ipcc

政府间气候变化专门委员会

气候变化2013

自然科学基础

决策者摘要
技术摘要
常见问题

WG I

政府间气候变化专门委员会第五次评估报告

第一工作组报告

WMO UNEP

气候变化2013
自然科学基础

决策者摘要

IPCC第一工作组报告

技术摘要

IPCC第一工作组已接受、但未经逐一批准的报告

和

常见问题

政府间气候变化专门委员会第五次评估报告第一工作组的部分报告

编辑

Thomas F. Stocker
第一工作组联合主席
伯尔尼大学

秦大河
第一工作组联合主席
中国气象局

Gian-Kasper Plattner
科学主任

Melinda M.B. Tignor
业务主任

Simon K. Allen
高级科学官员

Judith Boschung
行政助理

Alexander Nauels
科学助理

Yu Xia
科学官员

Vincent Bex
IT官员

Pauline M. Midgley
主任

第一工作组技术支持小组

© 2013 政府间气候变化专门委员会

ISBN 978-92-9169-538-6

地图中使用的标识以及提供的材料并不代表政府间气候变化专门委员会就任何国家、领地、城市或地区或其当局、或对其边界或分界线的划定表达任何观点。

封面照片: 挪威索尔峡湾高原上的福尔格冰川 (60°03’ N - 6°20’ E) © Yann Arthus-Bertrand/Altitude。

前言、序言和献辞

前言

在气候变化科学的全球评估中，“气候变化2013：自然科学基础”提出了明确而有力的结论—其中一个重要结论是科学现已显示，能95%地确定，自20世纪中叶以来，人类活动是观测到的变暖的主要原因。报告证实，气候系统变暖是毋庸置疑的，许多观测到的变化均是在数十年到数千年中前所未有的：大气和海洋变暖、积雪和积冰减少、海平面上升及温室气体浓度增加。地球表面温度在近三十年中的每个十年都相继高于1850年以来的任何先前十年。

诸如此类的研究成果证实并提高了我们对气候系统及温室气体排放作用的科学认识，因此报告要求得到决策者和公众的迫切关注。

作为由世界气象组织(WMO)和联合国环境规划署(UNEP)于1988年共同建立的政府间机构，政府间气候变化专门委员会(IPCC)为决策者提供了最权威、最客观的科学技术评估。自1990年起，这一系列的IPCC评估报告、特别报告、技术报告、方法报告等产品已经成为标准的参考资料。

这一IPCC第五次评估报告第一工作组的报告包含了重要的、新的科学知识，可以用于提供气候信息和服务，协助社会采取行动应对气候变化的挑战。时机十分重要，因为此类信息均属自然科学方面明确无误又无可争议的内容，故可为那些负责于2015年在联合国气候变化框架公约下达成一项新协议的谈判代表们提供新的动力。

气候变化是一个长期挑战，但鉴于温室气体在大气中的累积速度和规模以及温度上升超过2摄氏度的风险，它又是一项迫切要求采取行动的挑战。今天我们需要将重点放在基本面上，放在行动上，否则我们面临的风险将与年俱增。

第一工作组这份评估报告的面世要归功于全世界好几百位不同学科专家的投入和奉献。令WMO和UNEP感到自豪的是，有如此众多的专家加入了这两个组织的团体，进入了这两个组织的网络。我们谨向奉献了其知识、专长和时间的所有作者、评审编辑和审稿专家表示深深的谢意。还要感谢第一工作组技术支持小组和IPCC秘书处工作人员的大力奉献。

我们还要向支持其科学家参与撰写该报告，及向IPCC信托基金捐款以支持发展中国家和经济转型国家的专家得以深入参与其中的政府表示诚挚的谢意。我们对意大利政府举办IPCC第五次评估报告规划会议表示感谢，同时对中国、法国、摩洛哥、澳大利亚等国政府举办第一工作组报告起草会议，和瑞典政府在斯德哥尔摩举办批准第一工作组报告的第一工作组第十二次届会表示感谢。还要感谢使第一工作组技术支持小组顺利运作的瑞士政府的慷慨资助和伯尔尼大学(瑞士)的后勤保障。我们对此深表谢意。

我们要特别感谢IPCC主席Rajendra Pachauri博士对IPCC的领导和指导，我们还衷心感谢第一工作组联合主席秦大河教授和Thomas Stocker教授孜孜不倦地领导本报告的整个起草和撰写工作。

M. Jarraud
世界气象组织秘书长

A. Steiner
联合国环境规划署执行主席

序言

政府间气候变化专门委员会(IPCC)第五次评估报告第一工作组的报告是对气候变化的自然科学基础作的一个综合评估。报告以2007年IPCC第四次评估报告第一工作组的报告为基础，并结合了其后发布的“管理极端事件和灾害风险推进气候变化适应特别报告”，以及发表在大量科学和技术文献中的研究新发现。评估工作考虑了有关气候变化的过去、现在和预估未来等方面的新证据，依据的是众多独立开展的科学分析：气候系统观测结果、古气候档案资料、气候过程理论研究和气候模式模拟。

报告的范围

在界定第五次评估报告的范围和批准其大纲的过程中，IPCC关注的是在气候变化科学的当前认知中那些判定与决策者最为相关的各个方面。

与此前的评估报告相比，在本报告中，第一工作组扩大了对未来气候变化的评估篇幅，分别用了两章来对近期预估和可预测性以及长期预估和不可逆性进行评估。继专委会对报告范围和报告大纲作出批准决定之后，针对二十一世纪的气候变化预估，三个工作组均采用了一组新的情景 - 典型浓度路径。第一工作组报告中有关区域内容的篇幅有所扩大，对诸如季风系统及其与各区域未来气候变化的相关性等气候现象作了专门评估。

第一工作组的报告是对气候科学的评估，而不是评论或教科书，其素材均是2013年3月15日之前已发表的科学和技术文献。贯穿报告各方面的是严谨治学的态度：就科学方面进行全面评估，摈弃偏见，做到既与政策具有相关性，又不对政策具有限定性。

报告的结构

报告包含一份篇幅较短的决策者摘要、一份篇幅较长的技术摘要、14个主题章节、外加若干附录。第一工作组本次评估中的一项创新是附上了全球和区域气候预估图集(附录1)，内容为世界35个地区的时间序列和温度/降水预估图，以便于利益相关者和用户获取信息。

本报告中的决策者摘要和技术摘要遵循平行结构，各含有对章节的交叉引用标示，从而可以在基础报告中找到出处。通过这种方式，本报告的这些摘要部分可成为整个报告的内容路线图，可对每条重大发现追根溯源。

为使第一工作组的评估结果便于为广大读者所理解，也便于为各利益相关者所利用，其决策者摘要的每一节都有一条突出的标题声明。经汇总，这19条得到科学家支持并得到IPCC会员政府批准的标题声明具有高度的概括性，语言简单，便于引用。本报告的另一个创新是在技术摘要中运用重点专题要素这一形式对气候变化自然科学基础中的重大交叉性问题作了端对端评估。

引言(第1章)：本章提供了IPCC自1990年第一次评估报告以来气候变化科学方面的进展信息，概述了关键概念、气候变化指标、不确定性处理、以及测量和建模能力的改进，还包括对未来情景的描述，特别是各工作组在IPCC第五次评估报告中均采用的典型浓度路径情景。

观测和古气候信息(第2、3、4、5章)：这些章节从气候系统各组成部分入手，对气候变率和气候变化方面的信息作了评估，其中有仪器记录信息，也有气候档案信息，涵盖了与大气相关的所有方面，包括平流层、地表、海洋和冰冻圈。时间尺度从数天到数十年(第2、3、4章)和从数百年到数千年(第5章)都在考虑之内。

对过程的认知(第6、7章)：这两章涵盖针对两个关键主题的所有相关方面，从观测和对过程的认知，到从全球到区域尺度的预估。第6章是关于碳循环及其与其它生物地球化学循环的相互作用，特别是氮循环，以及对气候系统的反馈。报告第一次用整章篇幅从自然科学基础角度来评估云和气溶胶、其交互作用和化学、水蒸气的作用及其对气候系统的反馈作用(第7章)。

从强迫到气候变化的归因(第8、9、10章)：第8章收集并评估了有关气候变化不同驱动因子(自然的和人为的)的各种信息，并用辐射强迫进行表述。第9章对模拟过去和现在的气候变化所使用的各层级气候模式作了评估，并利用观测资料和古气候重建结果对这些模式作了评价。第10章对有关检测从全球到区域尺度的变化及其在人为增加温室气体中的归因方面的信息进行了评估。

未来气候变化、可预测性和不可逆性(第11和12章)：

这两章评估了气候模式所作的未来气候变化预估结果，时间尺度从几十年到几百年，地理尺度分全球和区域两级，包括均值的变化、变率和极值。关于气候可预测性、长期气候变化、气候变化的持续性和气候系统的惯性等基本问题得到了考虑。对气候系统的不可逆变化和意外的认知也进行了评估。

综合(第13和14章)：这两章对本评估中两个主要议题的所有相关信息进行了综述：海平面的变化(第13章)和跨区域气候现象(第14章)。第13章基于古气候重建结果、观测资料和对过程的认知对海平面变化的信息作了端对端评估，并提供了从全球到区域尺度的预估。第14章评估了气候系统中最为重要的变率模态，如厄尔尼诺-南方涛动、季风等等、以及极端事件。此外，本章涉及了气候现象及其区域表现、及其与未来区域气候变化的关联性，以及这几者之间的相互联系。

第14章与第11和12章中评估的地图，是附录一中全球和区域气候预估图集的基础，该图集现已有了数字版。第7、8、11和12章介绍了辐射强迫和对未来大气浓度的估测，是附录二中气候系统情景表的基础。包括高清晰度版本图表、基础数据和各章节补充材料在内的所有材料也可在以下网站获取：www.climatechange2013.org。

科学界和世界各地的气候模拟中心通过协调式模式比对项目第五阶段(CMIP5)将各自的活动汇集联系了起来，为本报告对未来气候变化的大部分评估提供了基础。正是由于这些方面的努力，第一工作组才能够为决策者及本报告的用户、为IPCC第二工作组开展影响方面的具体评估以及为IPCC第三工作组开展成本和减缓战略方面的具体评估提供全面的科学信息。

2007年上次第一工作组评估报告中首次推出'常见问题'，且效果很成功。延续这一做法，所有章节均包含了'常见问题'。通过这些问题，作者们为一系列一般性问题提供了科学解答，对广大读者而言可谓通俗易懂，足可作为教学资源。最后，报告还附有大量补充材料，与报告的在线版本一并提供，属于更为详细深入的内容，如对章节分析中所用数据集、模式或方法的描述，以及对决策者摘要中图表的解释材料。

过程

本第一工作组评估报告代表了数百位气候科学领域一流专家的共同努力，是依照IPCC制定的规则和程序编写的。2009年7月召开了第五次评估报告规划会议，2009年11月专委会第31次届会批准了三个工作组报告的编写大纲。各国政府和IPCC观察员组织为作者团队提名了专家。2010年5月召开的IPCC主席团第41次届会接受了由第一工作组主席团甄选出来的209名主要作者协调人和主要作者以及50名评审编辑组成的团队。此外，超过600名供稿作者应作者团队的要求为其提供了草稿和信息。作者编写的草案先经过了两轮正式的审议和修订，之后的最终一轮是征求各国政府对决策者摘要的意见。1089位评审专家和38个政府共计提交了54,677条书面评审意见。每一章的编审负责监控评审过程，确保所有实质性评审意见得到恰当的考虑。2007年9月23-27日召开的IPCC第一工作组第12次届会逐行批准了决策者摘要，随后接受了基础性章节。

致谢

我们对主要作者协调人、主要作者在编写本报告的整个过程中所体现的专业技能、辛勤工作、精益求精、正直品格表示非常感谢，同时对众多供稿作者的巨大帮助表示感谢。编审在协助作者团队、确保评审过程完整性方面发挥了重要作用。我们对所有专家和政府评审人员表示诚挚的感谢。我们也要感谢第一工作组主席团的成员：Jean Jouzel、Abdalah Mokssit、 Fatemeh Rahimizadeh、Fredolin Tangang、 David Wratt和Francis Zwiers，感谢他们在报告的整个编写过程中提出的**经深思熟虑的**建议以及提供的得力支持。

我们非常感谢科学界所做的长期努力，通过世界气候研究计划-特别是CMIP5-所开展的组织和协助工作。在全世界各气候模拟中心的努力下，现已生成超过200万千兆字节的数值数据，这些数据通过气候模式诊断和相互比对管理计划得到归档并加以分发。这是科学界和出资机构共同努力的结果，是前所未有的成就。

我们衷心感谢承办和组织召开四次第一工作组主要作者会议和第一工作组第12次届会的各方，非常感谢中国、法国、摩洛哥、澳大利亚和瑞典等主办国所给予的支持。许多政府不仅对其科学家提供支持而且向IPCC信托基金捐资，我们对此深表感谢。瑞士政府的慷慨财政资助和伯尔尼大学(瑞士)的后勤支持使第一工作组技术支持小组得以有效运作。

我们也要感谢IPCC秘书Renate Christ以及IPCC秘书处的工作人员Gaetano Leone、 Jonathan Lynn、 Mary Jean Burer、 Sophie Schlingemann、Judith Ewa、 Jesbin Baidya、 Werani Zabula、Joelle Fernandez、 Annie Courtin、 Laura Biagioni和Amy Smith，还要感谢在第一工作组召开批准本报告会议上担任会议官的Francis Hayes。

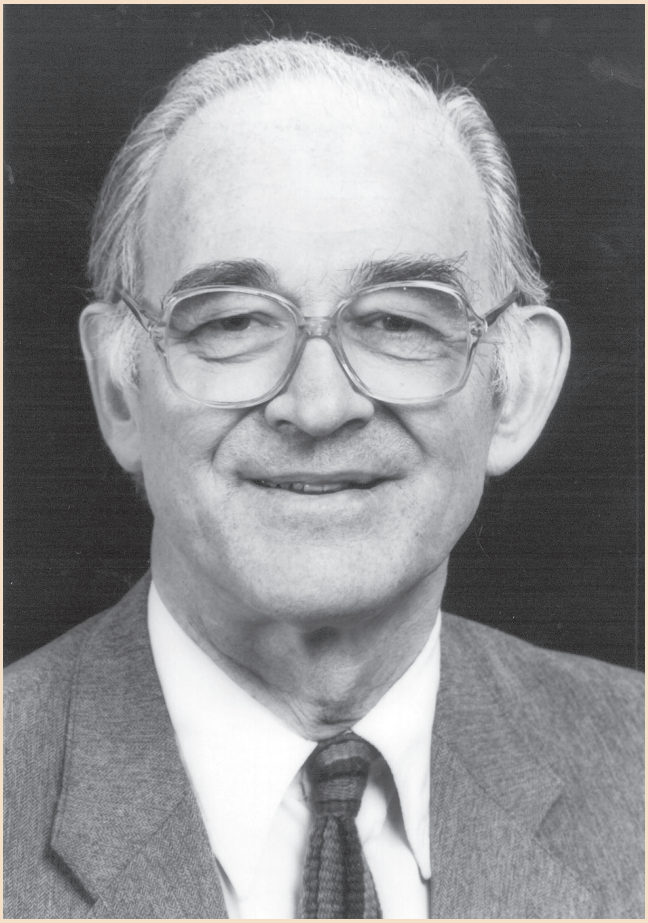
最后，我们要特别感谢第一工作组技术支持小组所有成员：Gian-Kasper Plattner、Melinda Tignor、Simon Allen、Judith Boschung、Alexander Nauels、Yu Xia、Vincent Bex和Pauline Midgley，感谢他们的专业精神、创新精神和奉献精神。他们为第一工作组报告的协调工作孜孜不倦地努力，确保最终拿出了高质量的产品。Adrien Michel、FlavioLehner、周波涛和孙颖也给予了协助。此外，我们对以下人员所做的贡献也表示诚挚的谢意：DavidHansford(协助'常见问题'的编辑)、UNEP/GRID-日内瓦和日内瓦大学(协助'常见问题'的图形制作)、Theresa Kornak(文字编辑)、Marilyn Anderson (索引)和 Michael Shibao (设计和排版)。

Rajendra K. Pachauri
IPCC 主席

秦大河
IPCC WGI 联合主席

Thomas F. Stocker
IPCC WGI 联合主席

献辞



Bert Bolin
(1925年5月15日 – 2007年12月30日)

谨将政府间气候变化专门委员会(IPCC)第五次评估报告第一工作组报告"*气候变化2013：自然科学基础*"献给IPCC第一任主席Bert Bolin先生，以示纪念。

作为一位成功的科学家，Bert Bolin先生在包括大气、海洋和生物圈等过程在内的大气动力学和碳循环方面均发表过著作。他认识到气候系统的复杂性及其对人为扰动的敏感性。他为组织国际合作开展气候研究作出了基础性贡献，并参与过多项全球计划的设立。

Bert Bolin先生为IPCC的创建及其评估工作的开展发挥了关键作用，这项工作的形式别具一格，程序规范，以便为针对我们这个时代所面临的最大挑战之一的知情决策提供坚实有力的科学基础。从1988到1997年，作为本专委会的创会主席，他的远见卓识和领导才能为包括本报告在内的后续评估报告奠定了基础，令人深感敬意和怀念。

目录

前页 前言 v

序言 vii

献词 xi

SPM 决策者摘要 3

TS 技术摘要 33

FAQ 常见问题 119

术语表 术语表 185

决策者摘要

SPM

决策者摘要

撰稿作者：

Lisa Alexander（澳大利亚）、Simon Allen（瑞士/新西兰）、Nathaniel L. Bindoff（澳大利亚）、François-Marie Bréon（法国）、John A. Church（澳大利亚）、Ulrich Cubasch（德国）、Seita Emori（日本）、Piers Forster（英国）、Pierre Friedlingstein（英国/比利时）、Nathan Gillett（加拿大）、Jonathan M. Gregory（英国）、Dennis L. Hartmann（美国）、Eystein Jansen（挪威）、Ben Kirtman（美国）、Reto Knutti（瑞士）、Krishna Kumar Kanikicharla（印度）、Peter Lemke（德国）、Jochem Marotzke（德国）、Valerie Masson-Delmotte（法国）、Gerald A. Meehl（美国）、Igor I. Mokhov（俄罗斯）、朴世龙（中国）、Gian-Kasper Plattner（瑞士）、秦大河（中国）、Venkatachalam Ramaswamy（美国）、David Randall（美国）、Monika Rhein（德国）、Maisa Rojas（智利）、Christopher Sabine（美国）、Drew Shindell（美国）、Thomas F. Stocker（瑞士）、Lynne D. Talley（美国）、David G. Vaughan（英国）、谢尚平（美国）

撰稿贡献作者：

Myles R. Allen（英国）、Olivier Boucher（法国）、Don Chambers（美国）、Jens Hesselbjerg Christensen（丹麦）、Philippe Ciais（法国）Peter U. Clark（美国）、Matthew Collins（英国）、Josefino C. Comiso（美国）、Viviane Vasconcellos de Menezes（澳大利亚/巴西）Richard A. Feely（美国）、Thierry Fichefet（比利时）、Arlene M. Fiore（美国）、Gregory Flato（加拿大）、Jan Fuglestvedt（挪威）、Gabriele Hegerl（英国/德国）、Paul J. Hezel（比利时/美国）、Gregory C. Johnson（美国）、Georg Kaser（奥地利/意大利）、Vladimir Kattsov（俄罗斯联邦）、John Kennedy（英国）、Albert M. G. Klein Tank（荷兰）、Corinne Le Quéré（英国）Gunnar Myhre（挪威）、Tim Osborn（英国）、Antony J. Payne（英国）、Judith Perlwitz（美国）、Scott Power（澳大利亚）、Michael Prather（美国）、Stephen R. Rintoul（澳大利亚）、Joeri Rogelj（瑞士/比利时）、Matilde Rusticucci（阿根廷）Michael Schulz（德国）、Jan Sedláček（瑞士）、Peter A. Stott（英国）、Rowan Sutton（英国）、Peter W. Thorne（美国/挪威/英国）、Donald Wuebbles（美国）

本决策者摘要的引用格式如下：

IPCC，2013：决策者摘要。政府间气候变化专门委员会第五次评估报告第一工作组报告-气候变化2013：自然科学基础。[Stocker, T.F., 秦大河, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex 和 P.M. Midgley (编辑)]。剑桥大学出版社，英国剑桥和美国纽约。

A. 引言

IPCC第五次评估报告（AR5）第一工作组报告考虑了气候变化的新证据，这些新证据建立在对气候系统观测、古气候档案、气候过程理论研究和气候模式模拟等的独立科学分析基础之上。本报告以IPCC第四次评估报告（AR4）第一工作组报告为基础，并吸收了后续研究中的新发现。作为第五次评估周期的一部分，IPCC《管理极端事件和灾害风险，推进气候变化适应特别报告》（SREX）是本报告有关极端天气和气候事件变化信息的一个重要基础。

本《决策者摘要》（SPM）沿用了第一工作组报告的结构。内容叙述得到了加底色突出的一系列总体结论的支持，这些总体结论可以一起构成一份简明摘要。本摘要每个主要部分均以斜体字起始段对该部分的评估方法基础进行了简要介绍。

本评估报告根据作者团队对基础科学认知水平的评估给出各重要发现的确定性程度，以信度水平（从很低到很高）来定性表述，并在可能的条件下，使用概率来量化表述出现的可能性（从极不可能到几乎确定）。某一发现有效性信度的基础是证据的类型、数量、质量和一致性（如：数据、对机理的认识、理论、模式、专家判断）及其一致性的程度[1]。对某一发现不确定性概率的定量估计建立在对观测或模式结果或对两者的统计分析以及专家判断[2]的基础之上。在合适的情况下，对作为事实陈述的某些发现，不使用不确定性词语。（关于IPCC不确定性表述所使用的特定语言，详见第1章和文框TS.1）

本《决策者摘要》中实质性段落的依据来自本评估报告全文的相关章节和《技术摘要》，并在大括号中给出了索引信息。

B. 观测到的气候系统变化

气候系统的观测基于直接测量和卫星及其它平台的遥感手段。器测时代对全球尺度温度和其它变量的观测始于19世纪中叶，1950年以来的观测更为全面和丰富。古气候重建可使一些记录延伸到几百年乃至几百万年前。以上信息提供了有关大气、海洋、冰冻圈和地表的变率和长期变化的综合视角。

气候系统的变暖是毋庸置疑的。自20世纪50年代以来，观测到的许多变化在几十年乃至上千年时间里都是前所未有的。大气和海洋已变暖，积雪和冰量已减少，海平面已上升，温室气体浓度已增加。（见图SPM.1、SPM.2、SPM.3和SPM.4）。{2.2, 2.4, 3.2, 3.7, 4.2-4.7, 5.2, 5.3, 5.5-5.6, 6.2, 13.2}

[1] 在本《决策者摘要》中，使用下列术语描述证据的可获得性：有限、中等，或确凿；对于证据的一致性使用：低、中等或高。用五个限定词表述信度水平：很低、低、中等、高和很高，并用斜体字标出，如：中等信度。对于某一给定的证据和一致性的陈述，可以赋予不同的信度水平，但随着证据增多、一致性程度提高，相应的信度也增加（详见第1章和文框TS.1）。

[2] 在本《决策者摘要》中，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%、很可能的概率为90－100%、可能的概率为66－100%、或许可能的概率为33－66%、不可能的概率为0－33%、很不可能的概率为0－10%、几乎不可能的概率为0－1%。还可酌情使用其它术语（极可能的概率为95－100%、多半可能的概率为>50－100%，以及极不可能的概率为0－5%）。可能性的评估均采用斜体字，如：*很可能*（详见第1章和文框TS.1）。

B.1 大气

过去三个十年的地表已连续偏暖于1850年以来的任何一个十年。在北半球，1983-2012年*可能*是过去1400年中最暖的30年（*中等信度*）。{2.4,5.3}

- 全球平均陆地和海洋表面温度的线性趋势计算结果表明，在1880-2012年期间（存在多套独立制作的数据集）温度升高了0.85[0.65至1.06]℃[3]。基于现有的一个单一最长数据集[4]，1850-1900年时期和2003-2012年时期的平均温度之间的总升温幅度为0.78 [0.72至0.85]℃。（见图SPM.1）{2.4}

- 在有足够完整的资料以计算区域趋势的最长时期内（1901-2012年），全球几乎所有地区都经历了地表增暖。（见图SPM.1）{2.4}

- 除了存在确凿的多年代际变暖外，全球地表平均温度还表现出明显的年代际和年际变化（见图SPM1）。由于自然变率，选取不同的起止期，对短期记录趋势的计算是非常敏感的，而且一般不能反映长期气候趋势。例如，始于强厄尔尼诺事件的过去15年间的升温速率（1998-2012年；每十年温度升高0.05[-0.05至+0.15]℃）小于1951年以来的升温速率（1951-2012年；每十年温度升高0.12[0.08至0.14]℃）[5]。{2.4}

- 大陆尺度的地表温度重建表明：具有*高信度*的是，在中世纪气候异常期（950至1250年）中的多个年代内一些区域的温暖程度与20世纪后期相当，但是这些区域性暖期并没有像20世纪后期的变暖那样出现区域一致性（*高信度*）。{5.5}

- *几乎确定*的是，自20世纪中叶以来，在全球范围内对流层已变暖。更完整的观测使北半球热带以外地区的对流层温度变化的估算值比其它地区具有更高的信度。北半球热带以外对流层的变暖速率及其垂直结构变化具有*中等信度*，而在其它地区只具有*低信度*。{2.4}

- 1901年以来，全球陆地区域平均降水变化在1951年之前为*低信度*，之后为*中等信度*。1901年以来，北半球中纬度陆地区域平均降水已增加（在1951年之前为*中等信度*，之后为*高信度*）。对于其它纬度，区域平均降水的增加或减少的长期趋势只具有*低信度*。（见图SPM.2）。{TSTFE.1，图2；2.5}

- 约自1950年以来，已观测到了许多极端天气和气候事件的变化（详见表SPM.1）。*很可能的*是，在全球尺度上冷昼和冷夜的天数已减少，而暖昼和暖夜的天数已增加[6]。在欧洲、亚洲和澳大利亚的大部分地区，热浪的发生频率*可能*已增加。与降水减少的区域相比，更多陆地区域出现强降水事件的数量*可能*已增加。在北美洲和欧洲，强降水事件的频率或强度*可能*均已增加。在其它各洲，强降水事件变化的信度最高为*中等*。{2.6}

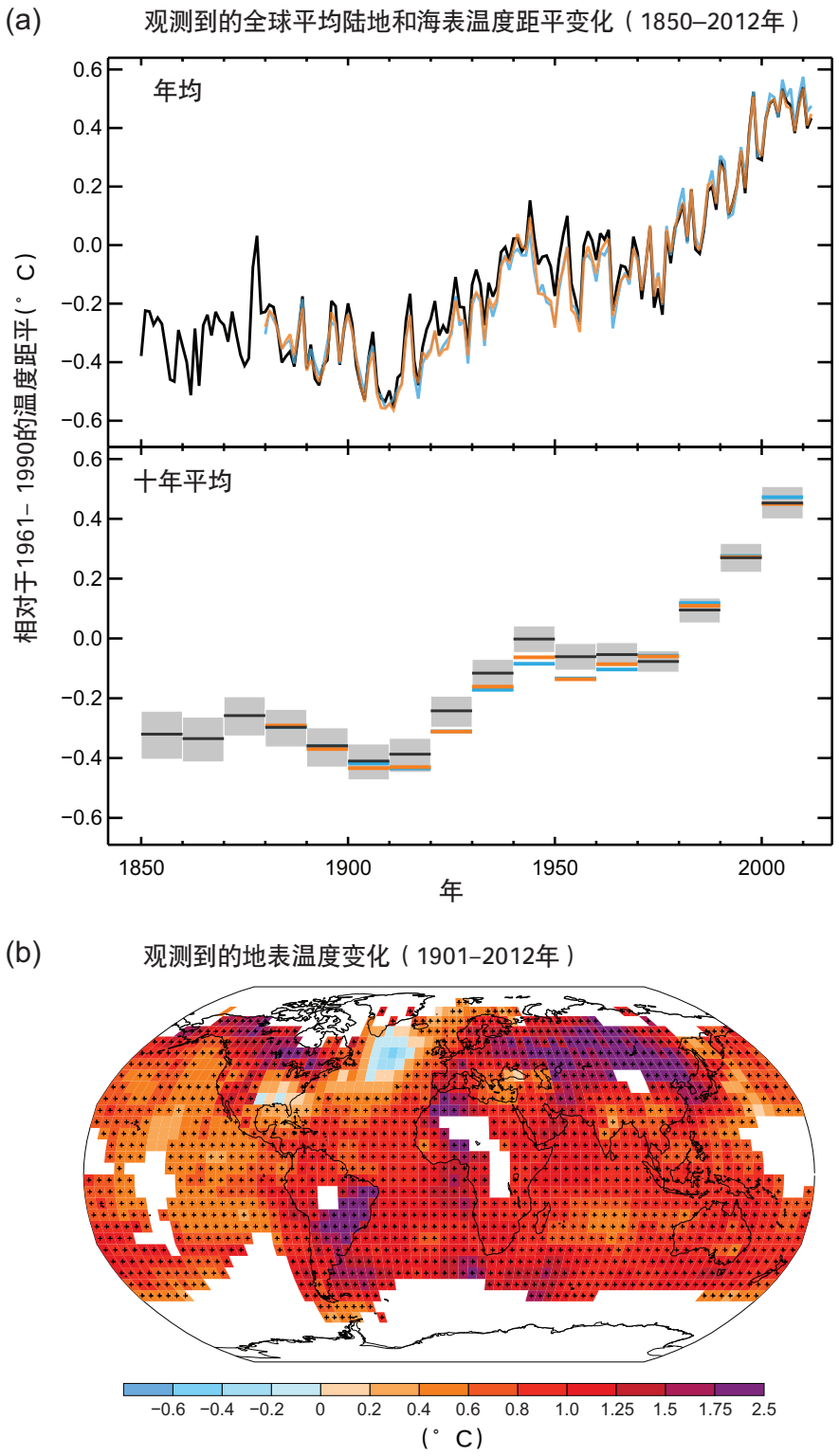
---

[3] 在第五次评估报告第一工作组报告中，除非另有说明，不确定性用90%不确定性区间进行量化。方括号内给出的90%不确定性区间表示这一区间预计有90%的可能性涵盖了估算值。不确定性区间与相应最佳估算值之间不一定是对称关系。只要有最佳估算值则给出。

[4] 在第四次评估报告中也采用了这一要点中提到的两种方法。第一种方法利用1880-2012年间所有点的最佳拟合线性趋势计算温度差。第二种方法计算1850-1900年和2003-2012年两个时期的平均温度差。因此，这两种方法得出的值及其90%不确定性区间不具有直接的可比性（2.4）。

[5] 从1995年、1996年和1997年开始的三个15年期的趋势分别为每十年温度升高0.13[0.02至0.24]℃、0.14[0.03至0.24]℃和0.07[-0.02至0.18]℃。

[6] 这些术语的定义见术语表：冷昼/冷夜、暖昼/暖夜、热浪。



图SPM.1 | （a）观测到的全球平均陆地和海表温度距平（1850-2012年），源自三个资料集。上图：年均值，下图：十年均值，包括一个资料集（黑色）的不确定性估计值。各距平均相对于1961－1990年均值。（b）观测到的地表温度变化（1901-2012年），温度变化值是通过对某一资料集（图a中的橙色曲线）进行线性回归所确定的趋势计算得出的。只要可用资料能够得出确凿估算值，均对其趋势作了计算（即仅限于该时期前10%和后10%时段内，观测记录完整率超过70%并且资料可用率大于20%的格点），其它地区为白色。凡是趋势达到10%显著性的格点均用“+”号表示。有关资料集清单和更多技术细节，详见技术摘要的补充材料{图2.19－2.21；图TS.2}

表SPM.1： 极端天气和气候事件：近期观测到的变化在全球尺度上的评估、人类因素对这些变化的贡献，以及预估的21世纪初（2016-2035年）和世纪末（2081-2100年）的进一步变化。粗体字表示第五次评估报告（AR5）（黑色）与《管理极端事件和灾害风险，推进气候变化适应特别报告》（SREX）（蓝色）或第四次评估报告(AR4)（红色）就全球尺度评估所作的修订*。在以前的评估报告中没有提供对21世纪初的预估。除非另有说明，第五次评估报告中各项预估是相对于1986-2005年的参照期，并使用新的典型浓度路径（RCP）情景（见文框SPM.1）。有关极端天气和气候事件的定义见术语表。

趋势的现象和方向	评估发生的变化（特别是自1950年以来，除非另有说明）	评估人类因素对观测到的变化的贡献	未来变化的可能性	
			21世纪初	21世纪末
大部分陆地区域更暖和/或更少冷昼和冷夜	*很可能* {2.6} *很可能* *很可能*	*很可能* {10.6} *可能* *可能*	*可能* {11.3}	*几乎确定* {12.4} *几乎确定* *几乎确定*
大部分陆地区域更暖和/或更频繁的热昼和热夜	*很可能* {2.6} *很可能* *很可能*	*很可能* {10.6} *可能* *可能*（仅为热夜）	*可能* {11.3}	*几乎确定* {12.4} *几乎确定* *几乎确定*
暖期/热浪。大部分陆地区域的频率和/或持续时间增加	在全球尺度为 *中等信度* 在欧洲、亚洲和澳大利亚的大部分地区 *可能* {2.6} 在许多（但并非所有）区域为 *中等信度* *可能*	*可能*[a] {10.6} 没有正式评估 *多半可能*	没有正式评估[b] {11.3}	*很可能* {12.4} *很可能* *很可能*
强降水事件。强降水的频率、强度和/或雨量增加	*可能*增加的陆地区域大于减少的区域[c] {2.6} *可能*增加的陆地区域大于减少 *大部分陆地区域可能*	*中等信度* {7.6, 10.6} *中等信度* *多半可能*	在许多陆地区域 *可能* {11.3}	大多数中纬度陆地地区和潮湿的热带地区 *很可能* {12.4} 许多地区 *可能* 大部分陆地区域很可能
干旱的强度和/或持续时间增加	全球尺度为 *低信度* 可能某些区域有变化[d] {2.6} 某些区域为 *中等信度* 自1970年以来在许多区域e为可能[e]	*低信度* {10.6} *中等信度*[f] *多半可能*	*低信度*[g] {11.3}	区域到全球尺度可能（中等信度）[h] {12.4} 某些区域为 *中等信度* *可能*[e]
强热带气旋活动增加	长期（百年）变化为 *低信度* 北大西洋自1970年以来几乎确定 {2.6} *低信度* 自1970年以来在某些区域可能	*低信度*[i] {10.6} *低信度* *多半可能*	*低信度* {11.3}	在西北太平洋和北大西洋地区 *多半可能*[j] {14.6} 某些流域 *多半可能* *可能*
极端高海平面事件的频繁和/或程度增加	*可能*（自1970年后） {3.7} *可能*（20世纪末期） *可能*	*可能*[k] {3.7} *可能*[k] *多半可能*[k]	*可能*[l] {13.7}	*很可能*[l] {13.7} *很可能*[m] *可能*

* 很难将各份报告的评估结果进行直接比较。目前已对某些气候变量的不同方面进行了评估，SREX和AR5已经使用了修订后的不确定性指导说明。新信息的提供、更深入的科学理解、资料和模式的持续分析、评估研究中所用方法的特殊差异，所有这些都有助于改进评估结果。

注：

[a] 归因基于已有的案例研究。人类活动可能使一些地点观测到的热浪发生的可能性提高了一倍。

[b] 各模式预估的热浪和暖期的持续时间、强度和空间范围会出现短期的增加。

[c] 除北美和欧洲外，大多数大洲的趋势信度不高于 *中等*，而在这两个洲强降水的频率或强度 *可能*出现了上升，但有季节性或区域性变化。北美洲中部 *很可能*出现了上升。

[d] 在地中海和西非干旱的频率和强度 *可能*已经增加，在北美洲中部和澳大利亚西北部 *可能*已经减小。

[e] AR4评估了受干旱影响的地区。

[f] SREX评估认为由于人为影响对降水和温度变化有作用，所以造成了20世纪后半叶观测到的干旱形势发生了一些变化，该结论为 *中等信度*。SREX评估认为一些地区层面的干旱变化的归因为 *低信度*。

[g] 预估的土壤湿度变化为 *低信度*。

[h] 在RCP8.5情景下，根据区域到全球尺度的预估，到本世纪末在目前的干燥区域土壤湿度 *可能*会降低，农业干旱可能会增加（*中等信度*）。在地中海、美国西南部和非洲南部，土壤湿度降低，这与哈得莱环流的预估变化和地表温度增加相一致。因此，具有 *高信度*的是，在RCP8.5情景下到本世纪末这些区域地表 *可能*变干。

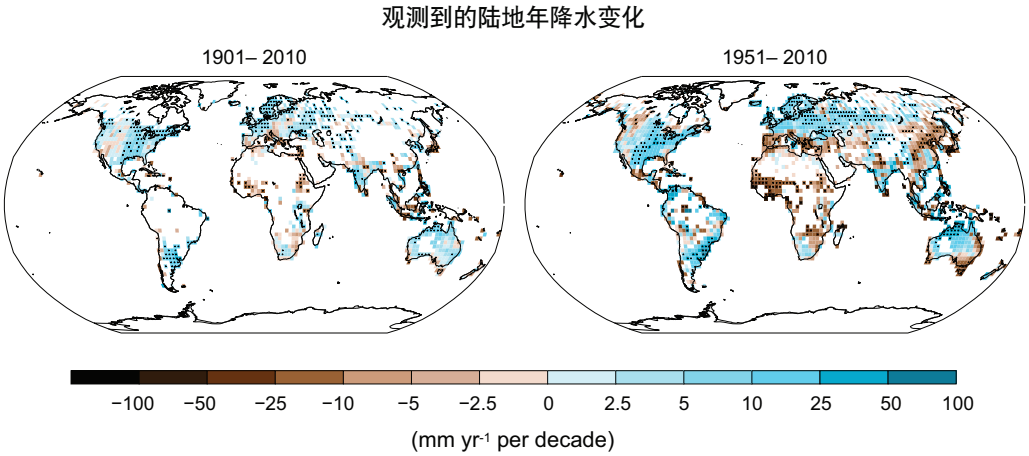
[i] 具有 *中等信度*的是：北大西洋气溶胶强迫的降低至少对该地区1970年代后观测到的热带气旋活动的增加有部分作用。.

[j] 基于专家判断和使用SRES A1B(或相似情景)的预估评估。

[k] 归因以观测到的极端海平面变化和平均海平面变化之间的紧密关系为基础。

[l] 具有 *高信度*的是：极端高海平面的增加主要是由于平均海平面上升造成的。具体区域的风暴程度和相关风暴潮的预估为 *低信度*。

[m] SREX评估认为平均海平面上升 *很可能*将加剧未来海岸带极端高水位事件呈上升趋势。



图SPM.2 | 观测到的1901-2010年和1951-2010年期间的降水变化图，基于一个数据集的计算而得（逐年累积趋势的计算标准同图SPM.1）。有关技术细节，详见技术摘要的补充材料。{TS TFE.1； 图2；图2.29}

B.2 海洋

海洋变暖在气候系统储存能量的增加中占主导地位，1971-2010年间累积能量的90%以上可由此加以解释（*高信度*）。几乎确定的是，1971-2010年，海洋上层（0-700米）已经变暖；19世纪70年代至1971年间，海洋上层*可能*已变暖。{3.2，文框3.1}

- 全球尺度上，海洋表层温度升幅最大。1971-2010年期间，在海洋上层75米以上深度的海水温度升幅为每十年0.11 [0.09至0.13]℃。自第四次评估报告以来，已发现并减少了海洋上层温度记录中的仪器测量偏差，增强了评估变化的信度水平。{3.2}

- 1957-2009年间，海洋在700米和2000米深度之间*可能*已经变暖。1992-2005年期间，已有充分的观测可用于评估全球2000米以下海水温度的变化。在此期间，*可能*的是，2000-3000米之间的海洋没有观测到显著的温度趋势。在这一时期，从3000米至洋底海洋*可能*已经变暖，在南大洋观测到的海水温度升幅最大。{3.2}

- 在观测数据相对充足的1971-2010年这40年间，气候系统增加的净能量中有60%以上储存在海洋上层（0－700米），另有大约30%储存在700米以下。通过线性趋势估算，在此时期，海洋上层的热含量*可能*增加了17［15 to 19］x 10^{22}焦耳[7]（图SPM.3）。{3.2，文框3.1}

- *多半可能*的是，与1993-2002年相比，2003-2010年间海洋上层（0－700米）热含量的增速较为缓慢（见图SPM.3）。1993-2009年间，在年际变率较小的700-2000米深处，海洋吸收的热量*可能*没有减少。{3.2，文框9.2}

- *很可能*的是，自20世纪50年代以来，以蒸发为主的高盐度海区的海水已变得更咸，而以降水为主的低盐度海区的海水已变得更淡。这些区域性海洋盐度的变化趋势间接表明，海洋表面的蒸发和降水已发生变化（*中等信度*）。{2.5，3.3，3.5}

- 根据完整的大西洋经向翻转环流（AMOC）十年期记录和有关AMOC各分量的更长记录，尚无观测证据表明AMOC出现变化趋势。{3.6}

[7] 海洋表面平均1W m^{-2}的加热速率可使海洋热含量每年增加1.1 x10^{22}焦耳。

B.3 冰冻圈

过去20年以来，格陵兰冰盖和南极冰盖的冰量一直在损失，全球范围内的冰川几乎都在继续退缩，北极海冰和北半球春季积雪范围在继续缩小（*高信度*）（见图SPM.3）。{4.2-4.7}

- 在1971-2009年间，全世界冰川的冰量损失平均速率[8]（不包括冰盖外围的冰川[9]）*很可能*是每年226[91至361]Gt，在1993-2009年间*很可能*是每年275[140至410]Gt[10]。{4.3}

- 格陵兰冰盖的冰量损失平均速率*很可能*已从1992-2001年间的每年34[-6至74]Gt大幅度增至2002-2011年间的每年215[157至274]Gt。{4.4}

- 南极冰盖的冰量损失平均速率*可能*从1992-2001年间的每年30[-37至97]Gt增至2002-2011年间的每年147[72至221]Gt。具有*很高信度*的是，这些冰量损失主要发生在南极半岛北部和南极西部的阿蒙森海区。{4.4}

- 1979-2012年间北极年均海冰范围在缩小，缩小速率*很可能*是在每十年3.5%至4.1%的范围内(每十年0.45至0.51百万平方公里的范围)，夏季最低海冰范围（多年海冰）*很可能*每十年缩小9.4%-13.6%（每十年0.73至1.07百万平方公里的范围）。北极海冰每十年平均范围的平均减少速度在夏季最高（*高信度*）；1979年以来连续的各个十年，每个季节北极海冰的空间范围都在缩小（*高信度*）（图SPM.3）。根据资料重建，具有*中等信度*的是，过去30年间，北极夏季海冰范围退缩史无前例，北极海表温度至少在过去1450年来异常偏高。{4.2，5.5}

- 在1979-2012年期间南极年均海冰范围*很可能*以每十年1.2%至1.8%区间（每十年0.13至0.20百万平方公里范围）的速度增加。具有*高信度*的是，这一速率存在很大的区域差异，有些区域在增加，有些区域在减小。{4.2.}

- 具有*很高信度*的是，自20世纪中叶以来，北半球积雪范围已缩小（见图SPM.3）。在1967-2012年时期，北半球三月和四月份平均积雪范围每十年缩小1.6[0.8至2.4]%，六月份每十年缩小11.7[8.8到14.6]%。在此期间，北半球积雪范围在任何月份都没有显现具有统计意义的显著增加。{4.5}

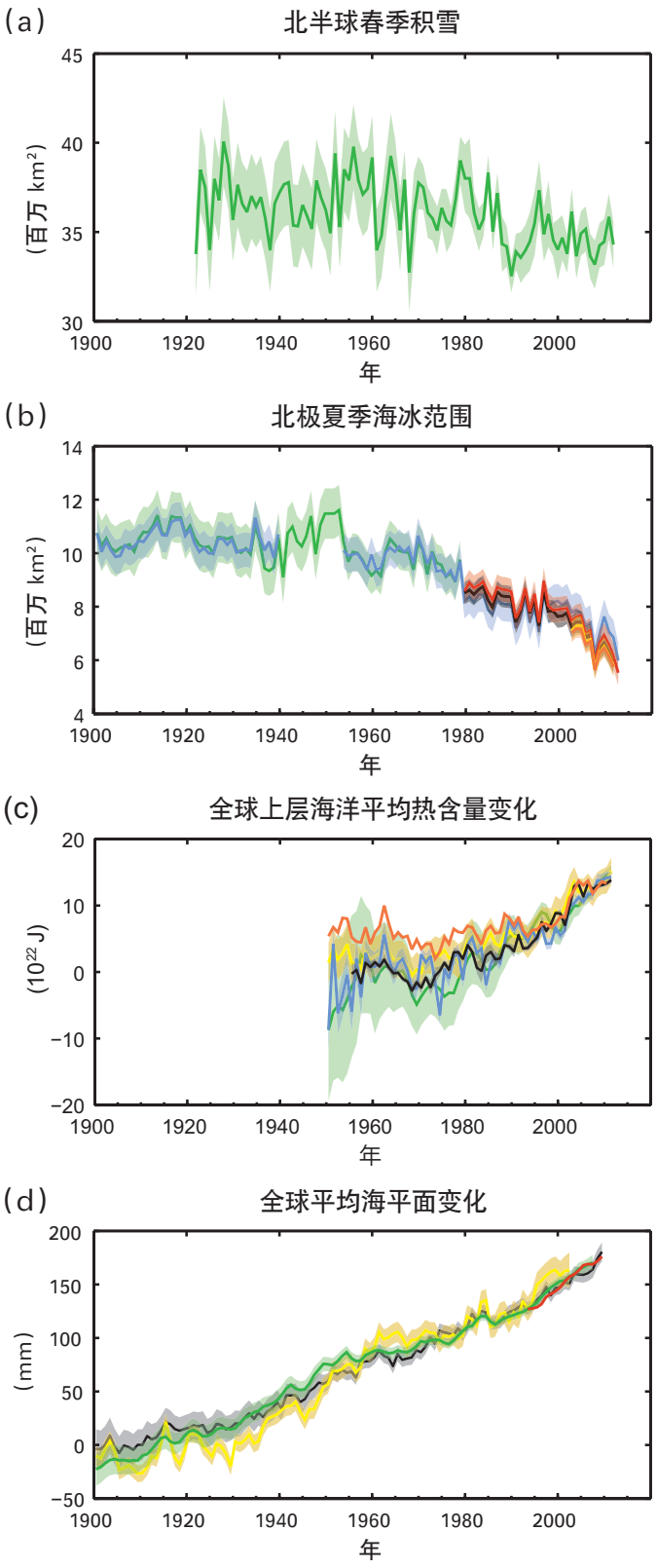
- 具有*高信度*的是，自20世纪80年代初以来，大多数地区多年冻土温度已升高。在阿拉斯加北部一些地区，观测到的升温幅度达到3℃（20世纪80年代早期至21世纪00年代中期），俄罗斯的欧洲北部地区达到2℃（1971-2010年）。在俄罗斯的欧洲北部地区，1975-2005年期间已观测到多年冻土层厚度和范围的大幅减少（*中等信度*）。{4.7}

- 多重证据表明，自二十世纪中叶以来北极出现了大幅度增暖。{文框5.1，10.3}

[8] 所有提到的‘冰量损失’或‘物质损失’均指净冰量损失：累积冰量减去融化冰量和冰山崩塌量。

[9] 由于方法原因，对南极冰盖和格陵兰冰盖的冰损失评估包括了冰盖外围的冰川变化。因而从冰川的给定值中剔除了这些外围冰川。

[10] 100Gt/年的冰损失大约相当于海平面每年上升0.28毫米。



图SPM.3 | 观测到的多项全球气候变化指标：(a) 北半球3-4月（春季）平均积雪范围；(b) 北极7-8-9月（夏季）平均海冰范围；(c) 调整到2006-2010年时段相对于1970年所有资料集平均值的全球平均海洋上层(0 - 700m)热含量变化；(d) 相对于1900-1905年最长的连续资料集平均值的全球平均海平面，所有资料集均调整为1993年（即有卫星高度仪资料的第一年）的相同值。所有时间序列（不同颜色的曲线表示不同的资料集）给出年度值，经评估后的不确定性用不同颜色的阴影区表示。关于资料集列表，见技术摘要的补充材料{图3.2, 图3.13, 图4.19和图4.3；常见问题2.1, 图2；图TS.1}

B.4 海平面

19世纪中叶以来的海平面上升速率比过去两千年来的平均速率高（*高信度*）。1901-2010年期间，全球平均海平面上升了0.19[0.17至0.21]米（见图SPM.3）。{3.7, 5.6, 13.2}

- 海平面的代用数据和器测数据表明，在19世纪末至20世纪初出现了海平面从过去两千年相对较低的平均上升速率向更高的上升速率的转变（*高信度*）。*可能*的是，20世纪初以来，全球平均海平面上升速率不断加快。{3.7，5.6，13.2}

- *很可能*的是，全球平均海平面上升速率在1901-2010年间的平均值为每年1.7[1.5至1.9]毫米，1971-2010年间为每年2.0 [1.7至2.3]毫米，1993-2010年间为每年3.2 [2.8至3.6]毫米。对于后一个时期海平面上升速率较高的问题，验潮仪和卫星高度计的资料是一致的。1920-1950年间*可能*也出现了类似的高速率。{3.7}

- 二十世纪七十年代初以来，观测到的全球平均海平面上升的75%可以由冰川冰量损失和因变暖导致的海洋热膨胀来解释（*高信度*）。具有*高信*度的是，1993-2010年间全球平均海平面上升与观测到的海洋热膨胀（每年1.1 [0.8至1.4] 毫米）、冰川（每年0.76 [0.39至1.13] 毫米]）、格陵兰冰盖（每年0.33 [0.25至0.41] 毫米）、南极冰盖（每年0.27 [0.16至0.38] 毫米）以及陆地水储量变化（每年0.38 [0.26至0.49] 毫米）的总贡献一致。这一总贡献为每年2.8[2.3至3.4]毫米。{13.3}

- 具有*很高信度*的是，末次间冰期（距今约12.9万年至11.6万年间）的几千年中，全球平均海平面的最大值至少比当前高5米；具有*高信度*的是，那一时期的海平面没有高于当前的海平面10米。在末次间冰期，格陵兰冰盖对海平面上升的贡献*很可能*在1.4到4.3米之间，这意味着南极冰盖也对全球海平面上升做出了额外贡献（*中等信度*）。海平面的这种变化是在不同的轨道强迫，以及高纬度几千年平均的地表温度比目前至少高出2℃的背景下出现的(*高信度*)。{5.3, 5.6}

B.5 碳和其它生物地球化学循环

二氧化碳、甲烷和氧化亚氮的大气浓度至少已上升到过去80万年以来前所未有的水平。自工业化以来，二氧化碳浓度已增加了40%，这首先是由于化石燃料的排放，其次是由于土地利用变化导致的净排放。海洋已经吸收了大约30%的人为二氧化碳排放，这导致了海洋酸化（见图SPM.4）。{2.2, 3.8, 5.2, 6.2, 6.3}

- 自1750年以来，由于人类活动，大气中二氧化碳（CO_2）、甲烷（CH_4）和氧化亚氮（N_2O）等温室气体的浓度均已增加。2011年，上述温室气体浓度依次为391ppm[11]、1803ppb和324ppb，分别约超过工业化前水平的40%、150%和20%。{2.2, 5.2, 6.1, 6.2}

- 当前CO_2、CH_4和N_2O的浓度大大超过了冰芯记录的过去80万年以来最高浓度。具有*很高信度*的是，上世纪CO_2、CH_4和N_2O浓度增加的平均速率是过去2.2万年来前所未有的。{5.2, 6.1, 6.2}

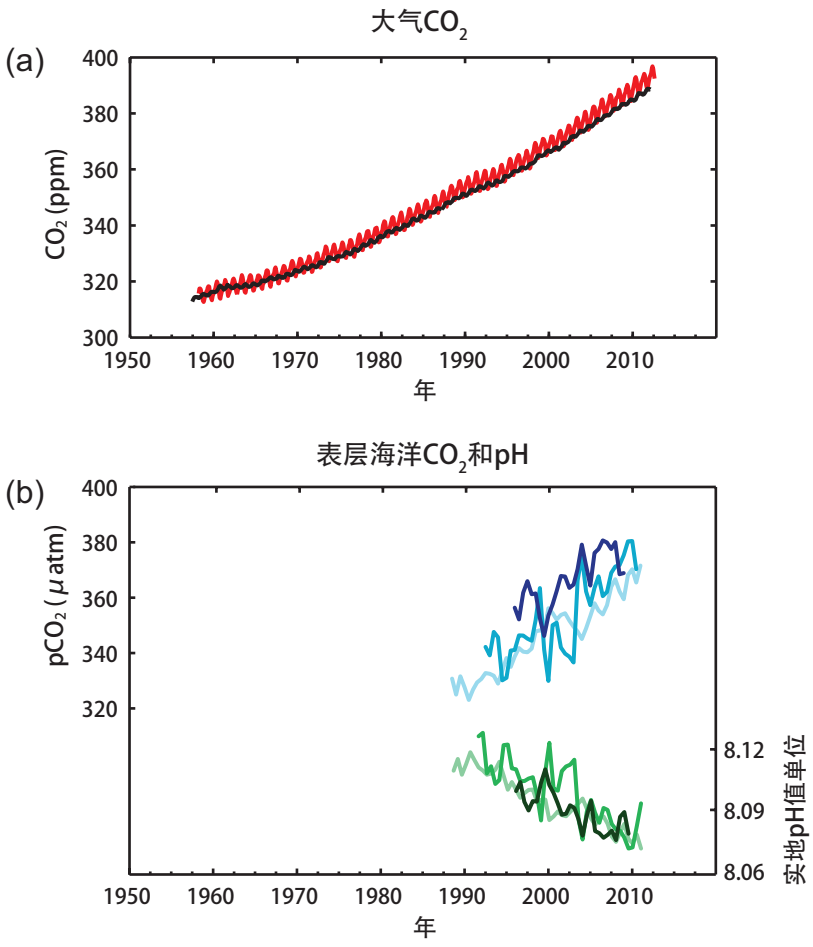
[11] ppm（百万分之一）或ppb（十亿分之一，十亿=1000百万）是温室气体分子数与干燥空气的分子总数之比。例如，300ppm是指干燥空气中每百万个分子中有300个某一温室气体的分子数。

- 2002-2011年期间，因化石燃料燃烧和水泥生产造成的CO_2年平均排放量为每年8.3[7.6至9.0]GtC[12]（*高信度*），2011年是9.5[8.7至10.3] GtC，比1990年水平高出54%。在2002-2011年期间，因人为土地利用变化产生的CO_2年净排放量平均为每年0.9[0.1至0.7]GtC（*中等信度*）。{6.3}

- 从1750年至2011年，因化石燃料燃烧和水泥生产释放到大气中的CO_2排放量为375 [345至405] GtC，因毁林和其它土地利用变化估计已释放了180 [100至260] GtC。这使得人为CO_2排放累积量为555 [470至640] GtC。{6.3}

- 在这些人为CO_2排放累积量中，已有240[230至250] GtC累积在大气中，有155 [125至185] GtC被海洋吸收，而自然陆地生态系统累积了160[70至250] GtC（参见累积残留土地汇）。{图TS.4, 3.8, 6.3}

- 海洋酸化可用pH值[13]的下降来度量。自工业化时代初期以来，海表水的pH值已经下降了0.1（*高信度*），相当于氢离子浓度增加了26%（见图SPM.4）。{3.8, 文框3.2}。



图SPM.4 | 观测到的多项全球碳循环的变化指标：（a）从1958年起在莫纳罗亚（19°32′ N, 155°34′ W－红色曲线）和南极（89°59′ S, 24°48′ W－黑色曲线）观测到的大气二氧化碳（CO_2）浓度；（b）海洋表面溶解的CO_2分压（蓝色曲线）和实地pH测量值（绿色曲线，测量海水酸度）。观测值来自位于大西洋（29°10′ N, 15°30′ W－深蓝/深绿；31°40′ N, 64°10′ W－蓝/绿）和太平洋（22°45′ N, 158°00′ W－淡蓝/淡绿）的三个观测站。关于此处展示的数据集，详见基础报告和技术摘要补充材料。{图2.1和图3.18；图TS.5}

[12] 10亿吨碳 = 1 GtC =10^{15}克碳=1拍克碳=1 PgC。这相当于3.67$GtCO_2$.

[13] pH值是使用对数标度来衡量酸度的指标，pH值下降1个单位对应氢离子浓度或酸度增加10倍。

C. 气候变化的驱动因子

改变地球能量收支的自然和人为物质与过程是气候变化的驱动因子。辐射强迫[14]（RF）量化了与1750相比在2011年由这些驱动因子引起的能量通量变化，除非另有说明。正辐射强迫值导致地表变暖，而负辐射强迫值导致地表变冷。辐射强迫的估算是基于实地观测和遥感观测、温室气体和气溶胶的特性以及基于利用可代表已观测到的各种过程的数值模式的计算结果。某些排放的化合物会影响其它物质的大气浓度。辐射强迫量可根据每一种物质的浓度变化进行计算[15]。亦可以根据排放计算某一化合物的辐射强迫，这与人类活动有着更直接的联系。它包含了受排放影响的所有物质的贡献。在考虑所有驱动因子的情况时，两种方法的人为辐射强迫总估计值是一致的。虽然在本摘要中两种方法均有使用，但是更侧重于基于排放的辐射强迫。

总辐射强迫是正值，并导致了气候系统的能量吸收。对总辐射强迫的最大贡献来自于1750年以来的大气CO_2浓度的增加（见图SPM.5）。{3.2, 文框3.1, 8.3, 8.5}

- 相对于1750年，2011年总人为辐射强迫值为2.29[1.13至3.33]W m^{-2}（见图SPM.5），自1970年以来其增加速率比之前的各个年代更快。2011年的总人为辐射强迫的最佳估计值比《IPCC第四次评估报告》给出的2005年值高43%。这是由大多数温室气体浓度的继续增加和气溶胶强迫作用的估算值得到改善（气溶胶强迫产生的净冷却效应（负辐射强迫）比之前的评估偏弱）共同造成的。{8.5}

- 相对于1750年，2011年由混合充分的温室气体（CO_2、CH_4、N_2O和卤代烃）排放产生的辐射强迫为3.00[2.22至3.78]W m^{-2}（见图SPM.5）。由这些气体浓度变化造成的辐射强迫为2.83[2.26至3.40]W m^{-2}。{8.5}

- 仅CO_2排放产生了1.68[1.33至2.03]W m^{-2}的辐射强迫（见图SPM.5）。将造成CO_2浓度增加的其它含碳气体的排放包括在内，CO_2的辐射强迫值为1.82[1.46至2.18]W m^{-2}。{8.3, 8.5}

- 仅CH_4排放产生了0.97[0.74至1.20]W m^{-2}的辐射强迫（见图SPM.5）。这远大于基于浓度的估算值0.48[0.38至0.58]W m^{-2}（自《IPCC第四次评估报告》以来无变化）。估算值中的差异是由于CH_4排放导致的臭氧浓度的变化和平流层水汽含量的变化以及其它间接影响CH_4的排放所造成的。{8.3, 8.5}

- 平流层中耗损臭氧的卤代烃排放引起0.18[0.01至0.35]W m^{-2}的净正辐射强迫（见图SPM.5）。卤代烃本身的正辐射强迫已超过了它导致的臭氧损耗所产生的负辐射强迫。所有卤代烃的正辐射强迫与第四次评估报告的值相似，其中CFCs造成的辐射强迫降低，但其很多替代物造成的辐射强迫增加了。{8.3, 8.5}

- 短寿命周期气体的排放对总人为辐射强迫值有贡献。一氧化碳（CO）排放*几乎确定*已引起正辐射强迫，氮氧化物（NO_x）*可能*已引起净负辐射强迫（见图SPM.5）。{8.3, 8.5}

- 大气中气溶胶总效应（包括气溶胶造成的云调节）的辐射强迫为－0.9[－1.9至-0.1]W m^{-2}（*中等信度*），这是将大多数气溶胶产生的负强迫作用和黑碳吸收太阳辐射产生的正贡献合计得到。具有*高信度*的是，气溶胶及其与云的相互作用已抵消了源于充分混合的温室气体引起的全球平均强迫的很大一部分。它们仍然是总辐射强迫估算中的最大不确定性来源。{ 7.5，8.3，8.5}

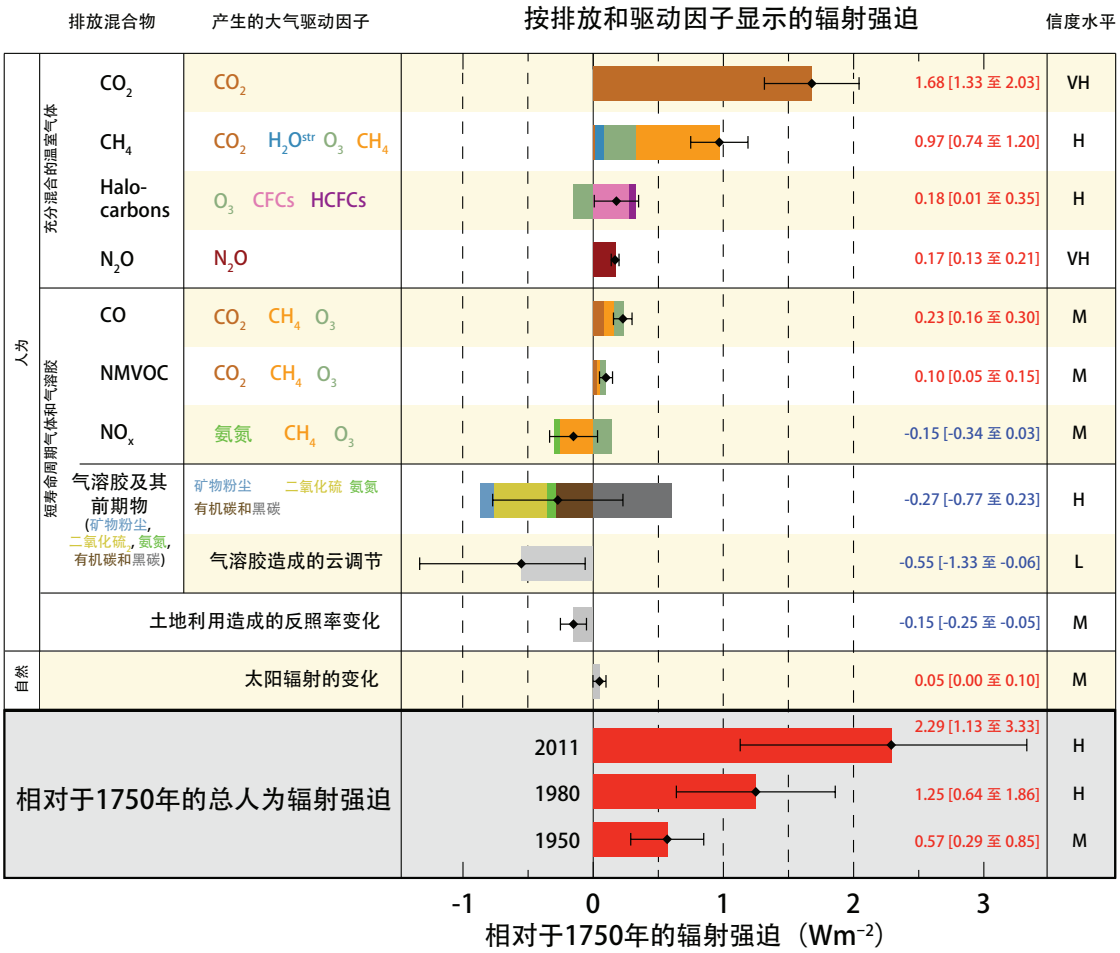
[14] 辐射强迫（RF）用于量化驱动因子的强度，如同之前的IPCC评估报告，均以瓦/平方米（W m^{-2}）为单位表示。RF是由某一驱动因子造成的能量通量变化，在对流层顶或大气层顶计算。在之前的IPCC报告采用的RF传统概念中，所有地表和对流层状况均保持不变。在本报告中，在计算充分混合的温室气体和气溶胶的RF过程中，除海洋和海冰外，允许物理变量利用快速调节的方式响应各种扰动。这种产生的强迫在报告全文中被称为有效辐射强迫（ERF）。这一变化体现了自之前评估报告发表以来所取得的科学进展，并更好地表示温度对这些驱动因子的最终响应。对于除充分混合的温室气体和气溶胶外的所有其它驱动因子，描述它们快速调节的效果要差一些，而且假定这些调节作用不大，因此用传统的RF作为强迫作用的最佳估计值。{8.1}

[15] AR4 SPM中使用此方法计算RF。

- 在火山爆发后的若干年内，平流层火山气溶胶的强迫作用对气候有很大影响。2008-2011年间几座小火山的喷发已产生了－0.11[－0.15至－0.08]W m^{-2}的辐射强迫，其强度大约是1999-2002年火山气溶胶辐射强迫的两倍。{8.4}

- 由于太阳辐照度变化产生的辐射强迫估计为0.05[0.00至0.10]W m^{-2}（见图SPM.5）。1978至2011年期间对太阳总辐照度变化的卫星观测表明，最后一个太阳极小值低于前两个极小值。这导致最近一次极小值（2008年）与1986年极小值之间产生了－0.04[－0.08至0.00]W m^{-2}的辐射强迫差值。{8.4}

- 除了几次大规模火山爆发以后的短暂时期以外，太阳辐照度和平流层火山气溶胶产生的总自然辐射强迫在整个过去一个世纪对净辐射强迫的贡献很小。{8.5}



图SPM.5 | 相对于1750年，2011年的气候变化主要驱动因子的辐射强迫估计值和总的不确定性。图中给出的估计值是全球平均辐射强迫值（RF[15]），这些估计值的划分是根据使驱动因子复合的排放混合物或排放过程。净辐射强迫的最佳估计值用黑色菱形表示，并给出了相应的不确定性区间；在本图的右侧给出了各数值，包括净辐射强迫的信度水平（VH－*很高*，H－*高*，M－*中等*，L－*低*，VL－*很低*）。黑碳气溶胶柱状图中包括积雪和冰上的黑碳产生的反照率强迫。图中没有给出凝结尾迹（0.05W m^{-2}，其中包括凝结尾迹产生的卷云）和氢氟碳化物（HFCs）、全氟化碳（PFCs）和六氟化硫（SF_6）（共计0.03W m^{-2}）产生的小的强迫作用。可以通过合计同色柱状图的数值获得各种气体基于浓度的辐射强迫。图中没有包括火山强迫，因为该强迫时断时续的特点使其很难与其它强迫机制进行比较。本图给出了相对于1750年的三个不同年份的人为辐射强迫总值。进一步的技术细节，包括与各种成分和过程相关的不确定性范围，参见技术摘要补充材料。{8.5；图8.14-8.18；图TS.6和图TS.7}

D. 认识气候系统及其最近的变化

认识气候系统最近的变化是基于对观测、反馈过程的研究和模式模拟的综合。评估气候模式模拟最近变化的能力时需考虑所有被模拟的气候系统分量的初始状态，以及用于驱动各模式的自然和人为强迫。与第四次评估报告相比，目前的观测资料更加详尽、时间序列更长，气候模式得到进一步改进，它们能够在更多的气候系统分量中把已检测到的变化归因于人为影响。

人类对气候系统的影响是明确的。从大气中温室气体浓度增加、正辐射强迫、观测到的变暖以及对当前气候系统的科学认识均清楚地表明这一点。{2-14}

D.1 对气候模式的评估

自《第四次评估报告》以来，气候模式已得到改进。模式能够再现观测到的大陆尺度地表温度分布和多年代际趋势，包括自20世纪中叶以来的快速增温和大规模火山爆发后立即出现的降温（*很高信度*）。{9.4, 9.6, 9.8}

- 长期气候模式模拟结果显示的1951-2012年的全球平均地表温度趋势与观测到的趋势相一致（*很高信度*）。然而，模拟与观测的10－15年(例如1998到2012年)的短期趋势之间存在差异。{9.4，文框9.2}

- 与1951-2012年相比，1998-2012年间观测到的地表增温趋势减少是因为辐射强迫趋势减弱以及内部变率（包括海洋内部可能的热量再分配）致冷效应，二者的贡献不相上下（*中等信度*）。辐射强迫趋势减弱主要是因为火山爆发和为期11年的太阳周期处于下行阶段。但是，对造成变暖趋势减少的辐射强迫变化的作用进行量化仅有*低信度*。具有*中等信度*的是，自然内部年代际变率在很大程度导致了观测和模拟之间的差异；模式模拟不能重现内部变率的时间。还有可能是由于不足的强迫，以及某些模式高估了对增加的温室气体和其它人为强迫（主要是气溶胶效应）的响应。{9.4，文框9.2，10.3，文框10.2，11.3}

- 模式模拟地表温度的能力在区域尺度上比更大尺度上的可信度要低。然而，具有*高信度*的是，对区域尺度地表温度的模拟能力好于第四次评估报告时期。{9.4，9.6}

- 自第四次评估报告以来，对极端天气气候事件的评估取得了重要进展。模拟的20世纪后50年极暖和极冷昼夜频次的全球平均趋势与观测基本一致。{9.5}

- 自第四次评估报告以来，对大陆尺度降水分布的模拟得到一些改进。在区域尺度仍然不能很好地模拟降水，而且由于观测的不确定性使得评估工作仍然很难开展。{9.4，9.6}

- 现在模式能够更好地再现一些重要的气候现象。具有*高信度*的是，自第四次评估报告以来，基于多模式模拟的季风和厄尔尼诺-南方涛动（ENSO）的结果有所改进。{9.5}

- 与第四次评估报告相比，气候模式目前包括更多的云和气溶胶过程以及它们的相互作用，但是模式中这些过程的表征和量化仍然是*低信度*。{7.3，7.6，9.4，9.7}

- 具有确凿证据的是，与第四次评估报告相比，更多的模式能够再现1979年以来夏季北极海冰范围的下降趋势，大约四分之一的模式模拟的趋势与观测的趋势一样大或更大。尽管模式间结果的离散度很大，大多数模式模拟的南极海冰范围呈小幅下降的趋势，这与观测到的小幅增加的趋势相反。{9.4}

- 许多模式再现了1961年至2005年间观测到的海洋上层（0-700米）热含量的变化（*高信度*），在大部分时期中，多模式平均的时间序列都在现有观测的估计值范围内。{9.4}

- 包括碳循环的气候模式(地球系统模式)能够模拟出全球海洋-大气二氧化碳通量分布，包括热带地区的排放和中、高纬度地区的吸收。其中的大多数模式模拟的20世纪后半期的全球陆地和海洋碳汇都在观测的估计值范围内。{9.4}

D.2 气候系统响应的量化

温度变化的观测和模式研究，气候反馈和地球能量收支的变化一起，为全球变暖对过去和未来强迫的响应幅度提供了信度。{文框12.2, 文框13.1}

- 水汽变化以及大气和地表增暖之间差异的共同影响所造成的净反馈*极有可能*为正，因此会放大气候的变化。包括所有云型产生的净辐射反馈*可能*为正。造成云反馈正负符号和大小不确定性的主要原因是变暖对低云影响的持续不确定性。{7.2}

- 平衡气候敏感度量化了气候系统对多世纪时间尺度上恒定辐射强迫的响应。它是指大气CO_2浓度加倍后达到平衡时的全球平均地表温度的变化。平衡气候敏感度的范围*可能*是1.5℃至4.5℃（*高信度*），*极不可能*低于1℃（*高信度*），*很不可能*大于6℃（*中等信度*）[16]。因此评估的平衡气候敏感度*可能*范围的温度下限小于第四次评估报告中的2℃，但是上限是相同的。这一评估反映了更好的科学认识，增加的大气和海洋资料记录，以及对辐射强迫的最新估计。{TS TFE.6, 图1；文框12.2}

- 全球气候变化的速率和幅度决定于辐射强迫，气候反馈和气候系统储存的能量。对这些量近几十年的估计值与评估的平衡气候敏感度的*可能*范围相一致，为认识人为气候变化提供了有力证据。{文框12.2, 文框13.1}

- 瞬时气候响应量化了年代际到百年时间尺度上气候系统对增加的辐射强迫的响应。它是指大气CO_2浓度每年增加1%直至加倍时的全球平均地表温度的变化。瞬时气候响应的范围*可能*为1.0℃至2.5℃（*高信度*），*极不可能*大于3℃。{文框12.2}

- 一个相关的变量是累积碳排放的瞬时气候响应（TCRE）。它量化了气候系统对累积碳排放的瞬时响应（见E.8节）。TCRE定义为向大气中每排放1000GtC时的全球平均地表温度变化。TCRE的范围*可能*是每1000 PgC引起0.8℃至2.5℃的温度变化，这适用在达到温度峰值之前，累积排放不超过2000GtC的情况下（见图SPM.10）。{12.5；文框12.2}

- 许多指标可用于比较不同物质的排放对气候变化的贡献。最合适的指标和时间尺度取决于在特定的应用中气候变化哪方面最重要。没有一种指标能精确比较不同排放的所有后果，每个都具有局限性和不确定性。全球增温潜势是基于特定时间尺度上的累积辐射强迫，全球温度变化潜势是基于选定时间点上的全球平均地表温度的变化。在报告全文中提供了更新后的数值。{8.7}

[16] 现在不能给出平衡气候敏感度的最佳估算，因为在已评估的多项证据和研究中缺乏评估值的一致性。

D.3 气候变化的检测与归因

已经在大气和海洋的变暖、全球水循环的变化、积雪和冰的减少、全球平均海平面的上升以及一些极端气候事件的变化中检测到人为影响。自《第四次评估报告》以来，有关人为影响的证据有所增加。*极有可能*的是，人为影响是造成观测到的20世纪中叶以来变暖的主要原因。{10.3-10.6, 10.9}

- *极有可能*的是，观测到的1951-2010年全球平均地表温度升高的一半以上是由温室气体浓度的人为增加和其他人为强迫共同导致的。人类活动引起的变暖最佳估计值与这个时期观测到的变暖相似。{10.3}

- 1951-2010年间，温室气体造成的全球平均地表增温*可能*在0.5℃至1.3℃之间，包括气溶胶降温效应在内的其它人为强迫的贡献*可能*在-0.6℃至0.1℃之间。自然强迫的贡献可能在-0.1℃至0.1℃之间，自然内部变率的贡献*可能*在-0.1℃至0.1℃之间。综合起来，所评估的这些贡献与这个时期所观测到的约0.6℃到0.7℃的变暖相一致。{10.3}

- 在除南极以外的每个大陆地区，人为强迫*可能*对20世纪中叶以来的地表温度升高作出了重要贡献（见图SPM.6）。对南极地区，很大的观测不确定性导致人为强迫对现有台站观测到的变暖具有贡献这一结论具有*低信度*。*可能*的是，人类活动对20世纪中叶以来北极明显的变暖具有贡献。{2.4，10.3}

- *很可能*的是，人为影响特别是温室气体和平流层臭氧损耗，导致了可检测到的1961年以来对流层升温以及平流层下部相应降温的分布。{2.4，9.4，10.3}

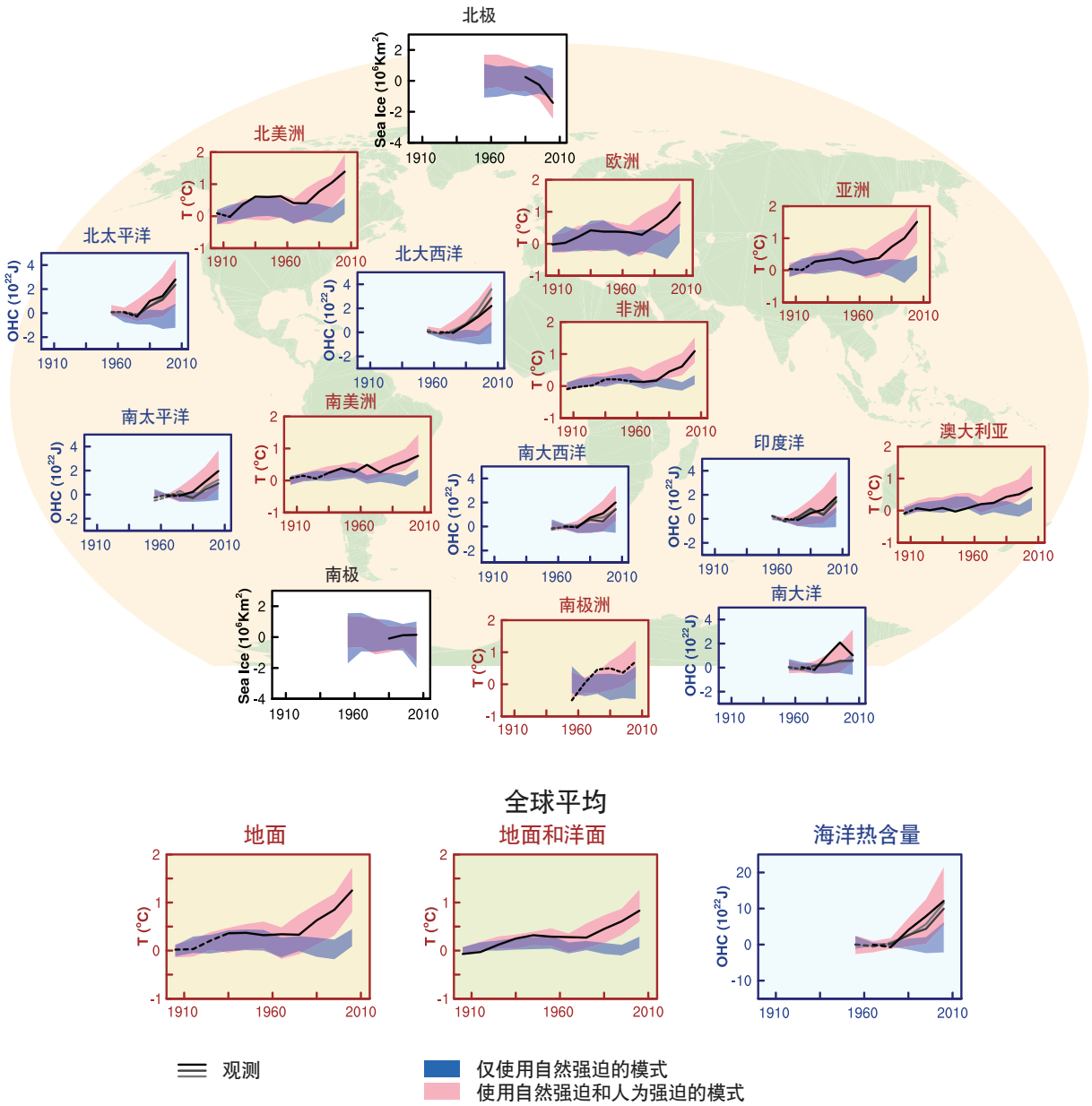
- *很可能*的是，人为强迫对观测到的20世纪70年代以来全球海洋上层热含量（0-700米）增加作出了重要贡献（见图SPM.6）。有证据表明人类活动影响了某些个别洋盆。{3.2，10.4}

- *可能*的是，人为活动影响了1960年以来的全球水循环。人为影响对观测到的大气水汽含量的增加（*中等信度*），全球尺度陆地降水分布的变化（*中等信度*），资料充分的陆地地区强降水的加强（*中等信度*），以及海洋表层和次表层盐度的变化（*很可能*）作出了贡献。{2.5，2.6，3.3，7.6，10.3，10.4}

- 自SREX以来，极端温度人为影响的证据进一步增强。目前，*很可能*的是，人为影响对观测到的20世纪中叶以来日极端温度的频率和强度的全球变化作出了贡献，人类影响*可能*使一些地区热浪发生的概率加倍（见表SPM.1）。{10.6}

- 人为强迫*很可能*对1979年以来北极海冰的损耗作出了贡献。由于对南极海冰范围变化原因的科学解释不完整且相互矛盾，而且对该地区自然内部变率的估计具有*低信度*，因此对观测到的南极海冰范围小幅增加的科学认识具有*低信度*（见图SPM.6）。{10.5}

- 人为影响可能对20世纪60年代以来的冰川退缩和1993年以来格陵兰冰盖表面冰量损耗加剧作出了贡献。由于科学认识的水平还较低，对观测到的过去二十年南极冰盖冰量损耗的归因具有*低信度*。{4.3，10.5}



图SPM.6 | 利用大气、冰冻圈和海洋的三个大尺度指标比较观测到的和模拟的气候变化。三个指标分别为：大陆地表气温变化（黄色部分）、北极和南极9月海冰范围（白色部分）以及主要洋盆的海洋上层热含量（蓝色部分）。同时也给出了全球平均变化。地表温度的距平相对于1880-1919年，海洋热含量的距平相对于1960-1980年，海冰距平相对于1979-1999年。所有时间序列都是在十年的中心处绘制的十年平均值。在气温图中，如果研究区域的空间覆盖率低于50%，则观测值用虚线表示。在海洋热含量和海冰图中，实线是指资料覆盖完整且质量较高的部分，虚线是指仅资料覆盖充分而不确定性较大的部分。模式结果是耦合模式比较计划第五阶段（CMIP5）的多模式集合范围，阴影带表示5%至95%信度区间。进一步的技术细节，包括区域定义，参见技术摘要补充材料。{图10.21；图TS.12}

- *可能*的是，观测到的1970年以来北半球春季积雪减少有人为贡献。{10.5}

- *很可能*的是，人类活动对20世纪70年代以来的全球平均海平面上升作出了重要贡献。这是由于人类活动对造成海平面上升的两大因子，即热膨胀和冰川冰量损耗产生影响的这一结论具有高信度。{10.4, 10.5, 13.3}

- 具有*高信度*的是，基于对太阳总辐射的直接卫星观测，1986-2008年间，太阳总辐射的变化未对此期间的全球平均地表温度上升作出贡献。具有*中等信度*的是，太阳变率的11年周期影响了某些地区的年代际气候波动。宇宙射线和云量的变化之间没有确凿的联系被发现。{7.4，10.3, 文框10.2}

E. 未来的全球及区域气候变化

对气候系统变化的预估基于一系列气候模式得出，包括简单气候模式、中等复杂模式、综合气候模式以及地球系统模式。这些模式基于一系列人为强迫的情景来模拟气候变化。典型浓度路径（RCPs）是世界气候研究计划（WCRP）中耦合模式比较计划第五阶段（CMIP5）框架下的一套新情景，被用来进行新的气候模式模拟。在所有RCP中，由于21世纪累计排放到大气中的二氧化碳进一步增加，2100年大气二氧化碳浓度比当前要高（见文框SPM.1）。除另有说明，本决策者摘要预估的是21世纪末（2081-2100年）相对于1986-2005年的变化。为了将这种预估结果置于历史背景下，有必要考虑观测到的不同时期之间的变化。基于可用的最长的全球地表温度数据集，观测到的1850年至1900年间平均值与AR5参照期平均值的变化为0.61[0.55到0.67]°C。然而，变暖已经超出了AR5参照期的平均值。因此，这不是对到现在的历史变暖的估算（参见第2章）。

温室气体继续排放将会造成进一步增暖，并导致气候系统所有组成部分发生变化。限制气候变化将需要大幅度和持续地减少温室气体排放。{6,11-14}

- 未来几十年的预估显示气候变化的空间模态与21世纪后期的预估结果类似，但幅度较小。自然内部变率仍将是影响气候的主要因素，在近期和区域尺度上尤其如此。到21世纪中叶，预估的变化幅度基本取决于所选择的排放情景(文框SPM.1)。{11.3, 文框11.1, 附录1}

- 考虑情景差异后，基于各RCPs预估的气候变化在模态和幅度方面都与第四次评估报告的预估结果相似。与第四次评估报告中可比的SRES排放情景相比，利用高RCPs得出的预估总体离散度要窄一些，这是因为相对于第四次评估报告中使用的SRES排放情景，第五次评估报告使用的RCP是用浓度路径来定义，因此影响大气CO_2浓度的碳循环不确定性在以浓度驱动CMIP5模拟中未予以考虑。对于海平面上升的预估大于AR4中的预估，这主要是因为改进了对陆地冰贡献的模拟。{11.3, 12.3, 12.4, 13.4, 13.5}

E.1 大气：温度

相对于1850-1900年，在所有情景下（RCP2.6情景除外），21世纪末全球表面温度变化可能超过1.5°C。在RCP6.0和RCP8.5情景下，可能超过2°C。在RCP4.5情景下多*半可能*超过2°C。在所有情景下（RCP2.6情景除外），2100年之后仍将持续变暖。变暖将继续表现为年际到年代变率，并且不具有区域一致性（见图SPM.7和SPM.8）{11.3, 12.3, 12.4, 14.8}

- 与1986-2005年相比，2016-2035年期间全球平均表面温度变化*可能*升高0.3℃到0.7℃（*中等信度*）。这一评估是以多个证据链为依据，并假定没有大的火山喷发或太阳总辐照度的长期变化。与自然内部变率相比，热带和副热带的季节平均温度和年平均温度的近期上升幅度预计会大于中纬度地区（*高信度*）。{11.3}

- 与1986-2005年相比，预估2081-2100年全球平均表面温度上升*可能*处于由浓度驱动的CMIP5模式模拟得出的范围，即0.3℃至1.7℃（RCP2.6），1.1℃至2.6℃（RCP4.5），1.4℃至3.1℃（RCP6.0），2.6℃至4.8℃（RCP8.5）。北极地区变暖速度将高于全球平均，陆地平均变暖幅度将大于海洋（*很高信度*）（见图SPM.7和SPM.8，以及表SPM.2）。{12.4, 14.8}

- 与1850-1900年平均值相比，预估到21世纪末全球表面温度变化在RCP4.5、RCP6.0和RCP8.5情景下*可能*都超过1.5℃（*高信度*）。在RCP6.0和RCP8.5情景下，升温*可能*超过2℃（*高信度*），在RCP4.5情景下*多半可能*超过2℃（*高信度*），但在RCP2.6情景下升温*不可能*超过2℃（*中等信度*）。在RCP2.6、RCP4.5和RCP6.0情景下升温*不可能*超过4℃（*高信度*），在RCP8.5情景下*或许可能*超过4℃（*中等信度*）。{12.4}

- *几乎确定*的是，随着全球平均温度上升，日和季节尺度上，大部分陆地区域的极端暖事件将增多，极端冷事件将减少。*很可能*的是，热浪发生的频率更高，时间更长。偶尔仍会发生冷冬极端事件。（见表SPM.1）。{12.4}

E.2 大气：水循环

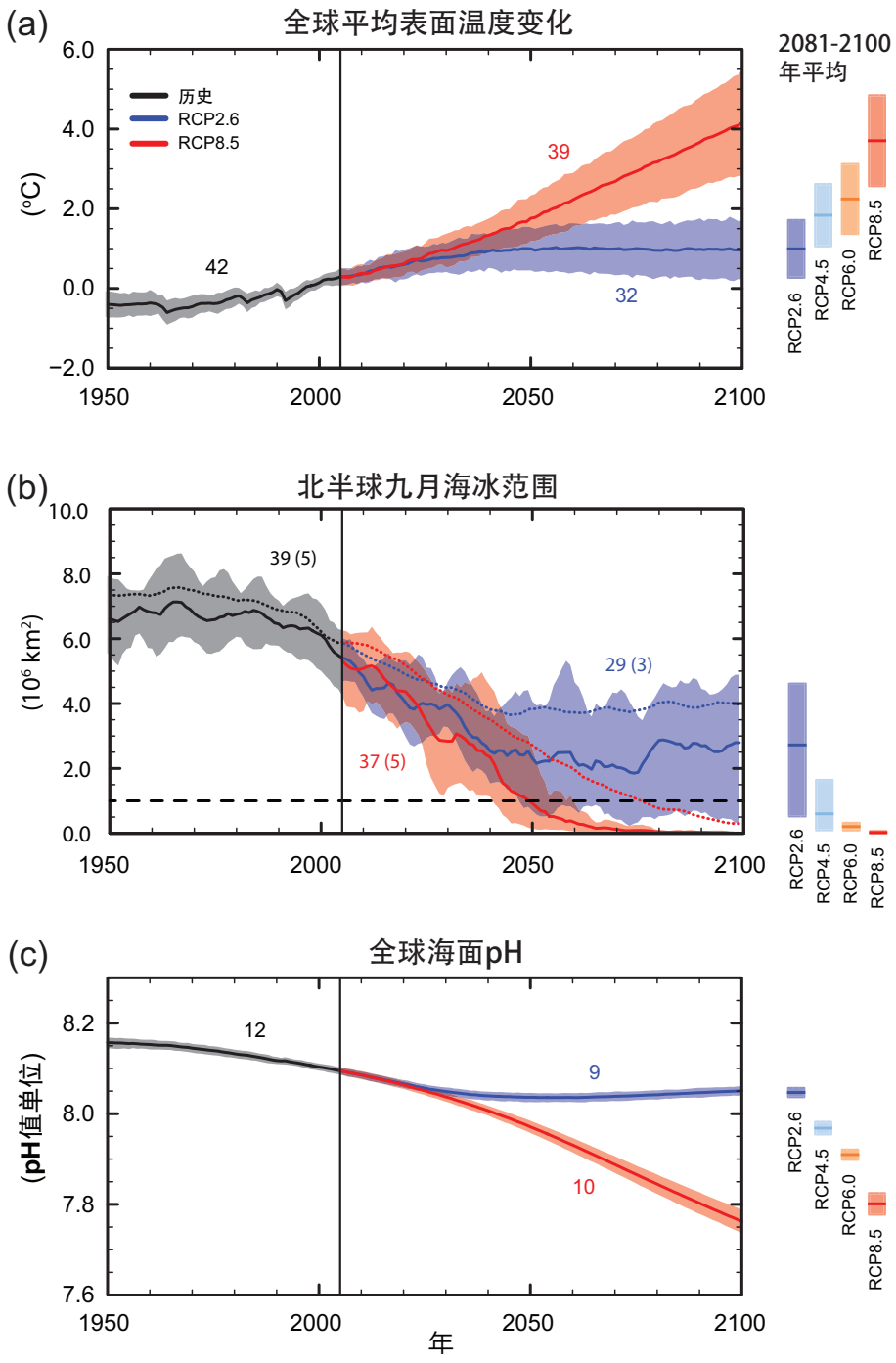
在21世纪，全球水循环对变暖的响应不均一。干湿地区之间和干湿季节之间的降水差异将会增大，尽管有的区域例外（见图SPM.8）。{12.4, 14.3}

- 预估未来几十年水循环的变化在大尺度型态方面与到本世纪末的变化相似，但是幅度较小。近期区域尺度的变化将受自然内部变率的强烈影响，并可能受人为气溶胶排放的影响。{11.3}

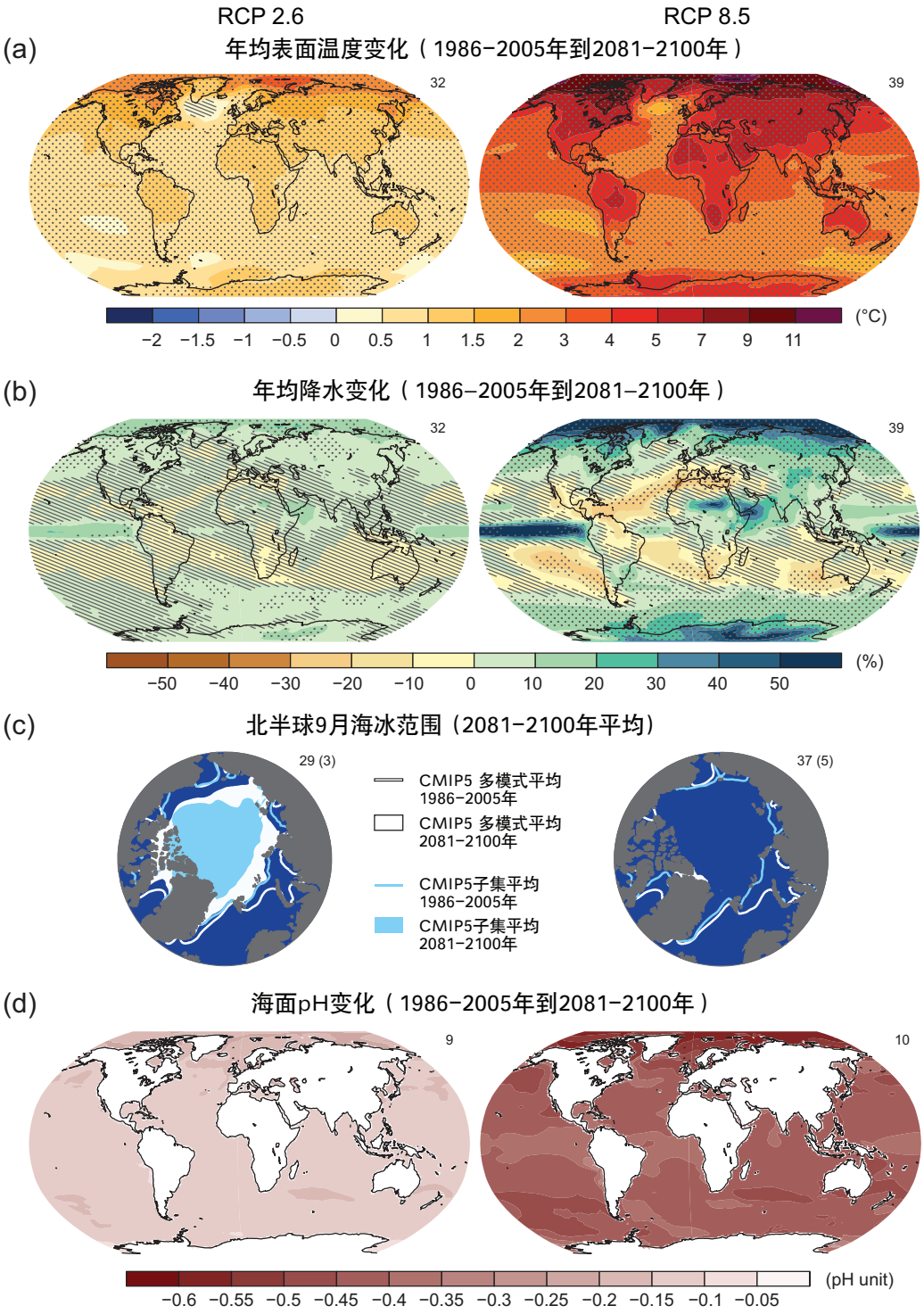
- 在RCP8.5情景下，到本世纪末，高纬度地区和赤道太平洋年平均降水*可能*增加。在RCP8.5情景下，到本世纪末，很多中纬度和副热带干旱地区平均降水将*可能*减少，很多中纬度湿润地区的平均降水*可能*增加（见图SPM.8）。{7.6, 12.4, 14.3}

- 随着全球平均表面温度的上升，中纬度大部分陆地地区和湿润的热带地区的极端降水事件*很可能*强度加大、频率增高（见表SPM.1）。{7.6, 12.4}

- 全球范围内受季风系统影响的地区在21世纪*可能*增加。而在季风*可能*减弱的同时，由于大气湿度增加，季风降水*可能*增强。季风开始日期*可能*提前，或者变化不大。季风消退日期*可能*推后，导致许多地区的季风期延长。{14.2}



图SPM.7 | CMIP5多模式模拟的1950至2100年时间序列：(a)相对于1986-2005年的全球年均地表温度的变化，(b)北半球9月海冰范围(5年滑动平均)，以及(c)全球平均海洋表面pH。图上是RCP2.6(蓝色)和RCP8.5(红色)情景下预估的时间序列和不确定性(阴影)。黑色(灰色阴影)是利用历史重建强迫模拟的历史演变。垂直色块是所有RCP情景下2081-2100年期间的平均值和相关的不确定性。在此也给出了用于计算多模式平均的CMIP5模式数量。对于海冰范围(b)，给出了最准确重现北极海冰气候平均状况和1979-2012年趋势的子模式集(括号中给出模式的数量)预估的平均值和不确定性(最小值到最大值的范围)。为了完整性，也用点线给出了CMIP5多模式平均值。虚线代表的是几乎无冰条件(即海冰范围至少连续五年小于10^6平方公里)。更多的技术详情参见技术摘要补充材料。{图6.28,12.5和12.28–12.31；图TS.15,TS.17和TS.20}



图SPM.8 | CMIP5多模式在RCP2.6和RCP8.5情景下对2081－2100年模拟的平均结果：（a）年均表面温度变化，（b）年均降水百分率变化，（c）北半球9月海冰范围，以及（d）海洋表面pH的变化。图(a)、(b)和(d)部分的变化相对于1986–2005年。每个部分右上角都标明了用于计算多模式平均的CMIP5模式数量。图（a）和（b）中的阴影是指多模式平均值小于内部变率的地区（即，小于20年平均自然内部变率一个标准差）。点状部分是指多模式平均值大于自然内部变率（即，大于20年平均自然内部变率两个标准差）且90%的模式在变化特征上吻合的地区（见文框12.1）。图（c）中，线条表示模拟的1986–2005年均值；填充部分是本世纪末的均值。白色是CMIP5的多模式平均值，浅蓝色是最准确重现北极气候平均状况和北极海冰范围1979–2012年趋势的模式子集（模式的数量见括号）预估的平均海冰范围。更多的技术细节参见技术摘要补充材料。{图6.28，12.11，12.22和12.29；图TS.15，TS.16，TS.17和TS.20}

- 具有*高信度*的是，厄尔尼诺-南方涛动（ENSO）在21世纪仍是热带太平洋地区年际变率的主导模态，并且影响全球。由于水汽供应增加，区域尺度上ENSO相关的降水变率将*可能*加强。ENSO的振幅和空间分布有显著的自然变化，因此对21世纪ENSO及相关区域现象进行的具体预估变化的信度仍然为*低*。{5.4, 14.4}

E.3 大气：空气质量

- 空气质量（近地表空气中的臭氧和PM2.5[17]）的预估范围主要是以排放（包括CH_4）为驱动，而不是以自然气候变化为驱动（*中等信度*）。具有*高信度*的是，在全球尺度上，变暖会降低本底地表臭氧。高CH_4水平（RCP8.5）可以抵消这种下降，相对于CH_4变化小的情景（RCP4.5、RCP6.0），到2100年本底地表臭氧平均上升约8ppb（目前水平的25%）（*高信度*）。{11.3}

- 观测和模拟的证据表明，当其它条件都相同时，受污染地区的局地较高地表温度将会触发区域化学和局地排放反馈，进一步推高臭氧和PM2.5的峰值水平（*中等信度*）。对于PM2.5，气候变化可能会改变自然气溶胶的源，并改变可发挥清除作用的降水，但气候变化对PM2.5分布总体影响的信度水平尚未确定。{11.3}

表SPM.2 | 与1986-2005年参照期相比，21世纪中期和后期全球平均表面气温和全球平均海平面上升的预估变化。{12.4；表12.2，表13.5}

		2046-2065		2081-2100	
	情景	平均	*可能性*区间[c]	平均	*可能性*区间[c]
全球平均表面温度变化 (°C)[a]	RCP2.6	1.0	0.4 to 1.6	1.0	0.3 to 1.7
	RCP4.5	1.4	0.9 to 2.0	1.8	1.1 to 2.6
	RCP6.0	1.3	0.8 to 1.8	2.2	1.4 to 3.1
	RCP8.5	2.0	1.4 to 2.6	3.7	2.6 to 4.8
	情景	平均	*可能性*区间[d]	平均	*可能性*区间[d]
全球平均海平面上升 (m)[b]	RCP2.6	0.24	0.17 to 0.32	0.40	0.26 to 0.55
	RCP4.5	0.26	0.19 to 0.33	0.47	0.32 to 0.63
	RCP6.0	0.25	0.18 to 0.32	0.48	0.33 to 0.63
	RCP8.5	0.30	0.22 to 0.38	0.63	0.45 to 0.82

注：

[a] 基于CMIP5集合；距平相对于1986-2005年。根据HadCRUT4及其不确定性估计（5-95%的置信区间），参照期1986-2005年比1850-1900年偏暖0.61 [0.55至0.67]°C，比1980－1999年偏暖0.11 [0.09 至0.13]°C，1890-1999年是AR4的预估参照期。因为文献中的方法总体不能用于结合模式和观测中的不确定性，所以此处没有评估与较早参照期相应的*可能性*区间。将预估和观测到的变化加入后，不能解释与观测相比的模式偏差的潜在影响，也不能解释观测参照期的内部变率{2.4； 11.2；表 12.2 和12.3}

[b] 基于21个CMIP5模式；距平相对于1986-2005年。如果在一个特定的AOGCM和情景下CMIP5无结果时，距平是估算的，有关解释见第13章中的表13.5。在处理冰盖的快速动态变化和人类陆地水储存的贡献时采用一致的概率分布，并且其贡献大小基本不取决于情景。这种处理方法并不意味着相关的贡献与模式使用的情景无关，而是因为现有知识水平无法量化评估对情景的依赖性。根据目前的理解，只有当南极大冰盖的海上部分崩塌后，才有可能使全球平均海平面在21世纪大幅上升至*可能性*区间以上。在21世纪这种额外的贡献不会超过海平面上升几分米，此判断具有*中等信度*。

[c] 由模式预估计算得到5-95%的区间。在考虑附加的不确定性或模式信度水平后，这些区间被评估为*可能性*区间。2046-2065年全球平均表面温度变化预估信度为*中等*，是因为自然内部变率的重要性以及非温室气体强迫和响应比2081-2100年要大。2046-2065年的可能性区间没有考虑导致近期（2016-2035）全球平均地表温度变化区间低于5-95%模式区间的因素的可能影响，这是因为科学认知的不足使这些因素对于长期预估的影响无法量化。{11.3}

[d] 由模式预估计算得到5-95%的区间。在考虑更多不确定性或模式信度水平后，这些区间被评估为*可能性*区间。两个时间段的全球平均海平面上升预估信度都为*中等*。

E.4 海洋

21世纪全球海洋将持续变暖。热量将从海面输送到深海，并影响海洋环流。{11.3, 12.4}

- 预计海洋变暖最强的区域是热带和北半球副热带地区的海表面。深海变暖以南大洋最为明显（*高信度*）。到21世纪末，上层100米内海洋变暖幅度的最佳估计值约为0.6°C（RCP2.6情景）至2.0°C（RCP8.5情景），1000米深的海洋变暖幅度大约为0.3°C（RCP2.6情景）至0.6°C（RCP8.5情景）。{12.4, 14.3}

- *很可能*的是，在21世纪，大西洋经向翻转环流（AMOC）将会减弱。CMIP5模拟的AMOC减弱的最佳估计值和范围[18]在RCP2.6情景下为11%（1-24%），在RCP8.5情景下为34%（12-54%）。*可能*的是，大约到2050年，AMOC会有一些减弱，但由于显著的内部变率，AMOC可能会在其中几十年间增强。{11.3，12.4}

- 依据现有的情景，21世纪内AMOC发生突变或者崩溃的情况是*很不可能*的。因为分析有限，结果不确定，对21世纪之后AMOC演变的评估只有*低信度*。但是，不排除21世纪之后由于显著持续升温致使AMOC崩溃的可能。{12.5}

E.5 冰冻圈

***很可能*的是，在21世纪随着全球平均表面温度上升，北极海冰覆盖将继续缩小、变薄，北半球春季积雪将减少。全球冰川体积将进一步减少。{12.4, 13.4}**

- 到21世纪末，根据多模式平均值，预估北极海冰范围全年都会减少。9月份减少的范围从RCP2.6情景下的43%到RCP8.5情景下的94%；2月份减少的范围从RCP2.6情景下的8%到RCP8.5情景下的34%（*中等信度*）（见图SPM.7和SPM.8）。{12.4}

- 根据对最能重现气候平均状态和1979-2012年北极海冰范围变化趋势的各种模式子集的评估，在RCP8.5情景下，在本世纪中叶前，9月份*可能*出现北冰洋几乎无冰[19]的情况（*中等信度*）（见图SPM.7和SPM.8）。在其它情景下，无法对21世纪北极9月份何时会出现几乎无冰情况做出具有信度的预估。{11.3, 12.4, 12.5}

- 随着全球地表平均温度上升，预估南极海冰范围和体积到21世纪末将减少，这具有*低信度*。{12.4}

- 到21世纪末，在RCP2.6情景下全球冰川体积（不包括南极周边地区的冰川）预估减少15-55%；在RCP8.5情景下将减少35-85%（*中等信度*）。{13.4, 13.5}

- 到21世纪末，模式预估的北半球春季积雪范围的平均值在RCP2.6情景下将减少7%，在RCP8.5情景下将减少25%（*中等信度*）。{12.4}

- *几乎确定*的是，随着全球平均表面温度的上升，北半球高纬度地区近地表多年冻土范围将减少。到21世纪末，模式预估的近地表（上层3.5米）多年冻土范围的平均值将减少37%（RCP2.6情景）到81%（RCP8.5情景）（*中等信度*）。{12.4}

---

17 PM2.5是指直径小于2.5微米的颗粒物，是大气气溶胶浓度的计量单位。

18 本段中的范围是指CMIP5的模式离散度。

E.6 海平面

21世纪全球平均海平面将持续上升。在所有RCP情景下，由于海洋变暖以及冰川和冰盖冰量损失的加速，海平面上升速率*很可能*超过1971-2010年间观测到的速率。{13.3-13.5}

- 随着对影响海平面变化主要过程物理机制理解的深入，以及物理模式与观测数据之间一致性的提高，同时考虑了冰盖的动力学变化，第四次评估报告以来，对全球平均海平面上升的预估信度得到了提高。{13.3-13.5}

- 与1986-2005年相比，2081-2100年间全球平均海平面上升区间*可能*为：0.26-0.55米（RCP2.6情景），0.32-0.63米（RCP4.5情景），0.33-0.63米（RCP6.0情景），0.45-0.82米（RCP8.5情景）（*中等信度*）。在RCP8.5情景下，2100年底全球平均海平面将上升0.52-0.98米，2081-2100年间的上升速度为每年8-16毫米（*中等信度*）。这些估计来源于CMIP5模式的气候预估以及对关于冰川和冰盖贡献的相关文献的分析（见图SPM.9，表SPM.2）。{13.5}

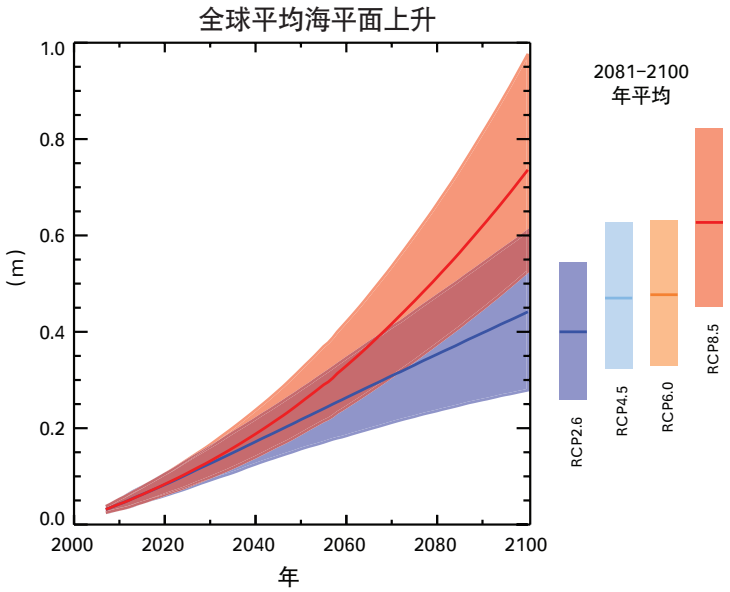
- 在RCP情景预估中，热膨胀的贡献占21世纪全球平均海平面上升的30-55%，冰川融化占15-35%。格陵兰冰盖表面的融化量将超过降雪的增加量，从而使格陵兰冰盖表面物质平衡的变化对未来海平面的贡献为正（*高信度*）。南极冰盖表面融化仍将很少，且预计降雪量将增加（*中等信度*），这将使南极冰盖表面物质平衡的变化对未来海平面的贡献为负。到2081-2100年，两个冰盖的总流出量变化*可能*会导致海平面上升0.03至0.20米（*中等信度*）。{13.3-13.5}

- 根据目前的认知，只有当南极冰盖的洋基部分崩溃时，全球平均海平面才会出现高于21世纪*可能*变化范围的大幅度上升。然而，具有*中等信度*的是，在21世纪，这一额外贡献*可能*造成的海平面上升将不超几十厘米。{13.4, 13.5}

- 考虑了对21世纪全球平均海平面上升作出更高预估值的可能性，但结论是目前没有足够的证据来评估高于上述*可能*区间特定水平的概率。一些半经验模式的预估值高于物理模式（最高可达两倍左右），但科学界对其可靠性尚未达成共识，因此这些预估为*低信度*。{13.5}

- 海平面上升不是全球一致的。到21世纪末，*很可能*全球超过95%的海平面会上升。预计全球约70%的海岸带会经历不超过全球平均海平面变化区间20%的海平面变化。{13.1, 13.6}

[19] 北冰洋海冰面积至少连续五年小于10^6平方公里的状况称为几乎无冰。



图SPM.9 | RCP2.6和RCP8.5情景下，CMIP5气候模式集合预估的相对于1986-2005年的21世纪全球平均海平面上升。阴影带表示预估的*可能*区间。彩色柱表示所有RCP情景下预估的2081-2100年间平均海平面上升的*可能*区间，横线表示相应的中值。更多技术细节可参见技术摘要补充材料{表13.5,图13.10和13.11；图TS.21和TS.22}

E.7 碳和其它生物地球化学循环

气候变化将通过加剧大气中二氧化碳的增长来影响碳循环过程（*高信度*）。海洋对碳的进一步吸收将加剧海洋的酸化。{6.4}

- 在所有四个RCP情景下，到2100年海洋都将继续吸收人为二氧化碳排放，越高的浓度路径下吸收量越大（*很高信度*）。关于未来陆地碳吸收趋势的确定性较小。大多数的模式预估，在所有RCP情景下将有持续的陆地碳吸收，但由气候变化和土地利用变化的综合作用，一些模式模拟出了陆地发生碳损失的情况。{6.4}

- 根据地球系统模式的结果，具有*高信度*的是，21世纪气候和碳循环之间是正反馈，即气候变化将部分抵消由于大气二氧化碳浓度上升造成的陆地和海洋碳汇的增加。因此，会有更多人为排放的二氧化碳滞留在大气中。在世纪到千年时间尺度上，气候和碳循环之间为正反馈的结论也得到了古气候观测和模拟的支持。{6.2, 6.4}

- 地球系统模式预估，在所有RCP情景下全球海洋酸化都将加剧。到21世纪末，表层海洋的pH值相应下降，其下降区间[18]在RCP2.6情景下为0.06-0.07、RCP4.5情景下为0.14-0.15、RCP6.0情景下为0.20-0.21、RCP8.5情景下为0.30-0.32（见图SPM.7和SPM.8）。{6.4}

- 根据15个地球系统模式的结果，2012-2100年期间与RCP情景下大气CO_2浓度相对应的累积CO_2排放量[20]在RCP2.6下为140至410GtC，在RCP4.5下为595至1005GtC，在RCP6.0下为840至1250GtC，在RCP8.5下为1415 至1910 GtC（见表SPM.3）。{6.4}

表SPM.3 | 与CMIP5地球系统模式模拟的RCP情景下大气CO_2浓度相对应的2012-2100年间的累积CO_2排放量

情景	2012-2100年间累积CO_2排放量			
	GtC		$GtCO_2$	
	平均	区间	平均	区间
RCP2.6	270	140 – 410	990	510 – 1505
RCP4.5	780	595 – 1005	2860	2180 – 3690
RCP6.0	1060	840 – 1250	3885	3080 – 4585
RCP8.5	1685	1415 – 1910	6180	5185 – 7005

注：

[a] **1GtC=10亿吨=10^{15}克碳，相当于3.667 $GtCO_2$。**

- 根据地球系统模式，在RCP2.6情景下，到2050年前年均CO_2排放要比1990年水平低（范围在14%-96%）。至21世纪末，大约一半的模式推算排放会略高于零，而另一半模式推算将实现大气中的CO_2的净消除。{6.4，图TS.19}

- 在RCP8.5情景下，21世纪因储存碳的多年冻土融化释放到大气中的CO_2或CH_4预计为50GtC到250GtC（*低信度*）。{6.4}

E.8 气候稳定性、气候变化的持续性和不可逆性

21世纪末期及以后的全球平均地表变暖主要取决于累积CO_2排放。即使停止CO_2排放，气候变化的许多方面将持续许多世纪。这意味着过去、现在和将来的CO_2排放会产生显著的、长达多个世纪的持续气候变化。{12.5}

- 累积总CO_2排放和全球平均表面温度响应为近似线性相关（见图SPM.10）。任一给定的变暖水平都对应着一定的累积CO_2排放范围[21]，所以，如果早期排放较多，那么后期排放就会较低。{12.5}

- 如果要在概率>33%，>50%和>66%的条件下，将人为CO_2排放单独引起的变暖限制在2°C（相对于1861至1880年[22]）以内，则需要将1861-1880年以来所有人为CO_2累积排放量分别限制在0至约1570 GtC（5760$GtCO_2$）、0至约1210 GtC（4440$GtCO_2$）和0至约1000 GtC（3670$GtCO_2$）[23]。如果按RCP2.6考虑非CO_2强迫，那么这些区间的上限将分别降至约900 GtC（3300$GtCO_2$）、820 GtC（3010$GtCO_2$）和790 GtC（2900$GtCO_2$）。2011年以前已经排放了515[445至585] GtC（1890[1630-2150]$GtCO_2$）。{12.5}}

- 较低的温升目标，或保持低于特定温升目标的较高可能性，都要求降低CO_2的累积排放量。考虑到非CO_2温室气体的增加、气溶胶的减少或多年冻土层温室气体的释放均会产生温升效应，这还将降低达到特定温升目标的CO_2累积排放量（见图SPM.10）。{12.5}

- 就多世纪至千年时间尺度而言，由CO_2排放导致的大部分人为气候变化是不可逆转的，除非在持续时期内将大气中的CO_2大量净移除。在净人为CO_2排放完全停止后，表面温度仍会在多个世纪基本维持在较高水平上。由于从海洋表面到海洋深处的热转移的时间尺度较长，所以海洋变暖将持续若干世纪。在不同的情景下，排放的CO_2中有大约15%到40%将在大气中保持1000年以上。{文框6.1；12.4，12.5}

[20] 来自化石燃料、水泥、工业和废物处理部门。

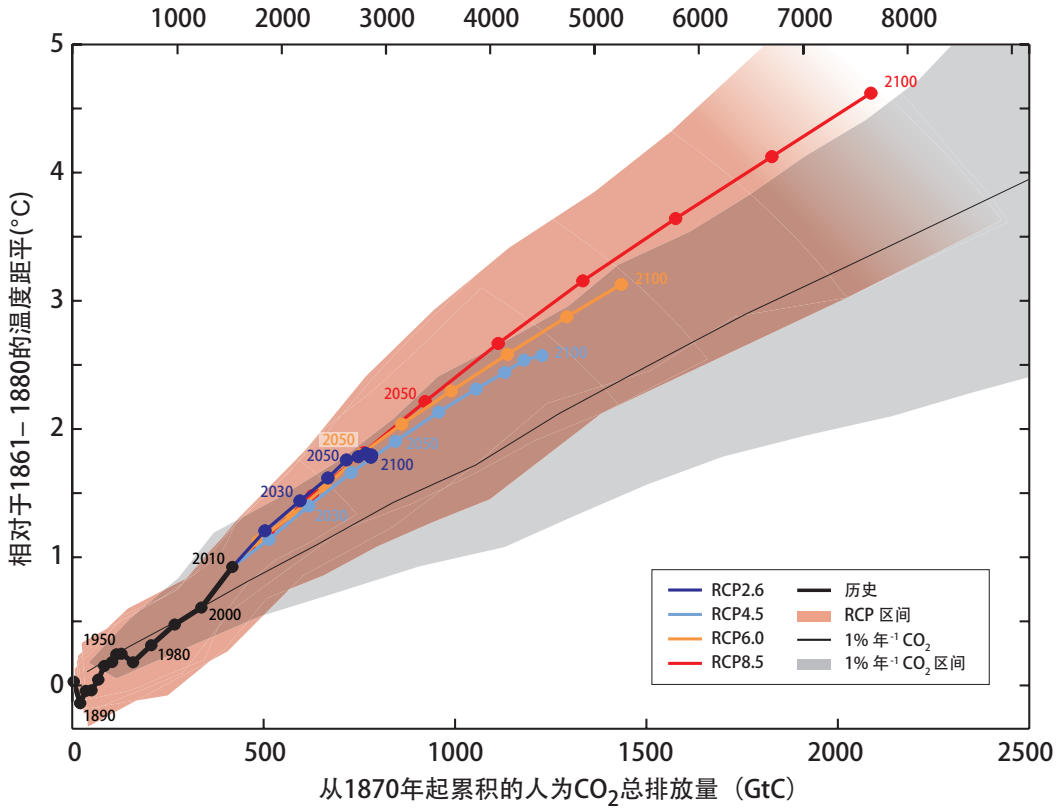
[21] 对该CO_2排放范围的量化要求考虑非CO_2驱动因子。

[22] 模式中可得到的最早的20年。

[23] 基于累积二氧化碳排放瞬变气候响应的评估（TCRE，见D.2部分）

- *几乎确定*的是，全球平均海平面到2100年之后仍会持续上升，因热膨胀造成的海平面上升会持续数个世纪。少数现有的模拟2100年后的模式结果表明，如RCP2.6情景，在CO_2浓度达到峰值后下降并保持低于500ppm对应的辐射强迫下，到2300年全球平均海平面相对于工业化前时期的上升会小于1米，但是，如RCP8.5情景，在对应CO_2浓度高于700ppm但低于1500ppm的辐射强迫情况下，预估上升幅度会在1米到3米以上（*中等信度*）。{13.5}

- 持续的冰盖冰量损失可造成海平面更大的升幅，有些冰量损失是不可逆的。具有*高信度*的是，高于某一阈值的持续变暖会导致一千多年或更长时间后格陵兰冰盖几乎完全消失，其导致的全球平均海平面上升幅度可高达7米。目前的估算表明，该阈值为比工业化前增温1°C以上（*低信度*）4°C以下（*中等信度*）。不能排除气候强迫造成南极冰盖的海洋部分由于潜在的不稳定性而出现突然的、不可逆的冰量损失的可能性，但现在的证据和认识不足以做出量化的评估。{5.8，13.4，13.5}



图SPM.10 | 以不同证据源的全球CO_2累积排放总量为函数计算得出的全球平均表面升温图。各RCP情景下一系列气候-碳循环模式模拟的到2100年的多模式结果以彩色线条和十年均值（点）表示。为清楚起见，标出了一些十年均值（如2050表示2040-2049年）。历史时期（1860-2010年）的模式结果以黑色表示。彩色羽状表示四个RCP情景的多模式离散，并随着RCP8.5中可用模式的减少而渐淡。细黑线和深灰区域是用CMIP5模式模拟的、以每年1%的CO_2增量（每年1%的CO_2模拟）强迫的多模式平均和范围。针对一定量的累积CO_2排放，每年1%的CO_2模拟显示的升温比RCP驱动的升温低，这些RCP中还包括其它非CO_2驱动因子。所有给出的数值均与1861-1880年基准期对比。十年平均值用直线连接。更多技术细节请见技术摘要补充材料。{图12.45；TSTFE.8，图1}

- 已经提出称之为地球工程的方法，旨在有意改变气候系统以抵消气候变化。有限的证据无法对太阳辐射管理（SRM）和二氧化碳清除（CDR）以及其对气候系统的影响进行全面定量评估。CDR方法在全球应用的潜力尚存在生物地球化学和技术方面的局限。由于知识不足，目前还无法计算出在世纪尺度上通过CDR能够减少多少CO_2排放量。模拟表明，SRM方法如果可以实现的话，有可能会显著抵消全球温度上升，但同时也会改变全球水循环，而且无法抵消海洋酸化。不管SRM以何种原因终止，具有*高信度*的是，全球表面温度会极快地上升，升幅与温室气体强迫相一致。SRM和CDR会在全球尺度带来副作用和长期后果。{6.5，7.7}

文框SPM.1：典型浓度路径（RCP）

IPCC第一工作组（WGI）的气候变化预估需要关于未来温室气体排放或浓度、气溶胶以及其它气候驱动因子的信息。此类信息通常表述为人类活动的一个情景，在本报告未对此加以评估。WGI使用的情景关注的是人为排放，并未包括自然驱动因子（如太阳、火山强迫、甲烷和氧化亚氮等的自然排放）的变化。

对于IPCC第五次评估报告，科学界已定义了一套新的四个情景，称之为典型浓度路径（RCP，见词汇表）。这些情景是用相对于1750年的2100年的近似总辐射强迫来表示的，在RCP2.6情景下为2.6 W m^{-2}，在RCP 4.5情景下为4.5 W m^{-2}，在RCP 6.0情景下为6.0W m^{-2}，在RCP 8.5情景下的8.5 W m^{-2}。在耦合模式比较计划第五阶段（CMIP5）中，由于每个模式的特点和对短寿命气候强迫因子的处理方法不同，源自所有驱动因子的气候强迫在各模式之间是不同的，所以这些值应当被理解为仅是表征性的。这4个情景中，一个为极低强迫水平的减缓情景(RCP2.6)，两个为中等稳定化情景（RCP4.5和RCP6.0），一个为温室气体排放非常高的情景（RCP8.5）。与第3次和第4次评估报告中所用的排放情景特别报告（SRES）中的非气候政策相比，RCPs可以代表一系列21世纪的气候政策。对于RCP6.0和RCP8.5情景，到2100年辐射强迫还没有达到峰值；对RCP2.6情景，辐射强迫先达到峰值，然后下降；对RCP4.5情景，辐射强迫在2100年前达到了稳定。每个RCP都提供全面的高空间分辨率资料集，涉及土地利用变化、基于行业的空气污染物排放量、到2100年的人为排放量和温室气体浓度。RCPs是基于综合评估模式、简单气候模式、大气化学和全球碳循环模式的结合。虽然RCP情景涵盖的总强迫值范围很广，但并未涵盖文献中的所有排放范围，特别是气溶胶排放。

大多数CMIP5和地球系统模式模拟都按规定的CO_2浓度运行，即，到2100年大约为421ppm（RCP2.6）、538ppm（RCP4.5）、670ppm（RCP6.0）和936ppm（RCP8.5）。在计入预先规定的CH_4和N_2O浓度后，综合CO_2当量浓度为475ppm(RCP2.6)、630ppm(RCP4.5)、800ppm(RCP6.0)和1313ppm(RCP8.5)。对RCP8.5，额外的CMIP5地球系统模式模拟按规定的CO2排放（由综合评估模式提供）运行。在所有的RCP情景下，都使用更新的大气化学资料和模式（包括大气化学和CMIP5的气候组分）及RCP情景规定的化学反应气体(CH_4、N_2O、HFCs、NO_x、CO、NMVOC)的排放进行额外计算。这些模拟可用于分析研究碳循环反馈和大气化学的不确定性。

技术摘要

TS 技术摘要

主要协调作者：

Thomas F. Stocker (瑞士)、秦大河 (中国)、Gian-Kasper Plattner (瑞士)

主要作者：

Lisa V. Alexander (澳大利亚)、Simon K. Allen (瑞士/新西兰)、Nathaniel L. Bindoff (澳大利亚)、François-Marie Bréon (法国)、John A. Church (澳大利亚)、Ulrich Cubasch (德国)、Seita Emori (日本)、Piers Forster (英国)、Pierre Friedlingstein (英国/比利时)、Nathan Gillett (加拿大)、Jonathan M. Gregory (英国)、Dennis L. Hartmann (美国)、Eystein Jansen (挪威)、Ben Kirtman (美国)、Reto Knutti (瑞士)、Krishna Kumar Kanikicharla (印度)、Peter Lemke (德国)、Jochem Marotzke (德国)、Valérie Masson-Delmotte (法国)、Gerald A. Meehl (美国)、Igor I. Mokhov (俄罗斯联邦)、朴世龙 (中国)、Venkatachalam Ramaswamy (美国)、David Randall (美国)、Monika Rhein (德国)、Maisa Rojas (智利)、Christopher Sabine (美国)、Drew Shindell (美国)、Lynne D. Talley (美国)、David G. Vaughan (英国)、谢尚平 (美国)

贡献作者：

Myles R. Allen (英国)、Olivier Boucher (法国)、Don Chambers (美国)、Jens Hesselbjerg Christensen (丹麦)、Philippe Ciais (法国)、Peter U. Clark (美国)、Matthew Collins (英国)、Josefino C. Comiso (美国)、Viviane Vasconcellos de Menezes (澳大利亚/巴西)、Richard A. Feely (美国)、Thierry Fichefet (比利时)、Gregory Flato (加拿大)、Jesús Fidel González Rouco (西班牙)、Ed Hawkins (英国)、Paul J. Hezel (比利时/美国)、Gregory C. Johnson (美国)、Simon A. Josey (英国)、Georg Kaser (奥地利/意大利)、Albert M.G. Klein Tank (荷兰)、Janina Körper (德国)、Gunnar Myhre (挪威)、Timothy Osborn (英国)、Scott B. Power (澳大利亚)、 Stephen R. Rintoul (澳大利亚)、Joeri Rogelj (瑞士/比利时)、Matilde Rusticucci (阿根廷)、Michael Schulz (德国)、Jan Sedláček (瑞士)、Peter A. Stott (英国)、Rowan Sutton (英国)、Peter W. Thorne (美国/挪威/英国)、Donald Wuebbles (美国)

编审：

Sylvie Joussaume (法国)、Joyce Penner (美国)、 Fredolin Tangang (马来西亚)

应按照以下方式引用本技术摘要：

Stocker，T.F.，秦大河，G.-K. Plattner，L.V. Alexander，S.K. Allen，N.L. Bindoff，F.-M. Bréon，J.A. Church，U. Cubasch，S. Emori，P. Forster，P. Friedlingstein，N. Gillett，J.M. Gregory，D.L. Hartmann，E. Jansen，B. Kirtman，R. Knutti，K. Krishna Kumar，P. Lemke，J. Marotzke，V. Masson-Delmotte，G.A. Meehl，I.I. Mokhov，朴世龙，V. Ramaswamy，D. Randall，M. Rhein，M. Rojas，C. Sabine，D. Shindell，L.D. Talley，D.G. Vaughan 和谢尚平，2013: 技术摘要。参与：政府间气候变化专门委员会第五次评估报告第一工作组的报告：气候变化 2013：自然科学基础。[Stocker，T.F.，秦大河，G.-K. Plattner，M. Tignor，S.K. Allen，J. Boschung，A. Nauels，Y. Xia，V. Bex 和 P.M. Midgley (编辑)]。英国，剑桥，剑桥大学出版社和美国，纽约。

目录

TS.1 引言 35

文框TS.1 | 对不确定性的处理 36

TS.2 气候系统变化观测 37

TS.2.1 引言 37

TS.2.2 温度变化 37

TS.2.3 能量收支与热含量的变化 39

TS.2.4 环流和变率模态的变化 39

TS.2.5 水循环和冰冻圈的变化 40

TS.2.6 海平面变化 46

TS.2.7 极值变化 46

TS.2.8 碳与其它生物地球化学循环的变化 50

TS.3 气候变化的驱动因子 53

TS.3.1 引言 53

TS.3.2 温室气体的辐射强迫 53

文框TS.2 | 辐射强迫与有效辐射强迫 53

TS.3.3 人为气溶胶的辐射强迫 55

TS.3.4 地表变化和凝结尾流的辐射强迫 55

TS.3.5 气候变化自然驱动因子的辐射强迫 56

TS.3.6 强迫综述；时空演变 56

TS.3.7 气候反馈 58

TS.3.8 排放度量标准 58

TS.4 认知气候系统及其近期变化 60

TS.4.1 引言 60

TS.4.2 表面温度 60

文框TS.3 | 气候模式和过去十五年全球平均表面升温的中断 61

TS.4.3 大气温度 66

TS.4.4 海洋 68

TS.4.5 冰冻圈 69

TS.4.6 水循环 72

TS.4.7 极端气候 72

TS.4.8 从全球到区域 73

文框TS.4 | 模式评价 75

文框TS.5 | 古气候 77

TS.5 全球和区域气候变化预估 79

TS.5.1 引言 79

TS.5.2 未来强迫与情景 79

文框TS.6 | 新典型浓度路径情景与耦合模式比对项目第5阶段模式 79

TS.5.3 气候系统响应的量化 81

TS.5.4 近期气候变化 85

TS.5.5 长期气候变化 89

TS.5.6 碳循环和其它生物地球化学循环的长期预估 93

文框TS.7 | 气候地球工程方法 98

TS.5.7 海平面变化的长期预估 98

TS.5.8 气候现象与区域气候变化 105

TS.6 关键不确定性 114

TS.6.1 气候系统变化观测中的关键不确定性 114

TS.6.2 气候变化驱动因子中的关键不确定性 114

TS.6.3 认识气候系统及其最近变化方面的关键不确定性 114

TS.6.4 全球和区域气候变化预估中的关键不确定性 115

专题要素

TFE.1 | 水循环变化 42

TFE.2 | 海平面变化：科学认知和不确定性 47

TFE.3 | IPCC以往评估报告的预估与观测的比较 64

TFE.4 | 全球气候系统不断变化的能量收支 67

TFE.5 | 不可逆性与突变 70

TFE.6 | 气候敏感性与反馈 82

TFE.7 | 碳循环扰动与不确定性 96

TFE.8 | 气候目标与稳定性 102

TFE.9 | 极端气候 109

补充材料

补充材料见本报告的在线版。

TS.1 引言

《*气候变化2013：自然科学基础*》是政府间气候变化专门委员会(IPCC)《第五次评估报告》(AR5)第一工作组(WG1)的报告。这份关于气候变化自然科学方面的综合评估报告把重点放在与了解过去的气候变化、记录当前的气候变化以及预估未来的气候变化相关的要素上。本评估报告建立在IPCC《第四次评估报告》(AR4)[1]和最近的《管理极端事件和灾害推进气候变化适应特别报告》(SREX)[2]的基础上，共有14章和3个附件。各章涵盖了对气候系统所有组成部分变化的直接观测和代用观测资料；评估了当前有关气候系统各组成部分的内部过程以及各部分之间相互作用的知识，通过评估确定了气候系统对强迫变化的敏感性和响应；并量化了大气成分变化之间的联系、辐射强迫(RF)[3]，以及后续的气候变化探测和归因。对于气候系统所有组成部分中变化的预估基于一套新情景强迫下的模式模拟。本报告还用了一整章篇幅对过去和未来的海平面变化作了全面评估。区域气候变化信息以全球和区域气候预估图集形式呈现(附件1)。本报告还有两个附件作补充，即附件2：气候系统情景表和附件3：术语表。

本技术摘要(TS)的主要目的是把主报告14章中提出的多条独立证据链的完整评估与第一工作组《决策者摘要》(SPM)中高度概括的摘要联系起来。因此，读者若希望获得本评估报告所涵盖的更具体专题的完整信息，本技术摘要可作为一个切入点。各章节中加入了一些供查阅完整评估出处的提示，以有助于达到上述目的。与政策相关的专题在多个章节相互交叉参引并涉及气候系统中许多相互关联的过程，在此以“专题要素”(TFE)呈现，以便快速查阅这些信息。

本报告中一个不可或缺的组成部分是使用不确定性语言，使本评估报告可追根溯源(文框TS.1)。本评估报告根据作者团队对基础科学认知的评估给出了各重要发现的确定性程度，并按信度水平表述，而信度水平则源于证据的类型、数量、质量和一致性以及所考虑的科学研究的一致性水平[4]。信度以定性方式表述。对某项发现的不确定性的量化度量用概率表示，并以观测和(或)模式结果的统计分析与专家判断的结合体为基础。在适用情况下，报告还采用事实陈述表述某些发现，而没有使用不确定性限定词(详见第1章和文框TS.1)。

沿袭《第五次评估报告》第一工作组报告的情节，本技术摘要分四个主要部分陈述了评估结果：TS.2节涵盖了对气候系统变化观测的评估；TS.3节概括了不同自然和人为驱动因子(用辐射强迫表述)的信息；TS.4节介绍了对观测到的气候变化量化认识的评估；TS.5节总结了整个21世纪乃至更长时期从区域到全球尺度的气候变化预估的评估结果。TS.6节合并列出了从TS.2节到TS.5节中第一工作组评估报告的关键不确定性。全部9个专题要素与《第五次评估报告》第一工作组报告各部分相互交叉参引，并贯穿技术摘要的四个主要部分，外观上与正文不同，并可单独阅读。

本技术摘要中实质性段落的依据可查阅基础报告的相关章节。在大括号中给出了索引。

1. IPCC，2007：《气候变化2007：自然科学基础》。政府间气候变化专门委员会《第四次评估报告》第一工作组的报告[Solomon，S.、秦大河、M. Manning、陈振林、M. Marquis、K.B. Averyt、M.Tignor 和 H.L. Miller (编辑)]。英国剑桥，剑桥大学出版社和美国纽约，996页。
2. IPCC，2012：《管理极端事件和灾害风险，推进气候变化适应特别报告》。政府间气候变化专门委员会第一和第二工作组的特别报告[Field，C.B.，V. Barros，T.F. Stocker，秦大河，D.J. Dokken，K.L. Ebi，M.D. Mastrandrea，K.J. Mach，G.-K. Plattner，S.K. Allen，M.Tignor 和 P.M. Midgley (编辑)]。英国剑桥，剑桥大学出版社和美国纽约，582页。
3. 辐射强迫（RF）衡量地球系统能量平衡对某种外部扰动作出响应的净变化，以瓦/每平方米（W m-2）为单位表示；见文框TS.2.
4. Mastrandrea，M.D.，C.B. Field，T.F. Stocker，O. Edenhofer，K.L. Ebi，D.J. Frame，H. Held，E. Kriegler，K.J. Mach，P.R. Matschoss，G.-K. Plattner，G.W. Yohe，和 F.W. Zwiers，2010: 《IPCC第五次评估报告主要作者关于不确定性一致性处理的指导说明》。政府间气候变化专门委员会(IPCC)。

文框TS.1 | 对不确定性的处理

根据《IPCC第五次评估报告主要作者关于不确定性一致性处理的指导说明》，第一工作组的《技术摘要》和《决策者摘要》依靠两种度量标准表达重要发现中的确定性程度，这是基于作者团队对基础科学认知认知作出的评价：

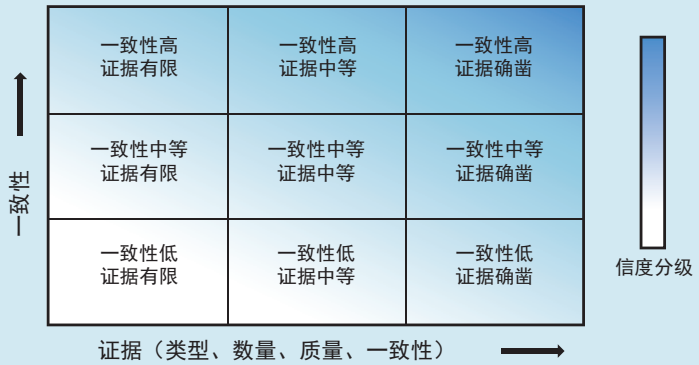
- 根据证据的类型、数量、质量和一致性（如机理认知、理论、资料、模式、专家判断）以及一致性程度，对某项发现有效性的信度。信度以定性方式表述。

- 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的统计分析或专家判断）。

上述AR5指导说明对支持IPCC第三次和第四次评估报告的指南作了细化。对本报告中各项发现的不确定性评估很难与AR4和SREX中的不确定性评估进行直接比较，因为（此次评估）采用了修订后的不确定性指导说明，并涵盖了新信息，提高了科学认知认知，对数据和模式开展了不间断分析，况且在评估研究中采用的方法存在具体差异。对于某些气候变量，已对不同方面作了评估，因此不适合作直接比较。

每项主要发现均是基于作者团队对相关证据和一致性的评价。如同按证据评价和一致性作出判定那样，信度衡量标准为作者团队对某一发现的有效性作出判断提供了一个定性综合方法。如果不确定性能够以概率量化，作者团队则能够利用核定的可能性语言或更精确的概率描述某一发现的特征。除非另有说明，高信度或很高信度则与作者团队将某个可能性术语赋予某些发现有关。

下列简略术语用于描述现有证据：有限、中等或确凿；以及一致性程度：低、中等或高。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*。文框TS.1，图1对证据和一致性及其与信度的关系作了简要陈述。在此关系中存在灵活性；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。



文框TS.1，图 1 |证据和一致性说明及其与信度的关系。随着向右上角抬升阴影渐强，信度也相应提高。一般情况下，当有多条一致独立的高质量证据链时，证据最为确凿。{图1.11}

使用下列术语来表示评估的可能性，均采用斜体字：

术语*	结果的可能性
几乎确定	99-100%概率
很可能	90-100%概率
可能	66-100%概率
或许可能	33-66%概率
不可能	0-33%概率
很不可能	0-10%概率
几乎不可能	0-1%概率

* 其它术语（*极有可能*：概率为95-100%，*多半可能*：概率大于50-100%，*极不可能*：概率为0-5%）也许会酌情使用。

TS.2 气候系统变化观测

TS.2.1 引言

气候系统变化观测基于直接的物理和生物地球化学测量，以及来自地面站和卫星的遥感手段；来自古气候档案的信息提供了一个长期背景。全球观测的器测时代始于19世纪中叶，古气候重建可使一些记录追溯至几百年乃至几百万年前。这些信息汇总起来，提供了有关大气、海洋、冰冻圈和地表的变率和长期变化的综合观点。

本节总结了对气候变化观测证据的评估。自AR4以来，有关大气、地表、海洋和冰冻圈观测资料集的可提供性、获取性、质量和分析取得了实质性的进展。气候系统的许多方面显示出气候变化的证据。{2, 3, 4, 5, 6, 13}

TS.2.2 温度变化

TS.2.2.1 地球表面

可以确定的是，自19世纪后期以来，全球平均表面温度(GMST)已经升高(图TS.1和TS.2)。过去三个十年的地表已连续暖于器测记录中的任何前一个十年，2000-2010年是最暖的十年。全球平均陆地和海洋温度的线性趋势计算结果[5]表明，在存在多套独立制作的资料集的1880–2012年间，温度升高了0.85[0.65至1.06]℃[6]，在1901-2012年间升高了约0.89[0.69至1.08]℃，在1951-2012年间(基于多套独立制作的资料集)0.72[0.49至0.89]℃。基于哈得莱中心/气候研究室格点表面温度资料集4(HadCRUT4)，以及三个独立制作的资料集中记录最长的全球平均表面温度资料集，1850−1900年间和2003−2012年间的平均温度之间的总升温幅度为0.78 [0.72至0.85]°C。根据HadCRUT4的计算结果及其不确定性估值，从1850-1900年到1986-2005年的升温幅度(模拟章节和图集的参考期见附件1)为0.61[0.55至0.67]°C。此外，*几乎确定*的是，自1950年以来全球陆地的最高和最低温度已升高。[7] {2.4.1，2.4.3； 第2章补充材料 2.SM.3节}

虽然多年代际升温的证据确凿，但在升温速率方面仍然存在很大年际至年代际变率，其中有些时期显示出较弱趋势(包括自1998年以来出现的变暖中断)(图TS.1)。过去15年间的升温速率(1998−2012年；每十年0.05[−0.05至+0.15]°C)小于1951年以来的升温速率(1951−2012年；每十年0.12 [0.08至0.14]°C)。短期趋势是不确定的，而且对于开始和结束年份非常敏感。例如，从1995年、1996年和1997年开始的三个15年期的趋势分别为每十年温度升高0.13 [0.02至0.24]°C、0.14 [0.03至0.24]°C和0.07 [–0.02至0.18]°C。一些根据台站观测资料对全球和区域表面温度独立分析的资料记录普遍认为表面温度已经升高。海表温度(SST)亦已升高。对通过不同测量方法获取的新SST资料记录(包括卫星资料)的相互比对已使人们能够更好地认识记录中的误差和偏差。{2.4.1-2.4.3； 文框9.2}

与已报告的趋势相比，任何未订正的城市热岛效应和土地利用变化效应*不可能*将估算的全球百年平均表面温度趋势提高10%以上。这是一个平均值；在某些地区，快速发展的城市热岛和土地利用变化对区域趋势的影响也许大得多。{2.4.1}

具有*高信度*的是，自20世纪以来的年平均地表升温扭转了北半球(NH)中高纬度地区过去五千年来的长期降温趋势。至于北半球年平均温度，1983-2012年间*很可能*是过去800年来最暖的30年(*高信度*)，也*可能*是过去1400年来最暖的30年(*中等信度*)。支持证据包括器测温度与多种代用资料和统计方法的多项重建的比较，并与AR4一致。大陆尺度的表面温度重建表明：具有*高信度*的是，在中世纪气候异常期(950至1250年)中的多个年代内，一些区域的温暖程度与20世纪中期相当，而其它区域的温暖程度与20世纪后期相当。具有*高信度*的是，这些区域性暖期并没有像20世纪中期以来变暖那样出现区域一致性。基于重建和模拟之间的比较，具有*高信度*的是，不仅外部轨道、太阳和火山强迫，而且内部变率均为中世纪气候异常期与小冰期(1450-1850年)之间表面温度变化的空间型态和发生时间做出了很大贡献。{5.3.5，5.5.1}

TS.2.2.2 对流层和平流层

基于对无线电探空仪和卫星传感器测量资料的多项

5. 基于哈得莱中心/气候研究室格点表面温度资料集4（HadCRUT4）、陆地-海洋表面温度合并分析（MLOST）以及戈达德太空研究所表面温度分析（GISTEMP）资料集计算的线性趋势估值，变暖值按不加权平均值报告（见图TS.2；2.4.3节）。

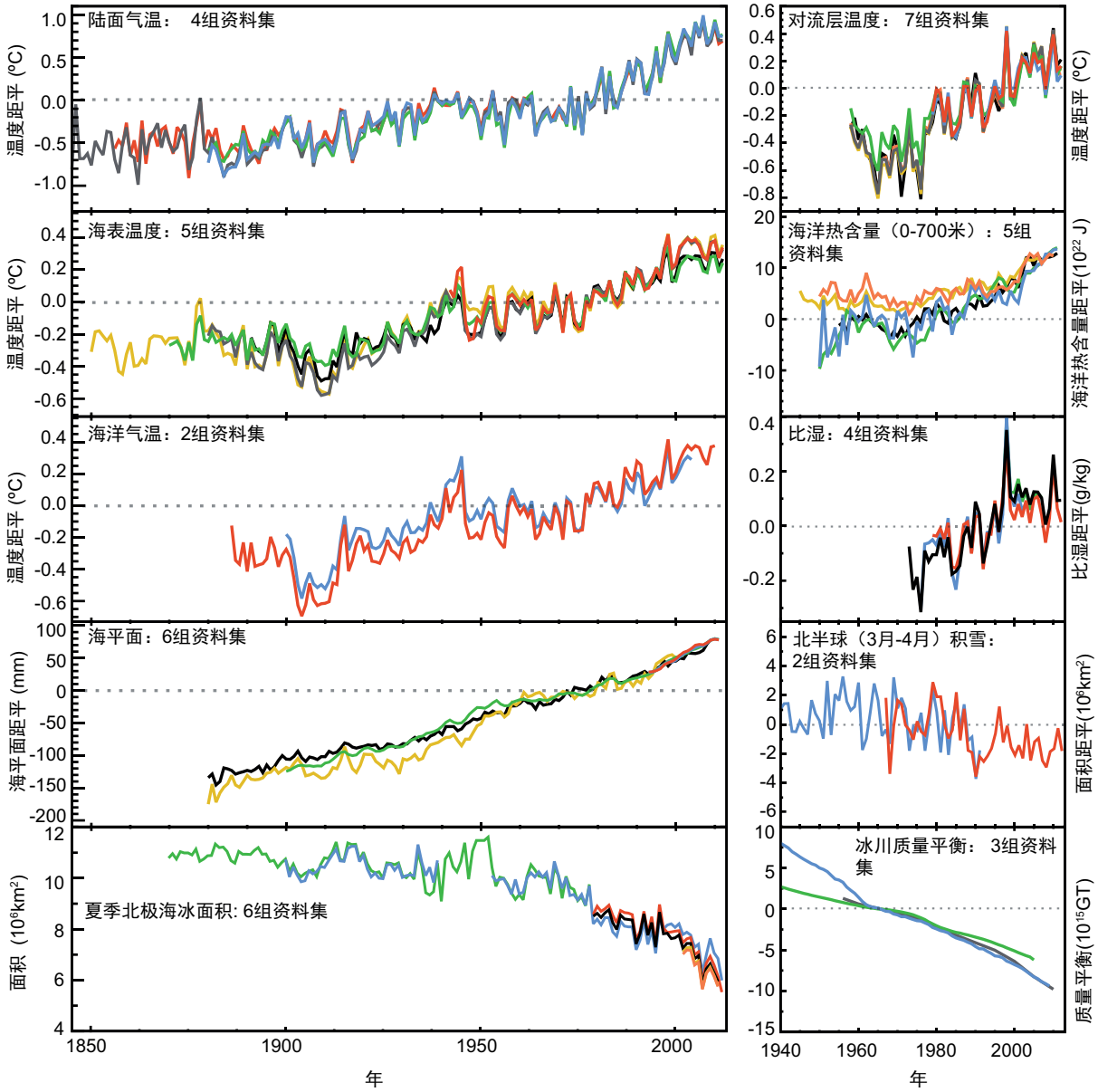
6. 在AR5第一工作组报告中，除非另有说明，不确定性用90%不确定性区间进行量化。方括号中给出的90%预计不确定性区间有90%的可能性涵盖了所估算的值。不确定性区间上端点有95%的可能性会超过所估算的值，而下端点小于该值的可能性也是95%。只要可能，则给出该值的最佳估值。不确定性区间与相应最佳估值之间不一定是对称关系。

7. 在AR4中也采用了本段中用于计算温度变化的两种方法。第一种方法利用1880-2012年间所有点的最佳拟合线性趋势计算温度变化。第二种方法计算两个时期，如1850−1900年和2003−2012年的平均温度差。因此，这两种方法得出的值及其90%不确定性区间不具有直接可比性。

独立分析，*几乎确定*的是，自20世纪中叶以来，全球对流层已变暖而平流层已变冷（图TS.1）。虽然趋势迹象趋于一致，但对于温度变化速率，各项现有估值之间仍然存在重大差异，特别是在无线电探空仪能够获得较好采样的北半球温带对流层之外。因此，北半球温带对流层的变化速率及其垂直结构仅为*中等信度*，而其它地方为*低信度*。{2.4.4}

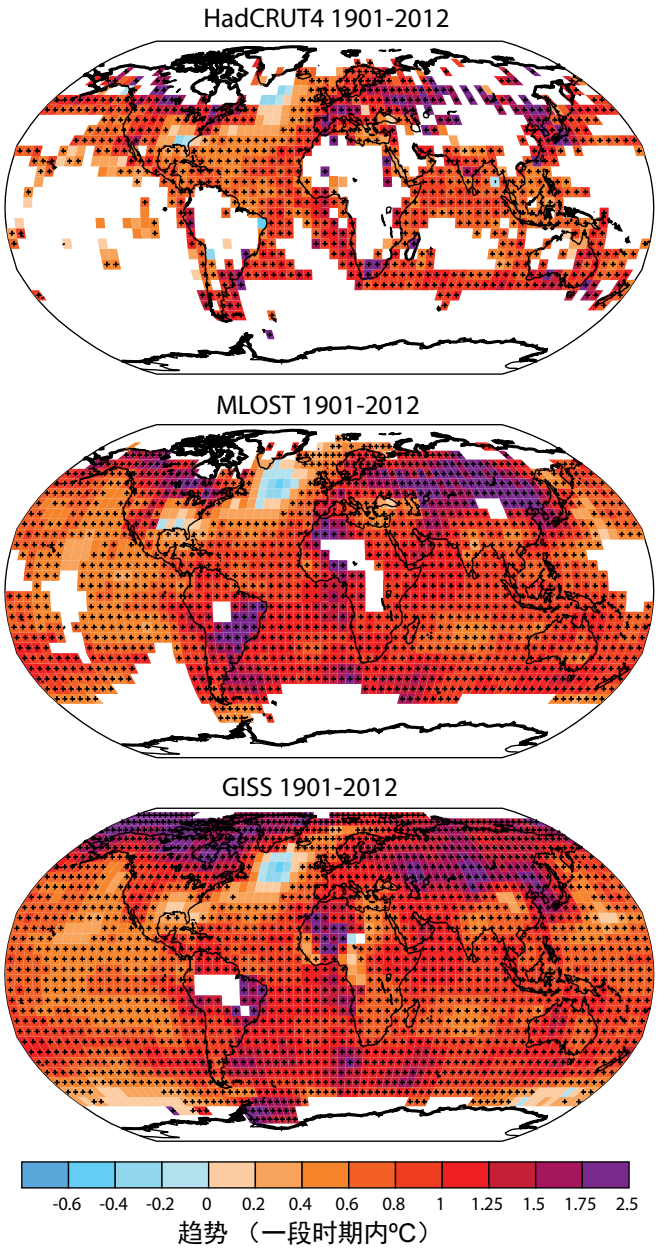
TS.2.2.3 海洋

*几乎确定*的是，从1971-2010年，海洋上层（700米以上）已变暖，而且*可能*从19世纪70年代至1971年间已变暖（图TS.1）。确定性较低的是1971年之前的变化，这是因为在较早时期采样相对稀疏。自AR4以来，已确定海洋上层历史测量资料的器测偏差减少，其中减少了温度和海洋上层热含量的人为年年代际变化，在20世纪70年代和80年代最为突出。{3.2.1-3.2.3，3.5.3}



图TS.1 | 多项全球气候变化的互补性指标。每条线代表的是独立推导的气候要素变化的估值。此图给出的时间序列在第2、3和4章中作了评估。在每个图框中，所有资料集都统一为相同的记录期。每个图框中包括的资料集来源的完整详细信息在第2章补充材料2.SM.5节以及在相应章节中给出。关于图SPM.3的更多详细信息见TS补充材料。{FAQ 2.1，图 1； 2.4，2.5，3.2，3.7，4.5.2，4.5.3}

基于5年平均值，1957-2009年间，海洋在700-2000米深度之间*可能*已经变暖。1992-2005年间，海洋从3000米至洋底可能已变暖，虽然约在1992年至2005年间在2000和3000米深度之间未观测到全球平均温度存在显著趋势。在3000米以下，在南大洋观测到了最大升温幅度。{3.2.4，3.5.1； 图3.2b，3.3； FAQ 3.1}



图TS.2 | 根据三个资料集的线性趋势确定的1901-2012年表面温度变化。白色区域表示不完整或资料缺失。趋势计算仅限于该时期前后10%时段内观测记录完整率超过70%并且资料可用率大于20%的格点框。黑色加号(+)表示格点框呈现显著趋势(即：在90%的信度区间之外存在零趋势)。覆盖范围的差异主要反映资料集提供方针对资料空白区域开展的内插程度，从不超出格点平均值(哈得莱中心/气候研究室格点表面温度资料集4(HadCRUT4))到插入相当大的值(戈达德太空研究所表面温度分析(GISTEMP))之间不等。关于相关的图SPM.1的详细信息见TS补充材料。{图2.21}

TS.2.3 能量收支与热含量的变化

至少从大约1970年以来，地球辐射一直不平衡，来自太阳的射入能量超过了从大气层顶外逸的能量。*几乎确定*的是，1971年至2010年间地球获得了大量的能量。1971年到2010年间估算的能量清单增量为274[196至351] x10^{21}J(*高信度*)，同期年度值线性拟合的加热率为213 x 10^{12} W(另见TFE.4)。{文框3.1，文框13.1}

海洋变暖在总加热率中占主导地位，各海洋深度全面升温占大约93%(*高信度*)，海洋上层(0-700米)的升温占大约64%。融冰(包括北极海冰、冰盖和冰川)以及大陆变暖各占总量的3%。大气升温占剩余的1%。1971-2010年间，从同期资料线性拟合来看，估算的海洋能量增益为199 x 10^{12} W，相当于整个地球表面连续加热0.42 W m^{-2}，也相当于由于整个海表区域的海洋升温，海洋部分的加热为0.55 W m^{-2}。从1993年至2010年，估算的地球能量增量为163 [127至201] x10^{21}J，其趋势估值为 275 x10^{15} W。对于1993-2010年趋势，海洋部分为257x10^{12}W，相当于进入海洋的平均热通量为0.71W m^{-2}。{3.2.3，3.2.4；文框3.1}

*或许可能*是，与1993–2002年相比，2003–2010年间海洋上层0–700米热含量的增速较为缓慢(见图TS.1)。1993-2009年间，在年际变率较小的700–2000米深处，海洋热吸收*可能*继续增加。{3.2.3，3.2.4；文框9.2}

TS.2.4 环流和变率模态的变化

在很多情况下，从年际到年代际时间尺度上的大变率阻碍了得出确凿的有关大气环流长期变化的结论。具有*高信度*的是，从20世纪50年代到90年代北半球中纬度地区西风环流增强和北大西洋涛动(NAO)指数的增加，以及从19世纪后期到20世纪90年代太平洋沃克环流的减弱，已经在很大程度上被近期发生的变化所抵消。具有*高信度*的是，自20世纪以来观测到的冬季NAO指数年代际和多个年代际变化是过去500年中前所未有的。{2.7.2, 2.7.5, 2.7.8, 5.4.2； 文框2.5；表2.14}

自20世纪70年代，环流*可能*已经朝极地方向位移，使热带地区扩宽、风暴路径和急流朝极地方向位移、北部极涡收缩。北半球的证据更为确凿。南半球环状模(SAM)自20世纪50年代以来*可能*已变得更为正模态。在过去400年的背景下，自1950年以来，观测到的夏季SAM强度的增加已变得异常(*中等信度*)。{2.7.5, 2.7.6, 2.7.8, 5.4.2；文框2.5；表2.14}

来自高分辨率珊瑚记录的新结果证明，具有*高信度*的是，在过去7000年中，厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)系统一直具有高度可变性，而且没有明显证据显示ENSO出现轨道改变。{5.4.1}

最近的观测资料进一步证实了在从数年至数十年时间尺度上，主要海洋环流系统存在变率。自1993年以来，北太平洋和南太平洋亚热带涡流很*可能*已经扩大和加强。基于对不同纬度和不同时段完整的大西洋经向翻转环流(AMOC)及其各个组成部分的测量，并没有证据表明出现长期趋势。目前还没有证据显示在印度尼西亚贯通流、南极绕极流(ACC)输送中存在趋势，或者在大西洋和北欧海域之间的输送中存在趋势。然而，观测资料显示在1950-2010年间ACC向南转移了大约1°纬度(*中等信度*)。{3.6}

TS.2.5 水循环和冰冻圈的变化

TS.2.5.1 大气

全球陆地区域平均降水变化在1951年之前为*低信度*，而之后为*中等信度*，这是因为资料不足，特别是记录的早期(全球水循环观测和预测变化的概述见TFE.1)。此外，当使用重建方法涵盖了几乎所有的陆地地区，所产生的时间序列显示自1901年以来陆地降水的变化不大。北半球中纬度陆地地区确实显示降水量*可能*发生了整体增长(1951年之前是*中等信度*，但之后为*高信度*)。对于其它纬度地区平均长期正或负趋势均为*低信度*(TFE.1，图1)。{2.5.1}

自20世纪70年代以来，全球近地表和对流层空气的比湿*很可能*已经增加了。然而，近些年来近地表湿润趋势已减弱(*中等信度*)(图TS.1)。因此，近年来观测到近地表的相对湿度普遍降低。{2.4.4，2.5.5，2.5.6}

虽然在某些区域各独立资料集之间的云量趋势具有一致性，但又十分模棱两可，因此在对全球尺度上云变率和趋势的观测仍为*低信度*。{2.5.7}

TS.2.5.2 海洋和海表通量

自20世纪50年代以来，区域趋势*很可能*已加大了海表盐度的平均地理差异：在蒸发为主的中纬度地区表层咸水的盐度增加，同时在降水为主的热带和极地地区相对低盐度表层水的盐度已更低。从1950年至2008年，高盐度地区与低盐度地区之间的平均对比度增加了0.13[0.08至0.17]。流域间淡水含量的差异*很可能*已经加大：大西洋的盐度增加，而太平洋和南大洋的盐度降低。虽然AR4也作出了类似结论，但近期基于扩大的资料集和新分析方法的研究在本评估报告中提供了*高信度*。{3.3.2, 3.3.3, 3.9；FAQ 3.2}

盐度趋势的空间型态、平均盐度以及蒸发量减去降水量的平均分布都是相似的(TFE.1，图1)。这些相似性提供了间接证据，表明自20世纪50年代以来，海洋上空蒸发量减去降水量的型态已增强(*中等信度*)。现有海表通量的不确定性限制了通量产品的可靠性，使其不能用于识别自20世纪50年代以来在观测到的盐度变化时间尺度上存在的区域或全球海洋蒸发或降水分布趋势。{3.3.2-3.3.4, 3.4.2，3.4.3，3.9； FAQ 3.2}

TS.2.5.3 海冰

AR4报告给出的趋势仍在持续，具有*很高信度*的是在1979-2012年间，北极海冰范围(年度、多年和常年)已经缩小(图TS.1)。年缩小率*很可能*为每十年3.5%到4.1%(每十年缩小45万至51万km²)。北极海冰每十年年均范围的平均缩小速度在夏季和秋季最快(*高信度*)，但自1979年以来每个季节和连续每个十年北极海冰范围均已缩小(*高信度*)。1979年至2012年间，北极常年性和多年海冰范围已缩小(*很高信度*)。夏季海冰范围最小时(常年冰)的速率*很可能*为每十年缩小11.5 [9.4至13.6]%(每十年缩小73万至107万km²)，多年冰的减少速率*很可能*为每十年缩小13.5[11至16]%。根据资料重建，具有*中等信度*的是，当前(1980-2012年)北极夏季海冰范围退缩史无前例，北极海表温度至少在过去1450年中异常偏高。{4.2.2，5.5.2}

1979-2012年间北极常年海冰表面年融化期*可能*每十年延长5.7 [4.8至6.6]天。在此期间，在东西伯利亚海和西部波弗特海之间的区域，无冰状态的持续时间增加了近3个月。 {4.2.2}

具有*高信度*的是，1980年和2008年间北极流域内冬季海冰平均厚度有所下降。平均降幅*可能*介于1.3米和2.3米之间。本评估报告给出的*高信度*基于多种来源的观测资料：潜艇、电磁探测和卫星测高；并且与多年和常年海冰范围缩小相一致。相比2003-2008年，2010-2012年间的卫星测量结果显示海冰体积缩小(*中等信度*)。具有*高信度*的是，北极海冰厚度下降，而海冰漂移速度增加。{4.2.2}

在1979−2012年间南极海冰范围*很可能*以每十年1.2%至1.8%(每十年13万至20万km²)的速度增加(*很高信度*)。由于浮冰群中开放水域的百分比下降，海冰范围有较大的扩大。具有*高信度*的是，这一速率存在很大的区域差异，有些区域在增加，有些区域在减小。南极周围也有

反差大的区域，在卫星观测期间有些区域无冰期延长了，而在其它区域却缩短了(*高信度*)。{4.2.3}

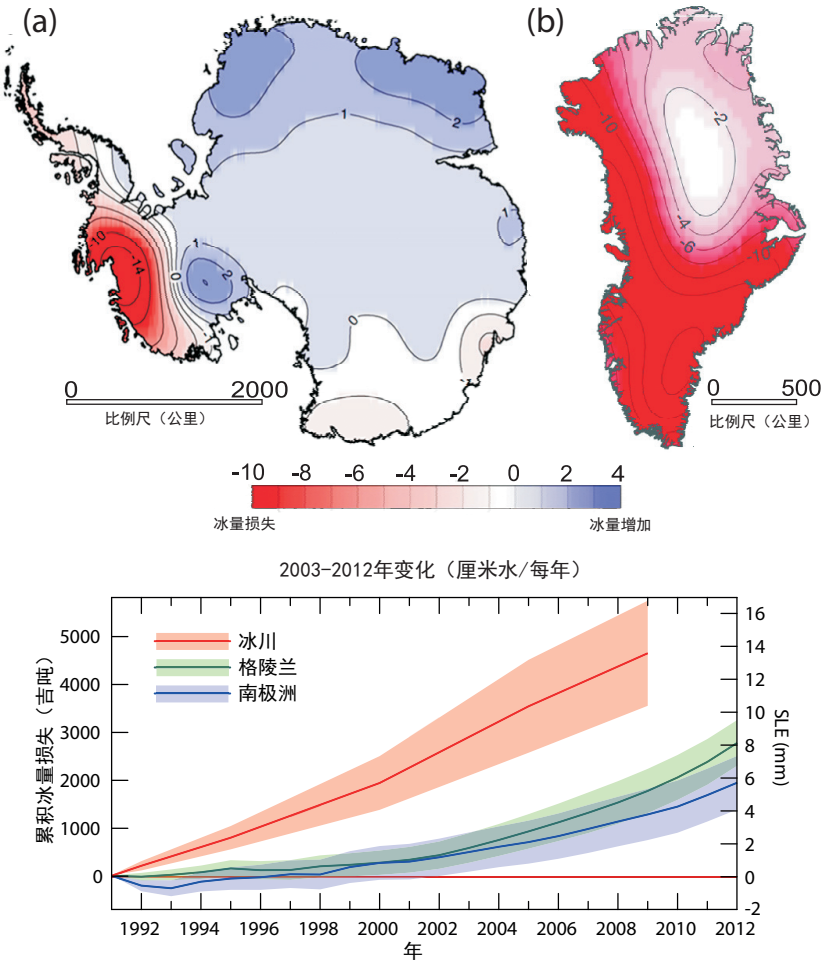
TS.2.5.4 冰川和冰盖

具有*很高信度*的是，正如测量到的冰川长度、面积、体积和冰量变化的时间序列所示(图TS.1和TS.3)，全球冰川持续退缩。在有限的区域和时间内有个别情况例外。自AR4以来，冰川变化测量资料的数量大幅增加。大多数新资料集以及完整的全球冰川清单均源自卫星遥感。{4.3.1，4.3.3}

具有*很高信度*的是，过去十年间，全球冰川冰量损失最大的是位于阿拉斯加、加拿大北极地区、格陵兰冰盖的边缘、安第斯山脉南部和亚洲山脉的冰川。超过80%的总冰量损失来自这些地区。1971−2009年间，全世界冰川的总冰量损失(不包括冰盖外围的冰川)*很可能*是每年损失226 [91至361] Gt(海平面当量，每年0.62 [0.25至0.99]毫米)，在1993–2009年间*很可能*是每年损失275[140至410]Gt(每年0.76[0.39至1.13]毫米)，在2005-2009年间*很可能*每年损失301[166至436]Gt(每年0.83[0.46至1.20]毫米)[8]。{4.3.3；表4.4，4.5}

具有*高信度*的是，在当前的气候条件下，目前冰川范围已失衡，表明即使温度没有进一步升高，未来冰川仍将继续退缩。{4.3.3}

具有*很高信度*的是，格陵兰冰盖的冰量在过去20年中已有损失。卫星和机载遥感以及实地资料都表明，具有*高信度*的是，该冰盖某些部分已出现冰量损失，且较大冰量损失率已蔓延至更广泛的区域，超过了AR4中报告的区域(图TS.3)。具有*高信度*的是，自1992年以来，格陵兰冰盖的冰量损失速度已经加快：平均速率*很可能*已从



图TS.3|(上)通过重力恢复和气候试验(GRACE)时间-变量重力确定的冰量损失分布图：(a)南极和(b)格陵兰，2003-2012年间每年水量以厘米为单位表示。(下)以物质(Gt)和海平面当量(毫米)评估冰川和冰盖总冰量损失。冰川的损失不包括冰盖边缘的冰川。{4.3.4；图4.12-4.14, 4.16, 4.17, 4.25}

[8] 每年100 Gt的冰量损失相当于每年约0.28 毫米海平面当量。

专题要素

TFE.1 | 水循环变化

水循环描述气候系统中存储在海洋、冰冻圈、陆地表面和大气中的水以液体、固体和水汽形式进行的持续运动。在大气中，水主要以气体、水汽形式存在，但在云中也可作为冰和液态水出现。海洋主要是液态水，但在极地地区海洋局部被冰覆盖。陆地水以液态形式出现，如地表水(湖泊，河流)、土壤水分和地下水。固态陆地水出现在冰盖、冰川、地表冰雪和多年冻土中。水在气候系统中的运动对于陆地上生命的存在至关重要，因为以降水的形式落到陆地、并补充土壤水分和河流的水以同等的量被海洋蒸发并由大气输往陆地。冬季以降雪形式落到地面的水可以在春季提供土壤水分，在夏季提供河流流量，对于自然和人类系统都是及其重要的。大气与海洋之间的淡水运动也能影响海洋盐度，也是海洋密度和环流的重要驱动因子。大气中水汽所含的潜热对于驱动从单个雷暴到全球大气环流等尺度的大气环流至关重要。{12.4.5；FAQ 3.2，FAQ 12.2}

水循环变化观测

由于空气中饱和水汽压随温度升高，预计空气中的水汽含量随气候变暖而增加。地面站、无线电探空仪、全球定位系统和卫星测量的观测资料表明对流层水汽在较大空间尺度上有所增加(TFE.1，图1)。对流层比湿*很可能*自20世纪70年代以来已增加。过去40年间，观测到的对流层水汽大约有3.5%的全球变化强度与同期观测到的大约0.5°C的温度变化相一致，相对湿度一直保持大致恒定。具有*中等信度*的是，水蒸汽变化可归因于人类影响。{2.5.4，10.3.2}

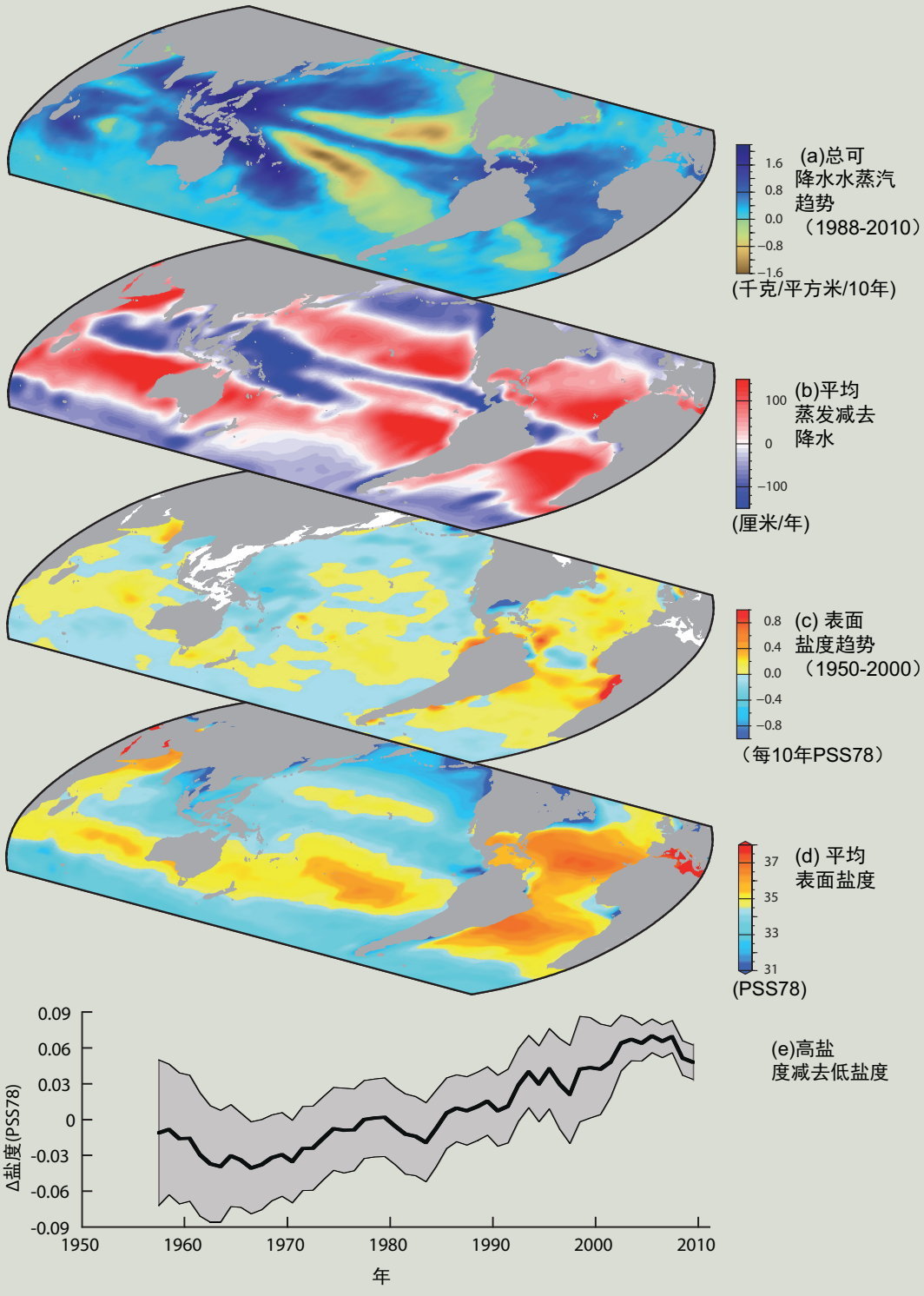
用现有的记录很难测量降水变化，原因有二：一是降水采样难度更大；二是预计随着气候变暖降水比空气中水汽含量变化更为微小。一些区域降水趋势似乎很确凿(TFE.1，图 2)，但当使用重建方法将几乎所有陆地面积都包括在内时，自1900年以来所产生的全球陆地平均降水量的时间序列均显示变化很小。当前，具有*中等信度*的是，人类对全球降水型态变化的影响显著，包括在北半球(NH)中高纬度地区有所增加。极端降水变化以及与水循环相关的其它气候极端事件在TFE.9中作了全面讨论。{2.5.1，10.3.2}

虽然利用现有的记录难以衡量降水量和蒸发量的直接趋势，但观测到的海表盐度显示出显著的趋势，而盐度主要依赖于蒸发量和降水量之间差值(TFE.1，图1)。自1950年以来盐度趋势的空间型态非常近似于平均盐度以及蒸发量减去降水量的平均分布：在蒸发量占主导地位的高盐度地区，其盐度进一步提高，而在降雨量占主导地位的低盐度地区，其盐度进一步降低(TFE.1，图1)。这提供了间接证据，证明自20世纪50年代海洋上空蒸发量减去降水量的型态已加强(*中等信度*)。推断的蒸发量减去降水量的型态与观测到的变暖空气中水汽含量增加相一致。观测到的海表和次表层盐度的变化部分原因很可能是人为气候强迫所致。{2.5，3.3.2-3.3.4，3.4，3.9，10.4.2； FAQ 3.2}

对于所分析的大多数地区，在观测到冬季温度升高的地区降雪事件的数量*可能*在不断减少。卫星和实地观测资料显示，过去90年北半球积雪范围显著减少，主要减少发生在20世纪80年代。从1967年至2012年，积雪减少主要发生在六月，平均范围*很可能*减少了53%(40至66%)。从1922年至2012年，只有三月和四月的资料可用，资料显示*很可能*减少了7%(4.5至9.5%)。因为春季融雪提前，自1972/1973年以来冬季北半球雪季的持续时间每十年减少了5.3天。人为因素可能是自20世纪70年代以来观测到的积雪减少的原因。{4.5.2, 10.5.1, 10.5.3}

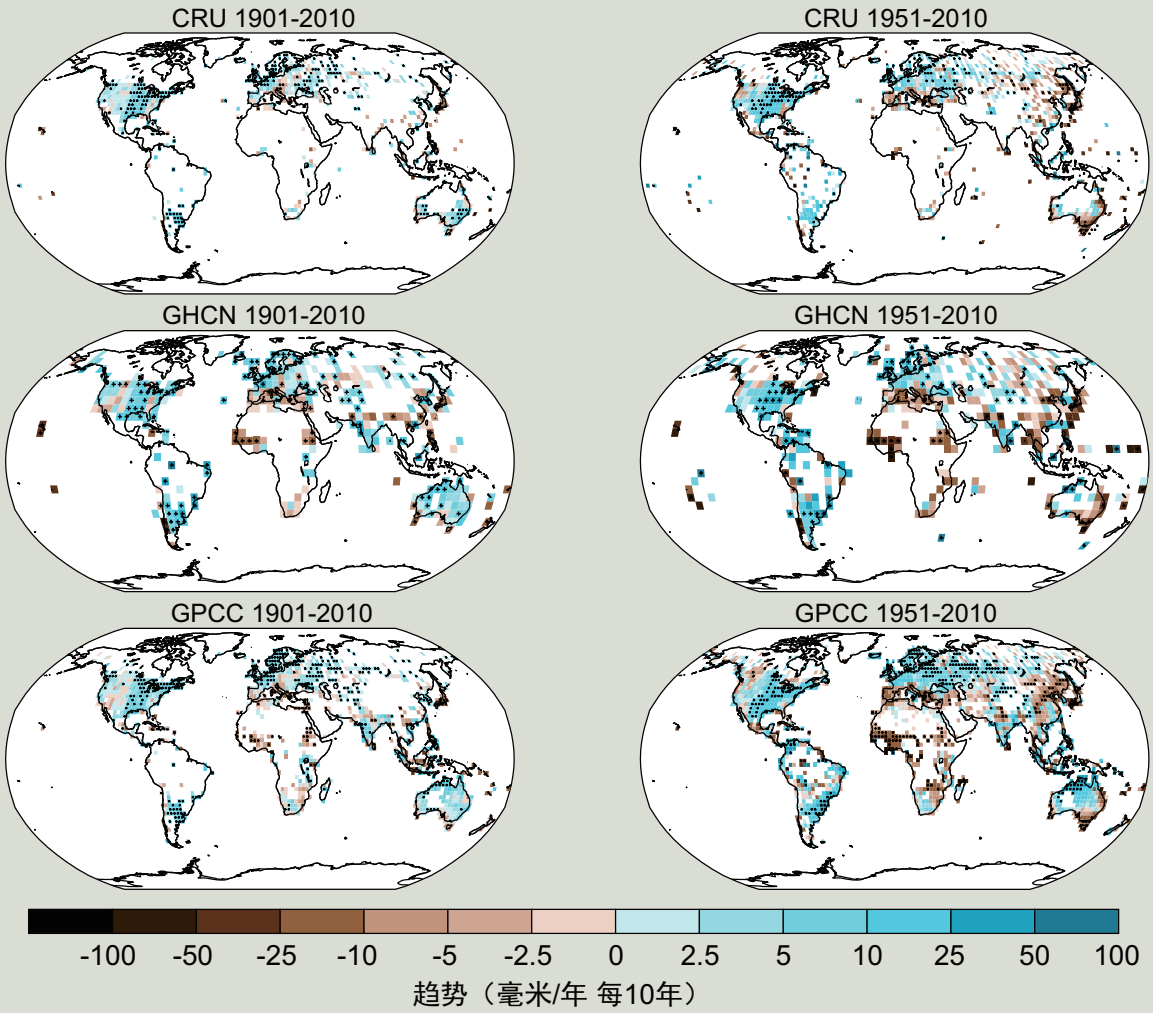
(接下页)

TFE.1 (续)



TFE.1，图1 | 海表盐度变化与蒸发量减去降水量(E-P)的大气型态以及与总降水趋势相关：(a)卫星观测给出的总降水量(从地球表面至整个大气的水汽)(千克/米2/十年)的线性趋势(1988年至2010年)。(b)气象再分析资料给出的1979-2005年气候平均净蒸发量减去降水量(厘米/年)。(c)海表盐度(每50年实用盐度78(PSS78))的趋势(1950-2000年)。(d)气候平均海表盐度(PSS78)(蓝色<35；黄色-红色>35)。(e)按海表盐度高于全球平均海表盐度的海域平均的盐度("高盐度")与按平均盐度低于全球平均值的海域平均的盐度("低盐度")之间的全球差异。关于资料源的详细信息见图3.21和FAQ3.2，图1。{3.9}

TFE.1 (续)



TFE.1，图2 | 气候研究小组(CRU)、全球历史气候网(GHCN)和全球降水气候中心(GPCC)资料集给出的1901-2010年(左侧图)和1951-2010(右侧图)观测到的陆地降水变化分布图。仅针对第一个和最后一个十分位中超过完整记录70%和超过资料可用率20%的格点框计算了年累积值趋势。白色区域表示资料不完整或缺失。黑加号(+)表示趋势显著的格点框(即零趋势在90%信度区间之外)。有关图SPM.2的详细信息见TS补充材料。{图2.29； 2.5.1}

最近和最全面的河流径流分析并不支持IPCC《第四次评估报告》(AR4)关于20世纪全球径流有所增加的结论。新的研究结果也不再支持AR4关于自20世纪70年代以来全球干旱出现增加趋势的结论。{2.5.2, 2.6.2}

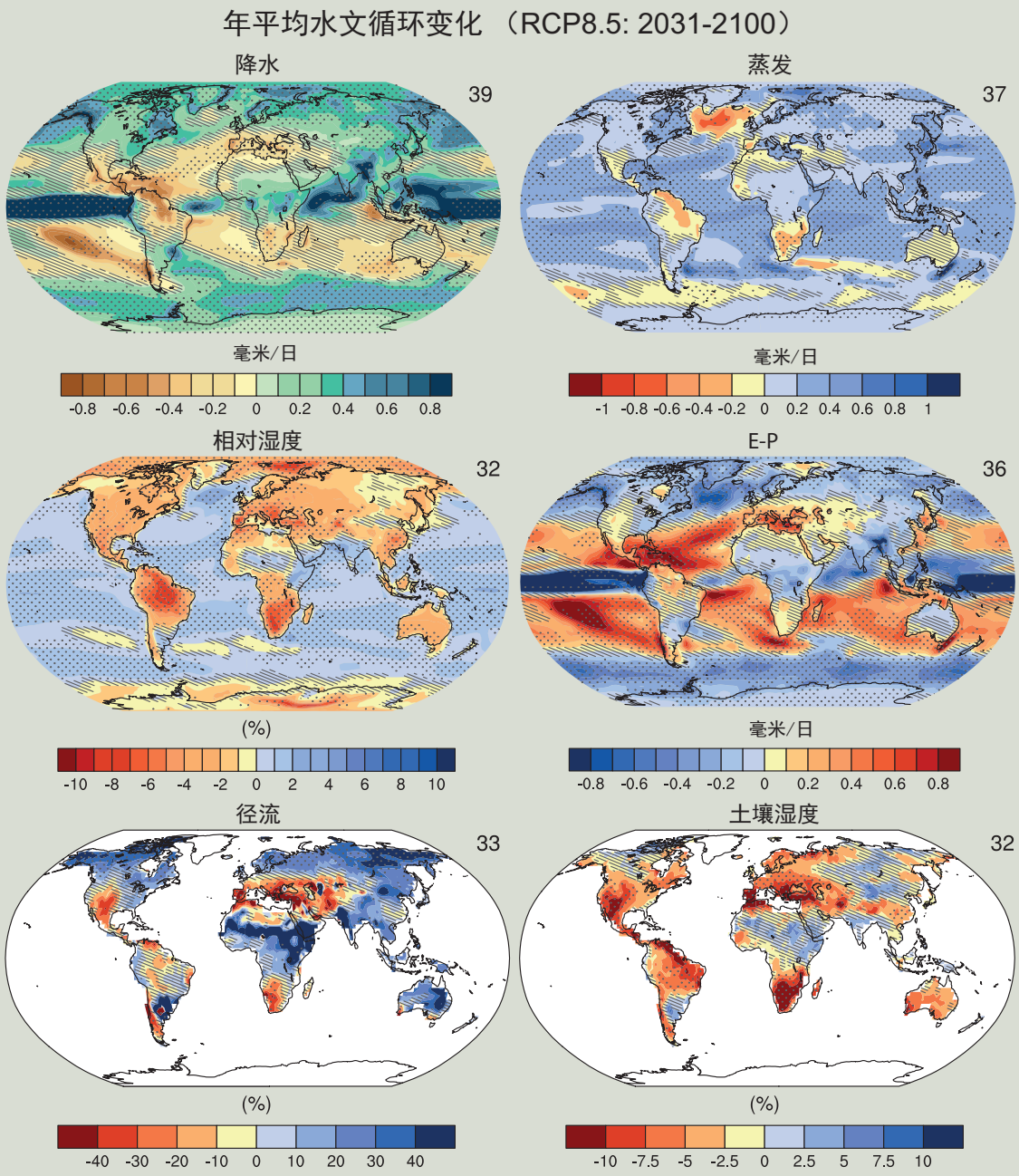
对未来变化的预估

预估在不断升温的气候环境下水循环将发生变化(TFE.1，图 3，另见TS 4.6，TS 5.6，附件1)。预估全球尺度降水在21世纪将逐渐增加。由于全球能量的限制，预估降水量的增加(约2%K^{-1})要比对流层低层水汽增加率(约7%K^{-1})小得多。随着全球变暖，平均降水量的变化不会是统一的，有些区域会增加，而其它一些区域会减少或者没有太大变化。由于对流层变暖能够承载更多的水汽，高纬度陆地的降水量*可能*会有大幅增加。很多中纬度和亚热带干旱和半干旱地区的降水量可能会减少。预估欧亚大陆北部及北美地区冬季预估将出现最大的降水变化。{12.4.5，附件1}

(接下页)

TFE.1 (续)

与水循环的其它方面相比，对区域至全球尺度上土壤水分和干旱的预估仍然不确定。尽管如此，地中海、美国西南部和南部非洲地区的干旱与预估的哈得莱环流变化一致，所以在典型浓度路径RCP8.5下温度升高了几度的情况下，随着全球温度升高这些区域可能会变得干燥。南欧和中东地区的径流*可能*减少。而在北半球高纬度地区径流可能增加，这与预估的该地区降水量增加相一致。{12.4.5}



TFE.1，图3 | 在典型浓度路径RCP8.5下，相对于1986-2005年，2081-2100年降水量(P)、蒸发量(E)、相对湿度、E-P、径流和土壤水分的年平均变化(见文框TS.6)。用于计算多模式平均值的耦合模式比对项目第5阶段(CMIP5)模式的数值见每张图的右上角。影线部分表示多模式平均变化小于内部变量标准差的地区。点画部分表示多模式平均变化大于内部变量标准差且90%模式都符合变化符号的地区(见文框12.1)。{图12.25-12.27}

1992-2001年间每年34 [-6至74]Gt(海平面当量，每年0.09 [-0.02至0.20]毫米。)增至2002-2011年间每年215[157至274]Gt。具有*高信度*的是，格陵兰发生冰量损失的原因是冰面融化和径流增加，以及溢出冰川流量的增加，并且其流量类似。具有*高信度*的是，在过去20年夏季融化面积已增加。{4.4.2，4.4.3}

具有*高信度*的是，南极冰盖在过去二十年冰量一直在损失(图TS.3)。具有*很高信度*的是，这些冰量损失主要发生在南极半岛北部和南极西部的阿蒙森海区，而具有*高信度*的是冰量损失是由于溢出冰川加速而导致的。南极冰量损失平均率*可能*从1992−2001年间的每年30[−37至97]Gt(海平面当量，每年0.08[-0.10至0.27]毫米)增至2002−2011年间的每年增加147[72至221]Gt(每年0.40 [0.20至0.61] 毫米)。{4.4.2，4.4.3}

具有*高信度*的是，在南极的部分地区浮动冰架正在发生大变化。具有*中等信度*的是，在南极西部的阿蒙森海区冰架正在变薄，而具有*低信度*的是，这是由于高海洋热通量造成的。具有*高信度*的是，几十年前南极半岛周围的冰架开始退缩和局部崩塌，这种长期趋势仍在继续。{4.4.2，4.4.5}

TS.2.5.5 积雪、淡水冰和冻土

具有很*高信度*的是，北半球特别是春季积雪范围已经缩小(图TS.1)。卫星记录显示，在1967-2012年间，积雪范围*很可能*缩小了；最大的变化，即-53%[-40至-66%]，发生在六月。没有一个月出现统计意义上的显著增加。在较长的时期内，1922-2012年间，只有三月和四月的资料，但这些资料显示*很可能*缩小了7% [4.5至9.5%]，并且与三月和四月40°N到60°N 陆地温度呈负相关(-0.76)。在南半球(SH)，证据很有限，难以得出是否已经发生变化的结论。{4.5.2，4.5.3}

自20世纪80年代初以来，在全世界大多数地区多年冻土的温度已升高(*高信度*)。冻土温度升高是对大气温度升高以及对积雪时间和厚度变化的响应(*高信度*)。温度较低的多年冻土的温度升幅普遍比温度较高的多年冻土的温度升幅更大(*高信度*)。 {4.7.2；表4.8}

TS.2.6 海平面变化

造成海洋水体变化的主要原因是海水的膨胀，因为海洋变暖并把当前存储在陆地(特别是冰川和冰盖)的水输送到海洋。水库和地下水的蓄水枯竭(及其后续流向海洋的径流)也会影响海平面。相对于陆地的海平面(相对海平面)的变化与全球平均海平面(GMSL)的差异显著，这是由于海洋中水分布变化、陆地的垂直运动以及地球重力场变化。关于近期(和预估的)海平面变化的科学认知及其相关不确定性的综述，见TFE.2。{3.7.3，13.1}

在上新世中期的暖期(3.3至3.0Ma)，当GMST比工业化时代前的气候高1.9°C至3.6°C，而且二氧化碳(CO_2)水平为350-450ppm(*中等信度*)时，具有*高信度*的是，GMSL高于目前水平，这表明极地冰盖的冰量有所减少。根据各种方法得出的最佳估值显示，具有*高信度*的是，在上新世最暖时期，虽然格陵兰岛、南极西部冰盖以及南极东部冰盖消融，但海平面从未超过+20米。{5.6.1, 13.2}

具有*很高信度*的是，末次间冰期(距今约12.9万年至11.6万年间)的几千年中，全球平均海平面的最大值至少比当前高5米；具有*高信度*的是，那一时期的海平面没有高于当前的海平面10米，这说明主要是格陵兰和南极冰盖的贡献。海平面的这种变化是在不同的轨道强迫、以及高纬度几千年平均的表面温度比目前至少高出2°C的背景下出现的(*高信度*)。基于冰盖模式模拟结果(与新的格陵兰冰芯结果得出的高度变化相一致)，格陵兰冰盖对海平面上升的贡献很*可能*在1.4米到4.3米海平面当量之间，这表明南极冰盖对末次间冰期的GMSL做出了贡献(*中等信度*)。{5.3.4, 5.6.2, 13.2.1}

海平面的代用资料和器测数据表明，在19世纪末至20世纪初出现了海平面从过去两千年相对较低的平均上升速率向更高的上升速率的转变(*高信度*)。{3.7, 3.7.4, 5.6.3, 13.2}

基于1993年以来潮汐仪记录以及其它的卫星资料，通过对1901-2010年间的线性趋势的估算，GMSL已上升了0.19[0.17至0.21]米。1901-2010年间海平面上升的平均速率*很可能*为每年1.7[1.5至1.9]毫米。1993年至2010年，该速率*很可能*更高达每年3.2[2.8至3.6]毫米；1920至1950年也*可能*出现类似的较高速率。GMSL的上升速率*可能*自20世纪初已增加，各估值在每年0.000[-0.002至0.002]至0.013 [-0.007至0.019]毫米之间不等。{3.7，5.6.3，13.2}

TS.2.7 极值变化

TS.2.7.1 大气

近期关于极端事件的分析总体上支持AR4和SREX的结论(综述见TFE.9，特别是TFE.9中的表1)。1951至2010年，在全球尺度上，冷昼和冷夜数*很可能*已减少，而暖昼和暖夜数已增加。就全球而言，具有*中等信度*的是，自20世纪中叶以来，暖期(包括热浪)长度和频率已经增加，这主要是由于缺乏非洲和南美洲的资料或研究。然而，此时期在欧洲、亚洲和澳大利亚的大部分地区，热浪

专题要素

TFE.2 | 海平面变化：科学认知和不确定性

末次盛冰期之后，在几千年以前全球平均海平面(GMSL)已接近当前值。自那时以来，*几乎确定*的是，海平面上升的速率已从全新世后期的海平面变化低速率(每年0.1毫米)增至20世纪的速率(每年几毫米的量级，图TS.1)。{3.7，5.6，13.2}

海洋热膨胀和冰川物质损失是20世纪GMSL增加的主要原因(*高信度*)。海洋变暖*很可能*已对1971-2010年间每年上升0.8 [0.5至1.1]毫米的海平面变化做出了贡献，主要的贡献来自700米深的上层海洋。模式给出的1971-2010年海洋热膨胀平均速率接近观测值。{3.7，13.3}

观测并结合了改进的分析方法表明，1971-2010年间，全球冰川(不包括格陵兰和南极外围冰川)对海平面的贡献为每年0.25毫米至0.99毫米海平面当量。用于冰川变化预估的全球冰川物质平衡模式具有*中等信度*，该信度源于对于冰川表面冰物质平衡基于过程的认知、冰川变化的观测与模式的一致性，以及大气-海洋环流模式(AOGCM)气候模拟可提供实际气候输入的证据。与使用AOGCM输入的模拟相比，使用观测到的气候资料的模拟结果显示出20世纪30年代冰川物质损失的速率更大，可能是由于格陵兰地区的变暖期与未受强迫的区域气候变率有关。{4.3，13.3}

观测显示，由于过去二十年表面融化和径流增多以及冰溢流增加，格陵兰冰盖*很可能*出现了冰物质净损失(图TS.3)。区域气候模式表明，从20世纪60年代至80年代格陵兰冰盖表面冰物质平衡没有显著的趋势，但是自20世纪90年代初以来融化和随之而来的径流不断增加。这种趋势与明显的区域变暖有关，这*可能*是因为近年来异常的区域变率和人为气候变化。对格陵兰未来变暖以及表面融化增加的预估具有*高信度*，这一信度的依据是各种模式在定性预估北半球高纬度地区升温幅度由于已知的物理原因而被放大的过程中具有一致性。{4.4，13.3}

具有*高信度*的是，南极冰盖出现了净冰物质损失，并且它对海平面的贡献在过去二十年也*可能*已经增加了。自20世纪90年代观测到冰溢流加速，特别是在南极西部的阿蒙森海界。积累的年际变化很大，因此自1979年以来，当前模式或观测的累积都没有显著的趋势。表面融化目前在南极可忽略不计。{4.4，13.3}

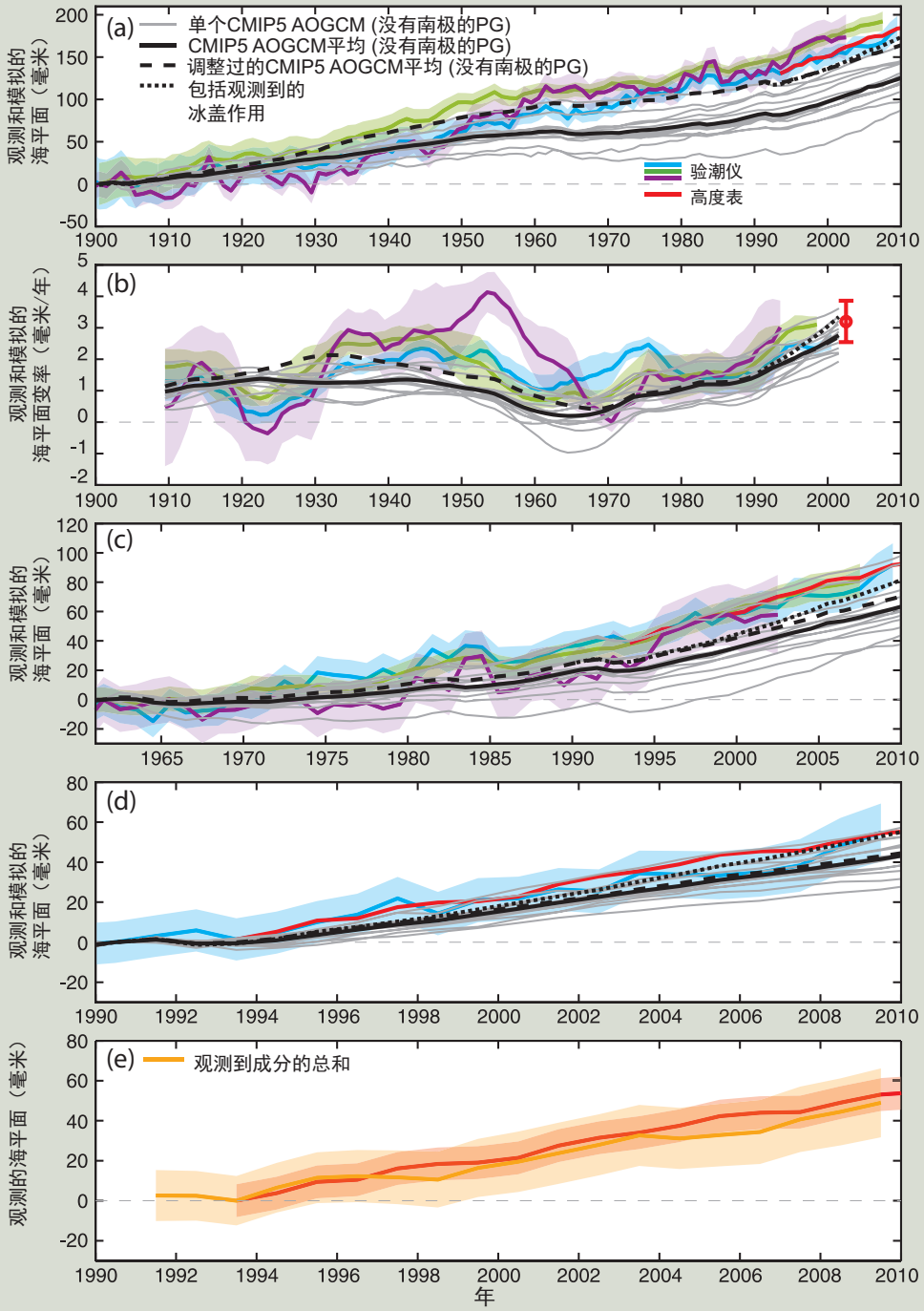
模式估值显示，与气候相关的陆地蓄水(如积雪、地表水、土壤水分和地下水)的变化在近几十年并没有对海平面变化产生长期重大贡献。然而，人类引起的变化(水库蓄水和地下水耗损)至少促使海平面每年变化了零点几毫米。在20世纪绝大多数时期水库蓄水量超过地下水耗损量，但是地下水损耗速度加快，现在超过了蓄水率。据估算，20世纪的水库蓄水和地下水加在一起的净贡献小。{13.3}

观测到的1993-2010年GSML上升与根据观测估算的贡献之和相一致(TFE.2，图1e)。在不确定性区间内，近段时期观测的收支闭合体现了自IPCC《第四次评估报告》以来在对过去GMSL变化原因的物理认识方面取得了显著的进展，并为这些贡献的模式的关键性评估提供了更好的基础，以评估所做预估的可靠性。{13.3}

模拟的海洋热膨胀和冰川贡献之和以及估算的陆地水储存量变化(相对较小)在1901-1990年间约占观测到的GMSL上升的65%，1971-2010年间和1993-2010年间占90%(TFE.2，图1)。引入20世纪30年代冰盖的长期小贡献以及由于未受到强迫的气候变率造成冰川可能出现较大冰物质损失之后，模拟的贡献之和与观测到的上升值相近。增加了对自1993年来观测到的冰盖贡献，进一步提高了观测到与模拟的海平面上升之间的一致性(TFE.2，图1)。相比之前的IPCC评估报告，现有的证据更清楚地解释了20世纪海平面变化的原因。{13.3}

(接下页)

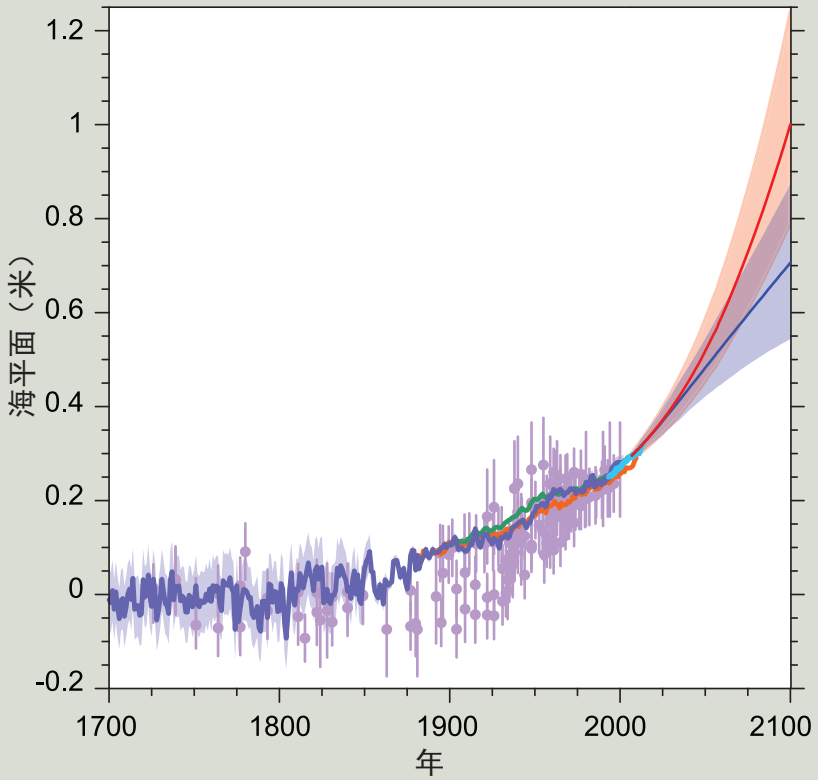
TFE.2 (续)



TFE.2, 图1 | (a) 观测到和模拟的1900至2010年间的海平面。(b) 同期海平面变化速率，图中用红点表示根据卫星测高资料得出的速率。(c) 观测到和模拟的1961至2010年间的海平面。(d) 观测到和模拟的1900至2010年间的海平面。图(e) 将观测到的各种贡献(橙色)之和与卫星高度仪观测到的海平面(红色)进行比较。图中给出了不同来源的GMSL估值，阴影区表示不确定性估值(两个标准差)。红色表示自1993年以来的卫星测高资料。图(a)至图(d)中的灰线表示模拟的海洋热膨胀和冰川(不包括南极冰盖外围冰川)贡献之和，加上陆地水储量变化(见图13.4)。黑线表示灰线给出的平均值加上大气海洋环流模式(AOGCM)控制试验中省略的火山强迫的热膨胀订正值(见13.3.1节)。黑虚线(调整的模式平均值)表示订正的模式平均热膨胀、陆地水储量变化、使用观测到的(而不是模拟的)气候值给出的冰川估值(见图13.4)以及解释性冰盖长期贡献值(0.1毫米/年)之和。黑点线表示调整的模式平均值，但目前包括观测到的从1993年开始的冰盖贡献值。因为观测到的冰盖估值包括了格陵兰和南极冰盖外围冰川(4.4节)，因而冰川对调整的模式平均值的贡献不包括外围冰川(PG)，以避免重复计算。{13.3； 图13.7}

TFE.2 (续)

若校准得当，近期改进的动力冰盖模式可再现观测到的单个冰川系统的冰盖溢流快速变化(如南极松岛冰川；*中等信度*)。但是，冰盖模式对全球变暖的响应，尤其是对冰盖-海洋相互作用的响应是不完整的，并且在过去的模式收支中省略冰盖模式(特别是动力过程)意味着冰盖模式没有像其它贡献那样得到审慎评估。{13.3, 13.4}



TFE.2，图2|古海平面数据(紫)、验潮站资料(蓝、红和绿)、测高仪资料(淡蓝)和中心估值，以及使用CMIP5和基于过程模式在RCP2.6(蓝)和RCP8.5(红)情景下综合计算的全球平均海平面上升预估可能区间汇编图，所有各值均相对于工业化时代前的值。{图13.3, 13.11, 13.27}

典型浓度路径(RCP)中2081-2100年GMSL上升的可能区间为5%-95%，这是耦合模式比对项目第5阶段(CMIP5)气候预估并结合计算其它贡献率的过程模式给出的区间(*中等信度*)，即0.26至0.55米(RCP2.6)，0.32至0.63米(RCP4.5)，0.33至0.63米(RCP6.0)，0.45至0.82米(RCP8.5)(RCP强迫见表TS.1和图TS.15)。在RCP8.5情景下，2100年的区间为0.52至0.98米。预估的*可能*区间的信度来自过程模式与观测和物理认知的一致性。据评估，目前还没有足够的证据可用于评估超过这一*可能*区间的特定水平的概率。根据当前的认识，只有南极大冰盖的海上部分崩塌后，才有可能使GMSL在21世纪的升幅大大超过这一*可能*区间。关于此类崩塌的概率缺乏共识，无法精确量化对GMSL上升做出的潜在额外贡献，但具有*中等信度*的是，在21世纪海平面上升不会超过几分米。*几乎确定*的是，2100年之后GMSL上升仍将持续。{13.5.1，13.5.3}

许多半经验模式给出的GMSL上升预估值高于基于过程模式的预估值，但是科学界就其可靠性尚无共识，因此其预估具有低信度。{13.5.2，13.5.3}

TFE.2，图2综合了1700年以来海平面上升的古记录、验潮仪和测高观测资料以及预估到2100年GMSL的变化。{13.5，13.7，13.8}

发生的频率可能已经增加。{2.6.1； 表2.12，2.13}

大约自1950年以来，陆地强降水事件数量增多的地区*可能*比减少的地区要多。北美和欧洲的信度最高，这些地区强降水的频率和强度*可能*均已增加，但存在某些季节性和区域性差异。北美洲中部*很可能*已呈现朝着更强降水事件发展的趋势。{2.6.2； 表 2.13}

由于缺乏直接观测资料、推断趋势对指数选择的依赖性、以及趋势的地理不一致性，在全球尺度观测到的干旱趋势（少雨）具有*低信度*。然而，这掩盖了重要的区域变化以及，举例来说，自1950年以来地中海和西非的干旱频率和强度*可能*已增加，而在北美中部和澳大利亚西北部可能降低了。{2.6.2；表2.13}

具有*高信度*的是，在过去一千年间，许多地区的干旱强度和持续时间大于自20世纪初以来观测到的结果。具有*中等信度*的是，相比中世纪气候异常期（950-1250年），小冰期（1450-1850年）在亚洲季风季节发生了更多的特大干旱，而干旱的中亚和南美季风地区出现了更潮湿的条件。{5.5.4，5.5.5}

解释了以往观测能力变化的原因之后，热带气旋活动的长期（百年）变化仍为*低信度*。然而，自20世纪70年代以来的几十年，*几乎确定*的是，北大西洋风暴的频率和强度已有所增加，虽然对其增加的原因仍有争议（见TFE.9）。上个世纪风暴强度的大尺度趋势具有*低信度*，而且仍没有足够证据确定是否小尺度灾害性天气事件（如冰雹或雷暴）存在确凿的趋势。{2.6.2-2.6.4}

具有*高信度*的是，自20世纪以来，欧洲北部和中部、地中海西部地区和亚洲东部在过去五百年发生的洪水的规模比记录的更大。具有*中等信度*的是，在近东、印度和北美中部，现代大规模洪水在强度和/或频率上与历史记录差不多或者已经超越。{5.5.5}

TS.2.7.2 海洋

自1970年以来极高海平面事件的强度*可能*已经增加（见TFE.9，表1）。大多数极端海平面上升能够用平均海平面上升来解释：只要解释了平均海平面上升的原因，94%的验潮仪显示极高海平面变化减少到每年不足5毫米。具有*中等信度*的是，根据再分析强迫模式后报以及船舶观测结果，在北纬45°北大西洋大部，自20世纪50年代以来平均显著浪高已增加，典型冬季趋势为每十年上升20厘米。{3.4.5，3.7.5}

TS.2.8 碳与其它生物地球化学循环的变化

2011年，大气温室气体（GHG）二氧化碳（CO_2）、甲烷（CH_4）和氧化亚氮（N_2O）的浓度均超过了过去80万年内冰芯记录的浓度区间。根据极地冰芯确定的过去大气GHG浓度的变化具有*很高信度*。自AR4以来，这些记录已从65万年延至80万年。{5.2.2}

具有*很高信度*的是，相对于过去2.2万年'最高分辨率'冰芯记录，当前大气中的CO_2、CH_4和N_2O浓度以及相关辐射强迫的增加是前所未有的。具有*中等信度*的是，与过去80万年较低分辨率记录相比，观测到的GHG上升变化速率也是前所未有的。{2.2.1，5.2.2}

在以大气CO_2高浓度为特征的几个时期，具有*中等信度*的是，全球平均温度显著高于工业化时代前水平。在上新世中期（3.3至3.0Ma），当时GMST比工业化时代前气候值高1.9°C至3.6°C（*中等信度*），大气CO_2浓度为350ppm至450ppm（*中等信度*）。在始新世早期（52至48 Ma），当时GMST比工业化时代前气候条件高9°C至14°C（*中等信度*），大气CO_2浓度超过约1000 ppm。 {5.3.1}

TS.2.8.1 二氧化碳

根据能源和燃料使用统计数据估算，1750年至2011年间，来自化石燃料燃烧和水泥生产的CO_2排放量为375[345至405]PgC[9]。2002-2011年间，化石燃料和水泥生产的平均排放量为每年8.3[7.6至9.0]PgC（*高信度*），其平均增长率为每年3.2%（图TS.4）。化石燃料排放量增长率高于20世纪90年代（每年1.0%）。2011年，化石燃料排放量为9.5[8.7至10.3]PgC。{2.2.1，6.3.1；表6.1}

1750年至2011年间，根据陆地覆盖资料和模拟结果计算的土地利用变化（主要是毁林）释放了180[100至260]PgC。2002年至2011年间，土地利用变化的排放量以热带毁林为主，据估算每年排放0.9[0.1至1.7]PgC（*中等信度*），从20世纪90年代以来排放量可能有小幅下降，因为这十年间报告的森林损失较低。这一估值包括因毁林造成的排放总量约为每年3 PgC，一些区域的森林再植每年补偿了约2PgC，主要是在荒废的农地上再造林。{6.3.2；表6.2}

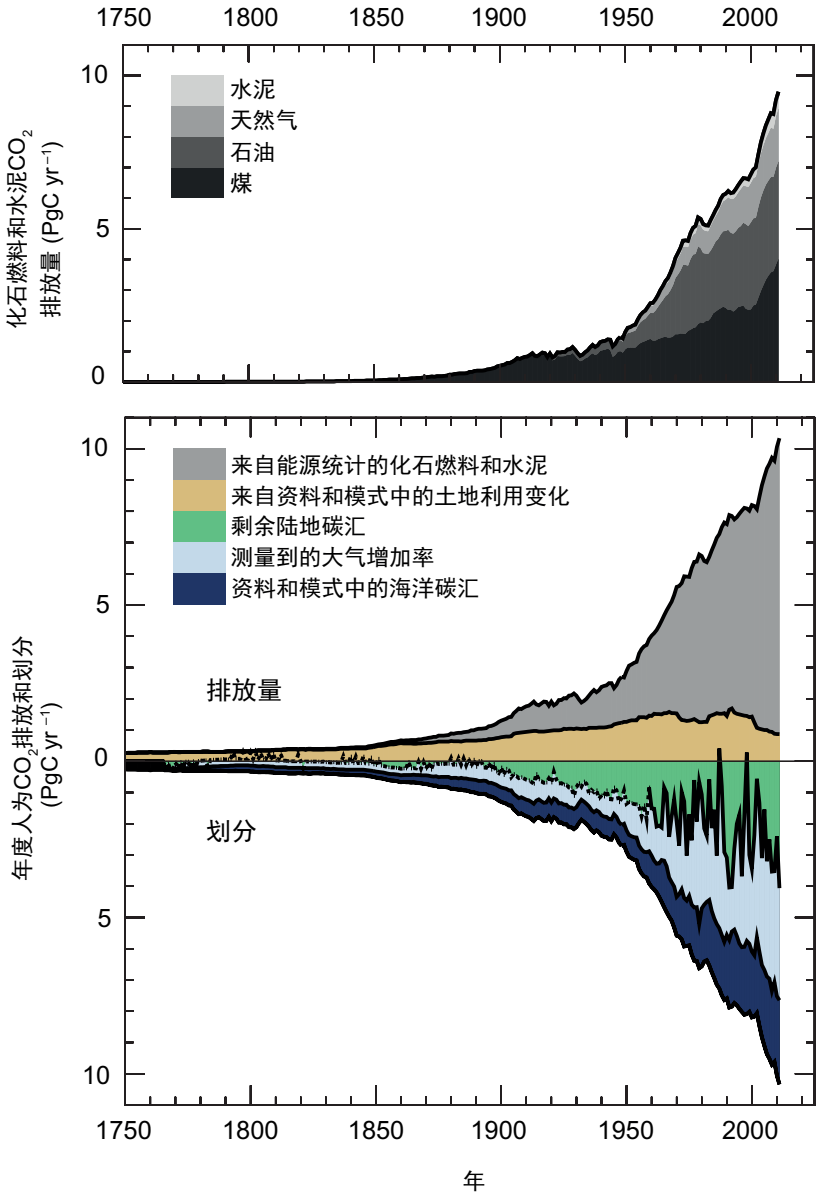
1750年至2011年间，化石燃料和土地利用将555[470至640]PgC排入大气，其中240[230至250]PgC在大气中累积，该值是以很高精确度根据观测到大气CO_2浓度从1750年的278[273至283]ppm[10]增至2011年的390.5

[9] 1拍克碳= 1 PgC = 1015 克碳 = 10 亿吨碳 = 1 GtC。相当于3.667 $GtCO_2$。

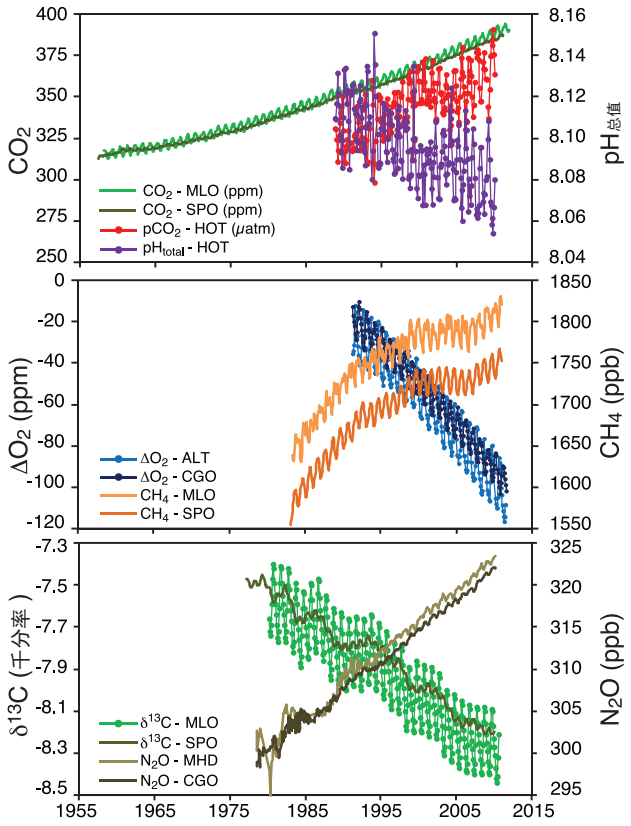
[10] ppm（百万分之一）或ppb（十亿分之一）是温室气体分子数目与干燥空气总分子数之比。如300ppm即为在每一百万个干燥空气分子中，有300个温室气体分子。

[390.4至390.6]ppm估算的。21世纪头十年，大气CO_2量每年增加了4.0 [3.8至4.2]PgC。观测到的大气CO_2的分布随着纬度增加，这明确表明这一增幅受人为排放驱动，主要发生在赤道以北的工业化国家。基于年平均浓度，北半球台站的浓度比南半球台站的浓度略高。一条有关观测到的人为源大气CO_2增加的独立证据链来自于观测到的大气含氧(O_2)量的一致下降以及大气中CO_2($^{13}C/^{12}C$)的稳定同位素比的下降(图TS.5)。{2.2.1，6.1.3}

化石燃料和土地利用排放的剩余碳量已被海洋和陆地生态系统重新吸收。使用不同方法和资料集(如海洋碳、氧和瞬时示踪数据)获得的各个独立估值之间具有高一致性，据此，从1994年至2010年间人为碳排放的全球海洋碳库*很可能*已增加。据估算，2011年为155[125至185]PgC。根据独立资料集(来自人为碳排放的海洋碳库变化，来自大气氧和氮比率(O_2/N_2)的测量，或来自CO_2分压(pCO_2)资料)计算出的全球年度海洋吸收率以及不同



图TS.4 | 1750到2011年间人为大气CO_2年排放量及其在大气、陆地和海洋之间的划分(PgC/年)。(上图)按类别划分的化石燃料和水泥CO_2排放量，由二氧化碳信息分析中心(CDIAC)估算。(下图)如上图，化石燃料和水泥CO_2排放量。净土地利用变化(主要是毁林)产生的CO_2排放量是基于土地覆盖变化数据(见表6.2)。1959年前大气CO_2增长率是基于冰芯观测的拟合曲线以及1959年以来的大气测量结果的综合。拟合冰芯观测并未捕获大气CO_2大的年际变率，并用虚线表示。海洋CO_2汇是通过模式和观测结合获得的。剩余的土地汇(图中绿色项)是根据其它项的剩余部分计算的。排放及其划分仅包括自1750年以来已变化的通量，而不包括之前已经存在并且今天仍然存在于大气、陆地和海洋碳库中的自然CO_2通量(如大气从风化中吸收的CO_2，从湖泊和河流挥发的CO_2以及海洋挥发的来自河流的CO_2；见图6.1)。各项不确定性在第6章中作了讨论，各十年平均值见表6.1。{图6.8}



图TS.5 |北半球和南半球具有代表性的时间序列台站记录的大气CO_2、氧、CO_2中$^{13}C/^{12}C$稳定同位素比率、CH_4和N_2O的大气浓度以及CO_2分压(pCO_2)和pH值的海表观测。MLO：夏威夷莫纳罗亚天文台；SPO：南极；HOT：夏威夷海洋时间序列站；MHD：爱尔兰马斯希德站；CGO：塔斯马尼亚开普格里姆角；ALT：加拿大西北地区预警。与图SPM.4相关的进一步详细信息见TS补充材料。{图3.18，6.3；FAQ 3.3，图1}

时期的吸收率在不确定区间内相互一致，因此*很可能*是在每年1.0至3.2PgC区间内。海洋人为碳存储速率的区域观测结果与大气CO_2浓度增加引起的预期速率大体一致，但存在显著的时空差异。{3.8.1，6.3}

按其它碳库变化差值估算的自然陆地生态系统(未受到土地利用变化影响)在1750至2011年间已经累积了160[70至250]PgC。据估算自然陆地生态系统的碳增量发生在中高纬度地区，主要是在CO_2达到较高水平和氮沉降以及生长季节延长条件下通过增强的光合作用吸收CO_2。由于作用于不同时间尺度的物理、生物和化学过程，自然碳汇因地区的不同而异。陆地生态系统过量吸收大气CO_2，将其作为有机物存储在不同碳库中，包括短生命期(叶、细根)和长生命期(茎、土壤碳)碳库。{6.3；表6.1}

TS.2.8.2 碳和海洋酸化

海洋因吸收人为CO_2导致逐渐酸化。自工业化时代初以来，海表水的pH[11]值已经下降了0.1(*高信度*)，相当于氢离子浓度增加了26%。观测到的海表水年均pH趋势区间为-0.0014和-0.0024。在海洋内部，天然物理和生物过程，以及人为CO_2吸收，可在年代际和更长时间尺度上引起pH值变化。{3.8.2；文框3.2；表3.2；FAQ 3.3}

TS.2.8.3 甲烷

自前工业化时代以来，CH_4浓度已增加了2.5倍，从1750年的722[697至747]ppb增至2011年的1803[1799至1807]ppb(图TS.5)。具有*很高信度*的是，在工业化时代大气CH_4的增加是由人为活动引起的。反刍动物数量的大幅度增长、化石燃料开采和利用产生的排放、稻田农业的扩大以及垃圾填埋场和废弃物产生的排放是人为CH4的主要来源。人为排放占总排放量的50%至65%。通过包括未纳入以往收支中的自然地质CH_4排放量即与化石燃料行业泄漏和自然地质泄漏有关的人为排放)，据估算目前CH_4总排放量中的化石分量(将约占CH_4总排放量的30%(*中等信度*)。{2.2.1，6.1，6.3.3}

最近几十年，大气中CH_4的增加一直在变化。在20世纪90年代的大约十年中，CH_4浓度相对稳定，但从2007年起开始再次增加。关于再次增加的确切驱动因子仍然有争议。天然湿地CH_4排放受气候驱动的波动(根据自下而上的估算，2000-2009年每年为177至284x10^{12}g (CH_4))是全球CH_4排放年际变率的主要驱动因子(*高信度*)；在火灾高发年，生物质焚烧排放会有较小的贡献{2.2.1，6.3.3；表6.8}。

TS.2.8.4 氧化亚氮

自工业化时代前以来，大气中N_2O浓度增加了1.2倍(图TS.5)。除了与CO_2源和汇相互作用之外，氮循环的变化影响陆地和海洋的N_2O排放。{2.2.1，6.4.6}

TS.2.8.5 海洋氧

各项分析的高一致性给出的*中等信度*表明，自20世纪60年代以来，许多海域的公海温跃层的含氧量已经下降。总体降幅与预期一致：变暖引起的层结致使近表层海水向温跃层的供氧下降；较暖水域含氧量较少，风驱动环流的变化影响含氧量。热带含氧量最低的海域在近几十年*可能*已有所扩大。{3.8.3}

[11] pH是酸度测量值：pH值下降表示酸度上升，即酸化。

TS.3 气候变化的驱动因子

TS.3.1 引言

人类活动已经改变且正在继续改变着地球表面和大气成分。其中一些变化对地球的能量平衡产生了直接或间接的影响，因而成为气候变化的驱动因子。辐射强迫(RF)是对地球系统能量平衡响应某些外部扰动的净变化的一种度量(见文框TS.2)，正辐射强迫导致变暖，负辐射强迫则变冷。辐射强迫概念的重要性在于可用于比较影响地球辐射平衡的多数单个因子对GMST的影响。尽管有一些重要修正，AR5中给出的定量值与IPCC以往报告相一致(图TS.6)。有效辐射强迫(ERF)目前用于量化某些强迫因子的影响，这些因子涉及在辐射强迫概念中假定为常数的大气和地表各部分的快速调整(见文框TS.2)。如未明确指明其它时期，则辐射强迫和有效辐射强迫是根据1750-2011年间(称为'工业化时代')的变化估算的。同时给出了与辐射强迫和有效辐射强迫最佳估值相关的不确定性，数值表示5-95%(90%)的信度区间。{8.1，7.1}

在确定不同驱动因子对气候的最终影响方面，除了全球平均辐射强迫和有效辐射强迫外，强迫的空间分布和时间演变以及气候反馈也发挥着作用。地表变化实质上也会通过非辐射过程影响局地和区域气候。{8.1, 8.3.5, 8.6}

TS.3.2 温室气体的辐射强迫

人类活动会直接(通过气体或颗粒的排放)或间接(通过大气化学)导致大气成分的变化。在工业化时代，人为排放已促使充分混合的温室气体(WMGHG)浓度发生变化(见TS.2.8节和TFE.7)。直接测量和冰芯记录已使人充分了解了自工业化时代前以来的历史WMGHG浓度，而且对WMGHG的辐射特性也有了充分的认识，因此，计算浓度变化引起的辐射强迫可得出严格的约束值(图TS.6)。我们对WMGHG辐射影响的认识并没有显著变化，因此，相对于AR4，辐射强迫估值的变化主要是由于浓度增加。对WMGHG有效辐射强迫的最佳估值与辐射强迫相同，但由于不良约束的云响应，不确定区间为两倍大。由于高质量的观测，可确定大部分WMGHG(特别是CO_2)使大气载荷不断增加，导致2005-2011年间其辐射强迫进一步增加。根据浓度变化，2011年所有WMGHG的辐射强迫为2.83[2.54至3.12]W m^{-2}(*很高信度*)。自AR4以来升幅为0.20[0.18至0.22]W m^{-2}，这一升幅几乎都是由于自2005年以来CO_2丰度的上升。仅是工业化时代的CO_2辐射强迫为1.82[1.63至2.01]W m^{-2}。在过去15年，CO_2是WMGHG 辐射强迫上升的主要贡献因子，CO_2辐射强迫每十年的平均增长率略小于0.3W m^{-2}。WMGHG 辐射强迫的不确定性是由于其辐射特性，但主要是由于对大气辐射传输(包括云)的全面核算。{2.2.1，5.2，6.3，8.3，8.3.2；表6.1}

继十年的近乎稳定之后，近来CH_4浓度上升造成比AR4更强的辐射强迫，上升了2%，达到0.48[0.43至0.53]W m^{-2}。目前CH_4的辐射强迫*很可能*大于所有卤烃合计的辐射强迫。{2.2.1，8.3.2}

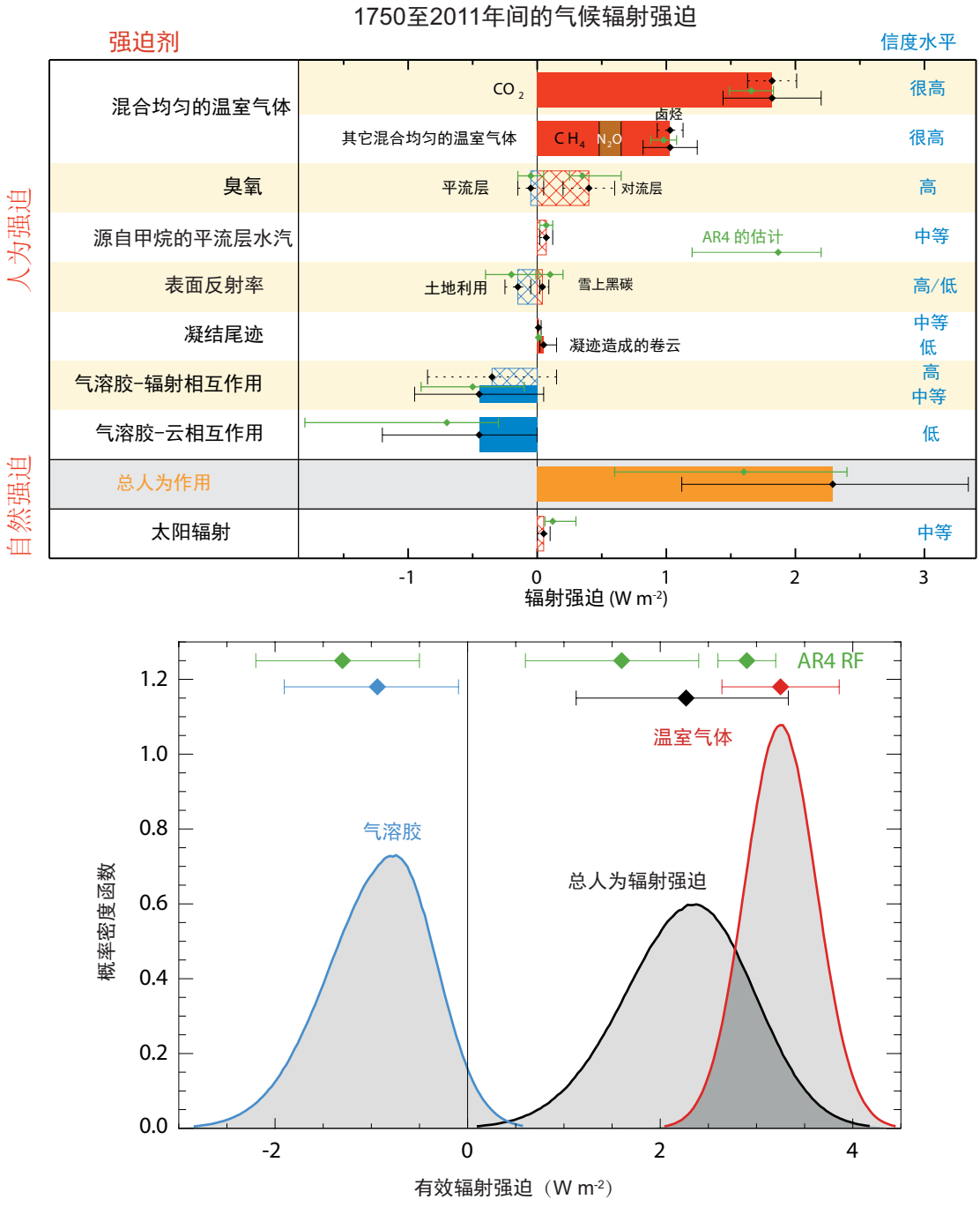
自AR4以来，大气N_2O已增加了6%，产生的辐射强迫为0.17[0.14至0.20]W m^{-2}。N_2O浓度在继续升高，而作为几十年来辐射强迫第三大WMGHG贡献因子，二氯二

文框TS.2 | 辐射强迫与有效辐射强迫

辐射强迫和有效辐射强迫用来量化外部施加变化引起的地球能量平衡的变化，其单位为：瓦/平方米 (W m^{-2})。与IPCC以前的评估报告一样，在AR5中，辐射强迫的定义为在平流层温度重新调整到辐射平衡后，对流层顶的净向下通量(短波+长波)的变化，同时保持对流层温度、水汽和云量等其它状态变量固定在未扰动值(见术语表)。{8.1.1}

尽管已证明辐射强迫概念非常重要，但进一步的了解表明，包括地球表面和对流层的快速调整能够为量化气候响应提供更好的测量标准。这些快速调整会在不同的时间尺度出现，但有别于对GMST变化的响应。气溶胶尤其会影响大气温度廓线和云特性，而且时间尺度远小于海洋(甚至是上层)对强迫的调整。AR5中定义的有效辐射强迫概念允许所有变量(除GMST或海温和海洋冰盖之外)对扰动的快速调整。对于人为气溶胶，由于其对云以及对积雪或冰盖的影响，有效辐射强迫和辐射强迫值存在显著差异。对于驱动地球能量平衡的其它部分(如GHG)，有效辐射强迫和辐射强迫值相当接近。鉴于辐射强迫需要更少的计算资源，且不受气象变率的影响，从而能更好地确定微小强迫，因此辐射强迫具有可比用途。在辐射强迫和有效辐射强迫存在很大差异的情况下，有效辐射强迫已表明它是更好的GMST响应指标，因此在AR5中受到了强调。{7.1, 8.1；文框8.1}

氟甲烷（CF_2Cl_2，CFC-12）的浓度正在下降，因为根据《蒙特利尔议定》，停止了这种化学物质的排放。自AR4以来，N_2O已超过CFC-12成为辐射强迫的第三大WMGHG贡献因子。卤烃的辐射强迫与AR4中给出的数值非常相近，而CFC的辐射强迫下降，但其许多替代物的辐射强迫上升。其中的四种卤烃（三氯氟甲烷（CFC-I3，CFC-11）、CFC-12、三氯三氟乙烷（$CF_2ClCFCl_2$，CFC-113）和二氟一氯甲烷（CHF_2Cl，HCFC-22））占总卤烃辐射强迫的85%。在过去五年，前三种化合物的辐射强迫下降，但是HCFC-22的辐射强迫增加补偿了更多。具有*高信度*的是，由于非CO_2辐射强迫增加较慢，过去十年所有WMGHG的辐射强迫增长率低于20世纪70年代和80年代。｛2.2.1，8.3.2｝



图TS.6 | 工业化时代气候变化的辐射强迫（RF）和有效辐射强迫（ERF）。（上图）1750-2011年间浓度变化产生的强迫以及相关的不确定性区间（实心直方为有效辐射强迫，阴影直方为辐射强迫，绿菱形和相关不确定性是指AR4评估的辐射强迫）。（下图）气溶胶和温室气体（GHG）的有效辐射强迫以及总有效辐射强迫的概率密度函数（PDF）。绿线表示AR4 辐射强迫90%信度区间，可与红、蓝及黑线进行比对，红、蓝及黑线表示AR5有效辐射强迫90%信度区间（尽管辐射强迫和有效辐射强迫有差异，尤其是对于气溶胶）。地表反照率变化和组合凝结尾流以及凝结尾流卷云等产生的有效辐射强迫已被纳入总人为强迫，但并未被列为单独的概率密度函数。对于某些强迫机制（臭氧、土地利用、太阳），辐射强迫假定为代表有效辐射强迫，但额外17%的不确定性以正交添加到辐射强迫的不确定性。｛图8.15，8.16｝

短生命期GHG臭氧(O_3)和平流层水汽也对人为强迫有贡献。观测表明，在20世纪90年代，许多未扰动(本底)地点的O_3*可能*已增加。在过去十年，这种增长主要是在亚洲持续(尽管观测只覆盖有限的区域)，而在欧洲则保持平稳。O_3变化产生的总辐射强迫为0.35[0.15至0.55]W m^{-2}(*高信度*)，而对流层O_3产生的辐射强迫为0.40[0.20至0.60]W m^{-2}(*高信度*)，平流层O_3产生的辐射强迫为-0.05[-0.15至+0.05]W m^{-2}(*高信度*)。O_3并非直接排放到大气中；而是通过光化反应生成的。在对流层中，这些反应涉及从各种自然源和人为源排入大气的前体化合物。对流层O_3辐射强迫主要归因于CH_4、一氧化碳、挥发性有机物以及氮氧化物的排放增加，而平流层辐射强迫主要是由于人为卤烃导致的O_3损耗。然而，目前有力的证据表明，对流层O_3和平流层O_3的变化之间存在显著的联系，总计0.50[0.30至0.70]W m^{-2}的O_3辐射强迫归因于对流层O_3前体物排放，而-0.15[-0.30至0.00]W m^{-2}则归因于卤烃引起的O_3损耗。有力的证据表明，对流层O_3还对植被生理学具有不利影响，从而影响其CO_2吸收。这种吸收的减少会导致大气CO_2浓度间接的上升。因此，部分CO_2辐射强迫应归因于臭氧或其前体物，而非CO_2的直接排放，但对定量估值为*低信度*。CH_4氧化产生的平流层水汽辐射强迫为0.07[0.02至0.12]W m^{-2}。平流层水汽的其它变化以及对流层水汽的所有变化均被视为反馈，而非强迫。{2.2.2, 8.1-8.3；FAQ 8.1}

TS.3.3 人为气溶胶的辐射强迫

人为气溶胶是通过多个过程造成气候辐射强迫的原因，这些过程可分为两类：气溶胶–辐射相互作用(ari)以及气溶胶–云相互作用(aci)。自AR4以来，对气候相关的气溶胶特性(包括其粒谱分布、吸湿率、化学成分、混合状态、光学和云核化特性)及其大气分布的观测和模拟取得了进展。然而，由于测量困难，且缺乏某些相关参数观测资料、高时空变率以及现有相对简短的观测记录，对全球气溶胶光学厚度及气溶胶其它全球特性长期趋势的评估仍然存在很大不确定性。利用气溶胶模式得到的证据以及某些观测限制，给出了人为RFari的最佳估值为-0.35[-0.85至+0.15]W m^{-2}(*高信度*)。RFari由多种气溶胶类型所致(见TS3.6节)。对RFari的快速调整导致进一步的负强迫，尤其是通过云调整，并主要归因于黑碳。因此，ERFari的负强迫大于RFari(*低信度*)，其最佳估值为-0.45[-0.95至+0.05]W m^{-2}。对RFari的评估，负强迫小于AR4的报告，这是由于对气溶胶吸收进行了重新评估。不确定性估值区间更广，但更为确凿。{2.2.3, 7.3, 7.5.2}

随着对气溶胶–云相互作用的进一步了解，降低了对全球许多气溶胶–云强迫的估值强度。对气溶胶的总有效辐射强迫(ERFari+aci，不包括吸收气溶胶对冰雪的影响)评估为-0.9[-1.9至-0.1]W m^{-2}(*中等信度*)。该估值包含所有的快速调整，包括云生命期的变化以及气溶胶对混合相位云、冰云和对流云的微观物理影响。该区间是通过给予基于卫星的研究和气候模式估值同等权重获得的。这与多条证据链相一致，即气溶胶–云相互作用的负估值小于AR4中给出的估值。{7.4，7.5，8.5}

冰雪上黑碳(BC)的辐射强迫的评估值为0.04[0.02至0.09]W m^{-2}(*低信度*)。与IPCC以往评估不同，该估值包括对海冰的影响，计算了更多的物理过程，并综合了各模式和观测的证据。该辐射强迫造成比最初的CO_2大2-4倍的单位强迫GMST变化，这主要是由于所有的强迫能量都直接沉降到冰冻圈，其演变给气候带来了正的反照率反馈。因此，这种效应是北极及其它冰雪覆盖地区的重要强迫机制。{7.3，7.5.2，8.3.4，8.5}

尽管气溶胶强迫存在很大不确定性区间，但具有*高信度*的是，气溶胶抵消了很大部分的GHG强迫。气溶胶–云相互作用能够影响单个风暴的特征，但气溶胶对风暴或降水强度的系统性影响的证据则较为有限且不明确。{7.4，7.6，8.5}

TS.3.4 地表变化和凝结尾流的辐射强迫

有确凿的证据表明，人为土地利用变化(如毁林)增加了地表反照率，引起的辐射强迫为-0.15[-0.25至-0.05]W m^{-2}。由于对自然地表和管理的地表(如农田、牧场)的反照率存有不同的假设，因此，定量估值的区间仍然很大。此外，土地利用变化的时间演化，特别是在1750年这一基准年中已完成了多少，仍有争议。此外，土地利用变化导致其它一些改变，虽然不是辐射变化，但会影响表面温度，比如地面粗糙度、潜热通量、河水径流和灌溉方面的变化。这些方面更为不确定，而且很难量化，但往往会在全球尺度抵消反照率变化的影响。因此，土地利用变化导致的全球平均温度净变化信号有低一致性。土地利用变化，尤其是毁林，也对WMGHG浓度具有显著影响。它对与CO_2排放或浓度变化有关的辐射强迫有贡献。{8.3.5}

2011年，航空飞行产生的持续凝结尾流引起的正辐射强迫值为0.01[0.005至0.03]W m^{-2}(*中等信度*)，而来自航空飞行、结合了凝结尾流和结尾流卷云的有效辐射强迫的评估值为0.05[0.02至0.15]W m^{-2}(*低信度*)。这种强迫在区域上会更大，但目前具有*中等信度*的是，它不会对表面温度的平均值或日较差产生可观测到的区域影响。{7.2.7}

TS.3.5 气候变化自然驱动因子的辐射强迫

在工业化时代，太阳强迫和火山强迫是全球气候变化的两个主要自然贡献因子。自1978年以来，太阳总辐照度(TSI)变化的卫星观测资料显示出准周期性循环变化，大约为每11年一个周期。通过比较太阳极小期(变率最小的时期)通常可以估算出更长期的强迫。这得出在最近的(2008年)太阳极小期与1986年极小期之间的辐射强迫变化值为-0.04[-0.08至0.00]W m^{-2}。然而，各种卫星合成资料的估算趋势存在某些差异。在启用卫星观测之前，TSI的长期趋势是依靠一系列间接代用资料。工业化时代TSI变化的辐射强迫最佳估值为0.05[0.00至0.10]W m^{-2}(*中等信度*)，其中包括大约至1980年的更大辐射强迫以及随后的小幅下降趋势。该辐射强迫估值显著小于AR4的估值，这是由于增加了最近的太阳活动周期以及与IPCC早期评估报告中太阳辐射强迫的估算方法不一致。最近的太阳极小期似乎异常低，且持续时间长，一些预估指出未来几十年的TSI较低。然而，目前预估太阳辐照度的能力极其有限，因此，关于未来的太阳强迫有*很低信度*。但是，具有*高信度*的是，因为WMGHG，21世纪太阳强迫将明显小于预估增加的强迫。{5.2.1，8.4.1；FAQ 5.1}

太阳活动的变化影响了照射到地球大气的宇宙线通量，它被假设可通过云量的变化影响气候。宇宙线促进气溶胶核化，从而会在自由对流层中影响云凝结核的生成，但在一个太阳活动周期或在上个世纪，这种影响很弱，不会对气候产生任何影响(中等证据量，高一致性)。宇宙线变化和云量变化之间并没有发现任何确凿的联系。如果存在此类联系，则需要用另一种机制来解释，而不是宇宙线引起的新气溶胶粒子核化。{7.3，7.4.6}

目前已对平流层火山气溶胶的辐射强迫有了充分认知，在大的火山喷发之后，随之会出现若干年大的辐射强迫(文框TS.5，图1)。虽然火山喷发会向大气同时注入矿物粒子和硫酸盐气溶胶前体物，但因后者粒径小、生命期长，是造成显著影响气候的辐射强迫的原因。火山喷发产生的CO_2排放量比人为排放至少低100倍，在百年时间尺度上，对气候的影响微不足道。在工业化时代，因为热带大型火山喷发有时会产生很大的负辐射强迫，对于推动年到年代尺度的气候变化产生了重要作用。1991年皮纳图博火山喷发造成了为期一年约-3.0W m^{-2}的辐射强迫。自之以后，没有任何大的火山喷发，而在2008-2011年，一些较小规模的喷发造成了平均-0.11[-0.15至-0.08]W m^{-2}的辐射强迫(*高信度*)，强度是1999-2002年平均值的两倍。较小型的喷发导致更好地了解辐射强迫对来自高纬度喷发物质的量的依存度，以及它们在一年中的喷发时间。{5.2.1，5.3.5，8.4.2；附件2}

TS.3.6 强迫综述；时空演变

对工业化时代强迫的综述指出，在强迫因子中，只有WMGHG辐射强迫具有*很高信度*。相对于AR4，由于证据更为有力，认知更为深入，有七个强迫剂的信度水平得到了提高。{8.5；图8.14}

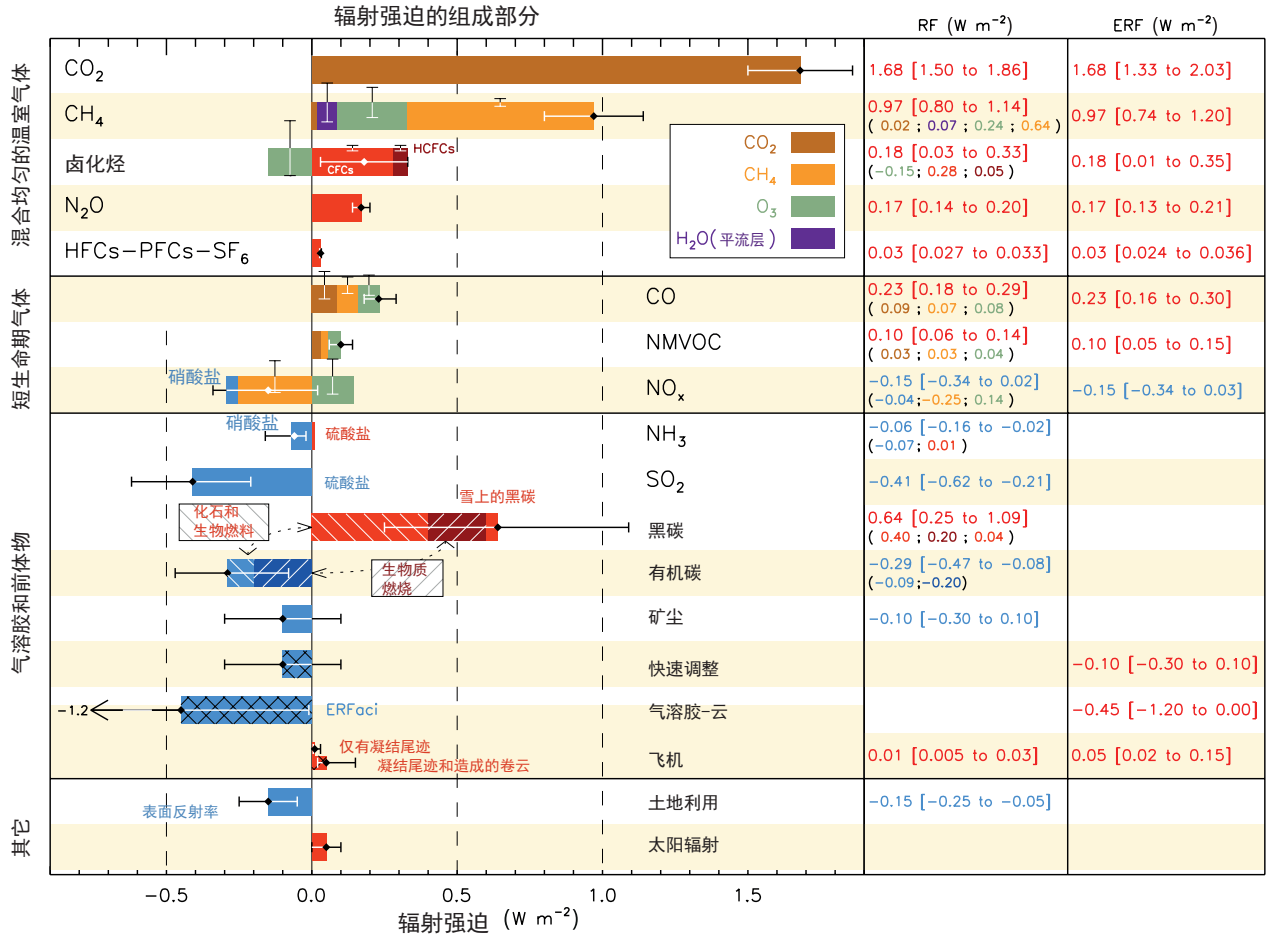
自1750年以来，主要自约1860年以来，人为总辐射强迫的时间演变显示几乎在持续上升。自1960年以来，人为总辐射强迫的增长率显著高于工业化时代早期，这主要是由于多数WMGHG浓度的持续上升。气溶胶总有效辐射强迫的时间演变仍然是低一致性，这是总人为强迫不确定性的主要因素。1950年之后，由于负气溶胶强迫少量抵消了正WMGHG强迫，人为总强迫中的部分不确定性逐步降低。有确凿证据和高一致性表明，自然强迫是WMGHG强迫的一小部分。在过去15年，自然强迫的变化*可能*抵消了这一时期相当大一部分(至少30%)的人为强迫增长(文框TS.3)。CO_2强迫是工业化时代以及1980-2011年间总强迫的最大单一贡献因子。与整个工业化时代相比，相对于1980-2011年其它WMGHG的变化，CO_2强迫的主导地位更强，具有*高信度*的是，在这一时期，气溶胶强迫对WMGHG强迫的抵消要远小于1950-1980年的时期。{8.5.2}

强迫还可归因于排放，而不是归因于最终的浓度变化(图TS.7)。无论是从大气CO_2浓度变化的角度，还是从CO_2净排放变化的影响的角度，二氧化碳都是历史辐射强迫最大的单一贡献因子。然而，选择的视角不同，其它强迫因子的相对重要性会有显著的差异。特别是由于通过大气化学产生的一些间接影响，CH_4排放产生的强迫(在工业化时代约为1.0W m^{-2})要远高于CH_4浓度增加(约为0.5W m^{-2})。此外，一氧化碳排放*几乎确定会*产生正强迫，同时，活性氮氧化物的排放*可能*造成净负强迫，但不确定性很大。损耗臭氧的卤烃的排放*很可能*产生净正强迫，因为其直接辐射效应大于其引起的平流层臭氧损耗的影响。SO_2、有机碳和氨的排放产生负强迫，而黑碳的排放通过气溶胶–辐射相互作用产生正强迫。注意，矿物粉尘强迫可包括自然部分或气候反馈效应。{7.3, 7.5.2, 8.5.1}

尽管WMGHG显示出空间上相当均一的强迫，但气溶胶、臭氧和土地利用变化等其它因子具有高度的空间不均匀性。20世纪初，在北美洲东部和欧洲，RFari出现最大的负值，而到1980年，大的负值随之扩大到东亚和东南亚、南美和非洲中部。然而，此后由于污染控制，北美

洲东部和欧洲负值幅度降低，负强迫峰值转至南亚和东亚，这主要是由于这些地区的经济增长以及导致的排放增加。气溶胶总有效辐射强迫在出现最大负强迫的地区也有类似情况，但在一些沙漠地区和北极也出现显著的正强迫。相反，在整个20世纪，全球平均整体大气臭氧强迫有所增加，在大约15°N-30°N之间出现正振幅峰值，但在南极则是负值。在工业化地区和生物质燃烧地区，反照率变化引起的负土地利用强迫最强。这些强迫的非均一性会使其对水文循环的影响显著大于全球平均均一性强迫当量。{8.3.5，8.6}

根据各典型浓度路径(RCP；见文框TS.6)，预估在整个21世纪人为辐射强迫会增加。RCP对辐射强迫的简单模式估算包括涉及未来各种可能的WMGHG大范围排放，据估算，相对于1750年，人为辐射强迫在2050年将增至3.0至4.8W m^{-2}，在2100年将达2.7至8.4W m^{-2}。在近期，各RCP彼此相当接近(而且近期气候强迫因子的排放没有超出文献中未来各种可能情况的范围)，在2030年辐射强迫值仅为2.9至3.3W m^{-2}(2010-2030年额外辐射强迫为0.7至1.1W m^{-2})，但是在21世纪下半叶出现极高的发散值，这主要由于CO_2的推动。基于RCP情景的结果表明，2000-2030年，气溶胶有效辐射强迫的变化很小，随后气溶胶明显减少，且气溶胶负总有效辐射强迫大幅度减弱。硝酸盐气溶胶不在此减少之列，负强迫显著增加，这在仅有的几个模式中是一个突出特点。各RCP的散度表明，虽然由于历史排放及一些长生命期大气强迫因子导致目前辐射失衡，使'系统中'已存在一定程度的未来气候变化，但社会选择仍然会对未来的辐射强迫产生很大的影响，从而影响到气候变化。{8.2，8.5.3，12.3；图8.22，图12.4}



图TS.7 | 按1750-2011年排放分量给出的工业化时代气候变化的辐射强迫(RF)。横直方表示总体不确定性，而竖直方表示各分量(竖直方长度与相对不确定性成正比，总长度等于±50%不确定性的直方宽度)。右栏给出了响应总量和各分量(由左至右)的最佳估值。各值均为辐射强迫值，但气溶胶–云相互作用(ERFaci)产生的有效辐射强迫(ERF)以及气溶胶–辐射相互作用产生的有关辐射强迫的快速调整(RFari快速调整)属于例外。注意，气溶胶–辐射相互作用产生的总辐射强迫(-0.35W m^{-2})与各分量辐射强迫之和(-0.33W m^{-2})略有差异。气溶胶–辐射相互作用产生的总辐射强迫是图SPM.5的依据。由于次生有机气溶胶的形成取决于各类因子，且目前不足以量化，因此未将其包括在内。凝结尾流有效辐射强迫包括凝结尾流卷云。ERFaci -0.45[-1.2至0.0]W m^{-2}与快速调整的ari -0.1 [-0.3至+0.1]W m^{-2}相加，得出气溶胶产生的综合调整分量-0.55[-1.33至-0.06]W m^{-2}。CFCs=氯氟烃，HCFCs=氢氯氟烃，HFCs=氢氟烃，PFCs=全氟化碳，NMVOC=非甲烷挥发性有机化合物，BC=黑碳。有关图SPM.5的更多详情见TS补充材料。{图8.17}

TS.3.7 气候反馈

反馈也将在确定未来气候变化方面发挥重要作用。气候变化的确会改变水循环、碳循环和其它生物地球化学循环，这会加强(正反馈)或抑制(负反馈)预期的温度上升。冰雪反照率反馈已知为正。水汽和直减率联合反馈极有可能为正反馈，而且目前得到相当充分的量化，而云反馈仍存在较大不确定性(见TFE.6)。此外，新的耦合模式比对项目第5阶段(CMIP5)模式一致估算为正的碳循环反馈，即为响应未来气候变化，已减少的自然CO_2汇。特别是，模式中的海洋碳循环反馈为正。热带陆地生态系统中不同碳汇的一致性较低，也许会通过有时尚未充分表现的干旱和火灾等过程，易受到气候变化影响。AR4以来的一项关键更新是将营养动力学引入CMIP5的一些陆地碳模式中，尤其是氮有效性对植物生长的限制。计算氮循环净效应是已知人为CO_2排放轨迹的较小预估陆地汇(见TFE.7)。{6.4；文框6.1, 7.2}

模式和生态系统变暖实验显示出高一致性的是，在较暖气候下，单位面积的湿地CH_4排放将增加，但湿地面积可能出现增加或减少，这取决于影响湿地水文的区域温度和降水的变化，因此，对湿地CH_4排放的定量预估为*低信度*。水合物和多年冻土的碳库很大，因此有*可能*作为非常强的反馈。虽然是不良约束，但由于海洋的欠饱和状态、海洋的长时间通风以及通过海底的升温传播缓慢，因此21世纪从水合物中释放到大气的全球CH_4可能是低水平。具有*高信度*的是，融化的多年冻土释放的碳具有正反馈，但对其强度的定量预估为*低信度*。{6.4.7}

气溶胶–气候反馈的发生主要是通过自然气溶胶源强度的变化或自然和人为气溶胶汇效率的变化；有限数量的模拟研究评估表明，这种反馈强度小，而且为*低信度*。具有*中等信度*的是，由于云凝结核群对二甲基硫醚排放变化的敏感性低，涉及二甲基硫醚、云凝结核及云反照率的(不确定符号的)反馈弱。{7.3.5}

TS.3.8 排放度量标准

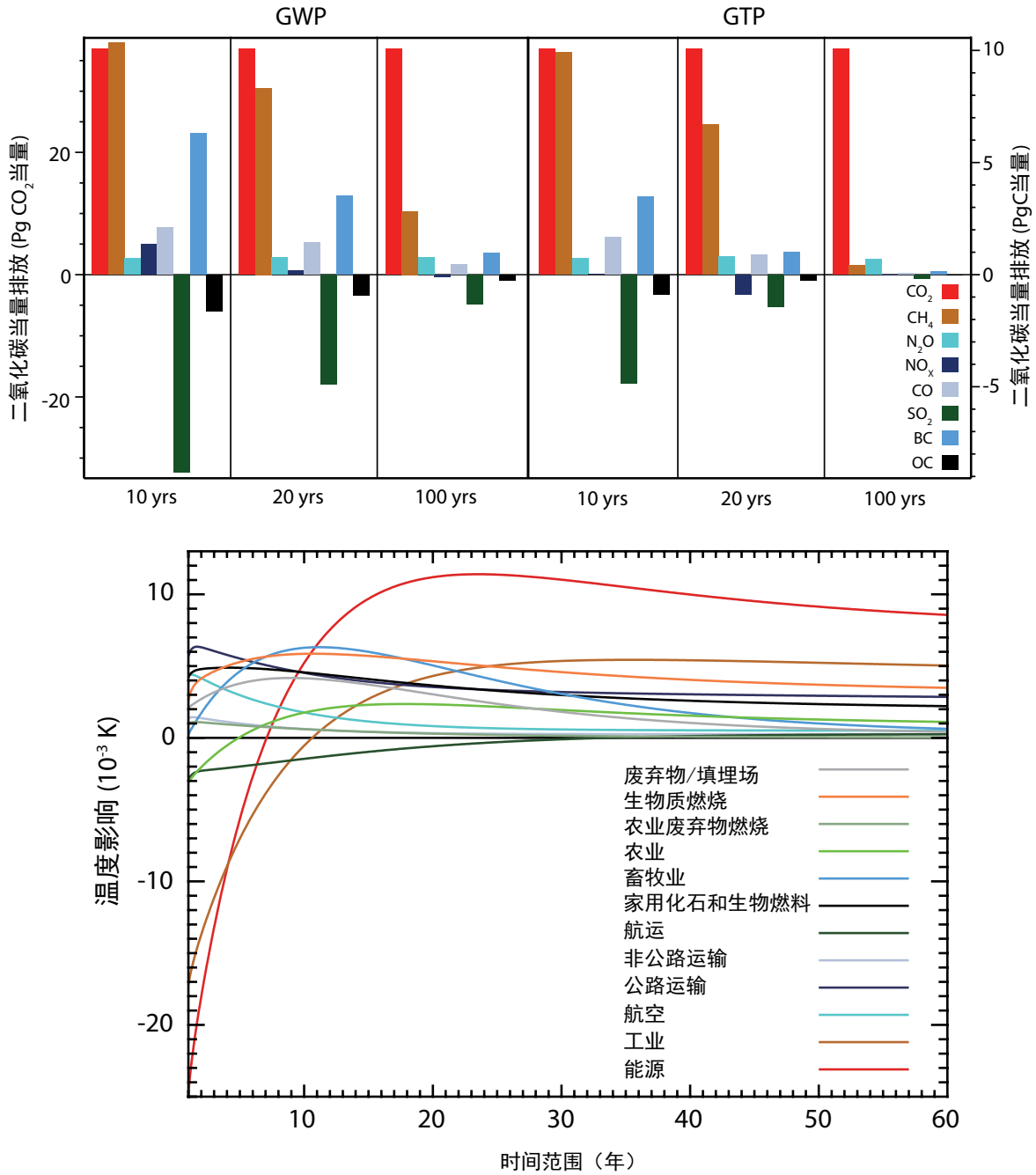
不同的度量标准可用于量化和表述不同物质的排放以及各个地区/国家或源/行业的排放对气候变化的相对和绝对贡献。一直到AR4时，最常用的度量标准是全球增温潜势(GWP)，它求出特定时间范围的辐射强迫积分值。因此，这种度量标准可计算不同物质的辐射效率及其在大气中的生命期，并给出相对于基准气体CO_2值的数值。目前对全球温度变化潜势(GTP)的关注日益上升，它以某一选定时间点的GMST变化为基础，再次与基准气体CO_2导致的变化相对比，从而计算气候响应以及辐射效率和大气生命期。GWP和GTP均利用一个时间范围(图TS.8上图)，其选择是主观的，并倚赖于特定背景。总之，对于近期气候强迫因子而言，由于GWP中综合强迫采用均等时间权重，因此，GWP高于GTP。由此，度量标准的选择可大大影响近期气候强迫因子和WMGHG的相对重要性，时间范围的选择亦是如此。当前排放(1年排放脉冲)的影响分析表明，近期气候强迫因子，例如黑碳、二氧化硫或CH_4，在短时间范围内会作出与CO_2相当的贡献(相同或相反信号)，但在CO_2排放占主导的更长时间范围内，其影响将逐渐降低(图TS.8上图)。{8.7}

沿着驱动因子–响应–影响链，可确定其它大量的度量标准。单一的度量标准无法准确比较所有不同排放的结果(即随时间变化的气候参数响应)，某种度量标准建立起与一种效应的等效性并不能得出与其它效应的等效性。因此，度量标准的选择主要取决于所要评估的特定结果。重要的是要注意，度量标准不能确定政策或目标，但可促进分析和实施多元化政策，以实现特定目标。对度量标准的所有选择包含与隐性价值相关的判断，例如所考虑的效应类型以及随时间变化的效应权重。GWP求出选定时间范围内的影响积分(即：对时间范围内的所有时间给予同等权重，之后为零权重)，而GTP仅给出某个选定年份的温度，之前或之后的年份没有权重。{8.7}

GWP和GTP在处理间接影响和反馈方面具有局限性和不一致性，例如，是否包括基准气体CO_2的气候–碳反馈，而不是非CO_2气体的。GWP的不确定性随时间范围而增加，100年WMGHG的GWP，其不确定性可高达±40%。一些研究还指出，该度量标准并不是非常适于最高温度目标的政策。GTP的不确定性也随时间而增加，因为它们源于与GWP不确定性相同的促发因素并沿着驱动因子–响应–影响链进一步发展做出了额外贡献并包括气候响应。GTP度量标准更适于基于目标的政策，但也并非适合于每个目标。目前已有更新的度量值用于计算生命期和辐射效能认知方面的变化以及气候–碳反馈。{8.7，表8.7，表8.A.1，第8章补充材料表8.SM.16}

利用这些排放度量标准，便可评估归因于各类活动的过去或目前排放对气候的影响。此类基于活动的核算可提供更多政策相关信息，因为特定社会选择对这些活动的直接影响大于总体排放。单一年份的排放值(脉冲)通常用于量化对未来气候的影响。从这个视角出发并利用可说明此类结果的绝对GTP度量标准，能源和工业对今后50-100年的变暖具有最大的贡献(图TS.8，下图)。家用化石燃料和生物燃料、生物质燃烧和公路运输对于上述时间尺度的变暖而言也是相对大的贡献因子，而目前CH_4排放量大的行业(畜牧业、废弃物/填埋场和农业)在较短时间范围(

最多约20年）内也有重要的影响。另一个有用的视角是检验目前持续排放的影响。由于排放的物质可以根据其驻留时间得以清除，因此在这项分析中，短生命期物质保持在近似于常数值，而长生命期气体则在累积。在这两种情况下，具有最大长期变暖影响的行业（能源和工业）导致了近期降温（主要由于SO2排放），因此，在短时间尺度和长时间尺度上，这些行业的排放会导致相反的全球平均温度响应。其它行业的相对重要性取决于所选择的时间和视角。如同辐射强迫或有效辐射强迫，气溶胶影响的不确定性很大，尤其是气溶胶–云相互作用归因于各个分量为不良约束。｛8.7，第8章补充材料图8.SM.9，8.SM.10｝



图TS.8 | （上图）全球增温潜势（GWP）和全球温度变化潜势（GTP）加权的选定时间范围全球当今人为排放。GWP和GTP加权的2008年（单一年份脉冲）排放。GWP是与CO_2排放强迫相比，综合所标示年数的单位质量排放的全球平均辐射强迫（RF）；GTP是相对于CO_2排放的影响，以辐射强迫的时间变化和单位质量排放的气候响应时间变化为基础，估算对全球平均温度的影响。其单位为'CO_2当量'，在所选度量标准的影响参数中仅反映当量（GWP为所选时间范围的综合辐射强迫；GTP为所选时间点的温度变化），以Pg（CO_2）当量（左轴）和PgC当量（右轴）为单位表示。（下图）绝对GTP（AGTP）是作为时间函数乘以所列各行业当今所有化合物的排放，用于估算全球平均温度响应（AGTP与GTP相同，但没有用CO_2排放影响进行归一化）。在60-100年时间范围内，各行业的相对值几乎没有变化。上图未包括气溶胶–云相互作用的影响以及凝结尾流卷云的影响。｛图8.32, 8.33｝

TS.4 认知气候系统及其近期变化

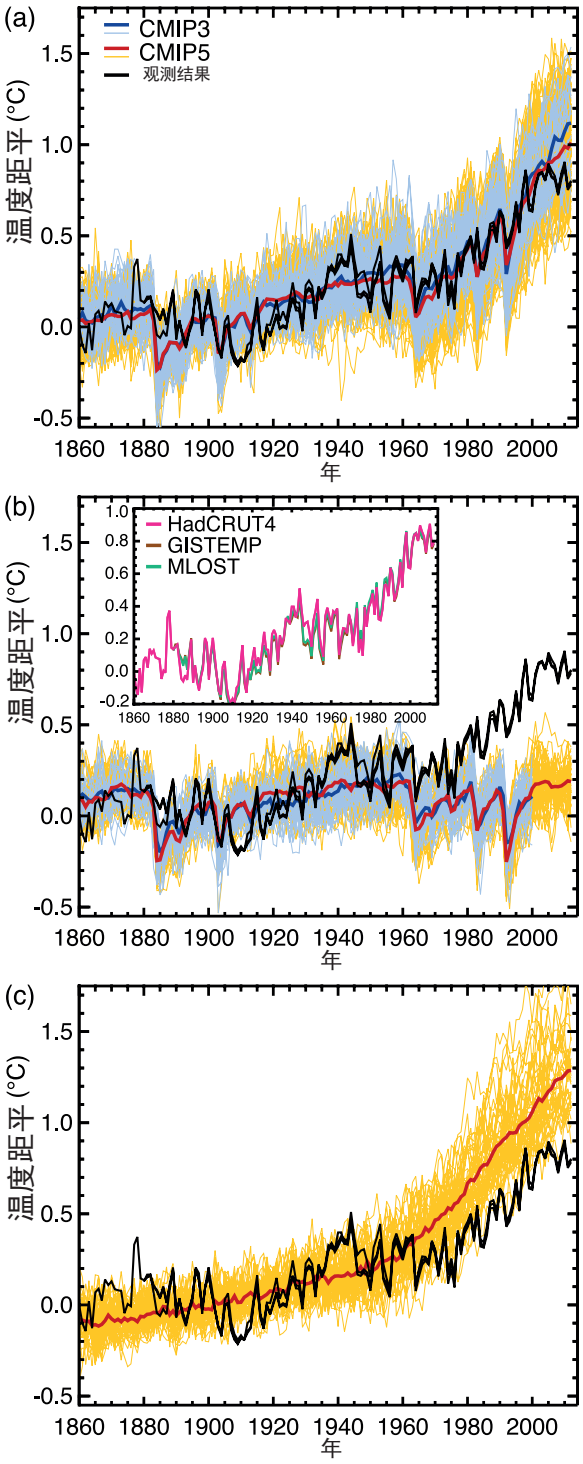
TS.4.1 引言

对气候系统的认知来自将观测、反馈过程理论研究和模式模拟相结合。与AR4相比，目前有更为详尽的观测和改进的气候模式（见文框TS.4），能够将气候系统更多部分中检测到的变化归因于人为影响。在整个气候系统中，在区域温度、水循环、全球能量收支、冰冻圈和海洋（包括海洋酸化）等方面，观测到的变化和模拟的变化相一致，这表明全球气候变化主要是由于WMGHG浓度的人为增加。｛10｝

TS.4.2 表面温度

自AR4以来，已取得一些进展，能够更可靠地量化表面温度变化的人为影响。对观测不确定性的研究也比以前更为彻底。目前评估报告考虑的是21世纪最初10年的观测资料和新一代气候模式的模拟，这些模式的历史气候模拟能力在许多方面都高于AR4中的模式。相对于1880-1919年，近年观测到的GMST距平远超出仅有自然强迫的CMIP5模拟中的GMST距平区间，但与CMIP5模拟集合相一致，包括人为和自然强迫（图TS.9），虽然有些模式高估了变暖趋势，但其它模式则是低估了。仅用WMGHG变化而不用气溶胶变化进行模拟，总体呈现出强于观测到的变暖（图TS.9）。1951-2010年观测到的温度趋势，其特点是在全球多数地区升温，在北半球大陆升温强度最大，这种趋势与包含人为和自然强迫的CMIP5模拟温度趋势相一致，而与仅含自然强迫的CMIP5模拟温度趋势不一致。针对大西洋多年代际涛动（AMO）对GMST的影响已开展了一系列研究。尽管有些研究发现AMO在推动GMST多年代变率过程中起到了重要作用，但在1951-2010年间，AMO几乎未体现出目前评估所依据的趋势，且具有*高信度*的是，评估认为AMO对1951-2010年间的GMST趋势几乎未起作用（远低于0.1°C）。｛2.4，9.8.1，10.3；FAQ 9.1｝

1951-2010年观测到的全球平均表面温度上升中，*极有可能*一半以上由人类活动所致。利用不同方法进行的多项研究得出了确凿证据，对本次评估给予了有力支持。特别是，在多信号探测和归因分析中，归因于综合所有人为强迫的温度趋势会受到更严格约束。强迫的不确定性和气候模式响应这些强迫的不确定性，以及在区分WMGHG及其它人为强迫导致的温度响应型态方面存在的困难，均有碍于准确量化分别归因于WMGHG及其它人为强迫的温度变化。与AR4一致的是，评估认为，从1951-2010



图TS.9 | 全球平均表面温度的三个观测估值（黑线），这三个估值来自哈得莱中心/气候研究小组格点表面温度资料集4（HadCRUT4）、戈达德空间研究所表面温度分析（GISTEMP）以及综合陆–海表面温度分析（MLOST），对比包含人为和自然强迫（a）和仅含自然强迫（b）以及仅含温室气体强迫（c）的模式模拟（CMIP3模式—细蓝线和CMIP5模式—细黄线）。粗红线和粗蓝线分别是所有现有CMIP5和CMIP3模拟的平均值。所有模拟和观测的资料均用HadCRUT4覆盖进行掩码（因为该资料集的空间覆盖率最为有限），所示的全球平均距平是针对1880-1919年，其中各格点框中所有资料首先计算为相对于1961-1990年的距平。图（b）表示三个观测资料集，以不同颜色加以区分。｛图10.1｝

文框TS.3 | 气候模式和过去十五年全球平均表面升温的中断

观测到的GMST显示出过去15年的线性上升趋势远小于过去30-60年的趋势（文框TS.3，图1a，c）。根据观测资料集，估算出1998-2012年的GMST趋势大约是1951-2012年的三分之一到二分之一。例如，在HadCRUT4中，1998-2012年间的趋势为每十年0.04°C，而1951-2012年为每十年0.11°C。在北半球冬季，观测到GMST趋势下降最为显著。即使GMST趋势出现'中断'，但21世纪的这十年是GMST器测记录中最暖的十年。然而，过去15年GMST趋势中断带来了两个相关问题：发生的原因何在以及气候模式是否能够对其进行重现。｛2.4.3， 9.4.1；文框9.2；表2.7｝

在观测到的和CMIP5历史GMST时间序列中，15年之久的中断期很常见。然而，对整套CMIP5历史模拟（RCP4.5对2006-2012年的模拟出现增长）的分析显示，114次实现中有111次表明，1998-2012年GMST的趋势高于整个HadCRUT4趋势集合（文框TS.3，图1a；CMIP5集合平均趋势为每十年0.21°C）。模拟趋势和观测趋势之间的这种差异可能是由于某些综合因素所致，比如（a）内部气候变率，（b）缺失的或存在误差的辐射强迫，以及（c）模式响应误差。作为观测到的GMST趋势中断的原因，这些潜在差异根源之间并不相互排斥，下文对其进行评估。｛2.4.3，9.3.2，9.4.1；文框9.2｝

内部气候变率

出现10-15年的中断期可体现内部十年气候变率，它时而加强时而抵消长期外部强迫趋势。因而，内部变率减小了10-15年短时期趋势与长期气候变化的相关性。此外，预计内部十年气候变率的时间与CMIP5历史模拟不相匹配，因为可预测范围最多为10-20年（源自对照运算的CMIP5历史模拟通常名义上大约从1850年开始）。但是，各气候模式显示出各个十年的GMST趋势中断，甚至在气候系统能量吸收的持续阶段，在此情况下，持续增加的次表层-海洋热吸收可使能量收支平衡。｛2.4.3，9.3.2，11.2.2；文框2.2，9.2｝

由于采样有限，尚不确定过去15年次表层海洋热吸收率是否出现上升。然而，1998-2010年，气候系统（包括700米以下的深海）*很可能*已持续积累能量。与这种能量积累相一致的是，GMSL在1998-2012年间持续上升，速率略低于1993-2012年。观测到的热含量与海平面变化有一致性，因而对持续的海洋能量积累的评估具有*高信度*，它同样也与气候系统的正辐射失衡相一致。相反，有限的证据表明，2003-2010年与1971-2010年相比，GMST趋势的中断伴随有0-700米深度海洋热含量较缓的增速。这种减缓具有低一致性，因为五次分析中，有三次出现增速放缓，而另两次分析则显示增速持续不减。｛3.2.3，3.2.4，3.7，8.5.1，13.3；文框3.1和 13.1｝

从1998年起的15年间，HadCRUT4的GMST趋势集合几乎低于所有模式模拟的趋势（文框TS.3，图1a），但到1998年止的15年间，却高于114个模拟趋势中的93个趋势（文框TS.3，图1b；HadCRUT4集合平均趋势每十年0.26°C，CMIP5集合平均趋势每十年0.16°C）。在1951-2012年的62年间，观测到的平均趋势和CMIP5集合平均趋势每十年相差在0.02°C之内（文框TS.3，图1c；CMIP5集合平均趋势每十年0.13°C）。因此，具有*很高信度*的是，CMIP5模式表现出长期GMST趋势与观测相一致，虽然对最近15年的趋势存在争议。由于内部气候变率，在任何给定的15年中，观测到的GMST趋势有时接近模式集合的一端，这种效应在文框TS.3的图1a，b中非常明显，因为1998年极强的厄尔尼诺事件对GMST产生了影响。｛文框9.2｝

与上述CMIP5历史模拟不同，有些CMIP5预测是根据20世纪90年代末和21世纪初观测到的气候状况进行初始化的。有中等证据量表明，这些初始化的预测显示，GMST比历史（未初始化）模拟大约低0.05°C至0.1°C，并且在模拟的最初几年仍然保持这一较低的GMST。有些初始化模式中会出现这样较低的GMST，部分原因是大约在2000年，模式正确模拟了年代际太平洋涛动（IPO）由正相位到负相位的变化。然而，通过初始化改进IPO的这种相变并不普遍适用于CMIP5预测。此外，尽管通过初始化降低的部分GMST确实是由于在内部变率的正确相位上进行初始化，另一部分则可能是由于订正模式偏差造成的，其原因是过去强迫不正确或对过去强迫的模式响应不正确，尤其是海洋。目前尚不了解这些效应的相对强度；此外，利用单一预测（此处

(接下页)

文框TS.3（续）

为1998-2012年间的一个10年预测）无法评估预报系统的质量。总之，具有*中等信度*的是，与未初始化的CMIP5历史模拟相比，初始化使1998-2012年GMST模拟与观测到的趋势中断更为一致，且中断部分是由于内部变率，它在多年时间尺度上是可预测的。｛11.1，11.2.3；文框2.5，9.2，11.1，11.2｝

辐射强迫

在年代到年代际时间尺度上，以及在有效辐射强迫持续增加的情况下，GMST趋势的强迫分量对有效辐射强迫趋势做出相对迅速且几乎是线性的响应（*中等信度*）。预期强迫响应的GMST趋势与有效辐射强迫趋势存在系数关系，估值为CMIP5集合中CO_2增幅每年1%，每摄氏度2.0 [1.3至2.7]W m^{-2}（90%不确定性区间）。因此，有效辐射强迫趋势可大致转换为强迫响应GMST趋势，从而评估文框TS.3图1中的GMST趋势变化有多少源于有效辐射强迫趋势的变化。｛文框9.2｝

AR5最佳估算的1998-2011年有效辐射强迫趋势为每十年0.22[0.10至0.34]W m^{-2}（90%不确定性区间），这明显低于1984-1998年的趋势（每十年0.32[0.22至0.42]W m^{-2}；注意，1982年发生了强烈的火山喷发）和1951-2011年的趋势（每十年0.31[0.19至0.40]W m^{-2}；文框TS.3，图1d-f；选择2011年为截止年是因为比用于GMST的资料可用性更为有限）。最终的强迫-响应GMST趋势大致分别为：1998-2011年每十年0.12[0.05至0.29] °C、1984-1998年每十年0.19 [0.09至0.39]°C 、1951-2011年每十年0.18 [0.08至0.37]°C（不确定性区间假设GMST趋势转换系数区间和有效辐射强迫趋势本身范围是独立的）。因此，AR5最佳估算的1998-2011年与1951-2011年之间有效辐射强迫强迫趋势差异可以解释这两个时段之间大约一半（每十年0.05°C）观测到的GMST趋势差异（每十年0.06至0.08°C，取决于观测资料集）。{8.5.2}

与1984-1998年和1951-2011年相比，AR5最佳估算的1998-2011年有效辐射强迫趋势降低，这主要是由于自然强迫的下降趋势，相比1951-2011年每十年0.01[-0.00至+0.01]W m^{-2}，1998-2011年为每十年-0.16[-0.27至-0.06]W m^{-2}。太阳强迫从2000年相对最大到2009年相对最小，峰值与峰值之间相差大约为0.15W m^{-2}, 1998-2011年的线性趋势约为每十年-0.10W m^{-2}。此外，在2000年之后，一系列小规模火山喷发增加了观测到的平流层气溶胶含量，导致1998-2011年产生额外负有效辐射强迫线性趋势贡献，约为每十年-0.06W m^{-2}（文框TS.3, 图1d，f）。相反，基于卫星反演的对流层气溶胶光学厚度估值表明，过去10年全球平均气溶胶光学厚度没有总体趋势，这意味着气溶胶–辐射相互作用引起的有效辐射强迫几乎无变化（*低信度*，因为气溶胶光学厚度趋势本身为*低信度*）。此外，对气溶胶–云相互作用引起的有效辐射强迫估值仅为*低信度*，因此，其过去15年的趋势同样为*低信度*。｛2.2.3，8.4.2，8.5.1，8.5.2，10.3.1；文框10.2；表8.5｝

对于1984-1998年间和1951-2011年间，CMIP5集合平均有效辐射强迫趋势与AR5有效辐射强迫趋势最佳估值仅偏离每十年0.01W m^{-2}（文框TS.3，图1e，f）。然而，1998年后，CMIP5模式中缺少了某些推动有效辐射强迫趋势持续下降的因素，例如2000年后持续增加的平流层气溶胶含量以及2009年异常低的太阳极小期。但是，1998-2011年间，CMIP5集合平均有效辐射强迫趋势比AR5的有效辐射强迫趋势最佳估值每十年低0.03W m^{-2}（文框TS.3，图1d）。此外，CMIP5模式中的全球平均气溶胶光学厚度在1998-2012年间未显示出趋势，与观测资料接近。尽管强迫不确定性很大，但在过去15年，CMIP5模式中没有明显不正确或缺失的全球平均强迫，这可以解释在升温中断期间模式–观测的差异。｛9.4.6｝

模式响应误差

模拟和观测的1998-2012年间GMST趋势存在差异，部分原因是为响应温室气体浓度的增加，有些CMIP5模式往往模拟的变暖高于与观测的一致性。对第10.3.1节中评估的模式集合求出平均值之后，最佳估算的GHG及其它人为尺度因数均小于1（虽然不十分显著，图10.4），这表明模式平均GHG及其它人为响应须降尺度，以与观测实现最佳匹配。该发现提供的证据表明，某些CMIP5模式显示出对GHG及其它人为因子（主要是气溶胶效应）的响应要大于真实情况（*中等信度*）。因此，第11章认为，对GMST增加的近期模式预估值应将尺度下降约10%。然而，此降尺度不足以解释中断期间对GMST趋势的模式平均值的高估。｛10.3.1，11.3.6｝

模式误差的另一可能原因是上层大气中的水汽模拟欠佳。有人提出，2000年后平流层水汽减小导致了

(接下页)

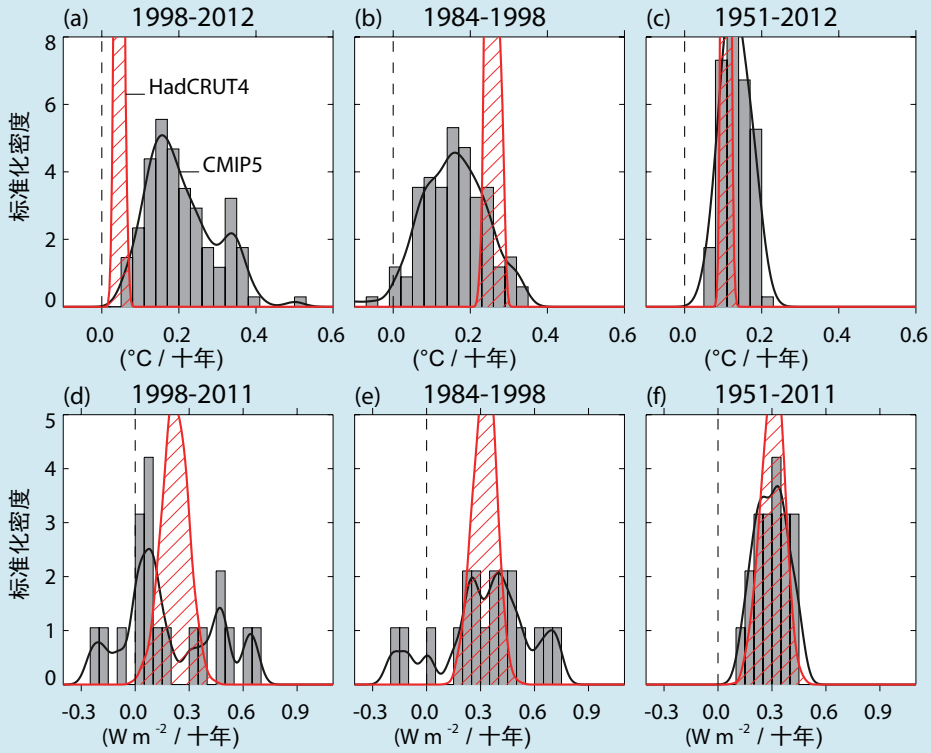
文框TS.3（续）

下行长波辐射减小，从而造成地表降温作用，这可能是模式的遗漏。然而，评估认为这种效应很小，因为2005年后平流层水汽得到了恢复。｛2.2.2，9.4.1；文框9.2｝

总之，观测到的近期变暖中断，定义为与1951-2012年间的趋势相比，1998-2012年间GMST趋势下降，可以大致同样的方法归因为内部变率引起的降温以及外部强迫的下降趋势（专家判断，*中等信度*）。强迫趋势下降主要由于火山喷发和太阳活动周期向下相位所产生的负强迫趋势。然而，量化强迫趋势对于中断的贡献具有*低信度*，这是由于火山强迫趋势幅度的不确定性以及气溶胶强迫载荷的*低信度*。｛文框9.2｝

几乎所有的CMIP5历史模拟都没有重现观测到的近期变暖中断。具有*中等信度*的是，1998-2012年间的模式与观测之间的GMST趋势差异在很大程度上由于内部变率所致，并可能由于强迫误差和某些CMIP5模式高估对GHG强迫增加的响应所致。CMIP5模式的有效辐射强迫趋势与AR5的1998-2012年最佳估值相比，并未出现明显的偏差。然而，对CMIP5有效辐射强迫趋势的评估*信度为低*，这主要是因为模式气溶胶强迫和过程的不确定性，它通过空间非均一性可明显造成某种未检验出的全球平均有效辐射强迫趋势误差，即使是在缺少全球平均气溶胶载荷趋势的情况下。｛文框9.2｝

观测到的GMST趋势中断的原因以及1998-2012年模式-观测GMST趋势差异的原因意味着，除了大的火山喷发以外，在不远的未来，多数15年GMST的趋势将大于1998-2012年间的趋势（*高信度*；近期GMST估值的全面评估见第11.3.6节）。这种推断有四个方面的原因：第一，所有RCP情景都预计人为GHG浓度将进一步上升；第二，所有RCP情景都预计人为气溶胶浓度将下降，因而产生冷却效应；第三，预计多数近期15年太阳强迫趋势大于1998-2012年间的趋势（*中等信度*），因为1998-2012年间包含了太阳活动周期的全部向下相位；第四，*多半可能*是，近期内部气候变率将增强，且不会削弱预期人为强迫递增导致的表面升温。｛文框9.2｝

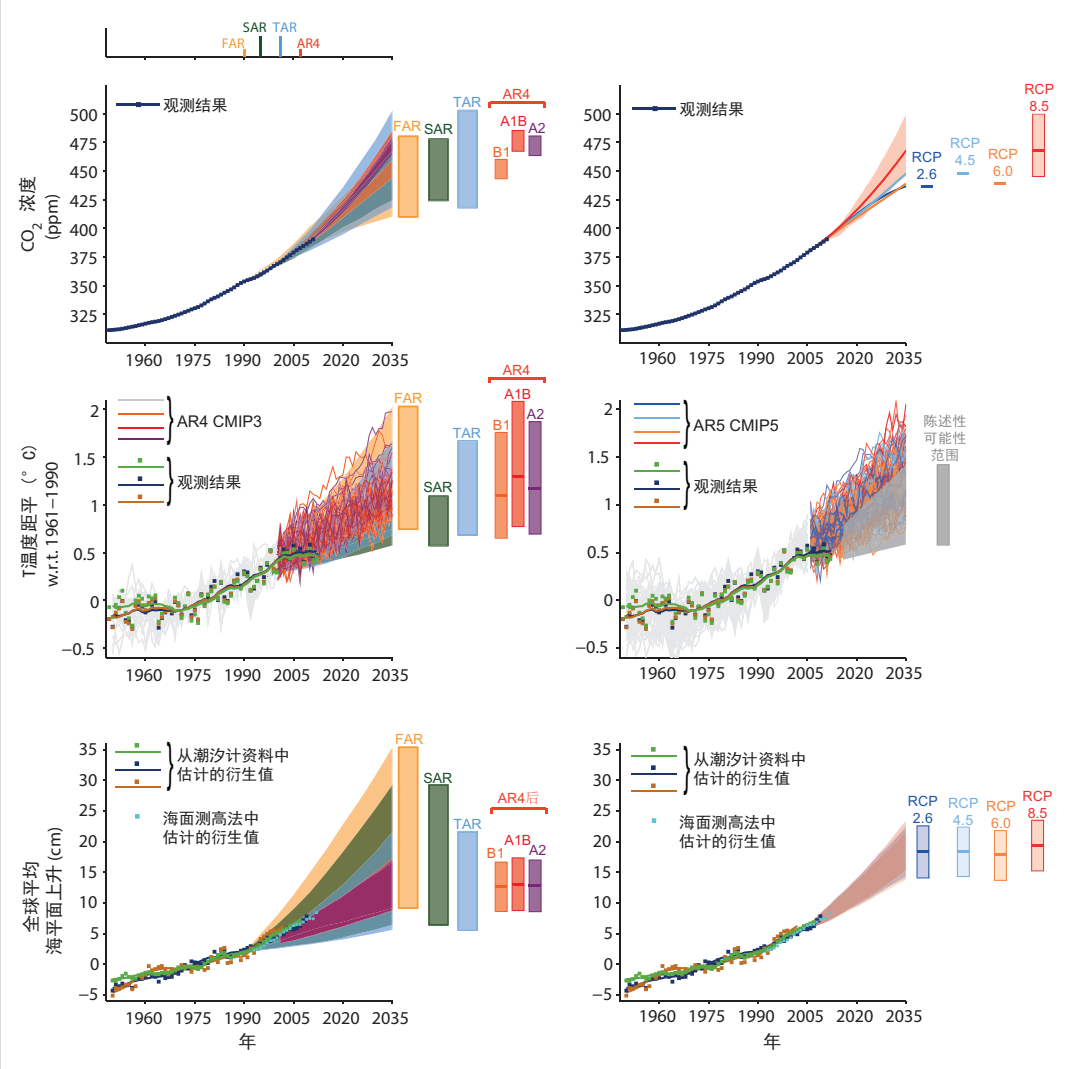


文框TS.3，图1 |（上图）1998-2012 年(a)、1984-1998年(b) 和1951-2012年(c)观测到的和模拟的GMST趋势（单位：°C/十年）。对观测而言，图中显示了哈得莱中心/气候研究小组格点表面温度资料集4（HadCRUT4）集合的100次重现（红影线）。与第2.4.3节引述的趋势不确定性相比，集合宽度显示出的不确定性仅为全球平均值的统计结构不确定性，包括内部气候变率估值。与之相比，内部变率是通过模式集合的宽度表征的。对于模式而言，图中显示了所有114次CMIP5历史重现，在RCP4.5情景的2005年之后延至2012年（灰阴影）。（下图）1998-2011年(d)、1984-1998年(e)和1951-2011年(f)的有效辐射强迫趋势（ERF，单位：W m^{-2}/十年）。本图显示AR5最佳估算的有效辐射强迫趋势（红影线）和CMIP5有效辐射强迫（灰阴影）。黑线是直方的平滑形式。每个直方均被归一化，因而其面积合计为一。｛2.4.3，8.5.2；文框9.2；图8.18；文框9.2，图1｝

专题要素

TFE.3 | IPCC以往评估报告的预估与观测的比较

对预估的检验可以说是最具说服力的建立气候变化科学信誉的方法。IPCC以往各评估报告对二氧化碳(CO_2)、全球平均表面温度(GMST)以及全球平均海平面(GMSL)预估变化的结果可与现有最佳观测估值进行定量比较。此前四次评估报告之间的比对突出强调了我们对气候系统如何响应自然和人为强迫的变化做进一步了解，并评估预估值如何与观测估值进行比较。例如，TFE.3图1列出了下列预估值和观测估值：(1)CO_2变化(上行)、(2)相对于1961-1990年的GMST距平(中行)、(3)相对于1961-1990年的GMSL(下行)。以往评估报告的结果见左侧栏，目前评估的完整结果见右侧栏。{2.4，3.7，6.3，11.3，13.3}



TFE.3，图 1| (左上)与IPCC以往各评估报告的预估相比，自1950年以来观测到的全球和年均CO_2浓度(ppm)。观测到的全球年度CO_2浓度以深蓝色表示。阴影部分表示1950-2035年全球年度CO_2浓度的最大模式预估区间，出处：FAR(《第一次评估报告》；1990年IPCC决策者摘要(SPM)图A.3)、SAR(《第二次评估报告》；1996年IPCCTS中的图5b)、TAR(《第三次评估报告》；2001年IPCC附件2)以及AR4(《第四次评估报告》；图10.26)所述的IPCC排放情景特别报告(SRES)A2，A1B和B1情景。列明了评估报告的发布年份。(右上)同样观测到的全球平均CO_2浓度和本报告的预估。仅RCP8.5具有数值区间，因为仅针对该RCP采用排放驱动情景。图中给出了其它RCP的最佳估值。(中左)与IPCC以往各评估报告的预估区间相比，自1950年以来相对于1961-1990年的观测到的全球和年度平均

(接下页)

TFE.3 (续)

表面温度距平估算变化(单位：°C)。各数值的校准均从1990年的相同数值开始。哈得莱中心/气候研究小组格点表面温度资料集4(HadCRUT4；亮绿色)、综合陆–海表面温度分析(MLOST；暖芥末色)和戈达德空间研究所表面温度分析(GISTEMP；深蓝色)三个资料集相对于1961-1990年观测到的全球年度温度距平显示为直方和实线平滑时间序列。彩色阴影表示在FAR(图6.11)、SAR(1996年IPCCTS中的图19)、TAR(TAR所有部分，图9.13(b))中所用模式的1990-2035年全球年均近表面温度变化的预估区间。TAR的结果是基于本评估所述的简易气候模式分析，而不是基于各个全面的三维气候模式模拟。AR4的结果表述为CMIP3集合的单一模式运算，针对1950-2000年历史时段(浅灰线)以及三个SRES情景(A2，A1B和B1)下的2001-2035年。在三个SRES情景下，直方表示CMIP3集合平均以及AR4第10章评估给出的-40%至+60%平均值*可能*区间。(中右)在CMIP5模式的不同RCP下，(相对于1961-1990年的距平)1950-2035年全球年平均地表气温(GMST)预估(浅灰色及彩色线，每个模式一个集合成员)，观测估值与中左图相同。灰色阴影区域表示2016-2035年所有RCP下，年均GMST的指示*可能*区间(详见图TS.14)。灰色直方表示2035年的相同指示*可能*区间。(左下)自1950年以来观测到的全球年均海平面(GMSL)的预估变化。验潮仪资料的全球年海平面距平的不同变化估值(深蓝色、淡绿色、墨绿色)以及基于1993年起的高度表资料年平均值(浅蓝色)(这些数值已做校准到符合1993年验潮仪资料值)。直方表示年均值，实线代表平滑值。阴影表示FAR(图9.6和9.7)、SAR(1996年IPCC技术摘要中的图21)和TAR(2001年IPCC附件2)的1950-2035年全球年度海平面升高的最大模式预估区间，依据的是AR4时期利用SRESA1B情景得出的CMIP3模式结果。注意，在AR4中，并未给出这一时期海平面预估的全部区间。因此，本图所示为AR4之后发布的结果。每张图表右侧直方表示各评估报告给出的2035年的全部区间。(右下)与左下相同的观测估值。直方是相对于1961-1990年，四个RCP下2035年全球平均海平面上升的*可能*区间(*中等信度*)。附件1.A提供了用于创建这些图表所用资料和计算的详情。更多详情见第1、11和13章。{图1.4，1.5，1.10，11.9，11.19，11.25，13.11}

二氧化碳变化

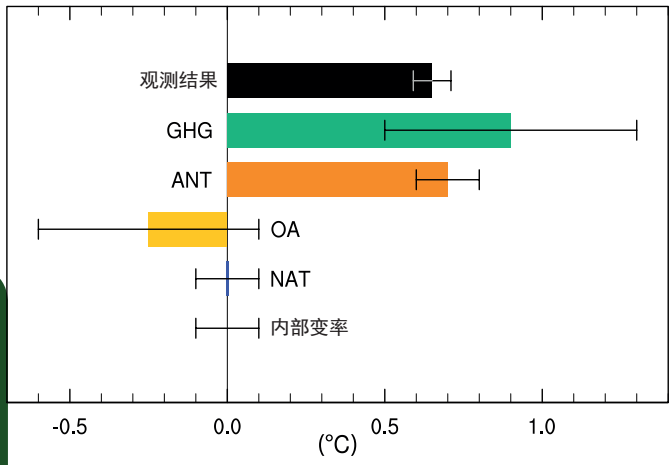
1950-2011年间，观测到的大气CO_2浓度持续上升。考虑到1990-2011年间，观测到的CO_2浓度变化处于四次评估报告中使用的情景范围之内。上一次评估报告，即《IPCC第四次评估报告》(AR4)(TFE.3.图1；左上)具有最窄的情景范围，观测到的浓度符合这一范围。《IPCC第五次评估报告》(AR5)(TFE.3，图1；右上)的结果与AR4相一致，在2002–2011年间，大气CO_2浓度的增长率为每年1.9至2.1 ppm。{2.2.1，6.3；表6.1}

全球平均温度距平

相对于1961-1990年间的平均值，自2001年以来，GMST距平一直为正，且大于0.25°C。观测值通常处于早期IPCC预估范围内(TFE.3，图1，中左)。鉴于观测记录处于模式预估区间之内且在羽状下端，因而也适用于耦合模式比对项目第5阶段(CMIP5)的结果(TFE.3，图1，中右)。1991年皮纳图博火山喷发(见FAQ 11.2关于火山如何影响气候系统的论述)，导致20世纪90年代初期出现了短期的相对全球平均温度下降。IPCC第一、第二和第三次评估报告(FAR、SAR和TAR)没有包括火山喷发的影响，因此未涵盖与皮纳图博火山喷发有关的降温。然而AR4和AR5包括了火山喷发的影响，并成功模拟了相关的降温。在1995-2000年间，全球平均温度距平有显著变化–这一变率的主要因素是1997-1998年发生的大规模厄尔尼诺事件，以及紧接着在1999-2001年间的强拉尼娜事件。与这些评估报告有关的预估并没有力图获取这些厄尔尼诺和拉尼娜事件的实际演变，而是将其列为自然变率导致的不确定性根源，比如就像各CMIP3和CMIP5模拟和预估给定的区间所涵盖的不确定性根源一样(TFE.3，图1)。TFE.3图1(中右)中灰色楔形符号表示年温度的指示*可能*区间，它由典型浓度路径(RCP)2016-2035年20年平均估值确定(详见图TS.14和第11.3.6节的论述)。从1998到2012年，观测估值主要在以往评估报告各情景和CMIP3及CMIP5预估区间的低端。{2.4；文框9.2}

全球平均海平面

相对于1961-1990年，根据验潮仪和卫星测高资料，GMSL持续升高。虽然是相当稳步地上升，但上述两种观测记录表明，短期未发生变化或略有下降。或许除了在20世纪90年代初期之外，观测到的估值均在所有预估的区间之内。由于情景相关不确定性带来的海平面上升的不确定性在最近的评估报告(AR4和AR5)中是最小的，且观测到的估值均在该情景相关不确定性区间内。*几乎确定*的是，20世纪海平面已上升。海平面平均上升速率为1.7 毫米/年，1901-2010年的区间*很可能*是1.5至1.9之间，而1993–2010年上升率增至3.2，*可能*区间为2.8-3.6毫米/年(见TFE.2)。{3.7.2，3.7.4}



图TS.10 | 由于充分混合的温室气体(GHG)、人为强迫(ANT)而非充分混合的温室气体(OA)、自然强迫(NAT)和内部变率引起的1951-2010年变暖趋势的评估的*可能*区间(须状)及其中间点(直方)。哈得莱中心/气候研究小组格点表面温度资料集4(HadCRUT4)观测的趋势以黑色表示，其不确定性区间为5-95%，惟一原因是该记录中的观测不确定性。{图10.5}

年，观测到的全球平均表面温度上升中，有一半以上*很可能*是由于观测到的人为WMGHG浓度上升。在1951-2010年，WMGHG推动全球平均地表升温*可能*达0.5°C至1.3°C，而其它人为强迫作用*可能*为–0.6°C至0.1°C，自然强迫的作用*可能*是–0.1°C至0.1°C。这些评估的贡献与观测到的这一时期大约0.6°C的升温相一致(图TS.10)。{10.3}

太阳强迫是致使1951-2010年间气候变暖的惟一已知自然强迫，但它的增长远低于WMGHG强迫，且观测到的长期对流层变暖和平流层降温型态与预期对太阳辐照度变化的响应不一致。考虑到该证据以及评估的这一时期自然强迫对观测趋势的贡献，评估认为，1951年以来太阳强迫对观测到的全球变暖的贡献*极不可能*大于WMGHG强迫。因为1986–2008年用卫星直接测量太阳输出的时期，太阳强迫*很可能*已经减小，因此，具有*高信度*的是，太阳总辐照度变化并未对这一时期的全球变暖做出贡献。然而，具有*中等信度*的是，太阳变率的11年周期通过放大机制影响了一些地区的年代际气候波动。{8.4，10.3；文框10.2}

过去60年观测到的变暖远远超出使用仪器前的资料所估算的内部气候变率区间，也远远超出气候模式模拟的内部变率区间。对基于模式的内部变率模拟的评估足以开展此次评估。此外，观测到的变暖的空间分布不同于与内部变率相关的分布。根据此项证据，评估了内部变率对1951-2010年GMST趋势的贡献，*可能*区间为-0.1°C至0.1°C，*几乎确定*的是，仅凭内部变率无法解释自1951年以来的变暖。{9.5，10.3，10.7}

器测记录表明20世纪上半叶出现了显著变暖。与AR4相一致，评估认为，20世纪早期的变暖*极不可能*只是由于内部变率。由于强迫和响应不确定性以及观测覆盖率不足，因此仍然难以量化内部变率、自然强迫以及人为强迫对20世纪早期变暖的贡献。{10.3}

TS.4.3 大气温度

AR4以来的一些研究都探究了自由对流层温度的模拟与观测到的趋势的一致性（见TS.2节）。大多数（尽管并非所有）CMIP3和CMIP5模式会高估1979-2012年卫星周期已观测的热带对流层变暖趋势。在这种不同于观测到的趋势的差异中，大约有一半到三分之二是由于高估SST趋势，由于模式力图保持静态稳定，所以这种趋势会向上扩散。然而，由于观测到的热带对流层趋势率和垂直结构为*低信度*，所以这些评估也为*低信度*。在热带地区以外，在1961年开始的探空仪记录时期，模拟和观测到的趋势差异较小{2.4.4，9.4，10.3}

无线电探空仪资料集和卫星资料集的分析，并结合CMIP5和CMIP3模拟，仍然发现观测到的对流层变暖与内部变率和仅对自然强迫响应的模拟结果不一致。1961-2010年CMIP5模式模拟以WMGHG变化为驱动的对流层变暖，只有很小的抵消变冷作用，原因是气溶胶的反射和吸收变化以及对流层臭氧的共同作用。根据这个证据并结合多信号检测和归因分析，以WMGHG为主的人为强迫*可能*为自1961年以来的对流层变暖作出了贡献。无线电探空仪和卫星记录的不确定性使对观测到的对流层上部趋势的原因评估信度低于总体大气温度变化的评估。{2.4.4, 9.4, 10.3}

CMIP5模拟包括WMGHG、臭氧和自然强迫变化，这可大体再现观测到的平流层下部温度演变，有时往往会低估卫星时代观测到的变冷趋势（见第TS.2节）。关于平流层温度的最新研究考虑了对自然强迫的响应、WMGHG和消耗臭氧物质。研究表明，自1979年以来，以消耗臭氧物质引起臭氧层消耗为主的人为强迫*很可能*为平流层下部变冷作出了贡献。CMIP5模式只模拟出平流层下部对历史WMGHG变化作出极弱降温响应，而WMGHG对平流层下部温度的影响尚未正式检测到。将这两个区域统一考虑，人为强迫，特别是WMGHG和平流层臭氧损耗，*很可能*导致出现可检测到的自1961年以来观测到的对流层变

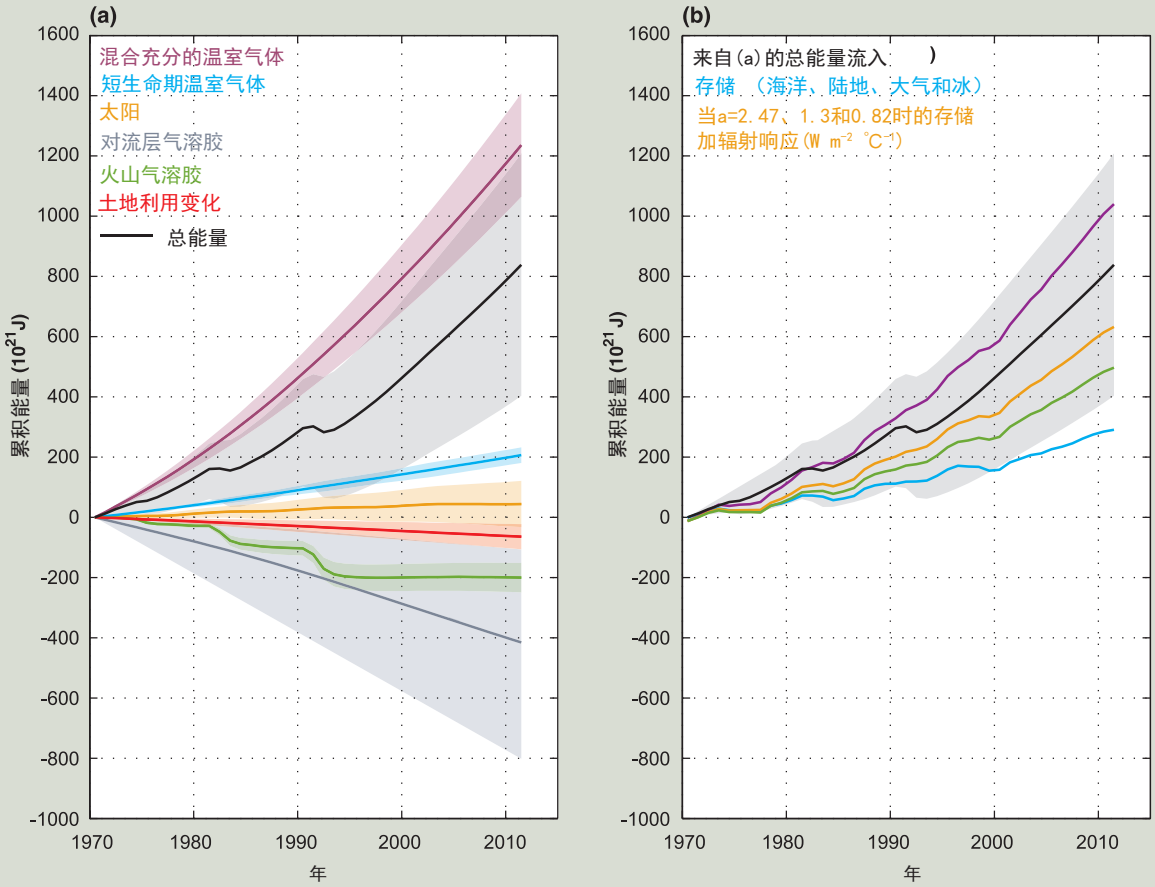
专题要素

TFE.4 | 全球气候系统不断变化的能量收支

全球能量收支是地球气候系统的基本方面，且取决于地球系统中的许多现象。海洋储存了近几十年来气候系统约93%的能量增量，导致海洋热膨胀及其后的海平面上升。地球系统能量存储率一定等于大气层顶的净向下辐射通量，它是地球系统承受变化引起的有效辐射强迫(ERF)与地球系统辐射响应之间的差。而气候系统各组成部分之间以及从一个地点到另一个地点也有明显的能量转移。由于1970年后全球观测资料的覆盖率更高，所以这里重点讨论的是1970年后的地球全球能量收支。{3.7，9.4，13.4；文框3.1}

由于混合充分的(长生命期)温室气体(GHG)浓度的上升、短生命期温室气体(对流层和平流层臭氧和平流层水汽)的变化，以及太阳辐照度的上升(TFE.4，图1a)，气候系统的有效辐射强迫为正。尽管黑碳会产生正强迫，但正有效辐射强迫已得到了部分抵消，因为对流层气溶胶的变化对气候系统的有效辐射强迫具有负贡献，它主要反射阳光，并且增强云亮度。火山猛烈喷发(如1982年墨西哥的厄尔奇冲火山和1991

(接下页)



TFE.4，图1 | 1970至2011年地球能量收支。(a)彩色线表示由混合充分的短生命期温室气体、太阳辐射、对流层气溶胶强迫、火山强迫和土地利用变化引起的地表反照率变化(均相对于1860-1879年)导致的地球系统累积能量流入；这些贡献相加得出总能量流入(黑色；雪上的黑碳、凝结尾流和凝结尾流卷云的作用也包括在内，但没有单独列出)。(b)地球系统能量吸收(蓝色；海洋、大气和陆地升温以及融冰所吸收的能量)和根据全球平均表面温度变化推断出的向外辐射增加，二者之和抵消了来自(a，黑色)中的累积总能量流入。图中针对气候反馈参数a(分别为每摄氏度2.47、1.23和0.82 W m^{-2})求出了这两项之和，分别对应平衡气候敏感性1.5°C、3.0°C和4.5°C；评估认为1.5°C至4.5°C是平衡气候敏感性的*可能*区间。在某个特定a值下，如果对应的线与总能量流入重合，则能量收支将闭合。为了明确起见，列出的所有不确定性(阴影)均为*可能*区间。{文框12.2；文框13.1，图1}

TFE.4 (续)

年菲律宾的皮纳图博火山）会使二氧化硫进入平流层，使平流层的气溶胶增加，并驻留数年。平流层气溶胶反射一部分入射太阳辐射，从而产生负强迫，土地利用变化引起的地表反照率变化也已使短波辐射更多地反射回太空，所以产生负强迫。自1970年起，气候系统的净负有效辐射强迫增加，这些强迫的综合影响是这段时期能量流入（TFE.4；图1a）。{2.3，8.5；文框13.1}

随着气候系统变暖，能量通过更多的向外辐射散失到太空。系统的这种辐射响应主要是由于热辐射的增加，但它被气候反馈所修正，如水汽、云和地表反照率等变化，这会影响向外长波辐射和反射的短波辐射。地球辐射收支试验（ERBE）卫星在1985至1999年测量了大气层顶通量，云地辐射能量系统（CERES）卫星自2000年3月至今仍在测量这一通量。大气层顶辐射通量的测量精确度非常高，从而能在ERBE和CERES卫星使命中确定地球净能量收支的逐年变化，但仪器的绝对校准并不十分准确，无法确定大气层顶的绝对能量通量，也使这两个卫星使命无法提供连续性。TFE.4中的图1b将地球系统累计总能量变化与能量储存和累积向外辐射变化相联系。后者的计算是基于观测到的全球平均表面温度乘以气候反馈参数α，这又涉及到平衡气候敏感性。α的中位数1.23 W m^{-2}/摄氏度对应的有效辐射强迫是翻倍的二氧化碳浓度3.7W m^{-2} [2.96到4.44W m^{-2}] 加上3.0°C的平衡气候敏感性。气候反馈参数α可能会处于每摄氏度0.82至2.47W m^{-2}的区间（对应平衡气候敏感性的*可能*区间为1.5°C至4.5°C）{9.7.1；文框12.2}

如果有效辐射强迫是固定的，气候系统最终将充分变暖，辐射响应会平衡有效辐射强迫，气候系统的能量储存将不会有进一步的变化。然而，强迫在不断增加，海洋巨大的热容量意味着气候系统并不处于辐射平衡，其能量含量在增加（TFE.4，图1b）。这种储存提供了气候变化的有力证据。大部分这种额外的热量处于海洋上层700米中，但深海中温度也在上升。自1970年以来，海洋相关的热膨胀已促使观测到的海平面上升了大约40%。少量的额外热量能够使各大陆变暖、冰川和海冰升温融化、大气升温。{13.4.2；文框3.1，13.1}

除了地球能量收支的这些强迫变化，还有年代时间尺度的内部变率。观测和模式表明，因为大气的热容量相对较小，在全球变暖的过程中也会出现表面温度的十年稳定甚至下降。气候模式模拟表明，这些周期伴随着热量从海洋上层向更深层输送，量级为0.1W m^{-2}，同时向空中输送近乎稳定或增加的辐射，量级也为0.1 W m^{-2}。虽然这些自然波动说明热量巨大，但它们明显小于地球能量收支中的人为强迫，特别是在几十年或更长的时间尺度上。{9.4；文框9.2，13.1}

将有效辐射强迫、观测到的热储量和地表变暖等现有的独立估算相结合，得出地球能量收支，这与估算的不确定性区间内平衡气候敏感性的*可能*区间相一致（*高信度*）。地球能量收支中各项的量化，以及对于这些项在最近几十年保持平衡的验证，为我们了解人为气候变化提供了有力证据。{文框13.1}

暖而平流层下部变冷的型态。{2.4，9.4，10.3}。

TS.4.4 海洋

自AR4以来，利用更新的观测资料和更多的模拟，对20世纪末和21世纪初观测到的海洋上层变暖及其原因进行了更为全面的评估（见第TS.2.2节）。观测到的长期趋势和变率大多符合对人为强迫和火山强迫响应的模拟。观测到的海洋上层变暖（包括全球平均和流域尺度型态变化）也已检测到了人为指纹。这个结果对于许多观测、模式和方法或结构的不确定性而言很有说服力。人为强迫*很可能*为自20世纪70年代以来观测到的海洋上层（700米以上）变暖作出了很大贡献。这种人为海洋变暖通过热膨胀为

这一时期全球海平面的上升作出了贡献。{3.2.2，3.2.3，3.7.2，10.4.1，10.4.3；文框3.1}

观测到的表面盐度变化也表明全球水循环已发生了变化（见TFE.1）。长期趋势表明，1950至2000年，表面盐度的平均气候和表面盐度的时间变化之间有很强的正相关。这种相关性显示了气候盐度型态增强，因此淡水区变得更淡，咸水区盐度更高。人为影响信号最强的地区是在热带（30°S到30°N）和西太平洋。随着人为强迫的显著贡献，太平洋和大西洋之间的盐度差也已增大。{3.3，10.3.2，10.4.2，FAQ 3.2}

在全球尺度上，水柱上层250米的表层和次表层盐度变化（1955-2004）与自然变率的预期变化不符，但与强迫变化（WMGHG和对流层气溶胶）的模拟分布相符。从仅有太阳强迫和火山强迫变化模拟得出的自然外部变率与观测完全不相符，所以排除了观测到的趋势可以只用太阳变化或火山变化解释的假设。基于这些证据和我们对物理过程的了解，从而得出结论：人为强迫*很可能*对20世纪60年代以来表层和次表层盐度变化做出了可辨别的贡献。{10.4.2；表10.1}

氧是海洋中重要的物理和生物示踪物。对20世纪60年代到90年代氧气资料的全球分析将空间范围从局地扩展到了全球尺度，并连同地球系统模式（ESM）有限区域的输出结果，用于归因研究。结论认为，具有*中等信度*的是，观测到的海洋溶解氧下降的全球型态，部分可归因于人类影响。{3.8.3，10.4.4，表10.1}

观测资料呈现出海洋酸化的不同趋势（观测值区间为每年-0.0014至-0.0024pH单位）。具有*高信度*的是，因为海洋吸收人为二氧化碳，自工业化时代开始以来，海洋表层海水的pH值下降了约0.1。{3.8.2，10.4.4；文框3.2，表10.1}

TS.4.5 冰冻圈

北极海冰面积和北半球积雪范围的缩小、冰川普遍退缩，以及格陵兰冰盖表面进一步融化，这些都证明冰冻圈发生了系统性变化。冰冻圈的所有这些变化都与人为强迫有关。{4.2.2，4.4-4.6，10.5.1，10.5.3；表10.1}

归因研究将20世纪50年代观测到的北极海冰面积季节变化与耦合模式模拟的变化相比较，表明20世纪90年代初以来，可以明显检测到人类对海冰面积变化的影响。5月至12月的各个月份中也可以检测到人类活动信号，这表明在夏末最强的人类影响目前也延伸到较冷的季节。根据对海冰的这些模拟和器测记录的观测到的海冰面积以及各项研究之间的高一致性得出的结论是，自1979年以来，人为强迫*很可能*为北极海冰损失作出了贡献（图TS.12）。{10.5.1}

关于南极海冰面积，由于缺乏观测记录，以及模拟和观测到的变率之间存在差异，因而无法评估1979年以来观测到的海冰面积增加是否与内部变率不一致。与南极和周边海域的趋势和变化相关的各个过程仍然不易理清，而且有些研究是相互矛盾的。总之，具有*低信度*的是，由于CMIP5模式的海冰模拟之间差异很大，以及对变化起因的科学解释不全面且存在矛盾，而且内部变率的估算为*低信度*，所以对1979年以来观测到的南极海冰面积增加的科学认知为*低信度*（图TS.12）。{9.4.3，10.5.1；表10.1}

20世纪出现了创记录温度，这与夏初大气环流位置持续变化有关。格陵兰冰盖近年发生了重大融化事件正是对上述温度作出的响应，而自2007年以来大气环流位置变化更为突出。虽然格陵兰的许多器测记录相对较短（20年），但区域模拟和观测都一致表明，格陵兰的温度和冰盖径流都对更大尺度流态相关的区域大气环流变化以及全球温度上升作出了响应。由于暖水侵入有冰川的大峡湾，如雅各布港冰川，格陵兰也发生了冰物质损失和融化。人为强迫*可能*为1993年以来格陵兰冰盖的表面融化作出了贡献。{10.5.2；表10.1}

对2000年以来南极冰物质的估算表明，南极边缘的冰物质损失最大。对南极西部外海浮冰架下方观测资料的分析得出结论，认为主要由于融冰率加速，造成这一地区的海洋变暖、海洋环流输送的热量增加。南极冰物质损失的观测记录时间短，而且对冰盖的内部变率也缺乏了解。由于科学认知水平较低，所以对观测到的1993年以来南极冰盖冰物质损失的归因为*低信度*。{3.2，4.2，4.4.3，10.5.2}

目前关于变暖和水分变化造成冰川退缩的证据比AR4时更为完整。对观测到的冰物质损失的估算以及根据长期冰川记录对自然变化和内部变率进行的估算具有*高信度*。基于这些因子以及我们对冰川响应气候驱动因子的了解，具有*高信度*的是，冰川物质损失的很大一部分*可能*是由于人类影响。1970年以来观测到的北半球积雪减少*可能*有人为分量。{4.3.3，10.5.2，10.5.3；表10.1}

专题要素

TFE.5 | 不可逆性与突变

目前已提出了气候系统内可能表示阈值行为的一些组分或现象。交叉这些阈值会使气候系统或其一些组分突然或不可逆转地过渡到不同状态。

本次IPCC《第五次评估报告》(AR5)将*气候突变*定义为在几十年或更短时间内气候系统发生的大尺度变化，至少持续(或预期持续)几十年，并对人类系统和自然系统造成严重干扰。目前已有关于突变潜在后果的信息，但关于21世纪发生此类事件的可能性总体为*低信度*，而且几乎没有一致性。各个组分易受此类突变影响的实例有：大西洋经向翻转环流(AMOC)强度、包合物甲烷释放、热带和北方森林枯死、北冰洋夏季海冰消失、长期干旱和季风环流。{5.7，6.4.7，12.5.5；表12.4}

如果系统由于自然过程从扰动状态中恢复所需的时间尺度显著长于系统达到这种扰动状态所用的时间，则这种变化就称为*不可逆的*。出现这种行为的原因可能是扰动和恢复过程的时间尺度不同，或者是由于大气中二氧化碳(CO_2)扰动的存留时间长，造成持续的气候变化(见TFE.8)。评估认为北冰洋夏季海冰面积变化、长期干旱变化和季风环流变化在几年到几十年内是可逆的，而热带或北方森林回枯可能仅在几个世纪内是可逆的。水合物甲烷和多年冻土碳释放的变化、格陵兰冰盖和南极冰盖崩塌在因果扰动后的几千年内可能是不可逆的。{5.8，6.4.7，12.5.5，13.4.3，13.4.4；表12.4}

与AMOC相关的气候突变

新的瞬变气候模式模拟已确认，具有*高信度*的是，AMOC强度的强烈变化造成全球尺度的气候突变，其幅度和型态类似于过去的冰川丹斯加德-厄施格事件和海因里希冰川退缩。自IPCC《第四次评估报告》(AR4)以来，北大西洋气候变化和低纬度降水变化之间联系的信度有所增加。根据新的古气候重建和模拟研究，具有*很高信度*的是，AMOC强度降低和北大西洋区域相关海面变冷，造成了大西洋热带辐合带南移，并影响了美洲(南美和北美)季风，非洲季风和亚洲季风。{5.7}

AMOC间冰期模态能够从短生命期淡水流入副极地北大西洋中得到恢复(*高信度*)。约8200年前，在北美冰盖融化的最后阶段突然发生淡水释放。古气候观测和模式结果表明，具有*高信度*的是，AMOC的强度显著降低，随后在扰动后大约200年内迅速恢复。{5.8.2}

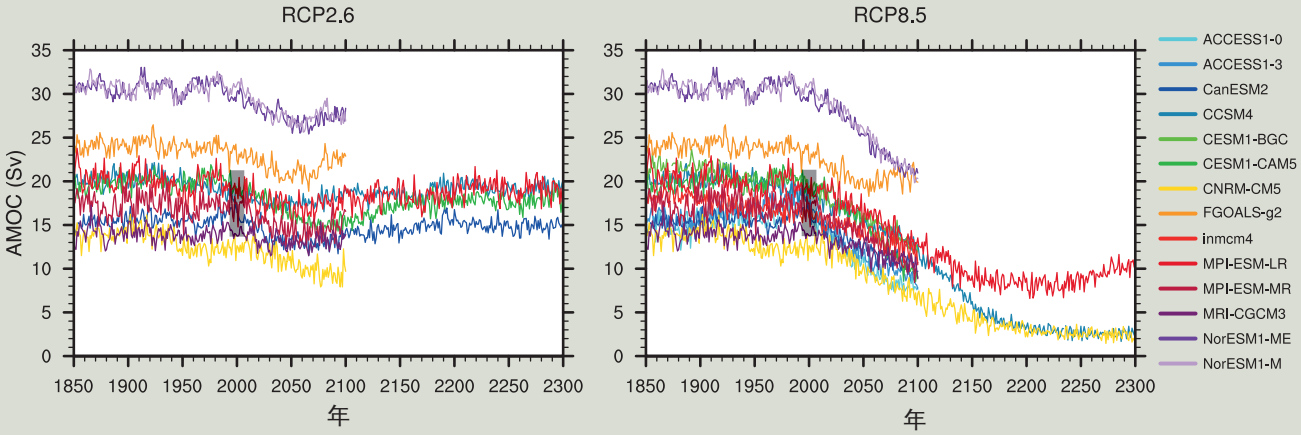
虽然自AR4以来，在各类未来强迫情景下进行了更多的模式模拟，但对AMOC特性的预估没有变化。相对1850-1900年的值，AMOC在21世纪仍然*很可能*减弱。耦合模式比对项目第5阶段(CMIP5)中关于这种减弱的最佳估值和区间在典型浓度路径RCP2.6下为11%(1-24%)，在RCP8.5下为34%(12-54%)，但减弱的幅度为*低信度*。在所考虑的情景下，AMOC在21世纪仍然*很不可能*突变或崩溃(*高信度*)(TFE.5，图1)。对于AMOC发生突变，AMOC对强迫的敏感性必须要远大于目前模式中看到的敏感性，或需要格陵兰冰盖的融水通量大大超过目前的最高预估。虽然不能完全排除这两种可能性，但是在所考虑的情景下，AMOC在21世纪末之后*不可能*会崩溃，但是不排除21世纪后由于显著持续升温致使AMOC崩溃。因为分析数量有限，结果不明确，对21世纪后AMOC演变的评估为*低信度*。{12.4.7，12.5.5}

多年冻土、甲烷水合物和森林变化的潜在不可逆性

在气候变暖条件下，多年冻土融化会导致在冻土中累积留存数百年到数千年的碳分解，造成大气CO_2和/或

(接下页)

TFE.5（续）



TFE.5，图1 | 不同大气-海洋环流模式模拟的大西洋经向翻转环流（AMOC）响应RCP2.6情景（左）和RCP8.5情景（右）在30°N（Sv）的强度，以年为函数，时间范围为1850至2300年。竖黑直方表示在26°N测量的2004至2011年AMOC强度区间 {图3.11，12.35}

甲烷（CH_4）浓度上升。关于在未来变暖情况下多年冻土碳平衡的模拟研究至少考虑了某些多年冻土相关的重要过程，但研究没有得出一致结果，只是知道在合理的未来变暖情景下，当今的多年冻土在21世纪将成为碳的净排放源（*低信度*）。这也反映出没有充分理解多年冻土融化期间和之后的相关土壤过程（包括导致非冻土碳稳定的过程），而且无法定量评估与多年冻土脱气和相关反馈潜在相关的气候系统不可逆变化的幅度。{6.4.7, 12.5.5}

人为变暖*很可能*会增加陆地和海洋包合物的CH_4排放。海床下的甲烷包合物的沉积物很容易由于海洋变暖变得不稳定。但是海洋质量变化引起的海平面上升会提高海洋中包合物的稳定性。虽然难以正式评估，但对21世纪甲烷包合物不稳定性反馈的初步估算为程度小，但不容忽视。包合物中的甲烷*很不可能*在21世纪产生灾难性释放（*高信度*）。在数千年时间尺度上，由于释放和累积的时间尺度之间存在差异，此类甲烷排放可对人为变暖提供正反馈，而且也许是不可逆的。{6.4.7，12.5.5}

单纯在气候变化驱动下，亚马逊和其它热带雨林是否存在关键气候变化驱动的回枯阈值仍然存在高度不确定性。不排除降水量和旱季持续时间的临界阈值交叉的可能性。北方森林对预估气候变化的响应也是高度不确定，而目前不能排除临界阈值的存在。对大面积热带和/或北方森林崩溃的预估为*低信度*。{12.5.5}

冰冻圈变化的潜在不可逆性

在CO_2上升和下降的敏感性研究中，使用大气-海洋环流模式（AOGCM）或地球系统模式（ESM）直接评估了海冰损失的可逆性。研究表明，没有证据表明北极海冰会在任何方面出现不可逆变化。相反，由于在南大洋表层和深层海水之间的强烈耦合，结合起伏不定的大气CO_2浓度，有些模式中的南极海冰呈现某种滞后行为。{12.5.5}

目前，尽管由于流入海洋的冰量超过净表面冰物质平衡，使格陵兰冰盖和南极冰盖的冰物质出现损失，但二者都有正表面冰体平衡（降雪超过融化）。正反馈会减少冰盖体积及范围，而冰盖表面高度的下降会导致表面冰体平衡降低。这种情况的出现通常是由于表面融化增加，因此在21世纪适用于格陵兰，但不适用于南极，因为南极目前表面融化非常少。在充分混合温室气体辐射强迫情景下，预估在几个世纪后南极表面融化将会成为重要因素。{4.4，13.4.4；文框5.2，13.2}

(接下页)

TFE.5 (续)

流入海洋的冰盖突变可能是由于一些地区的陆地缘线的不稳定退缩，这些地区的基岩低于海平面，并朝冰盖内部向下倾斜。这主要适用于南极西部，但也适用于南极东部和格陵兰的部分地区。冰架衰退可引发陆地缘线退缩，这是由于冰架下较暖海水会加剧水下冰架融化，或冰架表面的融水池塘会促使冰架断裂。由于冰盖的增长是一个缓慢的过程，在这里所用的定义中,此类变化将是不可逆的。{4.4.5；文框13.2}

具有*高信度*的是，在过去几百万年间，全球温度比现在高，在这段时期格陵兰冰盖和南极西部冰盖的体积缩小。冰盖模式模拟和地质资料表明，南极西部冰盖对次表层海洋变暖非常敏感，并且具有*中等信度*的是，这意味着如果大气CO_2浓度在几千年内保持或超过350-450ppm，南极西部冰盖则将退缩。{5.8.1，13.4.4；文框13.2}

现有证据表明，全球变暖超过阈值将导致格陵兰冰盖在一千年或更长时间内几乎完全损失，造成全球平均海平面约上升7米。利用当今固定冰盖地形进行的研究指出，该阈值即为全球平均表面温度比工业化时代前高2°C但低于4°C（*中等信度*）。利用动力学冰盖进行的一项研究表明，该阈值为全球平均升温比工业化时代前高1°C（*低信度*）。鉴于科学不确定性的现状，无法量化*可能*区间。格陵兰冰盖完全损失并非不可避免，因为这将需要一千年或以上的时间；如果在冰盖完全消失前温度下降，冰盖则可能会再增长。然而，部分冰物质损失可能是不可逆的，这取决于超出阈值的持续时间和程度，因为由于冰盖与区域气候的相互作用，冰盖可具有多个稳定状态。{13.4.3，13.4.4}

TS.4.6 水循环

自AR4以来，已出现新的证据，表明在水循环的几个方面有可检测到的人为影响。具有*中等信度*的是，自1973年以来观测到的近地表比湿变化含有可检测到的人为分量。从特种传感器微波/成像仪（SSM/I）1988-2006年的数据反演的对流层下部水分含量估算中检测到了气候模式集合模拟出的人为水汽指纹。发现人类活动对流层比湿增加作出了贡献，这一发现具有*中等信度*。{2.5，10.3}

全球纬向平均陆地降水和北极降水归因研究都发现了可检测到的人为影响。人类对全球尺度降水分布变化的影响总体为*中等信度*，包括北半球中高纬度地区的增加。其余的观测不确定性和模拟不确定性，以及内部变率对观测到的降水的巨大影响妨碍了作出更可信的评估。{2.5, 7.6，10.3}

基于收集到的比湿、陆地降水以及与降水和蒸发有关联的海面盐度归因变化证据（有不同的信度和可能性），以及根据对水循环的物理认知，自1960年以来人类活动*可能*已对全球水循环产生了影响。这是自AR4以来的重大进展。{2.4，2.5，3.3，9.4.1，10.3，10.4.2；表10.1；FAQ3.2}

TS.4.7 极端气候

一些最新归因研究发现，观测到的暖昼和暖夜的频率增加，冷昼和冷夜的频率减少，这些方面都有可检测到的人为影响。自AR4和SREX以来，对于检测人类对极暖昼温的影响方面发现了新证据。有新证据表明，在全球尺度、某些大陆和次大陆区域，可区分出自然强迫的影响和人为强迫的影响。这强化了AR4和SREX的结论，而目前人为强迫*很可能*已为自20世纪中期以来观测到的全球尺度日温度极值的频率和强度变化作出了贡献。人类的影响*可能*显著增加了某些地方发生热浪的概率。对极端天气和气候事件的评估摘要见TFE.9和TFE.9的表1。{10.6}

自AR4以来，关于极端降水的人为影响，有一些新的、有限的直接证据（包括一个正式的检测与归因研究）和间接证据表明，鉴于全球水文循环各方面人为影响的证据，以及具有*高信度*的是极端降水事件强度将随变暖而增加，且比率超过平均降水，因而极端降水预计已经增加。在观测覆盖率足以开展评估的陆地地区，具有*中等信度*的是人为强迫已为20世纪下半叶全球尺度强降水的增强作出了贡献。{7.6，10.6}

从全球而言，热带气旋活动变化归因于人类影响具

有*低信度*。这是由于观测证据不足，对气候和热带气旋活动的人为驱动因子之间的联系缺乏切实的认知，而且关于内部变率、人为强迫和自然强迫的相对重要性在各项研究之间的一致性较低。在北大西洋地区，具有*中等信度*的是，北大西洋气溶胶强迫减少至少为自20世纪70年代以来观测到的热带气旋活动的增加作出了部分贡献。关于内部变率、WMGHG强迫和气溶胶对于观测到的这种趋势的相对重要性仍然存在很大分歧。{2.6，10.6，14.6}

虽然AR4的结论认为，人为影响*多半可能*对20世纪下半叶加大了的干旱风险作出了贡献，但对观测证据的最新评估表明不再支持AR4关于自20世纪70年代以来全球水文干旱上升趋势的结论。由于观测到的大尺度干燥趋势的*低信度*，加上难以将干旱年代际尺度变率与长期气候变化区分开，现在将自20世纪中期以来全球陆地干旱变化归因于人类影响列为*低信度*。{2.6，10.6}

TS.4.8 从全球到区域

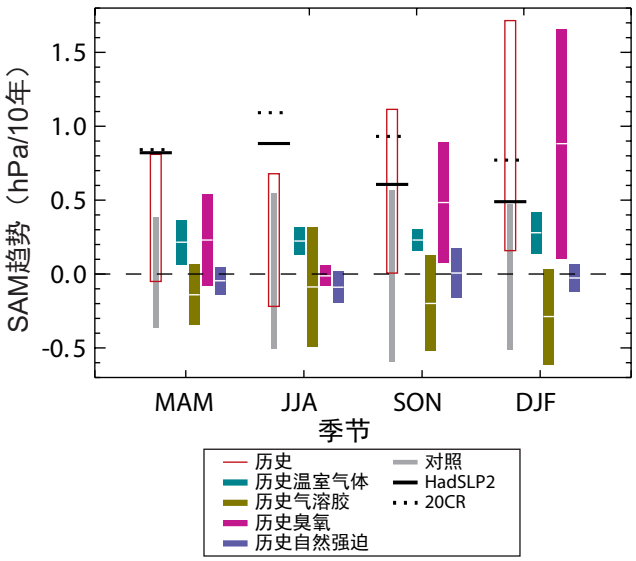
从更长期的视角来看，外部强迫对驱动工业化时代前时期半球尺度气候变率起到了很大作用（文框TS.5）。*很不可能*仅以内部变率来解释1400年至1850年北半球温度的变化。具有*中等信度*的是，外部强迫为850年至1400年北半球温度变率作出了贡献，也为过去5个世纪欧洲的温度变动作出了贡献。{5.3.3，5.5.1，10.7.2，10.7.5；表10.1}

大气环流变化对于局地气候变化很重要，因为这会导致某一特定区域的气候变化比其它地方更大或更小。人类影响*可能*已改变了全球海平面气压型态。具有*中等信度*的是，平流层臭氧消耗促使观测到的南半球夏季哈得莱环流的南部边界向极地漂移。平流层臭氧消耗*可能*为20世纪中叶以来南半球夏季观测到的SAM正趋势作出了贡献，这与高纬度地区海平面气压下降而亚热带地区气压上升相吻合（图TS.11）。{10.3}

更有力的证据表明，观测到的气候系统变化目前可归因于人类在气候系统许多组分中开展的全球和区域尺度活动（图TS.12）。对观测不确定性的研究已比以前更为透彻，新一代气候模式已经推断出人类影响的指纹。目前对海洋变化（包括盐度变化）有了更深入的认识，这与气候模式预测的水循环大尺度加强相一致。近表面温度、自由大气温度、海洋温度以及北半球积雪和海冰面积等方面的变化综合在一起，不仅呈现出全球平均变化，而且还显示出独特的区域型态，这与预期的人为强迫变化指纹和预期的火山喷发响应相一致（图TS.12）。{10.3-10.6，10.9}

在几乎所有所评估的气候系统主要组分中都检测到了人类影响（图TS.12）。总体而言，综合证据提高了对观测到的气候变化归因的总体信度水平，并减小了以单一气候变量为基础进行评估带来的不确定性。根据这一综合证据，*几乎确定*的是人类影响已使全球气候系统变暖。近表面温度变化、大气和海洋变化以及冰冻圈变化、水循环和某些极值变化等方面已确定存在人为影响。目前有力的证据表明，太阳强迫、火山及内部变率不是1950年以来变暖的最强驱动因子。{10.9；表10.1；FAQ5.1}

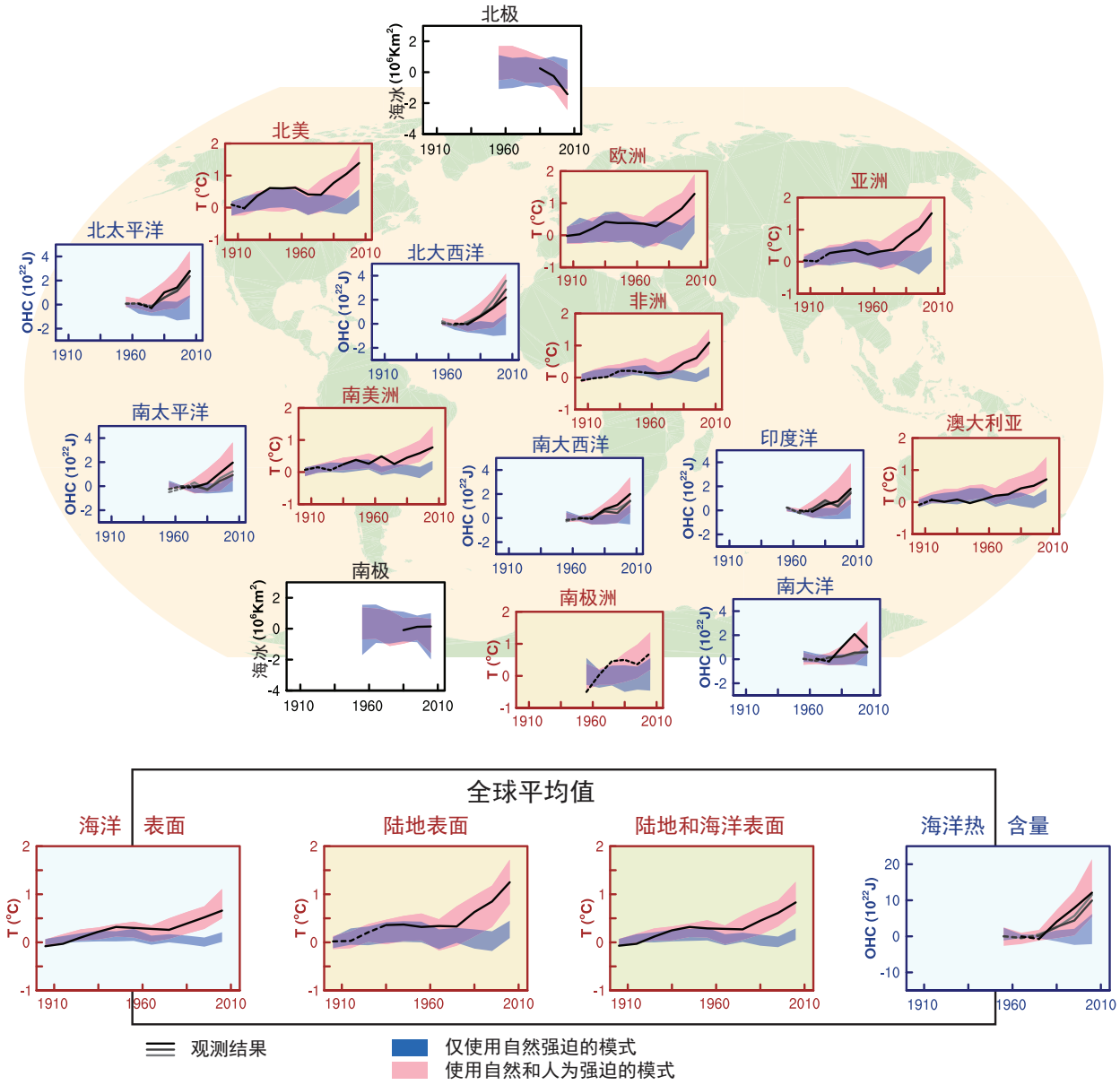
自20世纪中叶以来,除南极以外的每一个大陆，人为影响*可能*已为地面温度升高作出了贡献（图TS.12）。过去50年，北极表面温度非常显著的上升可能有明显的人为作用。对于南极，由于观测的不确定性很大，因此具有*低信度*的是，人为影响对现有台站观测到的平均变暖作出了贡献。因为驱动因子（环流变化）的更大作用、具有区域重要性的强迫的区间更大，以及区域尺度上相关过程的模拟



图TS.11 | 模拟和观测到的1951-2011年南半球环状模（SAM）指数季节趋势。SAM指数是40°S和65°S纬向平均海平面气压（SLP）之间的差值。SAM指数的确定未经归一化，以便对比模拟的与观测到的趋势幅度。黑线表示哈得莱中心海平面气压2r（HadSLP2r）资料集（实线）中观测到的趋势，以及20世纪再分析（虚线）。灰色直方表示对照趋势的第5至第95百分位区间，红框表示历史模拟趋势的第5至第95百分位区间，包括人为和自然强迫。彩色直方表示集合平均趋势及其相关5-95%信度区间，模拟响应的是CMIP5单个强迫模拟中充分混合的温室气体（浅绿色）、气溶胶（深绿色）、臭氧（品红色）和自然强迫变化（蓝色）。{图10.13b}

难度更大，区域尺度的检测和归因变得很复杂。然而，在许多次大陆地区，人类影响*可能*已为温度的升高作出了贡献。{10.3；文框5.1}

观测到的变化明显与自然系统中人为和自然强迫的模拟相一致(图TS.12)，尤其是与温度相关的变量。 表面温度和海洋热含量显示，在这两个记录中有新的人为和自然信号，明显有别于仅为自然变化的假设。这些信号不仅在全球均值中出现，而且还出现在大陆和海盆的区域尺度上的其中每个变量中。北极海冰面积明显超出内部变率区间。在次大陆尺度上，人类影响*可能*显著增加了某些地方发生热浪的概率。{表10.1}



图TS.12 | 区域尺度(上方各小图)和全球尺度(下方四个小图)观测到的和模拟的气候系统变化对比。褐色小图是表面温度时间序列，蓝色小图是海洋热含量时间序列，白色小图是海冰时间序列(十年均值)。每个小图都给出了观测资料(黑色或黑加灰色阴影)、对自然强迫(蓝色阴影)和自然及人为强迫(粉色阴影)的5-95%模拟响应区间，以及对应的集合平均值(分别为深蓝和暗红色)。观测到的表面温度来自哈得莱中心/气候研究小组格点表面温度资料集4(HadCRUT4)。图中给出了三个观测到的海洋热含量(OHC)记录。图中绘出海冰距平(而不是绝对值)，依据的是图10.16中的模式。观测资料线为实线或虚线，表示观测和估值的质量。对于陆地和海洋表面温度图和降水图，观测资料实线表示被检验的区域空间覆盖率超过50%，观测资料虚线表示观测覆盖率低于50%。例如，南极的资料覆盖率一直没有达到大陆的陆地区域的50%以上。对于海洋热含量和海冰图，观测资料实线是指资料覆盖率良好，质量较高的地区，虚线是指资料覆盖率仅为足够。本图是以图10.21为基础，区别在于标示的是十年平均值，而不是年平均值。与图SPM.6相关的详情见TS补充材料。{图10.21}

文框TS.4 | 模式评价

自AR4以来，气候模式不断得到改进，许多模式涵盖了对气候变化有重要作用的生物地球化学循环的表述，从而扩展到地球系统模式(ESM)。文框TS.4，图1部分概述了本报告所评价的模式能力,包括AR4中评估的或AR4时已有模式的改进或不足。{9.1，9.8.1；文框9.1}

与AR4时评价的那些模式相比，气候模式模拟表面温度的能力在许多重要方面已有所改善，虽然不是所有方面。仍然具有*很高信度*的是，模式能再现观测到的大尺度时间平均表面温度型态(型态相关系数约为0.99)，尽管在某些地区发现了几摄氏度的系统误差。具有*高信度*的是，在区域(次大陆和更小)尺度上模拟的时间平均表面温度优于AR4时；但是，模式能力的信度低于大尺度。模式能够再现观测到的年际至百年时间尺度全球平均或北半球平均温度变化幅度。模式还能够再现末次盛冰期温度的大尺度型态，这说明模式有能力模拟与目前显著不同的气候状态(另见文框TS.5)。{9.4.1，9.6.1}

具有*很高信度*的是，模式可再现历史时期全球及年平均表面温度变化的一般特征，包括20世纪下半叶的变暖和大型火山喷发后的骤然变冷。对历史时期的多数模拟不能再现过去10-15年观测到的全球平均表面升温趋势的下降(见文框TS.3)。具有*中等信度*的是，在1998-2012年间模式和观测之间的趋势差异很大程度上是由于内部变率所致，模式的强迫不足可能也有一定作用，而且有些模式高估了对温室气体强迫上升的响应。大多数模式(虽然不是全部)会高估过去30年观测到的热带对流层升温趋势，而往往会低估平流层下部的长期变冷趋势。{9.4.1；文框9.2}

自AR4以来,大尺度降水型态模拟有所改善，虽然模式对降水的模拟仍然不及对表面温度的模拟。模拟和观测到的年平均降水的空间分布相关系数已经从AR4时已有模式的0.77增加到当前模式的0.82。在区域尺度上仍不能很好地模拟降水，而且由于观测的不确定性，仍然很难评估。{9.4.1，9.6.1}

很多模式都能够再现1961-2005年观测到的海洋上层热含量变化。多模式平均的时间序列处于这一时期多数时间的现有观测估值区间内。{9.4.2}

有确凿证据表明，对北极夏季海冰面积下降趋势的模拟优于AR4时。约四分之一的模式显示出的趋势与1979-2012年卫星时代观测的趋势一样强或更强。大多数模式模拟的南极海冰面积呈小幅下降趋势，尽管模式间的离散度很大，这与观测的小幅上升趋势相反。{9.4.3}

自AR4以来,对模式模拟极端事件的评估已取得显著进展。20世纪下半叶极端暖昼和暖夜以及冷昼和冷夜的频率变化在模式和观测之间是一致的，而集合平均全球平均时间序列总体处于观测估值区间之内。大多数模式会低估极端降水对温度变率或趋势的敏感性，尤其是在热带地区。{9.5.4}

在包括交互式碳循环的模式中，多数模式模拟的20世纪下半叶全球陆地和海洋碳汇处于观测估值区间之内。然而，模式会系统性低估大气反演技术得出的北半球陆地碳汇。{9.4.5}

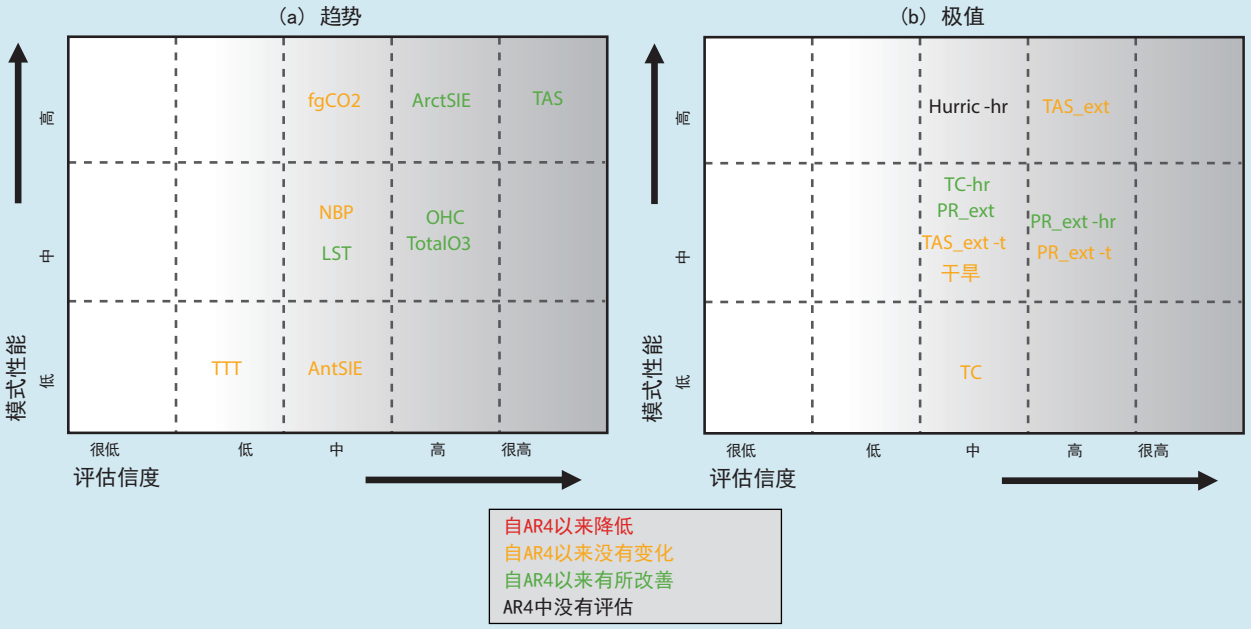
区域降尺度方法为许多气候影响研究提供所需的较小尺度气候信息。有*高信度*的是，降尺度对于地形多变地区和各种小尺度现象更具价值。{9.6.4}

平衡气候敏感性的模式离散度是在2.1°C至4.7°C之间，与AR4的评估非常接近。具有*很高信度*的是，平衡气候敏感性离散度的主要贡献因子仍然是云反馈。这适用于现代气候和末次盛冰期。同样有*很高信度*的是，与观测相一致，模式显示在区域到全球尺度对流层温度和水汽之间呈现强烈的正相关，这意味着模式和观测中都有正水汽反馈。{5.3.3，9.4.1，9.7}

(接下页)

文框TS.4（续）

气候模式基于物理原理，可再现观测到的气候的许多重要要素。这两个方面促使我们对模式的适用性建立起信心，相信它们可以用于检测和归因研究（见第10章），也可用于未来的定量预测和预估（见第11至14章）。有越来越多的证据表明，观测到的变率或趋势的一些要素与模式参量预估中的模式间差异有很好的相关性，这些参量包括北极夏季海冰趋势、雪反照率反馈，以及热带陆地碳损失等。然而，在气候预估的多模式集合平均方面，目前仍没有通用的策略能将模式过去的性能转换为本模式的相对权重。{9.8.3}



文框TS.4，图1 | 当前气候模式模拟20世纪气候重要特征的概况。如渐强的阴影所示，评估信度向右逐渐增加。模式质量自下而上提高。彩色编码表示AR4时的模式到目前评估所用模式的改进。自AR4以来已做了一些改进，有些模拟参量没有得到更好的模拟。本概况列出了主要的气候参量，没有一个显示出下降。评估的主要依据是多模式平均值，但不排除个别模式可能存在偏差。本图简要说明了评估的模式质量，各评估的详细信息见第9章。{9.8.1；图9.44}

图中突出了以下关键特征，括号中为评估所在的相应章节号：

(a) 趋势

AntSIE	南极海冰范围 {9.4.3}
ArctSIE	北极海冰范围 {9.4.3}
fgCO2	全球海洋碳汇 {9.4.5}
LST	平流层下部温度 {9.4.1.}
NBP	全球陆地碳汇 {9.4.5}
OHC	全球海洋热含量 {9.4.2}
TotalO3	总臭氧柱 {9.4.1}
TAS	地表气温 {9.4.1}
TTT	热带对流层温度 {9.4.1}

(b) 极值

干旱	干旱 {9.5.4}
Hurric-hr	高分辨率AGCM中大西洋飓风的逐年数 {9.5.4}
PR_ext	降水极端事件的全球分布 {9.5.4}
PR_ext-hr	高分辨率AGCM中降水极端事件的全球分布 {9.5.4}
PR_ext-t	降水极端事件的全球趋势 {9.5.4}
TAS_ext	地表气温极端事件的全球分布 {9.5.4}
TAS_ext-t	地表气温极端事件的全球趋势 {9.5.4}
TC	热带气旋路径和强度 {9.5.4}
TC-hr	高分辨率AGCM中的热带气旋路径和强度 {9.5.4}

文框TS.5 | 古气候

根据古气候档案进行气候重建可以将目前大气成分、海平面和气候（包括干旱和洪水等极端事件）的变化以及未来的预估置于以往气候变率的更宽广的视角（见第TS.2节）。{5.2-5.6，6.2，10.7}

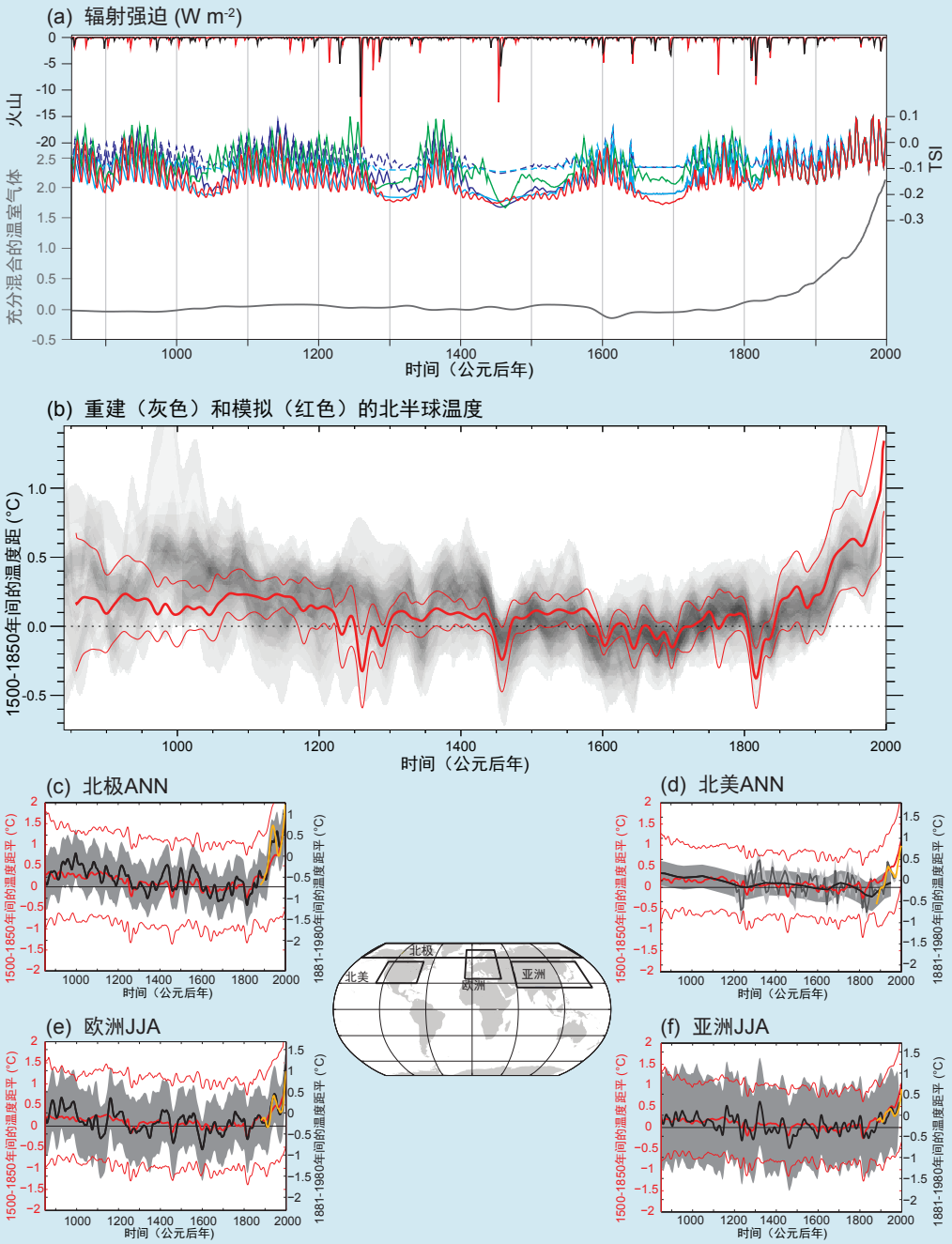
以往气候信息还记录了气候系统中缓变组分的情况，包括碳循环、冰盖和深海等，与它们响应扰动的特有时间尺度相比，上述器测记录的时间尚短，因此以往气候信息可以提供有关突变和不可逆变化机制的情况。结合对过去外部气候强迫的了解，古气候综合资料已记录了极地放大作用，其特点是在响应高或低CO2浓度时，北极温度变化大于全球平均{5.2.1，5.2.2，5.6，5.7，5.8，6.2，8.4.2，13.2.1，13.4；文框5.1, 5.2}

自AR4以来，在PMIP3（古气候模拟比对项目）/CMIP5框架中纳入了古气候模拟，因而使古气候信息能够更紧密地与未来气候预估相联系。全新世中期（6千年）、末次冰盛期（约2万1千年）及上一个千年的古气候信息已用于检测模式真实模拟过去变化幅度和大尺度模态的能力。古气候模拟和重建信息相结合能够量化气候系统对辐射扰动的响应、对平衡气候敏感性区间的约束、在年际到数百年尺度上记录的过去内部气候变率型态。{5.3.1-5.3.5，5.4，5.5.1，9.4.1，9.4.2，9.5.3，9.7.2，10.7.2，14.1.2}

文框TS.5，图1为上个千年古气候模拟比对项目第3阶段（PMIP3）/CMIP5模拟结果与重建气候的比较以及相关的太阳、火山和WMGHG强迫辐射。对于北半球年均温度而言，1983-2012*很可能*是过去800年中最暖的30年（*高信度*），可能是过去1400年中最暖的30年（*中等信度*）。器测温度与利用各种代用资料和统计方法所做多个重建的比较对这一评估结果给予了支持，该结果也与AR4相一致。在响应太阳、火山和人为辐射变化的情况下，各气候模式模拟过去1200年北半球多年代际温度变化，其幅度和时间基本与重建相一致，而且在其不确定性区间内。具有*高信度*的是，大陆尺度温度重建表明，在中世纪气候异常期（约950-1250年）内有多个十年期，某些区域的温暖程度与20世纪中叶相同，而在其它区域与20世纪后期相同。具有*高信度*的是，这些区域暖期并不像20世纪中叶以来的升温那样在各区域同步发生。根据气候重建与模拟的比较，具有*高信度*的是，外部轨道强迫、太阳和火山强迫以及内部变率都对中世纪气候异常期与小冰期（约1450-1850年）之间表面温度变化的空间分布和出现时间做出了很大贡献。但是，其相对贡献的定量估值仅有*很低信度*。*很不可能*的是，仅凭内部变率就能够解释1400-1850年北半球的温度变化。具有*中等信度*的是，外部强迫为850-1400年北半球温度变化作出了贡献，而且也为过去5个世纪欧洲的温度变化作出了贡献。{5.3.5, 5.5.1, 10.7.2, 10.7.5；表10.1}

(接下页)

文框TS.5（续）



文框TS.5，图1 | 对上一个千年的模拟和重建。 (a) 850-2000 PMIP3/CMIP5火山、太阳和充分混合的温室气体引起的辐射强迫。不同的颜色表示两个现有的火山强迫数据集和四个太阳强迫估值。对于太阳强迫，实 (虚) 线代表重建的变型，其中考虑了(没考虑)辐照度本底变化； (b) 850-2000 PMIP3/CMIP5模拟 (红色) 和重建 (阴影) 的北半球 (NH) 温度变化。粗红线表示多模式平均，细红线表示多模式90%的区间。灰色阴影表示叠加的重建温度；所有数据都表示为1500-1850年均值的距平，且用30年滤波器进行了平滑处理。注意：某些重建表示的空间域小于整个北半球或某个特定的季节，而整个北半球的平均年温度表示的是模拟值。 (c) 、(d) 、(e) 和 (f) 表示重建 (黑线) 和PMIP3 / CMIP5模拟 (粗红线为多模式平均；细红线为90%多模式区间) 的950-2000年北极和北美年平均温度以及欧洲和亚洲6月、7月和8月 (JJA) 温度。所有的红色曲线都表示为1500-1850年平均距平，并用30年滤波器进行了平滑处理。阴影部分表示每个重建的不确定性 (北极：90%信度区间、北美：±2标准差、亚洲：±2均方根误差、欧洲：95%信度区间) 。为了与器测记录相比较，给出了气候研究小组陆地站温度 (CRUTEM4) (黄线) 。这些器测资料未必是那些在重建校准中使用的资料，因此与实际用于校准的器测资料相比，也许与重建或多或少相对应；截止时间也会造成所示平滑资料的端点效应。所有线条都采用30年移动平均经过平滑处理。地图也显示了重建的各个区域。{5.3.5；表5.A.1；图5.1，5.8，5.12}

TS.5 全球和区域气候变化预估

TS.5.1 引言

气候系统变化预估使用了各层级气候模式，其中有简单气候模式，中等复杂模式，以及综合气候模式和地球系统模式(ESM)。这些模式可根据一套人为强迫情景模拟各种变化。一套新情景，即典型浓度路径(RCP)，已用于在世界气候研究计划的耦合模式比对项目第5阶段(CMIP5)框架下进行的新气候模式模拟。大量的综合气候模式和ESM都参加了CMIP5，其结果构成了气候系统预估的核心。

本节总结了对这些气候变化预估的评估。首先介绍了未来强迫和情景。其后各节涉及全球和区域气候变化预估的各个方面，包括近期(大约至本世纪中叶)和长期(21世纪末)大气、海洋和冰雪圈预估；碳和其它生物地球化学循环的预估；海平面变化预估；21世纪气候现象和区域气候其它方面的最终变化。除非另有说明，这里给出的是相对于1986-2005年平均值的预估变化。关于更长期气候变化预估以及关于气候稳定性和目标的信息见TFE.8。称为地球工程的应对气候变化的方法已经提出，其概述见文框TS.7。{11.3，12.3-12.5，13.5-13.7，14.1-14.6，附件1}

TS.5.2 未来强迫与情景

本评估报告中使用了一系列新的RCP，基本替代了《IPCC排放情景特别报告》(SRES)中的情景(气候系统情景表见文框TS.6和附件2)。新情景生成了一系列响应，从持续升温、到近于稳定的强迫、到严格减缓情景(RCP2.6)，后者在21世纪中叶以后能够稳定并随后缓慢降低辐射强迫。与AR4不同，AR5中将RCP情景框定为适应与减缓相结合。各RCP情景中目前开始的减缓行动在未来30年左右的时间内不会产生明显不同的气候变化结果，而对于本世纪中叶之后的长期气候变化，各RCP情景之间有明显差异。{ 文框1.1}

文框TS.6 | 新典型浓度路径情景与耦合模式比对项目第5阶段模式

未来温室气体、气溶胶颗粒的人为排放和土地利用变化等其它强迫因子都取决于社会经济因素，而控制排放实现减缓的全球地缘政治协议会对这些方面产生影响。AR4广泛使用了SRES情景，这些情景不包括额外的气候活动，这意味着没有情景明确承担执行《联合国气候变化框架公约》(UNFCCC)或《京都议定书》的减排目标。然而，针对各类其它目标的非气候变化政策对温室气体排放有着直接影响。SRES情景的制定采用循序渐进法，即将社会经济因素纳入到排放情景中，而后将这些情景用于简单气候模式，以确定温室气体浓度， 并采用驱动更复杂AOGCM所需的其它因子。在本报告中，对在被称之为RCP的新情景(其中一些包括为实现减缓的隐含政策行动)下气候模拟的结果进行了评估。这些RCP是一套更大的减缓情景，筛选出来以针对2100年不同的辐射强迫目标(约2.6，4.5，6.0和8.5W m^{-2}；图TS.15)。这些情景应当视为是合理的和有说明性的，并不附带概率。{12.3.1；文框1.1}

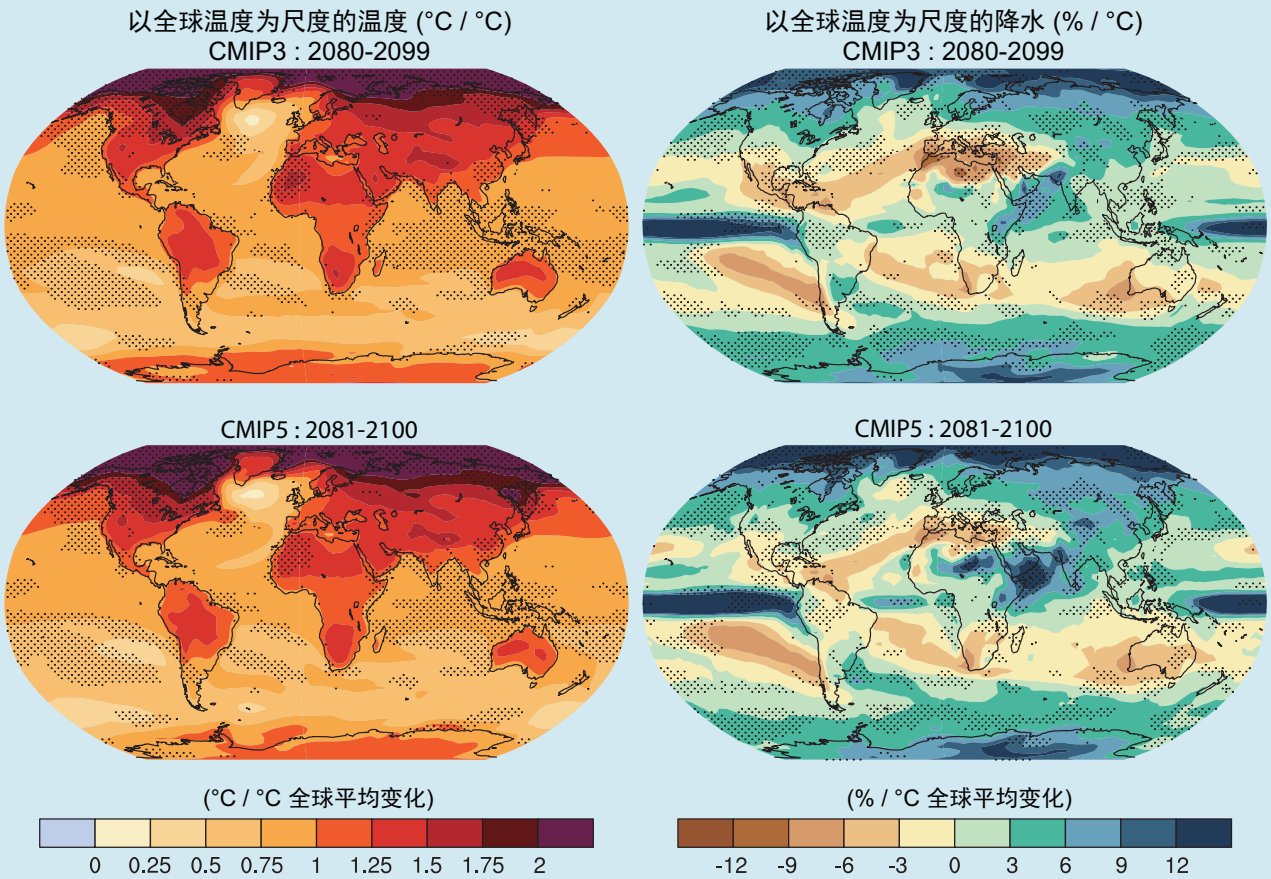
RCP的开发采用综合评估模式(IAM)，通常包括经济、人口、能源和简单气候等组分。它们制作的排放情景会通过简单模式运算，制作出可在AOGCM中运算的GHG浓度时间序列。而后RCP的排放时间序列可直接用于包括交互式生物地球化学在内的ESM(至少是陆地和海洋碳循环)。{12.3.1；文框1.1}

CMIP5多模式试验(通过世界气候研究计划协调)带来了开展气候变率和变化评估所需的空前信息量。除了AOGCM之外，CMIP5还包括一些新的ESM、新的模式试验和更多的诊断产品。CMIP5比IPCC AR4时可用的CMIP3多模式试验更加全面。CMIP5的模式数量是CMIP3的两倍多，还有更多的试验(还包括着力于了解未来气候变化情景运算中各种响应的试验)，以及数据量近2×1015字节(而CMIP3的数据量为30×1012字节)。CMIP5更全面地处理了更多强迫因子，特别是气溶胶和土地利用变化。强迫因子目前通常都包括黑碳气溶胶。CMIP5评估了CO_2的“浓度驱动”的预估和“排放驱动”的预估。这些能够量化物理响应不确定性以及气候-碳循环相互作用。{1.5.2}

（接下页）

文框TS.6（续）

如果AR4中使用CMIP5模式，那么AR4对全球平均温度变化的平均值和区间的评估就不会有很大差异。全球温度预估的差异主要归因于不同情景。CMIP3和CMIP5模式模拟的全球平均温度响应在瞬时和平衡态均值与模式区间都非常接近。所有情景之间的温度变化区间较大，因为RCP包括一个强减缓情景（RCP2.6），而CMIP3中使用的SRES情景中没有与之对等的情景。对于每一个情景，通过用相同平均和标准偏差的正态分布大致估算CMIP5分布而得出CMIP5的5%-95%预估区间并对CMIP5的预估结果进行评估后作为*可能*的21世纪末全球温度变化预估的结果。使用为涵盖AR4评估的平衡气候敏感性区间而校准的简单模式所作的概率预估可提供与CMIP5一致的不确定性区间。在AR4中，当以模式平均升温分数表示全球温度预估的不确定性时（定常分式不确定性），发现该不确定性近似于常数。对于更高浓度的RCP而言，据目前估算不确定性小于AR4使用的长期气候变化方法的不确定性，因为碳循环-气候反馈与浓度驱动的RCP预估不具相关性（相反，AR4中评估的全球温度预估不确定性考虑了碳循环-气候反馈，虽然这些不是CMIP3模式的一部分）。当用RCP8.5 CO_2排放而不是RCP8.5CO_2浓度强迫时，包括交互式碳循环的CMIP5 ESM的模拟结果是到2100年比后者平均高50ppm（-140至+210ppm）（CMIP5模式离散度）的大气CO_2浓度和比后者高0.2°C的全球表面温度升幅。对于低浓度RCP而言，分式不确定性更大，因为内部变率和非CO_2强迫对总不确定性有更大的相对贡献。{12.4.1, 12.4.8，12.4.9} *（接下页）*



文框TS.6，图1 | CMIP3模式平均（第一行）和CMIP5模式平均（第二行）温度型态（左列）和百分比降水变化型态（右列），均以对应的全球平均温度变化为标尺。这些型态的计算是通过求出21世纪最后20年试验（CMIP3为2080-2099年，CMIP5为2081-2100年）与最后20年历史试验（CMIP3为1980-1999年，CMIP5为1986-2005年）的平均值之差，并根据全球平均温度相应变化重新调整各差值。此做法首先针对单个模式进行，然后将结果在模式之间进行平均。点状部分表示自举法得到的两个相应型态差值显著性度量。CMIP3和CMIP5集合成员的合并集合与原集合的成员数量相同，但没有区分二者的成员，合并集合的两个子集是从500次随机抽样中选出。对于每个随机抽样，均计算出相应型态及其差值，然后逐格点对真差值与自举差值分布进行比较，并且只在差值处于自举分布尾部的格点上（小于第2.5百分位或第97.5百分位）才施以点刻。{图12.41}

文框TS.6（续）

基于CMIP3和CMIP5的温度和降水预估之间具有总体一致性，无论是变化的大尺度分布还是幅度（文框TS.6，图1）。预估的模式一致性和信度取决于变量、空间和时间的平均，较大尺度一致性更好。温度的信度高于与水循环或大气环流相关的参量。已开发了量化和显示模式可靠性的改进方法，以表示凡是模式间就局地趋势缺乏一致性时，则是由于内部变率所致，而不是模式实际上对其强迫响应存在差异。自AR4以来，虽然对气候变化长期大尺度预估的不确定性来源和特征表述方式的认识并没有显著变化，但新的试验和研究已继续在朝着更完整和严格的特征表述努力。{9.7.3，12.2，12.4.1，12.4.4，12.4.5，12.4.9；文框12.1}

在瞬时试验中建立的温度和降水变化地理分布型态的良好稳定性在各CMIP5模式（文框TS.6，图1）中仍然有效。随着时间推移以及在各情景之间，分布型态均类似，并可被全球平均温度变化项标记为第一阶。当应用于强减缓情景时，或应用于局地强迫明显且随时间变化的情景时，或应用于除季节平均温度和降水平均值之外的变量时，这一技术的有效性仍会受到某些限制。{12.4.2}

所有情景之间的人为气溶胶排放区间对近期气候预估的影响大于对长生命期温室气体对应区间的影响，特别是对区域尺度和水文循环变量的影响。RCP情景不包括在SRES和替代情景中发现的未来气溶胶排放区间（文框TS.6）。{11.3.1，11.3.6}

如果采取快速减少硫酸盐气溶胶的措施以改善空气质量或作为化石燃料CO_2减排的一部分，那么具有*中等信度*的是，这会导致近期快速升温。有证据表明，同时控制CH_4排放将会抵消部分硫酸盐引起的升温，虽然减缓CH_4带来的降温比减缓硫酸盐引起的升温更为缓慢，这是由于为响应减排，这些物质的大气浓度下降的时间尺度各有不同。虽然黑碳气溶胶的清除也可抵消与硫酸盐清除相关的升温，但不确定性太大，以至于无法限制全球温度响应黑碳减排的符号正负，这取决于共同排放的（反射性）气溶胶的减少，并且还取决于气溶胶的间接影响。{11.3.6}

在预估来自RCP排放、具有化学反应的温室气体CH_4和N_2O的过程中包括不确定性，可给出一个丰度路径区间，该区间*可能*比强迫CMIP5气候模式的RCP浓度区间大30%。在农业、森林和土地利用排放源的估值中，在大气生命周期中以及在化学反馈中包括不确定性，则会产生N_2O、CH_4和HFC及其辐射强迫出现一个更大丰度区间。以CH4为例，到2100年，RCP8.5CH_4丰度的*可能*区间会比单值RCP8.5CH_4的丰度高520 ppb，而RCP2.6CH_4丰度区间会比单值RCP2.6 CH_4的丰度低230 ppb。{11.3.5}

自然强迫的预估为*很低信度*。大型火山喷发会造成高达每平方米几瓦的负辐射强迫，一般生命期为一年，但未来喷发的可能发生几率和时间不得而知。除了11年的太阳活动周期外，太阳总辐照度的变化尚不确定。除非明确说明，否则除周而复始的11年太阳周期外，未来火山喷发和太阳总辐照度变化都没有纳入所评估的近期和长期气候预估。{8，11.3.6}

TS.5.3 气候系统响应的量化

基于观测到的气候变化、气候模式和反馈分析的平衡气候敏感性（ECS）估值，以及古气候证据表明ECS为正值，具有*高信度*的是，*可能*在1.5°C至4.5°C区间内，*极不可能*小于1°C（*高信度*），*很不可能*大于6°C（*中等信度*）。包括长期反馈在内的几千年时间尺度上的地球系统敏感性一般不包括在模式中，可显著高于ECS（更多详情见TFE.6）。{5.3.1，10.8；文框12.2}

根据观测到的气候变化和气候模式，具有*高信度*的是，瞬时气候响应（TCR）为正值，*可能*是在1°C至2.5°C区间内，*极不可能*大于3°C，（更多详情见TFE.6）。{10.8；文框12.2}

GMST变化与累积总人为碳排放之比相对不变，它独立于情景，但依赖模式，因为它是模式累计碳的空中部分和瞬时气候响应的函数。因此对于任何给定的温度目标，在先前几十年中较高的排放量意味着之后将减少大约相同量的排放。累积碳排放的瞬时气候响应（TCRE）*可能*是每1000PgC为0.8°C至2.5°C（*高信度*），因为温度达到峰值前，累计碳排放量约小于2000 PgC（更多详情见TFE.8）。{10.8，12.5.4；文框12.2}

专题要素

TFE.6 | 气候敏感性与反馈

可将气候变化描述为对被反馈放大的某种强迫的响应，这种描述可追溯到数十年前。辐射强迫(RF)和气候反馈的概念一直在细化，而目前对各种局限有了更好的认知；例如，反馈可能远快于表面升温，反馈取决于强迫因子的类型(如温室气体(GHG)相对于太阳强迫)，或也许有数百年到数千年的内在时间尺度(主要与植被变化和冰盖有关)。分析模式和观测中的物理反馈依然是一个强有力的框架，可为不同情景提供对未来瞬时气候变暖的约束、提供气候敏感性的约束，并结合碳循环反馈的估值(见TFE.5)，确定适合于气候稳定或目标的GHG排放(见TFE.8)。{7.1，9.7.2，12.5.3；文框12.2}

水汽/直减率、反照率和云反馈是平衡气候敏感性的主要决定因素。所有这些反馈均被评为正反馈，但可能性水平不同，从*可能*到*极有可能*。因此，具有*高信度*的是，净反馈为正，所以气候对强迫的黑体响应将被放大。云反馈仍然是最大的不确定性。水汽和直减率变化两者相加的净反馈都*极有可能*为正反馈，而且大约是黑体响应的两倍。气候模式中这两个过程的平均值和离散度与IPCC《第四次评估报告》(AR4)相比基本保持不变，但目前得到以下支持：对相对湿度分布的决定因素有了更有力的观测证据和更深入的认知。云对各种气候强迫机制的响应有多种方式，云反馈可以是正或负反馈。关键问题包括描述厚积云和薄积云对流、冰云的微物理过程、云形成和云消散过程小尺度变化产生的部分云量等。大气环流模式(GCMS)中诊断云反馈的新方法已经说明云作出各种响应是确凿的，同时将继续证明低云量是模拟云反馈的模式间离散度的最重要来源。由所有云类引起的净辐射反馈*可能*为正反馈。除了目前气候模式中的过程外，这一结论还考虑了有待计算的各过程未知贡献率的合理区间。虽然目前单凭观测资料无法提供可靠和直接的约束，但目前有多个证据链均表明高云的高度变化和云水平分布变化都起到了正反馈作用。在大多数气候模式中，低云量反馈也是正反馈，但对这个结果的认知尚不充分，观测资料也没有对其进行有效约束，所以这一结论为*低信度*。{7.2.4-7.2.6，9.7.2}

气候模式中气溶胶-云过程的代表性依然是一个挑战。在各尺度上，气溶胶和云的变率明显小于气候模式计算的变率，而在这些尺度上各类云对气溶胶的响应却不明显，这意味着在可预见的未来，气候模式将继续依赖对气溶胶-云相互作用的参数化，或可重现代表次网格变率的其它方法。这表明与气溶胶-云相互作用有关的各种强迫的估值存在大的不确定性。{7.4，7.5.3，7.5.4}

平衡气候敏感性(ECS)和瞬时气候响应(TCR)是两个有用的指标，用于概括全球气候系统的温度对某一从外部施加的辐射强迫做出的响应。ECS被定义为在大气二氧化碳(CO_2)浓度翻倍后全球年平均表面温度(GMST)的平衡变化，而TCR被定义为70年间在CO_2强迫呈现线性增加趋势之后，当CO_2翻倍时的年平均GMST变化(见术语表)。这两个指标比上述定义所示有更广泛的应用范畴：ECS决定了为响应多世纪时间尺度上大气成分的稳定而最终形成的升温，而TCR决定了在50至100年时间尺度上强迫作用稳定增加后，预计在某个给定时间出现的升温。{文框12.2； 12.5.3}

ECS和TCR可根据各种证据链估算(TFE.6，图1和图2)。估值可根据气候模式诊断的ECS值和TCR值，或可通过以下方式对估值进行约束，即通过气候模式中的反馈分析、与观测比较的模式给出的平均气候型态和变率、根据古气候档案重建的温度波动、观测到的和模拟的能量平衡短期扰动(如火山喷发引起的扰动等)，以及观测到的工业化时代前以来的表面和海洋温度趋势。对于诸多应用而言，毋忘强迫-反馈分析框架的各种局限性以及反馈对事件尺度和气候状态的依赖。{5.3.1，5.3.3，9.7.1-9.7.3，10.8.1，10.8.2，12.5.3；文框5.2；表9.5}

(接下页)

TFE.6 (续)

有关约束ECS的较新研究是基于工业化时代前以来观测到的升温幅度、利用简单模式和中等复杂程度的模式所作过的分析、经改进的各种统计方法以及几个不同但较新的数据集，包括古气候约束，但没有考虑基于CMIP的证据。这些研究表明，ECS值*可能*在1.5°C至4.5°C之间(*中等信度*)但*极不可能*小于1.0°C。{5.3.1，5.3.3，10.8.2；文框5.2，文框12.2}

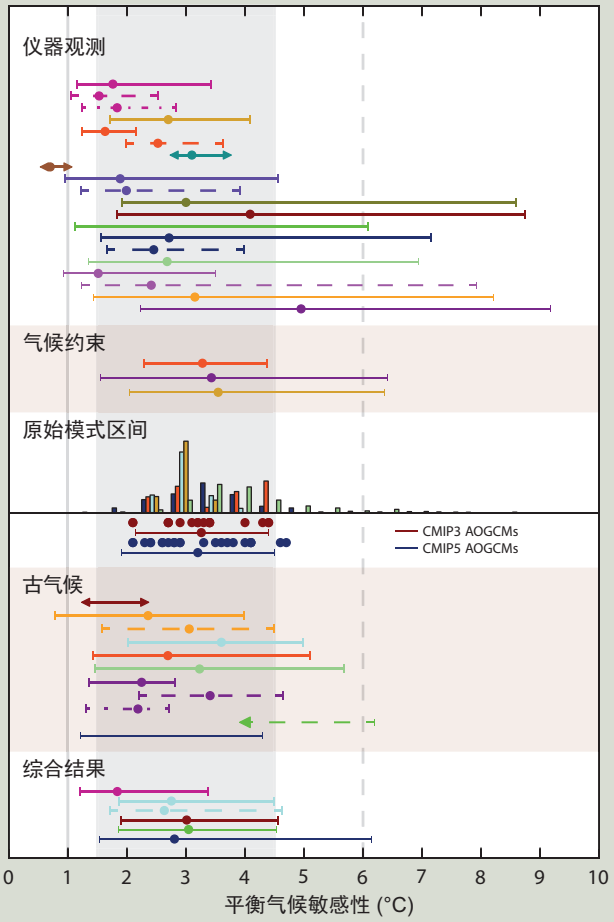
基于大气-海洋环流模式(AOGCM)的估值和反馈分析表明存在一个2°C至4.5°C区间，而耦合模式比对项目第5阶段(CMIP5)的模式均值为3.2°C，这与CMIP3的模式均值类似。在一些有扰动参数的集合模式中发现高气候敏感性，但最近把有扰动物理过程的集合结果与观测到的气候状态进行对比，发现凡是ECS值在3°C至4°C区间的模式，其许多要素场中的误差最小。在某个特定有扰动参数的集合模式中通常发现在气候量值与气候敏感性之间存在一定的关系，但在许多情况下，在有扰动参数的其它集合模式中这种关系是不确凿的，无论是在不同模式中，还是在CMIP3和CMIP5模式中都是如此。评估的文献表明，通过用平均气候和变率观测值约束模式的方式无法显著缩小CMIP3和CMIP5所涵盖的气候敏感性和瞬时响应区间。基于扰动参数集合模式和CMIP3的研究均支持这样一个结论：平均气候和变率的可信代表性很难用小于2°C的ECS实现。{9.2.2，9.7.3；文框12.2}

基于上次冰盛期(21 ka至19 ka)的重建和模拟得出的ECS新估值表明，ECS值*很不可能*小于1°C并大于6°C。在一些模式中，由于云反馈的描述方式不同，在暖气候和冷气候之间气候敏感性也有所不同。地球系统敏感性的各种估值，其中包括各种慢反馈(如冰盖或植被)，更难以与当前气候状态的气候敏感性联系起来。根据古气候状态计算出的ECS各估值的主要局限性是代用资料的不确定性、资料的空间覆盖范围、一些强迫的不确定性，以及在模式-资料比对中所用模式本身的结构局限性。{5.3，10.8.2，12.5.3}

可用于约束ECS或TCR的贝叶斯方法对于所假设的先前分布是敏感的。通过综合源于观测到的变暖趋势、火山喷发、模式气候学和古气候的约束因子，这些方法原则上能够得出区间较窄的估值，况且在某些研究中已用此方法完成了估算，但应如何得出确凿估值目前尚无共识。这种方法对于以下假设是敏感的：对各种证据链独立性的假设、模式中或反馈估值中存在共同偏差可能性的假设以及各单个证据链无偏差的假设。本评估报告对不同估值的综合基于专家的判断。{10.8.2；文框12.2}

如上文所述，根据观测到的气候变化的综合证据(包括观测到的20世纪变暖、气候模式、反馈分析和古气候)，ECS值*可能*是在1.5°C至4.5°C区间内并

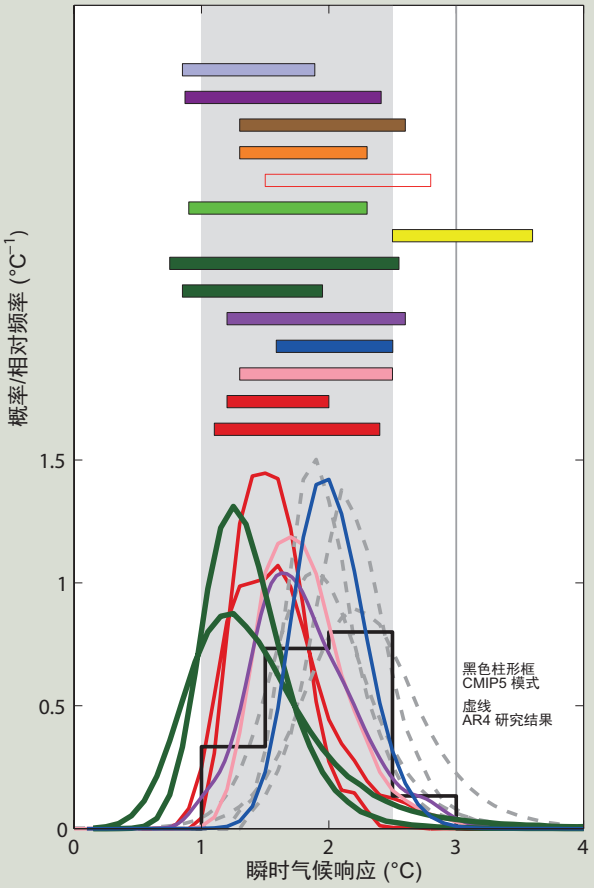
(接下页)



TFE.6，图1 | 基于图10.20b 和IPCCAR4给出的气候约束因子 (文框AR4 10.2 图1) 以及CMIP5的模拟结果 (表9.5) 所得出的平衡气候敏感性的概率密度函数、分布和区间。灰色阴影区表示1.5°C至4.5°C的可能区间，灰色实线表示极不可能小于1°C，灰色虚线表示很不可能大于6°C。有关完整的图解和细节，见图10.20b和第10章的补充材料。{文框12.2，图1}

TFE.6 (续)

具有*高信度*。ECS为正值，*极不可能*小于1°C（*高信度*），并且很不可能大于6°C（*中等信度*）。目前对ECS分布的尾端有了更深入的了解。多条证据链给出了*高信度*，即ECS值*极不可能*小于1°C。与AR4相比，这个*可能*区间的上限没有变化。该*可能*区间的1.5°C下限低于AR4给出的2°C的下限。这一变化反映了从利用大气和海洋延长期记录开展的有关观测到的温度变化的新研究获得的证据。这些研究表明，处于该*可能*区间偏下位置上的ECS值达到了与观测到的地表升温和海洋变暖的最佳拟合。在此指出：这些研究不是纯观测性的，因为这些研究需要从模式中得到一个对辐射强迫做出响应的估值。此外，海洋热吸收的不确定性依然相当大。在简单模式中解释短期变率依然是困难的，重要的是，切勿将不当权重赋予任何短时间期，因为短时间期会受到内部变率的很大影响。另一方面，凡具有观测到的气候背景的AOGCM模式，而ECS各值又位于1.5°C至4.5°C区间偏上位置，就表明与观测到的气候背景有很好的一致性，但在这些模式中对某些关键反馈（如各类云）的模拟却依然具有挑战性。从观测到的升温、古气候以及从气候模式分别得到的估值在各自的不确定性区间内均具有一致性，每一估值都分别得到了诸多研究和多个数据集的支持，通过综合的方式，这些估值对这一评估的*可能*区间给出了*高信度*。即使这个评估的区间与以往报告类似，但当今的置信度却高出许多，因为高质量和更长时间的观测记录可给出一个更清晰的人类活动信号，对过程有更深入的认知，对通过古气候重建得到的证据有更多和更好的了解，而且有更好的和具有更高分辨率的气候模式，这些模式可更现实地捕获更多过程。所有这些证据链均支持这个评估的1.5°C-4.5°C*可能*区间。{3.2，9.7.3，10.8；文框9.2，文框13.1}



TFE.6，图2 | 不同研究给出的瞬时气候响应的概率密度函数、分布和区间 (5%至95%)，基于图10.20a以及CMIP5的模拟结果 (黑色柱形框，表9.5)。灰色阴影区间表示1°C至2.5°C*可能*区间，灰色实线表示*极不可能*大于3°C。有关完整的图解和细节，见图10.20a和第10章的补充材料。{文框12.2，图2}

在数百年乃至更长时间尺度上，具有各自内在时间尺度的其它反馈（如植被、冰盖）可成为重要因素，但通常不在AOGCM中模拟。在千年时间尺度上对CO_2翻倍后产生的平衡温度的响应或地球系统敏感性尚未得到充分约束，但*可能*大于ECS，这表明较低的大气CO2浓度相当于把升温幅度限制在低于某个给定的温度水平上。这些缓慢的反馈不大可能在全球平均温度变化中占有一定比例，这表明地球系统敏感性随时间变化。地球系统敏感性估值目前还难以与当前气候状态的气候敏感性联系起来。{5.3.3，10.8.2，12.5.3}

至于辐射强迫不断增加的那些情景，与ECS相比，TCR是信息更丰富的未来气候变化指标。本评估报告得出了具有*高信度*的结论，即TCR的*可能*区间为1°C至2.5°C，接近CMIP5估算的5%至95%区间（1.2°C至2.4°C），TCR为正值而且*极不可能*大于3°C。如同ECS那样，这是一个经专家评估的区间，得到了若干不同的和部分独立的证据链的支持，每一条证据链均基于多个研究、模式和数据集。TCR是根据观测到的全球表面温度变化、海洋热量吸收变化和辐射强迫变化估算的，其中包括对不断增加的温室气体浓度的响应型态进行识别的检测/归因研究，以及CMIP3和CMIP5的模拟结果。对TCR的估算在状态依赖性或时间依赖性反馈方面遇到较少困难，且受不确定性影响不大，如海洋究竟吸收了多少能量等。与ECS不同的是，根据观测到的

(接下页)

TFE.6 (续)

升温估算的TCR区间与根据AOGCM模拟的TCR区间十分吻合，因而在对整个21世纪预估的不确定性进行评估方面提升了我们的信心。

评估的ECS区间和TCR区间在很大程度上与观测到的升温、强迫估值和未来升温预估是一致的。与AR4相比，这里没有给出ECS的最佳估值，原因有二，一是在各证据链和各项研究中就最佳估值尚缺乏共识，二是对根据观测到的升温得出的各估值不确定性的认知水平有所提高。当ECS各值位于该*可能*区间的偏上位置时，气候模式显示出与观测到的气候大背景有很好的吻合度，而对于处在该*可能*区间偏下位置的ECS值，根据观测到的气候变化计算的估值趋于与观测到的地表升温和海洋变暖有最佳的拟合度。在根据观测到的升温计算的估值中，最可能的值对观测和模式的不确定性、内部气候变率以及对有关ECS之前分布的各种假设是敏感的。另外，在不同的研究中，对"最佳估值" 和 "最可能的值"的定义也不同。{9.7.1，10.8.1，12.5.3；表9.5}

TS.5.4 近期气候变化

近期年代际气候预测提供了在现有季节至年际(几个月至一年或两年)气候预测中或在长期(21世纪中叶及以后)气候变化预估中均没有的信息。季节至年际时间尺度的气候预测需要有关气候初始状态的准确估值，并略微兼顾延伸至外部强迫的变化[12]，而长期气候预估则在更大程度上依赖对外部强迫的估算，几乎不依赖内部变率的初始状态。近期气候的估值取决于持续的变暖(由于海洋惯性所致，这是海洋对历史外部强迫的响应)、内部产生的气候变率的时间演变，以及未来的外部强迫路径。近期气候预测的时间跨度大约为十年(图TS.13)，在更大程度上取决于对内部产生的气候变率的准确描述。{11.1，12，14}

由于海洋的惯性，以往排放引起的更近期的升温是无法避免的。这种升温幅度将随着近期各种温室气体的不断排放而上升，而且近期观测到的气候还将受到气候系统内部产生的变率的很大影响。之前发表的IPCC评估报告仅描述了气候变化预估，虽然其中包括了未来气候的外部强迫分量，但却没有尝试预置内部产生的气候变率。另一方面，年代际气候预测的意图是不但预测未来气候变化的外部强迫分量，而且还预测内部产生的分量。近期气候预测不提供有关天气演变的详细信息，却可提供近期气候随时间演变的统计变化估值。{11.1，11.2.2；文框11.1；FAQ 11.1}

已将历史回顾预报试验用于评估预报质量。具有*高信度*的是，当对照地球大部分地区的观测以及对照全球平均值进行检验时，这些预报期长达10年的历史回顾预报试验显示出正的技巧评分值。基于观测的预报初始化为最初两年的年平均温度的预报技巧水平，以及为长达10年的GMST、北大西洋、南太平洋地区和热带印度洋上空温度预报技巧水平作出了贡献(*高信度*)，这可以部分归功于对强迫的正确响应。由于正确描述了多种全球趋势，温度概率预报在统计上是可靠的(关于可靠性的定义，见11.2.3节)，但在区域尺度上仍是不可靠的，当根据多模式集合计算概率时尤为如此。在2000-2005年间开始的预测改进了对最近中断的全球平均温度的估值。反映具有大强迫趋势的大陆地区的降水预报也显示出正的技巧评分值。{11.2.2，11.2.3；文框9.2}

TS.5.4.1 预估的近期气候变化

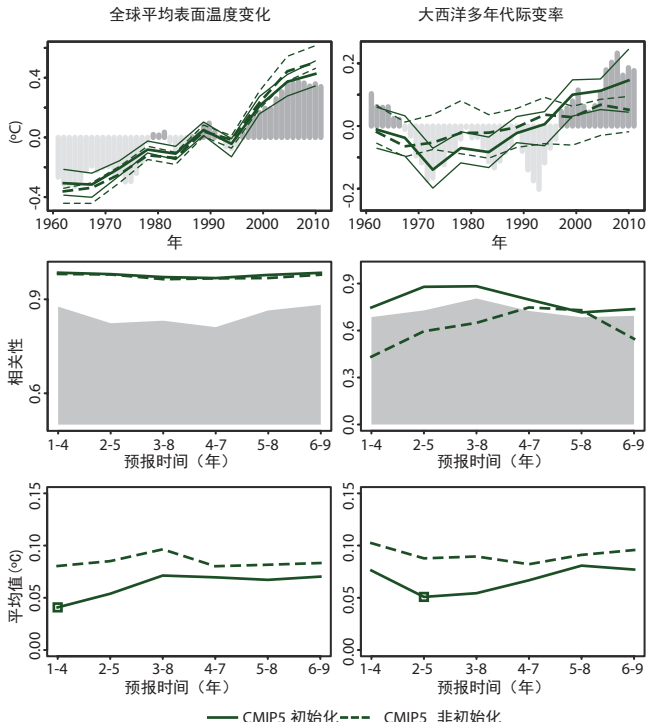
近期气候预估表明，与模式离散相比，对各类GHG情景有较低敏感性，但对气溶胶排放的不确定性却有很高的敏感性，尤其是在区域尺度上，对于水文循环变量尤为如此。在某些区域，降水以及平均和极端温度方面，局地和区域对土地利用变化的响应将大于在大尺度温室气体和气溶胶的强迫下引发的局地和区域响应。这些情景假设近期内无重大火山喷发，而且人为气溶胶排放快速减少。{11.3.1，11.3.2，11.3.6}

TS.5.4.2 预估的近期温度变化

在无重大火山喷发情况下(火山喷发可导致显著但却暂时的降温)，并认为未来太阳辐射无显著的长期变化，相对于1986-2005年基准期，2016-2035年间的GMST异常有*可能*将在0.3°C至0.7°C区间内(*中等信度*)。这是基于多条证据链得出的结论。这一区间与通过用CMIP5模拟的2012-2035年间5%至95%的模式趋势得出的区间相

[12] 季至年际预测一般包括外部强迫的影响。

一致。该区间还与CMIP5以2006-2012年为基准期在所有四个0.36°C至0.79°C的RCP情景下模拟的5%至95%的区间相一致，而这是在上限和下限都减少10%之后的模拟结果，以充分考虑到这样一个证据，即某些模式也许对人为强迫过于敏感（见图TS.1 和图TS.14）。{11.3.6}



图TS.13 | 年代际气候预测可预报几个气候指数的质量。(顶部图框) 按2至5年平均集合均值初始化的后报距平的时间序列以及对应的三个气候指数的非初始化试验结果：全球平均表面温度 (GMST，左图) 和大西洋多年代际变率 (AMV，右图) 。用深灰色区 (正距平) 和浅灰色 (负距平) 竖线区表示观测时间序列、戈达德空间研究所表面温度分析 (GISTEMP) 的全球平均温度和用于AMV的延长重建的海表温度 (ERSST) ，其中为了保持与各预测的时间平均一致性采用了一个4年滑动平均值。图中给出了用1960-2005年间每5年开始一次后报进行CMIP5初始化 (实线) 和非初始化 (虚线) 模拟的预报时间序列。多模式集合下四分位数和上四分位数均用细线标出。AMV指数的计算方法是用赤道至60°N和80°W至0°W两地的平均海表温度 (SST) 距平减去60°S至60°N地区的平均SST距平。注意：每个时间序列的垂直轴各不相同。 (中间图框) 图中给出了集合平均预报与随CMIP5初始化 (实线) 和非初始化 (虚线) 后报的三个资料集的4年平均值预报时间推移所参照的观测基准的相关性。图中给出 t 分布的95%的单边置信度水平用灰色表示。已计算出有效样本的数量，同时充分考虑了对观测时间序列的自动订正。已采用双边 t 测试 (其中已计算出有效的样本数量并充分考虑了对观测时间序列的自动订正) 方法检查初始化试验相关性与非初始化试验相关性之间的差异，但没有发现两者之间存在统计意义上的显著差异，其信度等于或大于90%。(底部图框) 图中给出了随CMIP5初始化 (实线) 和非初始化 (虚线) 后报的4年均值预报时间推移出现的集合平均预报的均方根误差 (RMSE) 。已采用双边 F 测试 (其中已计算出有效样本数量并充分考虑了对观测时间序列的自动订正) 方法检验初始化RMSE和非初始化RMSE与之间的比例，凡是在统计意义上存在显著差异但其信度等于或大于90%的预报时间均在方括号中给出。{图11.3}

浓度较高的温室气体加上少量硫酸盐气溶胶可导致更大幅度升温。近期，任何单个气候模式在所有RCP情景下给出的全球平均表面气温差异一般小于在任何一个RCP情景下所有气候模式给出的温度差异。2030年，在各RCP情景之间，CMIP5集合预报的全球平均温度中位数最高相差 0.2°C，而在每个RCP情景下模式离散度（界定为17%至83%的区间）大约为0.4°C。情景之间的离散度随着时间推移而增加，到2050年，将相当于模式离散度。在区域上，各RCP情景之间地表气温的最大差异出现在北极。{11.3.2. 11.3.6}

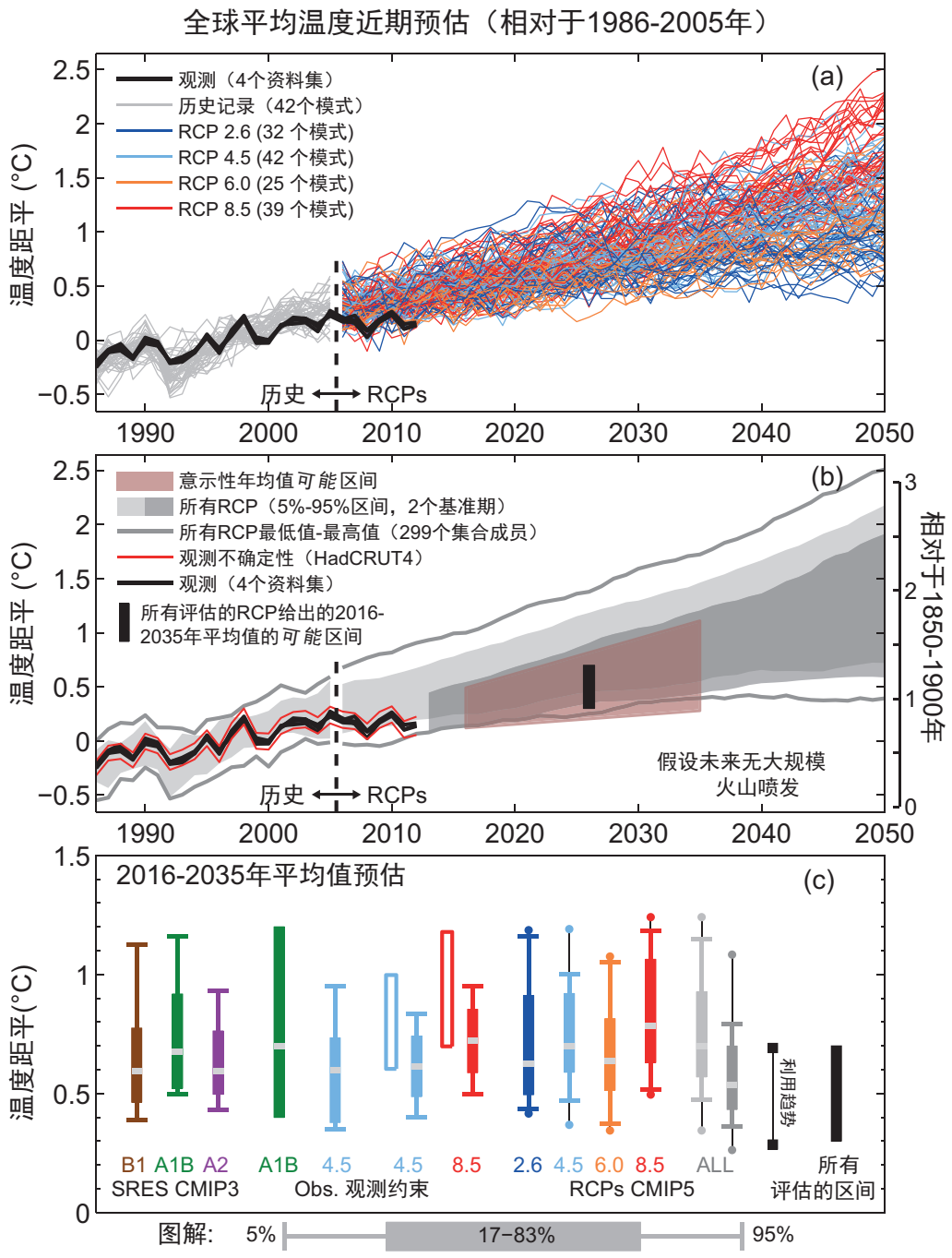
预估的全球平均温度升高表明具有*高信度*的是，相对于1850-1900年的平均气候，特别是在较高的GHG排放情景下，新的升温幅度将被超过。相对于1850-1900年的基准期，在RCP4.5 或RCP6.0情景下，2016-2035年间的平均GMST*多半可能*将比1850-1900年间的平均值高1°C以上，并*很不可能*比1850-1900年间的平均值高1.5°C以上（*中等信度*）。{11.3.6}

未来类似于1991年皮纳图博火山喷发那样规模的火山喷发可导致次年全球平均表面气温迅速下降大约0.5°C，在其后几年内方可恢复。较大规模的火山喷发，或者几座火山在一段时间内密集喷发，将导致产生更大和更持久的影响。{11.3.6}

未来可能的太阳辐射变化可影响GMST增加的速率，但是具有*高信度*的是，与大气中不断增加的GHG浓度的影响相比，太阳辐射变化的影响将是较小的。{11.3.6}

各CMIP5模式根据各RCP情景（图TS.15）预估的近期升温的空间型态与AR4给出的升温空间型态大致一致。*很可能*是，未来几十年因人类活动引起的表面气温升高速率在陆地区域将快于海洋，而且*很可能*是，冬季北极地区的人为变暖幅度将大于全球平均变暖幅度，这与AR4相一致。相对于内部产生的变率的背景水平而言，具有*高信度*的是，相对于基准期，预计热带和亚热带地区的人为变暖幅度将大于中纬度地区。{11.3.2}

有*可能*是，未来几十年在多数陆地区域出现暖昼和暖夜的频率将上升，而出现冷昼和冷夜的频率将下降。各模式还预估近期热浪和暖期的持续时间、强度和空间范围将会增加。这些变化也许正以不同于平均升温的速度发生。例如，若干研究预估：欧洲的高百分位夏季温度预估升温速度将快于平均温度的升幅（另见TFE.9）。{11.3.2}



图TS.14 | 近期全球平均表面气温 (GMST) 预估综述。图(a)：各CMIP5模式 (灰色和彩色线，每个模式作为一个集合成员) 在所有RCP情景下预估的1986-2050年间年均GMST (相对于1986-2005年的距平)，对于1986-2012年间 (黑线) 各模式均采用了四个观测估值：哈得莱/气候研究小组的表面温度格点资料集4 (HadCRUT4)、 欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 的全球大气和地表条件中期再分析 (ERA-Interim)、戈达德空间呢研究所的表面温度分析 (GISTEMP)、美国国家海洋大气局 (NOAA) 的资料集。图(b)：如同图(a)，给出了所有RCP情景的年均CMIP5预估的5%至95%区间 (每个模式作为一个集合成员)，均以1986-2005年为基准期 (浅灰色阴影区)，而且还给出了以2006-2012年为基准期的所有RCP路径，连同观测到的2006-2012年间估值减去1986-2005年间估值后0.16°C的距平(深灰色阴影区)。为了清晰起见，已利用5年滑动平均方法对2006年以来的百分位作了平滑处理。用灰色线表示采用所有集合成员，并以1986-2005年为基准期的CMIP5给出的最高值和最低值 (也作了平滑处理)。黑线表示年平均观测估值。红色阴影区表示2016-2035年间年均GMST的意示性*可能*区间，该区间是根据GMST的20年 (2016-2035年) 平均距平的 '所有评估的RCP' *可能*区间给出的，如图(b)和图(c)中的黑色直方所示(详见正文)。图右侧给出相对于1850-1900年平均气候的温度标尺，假设在1986-2005年之前GMST升高了0.61°C(据HadCRUT4估算)。图(c)：相对于1986-2005年，2016-2035年间各GMST平均距平预估的综合结果。盒须图分别表示66%区间和90%区间。图中给出了以下信息：在SRES情景下未经约束的CMIP3预估和在RCP情景下未经约束的CMIP5预估；在SRES A1B情景下以及在RCP4.5和8.5情景下利用观测约束的预估；用图(b)中的两个基准期在所有四个RCP情景下未经约束的预估 (浅灰色和深灰色阴影区)，并与图(b) 一致；利用CMIP5给出的2012-2035年间各种趋势和观测到的2012年GMST距平估算的90%区间；在所有RCP情景下评估的总体*可能* (>66%) 区间。各CMIP5估值上下两端的圆点表示用所有集合成员得出的最高值和最低值。各中位数 (或最大可能性估值；绿色实心直方) 用灰色块表示。 (改编自图11.25) 详见11.3.6节。{图11.25}

TS.5.4.3 预估的近期水循环变化

在高纬度地区和部分中纬度地区,纬向平均降水将*很可能*增加，而在亚热带地区将*多半可能*减少。在更多区域尺度上，降水变化也许主要受到自然内部变率、火山强迫和人为气溶胶效应的综合影响。{11.3.2}

在未来几十年，近地表比湿*很可能*增加。在许多区域蒸发*可能*将增加。预估的土壤水分和地表径流变化具有*低信度*。{11.3.2}

近期，陆地上强降水事件的发生频率和强度*可能*将增加。这些变化主要是受大气水汽含量增加的驱动，但还受到大气环流变化的影响。区域尺度人为强迫的影响较不明显，因为区域尺度变化在很大程度上受自然变率的影响，而且还取决于未来气溶胶排放、火山强迫和土地利用变化的过程(另见TFE.9)。{11.3.2}

TS.5.4.4 预估的近期大气环流变化

内部产生的气候变率和多种辐射强迫因子(如火山、温室气体、臭氧和人为气溶胶)都将为大气环流的近期变化做出贡献。例如，年平均哈得莱环流和南半球中纬度西风带*可能*将朝极地方向转移，而预估的平流层臭氧层的恢复和温室气体浓度的增加*可能*将对哈得莱环流的宽度和南半球风暴路径的经向位置产生抵消影响。因此，年平均哈得莱环流和南半球中纬度西风带将*不可能*像最近几十年那样继续快速朝极地方向扩展。{11.3.2}

北半球风暴路径位置和强度的近期预估具有*低信度*。近期内，自然变化大于预估的温室气体影响。{11.3.2}

对在所有流域截至21世纪中叶的流域尺度热带气旋强度和频率变化的预估具有*低信度*。这一*低信度*反映了探索近期热带气旋活动的研究数量少，在已公布的有关热带气旋活动的各种预估之间存在差异，而且自然变率的作用大。有关大西洋热带气旋强度增加的近期预估具有*低信度*；作出这一预估的部分原因是预估气溶胶载荷将减少。{11.3.2}

TS.5.4.5 预估的近期海洋变化

近期内，全球平均表面温度和垂直平均海洋温度*很可能*将升高。在无多次重大火山喷发的情况下，在2016-2035年间平均的全球平均表面温度和按深度平均的海洋温度*很可能*将高于1986-2005年间的上述平均温度。{11.3.3}

未来几十年，热带和(特别是)亚热带大西洋的盐度*可能*将增加，而热带西太平洋的盐度*可能*将下降。总体而言，到2050年，大西洋经向翻转环流*可能*将在一定程度上减弱(*中等信度*)。但是，减弱的速率和强度是很不确定的，而且预计该环流得到加强还需要几十年时间。{11.3.3}

TS.5.4.6 预估的近期冰冻圈变化

在RCP8.5情景下，在本世纪中叶之前，9月份几乎无冰的北冰洋(海冰范围至少连续5年小于$10^6 km^2$)*可能*一直存在(*中等信度*)。此项评估基于一套子模式，这些模式以非常接近实况的结果再现了气候平均状态以及1979至2012年间北极海冰盖趋势。北极海冰盖*很可能*将进一步退缩和变薄，北部高纬度地区的春季积雪范围和近地表多年冻土*很可能*将随着GMST的升高而减少(图TS.17和图TS.18)。有关南极海冰范围和体积近期将减少的预估具有*低信度*。{11.3.4}

TS.5.4.7 近期气候突变的可能性

有各种机制可导致全球或区域气候产生相对于最近几十年经历的速率的突变。这种变化的可能性一般近期低于长期。因此，各种相关机制主要在TS.5有关长期变化的各节中以及在TFE.5中作了评估。{11.3.4}

TS.5.4.8 预估的近期空气质量变化

空气质量(地面空气中的O_3和$PM_{2.5}$)的预估区间主要受排放(包括CH_4)驱动，而不受自然气候变化驱动(*中等信度*)。与空气质量对排放驱动的变化所作出的响应相比，空气质量对气候驱动的各种变化的响应更加不确定(*高信度*)。在全球范围内，升温使本底地面O_3减少(*高信度*)。相对于CH_4变化小的情景(如RCP4.5和RCP6.0)，高CH_4排放水平(如RCP8.5和SRESA2)能够抵消O_3的减少，导致2100年本底地面O_3平均增加大约8ppb(目前水平的25%)(*高信度*)。在大陆尺度上，与SRES各情景相比，在RCP新情景下预估的空气污染水平较低，因为SRES没有结合空气质量立法(*高信度*)。{11.3.5, 11.3.5.2；图11.22和图11.23ab，AII.4.2, AII.7.1-AII.7.4}

观测和模拟结果表明，在所有其它方面相同的情况下，污染地区局地偏高的表面温度将引发各种区域性化学反馈和局地排放，这将提升O_3和$PM_{2.5}$的峰值水平(*中等信度*)。已知局地排放与本底水平相结合，加上有利于形成污染及其累积的各种气象条件可在局地和区域尺度上产生极端污染时段。与这些极端污染时段相关的气象阻塞作用变化的预估具有*低信度*。关于$PM_{2.5}$，气候变化可改变天然气溶胶的来源(野火、风吹扬尘、生物前体物)以及降水冲刷作用，但尚未就气候变化对$PM_{2.5}$分布的总体影响赋予任何信度水平。{11.3.5，11.3.5.2；文框14.2}

TS.5.5 长期气候变化

TS.5.5.1 预估的长期全球温度变化

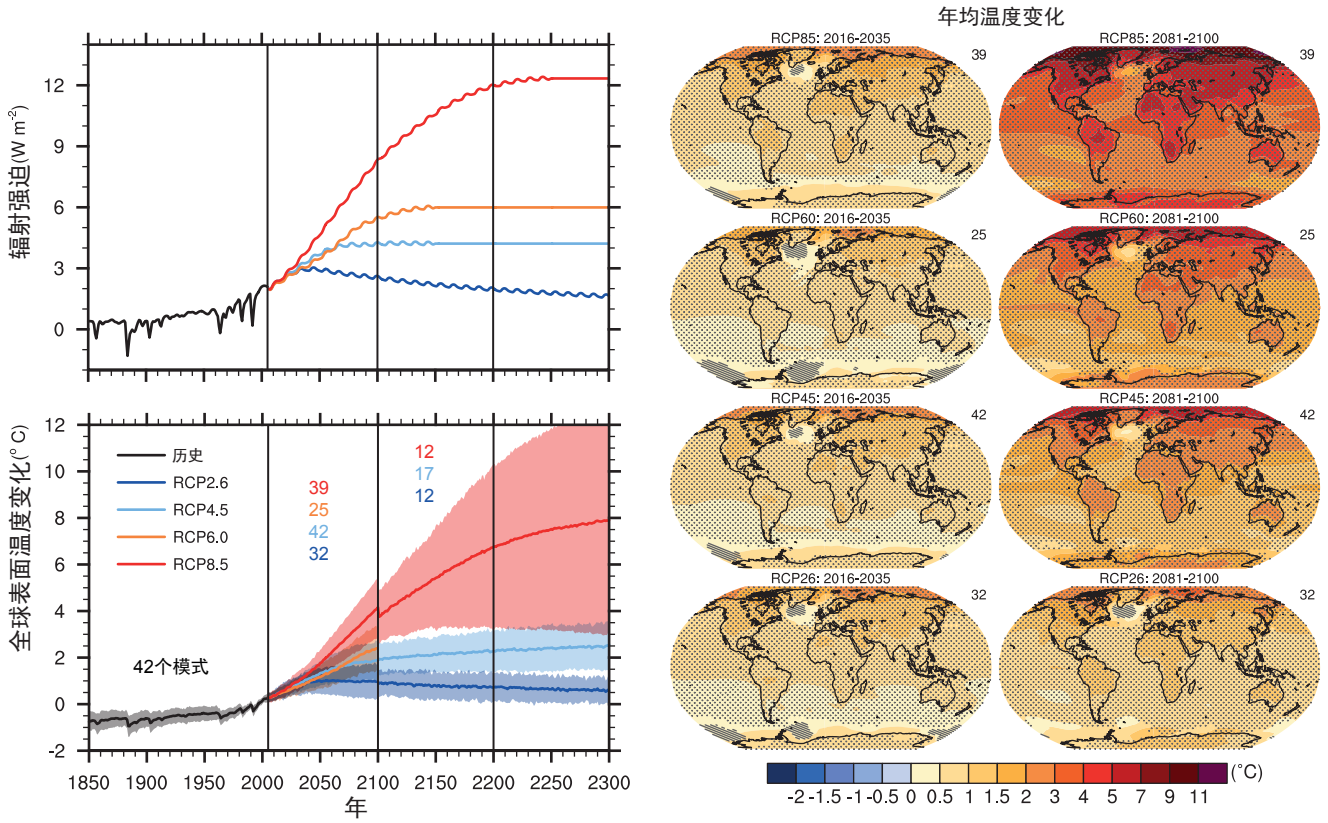
在所有RCP情景下，全球平均温度在整个21世纪将继续升高。大约从21世纪中叶起，全球升温速率开始更加随情景而定(图TS.15)。{12.4.1}

在受浓度驱动的各RCP情景的假设条件下，相对于1986-2005年间，2081-2100年间的GMST将*可能*在各CMIP5模式的5%至95%区间：即0.3°C至1.7°C(RCP2.6)、1.1至2.6°C(RCP4.5)、1.4°C至3.1°C(RCP6.0)、2.6°C至4.8°C(RCP8.5)(见图TS.1)。具有*高信度*的是，根据对TCR的评估，CMIP5的5%至95%区间被评估为*可能*而不是*很可能*(见TFE.6)。

CMIP5模拟的21世纪中叶的全球平均温度变化的5%至95%区间也被评估为*可能*，但仅为*中等信度*。相对于1850-1900年的平均气候状态，在RCP4.5、RCP6.0和RCP8.5情景下，预估2081-2100年间的全球平均温度*可能*比1850-1900年间的平均值高1.5°C(*高信度*)并在RCP6.0和RCP8.5情景下*可能*比1850-1900年间均值高2°C(*高信度*)。在RCP2.6情景下，相对于1850-1900年，温度变化*不可能*超过2°C(*中等信度*)。在除RCP8.5以外的所有RCP情景下，到2081-2100年升温幅度*不可能*超过4°C(*高信度*)，在RCP8.5中为*或许可能*(*中等信度*)。{12.4.1；表12.2，表12.3}

TS.5.5.2 预估的长期区域温度变化

具有*很高信度*的是，21世纪末全球陆地平均变化将超过海洋上温度变化1倍以上，即*可能*在1.4至1.7倍区间内。在大西洋经向翻转环流没有出现大幅度减弱的情况下，预估北极地区升温幅度最大(*很高信度*)(图TS.15)。随着GMST升高，大气纬向平均温度的型态表明在整个对



图TS.15 | (左上) 基于温室气体引起气候变化评估模式(MAGICC)的能量平衡模式模拟的四个RCP情景的全球平均总辐射强迫。应指出，由各CMIP5模式模拟的实际辐射强迫在模式之间略有不同。 (左下) CMIP5浓度驱动模拟试验给出的全球年均表面气温距平的时间序列 (相对于1986-2005年)。图中给出了每个RCP情景下基于年均值的多模式平均预估 (实线) 以及各模式分布之间存在±1.64的标准差 (5%至95%) (阴影区)。相对于1986-2005年，基于20年 (2081-2100年) 均值得出的1.64标准差区间可解释为21世纪末出现的各种可能变化。在2100年出现的不连续性是由于开展超出21世纪的延伸运算的模式数量不同，因此没有物理意义。与线条颜色相同的数字表示为不同时期模拟做出贡献的不同模式的数量。地图： 在RCP2.6、4.5、6.0和8.5情景下，2016-2035年和2081-2100年这两个时期年平均表面气温变化的多模式集合平均值 (与1986-2005年基准期相比)。交叉阴影线表示多模式平均信号小于内部变率1个标准差的区域。点线阴影区表示多模式平均信号大于内部变率2个标准差的区域以及90%的模式均给出相同变化符号的区域。在每张图的右上角分别给出了所用的CMIP5模式的数。有关图SPM.7a和图SPM.8.a的更多细节，详见技术摘要的补充材料。{文框12.1；图12.4，图12.5，图12.11；附件I}

表TS.1|预估的21世纪中叶和后期的全球平均表面气温变化和全球平均海平面上升（相对于1986-2005年基准期）。{12.4.1；表12.2，表13.5}

		2046-2065年		2081-2100年	
	情景	均值	*可能*区间[c]	均值	*可能*区间[c]
全球平均表面温度变化（°C）[a]	RCP2.6	1.0	0.4至1.6	1.0	0.3至1.7
	RCP4.5	1.4	0.9至2.0	1.8	1.1至2.6
	RCP6.0	1.3	0.8至1.8	2.2	1.4至3.1
	RCP8.5	2.0	1.4至2.6	3.7	2.6至4.8
	情景	均值	*可能*区间[d]	均值	*可能*区间[d]
全球平均海平面上升（m）[b]	RCP2.6	0.24	0.17至0.32	0.40	0.26至0.55
	RCP4.5	0.26	0.19至0.33	0.47	0.32至0.63
	RCP6.0	0.25	0.18至0.32	0.48	0.33至0.63
	RCP8.5	0.30	0.22至0.38	0.63	0.45至0.82

注：

a 基于CMIP5集合；针对1986-2005年间计算的距平。利用HadCRUT4及其不确定性估值 (5-95%置信度区间)， 1986-2005年基准期观测到的升温幅度相对于1850-1900年间为0.61 [0.55至0.67] °C，相对于1980-1999年间为0.11 [0.09至0.13] °C，这是*《第四次评估报告》使用的预估基准期*。尚未参照之前的基准期对上述两个*可能*区间进行评估，因为在文献中一般没有可供结合模式和观测中各种不确定性的方法。预估的变化和观测到的变化两者相加既无法解释与观测相比模式偏差的潜在影响，也无法解释在该观测基准期内的自然内部变率。{2.4；11.2；表12.2和表12.3}

b 基于21个CMIP5模式；针对1986-2005年间计算的距平。如果某一特定的AOGCM和情景没有CMIP5结果，则根据在第13章表13.5中的解释进行估算。来自冰盖快速动力变化和人为陆地水储量的贡献均按统一的概率分布进行处理，并在很大程度上依赖情景。这种处理方式并非表明此类相关贡献将不取决于所沿用的情景，而仅表明根据当前的认知水平无法对依赖性进行量化评估。根据当前的认知，只有当南极冰盖的海洋部分已开始崩塌时，才可能在21世纪内引起全球平均海平面大幅度上升并超出这一*可能*区间。具有*中等信度*的是，在21世纪内这一新增贡献将不会造成海平面上升超过零点几米。

c 根据预估计算的5%-95%模式区间。在说明各模式中其它不确定性或不同信度水平的原因后，再对这些区间进行评估，最终成为*可能*区间。至于2046-2065年间的全球平均表面温度变化预估，*信度*为*中等*，因为自然内部变率具有相对重要性，而且在非温室气体强迫和响应中的不确定性大于2081-2100年间的不确定性。2046-2065年间的*可能*区间没有考虑某些因素可能产生的影响，这些因素可导致近期 (2016-2035年) 全球平均表面温度变化评估区间小于5%-95%的模式区间，因为由于科学认知有限，这些因素对更长期预估的影响尚未量化。{11.3}

d 根据预估计算的5%-95%模式区间。在说明各模式中其它不确定性或不同信度水平的原因后，再对这些区间进行评估，最终成为*可能*区间。关于全球平均海平面上升预估，就这两个时期而言*信度*为*中等*。

流层中温度在升高，而在平流层内温度却逐渐下降，这与之前的评估报告相一致。这种一致性在热带地区对流层上层和北方高纬度地区尤为明显。{12.4.3；文框5.1}

*几乎确定*的是，由于全球平均温度升高，多数地点将出现较多高温极值和较少低温极值。预计被定义为日和季节时间尺度上的极端事件将有这些变化。预计高温极端事件的频率、持续时间和强度将伴随热应力一并增加；但是，偶尔发生的寒冬极端事件将继续出现。预计在大多数区域，低温事件的20年重现值将以大于冬季平均温度的速率不断上升，而低温重现值的最大变化将出现在高纬地区。预计在大多数区域，高温事件的20年重现值将以类似于或大于夏季平均温度的速率不断上升。在RCP8.5情景下，到21世纪末，大多数陆地地区目前20年一遇的高温事件*可能*将更加频繁发生（至少是现有频率的两倍，但在许多地区将变成一年一遇或两年一遇的事件）而目前20年一遇的低温事件将变的极为罕见（另见TFE.9）。{12.4.3}

模式模拟结果表明，大多数热带和中纬度地区未来的云量将减少，主要是由于低云的减少。海洋边界层云量的变化最不确定。模拟结果显示在高纬度地区，即朝极地方向50°位置上，云覆盖量和云的光学厚度以及由此形成的云反照率都将不断增加。{12.4.3}

TS.5.5.3 预估的长期大气环流变化

预估随着全球温度的升高，高纬地区的平均海平面气压将下降，而中纬地区的将升高。在热带地区，哈得莱环流和沃克尔环流*可能*减弱。在RCP8.5情景下，到21世纪末，南北半球中纬度急流可能将朝着极地方向位移大约1至2个纬度（*中等信度*），北半球位移则较弱。在南半球夏季，虽然净响应在各模式和情景之间存在很大差异，但由于温室气体的存在，南半球平流层臭氧恢复带来的新增影响对各种变化形成了阻力。对北半球（尤其是北大西洋流域）风暴路径的预估仍有很大不确定性，因而仍维持*低信度*。哈得莱环流*可能*变宽，延伸至更宽泛的热带区域并朝极地方向侵入亚热带干旱区域。在平流层，布鲁尔-多普森环流*可能*会加强。{12.4.4}

TS.5.5.4 预估的长期水循环变化

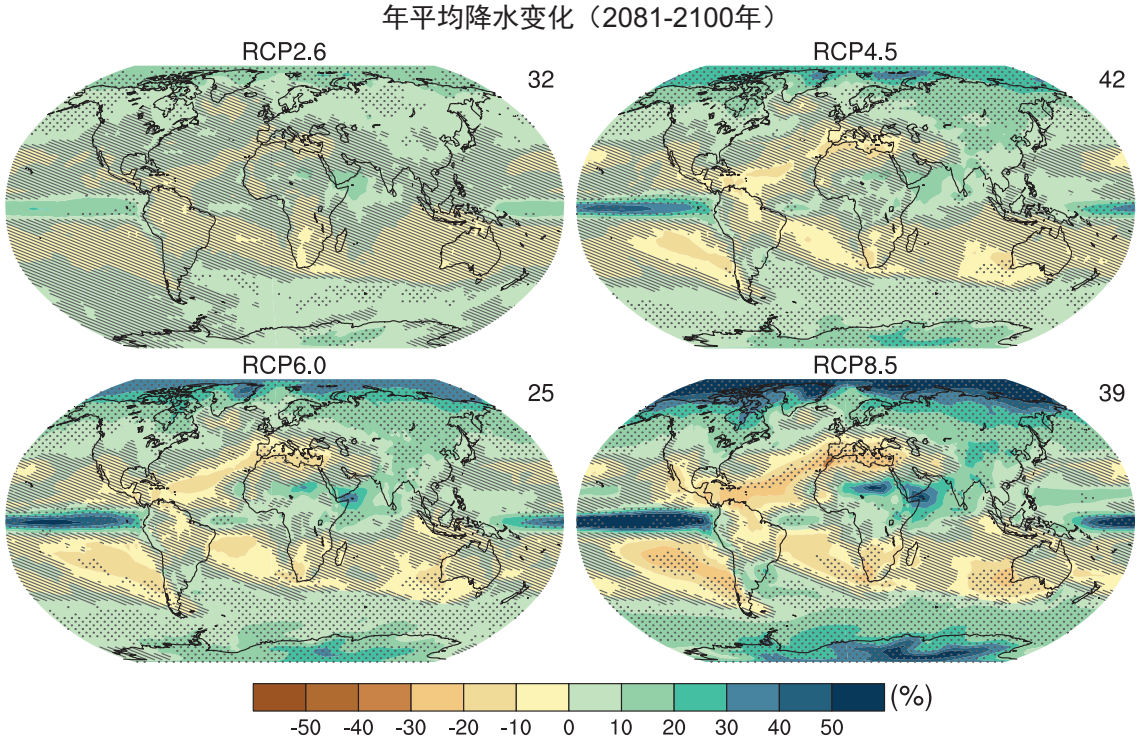
在星际尺度上，预计相对湿度将维持大致不变，但在气候不断变暖的背景下比湿将增加。陆地和海洋预估的变暖差异推动了大气加湿过程的变化，这可导致在大多数陆地地区近地表相对湿度的小幅下降，而部分非洲热带地区明显例外（*中等信度*）（见TFE.1，图1）。{12.4.5}

*几乎确定*的是，全球降水将长期随着已上升的GMST增加。全球平均降水将以每摄氏度小于大气水汽增速的的速率不断增加。除RCP2.6以外，其它情景的全球平均降水将*可能*每摄氏度增加1至3%。在RCP2.6情景下，到21世纪末各CMIP5模式的敏感性区间为每摄氏度0.5至4%。{7.6.2，7.6.3，12.4.1}

在RCP8.5情景下，在偏暖的世界中平均降水的变化将体现出相当大的空间差异。某些区域的降水将增加，另外一些区域将减少，还有一些区域将看不到任何显著变化（见图TS.16）。具有*高信度*的是，由于温度升高，在全球大多数地区，干旱与潮湿地区之间以及雨季与旱季之间年均降水的鲜明反差将不断加大。降水变化的一般型态表明，由于偏暖的对流层中比湿增加，并由于在RCP8.5情景下到本世纪末从热带地区输送的水汽增多，高纬度地区*很可能*经历更大的降水量。在RCP8.5情景下，到本世纪末，许多中纬度地区以及亚热带干旱和半干旱地区将*可能*经历较少降水而许多潮湿的中纬度地区将*可能*经历更多降水。图TS.16给出了四个RCP情景的降水变化图。{12.4.2, 12.4.5}

在全球层面上，由于温度升高，短时降水事件*可能*转变为较多强风暴和较少弱风暴。在变暖的世界中，在大多数中纬度陆地区域以及潮湿的热带区域，极端降水事件将*很可能*更强和更频繁。对于年最大日降水的20年重现值的全球平均敏感性，其范围是从当地温度升幅的每摄氏度4%（各CMIP3模式的均值）到当地温度升幅的每摄氏度5.3%（各CMIP5模式的均值），但在区域上却存在广大的差异。{12.4.2，12.4.5}

预计随着全球温度的升高，大部分海域的表面年蒸发量将增加，并陆地的地表年蒸发量将与降水的型态类似。在RCP8.5情景下，到本世纪末，南欧部分地区、中东和非洲南部地区的年径流量将*可能*减少。在RCP8.5情景下，到本世纪末，随着大幅度增加的冬季和春季降水量，北方高纬度地区的年径流量*可能*增加。在RCP8.5情景下，到本世纪末，具有*中等信度*的是，区域至全球尺度上土壤湿度减少和农业干旱风险增加的情况预计*可能*出现在目前干旱的区域。预估蒸发量减少突出的地区包括非洲南部地区和地中海沿岸的非洲西北部地区。地中海和非洲南部地区土壤湿度的不断减少与预估的哈得莱环流变化和



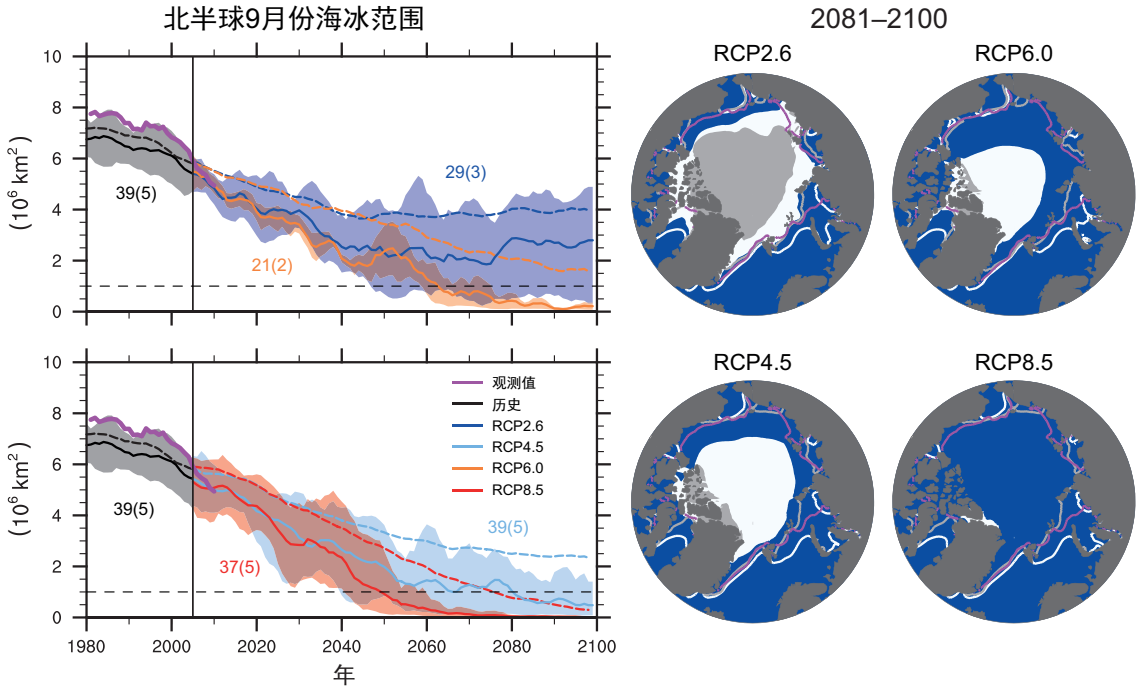
图TS.16 | 在RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0 和RCP8.5情景下，由多个模式模拟的2081-2100年间平均降水量的平均百分率变化结果。图中给出的变化均相对于1986-2005年间。在每张图的右上角标出了参加计算多模式平均值的CMIP5模式数量。阴影线表示多模式平均信号小于内部变率1个标准差的区域。点线表示多模式平均信号大于内部变率2个标准差的区域以及90%的模式均给出相同变化符号的区域 (见文框12.1) 。有关图SPM.8b的更多细节，详见技术摘要的补充材料。{图12.22；附件I}

表面温度上升是一致的，所以在RCP8.5情景下，到本世纪末，随着全球温度升高在这些区域出现地表变干的预估*可能*具有*高信度*。在预估地表变湿的区域，在20年时间尺度上各种变化一般小于自然变率。TFE.1的图1展现了各CMIP5模式给出的水循环预估变化概况。{12.4.5；文框12.1}

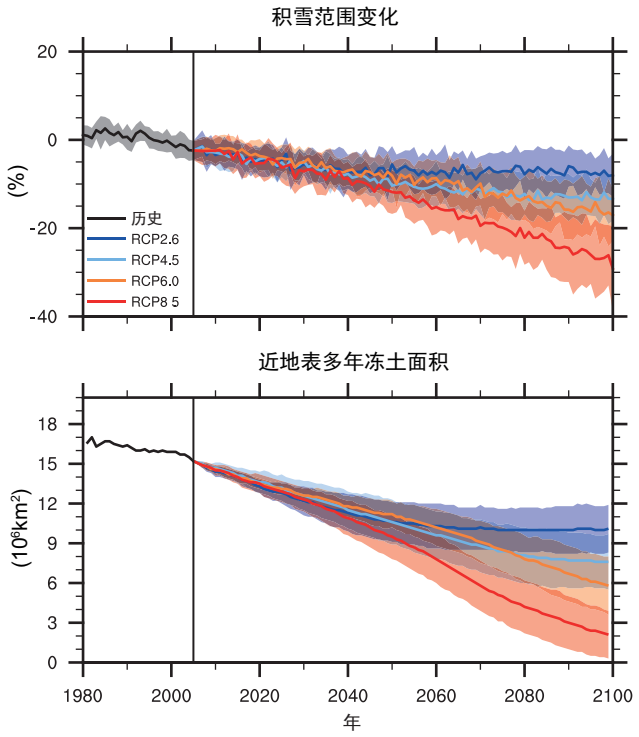
TS.5.5.5 预估的长期冰冻圈变化

由于GMST升高，在整个21世纪，北极海冰盖*很可能*将全年继续缩小并变薄。与此同时，预计南极海冰范围和体积将减少，但具有*低信度*。CMIP5多模式预估给出了2081-2100年间的北极海冰范围平均减少率，即与1986-2005年间相比，北极海冰范围在RCP2.6情景下从二月份减少8%到在RCP8.5情景下同月减少34%，以及在RCP2.6情景下从九月份减少43%到在RCP8.5情景下同月减少94%之间不等(*中等信度*)(图TS.17)。在RCP8.5情景下，在本世纪中叶前，9月期间几乎无冰的北冰洋(海冰范围至少连续5年小于10^6km^2) *可能*一直存在(*中等信度*)，这是基于对一套子模式的评估，这些模式以非常接近实况的结果再现了气候平均状态和1979至2012年间北极海冰盖的趋势。一些气候预估给出了5至10年的北极夏季海冰骤减期-其骤减程度甚至超过了过去十年观测到的减幅−而且未来*可能*将出现这种海冰快速消失的情况。在全球气候模式中几乎没有证据表明北冰洋有从常年海冰覆盖向季节性无冰期转变的临界点(或临界阈值)，且超过该临界点海冰进一步消失是无法阻止和不可逆转的。在南极，按CMIP5多模式平均值预估，与1986-2005年相比，在2081-2100年，海冰范围在RCP2.6情景下从二月份减少16%到在RCP8.5情景下同月减少67%，以及在RCP2.6情景下从九月份减少8%到在RCP8.5情景下同月减少30%之间不等。但是，这些预估具有*低信度*，因为在各模式之间的离散度很宽，而且几乎所有可用模式都没有能力再现卫星观测到的南极海冰覆盖面积的总体增加情况。{12.4.6，12.5.5}

由于全球温度升高，北半球积雪*很可能*将在下个世纪内减少。*几乎确定*的是，随着全球温度不断升高，多年冻土的范围将缩小。降水和消融变化可引起积雪变化，但有时则恰好相反。到21世纪末，预估北半球春季积雪面积的减少率将在7 [3至10]%(RCP2.6)和25 [18至32]%(RCP8.5)之间(图TS.18)，但这些数值的*信度*仅为*中等*，因为在各全球气候模式中降雪过程在很大程度上过于简化。预估的多年冻土变化不仅是对升温的响应，而且也是对积雪变化的响应，积雪可对其下土壤施加某种控制。到21世纪末，预估经诊断分析的近地表多年冻土面积减少率将在37%(RCP2.6)到81%(RCP8.5)之间(*中等信*



图TS.17 | 在RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0和RCP8.5情景下，各CMIP5模式给出的20世纪后期和整个21世纪的九月份北半球 (NH) 海冰范围，以及相对应的2081-2100年间北半球九月份海冰范围的多模式结果。图中给出的时间序列为5年滑动平均值并标出了参与计算多模式平均值的CMIP5模式数量 (括号内给出了子模式数量)。图中还给出了由一套子模式预估的平均海冰范围，这些子模式以非常接近实况的结果再现了气候平均状态和1979-2012年间的北极海冰趋势 (实线)，而阴影区表示这套子模式的最低值和最高值区间。黑色 (灰色阴影区) 表示使用重建的历史强迫模拟的历史演变过程，虚线表示CMIP5多模式平均值。在地图中，白色表示CMIP5多模式平均值，灰色代表子模式的结果。各填充区表示2081-2100年间的平均值，线条表示1986-2005年间的平均海冰范围，粉色表示观测到的海冰范围作为时间序列，粉线表示1986-2005年间的平均海冰范围。有关图SPM.7b和图SPM.8c的更多细节，详见技术摘要的补充材料。{图12.18，图12.29，图12.31}



图TS.18 | (上图) CMIP5模式中北半球 (NH) 春季 (3至4月平均) 相对积雪面积 (RSCA)，用模拟的5年盒式滑动平均的春季积雪总面积 (SCA) 除以模拟的1986-2005年基准期春季平均积雪面积得出相对积雪面积。(下图) 利用20年月平均地表气温和雪深诊断的CMIP5模式中北半球近地表多年冻土面积。图中线条表示多模式平均值，阴影表示模式间离散度 (1个标准差)。{图12.32，图12.33}

度)。{12.4.6}

TS.5.5.6 预估的长期海洋变化

在整个21世纪内，在所有RCP情景下，全球海洋都将变暖。预估最强的海洋变暖情况将出现在亚热带和热带地区洋面。预估更大深度的变暖在南大洋最为突出。到21世纪末，在距洋面100米深的表层中，海洋升温的最佳估值大约是从0.6°C(RCP2.6)到2.0°C(RCP8.5)，而在距离洋面大约1000米深处，此估值是从0.3°C(RCP2.6)到0.6°C(RCP8.5)。在RCP4.5情景下，到21世纪末，在海洋吸收的热能中有50%被最上面700米深的表层吸收，并且85%被最上面2000米深的海水层吸收。由于从海面向海洋深处输送该热能需要很长时间，所以即使温室气体排放减少或其浓度保持稳定，海洋变暖仍将持续几个世纪，并将继续对海平面上升做贡献(见TS5.7节)。{12.4.3, 12.4.7}

TS.5.6 碳循环和其它生物地球化学循环的长期预估

利用几个CMIP5 ESM模式对到2100年的全球碳循环预估给出了一个可体现碳循环与自然气候系统之间复杂相互作用的宽广区间。{6}

具有*很高信度*的是，在所有四个RCP情景下，海洋对人为CO_2的吸收将一直持续到2100年，而且在更高的浓度路径中碳吸收也更高。陆地碳吸收的未来演变更加不确定。绝大多数CMIP5 ESM模式预估陆地生态系统的碳净吸收将一直持续到2100年。然而，有少数模式的模拟结果表明：由于气候变化和土地利用变化的综合影响，到2100年对于大气将出现一个净CO_2源。鉴于在模式结果中存在大离散度，而且过程描述也不完整，因此对未来不同陆地碳变化强度的模拟具有*低信度*。{6.4.3}

具有*高信度*的是，由于大气CO_2不断增加，气候变化将部分抵消全球陆地和海洋碳汇增量。然而，海洋和陆地CO_2通量对气候的响应在各CMIP5 ESM模式之间存在区域差异。在各模式之间具有高一致性的是，在更暖的气候中，热带生态系统储存的碳将减少。在各CMIP5 ESM模式之间具有中等一致性的是，在高纬度地区，温度升高将增加陆地碳储量，虽然在这些模式中没有任何一个模式解释了多年冻土中的碳分解过程，而这一分解过程可能抵消已增加的陆地碳储量。具有*高信度*的是，因温度升高导致的多年冻土范围的退缩将造成某些目前处于冻结状态的碳逐渐融化。但是，具有*低信度*的是，通过CO_2和CH_4排入大气的碳损失强度在RCP8.5情景下从2000年至2100年具有一个从50至250 PgC的区间。{6.4.2，6.4.3}

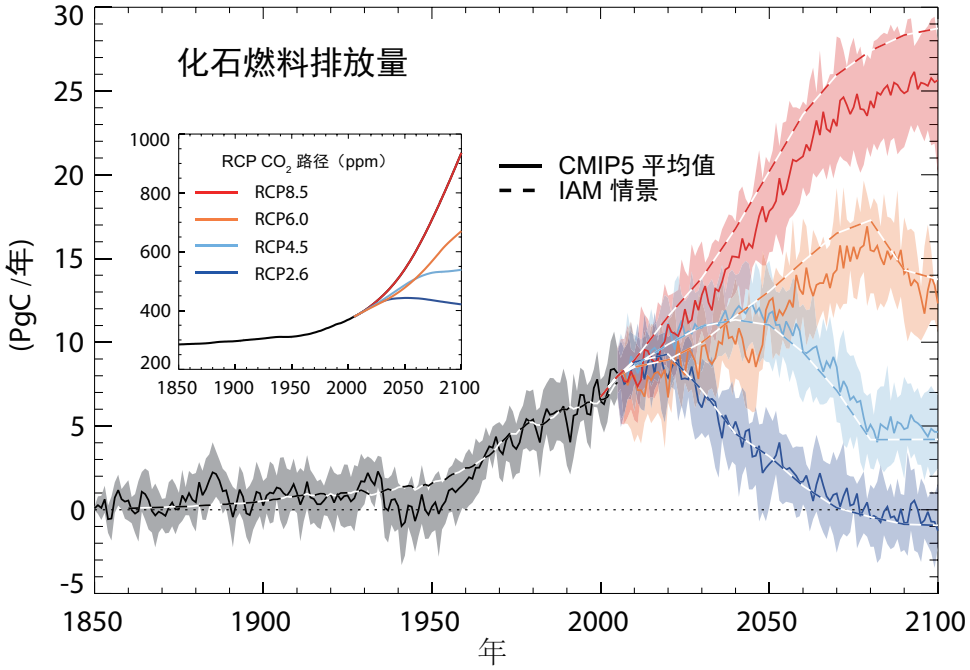
冻土的碳损失构成了一种辐射正反馈，这正是当前ESM耦合模式的预估中所缺失的。在各CMIP5 ESM模式之间具有高一致性的是，海洋变暖和环流变化将减缓南大洋和北大西洋的海洋碳吸收速度，尽管如此，碳吸收仍将在这些区域持续下去。{6.4.2}

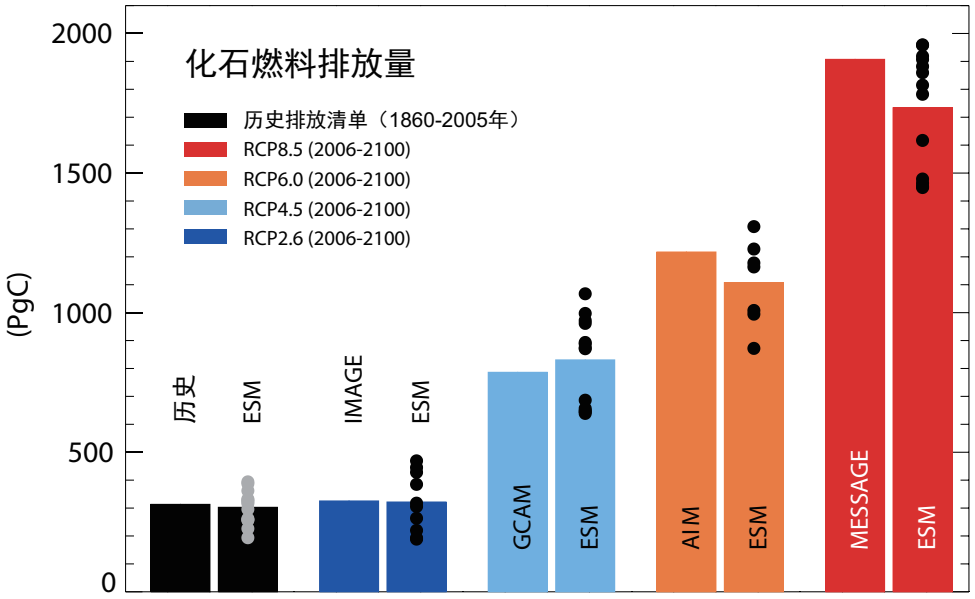
根据新的试验结果和模拟，在四个RCP情景下，营养物储存*很可能*将限制不断增加的大气CO_2 对未来各种陆地碳汇的影响。具有*高信度*的是，氮可用量低将限制陆地碳存储，甚至当考虑人为氮沉降时也是如此。磷的限制作用更不确定。{6.4.6}

至于受CO_2浓度驱动的ESM模拟，对陆地和海洋碳循环的描述可对与各RCP情景兼容的化石燃料排放进行量化。在2012至2100年间, 在RCP2.6情景下，ESM结果显示兼容的累计化石燃料排放量为270[140至410]PgC, 在RCP4.5情景下为780[595至1005]PgC, 在RCP6.0情景下为1060[840至1250]PgC, 以及在RCP8.5情景下为1685[1415至1910]PgC(援引各值最小保留到5PgC的个位整数, CMIP5模式结果的标准差区间为±1)(图TS.19)。在RCP2.6情景下，各模式预估相对于1990年水平，到2050年将出现平均50%的减排(14%至96%区间)。到21世纪末，大约一半模式推测排放量将略大于零，而另一半模式推测大气中将出现CO_2的净清除(另见文框TS.7)。{6.4.3; 表6.12}

当在RCP8.5情景下受到CO_2排放强迫时，与RCP8.5情景中的CO_2浓度正相反，具有交互碳循环的CMIP5 ESM的模拟结果是，到2100年将出现平均高出50（-140至+210）ppm的大气CO_2浓度和平均高出0.2（-0.4至+0.9）°C的全球表面温度升幅（CMIP5模式离散度）。{12.4.8}

*几乎确定*的是，海洋中增加的碳储量将来会加剧海水酸化，同时将延续在过去几十年中观测到的趋势。洋面的海水酸化将随大气CO_2变化，随着CO_2继续向海洋深处渗透，海水酸化也将在深海中扩大。各CMIP5模式一致预估，在所有RCP情景下，全世界海洋酸化将增加直至2100年。到21世纪末，在RCP2.6情景下洋面海水的pH值将相应下降0.065（0.06至0.07），在RCP4.5情景下将下降

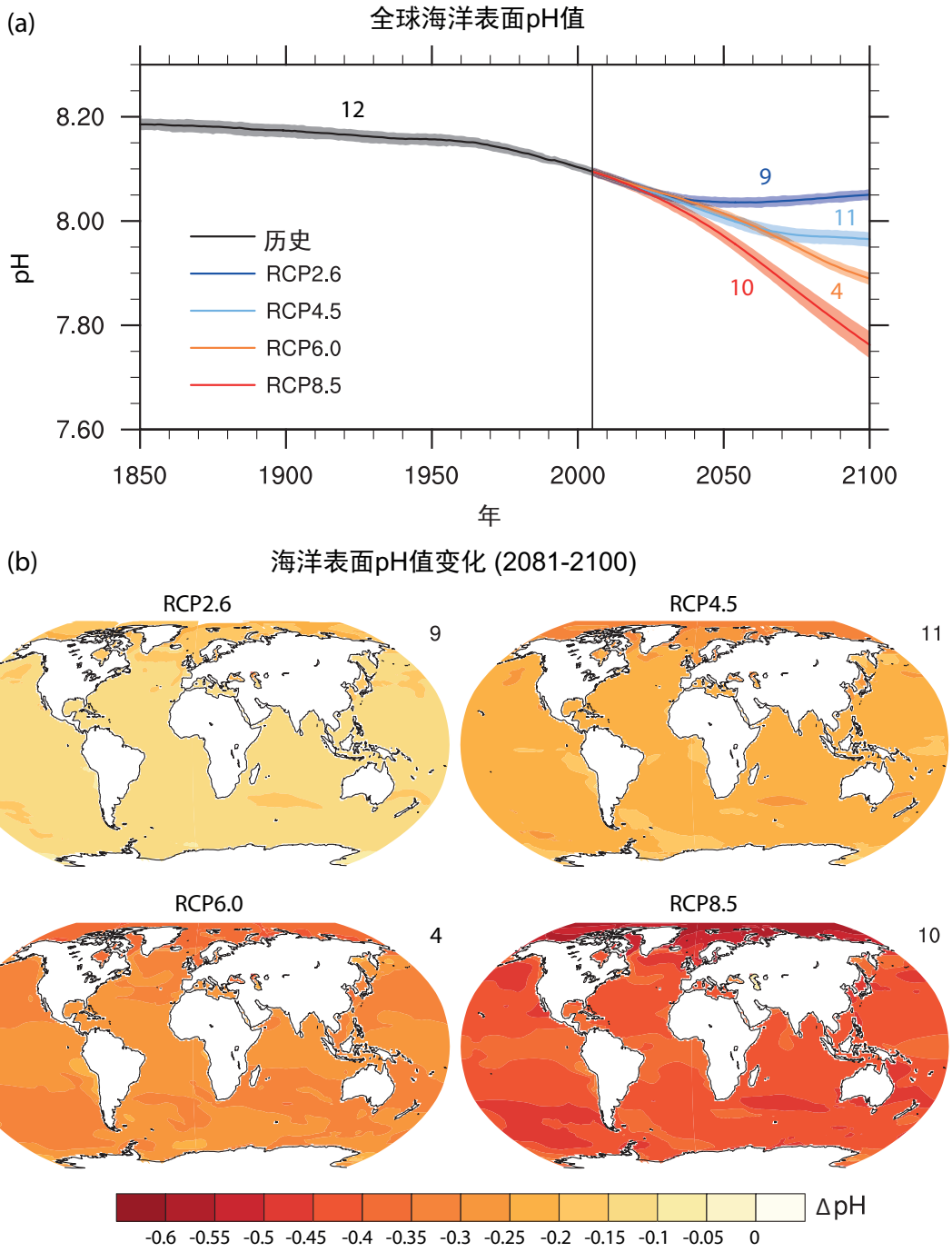




图TS.19 | 在所有四个RCP情景下，由各CMIP5模式模拟的可兼容的化石燃料排放量。（上图）年排放的时间序列（PgC/年）。虚线表示历史估值和可用于确定RCP情景的若干综合评估模式（IAM）计算的RCP排放量。实线和羽状轮廓表示各CMIP5地球系统模式结果（ESM，模式均值，阴影区内为1个标准差）。（下图）针对历史估值和RCP情景模拟的历史时期（1860-2005年）和21世纪（在CMIP5中定义为2006-2100年间）的累计排放量。左侧直方表示各IAM模式给出的累计排放量，右侧直方表示各CMIP5 ESM给出的多模式平均估值，而点线表示各单个ESM结果。从各CMIP5 ESM结果中看出，可跟踪陆地-大气-海洋系统的碳总量，而该碳总量的变化必须等于排入该系统的化石燃料排放量。因此，通过以下等式给出兼容的排放量：累计排放量 = $\Delta C_A + \Delta C_L + \Delta C_O$，而排放率 = d/dt [$C_A + C_L + C_O$]，式中$C_A$，$C_L$，$C_O$分别为存留在大气、陆地和海洋中的碳。此图没有考虑百年时间尺度上很小的其它CO_2源和汇，如火山、沉积或岩石风化等。{文框6.4；图6.25}

0.145（0.14至0.15），在RCP6.0情景下将下降0.203（0.20至0.21），以及在RCP8.5情景下将下降0.31（0.30至0.32）（CMIP5模式离散度）（图TS.20）。在大多数情景下，预估洋面海水将在十年内对北极部分地区以及某些沿海上升流系统中的文石造成季节性腐蚀，并将在10至30年内将对南大洋部分海域中的文石造成季节性腐蚀。文石是一种欠稳定的碳酸钙形式，当大气CO_2浓度达到500至600 ppm水平时，文石未饱和状态则成为上述区域的普遍现象。{6.4.4}

作为对洋面升温的响应，在21世纪期间海洋溶解氧含量*很可能*将减少几个百分点。各CMIP5模式表明，溶氧减少的情况将主要出现在中纬度海洋的次表层，这是由于层结得到加强，通风减少和海水升温所致。但是，关于公海中低氧水和稀氧水容积的未来发展动向尚无共识，因为在潜在的生物地球化学影响和热带海洋动力演变方面还存



图TS.20 | (a)：时间序列 (模式平均值区间和最低至最高值区间) 和 (b)：2081-2100年间在RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0和RCP8.5情景下的多模式海洋表面pH值图。 (b) 中的小图表示2081-2100年间全球海洋表面pH值变化(相对于1986-2005年)。在每张图右上角标出了参与计算多模式平均值的CMIP5模式数。有关图SPM.7c 和图SPM.8.d的更多细节，详见技术摘要的补充材料。{图6.28}

专题要素

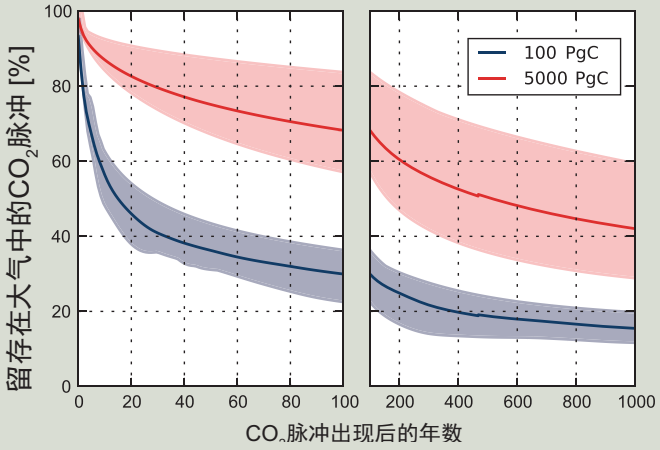
TFE.7 | 碳循环扰动与不确定性

自工业革命开始(约1750年)以来，自然碳循环一直受到人类活动产生的二氧化碳(CO_2)排入大气后的影响，CO_2基本上都来自化石燃料的燃烧和土地利用变化，以及来自水泥生产的小贡献。化石燃料的燃烧是一个与能源生产有关的过程。化石燃料中的碳源于埋入地壳几百万年后形成的煤、石油和天然气地质沉积矿。土地利用变化产生的CO_2排放则是与为了粮食、饲料和木材生产而将自然生态系统转变为管理的生态系统有关，而CO_2排自于植物材料的焚烧或死亡植物和土壤有机碳的分解。例如，当清除一片森林时，植物材料可通过焚烧很快释放到大气中，或历经多年经死亡的生物质自身腐烂和土壤碳分解后排入大气。{6.1，6.3；表6.1}

大气中由人类产生的大量CO_2可通过陆地生态系统中和海洋中各种碳汇从大气中清除一部分，目前在大气中留下了不到一半的CO_2排放量。自然碳汇之所以能清除部分CO_2是由于在不同时间尺度上起作用的物理、生物和化学过程。大量的大气CO_2支撑着由各种植物通过光合作用完成的CO_2固化，而CO_2作为植物生物质留存或储存在土壤中。在陆地上存储的碳的驻留时间取决于有机碳的分室(植物/土壤)和成分，时间尺度从几天到几个世纪之间不等。在未受到土地利用变化影响的陆地生态系统中碳储量增加*可能*是由于在较高CO_2水平上光合作用增强、氮沉积和气候变化有利于形成碳汇，如中高纬度地区植物生长季节延长。{6.3，6.3.1}

海洋对人为CO_2的吸收主要是对大气中不断增加的CO_2作出的响应。海洋表面吸收的或通过各类水系(如江河、地下水系)输送到海洋的大量大气CO_2被埋入沿海泥沙中或输送到海洋深处并在那里储存几十年至几百年。海洋深处的碳可分解海洋碳酸盐沉积物，使大量CO_2储存几百年乃至几千年。在1000年内，存留大气中的CO_2排放量将在15%至40%之间，这取决于释放到大气中的碳总量(TFE.7，图1)。在1万年或更长地质时间尺度上，通过岩石风化作用可非常缓慢地从大气中清除更多CO_2，1万年后将存留大气中的CO_2比例降至10%至25%。{文框6.1}

可将碳循环对未来气候和CO_2变化的响应视为两种虽强但却截然相反的不同反馈。浓度-碳反馈决定着因CO_2增加引起的碳储量变化，而气候-碳反馈则决定着因气候变化引起的碳储量变化。具有*高信度*的是，已增加的大气CO_2将导致陆地和海洋碳吸收增加，但吸收量不确定。各模式一致认为陆地和海洋对不断增加的CO_2做出响应的符号为正值，但模式对海洋和陆地碳吸收强度却仅分别给出了中等和低一致性的评估(TFE.7，图2)。与保持气候稳定的情形相比，未来的气候变化将降低陆地和海洋的碳吸收能力(*中等信度*)。这一结果进一步得到古气候观测和模拟的支持，两者表明在世纪至千年时间尺度上，气候与碳循环之间存在一种正反馈。虽然各模式就陆地和海洋对气候变化做出响应的符号取得了一致，即在全球范围内该响应符号为负值，但对这一响应的强度却给出了低一致性的评估，尤其是对于陆地(TFE.7，图2)。IPCC《第四次评估报告》(AR4)以来做出的一个重要更新是在一些陆地碳模式中引入了营养动力学，尤其是氮的可用量对植物生长施加的各种限制。具有*高信度*的是，在全球尺度上，相对于耦合模式比对项目第5阶段(CMIP5)仅限于碳的

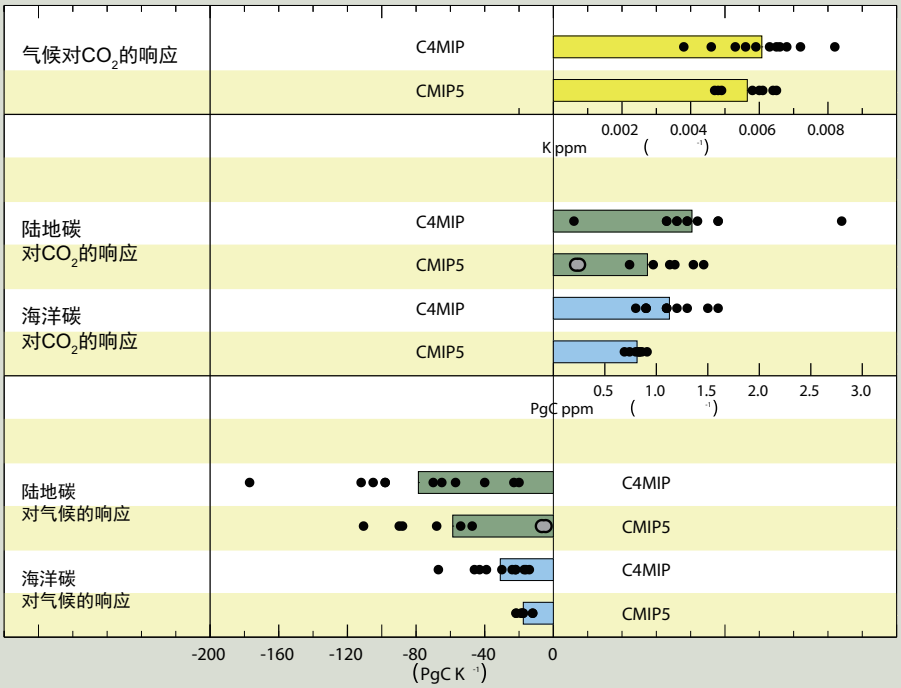


TFE.7，图1 | 由一系列气候–碳循环耦合模式计算的留存在大气中的初始大气CO_2扰动对0年的理想瞬时CO_2排放脉冲作出响应的百分比。在100 PgC (蓝) 和 5,000 PgC (红) 的瞬时排放脉冲出现后，模拟了100年 (左图) 和1000年 (右图) 时期的多模式平均值 (线条) 和不确定性区间 (最大模式区间，阴影区) {文框6.1，图1}

(接下页)

TFE.7（续）

地球系统模式(ESM)，各CMIP5 ESM模式(包括一个陆地氮循环)将降低陆地生态系统的浓度-碳反馈和气候-碳反馈的强度(TFE.7，图2)。引入各种氮循环过程后，CMIP5集合之间的离散度扩大。CMIP5给出的海洋对CO_2和气候敏感性的离散度与《第四次评估报告》相比似乎有所缩小 (TFE.7，图2)。{6.2.3，6.4.2}



TFE.7，图2 | 在编写《第四次评估报告》时在SRES A2情景下7个大气环流模式 (GCM) 集合加上4个中等复杂性地球系统模式 (EMIC) (碳循环气候耦合模式比对项目 (C⁴MIP)) 与在140年每年CO_2增加1%情景下8个CMIP5模式之间的碳循环反馈度量比较。黑点表示单个模式的模拟结果，彩色直方表示多模式结果的平均值，灰点表示引入了耦合陆地氮循环的模式。与各C⁴MIP模式的比对是为了提供背景，但已知这些度量在不同情景和变化速率中是可变的 (见6.4.2节) 。SRES A2情景在变化速率上比较接近每年CO_2增加0.5%情景，因此可预计CMIP5气候-碳的敏感性项应具可比性,但浓度-碳的敏感性项*可能*是CMIP5比C⁴MIP小20%左右，这是由于陆地和海洋在对更高CO_2增速的响应能力上存在滞后。这种对情景的依赖性降低了对CMIP5碳循环反馈如何有别于C⁴MIP的量化描述的信度。{图6.21}

具有*很高信度*的是，在所有四个典型浓度路径(RCP)下，人为CO_2排放的海洋碳吸收将一直持续到2100年，相对于更高的浓度路径，碳吸收也更高。陆地碳吸收的未来演变更加不确定，绝大多数模式预估在所有RCP情景下将有持续的净碳吸收，但有些模式的结果表明由于气候变化和土地利用变化的综合效应，陆地将出现碳净损失。鉴于模式结果中存在大的离散度，而且过程描述也不完整，因此对未来不同陆地碳变化强度的模拟具有*低信度*。{6.4.3；图6.24}

除碳循环外，各种生物地球化学循环和反馈在未来气候系统中起到重要作用，虽然碳循环是最强的循环过程。除了与各种CO_2源和汇相互作用之外，氮循环中各种变化还影响陆地和源自海洋的氮氧化物(N_2O)的排放。在过去20年间人类引起并产生的活性氮一直在稳定增加，这主要是由于生产氨用作化肥和用于工业所致，并且豆类作物种植和化石燃料燃烧也做出了重要贡献。{6.3}

但是，有许多过程尚未在气候-生物地球化学耦合模式中得到体现(如涉及磷、硅和铁等生物元素的其它过程)，所以不得不在线下模式或较为简单的模式中对这些生物元素的强度进行估算，难以对这些元素进行量化评估。这类过程之间许多*可能*将是非线性相互作用，但是尚未得到充分量化。因此，对气候与生物地球化学循环之间的未来反馈的评估依然存在大的不确定性。{6.4}

文框TS.7 | 气候地球工程方法

地球过程被定义为刻意地大规模干预地球系统，以抵消气候变化给地球造成的不良影响。减少二氧化碳（CDR）的目的是减缓或扭转预估的未来大气CO_2浓度的增幅，同时加快自然清除大气CO_2的速度并增加陆地、海洋和地质碳库中的碳储量。太阳辐射管理（SRM）旨在通过减少气候系统吸收的日照量的方式抵消与温室气体浓度增加有关的升温。有一项相关技术试图通过改变高层云量的方式刻意减少气候系统中的温室效应。{6.5，7.7；FAQ 7.3}

如果能够减少CO_2，CDR方法可减缓气候变化，但是这里存在各种不确定性、副作用和风险，而且方法的实施将会取决于技术成熟度以及经济、政治和伦理等方面的考量。CDR*可能*需要大规模部署并至少持续一个世纪方可显著降低CO_2浓度。目前生物地球化学和技术方面存在各种限制，从而难以给出有关CDR潜力的量化估值。*几乎确定*的是，通过CDR从大气中清除的CO_2会因释出之前储存在海洋和陆地碳库中CO_2而被部分抵消。CDR方法的某些气候和环境方面的副作用与因造林而改变的地表反照率、因海洋肥化作用引起的海洋去氧化，以及N_2O排放增强等现象有关。基于陆地的各种CDR方法也许会面临各种土地竞争需求。有关CDR方法成效及其对碳和其它生物地球化学循环的副作用的*信度*水平*低*。{6.5；文框6.2；FAQ 7.3}

SRM仍未实施也没有经过测试，但如果能够实现，则可抵消全球温度升高及其某些影响。具有*中等信度*的是，通过在平流层注入气溶胶，SRM是可扩展的，足以抵消辐射强迫和某些因CO_2浓度翻倍后预计产生的气候效应。由于对气溶胶-云相互作用缺乏足够的认识，是否可通过使云增亮的SRM方法实现差不多大的辐射强迫目前尚无共识。目前看来采用改变陆地反照率的SRM方法无法产生大的辐射强迫。由于有关其它SRM方法的文献有限，无法对这些方法作出评估。{7.7.2，7.7.3}

已发现SRM存在多种副作用、风险和缺陷。SRM会对温室气体的辐射强迫产生一种无法精确的补偿。有几条证据链表明，如果维持全球表面温度，SRM会造成全球降水出现虽小但却显著的减少（在区域尺度上存在较大的差异）。另一种已得到相对充分阐述的副作用是有可能造成极地平流层臭氧的轻微消减，而这一消减与采用平流层气溶胶SRM方法有关。还有可能带来其它难以预料的后果。{7.6.3，7.7.3，7.7.4}

只要温室气体浓度继续增加，SRM也会需要相应加大，同时各种副作用会不断加剧。此外，一旦把SRM扩展到相当高的水平，风险会接踵而来，即若出于任何理由SRM被终止，那么具有*高信度*的是，表面温度会迅速（在10年或20年内）升至与温室气体强迫相一致的温值，这会对气候变化速率敏感的各种系统构成压力。最后，SRM不会补偿因CO_2不断增加而引起的海洋酸化。{7.7.3，7.7.4}

在大的不确定性。{6.4.5}

具有*很高信度*的是，海洋中和陆地上的碳循环将继续对21世纪期间出现的气候变化和大气CO_2增加做出响应（见TFE.7和TFE 8）。{6.4}

TS.5.7 海平面变化的长期预估

TS.5.7.1 21世纪全球平均海平面变化预估

根据CMIP5气候预估的计算结果，同时结合基于过程的冰川和冰盖表面物质平衡模式，并结合公开发表的文献中评估的可能冰盖动力变化，与1986-2005年相比，2081-2100年间GMSL的上升区间*可能*为5%-95%。这些*可能*区间具体为0.26至0.55米（RCP2.6）、0.32至0.63米（RCP4.5）、0.33至0.63米（RCP6.0）和0.45至0.82米（RCP8.5）（*中等信度*）（图TS.1，图TS.21）。在RCP8.5情景下，到2100年GMSL将上升0.52−0.98米。在所有情景下GMSL上升的中心预估值在21世纪中期前均位于0.05米以内，此时所有预估值开始离散；到21世纪末，所有情景预估值的离散度为0.25米。虽然在本世纪末在RCP4.5和RCP6.0情景下升幅变化非常相似，但与RCP6.0情景相比，RCP4.5情景在本世纪初期具有更高的上升速率。GMSL上升不仅取决于CO_2累积排放总量，而且还取决于其排放路径。因此在累积排放总量相同的情况下，越早减排，海平面上升的减缓幅度就越大。{12.4.1，13.4.1，13.5.1；表13.5}

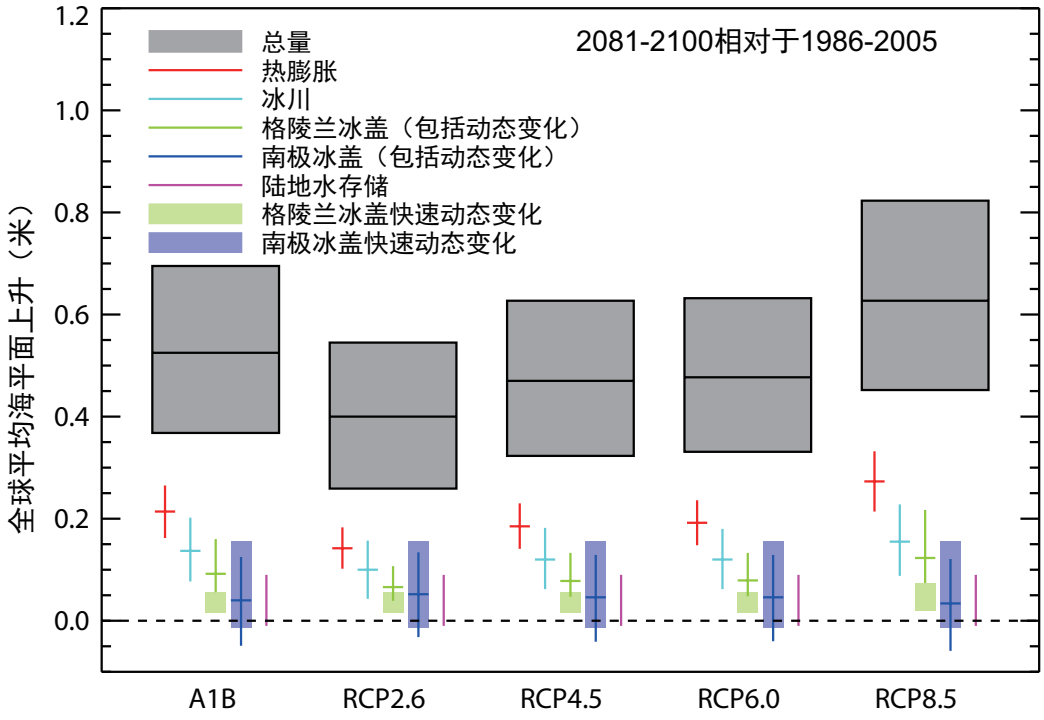
预估的*可能*区间的信度高低源自基于过程的模式与观测资料和对物理机制认知的一致性。已考虑了对21世纪GMSL上升作出更高预估的基础，而且已得出的结论是：目前没有足够证据可用于评估高出上述*可能*区间特定水平的概率。根据目前的认知，只有南极冰盖的洋基部分出现崩塌才会导致GMSL出现大大高于21世纪*可能*区间的情况。这种崩塌发生概率有多大，目前尚无共识，其对GMSL上升的潜在额外贡献亦无法精确量化，然而，具有*中等信度*的是，21世纪内它不会超过海平面上升的几分米。{13.5.1，13.5.3}

在所有RCP情景下，21世纪期按时间-平均的GMSL上升速率*很可能*超过1971至2010年间观测到的速率。在所有预估中，上升速率在最初有所增加。在RCP2.6情景下，上升速率在本世纪中期前大致稳定（中心预估值为每年约4.5毫米），接下来略微下降。到21世纪末，在RCP4.5和RCP6.0情景下的上升速率大致趋于稳定，而在RCP8.5情景下上升速率持续增加（2081-2100年达到每年11 [8至16]毫米）。{13.5.1；表13.5}

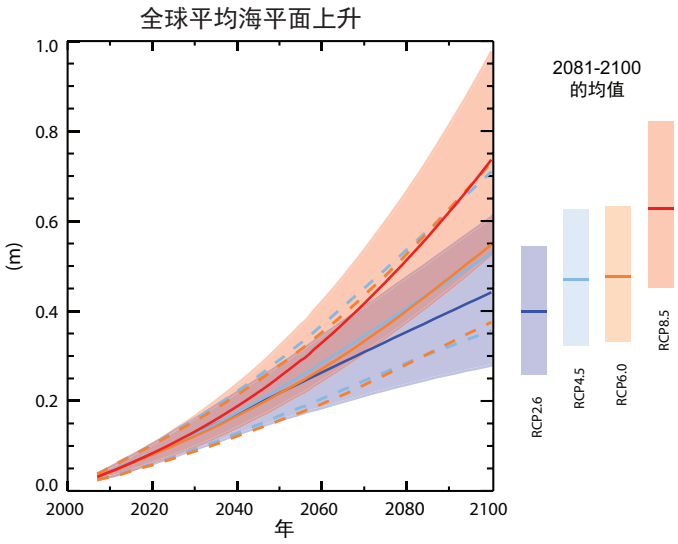
在所有RCP情景下，热膨胀的贡献最大，占30-55%。冰川次之，占15-35%。到2100年，预估在RCP2.6情景下15-55%的现存冰川体积将消失，在RCP8.5情景下为35-85%（*中等信度*）。格陵兰冰盖表面融化增量预估超过累积增量，具有*高信度*的是，格陵兰冰盖表面物质平衡变化将对21世纪海平面上升具有积极贡献。预估南极冰盖表面融化量将保持低位，而具有*中等信度*的是，降雪量将增加（图TS.21）。{13.3.3，13.4.3，13.4.4，13.5.1；表13.5}

具有*中等信度*的是，目前有能力模拟未来年代际尺度的冰盖动力的快速变化。在AR4时期，由于科学认知不足，无法评估这种变化的可能性。自AR4发表以来，在认知相关过程、开发可供模拟冰盖变化的新模式方面取得了长足进步。然而，在作与特定情景相关的预估时，公开发表的文献提供的依据并不够充分。在我们对2081-2100年GMSL上升预估中，格陵兰冰盖和南极冰盖的合计流出量的快速变化*可能*区间为0.03-0.20米，增加了这一要素是本次预估值高于AR4预估值的最重要原因。{13.1.5, 13.5.1，13.5.3}

半经验模式的设计初衷是再现校准周期内观测到的



图TS.21 | 根据基于过程的模式，在四个RCP情景和AR4使用的SRES A1B情景下预估的2081至2100年间（相对于1986-2005年）GMSL上升的*可能*区间和中位数及其贡献来源。冰盖贡献包括冰盖快速动力变化的贡献，单独列出。冰盖快速动力变化和人为陆地水储存的贡献作为独立情景并以一致的概率分布处理（除RCP8.5情景下分析格陵兰冰盖流出量使用了更高的变化率）。这种处理方法并不否认相关贡献取决于之后的情景，而是因为已有的知识无法量化评估对情景的依赖性。详见13.5.1和13.5.3节的讨论以及关于方法的补充材料。根据目前认识，只有南极冰盖的洋基部分出现崩塌，才可能使GMSL在21世纪的上升幅度大大高于*可能*区间。这种可能的额外贡献无法精确量化，但是具有*中等信度*的是，在21世纪由它引起的海平面上升不会超过几分米。{图13.10}



图TS.22 | 相对于1986-2005年四个RCP情景下基于过程的模式对GMSL上升的预估。实线表示中位数预估，虚线表示RCP4.5和RCP6.0情景下的*可能*区间，阴影部分表示RCP2.6和RCP8.5情景下的可能区间。彩色竖直方表示2081至2100年的时间平均值。详见13.5.1、13.5.3节和补充材料。根据目前认识，只有南极冰盖的洋基部分出现崩塌，才可能使GMSL在21世纪的上升幅度大大高于*可能*区间。这种可能的额外贡献无法精确量化，然而，具有*中等信度*的是，在21世纪由它引起的海平面上升不会超过几分米。相关图SPM.9的详情见TS补充材料。{表13.5；图13.10，13.11}

海平面记录，但不把海平面上升归因于单个物理分量。在不同RCP情景下，一些半经验模式预估的区间与基于过程的模式预估的*可能*区间重叠，而其它半经验模式预测的中位数和第95百分位是基于过程的模式预测值的两倍。在几乎所有案例中，半经验模式的第95百分位均高于基于过程的模式的*可能*区间。RCP4.5情景下的2081-2100年间（相对于1986-2005年），半经验模式预估的中位数为0.56-0.97米，它们的第95百分位高达约1.2米。这种差距意味着，要么有某种贡献目前未被基于过程的模式识别或被低估，要么半经验模式的预估过高。用半经验模式来预估所基于的假定是：未来海平面变化与辐射强迫或全球平均温度变化的关系和过去相同。如果潜在的非线性物理过程未来变化尺度无法根据以往经验校准，那么这种假设就站不住脚。科学界对半经验模式的可靠性尚无共识，故将其评估为*低信度*。{13.5.2，13.5.3}

TS.5.7.2 2100年后全球平均海平面变化预估

*几乎确定*的是，GMSL在2100年后会持续上升。现有的少数可模拟2100年后的模式结果表明，如在RCP2.6情景下，在CO_2浓度达到峰值后下降并保持低于500ppm对应的辐射强迫下，到2300年GMSL相对于工业化时代之前时期（此处确定为大气CO_2浓度稳定在280ppm）的上升会小于1米。但是，如在RCP8.5情景下，在对应CO_2浓度高于700ppm，但低于1500ppm的辐射强迫下，上升幅度预估在1米到3米以上（*中等信度*）。{13.5.4}

因海洋热膨胀引起的海平面上升会持续数百年至数千年。热膨胀量随全球变暖而加剧（模式预估的区间为0.2至0.6m°C^{-1}）。冰川的贡献随其体积（当前融化后相当于海平面上升0.43米）的减少而减少。在南极，2100年后在GHG更高的情景下，表面融化增量可超过累积增量。{13.5.2，13.5.4}

现有证据表明，高于某一阈值的全球变暖会导致一千多年或更长时间后格陵兰冰盖几乎完全消失，使全球平均海平面上升约7米。对当今恒定的冰盖地形研究表明，相对于工业化时期前，GMST上升的阈值为大于2°C但小于4°C（*中等信度*）。利用冰盖动力变化开展的一项研究指出，该阈值比工业化时代前全球平均变暖高约1°C（*低信度*）。由于现在科学上的不确定性，无法量化*可能*区间。冰盖完全消失不是不可避免的，因为发生这种情况需要一千年或更长时间；如果温度在冰盖消失前下降，那么冰盖可能会重新增长。然而，有些冰量损失是不可逆的，这取决于超出阈值的时长和程度，因为冰盖与区域气候的相互作用使之可能有多种稳定状态。{13.4.3，13.5.4}

目前的信息表明，2100年后冰盖仍有动力贡献，但在预估中的*信度低*。在格陵兰，与海水相互作用导致的冰盖流出量正在减少，因为冰盖边缘由沿海向内陆退缩。相比之下，南极的基岩地形导致冰量损失随着冰盖退缩而增多。南极西部的冰盖融化后相当于全球海平面上升3.3米，这些冰盖所在区域遍布向下倾斜的基岩，由于海洋冰盖不稳定，这些地方的冰量可能遭受损失。不能排除气候强迫造成南极冰盖的洋基部分由于潜在的不稳定性而出现突然、不可逆的冰量损失的可能性，但现在的证据和认识不足以做出量化的评估。由于南极降雪量相对较弱，内部冰层流速较慢，可预估其西部冰盖因动力流出而消失后，要重新增长至少需几千年。因此，下个世纪南极西部一旦发生显著的冰量损失，那么在几百年至几千年的时间尺度内都是不可逆的。{5.8，13.4.3，13.4.4，13.5.4}

TS.5.7.3 区域海平面变化预估

区域海平面会因海洋环流动力变化、海洋热含量变化、整个地球系统的物质再分配和气压变化而变化。海洋动力变化源自风强迫和浮力强迫（热和淡水）、相关的环流变化及热与淡水的重新分布。在几天以上的时间尺度上，区域海平面也几乎均衡地根据海平面气压相对于平均状态的变化而变化。（当代和过去的）冰盖冰量损失、

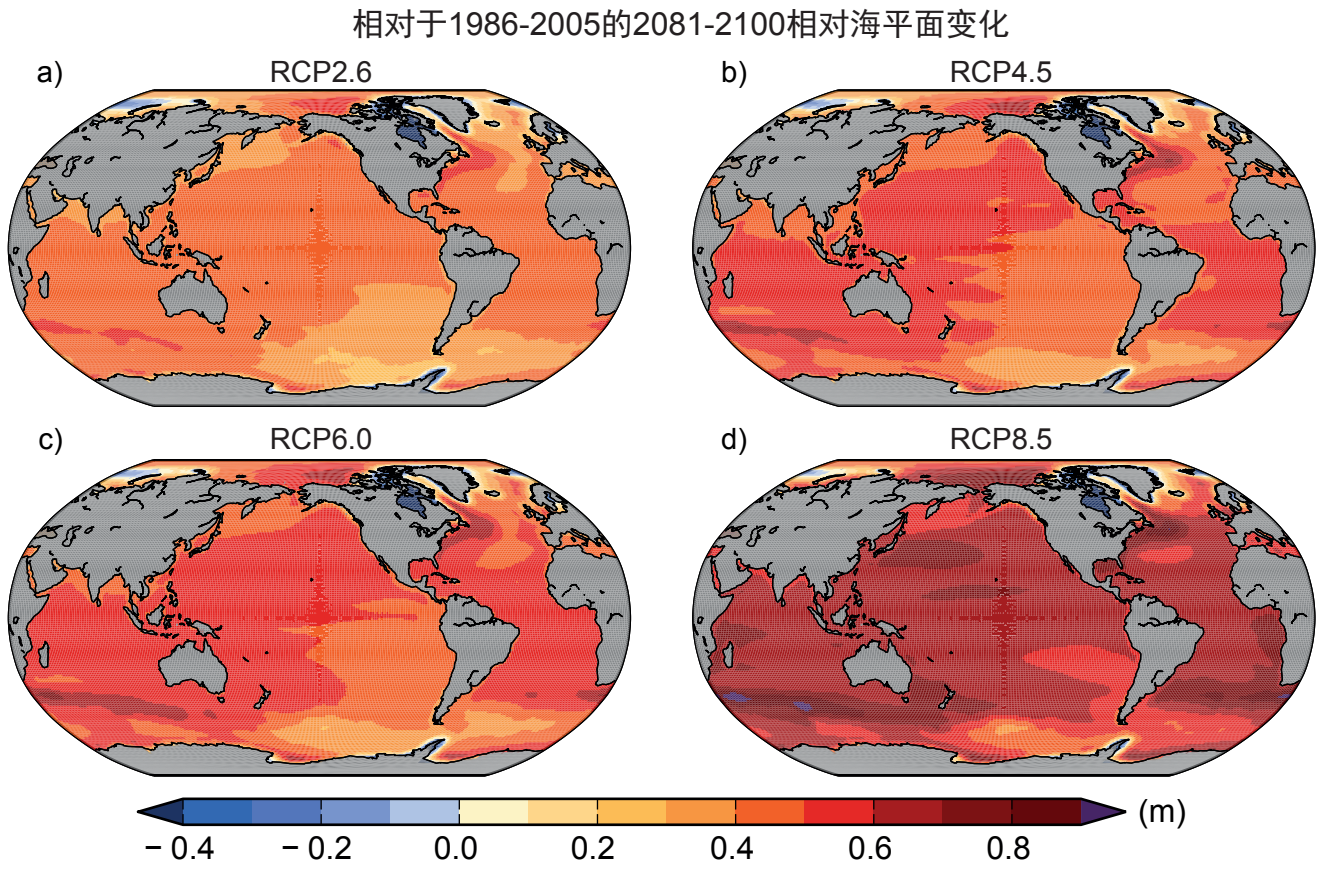
冰川冰量损失和陆地水文变化导致水量在冰冻圈、陆地和海洋之间的重新分布，使固体地球、地球自转和重力场的变化具有区域特征。在一些沿海地区，水循环的变化、人为导致的地表沉降、构造运动和海岸过程可以支配相应的海平面变化，即海洋表面相对于陆地的高度变化。{13.1.3, 13.6.2, 13.6.3, 13.6.4}

到21世纪末，海平面变化将有明显的区域型态，这将成为主要差异，且许多地区的变化*可能*会与全球平均变化有很大差别(图TS.23)。*很可能是*，约超过95%的海洋区域将经历区域性相对海平面上升，而经历海平面下降的区域大都靠近当前或原有冰川和冰盖。对于全球30%的海区，海平面局地变化偏离预估平均值的10%；对于全球9%的海区，海平面局地变化偏离预估平均值的25%。这表明空间差异可以很大。在南大洋和北美洲附近，区域海平面变化值比全球平均值高30%；赤道地区，该值高10%-20%；北极和位于南极附近的一些区域，该值低50%。预计全球约70%的海岸线将经历海平面相对变化，区间在GMSL变化的20%之内。在年代际周期上，气候变率导致的区域相对海平面变化率与全球平均值的差异大于100%。{13.6.5}

TS.5.7.4 21世纪极端海平面变化和波浪变化预估

到21世纪末，极端海平面的出现率*很可能*明显增加，而21世纪初期的出现率*可能*增加(见TFE.9，表1)。增加原因主要是平均海平面上升(*高信度*)，而到21世纪末一些地区极端重现期减少至少一个量级。具体区域风暴度和相关风暴潮的预估为*低信度*。{13.7.2}

南大洋年平均有效浪高*可能*会因风速增强而增高(*中等信度*)。南大洋涌浪*可能*影响相邻流域的浪高、周期和方向。北冰洋浪高和季节性波浪长度*很可能*因海洋冰量减少而增加。一般而言，具体区域预估具有*低信度*，因为对热带风暴和温带风暴的预估具有*低信度*，而且使用粗分辨率气候模式也难以对未来风况降尺度。{13.7.3}



图TS.23 | 1986–2005年和2081–2100年两个时段间在(a) 2.6、(b) 4.5、(c) 6.0 和(d) 8.5四个RCP情景下根据21个CMIP5模式评估的集合区域平均净相对海平面变化（单位：米）。每幅地图均包括大气载荷，加上陆地冰、冰川均衡调节（GIA）和陆地水资源等效应。{图13.20}

专题要素

TFE.8 | 气候目标与稳定性

稳定性这一概念紧密联系《联合国气候变化框架公约》(UNFCCC)的最终目标—“将大气中温室气体的浓度稳定在防止气候系统受到危险的人为干扰的水平上”。最近的政策讨论集中在要将限制全球温度升高作为UNFCCC各种目标背景下的具体气候目标，而非限制温室气体(GHG)浓度增加。讨论最广泛的是2°C目标，即将相对于工业化时代前的全球温度上升限制到2°C以下，但也提出了其它目标(如全球变暖相对于工业化时代前回归至1.5°C以下，或大气CO_2浓度回归至350ppm以下)。气候目标通常是指避免全球变暖达到一个预先设定的阈值。然而，气候影响有地理上和行业上的差异，而且也没有一个客观阈值能确定何时将达到危险的干预程度。某些变化可能被延迟或不可逆转，另一些影响可能是有益的。因此，在没有价值判断，以及在没有假设如何汇总当前和未来成本和效益的情况下，不可能确定一个客观的临界阈值。本TFE并不主张或支持某个阈值或目标，也不评判这些目标的经济或政治可行性，而是根据当前对气候和碳循环反馈的认知，评估以气候目标为背景的在典型浓度路径(RCP)情景下的气候预估结果，以及不同的长期温度稳定目标对允许碳排放的影响。下文进一步突出强调了温度稳定并不一定意味着整个地球系统的稳定。{12.5.4}

温度目标表示总辐射强迫(RF)的上限。四个RCP情景辐射强迫的区别是在2030年之前都相对较小，但到21世纪末变得很大，主要是由于CO_2强迫。因此，预估近期全球平均表面温度(GMST)将在四个RCP情景下以类似的速率持续升高。大约在21世纪中叶，全球升温速率对情景的依赖性开始增强。到21世纪末，在所有RCP情景下全球平均温度均高于当前，RCP8.5下全球温度变化最大(每十年都大于0.3°C)，RCP2.6下最小，尤其是2050年后，届时全球表面温度变化稳定(之后下降)(见图TS.15){11.3.1，12.3.3，12.4.1}。

相对于1850-1900年的平均值，近期(2016-2035年)的**全球平均表面**升温*多半可能*超过1°C，而且*很不可能*高于1.5°C(假设1850-1900年到1986-2005年升温0.61°C)(*中等信度*)。相对于1850-1900年，到21世纪末(2081-2100年)，在RCP4.5、RCP6.0和RCP8.5情景下升温*可能*超过1.5°C(*高信度*)，且在RCP6.0和RCP8.5情景下*可能*超过 2°C(*高信度*)，在 RCP4.5情景下多半*可能*超过2°C(*中等信度*)。在RCP2.6情景下升温*不可能*高于2°C(*中等信度*)。2081-2100年在RCP2.6、RCP4.5和RCP6.0情景下升温*不可能*超过4°C(*高信度*)，在RCP8.5情景下*或许可能*超过4°C(*中等信度*)。{11.3.6，12.4.1；表12.3}

在RCP8.5延伸情景下，2100年之后GHG的持续排放导致总辐射强迫到2300年高于12W m^{-2}，2281-2300年全球升温相对于1986-2005年达到7.8[3.0-12.6]°C。在RCP4.5延伸情景下，2100年后辐射强迫保持稳定(4.5W m^{-2}左右)，升温达2.5[1.5-3.5]°C。在RCP2.6延伸情景下，升温达0.6[0.0-1.2]°C，持续的负排放导致辐射强迫进一步下降，到2300年低于目前水平。另见文框TS.7。{12.3.1，12.4.1，12.5.1}

自工业化时代前以来大气中人为CO_2排放总量(常称作累积碳排放，虽然仅代表CO_2排放)是反映大气CO_2浓度和全球升温响应的优良指标。GMST变化与总累积人为CO_2排放的比率一直相对稳定且不依赖情景。CO_2排放总量与全球温度变化之间有近似线性关系，能将一个新变量-累积碳排放的瞬时气候响应(TCRE)-定义为某一给定的累计人为CO_2排放量(通常是1000PgC)引起的瞬时GMST变化(TFE.8，图1)。TCRE依赖于模式，因它是累积CO_2排放量大气占比和瞬时气候响应的一个函数，这两个变量因模式的不同而相差甚远。结合不同证据链(观测、模式和对过程的认知)的有效信息，累积CO_2排放与全球平均温度峰值间的近似线性关系在文献中已充分建立，对高达2000PgC的累积CO_2排放总量也是确凿的。这个关系与从以往累积CO_2排放

(接下页)

TFE.8（续）

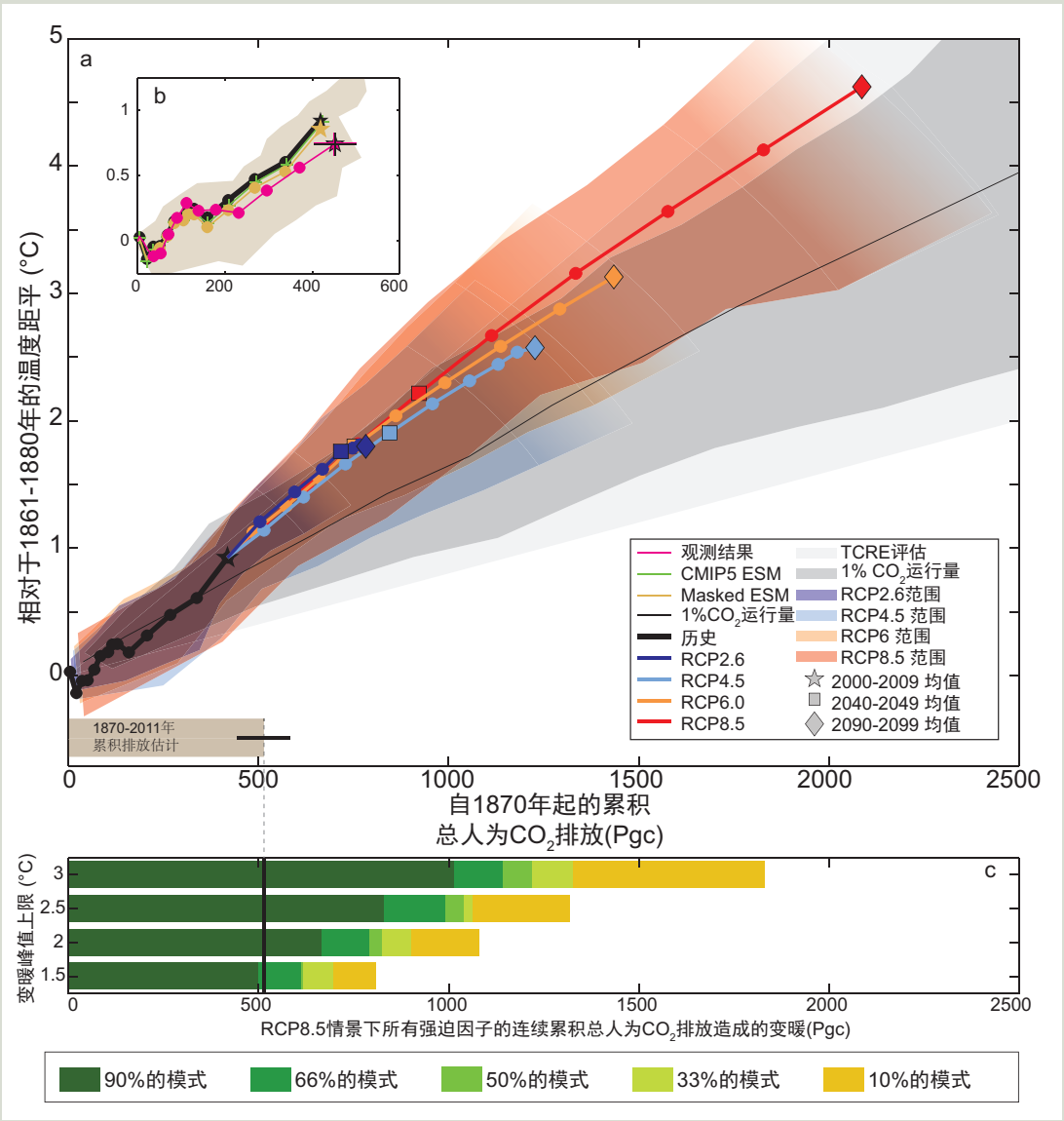
量和观测到的升温中推导出的关系相一致，而对碳循环和全球能源平衡的认知过程也支持这一关系，并且是从整个模式体系中得出的确凿结果。专家基于现有证据作出的判断表明，在达到温度峰值之前、累积排放不超过2000PgC的情况下，TCRE区间*可能*是每1000PgC引起0.8°C至2.5°C的温度升幅。（TFE.8，图1a）{6.4.3，12.5.4；文框12.2}

在排放完全停止后，CO_2导致的升温预估还会持续数百年。因此，就人类存在时间尺度而言，很大一部分气候变化是不可逆转的，除非在很长一段时期内人为CO_2净排放为极负。根据TCRE的评估（假设在正常分布情况下，每1000PgC引起0.8°C至2.5°C的温度变化，标准差为±1），如果要以>33%、>50%和>66%的概率将人为CO_2排放单独引起的升温（忽略其它辐射强迫不计）限制在自1861-1880年间以来不超过2°C的水平上，自1870年以来所有来源的人为CO_2排放总量的累积收支则需要分别低于约1570 PgC、1210 PgC和1000 PgC。1870-2011年间已排放了515[445-585]PgC（TFE.8，图1a,b）。因此，先前几十年中的高排放量意味着之后需要低排放甚至负排放。若考虑对升温峰值有贡献的非CO_2强迫，累积CO_2排放量则更低。非CO_2强迫成分非常重要，研究它们需要对CO_2减排与其它强迫变化之间的联系作出假设，或需要单独的排放收支并对短寿命周期和长寿命周期气体开展气候模拟。截至目前，考虑非CO_2强迫的研究为数不多。那些考虑了此类强迫的研究发现了这类强迫具有显著效应，尤其是气溶胶等短寿命周期气体排放量骤降，导致升温零点几度。多年冻土或甲烷水合物意外释放的GHG（未包括在本文所评估的研究内），也会降低要达到某一给定升温目标相对应的人为CO_2排放水平。如需要有更大的可能性将温度保持在一个低于某个给定温度目标，则要进一步减少相应排量（TFE.8，图1c）。考虑到所有RCP情景中非CO_2强迫，为了分别以>33%、>50%和>66%的概率把自1861-1880年间以来的升温幅度限制在2°C以内，则需要将自1870年以来相应碳排放量分别减至大约900 PgC、820 PgC和790 PgC。通过计算全球耦合模式对比项目第5阶段（CMIP5）各地球系统模式（ESM）和中等复杂程度地球系统模式（EMIC）中在RCP8.5情景下对于给定累积排放量温度低于2°C的部分（如TFE.8图1c），得出了上述估值。RCP8.5的非CO_2强迫高于RCP2.6中的非CO_2强迫。由于在IPCC标准语言中所有关于可能性的表述均为开放区间，因此上述估值既是保守选择又是一致性选择，适用于所有RCP情景的非CO_2强迫。没有任何一种RCP情景用>33%或>50%的概率把升温幅度限制在2°C，且不能直接推导相应累积排放量。对于>66%的概率，RCP2.6可作为比较对象。将2012年和2100年之间RCP2.6情景下的反算化石燃料平均碳排放量（270 PgC）与平均历史估值（515 PgC）相加，总计为785 PgC，四舍五入为790 PgC。由于785 PgC不含对未来土地利用变化产生排放的明确评估，所以790 PgC也是与总体可能性评估相一致的保守估值。基于各RCP情景的三种可能性的排放区间很窄，因为排放区间是基于单一情景的，可用的模式样本有限。与TCRE相比，这些区间不包括观测约束或不解释模式未取样的不确定性的来源。固定累积CO_2收支不仅针对2°C，也准对截至当前模式所探索的任何温度水平（高达约5°C，见图12.44至12.46）。升温目标越高，可允许有更大的累积收支，而温度目标越低，则需要的累积收支也更低（TFE.8，图1）。{6.3.1，12.5.2，12.5.4}

气候系统有多个时间尺度，从一年到几千年不等，与不同的热量库和碳库有关。这些长时间尺度使持续变暖‘已箭在弦上’。强迫的稳定不会带来升温的瞬时稳定。对RCP情景及其到2300年延伸情景而言，辐射强迫稳定时已实现的升温将会达到平衡升温的75%至85%。若CO_2量以每年1%的速率增至2倍或4倍，之后强迫保持稳定，那么已实现的升温占比会小得多，约为强迫稳定时的40-70%。由于深海的时间尺度长，达到完全平衡需几百至几千年。{12.5.4}

(接下页)

TFE.8（续）



TFE.8，图1 |自1861-1880年间以来的全球平均温度增幅，作为从各条证据链中获得的全球CO_2累积排放总量的一个函数。图(a) 用彩线（多模式平均）和年代际标记（点）分别给出了所有CMIP5中等复杂程度地球系统模式（EMIC）和各地球系统模式（ESM）在每个RCP情景下的十年平均结果，并用星号、正方形和菱形分别突出显示了三个十年期（2000-2009、2040-2049和2090-2099）。2000-2009年以及之前历史时期取自CMIP5历史记录中RCP8.5下2006-2010时段的延伸，用粗黑线和黑符号表示。不同颜色的区间表示所有CMIP5 ESM和EMIC模式的离散度（90%区间），并不代表正式的不确定性评估。只要能获得所有模式的资料就在各自区间内填充相应颜色，直至温度达到峰值。出于展现离散度之目的，各区间的颜色随后逐渐淡出。深灰色阴影区（区间的定义与前面RCP的定义类似）和细黑线（多模式平均）表示CMIP5模式仅以每年1%的CO_2增量模拟的结果。浅灰锥形代表本报告仅对CO_2排放的瞬时气候响应（TCRE）的评估。图(a)底部的灰色直方表示1870-2011年间CO_2历史累积排放估值及其相关不确定性。图(b) 为历史模拟结果与观测资料的比较。紫红色线和不确定性区间均基于来自二氧化碳信息分析中心（CDIAC）的观测到的排放，并用全球碳计划提供的排放值和哈得莱中心/气候研究小组格点表面温度资料集（HadCRUT4）观测到的温度估值延至2010年。过去十年观测中的不确定性基于本报告中的评估。粗黑线与图(a)中的相同。有十字的细绿线作用与黑线相同，但只针对ESM。黄褐色线及羽状范围表示2010之前的ESM结果，当时对不完整的HadCRUT4地理覆盖范围作了修正。图中给出所有数值均相对于1861至1880年基准期。所有时间序列均反演自十年平均值，以表示长期趋势。注意：观测也受内部气候变率的影响，这增加了约0.1°C的不确定性。图(c) 给出了整个工业化时代的CO_2累积排放量，均与四个展示性全球温度峰值上限（分别为1.5°C、2°C、2.5°C和3°C）相一致，同时考虑了所有引起升温的强迫因子。水平直方表示一致性累积排放收支，作为各模式（CMIP5 ESM和EMIC）中至少将升温幅度控制低于某个给定温度上限的那部分模式的函数。注意：不能将这部分模式作为概率解释。排放收支是在RCP8.5情景下计算出的，其中非CO_2强迫在整个21世纪相对较高。如果非CO_2强迫显著减少，那么与具体温度限制对应的CO_2排放或许略高，但仅在非常有限的程度上，如图(a)中彩线所示，假设非CO_2强迫显著偏低。关于图SPM.10的细节，详见TS补充材料。{图12.45}

TFE.8 (续)

即使停止CO_2排放，过去的排放也会造成持续多个世纪的升温，继续维持在已达到的升温水平。排放停止后CO_2引起的持续变暖源于在上述延迟的持续变暖与海洋陆地碳吸收导致的大气CO_2缓慢下降之间的一种补偿。这种升温持续性也源于辐射强迫对大气CO_2的非线性依赖，即强迫的相对降幅小于CO_2浓度的相对降幅。就高气候敏感性而言，尤其当硫酸盐气溶胶排放与GHG排放同时消除时，过去的排放的持续性在很大程度上仍为正值，并且是对减少的气溶胶排放的快速响应和对减少的CO_2排放缓慢响应的两者叠加。{12.5.4}

全球温度稳定并不代表气候系统所有方面的稳定。与植被变化、冰盖变化、深海增温及相关的海平面上升和潜在的各种反馈联系，例如海洋和冰盖均有各自内在的长时间尺度。随着海洋不断吸收大气CO_2，海洋酸化*很可能*持续。陆地生态系统碳循环的持续变化将在21世纪末之后进一步显现。*几乎确定*的是，在2100年之后GMSL仍会持续上升，因热膨胀引起的海平面上升会持续几百年乃至几千年。GMSL上升不仅取决于累积总量，还取决于CO_2排放路径；在累积总量相同情况下，及早减排而不是推后可更大幅度地减缓海平面上升。{6.4.4，12.5.4，13.5.4}

TS.5.8 气候现象与区域气候变化

本节评估了21世纪影响区域气候的大尺度气候现象的预估变化(表TS.2)。一些现象是从气候学(如季风)角度定义的，另一些现象则是从年际变率(如厄尔尼诺)角度定义，后者影响旱涝、热浪等极端气候。热带气旋和温带风暴等天气现象统计的变化也在此作了总结。{14.8}

TS.5.8.1 季风系统

在21世纪，按地区降水和夏季降水衡量的全球季风*可能*增强，而季风环流会减弱。季风爆发日期*可能*提前或变化不大，而其结束日期*可能*推迟，导致多地季风期延长(图TS.24)。在东亚和南亚夏季季风中季节性平均降水增加突出，其它季风区的变化不确定性较大。{14.2.1}

具有*中等信度*的是，与季风相关的年际降水变率未来将会增加。在南美、非洲、东亚、南亚、东南亚和澳大利亚，未来与季风相关的极端降水*很可能*增加。{14.2.1，14.8.5，14.8.7，14.8.9，14.8.11-14.8.13}

具有*中等信度*的是，与亚洲-澳大利亚季风相关的全面降水将会增加，但南北分布不对称：预估印度季风降水将增加，虽然澳大利亚夏季风降水预估变化不大。具有*中等信度*的是，印度夏季风环流会减弱，但因大气湿度增加而得到补偿，最终导致降水增加。对东亚夏季风，预估季风环流和降水都将增加。{14.2.2，14.8.9，14.8.11，14.8.13}

对北美和南美季风降水变化的预估具有*低信度*，但具有*中等信度*的是，北美季风在一年中发生时间推迟，持续时间延长，而且具有*高信度*的是，南美季风区会扩大。{14.2.3，14.8.3-14.8.5}

具有*低信度*的是，预估西非雨季会来得稍迟，雨季后期降雨将增强。模式模拟该区域的技巧评分水平有限，因此预估为*低信度*。{14.2.4，14.8.7}

TS.5.8.2 热带现象

降水变化因空间不同而异，一些区域增加，一些其它区域减少。热带降水变化的空间分布*可能*受当前气候和海洋变暖型态的影响。影响首先是在目前的多雨区降雨增加，其次，在海洋变暖超过热带平均值的地区降雨增加。具有*中等信度*的是，热带降雨预估值的季节平均变化比年均变化更可靠。{7.6.2，12.4.5，14.3.1}

具有*中等信度*的是，未来赤道两侧热带辐合区季节平均降水将增加，亚热带(包括北美和中美、加勒比、南美、非洲和西亚部分地区)季节平均降水将减少。具有*中等信度*的是，南太平洋幅合带纬向事件的年际发生率将会增加。具有*中等信度*的是，南太平洋幅合带将南移，

表TS.2 | 预估的区域变化及其与主要气候现象的关系一览表。当某一现象对给定区域产生的影响达到足够的信度水平时，以及当有足够的信度表明该现象将发生变化时，尤其在RCP4.5或更高端情景下，则认为该现象与这一区域相关。关于这些变化的信度及其与区域气候的相关性的完整评估见14.8节以及表14.2和表14.3 。{14.8； 表14.2，14.3}

区域	根据气候现象预估的重大变化
北极 {14.8.2}	预估北大西洋涛动（NAO）小幅增强，导致冬季温度和降水变化；变暖增强，海冰融化增加；到本世纪中叶，降水主要由于温带气旋的降水增加而显著增加。
北美 {14.8.3}	季风降水将在年内推后；温带气旋降水增加将导致冬季大陆北部三分之一的地区降水大幅度增加；在美国和墨西哥的西海岸、墨西哥湾及美国、加拿大东海岸登陆的热带气旋带来的极端降水增加。
中美和加勒比地区{14.8.4}	预估平均降水减少，极端降水增加；东、西海岸登陆的热带气旋带来的极端降水增加。
南美 {14.8.5}	南大西洋辐合带南移，使东南部降水增加；南半球环状模呈现正相位趋势使温带风暴移动路径南移，造成智利中部地区降水减少，而南美南端降水增加。
欧洲和地中海地区 {14.8.6}	与地中海东部风暴相关的极端降水增加，但出现频率降低。
非洲 {14.8.7}	西非夏季风降水增强；由于印度洋变暖型态，东非短时降雨增加；在非洲东海岸（包括马达加斯加）登陆气旋带来的极端降雨增加。
中亚和北亚 {14.8.8}	夏季降水增强；北亚冬季变暖增强。
东亚 {14.8.9}	夏季风降水增强；在海岸登陆的台风带来的极端降水增加；冬季中期对温带气旋的抑制作用减弱。
西亚 {14.8.10}	在阿拉伯半岛登陆气旋的极端降水增加；西北亚降水因温带风暴路径北移而减少。
南亚 {14.8.11}	夏季风降水增强；孟加拉湾和阿拉伯海海岸登陆气旋带来的极端降水增加。
东南亚 {14.8.12}	由于印度洋变暖型态，印度尼西亚7-10月降水减少；中国南海、泰国湾和安达曼海海岸登陆气旋的极端降雨增加。
澳大利亚和新西兰 {14.8.13}	澳大利亚北部夏季风降水也许增加；南太平洋辐合带更频繁的天气事件可使澳大利亚东北部降水减少；由于南半球环状模预估呈现正相位趋势，新西兰和澳大利亚南部变暖增强，降水减少；与热带和温带风暴相关的极端降雨增加。
太平洋诸岛 {14.8.14}	热带辐合带的变化对降雨和极端降水产生影响；与热带气旋相关的极端降水增加。
南极 {14.8.15}	与南半球环状模位呈现正相位趋势相关的南极半岛和南极西部变暖增强；由于风暴路径朝极地方向位移，导致沿岸地区降水增加。

导致南美东南部降水增加，幅合带北部降水立即减少。{14.3.1，14.8.3-14.8.5，14.8.7，14.8.11，14.8.14}

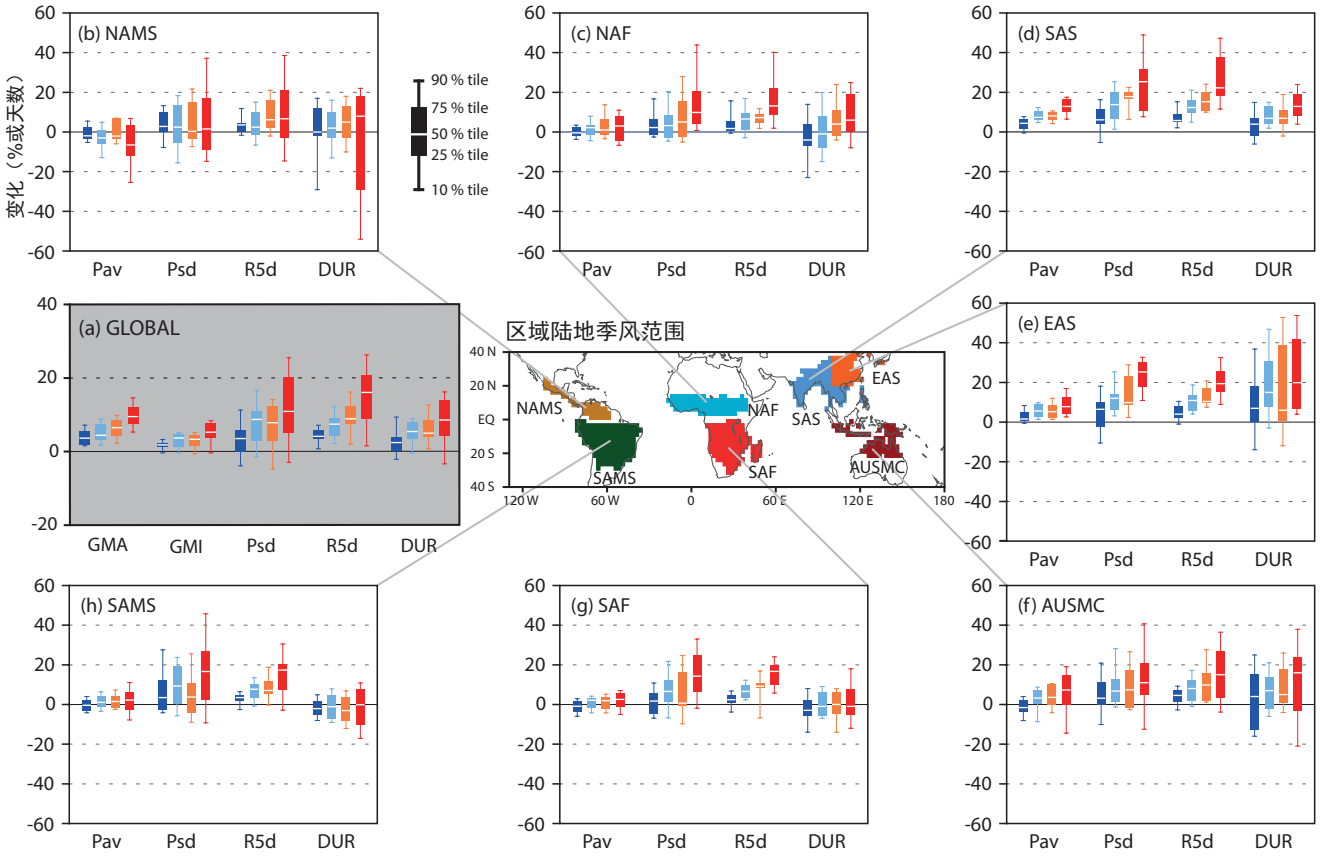
热带印度洋地区*可能*形成这样一种纬向型态：东部（包括印度尼西亚）升温幅度下降，降水减少；西部（包括东非）升温增强，降水增加。印度洋年际变率的偶极子模态*很可能*保持活跃，对东非、印度尼西亚和澳大利亚的极端气候产生影响。{14.3.3，14.8.7，14.8.12}

由于在对该区域的模式模拟中误差大，因此对大西洋热带地区平均和年际模态的预估具有*低信度*，因此对未来大西洋飓风、南美热带地区和西非降水的预估具有*低信度*。{14.3.4，14.6.1，14.8.5，14.8.7}

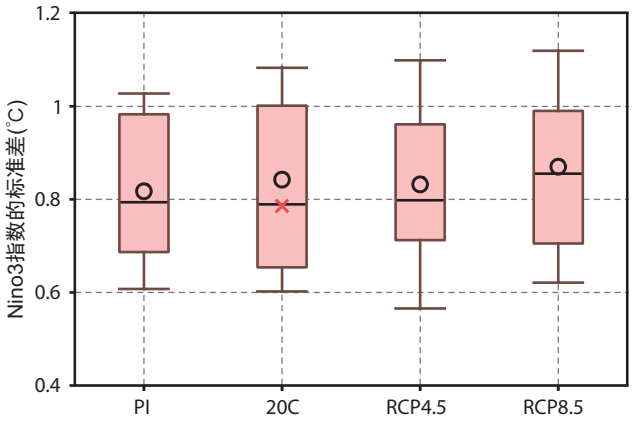
由于当前模式模拟季节内现象的技巧评分水平以及对海洋变暖型态的敏感性都很低，目前尚无法评估马登-朱利安振荡将如何变化。对未来西非、东南亚和澳大利亚的区域性极端气候的预估因而具有*低信度*。{9.5.2, 14.3.4, 14.8.10，14.8.12，14.8.13}

TS.5.8.3 厄尔尼诺–南方涛动

具有*高信度*的是，在21世纪，厄尔尼诺-南方涛动（ENSO）将仍是自然气候变率的主要模态，并影响全球；ENSO引起的区域降水变率*可能*增强。ENSO的振幅和空间分布型态的自然变化如此之大，以至于对21世纪ENSO作出的任何预估变化仍为*低信度*。与模式间的离散变化相比，在RCP4.5和RCP8.5情景下对厄尔尼诺振幅的预估变化较小（图TS.25）。在北太平洋和北美地区，与厄尔尼诺和拉尼娜（遥相关）有关的温度和降水距平型态未来可能东移（*中等信度*），而气候对中南美洲、加勒比地区、非洲、亚洲大部、澳大利亚和大多数太平洋岛屿等其它地区的影响变化具有*低信度*。在更暖的气候条件下，即使大气环流变率不变，大气湿度增加也能使降水时间变率加大。这适用于ENSO引起的降水变率，但ENSO遥相关可能发生变化，从而将这个一般性结论复杂化，使之在某种程度上取决于具体区域。{12.4.5，14.4，14.8.3-14.8.5，14.8.7，14.8.9，14.8.11-14.8.14}



图TS.24|当前（1986-2005）和未来（2080-2099）两个时段之间的季风统计值变化，这是基于RCP2.6（深蓝；18个模式）、RCP4.5（蓝；24个）、RCP6.0（黄；14个）和RCP8.5（红；26个）模拟的CMIP5集合。(a)全球：全球季风区（GMA）、全球季风强度（GMI）、季节性降水年际变率的标准差（Psd）、季节5日最大降水总值（R5d）和季风季节时长（DUR）。图中，利用当前的24个多模式平均降水划分了区域陆地季风域。(b)-(h)显示区域陆地季风统计值的未来变化：(b)北美（NAMS）、(c)北非（NAF）、(d)南亚（SAS）、(e)东亚（EAS）、(f)澳大利亚-海洋性大陆（AUSMC）、(g)南非（SAF） 和(h)南美（SAMS）的季节平均降水（Pav）、Psd、R5d和DUR。除DUR（单位：天），其它指标单位均为%。盒须图给出了第10、第25、第50、第75和第90百分位。在每个模式的季风域内，所有指数均按夏季计算（北半球是5-9月，南半球是11-3月）。{图14.3，14.4，14.6，14.7}



图TS.25 | 赤道太平洋东部（尼诺3区：5°S至 5°N，150°W至 90°W）海表温度变率的CMIP5多模式集合的标准差，它用于衡量厄尔尼诺振幅，以开展工业化时代前（PI）控制模拟和20世纪（20C）模拟 ，并在RCP4.5和RCP8.5情景下对21世纪进行预估。圆环表示多模式集合平均值，红色十号表示观测到的20世纪标准差。盒须图给出了第16、第25、第50、第75和第84百分位。{图14.14}

TS.5.8.4 气旋

对21世纪的预估表明，热带气旋的全球频率*可能*降低或基本保持不变，与其相一致的是全球平均热带气旋最大风速和降水率均*可能*增加（图TS.26）。不同区域未来气候变化对热带气旋的影响*可能*也不同，但是对具体区域的预估具有*低信度*。最强风暴的频率多半可能在一些流域增加。在中美、北美、东非、西亚、东亚、南亚、东南亚、澳大利亚和太平洋上许多岛屿，登陆热带气旋的中心附近会发生更多极端降水（*中等信度*）。{14.6.1，14.8.3，14.8.4，14.8.7，14.8.9-14.8.14}

全球温带气旋数量降幅不可能超过几个百分点，未来风暴的变化与自然年际变率和模式间的很大变化相比*可能*很小。南半球（SH）风暴路径*可能*会略微朝极地方向位移，但是该变化的大小取决于采用哪种模式。气候预估中北大西洋风暴路径的响应*不可能*仅朝极地方向位

移。具有*中等信度*的是，北太平洋风暴路径预估朝极地位移。风暴路径变化对区域地表气候的影响具有*低信度*。温带气旋带来更多降水，导致北极、北欧、北美和南半球中高纬地区冬季降水增加。 {11.3.2，12.4.4，14.6.2，14.8.2，14.8.3，14.8.5，14.8.6，14.8.13，14.8.15}

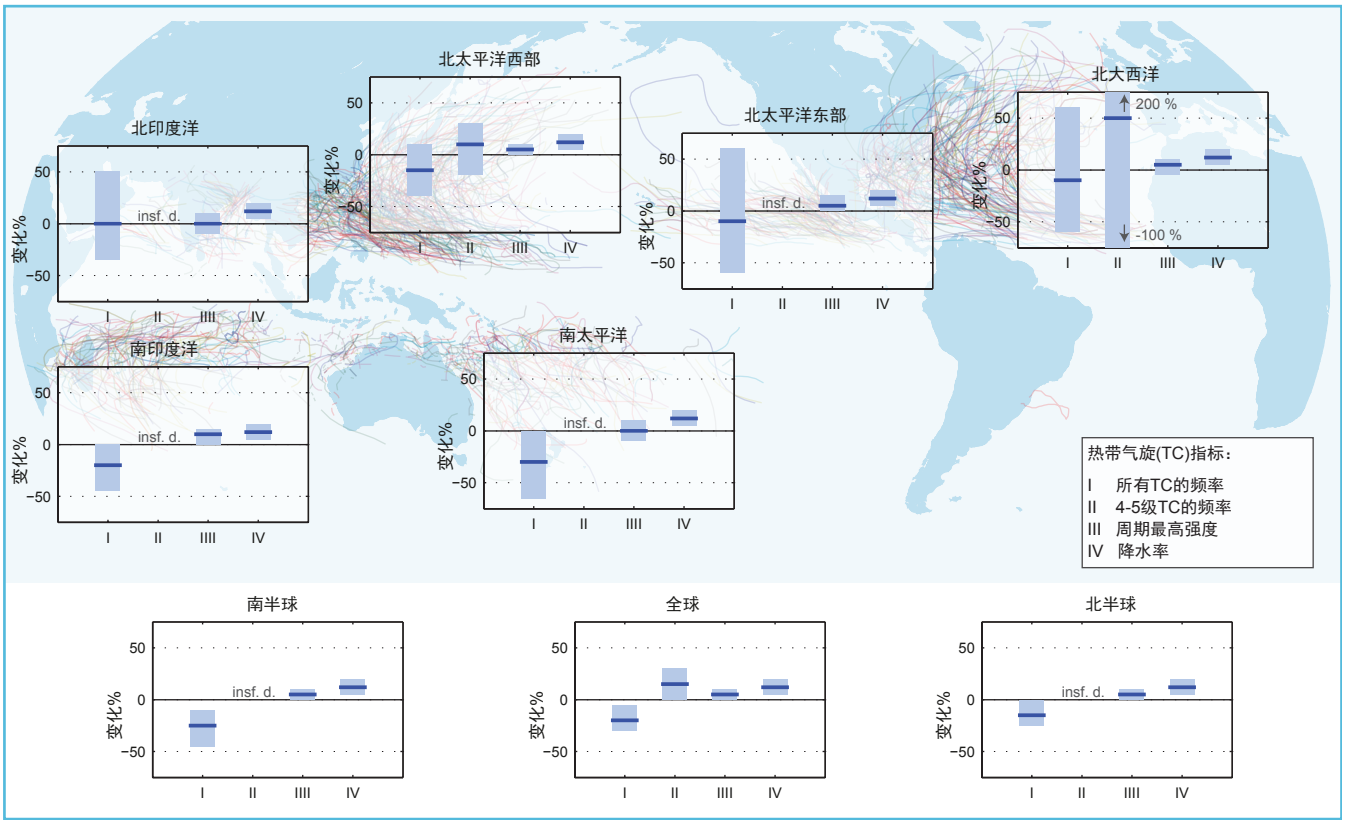
TS.5.8.5 环状和偶极变率模态

未来北半球冬季北大西洋涛动(NAO)*很可能*像过去观测到的那样表现出大的自然变化。NAO*可能*位相偏正(平均而言)，对北极、北美和欧亚大陆冬季的状况产生一些影响，但这些影响没有充分论据可证。南半球环状模(SAM)在南半球夏/秋时分的正位相*可能*因21世纪中叶平流层臭氧量回升而大幅减弱，对南美、非洲、澳大利亚、新西兰和南极有一些影响，这些影响亦无充分文件记载。{11.3.2，14.5.2，14.8.5，14.8.7，14.8.13，14.8.15}

TS.5.8.6 其它现象

大西洋多年代际涛动(AMO)*不可能*随平均气候改变而改变其习性。然而，未来数十年中AMO的自然波动*可能*影响区域气候，至少与人为引起的变化的影响程度相当，主要影响大西洋主要飓风的频率、西非季风和北美及欧洲夏季的状况。 {14.2.4，14.5.1，14.6.1，14.7.6，14.8.2，14.8.3，14.8.6，14.8.8}

具有*中等信度*的是，南北半球阻塞的频率不会增加，而阻塞强度和持久性趋势仍不确定。{文框14.2}



图TS.26 | 预估的热带气旋统计变化。所有数值代表2081-2100年(相对于2000-2019年)预期的平均值百分比变化，是在类似A1B情景下、基于对模式预估的主观正常化后的专家判断的。考虑了四个特征量的百分比变化：1) 热带风暴年均发生总频率，2) 第4、5级风暴的年发生频率，3) 平均生命期最大强度(LMI；风暴生命期中达到的最大强度)，4) LMI时距风暴中心200千米范围内的降水率。对每个标出的度量，粗蓝线表示对预期百分比变化的最佳估值，彩色直方为该值提供67%(*可能*)的信度区间(注意：北大西洋4级、5级风暴的年均发生频率区间为-100%至+200%)。未标出度量之处是因可用资料不足(用X表示)而无法完成评估。图中置于底层的是随机抽取(并用彩线标出)的历史风暴路径表示热带气旋的活动区域。详见14.6.1。{14.6.1}

专题要素

TFE.9 | 极端气候

评估极端气候的变化带来的挑战非同一般，不仅因为这些事件固有的罕见特性，还因为它们的出现总是伴随着混乱状况。它们深受小尺度和大尺度天气型态、变率模态、热动力过程、陆地-大气反馈和先定条件的影响。自IPCC发布第四次评估报告(AR4)以来已取得很大进展，包括早IPCC《管理极端事件和灾害风险推进气候变化适应特别报告》(SREX)中对极端气候的全面评估。当然，有大量观测到的有效证据、人们认识水平提高以及模式模拟极端事件的能力增强也是取得进步的原因。{1.3.3，2.6，7.6，9.5.4}

诸如干旱、洪水、热浪等极端气候事件需要在多种因素共同作用下才能形成。对于更罕见的极端事件，如20年一遇或百年一遇的事件，运用极值理论所做的分析正被越来越多的文献利用。其它近期取得的进展涉及"归因风险分值"这一概念，其目的是将一个特定的极端事件与具体因果关系联系起来。{1.3.3，2.6.1，2.6.2，10.6.2，12.4.3；文框2.4}

TFE.9，表1显示了过去50年中已经观测到的一系列极端天气和气候事件的变化、人类对这些变化的贡献评估、以及预估这些极端事件未来如何变化。该表还对当前评估与AR4和SREX中的评估作了比较。{2.6，3.7，10.6，11.3，12.4，14.6}

极端温度、热浪和暖期

自20世纪中叶以来，在大多数陆地区域，最高和最低极端温度*很可能*已经升高。当前的气候模式很好地模拟了这些变化，人为强迫*很可能*已经影响了这些极端温度的出现频率，而且*几乎确定*的是，还将发生进一步变化。这支持了AR4和SREX的结论，虽然人为强迫分量的信度更大。{2.6.1，9.5.4，10.6.1，12.4.3}

在资料充足的陆地区域，暖昼和暖夜数总体增加。冷昼和冷夜数相应减少。*很可能是*，异常暖昼和暖夜数增加，且/或异常冷昼和冷夜(包括这一时期大多数大陆发生的霜冻)数减少。暖期或热浪包括连续多个昼夜温度极高，通常与准静止反气旋环流距平相关，且还受到先期土壤条件和土壤湿度距平保持的影响，特别是在湿度有限地区土壤湿度可放大或缓解热浪天气。自20世纪中叶以来，全球大多数陆地区域(少数例外)经历了更多热浪。一些研究显示，平均温度升高是热浪频率变化的主因，然而，热浪强度/幅度对温度变率和温度分布型态变化非常敏感，热浪的定义也起到一定作用。虽然在一些地区，20世纪50年代前的器测时期发生过较多热浪(如美国)，但在其它地区(如欧洲)，在绵长的历史温度序列中自20世纪50年以来这段时期热浪频率增加显得十分突出。{2.6，2.6.1，5.5.1；文框2.4；表2.12，2.13；FAQ 2.2}

观测到的极端温度和热浪特征已被气候模式很好地模拟出来，且与大多数地区基于观测得出的估值离散度相似。区域降尺度如今能提供关于空间尺度的可信信息，而这正是耦合模式比对项目第3阶段(CMIP3)到第5阶段(CMIP5)评估极端事件以及评估对模拟厄尔尼诺-南方涛动以及其它大尺度现象的改进程度所需要的信息。但是，模拟极端事件频率和强度变化受到观测资料可提供性和质量的限制，而且还受到模式可靠地模拟环流重要特征(如阻塞)中某些反馈和平均变化能力的限制。{2.6，2.7，9.4，9.5.3，9.5.4，9.6，9.6.1，10.3，10.6，14.4；文框14.2}

自AR4以来，对引起极值变化的机制和反馈的认识已有所提高。关于人类影响观测到的某些区域极端温度和热浪发生频率的证据不断得到加强。近期(十年)预估表明，极端温度事件*可能*增加，但在各排放情景间几乎无法区分(TFE.9，图1)。也许正以不同于平均升温的速率发生变化，同时一些研究表明，预估的欧洲高

(接下页)

TFE.9，表1 | 极端天气和气候事件：对最近观测到的变化的全球尺度评估、人类对这些变化的贡献以及预估21世纪初期(2016-2035)和末期(2081-2100)的进一步变化。粗体字表示AR5(黑色)根据《管理极端事件和灾害风险推进气候变化适应特别报告》(SREX)(蓝色)或 AR4(红色)对全球尺度评估的修订*。之前的评估报告不包括对21世纪初期的预估。AR5中的预估是相对于1986-2005年基准期，除非另有具体说明，否则均使用新RCP情景。极端天气和气候事件的定义见术语表。

现象和趋势方向	评估发生的变化(一般自**1950**年以来，除非另有说明)	评估人类对观测到的变化的贡献	未来变化的可能性	
			21 世纪初期	**21** 世纪后期
大部分陆地区域偏暖和/或更少冷昼和冷夜	*很可能* {2.6} *很可能* *很可能*	***很可能*** {10.6} *可能* *可能*	*可能* {11.3}	*几乎确定* {12.4} *几乎确定* *几乎确定*
大部分陆地区域偏暖和/或更频繁的热昼和热夜	*很可能* {2.6} *很可能* *很可能*	***很可能*** {10.6} *可能* *可能 （仅为冷夜）*	*可能* {11.3}	*几乎确定* {12.4} *几乎确定* *几乎确定*
暖期/热浪。大部分陆地区域的发生频率和/或持续时间增加	在全球尺度为***中等信度*** 在欧洲、亚洲和澳大利亚为可能 {2.6} *在许多（但并非所有）区域为中等信度* *可能*	*可能*[a] {10.6} *没有正式评估* *多半可能*	没有正式评估[b] {11.3}	*很可能* {12.4} *很可能* *很可能*
强降水事件。强降水的频率、强度和/或强降水增加	可能增加的陆地区域大于减少的区域[c] {2.6} *可能*增加的陆地区域大于减少 *大部分陆地区域可能*	***中等信度*** {7.6, 10.6} *中等信度* *多半可能*	在许多陆地区域可能 {11.3}	大多数中纬度陆地地区和潮湿的热带地区***很可能*** {12.4} 许多地区*可能* *大部分陆地区域很可能*
干旱的强度和/或持续时间增加	全球尺度为***低信度*** 可能某些区域有变化[d] {2.6} 某些区域为中等信度 自 1970 年以来在许多区域为***可能***[e]	***低信度*** {10.6} *中等信度*[f] *多半可能*	*低信度*[g] {11.3}	区域到全球尺度***可能***（*中等信度*）[h] {12.4} *某些区域为中等信度* *可能*[e]
强热带气旋活动增加	长期（百年）变化为***低信度*** 北美自 1970 年以来几乎确定 {2.6} *低信度* *可能*（自 1970 年以来在某些区域）	***低信度***[i] {10.6} *低信度* *多半可能*	*低信度* {11.3}	在西北太平洋和北大西洋地区***多半可能***[j] {14.6} *某些流域多半可能* *可能*
极端高海平面事件的出现频繁和/或幅度增加	***可能（自 1970 年）*** {3.7} *可能（20 世纪末期）* *可能*	***可能***[k] {3.7} *可能*[k] *多半可能*[k]	*可能*[l] {13.7}	***很可能***[l] {13.7} *很可能*[m] *可能*

* 很难将各份报告的评估结果进行直接比对。对于某些气候变量，已评估了不同方面，SREX和AR5已经使用了修订后的不确定性指导说明。新信息的提供、更深入的科学理解、资料和模式的持续分析、评估研究中所用方法的具体差异，所有这些都为修订后的评估结果作出了贡献。

注：

a. 归因是基于已有的案例研究。人类影响*可能*使一些地点观测到的热浪发生概率提高了一倍。

b. 模式预估热浪和暖期的持续时间、强度和空间范围将出现短期增加。

c. 在大多数大陆，趋势*信度*不会高于*中等*，但北美和欧洲除外，在这两个大陆强降水的频率或强度*可能*已经增加，但有季节性或区域性差异。*很可能是*，北美洲中部地区的强降水频率和强度已经增加。

d. 在地中海和西非干旱的频率和强度*可能*已经增加，而北美中部和澳大利亚西北部*可能*已经下降。

e. AR4评估了受干旱影响的地区。

f. 根据对降水和温度变化影响的归因，SREX的评估结果是：人为影响已对20世纪后半叶观测到的干旱型态的某些变化作出了贡献，这一结果为*中等信度*。SREX评估认为在各区域层面的干旱变化归因为*低信度*。

g. 预估的土壤湿度变化为*低信度*。

h. 在RCP8.5情景下，根据区域至全球尺度的预估，到本世纪末在目前的干燥区域土壤湿度*可能*降低而农业干旱*可能*增加（*中等信度*）。在地中海、美国西南部和非洲南部，土壤湿度降低，这与预估的哈得莱环流变化和表面温度升高相一致，因此具有高信度的是，在 RCP8.5 情景下到本世纪末这些区域地表可能不断变干。

i. 具有*中等信度*的是：北大西洋上空气溶胶强迫的降低至少对该地区自20世纪70年以来观测到的热带气旋活动增加作出了贡献。

j. 基于专家判断和对使用SRES A1B（或相似情景）所作预估的评估。

k. 归因是基于观测到的极端海平面变化与平均海平面变化之间的紧密关系。

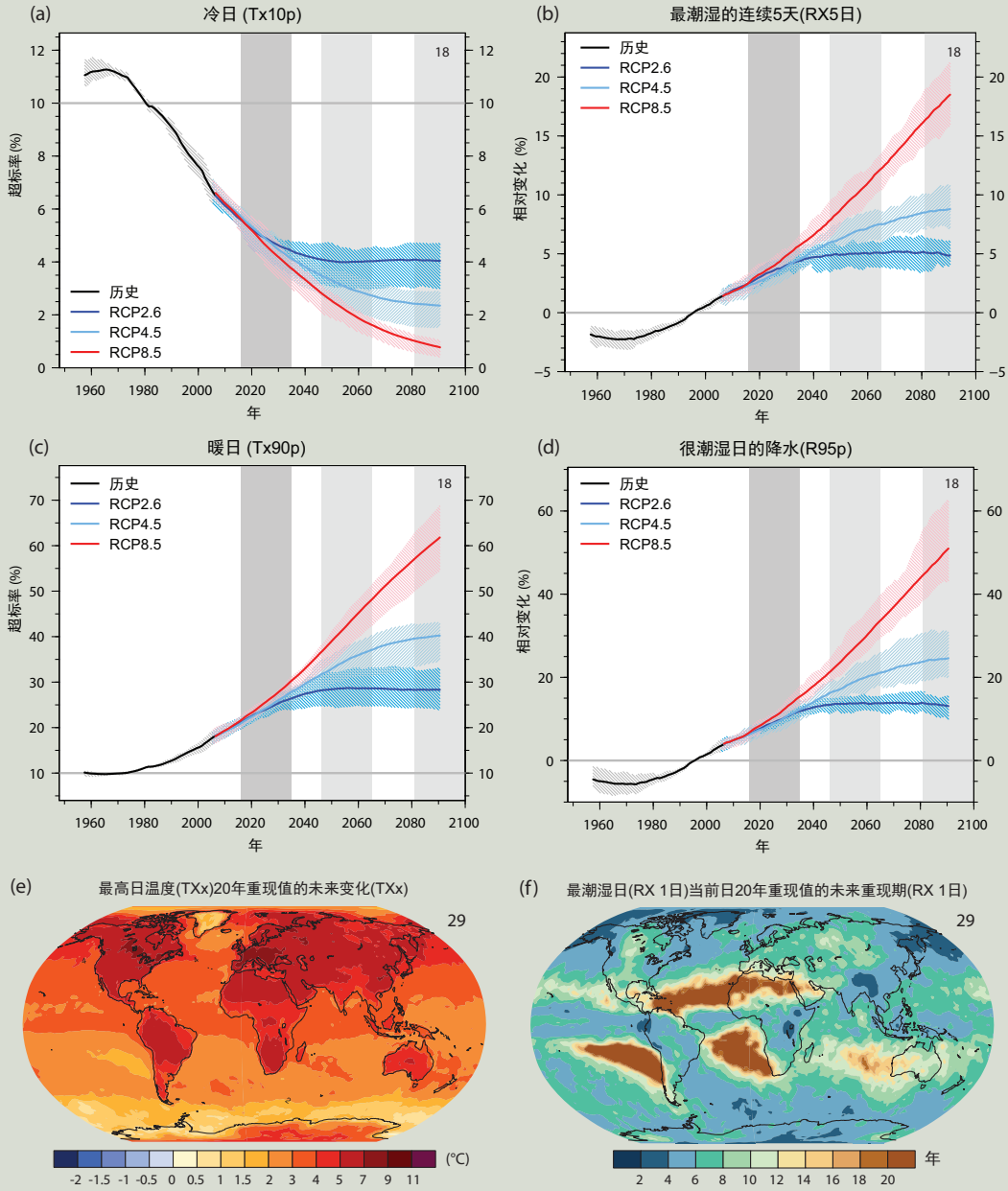
l. 具有*高信度*的是：极端高海平面上升主要是由于平均海平面上升所致。具体区域的风暴度和相关风暴潮的预估具有*低信度*。

m. SREX评估认为平均海平面上升*很可能*将为未来海岸带极端高水位的上升趋势做出贡献。

TFE.9（续）

百分位夏季温度升幅将快于平均温度的升幅。未来与长期极端温度升高相关的变化是*几乎确定*的，且与排放情景的强度成正比，即：人为排放量越大，极端温度升高幅度就越高(TFE.9，图1)。对高排放情景而言，在大多数陆地区域，目前为20年一遇最高温度事件的发生频率未来*可能*将起码翻倍，而到21世纪末在许多地区会变成为1年或2年一遇。预计极高和极低温度的强度至少将以与均值同样的速率增加，但预估大多数地区的低温20年重现值将以高于冬季平均温度的速率增加。{10.6.1，11.3.2，12.4.3}

(接下页)



TFE.9，图1 | 全球范围内对如下现象发生几率的预估：(a) 冷昼数(TX10p)，即年内日最高表面温度(Tmax)低于1961-1990年间Tmax第10百分位的天数的百分比，(b) 连续最潮湿5日(RX5日)，即相对于1986-2005年间的年内连续5日最大降水总量的百分比变化，(c) 暖昼数(TX90p)，即超过1961-1990年间Tmax第90百分位的年内日最高表面温度(Tmax)天数的百分比，以及 (d) 很潮湿日降水(R95p)，即相对于1986-2005年的年内降水超过第95百分位的天数的百分比变化。图中给出了在RCP2.6、RCP4.5和RCP8.5情景下CMIP5模式的结果。实线表示集合的中位数，阴影表示各预估间的四分位离散度(第25和第75百分位)。地图显示 (e) 从1986-2005到2081-2100时段的日最高温度(TXx)20年重现值(RV)变化，以及 (f) 2081-2100年间罕见日降水值(RX1天)的重现期(RP)，这些降雨值在1986-2005年间的重现期为20年。两张地图均根据CMIP5 RCP8.5情景绘制。每张地图右上角给出了参与计算多模式均值的模式数量。关于指数的定义见文框2.4中的表1。{图11.17，12.14，12.26，12.27}

TFE.9（续）

极端降水

自20世纪中叶以来，陆地强降水事件数量已增多的区域*可能*超过强降水减少的区域，具有*中等信度*的是，人为强迫已对这种增多局面作出了贡献。{2.6.2，10.6.1}

CMIP3和CMIP5模拟更真实的极端降水的能力有了很大提高。但是，有证据表明，大部分模式低估了极端降水对温度变率或趋势的敏感性（尤其在热带），这意味着这些模式可能低估未来预估的极端降水的增加。虽然在认识驱动极端降水过程方面取得了进步，但模式在量化云和对流效应方面仍面临挑战。陆地表面和大气过程的复杂性限制了降水变化的区域性预估的信度，尤其是在陆地，虽然在大尺度上，海洋上空有一种“湿者更湿”而“干者更干”的响应。即便如此，具有*高信度*的是，随着气候变暖，极端降水率（如在日尺度上）比时间平均值增加更快。在每日及日内时间尺度上，每升温1°C，预计局地极端降水变化将增加约5%-10%（*中等信度*）。{7.6，9.5.4}

就近期和长期而言，CMIP5预估证实了AR4提出的强降水事件有明显增加的趋势，但是区域间差异很大（TFE.9,图1）。在多数中纬度陆地区域以及在多雨的热带地区，极端降水将*很可能*在全球变暖的背景下变得更强和更频繁。{11.3.2，12.4.5}

洪水与干旱

目前依然缺乏证据，因此有关器测记录的全球尺度洪水强度和/或频率的趋势符号为*低信度*。具有*高信度*的是，在中北欧、西地中海地区和东亚，过去500年中发生的洪灾比1900年起记录到的洪水要大。具有*中等信度*的是，在近东、印度和中南美洲，现代大洪水在规模和/或频率上可与历史上的洪水相当，甚至有过之而无不及。{2.6.2，5.5.5}

自20世纪中叶以来，受干旱和/或干燥影响的陆地区域显著增多，针对这一观点，赞成和反对的论据都非常有力，这导致对观测到的和可归因于大尺度趋势的评估具有*低信度*。主要原因是缺乏直接观测和观测资料存在质量问题、推导趋势对指数选择的依赖性、各趋势中存在的地域不一致性以及从长期趋势中区分年代际尺度变率时困难重重。在千年时间尺度上，具有*高信度*的是，代用信息提供了证据，表明未来干旱在强度和时长上均大于20世纪许多地区观测到的干旱。具有*中等信度*的是，在小冰河期（1450-1850年），与中世纪气候异常期（950-1250年）相比，亚洲季风区发生特大干旱的次数反而更多，而目前干旱的中亚和南美季风区当时却盛行较为湿润的气候条件。{2.6.2，5.5.4，5.5.5，10.6.1}

在典型浓度路径RCP8.5情景下，对本世纪末的预估表明，在目前干燥的区域，干旱风险的增大*可能*与区域至全球尺度预估的土壤湿度降低有关（*中等信度*）。在地中海、美国西南部和非洲南部的土壤湿度不断降低最为突出，这与预估的哈得莱环流变化和表面温度升高相一致。在RCP8.5情景下，到本世纪末这些区域*可能*（*高信度*）出现地表持续干燥现象。{12.4.5}

极端海平面

自1970年以来极高海平面事件的强度*可能*增加，主要原因是平均海平面上升。当考虑平均海平面变化时，在94%的验潮仪站点上极高海平面的变化降至小于每年5毫米。未来，极端海平面事件的发生几率将*很可能*显著提高，而且与过去的观测结果类似，发生几率的提高主要是由于平均海平面上升所致。{3.7.5，13.7.2}

(接下页)

TFE.9（续）

热带与温带气旋

在解释过去观测能力变化的原因之后，对热带气旋活动的长期(百年)变化的预估具有*低信度*。但是，在卫星时代，北大西洋最强风暴的频率和强度有所增加，这是确凿的(*很高信度*)。但是，这一增加的原因却引起了辩论。由于观测证据不足，由于对气候人为驱动因子与热带气旋活动之间联系的物理机制缺乏认识，以及由于学界对内部变率、人为强迫和自然强迫的相对重要性达成的一致性低，因此将热带气旋活动的变化归因为人类影响具有*低信度*。{2.6.3，10.6.1，14.6.1}

一些高分辨率的大气模式已真实地模拟出热带气旋的路径和数量，总体而言模式能够捕捉到风暴路径和温带气旋的一般特征。自AR4以来，有证据表明这些模式已得到改进。北大西洋风暴路径偏差略有减少，但是模式模拟的风暴路径区域性太强，而且低估了气旋强度。{9.4.1，9.5.4}

虽然预估表明，热带气旋的全球发生频率*可能*将降低或基本保持不变，与此同时，全球平均热带气旋的最大风速和降雨率*可能*增加，但是对具体区域的发生频率和强度的预估信度较低。然而，由于模式分辨率和降尺度技术的提高，在预估21世纪变暖的前提下，最强风暴在一些流域内的发生频率*多半可能*将大幅提高(见图TS.26)。{11.3.2，14.6.1}

AR4和SREX之后开展的研究继续支持以下观点：自20世纪50年代以来风暴路径*可能*朝两极方向位移。但是，自上个世纪以来，由于各研究间结论不一致或缺少全球部分地区(尤其在南半球(SH))的长期资料，因此风暴度的明显趋势具有*低信度*。{2.6.4，2.7.6}

虽然在模拟风暴路径过程中存在系统性偏差，但大多数模式和研究一致认为温带气旋在全球的数量的减少*不可能*超过几个百分点。南半球风暴路径*可能*朝极地方向出现小幅位移。预估北太平洋风暴路径*多半可能*朝极地方向位移(*中等信度*)，但北大西洋风暴路径的响应*不可能*仅仅是朝极地方向位移。区域风暴路径变化强度以及这种变化对区域表面气候的影响具有*低信度*。{14.6.2}

TS.6 关键不确定性

本技术摘要最后一节向读者简要综述了在认识气候系统方面、以及在为响应人为影响而预测各种变化的能力方面存在的关键不确定性。这一综述并不全面，也没有详细叙述这些发现的依据。关于这些发现，见本技术摘要的主体部分和每个要点后面用大括号标明的基础报告中的相关章节号。

TS.6.1 气候系统变化观测中的关键不确定性

- 对流层升温及其垂直结构的变化速率具有*中等至低信度*。对流层升温速率估值包括表面温度升幅估值。平流层变冷速率及其垂直结构具有*低信度*。{2.4.4}
- 由于资料不完整，1951年之前的全球陆地降水变化具有*低信度*，1951年之后的降水变化具有*中等信度*。{2.5.1}
- 对全球尺度云变率和趋势的观测在很大程度上是模棱两可的，因此具有*低信度*。{2.5.6}
- 由于缺乏直接观测，由于方法存在不确定性和缺少选择，以及由于地域不一致性，观测到的全球尺度干旱或干燥(少雨)趋势具有*低信度*。{2.6.2}
- 在解释了过去观测能力变化的原因之后，任何已报告的热带气旋特征的长期(百年)变化都是确凿的，这一结论具有*低信度*。{2.6.3}
- 由于年际至年代际尺度的变率很大，而且各资料集之间仍有差异，因此目前不可能得出关于大尺度大气环流长期变化的确凿结论。{2.7}
- 对海洋次表面温度的不同全球估值在不同时间和不同时期存在差异，这表明历史记录依旧无法清晰描述温度和上层含热量(0-700m)的次年代变率特征。{3.2}
- 2005年之前，洋面700米以下深度的空间采样稀少而时间采样十分稀少，以至于无法给出年均全球海洋温度和热含量估值。{3.2.4}
- 洋面2000米以下的观测范围仍十分有限，并阻碍了对全球海洋热含量和碳含量变化给出更确凿的估值。这还制约了对深海变暖为海平面上升做出贡献的量化。{3.2，3.7，3.8；文框3.1}
- 持续观测时间序列可衡量与气候相关的海洋环流特征(如经向翻转环流)，然而其数量有限，现有的时间序列又太短，不足以评估十年期乃至更长时期的趋势。{3.6}
- 在南极，现有的资料不足以评估海冰的许多特征(如厚度和体积)的变化。{4.2.3}
- 全球尺度上，尚未全面评估冰裂线处融化和冰山崩塌导致的冰量损失。在估算的冰川冰量损失中，最大不确定性来自南极，而且冰盖周围冰-海洋相互作用的观测记录依然匮乏。{4.3.3，4.4}

TS.6.2 气候变化驱动因子中的关键不确定性

- 在气溶胶-云相互作用以及相关辐射强迫中存在的不确定性依然很大。因此，虽然人们对某些相关的大气过程有了更好的认识，并有了全球卫星监测，但气溶胶强迫中的不确定性依然是净人为强迫中总体不确定性的主要贡献因子。{2.2，7.3-7.5，8.5}
- 云反馈*可能*为正反馈，但对其量化仍然困难。{7.2}
- 古气候重建和地球系统模式表明，气候与碳循环之间存在正反馈，但反馈强度(尤其针对陆地)的*信度*依然*低*。{6.4}

TS.6.3 认识气候系统及其最近变化方面的关键不确定性

- 自AR4以来，各AOGCM模式在模拟云方面已有所改进；然而，它依旧是个挑战。{7.2，9.2.1，9.4.1，9.7.2}
- 除温度外的气候变量的观测不确定性、气溶胶等强迫的不确定性，以及对过程认知方面的各种限制继续阻碍着许多气候系统方面的变化归因。{10.1，10.3，10.7}
- 水循环变化及其内部变率的模拟结果的可靠性依然欠缺，这限制了归因评估的信度。观测不确定性及内部变率对观测到的降水产生的大影响也阻碍了降水变化原因评估有更高信度。{2.5.1，2.5.4，10.3.2}
- 与模式分辨率和整合相关过程有关的模拟不确定性在区域尺度上更重要，内部变率的影响变得更加显著。因此，在区域尺度上将观测到的变化归因于外部强迫依旧充满挑战。{2.4.1，10.3.1}
- 模拟极端事件的频率和强度变化的能力受到了模式

是否能可靠地模拟重要特征上的平均变化能力的限制。{10.6.1}

- 由于模拟的不确定性及科学研究间的低一致性，将包括干旱变化、热带气旋变化、南极变暖、南极海冰范围变化、南极冰物质平衡等气候系统某些方面的变化归因于人类影响的*信度*仍然*低*。{10.3.1，10.5.2，10.6.1}

TS.6.4 全球和区域气候变化预估中的关键不确定性

- 根据模式结果，对全球平均的和某些地理区域的年至年代平均温度可预测性的信度有限。多模式降水模拟结果表明，可预测性普遍低。短期气候预估也受到自然强迫预估不确定性的限制。{11.1，11.2，11.3.1，11.3.6；文框11.1}

- 对北半球风暴路径及西风带北移的近期预估具有*中等信度*。{11.3.2}

- 对21世纪洋盆尺度热带气旋频率和强度显著趋势的预估普遍为*低信度*。{11.3.2，14.6.1}

- 在很多区域，对土壤湿度和地表径流变化预估并不确凿。{11.3.2，12.4.5}

- 气候系统中某些组分或现象可能呈现出突变或非线性变化，但就许多现象而言，在21世纪出现此类事件的可能性具有*低信度*，而且几乎没有共识。{12.5.5}

- 从正在融化的多年冻土向大气排放CO_2或CH_4而引起的碳损失的量级具有*低信度*。由于湿地变化、海底释放气态水合物，对未来自然源的CH_4排放预估具有*低信度*。{6.4.3，6.4.7}

- 21世纪冰盖动力模式预估的对海平面上升的各种贡献具有*中等信度*，而对2100年后的预估具有*低信度*。{13.3.3}

- 全球平均海平面上升的半经验模式预估具有*低信度*，科学界对这些预估的可靠性尚无共识。{13.5.2，13.5.3}

- 对包括气候变率模态幅度和空间型态变化在内的影响区域气候变化的气候现象诸多方面的预估具有*低信度*。{9.5.3，14.2-14.7}

常见问题

FAQ

常见问题

这些常见问题摘自主报告的相关章节并汇集于此。当引用某些具体的常见问题时，请说明常见问题原引报告中的相关章节（例如，常见问题3.1即对应报告第三章）。

目录

常见问题

常见问题1.1 为什么对气候系统的理解已有所提高而对温度预估的范围却没有缩小？ ...121

常见问题2.1 我们如何知道全球已经变暖了？ ...123

常见问题2.2 极端气候有任何改变吗？ ...125

常见问题3.1 海洋正在变暖吗？ ...127

常见问题3.2 地球水循环改变的证据存在吗？ ...129

常见问题3.3 人为的海洋酸化与气候变化有关吗？ ...131

常见问题4.1 北极和南极的海冰是如何变化的？ ...133

常见问题4.2 山区冰川正在消失么？ ...135

常见问题5.1 太阳是近期气候变化的主要驱动力吗？ ...137

常见问题5.2 目前的海平面变动率有多不同寻常？ ...139

常见问题6.1 因永冻土的融化和海洋变暖导致的甲烷和二氧化碳迅速释放，是否会从根本上促进变暖？ ...141

常见问题6.2 二氧化碳释放到大气中后，会发生什么？ ...143

常见问题7.1 云是如何影响气候和气候变化的？ ...145

常见问题7.2 气溶胶是如何影响气候和气候变化的？ ...147

常见问题7.3 地球工程能否抵消气候变化并会产生哪些副作用？ ...149

常见问题8.1 水汽对气候变化有多重要？ ...153

常见问题8.2 空气质量的改善对气候变化有影响吗？ ...155

常见问题9.1 气候模型变得越来越好了吗? 我们又怎么知道呢？ ...157

常见问题10.1 气候一直在变化。我们如何确定观测到的变化的原因？ ...159

常见问题10.2 何时人类对气候的影响会在局地尺度显现？ ...161

常见问题11.1 如果你无法预测下个月的天气，你如何预测未来十年的气候？ ...163

常见问题11.2 火山喷发如何影响气候和我们预测气候的能力？ ...165

常见问题12.1 为什么使用这么多的模型和情景来预估气候变化？ ...167

常见问题12.2 地球水循环将如何变化？ ...169

常见问题12.3 如果我们今天停止排放，未来的气候将会怎样？ ...171

常见问题13.1 为什么局地海平面的变化不同于全球平均值? ...173

常见问题13.2 格陵兰和南极的冰盖在本世纪剩余时间里会继续对海平面变化作贡献吗？ ...175

常见问题14.1 气候变化如何影响季风？ ...179

常见问题14.2 区域气候的预测与全球平均气候预测的关系如何？ ...181

常见问题

常见问题1.1 | 为什么对气候系统的理解已有所提高而对温度预估的范围却没有缩小？

用于计算IPCC温度预估的模式与未来全球变化的方向是相同的，但是变化范围的预测却无法十分精准。未来温室气体(GHG)排放率可呈现任何一个可能的轨迹，同时，一些基础性的物理过程我们还尚未完全知晓，使得这些过程难以模拟。这些不确定因素加上每年的自然气候变率导致了温度预估的"不确定性范围"。

预估的温室气体和气溶胶前体物排放的不确定性范围不能大幅度减小(因其取决于对未来社会和经济状况的预估)。然而，尽管有观测上的局限性，但随着认识上的提高和气候模式的改进，某些因气体排放变化而影响气候响应的因子其不确定性范围有可能会降低。然而，气候系统的复杂性使得此过程变得缓慢。(常见问题1.1，图1)

自上次IPCC评估报告以来，气候科学已取得了很多重大进展，这得益于对冰冻圈、大气、陆地、生物圈以及海洋系统的测量方面和资料分析方面的进步。科学家对云、海冰、气溶胶、小尺度海洋混合以及碳循环等过程的理解有所提高，同时还有了更好的模拟工具。更多的观测资料意味着现在可以对模式做更为彻底地评估，预估结果也可以被更好地约束。例如，随着模式和观测分析能力的提高，对海平面上升的预估已更加精准，同时还可全面测算当前海平面上升的综合结果。

尽管取得了这些进步，但是未来全球和区域气候合理的预估仍然存在着一个范围，即科学家所称的"不确定性范围"。这些不确定性范围具体是根据所考虑的变量(例如：降水与温度)还有空间和时间范围(如区域与全球平均值)而定。气候预估的不确定性来自于自然变率，也来自于未来气体排放速度及气候对其的响应。此种不确定性还有可能是由于一些已知变化过程的表象没有被提炼，并由于一些过程没有包含在模式中。

由于气候系统的无序特性，如何精确预估年温度便受到了重要限制。此外，年代际尺度的预估对于一些主要条件很敏感，例如：深海温度，人们对此还知之甚少。一些多年形成的自然变率由海洋、大气、陆地、生物圈及冰冻圈的相互作用而形成，且与一些现象相关，例如：厄尔尼诺南方涛动(ENSO)及北大西洋涛动(气候变率的形态及指数详见文框2.5)。

火山爆发及太阳辐射能量的变化同样会产生自然变率，虽然这些现象是外部引起的且可以解释。此种自然变率可以看作是气候记录中的噪音，为探求人为气候变化的"信号"提供了背景信息。

自然变率对区域及局地尺度的不确定性的影响大于对大陆或全球尺度的影响。此种变率是地球体系中固有的，更多的知识并不能消除其带来的不确定性。但利用某些知识的进步(例如：冰冻圈或海洋状态及其过程)有可能实现特别是对未来几年的预估。这是一项热门的研究。当对气候变率在年代际时间尺度或更长时间尺度中进行平均处理之后，内部变率的相对重要性就会减少，使得长期信号更为显著(常见问题1.1，图1)。这种长期观点与用30年平均值所通常定义的气候是一致的。

第二种不确定性的源头来自于各种可能的轨迹：未来温室气体及气溶胶前体可能的排放率以及未来土地利用方面的趋势。然而，气候预估基于这些变量的信息输入。为了得到这些估值，科学家根据人口、经济及技术的发展、以及政治选择，为人类未来社会考虑了不同情景。IPCC为政策制定提供依据，因此，对于不同排放情景所做的气候预估是有用处的，因为它们展现了不同政策选择可能带来的气候结果。这些情景旨在与现今科学文献中描述的各种有气候政策或无气候政策排放情景相匹配。因此，其设计初衷是为未来情景中的不确定性取样。*(接下页)*

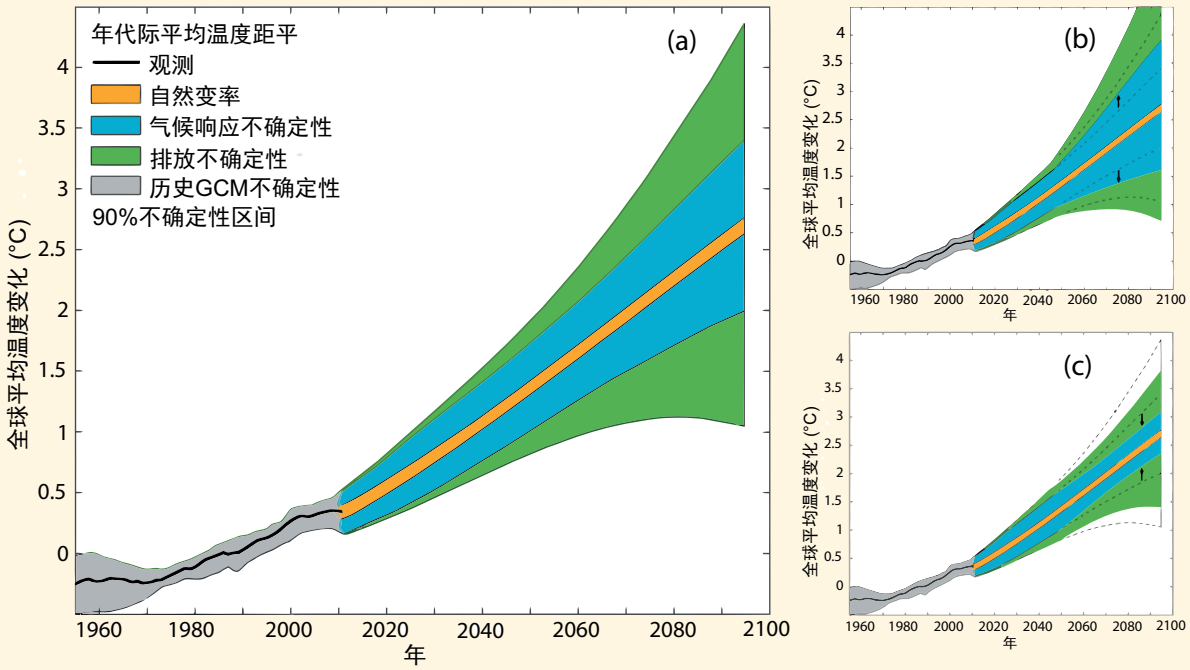
常见问题1.1(续)

短生命期化合物对未来几年及几十年的预估有影响，例如：气溶胶及甲烷。但其他情景下的长生命期温室气体排放对更遥远的预估影响更大。这些依情景而定的不确定性将不会因为气候科学的发展而减少，且会成为长期预估(例如：2100)中的主要不确定性(常见问题1.1，图1)。

产生不确定性范围的最后一个来源是我们在气候对人为排放及土地利用变化的响应方面仍缺乏了解。科学家主要是用计算机为基础的全球气候模式来估算这种气候响应。几十个全球气候模式已经被世界各地各种科学家群组开发出来。所有模式都基于相同的物理原理，但也需要一些近似值，因为气候系统如此复杂。不同群组选择略微不同的近似值以代表大气中的具体过程，如：云。这些选择造成不同模式中的气候预估也有所不同。这种引起不确定性范围的因素被描述为"响应不确定性"或"模式不确定性1"。

地球系统的复杂性指未来的气候会按照许多不同的情景发展，但会与当前的理解和模式相一致。随着观测记录的延长及模式的改进，研究人员应能够在自然变率范围的限制内，缩小未来几十年可能温度的范围(FAQ1.1，图1)。也可能利用关于目前海洋及冰冻圈状态的信息，为今后几年做出更好的预估。

随着科学的进步，可以将新的地球物理过程加入气候模式，已有的模式表现方式也可以得到改进。这些发展似可以增加模式导出的气候不确定性响应的估值，但此种方法仅能量化之前未测量的不确定性来源(常见问题1.1，图1)。随着越来越多重要过程的加入，非量化过程的影响将会变小，而预估信度将会提高。



常见问题1.1，图1 | 示意图展示出不同不确定性的相对重要性及其时间演变。(a)历史纪录中的年代际平均表面气温变化(°C)(黑线)，和历史阶段气候模式估算的不确定性(灰线)，与未来气候预估和不确定性。标准值通过1961至1980年间的中值做出。自然变率(黄线)由模式的年际变率产生且假设与时间保持常定关系。排放的不确定性(绿线)被估算为不同情景下预估的模式平均差。气候响应不确定性(蓝色实线)是基于气候模式及从碳循环中增加的不确定性和从较差模拟出的过程中粗略估算的其他不确定性。基于Hawkins和Sutton(2011)和Huntingford等人(2009)的理论，(b)气候响应不确定性似可以随着新的相关过程的发现而增加，但这种增量反应的是对先前未测定的不确定性的量化，或者(c)可以随着模式的更多改进和观测约束的增加而减少。给出的不确定性范围为90%是指温度估值属于此范围，其概率为90%

常见问题

常见问题2.1 | 我们如何知道全球已经变暖了？

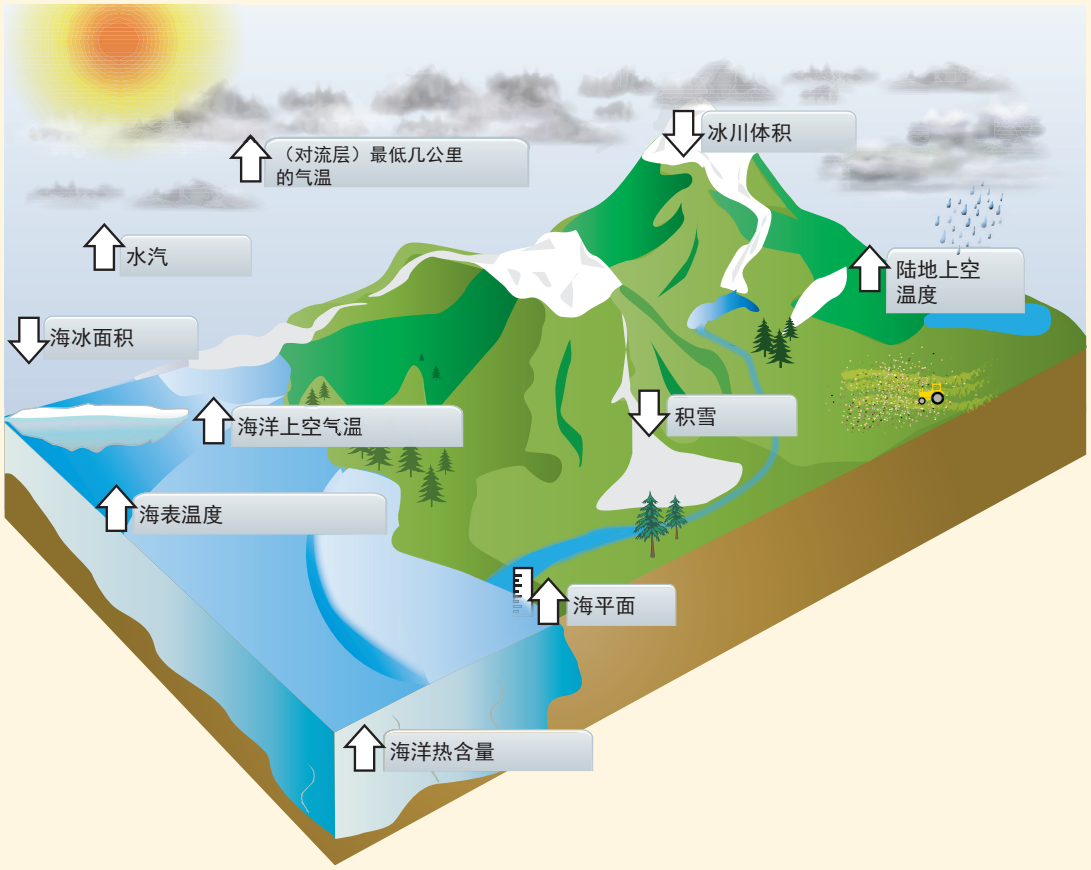
全球变暖的证据来源于多项复杂而独立的气候指标，高到大气层上部，深至海洋底部。这些指标包括表面温度、大气温度和海洋温度的变化；还包括冰川、积雪、海冰、海平面和大气水汽等方面的变化。全球各地的科学家对此类证据已独立验证过多次，证实了自19世纪起全球就开始变暖是毋庸置疑的。

讨论气候变暖问题总是围绕地基气象站所记录的温度潜在剩余偏差。这些记录尤为重要，但是其表示的只是气候系统变化的单一指标。全球变暖更多的证据来源于对气候系统中许多其他要素的广泛测量结果，这种测量是独立进行的，在物理上具有一致性，而这些要素之间具有紧密联系(常见问题2.1, 图1)。

在气候变化中，全球平均表面温度升高是众所周知的指标。虽然每一年甚至每10年的温度并不总是会比上一年或上个十年高，但自1900年起全球表面温度已大大升高了。

陆地温度变暖与观测到的海洋温度变暖趋势是密切一致的。许多独立分析结果证明，从船上测量到的海洋空气温度上升与海面温度上升是同时发生的。

大气和海洋都是流体，所以表面增温也在低层大气中看到，同时也可在海洋上层看出，而观测结果也证实了事情确实如此。从对无线电探空气球和卫星的观测资料分析中可以一致地看道，对流层升温可以促使大气层中的天气层变得活跃。至少自从上世纪70年代起，超过90%的过量能源被气候系统吸收，这点可以从1950年代起全球记录的海洋热含量中得到证实。*(接下页)*



常见问题2.1, 图1 | 对将随全球变暖发生变化的气候系统众多组分的独立分析显示出与变暖相一致的趋势（箭头方向表示变化的符号），如FAQ2.1，图2所示。

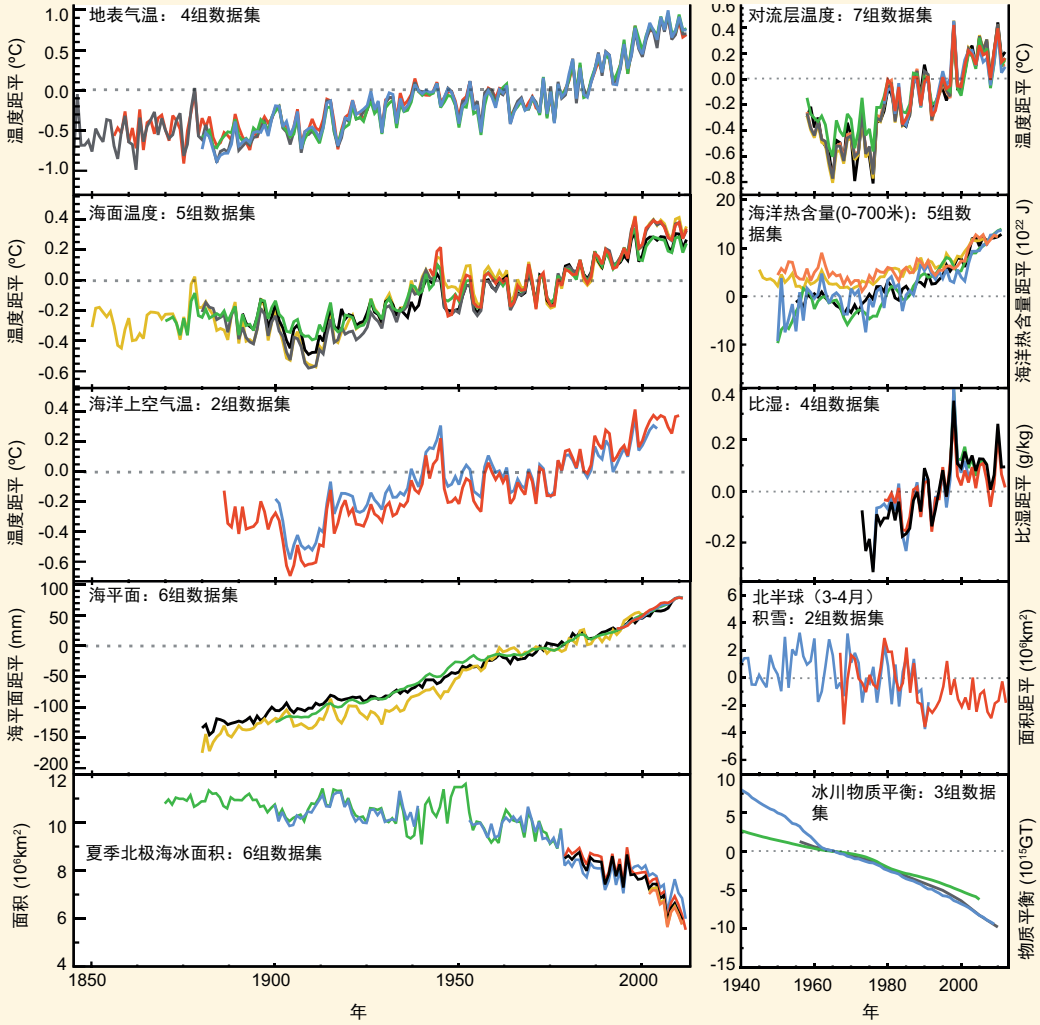
常见问题 2.1（续）

随着海洋变暖，海水本身也会膨胀。这种膨胀也是过去一个世纪独立观测到的海平面上升的主要因素之一。融化的冰川和冰盖也是导致海平面上升的原因之一，而陆地水的存储和使用上也起了相应的变化。

这个逐渐变暖的世界也是个逐渐潮湿的世界，因为温暖的空气可以锁住更多水汽。全球性分析表明，这种测量大气水汽含量的比湿在陆地上和海洋上都有所增加。

作为整个星球中的冰冻部分 - 总称为冰冻圈，既受制于局地温度，同时也能影响局地温度。全球冰川中的冰量每年都在下降，而且已经持续了20多年，消融的冰量是海平面上升的部分原因。积雪对于温度变化非常敏感，尤其是在春季冰雪消融之时。从上世纪50年代起，整个北半球的春季积雪开始退缩。自从有了卫星纪录以来，就观测到北极海冰已有重大消融，尤其是在最小覆冰期，即每年融冰季节结束之际的9月。相比之下，南极海冰的增加量一直要小些。

个别地看，任何单一的分析结果都可能会令人难以信服，但是对这些不同指标和不同资料集所作的分析结果令许多研究团体都得出了相同的结论：从深海到对流层顶部，所有空气或海洋变暖、冰雪消融和海平面上升等等证据都确切地表明了一件事情，那就是从19世纪后期开始，全球已经开始变暖（常见问题2.1，图2）。



常见问题2.1，图2 | 全球气候变化多项独立指标。每条线代表对一个气候要素变化独立推导的估值。每个小图上的所有资料集已被规范成通用记录期。对于哪个源资料集属于哪个图，详见补充材料2.SM.5。

常见问题

常见问题2.2 |极端气候有任何改变吗？

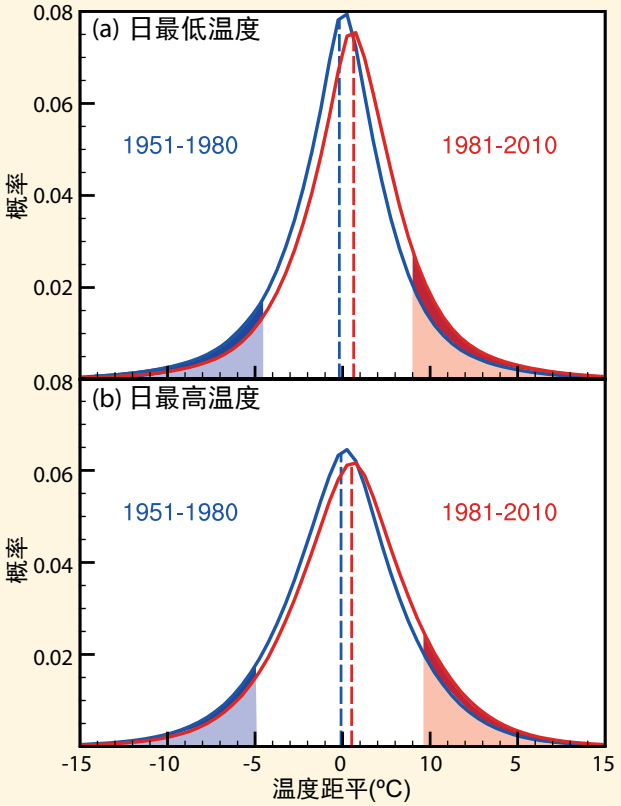
自20世纪中叶起，有确凿证据表明变暖已导致包括热浪在内的极端温度变化。同时强降水天气也有可能增多，但因区域不同而有所不同。然而，对于其他极端现象，例如热带气旋的频率，我们对之更不确定，只有有限的一些区域，可以从观测记录中发现某些变化。

从热浪到寒流，或从干旱到洪灾，记录和分析极端气候都是特殊挑战，不仅因为极端事件发生频率稀少，而且因为这些事件的发生往往都和破坏性条件相关。此外，在科学文献中对于气候极端事件的形成没有一致的定义，这使得全球对比评估变得更为复杂。

虽然从绝对意义上讲，极端气候事件会因地而异，比如热带地区的热天温度可能会与中纬地区的热天温度不同，但国际上开展的极端事件监控都已把重点放在一些重大的全球变化上。

举例来说，我们统一把低于10的百分位数温度与超过90的百分位数温度分别定义为冷和暖，这样全球大多数地区的暖昼与暖夜的频率增加了，而冷昼与冷夜的频率降低了；但也有些例外，例如北美中部和东部，南美南部，但是主要仅与昼温有关。通常极端最低气温的变化都是显而易见的，例如暖夜。而资料的局限性使得我们很难对平均气温的增加建立一个因果链，不过常见问题2.2，图1表明，全球日极端温度确实已经发生改变。这些变化是否只是与日均气温上升有关(见常见问题2.2，图1中的虚线部分)还是发生了昼温或夜温分布等其他变化，目前尚在争论之中。

对温暖期或热浪，即构成连续极端热昼或热夜的时期，已作了评估。但是对热浪的研究要少于对暖昼或暖夜变化进行比较的研究。自20世纪中叶起，绝大多数全球有资料的陆地地区的热浪次数都有所增加。只有美国东南部例外，该地区的热浪频次和持续时间均有所减少。这与该区域的“暖洞”现象有关，而该地区的降水量也同时有所增加，这也许和陆地与大气相互作用以及大西洋和太平洋的长期变动有关。然而，对于大面积的区域，尤其是非洲和南美，有关热浪变化的信息很有限。



常见问题2.2，图1 | 使用逐日格点气温距平数据集，相对于1961-1990年间的气候，1951-1980(蓝色)和1981-2010(红色) 两个时期的(a)每日最低和(b)每日最高温度距平分布，。蓝色阴影与红色区域分别代表1951-1980年间(a)夜晚最冷的10%和(b)白天最暖的10%。与1951-1980年相比，1981-2010年间，蓝色阴影颜色越深说明最冷的昼夜降低了多少（深蓝色），红色区域颜色越深说明最暖的昼夜升高了多少（深红色）。

某些区域，例如欧洲，对历史气温的重建达数百年之长，从中可以看出某些区域近几十年发生的极端热浪数量已不成比例。*(接下页)*

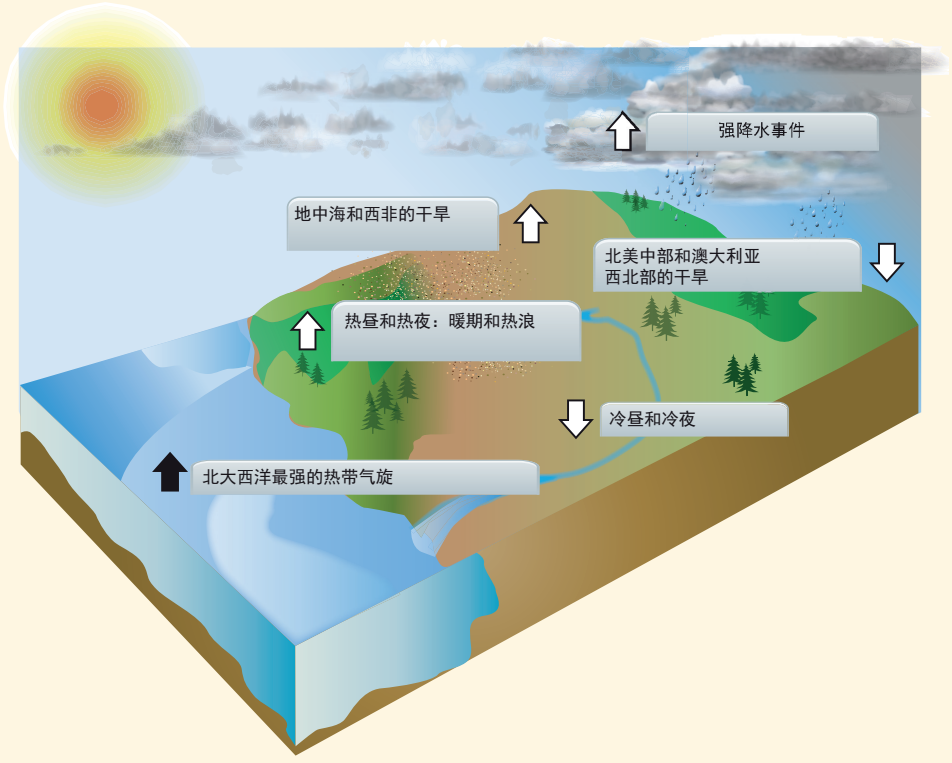
常见问题 2.2（续）

其他气候变量极值的变化通常因为资料的局限性以及各项研究、各区域和(或)各季节之间的不一致而与观测到的气温差异更大。然而，举例来说，极端降水的增加与气候变暖相一致。利用充分的观测资料分析陆地区域，结果表明近几十年来极端降水发生的频率和强度都有所增加，但是因地域和季节不同，结果也是完全不同的。例如，有确凿证据表明：北美洲、美洲中部及欧洲的强降水呈递增趋势而其他区域，如澳大利亚南部和亚洲东部强降水是呈递减趋势。同样的，从对干旱的研究中发现，它也不同于全球的大趋势，区域发展趋势的不一致也取决于对干旱的定义。然而从20世纪中叶开始，有证据表明在某些区域干旱呈上升趋势(例如地中海地区)，而在某些区域干旱则呈下降趋势(例如北美中部)。

对于其他极端事件，例如热带气旋，最新评估显示，由于过去的观测能力限制，很难就其长期发展趋势做出结论。然而，有确凿证据表明：自上世纪70年代开始，北大西洋的强风暴活动呈增长态势。

在一个多世纪中的数个时期，有证据显示北大西洋和南太平洋登陆热带气旋的频率稍有减少，即使在观测方法的不确定性加以考虑的情况下。而对其他洋盆的长期趋势则没有什么证据。对于温带气旋，在过去50年间在两个半球都表现出了向极地移动的趋势，还有有限的证据表明，中纬度地区风暴频率有所减弱。一些研究结果认为风暴强度有所增强，但是由于数据抽样存在问题，从而影响了这些风暴的评估。

常见问题2.2, 图2总结了一些观测到的极端气候事件变化。总而言之，最确凿的全球极端气候变化是昼温观测，某种程度上包括了热浪。极端降水似也出现增加趋势，但有很大的空间变率。而且除某些地区外，干旱的观测趋势尚不确定。虽然自上世纪70年代以来就发现了北大西洋热带气旋的频率和活动确有增加，但是其原因究竟为何仍在争论之中。从20世纪中叶开始，与其他气候变量有关的极端事件变化方面的证据量是非常有限的。



常见问题2.2, 图2 | 从20世纪中叶开始（北大西洋风暴除外，因其开始于20世纪70年代）的不同极端气候事件频率（或强度）发展趋势（箭头方向表示变化趋势）。

常见问题

常见问题3.1 | 海洋正在变暖吗？

是的，海洋正在许多区域、多个深度层面、多个时期变暖，尽管不是在所有地方，也不是恒定不变。从全球范围，或甚至仅洋盆范围，从十年以上时间跨度平均值来看，变暖的迹象最为清晰。

任何地区的海洋温度变化都是与季节变化息息相关的。因为海洋洋流的变化以及海洋和大气的热交换，所以温度波动每隔一年或每隔十年也可能会很大。

海洋温度记录已经有几个世纪了，但直到1971年前后，我们才有足够全面的观测资料来有信度地估计任何给定年份全球表层几百米的海洋平均温度。事实上，在2005年首次实现Argo温度、盐度剖面浮标阵列全球覆盖之前，全球给定年份的表层海水平均温度的估算所用方法还是个敏感气象问题。

全球平均表层海洋温度在1971到2010年的年代际时间尺度上有所上升。尽管年平均值具有很大的不确定性，但这个海洋升温结果是毋庸置疑的。这段时间，在海面至水深75米之间的表层海水以每十年0.11°C（0.09°C到0.13°C）的速度在升温。这个趋势在海洋表层到海洋中层呈递减态势，每十年降温大约0.04°C（每200米）和降温大约0.02°C（每500米）。

进入海洋表面的海水温度异常，所以通过与顶层海水混合来调节水温（常见问题3.1，图1）。更冷的海水的水分子就更密集，从高纬度来的海水就会从海洋表面下沉，然后向赤道温暖水域扩散。反之，较轻的水分子密度就小，在低纬度海水就会上升。有几个地方，例如北大西洋北部和南极洲周围的南大洋，海水相当的冷，因此向更深的海洋下沉，直达海床。这些海水随即扩散，填补深海海域大部分其他地方。随着海洋表面海水变暖，这些下沉的海水随着时间的推移也会变暖，同时使海洋内部的温度上升，其速度要比单独的表面热流下沉升温快得多。

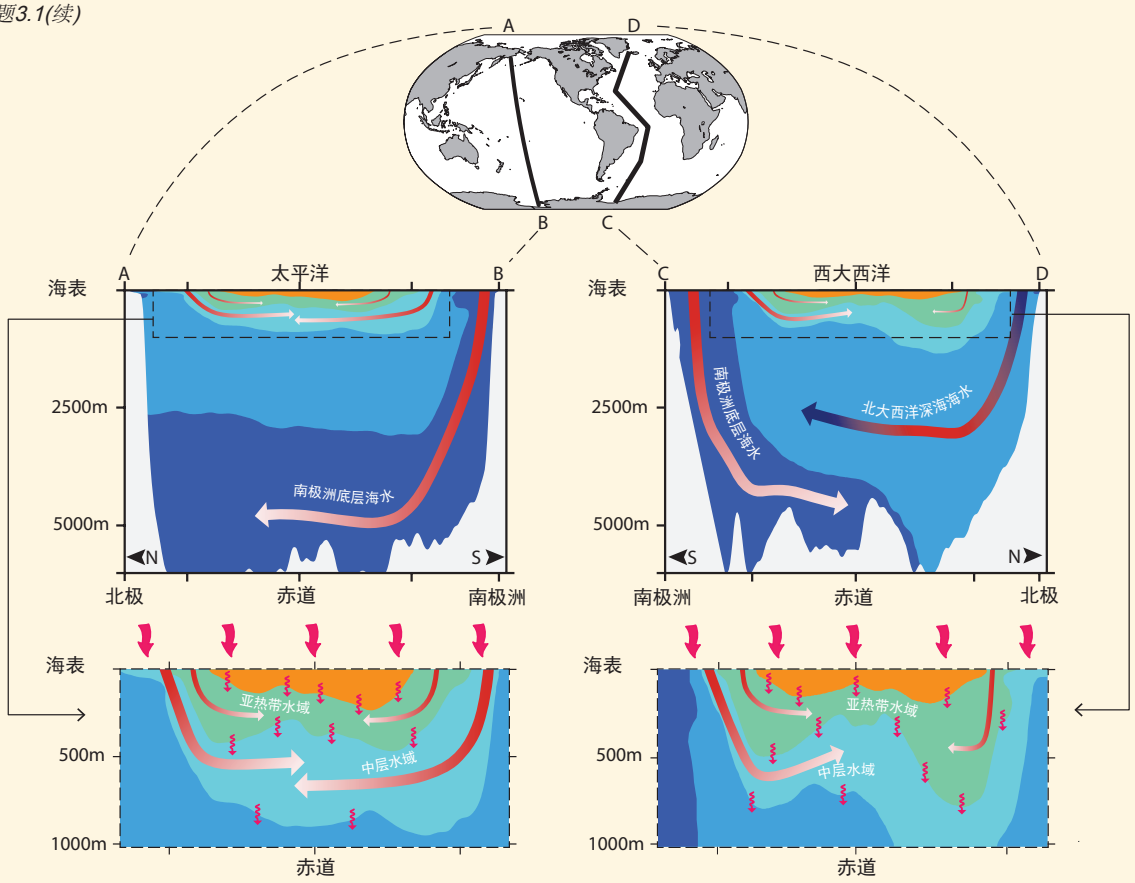
在北大西洋，深海海水温度每十年就会不同，时而变暖，时而变冷，具体取决于所盛行的冬季大气形势。从1992年到2005年，探测到在南极洲周围海洋底部的海水已经变暖，也许是因为在过去几十年期间南大洋周围的西风加强和南移造成的。在世界上最深最冷海底的海洋这个变暖信号是可测的，尽管印度洋、大西洋和太平洋往北有所减弱。深海升温率明显小于海洋表面升温率（自从20世纪90年代开始，南极洲周围的深海海底大约每十年升温0.03°C，其他地方的升温率要小些）。无论如何，大面积的深海升温为海洋热量总量的增加起到巨大作用。

过去几年中，对全球历史海洋平均温度的估计变得更加精确了，这要归功于对海洋认识的提高以及测量系统误差的降低。通过将次准确测量值与同一时段、临近位置上更稀疏、更准确的测量值进行仔细比较，科学工作者可降低历史记录中的伪仪器偏差。通过这些改进之举，全球海洋平均温度测量值比2008年之前报告的测量值精准了许多，而且年年都有所提高。尽管如此，全球平均增温率在时间上可能还不统一。有些年份，海洋温度增加速度高于平均值，而有些年份增温率似乎有所减慢。

海洋的大体量和高热容使得它能够存储巨大的能量 – 这是大气中温度等量增加量的1000多倍。地球吸收的热量多于其反射到空间的热量，并且几乎所有多余的热量都进入海洋并被海洋储存。1971年到2010年间海洋吸收的热量占空气、海洋、陆地变暖和融冰储存的综合热量的大约93%（高可信度）。

海洋巨大的热容和缓慢的循环使得海洋具有显著的热惯性。近海洋表面温度需要10年时间才能随着气候强迫（比如温室气体浓度的变化）加以调整（参见12.5节）。因此，如果温室气体浓度在未来仍能控制在目前水平的话，地球表面温度的增长将在大约10年内开始减缓。然而深海温度在未来几百或几千年里还将持续变暖（参见12.5节），而海平面在未来几百年或几千年里也将持续升高（参见13.5节）。*(接下页)*

常见问题3.1(续)



常见问题3.1，图1 | 海洋热量吸收途径。海洋是分层的，最冷部分是位于深海密度最大的海水(上图：用上方地图作为方向)。寒冷的南极洲底层海水(深蓝色)下沉至南极洲周边，然后向北沿着海底扩展进入太平洋中央(左上图：红色箭头渐变成白色说明近期底部海水与表层海水交汇而强烈升温)和大西洋西部(右上图)及印度洋(没有显示)。海水越不冷就越轻，北大西洋深海海水(浅蓝色)沉入北大西洋北部海域(右上图：红色和蓝色的箭头表示深海10年的增温和降温)，然后向南扩张到南极洲底层水域。与此此类，在上层海洋 (左下图是太平洋详情，右下图是大西洋详情)，凉爽的中层水域(青色)下沉至副极地地区(红色箭头渐变成白色说明随时间而升温)，之后向赤道方向扩散，到达较暖的亚热带水域(绿色)，重新下沉(红色箭头渐变成白色说明中层海水和亚热带海水近来与表层海水接触而急剧升温)，然后向赤道方向扩散，到达热带水域，即三大洋中最暖、最轻的水域(橘色)。海洋表面过热或过冷的海水(见图中顶端弯曲的红色箭头)也经混合之后缓慢下沉(次表层波浪状的红色箭头)。

常见问题

常见问题3.2 | 地球水循环改变的证据存在吗？

地球上的水循环包括地表水分的蒸发和降水。大气水汽含量变化有力证明了气候变暖正在导致水循环的改变。因为缺少对全球海洋上空降雨和蒸发的长期观测，海洋盐度分布便成为重要的测雨代用工具，其变化提供了进一步的证据。

因为暖空气会加大湿度，所有预计在气候变暖的趋势下水循环会加强：大气每变暖1°C就可以多容纳大约7%的水汽。自20世纪70年代以来的观测资料表明，地表和大气底层的水汽有所增加(参见常见问题3.2，图1a)，与观测到的气候变暖速率相一致。另外，水汽和降水的强度预估会随着气候变暖而加大。

过去50年记录的海洋盐度变化支持了这一预估。海水里含有盐和淡水这两种物质，其盐度是所含溶解盐重量的函数。盐分来自于风化的岩石，其总量在人类时间尺度上不能改变，所以只能按天或世纪时间尺度通过增加或减少淡水的方式来改变海水盐度。

大气可将蒸发的水汽从一个地方移动到另一个地方，从而将海洋的净淡水流失区与净淡水获得区联系起来。这种海洋表面盐度的分布很大程度上反映了蒸发对降水、陆地径流和海冰过程的空间形态。因为洋流的作用，这些形态在某种情况下会相互转换。

因为蒸发量高于降水量，所以亚热带海水是高盐度的；反之，由于降水量高于蒸发量，处于高纬度及热带的海水则是低盐度的(常见问题3.2，图1b、d)。大西洋是含盐度最高的洋盆，这是因为它从蒸发中失去的水要多于从降水中得到的水；而太平洋的含盐度则接近中间值(降水与蒸发基本持平)，南大洋(南极洲附近区域)以降水为主。

海水表层盐度变化和海水上层的变化加强了平均盐度分布。蒸发为主的亚热带区域海水变咸，而降水为主的副极地和热带区域海水变淡。考虑了表层500米以上水域的变化后，以蒸发为主的大西洋海水已变得更咸，而含盐度中等的太平洋和以降水为主的南大洋已变得更淡(常见问题3.2, 图1c)。

对降水和蒸发的变化进行全球性直接观测是很困难的，因为有70%的地表是被海洋覆盖的，所以绝大多数大气和地表之间的淡水交换是在海洋上进行的。现有长期降水记录仅有陆地部分的，而且还没有蒸发方面的长期测量资料。

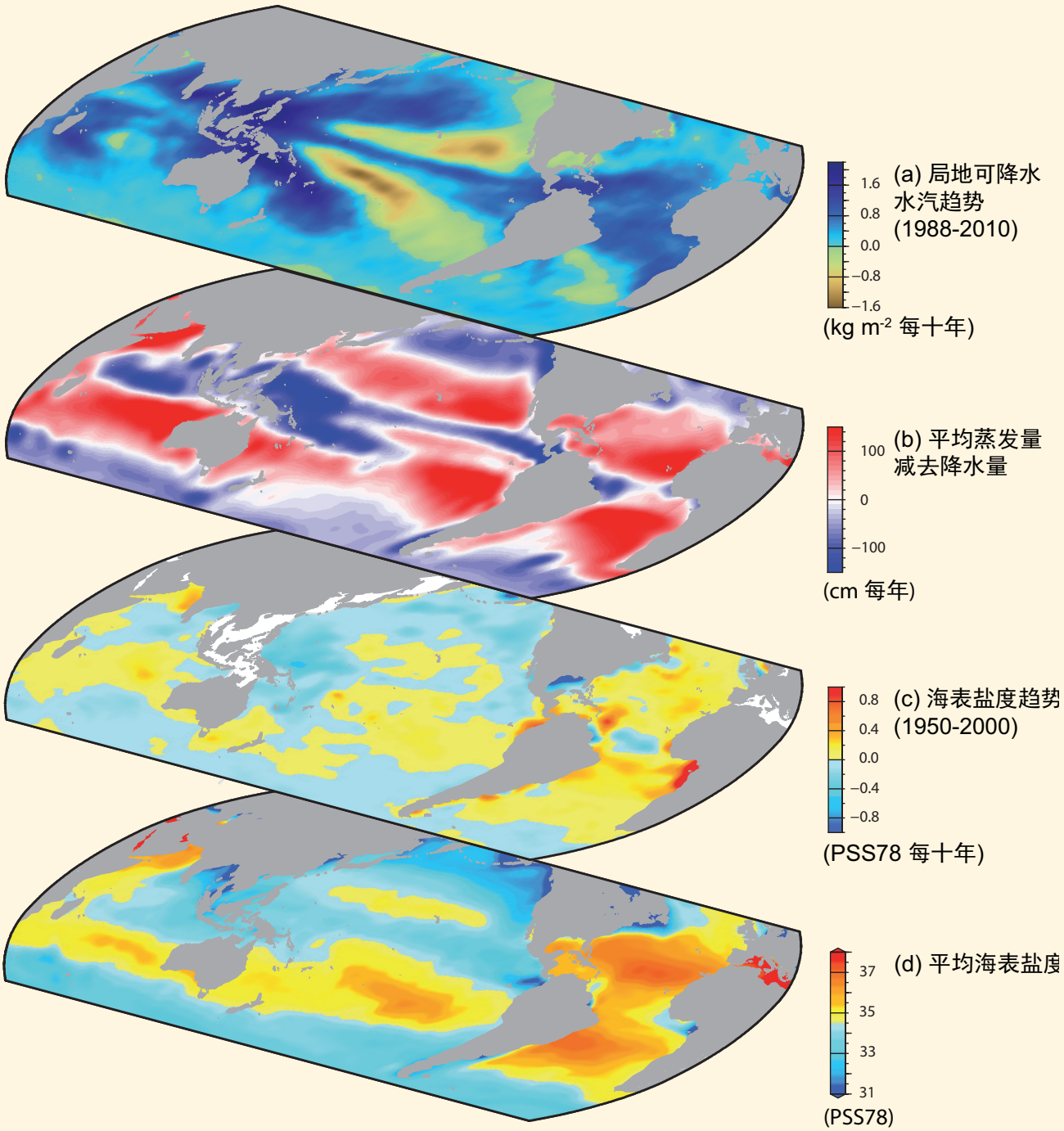
地基观测表明在某些地区降水增加，而某些地区降水减少，因此绘制一个全球合成的降水图非常困难。陆基观测表明极端降雨事件有所增加，以及北方高纬度地区由于冰雪融化期提前而引发的洪水有所增加，但从发展趋势上看，这种情况具有很强的区域性。迄今为止，陆基观测还无法为干旱变化提供足够的证据。

另一方面，海洋盐度就像海洋上的一个灵敏而有效的雨量计。它自然反映了海洋获得的降水水量和海洋损失的蒸发水量之间的差值并做了平滑，而降水和蒸发两者都是变化无常的。海洋盐度同样也会受到陆地径流水量的影响，并且会受到海冰或浮冰融化和冻结的影响。陆地积冰融化增加的淡水将改变全球平均盐度，但是迄今这些改变太小，无法被观测到。

过去50年的资料表明在海洋上层存在普遍的盐度变化，这说明了降水及减去蒸发后径流的系统性变化，如常见问题3.2，图1所示。

常见问题3.2基于第二章和第三章中报告的观测资料并基于第九章和第十二章中的模式分析。*(接下页)*

常见问题3.2(续)



常见问题3.2, 图1 | 海面盐度变化与大气蒸发和降水(E-P)形态以及总可降水量趋势有关：(a) 从卫星观测(专用传感器微波成像仪)的总可降水量(从地球表面到整个大气层积分的水汽)(每十年kg m-2)的线性趋势(1988-2010)(根据Wentz等人，2007)(蓝色：变湿；黄色：变干)。(b) 从气象再分析(国家环境预报中心/国家大气研究中心，Kalnay等人，1996)中得到的1979-2005年气候平均净E-P量(厘米/每年)(红色：净蒸发量；蓝色：净降水量)。 (c) 1950-2000年表面盐度趋势(PSS78每50年)(根据Durack和Wijffels，2010)(蓝色：淡化；黄色-红色：盐度增加)。 (d) 气候表面平均盐度(PSS78)(蓝色: <35； 黄色-红色: >35)。

常见问题

常见问题3.3 | 人为的海洋酸化与气候变化有关吗？

人为气候变化和人为海洋酸化都是因为大气中二氧化碳浓度增加造成的。二氧化碳(CO_2)等温室气体水平的上升可捕捉从地球表面反射回的热能，从而可间接改变气候系统。人为海洋酸化是CO_2浓度升高的直接后果，因为目前海水可吸收掉大气中将近30%的CO_2。

海洋酸化指的是pH值长期(通常为几十年或者更长)下降，这主要由于从大气中吸收了CO2造成的。pH值是酸度的无因次量。海洋酸度说明的是pH的变化方向而不是终点：即海洋pH值下降，但预期不会变酸(pH < 7)。海洋酸化也可以由海洋中其他自然化学成分的增加或减少而引起。(例如：火山活动的加强、甲烷水合物的释放、长期净呼吸的改变等)或者由人为引发(例如：释放到大气中的氮气硫磺化合物)。人为海洋酸化指的是因人类活动造成的pH值下降分量。

从大约1750年开始，工业、农业活动中排放的CO_2使得全球大气平均CO_2浓度从278ppm上升到了2011年的390.5ppm。大气中CO_2 的现在浓度比过去八十万年中的任何时候都要高，而且预期还要继续升高，这是因为我们是靠化石燃料来获取能源的。迄今，海洋从大气中吸收了将近155±30PgC，大致相当于自工业化前时代以来人类活动所排放CO_2总量的四分之一(555±85PgC)。这一自然的吸收过程很大程度上降低了大气中的温室气体水平，最大程度地降低了全球变暖的某些影响。然而，海洋吸收的CO_2正在给海水造成巨大的化学影响。从工业革命开始以来，海洋表面水体的pH平均值已经从8.2下降到了8.1，降低了大约0.1个单位。根据对未来大气和海洋CO_2浓度的预测，到本世纪末，海洋表面的pH平均值将比现在的低0.2到0.4个单位。pH标度是对数性质的，即若pH值有1个单位的变化，则氢离子浓度有10倍的变化。

当大气中的二氧化碳在空气海洋的交界处交换时，它与海水相互作用，形成一系列四种化学反应，使得碳种类的浓度增加。例如：被溶解的二氧化碳($CO_{2(aq)}$)、碳酸 (H_2CO_3) 和碳酸氢盐 (HCO_3^-)：

$$CO_{2(atmos)} \rightleftarrows CO_{2(aq)} \quad (1)$$

$$CO_{2(aq)} + H_2O \rightleftarrows H_2CO_3 \quad (2)$$

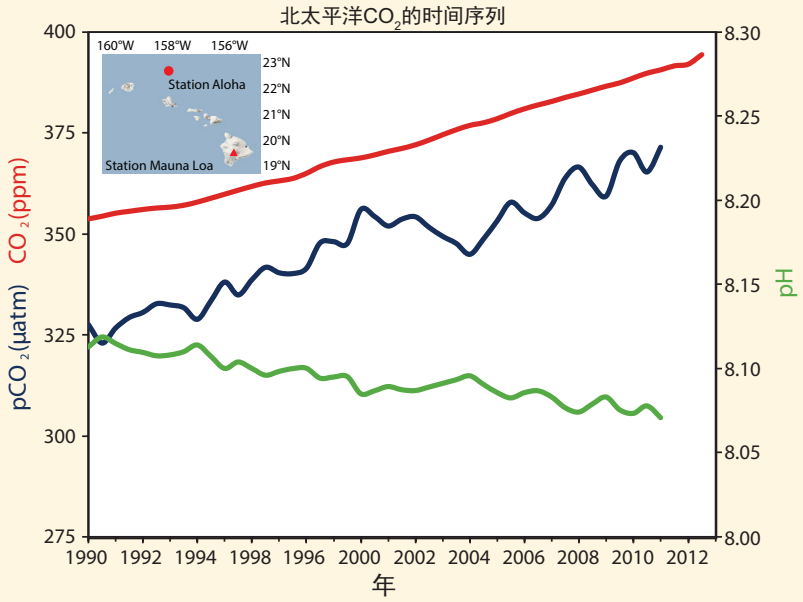
$$H_2CO_3 \rightleftarrows H^+ + HCO_3^- \quad (3)$$

$$HCO_3^- \rightleftarrows H^+ + CO_3^{2-} \quad (4)$$

这些化学反应产生了氢离子(H^+)。这种海洋氢离子浓度的增加对应的是pH值的下降或是酸度的上升。在正常的海水条件下，所产生的氢离子中99.99%以上的会与碳酸根离子(CO_3^{2-})结合产生新的碳酸氢根(HCO_3^-)。因此，将人为CO_2加入海洋既会降低pH值，也会消耗碳酸根离子。这些反应完全是可逆的，并且这些海水中反应的基本热力学原理是众所周知的，即pH值约为8.1时，大约90%的碳是碳酸氢盐离子形式，而9%的碳是碳酸根离子形式，仅有1%的碳是溶解的CO_2形式。实验室、外场和模拟研究的结果以及地质学记录的证据均清晰地表明海洋生态系统极易受海洋CO_2的增加以及pH值和碳离子的相应降低的影响。

气候变化和人为的海洋酸化并不是独立的行为。虽然被海洋吸收的CO_2对温室升温并无贡献，但海洋变暖会降低CO_2在海水中的溶解度，因此会降低海洋从大气中吸收CO_2的总量。举例说明：在工业化前CO_2浓度加倍并且温度上升2°C的情况下，海水会比温度没有上升情况(与表1中第4列和第6列进行比较)下少吸收大约10%的CO_2(减少10%的总碳量，CT)，但是pH值几乎没有什么变化。因此，海洋的温度越高，其从大气中清除CO_2的能力就越低，而且仍会发生海洋酸化。原因是海水升温后，碳酸氢盐可转化成碳酸盐，同时释放氢离子，从而稳定住pH值。*(接下页)*

常见问题3.3（续）



常见问题3.3, 图1 | 从Mauna Loa大气观测站得到的经平滑处理后的大气CO_2摩尔分数（ppm）时间序列（顶端红线），位于亚热带北太平洋夏威夷北部的ALOHA观测站针对1990-2011年这段时期得到的海洋表面CO_2气体分压（pCO_2；中间蓝线）以及海洋表面的pH值（底部绿线）（根据Doney等人，2009；资料来自Dore等人，2009）。这些结果说明海洋表面的pCO_2趋势总体上与大气中的增长相一致，但因海洋过程的大尺度年际变率而变率更强。

常见问题3.3, 表1 | 设定温度没有升高或升高了2°C，与工业化前的大气相比CO_2增加了一倍，在这种情况下，表面海水的海洋pH值和碳系统参数的变化情况[a]。

参数	工业化前 (280 ppmv) 20°C	2倍于工业化前 (560 ppmv) 20°C	(相对于工业化前的变化%)	2倍于工业化前(560 ppmv) 22°C	(相对于工业化前的变化%)
pH	8.1714	7.9202	–	7.9207	–
H^+ (mol kg^{-1})	6.739e^{-9}	1.202e^{-8}	(78.4)	1.200e^{-8}	(78.1)
$CO_{2(aq)}$ (µmol kg^{-1})	9.10	18.10	(98.9)	17.2	(89.0)
HCO_3^- (µmol kg^{-1})	1723.4	1932.8	(12.15)	1910.4	(10.9)
CO_3^{2-} (µmol kg^{-1})	228.3	143.6	(-37.1)	152.9	(–33.0)
C_T (µmol kg^{-1})	1960.8	2094.5	(6.82)	2080.5	(6.10)

注：
[a] $CO_{2(aq)}$ = 溶解的 CO_2, H_2CO_3 = 碳酸, HCO_3^- = 碳酸氢盐, CO_3^{2-} = 碳酸盐, C_T = 总碳含量 = $CO_{2(aq)}$ + HCO_3^- + CO_3^{2-}).

常见问题

常见问题4.1 | 北极和南极的海冰是如何变化的？

覆盖在北冰洋和南极洲南部海洋的海冰具有完全不同的特征，随着时间的推移，它们所表现出的变化也不同。在过去的34年间(1979-2012)，北极海冰年平均覆盖范围以每10年3.8%的趋势在下降。在1978年到2008年间，北极海冰的冬季冰层平均厚度减少了大约1.8米，海冰总量(物质)全年都在下降。这种趋势造成的结果就是夏季海冰最小期时，海冰范围减小的速度就越快。相比之下，在同期34年间，南极海冰总面积呈现了每10年1.5%的小幅增长，但是在南极周围的变化方面存在着很强的区域性差异。南极海冰厚度测量资料数量还太少，故不太可能判断出其总体积(质量)是降低的、稳定的还是升高的。

北极海冰覆冰总量的大部分都位于北纬60度以上区域(常见问题4.1，图1)，海冰向南被陆地包围着，开口处为加拿大北极群岛、白令海峡、巴伦支海及格陵兰海。一些位于北极海盆内的海冰能够持续几个季节，依靠底部海水结冰和变形(成脊和叠挤)来实现其厚度的增长。季节性海冰厚度只能增长到2米，但是冰期长于1年的海冰(长期冰)可比季节性海冰厚出几米。北极海冰在海盆内漂流，受风和海洋洋流的推动：均值漂移形态是通过北极西部的顺时针环流形态和北极贯穿流把西伯利亚的海冰从北极洋盆经弗拉姆海峡带出来实现的。

具有区分冰面和开放海域功能的卫星提供了海冰覆盖变化的图像。自1979年起，北极海冰年平均覆盖面积每10年降低了3.8%。在夏季末(9月下旬)海冰面积缩减幅度更大，达到了每10年下降11%，在2012年达到了创纪录的最低值。从有卫星记录以来，每十年九月平均北极冰盖范围最小值一直在减少。从水下和卫星观测记录我们知道了北极冰的厚度，因此也就知道了其总体积也在减小。长期冰和季节性海冰的相对量变化使海冰总体积减小了。通过34年的资料记录，自1979年开始，每10年大约17%这种类型的海冰因融化或从洋盆流走而消失了，而自从1999年开始，大约40%的海冰以这两种方式消失了。虽然北极地区海冰覆盖面积每年都因季节产冰量有所变动而有所波动，但只有常年厚冰所占比例和海冰总体积可以缓慢恢复。

与北极不同，由于南极陆块的存在，南极洲周围覆盖的海冰都位于南纬78°以北。南极洲冰盖多数都是季节性的，9月海冰面积达到最大，平均厚度只有大约1米。2月夏季的冰盖面积最小，只有一小块，而且这里能维持2年以上不融化的海冰非常少。海冰边缘与开放海域相连而且南极降雪率高于北极。当降雪量足够把冰面上的雪压低到海平面以下时，海水渗透到积雪底部，当混合了积雪与海冰的泥浆冻结后就会形成冻雪。因此，由雪到冰的转化(就像北极海底冻结一样)导致了南极冰厚度和冰总体积的季节性增长。雪冰的形成对于降水的变化和这种区域性气候的变化非常敏感。降水变化对南极海冰厚度和体积的影响始终是科研的焦点。

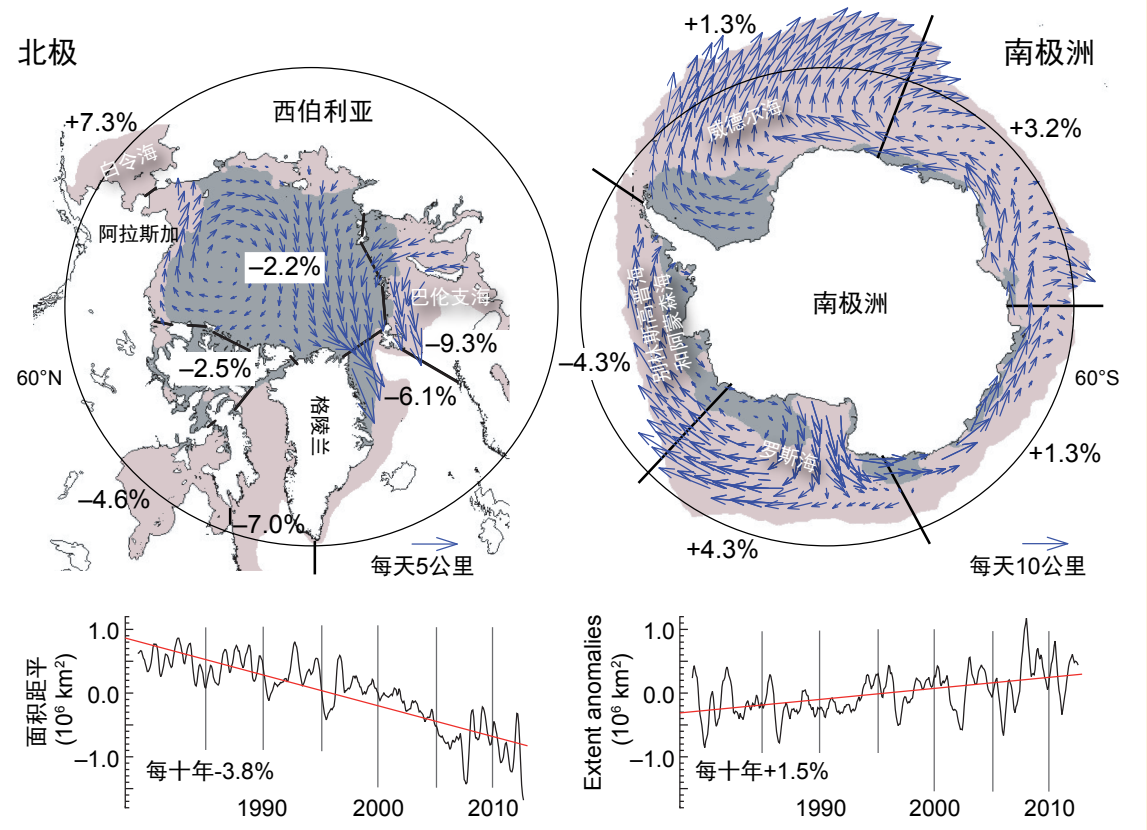
由于不受陆地边缘的局限，南极海冰冰盖沿纬度方向的伸缩性极高。在南极海岸附近，海冰主要是从东向西漂移，但再往北，海冰是从西向东漂移并且具有高离散性。威德尔海和罗斯海呈显著的顺时针环流形态，可把海冰向北方推移，而南极洲东部周围的环流形态则更具多变性。海冰冰盖向北范围一部分是被海冰的离散性漂移所控制，这样有助于冬季月份在海岸线上长期开放水域(冰间湖)里的新海冰的形成。这些形成海冰的区域可导致盐度增高，从而增大海水密度，并且成为全球海洋中主要的最深水源之一。

根据同期34年的卫星资料记载，南极年海冰范围每10年增长将近1.5%。然而，发展趋势具有区域性不同，在白令豪山和阿蒙森海呈现下降趋势，而罗斯海的海冰范围呈现更大的增长态势而且主导着总体趋势。南极海冰范围总体上呈现更小程度的增长是否可以作为有意义的气候指标这点还不确定，因为该大洲每年各地的覆盖范围都迥然不同。*（接下页）*

常见问题4.1（续）

最新研究表明这些相反的海冰覆盖趋势可能是因为区域风速和风型的发展趋势引起的。若没有更好地估算冰块厚度和体积，则很难描述气候变化对南极冰盖的影响方式或哪个气候因素对其最具影响力。

影响北极和南极海冰冰盖状态的物理环境和过程存在很大差别，而且这可导致对气候变化的响应有所不同。长期连续的卫星观测记录展现了北极海冰冰盖消融的清晰图片，但现有的证据无法使我们准确说明南极海冰的整体变化及变化原因。



常见问题4.1,图1 | 北极、南极不同扇区海冰平均环流形态和海冰范围（即移除季节性周期后）年度异常的10年趋势（%）。箭头表示海冰漂移平均方向和幅度。1979-2012年间从卫星观测记录中获得的平均海冰冰盖最大（最小）范围用橘色（灰色）阴影表示。

常见问题

常见问题4.2 | 山区冰川正在消失么？

世界各地的许多山脉，在过去几十年间因为大气温度上升，冰川正在消失。在加拿大北极地区及落基山脉、安第斯山脉、巴塔哥尼亚地区、欧洲阿尔卑斯山、天山山脉、南美热带山区、非洲、亚洲及其他地区均报道过正在消失的冰川。在过去几十年中，这些地区有超过600座冰川消失。即使气候没有进一步变暖，更多冰川也会消失。而且有些山脉的大部分(即便不是全部)冰川也有可能会消失。

所有现有冰川的山脉，冰川的体积在过去的150年间大大减小。在此期间，许多小冰川已经消失。除了一些局部地区外，冰川的退缩(范围及体积的减少)已在世界范围内成为普遍现象，尤其是在20世纪40年代期间，以及20世纪80年代后。然而，对长期变化的测量及对物质平衡的模拟显示，19世纪90年代、20世纪20年代和70年代也有一些相对稳定的阶段。传统的现场测量及越来越多的机载和卫星测量都有力地证明了过去二十年间冰川减少的速度比以前更快且冰川还在继续退缩。但在少量地区，个别冰川的表现有所不同，在多数冰川退缩时，这些冰川的面积在增加(例如：新西兰、挪威及南巴塔哥尼亚(智利)沿海或亚洲的喀喇昆仑山区)。总的来说，特殊地形和/或气候条件(如降水增加)造成了这些冰川面积的增加。

冰川可用几十年的时间来调整其面积以适应气候的瞬变，所以绝大多数的冰川因为要适应当前气候需进行冰川物质平衡从而比原冰川要大。由于冰川所需的调整时间随冰川的体积变大而增加，因此在后来的几十年里即便温度稳定，体积较大的冰川也要继续缩小。体积小些的冰川也会继续退缩，但是它们调整自身大小的时间会更快，并且许多冰川最终将消失殆尽。

许多因素可影响冰川个体的未来发展，影响到其是否会消失：例如其大小、斜率、海拔极差、区域海拔分布以及其表面特征(如碎片覆盖量)。这些因素因区域不同而有很大的不同，即便是相邻冰川之间差别也很大。外部因素，如周边地形、气候状况对于冰川的未来发展也很重要。从更短时间尺度(十年或二十年)看，每个冰川对气候变化的响应在细节上都有个体差异。

在超过约50年的时段里，这种响应是一致的而且对当地环境条件的依赖并不高，这意味着我们可以很好地模拟冰川发展的长期趋势。这种模拟是建立在对基础物理原理的认识之上的。例如，当地平均气温上升，而降水没有变化，这会导致冰川平衡线高度(ELA；参见术语表)在大气变暖条件下的向上偏移，大气每升温一摄氏度该线则将偏移约150米。有关这样的向上偏移及其对不同尺寸、海拔极差冰川的影响可参见常见问题4.2，图1。

最初，所有冰川在ELA线上都有一个冰川积累区(白色)，在线下都有一个冰川消融区(浅蓝色)(常见问题4.2，图1a)。随着ELA向上偏移，积累区开始萎缩而消融区开始扩大，这样可扩大融冰消失区(常见问题4.2，图1b)。这个不平衡可导致海冰的整体消失。几年后，冰川前缘后退，消融区萎缩直到冰川调整自身范围以适应新的气候(常见问题4.2，图1c)。当某处的气候变化影响足够大时，ELA线会永久性地上升到冰川最顶端之上(常见问题4.2，图1b，右图)，冰川将完全消失(常见问题4.2，图1c，右图)。位置更高的冰川因其能保住其积累区，虽将萎缩，但是不会消失(常见问题4.2，图1c，左图、中间图)。大型山谷冰川的冰舌大部分都可能会消失，也许在那里会留下一个湖(常见问题4.2，图1c，左图)。除了气温变化外，降水量的变化和降水的季节性变化也可影响ELA的偏移。冰川动力学(例如：流速)也起着一定的作用，但未在这个简化方案中考虑。

许多观测结果已经确认不同类型的冰川对于近期气候变化的响应也有所不同。例如，大型山谷冰川的平坦、低位的冰舌(像在阿拉斯加、加拿大或阿尔卑斯那里的冰川)目前表现出最大程度的冰川消失，基本上与朝向、背阴面或碎片覆盖无关。*(接下页)*

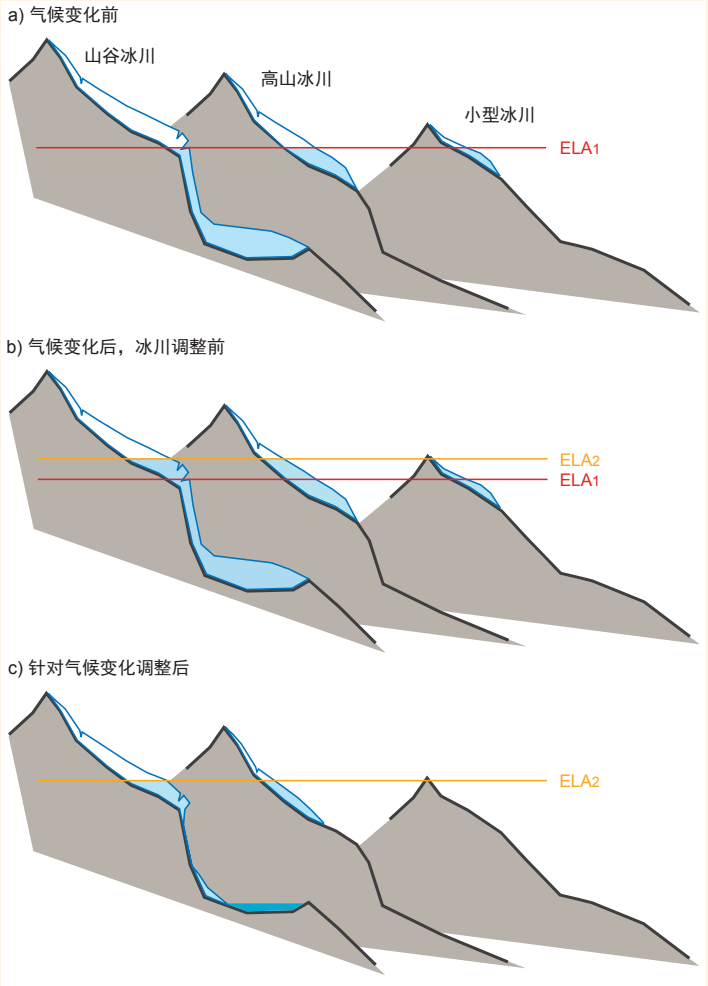
常见问题4.2(续)

这种类型的冰川在调整覆盖面积以适应新的气候条件方面属于缓慢型，其主要反应是 “瘦身”，而非最终大大收缩。与此相反，坡度相当恒定的小型冰川，能更迅速地调整其消融面积，从而可更快地适应新的气候条件(常见问题4.2，图1c，中间图)。

大多数冰川类型对气候变化的长期响应可用常见问题4.2，图1中所述的方法很好地确定。然而，模拟短期的冰川响应，或者模拟更为复杂冰川类型的长期响应是很困难的(例如，那些有很多碎片覆盖的，由雪崩的雪来维系的，不与冰川积累区相连的，涌流型的，或崩解成水的)。这类情况需要详细掌握像物质平衡、冰层厚度分布和内部力学等其他冰川特征。对于全球大多数冰川而言，这类观测资料现还拿不出来，而它们对气候变化的响应也只能靠常见问题4.2，图1中提及的简单方案来求得近似值。

就像喀喇昆仑-喜马拉雅山脉，它有着各种各样的冰川类型和气候条件，而其冰川特性目前也仍知之甚少。这使对未来冰川趋势的确定具有极大的不确定性。然而，得益于卫星资料的大量运用(例如汇编冰川清单或推导冰川流速)和地基观测网的发展，预计在未来数年里能够大大缩小对冰川的认知差距。

综上所述，冰川的命运变化无常，既取决于其自身特性，又取决于未来的气候条件。更多的冰川将消失；其他冰川的低位部分会消失，而有些冰川也可能没有大的改变。对于某个特定冰川，当ELA位于海拔最高点以上时，该冰川注定会完全消失，除非气候变冷。同样，若是未来ELA升至海拔最高点以上时，那些区域里所有的冰川将不复存在。



常见问题4.2,图1 | 图上所示是处于不同海拔的三种类型冰川，及其对平衡线高度(ELA)向上移动的响应。(a) 在指定的某种气候条件下，ELA处于一个特殊的高度即ELA1，这时所有冰川都有一个特定的尺寸。(b)由于气温的升高，ELA向上移动到了新的高度即ELA2，最初可导致冰川积累区的减少和大面积消融区的出现。(c) 冰川大小调整后达到了新的ELA，此时山谷冰川(左图)的冰舌消失了，小冰川(右图)也完全消失了。

常见问题

常见问题5.1 | 太阳是近期气候变化的主要驱动力吗？

太阳总辐照度(TSI，第8章)是对大气层上层从太阳接收的总能量的测量。虽然在过去的140年中，太阳辐照度的变动一直相对较小，但它在很广的时间范围内变动，从数十亿年到短短几天。除火山喷发和人为因素之外，太阳辐照度的变更也是气候变率(第1章；图1.1)的一个重要驱动力。就此而论，这有助于解释在仪器观测时期(常见问题5.1，图1；第10章)及过去的一千年里所观测到的全球表面温度变化。在20世纪初，虽然太阳变率对全球表面温度变化的影响可以识别，但它无法对20世纪70年代末太阳辐照度开始由人造卫星直接测量以来辐照度的增加做出解释(第8章，第10章)。

太阳的核心是一个将氢转化成氦的大型核聚变反应堆。这一过程产生的能量以电磁辐射的形式在整个太阳系中向周围扩散。冲击在地球大气层顶部的能量大小依照太阳产生和扩散的电磁能量变化以及地球围绕太阳的运行轨迹变化而发生改变。

自1978年起，卫星仪器可直接测量TSI，显示地球大气层顶部接收到的太阳辐射平均值为~1361W/㎡。部分地表、空气污染及大气中的云层起到一面镜子的作用，将约30%的能量反射回太空中。当太阳活动较多时，TSI的记录值会更高。辐照度以约11年1次的太阳黑子周期变化：在最近的几个周期里，TSI的平均波动值在0.1%左右。

在能够使用卫星测量之前，TSI的变化不得不依照黑子数(追溯到1610年)，或是大气层中形成的、存在于极地冰和树木年轮的放射性同位素进行估算。在太阳活动非常衰弱的50-100年间，例如1645年至1715年的蒙德极小期，通常称作“太阳活动最低期”。从蒙德极小期出现至今，有关太阳辐照度的众多估计值在0.1%左右浮动，与11年的变率幅度相似。

太阳变率是如何有助于人们解释1870年以来的全球表面温度记录的呢？为了回答这一问题，了解所涉及的其他气候驱动力是很重要的。每个驱动力都会生成区域性气候响应的特有形态。然而，正是它们的结合才引发出所观测到的气候变化。太阳变率和火山爆发是自然因素。人为(人类造成的)因素则是另一方面，它包括温室气体浓度变化、可见气体污染(气溶胶)排放以及人类活动产生的其他物质。“内部变率”指在气候系统内的波动，例如，天气变化或类似厄尔尼诺-南方涛动的现象。

这些自然因素及人为因素带来的相关影响随时间发生变化。常见问题5.1，图1在一些简单计算的基础上阐明了那些影响，其中全球平均表面温度变化表明了与太阳、火山和人为强迫及内部变率成线性相关的四个组分的总和。1870年至2010年，全球表面温度上涨约0.8°C(常见问题5.1，图1a)。然而这种温度上升现象并不是始终如一的：有时，使地球表面降温的因素，如火山喷发、较弱的太阳活动及大量人为气溶胶的排放，已经超过了类似温室气体这样可以使地表变暖的因素，气候系统内的变率引发了与外部影响无关的进一步波动。

太阳对地球表面温度变化的影响主要由11年太阳周期控制，这可以解释全球温度波动值在太阳活动最低期与最高期之间为何为0.1°C左右(常见问题5.1,图1b)。在20世纪初，太阳活动的长期增长趋势以及变率内部变率、温室气体的增加和火山活动的间断可能会放大这一周期内的升温情况。然而，它却不能解释自20世纪70年代末以来所观测到的增长，以及从1986年到2008年TSI甚至略有下降的趋势(第8章，第10章)。

火山喷发间或将气溶胶注入大气，对全球表面温度变化产生影响，使地球表面降温(常见问题5.1,图1c)。大型火山喷发，如1991年的皮纳图博火山喷发，在长达3年的时间内将表面温度降温了0.1°C至0.3°C。*(接下页)*

常见问题5.1(续)

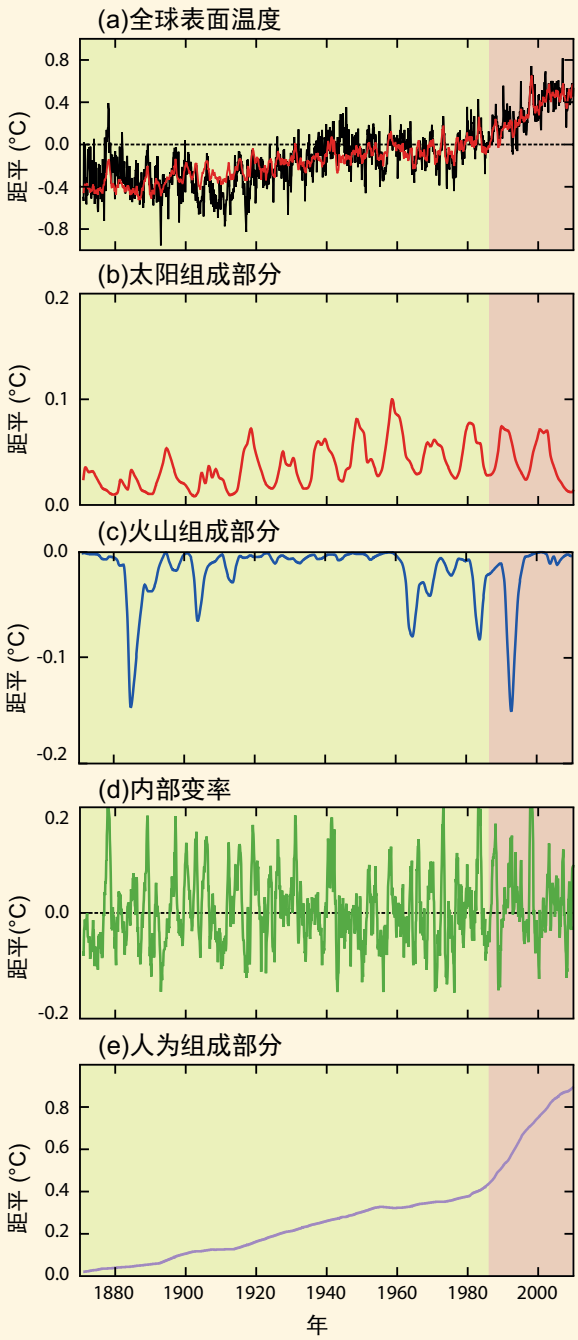
内部气候变率最为重要的部分是厄尔尼诺-南方涛动现象，它主要影响每年热带平均气温和全球平均气温的变化(常见问题5.1，图1d)。比如1997年至1998年的厄尔尼诺现象致使年均气温相对较高。

所观测到的1870年至2010年全球表面温度变率(图1a)反映了自然因素(太阳、火山、内部；常见问题5.1，图1b-d)产生的综合影响，加上人为因素叠加出数十年的变暖趋势(常见问题5.1，图1e)。

1870年前，人为排放的温室气体和气溶胶较少，因而太阳和火山活动的变化及内部变率对全球表面温度的影响更为重要，尽管其中单一因素的具体影响目前还不明确。持续数十年的太阳活动最低期常与低温环境相关联。然而，最低期通常也受火山喷发的影响，进而难以量化太阳因素的作用。

在区域尺度上，太阳活动的变化与印度洋-太平洋、北亚及北大西洋等地区的地表气候和大气循环变化有关。约11年的太阳周期中TSI的波动相对较小，波动会带来区域性效应，将这种区域性效应放大的机制涉及到大气上下层之间或海洋表面温度和大气之间的动态相互作用，但对全球平均气温影响较小(见文框10.2)。

最后，几年前出现的太阳活动最低期里太阳活动的减少，引发出未来它对气候有何影响的问题(常见问题5.1，图1b)。尽管对未来的太阳活动有一些不确定性，但是可以肯定，相对于人为因素对气候变化的影响，太阳在最高活动期和最低活动期范围内对气候的影响要小得多。



常见问题5.1，图1 | 1870年至2010年全球表面温度距平，以及影响它们的自然(太阳、火山及内部)和人为因素。(a)全球表面温度记录(1870-2010)，相对于1961年至1990年的全球表面平均温度(黑线)。全球表面温度变化模式(a:红线)，利用自然因素(b, c, d)和人为因素(e)气温影响之和制作。(b)估测温度对太阳强迫的响应。(c)估测温度对火山喷发的响应。(d)估测由于内部变率所发生的气温变化，这里与厄尔尼诺-南方涛动现象相关。(e)估测温度对人为强迫的响应，包括来自温室气体的增温成分和来自大多数气溶胶的降温成分。

常见问题

常见问题5.2 | 目前的海平面变动率有多不同寻常？

在过去的两千年里，全球海平面平均变动率在整个20世纪（平均每年1.7±0.2mm）和1993年以来（介于每年2.8和3.6mm之间（第13章））在世纪尺度变动的背景下是不同寻常的。然而，在过去冰盖迅速解体的时期里，海平面变动率的波动更为迅猛，例如，在冰川期和间冰期的过渡阶段。异常的地壳运动也可以引发局部海平面的快速变化，甚至超越了目前全球变动率。

‘海平面’普遍被认为是海洋与陆地的交会点，地球科学家将海平面定义为相对陆地而言测量海洋表面位置的标准，两者都可能相对地球中心发生运动。因此，海平面测量标准反映了地球物理学因素与气候因素的结合。地球物理学因素对海平面的影响包括陆地的沉降与隆起以及冰川均衡调整，这是地球-海洋系统对地球上物质分布（尤其是海水和陆地冰）变动的响应。

气候影响包括引起海水扩张和紧缩的海洋温度变化，还包括冰川和冰盖体积变化以及洋流变动。这些气候和地球物理学因素中的局地和区域改变使海平面变动率相对全球预估的平均变动率有明显的偏差。例如，瑞典北部沿海（波的尼亚湾）的局地海平面正以近乎每年10mm的变动率下降，这是由于上个冰川时期后陆地冰融化造成了持续抬升。相比之下，1960年至2005年曼谷南部的局地海平面以每年~20mm的变动率上升，主要为响应由于提取地下水造成的地面沉降。

在过去的~150年里，潮位站对海平面的变化进行了记录，而且在过去的~20年里，卫星测高仪也加入了这个行列。这两组数据集的结果在重叠时期是一致的。在20世纪，全球海平面平均变动率为每年~1.7±0.2mm，大约是过去20年的两倍。它同全球范围内数量级更高的波浪和潮汐振荡比较，可能会显得很小。尽管如此，如果这种变动率在长时间内持续，它的量级就会对人口众多且低洼的沿海地区起到重要影响，海平面的轻微上涨就可能淹没大片的陆地。

在器测时期之前，局地海平面变动率都是根据沉淀物、化石以及考古档案记录的间接测量估算的。这些替代记录都具有空间局限性，反映了局地和全球的状况。然而，当一个个出自极其不同的环境背景的替代记录汇聚到一个通用信号上时，全球信号的重构就得到了加强。需要重点注意的是，地质档案，尤其是关于约2万年前的，通常只捕获海平面在千年尺度上的变化。对世纪尺度上海平面变动的预估因此是基于千年尺度的信息，但是必须认识到的是，这样的资料并不必排除世纪尺度上更快的海平面变动率。

对过去2000年的海平面重构为使用替代记录提供了机会，以便与器测时期重叠并有所延伸。最近的一个实例来自美国大西洋沿岸的盐沼沉淀物，并结合了基于潮位站数据和模拟预测的海平面重构，以记录19世纪末以来每年2.1±0.2mm的海平面平均变动率。在同一个海岸部分，这个一整世纪的上升超过了整个2000年中任何其他世纪尺度的变动率。

在更长的时间尺度上，有时会遇到更高得多的海平面变动率和振幅。过去50万年里的冰川期-间冰期气候周期导致全球海平面变动了约120米至140米。这类海平面变动大多发生在由全冰川期转变为间冰期的1万年到1万5千年间，平均每年上升10-15毫米。这些高变动率仅在地球上出现极端冰河气候时存在，也就是当大冰盖与海洋相接的时候。例如，在最后一个冰川极盛期（约21000年前）转向目前的间冰期（全新世，过去的11650年）期间，珊瑚礁化石沉淀物表明全球海平面在不到500年里暴涨了14-18米。这就是著名的“融水脉冲1A”事件，期间海平面上升的速度超过了每年40毫米。

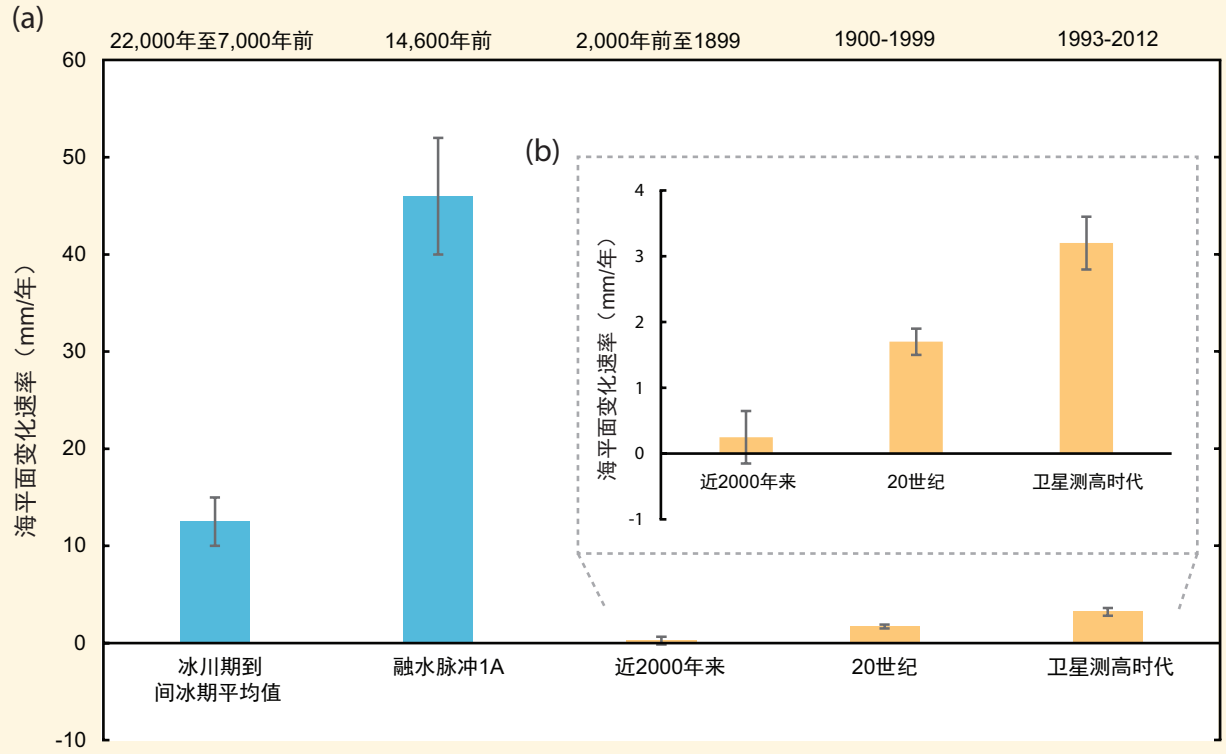
这些更长时间尺度的实例表明，海平面变化速率高于今天我们所观测到的，但是应该记住的是，它们都发生在特定的条件下：处于从全冰河期到间冰河期转变的时期，长期处于受到这些转变出现影响的地区；位

（接下页）

常见问题5.2（续）

于主要的地质构造巨变或是主要的三角洲地区，这些地方常有地表下沉，是由于沉积物压实作用造成的，有时会因提取地下水而加深下沉情况。

目前全球平均海平面变动率与过去2000年中观测或估算出的变动率相比有着不同寻常之处，这一结论得到了仪器和地质记录的支持。更快的变动率已在地质记录里发现，尤其是在从冰期到间冰期的过渡期间。



常见问题5.2，图1 | (a)在选取的五个阶段中对全球平均海平面变动率(mm/年)的估值：上次冰川期到间冰期的过渡；融水脉冲1A；近2000年来；20世纪；卫星测高时代（1993-2012）。蓝色柱形条表示从冰川期到间冰期过渡的时间间隔，而橘色柱形条表示目前的间冰期。黑色线条表示全球平均海平面变动率可能值的范围。请注意，冰川期到间冰期过渡中全球平均海平面变动率整体提高的特点。(b)目前间冰期三段间隔的全球平均海平面变动率的扩展图。

常见问题

常见问题6.1 | 因永冻土的融化和海洋变暖导致的甲烷和二氧化碳迅速释放，是否会从根本上促进变暖？

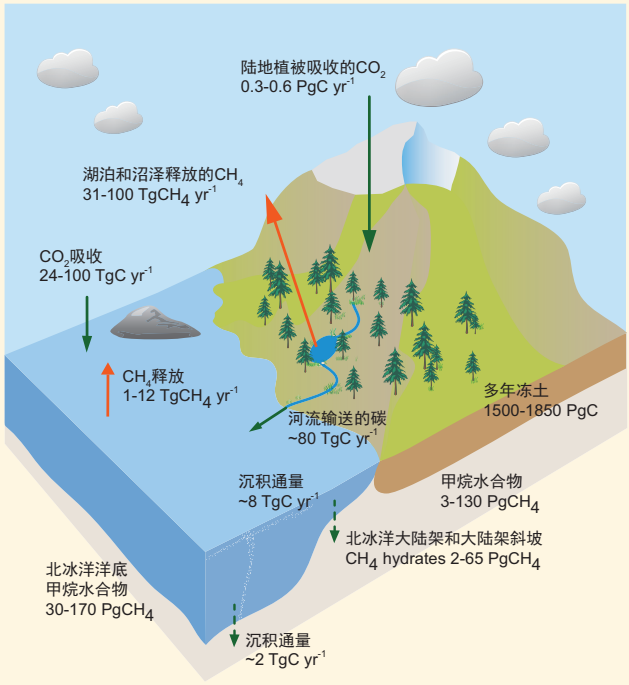
永冻土指主要分布于北极圈高纬度地区、富含古代有机碳沉积物的永久冻土，包括北冰洋浅海大陆架上的海底永冻土。一些永冻土源于末次冰期的残余，其中碳的含量至少是目前大气中二氧化碳(CO_2)中碳含量的二倍。假如其中相当一部分碳以甲烷和二氧化碳的形式释放到大气中，将促使大气浓度提升，进而导致气温升高。这将造成更多甲烷和二氧化碳的释放，形成正反馈，进而加剧全球变暖。

目前，北极是二氧化碳的净碳汇区，其植被吸收碳量约达0.4±0.4PgC/年，约占全球陆地碳汇量的10%。北极也是甲烷(CH_4)的稳定来源区：季节性解冻湿地的甲烷释放量在15至50Tg(CH_4)/年之间浮动，相当于同期全球湿地甲烷源的10%。目前尚无明确证据表明，永冻土的融化是造成这两种温室气体在大气中剧增的元凶。然而，模拟研究和专家具中等一致性的判定均指出：在北冰洋持续变暖的条件下，到2100年，将可能有高达350PgC二氧化碳当量的温室气体合并排放到大气中。

大陆和海洋大陆架的永冻层土壤中都蕴含大量有机碳库，必须经过解冻和微生物分解的过程，才能大多以二氧化碳的形式释放出来。在水浸土壤等氧气不足的土壤中，某些微生物也可生成甲烷。

大陆永冻土的表面覆盖着“活土层”。活土层夏季融化，构成冻原生态系统的一部分。假如春夏气温平均值升高，活土层将不断增厚，更多有机碳将被微生物分解。然而，夏季温度升高也能增加北极植被通过光合作用对二氧化碳的吸收。由此可见，在北极，增加了的碳吸收量和释放量之间的净碳平衡是一种微妙的平衡。

夏季融化期的水文条件同样重要。地下冰的大量过度融化也可能产生积水，形成河流湖泊，那里的缺氧环境将诱发甲烷生成。在气候变暖的条件下，北极地貌的复杂性意味着，我们对这些不同进程哪个可能会在区域尺度上占主导地位具有低信度。热量扩散和永冻土融化需要时间 - 实际上，深层北极永冻土可视为末次冰期的残余，它至今仍在缓慢腐蚀 - 因此，永冻土土壤碳的大规模流失仍需经过漫长的时间历程。



常见问题6.1，图1 | 北极地区当前主要碳库和碳流简图，包括陆地永冻土、大陆架永冻土和海洋永冻土。（根据McGuire等人，2009；和Tarnocai等人，2009。）TgC=10^{12}gC以及PgC=10^{15}gC。

在氧气充足的条件下，有机物在土壤中的分解，加之微生物释放的热量（类似堆肥），可能在夏季进一步促进永冻土融化。根据永冻土中碳和冰的含量以及水文状况，在温度升高时，这种机制可能在当地触发相对快速的永冻土降解。*（接下页）*

常见问题6.1(续)

对冻土动力学和温室气体排放的模拟研究表明，碳循环正反馈是个历经数百年、相对迟缓的过程。到2100年，以二氧化碳形式释放的碳总量将高达250PgC，以甲烷形式释放的碳总量将高达5Pg。鉴于甲烷的温室效应更强，这相当于100PgC的二氧化碳当量将在2100年前释放出来。这一数据在量级上与其他生地化反馈接近，例如，全球变暖从陆地土壤多排放出的二氧化碳。然而，目前的模拟研究尚未完全涵盖永冻土融化时北极演变过程的全面复杂性，例如湖泊和池塘的形成。

甲烷水合物是冰冻碳的另一种形式，存在于永冻土土壤、海洋大陆架、陆架坡和深海底沉积物中。甲烷水合物由甲烷和水分子团簇组成，只有在极其特定的低温高压环境下才能保持稳定。在陆地和海洋中，源自于海洋或陆地生物碳的此类水合物大多由于缺氧被分解，并在适当的温度-压力条件下，受困于水环境中。

永冻土土壤、海水和沉积物的升温，及／或压力的变化，都可能破坏这些水合物的稳定性，使其中的甲烷释放到海洋中。突发的大规模甲烷释放也可能使部分甲烷进入大气。世界上的水合物储量丰富，仅在北极地区，以水合物形式储藏的甲烷量可能是目前全球大气中甲烷含量的十倍以上。

和永冻土融化一样，水合物在陆地的释放也是个缓慢的过程，需历经几十年至数百年的时间。深海地区和海底沉积物将需要更长时间 - 经过几百年乃至上千年才能达到破坏内部水合物稳定性所需的温度。此外，深海释放出的甲烷需要到达海平面、进入大气，才能影响气候，而大部分甲烷在此之前可能已经被微生物吸收。只有在东西伯利亚以北的北冰洋等地区的浅海大陆架中的水合物释放出的甲烷，才能真正进入大气，对气候造成影响。

近期的几项研究表明，从北冰洋西伯利亚大陆架和西伯利亚湖泊中释放了大量甲烷，这对局地有重要意义。这些分解的有机碳或者稳定性遭到破坏的水合物产生了多少甲烷尚不得而知。目前也没有证据证实，这些甲烷究竟是由近期区域气候变暖所引发，还是一直存在。或许从末次冰期至今，甲烷泄漏一直存在。无论如何，这些甲烷源在全球甲烷收支量中所占的比例不大，只有不到5%。通过对大气中甲烷浓度的监测，也证实了北极地区的甲烷量没有实质性的上升。

然而，模拟研究和专家评估都表明，北极气候变暖将促进甲烷和二氧化碳的释放，并将因此形成气候的正反馈。这种反馈在几百年间都将温和无害，在量级上接近其他陆地生态系统的气候反馈。然而，在数千年或更久以后，由于涉及大型碳库和甲烷水合物藏，从永冻土、大陆架和陆架坡中释放的二氧化碳和甲烷则变得尤为重要。

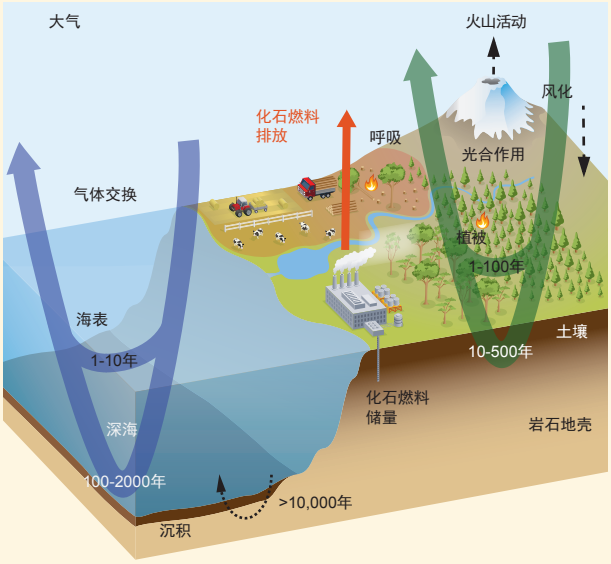
常见问题

常见问题6.2 | 二氧化碳释放到大气中后，会发生什么？

二氧化碳(CO_2)释放到大气中后，首先在大气、海洋上层和植被间迅速散发。随后，碳继续在全球碳循环内不同的储存库（如土壤、深海和岩石）中迁移。其中一些交换过程非常迟缓。依据释放的二氧化碳量，经过长达两千年后，仍有15%至40%的二氧化碳存留于大气中。此后，大气层、陆地生物圈和海洋将建立新的平衡。地质作用重新分配碳在地质储存库中的储量，则需经过数万到数十万年、甚至更长的时间。因此，过高的二氧化碳浓度以及目前排放造成的相关气候影响会在未来持续很长一段时间。

二氧化碳基本上属于惰性气体，可在不到一年的时间内快速混入整个对流层。不同于可在大气中通过汇效应被去除和分解的活性化合物（如甲烷），碳在全球碳循环内不同的储存库中进行重新分配，经过漫长的时间历程后，最终通过再循环回到大气中。常见问题6.2，图1为全球碳循环简图。其中，开放箭头表示碳原子在不同储存库中迁移的典型时间表。

在工业化时代之前，全球碳循环大致维持平衡。通过冰芯检测可推断出，在工业化时代之前的几千年里，大气中的二氧化碳浓度一直近乎平衡。然而，人类向大气中排放二氧化碳打破了这种平衡。随着全球二氧化碳浓度的提高，二氧化碳和海洋表层以及植被之间的交换作用发生了转换，随之而来的，陆地、海洋和地壳的碳储存库之间及其内部的交换作用也发生了转换。通过这种方式，全球碳循环对新增碳进行再分配，直到不同碳储存库之间的交换接近新的平衡。



常见问题6.2，图1 | 全球碳循环简图，显示通过主要储存库碳转移的典型周转时间尺度。

在海洋上空，二氧化碳分子通过气体交换穿越海气界面。二氧化碳和海水中的水分子相互作用形成碳酸，碳酸能迅速和海洋中庞大储存库内分解的无机碳 - 重碳酸盐和碳酸盐离子发生反应。洋流和高密度海水的形成，将碳从海平面输送到深海水层。海洋生物圈也能实现碳的再分配。栖息于表层水域的海洋生物长有有机组织和钙质壳，它们会在海洋生物死后沉入深海，经过溶解和微生物分解，又回到溶解的无机碳储存库。其中一小部分会抵达海底，沉入海底沉积物之中。

人为造成的额外碳排放能够提高大气中二氧化碳的分压，进而提升二氧化碳分子的海气交换作用。在海平面，碳酸盐化合物快速吸收了多余的二氧化碳。结果，浅海表层水域在一年或两年内就能和大气达到碳平衡。碳从海洋表面迁移到中等深度、再到深海，需要更长时间，从几十年到几百年不等。经过更加漫长的时间后，外来的二氧化碳分解了海底的碳酸盐沉积物，进一步提高了海洋的碳吸收量。然而，目前已知，除非海洋环流发生重大变化，浮游生物的生长会大致保持不变，因为其主要受到养分和光照等环境因素的影响。没有无机碳的存在，浮游生物在增强海洋碳吸收量和捕捉人为排放的二氧化碳方面起不到显著作用。*（接下页）*

常见问题6.2(续)

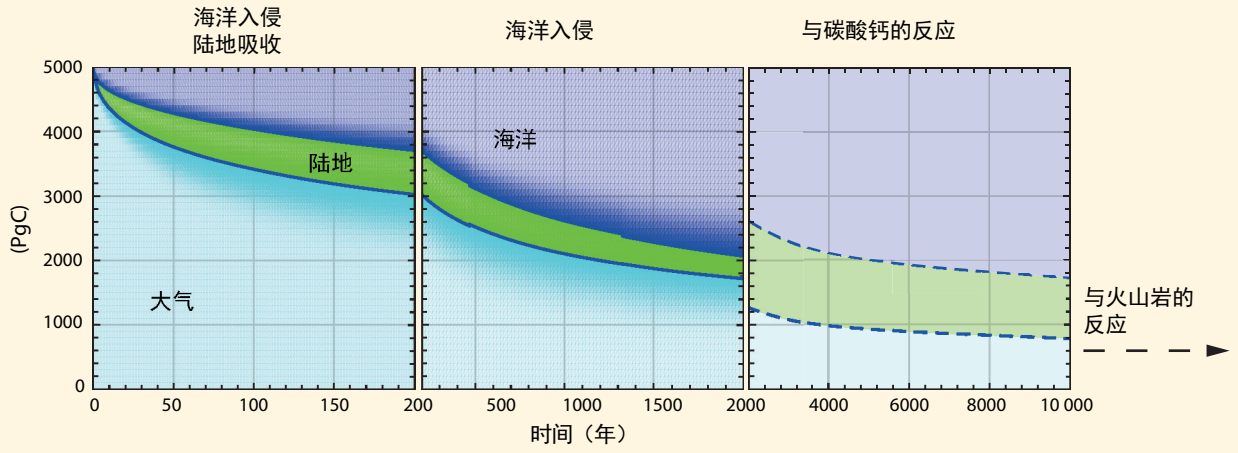
在陆地上，植物通过光合作用吸收二氧化碳，并将其转化为有机物。其中一小部分碳立即以二氧化碳的形式通过植物的呼吸作用回到大气中。植物利用剩余的二氧化碳促进生长。枯死的植物体融入土壤，最终被微生物分解，然后以二氧化碳的形式被吸回到大气中。此外，植物和土壤中的碳也可通过燃烧、昆虫、食草动物和植物的收割及随后被牲畜或人类所消耗的方式转化为二氧化碳。一些有机碳进而会随着河流进入海洋。

大气中二氧化碳的增加促进了光合作用，因此提高了碳吸收量。另外，在干旱地区，二氧化碳浓度的升高也可帮助植物更加有效地利用地下水。这也相应提高了植物和土壤的生物量，因此在陆地上形成了碳汇。不过，其他一些因素也对碳汇的形成规模起关键作用，如是否具备水分和养分。

耦合碳循环气候模拟表明，当气候变暖形成气候正反馈时，陆地和海洋对碳的吸收能力降低。这种效应由多个不同因素造成。例如，海水变暖，二氧化碳溶解度降低，于是碳的化学反应发生改变，从而导致海洋对大气中过量二氧化碳的吸收量下降；陆地气温升高，延长了温带和高纬度地区的生长季，但也加快了土壤碳的呼吸进程。

通过分配达到新的碳平衡所需的时间，取决于不同储存库之间碳迁移的次数以及漫长的时间作用。碳的交换需历经数千年，开始于“快速形成”的碳储存库，如大气、海平面、陆地植被和土壤。经过更加漫长的时间后，缓慢的次生地质作用变得重要起来，如碳酸盐沉积物的溶解和沉积物进入地壳。

常见问题6.2，图2描述了大量额外的二氧化碳(5000PgC，约等于从工业化时代开始至今释放出的二氧化碳总量的十倍)排放到大气中的书案件，以及经过一段时间后，二氧化碳在陆地和海洋中进行的再分配。在前200年中，海洋和陆地吸收的碳总量大致相同。经过更长的时间后，海洋吸收成为主导，因为与陆地(~4000PgC)和大气(工业化时代之前为589PgC)相比，海洋拥有更大的碳储存库(~38,000PgC)。海洋化学作用决定了初期碳输入量的重要性，排放量越高，意味着存留在大气中的二氧化碳量越大。2000年后，初期排放的二氧化碳仍会有15%到40%留存在大气中。通过碳酸盐沉积物的溶解以及与火成岩发生反应，例如碳酸盐风化和沉积物埋藏，二氧化碳含量会进一步减少，这个过程需要数万年、数十万年、甚至更长的时间。



常见问题6.2,图2 | 从时间零点起，5000PgC过量二氧化碳排放到大气中的衰减，及其后随着时间变化二氧化碳在陆地和海洋中的再分配(根据耦合碳循环气候模拟计算)。色带的大小代表各个储存库的碳吸收量。其中，前两个小图表示一项模拟比对计划(Joos等人，2013)的多重模拟方式，最后一个小图表示通过中等复杂地球系统模式计算得出的碳长期再分配，含海洋碳酸盐沉积物溶解(根据Archer等人，2009b)。

常见问题

常见问题7.1 | 云是如何影响气候和气候变化的？

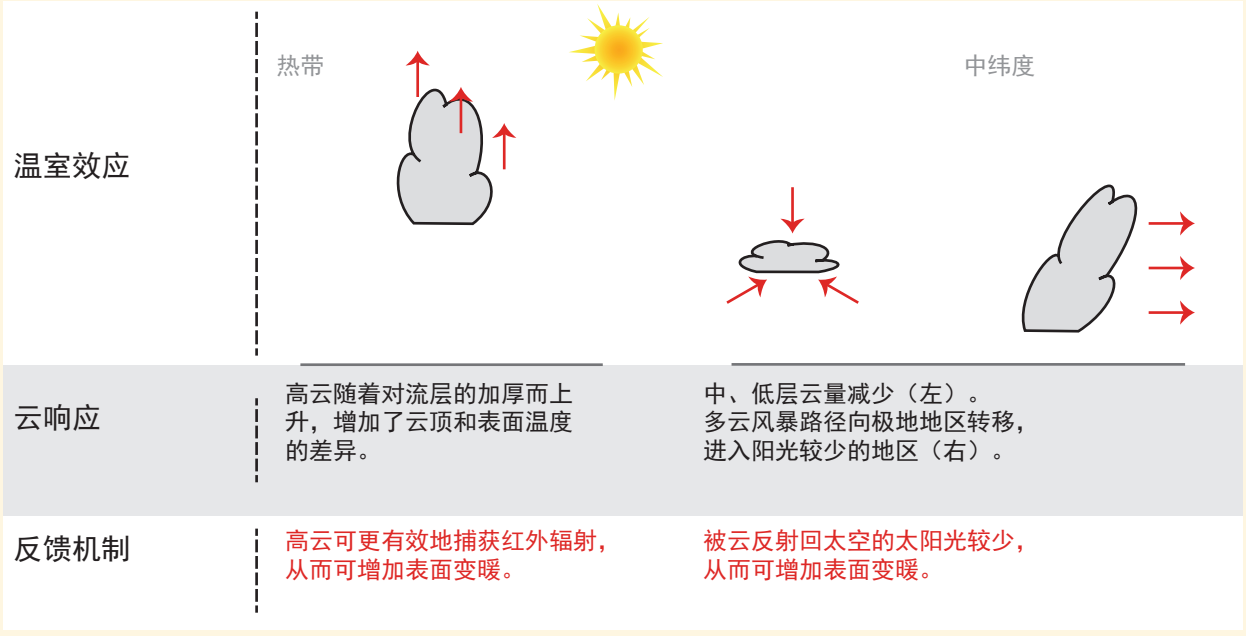
云对当前的气候影响很大，但仅凭观测无法预测云对未来变暖了的气候产生的影响。对云量变化的综合预测需要一个全球气候模式，此类模式可以大致重现观测云团的情况，但仍会存在重大误差和不确定性。云在变暖的气候条件下将如何变化，不同的气候模拟得出的估测也不相同。从现有的全部证据来看，净云-气候反馈似乎可加剧全球变暖。如果确实如此，其加剧的强度尚不明确。

自20世纪70年代以来，科学家们已经认识到云在气候系统和气候变化中起着关键作用。云以多种多样的方式影响着气候系统。云形成降水(如降雨和降雪)，为陆地上大部分生命提供必不可少的生存条件。水汽凝结形成云，使大气升温。尽管一部分凝结的水会重新蒸发，降水到达地表的过程中即可使空气温度上升。云对穿过大气的太阳光(使地球升温)和红外线(向太空辐射，使地球降温)的照射量，均可产生重要影响。最后，云内的强上升气流可快速把地表附近的空气输送至高空。上升气流可输送能量、水分、动量、微量气体和气溶胶粒子。数十年来，气候科学家们一直采用观测和模拟两种手段来研究云是如何随着每日天气、季节周期，以及逐年出现的气候变化(如与厄尔尼诺相关的现象)而发生改变的。

云在整个形成过程中都可能随气候状态的变化而改变，云反馈与气候变化非常相关。气候变化导致云在形成过程中发生的任何变化又反过来影响气候，体现了云与气候之间相互的作用和反应。由于云与太阳光和红外线均可发生剧烈的相互作用，云量的细微变化可对气候系统产生重大影响。

云—气候反馈可分为多种类型，包括云量变化、云顶高度以及/或者云反射率的变化(见常见问题7.1，图1)。文献一致表明，高云可通过与大气和地表释放的红外线相互作用加剧全球变暖。然而，从总体来看，与低云有关的反馈以及与云量和反射率有关的云反馈方面还存在着更多的不确定性。

厚高云能有效反射太阳光；薄、厚高云均可大幅降低大气和地表向太空中释放的红外线量。这两种作用的相互补偿使地表气温在高云量与低云量发生变化的两种情况中，更易受后者的影响。*（接下页）*



常见问题7.1，图1 | 重要云反馈机制示意图。

常见问题7.1(续)

假如云发生系统性转变，从厚高云变成薄卷云，或反之亦然，该补偿则可能受到干扰。尽管目前尚无证据支撑，但仍然无法排除这种可能性。另一方面，高云（云量一定）高度的变化也可对地表气温产生重大影响。高云高度的上升可减少地表和大气向太空中释放的红外线量，但对被反射的太阳光作用甚微。有确凿证据表明在气候变暖时会发生这样的转变，大气和地表释放入太空的一部分额外红外线滞留在气候系统中，因此导致全球变暖加剧。

低云可将大量太阳光反射回太空，然而，在给定的大气和地表状态下，低云对地球向太空释放的红外线作用甚微。因此，低云对当前的气候具有净降温效应；中云也具有一定的相同作用，但程度上要低一些。未来温室气体增加会导致气候变暖，大多数经过IPCC评估过的气候模式模拟表明，低云量和中云量的减少会增加对太阳光的吸收，因此有可能使气候进一步变暖。然而，云量减少的程度目前仍需依模式而定。

在气候变暖后，云还可能有其他的变化方式。风的型态和风暴路径的变化可影响云量和降水的区域和季节形态。一些研究表明，在气候模拟中发现的一个该趋势的信号 - 云随中纬度风暴路径的极向迁移 - 已在观测记录中有迹可寻。将云迁移至光照较少的地区，也可能加剧全球变暖。和含有等量且体积较大的冰晶的云相比，更多的云可能由体积小、数量多的水滴构成，可将更多的太阳光反射回太空。薄卷云可产生净暖化效应，难以对其进行气候模拟。尽管缺乏证据，但薄卷云确实存在着尚无法模拟的其他变化方式。云与气候之间其他的作用过程可能具有区域性的重要意义，例如，在海冰融化的海洋上空和植物蒸腾作用减少的陆地上空，云和地表的相互作用也可发生变化。

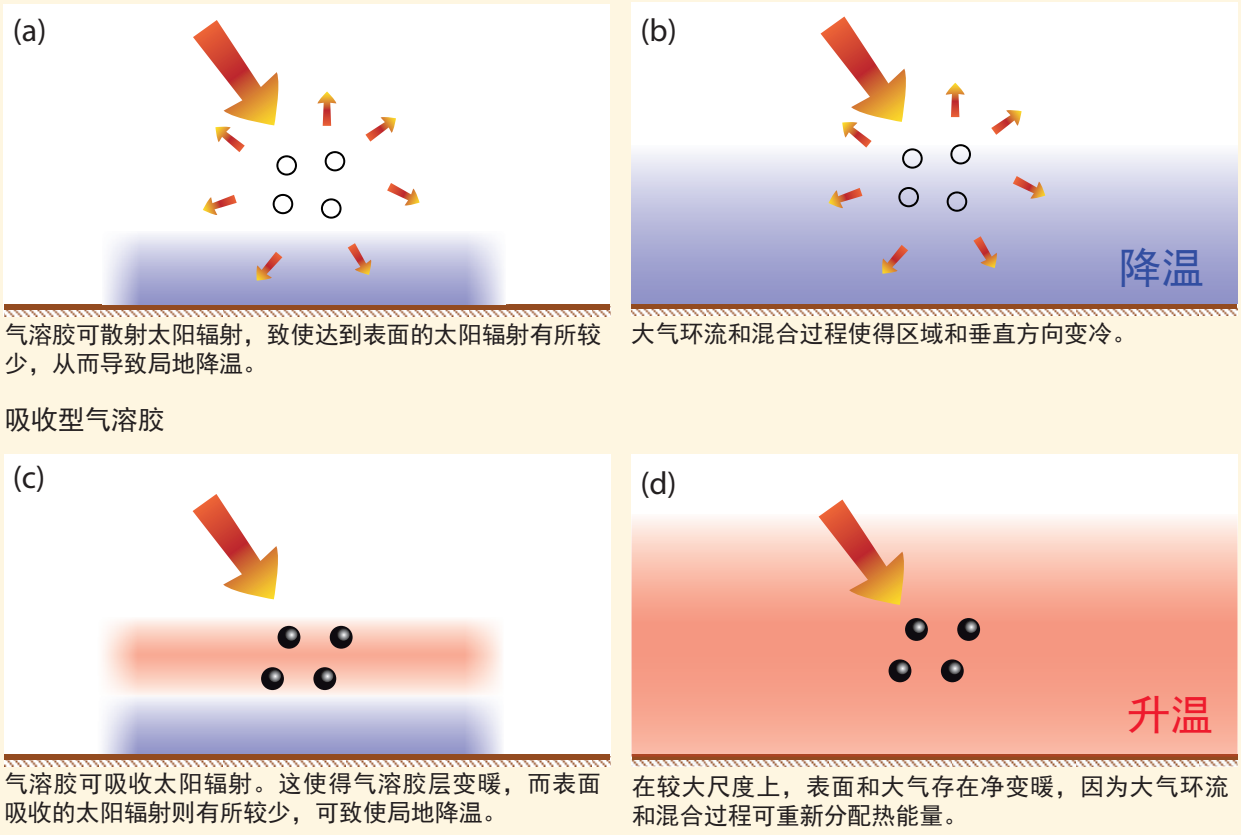
通过对云的长期或短期的变化情况及趋势的观测来对全球云反馈进行推测的做法目前尚未得到广泛接受。虽然如此，用于当前评估（以及先前的两项IPCC评估）的全部模式均生成净云反馈，它不是加剧了人类活动导致的温室增温，就是总体影响并不显著。反馈并不是被“置于”模式中，而是在模拟的大气条件下，在云的运动及其对气候系统中能量流动和转化产生影响的过程中自然显现出来的。不同的模式对温室气体浓度变化敏感程度的差异主要是由模式产生的云反馈强度的差异导致的。

常见问题

常见问题7.2 | 气溶胶是如何影响气候和气候变化的？

大气气溶胶由大气中悬浮的体积较小的液体或固体粒子构成，而非较大的云滴及雨滴粒子。来源于自然和人为排放的大气气溶胶，通过与辐射和云的相互作用，能以多种复杂的方式影响气候。总体而言，模拟和观测表明自工业化时代前以来，人为排放的气溶胶对地球起到了降温作用。这掩盖了某些因温室气体造成的全球平均气温升高，因为它们可能会在没有气溶胶排放的情况下发生。为响应空气质量政策，预计人为排放的气溶胶将会减少，最终会除去这种变暖的面具。

大气气溶胶在对流层中的生命期一般为一天到两周，在平流层中约为一年；各类气溶胶体积、化学成分和形态迥异。一些气溶胶，如灰尘和海沫，大部分或全部自然产生；而其他气溶胶，如硫酸盐和烟雾，则同时来自于自然和人为排放。气溶胶能以多种方式影响气候。首先，通过散射和吸收太阳光来改变地球的辐射平衡（见常见问题7.2，图1）。气溶胶的散射作用总体上能增强地球的辐射能力，从而带来降温；而气溶胶的吸收作用正好相反，会使气候系统升温。降温和升温之间的平衡取决于气溶胶的特性和环境条件。许多观测研究对由局地人为排放和自然排放所产生的气溶胶的辐射效应进行了量化分析，但其对全球的整体影响还要依靠卫星资料和模式。诸多持续存在的不确定因素之一来自于黑碳，一种吸收性气溶胶。黑碳不仅与散射性气溶胶相比更难测量，还能引起一种复杂的云团变化。尽管如此，大多数研究一致认为，人为排放气溶胶的总体辐射效应可使地球降温。*（接下页）*



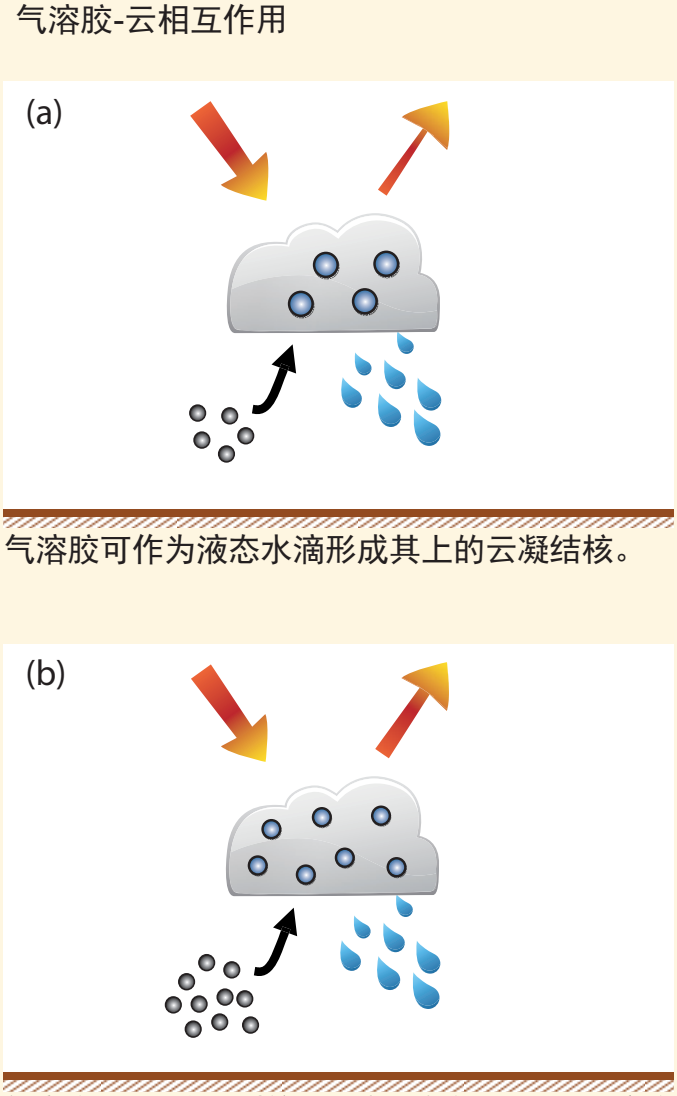
常见问题7.2，图1 | 气溶胶与太阳辐射相互作用以及对气候产生影响的概况。左图显示气溶胶的即时辐射效应，右图则显示在气候系统响应了气溶胶的辐射效应后的总体影响。

常见问题7.2(续)

同时气溶胶作为凝结和冰核形成的场所，其上方可形成云滴和冰粒（见常见问题7.2,图2）。气溶胶粒子越多，越能使包含液体水滴的云产生更多微小的水滴，导致云反射更多的太阳辐射。不仅如此，气溶胶－云相互作用还有很多其他的途径，尤其是在冰－混合液体和冰－云的形式中二者进行相互作用时，液体和冰水之间的相变对气溶胶浓度和属性十分敏感。起初有观点认为增加气溶胶浓度也会带来低云量的增加，但是由于多种抵消作用的存在，这一观点受到了挑战。所以，可以理解，对气溶胶施加给云量及其属性的总体影响进行量化存在一定难度。通过气候模拟和卫星观测进行的现有研究表明，总体上人为排放的气溶胶对云产生的净效应可使气候系统降温。

由于气溶胶在大气中分布不均匀，会为气候系统带来升温和降温，从而导致天气变化。目前还难以用当前的模式对这类复杂的效应进行模拟，不过数项研究表明，气溶胶可对特定地区的降水产生显著影响。

由于气溶胶的生命期较短，其总量和其对气候的影响随时间的变化而改变，大致与人为排放的气溶胶及其气态前体物（如二氧化硫（SO2））和一些挥发性的有机化合物的排放量保持一致。在工业化时期，人为排放的气溶胶有了大幅度的增加，在一定程度上抵消了因充分混合的温室气体浓度升高而本应导致的气候变暖。源于大规模火山（如埃尔奇琼火山和皮纳图博火山）喷发的气溶胶进入平流层，也导致了一般长达一年或两年的降温期。



常见问题7.2，图2 | 气溶胶－云相互作用及二者对气候影响的概况。(a)和(b)两图分别代表洁净的和受到污染的低云。

在过去二十年中，一些发达国家人为排放的气溶胶有所下降，而在许多发展中国家则有所上升。因此，在这一特定时期，气溶胶对全球表面平均气温的影响不大。然而可以预见，为响应空气质量政策，人为排放的气溶胶最终会减少，进而将抑制气溶胶对地表的降温作用，从而导致气候进一步变暖。

常见问题

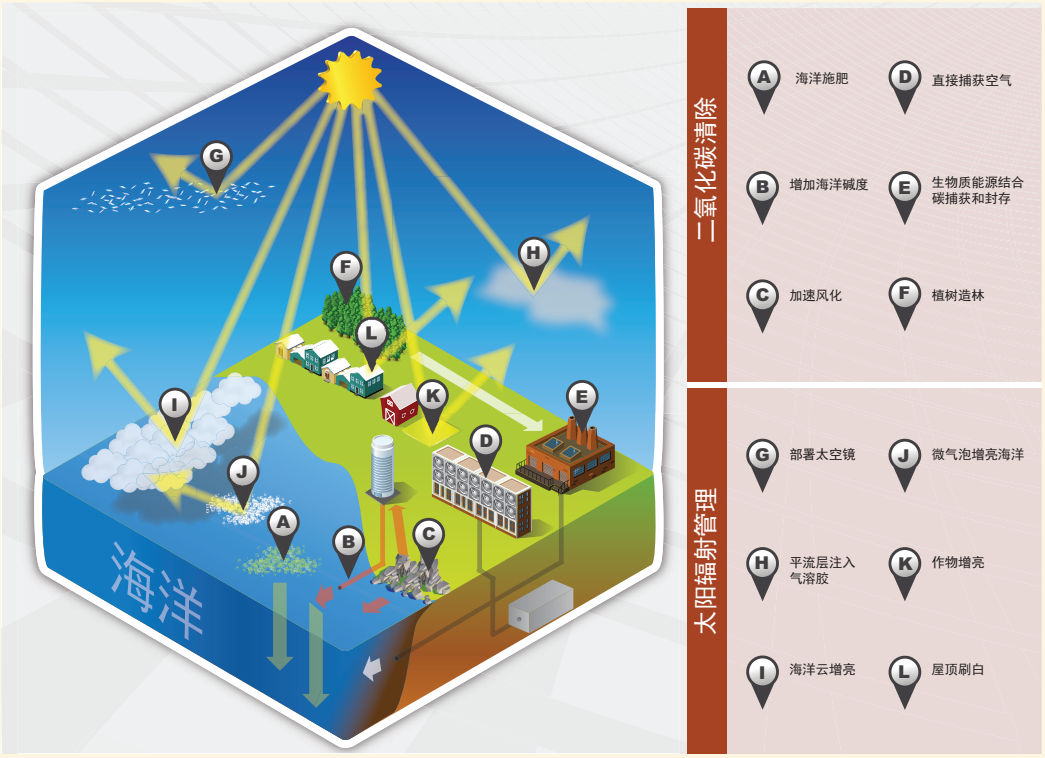
常见问题7.3 | 地球工程能否抵消气候变化并会产生哪些副作用？

地球工程，又称气候工程，其定义是利用一整套旨在刻意改变气候系统的方法和技术，以便减轻气候变化的影响。通常考虑使用的地球工程方法有两大类：太阳辐射管理（SRM，见7.7节的分析）和二氧化碳消除（CDR，见6.5节的分析）。前者旨在通过增强地球反射能力来抵消因人类活动产生的温室气体带来的升温；后者旨在降低大气中二氧化碳的浓度。这两种方法的物理原理和时间尺度均有所不同。模拟显示如果SRM可行，则会有效应对升温，并对其他气候变化产生些许作用，尽管效果尚不显著。SRM无法抵消气候变化带来的所有影响，同时所有现有的地球工程方法都存在着风险和负面作用。由于对SRM和CDR的科学认知水平较低，人们尚无法预见二者可能会引发的其他后果。地球工程还涉及许多其他超出了此报告研究范围的问题（如政治、伦理、实践）。

二氧化碳消除法

CDR法旨在通过有计划地改变碳循环过程或采取工业（如，化学）手段，将二氧化碳从大气中清除。从大气中清离的碳将会储藏在陆地、海洋或地质储层中。一些方法依靠的是生物进程，如大规模植树造林或植树还林、生物碳土壤碳捕获、生物能源结合碳捕获和封存(BECCS)、以及海洋施肥。还有一些方法依靠的是地质过程，如加快陆地或海洋中硅酸盐岩石和碳酸盐岩石的蚀化（见常见问题7.3，图1）。大气中移除的二氧化碳将继而以有机形式储存于陆地储层中，或以无机形式储存于海洋储层及地质储层中，储存时间至少长达几百年才可以实现CDR的有效发挥。

（接下页）



常见问题7.3，图1 | 部分拟议的地球工程方法概况。二氧化碳消除法（详见6.5节）：(A)向海洋中添加养分（海洋施肥），提升海洋表层生产率，且向海洋下方运送少量随之产生的生物碳；(B)向海洋中添加从固体矿产中提取的碱，使更多大气中的二氧化碳溶于海洋；(C)硅酸盐岩石侵蚀率上升，溶解的碳质矿物流向海洋；(D)以化学方式获取大气中的二氧化碳，储存于地下或海洋中；(E)发电厂利用碳捕获燃烧生物质，捕获的二氧化碳储存于地下或海洋中；(F)通过植树造林和植树还林进行二氧化碳捕获，储存于陆地生态系统中；太阳辐射管理法（详见7.7节）：(G)在太空中放置反射器反射太阳辐射；(H)向平流层中注入气溶胶；(I)为增强反射率而播种海洋云；(J)为增强反射率而在海洋表层制造微气泡；(K)种植更多反光作物；(L)将屋顶和其他建筑结构刷成白色。

常见问题7.3(续)

CDR法可有效地从大气中移除二氧化碳且使碳与大气分离，因此降低二氧化碳的辐射强迫。一些方法也可减轻海洋酸化（见常见问题3.2），但是另外一些涉及海洋储存的方法是将碳以溶解的二氧化碳的形式进行封存，这样反而会增强海洋酸化。CDR法是否有效的一个主要不确定性是移除碳的储存能力和时效期。长远来看，借助这种方法，可以将碳永久地移除并储存，从而减缓气候变暖。然而，非持久的储存策略将会使二氧化碳重返大气层，导致再次升温。如果大气中二氧化碳的浓度降低，通过此方法有计划地移除二氧化碳所产生的效果将会因海洋和陆地碳储层的关系有所抵消。这是因为一些海洋及陆地碳储层将向大气中释放之前储存的人类活动所产生的二氧化碳。为完全抵消过去人类活动所导致的二氧化碳排放，此技术不仅要移除前工业化时代积累在大气中的二氧化碳，还要移除早期地球大气生物层及海洋所吸收的由人类活动产生的碳。

具有生物和最具化学侵蚀作用的CDR法不能被无限扩大使用，而且CDR法必然会受到诸如对土地的竞争需求等各种物理环境因素的制约。假设各种CDR法的综合封存率最大值为每个世纪200PgC，那么利用此法去除近50年排放的二氧化碳要用上大约150年，所以即使是利用一整套系统完整的二氧化碳消除方法也很难迅速地缓解气候变化。直接捕获空气法原则上可以更加快速地去除二氧化碳，但大规模的启用会受到包括能源利用和环境等因素的制约。

CDR也可能对气候和环境产生副作用。例如，植被种植的增加会增加二氧化氮的排放量，二氧化氮是一种比二氧化碳温室效应更强的气体。再如，通过植树造林或能源作物的种植来大面积增加植被覆盖，会改变地表反射率和湍流通量等地表特性。一些模拟研究表明：事实上，在季节性积雪的北部地区植树造林可加速全球变暖；反之，在热带植树造林对于减缓全球变暖更加有效。基于海洋的CDR法依赖生物生产（如海洋施肥），这样可能会对海洋生态系统，海洋酸度产生大量的副作用，并产生非二氧化碳温室气体的排放。

太阳辐射管理法

地球大气层以及地表的太阳光吸收量对全球平均表面温度有着巨大影响，并可使地球变暖，由于温室效应的存在，通过这一过程，温室气体和云影响能量最终反射回太空的方式。在新的平衡达成前，温室效应作用的持续增强会导致表面温度的不断提高。如果由于增加了地球的反射率而减少了太阳光的吸收量，或是由于温室效应的作用减弱而使能量更有效地排放到空间，那么全球平均表面温度将会降低。

拟议的地球工程法就基于这一基本的物理原理，旨在控制地球能量流动的收支。大多数这类方法建议要么减少到达地球的阳光，要么通过大气、云或使地表更亮（常见问题7.3，图1）来提高地球的反射率。另一种技术建议抑制高层云即卷云的活动，因为这种云具有很强的温室效应作用。我们从基本的物理知识可以得知，如果这些方法能如期改变能量流动，那么地球将会降温。这个问题是整体复杂的，因为在能量流动、大气循环、天气和最后形成的气候之间的相互作用，其物理过程多样繁杂。

虽然全球平均表面温度与到达地表的阳光量以及温室效应的变化息息相关，但是影响指定时间、指定位置温度的其他因素却有很多，而且通过SRM减少的热量无法在总体上与温室气体产生的热量保持相等。例如，SRM法只能在白天降低升温率，但是不断增加的温室气体既可以在白天又可在夜间提高气温。这种并不精确的抵消能够影响表面温度的昼夜循环，即使平均表面温度保持不变。再举一个例子，模型计算表明，到达地表的太阳光的均匀减少可能会抵消全球平均二氧化碳引起的气温升高，但某些地区会不如其他地区那样降温。模型表明，如果人为产生的温室效应引起的升温完全得到平流层气溶胶的抵消，那么极地地区将会有少量残余升温，而热带地区将变得比前工业化时代凉爽一点。*（接下页）*

常见问题7.3(续)

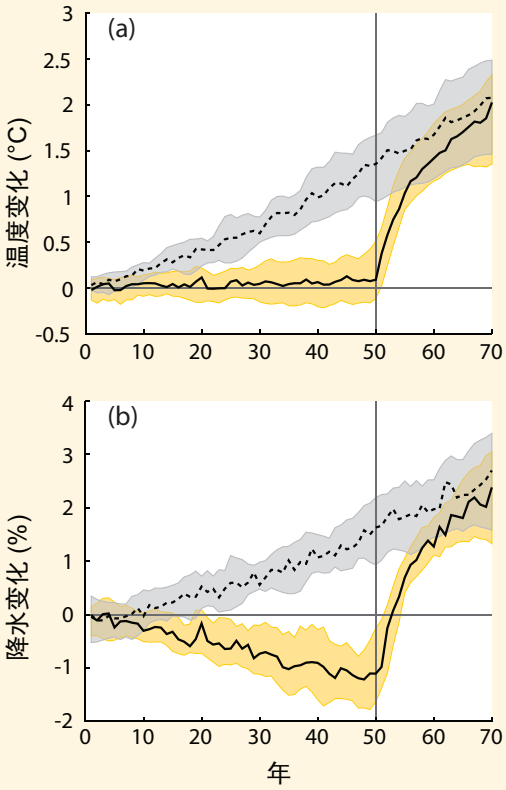
理论上，SRM可以迅速抵消人为的气候变化，在十年至二十年之内把地球降温到前工业化时代的水平。这不仅可以从气候模型也可以从大型火山喷发的气候记录中得到证实。1991年被详实记录的皮纳图博火山喷发造成了平流层气溶胶暂时增加，而且表面温度迅速下降了约0.5℃。

除表面温度外，气候还由很多要素组成。降雨、土壤水分、河流、积雪和海冰等气候特征造成的影响以及生态系统也很重要。模型和理论都表明，利用SRM来抵消增加的温室效应，以此来稳定表面温度，这在某种程度上将降低全球平均降雨量(常见问题7.3，图2展示了一个理想化模型结果)，并且还可能有地区性变化。由于区域和全球气候模式中有如此不精确的抵消，因此SRM不太可能使未来气候"就像"今天的气候或我们之前体验过的气候一样。然而，现有的气候模型表明，利用SRM和高大气二氧化碳浓度的地球工程气候，比起二氧化碳浓度升高且不利用SRM技术的未来气候，将大体更接近20世纪的气候。

SRM技术可能还有其他副作用。例如，理论、观测和模型表明，来自火山爆发和自然排放的平流层硫酸盐气溶胶会消减平流层臭氧，尤其当氯氟化碳排放产生的氯气驻留在大气中时。SRM所需的平流层气溶胶预计将产生同样的效果。臭氧消耗会增加到达地表的紫外线总量，从而破坏陆地和海洋生态系统。平流层气溶胶也会增加到达地表的直射阳光与散射阳光的比例，这通常会提高植物的生产力。同时，也有人担忧使用硫酸盐气溶胶进行SRM会增加酸雨量，但模型研究表明，酸雨可能不是主要关注的问题，因为使用平流层气溶胶进行SRM所产生酸雨的速率比起由当前污染源所带来的值要小得多。SRM也不会涉及大气中二氧化碳浓度升高所带来的海洋酸化问题，以及它对海洋生态系统的影响。

没有传统的减排措施或潜在的CDR方法，人为排放的高浓度二氧化碳将长期存在于大气中，长达一千年之久，而且只要二氧化碳浓度维持在高水平，那么SRM就不得不一直持续下去。当二氧化碳浓度依旧很高时停止SRM，将会导致未来一二十年内气温迅速升高(见常见问题7.3，图2)，从而给生态系统与人类适应能力带来巨大的压力。

如果将SRM技术用于避免由二氧化碳浓度升高带来的后果，那么随着SRM的规模增加，其危险性、副作用和缺点将明显增长。有人提出利用有时间限制的SRM技术以及一些降低二氧化碳浓度的积极策略，以避免跨越气候阈值或临界点，否则将不可避免。对这些方法进行评估将需要一个非常谨慎的风险效益分析，这远远超出了本报告的范围。



常见问题7.3 图2 | 在两个理想条件下的实验中，全球平均(a)表面温度(℃)及(b)降水(%)的变化。实线是模拟使用太阳辐射管理(SRM)来平衡50年每年1%的二氧化碳浓度的增加，之后停止SRM。虚线是模拟每年1%的二氧化碳浓度的增加，但不使用SRM。黄框和灰框表示八个不同模型第25个到第75个百分位点。

常见问题

常见问题8.1 | 水汽对气候变化有多重要？

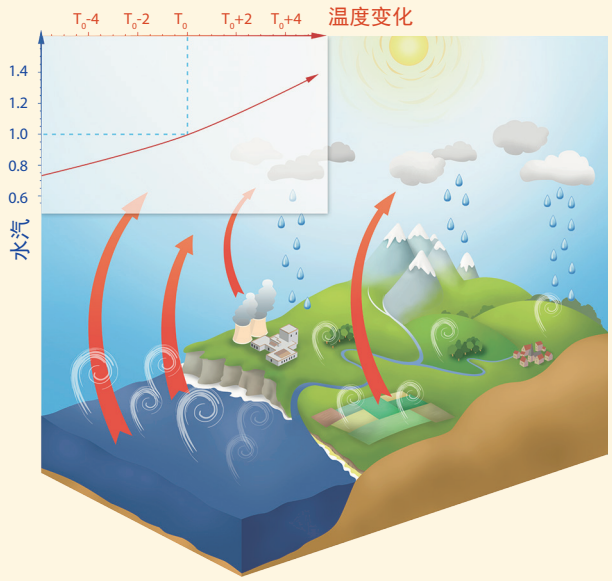
作为自然温室效应的最大贡献者，水汽在地球气候中扮演了重要角色。然而，大气中水汽的总量主要是由空气的温度而不是排放所控制的。出于这个原因，科学家认为水汽是一个反馈介质，而不是引发气候变化的强迫。灌溉或电厂降温带来的人为水汽排放对全球气候的影响微乎其微。

水汽在地球大气层中是主要的温室气体。水汽相对于二氧化碳(CO_2)对自然温室效应的贡献取决于核算方法，但可以认为比二氧化碳的贡献约大两至三倍。额外的水汽通过人为活动注入到大气中，主要是通过灌溉作物蒸发量的增加，同时还通过电厂降温，少量通过化石燃料的燃烧。因此，人们可能会问，谈及引发气候变化的强迫时，为什么对二氧化碳而不是水汽如此关注？

水汽的行为不同于二氧化碳的一个基本表现是：它能凝结和沉降。当高湿度的空气降温时，一些蒸汽凝结成水滴或冰粒并沉降。水汽在大气中通常会停留十天时间。水汽通过人为源头进入大气的流量比“自然”蒸发的要少得多。因此，它对整体浓度的影响可以忽略不计，并且对长期的温室效应没有显著作用。这就是为什么对流层水汽(通常低于10公里高度)不被认为是造成辐射强迫的人为气体的主要原因。

在平流层(大气层约10公里以上的部分)，人为排放对水汽确实有显著的影响。通过氧化作用，由人类活动导致的甲烷(CH_4)浓度的升高带来了额外的水源，这也部分解释了在平流层所观测到的变化。平流层中水的变化有辐射影响，被认为是一种强迫，并且可以进行评估。平流层水的浓度在过去几十年有显著不同。这些变化的完整范围还不是很清楚，可能与其说是一种强迫，不如说是加到自然变率中的反馈过程。平流层水汽对变暖的贡献，从强迫和反馈两方面来讲，都要比来自甲烷或二氧化碳的小得多。

空气中水汽的最大量由温度控制。极地地区从地表延伸到平流层的典型空气柱中每平方米可能只包含几千克水汽，然而热带地区类似的空气柱可以包含高达70千克的水汽。空气温度每升高一度，大气可以多保留7%的水汽(见常见问题8.1，图1，左上插图)。浓度的增加放大了温室效应，并且因此导致更多的变暖。该过程被称为水汽的反馈过程，这很好理解，也得到了量化。它出现在用于估算气候变化的所有模型中，其优点是与观测一致。虽然已观测到大气中水汽的增加，但人们认为这种变化是一种气候反馈(来自大气温度的升高)，不应解释为人为排放导致的辐射强迫。*(接下页)*



常见问题8.1，图1 | 水循环及其与温室效应相互作用的示意图。左上插图表示随着温度升高，空气中潜在的水汽含量相对升高(约7%/度)。白色卷装物表示蒸发，通过降水抵消，以实现水分平衡。红色箭头表示向外的红外线辐射，被水汽和其他气体部分吸收，该过程是温室效应的一个组成部分。平流层的过程没有包括在本图中。

常见问题8.1（续）

目前，水汽在地球大气中发挥着最大的温室效应作用。然而，其他温室气体，主要是二氧化碳，对维持水汽在大气中的存在是必要的。事实上，如果从大气中去除这些气体，其温度将下降到足以引起水汽减少，而导致温室效应下降失控，使地球骤然进入冰冻状态。所以，是温室气体而不是水汽提供了维持当前大气中水汽水平的温度结构。因此，虽然二氧化碳是主要的人为控制气候的按钮，但水汽是一种强有力并且迅速的反馈，它以一个介于二和三之间的典型系数放大任何初始强迫。水汽不是一个显著的初始强迫，然而却是气候变化的基本介质。

常见问题

常见问题8.2 | 空气质量的改善对气候变化有影响吗？

有影响，但取决于所限定的污染物，它们或会使气候变冷或会变暖。例如，尽管二氧化硫(SO_2)排放减少导致更多的变暖，而对氧化亚氮(NO_x)排放的控制同时具有降温(通过减少对流层的臭氧)和增温的作用(由于其对甲烷的寿命和气溶胶产生的影响)。空气污染也会影响到降水形态。

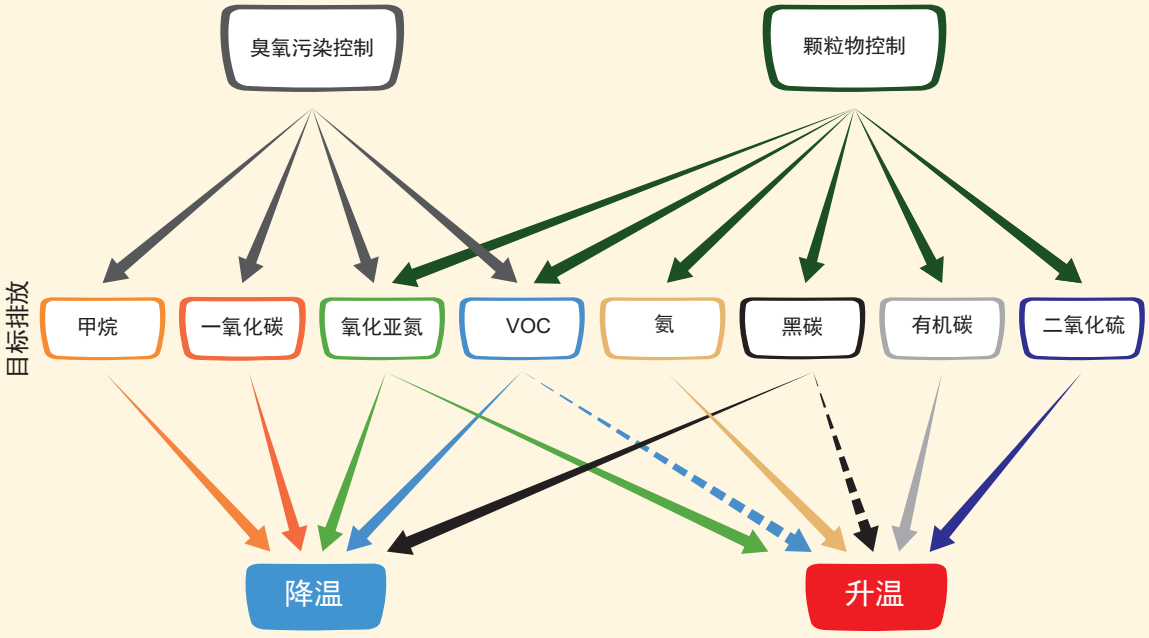
空气质量名义上是对臭氧、一氧化碳，NO_x和气溶胶(固体或液体颗粒物质)等空气表面污染物的一种衡量。暴露在这些污染物中会加重呼吸系统和心血管疾病、危害植物以及损害建筑物。由于这些原因，大部分主要城市中心尽量控制空气污染物的排放。

与二氧化碳(CO_2)和其他充分混合的温室气体不同，对流层臭氧和气溶胶可能只能在大气中保持几天到几周的时间，尽管在地球系统内的间接耦合可以延长它们的影响。这些污染物通常在其排放和形成的地区最有效，在那里它们可以迫使局地或区域性气候扰动，即便其全球平均效果较小。

根据其物理和化学特性，空气污染物对气候产生不同的影响。污染产生的温室气体主要通过短波和长波辐射影响气候，而气溶胶可以额外通过云-气溶胶的相互作用影响气候。

控制甲烷的人为排放(常见问题8.2，图1)来降低表面臭氧被认为是"双赢"局面。控制其他臭氧前体的后果并不总是清晰的。例如，控制NO_x的排放预期会具有降温效果，因为它们减少了对流层的臭氧，但相反其对CH_4寿命和气溶胶形成的影响更容易造成整体升温。

卫星观测已经证实，最近几十年东亚燃煤电厂的排放导致大气中二氧化硫(散射硫酸盐气溶胶的主要前体)浓度的上升。最新建成的电厂使用洗涤器来减少此类排放(虽然不是同时针对二氧化碳排放及其相关的长期气候变暖)。这改善了空气质量，但同时降低了硫酸盐气溶胶的降温效果，因此加剧了增温。气溶胶降温是通过气溶胶辐射和气溶胶-云相互作用起作用的，估计自前工业化时代以来为-0.9W m^{-2}(所有气溶胶相加，第8.3.4.3节)，现已增长，尤其是在20世纪下半叶这个人为排放急剧上升的时期。*(接下页)*



常见问题8.2，图1 |污染控制对特定排放的影响及对气候的影响示意图。黑色实线表示已知的影响；虚线表示不确定的影响。

常见问题8.2(续)

另一方面，黑碳或煤烟吸收大气中的热量(导致0.4W m^{-2}来自人为化石和生物燃料排放的辐射强迫)，并且当沉积在积雪上时，降低了其反射率或反射太阳光的能力。因此，减少黑碳的排放有降温作用，但黑碳与云额外的相互作用是不确定的，可能会消减一些变暖。

空气质量控制也可能会针对特定的人类活动领域，如交通或能源生产。在这种情况下，在所针对领域内共同排放的种类导致了化学和气候扰动的复杂组合。例如，生物燃料燃烧产生的烟雾中含有包括吸收和散射粒子以及臭氧前体的混合物，对于它对气候的综合影响是难以确定的。

因此，地表的空气质量控制将对气候产生一些影响。人们对有针对性的排放和气候之间的一些耦合仍然知之甚少或尚未证实，包括空气污染物对降水形态的影响，因此很难完全量化这些后果。同样地，气候变化对空气质量的潜在影响有一个重要的歪曲。尤其是，污染地区地表臭氧和温度之间观测到的相关性表明，单单是气候变化导致的温度升高可能加重夏季污染，暗示着“气候惩罚”。该惩罚意味着为了达到一个具体的目标，将需要对地表臭氧进行更严格的控制。此外，停滞事件的频率和持续时间的预期变化可能影响空气质量状况。这些特征将根据区域而有所变化，且很难评估，但对这些过程更好地理解、量化和建模将弄清空气污染物和气候之间的整体互动关系。

常见问题

常见问题9.1 | 气候模型变得越来越好了吗?我们又怎么知道呢?

气候模型是极其复杂精妙的计算机程序，概括了我们对气候系统的理解，并根据当下可行性尽可能真实地模拟大气、海洋、陆面、冰雪、全球生态系统和各种化学及生物过程的复杂交互。

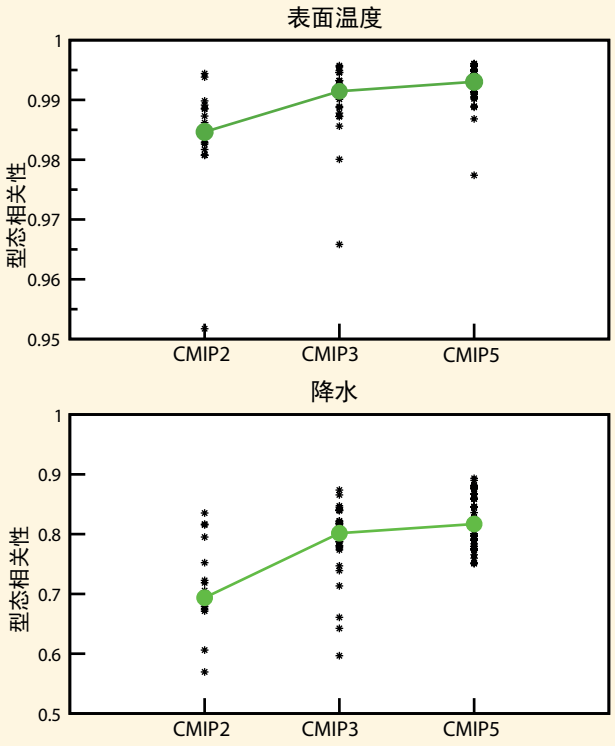
自从1990年IPCC的《第一次评估报告》以来，气候模型(云、陆面相互作用等物理过程的表示以及许多模型中全球碳和硫循环的表示)的复杂性持续增加，所以从这个意义上，当前的地球系统模型远比那个时代的模型要"好得多"。自《第四次评估报告》以来，这种发展一直在持续，同时其他因素也促成了模型的改进。更强大的超级计算机允许当前模型解决更精细的空间细节。今天的模型也反映了对气候运作过程的进一步理解 - 这些理解来自持续不断的研究和分析以及改进后的新观测。

原则上，当今的气候模型比它们的前辈们更好。然而，为了改善模拟气候的某些方面而增加的每一点复杂性也带来了新的可能的误差来源(例如，通过不确定参数)以及模型组件之间的新的交互，这样的交互可能(如果只是暂时的)降低了模型模拟气候系统其他方面的能力。此外，尽管已经取得了进展，仍然存在许多过程细节上的科学不确定性。

一个重要的考虑是，模型性能的评价只与过去的观测(加上考虑自然内部变率)相关。为了在未来对这样的模型预测有信心，必须很好地模拟历史气候(及其变率和变化)。模型评估的范围(就可获得的观测的种类和数量而言)、更好地协调模型实验的可获得性以及各种性能指标的扩大使用，提供了更多有关模型性能的量化信息。但仅此一点可能是不够的。尽管天气和季节气候预测能够定期核实，但跨度一个世纪以上的气候预测却不行。当人为强迫驱使气候系统面对器测记录没有观测到的情况时，更为如此，而且这将始终是一个局限。

量化模型的性能是以往所有IPCC第一工作组报告的特色主题。回顾这些早期的评估，可以大概了解已经取得的进展。过去的报告通常都提供一个相当广泛的模型性能的调查，显示各种气候量值的模型计算版本和对应的观测估计之间的差异。

不可避免的是，对于某些气候变量，一些模型比其他的性能更好，但总体上没有任何一个模型是 "最好的"。最近，在计算各种性能指标上有一些进展，它根据一个简单的数值得分，综合地关联模型的性能与一系列不同的观测。当然，这种分数的定义、它是如何计算的、所使用的观察结果(它们有自己的不确定性)以及其各分数相结合的方式都是重要的，并且会影响最终结果。*(接下页)*



常见问题9.1，图1|耦合模型相互比较方案的最近三个阶段(CMIP2，大约在2000年的模型；CMIP3，大约在2005年；以及CMIP5，目前这一代模型)的结果所显示的，模拟年平均温度和降水形态的模型性能。这幅图显示了被观测和建模的温度(上图)同降水(下图)之间的相关性(形态相似性的度量)。值越大，表明建模的和观测到的空间形态之间的对应关系越好。黑色符号表示一些个别模型的相关系数，大型绿色符号表示中间值(例如，一半的模型结果在其上，另一半在其下)。通过增加连续几代模型的相关性，模型性能的改进明显增加。

常见问题9.1(续)

不过，如果度量计算一致，可以比较不同的几代模型。

这种比较的结果普遍显示，虽然每一代展示了一个性能上的范围，但是在每两代模型之间，模型的平均性能指标稳步提高。模型性能随时间变化的例子显示在常见问题9.1，图1中，并显示出持续(虽然不大)的改进。意思的是，性能最差和最好的模型都显示出有改进，而且这种改善出现的时候伴随着模型复杂性的提高和对大气和海洋耦合(所谓的"流量调整")的人工调整的消除。带来这种改进的部分原因包括对各种气候过程的进一步了解和这些过程在气候模型中更好的表示。更全面的地球观测也推动了改善。

所以，是的，气候模型正在变得越来越好，而且我们可以根据历史观测并使用定量的性能度量来展示这一点。虽然未来气候预估不能被直接评价，气候模型在很大程度上基于可证实的物理原理，并能重现过去应对外部强迫的许多重要方面。通过这种方式，它们可科学地预示气候是如何响应不同的人为强迫情景的。

常见问题

常见问题10.1 | 气候一直在变化。我们如何确定观测到的变化的原因？

观测到的气候长期变化（超过十年的时间尺度）的原因是通过确定预期的气候变化不同原因的“指纹” 是否存在于历史记录来进行评估的。这些指纹来源于对个别气候强迫所引起的气候变化的不同形态的计算机模型模拟。在数十年时间范围内，这些强迫包括诸如温室气体的增加或太阳亮度的变化等过程。通过将模拟的指纹形态与观测到的气候变化进行比较，我们能够确定观测的变化是否通过这些指纹形态或者自然变率（不由任何强迫引发）得到最好的解释。

在观测到的20世纪气候变化的形态中，人类引起的温室气体增长的指纹是明显清晰的。除此之外，这些观测的变化不能通过自然强迫或是由气候模型模拟的自然变率的指纹来解释。因此，归因研究支持这一结论，即“1951年至2010年间观测到的全球平均表面温度一半以上的增加极有可能是由人类活动所造成的。”

地球的气候一直在变化，而且可能由多种原因引起。要确定所观测到的变化的主要原因，我们必须首先确定观测到的气候变化是否不同于完全不由任何强迫引起的其他波动。不由强迫引起的气候变率 - 所谓的内部变率 - 是气候系统中过程的结果。大尺度的海洋变率，如太平洋的厄尔尼诺-南方（ENSO）涛动，是在十年至百年时间尺度上内部气候变率的首要来源。

气候变化还可能来自气候系统外的自然强迫，如火山爆发或太阳亮度的变化。诸如此类的强迫可引起那些地质记录中清晰记载的剧烈变化。人类造成的强迫包括温室气体排放或大气颗粒物污染。这些强迫中任意一个，不管是自然的或人为造成的，都能影响内部变率，并导致平均气候的变化。归因研究试图确定观测到的气候中能检测到的变化的原因。在过去一个世纪中，我们知道全球平均气温已经升高，因此，如果观测到的变化是由强迫引起的，那么主要的强迫一定是导致气候变暖而不是变冷的强迫。

正式的气候变化归因研究都是通过气候模型的对照实验来进行的。经模型模拟的对特定气候强迫的响应通常被称为这些强迫的指纹。为了产生一个有意义的气候变化归因评估，气候模型必须可靠地模拟这些与单个强迫相联系的指纹形态以及无强迫的内部变化形态。没有模型能够完美地再现气候的所有特征，但很多详细的研究表明，采用当前模型的模拟对于进行归因评估确实是充分可靠的。

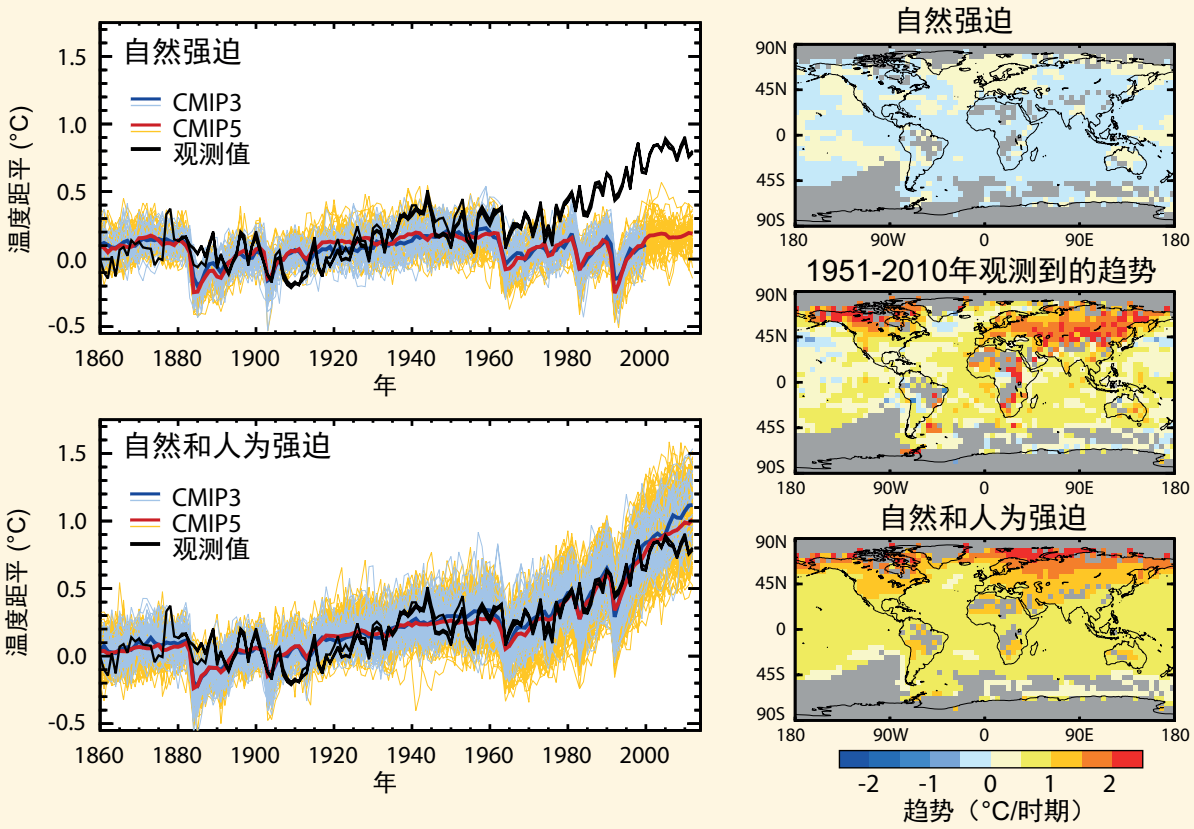
常见问题10.1，图1说明了在20世纪后期关于全球表面温度变化的指纹评估的一部分。在20世纪下半叶所观测到的变化，在左边图上由黑色时间序列显示，比预期的只因内部变率引起的变化更大。只模拟自然强迫（左上方图中的黄色和蓝色线）无法重现20世纪后期全球地表变暖的变化，其空间变化形态（右上）与观测的变化形态（右中）完全不同。模拟包括自然和人为造成的强迫，它更好地表现了时间变化率（左下）以及观测到的表面温度变化的空间形态（右下）。

左侧两张图都显示该计算机模型再现了自然作用导致的地表变冷的观测值，该观测的时间是在主要火山喷发之后的一年或两年（如发生在1982年和1991年）。自然强迫的模拟捕捉到火山爆发之后短暂的温度变化，但只有自然强迫结合人为引起的强迫才能模拟出更长时间的变暖趋势。

除了常见问题10.1，图1所示的表面温度结果外，更完整的归因评估将考察地表以上的温度以及其他可能的气候变量。当更多的变量被考虑进评估后，与个别强迫相联系的指纹形态会变得更容易辨别。*（接下页）*

常见问题10.1（续）

总体而言，常见问题10.1，图1显示了观测到的温度变化的形态与单独响应自然强迫的形态显著不同。对所有强迫的模拟响应，包括人为强迫，很好地匹配了观测到的表面变化。如果不包括对人为强迫的响应（包括温室气体、平流层臭氧和气溶胶），我们就不能正确地模拟最近观测到的气候变化。自然原因引起的变化仍在气候系统中发挥着作用，但最近温度的趋势很大程度上归因于人为强迫。



常见问题10.1 图1 | （左）从1860年至2010年间全球和年均表面温度变化的时间序列。左上图显示只由自然强迫驱动的两种融合的气候模型，用细蓝色和黄色的线表示；集合平均温度变化用粗蓝线和红线表示。三种不同的观测预估用黑线表示。左下图显示相同模型的模拟，但由自然强迫和人类引起的温室气体和气溶胶的变化共同驱动。（右）1951年至2010年局地表面温度变化趋势的空间形态。上图表示仅由自然强迫驱动的耦合模型比对项目第5期（CMIP5）模拟的大集合形成的趋势形态。下图表示由自然+人为强迫驱动的响应模拟所集合的趋势。中图表示同时期哈德利中心/气候研究小组的网格化表面温度数据集4（HadCRUT4）所观测到的趋势形态。

常见问题

常见问题10.2 | 何时人类对气候的影响会在局地尺度显现？

人为造成的变暖已经在一些热带局地地区显现，尤其是在一年中的温暖季节。在未来几十年，中纬地区将明显变暖，首先是在夏季。预计这一趋势在那里会较为缓慢出现，尤其是在冬季，因为自然气候变率随着离赤道的距离增大，还会在寒冷季节增大。在许多地区已经检测到的温度变化趋势归因于人类的影响。对温度敏感的气候变量，如北极海冰，也显示出归因于人类影响的检测到的趋势。

与全球变化有关的气候变暖趋势在平均全球气温方面一般比在局地温度的时间序列方面更为明显（这里，“局地”一般指个别地区或小区域的平均数）。这是因为大多数的局地气候的局地变率在全球平均值上得到了平均。在许多地区发现的多年代际气候变暖趋势被认为是在人们期望的气候系统自然内部变化趋势的范围之外，但是当局地平均气候从年际变率的“噪点”中出现时，这种趋势只会变得明显。这种情况发生有多迅速取决于气候变暖的趋势的速度和局地变率。未来的气候变暖趋势无法准确得到预测，尤其是在局地尺度，因此变暖趋势在未来出现的时间不能准确地估计。

在一些热带地区，气候变暖的趋势已经出现自局地变率（常见问题10.2，图1）。这种情况在热带地区发生更加迅速，因为那里的气温变化比世界其他地区少。预测的气候变暖可能直到21世纪中叶才在中纬度地区出现 - 即使那里的变暖趋势更显著 - 因为那里的局地温度变化比热带地区明显更大。按季节来讲，夏季局地温度变化往往小于冬季。因此，升温往往首先出现在一年中比较暖和的时候，甚至出现在一些冬季变暖趋势更明显的地区，比如欧亚大陆中部，见常见问题10.2，图1。

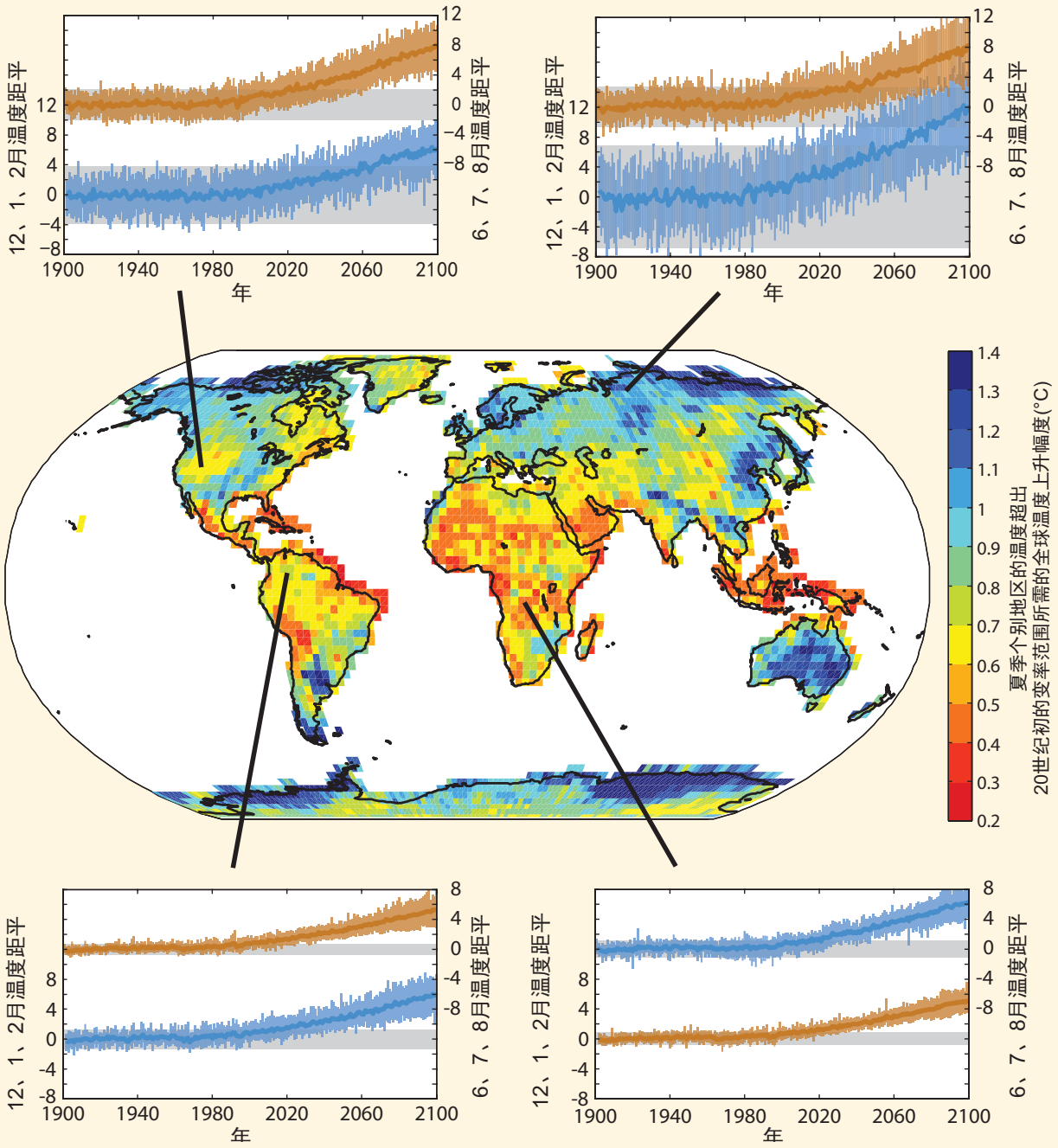
陆地表面温度之外的变量，包括一些海洋地区，也显示与自然变化不同的长期变率。例如，北极海冰范围下降非常迅速，并已经显示出人类产生的影响。另一方面，局地降水趋势也很难探测，因为大多数地区降水的变化相当大。整个北半球大部分地区出现创纪录的夏季高温的概率增加了。目前被认为极端的高温预计在未来几十年将更接近常态。寒潮等其他极端事件的概率已有所减少。

在目前的气候环境下，个别极端天气事件不能明确地归因于气候变化，因为这些事件也有可能发生在一个不变的气候中。然而，发生此类事件的概率可能在特定的地点发生了显著的变化。根据预测，人类活动引起的温室气体的增加可能极大地提高了一些热浪的概率。同样，气候模型研究表明，增加的温室气体对北半球部分地区所发现的强降水事件的显著加剧发挥过作用。然而，许多其他极端天气事件的概率可能没有太大的改变。因此，将每一个新的气象记录归因于气候变化是不对的。

预测的变暖趋势的未来出现日期还取决于局地气候变率，它可以暂时升高或降低温度。此外，常见问题10.2,图1预估的局地温度曲线是基于由同一个假设的未来排放情景所推动的多个气候模型模拟。不同速率的大气温室气体的积累会导致不同的气候变暖趋势，所以模型变暖的预估（常见问题10.2，图1的彩色阴影部分）离散将更宽，如果该图包括了温室气体排放情景离散的话。从20世纪局地变率（与变化速率无关）出现的夏季温度变化所需的温度升高在常见问题10.2,图1的中间地图上有所描述。

对于人类活动影响局地气候将何时显现这一问题，完整的答案取决于人们认为所掌握的证据是否确凿，是否足以让一件事变得“显而易见”。气候变化对局地尺度有所影响这方面最有说服力的科学证据来自于对全球状况的分析，并来自于气候系统中的大量证据：许多观测到的变化均与人类影响有联系。*（接下页）*

常见问题10.2（续）



常见问题10.2，图1 | 夏季(红色曲线，代表热带和北半球的某些地点六月、七月和八月或南半球的十二月、一月和二月)和冬季(蓝色曲线)的四个具有代表性地点显示的预估温度变化的时间序列。每个时间序列由24个不同的模型模拟产生的预估变化(粉色代表局地温暖季节，蓝色代表局地寒冷季节)范围所包围，是从使用20世纪初的条件由模型模拟的灰色自然局地变率范围中产生的。气候变暖的信号首先在夏季出现在热带地区。中间地图显示了夏季个别地区的温度从20世纪初的变率框出现所需的全球温度上升(℃)。需要注意的是，温暖的颜色表示所需幅度最小的温度升高，因而也是最早出现的时间。所有的计算都是基于耦合模型比对项目第5期(CMIP5)由典型浓度路径8.5(RCP8.5)排放情景推动的全球气候模式模拟。预估变化和自然变率的范围被定义为±2个标准差。(改编和更新自Mahlstein等人，2011)

常见问题

常见问题11.1 | 如果你无法预测下个月的天气，你如何预测未来十年的气候？

虽然天气和气候相互交织，但实际上它们并不相同。天气是给定时间和地点的大气状态，每时每天都可能发生变化。而另一方面，气候一般指十年或更长时间天气状况的统计。

在不需要准确预测天气的条件下预测未来气候的能力比表面看起来更加普遍。例如，人们可以在春末准确地预测（例如）墨尔本当年夏季的平均气温将很有可能远远高于最近几个春季的平均气温，尽管无法准确预测当年夏季一周以上的逐日天气。这个简单的例子说明，存在一些因素-在这个例子中是到达南半球的太阳辐射的季节性循环 - 能够加强预测今后一个时期气候变化的技能，而不依赖于同一时期预测天气的准确性。

用来定义气候的天气条件统计包括：气温和降雨量的长期平均值及其变率的统计，如逐年降雨量变率与长期平均值的标准偏差，或者低于5℃的天数频率。长期气候变量的平均值被称为气候平均值。它们可以适用于个别月份、季节或全年。气候预测将解决这样的问题，如：“今年夏季的平均温度比往年夏季长期平均值高的可能性有多大？”或者“未来十年比过去几十年温暖的可能性有多大？”更具体地说，气候预测可能会回答这样的问题：“未来10年的平均温度（以中国为例）超过中国过去30年的平均温度的概率有多大？”气候预测不会预测未来天气的逐日具体变化。相反，它们提供未来气候变量统计的长期变化的概率。

另一方面，天气预报则提供未来特定时间的逐日天气预测。它们帮助解决这样的问题，如：“明天会下雨吗？”有时候，天气预报以概率的形式给出。例如，天气预报可能会说：“明天阿皮亚降雨的可能性是75%”。

要进行准确的天气预报，天气预报员需要关于当前大气状况的非常详细的信息。大气的混沌特性意味着，“初始条件”的描述中甚至最微小的错误也通常会导致约一周以上的预报不准确。这就是所谓的“蝴蝶效应”。

气候科学家们不会试图或声称预测未来几个季节、几年或几十年的详细天气变化情况。另一方面，尽管有蝴蝶效应，气候方面可以预测的假设是有合理科学依据的，虽然这种预测不准确。例如，长生命期大气温室气体浓度的升高往往会增加未来几十年的表面温度。因此，过去的信息可以帮助预测未来的气候。

某些类型的自然发生的所谓“内部”变率 - 至少在理论上 - 可以延伸预测未来气候的能力。内部气候变率来自于气候系统固有的不稳定性。如果这种变率包括或导致广泛的、长期的海洋上层温度异常，这将在局地和远距离推动高层大气发生变化。厄尔尼诺-南方涛动现象可能是这种内部变率最著名的例子。与厄尔尼诺-南方涛动相关的变率以部分可预测的方式展开。蝴蝶效应是存在的，但它需要更长时间才能强烈影响一些与厄尔尼诺-南方涛动相关的变率。

气象部门和其他机构充分利用了这一点。它们开发出了季节至年际预测系统，使自己能够使用可论证的预测技能定期预测季节性气候异常。在不同的地点和不同的变量之间，技能会有显著的变化。预测越是深入到未来，技能趋于减弱，有些地方甚至没有技能可言。这里 “技能”用其技术层面的意思：它用来衡量一个预测比一些典型的简单预测方法（如假设在预测期内最近的异常情况将持续存在）的准确性高多少。*（接下页）*

常见问题11.1（续）

天气、季节-年际和年代际的预测系统在很多方面都很相似（例如，它们都包含相同的大气数学方程式，它们都需要指定初始条件来启动预测，而且都受到蝴蝶效应带来的对预测准确性的限制）。然而，年代际预测不像天气和季节至年际预测那样成熟，它尚处于起步阶段。但年代际预测系统显示出一定程度的后报能力，可后报出全球大部分地区至少达9年的近地表温度。“后报”是对过去事件的预测，只有该事件之前的观测信息被输入预测系统，用来进行预测。该技能的大部分被认为来自外部强迫。“外部强迫”是气候科学家用来指气候系统外部导致气候系统变化的作用力的一个术语。它包括长期温室气体浓度的增加。

理论表明，预测年代际降雨量的技能应该小于预测年代际表面温度的技能，而后报的表现也符合这种期望。

目前的研究旨在改善年代际预测系统，并加强对任何明显技能的原因的理解。确定额外信息从内部变率实际上转化为提高的技能的程度是关键问题。虽然预测系统有望在未来数十年得到改善，气候系统的混沌性质以及由此产生的蝴蝶效应总是会对预测技能带来不可避免的限制。不确定性的其他来源是存在的。例如，火山喷发会影响气候，但它们的发生时间和程度是无法预测的，未来的火山喷发是若干不确定性的其他来源之一。此外，拥有足够的海洋数据进行初始化和评估年代际预测的时间太短，这也提出了重大挑战。

最后，请注意年代际预测系统的目的是利用外部强迫的和内部产生的这两个可预测性来源。气候科学家将年代际预测和年代际预估加以区分。预估仅利用外部强迫产生的预测能力。虽然以前的IPCC评估报告仅仅侧重于预估，该报告还评估了年代际预测研究及其科学依据。

常见问题

常见问题11.2 | 火山喷发如何影响气候和我们预测气候的能力？

大型火山喷发向大气层高层（也称为平流层）喷射二氧化硫气体，经与水反应，形成硫酸液滴组成的云，从而影响气候。这些云将太阳光反射回太空，阻止其能量到达地球表面，从而使其降温，同时也使低层大气降温。这些高层大气的硫酸云也在局地从太阳、地球和低层大气吸收能量，从而使高层大气升温（参见常见问题11.2，图1）。在地表降温方面，举个例子，1991年菲律宾的皮纳图博火山喷发，向平流层射入约2000万吨二氧化硫（SO_2），将地球降温约0.5℃并长达一年。在全球范围内，火山喷发也减少了降雨量，因为地表减少的入射短波可由潜伏热量（即蒸发之后的降雨）的减少来补偿。

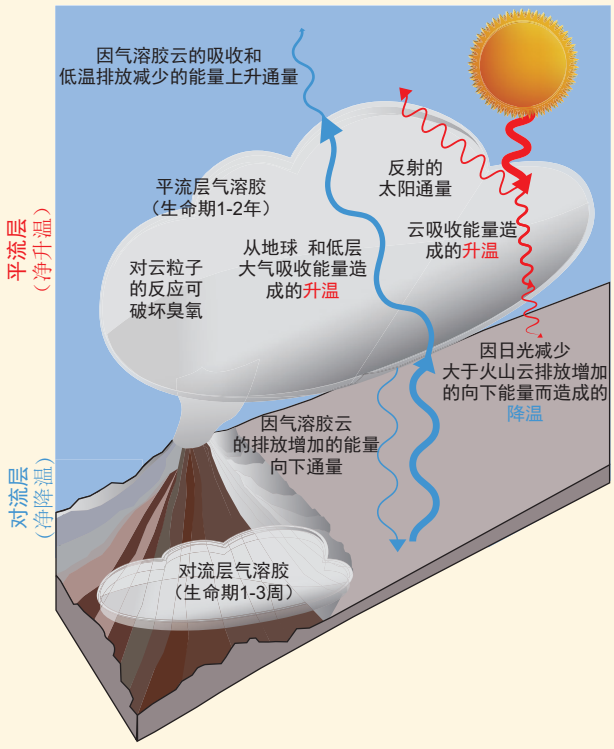
为了预测气候，可以预计火山喷发会造成未来一年左右显著的全球表面降温和高层大气升温。问题在于，即使可以检测到一个火山已经变得更加活跃，但无法预测精确的火山喷发时间，或射入高层大气的SO_2的量以及如何分散。这是气候预测中不确定性的来源。

大型火山喷发产生大量的颗粒，也被称为灰或火山灰。然而，这些颗粒很快就（在几天或几周之内）从大气层掉落出来，所以它们不会影响全球气候。例如，1980年圣海伦斯火山喷发影响了美国西北部表面温度好几天，但是，因为它只排放了极少量的二氧化硫进入平流层，因此没有检测到对全球气候有影响。如果大型的、高纬度地区火山喷发将硫磺射入到平流层，这只会对火山喷发发生的半球产生影响，而且影响也最多只会持续一年时间，因为火山喷发产生的平流层云只存在几个月时间。

热带或亚热带火山会产生更多的全球表面或对流层降温。这是因为由此形成的硫酸云在高层大气可持续一至两年时间，而且能覆盖地球大部分地区。然而，它们对区域气候的影响是难以预测的，因为平流层硫酸盐气溶胶的分布在很大程度上取决于火山喷发时大气层的风力条件。此外，地表的降温效应通常是不均匀的：因为大陆比海洋的降温幅度大，夏季风会减弱，从而减少亚洲和非洲的雨水。由于热带火山喷发产生的高层大气层云也从地球吸收太阳光和热量，在热带地区比高纬度地区的高层大气产生更多的升温，因此气候的反应变得更加复杂。

过去的250年中最大的火山喷发刺激了科学研究。1783年冰岛拉基火山喷发后，欧洲出现了创纪录高温的夏季，随后是非常寒冷的冬季。两次火山大喷发，一次是1809年发生的、无法识别的火山喷发，另一次是1815年发生的坦博拉火山喷发，导致1816年成为“没有夏季的一年”。当年欧洲和美国的农业歉收导致粮食短缺、饥荒和暴动。

50多年来最大的一次火山喷发，即1963年发生的阿贡火山喷发，导致了许多现代的研究，包括观测和气候模型计算。随后的两次大喷发，即1982年埃尔奇琼火山喷发和1991年皮纳图博火山喷发，促进我们开展工作，导致我们目前对火山喷发对气候影响的认识。*（接下页）*



常见问题11.2，图1 | 大型热带或亚热带火山如何影响高层大气（平流层）和低层大气（对流层）温度的示意图。

常见问题11.2（续）

火山云在平流层只停留几年时间，所以它们对气候的影响也相应较短。但连续大喷发的影响可以持续更长的时间：例如，13世纪末发生过四次大喷发 - 每十年发生一次。第一次发生在公元1258年，是1000年以来最大的一次火山喷发。这一系列的火山喷发使北大西洋和北极海冰降温。另一个相关时期是1963年至1991年期间，发生了三次大型火山喷发和几次小型喷发（关于这些喷发如何影响大气成分并降低地面的短波辐射，见第8章）。

火山学家可以检测到什么时候火山会变得更加活跃，但他们无法预测火山是否会喷发，或者如果火山喷发，可能向平流层喷射多少硫磺。尽管如此，火山以三种截然不同的方式影响着预测气候的能力。首先，如果剧烈的火山喷发向平流层射入大量的二氧化硫，该影响可以纳入气候预测。其中还涉及到很大的挑战和不确定性的来源，如收集对火山云的良好观测资料，并计算其存在期间会如何移动和变化。但是，根据观测资料和对最近火山喷发的成功建模，一些大型火山喷发的影响可以纳入预测。

第二个影响是，火山喷发是我们的预测中不确定性的潜在来源。火山喷发无法事先预测，但它们会发生，在局地和全球范围造成短期的气候影响。原则上，这种潜在的不确定性可以通过将随机喷发或根据某种将喷发纳入我们近期集合气候预测的情景加以解释。这方面的研究还需要进一步探索。本报告中的未来预估不包括未来的火山喷发。

第三个影响，历史气候记录可以与对观测的硫酸盐气溶胶的估算一起使用，以测试我们的气候模拟的逼真度。虽然爆炸性火山喷发的气候响应是其他一些气候强迫的有用的类似物，但也存在局限性。例如，成功模拟一次火山喷发的影响，可以帮助我们验证用于季节和年际预测的模型。但通过这种方式，并不能对下个世纪全球气候变暖涉及的所有机制进行验证，因为这些涉及到长期的海洋反馈，这比应对个别火山喷发的时间尺度更长。

常见问题

常见问题12.1 | 为什么使用这么多的模型和情景来预估气候变化？

未来的气候一部分是由未来排放的温室气体、气溶胶的多少及其他自然和人为强迫来决定的。这些强迫在气候系统的外部，但会改变气候的行为。未来的气候定形于地球对那些强迫的响应以及气候系统固有的内部变率。对未来排放的幅度和速度的一系列假设有助于科学家设想出不同的排放情景，气候模型预估正是以此为基础的。同时，不同的气候模型可提供对地球对那些强迫的响应以及自然气候变率的替代表示。模拟应对各种不同情景的模型集合起来可绘制出一系列可能的未来，并帮助我们了解其不确定性。

可以说，预测社会经济的发展甚至比预测物理系统的演化更加困难。它要求预测人类行为、政策选择、技术进步及国际竞争与合作。常见的方法是使用未来似乎可信的经济社会发展的情景，未来温室气体的排放及其他强迫因素正是由此导出的。一般情况下，还做不到将多种可能性分配给个别强迫情景。相反，可将一组选项用于一系列的可能性。来自不同强迫情景的结果可为决策者提供不同选择和一系列可能的未来，以供考虑。

气候的内部波动由大气与海洋等组成部分之间的互动自发产生。在近期气候变化的情况下，它们可能会掩盖外部扰动的影响，如温室气体的增加（见第11章）。然而，从长远来看，预计外部强迫的影响将占主导地位。根据气候模式的模拟预估，数十年后，未来人为温室气体和其他强迫因素 - 以及气候系统对其做出的反应 – 等不同情景将以不同的方式影响全球平均气温的变化（常见问题12.1，图1，左图）。因此，评估这些不同的情景和反应的后果是极为重要的，尤其是在考虑政策决定时。

气候模型建立在主导我们的气候系统的物理原理和实证理解的基础上，并代表模拟过去和未来的气候和气候变化所需要的复杂的、相互作用的过程。与过去观测的类比或从最近趋势的推断对于预估来说都是不充足的策略，因为未来不一定是我们迄今所见状况的一个简单延续。

虽然有可能写下决定大气与海洋行为的流体运动方程，但却不可能不通过电脑模型模拟、使用数值算法来求解这些方程，正如航空工程依靠相似类型方程的数值模拟一样。此外，许多小规模的物理、生物和化学过程，例如云过程，则不能被这些方程描述，或是因为我们缺乏足够精细的分辨率来描述系统的计算能力，无法直接模拟这些过程，或是因为我们仍然对驱动这些过程的机制有着片面的科学理解。这些需要通过气候模型内所谓的参数化来作近似处理，由此在直接模拟和近似量之间建立起数学的关系，经常是在观测到的行为基础上进行。

鉴于计算和观测存在局限性，因而有各种替代和同样看似可信的数值表示、解决方案和近似值来为气候系统建模。这种多样性被认为是气候建模界健康的一面，并可形成一系列全球和区域尺度上看似合理的气候变化预估。该范围为量化这些预测中的不确定性提供了基础，但由于模型的数量相对比较少，模型输出对公共档案馆的贡献是自愿的，对未来可能状况的采样既不系统也不全面。此外，一些不足之处仍然存在，这对所有的模型都很普遍；不同的模型有不同的优点和缺点；目前尚不清楚，可以通过观测来评估的模拟质量的哪些方面用以指导我们对未来模型模拟的评估。*（接下页）*

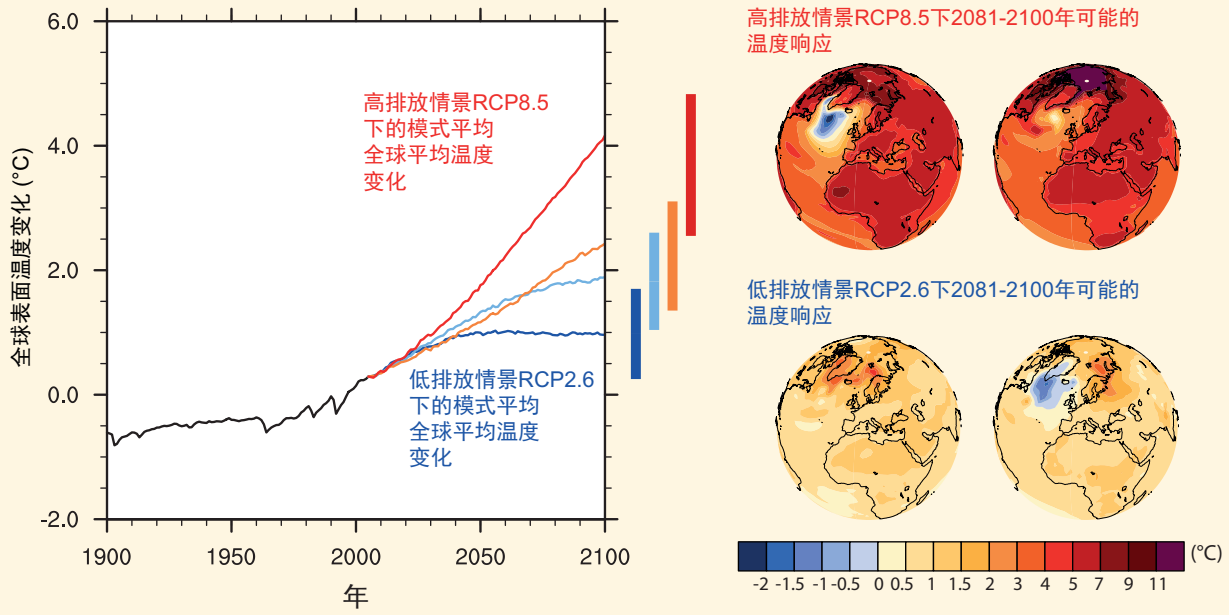
常见问题12.1（续）

复杂程度不同的模式通常用于不同的预估问题。速度较快而分辨率较低的模式，或者对一些气候过程较简化的描述，可用于需要长达多个世纪的模拟或者需要多种实现的情况。简化模型可以充分代表大型平均数量（如全球平均温度），但是更为精细的内容（如区域降水量）只能使用复杂的模式进行模拟。

科学界加紧努力协调模式实验和各组织的成果（如耦合模式比对项目（CMIP）、世界气候研究计划及其气候模式工作组），以评估各模式模拟过去和当前气候以及比对未来气候变化预估的能力。当前气候科学界使用'多模式'方法作为标准化的技术，来评估特定气候变量的预估。

常见问题12.1,图1，右图显示的是到21世纪末，两种解释性模式、以及最高和最低RCP情景的温度响应。各种模式在地球表面变暖的大型形态方面结果是一致的，例如，陆地将比海洋的变暖速度快，而北极将比热带地区的变暖速度快。但是上述模式在针对全球响应的同一情景以及在小范围，即区域响应方面的幅度都存在差异。例如，北极扩大的幅度在不同模式之间存在差异，而且模式的子集显示北大西洋变暖较弱并且有小幅降温，这是深海形成的减弱以及洋流的变化所致。

在未来外部强迫以及气候系统对其影响都存在不可避免的不确定性，而且内部产生的变率使其更为复杂。使用多个情景和模式已成为一种标准的选择，以评估和描述它们，从而使我们能够描述广泛的未来地球气候可能的演变。



常见问题12.1，图1 | 耦合模式比对项目第5阶段（CMIP5）所有模式（相对于1986-2005年）中四个典型浓度路径（RCP）情景模拟的全球平均温度变化：RCP2.6（深蓝色）、RCP4.5（浅蓝色）、RCP6.0（橙色）和RCP8.5（红色），32、42、25和39模式分别用于这4个情景。到21世纪末全球温度变化可能的范围用垂直柱块表示。请注意，这些范围适用于两个20年平均值的差值，即2081-2100年相对于1986-2005年，这解释了处于中心位置的柱块意义：其值比年度轨迹的终点小。对于最高（RCP8.5）和最低（RCP2.6）情景，两个CMIP5模式显示了到21世纪末（2081-2100年相对于1986-2005年）地球表面温度变化的示意图。选择这些模式是为了显示更为广泛范围的响应，但是这组选择不代表模式响应不确定的任何量值。

常见问题

常见问题12.2 | 地球水循环将如何变化？

地球气候系统中水的流量和储量差异很大，但是预计到本世纪末会出现其他因自然变率之外因素引起的变化。全球变暖后，降雨量、表面蒸发量和植物蒸腾量都会出现净增加。然而，不同地区的变化存在显著的差异。一些地区的降水量会增加，随之陆地上累积的水也会增加。在其他地区，由于区域性干旱以及冰雪量损失，水量会减少。

水循环包括存储在地球上的水的所有阶段，以及水在地球气候系统中的运动。在大气中，水主要以气体（水汽）的形式存在，但也以冰或液体水的形式存在于云中。海洋自然主要是液体水，但在极地地区也有部分的海洋被冰所覆盖。陆地水主要以地表水（如湖泊和河流）、土壤水分和地下水的形式存在固体陆地水存在于冰盖、冰川、地表冰雪以及多年冻土和季节性冻土中。

一些关于未来气候的观点认为水循环会加速，但这可能会引起误解，因为严格来讲，这意味着在所有的地方将发生更多的水循环并且随时间的推移将越来越快。世界部分地区的水循环将确实会加剧，届时将有更大量的水从储水库输入和输出，同时水的运动也会加速。然而，气候系统的其他部分将消耗大量的水，因而水的运动将减少。一些储水库甚至会消失。

随着地球变暖，一些变化的总体特征将会发生，以响应变暖了的气候。这些变化受全球变暖施加给气候系统的能源量控制。所有形式的冰将融化得更快，但不会很普遍。例如，对于一些本报告中评估的模拟，夏季北极海冰将在本世纪中叶前消失。大气将承载更多的水汽，而观测和模式结果表明这种情况已经发生了。到21世纪末，大气水汽的平均量可能增加5-25%，这取决于人类排放温室气体和辐射活性颗粒（如烟雾）的总量。地球表面水的蒸发将加速。海平面将上升，因为海水变暖的扩张以及陆地冰融化流入海洋（见常见问题13.2）。

气候系统的复杂性可以调整这些总体变化，以使它们不会预期同时出现在所有地方或以同样的速度出现。例如，水在大气、陆地和海洋中的循环可以随着气候的变化而变化，在一些地方水很集中而在另一些地方则枯竭了。一年中的变化也不同：有的季节比其他季节潮湿。因此，本报告中评估的模式模拟显示，亚洲北部冬季降水量可能增长50%以上，而夏季降水预计几乎不变。人类还通过水务管理和土地利用变化直接干预水循环。不断变化的人口分布和用水习惯将进一步促进水循环的变化。

水循环过程可以在几分钟、几小时、几天或更长的时间发生，可以在从几米到几千米甚至更远的距离发生。这些尺度的变率通常大于温度的变率，因此气候变化在降水方面难以辨别。尽管复杂，对于未来气候的预估显示，在很多模式和气候强迫情景中这种变化很常见。AR4中也报告了类似变化。这些结果都表明已很好地了解了变化的机制，即使变化幅度是依模式和强迫而变的。此处我们侧重于陆地的变化，其中水循环的变化对人类和自然系统的影响最大。

本报告评估的模拟预估的气候变化（见常见问题12.2图1中的示意图）总体显示，在最极端排放的情景下，到21世纪末，热带深海和极地纬度的部分区域降水增长可能超过50%。与此相反，亚热带的大部分地区可能减少30%或以上。在热带地区，这些变化似乎是由于大气水汽增加以及大气环流的变化引起的，而大气环流会进一步将水汽集中在热带从而促进热带的降水增加。在亚热带，这些环流变化同时会促使雨量减少，尽管这些地区的温度会升高。由于世界上多数沙漠都位于亚热带，这些变化意味着这些已经很干旱的地区将更加干旱，而且沙漠有可能会扩大。*（接下页）*

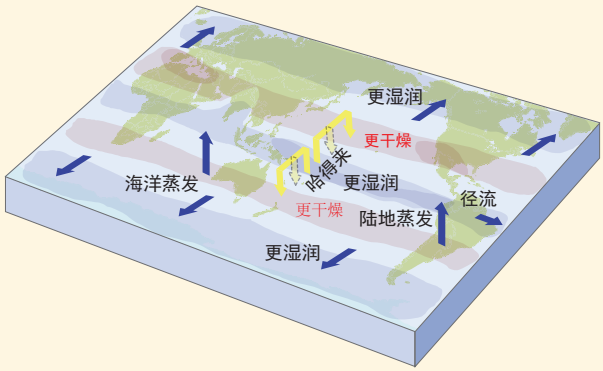
常见问题12.2（续）

高纬度地区雨量增加是由于温度上升引起的，这使得大气承载更多的水分，因此降水就会相应增加。气候变暖也会使得温带的风暴系统将更多的水汽输入高纬度地区，同时无需热带风力强度发生实质性的变化。如上文所述，高纬度地区的变化在寒冷的季节更明显。

陆地变得干燥还是潮湿，部分取决于降水量的变化，但也取决于地面蒸发量和植物蒸腾量（合称蒸散量）的变化。因为大气升温会使大气携带更多的水汽，鉴于陆地水量充分，这可以诱发更大的蒸散量。然而，大气中二氧化碳的增加使得植物输入大气的蒸发量减少，这部分抵消了变暖的效应。

在热带地区，蒸散的增加往往会抵消降水增加后对土壤水分的影响，而在亚热带，本已低量的土壤水分使蒸散量几乎没有变化。在更高的纬度地区，降水量增加通常超过了预估的气候中蒸散的增加，产生更高的年均径流量，但土壤水分有多种变化。如常见问题12.2，图1中环流变化所示，高水分地区或低水分地区的边界也可能位移。

更为复杂的因素是降雨特点。模式预估表明降雨变得更强，部分是因为大气中的水分更多。因此，对于本报告评估的模拟，在多数陆地，到21世纪末，目前平均每20年发生的单日降水事件会每10年出现一次，甚至更加频繁。同时，预估还表明，降水事件的总体频率将趋于减少。这些变化产生两种表面相反的效应：更强的倾盆大雨，导致更多的洪水，而降水事件之间的干旱期更长，导致旱情加大。



常见问题12.2，图1 | 水循环主要部分的预估变化示意图。蓝色箭头表示通过地球气候系统，水分运动变化的主要类型：温带风引起的向极水分输送、地表和陆地到海洋的径流的蒸发。阴影区域表示更有可能变得更干或更湿的地区。黄色箭头表示哈得来环流引发的重要大气环流变化，其向上运动可促进热带降雨，同时可抑制副热带降雨。模式预估表明，哈得利环流将改变其在北半球和南半球向极的下沉分支，同时导致相关的干化。在高纬度地区预估会出现较湿条件，因为更暖的大气将带来更大的降水，并更多地将水运动到这些地区。

在高纬度和高海拔地区，由于固态水的损失造成进一步的变化。其中有些变化可通过目前的全球气候模式（GCM）加以解析，而有些变化只能进行推断，因为它们涉及各类特征，例如冰川，模式中通常没有对它们加以解析或包括在内。越暖的气候意味着，雪往往在晚秋就开始积聚，并在初春就开始融化。本报告评估的模拟表明，到本世纪末，预估北半球三月至四月的积雪平均约减少10-30%，具体要取决于温室气体情景。初春融化改变了春季河流因融雪流入而形成的流量峰值的时间。结果，后期的流速将下降，有可能影响水资源管理。GCM模拟中显现出这些特征。

多年冻土的损失将使水分更深地渗入地下，但它也会使地面增温，并会提高蒸散。然而，目前大部分的GCM没有包含充分模拟冻土变化所需的全部过程。土壤冻结分析研究或利用GCM输出驱动更详尽的陆地模式研究表明，到本世纪末将有显著的多年冻土损失。此外，尽管目前的GCM没有明确包括冰川演变，但我们可预计，冰川将持续退缩，随着它们的消失，它们在夏季给某些地方的河流带来的水量会减少。冰川的损失还将促使春季河道流量的减少。然而，如果年平均降水量增加 – 无论是雪还是雨 – 则这些结果未必意味着年平均河水流量会减少。

常见问题

常见问题12.3 | 如果我们今天停止排放，未来的气候将会怎样？

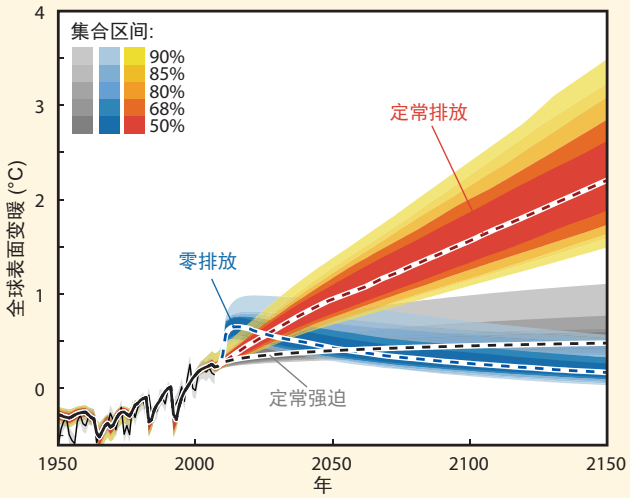
今天停止排放并不是一个真实情景，而只是深入了解气候系统响应和碳循环的众多理想案例之一。由于气候系统的多个时间尺度，因此，排放变化和气候响应之间的关系十分复杂，其中某些变化在停止排放很久之后仍会发生。模式和对过程的了解表明，由于巨大的海洋惯性和许多温室气体(主要是二氧化碳)的长生命期，因此，在停止排放温室气体后，大部分的变暖会持续数个世纪。

温室气体排入大气后，会通过与其他活性部分的化学反应而得以清除，或者，以二氧化碳(CO_2)为例，与海洋和陆地进行交换。这些过程可描述大气中气体的寿命，可定义为某一浓度脉冲减少到e(2.71)分之一所需的时间。温室气体和气溶胶在大气中的存留时间从几天至数千年不等。例如，气溶胶的寿命为几周、甲烷(CH_4)约为10年、氧化亚氮(N_2O)约100年、六氟乙烷(C_2F_6)大约1万年。CO_2更为复杂，因为从大气中清除它要通过海洋和陆地的多种物理和生物地球化学过程；全部是在不同时间尺度上运行的。对于约为1000PgC的排放脉冲，其中约有一半会在数十年内清除，但剩余部分将在大气中驻留更长的时间。在1000年之后，大约15%-40%的CO_2脉冲仍会驻留在大气中。

由于主要人为温室气体寿命较长，过去排放增加的大气浓度将在停止排放后长期持续。如果排放停止，温室气体的浓度也不会即刻回落到工业化前的水平。甲烷浓度会在大约50年后回落到接近工业化前的水平值，N_2O浓度需要用数个世纪，而在我们社会的相关时间尺度上CO_2基本不可能回到其工业化前的水平。另一方面，气溶胶等短生命期气体的排放变化会导致其浓度几乎瞬时改变。

气候系统对温室气体和气溶胶强迫的响应特征就是主要由海洋推动的惯性。海洋具有巨大的热吸收能力，而且可以在表层海洋和深层海洋之间缓慢混合。这意味着，整个海洋需用数世纪才能升温，并与改变的辐射强迫达到平衡。表层海洋(而后大陆)将持续变暖，直至其达到与这一新辐射强迫相平衡的表面温度。AR4表明，如果温室气体浓度保持在当今水平不变，与2000年相比，21世纪的地球表面仍将持续升温大约0.6°C。这就是目前浓度的气候持续性(或定常成分持续性)，参见常见问题12.3，图1灰色部分。目前排放水平不变将会进一步增加大气的浓度，导致变暖幅度比目前观测到的要高得多(常见问题12.3，图1，红线)。

即使现在停止人为温室气体的排放，这些长生命期温室气体浓度造成的辐射强迫在未来只是缓慢减小，其减小率取决于温室气体的寿命(见上文)。此外，地球系统对这种辐射强迫的气候响应会更慢。全球温度不会对温室气体浓度变化做出快速响应。只消除CO_2排放会导致数个世纪温度几乎不变。同时消除硫酸盐气溶胶的短生命期负强迫(例如，通过降低空气污染措施)将导致短暂升温零点几度，参见常见问题12.3，图1蓝色部分。因此，在短暂升温后，将所有排放调到零，会导致气候几乎稳定数个世纪。这就称为过去排放的持续性(或未来排放零持续性)。GHG浓度会减少，继而是辐射强迫的下降，但气候系统的惯性会延迟温度响应。*(接下页)*



常见问题12.3，图1|2010年起定常大气成分)定常强迫，灰色)、定常排放)红色)和零未来排放)蓝色)预估，以及不确定性估值。此预估是基于能量收支碳循环模式 - 温室气体引起的气候变化评估模式)MAGICC)。图摘自Hare和Mein-shausen)2006)，根据简易碳循环气候模式与所有耦合模式比较计划第3阶段)CMIP3)和耦合气候碳循环模式比较计划)C4MIP)模式的定标)Meinshausen等人，2011a；Meinshausen等人，2011b)。模式结果根据工业化前开始的全面瞬时模拟，并利用所有辐射强迫分量。细黑线和阴影表示观测到的变暖和不确定性。

常见问题12.3)续)

作为气候和碳循环中大惯性的后果，长期全球温度在很大程度上受控于随时间累积的CO_2排放总量，而不受过去排放的时间的影响。因此，把全球升温幅度限制在低于某个给定的水平上(如：与工业化时代之前相比高2°C)表示一个给定的CO_2收支，即早期较高的排放意味着之后要加强减排。制定一个较高的气候目标是考虑到将出现一个较高的CO_2浓度峰值，因而将出现较大的累计CO_2排放(如：在必要的减排过程中容许有一定的延迟)。

全球温度是一个有用的聚集数，用于描述气候变化的幅度，但并非所有变化都将以线性方式拉升全球温度。例如，水分循环中的各种变化还取决于强迫类型(如：温室气体、气溶胶、土地利用变化)、地球系统中变化缓慢的组成部分(诸如海平面上升和冰盖等)做出响应的时间要长得多，而且在气候系统中也许有临界阈值或突变或不可逆转的变化。

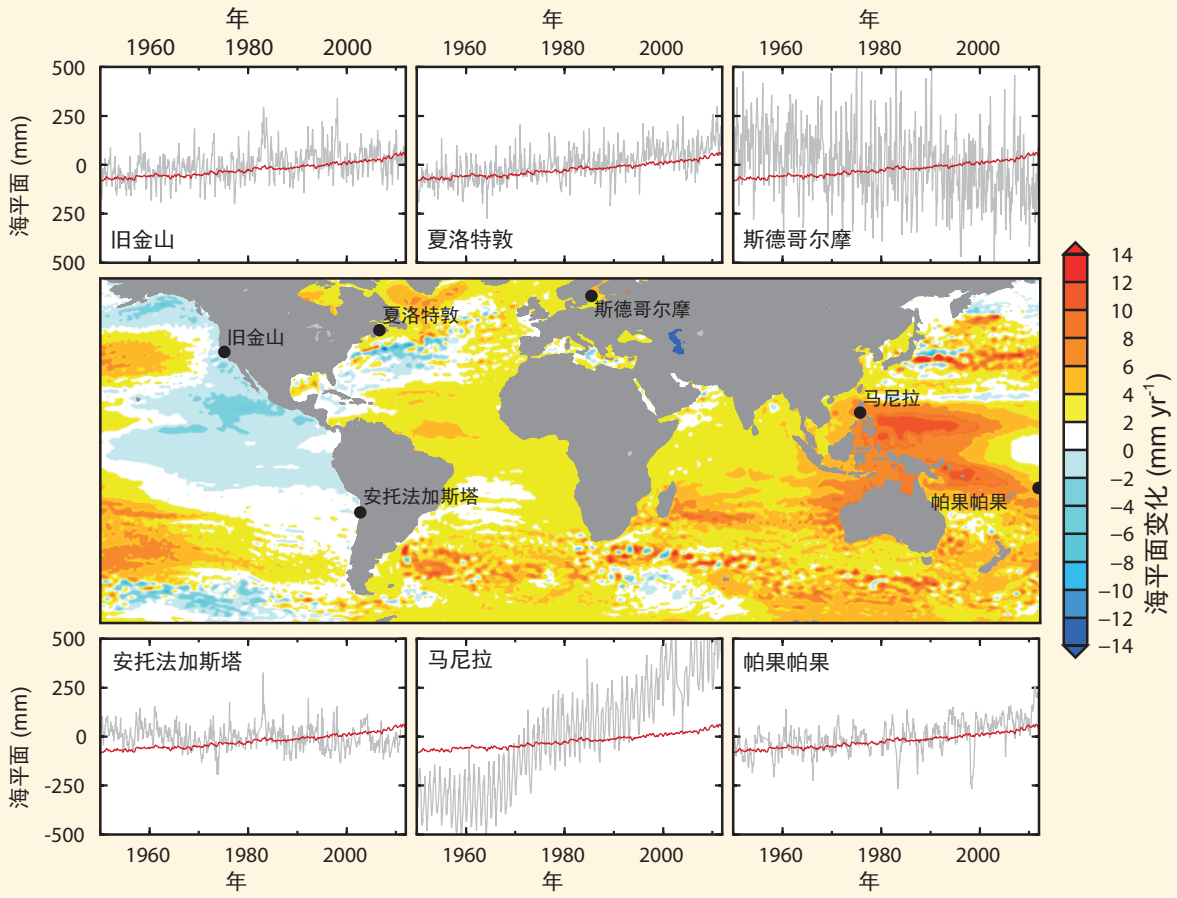
常见问题

常见问题13.1 | 为什么局地海平面的变化不同于全球平均值?

移动的表面风、不断变暖的海水的膨胀，以及融冰增多都可改变洋流，而洋流可相应导致各地出现不同的海平面变化。过去和现在的陆地冰体分布变化可影响地球的型态和重力场，后者还可造成海平面的区域波动。受更具局域性过程(如泥沙的淤积和大地构造运动等)的影响也可引起海平面的其他变化。

在任何沿岸，海洋或陆面的垂直运动可引起海平面出现相对于陆地的各种变化(即相对海平面)。例如，海面高度上升或陆地高度下降都可造成局地变化。在相对较短的时段内(几个小时至几年)，海潮、风暴和气候变率(如厄尔尼诺现象等)的影响是海平面变化的主因。地震和山体滑坡通过改变陆地高度也有影响，有时海啸也是如此。在较长时段内(几十年乃至几百年)，气候保护的影响(其后果造成海水容量和陆地冰体积发生变化)是大多数区域海平面变化的主要贡献因子。在上述较长时间尺度上，各种过程也可引起地面的垂直运动，而这一垂直运动也可导致相对海平面的大幅度变化。

自20世纪后期以来，对相对于地心的洋面高度(即地心海平面)的卫星测量结果表明，全球各地地心海平面变化的速率存在差异(见常见问题13.1，图1)。例如，在西太平洋，其地心海平面变化速率与1993至2012年间每年上升3毫米的全球平均值相比约大3倍。相比之下，东太平洋的地心海平面变化速率小于全球平均值，而南北美洲西海岸大部同期经历了海面高度下降的局面。*(接下页)*



常见问题13.1，图1 | 根据卫星测高绘制的1993-2012年期间海面高度(地心海平面)变化速率图。图中还给出了1950-2012年期间所选验潮站的相对海平面变化(灰线)。为了比较，还给出了全球平均海平面变化估值(红线)以及每个验潮仪的时间序列。正如报告正文所述，局地海平面相对大的短期振荡(灰线)是由于自然气候变率所致。例如，在帕果帕果验潮站观测到的有规律的大波动与厄尔尼诺和南方涛动相关。

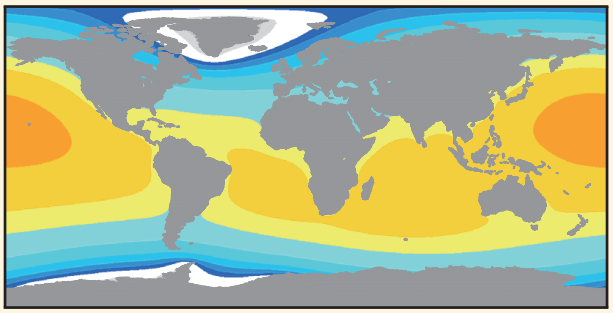
常见问题13.1(续)

如常见问题13.1，图1所示，一年至几十年时间尺度的自然气候变率(如厄尔尼诺和太平洋年代际涛动)导致了大部分空间变化。这些气候变化改变了表面风、洋流、温度和盐度，从而影响了海平面。这些过程的影响将继续贯穿整个21世纪，并将叠加在与长期气候变化相关的海平面变化的空间型态上，而海平面随着表面风、洋流、温度和盐度以及海洋容量的变化而上升。但是，与自然变率相比，各种更长期趋势随时间而累计，因此可预计在整个21世纪这些趋势将占主导地位。因此，与常见问题13.1中的图1相比，在这一较长时期内，地心海平面变化的最终速率将会显示一个非常不同的型态。

验潮仪是测量相对海平面的，因此验潮仪观测包括了地表和海面垂直运动引起的海平面变化。在许多海岸带地区，陆地垂直运动幅度小，因而沿海和岛屿验潮站记录的长期海平面变化速率类似于全球平均值(见常见问题13.1，图1给出的旧金山和帕果帕果两个验潮站的记录)。在某些区域，陆地垂直运动对海平面有重要影响。例如，在斯德哥尔摩记录的海平面稳定下降(常见问题13.1，图1)是由于在上次冰期结束时(在~20,000至~9000年前之间)一块大的(>1千米厚)大陆冰盖融化后该地区陆地抬升所造成的。这种作为对古代冰盖融化的响应而正在发生的大陆构造变形是北美和欧亚大陆西北部区域海平面变化的一个显著贡献因子，在上次冰盛期内这两个地区都曾被许多巨大冰盖所覆盖。

在其他区域，这一过程还可导致陆地沉降，反过来又使相对海平面上升，正如夏洛特镇所出现的情况，与全球平均上升速率相比，已观测到此地海平面相对大幅度上升(常见问题13.1，图1)。由于地球构造板块运动所引起的陆地垂直运动还可造成某些地区的海平面背离全球平均海平面趋势，在那些地处靠近活跃隐没带的地区尤为突出，在隐没带中一个构造板块滑落到另一板块之下。在安托法加斯塔的案例中(常见问题13.1, 图1)，这种现象似乎导致了陆地稳定抬升，相对海平面因此下降。

除了垂直陆地运动对相对海平面变化有区域影响外，某些过程可导致快速但极具局地性的陆地运动。例如，相对于全球均值，马尼拉的海平面出现比全球平均值更高的速度上升(常见问题13.1，图1)，这主要因大规模汲取地下水从而导致陆地沉降。因自然和人为过程(如抽取地下水或碳氢化合物)造成的陆地沉降在许多沿海地区属于常见现象，在大江大河三角州地区尤为如此。



常见问题13.1，图2 | 模式输出结果显示由于格陵兰冰盖和南极西部冰盖以每年0.5毫米的速度融化而引起的相对海平面变化(给出了每年上升1毫米的海平面上升全球平均值)。在靠近冰融化的地区，模拟的海平面变化小于全球平均值，但在远离这一地区的地方海平面变化却增强了。(改编自Milne等人，2009)

人们通常假设，冰川或格陵兰冰盖和南极冰盖的融化可引起统一的全球海平面上升，就像向澡盆灌水那样。实际上，由于各种过程(包括洋流、风、地球重力场和陆地高度变化)，上述融化可导致海平面出现区域性变化。例如，用于模拟上述后两种过程的计算机模式预测，在出现融冰的冰盖周边相对海平面将出现区域性下降，因为冰与海水之间的重力引力减小，随着冰体融化陆地趋于抬升(常见问题13.1,图2)。但是，在进一步远离冰盖融化的地区，相对于全球平均值，海平面上升会增强。

总之，有各种过程可引起洋面和洋底高度发生变化，最终导致在局地至区域尺度上海平面变化出现独特的空间分布型态。将这些过程结合起来可给出一个复杂的海平面总体变化型态，由于每个过程的相对贡献发生变化，海平面的总体变化型态也将随着时间推移而改变。全球平均变化是有用的单一值，它可体现各种气候过程(如陆地冰融化和海洋变暖)的总体贡献，并代表许多沿海地点的海平面变化的一个良好估值。但是，与此同时，一旦各种区域性过程最终发出一个强信号，则有可能出现大幅度背离全球平均值的情况。

常见问题

常见问题13.2 | 格陵兰和南极的冰盖在本世纪剩余时间里会继续对海平面变化作贡献吗？

格陵兰和南极东西部的冰盖是地球上最大的淡水库。在地质时期及最近，它们对海平面变化都有贡献。冰量增加是通过积累(降雪)，而冰量损失是因为表面消融(主要是冰融化)，以及边缘冰体外流到漂浮的冰架或直接崩落到海洋。积累量增加使全球平均海平面下降，而表面消融和外流量的增加使之上升。物质通量的这些变化取决于一系列在冰盖内外、大气和海洋中的过程。然而，在本世纪，物质损失的源看来会超过物质增加的源，因此可预计对海平面上升的贡献持续为正。本节总结了目前关于此话题的研究，并全面预估了本世纪末(2081-2100年，相对于1986-2005)各种海平面贡献的大小，据称这些贡献在所有排放情景下有2/3的可能性。

几千年中，冰盖缓慢地进行水平移动，将净积累区(一般在内部高海拔区)的冰输送到净损失区(一般在低海拔外围和海岸周边)。如今，因表面消融，格陵兰损失了近一半的积累冰量，另一半因冰山崩塌。而南极积累冰量几乎全因冰崩和边缘冰架融化而损失。冰架是漂浮的，因此它们的损失对海平面的直接影响可忽略不计，虽然通过改变母冰架的物质平衡，它们可以间接影响海平面(见下文)。

在南极洲东部，一些研究使用卫星雷达测高法，显示出降雪有所增加，但是最近的大气模拟和卫星对重力变化的测量未发现降雪大幅增加。这种明显的不一致可能是因为相对较小的长期趋势被大的降雪年际变率掩盖。据估计，21世纪南极洲降雪大幅增加，主要由于大气变暖使更多水分得以进入极地，其次可能是因为大气环流的区域变化。对整个南极冰盖而言，该过程预计贡献0-70毫米的海平面下降。

目前，南极洲周围的空气温度太低，因此不可能出现大规模表面消融。然而，实地观测和卫星观测表明，局部海岸地区冰量外流会增加，表现为冰面降低。这些地区(南极洲西部的派恩岛和思韦茨冰川、东部的托腾冰川和库克冰川)均位于朝向南极洲大陆架边缘的千米深的基岩槽内。研究认为，海洋循环的区域变化使暖水与漂浮的冰架相遇，从而导致外流量的增加。

在更北面的南极半岛，关于冰架崩塌的记录在案充分。崩塌似乎与最近几十年大气变暖引起的表面融化增加有关。冰架崩塌后，流入其中的冰川变薄，对海平面有微小却积极的影响，后来类似的事件也会对南极半岛有类似的影响。对21世纪大气温度变化的区域预估表明，虽然这些冰架可能会受到未来海洋变化的威胁，这个过程可能不会影响南极洲东、西部大型冰架的稳定(见下文)。

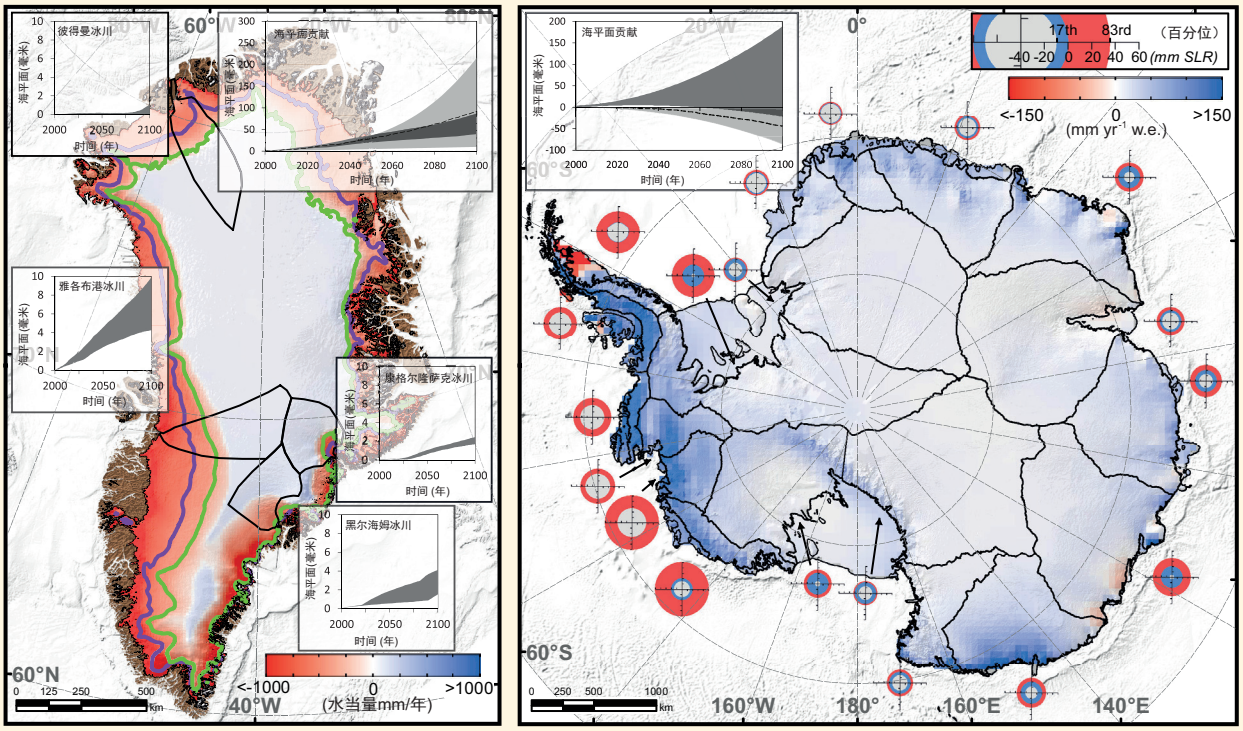
过去几十年南极冰盖对海平面贡献的估计差异很大，但最近在协调这些观测上取得了极大进步。有力迹象显示，外流量增加(主要在南极洲西部)目前超过了雪量积累的增加(主要在南极洲东部)，这表明海平面上升的趋势。必须改进模拟冰流的模型，这样，在预估21世纪外流量，尤其是预估接地线(浮冰和沉积在基岩上的冰的分隔线)的变化、冰架和海洋的相互作用时，结果会更可靠，更有信度。“海洋冰盖不稳定性”的概念基于如下想法：如果接地线上的冰更厚且流速更快，那么沉积在海平面以下基岩上的冰盖外流量就增加。在朝冰盖内部下倾的基岩上，这产生了一种恶性循环，外流量增加使接地线上的冰变薄、浮起。而随着接地线退缩至更厚的冰，反过来又使外流量增加。随着接地线沿着向冰盖内部深入的槽和洋盆退缩，这种反馈可能导致冰盖迅速损失。

未来气候强迫可能引起这种不稳定的崩塌，之后不管气候如何，崩塌都将继续。对南极洲西部的单个基岩槽和东部部分地区而言，这种潜在的崩塌可能在几个世纪后发生。更多研究着眼于认识这个理论上的概念对冰盖的重要性。如果海洋不稳定的影响重大，海平面可能上升，但是目前没有充分证据能够明确识别出这种不稳定退缩的预兆。外流量变化到2100年预计贡献-20(即下降)至185毫米的海平面上升，但是海洋冰盖不稳定的不确定影响可能使该数值增加几分米。总的来说，降雪增加只能部分抵消外流量增加导致的海平面上升。*(接下页)*

常见问题13.2(续)

在格陵兰岛，表面消融和外流增加引起的物质损失可能是近期内部积累增量的主导趋势。表面消融造成的物质损失估量自20世纪90年代初期以来已翻了一番。预计这种趋势在下一世纪将继续，因为会有更多冰盖发生更长时间的表面消融。的确，对21世纪的预估表明，物质损失增加将超过积累的缓慢增加。冰盖高处积雪中融水重新冻结对大气变暖和物质损失之间的联系有重要的(虽然可能是暂时的)抑制作用。

虽然在格陵兰观测到的溢出冰川的响应既复杂又非常多变，但是过去十年,许多主要的溢出冰川崩塌次数大幅增加，造成相当可观的额外物质损失。该现象似乎与暖水侵入格陵兰近海海洋相关，但不清楚其是否关乎年代际变率，如北大西洋涛动或与由温室气体导致的变暖相关的长期趋势。因此，预估该现象对21世纪外流量的影响十分困难，但它强调了外流对海洋变暖明显具有敏感性。融水越多，对冰盖底床的润滑作用越大，冰块温度越高，越易变形，这样冰的流速也就越快。但这与最近外流量增加的联系尚不明确。表面消融和积累的净差额的变化预估在2081-2100年 (相对于1986-2005年)将贡献10-160毫米的海平面上升，而外流量增加预估会再贡献10-70毫米(表13.5)。*(接下页)*



常见问题13.2, 图1 | 综合说明对2100年SMB和外流量的变化预估，(a) 为格陵兰冰盖，(b)为南极冰盖。图中彩色代表21世纪初期和末期间的SMB变化预估，是在未来变暖情景A1B (南极)和 RCP4.5 (格陵兰)下使用RACMO2区域大气气候模式得出的。对格陵兰岛而言，两个时间段内平均平衡线位置分别用紫色和绿色表示。冰盖边缘和接地线用黑线表示，代表冰盖部分。嵌入图显示了格陵兰的四个主要溢出冰川的流线模拟结果，而彩色圆环反映了南极洲外流量的预估变化，这是基于对观测到的趋势进行概率外推的结果。每个圆环和外部和内部半径分别代表贡献的2/3概率范围的上限和下限(右上方为标尺)；红色代表物质损失(海平面上升)，蓝色代表物质获得(海平面下降)。各冰盖对海平面的贡献显示在地图上方的嵌入图里，浅灰色代表SMB(虚线代表用以产生SMB地图的模拟实验)，深灰色代表外流量。所有预估适用于所有情景下的2/3概率范围。

常见问题13.2(续)

虽然在格陵兰观测到的溢出冰川的响应既复杂又非常多变，但是过去十年许多主要的溢出冰川崩塌次数大幅增加，造成相当可观的额外物质损失。该现象似乎与暖水侵入格陵兰近海海洋相关，但不清楚其是否关乎年代际变率，如北大西洋涛动或与由温室气体导致的变暖相关的长期趋势。因此，预估该现象对21世纪外流量的影响十分困难，但它强调了外流对海洋变暖明显具有敏感性。融水越多，对冰盖底床的润滑作用越大，冰块温度越高，越易变形，这样冰的流速也就越快。但这与最近外流量增加的联系尚不明确。表面消融和积累的净差额的变化预估在2081-2100年 (相对于1986-2005年)将贡献10-160毫米的海平面上升，而外流量增加预估会再贡献10-70毫米(表13.5)。

过去十几年内格陵兰冰盖对GMSL上升有贡献，预计这种趋势在本世纪会得到加强。与南极洲不同，在格陵兰岛没有可能导致21世纪海平面骤升的、已知的大尺度冰盖不稳定现象。然而，可能存在一个阈值，在数百年的时间尺度下，持续的冰盖收缩可能变得不可逆，即使气候经过百年时间尺度返回到工业化前期状态。虽然未来几十年冰山冰崩引起的冰量损失可能增加，但到了冰块边缘退缩至海平面以上、有大量冰盖沉积的基岩时，这个过程最终就会停止。

常见问题

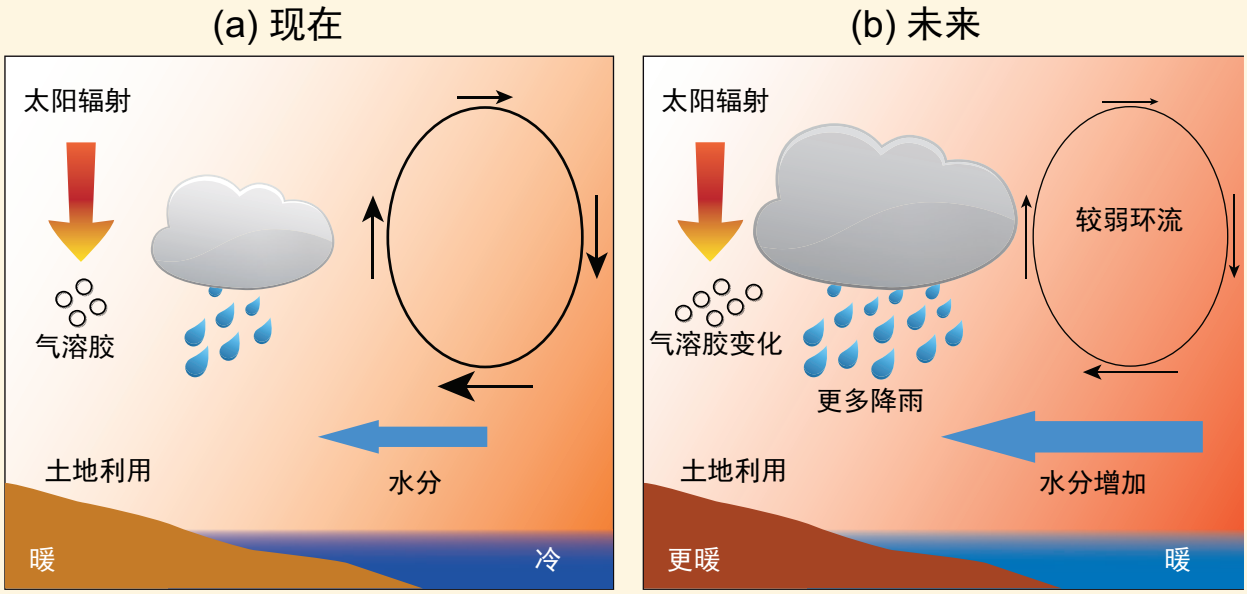
常见问题14.1 | 气候变化如何影响季风？

季风是热带地区季节性气候变化的最重要方式，并且在很多地区是每年大部分降水量的始作俑者。季风的强度和时间与大气中的水分含量、海陆温度对比、土地覆盖和利用、大气气溶胶负荷及其他因素有关。总体而言，季风降雨预计在未来将更加强烈，并影响更多地区，因为大气中的水分含量随温度的增加而增加。然而，气候变化对区域季风强度和变率的局地影响是复杂的，更不明朗。

季风雨在所有热带大陆降落：亚洲、澳洲、美洲和非洲。季风环流是由陆地和海洋之间的温度差驱动，而这个温度差随太阳加热的分布而发生季节性变化。降雨的持续时间和数量取决于空气中的水分含量以及大气环流的结构和强度。陆地和海洋的区域分布与地形一样也发挥了一定的作用。例如，青藏高原通过积雪和表面加热的变化，调节复杂的亚洲季风系统的强度。就像在印度西南部一样，潮湿的向岸风越过高山，使季风降雨加剧。在这些山的背风面，季风雨会减弱。

自从20世纪70年代后期，东亚夏季风已在减弱，而且不像早先时期延伸到遥远的北部，这是大气环流变化的结果。反之，这又导致了中国北方的干旱加重，但在长江流域更南部却发生了洪水。相比之下，自从20世纪中叶以来，印度-澳大利亚和西太平洋季风系统显示没有一致的趋势，但受到了厄尔尼诺-南方涛动（ENSO）的大力调节。同样，过去几十年南美季风系统观测到的变化与ENSO的变率密切相关。北美季风系统发展趋势的证据是有限的，但是已经观测到主要季风区的北部有雨量加大的趋势。印度或非洲季风行为没有观测到系统的长期趋势。

地表变暖比洋面更加迅速，因此在大多数地区表面温度对比增大。然而，热带大气的能量平衡约束导致气候变暖，因此热带大气翻转环流随之而平均减慢。大气循环的这些变化导致季风的强度、面积和时序的区域变化。关于气候变化影响季风还有一些其他影响。表面加热随着太阳辐射吸收的强度而变化，而这本身又受到改变地表反射率（反照率）的土地利用变化的影响。此外，改变空气污染等大气气溶胶负荷将影响太阳辐射到达地面的量，而这可以通过改变地表的夏季太阳加热而改变季风环流。另一方面，气溶胶吸收太阳辐射将使大气升温，从而改变大气的加热分布。*（接下页）*



常见问题14.2，图1 | 预估21世纪的地表气温和降雨量的年平均值和年极端值(陆地)的变化：(a)每摄氏度全球平均变化带来的平均表面温度(b)每摄氏度全球平均最高温度带来的每日最高温度的第90个百分位(c)平均降水量(每摄氏度全球平均温度变化，单位是%)(d)降水量超过第95个百分位的天数比例。资料来源：RCP4.5情景下CMIP5模拟图(a)和(c)，1986年至2005年和2081年至2100年预估均值变化(见第12章，图12.41)：图(b)和(d)，1980年至1999年和2081年至2100年土地预估极值变化(改编自Orlowsky和Seneviratne的图7和12, 2012)。

常见问题14.1（续）

气候变化对季风最强的影响是与大气变暖相关的大气水分增加，从而增加季风降雨总量，即便季风环流的强度减弱或没有变化。

气候模型对21世纪的预估显示总季风降雨量将有所增加，主要是由于大气中的水分含量增加。随着热带地区的总体向极扩展，受季风影响的总表面积预估将会有所增加。气候模型预估，根据不同的情景，全球季风降雨量将从5%增加到约15%。虽然热带季风总降雨量会有所增加，但有些地区由于热带风环流减弱而导致季风降雨量将减少。季风爆发的日期可能会提前或变化不大，而季风撤退的日期可能会推迟，导致季风季节延长。

在世界上的许多地方，未来季风强度和时间的区域发展趋势仍不确定。许多热带地区季风的年际变化受ENSO的影响。ENSO在未来将如何变化 - 及其对季风的影响会如何改变 - 也仍然不明朗。然而，预估季风降雨量的整体增加表明，大部分地区极端降雨事件的风险也将相应增加。

常见问题

常见问题14.2 | 区域气候的预测与全球平均气候预测的关系如何？

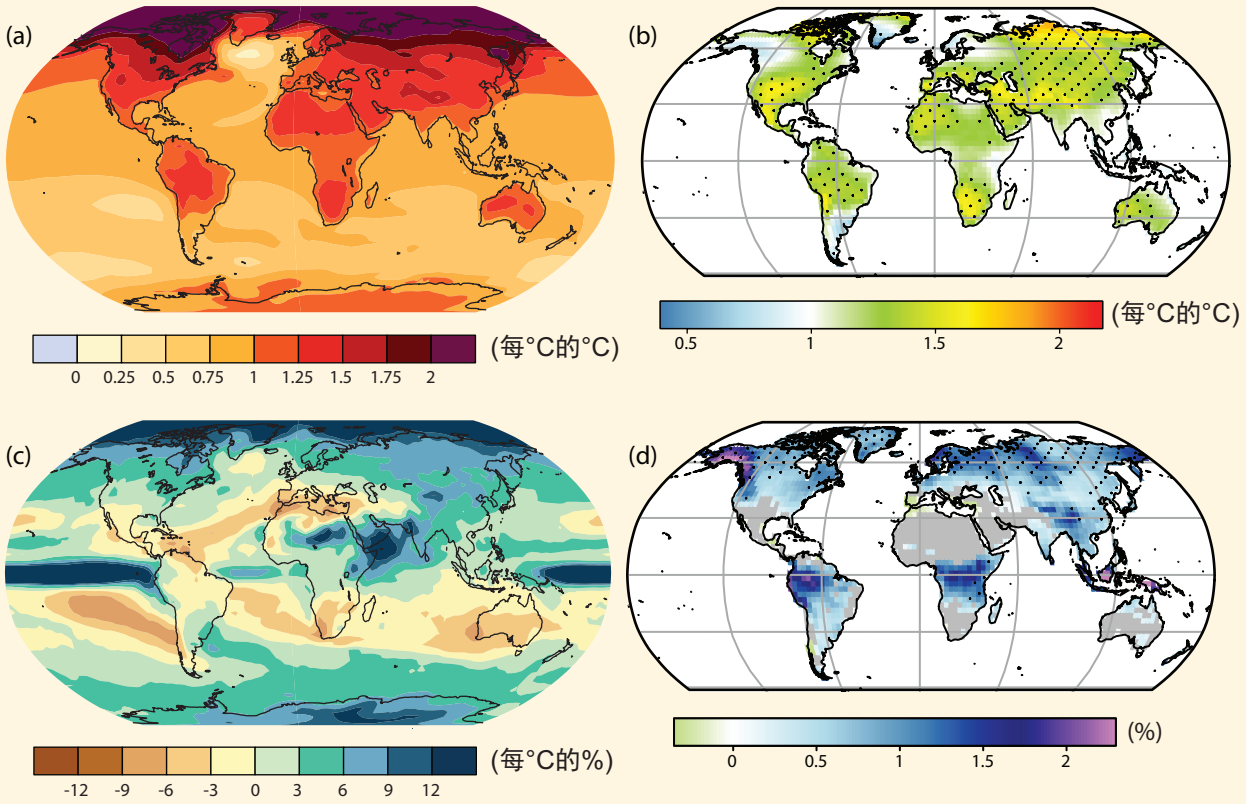
区域气候变化与全球平均变化之间的关系很复杂。区域气候变化因地点不同而有很大差异，因而对全球尺度影响的变化有不同的响应。事实上，全球平均变化是对各种区域气候响应的简易汇总。

热量和水分及其变化并非均匀地分布在全球各地，原因有以下几个：

- 外部强迫根据空间而变化(例如，太阳辐射取决于纬度，气溶胶排放具有局地来源，土地利用根据地区而变化等)。
- 地表条件根据空间而变化，例如陆地/海洋对比、地形、海洋表面温度、土壤水分含量。
- 天气系统和海洋洋流可在不同地区重新分配热量和水分。

天气系统与区域性重要的气候现象相关，如季风、热带辐合带、风暴路径和气候变率的重要模态(如厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)、北大西洋涛动(NAO)、南半球环状模态(SAM)等)。除了调节区域气候变暖，一些气候现象也预计在未来会发生变化，从而导致对区域气候的进一步影响(见表14.3)。

表面温度和降雨变化的预测显示出较大的地区性差异(常见问题14.2，图1)。增强的表面增温预计将在高纬度大陆地区和北冰洋发生，而其他海洋和低纬度地区的变化则更接近于全球平均值(常见问题14.2，图1a)。例如，靠近北美五大湖区的升温预计将高于全球平均变暖的50%。类似的大型地区性差异也可见于更极端的温度的预期变化(常见问题14.2，图1b)。预计的降雨量变化甚至比温度变化更易因地区而异(常见问题14.2，图1c，d)，这些变化由气候现象的调节所造成，如季风和热带辐合区。预计近赤道纬度地区的降水量将增加，而亚热带地区的极向边缘地区的平均降雨量将减少。预计高纬度地区的平均降水量将增加，特别是来自温带气旋的极端降雨量。*(接下页)*



常见问题14.2，图1 | 预估21世纪的地表气温和降雨量的年平均值和年极端值(陆地)的变化：(a)每摄氏度全球平均变化带来的平均表面温度(b)每摄氏度全球平均最高温度带来的每日最高温度的第90个百分位(c)平均降水量(每摄氏度全球平均温度变化，单位是%)(d)降水量超过第95个百分位的天数比例。资料来源：RCP4.5情景下CMIP5模拟图(a)和(c)，1986年至2005年和2081年至2100年预估均值变化(见第12章，图12.41)：图(b)和(d)，1980年至1999年和2081年至2100年土地预估极值变化(改编自Orlowsky和Seneviratne的图7和12，2012)。

常见问题14.2（续）

极地地区表明区域气候变化过程的复杂性。北极升温预计将超过全球平均值，主要是因为冰雪的融化产生了一种区域性反馈使来自太阳的热量更多被吸收。这导致进一步的升温，从而融化更多的冰雪。然而，南极大陆及周边海洋预期的变暖没有那么明显，部分是因为南半球环状模态的积极趋势更强。近几十年来，受南极上空平流层臭氧减少以及与温室气体浓度增加相关的大气温度结构变化所带来的综合效应驱动，中纬度南部海洋上的西风已有所增强。南半球环状模态的此类变化可被气候模型充分捕获，并具有减少向南极大陆输送大气热量的作用。尽管如此，南极半岛仍然在快速升温，因为它向北延伸够远，受到了西风带的暖湿气团的影响。

术语表

术语表

编辑：
Serge Planton（法国）

本术语表的引用格式如下：
IPCC，2013：附件三：术语表[Planton, S.（编辑）]。政府间气候变化专门委员会第五次评估报告第一工作组报告— 气候变化2013：自然科学基础。[Stocker, T.F., 秦大河, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex 和 P.M. Midgley (编辑)]。剑桥大学出版社，英国剑桥和美国纽约。

在本术语表中定义的术语是主要作者有意在本报告背景下解释的特定术语。红色斜体字表示这些词在本术语表中有其定义。

气候突变 在几十年或更短时间内*气候系统*发生的大尺度变化，这一变化至少持续(或者预期持续)几十年，并使人类系统和自然系统受到很大干扰。

活动层 *多年冻土*区地表每年发生融化和冻结的土层。

调整时间 见*生命期*。另见*响应时间*。

平流 通过风或水流对水或空气及其特征(如：温度、化学示踪物等)的输送。关于平流和*对流*之间的一般区别，平流描述*大气*或海洋的大尺度运动输送，而对流主要指垂直运动和局地引发的运动输送。

气溶胶 空气中悬浮的固态或液态颗粒物，其大小一般在几纳米(nm)至10微米(μm)之间，可在*大气*中驻留至少几个小时。为方便起见，术语*气溶胶*(包括颗粒和悬浮的气体)在本报告中通常使用复数形式来表述*气溶胶颗粒*。气溶胶有自然的或*人为*两类来源。气溶胶可通过几种方式影响*气候*：通过散射和吸收辐射产生直接效应(见*气溶胶-辐射相互作用*)；通过作为*云凝结核*或冰核改变云的光学特性和云的*生命期*而产生间接效应(见*气溶胶-云相互作用*)。

气溶胶-云相互作用 *气溶胶*扰动通过*云凝结核*或冰核等气溶胶作用影响云的微物理特性和演变的过程，特别是以多种方式影响辐射或降水的过程；这类过程还可包括云和降水对气溶胶的影响。气溶胶扰动可以是*人为*的或来自某一自然*源*。这种相互作用产生的*辐射强迫*传统上归因于多种间接气溶胶效应，但在本报告中仅区分为以下两种辐射强迫(或效应)水平：

因气溶胶-云相互作用而产生的辐射强迫(或效应)(RFaci)： 由于云滴或冰晶数量或大小分布的变化引起的辐射强迫(或*辐射效应*，如果扰动是内部产生的)，而在其它变量(尤其是云含水总量)保持相等的情况下，上述云滴或冰晶数量和大小分布变化是气溶胶扰动的近似结果。在液态云中，云滴密度和表面积的增加将使云的*反照率*增加。这一效应也被认为是云反照度效应、第一间接效应或'图梅效应'。这在很大程度上是一个理论概念，由于*快速调节*的迅速性和普适性，这一概念却无法随时从观测或综合过程模式中分离出来。

因气溶胶-云相互作用而产生的有效辐射强迫(或效应)(ERFaci)： 该气溶胶扰动产生的最终辐射强迫(或效应)，其中包括对云滴或冰晶形成速率初始变化的快速调节。这些调节包括*对流*强度、降水效率、云覆盖率、*生命期*或云水含量的变化，以及因环流的改变而引起某些边远地区云的形成或消散。

由于气溶胶-云相互作用和气溶胶-辐射相互作用，有效总辐射强迫用气溶胶有效辐射强迫(ERFari+aci)表示。另见*气溶胶-辐射相互作用*。

气溶胶-辐射相互作用 在*气溶胶*直接与辐射相互作用下产生的*辐射效应*。在本报告中，对以下两种辐射强迫(或效应)水平作了区分：

在气溶胶-辐射相互作用下产生的辐射强迫(或效应)(RFari)： 在所有环境变量保持未受影响的情况下，直接由于在气溶胶-辐射相互作用下某一气溶胶扰动产生的*辐射强迫*(或辐射效应，如果扰动是内部产生的)。在文献中传统上被视为*直接气溶胶强迫(或效应)*。

在气溶胶-辐射相互作用下产生的有效辐射强迫(或效应)(ERFari)： 该气溶胶扰动产生的最终辐射强迫(或效应)，其中包括对辐射初始变化的*快速调节*。这些调节包括在辐射加热影响对流性或大尺度大气环流的情况下引起云的变化，传统上被视为*半直接气溶胶强迫(或效应)*。

由于气溶胶-云相互作用和气溶胶-辐射相互作用而产生的有效总辐射强迫用*气溶胶有效辐射强迫(ERFari+aci)*表示。另见*气溶胶-云相互作用*。

造林 在历史上没有*森林*的地区种植新的森林。关于森林及相关术语，如造林、*再造林*和*毁林*，见《IPCC关于土地利用、土地利用变化与林业特别报告》(IPCC，2000)。另见《IPCC关于人类活动直接引起的森林和其它植被退化产生的温室气体清单定义和方法选择的报告》(IPCC，2003)。

滞留在大气中的份额 仍驻留在*大气*中(源于化石燃料和土地利用变化的)CO_2在其总排放量中所占的份额。

气团 分布广泛的气块，具有大致均匀的特性，其中(1)当空气位于在地球表面的某个特定*区域*上空时已经形成上述特性，以及(2)在从源地向其它地点输送过程中经历了特定的变化(AMS, 2000)。

反照率 *太阳辐射*被某个表面或物体反射的比率，常以百分率表示。雪覆盖的表面具有高反照率；土壤的反照率由高到低不等；而植被表面和海洋的反照度低。地球的行星反照率主要因不同的云量、雪、冰、植被叶面积和地表覆盖状况的变化而各异。

碱度 一种检测某种溶液中和酸度能力的度量单位。

测高学 一种测量相对于地心某个确定的陆地参照物(地心海平面)的地表高度的技术。

环状模 见*北半球环状模(NAM)*和*南半球环状模(SAM)*。

人为(的) 起因于人类活动的或人类活动产生的。

大西洋多年代际涛动/变率(AMO/AMV) 北大西洋的一种多年代际(65年至75年)波动，在此期间*海面温度*表明大

致在1860年至1880年以及1930年至1960年期间为暖相位，而在1905年至1925年以及1970年至1990年期间为冷相位，温度变化幅度约为0.4℃。见AMO指数，文框2.5。

大气 环绕地球的气体包层。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，还包括一些痕量气体，如氩(占体积混合比的0.93%)、氦以及对辐射有影响的*温室气体*，如*二氧化碳*(占体积混合比的0.035%)和*臭氧*等。此外，大气中还包含着作为温室气体的水汽，虽然水汽含量变化很大，但其体积混合比一般为1%左右。大气中还还包含着云和*气溶胶*。

大气-海洋环流模式(AOGCM) 见*气候模式*。

大气边界层 靠近地表的大气层，它受到与边界地表摩擦的影响，也可能受到地表热量输送和其它变量的影响(AMS, 2000)。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*地表边界层或地表层*。

大气生命期 见*生命期*。

归因 见*检测与归因*。

自养呼吸 光合(见*光合作用*)自养生物(如：植物和藻类)的*呼吸*。

底部润滑效应 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。

基线/基准 基线(或基准)是衡量变化所对比的状态。*基准期*指计算距平时相比较的时期。某一痕量气体的基准浓度指在未受到当地*人为*排放影响的某一地点测量的浓度。

贝叶斯方法 贝叶斯方法是对未知或不确定的一个(或多个)量分两步进行统计分析的一种方法。首先，根据现有的知识(通过选用专家观点或利用现有数据和研究结果)先制定一个先验概率分布。在此第一阶段，某个主观因素可能会影响选择，但在很多情况下，为了不影响最终分析结果，尽可能选择一个中性的先验概率分布。第二步，使用新得到的数据将先验分布更新为一个后验分布。利用英国数学家托马斯•贝叶斯(1702-1761年)提出并以其名字命名的定理，通过分析计算，或者通过求数值近似的方式完成这一更新。

生物泵 主要通过海洋浮游植物的初级生产将碳从洋面层输送到深海的过程，而海洋浮游植物通过*光合作用*把分解后的无机碳(DIC)和营养物转换成有机物。这一自然循环过程主要受限于是否有阳光和营养物，如磷、硝酸盐和水杨酸，以及微量营养素(诸如铁等)。另见*溶解泵*。

生物质/量 一定面积或容积内存活的有机体的总质量；死亡的植物可作为死亡生物质被包括在内。*生物质的燃烧*指有生命和死亡植被的燃烧。

生物群区 生物群区是*生物圈*中的一个主要和有明显区别的区域要素，最典型的情况是由若干*生态系统*(如：某一*区域*内的*森林*、河流、池塘、沼泽)组成。生物群区的典型特征是植物群和动物群。

生物圈(陆地和海洋) 地球系统的一部分，由*大气*、陆地(*陆地生物圈*)、海洋(*海洋生物圈*)中的所有*生态系统*和生物组成，包括计算出的已死亡的生物，诸如枯枝落叶、土壤有机物和海洋腐质等。

黑碳(BC) 业务上根据光线吸收、化学反应性和/或热力稳定性测量结果定义为*气溶胶*类。有时被称为*炭黑*。

阻塞高压 它与持续的和缓慢移动的高压系统相关，而这些高压系统在中高纬度地区阻碍盛行的西风，并阻碍温带瞬时风暴系统的正常东移。它是温带地区季节内*气候变率*的一个重要组成部分，并能够造成长时间出现的各种天气条件，诸如冬季寒潮和夏季*热浪*等。

布鲁沃—多普森环流 一种*平流层*经向翻转环流，它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 *大气*中相关气态物质的总质量。

碳-13 稳定的并具有大约13个原子量的碳*同位素*。对*二氧化碳*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 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(见*宇宙放射性同位素*)。

冰崩 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。这是某一冰体冰物质损失的一种形式。另见*(冰川或冰盖的)冰物质平衡/收支*。

碳气溶胶 主要成分为有机物和*黑碳*的*气溶胶*。

碳循环 该术语用于描述*大气*、海洋、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*)。在本报告中，全球碳循环的基准单位是GtC或相当于PgC(10^{15}克)。

二氧化碳(CO_2) 一种自然产生的气体，也是从化石碳沉积物提炼的化石燃料，如石油、天然气和煤燃烧后和*生物质*燃烧后，以及*土地利用*变化和工业过程(如水泥生产)产生的次生产物，是影响地球辐射平衡的主要*人为温室气体*。它是衡量其它温室气体的基准参照气体，因此其*全球变暖潜势*指数为1。

二氧化碳(CO_2)肥化 大气中*二氧化碳(CO_2)*浓度增加导致植物生长加快。

二氧化碳清除(CDR) 二氧化碳清除法指从*大气*中直接清除*CO_2*的一系列技术，主要是通过 (1) 增加天然碳*汇*，

或 (2)利用化学工程清除CO_2，减少大气CO_2浓度。CDR方法涉及海洋、陆地和各种技术系统，其中包括*铁肥化作用*、大范围*造林*，以及利用工程化学手段直接从大气中捕获CO_2等方法。有些CDR方法属于*地球工程*类，但有些则不是，不同方法的区分则基于各项特定的CDR活动的强度、范围和影响。CDR与*减缓*之间的界限尚不清晰，而在当前给定的两者定义之间可能存在一定的交叉重叠(IPCC, 2012年, 第2页)。另见*太阳辐射管理 (SRM)*。

CFC 见*卤代烃*。

混沌 受非线性的确定性方程(见*非线性*)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随时间演变引起大的、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 *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。

年表 根据发生的日期或时代对事件作出的排序。

水合物(甲烷) 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 在一个存在凝结阶段的平衡系统中，温度和水汽压的微小变化之间的热力学关系。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 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作出的统计描述，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-碳循环反馈 一种*气候反馈*，它涉及作为对*气候变化*的反应，陆地和海洋*碳循环*特性出现的变化。在海洋中，海水温度和海洋环流的各种变化可影响*大气*-海洋的CO_2通量；在大陆上，气候变化可影响植物的*光合作用*和土壤微生物*呼吸*，因而影响大气与陆地*生物圈*之间的CO_2通量。

气候变化 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)，这种变化还将持续一段时期，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改变全球大气成分所导致的气候变化"。因此，UNFCCC对可归因于人类活动改变大气成分后的气候变化与可归因于自然原因的气候变率作了明确的区分。另见*气候变化的持续性、检测与归因*。

气候变化的持续性 由于海洋的热力惯性以及*冰冻圈*和陆地表面的缓慢过程，即使大气成分稳定在当前值上，*气候*还会持续变化。过去大气成分的变化导致了持续的气候变化，只要辐射失衡持续，气候变化将继续，直至*气候系统*的所有组成部分调节成一种新状态。在*大气*成分保持不变后，温度的进一步变化通称为*稳定成分温度持续性*或简称为*持续变暖*或*变暖的持续性*。气候变化的持续性包括未来其它的变化，例如*水循环*、*极端天气事件*和*极端气候事件*以及*海平面变化*。稳定排放持续性指持续的气候变化，该变化源于持续稳定的人为排放，而零排放承诺指当排放设置为零时气候变化的持续性。另见*气候变化*。

气候反馈 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。在本评估报告中，通常使用某种狭义的定义，在该定义中受扰动的气候量是*全球平均表面温度*，该温度反过来又引起全球辐射收支变化。在两者中任何一种情况下，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*气候反馈参数*。

气候反馈参数 一种将*气候系统*对*辐射强迫*引起的*全球平均表面温度*变化产生的辐射响应进行量化的方式。该参数随着*有效气候敏感性*的逆转而改变。形式上，气候反馈参数(a；单位：$W\,m^{-2}℃^{-1}$)被定义为：$a=(\Delta Q-\Delta F)/\Delta T$，其中$Q$为全球平均辐射强迫，$T$为全球平均表面气温，$F$为进入海洋的热通量，而$\Delta$表示相对于未受干扰*气候*的变化。

气候预报 见*气候预测*。

气候指数 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性*NAO*指数。由于气候指数具有最佳特性，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：*NAM*指数和*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)。有关既定观测指数定义的概要，见文框2.5。另见*气候型态*。

气候模式(谱或格点层) *气候系统*的数值表现形式，它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：对于任一分量或分量组合，均能够用模式的*谱*或*格点层*予以识别，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。耦合的*大气-海洋环流模式(AOGCM)*对靠近或达到当前现有频谱终点的气候系统作出了综合表述。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*、*中等复杂程度的地球系统模式*、*能量平衡模式*、*基于过程的模式*、*区域气候模式*和*半经验模式*。

气候型态　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　气候预测或*气候*预报是试图对未来的实际气候演变作出估计(从*气候系统*的某个特定状态开始)，例如：季、年际或年代际时间尺度。因为气候系统的未来演变或许对初始条件高度敏感，因此实质上这类预测通常是概率性的。另见*气候预估*、*气候情景*、*模式初始化*和*可预测性*。

气候预估　气候*预估*是*气候系统*对*温室气体*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*的区别在于其依赖于所采用的排放/浓度/*辐射强迫*情景，是建立在相关的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。另见*气候情景*。

气候域　*气候系统*的一种状态，由于持续时间更长或反复出现的频率更高，与相近的状态相比，这一气候状态出现得更频繁。换言之，它是与*概率密度函数*内局域最大值相关的气候状态空间中的一个集群。

气候响应　见*气候敏感性*。

气候情景　在一组内部一致的*气候*学关系的基础上，对未来气候作出的一种合理的和通常简化的表述，而已建立的各种气候学关系明确用于研究*人为气候变化*的潜在后果，通常作为影响模型的输入因子。*气候预估*通常作为建立各种气候情景所需的原材料，但气候情景往往需要其它信息，如：已观测到的当前气候等。一套*气候变化情景*就是气候情景与当前气候之间的差。另见*排放情景*、*情景*。

气候敏感性　在IPCC报告中，平衡的气候敏感性(单位：℃)指在大气中*二氧化碳浓度当量*翻倍之后年*全球平均表面温度*的变化。由于受计算的限制，*气候模式*中平衡(稳定状态)的气候敏感性有时通过运行一个与混合层海洋模式耦合的大气环流模式进行估算，因为平衡的气候敏感性在很大程度上是各种大气过程决定的。可运行效率高的模式，以实现与海洋动力的平衡。*气候敏感性参数*(单位：℃$(W\,m^{-2})^{-1}$)指在*辐射强迫*中单位变化之后年全球平均表面温度的平衡变化。

有效气候敏感性　(单位：℃)是全球平均表面温度对*二氧化碳*浓度翻倍作出响应的一个温度估值，浓度评估是根据对全球平均表面温度不断演变的非平衡条件所模拟的输出结果或根据观测的结果作出。有效气候敏感性是衡量某个特定时间上的*气候反馈*强度，它或许随历史强迫过程和*气候*状态的变化而变化，因此也许不同于平衡的气候敏感性。

瞬时气候响应(单位：℃)是在气候模式的模拟中(其中二氧化碳以每年增加1%的速度上升)当大气二氧化碳含量翻倍时，按20年周期平均所得的全球平均表面温度变化。它用于衡量表面温度对*温室气体*强迫做出响应的强度和速度。

气候敏感性参数　见*气候敏感性*。

气候系统　气候系统是由五个主要部分(*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高度复杂的系统。气候系统随时间演变的过程受到自身内部动力学的影响，还因为受到*外部强迫*影响，诸如火山喷发、太阳活动变化和*人为强迫*，如不断变化的大气成分和*土地利用变化*等。

气候变率　指在单一天气事件以外的各种*空间和时间尺度上*的*气候*平均状态的变化，以及其它相关统计量(如标准差、极端事件的发生率等)的变化。气候变率可能是由*气候系统*内部的自然过程(*内部变率*)所造成，也可能是由自然或*人为外部强迫*(*外部变率*)所导致。另见*气候变化*。

云凝结核(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。

云反馈　一种涉及任何云特性变化的*气候反馈*，是对局地或*全球平均表面温度*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。目前，云反馈仍然是*气候敏感性*估算中*不确定性*的最大来源。另见*云辐射效应*。

云辐射效应　对应于无云状况下因有云而产生的*辐射效应*。在以前的IPCC报告中，这被称为云辐射强迫，但该术语与其它强迫术语的定义不一致，因此在本报告中未保留。另见*云反馈*。

CO_2当量　见*二氧化碳当量*。

冷昼/冷夜　白天的最高温度/夜晚的最低温度低于第10*百分位*，第10百分位一般是根据1961-1990年的*参照*期定义的。关于相应的指标，见文框2.4。

相容排放　模拟陆地和海洋*碳循环*的*地球系统模型*能够计算出与给定大气CO_2浓度轨迹相一致的*CO_2*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。

信度　根据证据的类型、数量、质量和符合度(如机理方面的认知、理论、数据、模式、专家判断)以及这些证据的一致性程度，对某项发现正确性的表述。信度以定性方式表述(Mastrandrea等人，2010)。信度水平见图1.11，*可能性*修饰词列表见表1.1。另见*不确定性*。

对流 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地层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。

宇宙成因放射性同位素 高能量的宇宙射线粒子与一个原子核相互作用而产生的罕见的放射性*同位素*。常被用来作为调制宇宙射线强度的*太阳活动*的指标，或者作为大气输送过程的示踪物，也被称为*宇宙成因放射性核素*。

冰冻圈 地球陆地和海洋表面以及表面以下水以固体形式存在的区域的总称，包括*海冰*、湖冰、河冰、积雪、*冰川*和*冰盖*以及*冻土*(包括*多年冻土*)。

丹斯果-奥什格尔事件 格陵兰*冰芯*和北大西洋附近的*古气候*记录中冰期期间存在的一种气候突变事件。其基本特征是从一种寒冷阶段快速转变到一个温暖的阶段，然后又缓慢冷却回到寒冷阶段。在其它区域也观测到与丹斯果-奥什格尔事件类似的事件。

毁林 指*森林*转变为非林地。有关森林这个术语以及对与之相关术语，如*造林*、*再造林*、和毁林的讨论，见《IPCC关于土地利用、土地利用变化与林业特别报》(IPCC，2000)。另见《IPCC关于人类活动直接引起的森林和其它植被退化造成的温 室气体排放清单的定义和方法学方案报告》(IPCC，2003)。

冰消期/冰期终止期 从完全冰川环境(*冰期*)过渡到温暖的*间冰期*的气候阶段，其特点是全球变暖和由于陆地冰量变化引起的海平面上升。

检测和归因 *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，而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，是否其偶然发生的*可能性*由于*内部变率*本身被确定为小，例如<10%。归因是评估多种因果因素对变化或者具有统计置信度赋值的事件的相对贡献的过程(Hegerl等人，2010)。

硅藻 生活在湖泊、河流和海洋表层水体中的小型藻类，具有硅质外壳。硅藻在海洋沉积芯中的分布通常与过去的*海平面温度*有关。

直接(气溶胶)效应 见*气溶胶-辐射相互作用*。

直接捕获空气 通过从周围空气中捕获CO_2来产生纯*CO_2*的化学过程。

日较差 24小时内最高气温与最低气温的差。

多布森单位(DU) 测量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：在压力为1013hPa、温度为0℃时，如果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 x10^{20}个臭氧分子的臭氧柱体积。尽管差异很大，地球的*大气*中一个臭氧柱数量典型值为300DU。

降尺度 降尺度是一种从大尺度模式或资料分析中得到局地至区域尺度(10到100公里)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/统计降尺度建立大尺度大气变量与局地/区域气候变量之间的统计关系。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。

干旱 异常干燥的天气持续，一个足以造成水分严重失衡的时期。干旱是相对的；因此，任何关于降水不足的讨论必须涉及到所讨论的特定的与降水有关的活动。例如，生长季节降水不足将影响作物生产或者总的*生态系统*功能(由于*土壤水分*干旱，也被称为*农业干旱*)，*径流*和渗透期主要影响供水(*水文干旱*)。土壤水分和地下水的贮存变化除了受降水减少的影响，还受实际*蒸散*量增加的影响。异常降水不足的时期被称为*气象干旱*。*大旱*指持续时间长的大范围干旱，比一般干旱持续时间更长，通常为十年或更长时间。关于相关的指标，见文框2.4。

动力学系统 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。另见*气候突变*、*混沌*、*非线性*和*可预测性*。

地球系统模式(ESM) 包括了*碳循环*模块的*大气-海洋耦合模式*，有利于大气*CO_2*或*相容排放*的交互式计算。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*气候模式*。

中等复杂程度地球系统模式(EMIC) 一种试图包括所有地球系统模式中所有最重要的地球系统过程的*气候模式*，其*分辨率*较低或者更为简单和更理想化。

地球系统敏感性 *大气*-海洋-*冰冻圈*-植被-*碳循环*耦合系统对大气*CO_2*浓度增加一倍的平衡温度响应被称为地球系统敏感性。因为它有利于*气候系统*的缓变组成部分(例如*冰盖*、植被)适应外部的扰动，它可能与大气海洋耦合模式的*气候敏感性*差别很大。

生态系统 生态系统是由生物、其非生物环境及其内部和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变化。生态系统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作为主要的生物体，或者受人类活动的影响。

有效气候敏感性 见*气候敏感性*。

有效辐射强迫 见*辐射强迫*。

效能 与等量的*二氧化碳*的辐射强迫相比，它是衡量某个给定的*人为*或自然机制的*辐射强迫*如何有效地改变平衡的

*全球平均表面温度*的方法。根据定义二氧化碳增加的效能为1.0。气候效能的变化可能是由所施加的强迫的*快速调整*引起，而该调整因不同的强迫而异。

埃克曼抽吸　两种流体(*大气*和海洋)表层之间或一种流体与邻近的固体表面(地球表面)之间的摩擦力促使生成一个环流。当产生的质量输送辐合时，根据质量守恒将产生一个源自表面的垂直上升气流。这称为埃克曼抽吸。相反的效应，在辐散时，称为*埃克曼吸入*。这种效应在大气和海洋中都很重要。

埃克曼输送　由于海面风的作用，科里奥利力与摩擦力之间的平衡所产生的输送总量。另见*埃克曼抽吸*。

电磁波频谱　所有辐射的波长或能量范围。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。

厄尔尼诺-南方涛动(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海盆尺度的变暖。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)。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。在厄尔尼诺事件发生期间，盛行的信风减弱，令海洋上翻减弱、海流改变，以至于海面温度升高，信风进一步减弱。这一事件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。ENSO的冷相位称为拉尼娜。相应的指标，见文框2.5。

排放情景　关于对辐射有潜在作用的物质(如*温室气体*、*气溶胶*)未来排放趋势的合理表述，它基于一组具有连贯性和内部协调性的驱动因素(如人口和社会经济发展、技术变革)及其相互间重要联系所提出的一组假设。以排放情景为基础得到的*浓度情景*用作*气候模式*的输入项，以计算出*气候预估*结果。IPCC(1992)提出的排放情景系列，成为IPCC(1996)气候预估的基础，该系列排放情景被称作IS92情景系列。在《IPCC排放情景特别报告》(Nakićenović和Swart，2000)中发布的情景系列被称作*SRES情景*，其中一些情景已经成为IPCC(2001)第9-11章以及IPCC(2007)第10、11章气候预估的基础。新的*气候变化*排放情景，即四个*典型浓度路径*，是面向本次IPCC评估并独立研发的。另见*气候情景*和*情景*。

能量平衡　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*顶部发射的太阳辐射和气候系统发射的*外逸长波辐射*是相等的。另见*能量收支*。

能量平衡模式(EBM)　能量平衡模式是一种简化的模式，通过分析地球的*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力收支变化，零维能量差模式可以扩展为一维或二维模式。另见*气候模式*。

(地球的)能量收支　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，传输的辐射或被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*能量收支*、*潜热通量*、*感热通量*。

集合　应用于*气候预测*或*预估*的一组模式模拟的组合。初始条件和模式构成的差异会引起所模拟系统的不同演变，此外在*气候预报*中，能够提供与模式误差和初试条件误差相关的*不确定性*信息，在气候预估中，能够提供与模式误差和内部所产生的*气候变率*有关的不确定性信息。

平衡和瞬时气候试验　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*瞬时气候试验*。另见*气候预估*。

平衡气候敏感性　见*气候敏感性*。

平衡线　*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)当量浓度　指与给定的*二氧化碳*和其它温室气体的混合气体能够产生同样大小*辐射强迫*的二氧化碳的浓度。这种混合可能仅考虑了温室气体，或是*温室气体*和*气溶胶*的组合。二氧化碳当量浓度是比对特定时间下不同温室气体混合体的辐射强迫的*度量*，但不等同于相应的*气候变化*响应或未来强迫。通常，*二氧化碳当量排放*与由此产生的二氧化碳当量浓度之间没有联系。

二氧化碳(CO_2)排放当量　指在特定时间范围内，作为*温室气体*或者温室气体混合体的排放量，能够产生同样综合*辐射强迫*的*二氧化碳*排放量。在特定时间范围内，用温室气体排放量乘以*全球增暖潜势*就可以计算二氧化碳排放当量。温室气体混合体的二氧化碳排放当量则是每种气体的二氧化碳排放当量之和。二氧化碳排放当量是比较不同种温室气体排放量时的一个通用尺度，但并非意味着能够产

生相应的*气候变化*响应。另见*二氧化碳当量浓度*。

蒸散 地球表面蒸发与植被的蒸腾作用的综合过程。

延伸浓度路径 见*典型浓度路径*。

外部强迫 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、太阳变化和*人为*改变*大气*成分以及*土地利用变化*都属于外部强迫。轨道强迫也属于外部强迫，因为*日射*随轨道参数偏心率、倾角和两分点的岁差产生变化。

温带气旋 在中纬或高纬度地区的大型(1000公里量级)风暴，其中心气压低，伴有较强的温度和湿度水平梯度的锋面。是造成极端风速和强降水(尤其在冬季)的重要原因。

极端气候事件 见*极端天气事件*。

极端海平面 见*风暴潮*。

极端天气事件 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资料估计的*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。当一种型态的极端天气持续一段时间，如一个季节，它可能归类于极端气候事件，尤其当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*干旱*或强降雨)。

耀斑 太阳上的亮块。在*太阳活动*高峰时被耀斑覆盖地区的面积扩大。

反馈 见*气候反馈*。

指纹 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。

通量调整 为避免耦合的*大气-海洋环流模式(AOGCM)*产生漂移进入非真实*气候*状态的问题，在把大气-海洋热通量和水通量用于海洋和大气模式之前，可以对大气-海洋热通量和水汽通量(有时还包括风在洋面产生的表面应力)加上一个调整项。由于这些调整项是预先计算的，因而不依赖于耦合模式的积分过程，因此它们与积分过程中形成的距平无相关性。

森林 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、社会结构和经济等差异。关于森林一词的讨论以及相关的术语，如*造林*、*再造林*、和*毁林*，见《IPCC关于土地利用、土地利用变化和林业特别报告》(IPCC，2000)。另见《IPCC关于人类活动直接引起的森林和其它植被退化造成的温室气体清单的定义和方法选择报告》(IPCC，2003)。

化石燃料排放 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*(尤指*二氧化碳*)、其它痕量气体和*气溶胶*的排放。

气候变化框架公约 见*《联合国气候变化框架公约》(UNFCCC)*。

自由大气 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 所含部分或全部间隙水已冻结的土壤或岩石。冻土包括*多年冻土*。每年冻结后又融化的土层称为季节冻土。

大气(海洋)环流 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系统的*能量平衡*。

大气环流模式(GCM) 见*气候模式*。

地球工程 指旨在刻意改变*气候系统*，以减轻*气候变化*影响的广泛的方法和技术。大多数(但非所有)的方法寻求(1)减少气候系统吸收的太阳能总量(*太阳能辐射管理*)或(2)增加*大气*中的净碳汇，其规模足以改变*气候(二氧化碳清除)*，其中规模和意图最重要。受到特别关注的地球工程方法中的两个关键特征是，它们在全球或区域尺度上利用或影响气候系统(如大气、陆地或海洋)，和/或能够产生跨国界的、实质性的、无法预料的副作用。地球工程不同于人工影响天气或生态工程，但是它们之间的界限并不清晰(IPCC，2012，第2页)。

大地水准面 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 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。

冰期-间冰期周旋回 指地球历史上陆地冰量和全球海平面发生巨大的周期性变化的现象。另见*冰期*和*间冰期*。

冰川均衡调节(GIA) 由于地球-海洋系统响应冰和相关的水体载荷的变化，而造成地球及其重力场的变形，有时又被称为冰川-水文*均衡*。它包括由于冰-海质量交换期间的质量再分配引起地球表面发生垂直和水平变形以及*大地水准面*的变化。

冰川 陆地上由雪的累积和压密等变质过程形成的多年存在的巨大冰体，能表现出在内部应力和底床及两侧岩壁摩擦的约束下过去和现在的流动特征(通过内部变形而流动和/或者沿底床滑动)。冰川在高海拔区域依赖雪的积累而不断获得物质，在海拔较低处则通过冰体融化和/或者崩落或者流入海洋而损失物质以达到平衡。与冰川同样物质来源但规模达到大陆尺度的冰体则称为*冰盖*。简化起见，本评估报告将这类冰体中除冰盖以外的都称为冰川。另见*平衡线*和*(冰川或冰盖)物质平衡/收支*。

全球变暗 全球变暗指大约从1961年到1990年前后期间地面接收的*太阳辐射*普遍减少的现象。

全球平均表面温度 是对全球平均表面气温的估算。然而，由于它随时间变化，因此，作为与气候平均值的差，仅采用距平，通常采用基于按面积加权的*海面温度*距平和*地面气温*距平的全球平均值。

全球增暖潜势(GWP) 是基于*温室气体*辐射性质的一个指数，用于衡量相对于*二氧化碳*的，在当前*大气*脉冲排放单位质量某个给定的温室气体所造成的辐射强迫在选定时间段内的积分量。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。*《京都议定书》*基于100年时间段的脉冲排放的GWP。

温室效应 *大气*中所有红外线吸收成分的红外*辐射效应*。*温室气体*、云、有时还包括(少量)*气溶胶*吸收地球表面和大气放射的*地面辐射*。这些物质向各个方向放射*红外辐射*，但向空间放射的净辐射量一般小于没有吸收物情况下的辐射量，因为在*对流层*中的温度随着高度的升高而降低，并随之减轻辐射，此外一切相同。温室气体浓度的增加加强了这种效应；其差有时被称为增强型温室效应。因*人为*排放带来的温室气体浓度的变化促进了瞬时*辐射强迫*。表面温度和对流层变暖，以响应该强迫，逐渐恢复大气层顶的辐射平衡。

温室气体(GHG) 温室气体指*大气*中自然或*人为*产生的气体成分，能够吸收并释放地球表面、大气本身和云发出的*地面辐射*光谱中的特定波长辐射。该特性导致*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。此外，大气中还有许多完全由人为产生的温室气体，如《*蒙特利尔议定书*》提及的*卤烃*和其它含氯和含溴的物质。除CO_2、N_2O和CH_4外，*《京都议定书》*还涉及六氟化硫(SF_6)、氢氟碳化物(*HFC*)、全氟化碳(PFC)等温室气体。充分混合的温室气体的列表，见表2.A.1。

总初级生产量(GPP) 自养生物(如植物和藻类)所固定的碳总量。

触地线 *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。

涡旋 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。

哈得莱环流 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所谓的*热带辐合带*上升。

卤代烃 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 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。另见*温跃层*。

盐比容 见*海平面变化*。

HCFC 见*卤化碳*。

热浪 一段异常且令人不适的炎热天气时期。另见*暖期*。

异养呼吸 指自养生物以外的有机物质向*二氧化碳*的转换。

HFC 见*卤化碳*。

后报或回报 仅使用预报开始前的可用信息对过去一个时间段进行的预报。一系列的后报可用于校准预报系统，并/或提供预报系统在过去展现出的平均技巧的衡量标准，对未来有望使用的技巧提供指导。

全新世 全新世是*第四纪*两个世中的最后一个，从1.165万年(1950年前的1000年)延伸到现在。它也被称为海洋同位素阶段(MIS)1或现代间冰期。

水文气候 隶属于*区域*水文学之*气候*的一部分。

水分循环 在该循环中水分从海洋和表面蒸发，作为水汽被带入地球大气环流，凝结成云，又以雨或雪的形式降落到海洋和陆地上。它在陆地上被树林和植被截获，在地表产生*径流*，渗入土壤，补充地下水，流入河流，最终注入大海，又从海洋再次蒸发。涉及水分循环的各种系统通常被称作水文系统。

水圈 是*气候系统*的一个组成部分，由海洋、江河、淡水湖泊、地下水等地表水和地下水组成。

测高法 陆地或冰面作为高度函数的分布。

冰期 一个冰期或*冰川时期*的特点是地球*气候*的温度长期下降，导致*冰盖*和*冰川*增加。

冰反照率反馈 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。

冰芯 从*冰川*或*冰盖*中钻探提取的圆柱状冰雪样品。

冰盖 具有大陆尺度规模的陆地冰体，厚度很大，足以覆盖大部分下垫层，故其形状主要取决于其动力学过程(由于内部挤压形变引起冰体的流动和/或在底床上滑动)。冰盖从中心区域较高且表面带有较小平均坡度的冰高原向外流动。边缘地带通常坡度变大，冰盖最主要的冰量损失是通过*冰流*或*溢出冰川*而快速外流，在某些情况下，则直接流入海洋或流入飘浮在海上的*冰架*。当今世界上仅存两大

冰盖，一个在格陵兰岛，另一个在南极。在冰期时，还有其它冰盖存在。

冰架　从海岸延伸出、有相当厚度、飘浮的冰板(通常具有很大的水平范围和非常平坦的表面)，往往存在于*冰盖*沿岸的海湾中。几乎所有的冰架都在南极洲，那里大部分冰体通过冰架流入海洋。

冰流　*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。另见*溢出冰川*。

入射太阳辐射　见*日射*。

印度洋偶极子(IOD)　印度洋*海面温度*年际变率的大尺度模态。这种型态体现了在热带海面温度的纬向梯度，当北半球秋季达到最强位相时，表现为苏门答腊岛海面变冷，西部的索马里海面变暖，同时沿赤道伴有异常的东风。

间接气溶胶效应　见*气溶胶-云相互作用*。

工业革命　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，于十八世纪下半叶始于英国，并在欧洲传播，随后传播到包括美国在内的其它国家。蒸汽机的发明是这一发展的重要触发因素。工业革命标志着化石燃料的使用以及特别是化石*二氧化碳*排放量开始大幅增长。在本报告中，术语*工业化前*和*工业化时期*分别指1750年之前和之后的时期，但不太严谨。

红外辐射　见*地球辐射*。

日射　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。还可见*全日射*。

间冰期　*冰期*之间的温暖时期。通常定义为海平面接近于目前海平面的时期。*末次间冰期(LIG)*出现在距今(“今”指1950年)大约129-116ka(千年)前，而有些地区暖期的出现要早几千年。根据氧*同位素*记录，间冰期定义为上次冰期终止的中点与下次冰期起始之间的间隔。当前的间冰期即*全新世*，始于距今11.65ka前，尽管全球海平面在距今约7ka年前才接近其目前位置。

内部变率　见*气候变率*。

热带辐合带(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。

施铁肥法　特意将铁元素注入海洋上层，旨在提高生物生产率，这能使海洋吸收更多大气*二氧化碳*。

不可逆性　如果*动力系统*通过自然过程从扰动状态中恢复所需的时间尺度远长于该系统达到其扰动状态的所用时间，则在给定的时间尺度上，这种扰动状态定义为不可逆的。第一工作组关注的时间尺度是从百年到千年。另见*临界点*。

地壳均衡或地壳均衡性　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。另见*冰川均衡调整(GIA)*。

同位素　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。

京都议定书　*《联合国气候变化框架公约》(UNFCCC)*的《京都议定书》于1997年在日本京都召开的UNFCCC缔约方大会(COP)第三次会议上通过。该议定书包含了除UNFCCC所包括的承诺之外的具有法律约束力的承诺。议定书附件B中所列的国家(大部分为“经济合作和发展组织”成员国以及经济转型国家)同意减少其*人为温室气体*(*二氧化碳*、*甲烷*、*氧化亚氮*、氢氟碳化物、全氟化碳、六氟化硫)排放量，在2008-2012年承诺期内至少比1990年水平低5%。《京都议定书》于2005年2月16日起生效。

地表气温　地表气温指距地1.5米高、通风良好的百叶箱内测量到的温度。

土地利用和土地利用变化　*土地利用*指在某种土地覆盖类型上作出的所有安排、活动和措施(一系列人类行动)。*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、木材采伐和水土保持)。*土地利用*变化指人类改变的土地利用或管理，这可导致土地覆盖的变化。土地覆盖变化和土地利用变化会对地面*反照率*、*蒸散*、*温室气体的源和汇功能*，*或其它气候系统*特性产生影响，从而提高局地或全球尺度上*辐射强迫*和/或对*气候*产生其它影响。另见《IPCC关于土地利用、土地利用变化和林业特别报告》(IPCC，2000)。

陆地水储量　储存在*冰川*和*冰盖*之外的陆地水(即储存在河流、湖泊、湿地、渗水区、含水层、水库、积雪和*多年冻土层*中的水)。受*气候*和人类活动驱动而变化的陆地水储量可促使*海平面变化*。

拉尼娜　见*厄尔尼诺-南方涛动*。

直减率　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。

末次冰期冰盛期(LGM)　指末次*冰期*内*冰川*和*冰盖*达到其最大规模的时期，距今约21ka。由于对其*辐射强迫*和边界条件的了解相对充分，因此对这一时期进行了广泛的研究。

末次间冰期(LIG)　见*间冰期*。

潜热通量　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。

生命期 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：

周转时间(*T*) (*也称为大气总生命期*)是*库*(例如，一个*大气*中的气态组分)的质量M与从库中的清除率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，指*平均滞留时间*。

调整时间或响应时间(*Ta*) 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。和*气候*变迁有关的不同定义，见*响应时间*。

为了简化，*生命期*一词有时也可用*调整时间*代替。

在简单案例中，当一个组分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。在更为复杂的案例中，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，它的周转时间仅约四年。然而，大部分CO_2在几年内又返回到大气中。因此，大气中CO_2的调整时间实际上取决于碳从海洋表层到更深层的清除率。虽然大气中CO_2的调整时间大致约为100年，但实际的调整是在最初较快，而后较慢。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，CH_4的清除率S与其总质量M不成比例。

可能性 某个特定结果的发生几率，可以采用概率估算。本报告中用一套标准术语来表述，见表1.1。另见*可信度*和*不确定性*。

岩石圈 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。另见*地壳均衡*。

小冰期(LIA) 上一个千年中的一段时期，其特点在于南北半球的山地*冰川*均在此期间数次发生大幅扩张，并且在扩张期之间微有退缩。各*地区*之间的冰川推进时间不同，因此，无法明确界定时间。多数的定义是在1400 CE至1900 CE时段。目前可用的北半球平均温度*重建*表明，北半球最冷的时期可能出现在1450-1850 CE时段。

长波辐射 见*地球辐射*。

马登—朱利安振荡(MJO) 热带大气季节内变率的最大单一分量(周期为30-90天)。MJO表现为大气环流和深*对流*之间的大尺度耦合，以大约5ms^{-1}的速度向东传播。随着它的发展，伴随有广大的降雨增强和抑制区，主要是在印度洋和西太平洋。MJO事件每次持续大约30-60天，因此MJO也被称为30-60天波，或季节内振荡。

海基冰盖 覆盖相当大地区且冰床在海平面以下的*冰盖*，其周边部分与海洋接触。最有名的例子是南极西部冰盖。

(冰川或冰盖)物质平衡/收支 在某一规定时段内(通常为一年或一个季节)，冰体的物质收入(积累)和物质损失(消融和冰山*崩解*)之间的平衡。单点物质平衡指在*冰川*或*冰盖*某一特殊位置上的物质平衡。表面物质平衡是表面积累和表面消融之差。关于物质平衡的收入和支出术语有：

积累 冰川物质增加的所有过程。降雪是积累的主要部分。积累还包括白霜、冻雨、其它类型固态降水的沉积，以及风吹雪和雪崩的增加。

表面消融 冰川物质减少的过程。消融的主要因素是融雪产生*径流*，但在有些冰川，升华、风吹雪及雪崩的损失也是消融的重要过程。

流泻/外流 漂浮的*冰架*在*触地线*上的冰山崩解或冰流泻造成的物质损失。虽然冰山崩解和流泻常被视为消融，但在本报告中将其与表面消融区分开来。

平均海平面 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。

中世纪气候异常期(MCA) 见*中世纪温暖期*。

中世纪温暖期(MWP) 相对温暖及发生其它显著*气候*异常事件(例如，在一些大陆*地区*出现更大范围的*干旱*)的一段时期。这一时期的起止时间没有明确的界定，不同的记录对暖期的起止时间各异，另有些记录则显示暖期是断续的。多数界定为在900-1400CE。目前已有的北半球平均温度重建表明，北半球最暖期可能出现在950-1250CE。目前已有的记录和温度*重建*表明，在过去2千年中，MWP中的一些时段的平均温度的确较暖，不过并不像20世纪变暖那样，在各个季节和地理区域普遍温暖。MWP亦称为*中世纪气候异常期*。

经向翻转环流(MOC) 海洋中经向(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*温盐环流*(THC)来表示，温盐环流是一种并不全面的概念性解释。须谨记的是，MOC以风为驱动，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*。

元数据 关于气象和气候资料的信息，涉及如何及何时对其进行测量、其质量、已知问题及其它特征。

甲烷(CH_4) 甲烷是《*京都议定书*》要求减缓的六种*温室气体*之一，是天然气的主要成分，并与所有碳氢燃料、畜牧业及农业相关。

度量 对难以量化的某一物体或活动的特征进行的一致性

测量。在评估*气候模式*的背景下，则是对模拟量和观测量之间一致性的定量测量，它可用于评估单个模式的性能。

微波探测仪(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，一组第二代仪器-先进微波探测仪(AMSU)开始投入运行。

矿化/再矿化 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 为减少*温室气体*的排放*源*或增加温室气体的*汇*而进行的人为干预。

混合比 见*摩尔分数*。

模式漂移 鉴于模式*气候*与观测到的气候存在一定程度的差异，*气候预报*通常将从最初基于观测的状态“漂移”至模式气候。这种漂移根据不同的变量在不同时间尺度发生，使初始条件预报信息变得模糊不清，依据经验，通常是以线性方式可对这种漂移进行事后调整清除。

模式体系 见*气候模式(谱或谱系)*。

模式初始化 在进行*气候预报*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资料被“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资料、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资料中*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效。另见*气候预测*。

模式离散 不同*气候模式*模拟结果的范围或离散程度，例如耦合模式比对项目第五阶段(CMIP5)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，将观测资料、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 以最佳空间型态和时间变化为基础的时空结构，有助于阐述总体方差特征和*遥相关*。变率模态常被视为空间*气候型态*和相关*气候指数*时间序列产品。

摩尔分数 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 季风是在热带和亚热带地区，地面风及其相关降水出现的一种季节性逆转，它是由于大陆尺度的陆地和毗邻的海洋之间的热力差所致。季风雨主要出现在夏季的陆地区域。

《蒙特利尔议定书》 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》，而后又在伦敦(1990)、哥本哈根(1992)、维也纳(1995)、蒙特利尔(1997)、北京(1999)作了一系列调整和修订。该议定书是对破坏平流层*臭氧*的含氯和溴化学品(例如氯氟烃、甲基氯仿、四氯化碳等)的消耗和生产进行控制。

近地表多年冻土层 *气候模式*应用中常用的术语，指具接近地表深度的*多年冻土层*(通常为至地下3.5米)。在模拟研究中，多年冻土层一般是用20年或30年气候平均值进行诊断，这不同于多年冻土层的传统定义。某个位置上近地表多年冻土层的消失并不影响更深深度多年冻土层的长期持续性。另见*活动层*、*冻土*和*热卡斯特*。

近期气候强迫因子(NTCF) 近期*气候*强迫因子(NTCF)指那些主要在其排放后前十年对气候产生影响的化合物。与*充分混合的温室气体*相比，这组化合物主要是由在大气中短*生命期*的化合物组成，有时被称为短期气候强迫因子或短期气候污染物。然而，气候评估最关注的通用属性是其对气候影响能够体现出来的时间尺度。这组化合物包括*甲烷*(也是一种充分混合的温室气体)、*臭氧*和*气溶胶*、或其*前体物*，以及一些卤代物(非充分混合的温室气体)。这些化合物不会在大气中积聚十年至百年的时间尺度，因此它们对气候的影响主要集中在其排放后的短时期内。

氮沉降 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) 是《*京都议定书*》要求减缓的六种*温室气体*之一。农业(土壤和厩肥管理)是氧化亚氮的主要*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，也会自然地产生氧化亚氮。

非线性 没有简单因果比例关系的过程称为非线性过程。*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*。另见*混沌*和*可预报性*。

北大西洋涛动(NAO) 北大西洋涛动包括冰岛和亚速尔群岛附近地面气压的反向变化。因此，它对应从大西洋进入欧洲的主西风带强度的振荡，因而对应隐嵌*温带气旋*及其相关锋面系统的振荡。参见NAO指数，文框2.5。

北半球环状模态(NAM) 一种在冬季的大气型态强度的振荡，其特征为北极地面低气压，中纬度强西风带。NAM与进入*平流层*的北极极涡有关。该环流型态偏向北大西洋，其指数与*北大西洋涛动*指数有很高的相关性。参见NAM指数，文框2.5。

海洋酸化 海洋酸化指海洋*pH*值长期(通常为几十年以上)

减小，这主要是由于*吸收*了*大气*中的*二氧化碳*所致，但也由于海洋中其它化学物质增加或减少所致。*人为海洋酸化*指人类活动造成pH值减小的部分(IPCC，2011，p.37)。

海洋热量吸收效率　这是一个测量单位($W\,m^{-2}\,℃^{-1}$)，用于测量*全球平均表面温度*上升时的全球海洋热量存储增加的速率。它是*气候变化*试验中的有用参数，试验中*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*气候响应*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全球平均表面气温变化之比等试验进行估算。

有机气溶胶　*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。另见*碳气溶胶*。

向外长波辐射　*大气*顶层光谱红外部分的净向外辐射。另见*地球辐射*。

溢出冰川　一种*冰川*，通常是在岩壁间，属*冰盖*的一部分，从冰盖中流出。另见*冰流*。

臭氧　含三个氧原子的氧(O_3)，臭氧是气态大气成分。在*对流层*中，它既能自然产生，亦可在人类活动产生的气体(烟雾)中通过光化学反应生成。对流层臭氧起*温室气体*的作用。在*平流层*中，它通过太阳紫外辐射与分子氧(O_2)之间的相互作用产生。平流层臭氧在平流层辐射平衡中发挥主导作用。其浓度在*臭氧层*中最高。

臭氧空洞　见*臭氧层*。

臭氧层　*平流层*中存在一个臭氧浓度最高的气层，称为*臭氧*层。臭氧层范围大约距地面12-40公里。臭氧浓度在大约20-25公里处达到最高。臭氧层已被人类排放的氯化物和溴化物消耗。每年，在南半球的春季，南极上空的臭氧层都会出现极强的损耗，这是由*人为的*氯化物和溴化物以及该*地区*特定气象条件共同造成的。这种现象被称之为*臭氧空洞*。另见*蒙特利尔议定书*。

太平洋年代际涛动(PDO)　北太平洋以北20°N的*海面温度*第一经验正交函数的模态和时间序列。覆盖整个太平洋洋盆的PDO被称为年代际太平洋涛动。PDO和IPO具有相似的时间演变。另见*太平洋年代际变率*。

太平洋年代际变率　太平洋洋盆的大气环流及其以下的海洋的年代至年代际耦合变率。它在北太平洋最为显著，其中冬季阿留申低气压系统的强度波动与北太平洋*海面温度*产生协同变化，并与整个太平洋洋盆的大气环流、*海面温度*和洋流的年代际变化相联系。此类波动会对*厄尔尼诺-南方涛动*周期的调制产生影响。衡量太平洋年代际变率的关键指标有*北太平洋指数(NPI)*、*太平洋年代际涛动(PDO)*指数以及*年代际太平洋涛动(IPO)*指数，所有指数详见文框2.5。

太平洋-北美(PNA)型态　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。参见PNA型态指数，文框2.5。

古气候　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　在模式求出的大尺度变量与次网格尺度过程的区域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。

百分位数　一组分割值，它们将分布的总数划分为一百等份，第50个百分位数对应总数的中值。

多年冻土层　至少连续两年处于或低于0℃的地面(土壤或岩石以及包含的冰和有机物)。另见*近地表多年冻土层*。

pH值　pH值是根据氢离子(H^+)浓度测定水(或任何溶液)酸度的无量纲度量。pH值根据对数标度$pH=-\log_{10}(H^+)$进行测量。因此，pH值降低一个单位相当于H^+浓度或酸度增加10倍。

光合作用　植物从空气(或水中的碳酸氢盐)中吸收*二氧化碳*，生成碳水化合物，并释放氧气的过程。光合作用有几种途径，对大气二氧化碳浓度做出不同的响应。另见*二氧化碳肥化*。

浮游生物　生活在表层水体的微生物。浮游植物和浮游动物间存在差别，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为生。

更新世　更新世是*第四纪*中两个世中的前一个，从2.59 Ma到*全新世*开始时的11.65 ka。

上新世　上新世是新近纪的最后一个世，从5.33 Ma到*更新世*开始时的2.59 Ma。

花粉分析　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。另见*代用资料*。

可降水量　单位截面积垂直气柱中的大气水汽总量。如果完全凝结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　是大气中非*温室气体*或*气溶胶*的成分，但通过参与调节温室气体或气溶胶的产生或消解速度的物理或化学过程，从而对温室气体或气溶胶的浓度产生影响。

可预测性　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资料，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，2000)。

预测质量/技巧　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，需采用一整套*度量*。度量有别于确定性和概率形式的预报。另见*气*

候预测。

工业化前　见*工业革命*。

概率密度函数(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　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。另见*气候模式*。

预估　预估指一个或一组参量未来潜在的演变，通常借助于模式进行计算。与预测不同，预估以相关假设为条件，如未来可能或不可能实现的社会经济和技术发展。另见*气候预测*和*气候预估*。

代用资料　*气候*代用指标是利用物理和生物物理原理加以解释的记录，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资料称为代用资料，如*花粉分析*、*树木年轮*记录、洞穴沉积层、珊瑚特征等，以及从海洋沉积和*冰芯*获得的各种资料。代用资料可经校准，提供定量气候信息。

准两年振荡(QBO)　热带*平流层*的东风带和西风带之间赤道纬向风的近周期性振荡，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　第四纪是构成*新生代*(距今65 Ma)三个纪中的最后一个纪，从2.59 Ma至今，包括*更新世*和*全新世*。

辐射效应　对辐射通量或加热率产生的影响(通常指对*大气*顶层向下通量的影响)。造成的原因是一种特定成分与*红外*场或*太阳辐射*场通过吸收、散射和发射开展的相互作用，而非不含该特定成分的等同大气。它可量化该成分对*气候系统*的影响，例如*气溶胶-辐射相互作用*、*云辐射效应*以及*温室效应*。在本报告中，凡因*人为*或其它外部影响(例如火山喷发或太阳的变化)导致的大气层顶辐射效应均称为瞬时*辐射强迫*。

辐射强迫　辐射强迫指由于*气候变化*外部驱动因子的变化(如*二氧化碳*浓度或太阳辐射量的变化)而造成的*对流层*或*大气层*顶净辐射通量(向上辐射与向下辐射的差，单位用W m^{-2}表示)发生的变化。有时尽管内部驱动因子是*气候*变化的结果，但也被作为强迫看待，如*古气候中*的*气溶胶*或*温室气体*变化。传统的辐射强迫是用固定在未受扰动值上的所有对流层特性计算的；若受到扰动，则在平流层温度重新调整到辐射动力平衡之后再进行计算。在不考虑平流层温度变化的情况下，辐射强迫被称为*瞬时*强迫。如果计入*快速调整*的话，则辐射强迫被称为*有效辐射强迫*。在本报告中，辐射强迫被进一步定义为相对于1750年的变化，除非另有说明，它指一个总值和年平均值。注意不要混淆辐射强迫和*云辐射强迫*，云辐射强迫表示的是云影响大气顶层辐射通量的大小，但与辐射强迫无关。

快速调整　直接由扰动*气候系统*的作用引起的、独立于任何*全球平均表面温度*变化的某种作用力的响应。例如*二氧化碳*和*气溶胶*通过改变*大气*内部的加热和冷却速率，可分别引起云量和其他变量的变化，从而在没有任何地表加热或冷却的情况下产生一种*辐射效应*。因为该调整在由气候变暖造成的*气候反馈*发生前即刻发生，所以调整的速度很快(尽管有些调整可能需要很长时间去继续完成，例如涉及植被或*冰盖*的调整)。快速调整亦称作*快速响应*或*迅速调整*。关于该概念的进一步解释，参见第7.1节和8.1节。

快速气候变化　见*气候突变*。

(冰川或冰盖)快速动态变化　由流速和*流量*的变化而不是*积累*或*消融*所控制的*冰川*或*冰盖*物质变化。由此导致的物质变化率大于任何积累或消融之间的不平衡所造成的物质变化率。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。另见*(冰川或冰盖)物质平衡/收支*。

再分析　再分析是对历史大气温度、风或海洋温度、洋流和其它量的估计，是利用固定的最先进的天气预报模式并使用资料同化技术的海洋环流模式处理过去的气象和海洋资料。利用固定的资料同化可以避免变化的分析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范围变化和偏差的影响。

反弹效应　当CO_2从*大气*中去除后，大气碳*库*与陆地/海洋碳库间的CO_2浓度梯度会出现下降，由此导致陆地和海洋*碳循环*过程吸收大气CO_2的内在速率出现下降甚至逆转。

(气候变量)重建　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。

再造林　在以前曾是*森林*，但已转作它用的土地上重新造林。关于森林和有关的一些术语，如*造林*、*再造林*和*毁林*的讨论，见《IPCC关于土地利用、土地利用变化与林业的报告》(IPCC，2000)。另见《IPCC关于人类活动直接引起的森林和其它植被退化造成的温室气体清单的定义和方法选择的报告》(IPCC，2003)。

区域　区域指一个具有特定地理和*气候*特征的地域。一个区域的气候受区域和局地尺度特征，如地形、*土地利用*特征、湖泊等的影响，还受其它区域的远距离影响。另见*遥相关*。

区域气候模式(RCM)　有较高*分辨率*的有限地区*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。

相对湿度 相对湿度指相对于在相同温度下的液态水或冰，实际蒸汽压与饱和蒸汽压的比率。另见*比湿*。

相对海平面 由*验潮仪*测量的、相对于验潮仪所处陆地的海平面。另见*平均海平面*和*海平面变化*。

典型浓度路径(RCP) 一组包括了所有*温室气体*、*气溶胶*和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，2008)。*典型*一词表示单个RCP只提供导致特别*辐射强迫*特征的可能情景之一。*路径*一词强调不仅考虑长期浓度水平，还考虑为达到该成果随时采用的轨迹(Moss等人，2010)。

RCP通常指到2100年之前的浓度路径的比例，综合评估模式为其计算出了相应的*排放情景*。*延伸浓度路径*(ECP)描述了从2100年扩展到2500年的RCP，在计算中使用了利益相关方商定的简单规则，并不代表完全协调一致的情景。

利用综合评估模式计算得到的四种RCP情景是从已出版的文献中选取的，并作为本次IPCC评估第11至14章*气候预测*和*预估*的基础：

RCP2.6 在该路径中辐射强迫在2100年之前达到约3W m^{-2}的峰值，随后出现下降(相应的ECP假设2100年后的排放达到恒定)；

RCP4.5和RCP6.0 两种中等的稳定路径，其辐射强迫在2100年后分别大致稳定在4.5W m^{-2}和6.0W m^{-2}左右(相应的ECP假设2150年后的浓度达到恒定)；

RCP8.5 高浓度路径，其辐射强迫在2100年前超过8.5W m^{-2}并在之后一定时间内持续上升(相应的ECP假设2100年之后的排放达到恒定，2250年之后的浓度达到恒定)。

对未来情景的进一步说明参见文框1.1。

库 除*大气*以外的*气候系统*的一个组成部分。库能储存、积累和释放相关物质，如碳(*温室气体*或其*前体物*)。例如，海洋、土壤和*森林*均可视为碳库。池的词义与之相近(注池的定义通常包括大气)。在特定时间内，库内包含的某种相关物质的绝对量称为储量。

分辨率 在*气候模式*中，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 活生物体将有机物质转换为*二氧化碳*、释放能量并消耗分子氧的过程。

响应时间 响应时间或*调整时间*指在外部过程或反馈造成强迫后，*气候系统*或其组成部分重新平衡到一个新的状态所需的时间。气候系统中各组成部分的响应时间各异。*对流层*的响应时间相对较短，为几天到几个星期，而平流层要达到平衡状态的典型时间尺度为几个月。因其巨大的热容量，海洋的响应时间更长，典型情况下为几十年，但也会长达上百年或千年。表面-对流层强烈耦合系统的响应时间因而比*平流层*更慢，并主要取决于海洋。*生物圈*对某些变化(如*干旱*)的响应可能很快，但对于叠加变化的响应则很慢。有关影响示踪气体浓度的过程速率响应时间的不同定义参见*生命期*。

重现期 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。另参见*重现值*。

重现值 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。另见*重现期*。

河流泄流量 见*流量*。

径流 降水中未蒸发和未蒸腾，却沿地下或地表流向湖泊和海洋的部分。另见*水文循环*。

情景 对未来如何发展的一种合理描述，基于对关键驱动力(如技术变革速率、价格)及其相互关系的一组连贯、内部一致的假设。需要注意的是，情景既不是预测也不是预报，但可用于提供有关发展和行动意义的观点。另见*气候情景*、*排放情景*、*典型浓度路径*和*SRES情景*。

海冰 海洋表面由海水冻结形成的冰。海冰可能是被风或海流(浮冰)移动的漂浮在海面上的不连续的冰块(浮冰群)，或是与海岸联为一体而静止不动的大片连续冰体(陆缘固定冰)。*海冰密集度*指海洋被冰覆盖的比例。不到一年的海冰称作*一年冰*。超过一个夏季仍未完全融化的海冰称作*常年冰*。常年冰可以细分为*二年冰*和*多年冰*，多年冰指至少存在两个夏季的海冰。

海平面变化 全球和局地的海平面都能发生变化，其原因是：(1)洋盆形状改变，(2)海水质量改变导致的海洋体积变化，(3)海水密度改变导致的海洋体积变化。因海洋质量变化导致的全球*平均海平面*变化称为重静态。由于加入或去除海水质量引起的重静态海平面变化的量称为*海平面当量(SLE)*。因海水密度改变而引起全球和局地海平面变化称为*比容*。因温度改变而引起密度改变称为*热比容*，而因为盐度改变而引起的密度改变称为*盐比容*。重静态和比容海平面变化不包括因海洋质量及其分布改变引起的洋盆形变的影响。另见*相对海平面*和*热膨胀*。

海平面当量(SLE) 一定质量水(冰、液体或水汽)的海平面当量为将该质量以1000千克$米^{-3}$的密度换算成体积，再除以目前的洋面面积3.625×10^{14}平方米。因此，3625亿吨的水体加入到海洋后，会导致全球*平均海平面*上升1毫米。另见*海平面变化*。

季节冻土 见*冻土*。

海表温度(SST) 海表温度是海洋表层几米内次表层海水的块体温度，是通过船舶、固定浮标和漂移浮标测量的。船舶使用的水采样桶测量大都于20世纪40年代被发动机

入水口采样所取代。卫星测量的红外表层温度(最表层；一毫米深度部分)或用微波测量的表层1厘米深度的温度也可以使用，但是必须进行订正，以便与块体温度具有可比性。

半直接(气溶胶)效应 见*气溶胶-辐射相互作用*。

半经验模式 结合变量与通过基本定律(如能量守恒)开展的有关变量的理论思考之间观测到的联系，并在此基础上进行计算的模式。如在海平面研究中，半经验模式特指以未来*全球平均表面温度*变化或*辐射强迫*预估未来全球*平均海平面变化*，或对这种变化贡献的传递函数。

感热通量 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。

固化 见*吸收*。

短波辐射 见*太阳辐射*。

有效波高 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。

汇 任何从*大气*中清除*温室气体*、*气溶胶*或其*前体物*的过程、活动或机制。

平板海洋模式 *气候模式*中海洋的简化形式，为一个静止的海水层，水深为50至100米。与平板海洋模式耦合的*气候*模式仅能用于估算气候对于某个给定强迫做出的平衡响应，而不是气候的瞬时演变。另见*平衡和瞬时气候试验*。

积雪范围 积雪覆盖地面的地域范围。

雪水当量(SWE) 一定量的积雪完全融化后产生的液态水深。

土壤湿度 储存在土壤中的液态或冰冻形态的水。

土壤温度 土壤的温度。可以在土壤中的多个深度等级测量或模拟。

太阳活动 描述太阳上各种磁现象的通用术语，如*太阳黑子*、太阳*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。另见*太阳周期*。

太阳(“11年”)周期 *太阳活动*的准定期调整，带幅度变化，为期8到14年。

太阳辐射 太阳发出的、频谱接近黑体、温度达5770K的电磁辐射。太阳辐射在可见光波长中达到峰值。与*地面辐射*相比，太阳辐射通常被称为*短波辐射*。另见*入射辐射*和*太阳总辐照度(TSI)*。

太阳辐射管理(SRM) 太阳辐射管理指对地球短波辐射收支进行内部调整，以期按照给定的*度量*标准(如*表面温度*、降水、区域影响等)减弱*气候变化*。人工向平流层注入*气溶胶*和云增亮是太阳辐射管理技术的两个例子。对于长波辐射收支快速响应组分(如卷云)的干预方法尽管不能严格算作SRM，但也与SRM有关。SRM技术并不属于通常定义下的*减缓*和适应(IPCC，2012，第2页)。另见*太阳辐射*、*二氧化碳移除(CDR)*和*地球工程*。

溶解度泵 溶解度泵是一种重要的物理化学过程，可以将溶解的无机碳从海洋表层输送到海洋内部。这个过程控制着海洋中的碳储量。气态*二氧化碳*的溶解度可以改变海洋和上覆*大气*中的二氧化碳浓度。另见*生物泵*。

源 任何向*大气*中释放*温室气体*、*气溶胶*或其*前体物*的过程、活动或机制。

南半球环状模(SAM) 南半球位势高度变化的主模态，这种高度变化与中纬度急流的纬度变化相关。见文框2.5中的SAM指数。

南方涛动 见*厄尔尼诺—南方涛动(ENSO)*。

南太平洋辐合带(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，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*ITCZ*有共同点，但更有温带属性，特别是在日界线以东。

空间和时间尺度 *气候*可在一个大的空间和时间尺度范围内发生变化。空间尺度的范围从局域(小于10万平方公里)至区域级(10万至1000万平方公里)乃至大陆级(1000万至1亿平方公里)不等。时间尺度从季节至地质年代(可长达几亿年)不等。

比湿 比湿指水汽质量与湿空气总质量的比率。另见*相对湿度*。

SRES情景 由Nakićenović和Swart(2000)研发的*排放情景*，与其它情景共同作为IPCC(2001)第9至11章和IPCC(2007)第10和11章中*气候预估*的基础。以下术语有助于更好理解SRES情景组合的结构及其使用：

情景族 具有相似的人口、社会、经济、技术变革情节的多个情景。四个情景族构成了SRES情景组合：A1、A2、B1和B2。

解释性情景 对Nakićenović和Swart(2000)报告的《决策者摘要》中反映的6个情景组中的每一组进行解释的情景，包括针对A1B、A2、B1和B2情景组的4个修订后的标志情景，以及针对A1FI和A1T情景组的2个附加情景。各情景组均同等可靠。

标志情景 最初以草案形式公布在SRES网站上，代表某个给定情景族的一种情景。标志的选择依据哪一个初始量能够最佳体现情节以及特定模式的特征。这些标志的可能性不比其他情景高，但被SRES编写组视为对某一特定情节的具体化展示。经修定后的标志被纳入Nakićenović和Swart报告(2000)。这些情景经过了整个编写组的仔细审查，并经过了SRES的公开审议过程。某些情景也被选择用以具体化展示另外2个情景

组。

情节　对某个情景(或情景族)的叙述性描述，以突出显示该情景的主要特征，以及关键驱动因素与演变动力之间的关系。

比容　见*海平面变化*。

储量　见*库*。

风暴潮　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。

风暴路径　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*。

平流层　*大气*中*对流层*之上的高层结区，其高度从10公里(从高纬度地区平均9公里到热带地区平均16公里)处一直延伸至50公里左右。

流量　河道中的水流量，例如以米³/秒表示。同义词为*河流量*。

潜沉　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。

太阳黑子　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1500K。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。

近地层　见*大气边界层*。

表面温度　见*全球平均表面温度、地面气温和海面温度*。

融区　*多年冻土*区内全年不冻结的区域。

遥相关　相距遥远、地理上固定的空间点的气候变量之间的统计联系。遥相关是由大空间结构如海洋-*大气*变量的流域范围耦合模态、罗斯贝波列、中纬度急流和*风暴路径*等造成的。另见*遥相关型*。

遥相关型　通过计算位于不同位置的变量和*气候指数*之间的相关性得到的相关图。遥相关型是从标准化的变量和标准化的气候指数得到的*气候型*的特殊情形，即对每种变量和指数做了居中处理，使其具有零均值和单位方差。单点遥相关图是通过选择多个位置中的某一位置的一个变量作为指数产生的。另见*遥相关*。

地面辐射　地球表面、*大气*和云散出的辐射。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。另见*外逸长波辐射*。

热膨胀　与海平面相关，指水体变暖造成的体积增加(及密度降低)。海洋增温导致海洋体积的膨胀，从而使海平面升高。另见*海平面变化*。

温跃层　位于海洋表层和深层之间的海洋最大垂直温度梯度层。在亚热带海域，其源区水一般是在潜沉(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(THC)　海洋中的大尺度环流，将低密度上层海水向较高密度的中层及深层海水输送，并将这些海水再带回海洋上层。这种环流是非对称的，它在高纬度的一个限定区域转换为高密度水并返回海面，这涉及更大地理范围的缓慢上翻过程和扩散过程。热盐环流受到表层或邻近表层高密度水的驱动，而高密度是由低温和/或高盐度造成的，尽管其通用名称表达了上述含义，但热盐环流也受到风和潮汐等机械力的驱动。热盐环流经常被作为*经向翻转环流*的同义词。

热喀斯特　富冰*多年冻土*消融或大量地下冰融化造成独特地形的过程。

热比容　见*海平面变化*。

验潮站　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。

临界点　*气候*中一个假定的临界阈值，表征全球或区域*气候变化*从一个稳定状态跨越到另一个稳定状态。临界点事件或许是不可逆转的。另见*不可逆性*。

太阳总辐照度(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，准确的记录可以追溯到1978年。普遍接受的值是1368W m^{-2}，精度约为0.2%。最近估计2008太阳活动极小年的TSI为1360.8±0.5W m^{-2}。通常有几个十分位的变化，这一般与*太阳黑子*通过太阳表面相关。TSI太阳周期变化的量级为0.1%(AMS，2000)。*太阳周期*中光谱紫外部分的变化(百分比)大于TSI中的变化。另见*日射*。

瞬时气候响应　见*气候敏感性*。

累积CO_2排放的瞬时气候响应(TCRE)　单位累计*CO_2*排放(通常为1000PgC)造成的瞬时全球平均*表面温度*的变化。TCRE结合了累积CO_2排放的*滞留在大气中的份额*(CO_2排放存留在*大气*中的总份额)的信息和*瞬时气候响应*(TCR)的信息。

树木年轮　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。另见*代用资料*。

趋势 在本报告中，*趋势*一词指一种变化，一般是某个变量值随时间的单一变化。

对流层顶 *对流层*与*平流层*的分界线。

对流层 *大气*的最低部分，在中纬度地区为从地面到海拔约10公里高处(从高纬度地区平均9公里到热带地区平均16公里)，云和天气现象均会发生。在对流层内温度随高度的增加而降低。另见*平流层*。

周转时间 见*生命期*。

不确定性 指不完全认知的状态，其原因可归结为信息的匮乏，或在哪些已知甚或可知的问题上出现分歧。其主要来源可能有多种类型，包括数据资料不准确、概念或术语定义含糊、对人类行为*预估*不确定等。由此，不确定性可采用量化度量(如*概率密度函数*)或定性表述(如体现一个专家组的判断)表示(见moss和Schneider，2000；Manning等人，2004；Mastrandrea等人，2010)。另见*信度*和*可能性*。

《联合国气候变化框架公约》(UNFCCC) 该公约于1992年5月9日在纽约通过，并于1992年里约热内卢地球峰会上由超过150个国家和欧洲共同体签署。公约的最终目标是'将*大气*中的*温室气体*浓度稳定在防止*气候系统*受到危险的*人为*干预的水平上'。公约包含所有缔约方的承诺。公约中，附件一缔约方(所有经合组织国家和经济转型国家)的共同目标是在2000年前将未受《*蒙特利尔议定书*》管控的温室气体排放量恢复到1990年的水平。本公约于1994年3月起生效。1997年，UNFCCC通过了《*京都议定书*》。

吸收 将某种物质加入*库*中。含碳物质(尤其是*二氧化碳*)的吸收常被称为(碳)固定。

城市热岛(UHI) 与周边乡村地区相比某个城市的相对热度，城市热岛与*径流*变化、热保持效应、地面*反照率*的变化等相关。

通风 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，2000)，及将这些物质传输到海洋内部的过程。

挥发性有机化合物(VOC) 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)、*反应性有机气体*(ROG)和*非甲烷挥发性有机化合物*(NMVOC)。NMVOC(连同NOx和CO)是形成光化学氧化剂例如*臭氧*的主要贡献者 。

沃克环流 在热带太平洋上空*大气*中直接由热力驱动的纬向环流，其上升气流位于西太平洋、而下沉气流位于东太平洋。

暖昼/暖夜 最高温度或最低温度超过第90*百分位*的白天或夜晚，其中相对温度分布一般根据1961—1990年的*基准*期进行定义。相应指标见文框2.4。

暖期 天气异常炎热的一段时间。相应的指标见文框2.4。另见*热浪*。

水循环 见*水文循环*。

水团 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的水平或垂直极值(如盐度)来识别的。水团的例子有北太平洋中层水(NPIW)和南极中层水(AAIW)。

风化 通过溶解硅酸盐岩和碳酸盐岩逐步去除大气CO_2的过程。风化包括物理过程(机械风化)或化学过程(化学风化)。

充分混合的温室气体 见*温室气体*。

新仙女木 从12.85至11.65ka(1950年前的1000年)的时期，处于*冰消期*中，特点为许多地方(尤其是北大西洋周围)暂时返回较冷的状态。

参考文献：

AMS, 2000: *AMS Glossary of Meteorology*, 2nd ed. American Meteorological Society, Boston, MA, http://amsglossary.allenpress.com/glossary/browse.

Hegerl, G. C., O. Hoegh-Guldberg, G. Casassa, M. P. Hoerling, R. S. Kovats, C. Parmesan, D. W. Pierce, and P. A. Stott, 2010: Good practice guidance paper on detection and attribution related to anthropogenic climate change. In: *Meeting Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Expert Meeting on Detection and Attribution of Anthropogenic Climate Change* [T. F. Stocker, C. B. Field, D. Qin, V. Barros, G.-K. Plattner, M. Tignor, P. M. Midgley and K. L. Ebi (eds.)]. IPCC Working Group I Technical Support Unit, University of Bern, Bern, Switzerland.

IPCC, 1992: *Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment* [J. T. Houghton, B. A. Callander and S. K. Varney (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 116 pp.

IPCC, 1996: *Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [J. T. Houghton., L. G. Meira . A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg and K. Maskell (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 572 pp.

IPCC, 2000: *Land Use, Land-Use Change, and Forestry. Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [R. T. Watson, I. R. Noble, B. Bolin, N. H. Ravindranath, D. J. Verardo, and D. J. Dokken (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 377 pp.

IPCC, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noquer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.

IPCC, 2003: Definitions and Methodological Options to Inventory Emissions from Direct Human-Induced Degradation of Forests and Devegetation of Other Vegetation Types [Penman, J., M. Gytarsky, T. Hiraishi, T. Krug, D. Kruger, R. Pipatti, L. Buendia, K. Miwa, T. Ngara, K. Tanabe and F. Wagner (eds.)]. The Institute for Global Environmental Strategies (IGES), Japan, 32 pp.

IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

IPCC, 2011: *Workshop Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Workshop on Impacts of Ocean Acidification on Marine Biology and Ecosystems* [C. B. Field, 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, CA, USA, 164 pp.

IPCC, 2012: *Meeting Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Expert Meeting on Geoengineering* [O. Edenhofer, R. Pichs-Madruga, Y. Sokona, C. Field, V. Barros, T. F. Stocker, Q. Dahe, J. Minx, K. Mach, G.-K. Plattner, S. Schlömer, G. Hansen and M. Mastrandrea (eds.)]. IPCC Working Group III Technical Support Unit, Potsdam Institute for Climate Impact Research, Potsdam, Germany, 99 pp.

Manning, M., et al., 2004: *IPCC Workshop on Describing Scientific Uncertainties in Climate Change to Support Analysis of Risk of Options*. Workshop Report. IPCC Working Group I Technical Support Unit, Boulder, CO, USA, 138 pp.

Mastrandrea, M. D., C. B. Field, T. F. Stocker, O. Edenhofer, K. L. Ebi, D. J. Frame, H. Held, E. Kriegler, K. J. Mach, P. R. Matschoss, G.-K. Plattner, G. W. Yohe, and F. W. Zwiers, 2010: *Guidance Note for Lead Authors of the IPCC Fifth Assessment Report on Consistent Treatment of Uncertainties*. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). http://www.ipcc.ch.

Moss, R., and S. Schneider, 2000: *Uncertainties in the IPCC TAR: Recommendations to Lead Authors for More Consistent Assessment and Reporting*. In: IPCC Supporting Material: Guidance Papers on Cross Cutting Issues in the Third Assessment Report of the IPCC. [Pachauri, R., T. Taniguchi, and K. Tanaka (eds.)]. Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, pp. 33–51.

Moss, R., et al., 2008: *Towards new scenarios for analysis of emissions, climate change, impacts and response strategies*. Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, 132 pp.

Moss, R. et al., 2010: The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, **463**, 747–756.

Nakićenović, N., and R. Swart (eds.), 2000: *Special Report on Emissions Scenarios*. *A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 599 pp.

Schwartz, S.E., and P. Warneck, 1995: Units for use in atmospheric chemistry. *Pure Appl. Chem.*, **67**, 1377–1406.

气候变化2013自然科学基础