

文章编号:1008-0244(2003)02-0051-06

红原泥炭腐殖化度记录的全新世气候变化

王 华^{1,2}, 洪业汤¹, 朱咏焯¹, 林庆华¹, 冷雪天³, 毛绪美¹

(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, 贵州 贵阳 550002;

2. 中国科学院研究生院, 北京 100039; 3. 东北师范大学地理系, 吉林 长春 130026)

摘要:腐殖化度作为气候代用指标首次用于我国泥炭的古气候研究,较好的记录了红原地区全新世的气候变化。对红原泥炭¹⁴C测年和腐殖化度分析,获得了距今12 000年较高分辨率红原地区气候变化记录:11.815~10.9 kaB.P.,气候干冷;10.9~5.6 kaB.P.,气候温暖;5.6~3.9 kaB.P.,气候干冷;3.9~1.7 kaB.P.,气候干冷、温暖波动;1.7~0 kaB.P.,气候干冷。总体而言,大约5.6 kaB.P.是红原地区由早中全新世的温暖气候向晚全新世干冷气候变化的转折点。同时,红原泥炭记录的降温事件在北半球具有普遍性,反映了青藏高原对全球气候变化的响应。

关键词:腐殖化度;泥炭;全新世;古气候**中图分类号:**P534.63 **文献标识码:**A

一般认为,全新世的气候是相对稳定的,而冰期时气候是不稳定的^[1],这一观点已被高分辨率的冰芯^[2]和北大西洋深海沉积物^[3,4]的研究记录所动摇。由于许多古气候代用指标分辨率较低,使得人们对于发生在全新世的短尺度气候事件难以鉴别,以致研究较少。本文通过四川红原地区距今约12 000年高分辨率泥炭腐殖化度代用指标建立,为全新世气候变化研究提供了泥炭学方面的证据。

1 气候代用指标

泥炭的积累和分布与气候、地质、地貌、水文、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有机质的主要来源,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^[5]。泥炭腐殖化度^[6-9]是描述其分解程度的指标,由于植物死亡后的腐解过程与气候状况等因素相关,因此泥炭的腐殖化度反映了气候的干湿冷暖变化。

湿润温暖的气候条件,即温暖气候组合,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;另一方面也提高了微生物的分解能力。这两方面的综合作用使得泥炭中无定形腐殖质百分含量增高,即腐殖化度增高;反之,在干旱寒冷的气候条件,即干冷气候组合,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,而且同时使微生物分解能力也减弱,导致泥炭中无定形腐殖质的百分比降低,即泥炭的腐殖化度降低。因此,泥炭的腐殖化度反映了腐殖化分解作用的综合影响,因此也间接地反映了水热条件的影响。泥炭的腐殖化度较高,指示气候较温暖;泥炭的腐殖化度较低,指示了气候较干冷。

2 样品的采集和分析

样品采自四川省红原县城以西,地理坐标(32°46'N,102°30'E),海拔高度3 466 m。泥炭剖面是利用人工挖掘露头,剖面总厚度495 cm。岩性变化:0~27 cm为草根层,27~448 cm为草本泥炭,448~465 cm为粘土质泥炭,465~495 cm主要成分为粘土夹少许泥炭。按1 cm间距分样,分样工作现场完成。

红原地区属大陆性高原寒温带季风型气候,春秋短促,长冬无夏,年平均气温1.1℃,1月均温-10.3℃,7月均温10.9℃,昼夜温差大,雨量充足,雨热同期。

收稿日期:2003-01-02;修回日期:2003-03-11

基金项目:国家自然科学基金重点项目(40231007;49733130)

第一作者简介:王华(1969—),女,博士研究生,环境地球化学专业。

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^[10]。采用 Calib4.3 计

算机程序进行¹⁴C年代校正^[11]，校正结果见图1。

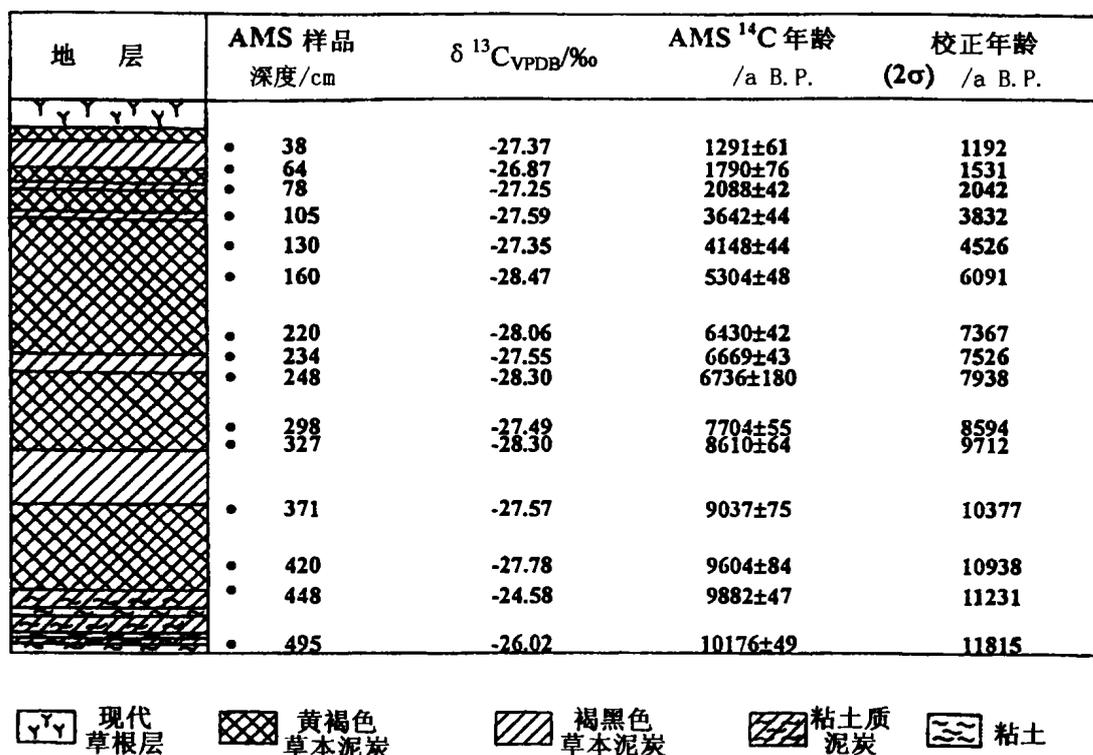


图1 红原泥炭地层与定年

Fig. 1. Hongyuan peat deposit profile and its ¹⁴C dates.

泥炭的腐殖化度采用光谱法测定^[7,12]，用日本岛津 UV-3000 型分光光度计对泥炭样品的碱提取物进行可见光区的光谱扫描。由于泥炭的吸收光谱在整个可见光区并无特征峰，只是由高频到低频单调递减吸收，因此，本文选用波长为 400 nm 的吸光度作为泥炭的腐殖化度进行讨论。实验在中国科学院地球化学研究所完成。

3 红原地区 12 000 年的气候变化

红原泥炭腐殖化度时间序列见图 2。从图 2a 可见，腐殖化度时间序列的总体变化趋势是由高频向低频波动变化，其中，5.6 kaB.P. 是由早中全新世的温暖气候向晚全新世干冷气候变化的转折点。根据红原泥炭腐殖化度时间序列、距平变化和其它研究资料^[13-16] 分析比较，将红原地区距今 12 000 年气候变率划分为以下五个主要阶段。

3.1 11.8 ~ 10.9 kaB.P., 干冷气候

在更新世向全新世转变的过程中，气候逐渐向温暖过渡，在此阶段全球许多地区都发育了泥

炭^[5]。但在此转变过程中出现了一次全球范围内的快速降温事件，即众所周知的新仙女木事件 (YD 事件)。此时红原泥炭的腐殖化度处于距今 12 000 年以来的最低水平，约 11.6 kaB.P. 腐殖化度开始急剧下降，约 11.5 kaB.P. 达到最低值以后，腐殖化度快速增加，10.9 kaB.P. 左右达到均值，并继续上升，进入冰后期的全新世最暖期。红原泥炭的总有机碳和灰度在 13 ~ 11.1 kaB.P.，达到低谷^[17]。同期高原中部的色林错的碳酸盐总量降低，湖水盐度增加湖面下降，气候干冷^[16]，西部松西湖，湖内有机碳近于零，碳酸盐的 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 值急剧降低，氢指数急剧下降，介形类消失，蒿/藜比值降低，气候变得严酷寒冷，干燥^[15,18]，西北部的青海湖湖面下降^[19]。古里雅冰芯的氧同位素时间序列在 12 ~ 10.5 kaB.P. 记录了新仙女木事件^[20]。该阶段的气候变化与北大西洋沉积物^[3] 格陵兰冰芯 $\delta^{18}O$ 、粉尘通量^[21]，南极东方冰芯^[22] 及所记录的新仙女木事件相对应。

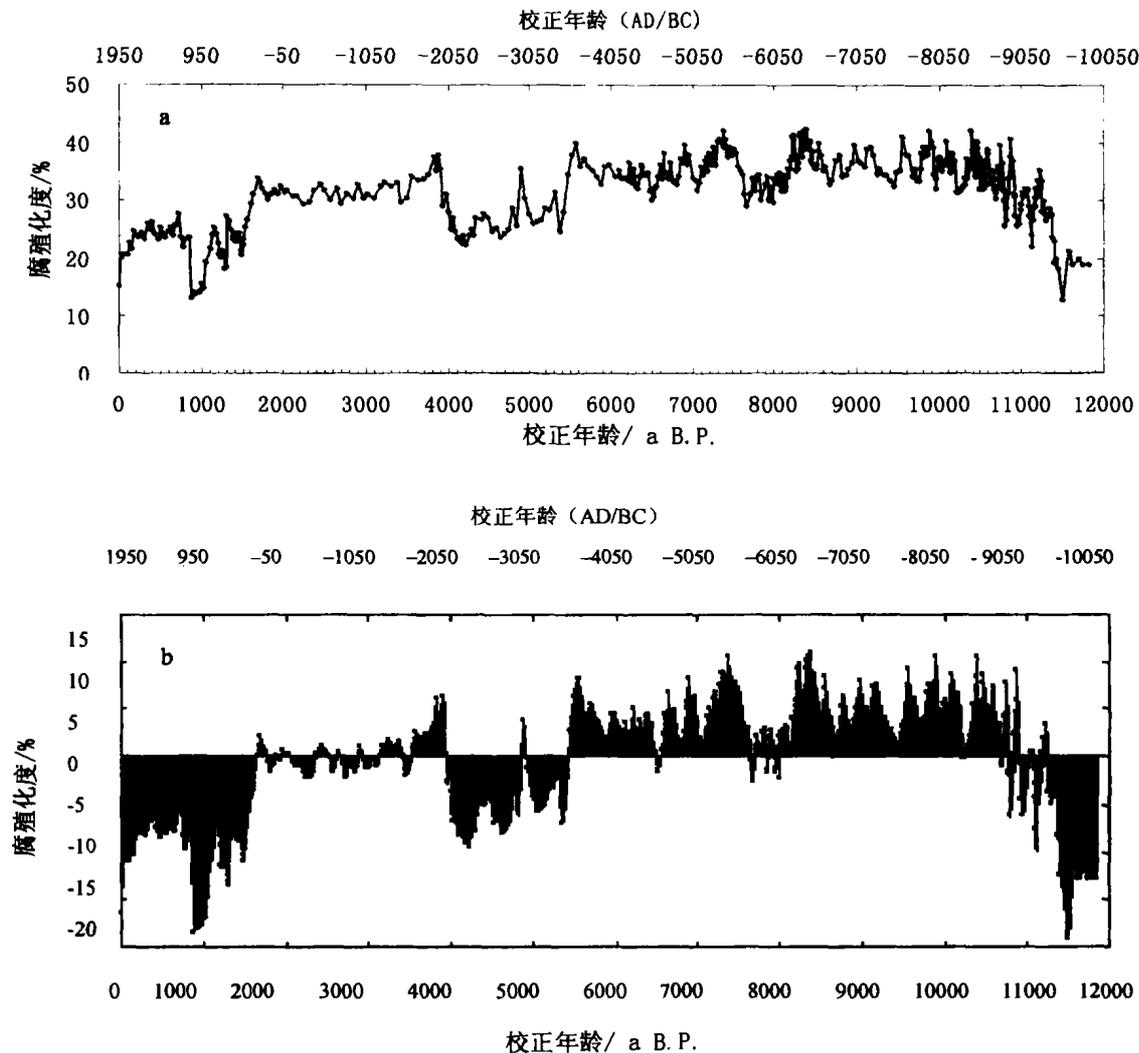


图 2 红原泥炭腐殖化度时间序列(a)及时间序列距平图(b)

Fig. 2. (a) The profile of peat humification for Hongyuan.

(b) Its deviation from the mean of the peat humification time series.

(注:线表示整个剖面腐殖化度的均值,正波动表示气候温暖,负波动表示气候干冷。)

3.2 10.9 ~ 5.6 kaB. P. (9.6 ~ 4.8 kaB. P.¹⁴C), 温暖气候

在长达 5000 多年期间,泥炭的腐殖化度在较高水平波动(图 2a),该期距平值远高于均值(图 2b),是全新世最适宜期。在高原其它地区同时记录了该期湿润温暖的气候,青海湖在此期间出现了高湖面,湖水盐度下降^[19],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^[20],大约在 7.5 ~ 5.0 kaB. P. 间,目前人类没有居住的藏北高原北部地区亦有人类活动,反映当时环境优于现代,为湿润温暖气候^[23]。昌都卡若新石器遗址中的动物化石^[24]也证实了这一点。

印度西北部湖相沉积物研究表明在 10 kaB.

P.¹⁴C 塔尔沙漠发育了草原植被,9.3 ~ 6.2 kaB. P.¹⁴C 发育热带稀疏草原;东非埃塞俄比亚高原的 Abhe 湖约 10 kaB. P.¹⁴C 湖面上升,9.4 ~ 8.3 kaB. P.¹⁴C 出现高湖面;西非的 Dibella 湖和 Fachi 湖在 9 ~ 8 kaB. P.¹⁴C 出现高湖面^[25];这些证据都记录了当时温暖湿润的气候。

在以温暖气候为主,但也存在几次明显而且是全球性的降温事件,分别发生在 10.2 kaB. P., 9.5 kaB. P., 8.2 kaB. P., 5.9 kaB. P., 它们分别与北大西洋浮冰事件相对应^[3]。

8.2 ~ 7.7 kaB. P. 为一次非常显著的干冷事件,泥炭的腐殖化度曲线出现一明显低谷(图 2a)。古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 值显著降低^[20],亚非季风

区的许多湖泊在7~8 ka B.P. ^{14}C 明显萎缩^[25], 表明当时气候干冷。该事件即是全球性的“8.2 kaB.P. 干冷事件”, 它也是过去全球变化研究的热点问题之一, 这也是格陵兰冰芯记录到的冰后期最强的降温事件, 同时, 在世界其它地区的环境也发生了大的突变^[26]。

3.3 5.6~3.9 kaB.P., 干冷气候

泥炭的腐殖化度出现明显的急剧下降(图2a), 距平值低于均值(图2b)。大约5.6 kaB.P. 是一个明显的气候突变点, 气候变率较大, 记录了红原地区气候由温暖向干冷的转变。该阶段的干冷气候, 被愈来愈多的证据证明, 这是一次全球大范围的气候突变事件。

阿拉伯海洋沉积物在5.5 kaB.P. 粉尘通量增加, 表明阿拉伯半岛干旱加剧, 同时北非和阿拉伯出现低湖面, 植被覆盖度降低。在5.6~5.2 kaB.P. 阿拉伯内陆沙漠的新石器时代的居民放弃自己的家园^[27]。

在5~4 kaB.P. 期间, 全球范围的各种不同地质证据(孢粉植物群、氧同位素、冰川进退、海面变化、副热带地区的干湿变化等)表明: 全球气候在该期发生一次短暂变冷降温事件^[28]。松西湖沉积物纹层粗糙, 蒿/藜比降低, 自生碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 偏高^[15,18]; 河北太师庄泥炭 $\delta^{18}\text{O}$ 下降, 孢粉含量降低^[29]; 东北金川泥炭 $\delta^{18}\text{O}$ 明显下降^[30]; 这些记录都反映了5~4 kaB.P. 干冷的气候。4 kaB.P. 前后的干冷事件, 导致我国中原周围地区大汶口文化、齐家文化、老虎山文化、红山文化、小河沿文化等五大新石器文化迅速衰落^[31]。在4.8~4.5 kaB.P. 前后, 欧洲阿尔卑斯地区出现了一个持续300年的冷事件^[32], 在非洲尼罗河流域, 4 kaB.P. 前后古埃及文明衰落, 当时撒哈拉的淡水湖全部干涸, 导致文明结束。在两河流域的美索不达米亚平原, 4025 ± 125 aB.P. 严重的气候干旱事件破坏了农业生产, 最终导致了 Tell Leilan 地区居民被迫迁徙, 南部的阿卡德王国也随之灭亡, 相邻地区出现了文明衰落^[33]。

3.4 3.9~1.7 kaB.P., 干冷温暖波动

泥炭的腐殖化度在零距平线上下波动, 但总体而言, 干冷的年份较多。3.7~3.5 kaB.P. 间(图2a)记录到一次较明显的干冷事件。东北金川泥炭^[30]、敦德冰芯^[34]、格陵兰冰芯^[26]、北美洞穴方解石碳氧同位素^[35]等均记录了此次干冷事件。2.9~2.7 kaB.P. 之间存在另一次腐殖化度

的下降, 表明气候转干冷。红原泥炭总有机碳和灰度值^[17]、敦德冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ ^[34], 以及东北金川泥炭氧同位素^[30]在2.8 kaB.P. 前后均有所下降, 表明此期间存在一次干冷事件。我国历史文献记载了在2.9~2.7 kaB.P. 黄河中下游平原地区出现严重干旱和寒冷^[36], 竺可桢^[37]曲线对该干冷事件也有记载。世界其它地方如大西洋^[3]、欧洲、热带非洲、北美、新西兰、日本^[38]等也记录了此次干冷事件。腐殖化度曲线表明在2.4~2.1 kaB.P. 之间还有一次干冷事件。它在吉林辉南孤山屯的沼泽泥炭的孢粉通量, 森林花粉含量和喜湿的蕨类花粉含量记录^[39], 和南美洲 Chichancanab 湖的湖相沉积物^[40]中都有反映。

3.5 1.7~0 kaB.P., 干冷气候

大约在250~900AD 之间, 腐殖化度明显记录了三次干冷事件, 分别发生在500AD、700AD、950AD, 其中950AD 达到近五千年来的干冷最低记录。敦德冰芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 序列^[34], 古里雅冰芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 序列和冰川积累量^[41], 东北金川泥炭 $\delta^{18}\text{O}$ 序列^[30]及格陵兰冰芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 序列^[26]对此都有明显记录。

泥炭的腐殖化度表明: 从大约1.7 kaB.P. 开始, 腐殖化度持续下降, 其间虽有上升波动, 但下降趋势不变, 大约在1 kaB.P. 降至最低点。从1 kaB.P. 开始腐殖化度曲线记录了当地气候由干冷向温暖突变的过程, 其中1150~1250AD 记录的温暖气候, 正好对应中世纪温暖期。对于1550~1850年间的小冰期, 泥炭腐殖化度也有记录, 但不是很明显。

4 小结

青藏高原东北部红原泥炭腐殖化度代用指标记录了距今12000年以来该地区五个主要的气候变化阶段, 即: 11.8~10.9 kaB.P., 干冷气候为主; 10.9~5.6 kaB.P., 温暖气候为主; 5.6~3.9 kaB.P., 干冷气候为主; 3.9~1.7 kaB.P., 气候干冷、温暖波动, 以干冷为主; 1.7~0 kaB.P., 干冷气候为主, 与高原青海湖沉积物记录, 松西错沉积物记录, 敦德冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录, 古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录相似, 这表明青藏高原距今12000年以来可能受同一气候系统影响, 其气候变化的共同特点表现为干冷与温暖交替。另一方面, 泥炭腐殖化度记录的气候事件与世界其它地区记录的气候事件也具有 consistency, 它表明, 腐殖化度不仅记录了本地区的气候变化, 同

时对全球气候变化也有响应,能为全球气候变化研究提供相关证据。腐殖化度首次作为古气候代用指标引入我国的泥炭研究,它具有测定方法简单、准确等优点。和其它气候代用指标记录的气候事件也具有较好的一致性,能较好的反映全新世的气候变化,值得继续深入研究。

参 考 文 献

- [1] Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, *et al.* Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record[J]. *Nature*, 1993, 364: 218 ~ 220.
- [2] Alley R B. Ice-core evidence of abrupt climate changes[J]. *PNAS*, 2000, 97: 1 331 ~ 1 334.
- [3] Bond G, Showers W, Cheseby M, *et al.* A pervasive Millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates[J]. *Science*, 1997, 278: 1 257 ~ 1 266.
- [4] Bianchi G G, McCave I N. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland[J]. *Nature*, 1999, 397: 515 ~ 517.
- [5] 柴岫. 泥炭地学[M]. 北京: 地质出版社, 1993.
- [6] Christopher J Ellis, John Htallis. Climatic control of blanket mire development at Kentra Moss, North-west Scotland[J]. *Journal of Ecology*, 2000, 88: 869 ~ 889.
- [7] Aaby B. Cyclic climatic variations in climate over the past 5,500yr reflected in raised bogs[J]. *Nature*, 1976, 263: 281 ~ 284.
- [8] Chambers F M, Barber K E, Maddy D, *et al.* A 5 500-year proxy-climate and vegetation record from blanket mire at Talla Moss, Borders, Scotland[J]. *The Holocene*, 1997, 7: 391 ~ 399.
- [9] Charman D J, Caseldine C, Barker A, *et al.* Paleohydrological records from peat profiles and speleothems in Sutherland, Northwest Scotland[J]. *Quaternary Research*, 2001, 55: 223 ~ 234.
- [10] Hiroshi Kume, Yasuyuki Shibata, Atsushi Tanaka, *et al.* The AMS facility at the National Institute for Environmental Studies (NIES), Japan[J]. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 1997, 123: 31 ~ 33.
- [11] Stuiver M, Reimer P J, Beck E, *et al.* Extended ^{14}C data base and revised REV4.3 ^{14}C calibration program[J]. *Radiocarbon*, 1998, 40: 1 041 ~ 1 083.
- [12] Blackford J, Chambers F M. Determining the degree of peat-based palaeoclimatic studies[J]. *International Peat Journal*, 1993, 5: 7 ~ 24.
- [13] 孙鸿烈. 青藏高原的形成演化[M]. 上海: 上海科学技术出版社, 1996.
- [14] 李吉均. 中国西北地区晚更新世以来环境变迁模式[J]. 第四纪研究, 1990, 3: 197 ~ 203.
- [15] Gasse F, Arnold M, Fontes J C, *et al.* A 13000-year climate record from western Tibet[J]. *Nature*, 1991, 353: 742 ~ 745.
- [16] 顾兆炎, 刘嘉麒, 刘东生, 等. 12 000 年以来青藏高原季风变化-色林错沉积物地球化学的证据[J]. 科学通报, 1993, 38 (1): 61 ~ 64.
- [17] 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[J]. 科学通报, 2001, 46 (12): 1 040 ~ 1 044.
- [18] Van Campo E. Pollen and Diatom - inferred climatic and hydrological changes in Sumxi Co Basin (Western Tibet) since 13000 Yr. B. P.[J]. *Quaternary Research*, 1993, 39: 300 ~ 313.
- [19] Lister G S, Kelts K, Chen K Z, *et al.* Lake Qinghai, China: closed-basin lake levels and oxygen isotope record for ostracods since the latest Pleistocene[J]. *Palaeogeography, paleoclimatology, paleoecology*, 1991, 84: 141 ~ 162.
- [20] Thompson L G, Yao T, Davis M E, *et al.* Tropical climate instability: The last Glacial cycle from a Qinghai-Tibetan Ice Core [J]. *Science*, 1997, 276: 1 821 ~ 1 825.
- [21] Dansgaard W, White J W C, Johnsen S J. The abrupt termination of the Younger Dryas climate event[J]. *Nature*, 1989, 339: 532 ~ 534.
- [22] 刘东生. 第四纪环境[M]. 北京: 科学出版社, 1997.
- [23] 李柄元等. 西藏全新世气候[A]. 见: 西藏第四纪地质[M]. 北京: 科学出版社, 1983. 100 ~ 109.
- [24] 黄万波. 西藏西昌卡若新石器时代遗址动物群[J]. 古脊椎动物与古人类, 1980, 18(2): 163 ~ 168.
- [25] Gasse F, Campo E V. Abrupt post-glacial climate event in West Asia and North Africa monsoon domains[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1994, 126: 435 ~ 456.
- [26] Alley R B, Mayewski P A, Sowers T, *et al.* Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8 200 yr ago[J].

Geology, 1997, 25(6):483~486.

- [27] Sirocko F, Samthein M, Edenkauer H, *et al.* Century-scale events in monsoonal climate over the past 24 000 years[J]. *Nature*, 1996,364:322~324.
- [28] 王开发.全新世温暖期中低温事件的初步研究[J].第四纪研究,1990,6:168~17.
- [29] 靳桂云,刘东生.华北北部中全新世降温气候事件与古文化变迁[J].科学通报,2001,46(20):1725~1730.
- [30] 洪业汤,姜洪波,陶发祥,等.近5ka温度的金川泥炭 $\delta^{18}\text{O}$ 记录[J].中国科学(D辑),1997,27(6):525~530.
- [31] 吴文祥,刘东生.4000 aBP前后降温事件与中华文明的诞生[J].第四纪研究,2001,21(5):443~451.
- [32] Baroni C, Orombelli G. The Alpine 'iceman' and Holocene climatic change[J]. *Quaternary Research*, 1996,46(1):78~83.
- [33] Weiss H, Courty M-A, Wetterstorm W, *et al.* The Genesis and Collapse of Third Millennium North Mesopotamian Civilization [J]. *Science*, 1993, 261: 995~1004.
- [34] 姚檀栋, Thompson L G. 敦德冰芯记录与过去5ka温度变化[J].中国科学(B辑),1992,10:1089~1093.
- [35] Dorale J A, Gonzalez L A, Reagan M K, *et al.* A high resolution record of Holocene climate change in Speleothem calcite from Cold Water Cave, northeast Iowa[J]. *Science*, 1992, 258: 1626~1630.
- [36] 侯雨坚,祝一志.历史记录提取的近5~2.7ka黄河中下游平原重要气候事件及其环境意义[J].海洋地质与第四纪地质,2000,20(4):23~29.
- [37] 竺可桢.中国五千年气候变迁的初步研究[J].中国科学,1973,16(2):226~256.
- [38] Van G B, Buurman J, Waterbolk H T. Archaeological and palaeocological indications of an abrupt climate change in the Netherlands and evidence for climatological teleconnections around 2650BP[J]. *Journal of Quaternary Science*, 1996, 11(6):451~460.
- [39] 吴海斌,郭正堂.末次盛冰期以来中国北方干旱区演化及短尺度干旱事件[J].第四纪研究,2000,20(6):548~558.
- [40] David A Hodell, Mark Brenner, Jason H Curtis, *et al.* Solar Forcing of Drought Frequency in the Maya Lowland[J]. *Science*, 2001, 292(18): 1367~1370.
- [41] 施雅风,姚檀栋,杨保.近2000a古里雅冰芯10a尺度的气候变化及其与中国东部文献记录的比较[J].中国科学(D),1999,29(增刊):79~86.

THE PEAT HUMIFICATION RECORDS OF HOLOCENE CLIMATE CHANGE IN HONGYUAN REGION

WANG Hua^{1,2}, HONG Ye-tang¹, ZHU Yong-xuan¹, LIN Qing-hua¹, LENG Xue-tian³, Mao Xu-mei¹

(1. State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002;

2. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039;

3. Department of Geography, Northeast Normal University, Changchun 100026)

Abstract

Humification as a climatic proxy was used for the first time to study peat. It has better recorded the climate change in the Hongyuan region. Hongyuan peat samples were taken for radiocarbon dating and were analyzed for peat humification. The result revealed the climate change at 12 kaB.P., that is: 11.8—10.9 kaB.P., dry—cold climate; 10.9—5.6 kaB.P., humid-warm climate; 5.6—3.9 kaB.P., dry—cold climate; 3.9—1.7 kaB.P., changing from dry-cold to humid-warm, and 1.7—0 kaB.P., dry-cold climate. In a word, at 5.6 kaB.P., there was a change from Early-Mid Holocene humid-warm climate to Late Holocene dry-cold one. The cold events recorded by Hongyuan peat are common in northern hemisphere.

Key words: humification; peat; Holocene; paleoclimate