

晚更新世以来呼伦湖地区孢粉植物群 发展与环境变迁

羊向东 王苏民 薛 滨

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

童国榜

(地质矿产部水文地质工程地质研究所, 河北正定 050803)

内 容 提 要

呼伦湖是我国纬度最高的湖泊。晚更新世以来, 由于气候冷暖干湿的多次波动, 湖相及河流、风成为主的水上沉积交替变化。通过对该区东露天煤矿沉积剖面 113 块样品进行系统孢粉百分比及浓度分析, 划分出 8 个孢粉组合带。结合 ^{14}C 测年数据, 确定了该区 20 000 年以来的气候演变序列。其中 13 000—10 900a.B.P. 的温凉湿润期相当于北欧的 Bolling—Allerod 暖期, Younger Dryas 冷期大约在 10 900—10 600a.B.P., 约 10 600—10 000a.B.P. 为全新世初期升温期。全新世中期(7 200—5 000a.B.P.), 气候温暖湿润, 年均温可能比目前高 3℃左右。此后气候开始向干凉化方向发展。孢粉组合可以与北欧及邻区孢粉资料相比较, 并为我国气候地层学的研究提供了新的背景材料。

关键词 孢粉植物群 环境变迁 晚更新世 呼伦湖地区

随着全球环境变化研究的深入, 对自然和文明时期环境历史的研究已越来越被人们所重视。湖泊作为自然的综合体, 是大气圈、地圈、生物圈、水圈相互作用的连结点, 而湖泊沉积忠实地记录了所处区域环境的特点和演化过程, 并具备连续性好、信息量丰富、分辨率高的优势。孢粉分析法则为湖泊沉积研究最行之有效的手段之一。利用它可以探讨晚更新世以来的植被演替和气候变迁, 以及其变迁原因, 在高分辨率取样的基础上, 短时间尺度的气候事件有良好的显示, 并为预测未来气候变化提供新的依据。

一、湖区地质、地理概况

呼伦湖位于北纬 $48^{\circ}30'40''$ — $49^{\circ}20'40''$, 东经 $116^{\circ}58'$ — $117^{\circ}18'$ (插图 1), 属于呼伦贝尔高平原的一部分。湖盆主要受东面的嵯岗断层与西面的西山断层所控制。湖面积 $2\,339\text{km}^2$, 平均水深 5.7m, 最大水深 8m, 湖水矿化度 1.055g/l 。其主要入湖河流有克鲁伦河、乌尔逊河等, 唯一出流河是达兰鄂罗木河。该区处于西风带的东延边缘, 海洋季风影响较弱, 属中温带

• 国家自然科学基金资助项目。

大陆性气候。湖区年均温 0°C , 年降水量 247—319mm。其周边植被群落, 属半干旱草原。根据湖心 7 个表层样点的孢粉分析, 可以看出湖区植被主要以蒿属、藜科、十字花科占优势, 其次为禾本科、莎草科、菊科、伞形科、百合科等。

剖面位于湖北岸的湖滨平原上, 扎赉诺尔东露天煤矿的东南角(插图 1), 地面海拔 544m。剖面总厚 14.54m, 采样间距 10cm, 局部层段(6.88—7.12m)加密(3cm/每样)。共采集 132 块样品, 选择处理 113 块。

二、孢粉组合特征及其古植被与古气候意义

通过对样品称重、酸碱处理及重液浮洗, 对孢粉进行了百分含量及浓度统计, 后者是利用重量法求得。统计孢粉含量时, 由于砂层中所含孢粉较少, 一般统计 150 粒左右, 而对泥质成分较高的样品, 都超过 400 粒。常见的木本以及灌木花粉有桦属(*Betula*)、云杉属(*Picea*)、松属(*Pinus*)、怪柳属(*Tamarix*)、柏科(*Cupressaceae*)等。麻黄属(*Ephedra*)、栎属(*Quercus*)、柳属(*Salix*)、栗属(*Castanea*)等少量出现。草本花粉以蒿属(*Artemisia*)、藜科(*Chenopodiaceae*)、莎草科(*Cyperaceae*)、禾本科(*Gramineae*)、菊科(*Compositae*)等为主, 少量出现狐尾藻属(*Myriophyllum*)、百合科(*Liliaceae*)、蓼属(*Polygonum*)、伞形科(*Umbelliferae*)等。蕨类孢子含量很少, 主要是阴地蕨属(*Botrychium*)、膜蕨属(*Hymenophyllum*)、水龙骨科(*Polypodiaceae*)等。

根据地层中孢粉含量及浓度图式(插图 2, 3), 划分出 8 个孢粉组合带, 其组合特征及相应的古植被、古气候变化由下至上分述如下:

带 I 14.54—12.50m。灰色砾石层与砂层互层, 砂层中见交错层理, 为河流沉积特征, 具融冻褶皱构造。通过追索, 在电厂孤山剖面, 与之呈相变关系的沼泽泥炭层底部, ^{14}C 年龄为 $19\,900 \pm 575\text{aB.P.}$ 。本带总的特征是: 孢粉浓度极低, 一般不超过 50 粒/g, 在含量图式中, 冷杉、云杉含量在 25%—64% 之间, 并有一定破碎度且受挤压变形。其它花粉含量偏低, 以蒿、藜科、禾本科、菊科、小型桦为主, 蕨类孢子中阴地蕨亦有少量。而在电厂孤山剖面的泥炭层中, 仅检出个别蒿及禾本科花粉, 未出现云杉花粉。很显然, 当时湖区周围植被应以草本为主, 并夹有桦灌丛。云杉、冷杉花粉则为外来花粉, 可能为再沉积搬运而来。本带藜科与蒿含量比值(简称 C/A)较高, 说明当时气候寒冷而干旱, 不适宜植被的生长。

带 II 12.50—8.50m。10.90m 以下为深灰色泥, 含双壳类化石及植物残体, 其上为灰色粉砂质泥, 顶部有一细砂夹层, 均见水平层理。12.15m、9.47m 处的 ^{14}C 年龄分别为 $12\,700 \pm 230\text{aB.P.}$ 和 $11\,330 \pm 225\text{aB.P.}$ 。木本花粉中针叶树云杉含量迅速减少, 但较前带保存要

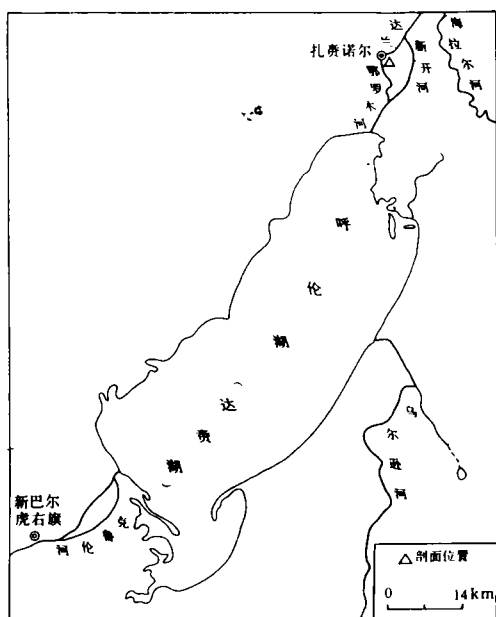


插图 1 呼伦湖地理位置图
Geographical Position of Hulun Lake

好,桦含量(小型桦占 4/5 左右)迅速增加且呈上升趋势。草本含量高于木本,以蒿、藜科为主,莎草科在顶部含量增高,C/A 值较低。本带花粉浓度增高,但变幅较大,最高可达 3 700 粒/g。反映当时疏林草原发育,为凉湿的气候特点。

带Ⅲ 8.50—7.71m。灰白色细砂,发育波状层理。花粉浓度很低,低于 100 粒/g。木本花粉以小型桦、少量云杉为主,草本花粉以蒿、藜科、十字花科、莎草科为主,蒿含量有所下降,C/A 值变化不大。表明当时气候较冷,其湿度较前段要差,且植被较贫乏。

带Ⅳ 7.71—6.80m。灰色粉砂质泥夹薄砂层,6.90m 处 ^{14}C 年龄为 $10\,280 \pm 265\text{aB.P.}$ 。阔叶树花粉含量明显增加,桦含量(小型桦约占 1/4)在整个剖面中达到顶峰,云杉花粉仅零星出现。其它阔叶树花粉栎、栗等含量很低,但频繁出现。草本含量仍居首位,但较前有所减少,C/A 值变化不大。本带浓度曲线与含量曲线一致,桦的浓度最高达 1 900 粒/g。表明当时气温开始回升,为温凉湿润的气候,其植被类型为以桦为主的森林草原。

带Ⅴ 6.80—4.05m。底部 10cm 厚为铁锈色砂,含碳质团块及植物碎屑,并含丰富的石器、陶片,前人称之为扎赉诺尔文化层(黎兴国,1984)。其上为灰黄色砂与暗色砂互层,具水平层理及板状交错层理,局部层位见风蚀槽。木本花粉中桦含量骤减,松开始出现并且含量迅速增加(5%—23%),麻黄、柽柳、云杉有少量出现。草本中除蒿外,其它科属含量均有所上升,C/A 值升高。本带孢粉数量极少,每克样品中一般不超过 100 粒。孢粉组合反映其植被类型为沙地干草原,覆盖度较低,气候较温干。

带Ⅵ 4.05—2.65m。深灰色富含有机质的泥质粉砂,底部含大量双壳类化石,具丰富的植物残体,并发育融冻褶皱构造。4.0m 及 2.65m 处的 ^{14}C 年龄分别为 $7\,070 \pm 200\text{aB.P.}$ 和 $5\,270 \pm 80\text{aB.P.}$ 。本带总的特征是:孢粉浓度在剖面中达到最大,数量级可达 10^4 。阔叶树花粉含量增加,以桦为主,栎、榆、桤木、栗等也有少量。松含量减少。草本花粉仍占优势,耐旱属种含量下降,喜湿成分增加,C/A 值又减低。反映当时为温暖湿润的气候特点,植被演替是以阔叶树为主的森林草甸草原。

带Ⅶ 2.65—0.70m。灰黄色砂,夹数层土壤化的薄砂层,具板状及槽状交错层理及水平层理,含大量草屑,融冻褶皱构造发育。为松、柏科、藜科、蒿组合带,其特征与带Ⅴ比较一致,表明气候又变温干,发育沙地干草原。

带Ⅷ 0.70—0.00m。灰至深灰色古土壤,具融冻褶皱构造,但规模较小。0.45m 处 ^{14}C 年龄为 $3\,080 \pm 80\text{aB.P.}$ 。本带针叶树花粉占绝对优势,含量高达 80%,以松(25%—40%)、柏科为主;草本含量退居第二位,以蒿、藜科为主,C/A 值变化不大。花粉总浓度较前带增加,其中松的浓度可达 1 373 粒/g,表明当时有松疏林存在(夏玉梅,1993),反映了凉干的气候。

三、地质时期呼伦湖地区气候环境演变序列

晚更新世后期,青藏高原的抬升已接近现今高度,对大气环流的形势产生了明显的影响。如末次冰期来临时,冬季风增强,夏季风减弱,我国中部广泛堆积了马兰黄土,当时植被稀疏,且耐干旱的草本植物占绝对优势。其黄土南界已到达长江附近。而我国东部发生了近期最大规模的海退,陆架地区出露成陆,侵蚀基准面急剧下降,绝大部分内陆湖泊表现出明显退缩。末次冰盛期结束后,进入晚冰期,受太阳辐射能增加的影响,气候变化更加频繁。

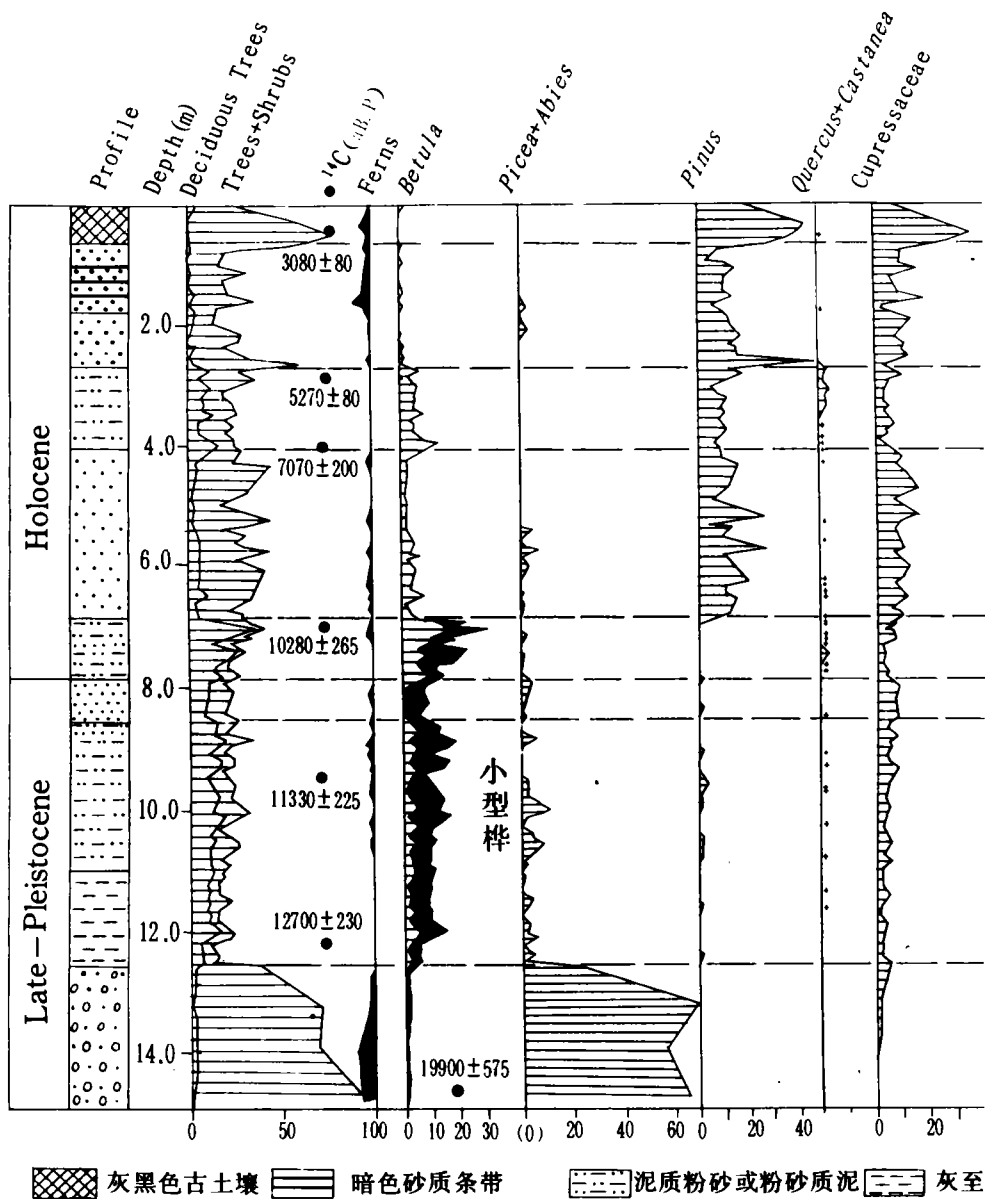
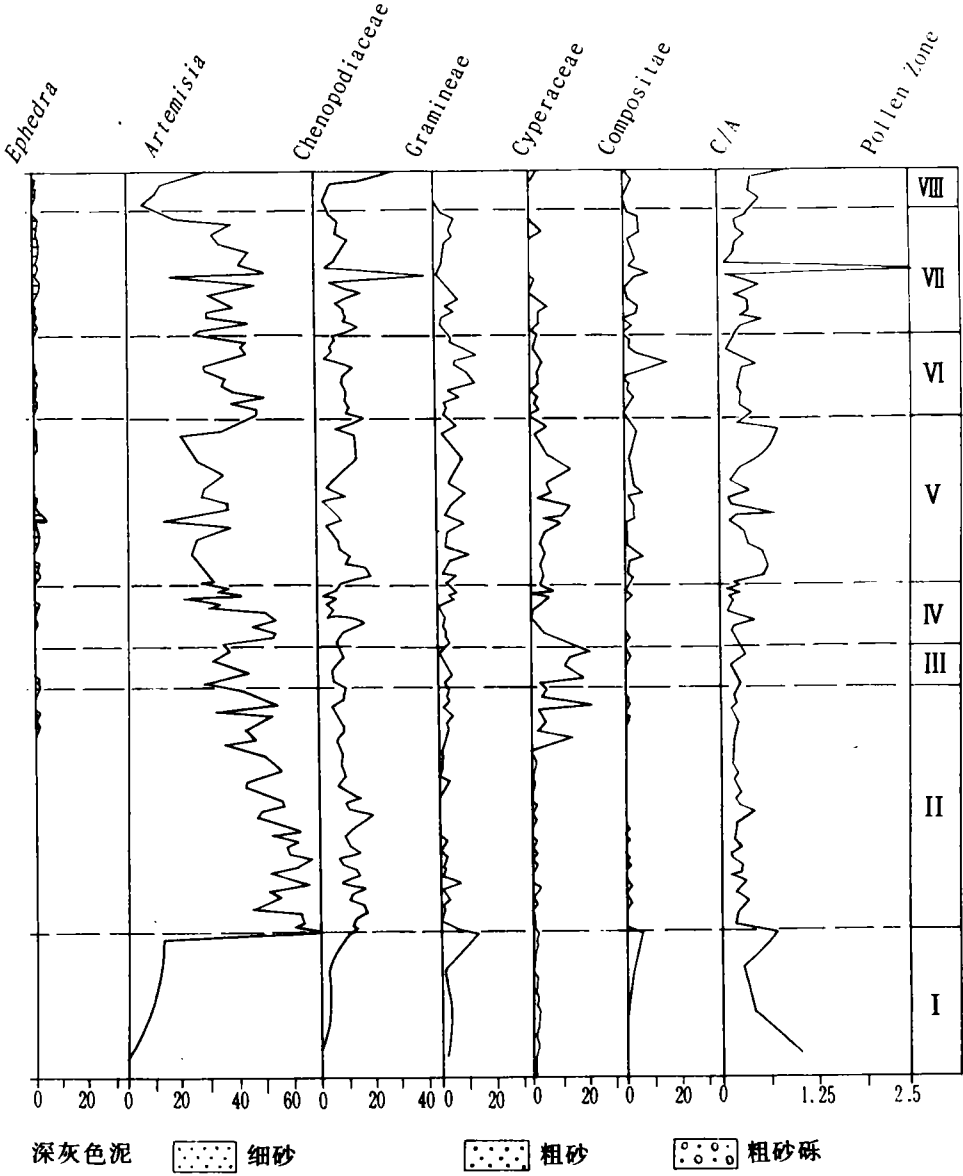


插图 2 东露天矿剖面
Pollen Percentage diagram of the main

根据东露天煤矿剖面孢粉组合特征,结合岩性、硅藻分析结果及 ^{14}C 测年数据,并采用年内插方法,末次冰盛期以来呼伦湖地区古气候环境序列如下:

19 900—13 000a.B. P.,为一套河流沉积,不整合于侏罗纪煤系地层之上。据资料表明,在剖面底部砂砾层与基岩接触处发现完整的猛犸象(*Mammuthus*)和披毛犀(*Coelodonta*)骨架,猛犸象粪化石的 ^{14}C 年龄为 $3\,3760 \pm 1\,700\text{a.B. P.}$ (黎兴国,1984)。此外,在该区东北秃尾



主要花粉百分含量图式
taxa from Donglutian Coal-miner

巴山上下两套河流砂层之间的古土壤层年代为 $26\,890 \pm 1\,500\text{aB.P.}$ ，表明 $26\,000\text{aB.P.}$ 前本区气候偏暖湿。另在电厂孤山剖面与本剖面底部砂砾层呈相变关系的泥炭层底部， ^{14}C 年龄为 $19\,900 \pm 575\text{aB.P.}$ 。因此可将该砂砾层作为末次冰盛期的沉积。当时气候严寒，植被稀疏，就孢粉组合特征及该区所处的地理位置来看，应为苔原植被类型。

一般认为末次冰盛期大致结束于 $16\,000\text{aB.P.}$ 或 $15\,000\text{aB.P.}$ (Borzenkova, 1990; 童国

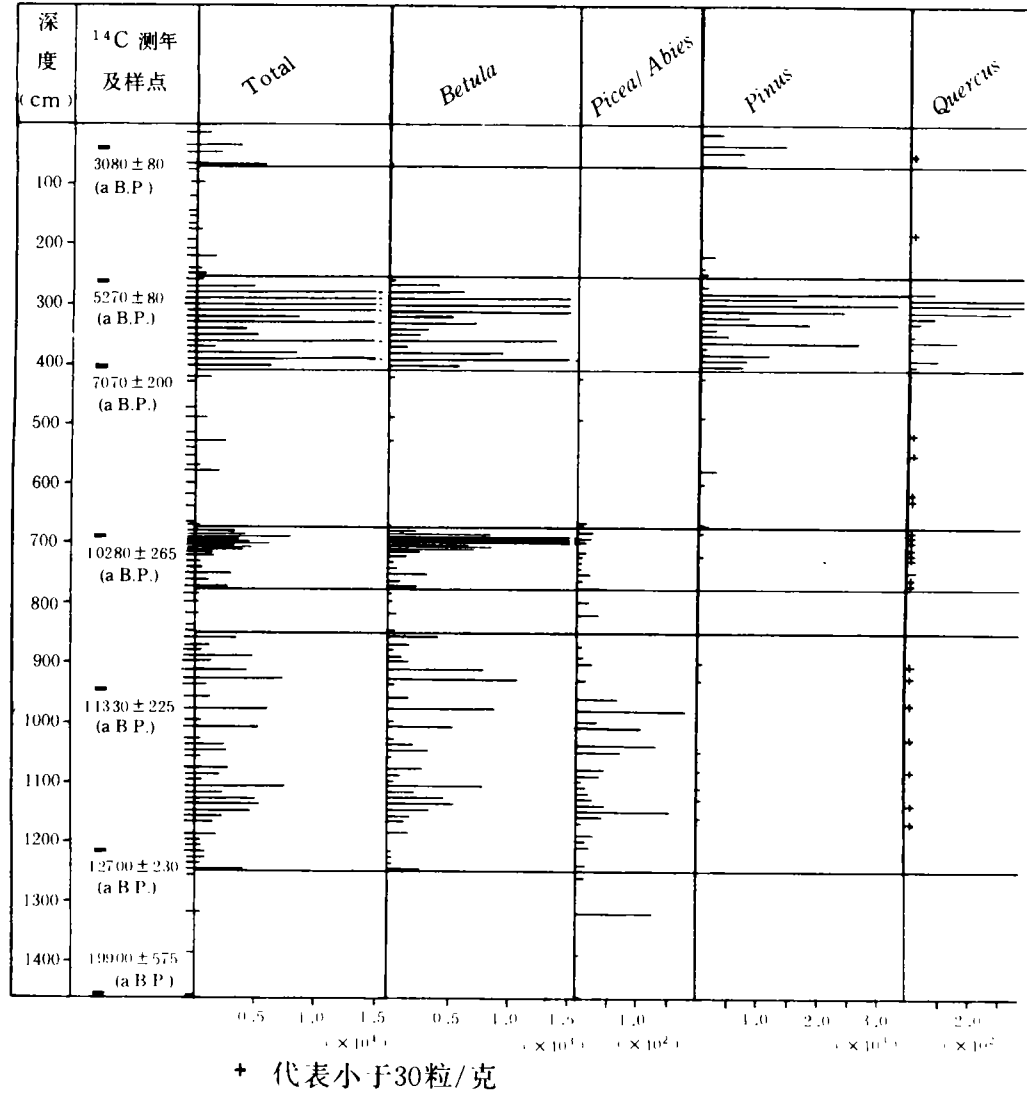
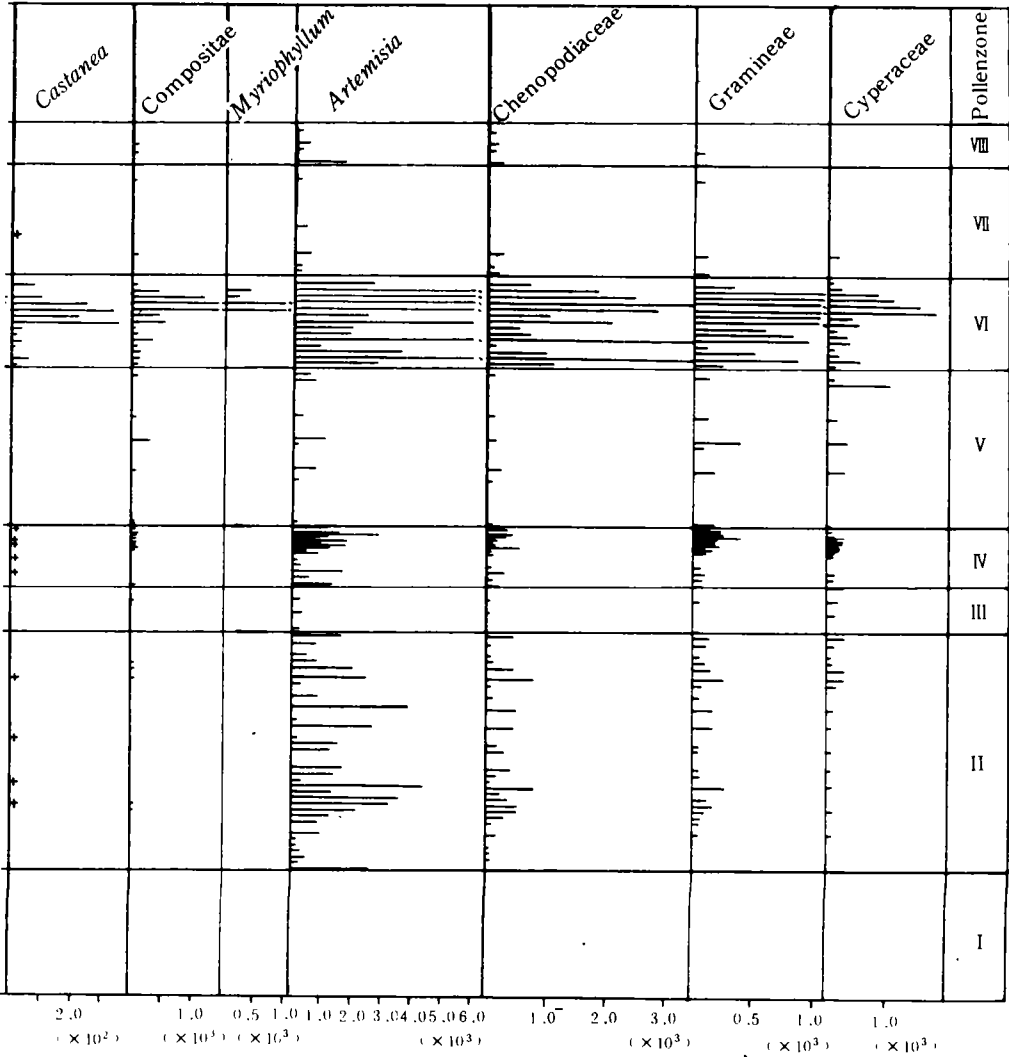


插图 3 东露天矿剖
Pollen concentration diagram of the

榜等,1991),开始进入晚冰期,但在该剖面,岩性、孢粉及硅藻发生明显变化是在 13 000a.B. P.,可以作为本区末次冰盛期结束时间。

约 13 000—10 900a.B. P.,孢粉组合反映气候好转,但气温仍较低,为晚冰期升温阶段。本阶段硅藻开始大量出现,且以 *Fragilaria inflata*, *Melosira granulata*, *Cyclotella comta*, *C. stelligera* 等为主,表明当时为开阔湖环境。

· 约在 10 900—10 600a.B. P. 之间的短短 300 年内,气候重新变冷变干,且植被稀疏。从沉积物特征来看,当时仍保持滨湖环境,说明尽管气温下降,但仍较带 I 要好。



面主要花粉浓度图式
main taxa from Donglutian Coal-miner

以上表明,末次冰盛期至晚冰期结束,该区气候经历了由严寒至凉湿至冷偏干的变化。从时代上看,13 000—10 900aB. P. 的凉湿期相当于北欧的 Bolling—Allerod 暖期,正是呼伦湖迅速扩张期。10 900—10 600aB. P. 的降温事件正好在 Younger Dryas 冷期的范围内,但冷期持续时间较短,且结束时间较早。

约 10 600—10 000aB. P. ,森林草原植被开始在该区出现,阔叶树种的增多表明温度显著上升,浮游硅藻的大量出现表明湖泊水体的又一次扩大。与此同时,在相邻地区古土壤层发育,如海拉尔北山剖面,5.75—6.35m 处古土壤的年龄为 $10\,490 \pm 200$ aB. P. (夏玉梅,

1993)。

10 000—7 200aB. P. , 随气候变温变干, 湖面积大幅度减小, 大片湖滩出露, 使得该区风沙活动加强, 古沙丘发育。

约 7 200—5 000aB. P. , 为全新世中期气候鼎盛期, 森林草原再次占据本地区, 且木本植被主要为栎、桦等阔叶树种, 当时气候温暖湿润, 与现代自然植被相比较, 其年均温可能比目前高 3℃左右。本阶段硅藻又出现, 以 *Melosira granulata*, *Epithemia sorex*, *Coscinodiscus lacustrine* 为主, 表明湖泊水位又一次上升, 为湖滨沼泽环境。在此期间, 呼伦贝尔地区广泛发育古土壤, 如呼伦湖西南新巴尔虎右旗克鲁伦河右岸古土壤年龄为 $7\,110 \pm 100$ aB. P. , 海拉尔北山和东山剖面分别发现 $5\,420 \pm 160$ aB. P. 及 $5\,595 \pm 128$ aB. P. 的古土壤(夏玉梅, 1993)。

5 000—3 000aB. P. , 为风沙沉积特征, 并存在 4 次风沙被固定的痕迹, 表明湖水位又一次下降, 当时气候温干, 发育沙地干草原。至 3 000aB. P. 前后, 气温进一步下降。但湿度条件较前有所改善, 古土壤发育, 草原植被向疏林(可能为樟子松疏林)转变。

本区晚更新世晚期孢粉组合所反映的气候变化与格陵兰冰芯氧同位素曲线变化比较一致, 与北欧孢粉资料可以比较(Nillson, 1983; Guiot, 1986)。末次冰盛期, 本区与哈尔滨荒山、顾乡屯、乾安等地(王曼华, 1990)均为冻原植被, 相应地, 华北平原及沿海地区(孔昭宸, 1980; 王永吉, 1983)为以蒿、藜科为主的干旱草原; 晚冰期, 本区疏林草原发育, 气候明显好转, 北京地区干旱草原由针阔混交林所取代(孔昭宸, 1980)。Younger Dryas 降温事件与同时期内蒙古岱海(王苏民, 1990)、巴谢黄土(An Zhisheng, 1993)、西藏松西错湖(Gasse, 1991)可以比较。全新世初期, 本区桦林发育, 与内蒙古毛乌素沙漠 10 500aB. P. 古土壤发育(高尚玉, 1992)相对应; 7 200aB. P. 后, 本区进入高温期, 时间晚于长白山(刘金陵, 1989)及华北(王永吉, 1983)等地, 但与毛乌素沙漠比较吻合, 显示了该区气候变化的区域性特点。

在前面岩性描述时, 笔者曾多次提及剖面中的融冻褶皱构造。有关该区的冰缘现象, 前人曾划分出 3 个冰缘阶(黎兴国, 1984), 我们认为冰缘环境对已沉积的地层具有改造作用。剖面中典型的冰缘融冻褶皱集中在剖面底部和上部, 底部砂砾层被挤压成断断续续的褶皱, 从其大的规模来看, 其发生时间应为末次盛冰期, 与沉积同步或稍后, 剖面上部从 4.05m 以上开始出现, 至 0.70m 规模逐渐增大, 而 4.05—2.65m 正好是全新世最佳期, 说明融冻褶皱为后期冷的气候条件下形成的产物, 其时代可能为 3 000aB. P. 前后的新冰期, 与孢粉组合带 VIII 一致。值得注意的是, 剖面顶部古土壤也受到变形, 但强度较前要小, 且具有局部性, 推测其可能是小冰期时期造成的。

四、结 语

1) 末次冰盛期以来, 本区植物群的发展经历了 8 个阶段的变化, 相应地, 古气候也经历了由严寒(19 900—13 000aB. P.)→凉湿(13 000—10 900aB. P.)→冷偏干(10 900—10 600aB. p.)→温凉湿润(10 600—10 000aB. P.)→温干(10 000—7 200aB. P.)→温暖湿润(7 200—5 000aB. P.)→温干(5 000—3 000aB. P.)→凉偏干(3 000aB. P. 前后)的变化过程。

2) 约 10 900—10 600aB. P. 期间的短短 300 年内, 气温迅速下降, 这种快速降温事件可能相当于欧洲的 Younger Dryas 事件, 说明该事件至少是北半球的重要气候事件。

3)晚更新世和全新世的界线,无论在植物群发展或古气候变化方面都有明显的反映,界线的年代应在 10 600a.B. P. 前后,也就是 Younger Dryas 冷期结束时间。

4)本区全新世最宜期开始于 7 000a.B. P., 结束于 5 000a.B. P., 并同时表现为高湖面的特征,反映当时降水条件较好。这与我国东部及季风区边缘岱海等湖泊相比,高温期迄止时间较短,但比与该区相近纬度的乌伦古湖及吉尔吉斯斯坦国的伊塞克湖的持续时间要稍长些(王苏民,1992;施雅风,1990)。表明高温期从东南到西北,从季风区到西风区,具有穿时特点,这种穿时性,笔者认为与季风环流有关,代表了夏季风自东至西由强到弱的变化过程。

参 考 文 献

- 孔昭宸、杜乃秋,1980: 北京地区距今 30 000—10 000 年的植物群发展和气候变迁。植物学报,22(4):330—380。
- 王永吉、李善为,1983: 青岛胶州湾地区 20 000 年以来的古植被与古气候。植物学报,25(4):385—392。
- 王苏民、冯 敏,1991: 内蒙古岱海湖泊环境变化与东南季风强弱关系。中国科学(B),13(7):759—768。
- 王苏民、王富葆,1992: 全新世气候变化的湖泊记录。中国全新世大暖期气候与环境,146—152 页。海洋出版社。
- 王曼华,1990: 我国东北平原晚更新世晚期植物群与古气候指标初探。中国东北平原第四纪自然环境形成与演化,51—59 页。哈尔滨地图出版社。
- 中国科学院内蒙古宁夏综合考察队,1985: 内蒙古植被。科学出版社。
- 刘金陵,1989: 长白山孤山屯沼泽地 13 000 年以来的植被和气候变化。古生物学报,28(4):495—511。
- 许清海、吴 忱、王子惠等,1993: 25 000 年以来渤海湾西岸古环境探讨。植物生态学与地植物学报,17(1):20—32。
- 杨环仁,1985: 第四纪地质。高等教育出版社。
- 施雅风、文启忠、曲耀光等,1990: 新郑紫窝堡盆地第四纪气候环境变迁和水文地质条件。海洋出版社。
- 徐占江,1989: 呼伦湖志。吉林文史出版社。
- 夏玉梅,1993: 呼伦贝尔沙地古土壤孢粉特征与大暖期环境的初步研究。中国生存环境历史演变规律研究(一),44—53 页。海洋出版社。
- 高尚玉、靳鹤龄、陈渭南等,1992: 全新世大暖期的中国沙漠。中国全新世大暖期气候与环境,161—167 页。海洋出版社。
- 童国榜、张俊牌、严富华等,1991: 华北平原东部地区晚更新世以来的孢粉序列与气候分期。地震地质,13(3):259—268。
- 黎兴国,1984: 内蒙古扎赉诺尔东露天矿晚更新世地层年代学的初步研究。第一次全国¹⁴C 学术会议论文集,136—140 页。科学出版社。
- An Zhisheng, Porter, S. C., Zhou Weijian *et al.*, 1993: Episode of strengthened summer monsoon climate of Younger Dryas age on the Loess plateau of central China. Quaternary Research, 39(1):45—54。
- Borzenkova, I. I., 1990: Climatic changes through late glacial and postglacial 16—0ka. BP. Global palaeoclimate of the Late Cenozoic, Elsevier, 219—250。
- Gasse, F., Arnold, M., Fontes, J. C. *et al.*, 1991: A 13 000—year climate record from western Tibet. Nature, 353(24): 742—745。
- Guiot J., 1987: Late Quaternary climatic change in France estimated from multivariate pollen time series. Quaternary Research, 28(1):100—118。
- Nilsson, T., 1983: The Pleistocene. D. Reidel Publishing Company, 264—268。

[1993 年 12 月 8 日收到]

VEGETATIONAL DEVELOPMENT AND ENVIRONMENTAL CHANGES IN HULUN LAKE SINCE LATE PLEISTOCENE

Yang Xiang-dong, Wang Su-min and Xue Bin

(*Nanjing Institute of Geography and Limnology, Nanjing 210008*)

Tong Guo-bang

(*Institute of Hydrologic and Engineering Geology, MGBR, Zhengding 050803, Hebei*)

Key words vegetational development, environmental changes, late Pleistocene, Hulun Lake

Abstract

The Hulun Lake is the northernmost lake in China. Since late Pleistocene, lacustrine and terrestrial environments dominated by fluvial facies and wind action alternate with each other because of climatic fluctuation. According to the systematic spore-pollen percentage and concentration analysis on 113 samples from the Quaternary profile of the Donglutian Coal-mine, 8 pollen zones have been distinguished. Based on ^{14}C dating date, the authors have reconstructed the different phases of climatic changes over the past 20 000 years, in which the cool and wet period of 13 000—10 900 aB. P. corresponds to the Bolling—Allerod thermomeres, Younger Dryas kryomer occurring in 10 900—10 600 aB. P., 10 600—10 000 aB. P. to the Anathermal of the beginning of Holocene. It was warmer and wet in the middle of Holocene (7 200-5 000 aB. P.), with the mean annual temperature being 3 C higher than today; after that it became cool and drier. The pollen assemblage studied in this paper also can be compared with those from other parts of China and from Europe, providing new background data for research on climatostratigraphy in this country.