

Timberline Transition and Climatic Variation Recorded by Phytolith Assemblages from the Northern Slope of Changbai Mountains over the Last 1.4 ka*

Mei'e Guo, Fan Wu, Yingying Huang, Liukui Wang, Dongmei Jie[#]

College of Urban and Environment Sciences, Northeast Normal University, Changchun
Email: {guome449, #jiedongmei}@nenu.edu.cn

Received: Dec. 19th, 2011; revised: Jan. 6th, 2012; accepted: Jan. 28th, 2012

Abstract: As a new substitutive index of environment, by reason that phytoliths can well reflect local vegetation condition, it can be used to rebuild paleovegetation and paleoclimate. In this paper, phytoliths was used to the study of alpine timberline. Phytoliths were analyzed from the peat profile whose depth is 35 cm, located in the highest elevation, in Chichi Lake in northern slope of Changbai Mountains. Paleoenvironment was reconstructed and the change of timberline location was inferred by comparing phytolith assemblages in different layers of the peat profile. Conclusions were shown as follows: 1) There are more phytoliths produced in herbaceous plants than in woody plants, because herbs are dominant in peatland and they can produce rich phytoliths; 2) Climate fluctuated from warm to mild, followed by the cold weather, after which the climate can be described as cool; 3) There were appearance of three different vegetations around Chichi Lake since 1400 a B.P.. firstly, bright coniferous forest grew in this area, followed by the transition zone of coniferous forest and erman's birch forest, and finally replaced by the *Betula ermanii* forest; 4) Comparing with present location of timberline in northern slope of Changbai Mountains, its location rose up sharply about 300 m from 1400 a B.P. to 920 a B.P., after which it dropped off about 200 m in the following 440 years, and since 480 a B.P., the location of the timberline is consistent with the present.

Keywords: Changbai Mountains; Phytoliths; Climate Change; Timberline Translation

1.4 ka 来长白山北坡植硅体组合气候变化及林线变迁*

郭梅娥, 吴凡, 黄莹莹, 王刘奎, 介冬梅[#]

东北师范大学, 城市与环境科学学院, 长春
Email: {guome449, #jiedongmei}@nenu.edu.cn

收稿日期: 2011年12月19日; 修回日期: 2012年1月6日; 录用日期: 2012年1月28日

摘要: 植硅体作为一种新的环境代用指标, 能很好地反映地方性植被状况, 进而恢复古植被、古气候, 本文把它应用于高山林线的研究中。通过研究长白山海拔最高的泥炭地赤池 35 cm 厚的泥炭剖面各层位的植硅体组合特征反演该地千年以来古气候特征, 据此推断林线位置的变迁, 研究得到以下结论: 1) 赤池泥炭剖面中发现的植硅体类型多数来源于草本植物, 源于木本的植硅体较少, 这与泥炭地多草本植物及草本植物植硅体产量较高有关。2) 赤池泥炭植硅体组合反映出长白山暖-温-冷-凉的气候波动状况。3) 1400 a B.P.以来, 长白山赤池周围的植被可能经历了明针叶林→针叶林、岳桦林过渡带→岳桦林的演替过程。4) 与长白山北坡现在林线位置相比, 约 1400~920 a B.P.时期林线大约上侵 300 m; 约 920~480 a B.P.时期林线大约上侵 100 m; 约 480 a B.P.以来周围植被为岳桦林带, 林线基本不变。

关键词: 长白山; 植硅体; 气候变化; 林线变迁

*资助信息: 环保行业公益项目(201109067), 高校基本业务费资助前瞻性基金(10JCXK010)。#通讯作者。

1. 引言

植硅体在一定程度上记录了植物细胞的形态^[1]。它最早发现于 1804 年(de Saussure),但是直到 20 世纪 50 年代末才被应用于第四纪地质学。1959 年 G. Baker 研究了澳大利亚维多利亚第三纪和第四纪硅藻土中的植硅体。后来,人们逐渐意识到土壤中的植硅体绝大部分是地表植物枯死、腐烂或燃烧后残留下来的,极少部分作为动物粪便保存在土壤中。不同的地区、不同的地理条件、不同植被下发育的土壤中,植硅体的含量和组合也存在差异。又由于植硅体具有耐久性和产量大的特点,所以植硅体被广泛应用于各种沉积物来恢复第四纪古环境,如黄土^[2-6];湖泊沉积物^[7,8];沙丘^[9,10];火山灰^[11,13];滨海平原^[14-20];湿地泥炭^[21]和深海沉积物^[22,23]。

20 世纪 80 年代以来,全球变化研究的深入大大推动了高山林线研究。多部气候变化与山地研究的专著出版^[24-26],分别从不同视角对高山林线与气候变化的关系做了系统的探讨。90 年代后期,国内也掀起了高山林线对气候变化响应的研究的热潮。1996 年,童国榜等对秦岭太白山顶上千年以来的气候变化及其植被的响应做了较细致的研究^[27];1999 年,唐志尧等对太白山高山林线及其附近植被的数量分析^[28];2005 年,许林军定量分析了太白红杉林分布特征及太白山高山林线特征,预测了太白山高山林线变化趋势,提出了保护对策^[29]。2000 年,石培礼和李文华采用样带调查法测定了长白山岳桦林缘形状对入侵苔原本木植物组成和分布、树木生长和死亡的影响,阐述了林缘形状形成与生境小气候的关系,探讨了不同形状的林缘更新格局形成的原因和林线的动态^[30]。2001 年,张阳建和戴丽民利用气象数据对长白山林线变化做了研究,发现近年来,由于长白山温度的变化导致了林线的上侵^[31];2003 年王晓春以吉林省长白山和黑龙江省老秃顶子林线为例,从个体、种群、生态系统和景观水平系统地分析了亚高山林线过渡带中树木年轮宽度、高生长、径生长、材积生长、种群年龄结构和种群个体空间分布格局等对全球变暖的响应^[32];2006 年,邓坤枚等测定了位于长白山北坡海拔 1900 m 树线交错带的两个林分的生物量分配和净生产力,并与低海拔相似林分进行比较,探讨树线特殊环境下树木的生长反应和生态系统的碳投资策略^[33]。综上所述,林线研究主

要是利用现代的数据及其树木的一些参数的大小来推测林线的动态变化,而对千年时间尺度的林线变迁的研究较少,用植硅体这一指标来恢复古环境及推测其影响下的林线变迁既可以作为对植硅体研究的一种应用和补充,同时弥补了孢粉分析等方法的不足。

本文选取长白山区海拔最高的泥炭地赤池的一个泥炭剖面,以植硅体作为环境代用指标,对其进行量化分析恢复古气候再应用到高山林线的研究中,得出长白山千年以来的环境演化规律及其影响下的林线变迁。通过长白高山林线对气候变化的响应来预测未来的气候变化,为我国温带地区未来气候变化及其生态响应预测提供科学依据。

2. 研究区自然概况及样品采集

2.1. 研究区自然概况

长白山位于吉林省东南部长白山区,是东北地区最高的山脉,属温带大陆季风型高山气候。自然区内植被垂直分带明显,温带至寒带主要的植被类型都有分布:其中海拔 2000 m 以上是高山苔原带;2000 m~1700 m 是岳桦林带;1700 m~1500 m 是暗针叶林带;1500 m~1150 m 是明针叶林带;海拔 1150 m 以下是针阔混交林带。

长白山岳桦林带正处于森林向苔原的过渡带,代表长白山林线的位置。在海拔 1400~2100 m 均有零星分布的岳桦树,成林主要集中在 1700~2000 m。其气候特点为冬季寒冷而多风,夏季多雨而湿润^[34]。

采样地点位于长白山赤池(42°03'16"N, 128°03'22"E),赤池位于长白山火山锥体北坡的岳桦林带内,小天池火山口的西侧(见图 1),为一寄生火山口湖,海拔高度约 1800 m,高出小天池 20 余 m。赤池面积较小,周长约为 220 m,直径约 80 m,湖水较浅,发育了厚约 0.40~0.85 m 泥炭沼泽,它是我国东北地区海拔最高的泥炭沼泽。池区周围生长着茂盛的毛苔草并伴生有泥炭藓,茅膏菜等灌木丛,外围大环境为落叶松林,岳桦林带主要群落为岳桦-毛毡杜鹃群落和岳桦-笃斯越桔群落^[35]。

2.2. 采样方法和剖面描述

2.2.1. 采样方法

在赤池东南部,用铁锹挖取泥炭剖面样品,采集

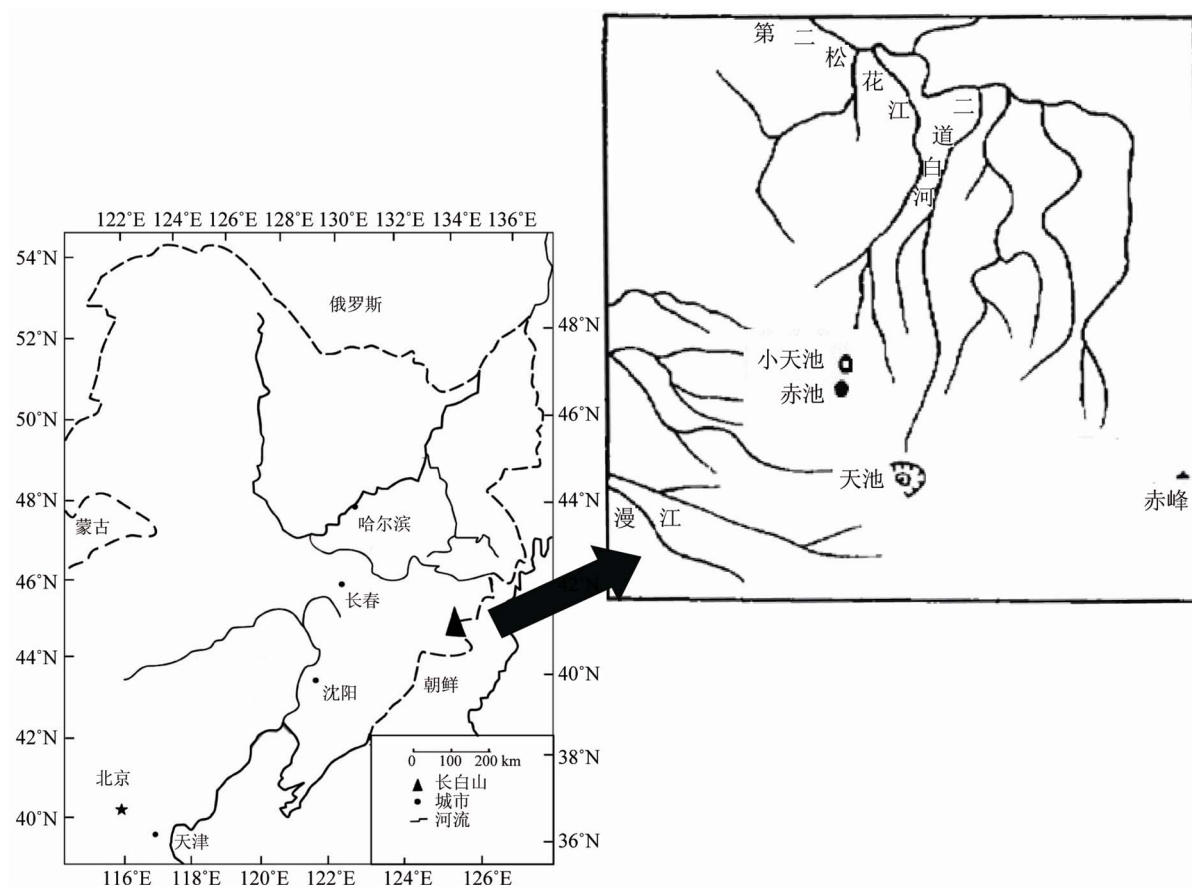


Figure 1. Distribution of sample sites
图 1. 采样点图示

的样芯呈半径为 4 cm, 长为 35 cm 的半圆柱状。采样后带回室内即时分割并装袋密封, 每分割一次样品, 都将刀锯清洗干净, 以保证样品不受污染。自上而下每 1 cm 为间距选取 1 cm 厚样品进行植硅体研究, 共获得样品 35 个。

2.2.2. 剖面描述

本剖面总厚度为 35 cm(见图 2), 按照岩性特征可将剖面分为 3 层, 自上而下简述如下:

第一层(0~2 cm), 草根层;

第二层(2~20 cm), 褐色泥质泥炭, 分解不好, 有植物残体;

第三层(20~35 cm), 黑色有机质黏泥, 分解稍好, 少见植物残体。

3. 方法和材料

3.1. 植硅体的提取

泥炭与其它沉积物最大的不同在于有机质含量



Figure 2. Peat profile of Chichi
图 2. 赤池剖面示意图

高、富含腐殖酸，所以分离方法与其它沉积物略有不同，本文采用湿式灰化法^[1]提取植硅体。具体步骤如下：

- 1) 取样。取样品 5~10 g 于试管中，按顺序标号；
- 2) 氧化去除有机质。在通风橱内加浓硝酸(63%)，放入置于加热板上持续加热的热水杯中促进反应，待溶液澄清，颜色变浅，有机质全部被氧化；
- 3) 洗酸。反应完成后，加入蒸馏水至约 2/3 试管高度，配平并在漩涡混合机上混合均匀，放入离心机以 2000 转/分离心 30 分钟，取出试管，将上层清液倒出，重新注入蒸馏水并称重，再次离心，共重复 3 次；
- 4) 浮选。加入两倍于试管剩余液体的重液(比重为 2.4)，搅拌均匀，然后用离心机(转数 2000 rpm/m)离心 20 分钟，将上层液体倒入相应的试管中；
- 5) 洗重液。步骤同 3)，需要加两次水一次酒精；
- 6) 制片。使用一次性滴管提取混合均匀的样品约 1 ml 滴一滴均匀分布于载玻片上，置于酒精灯上烘干，然后滴一滴中性树脂，盖上盖玻片，并在载玻片边缘贴上标签纸记录样品编号，制成固定片，每个样品制作 2 份以备用。

3.2. 植硅体的鉴定

将制好的玻片在 Motic 2.0 生物显微镜下放大 600 倍观察，并用显微镜成像系统拍照记录，每个样品在镜下统计 300 粒以上。本文结合王永吉、吕厚远基于禾本科的分类方案与植硅体国际命名规则 ICPN 1.0，对照片上的每粒植硅体进行分类学上的统计记录。

4. 实验结果

按照统计要求，作者对 35 个样品均统计了 300 粒以上植硅体，共统计各个类型植硅体 11,124 粒，并对具有指示意义的植硅体进行计算，保证了本研究的科学性。

4.1. 泥炭剖面主要植硅体类型

在此泥炭剖面的 35 个不同样品中共发现的植硅体类型有：棒型、尖型、齿型、帽型、方型和长方型、哑铃型、板状、不规则型、三棱柱型、扇型、鞍型、块状、木本类植硅体。根据王永吉和吕厚远^[1]对植硅体的分类及其对应的气候意义如下：

1) 棒型和尖型——指示寒冷干旱的气候

棒型植硅体在适应北方寒冷气候的植物体内含量较多。本剖面样品中棒型植硅体最为丰富，平均含量为 42.7%，最低 36.3%，最高达到 53.1%。形态结构比较复杂，包括光滑棒型(附图 A)、刺棒型(附图 B)、突起棒型(附图 C)，其中光滑棒型比例最大；尖型(附图 D)和棒型的分布规律相似。本剖面样品中尖型比较丰富，平均含量为 13.4%，在一些层位超过 20%。

2) 齿型和帽型——指示较寒冷的气候

齿型植硅体是反映寒冷气候的代表类型。本剖面样品中，齿形的平均含量仅次于棒型，为 19.1%。剖面各个层位齿型植硅体所占百分比介于 13%~25%。；而且形态比较复杂，包括二齿型、三齿型(附图 E)、弱齿型(附图 F)、多齿型；

帽型植硅体指示的环境及其分布与齿型一致。本剖面帽型的形态较多，有尖顶帽型(附图 G)、平顶帽型(附图 H)、多边帽型。平均含量为 12.5%，较东北地区平均水平(9%)偏高^[1]。

3) 扇型、方型和长方型——指示比较暖湿的气候

扇型(附图 I)、方型(附图 J)和长方型都是指示相对暖湿的环境，我国东北地区含量极少，一般不到 10%^[1]。本剖面扇型、方型和长方型的总平均含量为 0.8%。

4) 哑铃型和鞍型——指示温暖湿润的气候

哑铃型(附图 K)指示温暖、温热环境。在本剖面中平均含量为 5.8%。鞍型(附图 L)。指示干热的生境。在东北含量极少，本剖面平均含量仅为 0.4%；

其他含量较少的植硅体类型有鞍型、板状、三棱柱型、不规则型等。

4.2. 泥炭剖面温暖指数计算

由于棒型、尖型植硅体分布较为复杂，不具有典型的指示性；鞍型植硅体个体较小、溶蚀严重且在样品中含量较少，也不具有代表性。所以本文选取哑铃型、扇型、方型和长方型为示暖型植硅体，齿型和帽型为示冷型植硅体。根据温暖指数^[35]，即：温暖指数 = 示暖型植硅体/(示暖型植硅体 + 示冷型植硅体)，进行分析，来研究赤池地区泥炭中植硅体的气候指示意义。计算可知赤池泥炭剖面 35 个样品中除第 34 个样品外温暖指数全部低于 0.2，表明植硅体所反映的总的气候偏冷，但不同的时期的气候又有所不同。

4.3. 泥炭剖面植硅体的有序聚类和气候分带

本文在 Tilia 软件下, 采取有序聚类分析不同剖面植硅体组合的相似性进行组合带的划分, 得出有序聚类分类结果(见图 3)。由此可将泥炭剖面植硅体组合带分为 4 个组合带, 不同时期的气候组合带表现出不同的气候特征。

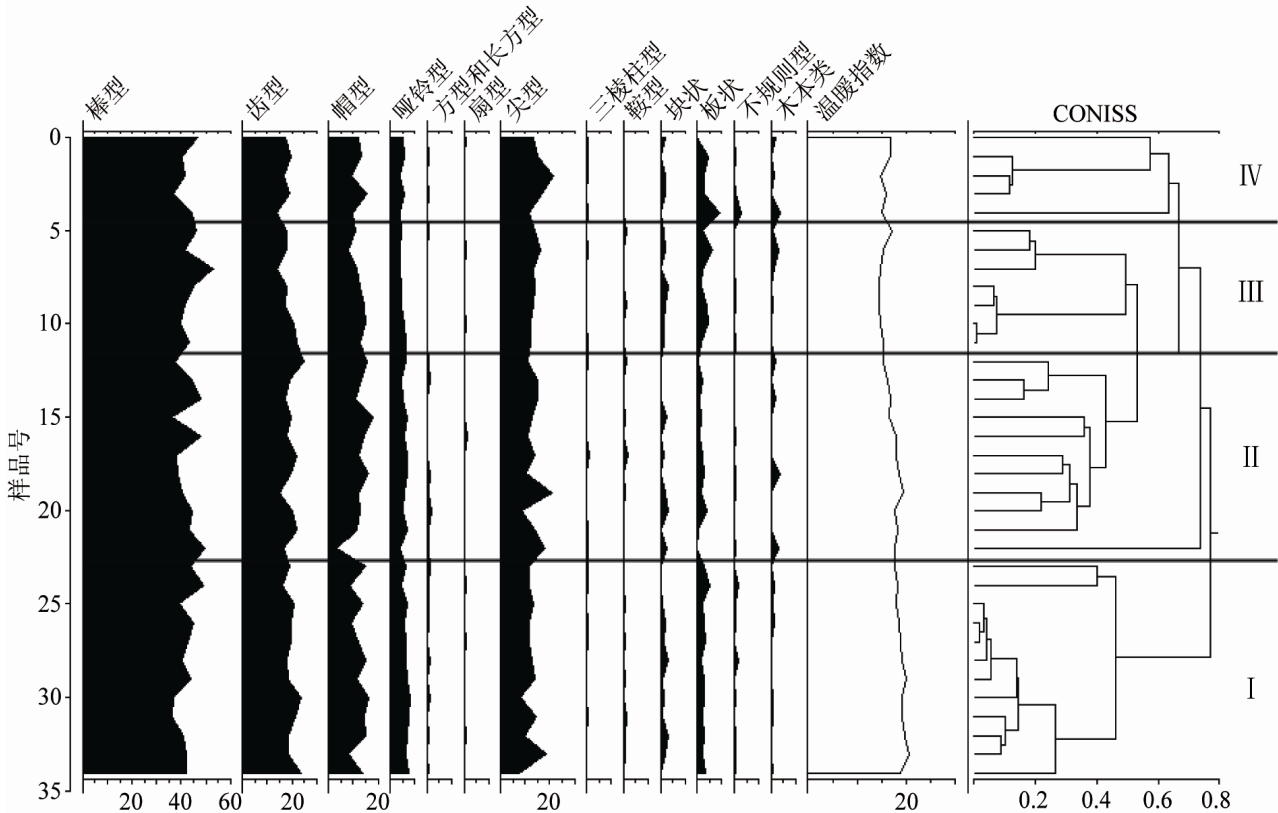
组合带 I (35~23 cm): 反映温暖气候特征的主要有方型和长方型(0.3%~1.2%)、哑铃型(4.4%~8.0%)和扇型(0%~1.0%), 其中哑铃型含量明显高于其他组合带; 反映寒冷气候特征的有齿型(16.3%~23.7%)、帽型(8.0%~16.0%)。温暖指数值介于 0.1790~0.2060 之间, 平均值为 0.1897, 指示本带为相对温暖期, 气温的整体趋势是下降但降温幅度不大, 期间有过两次气候波动。

组合带 II (23~12 cm): 反映寒冷气候特征的齿型(15.0%~24.7%)、帽型(3.5%~18.2%)、变化很小; 反映温暖气候特征的方型和长方型(0%~1.2%)、哑铃型(3.8%~7.2%)减少、扇型(0%~1.2%)都有所降低。温暖

指数介于 0.1527~0.1940 之间, 平均值为 0.1749, 指示本带仍为相对温暖期, 但温度比组合带 I 低, 整体趋势也是下降但与组合带 I 相比降温幅度增大, 期间有过一次气候波动。

组合带 III (12~5 cm): 反映温暖气候特征的方型和长方型(0%~0.6%)、哑铃型(4.1%~6.3%)减少、扇型(0~0.6%)变化不大; 反映寒冷气候特征的齿型(13.8%~22.3%)减少、帽型(8.2%~15.3%)都有所增加。温暖指数值介于 0.1452~0.1697 之间, 平均值为 0.1516, 指示本带为相对寒冷期, 在组合带 II 的基础上继续降温。

组合带 IV (5~0 cm): 反映寒冷气候特征的齿型(13.9%~19.4%)、帽型(9.0%~15.7%)略有减小, 反映温暖气候特征的方型和长方型(0%~0.6%)、哑铃型(3.9%~6.0%)略有增加, 扇型(0%~0.6%)变化不大。温暖指数值介于 0.14754~0.16901 之间, 平均值为 0.15924, 指示本带仍为相对寒冷期, 但气温较组合带 III 有回升的趋势, 期间有过几次波动。



注: 棒型植硅体包括光滑棒型, 突起棒型, 刺棒型; 齿型植硅体包括多齿型, 二齿型, 三齿型和弱齿型; 哑铃型植硅体包括多铃型和十字形型; 帽型包括尖顶帽型, 圆顶帽型和多边帽型; 长方型包含在方型里。

Figure 3. Phytolith record of peat profile in Chichi
图 3. 赤池泥炭剖面植硅体百分含量、温暖指数及其有序聚类分带图示

4.4. 长白山北坡不同垂直带温暖指数

长白山有明显的垂直气候变化带, 至下而上分别为针阔混交林气候带、针叶林气候带(包括明针叶林和暗针叶林)、岳桦林气候带和高山苔原气候带。刘红梅^[36]统计了长白山北坡五个垂直植被带六个采样点表土的植硅体特征(见表 1), 得出如下结论: 随海拔高度的增加长白山北坡垂直植被带中示冷型的植硅体含量整体呈上升趋势, 而示暖型的植硅体含量整体呈下降趋势。

根据本文选取的示暖型植硅体有哑铃型、扇型、方型和长方型, 示冷型植硅体有齿型和帽型, 可求得长白山北坡六个采样点表土的温暖指数分别为 0.2265、0.1779、0.1760、0.1012、0.1862、0.1079。其中 5 号岳桦林带与高山苔原带过渡带的表土是在岳桦林范围内获取, 所以 4 号和 5 号数据都代表了岳桦林表土植硅体特征, 取其平均值作为岳桦林表土的温暖指数为 0.1437。则针阔混交林带、明针叶林带、暗针叶林带、岳桦林带、高山苔原带表土的温暖指数分别为 0.2265、0.1779、0.1760、0.1437、0.1079, 温暖指数逐渐降低表明此结果符合山地随海拔高度的增加气温逐渐降低这一事实, 所以参照本文的指标求得的长白山北坡五个垂直植被带的温暖指数有其合理性, 可以作为划分不同垂直植被带的标准。

Table 1. Major surface soil phytolith types counting as percentage and number counted in different vegetation zones of Changbai Mountains

表 1. 长白山不同垂直植被带表土植硅体类型、数量和百分含量统计表

分类	1	2	3	4	5	6
帽型	9.8	1.6	13.6	3.4	12.7	18.1
棒型	31.1	45.5	33	29.6	31.7	28.1
齿型	24	11.8	29	33.9	24	31.5
尖型	10.5	26.8	6.5	19.4	6.3	9.4
哑铃型	5.5	0.7	7.1	3.1	5	5.1
扇型	2.3	0.4	0	0.4	2.8	0.6
多边形帽型	1.2	0	0.7	0	2.4	0.3
三棱柱状	2.7	0.5	0.9	0.5	2	0.9
长方型	2.1	1.8	2	0.7	0.6	0.3
硅质突起	0	0	0.5	0	2	0
边缘弯曲板状	1.5	0.5	0	0	0.4	0.2
不规则立方体型	0	2.2	0	0	0.4	0.3
导管状	0.6	0	0.4	1.6	1.6	0
纺锤状	0	0	0.4	0	0	0
“Y”字型	0	0.4	0	0	0	0
石块状	0	1.1	0	0.2	0.2	0
其他形态	8.7	6.9	5.9	6.7	7.9	5
百分含量	100	100	100	100	100	100
总个数	482	557	552	561	505	646

通过分析, 发现长白山不同植被带表土的温暖指数组合有如下特点:

针阔混交林带: 温暖指数 ≥ 0.2265 ;

针叶林带: 温暖指数 ≥ 0.1760 且 < 0.2265 ;

明针叶林带: 温暖指数 ≥ 0.1779 且 < 0.2265 ;

暗针叶林带: 温暖指数 < 0.1779 且 ≥ 0.1760 ;

岳桦林带: 温暖指数 ≥ 0.1437 且 < 0.1760 ;

高山苔原带: 温暖指数 < 0.1437 。

所以本文把每一个林带界定为一个区间, 例如表土温暖指数在(0.1437, 0.1760)之间, 都可以看作是岳桦林, 这样本文用表土的植硅体温暖指数这一量化的指标将长白山五个垂直植被带区分开来。再结合实际情况作具体分析。

5. 讨论和结论

5.1. 泥炭堆积速度和沉积年代的讨论

许清海等^[37]在长白山岳桦林带泥炭沼泽孢粉分析及其意义一文的研究中提到: 赤池南侧剖面根据¹⁴C 测年推算其泥炭堆积速率为 0.25 mm/a; 赤池西侧泥炭堆积速率为 0.16 mm/a, 赤池东侧剖面无¹⁴C 测年数据; 又结合杨永兴等测年数据的沉积速率为 0.34 mm/a 得出长白山赤池泥炭的平均堆积速率为 0.25 mm/a。本文取样点设在赤池东南部, 深度为 0.35 m, 采用泥炭平均堆积速率 0.25 mm/a 这一数据, 大致推出此泥炭剖面为 1400 a B.P.以来堆积而成。

5.2. 古气候的恢复

根据本文采用的长白山赤池泥炭堆积速度和泥炭剖面植硅体有序聚类气候分带可知长白山北坡 1400 a B.P. 环境演化过程如下:

1) 约 1400~920 a B.P.: 该时期气候为相对温暖期, 并且是 1400 a B.P.以来的最温暖期, 气温的整体趋势是下降但降温幅度较小为缓慢降温时期, 期间有过两次气候波动, 其中 1360 a B.P.和 1200 a B.P.为较温暖时期。

2) 约 920~480 a B.P.: 920 a B.P.以后降温加快, 但该时期仍为相对温暖期, 温度比上一时期低, 期间在 800 a B.P.有过一次气候回升, 为较温暖时期。

3) 约 480~200 a B.P.: 该时期在上一时期降温的基础上气温已降至最低, 为千年来最寒冷期, 到 200 a

B.P.气温有升高的趋势。

4) 约 200 a B.P.至今: 气温较上一时期有回升的趋势且是波动回升, 但仍为相对寒冷期, 近 120 年来气温升高明显与近年来全球变暖趋势相一致。

由此可知: 赤池泥炭植硅体分析反映出长白山暖-温-冷-凉的气候波动状况。刘玉英在二龙湾玛珥湖植被与环境演化研究中得出 1700~830 a B.P. 这一时期主要的气候特点是温度下降, 830 a B.P.至今气候继续向凉发展^[38], 这与本区 1400~480 a B.P.气温下降相适应; 在金川泥炭地的研究结果显示 4200~750 a B.P.为温暖期, 750~120 a B.P.为寒冷期, 这与本区 480~200 a B.P.气温降至最低相适应; 460~160 a B.P.为全球小冰期, 与本区 480~200 a B.P.气温降至最低也与之相符。由此可见前人的研究结果与本文长白山赤池附近的泥炭剖面植硅体记录所反映的古气候变化过程有很强的可比性。

5.3. 古植被、古林线的恢复

根据上述有序聚类划分出的气候带温暖指数的平均值, 对照长白山 5 个不同垂直带表土温暖指数指标组合, 得出千年来赤池周围古植被演替规律如下:

1) 约 1400~920 a B.P. 组合带 I(35~23 cm): 温暖指数值平均值为 0.1897, 高于 0.1779 且小于 0.2265 应为明针叶林植被;

2) 约 920~480 a B.P. 组合带 II(23~12 cm): 温暖指数值平均值为 0.1749, 接近但低于暗针叶林带的 0.1760, 高于岳桦林的 0.1437, 可初步判断为针叶林向岳桦林的过渡带植被;

3) 约 480~200 a B.P. 组合带 III(12~5 cm): 温暖指数值平均值为 0.1516, 高于 0.1437 且低于 0.1760 为岳桦林植被;

4) 约 200 a B.P.~至今 组合带 IV(5~0 cm): 温暖指数值平均值为 0.1592, 高于 0.1437 且低于 0.1760 依然应为岳桦林植被。

所以, 1400 a B.P.以来, 长白山赤池周围的植被可能经历了明针叶林→针叶林、岳桦林过渡带→岳桦林的演替过程, 与许清海等^[37]在长白山岳桦林带泥炭沼泽孢粉分析及其意义一文的研究中孢粉带所恢复的古植被有一定的对应性。

长白山赤池海拔高度约 1800 m, 约 1400~920 a B.P.周围植被为明针叶林, 林线大约上侵 300 m; 约

920~480 a B.P. 周围植被为针叶林、岳桦林过渡带, 林线大约上侵 100 m; 约 480 a B.P.以来周围植被为岳桦林带, 林线基本保持不变。

5.4. 结论

本论文在长白山赤池泥炭地采集 35 cm 厚的泥炭剖面进行植硅体分析, 得到了以下几点结论:

1) 在赤池泥炭剖面的 35 个不同样品中共发现的植硅体类型有: 棒型、尖型、齿型、帽型、方型和长方形型、哑铃型、板状、不规则型、三棱柱型、扇型、鞍型、块状、木本类植硅体, 多数来源于草本植物, 源于木本的植硅体较少, 这与泥炭地多草本植物有关。

2) 赤池泥炭植硅体分析反映出长白山暖-温-冷-凉的气候波动状况。约 1400~920 a B.P.是 1400 a B.P.以来的最温暖期, 为缓慢降温时期, 其中 1360 a B.P.~1200 a B.P.为较温暖时期; 920 a B.P.以后降温加快, 但仍为相对温暖期, 期间在 800 a B.P.有过一次气候回升, 为较温暖时期; 约 480~200 a B.P.气温降至最低, 为千年来最寒冷期, 到 200 a B.P.气温有升高的趋势; 约 200 a B.P.至今气温波动回升, 但仍为相对寒冷期, 近 120 年来气温升高明显与近年来全球变暖相一致。

3) 1400 a B.P.以来, 长白山赤池周围的植被可能经历了明针叶林→针叶林、岳桦林过渡带→岳桦林的演替过程。

4) 长白山北坡约 1400~920 a B.P.林线大约上侵 300 m; 约 920~480 a B.P.林线大约上侵 100 m; 约 480 a B.P.以来周围植被为岳桦林带, 林线基本不变。

6. 致谢

感谢国家自然科学基金(No. 40971116)的资助; 感谢葛勇师兄对此文章的指导。

参考文献 (References)

- [1] 王永吉, 吕厚远. 植硅体研究及应用[M]. 北京: 海洋出版社, 1992: 1-228.
- [2] H. Y. Lu, Y. J. Wang. A study of phytoliths in loess profile and palaeoenvironmental evolution at Heimugou in Luochuan, Shaanxi Province since late Pleistocene. Quaternary Science, 1991, 1: 72-84.
- [3] 吕厚远, 吴乃琴, 刘东生, 韩家愈, 秦小光, 孙湘君, 王永吉. 150 ka 来宝鸡黄土植硅体组合季节性气候变化[J]. 中国科学(D), 1996, 26(2): 132-136.

1.4 ka 来长白山北坡植硅体组合气候变化及林线变迁

- [4] M. Madella. Phytoliths from a Central Asia loess-paleosol sequence and modern soils: Their taphonomical and palaeoecological implication. In: A. Pinilla, (Ed.), The state of the art of phytoliths in plants and soils. Madrid: Monografias del Centro de Ciencias Medambientales, 1997: 49-58.
- [5] M. Blinnkov, A. Busacca and C. Whitlock. Reconstruction of the late Pleistocene grassland of the Columbia basin, Washington, USA, based on phytolith records in loess. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2002, 177: 77-101.
- [6] H. Y. Lu, N. Q. Wu, K. B. Liu, H. Jiang and T. S. Liu. Phytoliths as quantitative indicators for the construction of past environmental conditions in China II: Palaeoenvironmental reconstruction in the Loess Plateau. *Quaternary Science Reviews*, 2007, 26: 759-772.
- [7] J. A. Carter. Phytolith analysis and paleoenvironmental reconstruction from Lake Poukawa Core, Hawkes Bay, New Zealand. *Global and Planetary Change*, 2002, 33(3-4): 257-267.
- [8] V. C. Thorne. Phytolith evidence for C4-dominated grassland since the early Holocene at Long Pocket, northeast Queensland, Australia. *Quaternary Research*, 2004, 61(2): 168-180.
- [9] M. Horrocks, Y. Deng, J. Ogden and D. G. Sutton. A reconstruction of the history of a Holocene sand dune on Great Barrier Island, northern New Zealand, using pollen and phytolith analyses. *Journal of Biogeography*, 2000, 27: 1269-1277.
- [10] M. Boyd. Phytoliths as paleoenvironmental indicators in a dune field on the northern Great Plains. *Journal of Arid Environments*, 2005, 61(3): 357-375.
- [11] T. Sase, M. Hosono, T. Utsugawa and K. Aoki. Opal phytolith analysis of present and buried volcanic ash soils in Te Ngae Road tephra section, Rotorua Basin, North Island, New Zealand. *Quaternary Research*, 1987, 27: 153-163.
- [12] J. F. Parr. The spatial patterning of palaeo-forest disturbance at an archaeological site on Garua Island, West New Britain, as indicated by fossil phytoliths. Unpublished Bachelor of Applied Science (Hons.) Dissertation, Southern Cross University, Lismore, 1999.
- [13] C. J. Lentfer, W. E. Boyd and R. Torrence. Phytolith research relating to the archaeology of West New Britain, Papua New Guinea. In: J. D. Meunier, F. Colin, (Eds.), *Phytoliths: Applications in earth sciences and human history*. Lisse: A.A. Balkema Publishers, 2001: 213-224.
- [14] G. G. Fredlund, L. L. Tieszen. Calibrating grass phytolith assemblages in climatic terms: Application to late Pleistocene assemblages from Kansas and Nebraska. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1997, 136(1-4): 199-211.
- [15] J. A. Carter, O. B. Lian. Paleoenvironmental reconstruction from the last interglacial using phytolith analysis, south eastern North Island, New Zealand. *Journal of Quaternary Science*, 2000, 15(7): 733-743.
- [16] M. Prebble, J. Shulmeister. An analysis of phytolith assemblages for the quantitative reconstruction of late Quaternary environments of the Lower Taieri Plain, Otago, South Island, New Zealand: II. Paleoenvironmental reconstruction. *Journal of Paleolimnology*, 2002, 27(4): 415-427.
- [17] H. Y. Lu, Z. X. Liu, N. Q. Wu, S. Berne, Y. Saito, B. Z. Liu and L. Wang. Rice domestication and climatic change: Phytolith evidence from East China. *Boreas*, 2002, 31(4): 378-385.
- [18] F. Abrantes. A 340,000 year continental climate record from tropical Africa—news from opal phytoliths from the equatorial Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 209(1-2): 165-179.
- [19] D. R. Piperno, J. G. Jones. Paleocological and archaeological implications of a Late Pleistocene/Early Holocene record of vegetation and climate from the Pacific coastal plain of Panama. *Quaternary Research*, 2003, 59(1): 79-87.
- [20] D. T. Charles, I. A. Isabel. Paleoenvironment and plant cultivation on terraces at La Quemada, Zacatecas, Mexico: The pollen, phytolith and diatom evidence. *Journal of Archaeological Science*, 2005, 32(3): 341-353.
- [21] 张新荣. 东北地区晚全新世泥炭沉积的植硅体气候指示意义研究[D]. 吉林大学, 2006.
- [22] X. M. Wang, X. J. Sun, P. X. Wang and K. Stattegger. Vegetation on the Sunda Shelf, South China Sea, during the last glacial maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2009, 278: 88-97.
- [23] M. BeniSton. *Mountain environments in changing climates*. New York: Routledge, 1994: 461.
- [24] M. Price. *Global change in the mountains*. New York: Parthenon Publishing Group, 1999: 1-217.
- [25] M. Beniston. *Environmental change in mountain and uplands*. London: Hodder Education Publishers, 2000: 1-192.
- [26] 童国榜, 张俊牌, 范淑贤, 赵景波, 王国辉, 王仪华, 王立新, 崔键. 秦岭太白山顶近年来环境变化[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 1996, 16(4): 95-104.
- [27] 唐志尧, 戴君虎, 黄永梅. 太白山高山林线植被的数量分析[J]. *山地学报*, 1999, 17(4): 294-299.
- [28] 许林军. 太白山林线森林生长分布规律及林线波动趋势预测分析[D]. 西北农林科技大学, 2005.
- [29] 石培礼, 李文华. 长白山林线交错带形状与木本植物向苔原侵展和林线动态的关系[J]. *生态学报*, 2000, 20(4): 573-580.
- [30] Y. J. Zhang, L. M. Dai and J. Pan. The trend of tree line on the northern slope of Changbai Mountain. *Journal of Forestry Research*, 2001, 12(2): 97-100.
- [31] 王晓春. 中国东北亚高山林线对全球气候变化的响应[D]. 东北林业大学, 2003.
- [32] 邓坤枚, 石培礼, 杨振林. 长白山树线交错带的生物量分配和净生产力[J]. *自然资源学报*, 2006, 26(1): 942-948.
- [33] 于大炮, 周莉, 董百丽, 代力民, 王庆礼. 长白山北坡岳桦种群结构及动态分析[J]. *生态学杂志*, 2004, 23(5): 30-34.
- [34] 徐文铎, 何兴元, 陈玮, 刘常富. 长白山植被类型特征与演替规律的研究[J]. *生态学杂志*, 2004, 23(5): 162-174.
- [35] 王伟铭, 刘金陵, 周晓丹. 南京直立人洞穴沉积植硅体气候指数研究[J]. *科学通报*, 2003, 48(11): 1205-1208.
- [36] 刘红梅. 长白山北坡 1500 年来林线变迁及环境演化[D]. 东北师范大学, 2010: 23-24.
- [37] 许清海, 王子惠, 徐全洪. 长白山岳桦林带泥炭沼泽孢粉分析及其意义[J]. *地理科学*, 1994, 14(2): 186-191.
- [38] 刘玉英. 晚更新世晚期以来二龙湾玛珥湖植被与环境演化研究[D]. 吉林大学, 2009: 96-97.