IPCC Workshop on Describing Scientific Uncertainties in Climate Change to Support Analysis of Risk and of Options*. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Geneva, Switzerland, 138 pp.

IPCC, 2006: 2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories, Prepared by the National Greenhouse Gas Inventories Programme. [Eggleston, H.S., L. Buendia, K. Miwa, T. Ngara, and K. Tanabe (eds.)]. Institute for Global Environmental Strategies (IGES), Hayama, Japan.

IPCC, 2011: Workshop Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Workshop on Impacts of Ocean Acidification on Marine Biology and Ecosystems. [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, K.J. Mach, G.-K. Plattner, M.D. Mastrandrea, M. Tignor, and K.L. Ebi (eds.)]. IPCC Working Group II Technical Support Unit, Carnegie Institution, Stanford, California, United States of America, 164 pp.

IPCC, 2019: 2019 Refinement to the 2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories. [Calvo Buendia, E., K. Tanabe, A. Kranjc, J. Baasansuren, M. Fukuda, S. Ngarize, A. Osako, Y. Pyrozhenko, P. Shermanau, and S. Federici (eds.)]. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Geneva, Switzerland.

IPCC-TGICA, 2007: *General guidelines on the use of scenario data for climate impact and adaptation assessment*. Task Group on Data and Scenario Support for Impact and Climate Assessment (TGICA), Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Geneva, Switzerland, 66 pp.

ISO, 2014: ISO 16559:2014(en). Solid biofuels — Terminology, definitions and descriptions. International Standards Organisation (ISO). Retrieved from: www.iso.org/obp/ui/#iso:std:iso:16559:ed-1:v1:en.

Kageyama, M. et al., 2017: The PMIP4 contribution to CMIP6 — Part 4: Scientific objectives and experimental design of the PMIP4-CMIP6 Last Glacial Maximum experiments and PMIP4 sensitivity experiments. *Geoscientific Model Development*, **10(11)**, 4035–4055, doi:10.5194/gmd-10-4035-2017.

Lempert, R.J., S.W. Popper, and S.C. Bankes, 2003: *Shaping the Next One Hundred Years: New Methods for Quantitative, Long-Term Policy Analysis*. RAND Corporation, Santa Monica, CA, USA, 186 pp.

MA, 2005: Appendix D: Glossary. In: *Ecosystems and Human Well-being: Current States and Trends. Findings of the Condition and Trends Working Group* [Hassan, R., R. Scholes, and N. Ash (eds.)]. Millennium Ecosystem Assessment (MEA). Island Press, Washington, DC, USA, pp. 893–900.

Mastrandrea, M.D. et al., 2010: *Guidance Note for Lead Authors of the IPCC Fifth Assessment Report on Consistent Treatment of Uncertainties*. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Geneva, Switzerland, 6 pp.

Mix, A.C., W.F. Ruddiman, and A. McIntyre, 1986: Late Quaternary paleoceanography of the Tropical Atlantic, 1: Spatial variability of annual mean sea-surface temperatures, 0-20,000 years B.P.. *Paleoceanography*, **1(1)**, 43–66, doi:10.1029/pa001i001p00043.

Mix, A.C., E. Bard, and R. Schneider, 2001: Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*, **20(4)**, 627–657, doi:10.1016/s0277-3791(00)00145-1.

Moss, R.H. and S.H. Schneider, 2000: Uncertainties in the IPCC TAR: Recommendations to Lead Authors for More Consistent Assessment and Reporting. In: *Guidance Papers on the Cross Cutting Issues of the Third Assessment Report of the IPCC* [Pachauri, R., T. Taniguchi, and K. Tanaka (eds.)]. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Geneva, Switzerland, pp. 33–51.

Moss, R.H. et al., 2010: The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, **463(7282)**, 747–756, doi:10.1038/nature08823.

NOAA, 2021: What is an iceberg? National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). National Ocean Service website. Retrieved from: https://oceanservice.noaa.gov/facts/iceberg.html.

Pongratz, J. et al., 2018: Models meet data: Challenges and opportunities in implementing land management in Earth system models. *Global Change Biology*, **24(4)**, 1470–1487, doi:10.1111/gcb.13988.

Ralph, F.M., M.D. Dettinger, M.M. Cairns, T.J. Galarneau, and J. Eylander, 2018: Defining "Atmospheric River": How the Glossary of Meteorology Helped Resolve a Debate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **99(4)**, 837–839, doi:10.1175/bams-d-17-0157.1.

Schwartz, S.E. and P. Warneck, 1995: Units for use in atmospheric chemistry (IUPAC Recommendations 1995). *Pure and Applied Chemistry*, **67(8/9)**, 1377–1406.

Shepherd, T.G. et al., 2018: Storylines: an alternative approach to representing uncertainty in physical aspects of climate change. *Climatic Change*, **151(3–4)**, 555–571, doi:10.1007/s10584-018-2317-9.

Stocker, T.F. and S.J. Johnsen, 2003: A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw. *Paleoceanography*, **18(4)**, doi:10.1029/2003pa000920.

Türke, M., 1999: Vulnerability of Turkey to Desertification With Respect to Precipitation and Aridity Conditions. *Turkish Journal of Engineering and Environmental Sciences*, **23**, 363–380.

UNCCD, 1994: *United Nations Convention to Combat Desertification in countries experiencing serious drought and/or desertification, particularly in Africa*. 58 pp.

UNESCO/IASH/WMO, 1970: *Seasonal snow cover: A guide for measurement, compilation and assemblage of data*. United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO), Paris, France, 38 pp.

UNFCCC, 1992: *United Nations Framework Convention on Climate Change*. FCCC/INFORMAL/84, United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC), 24 pp.

UNFCCC, 2021a: Reporting and accounting of LULUCF activities under the Kyoto Protocol. United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC). Retrieved from: https://unfccc.int/topics/land-use/workstreams/land-use-land-use-change-and-forestry-lulucf/reporting-and-accounting-of-lulucf-activities-under-the-kyoto-protocol.

UNFCCC, 2021b: Reporting and Review under the Paris Agreement. United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC). Retrieved from: https://unfccc.int/process-and-meetings/transparency-and-reporting/reporting-and-review-under-the-paris-agreement.

UNGA, 2016: *Report of the open-ended intergovernmental expert working group on indicators and terminology relating to disaster risk reduction*. A/71/644, United Nations General Assembly (UNGA), 41 pp.
UN-OHRLLS, 2011: *Small Island Developing States: Small Islands Big(ger) Stakes*. Office for the High Representative for the Least Developed Countries, Landlocked Developing Countries and Small Island Developing States (UN-OHRLLS), New York, NY, USA, 32 pp.
UN-OHRLLS, 2018: Small Island Developing States: Country profiles. Office for the High Representative for the Least Developed Countries, Landlocked Developing Countries and Small Island Developing States (UN-OHRLLS). Retrieved from: http://unohrlls.org/about-sids/country-profiles.
UN-Water, 2013: What is Water Security? Infographic. UN-Water, Geneva, Switzerland. Retrieved from: www.unwater.org/publications/water-security-infographic.
Zscheischler, J. et al., 2018: Future climate risk from compound events. *Nature Climate Change*, **8(6)**, 469–477, doi:10.1038/s41558-018-0156-3.