中国科学: 地球科学 2024 年 第 54 卷 第 10 期: 3292 ~ 3304
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

北半球高纬度多年冻土区对全球野火燃烧碳排放的贡献

朱星儒[1,2], 徐希燕[1*], 贾根锁[1,2]

1. 中国科学院大气物理研究所东亚区域气候-环境重点实验室, 北京 100029;
2. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049
* 通讯作者, E-mail: xiyan.xu@tea.ac.cn

收稿日期: 2024-03-07; 收修改稿日期: 2024-07-22; 接受日期: 2024-07-30; 网络版发表日期: 2024-09-03
国家重点研发计划项目(2022YFF0801904)资助

摘要 野火是多年冻土区生态系统的主要扰动形式之一, 近年来有逐渐增强的趋势. 多年冻土区的野火不仅燃烧地上和地下有机质, 还会促进冻土融化, 从而向大气中释放大量二氧化碳、甲烷等温室气体, 但目前对于北半球高纬度多年冻土区对全球野火燃烧碳排放贡献的认识仍然有限. 本研究利用卫星遥感与地面观测资料相结合的野火燃烧碳排放数据, 分析了21世纪以来北半球高纬度多年冻土区地上和地下燃料燃烧分别对全球野火燃烧碳排放的贡献及其时空变化特征. 研究发现, 2002~2020年期间, 多年冻土区生态系统约贡献全球野火燃烧碳排放的11.96%, 其中地上燃烧碳排放约贡献全球地上野火燃烧碳排放的3.94%、地下燃烧碳排放约贡献全球地下燃烧碳排放的63.57%. 整个北半球高纬度多年冻土区对全球的贡献在7月和8月增加最为显著, 而连续冻土区(冻土覆盖范围大于90%的区域)则在6月和7月增加最为显著. 北半球高纬度多年冻土区的地上和地下燃烧对全球的野火燃烧排放量贡献都在增加, 主要是因为全球的燃烧排放总量在减少, 而北半球高纬度多年冻土区的野火燃烧排放量在增加, 其中连续冻土区燃烧排放量的增加和对全球贡献的增长最为显著. 本研究强调了北半球高纬度多年冻土区野火, 尤其是地下生物质燃烧导致的碳排放, 对全球燃烧碳排放的重要贡献. 野火导致的多年冻土区有机碳分解和燃烧向大气中释放更多的温室气体, 进而可能增强大气温室气体累积和气候变暖之间的正反馈效应.

关键词 野火, 多年冻土, 碳排放, 气候变化, 地下燃料消耗

1 引言

多年冻土指的是温度在0℃或低于0℃, 至少连续两年冻结的土层, 约占北半球陆地面积的24%, 其中连续冻土区占到整个多年冻土区面积的一半左右(Obu等, 2019). 多年冻土区储藏了约一万七千亿吨碳, 占全球土壤碳库的一半, 是大气碳库的两倍左右(Hugelius等, 2013b), 其中连续冻土区的碳库约占整个多年冻土区的40%. 气候变化的背景下, 北极近地表气温的增温幅度是全球地表平均的两倍以上(Smith等, 2022), 并且地层采样观测结果显示, 多年冻土区的北部边缘区域增温幅度最高(Biskaborn等, 2019). 因此更快的增温速

中文引用格式: 朱星儒, 徐希燕, 贾根锁. 2024. 北半球高纬度多年冻土区对全球野火燃烧碳排放的贡献. 中国科学: 地球科学, 54(10): 3292–3304, doi: 10.1360/SSTe-2024-0072
英文引用格式: Zhu X, Xu X, Jia G. 2024. Contribution of high-latitude permafrost regions in the Northern Hemisphere to global wildfire carbon emissions. Science China Earth Sciences, 67(10): 3239–3251, https://doi.org/10.1007/s11430-024-1397-2

© 2024 《中国科学》杂志社

度和更高的地下有机碳储量使得连续冻土区对气候变化最为敏感. 多年冻土区储存的大量碳受到气候变暖的影响, 通过分解向大气中释放温室气体, 这些温室气体会加速变暖并促进冻土融化进而释放出更多碳, 形成一个正反馈循环(Schuur等, 2015). 因此, 多年冻土的融化被认为是气候变化的临界点之一, 并可能引发冻土和植被的不可逆转的变化(丁永建等, 2023), 以及大量碳排放(Lenton等, 2019).

近年来, 野火被认为是多年冻土区的一种主要扰动形式(Nitze等, 2018). 许多研究显示, 21世纪以来多年冻土区正在经历前所未有的大火以及随之而来的破记录的野火燃烧碳排放量(Zheng等, 2021, 2023; Descals等, 2022; Scholten等, 2022), 其中连续冻土区的野火增长最为显著(Zhu等, 2023). 同时, 野火也是促进多年冻土融化的一个重要驱动因素(Gibson等, 2018), 能够显著影响多年冻土区的水热过程、活动层厚度和土壤碳库(李晓英等, 2017). 野火发生后, 多年冻土区的下垫面性质发生变化, 使得蒸散发减少、地表反照率降低, 从而加剧土壤温度的升高, 导致活动层加深进而促进冻土融化(McGuire等, 2009). 野火对多年冻土活动层厚度及植被的破坏至少需要几十年的时间才能恢复, 表明野火对冻土的影响是一个长期的生态过程(Li等, 2021). 此外, 由于北方森林是全球重要的碳汇(Yang等, 2023), 而北方森林一般位于高纬度的俄罗斯、北欧、加拿大和阿拉斯加地区, 这些地区多被多年冻土覆盖, 因此高纬度多年冻土区的森林大火能够导致大气中的温室气体浓度显著增加, 减少土壤碳储量(朴世龙等, 2019), 进而显著影响陆地生态系统的碳储量和碳汇强度(杨元合等, 2022).

目前大多数的研究应用卫星遥感反演的数据对野火及其碳排放进行估算, 卫星数据虽然可以较好地估算燃烧面积, 但由于可燃物量、燃烧完整度以及排放因子的高度异质性, 使得野火的碳排放量估算过程中仍存在较大不确定性, 因此使用卫星反演的野火产品与地面观测资料相结合有助于定量估算野火产生的碳排放(朴世龙等, 2019). 由于在多年冻土区, 野火主要消耗地下燃料(Zhu等, 2023), 而许多野火产品以及模型中对多年冻土区地下碳的消耗以及排放过程中所用到的重要参数较为简化, 例如缺乏来自欧亚大陆, 尤其是西伯利亚地区地面观测的野火燃烧特征, 包括可燃物量、燃料可燃性、燃烧完整性等参数(van Leeuwen等, 2014). 此外, 基于火灾特性和不同燃料类别含水率的燃烧完整性动态方案仅在少数模型中有所体现(van der Werf等, 2017), 使得高纬度地区的野火燃烧碳排放量存在低估(Li等, 2012; Natali等, 2021)以及时空分辨率较低(van Wees等, 2022)等问题. 因此本研究使用卫星遥感数据与野外观测数据相结合来估算野火燃烧碳排放量, 分析北半球高纬度多年冻土区对全球野火燃烧碳排放的贡献, 旨在揭示北半球高纬度多年冻土区地上和地下燃料的碳排放对全球野火燃烧碳排放的贡献及其变化.

2　数据与方法

2.1　研究区域

本研究主要关注北半球高纬度多年冻土区的野火燃烧碳排放对全球的贡献. 多年冻土地图来自平衡状态模型, 根据冻土的覆盖范围将多年冻土区划分为四类, 即连续冻土区、不连续冻土区、零星冻土区以及岛状冻土区, 它们的冻土覆盖百分比分别为90%~100%、50%~90%、10%~50%和0~10%(Obu等, 2019). 本研究中连续、不连续、零星以及岛状冻土区的面积分别为9.64×10^6、2.87×10^6、3.35×10^6和4.93×10^6km^2. 本研究使用双线性插值法对北半球高纬度多年冻土分布数据进行重采样, 使其空间分辨率从1km转换为0.25°, 与野火燃烧碳排放数据的空间分辨率一致, 便于之后的分析研究.

2.2　野火数据

野火燃烧碳排放数据是基于全球野火排放数据库(Global Fire Emissions Database, GFED)的全球生物质燃烧排放模型计算得到(van Wees等, 2022), 以下简称“GFED-based”. 该模型源自GFED框架(van der Werf等, 2017), 使用自下而上的方法, 利用生物圈模型(Carnegie-Ames-Stanford Approach, CASA)估算可燃物量, 再乘以卫星反演(中等分辨率成像光谱仪, MODIS)得到的燃烧面积和来自野外测量的燃烧特征指标来计算生物质燃烧的碳排放量. GFED-based中将来自卫星反演的净初级生产力(NPP)分为地上和地下生物量库, 火灾导致的生物量死亡会将地上生物量转化为地表凋落物. 与其他野火燃烧碳排放数据相比, GFED-based考

虑了野火对地下土壤有机质的消耗，模拟了土壤在由火导致的森林损失和没有森林损失两种情况下的燃烧，并且结果中分别输出了地上和地下燃料燃烧的排放量，相比于其他野火燃烧碳排放数据库增加并更新了野外测量的燃烧特征参数．针对高纬度地区，GFED-based使用来自环北极土壤碳数据库(NCSCD)的0~30cm深度土壤有机碳储量数据计算高纬度地区地下燃料的消耗. NCSCD数据覆盖环北极的多年冻土区(Hugelius等, 2013b). 经过与全球多个地区地面测量数据的对比发现，GFED-based的可燃物量和燃料消耗量与观测结果一致性较好，并且与其他野火燃烧碳排放数据库捕捉到的年际变化趋势基本一致(van Wees等, 2022).

本研究使用2002~2020年期间0.25°空间分辨率的GFED-based逐月地上和地下燃烧的碳排放数据，分别计算了每年的地上和地下燃烧的碳排放量．这里的碳排放指的是生物质燃烧产生的总碳排放量．为了研究高纬度多年冻土区对全球野火燃烧碳排放的贡献，本研究分别计算了全球、整个冻土区(本研究范围内的所有北半球高纬度多年冻土区)、连续冻土区、不连续冻土区、零星冻土区以及岛状冻土区的地上和地下燃烧碳排放量，不同区域地下(或地上)燃烧排放占总排放的比例，以及不同多年冻土区地下(或地上)燃烧排放占全球地下(或地上)燃烧排放的比例，最后计算了这些比例的年变化和月变化，并采用*t*检验方法检验变化趋势是否显著.

全球火灾同化系统(GFAS)是由哥白尼大气监测服务机构编制的, 主要基于Terra和Aqua卫星上MODIS的每月主动火灾监测产品(MOD14/MYD14)，空间分辨率为0.1°，始于2003年(Kaiser等，2012)．GFAS的火灾排放量采用基于火灾能量的自上而下方法计算，其中火灾能量由火灾辐射功率代表．火灾辐射功率与干物质燃烧速率和气溶胶排放速率有定量关系，以用于计算火灾排放量(Kaiser等，2012)．在所有的野火燃烧碳排放数据集中, GFED和GFAS的计算方法相对可靠，时间跨度长，分别拥有小型火灾计算方法以及云间隙校正等精细计算，因此被广泛用于全球火灾排放领域(Liu等，2020)．本研究将GFED-based高纬度多年冻土区的年度野火燃烧碳排放时间序列与GFED和GFAS进行对比．本研究使用数据中的野火燃烧碳排放仅指生物质燃烧产生的碳排放.

2.3 地面观测数据

本研究搜集了不同来源的近二十年间高纬度多年冻土区地面观测数据，包括文献中的站点以及北极-寒带地区脆弱性试验(ABoVE)的数据．本研究从文献中搜集到66个站点年的野火燃烧的地下燃料消耗和总燃料消耗数据(van Leeuwen等, 2014; Dieleman等, 2020; Delcourt等, 2021; van Wees等, 2022)，其中连续冻土区、不连续冻土区、零星冻土区以及岛状冻土区的站点年数分别为42、6、2和16个．ABoVE是基于野外观测试验的研究数据，旨在进一步理解北极和寒带生态系统对气候变化的响应(Stofferahn等，2019)．本研究从ABoVE获取了701个站点年的地下燃料消耗和总燃料消耗数据，其中连续冻土区、不连续冻土区、零星冻土区以及岛状冻土区的站点年数分别为234、343、102和22个(Walker等, 2018a, 2019, 2020). 不同数据来源以及不同多年冻土区中的具体站点年数如表1所示. 通过上述多源观测数据，计算出不同多年冻土区地下燃料消耗占总燃料消耗的比例，将其与GFED-based数据中对应时间和地点的地下燃料与总燃料燃烧排放量的比值进行比较.

3 结果

3.1 北半球高纬度多年冻土区野火对地下燃料的消耗

本研究搜集了高纬度多年冻土区767个站点年的野外测量的地下燃料消耗比数据与GFED-based地下燃烧排放比进行对比. 野外测量数据表明, 野火发生时整个冻土区的地下燃料占总燃料的消耗比约为(84.14±13.34)%．本研究提取了与地面站点对应的GFED-based数据格点，这些对应格点的地下燃料占总燃料的排放比在整个冻土区中约为(73.10±11.67)%, 其中连续冻土区地下燃料占总燃料的消耗和排放比都最高(图1). GFED-based数据结果显示, 整个高纬度多年冻土区每年的地下燃烧碳排放约占该区域燃烧总排放的71.49%，其中连续冻土区、不连续冻土区、零星冻土区以及岛状冻土区的地下燃烧碳排放占比分别为76.34%、73.17%、71.67%和61.82%．这些结果表明，高纬度多年冻土区的野火燃烧碳排放主要来源于地下燃料的燃烧，其中连续冻土区地下燃烧碳排放比例最高．在空间分布上，高纬度多年冻土区的地下燃烧的

表 1　多年冻土区地面观测的站点年数

区域	已发表文献数据	ABoVE数据	总计
连续冻土区	42	234	276
不连续冻土区	6	343	349
零星冻土区	2	102	104
岛状冻土区	16	22	38
整个冻土区	66	701	767

碳排放比例从南到北逐渐增加，其中俄罗斯远东部分地区的地下燃烧排放占比甚至能够达到90%以上(图2).

本研究将GFED-based的野火燃烧碳排放与GFED和GFAS的野火燃烧碳排放数据进行对比(图3)，发现这三种野火燃烧碳排放数据对全球、整个冻土区和连续冻土区都能捕捉到较为一致的年际变化. 在全球野火燃烧碳排放的估算中，这三种数据的排放量非常接近(图3a). 但在高纬度多年冻土区的排放估算中，GFED-based的野火燃烧碳排放量明显大于其他两种数据(图3b)，尤其是在连续冻土区(图3c). 这些结果表明，相比于其他野火燃烧碳排放数据，GFED-based对于主要消耗地下燃料的高纬度多年冻土区能够捕捉到更多的野火燃烧碳排放量.

3.2　北半球高纬度多年冻土区对全球野火燃烧碳排放的贡献

在2002~2020年期间, 研究范围内的高纬度多年冻土区每年的野火燃烧排放量约(2.49±0.80)亿吨碳，其中连续冻土区、不连续冻土区、零星冻土区以及岛状冻土区分别排放(0.93±0.56)、(0.41±0.23)、(0.60±0.25)和(0.55±0.20)亿吨碳，分别占到整个冻土区的37.35%、16.47%、24.09%和22.09%(图4). 野火燃烧碳排放的高值主要位于西伯利亚地区和高纬度多年冻土的南部边缘地区(图2a). 全球每年的野火燃烧排放量约为(20.81±1.75)亿吨碳，其中高纬度多年冻土区每年约贡献全球野火燃烧碳排放的11.96%. 此外, 高纬度多年冻土区对全球野火燃烧碳排放贡献的峰值出现在6月和7月，而连续冻土区对全球野火燃烧碳排放贡献的峰值出现在7月和8月(图4e).

区分地上燃烧碳排放和地下燃烧碳排放之后，结果发现多年高纬度多年冻土区每年的地上燃烧碳排放约为(0.71±0.20)亿吨碳，其中连续冻土区的地上燃烧排放贡献了整个冻土区地上燃烧碳排放的最高值，约为31.76%. 不连续冻土区、零星冻土区以及岛状冻土区的占比分别为13.88%、24.61%和29.75%. 全球的地上燃烧碳排放量约为(18.01±1.38)亿吨碳，高纬度多年冻土区每年约贡献全球地上燃烧碳排放的3.94%. 高纬度多年冻土区每年的地下燃烧碳排放约为(1.78±0.63)亿吨碳(图2a和图4a)，其中连续冻土区的地下燃烧排放最高，每年排放(0.71±0.43)亿吨碳，占整个冻土区地下燃烧碳排放的39.89%. 不连续冻土区、零星冻土区以及岛状冻土区分别排放(0.71±0.43)、(0.30±0.19)、(0.43±0.19)和(0.34±0.14)亿吨碳(图4b)，分别占整个高纬度多年冻土区地下燃烧碳排放的16.85%、24.16%和19.10%. 全球每年地下燃烧碳排放约为(2.80±0.93)亿吨碳，多年冻土区每年约贡献全球地下燃烧碳排放的63.57%(图4c)，表明全球每年一半以上的地下燃烧碳排放量来自高纬度多年冻土区，其中约四分之一来自高纬度连续冻土区.

3.3　北半球高纬度多年冻土区对全球野火燃烧碳排放贡献的变化

多年冻土区无论地上和地下燃料对全球的燃烧排放量贡献都在增加，其中整个高纬度多年冻土区占全球地上燃烧排放量的比值每年约增加0.1%(每年增加约10亿千克碳)，占全球地下燃烧排放量的比值每年约增加0.33%(每年增加约20亿千克碳)，其中地下排放量的占比从2002年的55.48%增长到2020年的77.63%. 连续冻土区占全球地上燃烧排放量的比值每年约增加0.09%(每年增加约10亿千克碳, $p<0.01$), 占全球地下燃烧排放量的比值每年约增加1.29%(每年增加约30亿千克碳，$p<0.05$)，其中地下排放量的占比从2002年的27.73%增长到2020年的67.51%. 连续冻土区占整个高纬度多年冻土区地上燃烧排放量的比值每年约增加1.38%($p<0.05$)，占整个冻土区地下燃烧排放量的比值每年约增加1.68%($p<0.05$)，其中地下排放量的占比从2002年的49.98%增长到2020年的86.96%(图5a). 高纬度多年冻土区对全球燃烧排放量的贡献增加是因为冻土区的燃烧排放量在增加，而全球的燃烧排放量则在降低(每年减少约80亿千克碳).

研究结果显示，2002~2020年期间，高纬度多年冻土区地下燃烧排放占总排放的比例每年降低约0.14%，其中连续冻土区、不连续冻土区和零星冻土区都出现

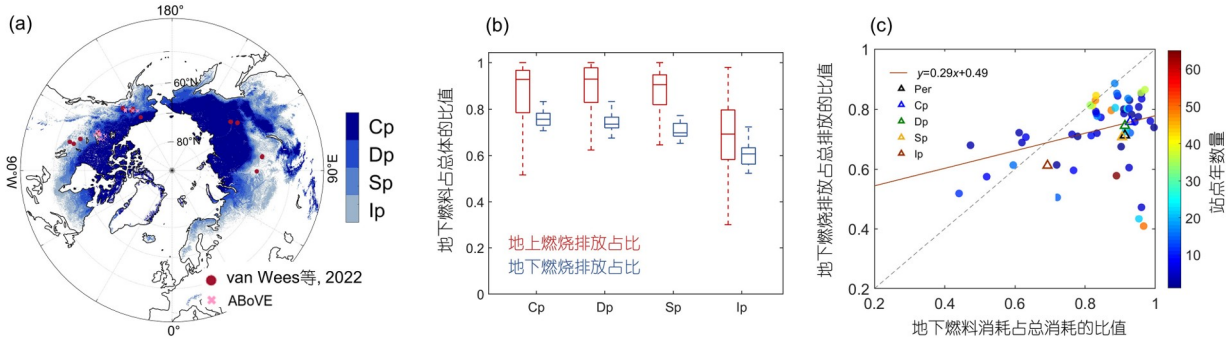

图 1　地面观测与野火燃烧碳排放数据库的对比

(a)为冻土区地面观测的站点位置分布, (b)和(c)为地面观测的地下燃料消耗与总燃料的比和野火燃烧碳排放数据库的地下燃烧排放与总排放的比, 其中Per、Cp、Dp、Sp和Ip分别表示整个冻土区、连续冻土区、不连续冻土区、零星冻土区和岛状冻土区. 整个冻土区是指本研究范围内的所有高纬度多年冻土区. 箱型图中的横线代表中位线. (c)中的△代表均值

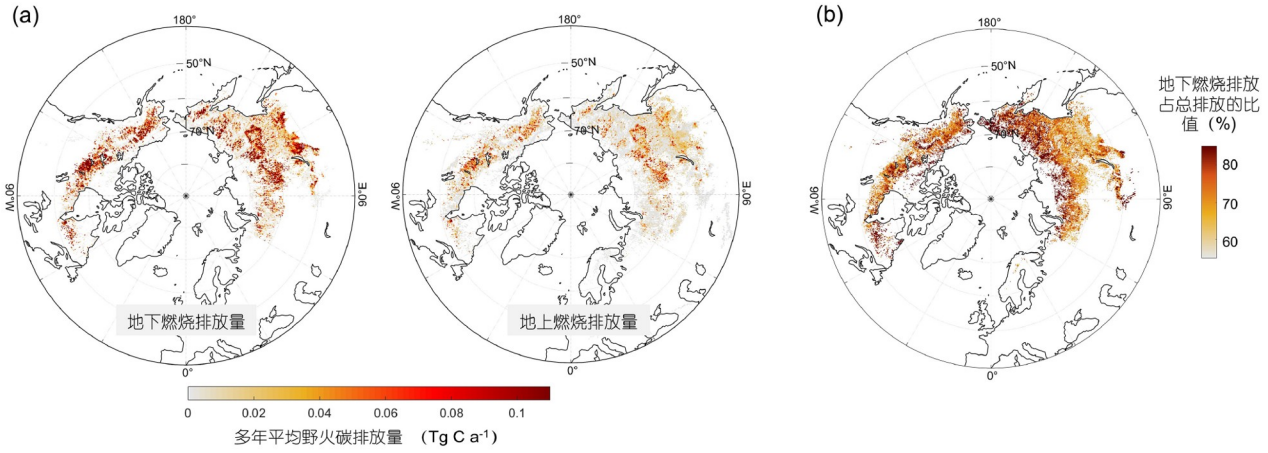

图 2　高纬度多年冻土区野火燃烧碳排放

(a) 2002~2020间北半球高纬度多年冻土区地上燃烧碳排放量和地下燃烧碳排放量的年平均空间分布图; (b) 地下燃烧排放占总排放比例的年平均空间分布图

显著降低, 每年分别降低0.33%(p<0.05)、0.32% (p<0.1)和0.36%(p<0.05), 地上燃烧排放占比则呈现相反变化, 即多年冻土区地上燃烧排放占总排放的比例有所增加(图5b). 高纬度多年冻土区的地上和地下的野火燃烧碳排放量都有所增加, 但由于地上排放的增长速度大于地下燃烧排放的增长速度, 因此使得整个冻土区地下排放占比降低. 其中连续冻土区地上排放量的显著增长速度(每年增加10亿千克碳, p<0.05)大于地下排放量的增长速度, 而其他三种多年冻土区地上排放量降低的速度小于地下排放量降低的速度, 因此所有多年冻土区的地下排放占比都出现降低. 与高纬度多年冻土的变化相反, 全球地下燃烧排放占总排放的比例轻微增加, 每年约增加0.1%, 这是由于全球地上燃烧排放量的降低速度(每年减少约80亿千克碳)大于全球地下排放量的降低速度(每年减少约0.7亿千克碳).

从季节尺度看, 多年冻土区对全球燃烧排放贡献的显著变化在夏季(图6). 7月和8月份整个冻土区的排放每年增加约0.02亿吨碳, 占全球7~8月地上燃烧排放的比例每年约增加0.4%(p<0.01). 连续冻土区的排放增加在6月和7月份更为显著, 每年增加0.01亿吨碳, 占全球6~7月地上燃烧排放的比例每年约增加0.4% (p<0.01). 同时, 6月和7月份连续冻土区占整个冻土区地上燃烧排放的比例也在显著增加(每年约增加1.6%,

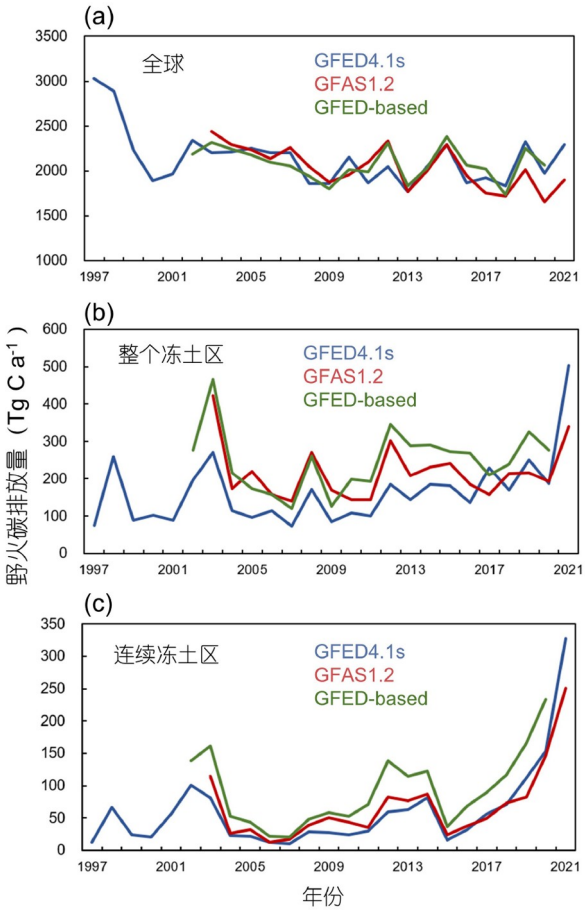

图 3　不同数据库野火燃烧产生的碳排放量对比

GFED4.1s和GFAS1.2以及本研究应用的GFED-based的野火燃烧碳排放量在全球、整个高纬度多年冻土区和连续冻土区的对比. 整个冻土区是指本研究范围内的所有高纬度多年冻土区

p<0.05). 连续冻土区的6月和7月的地下排放量也在增加, 每年增加约30亿千克碳. 占全球地下燃烧排放的比例和整个冻土区地下燃烧排放的比例在6月和7月份都呈现显著增加, 每年的增长量都约为1.7%(p<0.05). 由于连续冻土区对全球的占比峰值主要出现在7月和8月份(图4), 结果中6月和7月份的显著增长表明连续冻土区对全球野火燃烧碳排放的贡献时间出现提前.

4　讨论

4.1　北半球高纬度多年冻土区的野火特征

本研究使用卫星遥感与地面观测相结合的野火燃烧碳排放数据, 研究了高纬度多年冻土区对全球野火燃烧碳排放的贡献. 结果表明该区域每年约贡献全球野火燃烧碳排放的11.96%, 其中每年约贡献全球地上燃烧碳排放的3.94%、地下燃烧碳排放的63.57%, 并且多年冻土区无论地上和地下燃料对全球的燃烧排放量贡献都在增加. 有学者应用卫星遥感和大气反演的野火数据分析发现, 北方森林野火释放的二氧化碳每年约占全球野火燃烧碳排放量的10%, 同时近年来这个贡献比例也在增长, 而2021年北方森林的极端大火贡献了全球野火燃烧碳排放量的23%, 这也是自2000年以来的最高比例(Zheng等, 2023).

在北半球高纬度多年冻土区, 野火随纬度的增加而降低(Zhu等, 2023), 其中西伯利亚连续冻土区是受到野火干扰最严重的地区之一(图2). 本研究搜集的地面观测结果显示, 多年冻土区的野火燃烧消耗的地下燃料约占总燃料的80%以上, 其中连续冻土区的消耗比例最高(图1b). 目前已有的多年冻土区野火地面观测站点多位于北美大陆, 欧亚大陆上的地面观测站点数量相对于北美地区较少(Veraverbeke等, 2021). 根据有限的西伯利亚地面观测, 在西伯利亚松林(pine)中, 地下碳消耗量约占总消耗量的65%, 在西伯利亚东北部的落叶松(larch)为主的森林中约为75%(Veraverbeke等, 2021), 在西伯利亚中部的暗针叶林中, 这一比例约为51%(Kukavskaya等, 2017). 这些结果都表明多年冻土区的野火主要消耗地下燃料, 且连续冻土区地下碳消耗的比例更高.

本研究的结果也显示多年冻土区地下燃烧碳排放约占总燃烧排放的71.49%. 这主要是由于多年冻土区地下埋藏了约一半的全球土壤有机碳(Hugelius等, 2013a). 野火发生时整个冻土区的地下燃料占总燃料的消耗比约为(84.14±13.34)%. 同时, 地面观测结果显示, 多年冻土区的可燃物中土壤有机质约占62.6%~75.6%(Ivanova等, 2020; Ivanova等, 2011), 因此多年冻土区主要消耗地下燃料且主要依赖于地下燃烧的碳排放. 多年冻土区约有一半的面积被连续冻土区覆盖, 并且连续冻土区的土壤碳储量约占多年冻土区的40%(Hugelius等, 2013a). 因此在多年冻土区, 连续冻土区消耗地下燃料的比例最高(Zhu等, 2023), 同时连续冻土区地下燃烧排放的占比也是最高(图4).

4.2　北半球高纬度多年冻土区野火的显著增长

本研究的结果表明, 北半球高纬度多年冻土地上和地下野火燃烧对全球的野火燃烧排放量贡献都在增

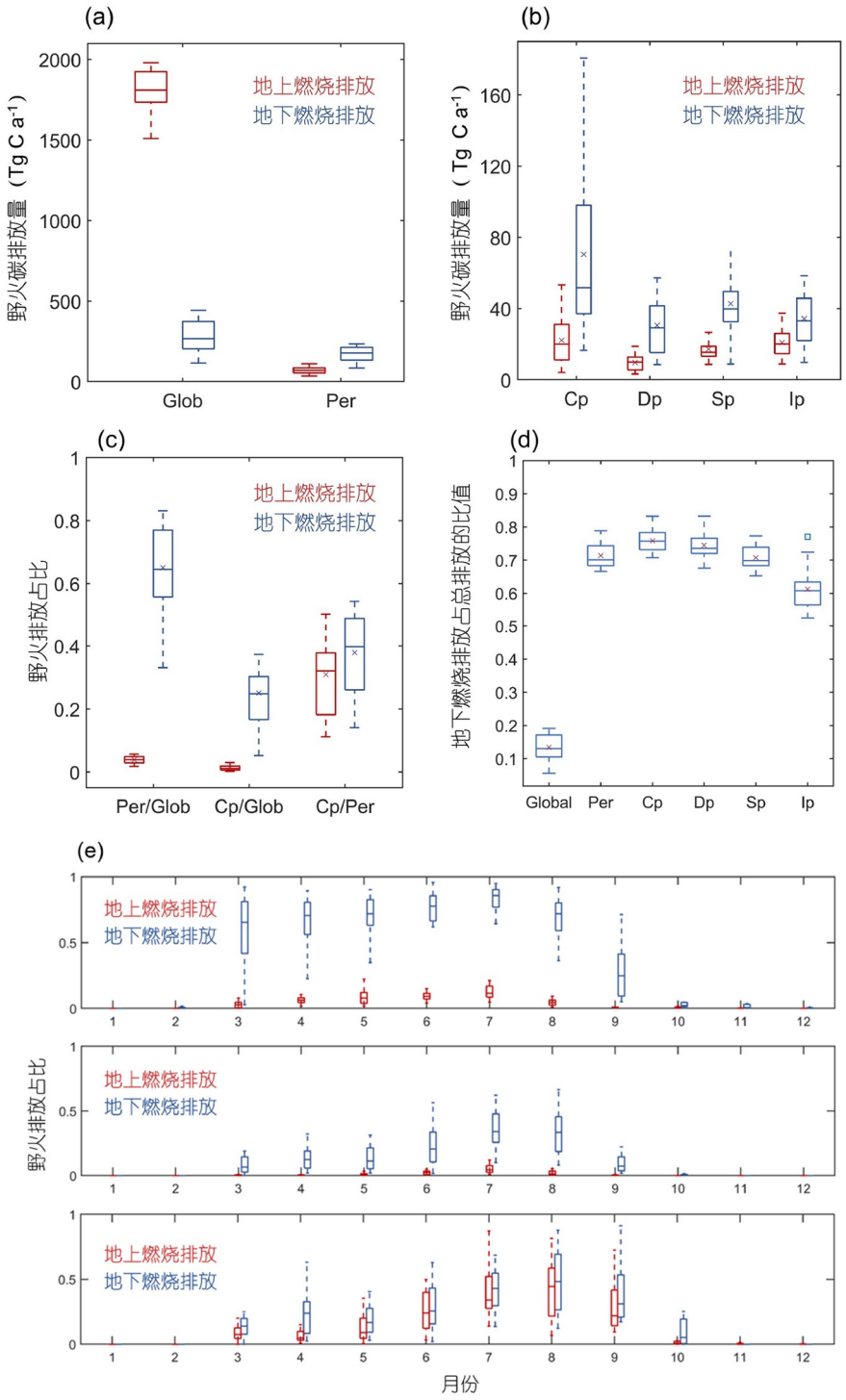

图 4　高纬度多年冻土亚区野火燃烧碳排放量及其占比

(a)为全球和高纬度多年冻土区的地上燃烧排放量和地下燃烧排放量，(b)为四个冻土亚区的地上燃烧排放量和地下燃烧排放量，(c)为整个冻土区和连续冻土区的地上燃烧排放量和地下燃烧排放量的占比情况，(d)为不同区域地下燃烧排放量占总排放量的比值，(e)为每月不同区域的地上(地下)燃烧排放量占总排放的比. 其中Glob、Per、Cp、Dp、Sp和Ip分别表示全球、整个冻土区、连续冻土区、不连续冻土区、零星冻土区和岛状冻土区. 整个冻土区是指本研究范围内的所有高纬度多年冻土区. 箱型图中的横线代表中位线, ×代表均值

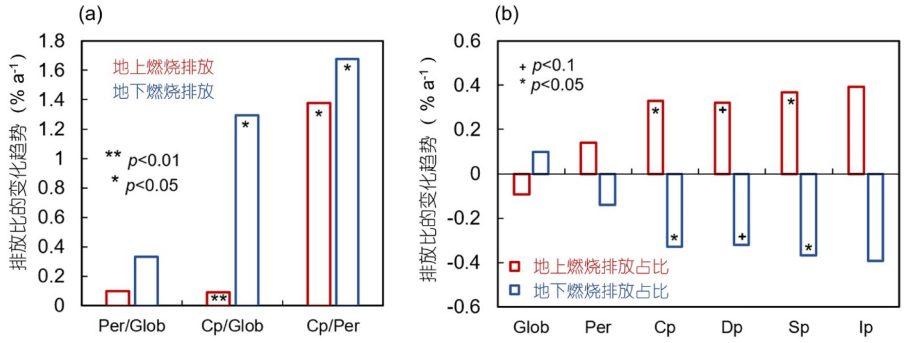

图 5　2002~2020年期间野火燃烧碳排放量占比的年变化

(a)为不同区域的地上和地下野火燃烧碳排放占比的变化趋势, (b)为不同区域的地上排放量和地下排放量占比的变化趋势. 其中Glob、Per、Cp、Dp、Sp和Ip分别表示全球、整个冻土区、连续冻土区、不连续冻土区、零星冻土区和岛状冻土区. 整个冻土区是指本研究范围内的所有高纬度多年冻土区. +、*和**分别代表变化趋势通过p<0.1、p<0.05和p<0.01显著性检验

加, 其中连续冻土区的贡献增长最为显著(图5a), 这主要是由于连续冻土区的燃烧排放量出现显著增加. 由于多年冻土区的野火主要消耗地下燃料, 因此土壤干燥度和地下燃料干燥度的增加是野火扩张的主要原因(Zhu等, 2023), 这也是本研究中连续冻土区野火对全球贡献不断增长的原因. 在西伯利亚东部明亮针叶林多年冻土区, 主要建群种落叶松每年产生的大量凋落物和较低的土壤有机质分解率提供了厚厚的土壤有机层和燃料积累, 使得这里的野火燃烧碳排放量常年高于周边地区(图2a), 因此干燥的燃料会引发极端大火以及巨大的碳排放量(Forkel等, 2012; Descals等, 2022). 气温升高以及大气二氧化碳浓度增加使得生长季延长, 增加了森林生物量, 从而增加可燃物的载量(刘志华等, 2023), 有助于野火的发展蔓延(岳超等, 2020). 气温的升高会提高大气蒸发量, 加剧大气干燥度和土壤干燥度, 提高燃料的易燃性, 从而增加野火风险, 因此越来越干的燃料被认为是造成野火发生频率、范围、强度和严重性不断增加的主要原因(Ellis等, 2022). 研究显示, 越来越高温少雨的火灾季节所产生的大量干燥燃料是野火在北方森林地区不断肆虐的主要原因(Zheng等, 2023), 北方森林地区土壤湿度的降低会导致燃料的变干以及更多的有氧条件, 从而有利于野火的燃烧和蔓延(Walker等, 2018b). 此外, 大气环流模态也会影响高纬度多年冻土区的野火. 有研究表明, 大气环流导致西伯利亚东部多年冻土区的春季变暖, 使得融雪时间提前, 地表凋落物提前暴露, 土壤湿度降低、燃料变干, 最终加剧野火的蔓延(Kim等, 2020; Zhu等, 2021).

在高纬度地区, 闪电是主要的点火源, 闪电能够解释55%以上的阿拉斯加和加拿大北部北方森林大火年际变化(Veraverbeke等, 2017). 气候变暖下闪电发生率的增加导致高纬度地区的野火及其碳排放的不断增加(Hanes等, 2019), 尤其是在高纬度的多年冻土区, 闪电在多年冻土区内引发野火的概率是非冻土区的两倍(Sapozhnikov和Krechetov, 1982). 预估结果显示, 未来连续冻土区闪电发生率的增长幅度大于南部冻土区(Chen等, 2021). 因此多年冻土区内, 尤其是气温增长幅度最大的连续冻土区(Romanovsky等, 2019), 由气候变暖导致的闪电发生率的增加, 能够加剧野火, 引发土壤表层有机碳的损失, 加剧冻土的融化, 使得微生物分解速度加快释放出更多二氧化碳反过来加剧变暖, 形成多年冻土-碳-气候的正反馈(Chen等, 2021).

4.3　野火燃烧碳排放量估算的不确定性

虽然目前卫星遥感手段是监测大规模野火的主要途径, 但野火卫星遥感观测还存在一定的数据质量控制难度, 主要是由于植被燃烧过程中对大气环境和地表特征的强烈扰动(Zheng等, 2023). 燃烧释放的烟雾产生的大量气溶胶经常会干扰火烧迹地的卫星观测, 包括对燃烧面积和燃烧严重程度的观测(Kaiser等, 2012), 同时也会掩盖对一些小型火灾的探测信号(Ramo等, 2021). 基于自下而上的方法估算野火燃烧碳排放量的模型(例如GFED)能够模拟可燃物量、燃烧程度和燃烧效率, 可以很好地再现平均燃烧条件和排放水平(van der Werf等, 2017), 但对于极端燃烧排放的估算不够准确(van der Velde等, 2021). 有研究指

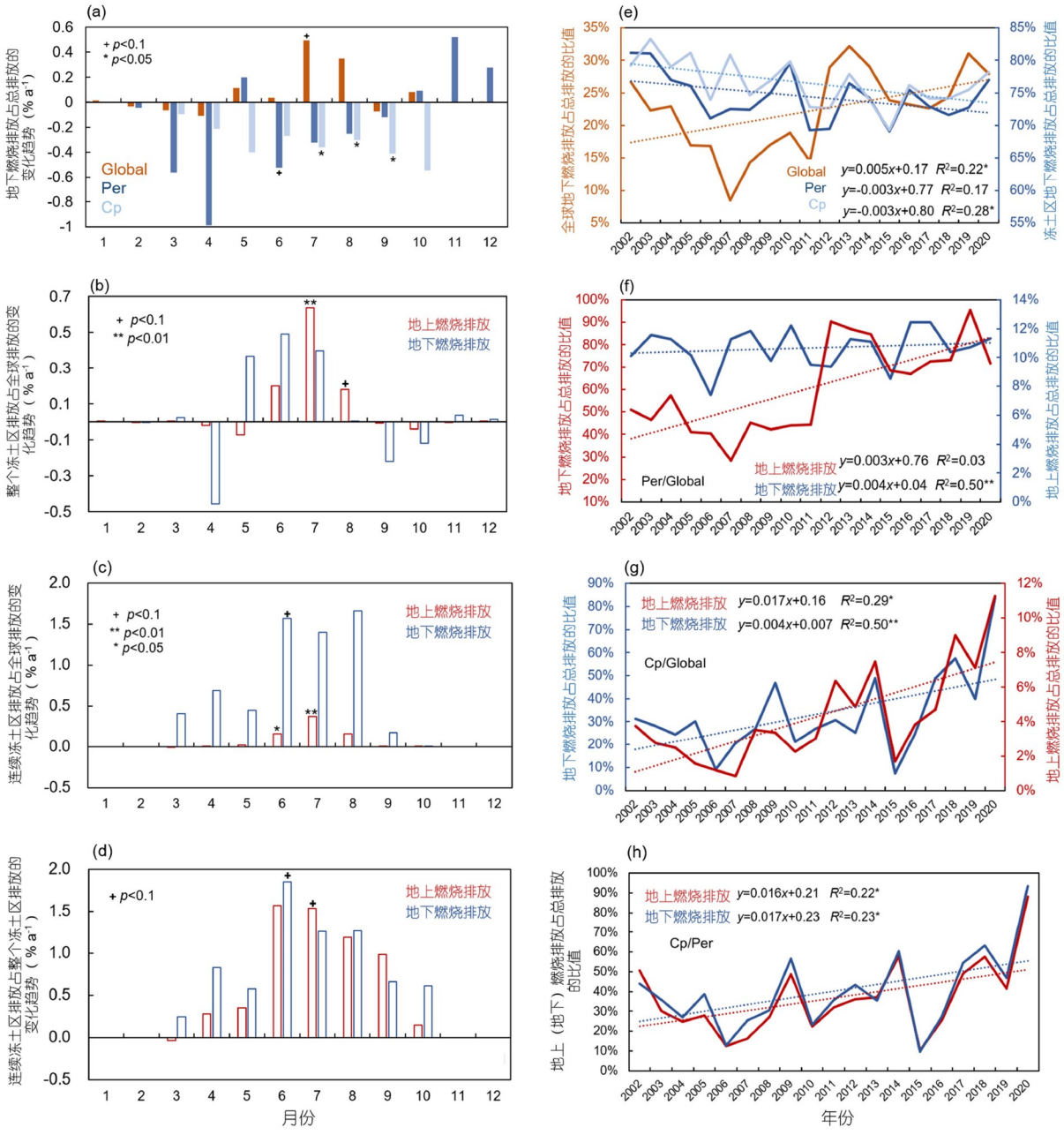

图 6　野火燃烧碳排放量占比的月变化

(a)为不同区域的地下燃烧排放占总排放的变化趋势, (b)为整个冻土区地上(地下)排放占全球地上(地下)排放的变化趋势, (c)为连续冻土区地上(地下)排放占全球地上(地下)排放的变化趋势, (d)为连续冻土区地上(地下)排放占整个冻土区地上(地下)排放的变化趋势; (e)为7月和8月不同区域的地下燃烧排放占总燃烧排放比的变化趋势, (f)为7月和8月整个冻土区地上(地下)排放占全球地上(地下)排放的变化趋势, (g)为6月和7月连续冻土区地上(地下)排放占全球地上(地下)排放的变化趋势, (h)为6月和7月连续冻土区地上(地下)排放占整个冻土区地上(地下)排放的变化趋势. 其中Global、Per和Cp分别表示全球、整个冻土区和连续冻土区. 整个冻土区是指本研究范围内的所有高纬度多年冻土区. +、*和**分别代表变化趋势通过p<0.1、p<0.05和p<0.01显著性检验

出，使用查找表中的火灾排放因子等燃烧特征估算排放量会降低估算的准确性，因为这些燃烧特征的时空分辨率较低(van Leeuwen等, 2014).

本研究使用的野火数据GFED-based是基于自下

而上的方法, 利用卫星遥感反演的燃烧面积, 模拟生物质的燃烧排放, 其中的燃烧特征采用了不同生物群落的野外观测数据. 相比于其他野火数据, 增加了地面观测的数据范围和数据量, 其中高纬度地区的现场测量考虑了野火对地下碳的消耗和排放, 因此能够在一定程度上降低冻土区野火燃烧碳排放量估算中的不确定性. 比如, GFED和GFAS两个数据集中的野火燃烧碳排放量没有区分地上和地下碳排放量, 同时缺乏多年冻土区的地下碳含量数据, 并且野火燃烧碳排放计算中的地面观测的燃烧参数没有得到及时更新(van Wees等, 2022), 其计算的燃烧排放量低于GFED-based数据集. 本研究中基于GFED-based的结果也显示高纬度多年冻土区野外测量的地下燃料占总燃料的消耗比大于GFED-based地下燃料占总燃料的排放比例. 野火燃烧碳排放数据计算的是野火燃烧生物质直接产生的碳排放(Mack等, 2011), 无法捕捉到由于野火造成的间接碳消耗产生的排放, 可能导致GFED-based对地下燃烧的碳排放占比偏低.

4.4　野火燃烧碳排放与多年冻土的相互作用

野火影响多年冻土区碳释放主要有两种途径, 一种是野火直接造成的生物质燃烧排放, 另一种是由于野火造成冻土退化而间接引发的缓慢碳释放(Natali等, 2021). 有研究表明, 多年冻土区的野火发生后, 土壤中的碳会随着冻土的融化而逐渐损失(Schuur等, 2009), 野火能够加速冻土融化, 通过增加微生物的呼吸速率促进土壤中二氧化碳、甲烷和氧化亚氮三种温室气体的释放(Kim和Tanaka, 2003). 野火吞噬植被和有机质层后, 地表反照率减少、表层土壤的热传导率增加, 使得地表温度升高, 加速冻土的融化, 造成地表发生热融塌陷而进一步促进冻土融化(Chapin等, 2000). 有研究显示, 变暖促进冻土融化能够为深层土壤(25cm以下)提供额外的水分和营养(Schuur等, 2007), 但变暖与野火的高温烘烤作用能够增强地表蒸散发, 抵消冻土融化的额外土壤水分, 从而降低地表土壤(0~15cm土层)湿度(Bao等, 2022). 多年冻土区野火的燃烧主要消耗0~20cm土层之间的有机碳(Zhu等, 2024), 因此表层土壤干燥度的增加促进野火的发展与蔓延. 此外, 如果野火的强度超过生态系统的自我调节能力, 生态系统可能会崩溃并很难恢复到原来的状态(Payette和Delwaide, 2003). 在经历过严重的燃烧后, 北方森林需要数百年的时间才能恢复到原来的顶级群落, 并且多年冻土区土壤有机层内的根系在火中的损失也会对针叶林造成严重损伤(Viereck等, 2008). 同时, 在野火燃烧更严重的北方森林地区, 植被在恢复过程中被夏绿阔叶林的替代, 植被由针叶林到阔叶林的转变使得有机层土壤变得更薄, 从而降低固碳能力(Gibson等, 2016). 有机质的燃烧还能够产生大量的养分损失, 对生物地球化学循环产生显著影响(Fultz等, 2016).

北半球多年冻土约88%的有机碳储存在土壤和沉积物中, 约占全球地下有机碳储量的一半(Tarnocai等, 2009). 由于多年冻土区中大量的有机碳储存在地表有机质中, 因此野火导致的多年冻土区土壤温度升高、冻土融化以及土壤有机质的加速分解会引发碳储量的快速释放, 甚至能够从碳汇转变为碳源, 造成大气中温室气体浓度显著增加, 以及随之而来的生态系统和碳收支的变化(Schuur等, 2009; Natali等, 2021). 在气候变暖的影响下, 过去几十年中高纬度多年冻土区的野火燃烧面积和发生频率不断增加(Chu等, 2017; Zhu等, 2023). 研究表明, 野火已经造成多年冻土面积减少了9%~16%, 并且野火对森林覆盖的多年冻土的影响要比湿地覆盖的多年冻土大得多(Zhang等, 2015). 模型预测的结果显示, 气候变暖将导致加拿大亚北极地区的多年冻土面积从目前的67%减少到2100年的2%(Zhang等, 2015). 考虑到多年冻土下埋藏的大量土壤有机碳, 多年冻土面积的减少能够显著影响全球碳收支. 因此在气候变暖的影响下, 频繁的火灾会触发土壤碳损失和气候变暖、冻土退化之间的正反馈(李晓英等, 2017).

5　结论

本研究主要关注北半球高纬度多年冻土区地上和地下燃料的野火燃烧碳排放对全球的贡献及其变化, 得到以下结论.

(1) 全球地下燃料约占总燃料燃烧排放量的13.46%, 北半球高纬度多年冻土区地下燃料约占总燃料燃烧排放的71.49%, 其中连续冻土区占比最高; 北半球高纬度多年冻土区每年约贡献全球野火燃烧碳排放的11.96%, 其中每年约贡献全球地上燃烧碳排放的3.94%、地下燃烧碳排放的63.57%.

(2) 2002~2020年期间, 北半球高纬度多年冻土区

地下燃烧排放占总排放的比例每年降低约0.14%, 主要是由于地上燃烧排放量的增长速度大于地下燃烧排放量的增长速度; 全球地下燃烧排放占总排放的比例轻微增加, 因为地上燃烧排放量的降低速度大于地下排放量的降低速度.

(3) 北半球高纬度多年冻土区无论地上和地下野火生物质燃烧对全球的野火导致的排放量贡献都在增加, 其中连续冻土区的贡献增长最为显著, 这是因为多年冻土区的燃烧排放量在增加, 而全球的燃烧排放量降低. 整个高纬度多年冻土区对全球的贡献在7月和8月份增加最为显著, 而连续冻土区则在6月和7月份增加最为显著.

致谢 感谢北极-寒带脆弱性试验(ABoVE)提供野火燃烧地面观测数据.

参考文献

丁永建, 吴晓东, 李向应, 秦甲, 王生霞, 杨建平, 苌亚平, 丁光熙. 2023. 冰冻圈生态系统若干问题评述. 冰川冻土, 45: 699–710

李晓英, 金会军, 何瑞霞, 黄亚冬, 罗栋梁, 金晓颖, 吕兰芝. 2017. 森林大火对冻土环境影响的研究进展. 冰川冻土, 39: 317–327

刘志华, 贺红士, 徐文茹, 梁宇, 朱教君, 王高峰, 魏伟, 王自发, 韩永明. 2023. 林火碳排放的影响与减缓对策. 中国科学院院刊, 38: 1552–1560

朴世龙, 张新平, 陈安平, 刘强, 连旭, 王旭辉, 彭书时, 吴秀臣. 2019. 极端气候事件对陆地生态系统碳循环的影响. 中国科学: 地球科学, 49: 1321–1334

杨元合, 石岳, 孙文娟, 常锦峰, 朱剑霄, 陈蕾伊, 王欣, 郭焱培, 张宏图, 于凌飞, 赵淑清, 徐亢, 朱江玲, 沈海花, 王媛媛, 彭云峰, 赵霞, 王襄平, 胡会峰, 陈世苹, 黄玫, 温学发, 王少鹏, 朱彪, 牛书丽, 唐志尧, 刘玲莉, 方精云. 2022. 中国及全球陆地生态系统碳源汇特征及其对碳中和的贡献. 中国科学: 生命科学, 52: 534–574

岳超, 罗彩访, 舒立福, 沈泽昊. 2020. 全球变化背景下野火研究进展. 生态学报, 40: 385–401

Bao T, Jia G, Xu X. 2022. Warming enhances dominance of vascular plants over cryptogams across northern wetlands. Glob Change Biol, 28: 4097–4109

Biskaborn B K, Smith S L, Noetzli J, Matthes H, Vieira G, Streletskiy D A, Schoeneich P, Romanovsky V E, Lewkowicz A G, Abramov A, Allard M, Boike J, Cable W L, Christiansen H H, Delaloye R, Diekmann B, Drozdov D, Etzelmüller B, Grosse G, Guglielmin M, Ingeman-Nielsen T, Isaksen K, Ishikawa M, Johansson M, Johannsson H, Joo A, Kaverin D, Kholodov A, Konstantinov P, Kröger T, Lambiel C, Lanckman J P, Luo D, Malkova G, Meiklejohn I, Moskalenko N, Oliva M, Phillips M, Ramos M, Sannel A B K, Sergeev D, Seybold C, Skryabin P, Vasiliev A, Wu Q, Yoshikawa K, Zheleznyak M, Lantuit H. 2019. Permafrost is warming at a global scale. Nat Commun, 10: 1

Chapin F S, Mcguire A D, Randerson J, Pielke R, Baldocchi D, Hobbie S E, Roulet N, Eugster W, Kasischke E, Rastetter E B, Zimov S A, Running S W. 2000. Arctic and boreal ecosystems of western north america as components of the climate system. Glob Change Biol, 6: 211–223

Chen Y, Romps D M, Seeley J T, Veraverbeke S, Riley W J, Mekonnen Z A, Randerson J T. 2021. Future increases in arctic lightning and fire risk for permafrost carbon. Nat Clim Chang, 11: 404–410

Chu T, Guo X, Takeda K. 2017. Effects of burn severity and environmental conditions on post-fire regeneration in Siberian larch forest. Forests, 8: 76

Delcourt C J F, Combee A, Izbicki B, Mack M C, Maximov T, Petrov R, Rogers B M, Scholten R C, Shestakova T A, van Wees D, Veraverbeke S. 2021. Evaluating the differenced normalized burn ratio for assessing fire severity using sentinel-2 imagery in northeast siberian larch forests. Remote Sens, 13: 2311

Descals A, Gaveau D L A, Verger A, Sheil D, Naito D, Peñuelas J. 2022. Unprecedented fire activity above the Arctic circle linked to rising temperatures. Science, 378: 532–537

Dieleman C M, Rogers B M, Potter S, Veraverbeke S, Johnstone J F, Laflamme J, Solvik K, Walker X J, Mack M C, Turetsky M R. 2020. Wildfire combustion and carbon stocks in the southern Canadian boreal forest: Implications for a warming world. Glob Change Biol, 26: 6062–6079

Ellis T M, Bowman D M J S, Jain P, Flannigan M D, Williamson G J. 2022. Global increase in wildfire risk due to climate-driven declines in fuel moisture. Glob Change Biol, 28: 1544–1559

Forkel M, Thonicke K, Beer C, Cramer W, Bartalev S, Schmullius C. 2012. Extreme fire events are related to previous-year surface moisture conditions in permafrost-underlain larch forests of Siberia. Environ Res Lett, 7: 044021

Fultz L M, Moore-Kucera J, Dathe J, Davinic M, Perry G, Wester D, Schwilk D W, Rideout-Hanzak S. 2016. Forest wildfire and grassland prescribed fire effects on soil biogeochemical processes and microbial communities: Two case studies in the semi-arid southwest. Appl Soil Ecol, 99: 118–128

Gibson C M, Turetsky M R, Cottenie K, Kane E S, Houle G, Kasischke E S, Gilliam F. 2016. Variation in plant community composition and vegetation carbon pools a decade following a severe fire season in interior Alaska. J Vegetat Sci, 27: 1187–1197

Gibson C M, Chasmer L E, Thompson D K, Quinton W L, Flannigan M D, Olefeldt D. 2018. Wildfire as a major driver of recent permafrost thaw in boreal peatlands. Nat Commun, 9: 3041

Hanes C C, Wang X, Jain P, Parisien M A, Little J M, Flannigan M D. 2019. Fire-regime changes in Canada over the last half century. Can J For Res, 49: 256–269

Hugelius G, Bockheim J G, Camill P, Elberling B, Grosse G, Harden J W, Johnson K, Jorgenson T, Koven C D, Kuhry P, Michaelson G, Mishra U, Palmtag J, Ping C L, O'Donnell J, Schirrmeister L, Schuur E A G, Sheng Y, Smith L C, Strauss J, Yu Z. 2013a. A new data set for estimating organic carbon storage to 3 m depth in soils of the northern circumpolar permafrost region. Earth Syst Sci Data, 5: 393–402

Hugelius G, Tarnocai C, Broll G, Canadell J G, Kuhry P, Swanson D K. 2013b. The northern circumpolar soil carbon database: Spatially distributed datasets of soil coverage and soil carbon storage in the northern permafrost regions. Earth Syst Sci Data, 5: 3–13

Ivanova G A, Conard S G, Kukavskaya E A, McRae D J. 2011. Fire impact on carbon storage in light conifer forests of the lower Angara region, siberia. Environ Res Lett, 6: 045203

Ivanova G A, Kukavskaya E A, Ivanov V A, Conard S G, McRae D J. 2020. Fuel characteristics, loads and consumption in scots pine forests of central Siberia. J For Res, 31: 2507–2524

Kaiser J W, Heil A, Andreae M O, Benedetti A, Chubarova N, Jones L, Morcrette J J, Razinger M, Schultz M G, Suttie M, van der Werf G R. 2012. Biomass burning emissions estimated with a global fire assimilation system based on observed fire radiative power. Biogeosciences, 9: 527–554

Kim J S, Kug J S, Jeong S J, Park H, Schaepman-Strub G. 2020. Extensive fires in southeastern Siberian permafrost linked to preceding arctic oscillation. Sci Adv, 6: eaax3308

Kim Y, Tanaka N. 2003. Effect of forest fire on the fluxes of CO_2, CH_4 and N_2O in boreal forest soils, interior Alaska. J Geophys Res, 108: 8154

Kukavskaya E A, Buryak L V, Kalenskaya O P, Zarubin D S. 2017. Transformation of the ground cover after surface fires and estimation of pyrogenic carbon emissions in the dark-coniferous forests of central Siberia. Contemp Probl Ecol, 10: 62–70

Lenton T M, Rockström J, Gaffney O, Rahmstorf S, Richardson K, Steffen W, Schellnhuber H J. 2019. Climate tipping points-too risky to bet against. Nature, 575: 592–595

Li F, Zeng X D, Levis S. 2012. A process-based fire parameterization of intermediate complexity in a dynamic global vegetation model. Biogeosciences, 9: 2761–2780

Li X Y, Jin H J, Wang H W, Marchenko S S, Shan W, Luo D L, He R X, Spektor V, Huang Y D, Li X Y, Jia N. 2021. Influences of forest fires on the permafrost environment: A review. Adv Clim Change Res, 12: 48–65

Liu T, Mickley L J, Marlier M E, DeFries R S, Khan M F, Latif M T, Karambelas A. 2020. Diagnosing spatial biases and uncertainties in global fire emissions inventories: Indonesia as regional case study. Remote Sens Environ, 237: 111557

Mack M C, Bret-Harte M S, Hollingsworth T N, Jandt R R, Schuur E A G, Shaver G R, Verbyla D L. 2011. Carbon loss from an unprecedented Arctic tundra wildfire. Nature, 475: 489–492

McGuire A D, Anderson L G, Christensen T R, Dallimore S, Guo L, Hayes D J, Heimann M, Lorenson T D, Macdonald R W, Roulet N. 2009. Sensitivity of the carbon cycle in the Arctic to climate change. Ecol Monogr, 79: 523–555

Natali S M, Holdren J P, Rogers B M, Treharne R, Duffy P B, Pomerance R, MacDonald E. 2021. Permafrost carbon feedbacks threaten global climate goals. Proc Natl Acad Sci USA, 118: e2100163118

Nitze I, Grosse G, Jones B M, Romanovsky V E, Boike J. 2018. Remote sensing quantifies widespread abundance of permafrost region disturbances across the Arctic and Subarctic. Nat Commun, 9: 5423

Obu J, Westermann S, Bartsch A, Berdnikov N, Christiansen H H, Dashtseren A, Delaloye R, Elberling B, Etzelmüller B, Kholodov A, Khomutov A, Kääb A, Leibman M O, Lewkowicz A G, Panda S K, Romanovsky V, Way R G, Westergaard-Nielsen A, Wu T, Yamkhin J, Zou D. 2019. Northern Hemisphere permafrost map based on ttop modelling for 2000–2016 at 1 km^2 scale. Earth-Sci Rev, 193: 299–316

Payette S, Delwaide A. 2003. Shift of conifer boreal forest to lichen-heath parkland caused by successive stand disturbances. Ecosystems, 6: 540–550

Ramo R, Roteta E, Bistinas I, van Wees D, Bastarrika A, Chuvieco E, van der Werf G R. 2021. African burned area and fire carbon emissions are strongly impacted by small fires undetected by coarse resolution satellite data. Proc Natl Acad Sci USA, 118: e2011160118

Romanovsky V, Smith S, Isaksen K, Shiklomanov N, Streletskiy D, Kholodov A, Christiansen H, Drozdov D, Malkova G, Marchenko S. 2019. Terrestrial permafrost [in "state of the climate in 2018"]. Bull Amer Meteorol Soc, 100: S153–S159

Sapozhnikov V, Krechetov A. 1982. Meteorological and geophysical aspects of underground cables lightning damage. In: Evteeva A, ed. Atmospheric electricity. 256–258. Gidrometheoizdat

Scholten R C, Coumou D, Luo F, Veraverbeke S. 2022. Early snowmelt and polar jet dynamics co-influence recent extreme Siberian fire seasons. Science, 378: 1005–1009

Schuur E A G, Crummer K G, Vogel J G, Mack M C. 2007. Plant species composition and productivity following permafrost thaw and thermokarst in Alaskan tundra. Ecosystems, 10: 280–292

Schuur E A G, Vogel J G, Crummer K G, Lee H, Sickman J O, Osterkamp T E. 2009. The effect of permafrost thaw on old carbon

release and net carbon exchange from tundra. Nature, 459: 556–559

Schuur E A G, McGuire A D, Schädel C, Grosse G, Harden J W, Hayes D J, Hugelius G, Koven C D, Kuhry P, Lawrence D M, Natali S M, Olefeldt D, Romanovsky V E, Schaefer K, Turetsky M R, Treat C C, Vonk J E. 2015. Climate change and the permafrost carbon feedback. Nature, 520: 171–179

Smith S L, O'Neill H B, Isaksen K, Noetzli J, Romanovsky V E. 2022. The changing thermal state of permafrost. Nat Rev Earth Environ, 3: 10–23

Stofferahn E, Fisher J B, Hayes D J, Schwalm C R, Huntzinger D N, Hantson W, Poulter B, Zhang Z. 2019. The Arctic-boreal vulnerability experiment model benchmarking system. Environ Res Lett, 14: 055002

Tarnocai C, Canadell J G, Schuur E A G, Kuhry P, Mazhitova G, Zimov S. 2009. Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. Glob Biogeochem Cycle, 23: GB2023

van der Velde I R, van der Werf G R, Houweling S, Maasakkers J D, Borsdorff T, Landgraf J, Tol P, van Kempen T A, van Hees R, Hoogeveen R, Veefkind J P, Aben I. 2021. Vast CO_2 release from Australian fires in 2019–2020 constrained by satellite. Nature, 597: 366–369

van der Werf G R, Randerson J T, Giglio L, van Leeuwen T T, Chen Y, Rogers B M, Mu M, van Marle M J E, Morton D C, Collatz G J, Yokelson R J, Kasibhatla P S. 2017. Global fire emissions estimates during 1997–2016. Earth Syst Sci Data, 9: 697–720

van Leeuwen T T, van der Werf G R, Hoffmann A A, Detmers R G, Rücker G, French N H F, Archibald S, Carvalho Jr. J A, Cook G D, de Groot W J, Hély C, Kasischke E S, Kloster S, McCarty J L, Pettinari M L, Savadogo P, Alvarado E C, Boschetti L, Manuri S, Meyer C P, Siegert F, Trollope L A, Trollope W S W. 2014. Biomass burning fuel consumption rates: A field measurement database. Biogeosciences, 11: 7305–7329

van Wees D, van der Werf G R, Randerson J T, Rogers B M, Chen Y, Veraverbeke S, Giglio L, Morton D C. 2022. Global biomass burning fuel consumption and emissions at 500 m spatial resolution based on the Global Fire Emissions Database (GFED). Geosci Model Dev, 15: 8411–8437

Veraverbeke S, Rogers B M, Goulden M L, Jandt R R, Miller C E, Wiggins E B, Randerson J T. 2017. Lightning as a major driver of recent large fire years in north American boreal forests. Nat Clim Change, 7: 529–534

Veraverbeke S, Delcourt C J F, Kukavskaya E, Mack M, Walker X, Hessilt T, Rogers B, Scholten R C. 2021. Direct and longer-term carbon emissions from Arctic-boreal fires: A short review of recent advances. Curr Opin Environ Sci Health, 23: 100277

Viereck L A, Werdin-Pfisterer N R, Adams P C, Yoshikama K. 2008. Effect of wildfire and fireline construction on the annual depth of thaw in a black spruce permafrost forest in interior Alaska: A 36-year record of recovery. Fair-banks: Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost. 1845–1850

Walker X J, Rogers B M, Baltzer J L, Cumming S G, Day N J, Goetz S J, Johnstone J F, Schuur E A G, Turetsky M R, Mack M C. 2018b. Cross-scale controls on carbon emissions from boreal forest megafires. Glob Change Biol, 24: 4251–4265

Walker X J, Baltzer J, Bourgeau-Chavez L, Day N, De groot W, Dieleman C, Hoy E, Johnstone J, Kane E, Parisien M. 2020. ABoVE: Synthesis of burned and unburned forest site data, AK and Canada, 1983–2016. ORNL DAAC

Walker X, Rogers B, Baltzer J, Cummings S, Day N, Goetz S, Johnstone J, Turetsky M, Mack M. 2018a. ABoVE: Wildfire carbon emissions and burned plot characteristics, NWT, CA, 2014–2016. ORNL DAAC

Walker X, Baltzer J, Laurier W, Cumming S, Day N, Goetz S, Johnstone J, Potter S, Rogers B, Schuur E. 2019. ABoVE: Characterization of carbon dynamics in burned forest plots, NWT, Canada, 2014. ORNL DAAC

Yang H, Ciais P, Frappart F, Li X, Brandt M, Fensholt R, Fan L, Saatchi S, Besnard S, Deng Z, Bowring S, Wigneron J P. 2023. Global increase in biomass carbon stock dominated by growth of northern young forests over past decade. Nat Geosci, 16: 886–892

Zhang Y, Wolfe S A, Morse P D, Olthof I, Fraser R H. 2015. Spatiotemporal impacts of wildfire and climate warming on permafrost across a Subarctic region, canada. J Geophys Res-Earth Surf, 120: 2338–2356

Zheng B, Ciais P, Chevallier F, Chuvieco E, Chen Y, Yang H. 2021. Increasing forest fire emissions despite the decline in global burned area. Sci Adv, 7: eabh2646

Zheng B, Ciais P, Chevallier F, Yang H, Canadell J G, Chen Y, van der Velde I R, Aben I, Chuvieco E, Davis S J, Deeter M, Hong C, Kong Y, Li H, Li H, Lin X, He K, Zhang Q. 2023. Record-high CO_2 emissions from boreal fires in 2021. Science, 379: 912–917

Zhu X, Xu X, Jia G. 2021. Asymmetrical trends of burned area between eastern and western Siberia regulated by atmospheric oscillation. Geophys Res Lett, 48: e2021GL096095

Zhu X, Xu X, Jia G. 2023. Recent massive expansion of wildfire and its impact on active layer over pan-Arctic permafrost. Environ Res Lett, 18: 084010

Zhu X, Jia G, Xu X. 2024. Accelerated rise in wildfire carbon emissions from Arctic continuous permafrost. Sci Bull, doi: 10.1016/j.scib.2024.05.022

(责任编委: 贾小旭)