

常见问题

FAQ

常见问题

协调编辑：

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

起草作者：

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

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

目录

常见问题

FAQ 1.1	与IPCC建立时相比, 我们现在对气候变化的理解是否更深刻?	138
FAQ 1.2	气候变化在哪里最明显?	140
FAQ 1.3	过去的气候对我们的未来有什么启示?.....	142
FAQ 2.1	地球的温度以前也发生过变化。目前的变暖有何不同?	144
FAQ 2.2	气候变化有何证据?.....	146
FAQ 3.1	我们如何知道人类造成了气候变化?	148
FAQ 3.2	什么是自然变率, 它是如何影响近期气候变化的?	150
FAQ 3.3	气候模式是否在不断改进?	152
FAQ 4.1	未来二十年气候将如何变化?	154
FAQ 4.2	我们何时能够看到减少二氧化碳排放的效果?	156
FAQ 4.3	在一定的全球变暖水平下, 气候变化的空间格局是怎样的?	158
FAQ 5.1	大气中碳的自然移除是否正在减弱?	160
FAQ 5.2	多年冻土融化会大幅加剧全球变暖吗?	162
FAQ 5.3	通过移除大气中的二氧化碳可以扭转气候变化的趋势吗?	164
FAQ 5.4	什么是碳收支?	166
FAQ 6.1	什么是短寿命气候强迫因子? 它们是如何影响气候的?	168
FAQ 6.2	限制气候变化和改善空气质量之间有什么联系?	170
FAQ 7.1	什么是地球的能量收支? 能量收支可以告诉我们气候变化的哪些方面?	172
FAQ 7.2	云在气候变暖中发挥什么作用?	174
FAQ 7.3	什么是平衡气候敏感性?	176
FAQ 8.1	土地利用变化如何改变水循环?	178
FAQ 8.2	气候变化是否会导致洪水更严重或更频繁?	180
FAQ 8.3	干旱的成因是什么以及气候变化是否会使其恶化?	182
FAQ 9.1	能否扭转格陵兰冰盖和南极冰盖的持续融化? 冰盖恢复需要多久?	184
FAQ 9.2	未来几十年海平面将上升多少?	186
FAQ 9.3	墨西哥湾流将会停滞吗?	188
FAQ 10.1	我们如何为区域利益相关方提供有用的气候信息?	190
FAQ 10.2	为什么城市是全球变暖的热点?	192
FAQ 11.1	气候极端事件变化与气候平均值相比有何区别?	194
FAQ 11.2	人为气候变化是否会引发前所未有的极端事件?	196
FAQ 11.3	是气候变化引发了我自己国家最近的极端事件吗?	197
FAQ 12.1	什么是气候影响的驱动因子(CID)?	198
FAQ 12.2	气候阈值是什么及其重要性何在? ...	200
FAQ 12.3	气候变化将如何影响气候致灾因子的区域特点?	202

常见问题

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

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

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

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

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

导致气候变化的主要人类原因是化石燃料燃烧、森林砍伐和农业释放的吸热性温室气体，这些温室气体会使地球变暖；以及燃烧煤炭产生的硫酸盐等气溶胶，它们具有短期冷却效应，部分抵消了人类造成的变暖。自1990年以来，我们对这些人

为因素进行了更多更好的观测，并提高了历史记录的质量，从而能够更精确地预估人类对气候系统的影响（FAQ 3.1）。1990年，大多数气候模式都侧重于大气，使用高度简化的形式表征海洋和地表，而今天的地球系统模拟包括针对海洋、冰、雪、植被和许多其他变量的详细模式。对模式的一个重要验证是其在仪器记录期间（大约1850年以来）模拟地球气候的能力。自1990年以来，已经进行了几轮这样的验证，而验证本身也变得更加严格和更加广泛。从整体来看，在大尺度上，模式在这些验证中很好地预测了观测到的变化（FAQ3.3）。由于无法在真实的地球上进行受控的实验室实验，气候模式模拟也可以提供一种“替代地球”来验证如果没有人类影响会发生什么。这种实验表明，如果没有人类的影响，观测到的变暖不会发生。

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

FAQ 1.1 (接续)

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

是的。1990年至2021年期间, 在观测、模式和气候认知方面都得到提高, 同时也确认了人类影响在全球变暖中的主导作用。



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

常见问题

FAQ 1.2 | 气候变化在哪里最明显？

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

20世纪30年代，人们首次注意到地球的陆地区域正在变暖。虽然大气二氧化碳（CO₂）浓度的增加是部分原因，但当时还不能确定观测到的变暖是长期趋势的一部分还是自然波动：全球变暖还没有变得明显。但是地球继续变暖，到20世纪80年代，温度的变化已经变得很明显，换句话说，信号已经出现了。

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

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

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

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

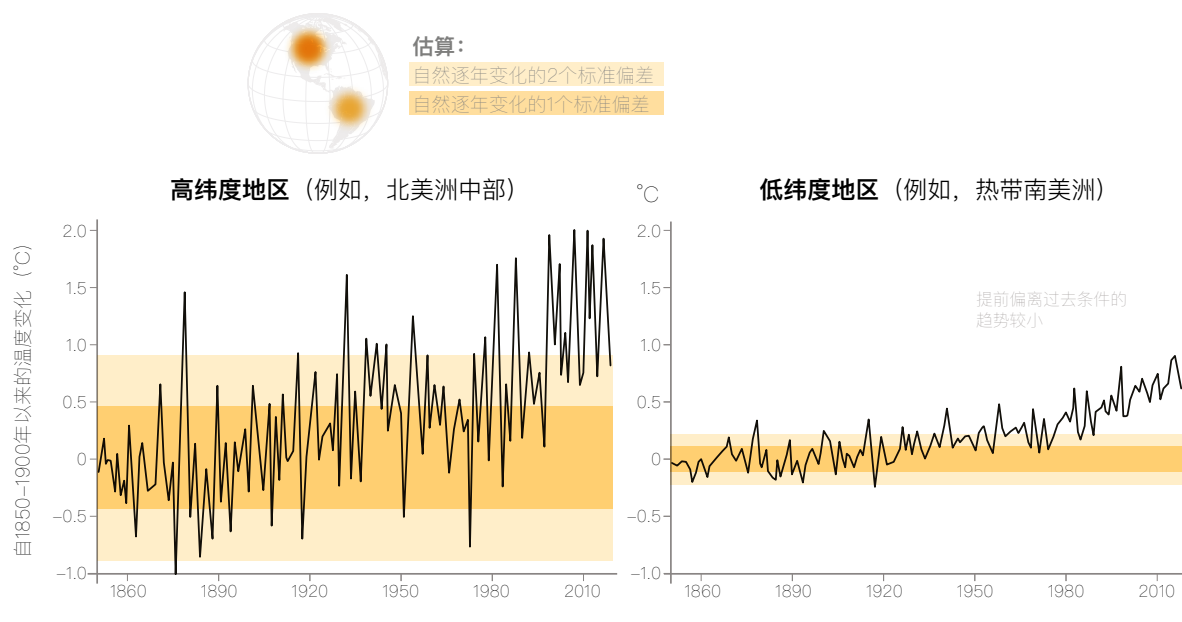
在考虑与气候有关的影响时，最重要的不一定是变化的幅度。相反，变化的速度可能是最重要的，也可以是相对于生态系统和社会所适应的气候自然变迁的变化幅度。随着气候进一步远离过去的经历，进入一个前所未有的状态，影响会变得更大，同时适应气候的挑战也会更大。

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

FAQ 1.2 (接续)

FAQ 1.2: 气候变化在哪里最明显?

自然变化较小的地区温度变化最明显。



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

FAQ 1.3 | 过去的气候对我们的未来有什么启示？

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

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

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

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

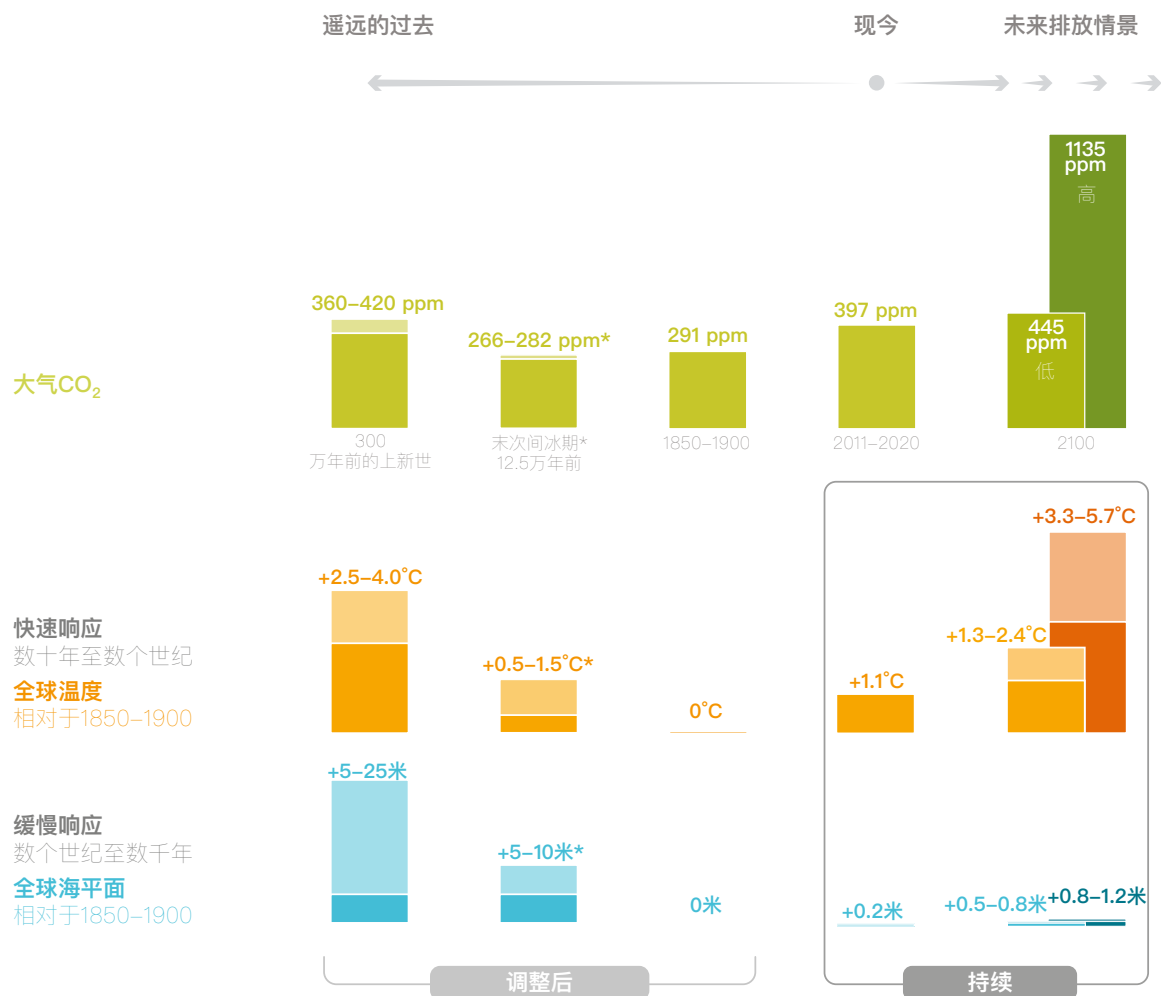
大约300万年前，在上新世时代，地球经历了一个长期的温度升高（比1850–1900年高2.5°C–4°C）和海平面上升（比1850–1900年高5–25米）的时期，同时大气二氧化碳浓度与今天的情况也相似。上新世大气二氧化碳浓度与现在相似，而全球温度和海平面却明显升高，这反映了已经完全适应自然驱动因素变化的地球系统（上新世）与温室气体浓度、温度和海平面上升仍在增加的地球系统（现在）之间的区别。关于过渡到上新世气候状态的许多内容，包括关键原因、加速或减缓过渡的周期作用、以及海平面等气候指标的变化速度等多个方面，仍然是气候研究人员利用古气候观测和地球系统模式进行密集研究的主题。这些研究的发现可能有助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

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

FAQ 1.3 (接续)

FAQ 1.3: 过去能够给未来提供何种借鉴?

过去的暖期表明了大气温室气体增加的潜在后果。



*地球轨道变化引起，在季节和纬度之间重新分配了入射太阳能。

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

常见问题

FAQ 2.1 | 地球的温度以前也发生过变化。目前的变暖有何不同？

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

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

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

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

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

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

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

FAQ 2.1 (接续)

FAQ 2.1: 这种全球变暖与以前有何不同?

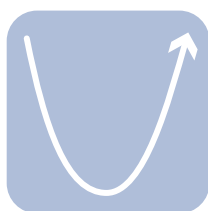
气候一直在变化，但几千年来或更长时间未出现过像最近几十年这样的变暖。



变暖几乎无处不在



变暖速度快



变暖逆转了长期变冷



很久没有这么暖和了

FAQ 2.1, 图1 | 近期异常变暖的证据

FAQ

常见问题

FAQ 2.2 | 气候变化有何证据？

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

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

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

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

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

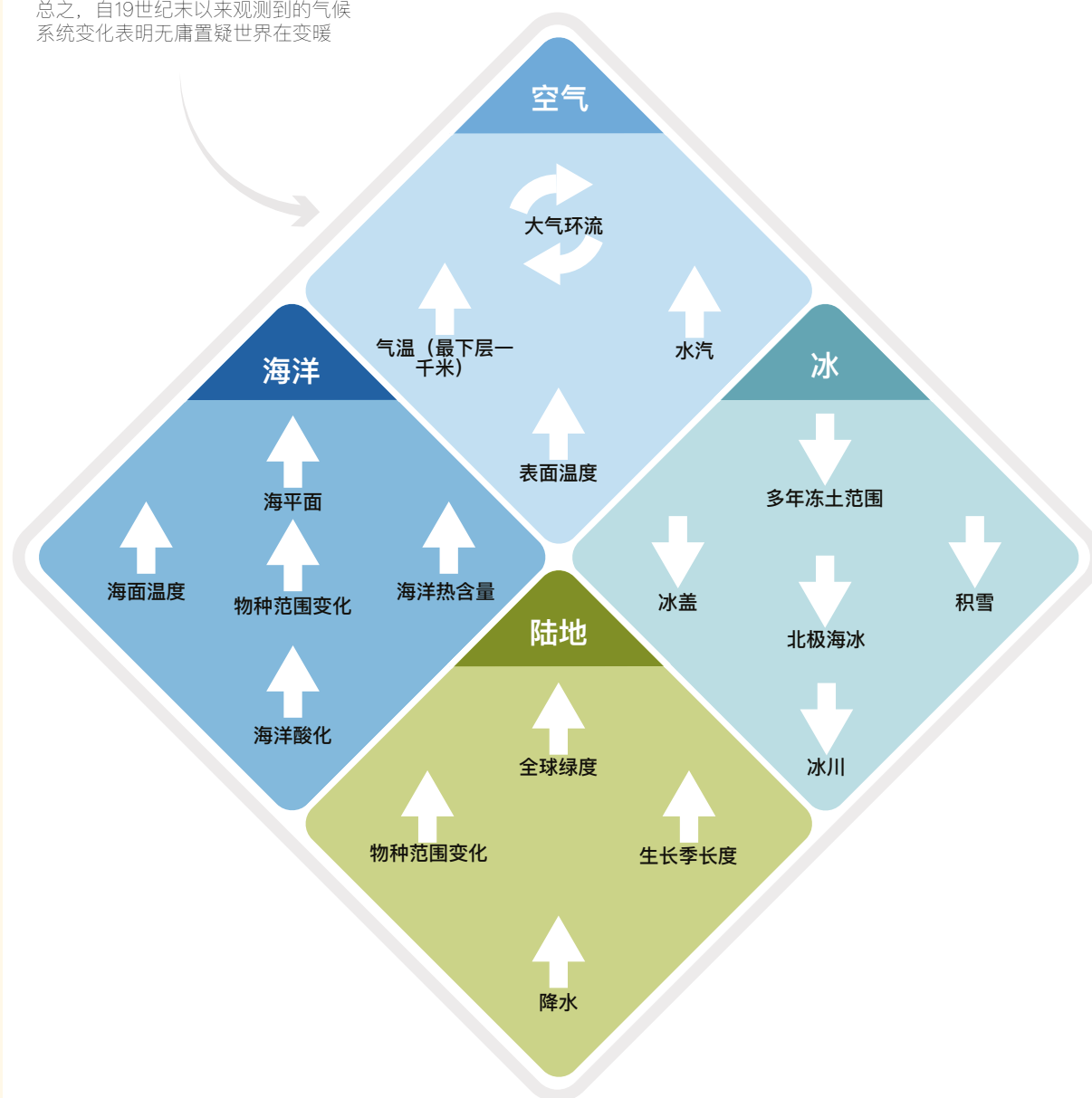
生物圈的许多方面也在发生变化。在过去的一个世纪里，长期的生态调查显示，许多陆地物种普遍向极地和高海拔地区迁移。自20世纪80年代初以来，绿叶面积和/或生物量（即全球绿度）有所增加，至少自20世纪中期以来，北半球大部分温带地区的生长季节长度有所增加。还有强有力的证据表明，许多海洋物种的各种物候指标（如鱼类洄游的时间）在过去半个世纪中发生了变化。

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

FAQ 2.2 (接续)

FAQ 2.2: 气候变化有何证据?

总之，自19世纪末以来观测到的气候系统变化表明毋庸置疑世界在变暖



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

FAQ 3.1 | 我们如何知道人类造成了气候变化？

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

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

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

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

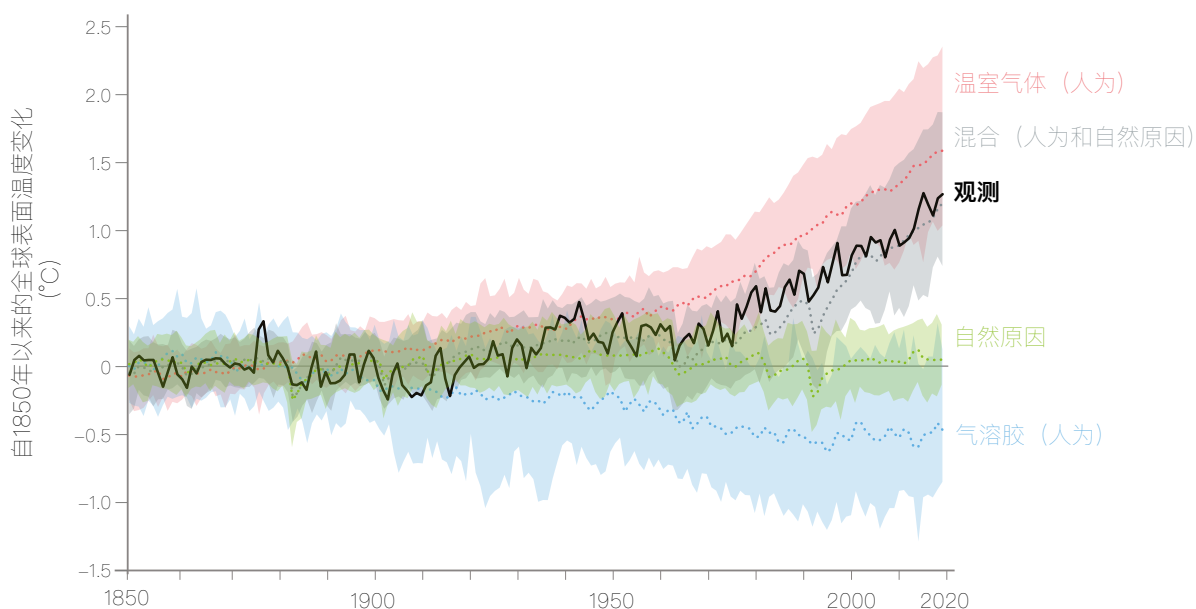
此外，人类活动的主导作用不仅体现在全球表面温度的变暖上，还体现在低层大气的变暖和平流层的变冷、海洋的变暖、海冰的融化以及许多其他观测到的变化。对近几十年来观测到的变暖速度与人类影响气候之前的变暖速度进行比较，可以作为人类在驱动气候变化中的作用的另一个证据。树木年轮和其他古气候记录的证据显示，过去五十年中观测到的全球地表温度上升的速度超过了过去2000年中任何一个50年期间出现的速度（见FAQ 2.1）。

综上所述，这些证据表明人类是近几十年来观测到的全球变暖的主要原因。

FAQ 3.1 (接续)

FAQ 3.1: 我们如何知道人类造成了气候变化?

观测到的变暖（1850–2019）只在包括人类影响的模拟中重现。



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

FAQ 3.2 | 什么是自然变率，它是如何影响近期气候变化的？

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

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

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

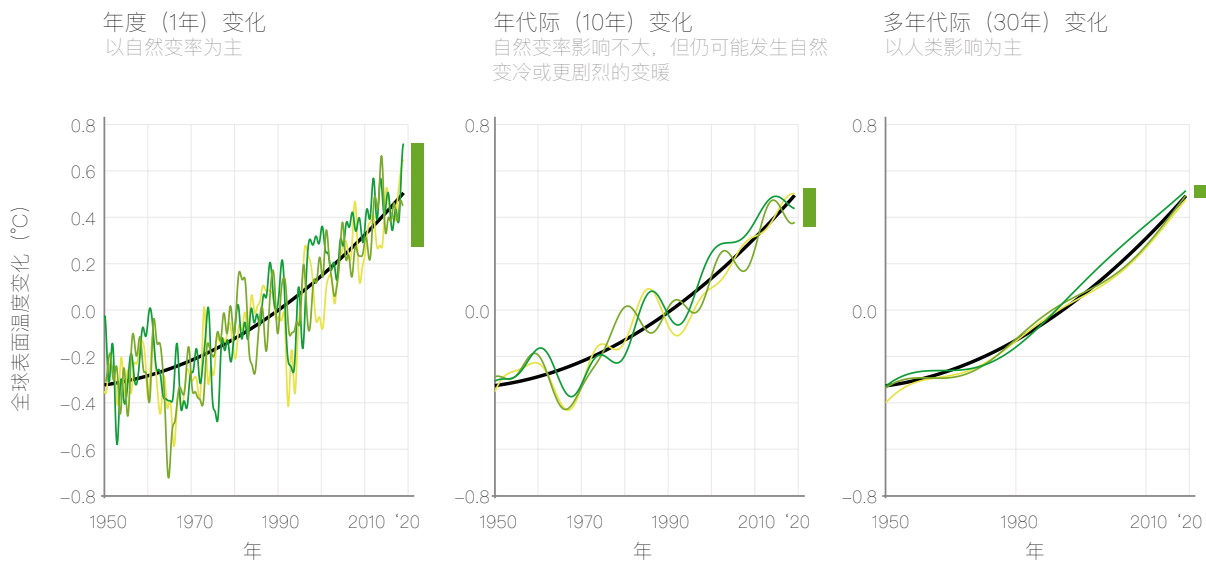
因此，在数十年或更短的时间内，自然气候变率可能会主导人类引起的地表变暖趋势，导致变暖增强或减弱，有时甚至变冷（FAQ 3.2，图1，左边和中间）。然而，在更长的时间内，自然变率的影响相对较小（FAQ 3.2，图1，右）。例如，在整个历史时期（1850–2019年），在观测到的约 1.1°C 的地表变暖中自然变率估计造成变暖的范围为 0.23°C 至 $+0.23^{\circ}\text{C}$ 。这意味着大部分的变暖几乎完全归因于人类活动，特别是温室气体的排放（FAQ 3.1）。

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

FAQ 3.2 (接续)

FAQ 3.2 什么是自然变率，它如何影响近期气候变化的？

自然变率可在短时间尺度（1–20年）改变全球温度，但在更长时间尺度上其影响会变得微乎其微。自1850年以来，自然变率（ ）造成了全球温度变化区间为 -0.23°C 至 0.23°C ，而同一时期观测到升温的（）约为 1.1°C 。



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

FAQ 3.3 | 气候模式是否在不断改进?

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

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

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

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

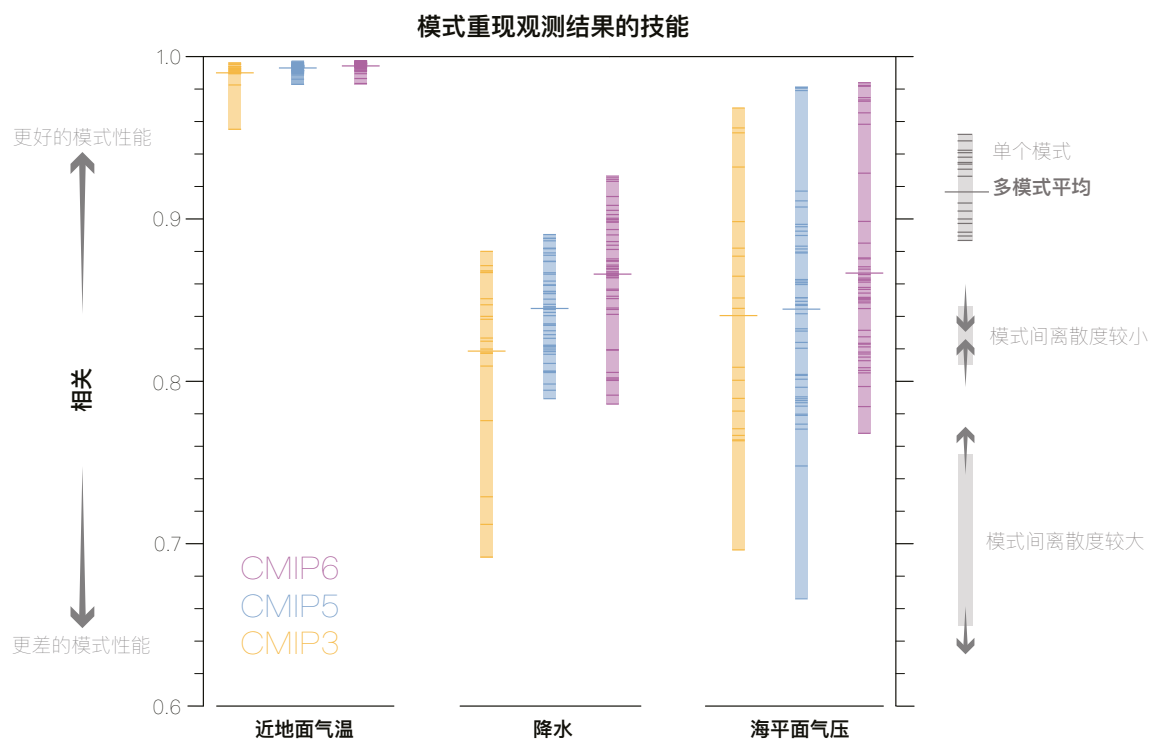
举例来看, FAQ3.3图1对最近三代(2008年、2013年和2021年左右可用)模式的模拟结果与三个气候变量的观测结果进行了比较。比较结果显示模拟的型和观测的型之间具有相关性, 其中1的值代表完全一致。新一代模式中的许多单个模式的表现明显更好, 如接近1的数值所示。作为一个整体, 每一代的表现都优于上一代: 多模式的平均值(用长线表示)逐渐接近1。彩色条的垂直范围表示每组模式的表现范围。条形图的顶部随着每一代的发展而上升, 表明表现最好的模式的性能从一代到另一代都有所提高。就降水而言, 最近两代模式中表现最差的模式的性能相似, 从而增加了模式之间的离差。

最新一代气候模式的发展, 包括对物理、化学和生物过程新的和更好的表示, 以及更高的分辨率, 改善了对地球系统多方面的模拟。这些模拟, 加上对模式模拟过去变暖能力的评估, 以及对大气中CO₂增加一倍的温度响应的最新评估, 被用来估计未来全球变暖的范围(FAQ 7.3)。

FAQ 3.3 (接续)

FAQ 3.3: 气候模式是否在不断改进?

是的，随着计算机能力的增强和对气候过程的进一步了解，气候模式得到了改进。



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

常见问题

FAQ 4.1 | 未来二十年气候将如何变化？

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

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

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

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

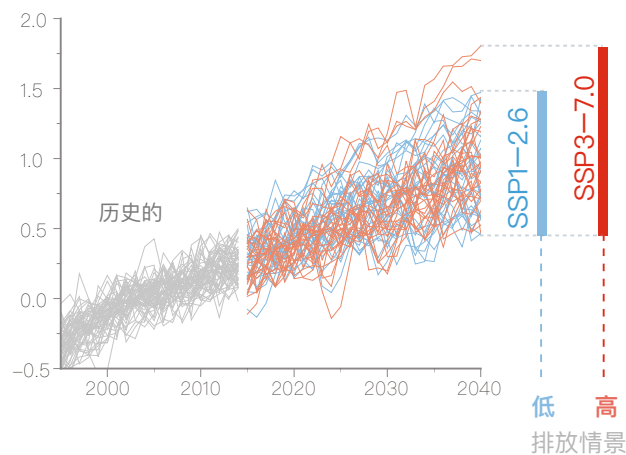
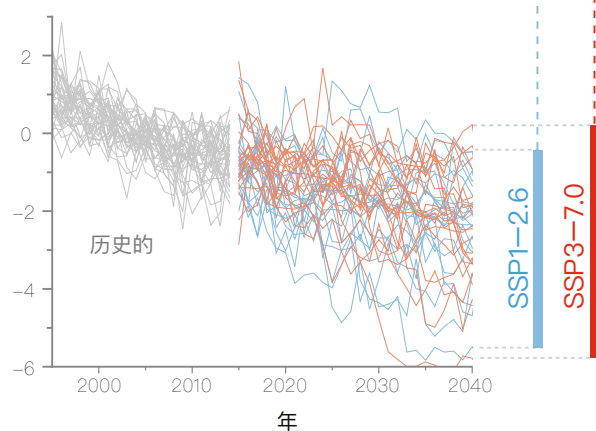
总而言之，虽然这里显示的两个重要的气候量，即全球表面温度和9月份的北极海冰面积，其未来变化的方向是明确的，但由于自然变率，其变化的幅度就不那么明确了。

FAQ 4.1 (接续)

FAQ 4.1: 未来二十年气候将如何变化?

当前的气候趋势将在未来数十年持续下去，但由于自然变率，其准确幅度无法预测。

全球表面温度变化 (°C)

海冰面积变化 (百万平方公里)
(北极 - 9月)

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

常见问题

FAQ 4.2 | 我们何时能够看到减少二氧化碳排放的效果？

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

人类活动排放的最重要的温室气体是二氧化碳（CO₂），减少CO₂的排放将减缓大气二氧化碳浓度的增加速度。然而，只有当净排放接近零时，即每年排放到大气中的大部分或全部二氧化碳被自然和人类活动过程清除时，浓度才会开始下降（见FAQ 5.1和FAQ 5.3）。排放达峰和浓度下降之间存在延迟是因为CO₂在大气中的寿命非常长；人类排放的部分CO₂在大气中会停留数百年到数千年。

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

通过比较低排放情景和高排放情景，可以说明检测减排效果所需的时间（FAQ 4.2，图1）。在低排放情景（SSP1 2.6）中，CO₂排放量在2015年后趋于平稳，并在2020年开始下降，而在高排放情景（SSP3 7.0）中，CO₂排放量在整个21世纪持续增加。从1850年开始，取略微不同的初始状态，通过用相同的气候模式对每种情景模拟10次可以表示气候系统自然内部变率所产生的不确定性，（细线）。对于每个情景，单个模拟之间的差异完全是由模拟的自然内部变率造成的。所有模拟的平均值代表了对一个特定情景的预期气候响应。在每种情景下实际展开的气候历史将包括这一预期响应加上自然内部变率的贡献和未来潜在火山爆发的贡献（后者的影响这里没有考虑）。

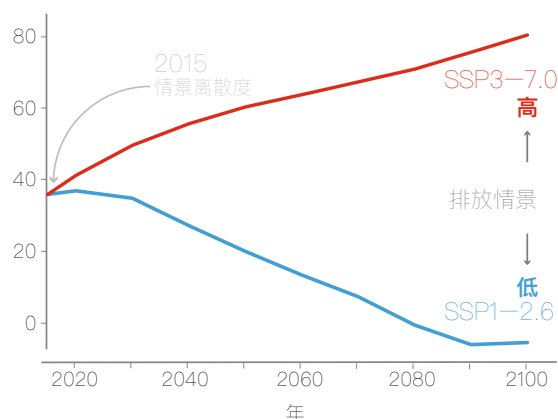
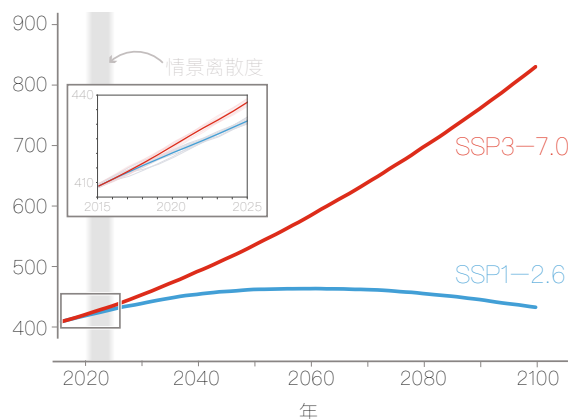
FAQ 4.2，图1显示，在2015年排放量开始分化后的五到十年内，两种情景下的大气CO₂浓度有明显差异。相比之下，两种情景下全球表面温度的差异直到后来才变得明显，在这个例子中，是在排放历史开始分化后大约20到30年才变得明显。如果减排速度比这里显示的低排放情景下更慢，这个时间就会更长；如果减排力度更大，则这个时间会更短。对于区域变量和降水变化来说，检测时间会更长，因为自然原因造成的变化更强烈。例如，即使在低排放的情景下，要到21世纪后期才能在地区降水中显现出减少CO₂排放的效果。

总之，只有在减少CO₂排放数十年后，我们才会清楚地看到全球气温开始稳定下来。相比之下，短期的CO₂排放减少，如在新冠肺炎疫情期间，对CO₂浓度和全球温度的影响都微乎其微。只有持续几十年的减排才会对整个气候系统产生广泛的影响。

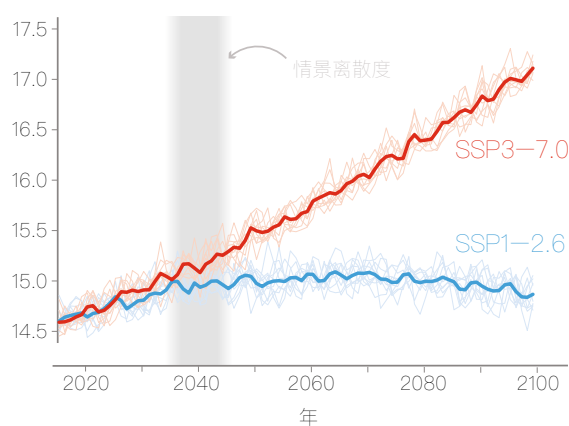
FAQ 4.2 (接续)

FAQ 4.2: 检测减少的CO₂排放量

二氧化碳 (CO₂) 排放的持续减少, 5–10年后大气浓度方面以及20–30年后温度方面会变得十分明显。

CO₂排放量 (每年十亿吨CO₂)大气CO₂浓度 (ppm)

全球表面温度 (°C)



FAQ 4.2, 图1 | 观测减排的益处。 (上图) 二氧化碳 (CO₂) 排放, (中图) 大气CO₂浓度以及 (下图) 在两种情景: 低排放情景 (SSP1 2.6, 蓝色) 和高排放情景 (SSP3 7.0) 下对全球表面温度的影响。在低排放情景下, CO₂排放量从2020年开始减少, 而在高排放情景下, CO₂排放量在整个21世纪都在增加。粗线是每种情景下10次单独模拟 (细线) 的平均值。各个模拟之间的差异反映了自然变率。

FAQ 4.3 | 在一定的全球变暖水平下，气候变化的空间格局是怎样的？

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

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

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

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

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

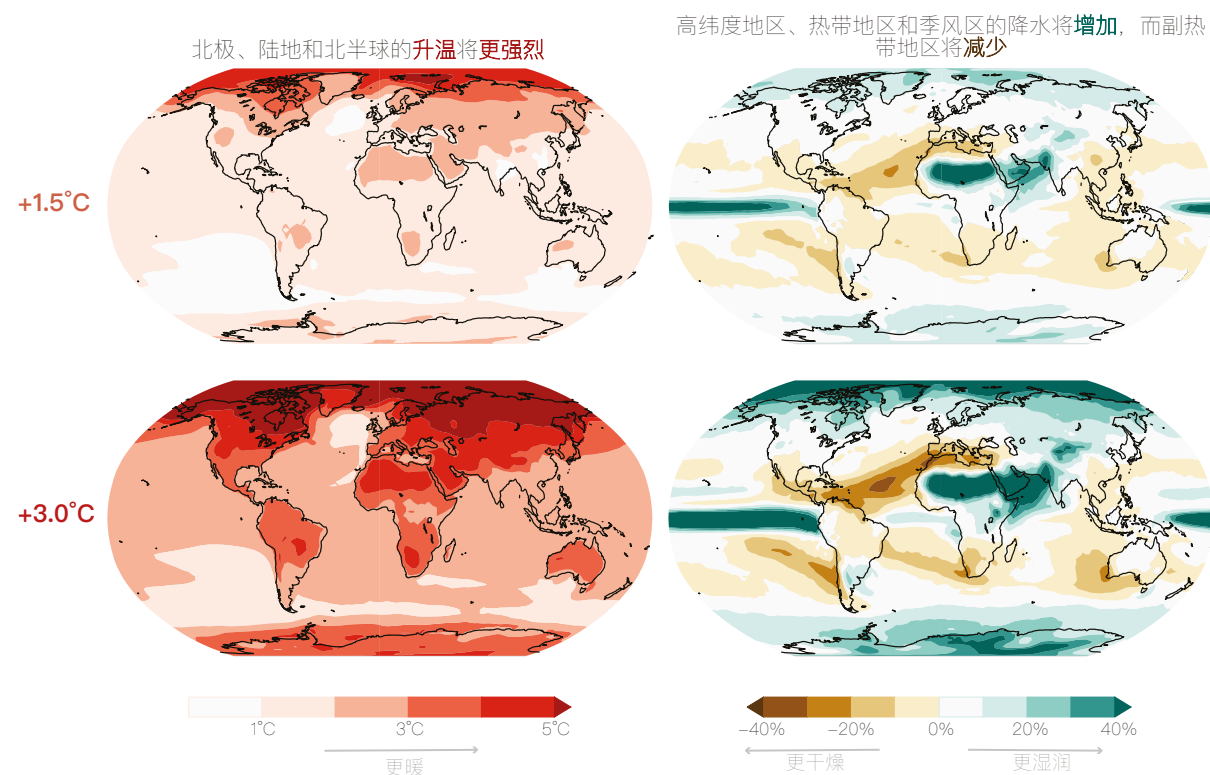
一些已经干燥和温暖的地区，如非洲南部和地中海，在更高的全球变暖水平下，预计将逐渐变得更加干燥而且会急剧变暖。

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

FAQ 4.3 (接续)

FAQ 4.3: 气候变化和区域格局

气候变化并不一致，并非与全球变暖水平成正比。



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

常见问题

FAQ 5.1 | 大气中碳的自然移除是否正在减弱？

几十年来，人类活动排放到大气中的二氧化碳（CO₂）约有一半被植被、土壤和海洋中的自然碳汇所吸收。因此，这些自然的CO₂汇使大气二氧化碳浓度增加的速度大约减半，从而减缓了全球变暖。然而，观测结果表明，在不断增加的大气二氧化碳和气候变化的影响下，这些吸收大气CO₂自然过程正在减弱，从而削弱自然界在未来吸收二氧化碳的能力。了解这种变化的幅度对于预估气候系统将如何应对未来的排放和减排工作至关重要。

从1958年开始对大气CO₂浓度的直接观测显示，大气只保留了人类活动排放的大约一半的CO₂，主要来源是化石燃料燃烧和土地利用变化，如毁林（FAQ 5.1，图1）。陆地和海洋中的自然碳循环过程吸收了这些排放的剩余部分。这些陆地

和海洋的移除量或“汇”的增长在很大程度上与CO₂排放量的增长成正比，陆地和海洋分别在2010–2019年吸收了排放量的31%和23%（FAQ 5.1，图1）。因此，在过去六十年中，尽管人类活动产生的CO₂排放量持续增加，但平均而言，每年停留在大气中的CO₂占CO₂排放量的比例大致稳定在44%。

在陆地上，主要是植被通过植物光合作用从大气中捕获CO₂，这些被吸收的CO₂最终累积在植被和土壤里。随着更多的CO₂在大气中积累，在植物生长不受养分供应等限制的地区，通过CO₂的施肥效应，植物的碳捕获量会有所增加。气候变化以多种方式影响陆地吸收和释放CO₂的过程。由于寒冷地区的全球变暖导致生长季节延长，以及氮素有限地区发生的氮沉积，陆地的CO₂吸收量通常会有所增加。植物和土壤生物的呼吸作用、自然干扰（如火灾）和人类活动（如毁林）都会将CO₂释放回大气中。气候变化对这些过程的综合影响将削弱未来的陆地碳汇。特别地，极端温度和干旱以及多年冻土融化（见FAQ 5.2）往往会减少区域的陆地碳汇。在海洋中，有若干因素控制着CO₂的捕获量：大气和海洋表面之间的CO₂分压差；海洋表面的风速；海水的化学成分（即其缓冲能力），其会影响对二氧化碳的吸收量；以及海水微藻在光合作用中对CO₂的利用。富含CO₂的表层海水被输送到全球特定区域的深海（如北大西洋和南大洋），有效地将CO₂储存在远离大气的深海达数十年至数百年。表层海洋温度升高对这些过程的综合影响是将削弱未来海洋的CO₂汇。

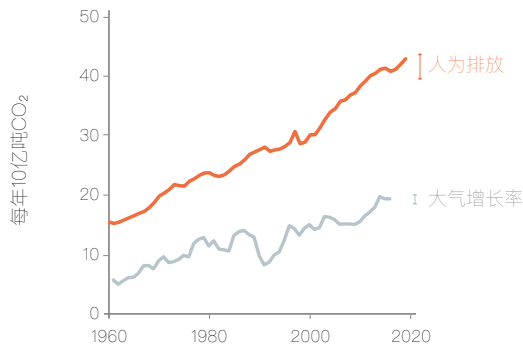
基于对海洋碳和大气碳的直接观测，海洋碳汇比陆地碳汇更容易被量化。在全球范围内对陆地碳汇的监测更具挑战性，因为它差异很大，甚至在区域范围内也是如此。目前没有直接证据表明自然汇正在变缓，因为与这些碳汇的逐年和年代变化相比，储存在陆地或海洋中的人类排放部分其可观测到的变化很小。然而，越来越明显的是，大气和气候的变化正在影响控制陆地碳汇和海洋碳汇的过程。

由于大气CO₂浓度上升和人类活动引起的全球变暖影响陆地和海洋碳汇，陆地和海洋吸收的CO₂的绝对量将受到未来CO₂排放的影响。这也意味着，如果各国设法大力减少全球CO₂排放，甚至从大气中移除CO₂，这些碳汇吸收的CO₂将减少，原因是人类对碳循环的扰动减少了。在未来

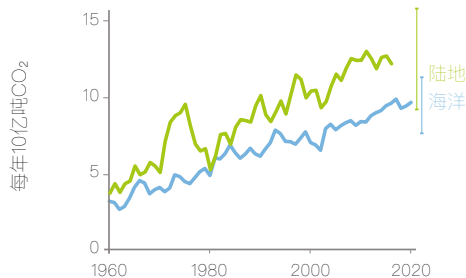
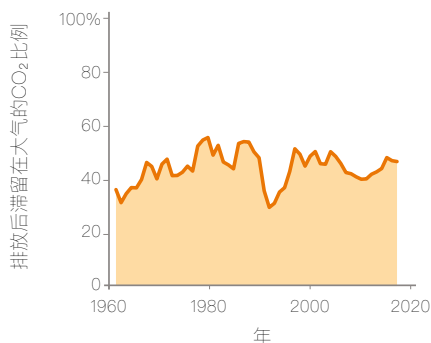
FAQ 5.1: 大气中碳的自然移除是否正在减弱？

不是，自然碳汇在过去60年吸收的二氧化碳（CO₂）排放量比例几乎恒定不变。然而，如果CO₂排放量持续上升，预计未来这一吸收比例会下降。

大气



自然汇

滞留在大气中的CO₂FAQ 5.1, 图1 | 大气二氧化碳 (CO₂) 和自然碳汇。(上图)

全球人类活动产生的二氧化碳排放量和大气二氧化碳的增长率；（中图）陆地和海洋的二氧化碳净移除量（自然汇）；

（下图）1960年至2019年人类活动排放的二氧化碳碳留在大气中的部分。线条是五年的滑动平均值，误差条表示平均估算值的不确定性。有关此图所依据数据的更多信息，见表5.SM.6。

FAQ 5.1 (接续)

高升温的情景下，预计全球海洋和陆地的汇将在本世纪下半叶停止增长，因为气候变化对它们的影响会越来越大。因此，排放到大气中的CO₂总量和自然CO₂汇的响应都将决定需要采取哪些行动才能将全球变暖限制在一定的水平上（见FAQ 5.4），说明了解这些自然CO₂汇的演变是非常重要的。

FAQ 5.2 | 多年冻土融化会大幅加剧全球变暖吗？

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

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

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

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

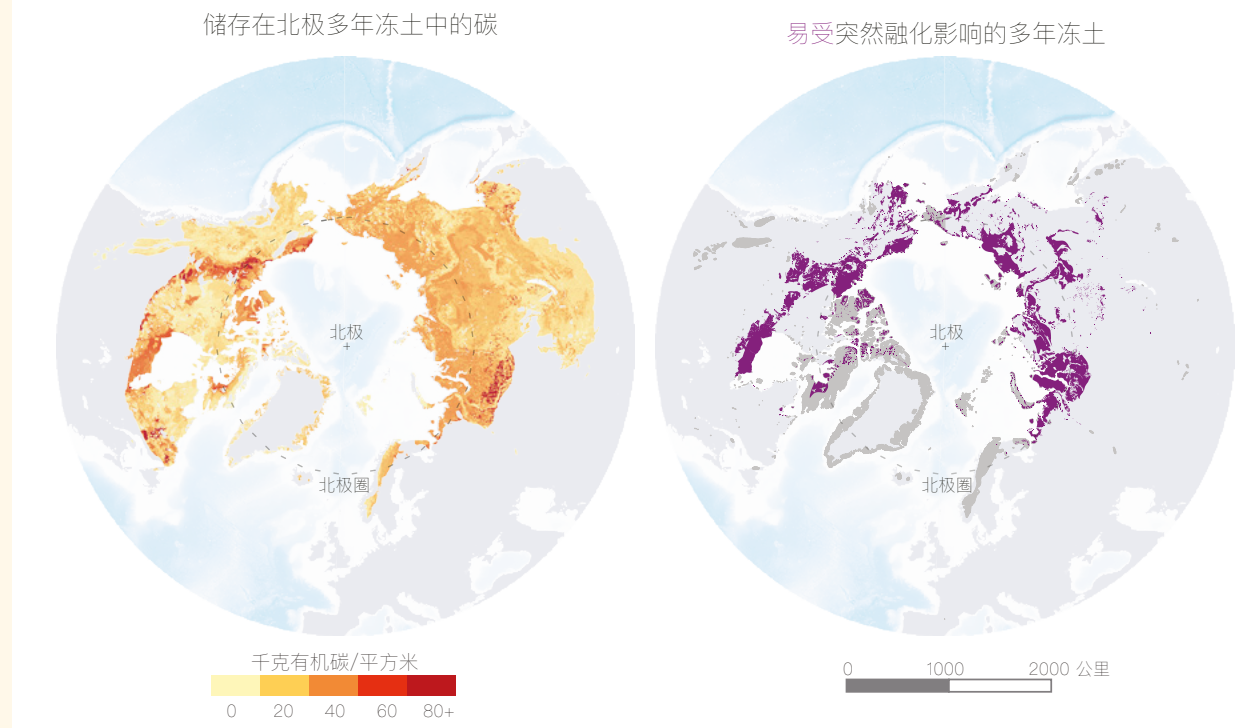
在其他寒冷的地方（如山脉）也存在多年冻土，但这些地方的碳含量比北极少得多。例如，青藏高原的碳含量约为北极地区的3%。人们还关注冻结在浅海沉积物中的碳。这些沉积物被称为甲烷水合物或岩溶物，这是锁定在冰分子里的甲烷分子。它们形成于冻结的土壤，这些土壤在末次冰河时代后海平面上升时被洪水淹没。如果这些水合物解冻，可能会释放甲烷，以气泡形式浮出水面。与多年冻土有关的甲烷水合物中的碳总量比多年冻土中的碳少得多。全球变暖的信号需要几千年的时间才能传递到海底沉积物中，这就是为什么这些水合物仍在对末次冰消期的变暖做出响应。因此，在未来的一个世纪里，只有一小部分现有的水合物可能会出现不稳定的情况。即使甲烷从水合物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

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

FAQ 5.2 (接续)

FAQ5.2: 多年冻土融化会大幅加剧全球变暖吗?

北极冻土融化将释放出碳，从而加剧全球变暖，但不会导致失控变暖。



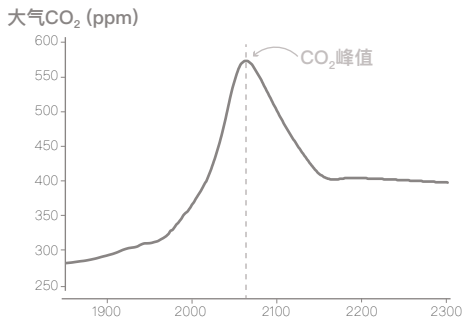
FAQ 5.2, 图1 | 北极的多年冻土是一个很大的碳库，对气候变化较为敏感。（左）3米深多年冻土中储存的碳量（NCSCDv2数据集）和（右）易于突然解冻的多年冻土面积（环极热岩溶地貌数据集）。

常见问题

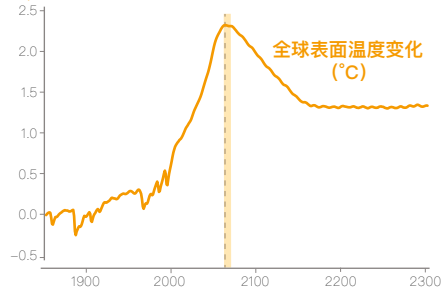
FAQ 5.3 | 通过移除大气中的二氧化碳可以扭转气候变化的趋势吗？

FAQ 5.3: 通过移除大气中二氧化碳可以扭转气候变化的趋势吗？

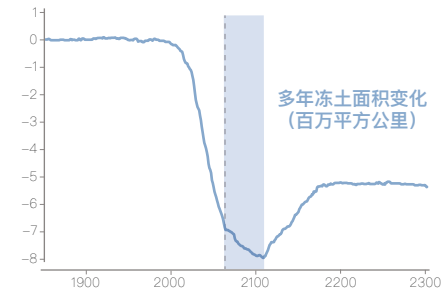
二氧化碳 (CO₂) 从大气中的移除量大于排放量可扭转气候变化的某些方面，但有些变化会沿着其目前的方向持续数十年至数千年。



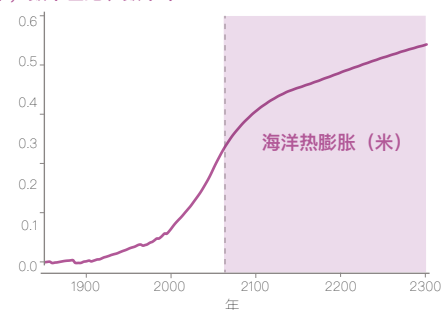
是的，但数年



是的，但数十年



不，数个世纪、数千年



主动采取行动从大气中移除二氧化碳 (CO₂) 可以扭转（即改变变化的方向）气候变化的某些方面。然而，这只有在大气CO₂浓度净减少的情况下才会发生，也就是说，只有当主动清除量大于排放量之后。一些气候变化的趋势，如全球表面温度的上升，将在几年内开始逆转。气候变化的其他方面将需要数十年（如多年冻土融化）或数个世纪（如深海酸化）才能扭转，而有些方面，如海平面上升，将需要数个世纪到数千年来改变变化趋势。

二氧化碳 (CO₂) 负排放一词是指除了自然发生的CO₂移除之外，人类通过主动采取行动从大气中移除CO₂，并经常被用作二氧化碳移除的同义词。CO₂负排放可以补偿人类活动释放大气中的CO₂。可以通过加强对陆地上（例如，通过植树或通过增加土壤碳含量的农业实践做法）和/或海洋中（例如，通过恢复沿海生态系统）自然封存CO₂的过程或直接从大气中移除CO₂来实现。如果全球范围内的CO₂移除量大于人类活动造成的CO₂排放量，那么就可以说是净负排放了。应该注意的是，CO₂移除技术无法或尚未达到补偿当前排放水平所需的移除规模，而且大多数技术都有不利的副作用。

在没有主动移除CO₂的情况下，大气CO₂浓度（衡量大气中的二氧化碳量）是由人类活动造成的二氧化碳释放与陆地和海洋自然过程（自然“碳汇”；见FAQ 5.1）移除CO₂之间的平衡而决定的。如果CO₂的释放量超过了碳汇的移除量，大气CO₂浓度就会增加；如果CO₂的释放量等于移除量，大气CO₂浓度就会稳定；如果CO₂的移除量超过释放量，CO₂浓度就会下降。这同样适用于CO₂净排放量，即人类造成的释放量和主动移除量之和。

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

“过冲”情景是一类越来越受到关注的未来情景，特别是在

FAQ 5.3, 图1 | 大气CO₂浓度达峰和下降所带来的气候变化各方面的变化（上图）。灰色的垂直虚线表示所有图中CO₂浓度达峰的时间。这里表明全球表面变暖的逆转比大气CO₂浓度的下降要滞后数年，多年冻土面积下降的逆转则会比大气CO₂浓度的下降滞后数十年，而海洋热膨胀则会持续几个世纪。无需强调图中的定量信息（即纵轴上的数字），因为它只是一个模式的模拟结果，对于其他模式会有所不同。然而，预期的气候系统定性行为在很大程度上与模式无关。

FAQ 5.3 (接续)

雄心勃勃的气候目标背景下，如《巴黎协定》中包括的将全球升温限制在1.5°C或2°C的目标。在这些情景中，近期减排速度放缓可被本世纪后期的CO₂净负排放所补偿，从而会导致暂时突破或“过冲”某一特定的升温水平。由于几个气候系统成员的延迟反应，与没有过冲的情况下达到目标的情景相比，暂时的过冲将导致额外的气候变化。这些变化将需要几十年到几个世纪的时间来扭转，对于过冲较大的情景，扭转所需的时间会更长。

如果从大气中移除的CO₂量比排放到大气中的CO₂量多，确实会开始扭转气候变化的某些方面，但有些变化仍会沿着目前的方向持续几十年到几千年。能够大规模移除CO₂的方法仍处于研发阶段，或者在实现大气CO₂浓度净减少所需的部署规模方面尚未得到验证。移除CO₂的方法，特别是那些部署在陆地上的方法，可能会对水、粮食生产和生物多样性产生不利的副作用。

FAQ 5.4 | 什么是碳收支?

有若干种类型的碳收支。最常见的是，该术语指的是在将全球变暖限制在特定水平（如比工业化前水平高1.5°C或2°C）的情况下，人类活动仍可排放的二氧化碳（CO₂）净总量。这被称为“剩余碳收支”。在对其进行明确的估计之前，必须做出若干选择和价值判断。当剩余碳收支与迄今为止所有过去的CO₂排放相结合时，也可以定义一个与特定的全球变暖限制相适应的“总碳收支”。第三种类型的碳收支是“历史碳收支”，这是一种描述所有过去和现在的CO₂源和汇的科学方式。

剩余碳收支一词用于描述将全球变暖保持在特定水平（如相对于工业化前温度的1.5°C或2°C），人类活动仍可释放到大气中的CO₂净总量。人类活动排放的CO₂是全球变暖的主要原因。之所以可以定义碳收支，是由于CO₂在地球系统中的特性，即，全球变暖与人类活动释放到大气中的CO₂净排放总量（也被称为累积的人为CO₂排放）大致成线性比例。其他温室气体的特性则不同，必须单独计算。

剩余碳收支的概念意味着，为了将全球变暖稳定在任何特定水平，全球的CO₂排放需要在某一时刻减少到净零水平。“二氧化碳净排放”是指这样一种情况：所有人为的CO₂排放都被主动的人为移除所抵消，因此，平均而言，人类活动没有增加或移除大气中的CO₂。在这种情况下，大气CO₂浓度将逐渐下降到一个长期稳定的水平，因为大气中过剩的CO₂被海洋和陆地所吸收（见FAQ 5.1）。剩余碳收支的概念也意味着，如果CO₂减排被推迟，以后就需要更大规模和更快速的减排，才能保持在相同的碳收支。如果超过了剩余碳收支，将导致全球变暖加剧，或者需要主动地从大气中移除CO₂，以使全球温度回落到理想水平（见FAQ 5.3）。

估计剩余碳收支的规模取决于一系列的选择。这些选择包括（1）选择的全球变暖水平的限制（例如，相对于工业化前水平的1.5°C或2°C）；（2）我们希望确保变暖被控制在该限制之下的概率（例如，二分之一、三分之二或更高的概率）；（3）我们限制影响气候的其他温室气体（如甲烷或一氧化二氮）排放的成功程度。科学可以为这些选择提供信息，但最终还是主观选择。一旦做出这些选择，我们可以结合以下知识估计特定温度目标的剩余碳收支：我们的地球已经变暖多少；每累积一吨CO₂排放的变暖量；以及一旦全球CO₂净排放降至零，预计仍会发生的变暖幅度。例如，为了将全球变暖限制在比工业化前水平高1.5°C，并有二分之一（50%）或三分之二（67%）的概率，从2020年1月1日起，剩余碳收支分别为5000和4000亿吨CO₂（FAQ 5.4，图1）。目前，人类活动在一年中向大气中排放大约400亿吨CO₂。

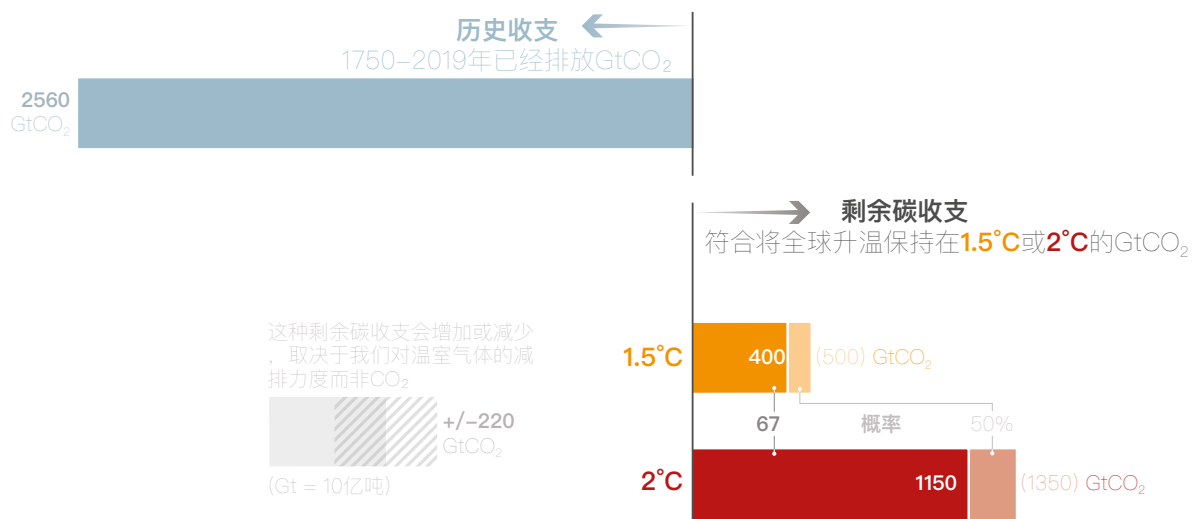
剩余碳收支取决于到目前为止世界已经变暖多少。过去的变暖是由历史上的排放造成的，通过查看历史碳收支可估计出历史排放量，这是一种描述所有过去和现在的CO₂源和汇的科学方法。该方法说明了人类活动产生的CO₂排放是如何在地球系统的各种CO₂库中重新分配的。这些库是指海洋、陆地植被和大气（CO₂被排放到大气中）。没有被海洋或陆地吸收的CO₂排放会增加大气CO₂浓度，从而导致全球变暖。历史碳收支告诉我们，在1750年至2019年间，人类活动释放到大气中的CO₂约25600亿吨，其中约四分之一被海洋吸收（造成海洋酸化），约三分之一被陆地植被吸收。约45%的排放留在大气中（见FAQ 5.1）。将这些历史CO₂排放量与剩余碳收支的估计值相加，就可以估算出与特定全球变暖水平相一致的总碳收支。

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

FAQ 5.4 (接续)

FAQ 5.4: 什么是碳收支?

术语碳收支有几种用法。最常见的是指在将全球升温限制在某个特定水平的同时，人类活动仍可排放的二氧化碳（CO₂）的净总量。



FAQ5.4, 图1 | 各种类型的碳收支。历史上累积的二氧化碳（CO₂）排放量在很大程度上决定了迄今为止的全球变暖程度，而剩余碳收支则表明在保持变暖低于特定温度阈值的情况下仍可排放多少二氧化碳。有若干因素限制了估计剩余碳收支的精确度。因此，估算需要明确说明其旨在将升温限制在预定目标水平的概率（例如，将升温限制在1.5°C，概率为67%）。

常见问题

FAQ 6.1 | 什么是短寿命气候强迫因子？它们是如何影响气候的？

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

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

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

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

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

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

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

FAQ 6.1 (接续)

FAQ 6.1: 什么是短寿命气候强迫因子？它们是如何影响气候的？

短寿命气候强迫因子不会长期滞留在大气中，因此，其排放量的增加或减少会快速影响气候系统。



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

常见问题

FAQ 6.2 | 限制气候变化和改善空气质量之间有什么联系？

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

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

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

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

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

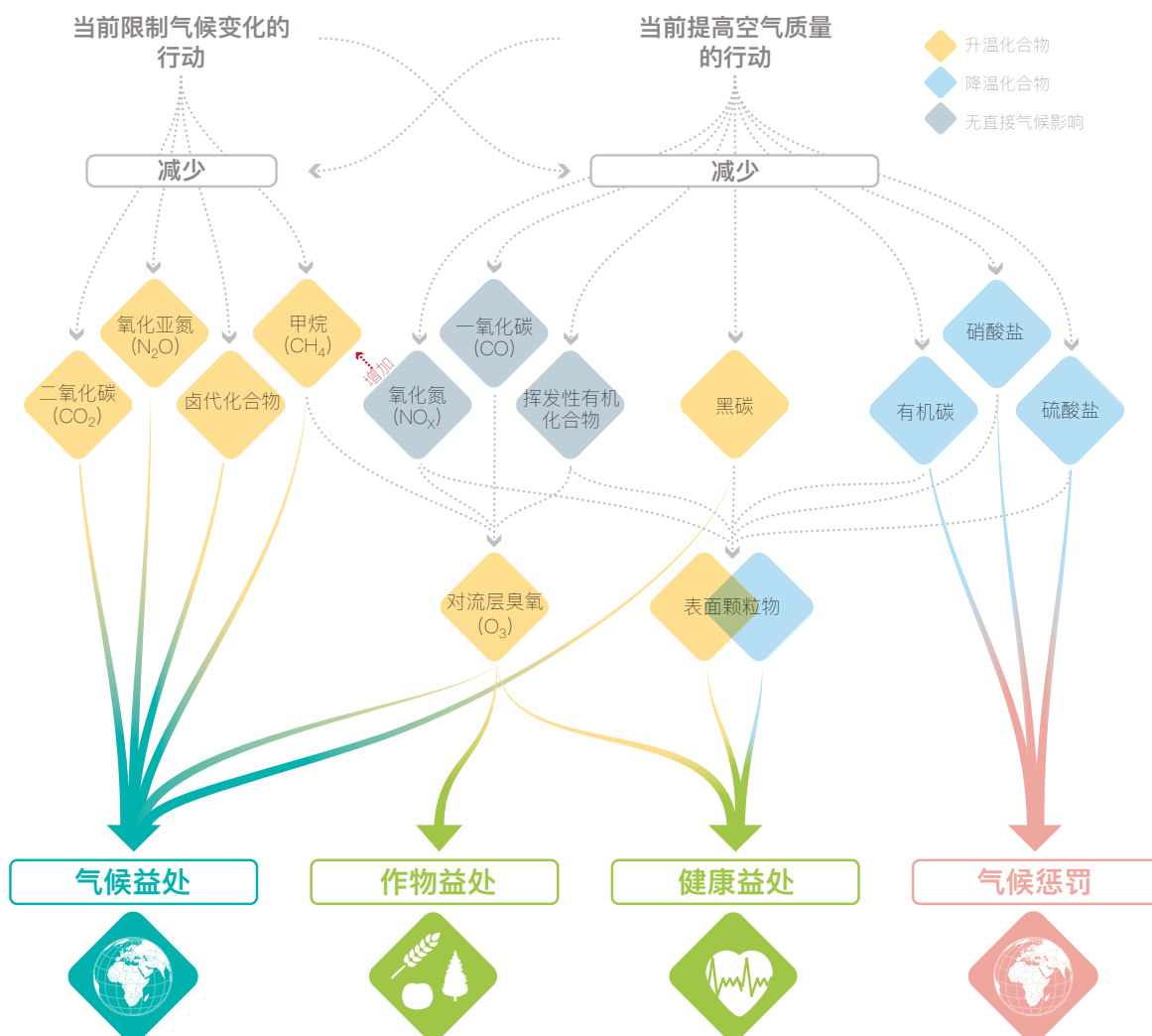
然而，也有一些“赢-输”的行动。例如，燃烧木材被定义为碳中和，因为一棵树在其一生中积累的二氧化碳量与该树的木材被燃烧时释放的二氧化碳量相同。然而，燃烧木材也会导致大量空气污染物的排放，包括一氧化碳、氮氧化物、挥发性有机化合物和微粒物质，在局地或区域内影响气候、人类健康和生态系统（FAQ 6.2，图1）。另外，减少发电厂和工业厂房以及海上运输产生的硫酸盐气溶胶的数量，可以改善空气质量，但会对气候产生变暖的影响，因为这些硫酸盐气溶胶通过阻挡射入的阳光而有助于冷却大气。

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

FAQ 6.2 (接续)

FAQ 6.2: 限制气候变化和改善空气质量?

气候变化和空气质量密切相关，解决一个问题会影响另一个问题。



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

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

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

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

我们用辐射强迫来衡量各种人为和自然因素对大气层顶部能量流动的影响，其中正的辐射强迫有升温作用，负的辐射强迫有降温作用。作为对这些辐射强迫的响应，地球系统要么变暖，要么变冷，以便通过逸出热辐射量的变化来恢复平衡（地球温度越高，放射的辐射就越多）。地球温度的变化反过来又会导致气候系统的额外变化（称为气候反馈），从而可放大或抑制最初的影响。例如，随着地球变暖，北极海冰一直在融化，减少了反射阳光的数量，增加了最初的变暖（放大反馈）。这些气候反馈中最不确定的是云，因为它们响应变暖的方式很复杂，既影响热辐射的发射，也影响阳光的反射。然而，我们现在更有信心的是，云的变化加在一起，将放大气候变暖（见FAQ 7.2）。

人类活动通过两种主要方式造成了这些能量流动的不平衡。首先，温室气体水平的增加导致更多的热辐射被大气吸收，而不是释放到太空。第二，污染物的增加使得大气中硫酸盐等气溶胶的数量增加（见FAQ 6.1）。这导致更多的入射太阳光被气溶胶本身反射出去，并通过形成更多的云滴来增加云的反射率（见FAQ 7.2）。

总的来说，自20世纪70年代以来，全球能量流出现不平衡，每平方米地球表面的能量流略高于0.5瓦。这听起来很小，但由于不平衡是持续存在的，而且地球表面很大，与1971年至2018年相比，这加起来大约是人类社会所消耗的初级能源总量的25倍。与IPCC第五次评估报告（AR5）相比，我们现在能够更好地利用多条证据量化和追踪这些能量流，包括使用卫星数据、海洋温度的直接测量结果以及其他各种地球系统观测资料等（见FAQ 1.1）。我们也对造成这种不平衡的过程有了更好的理解，包括气溶胶、云和辐射之间复杂的相互作用。

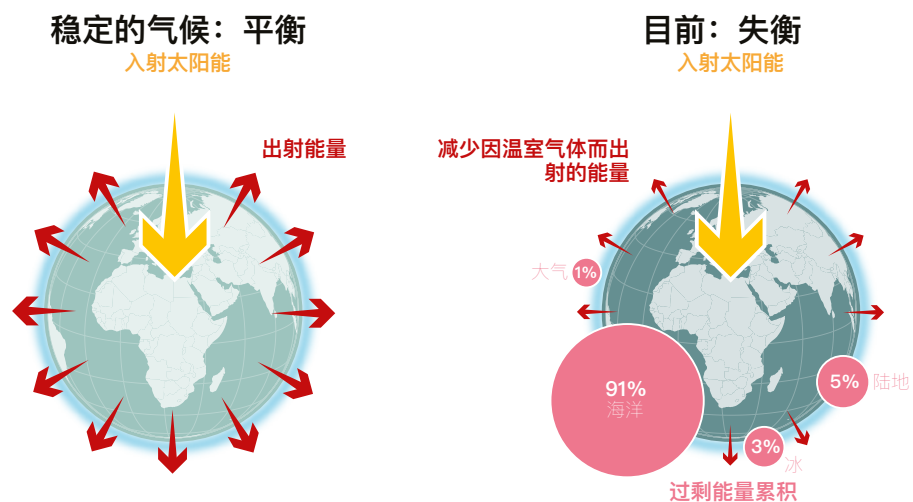
研究表明，自20世纪70年代以来，过剩能量主要是使得海洋变暖（91%），其次是陆地变暖（5%），然后是冰盖和冰川的融化（3%）。大气层自1970年以来大幅升温，但由于大气层是由稀薄的气体组成的，所以只吸收了1%的过剩能量（FAQ 7.1，图1）。由于海洋已经吸收了绝大部分的过剩能量，特别是在海洋上层的两公里范围内，即使大气的温室气体水平会有所下降，预计深海也将继续变暖和膨胀，时间会达数百年至数千年，进而导致海平面长期上升（见FAQ 5.3）。除此之外，冰盖和冰川融化预计会导致的海平面上升。

了解地球的能量收支也有助于减少未来气候预估的不确定性。通过对照对地球能量收支的了解来测试气候模式，我们可以对本世纪及以后可能出现的表面温度变化做出更有把握的预估。

FAQ 7.1 (接续)

FAQ 7.1: 地球的能量收支和气候变化

至少自1970年以来，能量流持续失衡，导致气候系统的不同部分吸收了过剩能量。



FAQ 7.1, 图1 | 地球的能量收支是对与气候系统有关的入射和出射能量流进行比较。至少从20世纪70年代开始，出射能量少于入射能量，导致过剩能量被海洋、陆地、冰和大气吸收，其中海洋吸收了91%。

FAQ 7.2 | 云在气候变暖中发挥什么作用？

气候科学面临的重大挑战之一是预测在全球变暖的情况下云会如何变化，以及云的变化是否会加剧或部分抵消由温室气体浓度增加和其他人类活动造成的变暖。科学家们在过去十年中取得了重大进展，现在更加确信，云的变化将加剧未来的全球变暖而不是抵消未来的全球变暖。

云大约覆盖了地球表面的三分之二。云是由小水滴和/或小冰晶组成，当水蒸气凝结或沉积在被称为气溶胶的微小颗粒（如盐、灰尘或烟雾）周围时就形成了云。云在地球大气层顶部的能量收支中起着关键作用，因此影响着地球的表面温度（见FAQ 7.1）。云和气候之间的相互作用是复杂而多样的。低海拔地区的云层倾向于将入射的太阳能反射回太空，同时可通过阻止这些能量到达地球和阻止其升温而产生冷却效应。另一方面，较高的云层倾向于捕获（即吸收，然后在较低的温度下射出）一些离开地球的能量，导致变暖效应。平均而言，云层反射回来的入射能量多于它们捕获的出射能量，从而对目前的气候产生了整体的净冷却效应。自工业化前时代以来，人类活动通过两种不同的方式改变了云的这种气候效应：通过改变大气中气溶胶颗粒的浓度以及通过使地球表面变暖，主要是由于温室气体排放的增加。

自工业化前时代以来，大气中的气溶胶浓度明显增加，这对云有两个重要影响。首先，由于云滴变得更多和更小，云现在会反射更多的入射能量。第二，较小的云滴可能会延迟雨水的形成，从而使云层持续更长的时间，但这种影响仍不确定。因此，人类活动释放的气溶胶具有冷却作用，抵消了上个世纪温室气体增加造成的相当一部分变暖（见FAQ 3.1）。然而，随着全球空气污染政策取得进展，释放到大气中的气溶胶数量会有所减少，这种冷却效应预计在未来会有所减弱。

自工业化前时代以来，地球表面和大气已经变暖，改变了云的特性，如其高度、数量和组成（水或冰），从而影响了地球的能量收支，反过来也改变了温度。云层的这种级联效应被称为云反馈，可以放大或抵消未来的一些变暖，长期以来一直是气候预估中最大的不确定性来源。这个问题源于这样一个事实，即云层可以以多种方式变化，其过程发生的尺度比全球气候模式所能解析的尺度小得多。因此，全球气候模式在云层，特别是亚热带海洋上空的，在未来将如何变化，以及这种变化将放大还是抑制全球变暖方面存在分歧。

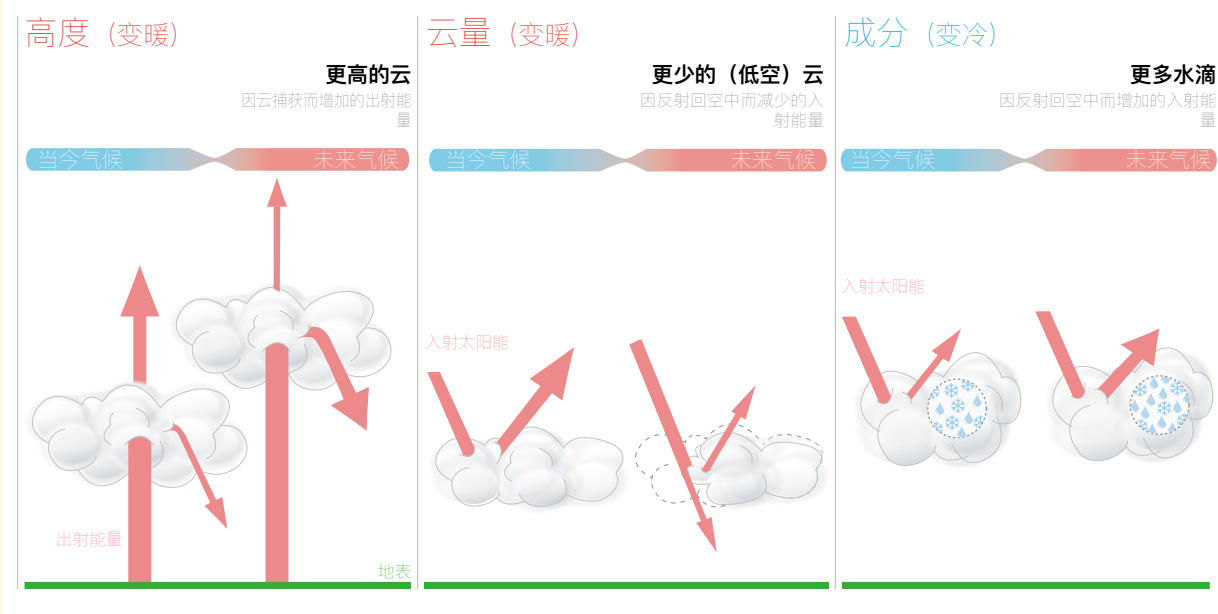
自2013年IPCC的上—份报告（第五次评估报告，或称AR5）以来，随着出现对云层更好的观测、新的分析方法和显式高分辨率数值模拟，对云过程的理解有了进步。同时，由于计算能力和过程理解的进步，目前的全球气候模式比以前的模式能够更好地模拟云的特性。总的来说，这有助于更全面地了解云层如何随着气候变暖而变化（FAQ 7.2，图1）。例如，亚热带海洋上空的低云量将减少，导致对入射太阳能的反射减少，而高云的高度将上升，使其更容易捕获逸出能量；这两个过程都有变暖效应。相反，高纬度地区的云层将越来越多地由水滴而不是冰晶构成。从体积大但数量少的冰晶转变为体积小但数量多的水滴，将导致更多的入射太阳能被反射回太空，产生冷却效应。更好地认识云层如何对变暖作出响应，使得未来云层的变化总体上会造成额外的变暖（即因削弱了云层当前的冷却效应）这一观点的信度更高。这被称为正的云净反馈。

总之，随着人类活动向大气释放更多的温室气体和更少的气溶胶，云层将在未来加剧而不是抑制气候系统的变暖。

FAQ 7.2 (接续)

FAQ 7.2: 云在气候变暖中发挥什么作用?

云与气候变化相互影响。总之，科学家预计云会加剧未来的变暖。



FAQ 7.2, 图1 | 当今和温度更高的未来云和气候之间的相互作用。全球变暖预计将改变云的高度(左)和云量(中)，这将放大变暖。另一方面，云的组成将发生变化(右)，将抵消一些变暖的影响。总的来说，云预计会放大未来的变暖。

FAQ 7.3 | 什么是平衡气候敏感性？它与未来变暖有什么关系？

对于给定的未来情景，气候模式可预估全球表面温度的变化范围。这个范围与平衡气候敏感性密切相关，或称ECS，可衡量气候模式对大气二氧化碳加倍的响应。气候敏感性较高的模式预估未来变暖会更强烈。一些新一代的气候模式比IPCC第六次评估报告中评估的范围更敏感。这导致在一些模拟中，世纪末的全球变暖比目前IPCC的最佳估计高出2°C–3°C。尽管这些更高的变暖水平预计不会发生，但高ECS模式对于探索低可能性、高影响的未来还是有用的。

平衡气候敏感性（ECS）是指二氧化碳比工业化前浓度增加一倍所引起的长期全球变暖。对于给定的排放情景，未来变暖预估的大部分不确定性可以用ECS的不确定性来解释（FAQ 7.3，图1）。平衡气候敏感性的意义早已被认识到，瑞典科学家Svante Arrhenius在1896年提出了第一个估计值。

第六次评估报告指出，ECS在2°C和5°C之间的可能性为90%或更高（很可能），这表明与第五次评估报告相比，不确定性显著降低，第五次评估报告指出ECS在1.5°C和4.5°C之间的可能性为66%（可能）。不确定性的减少不是通过单一的突破或发现，而是通过结合许多不同来源的证据，并更好地了解其优势和弱点。

ECS的证据主要有四条。

- 现在，人们对放大或抑制因二氧化碳增加而变暖的自强过程（称为反馈环路）有了更好的了解。例如，北极地区的变暖可使海冰融化，导致海洋区域更为开阔，颜色变得更为深暗，因此吸收了更多的阳光，进一步加剧了最初的变暖。要真实地表示这些反馈环路所涉及的所有过程，特别是与云有关的过程，仍然具有挑战性（见FAQ 7.2）。现在已经考虑到了这种已确定的模式误差，其他通常不包括在模式中的已知但一般较弱的反馈环路现在也被纳入ECS的评估中。
- 自工业化早期以来的气候变暖提供了强有力的证据，表明气候敏感性并不小。自1850年以来，二氧化碳和其他温室气体的浓度增加了，因此，地球变暖了大约1.1°C。然而，依靠这种工业时代的变暖来估计ECS是具有挑战性的，部分原因是温室气体的部分变暖已被气溶胶颗粒的冷却所抵消，部分原因是海洋仍在对过去二氧化碳的增加作出反应。
- 古代气候与温室气体浓度达到平衡，其中的证据，如大约2万年前末次冰期的最冷时期，或更久远的温暖时期，提供了关于气候系统ECS的有用数据（见FAQ 1.3）。
- 将模式ECS值与观测到的变化联系起来的统计方法，如1970年代以来的全球变暖，可提供补充证据。

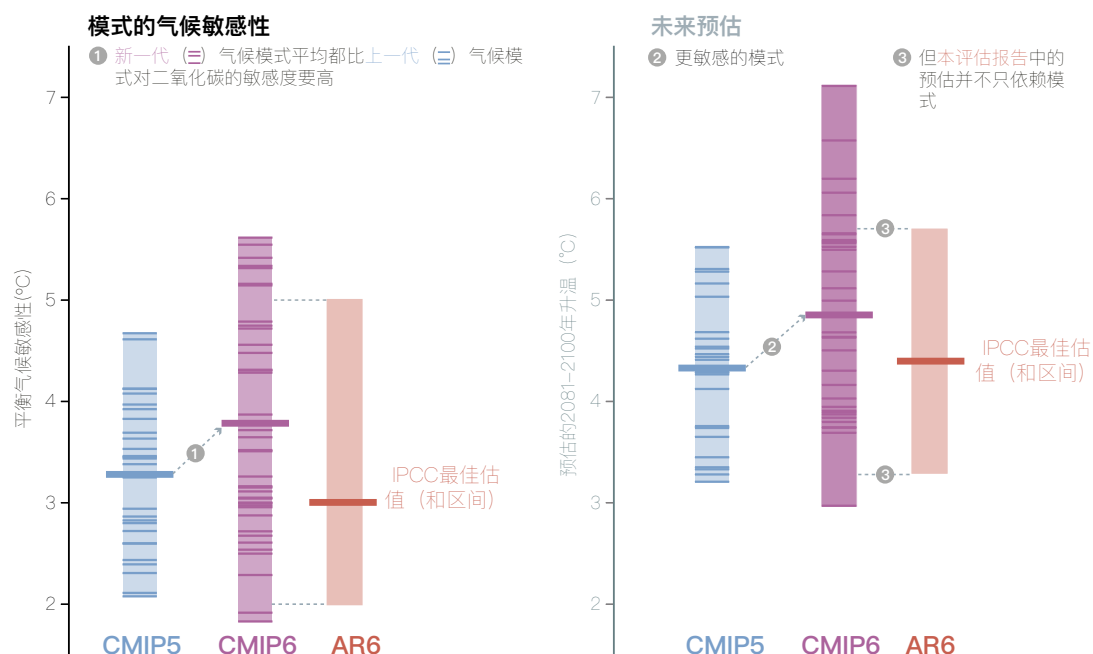
所有四种证据在某种程度上都依赖于气候模式，解读这些证据往往得益于模式的多样性和模拟气候敏感性的范围。此外，高敏感性模式可以为那些发生可能性低但可能导致巨大影响的未来提供重要理论。但是，与以前的评估不同，在IPCC第六次评估报告中，气候模式本身并不被认为是一个证据系列。

最新气候模式的ECS平均高于上一代模式的ECS，也高于本报告的最佳估计值3.0°C。此外，一些新模式的ECS值既高于也有低于2°C至5°C的很可能范围，虽然不能仅根据其ECS就排除这类模式的不可信性，但在用古气候进行检验时，一些模拟显示的气候变化与观测到的变化不一致。模式和本报告的评估之间存在轻微不一致是很正常的情况，因为本报告的评估主要是基于观测资料和对气候系统的进一步理解。

FAQ 7.3 (接续)

FAQ 7.3: 平衡气候敏感性和未来变暖

平衡气候敏感性可衡量气候模式如何响应大气中二氧化碳的翻倍。



FAQ 7.3, 图1 | 平衡气候敏感性与未来变暖。 (左) 当前一代 (耦合模式比较计划第六阶段, CMIP6) 气候模式和前一代 (CMIP5) 气候模式的平衡气候敏感性。本报告 (AR6) 中的评估范围也有显示。 (右) CMIP5、CMIP6和AR6分别对很高排放情景RCP8.5和SSP5 8.5所作的气候预估。粗横线代表多模式的平均值, 细横线代表单个模式的结果。方框代表CMIP5和CMIP6的模式范围以及AR6中评估的范围。

常见问题

FAQ 8.1 | 土地利用变化如何改变水循环？

人类利用和改变土地覆盖的方式，例如将农田变为城市或砍伐森林，会影响水循环的各个方面。土地利用的变化可改变降水形态、改变水分如何被地面吸收、流入溪流江河或淹没地表、以及改变水汽如何蒸发回到空气中。环环相扣的水循环发生任何变化都会影响到整个循环以及淡水资源的可用性。

土地利用描述的是决定地球各个区域陆表性质的不同活动和地面覆盖。改变土地利用会改变大气、土壤和次表层之间的水交换（FAQ 8.1, 图1）

例如，土地覆盖的变化会影响到土壤吸收地表水（入渗）的能力。降水通常下渗并增加地下水储量，如果土壤失去其吸水能力，降水反而会溢出，从而增加地表水（径流）并加大发生洪水的可能性。例如，从植被覆盖变为城市覆盖会导致水快速流过建筑物、道路和车道，进入下水道，而不是渗入地下。大面积的毁林也会直接减少土壤水分、蒸发和局部降水，而且还会导致区域温度变化，从而影响降水形态。

从地下及河流系统取水用于农业、工业和饮用会消耗地下水，并可能增加地表蒸发，因为以前在地下的水现在与大气直接接触，可以蒸发。

改变土地利用也会改变土壤的润湿程度，影响地面升温和降温的速度以及局地水循环。土壤越干燥，蒸发到空气中的水分就越少，白天会升温更多。如果空气中水分充足，则会产生更暖、更多的浮力羽流，会促使云的发展和降水。

土地利用变化还会改变空气中微小的气溶胶颗粒数量。例如，工业和家庭活动会造成气溶胶排放，森林或盐湖等自然环境也是如此。气溶胶可阻挡阳光从而降低全球温度，但也会影响云的形成，从而影响降水的发生（见FAQ 7.2）。

植被吸收土壤水分、通过可吸收二氧化碳的小孔（气孔）将水分蒸发到空气中（蒸腾），发挥着重要作用。有些植物的保水力优于其他植物，因此植被的变化会影响渗入地下、流入溪流和江河或蒸发的水量。

从全球来看，土地利用变化目前约占人类活动二氧化碳排放量的15%，导致全球变暖，进而影响降水、蒸发和植物蒸腾。此外，人类活动导致的大气二氧化碳浓度升高可使植物更高效地持水，因为气孔不再需要大开。改善土地和水资源管理（如再造林、可持续灌溉）也有助于减少气候变化和适应其一些不良后果。

总之，有大量证据表明，土地利用变化和土地覆盖变化会改变降水、蒸发、洪水、地下水和各种用途的淡水供应，从而改变全球、区域和局地的水循环。由于水循环的所有环节相互关联（并与碳循环相关联），土地利用变化会波及到水循环的许多其他组成部分和气候系统。

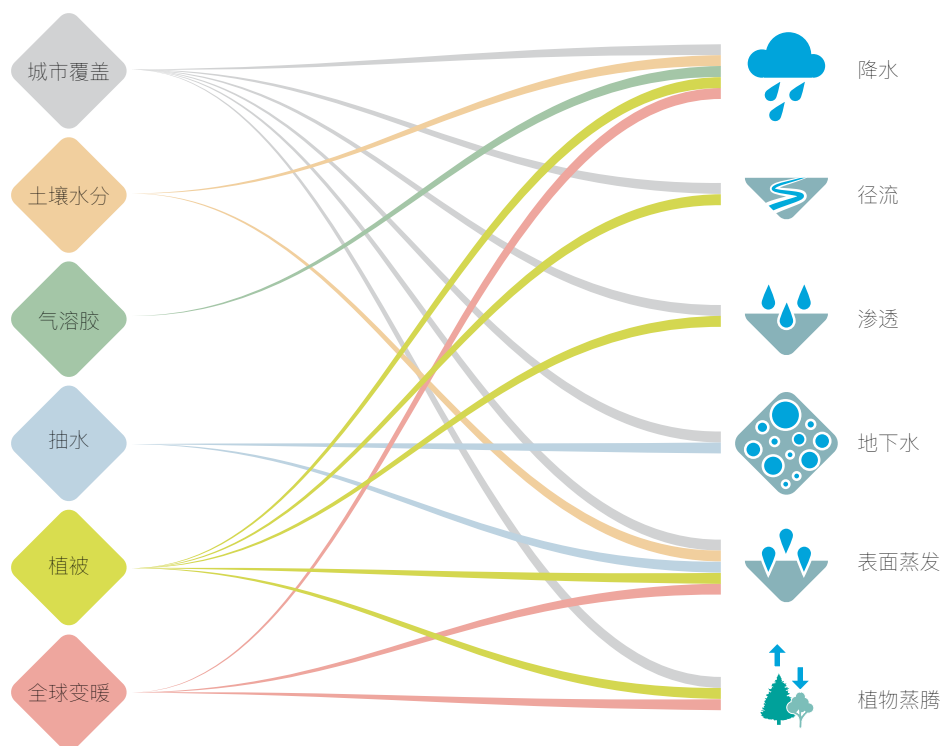
FAQ 8.1 (接续)

FAQ 8.1: 土地利用变化如何影响水循环?

改变土地利用会在许多方面影响水循环，会对整个循环产生后续影响。

土地利用变化和后果

水循环影响



FAQ 8.1, 图1 | 土地利用变化及其对水循环的影响。由于水循环的所有环节都紧密相连，循环中某一环节的变化几乎会影响整个循环。

FAQ 8.2 | 气候变化是否会导致洪水更严重或更频繁？

气候变暖会增加洪涝事件期间的雨量和雨强，预计将会加剧洪水的严重程度。然而，降水和洪水之间有复杂的联系，因此尽管预计最严重的洪水事件会恶化，但在有些地区洪水发生可能会变得更罕见。

洪水是水循环的一个自然且重要的部分，但也能威胁生命和安全、干扰人类活动以及破坏基础设施。内陆发生的大部分洪水都是河水漫过堤岸（河流洪水）或强降水导致积水并发生局部溢出（雨成洪水）。海水淹没海岸、积雪季节性快速融化以及植被或冰等碎片堆积阻滞积水泄出也会造成洪水。

气候变化已在改变洪水发生的地点、频率和强度。在靠近海岸的地方，海平面上升日益导致更频繁和更严重的海岸洪水，如果再遭遇大雨会加剧洪水的严重程度。内陆洪水大部分是持续的大雨事件造成的，而由于气候变暖，许多地区此类降水事件的强度加大，因为每升温1°C，近地表的空气中可增加约7%的气态水分（水汽）。这些额外水分被吸入天气系统，可加剧降水（FAQ 8.2, 图 1）。

不断变暖的气候还会影响风的型态、风暴的形成和发展方式以及风暴通常的路径。变暖还会加快凝结速度，转而释放额外的热量，为风暴系统提供能量并进一步加剧降水。另一方面，这种能量释放还可抑制云发展所需的抬升，而颗粒污染增加会延迟降水并加剧风暴。这些变化意味着降水事件的特点（频率、持续时间和强度）将继续随着气候变暖而变化。

除了气候变化之外，最大降水及最严重洪水事件发生的地点、频率和时间都取决于风场型态的自然波动，这种波动会使一些地区数月、数年乃至数十年异常湿润或干燥。这些自然变化使得难以确定强降水事件是否是由于全球变暖而发生的局部变化。然而，在更暖的气候条件下，如果自然天气形势造成持续强降水，空气中水分含量增加会加大降水强度。

在观测记录完好的大部分地表已探测到破纪录的日降水强度和频率的增加，这只能用人为造成的大气温室气体浓度增加来解释。预估未来大部分地区强降水的强度将变大。因此，凡是出现异常湿天气事件或季节的地方，预计未来的雨量会更大，从而导致更严重的洪水。

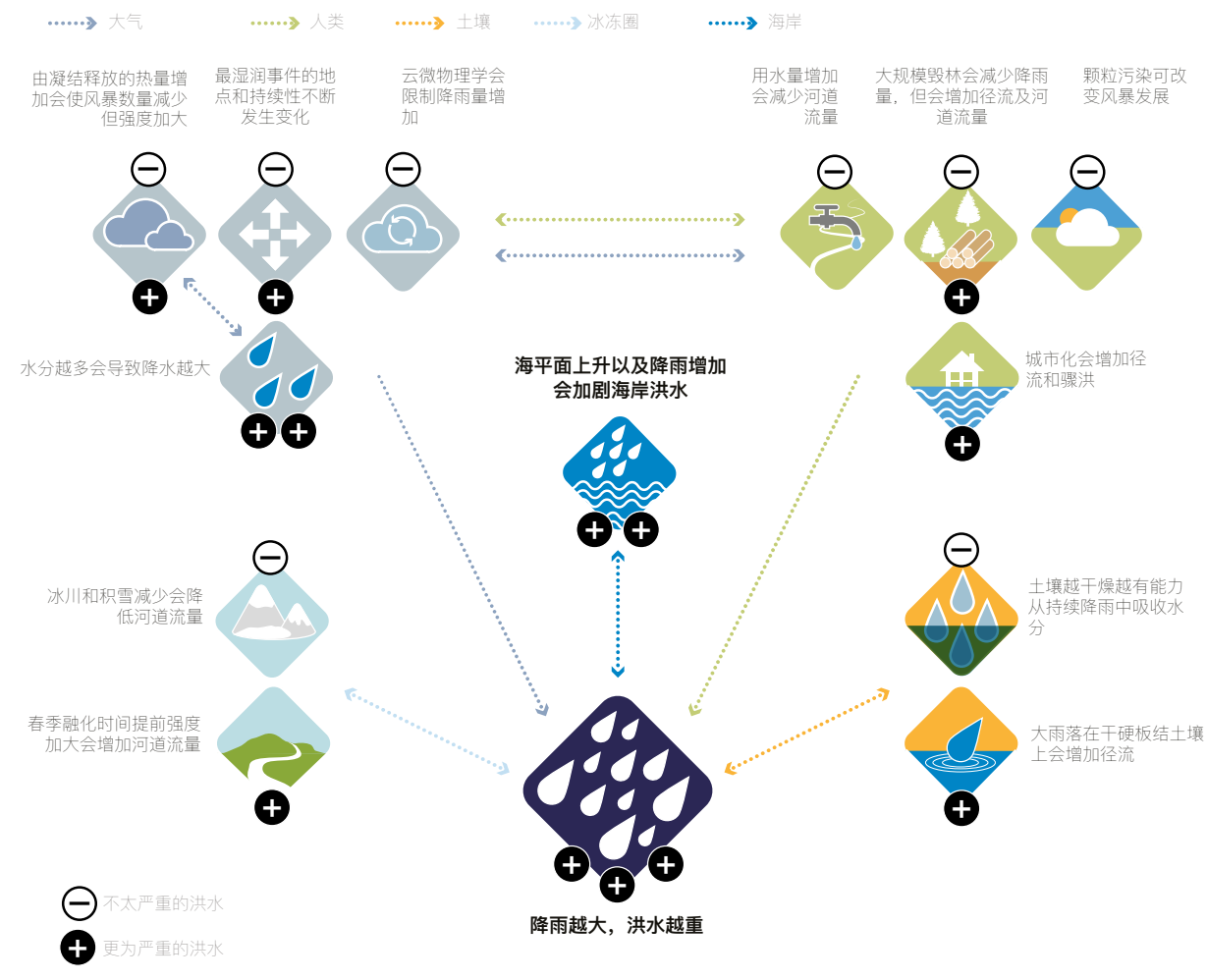
然而，更强的降水不是总会带来更剧烈的洪水。这是由于洪水同样取决于河流流域的类型、地表景观、降水的范围和持续时间以及降水事件前的地面潮湿度（FAQ 8.2, 图 1）。由于气候变暖，一些地区的土壤将会变干，尤其是副热带气候条件下，这会使降水事件引发洪水的可能性降低，因为地面可能会吸收更多的雨水。另一方面，频率略低但强度更大的倾盆大雨会使地面干硬，吸收强降水的能力减弱，导致更多径流进入湖泊、江河和山谷。早春的融雪加上增多的降雨而非降雪，会在寒冷地区引发洪水事件。相比之下，冬季积雪减少会减小因降水和快速融雪而引发洪水的机率。在气候变暖情况下，冰川和积雪快速融化已使一些地区的河道流量在增加，但由于冰量减少，未来流量将达峰值而后下降。洪水也会受到土地及河系管理变化的影响。例如，为农业或城市建设而砍伐森林会使雨水更快速地流入江河或低洼地区。另一方面，抽取更多河水会降低水位并减少洪水发生的可能性。

在有些地区可同时观测到洪水的增多和减少，这些变化是由多种原因造成的，包括融雪变化、土壤水分变化及降水量变化。尽管我们知道，气候变暖将加剧降水事件，由于全球变暖会导致多重且有时是相反的影响，预计局地 and 区域趋势在方向和大小都会有所不同。然而，即使考虑到生成洪水的诸多因素，在更暖的未来，如果天气形势引发洪水事件，这些洪水会更为严重。

FAQ 8.2 (接续)

FAQ 8.2: 气候变化导致更加严重洪水的原因

洪水是一个危害，但降雨和洪水之间的关系并不简单。虽然最大的洪水事件预计会恶化，但在一些地区的洪水的发生率可能会减少。



FAQ 8.2, 图1 | 决定强降水和洪水变化的重要因素示意图。

常见问题

FAQ 8.3 | 干旱的成因是什么以及气候变化是否会使其恶化？

干旱通常始于降水不足，而后蔓延至水循环的其它部分（土壤、江河、雪/冰和水库）。影响干旱的还有其它因素，诸如温度、植被和人为土地及水管理。在更暖的世界，蒸发会增加，这甚至会使湿润地区变得易受干旱的影响。

干旱一般定义为比正常条件更干燥；即在某地和某个季节，相对于平均水可用率的水分亏缺。鉴于干旱属于地方性的，湿润地区的干旱与干燥地区干旱的水分亏缺量不同。根据水循环中水分不足出现的地点，干旱可分为不同类别：气象干旱（降水）、水文干旱（径流、河道流量以及水库蓄水量）和农业或生态干旱（蒸发和低土壤水分共同作用下的植物应力）。干旱还有一些特殊类别。例如，冬季积雪量低于平均值时出现雪旱，这会在随后几个季节中造成异常低的河道流量。尽管许多干旱事件会数月或数年的缓慢发展，但有些干旱事件，称为骤旱，会在数天或数周内加剧。2012年北美洲中西部地区就发生了一次此类事件，对农业生产造成了严重影响，损失超过了300亿美元。干旱通常只有在对人类产生不利影响（城市、工业、农业或航行所需的水资源减少）和/或对生态系统（对自然动植物的不利影响）产生不利影响时才会引起关注。如果干旱持续很长的时间（20多年），则有时称之为特大干旱。

大部分干旱始于降水量长期低于正常值（气象干旱）。这种情况通常发生在某个地区上空的大气形成高压之时，会减少该地区云的形成和降水，并使风暴偏移。随后，降雨的缺乏会涉及到整个水循环，造成土壤的农业干旱和水道的水文干旱。其它过程会加剧或减缓干旱。例如，如果温度异常高，则蒸发增加，使土壤及河流变干，给植物带来的应力会超过仅缺少降水所产生的压力。植被可发挥重要作用，因为它可调节许多重要的水文过程（土壤水分、蒸散、径流）。人类活动也可决定干旱的严重程度。例如，灌溉作物会降低干旱的社会经济影响；同时，从含水层抽取地下水会使干旱加剧。

气候变化对干旱的影响因地而异。在副热带地区，例如地中海、南部非洲、澳大利亚西南部和南美洲西南部以及热带中美洲、西部非洲和亚马逊流域，预计降水量随着全球变暖而减少，全年发生干旱的概率增加（FAQ 8.3, 图 1）。升温将使积雪减少，加剧以融雪为重要水资源地区的干旱（例如在南美洲西南部地区）。温度升高会导致蒸发增加，造成土壤变干、植物应力加大，并影响农业，即使是在预计降水不会出现巨大变化的地区（例如中欧和北欧）。如果不抑制温室气体排放，预估到2100年全球三分之一的陆地地区会遭受至少中等干旱。另一方面，由于气候变化，有些地区和季节（例如北美洲和亚洲的高纬度地区，以及南亚季风区）降水可能会增加，这将降低干旱的可能性。FAQ 8.3, 图 1强调的是预计气候变化会加剧干旱严重程度的地区。

FAQ 8.3 (接续)

FAQ 8.3: 气候变化和干旱

在有些地区，预计在未来变暖的情况下干旱会加剧。



FAQ 8.3, 图1 | 以褐色突出标示预计由于气候变化会加剧干旱的地区示意图。无论哪种排放情景，这种分布都类似；不过，排放更高，变化的幅度会增加。

FAQ 9.1 | 能否扭转格陵兰冰盖和南极冰盖的持续融化？冰盖恢复需要多久？

地质时期的证据表明，地球系统的某些部分可能要用数百年到数千年才能完全适应气候变化。这意味着人为气候变化的某些后果将会持续很长时间，即使大气吸热气体水平和全球温度在未来保持稳定或下降。格陵兰冰盖和南极冰盖尤其如此，其增长速度远低于后退速度。如果这些冰盖目前的融化持续足够长的时间，实际上它在人类时间尺度上是不可逆的，其融化引起的海平面上升也是如此。

人类正在改变气候，而且有些机制会加剧极地地区（北极和南极）变暖。北极已在变暖，速度高于其它任何地区（见FAQ 4.3）。这很重要，因为这些更冷的高纬度地区正是我们所剩两个冰盖的所在地：南极和格陵兰。冰盖是大型冻结淡水水库，是历经数万年的降雪形成的。如果冰盖完全融化，所释放出的水会使全球海平面上升约65米。因此，至关重要的是要了解附近的海洋和大气变暖会如何影响这些冰盖。格陵兰冰盖和南极冰盖已在缓慢响应最近的气候变化，但这些巨大冰块需要很长时间来适应全球温度的变化。这意味着气候变暖的全部影响可能需要数百年或数千年才能显现。重要的是，一旦人类和自然过程可稳定或减少温室气体水平，则是否可以最终逆转这些变化。过去的记录有助于我们解答这个问题。

至少在过去80万年里，地球在自然过程作用下循环往复地逐渐变冷而后又快速变暖。在变冷阶段，越来越多的海水随着降雪而凝华，导致冰盖增长，海平面缓慢下降。在变暖阶段，冰盖更快速地融化，致使海平面更快速地上升（FAQ 9.1, 图 1）。冰盖的形成非常缓慢，因为其增长依赖于降雪不断累积，最终压缩成冰。由于气候寒冷，积雪面积扩大，反射回更多本会使地球变暖的阳光。这意味着，冰川气候一旦开始，便会快速发展。然而，由于气候变冷，空气中的水分含量往往会减少。因此，即使冰川初期发展得相当快，但冰盖仍需要数万年才能增长到与较冷气候保持平衡的程度。

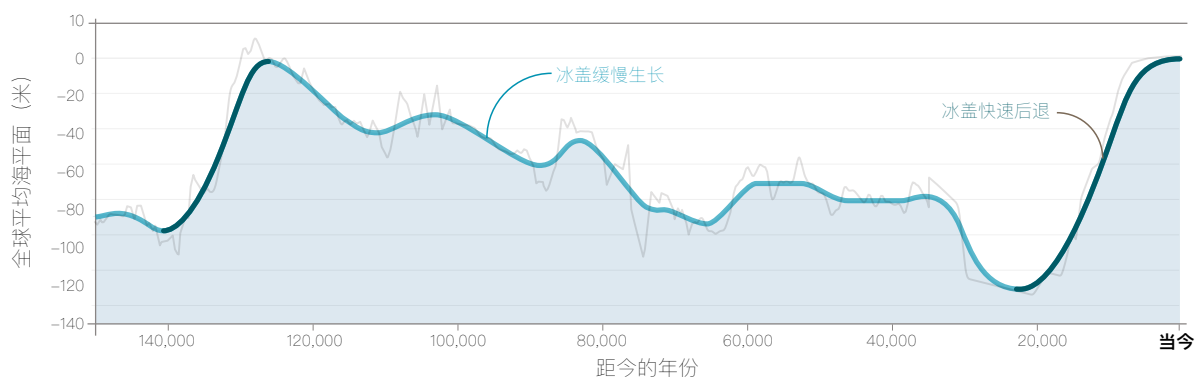
冰盖的退缩速度远快于其增长速度，因为一旦触发这些过程，便会推动自我强化式的冰量损失。对于基本上是在高于海平面的基岩上的冰盖，例如格陵兰冰盖，可对其产生影响的主要自强式循环是“高程—质量平衡反馈”（FAQ 9.1, 图 1, 右）。在此情况下，冰盖表面会随其融化而高度降低，使冰盖暴露于更暖的空气。降低的表面会融化得更多，下降得更快，直至最终整个冰盖消失。凡是在冰盖低于海平面基岩上的地方，以及冰盖也深入内陆的地方，包括南极冰盖的许多部分，一个称为“海洋冰盖不稳定性”的重要过程被认为会推动快速退缩（FAQ 9.1, 图 1, 左）。四周是海水的冰盖部分融化时，便会发生此类情况。这可导致进一步的变薄，进而加速冰川运动，流入这些水域。随着冰盖更快速地流入海洋，冰盖会融化更多，变得更薄，流速更快，将更多的冰川冰带入海洋，最终促使整个冰盖流域的快速冰消。

这些（和其它）自我强化过程可解释以往温度相对小幅上升导致海平面在数百年到数千年大幅上升的原因，而相比之下首先降低海平面的冰盖，其增长则需要数万年。这些从过往得到的深刻理解表明，如果人类活动导致的格陵兰冰盖和南极冰盖变化在本世纪剩余时间一直持续，即使全球气温在本世纪或下个世纪内下降，也需要数千年的时间才能扭转冰盖融化的趋势。因此，从这种意义上说，这些变化是不可逆的，因为冰盖重新增长需要的时间比现代社会能够规划的数十年或数个世纪要长得多。

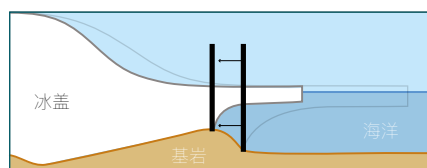
FAQ 9.1 (接续)

FAQ 9.1: 能否扭转冰盖融化?

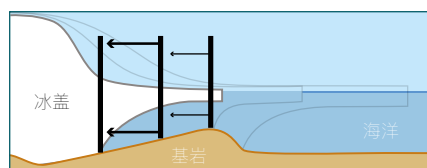
一旦冰盖不稳定，则需要数万年重新生长。这些变化强烈影响着海平面。



海洋温度促使融化

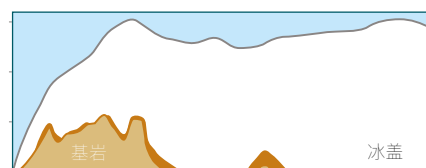


如果基岩向海倾斜或是平坦的，当变暖停止，后退随之停止。当冰盖后退，释放入海的冰量会减少

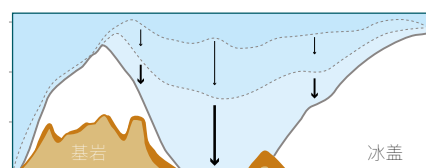


如果基岩向陆地倾斜，冰盖后退速度较快且靠自身维持。当冰盖后退时，释放入海的冰量会增加——冰盖会进一步后退

气温促使融化



冰盖非常厚，因此其表面极高，高空的空气非常冷



随着冰盖融化，其表面会下降，直至达到一个阈值，该值周边空气会更暖，积雪融化得甚至更快

FAQ 9.1, 图1 | 冰盖的增长和衰退 (上) 冰盖体积变化调节着海平面变化。灰线为珊瑚礁等各类自然环境海平面记录器的数据，而蓝线是其平滑数据。 **(左下)** 南极失稳机制示例。 **(右下)** 格陵兰失稳机制示例。

FAQ 9.2 | 未来几十年海平面将上升多少？

截至2018年，全球平均海平面比1900年时约高出15–25厘米，比1971年时约高出7–15厘米。到2050年，海平面将继续再上升10–25厘米。海平面这种持续上升的主要原因在于海水温度升高而产生的热膨胀以及冰川和冰盖融化。局部海平面变化可能大于或小于全球平均值，之前为冰川的地区变化最小，而低洼的河流三角洲地区变化最大。

纵观全球，海平面正在上升，且上升速度已加快。2006–2018年，海平面每年大约上升4毫米，是20世纪平均速度的两倍多。20世纪初期海平面上升是由于自然因素，例如在19世纪冰川恰逢北半球变暖。然而，至少自1970年以来，人类活动是全球平均海平面上升的主要因素，而且未来数个世纪仍将是主要因素。

海平面上升或是由于海水变暖，抑或是由于积冰融化及陆地水体造成水量增加。海水升温膨胀造成的海平面上升约为1971年至2018年所观测到升幅的50%。同期冰川融化贡献了约22%。1971年至2018年，格陵兰和南极的两大冰盖的融化分别贡献了约13%和7%，但在近几十年，融化速度在加快，自2016年以来，其贡献分别增至22%和14%。另一个来源是陆地水储量的变化：水库和陆地含水层减少，贡献了约8%的海平面升幅。

到2050年，无论温室气体排放是否有所减少，预计海平面都会再上升10–25厘米（FAQ 9.2, 图1）。2050年之后，海平面的升幅将变得更加不确定。未来几十年，累积的温室气体排放总量将在2050年后发挥巨大作用，尤其是对于海平面上升和冰盖变化最终所达到的平衡态位置具有决定性作用。

即使达到净零排放，海平面也将持续上升，因为深海将持续变暖，且冰盖需要时间才会赶上过去和目前排放造成的变暖：海洋和冰盖缓慢响应环境变化（见FAQ 5.3）。低排放情景下的一些预估表明，以与目前相当的速度接近净零排放，海平面仍会持续上升（到2100年前每年3–8毫米，而2015年每年为3–4毫米），而其它预估表明，到2100年，海平面上升显著加速，达到目前速度的5倍以上，特别是如果排放量继续居高不下，引起南极冰盖加速退缩的过程会广泛发生（FAQ 9.1）。

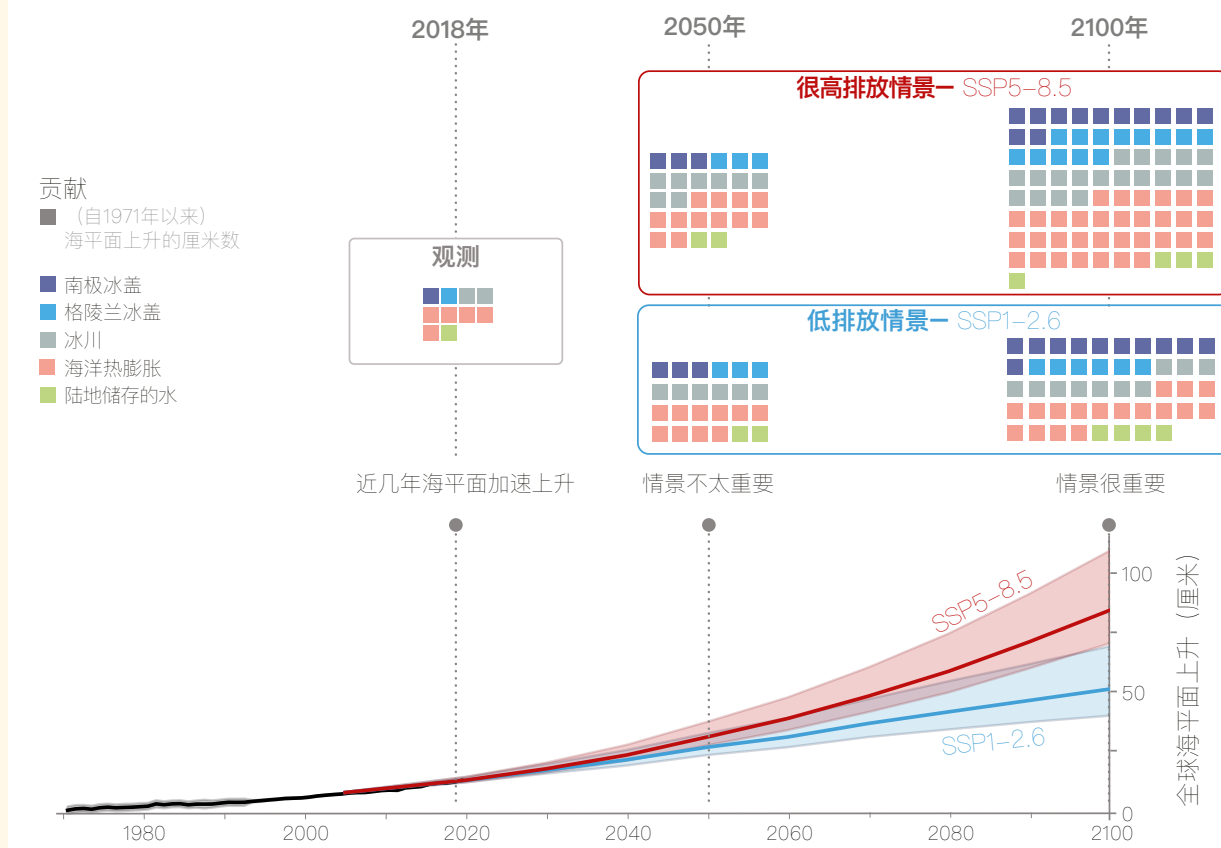
海平面上升将使海岸极端海平面事件的频率和严重程度加大（见FAQ 8.2），例如风暴潮、波浪洪水和潮汐洪水：即使全球平均海平面发生微小变化也会增加风险。科学家预估，在一些地区，无论排放量如何，到2050年，最近预计的百年一遇极端海平面事件每年将在20–25%的地点发生，但到2100年，排放选择将至关重要：低排放量情况下每年在60%的地点发生极端海平面事件，高排放量情况下则会在80%的地点发生。

在许多地方，局地海平面变化将大于或小于全球平均值。逐年和逐地，海洋环流变化和风的变化可导致局地海平面变化。在末次冰期曾有像欧亚大陆的芬诺斯坎迪亚冰盖和北美洲劳伦太德冰盖及科迪勒拉冰盖等大型冰盖覆盖陆地的地区，没有了冰盖额外重量的陆地现在仍在缓慢上升。这种局部的恢复正在抵消这些地区的全球海平面上升，且甚至能够导致局地海平面下降。在以前冰盖所及以及地球隆起以外的地区，陆地现在正在沉降，因此局地海平面上升的速度大于全球速度。在低洼三角洲地区（例如新奥尔良和恒河–雅鲁藏布江三角洲）中的许多地区，由于修建水坝、抽取地下水和开采化石燃料等人类活动，陆地正在迅速沉降（下沉）。此外，冰盖在融化时，它对附近海水的引力会减小。这种引力减小会使（目前质量较小的）冰盖附近的海平面下降，同时使更远的区域海平面上升。因此，极地冰盖融化会使海平面上升，但主要是在另外一侧的半球或低纬度地区，到2100年，各地区之间的升幅相差数十厘米。

FAQ 9.2 (接续)

FAQ 9.2: 未来几十年海平面将上升多少?

排放情景对未来数十年的海平面上升几乎没有影响，但对本世纪末的海平面有巨大影响



FAQ 9.2, 图1 | 观测的和预估的全球平均海平面上升及其主要组分的贡献。

FAQ 9.3 | 墨西哥湾流将会停滞吗？

墨西哥湾流属于北大西洋两支环流的一部分：大西洋经向翻转环流（AMOC）和北大西洋副热带大涡。根据模式和理论，科学研究表明，尽管预计AMOC在气候变暖情况下会减速，但墨西哥湾流将不会发生太大变化，而且即使AMOC停止，它也不会完全停止。大部分气候模式预估，在大部分排放情景下，AMOC在21世纪后期将放缓，而有些模式表明其速度会在更早时间开始放缓。墨西哥湾流会影响天气和海平面，因此如果它速度放缓，则北美洲海平面将升高，而欧洲的天气及相对变暖的速度将受到影响。

墨西哥湾流是北大西洋最大的洋流。它每秒可将大约300亿千克的水向北输送，流经北美洲东海岸各地。墨西哥湾流是暖洋流，比周边海水温度高5°C至15°C，因此所携带源自南部温度更高的海水（热能），并向大气及周围海水释放热量。

墨西哥湾流属于两大环流的一部分：大西洋经向翻转环流（AMOC）和北大西洋副热带大涡（FAQ 9.3, 图1）。地球旋转会使这两个环流的大洋流在其洋盆的西侧强化，这在大西洋意味着两个环流结合形成墨西哥湾流。其它大型洋流也有助于涡旋形成，例如北太平洋的黑潮和南太平洋的东澳大利亚洋流，但墨西哥湾流因其双重作用而较为特殊。北太平洋没有可与AMOC相比的深层翻转环流，因此，黑潮仅作为副热带大涡的一部分发挥着一种作用。

使表层水体产生环流的副热带大涡主要是由风驱动形成的。预计这些风不会发生太大变化，环流也不会有太大变化，这意味着墨西哥湾流和黑潮的副热带大涡部分基本和现在一样将继续将热能从赤道向极地输送。副热带大涡对墨西哥湾流的贡献比AMOC大2–10倍。

墨西哥湾流在AMOC中的作用是提供表层水源水，表层水冷却后密度增加，并下沉形成深层冷水，向赤道方向回流，流过洋底地形时形成溢流，与大西洋其它深层水体混合，在墨西哥湾流之下约1500米深度形成一股南向洋流。这一翻转水流就是AMOC，其上层1000米的墨西哥湾流向北流动，其深层冷水墨西哥湾流向南流动。

预计未来几个世纪，AMOC会放缓。原因之一是海水变淡：这是由于格陵兰融水、北极海冰的变化以及北部海洋温度升高导致降水增加。自2004年以来，横跨大西洋的锚定浮标阵列一直在监测AMOC，最近增强了观测能力。由于对AMOC的观测时长不够，不足以从变率中发现趋势，也不足以检测到可能正在发生的长期变化（见FAQ 1.2）。其它间接的信号可能表明翻转速度正在放缓——例如，墨西哥湾流表层海水下沉之处的变暖速度已经变慢。气候模式表明，当AMOC减弱时，会出现这个变暖慢于平均速度的“冷区”，且模式预估这种情况将持续下去。古气候证据表明，AMOC在过去发生了显著变化，尤其是在从寒冷气候过渡到温暖气候期间，但AMOC已稳定了8000年。

如果AMOC在不断变暖的世界中放缓将会发生什么？大气可通过携带更多的热量进行某种程度的调节，部分补偿AMOC所携带热量的减少。但“冷区”使欧洲部分地区的变暖更加缓慢。模式表明，在格陵兰以及在大西洋周边的天气形势将受到影响，中纬度地区的降水将减少，热带和欧洲的强降水形势将发生变化以及北大西洋风暴路径上的风暴将会加强。该洋流放缓结合地球旋转意味着，随着AMOC对墨西哥湾流的贡献减弱，北美洲沿岸的海平面会有所上升。

北大西洋不是对经向翻转敏感的唯一场所。在南极附近，世界上密度最大的海水是由海水冻结成海冰形成的，而留下的咸冷海水下沉到海底并向北扩散。最新研究表明，南极冰盖的融化以及南大洋上空风的不断变化可影响到该经向翻转环流的南半球部分，进而影响到区域天气。

FAQ 9.3 (接续)

FAQ 9.3: 墨西哥湾流将会停滞吗?

墨西哥湾流是一个暖流，预计会减弱但不会停止。这种减缓将影响到区域天气和海平面。

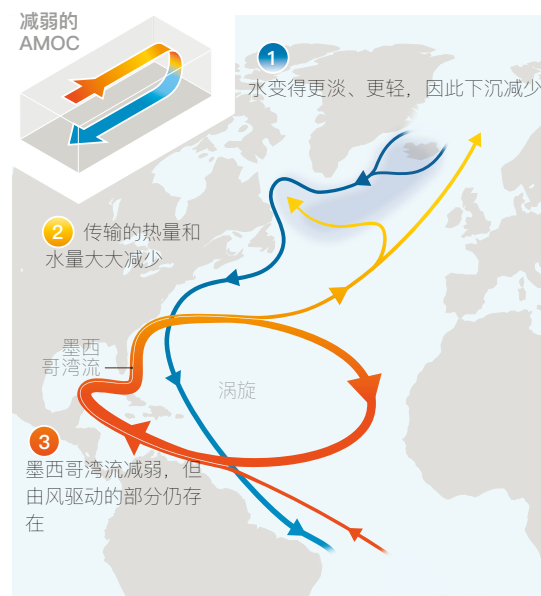
当今

墨西哥湾流属于横向副热带涡旋和纵向大西洋经向翻转环流（AMOC）的一部分



在升温的世界

气候变化可减弱AMOC，从而减缓墨西哥湾流



FAQ 9.3, 图1 | 当今大西洋（左）和升温世界（右）中水平（副热带大涡）与垂直方向（大西洋经向翻转环流，AMOC）环流。墨西哥湾流是由两个环流组成的一个暖洋流。

FAQ 10.1 | 我们如何为区域利益相关方提供有用的气候信息？

世界在自然和文化上呈多样化，而气候变化带来的挑战也因地各异。由于气候变化会影响人们日常工作和生活的许多方面，因此，气候变化信息可有助于决策，但仅在信息与参与决策的人有关之时。气候信息的用户可能高度多样化，既有从事人类健康、农业或水资源管理领域的专业人士，也有承受着气候变化影响的更广泛的群体。因此，提供可支持应对行动的信息需要全体相关利益攸关方的参与，也需要他们的知识和经验，还需要制定相应的信息形式，并需要达成对信息的有效性和局限性的相互理解。

气候变化信息的编写、提供和使用需要所有相关各方的参与：气候数据及相关知识的制作方、信息传播方，以及将气候信息与其对气候变化可能影响的社群、地区或活动的了解相结合的相关方。要取得成功，这些相关方需要合作研究气候数据，从而共同制作用于决策或解决问题所需的气候信息，并对各种来源的气候知识加以提炼，形成相关的气候信息。有效的伙伴关系认可并回应所有相关方的多样性（包括其价值观、信仰和利益），特别是当它们涉及到文化多样的社区、它们对天气、气候及其社会的本土性和地方性认识时。这对气候变化尤其如此——这是一个带来的挑战因地而异的全球性问题。通过认识到这种多样性，气候信息才能具有相关性和可信度，尤其是在传递人类系统和生态系统以及建设恢复力方面所面临风险的复杂性时。

制作有用的气候信息需要考虑到所有可用的来源，以便尽量全面地表述预估的变化，同时提炼信息，满足受气候变化影响的利益相关方及社群的需求。例如，气候学家可通过利用全球和/或区域气候模拟并推断影响某一地区的天气状况变化，来提供关于未来变化的信息。有效的提炼过程（FAQ 10.1, 图 1）涉及信息的预期受众，特别是从事类似人类健康、农业或水资源等非气候因素工作的利益相关方。提炼工作需要评估所有信息源（观测、模拟、专家评判）的准确度，权衡可能彼此矛盾的信息的可信度，最终制作出的气候信息需要包含用户对其应有的信度估算。气候数据制作方应进一步认识到，影响利益相关方利益的地理区域和时间段（例如，农业区的生长季节）可能与现有气候数据的时间和空间分辨率不完全一致；因此，可能需要额外的模式开发或数据处理来提取有用的气候信息。

为利益相关方的各种用途提炼复杂信息的一种方式，是通过情节将该信息与利益相关方业已拥有的经验相联系，合理地阐释与利益相关方经验有关的天气和气候事件。利益相关方与气候学家之间的对话可确定与评估未来可能状况最相关的经验。情节的制定可利用类似水资源管理者和健康专业人士这样的利益相关方的经验和专业知识，旨在制定相应的应对措施。因此，情节是一条能够通过提炼使得气候信息更易于被获取和理解的通路。例如，一个情节可采用一种共同的经验，例如扩大的干旱，水源枯竭，作物受损，并可表明未来干旱会如何变化，或许出现更严重的降水不足或更长的持续时间。利用相应的选择，情节可以建立在共同经历的基础上，有效把握气候信息的细微差别，从而强化信息的有效性。

相关各方之间打造伙伴关系，合力制作、研究以及将气候数据提炼成气候信息是创建利益攸关方切身相关的信息的核心。这类伙伴关系的产生可借助气候学家与利益相关方之间的直接互动以及通过为促进这一进程而成立的组织，例如气候服务部门、国家和区域气候论坛以及提供专业气候信息的咨询公司。这类所谓的“边界组织”可满足那些要将气候信息纳入其决策过程的所有各方的各类需求。所有这些伙伴关系的重要性，在于它们有助于制作出能够应对自然和文化多样性的气候信息，应对全球因地区而异的气候变化所带来的挑战。

FAQ 10.1 (接续)

FAQ 10.1: 科学工作者如何才能提供有用的区域气候信息？

在决策中，如果对世界各地自然和文化的多样性加以考虑，则气候信息会更为有用。



FAQ 10.1, 图1 | 如果将全球自然和文化的多样性考虑在内，则气候信息对决策者更为有用。本图示意说明了必须与用户的多样性相结合来提炼相关和可信的信息的各类知识。这种结合或提炼应涉及利益攸关方和科学家的价值观和知识。底端一行包括利益相关方的利益实例，不过并不全面。作为提炼的一部分，其结果可促进联合国可持续发展目标，这些实例涵盖了其中一部分。

FAQ 10.2 | 为什么城市是全球变暖的热点？

城市地区的气温会比其周边地区高几摄氏度，特别是在夜间。这种“城市热岛”效应源于多种因素，包括高层建筑密集导致的通风降低和热量聚集、人类活动直接产生的热量、混凝土及其它城市建筑材料的吸热特性以及植被数量有限。在气候变化背景下，持续的城市化以及日益严重的热浪将在未来进一步加剧这一效应。

目前，城市人口占全球人口的55%。这一数字在与日俱增，在发展中国家，城市每年会新增6700万居民，其中90%是搬迁到城市。到2030年，预计全球有近60%的人口居住在城市地区。城市及其居民极易受到天气和气候极端事件的影响，尤其是热浪的影响，因为城市地区已成为局部热点。城市通常比其周边地区温度高，夜间温度高几摄氏度。发生这种称之为城市热岛的变暖效应是由于城市接收和留存的热量高于周边乡村地区，还因为城市的自然降温过程弱于乡村地区。

三大因素会促使加剧城市地区的变暖（FAQ 10.2, 图1中的橙色条）。最大的贡献来自于城市构型，取决于建筑物的数量、规模及其密集度。楼距近的高层建筑会吸收和储存热量，而且会减少自然通风。由于家庭和企业供热或制冷系统、发动机运转及其它来源所释放的热量，城市中尤为集中的人类活动也会间接使大气局部变暖。最后，城市变暖的另一个直接原因是城市建设材料的保温性能，包括混凝土建筑、沥青路面和深色的屋顶。这些材料的吸热和保温性能极佳，而在夜间会将热量重新释放出来。

植被和水体都可有力地促进局部降温，城市因缺少植被和水体，其热岛效应会进一步加剧（FAQ 10.2, 图1中的绿条）。这意味着，如果城市结构中有足够的植被和水体，则可抵消城市热岛效应，甚至可在一些居民区消除城市热岛效应。

城市热岛现象是众所周知且众所了解的。例如，在计算全球变暖趋势时，会针对这种效应对安装在城市中的温度计的温度测量值进行校正。不过，包括城市热岛效应的长期测量值在内的观测资料目前十分有限，使我们无法全面了解城市热岛在全球和在不同类型城市以及不同气候区如何变化，也无法全面了解这种效应在未来如何发展。

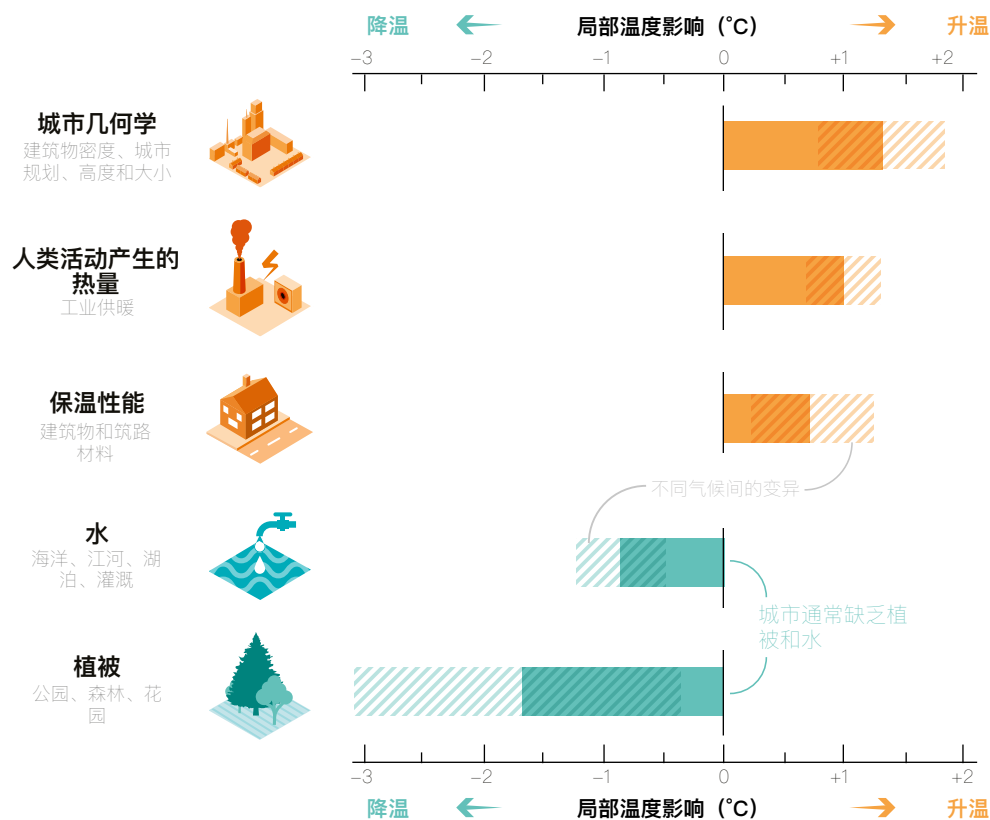
因此，目前难以评估气候变化将如何影响城市热岛效应，且各类研究意见不一。然而，有两件事十分明确。首先，未来城市化将扩大城市热岛区域，从而未来在全球许多地区加剧变暖。在有些地区，城市热岛效应导致的夜间变暖甚至可能与人为气候变化导致的预计变暖达到同等幅度。第二，气候变化引发的强度更大、持续时间更长而且更频繁的热浪将更严重地影响城市及其居民，因为城市热岛效应造成的进一步变暖将加剧气候变化的影响。

总之，城市目前是局部热点，因为其结构、材料和活动都会吸收及释放热量，并减少自然降温过程。未来，平均而言，气候变化对城市热岛本身强度的影响有限，但持续的城市化以及更频繁、持续时间更长和温度更高的热浪将使城市更易受全球变暖的影响。

FAQ 10.2 (接续)

FAQ 10.2: 为什么城市是全球变暖的热点?

由于吸收和释放热量的因素以及缺乏自然冷却的影响，例如水和植被，城市温度通常高于周边地区



FAQ 10.2, 图1 | 各类因素对城市地区社区升温或降温的效能。总之，城市往往比其周边地区温度更高。这称之为“城市热岛”效应。图中条形上的阴影区显示了每个因素的升温或降温效应的强度是如何随当地气候的变化而变化的。例如，在温带气候和温暖气候条件下植被有更强的降温效应。关于数据来源的进一步详情可参阅本章数据表（表10.SM.11）。

FAQ 11.1 | 气候极端事件变化与气候平均值变化相比有何区别？

人为气候变化会以各种方式改变气候变量（例如，表面温度）和现象（例如，热带气旋）的频率和强度。我们目前清楚，平均和极端状况发生变化（并将继续变化）的方式因所考虑的变量和现象而异。局部表面温度极值的变化是与局部平均表面温度的相应变化密切相关的。相反，降水极值（强降水）的变化通常不跟随平均降水的变化，甚至会反向变化（例如，平均降水会减少，但极端降水会增加）。

根据所关注地区、季节和变量的不同，气候变化的表现会截然不同。例如，在北极的一些地区，冬季的升温速度是夏季的约3–4倍。而在夏季，北欧大部分地区的温度升幅将大于南美洲东南部和澳大拉西亚的大部分地区，其差异可能会大于1°C，具体取决于全球变暖水平。总之，地区间和季节间会有差异，因为地区之间和季节之间的潜在物理过程差异巨大。

气候变化会在不同的天气型下有不同的表现，并能够导致平均和极端状况的相反变化。最近的观测资料以及气候模式预估表明，在大多数地区，每日温度的变化是以总体升温为主导，气候平均值和极值会转向更高的温度，使得极端高温变得更频繁，而极端低温出现频率减少。FAQ 11.1, 图 1的上图为预估的长期平均状况下（左）和暖季（中高纬度的夏季）极端热日（右）表面温度变化。预估的长期平均温度的升幅在不同地区有着显著差异，从南亚中部和南美洲南部一些地区的不到3°C，到北美洲、北非和中东一些地区的超过7°C。极端热日的变化与平均状况的变化密切相关，尽管在有些地方，与平均值相比，极端升温速度会增强（例如，南欧和亚马逊流域）或减弱（例如，北亚和格陵兰）。

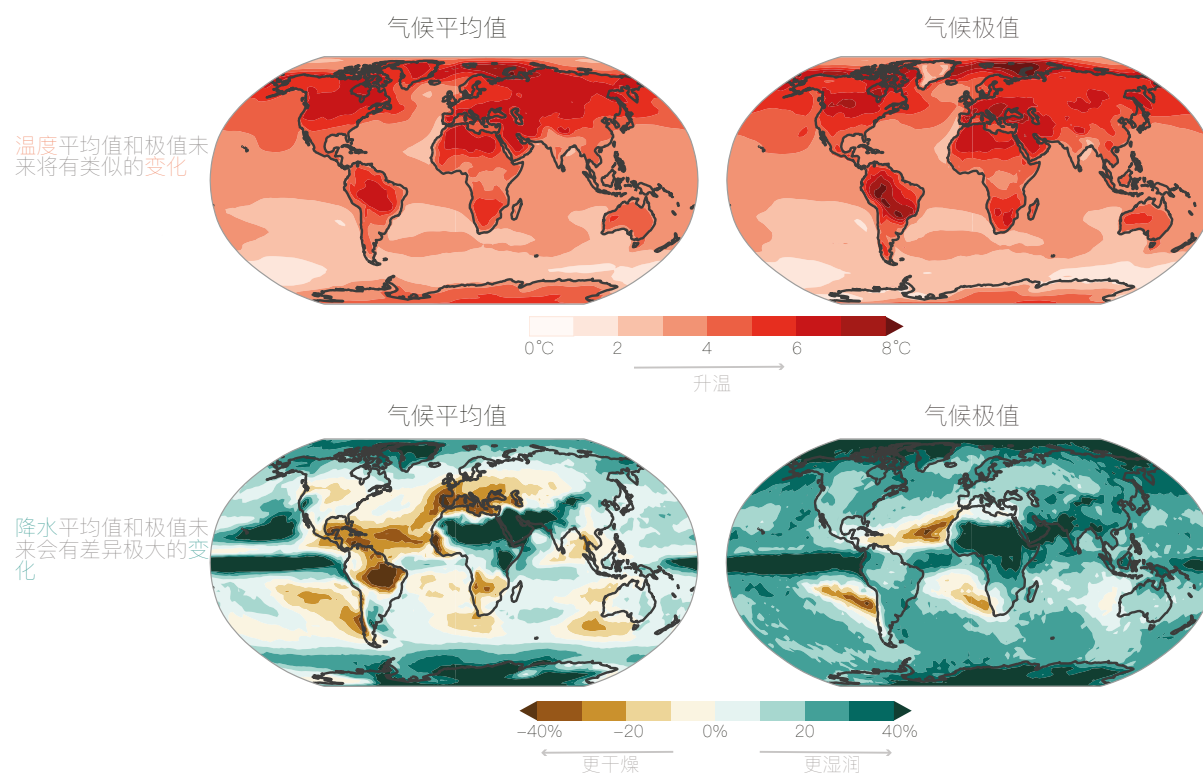
最近的观测结果以及全球和区域气候模式预估指出，降水极值（包括降雨和降雪极值）的变化与平均降水的变化存在巨大差异。FAQ 11.1, 图 1的下图为长期平均降水（左）和强降水（右）的预估变化。平均降水变化呈现出显著的区域差异，南欧和南美洲北部等地区出现显著干旱化，而中东和南美洲南部等地区则出现湿润化。极端降水的变化一致得多，几乎所有陆地区域的降水都呈系统性增加。平均降水和极端降水的不同响应背后的物理原因已得到充分了解。极端降水的加剧是由大气水汽增加（近地面每升温1°C约增加7%）所驱动，尽管有各种动力过程变化的调节。相比之下，平均降水的变化不仅是由水分增加所驱动，而且还由慢变的过程所驱动，这些过程的约束使得未来近地面每升温1°C全球降水仅增加2–3%。

总之，平均状况与极端状况变化之间的具体关系很大程度上取决于所考虑的变量或现象。在局地尺度上，平均和极端表面温度变化密切相关，而平均和极端降水变化则通常关系不大。对于这两个变量，受局地和区域过程的影响，平均状况和极端状况的变化在不同地区有显著的差异。

FAQ 11.1 (接续)

FAQ 11.1: 如何将气候极值变化与气候平均值变化相比?

气候极值和气候平均值未来变化的方向和幅度取决于所考虑的变量。



FAQ 11.1, 图1 | 长期平均 (左) 和极端状况 (右) 下表面温度 (上图) 和降水 (下图) 未来变化全球分布图。所有这些变化是使用耦合模式比较计划阶段6 (CMIP6) 的集合中值, 根据相比于1850-1900年全球升温 4°C的情景进行的估算。这里的平均表面温度是指为期三个月的最暖季节 (中高纬度地区的夏季), 极端温度是指一年中的最热一天。降水变化 (包括降雨和降雪变化) 是以1850-1900年的值做归一化处理, 并以百分率表示; 极端降水是指一年中最大日降水量。

常见问题

FAQ 11.2 | 人为气候变化是否会引发前所未有的极端事件？

气候变化已经加大了极端高温事件的量级和频率，并减少了极端低温事件的量级和频率，并且在有些地区，加剧了极端降水事件。随着气候脱离其过去和当前的状态，将会发生在量级、频率、时间抑或地点上均前所未有的极端事件。这些前所未有的极端事件的频率将随着全球变暖的加剧而增加。此外，多个前所未有的极端事件共同发生可导致前所未有的巨大影响。

人为气候变化已经影响了气候系统的许多方面。除了全球表面温度升高之外，许多类型的天气和气候极端事件也已经发生了变化。在大多数地区，高温极端事件的频率和强度有所增加，而低温极端事件的频率和强度有所减小。在全球尺度上以及在绝大部分陆地区域，强降水事件的频率和强度有所增加。尽管陆地热浪和海洋热浪、强降水、干旱、热带气旋以及相关野火和海岸洪水等极端事件在过去已经发生，且在未来自将继续发生，但在升温的世界中，它们通常会有不同的量级或频率。例如，未来的热浪将持续时间更长且温度更高，而在一些地区，未来的极端降水事件的强度将更高。极端低温等某些极端事件的强度和频率将随着气候不断变暖而有所下降。

FAQ 11.2: 气候变化会导致前所未有的极端事件吗？

是的，在气候变化过程中，极端事件可能是前所未有的，发生时...



幅度更大



频率更高



在新地点



测定时间不同



新组合（复合）

FAQ 11.2, 图1 | 气候变化将引发新型的前所未有的极端事件。

前所未有的极端事件，即过去从未经历的事件，未来将在五个不同方面发生（FAQ 11.2, 图 1）。首先，在当前气候下认为是极端的事件在未来将以前所未有的幅度出现。第二，未来的极端事件还将以前所未有的频率发生。第三，某些类型的极端事件可能会在以前从未遭遇过此类事件的地区发生。例如，随着海平面上升，海岸洪水可能会在新的地点发生，而野火已在像北极部分地区这样的以前发生此类事件概率极低的一些地区发生。第四，极端事件在发生时间上可能也前所未有。例如，极端高温在一年中出现的时间可能比过去提前或延后。

最终，复合型事件——类型不同或类型类似的多种极端事件同时和/或接连发生，在未来或许发生概率更大或程度更严重。这些复合型事件对生态系统和社会的影响通常更甚于单独发生此类事件。例如，干旱连同极端高温将增加野火发生的风险和农业遭受的损害或损失。由于气候变化使各种单一的极端事件变得更加严重，因此这些事件共同发生将会产生前所未有的复合型事件。这会加剧这些极端事件的强度及其相关影响。

相对于20世纪的气候，近年来发生过前所未有的极端事件。如果没有人类对气候的影响，近期的一些极端高温事件本来几乎不可能发生（见FAQ 11.3）。随着气候的持续变暖，未来将会发生前所未有的极端事件。那些极端事件将会比以前更大的量级和更高的频率发生。极端事件还可能发生新的地点、一年中新的时间段，或作为前所未有的复合型事件发生。此外，前所未有的事件将随着更高的升温水平而变得更加频繁，例如，在全球升温3°C时就比在全球升温2°C时更加频繁。

FAQ 11.3 | 是气候变化引发了我自己国家最近的极端事件吗？

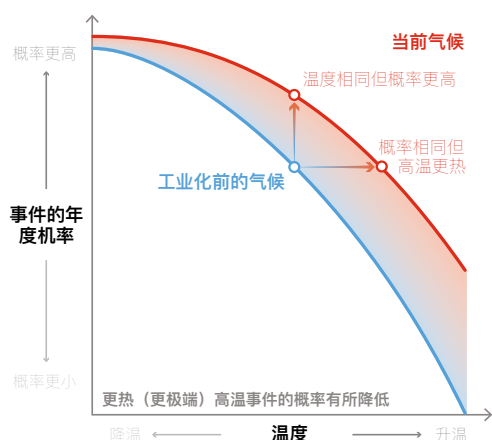
虽然难以确定特定的极端事件的确切起因，但事件归因这门相对较新的科学能够量化气候变化在改变某类天气和气候极端事件概率和量级方面的作用。已有有力的证据表明，许多单一极端事件的特点已经发生了变化，原因是气候系统受到人为驱动的变化影响。由于这些人为影响，某些类型的高影响极端天气事件更为频繁地发生，程度也更为严重。随着气候持续变暖，观测到的一些极端天气事件其概率和/或量级的变化也将随着人类对这些事件影响的加大而持续。

人们常会质疑人为气候变化是否造成了与天气和气候相关的重大灾害。一旦极端天气和气候事件确实发生了，则暴露度和脆弱性在决定最终灾害的量级和影响方面起着重要作用。因此，难以将某一特定灾害直接归因于气候变化。然而，事件归因这门相对较新的科学使科学家们能够将具体的极端天气和气候事件的各个方面归因于某些原因。科学家无法直接回答某一特殊事件是否由气候变化所导致，因为极端事件是自然发生的，而且任何特定的天气和气候事件都是人类和自然因素复杂结合的结果。相反，科学家可量化人类和自然对特定极端天气事件的量级和/或概率的影响的相对重要性。此

类信息对于减灾规划至关重要，因为更好地了解相关极端事件的概率和量级变化能够更好地量化灾害风险。

FAQ 11.3: 气候变化和极端事件

极端事件的概率越来越高，强度越来越大。其中许多变化可归因于人类对气候的影响。



FAQ 11.3, 图1 | 气候变化会导致极端事件量级和概率的变化。有代表性地区工业化前温室气体气候（蓝色）与当前气候（橙色）之间温度极值差异示例。横轴为极端温度区间，竖轴为各温度事件发生的年度机率。向右移动表示更罕见的（可能性更小）更高温度的极端事件。对于高温极端事件，工业化前气候下特定温度极端事件在当前气候下更有可能发生（竖箭头）。工业化前气候下某个概率事件在当前气候下会更暖（横箭头）。虽然工业化前水平温室气体下的气候会出现一系列高温极端事件，但此类事件在当前气候下会温度更高和次数更频繁。

根据具体情况，科学家目前能够量化人类影响对许多极端事件量级和概率的贡献。具体作法是估算和比较当前气候（包括温室气体浓度上升及其它人类影响）与大气温室气体保持在工业化前水平的另一个世界之间同类事件的概率或量级。FAQ 11.3 图 1 利用这两个情景间的温度和概率差异为例说明了这种方法。工业化前（蓝色）和当前（红色）气候都有高温极端事件，但概率和量级不同。某个温度的高温极端事件在目前更暖的气候中发生的概率高于在更冷的工业化前的气候条件下。此外，特定概率的极端高温事件在当前气候条件下要比在工业化前气候条件下温度更高。常用气候模式模拟来估算这两种气候下的某一具体事件的发生率。与工业化前的气候相比，当前气候下极端事件量级和/或概率的变化可被归因于这两个情景间的差异，即人类的影响。

对于许多高温极端事件，其概率和量级的可归因性增加已得到一致确定。此外也发现了针对一些极端降水事件的可归因性增加，包括飓风降雨事件，但这些结果可因事件而异。在某些情况下，气候系统的巨大自然变化阻碍了将某一特定极端事件的概率或量级变化归因于人类的影响。此外，某些类别极端天气（例如，龙卷）的归因已超出了目前的模拟和理论能力。随着气候持续变暖，预计概率和量级会发生更大的变化，因此，有可能将许多地方未来温度和降水极端事件归因于人类的影响。随着升温信号增加，其它类型的极端事件或将出现可归因的变化。

总之，人为全球变暖造成了各种近期极端天气事件的变化。全球许多热浪和高温极端事件的概率和量级都在强烈增加，并可归因于人类影响。

FAQ 12.1 | 什么是气候影响的驱动因子（CID）？

产生影响的气候因子是直接影响社会或生态系统的物理气候条件。产生影响的气候因子可能代表长期平均条件（例如，影响室内供热需求的冬季平均温度）、常见事件（例如，致死暖季植物的霜冻）或极端事件（例如，摧毁家园的海岸洪水）。单个产生影响的气候因子可能会对社会的一部分造成有害影响，而对另一部分有利，而其它部分则完全不受影响。因此，产生影响的气候因子（或气候变化造成的其变化）并非普遍有害或有益，但如果专家确定其对特定系统有害，则我们称其为“危害”。

气候变化可改变气候系统的许多方面，但确定影响和风险的工作通常侧重于一小部分已知变化，因这类变化会影响或可能影响社会所关心的事情。这些产生气候影响的驱动因子（CID）在本报告中正式定义为“影响社会或生态系统某一要素的物理气候系统条件（例如，平均值、事件、极端事件等）。根据系统的耐受性，CID及其变化可以是有害的、有益的、中性的，或在相互作用的系统要素和区域中其作用是混合的”。由于人类、基础设施和生态系统是与其周围环境产生直接相互作用，因此气候专家可在局部及区域范围评估CID。CID可能涉及到温度、水循环、风和风暴、雪和冰、海洋过程和海岸过程或气候系统的化学和能量平衡。未来的影响和风险也可能直接受到与气候无关的因素（例如，社会发展、人口增长或病毒爆发）的波及，这些因素也有可能改变各系统的脆弱性或暴露度。

CID包含平均气候的重要特征以及影响社会和自然的常见及极端事件（见FAQ 12.2）。有些CID侧重于平均气候的各个方面（例如温度和降水的季节性进展、平均风或海洋化学），这些方面可确定物种分布、农业系统、旅游景点位置、水资源可用性以及常年建筑物的预计供热和制冷需求。CID还包括对各系统尤为重要的通常偶发事件（例如可在春季触发植物发育的解冻事件）、对水果作物冷藏要求至关重要的寒潮、冬季到来时消除夏季植被的霜冻事件。最后，CID包括许多与各种影响相关联的极端事件，例如受损车辆的雹暴、损毁海岸线特性的海岸洪水、破坏基础设施的龙卷风、加剧水资源争夺的干旱以及损害户外劳动者健康的热浪。

我们的日常生活、工作和自然系统的许多方面都依赖天气和气候，且人们很关注预测气候变化对我们所关注事务的影响。为了满足这些需求，科学工作者与各企业及当局合作提供气候服务——旨在协助决策的有效且可能付诸行动的气候信息。气候科学和服务可侧重于对各系统有严重破坏性的那些CID，以支持更广泛的风险管理方法。单个CID的变化会对不同部门乃至相同部门的各要素产生显著不同的影响，因此，气候科学工作者与利益相关方的合作对于了解未来的气候变化至关重要。针对活动规划和优化开展的气候服务可侧重于在运用气候条件方面更多渐进的变化。

FAQ 12.1, 图 1跟踪季节性积雪变化的示例结果，从而将气候科学与减缓、适应和区域风险管理的需要相关联。地面积雪季节的长度只是未来可能发生变化的许多区域气候条件之一，其之所以成为一个CID是因为社会和生态系统有许多要素依赖预计的积雪季节性。研究人为气候变化的气候科学工作者和气候服务提供方或许可确定哪些区域的积雪季节长度会增加、减少或相对未受影响保持不变。在每个地区，季节性积雪变化可能会有益于或有害于不同的系统（如果是有害，季节性积雪变化会是一个“危害”），不过沿海水产业等系统仍然相对未受到影响。与季节性积雪CID的这些变化相关的利害是不断变化着的，波及着该地区利益相关方在应对气候变化方面所面临的各种影响、风险和益处。

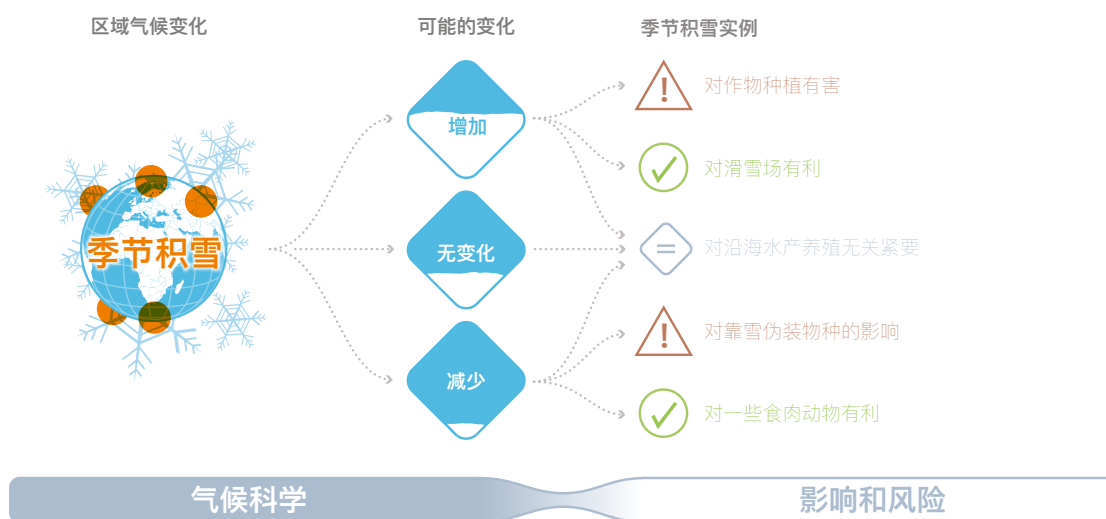
FAQ 12.1 (接续)

FAQ 12.1: 什么是气候影响的驱动因子(CID)?

气候影响驱动因素 (CID) 是一种直接影响社会或生态系统各项要素的气候条件。气候影响驱动因素及其变化会导致积极、消极或无足轻重的结果 (或兼而有之)。

气候影响驱动因素

对社会和生态系统的影响



FAQ 12.1, 图1 | 单个气候影响的驱动因子可在不同方面影响生态系统和社会。产生气候影响的相同驱动因子变化产生的各种影响, 以区域季节性积雪实例说明。

FAQ 12.2 | 气候阈值是什么及其重要性何在？

气候阈值可以让我们知道社会和生态系统的耐受度，使我们能够更认真地研究那些预计会对我们所关注的事情产生影响的气候变化类型。许多系统有自然阈值或结构阈值。如果情况超过那些阈值，则结果会使健康、生产力、效用或行为的突变乃至崩溃。适应和风险管理工作可改变这些阈值，从而改变可能产生问题的气候条件，并提高总体的系统复原力。

决策者早就注意到，某些天气和气候条件对于他们所关注的事情（即社会经济、文化或内在价值方面的事情）存在问题或有危害。社会和生态系统的许多要素都在自然选定或利益相关方考虑到预期气候条件而选定的适合气候区内运行。然而，随着气候变化使各项条件超出了预期范围，这类要素可能会越过一项气候“阈值”——超过这一水平，系统的行为会逐渐产生变化或会突然产生非线性和潜在不可逆的影响。

气候阈值可以与自然或结构耐受度有关联。例如，自然阈值包括人类无法通过排汗调节体温的高温和湿度条件、会加剧物种间竞争的干旱持续时间以及对害虫或病媒物种致命的冬季温度。结构阈值包括排水系统的工程极限、限制风力涡轮机运行的极端风速、海岸防护基础设施的高度以及灌溉基础设施的位置或热带气旋防护设施的位置。

阈值的定义可根据原始值（例如最高温度超过35°C）或百分位数（例如局部第99百分位的日降雨总量）。这些阈值通常有明显的季节性（见FAQ 12.3）。例如，落叶树可承受的降雪量取决于降雪是发生在树木落叶之前还是之后。大部分系统都会以复杂的方式响应变化，这些响应并不单单或精确地由单个气候变量的特定阈值确定。不过，阈值可以是系统行为的有用指标，而了解这些阈值有助于为风险管理决策提供依据。

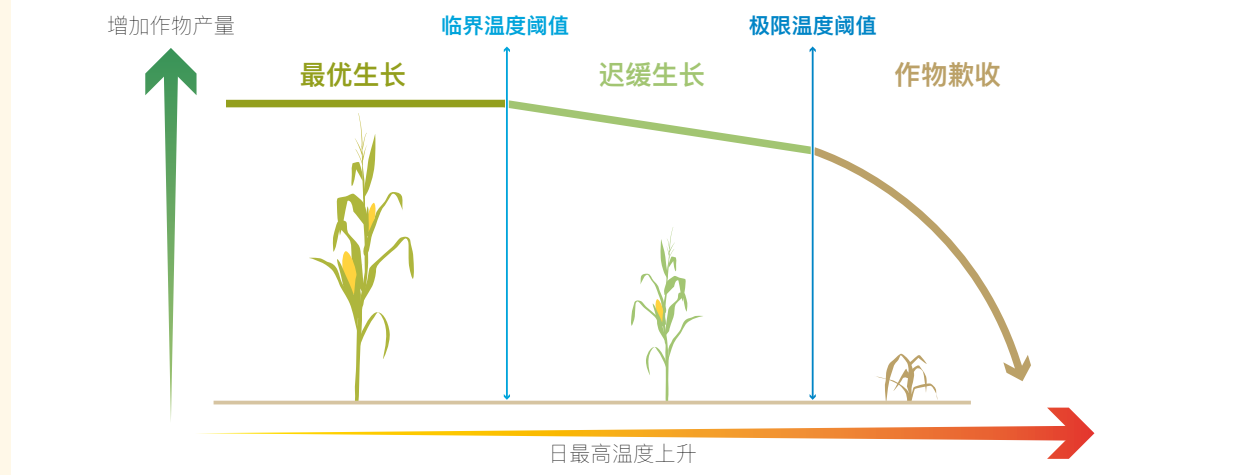
FAQ 12.2 图 1说明的是阈值条件如何能够帮助我们了解适合正常系统运行的气候条件以及在超出后则会产生影响的阈值。作物往往在适宜的每日温度范围内生长最佳，温度范围取决于栽培品种和农场管理方式。当每日温度升幅超过“临界”温度阈值，植物会开始经受热应力，生长减缓，并可能降低产量。如果温度达到一个较高的“极限”温度阈值，作物可能会叶片脱落、花粉不育或组织损伤，从而导致作物歉收。农民通常在选择农作制度时会考虑某个典型季节内可能发生极端温度事件的概率，因此，确定高温阈值有助于农民选择种子和田间管理策略，并将其作为其总体风险管理的一部分。因此，气候专家旨在通过提供关于气候变化引发的超过作物耐受阈值的每日极端高温预期频率变化信息，来帮助开展农田规划。

社会和环境的适应及其它变化可通过改变脆弱性和暴露度，从而改变气候阈值。例如，适应工作可包括培育耐热性更高的新作物，以便减少相应危险阈值发生的频率。同样，增加保护特定社区的防洪堤高度可增加无洪水时可承受的河流流量水平，从而降低破坏性洪水的频率。因此，利益相关方受益于以共同发展过程为基础的气候服务，科学家确定与系统相关的阈值，并制定代表这些阈值的专门的产生影响的气候因子指数（FAQ 12.1）。这些阈值有助于重点为适应和风险管理提供与行动相关的气候信息。

FAQ 12.2 (接续)

FAQ 12.2: 气候阈值是什么及其重要性何在?

许多系统都有阈值，如果气候条件超过阈值，就会导致突变。适应和风险管理工作可以确定和改变耐受阈值从而提高整体系统的复原力。



FAQ 12.2, 图1 | 作物对最高温度阈值的响应。作物生长率会对日最高温度上升做出响应，导致在温度分别超过临界和极限温度阈值时生长放缓和作物歉收。注意，其它环境因素（例如，二氧化碳和水）的变化可能会提高植物对不断升温的耐受度。

FAQ 12.3 | 气候变化将如何影响气候致灾因子的区域特点？

人为气候变化会改变气候危害度的量级或强度、其发生的频率、危险条件持续时间、危害发生的时间、或改变危害所危及的空间范围，从而改变气候危害的区域特点。通过研究危害总体变化的各个方面，气候服务可提供气候风险信息，使决策者能够更好地制定适应、减缓和风险管理战略。

气候致灾因子是一种可能损害自然系统或社会的气候条件。例如，热浪、干旱、大雪事件以及海平面上升。气候科学工作者通过寻找产生影响的气候因子型式来检测那些不断变化且可能影响利益相关方规划的危害的特征（FAQ 12.1）。气候服务提供方可与利益相关方及影响专家合作来确定关键系统的响应和耐受阈值（FAQ 12.2），然后研究历史观测资料和未来气候预估，以确定区域危害概况特征的相关变化。气候变化可改变某一地区危害概况的至少五个不同特征（FAQ 12.3, 图 1）：

量级或强度是指某种气候危害度的原始数值，例如，由每年发生1%变化幅度的海岸风暴造成的年最高温度升幅或洪水高度增幅。

频率是指在给定时间内气候危害度达到或超过阈值的次数。例如，在一年或十年之内发生大雪事件、龙卷或洪水次数的增幅。

持续时间是指危险状况持续超过某个阈值的时间长度，例如最高气温超过35°C的连续天数增幅、旱情连续月数增幅、或影响某地的热带气旋天数增幅。

测定时间是记录与某天、某季、某年之中或在行业要素不断变化或相互依存（例如一年中不断迁徙的动物期望找到应季食物供给的时间）的其它时段有关的某个危险事件的发生。例如，一年中最后一次春霜发生的时间提前、或首次季节性降雨典型发生日期推迟、地面通常积雪的冬期延长，抑或土壤水分从正常转为干旱条件所需的通常时间缩短。

空间范围是指预计会出现危险状况的地区，例如目前受到热带气旋威胁的地区、一年中最冷日会限制某种特定害虫或病原体的地理区域、有多年冻土的地形、常见风暴后会发生洪水的地区、气候条件有利于户外劳作的区域抑或海洋热浪的规模。

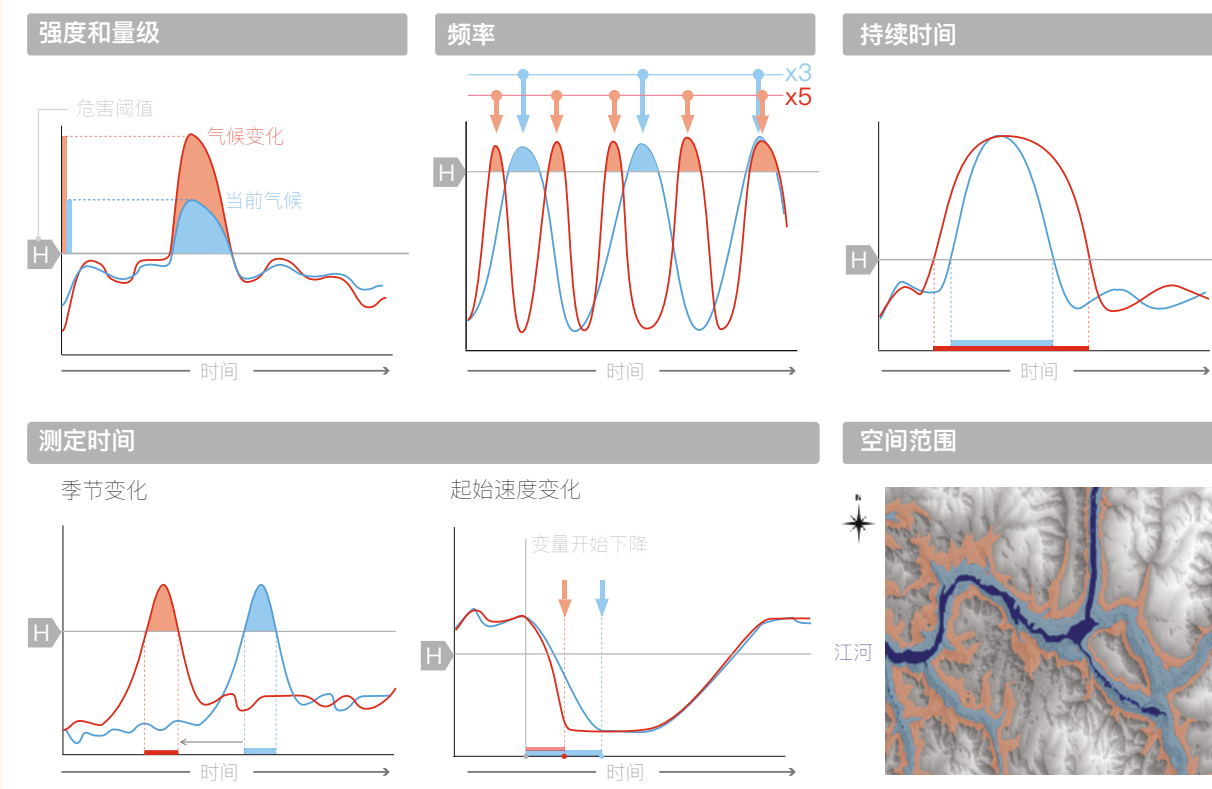
危害概况的各种变化通常是相互交织，或源于与气候系统有关的物理变化。例如，由于大气动力和化学过程，极端事件量级和频率的变化通常彼此直接相关。在许多情况下，危害变化的一个方面会比其它方面更明显，这可提供首个紧急信号，表明未来将发生更大的一系列变化（FAQ 1.2）。

关于危害已发生怎样变化或将要如何变化的信息可帮助利益相关方优先考虑更完善的适应、减缓和风险管理战略。例如，有限赈灾资源的分配可能旨在认识到热带气旋预估将变得更强，即使它们发生的频率可能并没有变化。做规划时还可能考虑到事实上即使强度未破纪录的热浪，如果长期持续，对脆弱人群仍是一个问题。同样，消防员认识到，火灾天气季节延长以及火情蔓延至以前并不十分让人担心发生火灾的其它地区，会带来新的后勤挑战。因此，气候科学工作者和利益攸关方之间的密切合作有助于气候服务部门定制和传达关于在抗灾工作中有待应对的不断变化的气候危害度类型的明确信息。

FAQ 12.3 (接续)

FAQ 12.3: 气候变化将会如何影响气候危害度?

气候变化会改变区域气候危害度的强度、量级、频率、持续时间、测定时间和空间范围



FAQ 12.3, 图1 | 区域危害度概况变化类型。前五张图说明的是气候变化会如何改变与危害阈值（标注“H”的灰色横线）有关的气候因子强度（或量级）、频率、持续时间和发生时间（按季节和始发速度）。历史气候（蓝色）和未来气候（红色）之间的差异表明了利益相关方将必须应对的气候变化的各个不断变化的方面。右下图说明的是某种气候危害度（例如，百年一遇的河道洪水，蓝色表示地理范围）可能在未来气候变化条件下会如何蔓延至新的地理区域（红色表示扩大的区域）。