





# FAQ

## 常见问题

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

# 目录

## 常见问题

常见问题1.1	为什么对气候系统的理解已有所提高而对温度预估的范围却没有缩小? ...	121	常见问题10.2	何时人类对气候的影响会在局地尺度显现? .....	161
常见问题2.1	我们如何知道全球已经变暖了? .....	123	常见问题11.1	如果你无法预测下个月的天气, 你如何预测未来十年的气候? .....	163
常见问题2.2	极端气候有任何改变吗? .....	125	常见问题11.2	火山喷发如何影响气候和我们预测气候的能力? .....	165
常见问题3.1	海洋正在变暖吗? .....	127	常见问题12.1	为什么使用这么多的模型和情景来预估气候变化? .....	167
常见问题3.2	地球水循环改变的证据存在吗? .....	129	常见问题12.2	地球水循环将如何变化? .....	169
常见问题3.3	人为的海洋酸化与气候变化有关吗? .....	131	常见问题12.3	如果我们今天停止排放, 未来的气候将会怎样? .....	171
常见问题4.1	北极和南极的海冰是如何变化的? .....	133	常见问题13.1	为什么局地海平面的变化不同于全球平均值? .....	173
常见问题4.2	山区冰川正在消失么? .....	135	常见问题13.2	格陵兰和南极的冰盖在本世纪剩余时间里会继续对海平面变化作贡献吗? ...	175
常见问题5.1	太阳是近期气候变化的主要驱动力吗? .....	137	常见问题14.1	气候变化如何影响季风? .....	179
常见问题5.2	目前的海平面变动率有多不同寻常? .....	139	常见问题14.2	区域气候的预测与全球平均气候预测的关系如何? .....	181
常见问题6.1	因永冻土的融化和海洋变暖导致的甲烷和二氧化碳迅速释放, 是否会从根本上促进变暖? .....	141			
常见问题6.2	二氧化碳释放到大气中后, 会发生什么? .....	143			
常见问题7.1	云是如何影响气候和气候变化的? .....	145			
常见问题7.2	气溶胶是如何影响气候和气候变化的? .....	147			
常见问题7.3	地球工程能否抵消气候变化并会产生哪些副作用? .....	149			
常见问题8.1	水汽对气候变化有多重要? .....	153			
常见问题8.2	空气质量的改善对气候变化有影响吗? ...	155			
常见问题9.1	气候模型变得越来越好了吗? 我们又怎么知道呢? .....	157			
常见问题10.1	气候一直在变化。我们如何确定观测到的变化的原因? .....	159			

常见问题

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

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

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

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

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

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

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

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

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

常见问题

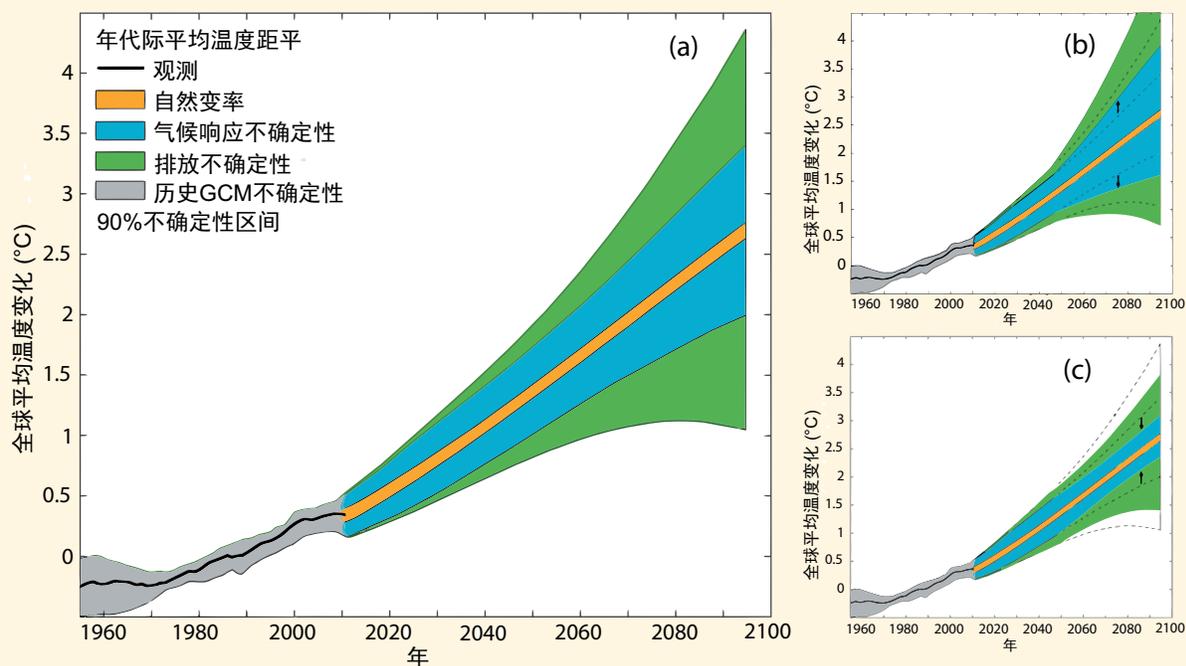
## 常见问题1.1(续)

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

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

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

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



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

常见问题

## 常见问题2.1 | 我们如何知道全球已经变暖了？

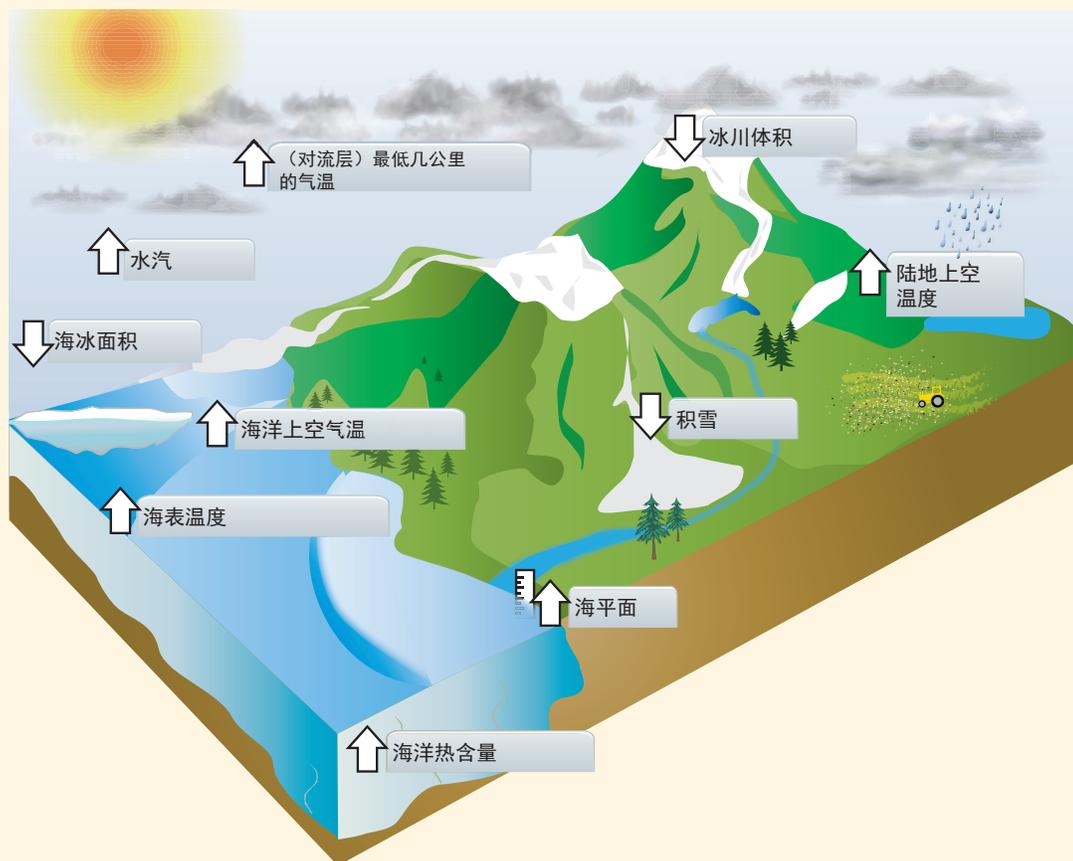
全球变暖的证据来源于多项复杂而独立的气候指标，高到大气层上部，深至海洋底部。这些指标包括表面温度、大气温度和海洋温度的变化；还包括冰川、积雪、海冰、海平面和大气水汽等方面的变化。全球各地的科学家对此类证据已独立验证过多次，证实了自19世纪起全球就开始变暖是毋庸置疑的。

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

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

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

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



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

常见问题

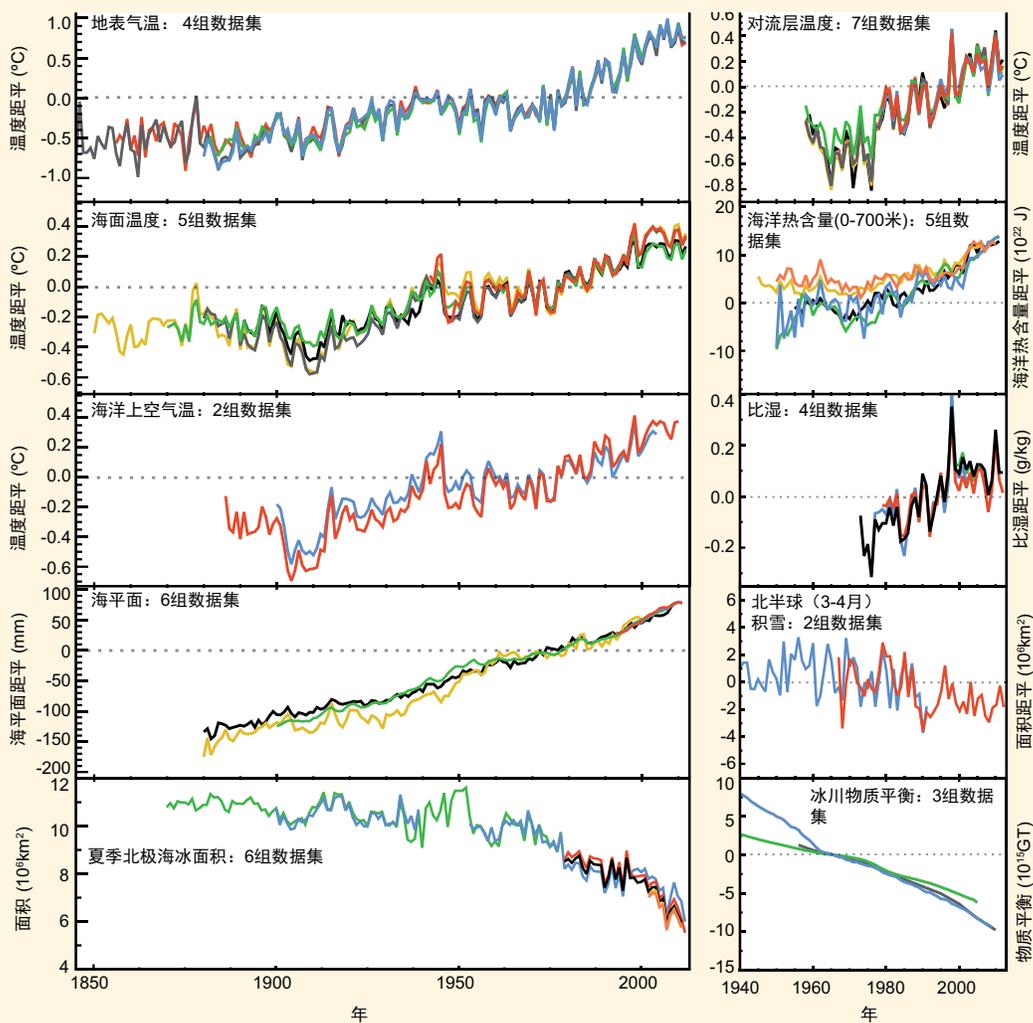
常见问题 2.1 (续)

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

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

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

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



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

常见问题

## 常见问题2.2 | 极端气候有任何改变吗？

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

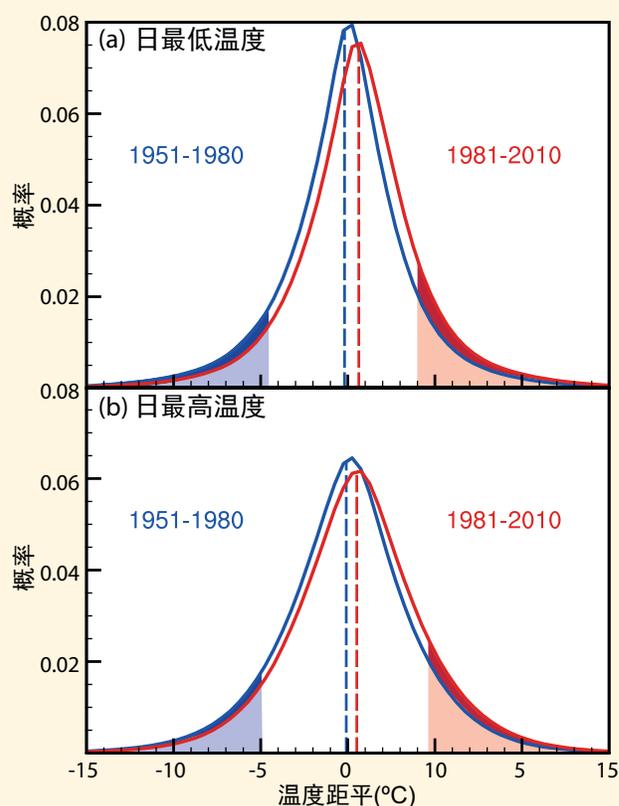
从热浪到寒流，或从干旱到洪灾，记录和分析极端气候都是特殊挑战，不仅因为极端事件发生频率稀少，而且因为这些事件的发生往往都和破坏性条件相关。此外，在科学文献中对于气候极端事件的形成没有一致的定义，这使得全球对比评估变得更为复杂。

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

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

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

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



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

常见问题

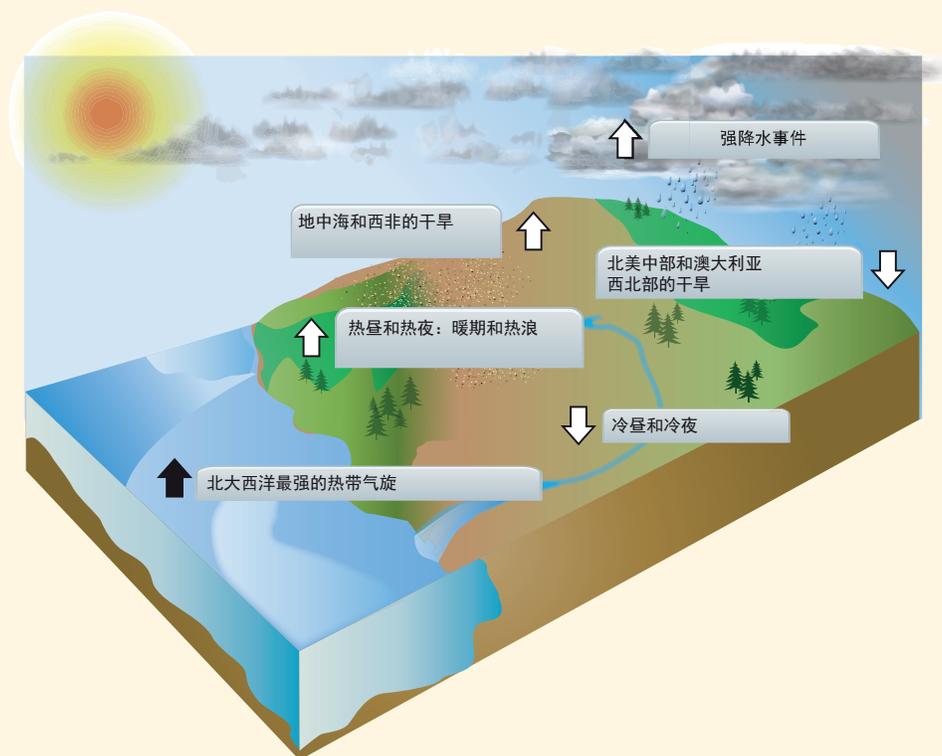
## 常见问题 2.2 (续)

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

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

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

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



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

常见问题

### 常见问题3.1 | 海洋正在变暖吗？

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

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

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

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

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

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

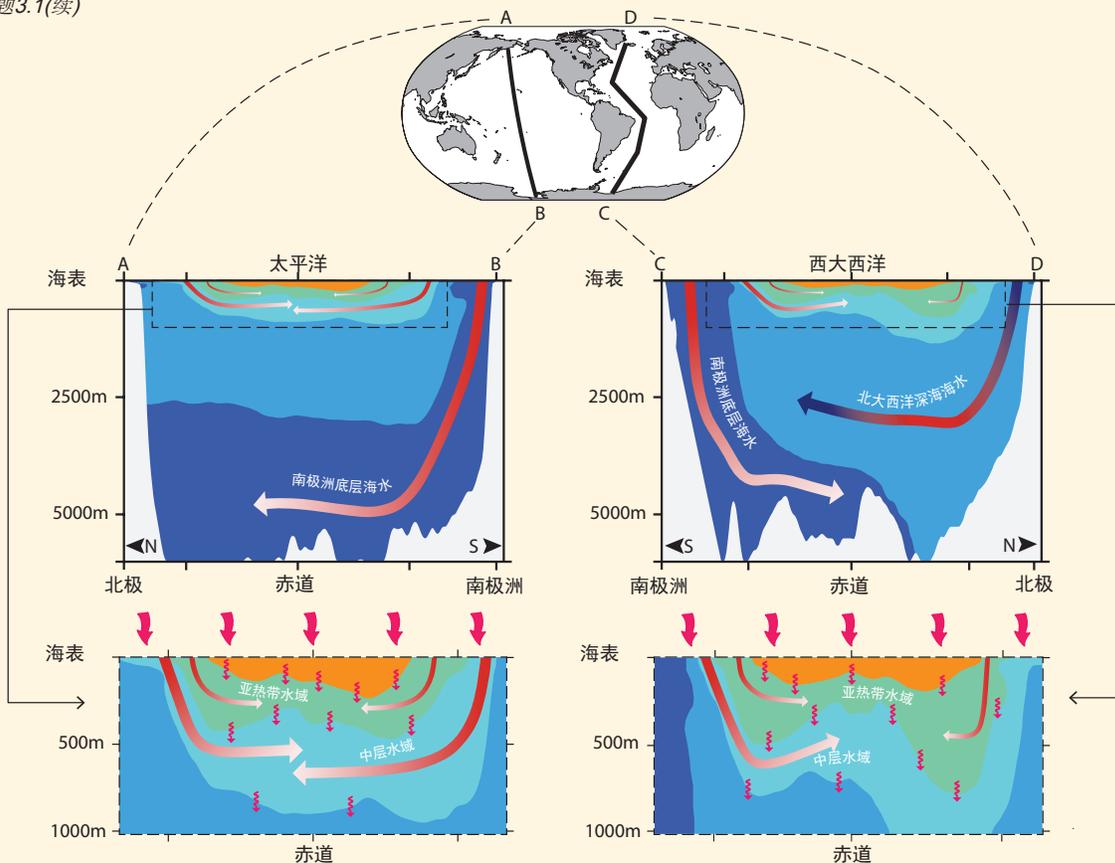
过去几年中，对全球历史海洋平均温度的估计变得更加精确了，这要归功于对海洋认识的提高以及测量系统误差的降低。通过将次准确测量值与同一时段、临近位置上更稀疏、更准确的测量值进行仔细比较，科学工作者可降低历史记录中的伪仪器偏差。通过这些改进之举，全球海洋平均温度测量值比2008年之前报告的测量值精准了许多，而且年年都有所提高。尽管如此，全球平均增温率在时间上可能还不统一。有些年份，海洋温度增加速度高于平均值，而有些年份增温率似乎有所减慢。

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

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

常见问题

常见问题3.1(续)



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

常见问题

### 常见问题3.2 | 地球水循环改变的证据存在吗？

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

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

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

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

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

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

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

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

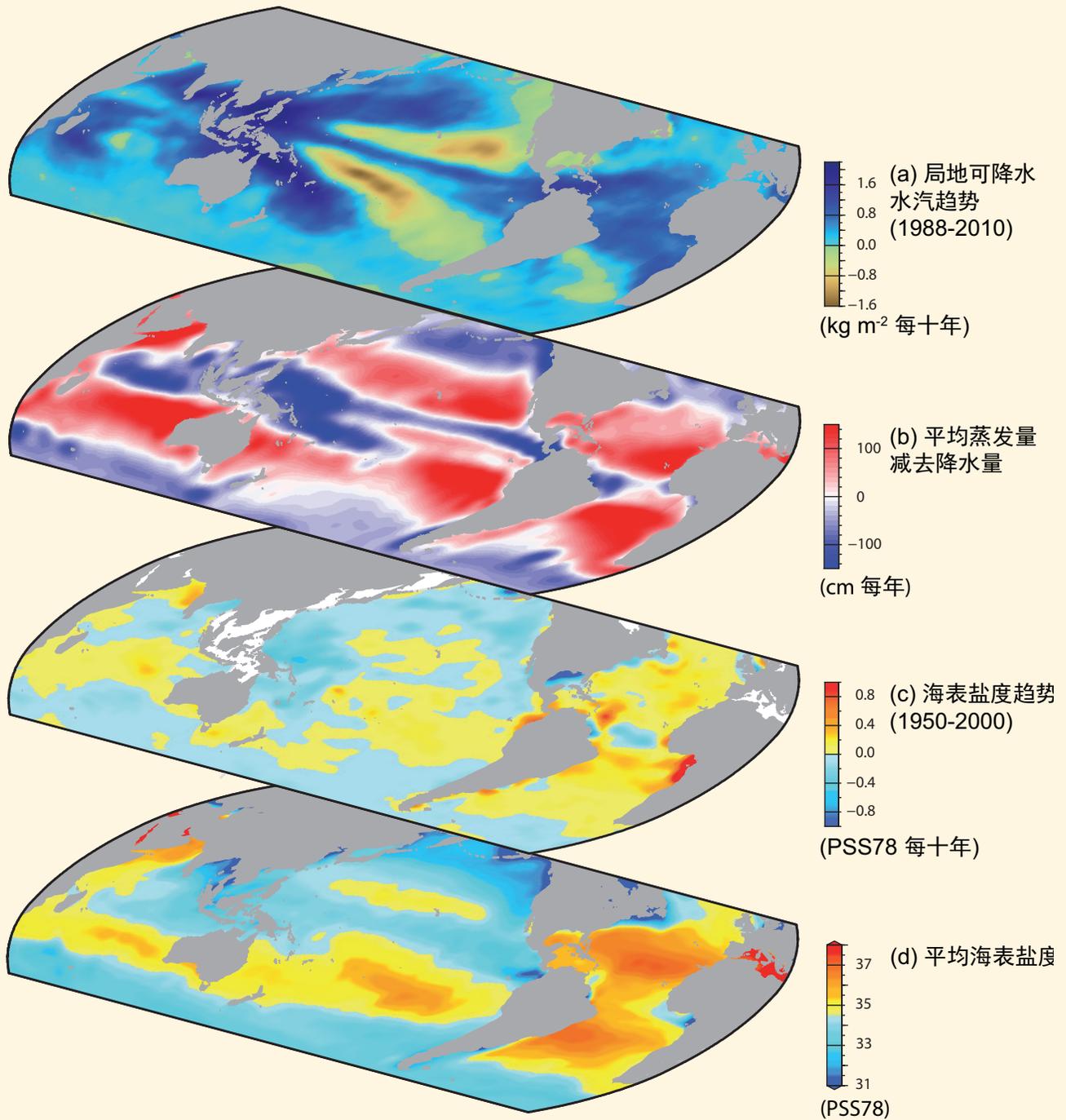
另一方面，海洋盐度就像海洋上的一个灵敏而有效的雨量计。它自然反映了海洋获得的降水水量和海洋损失的蒸发水量之间的差值并做了平滑，而降水和蒸发两者都是变化无常的。海洋盐度同样也会受到陆地径流水量的影响，并且会受到海冰或浮冰融化和冻结的影响。陆地积雪融化增加的淡水将改变全球平均盐度，但是迄今这些改变太小，无法被观测到。

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

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

常见问题

常见问题3.2(续)



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

常见问题

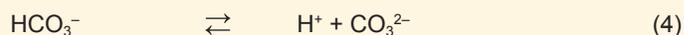
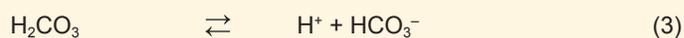
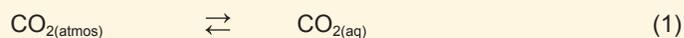
### 常见问题3.3 | 人为的海洋酸化与气候变化有关吗？

人为气候变化和人为海洋酸化都是因为大气中二氧化碳浓度增加造成的。二氧化碳(CO<sub>2</sub>)等温室气体水平的上升可捕捉从地球表面反射回的热能，从而可间接改变气候系统。人为海洋酸化是CO<sub>2</sub>浓度升高的直接后果，因为目前海水可吸收掉大气中将近30%的CO<sub>2</sub>。

海洋酸化指的是pH值长期(通常为几十年或者更长)下降，这主要由于从大气中吸收了CO<sub>2</sub>造成的。pH值是酸度的无因次量。海洋酸化说明的是pH的变化方向而不是终点：即海洋pH值下降，但预期不会变酸(pH < 7)。海洋酸化也可以由海洋中其他自然化学成分的增加或减少而引起。(例如：火山活动的加强、甲烷水合物的释放、长期净呼吸的改变等)或者由人为引发(例如：释放到大气中的氮气硫磺化合物)。人为海洋酸化指的是因人类活动造成的pH值下降分量。

从大约1750年开始，工业、农业活动中排放的CO<sub>2</sub>使得全球大气平均CO<sub>2</sub>浓度从278ppm上升到了2011年的390.5ppm。大气中CO<sub>2</sub>的现在浓度比过去八十万年中的任何时候都要高，而且预期还要继续升高，这是因为我们是靠化石燃料来获取能源的。迄今，海洋从大气中吸收了将近155±30PgC，大致相当于自工业化前时代以来人类活动所排放CO<sub>2</sub>总量的四分之一(555±85PgC)。这一自然的吸收过程很大程度上降低了大气中的温室气体水平，最大程度地降低了全球变暖的某些影响。然而，海洋吸收的CO<sub>2</sub>正在给海水造成巨大的化学影响。从工业革命开始以来，海洋表面水体的pH平均值已经从8.2下降到了8.1，降低了大约0.1个单位。根据对未来大气和海洋CO<sub>2</sub>浓度的预测，到本世纪末，海洋表面的pH平均值将比现在的低0.2到0.4个单位。pH标度是对数性质的，即若pH值有1个单位的变化，则氢离子浓度有10倍的变化。

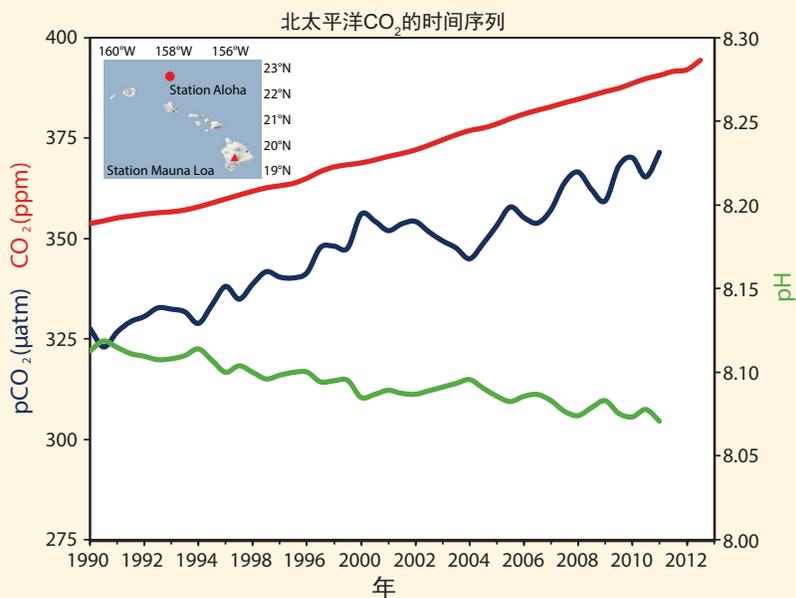
当大气中的二氧化碳在空气海洋的交界处交换时，它与海水相互作用，形成一系列四种化学反应，使得碳种类的浓度增加。例如：被溶解的二氧化碳(CO<sub>2(aq)</sub>)、碳酸(H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>)和碳酸氢盐(HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>):



这些化学反应产生了氢离子(H<sup>+</sup>)。这种海洋氢离子浓度的增加对应的是pH值的下降或是酸度的上升。在正常的海水条件下，所产生的氢离子中99.99%以上的会与碳酸根离子(CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>)结合产生新的碳酸氢根(HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>)。因此，将人为CO<sub>2</sub>加入海洋既会降低pH值，也会消耗碳酸根离子。这些反应完全是可逆的，并且这些海水中反应的基本热力学原理是众所周知的，即pH值约为8.1时，大约90%的碳是碳酸氢盐离子形式，而9%的碳是碳酸根离子形式，仅有1%的碳是溶解的CO<sub>2</sub>形式。实验室、外场和模拟研究的结果以及地质学记录的证据均清晰地表明海洋生态系统极易受海洋CO<sub>2</sub>的增加以及pH值和碳离子的相应降低的影响。

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

常见问题3.3 (续)



常见问题3.3, 图1 | 从Mauna Loa大气观测站得到的经平滑处理后的大气CO<sub>2</sub>摩尔分数 (ppm) 时间序列 (顶端红线), 位于亚热带北太平洋夏威夷北部的ALOHA观测站针对1990-2011年这段时期得到的海洋表面CO<sub>2</sub>气体分压 (pCO<sub>2</sub>; 中间蓝线) 以及海洋表面的pH值 (底部绿线) (根据Doney等人, 2009; 资料来自Dore等人, 2009)。这些结果说明海洋表面的pCO<sub>2</sub>趋势总体上与大气中的增长相一致, 但因海洋过程的大尺度年际变率而变率更强。

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

参数	工业化前 (280 ppmv) 20°C	2倍于工业化前 (560 ppmv) 20°C	(相对于工业化前的变化%)	2倍于工业化前 (560 ppmv) 22°C	(相对于工业化前的变化%)
pH	8.1714	7.9202	-	7.9207	-
H <sup>+</sup> (mol kg <sup>-1</sup> )	6.739e <sup>-9</sup>	1.202e <sup>-8</sup>	(78.4)	1.200e <sup>-8</sup>	(78.1)
CO <sub>2(aq)</sub> (μmol kg <sup>-1</sup> )	9.10	18.10	(98.9)	17.2	(89.0)
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (μmol kg <sup>-1</sup> )	1723.4	1932.8	(12.15)	1910.4	(10.9)
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> (μmol kg <sup>-1</sup> )	228.3	143.6	(-37.1)	152.9	(-33.0)
C <sub>T</sub> (μmol kg <sup>-1</sup> )	1960.8	2094.5	(6.82)	2080.5	(6.10)

注:

<sup>a</sup> CO<sub>2(aq)</sub> = 溶解的 CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> = 碳酸, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> = 碳酸氢盐, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> = 碳酸盐, C<sub>T</sub> = 总碳含量 = CO<sub>2(aq)</sub> + HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> + CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>。

常见问题

## 常见问题4.1 | 北极和南极的海冰是如何变化的？

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

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

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

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

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

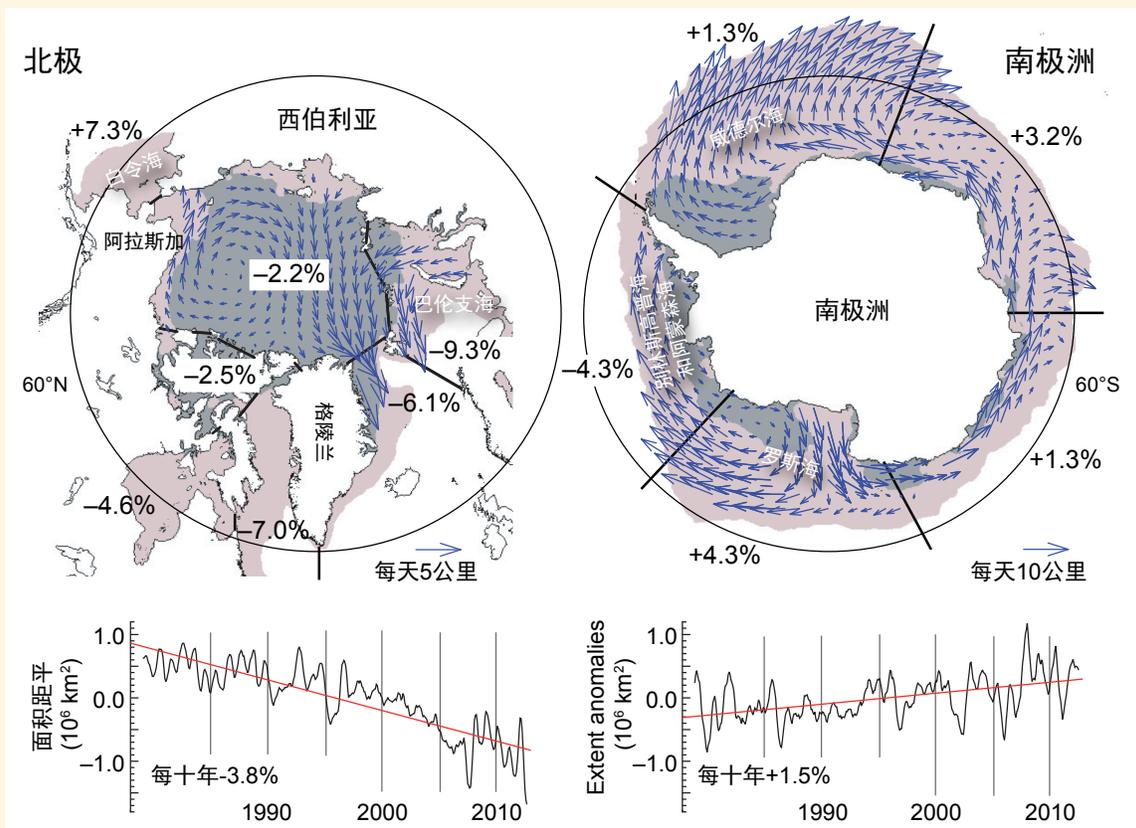
根据同期34年的卫星资料记载，南极年海冰范围每10年增长将近1.5%。然而，发展趋势具有区域性不同，在白令海和阿蒙森海呈现下降趋势，而罗斯海的海冰范围呈现更大的增长态势而且主导着总体趋势。南极海冰范围总体上呈现更小程度的增长是否可以作为有意义的气候指标这点还不确定，因为该大洲每年各地的覆盖范围都迥然不同。(接下页)

常见问题

常见问题4.1 (续)

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

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



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

常见问题

## 常见问题4.2 | 山区冰川正在消失么？

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

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

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

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

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

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

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

常见问题

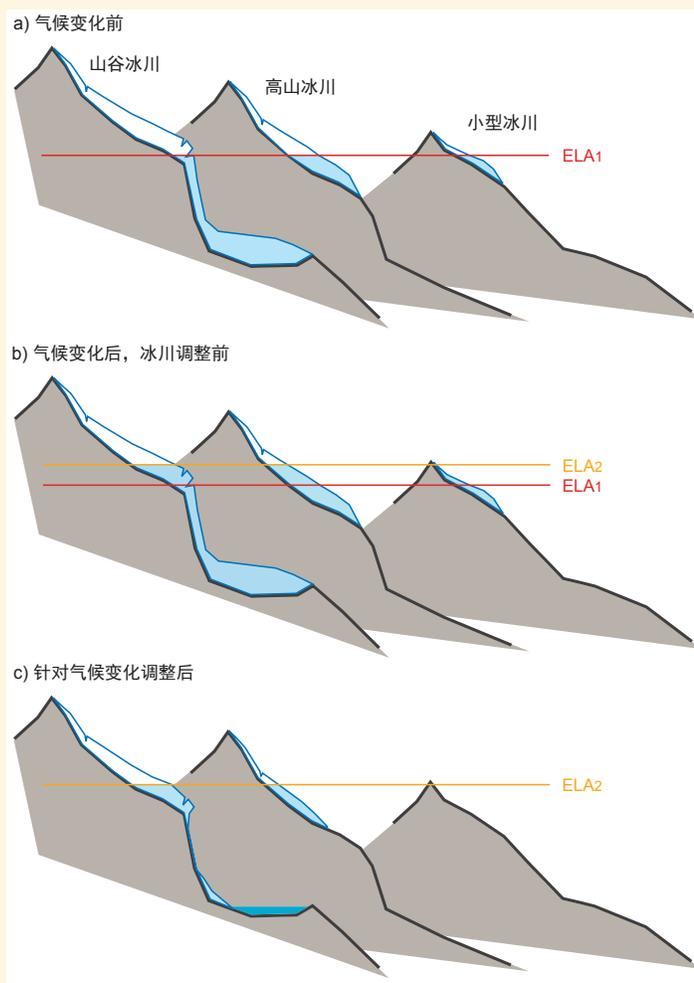
## 常见问题4.2(续)

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

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

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

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



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

常见问题

## 常见问题5.1 | 太阳是近期气候变化的主要驱动力吗？

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

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

自1978年起, 卫星仪器可直接测量TSI, 显示地球大气层顶部接收到的太阳辐射平均值为 $\sim 1361\text{W}/\text{m}^2$ 。部分地表、空气污染及大气中的云层起到一面镜子的作用, 将约30%的能量反射回太空中。当太阳活动较多时, TSI的记录值会更高。辐照度以约11年1次的太阳黑子周期变化: 在最近的几个周期里, TSI的平均波动值在0.1%左右。

在能够使用卫星测量之前, TSI的变化不得不依照黑子数(追溯到1610年), 或是大气层中形成的、存在于极地冰和树木年轮的放射性同位素进行估算。在太阳活动非常衰弱的50-100年间, 例如1645年至1715年的蒙德极小期, 通常称作“太阳活动最低期”。从蒙德极小期出现至今, 有关太阳辐照度的众多估计值在0.1%左右浮动, 与11年的变率幅度相似。

太阳变率是如何有助于人们解释1870年以来的全球表面温度记录的呢? 为了回答这一问题, 了解所涉及的其他气候驱动力是很重要的。每个驱动力都会生成区域性气候响应的特有形态。然而, 正是它们的结合才引发出所观测到的气候变化。太阳变率和火山爆发是自然因素。人为(人类造成的)因素则是另一方面, 它包括温室气体浓度变化、可见气体污染(气溶胶)排放以及人类活动产生的其他物质。“内部变率”指在气候系统内的波动, 例如, 天气变化或类似厄尔尼诺-南方涛动的现象。

这些自然因素及人为因素带来的相关影响随时间发生变化。常见问题5.1, 图1在一些简单计算的基础上阐明了那些影响, 其中全球平均表面温度变化表明了与太阳、火山和人为强迫及内部变率成线性相关的四个组分的总和。1870年至2010年, 全球表面温度上涨约 $0.8^\circ\text{C}$ (常见问题5.1, 图1a)。然而这种温度上升现象并不是始终如一的: 有时, 使地球表面降温的因素, 如火山喷发、较弱的太阳活动及大量人为气溶胶的排放, 已经超过了类似温室气体这样可以使地表变暖的因素, 气候系统内的变率引发了与外部影响无关的进一步波动。

太阳对地球表面温度变化的影响主要由11年太阳周期控制, 这可以解释全球温度波动值在太阳活动最低期与最高期之间为何为 $0.1^\circ\text{C}$ 左右(常见问题5.1, 图1b)。在20世纪初, 太阳活动的长期增长趋势以及变率内部变率、温室气体的增加和火山活动的间断可能会放大这一周期内的升温情况。然而, 它却不能解释自20世纪70年代末以来所观测到的增长, 以及从1986年到2008年TSI甚至略有下降的趋势(第8章, 第10章)。

火山喷发间或将气溶胶注入大气, 对全球表面温度变化产生影响, 使地球表面降温(常见问题5.1, 图1c)。大型火山喷发, 如1991年的皮纳图博火山喷发, 在长达3年的时间内将表面温度降温了 $0.1^\circ\text{C}$ 至 $0.3^\circ\text{C}$ 。(接下页)

常见问题

常见问题5.1(续)

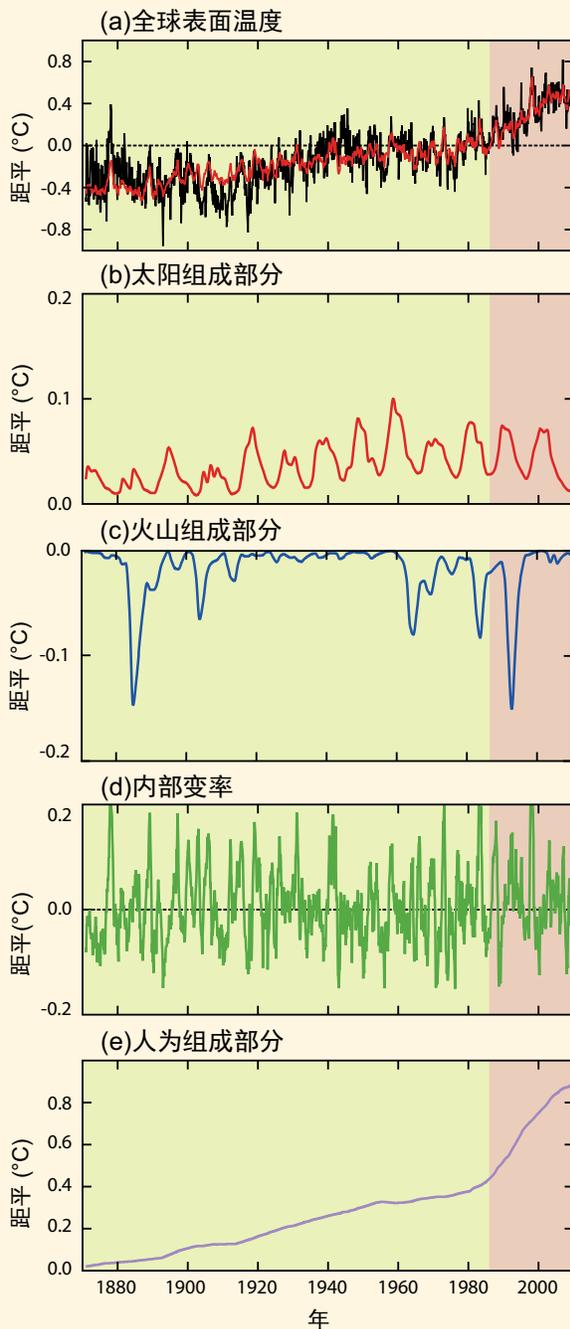
内部气候变率最为重要的部分是厄尔尼诺-南方涛动现象，它主要影响每年热带平均气温和全球平均气温的变化(常见问题5.1, 图1d)。比如1997年至1998年的厄尔尼诺现象致使年均气温相对较高。

所观测到的1870年至2010年全球表面温度变率(图1a)反映了自然因素(太阳、火山、内部; 常见问题5.1, 图1b-d)产生的综合影响, 加上人为因素叠加出数十年的变暖趋势(常见问题5.1, 图1e)。

1870年前, 人为排放的温室气体和气溶胶较少, 因而太阳和火山活动的变化及内部变率对全球表面温度的影响更为重要, 尽管其中单一因素的具体影响目前还不明确。持续数十年的太阳活动最低期常与低温环境相关联。然而, 最低期通常也受火山喷发的影响, 进而难以量化太阳因素的作用。

在区域尺度上, 太阳活动的变化与印度洋-太平洋、北亚及北大西洋等地区的地表气候和大气循环变化有关。约11年的太阳周期中TSI的波动相对较小, 波动会带来区域性效应, 将这种区域性效应放大的机制涉及到大气上下层之间或海洋表面温度和大气之间的动态相互作用, 但对全球平均气温影响较小(见文框10.2)。

最后, 几年前出现的太阳活动最低期里太阳活动的减少, 引发对未来它对气候有何影响的问题(常见问题5.1, 图1b)。尽管对未来的太阳活动有一些不确定性, 但是可以肯定, 相对于人为因素对气候变化的影响, 太阳在最高活动期和最低活动期范围内对气候的影响要小得多。



常见问题5.1, 图1 | 1870年至2010年全球表面温度距平, 以及影响它们的自然(太阳、火山及内部)和人为因素。(a)全球表面温度记录(1870-2010), 相对于1961年至1990年的全球表面平均温度(黑线)。全球表面温度变化模式(a:红线), 利用自然因素(b, c, d)和人为因素(e)气温影响之和制作。(b)估测温度对太阳强迫的响应。(c)估测温度对火山喷发的响应。(d)估测由于内部变率所发生的气温变化, 这里与厄尔尼诺-南方涛动现象相关。(e)估测温度对人为强迫的响应, 包括来自温室气体的增温成分和来自大多数气溶胶的降温成分。

常见问题

## 常见问题5.2 | 目前的海平面变动率有多不同寻常？

在过去的两千年里，全球海平面平均变动率在整个20世纪(平均每年 $1.7\pm 0.2\text{mm}$ )和1993年以来(介于每年2.8和3.6mm之间(第13章))在世纪尺度变动的背景下是不同寻常的。然而，在过去冰盖迅速解体的时期里，海平面变动率的波动更为迅猛，例如，在冰川期和间冰期的过渡阶段。异常的地壳运动也可以引发局部海平面的快速变化，甚至超越了目前全球变动率。

‘海平面’普遍被认为是海洋与陆地的交会点，地球科学家将海平面定义为相对陆地而言测量海洋表面位置的标准，两者都可能相对地球中心发生运动。因此，海平面测量标准反映了地球物理学因素与气候因素的结合。地球物理学因素对海平面的影响包括陆地的沉降与隆起以及冰川均衡调整，这是地球-海洋系统对地球上物质分布(尤其是海水和陆地冰)变动的响应。

气候影响包括引起海水扩张和紧缩的海洋温度变化，还包括冰川和冰盖体积变化以及洋流变动。这些气候和地球物理学因素中的局地性和区域改变使海平面变动率相对全球预估的平均变动率有明显的偏差。例如，瑞典北部沿海(波的尼亚湾)的局地海平面正以近乎每年10mm的变动率下降，这是由于上个冰川时期后陆地冰融化造成了持续抬升。相比之下，1960年至2005年曼谷南部的局地海平面以每年~20mm的变动率上升，主要为响应由于提取地下水造成的地面沉降。

在过去的~150年里，潮位站对海平面的变化进行了记录，而且在过去的~20年里，卫星测高仪也加入了这个行列。这两组数据集的结果在重叠时期是一致的。在20世纪，全球海平面平均变动率为每年~ $1.7\pm 0.2\text{mm}$ ，大约是过去20年的两倍。它同全球范围内数量级更高的波浪和潮汐振荡比较，可能会显得很小。尽管如此，如果这种变动率在长时间内持续，它的量级就会对人口众多且低洼的沿海地区起到重要影响，海平面的轻微上涨就可能淹没大片的陆地。

在器测时期之前，局地海平面变动率都是根据沉淀物、化石以及考古档案记录的间接测量估算的。这些替代记录都具有空间局限性，反映了局地和全球的状况。然而，当一个个出自极其不同的环境背景的替代记录汇聚到一个通用信号上时，全球信号的重构就得到了加强。需要重点注意的是，地质档案，尤其是关于约2万年前的，通常只捕获海平面在千年尺度上的变化。对世纪尺度上海平面变动的预估因此是基于千年尺度的信息，但是必须认识到的是，这样的资料并不必排除世纪尺度上更快的海平面变动率。

对过去2000年的海平面重构为使用替代记录提供了机会，以便与器测时期重叠并有所延伸。最近的一个实例来自美国大西洋沿岸的盐沼沉淀物，并结合了基于潮位站数据和模拟预测的海平面重构，以记录19世纪末以来每年 $2.1\pm 0.2\text{mm}$ 的海平面平均变动率。在同一个海岸部分，这个一整世纪的上升超过了整个2000年中任何其他世纪尺度的变动率。

在更长的时间尺度上，有时会遇到更高得多的海平面变动率和振幅。过去50万年里的冰川期-间冰期气候周期导致全球海平面变动了约120米至140米。这类海平面变动大多发生在由全冰期转变为间冰期的1万年到1万5千年间，平均每年上升10-15毫米。这些高变动率仅在地球上出现极端冰河气候时存在，也就是当大冰盖与海洋相接的时候。例如，在最后一个冰川极盛期(约21000年前)转向目前的间冰期(全新世，过去的11650年)期间，珊瑚礁化石沉淀物表明全球海平面在不到500年里暴涨了14-18米。这就是著名的“融水脉冲1A”事件，期间海平面上升的速度超过了每年40毫米。

这些更长时间尺度的实例表明，海平面变化速率高于今天我们所观测到的，但是应该记住的是，它们都发生在特定的条件下：处于从全冰河期到间冰河期转变的时期，长期处于受到这些转变出现影响的地区；位

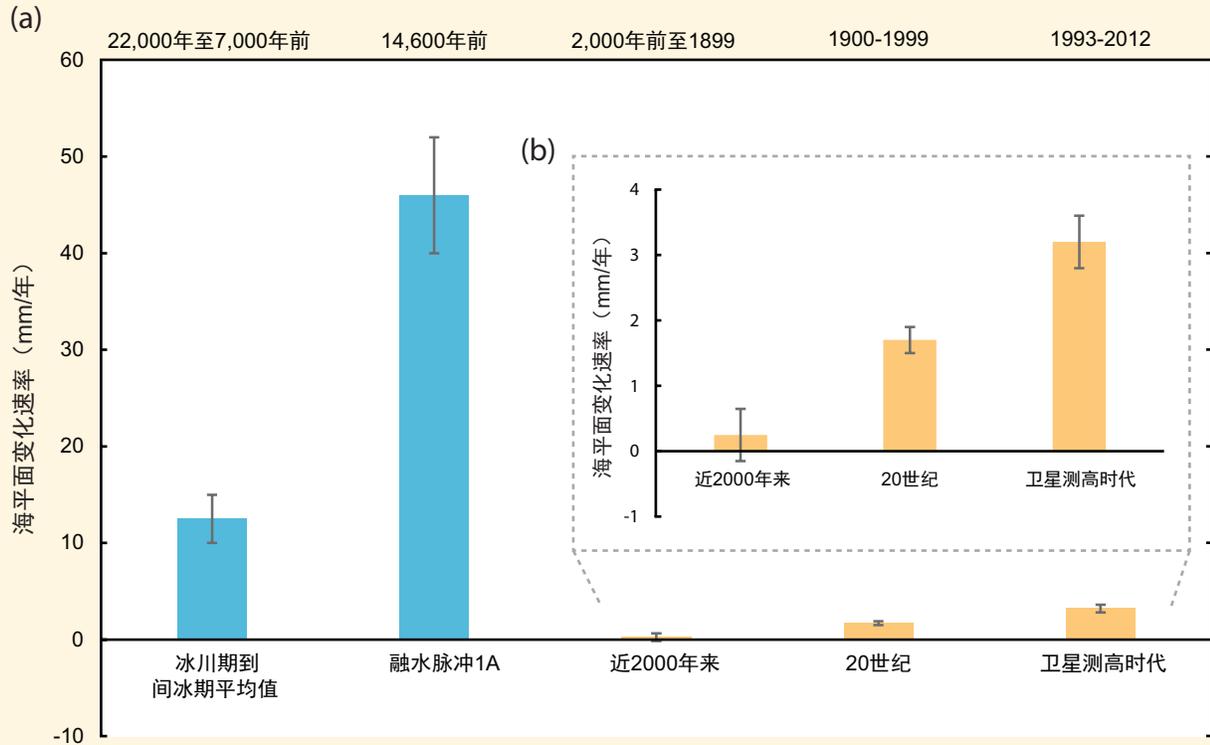
(接下页)

常见问题

常见问题5.2 (续)

于主要的地质构造巨变或是主要的三角洲地区，这些地方常有地表下沉，是由于沉积物压实作用造成的，有时会因为提取地下水而加深下沉情况。

目前全球平均海平面变动率与过去2000年中观测或估算出的变动率相比有着不同寻常之处，这一结论得到了仪器和地质记录的支持。更快的变动率已在地质记录里发现，尤其是在从冰期到间冰期的过渡期间。



常见问题5.2, 图1 | (a)在选取的五个阶段中对全球平均海平面变动率(mm/年)的估值：上次冰川期到间冰期的过渡；融水脉冲1A；近2000年来；20世纪；卫星测高时代（1993-2012）。蓝色柱形条表示从冰川期到间冰期过渡的时间间隔，而橘色柱形条表示目前的间冰期。黑色线条表示全球平均海平面变动率可能值的范围。请注意，冰川期到间冰期过渡中全球平均海平面变动率整体提高的特点。(b)目前间冰期三段间隔的全球平均海平面变动率的扩展图。

常见问题

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

永冻土指主要分布于北极圈高纬度地区、富含古代有机碳沉积物的永久冻土，包括北冰洋浅海大陆架上的海底永冻土。一些永冻土源于末次冰期的残余，其中碳的含量至少是目前大气中二氧化碳( $\text{CO}_2$ )中碳含量的二倍。假如其中相当一部分碳以甲烷和二氧化碳的形式释放到大气中，将促使大气浓度提升，进而导致气温升高。这将造成更多甲烷和二氧化碳的释放，形成正反馈，进而加剧全球变暖。

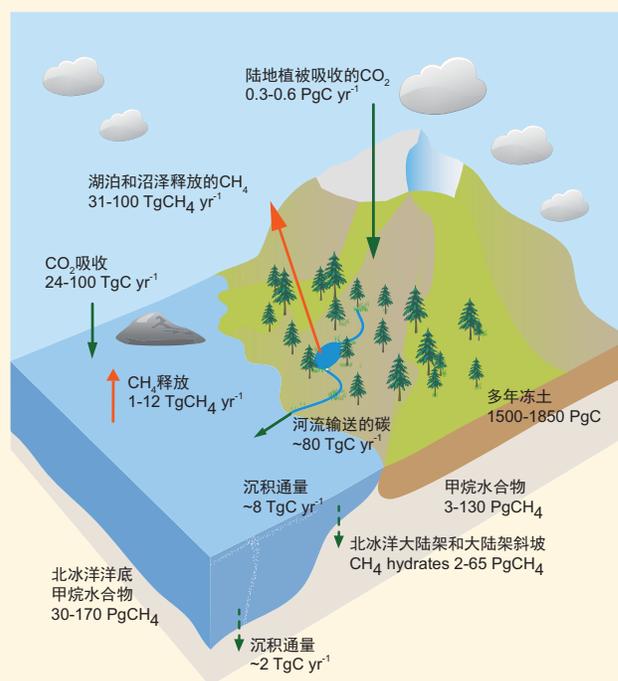
目前，北极是二氧化碳的净碳汇区，其植被吸收碳量约达 $0.4 \pm 0.4 \text{ PgC/年}$ ，约占全球陆地碳汇量的10%。北极也是甲烷( $\text{CH}_4$ )的稳定来源区：季节性解冻湿地的甲烷释放量在15至 $50 \text{ Tg}(\text{CH}_4)/\text{年}$ 之间浮动，相当于同期全球湿地甲烷源的10%。目前尚无明确证据表明，永冻土的融化是造成这两种温室气体在大气中剧增的元凶。然而，模拟研究和专家中的一致性的判定均指出：在北冰洋持续变暖的条件下，到2100年，将可能有高达 $350 \text{ PgC}$ 二氧化碳当量的温室气体合并排放到大气中。

大陆和海洋大陆架的永冻层土壤中都蕴含大量有机碳库，必须经过解冻和微生物分解的过程，才能大多以二氧化碳的形式释放出来。在水浸土壤等氧气不足的土壤中，某些微生物也可生成甲烷。

大陆永冻土的表面覆盖着“活土层”。活土层夏季融化，构成冻原生态系统的部分。假如春夏气温平均值升高，活土层将不断增厚，更多有机碳将被微生物分解。然而，夏季温度升高也能增加北极植被通过光合作用对二氧化碳的吸收。由此可见，在北极，增加了的碳吸收量和释放量之间的净碳平衡是一种微妙的平衡。

夏季融化期的水文条件同样重要。地下冰的大量过度融化也可能产生积水，形成河流湖泊，那里的缺氧环境将诱发甲烷生成。在气候变暖的条件下，北极地貌的复杂性意味着，我们对这些不同进程哪个可能会在区域尺度上占主导地位具有低信度。热量扩散和永冻土融化需要时间 - 实际上，深层北极永冻土可视为末次冰期的残余，它至今仍在缓慢腐蚀 - 因此，永冻土土壤碳的大规模流失仍需要经过漫长的时间历程。

在氧气充足的条件下，有机物在土壤中的分解，加之微生物释放的热量(类似堆肥)，可能在夏季进一步促进永冻土融化。根据永冻土中碳和冰的含量以及水文状况，在温度升高时，这种机制可能在当地触发相对快速的永冻土降解。(接下页)



常见问题6.1, 图1 | 北极地区当前主要碳库和碳流简图，包括陆地永冻土、大陆架永冻土和海洋永冻土。(根据McGuire等人，2009；和Tarnocai等人，2009。)  $\text{TgC} = 10^{12} \text{ gC}$  以及  $\text{PgC} = 10^{15} \text{ gC}$ 。

常见问题

## 常见问题6.1(续)

对冻土动力学和温室气体排放的模拟研究表明，碳循环正反馈是个历经数百年、相对迟缓的过程。到2100年，以二氧化碳形式释放的碳总量将高达250PgC，以甲烷形式释放的碳总量将高达5Pg。鉴于甲烷的温室效应更强，这相当于100PgC的二氧化碳当量将在2100年前释放出来。这一数据在量级上与其他生地化反馈接近，例如，全球变暖从陆地土壤多排放出的二氧化碳。然而，目前的模拟研究尚未完全涵盖永冻土融化时北极演变过程的全面复杂性，例如湖泊和池塘的形成。

甲烷水合物是冰冻碳的另一种形式，存在于永冻土土壤、海洋大陆架、陆架坡和深海底沉积物中。甲烷水合物由甲烷和水分子团簇组成，只有在极其特定的低温高压环境下才能保持稳定。在陆地和海洋中，源自于海洋或陆地生物碳的此类水合物大多由于缺氧被分解，并在适当的温度-压力条件下，受困于水环境中。

永冻土土壤、海水和沉积物的升温，及 / 或压力的变化，都可能破坏这些水合物的稳定性，使其中的甲烷释放到海洋中。突发的大规模甲烷释放也可能使部分甲烷进入大气。世界上的水合物储量丰富，仅在北极地区，以水合物形式储藏的甲烷量可能是目前全球大气中甲烷含量的十倍以上。

和永冻土融化一样，水合物在陆地的释放也是个缓慢的过程，需历经几十年至数百年的时间。深海地区和海底沉积物将需要更长时间 - 经过几百年乃至上千年才能达到破坏内部水合物稳定性所需的温度。此外，深海释放出的甲烷需要到达海平面、进入大气，才能影响气候，而大部分甲烷在此之前可能已经被微生物吸收。只有在东西伯利亚以北的北冰洋等地区的浅海大陆架中的水合物释放出的甲烷，才能真正进入大气，对气候造成影响。

近期的几项研究表明，从北冰洋西伯利亚大陆架和西伯利亚湖泊中释放了大量甲烷，这对局地有重要意义。这些分解的有机碳或者稳定性遭到破坏的水合物产生多少甲烷尚不得而知。目前也没有证据证实，这些甲烷究竟是由近期区域气候变暖所引发，还是一直存在。或许从未次冰期至今，甲烷泄漏一直存在。无论如何，这些甲烷源在全球甲烷收支量中所占的比例不大，只有不到5%。通过对大气中甲烷浓度的监测，也证实了北极地区的甲烷量没有实质性的上升。

然而，模拟研究和专家评估都表明，北极气候变暖将促进甲烷和二氧化碳的释放，并将因此形成气候的正反馈。这种反馈在几百年间都将温和无害，在量级上接近其他陆地生态系统的气候反馈。然而，在数千年或更久以后，由于涉及大型碳库和甲烷水合物藏，从永冻土、大陆架和陆架坡中释放的二氧化碳和甲烷则变得尤为重要。

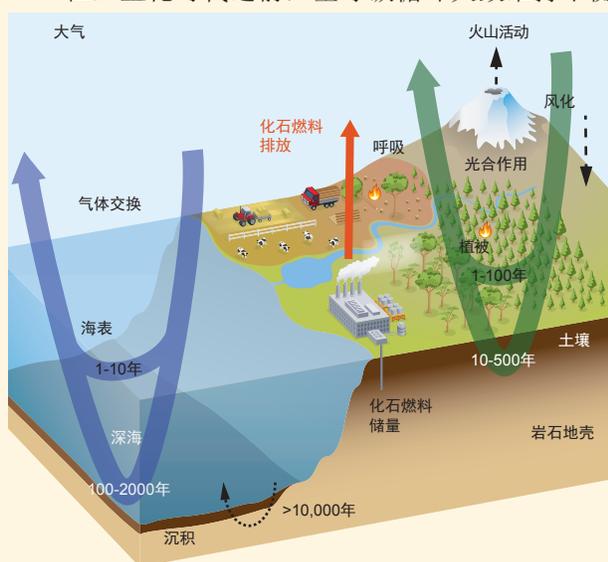
常见问题

## 常见问题6.2 | 二氧化碳释放到大气中后，会发生什么？

二氧化碳(CO<sub>2</sub>)释放到大气中后，首先在大气、海洋上层和植被间迅速散发。随后，碳继续在全球碳循环内不同的储存库(如土壤、深海和岩石)中迁移。其中一些交换过程非常迟缓。依据释放的二氧化碳量，经过长达两千年后，仍有15%至40%的二氧化碳存留于大气中。此后，大气层、陆地生物圈和海洋将建立新的平衡。地质作用重新分配碳在地质储存库中的储量，则需经过数万到数十万年、甚至更长的时间。因此，过高的二氧化碳浓度以及目前排放造成的相关气候影响会在未来持续很长一段时间。

二氧化碳基本上属于惰性气体，可在不到一年的时间内快速混入整个对流层。不同于可在大气中通过汇效应被去除和分解的活性化合物(如甲烷)，碳在全球碳循环内不同的储存库中进行重新分配，经过漫长的时间历程后，最终通过再循环回到大气中。常见问题6.2，图1为全球碳循环简图。其中，开放箭头表示碳原子在不同储存库中迁移的典型时间表。

在工业化时代之前，全球碳循环大致维持平衡。通过冰芯检测可推断出，在工业化时代之前的几千年



常见问题6.2，图1 | 全球碳循环简图，显示通过主要储存库碳转移的典型周转时间尺度。

里，大气中的二氧化碳浓度一直近乎平衡。然而，人类向大气中排放二氧化碳打破了这种平衡。随着全球二氧化碳浓度的提高，二氧化碳和海洋表层以及植被之间的交换作用发生了转换，随之而来的，陆地、海洋和地壳的碳储存库之间及其内部的交换作用也发生了转换。通过这种方式，全球碳循环对新增碳进行再分配，直到不同碳储存库之间的交换接近新的平衡。

在海洋上空，二氧化碳分子通过气体交换穿越海气界面。二氧化碳和海水中的水分子相互作用形成碳酸，碳酸能迅速和海洋中庞大储存库内分解的无机碳 - 重碳酸盐和碳酸盐离子发生反应。洋流和高密度海水的形成，将碳从海平面输送到深海水层。海洋生物圈也能实现碳的再分配。栖息于表层水域的海洋生物长有有机组织和钙质壳，它们会在海洋生物死后沉入深海，经过溶解和微生物分解，又回到溶解的无机碳储存库。其中一小部分会抵达海底，沉入海底沉积物之中。

人为造成的额外碳排放能够提高大气中二氧化碳的分压，进而提升二氧化碳分子的海气交换作用。在海平面，碳酸盐化合物快速吸收了多余的二氧化碳。结果，浅海表层水域在一年或两年内就能和大气达到碳平衡。碳从海洋表面迁移到中等深度、再到深海，需要更长时间，从几十年到几百年不等。经过更加漫长的时间后，外来的二氧化碳分解了海底的碳酸盐沉积物，进一步提高了海洋的碳吸收量。然而，目前已知，除非海洋环流发生重大变化，浮游生物的生长会大致保持不变，因为其主要受到养分和光照等环境因素的影响。没有无机碳的存在，浮游生物在增强海洋碳吸收量和捕捉人为排放的二氧化碳方面起不到显著作用。(接下一页)

常见问题

常见问题6.2(续)

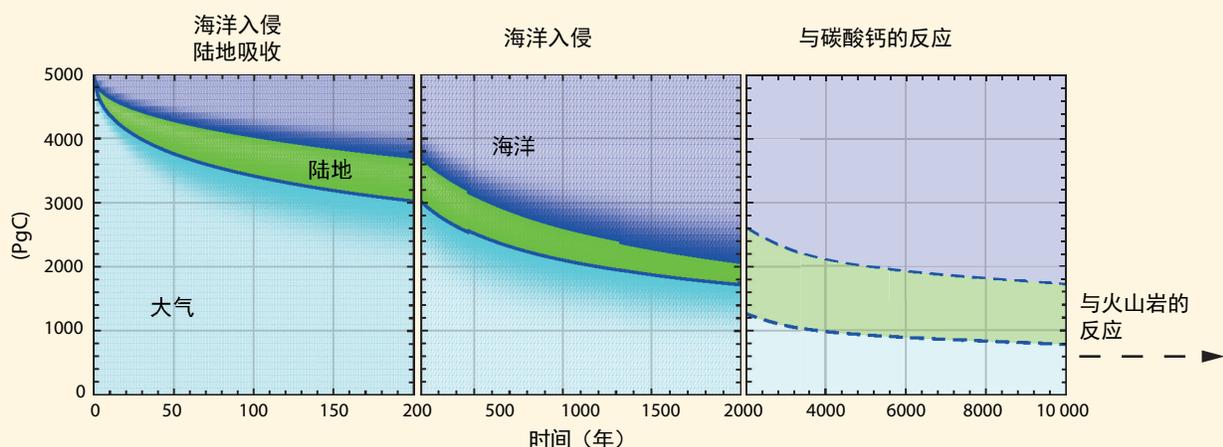
在陆地上，植物通过光合作用吸收二氧化碳，并将其转化为有机物。其中一小部分碳立即以二氧化碳的形式通过植物的呼吸作用回到大气中。植物利用剩余的二氧化碳促进生长。枯死的植物体融入土壤，最终被微生物分解，然后以二氧化碳的形式被吸回到大气中。此外，植物和土壤中的碳也可通过燃烧、昆虫、食草动物和植物的收割及随后被牲畜或人类所消耗的方式转化为二氧化碳。一些有机碳进而会随着河流进入海洋。

大气中二氧化碳的增加促进了光合作用，因此提高了碳吸收量。另外，在干旱地区，二氧化碳浓度的升高也可帮助植物更加有效地利用地下水。这也相应提高了植物和土壤的生物量，因此在陆地上形成了碳汇。不过，其他一些因素也对碳汇的形成规模起关键作用，如是否具备水分和养分。

耦合碳循环气候模拟表明，当气候变暖形成气候正反馈时，陆地和海洋对碳的吸收能力降低。这种效应由多个不同因素造成。例如，海水变暖，二氧化碳溶解度降低，于是碳的化学反应发生改变，从而导致海洋对大气中过量二氧化碳的吸收量下降；陆地气温升高，延长了温带和高纬度地区的生长季，但也加快了土壤碳的呼吸进程。

通过分配达到新的碳平衡所需的时间，取决于不同储存库之间碳迁移的次数以及漫长的时间作用。碳的交换需历经数千年，开始于“快速形成”的碳储存库，如大气、海平面、陆地植被和土壤。经过更加漫长的时间后，缓慢的次生地质作用变得重要起来，如碳酸盐沉积物的溶解和沉积物进入地壳。

常见问题6.2，图2描述了大量额外的二氧化碳(5000PgC，约等于从工业化时代开始至今释放出的二氧化碳总量的十倍)排放到大气中的书案件，以及经过一段时间后，二氧化碳在陆地和海洋中进行的再分配。在前200年中，海洋和陆地吸收的碳总量大致相同。经过更长的时间后，海洋吸收成为主导，因为与陆地(~4000PgC)和大气(工业化时代之前为589PgC)相比，海洋拥有更大的碳储存库(~38,000PgC)。海洋化学作用决定了初期碳输入量的重要性，排放量越高，意味着存留在大气中的二氧化碳量越大。2000年后，初期排放的二氧化碳仍会有15%到40%留存在大气中。通过碳酸盐沉积物的溶解以及与火成岩发生反应，例如碳酸盐风化和沉积物埋藏，二氧化碳含量会进一步减少，这个过程需要数万年、数十万年、甚至更长的时间。



常见问题6.2,图2 | 从时间零点起，5000PgC过量二氧化碳排放到大气中的衰减，及其后随着时间变化二氧化碳在陆地和海洋中的再分配(根据耦合碳循环气候模拟计算)。色带的大小代表各个储存库的碳吸收量。其中，前两个小图表示一项模拟比计划(Joos等人，2013)的多重模拟方式，最后一个小图表示通过中等复杂地球系统模式计算得出的碳长期再分配，含海洋碳酸盐沉积物溶解(根据Archer等人，2009b)。

常见问题

## 常见问题7.1 | 云是如何影响气候和气候变化的？

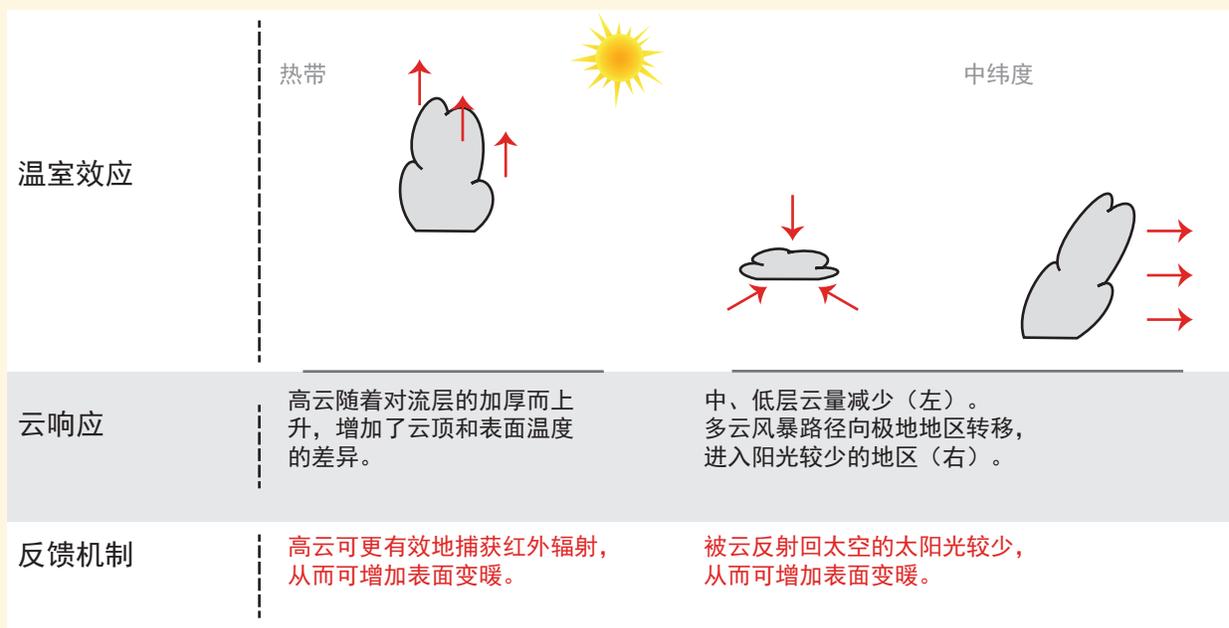
云对当前的气候影响很大，但仅凭观测无法预测云对未来变暖了的气候产生的影响。对云量变化的综合预测需要一个全球气候模式，此类模式可以大致重现观测云团的情况，但仍会存在重大误差和不确定性。云在变暖的气候条件下将如何变化，不同的气候模拟得出的估测也不相同。从现有的全部证据来看，净云-气候反馈似乎可加剧全球变暖。如果确实如此，其加剧的强度尚不明确。

自20世纪70年代以来，科学家们已经认识到云在气候系统和气候变化中起着关键作用。云以多种多样的方式影响着气候系统。云形成降水(如降雨和降雪)，为陆地上大部分生命提供必不可少的生存条件。水汽凝结形成云，使大气升温。尽管一部分凝结的水会重新蒸发，降水到达地表的过程中即可使空气温度上升。云对穿过大气的太阳光(使地球升温)和红外线(向太空辐射，使地球降温)的照射量，均可产生重要影响。最后，云内的强上升气流可快速把地表附近的空气输送至高空。上升气流可输送能量、水分、动量、微量气体和气溶胶粒子。数十年来，气候科学家们一直采用观测和模拟两种手段来研究云是如何随着每日天气、季节周期，以及逐年出现的气候变化(如与厄尔尼诺相关的现象)而发生改变的。

云在整个形成过程中都可能随气候状态的变化而改变，云反馈与气候变化非常相关。气候变化导致云在形成过程中发生的任何变化又反过来影响气候，体现了云与气候之间相互的作用和反应。由于云与太阳光和红外线均可发生剧烈的相互作用，云量的细微变化可对气候系统产生重大影响。

云-气候反馈可分为多种类型，包括云量变化、云顶高度以及/或者云反射率的变化(见常见问题7.1，图1)。文献一致表明，高云可通过与大气和地表释放的红外线相互作用加剧全球变暖。然而，从总体来看，与低云有关的反馈以及与云量和反射率有关的云反馈方面还存在着更多的不确定性。

厚高云能有效反射太阳光；薄、厚高云均可大幅降低大气和地表向太空中释放的红外线量。这两种作用的相互补偿使地表气温在高云量与低云量发生变化的两种情况中，更易受后者的影响。(接下页)



常见问题7.1，图1 | 重要云反馈机制示意图。

常见问题

## 常见问题7.1(续)

假如云发生系统性转变，从厚高云变成薄卷云，或反之亦然，该补偿则可能受到干扰。尽管目前尚无证据支撑，但仍然无法排除这种可能性。另一方面，高云（云量一定）高度的变化也可对地表气温产生重大影响。高云高度的上升可减少地表和大气向太空中释放的红外线量，但对被反射的太阳光作用甚微。有确凿证据表明在气候变暖时会发生这样的转变，大气和地表释放入太空的一部分额外红外线滞留在气候系统中，因此导致全球变暖加剧。

低云可将大量太阳光反射回太空，然而，在给定的大气和地表状态下，低云对地球向太空释放的红外线作用甚微。因此，低云对当前的气候具有净降温效应；中云也具有一定的相同作用，但程度上要低一些。未来温室气体增加会导致气候变暖，大多数经过IPCC评估过的气候模式模拟表明，低云量和中云量的减少会增加对太阳光的吸收，因此有可能使气候进一步变暖。然而，云量减少的程度目前仍需依模式而定。

在气候变暖后，云还可能其他的变化方式。风的型态和风暴路径的变化可影响云量和降水的区域和季节形态。一些研究表明，在气候模拟中发现的一个该趋势的信号 - 云随中纬度风暴路径的极向迁移 - 已在观测记录中有迹可寻。将云迁移至光照较少的地区，也可能加剧全球变暖。和含有等量且体积较大的冰晶的云相比，更多的云可能由体积小、数量多的水滴构成，可将更多的太阳光反射回太空。薄卷云可产生净暖化效应，难以对其进行气候模拟。尽管缺乏证据，但薄卷云确实存在着尚无法模拟的其他变化方式。云与气候之间其他的作用过程可能具有区域性的重要意义，例如，在海冰融化的海洋上空和植物蒸腾作用减少的陆地上空，云和地表的相互作用也可发生变化。

通过对云的长期或短期的变化情况及趋势的观测来对全球云反馈进行推测的做法目前尚未得到广泛接受。虽然如此，用于当前评估（以及先前的两项IPCC评估）的全部模式均生成净云反馈，它不是加剧了人类活动导致的温室增温，就是总体影响并不显著。反馈并不是被“置于”模式中，而是在模拟的大气条件下，在云的运动及其对气候系统中能量流动和转化产生影响的过程中自然显现出来的。不同的模式对温室气体浓度变化敏感程度的差异主要是由模式产生的云反馈强度的差异导致的。

常见问题

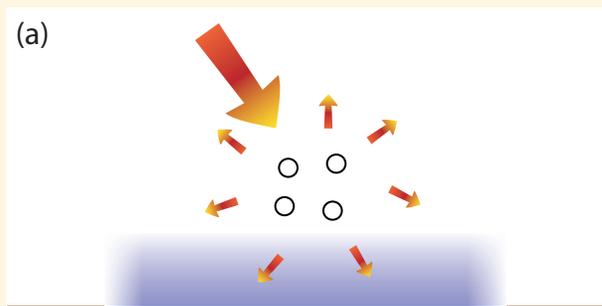
**常见问题7.2 | 气溶胶是如何影响气候和气候变化的？**

大气气溶胶由大气中悬浮的体积较小的液体或固体粒子构成，而非较大的云滴及雨滴粒子。来源于自然和人为排放的大气气溶胶，通过与辐射和云的相互作用，能以多种复杂的方式影响气候。总体而言，模拟和观测表明自工业化时代前以来，人为排放的气溶胶对地球起到了降温作用。这掩盖了某些因温室气体造成的全球平均气温升高，因为它们可能会在没有气溶胶排放的情况下发生。为响应空气质量政策，预计人为排放的气溶胶将会减少，最终会除去这种变暖的面具。

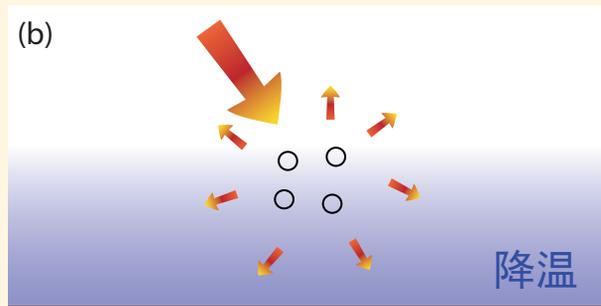
大气气溶胶在对流层中的生命期一般为一天到两周，在平流层中约为一年；各类气溶胶体积、化学成分和形态迥异。一些气溶胶，如灰尘和海沫，大部分或全部自然产生；而其他气溶胶，如硫酸盐和烟雾，则同时来自于自然和人为排放。气溶胶能以多种方式影响气候。首先，通过散射和吸收太阳光来改变地球的辐射平衡(见常见问题7.2，图1)。气溶胶的散射作用总体上能增强地球的辐射能力，从而带来降温；而气溶胶的吸收作用正好相反，会使气候系统升温。降温和升温之间的平衡取决于气溶胶的特性和环境条件。许多观测研究对由局地人为排放和自然排放所产生的气溶胶的辐射效应进行了量化分析，但其对全球的整体影响还要依靠卫星资料和模式。诸多持续存在的不确定因素之一来自于黑碳，一种吸收性气溶胶。黑碳不仅与散射性气溶胶相比更难测量，还能引起一种复杂的云团变化。尽管如此，大多数研究一致认为，人为排放气溶胶的总体辐射效应可使地球降温。(接下页)

**气溶胶-辐射相互作用**

散射型气溶胶：

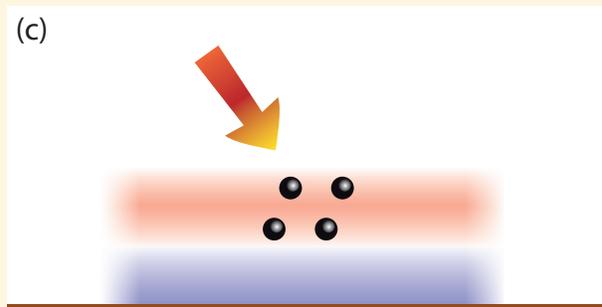


气溶胶可散射太阳辐射，致使达到表面的太阳辐射有所减少，从而导致局地降温。

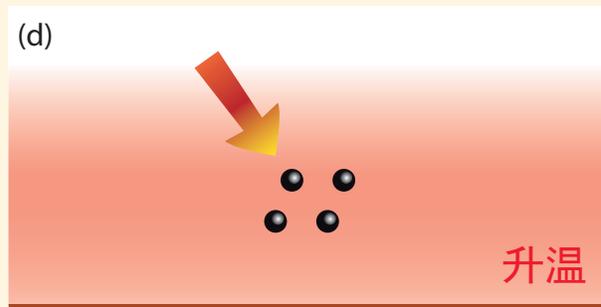


大气环流和混合过程使得区域和垂直方向变冷。

吸收型气溶胶



气溶胶可吸收太阳辐射。这使得气溶胶层变暖，而表面吸收的太阳辐射则有所减少，可致使局地降温。



在较大尺度上，表面和大气存在净变暖，因为大气环流和混合过程可重新分配热能量。

常见问题7.2，图1 | 气溶胶与太阳辐射相互作用以及对气候产生影响的概况。左图显示气溶胶的即时辐射效应，右图则显示在气候系统响应了气溶胶的辐射效应后的总体影响。

## 常见问题7.2(续)

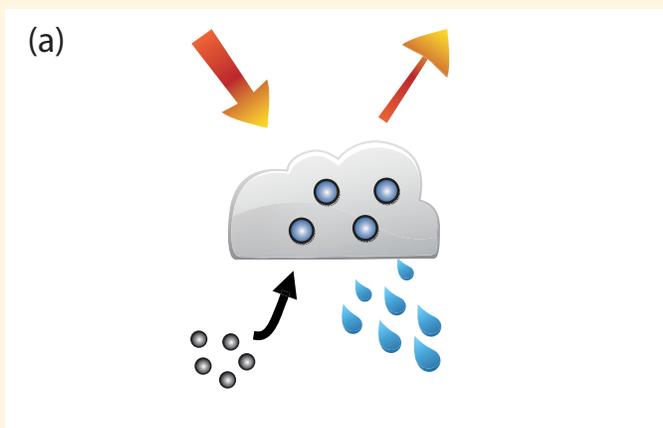
同时气溶胶作为凝结和冰核形成的场所，其上方可形成云滴和冰粒（见常见问题7.2,图2）。气溶胶粒子越多，越能使包含液体水滴的云产生更多微小的水滴，导致云反射更多的太阳辐射。不仅如此，气溶胶-云相互作用还有很多其他的途径，尤其是在冰-混合液体和冰-云的形式中二者进行相互作用时，液体和冰水之间的相变对气溶胶浓度和属性十分敏感。起初有观点认为增加气溶胶浓度也会带来低云量的增加，但是由于多种抵消作用的存在，这一观点受到了挑战。所以，可以理解，对气溶胶施加给云量及其属性的总体影响进行量化存在一定难度。通过气候模拟和卫星观测进行的现有研究表明，总体上人为排放的气溶胶对云产生的净效应可使气候系统降温。

由于气溶胶在大气中分布不均匀，会为气候系统带来升温和降温，从而导致天气变化。目前还难以用当前的模式对这类复杂的效应进行模拟，不过数项研究表明，气溶胶可对特定地区的降水产生显著影响。

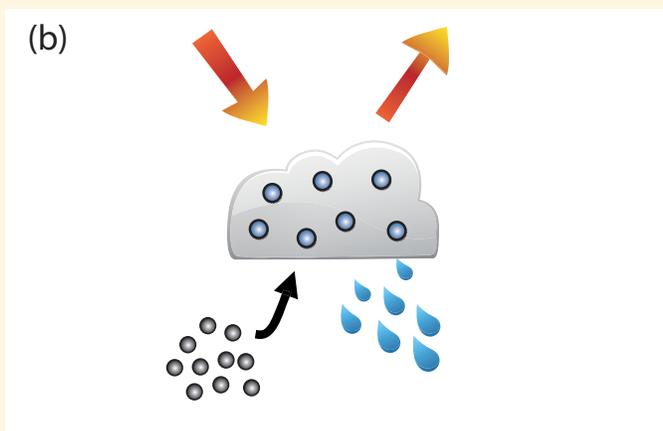
由于气溶胶的生命期较短，其总量和其对气候的影响随时间的变化而改变，大致与人为排放的气溶胶及其气态前体物（如二氧化硫（SO<sub>2</sub>））和一些挥发性的有机化合物的排放量保持一致。在工业化时期，人为排放的气溶胶有了大幅度的增加，在一定程度上抵消了因充分混合的温室气体浓度升高而本应导致的气候变暖。源于大规模火山（如埃尔奇琼火山和皮纳图博火山）喷发的气溶胶进入平流层，也导致了一般长达一年或两年的降温期。

在过去二十年中，一些发达国家人为排放的气溶胶有所下降，而在许多发展中国家则有所上升。因此，在这一特定时期，气溶胶对全球表面平均气温的影响不大。然而可以预见，为响应空气质量政策，人为排放的气溶胶最终会减少，进而将抑制气溶胶对地表的降温作用，从而导致气候进一步变暖。

## 气溶胶-云相互作用



气溶胶可作为液态水滴形成其上的云凝结核。



气溶胶数量越多，则较小水滴的浓度越大，云的亮度越高。然而，可能还有许多其它气溶胶-云-降水过程会放大或抑制这种效应。

常见问题7.2, 图2 | 气溶胶-云相互作用及二者对气候影响的概况。(a)和(b)两图分别代表洁净的和受到污染的低云。

常见问题

## 常见问题7.3 | 地球工程能否抵消气候变化并会产生哪些副作用？

地球工程，又称气候工程，其定义是利用一整套旨在刻意改变气候系统的方法和技术，以便减轻气候变化的影响。通常考虑使用的地球工程方法有两大类：太阳辐射管理(SRM，见7.7节的分析)和二氧化碳消除(CDR，见6.5节的分析)。前者旨在通过增强地球反射能力来抵消因人类活动产生的温室气体带来的升温；后者旨在降低大气中二氧化碳的浓度。这两种方法的物理原理和时间尺度均有所不同。模拟显示如果SRM可行，则会有效应对升温，并对其他气候变化产生些许作用，尽管效果尚不显著。SRM无法抵消气候变化带来的所有影响，同时所有现有的地球工程方法都存在着风险和负面作用。由于对SRM和CDR的科学认知水平较低，人们尚无法预见二者可能会引发的其他后果。地球工程还涉及许多其他超出了此报告研究范围的问题(如政治、伦理、实践)。

### 二氧化碳消除法

CDR法旨在通过有计划地改变碳循环过程或采取工业(如，化学)手段，将二氧化碳从大气中清除。从大气中清离的碳将会储藏在陆地、海洋或地质储层中。一些方法依靠的是生物进程，如大规模植树造林或植树还林、生物碳土壤碳捕获、生物能源结合碳捕获和封存(BECCS)、以及海洋施肥。还有一些方法依靠的是地质过程，如加快陆地或海洋中硅酸盐岩石和碳酸盐岩石的蚀化(见常见问题7.3，图1)。大气中移除的二氧化碳将继续以有机形式储存于陆地储层中，或以无机形式储存于海洋储层及地质储层中，储存时间至少长达几百年才可以实现CDR的有效发挥。

(接下页)



**常见问题7.3，图1 | 部分拟议的地球工程方法概况。**二氧化碳消除法（详见6.5节）：(A)向海洋中添加养分（海洋施肥），提升海洋表层生产率，且向海洋下方运送少量随之产生的生物碳；(B)向海洋中添加从固体矿产中提取的碱，使更多大气中的二氧化碳溶于海洋；(C)硅酸盐岩石侵蚀率上升，溶解的碳质矿物流向海洋；(D)以化学方式获取大气中的二氧化碳，储存于地下或海洋中；(E)发电厂利用碳捕获燃烧生物质，捕获的二氧化碳储存于地下或海洋中；(F)通过植树造林和植树还林进行二氧化碳捕获，储存于陆地生态系统中；太阳辐射管理法（详见7.7节）：(G)在太空中放置反射器反射太阳辐射；(H)向平流层中注入气溶胶；(I)为增强反射率而播种海洋云；(J)为增强反射率而在海洋表层制造微气泡；(K)种植更多反光作物；(L)将屋顶和其他建筑结构刷成白色。

常见问题

## 常见问题7.3(续)

CDR法可有效地从大气中移除二氧化碳且使碳与大气分离，因此降低二氧化碳的辐射强迫。一些方法也可减轻海洋酸化（见常见问题3.2），但是另外一些涉及海洋储存的方法是将碳以溶解的二氧化碳的形式进行封存，这样反而会增强海洋酸化。CDR法是否有效的一个主要不确定性是移除碳的储存能力和时效期。长远来看，借助这种方法，可以将碳永久地移除并储存，从而减缓气候变暖。然而，非持久的储存策略将会使二氧化碳重返大气层，导致再次升温。如果大气中二氧化碳的浓度降低，通过此方法有计划地移除二氧化碳所产生的效果将会因海洋和陆地碳储层的关系有所抵消。这是因为一些海洋及陆地碳储层将向大气中释放之前储存的人类活动所产生的二氧化碳。为完全抵消过去人类活动所导致的二氧化碳排放，此技术不仅要移除前工业化时代积累在大气中的二氧化碳，还要移除早期地球大气生物层及海洋所吸收的由人类活动产生的碳。

具有生物和最具化学侵蚀作用的CDR法不能被无限扩大使用，而且CDR法必然会受到诸如对土地的竞争需求等各种物理环境因素的制约。假设各种CDR法的综合封存率最大值为每个世纪200PgC，那么利用此法去除近50年排放的二氧化碳要用上大约150年，所以即使是利用一整套系统完整的二氧化碳消除方法也很难迅速地缓解气候变化。直接捕获空气法原则上可以更加快速地去掉二氧化碳，但大规模的启用会受到包括能源利用和环境等因素的制约。

CDR也可能对气候和环境产生副作用。例如，植被种植的增加会增加二氧化氮的排放量，二氧化氮是一种比二氧化碳温室效应更强的气体。再如，通过植树造林或能源作物的种植来大面积增加植被覆盖，会改变地表反射率和湍流通量等地表特性。一些模拟研究表明：事实上，在季节性积雪的北部地区植树造林可加速全球变暖；反之，在热带植树造林对于减缓全球变暖更加有效。基于海洋的CDR法依赖生物生产（如海洋施肥），这样可能会对海洋生态系统，海洋酸度产生大量的副作用，并产生非二氧化碳温室气体的排放。

### 太阳辐射管理法

地球大气层以及地表的太阳光吸收量对全球平均表面温度有着巨大影响，并可使地球变暖，由于温室效应的存在，通过这一过程，温室气体和云影响能量最终反射回太空的方式。在新的平衡达成前，温室效应作用的持续增强会导致表面温度的不断提高。如果由于增加了地球的反射率而减少了太阳光的吸收量，或是由于温室效应的作用减弱而使能量更有效地排放到空间，那么全球平均表面温度将会降低。

拟议的地球工程法就基于这一基本的物理原理，旨在控制地球能量流动的收支。大多数这类方法建议要么减少到达地球的阳光，要么通过大气、云或使地表更亮（常见问题7.3，图1）来提高地球的反射率。另一种技术建议抑制高层云即卷云的活动，因为这种云具有很强的温室效应作用。我们从基本的物理知识可以得知，如果这些方法能如期改变能量流动，那么地球将会降温。这个问题是整体复杂的，因为在能量流动、大气循环、天气和最后形成的气候之间的相互作用，其物理过程多样繁杂。

虽然全球平均表面温度与到达地表的阳光量以及温室效应的变化息息相关，但是影响指定时间、指定位置温度的其他因素却有很多，而且通过SRM减少的热量无法在总体上与温室气体产生的热量保持相等。例如，SRM法只能在白天降低升温率，但是不断增加的温室气体既可以在白天又可在夜间提高气温。这种并不精确的抵消能够影响表面温度的昼夜循环，即使平均表面温度保持不变。再举一个例子，模型计算表明，到达地表的太阳光的均匀减少可能会抵消全球平均二氧化碳引起的气温升高，但某些地区会不如其他地区那样降温。模型表明，如果人为产生的温室效应引起的升温完全得到平流层气溶胶的抵消，那么极地地区将会有少量残余升温，而热带地区将变得比前工业化时代凉爽一点。（接下页）

## 常见问题7.3(续)

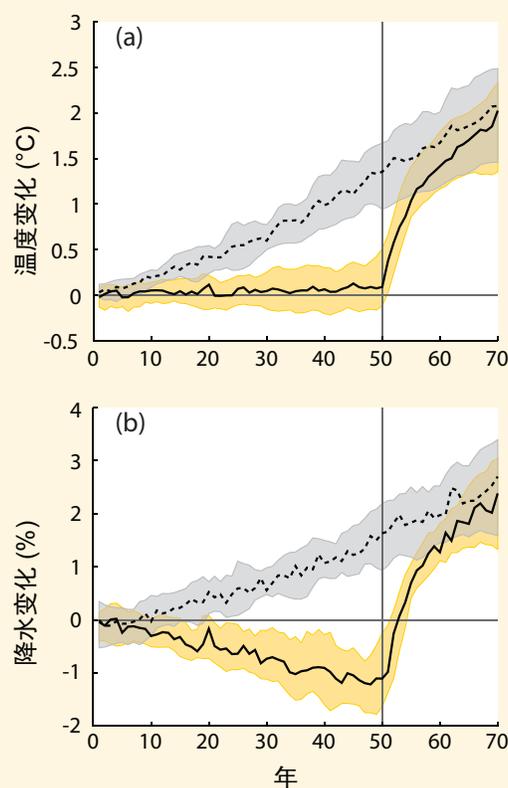
理论上，SRM可以迅速抵消人为的气候变化，在十年至二十年之内把地球降温到前工业化时代的水平。这不仅可以从气候模型也可以从大型火山喷发的气候记录中得到证实。1991年被详实记录的皮纳图博火山喷发造成了平流层气溶胶暂时增加，而且表面温度迅速下降了约0.5℃。

除表面温度外，气候还由很多要素组成。降雨、土壤水分、河流、积雪和海冰等气候特征造成的影响以及生态系统也很重要。模型和理论都表明，利用SRM来抵消增加的温室效应，以此来稳定表面温度，这在某种程度上将降低全球平均降雨量(常见问题7.3，图2展示了一个理想化模型结果)，并且还可能有地区性变化。由于区域和全球气候模式中有如此不精确的抵消，因此SRM不太可能使未来气候“就像”今天的气候或我们之前体验过的气候一样。然而，现有的气候模型表明，利用SRM和高大气二氧化碳浓度的地球工程气候，比起二氧化碳浓度升高且不利用SRM技术的未来气候，将大体更接近20世纪的气候。

SRM技术可能还有其他副作用。例如，理论、观测和模型表明，来自火山爆发和自然排放的平流层硫酸盐气溶胶会消减平流层臭氧，尤其当氯氟化碳排放产生的氯气驻留在大气中时。SRM所需的平流层气溶胶预计将产生同样的效果。臭氧消耗会增加到达地表的紫外线总量，从而破坏陆地和海洋生态系统。平流层气溶胶也会增加到到达地表的直射阳光与散射阳光的比例，这通常会提高植物的生产力。同时，也有人担忧使用硫酸盐气溶胶进行SRM会增加酸雨量，但模型研究表明，酸雨可能不是主要关注的问题，因为使用平流层气溶胶进行SRM所产生酸雨的速率比起由当前污染源所带来的值要小得多。SRM也不会涉及大气中二氧化碳浓度升高所带来的海洋酸化问题，以及它对海洋生态系统的影响。

没有传统的减排措施或潜在的CDR方法，人为排放的高浓度二氧化碳将长期存在于大气中，长达一千年之久，而且只要二氧化碳浓度维持在高水平，那么SRM就不得一直持续下去。当二氧化碳浓度依旧很高时停止SRM，将会导致未来一二十年内气温迅速升高(见常见问题7.3，图2)，从而给生态系统与人类适应能力带来巨大的压力。

如果将SRM技术用于避免由二氧化碳浓度升高带来的后果，那么随着SRM的规模增加，其危险性、副作用和缺点将明显增长。有人提出利用有时间限制的SRM技术以及一些降低二氧化碳浓度的积极策略，以避免跨越气候阈值或临界点，否则将不可避免。对这些方法进行评估将需要一个非常谨慎的风险效益分析，这远远超出了本报告的范围。



常见问题7.3 图2 | 在两个理想条件下的实验中，全球平均(a)表面温度(°C)及(b)降水(%)的变化。实线是模拟使用太阳辐射管理(SRM)来平衡50年每年1%的二氧化碳浓度的增加，之后停止SRM。虚线是模拟每年1%的二氧化碳浓度的增加，但不使用SRM。黄框和灰框表示八个不同模型第25个到第75个百分点。



常见问题

## 常见问题8.1 | 水汽对气候变化有多重要？

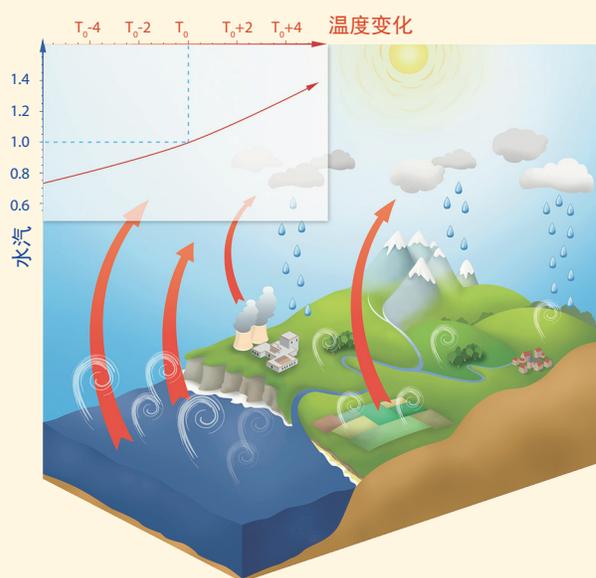
作为自然温室效应的最大贡献者，水汽在地球气候中扮演了重要角色。然而，大气中水汽的总量主要是由空气的温度而不是排放所控制的。出于这个原因，科学家认为水汽是一个反馈介质，而不是引发气候变化的强迫。灌溉或电厂降温带来的人为水汽排放对全球气候的影响微乎其微。

水汽在地球大气层中是主要的温室气体。水汽相对于二氧化碳(CO<sub>2</sub>)对自然温室效应的贡献取决于核算方法，但可以认为比二氧化碳的贡献约大两至三倍。额外的水汽通过人为活动注入到大气中，主要是通过灌溉作物蒸发量的增加，同时还通过电厂降温，少量通过化石燃料的燃烧。因此，人们可能会问，谈及引发气候变化的强迫时，为什么对二氧化碳而不是水汽如此关注？

水汽的行为不同于二氧化碳的一个基本表现是：它能凝结和沉降。当高湿度的空气降温时，一些蒸汽凝结成水滴或冰粒并沉降。水汽在大气中通常会停留十天时间。水汽通过人为源头进入大气的流量比“自然”蒸发的要少得多。因此，它对整体浓度的影响可以忽略不计，并且对长期的温室效应没有显著作用。这就是为什么对流层水汽(通常低于10公里高度)不被认为是造成辐射强迫的人为气体的主要原因。

在平流层(大气层约10公里以上的部分)，人为排放对水汽确实有显著的影响。通过氧化作用，由人类活动导致的甲烷(CH<sub>4</sub>)浓度的升高带来了额外的水源，这也部分解释了在平流层所观测到的变化。平流层中水的变化有辐射影响，被认为是一种强迫，并且可以进行评估。平流层水的浓度在过去几十年有显著不同。这些变化的完整范围还不是很清楚，可能与其说是一种强迫，不如说是加到自然变率中的反馈过程。平流层水汽对变暖的贡献，从强迫和反馈两方面来讲，都要比来自甲烷或二氧化碳的小得多。

空气中水汽的最大量由温度控制。极地地区从地表延伸到平流层的典型空气柱中每平方米可能只包含几千克水汽，然而热带地区类似的空气柱可以包含高达70千克的水汽。空气温度每升高一度，大气可以多保留7%的水汽(见常见问题8.1，图1，左上插图)。浓度的增加放大了温室效应，并且因此导致更多的变暖。该过程被称为水汽的反馈过程，这很好理解，也得到了量化。它出现在用于估算气候变化的所有模型中，其优点是观测一致。虽然已观测到大气中水汽的增加，但人们认为这种变化是一种气候反馈(来自大气温度的升高)，不应解释为人为排放导致的辐射强迫。(接下页)



常见问题8.1，图1 | 水循环及其与温室效应相互作用的示意图。左上插图表示随着温度升高，空气中潜在的水汽含量相对升高(约7%/度)。白色卷装物表示蒸发，通过降水抵消，以实现水分平衡。红色箭头表示向外的红外线辐射，被水汽和其他气体部分吸收，该过程是温室效应的一个组成部分。平流层的过程没有包括在本图中。

常见问题

常见问题8.1 (续)

目前，水汽在地球大气中发挥着最大的温室效应作用。然而，其他温室气体，主要是二氧化碳，对维持水汽在大气中的存在是必要的。事实上，如果从大气中去除这些气体，其温度将下降到足以引起水汽减少，而导致温室效应下降失控，使地球骤然进入冰冻状态。所以，是温室气体而不是水汽提供了维持当前大气中水汽水平的温度结构。因此，虽然二氧化碳是主要的人为控制气候的按钮，但水汽是一种强有力并且迅速的反馈，它以一个介于二和三之间的典型系数放大任何初始强迫。水汽不是一个显著的初始强迫，然而却是气候变化的基本介质。

常见问题

## 常见问题8.2 | 空气质量的改善对气候变化有影响吗？

有影响，但取决于所限定的污染物，它们或会使气候变冷或会变暖。例如，尽管二氧化硫(SO<sub>2</sub>)排放减少导致更多的变暖，而对氧化亚氮(NO<sub>x</sub>)排放的控制同时具有降温(通过减少对流层的臭氧)和增温的作用(由于其对甲烷的寿命和气溶胶产生的影响)。空气污染也会影响到降水形态。

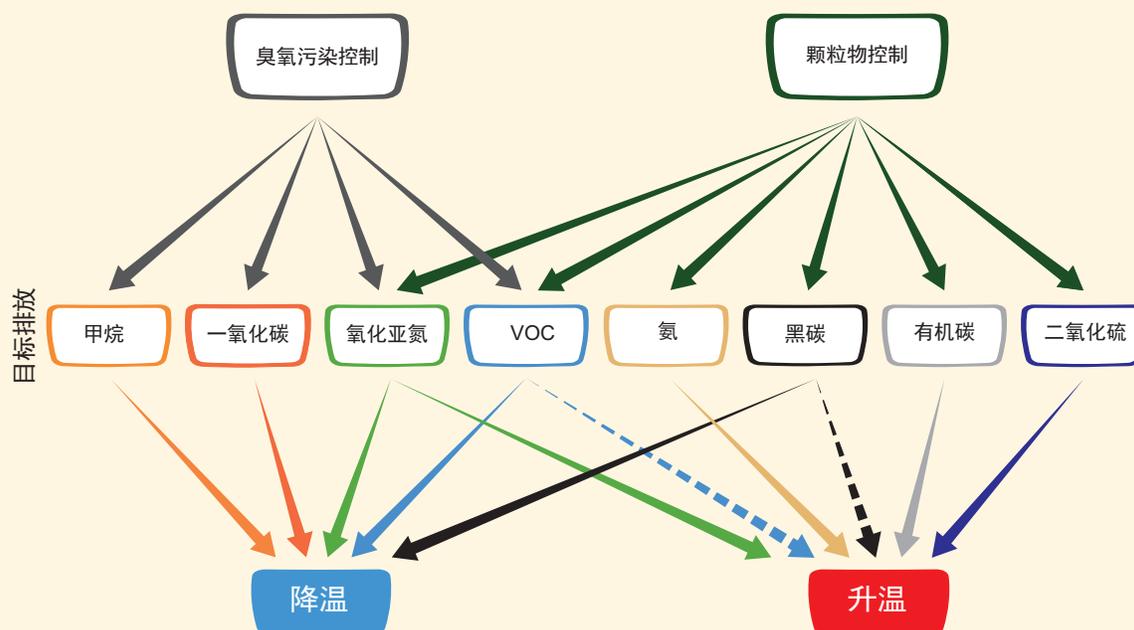
空气质量名义上是对臭氧、一氧化碳，NO<sub>x</sub>和气溶胶(固体或液体颗粒物)等空气表面污染物的一种衡量。暴露在这些污染物中会加重呼吸系统和心血管疾病、危害植物以及损害建筑物。由于这些原因，大部分主要城市中心尽量控制空气污染物的排放。

与二氧化碳(CO<sub>2</sub>)和其他充分混合的温室气体不同，对流层臭氧和气溶胶可能只能在大气中保持几天到几周的时间，尽管在地球系统内的间接耦合可以延长它们的影响。这些污染物通常在其排放和形成的地区最有效，在那里它们可以迫使局地或区域性气候扰动，即便其全球平均效果较小。

根据其物理和化学特性，空气污染物对气候产生不同的影响。污染产生的温室气体主要通过短波和长波辐射影响气候，而气溶胶可以额外通过云-气溶胶的相互作用影响气候。

控制甲烷的人为排放(常见问题8.2, 图1)来降低表面臭氧被认为是“双赢”局面。控制其他臭氧前体的后果并不总是清晰的。例如，控制NO<sub>x</sub>的排放预期会具有降温效果，因为它们减少了对流层的臭氧，但相反其对CH<sub>4</sub>寿命和气溶胶形成的影响更容易造成整体升温。

卫星观测已经证实，最近几十年东亚燃煤电厂的排放导致大气中二氧化硫(散射硫酸盐气溶胶的主要前体)浓度的上升。最新建成的电厂使用洗涤器来减少此类排放(虽然不是同时针对二氧化碳排放及其相关的长期气候变暖)。这改善了空气质量，但同时降低了硫酸盐气溶胶的降温效果，因此加剧了增温。气溶胶降温是通过气溶胶辐射和气溶胶-云相互作用起作用的，估计自前工业化时代以来为-0.9W m<sup>-2</sup>(所有气溶胶相加，第8.3.4.3节)，现已增长，尤其是在20世纪下半叶这个人为排放急剧上升的时期。(接下页)



常见问题8.2, 图1 | 污染控制对特定排放的影响及对气候的影响示意图。黑色实线表示已知的影响；虚线表示不确定的影响。

常见问题

## 常见问题8.2(续)

另一方面，黑碳或煤烟吸收大气中的热量(导致 $0.4\text{W m}^{-2}$ 来自人为化石和生物燃料排放的辐射强迫)，并且当沉积在积雪上时，降低了其反射率或反射太阳光的能力。因此，减少黑碳的排放有降温作用，但黑碳与云额外的相互作用是不确定的，可能会消减一些变暖。

空气质量控制也可能会针对特定的人类活动领域，如交通或能源生产。在这种情况下，在所针对领域内共同排放的种类导致了化学和气候扰动的复杂组合。例如，生物燃料燃烧产生的烟雾中含有包括吸收和散射粒子以及臭氧前体的混合物，对于它对气候的综合影响是难以确定的。

因此，地表的空气质量控制将对气候产生一些影响。人们对有针对性的排放和气候之间的一些耦合仍然知之甚少或尚未证实，包括空气污染物对降水形态的影响，因此很难完全量化这些后果。同样地，气候变化对空气质量的潜在影响有一个重要的歪曲。尤其是，污染地区地表臭氧和温度之间观测到的相关性表明，单单是气候变化导致的温度升高可能加重夏季污染，暗示着“气候惩罚”。该惩罚意味着为了达到一个具体的目标，将需要对地表臭氧进行更严格的控制。此外，停滞事件的频率和持续时间的预期变化可能影响空气质量状况。这些特征将根据区域而有所变化，且很难评估，但对这些过程更好地理解、量化和建模将弄清空气污染物和气候之间的整体互动关系。

常见问题

## 常见问题9.1 | 气候模型变得越来越好了吗？我们又怎么知道呢？

气候模型是极其复杂精妙的计算机程序，概括了我们对气候系统的理解，并根据当下可行性尽可能真实地模拟大气、海洋、陆面、冰雪、全球生态系统和各种化学及生物过程的复杂交互。

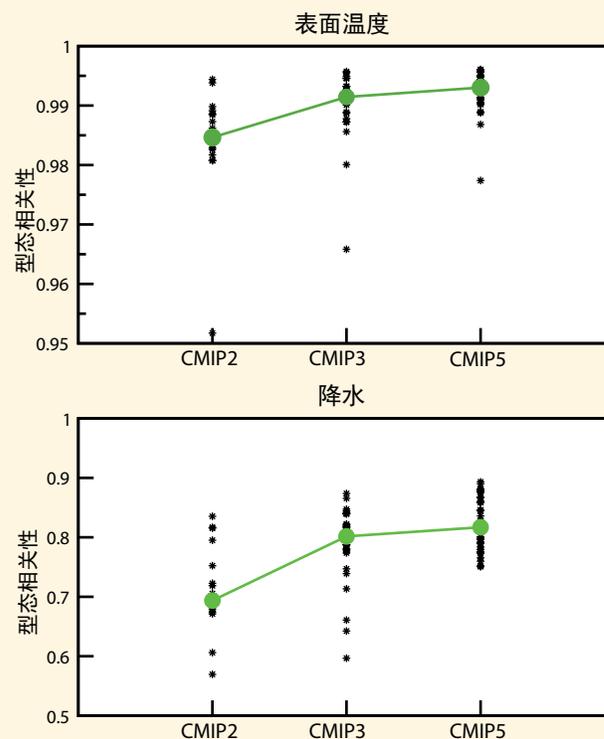
自从1990年IPCC的《第一次评估报告》以来，气候模型(云、陆面相互作用等物理过程的表示以及许多模型中全球碳和硫循环的表示)的复杂性持续增加，所以从这个意义上，当前的地球系统模型远比那个时代的模型要“好得多”。自《第四次评估报告》以来，这种发展一直在持续，同时其他因素也促成了模型的改进。更强大的超级计算机允许当前模型解决更精细的空间细节。今天的模型也反映了对气候运作过程的进一步理解 - 这些理解来自持续不断的研究和分析以及改进后的新观测。

原则上，当今的气候模型比它们的前辈们更好。然而，为了改善模拟气候的某些方面而增加的每一点复杂性也带来了新的可能的误差来源(例如，通过不确定参数)以及模型组件之间的新的交互，这样的交互可能(如果只是暂时的)降低了模型模拟气候系统其他方面的能力。此外，尽管已经取得了进展，仍然存在许多过程细节上的科学不确定性。

一个重要的考虑是，模型性能的评价只与过去的观测(加上考虑自然内部变率)相关。为了在未来对这样的模型预测有信心，必须很好地模拟历史气候(及其变率和变化)。模型评估的范围(就可获得的观测的种类和数量而言)、更好地协调模型实验的可获得性以及各种性能指标的扩大使用，提供了更多有关模型性能的量化信息。但仅此一点可能是不够的。尽管天气和季节气候预测能够定期核实，但跨度一个世纪以上的气候预测却不行。当人为强迫驱使气候系统面对器测记录没有观测到的情况时，更为如此，而且这将始终是一个局限。

量化模型的性能是以往所有IPCC第一工作组报告的特色主题。回顾这些早期的评估，可以大概了解已经取得的进展。过去的报告通常都提供一个相当广泛的模型性能的调查，显示各种气候量值的模型计算版本和对应的观测估计之间的差异。

不可避免的是，对于某些气候变量，一些模型比其他的性能更好，但总体上没有任何一个模型是“最好的”。最近，在计算各种性能指标上有一些进展，它根据一个简单的数值得分，综合地关联模型的性能与一系列不同的观测。当然，这种分数的定义、它是如何计算的、所使用的观察结果(它们有自己的不确定性)以及其各分数相结合的方式都是重要的，并且会影响最终结果。(接下页)



**常见问题9.1, 图1|**耦合模型相互比较方案的最近三个阶段(CMIP2, 大约在2000年的模型; CMIP3, 大约在2005年; 以及CMIP5, 目前这一代模型)的结果所显示的, 模拟年平均温度和降水形态的模型性能。这幅图显示了被观测和建模的温度(上图)同降水(下图)之间的相关性(形态相似性的度量)。值越大, 表明建模的和观测到的空间形态之间的对应关系越好。黑色符号表示一些个别模型的相关系数, 大型绿色符号表示中间值(例如, 一半的模型结果在其上, 另一半在其下)。通过增加连续几代模型的相关性, 模型性能的改进明显增加。

常见问题

## 常见问题9.1(续)

不过，如果度量计算一致，可以比较不同的几代模型。

这种比较的结果普遍显示，虽然每一代展示了一个性能上的范围，但是在每两代模型之间，模型的平均性能指标稳步提高。模型性能随时间变化的例子显示在常见问题9.1，图1中，并显示出持续(虽然不大)的改进。意思是，性能最差和最好的模型都显示出有改进，而且这种改善出现的时候伴随着模型复杂性的提高和对大气和海洋耦合(所谓的“流量调整”)的人工调整的消除。带来这种改进的部分原因包括对各种气候过程的进一步了解和这些过程在气候模型中更好的表示。更全面的地球观测也推动了改善。

所以，是的，气候模型正在变得越来越好，而且我们可以根据历史观测并使用定量的性能度量来展示这一点。虽然未来气候预估不能被直接评价，气候模型在很大程度上基于可证实的物理原理，并能重现过去应对外部强迫的许多重要方面。通过这种方式，它们可科学地预示气候是如何响应不同的人为强迫情景的。

常见问题

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

观测到的气候长期变化(超过十年的时间尺度)的原因是通过确定预期的气候变化不同原因的“指纹” 是否存在于历史记录来进行评估的。这些指纹来源于对个别气候强迫所引起的气候变化的不同形态的计算机模型模拟。在数十年时间范围内, 这些强迫包括诸如温室气体的增加或太阳亮度的变化等过程。通过将模拟的指纹形态与观测到的气候变化进行比较, 我们能够确定观测的变化是否通过这些指纹形态或者自然变率(不由任何强迫引发)得到最好的解释。

在观测到的20世纪气候变化的形态中, 人类引起的温室气体增长的指纹是明显清晰的。除此之外, 这些观测的变化不能通过自然强迫或是由气候模型模拟的自然变率的指纹来解释。因此, 归因研究支持这一结论, 即“1951年至2010年间观测到的全球平均表面温度一半以上的增加极有可能是由人类活动所造成的。”

地球的气候一直在变化, 而且可能由多种原因引起。要确定所观测到的变化的主要原因, 我们必须首先确定观测到的气候变化是否不同于完全不由任何强迫引起的其他波动。不由强迫引起的气候变率 - 所谓的内部变率 - 是气候系统中过程的结果。大尺度的海洋变率, 如太平洋的厄尔尼诺-南方(ENSO)涛动, 是在十年至百年时间尺度上内部气候变率的首要来源。

气候变化还可能来自气候系统外的自然强迫, 如火山爆发或太阳亮度的变化。诸如此类的强迫可引起那些地质记录中清晰记载的剧烈变化。人类造成的强迫包括温室气体排放或大气颗粒物污染。这些强迫中任意一个, 不管是自然的或人为造成的, 都能影响内部变率, 并导致平均气候的变化。归因研究试图确定观测到的气候中能检测到的变化的原因。在过去一个世纪中, 我们知道全球平均气温已经升高, 因此, 如果观测到的变化是由强迫引起的, 那么主要的强迫一定是导致气候变暖而不是变冷的强迫。

正式的气候变化归因研究都是通过气候模型的对照实验来进行的。经模型模拟的对特定气候强迫的响应通常被称为这些强迫的指纹。为了产生一个有意义的气候变化归因评估, 气候模型必须可靠地模拟这些与单个强迫相联系的指纹形态以及无强迫的内部变化形态。没有模型能够完美地再现气候的所有特征, 但很多详细的研究表明, 采用当前模型的模拟对于进行归因评估确实是充分可靠的。

常见问题10.1, 图1说明了在20世纪后期关于全球表面温度变化的指纹评估的一部分。在20世纪下半叶所观测到的变化, 在左边图上由黑色时间序列显示, 比预期的只因内部变率引起的变化更大。只模拟自然强迫(左上方图中的黄色和蓝色线)无法重现20世纪后期全球地表变暖的变化, 其空间变化形态(右上)与观测的变化形态(右中)完全不同。模拟包括自然和人为造成的强迫, 它更好地表现了时间变化率(左下)以及观测到的表面温度变化的空间形态(右下)。

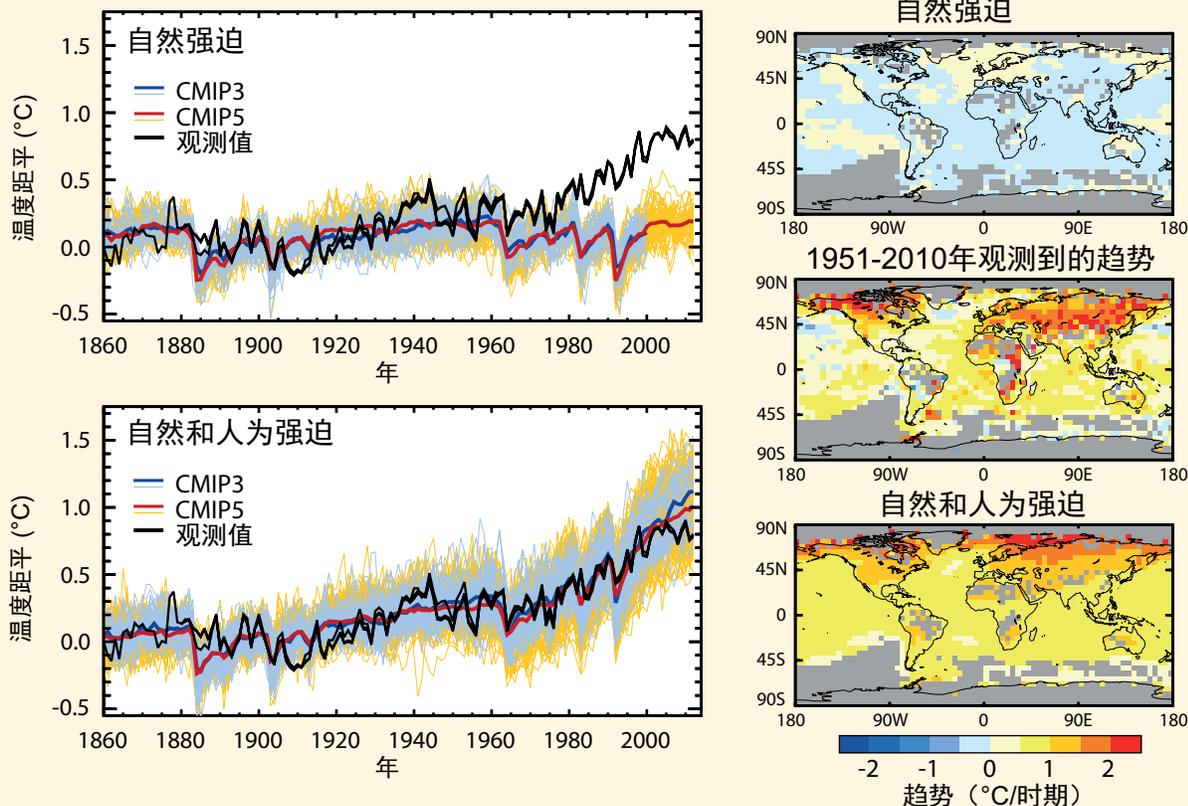
左侧两张图都显示该计算机模型再现了自然作用导致的地表变冷的观测值, 该观测的时间是在主要火山喷发之后的一年或两年(如发生在1982年和1991年)。自然强迫的模拟捕捉到火山爆发之后短暂的温度变化, 但只有自然强迫结合人为引起的强迫才能模拟出更长时间的变暖趋势。

除了常见问题10.1, 图1所示的表面温度结果外, 更完整的归因评估将考察地表以上的温度以及其他可能的气候变量。当更多的变量被考虑进评估后, 与个别强迫相联系的指纹形态会变得更加容易辨别。(接下页)

常见问题

常见问题10.1 (续)

总体而言，常见问题10.1，图1显示了观测到的温度变化的形态与单独响应自然强迫的形态显著不同。对所有强迫的模拟响应，包括人为强迫，很好地匹配了观测到的表面变化。如果不包括对人为强迫的响应（包括温室气体、平流层臭氧和气溶胶），我们就不能正确地模拟最近观测到的气候变化。自然原因引起的变化仍在气候系统中发挥着作用，但最近温度的趋势很大程度上归因于人为强迫。



常见问题10.1 图1 | (左)从1860年至2010年间全球和年均表面温度变化的时间序列。左上图显示只由自然强迫驱动的两融合的气候模型，用细蓝色和黄色的线表示；集合平均温度变化用粗蓝线和红线表示。三种不同的观测预估用黑线表示。左下图显示相同模型的模拟，但由自然强迫和人类引起的温室气体和气溶胶的变化共同驱动。(右)1951年至2010年局地表面温度变化趋势的空间形态。上图表示仅由自然强迫驱动的耦合模型比对项目第5期(CMIP5)模拟的大集合形成的趋势形态。下图表示由自然+人为强迫驱动响应模拟所集合的趋势。中图表示同时期哈德利中心/气候研究小组的网格化表面温度数据集4(HadCRUT4)所观测到的趋势形态。

常见问题

## 常见问题10.2 | 何时人类对气候的影响会在局地尺度显现？

人为造成的变暖已经在一些热带局地地区显现，尤其是在一年中的温暖季节。在未来几十年，中纬地区将明显变暖，首先是在夏季。预计这一趋势在那里会较为缓慢出现，尤其是在冬季，因为自然气候变率随着离赤道的距离增大，还会在寒冷季节增大。在许多地区已经检测到的温度变化趋势归因于人类的影响。对温度敏感的气候变量，如北极海冰，也显示出归因于人类影响的检测到的趋势。

与全球变化有关的气候变暖趋势在平均全球气温方面一般比在局地温度的时间序列方面更为明显（这里，“局地”一般指个别地区或小区域的平均数）。这是因为大多数的局地气候的局地变率在全球平均值上得到了平均。在许多地区发现的多年代际气候变暖趋势被认为是在人们期望的气候系统自然内部变化趋势的范围之外，但是当局地平均气候从年际变率的“噪点”中出现时，这种趋势只会变得明显。这种情况发生有多迅速取决于气候变暖的趋势的速度和局地变率。未来的气候变暖趋势无法准确得到预测，尤其是在局地尺度，因此变暖趋势在未来出现的时间不能准确地估计。

在一些热带地区，气候变暖的趋势已经出现自局地变率（常见问题10.2，图1）。这种情况在热带地区发生更加迅速，因为那里的气温变化比世界其他地区少。预测的气候变暖可能直到21世纪中叶才在中纬度地区出现 - 即使那里的变暖趋势更显著 - 因为那里的局地温度变化比热带地区明显更大。按季节来讲，夏季局地温度变化往往小于冬季。因此，升温往往首先出现在一年中比较暖和的时候，甚至出现在一些冬季变暖趋势更明显的地区，比如欧亚大陆中部，见常见问题10.2，图1。

陆地表面温度之外的变量，包括一些海洋地区，也显示与自然变化不同的长期变率。例如，北极海冰范围下降非常迅速，并已经显示出人类产生的影响。另一方面，局地降水趋势也很难探测，因为大多数地区降水的变化相当大。整个北半球大部分地区出现创纪录的夏季高温的概率增加了。目前被认为极端的高温预计在未来几十年将更接近常态。寒潮等其他极端事件的概率已有所减少。

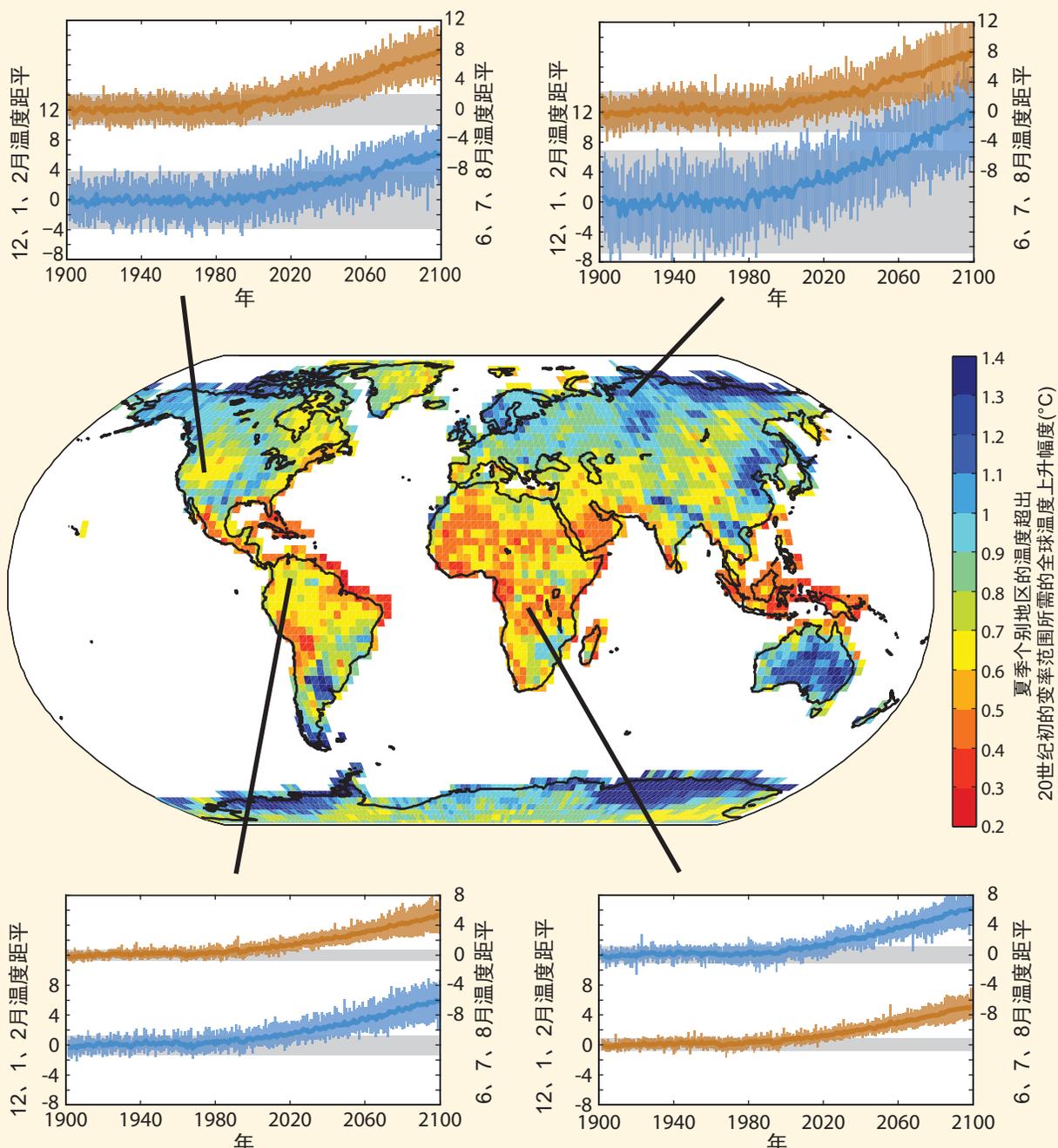
在目前的气候环境下，个别极端天气事件不能明确地归因于气候变化，因为这些事件也有可能发生在一个不变的气候中。然而，发生此类事件的概率可能在特定的地点发生了显著的变化。根据预测，人类活动引起的温室气体的增加可能极大地提高了一些热浪的概率。同样，气候模型研究表明，增加的温室气体对北半球部分地区所发现的强降水事件的显著加剧发挥过作用。然而，许多其他极端天气事件的概率可能没有太大的改变。因此，将每一个新的气象记录归因于气候变化是不对的。

预测的变暖趋势的未来出现日期还取决于局地气候变率，它可以暂时升高或降低温度。此外，常见问题10.2,图1预估的局地温度曲线是基于由同一个假设的未来排放情景所推动的多个气候模型模拟。不同速率的大气温室气体的积累会导致不同的气候变暖趋势，所以模型变暖的预估（常见问题10.2，图1的彩色阴影部分）离散将更宽，如果该图包括了温室气体排放情景离散的话。从20世纪局地变率（与变化速率无关）出现的夏季温度变化所需的温度升高在常见问题10.2,图1的中间地图上有所描述。

对于人类活动影响局地气候将何时显现这一问题，完整的答案取决于人们认为所掌握的证据是否确凿，是否足以让一件事变得“显而易见”。气候变化对局地尺度有所影响这方面最有说服力的科学证据来自于对全球状况的分析，并来自于气候系统中的大量证据：许多观测到的变化均与人类影响有联系。（接下页）

常见问题

常见问题10.2 (续)



常见问题10.2, 图1 | 夏季(红色曲线, 代表热带和北半球的某些地点六月、七月和八月或南半球的十二月、一月和二月)和冬季(蓝色曲线)的四个具有代表性地点显示的预估温度变化的时间序列。每个时间序列由24个不同的模型模拟产生的预估变化(粉色代表局地温暖季节, 蓝色代表局地寒冷季节)范围所包围, 是从使用20世纪初的条件由模型模拟的灰色自然局地变率范围中产生的。气候变暖的信号首先在夏季出现在热带地区。中间地图显示了夏季个别地区的温度从20世纪初的变率框出现所需的全球温度上升(°C)。需要注意的是, 温暖的黄色表示所需幅度最小的温度升高, 因而也是最早出现的时间。所有的计算都是基于耦合模型比对项目第5期(CMIP5)由典型浓度路径8.5(RCP8.5)排放情景推动的全球气候模式模拟。预估变化和自然变率的范围被定义为±2个标准差。(改编和更新自Mahlstein等人, 2011)

常见问题

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

虽然天气和气候相互交织，但实际上它们并不相同。天气是给定时间和地点的大气状态，每时每刻都可能发生变化。而另一方面，气候一般指十年或更长时间天气状况的统计。

在不需要准确预测天气的条件下预测未来气候的能力比表面看起来更加普遍。例如，人们可以在春末准确地预测（例如）墨尔本当年夏季的平均气温将很有可能远远高于最近几个春季的平均气温，尽管无法准确预测当年夏季一周以上的逐日天气。这个简单的例子说明，存在一些因素-在这个例子中是到达南半球的太阳辐射的季节性循环 - 能够加强预测今后一个时期气候变化的技能，而不依赖于同一时期预测天气的准确性。

用来定义气候的天气条件统计包括：气温和降雨量的长期平均值及其变率的统计，如逐年降雨量变率与长期平均值的标准偏差，或者低于5°C的天数频率。长期气候变量的平均值被称为气候平均值。它们可以适用于个别月份、季节或全年。气候预测将解决这样的问题，如：“今年夏季的平均温度比往年夏季长期平均值高的可能性有多大？”或者“未来十年比过去几十年温暖的可能性有多大？”更具体地说，气候预测可能会回答这样的问题：“未来10年的平均温度（以中国为例）超过中国过去30年的平均温度的概率有多大？”气候预测不会预测未来天气的逐日具体变化。相反，它们提供未来气候变量统计的长期变化的概率。

另一方面，天气预报则提供未来特定时间的逐日天气预测。它们帮助解决这样的问题，如：“明天会下雨吗？”有时候，天气预报以概率的形式给出。例如，天气预报可能会说：“明天阿皮亚降雨的可能性是75%”。

要进行准确的天气预报，天气预报员需要关于当前大气状况的非常详细的信息。大气的混沌特性意味着，“初始条件”的描述中甚至最微小的错误也通常会导导致约一周以上的预报不准确。这就是所谓的“蝴蝶效应”。

气候科学家们不会试图或声称预测未来几个季节、几年或几十年的详细天气变化情况。另一方面，尽管有蝴蝶效应，气候方面可以预测的假设是有合理科学依据的，虽然这种预测不准确。例如，长生命期大气温室气体浓度的升高往往会增加未来几十年的表面温度。因此，过去的信息可以帮助预测未来的气候。

某些类型的自然发生的所谓“内部”变率 - 至少在理论上 - 可以延伸预测未来气候的能力。内部气候变率来自于气候系统固有的不稳定性。如果这种变率包括或导致广泛的、长期的海洋上层温度异常，这将在局地 and 远距离推动高层大气发生变化。厄尔尼诺-南方涛动现象可能是这种内部变率最著名的例子。与厄尔尼诺-南方涛动相关的变率以部分可预测的方式展开。蝴蝶效应是存在的，但它需要更长时间才能强烈影响一些与厄尔尼诺-南方涛动相关的变率。

气象部门和其他机构充分利用了这一点。它们开发出了季节至年际预测系统，使自己能够使用可论证的预测技能定期预测季节性气候异常。在不同的地点和不同的变量之间，技能会有显著的变化。预测越是深入到未来，技能趋于减弱，有些地方甚至没有技能可言。这里“技能”用其技术层面的意思：它用来衡量一个预测比一些典型的简单预测方法（如假设在预测期内最近的异常情况将持续存在）的准确性高多少。（接下页）

## 常见问题11.1 (续)

天气、季节-年际和年代际的预测系统在很多方面都很相似（例如，它们都包含相同的大气数学方程式，它们都需要指定初始条件来启动预测，而且都受到蝴蝶效应带来的对预测准确性的限制）。然而，年代际预测不像天气和季节至年际预测那样成熟，它尚处于起步阶段。但年代际预测系统显示出一定程度的后报能力，可后报出全球大部分地区至少达9年的近地表温度。“后报”是对过去事件的预测，只有该事件之前的观测信息被输入预测系统，用来进行预测。该技能的大部分被认为来自外部强迫。“外部强迫”是气候科学家用来指气候系统外部导致气候系统变化的作用力的一个术语。它包括长期温室气体浓度的增加。

理论表明，预测年代际降雨量的技能应该小于预测年代际表面温度的技能，而后报的表现也符合这种期望。

目前的研究旨在改善年代际预测系统，并加强对任何明显技能的原因的理解。确定额外信息从内部变率实际上转化为提高的技能的程度是关键问题。虽然预测系统有望在未来数十年得到改善，气候系统的混沌性质以及由此产生的蝴蝶效应总是会对预测技能带来不可避免的限制。不确定性的其他来源是存在的。例如，火山喷发会影响气候，但它们的发生时间和程度是无法预测的，未来的火山喷发是若干不确定性的其他来源之一。此外，拥有足够的海洋数据进行初始化和评估年代际预测的时间太短，这也提出了重大挑战。

最后，请注意年代际预测系统的目的是利用外部强迫的和内部产生的这两个可预测性来源。气候科学家将年代际预测和年代际预估加以区分。预估仅利用外部强迫产生的预测能力。虽然以前的IPCC评估报告仅仅侧重于预估，该报告还评估了年代际预测研究及其科学依据。

常见问题

## 常见问题11.2 | 火山喷发如何影响气候和我们预测气候的能力？

大型火山喷发向大气层高层(也称为平流层)喷射二氧化硫气体,经与水反应,形成硫酸液滴组成的云,从而影响气候。这些云将太阳光反射回太空,阻止其能量到达地球表面,从而使其降温,同时也使低层大气降温。这些高层大气的硫酸云也在局地从太阳、地球和低层大气吸收能量,从而使高层大气升温(参见常见问题11.2,图1)。在地表降温方面,举个例子,1991年菲律宾的皮纳图博火山喷发,向平流层射入约2000万吨二氧化硫(SO<sub>2</sub>),将地球降温约0.5℃并长达一年。在全球范围内,火山喷发也减少了降雨量,因为地表减少的入射短波可由潜伏热量(即蒸发之后的降雨)的减少来补偿。

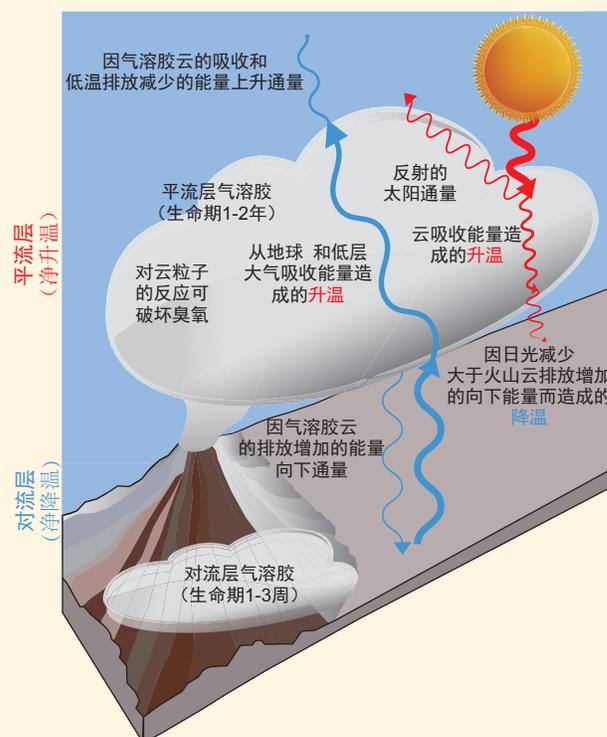
为了预测气候,可以预计火山喷发会造成未来一年左右显著的全球表面降温和高层大气升温。问题在于,即使可以检测到一个火山已经变得更加活跃,但无法预测精确的火山喷发时间,或射入高层大气的SO<sub>2</sub>的量以及如何分散。这是气候预测中不确定性的来源。

大型火山喷发产生大量的颗粒,也被称为灰或火山灰。然而,这些颗粒很快就(在几天或几周之内)从大气层掉落出来,所以它们不会影响全球气候。例如,1980年圣海伦斯火山喷发影响了美国西北部表面温度好几天,但是,因为它只排放了极少量的二氧化硫进入平流层,因此没有检测到对全球气候有影响。如果大型的、高纬度地区火山喷发将硫磺射入到平流层,这只会对火山喷发发生的半球产生影响,而且影响也最多只会持续一年时间,因为火山喷发产生的平流层云只存在几个月时间。

热带或亚热带火山会产生更多的全球表面或对流层降温。这是因为由此形成的硫酸云在高层大气可持续一至两年时间,而且能覆盖地球大部分地区。然而,它们对区域气候的影响是难以预测的,因为平流层硫酸盐气溶胶的分布在很大程度上取决于火山喷发时大气层的风力条件。此外,地表的降温效应通常是不均匀的:因为大陆比海洋的降温幅度大,夏季风会减弱,从而减少亚洲和非洲的雨水。由于热带火山喷发产生的高层大气层云也从地球吸收太阳光和热量,在热带地区比高纬度地区的高层大气产生更多的升温,因此气候的反应变得更加复杂。

过去的250年中最大的火山喷发刺激了科学研究。1783年冰岛拉基火山喷发后,欧洲出现了创纪录高温的夏季,随后是非常寒冷的冬季。两次火山大喷发,一次是1809年发生的、无法识别的火山喷发,另一次是1815年发生的坦博拉火山喷发,导致1816年成为“没有夏季的一年”。当年欧洲和美国的农业歉收导致粮食短缺、饥荒和暴动。

50多年来最大的一次火山喷发,即1963年发生的阿贡火山喷发,导致了许多现代的研究,包括观测和气候模型计算。随后的两次大喷发,即1982年埃尔奇琼火山喷发和1991年皮纳图博火山喷发,促进我们开展工作,导致我们目前对火山喷发对气候影响的认识。(接下一页)



常见问题11.2, 图1 | 大型热带或亚热带火山如何影响高层大气(平流层)和低层大气(对流层)温度的示意图。

常见问题

## 常见问题11.2 (续)

火山云在平流层只停留几年时间，所以它们对气候的影响也相应较短。但连续大喷发的影响可以持续更长的时间：例如，13世纪末发生过四次大喷发 - 每十年发生一次。第一次发生在公元1258年，是1000年以来最大的一次火山喷发。这一系列的火山喷发使北大西洋和北极海冰降温。另一个相关时期是1963年至1991年期间，发生了三次大型火山喷发和几次小型喷发（关于这些喷发如何影响大气成分并降低地面的短波辐射，见第8章）。

火山学家可以检测到什么时候火山会变得更加活跃，但他们无法预测火山是否会喷发，或者如果火山喷发，可能向平流层喷射多少硫磺。尽管如此，火山以三种截然不同的方式影响着预测气候的能力。首先，如果剧烈的火山喷发向平流层射入大量的二氧化硫，该影响可以纳入气候预测。其中还涉及到很大的挑战和不确定性的来源，如收集对火山云的良好观测资料，并计算其存在期间会如何移动和变化。但是，根据观测资料和对最近火山喷发的成功建模，一些大型火山喷发的影响可以纳入预测。

第二个影响是，火山喷发是我们的预测中不确定性的潜在来源。火山喷发无法事先预测，但它们会发生，在局地 and 全球范围造成短期的气候影响。原则上，这种潜在的不确定性可以通过将随机喷发或根据某种将喷发纳入我们近期集合气候预测的情景加以解释。这方面的研究还需要进一步探索。本报告中的未来预估不包括未来的火山喷发。

第三个影响，历史气候记录可以与对观测的硫酸盐气溶胶的估算一起使用，以测试我们的气候模拟的逼真度。虽然爆炸性火山喷发的气候响应是其他一些气候强迫的有用的类似物，但也存在局限性。例如，成功模拟一次火山喷发的影响，可以帮助我们验证用于季节和年际预测的模型。但通过这种方式，并不能对下个世纪全球气候变暖涉及的所有机制进行验证，因为这些涉及到长期的海洋反馈，这比应对个别火山喷发的时间尺度更长。

常见问题

## 常见问题12.1 | 为什么使用这么多的模型和情景来预估气候变化？

未来的气候一部分是由未来排放的温室气体、气溶胶的多少及其他自然和人为强迫来决定的。这些强迫在气候系统的外部，但会改变气候的行为。未来的气候定形于地球对那些强迫的响应以及气候系统固有的内部变率。对未来排放的幅度和速度的一系列假设有助于科学家设想出不同的排放情景，气候模型预估正是以此为基础的。同时，不同的气候模型可提供对地球对那些强迫的响应以及自然气候变率的替代表示。模拟应对各种不同情景的模型集合起来可绘制出一系列可能的未来，并帮助我们了解其不确定性。

可以说，预测社会经济的发展甚至比预测物理系统的演化更加困难。它要求预测人类行为、政策选择、技术进步及国际竞争与合作。常见的方法是使用未来似乎可信的经济社会发展的情景，未来温室气体的排放及其他强迫因素正是由此导出的。一般情况下，还做不到将多种可能性分配给个别强迫情景。相反，可将一组选项用于一系列的可能性。来自不同强迫情景的结果可为决策者提供不同选择和一系列可能的未来，以供考虑。

气候的内部波动由大气与海洋等组成部分之间的互动自发产生。在近期气候变化的情况下，它们可能会掩盖外部扰动的影响，如温室气体的增加（见第11章）。然而，从长远来看，预计外部强迫的影响将占主导地位。根据气候模式的模拟预估，数十年后，未来人为温室气体和其他强迫因素 - 以及气候系统对其做出的反应 - 等不同情景将以不同的方式影响全球平均气温的变化（常见问题12.1，图1，左图）。因此，评估这些不同的情景和反应的后果是极为重要的，尤其是在考虑政策决定时。

气候模型建立在主导我们的气候系统的物理原理和实证理解的基础上，并代表模拟过去和未来的气候和气候变化所需要的复杂的、相互作用的过程。与过去观测的类比或从最近趋势的推断对于预估来说都是不充足的策略，因为未来不一定是我们迄今所见状况的一个简单延续。

虽然有可能写下决定大气与海洋行为的流体运动方程，但却不可能不通过电脑模型模拟、使用数值算法来求解这些方程，正如航空工程依靠相似类型方程的数值模拟一样。此外，许多小规模物理、生物和化学过程，例如云过程，则不能被这些方程描述，或是因为我们缺乏足够精细的分辨率来描述系统的计算能力，无法直接模拟这些过程，或是因为我们仍然对驱动这些过程的机制有着片面的科学理解。这些需要通过气候模型内所谓的参数化来作近似处理，由此在直接模拟和近似量之间建立起数学的关系，经常是在观测到的行为基础上进行。

鉴于计算和观测存在局限性，因而有各种替代和同样看似可信的数值表示、解决方案和近似值来为气候系统建模。这种多样性被认为是气候建模界健康的一面，并可形成一系列全球和区域尺度上看似合理的气候变化预估。该范围为量化这些预测中的不确定性提供了基础，但由于模型的数量相对比较少，模型输出对公共档案馆的贡献是自愿的，对未来可能状况的采样既不系统也不全面。此外，一些不足之处仍然存在，这对所有的模型都很普遍；不同的模型有不同的优点和缺点；目前尚不清楚，可以通过观测来评估的模拟质量的哪些方面用以指导我们对未来模型模拟的评估。（接下页）

常见问题

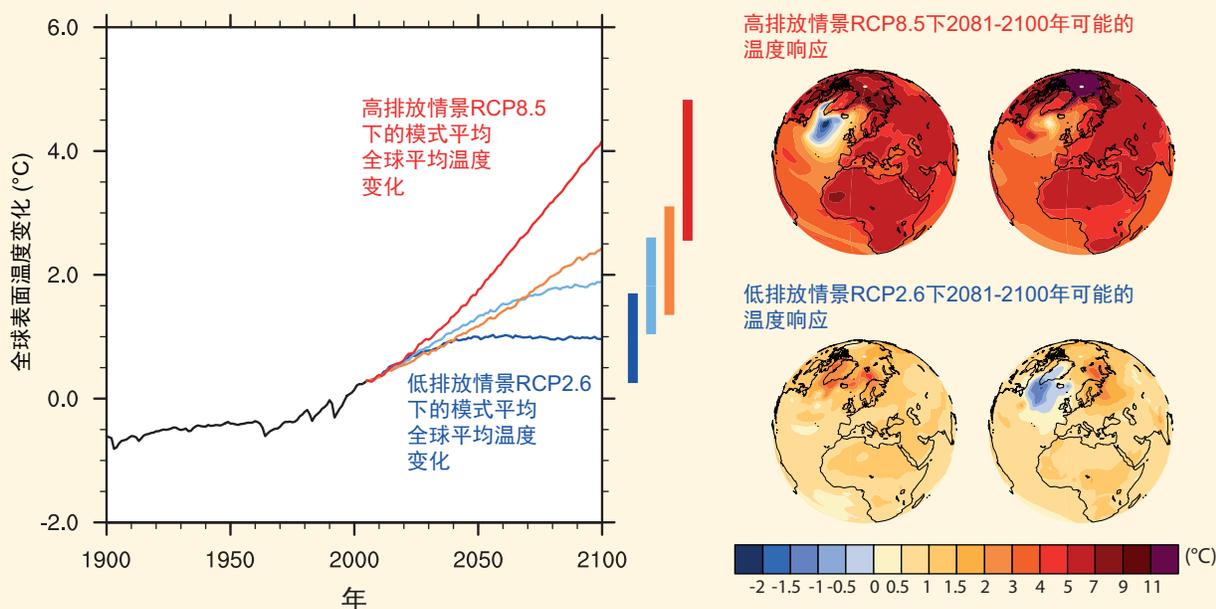
常见问题12.1 (续)

复杂程度不同的模式通常用于不同的预估问题。速度较快而分辨率较低的模式，或者对一些气候过程较简化的描述，可用于需要长达多个世纪的模拟或者需要多种实现的情况。简化模型可以充分代表大型平均数量(如全球平均温度)，但是更为精细的内容(如区域降水量)只能使用复杂的模式进行模拟。

科学界加紧努力协调模式实验和各组织的成果(如耦合模式比对项目(CMIP)、世界气候研究计划及其气候模式工作组)，以评估各模式模拟过去和当前气候以及比对未来气候变化预估的能力。当前气候科学界使用‘多模式’方法作为标准化的技术，来评估特定气候变量的预估。

常见问题12.1,图1,右图显示的是到21世纪末，两种解释性模式、以及最高和最低RCP情景的温度响应。各种模式在地球表面变暖的大型形态方面结果是一致的，例如，陆地将比海洋的变暖速度快，而北极将比热带地区的变暖速度快。但是上述模式在针对全球响应的同一情景以及在小范围，即区域响应方面的幅度都存在差异。例如，北极扩大的幅度在不同模式之间存在差异，而且模式的子集显示北大西洋变暖较弱并且有小幅降温，这是深海形成的减弱以及洋流的变化所致。

在未来外部强迫以及气候系统对其影响都存在不可避免的不确定性，而且内部产生的变率使其更为复杂。使用多个情景和模式已成为一种标准的选择，以评估和描述它们，从而使我们能够描述广泛的未来地球气候可能的演变。



常见问题12.1, 图1 | 耦合模式比对项目第5阶段(CMIP5)所有模式(相对于1986-2005年)中四个典型浓度路径(RCP)情景模拟的全球平均温度变化: RCP2.6(深蓝色)、RCP4.5(浅蓝色)、RCP6.0(橙色)和RCP8.5(红色), 32、42、25和39模式分别用于这四个情景。到21世纪末全球温度变化可能的范围用垂直柱块表示。请注意, 这些范围适用于两个20年平均值的差值, 即2081-2100年相对于1986-2005年, 这解释了处于中心位置的柱块意义: 其值比年度轨迹的终点小。对于最高(RCP8.5)和最低(RCP2.6)情景, 两个CMIP5模式显示了到21世纪末(2081-2100年相对于1986-2005年)地球表面温度变化的示意图。选择这些模式是为了显示更为广泛范围的响应, 但是这组选择不代表模式响应不确定的任何量值。

常见问题

## 常见问题12.2 | 地球水循环将如何变化？

地球气候系统中水的流量和储量差异很大，但是预计到本世纪末会出现其他因自然变率之外因素引起的变化。全球变暖后，降雨量、表面蒸发量和植物蒸腾量都会出现净增加。然而，不同地区的变化存在显著的差异。一些地区的降水量会增加，随之陆地上累积的水也会增加。在其他地区，由于区域性干旱以及冰雪量损失，水量会减少。

水循环包括存储在地球上的水的所有阶段，以及水在地球气候系统中的运动。在大气中，水主要以气体（水汽）的形式存在，但也以冰或液体水的形式存在于云中。海洋自然主要是液体水，但在极地地区也有部分的海洋被冰所覆盖。陆地水主要以地表水（如湖泊和河流）、土壤水分和地下水的形式存在。固体陆地水存在于冰盖、冰川、地表冰雪以及多年冻土和季节性冻土中。

一些关于未来气候的观点认为水循环会加速，但这可能会引起误解，因为严格来讲，这意味着在所有的地方将发生更多的水循环并且随着时间的推移将越来越快。世界部分地区的水循环将确实会加剧，届时将有大量的水从储水库输入和输出，同时水的运动也会加速。然而，气候系统的其他部分将消耗大量的水，因而水的运动将减少。一些储水库甚至会消失。

随着地球变暖，一些变化的总体特征将会发生，以响应变暖了的气候。这些变化受全球变暖施加给气候系统的能源量控制。所有形式的冰将融化得更快，但不会很普遍。例如，对于一些本报告中评估的模拟，夏季北极海冰将在本世纪中叶前消失。大气将承载更多的水汽，而观测和模式结果表明这种情况已经发生了。到21世纪末，大气水汽的平均量可能增加5-25%，这取决于人类排放温室气体和辐射活性颗粒（如烟雾）的总量。地球表面水的蒸发将加速。海平面将上升，因为海水变暖的扩张以及陆地冰融化流入海洋（见常见问题13.2）。

气候系统的复杂性可以调整这些总体变化，以使它们不会预期同时出现在所有地方或以同样的速度出现。例如，水在大气、陆地和海洋中的循环可以随着气候的变化而变化，在一些地方水很集中而在另一些地方则枯竭了。一年中的变化也不同：有的季节比其他季节潮湿。因此，本报告中评估的模式模拟显示，亚洲北部冬季降水量可能增长50%以上，而夏季降水预计几乎不变。人类还通过水务管理和土地利用变化直接干预水循环。不断变化的人口分布和用水习惯将进一步促进水循环的变化。

水循环过程可以在几分钟、几小时、几天或更长的时间发生，可以在从几米到几千米甚至更远的距离发生。这些尺度的变率通常大于温度的变率，因此气候变化在降水方面难以辨别。尽管复杂，对于未来气候的预估显示，在很多模式和气候强迫情景中这种变化很常见。AR4中也报告了类似变化。这些结果都表明已很好地了解了变化的机制，即使变化幅度是依模式和强迫而变的。此处我们侧重于陆地的变化，其中水循环的变化对人类和自然系统的影响最大。

本报告评估的模拟预估的气候变化（见常见问题12.2图1中的示意图）总体显示，在最极端排放的情景下，到21世纪末，热带深海和极地纬度的部分区域降水增长可能超过50%。与此相反，亚热带的大部分地区可能减少30%或以上。在热带地区，这些变化似乎是由于大气水汽增加以及大气环流的变化引起的，而大气环流会进一步将水汽集中在热带从而促进热带的降水增加。在亚热带，这些环流变化同时会促使雨量减少，尽管这些地区的温度会升高。由于世界上多数沙漠都位于亚热带，这些变化意味着这些已经很干旱的地区将更加干旱，而且沙漠有可能会扩大。（接下页）

## 常见问题12.2 (续)

高纬度地区雨量增加是由于温度上升引起的，这使得大气承载更多的水分，因此降水就会相应增加。气候变暖也会使得温带的风暴系统将更多的水汽输入高纬度地区，同时无需热带风力强度发生实质性的变化。如上文所述，高纬度地区的变化在寒冷的季节更明显。

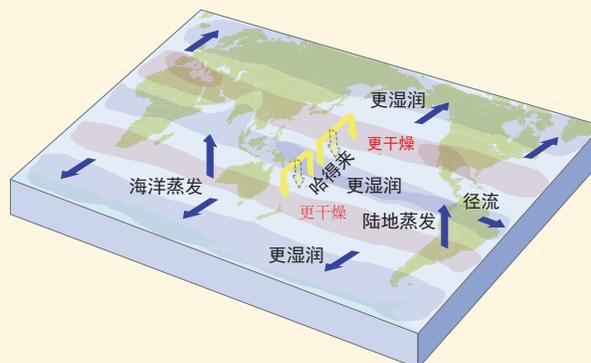
陆地变得干燥还是潮湿，部分取决于降水量的变化，但也取决于地面蒸发量和植物蒸腾量（合称蒸散量）的变化。因为大气升温会使大气携带更多的水汽，鉴于陆地水量充分，这可以诱发更大的蒸散量。然而，大气中二氧化碳的增加使得植物输入大气的蒸发量减少，这部分抵消了变暖的效应。

在热带地区，蒸散的增加往往会抵消降水增加后对土壤水分的影响，而在亚热带，本已低量的土壤水分使蒸散量几乎没有变化。在更高的纬度地区，降水量增加通常超过了预估的气候中蒸散的增加，产生更高的年均径流量，但土壤水分有多种变化。如常见问题12.2，图1中环流变化所示，高水分地区或低水分地区的边界也可能位移。

更为复杂的因素是降雨特点。模式预估表明降雨变得更强，部分是因为大气中的水分更多。因此，对于本报告评估的模拟，在多数陆地，到21世纪末，目前平均每20年发生的单日降水事件会每10年出现一次，甚至更加频繁。同时，预估还表明，降水事件的总体频率将趋于减少。这些变化产生两种表面相反的效应：更强的倾盆大雨，导致更多的洪水，而降水事件之间的干旱期更长，导致旱情加大。

在高纬度和高海拔地区，由于固态水的损失造成进一步的变化。其中有些变化可通过目前的全球气候模式（GCM）加以解析，而有些变化只能进行推断，因为它们涉及各类特征，例如冰川，模式中通常没有对它们加以解析或包括在内。越暖的气候意味着，雪往往在晚秋就开始积聚，并在初春就开始融化。本报告评估的模拟表明，到本世纪末，预估北半球三月至四月的积雪平均约减少10-30%，具体要取决于温室气体情景。初春融化改变了春季河流因融雪流入而形成的流量峰值的时间。结果，后期的流速将下降，有可能影响水资源管理。GCM模拟中显现出这些特征。

多年冻土的损失将使水分更深地渗入地下，但它也会使地面增温，并会提高蒸散。然而，目前大部分的GCM没有包含充分模拟冻土变化所需的全部过程。土壤冻结分析研究或利用GCM输出驱动更详尽的陆地模式研究表明，到本世纪末将有显著的多年冻土损失。此外，尽管目前的GCM没有明确包括冰川演变，但我们可预计，冰川将持续退缩，随着它们的消失，它们在夏季给某些地方的河流带来的水量会减少。冰川的损失还将促使春季河道流量的减少。然而，如果年平均降水量增加 - 无论是雪还是雨 - 则这些结果未必意味着年平均河水流量会减少。



常见问题12.2, 图1 | 水循环主要部分的预估变化示意图。蓝色箭头表示通过地球气候系统，水分运动变化的主要类型：温带风引起的向极水分输送、地表和陆地到海洋的径流的蒸发。阴影区域表示更有可能变得更干或更湿的地区。黄色箭头表示哈得来环流引发的重要大气环流变化，其向上运动可促进热带降雨，同时可抑制副热带降雨。模式预估表明，哈得利环流将改变其在北半球和南半球向极的下沉分支，同时导致相关的干化。在高纬度地区预估会出现较湿条件，因为更暖的大气将带来更大的降水，并更多地将水运动到这些地区。

常见问题

## 常见问题12.3 | 如果我们今天停止排放，未来的气候将会怎样？

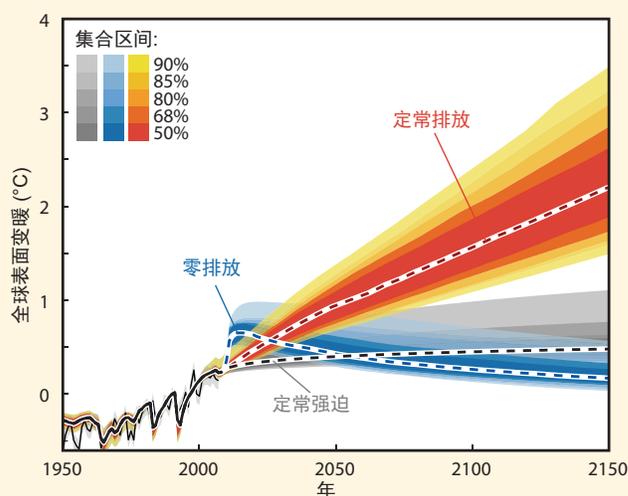
今天停止排放并不是一个真实情景，而只是深入了解气候系统响应和碳循环的众多理想案例之一。由于气候系统的多个时间尺度，因此，排放变化和气候响应之间的关系十分复杂，其中某些变化在停止排放很久之后仍会发生。模式和对过程的了解表明，由于巨大的海洋惯性和许多温室气体(主要是二氧化碳)的长生命周期，因此，在停止排放温室气体后，大部分的变暖会持续数个世纪。

温室气体排入大气后，会通过与其他活性部分的化学反应而得以清除，或者，以二氧化碳(CO<sub>2</sub>)为例，与海洋和陆地进行交换。这些过程可描述大气中气体的寿命，可定义为某一浓度脉冲减少到e(2.71)分之一所需的时间。温室气体和气溶胶在大气中的存留时间从几天至数千年不等。例如，气溶胶的寿命为几周、甲烷(CH<sub>4</sub>)约为10年、氧化亚氮(N<sub>2</sub>O)约100年、六氟乙烷(C<sub>2</sub>F<sub>6</sub>)大约1万年。CO<sub>2</sub>更为复杂，因为从大气中清除它要通过海洋和陆地的多种物理和生物地球化学过程；全部是在不同时间尺度上运行的。对于约为1000PgC的排放脉冲，其中约有一半会在数十年内清除，但剩余部分将在大气中驻留更长的时间。在1000年之后，大约15%-40%的CO<sub>2</sub>脉冲仍会驻留在大气中。

由于主要人为温室气体寿命较长，过去排放增加的大气浓度将在停止排放后长期持续。如果排放停止，温室气体的浓度也不会即刻回落到工业化前的水平。甲烷浓度会在大约50年后回落到接近工业化前的水平值，N<sub>2</sub>O浓度需要用数个世纪，而在我们社会的相关时间尺度上CO<sub>2</sub>基本不可能回到其工业化前的水平。另一方面，气溶胶等短生命周期气体的排放变化会导致其浓度几乎瞬时改变。

气候系统对温室气体和气溶胶强迫的响应特征就是主要由海洋推动的惯性。海洋具有巨大的热吸收能力，而且可以在表层海洋和深层海洋之间缓慢混合。这意味着，整个海洋需用数世纪才能升温，并与改变的辐射强迫达到平衡。表层海洋(而后大陆)将持续变暖，直至其达到与这一新辐射强迫相平衡的表面温度。AR4表明，如果温室气体浓度保持在当今水平不变，与2000年相比，21世纪的地球表面仍将持续升温大约0.6°C。这就是目前浓度的气候持续性(或定常成分持续性)，参见常见问题12.3，图1灰色部分。目前排放水平不变将会进一步增加大气的浓度，导致变暖幅度比目前观测到的要高得多(常见问题12.3，图1，红线)。

即使现在停止人为温室气体的排放，这些长生命周期温室气体浓度造成的辐射强迫在未来只是缓慢减小，其减小率取决于温室气体的寿命(见上文)。此外，地球系统对这种辐射强迫的气候响应会更慢。全球温度不会对温室气体浓度变化做出快速响应。只消除CO<sub>2</sub>排放会导致数个世纪温度几乎不变。同时消除硫酸盐气溶胶的短生命周期负强迫(例如，通过降低空气污染措施)将导致短暂升温零点几度，参见常见问题12.3，图1蓝色部分。因此，在短暂升温后，将所有排放调到零，会导致气候几乎稳定数个世纪。这就称为过去排放的持续性(或未来排放零持续性)。GHG浓度会减少，继而是辐射强迫的下降，但气候系统的惯性会延迟温度响应。(接下页)



常见问题12.3, 图1|2010年起定常大气成分)定常强迫, 灰色)、定常排放(红色)和零未来排放(蓝色)预估, 以及不确定性估值。此预估是基于能量收支碳循环模式 - 温室气体引起的气候变化评估模式)MAGICC)。图摘自Hare和Meinshausen)2006), 根据简易碳循环气候模式与所有耦合模式比较计划第3阶段)CMIP3)和耦合气候碳循环模式比较计划)C4MIP)模式的定标)Meinshausen等人, 2011a; Meinshausen等人, 2011b)。模式结果根据工业化前开始的全面瞬时模拟, 并利用所有辐射强迫分量。细黑线和阴影表示观测到的变暖和不确定性。

常见问题

## 常见问题12.3)续)

作为气候和碳循环中大惯性的后果，长期全球温度在很大程度上受控于随时间累积的CO<sub>2</sub>排放总量，而不受过去排放的时间的影响。因此，把全球升温幅度限制在低于某个给定的水平上(如：与工业化时代之前相比高2°C)表示一个给定的CO<sub>2</sub>收支，即早期较高的排放意味着之后要加强减排。制定一个较高的气候目标是考虑到将出现一个较高的CO<sub>2</sub>浓度峰值，因而将出现较大的累计CO<sub>2</sub>排放(如：在必要的减排过程中容许有一定的延迟)。

全球温度是一个有用的聚集数，用于描述气候变化的幅度，但并非所有变化都将以线性方式拉升全球温度。例如，水分循环中的各种变化还取决于强迫类型(如：温室气体、气溶胶、土地利用变化)、地球系统中变化缓慢的组成部分(诸如海平面上升和冰盖等)做出响应的时间要长得多，而且在气候系统中也许有临界阈值或突变或不可逆转的变化。

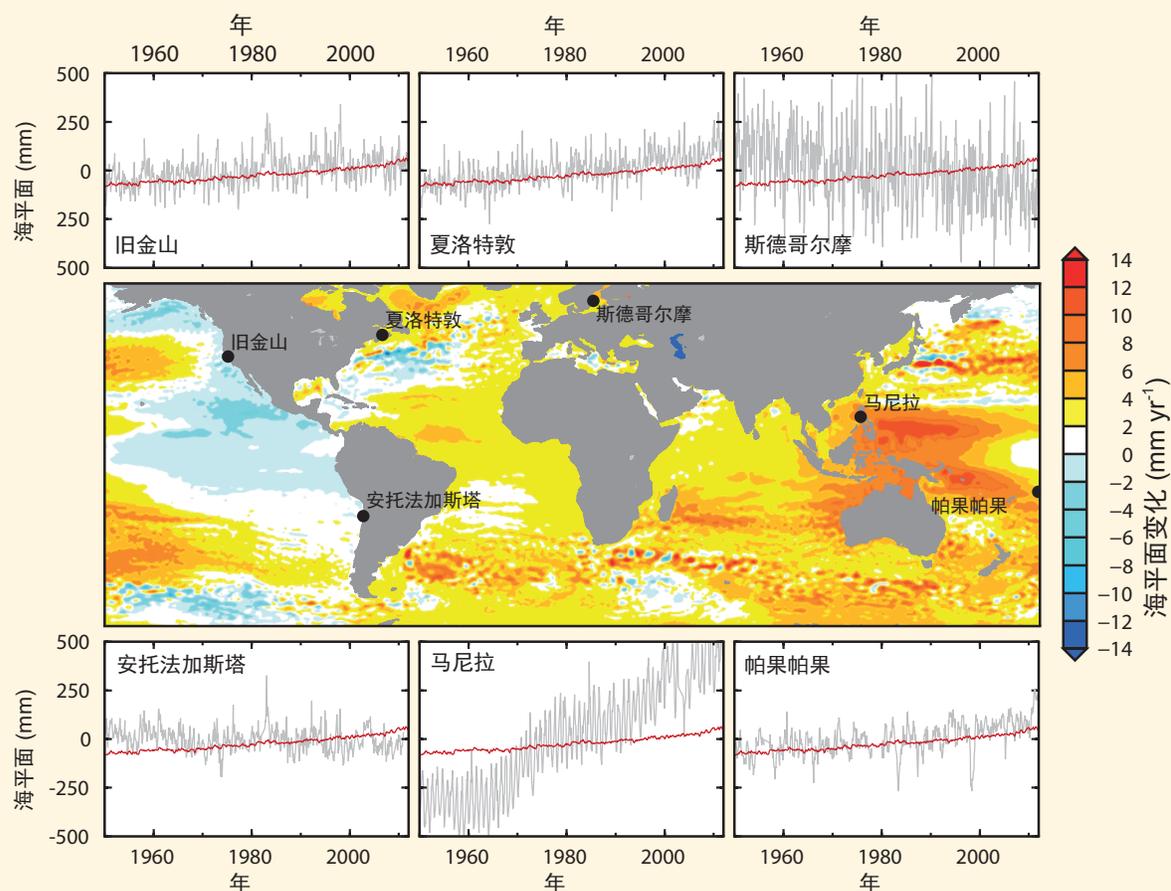
常见问题

## 常见问题13.1 | 为什么局地海平面的变化不同于全球平均值？

移动的表面风、不断变暖的海水的膨胀，以及融冰增多都可改变洋流，而洋流可相应导致各地出现不同的海平面变化。过去和现在的陆地冰体分布变化可影响地球的类型和重力场，后者还可造成海平面的区域波动。受更具区域性过程(如泥沙的淤积和大地构造运动等)的影响也可引起海平面的其他变化。

在任何沿岸，海洋或陆面的垂直运动可引起海平面出现相对于陆地的各种变化(即相对海平面)。例如，海面高度上升或陆地高度下降都可造成局地变化。在相对较短的时段内(几个小时至几年)，海潮、风暴和气候变率(如厄尔尼诺现象等)的影响是海平面变化的主因。地震和山体滑坡通过改变陆地高度也有影响，有时海啸也是如此。在较长时段内(几十年乃至几百年)，气候保护的影响(其后果造成海水容量和陆地冰体积发生变化)是大多数区域海平面变化的主要贡献因子。在上述较长时间尺度上，各种过程也可引起地面的垂直运动，而这一垂直运动也可导致相对海平面的大幅度变化。

自20世纪后期以来，对相对于地心的洋面高度(即地心海平面)的卫星测量结果表明，全球各地地心海平面变化的速率存在差异(见常见问题13.1, 图1)。例如，在西太平洋，其地心海平面变化速率与1993至2012年间每年上升3毫米的全球平均值相比约大3倍。相比之下，东太平洋的地心海平面变化速率小于全球平均值，而南北美洲西海岸大部同期经历了海面高度下降的局面。(接下页)



**常见问题13.1, 图1** | 根据卫星测高绘制的1993-2012年期间海面高度(地心海平面)变化速率图。图中还给出了1950-2012年期间所选验潮站的相对海平面变化(灰线)。为了比较, 还给出了全球平均海平面变化估值(红线)以及每个验潮仪的时间序列。正如报告正文所述, 局地海平面相对大的短期振荡(灰线)是由于自然气候变率所致。例如, 在帕果帕果验潮站观测到的有规律的大波动与厄尔尼诺和南方涛动相关。

常见问题

## 常见问题13.1(续)

如常见问题13.1, 图1所示, 一年至几十年时间尺度的自然气候变率(如厄尔尼诺和太平洋年代际涛动)导致了大部分空间变化。这些气候变化改变了表面风、洋流、温度和盐度, 从而影响了海平面。这些过程的影响将继续贯穿整个21世纪, 并将叠加在与长期气候变化相关的海平面变化的空间型态上, 而海平面随着表面风、洋流、温度和盐度以及海洋容量的变化而上升。但是, 与自然变率相比, 各种更长期趋势随时间而累计, 因此可预计在整个21世纪这些趋势将占主导地位。因此, 与常见问题13.1中的图1相比, 在这一较长时期内, 地心海平面变化的最终速率将会显示一个非常不同的型态。

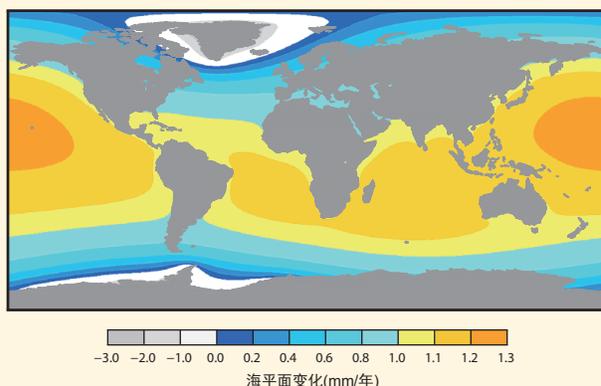
验潮仪是测量相对海平面的, 因此验潮仪观测包括了地表和海面垂直运动引起的海平面变化。在许多海岸带地区, 陆地垂直运动幅度小, 因而沿海和岛屿验潮站记录的长期海平面变化速率类似于全球平均值(见常见问题13.1, 图1给出的旧金山和帕果帕果两个验潮站的记录)。在某些区域, 陆地垂直运动对海平面有重要影响。例如, 在斯德哥尔摩记录的海平面稳定下降(常见问题13.1, 图1)是由于在上次冰期结束时(在~20,000至~9000年前之间)一块大的(>1千米厚)大陆冰盖融化后该地区陆地抬升所造成的。这种作为对古代冰盖融化的响应而正在发生的大陆构造变形是北美和欧亚大陆西北部区域海平面变化的一个显著贡献因子, 在上次冰盛期内这两个地区都曾被许多巨大冰盖所覆盖。

在其他区域, 这一过程还可导致陆地沉降, 反过来又使相对海平面上升, 正如夏洛特镇所出现的情况, 与全球平均上升速率相比, 已观测到此地海平面相对大幅度上升(常见问题13.1, 图1)。由于地球构造板块运动所引起的陆地垂直运动还可造成某些地区的海平面背离全球平均海平面趋势, 在那些地处靠近活跃隐没带的地区尤为突出, 在隐没带中一个构造板块滑落到另一板块之下。在安托法加斯塔的案例中(常见问题13.1, 图1), 这种现象似乎导致了陆地稳定抬升, 相对海平面因此下降。

除了垂直陆地运动对相对海平面变化有区域影响外, 某些过程可导致快速但极具局地性的陆地运动。例如, 相对于全球均值, 马尼拉的海平面出现比全球平均值更高的速度上升(常见问题13.1, 图1), 这主要因大规模汲取地下水从而导致陆地沉降。因自然和人为过程(如抽取地下水或碳氢化合物)造成的陆地沉降在许多沿海地区属于常见现象, 在大江大河三角州地区尤为如此。

人们通常假设, 冰川或格陵兰冰盖和南极冰盖的融化可引起统一的全球海平面上升, 就像向澡盆灌水那样。实际上, 由于各种过程(包括洋流、风、地球重力场和陆地高度变化), 上述融化可导致海平面出现区域性变化。例如, 用于模拟上述后两种过程的计算机模式预测, 在出现融冰的冰盖周边相对海平面将出现区域性下降, 因为冰与海水之间的重力引力减小, 随着冰体融化陆地趋于抬升(常见问题13.1,图2)。但是, 在进一步远离冰盖融化的地区, 相对于全球平均值, 海平面上升会增强。

总之, 有各种过程可引起洋面和洋底高度发生变化, 最终导致在局地至区域尺度上海平面变化出现独特的空间分布型态。将这些过程结合起来可给出一个复杂的海平面总体变化型态, 由于每个过程的相对贡献发生变化, 海平面的总体变化型态也将随着时间推移而改变。全球平均变化是有用的单一值, 它可体现各种气候过程(如陆地冰融化和海洋变暖)的总体贡献, 并代表许多沿海地点的海平面变化的一个良好估值。但是, 与此同时, 一旦各种区域性过程最终发出一个强信号, 则有可能出现大幅度背离全球平均值的情况。



常见问题13.1, 图2 | 模式输出结果显示由于格陵兰冰盖和南极西部冰盖以每年0.5毫米的速度融化而引起的相对海平面变化(给出了每年上升1毫米的海平面上升全球平均值)。在靠近冰融化的地区, 模拟的海平面变化小于全球平均值, 但在远离这一地区的地方海平面变化却增强了。(改编自Milne等人, 2009)

常见问题

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

格陵兰和南极东西部的冰盖是地球上最大的淡水水库。在地质时期及最近，它们对海平面变化都有贡献。冰量增加是通过积累(降雪)，而冰量损失是因为表面消融(主要是冰融化)，以及边缘冰体外流到漂浮的冰架或直接崩落到海洋。积累量增加使全球平均海平面下降，而表面消融和外流量的增加使之上升。物质通量的这些变化取决于一系列在冰盖内外、大气和海洋中的过程。然而，在本世纪，物质损失的源看来会超过物质增加的源，因此可预计对海平面上升的贡献持续为正。本节总结了目前关于此话题的研究，并全面预估了本世纪末(2081-2100年，相对于1986-2005)各种海平面贡献的大小，据称这些贡献在所有排放情景下有2/3的可能性。

几千年中，冰盖缓慢地进行水平移动，将净积累区(一般在内部高海拔区)的冰输送到净损失区(一般在低海拔外围和海岸周边)。如今，因表面消融，格陵兰损失了近一半的积累冰量，另一半因冰山崩塌。而南极积累冰量几乎全因冰崩和边缘冰架融化而损失。冰架是漂浮的，因此它们的损失对海平面的直接影响可忽略不计，虽然通过改变母冰架的物质平衡，它们可以间接影响海平面(见下文)。

在南极洲东部，一些研究使用卫星雷达测高法，显示出降雪有所增加，但是最近的大气模拟和卫星对重力变化的测量未发现降雪大幅增加。这种明显的不一致可能是因为相对较小的长期趋势被大的降雪年际变率掩盖。据估计，21世纪南极洲降雪大幅增加，主要由于大气变暖使更多水分得以进入极地，其次可能是因为大气环流的区域变化。对整个南极冰盖而言，该过程预计贡献0-70毫米的海平面下降。

目前，南极洲周围的空气温度太低，因此不可能出现大规模表面消融。然而，实地观测和卫星观测表明，局部海岸地区冰量外流会增加，表现为冰面降低。这些地区(南极洲西部的派恩岛和思韦茨冰川、东部的托腾冰川和库克冰川)均位于朝向南极洲大陆架边缘的千米深的基岩槽内。研究认为，海洋循环的区域变化使暖水与漂浮的冰架相遇，从而导致外流量的增加。

在更北面的南极半岛，关于冰架崩塌的记录在案充分。崩塌似乎与最近几十年大气变暖引起的表面融化增加有关。冰架崩塌后，流入其中的冰川变薄，对海平面有微小却积极的影响，后来类似的事件也会对南极半岛有类似的影响。对21世纪大气温度变化的区域预估表明，虽然这些冰架可能会受到未来海洋变化的威胁，这个过程可能不会影响南极洲东、西部大型冰架的稳定(见下文)。

过去几十年南极冰盖对海平面贡献的估计差异很大，但最近在协调这些观测上取得了极大进步。有力迹象显示，外流量增加(主要在南极洲西部)目前超过了雪量积累的增加(主要在南极洲东部)，这表明海平面上升的趋势。必须改进模拟冰流的模型，这样，在预估21世纪外流量，尤其是预估接地线(浮冰和沉积在基岩上的冰的分隔线)的变化、冰架和海洋的相互作用时，结果会更可靠，更有信心。“海洋冰盖不稳定性”的概念基于如下想法：如果接地线上的冰更厚且流速更快，那么沉积在海平面以下基岩上的冰盖外流量就增加。在朝冰盖内部下倾的基岩上，这产生了一种恶性循环，外流量增加使接地线上的冰变薄、浮起。而随着接地线退缩至更厚的冰，反过来又使外流量增加。随着接地线沿着向冰盖内部深入的槽和洋盆退缩，这种反馈可能导致冰盖迅速损失。

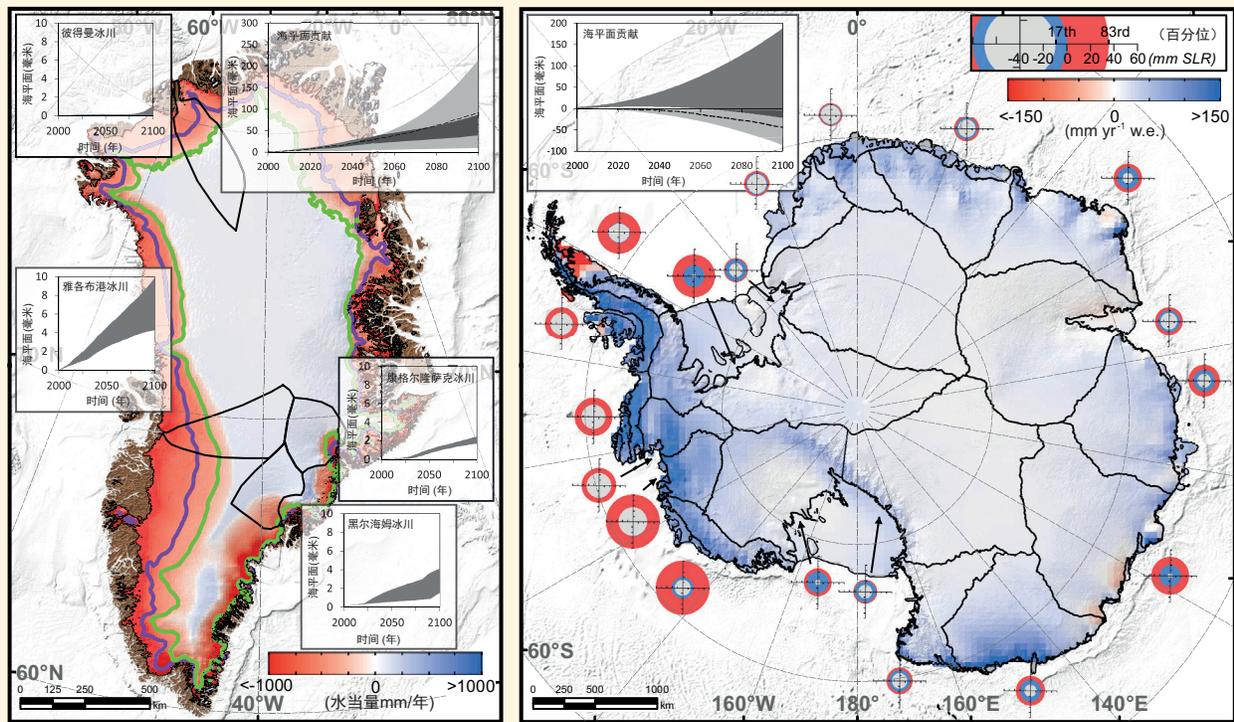
未来气候强迫可能引起这种不稳定的崩塌，之后不管气候如何，崩塌都将继续。对南极洲西部的单个基岩槽和东部部分地区而言，这种潜在的崩塌可能在几个世纪后发生。更多研究着眼于认识这个理论上的概念对冰盖的重要性。如果海洋不稳定的影响重大，海平面可能上升，但是目前没有充分证据能够明确识别出这种不稳定退缩的预兆。外流量变化到2100年预计贡献-20(即下降)至185毫米的海平面上升，但是海洋冰盖不稳定的不确定影响可能使该数值增加几分米。总的来说，降雪增加只能部分抵消外流量增加导致的海平面上升。(接下页)

常见问题

常见问题13.2(续)

在格陵兰岛，表面消融和外流增加引起的物质损失可能是近期内积累增量的主导趋势。表面消融造成的物质损失估量自20世纪90年代初期以来已翻了一番。预计这种趋势在下一世纪将继续，因为会有更多冰盖发生更长时间的表面消融。的确，对21世纪的预估表明，物质损失增加将超过积累的缓慢增加。冰盖高处积雪中融水重新冻结对大气变暖和物质损失之间的联系有重要的(虽然可能是暂时的)抑制作用。

虽然在格陵兰观测到的溢出冰川的响应既复杂又非常多变，但是过去十年,许多主要的溢出冰川崩塌次数大幅增加，造成相当可观的额外物质损失。该现象似乎与暖水侵入格陵兰近海海洋相关，但不清楚其是否关乎年代际变率，如北大西洋涛动或与由温室气体导致的变暖相关的长期趋势。因此，预估该现象对21世纪外流量的影响十分困难，但它强调了外流对海洋变暖明显具有敏感性。融水越多，对冰盖底床的润滑作用越大，冰块温度越高，越易变形，这样冰的流速也就越快。但这与最近外流量增加的联系尚不明确。表面消融和积累的净差额的变化预估在2081-2100年(相对于1986-2005年)将贡献10-160毫米的海平面上升，而外流量增加预估会再贡献10-70毫米(表13.5)。(接下页)



常见问题13.2, 图1 | 综合说明对2100年SMB和外流量的变化预估, (a) 为格陵兰冰盖, (b) 为南极冰盖。图中彩色代表21世纪初期和末期间的SMB变化预估, 是在未来变暖情景A1B (南极)和 RCP4.5 (格陵兰)下使用RACMO2区域大气气候模式得出的。对格陵兰岛而言, 两个时间段内平均平衡线位置分别用紫色和绿色表示。冰盖边缘和接地线用黑线表示, 代表冰盖部分。嵌入图显示了格陵兰的四个主要溢出冰川的流线模拟结果, 而彩色圆环反映了南极洲外流量的预估变化, 这是基于对观测到的趋势进行概率外推的结果。每个圆环和外部和内部半径分别代表贡献的2/3概率范围的上限和下限(右上方为标尺); 红色代表物质损失(海平面上升), 蓝色代表物质获得(海平面下降)。各冰盖对海平面的贡献显示在地图上方的嵌入图里, 浅灰色代表SMB(虚线代表用以产生SMB地图的模拟实验), 深灰色代表外流量。所有预估适用于所有情景下的2/3概率范围。

## 常见问题13.2(续)

虽然在格陵兰观测到的溢出冰川的响应既复杂又非常多变，但是过去十年许多主要的溢出冰川崩塌次数大幅增加，造成相当可观的额外物质损失。该现象似乎与暖水侵入格陵兰近海海洋相关，但不清楚其是否关乎年代际变率，如北大西洋涛动或与由温室气体导致的变暖相关的长期趋势。因此，预估该现象对21世纪外流量的影响十分困难，但它强调了外流对海洋变暖明显具有敏感性。融水越多，对冰盖底床的润滑作用越大，冰块温度越高，越易变形，这样冰的流速也就越快。但这与最近外流量增加的联系尚不明确。表面消融和积累的净差额的变化预估在2081-2100年（相对于1986-2005年）将贡献10-160毫米的海平面上升，而外流量增加预估会再贡献10-70毫米（表13.5）。

过去十几年内格陵兰冰盖对GMSL上升有贡献，预计这种趋势在本世纪会得到加强。与南极洲不同，在格陵兰岛没有可能导致21世纪海平面骤升的、已知的大尺度冰盖不稳定现象。然而，可能存在一个阈值，在数百年的时间尺度下，持续的冰盖收缩可能变得不可逆，即使气候经过百年时间尺度返回到工业化前期状态。虽然未来几十年冰山冰崩引起的冰量损失可能增加，但到了冰块边缘退缩至海平面上、有大量冰盖沉积的基岩时，这个过程最终就会停止。



常见问题

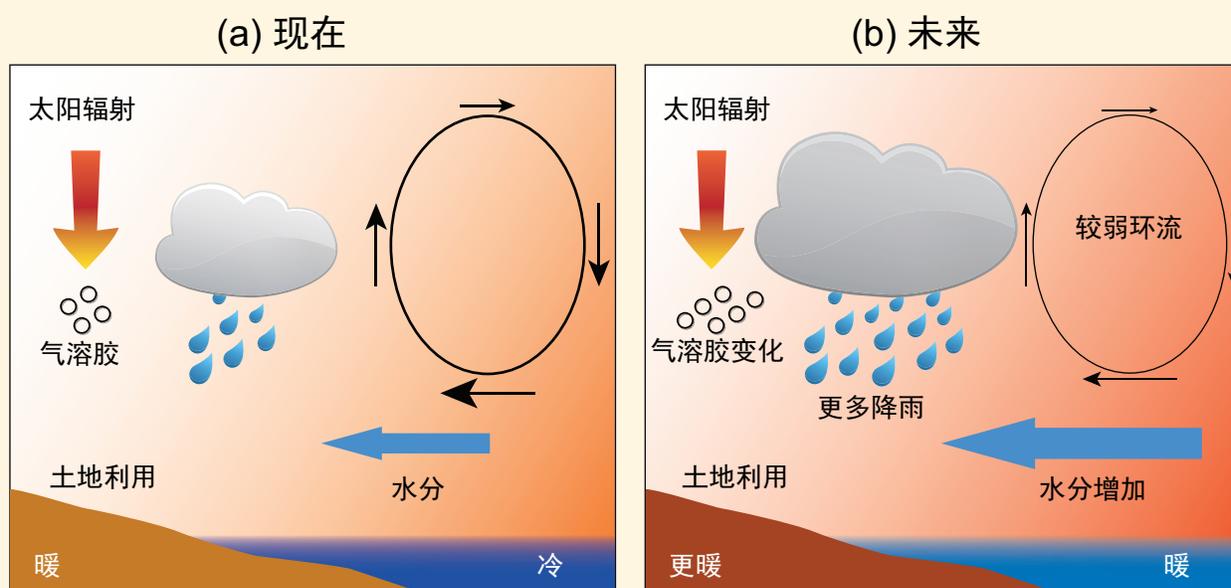
## 常见问题14.1 | 气候变化如何影响季风？

季风是热带地区季节性气候变化的最重要方式，并且在很多地区是每年大部分降水量的始作俑者。季风的强度和时间与大气中的水分含量、海陆温度对比、土地覆盖和利用、大气气溶胶负荷及其他因素有关。总体而言，季风降雨预计在未来将更加强烈，并影响更多地区，因为大气中的水分含量随温度的增加而增加。然而，气候变化对区域季风强度和变率的局地影响是复杂的，更不明朗。

季风雨在所有热带大陆降落：亚洲、澳洲、美洲和非洲。季风环流是由陆地和海洋之间的温度差驱动，而这个温度差随太阳加热的分布而发生季节性变化。降雨的持续时间和数量取决于空气中的水分含量以及大气环流的结构和强度。陆地和海洋的区域分布与地形一样也发挥了一定的作用。例如，青藏高原通过积雪和表面加热的变化，调节复杂的亚洲季风系统的强度。就像在印度西南部一样，潮湿的向岸风越过高山，使季风降雨加剧。在这些山的背风面，季风雨会减弱。

自从20世纪70年代后期，东亚夏季风已在减弱，而且不像早先时期延伸到遥远的北部，这是大气环流变化的结果。反之，这又导致了北方中国的干旱加重，但在长江流域更南部却发生了洪水。相比之下，自从20世纪中叶以来，印度-澳大利亚和西太平洋季风系统显示没有一致的趋势，但受到了厄尔尼诺-南方涛动（ENSO）的大力调节。同样，过去几十年南美季风系统观测到的变化与ENSO的变率密切相关。北美季风系统发展趋势的证据是有限的，但是已经观测到主要季风区的北部有雨量加大的趋势。印度或非洲季风行为没有观测到系统的长期趋势。

地表变暖比洋面更加迅速，因此在大多数地区表面温度对比增大。然而，热带大气的能量平衡约束导致气候变暖，因此热带大气翻转环流随之而平均减慢。大气循环的这些变化导致季风的强度、面积和时序的区域变化。关于气候变化影响季风还有一些其他影响。表面加热随着太阳辐射吸收的强度而变化，而这本身又受到改变地表反射率（反照率）的土地利用变化的影响。此外，改变空气污染等大气气溶胶负荷将影响太阳辐射到达地面的量，而这可以通过改变地表的夏季太阳加热而改变季风环流。另一方面，气溶胶吸收太阳辐射将使大气升温，从而改变大气的加热分布。（接下页）



常见问题14.2, 图1 | 预估21世纪的地表气温和降雨量的年平均值和年极端值(陆地)的变化: (a)每摄氏度全球平均变化带来的平均表面温度(b)每摄氏度全球平均最高温度带来的每日最高温度的第90个百分点(c)平均降水量(每摄氏度全球平均温度变化, 单位是%)(d)降水量超过第95个百分点的天数比例。资料来源: RCP4.5情景下CMIP5模拟图(a)和(c), 1986年至2005年和2081年至2100年预估均值变化(见第12章, 图12.41); 图(b)和(d), 1980年至1999年和2081年至2100年土地预估极值变化(改编自Orlowsky和Seneviratne的图7和12, 2012)。

常见问题

## 常见问题14.1 (续)

气候变化对季风最强的影响是与大气变暖相关的大气水分增加，从而增加季风降雨总量，即便季风环流的强度减弱或没有变化。

气候模型对21世纪的预估显示总季风降雨量将有所增加，主要是由于大气中的水分含量增加。随着热带地区的总体向极扩展，受季风影响的总表面积预估将会有所增加。气候模型预估，根据不同的情景，全球季风降雨量将从5%增加到约15%。虽然热带季风总降雨量会有所增加，但有些地区由于热带风环流减弱而导致季风降雨量将减少。季风爆发的日期可能会提前或变化不大，而季风撤退的日期可能会推迟，导致季风季节延长。

在世界上的许多地方，未来季风强度和时间的区域发展趋势仍不确定。许多热带地区季风的年际变化受ENSO的影响。ENSO在未来将如何变化 - 及其对季风的影响会如何改变 - 也仍然不明朗。然而，预估季风降雨量的整体增加表明，大部分地区极端降雨事件的风险也将相应增加。

常见问题

## 常见问题14.2 | 区域气候的预测与全球平均气候预测的关系如何？

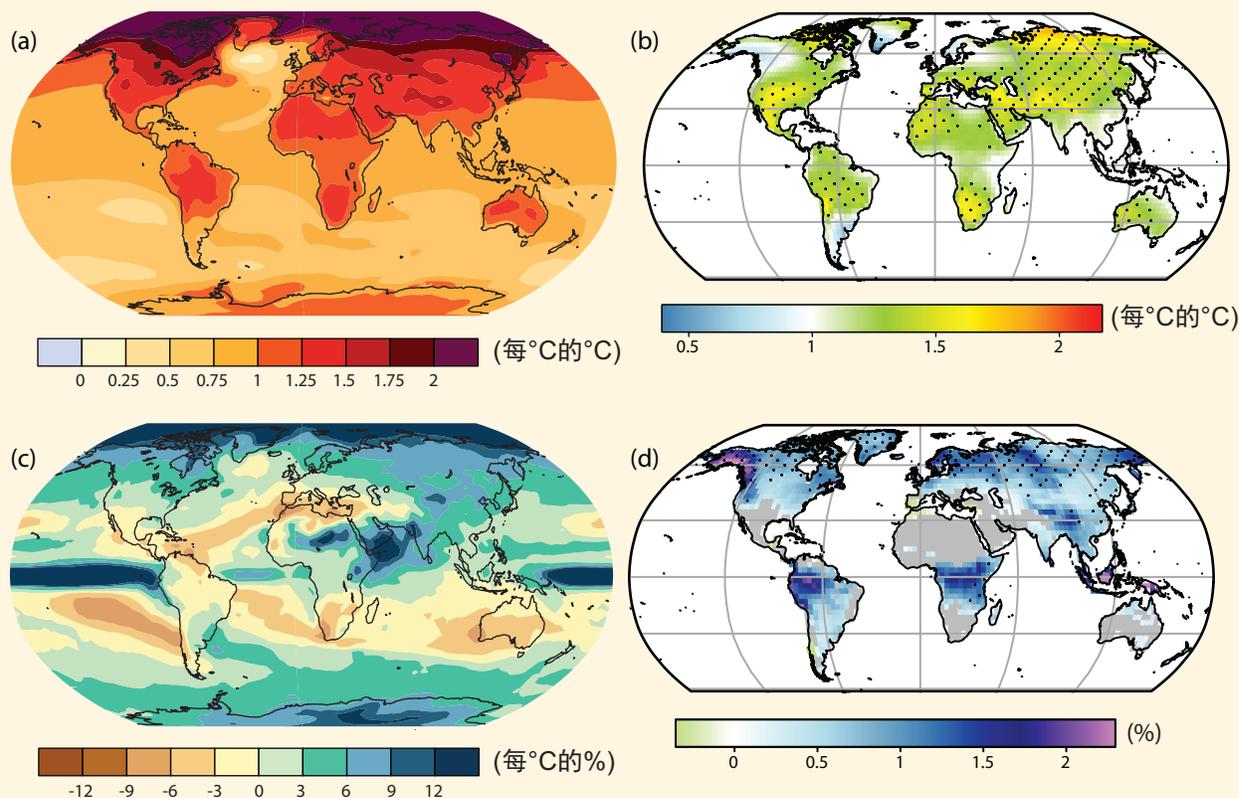
区域气候变化与全球平均变化之间的关系很复杂。区域气候变化因地点不同而有很大差异，因而对全球尺度影响的变化有不同的响应。事实上，全球平均变化是对各种区域气候响应的简易汇总。

热量和水分及其变化并非均匀地分布在全球各地，原因有以下几个：

- 外部强迫根据空间而变化(例如，太阳辐射取决于纬度，气溶胶排放具有局地来源，土地利用根据地区而变化等)。
- 地表条件根据空间而变化，例如陆地/海洋对比、地形、海洋表面温度、土壤水分含量。
- 天气系统和海洋洋流可在不同地区重新分配热量和水分。

天气系统与区域性重要的气候现象相关，如季风、热带辐合带、风暴路径和气候变率的重要模态(如厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)、北大西洋涛动(NAO)、南半球环状模态(SAM)等)。除了调节区域气候变暖，一些气候现象也预计在未来会发生变化，从而导致对区域气候的进一步影响(见表14.3)。

表面温度和降雨变化的预测显示出较大的地区性差异(常见问题14.2, 图1)。增强的表面增温预计将在高纬度大陆地区和北冰洋发生，而其他海洋和低纬度地区的变化则更接近于全球平均值(常见问题14.2, 图1a)。例如，靠近北美五大湖区的升温预计将高于全球平均变暖的50%。类似的大型地区性差异也可见于更极端的温度的预期变化(常见问题14.2, 图1b)。预计的降雨量变化甚至比温度变化更易因地区而异(常见问题14.2, 图1c, d)，这些变化由气候现象的调节所造成，如季风和热带辐合区。预计近赤道纬度地区的降水量将增加，而亚热带地区的极向边缘地区的平均降雨量将减少。预计高纬度地区的平均降水量将增加，特别是来自温带气旋的极端降雨量。(接下一页)



常见问题14.2, 图1 | 预估21世纪的地表气温和降雨量的年平均值和年极端值(陆地)的变化：(a) 每摄氏度全球平均变化带来的平均表面温度 (b) 每摄氏度全球平均最高温度带来的每日最高温度的第90个百分位 (c) 平均降水量(每摄氏度全球平均温度变化，单位是%) (d) 降水量超过第95个百分位的天数比例。资料来源：RCP4.5情景下CMIP5模拟图(a)和(c)，1986年至2005年和2081年至2100年预估均值变化(见第12章，图12.41)；图(b)和(d)，1980年至1999年和2081年至2100年土地预估极值变化(改编自Orlowsky和Seneviratne的图7和12, 2012)。

## 常见问题14.2 (续)

极地地区表明区域气候变化过程的复杂性。北极升温预计将超过全球平均值，主要是因为冰雪的融化产生了一种区域性反馈使来自太阳的热量更多被吸收。这导致进一步的升温，从而融化更多的冰雪。然而，南极大陆及周边海洋预期的变暖没有那么明显，部分是因为南半球环状模态的积极趋势更强。近几十年来，受南极上空平流层臭氧减少以及与温室气体浓度增加相关的大气温度结构变化所带来的综合效应驱动，中纬度南部海洋上的西风已有所增强。南半球环状模态的此类变化可被气候模型充分捕获，并具有减少向南极大陆输送大气热量的作用。尽管如此，南极半岛仍然在快速升温，因为它向北延伸够远，受到了西风带的暖湿气团的影响。