

全新世哈尼泥炭地碳积累速率及影响因素

蔡 诚^{1,2}, 洪 冰^{1,*}, 朱詠焯¹, 洪业汤¹, 王 羽¹, 彭海军^{1,2}

(1. 中国科学院地球化学研究所 环境地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002;

2. 中国科学院大学, 北京 100039)

摘 要: 本工作研究了全新世中国东北地区哈尼泥炭地的碳积累速率与气候变化的响应机制。综合多指标腐殖化度、有机碳含量、干容重和纤维素碳氧同位素重建了哈尼地区全新世气候变化历史, 并且基于定年、有机碳含量和干容重得到碳积累速率数据。哈尼泥炭时间加权平均碳积累速率 $28.3 \text{ gC}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ 。B/A 暖期后期温暖湿润气候有利于碳积累, 出现碳积累高峰。相对寒冷的新仙女木期碳积累速率有所降低。温暖湿润早中全新世虽有高泥炭分解, 但高初级生产力还是占据主导作用, 出现高碳积累速率。期间有两次火山碎屑层扰动了泥炭发育, 导致碳积累速率下降。高碳积累速率一直持续到 4 ka BP 左右大暖期结束。4.0~1.6 ka BP 太平洋季风减弱, 泥炭表面偏干, 加之降温导致低初级生产力, 最终导致此阶段碳积累速率显著降低。之后季风不断增强, 碳积累速率也随之增加。八次 IRD 降温, 小冰期和新仙女木降温在哈尼都是冷湿气候组合。冷湿气候虽使有机物分解降低, 但更大程度的抑制了初级生产力发展, 导致低碳积累速率。

关键词: 哈尼泥炭; 全新世; 气候变化; 碳积累; 腐殖化度; 初级生产力

中图分类号: P593 文献标识码: A 文章编号: 1672-9250(2013)06-0597-08

在最近几十年里泥炭地已经广泛的作为地质档案重建古气候历史。最近的研究热点是泥炭地碳循环和泥炭地生态系统碳机制与气候变化的敏感性^[1]。凋落物供给和有机质分解共同决定了碳积累速率, 而这两个过程都有很好气候敏感性。尽管高纬度寒冷, 短夏季地区会抑制生产力发展, 但由于泥炭地水淹厌氧条件抑制有机物分解, 致使净初级生产力大于有机物分解流失, 继而泥炭持续积累。泥炭地植被组成、凋落物量、营养物质变化、水化学、光照强度和土壤温度都会直接或间接影响泥炭地植被生长和有机物分解, 继而影响泥炭地碳积累速率^[2]。水热条件是植物残体净增长量和有机物分解的直接控制因素, 而地质地貌、水文因素则通过对水热组合状况的再分配来实现对泥炭的形成和积累的控制作用^[3]。地质地貌和水文因素在稳定的泥炭积累期内不会有显著变化。生长季节温度影响光合作用和呼吸作用, 因此影响植物净生长量和凋落物产量, 且也会影响表面泥炭分解。降水和蒸发影响泥炭形成层的土壤湿度和氧化还原条件。

泥炭地水面变化是影响甲烷通量的关键因素。因此泥炭地碳积累具有高度气候敏感性^[4, 5]。

西西伯利亚、加拿大东部、西北欧和阿拉斯加等北方地区都有广泛发育的泥炭地。北方泥炭地面积约为 $4 \times 10^6 \text{ km}^2$ 碳库储量为 547(473~621) Gt^[6]。虽然前人在碳库储量估算和碳积累历史研究方面做了大量工作, 但全球不同地区碳积累历史及影响机制研究还很缺乏。目前北方泥炭是研究最多的地区, 热带泥炭和南方泥炭次之。但如此巨量的北方泥炭在总结研究中也只有 33 个点^[6], 这不足以深入掌握各个地区碳积累机制规律及参与碳循环历史。泥炭地是 CO_2 汇, 同时也是最重要的 CH_4 源。全面准确重建泥炭地碳积累历史将有助于评估各阶段泥炭地与全球碳循环的关系。中国泥炭地面积为 $104.41 \times 10^4 \text{ hm}^2$, 总储量约为 46.87 Gt^[7], 有机碳总储量 1.5 Gt^[8], 主要分布在青藏高原东部的若尔盖高原以及东北地区的山地丘陵。中国泥炭地碳积累速率变化历史和影响因素还不清楚。

收稿日期: 2013-03-01; 改回日期: 2013-07-25

基金项目: 国家自然科学基金面上项目(40973089)。

第一作者简介: 蔡诚(1984-), 男, 博士研究生, 主要从事泥炭地碳动力学研究。E-mail: caicheng004@126.com。

* 通讯作者: 洪冰(1971-), 男, 研究员, 主要从事环境地球化学研究。E-mail: hongbing@vip.skleg.cn。

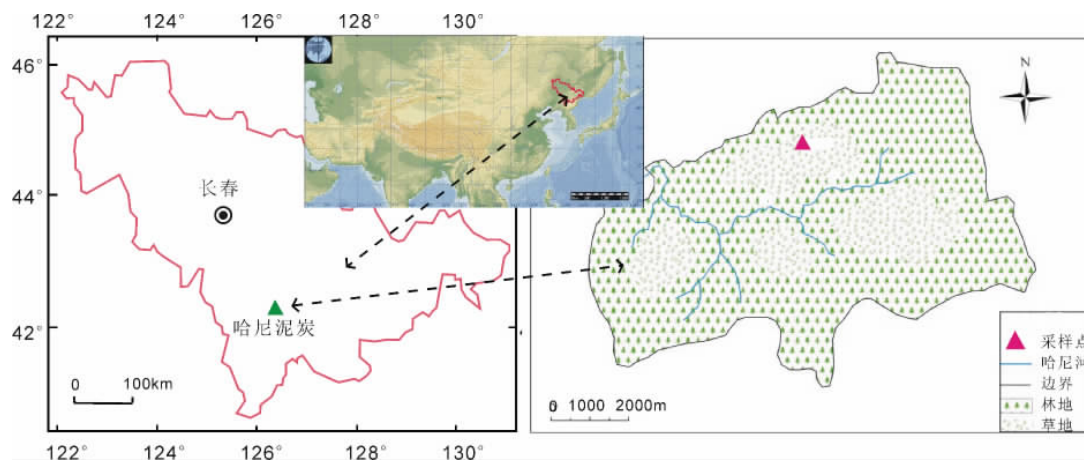


图1 哈尼泥炭地地理位置及采样点位置

Fig. 1 Geographic location of Hani peatland and sampling site

前人在哈尼泥炭地做了大量的研究工作,为本研究奠定了一定的基础。哈尼泥炭纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ ^[9]和 $\delta^{13}\text{C}$ ^[10],脂类生物标志物构成^[11]、氢同位素^[12]和正构烷烃分子构成及 $\delta^{13}\text{C}$ ^[13],孢粉^[14]已经用于重建哈尼泥炭地的古环境古气候历史。腐殖化度是泥炭碱提取物分光光度计测定的吸光度值,被广泛应用于古气候重建,可以评估泥炭分解程度^[15, 16]。温暖或干旱的泥炭表面会增加微生物活性,加速泥炭分解和腐殖酸生成,产生高腐殖化度^[17]。腐殖化度研究将有助于理解泥炭地碳机制与气候变化之间的关系。哈尼泥炭地也属于北方泥炭地范畴。本次研究我们测定了哈尼泥炭干容重和碳氮元素含量,结合定年,得到了碳积累速率数据。综合前人多指标气候记录和本次腐殖化度测定结果,探讨了哈尼泥炭地碳积累速率变化与气候变化的关系。本文主要目的是:1、重建具有代表性的哈尼泥炭地的碳积累历史;2、利用此地及邻近地区多指标高精度气候记录来探讨哈尼泥炭地碳机制,重点是探讨哈尼泥炭地的主要影响因素;3、探讨哈尼泥炭地与北方泥炭地的关系。

1 采样和分析

1.1 采样点地理概况

哈尼泥炭地位于吉林省柳河县哈尼乡,长白山西麓,龙岗山脉中部,(42°13'N, 126°31'E),面积为1678 hm²,海拔高度约900 m(图1)。其泥炭层平均厚度约为4.6 m,最厚处超过9.6 m。区域地貌为玄武熔岩台地及小起伏侵蚀剥蚀的中低山。泥炭地发育在晚更新世南坪期火山喷发物堰塞形成的山间低洼谷地上。该区属温带大陆性季风气候,

多年平均温度约5.5℃,8月平均气温约20℃霜期约250 d,封冻期半年以上(11月至翌年4月)。夏季降雨主要受太平洋夏季风带来的水汽影响,夏季湿润多雨,秋季温和凉爽,年平均降雨约750 mm,夏季降雨占60%。2008年生长季节,哈尼泥炭降雨量三分之二至六分之五都通过产流流出了泥炭地,只有1%通过下渗作用渗入地下,其余的降雨均被草根层截留,供给沼泽植物蒸腾及沼泽水面的蒸发^[18]。哈尼泥炭地主要的草本植物包括莎草科、蒿属、早熟禾亚科、稻亚科和黍亚科等植物,主要的木本植物包括云杉属、冷杉属、栎属、榆属、桦属和胡桃属植物,松属植物可能到后期才出现^[19]。

1.2 采样和分析方法

采用俄罗斯泥炭钻采集泥炭样芯,厚8.3 m,现场按1 cm间距分隔泥炭样本,装入塑料袋隔绝空气保存,回实验室后55℃烘干72 h,称干重。样品容重测量一直沿用环刀法^[20]。将采集样品放满2 cm³的金属环内,然后称湿重,得出容重。要特别注意样品放入时避免压实,并且采样和充填金属环要有操作的一致性,还要注意放入的样品不同组分要均匀^[21]。此方法在实际操作中非常繁琐,且误差较大。样品在地下都受到一定压实作用,采至地面后会有一定程度膨胀,切割、取样、填充环刀过程中又会使泥炭分散、松散,特别是一些分解较差或含水高的样品很难顺利完成这一过程。所以此方法很难准确测定样品的真实容重。本次工作采样器为半圆柱形,我们用灌注石蜡法测得其横截面积为12 cm²。按照每个样品容积12 cm³计算出容重。我们在样品分割时严格比照刻度尺进行每厘米切割。虽然会产生误差,但是不存在整个剖面容重的偏

差,只是相邻样品有所增减。此方法能更好的测定样品容重,且能精确计算出碳积累速率。

2003年,在欧洲经济共同体的资助下,Chambers联合英、德、法等9个国家开始的一项名为Abrupt Climate Changes Recorded Over The European Land Mass的计划中采用泥炭碱提取液在540~550 nm处的吸光度来度量泥炭的腐殖化度,该法由Aaby最早提出^[22],经Blackford改进^[23],成为目前测量腐殖化度最为常用的传统方法。样品研磨后,我们同时参照王华^[15]的方法测定了哈尼泥炭地的腐殖化度结果。精确称取0.1000 g样品,放入100 mL烧杯中,加入100 mL 0.1 mol/L的NaOH溶液,在电热板上加热直到沸腾,微火继续煮沸1 h,使泥炭中的腐殖酸充分浸出。冷却后,转移至250 mL的容量瓶稀释至刻度,然后摇晃均匀,用玻璃纤维滤膜过滤样品,用分光光度计对泥炭样品的碱提取物在波长540 nm进行吸光度测定,其吸光度值乘以100%用来表征泥炭的腐殖化度。

本文称取30~50 mg样品,用元素分析仪(MACRO, Elementar Vario)测定了样品碳氮元素含量。根据干容重和腐殖化度结果与洪业汤定年结果进行匹配^[24]。本次测定干容重显示有三次显著升高与洪业汤600~625 cm两次火山灰层和495 cm粘土层深度吻合。625 cm下没有显著标识层,故按照洪业汤此段的平均沉积速率进行下推计算,得出泥炭起始发育时间。通过干容重,碳含量和定年计算出碳积累速率。计算公式如下:

$$R=10000\rho C\%/t$$

R是碳积累速率(g/(m²·a)), ρ 是干容重(g/cm³),C%是泥炭碳元素含量(%),t是每厘米沉积时间(a)。

2 结果

2.1 哈尼泥炭碳积累速率

哈尼泥炭时间加权平均碳积累速率28.3 gC/(m²·a),平均碳积累速率41.2 gC/(m²·a)。B/A暖期末期开始积累,碳积累速率较高,在60.0 gC/(m²·a)左右,新仙女木期下降,进入全新世后碳积累速率回升至50.0 gC/(m²·a),期间出现火山灰碎屑扰动降低至10.0 gC/(m²·a),在8.2~8.4 ka BP出现高峰达170 gC/(m²·a),之后降至30.0 gC/(m²·a),并不断缓慢下降至2.0 ka的8.0 gC/(m²·a),2.0 ka后又开始回升并有较大波

动(图2E)。

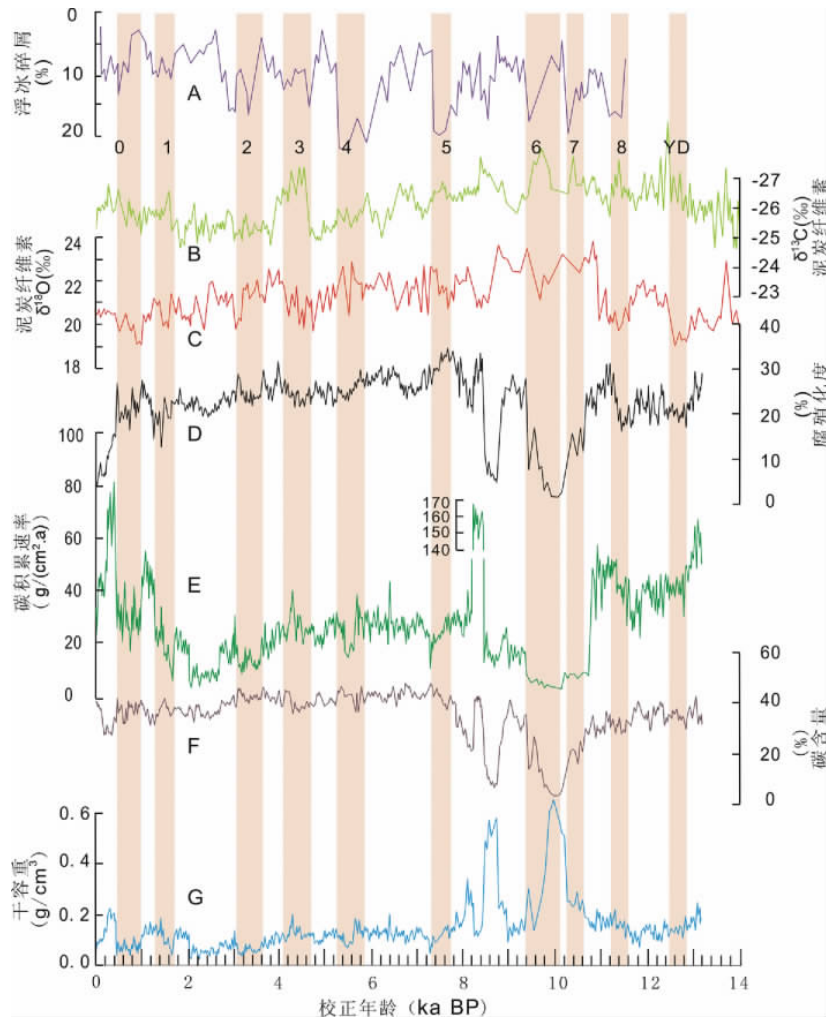
西伯利亚上升泥炭干容重为0.093 g/cm³^[25],芬兰泥炭干容重是0.091 g/cm³,哈尼泥炭地干容重为0.136 g/cm³普遍大于北方泥炭地(图2G)。报道的北方泥炭地碳含量为52.7%^[25]、51.7%^[1]、51.8%^[26]。哈尼泥炭碳平均含量为36.1%要低于北方的泥炭地(图2F)。北方泥炭地大部分为上升泥炭,只有大气降水补充。哈尼泥炭地中哈尼河贯穿而过,哈尼泥炭地有大量地表径流补充。流水进入泥炭地流速大大降低,粘土物质自然沉降和受到泥炭地植被和根系的截留作用。这样的水文地质条件会使泥炭中无机物含量增加,继而增大了干容重,并降低有机碳含量。

2.2 哈尼泥炭碳积累影响因素

此次采样点的哈尼泥炭从B/A暖期末开始积累,起始时碳积累速率较高,在60 gC/(m²·a)左右。泥炭纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ (图2C)和腐殖化度(图2D)在12.7 ka BP左右降到最低值,是新仙女木冷期的表现,之后有所升高,指示寒冷新仙女木期有暖波动。纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 从中等水平开始降低,显示湿度在不断增加(图2B)^[27]。温暖、湿度中等的B/A暖期末期虽使泥炭分解升高(高腐殖化度),但还是维持了很高泥炭积累速率。温暖气候促进了初级生产力的发展起到了关键作用。12.1~11.9 ka BP哈尼泥炭孢粉草本植物比例下降,乔木仍以桦为主,栎、榆等落叶阔叶树出现,表明气候有转暖的阶段^[14]。格陵兰冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 也显示了同样的暖波动,其气候特征为两头冷中间暖,但总体为寒冷阶段。泥炭纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 也显示新仙女木期总体湿度较高。在最寒冷的12.7 ka BP出现了碳积累速率的低谷,之后随着升温而提高。

新仙女木期后开始的升温阶段中,泥炭纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ 和腐殖化度在11.5 ka BP出现低谷,指示哈尼泥炭地出现了一次显著降温事件,此降温事件对应于IRD8。哈尼泥炭地西北15 km处二龙湾12.2~11.4 ka BP期间TOC含量急剧下降至低谷,表明温度急剧下降;有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显偏正,干容重明显增加,反映此时的气候条件比较恶劣^[28];孢粉浓度^[29]、粒度分析^[30]也都显示此时为寒冷气候条件。

此阶段降温导致初级生产力下降,降低了碳积累速率。IRD8降温事件后,11.3~10.6 ka BP泥炭纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ 和腐殖化度快速升高指示温度回升,纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 指示湿度下降,之后升高,湿度总体中



数字 1~8 为八次浮冰碎屑事件, 数字 0 和 YD 分别为小冰期和新仙女木事件
 图 2 哈尼泥炭地纤维素 δ¹³C (B)、纤维素 δ¹⁸O (C)、腐殖化度(D)、碳积累速率(E)、
 碳含量(F)和干容重(G)与北大西洋浮冰碎屑事件(A)对比

Fig. 2 The Hani peat cellulose δ¹³C(B), cellulose δ¹⁸O (C), humification degrees(D), carbon accumulation rate (E) carbon content(F) and dry bulk density(G) and their comparison with Holocene record of drift ice for the MC52-VM29-191 core in the North Atlantic(A).

等偏高。此阶段温暖湿润,哈尼泥炭地表现为高初级生产力、高分解和高碳积累速率。

泥炭纤维素 δ¹⁸O 平均值(约 21‰)反映的趋势看,哈尼记录的大暖期约为 11.0~3.0 ka BP^[9]。孢粉研究显示 10.0~8.2 ka BP 针叶林逐步演替为落叶阔叶林,为升温阶段,8.2~4.5 ka BP 落叶阔叶林进一步发展,气候温暖湿润^[14]。泥炭纤维素 δ¹³C 指示泥炭地湿度早全新世最大,中全新世次之,在 4.0~1.8 ka BP 处于全新世最弱期,之后有所增强^[27]。在深度 610 cm(时间: 10 ka BP,厚度: 16 cm)和 575 cm(时间: 8.7 ka BP,厚度: 15 cm)分别出现碎屑层,其干容重出现两个峰值,碳含量出现两个低谷。在光学显微镜、偏光显微镜、环境扫描

电镜分析和电子探针测定成分确定为长白山天池火山喷发物^[31]。泥炭纤维素碳氧同位素也出现两个低谷,指示为两个明显突然降温湿润事件。此时期二龙湾地区气候总体温暖湿润,降水丰富^[28]。众多研究表明最强东亚夏季风降水出现在 9.8~7.8 ka BP^[11,12,32,33]。哈尼泥炭本应该为高泥碳积累速率期,但由于火山作用扰动使碳积累速率降低。火山灰遮挡太阳辐射;季风降水增加,加之火山碎屑堆积使泥炭地排水不畅或者蒸发降低,使泥炭地水面过高;火山碎屑层覆盖下层泥炭使植被与良好底物隔离,这都不利于造炭植被生长,可能是碳积累速率降低的原因。两火山碎屑层之间出现了相对温暖偏干时期,高腐殖化度、低碳积累速率。

火山活动对泥炭地碳机制的研究还有待加强。

8.2~4.0 ka BP 碳积累速率一直稳定的位于较高阶段,其平均值为 $26.3 \text{ gC}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ 。此时期纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ 显示较为温暖,腐殖化度总体处于较高阶段。内蒙古岱海沉积物粒度研究表明 7.9~3.1 ka BP 季风降水增强^[34]。二龙湾玛珥湖孢粉研究显示 8.9~4.1 ka BP 温暖湿润,对植物生长有利,为全新世气候适宜期^[29,35]。温暖湿润气候下,虽有较高分解也能产生不错的碳积累速率,高初级生产力起了关键作用。在 490~500 cm 出现了一层灰绿色黏土泥炭层,干容重大,有机碳含量低,其时间在 8 ka 左右。此时期与 8.2 ka BP 相比,温度升高、湿度有所降低,但还是较为湿润。碳积累速率也没有出现显著低谷。此粘土层在哈尼泥炭的众多研究剖面中都普遍存在。综合分析此层不是泥炭高度分解产生的高粘土含量。因为高度分解一定会使碳积累速率显著下降,且哈尼泥炭地处寒冷地区,在湿润条件下过度分解不可能发生。此层应该为火山灰,比前两次碎屑更细,应进一步研究。腐殖化度降低是因为粘土含量增多降低了腐殖酸的浓度。在利用腐殖化度指标时要特别注意此种情况。应结合干容重数据进行分析,排除无机物侵入造成低腐殖化度低分解的假象。纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 在 4.6~4.0 ka BP 出现了一次明显湿波动,与金川泥炭一致^[36]说明其具有广泛性。此阶段纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ 指示降温,寒冷湿润导致腐殖化度降低,也维持了不错的碳积累速率,在 4.28 ka BP 出现了一次碳积累峰值($38.7 \text{ gC}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$)。在此次湿事件前的 4.8 ka BP 湿度降至低谷,且处于低温期。寒冷干旱气候产生了较高腐殖化度,又不利于植被生长,所以出现了碳积累速率低谷($23.0 \text{ gC}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$)。

4.0 ka BP 后纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ 持续降低,显示温度在晚全新世不断降低。纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 指示 4.0~1.6 ka BP 泥炭表面湿度一直处于全新世的最低时期。孢粉组合显示 3.8~1.4 ka BP 针叶类乔木占优势,湿生及水生草本消失,气候凉干^[14]。安芷生也认为 4.1 ka BP 以后气温正在逐渐下降,而湿度变化很小,气候为温凉的降温期^[35]。凉干气候组合影响下,虽降温使腐殖化度降低,但还是因为低初级生产力极大的降低了碳积累速率。1.4 ka BP 纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ 和腐殖化度都出现的低谷,这与北大西洋浮冰碎屑指示的降温事件(IRD1)相对应,此时碳积累速率也出现低谷。纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 指示 1.4 ka BP 后湿

度增加,孢粉^[14]和金川泥炭纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ ^[36]也显示 1.0 ka BP 后湿度增加。湿润使腐殖化度处于较低水平是碳积累速率增加的关键。0.4 ka BP 后腐殖化度急剧降低,此为表层 50 cm 的草根层,还没有经过很好成炭作用。没有经过后期分解,所以出现了高碳积累速率。

从哈尼泥炭图表可以看出,哈尼泥炭地碳机制为早中全新世温暖期高腐殖化度高碳积累。温暖期分解增加,积累增加,可以得出净初级生产力大幅提高是关键。年均温度为 5.5°C 的哈尼泥炭地温度较低一定程度抑制了造炭植被的生长。升温促进初级生产力提高,有利于碳积累。东北地区植被净初级生产力研究发现在升温年份净初级生产力提高,也证明了这一推断^[37]。

2.3 哈尼泥炭地碳积累速率对降温事件的响应

八次 IRD 降温事件,小冰期和新仙女木降温都对应着低纤维素 $\delta^{13}\text{C}$,也就是说降温事件都是冷湿气候组合。在土温 $20\sim 30^\circ\text{C}$ 、湿度为土壤最大持水量的 $60\%\sim 80\%$ 时,微生物活动能力最强;不足或超过此温湿度时,微生物活动能力受到抑制^[3]。显然低温湿润的红原泥炭地会很大程度抑制微生物活动。所以冷湿气候组合的出现会进一步加大这种抑制作用,进而降低腐殖化度。0、1、2、4、8 五次 IRD 降温事件都是低腐殖化度对应低碳积累速率,说明降温极大抑制了生产力发展。IRD3 降温事件在极湿润时期出现高积累,且湿润期之前的偏干时期出现低积累。说明泥炭表面湿度也起了重要影响。5、6、7 三次 IRD 降温事件没有很好对应关系是由于火山活动的干扰。降温既降低泥炭分解,也降低了初级生产力。初级生产力的降低是产生低碳积累速率的关键。年均温度较低的哈尼泥炭地碳积累具有很高温度敏感性。温度是影响该泥炭地碳机制的关键影响因素。IRD3 冷期由于极湿润,强烈抑制分解,继而产生了不错的积累速率。可以看出湿润泥炭表面是碳积累的重要影响因素。

2.4 哈尼泥炭碳积累与北方泥炭对比

全球泥炭分布广泛,北方泥炭分布面积最大,储量最巨大。北方泥炭最高碳积累速率发生在西西伯利亚($38.0 \text{ gC}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$),接下来是加拿大西部($20.3 \text{ gC}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$),最低积累速率发生在北极地区^[5]。大部分北方泥炭是早全新世快速积累,基于 33 个北方泥炭的研究结果显示早全新世平均碳积累速率为 $25.0 \text{ gC}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$,全新世时间加权平

均速率为 $18.6 \text{ gC}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ ^[6]。阿拉斯加最高碳积累速率发生在 $11 \sim 9 \text{ ka BP}$ 全新世暖期^[38],是由于增强的夏季太阳辐射和强烈季节性^[39]。由于冰川融化的延迟和不同地区全新世暖期时间不同,其它地区积累峰相继出现。剩余的劳伦冰盖降温影响使北美东部暖夏季时间滞后,以至于碳积累高峰出现在 $5.0 \sim 3.0 \text{ ka BP}$,西加拿大碳积累峰发生在中全新世暖期,而西伯利亚北部温暖气候一直持续到 5.0 ka BP 。总体上,北方泥炭由于新冰期作用和冻土层扩张,碳积累速率在 4.0 ka BP 后开始降低。晚全新世出现的较高积累速率是因为新发育的泥炭地分解更低^[6]。阿拉斯加泥炭早全新世泥炭积累速率是后期的四倍,西西伯利亚也是早全新世暖期快速积累。高夏季温度和强烈季节性气候是高积累速率的关键因素^[40]。总之,北方泥炭碳积累速率高峰发生在早中全新世暖期,主要是因为北方泥炭区的寒冷气候严重抑制生产力发展。

哈尼泥炭全新世时间加权平均碳积累速率为 $28.3 \text{ gC}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$,参照北方泥炭 33 个泥炭剖面结果^[5],可以看出哈尼泥炭碳积累速率大于绝大部分北方泥炭地碳积累速率。北方泥炭在年均温度 $0 \sim 2.5 \text{ }^\circ\text{C}$,年均降水量 $450 \sim 550 \text{ mm}$ 气候条件下碳积累速率最快^[5]。北极附近泥炭地太冷导致低泥炭积累速率。加拿大东部和芬兰泥炭地研究显示高降水是不必要的,因为高降水可能会被高温引起的高蒸发抵消掉。研究表明北方泥炭地有效湿度较高,在 $65\% \sim 95\%$ 之间。最高有效湿度发生在年均温度约 $-10 \text{ }^\circ\text{C}$ 的区域内。同时也发现最高有效湿度也发生在低年均降水 ($< 550 \text{ mm}$) 区域^[5]。哈尼泥炭年平均气温 $5.5 \text{ }^\circ\text{C}$,年均降水为 750 mm 。参照

前面数据可以看出这样的气候条件不能保证高有效湿度。但哈尼泥炭因特殊地形能汇集更多降水,以保证泥炭地有效湿度,并抑制分解,虽温度较高也不会产生泥炭过度分解。这也是哈尼泥炭碳积累速率较高的原因。可以看出哈尼泥炭地碳积累与北方泥炭地有共同特征:早中全新世暖期,造碳植被初级生产力提高,产生高碳积累速率; 4 ka BP 后新冰期作用降温,初级生产力受到抑制使碳积累速率下降。

3 结论

影响泥炭地碳积累的因素比较复杂,但稳定沉积阶段的泥炭地其植被类型、地貌特征、营养元素补充等等都是比较稳定的。温度湿度变化就成为泥炭地碳积累的重要影响因素。泥炭地水热条件共同影响造碳植被生长和凋落物及已有泥炭分解,继而影响碳积累速率。在相对寒冷的中国东北地区,低温限制了生产力发展。升温对初级生产力的促进作用超过对分解的促进作用,更有利于泥炭地碳积累。除了火山作用的干扰阶段,全新世暖期碳积累速率一直处于较高阶段。降温事件降低泥炭地蒸发,冷湿气候虽降低了分解,但寒冷对初级生产力抑制作用更大,不利于泥炭积累。有效湿度对泥炭积累也有重要影响。 $4.0 \sim 1.6 \text{ ka BP}$ 偏干时期出现了较低碳积累速率。IRD3 冷期能出现高碳积累速率,有效湿度显著升高起到了关键作用。

中国其它地区泥炭地碳积累历史数据还未见报道,中国不同地区、不同气候带、不同季风区泥炭地碳积累影响因素还不清楚。探求中国泥炭地碳机制如何参与全球碳循环还需大量工作。

参 考 文 献

- [1] Gorham E. Northern peatlands-role in the carbon-cycle and probable responses to climatic warming [J]. *Ecological Applications*, 1991, 1(2): 182-195.
- [2] Belyea L R, Malmer N. Carbon sequestration in peatland: Patterns and mechanisms of response to climate change [J]. *Global Change Biology*, 2004, 10(7): 1043-1052.
- [3] 柴岫. 泥炭地学[M]. 北京:地质出版社,1993.
- [4] Yu Z C, Campbell I D, Campbell C, *et al.* Carbon sequestration in western Canadian peat highly sensitive to Holocene wet-dry climate cycles at millennial timescales [J]. *Holocene*, 2003, 13(6): 801-808.
- [5] Yu Z C, Beilman D W, Jones M C. Sensitivity of northern peatland carbon dynamics to Holocene climate change [J]. *Carbon Cycling in Northern Peatlands*. 2009(Geophys. Monogr. Ser., vol. 184).
- [6] Yu Z C, Loisel J, Brosseau D P, *et al.* Global peatland dynamics since the Last Glacial Maximum [J]. *Geophysical Research Letters*, 2010, 37(L13402).
- [7] 尹善春. 中国泥炭资源及其开发利用[M]. 北京:地质出版社,1991.

- [8] 王铭,刘子刚,马学慧,等. 中国泥炭地有机碳储量分区[J]. 湿地科学, 2012(2): 156—163.
- [9] Hong B, Liu C, Lin Q, *et al.* Temperature evolution from the $\delta^{18}\text{O}$ record of Hani peat, Northeast China, in the last 14000 years [J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 2009, 52(7): 952—964.
- [10] Hong Y T, Hong B, Lin Q H, *et al.* Inverse phase oscillations between the East Asian and Indian Ocean summer monsoons during the last 12,000 years and paleo-El Nino [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2005, 231(3—4): 337—346.
- [11] Zhou W J, Zheng Y H, Meyers P A, *et al.* Postglacial climate-change record in biomarker lipid compositions of the Hani peat sequence, Northeastern China [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2010, 294(1—2): 37—46.
- [12] Seki O, Meyers P A, Kawamura K, *et al.* Hydrogen isotopic ratios of plant wax n-alkanes in a peat bog deposited in northeast China during the last 16 kyr [J]. Organic Geochemistry, 2009, 40(6): 671—677.
- [13] Yamamoto S, Kawamura K, Seki O, *et al.* Environmental influences over the last 16 ka on compound-specific $\delta^{13}\text{C}$ variations of leaf wax n-alkanes in the Hani peat deposit from northeast China [J]. Chemical Geology, 2010, 277(3—4): 261—268.
- [14] 崔美玲,罗运利,孙湘君. 吉林柳河哈尼湖 13.1~4.5ka BP 古气候演化的高分辨率孢粉记录[J]. 海洋地质与第四纪地质. 2006, 26(5).
- [15] Wang H, Hong Y T, Zhu Y X, *et al.* Humification degrees of peat in Qinghai-Xizang Plateau and palaeoclimate change [J]. Chinese Science Bulletin, 2004, 49(5): 514—519.
- [16] Roos-Barracough F, van der Knaap W O, van Leeuwen J, *et al.* A Late-glacial and Holocene record of climatic change from a Swiss peat humification profile [J]. Holocene, 2004, 14(1): 7—19.
- [17] Loisel J, Garneau M. Late Holocene paleoecohydrology and carbon accumulation estimates from two boreal peat bogs in eastern Canada: Potential and limits of multi-proxy archives [J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2010, 291(3—4): 493—533.
- [18] 焦育鑫. 降水在哈尼泥炭沼泽中的传输与分配作用研究[D]. 长春: 东北师范大学, 2009.
- [19] 葛勇. 长白山西麓哈尼泥炭地全新世植硅体与孢粉信息记录的古环境重建[D]. 长春: 东北师范大学, 2012.
- [20] Bengtsson L, Enell. Chemical analysis, in Berglund, B E[M]. Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology, Chichester: John Wiley, 1986, 423—448.
- [21] Anderson. Carbon accumulation and C/N ratios of peat bogs in North-West Scotland [J]. Geograph, 2002, 118: 323—341.
- [22] Aaby B. cyclic climatic variations in climate over past 5,500 yr reflected in raised bogs [J]. Nature, 1976, 263(5575): 281—284.
- [23] Blackford J, Chambers F. Determining the degree of peat decomposition for peat-based palaeoclimatic studies [J]. International Peat Journal, 1993(5): 7—24.
- [24] Hong Y T, Hong B, Lin Q H, *et al.* Synchronous climate anomalies in the western North Pacific and North Atlantic regions during the last 14,000 years [J]. Quaternary Science Reviews, 2009, 28(9—10): 840—849.
- [25] Turunen J, Tahvanainen T, Tolonen K, *et al.* Carbon accumulation in West Siberian mires, Russia [J]. Global Biogeochemical Cycles, 2001, 15(2): 285—296.
- [26] Vitt D H, Halsey L A, Bauer I E, *et al.* Spatial and temporal trends in carbon storage of peatlands of continental western Canada through the Holocene [J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 2000, 37(5): 683—693.
- [27] Hong Y T, Hong B, Lin Q H, *et al.* Correlation between Indian Ocean summer monsoon and North Atlantic climate during the Holocene [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2003, 211(3—4): 371—380.
- [28] You H T, Liu J Q. High-resolution climate evolution derived from the sediment records of Erlongwan Maar Lake since 14 ka BP [J]. Chinese Science Bulletin, 2012, 57(27): 3610—3616.
- [29] 刘玉英,张淑芹,刘嘉麒,等. 东北二龙湾玛珥湖晚更新世晚期植被与环境变化的孢粉记录[J]. 微体古生物学报, 2008, 25(3): 274—280.
- [30] 强魏,汉景泰,东李. 32kaBP 以来东北二龙湾玛珥湖沉积序列的粒度特征及其古环境意义[J]. 第四纪研究, 2008, 28(5).
- [31] 黄庭. 东北泥炭记录的全新世火山喷发事件及其气候效应研究[D]. 武汉: 中国地质大学(武汉), 2013.
- [32] An Z S, Porter S C, Kutzbach J E, *et al.* Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon [J]. Quaternary

- Science Reviews, 2000, 19(8): 743–762.
- [33] Schettler G, Liu Q, Mingram J, *et al.* East-Asian monsoon variability between 15 000 and 2000 cal. yr BP recorded in varved sediments of Lake Sihailongwan (northeastern China, Long Gang volcanic field)[J]. *Holocene*, 2006, 16(8): 1043–1057.
- [34] Peng Y J, Xiao J, Nakamura T, *et al.* Holocene East Asian monsoonal precipitation pattern revealed by grain-size distribution of core sediments of Daihai Lake in Inner Mongolia of north-central China [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 233(3–4): 467–479.
- [35] 刘玉英, 刘嘉麒, 汉景泰. 吉林辉南二龙湾玛珥湖 12kaBP 以来孢粉记录与气候变化[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2009, 39(1).
- [36] Hong Y T, Wang Z G, Jiang H B, *et al.* A 6000-year record of changes in drought and precipitation in northeastern China based on a $\delta^{13}\text{C}$ time series from peat cellulose [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 185: 111–119.
- [37] 赵国帅, 王军邦, 范文义, 等. 2000–2008 年中国东北地区植被净初级生产力的模拟及季节变化[J]. *应用生态学报*, 2011, 22(3): 621–630.
- [38] Kaufman D S, Ager T A, Anderson N J, *et al.* Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180 degrees W) [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2004, 23(5–6): 529–560.
- [39] Berger A, Loutre M. Insolation values for the climate of the last 10 million years [J]. *Quaternary Science Reviews*, 1991(10): 297–317.
- [40] Jones M C, Yu Z C. Rapid deglacial and early Holocene expansion of peatlands in Alaska [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2010, 107(16): 7347–7352.

Holocene Peat Carbon Accumulation Rates and Influence Factors from the Hani Peatland, Northeast China

CAI Cheng^{1,2}, HONG Bing^{1,*}, ZHU Yong-xuan¹, HONG Ye-tang¹,
WANG Yu¹, PENG Hai-jun^{1,2}

(1. The State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China)

Abstract: In this work we studied the influence of climate change on Hani peatland carbon accumulation rate. By analyzing the high-resolution records of peat humification degree, carbon content, dry bulk density and cellulose carbon and oxygen isotopes, we have reconstructed the Holocene climate changes and carbon accumulation rates of Hani peatland, Northeast China. The time weighted average carbon accumulation rate of Hani peat is $28.3 \text{ gC}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$. The warm, humid climate was conducive to carbon accumulation during the late B/A warm period, so the peak of carbon accumulation occurred. The carbon accumulation rates started to drop during the cold Younger dryas. The high net primary productivity played a leading role over high peat decomposition in warmer and wetter early Middle Holocene, so the peak of carbon accumulation occurred. During this stage, two layers of volcanic debris interfere with peat development, leading to reduction of accumulation rate. The fast carbon accumulation continued to 4 ka BP, when the Holocene megathermal was over. The weak Pacific summer monsoon led to dry surface of peatland, and the drop temperature led to reduction of net primary productivity, so carbon accumulation rate declined during 4.0~1.6 ka BP. Afterwards, the Pacific summer monsoon was enhanced and the carbon accumulation rate began to increase. The climatic pattern in the Hani region is characterized by the combination of cold and wet climates in the eight IRD cold events, little Ice Age and the Younger Dryas events. The cold/wet climate combination not only reduced peat decomposition, but also significantly hampered net primary productivity, so it went against carbon accumulation.

Key words: Hani peat; Holocene; climate change; carbon accumulation; humification degree; net primary productivity