

权衡碳固存和耗水量的全球生态恢复框架

韩庆功¹, 任思卿¹, 孙海茗², 郭思思², 张杰琳², 南佳岚¹, 韩文琦², 丁永霞³, 彭守璋^{2,4*}

1. 西北农林科技大学资源环境学院, 水土保持与荒漠化整治全国重点实验室, 杨凌 712100

2. 西北农林科技大学水土保持科学与工程学院, 水土保持与荒漠化整治全国重点实验室, 杨凌 712100

3. 宝鸡文理学院地理与环境学院, 陕西省灾害监测与机理模拟重点实验室, 宝鸡 721013

4. 中国科学院水利部水土保持研究所, 杨凌 712100

* 通讯作者, E-mail: szp@nwfau.edu.cn

2025-06-19收稿, 2025-09-22修回, 2025-10-16接受, 2025-11-19网络版发表

国家自然科学基金项目(U2243226、42401338、42077451)和第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2022QZKK0101)资助

摘要 生态恢复能够通过增强陆地碳固存有效降低大气CO₂浓度。然而, 迄今为止, 对于实际陆地生态系统在生态恢复过程中随时间增加的碳固存量及其对水资源消耗的影响关注较少, 同时也缺乏对未来生态恢复下碳固存与水资源消耗权衡的时空格局影响的研究。本研究采用经过校准的动态植被模型, 模拟了全球陆地生态恢复在时间序列中可恢复的碳固存及其相应的耗水量。全球评估表明: 在SSP119–SSP585情景下, 自2025年起开展全球陆地生态恢复, 到2100年可额外固碳1.6–2.5 PgC yr⁻¹, 同时相应的耗水量为4566–4812 km³ yr⁻¹。在国家尺度上, 生态恢复在不同程度上有助于实现国家自主贡献以及《巴黎协定》1.5℃的减排目标。此外, 所提出的恢复框架包括恢复区域与恢复顺序, 以及在不同气候情景下提供了以最低水资源消耗实现减排目标的国家尺度恢复路径, 并以巴西为例进行了验证。这些发现强调了在实施生态恢复时考虑碳固存与水资源消耗权衡的重要性, 尤其是在水资源匮乏的国家, 水密集型的恢复项目可能会进一步加剧水资源短缺问题。

关键词 生态恢复, 权衡, 碳固存, 耗水量, LPJ-GUESS模型

1 引言

生态恢复作为自然气候解决方案的途径(Griscom等, 2017; Fargione等, 2018), 对封存大气CO₂和减缓气候变化至关重要(Jackson等, 2005; Field和Mach, 2017; Fargione等, 2018; Bastin等, 2019)。通过生态恢复实现的碳固存的增加有助于达成减排目标(Bustamante等, 2019; He等, 2024)。然而, 生态恢复也会通过增加蒸发散发(ET)影响水循环, 从而减少水的可用性和地表径流(Jackson等, 2005; Cao等, 2016; Zhao等, 2021; Fu等, 2023), 可能导致恢复热点地区严重缺水(Hoek van Dijke等, 2022)。因此, 在规划和实施生态恢复项目时必须考虑水资源消耗的影响。

许多研究探讨了生态恢复引起的碳固存与耗水量之间

的权衡(Jackson等, 2005; Lan等, 2021; Peng等, 2024)。然而, 这些研究主要侧重于量化点位或区域尺度在恢复后一段时间内碳和水的变化规律(Feng等, 2016; Lan等, 2021; Yan等, 2024)。这些研究没有涉及持续变化的陆地生态系统和气候条件下时序的生态恢复所引起的碳固存和水资源的动态变化, 无法反映真实的恢复情况。此外, 人们很少关注生态恢复在未来时期产生的碳固存、水资源消耗及其权衡的时空格局。方法上的差距阻碍了对变化环境条件下生态恢复长期影响的全面理解, 从而限制了有效恢复策略的制定, 特别是在干旱地区(Fu等, 2023)。

模型模拟(Bastin等, 2019; Hoek van Dijke等, 2022; Walker等, 2022)、实地测量(Jackson等, 2005)和遥感方法(Zhao等, 2021)已被广泛用于评估生态恢复对碳固存和水资源的影响。然而, 现有的研究方法

中文引用格式: 韩庆功, 任思卿, 孙海茗, 郭思思, 张杰琳, 南佳岚, 韩文琦, 丁永霞, 彭守璋. 2026. 权衡碳固存和耗水量的全球生态恢复框架. 中国科学: 地球科学, 56(1): 224–234, doi: 10.1360/N072025-0308

英文引用格式: Han Q, Ren S, Sun H, Guo S, Zhang J, Nan J, Han W, Ding Y, Peng S. 2026. Global ecological restoration framework trading off carbon sequestration and water consumption. Science China Earth Sciences, 69(1): 210–220, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1729-3>

忽略了陆地生态系统的生态恢复在未来时期的时间序列的表现,难以进行前瞻性评估(Bastin等, 2019; Griscom等, 2020; Gampe等, 2021; MacBean等, 2021; Yu等, 2022)。这凸显出需要一种统一的方法,既能模拟实际陆地生态系统中碳和水的时间动态,又能模拟生态恢复引起的碳和水的变化。动态植被模型是大规模研究碳和水循环对气候变化响应的有用工具(Han等, 2022; Islam等, 2024)。其中,隆德-波茨坦-耶拿通用生态系统模拟器(LPJ-GUESS)模型是一种全球适用的动态植被模型,通过同时纳入自然环境条件和土地利用类型及转移信息数据,可在连续时间序列下模拟实际陆地生态系统的碳固存和水资源动态。此外,模型还可以通过修改土地利用输入数据(即把其他土地利用类型转换为自然植被类型)来模拟近自然恢复。因此,动态植被模型的应用为评估未来时期生态恢复所增加的碳固存和水资源消耗及二者的权衡提供了重要的方法学支持。

在此,我们利用经过校准的LPJ-GUESS模型(Smith等, 2014; Lindeskog等, 2021),基于长期连续时间序列的自然和土地利用强迫数据,模拟了2025–2100年全球陆地生态系统生态恢复所增加的碳固存以及相应耗水量。在本研究中,可恢复的碳固存(植被碳、土壤碳和凋落物碳)是指生态恢复所增加的碳固存。生态恢复下的陆地水循环主要采用蒸散发表示(Sterling等, 2013; Feng等, 2016; Fisher等, 2017; Zhao等, 2021),因此本研究中蒸散发的变化代表水资源消耗。此外,我们还评估了可恢复的碳固存对实现国家自主贡献(NDC)和《巴黎协定》1.5°C减排目标的贡献。在这些评估的基础上,我们提出了一个恢复框架,包括全球恢复区域和顺序,以及以最低耗水量实现减排目标所需的国家尺度恢复路径。本研究中的生态恢复保护了粮食生产和人类居住的关键区域。研究结果为支持未来环境变化下的全球和国家尺度的生态恢复提供了新的见解。

2 材料和方法

2.1 数据收集

2.1.1 自然强迫数据

自然强迫数据和土地利用状态及转移数据用于驱动模型模拟。本研究使用的自然强迫数据包括气候(月平均气温、降水、云量)、年大气CO₂浓度、土壤质地和氮沉降数据。由于缺乏1851–1900年的气候数据,我们通过循环1901–1910年0.5°分辨率的CRU数据(<https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/hrg/>)获得了这一时期的气候数据。使用双

线性插值法对CRU数据进行处理,生成了1851–2014年0.25°分辨率的月尺度气候数据。在第六次耦合模式比较计划(CMIP6)的未来时期数据集(Eyring等, 2016)上使用Delta空间降尺度方法生成了2015–2100年0.25°分辨率的未来气候数据。本研究采用了三种共享社会经济路径(SSP119、SSP245和SSP585),以考虑一系列潜在的未来发展轨迹。历史时期的CO₂数据来自南极冰芯(1851–1958年)(Etheridge等, 1996)和夏威夷莫纳克亚天文台(1959–2022年)(<https://gml.noaa.gov/ccgg/trends/>)。未来时期(2023–2100年)的CO₂数据来自相应的SSP情景数据(Riahi等, 2017)。土壤质地数据来自模型推荐数据,1851–2100年的氮沉降数据通过对CMIP6数据集双线性插值获得(Griffiths等, 2021)。

2.1.2 土地利用强迫数据

土地利用状态和转移数据来自0.25°空间分辨率的土地利用协调(LUH2)数据集(1851–2100年)(Hurtt等, 2020),未来数据包含SSP119、SSP245和SSP585情景。LUH2数据集是全球气候、碳、生物多样性和其他环境过程评估的关键输入,支持CMIP6和其他一些国际研究计划(Hurtt等, 2020; Yue等, 2020)。本研究将LUH2数据集中的土地利用信息汇总为6种土地利用类型(自然植被、管理林地、放牧草地、耕地、城市用地和裸地)及其转移,并将其作为LPJ-GUESS模型的输入。具体而言,自然植被的构成与Hurtt等(2020)和Lindeskog等(2021)的研究一致,包括从先前的人为干扰(木材采伐、放牧和农业废弃)中恢复的自然植被和原始自然植被。管理林地和放牧草地由LPJ-GUESS模型根据其管理模块和标准参数设置进行模拟(Lindeskog等, 2021)。耕地由C₃一年生植物、C₄一年生植物、C₃多年生植物、C₄多年生植物和C₃固氮植物组成。此外,模型还根据LUH2提供的管理数据模拟了作物灌溉和施肥(Lindeskog等, 2013; Olin等, 2015a, 2015b)。不同林分类型之间的转移可随时发生,以反映土地利用历史或未来土地利用情景(Hurtt等, 2020)。当潜在的新林分类型面积扩大时,新的林分就会建立起来,同时保留以前土地覆盖的土壤历史条件,使植被从裸地开始演替(Lindeskog等, 2021)。网格单元中土地利用类型的镶嵌表示为分数覆盖率(Hurtt等, 2020)。通过这种方法,LPJ-GUESS模型可模拟碳库(包括植被、凋落物、土壤碳)和蒸散发,准确反映每个网格单元内陆地生态系统的实际状况。

2.1.3 验证数据

用于模型校准和评估的碳储量和蒸散发数据来自已

经发布的数据集。具体来说,碳储量数据来自全球陆地碳库数据,分辨率为 1° (Bloom等, 2016); ET数据来自FLUXNET2015(Pastorello等, 2020)和ChinaFLUX数据集(Zheng等, 2018)中的226个点位,以及MODIS产品的ET数据(MOD16A2 Version 6, <https://modis.gsfc.nasa.gov/>)。

2.1.4 减排数据

一切照旧情景(BAU)、NDC和《巴黎协定》的 1.5°C 目标的排放数据是评估生态恢复对减排贡献的基础(Vashold和Crespo Cuaresma, 2024)。这些数据来源于一个统一的建模框架,该框架允许对排放数据进行比较,并纳入了各国至2050年的温室气体排放决定因素,同时保证了数据质量。考虑到排放数据(1980–2050年)和生态恢复(2025–2100年)的时间跨度,我们通过计算国家尺度的减排量和可恢复的碳固存,评估了158个国家2025–2050年的生态恢复对减排目标的贡献。

2.2 模拟协议

为了估算可恢复的碳固存和对应的水资源消耗,我们比较了有生态恢复和无生态恢复情景下实际陆地生态系统的模拟结果。其中,可恢复的碳固存是指两种模拟情景下总碳库(植被、凋落物和土壤碳库)的差异,而耗水量则是指两种模拟情景之间ET的差异。

LPJ-GUESS模型(Smith等, 2014)由 0.25° 分辨率网格上1851–2100年重组的土地利用状态及其转移、气候(月平均温度、降水和云量)、土壤质地、 CO_2 浓度和氮沉降数据驱动。模型首先经过1500年的spin-up阶段,使植被和土壤中的碳库和氮库达到动态平衡状态。然后将这种平衡状态作为每个网格单元的初始条件,并与1851–2100年的驱动数据相结合,连续模拟1851–2100年期间每个网格单元内的年碳库和年蒸散发作为未恢复的陆地生态系统状态。

此外,还利用LPJ-GUESS模型对生态恢复后的陆地生态系统进行了模拟。与未进行生态恢复的模拟相比,只修改了土地利用类型及其转移信息,以此确保两种模拟情景的可比性。生态恢复情景设定为从现在到21世纪末(2025–2100年),旨在指导未来的生态恢复工作。在本研究中,生态恢复定义为其他土地利用类型向自然植被的转移。因此,我们对土地利用类型的状态和转移进行了重新分配,将2025–2100年的管理林地和放牧草地的面积比例设为零,每年管理林地和放牧草地转移到非自然植被类型的面积比例分配给向自然植被类型转移的面积比例。在恢复情景中,对粮食生产(耕地)和人类居住区

(城市用地)至关重要的区域受到保护,即耕地和城市用地不转为自然植被。因此,每个网格单元最多包含四种土地利用类型(自然植被、耕地、城市用地和裸地),它们的面积比例总和为100%。

在模拟之前,本研究对LPJ-GUESS模型进行了参数校准(Peng等, 2024)(网络版补充材料中的补充结果)。同时,我们分别在站点尺度上评估了模拟的陆地生态系统的年蒸散发值,在国家尺度上评估了碳固存和蒸散发。模型评价结果如网络版附图S1所示。

2.3 可恢复的碳固存和耗水量的计算

为了表示实际陆地生态系统可恢复的碳固存(ΔCarbon)和耗水量(ΔET),我们比较了2025–2100年有恢复和没有恢复的生态系统的碳固存和蒸散发,如下所示:

$$\Delta\text{Carbon} = \text{Carbon}_{\text{ER}} - \text{Carbon}_{\text{terr}} \quad (1)$$

$$\Delta\text{ET} = \text{ET}_{\text{ER}} - \text{ET}_{\text{terr}} \quad (2)$$

其中 $\text{Carbon}_{\text{ER}}$ 和 ET_{ER} 分别为有生态恢复的实际陆地生态系统的碳固存和蒸散发, $\text{Carbon}_{\text{terr}}$ 和 ET_{terr} 为相同时期无生态恢复的陆地生态系统的碳固存和蒸散发。 $\Delta\text{ET} > 0$ 代表水资源消耗, $\Delta\text{ET} < 0$ 代表水资源增加。此外,我们还开发了一个误差模型(补充材料中的补充方法)用于估算 ΔCarbon 和 ΔET 的误差区间(附图S2)和不确定性(附图S3),以进一步提高研究的可靠性。

将BAU情景作为基准(Kuramochi等, 2021)计算实现NDC和《巴黎协定》 1.5°C 目标所需的减排量(Vashold和Crespo Cuaresma, 2024)。在此基础上,评估了158个国家生态恢复后实际陆地生态系统增加的碳固存(ΔCarbon)对2025–2050年减排目标的贡献。

2.4 ΔCarbon 和 ΔET 的趋势

为了检测 ΔCarbon 和 ΔET 的变化趋势,对每个网格的年 ΔCarbon 和年 ΔET 与时间的关系进行了线性回归,如下所示:

$$y = a + b \times \text{year} \quad (3)$$

其中 b 是 ΔCarbon 或 ΔET 随时间变化的年趋势,趋势在95%的置信水平上被认为是可靠的。

2.5 权衡碳固存和耗水量的恢复框架

恢复框架包括恢复区域和顺序,以及以最低耗水量实现减排目标的国家尺度恢复路径(图1)。具体来说,增水型恢复区(WIR)代表 $\Delta\text{Carbon} > 0$ 和 $\Delta\text{ET} < 0$ 的区域,耗水型恢复区(WCR)代表 $\Delta\text{Carbon} > 0$ 和 $\Delta\text{ET} > 0$ 的区域, $\Delta\text{Carbon} < 0$ 的区域被指定为不可恢复区域(NR)。

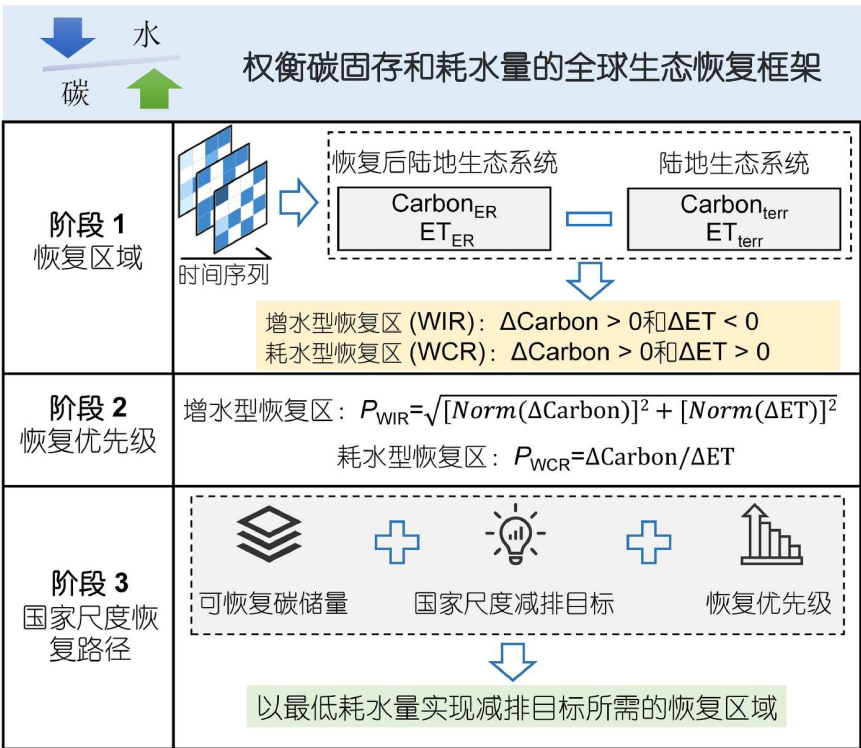


图1 全球生态恢复框架架构

在WIR区域内，我们使用极坐标表示优先级，如下所示：

$$P_{WIR} = \sqrt{[Norm(\Delta Carbon)]^2 + [Norm(\Delta ET)]^2} \quad (4)$$

其中 $Norm$ 指的是归一化过程。 P_{WIR} 值越高，表明WIR区域内可恢复的碳固存和水资源增加量越大，从而意味着恢复的优先级越高。

在WCR区域内，用 $\Delta Carbon$ 和 ΔET 的比值划分优先等级，具体如下：

$$P_{WCR} = \Delta Carbon / \Delta ET \quad (5)$$

其中 P_{WCR} 值越高，表明WCR区域的耗水量越少，恢复的优先级越高。

为了更好地指导生态恢复，我们通过对 P_{WCR} 值的排序，将WCR区域进一步划分为高恢复性(HR)、中恢复性(MR)和低恢复性(LR)区域。具体而言，根据同一时期3个SSP情景累计频率分别为33.33%($P_{33.33}$)和66.67%($P_{66.67}$)的 P_{WCR} 值，WCR区域被划分为HR($P_{66.67}-1$)、MR($P_{33.33}-P_{66.67}$)和LR($0-P_{33.33}$)区域，3个SSP情景之间具有可比性。每个国家的生态恢复优先在WIR区域实施，因为这些区域的生态恢复可对当地碳储量和水资源产生积极影响。其次在WCR区域(即碳固存增加而水资源减少的区域)开展恢复工作。

对于减排贡献未超过100%的国家，生态恢复在所有

WIR和WCR区域实施。对于减排贡献 $\geq 100\%$ 的国家，恢复是根据 P_{WIR} 和 P_{WCR} 的大小进行降序排列确定优先级，并非所有区域都需要恢复。具体而言，在WIR和WCR区域内，分别对 P_{WIR} 和 P_{WCR} 进行降序排列，并逐渐累加网格单元对应的可恢复碳储量($\Delta Carbon$)。若仅通过恢复WIR区域即可实现所需减排量，恢复工作将仅限于该区域。若在WIR区域内恢复无法达到减排目标，则恢复范围将扩展至WCR区域，遵循 P_{WCR} 从高到低的优先顺序，直至累计可恢复碳储量达到减排目标。在这种情况下，整个WIR区域与部分WCR区域共同构成指定的恢复区域。

3 结果

3.1 生态恢复后可恢复的碳固存和耗水量

图2显示了生态恢复导致的碳固存($\Delta Carbon$)和耗水量(ΔET)在年尺度上的变化。随着时间的推移， $\Delta Carbon$ 呈上升趋势，然后波动下降并趋近于零，在未来情景下平均值范围为1.6–2.5 PgC yr⁻¹(图2A)。 ΔET 最初呈上升趋势，随后下降，平均值范围为4566–4812 km³ yr⁻¹(图2B)。累计的 $\Delta Carbon$ 和 ΔET 逐渐增加(图2C和2D)。

全球评估揭示了可恢复碳固存与水资源消耗的空间模式之间的权衡(图3)。碳固存增加的地区主要位于北美

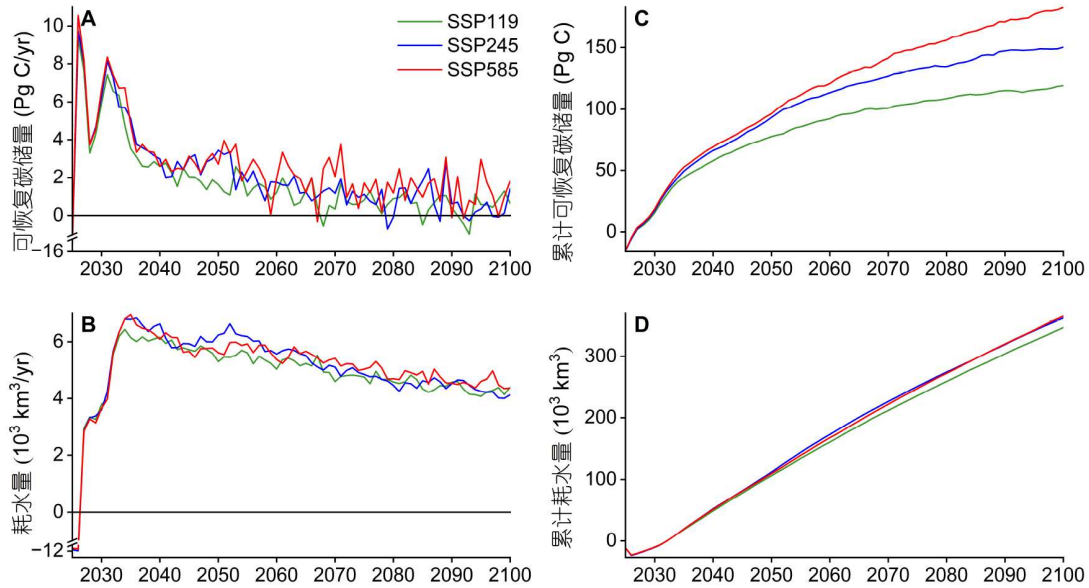


图2 2025–2100年 ΔCarbon 和 ΔET 的 annual 变化和累计变化。(A, B)为可恢复碳储量和耗水量的 annual 变化；(C, D)为可恢复碳储量和耗水量的累计变化，是每年 ΔCarbon 和 ΔET 相加的结果

洲中部、南美洲北部和东南部、非洲中部和亚洲中部，而碳固存减少的地区主要位于撒哈拉沙漠(图3A–3C)。水资源增加的地区($\Delta\text{ET}<0$)主要分布在亚马逊雨林、南美洲南部和印度，而水资源减少较多($\Delta\text{ET}>0$)的地区主要分布在北美洲西部、南美洲东南部、非洲南部、亚洲中部和澳大利亚(图3G–3I)。

与北半球相比，南半球表现出更高的可恢复碳固存水平(图3D–3F)，耗水量更大(图3J–3L)。碳固存的增加主要归因于植被(~73.7%)，其次是土壤(~24.6%)和凋落物(~1.7%)。在不同的生物气候带中，热带地区的可恢复碳固存和耗水量最高，其次是温带地区(附图S4，附表S1)。在国家尺度，对全球可恢复碳固存贡献最大的25个国家占全球总量的约79%(96–151 PgC)。其中，中国(13–22 PgC)、巴西(13–15 PgC)和美国(12–15 PgC)位居前三位。这些国家的相应耗水量分别为292–317、392–401和380–384 $\text{km}^3 \text{ yr}^{-1}$ (附图S5)。

通过计算 ΔCarbon 和 ΔET 随时间变化的趋势，评估了它们的年际变化率(图4)。在2025–2100年期间， ΔCarbon 的平均变化率为 -0.0008 – $-0.0007 \text{ kgC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ，相应的 ΔET 的平均变化率为 0.14 – 0.24 mm yr^{-1} 。这些发现表明，随着生态恢复的进行，可恢复碳固存呈下降趋势，耗水量呈上升趋势。 ΔCarbon 增加趋势最显著的地区主要在青藏高原地区、蒙古国和俄罗斯的边界以及瑞典，而 ΔCarbon 显著减少的地区主要在美国东部、刚果民主共和国、中国东南部和东北部以及俄罗斯南部(图4A–4C)。 ΔET 显著增加的地区有美国、加拿大、巴西亚马逊

雨林、南美洲南部、欧洲、俄罗斯和中国东南部，而显著减少的地区在墨西哥、南美洲东部、非洲乍得盆地、印度和中国东北部(图4D–4F)。

3.2 生态恢复对减排的贡献

针对 1.5°C 目标下减排需求最高的前25个国家，评估了其生态恢复对实现NDC和《巴黎协定》 1.5°C 减排目标的贡献(图5)。就生态恢复对NDC减排的贡献而言(图5A)，巴西、美国、墨西哥、刚果民主共和国、南非和澳大利亚在2025–2050年可恢复碳固存可实现这些国家在相应时期的减排目标。其次是加拿大(81%–97%)、德国(36%–65%)和中国(46%–57%)。

就生态恢复对《巴黎协定》 1.5°C 减排目标的贡献而言(图5B)，只有巴西和澳大利亚可在2025–2050年期间通过生态恢复增加的碳固存实现这个目标，这两个国家仍可分别抵消2051–2100年期间8–26和7–22 Gt CO_2e 的排放量(附表S2)。在纳入研究的158个国家(附表S2)中，剔除数据缺失的国家，约48%的国家无法仅通过生态恢复实现其NDC减排目标，而约73%的国家无法通过生态恢复实现各自的《巴黎协定》 1.5°C 的减排目标。

3.3 权衡碳固存和耗水量的恢复区域

在未来的气候情景中，WIR区域的面积比例在10.2%–11.2%，WCR区域的面积比例在62.9%–75.0%(图6，附表S3)。从空间上看，WIR区域位于加拿大西部和东南部的山区、亚马逊雨林、乍得盆地、中欧、俄罗斯

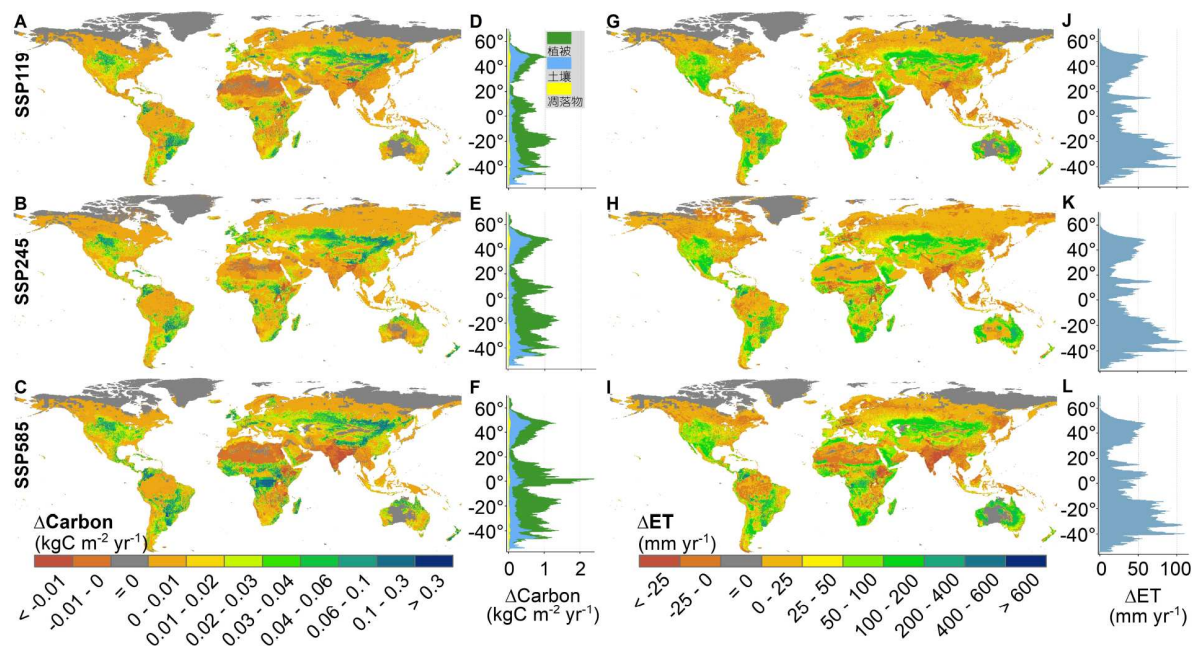


图3 2025–2100年平均 ΔCarbon 和 ΔET 的空间和纬度分布。(A–C)分别为SSP119、SSP245和SSP585情景下的平均 ΔCarbon ；(D–F)为纬度的相应统计量；(G–I)分别为SSP119、SSP245和SSP585情景下的平均 ΔET ；(J–L)为纬度的相应统计量

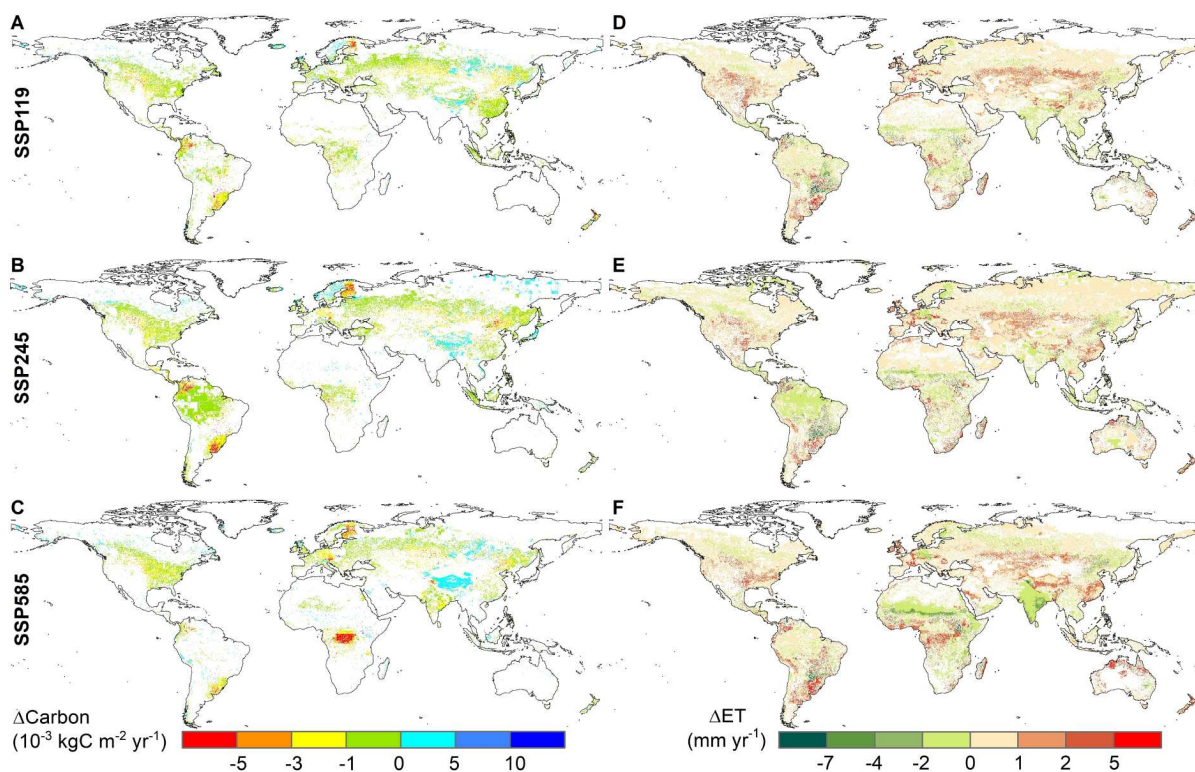


图4 2025–2100年 ΔCarbon 和 ΔET 年平均趋势的空间格局。(A–C) ΔCarbon 的年度趋势；(D–F) ΔET 的年度趋势。趋势在95%的置信水平下是显著的

西北部 and 东南部、中国东北部和东南部以及东南亚。在WCR区域内，高恢复性区域集中在加拿大南部和东部、青藏高原以及俄罗斯西部、南部和东南部。中恢复性区

域主要分布在美国西北部、中国西北部和蒙古国。低恢复性区域主要分布在西亚、澳大利亚、非洲北部和南部、南美洲南部和墨西哥。

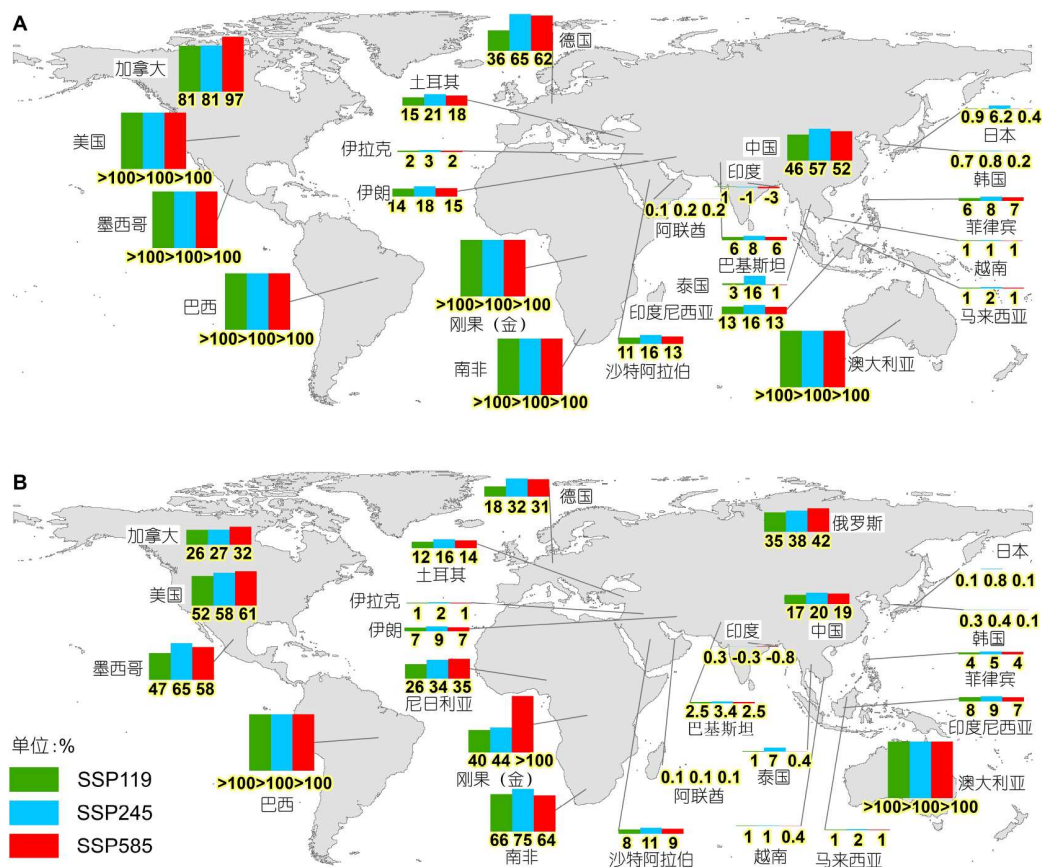


图5 减排量排名前25位的国家的碳恢复对国家自主贡献和《巴黎协定》1.5℃目标的贡献。(A)和(B)分别为生态恢复后增加的碳固存对实现NDC和《巴黎协定》1.5℃目标所需的减排量的贡献。(A)不包括俄罗斯和尼日利亚,因为它们未来的减排轨迹可以实现NDC目标

虽然我们的空间显式方法没有提供具体的恢复措施,但我们提出的生态恢复框架可以确定以最低耗水量实现减排目标所需的恢复区域(图1, 图7, 附图S6)。该框架可应用于国家生态恢复,对于减排贡献<100%的国家,应根据划定的区域实施该框架(图6)。对于贡献≥100%的国家,我们以巴西为例进行研究(图7, 附图S6)。巴西不需要恢复所有WIR和WCR区域来实现其减排目标(图7)。为实现NDC目标,需要在整个WIR区域和部分HR区域开展恢复工作,占恢复区域的20.0%–39.6%,主要位于巴西西北部(图7A–7C)。为实现《巴黎协定》的1.5℃目标,恢复区域扩大到整个WIR、HR和MR区域以及部分LR区域,占总恢复区域的78.9%–98.6%(图7D–7F)。

4 讨论

4.1 恢复后碳固存和耗水量的变化

在最近的一项分析中，Peng等(2024)以潜在自然植被为恢复参考，报道了未来时期(2071–2100年)在

SSP119、SSP245和SSP585情景下，全球陆地碳固存潜力分别为339、370和387 PgC，耗水量分别为4592、4334和4455 km³ yr⁻¹。我们计算了本研究同期的碳恢复量和水资源消耗量，结果表明，从2025年恢复的全球陆地生态系统在未来时期（2071–2100年）三种气候情景下可恢复的碳固存量分别为18、23和41 PgC，耗水量分别为2636、2634和2774 km³ yr⁻¹（图2）。本研究的统计结果与Peng等（2024）的研究结果存在显著差异，并且超出了他们报道的范围。这主要是因为我们估算的是全球生态系统中实际可恢复的碳储量，而潜在自然植被的碳储量只是一个理论上限。虽然我们的估算相对保守，但更有利于实际的生态恢复工作。

我们的研究结果表明,生态恢复在增加全球陆地碳固存的同时消耗了水资源(图2, 图3)。在生态恢复初期,由于放牧草地和管理林地被移除(其面积比例设为零),植被覆盖率下降。因此,未进行生态恢复的陆地生态系统中的植被和土壤的碳以及蒸散发最初较高(Chuai等, 2022; Kodero等, 2024; Liu等, 2024),导致2025年的 ΔCarbon 和 ΔET 为负值(图2A和2B)。在本研究的生态恢

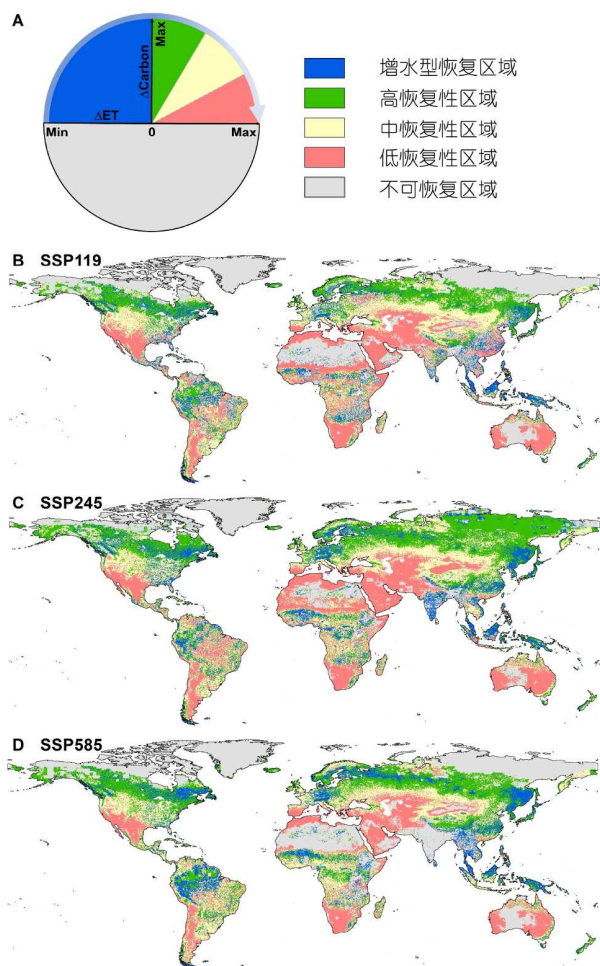


图6 恢复区域的分类和全球空间格局。(A)中的划分仅代表类别,并不表示面积比例。恢复框架包括五个类别:WIR,增水型恢复区(蓝色);3个WCR,耗水型恢复区,按恢复性分为高恢复性区域(HR,绿色)、中恢复性区域(MR,黄色)和低恢复性区域(LR,粉色);NR,不可恢复区域(灰色)

复情景中,所有土地利用的转移都指向自然植被类型,从而导致自然植被面积的总体增加。此外,即使在没有生态恢复的生态系统中,预计未来自然植被的比例也将增加约11%–23%,呈现出持续上升的趋势(Hurt等, 2006, 2011, 2020)。此外,为了更好地反映植树造林情景下的植被变化,并提高树木覆盖动态的表示性,模型中增加了树木覆盖输入数据(Hurt等, 2020)。与管理林地和放牧草地相比,自然植被类型表现出更高的碳储量(Mo等, 2023), ΔCarbon 变为正值, ΔET 逐渐上升(Shi等, 2022; Yang等, 2023)。2028年的波动相对较大(图2),这归因于温度和降水的变化,但在长期时间序列中仍处于合理变化范围内。随后, ΔCarbon 波动下降趋向于零, ΔET 逐渐下降,这是因为恢复后的陆地生态系统越来越接近实际生态系统的组成,逐渐接近自然平衡状

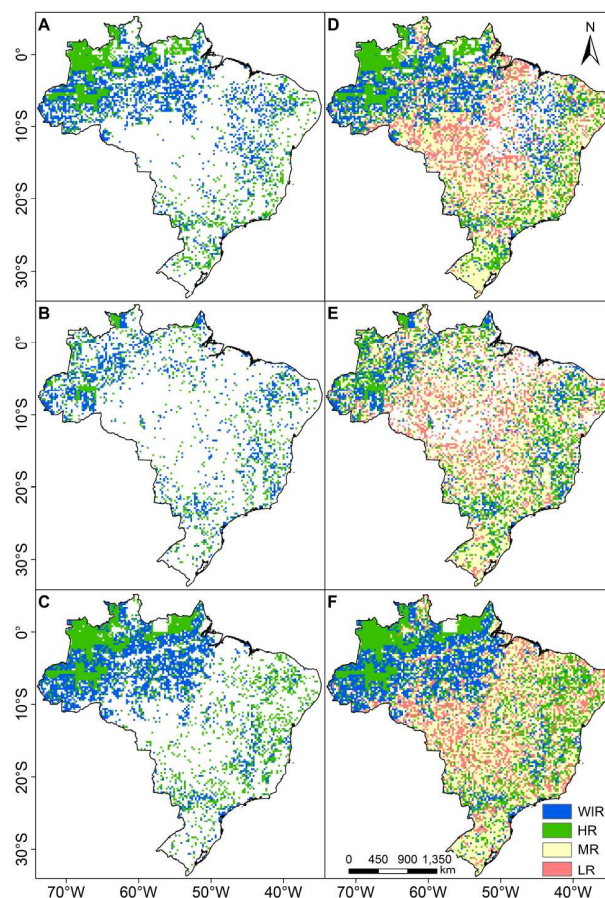


图7 实现减排目标所需的恢复区域的空间分布。(A–C)分别为在SSP119、SSP245和SSP585情景下实现NDC目标所需的区域;(D–F)分别为在SSP119、SSP245和SSP585情景下实现《巴黎协定》1.5°C目标所需的区域

态(图2C和2D)。

不同土地利用类型的关键生态系统功能参数存在显著差异(Liu等, 2023; Xu等, 2023; Yuan等, 2025),土地利用转移极大地影响了生态恢复下陆地生态系统的碳储量和蒸散发(图3)。例如,在北美洲中部、南美洲北部和中南部、非洲东南部以及中亚等以放牧草地为主的地区(Hurt等, 2020),这些地区的土地在生态恢复后大部分转变为自然植被类型。与未恢复的生态系统相比,恢复后的生态系统往往存储更多的碳,并表现出更高的蒸散发(Xu等, 2023)。撒哈拉沙漠主要被自然植被覆盖(Hurt等, 2020)。然而,随着时间的推移,自然植被的比例逐渐下降,导致该地区的碳储量减少。在印度恢复后的生态系统中,耕地的比例随着时间的推移持续增加,而自然植被类型的比例则略有下降。因此,印度可恢复的碳储量减少,蒸散发降低(图3)。

除土地利用变化的影响外,预计未来气候变化将增加叶面积指数,这将进一步增加碳储量(Alkama等,

2022)并增加蒸散发(Zeng等, 2018; Yang等, 2023)。由此产生的碳和水的变化也反映在南北半球更广泛、更一致的空间模式中。在南半球,特别是在南美洲东部、非洲南部和澳大利亚,土地利用转换更为明显,广泛转向与更高碳储量和更大蒸散发相关的自然植被类型(Hurt等, 2011, 2020),这些地区主要对应热带地区(附图S4)。

与实际陆地生态系统相比,2100年生态恢复后的全球陆地生态系统的自然植被类型增加了17%–21%。然而,恢复后生态系统的自然植被类型随着时间的推移呈下降趋势,与2025年相比,2100年减少了1.0%–2.2%。相比之下,同期耕地面积增加了0.6%–2.0%。在印度,与实际的陆地生态系统相比,2100年生态恢复下的自然植被类型增加了10%–31%。作为一个农业大国,印度的耕地比例较高(52%–64%),印度的耕地面积在生态恢复后持续增加,2100年相对于2025年增加2%–7%。由于与自然植被相比,耕地通常表现出较低的碳固存能力和较低的蒸散发,因此这种转变导致碳固存下降,并且蒸散发相对于未恢复情景呈负变化。

4.2 恢复框架的应用

国家减排目标与通过生态恢复可实现的碳固存之间存在巨大差距(图5,附图S5,附表S2),需要通过技术性碳捕获(Hepburn等, 2019; Langie等, 2022)或其他自然气候解决方案途径(Griscom等, 2017; Buma等, 2024)来弥补。因此,我们建议各国尽早采取生态恢复措施,正如我们的时间序列结果所示(图2C)。

拟议的恢复框架提供了一个国家尺度恢复路径(图1,图6)。这种方法提高了生态恢复的成本效益,在巴西的应用就证明了这一点。需要注意的是,当我们统计国家尺度的模拟结果(ΔCarbon)时,会出现 $\Delta\text{Carbon} < 0$ 的情况(图6,附表S2),这些国家也在我们的统计范围内。但是,这并不意味着这些国家不能进行生态恢复,仍然可以根据我们的框架(图6)及 P_{WIR} 和 P_{WCR} 值(附图S6)进行指导。

我们的研究表明,在不同的SSP情景下,碳固存和耗水量结果存在明显差异(图3–6),这对于设计有效的生态恢复策略具有重要的现实意义。在更乐观的低排放情景下(如SSP119),我们的结果表明,虽然近自然恢复可为减排目标做出贡献(图5),但仅通过恢复增加碳固存实现减排目标变得越来越具有挑战性(图5,附图S6),可能增加对技术碳捕获的依赖。在较高排放路径下(如SSP585),虽然生态恢复会增加碳固存,增强减缓气候变化的能力,但也会消耗更多水资源(图3)。在这些情况

下,恢复策略必须优先考虑最大限度地提高水利用效率(利用 $P_{\text{WIR}}/P_{\text{WCR}}$),并可能需要工程碳清除技术做出更大比例的贡献才能达到减排目标(Hepburn等, 2019; Langie等, 2022)。此外,不同SSPs下适宜恢复区域的不同空间模式(图6)意味着国家和地区的恢复优先级可能需要随着时间的推移进行动态调整,以应对不断变化的气候轨迹。因此,我们的框架不仅提供了一种静态路径,而且提供了一种取决于情景的工具,可为未来气候不确定性下的适应性恢复规划提供信息。

我们避免为个别国家提供有关生态恢复的具体措施和政策建议。例如,巴西北部的恢复区域与土著领地有很大的重叠(图7),因此与土著群落合作对于实现这些目标至关重要。然而,这需要对国家层面的管理决策有更多了解,但这需要进行超出本研究范围的分析。尽管如此,我们认为我们的研究表明,所提出的框架对陆地生态系统的生态恢复具有价值,决策者在制定恢复计划时需要考虑水资源对生态系统的影响。

4.3 限制和不确定性

这项研究为国家尺度恢复路径提供了新的见解,但也有其局限性。尽管基于过程的模型可以表征陆地生态系统状态的动态变化,但模型模拟可能无法捕捉实际生态系统的全部复杂性。因此,我们避免使用默认参数进行模拟,而是使用观测数据校准模型的全球参数,以提高模型的可信度。

我们认识到植被-气候反馈不仅影响降水,还影响温度、湿度和其他气候变量。最近的观测建模证据表明,这些额外的反馈虽然可以检测到,但幅度相对较小,并且在实际的大规模恢复条件下,它在不同时间和空间尺度上的表现没有统一的最终定论(Liu等, 2006; Boysen等, 2020)。例如,在黄土高原等生态恢复热点地区,反馈引起的降水增加量仅为 2.3 mm yr^{-1} ,占年降水量的比例不到1%(张宝庆等, 2021)。在全球范围内,过去三十年的全球绿化使陆地表面气温降低了 $0.09^\circ\text{C} \pm 0.02^\circ\text{C}$,这主要是通过增强蒸散发和改变大气能量平衡实现的,而不是通过降水的显著变化实现的(Zeng等, 2017)。然而,这些温度和湿度影响的幅度、显著性甚至迹象都因地区而异,并且可能被大规模大气环流所掩盖,尤其是在东亚和北美洲东部(Jeong等, 2011; Yuan等, 2017; Zeng等, 2017)。

本研究使用的LPJ-GUESS模型不包括植被-气候的动态耦合,纳入此类机制将需要整合一个完全耦合的地球系统模型,这将引入大量不确定性。鉴于跨区域观测到的反馈的有限性和异质性,以及它们的巨大不确定性,

我们认为在当前的分析中省略植被-气候反馈是可以接受的。我们承认，在评估恢复情景的未来兼容性时的一个不确定性来源于极端气候(例如干旱、热浪和风暴)的频率和强度不断增加，而我们的模型框架中没有明确表示这些极端气候。虽然我们没有捕获极端事件的非线性和阈值驱动的影响，但基于模拟结果，我们进一步构建了 ΔCarbon 和 ΔET 的误差模型，以量化不确定性(附图S3)并提供概率结果范围(附图S5)，确保结果保持包容性。未来的恢复规划应将基于过程的模型与侧重于极端事件的影响评估或概率模型相结合。我们的重点仍然是开发和应用权衡碳固存和耗水量的全球生态恢复框架，该框架旨在揭示近自然恢复情景下碳和水的时空模式，而无需明确模拟气候反馈循环。

5 结论

在这项研究中，我们强调了生态恢复需要考虑碳固存与水资源消耗之间的权衡，并证明了我们的恢复框架的实用性，尤其是在缺水地区或高耗水的恢复项目中。研究结果表明，从2025年到2100年，全球生态恢复可增加碳固存 $1.6\text{--}2.5 \text{ PgC yr}^{-1}$ ，同时消耗水资源 $4566\text{--}4812 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ 。虽然一些国家可以仅通过生态恢复实现减排，但大多数国家需要通过技术手段和其他自然气候解决途径来弥补减排差距。我们提出的恢复框架提供了一种新途径，生态恢复可以以最低耗水量实现减排目标，我们在巴西的案例研究就证明了这一点。

补充材料 补充材料为作者提供的原始数据，作者对其学术质量和内容负责，详见网络版(<http://earthn.scichina.com>)。

参考文献

- 张宝庆, 田磊, 赵西宁, 等. 2021. 植被恢复对黄土高原局地降水的反馈效应研究. *中国科学: 地球科学*, 51: 1080–1091
- Alkama R, Forzieri G, Duveiller G, et al. 2022. Vegetation-based climate mitigation in a warmer and greener World. *Nat Commun*, 13: 606
- Bastin J F, Finegold Y, Garcia C, et al. 2019. The global tree restoration potential. *Science*, 365: 76–79
- Bloom A A, Exbrayat J F, van der Velde I R, et al. 2016. The decadal state of the terrestrial carbon cycle: Global retrievals of terrestrial carbon allocation, pools, and residence times. *Proc Natl Acad Sci USA*, 113: 1285–1290
- Boysen L R, Brovkin V, Pongratz J, et al. 2020. Global climate response to idealized deforestation in CMIP6 models. *Biogeosciences*, 17: 5615–5638
- Buma B, Gordon D R, Kleisner K M, et al. 2024. Expert review of the science underlying nature-based climate solutions. *Nat Clim Chang*, 14: 402–406
- Bustamante M M C, Silva J S, Scariot A, et al. 2019. Ecological restoration as a strategy for mitigating and adapting to climate change: Lessons and challenges from Brazil. *Mitig Adapt Strateg Glob Change*, 24: 1249–1270
- Cao S X, Zhang J Z, Chen L, et al. 2016. Ecosystem water imbalances created during ecological restoration by afforestation in China, and lessons for other developing countries. *J Environ Manage*, 183: 843–849
- Chuai X W, Xia M Y, Xiang A, et al. 2022. Vegetation coverage and carbon sequestration changes in China's forest projects area. *Glob Ecol Conservat*, 38: e02257
- Etheridge D M, Steele L P, Langenfelds R L, et al. 1996. Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO_2 over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. *J Geophys Res*, 101: 4115–4128
- Eyring V, Bony S, Meehl G A, et al. 2016. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geosci Model Dev*, 9: 1937–1958
- Fargione J E, Bassett S, Boucher T, et al. 2018. Natural climate solutions for the United States. *Sci Adv*, 4: eaat1869
- Feng X M, Fu B J, Piao S L, et al. 2016. Revegetation in China's Loess Plateau is approaching sustainable water resource limits. *Nat Clim Change*, 6: 1019–1022
- Field C B, Mach K J. 2017. Rightsizing carbon dioxide removal. *Science*, 356: 706–707
- Fisher J B, Melton F, Middleton E, et al. 2017. The future of evapotranspiration: Global requirements for ecosystem functioning, carbon and climate feedbacks, agricultural management, and water resources. *Water Resour Res*, 53: 2618–2626
- Fu B J, Liu Y X, Meadows M E. 2023. Ecological restoration for sustainable development in China. *Natl Sci Rev*, 10: nwad033
- Gampe D, Zscheischler J, Reichstein M, et al. 2021. Increasing impact of warm droughts on northern ecosystem productivity over recent decades. *Nat Clim Chang*, 11: 772–779
- Griffiths P T, Murray L T, Zeng G, et al. 2021. Tropospheric ozone in CMIP6 simulations. *Atmos Chem Phys*, 21: 4187–4218
- Griscom B W, Adams J, Ellis P W, et al. 2017. Natural climate solutions. *Proc Natl Acad Sci USA*, 114: 11645–11650
- Griscom B W, Busch J, Cook-Patton S C, et al. 2020. National mitigation potential from natural climate solutions in the tropics. *Phil Trans R Soc B*, 375: 20190126
- Han Q G, Zhang J S, Shi X J, et al. 2022. Ecological function-oriented vegetation protection and restoration strategies in China's Loess Plateau. *J Environ Manage*, 323: 116290
- He T H, Ding W X, Cheng X L, et al. 2024. Meta-analysis shows the impacts of ecological restoration on greenhouse gas emissions. *Nat Commun*, 15: 2668
- Hepburn C, Adlen E, Beddington J, et al. 2019. The technological and economic prospects for CO_2 utilization and removal. *Nature*, 575: 87–97
- Hoek van Dijke A J, Herold M, Mallick K, et al. 2022. Shifts in regional water availability due to global tree restoration. *Nat Geosci*, 15: 363–368
- Hurt G C, Frolking S, Fearon M G, et al. 2006. The underpinnings of land-use history: Three centuries of global gridded land-use transitions, wood-harvest activity, and resulting secondary lands. *Glob Change Biol*, 12: 1208–1229
- Hurt G C, Chini L P, Frolking S, et al. 2011. Harmonization of land-use scenarios for the period 1500–2100: 600 years of global gridded annual land-use transitions, wood harvest, and resulting secondary lands. *Clim Change*, 109: 117–161
- Hurt G C, Chini L, Sahajpal R, et al. 2020. Harmonization of global land use change and management for the period 850–2100 (LUH2) for CMIP6. *Geosci Model Dev*, 13: 5425–5464
- Islam M R, Jönsson A M, Bergkvist J, et al. 2024. Projected effects of climate change and forest management on carbon fluxes and biomass of a boreal forest. *Agric For Meteorol*, 349: 109959
- Jackson R B, Jobbágy E G, Avissar R, et al. 2005. Trading water for carbon with biological carbon sequestration. *Science*, 310: 1944–1947

- Jeong S J, Ho C H, Park T W, et al. 2011. Impact of vegetation feedback on the temperature and its diurnal range over the Northern Hemisphere during summer in a $2\times\text{CO}_2$ climate. *Clim Dyn*, 37: 821–833
- Kodero J M, Felzer B S, Shi Y N. 2024. Future transition from forests to shrublands and grasslands in the western United States is expected to reduce carbon storage. *Commun Earth Environ*, 5: 78
- Kuramochi T, Nascimento L, Moisisio M, et al. 2021. Greenhouse gas emission scenarios in nine key non-G20 countries: An assessment of progress toward 2030 climate targets. *Environ Sci Policy*, 123: 67–81
- Lan X, Liu Z Y, Chen X H, et al. 2021. Trade-off between carbon sequestration and water loss for vegetation greening in China. *Agric Ecosyst Environ*, 319: 107522
- Langie K M G, Tak K, Kim C, et al. 2022. Toward economical application of carbon capture and utilization technology with near-zero carbon emission. *Nat Commun*, 13: 7482
- Lindeskog M, Arneth A, Bondeau A, et al. 2013. Implications of accounting for land use in simulations of ecosystem carbon cycling in Africa. *Earth Syst Dynam*, 4: 385–407
- Lindeskog M, Smith B, Lagergren F, et al. 2021. Accounting for forest management in the estimation of forest carbon balance using the dynamic vegetation model LPJ-GUESS (v4.0, r9710): Implementation and evaluation of simulations for Europe. *Geosci Model Dev*, 14: 6071–6112
- Liu J Y, Yan Q Q, Zhang M H. 2023. Ecosystem carbon storage considering combined environmental and land-use changes in the future and pathways to carbon neutrality in developed regions. *Sci Total Environ*, 903: 166204
- Liu P P, Zeng H J, Qi L Y, et al. 2024. Vegetation redistribution is predicted to intensify soil organic carbon loss under future climate changes on the Tibetan Plateau. *Sci Total Environ*, 932: 173034
- Liu Z Y, Notaro M, Kutzbach J, et al. 2006. Assessing global vegetation-climate feedbacks from observations. *J Clim*, 19: 787–814
- MacBean N, Scott R L, Biederman J A, et al. 2021. Dynamic global vegetation models underestimate net CO_2 flux mean and inter-annual variability in dryland ecosystems. *Environ Res Lett*, 16: 094023
- Mo L D, Zohner C M, Reich P B, et al. 2023. Integrated global assessment of the natural forest carbon potential. *Nature*, 624: 92–101
- Olin S, Lindeskog M, Pugh T A M, et al. 2015a. Soil carbon management in large-scale Earth system modelling: Implications for crop yields and nitrogen leaching. *Earth Syst Dynam*, 6: 745–768
- Olin S, Schurgers G, Lindeskog M, et al. 2015b. Modelling the response of yields and tissue C:N to changes in atmospheric CO_2 and N management in the main wheat regions of western Europe. *Biogeosciences*, 12: 2489–2515
- Pastorello G, Trotta C, Canfora E, et al. 2020. The FLUXNET2015 dataset and the ONEFlux processing pipeline for eddy covariance data. *Sci Data*, 7: 225
- Peng S C, Terrer C, Smith B, et al. 2024. Carbon restoration potential on global land under water resource constraints. *Nat Water*, 2: 1071–1081
- Riahi K, van Vuuren D P, Kriegler E, et al. 2017. The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview. *Glob Environ Change*, 42: 153–168
- Shi S Y, Wang P, Yu J J. 2022. Vegetation greening and climate change promote an increase in evapotranspiration across Siberia. *J Hydrol*, 610: 127965
- Smith B, Wärlind D, Arneth A, et al. 2014. Implications of incorporating N cycling and N limitations on primary production in an individual-based dynamic vegetation model. *Biogeosciences*, 11: 2027–2054
- Sterling S M, Ducharme A, Polcher J. 2013. The impact of global land-cover change on the terrestrial water cycle. *Nat Clim Change*, 3: 385–390
- Vashold L, Crespo Cuaresma J. 2024. A unified modelling framework for projecting sectoral greenhouse gas emissions. *Commun Earth Environ*, 5: 139
- Walker W S, Gorelik S R, Cook-Patton S C, et al. 2022. The global potential for increased storage of carbon on land. *Proc Natl Acad Sci USA*, 119: e2111312119
- Xu H, Yue C, Zhang Y, et al. 2023. Forestation at the right time with the right species can generate persistent carbon benefits in China. *Proc Natl Acad Sci USA*, 120: e2304988120
- Yan Z H, Wang T H, Ma T, et al. 2024. Water-carbon-sediment synergies and trade-offs: Multi-faceted impacts of large-scale ecological restoration in the Middle Yellow River Basin. *J Hydrol*, 634: 131099
- Yang Y T, Roderick M L, Guo H, et al. 2023. Evapotranspiration on a greening Earth. *Nat Rev Earth Environ*, 4: 626–641
- Yu Z, Ciaia P, Piao S L, et al. 2022. Forest expansion dominates China's land carbon sink since 1980. *Nat Commun*, 13: 5374
- Yuan X D, Bai X Y, Zhou Z F, et al. 2025. Global impacts of land use on terrestrial carbon emissions since 1850. *Sci Total Environ*, 963: 178358
- Yuan X L, Wang W F, Cui J J, et al. 2017. Vegetation changes and land surface feedbacks drive shifts in local temperatures over Central Asia. *Sci Rep*, 7: 3287
- Yue C, Ciaia P, Houghton R A, et al. 2020. Contribution of land use to the interannual variability of the land carbon cycle. *Nat Commun*, 11: 3170
- Zeng Z Z, Piao S L, Li L Z X, et al. 2017. Climate mitigation from vegetation biophysical feedbacks during the past three decades. *Nat Clim Change*, 7: 432–436
- Zeng Z Z, Peng L Q, Piao S L. 2018. Response of terrestrial evapotranspiration to Earth's greening. *Curr Opin Environ Sust*, 33: 9–25
- Zhao M, A G, Zhang J E, et al. 2021. Ecological restoration impact on total terrestrial water storage. *Nat Sustain*, 4: 56–62
- Zheng H, Yu G R, Zhu X J, 等. 2018. A dataset of actual evapotranspiration and water use efficiency of typical terrestrial ecosystems in China (2000–2010). *China Sci Data*, 4, doi: 10.11922/csdata.2018.0034.zh

(责任编辑: 汤秋鸿)