

文章编号:1672-9250(2004)01-0050-04

小兴安岭过去 5000 年的泥炭 $\delta^{13}\text{C}$ 记录

林庆华¹ 冷雪天² 洪冰¹

(1. 中国科学院环境地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002; 2. 东北师范大学泥炭研究所, 吉林 长春 130026)

摘要:小兴安岭植物体中 $\delta^{13}\text{C}$ 不仅受区域湿度变化控制, 也受温度变化控制。泥炭纤维素的 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线, 较好地响应了小兴安岭地区过去 5000 年来气候, 特别是温度和湿度的演变过程。5.1~3.0 ka BP、3.0~1.8 ka BP、1.8 ka BP 迄今, 小兴安岭经历了 3 个千年尺度的气候波动, 气候演变过程为温暖湿润→温凉较湿→冷凉较湿。在千年尺度的气候波动上, 又叠加着百年尺度的气候变化, 在 3.0 kaBP 以来更为显著。相应的, 泥炭发育也经历了从富营养、中营养到贫营养阶段。

关键词:泥炭; 小兴安岭; 气候波动

中图分类号:P534.63 **文献标识码:**A

小兴安岭位于我国东北地区北部, 该区森林资源丰富, 是我国主要森林采伐地之一, 同时亦是我国贫营养泥炭地的最重要分布区。其中尤以黑龙江省伊春市红星镇汤洪岭林场—汤北林场一带最为典型。

汤洪岭、汤北泥炭矿, 位于黑龙江省小兴安岭东段, 北纬 $48^{\circ}53' \sim 48^{\circ}72'$, 东经 $129^{\circ}60' \sim 129^{\circ}17'$ 之间, 是我国面积最大、矿层最厚、储量最多的典型的贫营养泥炭矿。该区域处于温带湿润季风气候区, 受东亚季风控制, 冬季严寒而漫长, 夏季温暖而湿润。年平均气温为 $1.3 \sim -0.3^{\circ}\text{C}$, 年平均降水量为 $467.2 \sim 636.4 \text{ mm}$, $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 活动积温为 $2000 \sim 2250^{\circ}\text{C}$, 干燥度为 $1.0 \sim 0.8$, 地下有多年冻土, 这种冷湿气候成为泥炭形成的有利条件。

贫营养泥炭是泥炭发育的最高阶段, 在此阶段的演化过程中, 成碳植物脱离了地下水的补给, 靠天然降水为生长水源, 因此, 泥炭同位素记录与过去的气候变化有着更为密切的关系^[1]; 同时, 鉴于该区沼泽发育与古环境的演变研究的报告还不多见, 本项目组在国家自然科学基金的资助下进行该区域的贫营养泥炭同位素记录与过去气候变化研究, 于 2001 年 8 月在汤洪岭林场 16 支线泥炭矿完成了贫营养泥炭采集, 泥炭层厚 2.2 m, 采样位置图如下。

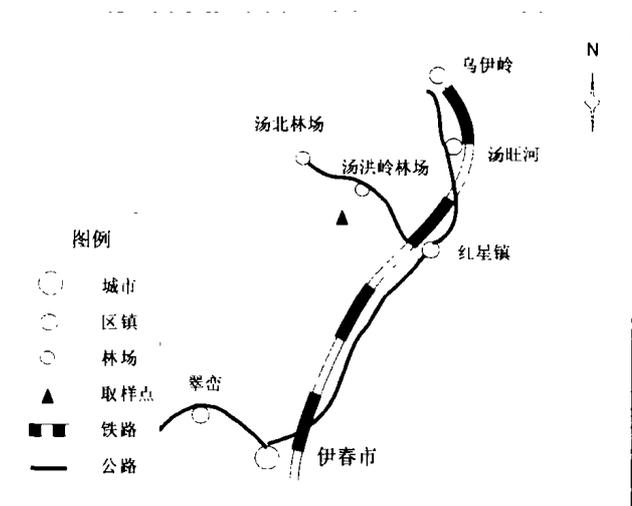


图 1 小兴安岭贫营养泥炭采样位置示意图

Fig. 1. Sketch showing the peat sampling sites in Xiao Hinggan Ling.

1 样品采集及实验

汤洪岭 16 支线剖面海拔约 550 m 左右, 地理位置为 $N 48^{\circ}24.47' / E 129^{\circ}9.64'$ 。

沼泽地表植物群落类型为落叶松—笃斯越橘—金发藓、泥炭藓沼泽。沼泽植物的生长结构分三层: 高层乔木为稀疏且发育不良的兴安落叶松 (*Larix gemlini*)、油桦 (*Betula ovalifolia*); 中层灌木以笃斯越橘 (*Vaccinium uliginosum*) 为主, 此外还有狭叶杜香 (*Ledum palustre var. angustum*)、小叶杜鹃 (*Rhododendron parvifolium*) 以及越桔柳 (*Salix*)

收稿日期: 2004-02-23; 修回日期: 2004-04-06

基金项目: 国家自然科学基金面上基金 (40073033)

第一作者简介: 林庆华 (1966—), 男, 副研究员, 从事环境地球化学研究。E-mail: qinghualin@public.gz.cn

等;地面层以桧叶金发藓 (*Polytrichum juniperinum*) 和泥炭藓为主,灰脉苔草 (*Carex appendiculata*) 为辅,泥炭藓有中位泥炭藓 (*Sphagnum magellanicum*)、尖叶泥炭藓 (*Sphagnum acutifolium*) 等。

泥炭埋藏深度达 2.18 m,小心地挖掘一个人工剖面。依据野外调查与室内植物残体分析结果,剖面性状为:0~40 cm,为棕褐色的泥炭藓-苔草层;40~65 cm,为棕褐色、黑褐色泥炭藓-灌木层;65~100 cm,为褐色、黑褐色的泥炭藓-芦苇-苔草层;100~150 cm,为褐色、黑褐色的芦苇-苔草-泥炭藓-灌木-落叶松层;150~180 cm,为棕褐色泥炭藓-苔草-芦苇-落叶松层;180~218 cm,为棕褐色落叶松-苔草-泥炭藓层;218 cm 以下,为浅蓝灰色粘泥冻层,含少量树根屑。

切割剖面在仔细剔除植物残体根茎后以 1 cm 的间隔分样,共获得约 200 个泥炭样本用以进行高分辨率的同位素时间序列分析。

对采集的每个泥炭样本,一部分用于孢粉分析(在东北师范大学进行,结果另文发表),一部分用标准程序^[2,3]提取 α -纤维素。纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 的测定采用玻璃管密闭燃烧法^[4],称取 2 mg 纤维素样品与 2 g 氧化铜丝于硬质玻璃管内,以铂丝为催化剂,在真空系统中将玻璃管真空熔封。在马弗炉中 550 °C 灼烧 1 h,所得 CO_2 在真空系统上纯化后在 MAT-252 气体同位素比值质谱仪上测定 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比值,结果均以相当于 PDB 标准的 $\delta^{13}\text{C}$ 表示,测量精度 $< \pm 0.1\%$ 。以上分析测定工作在环境地球化学国家重点实验室进行。

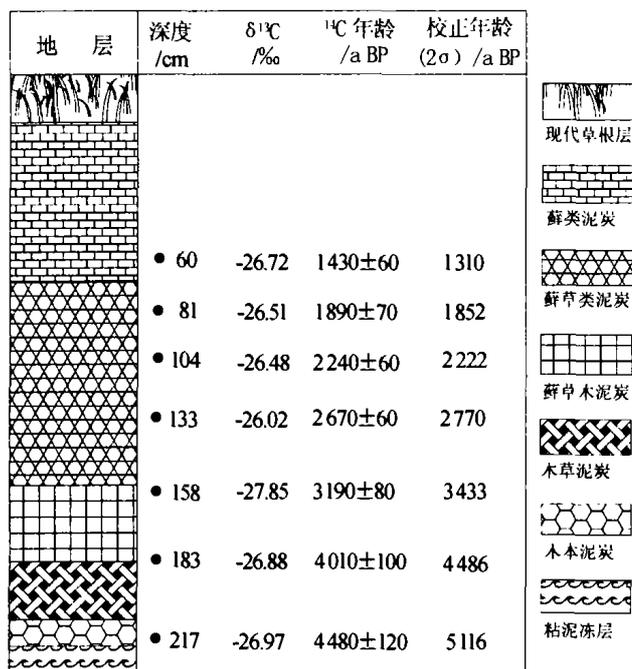


图 2 小兴安岭泥炭地层及年龄

Fig. 2. Stratigraphy and age data of the peat bog of Xiao Hingan Ling.

泥炭纤维素的 ^{14}C 年龄测定在北京大学加速器质谱实验室完成,根据泥炭层位特征,按较为均一的间隔选取 7 个泥炭样品提取纤维素后用 AMS 进行测量。 ^{14}C 年龄的树轮校正根据美国华盛顿大学第四纪同位素实验室 Stuiver M 等人 Calib4.3 年龄校正程序进行^[5](图 2)。其余层位的样品年代用两个实测年龄间线性内插获得。

2 研究结果与讨论

植物有机碳同位素主要由其光合作用类型、大气 CO_2 浓度、气候湿度和温度影响。其中代表了两种基本光合途径的 C_3 、 C_4 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 有着严格的区分: C_3 、 C_4 植物纤维素的 $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围分别在 -24% ~ 34% 和 -6% ~ -19% 之间^[6]。由于 C_3 植物喜高湿气候和高土壤湿度环境,而 C_4 植物喜干旱和低土壤湿度环境,因此植物生态系统中 C_3 、 C_4 植物的比例,或者说总有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值指示气候的干湿和降雨变化^[7,8]。另一方面,Francey 等人研究了 C 同位素分馏机理^[9],用一个经验公式描述了气候因素对 C_3 植物的影响:空气湿度调节植物叶片气孔的开合,影响了植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。在大气 CO_2 的浓度和 $\delta^{13}\text{C}$ 值不变的情况下,空气的相对湿度越大, C_3 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值越小,反之亦然。同时,温度对 C_3 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值亦有影响,在固定的相对湿度下,温度和植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值呈负相关关系。近来的实验研究^[10]亦证明了这种关系。南极冰岩芯的研究表明^[11],全新世中晚期以来,在数千年的时间尺度上,大气 CO_2 的浓度对 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化相当微小, $\delta^{13}\text{C}$ 值维持在 -6.5% ~ -6.4% 之间,因此可以认为,在本次研究的时间尺度上,可以忽略大气 CO_2 浓度对 $\delta^{13}\text{C}$ 值的影响。这些成果为将植物纤维素 $\delta^{13}\text{C}$ 值用作气候变化的代用指标奠定了基础。但是由于温度和湿度的共同作用,应用植物 $\delta^{13}\text{C}$ 解析过去气候变化依然较为复杂,在不同的地带、不同的气候区, $\delta^{13}\text{C}$ 与气候变化的模式都可能不同。本文试图结合前人的研究成果,探讨小兴安岭区域泥炭 $\delta^{13}\text{C}$ 与气候变化的关系。

小兴安岭汤洪岭贫营养泥炭纤维素的 $\delta^{13}\text{C}$ 值范围为 -28.1% ~ -24.8% ,可以认为,在历史沉积时期,泥炭成碳植物由 C_3 植物占主导地位。

从小兴安岭汤洪岭贫营养泥炭纤维素的 $\delta^{13}\text{C}$ 时间序列图(图 3a, 3b)中可以推断出 3 个明显的变

化阶段。从 5.1 ka BP 到 3.0 ka BP, 几乎所有的 $\delta^{13}\text{C}$ 值均低于全序列 $\delta^{13}\text{C}$ 的平均值; 从 1.8 ka BP 迄今, 几乎所有的 $\delta^{13}\text{C}$ 值均高于全序列的平均值;

在 3.0 ka~1.8 ka BP 之间, $\delta^{13}\text{C}$ 值在平均值周围大幅度振荡, 显然暗示了三种不同的气候变化过程。

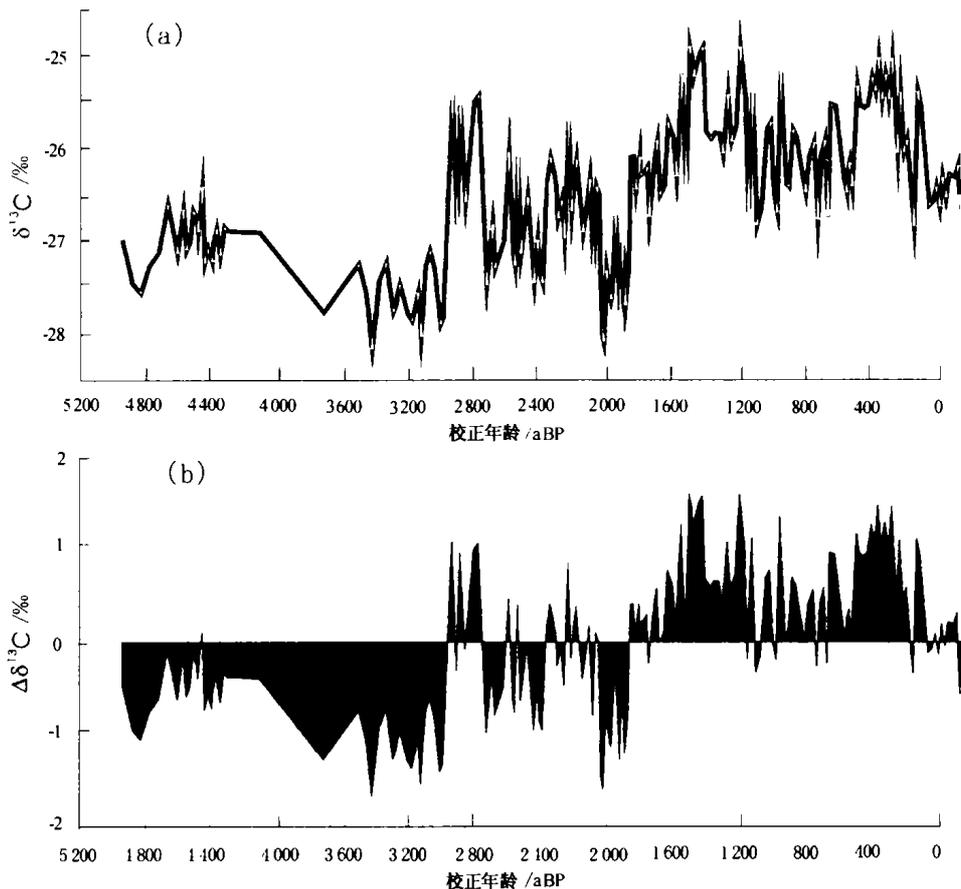


图3 小兴安岭贫营养泥炭 $\delta^{13}\text{C}$ 时间序列

a. $\delta^{13}\text{C}$ 变化曲线; b. $\delta^{13}\text{C}$ 距平曲线

Fig. 3. $\delta^{13}\text{C}$ time series of peat cellulose from Xiao Hinggan Ling.

a. $\delta^{13}\text{C}$ sequence curve; b. mean $\delta^{13}\text{C}$ sequence.

(1) 第一阶段(5.1~3.0 kaBP), 气候相对暖湿

这一时段, 在小兴安岭汤洪岭贫营养泥炭的 $\delta^{13}\text{C}$ 时间曲线上, 一致地低于距平值, $\delta^{13}\text{C}$ 值偏负。在 2.9 ka 附近是最大的一次剧烈突变时期, 从 2.9 ka BP 开始的短短 50 年时间, 泥炭纤维素的 $\delta^{13}\text{C}$ 值从 -27.5‰ 跃变到 -25.4‰ 。

在此期间, 正是所谓的全新世大暖期后的二千年阶段。北方的龙山文化与长江下游的良渚文化兴起, 长白山区落叶阔叶林茂盛, 内蒙古、青海、西藏湖及欧洲都持续高湖面。尽管这一时期 $45^{\circ}\text{--}50^{\circ}\text{N}$ 地带的湖泊水位已经下降, 中国绝大部分地区气候依然比今暖湿。3.0 kaBP 左右, 是敦德冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线记载的两次强降温事件之一发生的时间(3.0~2.9kaBP), 竺可桢^[12] 和施雅风^[13] 等人也以 3.1~3.0 ka BP 之间作为中国暖期的结束。

杨永兴等人^[14] 对小兴安岭泥炭(汤洪岭 12 支线)孢粉和矿物学的研究后指出, 在 7.6 ka~3.25 kaBP, 孢粉组合以喜凉湿的桦等阔叶植物居优势, 喜温暖的榆、胡桃等植物花粉达到高峰, 同时粘土矿物中高岭石和蒙脱石含量增加, 气候温暖湿润。

在 5.1~3.0 kaBP 阶段, 小兴安岭泥炭中 $\delta^{13}\text{C}$ 值的偏负正是响应了该时期区域暖湿组合的气候。区域较高的温度和较大的湿度决定了植物体中的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变小, $\delta^{13}\text{C}$ 序列在 3.0 kaBP 处的转折也与上述研究的气候转折期保持一致, 气候信息在植物成碳过程(泥炭)中得到了良好的记录。在该期温暖湿润的气候环境下, 也正是沼泽快速发育的时期, 小兴安岭大面积的富营养泥炭几乎都发育在该时期。

(2) 第二阶段(3.0~1.8 kaBP), 气候干湿波动

这段时期,开始于中国大暖期的结束,气候较前一阶段稍冷。

泥炭纤维素的 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线(图 3b)则显示了 4 个清晰的波动阶段,3.0~2.75 kaBP、2.75~2.35 kaBP、2.35~2.15 kaBP、2.15~1.8 kaBP, $\delta^{13}\text{C}$ 值在曲线距平处正负波动,表明区域气候的波动特征,总体上在整个阶段, $\delta^{13}\text{C}$ 曲线指示了一种潮湿特征为主的气候,其中包含着一系列短促的转干降温事件。较明显而急促的转干降温期(3.0~2.75 kaBP),在时间尺度上,与吉林金川泥炭的记录^[15]一致。此期间正处于中国历史上的商周时期,历史文献总结出来的气候变化情况也表明 2.8~2.75 kaBP 时中国气候异常干冷^[16]。此阶段的冷干事件不仅被中国的敦德冰芯、金川泥炭等所记录,在世界许多地方诸如欧洲、北美、南美、亚洲及热带非洲等许多地方均有记录^[17],气候变化具有全球性。

在整个阶段,小兴安岭植被景观仍然是以桦属为主、松属为辅的针阔叶混交林森林植被景观,孢粉分析和矿物分析揭示了该阶段区域气候总体上凉冷湿润的特征。由于分辨率和敏感性等方面的差异,孢粉结果并没有如同 $\delta^{13}\text{C}$ 序列一样反映出气候的波动特征。在该阶段气候下,小兴安岭沼泽进一步扩大,富营养泥炭沼泽演化为中营养泥炭沼泽。

(3)第三阶段(1.8 kaBP 迄今),气候相对寒冷

此阶段是小兴安岭贫营养沼泽发育期,泥炭中以喜冷湿的泥炭藓为优势植物。泥炭藓的大量发育本身标志着区域气候转向冷湿。泥炭纤维素的 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线(图 3b)几乎全在距平线上波动,响应着这种寒冷气候,温度与湿度相比,成了控制植物体中 $\delta^{13}\text{C}$ 的主导因素,温度的下降导致植物中 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏正。小兴安岭泥炭 $\delta^{13}\text{C}$ 序列同时指示了该阶段 3 个持续的冷期,1 800~1 200 aBP,1 100~600 aBP,550~20 aBP。

该阶段的寒冷气候可以从小兴安岭泥炭孢粉、粘土矿物的研究以及施雅凤等人^[18]的研究中得到

佐证。这一时期本区进入降温期(Katathermal),以泥炭藓为特征的贫营养泥炭开始普遍发育。

值得注意的是由于温度和湿度的双重影响,也凸现出 $\delta^{13}\text{C}$ 序列解析气候变化的复杂性。在 5.1~1.8 kaBP 阶段,泥炭中 $\delta^{13}\text{C}$ 值受温度和湿度协同影响,泥炭纤维素序列中低的 $\delta^{13}\text{C}$ 响应了温暖潮湿的气候,高的 $\delta^{13}\text{C}$ 值响应了冷干的气候;而在 1.8 kaBP 以来阶段,泥炭 $\delta^{13}\text{C}$ 又主要受温度控制,高的 $\delta^{13}\text{C}$ 值主要响应了寒冷的气候。笔者认为可以作出如下解释:

正如吉林金川泥炭 $\delta^{18}\text{O}$ 序列研究^[19]指出的,在 4.2~1.7 kaBP 阶段, $\delta^{18}\text{O}$ 值总的较大较稳定,在 5 点滑动平均曲线上近似地呈现为一高的平台,反映了一种较为稳定的温暖气候,可以认为植物体中的 $\delta^{13}\text{C}$ 变化主要受湿度控制。而在 1.7 kaBP 以来阶段,金川泥炭 $\delta^{18}\text{O}$ 序列呈现急剧的变化,在温度大幅度变化总体上下降的气候环境下,温度本身成了影响 $\delta^{13}\text{C}$ 的主导因素。处于同一气候带和季风区的小兴安岭具有相似的特征的推断应该是合理的。而且从时段上,也非常吻合。

3 结论

综上所述,可以获得以下认识:

小兴安岭植物体中 $\delta^{13}\text{C}$ 不仅受区域湿度变化控制,也受温度变化控制。泥炭纤维素的 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线,较好地响应了小兴安岭地区过去 5000 年来气候,特别是温度和湿度的演变过程。5.1~3.0 kaBP、3.0~1.8 kaBP、1.8 kaBP 迄今,小兴安岭经历了 3 个千年尺度的气候波动,气候演变过程为温暖湿润→温凉较湿→冷凉较湿。在千年尺度的气候波动上,又叠加着百年尺度的气候变化,在 3.0 kaBP 以来更为显著。相应的,泥炭发育也经历了从富营养、中营养到贫营养阶段。

值得进一步研究的是在更大的时空尺度上研究泥炭稳定同位素与气候,以及季风降雨和季风强弱的关系。

参 考 文 献

- [1] 林庆华,洪业汤,朱咏焯,等. 中国典型泥炭区现代植物的 C、O 同位素组成及在古环境研究中的意义[J]. 矿物岩石地球化学通报,2001,20:93~97.
- [2] Deniro M J, Epstein S. Isotopic composition of cellulose from aquatic organisms[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1981, 45: 1 885~1 894.
- [3] Epstein S, Yapp C J, Hall H. The determination of D/H ratio of nonexchangeable hydrogen in cellulose extracted from aquatic and land plants[J]. *Earth and Planetary Science letters*, 1976, 30: 241~245.

- [4] Sofer Z. Preparation of carbon dioxide for stable carbon isotope analysis of petroleum fractions[J]. *Analytical Chemistry*, 1980, (52): 1 389~1 391.
- [5] Stuiver M, Reimer P J, Bard E, et al. Radiocarbon calibration program rev 4. 3[J]. *Radiocarbon*, 1998, 40: 1 041~1 083.
- [6] Bender M M. Variations in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation[J]. *Photochemistry*, 1971, (10): 1 239~1 244.
- [7] Sukumar R, Ramesh R, Plant R K, et al. A $\delta^{13}\text{C}$ record of late Quaternary climate change from tropical peats in southern India[J]. *Nature*, 1993, 364: 703~706.
- [8] Korner C h, Farquar G D, et al. A global survey of carbon isotope discrimination in plants from high altitude[J]. *Oecologia*, 1988, 74: 623~632.
- [9] Francey R J, Farquhar G D. An explanation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ variations in the tree rings[J]. *Nature*, 1982, 297: 28~31.
- [10] Edwards T W D, Graf W, Trumborn P, et al. $\delta^{13}\text{C}$ response surface resolves humidity and temperature signals in trees [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2000, 64: 161~167.
- [11] Indermuhle A, Stocker T F, Joos F, et al. Holocene carbon-cycle dynamics based on CO_2 trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica[J]. *Nature*, 398, 1999, 121~126.
- [12] 竺可桢. 中国近 5 000 年来气候变迁的初步研究 [J]. 中国科学, 1973, (2): 168~189.
- [13] 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件[J]. 中国科学(B辑), 1992, 12: 1 300~1 308.
- [14] 杨永兴, 王世岩. 小兴安岭东部 9.0 kaBP 以来沼泽发育与古环境演变研究[J]. 山地学报, 2002, 20: 129~134.
- [15] 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.
- [16] 侯甬坚, 祝一志. 历史记录提取的近 5~2.7 ka 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.
- [17] Van Geel B, Buurman J, Waterbolk H T. Archaeological and palaeoecological 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.
- [18] 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期气候与环境[M]. 北京: 海洋出版社, 1992, 1~18.
- [19] 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: 525~530.

PEAT $\delta^{13}\text{C}$ RECORD OF CLIMATE CHANGE IN XIAO XINGAN LING IN THE PAST 5000 YEARS

LIN Qing-hua¹, LENG Xue-tian², HONG Bing¹

(1. State Key Lab. of Environmental Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;

2. Institute of Peat Mire, Northeastern Normal University, Changchun 130026, China)

Abstract

The $\delta^{13}\text{C}$ values of plants in Xiao Hinggan Ling are controlled not only by environmental temperature, but also by humidity. The peat cellulose $\delta^{13}\text{C}$ sequence well reflects variations in climate, especially temperature and humidity in the past 5000 years in Northeast China. During the periods of 5.1-3.0 ka B. P., 3.0-1.8 ka B. P., 1.8 ka B. P. to present, 3 climate fluctuations of millennium scale are recognized in Xiao Hinggan Ling, and a series of climate fluctuations of centennial scale are overlapped, especially from nearly 3.0 ka B. P. The climatic development stages of 5 ka B. P. are characterized by a warm (cool) and humid→cool and humid→cold trend. Correspondingly, the peat development stages follow the order of eutrophic→mesotrophic→oligotrophic.

Key words: peat; $\delta^{13}\text{C}$; climate change