

# 全新世红原泥炭碳积累速率及其影响因素研究

蔡 诚<sup>1,2</sup>, 洪 冰<sup>1</sup>, 朱詠煊<sup>1</sup>, 洪业汤<sup>1</sup>, 王 羽<sup>1</sup>, 彭海军<sup>1, 2</sup>, 袁灵贵<sup>1, 2</sup>

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:**探讨了全新世中国西南地区红原泥炭地的碳积累速率与气候变化的响应机制, 综合腐殖化度、有机碳含量、干容重和纤维素碳氧同位素多指标, 重建了红原泥炭地全新世气候变化和碳积累速率变化历史。在温暖湿润早全新世(11.5~6.2 ka B. P.) 初级生产力超过泥炭分解, 是其快速积累期。此阶段红原泥炭碳积累具有明显北方泥炭碳特征。4.5~2.5 ka B. P. 气候温凉湿润既能促进初级生产力发展, 又能抑制泥炭分解, 出现高速积累期, 此阶段红原泥炭积累速率具有明显热带泥炭碳特征。

**关 键 词:**红原泥炭; 全新世; 气候变化; 碳积累速率; 初级生产力

**中图分类号:**P593 **文献标志码:**A **文章编号:**1007-2802(2014)03-0309-08 **doi:**10.3969/j.issn.1007-2802.2014.03.004

## Carbon Accumulation Rate and its Influence Factors in the Hongyuan Holocene Peat, Southwest China

CAI Cheng<sup>1,2</sup>, HONG Bing<sup>1</sup>, ZHU Yong-xuan<sup>1</sup>, HONG Ye-tang<sup>1</sup>, WANG Yu<sup>1</sup>,  
PENG Hai-jun<sup>1,2</sup>, YUAN Ling-gui<sup>1,2</sup>

1. 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:** By analyzing the high-resolution records of peat humification degree, carbon content, dry bulk density and carbon and oxygen isotopes in cellulose, this paper reconstructed the Holocene climate changes and carbon accumulation rate of the Hongyuan peatland, southwest China. In the period of 11.5~6.2 ka B. P., the warm and humid early Holocene, the Hongyuan peat underwent a high carbon accumulation rate and showed characteristics of northern peatlands, the primary productivity was much higher than the decomposition. In the period 4.5~2.5 ka B. P., the cool and moist climate promoted rapid development of net primary productivity and inhibited peat decomposition, the Hongyuan peat underwent a high carbon accumulation rate and showed the characteristics of tropical peatlands.

**Key words:** Hongyuan peat; Holocene; climate change; carbon accumulation rate; net primary productivity

泥炭地是主要的湿地组成部分, 分布于世界各地。泥炭地碳库占土壤有机碳库的四分之一到三分之一。北方泥炭(30°N 以北)、热带泥炭(30°N 与 30°S 之间)和南方泥炭(30°S 以南主要是南美巴塔哥尼亚)碳储量分别是 547 Gt、50 Gt、15 Gt, 总量为 612 Gt(Yu, 2011)。如此巨量、高气候敏感性的碳库对大气 CO<sub>2</sub> 和甲烷收支产生重要影响。北方泥炭

起始发育高峰出现在早全新世(11~9 ka B. P.), 大部分北方泥炭也在早全新世出现碳积累峰, 平均速率为 25 gC · m<sup>-2</sup> · a<sup>-1</sup>, 时间加权平均速率为 18.6 gC · m<sup>-2</sup> · a<sup>-1</sup>(Yu *et al.*, 2009)。热带泥炭发育起始于 20 ka B. P. 以前, 起始峰出现在 8~4 ka B. P., 之后泥炭起始逐渐减少。在 13 ka B. P. 之前, 碳积累很缓慢, 并在 13~5 ka B. P. 逐渐增加, 碳积累峰值出现

收稿日期: 2013-07-11 收到, 2013-07-26 改回

基金项目: 国家自然科学基金项目(40973089)

第一作者简介: 蔡诚(1984-), 男, 博士研究生, 研究方向: 泥炭湿地碳动力学. E-mail: caicheng004@126.com.

通讯作者简介: 洪冰(1971-), 男, 研究员, 研究方向: 环境地球化学. E-mail: hongbing@vip.skleg.cn.

在 5~4 ka B. P. ,之后从 2 ka B. P. 至今快速增加 (Yu *et al.* , 2009)。热带泥炭全新世 26 个剖面(东南亚、南美和非洲地区)碳积累平均值为  $12.8 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$  (Yu *et al.* , 2010)。

泥炭地碳积累受自身发展规律和外部因素影响。积累初期有地下水补充积累快速,后期由于泥炭大量沉积、压实、抬升,阻断了地下水,使碳积累减缓,形成了年龄深度曲线的凸形线。温度和湿度是影响泥炭地碳积累的重要因素。除此之外还有泥炭地的地形、地貌、水文等等 (Van *et al.* , 2011a)。随着古气候研究的深入,通过各种气候代用指标,可以更加准确推测过去的温度、湿度变化,继而使笔者能够更加深入的探讨各气候要素与碳积累速率的关系。研究显示不同时间,不同地区泥炭地碳循环有不同的影响因素,进而通过影响泥炭地  $\text{CH}_4$  排放和与大气  $\text{CO}_2$  交换参与全球碳循环 (Yu *et al.* , 2010)。之前所做的泥炭地碳库量估算还很不精确,因为很多国家还严重缺少精确的泥炭地面积和碳库信息 (Page *et al.* , 2004)。泥炭发育年龄、范围和碳积累速率数据是认识泥炭地碳循环,及其与全球碳循环和气候变化关系的关键 (Tolonen and Turunen, 1996)。泥炭全球分布广泛,缺少足够的碳积累历史数据,且碳储量和各历史阶段参与全球碳循环的量有很大不确定性。

中国泥炭资源比较丰富,泥炭地面积为  $104.41 \times 10^8 \text{ m}^2$ ,中国泥炭地的蕴藏类型主要为裸露类,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 (王铭等, 2012)。中国还没有开展泥炭地碳积累速率研究,在全球泥炭碳积累速率研究中存在空白,影响中国大陆不同地区,不同气候区泥炭碳积累的主要因素还不清楚。中国西南泥炭如红原泥炭 ( $32^\circ 46.7' \text{N}$ ,  $102^\circ 31.0' \text{E}$ ) 应属于北方泥炭地范畴,也可以认为是北方泥炭与热带泥炭交界地带。红原泥炭位于青藏高原东部地区,年均温度为  $1.1^\circ \text{C}$ ,其低温寒冷气候与北方泥炭一致。本文研究的目的是:①通过多个泥炭气候代用指标综合研究重建泥炭地的气候历史;②分析西南地区具有代表性的红原泥炭地的碳积累速率变化及可能影响因素。

## 1 采样和分析

### 1.1 采样点地理概况

红原泥炭位于青藏高原东部地区的红原县偏西 2 km 处 ( $32^\circ 46.7' \text{N}$ ,  $102^\circ 31.0' \text{E}$ ),海拔 3527 m,年平均气温  $1.1^\circ \text{C}$ ,年均降水为 753 mm。红原地区属大陆性高原寒温带季风气候,春秋短促,长冬无夏,热

量低;雨热同期;日照长,太阳辐射强。1 月份最冷,平均气温  $-10.3^\circ \text{C}$ ,7 月份最热,平均气温  $10.9^\circ \text{C}$ 。

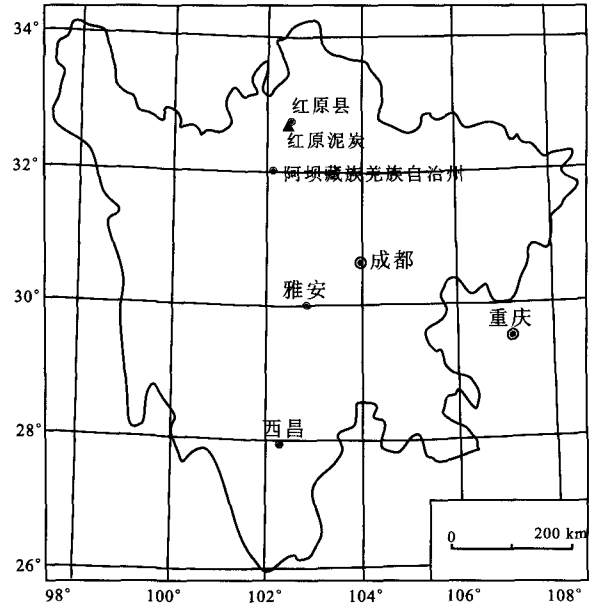


图 1 红原泥炭地地理位置及采样点位置

Fig. 1 Geographic location of the Hongyuan peatland and coring site

### 1.2 采样和分析方法

采用俄罗斯泥炭钻采集泥炭样芯。红原泥炭地厚度 6.5 m,现场按 1 cm 间距分隔泥炭样本,  $55^\circ \text{C}$  烘干 72 h,称干重。采用石蜡灌注法计算出采样器的横截面积为  $12 \text{ cm}^2$ ,按照每个样品容积  $12 \text{ cm}^3$  计算出干容重。其腐殖化度、烧失量和年龄已测定 (Wang *et al.* , 2004; Yu *et al.* , 2006)。红原泥炭属草本泥炭,优势植物是木里苔草和藏蒿草,无藓类植物。泥炭有机碳平均为烧失量的 50% (Van *et al.* , 2011b)。洪冰等 (2003)、徐海等 (2002) 分别测定了红原泥炭地纤维素碳氧同位素。本次采样深度与于学峰 (2006) 采样深度一致,因此与于学峰定年结果进行了匹配。笔者用俄罗斯泥炭钻在红原采样并测得干容重,继而可以计算出红原泥炭碳沉积速率。其计算公式如下:

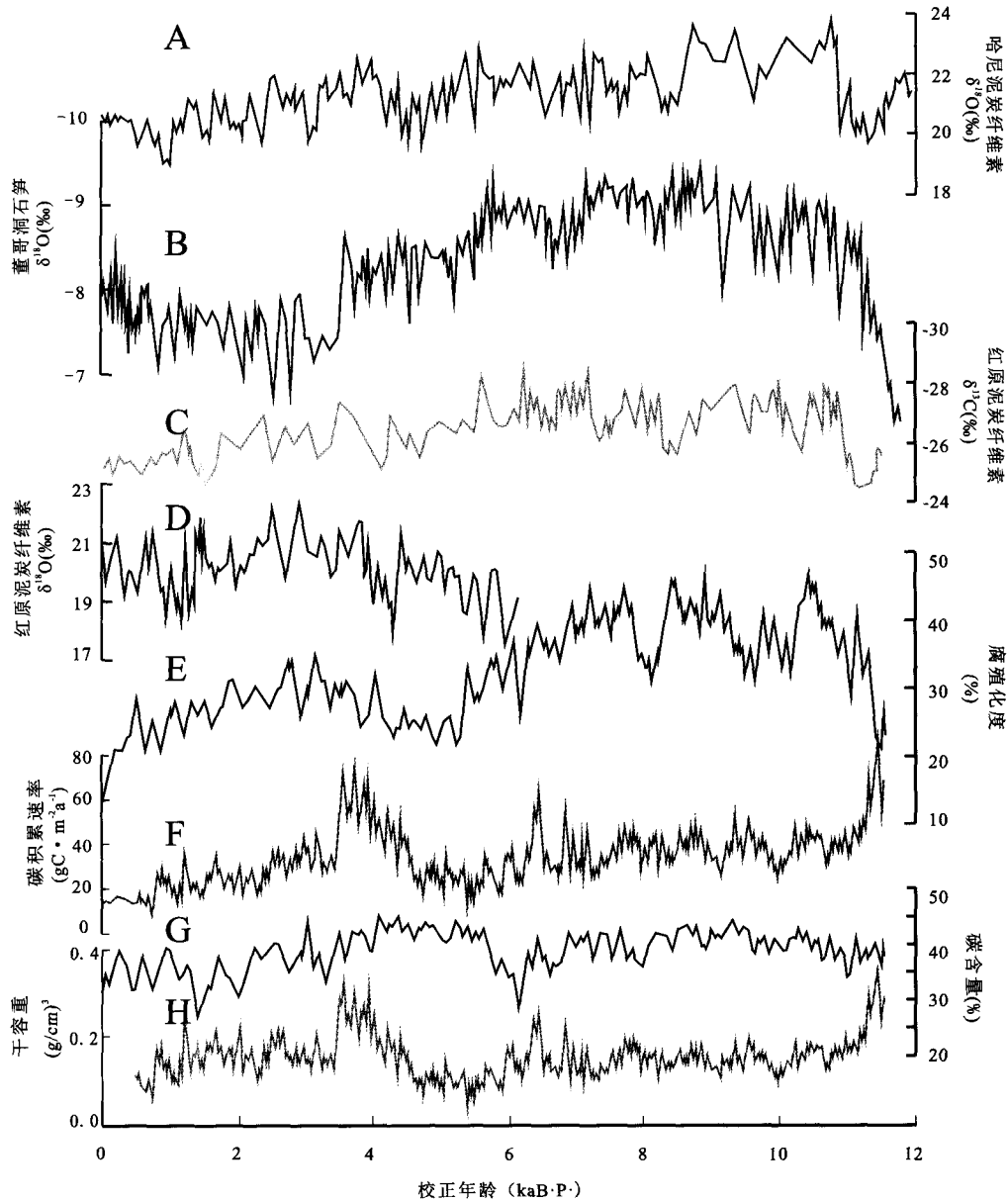
$$R = 10000 \rho C \% / t$$

式中:  $R$  为碳积累速率 ( $\text{gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ),  $\rho$  为干容重 ( $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ),  $C\%$  为泥炭碳元素含量 (%),  $t$  为每厘米沉积时间 (a)。

## 2 结果与分析

### 2.1 红原泥炭碳积累历史

红原泥炭全新世的加权平均碳积累速率为  $33.6 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ 。参照 33 个北方泥炭剖面和 26 个



A-哈尼泥炭纤维素  $\delta^{18}\text{O}$ , B-董哥洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$ , C-红原泥炭纤维素  $\delta^{13}\text{C}$ , D-红原泥炭纤维素  $\delta^{18}\text{O}$ , E-红原泥炭腐殖化度, F-红原泥炭碳积累速率, G-红原泥炭碳含量, H-红原泥炭干容重

图2 红原泥炭碳各项指标对比图

Fig. 2 Comparison among the index of the Hongyuan peat carbon

热带泥炭剖面结果(Yu *et al.*, 2009),可见红原泥炭碳积累速率大于绝大部分北方泥炭和热带泥炭地。早全新世 11.5~6.2 ka B.P. 是快速积累期,平均碳积累速率  $39.0 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ;中全新世 6.2~4.5 ka B.P. 是低碳积累期,平均碳积累速率为  $25.0 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ;4.5~2.5 ka B.P. 出现高速积累期,平均碳积累速率为  $43.2 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ;2.5 ka B.P. 至今为低碳积累期,平均碳积累速率  $20.2 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ 。

北方泥炭最大碳积累速率发生在具有高夏季辐射和强烈季节性气候的早全新世(Yu *et al.*,

2009)。积累峰值出现是由于温暖夏季的高生产力和寒冷冬季的低分解。中晚全新世北方泥炭扩张减速和碳积累速率下降是由于全新世暖期的结束,气候进入寒冷阶段(Kaufman *et al.*, 2004)。热带泥炭在 20 ka B.P. 前开始发育,要早于北方泥炭,热带泥炭碳积累受季风强度,海平面变化和厄尔尼诺强度影响(Yu *et al.*, 2009)。热带泥炭扩张峰出现在 8~4 ka B.P.,是由于高而稳定的海平面和强季风(Griffiths *et al.*, 2009)。4 ka B.P. 后泥炭扩张减速和碳积累速率下降是受到厄尔尼诺强度影响(Moy *et al.*, 2002)。红原属大陆性高原寒温带季

风气候,其海拔较高,强光照和寒冷气候可能会直接或间接影响造碳植物生长和有机物分解。本地区主要受印度季风控制,其季风强度直接影响当地降水量的多寡,是泥炭表面有效湿度的主要控制因素。以上都可能是影响红原泥炭地碳积累速率的重要因素。

## 2.2 红原泥炭碳积累影响因素

2.2.1 11.5~6.2 ka B. P. 高碳积累速率 早全新世温暖湿润 11~6.5 ka B. P. 为全新世最适宜期。青海湖记录了此时期湖水盐度下降、高湖面,温暖湿润的气候特征(Lister *et al.*, 1991)。古里雅冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  和甲烷含量较高,指示了温暖潮湿的气候(Thompson *et al.*, 1997)。新仙女木事件由冷到暖的急速转变以后到全新世最暖湿期以前所经历的气候阶段为过渡期,时限范围为 11.3~9 ka B. P. (Qin *et al.*, 2005)。施雅风等人把中国的大暖期定为 8.5~3 ka B. P. (Shi *et al.*, 1994)。哈尼泥炭地纤维素  $\delta^{18}\text{O}$  也指示早中全新世温暖(Hong *et al.*, 2009)。新仙女木期结束后升温促进初级生产力提高,加之夏季风强度增加(Dykoski *et al.*, 2005)使泥炭表面湿润(低红原泥炭地纤维素  $\delta^{13}\text{C}$ ) (洪冰等, 2005),开始沼泽化,且植被茂盛,泥炭发育的条件已经具备。红原泥炭在 11.5 ka B. P. 开始快速积累。腐殖化度也不断升高,11.5~6.2 ka B. P. 腐殖化度处于全新世最高期,纤维素  $\delta^{13}\text{C}$  显示泥炭地表面湿润,这说明红原泥炭地此阶段特别温暖湿润。总体来看红原泥炭地早中全新世(11.5~6.2 ka B. P.) 是其快速积累期,其平均碳积累速率为  $39.0 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 。温暖同时促进了造碳植被生长和泥炭分解,湿润一定程度抑制分解,所以高初级生产力占优势,产生了高泥炭积累速率。

2.2.2 6.2~4.5 ka B. P. 低碳积累速率 董哥洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录的强夏季风在 6 ka B. P. 开始急速减弱(Dykoski *et al.*, 2005)。红原泥炭地纤维素  $\delta^{13}\text{C}$  值在 6.2 ka B. P. 开始升高说明泥炭地表面湿度逐渐降低(洪冰等, 2003)。红原泥炭地纤维素  $\delta^{18}\text{O}$  指示 6~4 ka B. P. 为低温期(徐海等, 2002)。祁连山敦德冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  也指示此阶段温度较低。施雅风认为 6~5 ka B. P. 气候波动剧烈、环境较差(Shi *et al.*, 1994)。在 6.2~4.5 ka B. P. 红原泥炭地平均碳积累速率较低为  $25.0 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 。此阶段低温且湿度中等抑制微生物活动导致低腐殖化度,但低温导致的低初级生产力还是不能维持高碳积累速率。此阶段的低温是导致碳积累速率降低的关键影响因素。

2.2.3 4.5~2.5 ka B. P. 高碳积累速率 红原泥

炭纤维素  $\delta^{18}\text{O}$  开始不断升高,指示温度不断回升(洪冰等, 2003)。敦德冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  也有一致变暖过程。哈尼泥炭纤维素  $\delta^{18}\text{O}$  (Hong *et al.*, 2009) 和金川泥炭纤维素  $\delta^{18}\text{O}$  (Hong *et al.*, 2000) 也都指示此阶段温度有所回升。红原泥炭地纤维素  $\delta^{13}\text{C}$  也指示湿度有所回升。施雅风认为 5~3 ka B. P. 中国绝大部分气候仍然比较暖湿(Shi *et al.*, 1994)。此时红原泥炭地腐殖化度升高。温暖湿润的气候维持了不错的碳积累速率。3.6 ka B. P. 出现了一次碳积累高峰,达到了  $70 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 。此峰值对应着中等强度夏季风(董哥洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$ ),湿润泥炭表面(低泥炭纤维素  $\delta^{13}\text{C}$ ),高哈尼泥炭纤维素  $\delta^{18}\text{O}$ 、高红原泥炭纤维素  $\delta^{18}\text{O}$  (徐海等, 2002),高敦德冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  和低浮冰碎屑都显示此时为温暖湿润气候。从 4.2 ka B. P. 随着温度湿度不断升高,碳积累速率也快速提高。此时温度要低于早全新世,腐殖化度中等偏低也明显低于早全新世。如此高的碳积累速率说明此时初级生产力不低,中低程度分解是此时高碳积累速率的关键。3.6 ka B. P. 后董哥洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  指示夏季风强度明显减弱,泥炭纤维素  $\delta^{13}\text{C}$  也指示泥炭地变干,相应的红原泥炭腐殖化度升高,在 3.2 ka B. P. 出现峰值。此时碳积累速率显著下降,是由于偏干泥炭表面加速了泥炭分解,可以看出季风强度对碳积累有重大影响。

2.2.4 2.5 ka B. P. 至今为低碳积累期 红原泥炭纤维素  $\delta^{18}\text{O}$ 、敦德冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  和哈尼泥炭纤维素  $\delta^{18}\text{O}$  都指示在 2.5 ka B. P. 后温度不断降低;董哥洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  指示夏季风强度一直较弱,红原泥炭纤维素  $\delta^{13}\text{C}$  也指示泥炭表面湿度不断降低。此寒冷偏干气候阶段,腐殖化度不断降低说明主要是低温抑制了泥炭分解,碳积累速率的降低说明寒冷更多抑制了生产力发展,不利于泥炭积累。0.8 ka B. P. 以来碳积累速率异常低,是由于该泥炭地现今成为藏族牧民的冬草场,牛群啃食打断了凋落物的供给,泥炭地有一定程度退化。

从整个剖面来看,高腐殖化度对应高碳积累速率。在寒冷的高原地区,升温促进泥炭腐解,高分解还能产生高碳积累速率,说明升温更多是促进初级生产力的提高。升温期高初级生产力占主导地位,更多凋落物供给,更多残留物堆积,产生高碳积累速率。强季风带来强降水能维持泥炭表面湿润,一定程度促进初级生产力发展和抑制泥炭分解,所以强降水、湿润泥炭表面是泥炭地碳积累的必要条件。董哥洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录的强夏季风(Dykoski *et al.*, 2005)的时间范围基本上与红原地区全新世暖期抑

制。温暖伴随着强季风是该地区的气候特点,总体上没出现明显的温暖干燥气候阶段。温暖湿润气候既能极大促进初级生产力提高,又能在一定程度上抑制分解,是有利于泥炭积累的气候组合。温暖干燥气候将会降低泥炭地水面,好养条件下会增加微生物活性以加速泥炭分解(Loisel and Garneau, 2010)。干燥泥炭表面会加速凋落物和下层泥炭分解而非常不利于泥炭积累,会使泥炭积累停滞甚至退化减少。

### 2.3 红原泥炭与全球主要泥炭地碳积累对比

北方泥炭地分布面积和碳库量占主导地位(表1),其次是热带泥炭地。中国泥炭地除东北泥炭地外(Hong *et al.*, 2000; Hong *et al.*, 2009),大部分位于30°N以南,亦即中国泥炭地位于北方泥炭地与热带泥炭地的交界地带。中国泥炭地有机碳总储量1.50 Gt,其中裸露泥炭地(现代泥炭沼泽)有机碳储量为1.06 Gt,埋藏泥炭储量0.44 Gt。裸露类泥炭地有机碳储量占全国泥炭地有机碳总储量的70%,明显大于埋藏类泥炭地的有机碳储量(王铭等, 2012)。中国泥炭积累发育可能既有北方泥炭地的特征也有热带泥炭地的特征,因此研究其碳机制可为完善全球泥炭碳机制作出重要贡献。

表1 全球主要泥炭地碳积累情况(Yu *et al.*, 2010)

Table 1 Carbon accumulations of the major peatlands over the worlds

	面积(km <sup>2</sup> )	碳储量(Gt)	全新世碳积累 速率(gC·m <sup>-2</sup> ·a <sup>-1</sup> )
北方泥炭地	4,000,000	547 (473~621)	18.6
热带泥炭地	368,500	50 (44~55)	12.8
南方泥炭地	45,000	15 (13~18)	22.0

2.3.1 红原泥炭碳积累与北方泥炭对比 北方泥炭最高碳积累速率发生在西西伯利亚(38.0 gC·cm<sup>-2</sup>·a<sup>-1</sup>),加拿大西部(20.3 gC·cm<sup>-2</sup>·a<sup>-1</sup>),北极地区积累速率最低(Yu *et al.*, 2009)。基于33个北方泥炭的统计研究显示早全新世平均碳积累速率为25 gC·cm<sup>-2</sup>·a<sup>-1</sup>(Yu *et al.*, 2009)。阿拉斯加最高碳积累速率发生在11~9 ka B.P. 全新世暖期(Kaufman *et al.*, 2004),是由于增强的夏季太阳辐射和强烈季节性(Berger and Loutre, 1991)。由于冰川融化的延迟和不同地区全新世暖期时间不同,其他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5~3 ka B.P.,加拿大西部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 ka B.P.。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 ka B.P.后开始降低。阿拉斯加泥炭早全新世泥炭积累速率是后期的4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(Jones and Yu, 2010)。总之,北方泥炭碳积累速率高峰发生在暖期,主要是因为北方泥炭区的寒冷气候严重抑制生产力发展。

红原泥炭全新世时间加权平均碳积累速率为33.6 gC·cm<sup>-2</sup>·a<sup>-1</sup>,参照北方泥炭33个泥炭剖面统计结果18.6 gC·cm<sup>-2</sup>·a<sup>-1</sup>(Yu *et al.*, 2009),可以看出红原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0~2.5℃,年均降水量450~550 mm气候条件下碳积累速率最快(Yu *et al.*, 2009)。北极附近泥炭地太冷导致低泥炭积累速率。对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。红原泥炭年平均气温1.1℃,年均降水为753 mm,虽降雨量大,但因独特地形降水会自动排泄出泥炭地。红原泥炭地位于(32°46.7'N, 102°31.0'E),海拔3527 m,应属于北方泥炭地范围(30°N以北)。

早前划定的“北方泥炭地”泛指分布地球北纬45°至65°之间的寒温带针叶林地带的泥炭地,包括前苏联,加拿大,美国,瑞典,挪威,芬兰,英国的泥炭地等。全球30°N至45°N之间靠近副热带高压带,大部分地区降水较少,且温度较45°N至65°N要高些,蒸发较大,此区域难以维持较高有效湿度,泥炭发育较少。红原泥炭位于青藏高原东北边缘地带,大气环流受高原隆升影响,致使此地区降水量达到753 mm,且高海拔寒冷气候也降低蒸发,加之山间洼地的汇水地形,所以才形成了有利于泥炭发育的气候和地貌类型。可以得出红原泥炭有其特殊的地理和地貌特征,但其气候类型与典型北方泥炭地相似。红原泥炭海拔高且更靠南,有更高太阳辐射,促进初级生产力发展,可能由于高原低氧浓度抑制泥炭分解,所以产生了更高碳积累速率。

红原泥炭地和北方泥炭地的共同特点是低温很大程度抑制了植被生长,所以暖期生产力提高有利于泥炭积累,两者都在早全新世暖期出现高积累速率(图3B和图3C)。3.0 ka B.P.暖期结束后,由于生产力的降低凋落物物源减少,导致泥炭地碳积累降低。北方泥炭地最近碳积累速率上升是因为表层为草根层,泥炭还在进行成炭作用,还没有后期分解,这使碳积累速率升高。红原泥炭没有出现明显

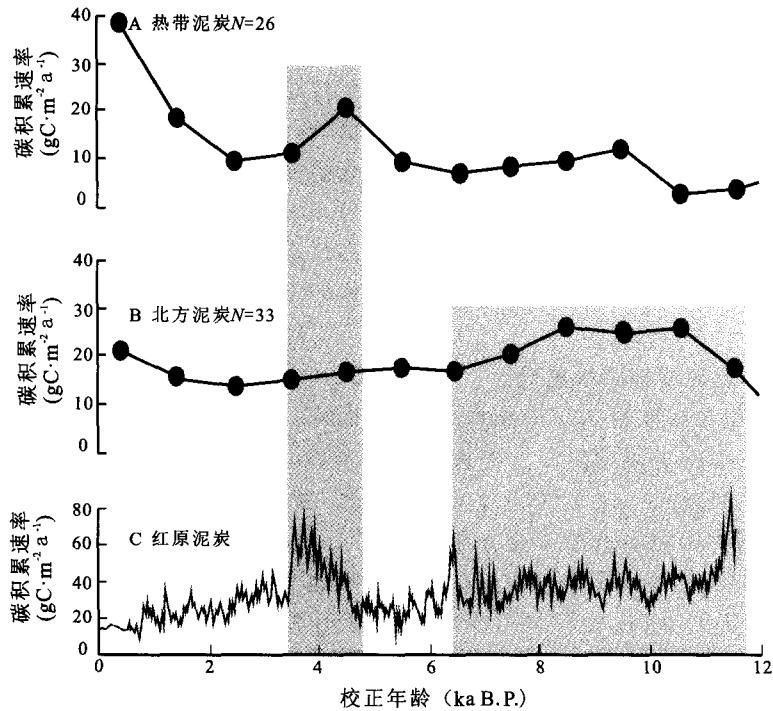


图3 红原泥炭碳积累速率(C)与热带泥炭碳积累速率(A)和北方泥炭碳积累速率(B)对比图  
 Fig. 3 Comparison between the Hongyuan peatland carbon accumulation rate(C), the tropical peatlands carbon accumulation rate(A) and the northern peatlands carbon accumulation rate(B)

升高是因为放牧影响致使凋落物供应不足。

2.3.2 红原泥炭碳积累与热带泥炭对比 红原泥炭全新世时间加权平均碳积累速率为  $33.6 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ , 均大于热带泥炭 26 个剖面碳积累平均值 ( $12.8 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ , Yu *et al.*, 2010)。热带泥炭能够形成泥炭的主要原因是强降水, 能保持泥炭表面持续湿润。13 ka B.P. 以前, 热带泥炭碳积累很慢, 一直到 5 ka B.P. 都是逐渐增加, 峰值出现在 5~4 ka B.P.。由于研究点太少, 最近的 2 ka B.P. 突然剧增, 且各个点差异很大, 统计结果可靠性降低 (Yu *et al.*, 2010)。热带泥炭分布广泛, 地区差异大, 多分布在众多发展中国家, 研究力量薄弱, 其碳机制研究还有待加强。

热带泥炭碳积累峰出现在 5.0~3.6 ka B.P., 是由于高而稳定的海平面和强季风 (Griffiths *et al.*, 2009)。在温暖的热带泥炭, 泥炭表面湿度是泥炭积累的关键, 所以只有稳定的高海面 and 强季风降水才是适合泥炭发育的气候条件。红原泥炭碳积累也受季风强度的强烈影响 (Wang *et al.*, 2010)。红原泥炭较北方泥炭集中分布区更靠南, 有更高太阳辐射和更高的蒸发量。所以其发育的地理与地貌类型与热带泥炭相似, 都是在负地貌上, 要有一定的汇水面积才能维持较高有效湿度。其差别是红原泥

炭地气候寒冷, 降水量较小。董哥洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  指示 11~3.6 ka B.P. 为强季风期, 红原泥炭碳积累快速期都在此阶段内。红原泥炭 4.6~3.6 ka B.P. 也是碳快速积累期, 与热带泥炭有很强同步性 (图 3)。

最近研究表明, 在人类活动扰动下, 热带泥炭地可能已经转变为碳源 (Hirano *et al.*, 2012)。人类活动使泥炭地水源减少, 使泥炭地排干。在温暖的热带泥炭地, 有效湿度是碳积累的敏感影响因素。热带泥炭地变干将会引起泥炭地快速退化。红原泥炭地在 3.6 ka B.P. 后出现低碳积累速率是由于温暖偏干的泥炭表面。温暖时期的红原泥炭, 有效湿度是泥炭积累的敏感因素。政府间气候变化专门委员会 (IPCC) 2007 年的报告中指出, 全球气候系统的变暖已经是不争的事实。由于升温中国南方泥炭再次进入碳循环活跃期, 如果降水减少或受到人为活动影响使泥炭地变干, 那么泥炭地碳积累将会减慢、停滞, 甚至丧失碳汇功能。

### 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、湿度变化是泥炭地碳积累的重要影响因素。红原泥炭地早全新世温暖湿

润,高初级生产力、高泥炭分解模式下产生了高碳积累速率。

温暖气候可促进植物生长和有机物分解,湿润泥炭表面一定程度抑制分解,所以温暖湿润气候能产生高碳积累速率。早全新世腐殖化是整个剖面最高时期,分解最高,高分解下还能产生高碳积累速率,说明高原泥炭地高净初级生产力是碳积累的关键,这一特征与北方泥炭地碳机制相同。红原泥炭在温暖湿润的 3.6 ka B.P. 出现了一次碳积累高峰。红原泥炭 4.6~3.6 ka B.P. 出现高碳积累速率,此时热带泥炭也因高而稳定的海平面和强季风出现高碳积累速率,两者有很强同步性。处于青藏高原的红原泥炭位于北方泥炭与热带泥炭交界地带,同时具有北方泥炭和热带泥炭的碳积累规律。

全球主要泥炭地具有代表性的泥炭积累数据还很少,更多的碳积累数据将有助于全面理解泥炭地碳机制。多种泥炭地气候代用指标综合利用能提供更为精确的泥炭地水热条件信息。中国其他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。本研究只选取了红原泥炭地来研究中国泥炭碳积累与气候变化的关系,数据还很单薄,还需要中国东北地区和西南地区泥炭地的更多泥炭剖面碳积累数据来印证,探寻中国泥炭地碳机制还有很长的路要走。本工作只采用了表观碳积累速率,实际碳积累速率要大于表观碳积累速率,因为当时积累的泥炭还有数百年甚至上千年的持续分解(Roulet *et al.*, 2007)。实际碳积累速率在研究泥炭地碳循环与全球碳循环关系的研究中更有意义。

#### 参考文献 (References):

Berger A, Loutre M. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years [J]. *Quaternary Science Reviews*, (10): 297-317.

Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, Yuan D X, Cai Y J, Zhang M L, Lin Y S, Qing J M, An Z S, Revenaugh, J. 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 233(1-2): 71-86.

Griffiths M L, Drysdale R N, Gagan M K, Zhao J X, Ayliffe L K, Hellstrom J C, Hantoro W S, Frisia S, Feng Y X, Cartwright I, Pierre E S, Fischer M J, Suwargadi B W. 2009. Increasing Australian-Indonesian monsoon rainfall linked to early Holocene sea-level rise[J]. *Nature Geoscience*, 2(9): 636-639.

Hirano T, Segah H, Kusin K, Limin, S, Takahashi H, Osaki M. 2012. Effects of disturbances on the carbon balance of tropical peat swamp forests[J]. *Global Change Biology*, 18(11): 3410

-3422.

Hong B, Liu C, Lin Q, Shibata Yasuyuki, Leng X T, Wang Y, Zhu Y X, Hong Y T. 2009. 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)*, 52(7): 952-964.

Hong Y T, Jiang H B, Liu T S, Zhou L P, Beer J, Li H D, Leng X T, Hong B, Qin X G. 2000. Response of climate to solar forcing recorded in a 6000-year delta O-18 time-series of Chinese peat cellulose[J]. *Holocene*, 10(1): 1-7.

Hong Y T, Hong B, Lin Q H, Shibata Y, Zhu Y X, Leng X T, Wang Y. 2009. Synchronous climate anomalies in the western North Pacific and North Atlantic regions during the last 14,000 years[J]. *Quaternary Science Reviews*, 28(9-10): 840-849.

Qin J M, Yuan D X, Cheng H, Lin Y S, Zhang M L, Wang F X, Edwards, R L, Wang H, Ran J C. 2005. The YD and climate abrupt events in the early and middle Holocene: Stalagmite oxygen isotope record from Maolan, Guizhou, China[J]. *Science in China(series D)*, 48(4): 530-537.

Jones M C, Yu Z C. 2010. Rapid deglacial and early Holocene expansion of peatlands in Alaska[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 107(16): 7347-7352.

Kaufman D S, Ager T A, Anderson N J, Anderson P M, Andrews J T, Bartlein P J, Brubaker L B, Coats L L, Cwynar L C, Duvall M L, Dyke A S, Edwards M E, Eisner W R, Gajewski K, Geirsdottir A, Hu F S, Jennings A E, Kaplan M R, Kerwin M N, Lozhkin A V, MacDonald G M, Miller G H, Mock C J, Oswald W W, Otto-Bliesner B L, Porinchu D F, Ruhland K, Smol J P, Steig E J, Wolfe B B. 2004. Holocene thermal maximum in the western Arctic (0-180 degrees W)[J]. *Quaternary Science Reviews*, 23(5-6): 529-560.

Lister G S, Kelts K, Zao C K, YU J Q, Niessen F. Lake Qinghai, 1991. China-closed-basin lake levels and the oxygen isotope record for ostracoda since the latest pleistocene[J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 84(1-4): 141-162.

Loisel J, Garneau M. Late 2010. 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*, 291(3-4): 493-533.

Moy C M, Seltzer G O, Rodbell D T, Anderson, D M. 2002. Variability of El Nino/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch[J]. *Nature*, 420(6912): 162-165.

Page S E, Wust R, Weiss D, Weiss D, Rieley J O, Shotykh W, Limin S H. 2004. A record of Late Pleistocene and Holocene carbon accumulation and climate change from an equatorial peat bog (Kalimantan, Indonesia): implications for past, present and future carbon dynamics[J]. *Journal of Quaternary Science*, 19(7): 625-635.

Roulet N T, Lafleur P M, Richard P, Moore, T R, Humphreys E R, Bubier J. 2007. Contemporary carbon balance and late Holocene carbon accumulation in a northern peatland[J]. *Global*

- Change Biology, 13(2): 397–411.
- Shi Y F, Kong Z Z, Wang S M, Tang L Y, Wang F B, Yao T D, Zhao X T, Zhang P Y, Shi S H. 1994. The climatic fluctuation and important events of holocene megathermal in China[J]. Science in China series B-Chemistry, 37(3): 353–365.
- Thompson L G, Yao T, Davis M E, Henderson K A, Mosley-Thompson E, Lin P N, Beer J, Synal H A, Cole Dai J, Bolzan J F. 1997. Tropical climate instability: The last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core [J]. Science, 276(5320): 1821–1825.
- Tolonen K, Turunen J. 1996. Accumulation rates of carbon in mires in Finland and implications for climate change [J]. Holocene, 6(2): 171–178.
- Van Bellen S, Garneau M, Booth R K. 2011a. Holocene carbon accumulation rates from three ombrotrophic peatlands in boreal Quebec, Canada: Impact of climate-driven ecohydrological change [J]. Holocene, 21(8): 1217–1231.
- Van Bellen S, Dallaire P L, Garneau M, Bergeron Y. 2011b. Quantifying spatial and temporal Holocene carbon accumulation in ombrotrophic peatlands of the Eastmain region, Quebec, Canada[J]. Global Biogeochemical Cycles, 25(GB2016). 1–15.
- Wang H, Hong Y T, Zhu Y X, Hong B, Lin Q H, Xue H, Leng X T, Mao X M. 2004. Humification degrees of peat in Qinghai-Xizang Plateau and palaeoclimate change[J]. Chinese Science Bulletin, 49(5): 514–519.
- Wang H, Hong Y T, Lin Q H, Hong B, Zhu Y X, Wang Y, Xu H. 2010. Response of humification degree to monsoon climate during the Holocene from the Hongyuan peat bog, eastern Tibetan Plateau[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 286(3–4): 171–177.
- Yu X F, Zhou W J, Franzen L G, Xian F, Cheng P, Jull A J T. 2006. High-resolution peat records for Holocene monsoon history in the eastern Tibetan Plateau [J]. Chinese Science Bulletin, 49(6): 615–621.
- Yu Z C, Beilman D W, Jones M C. 2009. Sensitivity of northern peatland carbon dynamics to Holocene climate change[M]. in Carbon Cycling in Northern Peatlands, (Am Geophys Union, Washington, D. C. ): 55–69.
- Yu Z C, Loisel J, Brosseau D P, Beilman D W, Hunt S J. 2010. Global peatland dynamics since the Last Glacial Maximum[J]. Geophysical Research Letters, 37 (13402): 1–5.
- Yu Z C. 2011. Holocene carbon flux histories of the world's peatlands: Global carbon-cycle implications[J]. Holocene 21: 761–774.
- 洪冰, 林庆华, 朱泳焯, 冷雪天, 王羽, 洪业汤. 2003. 红原泥炭苔草的碳同位素组成与全新世季风变化[J]. 矿物岩石地球化学通报, 22(2): 99–103.
- 王铭, 刘子刚, 马学慧, 王国栋. 2012. 中国泥炭地有机碳储量分区[J]. 湿地科学, (2): 156–163.
- 徐海, 洪业汤, 林庆华, 洪冰, 姜洪波, 朱泳焯. 2002. 红原泥炭纤维素氧同位素指示的距今 6ka 温度变化[J]. 科学通报, 47(15): 1181–1186.