



## 论文

## 北大兴安岭地区全新世植被演替及气候响应

赵超<sup>①②</sup>, 李小强<sup>①\*</sup>, 周新郢<sup>①</sup>, 赵克良<sup>①</sup>, 杨青<sup>③</sup>

① 中国科学院古脊椎动物与古人类研究所, 中国科学院脊椎动物演化与人类起源重点实验室, 北京 100044;

② 中国科学院大学, 北京 100049;

③ 南京师范大学地理科学学院, 南京 210046

\* 通讯作者, E-mail: lixiaoqiang@ivpp.ac.cn

收稿日期: 2015-06-19; 接受日期: 2015-09-11; 网络版发表日期: 2016-05-23

中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDA01020304)、国家自然科学基金项目(批准号: 41372175)、国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2015CB953803)和国土资源部公益性行业科研专项经费项目(编号: 201311137)资助

**摘要** 通过对大兴安岭北部地区霍拉盆地泥炭剖面 and 表土样品的花粉分析, 重建 9100cal a BP 以来植被演化历史及其对气候变化的响应过程。结果显示研究区植被经历了从早-中全新世暖温、寒温混合型植被向晚全新世寒温型植被的演变过程。全新世温暖期(9100~6000cal a BP), 北大兴安岭寒温带针叶林区气候较现在更为温暖湿润, 发育鹅耳枥属、榛属、松属和云杉属为主的暖温型针阔叶混交林, 与寒温型落叶松和桦共同组成了特有的混交林地, 其植被多样性增加。约 6000~5000 和 3500~2500cal a BP 的两次显著的降温事件, 导致鹅耳枥属、榛属等喜暖植物类型减少, 落叶松属和桦属为主的耐寒植被扩张。2500cal a BP 之后, 形成落叶松和桦为主的寒温型针阔叶混交林植被景观。全新世温暖期温度增加可能导致东亚夏季风对中国北大兴安岭地区的影响增强, 有利于暖温型森林植被发育并增加植物载荷。

**关键词** 中国东北, 寒温带针叶林, 全新世, 植被重建

## 1 引言

在应对气候变化面临的一系列核心问题中, 准确评价气候变化的影响至关重要(丁仲礼等, 2009; IPCC, 2013)。全新世是与现代接轨的最新地质时段, 其气候变化经历了早期升温变暖、中期温暖湿润、后期降温变凉三个主要阶段(An等, 2000; Wang等, 2005), 是未来气候变化研究的理想“相似型”。全新世植被演替是对气候环境变化的深刻响应, 从关键

区域入手探讨植被与气候变化的关系, 成为评估未来气候变化环境效应的重要途径。

大兴安岭北部地区位于高纬度季风边缘带, 发育寒温带针叶林, 属于温带森林向北方森林过渡区, 对温度和水分响应极为敏感(Wu等, 2012)。近几十年来, 大兴安岭北部地区温度升高, 降水减少, 深刻影响落叶松等树种的生长和森林的稳定性(陈育峰, 1997), 亚北方森林尤其优势树种(松和落叶松等)存在剧烈退缩现象(国志兴等, 2010; Wu等, 2012)。广义

中文引用格式: 赵超, 李小强, 周新郢, 赵克良, 杨青. 2016. 北大兴安岭地区全新世植被演替及气候响应. 中国科学: 地球科学, 46: 870-880, doi: 10.1360/N072015-00180  
英文引用格式: Zhao C, Li X Q, Zhou X Y, Zhao K L, Yang Q. 2016. Holocene vegetation succession and responses to climate change in the northern sector of Northeast China. Science China Earth Sciences, 59: 1390-1400, doi: 10.1007/s11430-015-5239-7

加法模型(GAM)模拟结果显示兴安落叶松适宜分布区将在2100年左右从中国消失(李峰等, 2006). 然而, 如何解读植被演替对气候变化的响应方式和过程, 评价未来发展趋势和应对策略, 仍需要长时间尺度植被变化历史和演替过程研究予以验证.

目前, 东北地区全新世气候环境已有众多研究成果(任国玉, 1999; Ren, 2007), 但多集中在东北部的三江平原(张淑芹等, 2004; 李小强等, 2005; Gao等, 2014), 东部长白山地区(Jiang等, 2008; Hong等, 2009; 洪冰等, 2009; Mao等, 2009; Stebich等, 2009; Li等, 2011; Zhu等, 2013; Xu等, 2014), 西部的呼伦湖(Wen等, 2010a, 2010b)、达理湖(Xiao等, 2008)和月亮湖(刘强等, 2010; 伍婧和刘强, 2012)等. 北大兴安岭地区

目前仅有2700cal a BP以来的植被重建(夏玉梅; 1996). 中国东北寒温带针叶林对全新世高温期气候变化的响应过程仍缺乏理想的研究成果.

本文选择该区以兴安落叶松为地带性植被的寒温带针叶林区域, 基于全新世湖泊-沼泽沉积的高分辨率孢粉记录研究, 重建植被演替序列, 探讨植被演替对全新世(特别是大暖期)气候变化的响应, 为评估未来气候变化的影响及适应对策提供依据.

## 2 研究区概况

北大兴安岭地区(52°15'~53°33'N, 121°50'~125°45'E)位于中国最北部(图1), 属半湿润半干旱寒

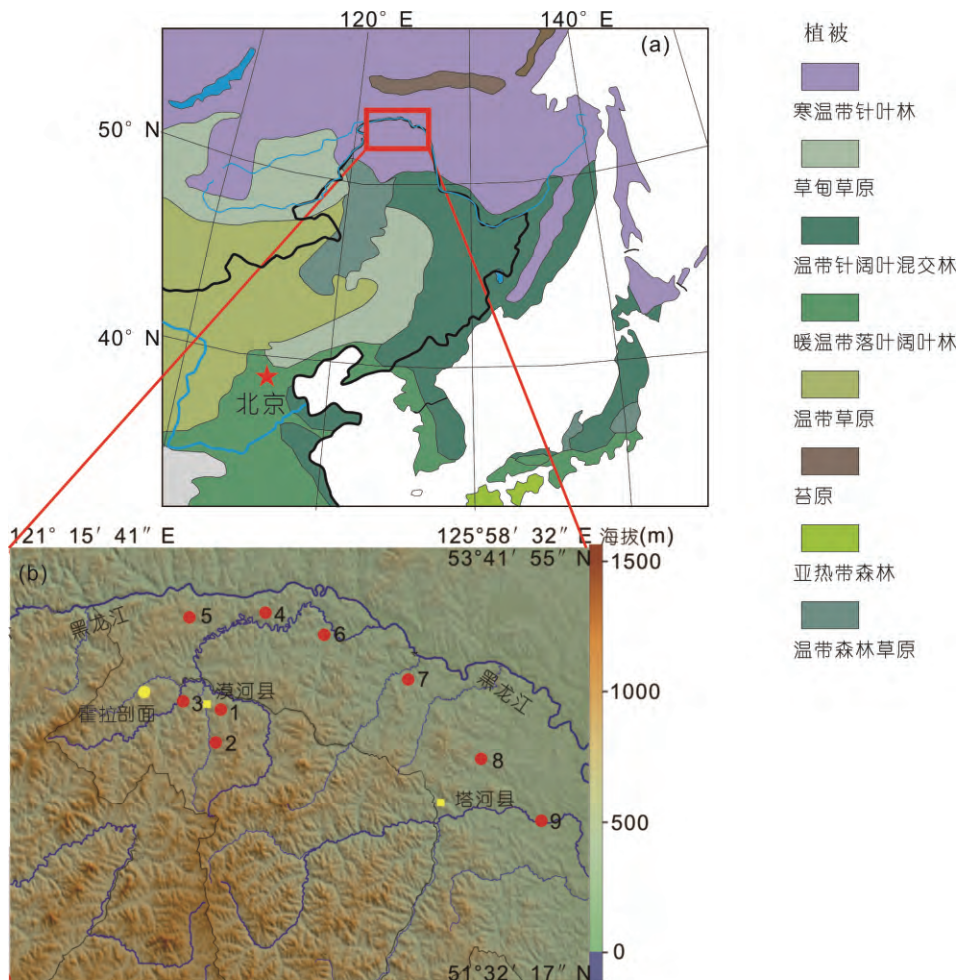


图1 霍拉剖面 and 表土采样点位图

(a) 红色方框指示研究区域; (b) 黄色圆点为霍拉剖面, 红色圆点表示表土采样点, 黄色方块为县城

温带大陆性季风气候, 冬季受西伯利亚-蒙古冷高压控制, 极其寒冷干燥; 夏季接受少量太平洋高压气流, 温暖湿润(周以良, 1997). 年均温 $-4.9^{\circ}\text{C}$ , 极端最低气温为 $-52.3^{\circ}\text{C}$ , 冻结期长达8个月, 年均降水量为403.4mm, 约80%集中在6~9月, 蒸发量约1000mm, 属于多年冻土带(郭东信等, 1981; 王丽丽等, 2005).

大兴安岭北部地区气候严寒, 自元朝(公元1206~1368年)之后才真正受中央管辖(冯君实, 1979; 蓝勇, 2002), 但原住民一直保持原始游猎生活, 人类活动影响可追溯到鸦片战争(1840年)以后的森林大规模利用(朱士光, 1992; 周以良, 1997). 因此, 研究区全新世植被演替主要受气候和环境等自然因素影响, 人类影响相对微弱(Ren, 2000), 是探讨植被演替及其对气候环境变化响应的理想地区.

北大兴安岭地区主要分布兴安落叶松为主的寒温带针叶林, 属于横贯欧亚大陆北部针叶林区的最南端(吴征镒, 1979). 区内多为中低山地, 山前缓坡为针阔叶混交林, 有兴安落叶松(*Larix gmelinii*)、白桦(*Betula platyphylla*)、樟子松(*Pinus sylvestris* var. *mongolica*)、蒙古栎(*Quercus mongolica*)、云杉(*Picea*)、冷杉(*Abies*), 低洼处为越桔(*Vaccinium vitis-idaea*)、丛桦灌木丛(*Betula*)、柳灌丛(*Salix*)、榛子灌丛(*Corylus*); 盆地内为灌木丛生的禾草(*Poaceae*)、小白花地榆(*Sanguisorba parviflora*)等杂类草草甸(周以良, 1997; 中国科学院中国植被图编辑委员会, 2007).

### 3 研究材料与方法

#### 3.1 表土孢粉样品采集

花粉是重建古植被和古气候最直接和可靠的指

标(Kröpelin等, 2008; Xu等, 2014), 表土花粉及其与植被关系研究是正确解读花粉记录, 提高古植被与古气候研究精度的基础(郑卓等, 2008; Zhao和Herzschuh, 2009; Xu等, 2012). 本文选择大兴安岭北麓不同植被型, 采集表土样品9块, 按5点式采样法, 在0.5m半径的样方中心和周边取样并混合均匀. 主要采集苔藓, 无苔藓样地采集地衣或地表枯枝落叶层. 观察样点100m范围内植被状况和植物丰度, 并估测乔木、灌木和草本盖度(表1).

#### 3.2 剖面样品采集

霍拉盆地( $52.9847^{\circ}\sim 53.0750^{\circ}\text{N}$ ,  $121.9042^{\circ}\sim 122.0500^{\circ}\text{E}$ )是大兴安岭北部中低山地中的山间盆地之一, 位于漠河县城西50km处, 面积约 $60\text{km}^2$ , 盆地四周为平均海拔720m的中低山区, 相对高差不足200m(王保来和林凤桐, 1987; 王保来等, 1988; 郭东信等, 1989). 霍拉盆地水系较发育, 主要有霍拉盆河和盆地南部的月牙湖, 湖面面积约 $0.09\text{km}^2$ , 盆地内部和湖周边普遍为潜育化的沼泽湿地(王保来和林凤桐, 1987; 李强等, 2010).

霍拉剖面( $53.0108^{\circ}\text{N}$ ,  $121.9634^{\circ}\text{E}$ , 海拔535m)位于霍拉盆地中心, 剖面厚210cm, 其岩芯描述如下: 0~70cm, 褐色泥炭层; 70~115cm, 黄色湖相黏土; 115~185cm, 黄绿色湖相黏土; 185~200cm, 青绿色湖相黏土; 200~210cm, 黄色湖相黏土. 霍拉剖面岩性主要为古湖-泥炭相, 属于较稳定的沉积环境记录.

#### 3.3 年代序列

为准确获取霍拉剖面的年代框架, 在实体显微镜下挑选沉积物中的炭屑样品作为测年材料. 共5个

表1 表土采样点位置及植被状况

样品号	纬度(N)	经度(E)	海拔(m)	植被类型及建群种
1	$52^{\circ}56'18.1''$	$122^{\circ}39'51.7''$	502	落叶松林( <i>Larix</i> ): 落叶松、樟子松、白桦、云杉、柾木( <i>Alnus</i> )、兴安柳( <i>Salix hsinganica</i> )、笃斯越桔( <i>Vaccinium uliginosum</i> )
2	$52^{\circ}47'16.3''$	$122^{\circ}37'32.8''$	503	白桦林: 白桦林、落叶松、柾木
3	$52^{\circ}59'8.07''$	$122^{\circ}15'23.89''$	477	兴安柳灌丛: 兴安柳、柾木、笃斯越桔
4	$53^{\circ}22'51.6''$	$123^{\circ}04'42.8''$	525	白桦落叶松混交林: 白桦、落叶松
5	$53^{\circ}19'44.7''$	$122^{\circ}19'19.4''$	515	落叶松林: 落叶松、白桦
6	$53^{\circ}18'19.5''$	$123^{\circ}36'09.4''$	147	柾木林: 柾木林、白桦、落叶松
7	$53^{\circ}08'37.5''$	$124^{\circ}18'59.9''$	291	樟子松林: 樟子松、红松( <i>Pinus koraiensis</i> )
8	$52^{\circ}42'21.1''$	$125^{\circ}01'22.0''$	389	湿地灌丛: 笃斯越桔、小叶樟( <i>Deyeuxia angustifolia</i> )
9	$52^{\circ}23'41.8''$	$125^{\circ}29'23.9''$	304	针阔叶混交林: 栎属( <i>Quercus</i> )、白桦、落叶松、柾木、笃斯越桔

炭屑样品用于AMS<sup>14</sup>C测年(表2), 深度分别为19、121、139、161和187cm. AMS<sup>14</sup>C年代测定在澳大利亚ANSTO加速器中心完成, 日历年代校正依据OxCal4.2.4和IntCal13软件, 年龄深度模式依据OxCal4.2.4生成(Ramsey和Lee, 2013; Reimer等, 2013)(图2). 霍拉剖面深度与年代呈现较好的正相关, 即随着深度增加年代变老. 但在139cm处测年结果相对于其上部121cm处年代偏轻10年左右, 出现轻微倒置现象, 其主要原因可能是139cm处的测年材料受到来自上部植物残体的干扰, 如植物根系、小树枝等.

霍拉剖面年代序列的建立主要依据19、121、161和187cm共4个层位的年龄数据完成, 139cm处年代暂不予考虑. 利用线性内插和外推方法, 获得霍拉剖面的年代序列. 剖面底部210cm年代为9100cal a BP, 顶部为现代沉积, 因此霍拉剖面是一套较为完整的涵盖全新世早期至现代的沉积记录.

### 3.4 孢粉提取和鉴定

霍拉剖面主要以4cm为间隔选取53个样品, 加上表土9个样品, 共分析孢粉样品62个. 采用常规酸碱处理和重液浮选法(Feagri和Iversen, 1989; 李小强和杜乃秋, 1999). 加入石松孢子药片计算花粉浓度(Peck, 1974). 其中, 5个样品花粉总数统计在300~400粒之间, 其余均在400粒以上. 共鉴定出60多个植物科属, 基于陆生植物花粉计算孢粉浓度和百分比.

## 4 结果

### 4.1 表土孢粉分析结果

表土样品共鉴定5277粒花粉, 分属42个科属, 针叶乔木花粉类型主要有松属(*Pinus*)、云杉属(*Picea*)、落叶松属(*Larix*)和柏科(*Cupressaceae*)等; 阔叶乔木花粉类型主要有栎属(*Quercus*)、桦属(*Betula*)、榛属

表2 霍拉剖面测年结果

样品	实验室编号	深度(cm)	样品类型	<sup>14</sup> C年龄(a BP)	δ <sup>13</sup> C (‰VPDB)	<sup>14</sup> C校正年龄(cal a BP)
GLS-10	OZQ790	19	炭屑	120±40	-29.0	9~151
GL-021	OZQ789	121	炭屑	3590±40	-25.0±0.1	3823~3988
GL-030	OZQ787	139	炭屑	3565±40	-26.0±0.2	3813~3975
GL-041	OZQ786	161	炭屑	5780±45	-25.0	6453~6675
GL-054	OZQ785	187	炭屑	7050±40	-25.1±0.3	7819~7958

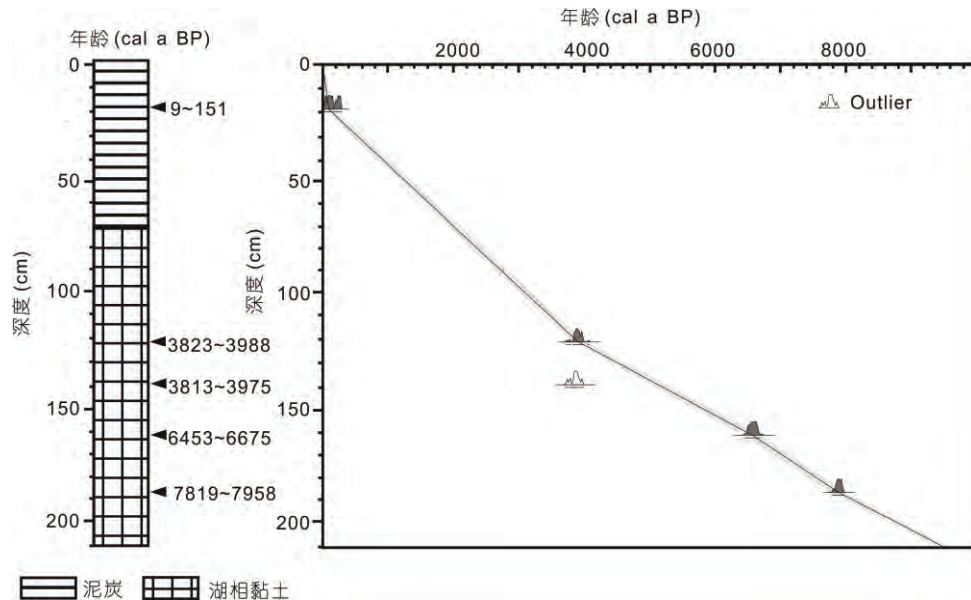


图2 霍拉剖面沉积物岩性、年代深度对应图

(*Populus*)、榆属(*Ulmus*)、桤木属(*Alnus*)等; 灌木和草本植物花粉类型主要有杜鹃花科(*Ericaceae*)、蒿属(*Corylus*)、鹅耳枥属(*Carpinus*)、柳属(*Salix*)、杨属(*Artemisia*)、藜科(*Chenopodiaceae*)、禾本科(*Poaceae*)、豆科(*Leguminosae*)、唐松草属(*Thalictrum*)、菊科(*Compositae*)、蔷薇科(*Rosaceae*)、地榆属(*Sanguisorba*)、百合科(*Liliaceae*)、车前属(*Plantago*)、伞形科(*Umbelliferae*)、泽泻科(*Alismataceae*)等. 依据不同植被类型中的花粉百分含量绘制表土花粉图谱(图3).

针阔混交林中表土以阔叶乔木桦属(52.30%)和桤木属(10.69%)花粉占主要比例, 而针叶乔木落叶松属(4.28%)和云杉属(3.95%)花粉含量较低; 栎属(1.64%)、杜鹃花科(4.11%)花粉在本植被类型中具有较高的含量. 落叶松林表土中, 落叶松属花粉占到1.94~7.32%, 明显低于其在植物群落中的比例, 而桦属(41.29~46.76%)、桤木属(40.65~31.45%)等阔叶乔木花粉类型所占比例较高.

白桦、落叶松林表土中桦属(39.45~45.14%)、桤木属(17.61~27.43%)占较高的比例, 同时落叶松属(7.55~14.68%)花粉含量出现最高值. 樟子松林表土中仍然以桦属花粉(45%)含量最高, 针叶树花粉(31.45%)含量出现峰值, 其中云杉属达到17.80%. 桤木林表土花粉中, 桤木属花粉含量占14.33%, 低于其在植被群落中的比例, 而桦属含量可达38.98%; 针叶树花粉云

杉属含量为7.86%, 草本含量(23.42%)相对较高.

柳灌丛表土中, 柳属花粉含量很低, 仅占1.40%, 而桦属花粉占49.50%, 桤木属占15.97%; 灌木与草本花粉含量较高(21.56%), 其中杜鹃花科占到8.58%. 湿地灌丛表土中, 灌木与草本花粉百分比含量达44.63%, 其中禾本科(23.66%)、蔷薇科(4.36%)、杜鹃花科(1.74%)含量较高; 阔叶乔木(52.01%)和针叶乔木花粉(3.36%)含量降低, 其中桦属38.93%、桤木属7.55%, 落叶松属为1.74%.

大兴安岭北部地区7个不同植被类型的表土花粉组合以桦属、桤木属、落叶松属、云杉属、栎属、柳属、杜鹃花科、禾本科、蔷薇科为主, 其中桦属、桤木属花粉在每个表土样品中都有出现, 并且含量较高. 乔木花粉在表土含量通常在60%以上, 仅在湿地灌丛中降到55%左右. 桦属含量在40%以上时, 才可能指示周边有桦木林存在; 桤木灌丛分布区其花粉含量通常大于10%. 落叶松属花粉在表土中的含量明显低于其植物的比例, 如在落叶松林中其花粉含量仅占到14.68%, 在古植被重建中应予以重视. 研究区东部小兴安岭至三江平原西北部地区的表土花粉分析结果同样显示桦属具有超代表性, 落叶松属为低代表性(余少华等, 2012). 柳属灌丛表土中含有相对较高的柳属(1.4%)和杜鹃花科(8.58%)花粉含量, 可以与其他植被类型相区分. 具有较高比例的禾本科花粉(23.66%), 是该区域湿地灌丛的主要特征.

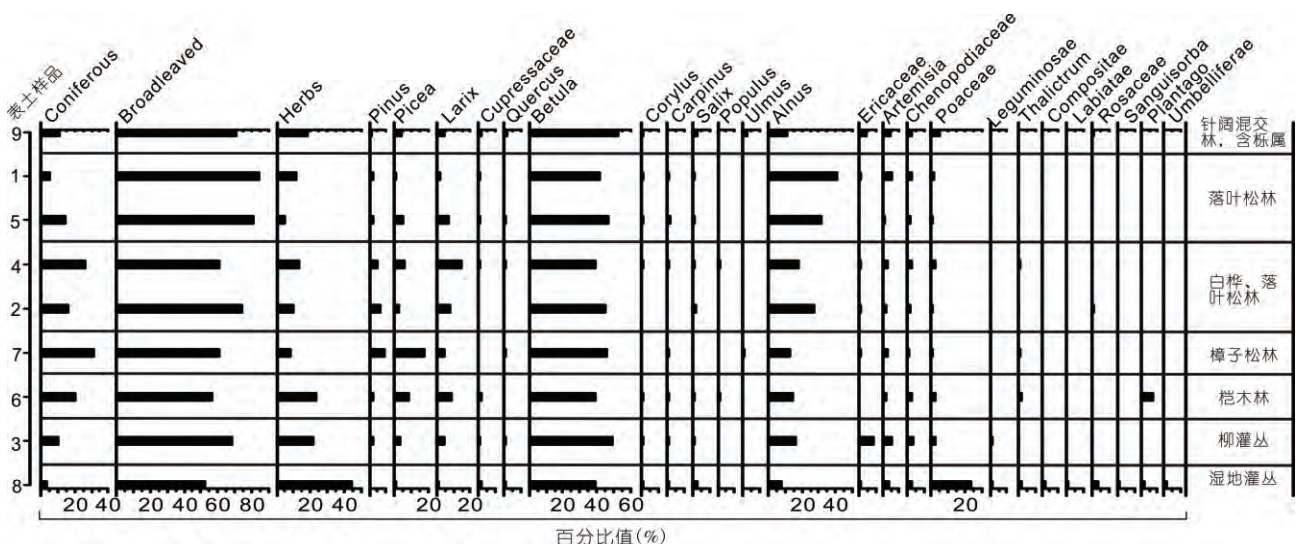


图3 大兴安岭北部地区7个不同植被类型表土花粉

### 4.2 剖面孢粉分析结果

霍拉剖面孢粉分属58个科属(表3), 以阔叶乔木花粉为主, 最高百分含量达87.3%, 其中, 桦属花粉最为突出, 含量在35.4~78.3%之间波动. 花粉总浓度为 $3.9 \times 10^4 \sim 4.6 \times 10^6$ 粒/g.

根据霍拉剖面花粉的百分含量, 以年代序列为基础将花粉变化划分为以下6个阶段(图4).

阶段1(210~190cm, 9100~8000cal a BP): 以桦、落叶松、柏、鹅耳枥、榛和桤木等乔木植物为主, 含量在56.27~75.99%; 其中, 阔叶乔木尤其是桦属花粉(35.18~53.33%)占优势. 针叶乔木含量较低(3.83~10.74%), 主要是落叶松(0.67~4.26%)和柏科(1.67~5.56%)花粉. 灌木和草本植物花粉含量在24.01~43.73%之间; 其中, 禾本科花粉(10.12~27.57%)占有优势, 蒿属(4.63~10.12%)和杜鹃花科(1.34~3.67%)花粉含量也较高. 花粉总浓度( $3.3 \times 10^5 \sim 3.5 \times 10^6$ 粒/g)较高, 但存在波动. 指示针阔叶混交林植被景观.

阶段2(190~153cm, 8000~6000cal a BP): 以桦、落叶松、柏、云杉、松、鹅耳枥、榛和桤木等乔木植物为主, 含量在73.74~78.74%. 针叶乔木含量增加, 云杉属(1.02~10.89%)和松属(0.34~5.19%)花粉含量增加, 在约7300cal a BP出现峰值. 灌木和草本植物花粉含量在21.26~26.26%之间, 较阶段1明显下降; 禾本科花粉(9.69~14.48%)下降明显. 花粉总浓度( $2.4 \times 10^5 \sim 3.5 \times 10^6$ 粒/g)较高. 指示喜湿针叶树增加的针阔叶混交林植被景观.

阶段3(153~137cm, 6000~5000cal a BP): 阔叶乔木花粉含量较高, 达60.49~73.50%, 主要是桦属(50.88~58.88%)增加, 榛属(1.76~5.57%)、鹅耳枥属(2.08~3.72%)明显减少, 针叶乔木花粉含量在5.01~10.57%之间, 显著降低; 草本含量稍有增加(19.94~34.51%), 蒿属花粉(6.25~9.88%)和杜鹃花科(2.35~16.24%)明显增加, 但禾本科含量(10.86~3.37%)显著减少. 花粉总浓度增加, 达 $1.9 \times 10^6 \sim 4.1 \times 10^6$ 粒/g. 该阶段指示了以落叶松属和桦属为主

表3 霍拉剖面主要孢粉类型

植被类型	主要科属
针叶乔木	松属、云杉属、冷杉属、落叶松属、柏科
阔叶乔木	栎属、桦属、榛属、鹅耳枥属、柳属、杨属、榆属、桤木属
灌木和草本	杜鹃花科、蒿属、藜科、禾本科、豆科、唐松草属、石竹科(Caryophyllaceae)、菊科、蔷薇科、地榆属、百合科、茜草科(Rubiaceae)、车前属、伞形科、十字花科(Cruciferae)、莎草科(Cyperaceae)等
蕨类	水龙骨科(Polypodiaceae)、蹄盖蕨科(Athyriaceae)、木贼科(Equisetaceae)、铁线蕨属( <i>Adiantum</i> )、膜蕨科(Hymenophyllaceae)、卷柏属( <i>Selaginella</i> )等

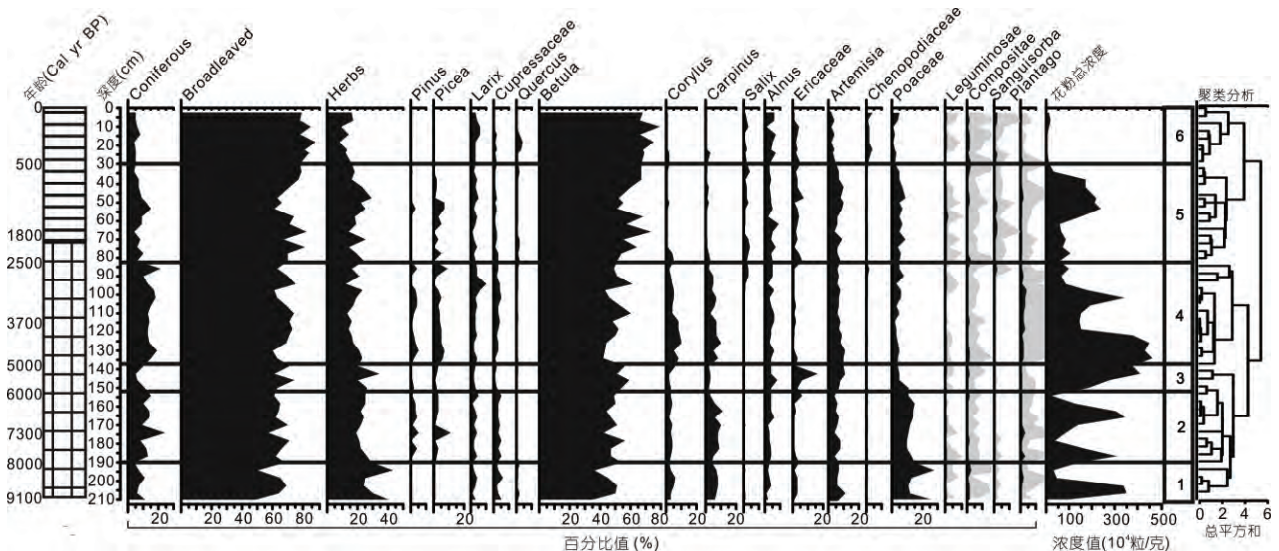


图4 霍拉剖面主要花粉百分比和浓度图谱

灰色代表百分含量较少的花粉类型放大10倍后的变化

的针阔叶混交林, 林下发育杜鹃花科、蒿属灌丛。

阶段4(137~83cm, 5000~2500cal a BP): 以桦属、榛属、鹅耳枥属和柁木属为主的阔叶乔木花粉占据绝对优势, 含量达59.70~73.50%, 其中, 榛属(1.94~10.03%)和鹅耳枥属(2.07~10.69%)增加明显; 针叶乔木花粉(云杉、落叶松和松)显著增加, 含量在6.07~20.90%之间。草本含量明显降低(12.48~24.43%), 主要是杜鹃花科(0.53~2.93%)和禾本科(1.98~7.89%)减少明显, 蒿属花粉占据优势(4.50~10.37%)。花粉总浓度为最高值区, 达 $5.8 \times 10^5 \sim 4.6 \times 10^6$ 粒/g。该阶段显示了以榛属、鹅耳枥属等小型阔叶乔木为主的针阔叶混交林植被。

阶段5(83~30cm, 2500~500cal a BP): 桦属花粉增加明显, 含量达50.46~67.01%。榛属(0.30~3.68%)和鹅耳枥属(0.53~2.87%)花粉则显著降低, 针叶乔木花粉(3.51~14.61%)明显降低。杜鹃花科(1.43~7.61%)、禾本科(1.91~8.87%)和地榆属(0.18~1.58%)花粉有所增加。花粉总浓度( $9.5 \times 10^4 \sim 2.4 \times 10^6$ 粒/g)降低。指示以桦木林为主, 林下发育杜鹃花科、蒿属、地榆属灌草丛, 仍有针阔叶混交林。

阶段6(30cm以上, 500cal a BP以来): 阔叶乔木花粉(77.13~87.25%), 主要是桦属花粉(65.47~78.34%)达到最高峰值, 出现一定量的柁属(3.80%), 榛属(0.25~1.88%)和鹅耳枥属(0~3.52%)降至最低值。针叶乔木花粉(4.25~8.3%)明显减少, 松属和云杉属含量极低(0.45%以下), 落叶松属花粉(2.91~6.05%)有所增加。灌木和草本花粉含量(8.50~17.48%)下降明显, 但耐旱的藜科(1.29~3.88%)和菊科(0.47~1.80%)有所增高。孢粉总浓度( $3.9 \times 10^4 \sim 1.8 \times 10^5$ 粒/g)显著降低。指示桦木林占绝对优势, 也有落叶松针叶林和少量柁林分布, 林相开阔, 出现杜鹃花科、藜科和菊科灌丛。

霍拉盆地9100cal a BP以来植被主要经历以下7个阶段: (1) 9100~8000cal a BP, 暖温型针阔叶混交林, 主要以鹅耳枥属、榛属和禾本科为指示花粉; (2) 8000~6000cal a BP, 暖温型针阔叶混交林, 主要以鹅耳枥属、榛属、松属、云杉属为指示花粉; (3) 6000~5000cal a BP, 发育桦属和落叶松属占优势的针阔叶混交林, 以桦属、落叶松属、杜鹃花科为主要指示花粉; (4) 5000~2500cal a BP, 暖温型针阔叶混交林, 以鹅耳枥属、榛属、松属、云杉属和蒿属作为主要指示花粉; (5) 2500~500cal a BP, 发育寒温型针阔

叶混交林, 以桦属、落叶松属、地榆属和杜鹃花科为主要指示花粉并且花粉总浓度下降; (6) 500cal a BP以来, 发育寒温型针阔叶混交林, 以桦属、落叶松属、柁属、藜科和菊科为主要指示花粉并且花粉总浓度下降。其中, 出现6次植被的快速变化: (1) 约8000cal a BP, 松属、云杉属增加, 禾本科减少; (2) 约7300cal a BP, 针叶树出现峰值; (3) 6000~5000cal a BP, 杜鹃花科含量出现峰值; (4) 2500cal a BP, 榛属和鹅耳枥属等暖性阔叶树几乎消失; (5) 1600cal a BP, 针叶树增加, 灌草丛扩张; (6) 500cal a BP, 桦属增加, 植被盖度下降。

## 5 讨论

石笋、冰芯、海洋和湖泊等高分辨记录显示, 全新世气候经历了早期升温变暖、中期温暖湿润、后期降温变凉三个主要阶段 (Yuan等, 2004; Wang等, 2005; Tan等, 2006)。Marcott等(2013)的研究揭示10000~5000cal a BP期间的温度比其后高约0.7℃。全新世中期存在一个显著的大暖期, 6000cal a BP左右的鼎盛阶段与全球平均温度增加1~2℃的场景相似(施雅风等, 1992; IPCC, 2013)。森林植被的分布与种群密度强烈地受到气候环境变化的影响(Huntley和Birks, 1983; Bartlein等, 1986; 方精云, 2000), 由于对全球气候变化响应存在区域不一致性, 因此, 中国北部季风边缘带的植被如何响应全新世气候环境变化, 一直未有良好的记录予以检验。

气候变化对陆地生态系统产生重要影响, 陆地植被作为生态系统中重要一环, 全新世区域性植物类型变化和空间格局的迁移等是对气候环境变化的响应。漠河霍拉剖面植被演替历史表明, 至少9100cal a BP左右, 该地已经发育有落叶松、云杉以及榛属和鹅耳枥属等暖温性阔叶乔木, 形成针阔叶混交林植被(图4)。霍拉剖面花粉谱中落叶松属9100cal a BP以来一直保持较高比例(0.67~9.63%), 考虑该属花粉的低代表性特征, 几乎可以肯定地认为落叶松群落稳定地存在于北大兴安岭地区。因此, 9100cal a BP温度升高有利于鹅耳枥属和榛属等喜暖阔叶树向这一地区扩张, 形成寒温-暖温混合型植被景观。8000cal a BP之后, 松属、云杉属和鹅耳枥属增加, 杜鹃花科等耐寒灌木减少(图4)。

现代东北地区的榛属主要分布于东部和南部的张广才岭和长白山地区, 鹅耳枥林则主要分布在辽宁南部地区, 这些区域年均降水量在500~1000mm(周以良, 1997). 早全新世温度升高会造成蒸发量增加(任国玉, 1999; 李小强等, 2005), 要维持针阔叶混交林为主的植被状况, 降水必然高于现代的403.4mm. 依据现代相似植被分布区域的气候指标, 全新世初期漠河地区的降水可能达到500~600mm左右(中国科学院中国植被图编辑委员会, 2007). 约8000cal a BP, 松和云杉林在霍拉盆地的出现, 则可能是由于降水进一步增加, 温湿的气候导致云杉和松林向西北扩张.

中国东北及临近地区也存在类似的气候环境变化过程. 东北二龙湾玛珥湖花粉记录显示8900~4600 cal a BP发育落叶阔叶林, 指示温暖湿润的气候(刘玉英等, 2008). 大兴安岭中段阿尔山月亮湖孢粉记录显示, 9000~2900cal a BP期间植被为森林草原, 气候较现今温暖湿润(伍婧和刘强, 2012). 11000~8000cal a BP, 呼伦湖地区的温度达到全新世以来最高值(Wen等, 2010a). 日本北海道岛花粉记录显示9000~8000 cal a BP期间栎属等暖性阔叶树迅速增加(Igarashi, 2013); 日本千岛群岛气候变化趋势相似(Razjigaeva等, 2013).

从漠河地区植被演替的总趋势来看, 植被经历了由全新世早中期的暖温型-寒温型混合植被向后期寒温型植被类型的转换; 其中, 两次显著的降温事件对植被的转型有着深刻的影响(图5). 约6000~5000 cal a BP的降温事件可能具有全球性特征, 如北大西洋记录的一次显著浮冰事件(Bond等, 1997), 董哥洞石笋氧同位素显示东亚夏季风减弱(Dykoski等, 2005), 这一降温事件在亚洲中部的贝加尔湖Buguldeika岩芯(Tarasov等, 2007), 中国东北地区的境泊湖(Li等, 2011), 大兴安岭中段月亮湖(伍婧和刘强, 2012)以及日本的北海道岛(Igarashi和Zharov, 2011)的花粉记录中有体现. 其主要驱动可能是太阳活动强度减弱所致(Reimer等, 2004). 漠河地区的植被表现为喜暖树种减少, 耐寒的杜鹃花科出现峰值, 林下草地由禾本科向蒿属植物转变. 可见这一冷事件对东北地区存在普遍而深刻的影响.

5000~4000cal a BP, 全球气温回返(施雅风等, 1992), 较现代温度稍高, 霍拉盆地花粉记录显示植

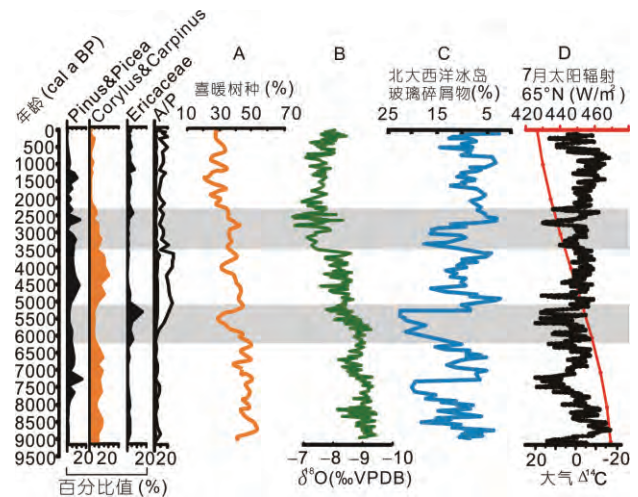


图5 霍拉剖面主要植被类型花粉百分比等指标与其他指标比较

从左向右: 松属与云杉属花粉含量之和, 榛属与鹅耳枥属花粉含量之和, 杜鹃花科花粉, A/P代表蒿属与禾本科花粉比值及其放大5倍曲线. A, 境泊湖喜暖树种变化曲线(5点滑动平均)(Li等, 2011); B, 董哥洞D4(Dykoski等, 2005); C, 北大西洋MC52-VM29-191钻孔冰伐记录(Bond等, 1997); D, 北半球7月65°N太阳辐射(Berger和Loutre, 1991), 大气 $\Delta^{14}\text{C}$ 残差记录2000年滑动平均(Reimer等, 2004). 灰色区域指示两次显著的冷事件

被类型不同程度恢复到较温暖湿润状态. 随着5000 cal a BP以来高纬太阳辐射量的减少(Berger和Loutre, 1991), 已经无法达到全新世早-中期的水平, 此时东亚夏季风减弱(Dykoski等, 2005; Wang等, 2005), 降水减少, 使耐旱的蒿属代替禾本科成为霍拉盆地林下稳定的草本成分, 气候向温干的方向发展.

约3500~2500cal a BP漠河地区出现暖温型植被逐渐缩减, 整体向寒温型植被过渡, 在2500cal a BP左右彻底完成了这一转变: 榛属和鹅耳枥属等暖性阔叶树几乎消失, 桦和落叶松等寒温型林木占主要地位; 柳属、杜鹃花科、地榆属、藜科等增加, 植被灌丛化特征比较明显. 约2500cal a BP的降温事件也出现在大兴安岭西部呼伦湖(Wen等, 2010b), 中段月亮湖(伍婧和刘强, 2012), 南部达里湖(Xiao等, 2008), 长白山孤山屯泥炭(刘金陵, 1989), 东北东部的境泊湖(Li等, 2011)以及日本北海道岛(Igarashi和Zharov, 2011; Razjigaeva等, 2013)等不同指标的记录中, 显示植被对北半球夏季太阳辐射减弱导致的全球变冷的响应(Berger和Loutre, 1991; Dykoski等, 2005). 约500cal a BP之后, 云杉林进一步衰退, 形成了现今的植被格局.



全新世温暖期作为未来全球潜在增温效应的历史相似型(Kutzbach等, 1996; Berthel等, 2012; Liu等, 2013)对研究区植被和生态系统的影响是值得关注的重大问题。漠河地区全新世温暖期发生在约9100~6000cal a BP之间, 年均温和年降水量的增长可以满足暖温带针叶和阔叶林生长的温度条件, 成为全新世植被演替过程中发育最好的一个阶段, 也揭示了增温可能导致我国东北的季风边缘区降水的增加, 有利于暖温带森林植被的发育并提高植物载荷。

## 6 结论

大兴安岭北部地区的表土花粉组合与植被类型有较好的对应关系。桦属和桤木属花粉具有超代表性, 40%以上的桦属可能代表有桦木林存在, 10%以上的桤木花粉可能显示有桤木林存在。落叶松花粉低代表性特征非常明显, 落叶松林中花粉含量仅为14.68%。

中国东北地区北缘的全新世温暖期(9100~6000 cal a BP)发育了鹅耳枥属和榛属为主的暖温带针阔叶混交林, 揭示温度增加有利于暖温带森林植被发育。6000~5000和3500~2500cal a BP的两次降温事件导致鹅耳枥、榛、松以及和云杉林等喜暖湿植被减少, 耐寒的落叶松和桦林扩张。2500cal a BP以后, 形成以落叶松和桦为主的寒温带针阔叶混交林植被景观。

**致谢** 审稿专家提出宝贵意见, 中国科学院地球环境研究所刘汉斌和高强参与了野外采样工作, 中国科学院古脊椎动物与古人类研究所林琳参与样品分析工作, 在此一并致谢。

## 参考文献

陈育峰. 1997. 自然植被对气候变化响应的研究: 综述. 地理科学进展, 16: 70-77  
丁仲礼, 段晓男, 葛全胜, 张志强. 2009. 国际温室气体减排方案评估及中国长期排放权讨论. 中国科学D辑: 地球科学, 39: 1659-1671  
方精云. 2000. 全球变化: 气候变化和生态响应. 北京: 高等教育出版社, 施普林格出版社. 218  
冯君实. 1979. 鄂伦春族探源. 东北师大学报: 哲学社会科学版, 2: 77-85

郭东信, 黄以职, 王家澄, 王保来, 曾仲巩, 贺益贤, 杨殿文, 刘日升. 1989. 大兴安岭北部霍拉河盆地地质构造在冻土形成中的作用. 冰川冻土, 11: 215-222  
郭东信, 王绍令, 鲁国威, 戴竞波, 李恩英. 1981. 东北大小兴安岭多年冻土分区. 冰川冻土, 3: 1-9  
国志兴, 张晓宁, 王宗明, 方伟华. 2010. 东北地区植物候对气候变化的响应. 生态学杂志, 29: 578-585  
洪冰, 刘丛强, 林庆华, Yasuyuki S, 冷雪天, 王羽, 朱永煊, 洪业汤. 2009. 哈尼泥炭 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的去14000年温度演变. 中国科学D辑: 地球科学, 39: 626-637  
蓝勇. 2002. 中国历史地理学. 高等教育出版社. 155-156  
李峰, 周广胜, 曹铭昌. 2006. 兴安落叶松地理分布对气候变化响应的模拟. 应用生态学报, 17: 2255-2260  
李强, 王伟文, 陈文雅. 2010. 黑龙江省漠河县霍拉河煤田月牙湖地段地下冰体特征及成因探讨. 吉林地质, 29: 120-126  
李小强, 杜乃秋. 1999. 第四纪花粉的无酸碱分析法. 植物学报, 41: 782-784  
李小强, 赵宏丽, 闫敏华, 王升忠. 2005. 东北三江平原全新世火演化及其与植被和气候的关系. 地理科学, 25: 177-182  
刘金陵. 1989. 长白山区孤山屯沼泽地13000年以来的植被和气候变化. 古生物学报, 28: 495-511  
刘强, 李倩, 旺罗, 储国强. 2010. 21 ka BP以来大兴安岭中段月亮湖沉积物全岩有机碳同位素组成变化及其古气候意义. 第四纪研究, 30: 1069-1077  
刘玉英, 张淑芹, 刘嘉麒, 游海涛, 汉景泰. 2008. 东北二龙湾玛珥湖晚更新世晚期植被与环境变化的孢粉记录. 微体古生物学报, 25: 274-280  
任国玉. 1999. 中国东北全新世干湿状况的演变. 地质论评, 45: 255-264  
施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 唐领余, 王富葆, 姚檀栋, 赵希涛, 张丕远, 施少华. 1992. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件. 中国科学B辑, 22: 1300-1308  
王保来, 林凤桐. 1987. 大兴安岭北部多年冻土环境中的地下水: 以霍拉河盆地为例. 水文地质工程地质, 5: 5-9  
王保来, 周幼吾, 郭东信. 1988. 大兴安岭北部霍拉河盆地多年冻土与地下水的相互作用. 冰川冻土, 10: 143-150  
王丽丽, 邵雪梅, 黄磊, 梁尔源. 2005. 黑龙江漠河兴安落叶松与樟子松树轮生长特性及其对气候的响应. 植物生态学报, 29: 380-385  
吴征镒. 1979. 论中国植物区系的分区问题. 云南植物研究, 1: 1-20  
伍婧, 刘强. 2012. 晚冰期以来月亮湖孢粉记录反映的古植被与古气候演化. 地球科学——中国地质大学学报, 37: 947-954  
夏玉梅. 1996. 大小兴安岭高位泥炭孢粉记录及泥炭发育和演替过程研究. 地理科学, 16: 337-344  
余少华, 郑卓, 黄康有, Skrypnikova M I. 2012. 中俄黑龙江-阿穆尔跨境地区寒温带表土孢粉研究. 古生物学报, 51: 370-384  
张淑芹, 邓伟, 闫敏华, 李小强, 王升忠. 2004. 中国兴凯湖北岸平原晚全新世花粉记录及泥炭沼泽形成. 湿地科学, 2: 110-115

- 郑卓, 黄康有, 许清海, 吕厚远, Rachid C, 罗运利, Celia B, 罗传秀, 郑艳伟, 李春海, 魏金辉, 杜春彬. 2008. 中国表土花粉与建群植物地理分布的气候指示性对比. 中国科学D辑: 地球科学, 38: 701–714
- 中国科学院中国植被图编辑委员会. 2007. 中华人民共和国植被图1:1000000. 北京: 地质出版社. 263
- 周以良. 1997. 中国东北植被地理. 北京: 科学出版社. 30–38
- 朱士光. 1992. 历史时期我国东北地区的植被变迁. 中国历史地理论丛, 4: 105–119
- An Z S, Porter S C, Kutzbach J E, Wu X H, Wang S M, Liu X D, Li X Q, Zhou W J. 2000. Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon. *Quat Sci Rev*, 19: 743–762
- Bartlein P J, Prentice I C, Webb T. 1986. Climatic response surfaces from pollen data for some eastern North American taxa. *J Biogeogr*, 13: 35–57
- Berger A, Loutre M F. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat Sci Rev*, 10: 297–317
- Berthel N, Schwörer C, Tinner W. 2012. Impact of Holocene climate changes on alpine and treeline vegetation at Sanetsch Pass, Bernese Alps, Switzerland. *Rev Palaeobot Palynol*, 174: 91–100
- Bond G, Showers W, Cheseby M, Lotti R, Almasi P, deMenocal P, Priore P, Cullen H, Hajdas I, Bonani G. 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278: 1257–1266
- Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, Yuan D, Cai Y, Zhang M, An Z, Revenaugh J. 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth Planet Sci Lett*, 233: 71–86
- Feagri K, Iversen J. 1989. *Textbook of Pollen Analysis*. 3rd ed. Oxford: Blackwell. 295
- Gao C Y, Bao K S, Lin Q X, Zhao H Y, Zhang Z Q, Xing W, Lu X G, Wang G P. 2014. Characterizing trace and major elemental distribution in late Holocene in Sanjiang Plain, Northeast China: Paleoenvironmental implications. *Quat Int*, 349: 376–383
- 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 14000 years. *Quat Sci Rev*, 28: 840–849
- Huntley B, Birks H J B. 1983. *An atlas of past and present pollen maps for Europe: 0–13000 BP*. Cambridge: Cambridge University Press
- Igarashi Y. 2013. Holocene vegetation and climate on Hokkaido Island, northern Japan. *Quat Int*, 290: 139–150
- Igarashi Y, Zharov A E. 2011. Climate and vegetation change during the late Pleistocene and early Holocene in Sakhalin and Hokkaido, northeast Asia. *Quat Int*, 237: 24–31
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2013. *Climate Change 2013: The Physical Sciences Basis*. New York: Cambridge University Press. 5–32, 7–142
- Jiang W Y, Leroy S A G, Ogle N, Chu G Q, Wang L, Liu J Q. 2008. Natural and anthropogenic forest fires recorded in the Holocene pollen record from a Jinchuan peat bog, northeastern China. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 261: 47–57
- Kröpelin S, Verschuren D, Lézine A-M, Eggermont H, Cocquyt C, Francus P, Cazet J P, Fagot M, Rumes B, Russell J M, Darius F, Conley D J, Schuster M, Suchodoletz H V, Engstrom D R. 2008. Climate-driven ecosystem succession in the Sahara: The past 6000 years. *Science*, 320: 765–768
- Kutzbach J, Bonan G, Foley J, Harrison S P. 1996. Vegetation and soil feedbacks on the response of the African monsoon to orbital forcing in the early to middle Holocene. *Nature*, 384: 623–626
- Li C H, Wu Y H, Hou X H. 2011. Holocene vegetation and climate in Northeast China revealed from Jingbo Lake sediment. *Quat Int*, 229: 67–73
- Liu H Y, Williams A P, Allen C D, Guo D L, Wu X C, Anenkhonov O A, Liang E, Sandanov D V, Yin Y, Qi Z H, Badmaeva N K. 2013. Rapid warming accelerates tree growth decline in semi-arid forests of Inner Asia. *Glob Change Biol*, 19: 2500–2510
- Mao X M, Cheng S G, Hong Y T, Zhu Y X, Wang F L. 2009. The influence of volcanism on paleoclimate in the northeast of China: Insights from Jinchuan peat, Jilin Province, China. *Chin J Geochem*, 28: 212–219
- Marcott S A, Shakun J D, Clark P U, Mix A C. 2013. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11300 years. *Science*, 339: 1198–1201
- Peck R M. 1974. A comparison of four absolute pollen preparation techniques. *New Phytol*, 73: 567–587
- Ramsey C B, Lee S. 2013. Recent and planned developments of the program OxCal. *Radiocarbon*, 55: 720–730
- Razjigaeva N G, Ganzey L A, Grebennikova T A, Belyanina N I, Mokhova L M, Arslanov K A, Chernov S B. 2013. Holocene climatic changes and vegetation development in the Kuril Islands. *Quat Int*, 290: 126–138
- Reimer P J, Baillie M G L, Bard E, Bayliss A, Beck J W, Bertrand C J H, Blackwell P G, Buck C E, Burr G S, Cutler K B, Damon P E, Edwards R L, Fairbanks R G, Friedrich M, Guilderson T P, Hogg A G, Hughen K A, Kromer B, McCormac G, Manning S, Ramsey C B, Reimer R W, Remmele S, Southon J R, Stuiver M, Talamo S, Taylor F W, Van D P J, Weyhenmeyer C E. 2004. Residual  $\Delta^{14}\text{C}$  around 2000 year moving average of IntCal04. *Radiocarbon*, 46: 1029–1058
- Reimer P J, Bard E, Bayliss A, Beck J W, Blackwell P G, Ramsey C B, Buck C E, Cheng H, Edwards R L, Friedrich M, Grootes P M, Guilderson T P, Haflidason H, Hajdas I, Hatté C, Heaton T J, Hoffmann D L, Hogg A G, Hughen K A, Kaiser K F, Kromer B, Manning S W, Niu M, Reimer R W, Richards D A, Scott E M, Southon J R, Staff R A, Turney C S M, Plicht J V D. 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves

- 0–50000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55: 1869–1887
- Ren G Y. 2000. Decline of the mid-to late Holocene forests in China: Climatic change or human impact? *J Quat Sci*, 15: 273–281
- Ren G Y. 2007. Changes in forest cover in China during the Holocene. *Veg Hist Archaeobot*, 16: 119–126
- Stebich M, Mingram J, Han J T, Liu J Q. 2009. Late Pleistocene spread of (cool-)temperate forests in Northeast China and climate changes synchronous with the North Atlantic region. *Glob Planet Change*, 65: 56–70
- Tan M, Baker A, Genty D, Smith C, Esper J, Cai B. 2006. Applications of stalagmite laminae to paleoclimate reconstructions: Comparison with dendrochronology/climatology. *Quat Sci Rev*, 25: 2103–2117
- Tarasov P, Bezrukova E, Karabanov E, Nakagawa T, Wagner M, Kulagina N, Letunova P, Abzaeva A, Granoszewski W, Riedel F. 2007. Vegetation and climate dynamics during the Holocene and Eemian interglacials derived from Lake Baikal pollen records. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 252: 440–457
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, He Y Q, Kong X G, An Z S, Wu J Y, Kelly M J, Dykoski C A, Li X D. 2005. The Holocene Asian Monsoon: Links to solar changes and North Atlantic Climate. *Science*, 308: 854–857
- Wen R L, Xiao J L, Chang Z G, Zhai D Y, Xu Q H, Li Y C, Itoh S. 2010a. Holocene precipitation and temperature variations in the East Asian monsoonal margin from pollen data from Hulun Lake in northeastern Inner Mongolia, China. *Boreas*, 39: 262–272
- Wen R L, Xiao J L, Chang Z G, Zhai D Y, Xu Q H, Li Y C, Itoh S, Lomtatidze Z. 2010b. Holocene climate changes in the mid-high-latitude-monsoon margin reflected by the pollen record from Hulun Lake, northeastern Inner Mongolia. *Quat Res*, 73: 293–303
- Wu X C, Liu H Y, Guo D L, Anenkhonov O A, Badmaeva N K, Sandanov D V. 2012. Growth decline linked to warming-induced water limitation in hemi-boreal forests. *PLoS One*, 7: e42619
- Xiao J L, Si B, Zhai D Y, Itoh S, Lomtatidze Z. 2008. Hydrology of Dali lake in central-eastern Inner Mongolia and Holocene East Asian monsoon variability. *J Paleolimnol*, 40: 519–528
- Xu D K, Lu H Y, Chu G Q, Wu N Q, Shen C M, Wang C, Mao L M. 2014. 500-year climate cycles stacking of recent centennial warming documented in an East Asian pollen record. *Sci Rep*, 4: 3611
- Xu Q H, Tian F, Bunting M J, Li Y C, Ding W, Cao X Y, He Z G. 2012. Pollen source areas of lakes with inflowing rivers: Modern pollen influx data from Lake Baiyangdian, China. *Quat Sci Rev*, 37: 81–91
- Yuan D X, Cheng H, Edwards R L, Dykoski C A, Kelly M J, Zhang M L, Qing J M, Lin Y S, Wang Y J, Wu J Y, Dorale J A, An Z S, Cai Y J. 2004. Timing, duration, and transitions of the last interglacial Asian monsoon. *Science*, 304: 575–578
- Zhao Y, Herzschuh U. 2009. Modern pollen representation of source vegetation in the Qaidam Basin and surrounding mountains, north-eastern Tibetan Plateau. *Veg Hist Archaeobot*, 18: 245–260
- Zhu J Y, Mingram J, Brauer A. 2013. Early Holocene aeolian dust accumulation in northeast China recorded in varved sediments from Lake Sihailongwan. *Quat Int*, 290-291: 299–312