

· 专题论坛 ·

## 北京地区全新世植被和气候变化研究进展

谢滢<sup>1,5†</sup>, 白加德<sup>2†</sup>, 徐景先<sup>3†</sup>, 郝慧<sup>4†</sup>, 李金锋<sup>1†</sup>, 姚轶锋<sup>1†</sup>, 张林源<sup>2</sup>  
李承森<sup>1</sup>, 杨健<sup>1\*</sup>, 王宇飞<sup>1,5\*</sup>

<sup>1</sup>中国科学院植物研究所系统与进化植物学国家重点实验室, 北京 100093; <sup>2</sup>北京麋鹿生态实验中心, 北京 100076

<sup>3</sup>北京自然博物馆, 北京 100050; <sup>4</sup>北京工业大学, 北京 100124; <sup>5</sup>中国科学院大学, 北京 100049

**摘要** 该文综述了北京地区全新世以来植被演替和气候变化的相关研究资料, 这些资料反映了当前阶段对该地区该时段植被与气候环境格局特征的认识。北京地区全新世早期(约12 000–8 000 cal a B. P.)植被为森林草地和/或针叶树占主导的针阔混交林, 森林中阔叶树类群逐渐增多, 指示了气候由寒冷干燥转为温暖湿润; 全新世中期(约8 000–2 000 cal a B. P.前后)植被为暖温带针阔混交林, 指示暖湿气候; 全新世晚期(约2 000 cal a B. P.以来)转为森林草地和/或针叶树占主导的针阔混交林, 气候转向凉干。植被演替反映的湿润度变化与季风区其它地区变化趋势一致。值得注意的是, 前人研究揭示北京地区山区与平原中植被类型和类群组成已经出现空间分异。今后如能深入开展定量古气候重建研究, 有可能精确描述其气候变化的过程, 增进中国不同地理单元同时期气候变化的对比。

**关键词** 中国, 华北地区, 北京, 全新世, 植被, 气候

谢滢, 白加德, 徐景先, 郝慧, 李金锋, 姚轶锋, 张林源, 李承森, 杨健, 王宇飞 (2016). 北京地区全新世植被和气候变化研究进展. 植物学报 51, 872–881.

北京地区位于北温带华北平原的西北端, 西面有西山, 北临燕山, 地貌从西北向东南倾斜, 大致可分为西北山区和东南平原区。北京西北山区的基质主要是灰岩, 其次是火山岩、砂页岩和花岗岩, 发育的土壤有棕壤和古红壤; 东南平原河流众多, 并有一定面积的沼泽(单青生等, 1994)。

北京地区为典型的大陆性气候, 夏季炎热多雨, 冬季寒冷干燥。该地区年均温11.5°C, 最冷月1月均温-4.6°C, 最热月7月均温25.8°C; 年降水量644.2 mm, 降水最少月12月降水量2.6 mm, 降水最大月8月降水量212.3 mm (北京气象中心资料室, 1983; 张佳华等, 1999)。北京地区有山区和平原区, 地形变化大, 加上土壤以及气候因素的差异, 使得北京山区和平原区生长的植被不同。另外, 人类活动的加剧, 尤其是近代农业和工业的发展, 如开荒造田及占田建房等, 对北京原始植被造成了严重的破坏。目前, 北京地区的山区植被为栎占优势的暖温带落叶阔叶林, 夹

杂着以油松为主的针叶树, 平原区主要为农田、城市园林以及人工林等(中国科学院植物研究所, 1990; 张佳华等, 1999)。

众所周知, 北京地区素以宜于人居的北温带地理、气候特征和拥有悠久灿烂的东方文化历史著称于世, 早在更新世晚期就有了明确无误的古人类存在(如周口店北京人遗址)。在中华文明历史上, 北京还曾作为六朝古都, 拥有厚重的历史和文化遗产。时至今日, 更是当代中国的政治和文化中心, 全球关注的热点地区。由于植被和气候的发展与变化直接关系到人类的生存环境与文明发展, 科学界对北京地区不同地质历史时期的植被演替和气候变化给予了极大关注。前人的研究分别涉及百万年(孔昭宸等, 1981; 刘清泗和程志刚, 1985; 李长安, 1993; 姚轶锋等, 2007; 赵淑君等, 2008)、万年(陈焕伟, 2000)及千年(严富华等, 1981; 孔昭宸等, 1982)等不同时间尺度。本文侧重介绍北京地区全新世以来的植被和气候

收稿日期: 2015-12-04; 接受日期: 2016-06-30

基金项目: 北京市科学技术研究院市级财政项目(No.PXM2014178218000005)和国家重大科学研究计划(No.2014CB954201)

† 共同第一作者

\* 通讯作者。E-mail: yangjian@ibcas.ac.cn; wangyf@ibcas.ac.cn

变化研究的历史与现状,并展望未来的研究前景。

## 1 前人对北京地区全新世以来植被与气候的认识

北京地区的全新统地层剖面主要出露分布在更新统上阶地层遭受侵蚀后形成的河流附近以及冲积平原。在西北山区,主要出现在延庆官厅水库、妫水河附近,白河堡水库、汤河附近,密云水库、潮河附近;在平原区,主要分布在平原区北部沟河、潮白河、温榆河附近以及整个平原区南部(侯仁之,1992)。

前人对北京地区全新世以来的植被和气候变化已经开展了不少研究工作,详见表1。

本文按照北京的地形地貌特征,分述全新世以来有关植被与气候的研究成果。

### 1.1 西北山区

前人研究了延庆区官厅水库附近2个钻孔和1个剖面、斋堂水库附近1个剖面以及1个考古遗址——门头沟东胡林遗址。

**1.1.1 钻孔**(延庆大王庄: (9 550±120)–(5 620±100) a B. P., 海拔约477 m; 延庆西五里营: (4 510±100)–(1 890±100) a B. P., 海拔约477 m)

孔昭宸等(1982)对延庆大王庄西322钻孔( $^{14}\text{C}$ 测年(9 550±120)–(5 620±100) a B. P.)进行了孢粉学研究。第1个样( $^{14}\text{C}$ 测年(9 550±120) a B. P.)中冷杉属(*Abies*)、云杉属(*Picea*)和松属(*Pinus*)花粉相对丰度超过60%,蒿属(*Artemisia*)花粉超过20%;第2个样(7 720±120) a B. P.)中蒿属花粉相对丰度上升为91.8%;第3个样(5 620±100) a B. P.)中冷杉属、松属、云杉属花粉相对丰度又回升至31%,而菊科(*Asteraceae*)和蒿属花粉丰度下降至59%。据此推测在10 000–5 500 a B. P.之间,北京山区植被出现了针叶林到草地再到针叶林的变化,反映气候由冷干转暖干,最后再变冷湿的过程。同时,作者研究分析了延庆西五里营959钻孔( $^{14}\text{C}$ 测年(4 510±100)–(1 890±100) a B. P.),共采样21块,按孢粉组合从底到顶分为4带,其中有测年数据的为带3和带4。孢粉组合由带1的蒿属和松属花粉占主导到带2的蒿属花粉占绝对优势,相对丰度一度超过90%;带3松属花粉占绝对

优势,连续出现了少量麻黄属(*Ephedra*)花粉;带4松属花粉相对丰度逐渐降低,蒿属花粉重新占据绝对优势。孔昭宸等(1982)认为,这个孢粉组合的变化可能反映了2次森林和2次草原繁盛期,指示气候逐渐向冷干发展。

**1.1.2 自然剖面**(延庆小王庄: (7 495±110)–(3 055±55) a B. P., 海拔约480 m; 门头沟马兰阶地: 13 000 a B. P.至今, 海拔约450–500 m)

严富华等(1981)采集和分析了延庆小王庄泥炭剖面26块孢粉样品。按孢粉组合从底到顶分为3带:带1以草本的蒿属和木本的松属、桦属(*Betula*)占优势,含少量鹅耳枥属(*Carpinus*)、榆属(*Ulmus*)、椴属(*Tilia*)和栎属(*Quercus*)花粉;带2总体仍以木本的松属、栎属、榆属和椴属占优势,但松属花粉相对丰度先降低后升高,桦属则先升高后降低;带3桦属花粉相对丰度继续降低,孢粉组合变为以松属和桦属花粉为主导,草本植物花粉相对丰度升高。3个带反映的植被分别为以松属-桦属为主的针阔混交林,以栎属、榆属、椴属、松属为主体的针阔混交林以及以松属为主的针叶林;分别指示暖干、暖湿以及凉干气候(该钻孔中泥炭层的顶、底层 $^{14}\text{C}$ 测年数据为(7 495±110)–(3 055±55) a B. P., 对应带2的孢粉组合。

卢演侑等(2003)对斋堂南侧马兰阶地的马兰砾石和上覆古土壤层( $^{14}\text{C}$ 和热释光测年13 000 a B. P.至今)作了沉积分析与植硅石研究,认为13 000–8 000 a B. P.之间植被仍是以禾本科(*Poaceae*)、藜科(*Chenopodiaceae*)和蒿属植物为主的草原,指示气候较为冷干;在8 000–2 500 a B. P.之间,植被转变为森林或森林草地,指示气候较为暖湿,中间可能有小的气候波动;2 500 a B. P.至今,植被又转变为森林草原或者稀树草原,推断当时气候又变冷干。

**1.1.3 考古遗址**(门头沟东胡林: 10 000–8 000 a B. P., 海拔约400 m)

郝守刚等(2002)在门头沟东胡林考古遗址的工作,提供了北京西北山区10 000–8 000 a B. P. ( $^{14}\text{C}$ 测年)的植被演替和气候变化数据。研究表明,该地区孢粉组合以松属、杉属、云杉属、栎属和胡桃属(*Juglans*)的花粉为主,反映的植被为针阔混交林。10 000–9 000 a B. P., 尚有大量的蒿属和藜科花粉。

表1 北京地区全新世植被和气候变化采样点

Table 1 The Holocene sampling locations of vegetation and climate in Beijing

地形	样点	海拔 (m)	位置	经纬度	剖面/ 钻孔	长度 (m)	测年 方法	测年位置 (m)	年代 (a B. P.)	校正年代 (cal a B. P.)*	代用 指标	文献来源
西北 山区	西五里营	477	延庆盆地南侧 洪积扇前缘	40°27'N, 115°50'E*	钻孔	7.4	<sup>14</sup> C	3.35–3.5	4510±100	5001–5300	孢粉	孔昭宸等, 1982
								0.9	3215±100	3347–3564		
								0.3–0.45	1895±100	1722–1954		
	大王庄西	477	延庆盆地北侧 洪积扇前缘	40°23'N, 115°52'E*	钻孔	9.4	<sup>14</sup> C	5.3–6	9550±120	10706–11080	孢粉	孔昭宸等, 1982
3.8–4.9								7720±120	8427–8682			
								2.5–3	5620±100	6329–6535		
	小王庄	480	延庆官厅水库溢 水口 小王庄泥炭矿	40°23'N, 115°52'E*	剖面	12	<sup>14</sup> C	4.1–4.3	7495±110	8196–8389	孢粉	严富华等, 1981
2.4–2.8								3055±55	3190–3338			
	马兰阶地	450– 500	斋堂马兰台地	39°57'N, 115°42'E*	剖面	1.8	<sup>14</sup> C	1.5	8120±70	8998–9192	植硅石	卢滨涛等, 2003
1.1								5900±130	6572–6896			
0.7								1740±60	1585–1732			
	东胡林	400*	门头沟斋堂东胡 林人遗址	39°59'N, 115°45'E*	考古遗 址	7.88	<sup>14</sup> C	2–3	9281±120	10325–10641	孢粉, 蜗牛	郝守刚等, 2002
2–3								9009±80	9978–10230			
1–2								8960±70	9956–10190			
1–2								8270±60	9157–9376			
1–2								460±80	376–552			
东南 平原 区	高里掌	50	北京山前平原西 北 洪积扇前缘	40°3'N, 116°8'E*	钻孔	12	<sup>14</sup> C	4.65–5.8	9930±150	11259–11735	孢粉	孔昭宸等, 1982
								3–3.6	8990±120	9904–10238		
	尹家河	16	潮白河西侧	39°49'N, 116°55'E*	钻孔	30	地层对 比	15.5–15.8	8250±120	9076–9387	孢粉	孔昭宸等, 1982
	海淀区颐和 园	49*	昆明湖玉带桥	39°59'N, 116°16'E*	钻孔	2.76	<sup>14</sup> C, 史料	2.65	2850±175	2817–3232	孢粉	黄成彦等, 1994, 1996
2.25								2450±65	2412–2668			
								1.65	1740±125	1523–1808		
	通州		通州全境		钻孔和 剖面		<sup>14</sup> C, 资料				地貌, 沉积学	单青生等, 1994
	东方广场	59*	王府井东方广场	39°55'N, 116°25'E*	剖面	9.57	古地磁	5.36	12000		孢粉	袁宝印等, 2002
	房山东甘池	49	房山长沟镇	39°32'N, 115°47'E	剖面	8.2	<sup>14</sup> C	5.25–5.3	10184±250	11444–12353	孢粉	张佳华等, 1999
	海淀区辛力 屯	47*	海淀区上庄公社 辛力屯村泥炭矿	40°08'N, 116°10'E*	剖面	10.25	<sup>14</sup> C	2.8	4791±90	5382–5603	孢粉	严富华等, 1981
1.9–2.2								1750±150	1508–1845			
	小红门	39*	北京南郊小红门 新华砖厂	39°50'N, 116°28'E*	剖面	14.15	地层对 比	3.74–4.84	11000–9000		孢粉	袁宝印等, 2002
0.99–3.74								9000–2300				
								0–0.99	2300至今			
	老山汉墓	70*	石景山老山汉墓	39°55'N, 115°13'E*	考古 遗址		史料		西汉: 202BC–8AD		随葬植 物遗存	孔昭宸等, 2011

\*为本文作者查询<sup>14</sup>C年代校正所得: <http://www.calpal-online.de>; 经纬度查询: <http://www.google.cn/maps>; 海拔查询: <http://haiba.qhdi.com>。

\*Data were obtained online by author: <sup>14</sup>C ages were calibrated on <http://www.calpal-online.de>; longitudes and latitudes were referred on <http://www.google.cn/maps>; and elevations were referred on <http://haiba.qhdi.com>.

9 000–8 200 a B. P., 蒿属花粉相对丰度降低, 出现铁杉属(*Tsuga*)花粉。由此推测气候出现由暖干向暖湿的转变。此外, 郝守刚等(2002)还对该地层中的蜗牛化石进行了研究, 根据蜗牛种类和数量的变化, 同样得出10 000–8 000 a B. P.气候由暖干向暖湿转变,

并认为中间有2次冷干的波动。

## 1.2 东南平原区

相对于西北山区, 前人对东南平原区相关植被和气候的研究工作较多, 涉及地区包括海淀区高里掌、通州

区尹家河、颐和园昆明湖3个钻孔及东方广场等6个剖面, 还有1个考古遗址——石景山老山汉墓。上述研究点的海拔为10–70 m。

### 1.2.1 钻孔(高里掌: (9 930±150)–(8 980±120) a B. P.; 尹家河: 8 200–5 000 a B. P.; 颐和园昆明湖: 3 500 a B. P.至今)

孔昭宸等(1982)研究了海淀区高里掌319钻孔( $^{14}\text{C}$ 测年(9 930±150)–(8 980±120) a B. P.)孢粉样品, 发现10 000 a B. P.的孢粉类型只有冷杉属、蒿属及中华卷柏(*Selaginella sinensis*), 其中蒿属占主导。到9 000 a B. P., 出现椴属、栗属(*Castanea*)、胡桃属、榛属(*Corylus*)和桦属等落叶阔叶植物, 指示10 000–9 000 a B. P.之间, 气候由冷湿转暖干。孔昭宸等(1982)还分析了通州区尹家河钻孔的孢粉, 根据地层比对, 涉及的年代为8 200–5 000 a B. P.。孢粉组合前期以松属、椴属、桦属、鹅耳枥属和冷杉属占优势, 乔木花粉相对丰度超过30%, 同时含有麻黄属、藜属、蒿属等; 后期冷杉属、云杉属、落叶松属(*Larix*)花粉相对丰度上升, 超过60%, 而桦属、栎属等落叶阔叶乔木丰度降低。植被为针阔混交林, 指示气候由暖干转向冷湿。

黄成彦等(1994, 1996)研究了颐和园昆明湖CK3钻孔( $^{14}\text{C}$ 测年3 500 a B. P.至今)的孢粉。研究表明, 3 500–3 000 a B. P.期间, 植被为由藜属、蒿属、伞形科(*Umbelliferae*)、禾本科组成的森林草原, 气候凉干。3 000–2 300 a B. P.期间的植被为以松属为主, 夹杂着桦属、栎属、椴属、栗属的针阔混交林; 其中在2 500–2 300 a B. P., 喜暖的栗属花粉相对丰度升高, 喜冷的冷杉属消失, 云杉属减少, 这表明气候前期偏凉干, 后期回暖。2 300–1 500 a B. P., 植被先表现为落叶阔叶林, 之后蒿属的相对丰度增加, 出现落叶松属、冷杉属和云杉属等喜冷类群, 表明当时气候向冷干转变。1 500–244 a B. P.期间, 植被受人类活动干扰严重, 松属、栎属、桦属、栗属和椴属相对丰度降低, 出现榆属、柏科(*Cupressaceae*)、中华卷柏以及禾本科植物的花粉, 表明当时的气候稍偏温干, 植被可能为温带森林或森林草原, 禾本科花粉相对丰度大幅升高表明可能当时昆明湖水体附近有水稻种植。244 a B. P.至1966 AD, 孢粉组合中具有观赏性的漆树科(*Anacardiaceae*)、忍冬属(*Lonicera*)、

丁香属(*Syringa*)、蔷薇科(*Rosaceae*)数量显著上升, 胡桃属、榆属、槭属(*Acer*)和鹅耳枥属等相对丰度也明显上升, 而北京地区针阔混交林的主要成分栎属和松属相对丰度却急剧下降, 这体现了颐和园被开辟为皇家园林之后, 人为干扰下的植被面貌。1966–1994 AD, 松属、胡桃属、槭属、枫杨属(*Pterocarya*)、忍冬属、丁香属、蔷薇科和漆树科等类群植被相对丰度都迅速上升, 这可能反映了近几十年来有关部门对颐和园的整修与保护。

张丽华和李钟模(2003)根据黄成彦等(1994, 1996)的研究, 也对北京市3 500 a B. P.以来的气候进行了探讨。

陈方吉(1979)综合了北京全区域全新世近40个钻孔和剖面的资料, 并采集了样品进行孢粉和介形虫分析, 发现长沟组地层( $^{14}\text{C}$ 测年12 000–8 000 a B. P.)中的孢粉组合反映的植被为以桦属为主的阔叶林, 指示当时为温凉气候。尹家河组地层( $^{14}\text{C}$ 测年8 000–6 000 a B. P.)中的孢粉组合指示了当时的植被为以冷杉属、云杉属占优势的针叶林, 而喜冷的吉尔吉斯玻璃介(*Candonia kirgizica*)的存在也说明了当时的气候寒冷阴湿。尹各庄组地层( $^{14}\text{C}$ 测年6 000–2 000 a B. P.)中的孢粉组合指示了当时的植被为以栎属为主的落叶阔叶林, 同时存在喜温的布氏土星介(*Ilyocypris bradyi*)和沼生的纯净小玻璃介(*Candoniella albicans*), 这些都指示了当时的气候温暖适宜。刘斌屯组地层( $^{14}\text{C}$ 测年2 000 a B. P.至今)中的孢粉组合表明当时的植被为以松属为主的针叶林或针阔混交林, 指示当时为凉干气候, 并有小规模的气温升降波动。

张子斌等(1981)对北京地区几个钻孔和剖面进行了孢粉分析, 认为早全新统的高里掌组地层( $^{14}\text{C}$ 测年10 100–7 700 a B. P.)中的孢粉组合指示了10 100–7 700 a B. P.气候比较冷干, 并出现气温的缓慢回升。这部分工作详见孔昭宸等(1982)的报道。中全新统的桃山组地层( $^{14}\text{C}$ 测年7 700–2 100 a B. P.)中的孢粉组合以松属和栎属为主。在最初表现为栎属、桦属和椴属等阔叶树占优势; 此后出现了松属、冷杉属花粉相对丰度升高和栎属、桦属等的降低; 之后松属又降低, 栎属和桦属升高( $^{14}\text{C}$ 测年(5 620±120) a B. P.); 再后又出现松属、蒿属花粉相对丰度升高和栎属、桦属等的降低( $^{14}\text{C}$ 测年(3 530±9110) a B. P.); 最后出现栎属及禾本科花粉相对丰度升高。这表明7 700–

2 100 a B. P.气温显著转暖,雨量丰沛,但也出现了比较大的气温波动和干湿变化。其中7 700–5 600 a B. P.为冰后期最温暖适宜期;5 600–5 000 a B. P.为气温偏低期;5 000–3 400 a B. P.气温又有所回升,降水也增多,是一个较温暖的气候适宜期。晚全新统的刘斌屯地层( $^{14}\text{C}$ 测年2 100 a B. P.至今)中的孢粉组合以松属为主,地层下部松属花粉相对丰度较低,栎属较高;之后出现松属的增多和栎属相对丰度降低。研究表明,3 000 a B. P.以来北京地区气候温凉偏干,气候的波动周期变得短而频繁(张子斌等,1981)。

**1.2.2 自然剖面**(北京平原区30 000 a B. P.至今;房山区坟庄15 000 a B. P.至今;东城区东方广场10 000 a B. P.至今;小红门11 000 a B. P.至今;房山区东甘池10 300–8 900 a B. P.;海淀区辛力屯(4 791±90)–(1 750±150) a B. P.)

赵希涛等(1984)对北京平原地区30 000 a B. P. ( $^{14}\text{C}$ 测年)以来的古地理演变进行了阐述,引用了孔昭宸等(1982)和严富华等(1981)对全新世以来植被和气候变化的观点,该研究表明10 000–7 500 a B. P.北京地区植被表现为以松属为主的针叶林或者落叶阔叶林,中间有可能出现以藜蒿为主的草原,指示当时为温和湿润气候;7 500–2 500 a B. P.气候温暖潮湿,前半段为气候最适宜期,植被为栎属、桦属、落叶松属等落叶阔叶或者针阔混交林;2 500 a B. P.至今,植被变为以松属为主的针阔混交林,指示气候转凉干。

单青生等(1994)调查了通州全境更新世以来的环境演变。他们认为,中全新世通州地区植被以阔叶林为主,指示暖湿气候;到2 500 a B. P.,气温和湿度下降,变为温凉干燥。

袁宝印等(2002)对天安门东侧的东方广场(古地磁、 $^{14}\text{C}$ 和热释光年龄测定23 000 a B. P.至今)剖面进行了孢粉分析。东方广场剖面的孢粉组合表现为10 000–2 300 a B. P.以松属和桦属为主的乔木植物花粉占优势,反映的植被为暖温带落叶阔叶林。2 300 a B. P.之后,孢粉以藜科和蒿属为主的草本植物占优势,孢粉组合指示气候由暖湿转变为冷干。

同时,袁宝印等(2002)还对北京南郊小红门(无测年,依据地层比对为11 000 a B. P.至今)剖面进行了孢粉分析。该剖面的孢粉组合表现为11 000–9 000 a B. P.,草本植物花粉相对丰度高于木本,但木本植

物花粉相对丰度呈逐渐升高趋势,反映了气温逐渐上升的过程。9 000–2 300 a B. P.,植被为栎属、榆属、胡桃属和椴属等木本阔叶植物占优势的针阔叶林,反映当时的气候比较温暖。2 300 a B. P.至今,混交林以松属、桦属和栎属占优势,但蒿属、藜属和麻黄属等花粉相对丰度升高,指示气候偏干。

朱日祥和顾兆炎(1993)对房山区坟庄(40.2°N, 116°E)剖面晚更新世( $^{14}\text{C}$ 测年(15 230±410) a B. P.至今)以来的地层进行了古地磁研究。但是他们对北京地区全新世以来植被和气候变化的认识也是基于孔昭宸等(1982)和严富华等(1981)的孢粉研究工作。

张佳华等(1999)在同一剖面(房山区坟庄东甘池,39°32'N, 115°47'E) ( $^{14}\text{C}$ 测年(15 231±410)–(9 354±130) a B. P.)取样197块,进行了高分辨率的孢粉分析和 $^{14}\text{C}$ 测年,对照烧失量测定、炭屑统计、表土花粉和古地磁特征分析,揭示了北京房山距今16 000–7 000年植被演替及环境变迁。他们认为,10 300–8 900 a B. P.,孢粉以蒿属为主,松科花粉相对丰度先升高后降低,含冷杉属、云杉属花粉,桦属、榆属和椴属花粉时有出现,表明这段时期的植被由草原向森林草原转变,反映了气候由寒冷向温暖转变。

严富华等(1981)采集和分析了海淀辛力屯泥炭剖面( $^{14}\text{C}$ 测年(4 791±90)–(1 750±150) a B. P.)的孢粉样品。约4 800–1 800 a B. P.,孢粉组合以松属、栎属、椴属和榆属占优势。其中,松属花粉的相对丰度总体呈逐渐升高趋势,期间稍有波动,冷杉属和云杉属花粉的相对丰度逐渐降低,栎属总体降低,蒿属花粉相对丰度一直较高。这反映当时的植被为针阔混交林,表明气候温暖湿润,但在向干旱方向发展。

**1.2.3 考古遗址**(石景山老山汉墓:2 200–2 000 a B. P.)孔昭宸等(2011)鉴定了老山汉墓中的棺木,有柏木(*Cupressus funebris*)、侧柏(*Platyclusus orientalis*)、槐树(*Sophora japonica*)、槭树(*Acer* sp.)、麻栎(*Quercus acutissima*)、板栗(*Castanea mollissima*)和油松(*Pinus tabulaeformis*)7个树种,推测2 200–2 000 a B. P.在西山存在这些树种,反映的植被为落叶阔叶林和油松林,指示温暖湿润气候。

## 2 研究成果汇总

综合前文可见,北京地区全新世以来植被演替和气候

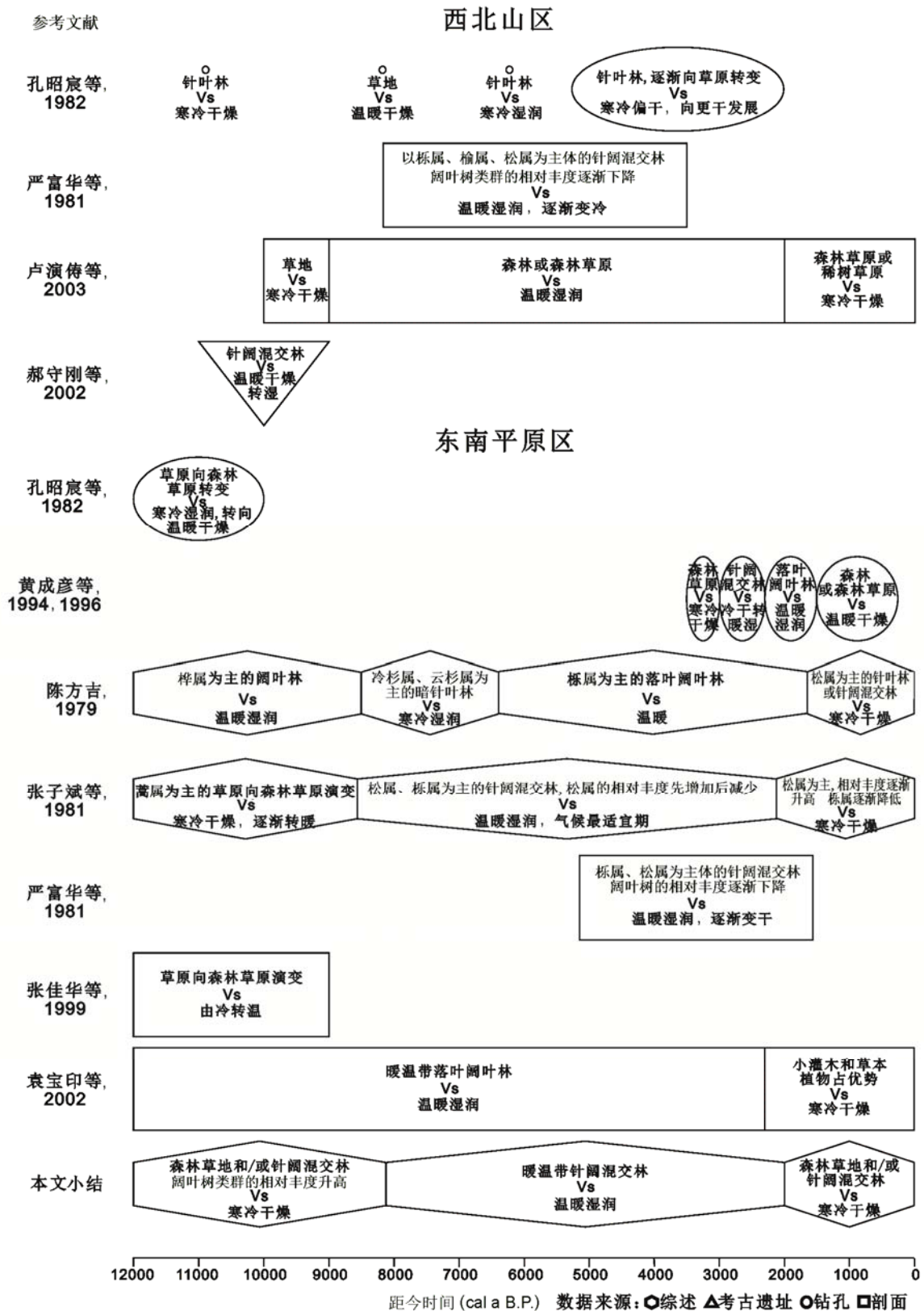


图1 北京全新世以来的植被演替及其指示的气候演变

Figure 1 The vegetation succession and climate changes in Beijing since Holocene

及环境演变已有许多研究成果,但是受限于当时研究条件和技术手段,有些工作没有确切的年代数据。我们选取了其中有准确年代数据的研究成果(表1),绘图示意其间古植被演替及其指示的气候演变(图1),以此进行更准确的对比及讨论。

如图1所示,前人研究显示,同一时段中,北京地区的植被类型多有不同。如整个全新世以来,山区的森林似乎都以针叶树类群占优,而平原区可能在全新世早期就出现过阔叶林,这可能是由山区和平原区之间的海拔或温度差异造成的。

同时,在山区或平原区内部,植被类型也出现了差异。如12 000–8 000 cal a B. P.,无论是山区还是平原区,孢粉组合反映出的植被类型都有草地和森林2种。这可能是由于不同作者的理解以及对数据的解读不同,造成重建的植被在类型和组成上出现差异。此外,也可能与研究地点当时离水源的远近有关。

由于早期的工作一般没有给出详细的数据,因此对于上述分歧我们也只能根据给出的原始数据,基于自己的理解作出解读。对一些原始数据不全的工作,我们只将其作为参考列出(表1)。

当然,北京全新世以来植被与气候的变化在西北山区和东南平原区也存在一些共同点(图1)。如全新世早期(12 000–8 000 cal a B. P.),山区和平原区发生了植被的转变,植被由森林草地和(或)针阔混交林中针叶树占主导转为森林中阔叶树类群增多;中期(8 000–2 000 cal a B. P.)为暖温带针阔混交林;晚期(2 000 cal a B. P.)又转回森林草地和(或)松属占主导的针阔混交林。由植被反映的气候来看,12 000 cal a B. P.以来,北京市气温先后出现了冷-暖-冷的交替,而湿润度随之出现了干-湿-干的交替。

### 3 结论

#### 3.1 北京和中国其它地理单元全新世以来气候变化对比

Ran和Feng (2013)综述了中国南部、北部、西北部以及青藏高原全新世以来的湿润度变化,对应的地理单元包括中国东部和西南季风区、西北干旱区(即亚洲内陆干旱区东部)以及青藏高原区。北京属于其中的东部季风区。由于中国南部和北部的研究点基本都在季风活动区内,且从他们得出的综合湿润度变化曲线

(Ran and Feng, 2013)来看,两者的趋势相同,只在变化时间上略有区别。因此我们将Ran和Feng (2013)给出的全新世以来中国南部、北部湿润度变化曲线合成为一条亚洲季风区湿润度变化曲线,将中国西北干旱区以及青藏高原区的湿润度变化曲线保留。并根据前人对北京市全新世以来湿润度变化的定性研究,绘制了北京地区全新世以来的湿润度变化示意图(图2),以进行对比。

图2显示,北京地区和亚洲季风区其它地点湿润度变化趋势基本一致,而与亚洲内陆东部的中国西北干旱区以及青藏高原区有明显差别。北京和亚洲季风区其它地区都在全新世早期相对偏干,并开始由干变湿,到全新世中期相对较湿润,到晚期又变干(Zhang et al., 2004; Xiao et al., 2004; Dykoski et al., 2005; Wang et al., 2005, 2007; Yue et al., 2012; Chen et al., 2015);不同之处在于北京地区全新世最湿润期的起始时间偏晚。而在全新世早中期西北干旱区相对干旱,但是一直向湿润转变,到全新世晚期达到最湿润,之后湿度开始下降(Wang et al., 2013)。青藏高原地区则在全新世早期从相对干燥变为相对湿润状态,

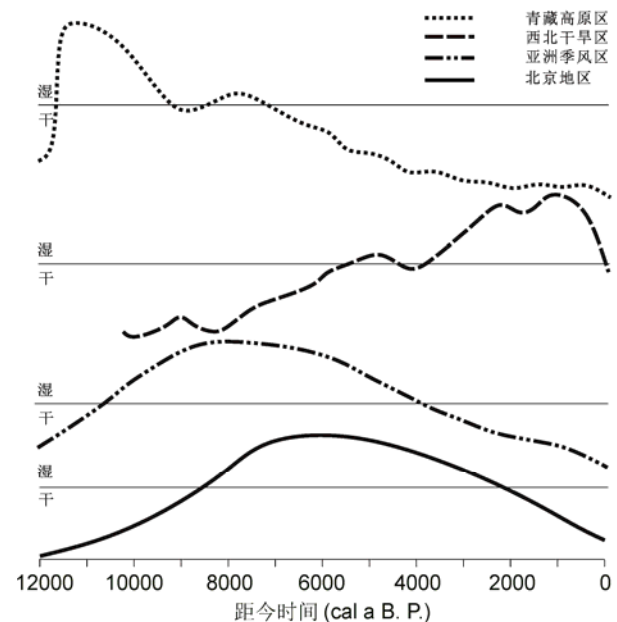


图2 全新世以来中国不同地理区域湿润度变化(改编自Ran and Feng, 2013)

Figure 2 The regional moisture extent changes in China since Holocene (modified from Ran and Feng, 2013)

此后持续变干(Wischnewski et al., 2011; Cai et al., 2012)。

### 3.2 北京未来植被变化预测

全新世晚期(2 000 cal a B. P.–1950 AD), 北京在经历了全新世最适宜期之后, 气温和湿润度都呈现下降态势。但近几十年来, 可能受城市热岛效应加强以及温室气体排放不断增加的影响, 北京地区的气温呈上升趋势, 然而降水还是呈减少趋势(杨浩, 2013)。如果这个趋势持续下去, 未来一段时间, 北京地区气候将向暖干发展。

目前, 北京市平原地区的植被演替已经完全由人类活动主导, 而西北山区受人类活动影响相对较小, 山顶已经重新出现了草甸/草地, 但山区主体的植被仍表现为阔叶林或针阔混交林。如果前述的干旱趋势持续下去, 我们似乎可以大胆地推测, 北京西北山区的植被可能会向草甸/草地扩大化方向发展, 耐旱的类群如菊科、藜科、麻黄属等将增多, 桤木属(*Alnus*)、鹅耳枥属和桦属等喜湿的类群将减少。

## 4 研究展望

在前人研究的基础上, 我们建议今后增加在北京山区和平原区钻孔的数目和钻芯的取样密度, 以增进各自区域的空间代表性及提高时间分辨率。同时, 建议尝试用定量分析方法解读该地区植被和气候的变化过程, 揭示北京地区全新世以来的植物多样性、植被组成和环境气候演变过程与规律, 为北京生物多样性评估与保护对策研究提供精确、可靠的科学数据和理论依据。

### 参考文献

北京气象中心资料室 (1983). 1951–1980年中国地面气候资料(第一册——华北区). 北京: 气象出版社. pp. 4–6.

陈方吉 (1979). 北京地区全新世地层及自然环境的变化. 中国科学 9, 900–907.

陈焕伟 (2000). 从古土壤看北京环境变迁. 土壤学报 37, 306–315.

郝守刚, 马学平, 夏正楷, 赵朝洪, 原思训, 郁金城 (2002). 北京斋堂东胡林全新世早期遗址的黄土剖面. 地质学报 76, 420–430.

侯仁之 (1992). 北京历史地图集(二集). 北京: 北京出版社. pp. 23–24.

黄成彦, 孔昭宸, 闵隆瑞, 庞其清, 浦庆余, 戢朝玉, 刘椿, 毛毓华, 杨安国, 尹占国 (1994). 北京颐和园昆明湖底沉积物对3000余年来自然环境变化的反映. 海洋地质与第四纪地质 14, 39–46.

黄成彦, 孔昭宸, 浦庆余, 闵隆瑞, 戢朝玉, 沈佳梅, 庞其清, 刘椿, 刘月英, 翟小菊 (1996). 颐和园昆明湖3500余年沉积物研究. 北京: 海洋出版社. pp. 91–114.

孔昭宸, 杜乃秋, 吴玉书, 任振纪, 罗宝信 (1981). 依据孢粉分析讨论北京猿人生活时期及其前后自然环境的演变. 科学通报 17, 1065–1067.

孔昭宸, 杜乃秋, 张子斌 (1982). 北京地区10000年以来的植物群发展和气候变化. 植物学报 24, 172–182.

孔昭宸, 刘长江, 赵福生 (2011). 北京老山汉墓植物遗存及相关问题分析. 中原文物 3, 103–108.

李长安 (1993). 北京平原区第四纪古气候变化. 中国区域地质 4, 336–343.

刘清泗, 程志刚 (1985). 根据第四纪沉积物中碳酸钙含量及孢粉合的变化探讨北京平原地区古气候的演变. 见: 中国第四纪冰川冰缘学术讨论会文集. 北京: 科学出版社. pp. 198–203.

卢滨涛, 魏兰英, 尹金辉, 尹功明, 赵华 (2003). 北京西山古山洪堆积——马兰砾石形成环境及年代. 第四纪研究 23, 611–620.

单青生, 杨鸿连, 刘连刚 (1994). 北京—通县平原地区第四纪环境演变. 北京地质 4, 1–7.

严富华, 叶永英, 麦学舜, 刘粤霞 (1981). 从孢粉分析试论北京地区两泥炭矿的时代和形成环境. 地震地质 3, 51–65.

杨浩 (2013). 1951–2006年北京气候变化特征分析. 北京水务 3, 36–40.

姚铁锋, 叶超, 寇香玉, 徐景先, 贾三满, 杜乃秋, 李承森 (2007). 北京天竺晚全新世以来植被演替与气候变迁. 古地理学报 9, 45–58.

袁宝印, 邓成龙, 吕金波, 金昌柱, 吴玉书 (2002). 北京平原晚第四纪堆积期与史前大洪水. 第四纪研究 22, 474–482.

张佳华, 孔昭宸, 杜乃秋 (1999). 北京房山16000–7000年以来的植被与环境变迁. 微体古生物学报 16, 421–430.

张丽华, 李钟模 (2003). 北京地区3500a来的气候与环境变迁——兼论昆明湖的沧桑. 中国煤田地质 15, 42–43.

张子斌, 王丁, 丁嘉贤 (1981). 北京地区一万三千年来自然环境的演变. 地质科学 3, 259–268.

- 赵淑君, 程捷, 尹功明, 晷立宏 (2008). 北京平原区中更新世以来的孢粉组合及其古气候意义. *古地理学报* **10**, 637–646.
- 赵希涛, 孙秀萍, 张英礼, 黄兴根 (1984). 北京平原30000年来的古地理演变. *中国科学(B辑)* **6**, 62–72.
- 中国科学院植物研究所 (1990). 京津地区生物生态学研究. 北京: 海洋出版社. pp. 1–41.
- 朱日祥, 顾兆炎 (1993). 北京地区15000年以来地球磁场长期变化与气候变迁. *中国科学(B辑)* **23**, 1316–1321.
- Cai YJ, Zhang HW, Cheng H, An ZS, Edwards RL, Wang XF, Tan LC, Liang FY, Wang J, Kelly M (2012). The Holocene Indian monsoon variability over the southern Tibetan Plateau and its teleconnections. *Earth Planet Sci Lett* **335**, 135–144.
- Chen FH, Xu QH, Chen JH, Birks HJB, Liu JB, Zhang SR, Jin LY, An CB, Telford RJ, Cao XY, Wang ZL, Zhang XJ, Selvaraj K, Lv HY, Li YC, Zheng Z, Wang HP, Zhou AF, Dong GH, Zhang JW, Huang XZ, Bloemendal J, Rao ZG (2015). East Asian summer monsoon precipitation variability since the last deglaciation. *Sci Rep* **5**, 11186.
- Dykoski CA, Edwards RL, Cheng H, Yuan DX, Cai YJ, Zhang ML, Lin YS, Qing JM, An ZS, 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.
- Ran M, Feng ZD (2013). Holocene moisture variations across China and driving mechanisms: a synthesis of climatic records. *Quatern Int* **313–314**, 179–193.
- Wang SY, Lv HY, Liu JQ, Jorg FWN (2007). The early Holocene optimum inferred from a high-resolution pollen record of Huguangyan Maar Lake in southern China. *Chin Sci Bull* **52**, 2829–2836.
- Wang W, Feng ZD, Ran M, Zhang CJ (2013). Holocene climate and vegetation changes inferred from pollen records of Lake Aibi, northern Xinjiang, China: a potential contribution to understanding of Holocene climate pattern in East-central Asia. *Quatern Int* **311**, 54–62.
- Wang YJ, Cheng H, Edwards RL, He YQ, Kong XG, An ZS, Wu JY, Dykoski CA, Li XD (2005). The Holocene Asian monsoon links to solar changes and North Atlantic climate. *Science* **308**, 854–857.
- Wischniewski J, Mischke S, Wang Y, Herzschuh U (2011). Reconstructing climate variability on the northeastern Tibetan Plateau since the last Lateglacial—a multi-proxy, dual-site approach comparing terrestrial and aquatic signals. *Quatern Sci Rev* **30**, 82–97.
- Xiao JL, Xu QH, Nakamura T, Yang XL, Liang WD, Inouchi Y (2004). Holocene vegetation variation in the Daihai Lake region of north-central China: a direct indication of the Asian monsoon climatic history. *Quatern Sci Rev* **23**, 1669–1679.
- Yue YF, Zheng Z, Huang KY, Chevalier M, Chase BM, Carre M, Ledru MP, Cheddadi R (2012). A continuous record of vegetation and climate change over the past 50 000 years in the Fujian province of eastern subtropical China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* **365–366**, 115–123.
- Zhang ML, Yuan DX, Lin YS, Qin JM, Bin L, Cheng H, Edwards RL (2004). A 6000-year high-resolution climatic record from a stalagmite in Xiangshui Cave, Guilin, China. *Holocene* **14**, 697–702.

## Research Advances in the Vegetation and Climate of the Beijing Region, North China Since the Holocene

Gan Xie<sup>1, 5†</sup>, Jiade Bai<sup>2†</sup>, Jingxian Xu<sup>3†</sup>, Hui Hao<sup>4†</sup>, Jinfeng Li<sup>1†</sup>, Yifeng Yao<sup>1†</sup>, Linyuan Zhang<sup>2</sup>, Chengsen Li<sup>1</sup>, Jian Yang<sup>1\*</sup>, Yufei Wang<sup>1, 5\*</sup>

<sup>1</sup>State Key Laboratory of Systematic and Evolutionary Botany, Institute of Botany, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100093, China; <sup>2</sup>Beijing Milu Ecological Research Center, Beijing 100076, China; <sup>3</sup>Beijing Museum of Natural History, Beijing 100050, China; <sup>4</sup>Beijing University of Technology, Beijing 100124, China; <sup>5</sup>University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

**Abstract** We introduce research advances in vegetation succession and climatic changes in Beijing, North China, since the Holocene. In the early Holocene (12 000–8 000 cal a B. P.), a grassland and/or needle- and broad-leaved mixed forest was present, with an increment in broad-leaved trees, which indicated a relatively cold and dry climate changing to warm and humid afterwards. In the middle Holocene (8 000–2 000 cal a B. P.), a needle- and broad-leaved mixed forest indicated a warm and humid climate. The vegetation of the late Holocene (since 2 000 cal a B. P.) was grassland and/or needle- and broad-leaved mixed forest, showing a cooler and drier climate. The consistent moisture fluctuations reflected by the vegetation succession were identical to those of other Asian monsoon-dominant regions. Notably, previous studies have revealed differences between mountainous and plain areas in vegetation types in Beijing. Further quantitative reconstruction of the Holocene climate in Beijing should provide more detailed data on the local and even regional climatic changes.

**Key words** China, North China, Beijing, Holocene, vegetation, climate

**Xie G, Bai JD, Xu JX, Hao H, Li JF, Yao YF, Zhang LY, Li CS, Yang J, Wang YF** (2016). Research advances in the vegetation and climate of the Beijing region, north China since the Holocene. *Chin Bull Bot* **51**, 872–881.

---

† These authors contributed equally to this paper

\* Authors for correspondence. E-mail: yangjian@ibcas.ac.cn; wangyf@ibcas.ac.cn