

青藏高原泥炭腐殖化度的古气候意义

王华 洪业汤 朱咏焯 洪冰 林庆华 徐海 冷雪天 毛绪美

(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; 东南大学环境工程系, 南京 210096; 中国科学院研究生院, 北京 100039; 东北师范大学地理系, 长春 130026. E-mail: mailto:ythong@public.gz.cn)

摘要 报道一种新的、较敏感的古气候代用指标——泥炭腐殖化度. 通过与同一剖面木里苔草纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 气候代用指标及其他气候代用指标的对比, 得出泥炭的腐殖化度可以用作气候变化的代用指标, 即: 腐殖化度偏大, 指示气候偏暖湿; 腐殖化度偏小, 指示气候偏干冷. 由于泥炭腐殖化度测定相对简便, 值得进一步推广研究.

关键词 腐殖化度 泥炭 印度西南季风 全新世气候 突然气候变化 青藏高原

泥炭的多种组成和性质都存储着古气候信息, 其中, 泥炭纤维素的碳、氢和氧同位素组成^[1-4]、泥炭有机质的碳同位素^[5-7]、泥炭的灰度^[8]、孢粉^[9-11]及植物大化石^[6,9]等, 在国内外都已用作恢复重建古气候的代用指标. 泥炭腐殖化度是试图定量描述其分解程度的指标, 是泥炭中无定形腐殖质占泥炭样品干重的百分率(%). 由于植物死亡后的腐解过程与气候状况等多种因素相关, 因此, 泥炭腐殖化度在一定条件下可用来指示气候的变化.

1976年Aaby^[12]首次测定了丹麦Draved沼泽上升泥炭的腐殖化度, 并与指示泥炭表面湿度的两类根足虫的含量进行对比. 自此以后, 上升泥炭腐殖化度与古气候变化关系的研究在欧洲大范围开展起来^[9,13,14]. 1997年Chambers等人^[13]进一步研究了苏格兰南部Talla沼泽盖式泥炭的腐殖化度与孢粉的含量.

2003年在欧洲经济共同体资助下, 由Chambers牵头, 联合英国、德国和法国等9个国家开始一项名为记录欧洲陆地的突然气候变化(ACCROTELM)研究计划. 该计划的目标是“改善和应用现存的泥炭腐殖化度和植物大化石技术于泥炭钻孔研究; 应用遗存的阿米巴虫作为湿度气候代用指标; 将开发一种新的分子生物温度代用指标; 研究碳平衡”(http://www.cordis.lu/fp5/home.htm1). 这些研究进展表明, 目前国际上对泥炭腐殖化度作为气候代用指标的研究正在抓紧进行. 在区域上, 重点放在有面积泥炭分布的欧洲, 也波及到美洲大陆; 在方法上, 重点把泥炭腐殖化度指标与泥炭中的植物大化石、阿米巴虫等指标进行对比, 以进一步认识泥炭腐殖化度的古气候意义. 这些研究涉及的气候因子限于地表环境湿度, 未涉及温度、或温度-湿度组合对泥炭腐殖化度的影

响研究^[12-14,15].

本文首次报道对青藏高原东部红原泥炭腐殖化度的测定结果, 并根据其与泥炭纤维素碳同位素气候代用指标的对比, 探索该区泥炭腐殖化度的古气候意义.

1 采样地点和实验方法

泥炭样品取自青藏高原东部四川省红原县城以西1号泥炭矿, 地理坐标为32°46'N, 102°30'E, 海拔高度3466 m. 我们在该处开挖出一个连续的泥炭沉积剖面, 剖面总厚度495 cm. 按1 cm间距(相当于时间分辨率约30年)在剖面上采集泥炭分样本.

在采样现场对红原泥炭剖面的颜色、组成、质地等性质进行了描述, 并初步划分沉积层位(图1). 从各层位分界点以及部分层位内部取样做¹⁴C定年, 共选泥炭样品15个, 按文献[2]所述方法提取泥炭植物纤维素作定年材料. 泥炭纤维素的¹⁴C测定用日本国立环境研究所的加速器质谱仪完成^[16], 采用CALIB4.3计算机程序进行¹⁴C年代校正^[17], 校正结果见图1.

为测定泥炭的腐殖化度, 先将泥炭样品磨细过60目筛, 搅拌均匀; 精确称取0.1000 g样品, 放入200 mL烧杯中, 加入100 mL 0.1 mol/L NaOH, 在电炉上加热到沸腾, 微火继续煮沸1 h, 使泥炭中的腐殖酸充分浸出; 冷却后将溶液转移到100 mL容量瓶, 稀释至刻度, 用离心机将固、液分离, 用移液管取上层清液5 mL, 稀释到50 mL; 用岛津UV-3000型分光光度计对泥炭样品的碱提取物在波长400 nm处进行吸光度测定, 其吸光度值即用来表征泥炭的腐殖化度.

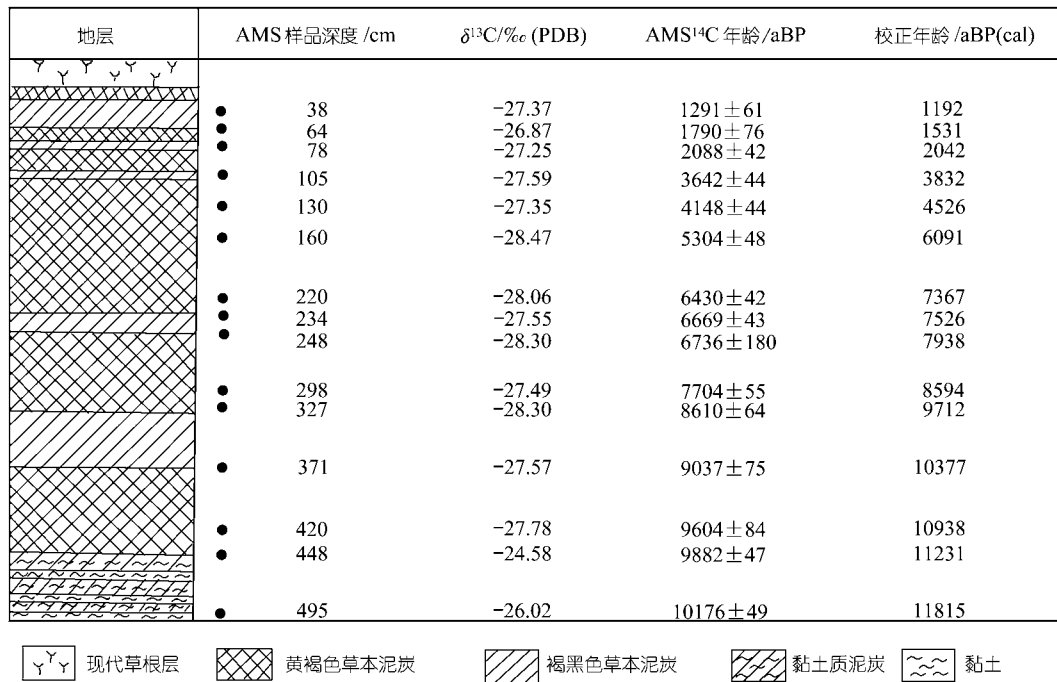


图 1 红原 1 号泥炭矿地层与定年

2 研究结果

2.1 泥炭腐殖化度对千年尺度气候变化的响应

红原泥炭腐殖化度时间序列如图 2(a)所示,其距平时间序列如图 3(a)为揭示泥炭腐殖化度的古气候意义,我们将其与同一剖面中木里苔草(*Carex muliensis*)残体纤维素的碳同位素时间序列(图 2(b)和图 3(b))进行对比,因为已证明红原泥炭木里苔草纤维素的 $\delta^{13}\text{C}$ 序列能敏感地指示青藏高原东部气候的暖湿/干冷变化。苔草纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏大,指示气候偏干冷,印度西南季风活动较弱;相反,苔草纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏小,指示气候偏暖湿,印度西南季风较强^[18]。

由图 2(b)和图 3(b)可见,在约 12~11.2 kaBP 期间,木里苔草纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 值较大,指示红原地区气候明显干冷,印度西南季风很弱^[18]。这一结果与其他气候代用指标所得结果一致。例如,对红原泥炭 2 号矿泥炭的总有机碳含量和灰度的测定表明,该时期这两个代用指标都处于明显的低谷,指示红原地区气候明显干冷^[8];孢粉组合特征指示,该时期莎草占优势,蒿有一定数量,气候干冷^[19]。在这一时期,泥炭腐殖化度值尽管有波动,但总体上泥炭腐殖化度值较低。从距平曲线也可见,该期腐殖化度距平值明显为负

值,低于 12 ka 以来腐殖化度的平均值。这表明,当上述各种气候代用指标指示气候偏干冷,印度西南季风活动偏弱时,泥炭中的植物残体的腐解作用可能是偏弱的。因此,泥炭腐殖化度偏低。

从约 11.2 kaBP 起,红原泥炭木里苔草纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 值迅速减小(图 2(b));大约在同一时期,相邻 2 号矿泥炭的灰度和总有机碳含量也迅速增大^[8],这些代用指标的变化都一致地指示当地气候从干冷向暖湿的快速转变,印度西南季风活动快速加强,反映了全新世温暖湿润期的快速到来^[8,18]。相应地,图 2(a)表明,随着气候从干冷向暖湿的迅速转变,植物残体的腐殖化过程可能加速,表现在泥炭的腐殖化度迅速提高。在约 10.8~5.6 kaBP 的 5.2 ka 期间,泥炭的腐殖化度尽管有波动,但总体来说,保持在约 35% 的高水平波动,其距平值持续为正值(图 3(a))。而这一时期,正是泥炭木里苔草纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 值持续处于低水平的时期, $\delta^{13}\text{C}$ 值在约 $-26\text{‰} \sim -28\text{‰}$ 的低水平波动, $\delta^{13}\text{C}$ 值明显偏负;泥炭的灰度和总有机碳含量则保持在全剖面中的高水平^[8]。这些代用指标表明,红原地区早全新世气候具有明显的温和湿润特征^[8,18],与该时段的云杉、冷杉占绝对优势的孢粉组合特征所反映的全新世大暖期气候特征相一致^[19],指示印度西南季

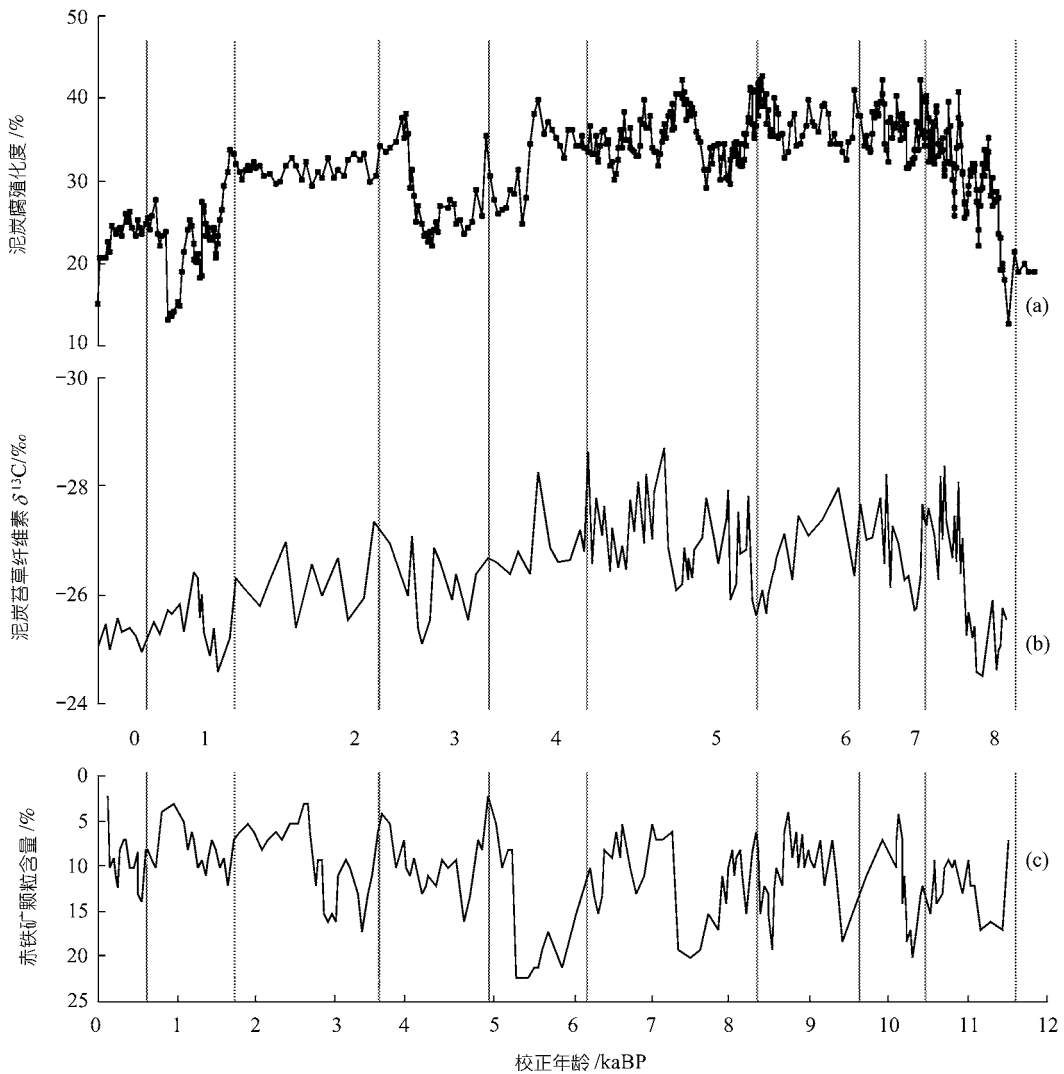


图2 泥炭腐殖化度代用指标与同一剖面木里苔草纤维素 $\delta^{13}C$ 和北大西洋浮冰记录比较

(a) 红原泥炭腐殖化度时间序列; (b) 红原泥炭木里苔草纤维素 $\delta^{13}C$ 时间序列; (c) 北大西洋 MC52-VM29-191 孔的赤铁矿颗粒含量时间序列. 图中数字 0-8 分别指示北大西洋 9 次浮冰事件

风持续强盛.

从约 5.6 kaBP 开始的晚全新世阶段, 该区多种代用指标的研究都证明气候明显转变为较干较冷. 例如红原 2 号矿泥炭的灰度和总有机碳的含量都在波动中逐渐减小^[18]; 孢粉资料显示, 冷杉从阳坡消失, 云杉开始向阴坡迁移, 森林面积缩小并演变为岛状森林^[19]; 泥炭纤维素的 $\delta^{13}C$ 值在波动中逐渐增大^[18], $\Delta\delta^{13}C$ 值明显偏正值(图 2(a)和图 3(a)), 表明印度西南季风从早全新世阶段持续强盛向晚全新世阶段的逐渐减弱. 气候向干冷方向转变可能也影响了植物残体的腐解过程, 表现在泥炭腐殖化度指标上是总体逐渐减小, 距平值明显偏负. 因此, 上述对比研究

表明, 在数千年时间尺度上, 泥炭的腐殖化度可以用作气候变化的代用指标, 即: 腐殖化度偏大, 指示气候偏暖湿; 腐殖化度偏小, 指示气候偏干冷.

2.2 泥炭腐殖化度对突然气候变化的响应

从图 2(b)和图 3(b)可见, 木里苔草纤维素 $\delta^{13}C$ 时间序列上还记录了一系列数百年尺度的暖湿/干冷突然气候变化, 它们叠加在前述总的千年尺度变化趋势上. 其中有 9 次突然的干冷变化, 指示印度西南季风突然发生明显减弱, 它们与全新世北大西洋深海沉积物中 9 次冰山漂移碎屑沉积物所指示的突然气候变冷事件(IRD 冷事件)一一对应^[18]. 这表明, 红原

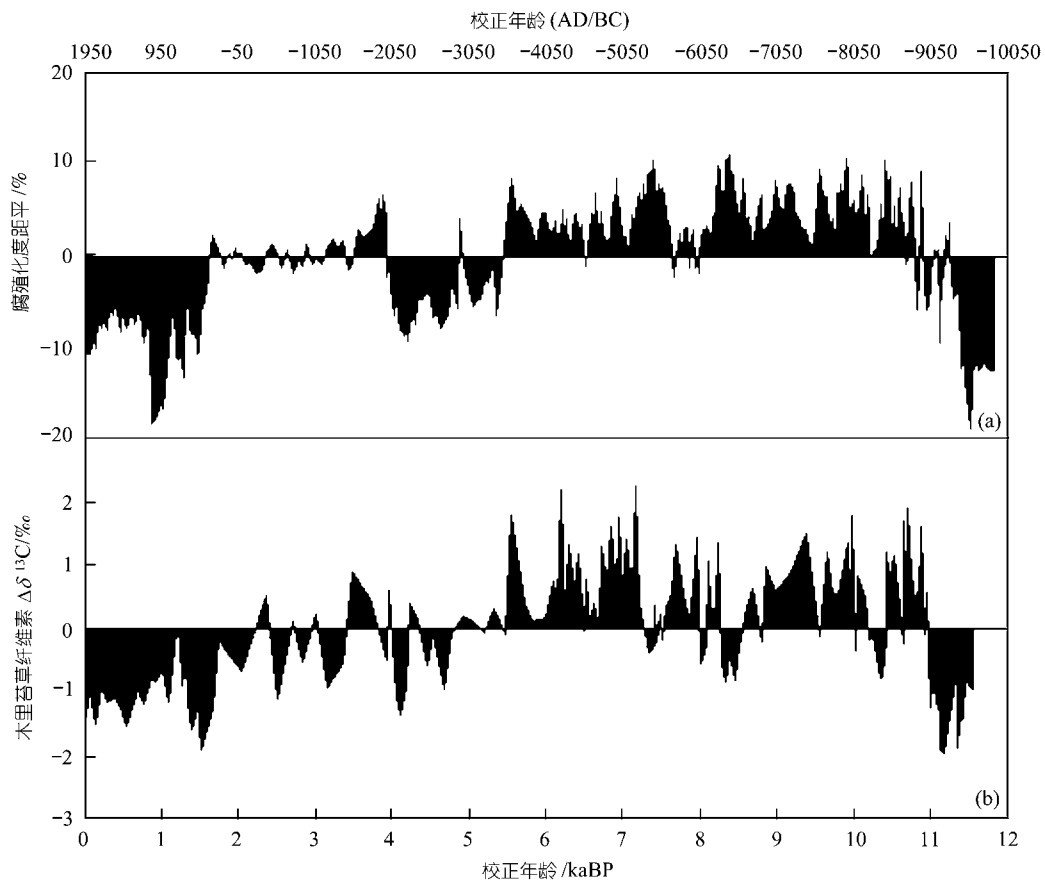


图 3 红原泥炭腐殖化度距平(a)与红原泥炭木里苔草纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 距平(b)时间序列图

地区的这 9 次突然干冷气候变化, 或印度西南季风的突然减弱, 是对某种全球变化的区域响应, 也为检验泥炭腐殖化度对突然气候变化的敏感性提供了很好的参照标准。

前已述及, 在约 12~11.2 kaBP 期间, 不论木里苔草纤维素的 $\delta^{13}\text{C}$ 指标, 还是泥炭的总有机碳、灰度指标都表明是干冷期, 印度西南季风很弱, 泥炭的腐殖化度也很低, 与北大西洋 IRD8 冷事件对应。这一时期(相当于 ^{14}C 年龄约 10176~9880 aBP(图 1))对应于新仙女木全球降温事件。

近十年来对红原及其邻近地区泥炭古气候记录的研究已先后发现新仙女木冷事件在该地区存在的证据, 但关于事件发生的起始和结束时间仍有待进一步确定。例如, 即使对研究较多的、距本文研究的 1 号矿几公里远的红原 2 号泥炭矿矿区, 不同的作者对其新仙女木事件的起始和结束时间的报道不尽相同 [7,8,20]。人们已注意到, 这些差别可能与 ^{14}C 测年技术等因素有关 [20]。

在本文研究的红原 1 号泥炭矿, 不论苔草纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 指标还是泥炭腐殖化度指标都表明(图 2(a), (b)), 该区新仙女木事件的结束时间约为 11.2 kaBP (^{14}C 年龄 9882 ± 49 aBP); 在图 1 的地层上, 此年代标志了从植物残体很少, 有机质含量很低, 腐殖化度也很低的黏土质泥炭向典型草本泥炭的转变时期; 它也与 中国南海北部 17940 柱上所取得的高分辨率氧同位素记录所确认的新仙女木事件的结束时间(^{14}C 年龄 9870 aBP)相吻合 [21]。因此, 我们建议将 ^{14}C 年龄约 9880 aBP(校正年龄约 11200 aBP)作为红原 1 号泥炭矿矿区新仙女木冷事件结束或全新世开始的年龄。

由图 2(a)~(c)的对比可见, 泥炭腐殖化度除了在 IRD8 冷事件时明显变小外, 对北大西洋发生的其他几个冷事件, 相应于红原苔草纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 值增大, 气候突然变干冷时, 泥炭的腐殖化度值也都有不同程度的变小。特别是对那些研究较多、普遍认同的突然气候变化事件, 泥炭腐殖化度指标都有敏感的反应。例如, IRD 事件 7 和 5 是早中全新世两次全球大范围

出现并研究了突然变冷事件,它们在格陵兰冰芯GISP2记录上表现为 $\delta^{18}\text{O}$ 明显降低而海盐Na的含量明显升高^[22,23],在泥炭木里苔草纤维素记录上表现为 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显增大^[18],而在泥炭腐殖化度记录上则表现为明显减小。

相应于晚全新世的4次IRD冷事件,木里苔草纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 代用记录指示青藏高原东部都出现突然的干冷变化,印度西南季风减弱(图2(b), (c)).但泥炭腐殖化度对IRD事件2和0响应较弱,对IRD事件3和1有较好的响应.其中,特别是发生在约4200 aBP的IRD事件3,经许多的研究已经证明是一次影响面很广的干冷事件.在青藏高原西部地区^[24],印度河流域、西亚、西非和墨西哥地区^[25,26],不同代用记录都记录到由于变弱的印度西南季风引起的严重干旱.寒冷干燥的气候不仅导致美索不达米亚北部定居点被遗弃,而南部Akkadian帝国的崩溃也认为与严重的干旱相关^[27].正是在这一时期,撒哈拉的淡水湖全部干涸,植被严重衰退,发生了撒哈拉的沙漠化——地球陆地覆盖最大的变化^[28].对这样一次严重的突然干冷事件,我们从图2(a)可见,在泥炭的腐殖化度序列上,表现为一异常明显的低谷,与其他气候代用指标一样,强烈地指示了气候的大幅度变干变冷。

3 讨论

泥炭是不同分解程度的松软的有机体堆积物,其中,植物有机质是泥炭的主体,是泥炭的主要属性,它的含量至少应在30%以上^[11].有机质的积累和分解过程是制约泥炭形成的两个主要因素,只有当有机质的积累作用强于分解作用时,泥炭才会形成.大量的研究表明,泥炭的积累和分布与气候、地质、地貌、水文和植被等多种因素有关.在这些相互联系的因素中,气候因素是制约泥炭积累和分布的最基本因素之一.气候因素的变化表现在水分和热量的不同组合上,不同的水热组合条件,直接影响构成泥炭的有机质的来源、植物残体的数量和性质.同时,它们通过影响微生物的活动,又调控着植物有机体的分解过程.正是不同的水热条件组合在时间和空间上的变化,很大程度上决定了泥炭在全球和区域上的不同积累和分布^[11,29].

我国对青藏高原泥炭地的调查发现,印度西南季风带来的温暖气流是青藏高原大面积泥炭形成的重要因素之一^[30].来自印度洋的水汽经孟加拉湾、雅鲁藏布江下游大峡谷向北输送^[30,31],给该区植被的

发育带来了必需的水分.但是,青藏高原总体或基本的气候背景仍是较寒冷^[30,32].例如,处在这一印度洋水汽输送带影响下的红原地区,年均温度约 1°C ,年均降水量约700 mm.低温不仅使地表的蒸发作用减小,植物的蒸腾作用减弱,有利于地表水分的保持和沼泽发育;而且使土壤微生物对植物残体的分解作用减弱,有利于植物残体的积累和泥炭的形成.其结果是在青藏高原东北隅相对沉降的宽谷区,发育了世界上最大的包括红原泥炭地在内的若尔盖高原泥炭区^[20,32].

一些模拟研究也证明,水热条件对植物有机体分解强度的影响是非线性的.在土壤温度低于 5°C ,湿度小于土壤最大持水量的20%时,微生物对植物残体的分解能力极弱;随着土壤温度升高,湿度增大,土壤微生物活动的强度迅速提高;在土壤温度接近约 30°C ,湿度为土壤最大持水量的60%~80%时,土壤微生物的活动强度达到最大值;至此以后,温度和湿度同时进一步增大或降低,土壤微生物的活动都减弱^[11].

在红原地区,多年的7月平均气温为 $9\sim 11^{\circ}\text{C}$,因此,土壤微生物对植物残体的分解能力总的来说相当弱,这正是红原地区能积累厚层泥炭的重要原因之一.也由于上述原因,该区土壤微生物的活动对气候变化的响应可能很灵敏,即随温度升高,湿度增大,土壤微生物的活动强度迅速提高;相反则减弱.因此,当印度西南季风较强,红原地区的气候较湿润较温暖,即出现温暖气候组合时,一方面促进植物初级生产力提高,提供较多的植物残体进行腐解;另一方面在一定程度上也提高了微生物的分解能力.这两方面的综合作用使得在泥炭得以发育的同时,泥炭中无定形腐殖质百分含量增高,即腐殖化度增高.反之,当印度西南季风的活动减弱时,该区气候较干较冷,即出现干冷的气候组合,不仅使植物初级生产力减弱,仅能提供较少的植物残体进行腐解;同时使微生物分解能力也减弱.这两方面的综合作用使得泥炭的发育较弱,泥炭中的无定形腐殖质的百分比也降低,即泥炭的腐殖化度降低.

但是,上述定性论述还需今后从更大的时间、空间范围上来加以检验;也需从植物残体的腐解过程的条件实验上来证实.由于相对于其他气候代用指标而言,泥炭的腐殖化度的测定相对简捷,值得今后在有关古气候环境的综合研究中推广应用。

致谢 本工作受国家自然科学基金重点项目(批准号: 40231007; 49733130)资助。

参 考 文 献

- 1 Brenninkmeijer C A M, Van Geel B, Mook W G. Variations in the D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in cellulose extracted from a peat bog core. *Earth and Planetary Science Letters*. 1982, 61: 283~290[DOI]
- 2 Hong Y T, Jiang H B, Liu T S, et al. Response of climate to solar forcing record in a 6000-year $\delta^{18}\text{O}$ time series of Chinese peat cellulose. *The Holocene*, 2000, 10(1): 1~7
- 3 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 cellose. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 185: 111~119[DOI]
- 4 徐海, 洪业汤, 林庆华, 等. 红原泥炭纤维素氧同位素指示的距今 6 ka 温度变化. *科学通报*, 2002, 47(15): 1181~1186
- 5 Sukumar R, Ramesh R, Pant R K, et al. $\delta^{13}\text{C}$ record of late Quaternary climate change from tropical peats in southern India. *Nature*, 1993, 364: 703~706[DOI]
- 6 Ficken K J, Barber K E, Eglinton G. Lipid biomarker, $\delta^{13}\text{C}$ and plant macrofossil stratigraphy of a Scottish montane peat bog over the last two millennia. *Org Geochem*, 1998, 28: 217~237[DOI]
- 7 王富葆, 阎革, 林本海. 若尔盖高原 $\delta^{13}\text{C}$ 的初步研究. *科学通报*, 1993, 38(1): 65~67
- 8 周卫建, 卢雪峰, 吴振坤, 等. 若尔盖高原全新世气候变化的泥炭记录与加速器放射性碳测年. *科学通报*, 2001, 46(12): 1040~1044
- 9 Christopher J E, Htallis J. Climatic control of blanket mire development at Kentra Moss, North-west Scotland. *Journal of Ecology*, 2000, 88: 869~889 [DOI]
- 10 孙湘君, 袁绍敏. 据花粉资料推断吉林金川地区最近 1 万年的植被演化. 见: 刘东生主编. 黄土: 第四纪 全球变化. 北京: 科学出版社, 1990. 46~57
- 11 柴岫. 泥炭地学. 北京: 地质出版社, 1993
- 12 Aaby B. Cydlic climatic variations in climate over the past 5,500yr reflected in raised bogs. *Nature*, 1976, 263: 281~284
- 13 Chambers F M, Barber K E, Maddy D, et al. A 5500-year proxy-climate and vegetation record from blanket mire at Talla Moss, Borders, Scotland. *The Holocene*, 1997, 7: 391~399
- 14 Charman D J, Caseldine C, Barker A, et al. Paleohydrological records from peat profiles and speleothems in Sutherland, Northwest Scotland. *Quaternary Research*, 2001, 55: 223~234[DOI]
- 15 Blackford J. Palaeoclimatic records from peat bogs. *Trends in Ecology and Evolution*, 2000, 15(5): 193~198[DOI]
- 16 Hiroshi Kume, Yasuyuki Shibata, Atsushi Tanaka, et al. The AMS facility at the National Institute for Environmental Studies (NIES), Japan. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 1997, 123: 31~33
- 17 Stuiver M, Reimer P J, Beck E, et al. Extended ^{14}C data base and revised REV4.3 ^{14}C calibration program. *Radiocarbon*, 1998, 40: 1041~1083
- 18 Hong Y T, Hong B, Lin Q H, et al. Correlation between Indian Ocean summer and North Atlantic climate during the Holocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 211: 371~380[DOI]
- 19 王富葆, 韩辉友, 阎革, 等. 青藏高原东北部 30ka 以来的古植被与古气候演变序列. *中国科学, D 辑*, 1996, 26(2): 111~117
- 20 孙广友, 罗新正, Turner R E. 青藏东北部若尔盖高原全新世泥炭沉积年代学研究. *沉积学报*, 2001, 19: 177~181
- 21 赵泉红, 汪品先. 南海第四纪古海洋学研究进展. *第四纪研究*, 1999, (6): 481~501
- 22 O'Brien S R, Mayewski P A, Meeker L D, et al. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science*, 1995, 270: 1962~1964
- 23 Alley R B. Ice-core evidence of abrupt climate changes. *PNAS*, 2000, 97: 1331~1334[DOI]
- 24 Gasse F, Arnold M, Fontes J C, et al. A 13000-year climate record from western Tibet. *Nature*, 1991, 353: 742~745[DOI]
- 25 Gasse F, Campo E V. Abrupt post-glacial climate event in West Asia and North Africa monsoon domains. *Earth and Planetary Science Letters*, 1994, 126: 435~456[DOI]
- 26 Sirocko F, Sarnthein M, Erlenkeuser H, et al. Century-scale events in monsoonal climate over the past 24000 years. *Nature*. 1996, 364: 322~324[DOI]
- 27 Weiss H, Counrty M A, Wetterstorm W, et al. The genesis and collapse of third millennium north mesopotamian civilization. *Science*, 1993, 261: 995~1004
- 28 Claussen M, kubatzki C, Brovkin V, et al. Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene. *Geophys Res Lett*, 1999, 26: 2037~2040[DOI]
- 29 徐琪, 蔡立, 董元华. 论我国湿地的特点类型与管理. 见: 陈宜瑜编. 中国湿地研究. 长春: 吉林科学技术出版社, 1995. 24~33
- 30 孙鸿烈. 青藏高原的形成演化. 上海: 上海科学技术出版社. 1996
- 31 杨逸畴, 高登义, 李渤生. 雅鲁藏布江下游河谷水汽通道初探. *中国科学, B 辑*, 1987, (8): 893~902
- 32 郑度. 青藏高原对中国西部自然环境地域分异的效应. *第四纪研究*, 2001, 21(6): 484~489

(2003-11-10 收稿, 2003-12-16 收修改稿)