技术摘要

TS

技术摘要

协调作者:

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

作者:

Krishna Achuta Rao(印度)、Bhupesh Adhikary(尼泊尔)、Richard Ρ. Allan(英国)、Kyle Armour(美国)、Govindasamy Bala (印度/美国) 、Rondrotiana Barimalala(南非/马达加斯加)、Sophie Berger (法国/比利 时)、Josep G. Canadell(澳大利亚)、Christophe Cassou(法国)、Annalisa Cherchi(意大利)、William Collins(英国)、William D. Collins (美国) 、Sarah L. Connors (法国/英国) 、Susanna Corti (意大利) 、Faye Cruz (菲律宾)、Frank J. Dentener (欧盟/荷兰)、Claudine Dereczynski (巴西) 、Alejandro Di Luca (澳大利亚、加拿大/阿根廷) 、Aida Diongue Niang (塞内 加尔)、Francisco J. Doblas-Reyes(西班牙)、Alessandro Dosio(意大利) 、Hervé Douville (法国) 、François Engelbrecht (南非) 、Veronika Evrina Fischer(瑞士)、Piers (德国)、Erich Forster(英国)、Baylor Fox-Kemper (美国)、Jan S. Fuglestvedt (挪威)、John C. Fyfe (加拿大) Gillett(加拿大)、Leah 、Nathan Ρ. Goldfarb(法国、美国)、 Irina Gorodetskaya(葡萄牙/俄罗斯、比利时)、Jose Manuel Gutierrez(西班 牙)、Rafiq Hamdi(比利时)、Ed Hawkins(英国)、Helene T. Hewitt (英国) 、Pandora Hope(澳大利亚)、AKM Saiful Islam (孟加拉国) 、Christopher Jones (英国) 、Darrell S. Kaufman (美国) 、Robert E. Kopp (美国)、Yu Kosaka (日本)、James Kossin (美国)、Svitlana Krakovska (乌克兰)、June-Yi Lee (韩国)、Jian Li (中国)、Thorsten Mauritsen (瑞 典、丹麦)、Thomas K. Maycock(美国)、Malte Meinshausen(澳大利亚/德 国)、Seung-Ki Min (韩国)、Pedro M. S. Monteiro (南非)、Thanh Ngo-Duc (越南)、Friederike Otto(英国/德国)、Izidine Pinto(南非/莫桑比克)、Anna Pirani (意大利) 、Krishnan Raghavan (印度) 、Roshanka Ranasinghe (荷兰/ 斯里兰卡、澳大利亚)、Alex C. Ruane(美国)、Lucas Ruiz(阿根廷)、Jean--Baptiste Sallée (法国) 、 Bjørn H. Samset (挪威) 、Shubha Sathyendranath (英国/加拿大,英国,印 度海外公民)、Sonia I. Seneviratne(瑞士)、Anna A. Sörensson(阿根廷)、Sophie Szopa(法国)、Izuru Takayabu(日本)、Anne-Marie Treguier(法国)、Bart van den Hurk(荷兰)、Robert Vautard(法国)、Karina von Schuckmann(法国/德国)、Sönke Zaehle(德 国)、Xuebin Zhang(加拿大)、Kirsten Zickfeld(加拿大/德国)

供稿作者:

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

审查编辑:

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

本技术摘要的引言格式如下:

Arias, P.A., N. Bellouin, E. Coppola, R.G. Jones, G. Krinner, J. Marotzke, V. Naik, M.D. Palmer, G.-K. Plattner, J. Rogelj, M. Rojas, J. Sillmann, T. Storelvmo, P.W. Thorne, B. Trewin, K. Achuta Rao, B. Adhikary, R.P. Allan, K. Armour, G. Bala, R. Barimalala, S. Berger, J.G. Canadell, C. Cassou, A. Cherchi, W. Collins, W.D. Collins, S.L. Connors, S. Corti, F. Cruz, F.J. Dentener, C. Dereczynski, A. Di Luca, A. Diongue Niang, F.J. Doblas-Reyes, A. Dosio, H. Douville, F. Engelbrecht, V. Eyring, E. Fischer, P. Forster, B. Fox-Kemper, J.S. Fuglestvedt, J.C. Fyfe, N.P. Gillett, L. Goldfarb, I. Gorodetskaya, J.M. Gutierrez, R. Hamdi, E. Hawkins, H.T. Hewitt, P. Hope, A.S. Islam, C. Jones, D.S. Kaufman, R.E. Kopp, Y. Kosaka, J. Kossin, S. Krakovska, J.-Y. Lee, J. Li, T. Mauritsen, T.K. Maycock, M. Meinshausen, S.-K. Min, P.M.S. Monteiro, T. Ngo-Duc, F. Otto, I. Pinto, A. Pirani, K. Raghavan, R. Ranasinghe, A.C. Ruane, L. Ruiz, J.-B. Sallée, B.H. Samset, S. Sathyendranath, S.I. Seneviratne, A.A. Sörensson, S. Szopa, I. Takayabu, A.-M. Tréguier, B. van den Hurk, R. Vautard, K. von Schuckmann, S. Zaehle, X. Zhang, and K. Zickfeld, 2021: 技术摘要. 气候变化2021: 自然 科学基础. 政府间气候变化专门委员会第六次评估报告第一工作组报告[Masson–Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)].剑桥大学出版社,英国剑桥和美国纽约, pp. 33-144. doi: 10.1017/9781009157896.002.

引言		38
文框TS 本报告的	.1 的核心概念	39
TS.1 气(侯变化	42
TS1.1	气候变化	42
文框TS 古气候	.2	44
TS.1.2	气候科学进展	46
TS.1.3	未来气候变化的评估	50
TS.1.4	用于影响和风险评估的	
	全球到区域气候信息	54
跨节文框 T 全球表面温	「S.1:]度变化	56
TS.2 大月	尺度气候变化: 平均气候、变率和极值	59
TS.2.1	全球气候系统的变化	61
TS.2.2	气候系统驱动因子的变化	65
TS.2.3	高空气温与大气环流	66
文框 TS 低可能	S.3 生、高升温的情节	68
TS.2.4	海洋	70
TS.2.5	冰冻圈	72
文框 TS	5.4	
海平面		73
文框 TS 碳循环	S.5	75
TS.2.6	陆地气候,包括生物圈和极端事件	. 77
文框 TS 水循环	5.6	79
信息图 TS.	1	
未来的气候		82

TS.3	了創	解气候系统的响应和	
	对	限制全球变暖的影响	
TS	.3.1	辐射强迫和能量收支	
TS	.3.2	气候敏感性和地球系统反馈	
TS	.3.3	温度稳定性、净零排放和减缓	
文 村 空 ⁽	框 TS 享社名 气质	3.7 会经济路径中气候和 量对短寿命气候强迫因子的响应	
文材 地理	框 TS 球系纲	5.8 统对人工干预太阳辐射的响应	
文材不可	框 TS 可逆	3.9 生、临界点和突变	
TS.4	<u>X</u> t	或气候变化	
TS	.4.1	区域气候变化信息的制作和传播	
文 (事(框 TS 牛归[S.10 因	100
文材 气(框 TS 候服翁	S.11 务	102
文相用	框 TS 于评(5.12 古区域气候变化的	
多	重证		
TS	.4.2	区域气候变率和变化的驱动因子	
文相	框 TS 风	5.13	
TS	.4.3	区域气候变化和对气候极端事 件和产生影响的气候因子的影响	111
文材 城ī	框 TS 市地[3.14 <u>x</u>	

引言

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

² 在本技术摘要中,下列术语已用于表示某个成果或结果经评估的可能性:几乎确定99-100%概率、很可能90-100%、可能66-100%、或许可能33-66%、 不可能0-33%、很不可能0-10%、几乎不可能0-1%。还酌情使用了其它术语(极可能95-100%、多半可能>50-100%、极不可能0-5%)。评估的可能性 用斜体字表示,如:*很可能*(详见第1章,文框1.1)。在第一工作组的报告中,除非另有说明,否则不确定度使用90%的不确定度区间进行量化。90%的不确定 性区间用方括号[x到y]表示,这个区间是指估计有90%的可能性涵盖被估计的值。范围包括中值,估计有10%的可能性低于范围的下限(x)和高于其上限(y)。通常,关于相应的最佳估计,区间分布将被认为是对称的,但情况并不总是如此。在本报告中,经评估的90%不确定性区间被称为"*很可能*的范围"。同样, 评估的66%不确定性区间被称为"*可能*范围"。

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

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

^{5 &}lt;u>https://interactive_atlas.ipcc.ch/</u>

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

文框TS.1 | 本报告的核心概念

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

气候变化评估的特点

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

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

累计二氧化碳(CO₂)排放量:人类活动排放到大气中的CO₂净总量。鉴于累计二氧化碳排放量和全球表面温度的 上升之间存在近乎线性的关系,累计CO₂排放量对于了解过去和未来的CO₂排放如何影响全球表面温度具有重要意 义。一个相关的术语"剩余碳收支"被用来描述人类活动在未来可能释放的CO₂净总量,同时将全球变暖保持在特定 的全球变暖水平,如1.5℃,并考虑到非二氧化碳强迫因素的变暖贡献。剩余碳收支是从最近的指定日期开始表示, 而碳收支总量则从工业化前时期开始表示。(TS.1.3节和TS.3.3节){1.6.3, 5.5,术语表}

CO₂**净零排放**:当人类活动排放到大气中的CO₂量等于特定时期内人类活动从大气中移除的CO₂量时,就会出现这种情况。当人类活动的移除量超过人类活动的排放量时,会出现CO₂净负排放。(TS.3.3节){文框1.4,术语表}

人类对气候系统的影响

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

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

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

用于区域气候变化和风险评估的气候信息

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

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

表TS.1 (接续)

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

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

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

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

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

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

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

该报告已经过科学界和各国政府的同行评审(附件十提供了 专家评审员名单)。第1章提供了实质性的引言介绍,随后在 第一组章节(第2-4章)专门讨论了大尺度气候知识,其中包 括观测和古气候证据、观测到的变化的原因、以及预估等; 第11章讨论了极端事件的大尺度变化。第二组章节(第5-9 章)围绕着对气候系统关键组成部分和过程的理解展开,包 括碳、能源和水的全球循环;短寿命气候强迫因子及其与空 气质量的联系;以及海洋、冰冻圈和海平面变化等。最后一 组章节(第10-12章和图集)专门评估和提炼次大陆到局地 尺度(包括城市气候)的多条证据线中的区域气候信息, 重点是区域的平均气候、极端事件和产生影响的气候因子的 近期和预估变化。新的在线互动式地图集让用户能够通过地 图、时间序列和汇总统计与一组更新的WGI基准区域的气候 信息进行灵活互动。该报告还包括面向大众的34个常见问题 与答案(<u>https:// www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/faqs</u>)。 总的来说,本技术摘要和相关的报告章节旨在全面介绍自第 五次评估报告第一工作组报告以来的知识进展。多条科学证 据证实,气候正在因人类的影响发生变化。在理解过去、现 在和未来可能发生的变化的能力方面取得的重要进展,应该 会有利于做出更明智的决策。

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

自第五次评估报告以来的部分更新内容和/或新结果

- 人类对气候系统的影响[®]现在是一个既定的事实: 2007年的第四次评估报告(AR4)指出,"气候系统变暖是明确的",而2013年的第五次评估报告(AR5)指出,"人类对气候系统的影响是明确的"。整个气候系统的证据综合起来加强了这一结论。毫无疑问,工业时代大气中二氧化碳(CO₂)、甲烷(CH₄)和一氧化二氮(N₂O)的增加是人类活动的结果,而人类影响是在大气、海洋、冰冻圈和生物圈中观测到的许多变化的主要驱动力¹⁰。(TS.1.2节、TS.2.1节和TS.3.1节)
- 这今为止观测到的全球变暖:自第五次评估报告以来,由 于观测记录的改进,再加上一系列非常温暖的年份,迄今 为止全球变暖估计水平大幅提高。在第五次评估报告和第 六次评估报告之间,仅观测认识的变化就导致1850–1900 年以来的估计升温幅度增加了约0.1℃。对于2011–2020年 这十年,相比于1850–1900年全球表面温度的增加被评估

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

⁸ 评估范围包括2021年1月31日前接受出版的科学文献。

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

¹⁰ 在本技术摘要中,"主要驱动因子"意味着造成了50%以上的变化

TS

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

- 古气候证据:第五次评估报告指出,自20世纪50年代以来观测到的许多变化在数十年到数千年中都是前所未有的。最新的古气候证据加强了这一评估结果;在过去的几十年里,气候系统的关键指标越来越处于数百年到数千年来都未曾见过的水平,其变化速度至少在过去2000年都是前所未有的。(文框TS.2和TS.2节)
- 对近期变暖的最新评估:第五次评估报告指出,1998-2012年期间全球平均表面温度的上升速率比1951年以来 计算的上升速率要小。最新的观测数据集显示1998-2012年期间的趋势比早期估计的要大,基于此,具有高信度的 是观测到的1998-2012年全球表面温度趋势与气候模式模 拟的集合一致,而现在具有很高信度的是在这一时期观测 到的全球表面温度上升速度较慢是因为内部和自然强迫变 率引起的临时事件,部分抵消了这一时期人类活动引起的 地表升温趋势,而海洋中的热量吸收继续增加。自2012年以来,观测到强烈的变暖,过去五年(2016-2020年)是 至少自1850年以来仪器记录中最热的五年(高信度)。 (TS.1.2节,跨节文框TS.1)
- 气候系统的响应幅度:在本报告中,由于取得了实质性的进展(例如,云反馈的不确定性范围减少了50%)以及改进了包括古气候信息在内的多条证据线的整合,已经可以减少量化气候系统对辐射强响应指标的长期不确定性范围,例如平衡气候敏感性(ECS)和瞬时气候响应(TCR)。改进了对ERF、气候系统辐射响应和过去五十年来地球系统中观测到的能量增加的量化,其结果表明相对于AR5,对气候驱动因素、综合气候反馈和观测到的能量增加的独立估计之间的一致性有所提高。(TS.3.2节)
- 改进对未来气候变化预估的约束:在IPCC报告中,首次 将基于情景的预估(AR5的侧重点)与基于对过去变暖模 拟的观测约束以及对ECS和TCR的最新评估相结合,一致 地构建了对全球表面温度未来变化的评估。此外,还使用 了2019-2028年期间的初始化预报,纳入这些证据减少了 每种情景的评估不确定性。(TS.1.3节,跨节文框TS.1)
- 空气质量:AR5评估认为,对空气质量的预估主要受包括CH₄在内的前体排放影响。新的情景探讨了未来空气污染管理的多样性方案。AR6报告了其中一些前体排放的地理分布最近发生的快速转变,其结果证实了AR5的发现,并表明在空气污染最严重的情景下,短寿命气候强迫因子的变暖效应更高。
- 短寿命气候强迫因子对全球变暖的影响:第五次评估报告评估了排放化合物的辐射强迫。第六次评估报告通过评估基于排放的ERF,同时考虑了气溶胶与云的相互作用,扩大了评估范围。归因于二氧化硫(SO₂)和CH₄排放的ERF最佳估计值大大高于AR5,而黑碳的估计值则大幅降低。与AR5相比,黑碳排放导致的ERF不确定性程度也有所降低。(TS.3.1节)
- 全球水循环:第五次评估报告认为,自1960年以来,人 为影响可能已经影响到全球水循环。第六次评估报告中 的专门章节(第8章)认为,由于对气溶胶和温室气体 变化的响应有了更好的理解,具有高信度的是自20世纪 中期以来,人类造成的气候变化已经推动全球水循环发

生了可检测的变化。第六次评估报告进一步预估,在世 界大多数地区和在所有排放情景下,水循环的变率将增 加,这具有*高信度*。(文框 TS.6)

极端事件:第五次评估报告评估指出,在一些气候极端事件的变化中已经发现了人类的影响。第六次评估报告中有一个专门的章节(第11章)总结认为,现在的一个既定事实是,自1850年以来人类引起的温室气体排放导致一些天气和气候极端现象的频率和/或强度增加,特别是温度极端事件。自第五次评估报告以来,有证据表明,在若干类型的极端天气中,特别是在极端降水、干旱、热带气旋和复合极端天气(包括火灾天气)方面,观测到的变化和归因于人类影响的证据得到加强。(TS.1.2节和TS.2.1节)

自AR5和SR1.5以来的部分更新内容和/或新结果

- 全球变暖1.5℃的时间跨度:SR1.5和本报告中使用的方法略有不同。SR1.5假设变暖的速度持续不变,指出达到1.5℃全球变暖水平的可能范围是2030年至2052年(30年)。第六次评估报告将迄今为止对全球变暖的较大估计和对所有考虑情景的评估气候反应相结合,假设没有重大的火山爆发,中值估计认为1.5℃全球变暖(20年)发生在2030年代初,在SR1.5中这是可能范围的早期部分。(TS.1.3节,跨节文框TS.1)
- 剩余碳收支:第五次评估报告认为,对二氧化碳累积排放的瞬时气候响应可能在每1000GtC为0.8°C至2.5°C的范围内(1千兆吨碳(GtC)=1千兆克碳(PgC)=3.664千亿吨二氧化碳(GtCO₂)),SR1.5也使用了这个范围。AR6根据多种证据,评估得出了一个更小的可能范围,即每1000GtC为1.0℃-2.3℃。这已被纳入剩余碳收支的最新估计中(见TS.3.3.1节),同时还纳入了方法上的改进和最近的观测结果。(TS.1.3节和TS.3.3节)
- 未来几十年短寿命气候强迫因子对全球变暖的影响:SR1.5 指出,在将全球变暖限制在1.5℃的路径中,减少有冷却效 应气溶胶的排放部分抵消了二十至三十年的温室气体减 排效果。第六次评估报告更新了第五次评估报告对气溶 胶净冷却效应的评估,并确认短寿命气候强迫因子的变 化很可能在未来20年内导致所有情景下的进一步变暖。 (TS.1.3节,文框TS.7)
- 新冠疫情: 2020年与因新冠疫情限制造成的暂时性减 排产生了小而积极的净辐射效应(变暖影响)。然而, 由于减排只是暂时的,全球和区域气候对这种强迫的响 应在内部气候变率之外是无法检测到的。(TS.3.3节)

自AR5、SRCCL和SROCC以来的部分更新内容和/或新 结果

- 大气甲烷浓度:SRCCL报告评估,自2007年以来,大气中的CH₄浓度恢复了增长。AR6指出2014-2019年的增长较快,并评估了自2007年以来的增长主要由化石燃料和农业(以畜牧业为主)部门的排放造成。(TS.2.2节)
- 陆地和海洋碳汇:SRCCL评估认为,由于气候变化,陆

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

地碳汇的持久性是不确定的。AR6报告发现,随着大气中二氧化碳浓度的增加,陆地和海洋的碳汇预计将持续增长到2100年,但随着二氧化碳浓度的增加,陆地和海洋所吸收的碳汇比例预计将下降,陆地碳汇的不确定性范围将大得多。AR5、SR1.5和SRCCL评估了CO₂移除方案和情景。AR6发现,对于脉冲排放或移除来说,碳循环响应是不对称的,这意味着CO₂排放对增加大气中CO₂相对于CO₂移除对降低大气CO₂来说更有效。(TS.3.3节,文框TS.5)

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

TS.1 气候变化

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

TS1.1 气候变化的背景

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

地球的气候系统经过了数百万年的演变,自然档案的证据让 我们能够从长期的视角来审视观测到的变化并预测未来几 个世纪的变化。这些对过去气候的重建还表明,根据多种 时间尺度的各种代用记录的证据,大气CO₂浓度和全球表面 温度存在着强烈的耦合关系(图TS.1)(方框TS.2,TS.2 节)。全球变暖的水平(见核心概念文框)可能会在2300 年前达到数百万年未见的水平,这取决于所采取的排放路径 (TS.1.3节)。例如,具有*中等信度*的是,到2300年本报告 使用的中间情景¹⁴会使全球表面温度比1850–1900年高[2.3°C 至4.6°C],类似于大约320万年前的中新世温暖期[2.5°C至 4°C],而高二氧化碳排放情景SSP5–8.5会导致2300年的温 度高[6.6°C至14.1°C],这与大约5000万年前的早始新世气 候最适宜期[10°C至18°C]差不多。{跨章文框2.1和2.4,2.3.1, 4.3.1.1,4.7.1.2,7.4.4.]

对气候系统基本要素的理解是可靠且完善的。19世纪的科学 家们发现了影响气候系统的主要自然因素。他们还假设了由 于燃烧化石燃料(石油、煤、天然气)所排放的CO2而导致发 生人为气候变化的可能性。自20世纪初以来,对气候变化的 主要自然驱动因素进行了系统的研究,包括入射太阳辐射的 变化、火山活动、轨道周期和全球生物地球化学循环的变化 等。其他主要的人为驱动因素,如大气气溶胶(细小的固体 颗粒物或液滴)、土地利用变化和非CO2温室气体,在20世 纪70年代已经被确认。自20世纪70年代开始进行系统的科学

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

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

¹⁴ 关于本报告中使用的气候变化情景的概述,请参阅TS.1.3.1节。

评估以来,人类活动对气候系统变暖的影响已经从理论演变为确定事实(另见TS.2节)。从1990年IPCC发布第一次评估报告到2013/14年的第五次评估报告,人类影响近期气候变化影响的证据得到了增强,在本次评估报告中证据更加强有力(TS.1.2.4和TS.2节)。很多气候系统组成部分的变

化,包括区域气候和极端事件的变化,现在都可以归因为人 类的影响(见TS.2和TS.4节)。{1.3.1-1.3.5,3.1,11.2,11.9}

过去6000万年大气CO2浓度和全球表面温度变化 及对未来300年的预估 SSP5-8.5 2000 SSP5-8.5 大气CQ浓度(ppm) 1000 2300 SSP2-4.5 400 SSP1-2.6 MANAMAN 200 2100 始新世初期 上新世中期 2020 SSP1-2.6 15 -全球表面温度变化(°C) (^{相对于1850-1900年)} SSP5-8.5 2300 10 5 SSP2-4.5 0 2100 SSP1-2.6 _5] 4 6 8 10 12 14 16 18 0 2 2000 3 800 600 400 200 01850 2300 60 50 40 30 20 10 9 7 5 1 2150 相对于 百万年 千年 年(公元) 1850-1900年的温度(°C)

图TS.1 | 从过去到未来300年大气CO₂和全球表面温度的变化(相对于1850-1900年)。该图的意图是表明,无论是在过去还是在未来,CO₂和 温度都是协同变化的,而预估的CO₂和温度与数百万年前的情况相似。利用多个代用记录重建了数百万年前的CO₂浓度(灰色点是第2.2.3.1节的 数据,图2.3显示的是三维样条拟合)。过去80万年到20世纪中叶的CO₂水平来自于保存在极地冰芯的空气;最近的数值来自于直接的大气测 量。1850年以前的全球表面温度是根据海洋氧同位素估算的,这是本报告中用于评估古温度的多种证据来源之一。过去170年的温度是AR6评估 的平均值。使用地球系统模式模拟器对预估的全球表面温度进行校准,显示了三种共享社会经济路径(SSP)情景下到公元2300年的CO₂水平 和全球表面温度的未来变化。温度和CO₂浓度变化曲线相对平滑,是因为没有考虑到年际到年代际的气候变率,包括对潜在火山爆发的瞬时响 应。两个古气候参考时段的全球温度变化来自耦合模式比较计划第6阶段(CMIP6)和CMIP6之前的多模式平均值,并与站点代用数据进行比 较(方块和圆圈分别为海洋和陆地)。2020年的图形是对1850–1900年以来观测到的总变暖的估计。右边的图形显示了2100年(2081–2100) 和2300年(2281–2300;数据来自CMIP6模式;温度评估见4.7.1)的两种SSP情景。与过去全球温度变化有关的主要气候强迫的简要说明见跨 章文框2.1。(TS.1.3节,图TS.9,跨节文框TS.1,文框TS.2){1.2.1.2;图1.14和1.5;2.2.3;2.3.1.1;2.3.1.1.1;图2.4和2.5;跨章文框2.1,图1;4.5.1; 4.7.1;跨章文框 4.1;跨章文框7.1;图7.13}

文框 TS.2 | 古气候

第一工作组报告的多条证据中都综合了古气候证据,以更全面地认识气候系统。古气候证据将基于仪器的气候变 量和气候驱动因素的观测延伸到过去,为衡量近期和未来潜在变化的异常程度提供了必要的长期背景(TS.2节, 图TS.1)。工业化前的气候状态是对气候模式预估证据的补充,为过去全球升温水平提供了现实世界的例子,有 经验证据表明气候系统的缓慢反应部分是如何在几个世纪到几千年内运作的一 这会是持续气候变化的时间尺度 (核心概念方框,文框TS.4,文框TS.9)。有关古气候基准期气候系统状况的信息有助于缩小地球对气候强迫 的敏感性的总体评估的不确定性范围(TS.3.2.1节)。{跨章文框2.1, FAQ 1.3, FAQ 2.1}

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



文框 TS.2,图 1 | 古气候和最近的基准期,以及部分关键指标。本图的意图是列出本报告所使用的古气候基准期,总结三个关键的全球 气候指标,并比较多个时期的CO₂与全球温度。(a)根据第二章的评估,三个大尺度气候指标(大气二氧化碳、相对于1850–1900年的 全球表面温度和相对于1900年的全球平均海平面),其信度从低到很高。(b)多个基准期中全球表面温度(相对于1850–1900年)与 大气CO₂浓度(以对数比例显示)的比较(中间点有5–95%可能性的范围)。{2.2.3, 2.3.1, 2.3.3.3, 图2.34}

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

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



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

平衡气候敏感性。古气候数据为估算平衡气候敏感性(ECS¹⁵)提供了证据(TS.3.2.1节)。在第六次评估报中,对 古气候基准期的古数据进行了改进,结果表明ECS很可能高于1.5°C,可能低于4.5°C,这在很大程度上与其他证据一 致,有助于缩小ECS总体评估的不确定性范围。一些具有高(>5°C)或低(<2°C)ECS的CMIP6气候模式还模拟 了最冷和最暖基准期的过去全球表面温度变化,模拟结果超出了基于代用的重建范围之外的过去全球表面温度变化。 自AR5以来,独立的证据线,包括过去暖期和冰川–间冰期循环的代用记录,表明对强迫的敏感度随着温度的升高而 增加(TS.3.2.2节)。{7.4.3.2, 7.5.3, 7.5.6,表7.11}

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

海平面和冰盖。尽管引起过去和未来全球变暖的强迫不同,但来自古气候记录和模式模拟的证据表明,冰盖质量和 全球平均海平面 (GMSL) 在数千年内是动态响应的(*高信度*)。这一证据有助于得出约束GMSL对全球变暖响应

的估计(文框 TS.4)。例如,相对于1850–1900年在过去全球升温水平约为[2.5°C至4°C]的情况下,如在上新世中 期温暖期,海平面比1900年高[5至25米](*中等信度*);在过去全球升温水平为[10°C至18°C]时,如在始新世早期, 地球基本上没有冰(*高信度*)。过去温暖期的约束,加上物理机制的认识、冰川学和模拟,表明在一万年内持续性 长期GMSL长期上升,在全球持续峰值升温2°C时达到约8至13米,5°C时达到28至37米,超过了第五次评估报告的 估计。{2.3.3.3, 9.4.1.4, 9.4.2.6, 9.6.2, 9.6.3.5}

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

¹⁵ 在本报告中,平衡气候敏感性是指大气二氧化碳(CO2)浓度比工业化前条件下增加一倍后,表面温度的平衡(稳态)变化。

表TS.2 (接续)

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

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

TS.1.2 气候科学进展

TS.1.2.1 基于观测的产品及其评估

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

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

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

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

TS.1.2.2 气候模式性能

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

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

作为世界气候研究计划耦合模式比较计划第6阶段(CMIP6) 的一部分,协调和收集气候模式模拟,加上前一阶段(CMIP5)的一系列结果,构成了支持本报告的关键证据线。相对于 前几代模式,最新一代的CMIP6模式对物理过程的表述有所 改进,而且现在有更多的地球系统模型体现了生物地球化学循 环。能够更好地捕捉小尺度过程的高分辨率模式也越来越多 地被用于气候变化研究(图TS.2,图a和b)。联合区域气候 降尺度试验(CORDEX)等协调区域气候模式倡议的结果, 补充和增加了CMIP全球模拟结果的价值,特别是在复杂地 形区、沿海地区和小岛屿,以及极端情况下。{1.5.3, 1.5.4, 2.8.2, FAQ 3.3, 6.2.2, 6.4, 6.4.5, 8.5.1, 10.3.3, 图集1.4}

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

对于大多数大尺度气候变化指标,与AR5中使用的CMIP5 模型相比,本次评估所依据的CMIP6模式模拟的近期平均 气候有所改善(高信度)。当与再分析和观测数据进行比 较时(图TS.2,图c),可以从三代模式(CMIP3、CMIP5 和CMIP6)之间模拟的18个大气和陆地大尺度气候变化指标 的表现中看出这一点。地球系统模式的特点是包括额外的生 物地球化学反馈,与跟其相关的、没有这些反馈的、更受约 束的、低复杂度的模式相比,通常表现至少一样好(中等信 度)。{3.8.2,10.3.3.}

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

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

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

尽管趋势的幅度可能不同,但气候模式可以重现最近观测到 的全球和大多数地区极端温度的平均状态和总体变暖情况, 且具有高信度。模式捕捉陆地上极端降水的大尺度空间分布 的能力具有高信度。CMIP6模式在模拟极端降水的强度和频 率方面的总体表现与CMIP5模式相似(高信度)。{跨章文 框 3.2, 11.3.3, 11.4.3} CMIP5和CMIP6相比,多模式平均海洋温度偏差的结构和程度没有发生重大变化(中等信度)。自第五次评估报告以来,近期上层(<700米)海洋热含量变化的观测估计值与模式模拟之间的一致性有所提高。CMIP5和CMIP6模式普遍再现了南大洋的纬向平均和翻转环流以及北大西洋的平均翻转环流(AMOC)。{3.5.1, 3.5.4, 9.2.3, 9.3.2, 9.4.2}

CMIP6模式更好地模拟了北极海冰区对人为CO₂排放的敏感 性,从而更好地捕捉了卫星观测到的北极海冰损失的时间演 变(高信度)。自 AR5 以来,对冰盖过程进行模拟的能力 已大大提高。因此,如果不存在不稳定的情况下,对与地表 质量平衡和接地线(接地冰盖和冰架之间的交界处,在这里 冰开始漂浮)后退相关的关键过程的表示具有中等信度。然 而,由于冰盖不稳定性、冰架崩解和基底融化的模拟对不确 定的海洋强迫和不确定的边界条件及参数都很敏感,因此对 它们的模拟仍然是低信度。{1.5.3, 2.3.2, 3.4.1, 3.4.2, 3.8.2, 9.3.1, 9.3.2, 9.4.1, 9.4.2}

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

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

用于估算气候系统如何响应温室气体(GHG)浓度变化的两 个重要量化指标是平衡气候敏感性(ECS)和瞬时气候响应 (TCR¹⁶)。与CMIP5相比,CMIP6集合的ECS和TCR值的范 围更广(评估范围见TS.3.2节)。在一些模式中,这些较高 的敏感度数值可以是因为温带云层反馈的变化(中等信度) 。为了结合来自CMIP6模式的证据和对ECS和TCR的独立评 估,整个报告使用了各种模拟器。模拟器是一大类简单的气 候模式或统计方法,旨在再现复杂的ESM的行为,以表示气 候系统的关键特征,如全球表面温度和海平面预估等。在AR6 中模拟器主要是用来从ESM和观测约束推断一些见解,以根 据更大的一组排放情景产生预估,这是由于其计算效率而实 现的。这些模拟的预估也用于第三工作组中的情景分类。{文 框4.1, 4.3.4, 7.4.2, 7.5.6, 跨章文框7.1, FAQ 7.2}

¹⁶ 在本报告中,瞬时气候响应是指假设情景下,即大气二氧化碳(CO₂)以每年1%的速度从工业化前增长到大气CO₂浓度翻倍时的地表温度响应。

技术摘要



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

TS.1.2.3了解气候变率和新出现的变化

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

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

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

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

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

TS

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

TS.1.2.4 认识人类的影响

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

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

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





图TS.3 | 历史时期温度变化的萌现。该图的目的是显示观测到的温度变化是如何萌现的,并且萌现模态与模式模拟一致。在全球变暖水平为1°C 时观测到的温度变化 (a) 以及信噪比(全球变暖水平为 1°C 时的温度变化,除以年际变率的大小); (b) 使用伯克利地球的数据。右图显示地 图的纬向平均值,包括来自不同观测数据集(红色)和耦合模式相互比对第 6 阶段(CMIP6)模拟(黑色,包括 5-95% 范围)的数据,这些 数据以与观测结果相同的方式进行处理。{1.4.2, 10.4.3} 相比,地球的能量不平衡(见核心概念框)表现出的变率较小,从而能够更准确地识别和估计趋势。{文框7.2和7.2节}

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

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

TS.1.3 评估未来的气候变化

可以使用各种框架来评估未来的气候变化,并将第一工作组、 第二工作组和第三工作组中的各种气候变化评估知识综合起 来。这些框架包括(i)情景;(ii)全球变暖水平;(iii)累积CO₂ 排放(见核心概念文框)。后两者提供了与情景和路径无关 的方法来评估未来的预估。例如与评估变化的共同基准期和 时间窗口等有关的其他方案可以进一步帮助促进第一工作组 报告和整个第六次评估报告的整合(见TS.1.1节)。{1.4.1, 1.6,跨章文框1.4, 4.2.2, 4.2.4, 跨章文框11.1}

TS.1.3.1 气候变化情景

本报告统一使用基于共享社会经济路径(SSPs)的五 种核心说明性情景:SSP1-1.9、SSP1-2.6、SSP2-4.5 、SSP3-7.0和SSP5-8.5。这些情景涵盖的温室气体和 空气污染物未来变化范围比第一工作组早期报告更广泛, 它们包括没有气候变化减缓的高CO₂排放路径以及新的低 CO₂排放路径(图TS.4)。在这些情景中,空气污染控制 的差异和气候变化减缓严格程度的变化强烈影响着SLCF的 人为排放轨迹。依托AR5中使用的典型浓度路径(RCP) 进行的模拟研究,补充了基于SSP情景的评估,例如在区 域尺度上。

对使用RCP的CMIP5模拟与基于SSP的CMIP6模拟进行 比较,结果表明,CMIP6与CMIP5中模拟变暖的增加大 约有一半是因为具有更高气候敏感性的CMIP6模式更普 遍;另一半是因为名义上相应情景中的辐射强迫较高(例如,RCP8.5和SSP 5-8.5;中等信度)。个别情景的

现实性或可能性不是本评估的范围,该评估报告侧重于 对大范围排放情景的气候响应。{1.5.4, 1.6, 跨章文框1.4, 4.2, 4.3, 4.6, 6.6, 6.7, 跨章文框7.1, 图集2.1}

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

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

与第五次评估报告相比, 第六次评估报告中的情景涵盖了 更广泛的排放前景,包括没有减缓气候变化的高CO。排放情 景,以及在本世纪中叶达到CO2净零排放的低CO2排放情景(见核心概念文框)。在本报告中,五个说明性核心情景被用 来探讨21世纪及以后的气候变化(TS.2节),即SSP1-1.9、 SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0和SSP5-8.5¹⁷,涵盖了 2100年广泛范围的辐射强迫水平。这5个情景从2015年开始, 包括高和很高的温室气体排放和CO2排放情景,到2100年和 2050年分别比目前的水平翻一番(SSP3-7.0和SSP5-8.5); 中等排放情景的温室气体排放和CO₂排放在本世纪中期之 前保持在目前的水平左右(SSP2–4.5);以及很低和低温 室气体排放情景和CO。排放在2050年左右或之后下降至净 零,随后出现不同程度的CO₂净负排放的情景(SSP1–1.9和 SSP1-2.6)。这些SSP情景为ESM模拟提供了前所未有的详 细输入数据,并有利于更全面的评估气候驱动因子和响应, 特别是因为某些方面,如污染物的时间演变、排放或土地利 用和土地覆盖的变化,在SSP情景中比AR5中使用的RCP跨 度更大。利用RCP进行的模拟研究是对基于SSP情景评估的 补充,例如,在区域范围内(TS.4节)。情景扩展是基于对 2100年后排放或辐射强迫的演变的假设,这些假设不是基于 社会经济动态的模拟,因为社会经济动态的模拟不超过2100 年。为了探索特定的层面,如空气污染或特定升温水平的暂

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



图TS.4 | **气候变化因果链**: 该图的目的是说明从人为排放到大气浓度变化、到地球能量平衡变化("强迫")、再到全球气候变化和最终区域气候 变化及产生影响的气候因子的过程链。图中显示的是五个共享社会经济路径(SSP)的核心情景以及2100年之前的典型浓度路径(RCP)情景的排 放和浓度范围;二氧化碳(CO₂)排放量(GtCO₂ yr-1),左上图;甲烷(CH₄)排放量(中)和二氧化硫(SO2)、氮氧化物(NOx)排放量(均以 Mt yr-1为单位),右上图;大气中CO₂(ppm)和CH₄(ppb)浓度,第二行左图和右图;人为和自然强迫的有效辐射强迫(W m⁻²),第三 行;相对于1850-1900年的全球表面气温变化(°C),第四行;相对于1850-1900年,在全球变暖水平(GWL)为2℃时的预测温度变化(°C) (左侧)和年平均降水量变化(%)(右侧)的示意图(另见图TS.5),底行。碳循环和非二氧化碳生物地球化学反馈也将影响对人为排放的 最终响应(左边的箭头)。{1.6.1,跨章文框1.4, 4.2.2, 4.3.1, 4.6.1, 4.6.2} 时过冲,除了核心集之外,还使用了情景变体。{1.6.1,跨章 文框1.4, 4.2.2, 4.2.6, 4.7.1, 跨章文框7.1}

SSP1-1.9代表未来排放路径的低端,导致2100年升温低于 1.5℃,并在21世纪的过程中出现1.5℃的有限温度过冲(见 图TS.6)。在该范围的另一端,SSP5-8.5代表文献中未来排 放路径的很高变暖一端。SSP3-7.0的温室气体排放总体上比 SSP5-8.5低,但例如,到2100年CO₂排放仍比今天的水平几 乎翻了一番。SSP2-4.5和SSP1-2.6代表具有更强的气候变 化减缓的情景,从而降低温室气体排放。SSP1-2.6是为了将 升温限制在2°C以下。信息图TS.1展示了与SSP相关的气候未 来的叙述性描述。本报告中评估的情景没有附加任何可能性说 明,而关于当前趋势相关的特定情景的现实性最好通过AR6第 三工作组报告来了解。在情景文献中,鉴于能源部门的最新 发展,一些CO₂排放量高的情景(如 RCP8.5 或 SSP5-8.5) 的合理性一直存在争议。然而,根据这些情景做出的气候预 估仍然是有价值的,因为不能排除在RCP8.5或SSP5-8.5中 达到的浓度水平和相应的未来气候模拟。这是因为碳循环反 馈的不确定性,在名义上较低的排放轨迹中,可能导致预估 浓度高于通常用于驱动模式预估的中心浓度水平。{1.6.1; 交 叉章节1.4; 4.2.2, 5.4; SROCC; 第三工作组第3章}

由于不同SSP情景的社会经济叙述所假定的空气污染控制程 度存在差异,加上减缓气候变化行动的严格程度有变化,这 种差异强烈地影响了SLCF和其中一些空气污染物的人为排 放轨迹。SSP1和SSP5假设采取了强有力的污染控制,预测 在中长期内全球臭氧前体物(甲烷除外;CH₄)和气溶胶及 其大部分前体物的排放量将下降。在假设显著去碳化的情景 中,如SSP1-1.9或SSP1-2.6,空气污染控制带来的减排会 进一步加强。SSP2-4.5是中等污染控制情景,空气污染物 的排放将继续目前的趋势,SSP3-7.0是弱污染控制情景, 21世纪空气污染物排放将大幅增加。在基于SSP的情景中甲 烷排放随整体气候变化减缓的严格程度而变化,在SSP1–1.9 和SSP1-2.6中快速下降,但在SSP5-8.5中仅在2070年后才 有所下降。与 RCP情景相比,SSP轨迹涵盖的空气污染物排 放范围更广(见图 TS.4),反映了其假定的污染政策可能存 在巨大的区域差异。文框TS.7中评估了它们对气候和空气污 染的影响。{4.4.4, 6.6.1, 图6.4, 6.7.1, 图6.19}

由于RCP也是按其在2100年达到的辐射强迫水平来标示的, 原则上它们可以与AR6的核心情景集相关联(图TS.4)。然 而,RCP和基于SSP的情景是不能直接比较的。首先,气体 与气体之间的组成不同;例如,与RCP8.5相比,SSP5-8.5 情景的CO₂浓度较高,但CH₄浓度较低。第二,预测的21世 纪轨迹可能不同,但到2100年它们的辐射强迫相同。第三, 有效总辐射强迫(见核心概念文框)可能不同,而且与共用 相同的名义平流层温度调整辐射强迫标签的RCP相比,SSP 的有效辐射强迫往往更高。对分别由RCP和SSP情景驱动的 CMIP5和CMIP6预测之间的差异(跨节文框TS.1)进行比 较,其结果表明在模拟变暖方面,大约一半差异是由于具有 较高气候敏感性的CMIP6模式更为普遍;其余部分是由于名 义上相应情景(如RCP8.5和SSP5-8.5; 中等信度)的ERF 较高(见TS.1.2.2节)。在SSP1-2.6和SSP2-4.5中,ERF 的变化也解释了变暖范围内约一半的变化(中等信度)。 对于 SSP5-8.5, 气候敏感性较高是CMIP6预测的变暖上 限高于CMIP5的 RCP8.5的主要原因(中等信度)。请注 意,AR6 使用了CMIP6以外的多条证据来评估各种情景下 的全球表面温度(详细评估见跨章文框TS.1)。{1.6,4.2.2, 4.6.2.2, 跨章文框7.1}

地球系统模式可以由人为 CO。 排放("排放驱动"运行)驱 动,在这种情况下,大气CO₂浓度是一个预测变量; 或通过 给定随时间变化的大气浓度驱动("浓度驱动"运行)。在排 放驱动的运行中,气候变化会反馈给碳循环,并交互修改每个 ESM中预计的CO。浓度,从而增加了预估中气候变化的碳循环 响应的不确定性。浓度驱动的模拟是基于对碳循环反馈的核心 估计,而排放驱动的模拟有助于量化反馈不确定性的作用。在 同一情景下,既有排放量又有浓度驱动运行的少数几个ESM 之间的差异很小,不影响跨节文框TS.1和TS.2节中讨论的全 球表面温度预估的评估(高信度)。到21世纪末,排放驱动 的模拟平均比浓度驱动的运行低0.1°C左右,反映了排放驱动 的ESM所模拟的二氧化碳浓度普遍较低,并且相差约0.1°C, 反映了模拟的CO2浓度的范围。然而,这些碳循环–气候反馈 确实会影响对累积CO₂排放的瞬态气候响应(TCRE¹⁸) 并且它们的量化对于评估与ESM模拟的全球变暖水平一致的 剩余碳收支至关重要(参见TS.3 节)。{1.6.1, 跨章文框1.4, 4.2, 4.3.1, 5.4.5, 跨章文框7.1}

TS.1.3.2全球升温水平和累计CO₂排放量

量化各种全球变暖水平(GWL)下气候变化的地理响应 模式,例如比1850-1900年高出1.5°C或2°C,有助于描述 平均气候、极端事件和产生影响的气候因子的变化特征。 本报告将全球变暖水平作为一个整合维度,与达到变暖水 平的时间和导致变暖的排放情景无关。对于许多气候变量 来说,特定GWL的响应模态在不同的情景下是一致的。然 而,对于响应缓慢的过程,如冰盖和冰川质量损失、深海 变暖以及相关的海平面上升等,情况并非如此。这些变量 的响应取决于达到GWL所需的时间,如果在瞬时变暖状态 下或在暂时过冲变暖水平后达到变暖,则有所不同,即使 在全球变暖稳定后,也将在数百年至数千年的时间内继续 演变。由于不同的GWL与全球表面温度呈近线性关系,因 此它们与特定的累积CO₂排放量密切相关。本报告使用高 于1850-1900条件的1.0°C、1.5°C、2.0°C、3.0°C和4.0°C 作为一组主要的GWL。{1.6.2, 4.2.4, 4.6.1, 5.5, 跨章文框 11.1, 跨章文框12.1}

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

使用GWL可以将全球变暖变化的贡献与气候响应的区域特征 区分开来,因为在特定的GWL下,区域模态响应的情景差异 往往比模式的不确定性和内部变率要小。GWL和模态响应之 间的关系通常是线性的,但对于非线性变化也可以进行信息 整合,如极端高温的频率。要求是与GWL的关系大致与辐射 强迫因子的情景和相对贡献无关。{1.6,11.2.4,跨章文框11.1} GWL整合气候信息的方法也有一些局限性。对变暖响应迅速 的变量,如温度和降水,包括极端事件、海冰范围、多年冻 土和积雪,在特定的GWL中对情景的依赖性很小,而响应缓 慢的变量,如冰川和冰盖质量、深海变暖及其对海平面上升 的贡献,对达到GWL的变暖轨迹有很大依赖性。还可以针对 人为强迫因子之间的不同平衡,如长寿命温室气体和SLCF排 放,达到特定的GWL,而响应模式可能取决于这种平衡。最 后,如果在快速变暖的瞬时状态下或在陆海变暖对比不那么 明显的平衡状态下达到GWL,即使是与温度有关的变量,其 响应也是有区别的。在本报告中,不同GWL的气候响应是根 据21世纪的气候模式预测计算的(见图 TS.5),而这些预测 大多不平衡。SSP1-1.9情景能够评估21世纪末(相对)短期 稳定后,GWL为1.5°C左右时响应。{4.6.2,9.3.1.1,9.5.2.3, 9.5.3.3,11.2.4,跨章文框11.1,跨章文框12.1}

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

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

将各种情景与全球变暖水平联系起来

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

全球变暖水平与累积CO2(在某些情况下与二氧化碳当量) 排放量密切相关。本报告证实了AR5第一次工作组报告和 SR1.5的评估,即累积CO2排放与由此导致的全球表面温度升 高之间存在近乎线性的关系(TS.3.2 节)。这意味着持续的 CO2排放将导致气候系统所有组成部分的进一步变暖并发生相 关的变化。对于累积 CO2排放下降(即,如果实现了负净排 放),对于某些组成部分,例如水文循环,这种关系没有那 么强。第一工作组报告使用累积的 CO2 排放来比较不同情景 的气候响应,并提供与第三工作组排放路径评估的联系。使 用累积CO2排放量的优势在于,这是一种固有的排放情景特 征,而不是基于情景的预估结果,其中从排放到温度变化的 因果链的不确定性很重要(图TS.4),例如,ERF和TCR的 不确定性。采用累积的二氧化碳排放量也可以建立起与减缓



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

方案评估的联系。累积CO₂排放量不包含非CO₂ 排放量的信息,但这些信息可以纳入特定排放指标中以估算 CO₂当量排放量。 (TS.3.3 节) {1.3.2, 1.6, 4.6.2, 5.5, 7.6}

TS.1.4 从全球到区域的气候信息用于影响和风险评估

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

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

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

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

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

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

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

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

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



图TS.6 | 技术摘要中各关键方面的图形摘要。该图的目的是总结技术摘要中的许多不同方面,涉及观测到的和预估的全球温度变化以及与影响和 风险评估相关的产生影响的气候因子的相关区域变化。左上图:平衡气候敏感性(ECS)的可能性示意图,与AR6评估一致(见第7章和TS.3 节)。高于5°C和低于2°C的ECS值分别称为低可能性高升温(LLHW)和低可能性低升温(文框TS.3)。右上图:使用评估的95%(上)、 50%(中)和5%(下)可能性时间序列(见第4章和第TS.2节),观测到的(参见交叉章节TS.1)和预估的全球表面温度变化显示为为相对 于1850~1900年的全球变暖水平(GWL)。底部图显示了AR6陆地区域在三个不同GWL(每列分别为1.5、2和4°C)下两个产生影响的气候因 子(CID,参见TS.1.4节)在耦合模式比较计划第6阶段(CMIP6)中位数预估图(参见第1、10章和图集以及TS.4节)。根据美国国家海洋和 大气管理局(NOAA)的规定(NOAA HI41,见第12章和附件六),高温预警指数是每个地区每年发布的人类健康处于"危险"级别的高温预警的 平均天数。极端降水变化图显示了达到相应GWL时每个地区一年中最湿日的一天平均降水量的百分比的变化(Rx1天,相对于1995–2014年, 见第11章)的百分比变化。其他 CID 在第TS.4节中讨论。{1.4.4,文框4.1,7.5,11.4.3,12.4} 不能排除它们的发生,而且它们发生的可能性通常会随着变暖水平的升高而增加(文框 TS.1, TS.9 节)。 {11.2.4, 文框11.2, 跨章文框11.1和12.1}

跨节文框TS.1: 全球表面温度变化

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

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

与1850-1900年相比,2081-2100年期间的全球平均表面温度在低CO₂排放情景SSP1-1.9中很可能提高到[1.0°C 至1.8°C],和在高CO₂排放情景SSP5-8.5中很可能提高到[3.3°C至5.7°C]。除SSP5-8.5外,在所有情景预估中,20年平均全球表面变暖超过1.5°C水平的中心估计值是在本世纪30年代早期,即SR1.5中评估的可能范围(2030-2052年)的前期。在SSP1-1.9下,相对于1850-1900年,整个21世纪全球表面温度多半可能保持在1.6°C 以下,这意味着1.5°C的全球升温有可能暂时过冲,但不超过0.1°C。到2030年,任何一年的全球表面温度相对于1850-1900年都可能超过1.5°C,在这里考虑的各种情景下,可能性在40%到60%之间(中等信度)。全球地表温度相对于1850-1990年的增温在SSP5-8.5下将会达到2°C,但在SSP1-1.9下则极不可能超过2°C。21世纪将继续出现年代际时间尺度的全球表面温度趋势下降和上升的时期(很高信度)。假设没有大规模火山喷发,有力减排对20年全球表面温度趋势的影响将可能会在近期(2021-2040年)显现出来。(图 TS.8,跨节文框TS.1,图1){2.3, 3.3, 4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 7.3}

历史表面温度

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

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

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



跨节文框TS.1: 全球表面温度变化

跨节文框TS.1 (接续)

跨节文框TS.1,图1 | 地球表面温度的历史和未来,每个图中都附有关键发现的注释。该图的目的是显示从全新世到现今观测到的全球 表面温度变化和预估的变化。(a) 全新世期间的全球表面温度,分为三个时间尺度:(1)12000到1000年前(公元前10,000到公元前1000 年),100年的时间步长;(2)公元前1000年到1900年,10年的平稳;(3)公元前1900年到2020年(c图是四个数据集的平均值)。粗线 表示多方法重建的中位数,集合成员5%和95%的百分位数(细线)。竖条是末次间冰期和全新世中期全球表面温度估计值的5–95百 分位数范围(*中等信度*)(2.3.1.1节)。所有温度都是相对于1850–1900年而言的。**(b)** 在SSP3–7.0情景下, (上图)HadCRUTv5中。 1981–2020年的空间分辨率趋势(℃/十年),以及(下图,总变化)在SSP3–7.0情景下,1995–2014年到2081–2100年多模式平均预 测的变化。在第一个十年和最后一个十年都有数据的情况下,以及在这一时期内至少有70%的年份有数据的情况家,采用普通最小二 乘法计算了观测到的趋势。显著性是通过自回归AR(1)模式修正来评估的,并以点画来表示。下图中的阴影区域显示了在变化重要性上 模式证据相互矛盾的区域。**(c)** 1850–2020年根据仪器观测得出的温度,包括四个全球表面温度数据集中可逐年分辨的平均温度(请参 考2.3.1.1.3节正文)。灰色阴影显示了与HadCRUTv5估计相关的不确定性。所有温度都是相对于1850–1900年基准期的变化。(d)相对 于1850–1900年,全球表面温度年平均变化在最近的过去和2015–2050年的演变,数据来自HadCRUTv5(黑色)、耦合模式比较计划 第六阶段(CMIP6)的历史模拟(截至2014年,灰色,集合平均值为实线,5%和95%的百分位数为虚线,单个模式为细线),以及在 SSP2–4.5情景下的CMIP6预估,数据来自在平衡态气候敏感性在本报告中心估计值附近的四个模式(粗黄线)。实心彩色细线表示三 种情景下2015-2050年全球表面温度20年变化的评估中心估计值,彩色细虚线表示相应的5%和95%分位数。(e) 相对于1995-2014年 (左y轴)和1850–1900年(右y轴),五种情景下20年全球表面平均温度变化的未来预估(中心估计值为实线,SSP1–2.6和SSP3–7.0 下很可能范围为阴影)。右边的y轴向上移动了0.85℃,这是1995-2014年相对于1850-1900年观测到的升温的中心估计值。(e)图中的 右y轴与(d)图中的y轴相同。{2.3, 4.3, 4.4 }

当前变暖

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

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

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

全球表面温度的未来变化

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

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

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

跨节文框TS.1 (接续)

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

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

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

与1850-1900年相比,2081-2100年期间,在低CO₂排放情景SSP1-1.9中,全球平均表面温度很可能升高[1.0°C至 1.8°C],在高CO₂排放情景SSP5-8.5中,则升高[3.3°C至5.7°C]。对于SSP1-2.6、SSP2-4.5和SSP3-7.0情景,相应的很可能范围分别为[1.3°C至2.4°C]、[2.1°C至3.5°C]和[2.8°C至4.6°C]。2081-2100年期间的不确定性范围仍然由 平衡气候敏感性和瞬时气候响应的不确定性所决定(很高信度)(跨节文框TS.1,表1)。{4.3.1,4.3.4,4.4.1,7.5}

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

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

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

TS.2 大尺度气候变化:平均气候、变率和极值

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



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

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

指标变化	实测变化评估	人类贡献评估			
大气和水循环					
自1850–1900年以来全球平均表面气温的上升	{2.3.1, 跨章文框2.3}				
自1979年以来对流层的升温	{2.3.1}	主要驱动因素{3.3.1}			
平流层下部的降温	自20世纪中期以来{2.3.1}	主要驱动因素19791990年代中期{3.3.1}			
自1979年以来大尺度降水和对流层上部湿度的变化	{2.3.1}	{3.3.2, 3.3.3}			
自20世纪80年代以来纬向平均哈得莱环流的扩张	{2.3.1}	南半球{3.3.3}			
海洋					
自20世纪70年代以来海洋热含量增加	{2.3.3, 2.3.4, 9.2.1, 跨章文框9.1}	主要驱动因素{3.5.1}			
自20世纪中期以来的盐度变化	{2.3.3, 2.3.4, 9.2.2}	{3.5.2}			
自1971年以来全球平均海平面上升	{2.3.3, 9.6.1}	主要驱动因素{3.5.3}			
冰冻圈					
自1979年以来北极海冰损失	{2.3.2, 9.3.1}	主要驱动因素{3.4.1}			
自1950年以来北半球春季积雪减少	{2.3.2, 9.5.3}	{3.4.2}			
自20世纪90年代以来格陵兰冰盖质量损失	{2.3.2, 9.4.1} {3.4.3}				
自20世纪90年代以来南极冰盖质量损失	{2.3.2, 9.4.2}	证据有限和一致性中等{3.4.3}			
冰川后退	{2.3.2, 9.5.1}	主要驱动因素{3.4.3}			
碳循环					
自20世纪60年代初以来大气CO₂的季节性循环幅 度增加	{2.3.4} 主要驱动因素{3.6.1}				
全球表层海洋的酸化	{SROCC, 5.3.2, 跨章文框5.3}	主要驱动因素{3.6.2}			
陆地气候(极端事件,见表TS.12)					
自1850–1900年以来平均2 m陆地升温(比全球平均 变暖幅度大40%)	{2.3.1} 主要驱动因素{3.3.1}				
综合					
自工业化前时代以来全球气候系统的升温	{2.3.5}	{3.8.1}			
见文字描述 中等信度	中等信度 很可能	及可能 几乎确定 事实			

TS.2.1全球气候系统的变化

除了全球表面温度(跨节文框TS.1),气候系统所有组成部 分的各种指标都在迅速变化(图TS.7),其中许多指标达到 了几千年来未见的水平。观测到的变化让人们全面了解全球 变暖,其中许多方面现在已经正式归因于人类的影响,IPCC 评估报告中首次明确地评估了人类对气候系统的大气、海洋 和陆地组成部分的影响(表TS.1,图TS.7)。 几乎确定的是,通过快速和大幅减少全球温室气体排放,可以限制全球表面温度上升和相关变化。持续的温室气体排放 大大增加了全球气候系统发生不可逆转变化的可能性(文框 TS.9),特别是在冰盖对全球海平面变化的贡献方面(高信 度)。{2.3, 3.8, 4.3, 4.6, 4.7, 7.2-7.4, 跨章文框7.1, 9.2-9.6}

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

19 在本技术摘要中,"主要驱动力"是指对变化的贡献超过50%。

气候系统四个关键指标的最近和未来的变化 大气温度、海洋热含量、北极夏季海冰以及陆地降水



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

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

涵盖大气、冰冻圈、海洋和生物圈指标的未来气候变化取决于未来的排放路径。21世纪,在不同的SSP情景下各种指标的结果差异越来越大(TS.1.3.1节,图TS.8)。由于深海和冰盖的反应缓慢,这种差异在2100年后仍将持续很长时间,

21世纪的排放方案选择将对全球平均海平面(GMSL)的上升 产生数百年到数千年的影响。此外,在21世纪,可能至少会 发生一次大型火山爆发。这样的喷发将使全球地表温度降低 数年,减少陆地降水,改变季风环流,改变全球和区域范围 内的极端降水。{4.3, 4.7, 9.4, 9.6, 跨章文框4.1} 表TS.2 | 自1950年以来全球和大陆范围内观测到的极端事件变化、及其归因(另有说明的除外)以及全球变暖+1.5°C、+2°C和+4°C时的预估变 化汇总表。极端暖/热事件增加是指在大多数陆地地区,更温暖和/或更频繁的热日和热夜,以及暖期/热浪。寒冷极端事件减少是指在大多数陆 地地区,冷昼和冷夜和冷期/寒流变得更暖和/或更少。干旱事件与大部分陆地面积有关。对于热带气旋,观测到的变化和归因是指3–5级,而预 估的变化是指4–5级。表11.1和表11.2是该表的更详细版本,特别是包含区域尺度的信息。一般来说,对于信度不取决于变暖水平的指标,较高的 变暖水平也意味着较强的预估变化,而且该表没有明确量化全球敏感性。另见表TS.10. {9.6, 文框9.2, 11.3, 11.7}

长标的亦少	已观测到的变化	已归因的变化	不同GWL([°] C)下的预估变化		
	(自1950年起)	(自1950年起)	+1.5	+2	+4
极端暖/热事件:频率或强度	↑	√ 主要驱动因素	↑	↑	Ŷ
极端冷事件:频率或强度	\downarrow	√ 主要驱动因素	\rightarrow	\downarrow	\downarrow
强降水事件:频率、强度和/或降 水量	↑ 在大多数观测覆盖良 好的陆地地区	✔ 观测到的陆地地区强 降水加剧的主要驱 动因素	↑ ↑ 在大多数陆地地区		↑ 在大多数陆地地区
农业和生态干旱: 强度和/或频率	↑ 在一些地区	✔ 在一些地区	↑ 与观测到的变化相 比,地区更多	↑ 与全球变暖1.5°C相 比,地区更多	
与热带气旋相关的降水	1	J	↑ 比率+11%	↑ 比率+14%	↑ 比率+28%
热带气旋:强气旋所占比例	1	1	↑ +10%	↑ +13%	↑ +20%
复合事件:同时发生热浪和干旱	↑ (频率)	✔ (频率)	↑ (频率和强度随着变暖而增加)		
海洋热浪:强度与频率	↑ (自1900年起)	✔ (自2006年起)			
极端海平面:频率	↑ (自1960年起)	1	↑ (面向21世纪的情景评估)		

见文字描述

中等信度

中等信度

很可能

极可能

几乎确定

事实

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



图TS.9 | 充分混合的温室气体 (WMGHG) 浓度和有效辐射强迫 (EFR) 的变化。这张图的意图是表明, 在工业化时期气候系统的主要驱动因素的 变化在长期范围内是罕见的。(a) 过去350万年中, 代用记录的二氧化碳 (CO₂) 的变化。(b) 通用时代冰芯记录中所有三个WMGHG的变化。(c) 20世 纪中期以来直接观测到的WMGHG变化。(d) 1750年以来ERF及其组成部分的演变。关于数据来源和处理的更多详情见相关的FAIR数据表。{2.2, 图 2.3, 2.4 和2.10}

自1750年以来,气候系统驱动因子的变化主要是受大气中 温室气体浓度增加带来的变暖影响和气溶胶带来的变冷影 响,而两者都是由人类活动造成的。相比之下,太阳活动 和火山的长期影响可以忽略不计。二氧化碳(CO₂)、甲烷 (CH₄)和一氧化二氮(N₂O)的浓度已经增加到至少80 万年来前所未有的水平,而且*高信度*的是,目前的CO₂浓 度至少是200万年来没有出现过的。全球人为气溶胶的平均 浓度在20世纪末达到顶峰,此后在中纬度北部缓慢下降, 但在南亚和东非继续增加(*高信度*)。

相对于1750年,2019年的人为有效辐射强迫(ERF)总 量为2.72[1.96至3.48] W m⁻²(中等信度),并且自20 世纪70年代以来可能一直在不断增长。{2.2, 6.4, 7.2, 7.3}

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

数百万年来,大气CO₂浓度发生了巨大变化(图TS.1)。 目前的大气CO₂水平至少是200万年来没有出现过的 (*高信度*,图TS.9a)。1750–2019年期间,CO₂增加了 131.6±2.9ppm(47.3%)。自1850年以来,CO₂的百年变 化率至少在过去80万年中是前所未有的(图TS.9),过去 5600万年的最快变化率至少比1900–2019年期间低4倍(*低信 度*)。若干高精度地表观测网络显示,CO₂的浓度已经超过了 400ppm,在2019年达到409.9(±0.3)ppm(图TS.9c)。 2019年CO₂的ERF(相对于1750年)为2.16 W m⁻²。

到2019年, CH₄的浓度达到1866.3 (±3.3) ppb (图TS.9c) 。自1750年以来, 增加了1137±10 ppb (157.8%), 远远超过 了过去80万年多次冰川–间冰川变换时期的范围(高信度)。 在20世纪90年代, CH₄浓度趋于平稳, 但在2007年左右又 开始增加, 平均速度为每年增加7.6±2.7 ppb (2010–2019 ; 高信度)。具有高信度的是,近期增长的主要原因是化石 燃料开采、牲畜和废物产生的排放, 而ENSO则造成湿地和生 物质燃烧排放的多年变化。2019年, CH₄造成的ERF为0.54 W m⁻²。{2.2.3, 5.2.2, 7.3}

自1750年以来, N₂O增加了62.0±6.0 ppb,在2019 年达到332.1(±0.4) ppb的水平。自1750年以来 的增长幅度与过去80万年冰期-间冰期的波动相当 (图TS.9c)。1980年以来,N₂O浓度增加趋势的 主要原因是全球农业扩张和集约化使排放量增长了 30%(高信度)。到2019年其ERF为0.21Wm⁻²。 {2.2.3, 5.2.3}

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

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

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

羟基(OH)自由基的全球平均丰度,即"氧化能力",从化 学方面调节着许多SLCF的寿命,因此也调节着CH₄、臭氧、 二次气溶胶和许多卤化物种的辐射强迫。模式估计表明,从 1850年到1980年,氧化能力没有明显变化(低信度)。ESM 和碳循环模式计算出1980-2014年间增长了约9%,但未得 到受观测约束的反演模型的证实,因此1980年代以来OH稳 定或增长趋势在总体为中等信度,并意味着OH不是最近观 测到的CH₄增长的主要原因。{6.3.6,跨章文框5.2}

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

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

TS.2.3 高空气温与大气环流

根据对大气温度和大气环流某些方面的观测,已经清楚地 发现了人为引起的气候变化的影响,而且这些影响在未来 可能会加强。随着温室气体的持续净排放,对流层变暖和 平流层变冷几乎确定会继续下去。自20世纪中期以来,大 气环流的若干方面可能发生了变化,人类的影响可能导致 了观测到的南半球哈得莱环流圈向极地扩张,并且很可能 导致了观测到的南半球夏季温带急流向极地移动。在高 CO₂排放情景下,到2100年,中纬度急流可能会向极地转 移并加强,同时南半球风暴路径随之加强。在过去的四十 年里,强热带气旋的比例可能增加了,这不能完全用自然 变率来解释。对于观测到的两个半球的热带气旋总数的近 期变化,为*低信度*。强热带气旋的比例预计会增加(*高信* 度),但全球热带气旋的总数预计会减少或保持不变(*中* 等信度)。{2.3, 3.3, 4.3, 4.4, 4.5, 8.3, 8.4, 11.7} 至少自20世纪50年代开始,对流层已经变暖,几乎确定的 是平流层已经变冷。很可能的是,人类引起的温室气体增加 是1979年以来对流层变暖的主要驱动力。极可能的是,温室 气体浓度的增加和消耗臭氧物质造成的平流层臭氧消耗,都 是1979年以来平流层上部冷却的主要驱动因素。在大气中二 氧化碳浓度较高的情景下,全球平流层的平均冷却程度很可 能更大。在热带地区,至少从2001年开始(这时有了新技术 能够进行更完善的量化),对流层上部变暖的速度比近地表 快(中等信度)(图TS.10)。具有中等信度的是,大多数 CMIP5和CMIP6模式高估了1979–2014年期间热带对流层 上层的观测变暖情况,部分原因是它们高估了热带SST的变 暖。未来热带对流层上部的变暖可能会比热带表面的变暖幅 度大。{2.3.1, 3.3.1, 4.5.1}

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



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

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

自20世纪70年代以来,陆地上的近地面平均风可能已经减 弱。在海洋上,近海表平均风在1980–2000年期间*可能*加 强,但不同的估计结果导致低信度。自20世纪80年代以来, 温带风暴路径可能已经向极地转移。由于模式模拟中的内部 变率较大且具有结构不确定性,预估的北半球中纬度急流和 风暴路径向极移动的结论为低信度。具有中等信度的是,在 SSP3-7.0和SSP5-8.5情景下, 2081-2100年冬季格陵兰岛 和北太平洋上空的大气阻塞频率预计将减少。具有高信度的 是,近几十年来,南半球风暴路径和相关降水已向极地移动, 特别是在南半球夏季和秋季,这与南半球环状模(SAM)的 正相位(TS.4.2.2节)以及南半球温带急流在南半球夏季的加 强和南移趋势有关。从长期来看(2081-2100年),相对于 1995-2014年,在SSP5-8.5情景下,南半球中纬度急流可 能会向极地移动并加强。同时伴随着SAM的增加(TS.4.2.2 节)。在SSP5-8.5情景下,在南半球风暴路径上与温带气旋 有关的风速可能会加强。关于北极变暖和海冰流失对历史或 预估的中纬度大气变率的潜在作用为低信度。{2.3.1, 3.3.3, 3.7.2, 4.3.3, 4.4.3, 4.5.1, 4.5.3, 8.2.2, 8.3.2, 跨章文框10.1} 过去四十年来强热带气旋(3-5类)的占比和热带气旋快速 增强事件的频率可能已经增加。自20世纪40年代以来,北 太平洋西部TC峰值风速的平均位置很可能向极地迁移,自 1900年以来,TC向前平移的速度在美国毗连地区可能有所 减缓。北太平洋西部的TC向极地迁移和全球强TC比率的增 加可能不能完全用自然变率来解释。具有高信度的是,TC的 平均峰值风速和4-5级TC的比例将随着气候变暖而增加,最 强TC的峰值风速将增加。具有中等信度的是,北太平洋西部 TC达到最大风强的平均位置将向极地迁移,而全球TC形成 的总频率将随着全球变暖的增加而减少或保持不变。{11.7.1}

对于观测到的两个半球热带气旋总数的近期变化,其信度为 *低信度*。对于过去一个世纪北半球最强热带气旋数量和强度 的变化趋势,也是*低信度*,原因是大气再分析中同化数据的 数量和类型存在巨大的年际至年代际变化,时间和空间上也 存在异质性,特别是在卫星时代之前。在南半球,自1979年 以来,具有低压力中心(<980 hPa)的热带气旋数量*可能*增 加。预计强温带气旋的频率将减少(中等信度)。预估的强 度变化取决于气候模式的分辨率(中等信度)。与温带气旋 相关的风速会随着风暴路径的改变而改变,这一点具有*中*等 *信度*。{2.3.1, 3.3.3, 4.5.1, 4.5.3, 8.3.2, 8.4.2, 11.7.2
文框 TS.3 | 低可能性,高升温的情节

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

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

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

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

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

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

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

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



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

TS.2.4 海洋

观测、模式和古证据表明、最近观测到的海洋变化是几百 年至几千年来前所未有的(高信度)。在过去的四十到六 十年里,几乎确定的是,全球海洋已经变暖,人类的影响 极可能是20世纪70年代以来的主要驱动因素,使气候变化 在几百年到几千年内不可逆转(中等信度)。几乎确定的 是,自20世纪50年代以来,上层海洋的盐度对比度已经增 加、而且极可能是人类的影响造成的。几乎确定的是,自 1970年以来,上层海洋的层结增加了,在过去的40年里, 全球海水的pH值下降了,人类的影响是观测到的开放海洋 表面酸化的主要驱动因素(几乎确定)。在过去的5000万 年里,开放海洋表面的pH值出现了长期上升(高信度), 海洋表面的pH值像最近这么低的情况,在过去的200万年 里并不常见(中等信度)。具有高信度的是,海洋热浪在 20世纪变得更加频繁,而且自2006年以来大多数热浪都 可归因于人类活动造成的变暖(很可能)。具有高信度的 是,自20世纪中期以来,许多海洋区域的含氧水平已经下 降,许多海洋生物的地理范围在过去20年里发生了变化。

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

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

自20世纪初以来,全球平均SST已经上升了0.88[0.68~1.01] °C,而且几乎确定的是,在整个21世纪,SST将继续上升, 对海洋生态系统的危害越来越大(中等信度)。20世纪海洋 热浪变得更加频繁(高信度),频率大约增加了一倍(高信 度),自20世纪80年代以来强度更强,而且持续时间也更长 (中等信度)。2006-2015年的大部分海洋热浪都可归因于 人类活动造成的变暖(很可能)。海洋热浪的频率将继续增 加,在SSP1-2.6下,2081-2100年全球可能比1995-2014年 增加2-9倍,在SSP5-8.5下增加3-15倍(图TS.11a),其 中热带和北极海洋的变化最大。{2.3.1,跨章文框2.3,9.2.1, 文框9.2,12.4.8} 至少从1970年起,全球观测到的上层海洋层结(0-200米) 已经增加(*几乎确定*)。根据最近对现有观测数据的精细分 析,具有*高信度*的是1970-2018年增加了4.9±1.5%,大约是 SROCC评估结果的两倍,并将在整个21世纪继续增加,其增 加速度取决于排放情景(*几乎确定*)。{2.3.3, 9.2.1}

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

在过去的8000年中,AMOC相对稳定(中等信度)。由于 定量重建和模拟趋势的一致性低,用于制定代用指标的模式 和测量,以及新的模式评估中都缺少关键过程,对于20世纪 AMOC变化的量化具有低信度。自2000年代中期以来的直接 观测记录太短,无法确定内部变率、自然强迫和人为强迫对 AMOC变化的相对贡献(高信度)。对于所有的SSP情景, 21世纪AMOC很可能下降(图TS.11b);文框TS.3对可能 的突然下降情况作了进一步的评估了。{2.3.3, 3.5.4, 4.3.2, 8.6.1, 9.2.3, 跨章文框12.3}

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

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

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

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

最近和未来的海洋变化 海洋热浪、大西洋经向翻转(AMOC)、溶解氧和pH值



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

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

TS.2.5 冰冻圈

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

相比之下,南极海冰范围自1979年以来没有经历过明显的 净变化,并且对其预估的变化只具有*低信度*。预计到21世 纪末,在高CO₂排放的情景下,北冰洋在夏末将变得几乎 没有海冰(高信度)。几乎确定的是,进一步变暖将导致 北半球的积雪进一步减少,并且具有*高信度*的是,近地表 的永久冻土量也将进一步减少。

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

目前的北极海冰覆盖水平(包括年度和夏末)至少是1850年 以来的最低水平(高信度),而夏末则是过去1000年以来的 最低水平(中等信度)。自20世纪70年代末以来,北极海冰 的范围和厚度在夏季和冬季都有所下降,海冰变得更年轻、 更薄、更动态化(很高信度)。主要由于温室气体增加造成 的人为强迫很可能是这一损失的主要原因,但新的证据表明, 自20世纪50年代以来,人为气溶胶强迫抵消了部分CO2引起 的损失(中等信度)。在所有评估的SSP情景下,每年北极海 冰最小范围在2050年前至少有一次可能降至100万平方公里 以下。到21世纪末,在高CO2排放情景下,这种几乎没有海冰 的状态将成为夏末的常态(高信度)。北极夏季海冰与全球 表面温度的变化大致呈线性关系,这意味着不存在临界点, 而观测到的/预估的损失有可能是可逆的(高信度)。{2.3.2, 3.4.1, 4.3.2,9.3.1, 12.4.9}

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

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

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

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

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

文框TS.4 | 海平面

全球平均海平面(GMSL)在1901年至2018年期间上升了0.20[0.15至0.25]米,自20世纪60年代以来上升速度加快,2006-2018年期间为3.7[3.2至4.2]毫米/年(高信度)。人类活动很可能是1971年以来观测到的GMSL上升的主要原因,新的观测证据表明1901年至2018年期间评估的海平面上升与导致海平面上升的各个组成部分的总和一致,包括海洋变暖和冰川及冰盖融化导致的上升(高信度)。几乎确定的是,21世纪由于气候系统持续变暖,GMSL将继续上升(文框TS.4,图1)。海平面对温室气体(GHG)排放的响应比全球表面温度慢,导致其在21世纪对情景的依赖性比全球表面温度弱(高信度)。这种缓慢的响应也导致了长期持续性的海平面上升,这与持续的海洋吸热和冰盖的缓慢调整有关,在停止排放后仍将持续数百年和数千年(高信度)(文框 TS.9)。到2100年,相对于1995-2014年平均(中等信度),在SSP1-1.9情景下GMSL预计将上升0.28-0.55米(可能范围),在SSP5-8.5下预计将上升0.63-1.01米(可能范围)。在较高的CO₂排放情景下,2100年及以后的海平面预估具有深度不确定性,这与冰盖对变暖的响应有关。在低可能性、高影响情节和高CO₂排放情景中,具有深度不确定性的冰盖过程可能会在2150年前推动GMSL上升约5米。鉴于长期持续性,达到不同GMSL上升水平的时间的不确定性是适应规划的一个重要考虑因素。{2.3, 3.4, 3.5, 9.6, Box 9.4, 跨章文框9.1, 表9.5}

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

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

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

2100年以后,由于深海吸热和冰盖质量损失的持续,GMSL将继续上升数百年至数千年,并将保持数千年的高位(高 信度)。到2150年,只考虑那些至少有中等信度的预估过程,并假设2100年后冰量通量没有加速,相对于基于SSP 情景扩展的1995-2014年期间,GMSL预计将上升0.6米(0.4-0.9米,可能范围,SSP1-1.9)到1.3米(1.0-1.9米, 可能范围)(SSP5-8.5)。在高CO₂排放下,低信度的过程(如MICI),到2150年可促使GMSL上升到约5米(文 框TS.4,图1a)。到2300年,在低CO₂排放(SSP1-2.6)下,GMSL将上升0.3-3.1米(低信度)。在高CO₂排放 下(SSP5-8.5),如果没有MICI,预计到2300年GMSL将上升1.7-6.8米,如果考虑MICI,将上升16米(低信度)。2000年来,具有中等一致性和有限证据的是,在峰值变暖1.5°C时,持续的GMSL上升约为2-3米,峰值变暖2°C 时为2-6米,峰值变暖3°C时为4-10米,峰值变暖4°C时为12-16米,而峰值变暖5°C时为19-22米。{9.6.3}

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

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

技术摘要



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

文框TS.5 | 碳循环

在工业时代,大气CO₂浓度的持续增长无疑是由于人类活动排放造成的。海洋和陆地的碳汇减缓了大气CO₂的上 升。预估结果显示,虽然在高排放情景下,陆地和海洋的碳汇比低排放情景下吸收的CO₂更多,但自然碳汇从大气 中移除的排放物的比例随着浓度的增加而减少(*高信度*)。预估的海洋和陆地碳汇在特定情景下显示出类似的响 应,但陆地碳汇的年际变率要高得多,模式差异也更广。预估本世纪下半叶碳汇增长速度会放缓,这分别与碳–气 候反馈的加强和中等至–无减缓方案和高减缓方案下大气CO₂的稳定有关(见FAQ5.1)。{5.2, 5.4}

人为CO₂的碳汇主要与物理海洋和生物圈陆地过程有关,这些过程推动了多个陆地、海洋和大气库之间的碳交换。 这些交换是由大气中不断增加的CO₂驱动的,但也受到气候变化的影响(文框TS.5,图1c、d)。北半球和南半球 大气分别主导着陆地和海洋的碳汇(文框TS.5,图1)。海洋环流和热力学过程在全球碳与能量(热)循环的耦合 方面也起着关键作用。具有*高信度*的是,海洋碳热关系是最重要的碳气候指标之一,累积CO₂排放的瞬态气候响应 (TCRE; TS.3.2.1节)可用于确定剩余碳预算。{5.1, 5.2, 5.5, 9.2, 跨章节文框5.3}

根据南北半球间CO₂浓度梯度、同位素和清单数据的多种证据,1750年以来大气CO₂的增长(见TS.2.2节)毫无疑问是由于人类活动的直接排放所致。1750-2019年期间,化石燃料的燃烧和土地利用的变化导致700±75PgC(可能范围,1PgC=10¹⁵g碳)释放到大气中,其中约41%±11%仍在大气中(高信度)。在人为CO₂排放总量中,化石燃料的燃烧约占64%±15%,在过去10年中增长到86%±14%,其余的来自于土地利用的变化。在过去十年(2010-2019年),年均人为CO₂排放量达到人类历史上的最高水平,为10.9 ± 0.9 PgC yr⁻¹(高信度)。在这些排放中,46%累积在大气中(5.1±0.02 PgC yr⁻¹),23%(2.5±0.6 PgC yr⁻¹)被海洋吸收,31%(3.4±0.9 PgC yr⁻¹)被陆地生态系统吸收(高信度)。{5.2.1,5.2.2,5.2.3}

在过去60年中,海洋(高信度)和陆地(中等信度)的CO₂汇已随着人为排放的增加而增加了(文框TS.5,图1) 。排放与海洋和陆地汇的增长之间的一致性,过去60年来人为排放的二氧化碳留在大气中的部分保持着约占总排 放44%±10%的比例(高信度)。海洋和陆地汇的年际和年代变率表明,它们对排放增长率的变化以及气候的变率 很敏感,因此对气候变化也很敏感(高信度)。{5.2.1}

陆地CO₂汇受植被的碳吸收影响,具有很大的年际变率,例如与厄尔尼诺–南方涛动(ENSO)有关。自20世纪80年 代以来,大气二氧化碳增加带来的碳肥增加了陆地CO₂净汇的强度(*中等信度*)。在历史时期,海洋汇的增长主要 由大气CO₂的增长率决定。然而,具有*中等信度*的是,海洋和陆地生物圈中支配碳反馈的自然和化学过程的变化已 经改变了海洋和陆地的变率特征,特别是CO₂的季节性循环。然而,还没有观测到汇的多年代趋势的改变。{2.3.4, 3.6.1, 5.2.1}

在AR6中,ESM预估是以2100年的CO₂浓度从大约400ppm(SSP1–1.9)到1100ppm以上(SSP5–8.5)作为评估 基础的。大多数模拟是在规定的大气CO₂浓度下进行的,这些浓度已经考虑了对气候–碳反馈效应的期望值。CO₂排 放驱动的模拟考虑了这些反馈的不确定性,但并没有明显改变预估的全球表面温度变化(高信度)。尽管在高排放 情景下,陆地和海洋汇比低排放情景下吸收的CO₂更多,但从大气中移除的排放物的比例却减少了(高信度)。这 意味着排放的CO₂越多,海洋和陆地汇的效率就越低(高信度),这种效应补偿了CO₂与其辐射强迫之间的对数关 系,也意味着大气CO₂每增加一个单位,对全球温度的影响就会降低。(文框TS.5,图1f,g)。{4.3.1, 5.4.5, 5.5.1.2}

海洋和陆地汇在特定情景下表现出类似的响应,但陆地汇的年际变率要高得多,模式差异也更广。在SSP3-7.0和 SSP5-8.5情景下,这两种汇为响应大气二氧化碳浓度增加一开始出现增长,随后受到新出现的碳--气候反馈的限制 (高信度)(文框TS.5,图1f)。预估显示,在所有排放情景下,海洋和陆地汇将从21世纪下半叶开始停止增长,但 不同排放情景的驱动因素不同。在SSP3-7.0和SSP5-8.5情景下,本世纪下半叶海洋二氧化碳汇的增长速度减弱, 主要与碳酸盐缓冲能力下降、海洋变暖和海洋环流改变(如AMOC变化)带来的正反馈加强有关。相比之下,对于 SSP1-1.9、SSP1-2.6和SSP2-4.5情景,海洋碳汇增长率的减弱是对大气CO2浓度稳定或下降的响应。在SSP1-1.9 下,模式预估认为陆地和海洋的综合碳汇到2100年将变成一个弱源(中等信度)。在高CO2排放情景下,从21世纪 中叶开始,由于气候变暖和变干,陆地碳汇的增长很可能会更加缓慢,但很不可能在2100年之前从碳汇转为碳源。

预计仅气候变化就会增加高纬度地区的陆地碳积累(不包括多年冻土,这部分在TS.2.5节和TS.3.2.2节中评估), 还会导致热带地区陆地碳出现反作用损失(中等信度)。地球系统模式预估显示,到2100年大气CO₂的总体不确定 性仍主要受排放路径影响,但碳–气候反馈(见TS.3.3.2节)很重要,同时在高排放路径的不确定性越来越大(文 框TS.5,图1e)。{4.3.2, 5.4.1, 5.4.2, 5.4.4, 5.4.5, 11.6, 11.9, 跨章文框5.1, 跨章文框5.3}



表TS.5 (接续)

文框TS.5, **图1 (接续)**: 本图的意图是显示碳循环对二氧化碳 (CO₂) 排放和气候的响应,及其通过预估汇和汇的变化在决定未来CO₂ 水平方面的作用。该图显示了碳储存响应CO₂升高(**a**, **b**) 和气候变暖(**c**, **d**) 而发生的变化。地图显示了在模拟CO₂每年增加1%的 情况下,碳吸收量变化的空间格局(5.4.5.5节),纬向平均图显示碳变化的分布以热带和北半球的陆地(绿线)以及南半球的海洋(蓝 线)为主。阴影表示少于80%的模式与响应信号一致的区域。(**e**) 未来CO₂预估:共享社会经济路径(SSP)情景下响应的不同人为排放 的CO₂预估浓度,结果来自SSP5-8.5情景下耦合地球系统模式和其他情景下MAGICC7模拟器(4.3.1节)。(**f**) 未来的碳通量:SSP情景 下预估的直到2100年的陆地和海洋通量(正向下),对于某些情景扩展到2300年,对于SSP1-2.6和SSP3-7.0情景显示了5-95%不确 定性范围(4.3.2.4节、5.4.5.4节和5.4.10节)。靠近顶部的数字显示了所使用的模式模拟的数量。(**g**) 汇的部分:陆地和海洋汇所清除 的CO₂累积排放量的部分。在较高的排放条件下,汇的部分较小。{图4.3; 5.4.5; 图5.25, 5.27和5.30}

在三个延伸到2300年的长期SSP情景下(SSP5-8.5、SSP5-3.4-OS、SSP1-2.6), ESM预测土地将从汇变成源 (*中等信度*)。这些情景对减排做出了简化的假设, SSP1-2.6和SSP5-3.4-OS假设到2300年达到约400ppm, 而SSP5-8.5下则超过2000ppm。在高排放情景下,这种转变是由变暖驱动的,而在CO₂净负排放情景下,这种转 变与大气CO₂的下降有关。除了在非常大的净负排放下,到2300年的整个时期,海洋仍然是一个汇。TS.3.3.2节进 一步阐述了碳循环的自然方面对二氧化碳移除的反应。{5.4.9}

TS.2.6 陆地气候,包括生物圈和极端事件

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

在过去的半个世纪里,生物圈的关键方面发生了变化,与 大规模变暖相一致:气候带向极地转移,北半球温带地区 的生长季节长度增加(高信度)。自20世纪60年代以来, 北纬45度以北的大气CO₂季节性周期的振幅已经增加(*很* 高信度),主要驱动因素是大气CO₂浓度增加导致陆地生 物圈生产力的提高(*中等信度*)。自20世纪80年代以来, 全球范围内的植被绿化度有所增加(高信度)。{2.3, 3.6, 4.3, 4.5, 5.2, 11.3, 11.4, 11.9, 12.4}

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

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

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

具有*低信度*的是,在土壤水分受限和大气蒸发需求增加的条件下,由于大气CO₂浓度升高会导致植物水利用效率提高,这能够缓解农业和生态极端干旱。{2.3.1,跨章节文框5.1,8.2.3,8.4.1,11.2.4,11.4,11.6,文框11.1}

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

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

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



图TS.12 | 相对于1850-1900年,随全球变暖水平变化的陆地相关变化。该图的目的是显示极值和平均陆地变量与变暖水平一致的变化,并用平均值和年际变率(年际变率增加的速度比平均值快)显示热带和温带陆地水循环指标(即降水和径流)随全球变暖水平的变化。(a) 每10年和50年出现一次的日极端高温天气的频率(左图)和强度(单位为℃,右图)的变化。(b)与(a)相同,但是针对日极端强降水事件,强度变化的单位为%。(c) 易受干旱影响地区(WNA、CNA、NCA、SCA、NSA、NES、SAM、SWS、SSA、WCE、MED、WSAF、ESAF、MDG、SAU和EAU;这些地区的定义见图集2)的10年一遇干旱变化汇总,干旱强度(右标)用年平均土壤湿度的变化表示,并根据年际变率进行归一化。5%-95%信度区间的界限如图(a-c)所示。(d)北半球春季(3月-4月-5月)积雪范围相对于1850-1900年的变化; (e,f)总降水量(灰线)、降水(红色实线)、径流(蓝色实线)年平均值的相对变化(%)以及降水(红色虚线)和径流(蓝色虚线)的标准偏差(即变率)的相对变化(%),在(e)热带和(f)温带陆地按全球变暖水平进行平均。使用了耦合模式比较计划第六阶段(CMIP6)中,在SSP5-8.5下变暖水平达到21世纪比1850-1900年平均水平高5℃的模式。降水和径流变率是在去除线性趋势后按各自的标准偏差估算的。误差条显示了最温暖的+5℃全球变暖水平下17-83%的信度区间。{图8.16,9.24,11.6,11.7,11.2,11.15,11.18和图集2}

陆地生物圈关键方面的变化,如自20世纪中叶以来北半球 大部分温带地区的生长季节长度增加(高信度),与大规 模的变暖相一致。同时,自20世纪60年代初以来,观测到 北纬45度以北的大气CO₂季节性周期的振幅已经增加(高 信度),以及自20世纪80年代初以来全球范围内的陆地表 面植被绿度有所增加(高信度)。大气CO₂的增加、高纬度 地区的变暖以及土地管理的干预措施都对观测到的变绿趋势 有所贡献,但对它们的相对作用为*低信度*。具有中等信度的 是,与CO₂施肥有关的植物生长的增加是观测到的北半球大 气二氧化碳季节性周期振幅增加的主要驱动因素。活性氮、 臭氧和气溶胶通过沉积和对大尺度辐射的效应来影响陆地植 被和碳循环(高信度),但这些对陆地碳汇、生态系统生产 力和间接CO₂强迫的影响程度仍不确定。{2.3.4, 3.6.1, 5.2.1, 6.4.5, 12.3.7, 12.4} 在过去的一个世纪里,许多陆地物种的分布出现了向极地和 向高海拔地区迁移的现象(*很高信度*),而且许多生态系统 内的物种更替也有所增加(*高信度*)。具有*高信度*的是,在 过去的半个世纪里,世界上许多地方的气候带的地理分布已 经发生了变化。SRCCL认为,持续变暖将加剧荒漠化进程 (*中等信度*),而生态系统将越来越多地暴露在它们目前所 适应的气候之外(*高信度*)。具有*中等信度*的是,气候变化 将使若干生态系统受到诸如火灾和树木死亡的更多干扰。预 计一些地区的干旱、干燥和火灾天气会增加(TS.4.3节;*高 信度*)。对这些变化的幅度为*低信度*,但随着进一步变暖, 跨越不确定区域阈值(如火灾、森林枯萎)的概率会增加 (*高信度*)。生物地球化学循环对人为扰动的响应在区域尺 度上可能是突然的,而在十年到百年的时间尺度上是不可逆 的(*高信度*)。{2.3.4, 5.4.3, 5.4.9, 11.6, 11.8, 12.5, SRCCL 2.2, SRCCL 2.5, SR1.5 3.4}

文框TS.6 | 水循环

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

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

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

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

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

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

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

表TS.6 (接续)

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

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



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

表TS.6 (接续)

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

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

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

信息图TS.1 | 未来的气候

气候未来

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



短期影响:自然变率

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

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

气候未来



木 我 (但)

我们及后代所将面临气候取决于未来的排放。快速减排将可限制进一步的变化, 但持续的排放将引发更大、更快的变化,从而将日益影响到所有地区。 有些变化将持续数百年或数千年,因此目前的意愿将有着持久的影响。

(右上图)一些选定的气候变量对四种全球变暖水平(°C)的响应。"今天"一栏中的变化是基于全球变暖水平为1°C。 (右下图)每个全球变暖水平对海平面的长期影响。关于SSP气候变化情景的更多详细信息,请参见TS.1.3.1节。 本信息图以技术摘要中的几张图为基础:图TS.4(左上图)、图TS.6(左下图)、图TS.12(右上图)和文框TS.4,图 1b(右下图)。

TS.3 了解气候系统的反馈和对限制全球变暖的 影响

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

TS.3.1辐射强迫和能量收支

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

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



图TS.13 | 1971-2018年期间与(a)全球能量收支清单变化观测、(b)累积辐射强迫、(c)综合辐射响应有关的净累积能量变化(ZJ = 1021焦耳)的估计。 本图的目的是显示能量收支和有效辐射强迫(ERF)的评估变化。黑色虚线表示中心估计值,其可能和很可能的范围如图例所示。灰色虚线表示与 估算的1850-1900年地球能量不平衡0.2 W m⁻²有关的能量变化(图a)和对假设模式效应为一0.5 W m⁻² ℃⁻⁻的说明(图c)。背景灰线表示地球表 面每单位面积的等效加热率,单位为W m⁻²。图(d)和图(e)分别显示了全球能量收支清单和综合辐射强迫组成部分的细分,如图例中所示。图(f)显 示了1971-2018年期间的全球能量收支评估,即在若干不同假设下,全球能量收支清单相对于1850-1900年的变化与累积辐射强迫加辐射响应所隐含 能量变化之间的一致性,包括强迫加响应的相关和不相关的不确定性假设,如图例所示。阴影表示相对于1850-1900观测到的能量变化的很可能范 围,以及所有其他量的可能范围。强迫和响应时间序列是相对于1850-1900年的基准期表示的。{文框 7.2,图 1}

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

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

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

对1971-2018年期间ERF、气候系统辐射响应和地球系统中观测到的能量增加的量化有所改进,这显示相对于AR5,全球能量收支的闭合程度有所提高(图TS.13)。将这一时期ERF的可能范围与辐射响应的中心估计值结合起来,可以得到能量增加的估计值为340[47-662]ZJ。这两个估计值都与基于观

测的独立评估相一致,即相对于估计的1850–1900年地球能 量不平衡,全球能量增加284[96至471]ZJ(*很可能范围*)。 (*高信度*) {7.2.2, 7.3.5, 文框7.2}

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

对于CO₂、CH₄、N₂O和氯氟化碳,现在有证据可以量化对 流层调整对ERF的影响。与1750年的水平相比,评估的CO₂ 翻倍产生的ERF(3.9 ± 0.5 W m⁻²)比AR5中的要大。对 于CO₂,调整包括对植被的生理影响。充分混合的活性温室 气体(CH₄、N₂O和卤化碳)通过臭氧和气溶胶的变化引起 大气的额外化学调整(图TS.15a)。CH₄排放引起的ERF为 1.19[0.81-1.58]W m⁻²,其中0.35[0.16-0.54]W m⁻²主要归于 通过臭氧引起的化学调整。这些化学调整也会影响排放指标 (TS.3.3.3 节)。二氧化硫(SO2)排放的变化对气溶胶与 云相互作用的ERF做出了最主要的贡献(高信度)。在1750– 2019年期间,排放的化合物对全球地表温度变化的贡献大体 上与它们对ERF的贡献相符(*高信度*)(图TS.15b)。由于最 近因排放引起的SO2 ERF已经达到了峰值(TS.2.2节),而 且由于气候系统的热惯性、全球地表温度的完全响应存在延 迟,相对于各自对ERF的贡献,与CO₂排放的变化相比,SO2 排放的变化对全球地表温度变化的贡献略大。{6.4.2, 7.3.2}

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



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



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

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

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

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

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

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

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

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

平均而言,CMIP6模式的平均ECS和TCR值高于CMIP5的模式,而且平均值和离散都大于本报告中评估的最佳估值和很可能范围。这些更高的平均ECS和TCR值可追溯到正的净云反馈,它在CMIP6中的值大20%左右。CMIP6更广的ECS和TCR范围也使各模式预估未来升温区间大于评估的未来升温区间,这依据的是多种证据(跨节文框TS.1)。然而,在很可

能范围,一些高敏感度CMIP6模式(TS.1.2.2节)与观测到的 全球变暖近期变化以及与古气候代用记录的一致性低于ECS 处于*很可能范围*内的模式。同样,一些低敏感度模式也与古 气候资料不太一致。ECS和TCR值最高的CMIP6模式可提供 对低可能性-高影响未来的见解,根据当前现有的证据,不能 排除这种情况(跨节文框TS.1)。{4.3.1, 4.3.4, 7.4.2, 7.5.6}

在中等到高GHG浓度情景下,ECS和TCR真值的不确定性是 21世纪全球温度预估的主要不确定性来源。在达到净零CO₂排 放的情景下(TS.3.3节),气溶胶及其它SLCF的ERF值不确 定性可导致预估温度的很大不确定性。全球海洋热吸收是百 年升温不确定性的一个较小来源。{7.5.7}

累积CO₂排放的瞬时气候响应(TCRE)是全球平均表面温 度上升与累积CO₂排放之间的比率(参见术语表)。本报 告*高信度*地重申AR5的发现,即相对于1850–1900年,在 全球升温至少达到2°C的情况下,本世纪的累积CO₂排放与 CO₂所致的全球平均温度上升之间存在近线性关系。TCRE 可能在每1000 PgC 1.0°C-2.3°C区间内,最佳估值为每 1000 PgC 1.65°C。以每1000 GtCO₂为单位表示这相当于 0.27°C-0.63°C,最佳估计值为0.45°C。这一区间比AR5评 估报告中的每1000 PgC 0.8°-2.5°C约窄15%,原因在于更 好地整合了各章的证据,尤其是TCR评估。在本世纪之后, 由于不确定的地球系统反馈可导致温度的进一步变化,或升 温的路径依赖随着累积CO₂排放而变化,在很低或净负CO₂ 排放情景中,希望单独利用TCRE准确预报温度变化的做法 是*低信度*的。{4.6.2, 5.4, 5.5.1}

TS.3.2.2 地球系统反馈

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

地球系统反馈可分为三大类:物理反馈、生物地球物理和生物 地球化学反馈以及与冰盖有关的反馈。在以前的评估中,ECS 涉及到一组不同的物理反馈(普朗克响应、水汽、递减率、 地面反照率以及云反馈)。在本次评估中,采用了更广泛的 ECS定义,其中包括所有不影响大气CO₂浓度的生物地球物 理和生物地球化学反馈。这包括自然CH₄排放变化、自然气 溶胶排放变化、N₂O、臭氧以及植被的变化,所有这些均在 数年到数十年时间尺度上发挥作用,因此与21世纪的温度 变化有关。由于评估认为生物地球物理和非CO₂生物地球化 学的总反馈中心值接近零(*低信度*),包括它没有影响经评 估的ECS,但会增加净反馈不确定性。影响大气CO₂浓度的生 物地球化学反馈并未包含在内,因为ECS被定义为对保持翻 倍CO₂的响应。此外,与冰盖有关的长期反馈未被纳入ECS, 这是由于其调整的时间尺度长。{5.4, 6.4, 7.4, 7.5, 文框7.1}

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





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

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

甲烷(CH₄)和氧化亚氮(N₂O)等非CO₂温室气体的自然 源和汇直接和间接响应大气CO₂浓度和气候变化,从而在气 候系统中产生额外的生物地球化学反馈。对其中的许多反馈 仅有部分了解,且尚未完全纳入到ESM中。*中等信度*的是, 自然海洋和陆地CH4及N2O源对未来变暖的净响应将会增加排放,但对各个过程的响应量值和时间的了解为低信度。{5.4.7}

评估认为自然过程或大气化学促使的SLCF排放、丰度或寿 命变化而引起的非CO₂生物地球化学反馈会减少ECS(图 TS.17b)。这些非CO₂生物地球化学反馈是利用ESM进行 估算,自AR5以来,ESM已发展到包括了对生物地球化学循 环和大气化学的一致表述。然而,对许多生物地球化学反馈 (含SLCF)的过程层面的理解仍在形成之中,尤其是自然排 放,因而反馈的幅度和信号为*低信度*。对总生物地球物理和 非CO₂生物地球化学反馈的中心估值的评估为-0.01[-0.27 至+0.25] W m⁻² °C⁻¹(图TS.17a)。{5.4.7, 5.4.8, 6.2.2, 6.4.5, 7.4, 表7.10}

所有已知辐射反馈(物理、生物地球物理以及非CO₂生物 地球化学)的综合效应会放大基础气候响应(在没有反馈









图TS.17 | **气候系统的物理和生物地球化学反馈概览图。**本图旨在根据第5、6和第7章所述,归纳全球温度的物理、生物地球物理和生物地球化 学反馈评估估值。(a) 综合了物理、生物地球物理和非二氧化碳(CO₂)生物地球化学反馈,这些均被列入本技术摘要所评估的平衡态气候敏感 度(ECS)的定义。对这些反馈的评估利用了多种证据,包括观测、模式和理论。净反馈是普朗克响应、水汽和递减率、地面反照率、云以及生 物地球物理和非CO₂生物地球化学反馈之和。条形表示平均反馈值,不确定性表示*很可能范围。*(b) 各生物地球物理和非CO₂生物地球化学反馈 的估算值。大气甲烷(CH₄)寿命及其它非CO₂生物地球化学反馈已经用AerChemMIP的全球地球系统模式模拟进行了计算,而2100年CH₄和氧 化亚氮(N₂O)源对气候响应已利用一系列模拟方法,采用简化辐射强迫方程进行了评估。估值表示平均和5-95%区间。由于模式离散度大, 这些估值为*低信度。*(c) 参与耦合模式比较计划第6阶段(CMIP6)C4MIP的模式模拟的碳循环反馈。图中添加了多年冻土融化的额外正碳循环 气候反馈的独立估值,这在大部分C4MIP模式中均未加以考虑。估值表示平均和5-95%区间。注意,这些反馈通过改变大气CO₂浓度而发挥作 用,因此未被列入ECS定义中,该定义假定CO₂翻倍,但这些反馈被列入了累积CO₂排放瞬时气候响应(TCRE)的定义和评估的范围。{5.4.7, 5.4.8,文框5.1,图5.29, 6.4.5,表6.9, 7.4.2,表7.10} 的情况下),亦称为普朗克温度响应¹⁹(*几乎确定*)。将这 些反馈与普朗克响应相结合,净气候反馈参数评估为-1.16 [-1.81至-0.51] W m⁻² °C⁻¹,负值略小于从总体ECS评估 推导的值。综合的水汽和直减率反馈是全球变暖的最大单 一因素,而云反馈仍是总体不确定性的最大因素。由于反 馈的状态依赖性,正如古气候观测和模式所示,净反馈参数 将随全球温度上升而增大(负值变小)。此外,在长时间尺 度上,冰盖反馈参数很可能为正,随着冰盖在强迫下达到平 衡,在千年时间尺度上促使进一步变暖。(*高信度*){7.4.2, 7.4.3,图7.14,表7.10}

由于陆地-大气和海洋-大气碳通量和储存对气候变化和大 气CO2变化的敏感性,碳循环可带来更多的气候反馈(图 TS.17c)。由于与陆地和海洋碳吸收有关的时间尺度,这些 反馈被认为与情景有关。在浓度稳定或降低的情景下,反馈 估值偏离线性。高信度的是,大气CO2的增加将导致陆地和海 洋碳吸收增加,是对气候变化的负反馈作用。气候更暖可能 将导致陆地和海洋碳吸收减少,产生正反馈(文框TS.5)。 {4.3.2, 5.4.1-5}

融化的陆地多年冻土将导致碳释放(高信度),但CO₂与CH₄ 作为反馈过程的时间、量值及相对作用为低信度。模式集合 预估,到2100年,全球每升温1°C,多年冻土释放的CO₂将 达到3-41 PgC,导致升温强度足以必须将其纳入剩余碳收 支的估值中,但弱于化石燃料燃烧造成的升温。然而,突然 融化等重要过程的不完整表示以及观测约束弱,因而这些估 算的量值以及这一反馈与全球升温幅度线性比例为低信度。 最新证据表明,多年冻土融化和热喀斯特会造成更多的CH₄ 和N₂O排放,导致来自多年冻土融化的综合辐射强迫大于仅 来自CO₂排放的辐射强迫。然而,对这些额外反馈的定量认 识水平低,尤其是对N₂O。这些反馈以及气候引起的火灾反 馈造成的潜在额外碳损失照例都没有纳入地球系统模式中。 {文框5.1, 5.4.3, 5.4.7, 5.4.8}

TS.3.3 温度稳定性、净零排放和减缓

TS.3.3.1 剩余碳收支和温度稳定性

累积CO₂排放与CO₂造成的全球表面温度最大升幅之间的 近线性关系表明,将人为全球温度上升稳定在任何水平都 需要将净人为CO₂排放变为零。这种近线性关系进一步表 明,将升温限制在特定水平的减缓要求可在碳收支方面进 行量化(*高信度*)。自AR5以来,随着方法学的改进,更 新了剩余碳收支估值,得出与SR1.5相一致的更大估值。 包括历史升温估算、多年冻土融化的未来排放、预估的非 CO₂升温的变化以及在CO₂排放停止后全球表面温度变化 等在内的一些因素都会影响碳收支的精确值(*高信度*)。 {1.3.5, 文框1.2, 4.7.1, 5.5}

限制进一步的气候变化则需要显著和持续地减少GHG排放。 没有净零CO₂排放以及净非CO₂强迫减少(或充分的净负CO₂ 排放来抵消净非CO₂强迫所致的任何进一步变暖), 气候系统 将会继续变暖。具有高信度的是,利用碳收支将累积CO₂排放 与全球平均温度上升相联系,可估算本世纪将升温限制在特 定水平的减缓需求(图TS.18,表TS.3)。1850-2019年, 人为CO₂的排放总量达2390 ± 240 GtCO₂。根据TCRE的第 50百分位数,限制升温到1.5°C、1.7°C和2.0°C的剩余碳收支 (始于2020年1月1日)估计分别为500 GtCO₂、850 GtCO₂和 1350 GtCO₂。而在第67百分位数,其各值分别为400 GtCO₂、 700 GtCO₂和1150 GtCO₂。不同温度阈值的剩余碳收支估值 假设,非CO₂排放的减缓与SR1.5中所评估的文献中各情景 的中值减排相一致,但其估值可能相差±220 GtCO₂,这取 决于如何假设未来非-CO₂排放量的减少幅度(表TS.3)。 {5.5.2, 5.6, 文框5.2, 7.6}

具有高信度的是,包括历史升温的估值、多年冻土融化的 未来排放量以及预估的非-CO₂升温的变化等一些因素会影 响碳收支的值,但这不会改变关于全球CO₂排放需要降至净 零以阻止全球变暖这一结论。估值可能相差±220 GtCO₂, 这取决于全球人为CO₂排放量达到净零水平时的非CO₂排放 水平。这一差异称之为非CO₂情景不确定性,AR6第三工作 组报告对此将做进一步评估。围绕气候响应这些非CO₂排放 的地球物理不确定性可导致至少±220 GtCO₂的额外不确定 性,而历史升温水平的不确定性可导致±550 GtCO₂的不确 定性。{5.4, 5.5.2}

方法学改进和新的证据得出更新的剩余碳收支估值。AR6的 评估采用了与SR1.5中相同的方法学改进,它将最新测得的 基准用于历史温度变化和累积排放。因此与SR1.5相比变化 小:对新证据的评估结果表明,在计及自SR1.5以来的排放 量之后,升温限制在1.5°C和2°C的最新中位数剩余碳收支 估值分别是相等和减少约60 GtCO₂。同时,如果使用AR5 时具有的证据和方法,则将升温限制在1.5°C的剩余碳收支 将增加约300-350 GtCO₂。如果超过特定的剩余碳收支 ,则得出升温保持在特定温度水平以下的概率更低,而几十 年到几百年出现更高的不可逆全球升温,或在实现净零CO₂ 后,需要净负CO₂排放或进一步减少非CO₂温室气体,使升 温长期恢复至较低水平。{5.5.2, 5.6, 文框5.2}

¹⁹ 作为参考,大气CO₂翻倍情况下的普朗克温度响应在平衡时约为1.2℃。

理想的模式模拟可研究CO₂排放降为零的气候响应,根据该 模拟,对零CO₂排放持续性(ZEC,见术语表)量值的评估 为在约半个世纪时间尺度*可能*小于0.3°C,而累积CO₂排放 量与全球升温2°C大体一致。然而,其在约半个世纪时间尺 度上的信号为*低信度*。对于较低的累积CO₂排放,其范围将 更小,但信号具有同等不确定性。如果ZEC在十年时间尺 度上为正,则额外升温会导致剩余碳收支估值降低,如果为 负,则相反。{4.7.1, 5.5.2}

多年冻土融化与通常未被模式收集的其它反馈信息一并被纳 入估值。模拟研究的局限性加上观测约束条件弱使得这些估 算值仅有*低信度*(TS.3.2.2节)。尽管对湿地排放和多年冻 土融化排放等地球系统额外反馈过程的影响进行量化存在 着巨大的不确定性,但这些反馈代表着已确定的额外风险 因素,并随着额外升温而增加,并会在很大程度上加大将 升温限制在特定温度水平的挑战。这些不确定性不会改变 关于全球CO₂排放需要降至净零以阻止全球变暖这一基本结 论。{5.4.8, 5.5.2, 文框5.1}

TS.3.3.2 二氧化碳移除

审慎进行大气二氧化碳移除(CDR)有可能抵偿残留的 CO₂排放从而达到净零 CO₂排放或产生净负 CO₂排放。正 如通过陆地碳库和海洋碳库吸收部分人为净 CO₂排放,这 些碳库释放的 CO₂将部分抵消净 CO₂移除(*很高信度*)。 碳循环对同时 CO₂将部分抵消净 CO₂移除(*很高信度*)。 碳循环对同时 CO₂排放和移除的响应不对称意味着需要移 除更大量的 CO₂来抵偿一定量的排放,以达到大气 CO₂的 相同变化(*中等信度*)。CDR方法拥有广泛的副作用,既 会削弱也会加强这些方法的碳封存和降温潜力,从而影响 可持续发展目标的实现(*高信度*)。{4.6.3, 5.6}

二氧化碳移除(CDR)是指通过人为活动专门将 CO₂从大气 中移除,并将其长期储存在地质、陆地或海洋碳库中或产品 中。通过加强生物碳汇或地球化学碳汇或直接捕获大气中的 CO₂,可将二氧化碳从大气中移除。将全球升温限制在1.5°C 或2°C的排放路径通常假设利用CDR方法结合GHG减排。CDR 方法可用于抵偿难以脱碳或脱碳成本高昂的各行业的残留排 放。CDR还可大规模实施来形成全球净负 CO₂排放(即人为 CO₂移除量超过人为排放),这可抵偿早期排放,以此在温度 过冲后实现长期气候稳定目标。该报告评估了CDR对碳循环 和气候的影响。报告对生物多样性、水和粮食生产的协同效 益和权衡取舍都做了简要介绍,以求完整全面,但对CDR方 案的生态和社会经济维度的全面评估则留待第二和第三工作 组的报告。{4.6.3, 5.6}



图TS.18 | 图(a)为二氧化碳(CO2)累积排放与全球平均表面气温上升之间的关系,图(b)为基于多种证据对其组成部分的剩余碳收支的评估。

本图旨在表明(i)观测和模式中累积CO₂排放与全球表面气温之间的比例以及累积CO₂排放瞬时气候响应(TCRE)的评估范围,(ii)如何将信息 加以结合导出符合将升温限制在特定水平的剩余碳收支。符合不同升温水平的碳收支可参见表5.8,在小图中看不到。**在图(a)中**,细黑线为历 史CO₂排放以及第2章评估的1850-1900年的评估全球表面温度升幅(文框2.3)。橙-棕色范围及其中线表示估算的人为历史升温部分。橙-棕 色竖线表示与1850-1900年相比评估的2010-2019年历史人为升温区间(第3章)。灰色锥形表示从2015年起评估的TCRE可能范围(第5.5.1.4 节)。细彩色线表示耦合模式比较计划第6阶段(CMIP6)对2015年起至2100年第一工作组核心集五个情景(SP1-1.9,淡蓝色;SSP1-2.6,蓝色; SSP2-4.5,黄色;SSP3-7.0,红色;SSP5-8.5,栗色)的模拟。在每个情景下,在诊断的碳排放中补充估算的土地利用变化排放。彩色区域表示 第4章评估的全球表面温度预估的很可能范围,粗彩色中心线表示各情景的中间估值。在各情景下,这些温度预估的表示是相对于可用于排放驱 动的CMIP6 ScenarioMIP试验的累积CO₂排放。**图(b)**,将关注的全球升温限制值与评估的历史人为升温(第5.5.2.2.2节)、评估的未来潜在非 CO₂升温因素(第5.5.2.2.3节)以及零排放持续性(ZEC; 5.5.2.2.4节)相结合,可估算剩余容许升温。剩余容许升温(竖蓝条)随后与评估的 TCRE(5.5.1.4节和5.5.2.2.1节)以及无表示的地球系统反馈贡献(5.5.2.2.5节)相结合,以提供评估的剩余碳收支估值(横蓝条,表5.8)。注 意,图(b)中的贡献为说明性的,并非按比例。例如,ZEC中心估值被评估为零。{文框2.3, 5.2.1, 5.2.2, 图5.31} TS

CDR方法具有封存大气中的 CO₂的潜力(高信度)。正如 通过陆地碳库和海洋碳库吸收部分人为净 CO₂排放,这些 碳库释放的 CO₂将部分抵消净 CO₂移除,从而CDR所封存 的 CO₂量不会带来大气 CO₂的等效下降(很高信度)。从大 气移除的 CO₂中未被碳库所释放的CO₂替代的部分(CDR有 效性的衡量)随着移除量的增加而略有减少(中等信度), 而如果在低大气 CO₂浓度下使用CDR,则会显著下降(中等 信度)。全球表面温度的降低与累积CO₂移除量大致是线性 相关(高信度)。由于这种近线性的关系,单位移除 CO₂ 的降温量几乎与移除率和移除量无关(中等信度)。{4.6.3, 5.6.2.1, 图5.32, 图5.34}

由于气候系统中的非线性关系,百年尺度气候一碳循环对大 气 CO₂移除的响应并非始终与其对同时 CO₂排放的响应相 等和相反(*中等信度*)。在工业化前大气 CO₂水平平衡状态 下,若排放100 PgC 的 CO₂, CMIP6模式模拟表明,排放量 的27±6%(平均±1标准差)排放后将在大气中滞留80–100 年,而对于100 PgC的移除量,仅23±6%真正从大气中移 除。这种不对称意味着需额外的CDR来抵偿给定幅度的正 排放,实现大气 CO₂的相同变化。由于模式之间的*低一致 性*,因此,温度响应 CO₂排放和移除的不对称性信号为*低 信度*。{4.6.3, 5.6.2.1,图5.35}

ESM模拟表明,在 CO₂排放逐步降低的情景下,在21世纪达 到净零并变为净负排放(例如,SSP1–2.6),陆地和海洋碳 汇在响应大气 CO₂浓度下降方面开始减弱,而陆地碳汇最终 变为碳源(图TS.19)。在净负 CO₂排放后的几十年到几百 年,会发生这种碳汇至碳源的转变。在变为净负排放后的 几个世纪中,海洋仍是 CO₂汇。在巨大的净负 CO₂排放情 景下(例如,SSP5-3.4-OS)以及 CO₂浓度快速降低的情 况下,陆地碳源大于SSP1-2.6情景下的碳源,而海洋也会 变为碳源。虽然各模式的总体响应一致,但在净负 CO₂排 放情景中碳汇转为碳源的时间和 CO₂源的规模为*低信度*。 如果 CO₂变为净负排放,则二氧化碳移除可扭转某些气候要 素的变化,但有些变化将沿着其当前的方向持续几十年至几 千年。例如,海洋热膨胀所致的海平面上升在几个世纪至几 千年都不可能扭转(高*信度*) (文框TS.4)。{4.6.3, 5.4.10, 5.6.2.1, 图5.30, 图5.33}

二氧化碳移除方法有一系列的副作用,它可削弱或加强碳封 存以及此类方法的降温潜力,并影响可持续发展目标的实现 (高信度)。CDR方法的生物物理和生物地球化学副作用都 关系到地面反照率变化、水循环变化、CH₄和N₂O排放变化、 海洋酸化变化以及海洋生态系统生产力变化(高信度)。这 些副作用及相关的地球系统反馈可减少碳吸收和/或改变局地 和区域气候,从而限制 CO₂封存和特定CDR方法的降温潜力 (中等信度)。CDR的利用,尤其是在陆地的利用,还会影 响水质和水量、粮食生产及生物多样性(高信度)。这些影 响通常很大程度上取决于当地环境、管理制度、以前的土地 利用和规模(高信度)。采用力求恢复自然生态系统的方法 或采用力求改善土壤碳封存的方法可获得最大的协同效益 (中等信度)。对大部分CDR方法而言,终止CDR带来的

表TS.3 | 剩余碳收支的估值及其不确定性。对最近的过去(2010–2019年)人为升温进行评估估算(以全球表面温度表示)*可能*达0.8°至1.3°C, 而相对于1850–1900年最佳估值为1.07°C。1850年至2014年的历史CO2排放量估值约为2180 ± 240 GtCO2(1个标准差范围),而自2015年1月1 日以来,到2019年年底已额外排放了210 GtCO2。GtCO2值四舍五入到最近的50。{ 表3.1, 5.5.1, 5.5.2, 文框5.2, 表5.1, 表5.7, 表5.8}}

自2010- 2019年 以来全球 表面温度 变化	自1850- 1900年以 来全球表 面温度变 化a	估算的从2020年1月1日开始的剩余碳 收支并取决于右栏中量人的变化和不确 定性					情景变化	地球物理不确定性d			
ĉ	ĉ	TCREb百分位 GtCO₂					非CO2情景变化c	非CO₂强迫和 响应不确定性	历史温度 不确定 性a	零CO₂排放 持续性不确 定性	最近排放 不确定性e
		第17	第33	第50	第67	第83	GtCO ₂	GtCO ₂	GtCO ₂	GtCO ₂	GtCO ₂
0.43	1.5	900	650	500	400	300	由于与非CO₂排 放减缓相关的选 择,数值至少相 差±220	由于对未来 非CO₂排放的 升温响应,数 值至少相差 ±220	±550	±420	±20
0.53	1.6	1200	850	650	550	400					
0.63	1.7	1450	1050	850	700	550					
0.73	1.8	1750	1250	1000	850	650					
0.83	1.9	2000	1450	1200	1000	800					
0.93	2	2300	1700	1350	1150	900					

^a 1850–1900年与2010–2019年之间人为全球表面温度升幅评估为在0.8−1.3°C(可能范围;跨节文框TS.1),最佳估值为1.07°C。结合TCRE的中 间估值(1.65°C/1000 PgC),这一孤立的不确定性会导致±550 GtCO₂剩余碳收支的潜在变化,然而,这与评估的TCRE不确定性并非没有关 联,因此并不是完全额外的。

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

[。]估算假设非CO₂排放的减排是按照SR1.5所评估文献中各情景所示的中位数减排量。非CO₂情景变化表明剩余碳收支估值有多大变化,这种变化 是源于与SR1.5达到净零CO₂排放减缓情景中未来非CO₂排放演变有关的不同情景假设。这一变化增加了TCRE的不确定性。AR6第三工作组报告 将基于自SR1.5以来的文献对非CO₂减排的潜力进行再评估。

^d 这些表栏中所列的地球物理不确定性和TCRE不确定性在统计上并非没有关联,因为TCRE的不确定性取决于对历史温度、非CO₂与CO₂强迫进 行评估的不确定性以及排放估算的不确定性。这些估算无法正式合并,而这些不确定性变化由于第三至第七栏中所列的TCRE不确定性而不能直 接补充到剩余碳收支的离散。

^e 最近的排放不确定性反映出自2015年1月1日以来历史CO₂排放量估算的±10%不确定性。

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

TS.3.3.3关联不同的强迫因子

如果涵盖其它GHG,排放量度的选择会影响净零GHG排放 的量化及其产生的温度结果(高信度)。在以100年全球升 温潜势(GWP-100)进行量化时,达到并维持净零GHG 排放通常会导致温度达峰并下降。与AR5相比,用排放量 度可更健全地核算碳循环响应(高信度)。新的排放量度 方法可用于在短寿命温室气体排放率的基础上得出CO2当 量累积排放量。{7.6.2}

在10至20年时间尺度上,对短寿命气候强迫因子(SLCF) 当前排放单年值的温度响应至少与对CO₂排放值的响应同 样大,但由于SLCF的效应在排放后的最初几十年内迅速 衰减,因此,对单年排放值的净长期温度响应主要由累 积CO₂排放量决定。

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

不同强迫因子的相对气候效应通常可利用排放量度加以量化, 该量度可将1千克某类气候强迫因子理想脉冲效应与参考气候 强迫因子进行比较(通常是 CO₂)。两个最重要的脉冲排放 量度是全球升温潜势(GWP)和全球温度变化潜势(GTP) (见术语表)。根据惯例,气候对 CO₂排放的响应包括升温 对碳循环的影响,因此为了一致性,也需要确定非 CO₂排放 的气候响应。与AR5相比,开展此工作的方法学具有更坚实 的科学基础(*高信度*)。源自化石燃料的甲烷排放量度值略 高于生物源甲烷,因为它会导致大气中额外的化石 CO₂(*高 信度*)。更新 CH₄和N₂O排放的化学调整(TS.3.1节)和修订 其生命周期可得出略低于AR5的GWP和GTP排放量度(*中等 信度*)。已对AR6中评估的整套GHG计算了不同时间段的排 放量度。{7.6.1,表7.15,表7.SM.7}

新的排放量度方法,例如GWP*和复合GTP(CGTP),将短 寿命温室气体排放速率变化与 CO₂当量(CO₂-e)累积排放 相关联。这些累积 CO₂-e乘以TCRE可确定短寿命温室气体 逐渐聚合排放带来的全球表面温度响应(见TS.3.2.1节)。 在利用GWP或GTP等标准量度合计GHG时,累积 CO₂-e 排放量不一定与未来全球表面温度结果成正比(高信度) {7.6.1, 文框7.3}

需要用排放量度合计各类气体来确定净零GHG排放。通常, 实现净零 CO₂排放以及降低非--CO₂辐射强迫将会阻止人为 变暖。如果气体中包含CH₄等短寿命气体,则实现以GWP--100量化的净零GHG排放通常会导致在实现净零GHG排放 后温度下降。CGTP或GWP*定义的净零GHG排放意味着净 零 CO₂排放及其它长寿命GHG排放以及短寿命气体的排放 恒定(CGTP)或逐渐下降(GWP*)。以此方式定义的净 零GHG排放导致的变暖演化大约相当于达到净零 CO₂排放, 因此不会在实现净零GHG排放后导致温度下降,而是导致温



图TS.19 | 大气净二氧化碳(CO₂)移除情景中的碳汇响应。本图意在表明在负排放情况下大气CO₂会如何演化及其对负排放技术的依赖。本图还 表明了海洋和陆地汇的演化。图为在SSP1-2.6不同排放阶段及其长期扩展期间浓度驱动的地球系统模式(ESM)模拟的CO₂通量分量。(a) 大量净正CO₂排放,(b)少量净正CO₂排放,(c-d)净负CO₂排放,以及(e)净零CO₂排放。正通量分量会引起大气CO₂浓度上升,而负分 量则降低CO₂浓度。净CO₂排放和陆地及海洋CO₂通量代表四个ESM(CanESM5、UKESM1、CESM2-WACCM、IPSL-CM6a-LR)和一个中 等复杂的地球系统模式(Uvic ESCM)的多模式平均值和标准偏差(误差条形图)。净CO₂排放量的计算是依据浓度驱动的ESM模拟,通过大 气CO₂增加率和陆地及海洋CO₂通量增长率得到的残差。通量是每50年期的累加,并换算为浓度单位(百万分率,或ppm)。{5.6.2.1,图5.33}

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

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

按照影响短寿命和长寿命气候强迫因子排放的气候变化减缓措施,全球表面温度响应取决于强迫因子的寿命、ERF、减排速度和时间以及气候系统中的热惯性。依靠减排并通过新立法或技术标准实施的减缓意味着年复一年的减排。对不同行业当前排放的一年值的全球温度响应可提供减缓潜力信息(图TS.20)。在10-20年时间尺度,SLCF的影响至少与 CO₂的影响同样大,造成最大变暖的行业是化石燃料生产和分销、农业和废弃物管理。由于在排放后的最初几十年,SLCF的影响快速衰减,当前排放单年值的净长期温度影响主要由 CO₂决定。在100年时间尺度上,能源、工业和陆路运输的化石燃料燃烧是贡献最大的行业(高信度)。在短时间尺度(中等信度)和长时间尺度(分别为10年和100年)(高信度),东亚和北美洲CO₂、N₂O和SLCF当前排放是未来额外净升温的最大区域贡献者。{6.6.1, 6.6.2, 图6.16}

新冠疫情的限制措施致使明显减少了全球人为氮氧化物 (NOx)排放(2020年4月约为35%)和化石CO₂排放(7%,估值在5.8%至13.0%之间),主要原因是运输行业减少排 放(中等信度)。具高信度的是,除地面臭氧外,污染物前 体物的减少促使世界大多数区域空气质量暂时改善。然而, 这一减排幅度未达到持续落实应对空气质量和气候变化政 策的预期(中等信度)。总体而言,2020年,因新冠疫情 隔离措施,全球净ERF可能为小的正值(暂时峰值小于0.2 W m⁻²),因此,暂时加入到总人为气候影响,而气溶胶 变化带来的正强迫(升温影响)大于CO₂、NOx和尾迹卷云 变化带来的负强迫(降温影响)。地球系统模式的模拟表明 新冠疫情对全球或区域表面温度或降水没有明显的影响(高 信度),这与在大内部变率背景下的与这个小的净辐射强迫 一致。{跨章文框6.1}





图TS.20 | 在当今排放量一年脉冲后的10年和100年全球表面温度变化。本图意在按特定气候强迫因子包括二氧化碳(CO₂)以及短寿命气候强 迫因子(SLCF)来说明各行业对当今气候变化的贡献。温度响应按照各气体种类进行细分,并显示出总人为排放的温度响应(上)以及10年(左)和100年时间尺度(右)的行业排放量。行业排序是按照(高至低)10年时间尺度的净温度效应。最上图的误差条为仅辐射强迫不确定性 所致的净温度效应5-95%范围(采用蒙特卡洛方法和文献中的最佳估算不确定性来计算)。2014年的排放量是依据耦合模式比较计划第6阶段 (CMIP6)排放数据集,氢氟碳化物(HFC)和航空H2O除外,它们依据其它数据集(详见第6.6.2节)。不包括露天生物质燃烧和住宅用生物 燃料的CO₂排放。{6.6.2,图6.16}

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

短寿命气候强迫因子(SLCF)的未来排放变化预计会引起额外的全球平均变暖,在WGI一组核心共享社会经济 路径(SSP)中,本世纪末的响应存在巨大差异,这取决于气候变化和空气污染的减缓水平(文框TS.7,图1)。 这种额外升温是由于管控空气污染而减少降温气溶胶抑或由于甲烷(CH4)、臭氧和氢氟碳化物(HFC)增加。 在与减少全球空气污染有关的SSP中,只要也减缓 CH4排放,这种额外变暖在2040年后保持稳定,但在空气质 量继续恶化的情景中(日益增加化石燃料使用以及空气污染控制有限引起的),SLCF变化引起的总体变暖会更 高(高信度)。

CH₄持续减排可减少全球表面臭氧,促进改善空气质量,且还可长期降低表面温度,但只有持续CO₂减排才可保持 长期气候稳定(高信度)。全球和局地尺度空气质量(近地表臭氧和颗粒物或PM)的未来变化主要取决于臭氧和 气溶胶前体物排放的变化,而不是气候变化(高信度)。如SSP1–1.9和SSP1–2.6,快速脱碳战略推动的空气质量 改进短期内在一些高污染区域不足以实现世界卫生组织制定的空气质量指南(高信度)。旨在实现联合国可持续发 展目标的补充政策(例如,获取清洁能源、废弃物管理)可带来更多的SLCF减排。{4.4.4,6.6.3,6.7.3,文框6.2}

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

污染响应的估算是相对于2019年,而非1995-2014年。

TS

表TS.7 (接续

温度响应

在未来二十年,在WGI一组核心SSP中,除了长寿命GHG造成变暖外,很可能SLCF排放变化将造成相对于2019年的升温(见TS.1.3.1节)。在所有SSP中,SLCF和HFC变化对全球表面温度的净影响是2040年相对2019年可能升温 0.06°C-0.35°C。这一与SLCF有关的近期全球平均升温非常类似于升温(CH₄、臭氧)和降温(气溶胶)强迫因子 竞争效应在各SSP情景间造成的量值(文框TS.7,图1)。在各类情景中,世纪末的响应存在更大的差异。在无气候 变化减缓的各情景(SSP3-7.0和SSP5-8.5)中,由于 CH₄、对流层臭氧和HFC水平的上升,SLCF变化将导致2100 年比2019年可能升温0.4°C-0.9°C。对于严格的减缓气候变化和污染情景(SSP1-1.9和SSP1-2.6),CH₄、臭氧和 HFC减排带来的降温可部分抵消减排气溶胶(主要是硫酸盐)导致的升温,且与2019年相比,2100年总体SLCF的影 响是全球表面温度可能上升0.0°C-0.3°C。随着中等气候变化和空气污染减缓,SSP2-4.5中的SLCF在2100年可能 使全球表面温度变化升温0.2°C-0.5°C,最大升温是由于气溶胶的减少。{4.4.4,6.7.3}

假设实施和有效执行《〈关于消耗臭氧层物质的蒙特利尔议定书〉基加利修正案》和现行国家计划会限制排放(如 SSP1–2.6),则与2019年相比,HFC对全球表面温度的影响从2050年起会保持在+0.02°C以下,而仅考虑《基加利 修正案》之前所决定的国家HFC法规,在2050年约为+0.04°C-0.08°C,在2100年为+0.1°C-0.3°C(如SSP5–8.5) (*中等信度*) {6.6.3, 6.7.3}

空气质量响应

空气污染预估值区间从显著减少全球地表臭氧和PM(例如,SSP1–2.6,严格减缓空气污染和气候变化)到无改善甚至恶化(例如,SSP3–7.0,没有减缓气候变化和只有弱的空气污染控制)(高信度)。在SSP3–7.0情景下,预估亚洲大部分地区PM水平直到2050年才会停止增长,并预估所有大陆地区的地表臭氧污染会一直恶化到2100年 (高信度)。SSP5–8.5是没有减缓气候变化但有严格空气污染控制的情景,在这个情景中,PM水平一直下降到 2100年,但高CH₄水平至少在2080年之前会阻碍全球地表臭氧的下降(高信度)。{6.7.1}



文框TS.7,图1 | WGI--组核心共享社会经济路径(SSP)中短寿命气候强迫因子(SLCF)对全球表面温度和空气污染的影响。本图意 在表明在SSP情景下气候和空气质量(表面臭氧和直径小于2.5微米颗粒物,或称PM2.5)对SLCF的近期和长期响应。图中将2040年和 2100年与2019年相比的净气溶胶、对流层臭氧、氢氟碳化物(HFC;生命周期不到50年)和甲烷(CH4)的影响与人为总强迫的影响进 行了比较。全球表面温度变化是基于本报告第7章所评估的有效辐射强迫(ERF)的历史和未来演变。ERF的温度响应是利用气候响应的 常用脉冲响应函数(RT)进行计算,依据是第7章的量度计算(文框7.1)。对于大气CO₂浓度翻倍,RT的平衡气候敏感性为3.0°C(反 馈参数为-1.31 W m⁻² °C⁻¹)。情景总计(灰条)包括所有人为强迫(长寿命和短寿命气候强迫因子,以及土地利用变化)。不确定性 范围为5-95%。空气污染物浓度(臭氧和PM2.5)的全球变化是依据多模式耦合模式比较计划第6阶段(CMIP6)的模拟,并且表示为 与2019年相比的2040年和2098年的五年平均大陆表面浓度变化。不确定性条表示模式间±1标准偏差。{6.7.2, 6.7.3, 图6.24}

文框TS.8 | 地球系统对人工干预太阳辐射的响应

自AR5以来,进一步模拟了基于气溶胶的人工干预太阳辐射(SRM)方案,例如平流层气溶胶注入、海洋云增 亮和卷云变薄²⁰及其气候和生物地球化学效应。这些研究一致表明,SRM可抵消温室气体增加对全球和区域气候 的一些影响,包括碳循环和水循环(高信度)。然而,在区域尺度和季节时间尺度,会有显著剩余的或过分补偿 气候变化(高信度),且与气溶胶-云-辐射相互作用有关的大量不确定性仍然存在。SRM引起的降温会增加全 球陆地和海洋CO₂汇(中等信度),但这并不会阻止大气中CO₂的增加或在持续人为排放下不会影响由此产生的 海洋酸化(高信度)。如果快速实施SRM技术,则可能发生水循环突变。在高CO₂排放情景下,突然和持续终 止SRM会引起快速的气候变化(高信度)。然而,逐步淘汰SRM,结合减排和二氧化碳移除(CDR)可避免此 类终止效应(中等信度)。{4.6.3, 5.6.3, 6.4.6, 8.6.3}

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

SRM与减排和CDR这些气候变化减缓活动截然不同,因为它是通过改变地球辐射收支来"遮掩"气候变化问题,而不是 尝试解决大气GHG增加,这个导致全球变暖的根本原因。SRM只是遮掩GHG排放的气候影响,无法解决与大气CO2 增加有关的其它问题,例如海洋酸化。本报告评估了地球系统对SRM响应的物理理解,且评估主要是基于理想的气候 模式模拟。此外还有其它重要的考虑因素,例如对人类和自然系统的风险、感知、伦理、成本、治理和跨境问题及其 与联合国可持续发展目标的关系一这些都是第二工作组(第16章)和第三工作组(第14章)报告涉及的问题。{4.6.3}

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

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

相对于未来CO₂排放情景,如果抵消所有全球平均升温,则基于短波辐射的SRM方法可能会减少全球平均降水。相反,基于长波辐射的卷云变薄预计会引起全球平均降水增加(中等信度)。如果用基于短波方法的SRM抵消全球平均升温,区域降水量减去蒸散量(P-E)的减少幅度(文框TS.5)(这与淡水利用率更为相关),小于降水量的减少幅度。这是因为蒸散量和降水量将会同时减少(中等信度)。{4.6.3, 8.2.1, 8.6.3}

如果利用SRM为地球降温,则会造成植物和土壤呼吸减少,并减缓变暖造成的海洋碳吸收减少(中等信度)。其结果 会是增强全球陆地和海洋 CO₂汇(中等信度),且与未减缓的气候变化相比,大气 CO₂浓度略有下降。然而,SRM 不会阻止大气中 CO₂的增加,也不会影响到在持续人为排放下产生的海洋酸化(高信度)。{5.6.3}

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

97

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

文框TS.9 | 不可逆性、临界点和突变

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

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

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

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

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

对于全球气候指标,突变的证据有限。对于全球升温高于1850–1900年水平2°C,古气候记录并未显示出碳循环的 突变(低信度)。尽管不同模式的响应差异大,但到2100年大气CO₂浓度的不确定性主要取决于未来人为排放, 而不是与碳–气候反馈有关的不确定性(高信度)。没有证据表明下个世纪全球温度气候预估的突变:本世纪累积 CO₂排放与CO₂引起的全球平均表面气温最大升幅之间存在近线性关系。这种线性关系至少在相对于1850–1900年 全球升温水平至少达2°C的情况下都存在。全球海洋热含量增加(TS.2.4节)将可能至少持续至2300年,即使在低 排放情景下亦如此,而由于深海持续热吸收和格陵兰冰盖及南极冰盖的质量损失,在停止排放后的几个世纪到几千 年,全球平均海平面将持续上升(文框TS.4)(高信度)。{2.2.3;跨章文框2.1;5.1.1;5.4;跨章文框5.1;图5.3,5.4, 5.25,和5.26;9.2.2;9.2.4}

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

TS.4区域气候变化

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

TS.4.1区域气候变化信息的制作和传播

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

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

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

TS.4.1.1制作区域气候信息的数据源和方法学

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

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

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

文框TS.10 | 事件归因

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

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

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

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

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

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

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

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

文框TS.10,图1 | 对评估的实测和可归因区域变化的综合分析。IPCC AR6 第一工作组将有人居住的地区,根据大致地理位置显示为等边的*六边形*(见区域缩写图例)。所有评估都是针对各区域整体,时间段是从20世纪50年代至今。不同时间尺度或更多局地空间尺度的评估或与图中所示有所不同。每个小图中的各种**颜色**表示对实测变化评估的四个结果。在区域整体变化类型中,凡一致性低的使用条纹六边形(白色和浅灰色);若数据和/或文献有限,有碍对区域整体进行评估,则使用灰色六边形。其它颜色则表示至少中等信度的实测变化。对这些实测变化的人为影响的**信度**是基于对趋势检测和归因以及事件归因的文献评估,并以点数表示:三个点为*高信度*,两个点为*中等信度*,一个点为*低信度*(单个实心点:一致性有限;单个空心点:证据有限)。

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

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

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

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



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

文框TS.10, 图1 | 对评估的实测和可归因区域变化的综合分析。

TS.4.1.2区域气候信息提炼和气候服务

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

提炼过程存在显著差异,因为在对气候变化响应要做出一个具体判断时,需要考虑到有关的物理上合理的所有结果(特别是如果它们差异巨大)的多重证据。如果多重证据均存在一致性,则会强化提炼的区域气候信息的信度,反之,如果证据不一致或相互矛盾,则结果受限。例如,在地中海地区,不同证据之间的一致性,例如观测结果、区域和全球模式的预

估结果以及对其背后机制的了解,使得超出全球平均水平的 夏季升温具有高信度(见文框TS.12)。南非开普敦则是结论 不甚清晰的例子,尽管全球模式未来预估之间具有一致性, 但由于温室气体增加、变率关键模态(南半球环状模态)的 变化以及不同观测期之间和模式模拟的开普敦干旱之间的关 系缺乏一致性,预估的未来气候变干为*中等信度*。{10.5.3, 10.6, 10.6.2, 10.6.4, 跨章文框10.3, 12.4}

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

文框TS.11 | 气候服务

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

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

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

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

文框TS.12 | 用于评估区域气候变化的多重证据和交互式图集

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

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



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

TS
表TS.12 (接续

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

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

TS.4.2区域气候变率和变化的驱动因子

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

自19世纪末以来,在多年代时间尺度上,主要变率模态 (MoV)表现出频率和幅度的波动,但在内部变率范围 之外并未呈现持续的趋势(表TS.4)。南半球环状模态 (SAM)是一个例外,其系统上更偏正相位(高信度) ,且除了12月-1月-2月(DJF)之外,在高CO₂排放情 景下,预估在各季节更偏正相位(高信度)。与之前几 十年相比,自2000年代初以来,平流层臭氧强迫对SAM 趋势的影响已减小,促使2000-2019年观测到的其正趋 势减弱(中等信度)。

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

TS.4.2.1人为和自然强迫的区域指纹

虽然人为强迫促使一些地区出现多年代平均降水变化,但 内部变率会使许多陆地区域长期降水变化的人为信号延迟 出现(高信度)。在区域尺度上,土壤水分反馈、雪/冰反 照率反馈、土地利用/土地覆盖变化的区域强迫、气溶胶浓 度造成的强迫、或年代/多年代自然变率可缓和或加强人为 GHG强迫对极端温度的影响。局地和远距的气溶胶强迫的 变化会导致有效辐射强迫的南北梯度(半球不对称性)。 它沿着纬度方向更为均匀,伴随北极温度响应的强烈放大 (中等信度)。自20世纪80年代以来,SO₂排放的减少降低 了气溶胶的辐射衰减效应,导致地面气温更快速上升,这在 北半球中-高纬度地区最为显著,这些地区的减排量也最大 (中等信度)。{1.3, 3.4.1, 6.3.4, 6.4.1, 6.4.3, 8.3.1, 8.3.2, 文框8.1, 10.4.2, 10.6, 11.16, 11.3}

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

过去的城市化会影响城市及其周边地区的实测变暖趋势(*很高信度*)。未来的城市化将在不同的背景气候下放大预估的 气温,对最低温度有强的影响,且会与全球变暖信号一样大 (*很高信度*)(文框TS.14)。灌溉和作物扩张减缓了一些地 区夏季极端高温事件的增加,例如北美洲中部地区(*中等信* 度)(文框TS.6)。{文框10.3, 11.16, 11.3}

TS.4.2.2变率模态和区域遥相关

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

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

在所评估的所有五个SSP下,南半球夏季SAM的近期受迫变 化可能弱于20世纪末观测到的变化。这是由于平流层臭氧恢 复及其它温室气体增加在近期至中期对南半球夏季中纬度环 流产生了相反的影响(高信度)。因此,在近期南半球夏季 SAM的受迫变化可能小于自然内部变率引起的变化。在远期 (2081–2100年),在SSP5–8.5情景下,相对于1995–2014 年,SAM指数可能在所有季节都会上升。CMIP6多模式集合 预估SSP3–7.0和SSP5–8.5情景下北半球冬季NAM指数远期 (2081–2100年)上升,但区域相关的变化可能与中纬度环 流的简单位移有出入,因为遥相关的变化可能与平均背景状态的改变及其相互作用有关。{4.3.3, 4.4.3, 4.5.1, 4.5.3, 8.4.2}

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

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

技术摘要

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

(a) 对MoV的评估

	NAM	SAM	ENSO	IOB	IOD	AZM	AMM	PDV	AMV
自观测开始以来的过 去变化	1960s 1990s 从外外和 2010s 北方冬季	2000s 1950s 外外 南方夏季	₩ 1400-1850 自1950年代以来	在代用资 料推导的 变率范 围内	在代用资料 推导的变率 范围内	证据有限	证据有限	多年代际 扰动主导	多年代际 扰动主导
	{2.4.1.1}	{2.4.1.2}	{2.4.2}	{2.4.3}	{2.4.3}	{2.4.4}	{2.4.4}	{2.4.5}	{2.4.6}
CMIP5和CMIP6模	性能高	性能高	性能中等	性能中等	性能中等	性能低	性能低	性能中等	性能中等
	{3.7.1}	{3.7.2}	{3.7.3}	{3.7.4}	{3.7.4}	{3.7.5}	{3.7.5}	{3.7.6}	{3.7.7}
人类对所观测到变化 的影响	无确凿证据	通过 GHG (所有 季节) 和臭氧 (DJF)的贡献	一致性低	无确凿 证据	未探测到	无确凿 证据	无确凿 证据	未探测到	通过气溶 胶的贡献
	{3.7.1}	{3.7.2}	{3.7.3}	{3.7.4}	{3.7.4}	{3.7.5}	{3.7.5}	{3.7.6}	{3.7.7}
近期未来变化 (2021—2040)	内部变率 主导	从从外 除DJF之外的 所有季节	内部变率主导	无确凿 证据	无确凿证据	无确凿 证据	无确凿 证据	证据有限	+ 相移从+ 到-
	{4.4.3.1}	{4.4.3.1}	{4.4.3.2}	{4.4.3.3}	{4.4.3.3}	{4.4.3.4}	{4.4.3.4}	{4.4.3.5}	{4.4.3.6}
中期至远期未来变化 (2041—2100)	SSP5-8.5 SSP3-7.0 DJF SSSP1-2.6 SSP1-1.9	SSP5-8-5 SSP3-7.0 从外外有 SSP1-1.9 所有季节 DJF	秋秋秋 降水方差增加	无确凿 证据	₩₩₩₩ 极端正相位 事件增加	无确凿 证据	无确凿 证据	方差减小	无变化
	{4.3.3.1; 4.5.3.1}	{4.3.3.1; 4.5.3.1}	{4.3.3.2; 4.5.3.2}	{4.5.3.3}	{4.5.3.3}	{4.5.3.4}	{4.5.3.4}	{4.5.3.5}	{4.5.3.6}
低信度	中等	信度	高信度						
多半可能	可能	L,	很可能						

表TS.4(接续):(b)与MoV有关的区域气候距平.

	模态	N	١M	SA	M	EN	so	IC	В	IC	D	AZ	ZM	AN	٨N	PI	VC	AN	٨V
	季节	D	JF	D,	JF	12–1	—2月	3–4	—5月	9–10	—11月	6–7	8月	6–7	8月	年	度	年	度
	变量	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr
	地中海	28	58			7												19	
	撒哈拉	58						14				10	19		12		9	12	25
	西部非洲	25					15	45	\square			21		10			6	6	23
	中部非洲	19	8		10	14		50				13					10	14	11
「素曲	东部非洲北部	19	7				14	36	\square		32					7		7	\square
	东部非洲南部					14	22	36			57			10			4	9	
	南部非洲西部					49	26	27	16	8						4	12	5	
	南部非洲东部			13		75	34	35	7							4	6		
	马达加斯加					24		24	7	11	10			9				5	
	西西伯利亚	45					7						9			\square	\square	\nearrow	11
	东西伯利亚	52														3			11
	俄罗斯远东	8	10			11		6			[5	5
	中亚西部								15		21						4	\nearrow	\nearrow
素	中亚东部								38										\square
Ħ	青藏高原		15							15	7		11			6	5	9	\square
	东亚					7	20	\square	23	\nearrow	\nearrow		9				9	13	\square
	南亚	9						12			8			8				5	
	东南亚					39	31	73	6		48					5	12		7
	阿拉伯半岛	32						10	24		20						5	13	7
	澳大利亚北部					21	13	38			19				7	7	7	\nearrow	
日	澳大利亚中部			14		21	12	18		22	20		7		7	6	5		
払	东澳大利亚			22		20	11	18		9	8		7			7	8	\square	
奥大	澳大利亚南部						11			23	40		8				3		
	新西兰			16															
	中美洲南部					21	16	33		10	11			17		6		6	7
	南美洲西北部		7	14	16	82	17	54		18				13	16	7	8		
漸	南美洲北部	7				56	58	61					22	17	24	9	12	7	
画	南美洲东北部					25		58	19	9	12				8				
洲利	南美洲季风区					54		31		22	7				6	7			\square
玉美	南美洲西南部				10	16	14	17		10	16					8			\square
	南美洲东南部						21		13	21	10		12				5		6
	南美洲南部				23					13	7								9
	地中海	28	58			7		\square	\square							\square		19	
ž	西欧和中欧	28	18							13	10						4	\nearrow	8
図	东欧	35										7							
	北欧	53	32															6	\square
	中美洲北部			10	26	13	27	18				7	12	15	12		6	19	\square
	北美洲西部															4		6	5
刺	北美洲中部	17			12		17					8					3	9	6
분	北美洲东部	12										11	9			4		9	4
	北美洲东北部	18	26									8					10	9	4
	北美洲西北部		14			10	8	17								8	4		
뉀	加勒比地区				10	15	18	26	8		10			17	12	7		\nearrow	5
」 点 し	太平洋																		
X	格陵兰/冰岛	42	8												7			44	\nearrow
甚甚	俄罗斯北极地区	25	10			\square	\angle	\square		\square						\geq	6	11	8
思い	西南极洲											8		21					
墢	东南极洲			38				\angle	1							\angle	1	\angle	
更冷	● ● ● ● ● ● ● ● ● ● ● ● ● ● ● ● ● ● ●	Ē	 F∓			Ē													
~~~									□ 在>	•50%自	句现有	数据集	中不显	記著					
40	30 20 0 20 30 40		40 3	30 20	0 2	20 30	40			.50%¢	句数 据:	集中沿	, 右数排	Ē					
温度	距平和解释方差(%)		降水	距平和	解释方	5差(%	)		/	/ 0 H	2~~1/11			-					

### TS.4.2.3区域尺度气候变率和变化驱动因子之间的相互 作用

自1950年以来,世界许多次大陆地区,人为强迫是区域平 均温度变化的主要驱动因子(*几乎确定*)。在区域尺度, 内部变率更强,且观测、模式和外部强迫的不确定性均大 于在全球尺度上的不确定性,这在大多数情况下妨碍了对温 室气体、平流层臭氧以及的不同气溶胶种类相对贡献的可靠 评估。将多模式集合全球预估与单一模式初始条件大样本集 合的预估相结合的多重证据表明,内部变率在很大程度上促 使长期区域平均降水变化人为信号延迟出现或不出现(*高信* 度)。海洋动力学的内部变率在年到十年际时间尺度主导着 区域格局(*高信度*)。到2100年,大部分地区将出现区域海 平面变化的人为影响信号(*中等信度*)。{9.2.4, 9.6.1, 10.4.1, 10.4.2, 10.4.3} 区域气候变化取决于多个外部强迫与内部变率之间的复杂相 互作用。不同时间尺度机制的时间演变可改变区域尺度温度 对人为强迫响应的振幅,以及降水对人为强迫响应的振幅和 正负信号(高信度)。这些机制包括温度、降水和土壤水分 的非线性反馈;SST分布型的缓慢和快速响应;以及GHG增 加导致的大气环流变化。土地利用和气溶胶强迫以及陆地-大 气反馈在调节区域变化中发挥重要作用,例如在天气和气候 极端事件方面(高信度)。这些还可导致极端温度比平均温 度更高的升温(高信度),并有可能使一些地区降温(中等 信度)。观测结果和模式模拟表明,土壤水分-温度反馈与过 去及当今的热浪相关。{10.4.3, 11.1.6, 11.3.1}

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

## 了解过去和评估区域尺度未来气候变化的路径 南美洲东南部(SES)案例研究

(a)确定用于阐释SES观测到的南半球夏季(DJF)降水趋势和变率的<mark>气候驱动因子</mark>和现象

(b) 基于7个大集合的历史时期和21世纪SES DJF降水的 模式模拟/评估



**图TS.21 | 区域尺度气候变率和变化驱动因子之间相互作用实例,理解过去和预估的变化。**本图旨在展现出一个说明性路径用于了解在有不确定 性情况下区域尺度过去和预期未来的气候变化。(a) 辨识气候驱动因子及其影响下的气候现象。展示的是驱动因子通过遥相关对1950-2014年观 测到的南美洲东南部(SES)夏季(12月-1月-2月;DJF)降水变率和趋势的贡献。驱动因子(红方块)包括变率模态以及外部强迫。各大洲上 均示出GPCC观测到的降水线性趋势(绿棕色条,单位:mm/月/十年),而SES AR6第一工作组参考区域以粗黑等高线线勾勒。导致对SES产 生局部影响的气候现象以示意图呈现(蓝椭圆)。(b) 七个1950-2100年历史模拟加RCP8.5模拟大样本集合所模拟的DJF SES十年降水距平时间 序列。阴影对应各降水大集合给出的气候结果的第5-95百分位区间(单位:mm/月),粗彩色线代表其各自集合平均值。白色粗时间序列对应 多模式多成员集合平均值,模式贡献将依其集合规模加权。浅黑色方格线表示GPCC的1950-2014年观测结果,并保留了1995-2014年基准期用 于计算所有数据集的距平。(c) AR6中定义的和图(b) SES DJF降水中强调的在近期、中期和远期时间窗的各不确定性来源(灰色为内部、深红色 为模式、绿色为情景)之间各自量化权重(单位:百分比)。所有计算均以1995-2014年为参照期,情景的不确定性是根据耦合模式比较计划第 5阶段(CMIP5),使用与运行不同代表性浓度路径(RCP)情景的大样本集合的同一组模式。{图10.12a} 强迫,如GHG增加和臭氧耗减及气溶胶(如图TS.21a所示) 。变率模态和外部强迫共同影响着气候现象,例如哈得莱环 流宽度和强度、大尺度热带SST异常形成的罗斯贝波活动以 及南半球极地涡旋,这些均与该地区有关。实际上,SES的 水汽辐合、上升运动及风暴路径位置等局部变化取决于这些 气候现象,它们总体上决定着观测到的降水趋势。根据GHG 排放情景,预估显示出SES近期降雨持续的正趋势。多模式平

的驱动因子包括MoV,例如AMV、ENSO和PDV,以及外部 均和集合离差并不足以描述不同模式模拟变化的显著不同或 甚至有相反变化的情况(高信度)。在此类情况下,阐释区 域气候变率中起作用的气候现象及其可能后果的物理气候情 节,可协助解释预估的不确定性。此外,需要有对内部变率 多种认识的单模式初始条件大样本集合来区分内部变率与受 迫变化(高信度),并根据未来评估时段的不同来划分不确 定性来源。{10.3.4, 10.4.2, 图10.12a}

### 文框TS.13 | 季风

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

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

### 全球季风

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

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

### 区域季风

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

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

### 根据多重证据建立评估

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

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

### 表TS.13 (接续)



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

### 表TS.13 (接续)

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

# TS.4.3区域气候变化和对气候极端事件和产生影响的气候因子的影响

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

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

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

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

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

产生影响的气候因子

	地面辐射											
其 门	地面大气CO ₂		R	R	R	R	R	R	R	R	R	
	空气污染天气											
	海洋和湖泊酸度	-	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
洪	海洋热浪	-	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
羊和海	海岸侵蚀		4	4	4	4	4	4	4	4,5	4,5	
阑	海岸洪水	-										
	相对海平面		R	R	R	R	R	R	R	R	R	
	雪崩											
	雹											
述	强降雪和冰暴											
雪利	湖冰、河冰和海冰	-										
	多年冻土											
	雪、冰川和冰盖						7	7				
	沙尘暴											
ľ	热带气旋							m		m	m	() () () () ()
ß	强风暴		m									画画
	平均风速	-										中等以
	火灾天气											趋势(r
	农业和生态干旱		R		Ē	R	-	-	R	R		
	水文干旱		R		Ā		-	-				Z:4} ▼∐2
1千燥	干燥度		R		Ā		-	-				(1) (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1)
湿润利	滑坡											向/信/ 高信馬
	强降水和雨成洪水								R	R		现 成一一 一一一一一一一
	河道洪水				R				R	R		ー 世 第一
	平均降水				1	<b>⊿</b> 1,2	R		л	Я		上述的 - 植势-
	霜冻											塘了. 大向上
口低温	寒潮		*** ⊼	*	* 7		*		*** 7	*** ⊼	Я	がた
高温利	极端高温		*** ۲	**	** ►		** <b>R</b>	** <b>K</b>	*** K	*** K	R	(饰词/-
	平均气温		R	R	R	R	R	R	R	R	R	或的修
							~	~~	~	~		淀区( 1000年1000年1000年1000年100日)
		非洲	北非	撒哈拉	西部非洲	中部非洲	东部非洲北部	东部非洲南部	南部非洲西部	南部非洲东部	马达加斯加	注:有一些特 <b>刘测趋势证据</b>

** 中等信度

*** 高信度(或更高) 归因证据的关键 光 一 活 米 田 米 

高信度的是 减少

中等信度的是 减少

| 低信度的是变化 | 方向

*中等信度*的是增加 (或更高)

| *高信度*的是增加( 或更高)

未来变化信度的关键

技术摘要

	رتا <del>.</del> آرتا	地面辐射 地面大气CO。	-														无广泛
	其	·····································	-		⊼	⊼			⊼				⊼				
		海洋和湖泊酸度	-														
		海洋执浪	-					R									度的是
	大田田	海岸侵蚀	-	⊼ -	1,2			1,2	1,2			<b>⊼</b> 	1,2				高信月
	( 注) 実	海岸洪水	-														
		相对海平面															
		雪崩	-	ĸ	ĸ			ĸ	ĸ			ĸ	ĸ				野的県
		電	-														等信度
	泛		-														Ð
	雪和)	湖冰、河冰和海冰							7	7							
						7	7	7		7	7	7					や
۲		雪、冰川和冰盖	-		-		_/ _					7					<b>年</b> 約.県
气候医		沙尘暴	-		/							~					在信号
<b>衫响的</b>			-						° F				е Б		度)		
产生景	R	强风暴											-1		更高信		1 1 1 4 1 4
		平均风速			7	7	7		7	7	7	7			<b>马等</b> 或§		いません
		火灾天气													趋势(中		年信用
		农业和生态干旱			Б				Б	Б					百万		Ð
		水文干旱							R R					2.4}	₽ Z Z		
	陸上	 干燥度			Γ									更。 [12] ·	() ()		亩 1□( 1□(
	湿润和	滑坡												句/信/	高信质	麼	「中」
		强降水和雨成洪水	-		R	R	R	R	R	R	R	R	R	<b>5</b> 化方I	或更	中等信	宣信周
		河道洪水												     	(中等	**	
		平均降水	-		ъ	R	R	R				٦	4	上述的	-趙势		
		霜冻	-	7	Я	л	7	л	л		7	7		11111111111111111111111111111111111111	石山	<u>同</u>	
	1低温	寒潮		*	*** 7	*** 7	*** 7	***	*** 7	*** 7	***	*** 7	*** 7	日本	≦ Z K	〔或更	
	高道和	极端高温	-	*** K	*** K	*** K	×** K	×** K	×** K	*** K	×** K	×** K	×** K	饰词/	•	高信度	
		平均气温		R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	或的修	费	***	建
														; 定区ţ	的关	键	的关键
			素	拉伯半岛	亚西部	西伯利亚	西伯利亚	罗斯远东	一直	亚东部	<b>·藏高原</b>	           	重重	有一些特	则趋势证据	因证据的关	来变化信度

表TS.5 (接续)

TS

		地面辐射									泛
	其 囚	地面大气CO2		ĸ	R	R	R	R			无相
		空气污染天气									
		海洋和湖泊酸度		R	R	R	R	R			ШШ
	洪	海洋热浪		R	R	R	R	R			度的凭
	# 相 通	海岸侵蚀		7	7	7	7	7			高减
	浭	海岸洪水									
		相对海平面		R	R	R	R	R			
		雪崩									度的是
		雹									等信息
	於	强降雪和冰暴									中域
	雪利	湖冰、河冰和海冰									
		多年冻土									资 化
因 子		雪、冰川和冰盖					٦	و لا			覽的是.
5气候[		沙尘暴	-								低信 乃回
影响的	<u> </u>	热带气旋		<b>N</b> 5						高度)	
₩ Ł	K	强风暴								) 更高(	≣
		平均风速					7	∞		中 代	的是壚
		火灾天气					** ►			趋势(	爭信度 更高)
		农业和生态干旱		7			R			あって	₩ 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1
		水文干旱					R		2.4}	过 ▶	
	三十福	干燥度					» ۲	4	度。 {1	ДД Д	雪力口(
	湿润利	滑坡							向/信	高信 這度	的是 ⁴
		强降水和雨成洪水		ĸ					支化	或更 中等((	高信度 或更高
		河道洪水							 割	中 " *	
		平均降水					-	2	上述	西 五	
		霜冻		7	7	7	7		付帯了	去向_ 『適)	
	口低温	寒潮		***	***	***	***	* <b>7</b>	一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一	ア国語	
	高価	极端高温		*** K	*** K	*** K	*** K	R	(師词/	高信馬	
		平均气温			R	R	R	R	域的値	键 ***	頲
			澳大拉西亚	澳大利亚北部	澳大利亚中部	东澳大利亚	澳大利亚南部	新西兰	注:有一些特定区	观测趋势证据的关 [;] 归因证据的关键	未来变化信度的关

表TS.5 (接续)

技术摘要

		地面辐射											↓ ₩ Й
	其 行	地面大气CO2		ĸ	R	R	R	R	R	ĸ	R		无相
		空气污染天气											
		海洋和湖泊酸度		K	R	R		R	R	ĸ	R		星
	洪	海洋热浪		K	R	R		R	R	K	R		這度的
	羊和汤	海岸侵蚀		°.	3,4	3,4		3,4	m	ε	e		高减
	阑	海岸洪水											
		相对海平面		R	R	R		R	R	R	R		
		雪崩											度的是
		雹											1 第 少 成
	送	强降雪和冰暴											中点
	雪利	湖冰、河冰和海冰											
		多年冻土											(
因 上 子		雪、冰川和冰盖											<b>萝</b> 的 一
이气候		沙尘暴											低方
影响的	_	热带气旋		2		2						<b>唐</b> 度)	
产生	x	强风暴										更高值	曹加
		平均风速										中	的是地
		火灾天气										) 短 到	等信度 (更高)
		农业和生态干旱										石向大	中回
		水文干旱								7		2.4} 区	
	日干燥	干燥度							R			更。 [1]	曾力口(
	湿润利	滑坡										向/信 高信馬 意度	韵是 ¹ 5)
		强降水和雨成洪水								R		政光力 [武]更] 中等信	高
		河道洪水					۲ ۲					「 一 一 一 一 一 一 二 一 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二 二	
		平均降水						Я		R		上述的 一方	
		霜冻							Я	Я	R	地子了. 去向J. (高)	
	口低温	寒潮		** ⊾	*** 7	*	*	*	*	*** 7		まえ、「「」」である。	
	高温系	极端高温		** K	*** K	** ►	** <b>K</b>	** ►	** ۲	*** ۲		饰词/ 高信度	
		平均气温		ĸ	R	R	R	R	R	R	R	或的 ***	醜
			素									流 因此 建 化 一次	的关
			和南美	南部	西北部	ゴと部	ы М К	「东北部	西南部	「东南部	南部	□ 乾 据 当证 的 非报关	代 信 ほ
			中美洲	中美学	南美洲	南美洲	南美季	南美洲	南美洲	南美洲	南美溪	注观。月:、观月、、河、、河、、河、、河、、河、、河、、河、、西、、西、、西、、西、、王、、王、、王、、王、、王、、王、、王、、王、、王、	未来废

表TS.5 (接续)

TS

地面辐射														
地面大气CO ₂		R	R	R	R		R	R	R	R	R	R		
空气污染天气													-	
海洋和湖泊酸度		R	R		⊼		R	R	R	⊼	R	R		
海洋热浪		R	R		R		R	R	R	R	R	R		
海岸侵蚀		2	2		2,3		2	2	2	2	2,6	2		
海岸洪水					∞		R	<b>J</b> 5	R	R	<b>A</b> 4,6	R		
相对海平面		R	R		R		R	R	R	R	4	۶ م م		
雪崩								-		-	-	1,6		
雹														
强降雪和冰暴								-		-			-	
湖冰、河冰和海冰								٦	R	٦	٦	٦		
多年冻土			7		7						R	Я		
雪、冰川和冰盖	-	7	7	я	я			Ā	7	Ā	<b>⊿</b> 1,6	Ā		
沙尘暴								۶ ۲	4					
热带气旋													Í	<b>言</b> 関)
强风暴		7						œ	œ	œ	∞	∞		」 「 同 び い の
平均风速		⊿ 6	7	7	R			R	7	7				ら 第 日
火灾天气							R	<b>Л</b> 6.7	7	7	6,7	<b>J</b> 6,7	4	<b>趙</b> 甥(
农业和生态干旱		** K	⊼					<b>J</b> 6,7 **	7		6,7	6,7	   -	也
水文干旱		** K			7								12.4}	过 ▶
干燥度							R	4,7	7		2	2	」。 例 。 〔	支 文
滑坡			4					5				9	□ 1 1 1 1 1 1	高信 度
强降水和雨成洪水		5	R	R	*** 🗹			5	** K	R			後 七 七 王 王	かり かんし かく かく かく かく かく かく かく かく うち かく うち かく うち
河道洪水		R	R		Ē								口 二 二 二 二 一 二 一	
平均降水			⊾	R	R			m	⊼	<b>Z</b> 5	5	2	1111年11日	山村
霜冻											7	7	* 帯 - {	去口. [1]
寒潮		***	*** ▼	***	***		**	* 7			***	*** ►	記す	え 7 (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (1)() (
极端高温		*** <b>K</b>	*** K	*** K	*** <b>K</b>		** 下	** 下			*** 下	*** K	§饰词,	高信
平均气温		R	R	R	R		R	R	R	R	R	R	域的	疑 ***
													も近く	昭 昭 王 王 王
			1中欧				素	西部	中部	东部	朱北部	西北部	— 一 型	[势让R] [据的]
	欧洲	括 中 通	西欧和	东欧	北欧	北美洲	中北美	北美洲	北美洲	北美洲	北美洲	北美洲	注: 有	观测型 归因证

光广泛 相关

高信度的是 减少

中等信度的是 减少

] *低信度的是变化* 了向

*中等信度*的是增加 (或更高)

*高信度*的是增加( 或更高)

未来变化信度的关键

其 囚

海岸和海洋

雪粕议

产生影响的气候因子

ĸ

湿润和干燥

高温和低温

表TS.5 (接续)

表TS.5 (接续)

														产生	影响的	「气候区	۲.													
		三三十二	和低温					湿润科	印干燥					X					雪和)	¥				海岸和	印海洋			鼡	<u>ال</u> اً	
	平均气温	极端高温	寒潮	霜冻	平均降水	河道洪水	强降水和雨成洪水	滑坡	干燥度	水文干旱	农业和生态干旱	火灾天气	平均风速	强风暴	热带气旋	沙尘暴	雪、冰川和冰盖				雪				/	海什和 <i>师山</i> 政反 ————————————————————————————————————	海洋和湖泊酸度			地面辐射
小岛市																							-	-	-		-	-	1	
加勒比地区	R	*													ъ.										<b>7</b> 9	<u> </u>		⊼		
大平洋	R	۲** ۲			2		m		4						2										<b>7</b> 9					
极地陆地地区																														
格陵兰和冰岛	R	*	*			R	R		m 7			2,3					-	7	-			R	2			<u> </u>		⊼		
北极北欧地区	R	R				R			m 7			2,3					-	7	_				و		2	<u> </u>		⊼		
俄罗斯北极地区	R	*	*			R			м Л			2,3					<b>L</b> 1,4		_						2	<u> </u>		⊼		
北极北美西北部	R					⊾			т Л			2,3				71	N 1,4	7	_						2	~				
北极北美东北部	R	R				⊾			۳ ۲			2,3				71	N 1,4	7	-							~				
西南极洲																	<b>L</b> 1,4									~				
东南极洲																										R		<b></b>		
注:有一些特定D	≤域的④	修饰词	/异常	附带了	中述上.	조 - 태	強 化 式	5向/信	) )	12.4}																				
观测趋势证据的	た键		过 下	点"。	上趋势	⊅(日●	爭或更	高信	度)	过 ▶	去向下	「趋势(	中等或	〕 更高(i	言度)															
·····································	***	上上	21代/住	五 古 一		**	₹ F	世儿																						

** 中等信度 *** 高信度(或更高) 归因证据的关键

未来变化信度的关键

*中等信度*的是增加 (或更高) *高信度*的是增加( 或更高)

] 低信度的是变化 ] 方向

TS

中等信度的是 减少

光广泛 相关 

高信度的是 减少

技术摘要

1	1	8

表TS.5 (接续)

		大大学	北冰洋	南太平洋	赤道太平洋	北太平洋	南大西洋	赤道大西洋	北太平洋	赤道印度洋	南印度洋	阿拉伯海	孟加拉湾	南大洋
	平均海洋温度		٦	ĸ	ĸ	R	ĸ	R	٦	ĸ	R	R	R	
	海洋热浪			ĸ	ĸ	ĸ	ĸ	ĸ	ĸ	۲	R	R	ĸ	
产生影响的	海洋酸度		к	ĸ	к	ĸ	ĸ	ĸ	ĸ	ĸ	R	R	ĸ	
り气候因子	海洋盐度													
	溶解氧													
	海冰		×** N											

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

オ过去向上趋势(中等或更高信度) ** 中等信度 *** 高信度(或更高) 观测趋势证据的关键 归因证据的关键

▶ 过去向下趋势(中等或更高信度)

光 一 近 米 田

高信度的是 减少

中等信度的是 减少

] *低信度的是变化* ] 方向

*中等信度*的是增加 (或更高)

*高信度*的是增加( 或更高)

未来变化信度的关键

### 注:

### 非洲(预估)

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

### 亚洲(预估)

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

### 澳大拉西亚(预估)

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

### 中美洲和南美洲(预估)

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

### 欧洲(预估)

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

### 北美洲(预估)

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

### 小岛屿(预估)

- 1. 很高信度的是变化方向,但低信度到中等信度的是模式不确定性引起的变化幅度
- 2. 太平洋东部和太平洋南部副热带减少,但太平洋西部和赤道太平洋部分地区增加;未来变化有季节性
- 3. 高信度的是热带太平洋西部极端降雨频率和强度增加;低信度的是模式偏差引起的变化幅度

4.太平洋南部增加

- 5. 强度增加;频率减小,北太平洋中部除外,
- 6. 沙质海岸沿线以及在没有额外沉积物汇/来源或没有任何海岸线岸退的有形障碍的情况下

### 极地陆地地区(预估)

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

# 虽然预估产生影响的气候因子在各地均会发生变化, 但各地区都会有特定的变化组合

(a)世界各地分为五大类,每一类均依据产生影响的气候因子变化组合 评估的未来变化:变化是指围绕2050年的20-30年期和/或与1960-2014年或1850-1900年中相同时期相比与全球升温2°C一致的 20-30年期



产生影响的气候因子(CID)的未来变化组合



(b) **陆地和沿海地区数量** (1) 和开放海域(ii)预估各气候影响–驱动因素(CID)将增加具高信度(深色阴影)或 减少具中等信度(浅色阴影)



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



interactive-atlas.ipcc.ch

图TS.22 | 产生影响的气候因子变化的地理分布及预估发生变化的AR6 WGI参照区域数量汇总。图(a)标示出归入五大类之中的各地区的地理位 置并描述出变化中的CID的特定组合。这五大类分别以五种不同颜色表示,与每一类有关的CID组合以相应的"指纹"表示,并在图下附以文字说 明。每个指纹包含两组CID,一组是高信度地预估CID在该类中每个地区都会变化,另一组是高信度或中等信度地预估其中一个或更多CID会在各 地区发生变化。CID组合顺序是从变得更热和更干燥(第1类)到变得更热和更湿润(第5类)。在中间(第2类-第4类),发生变化的CID有的 是变得更干燥和有的是变得更湿润,但始终有变得更热的一组CID。地图上用黑点在受影响地区标示出了热带气旋和强风CID变化。地图上以文 字说明受沿海CID变化影响的地区。选择这五类是为了给各地区提供一定程度的详细信息,而不是在地图上覆满评估所有方面的完整信息。完整 信息参见表TS.5所示,而且可在交互式图集的区域综合部分实现可视化。图中归纳的CID变化代表21世纪中期高信度和中等信度变化,考虑的情 景是SSP2-4.5、RCP4.5、SRES A1B或更高情景(SSP3-7.0, SSP5-8.5, RCP6.0, RCP8.5, SRES A2),这大约涵盖2.0°C至2.4°C的全球升 温水平。 **图TS.22(接续): 图(b)**中的条形图列明了表TS.5中所列所有陆地区域和海洋区域的每个CID以*中等信度或高信度*增加或减少的区域数量。各种 颜色表示变化的方向和变化的信度:紫色表示增加,而棕色表示减少;深阴影和浅阴影分别是指高信度和中等信度。浅背景颜色表示各CID大致适 用区域的最大数量。小图(i)为与陆地和沿海区域有关的30个CID,而小图(ii)为与开放海域有关的5个CID。对图(i)中的沿海海洋区域和图(ii)中的开 放海域进行了海洋热浪和海洋酸度评估。变化是指以2050年为中心和/或与全球升温2°C相一致的20–30年时期,参照期是1960–2014年间的相应 时段;而水文干旱和农业及生态干旱是与1850–1900年相比。对区域的定义参见图集1、交互式图集(https://interactive-atlas.ipcc.ch/)和第12 章(表TS.5,图TS.24){11.9, 12.2, 12.4,图集1}

### TS.4.3.1产生影响的气候因子的常见区域变化

高温和低温:已发生了与温度相关的CID变化,例如平均温度、生长季长度以及极端高温和霜冻等(高信度),其中的许多变化归因于人类活动(中等信度)。在数据充足的所有陆地区域(即,除南极洲之外的所有区域),相对于1850-1900年,观测到的温度变化已明显超出内部变率范围(图TS.23)。在热带区域,最近的温度分布已变化到不同于20世纪初的范围(高信度)(TS.1.2.4节)。自1960年以来,大部分陆地地区很可能每十年至少升温0.1°C,而在近几十年升温速度更快。在区域到大陆尺度,高温极端事件频率上升的趋势以及低温极端事件频率减少的趋势通常与全球尺度平均温度趋势相一致(高信度)。在一些区域,由于资料有限,难以评估趋势。{2.3.1,11.3,11.9,12.4,图集3.1}

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

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

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

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

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

**其它变量和并发的CID变化**:在所有气候情景中,大气CO₂和 海洋pH值几乎确定将会增加,直至实现净零CO₂排放(TS.2.2 节)。在几乎所有区域,*低信度*的是雹、冰风暴、强风暴、 尘暴、强降雪和雪崩的变化,不过这并不表明这些CID不会受 到气候变化的影响。对于此类CID,观测通常是短期的或缺乏 均一性,而且模式往往没有足够的分辨率或没有准确的参数 化,无法在气候变化时间尺度上对其进行充分模拟。由于人 为气候变化的影响,复合事件的概率在过去有所增加,并且 可能随着进一步的全球变暖而继续增加,包括并发的热浪和 干旱、复合洪水,以及关联行业同时经历多个区域极端事件 的可能性(例如,在多个产粮地区)(*高信度*)。{5.3.4.2, 11.8,文框11.3,文框11.4, 12.4}

### 陆地区域显者出现温度变化的年份(S/N>2)



数据集:伯克利地球。相对于1850-1900年的温度变化

				I	
Before 1981	1981—1988	1989—1996	1997—2004	2005-2012	2013—2020

陆地区域显著出现温度变化的年份(S/N>2)



数据集: CRUTEM5。相对于1850-1900年的温度变化。灰色: 资料不足

1981年之前	1981—1988	1989—1996	1997—2004	2005-2012	2013-2020

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



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

### TS.4.3.2产生影响的气候因子的逐区域变化

本节对CID变化进行了大陆尺度的综合归纳,其中有些实例 参见图TS.25。

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

### TS.4.3.2.1 非洲

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

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

高温和低温:观测的和预估的平均温度上升以及向高温极值 偏移的特征大致类似于TS.4.3.1节所述的一般形态。{2.3.1.1.2, 11.3, 11.9, 12.4.1.1, 图集4.2, 图集4.4} **湿润和干燥**:在非洲观测到了平均降水量的变化,但历史趋势在空间上并不一致(高信度)。大约自1980年以来,东部非洲北部、南部非洲东部和中部非洲的降雨量减少,而西非部分地区则增加(高信度)。在南部非洲东部和西部以及地中海东部地区观测到了强降雨的频率和/或强度增加(中等信度)。在1980年之后,南部非洲东部和西部(中等信度)。在1980年之后,南部非洲东部和西部(中等信度)。在1980年之后,南部非洲东部和西部(中等信度)。在1980年之后,南部非洲东部和西部(中等信度)。在1980年之后,南部非洲东部和西部(中等信度)。在西非,前赫勒西部区域的降雨量预估会减少,而几内亚海岸区域沿线的降雨量增加(中等信度)。预估东部非洲的降雨量会增加(中等信度)。{8.3.1.6, 11.4, 11.9, 12.4.1.2, 图集4.2, 图集4.4, 图集4.5}

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

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

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

**海岸和海洋**:在过去的三十年,非洲相对海平面的上升速度 高于GMSL。非洲当今百年一遇极端总水位(ETWL)在0.1 米至1.2米之间,南部非洲东部和西部海岸以及东部非洲中 部海岸沿线的水位约为1米或以上。从1984–2015年,非洲 大陆观测到卫星反演的海岸线每年1米的后退速度,而东部 非洲南部除外,它在同期的海岸线岸进(增长)速度每年 达0.1米。{12.4.1.5}

### TS.4.3.2.2亚洲

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

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

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

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

在北亚,近几十年观测到了多年冻土温度上升及融化(高信 度)。未来的预估表明,到本世纪中期,季节性积雪的持续 时间、冰川的冰量以及多年冻土面积持续下降(高信度)。 在21世纪,兴都库什喜马拉雅山脉(HKH)大部分地区 的积雪面积和雪量将减少,雪线高度将升高(高信度), 且在较高CO₂排放情景下,冰川体积*可能*随着质量损失加 大而减小。东亚和北亚的强降雪在增加(中等信度),但 冰雹和雪崩的未来变化的*证据有限*。

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

除了上文以及TS.4.3.1节总结的主要变化之外,更多详情参见下文。

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

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

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

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

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



![](_page_95_Figure_1.jpeg)

图TS.25 | 耦合模式比较计划第5和第6阶段(CMIP6, CMIP5)及联合区域降尺度试验(CORDEX)模式集合预估的特定区域特点气候影响-驱动因子(CID)指数变化的分布。本图旨在表明,在多个全球变暖水平和情景时间段下许多CID预估均可用于所有AR6第一工作组参照区域, 且均是基于全球(CMIP5, CMIP6)和区域(CORDEX)模式集合。图中不同区域标示不同指数:东欧和北亚为最高温度超过35℃的平均每年 天数;中美洲、加勒比地区、西南亚、南亚和东南亚为国家海洋和大气管理局(NOAA)高温指数超过41℃的平均每年天数;澳大拉西亚、东 亚和俄罗斯远东地区为平均海岸线位置变化;南美洲、欧洲和非洲为单位集水区百年一遇河道流量的平均变化(m³ s⁻¹ km⁻²);北美洲为超过 100毫米雪水当量(SWE)的天数中位数变化。每个箱线图报告了CMIP5和CORDEX的RCP8.5和RCP2.6以及CMIP6的SSP5-8.5和SSP1-2.6 情景集合下,最近一段时期(1995-2014年)的或者1.5℃、2℃和4℃全球变暖水平下相较于1995-2014年的变化值或气候值,以及本世纪中期 (2041-2060年)或本世纪末(2081-2100年)的变化值或气候值。{图12.5, 12.6, 12.9, 12.SM.1, 12.SM.2,和12.SM.6} (*中等信度*)。{8.4.1, 11.4.2, 11.5.5, 11.9, 12.4.2.2, 图集3.1, 图集5.4.2, 图集5.4.4}

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

### TS.4.3.2.3澳大拉西亚

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

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

除了上文和TS.4.3.1节归纳的主要变化外,更多详情参见下 文。

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

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

风:在高CO₂排放情景下,预估到21世纪末澳大利亚东北部分 地区的平均风速会增加。预估澳大利亚东北和北部地区TC数 量会减少(高信度),而强度增加,但"东海岸强低压系统" 除外(*低信度*)。{12.4.3.3}

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

海岸和海洋:除了新西兰东南海岸沿线之外,20世纪该地区 观测到的海洋热浪(MHW)变化显示出其发生频率增加、每 次事件的持续时间以及每十年的MHW总天数增加,并且在塔 斯曼海的变化大于其它地方。澳大利亚大部分地区当今百年 一遇ETWL在0.5-2.5米之间,西北海岸除外,此地百年一遇 ETWL可高达6-7米。{文框9.1,12.3.1.5,12.4.3.5} 除了TS.4.3.1节所述的那些特征之外,中美洲和南美洲的 其它区域变化还包括自20世纪60年代以来南美洲东南部 的平均和极端降水增加(高信度)(TS.4.2.3节)。南美 洲东北部出现了平均降水不断下降的趋势以及农业和生态 干旱不断增加的趋势(中等信度)。预估在2°C GWL及更 高升温水平下,南美洲东南部、南美洲南部、南美洲北部, 南美洲季风区和南美洲东北部的极端降水和雨成洪水的强 度和频率会增加(中等信度)。预估南美洲季风区和南美 洲南部的农业和生态干旱会增加,并预估一些地区(南美 洲北部、南美洲季风区、南美洲东北部和南美洲西南部) 的火灾天气会增加(高信度)。{8.3, 8.4, 11.3, 11.4, 11.9, 表11.13, 表11.14, 表11.15, 12.4.4.2, 图集7.1, 图集7.2}

除了上文及TS.4.3.1节归纳的主要变化之外,更多详情可参见下文。

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

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

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

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

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

### TS.4.3.2.5欧洲

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

除了上文及TS.4.3.1节归纳的主要变化之外,更多详情可参见下文。

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

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

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

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

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

### TS.4.3.2.6北美洲

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

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

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

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

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

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

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

### TS.4.3.2.7小岛屿

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

除了上文及TS.4.3.1节归纳的主要变化之外,更多详情可参 见下文。

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

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

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

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

### TS.4.3.2.8极地

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

除了上文及TS.4.3.1节归纳的主要变化之外,更多详情可参 见下文。

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

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

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

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

域风暴潮、海岸侵蚀和洪泛)。{2.3.2, 3.4.2, 3.4.3, 9.4.1, TS.4.3.2.10其它类型领域 9.4.2, 9.5, 12.4.6, 12.4.9, 图集11.2}

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

### TS.4.3.2.9海洋

印度洋、赤道太平洋西部和西边界流的升温速度高于全球 平均值(很高信度),预估热带太平洋西部和北冰洋的海 洋热浪(MHW)频率的变化最大(中等信度)。预估太平 洋和南大洋盐度将变淡,而大西洋盐度变得更高(中等信 度)。人为变暖很可能进一步降低海洋氧浓度,这种脱氧 预计会持续数千年(中等信度)。预估北极海冰损失会持 续,从而导致在高CO₂排放情景下,到21世纪末,9月份的 北极几乎无冰(高信度)。{2.3, 5.3, 9.2, 9.3, 文框9.2, 12.3.6, 12.4.8

除了上文及TS.4.3.1节归纳的主要变化之外,更多详情可参 见下文。

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

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

海洋酸度:随着CO₂浓度不断升高,过去四十年海洋表面pH 值在全球范围都出现下降(几乎确定)。{2.3.3.5, 5.3.3.2, 12.4.8

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

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

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

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

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

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

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

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

### 文框TS.14 | 城市地区

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

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

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

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

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