arXiv:2611.29086v1 [physics.ao-ph] 21 Nov 2026

# 临界级联可能使地球系统锁定在走向融化地球的轨道上

Victor Couplet[1,2*], Wim Thiery[1], Michel Crucifix[2]

[1]De水与气候系，布鲁塞尔自由大学，布鲁塞尔 & 1050，比利时 .

[2]地球与生命研究所，UCLouvain，新鲁汶 & 1348，比利时。

[*]通讯作者。电子邮件：victor.couplet@vub.be

**地球系统不可逆地转变为“温室地球”的可能性引起了科学界和媒体的广泛关注，但在建模研究中仍未得到充分探索。利用一个包含动态碳循环和相互作用临界要素的低复杂度地球系统模型，我们发现不存在某个行星阈值，使地球系统越过该阈值后不可逆地转变为温室态。相反，临界级联可能推动系统走向不可逆的“融化地球”状态，并导致海平面上升超过10米。即使在低排放情景下，这类级联也可能发生，从而阻碍海平面长期稳定在中等水平。总体而言，我们的研究结果凸显了融化地球而非温室地球所带来的重大风险，并呼吁大幅减排，以避免对沿海城市和社区造成灾难性影响。**

政府间气候变化专门委员会（IPCC）提供了充分证据表明，升温每增加一摄氏度，气候变化对生态系统和社会造成破坏性影响的风险及严重程度就会增加（*1,2*）。然而，温室气体排放仍在持续上升，推动全球气温日益接近突破1.5°C巴黎目标，并增加跨越临界点的可能性——临界点是指一旦超越便可能导致地球系统的关键组成部分（临界要素）发生自我维持且可能不可逆转变化的阈值（*1,3–6*）。

临界要素彼此相互联系，并可能通过改变行星反照率（例如冰盖崩塌）或释放温室气体（例如亚马逊热带雨林衰退、永久冻土融化）来放大升温效应（*6,7*）。这表明，触发一个要素的临界转变，可能引发其他原本不会独立发生临界转变的要素发生转变，即使在低排放至中排放情景下，也可能导致显著升温。这样的级联将排除中间路线的气候轨迹，使人类面临二选一：要么大幅减少排放，并将地球系统稳定在相对凉爽的状态；要么冒险跨越某个阈值，使“温室地球”状态变得不可避免（*8*）。

尽管观点文章已引起人们对这些风险的关注，并激发了科学界和媒体的广泛兴趣（*8–10*），但这一假说在很大程度上仍缺乏详细模型模拟的支持，而这对于得出更可靠、以证据为基础的结论至关重要。在此，我们使用简化气候模型 SURFER（*11–13*）探讨温室地球情景的可能性。

## 建模方法

我们的模型包含动态碳循环，以及针对九个非线性要素的参数化方案：六个临界要素（格陵兰冰盖、西南极冰盖、东南极冰下盆地、东南极冰盖其余部分、亚马逊雨林和大西洋经向翻转环流（AMOC）），以及三个无阈值的非线性要素（山地冰川、北极海冰和北方永久冻土）。为探索未来地球系统可能的演变轨迹，我们在两种配置下，将模型运行至公元 100 000 年，涵盖一组累计 $CO_2$ 排放量逐渐增加的 100 种情景：解耦设置中，非线性要素之间的相互作用及其对全球平均地表温度（GMST）的反馈被关闭；耦合设置中，这些相互作用和反馈则被启用（见方法）。

排放情景按公元2024年之后释放到大气中的碳总量来定义，范围为50 PgC至5000 PgC，步长为50 PgC（图1A）。我们根据非耦合模型设置下模拟的升温将其分为三类；在该设置中，升温与临界转变要素和无阈值要素的状态无关。低排放情景（50–300 PgC）下，全球变暖幅度保持在2摄氏度以下。中排放情景（350–1200 PgC）下，升温超过2摄氏度，但2100年的升温幅度低于2.7摄氏度，即当前政策下预测的水平（截至

2025年10月）。最后，额外排放量为1250–5000 PgC的情景被归类为高排放情景。

## 采用示例性参数集的模拟

我们首先考察采用一组特定示例性模型参数的模型模拟（图1B–E，表S1和S2）。在非耦合运行中，大西洋经向翻转环流、西南极冰盖、格陵兰冰盖、东南极冰下盆地和亚马逊雨林分别在250、600、2550、3850和4000 PgC排放情景下首先崩溃。在耦合运行中，各要素之间的相互作用及其对全球平均地表温度的反馈触发了级联：在100 PgC情景下，大西洋经向翻转环流、西南极冰盖和东南极冰下盆地一同发生临界转变；与此同时，大西洋经向翻转环流的稳定作用将格陵兰冰盖和亚马逊雨林发生临界转变的情景分别推迟至3300和4950 PgC。比较两种实验设置表明，临界要素对全球平均温度的影响可以忽略不计（图1B–C）。我们将温室态定义为：相对于工业化前时期，地球全球平均地表温度升高5°C或以上；无论是否纳入临界要素之间的相互作用及其对全球平均地表温度的反馈，只有在最高排放情景下才会达到这种温室态（图1B–C）。相比之下，临界要素会显著影响全球平均海平面演变轨迹，并可能导致不同情景之间全球平均海平面出现大幅跃升（图1D–E）。值得注意的是，低排放情景可能导致全球平均海平面升高至少10米，超过工业化前水平。我们将这种情况称为融化态。

临界要素的临界阈值以及其可能发生崩溃的时间尺度存在很大的不确定性（*4,6*）。可以说，要素间相互作用的不确定性甚至更大（*7*）。为此，我们从文献报道的数值范围内均匀抽样，获得1,000个不同的参数集（*4,6, 7, 14*）（见方法和表S3-S4）。我们使用这些参数集分别运行SURFER，并在非耦合设置（即解耦实验）下分析总计 $100 \times 1,000 = 100,000$次模型运行，在耦合设置（即耦合实验）下分析100,000次运行。

## 完全耦合的临界要素对模拟气候响应的影响

我们比较耦合实验和解耦实验，以评估非线性要素之间的相互作用及其对全球平均地表温度的反馈如何改变气候响应。在耦合实验中，纳入这些反馈产生的温度略高于非耦合设置（图2A-B）。这种差异通常随着累积排放量增加而扩大，并在中等时间尺度下最大：在排放量为5000 PgC时，达到0.37-0.73摄氏度，时间为 $t$ = 5000 公元年（图S1）。到这一阶段，天然碳汇已经开始降低温度，因此，临界转变和其他非线性无阈值要素导致的峰值升温增幅从未超过0.46摄氏度。我们的结果表明，在任意给定时间，全球平均温度几乎与累积排放量呈线性关系。这一结论既适用于百年时间尺度（与政府间气候变化专门委员会的评估一致（*1*）），也适用于更长的时间尺度（图S1）。总体而言，与排放情景的选择相比，临界转变和其他非线性要素的影响较小，这与近期研究（*5,15*）一致；这些研究使用简化复杂度气候模型FaIR（*16*）模拟了各种临界要素对截至2300年和2500年的温度轨迹的影响。

对于给定的排放情景，耦合实验中的全球平均海平面通常高于非耦合实验（图 2C-D）。值得注意的是，在耦合设置下，即使在低排放情景中（≤300 PgC，峰值升温低于 ~2 摄氏度），全球平均海平面也可能上升多达 20 米。这些升高的响应是由临界要素之间的相互作用所驱动的，这些相互作用增加了西南极冰盖和东南极冰下盆地崩塌的风险（*13*）。然而，在一些模型模拟中，由于大西洋经向翻转环流（AMOC）对格陵兰冰盖的稳定作用，耦合设置下的海平面上升幅度较低。总体而言，我们的结果表明，无论参数集如何，全球平均海平面对累积排放量的长期响应均呈非线性，即使在相似的排放情景之间也可能存在显著差异（图 2C-D，图 S2）。

## 温室与融冰室风险

随后，我们针对给定的排放情景和时间，研究温室态或融化地球风险，其中风险定义为集合模拟中（涵盖所有参数集）GMST超过5摄氏度或GMSL超过10米的比例，两者均相对于工业化前基准（公元1850年）而言。在

耦合实验中，当气候敏感度处于中间范围（3.5摄氏度）时，温室态风险仅在高排放情景（≥2300 PgC；图3A）下非零。即便如此，由于天然碳汇的作用，该状态在数千年后仍可逆转。从0%到100%风险的转变十分陡峭，表明参数不确定性对温室态风险影响甚微，该状态主要由累积排放量而非临界转变动力学决定；这与图2B一致。

相比之下，我们发现低排放情景下仍存在非零的融冰室风险（图 3B）；对于排放量低于 300 PgC（峰值升温低于 ~2摄氏度）的情景，最早到 ~4000-公元 5000 年仍可能进入融化态。随后，风险随着累积排放量逐步上升，这反映了其取决于尚未得到充分约束的冰盖敏感性。对于排放量最高的情景（≥ 3550 PgC，峰值升温高于 ~6摄氏度），所有参数集都会导致融化态，最早可能于公元 2314 年出现。这与政府间气候变化专门委员会的预测一致：其并未排除在 SSP5-8.5 情景下，到 2300年海平面上升最多 15 米的可能性（*1*）。融化态一旦形成，通常会持续数万年，这是因为自然冷却过程缓慢，且冰盖恢复的速度本质上也很慢。

## 临界级联与分化的地球系统轨迹

小幅的排放增量能否触发全球变暖和海平面上升的阶跃式变化？我们通过比较耦合实验和解耦实验中连续情景下的模型运行来评估这一点，并利用临界要素的响应识别临界转变事件和级联。在每次模拟中，六个临界要素均被赋予一种状态，即已发生临界转变 或未发生临界转变（见方法）。对于给定的实验和参数集，如果至少有一个要素相对于情景 $j-1$ 改变状态，则称该临界转变事件 发生在情景 $j$ 中；情景 $j-1$ 对应的情形比其少排放 50 PgC的人为$CO_2$ 。仅涉及单个要素的事件被归类为单一临界转变事件，而涉及 $n>1$ 个要素的事件则被归类为规模为 $n$的临界级联 。为评估其气候响应，我们比较情景 $j$ 和$j-1$之间的全球温度与平均海平面上升，检验每个事件是否会导致分歧轨迹，并使地球系统进入温室态或融化态。

我们的结果显示……临界转变对峰值升温的影响有限，在耦合实验中，相邻情景之间的最大升温幅度为 -

0.09摄氏度（图4A-B）。这主要有两个原因。首先，我们模型中的大多数临界要素，包括格陵兰冰盖、西南极冰盖、东南极冰下盆地和亚马逊雨林，对全球辐射强迫的贡献都很小。在我们的模型中，东南极冰盖可能带来最高 ~00.7摄氏度的升温，但在设定的情景中，只有一次会完全融化。永久冻土可以向大气释放大量$CO_2$ 和$CH_4$ ，但其响应大体上与温度呈线性关系，且不与其他临界要素直接耦合，因此相邻情景之间冻土融化排放发生大幅变化的可能性有限。其次，如上一节所述，大多数要素的演变速度都慢于人为强迫，因此它们对温度的影响只有在峰值升温之后才会显著；而峰值升温主要由人为排放决定，在此处考察的情景中发生于公元2100年至2500年之间。即使在更长的时间尺度上，耦合实验中两个相邻情景之间的全球平均地表温度差异也从未超过0.59摄氏度；若排除东南极冰盖完全融化的唯一一次模拟，该差异则从未超过0.29摄氏度（图S3）。综上，这些结果表明，临界级联不太可能以阻碍全球气温稳定在中等水平的方式，将地球系统推入温室态。

海平面上升的前景则大不相同。在非耦合和耦合实验中，单个元素发生临界转变，都可能使连续情景之间的全球平均海平面（GMSL）峰值大幅增加：格陵兰冰盖或西南极冰盖崩塌约增加 5 米，而东南极冰下盆地则最多增加 10 米（图 4C-D）。由于崩塌通常发生在部分融化之后，临界转变事件对全球平均海平面（GMSL）的贡献通常小于受影响冰盖可能造成的全部海平面上升幅度。

在耦合实验中纳入要素间相互作用会增加级联的发生，而当级联涉及多个冰冻圈要素时，可能导致显著的海平面上升（图 4C-D）。总体而言，在低排放情景（50-300 PgC）下，1.1%的参数集会生成这样的耦合运行：单一临界转变事件或临界级联发生，并导致峰值全球平均海平面上升超过 10 m，且与少排放 50 PgC 的情景相比，增幅至少增加 1 m。对于未落实《巴黎协定》的中排放情景（350-1200 PgC），这一比例上升至 24.2%。在这些全球平均海平面大幅上升的临界转变事件中，约三分之一涉及至少两个推动海平面上升的要素，而演变轨迹的最大分歧

出现在涉及东南极冰下盆地时。在此类情况下，仅相当于当前排放速率五年的排放差异，就可能触发临界级联，使海平面额外上升最多 ~20m，尽管这些后果要在数千年后才会显现（见图 S4，以及图 1 中的示例）。这凸显了一个阈值的存在：一旦超过该阈值，临界级联可能会将地球系统锁定在通向融化地球的演变轨迹上，从而阻止长期全球平均海平面上升稳定在中等水平。该阈值的位置取决于冰盖的行为，而我们的结果表明，在与当前政策一致的情景下，甚至在将升温限制在 2 摄氏度以下的情景下，也可能达到这一阈值，只是风险有所降低。

## 未来轨迹与地球系统稳定性

我们综合了研究结果，并在图 5 中直观展示了地球系统可能的演变轨迹。该图显示了在所有模型参数集和排放情景下，温度与海平面上升分布随时间的演变。该图可以视为对（*8*）提出的概念稳定性景观的一种模型推导对应图示（见图 S5）。在此，高值（即图中的谷地）表示在多种排放情景和可能的临界元特征下，SURFER 中始终出现的状态，因此可以被视为可能稳定的状态（见补充文本）。

全球平均地表温度的分布（图 5A 和 5C）未显示地球系统演变轨迹出现明显分化，这与图 2B 和 4B 一致。这意味着，在任何给定时间，都可能达到一个大体连续的温度范围，结果主要取决于人为排放。相比之下，我们观察到全球平均海平面轨迹出现明显分化，这与图 2D 和 4D 一致。在百年时间尺度上，全球平均海平面上升的分布呈单峰（图 5B），并逐渐显现出一个高升幅尾部。数千年后，会出现多个峰值，反映出已跨越临界点的要素的不同组合（图 5D；图 S6）。尽管峰值的确切数量可能取决于参数选择，但多峰分布是一个稳健特征。值得注意的是，即使在低排放情景下，也可能达到一些全球平均海平面上升幅度较高的峰值，不过在高累积排放下达到这些峰值的可能性更大。例如，在 300 PgC 的低排放情景下，最终落入 ~15 m、~21 m、~25 m 和 ~32 m 峰值的风险分别为

0.1%、0.5%、0.4% 和 0%。在 1200 PgC 的中排放情景下，这些风险升至 9.1%、4.8%、9.5% 和 2.8%（见表 S5）。这表明，大幅削减排放、将升温限制在 2 摄氏度以下，能够显著降低陷入极端长期海平面上升的风险。

## 讨论

我们使用简化复杂度模型 SURFER，研究了地球系统对人为排放的响应。该模型纳入了针对九个临界转变及其他非线性要素的参数化方案。我们的模拟没有发现这样一个行星阈值：一旦超过该阈值，地球系统便会不可逆地演变为温室态，正如（*8*）所假设的那样。相反，在所有时间尺度上，全球平均温度都近似线性地响应于累积排放量，这表明未来变暖主要受温室气体排放控制，而非临界级联。然而，我们强调，这些发现并未消除严重气候影响的威胁。

首先，自然与人类系统受到的气候影响并不是在超过我们用来定义温室态的任意 5°C 基准值后才开始的。这些影响如今已经显现，并且会随着升温的每一次进一步增加而加剧（*1,2*）。此外，即使在相对较低的升温水平下，个别临界要素也可能造成严重的区域性后果。我们的模型并非为捕捉这些影响而设计。

其次，我们的研究结果取决于模型中纳入的临界要素和非线性过程，而遗漏的反馈可能会大幅放大升温（*17*）。在 SURFER v3.0 中，总体碳-气候反馈相对较弱，因此温度变化对碳循环的影响仅为中等程度（*12*）。当前版本通过纳入亚马孙森林衰退和永久冻土融化产生的排放，增强了这一反馈，但其他机制还可能进一步放大该反馈，例如对温度和 pH 敏感的海洋碳泵（*18–20*）或甲烷水合物失稳（*21,22*）。甲烷水合物在海床下方的冰状结构中储存了约 1,000–2,000 PgC 的甲烷；尽管大部分排放很可能会留在沉积物中，或在抵达大气之前被氧化，但其残余的长期反馈可能与永久冻土融化产生的反馈相当（*23,24*）。除碳循环之外，云反馈仍是不确定性的主要来源，

有可能驱动 5 摄氏度或更高的高端平衡气候敏感度（*25*）。当 $CO_2$ 浓度超过 1,200 ppm 时，云反馈甚至可能触发不稳定性，导致全球地表温度额外升高 8 摄氏度（*26*）。在 SURFER 中，云反馈通过气候反馈参数纳入模型，其值设定为获得 3.5°C 的平衡气候敏感度；但更高的敏感度会增加进入温室态的风险（见补充文本）。高气候敏感度与强碳-气候反馈之间的相互作用，可能进一步加剧观测到大幅升温的风险，即使在低排放情景下也是如此（*27*）。

最后，尽管我们没有发现温室阈值的证据，但实验表明，临界级联可能会使地球系统锁定在融化轨迹上，其特征是海平面大幅上升，而非气温大幅升高。一旦触发，这种级联将使地球系统不可避免地经历数米的海平面上升，无法稳定在较低水平。与当前政策相符的排放路径，甚至可能在升温控制在2摄氏度以下的情况下，也可能导致这一结果。尽管海平面上升的大部分过程会在数千年间逐步展开，但高排放情景仍可能在 ~2300之前导致海平面上升超过10米。这凸显了我们这一代人迅速、持续减排的迫切性：不仅要限制近期升温，还要避免让后代承担不可逆、持续数千年的海平面上升。

## 方法

我们分析了与（*13*）中相同的模型输出；模型的详细说明及整体实验设置可参见该文。以下总结要点。

### SURFER 中临界要素的表示

SURFER 是一个简化复杂度箱式模型，用于描述陆地、大气与海洋之间碳和热量的交换。我们采用 SURFER 3.0版，该版本包含动态碱度循环、$CaCO_3$ 沉积物和风化过程，从而能够在跨越数千年的时间尺度上模拟耦合碳—气候系统（*12*）。该模型能够再现排放引发的百年尺度响应，包括全球平均温度变化、海洋酸碱度下降以及碳汇动态，与当前一代地球系统模型的结果一致。它还能够生成处于中等复杂度模型范围内的长期大气 $CO_2$ 演变轨迹（*12*）。

我们通过纳入六个临界要素的参数化方案扩展了该模型：格陵兰冰盖（GRIS）、西南极冰盖和东南极冰盖（WAIS 和 EAIS）、东南极冰下盆地（EASB）、大西洋经向翻转环流（AMOC）以及亚马逊雨林（AMAZ）；此外还纳入了三个无阈值非线性要素：山地冰川、北极海冰（ASI）和北方永久冻土（PERM）（*13*）。这些要素的状态演变通过以下方程进行建模：

$$\frac{\mathrm{d}x_i}{\mathrm{d}t} = \Bigg[ \overbrace{-x_i^3 + a_{2,i}x_i^2 + a_{1,i}x_i + c_{0,i}}^{\text{internal dynamics}} + c_{1,i}\left(\delta T_{\mathrm{U}} + d \cdot \sum_j \epsilon_{ij}\delta L_j q_{*,i}\right) \Bigg]_{H_i} \mu\left(x_i, H_i\right), \tag{1}$$

其中 $i \in$ {GRIS、WAIS、EASB、EAIS、ASI、大西洋经向翻转环流、亚马逊、PERM}。无量纲变量 $x_i$ 表示各要素的状态，其取值在 0 到 1 之间变化：1 表示前工业状态，0 表示崩溃状态。山地冰川的演化则采用不同的参数化方式描述，该方式源自模型的早期版本（参见补充文本）。

式 1 中的参数（$a_2$、$a_1$、$c_1$、$c_0$）与一些关键量相关，例如临界要素的温度阈值 $T_+$，以及对于无阈值非线性要素，对强迫敏感度最大的温度 $T_I$（参见（*13*））。这些温度依据文献综述（*4*）进行校准。因子 $\mu$ 由下式给出

$$\mu\left(x_i, H_i\right) = \begin{cases} 1/\tau_i^+ & \text{if } H_i > 0 \text{ and } 0 < x_i < 1, \\ 1/\tau_i^- & \text{if } H_i < 0 \text{ and } 0 < x_i < 1, \\ 0 & \text{if } x_i \le 0 \text{ or } x_i \ge 1, \end{cases} \tag{2}$$

其中，$\tau_+$ 和 $\tau_-$ 分别表示与该要素增长和衰退相关的时间尺度。这些参数也根据（*4*）进行校准。每个要素 $i$ 均受全球平均地表温度异常 $\delta T_U$（相对于公元1850年）的驱动，也可以受 SURFER 模拟的任何其他量 $\delta L_j$ 驱动，从而使不同要素之间存在多种耦合可能。具体而言，参数 $\epsilon_{ij}$ 控制相互作用的符号和强度。这些参数根据文献和专家判断进行校准，相关内容综合于近期关于临界相互作用的综述中

依据（7）。系数 $d$ 可用于同时缩放所有相互作用；在耦合实验中设为 1，在解耦实验中设为 0。系数 $q_{*,\,i}$ 由下式给出

$$q_{*,i} = \begin{cases} T_{+,i} & \text{for } i \in \text{GRIS, WAIS, EASB, EAIS, AMOC, AMAZ,} \\ T_{I,i} & \text{for } i \in \text{AIS, PERM.} \end{cases} \tag{3}$$

并且纯粹是为了数学上的便利而引入的。

我们根据（28）纳入冰盖（GRIS、WAIS、EASB、EAIS）通过反照率变化对全球平均温度的影响。在我们的模型中，对于平衡气候敏感度为 3.5°C 的情况，它们对全球平均温度产生的最大影响分别为 0.15°C、0.06°C、0.06°C 和 0.7°C。我们还考虑了亚马逊热带雨林衰退和北方永久冻土融化产生的额外温室气体排放。在模型中，亚马逊最多可释放 75 PgC 的 $CO_2$,，而永久冻土最多可释放 300 PgC 的 $CO_2$ 和 7.5 PgC 的甲烷。要素对温度产生的其他反馈，例如北极海冰消失或亚孙森林衰退导致的反照率变化，被视为已经包含在气候反馈参数 $\beta$ 中。该参数在 SURFER 中固定，以提供 3.5°C 的平衡气候敏感度。我们忽略了大西洋经向翻转环流崩溃对全球平均温度和海洋碳释放的影响，因为 SURFER 无法捕捉这些响应。不过，大西洋经向翻转环流崩溃最终对其他要素（例如 ASI、PERM、GRIS、AMAZ）产生的局地影响，则通过方程 1 中的耦合项予以考虑。全球平均海平面上升计算为六种不同贡献之和：海洋热膨胀（热膨胀海平面上升），以及来自山地冰川、格陵兰冰盖、西南极冰盖、东南极冰下盆地和东南极冰盖的融水。该模型的海平面预测与政府间气候变化专门委员会截至 2150 年的评估结果一致，并处于既有研究的数千年尺度估算范围内（见补充文本）。

**应对不确定性**

为应对临界转变及其他非线性要素行为的不确定性，我们使用拉丁超立方抽样，在均匀分布中抽取它们的临界温度（$T_+$ 或 $T_I$）、内禀动力学时间尺度（$\tau_-$ 和 $\tau_+$）以及相互作用强度（参数$\epsilon_{ij}$）（表S3-S4）。我们创建了一个包含1,000组不同参数集的集合，并针对每组参数集运行模型。我们强调，通过对临界要素的参数进行抽样

并从均匀分布中抽取它们之间的相互作用，我们的目标是探索地球系统可能演变轨迹的范围，而非对未来作出严格的定量概率预测。因此，我们使用“风险 ”一词，而不是“概率”。具体而言，我们将某一事件的风险定义为所有参数集的集合模拟中发生该事件的百分比。例如，在300 PgC情景下，若1000次模拟中有13次出现融化态，则该情景的融冰室风险为1.3%。尽管这一界定具备概率测度的数学性质，我们仍避免称其为概率，因为它并非通过正式的贝叶斯处理推导得出。

**排放情景**

我们采用的排放情景遵循公元1850年至公元2024年的历史$CO_2$ 排放（*29*）。此后，释放量在50至5000 PgC之间，并遵循逻辑斯蒂方程。所有情景的甲烷排放均相同：从公元1850年至公元1989年遵循历史排放（*30*），随后遵循乐观的SSP1-2.6情景（*31,32*）。我们忽略其他温室气体、臭氧和气溶胶的强迫效应。我们按照累积排放量递增的顺序排列情景，并进行编号，使情景 $j$ 对应于 $j \cdot$在2024年之后产生50 PgC的$CO_2$ 排放。在本文中，我们以2024年之后的$CO_2$ 累积排放量来指代各情景，而不是以自公元1850年以来的总累积排放量来指代。后者可通过在2024年之后的排放量上加上723 PgC直接计算得出。低排放（50-300 PgC）、中排放（350-1200 PgC）和高排放（1250-5000 PgC）情景的分类依据（*33*）中提出的命名法。

**耦合实验与解耦实验**

对于每个参数集和排放情景，我们将模型从公元1850年运行至公元100,000年。这构成一次包含$1,000 \times 100 = 100,000$次模型运行的实验。针对不同的模型设置，我们开展了多次此类实验。论文讨论的两项主要实验是非耦合实验和耦合实验。在非耦合实验中，要素之间的相互作用及其对温度的反馈被关闭；而在耦合实验中，则将这些因素纳入考虑。在补充材料中，我们还测试了更高的气候敏感度以及非线性要素之间更强的相互作用。

**临界级联**

在每次模型运行中，我们为六个临界要素赋予一个临界状态，该状态要么是已跨越临界点，要么是未跨越临界点。如果存在某个时间 $t$ $(1850 < t < 100000)$，使得 $x_i(t) < 0.25$，则我们为要素 $i$ 赋予已跨越临界点状态；否则赋予未跨越临界点状态。这意味着，如果气候系统的某个组成部分的状态变量在模拟期间的任意时刻降至其初始归一化值的25%以下，则认为该组成部分发生了临界转变，这表明其状态发生了重大且很可能不可逆的变化。在一次实验中，对于给定的参数集，如果情景 $j$ 中至少有一个临界要素相较于情景 $j$ 改变了状态，而情景 $j$ 又是相较于情景 $j-1$ 的比较基准，我们就称其存在一个临界转变事件。如果只有一个要素改变了状态，我们将该事件归类为单一临界转变事件。如果有 $n > 1$ 个要素改变了状态，我们就称其为规模为 $n$ 的临界级联。根据这一定义，级联原则上可能包括要素彼此独立地发生临界转变、而非通过相互作用发生的情况。事实上，在排除了临界相互作用的非耦合实验中，我们识别出94个级联。这意味着，在耦合实验中发现的904个级联中，约有10.4%（$94/904 \times 100$）包含独立临界转变的情况。这一小部分并不构成问题，因为我们的分析关注的是与级联相关的气候响应，而该响应仅取决于已跨越临界点的元素集合，而非具体的事件因果链。

**温室与融化地球**

“温室”一词泛指温度高出数摄氏度、冰盖全部或部分融化的行星；该词此前也有过多种不同含义。例如，(*8*) 提到温室地球时，指的是一种类似中上新世的状态，当时全球平均地表温度比今天高4–5°C，海平面高出10–60米。以更长时间尺度考察地球历史的作者，仍会将其视为冷温室 [，例如(*34*)] ，甚至是冷室[，例如(*35*)]，；他们会将“温室”一词留给类似始新世的气候，其温度高出 10+摄氏度，且没有冰盖。本文采用(*8*)的界定方式，但分别考察全球平均地表温度和全球平均海平面。我们将温室定义为全球平均地表温度高于工业化前水平5°C以上的地球系统状态；将融化地球定义为全球平均海平面高于工业化前水平10米以上的状态。工业化前条件以公元1850年的情况为准，这是我们模拟的基准。虽然《2023年全球临界点报告》引入了“湿室”一词，用以描述海平面上升数十米的状态

，但我们使用“融化地球”，以避免与水文循环变化相混淆，因为SURFER并未模拟这些变化。

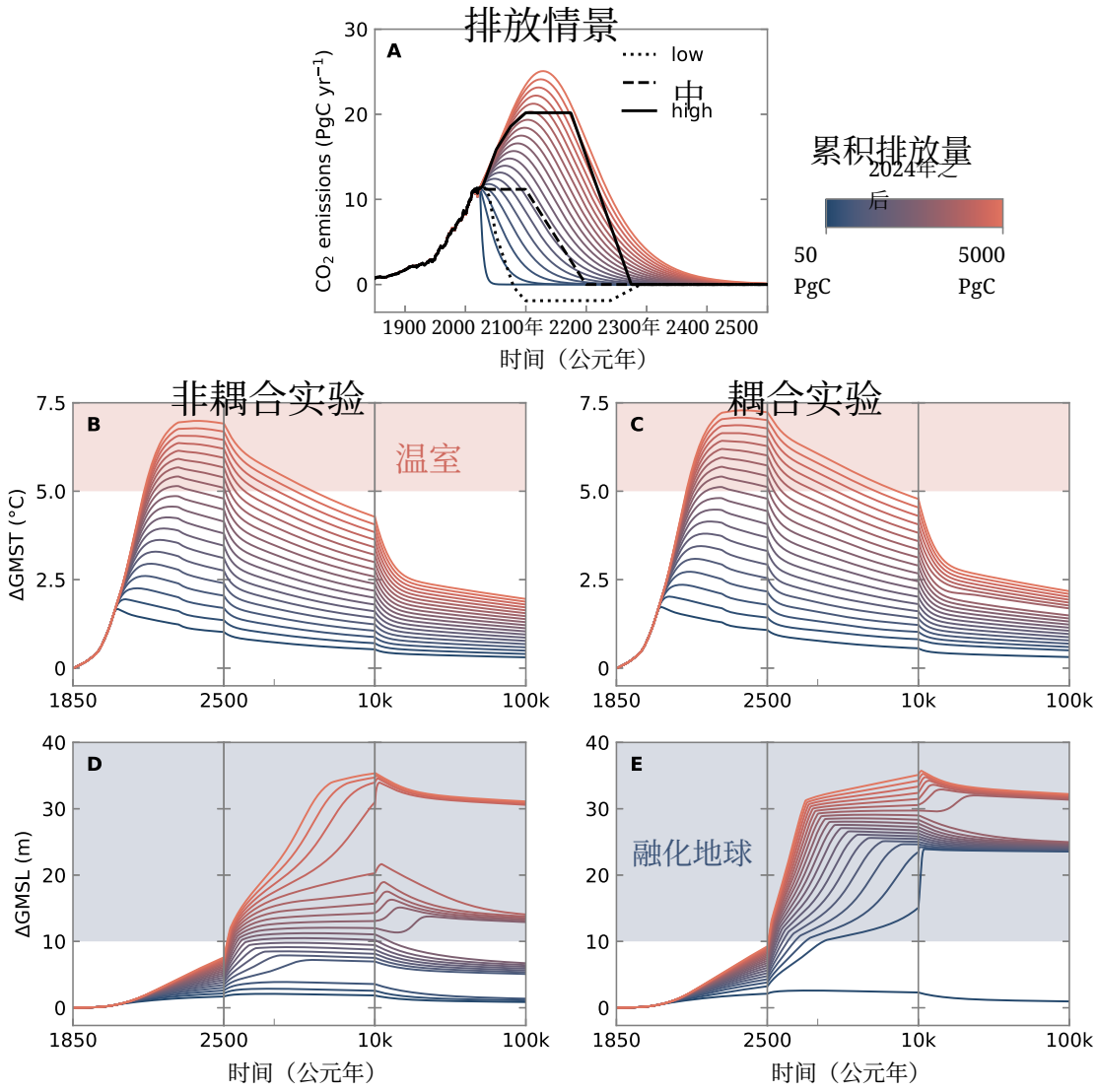



**图 1**：**SURFER 的实验设置和示例输出。 (A)** 排放情景

与 CMIP7 情景模型比较项目中的“低”“中”和“高”排放情景相比（*33*）。**(B-E)**在 100 个排放情景中的 20 个情景下，针对气候临界要素的一个示例参数集（表 S1–S2），全球平均地表温度（GMST）和全球平均海平面（GMSL）的示例输出。面板（B、D）显示解耦实验，其中非线性要素之间的相互作用及其对温度的反馈被禁用。面板（C、E）显示耦合实验，其中这些相互作用和反馈处于激活状态。GMST 和 GMSL 均表示为相对于公元1850年的异常值，公元1850年是模拟的起始年份。

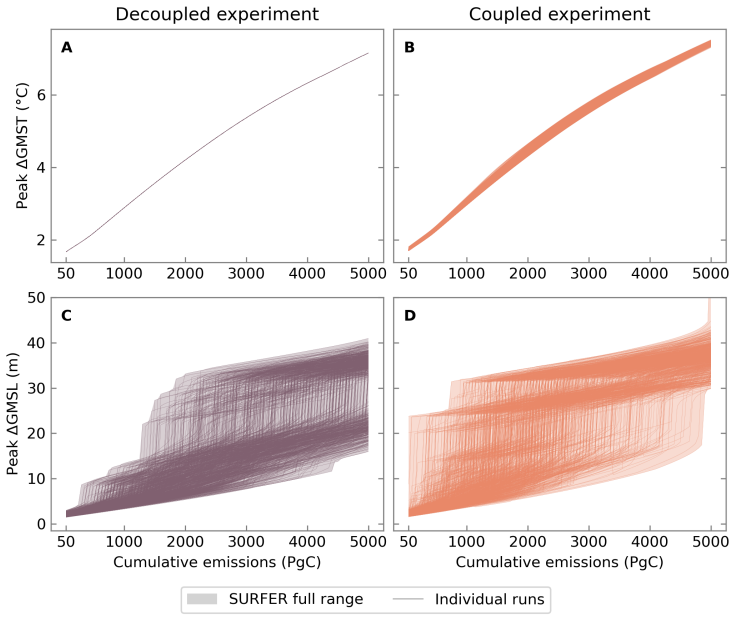



**图 2：在 SURFER 中，将临界要素与其他非线性要素完全耦合会适度影响全球温度，但会显著影响海平面上升。（A、B）**全球平均地表温度（GMST）的峰值以及**（C、D）**全球平均海平面（GMSL）的峰值随累积 $CO_2$ 排放量的变化，分别针对解耦实验和耦合实验，并表示为相对于公元1850年的值。阴影区域表示所有模拟的全范围，细实线表示单次运行。在解耦实验中，GMST 与临界要素和无阈值要素的状态无关，因此面板（A）中 1,000 个参数集的结果无法区分。对于给定的参数集和排放情景，峰值出现的时间可能因解耦实验和耦合实验而异。

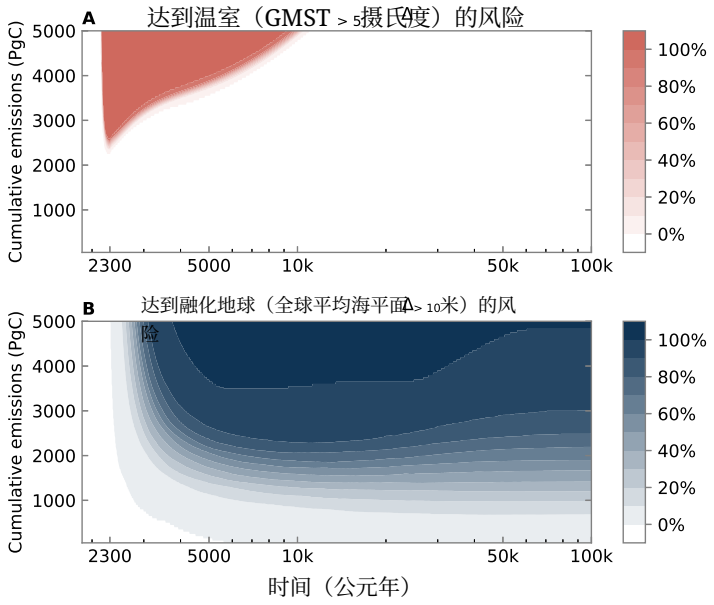



**图3：温室态仅在高排放情景下出现，而融化态在低排放情景下也可能达到。（A）**在耦合实验中，达到温室态和**（B）**达到融化态的风险随时间和累积排放量的变化。对于每个时间 *t* 和排放情景，风险定义为超过参考阈值的集合模拟所占的百分比：温室态为 Δ GMST ＞ 5摄氏度，融化态为 Δ全球平均海平面 ＞ 10米。参数从涵盖已报告范围的均匀分布中抽取。此处将0%至100%之间的风险值定义为在我们的实验设计中温室态或融化态事件发生的频率

.

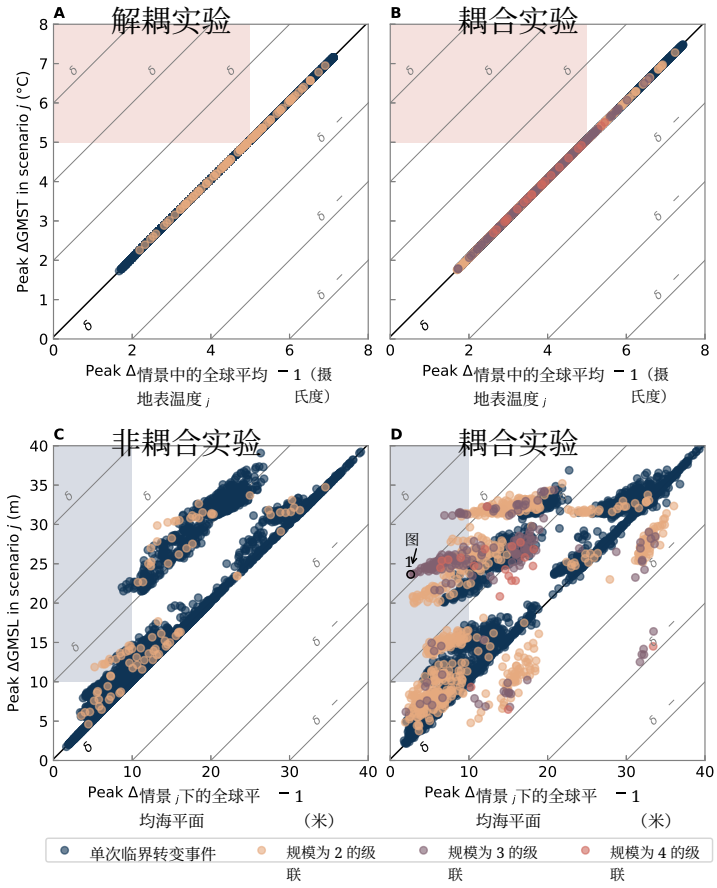



**图 4**：**临界级联可能导致海平面上升大幅增加**。临界转变事件对峰值升温（**A、B**）和全球平均海平面峰值（**C、D**）的影响。每个观测到的临界转变事件均以一个点表示，并按事件类型着色。通过比较相应点的坐标来评估每个事件的气候影响；这些坐标分别表示情景 $j$（事件发生的情景）和累积排放量低 50 PgC 的情景 $j-1$ 中的峰值升温或海平面上升。每个图中的粗黑色对角线方程为 $y = x + \delta_{ref}$，其中 $\delta_{ref}$ 表示在不存在临界转变事件时相邻情景之间峰值升温或海平面上升的平均差值。位于该线上的点表示影响可忽略不计，而偏离该线的程度则表明临界转变事件影响的强度。细灰色对角线表示气候响应（GMST 或 GMSL）相等的等值线，用作视觉参考。阴影区域突出显示了使峰值升温超过 5°C（A、B）或海平面上升超过工业化前水平（公元1850年）以上 10 m（C、D）的临界转变事件；这些事件发生前，数值低于相应阈值。在非耦合实验（A、C）中，要素间相互作用被禁用，因此被识别为规模为 2 的级联的事件仅源于独立要素的同步临界转变。

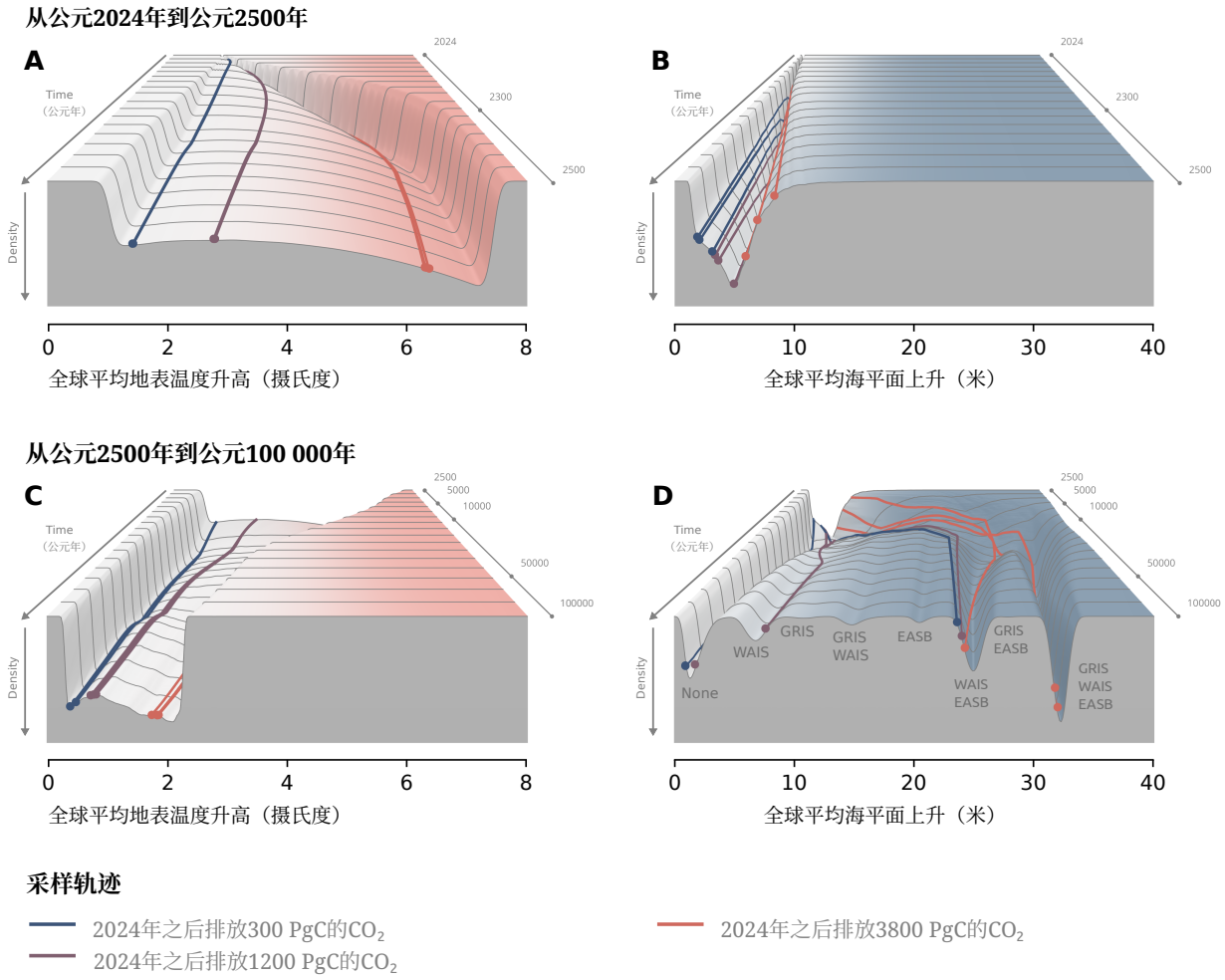



**图 5：不同情景和模型运行下全球平均地表温度和全球平均海平面分布的演变。（A、C）**耦合实验中，全球平均地表温度（GMST）以及（**B、D**）全球平均海平面（GMSL）分布随时间的变化。时间轴采用对数刻度，并且分布在每个时间点分别归一化为其最大值 $t$。彩色曲线表示三组参数集在低排放情景（300 PgC）、中排放情景（1200 PgC）和高排放情景（3800 PgC）下的演变轨迹。在面板（D）中，缩写表示格陵兰冰盖（GRIS）、西南极冰盖（WAIS）和东南极冰下盆地（EASB）中发生临界转变的要素。该图改编自（*8*）；补充文本中提供了详细比较。

# 参考文献与注释

1. 政府间气候变化专门委员会，《*2021*年气候变化：物理科学基础》。政府间气候变化专门委员会第六次评估报告第一工作组的贡献，即将出版（剑桥大学出版社，剑桥，英国和美国纽约州纽约）（2021年），doi:10.1017/9781009157896，类型：图书。

2.《全球碳循环及其他生物地球化学循环与反馈》，载于《*2021*年气候变化——物理科学基础：政府间气候变化专门委员会第六次评估报告第一工作组的贡献》，政府间气候变化专门委员会（IPCC），编（剑桥大学出版社，剑桥），第673–816页（2023年），doi:10.1017/9781009157896.007，
https://www.cambridge.org/core/books/climate-change-2021-the-physical-science-basis/global-carbon-and-other-biogeochemical-cycles-and-feedbacks/93DFD13E855AC1F1B502965CABE28B7F。

3. T. M. Lenton，等，《地球气候系统中的临界要素》。《美国国家科学院院刊》**105**(6), 1786–1793 (2008), doi:10.1073/pnas.0705414105, http://www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.0705414105。

4. D. I. Armstrong McKay，等，超过1.5°C的全球变暖可能触发多个气候临界点。《科学》**377** (6611), eabn7950 (2022), doi:10.1126/science.abn7950, https: // www.science.org/doi/10.1126/science.abn7950。

5. S. Wang，等，地球系统临界转变要素的机制与影响。《地球物理学评论》**61**(1) (2023),doi:10.1029/2021RG000757, https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2021RG000757。

6. T. M. Lenton、等，编，《2023年全球临界点报告》（英国埃克塞特埃克塞特大学）（2023年）。

7. N. Wunderling，等，《气候临界点相互作用与级联：综述》。《地球系统动力学》**15** (1), 41–74（2024年），出版商：Copernicus GmbH, doi:10.5194/esd-15-41-2024，https://esd.copernicus.org/articles/15/41/2024/。

8. W. Steffen，等，《人类世地球系统演变轨迹》。《美国国家科学院院刊》**115** (33), 8252–8259（2018），doi:10.1073/pnas.1810141115, http://www.pnas.org/lookup/doi/10.1073/pnas.1810141115。

9. T. M. Lenton，等，《气候临界点——风险太高，不容赌输》。《自然》 **575**(7784), 592–595（2019），doi:10.1038/d41586-019-03595-0, http://www.nature.com/articles/ d41586-019-03595-0。

10.L. Kemp，等，《气候终局：探索灾难性气候变化情景》。《美国国家科学院院刊》**119** (34)，e2108146119（2022），doi: 10.1073/pnas.2108146119, https://pnas.org/doi/full/10.1073/pnas.2108146119。

11. M. Mart´ınez Montero，M. Crucifix，V. Couplet，N. Brede，N. Botta, SURFER v2.0：一个灵活简洁的模型，将人为二氧化碳排放和太阳辐射调控与海洋酸化及海平面上升联系起来。《地球科学模型开发》**15** (21)，8059–8084（2022），出版方：Copernicus GmbH，doi:10.5194/gmd-15-8059-2022，https://gmd.copernicus.org/articles/15/8059/2022/。

12. V. Couplet，M. Mart´ınez Montero，M. Crucifix，SURFER v3.0：一种快速模型，用于模拟短期和长期气候情景下的冰盖临界点与碳循环反馈。地球科学模型开发 **18**(10), 3081–3129（2025），出版商：Copernicus GmbH，doi:10. 5194/gmd-18-3081-2025，https://gmd.copernicus.org/articles/18/3081/2025/。

13. V. Couplet，M. Crucifix，简化复杂度模型中的多千年时间尺度临界相互作用与级联。*EGUsphere*第1–50页（2025），出版商：Coperni- cus GmbH, doi:10.5194/egusphere-2025-4959，https://egusphere.copernicus.org/preprints/2025/egusphere-2025-4959/。

14. S. Rahmstorf，等，《温盐环流滞后：模型比较》。地球物理研究快报**32** （23），L23605（2005），doi:10.1029/2005GL023655，http: // doi.wiley.com/10.1029/2005GL023655。

15. J. Deutloff、H. Held、T. M. Lenton，《当前政策下触发气候临界点的概率很高，亚马孙森林衰退和永久冻土融化会使这一概率略微上升》。地球系统 *Dy-*

*nam*bH, doi:10.5194/esd-16-565-2025, https://esd.copernicus.org/articles/16/565/2025/。

16.C. J. Smith，等，FAIR v1.3：一个简单的基于排放的脉冲响应和碳循环模型。《地球科学模型开发》**11** (6)，2273–2297（2018），doi:10.5194/ gmd-11-2273-2018, https://gmd.copernicus.org/articles/11/2273/2018/。

17. W.J.Ripple，等，许多风险反馈回路加剧了采取气候行动的必要性。*OneEarth***6** (2), 86–91（2023），doi:10.1016/j.oneear.2023.01.004，https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2590332223000040。

18. S. A. Henson，等，《不断变化的世界中海洋生物碳输出响应的不确定性》。《自然·地球科学》**15** (4), 248–254 (2022)，期号：4，出版商：Nature PublishingGroup, doi:10.1038/s41561-022-00927-0，https://www.nature.com/articles/s41561-022-00927-0。

19. A. Planchat, L. Bopp, L. Kwiatkowski, O. Torres，碳酸盐反馈对碱度和碳循环的影响：21世纪及以后。《地球系统动力学》**15** (3), 565–588（2024年），出版商：CopernicusGmbH，doi:10.5194/esd-15-565-2024, https://esd.copernicus.org/articles/15/565/2024/。

20. D. H. Rothman，可激发碳循环的特征性扰动。美国国家科学院院刊 **116**(30), 14813–14822 (2019), doi:10.1073/pnas.1905164116, http://www.pnas.org/lookup/doi/10.1073/pnas.1905164116.

21. D. Archer, B. Buffett, V. Brovkin，海洋甲烷水合物是全球碳循环中的一个缓慢临界点。美国国家科学院院刊 **106**(49), 20596–20601 (2009), doi:10.1073/pnas.0800885105, http://www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.0800885105.

22. H. Renssen, C. J. Beets, T. Fichefet, H. Goosse, D. Kroon，模拟天然气水合物大规模甲烷释放的气候响应。古海洋学 **19**(2) (2004), doi:10.1029/ 2003PA000968, http://doi.wiley.com/10.1029/2003PA000968。

23. T. A. Minshull, H. Mar´ın-Moreno, D. I. Armstrong McKay, P. A. Wilson，通过耦合热液力学模拟，深入揭示水合物对古新世—始新世碳循环扰动的贡献机制。《地球物理研究快报》**43** (16), 8637–8644 (2016), eprint: https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2016GL069676, doi:10.1002/2016GL069676, https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2016GL069676。

24. C. D. Ruppel、J. D. Kessler，气候变化与甲烷水合物的相互作用。《地球物理学评论》**55**(1), 126–168（2017），电子版：https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2016RG000534，doi:10.1002/2016RG000534，https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/ 2016RG000534。

25. J. Bjordal、T. Storelvmo、K. Alterskjær、T. Carlsen，云反馈具有状态依赖性，因此平衡气候敏感度高于 5 摄氏度是合理的。《自然·地球科学》**13**(11), 718–721（2020），出版商：Nature Publishing Group，doi:10.1038/s41561-020-00649-1，https://www.nature.com/articles/s41561-020-00649-1。

26. T. Schneider、C. M. Kaul、K. G. Pressel，温室增暖下层积云云层解体可能引发的气候转变。《自然·地球科学》12(3)，163–167（2019），doi:10.1038/s41561-019-0310-1，http://www.nature.com/articles/s41561-019-0310-1。

27. C. Kaufhold、M. Willeit、S. Talento、A. Ganopolski、J. Rockstr¨om，气候与碳循环反馈之间的相互作用可能大幅增强未来变暖。《环境研究快报》20(4)，044027（2025），出版商：IOP Publishing，doi:10.1088/1748-9326/ adb6be, https://doi.org/10.1088/1748-9326/adb6be。

28. N. Wunderling、M. Willeit、J. F. Donges、R. Winkelmann，因大型冰体和北极夏季海冰消失导致的全球变暖。《自然·通讯》**11**(1)，5177（2020），doi:10.1038/s41467-020-18934-3，https://www.nature.com/articles/s41467-020-18934-3。

29. P. Friedlingstein，等，2024年全球碳预算。《地球系统科学数据》**17** (3)，965–1039（2025），出版商：Copernicus GmbH，doi:10.5194/essd-17-965-2025, https://essd. copernicus.org/articles/17/965/2025/。

30. M. W. Jones，等，《对气候变化的国家贡献：自1850年以来历史时期二氧化碳、甲烷和一氧化二氮排放所致的气候变化》。《科学数据》**10** (1), 155 (2023), doi:10.1038/s41597-023-02041-1, https://www.nature.com/articles/s41597-023-02041-1。

31. K. Riahi，等，《共享社会经济路径及其对能源、土地利用和温室气体排放的影响：概述》。《全球环境变化》**42**, 153–168 (2017), doi:10.1016/j.gloenvcha.2016.05.009,https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0959378016300681。

32. M. J. Gidden，等，《CMIP6所用不同社会经济情景下的全球排放路径：一套覆盖本世纪末的协调一致排放轨迹数据集》。《地球科学模型开发》**12** (4), 1443–1475(2019), 出版方：Copernicus GmbH, doi:10.5194/gmd-12-1443-2019, https://gmd.copernicus.org/articles/12/ 1443/2019/。

33. D. van Vuuren，等，《CMIP7情景模型比较计划》（ScenarioMIP-CMIP7） 。《style id='3'>EGUsphere第1–38页（2025年），出版商：Copernicus GmbH，doi:10.5194/egusphere-2024-3765, https://egusphere.copernicus.org/preprints/ 2025/egusphere-2024-3765/。

34. D. L. Kidder、T. R. Worsley，人类引起的温室气候？《*GSA*今日》（2012年）。

35. T. Westerhold，等，《过去6600万年地球气候及其可预测性的天文定年记录》。《科学》**369** （6509），1383–1387页（2020年），doi:10.1126/science. aba6853, https://www.sciencemag.org/lookup/doi/10.1126/science.aba6853。

36. F. Crameri，《科学色彩图》（2023），版本 8.0.1，Zenodo, https://doi.org/10.5281/zenodo.8409685，最后访问日期：2025年9月10日。

37. B. Fox-Kemper，等，《海洋、冰冻圈与海平面变化》，载于《*2021*年气候变化：物理科学基础》。政府间气候变化专门委员会第六次评估报告第一工作组的贡献，V. Masson-Delmotte，等编（剑桥大学出版社，英国剑桥和美国纽约州纽约），第1211–1362页（2021），doi:10.1017/9781009157896.011，类型：图书章节。

38. P.U.Clark，等，《二十一世纪政策》对多千年气候和海平面变化的影响。《自然·气候变化》**6**(4)，360–369（2016），doi:10.1038/nclimate2923，http://www.nature.com/articles/nclimate2923。

39. J. Van Breedam，H. Goelzer，P. Huybrechts，未来10000年的半平衡全球海平面变化预测。《地球系统动力学》**11** (4)，953–976（2020），出版商：Copernicus GmbH，doi:10.5194/esd-11-953-2020，https://esd.copernicus.org/articles/11/953/2020/。

40. J. Garbe，T. Albrecht，A. Levermann，J. F. Donges，R. Winkelmann，南极冰盖的滞后现象。《自然》**585** (7826)，538–544（2020），doi:10.1038/s41586-020-2727-5，http://www.nature.com/articles/s41586-020-2727-5。

41. V. Couplet，SURFER v3.0 +《临界要素：用于“简化复杂度模型中多千年时间尺度上的临界相互作用与级联”和“临界级联可能使地球系统锁定在通往融化地球的路径上”的模型代码》（2025），doi:10.5281/ zenodo.17279673，https://doi.org/10.5281/zenodo.17279673。

42. V. Couplet，SURFER v3.0 + 用于复现论文《简化复杂度模型中多千年时间尺度上的临界相互作用与级联》和《临界级联可能使地球系统锁定在通往融化地球的路径上》的临界要素输出数据集。（2025），doi:10.5281/zenodo.17276820，https://doi.org/10.5281/zenodo.17276820。

43. M. Mart´ınez Montero，等，《丧失选项承诺：短期政策如何影响长期行动范围》。《牛津开放气候变化》**4**(1)，kgae004（2024年），doi:10.1093/oxfclm/ kgae004，https://doi.org/10.1093/oxfclm/kgae004。

44. M. Meinshausen，等，《共享社会经济路径（SSP）温室气体浓度及其延伸至2500年》。《地球科学模型开发》**13** (8)，3571–3605（2020年），doi:10.5194/gmd-13-3571-2020，https://gmd.copernicus.org/articles/13/3571/2020/。

# 致谢

我们感谢全球碳计划，该计划负责全球碳预算；同时感谢各建模组制作并公开其模型输出。大多数图中使用了科学色图 lipari（*36*）。作者使用语言模型（ChatGPT、OpenAI）协助进行少量文本编辑和措辞改进。

我们谨以此项工作献给 *Will Steffen* 博士，以缅怀这位杰出的科学家。他致力于理解和保护地球系统，这份承诺始终激励着气候科学界，也特别激励着本研究。

**资助：** 本研究的大部分工作是在 V. C 获得比利时国家科学研究基金（F.R.S.–FNRS）Aspirant 研究奖学金（FC 38941）支持期间完成的。V. C 还获得了 UCLouvain 的支持。W. T 和 V. C. 感谢欧洲研究委员会（ERC）在欧盟“地平线”框架研究与创新计划下提供的资助（资助协议编号：101076909；ERC 巩固者资助项目“LACRIMA”）。

**作者贡献：** V. C 和 M. C 构思了该项目并制定了方法论。M. C 负责监督项目。V. C 实施了模型，进行了模拟并创建了可视化内容。V. C 撰写了初稿。W. T 和 M. C 审阅并编辑了手稿，提供了详细的反馈。

**利益冲突：** 无需要声明的利益冲突。

**数据和材料可用性：**历史时期 $CO_2$ 排放数据来自（*29*），可在 https://globalcarbonbudgetdata.org/latest-data.html 获取（访问日期：2025年9月10日）。历史时期 $CH_4$ 排放数据来自（*30*），可在 https://zenodo.org/records/

10839859 获取（访问日期：2025年9月10日）。SSP 情景的 $CO_2$ 和 $CH_4$ 排放数据可从 https://tntcat.iiasa.ac.at/SspDb 获取（访问日期：2025年9月10日）。图 S8 所用的海平面上升数据源自 IPCC第六次评估报告第一工作组第9章（*37*），可从 https://github.com/BrodiePearson/IPCC_AR6_Chapter9_Figures/tree/main/Plotting_code_and_data/Fig9_27_SL_scenarios 公开获取（访问日期：2025年12月12日）。图 S9 所用的海平面上升数据来自（*38*），可从 https://www.nature.com/articles/ nclimate2923#Sec6 获取（访问日期：2025年12月12日）；来自（*39*），可向作者索取；以及来自（*40*），可向作者索取。本研究使用的 SURFER 版本、运行模型所需的输入文件以及用于生成大多数图的数据均存档于 Zenodo（*41,42*）。SURFER 根据 MIT许可证 发布。

## 补充材料

补充文本图 S1 至 S10，表 S1 至 S6，参考文献（*42-44*）

# 补充材料

# 临界级联可能使地球系统踏上通往融化地球的道路

Victor Coup l[et*, Wi] m Thiery, Miche l Crucifix

*通讯作者。E mail: victor.coup let@vub.be

**此PDF文件包括:**

补充文本 图 S1 至
S10 表 S1 至 S6

# 补充文本

## 稳定性景观与轨迹密度

在（*8*）中，温室假说以一幅概念图的形式进行了概述（此处重现，见图 S5A）。该图展示了不断演变的稳定性景观中的两条分歧路径：一条是跨越行星阈值后由不断增强的生物地球物理反馈所驱动的“温室地球”轨迹；另一条是通过持续且有意的人类干预来避开这一阈值的“稳定化地球”路径。由于我们的研究旨在检验温室地球假说，我们特意将图 5设计得与（*8*）中的图相似，以便进行比较。不过，这些图之间存在一些重要差异，我们将在下文详细说明。

首先，(*8*)提出的图是一个说明性的“艺术家视角”，而我们的图则源自模型数据，因此能够进行完全定量的呈现。在 x 轴上，我们绘制的是全球平均温度（图 5A 和 C）或全球平均海平面（GMSL；图 5B 和 D），而不是代表地球系统整体状态的抽象变量。我们的图在 y 轴上明确表示时间，从而提供时间背景。在 z 维度上，(*8*)将稳定性描绘为势能的倒数。然而，势能只有在保守系统中才有明确的定义，而地球系统并非保守系统。因此，我们使用所有模型模拟中轨迹的密度来表示稳定性。高密度区域表示在多种排放情景和参数集中，SURFER 中经常出现的状态，因此可以解释为可能稳定的状态。

“很可能”这一限定词至关重要：虽然稳定状态会形成高密度区域，因为它们充当吸引子，但反过来却并非总是成立。密度也可能反映初始条件和预设排放的分布。例如，在图 5A 中，2024 年到 2300 年间，温度越高，密度也越高，人们可能会误以为这表明温暖状态在短时间尺度上本质上更稳定。实际上，这种模式反映了我们所设定情景集中的瞬态累积排放分布不均，该情景集在这一时期偏向较高排放（图 S7）。影响密度模式的第二个因素是初始条件的选择。由于我们的所有模拟都从相同的初始状态开始，初始分布集中在该点附近，因此稳定性景观表示中本会显现的其他稳定状态被掩盖了。例如，与海平面上升模态相关的

尽管在低温下可能存在冰盖的崩溃状态，但在早期并未出现这种状态（在我们的模型中，冰盖被表示为双稳态系统，因此在一定的温度范围内，崩溃状态和未崩溃状态会并存）。同样，即使 SURFER 能够模拟冰期—间冰期极限环，它们也不会出现在我们展示较短时间尺度的图中。

另一个根本区别在于如何纳入人类社会。（*8*）的框架将人类社会视为地球系统中一个不可分割且相互作用的组成部分。这种整体性观点有助于凸显治理挑战，并重新思考人类在地球系统中的角色，但代价是分析清晰度有所降低。事实上，将生物地球物理过程和社会过程融合在同一个隐喻性的稳定性景观中，会造成一些模糊之处。例如，如果假设的行星阈值是物理地球系统的一项属性，并由一系列临界要素级联转变所界定，那么它就应当区分两种内在状态：“温室地球”和“稳定化地球”。然而，（*8*）指出，后者很可能依赖持续的人类反馈（例如减排、碳汇增强、地球工程）。如果作此理解，且必须持续干预才能防止转变为温室地球，那么地球系统实际上已经越过了物理阈值，这与他们将“稳定化地球”路径定义为避免越过此类阈值的路径相矛盾。不过，这些技术层面的细微差异并不会削弱其核心观点：人类集体行动对于维持宜居的地球系统不可或缺。

相比之下，在我们的框架中，我们将地球系统与人类社会分开处理，后者通过规定的排放情景作为外部强迫来表示。我们的图展示了一系列可能的地球系统轨迹，这些轨迹独立于对最可能排放路径的假设，也独立于取决于系统演变状态的干预措施。然而，仍然可以通过比较一部分排放情景的分布来探索治理选项，从而评估减缓二氧化碳排放如何降低沿着不理想演变轨迹发展的风险（图 S6 和表 S5）。

最后一个差异在于所考虑的人类干预类型。在我们的方法框架中，人类社会只能通过控制其二氧化碳排放来采取行动。当我们说临界级联可能会将地球系统锁定在通向融化地球的路径上时，我们指的是基于给定排放情景、且不再进行任何进一步人类干预的长期承诺状态。在

相比之下，(*8*)考虑了一系列其他干预措施，例如增强或恢复现有碳汇、二氧化碳移除以及太阳辐射调控。利用 SURFER，并基于(*43*)中发展的方法论，可以系统地研究这些地球系统管理策略是否能够在特定排放情景下避免温室或融化地球结果。

**SURFER 中的海平面上升**

全球平均海平面上升估算为以下 6 项贡献之和：热膨胀（$S_{\mathrm{th}}$），以及山地冰川（$S_{\mathrm{gl}}$）、格陵兰冰盖（$S_{\mathrm{GRIS}}$）、西南极冰盖和东南极冰盖（$S_{\mathrm{WAIS}}$ 和 $S_{\mathrm{EAIS}}$），以及东南极冰下盆地（$S_{\mathrm{EASB}}$）的融化：

$$S_{\mathrm{tot}} = S_{\mathrm{th}} + S_{\mathrm{gl}} + S_{\mathrm{GRIS}} + S_{\mathrm{WAIS}} + S_{\mathrm{EASB}} + S_{\mathrm{EAIS}}\,. \tag{S1}$$

热膨胀由下式给出

$$S_{\mathrm{th}} = \alpha_{\mathrm{U}} h_{\mathrm{U}} \delta T_{\mathrm{U}} + \alpha_{\mathrm{I}} h_{\mathrm{I}} \delta T_{\mathrm{I}} + \alpha_{\mathrm{D}} h_{\mathrm{D}} \delta T_{\mathrm{D}}\,, \tag{S2}$$

其中，$\alpha_i$ 是对应于海洋层 $i \in \{\mathrm{U},\ \mathrm{I},\ \mathrm{D}\}$ 的热膨胀系数。

冰川海平面上升贡献的演变方式与先前版本的 SURFER 相同，由下式给出

$$\frac{\mathrm{d}S_{\mathrm{gl}}}{\mathrm{d}t} = \frac{1}{\tau_{\mathrm{gl}}} \left( S_{\mathrm{gleq}} \left( \delta T_{\mathrm{U}} \right) - S_{\mathrm{gl}} \right)\,, \tag{S3}$$

with

$$S_{\mathrm{gleq}} \left( \delta T_{\mathrm{U}} \right) = S_{\mathrm{gl\,pot}} \tanh \left( \frac{\delta T_{\mathrm{U}}}{\zeta} \right)\,. \tag{S4}$$

此处，$\tau_{\mathrm{gl}}$ 是弛豫时间尺度，$S_{\mathrm{gl\,pot}}$ 是山地冰川导致的潜在海平面上升，$\zeta$ 是敏感性系数。

冰盖的贡献由下式给出：

$$S_i = S_i^{\mathrm{pot}} \left( 1 - x_{\mathrm{i}}(t) \right), \quad i \in \{\mathrm{GRIS, WAIS, EASB, EAIS}\}, \tag{S5}$$

其中，$S_i$ 为冰盖的海平面上升潜势。上述方程中参数的取值见表 S6。

较早版本 SURFER 的海平面上升预测已成功通过与复杂度更高的模型进行对比校准。SURFER v2.0 不包含沉积作用和风化作用等长期碳循环过程，但其模拟的短期海平面上升仍处于 IPCC 预测范围内（*11*）。在（*12*）中，我们证明 SURFER v3.0 得出的数千年尺度热膨胀海平面上升与其他地球系统中等复杂度模型相当，并表明纳入长期碳循环过程会降低格陵兰冰盖和南极冰盖的贡献。在此，我们证明，将南极冰盖划分为西南极冰盖、东南极冰下盆地和东南极冰盖三个组成部分，仍能得出合理的海平面上升预测。

图 S8 将 SURFER 在 SSP1-2.6 和 SSP5-8.5 排放情景下模拟的海平面上升与政府间气候变化专门委员会的预测进行了比较。在此次比较中，我们排除了临界要素之间的相互作用及其对温度的反馈。然而，我们通过在参数集集合（解耦实验设置）范围内运行模型，考虑了临界要素相关的不确定性。对于这两种情景，SURFER 的预测与政府间气候变化专门委员会的预测吻合良好：中位数值相当，且 SURFER 的可能范围总体上落在政府间气候变化专门委员会的中等置信度可能范围内。2090 年以后，即使在最坏情景下，SURFER 模拟的海平面上升也没有达到政府间气候变化专门委员会低置信度第95百分位数那么高。需要注意的是，政府间气候变化专门委员会的不确定性范围综合反映了平衡气候敏感度（ECS）和冰盖动力学两方面的不确定性。相比之下，在本图中，SURFER 的 ECS 固定为 3.5°C，其不确定性范围仅反映冰盖动力学的不确定性。这解释了为什么 SURFER 的范围比政府间气候变化专门委员会的范围更窄。

在图 S9 中，我们将 SURFER 的万年海平面上升承诺与（*38*）和（*39*）的预测进行了比较。我们按照政府间气候变化专门委员会第六次评估报告 [中的方法，研究海平面上升与峰值升温的关系（见图 9.30（*1*））],，以及与长期变暖的关系。对于相同的峰值升温，SURFER 模拟出的冰盖海平面上升贡献低于其他模型，因此总体海平面上升承诺也更低。这一差异源于 SURFER 中温度在达到峰值后下降得比相关研究所用的 UVic 和 LOVECLIM 等地球系统中等复杂度模型更快。然而，当我们评估海平面上升承诺与长期变暖的关系时，SURFER 的结果与其他模型一致，这表明冰盖的校准相当合理。这也凸显出，数千年间大幅降低二氧化碳浓度，无论是通过自然过程还是二氧化碳移除，都有助于减少承诺的海平面上升，正如

如（*12*）所示。

**敏感性分析**

正文中，我们介绍了两种实验：非耦合实验不考虑要素之间的相互作用及其对温度的反馈，而耦合实验则同时纳入这两者。两种实验均采用 3.5°C 的平衡气候敏感度。本节探讨在更高的平衡气候敏感度和更强的相互作用强度下，我们的结果会如何变化，具体关注达到温室或融化地球状态的风险，如图 S10 所示。

与 3.5°C 的平衡气候敏感度相比，5°C 的高端平衡气候敏感度下达到温室态的风险更高，并且当累积排放量约为 1450 PgC 时，该风险变得不可忽略（>~10%）。在平衡气候敏感度为 5°C 的情况下，即使在 300 PgC 的低排放情景下，进入融化态的风险也会变得显著，升至 15%；相比之下，平衡气候敏感度为 3.5°C 时该风险仅为 1%。

在保持平衡气候敏感度为 3.5°C 的同时，将临界转变与其他非线性要素之间的所有相互作用强度加倍，与标准耦合实验相比，达到温室态的风险仅略有增加，几乎可以忽略不计（图 S10 中的紫色线和黑色线重合）。尽管更强的相互作用会导致更多要素发生临界转变，但其对最高温度的影响仍然很小。然而，这些要素可能会显著影响海平面上升，从而增加进入融化态的风险。

这些发现与正文中呈现的结果共同表明，排放路径和气候响应主要决定短期升温和峰值升温，进而决定达到温室态的风险。相比之下，非线性要素和级联动力学的影响似乎相对较小。长期温度还受到千年尺度碳循环过程的影响，例如沉积作用和风化作用。

短期海平面上升主要由近期温度和各个冰盖的特征驱动。相比之下，长期海平面上升和海平面上升峰值决定了达到融化态的风险，而它们则取决于长期温度和冰盖的性质，包括冰盖与地球系统其他要素之间的相互作用。

需要注意的是，给定 $CO_2$ 排放情景下的温度响应——以及因此达到温室或融化态的风险——还取决于其他温室气体，

例如甲烷，以及气溶胶等强迫因子。在本研究中，对于所有 $CO_2$ 排放路径，甲烷排放均设定为扩展的 SSP1-2.6 情景的水平（*44*），而气溶胶强迫则假定在整个过程中为零。

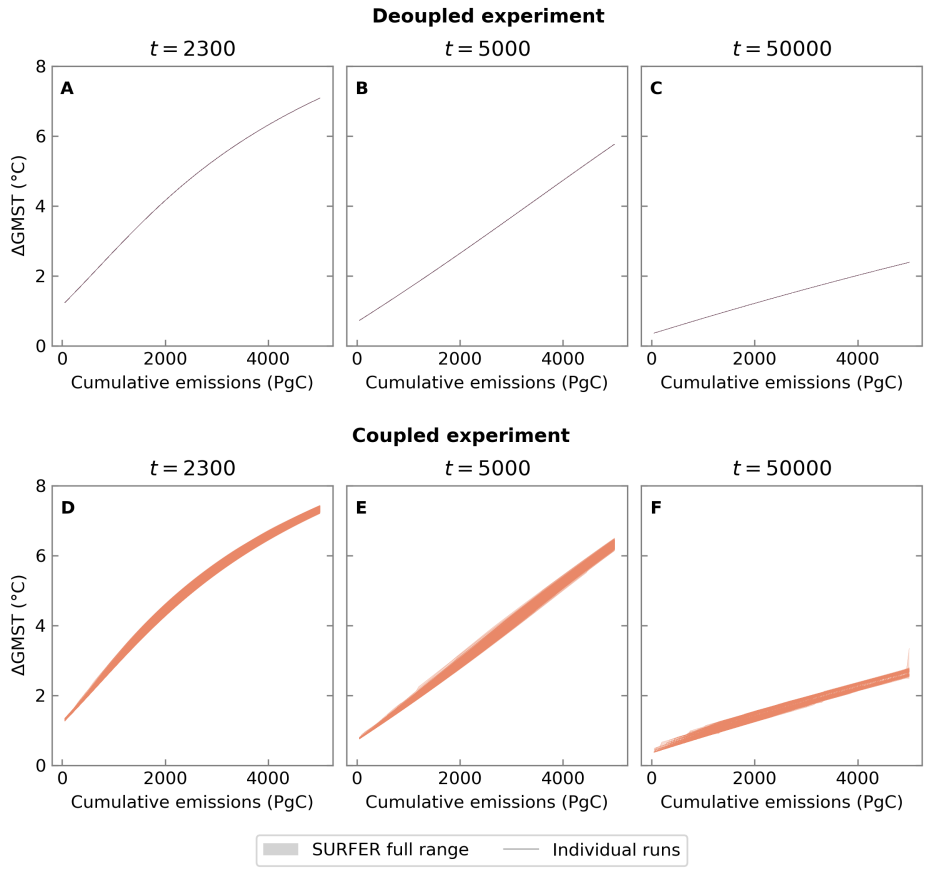



**图 S1：相对于公元1850年，不同时间的全球平均地表温度（全球平均地表温度）随累积排放量的变化。**结果展示了解耦（**A-C**）和耦合（**D-E**）实验。阴影区域表示所有模拟的全范围，较细的实线表示单次运行。解耦实验中，全球平均地表温度与临界转变和无阈值要素的状态无关，因此面板（A-C）中1,000个参数集的结果无法区分。

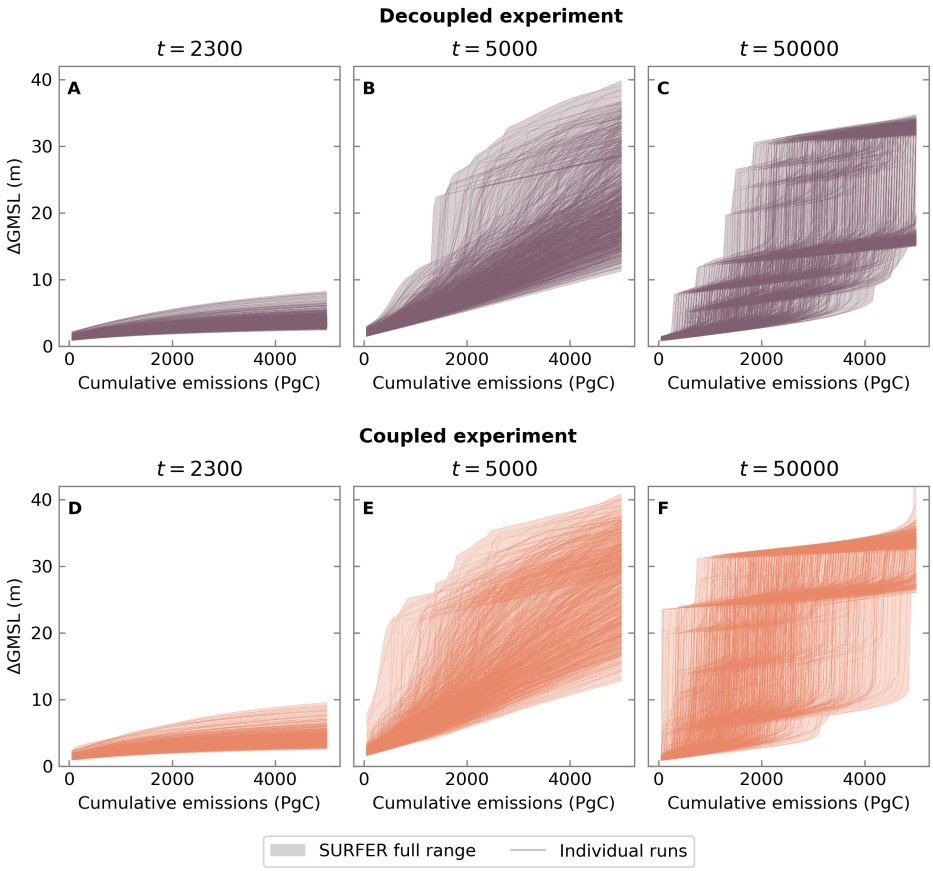



**图 S2：相对于公元1850年，不同时间的全球平均海平面（全球平均海平面）随累积排放量的变化。**结果展示了非耦合（**A-C**）和耦合（**D-E**）实验。阴影区域表示所有模拟的全范围，较细的实线表示单次运行。

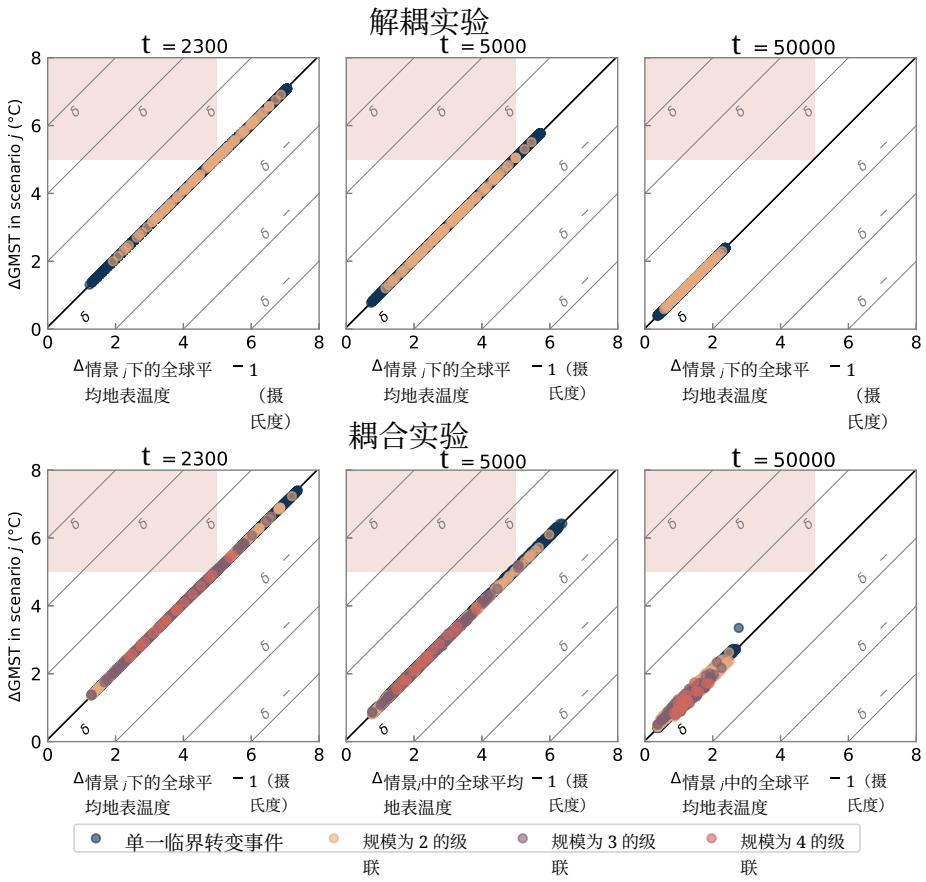



**图 S3：在解耦实验和耦合实验中，临界转变事件对公元 2300 年、公元 5000 年和公元 50000 年全球平均温度的影响。**每个观测到的临界转变事件均以一个点表示，并按事件类型着色。通过比较相应点的坐标评估每个事件对温度的影响；这些坐标分别表示情景 $j$（事件发生的情景）和情景 $j-1$（累积排放量低 50 PgC）中的升温。每个图中的粗黑色对角线方程为 $y = x + \delta_{ref}$，其中 $\delta_{ref}$ 是不存在临界转变事件时相邻情景之间的平均升温差。位于该线上的点表示影响可忽略不计，而偏离该线的程度则表明临界转变事件影响的强度。细灰色对角线表示升温响应相等的等值线，用作视觉辅助。阴影区域突出显示了这样一类临界转变事件：其使升温从低于阈值的水平超过工业化前水平（公元1850年）以上 5°C。在解耦实验中，要素间相互作用被禁用，因此被识别为规模为 2 的级联的事件仅源于独立要素的同步临界转变。

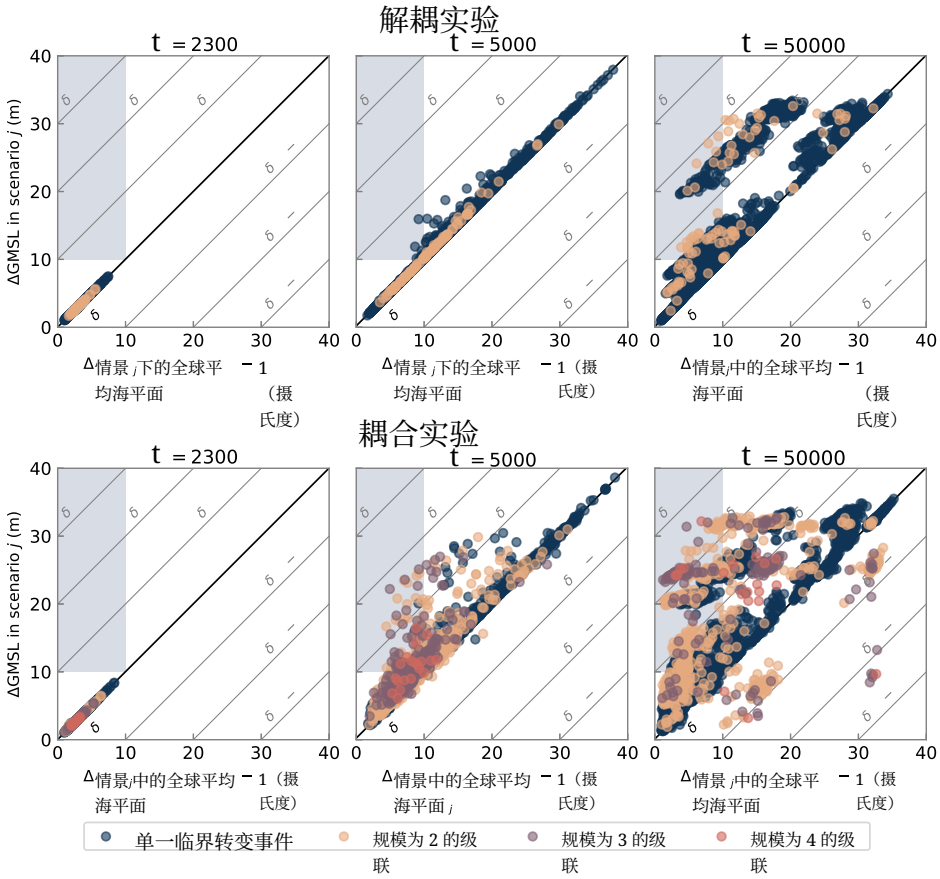



**图 S4：在解耦实验和耦合实验中，临界转变事件对公元 2300 年、公元 5000 年和公元 50000 年全球平均海平面（全球平均海平面）的影响。**每个观测到的临界转变事件均以一个点表示，并按事件类型着色。通过比较相应点的坐标评估每个事件对全球平均海平面的影响；这些坐标分别表示情景 $j$（事件发生的情景）和情景 $j-1$（累积排放量低 50 PgC）中的海平面上升峰值。每个图中的粗黑色对角线方程为 $y = x + \delta_{ref}$，其中 $\delta_{ref}$ 是不存在临界转变事件时相邻情景之间的平均海平面上升差。位于该线上的点表示影响可忽略不计，而偏离该线的程度则表明临界转变事件影响的强度。细灰色对角线表示海平面上升响应相等的等值线，用作视觉辅助。阴影区域突出显示了这样一类临界转变事件：其使海平面从低于阈值的水平上升至超过工业化前水平（公元1850年）以上 10 m。在解耦实验中，要素间相互作用被禁用，因此被识别为规模为 2 的级联的事件仅源于独立要素的同步临界转变。

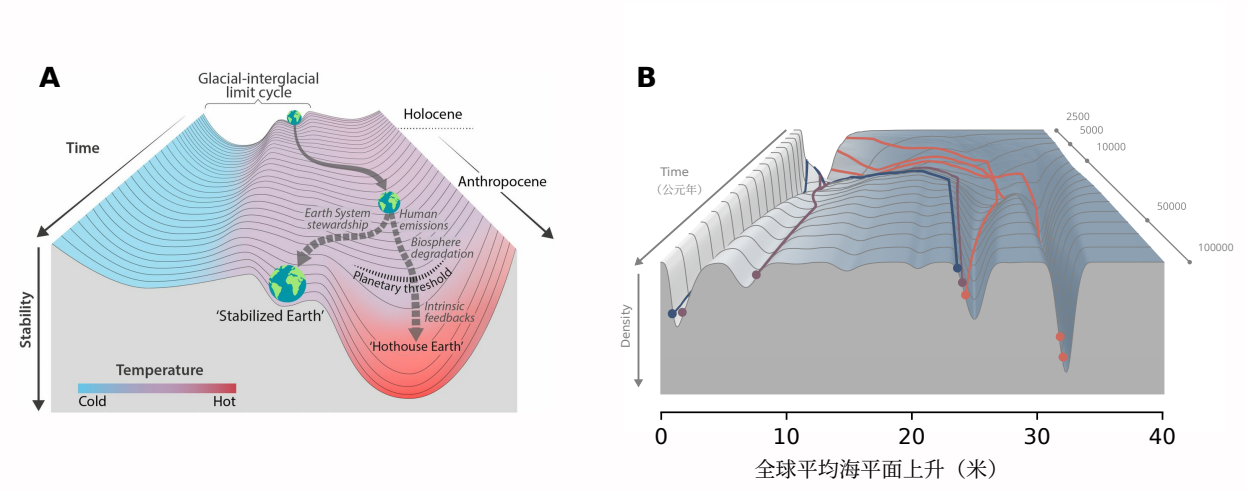



**图 S5：概念稳定性景观与我们通过随时间演变的分布对地球系统稳定性的表示之间的比较。（A）**概念稳定性景观复现自 Steffen 等人（2018），《美国国家科学院院刊》。© 2018 作者，CC BY-NC-ND 4.0。**（B）**所有情景和模型运行中海平面上升的随时间演变分布。这是正文中图 5D 的复现。

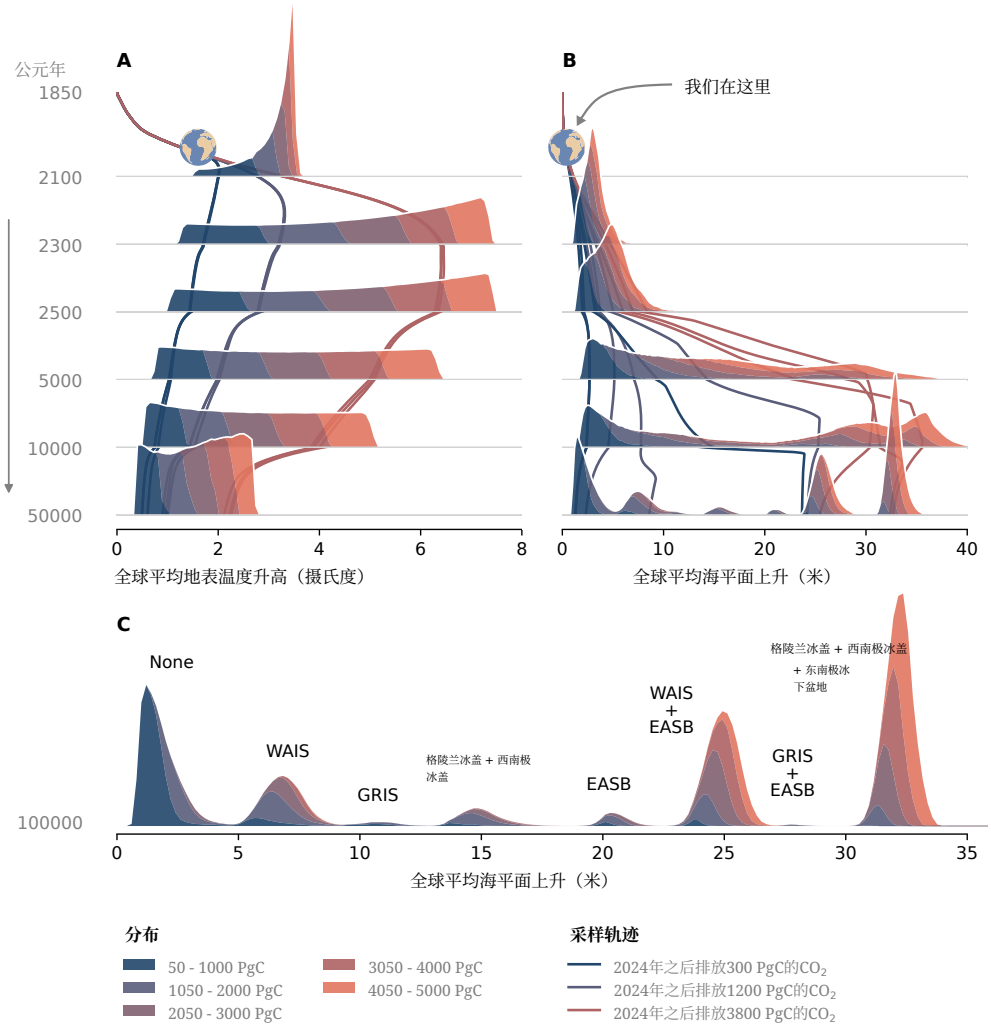
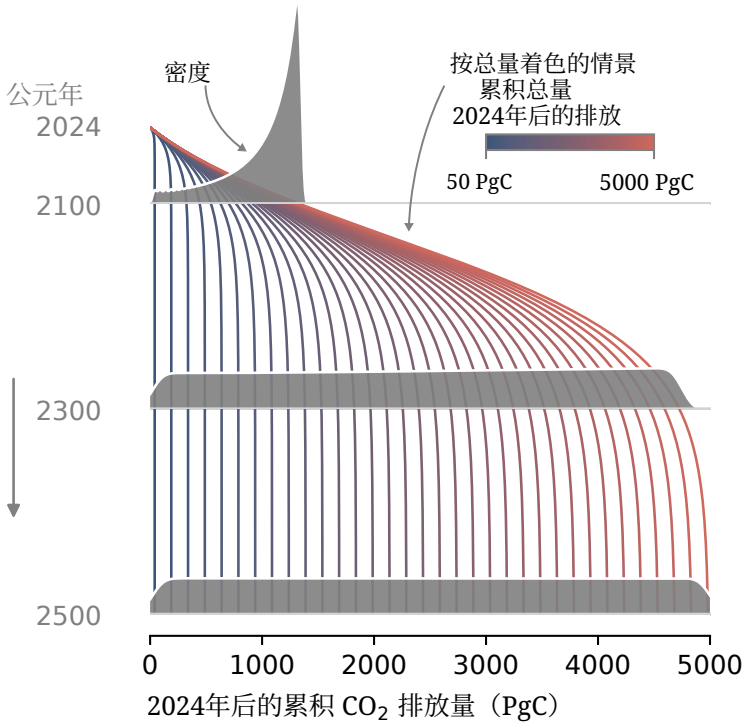



**图 S6：不同情景和模型运行下 GMST 与 GMSL 分布的演变。**

**（A）**耦合实验中，全球平均地表温度（GMST）以及**（B、C）**全球平均海平面（GMSL）分布随时间的变化。时间轴采用线性刻度，并设有多个刻度断点。为适应图幅，$t = 2100$ 时的温度分布以及 $t = 2300$ 和 $t = 2300$ 时的海平面上升分布均进行了缩小。$t = 2100$ 时的海平面上升分布过窄，未予绘制。彩色线条表示低排放情景（300 PgC）、中排放情景（1200 PgC）和高排放情景（3800 PgC）下三组参数集的演变轨迹。在面板（C）中，缩写表示格陵兰冰盖（GRIS）、西南极冰盖（WAIS）和东南极冰下盆地（EASB）中发生 tipping 的要素。




**图S7**：**100种情景下瞬态累积排放的分布**。尽管每种情景中2024年之后的累积排放总量均匀分布在50至5000 PgC之间，瞬态累积排放却呈现非均匀分布。

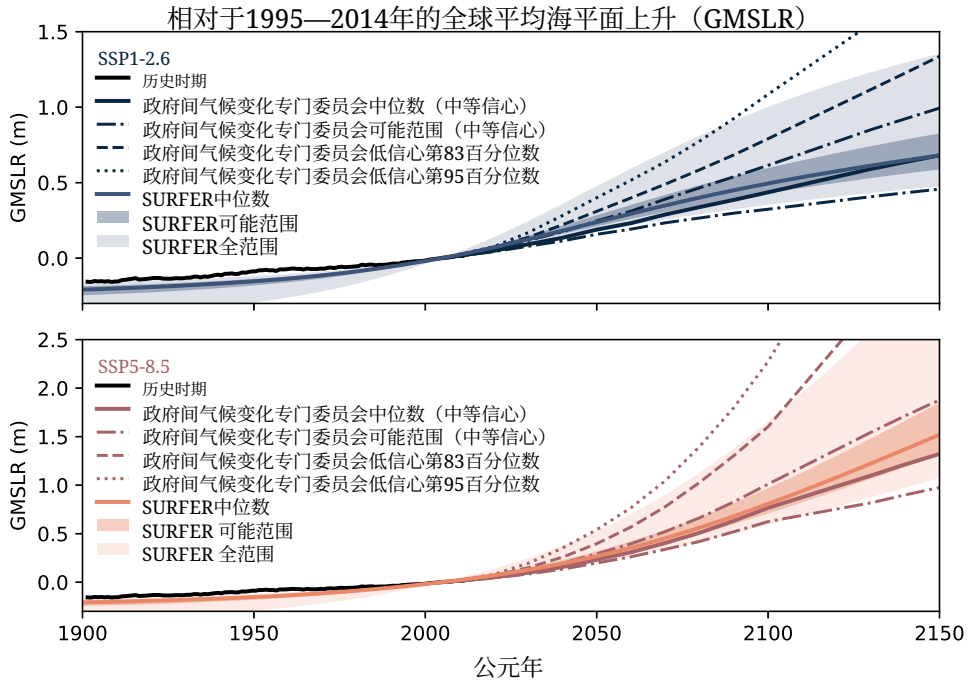



**图 S8： SURFER 的海平面上升预测与政府间气候变化专门委员会的估计值对比。**预测展示了 SSP1-2.6 和 SSP5-8.5 情景下的结果。可能范围对应第17至第83百分位数，IPCC 以点划线表示，SURFER 则以阴影区域表示。SURFER 的结果为解耦实验的结果，其中的不确定性完全来自冰盖校准中的参数选择，平衡气候敏感度固定为 3.5°C。此图改编自政府间气候变化专门委员会第六次评估报告第一工作组报告的图 9.27（*1*）。

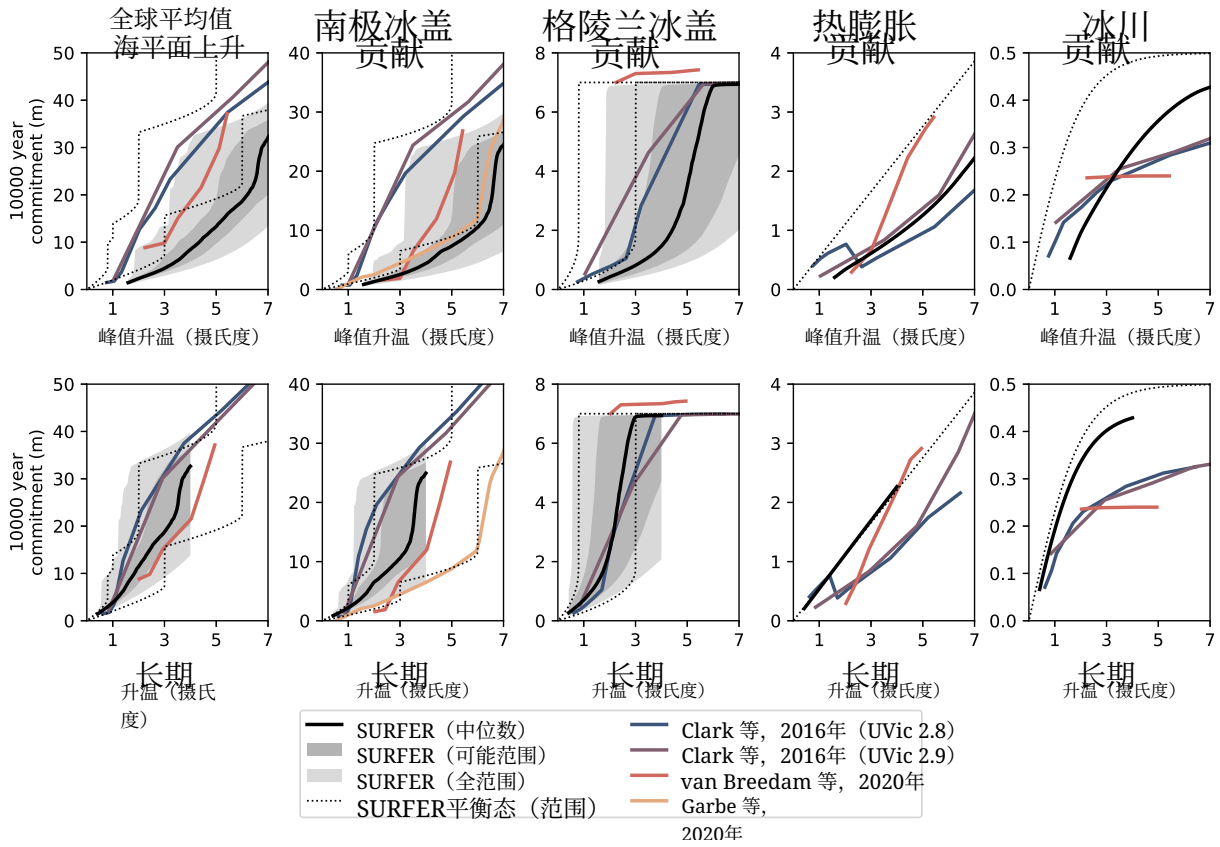
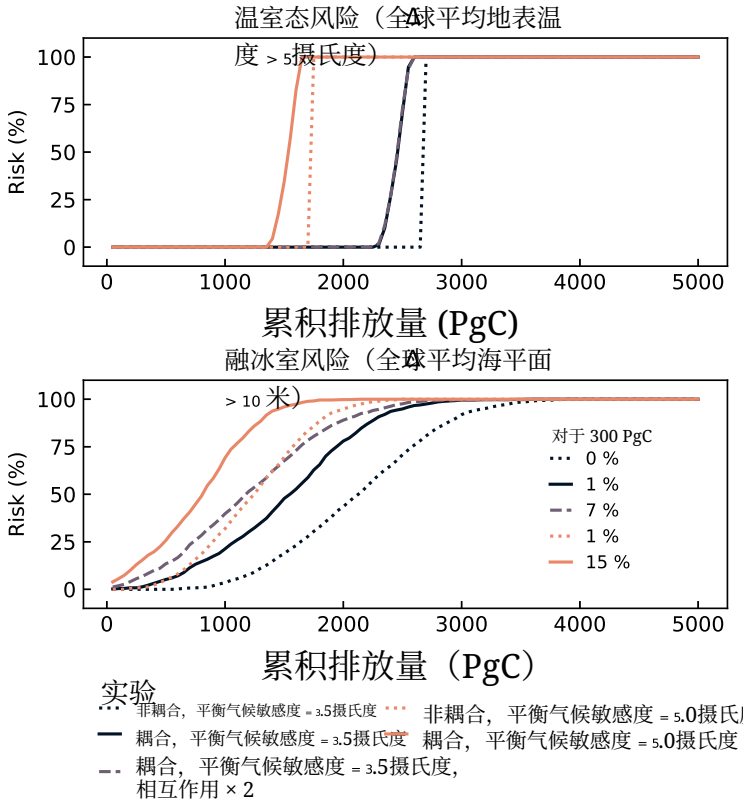



**图 S9：长期　　作为峰值和长期变暖函数的海平面上升承诺** .

承诺量按公元 12,000 年与公元 2000 年的海平面差值计算。温度变化以公元1850—1900年基准期为参照。底部各图中，长期变暖指公元 12,000 年的全球平均地表温度异常。最左列显示全球平均海平面上升总量，其余各列显示各个来源的贡献。彩色线条表示不同模型的预测（*38–40*），黑线表示 SURFER 解耦实验结果的中位数。阴影区域表示 SURFER 的可能范围（第13至第83百分位）和全范围。南极冰盖在（*40*）中的贡献根据准平衡模拟计算。此图改编自政府间气候变化专门委员会第六次评估报告第一工作组报告的图 9.30（*1*）。




**图S10**：**温室风险和融化地球风险对模型配置的敏感性**。 风险以累积排放量为函数表示，累积排放量定义为公元2024年之后排放的总量。对于每项实验，风险对应于采用不同参数集的集合模拟中，在任意时刻超过参考阈值（$\Delta$全球平均地表温度 $> 5\,^{\circ}C$ 和 $\Delta$全球平均海平面 $> 10\,m$）的模拟所占百分比。

**表 S1**：**图 1 示例中临界转变要素及其他非线性、无阈值元素的临界温度和内部时间尺度。**

| 临界要素 | $T_+$ (°C) | $\tau_-$ (年) | $\tau_+$ (年) |
|---|---|---|---|
| GRIS | 1.95 | 1121.7 | 5500.0 |
| WAIS | 1.15 | 241.3 | 5500.0 |
| EASB | 3.86 | 313.5 | 5500.0 |
| EAIS | 9.26 | 560.1 | 5500.0 |
| AMOC | 1.42 | 19.5 | 19.5 |
| AMAZ | 5.93 | 10.1 | 10.1 |
| **其他要素** | $T_I$ (°C) | $\tau_-$ (年) | $\tau_+$ (年) |
| ASI | 5.43 | 6.8 | 6.8 |
| PERM | 4.02 | 36.1 | 3000.0 |

**表 S2**：**图 1 示例中的抽样相互作用参数**。参数 $\epsilon_{j,\,i}$描述了要素 $i$ 对要素 $j$的影响。

| 要素 | $\epsilon_{\mathrm{GRIS},i}$ | $\epsilon_{\mathrm{WAIS},i}$ | $\epsilon_{\mathrm{EASB},i}$ | $\epsilon_{\mathrm{EAIS},i}$ | $\epsilon_{\mathrm{AMOC},i}$ | $\epsilon_{\mathrm{AMAZ},i}$ | $\epsilon_{\mathrm{ASI},i}$ | $\epsilon_{\mathrm{PERM},i}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| GRIS | 0.00 | 0.41 | 0.36 | 0.00 | 3.79 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| WAIS | 0.26 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 5.72 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| EASB | 0.24 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| EAIS | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| AMOC | −0。98 | 0.66 | 0.94 | 0.00 | 0.00 | −0。21 | −0。64 | 0.00 |
| AMAZ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| ASI | 0.28 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.55 | 0.00 | 0.00 | 0.16 |
| PERM | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.31 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |

**表 S3：临界转变及其他非线性无阈值要素的临界温度和内部时间尺度的采样范围。**

| 临界转变要素 | $T_+$ (°C) | $\tau_-$ (年) | $\tau_+$ (年) |
|---|---|---|---|
| GRIS | [0.8, 3.0] | [306, 1981] | 5500 |
| WAIS | [1.0, 3.0] | [153, 1717] | 5500 |
| EASB | [2.0, 6.0] | [88, 839] | 5500 |
| EAIS | [5.0, 10.0] | [470, 741] | 5500 |
| AMOC | [1.4, 8.0] | [2.2, 21] | $= \tau_-$ |
| AMAZ | [2.0, 6.0] | [7.9, 15] | $= \tau_-$ |
| **其他要素** | $T_I$ (°C) | $\tau_-$ (年) | $\tau_+$ (年) |
| ASI | [4.5, 8.7] | [1.9, 8.4] | $= \tau_-$ |
| PERM | [3.0, 6.0] | [5.3, 76] | 3000 |

**表 S4：描述要素参数的采样范围$\epsilon_{j,\,i}$ 这些参数描述了要素 $i$对要素 $j$的影响。**正值表示去稳定相互作用，负值表示稳定相互作用，而$\epsilon_{j,\,i} = 0$ 表示要素 $i$ 对要素 $i$没有直接影响。

| 要素 | $\epsilon_{\mathrm{GRIS},i}$ | $\epsilon_{\mathrm{WAIS},i}$ | $\epsilon_{\mathrm{EASB},i}$ | $\epsilon_{\mathrm{EAIS},i}$ | $\epsilon_{\mathrm{AMOC},i}$ | $\epsilon_{\mathrm{AMAZ},i}$ | $\epsilon_{\mathrm{ASI},i}$ | $\epsilon_{\mathrm{PERM},i}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| GRIS | 0 | $\left[\frac{1}{3}, \frac{2}{3}\right]$ | $\left[\frac{1}{3}, \frac{2}{3}\right]$ | 0 | [2, 10] | 0 | 0 | 0 |
| WAIS | $\left[0, \frac{1}{3}\right]$ | 0 | 0 | 0 | $\left[-\frac{20}{3}, \frac{20}{3}\right]$ | 0 | 0 | 0 |
| EASB | $\left[0, \frac{1}{3}\right]$ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| EAIS | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| AMOC | $\left[-1, -\frac{2}{3}\right]$ | [0, 1] | [0, 1] | 0 | 0 | $\left[-\frac{2}{3}, \frac{2}{3}\right]$ | $\left[-\frac{2}{3}, 0\right]$ | 0 |
| AMAZ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ASI | $\left[0, \frac{1}{3}\right]$ | 0 | 0 | 0 | $\left[0, \frac{2}{3}\right]$ | 0 | 0 | $\left[0, \frac{1}{3}\right]$ |
| PERM | 0 | 0 | 0 | 0 | [0, 1] | 0 | 0 | 0 |

**表 S5: 格陵兰冰盖（GRIS）、西南极冰盖（WAIS）和东南极冰下盆地（EASB）单独或组合发生临界转变的模型模拟比例**。不同排放情景下的比例以百分比表示。对于 GRIS、WAIS 和 EASB 各种已跨越临界点的要素组合，我们给出公元100,000年全球平均海平面上升的大致数值。

| 情景 | 无 西南极冰盖 | | GRIS | GRIS 西南极冰盖 东南极冰下盆地 | | WAIS EASB | GRIS EASB | GRIS WAIS EASB |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | ~2 m | ~7 m | ~11 米 | ~15 米 | ~21 米 | ~25 米 | ~28 米 | ~32 米 |
| 50 PgC | 99.60 | 0.20 | 0.00 | 0.00 | 0.10 | 0.10 | 0.00 | 0.00 |
| 300 PgC | 96.50 | 2.20 | 0.30 | 0.10 | 0.50 | 0.40 | 0.00 | 0.00 |
| 1200 PgC | 46.20 | 23.70 | 3.40 | 9.10 | 4.80 | 9.50 | 0.50 | 2.80 |
| 3800 PgC | 0.00 | 3.20 | 0.00 | 0.70 | 0.00 | 32.60 | 0.00 | 63.50 |
| 5000 PgC | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 12.60 | 0.00 | 87.40 |

**表 S6：SURFER 海平面上升部分的参数值。**

| 参数 | 相关量 | 值 |
|---|---|---|
| $h_{\mathrm{U}}$ | 上层深度 | 150 米 |
| $h_{\mathrm{I}}$ | 中间层深度 | 500 米 |
| $h_{\mathrm{D}}$ | 深层深度 | 3150 米 |
| $\alpha_{\mathrm{U}}$ | U层热膨胀系数 | $2.20 \times 10^{-4}\ \mathrm{K}^{-1}$ |
| $\alpha_{\mathrm{I}}$ | I层热膨胀系数 | $1.61 \times 10^{-4}\ \mathrm{K}^{-1}$ |
| $\alpha_{\mathrm{D}}$ | D层热膨胀系数 | $1.39 \times 10^{-4}\ \mathrm{K}^{-1}$ |
| $S_{\mathrm{gl\ 潜势}}$ | 山地冰川海平面上升潜势 | 0.5 米 |
| $\xi$ | 冰川参数化敏感系数 | 2 °C |
| $\tau_{\mathrm{gl}}$ | 冰川融化时间尺度 | 200 年 |
| $S^{\mathrm{pot}}_{\mathrm{GRIS}}$ | 格陵兰冰盖的海平面上升潜力 | 7 m |
| $S^{\mathrm{pot}}_{\mathrm{WAIS}}$ | 西南极冰盖的海平面上升潜力 | 4 m |
| $S^{\mathrm{pot}}_{\mathrm{EASB}}$ | 东南极冰下盆地的海平面上升潜力 | 19 m |
| $S^{\mathrm{pot}}_{\mathrm{EAIS}}$ | 东南极冰盖的海平面上升潜力 | 34 m |