

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2020.0017

MA Qiang, JIN Huijun. Impacts of climate warming on soil organic carbon pools in permafrost regions[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2020, 42(1):91-103. [马蔷, 金会军. 气候变暖对多年冻土区土壤有机碳库的影响[J]. 冰川冻土, 2020, 42(1):91-103.]

气候变暖对多年冻土区土壤有机碳库的影响

马 蔷^{1,2}, 金会军^{1,2,3}

(1. 中国科学院 西北生态环境资源研究院 大兴安岭冻土工程与环境观测试验研究站/冻土工程国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000;
2. 中国科学院大学 资源与环境学院, 北京 100049; 3. 哈尔滨工业大学 土木工程学院/极地研究院
极地与冻土工程国际研究中心, 黑龙江 哈尔滨 150090)

摘 要: 多年冻土区存储了大量土壤有机碳。气候变暖、多年冻土退化导致其长期封存的有机碳逐渐或快速释放, 进入大气圈或水系统, 改变原有多年冻土区碳循环, 并可能显著加速气候变暖。通过综述气候变暖对多年冻土区碳库的影响研究进展, 主要包括多年冻土碳库储量、降解机理及变化预测, 研究表明: 北半球多年冻土区的碳储量巨大, 但不确定性很高, 尤其是海底多年冻土和水合物碳库储量的评估; 多年冻土碳库对气候变暖的响应速度受土壤水热特性、土壤有机质 C/N 比、有机碳含量和微生物群落特征等多种环境因素的控制或影响; 目前, 关于北半球多年冻土碳库对气候变暖响应模拟结果说明, 多年冻土退化短期内不会导致经济和生产方面的灾难性后果。但是, 无论是针对多年冻土碳库评估, 还是多年冻土有机碳库对气候变暖的响应模拟研究结果, 都有较大的不确定性。未来多年冻土碳库变化的模拟和预测研究应更多考虑多年冻土快速退化和多年冻土区水合物分解, 如中小尺度热喀斯特的生态环境和碳的源汇效应。准确的多年冻土区有机碳排放模拟可为未来多年冻土碳与气候反馈的预估提供重要支持。

关键词: 气候变暖; 土壤有机碳; 多年冻土有机碳; 溶解有机碳; 多年冻土退化; 碳排放

中图分类号: P642.14; X171 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2020)01-0091-13

0 引言

北半球多年冻土区存储的土壤有机碳库有 1 330~1 580 Pg C (1 Pg = 10^{15} g)^[1], 这是当前大气圈碳库 (约 730 Pg C) 的 2 倍, 或陆地植被碳库的近 3 倍^[2]。陆地 (terrestrial ecosystem) 多年冻土区的水合物碳库 (500~2 500 Pg C)^[3] 和海底多年冻土碳库也是多年冻土碳库的组成部分, 储量潜力巨大, 但不确定性很高。多年冻土区碳库是全球碳库的重要组成部分, 主要分布在对气候变化十分敏感的北极、亚北极和北方地区及中低纬高山和高原地区^[4]。近几十年, 高纬地区气候变暖强烈, 可达 $0.060\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{a}^{-1}$; 预计到 21 世纪末, 高纬地区的升温幅度将是全球其他地方的 2 倍^[5]。高海拔多年冻土区

(如青藏高原) 近期升温趋势也十分显著, 达 $0.037\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{a}^{-1}$ (1961–2007 年)^[6]。

气候变暖将导致多年冻土中长期封冻的大量有机碳释放, 并被微生物降解而产生 CO_2 、 CH_4 和 N_2O 等主要温室气体, 进入到大气圈, 正反馈于气候变暖; 少部分多年冻土区的土壤有机碳将以溶解碳 (dissolved organic carbon, DOC) 的形式与地下水流和地表水体等进行交换 (约 $60\text{ Tg C}\cdot\text{a}^{-1}$, $1\text{ Tg} = 10^{12}\text{ g}$)^[7]。DOC 最终也可能进入大气圈或在海洋沉积封存, 从而改变海陆碳库分布。多年冻土退化所释放的温室气体将加速气候变暖^[8], 导致增强的温室效应: 改变原来的碳收支平衡, 逐渐由大气向多年冻土区的土壤积累碳转为由土壤向大气排放碳,

收稿日期: 2019-12-04; 修订日期: 2020-04-08

基金项目: 中国科学院前沿科学重点研究项目 (QYZDY-SSW-DQC021); 国家重点研发计划项目 (2017YFC0405706); 国家自然科学基金项目 (41871052) 资助

作者简介: 马蔷 (1988–), 女, 辽宁抚顺人, 2014 年在东北农业大学获硕士学位, 现为中国科学院西北生态环境资源研究院在读博士研究生, 从事冻土水文学与水文地球化学环境研究. E-mail: maqiang8002@lzb.ac.cn

通信作者: 金会军, 研究员, 从事冻土学与寒区工程研究. E-mail: hjjin@lzb.ac.cn.

即“碳汇”转为“碳源”^[9]。

中国的多年冻土主要分布在青藏高原(约 $1.05 \times 10^6 \text{ km}^2$)、中西部的山地(约 $0.30 \times 10^6 \text{ km}^2$)以及东北北部的大小兴安岭和长白山等山地(约 $0.24 \times 10^6 \text{ km}^2$)^[10]。中国多年冻土面积约占北半球多年冻土面积的7%^[10-11]。青藏高原多年冻土区碳库约为 $(160 \pm 87) \text{ Pg C}$ ^[12]。尽管青藏高原和其他中低纬高山多年冻土面积和储量相对较小,但所处的巨大海拔高度,以及该区相对快速和大幅度的气候变暖会导致这些多年冻土碳库快速释放并进入大气圈^[13]。利用生物示踪技术和土壤碳库模型,Chen等^[14]研究了青藏高原多年冻土有机碳的易降解性(lability),认为青藏高原多年冻土有机碳具有很高的生物可降解性(biodegradability)。因此,中国多年冻土区碳库研究在全球碳库稳定性、主要温室气体源汇机制和快速释放等方面具有重要研究意义。

多年冻土区的有机碳对气候变暖的响应速度取决于土壤有机碳的易降解性和土壤环境因子等众多因素。北极和北方多年冻土区广布低温($< -1^\circ \text{C}$)连续多年冻土^[15]。青藏高原多年冻土区面积覆盖率约50%,但超过一半属于高温多年冻土($\geq -1^\circ \text{C}$)^[16]。相对于高温多年冻土,低温多年冻土中的土壤微生物种类和数量有明显减少,对土壤有机碳分解的影响程度也不同^[17]。目前,对于多年冻土区有机碳的分解机制研究,主要通过人为控制环境因子变量来观测 CO_2 、 CH_4 和 N_2O 等主要温室气体排放速率的变化^[18-23],或从微观尺度上通过放射性和稳定同位素示踪^[17]、生物标记法^[14,24]、下一代和高通量测序技术^[17,25]、元基因组技术^[26]等分析方法在升温实验过程中观察土壤中微生物的变化特性,或通过核磁共振波谱法^[24,27]等测定土壤有机碳易降解成分的含量。

许多生态或地球系统模型已包含对全球多年冻土碳动态的初步模拟^[1],并且在土壤热动态和冻融过程对土壤有机碳降解过程的模拟中提高了多年冻土的气候响应模拟精度^[28-30]。Chen等^[14]认为土壤中微生物的分解活动可以直接反映出土壤向大气碳输送的变化。但是,在目前多年冻土气候响应模型中,几乎没有将微生物活动考虑在内。同时,热喀斯特是在多年冻土退化过程中富冰多年冻土或大块地下冰快速融化而形成的一种普遍的冰缘现象,并且多年冻土快速融化对气候正反馈响应潜力巨大^[1],却很少在多年冻土气候响应模型模拟

中加以考虑。本文综述了近年来多年冻土区的碳库(包括多年冻土区土壤有机碳库和多年冻土区的水合物碳库)和多年冻土碳库对气候变化响应的最新研究成果。主要包括多年冻土区土壤有机碳(soil organic carbon, SOC)、多年冻土有机碳储量、降解机理、碳排放以及多年冻土有机碳对气候响应的模拟和预测等,以期以后多年冻土有机碳库对气候变暖的响应和预测研究提供参考依据。

1 多年冻土区的有机碳储量

1.1 多年冻土区土壤有机碳

北半球高纬度多年冻土区土壤有机碳的含量巨大,其评估结果的不确定性也很大^[12,31-33]。目前,根据评估深度、区域范围和评价方法的不同,多年冻土区土壤有机碳的分布展示了很强的时空分异性^[2,12,31-37]。

由表1可见,泥炭地多年冻土区土壤碳密度较大。随着土壤深度(0~3 m)增加,土壤的平均碳密度有向下减小的趋势。在时间尺度上,Zhu等^[36]评估了末次冰期最盛期(LGM)yedoma(一种富冰黄土)多年冻土区的SOC储量($>3 \text{ m}$),为 $390 \sim 446 \text{ Pg C}$,而现今 yedoma 多年冻土区 SOC 储量($>3 \text{ m}$)只有 $58 \sim 371 \text{ Pg C}$ ^[38]。这说明,从 LGM(冷期巅峰阶段 24~16 ka B. P.)至今,随着气候逐渐转暖,多年冻土区的SOC储量呈减小趋势,已经向其他圈层发生了转移,并在各圈层之间发生碳的重分配^[36,38]。而且,从Zhu等^[36]的模拟结果来看,由于仅考虑目前的yedoma和其他多年冻土分布面积,从而低估了LGM北半球高纬多年冻土区的SOC储量,以及冰期-间冰期之间随着冰冻圈大规模伸缩而在海陆气之间的巨量碳转移。北半球高纬(环北极)多年冻土区面积仅占全球陆地面积约15%,而其SOC储量(0~3 m)接近全球SOC库(0~3 m)的1/3^[1]。

对于青藏高原多年冻土有机碳的评估,Mu等^[12]认为青藏高原多年冻土区总有机碳量为 $(160 \pm 87) \text{ Pg C}$ ($<25 \text{ m}$),其中0~1 m有机碳储量为 $(17.3 \pm 5.3) \text{ Pg C}$,1~2 m为 $(10.6 \pm 2.7) \text{ Pg C}$,而 $>3 \text{ m}$ 的SOC为 $(132 \pm 77) \text{ Pg C}$ 。之后,Zhao等^[33]再次评估了青藏高原多年冻土区0~2 m的浅层SOC储量,平均值约 17.07 Pg C (变化区间为 $11.34 \sim 25.33 \text{ Pg C}$)。Ding等^[37]更新评估了0~3 m的较深层SOC储量,为 $(36.4 \pm 2.5) \text{ Pg C}$ 。与普遍采用的根据野外观测的土壤有机碳含量数据,结合植被类型或其他

表1 多年冻土区土壤有机碳
Table 1 Soil organic carbon (SOC) in permafrost regions

研究区	深度/m	时间	碳密度/(kg·m ⁻³)	碳储量/(Pg C)	评估者	评估年份	文献来源
环北极	0~0.3	现在	33.95	191.29	Tarnocai 等	2009	[32]
环北极	0~1	现在	26.40	495.8	Tarnocai 等	2009	[32]
环北极	0~3	现在	19.38	1 035±150	Hugelius 等	2014	[31]
环北极	0~3	LGM	15.11	1 536~1 592	Zhu 等	2016	[36]
环北极森林	0~3	现在	4.17	150	Bradshaw 等	2015	[35]
环北极泥炭地	0~2.3	现在	59.14	455	Bradshaw 等	2015	[35]
环北极泥炭地	1.1	现在	70.9~97.2	270~370	Turunen 等	2002	[39]
北极	0~0.25	现在	18.81	约26.33	Burnham 等	2010	[40]
北美北极	0~1	现在	32.30	98.2	Ping 等	2008	[34]
西伯利亚 yedoma	>3	现在	18	450	Zimov 等	2006	[2]
西伯利亚 yedoma	>3	现在	18.5	约407	Tarnocai 等	2009	[32]
yedoma	>3	现在	4~17	58~371	Strauss 等	2013	[38]
yedoma	>3	LGM	16.32	390~446	Zhu 等	2016	[36]
青藏高原	0~1	现在	13.84	17.3±5.3	Mu 等	2015	[12]
青藏高原	1~2	现在	8.48	10.6±2.7	Mu 等	2015	[12]
青藏高原	2~3	现在	4.08	5.1±1.4	Mu 等	2015	[12]
青藏高原	>3	现在	101.76	127.2±37.3	Mu 等	2015	[12]
青藏高原	0~2	现在	10.98	18.34±7.0	Zhao 等	2018	[33]
青藏高原	0~3	现在	34.34	36.4±2.5	Ding 等	2019	[37]
阿尔卑斯山	0~1	现在	7~35	0.04~0.18	Egli 等	2006	[41]
乌拉尔山	0~0.5	现在	7.7~39.3	0.50~2.55	Dymov 等	2013	[42]
安第斯山	0~1	现在	5.2~88.3	0.1~2.3	Miller 等	1992	[43]
南极	<1	现在		0.725	Bockheim 等	2014	[44]
南极半岛	<1	现在		0.6	Bockheim 等	2014	[44]

注: (a) yedoma 是富冰黄土, 体积含冰量 (50%~90%) 和质量含碳量 (2%~5%) 较高, 亦称冰楔复合体, 主要分布于北西伯利亚东北部、阿拉斯加中北部和加拿大西北地区 (面积>1×10⁶ km²)。yedoma 的沉积层平均厚度约 25 m。在更新世, yedoma 多发育于无冰川覆盖的猛犸象苔原草甸生态系统^[45]

(b) LGM 为末次冰期最盛期 (主要为 24~16 ka B. P.)

环境因子, 对土壤有机碳进行空间插值的评估方法不同, 他们发现古气候, 尤其气温对土壤有机碳含量的影响十分显著。因此考虑古气候的影响, 并以 232×10⁴ km² 为多年冻土区, 故评估结果要高于基于生态系统模型的评估结果^[37]。在末次冰期和新冰期, 青藏高原东部的若尔盖高原泥炭地发育了大面积的多年冻土, 小冰期后逐渐消融。经过几万年的积累, 该区储存了大量 SOC, 局部地区泥炭厚度可达 10.5 m^[46]。在数次冰期结束后, 除个别高山上部或顶部外, 该区多年冻土已经完全退化^[47]。但是, 随着气候变暖, 其中存储的大量 SOC 失稳分解和排放仍然会对大气温室气体收支起到重要作用。

北半球高纬多年冻土区碳库储量巨大, 而青藏高原多年冻土 SOC 储量相对较小, 但是正在迅速退化的多年冻土对气候变化的响应研究十分重要。从碳库储量的空间分布来看, 多年冻土区的泥炭地

和近地表土层中土壤碳密度较高。目前, 近地表多年冻土碳储量评估成果较丰富, 并且评估精度也在不断提升。

1.2 海底多年冻土碳库

在 LGM 时, 海平面要比当今海平面低约 125 m (120~150 m)^[48]。当时, 北冰洋较浅的大陆架出露, 尤其在东西伯利亚和阿拉斯加地区的大陆架 (面积 3×10⁶ km²) 是全球最浅的大陆架之一^[1]。由于气候变暖、海平面上升, 在晚更新世末期至全新世初期, 北冰洋沿岸部分低地苔原生态系统开始遭受海侵; 在末次间冰期, 海平面甚至比现在还高出 9~11 m^[48]。在气候变暖背景下, 大陆架内储存的海底多年冻土部分退化^[49-50]。这些区域通过多年冻土岸坡侵蚀和北极河流、地下水系统等不断传送和积累有机碳^[1]。Vonk 等^[51]认为, 东西伯利亚的北极大陆架每年有约 29 Tg C 以 CO₂ 形式排放到大气中, 而

Shakhova等^[52]认为,东西伯利亚北极大陆架每年有17 Tg CH₄以气泡的形式向大气扩散。按此速度,该区每年将向大气中排放46 Tg C的CO₂和CH₄等主要温室气体。海底多年冻土区也蕴藏一定量的甲烷水合物碳库,但是其具体储量并未进行系统集成分析评估,评估数值的不确定性很高^[1]。目前,大多数研究较关注因多年冻土退化而导致的温室气体排放增加,但未考虑海底多年冻土向海洋及周围水体以溶解碳(DOC或dissolved inorganic carbon, DIC)形式排放的碳;这可能低估了该区的碳源强度和排放强度及其阵性和突变的特点^[1]。海底多年冻土碳储量及其释放潜力很大,但其储量和释放潜力评估的不确定性也很大。因此,海底多年冻土向大气和海洋中的碳释放有可能成为冻土对气候响应的重要部分。

1.3 多年冻土区水合物碳库

CH₄、CO₂水合物等都是多年冻土中水合物碳库的存在形式。其中,甲烷水合物是多年冻土区乃至全球重要的碳库,碳储量巨大^[53]。较早估计表明,全球多年冻土中的甲烷水合物含量约580 Pg C^[54]。稍后的研究表明,全球甲烷水合物中蕴藏着500~2 500 Pg C^[3]。这些碳主要赋存于环北极沿岸

和近岸海底多年冻土及外大陆架和斜坡海相沉积物中^[53]。由于甲烷水合物对外部温度和压力变化有极高的敏感性^[55],气候变暖或其他突发的事件(如火山喷发、海底地震和滑坡、海啸等)有可能对水合物的稳定性造成很大影响。

多年冻土区甲烷水合物碳库有可能因升温而大量释放到大气圈。而且,单位体积气态CH₄比气态CO₂具有更高的温室效应效率。因此,多年冻土中水合物碳库对气候变暖的正反馈效应不容忽视^[56]。目前,北极地区甲烷水合物失稳和碳释放可能早已开始^[1]。Kretschmer等^[57]研究表明,未来100年内,全球甲烷水合物碳库将减少约0.473 Tg C。Ruppel等^[55]认为甲烷水合物在多年冻土中的沉积深度及上层沉积物的密实度等因素都可能减缓甲烷水合物释放。金会军等^[53]认为甲烷水合物的释放在21世纪内并不会对全球气候变化产生较大影响。但是,也有研究认为多年冻土中甲烷水合物的突然/阵性释放,会对全球气候系统形成巨大和突发性(灾难性)的正反馈^[56]。如俄罗斯东西伯利亚地区的天坑和热融滑塌(图1),可能是由于多年冻土中蕴藏大量的甲烷水合物和有机碳分解爆炸形成的,瞬间释放出百万吨数量级的CH₄气体^[56,58]。

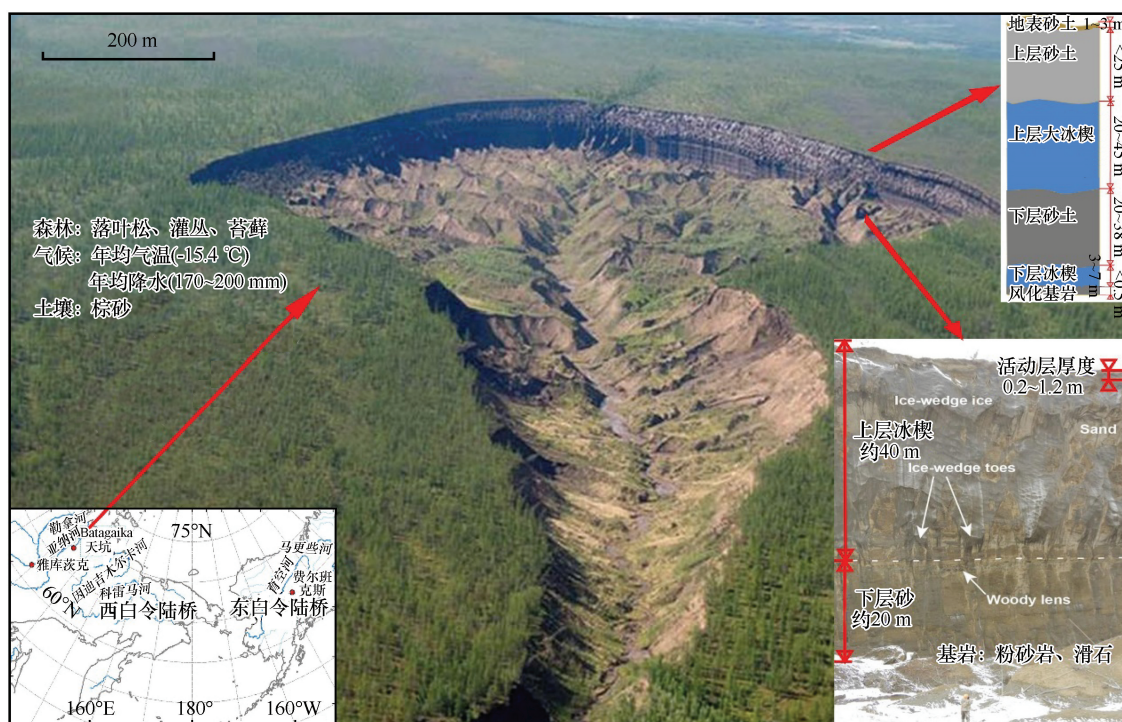


图1 俄罗斯东西伯利亚北部亚纳河上游Batagaika泰加林带的巨型热融滑塌(来源: <http://spookygeology.com/the-hellmouth-batagaika-crater/>, 有修改)

Fig. 1 A huge thaw slumping in the Batagaika taiga zone in upper reaches of the Yana River, north region of eastern Siberia, Russia (source: <http://spookygeology.com/the-hellmouth-batagaika-crater/>, revised)

多年冻土区甲烷水合物碳库储量潜力巨大, 相关评估结果的不确定性也非常高^[3]。由于甲烷水合物对温、压条件变化的高度敏感性, 气候变暖可能导致快速、大量水合物失稳和碳释放。

目前, 中国多年冻土区水合物可能分布在两大区域: 青藏高原和东北北部地区。Wu 等^[59]认为, 青藏高原多年冻土水合物的潜在分布面积约为 $3.85 \times 10^5 \text{ km}^2$ 。青藏高原水合物的潜在碳库储量为 $0.01 \sim 172.6 \text{ Pg C}$ ^[60]。Fu 等^[61]评估了藏北羌塘高原内流区甲烷水合物碳库的储量, 粗略估计可达 3.4 Pg C 。由于数据资料支持相对较少, 青藏高原甲烷水合物赋存的不确定性很大, 气碳库和排放量目前难以估计。

2 多年冻土区有机碳降解

尽管多年冻土中存储了大量的有机碳, 但多年冻土有机碳的生物易降解性决定了多年冻土有机碳对气候变暖的响应速度^[1]。多年冻土有机碳普遍具有较高的易降解性^[62]。在好氧条件下, Elberling 等^[62]通过长达 12 年的土壤有机碳降解实验表明, 50%~75% 的多年冻土中土壤碳在 12 年之内可以被微生物降解。Schädel 等^[63]全面评估了不同生态系统类型的多年冻土有机碳的降解比例; 结果表明, 10 年之内, 该比例一般在 1%~76%。野外观测也表明, 多年冻土中的有机碳具有较高的易降解性。Plaza 等^[64]研究发现, 随着多年冻土退化, 有机碳的损失速率高达 $4.5\% \cdot \text{a}^{-1}$ 。Schoor 等^[65]发现, 近 15 年阿拉斯加一处苔原区的多年冻土退化所引起的多年冻土中老碳损失率比该区多年冻土未退化的高 40%。因此, 伴随着多年冻土退化, 多年冻土中封存的有机碳释放并被微生物降解, 也就是说, 多年冻土融化将大量释放和降解有机碳。

多年冻土有机碳的降解速度不仅受多年冻土本身易降解性的影响, 还受土壤中微生物特性(菌群数量、微生物群落结构和生产力等)、SOC 含量、土壤 C/N 比、性质(低分子有机碳)和土壤水热、pH 等环境条件的控制^[14]。Xue 等^[26]研究了一处北方苔原地区在冻土退化条件下活动层内微生物种类、数量以及土壤呼吸速率的变化, 发现通过 1.5 年的增加积雪厚度的增温试验, 活动层内好氧和厌氧微生物的数量都显著增加; 相应地, 1.5 年后, 土壤呼吸速率也较未升温前增加了 38%。Coolen 等^[25]观测了阿拉斯加北极苔原 70 cm 深处的多年冻土, 发现

在实验室内融化后, 土壤内微生物和主要化学成分发生了变化, 一些微生物(拟杆菌、厚壁菌、子囊菌和甲烷菌)活性迅速增加; 产甲烷过程(methanogenesis)是冻土融化后最活跃的微生物过程。

Li 等^[24]调查了青藏高原一处草甸沼泽多年冻土区, 分析了多年冻土退化对土壤特性的影响。土壤升温改变了土壤有机碳的组分, 增加了烷基有机碳的比例, 减少了难降解的芳香烃有机碳(木质素)成分比例, 土壤呼吸以及异养呼吸所占比例均呈增加趋势。Mu 等^[18]通过降解实验对比了不同深度多年冻土有机碳的易降解性, 发现不同深度的多年冻结土壤的 CO_2 和 CH_4 等温室气体排放特征与土样深度无关, 而土壤 C/N 比是影响土壤有机质降解速率的关键因素。Wu 等^[20]对比了不同植被类型的多年冻土和非多年冻土区土壤有机碳的易降解性, 发现多年冻土的热稳定性和植被类型是控制土壤易降解性的主要因素。孟赫男^[23]研究了外源氮输入对多年冻土区泥炭地有机碳降解的影响, 发现源氮输入可降低 CH_4 等温室气体的排放量。Zhou 等^[21]对比了排干湿地和天然湿地的 CH_4 排放速率, 发现排干湿地 CH_4 排放速率 ($0.14 \text{ mg C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$) 显著低于天然湿地 CH_4 排放速率 ($19.13 \text{ mg C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$)。

冻融作用通过破坏土壤结构、影响土壤水分有效性和土壤团聚体稳定性, 影响土壤中微生物的活性、有机质分解和 CO_2 排放^[66]。Ollivier 等^[67]认为, 季节冻融循环与土壤中微生物种类和数量具有显著的相关关系。Elberling^[19]研究了积雪和植被类型对格陵兰一处多年冻土区 CO_2 排放的影响, 认为积雪和植被类型通过分别影响土壤温度和土壤中有有机物的性质, 来影响北极地区每年 CO_2 向大气的排放量。Natali 等^[22]在阿拉斯加 Eight Mile 湖周边地区开展了对比试验研究, 通过减小土壤湿度和增加土壤温度两种对比, 研究了多年冻土中的老碳向大气释放 CO_2 和 CH_4 的影响, 结果表明, 土壤增温可以显著增加多年冻土碳向大气的排放, 但是土壤湿度是影响温室气体排放形式和排放量增加程度的关键。

多年冻结土壤本身在融化之前很少经历生物和化学过程干扰, 微生物活跃的成分还未被分解, 因此其生物易降解性较高^[68]。但是, 无论是多年冻土中的老碳或新碳, 气候变暖、土壤升温都会增加微生物对土壤中有机碳的分解, 增加多年冻土区温室气体的释放^[1, 64]。同时, 多年冻土区土壤 SOC 的

易降解性还受土壤的 C/N 比^[18]、有机碳的成分^[20,24]、微生物群落结构^[25-26]和控制微生物生存的周边土壤环境(如土壤水热特性^[24,26,66]、化学干扰^[23]等)的影响。

3 多年冻土退化与碳排放

3.1 多年冻土退化背景下 CO₂ 和 CH₄ 的排放

在气候变暖背景下,多年冻土退化表现为活动层加深、多年冻土的面积缩减、厚度减薄等缓慢退化^[1],以及热喀斯特、溯源热侵蚀、滑坡、河湖海岸和坡面水热侵蚀等多年冻土快速变化。(亚)极地、中高纬度和高海拔多年冻土区苔原、森林/灌丛、湿地和泥炭地生态系统积累了大量的土壤有机碳(详见表1)。目前已有许多关于多年冻土区泥炭地、湿地和北方森林、北极苔原生态系统碳排放的研究^[64,69-70]。例如,Roulet 等^[69]调查了加拿大北方一处混合类型湿地的 CH₄ 年排放量,约为 1.5 Tg C·a⁻¹。阿拉斯加一处苔原多年冻土区,由于多年冻土退化导致的碳损失高达 4.5%·a⁻¹^[64],这些碳主要以 CO₂ 或 CH₄ 释放到大气中。西伯利亚东北部分布着大片北方森林和苔原生态系统,Dutta 等^[70]根据室内实验得到未来该区碳排放速率约 1 Pg C·a⁻¹。

在中国多年冻土区,早在 1999 年 Jin 等^[71]初步评估了青藏高原湿地 CH₄ 的排放速率,为 0.7~0.9 Tg C·a⁻¹。之后,Wei 等^[72]又更新评估了青藏高原湿地 CH₄ 的排放速率,为 0.215~0.412 Tg C·a⁻¹。Bosch 等^[73]利用不同的气候情景模式,预测了未来青藏高原由于多年冻土退化导致的 CO₂ 排放。根据青藏高原多年冻土面积(1.0×10⁶~1.5×10⁶ km²^[16]),多年冻土退化导致的 CO₂ 排放速率范围在 0.08~4.5 Pg C·a⁻¹。

与多年冻土退化增加 CO₂ 和 CH₄ 排放以及增加在多年冻土区碳源潜力的普遍结论不一致,Jørgensen 等^[74]调查了格陵兰东北部多年冻土区的 CH₄ 源汇功能,发现在非饱和土壤区,陆地 CH₄ 的吸收要大于 CH₄ 释放;在气候变暖的条件下,这种陆地碳汇功能将会继续增强。高北极(High Arctic)地区土壤贫瘠,多年冻土主要分布在半干旱冻漠地带和北冰洋海岸地区,Lupascu 等^[75]发现气候变暖将导致高北极半干旱的冻漠多年冻土区夏季碳汇强度减少 55%,但在降水增加的条件下,高北极寒漠多年冻土区的夏季碳汇强度将增加一个数量级。因此,气候显著变暖、冰冻圈快速和显著退化背景

的高北极地区,如冰盖快速退化而暴露的冰前地区(proglacial zone),很可能成为全球气候变暖背景下重要的多年冻土碳汇区。

除了长期、缓慢(数百至数万年计)的多年冻土退化现象,还有经过短时间,甚至数日至数十年发生的多年冻土快速退化,如热融湖[图 2(a)]、热侵蚀沟、热融滑塌[图 2(b)]、边坡侵蚀[图 2(c)]^[76]和巨型天坑[图 2(d)]等以点源形式发生的多年冻土退化过程及其冰缘地貌。这些对于碳平衡和温室气体排放可能具有非常重要的影响。

多年冻土的快速融化也是多年冻土碳库变化对气候响应的重要方面^[77]。地下冰快速消融不仅引起表层多年冻土有机碳的释放,还引起更深层地下冰融化、融沉和更多有机碳释放^[1]。Matveev 等^[78]通过对加拿大魁北克地区热融湖监测发现,随着湖水深度增加,湖水中溶解的 CH₄ 和 CO₂ 呈上升趋势,而且湖水表面 CH₄ 浓度是大气平衡浓度的 3 倍。另外,高纬地区,如北极、亚北极,一些热融湖以气泡形式向大气排放 CH₄^[79]。Lindgren 等^[80]对阿拉斯加一处热融湖(面积约 10 300 m²)进行了研究,发现该区热融湖是重要的 CH₄ 排放源:2011 和 2012 年平均 CH₄ 排放速率分别为 (174±28) mL·m⁻²·d⁻¹ 和 (216±33) mL·m⁻²·d⁻¹;每年向大气排放 549~936 m³ C。环北极热喀斯特地貌面积(3.6×10⁶ km²)约占环北极多年冻土区面积的 20%。其有机碳储量约为环北极多年冻土区地下有机碳储量的一半。Wu 等^[81]观测到 CO₂ 和 CH₄ 等温室气体从青藏高原热融湖中排出,并利用同位素示踪技术探明所排放的温室气体主要来自于古老有机质的分解。Liu 等^[27]发现热融滑塌大大减少了青藏高原东北部祁连山俄博岭一处高山沼泽草甸多年冻土区的土壤有机碳储量(32%)和易降解有机碳(碳水化合物)在土壤有机碳中的占比。Mu 等^[82]调查了青藏公路沿线热融湖群水体中 CH₄ 和 CO₂ 浓度特征,发现热融湖沉积物中有机质被高度降解,水体中 CH₄ (3.6~45.0 mol·L⁻¹) 和 CO₂ (0.28~3.0 mol·L⁻¹) 浓度极高,增加了该区 CO₂ 和 CH₄ 温室气体潜在来源。Mu 等^[83]发现青藏高原东北部祁连山区一处高原草甸生态系统在热融滑塌后,由夏季碳汇转变为碳源;与类似条件下北极和北方多年冻土区相比,其碳排放速率要高 2.7~9.5 倍。Tanski 等^[76]研究了海岸多年冻土退化(热侵蚀)对 CO₂ 排放的影响,发现在海岸地区,每克多年冻土被海水侵蚀就有



图2 对碳循环有重要影响的热喀斯特现象 [(a)来源: [http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Permafrost thaw ponds in Hudson Bay Canada near Greenland.jpg](http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Permafrost_thaw_ponds_in_Hudson_Bay_Canada_near_Greenland.jpg), (d)来源: <https://siberiantimes.com/science/casestudy/news/n0415-danger-of-methane-explosions-on-yamal-peninsula-scientists-warn/>]

Fig. 2 Thermokarst landscapes, which may play important role to carbon cycle; thawing lakes in Hudson Bay, central Canada (a) (source: [http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Permafrost thaw ponds in Hudson Bay Canada near Greenland.jpg](http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Permafrost_thaw_ponds_in_Hudson_Bay_Canada_near_Greenland.jpg)), thermal erosion ditch near Wanlong Warma Lake, the northeast Tibetan Plateau (b), active layer landslide in Canadian Arctic offshore^[76] (c), and a giant sinkhole on Russia's Yamal Peninsula in the Arctic (d) (source: <https://siberiantimes.com/science/casestudy/news/n0415-danger-of-methane-explosions-on-yamal-peninsula-scientists-warn/>)

(4.3 ± 1) mg CO_2 被释放到大气中,并认为北极沿岸平原的多年冻土区在全球碳循环和生态系统中具有重要作用。全球多年冻土区热喀斯特的加速形成,越来越成为温室气体重要排放来源^[84-85]。

多年冻土退化背景下温室气体 CO_2 和 CH_4 的相关研究十分丰富。不同生态系统类型的 CO_2 和 CH_4 排放特征具有明显差异。湿地生态系统的 CH_4 排放量高于其他生态系统类型。北方湿地 CH_4 排放速率达 $240 \text{ g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ^[69],青藏高原湿地排放速率约为(112.3 ± 66.1) $\text{g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ^[71-72]。从目前的研究趋势看,多年冻土快速退化是目前研究的热点领域;多年冻土的快速退化导致 CO_2 和 CH_4 排放速度之快、量级之大对气候系统的反馈,不亚于多年冻土缓慢退化的贡献。目前,在很多论述中多年冻土退化导致陆地碳源汇变化的研究结论也很不一致,

亟待厘清。

3.2 河流输移对多年冻土有机碳的影响

多年冻土中的有机碳除了一部分被细菌、真菌和古菌分解,产生 CO_2 和 CH_4 等温室气体外,还有一部分会随着地下冰融水或土壤淋溶作用,以DOC和颗粒有机碳(POC)的形式向水系统迁移、转化。气候变暖和多年冻土退化已经改变了高纬度和高海拔多年冻土区河流DOC和POC的动态。

Walvoord等^[86]发现,在北美北极的育空河流域,由于多年冻土退化导致的各子流域地下水对基流和年径流的贡献普遍增加,整个育空河流域DOC排放量呈减小趋势。但是,加拿大西北部马更些河流域的径流野外观测和水化学数据显示,DOC排放量呈增加趋势^[87]。Qu等^[88]研究发现,青藏高原多年冻土区河流DOC的形成年代和多年冻

土覆盖率具有明显的相关性。Lamoureux 等^[89]调查了北极 Cape Bounty 多年冻土流域,发现热融滑坡直接影响下游河流 POC 的年代。

多年冻土区河流 DOC 和 POC 输出的影响因素很多。王烁等^[90]调查了青藏高原东北部一个小流域河流 DOC 的季节变化,认为径流量和河流 DOC 排放量具有明显一致的变化特征,河流 DOC 的释放量也与 SOC 分布有关。Lalande 等^[91]调查了北极海岸多年冻土区河流,发现河流 POC 的输出特征明显受当年的径流量和植被初级生产力影响。在苏格兰东北部的研究表明,泥炭地在多年冻土流域内的面积占比与年平均 DOC 浓度有正相关关系^[92]。在土壤中 DOC 迁移过程中,其迁移路径也是影响最后向河道排泄 DOC 浓度的一个关键因素。当降雨入渗到较浅(15~20 cm)土壤并排泄到河道时,其排泄 DOC 浓度要明显高于较深层土壤的 DOC 的排泄浓度^[93~94]。Mu 等^[95]研究了青藏高原北部河流的 DOC 浓度和易降解性的季节变化,发现随着季节交替,活动层和径流路径加深,河流 DOC 浓度和易降解性呈明显的减小趋势。当河岸附近有湖沼、洼地等存在时,也会影响地表水文过程,影响 DOC 向河道的释放^[96]。Mu 等^[82]研究了青藏高原热融湖的 DOC 特征,发现青藏高原多年冻土区广泛发育的热融湖等湖泊中的 DOC 浓度普遍较高(1.2~49.6 mg·L⁻¹)。因此,热喀斯特地貌也可能会显著影响河流 DOC 的排泄。

因此,气候变暖通过改变环境因子(如土壤、植被、径流量和水文迁移路径等),改变多年冻土区河流 DOC 和 POC 的排放。在气候变暖条件下,多年冻土退化导致水文迁移路径的延长、加深,以及植被生长、土壤碳积累量和径流量的变化。那么,多年冻土区河流 DOC 和 POC 的排放很大程度是各种因素共同作用的结果。多年冻土有机碳向水系统的碳释放也是多年冻土区碳收支的重要组成部分,必须加以考虑并重视起来。

4 多年冻土区有机碳对气候响应的模拟和预测

多年冻土区有机碳对气候变暖的响应速度是政府和学术界普遍关心的问题,它会导致寒区环境变化,影响生产、环境和社会经济安全^[1,97]。多年冻土有机碳对气候变化响应的模拟和预测是多年冻土碳库储量、降解特性和多年冻土有机碳向大气

释放温室气体研究的最终目的。多年冻土有机碳储量和降解特性已集成大量数据并搭建了数据平台,如 Northern Circumpolar Soil Carbon Database^[98]和 Vulnerability of Permafrost Carbon Research Coordination Network^[99]。这些数据和平台已被广泛用于多年冻土有机碳气候变化响应的模拟和预测研究。

Waelbroeck 等^[100]耦合陆地-大气 CO₂ 交换模型和土壤水热模型模拟苔原生态系统的碳平衡,发现苔原多年冻土区长期处于碳积累状态。Khvorostyanov 等^[101]利用多年冻土模型结合一维土壤有机碳降解模型,同时考虑植物的季节凋落物对土壤有机碳输入等过程,研究了西伯利亚东北部 yedoma 地区多年冻土退化对温室气体的排放影响,发现在 120 年内,70% 的 SOC 会被释放。Hollesen 等^[30]利用多年冻土模型(如 CoupModel)和土壤呼吸模型,根据不同气候模式模拟了北极格陵兰 Disco 地区的活动层水热动态及 CO₂ 排放的未来变化趋势。Schaphoff 等^[28]利用全球陆地植被模型(LPJmL),并引入分层能量平衡的多年冻土模块,评估了全球多年冻土区在植被生长和多年冻土融化碳释放之间的碳平衡;认为目前多年冻土碳释放仍然持续被植物生长吸收;但当超过一定阈值后,多年冻土退化将导致碳的净释放。von Deimling 等^[29]耦合了多年冻土模块和碳循环气候模型,评估了全球多年冻土区有机碳对气候的响应,认为在高排放情景下(RCP8.5),2100 年以前多年冻土融化将释放 42~141 Pg C,这将导致全球气温升高 0.03~0.14 °C;2300 年以前,多年冻土融化将释放 157~313 Pg C,但是这一评估具有相当高的不确定性(±68%)。Li 等^[102]利用大气圈-生物圈-陆地交换模型(CABLE),模拟了阿拉斯加一处苔原在长期缓慢升温 and 短期快速升温条件下多年冻土碳在生态系统碳循环的季节和年际变化,发现在不同升温情景下,该区可能发生碳的源汇转换。Bosch 等^[73]利用统计回归模型(多年冻土厚度和 CO₂ 排放的线性回归方程)粗略评估了在不同的气候情景下,青藏高原多年冻土退化导致的 CO₂ 释放速率为 0.08~4.5 Pg C·a⁻¹。

综上所述,目前多年冻土有机碳的气候响应模拟和预测是通过不同气候变暖情景,结合多年冻土预报模型和 SOC 降解过程,来实现对未来多年冻土退化释放温室气体正反馈气候变化的预测。研究结果显示,在 21 世纪结束之前多年冻土退化并不

会对社会经济产生灾难性的后果,但评估的不确定性很大^[30]。当前已有部分模型模拟考虑了热喀斯特过程和深层多年冻土融化而导致 CO₂ 和 CH₄ 排放^[30],但是对于全球尺度的模拟和预测,热喀斯特现象(如热融湖、热融滑塌、热融滑坡等)或者是多年冻土区中碳含量巨大的甲烷水合物碳库失稳等所导致的多年冻土碳释放和随之产生的更深层冻土退化的碳释放的模拟研究较少。而且,短期、迅速多年冻土退化导致的 CO₂ 和 CH₄ 释放也缺少系统性的评估。

5 结论与展望

北极、北方高纬多年冻土区和青藏高原土壤有机碳储量的研究已有较多的研究成果,且评估数据来源和评估方法不断提高。由于野外观测数据不足,海底多年冻土和多年冻土区水合物碳库的评估依然存在很大不确定性。多年冻土区有机碳对气候变暖的响应速度取决于土壤有机碳被微生物降解的速度。多年冻土退化前,其封存的有机碳由于较少经历生物/化学干扰,具有较高的易降解性。土壤有机碳的性质(如有机碳含量、成分和 C/N 比)和环境因素(如土壤温湿度、微生物群落结构和数量等)也是影响土壤有机碳降解速率的关键要素。目前,多年冻土碳储量、多年冻土碳分布和基于土壤降解实验和土地类型的土壤降解速率已集成了相应的数据平台。多年冻土区的碳排放观测能够为多年冻土区土壤有机碳的降解实验研究和多年冻土区有机碳对气候响应的模拟提供对比和验证数据。多年冻土区湿地生态系统的碳排放速率[北方湿地为 240 g C·m⁻²·a⁻¹,青藏高原湿地为(112.3±66.1) g C·m⁻²·a⁻¹]普遍高于其他生态系统。多年冻土的快速退化(如热喀斯特)导致 CO₂ 和 CH₄ 排放速度之快、量级之大,对气候系统的反馈可能不亚于多年冻土缓慢退化引起的温室气体排放的影响。多年冻土退化导致其封存的有机碳向水系统的侧向输出也是多年冻土退化的气候响应的重要部分。多年冻土对气候变暖的响应及反馈模拟和预测结果显示,在 21 世纪结束前多年冻土退化并不会导致生产和经济方面的灾难性后果,但预测和评估的不确定性很高。

尽管北极和北方高纬多年冻土区和青藏高原的碳储量估算、SOC 降解和碳排放研究报道较多,但不同结果对多年冻土区碳源/汇的研究依然存在

很大不确定性,甚至存在较多争议。例如,多年冻土退化究竟是增加多年冻土区的碳源作用或排放速率,亦或加强了多年冻土区的碳汇功能或强度、固碳速率,需要进一步研究确认。另外,在全球尺度的模拟结果依然具有很大的不确定性。这主要是由于多年冻土融化、释放有机质并被微生物降解的过程十分复杂、环境控制因素也较多;这些都增加了大尺度、高精度模拟多年冻土对气候变化响应和反馈的难度。同时,在多年冻土对气候变化的响应和反馈模拟研究中,多年冻土的快速退化现象(如北极沿岸低地湖泊和其他热喀斯特与岸坡侵蚀,以及高地和坡面的热融滑塌、滑坡、其他水热侵蚀)、多年冻土退化通过河流的碳输出以及不确定性很高的水合物失稳分解、海底多年冻土退化导致的碳释放方面的考虑较少,进而增加了这些模拟的不确定性。或者,与碳过程和评估相关的研究可能需要从概率、不确定性或随机过程模型的角度展开更多研究。因此,未来多年冻土-气候响应的数值模拟应加强以下几个方面:(1)多年冻土快速退化现象的野外观测、模拟试验和数据集成;(2)多年冻土区河流碳输移或排放;(3)水体向大气的碳排放;(4)碳库和碳交换、碳循环过程和机制的不确定性或随机过程模型;(5)多年冻土融化后,土壤中微生物的动态变化过程和机制。这些研究的不断深入、系统化和综合集成将显著提高全球到局域尺度冻土退化对气候变暖响应和反馈的预测、评估和预警能力。

参考文献(References):

- [1] Schuur E A, McGuire A D, Schadel C, et al. Climate change and the permafrost carbon feedback [J]. *Nature*, 2015, 520: 171–179.
- [2] Zimov S A, Schuur E A G, Chapin F S, III. Permafrost and the global carbon budget [J]. *Science*, 2006, 312: 1612–1613.
- [3] Milkov A V. Global estimates of hydrate-bound gas in marine sediments: how much is really out there? [J]. *Earth-Science Reviews*, 2004, 66: 183–197.
- [4] Köchy M, Hiederer R, Freibauer A. Global distribution of soil organic carbon: part 1: masses and frequency distributions of SOC stocks for the tropics, permafrost regions, wetlands, and the world [J]. *Soil*, 2015, 1: 351–365.
- [5] IPCC. Climate change 2013: the physical science basis; contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [M]. New York: Cambridge University Press, 2013.
- [6] Li Lin, Yang Song, Wang Zhenyu, et al. Evidence of warming and wetting climate over the Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 2010, 42: 449–457.
- [7] Ma Qiang, Jin Huijun, Yu Congrong, et al. Dissolved organic carbon in permafrost regions: a review [J]. *Science China*:

- Earth Sciences, 2019, 62(2): 349 – 364.
- [8] Ni Jie, Wu Tonghua, Zhao Lin, et al. Carbon cycle in Arctic permafrost regions: progress and prospect[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2019, 41(4): 845 – 857. [倪杰, 吴通华, 赵林, 等. 北极多年冻土区碳循环研究进展与展望[J]. 冰川冻土, 2019, 41(4): 845 – 857.]
- [9] Li Yuqiang, Zhao Halin, Chen Yinping. Advance in the study of terrestrial ecosystem carbon source, sink and affection mechanisms[J]. Chinese Journal of Ecology, 2005, 24: 37 – 42.
- [10] Ran Y H, Li X, Cheng G D, et al. Distribution of permafrost in China: an overview of existing permafrost maps[J]. Permafrost and Periglacial Processes, 2012, 23(4): 322 – 333.
- [11] Zhang T, Barry R G, Knowles K, et al. Distribution of seasonally and perennially frozen ground in the Northern Hemisphere [C]// Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost: vol 2. Rotterdam, the Netherlands: A. A. Balkema Publishers, 2003: 1289 – 1294.
- [12] Mu Cuicui, Zhang Tingjun, Wu Qingbai, et al. Editorial: organic carbon pools in permafrost regions on the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau[J]. The Cryosphere, 2015, 9(2): 479 – 486.
- [13] Cheng Guodong, Zhao Lin, Li Ren, et al. Characteristic, changes and impacts of permafrost on Qinghai-Tibet Plateau [J]. Chinese Science Bulletin, 2019, 64(27): 2783 – 2795. [程国栋, 赵林, 李韧, 等. 青藏高原多年冻土特征、变化及影响[J]. 科学通报, 2019, 64(27): 2783 – 2795.]
- [14] Chen Leiyi, Liang Junyi, Qin Shuqi, et al. Determinants of carbon release from the active layer and permafrost deposits on the Tibetan Plateau [J/OL]. Nature Communication, 2016, 7 [2020-03-26]. <https://www.nature.com/articles/ncomms13046>.
- [15] Brown J, Ferrians O, Heginbottom J A, et al. Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions: version 2 [DB/OL]. Boulder, Colorado, USA: National Snow and Ice Data Center, 2002 [2020-03-26]. <https://nsidc.org/data/GGD318>.
- [16] Ran Y H, Li X, Cheng G D. Climate warming over the past half century has led to thermal degradation of permafrost on the Qinghai-Tibet Plateau [J]. The Cryosphere, 2018, 12: 595 – 608.
- [17] Altshuler I, Goordial J, Whyte L G. Microbial life in permafrost [M]// Psychrophiles: from biodiversity to biotechnology. Berlin: Springer, 2017: 153 – 179.
- [18] Mu C C, Li L, Wu X D, et al. Greenhouse gas released from the deep permafrost in the northern Qinghai-Tibetan Plateau [J/OL]. Scientific Report, 2018, 8(1) [2020-03-26]. <http://www.nature.com/articles/s41598-018-22530-3>.
- [19] Elberling B. Annual soil CO₂ effluxes in the High Arctic: the role of snow thickness and vegetation type [J]. Soil Biology Biochemistry, 2007, 39: 646 – 654.
- [20] Wu Xiaodong, Zhao Lin, Hu Guojie, et al. Permafrost and land cover as controlling factors for light fraction organic matter on the southern Qinghai-Tibetan Plateau [J]. Science of the Total Environment, 2018, 613/614: 1165 – 1174.
- [21] Zhou Wenchang, Cui Lijuan, Wang Yifei, et al. Methane emissions from natural and drained peatlands in the Zoigê, eastern Qinghai-Tibet Plateau [J]. Journal of Forestry Research, 2016, 28: 539 – 547.
- [22] Natali S, Schuur E, Mauritz M, et al. Permafrost thaw and soil moisture driving CO₂ and CH₄ release from upland tundra [J]. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences, 2015, 120: 525 – 537.
- [23] Meng Henan. Effects of *Sphagnum mosses* degradation and nitrogen environment change on carbon cycle in peatland, Greater Khingan Mountains [D]. Changchun: Northeast Institute of Geography and Agroecology, Chinese Academy of Sciences, 2014. [孟赫男. 泥炭藓退化和氮营养环境变化对大兴安岭泥炭地碳循环的影响[D]. 长春: 中国科学院东北地理与农业生态研究所, 2014.]
- [24] Li F, Peng Y, Chen L Y, et al. Warming alters surface soil organic matter composition despite unchanged carbon stocks in a Tibetan permafrost ecosystem [J/OL]. Functional Ecology, 2019 [2020-03-26]. <https://doi.org/10.1111/1365-2435.13489>.
- [25] Coolen M J L, Orsi W D. The transcriptional response of microbial communities in thawing Alaskan permafrost soil [J/OL]. Frontiers in Microbiology, 2015, 6 [2020-03-26]. <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/fmicb.2015.00197>.
- [26] Xue K, Yuan M M, Shi Z J, et al. Tundra soil carbon is vulnerable to rapid microbial decomposition under climate warming [J]. Nature Climate Change, 2016, 6(6): 595 – 600.
- [27] Liu Futing, Chen Leiyi, Abbott B W, et al. Reduced quantity and quality of SOM along a thaw sequence on the Tibetan Plateau [J/OL]. Environmental Research Letters, 2018, 13 [2020-03-26]. <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/aae43b/meta>.
- [28] Schaphoff S, Heyder U, Ostberg S, et al. Contribution of permafrost soils to the global carbon budget [J/OL]. Environmental Research Letters, 2013, 8 [2020-03-26]. <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/8/1/014026/meta>.
- [29] von Deimling T S, Grosse G, Strauss J, et al. Observation-based modelling of permafrost carbon fluxes with accounting for deep carbon deposits and thermokarst activity [J]. Biogeosciences, 2015, 12: 3469 – 3488.
- [30] Hollesen J, Elberling B, Jansson P E. Future active layer dynamics and carbon dioxide production from thawing permafrost layers in northeast Greenland [J]. Global Change Biology, 2011, 17: 911 – 926.
- [31] Hugelius G, Strauss J, Zubrzycki S, et al. Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps [J]. Biogeosciences, 2014, 11: 6573 – 6593.
- [32] Tarnocai C, Canadell J G, Schuur E A G, et al. Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region [J/OL]. Global Biogeochemical Cycles, 2009, 23 [2020-03-26]. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2008GB003327>.
- [33] Zhao L, Wu X D, Wang Z W, et al. Soil organic carbon and total nitrogen pools in permafrost zones of the Qinghai-Tibetan Plateau [J/OL]. Scientific Report, 2018, 8 [2020-03-26]. <https://www.nature.com/articles/s41598-018-22024-2/>.
- [34] Ping C L, Michaelson G J, Jorgenson M T, et al. High stocks of soil organic carbon in the North American Arctic region [J]. Nature Geoscience, 2008, 1: 615 – 619.
- [35] Bradshaw C J A, Warkentin I G. Global estimates of boreal forest carbon stocks and flux [J]. Global and Planetary Change, 2015, 128: 24 – 30.
- [36] Zhu Dan, Peng Shushi, Ciais P, et al. Simulating soil organic carbon in yedoma deposits during the Last Glacial Maximum in a land surface model [J]. Geophysical Research Letters, 2016, 43: 5133 – 5142.
- [37] Ding J Z, Wang T, Piao S L, et al. The paleoclimate footprint in the soil carbon stock of the Tibetan permafrost region [J/OL]. Nature Communication, 2019, 10 [2020-03-26]. <https://www.nature.com/articles/s41467-019-12214-5>.

- [38] Strauss J, Schirrmeister L, Grosse G, et al. The deep permafrost carbon pool of the yedoma region in Siberia and Alaska [J]. *Geophysical Research Letters*, 2013, 40: 6165 – 6170.
- [39] Turunen J, Tomppo E, Tolonen K, et al. Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland: application to boreal and subarctic regions [J]. *Holocene*, 2002, 12: 69 – 80.
- [40] Burnham H J, Sletten R S. Spatial distribution of soil organic carbon in northwest Greenland and underestimates of High Arctic carbon stores [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2010, 24 [2020-03-26]. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2009GB003660>.
- [41] Egli M, Mirabella A, Sartori G, et al. Effect of north and south exposure on weathering rates and clay mineral formation in alpine soils [J]. *Cetena*, 2006, 67: 155 – 174.
- [42] Dymov A A, Zhangurov E V, Startsev V V. Soil of the northern part of the Subpolar Urals: morphology, physicochemical properties, and carbon and nitrogen pools [J]. *Eurasian Soil Science*, 2013, 46: 459 – 467.
- [43] Miller D C, Birkeland P W. Soil catena variation along an alpine climatic transect, northern Peruvian Andes [J]. *Geoderma*, 1992, 55: 211 – 223.
- [44] Bockheim J G, Haus N W. Distribution of organic carbon in the soils of Antarctica [M]// *Soil carbon*. Cham, Switzerland: Springer, 2014: 373 – 380.
- [45] Neff J C, Finlay J C, Zimov S A, et al. Seasonal changes in the age and structure of dissolved organic carbon in Siberian rivers and streams [J/OL]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33 [2020-03-26]. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2006GL028222>.
- [46] Li Zhiwei. Fluvial processes and wetlands degradation mechanisms of the Sanjiangyuan source [D]. Beijing: Tsinghua University, 2013. [李志威. 三江源河床演变与湿地退化机制研究 [D]. 北京: 清华大学, 2013.]
- [47] Jin H J, Jin X Y, He R X, et al. Evolution of permafrost in China during the last 20 ka [J]. *Science China: Earth Sciences*, 2019, 62(8): 1181 – 1192.
- [48] Lambeck K, Rouby H, Purcell A, et al. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2014, 111(43): 15296 – 15303.
- [49] Nicolsky D, Shakhova N. Modeling sub-sea permafrost in the East Siberian Arctic Shelf: the Dmitry Laptev Strait [J/OL]. *Environmental Research Letters*, 2010, 5 [2020-03-26]. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2012JF002358>.
- [50] Romanovskii N N, Hubberten H W, Gavrilov A V, et al. Off-shore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas [J]. *Geo-Marine Letters*, 2005, 25: 167 – 182.
- [51] Vonk J, Sanchez-Garcia L, van Dongen B, et al. Activation of old carbon by erosion of coastal and subsea permafrost in Arctic Siberia [J]. *Nature*, 2012, 489: 137 – 140.
- [52] Shakhova N, Semiletov I, Leifer I, et al. Ebullition and storm-induced methane release from the East Siberian Arctic Shelf [J]. *Nature Geoscience*, 2013, 7: 64 – 70.
- [53] Jin Huijun, Cheng Guodong. Methane emissions in permafrost regions [J]. *Advances in Earth Science*, 1997, 12(3): 266 – 283. [金会军, 程国栋. 冻土区甲烷排放研究进展 [J]. *地球科学进展*, 1997, 12(3): 266 – 283.]
- [54] MacDonald G J. Role of methane clathrates in past and future climates [J]. *Climatic Change*, 1990, 16: 247 – 281.
- [55] Ruppel C D, Kessler J D. The interaction of climate change and methane hydrates [J]. *Reviews of Geophysics*, 2017, 55: 126 – 168.
- [56] Maslin M, Owen M, Betts R, et al. Gas hydrates: past and future geohazard? [J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 2010, 368: 2369 – 2393.
- [57] Kretschmer K, Biastoch A, Rüpke L, et al. Modeling the fate of methane hydrates under global warming [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2015, 29: 610 – 625.
- [58] Murton J, Edwards M, Lozhkin A V, et al. Preliminary paleoenvironmental analysis of permafrost deposits at Batagaika megaslump, Yana Uplands, northeast Siberia [J]. *Quaternary Research*, 2017, 87(2): 314 – 330.
- [59] Wu Q B, Jiang G L, Zhang P. Assessing the permafrost temperature and thickness conditions favorable for the occurrence of gas hydrate in the Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Energy Conversion and Management*, 2010, 51: 783 – 787.
- [60] Wu Qingbai, Cheng Guodong. Research summarization on natural gas hydrate in permafrost regions [J]. *Advances in Earth Science*, 2008, 23(2): 111 – 119. [吴青柏, 程国栋. 多年冻土区甲烷水合物研究进展 [J]. *地球科学进展*, 2008, 23(2): 111 – 119.]
- [61] Fu Xiugen, Wang Jian, Tan Fuwen, et al. Gas hydrate formation and accumulation potential in the Qiangtang Basin, northern Tibet, China [J]. *Energy Conversion and Management*, 2013, 73: 186 – 194.
- [62] Elberling B, Michelsen A, Schädel C, et al. Long-term CO₂ production following permafrost thaw [J]. *Nature Climate Change*, 2013, 3: 890 – 894.
- [63] Schädel C, Schuur E A G, Bracho R, et al. Circumpolar assessment of permafrost C quality and its vulnerability over time using long-term incubation data [J]. *Global Change Biology*, 2014, 20: 641 – 652.
- [64] Plaza C, Pegoraro E, Hutchings J A, et al. Direct observation of permafrost degradation and rapid soil carbon loss in tundra [J]. *Nature Geoscience*, 2019, 12: 627 – 631.
- [65] Schuur E A G, Vogel J G, Crummer K G, et al. The effect of permafrost thaw on old carbon release and net carbon exchange from tundra [J]. *Nature*, 2009, 459: 556 – 559.
- [66] Jin Huijun, Cheng Guodong, Lin Qing. Impacts of freeze-thaw and negative temperature on soil chemistry and microbiology [C]// *Proceedings of the 5th National Congress of Glacier and Permafrost: vol 2*. Lanzhou: Gansu Culture Press, 1996: 1092 – 1103. [金会军, 程国栋, 林清. 冻结作用和负温对土壤化学和微生物学的影响 [C]// 第5届全国冰川冻土大会论文集: 下. 兰州: 甘肃文化出版社, 1996: 1092 – 1103.]
- [67] Ollivier J, Yang S, Dörfer C, et al. Bacterial community structure in soils of the Tibetan Plateau affected by discontinuous permafrost or seasonal freezing [J]. *Biology and Fertility of Soils*, 2014, 50: 555 – 559.
- [68] Abbott B W, Larouche J R, Jones J B, Jr, et al. Elevated dissolved organic carbon biodegradability from thawing and collapsing permafrost [J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2014, 119: 2049 – 2063.
- [69] Roulet N T, Ash R, Moore T R. Low boreal wetlands as a source of atmospheric methane [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1992, 97: 3739 – 3749.
- [70] Dutta K, Schuur E A G, Neff J C, et al. Potential carbon release from permafrost soils of northeastern Siberia [J]. *Global Change Biology*, 2006, 12: 2336 – 2351.
- [71] Jin H J, Wu J C, Cheng G D, et al. Methane emissions from

- wetlands on the Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1999, 44(24): 2282 – 2286.
- [72] Wei Da, Xuri, Tarchen T, et al. Revisiting the role of CH₄ emissions from alpine wetlands on the Tibetan Plateau: evidence from two in situ measurements at 4758 and 4320 m above sea level [J]. *Journal Geophysical Research: Biogeosciences*, 2015, 120: 1741 – 1750.
- [73] Bosch A, Schmidt K, He J S, et al. Potential CO₂ emissions from defrosting permafrost soils of the Qinghai-Tibet Plateau under different scenarios of climate change in 2050 and 2070 [J]. *Catena*, 2017, 149: 221 – 231.
- [74] Jørgensen C, Johansen K, Westergaard-Nielsen A, et al. Net regional methane sink in High Arctic soils of northeast Greenland [J]. *Nature Geoscience*, 2015, 8: 20 – 23.
- [75] Lupascu M, Welker J M, Seibt U, et al. High Arctic reduces permafrost carbon feedbacks to climate warming [J]. *Nature Climate Change*, 2014, 4: 51 – 55.
- [76] Tanski G, Wagner D, Knoblauch C, et al. Rapid CO₂ release from eroding permafrost in seawater [J/OL]. *Geophysical Research Letters*, 2019, 46 [2020-03-26]. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019GL084303>.
- [77] Turetsky M R, Abbott B W, Jones M C, et al. Carbon release through abrupt permafrost thaw [J]. *Nature Geoscience*, 2020, 13: 138 – 143.
- [78] Matveev A, Laurion I, Deshpande B N, et al. High methane emissions from thermokarst lakes in subarctic peatlands [J]. *Limnology and Oceanography*, 2016, 61: S150 – S164.
- [79] Walter K M, Zimov S A, Chanton J P, et al. Methane bubbling from Siberian thaw lakes as a positive feedback to climate warming [J]. *Nature*, 2006, 443: 71 – 75.
- [80] Lindgren P R, Grosse G, Walter Anthony K M, et al. Detection and spatiotemporal analysis of methane ebullition on thermokarst lake ice using high-resolution optical aerial imagery [J]. *Biogeosciences*, 2016, 13: 27 – 44.
- [81] Wu Q B, Zhang P, Jiang G L, et al. Bubble emissions from thermokarst lakes in the Qinghai-Xizang Plateau [J]. *Quaternary International*, 2014, 321: 65 – 70.
- [82] Mu C C, Zhang T J, Wu Q B, et al. Dissolved organic carbon, CO₂ and CH₄ concentration and their stable isotope ratios in thermokarst lakes on the Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Journal of Limnology*, 2016, 75: 313 – 319.
- [83] Mu C C, Abbott B W, Zhao Q, et al. Permafrost collapse shifts alpine tundra to a carbon source but reduces N₂O and CH₄ release on the northern Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44: 8945 – 8952.
- [84] Levy J S, Fountain A G, Dickson J L, et al. Accelerated thermokarst formation in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica [J/OL]. *Scientific Report*, 2013, 3 [2020-03-26]. <https://www.nature.com/articles/srep02269>.
- [85] Turetsky M R, Abbott B W, Jones M C, et al. Permafrost collapse is accelerating carbon release [J]. *Nature*, 2019, 569: 32 – 34.
- [86] Walvoord M A, Striegl R G. Increased groundwater to stream discharge from permafrost thawing in the Yukon River basin; potential impacts on lateral export of carbon and nitrogen [J/OL]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34 [2020-03-26]. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2007gl030216>.
- [87] Tank S E, Striegl R G, McClelland J M, et al. Multi-decadal increases in dissolved organic carbon and alkalinity flux from the Mackenzie drainage basin to the Arctic Ocean [J/OL]. *Environmental Research Letters*, 2016, 11 [2020-03-26]. <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/11/5/054015/meta>.
- [88] Qu B, Sillanpää M, Li C L, et al. Aged dissolved organic carbon exported from rivers of the Tibetan Plateau [J/OL]. *PLOS ONE*, 2017, 12(5) [2020-03-26]. <https://journals.plos.org/plosone/article/file?type=printable&id=10.1371/journal.pone.0178166>.
- [89] Lamoureux S F, Lafrenière M J. Seasonal fluxes and age of particulate organic carbon exported from Arctic catchments impacted by localized permafrost slope disturbances [J/OL]. *Environmental Research Letters*, 2014, 9(4) [2020-03-26]. <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/9/4/045002/meta>.
- [90] Wang Shuo, Sun Ziyong, Hu Yalu, et al. Intra-annual variation of dissolved organic carbon export through stream from a typical alpine catchment in Qinghai-Tibet Plateau: patterns and hydrological controls [J]. *Safety and Environmental Engineering*, 2017, 24(3): 1 – 8. [王烁, 孙自勇, 胡雅璐, 等. 高寒山区典型小流域河流溶解有机碳输出的年内变化及其成因 [J]. *安全与环境工程*, 2017, 24(3): 1 – 8.]
- [91] Lalonde C, Forest A, Barber D G, et al. Variability in the annual cycle of vertical particulate organic carbon export on Arctic shelves: contrasting the Laptev Sea, Northern Baffin Bay and the Beaufort Sea [J]. *Continental Shelf Research*, 2009, 29: 2157 – 2165.
- [92] Hope D, Billett M F, Cresser M S. A review of the export of carbon in river water: fluxes and processes [J]. *Environmental Pollution*, 1994, 84: 301 – 324.
- [93] Edward A C. Some factors influencing elemental mobilities in an upland catchment in the Grampian region [D]. Aberdeen, Scotland, UK: University of Aberdeen, 1984.
- [94] Moore T R. Dynamics of dissolved organic carbon in forested and distributed catchments, Westland, New Zealand [J]. *Water Resources Research*, 1989, 25(6): 1321 – 1330.
- [95] Mu C C, Abbott B W, Wu X D, et al. Thaw depth determines dissolved organic carbon concentration and biodegradability on the northern Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44: 9389 – 9399.
- [96] Fiebig D M, Lock M A, Neal C. Soil water in the riparian zone as a source of carbon for a headwater stream [J]. *Journal of Hydrology*, 1990, 116: 217 – 237.
- [97] Yumashev D, Hope C, Schaefer K, et al. Climate policy implications of nonlinear decline of Arctic land permafrost and other cryosphere elements [J/OL]. *Nature Communications*, 2019, 10 [2020-03-26]. <https://www.nature.com/articles/s41467-019-09863-x>.
- [98] Tarnocai C, Kimble J, Broll G. Determining carbon stocks in Cryosols using the Northern and Mid Latitudes Soil Database [C]// *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost: vol 2*. Rotterdam, the Netherlands: A. A. Balkema Publishers, 2003: 1129 – 1134.
- [99] Schuur E A, McGuire A D, Canadell J G, et al. Vulnerability of permafrost carbon research coordination network [C/OL]// *European Geosciences Union General Assembly 2012*, Vienna, Austria, 22 – 27 April 2012 [2020-03-26]. <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2012/EGU2012-3230-1.pdf>.
- [100] Waelbroeck C, Monfray P, Oechel W C, et al. The impact of permafrost thawing on the carbon dynamics of tundra [J]. *Geophysical Research Letters*, 1997, 24: 229 – 232.
- [101] Khvorostyanov D V, Ciais P, Krinner G, et al. Vulnerability of permafrost carbon to global warming: part II: sensitivity of permafrost carbon stock to global warming [J]. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 2008, 60: 265 – 275.

[102] Li J W, Luo Y Q, Natali S, et al. Modeling permafrost thaw and ecosystem carbon cycle under annual and seasonal warming

at an Arctic tundra site in Alaska [J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2014, 119: 1129 – 1146.

Impacts of climate warming on soil organic carbon pools in permafrost regions

MA Qiang^{1,2}, JIN Huijun^{1,2,3}

(1. *Da Xing'anling Observation and Research Station of Frozen-Ground Engineering and Environment / State Key Laboratory of Frozen Soil Engineering, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China;* 2. *College of Resources and Environment, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;* 3. *School of Civil Engineering / Polar and Permafrost Engineering International Research Center of Polar Academy, Harbin Institute of Technology, Harbin 150090, China*)

Abstract: Permafrost regions store large amounts of soil organic carbon. Climate warming and permafrost thawing promote gradual/abrupt release of sequestered permafrost organic carbon, entering atmosphere or delivering into aquatic systems, and potentially accelerating climate warming to great extents. This paper reviews recent progress in studies on impacts of climate warming on soil organic carbon pools in permafrost regions, including permafrost organic carbon storage, bio-degradation mechanisms of permafrost organic carbon and projection of carbon feedbacks of permafrost degradation to climate warming. Results show that: Huge amount of organic carbon is stored in northern permafrost regions. Yet, its estimation is of a high uncertainty in terms of estimation for organic carbon in sub-sea permafrost and gas hydrates on continental shelves and in permafrost regions. Feedbacks of permafrost organic carbon on climate warming are regulated by soil moisture content and temperature, C/N ratio and organic carbon content, and characteristics of microbial community in soils, among many others. Model-simulated results of feedbacks of permafrost organic carbon in northern hemisphere to climate warming indicate that permafrost degradation will not result in serious socioeconomic consequences in a short term, such as before the end of the 21st century. However, both estimates on permafrost organic carbon stocks and modeling on the feedbacks of permafrost degradation to climate warming remain highly uncertain. Future predictions for feedbacks of permafrost degradation to climate warming should integrate rapid, and, particularly, abrupt thawing processes of permafrost and dissociation of hydrate carbon in modeling, such as ecological responses and sink-source strength and turnover of carbon released from small-scale thermokarsting processes. Modeling on progressive hydrothermal destabilization and rapid degradation of permafrost will provide key support for predictions, assessment, warning and management of feedbacks of permafrost degradation and permafrost carbon to climate warming.

Key words: climate warming; soil organic carbon; permafrost organic carbon; dissolved organic carbon; permafrost degradation; carbon emission

(责任编辑: 吴晓东; 编辑: 武俊杰)