

河北康保兴隆遗址先民的生存环境

张俊娜¹ 夏正楷² 郭明建^{3,4} 李松翰¹

1. 首都师范大学历史学院, 北京 100089; 2. 北京大学城市与环境学院, 北京 100871; 3. 厦门大学历史与文化遗产学院, 厦门 361005; 4. 中国国家博物馆, 北京 100006

摘要 兴隆遗址是内蒙古高原东南缘具有典型意义的新石器时代早中期遗址。本文通过对兴隆遗址周围开展的野外地质地貌调查、光释光测年及两个典型剖面(HKX-P1、HKX-P2)沉积物的孢粉、粒度、磁化率、色度、化学元素、烧失量等古环境指标分析,研究了兴隆遗址新石器时代早中期先民的生存环境。结果表明,本区在距今1.3万年之前为气候冷干、植被稀少的河湖加积平原和荒漠环境。距今1.3万—1万年的末次冰消期至早全新世时期,本区气候凉干且波动频繁,谷间浅湖发育,形成“荒漠平原—浅湖绿洲”环境,兴隆遗址旧—新石器时代过渡时期的先民在荒漠或半荒漠中依托绿洲小生境进行狩猎和采集活动。距今1万年以来的早全新世时期,本区气候波动升温,并在距今9000—8500年,区域环境从荒漠转变为草原环境,导致本区动植物资源显著增加,这一重大环境转折是兴隆遗址新石器时代中期文化迅速兴起的重要原因。这一时期,兴隆先民在“草原台地—谷间浅湖”环境背景下,采取在大范围的草原远距离狩猎和在水热动植物资源较好的谷间浅湖附近定居相结合的生存模式,逐渐形成了发达的新石器时代文化。至距今7000年前后,兴隆遗址附近的古湖受气候变化影响出现了退缩和沼泽化趋势,这可能是兴隆遗址新石器时代中期文化发生衰落的环境动因。总之,内蒙古高原东南缘早全新世湿润期适宜环境背景下的区域气候、水文、地貌、动植物、土壤等诸多环境要素的变化是本区新石器时代早期文化兴起和发展的主要原因。

关键词 环境考古; 内蒙古高原; 丘间浅湖; 新石器时代早中期; 早全新世湿润期

1 引言

最近几年,随着内蒙古高原东南缘地区考古工作的深入开展,发现了一批新石器时代早中期遗址。其中经过系统考古发掘的包括内蒙古东南部的裕民遗址、四麻沟遗址、乃仁陶勒盖遗址,以及河北北部的兴隆遗址、四台遗址。研究表明,这些遗址具有相近的文化内涵,其中属新石器时代中期的大部分遗存可归为同一考古学文化——“裕民文化”^[1]。

收稿日期: 2025-01-07; 接受日期: 2025-01-28

基金项目: 国家社会科学基金重点项目内蒙古高原东南缘区域新石器时代遗址考古发掘资料整理与研究(23AKG004); 国家自然科学基金面上项目(4197114)

作者简介: 张俊娜, 副教授, 主要从事环境考古、地学考古研究。E-mail: junnazhang84@163.com

内蒙古高原东南缘位于黄土高原、内蒙古高原和华北平原的交界地带，在考古学文化区中，位于中原文化区、北方文化区和燕辽文化区的交界区域。目前，本区四台遗址2020—2022年发掘区的第一组和第二组遗存绝对年代分别为距今10400—10000年和距今9400—9000年，出土了细石核、细石叶、磨制石器、陶器等遗物，以及房址、灶等遗迹，体现了人类生存方式从旧石器时代的狩猎采集流动性栖居到新石器时代逐渐定居的发展转变^[2]。另外，兴隆遗址还发现了距今1.1万—1万年的旧-新石器时代文化过渡期的骨石堆和用火遗迹^[3,4]。除此之外，内蒙古高原东南缘地区大部分遗存的绝对年代大致在距今9000—7000年，出土了大量打制石器和磨制石器、陶器、动物骨骼、植物遗存，以及房址、灶等，展现了新石器时代中期本区繁荣的文化面貌及与周围文化之间的互动。此外，越来越多的动植物考古证据^[5,6]显示本区为我国北方农业起源的重要区域。因此，内蒙古高原东南缘地区的考古新发现对于探讨北方旧-新石器时代过渡、史前先民早期定居、粟作农业起源和早期传播等问题具有重要意义。地理区位上，本区位于东亚季风边缘带，气候区划属于中温带和暖温带的交界区域（图1A），处于典型的农牧交错地带，气候敏感多变，生态环境脆弱。目前本区气候干旱，为中温带半干旱草原带（图1B），并非适合人类生存的优越环境。因而，需要对本区早全新世古环境进行研究，以理解内蒙古高原东南缘新石器时代早中期先民生存和文化发展的环境背景。

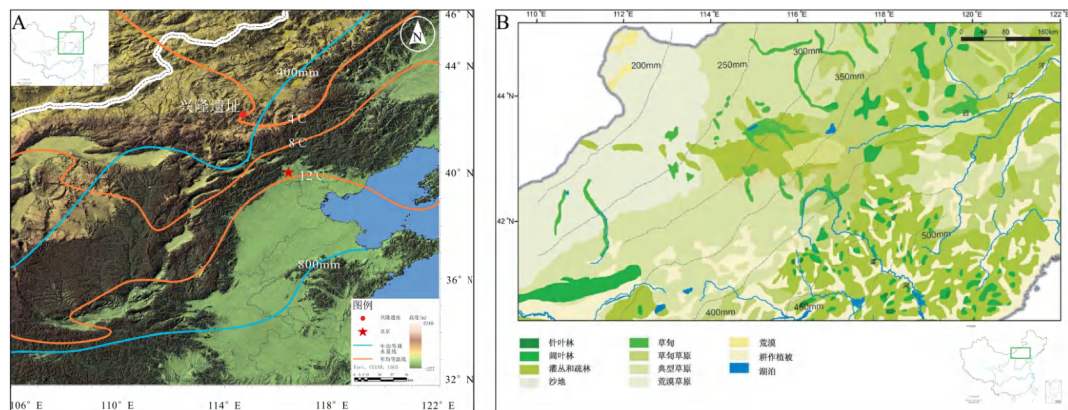


图1 兴隆遗址所在内蒙古东南缘的区域位置 (A) 和气候、植被格局 (B) (修改自刘鸿雁, 李宜垠^[7])

Fig.1 The regional location of the Xinglong site in the southeastern edge of Inner Mongolia (A) and the climate and vegetation pattern (B) (modified from Liu & Li^[7])

兴隆遗址位于河北省西北部的康保县。前期发掘表明，该遗址包含了距今13500—10000年的“旧-新石器时代过渡遗存”及距今8700—5200年的新石器时代文化遗存，分为5期^[3]。遗址中大量出土的打制石器及动植物考古的研究成果表明，当时古人类的生业模式仍是以狩猎采集为主，并在新石器时代中期出现了早期农业的证据^[3,6]。自2016年起，我们在兴隆遗址及其周围开展了环境考古研究。通过野外地质地貌考察、典型剖面沉积物观察，以及光释光（OSL）年代测定，孢粉、粒度、磁化率、色度、化学元素、

烧失量(LOI950、LOI550^①)等实验室古环境指标分析(具体实验方法描述参照Zhang et al., 2018^[8]),试图对兴隆遗址先民生活时期的古地貌、古水文、古植被和土壤、古气候演化等问题进行系统的分析,探讨该地区古文化对环境演变的适应。

2 区域环境及遗址尺度的地层堆积和地貌结构

兴隆遗址所在的康保县位于河北省西北部,地处内蒙古高原东南缘的冀蒙接合部,俗称“坝上”,平均海拔约1450米。本区位于华北陆块北缘隆起带,古元古界红旗营子岩群变质岩构成结晶基底,上覆侏罗系陆相火山沉积、新近系玄武岩及第四系河湖相堆积^[9]。由于新近纪以来长期的剥蚀作用,整个内蒙古高原已成为波状起伏的准平原^[10]。坝上地区位于这个波状起伏古老夷平面的东南边缘,地势由东北向西南缓缓倾斜,依次出现低山丘陵区、缓坡丘陵区和平原区。其中北部丘陵区地面起伏较大,缓丘和丘间洼地相间出现(图1A、图2A)。南部平原区地形开阔,地势平坦,分布有岗梁、平滩和小盆地等微地貌。

内蒙古高原东南缘地区位于我国400 mm年均等降水量线和4℃年均等温线附近(图1A),气候区划位于温带季风气候区和温带大陆性气候区的过渡地带,植被带属于温带草原带,土壤属于典型的栗钙土。全年受内蒙古高压控制,区内冬季严寒漫长,春季干燥多沙,境内无常年性河流,干旱灾害频发。本区现代植被为典型草原(图1B),在受人类干扰影响较小的地区,优势种为克氏针茅(*Stipa krylovii*)和大针茅(*Stipa grandis*)^[7]。根据对岱海盆地的现代植物调查,受水热和地形的影响,山地的阴坡和半阴坡分布着小片的由山杨(*Populus davidiana*)、白桦(*Betula phatyphylla*)、落叶松(*Larix*)、油松(*Pinus tabulaeformis*)、樟子松(*Pinus sylvestris* var. *mongolica*)、云杉(*Picea*)、榆(*Ulmus*)、柳(*Salix*)等组成的森林。林下生长着绣线菊(*Spiraea*)、沙棘(*Hippophae rhamnoides*)、山杏(*Prunus armeniaca*)等中生灌丛和苔草(*Carex*)、艾蒿(*Artemisia argyi*)、铁杆蒿(*Artemisia sacrorum*)、地榆(*Sanguisorba officinalis*)等草本植物;海拔1900 m以上为由贝加尔针茅(*Stipa baicalensis*)、羊草(*Aneurolepidium chinensis*)等组成的山地草甸。低山丘陵区分布着由克氏针茅(*Stipa krylovii*)、本氏针茅(*Stipa bungeana*)、狗尾草(*Setaria viridis*)、冷蒿(*Artemia frigida*)等组成的草原植被。河流阶地和水分条件较好的地方生长着由芨芨草(*Achnatherum splendens*)、披碱草(*Elymus dahuricus*)、萎陵菜(*Potentilla chinensis*)等组成的草甸和盐生植被^[11]。

兴隆遗址位于康保县北部海拔1400—1500 m的玄武岩低山丘陵区。这里丘间洼地比

① LOI950和LOI550是烧失量(loss on ignition, 简称LOI)测试中的两个温度点,分别代表在不同温度(950℃和550℃)下灼烧样品后失去的质量百分比。LOI950指示样品中的无机碳(IC, 即碳酸盐矿物如碳酸钙)含量, LOI550指示样品中的有机碳(OC)含量。

较开阔,形似小盆地,周围为高差不足300 m的低山丘陵所环绕,洼地中堆积有厚达3—5米的沙层和河湖相交互沉积物。因后期沟谷水流的下切侵蚀,这套堆积成为台地。目前台地已被后期的风沙堆积覆盖,成为由丘陵坡地向盆地中心倾斜的沙丘堆积体(图2A)。

遗址位于山谷西坡,此坡地面平缓,呈浅凹形,上部受地形和风化剥蚀作用影响,沉积物较薄;顶部沉积物往往被剥蚀殆尽,导致基岩大片裸露。而在坡地的中下部,则为早期台地被后期风力和流水侵蚀后的残余堆积,不同位置厚度不等,最厚处在3 m以上,其底部出露红色玄武岩风化壳。兴隆遗址的文化遗存均被埋藏于这套上覆在丘陵基岩之上的沉积物中。

兴隆遗址所在位置往东南地势随坡度逐渐降低,至遗址东侧约500 m处为丘陵间的宽浅沟谷,此沟从南部丘陵山地发源,向北延伸5—6 km,名为赛圪塔沟(图2)。此沟在兴隆遗址以东的河床横剖面宽50—70 m,沟深3—5 m。沟底堆积砂砾石层,为现代季节性沟谷流水沉积物。

在赛圪塔沟两岸发现多处河湖相剖面(图2B),其中既包括黑灰色黏土质粉砂和红棕色粉砂条带交错沉积的河流相,也包括呈灰白或灰绿色甚至含有具水平层理的粗砂层的湖相剖面,更多的是河湖相与风沙相彼此交错的沉积序列。这些剖面分布在彼此不连接的谷坡前缘台地上,台地上部被晚近风沙堆积覆盖,与坡面上覆的沉积物连成一体。野外所见剖面是由于古河湖台地被晚期沟谷水流侵蚀切割而暴露的。在这些河湖台地以下,赛圪塔沟发育两级低矮阶地,拔河高度分别约为2 m和4 m,其物质构成均为松散的小砾石、细砂和粗粉砂,推测为较晚期的赛圪塔沟一级和二级河流阶地(T1和T2)(图2)。

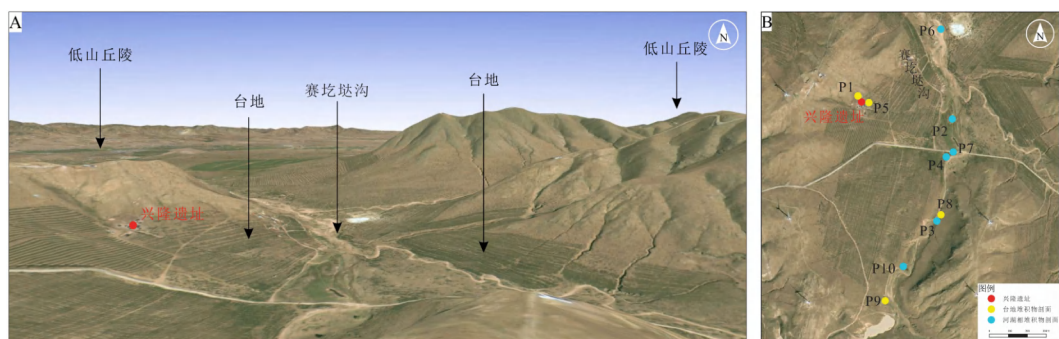


图2 兴隆遗址的地貌环境(A)与野外调查剖面位置(B)

Fig.2 The geomorphological environment of the Xinglong site (A) and the location of the field survey profiles (B)

3 兴隆遗址所在台地剖面HKX-P1沉积物分析

根据兴隆遗址2018—2019年的考古发掘,遗址堆积共分为5层,自下而上分别为旧—

新石器时代过渡文化层（第⑤层）、新石器时代文化层（第④—③层）、辽金文化层（第②层）、表土层（第①层）^[3]。为了研究遗址地层的沉积性质和遗址古环境特征，选择附近少有遗迹遗物的位置，在遗址2018—2019年主发掘区东北角T0908探方北壁清理了一个与遗址发掘层位相对应的以自然沉积为主的剖面HKX-P1（图3），出露厚度104 cm，自上而下描述为：

第①层，棕黄色粉砂，无层理。含直径1—10 mm不等的岩屑，偶见泥质条带，夹杂黄色植物茎叶和根系。本层顶部可见厚约10 cm、呈水平层理的黄色细粉砂，推测为坡面流水沉积，因此避开此处向东侧平移30 cm取样。本层为近现代表土层。

第②层，黄棕-棕褐色粉砂，不具层理。含直径3—15 mm不等、未经磨圆的棱角状岩屑，推测为坡积成因。可见白色钙质斑点，包含较多植物根系的黏土粉砂团粒。该层自上而下沉积物颜色加深，白色菌丝增多。本层对应辽金文化层。

第③层，棕褐-黑褐色粉砂。含黏土粉砂团块，包含直径15—20 mm的棱角状岩屑。

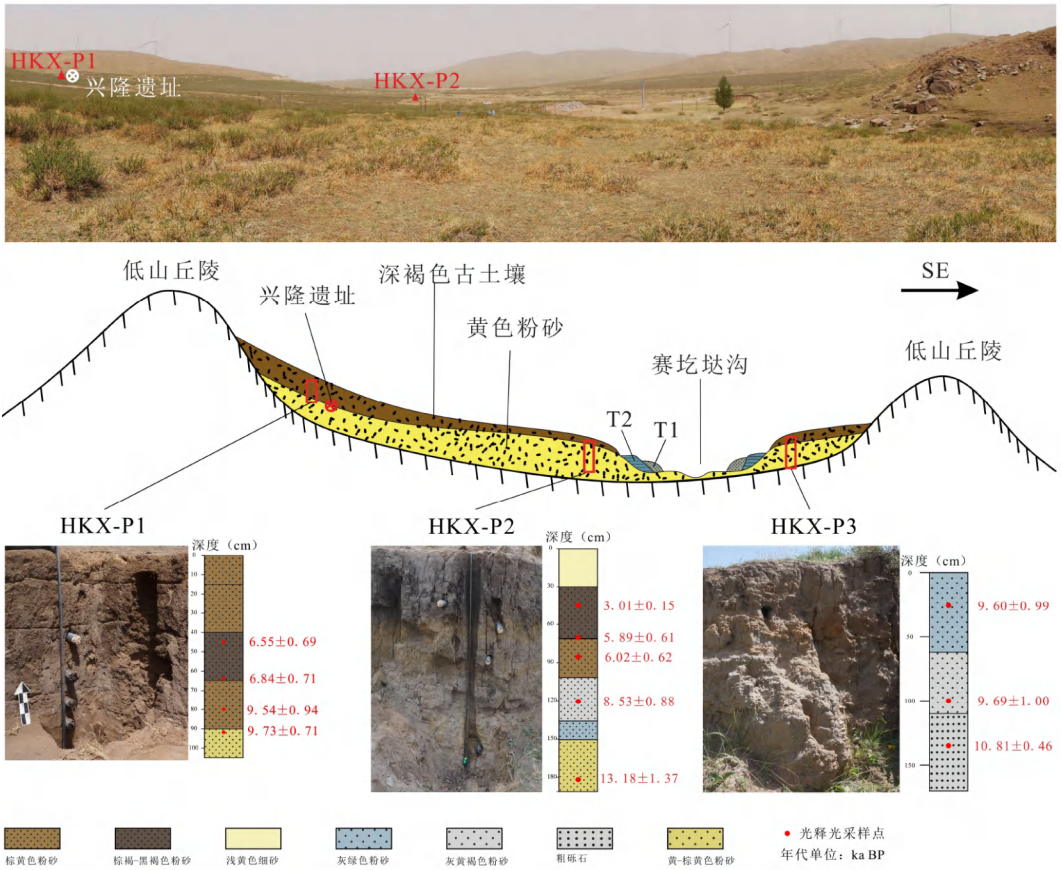


图3 兴隆遗址周围地貌结构图及HKX-P1、HKX-P2、HKX-P3剖面沉积地层

Fig.3 The geomorphological structure map around the Xinglong site and the stratigraphic sections of the profiles HKX-P1, HKX-P2 and HKX-P3

自上而下出现渐变，顶部为棕褐色粉砂，向下渐变为黑褐色粉砂。本层对应新石器时代文化层。

第④层，棕褐色粉砂。含直径10—15 mm的棱角状岩屑，含有白色钙质锈斑。本层对应新石器时代文化层。

第⑤层，黄色-棕黄色粉细砂。含少量直径小于5 mm的细小岩屑，土质较硬，致密纯净，上部含有白色钙质锈斑。本层对应旧-新石器时代过渡文化层。

为了确定剖面地层年代，在剖面HKX-P1自上而下采集了4个光释光测年样品，并自上而下按间隔3—5 cm采取连续沉积物样品24个。具体样品编号和采样深度见表1，并按照每个样品对应的采样深度绘制各参数曲线图（图4、图5）。

3.1 剖面HKX-P1的地层年代

剖面HKX-P1的光释光测年结果见表1。从上到下的4个光释光年代分别为 6.55 ± 0.69 ka BP、 6.84 ± 0.71 ka BP、 9.54 ± 0.94 ka BP、 9.73 ± 0.71 ka BP（图3）。由于剖面较短，因此采用线性内插法建立年代模型（图4）。虽然在选择剖面时尽可能寻找不包含人类遗物、从野外沉积特征判断没有受到扰动的自然沉积地层，但是由于剖面HKX-P1距离遗址较近，沉积过程可能比较复杂。因此结合《河北康保县兴隆遗址2018—2019年发掘简报》^[3]（以下简称《简报》）中的地层划分和年代数据对HKX-P1各层线性内插法年代模型的合理性进行讨论。

表1 剖面HKX-P1采样编号及深度
Tab. 1 Sampling numbers and depths of profile HKX-P1

层位	深度	沉积物样品编号	OSL样品编号/深度	OSL年代
①	0—15 cm	HKX001-003		
②	15—40 cm	HKX004-008		
③	40—65 cm	HKX009-013	2019HKX001/45 cm 2019HKX002/64 cm	6.55 ± 0.69 ka BP 6.84 ± 0.71 ka BP
④	65—89 cm	HKX014-020	2019HKX003/80 cm	9.54 ± 0.94 ka BP
⑤	89—104 cm	HKX020-024	2019HKX004/92 cm	9.73 ± 0.71 ka BP

第5层：这一地层对应《简报》中描述的第5层黄白色砂土层，内含少量细石叶、细石片等遗物，推测年代为距今13500—10000年^[3]。根据线性内插法计算，HKX-P1第5层底部年代为9920 BP，顶部年代为9780 BP，因此推测这一层代表了距今10000—9800年的堆积物。这个测年结果和《简报》中推测的年代（13500—10000 BP）基本吻合，对应兴隆遗址“旧-新石器时代过渡文化层”的顶部地层。

第4层：这一地层对应《简报》中描述的第4层“灰白色砂土层”，对应新石器时代文化层。但此层性状较为复杂，至少可分为上下两层。其中上部的第4A层为本层的主体，其中夹杂大量灰色块状土，包含较多动物骨骼和陶片；下部的第4B层堆积较薄，且在遗址中不甚连续，土质较致密，包含人工遗物较少。根据《简报》，兴隆遗址新石器

时代文化第一期(距今8700—8100年)、第二期(距今8000—7600年)遗迹均主要叠压于第4A层下,打破第4B层,第三期(距今7450—7150年)遗迹主要叠压于第3层下,推测兴隆遗址第4A层的地层年代应不早于8000—7600 BP,不晚于7450—7150 BP,第4B层的年代应不晚于8000—7600 BP。剖面HKX-P1第4层下部采集的光释光样品2019HKX004对应遗址第4B层底部,其年代结果为 9.54 ± 0.94 ka BP,早于目前遗址第4B层中获得的唯一一个AMS¹⁴C测年数据(8993—8720 cal a. BP),两者是相吻合的。因此,按照线性内插法计算的剖面HKX-P1第4层的年代范围距今9700—7000年(9706—7008 BP)基本可以反映剖面HKX-P1第4层的年代,代表了兴隆新石器时代古人主要生活时期的台地沉积物。遗憾的是,剖面HKX-P1中第4层沉积物较薄,厚度仅有30 cm,推测可能与局部沉积不均、土壤化、风力或流水侵蚀等复杂原因有关。

第3层:这一地层对应《简报》中描述的第3层“灰黑色砂土层”,对应新石器时代文化层。剖面HKX-P1本层底部和上部各有一个光释光年代数据,分别是 6.84 ± 0.71 ka BP和 6.55 ± 0.69 ka BP。据《简报》,新石器时代文化第四期(距今7000—6000年)的主要遗存F12叠压于第3层下,第五期(距今5800—5200年)遗存则更多地被上部第2层沉积物覆盖。按照线性内插法计算,剖面HKX-P1第3层的年代范围为7008—6004 BP,与文化层时代相吻合,推测本层为距今7000—6000年的沉积物。

第2—1层:剖面HKX-P1第2—1层目前并没有年代数据,根据线性内插法计算,第2—1层的沉积年代为6000 BP(6004 BP)以后。

综上,剖面HKX-1根据线性内插法建立的年代模型与遗址内地层的年代相吻合,表明其沉积时间基本涵盖了兴隆遗址的主要文化时段,代表了距今1万年以来兴隆遗址所在台地以自然沉积为主的沉积物。

由于实验分析得到的不同古环境指标的分层界限与野外肉眼判断的各层界限可能有略微差异,以下分析中以线性内插法计算得到的实验数据分界线的年代为准。另外,由于剖面HKX-P1分辨率有限且相变明显,线性内插法所计算的精确到个位的年代数值指示意义有限。为叙述方便,以下叙述中将使用简化后的年代数据,精确年代数据见各图中的标注(图4、图5)。

3.2 剖面HKX-P1粒度、磁化率、色度、烧失量、化学元素结果分析

对剖面HKX-P1的粒度、磁化率、色度、烧失量、化学元素的相关结果进行分析。整体粒度组合以砂和粉砂为主,黏土含量较低(图4)。通过粒度三角图可见,本剖面粒径均分布在壤土(loam)和砂壤土(sandy loam)范围内。这表明本剖面沉积物粒径整体较粗,土壤砂性较强,符合本区粗粒质深色壤土特征^[12]。

第5层(深度95—105 cm, 10000—9800 BP):本层中值粒径较大($67.92—77.6 \mu\text{m}$, 平均值 $73.89 \mu\text{m}$),砂的含量较高(平均值59.48%),粉砂(平均值31.05%)和黏土(平均值9.47%)含量较低,指示粒度较粗。本层亮度L*、红度a*、黄度b*均为整个剖面最

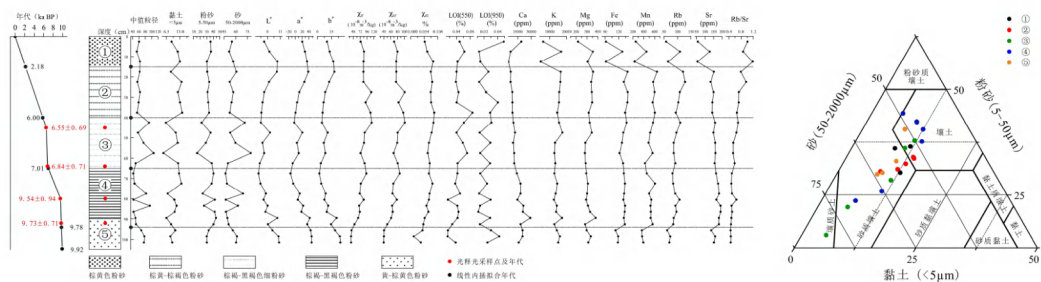


图4 剖面HKX-P1粒度、磁化率、烧失量、化学元素各指标曲线

Fig.4 Grain size, magnetic susceptibility, loss on ignition, and chemical elements curves of profile HKX-P1

高值，与野外看到的偏黄发亮黄粉砂相吻合。低频磁化率 (χ_{lf})、频率磁化率 (χ_{fd}) 和 Rb/Sr 比值较低，指示冷干气候^[13,14]。LOI950 值较高，表明碳酸盐含量较高，也指示这一时期气候较为干冷^[15]。LOI550 值为剖面最低值，指示本层有机质含量最低。

第4层（深度65—95 cm，9800—7000 BP）：本层中值粒径有所降低（42.46—94.51 μm ，平均值56.59 μm ），砂（平均值52.79%）的含量降低，粉砂（平均值37.13%）的含量增加，表明沉积动力减弱，但是在78 cm（9118 BP）和84 cm（9611 BP）处出现两个峰值，指示沉积动力突然增强，推测为坡面流水沉积。本层 LOI550 值有所增加，说明沉积物中有机质含量上升；而 L^* 、 a^* 、 b^* 值有所降低，指示沉积物颜色变暗，与野外观察一致，推测可能与土壤中有有机质的增加有关。这一时期磁化率值增加，也可能与气候转暖，土壤发育有关。LOI950 值在本层明显下降，指示 CaCO_3 含量较低，推测可能与这一时期淋溶作用增强有关。Rb/Sr 比值在本层升高，也指示气候暖湿化的趋势。

第3层（深度40—65 cm，7000—6000 BP）：本层中值粒径波动较大（50.05—106.35 μm ，平均值76.06 μm ），在43 cm（6186 BP）和58 cm（6740 BP）处出现两次砂含量突然增加的波峰，指示流水作用强烈。砂含量（平均值62.73%）为各层最高，黏土含量（平均值9.27%）为各层最低。本层色度值均有所升高，可能与本层砂含量较高有关。LOI550 值增高，指示有机质含量较高。LOI950 和 Ca 元素含量都较低，推测存在较强的淋溶作用。Rb/Sr 比值在本层略有增高。

第2—1层（深度0—40 cm，约6000 BP以后）：本层中值粒径（53.08—63.83 μm ，平均值59.03 μm ）无明显波动，表明沉积环境趋于稳定。 L^* 、 a^* 、 b^* 值均有所增加，指示土壤颜色变浅。LOI550 值明显降低，表明土壤中有有机质含量降低。LOI950 为低值，Ca 值为剖面最低，磁化率和 Rb/Sr 比值升高。

3.3 剖面HKX-P1孢粉结果分析

兴隆遗址剖面HKX-P1共鉴定出28个孢粉种属类型。乔木花粉包括针叶植物松属 (*Pinus*)、云杉属 (*Picea*)、冷杉属 (*Abies*)，以及落叶阔叶植物鹅耳枥属 (*Carpinus*)、椴属 (*Tilia*)、榆属 (*Ulmus*)。灌木及陆生草本植物花粉有麻黄属 (*Ephedra*)、卫矛属

(*Euonymus*)、胡颓子属(*Elaeagnus*)、列当科(*Orobanchaceae*)、怪柳属(*Tamarix*)、藜属(*Chenopodium*)、石竹科(*Caryophyllaceae*)、具刺类菊科(*Echinaceae*)、网胞状类菊科(*Lophate Asteraceae*)、蒿属(*Artemisia*)、旋花科(*Convolvulaceae*)、十字花科(*Cruciferae*)、禾本科(*Poaceae*)、百合科(*Liliaceae*)、车前草属(*Plantago*)、蓼属(*Polygonum*)、毛茛科(*Ranunculaceae*)、荨麻属(*Urtica*)。蕨类孢子仅见到少量的钱苔属(*Riccia*)、石松属(*Lycopodium*)、中华卷柏(*Selaginella sinensis*)、铁线蕨属(*Adiantum*)。

结合岩性变化、孢粉浓度变化和CONISS分析将兴隆遗址剖面HKX-P1划分为4个孢粉组合带(图5, 单位: %)。

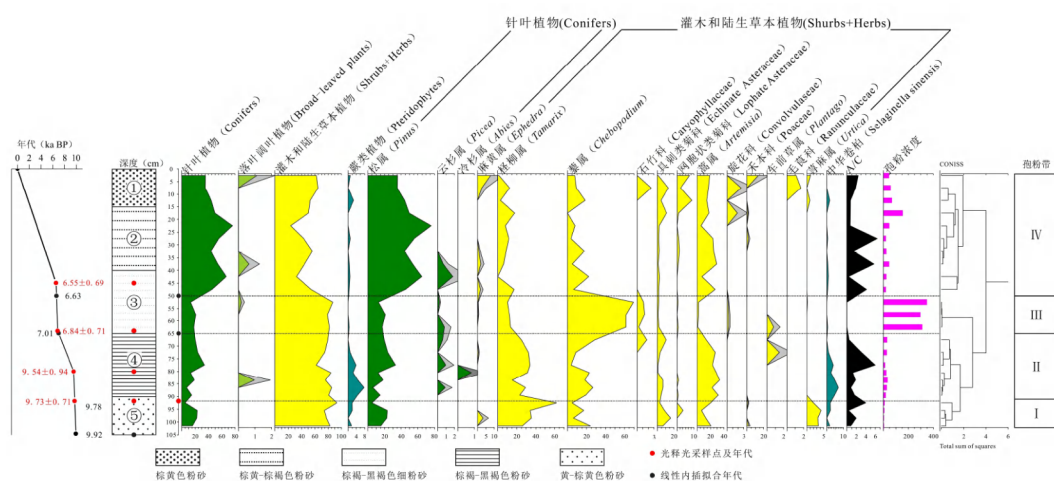


图5 剖面HKX-P1孢粉百分比图

Fig.5 Pollen percentage diagram of the profile HKX-P1

HKXP1-I带: 深度92—104 cm, 10000—9800 BP。乔木花粉仅见松(5%—23.4%)。灌木及陆生草本植物怪柳属(25.86%—62%)、藜属(5%—24.14%)、蒿属(6.38%—20.69%)等含量较高, 还包括菊科、石竹科、车前草属、荨麻属、禾本科等。中华卷柏等蕨类植物孢子少量出现。A/C值较低(0.38—4.0, 平均值1.81)。本带孢粉浓度为剖面最低值, 仅为216—862粒/百克。

HKXP1-II带: 深度65—92 cm, 9800—7000 BP。乔木花粉仍以松(6.03%—33.01%)占优势, 还有少量云杉、冷杉、椴等。灌木及陆生草本蒿属(13.56%—33.65%)和藜属(3.88%—28.81%)含量均有升高, 怪柳属(15.38%—33.98%)稍有下降, 还包括少量菊科、禾本科、车前草属等。蕨类含量为剖面最高值, 以中华卷柏(2.48%—6.90%)为主。A/C值前期降低, 后期较I带升高。本带孢粉浓度有所升高, 在1037—3188粒/百克之间波动。

HKXP1-III带: 深度50—65 cm, 7000—6600 BP。针叶植物(主要是松)含量(13.01%—

21.22%)降低,零星出现云杉和榆等花粉。灌木及陆生草本植物含量(78.78%—86.80%)达到剖面最高值。其中藜属含量最高(61.54%—69.33%),怪柳属(10.22%—13.56%)和蒿属(1.06%—2.04%)含量均为低值,还包括零星毛茛科、旋花科、荨麻属、钱苔属等。蕨类(0—0.53%)零星出现。A/C值为剖面最低值(0.02—0.03,平均值0.03)。孢粉浓度为剖面最高值,在29625—34657粒/百克之间波动。

HKXP1-IV带:深度0—50 cm,约6600 BP以后。针叶植物(主要是松)含量(35.29%—76.19%)明显增多,为剖面最高值。灌木及陆生草本植物含量(23.81%—64.71%)降低,其中蒿属(5.56%—29.30%)含量上升,藜属(0—22.52%)、怪柳属(0—17.76%)含量下降。蕨类(0—2.65%)零星出现。A/C值为剖面最高值(0.00—6.43,平均值2.38)。孢粉浓度在1903—15397粒/百克之间波动。

4 兴隆遗址附近沟谷剖面HKX-P2沉积物分析

选择兴隆遗址东侧赛圪塔沟西岸的一处河湖相自然沉积剖面HKX-P2进行沉积物分析,剖面出露厚度190 cm。除顶部表土层外,自上而下分为5层。

表层土:0—30 cm,浅黄色细沙,质地均一松散,为晚期和现代坡积风成沙,无法取样。

第①层:30—70 cm,深褐—黑褐色粉砂,土质疏松,无明显层理,可见钙质菌丝体,为本区深褐色古土壤层,与兴隆遗址第②层相似。

第②层:70—100 cm,黑褐—黄褐色粉砂,土质较硬,黄色锈斑明显,推测为沼泽相堆积。

第③层:100—135 cm,白黄相间的粉砂质黏土,呈团粒状结构,质地坚硬,含有较明显黄色锈斑,下部夹杂黑褐色泥团,推测为湖相堆积。在此层下部发现一件明显的人工制品(图8A、图8B)。

第④层:135—150 cm,灰绿色粉砂,含黄色锈斑,推测为河湖相沉积。

第⑤层:150—190 cm,黄色粉砂,颗粒较粗,向下砂性增强,含红褐色锈斑及黑褐色泥质条带,170 cm处可见水流卷曲层理,推测为河流相堆积。

为了确定剖面地层年代,在剖面HKX-P2自上而下采集了6个光释光测年样品,并自上而下按间隔4—5 cm采取连续沉积物样品32个。具体样品编号和采样深度见表2,按照每个样品对应的采样深度绘制各参数图(图6、图7)。

4.1 剖面HKX-P2的地层年代

剖面HKX-P2的6个光释光测年数据自上而下分别为 3.01 ± 0.15 ka BP、 5.89 ± 0.61 ka BP、 6.02 ± 0.62 ka BP、 8.53 ± 0.88 ka BP、 6.2 ± 0.23 ka BP、 13.18 ± 1.37 ka BP(表2)。其中样品2019HKXP2-003和2020KX-018的年代结果出现了倒置,根据剖面序列其他样品年代

所推测的沉积速率，舍弃2020KX-018的年代。由于剖面较短且沉积相变化显著，因此采用线性内插法建立剖面的年代标尺（图6）。

表2 剖面HKX-P2采样编号及深度
Tab. 2 Sampling numbers and depths of profile HKX-P2

层位	深度	沉积物样品编号	OSL样品编号/采样深度	OSL年代
表土	0—30 cm			
①	30—70 cm	2019HKXP2-001-010	2020KX-017/45 cm	3.01 ± 0.15 ka BP
			2019HKXP2-001/70 cm	5.89 ± 0.61 ka BP
②	70—100 cm	2019HKXP2-011-015	2019HKXP2-002/85 cm	6.02 ± 0.62 ka BP
③	100—135 cm	2019HKXP2-016-021	2019HKXP2-003/120 cm	8.53 ± 0.88 ka BP
④	135—150 cm	2019HKXP2-021-025	2020KX-018/136 cm	6.2 ± 0.23 ka BP
⑤	150—190 cm	2019HKXP2-025-032	2019HKXP2-004/180 cm	13.18 ± 1.37 ka BP

根据年代模型，剖面HKX-P2的沉积年代为距今14000—2000年。其中第⑤层年代为13955—10855 BP，第④层年代为10855—9693 BP，第③层年代为9693—7096 BP，第②层年代为7096—5890 BP，第①层年代为5890—1858 BP（图6）。以下分析时对各层年代的处理和剖面HKX-P1一致。

4.2 剖面HKX-P2粒度、磁化率、色度、烧失量、化学元素结果分析

剖面HKX-P2的粒度组合以砂和粉砂为主，黏土含量较低。通过粒度三角图可见，样品粒径均分布在壤土和砂壤土范围内，与剖面HKX-P1相似（图6）。

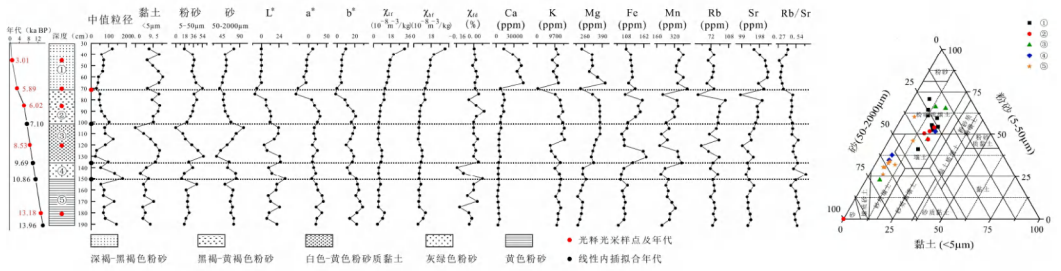


图6 剖面HKX-P2粒度、磁化率、化学元素各指标曲线
Fig.6 Grain size, magnetic susceptibility, and chemical elements curves of profile HKX-P2

第5层（深度150—190 cm，14000—11000 BP）：中值粒径较高（55.12—144.64 μm，平均值87.54 μm），砂含量（平均值68.96%）较高，黏土含量（平均值5.72%）较低。在170 cm处出现粒径峰值，指示沉积动力变强。红度a*、黄度b*均为整个剖面最高值，推测与本层较多的红黄色铁氧化物锈斑有关。本层磁化率值在180 cm（13000 BP）以下较高，之上明显降低，可能与沉积环境变化有关。

第4层（深度135—150 cm，11000—9700 BP）：中值粒径骤然升高（54.78—179.21 μm，

平均值122.83 μm), 出现剖面峰值, 指示沉积动力增强。本层色度值有所降低, 较低的亮度 L^* 、红度 a^* 、黄度 b^* 值显示灰绿色调, 指示本层沉积环境由氧化环境转变为还原环境。

第3层(深度100—135 cm, 9700—7100 BP): 中值粒径(24.62—126.40 μm , 平均值72.85 μm)较上层有所降低, 底部砂含量(最低值为31.19%)较低, 顶部砂含量较高。 L^* 、 a^* 、 b^* 值均有所降低, 与野外观察到的灰白色沉积物相吻合。本层磁化率值与第4层相似, 呈低值, 推测与湖相还原环境中铁氧化物从三价(Fe^{3+})转化为二价(Fe^{2+}), 以及铁硫化物的形成有关^[16]。 χ_{fd} 值在本层有所升高, 可能与还原环境中超顺磁性颗粒的增加有关^[17]。

第2层(深度70—100 cm, 7100—6000 BP): 中值粒径(46.04—102.84 μm , 平均值64.77 μm)逐渐降低且波动较小, 表明沉积动力减弱且趋于稳定。砂含量(平均值54.97%)逐渐降低, 粉砂(34.03%)和黏土含量(11%)逐渐上升。本层 L^* 值明显降低, 与野外观察到的黑褐色沉积物相吻合, 推测可能与本层有机质含量较高有关; a^* 、 b^* 值有所升高, 推测可能与干湿交替所造成的氧化环境导致本层普遍出现的红黄色铁氧化物锈斑有关。相应地, 本层磁化率值也略有升高。

第1层(深度35—70 cm, 6000—2000 BP): 中值粒径(30.57—102.84 μm , 平均值61.31 μm)为本剖面最低值且波动较小, 表明沉积动力较弱且稳定。黏土含量较高且波动明显, 可能与土壤化作用有关。本层 L^* 、 a^* 、 b^* 值为整个剖面最低, 与野外观察到的黑褐色沉积物一致, 指示本层有机质含量较高。 χ_{ir} 和 χ_{fd} 值明显升高, 推测可能与土壤化过程有关。

剖面Ca元素的含量在第3—5层均保持较低水平, 而在第1—2层较高, 表明剖面下部湖沼相地层中钙质基本被淋溶, 而上部较干沉积环境中的沼泽相和古土壤则保存了较多的钙质, 证实了野外对于沉积相的判断, 表明剖面HKX-P2自下而上沉积环境逐渐变干。Rb/Sr比值从下到上波动下降可能指示了沉积环境变干的趋势, 而并非主要反映气候变化情况。其他化学元素K、Mg、Fe、Mn、Rb、Sr等值呈现较为一致的变化趋势: 在第4层和第3层过渡的时段, 以及第2层和第1层的交界处出现较明显波动, 推测与沉积相的变化有关。

4.3 剖面HKX-P2孢粉结果分析

剖面HKX-P2共鉴定出49个孢粉种属类型。乔木花粉包括针叶植物松属、云杉属, 以及落叶阔叶植物桦木属(*Betula*)、鹅耳枥属、榛属(*Corylus*)、杜仲科(*Eucommiaceae*)、栎属(*Quercus*)、枫杨属(*Pterocarya*)、皂荚属(*Gleditsia*)、椴属、榆属。灌木及陆生草本植物花粉有麻黄属、卫矛属、蒺藜属(*Tribulus*)、列当科、怪柳属、藜属、石竹科、具刺类菊科、网胞状类菊科、蒿属、苍耳属(*Xanthium*)、旋花科、大戟属(*Euphorbia*)、龙胆属(*Gentiana*)、牻牛儿苗科(*Geraniaceae*)、禾本科、唇形科(*Labiatae*)、豆科(*Leguminosae*)、百合科、木犀科(*Oleaceae*)、车前草属、蓼属、报春花科(*Primulaceae*)、毛茛科、地榆属、绣线菊属(*Spiraea*)、拉拉藤属(*Galium*)、葎草属

含量减少,仍以松属(15.00%—28.57%)为主,还有少量云杉属、桦木属、鹅耳枥属、槲属和榆属花粉。灌木及陆生草本植物花粉含量(66.67%—82.00%)增大,其中怪柳属(4.94%—51.28%)、蒿属(4.17%—29.63%)、藜属(2.56%—28.57%)和具刺类菊科(0—12.35%)占据优势,列当科、石竹科、旋花科、蓼属零星分布。蕨类(0—4.94%)含量增加,仍以中华卷柏(0—4.94%)为主,出现少量水龙骨科和阴地蕨属。A/C值增大(0.17—5.00,平均值1.53),孢粉浓度略有增加,在246—369粒/百克之间。

HKXP2-IV带:深度30—95 cm, 6700—2000 BP。以松属为主的针叶植物(1.64%—42.69%)自下而上呈升高趋势。落叶阔叶植物(0—0.55%)含量减少,零星分布。灌木和陆生草本植物(55.56%—97.81%)占据优势,为剖面最高值,以蒿属(0.58%—57.25%)、怪柳属(10.59%—37.61%)和藜属(0—28.96%)为主,麻黄属、石竹科、旋花科、车前草属等零星分布。蕨类(0—6.00%)含量增高,仍以中华卷柏(0—5.00%)为主。A/C值(0.06—26.33,平均值5.26)为剖面最高值,孢粉浓度也达最高,在1092—11790粒/百克之间波动。

5 兴隆遗址附近区域末次冰消期以来的环境演变

根据以上分析,对兴隆遗址所在的丘间小盆地这一内蒙古高原东南缘具有代表性的地貌单元自更新世末期以来的古环境演变进行总结,大致可分为六个阶段。

第一阶段:距今1.3万年以前,属于末次冰期最盛期之后向全新世过渡的末次冰消期。

仅剖面HKX-P2保存了距今1.4万—1.3万年的古环境信息。剖面HKX-P2底部180—190 cm段(14000—13000 BP)时期沉积物砂的含量较高,颜色偏黄偏亮,剖面可见干湿交替形成的红色锈斑,反映水动力条件较强的漫滩相堆积,指示河湖加积平原环境。剖面HKX-P2这一阶段孢粉浓度较低,种类较少。陆生草本灌木占主导,藜属含量超过25%^[18], A/C值平均值小于1^[19],均指示荒漠或荒漠草原环境。乔木以喜冷的松属为主,存在一定数量的中华卷柏等林下蕨类孢子。推测周边山上的阴坡和半阴坡上可能生长以松为主的针叶林,在河湖漫滩上生长着少量耐旱的藜、怪柳、蒿等灌木和草本。整体指示较为冷干气候条件下河湖周围的荒漠稀草原环境。

根据剖面HKX-P2的古环境指标,距今1.4万—1.3万年区域整体沉积环境为河湖堆积平原,生态环境为冷干气候条件下的荒漠环境,植被稀少。

第二阶段:距今1.3万—0.98万年,对应末次冰消期向全新世过渡的波动升温阶段。

剖面HKX-P1显示在距今9800年之前堆积粒径较粗的均质黄色粉砂(第⑤层),为河湖漫滩相或漫滩被风力改造后的次生堆积物。本期低磁化率值、低Rb/Sr值指示了较为干凉的气候。孢粉浓度极低,LOI550值也较低,表明植被非常稀少。孢粉指示遗址附近山上的阴坡可能生长零星松林,加积平原上出现零星以怪柳为主,包括藜属、蒿属、菊科等旱生和超旱生陆生灌木和草本, A/C比小于1。推测整体为干凉裸露平原上的荒漠或荒

漠稀草原环境,可能存在零星干草地。

剖面HKX-P2显示距今1.3万—1.1万年仍为水动力条件较强且波动频繁的近岸河漫滩相,距今1.1万年前后由河流相转变为灰白色湖相沉积。剖面11000—9700 BP段粒径较粗,指示水动力条件较强的深湖相沉积物。本期孢粉浓度较低,指示植被覆盖度较低,也可能与粗粒径沉积相有关。这一时期以松树为主的乔木含量占据主导地位,种类明显增加,落叶阔叶植物花粉种类和总百分含量均为剖面最高值,尤其是后期出现多种阔叶树花粉,其中喜暖树种榆、枫杨、鹅耳枥的出现表明气候明显转暖。乔木花粉的大量出现可能与水流从上游或流域搬运有一定关系,表明附近山谷阴坡或河湖周围生长以松、云杉等针叶林为主,林中还生长少量榆、枫杨、鹅耳枥等多种阔叶树的针阔混交林。水生草本植物香蒲属的存在指示周围水域的存在,与湖泊相的沉积环境相吻合。灌木及陆生草本植物花粉种类明显增加,虽然仍以藜属、蒿属、具刺类菊科为主,但出现了石竹科、唇形科、豆科、百合科、蓼属等,不见怪柳,指示环境变湿,草地发育。整体来看,剖面HKX-P2反映了这一时期河湖充沛,剖面周围植物的多样性明显增加,在河湖周围形成以针叶树为主的针阔混交林,林下灌草和蕨类生长,形成具有多样化植被的绿洲小生境。其中160—165 cm (12018—11630 BP)段沉积物中藜属孢粉含量突然增多,阔叶树百分比骤减,可能是对新仙女木冷干气候事件的响应。

以上分析可见,距今1.3万—0.98万年本区气候逐渐增温增湿,但仍波动频繁。此时期植被仍较稀疏,整体为凉干气候下以荒漠或荒漠干草原为特征的河湖加积平原,局部可能出现斑块状草地。另外,这一时期河湖发育,其周围发育针阔混交林和藜蒿类草地群落,形成环境条件相对优越的局地绿洲环境。

第三阶段:距今9800—7000年,对应早全新世波动升温期。

剖面HKX-P1第④层在距今9600—9100年出现了两次粒度的突然增高,指示沉积动力增强,可能代表不稳定的沉积环境。本层相比第⑤层粒径降低,指示沉积动力减弱或土壤化作用。在野外观察本层为棕褐色粉砂,指示土壤中植物有机质的积累,推测这一时期是草原化和黑土化的主要时期。此阶段磁化率值和Rb/Sr比值增高,指示气候有变暖趋势。有机质含量增高,孢粉浓度较前一阶段增高,表明植被有所增加。此时期区域乔木主要是松、云杉、冷杉、榧属等,指示山地阴坡或半阴坡可能有针叶林发育,林中有榧等阔叶树,林下有中华卷柏、铁线蕨等蕨类植物。这一时期灌木和草本植物种类增多,包括怪柳属、蒿属、藜科、菊科、卫矛科、车前草属、麻黄属、石竹科等,表明植被多样化进一步发展。其中蒿属的明显增加指示了草原植被的发展^[7]。A/C比值增高,指示气候更为湿润。另外,本层颜色发白,肉眼可见白色钙质菌丝体,剖面下部(9800—9500 BP)Ca含量为剖面最高,表明本阶段出现了较明显的CaCO₃富集,指示较干的气候环境^[20];向上Ca含量迅速降低,指示上部更加暖湿,土壤化程度更高。整体指示了本区丘陵台地上的植被组合从荒漠草原到草原的过渡,指示了温凉草原环境的形成。

剖面HKX-P2在距今9700—9100年粒径变细,且出现了干湿交替的氧化还原环境,指

示浅湖和湖漫滩环境,反映沉积环境变干,湖泊萎缩,湖水变浅。孢粉指示距今9300—6700年乔木植物含量和种类均有所减少,可能指示周围林地退化,或与沉积环境变化导致沉积物来自近源有关。这一时期周围仍存在以松为主,生长云杉、桦、栎、椴、鹅耳枥、榆等的落林地。这一时期蕨类孢粉含量和种类增多,包括中华卷柏、水龙骨科、阴地蕨属等,可能指示了林地退化后的蕨类植物生长^[21]。灌木及陆生草本植物增多,怪柳属出现,可能指示水域退缩后的盐碱环境^[22]。整体指示湖漫滩附近随着水域退缩,出现以林地退化与湖漫草地为特征的湖岸非地带性植被群落^[23]。

这一时期,随着早全新世的增温增湿,本区植被更加多样化,喜暖树种增加,尤其是后段草本植物显著增加,由干凉的荒漠和荒漠草原逐渐转变为温凉的草原环境。另外,丘间浅湖或丘间洼地发育多样化的植被,形成广泛分布的镶嵌性湖岸植被群落。整体为温凉气候条件下的草原台地—丘间浅湖环境。

第五阶段:距今7000—6000年,对应中全新世温暖期。

剖面HKX-P1第③层(7000—6000 BP)在野外观察为区域常见的黑垆土^[24,25],指示区域进一步黑土化。根据烧失量值增高,孢粉浓度(主要是藜科含量)骤增,推测这一时期陆生草本植被数量明显增加。其中藜科花粉百分含量骤增,可能是由于周围湖泊干涸后盐碱地的藜科植物增多,指示了气候干旱或人类活动的增强^[7]。本期台地附近植被除了之前的松、云杉、铁杉等针叶植物外,还出现了鹅耳枥孢粉。磁化率值和Rb/Sr比值的增加,可能指示了本期之后的进一步土壤化过程。

剖面HKX-P2第②层(7100—6000 BP)沉积物粒度逐渐降低,表明沉动力减弱,沉积相转变为沼泽相。本层亮度值明显降低,指示沉积物颜色偏黑褐色,推测与沼泽环境中有机质的富集有关。红度和黄度值的升高指示了干湿交替产生的红黄色锈斑,表明沼泽经常干涸。这一时期孢粉浓度有所升高,孢粉组合中乔木花粉较少,仅在早期可见针叶植物松属花粉和少量阔叶植物花粉,蕨类植物含量较多,指示林地的退化。草本植物含量则有所上升,怪柳属含量在这一时期达到峰值,可能指示湖沼干涸后盐碱化的环境^[22]。蒿属含量在后期也有所升高,A/C比值较低,指示干旱化趋势。这表明这一时期气候较干,湖泊退缩为盐碱化沼泽湿地,生境恶化。其中90—95 cm(6737—6379 BP)处草本骤然增多,木本减少,蒿属明显增高,指示了沉积环境变干和蒿属草原的发展^[7]。

本期为中全新世温暖气候条件下的草原环境,遗址所在地周围是以藜科为主的干草原环境,可能指示气候的干旱趋势。这一时期本区的谷间浅湖和洼地出现了退缩和沼泽化,区域地表水资源减少,湖岸小生境遭到破坏,林地减少,逐渐向草原化发展。

第六阶段:距今6000年以后,对应全新世中晚期。

剖面HKX-P1第②层中值粒径较低,表明沉积环境趋于稳定。此阶段土壤有机质含量降低,颜色变迁,表明土壤化程度降低。孢粉组合显示距今6600年以后孢粉浓度下降,本区松属明显增多,草本植物含量下降,藜、蒿、怪柳等较多,指示气候趋向干凉化。

剖面HKX-P2第①层(5890 BP以来)的沉积环境从之前的沼泽环境逐渐干涸暴露,

并逐渐土壤化,导致沉积物粒度变细,磁化率增高,色度值降低,颜色更深。这一时期孢粉组合和上一期比较类似,但孢粉浓度更高,针叶植物松属的含量有所上升,灌木和草本植物含量升高,指示干凉草原环境,反映气候的干凉化趋势。

6 相关问题的探讨

总体来看,兴隆先民主要生活在早全新世本区气候转暖过程中从植被稀少的荒漠向草原转化,并发育丘间浅湖和绿洲的温凉大环境背景下。但是,如果从兴隆遗址古文化演化过程的角度对古环境演变细节进行考察,还需厘清几个问题。

6.1 本区早全新世草原化的时间界限与新石器时代中期裕民文化的兴起

兴隆遗址所在坡地第⑤层黄色粉砂层到第④层棕褐色粉砂层(古土壤)的转变反映了早全新世本区重要的环境变化节点,即从植被稀少的荒漠到草原的转变。内蒙古高原东南缘地区发现的其他遗址新石器时代中期遗存均与这一层棕褐土或黑褐土有关^[1-3,26]。

对我国北方沙地的多项研究表明,在10—8 ka BP,总体上沙丘逐渐被固定,古土壤开始发育,湿度有所增加。其中,科尔沁沙地在10—7.5 ka BP以半固定沙丘为主^[27];毛乌素沙地11—8.5 ka BP从沙丘逐渐向半固定沙丘转变^[28];库布齐沙漠与周边沙地土壤开始发育的时间也为10 ka BP^[29];对兴隆遗址北部内蒙古浑善达克沙地SX与BN剖面^[30,31]的研究表明,此沙地中西部在距今1万年前后发生了从风成沙到古土壤的转变。这些研究与本文在兴隆遗址台地沉积剖面HKX-P1的测年结果(9.73—9.54 ka BP)大致吻合。综上,北方草原地区下部黄色沙地沉积物与上部黑褐色古土壤沉积物分界面的光释光测年结果为距今1万—0.8万年。

由于北方草原范围较大,不同地区早全新世土壤化的时间可能存在前后差异。对兴隆遗址及坝上地区新石器时代中期裕民文化兴起有意义的时间节点是本区真正开始草原化的年代,即开始大范围出现草原植被的时间。因为草原的发育才能吸引大量草原动物,进而以狩猎为主并从事广谱化经济的人群才会迅速发展。随着早全新世本区的升温增湿,当水热条件达到一定程度时,草本植物生长,草原发育。相应地,植物根系生长和植物残体积累会导致成土母质(本区即下部棕黄色粉砂)转变为土壤。这一过程几乎是同时发生的。本区草原化的出现应是早全新世古气候的增温增湿所致,一旦温度和降水等气候条件达到本区植物生长的阈值,植被就会迅速响应,覆盖度增加,形成草原环境。现代研究表明,内蒙古草原植被覆盖度增加对气候的响应时间是以天或年为尺度的^[32,33],宁夏固原黄土丘陵区草原带草原植被自然恢复至发育中等或高水平土壤仅需几十年就可以完成^[34],这两个过程均不太可能存在几百年的响应周期。因此,本区下部黄色粉砂层与上部灰褐色古土壤沉积层之间的时间界限可以粗略代表本区土壤化的时间——这也是目前第四纪古环境学者常用的方法。但对于考古学研究要求的精确年代尺

度,存在一个问题。由于植物的根系向下生长,土壤化这一后生变化过程是向下进行的,因此开始出现草原植被的地层比它所形成的古土壤的地层靠上一段距离。而本区对于地层的测年一般使用光释光测年,测年的对象是沉积物中的石英或长石颗粒,所测得的年代是地层沉积物沉积的时代。根据上述分析,这一年代要早于草原发育和土壤化开始的地层年代。因此,在讨论本区草原化的时间节点时,应注意到这个问题。

根据光释光测年数据,兴隆遗址剖面HKX-P1第5层与第4层分界的时间在9.73—9.54 ka BP。对兴隆遗址北部裕民遗址剖面YM、BN1、BN2等的光释光测年结果表明,下部黄砂层与灰褐色古土壤层的年代界限分别为 $>8.6 \pm 0.7$ ka BP、10.9—9.8 ka BP、9.4—8.7 ka BP^[35]。可见,本区目前对坝上地区考古遗址及附近剖面进行的早全新世黄色砂层和古土壤层分界处的光释光测年结果均在距今10000—9000年。这一时间早于本区新石器时代中期裕民文化兴起的时间(距今8700—8600年),二者之间之所以出现几百年的时间差,我们认为主要是上述土壤化过程所导致的地层测年误差。因此,初步推测本区早全新世整体大环境从荒漠到草原转变的时间应该和本区新石器时代中期文化兴起的时间大致吻合,即在距今9000—8500年。当然,这一推测还需更多精确地层测年数据的支持。

以上分析表明,随着内蒙古高原东南缘地区早全新世气候增温增湿,在距今9000—8500年,本区草原植被大范围生长,从荒漠转变为草原环境,动物随之而来。这一系列的气候、植被、土壤、动物环境的重大转折是本区新石器时代中期文化兴起的重要环境原因。

6.2 兴隆遗址周围早全新世古湖的存续情况及与文化演化的关系

除剖面HKX-P2外,沿赛圪塔沟向上游和下游进行考察,发现了多处河湖相剖面(图2B)。对兴隆遗址附近除HKX-P2外的两处河湖相剖面进行了光释光测年,各剖面沉积特征和测年结果如下。

剖面HKX-P6位于下游的赛圪塔沟东岸,为一套较厚的灰白色湖相沉积。剖面出露厚度7 m左右,其中350—520 cm为灰绿色粉砂湖相层,在其中发现夹杂一些疑似石片和打制断块(图8C、图8D)。光释光测年结果显示,湖相层下部的年代分别为 8 ± 1.18 ka BP和 8.46 ± 0.61 ka BP,这表明此湖泊至少在距今8500—8000年就已经存在。另外,如前所述,剖面HKX-P2第3层下部也发现了明显的人工制品(图8A、图8B)。这两个与兴隆遗址相距500 m左右的湖相层中夹杂的石制品表明兴隆先民可能在当时的丘间浅湖或洼地周围活动,将石制品遗留在湖相沉积物中。

此外,在兴隆遗址东南的赛圪塔沟上游发现了湖相沉积剖面HKX-P3。此剖面出露厚度170 cm,其中底部为分选较差的粗砾石堆积;其上为灰白色粉砂质黏土,具水平层理;之上为红褐—黄褐色粉砂,具水平层理,含磨圆较差的砂砾;顶部为灰色—黄褐色湖相层,具水平层理,夹杂细小沙粒。剖面HKX-P3顶部湖相层的光释光年代自下而上依次

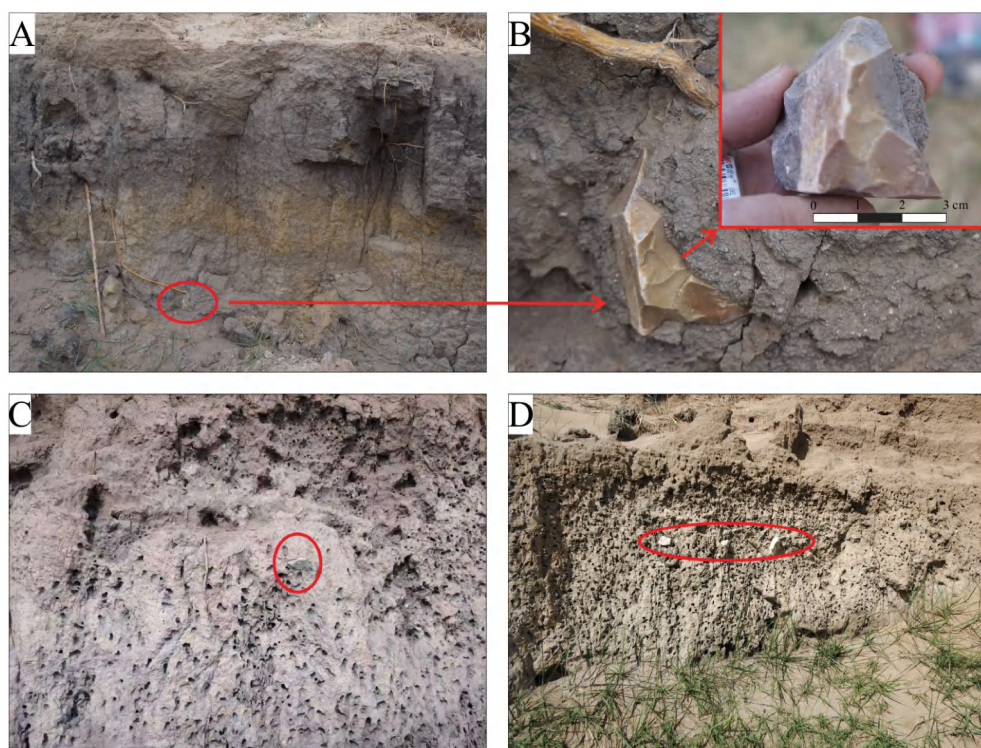


图8 湖相剖面中夹杂的疑似石制品（A、B为剖面HKX-P2，C、D为剖面HKX-P6）

Fig.8 Suspected stone artifacts interbedded in lacustrine profiles (A and B from profile HKX-P2; C and D from profile HKX-P6)

为 10.81 ± 0.46 ka BP、 9.69 ± 1 ka BP和 9.6 ± 0.99 ka BP（图3），表明此处至少在10.8—9.5 ka BP有古湖发育。根据剖面中粗砂砾湖相层的存在，推测当时沉积水动力较强、湖泊较深。

野外调查和多处河湖相剖面光释光测年结果表明，在兴隆遗址周围区域存在11—7 ka BP早全新世古湖沉积的证据，指示本区在早全新世地表水资源充足，丘间广泛发育浅湖。剖面HKX-P2的孢粉分析表明，当时在古湖周围形成水草相对丰茂的绿洲环境，这可能是兴隆及内蒙古高原东南缘其他遗址新石器时代早中期文化发展的另一重要环境原因。

此外，根据剖面HKX-P2上部湖相（第3层）转变为沼泽相（第2层）的时间为7096 BP，初步推测在距今7100年前后兴隆遗址附近的古湖出现了干涸化趋势。这一区域水文条件的变化可能是兴隆遗址第一、二、三期（8700—7150BP）和第四期（7000—6000BP）之间出现文化转型的环境动因。

6.3 兴隆遗址周围11—7 ka BP早全新世丘间古湖范围的推测

目前发现的几个湖相剖面都位于丘陵台地的边缘，被后期赛圪塔沟下切出露（图3）。由于大部分河湖相沉积物被台地后期风沙堆积覆盖，因此现在无法判断兴隆先

民生活时期丘间古湖的准确位置和范围。但根据目前发现湖相层剖面的海拔高度基本代表了当时湖底的高度,在假设同一时期的丘间浅湖或洼地的侵蚀面大致为同一平面的前提下,可以用湖相沉积剖面的海拔高度来代表当时湖泊的大致高度。因此,分别以具有明确湖相沉积和测年数据的剖面HKX-P6和HKX-P3为基础,使用Arcgis软件从ASTER GDEM 30M分辨率数字高程数据中提取出两个剖面对应海拔的等高线(图9A)。根据测年数据,剖面HKX-P6和HKX-P3湖相的沉积年代分别为10.8—9.5 ka BP和8.5—8 ka BP。因此,图9A中曲线a和曲线b分别代表了距今10000年前后和距今8000年前后本区丘间浅湖可能到达的范围。

从图9A曲线a可见,在距今10000年前后,古湖可能存在的范围基本上充斥了整个丘间洼地。赛圪塔沟上游东岸为河谷凹岸,受河流侵蚀,残存沉积物较少,基岩出露。因此,在此位置发现的剖面HKX-P3所在的南北向基岩可大致被认为是当时谷间浅湖的一段东南部边缘。曲线a显示,当时古湖的海拔为1400米左右,几乎与兴隆遗址所在位置处于同一水平高度。考虑到兴隆遗址所在台地后期风沙堆积以及湖面高度应高于湖底高度等造成的误差,推测距今10000年前后古湖的范围基本能够达到兴隆遗址附近。基于此,推测距今10000年前后古湖湖滨相的范围要超过兴隆遗址所在位置,即兴隆遗址距今10000年前后旧-新石器时代过渡期人群可能生活在河湖加积平原的湖漫滩上,在古湖附近活动(图9B)。

根据图9A曲线b,在距今8000年前后,本区古湖能够到达的范围大大缩小,仅存于丘间洼地的底部,但其范围也超过了现代赛圪塔沟的宽浅干谷。由于在野外并未发现其他明确的台地剖面,尚无法准确得知当时浅湖的准确范围。但至少可以推测新石器时代中期先民生活时期兴隆遗址与丘间浅湖的距离比现代距离赛圪塔沟更近,与湖面的高差也更小(图9C)。这说明与现代环境相比,兴隆先民生活时期周围水资源更充足,遗址距离水源也更近。剖面HKX-P2和HKX-P6湖相中发现的石制品也表明当时先民可能经常

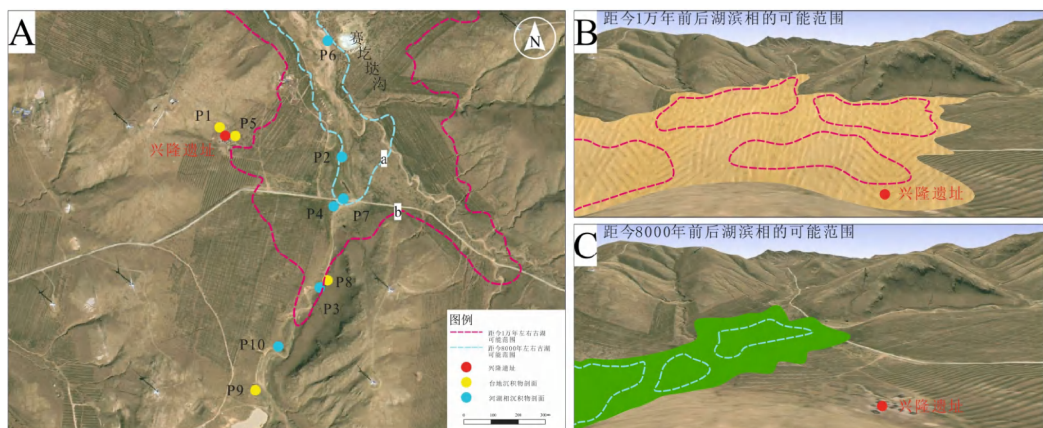


图9 兴隆遗址早全新世丘间古湖范围的推测

Fig.9 The inferred extent of the interdune paleolake during the early Holocene around the Xinglong site

到湖岸附近活动。

需要说明的是,考虑到本区后期风力和流水侵蚀和堆积、重力崩塌、上覆风沙沉积的厚度等因素的影响,目前推测的古湖可能存在范围只是一个初步的示意图,并不代表其精确位置。另外,这个范围并非指示某一时期一个大湖的范围——这种情况是比较少见的。实际情况更有可能是同一时期存在多个大小不同、彼此相连或不相连的丘间浅湖或洼地,形成河湖水系(图9B、图9C),并且随时间不断发生变化。曲线a和曲线b的范围分别代表了距今10000年前后和距今8000年前后这些丘间浅湖或洼地可能存在的高度和范围(图9A)。

7 兴隆遗址先民的生存环境

根据对兴隆遗址所在区域的古环境研究,可以大致梳理出新石器时代早中期兴隆先民生存的环境背景。

距今1.3万年以前为末次盛冰期向全新世过渡的末次冰消期。根据兴隆遗址剖面HKX-P2的记录,本区为冷干气候下的河湖加积平原和荒漠环境,植被稀少。目前在兴隆遗址及内蒙古高原东南缘地区并未发现这一阶段的相关遗存。有学者认为,距今1.5万年为我国北方旧-新石器时代过渡期的开始^[36]。目前发现的北方这一阶段旧-新石器时代过渡遗存主要分布在更南部的河北、山西、山东、宁夏等地^[37]。

距今1.3万—0.98万年,本区气候逐渐转暖转湿,虽然整体上仍为凉干气候条件下的河湖加积平原和荒漠环境,但局部可能出现斑块状草地。此时期的后段河湖水系逐渐趋于稳定,丘间浅湖和洼地发育,其周围出现以针阔混交林和蒿藜草地为特征的局地绿洲环境。这一阶段对应兴隆遗址“旧-新石器时代文化过渡期”,在兴隆遗址第5层出土了细石核、细石叶、石片、动物骨骼等^[3]。这一文化层位于河湖加积台地中上部的堆积物中,推测古人类主要在河湖平原上的古湖附近活动。另外,台地剖面HKX-P1和HKX-P2的孢粉结果显示这一时期距离很近的两地,受不同地貌位置决定的局地水热条件差异,分别形成了“荒漠平原”和“滨河湖绿洲”两种完全不同的小生境,而兴隆遗址旧-新石器时代过渡时期先民就在这两种不同“生态斑块”^[38]的交汇处活动。这一时期由于大部分地区为植被稀少的干凉荒漠或荒漠草原环境,因此水源和动植物丰富的河湖绿洲对这一时期的兴隆先民具有重要意义,他们以狩猎绿洲附近活动的动物和采集植物为生,依托古湖绿洲资源生存。在兴隆遗址G5底部发现的旧-新石器时代过渡时期的火塘(用火遗迹)^[4],反映先民选择在河湖平原上近山避风的宽浅支沟中生活,体现了在末次冰消期较为冷干环境中本区狩猎采集人群的环境适应。此外,在坝上地区的四台遗址,以及内蒙古北部的金斯太遗址均发现了这一时期的细石叶遗存^[39]。这说明随着距今1.3万年以来末次冰消期本区气候转暖转湿和本区环境条件的改善,先民逐渐占据了内蒙古高原东部地带。

距今1万年以来的早全新世波动升温期,本区基本延续之前荒漠或半荒漠的环境特

征。至距今9000—8500年,由于气候的暖湿化程度达到草原植物生长阈值,本区植被迅速增加,由之前的荒漠转变为草原环境,大量草原动物随之而来。这一时期,气候环境趋于温凉的稳定阶段,但植被覆盖度仍较低,兴隆先民生活在草原上的低矮丘陵地带。距今9000—7000年期间,遗址附近的丘间沟谷中仍旧存在较多浅湖或洼地,为草原动物生存提供了必要的水源,在温凉荒芜的草原上形成相对繁茂的地带性植被群落,并吸引大型草原动物(牛、鹿、猪等)聚集。这一阶段对应兴隆遗址新石器时代文化的主要存在和兴盛时期(1—3期)。裕民、四台、兴隆遗址G5的古环境研究也证实了本区早全新世环境适宜期的存在^[35,41]。

兴隆遗址动植物考古的资料也与古环境研究的结果相吻合。动物考古研究表明,兴隆遗址全部动物数量构成以哺乳纲动物为主,其中兔科的比例最高,牛科、鹿科、马科数量次之。在遗址中出土了螺、蚌等软体动物、鲤鱼等鱼类、少量的爬行动物和两栖动物、鹤科等典型水禽,其生活环境均离不开水,说明遗址附近有适宜的水域环境^[5]。原始牛、马鹿、狍和野猪等,主要栖居于林地灌丛等环境中,且对水源条件有一定的需求,既说明遗址周边有一定的水域环境,也说明遗址周边存在一定的林地灌丛植被;兔属及鼢鼠属、猬科等小型哺乳动物指示草原环境。这些出土动物指示的生境与环境考古显示的草原植被和绿洲小生境特征相吻合。兴隆遗址植物浮选出土了以粟、黍为主的栽培作物(其中黍的直接测年最早可达7682—7570 BP),以及以藜科、蒿属和山杏等植物为代表的野生植物性食物资源^[6]。木炭遗存的鉴定发现了李属、杨属、榆属、槭属、圆柏属、鼠李属和怪柳属等木本植物,古人采集范围包括了河岸林地、向阳山坡灌丛、山谷疏林等^[42]。本文的古环境研究显示,距今9000—7000年本区山地阴坡生长松、云杉、冷杉、椴等,在河湖绿洲附近生长桦、鹅耳枥、椴、榆等林地,草原和古湖周围的灌木和草本包含怪柳属、蒿、藜等植物,孢粉分析的结果与植物大遗存的鉴定结果基本能够相互验证。

兴隆遗址新石器时代中期的先民选择草原广布、浅湖和绿洲发育的丘间小盆地环境,在离沟谷底部洼地或浅湖较近的向阳背风坡面或山坳中生活。在早全新世温凉气候环境中,本区发育的谷间洼地(浅湖)周围动植物资源丰富的小生境促使古人类向其集聚,人口密度增加,并逐渐形成了较稳定的定居社会^[43]。这个社会至少持续了2000年,并在这个过程中逐渐出现了农业(植物栽培、家畜饲养)、宗教等社会行为。

距今7000年以后,区域进入全新世大暖期气候温暖、草原最繁盛、土壤最发育的时期。但是剖面HKX-P1和HKX-P2的相关证据却初步指向距今7000—6000年本区可能出现了气候干旱化趋势。对附近掉角海子湖泊沉积物的研究也表明7.2—6.4 cal kyr BP期间可能出现极端干旱化事件^[44]。剖面HKX-P2表明本区丘间浅湖可能在这一时期(距今7100年前后)出现了沼泽化和退缩、干涸的趋势。这一时期对应兴隆遗址新石器时代文化第4期,此时期遗存数量非常有限,与前三期不同。推测兴隆遗址此时期文化的变化可能与气候干旱导致的丘间浅湖退缩、地表水资源的减少有重要关系。

8 结语

对兴隆遗址的环境考古研究表明,处于生态敏感和脆弱带的内蒙古高原东南缘区域新石器时代早中期文化的出现、繁荣和衰落与本区早中全新世的气候、水文、地貌环境,以及其决定的植物、动物等资源的变化息息相关。

距今1万年前后兴隆遗址旧-新石器时代过渡时期先民的生存环境可以用“荒漠平原-浅湖绿洲”概括。受气候所决定的温度和降水限制,这一时期本区河湖绿洲以外的其他地方植被稀少,与之相对应的动物资源也较少,因此区域内的细石器文化并不发达,在兴隆遗址仅发现零星火塘和少量石器、动物骨骼等。这一阶段本区古湖较多,范围较大,湖水较深,河湖绿洲发达,为先民的狩猎采集活动提供了相对稳定的动植物资源。兴隆遗址旧-新石器时代过渡时期先民选择在古湖附近滨湖平原上近山的宽浅支沟中生活,可能是基于避风保暖和安全方面的考虑。

距今9000—8000年,随着气候暖湿化,本区整体植被环境发生了显著变化,由之前的“荒漠”转变为“草原”,草原植被的迅速增加导致土壤发育、草原动物增多,这一系列环境变化导致了兴隆遗址新石器时代中期文化的迅速兴起。这一时期先民的生存环境可以概括为“草原台地-谷间浅湖”。广阔的草原为先民狩猎提供了丰富的狩猎资源,导致这一时期狩猎行为的强化和发展;草原植被生长导致的土壤发育为兴隆先民从事早期农业活动提供了前提。在此大环境背景下,兴隆遗址先民选择具有开口、内部开阔的丘间小盆地这一宜居的地貌单元。而遗址附近丘间浅湖所提供的稳定水源、具有镶嵌性和广布性特征的多样化非地带性植被群落、水生和陆生草原动物资源则为先民在其附近稳定生活提供了保障,是这一时期出现房址等定居化现象的重要小环境背景。区域调查表明,本区新石器时代中期的聚落有两种形态:一种与兴隆遗址相似,位于沟谷洼地附近向阳避风的山麓地带(古河湖绿洲附近),面积多为大于5000 m²,出土遗物的种类丰富而齐全,显示出长期进行居住和各种生产生活活动的大本营性聚落性质;另一种位于大山前和孤立山丘上,距离谷底洼地较远,面积很小(2500—5000 m²),遗物种类与数量也较少,铍形器、研磨类的石器比例小,陶器少见,而细石器相对较多,推测它们可能是为采集狩猎等行为服务的季节性营地。因此,在本区“草原台地”和“谷间浅湖”这一环境背景下,当时先民可能采取大范围草原远距离狩猎(季节性营地)和小环境优越的谷间浅湖附近定居(大本营)结合的方式。这些大小不一、功能不同的密集分布遗址构成了本区新石器时代中期文化的聚落形态。本文的研究还表明本区在距今7100年前后出现了丘间浅湖沼泽化和干涸化趋势,可能与这一时期的干旱化气候有关。这一环境原因可能促使兴隆先民离开,导致本区新石器时代中期文化的衰落。当然,这一推测还需要更多证据。

总之,全新世早中期内蒙古高原东南缘较为温凉湿润的适宜气候下,区域草原群落的形成和丘间浅湖的发育是本区新石器时代早中期文化发展的重要环境背景。本区这一

时期较多丘间古湖的发育与早年崔海亭先生等基于浑善达克沙地古云杉研究提出的“早全新世湿润时期”相吻合^[45],与附近区域达里湖^[46]、安固里淖^[47]、掉角海子^[44]等记录的早全新世高湖面和湿润期一致。第四纪古环境学者曾提出不同观点来解释干旱半干旱地区出现早全新世高湖面的原因,包括东亚夏季风增强^[48]、冰川融水补给^[46]、北大西洋涛动的负相位模式^[49]等,其原因可能较为复杂。本区早全新世古湖对应的古气候背景是内蒙古高原东南缘的早全新世湿润期,这解释了为什么新石器时代早中期文化能够在这一地区发展和兴盛。

致谢 感谢邱振威、刘星雨帮助进行野外采样,感谢侯沛然、王梦泽帮助进行部分绘图和实验分析,感谢刘鸿雁老师提出的宝贵修改意见。

参考文献

- [1] 内蒙古自治区文物考古研究所, 乌兰察布市博物馆, 化德县文物管理所. 内蒙古化德县裕民遗址发掘简报[J]. 考古, 2021(1): 26–50.
- [2] 河北省文物考古研究院, 张家口市文物考古研究所, 尚义县文化广电和旅游局. 河北尚义县四台新石器时代遗址[J]. 考古, 2023(7): 14–28.
- [3] 中国国家博物馆, 河北省文物考古研究院, 张家口市文物考古研究所, 等. 河北康保县兴隆遗址2018—2019年发掘简报[J]. 考古, 2021(1): 3–25.
- [4] 中国国家博物馆, 河北省文物考古研究院, 张家口市文物考古研究所, 等. 河北康保兴隆遗址南部冲沟2022—2023年发掘简报[J]. 中国国家博物馆馆刊, 2025(1): 6–22.
- [5] LIN M H, SONG Y B, LIU Z T, et al. Early Holocene broad-spectrum subsistence at Xinglong in the southeastern Inner Mongolian Plateau, North China[J]. Archaeological Research in Asia, 2023, 35.
- [6] 邱振威, 吴小红, 郭明建, 等. 河北康保县兴隆遗址2018—2019年植物遗存浮选结果及分析[J]. 考古, 2023(1): 106–120.
- [7] 刘鸿雁, 李宜垠. 半干旱区气候变化和人类活动的孢粉指示[J]. 古生物学报, 2009, 48(2): 211–221.
- [8] ZHANG J N, XIA Z K, ZHANG X H, et al. Early-middle Holocene ecological change and its influence on human subsistence strategies in the Luoyang Basin, north-central China[J]. Quaternary Research, 2018, 89(2): 446–458.
- [9] 徐芹芹, 季建清, 赵文韬, 等. 内蒙古大青山晚中生代以来的隆升–剥露过程[J]. 北京大学学报(自然科学版), 2017, 53(1): 57–65.
- [10] 陈明. 内蒙高原中东部(锡林郭勒盟中西部)地区的水文地质条件初步研究[J]. 北京地质学院学报, 1960, (10): 1–30.
- [11] 许清海, 肖举乐, 中村俊夫, 等. 全新世以来岱海盆地植被演替和气候变化的孢粉学证据[J]. 冰川冻土, 2004, 26(1): 73–80.
- [12] 江南, 王永, 闵隆瑞, 等. 内蒙古中部全新统沉积特征与地层划分[J]. 中国地质, 2016, 43(3): 1033–1040.
- [13] 李明启, 靳鹤龄, 张洪, 等. 浑善达克沙地磁化率和有机质揭示的全新世气候变化[J]. 沉积学报, 2005, 23(4): 683–689.
- [14] 陈骏, 仇纲, 鹿化煜, 等. 最近130ka黄土高原夏季风变迁的Rb和Sr地球化学证据[J]. 科学通报, 1996, 41(21): 1963–1966.
- [15] 席建建, 符超峰, 孟媛媛, 等. 青藏高原东北缘尖扎盆地碳酸盐含量及其古环境意义[J]. 第四纪研究, 2018, 38(1): 107–117.
- [16] VEROSUB K L, FINE P, SINGER M J, et al. Pedogenesis and paleoclimate: interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess-paleosol sequences[J]. Geology, 1993, 21(11): 1011–1014.

- [17] ROBERTS A P. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe_3S_4)[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1995, 134(3/4): 227–236.
- [18] 许清海, 李月丛, 阳小兰, 等. 北方草原区主要群落类型表土花粉分析[J]. *地理研究*, 2005, 24(3): 394–402.
- [19] 许清海, 李月丛, 赵登海, 等. 中国北方典型灌丛群落表土花粉组合特征[J]. *古地理学报*, 2006, 8(2): 157–164.
- [20] 王丰年, 李保生, 牛东风, 等. 萨拉乌苏河流域MGS1层段粒度与 CaCO_3 记录的全新世千年尺度的气候变化[J]. *中国沙漠*, 2012, 32(2): 331–339.
- [21] 郑卓, 邓韞, 张华, 等. 华南沿海热带–亚热带地区全新世环境变化与人类活动的关系[J]. *第四纪研究*, 2004, 24(4): 387–393.
- [22] 陈晓琴, 王婷, 汪建红. 新疆怪柳属植物的价值及开发利用建议[J]. *新疆师范大学学报(自然科学版)*, 2006, 25(3): 100–102.
- [23] PFADENHAUER J S, KLÖTZLI F A. Temperate azonal vegetation [M]//PFADENHAUER J S, KLÖTZLI F A. *Global vegetation: fundamentals, ecology and distribution*. Cham: Springer International Publishing, 2020: 515–549.
- [24] 张伟华, 张昊, 乌力更, 等. 全新世以来内蒙古黑垆土的历史演变[J]. *干旱区资源与环境*, 2005, 19(3): 115–119.
- [25] 季耿善. 黑垆土的形成环境[J]. *土壤学报*, 1992, 29(2): 113–125.
- [26] 内蒙古自治区文物考古研究所, 故宫博物院, 乌兰察布市博物馆, 等. 内蒙古化德县四麻沟遗址发掘简报[J]. *考古*, 2021(1): 51–74.
- [27] ZHAO H, LU Y C, YIN J H. Optical dating of Holocene sand dune activities in the Horqin sand-fields in Inner Mongolia, China, using the SAR protocol[J]. *Quaternary Geochronology*, 2007, 2(1–4): 29–33.
- [28] JIA F F, LU R J, GAO S Y, et al. Holocene aeolian activities in the southeastern Mu Us Desert, China[J]. *Aeolian Research*, 2015, 19: 267–274.
- [29] 张小梅, 靳鹤龄, 刘冰. 末次盛冰期以来库布齐沙漠环境变化[J]. *中国沙漠*, 2021, 41(5): 81–93.
- [30] YANG X P, WANG X L, LIU Z T, et al. Initiation and variation of the dune fields in semi-arid China—with a special reference to the Hunshandake Sandy Land, Inner Mongolia[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2013, 78: 369–380.
- [31] YANG X, ZHU B, WANG X, et al. Late Quaternary environmental changes and organic carbon density in the Hunshandake Sandy Land, eastern Inner Mongolia, China[J]. *Global and Planetary Change*, 2008, 61(1–2): 70–78.
- [32] 神祥金, 周道玮, 李飞, 等. 中国草原区植被变化及其对气候变化的响应[J]. *地理科学*, 2015, 35(5): 622–629.
- [33] 苗百岭. 干旱与半干旱区植被动态及其对气候变化的响应——以内蒙古为例[D]. 呼和浩特: 内蒙古大学, 2017.
- [34] 郭曼. 黄土丘陵区土壤质量对植被自然恢复过程的响应与评价[D]. 咸阳: 西北农林科技大学, 2009.
- [35] 贾鑫, 张志平, 孙永刚, 等. 早全新世生境改善促进中国北方农牧交错带的农业起源[J]. *中国科学: 地球科学*, 2024, 54(8): 2574–2586.
- [36] 陈胜前. 中国旧新石器时代过渡的机制与动因问题[N]. *中国社会科学报*, 2022–04–21(6).
- [37] QU T L, BAR-YOSEF O, WANG Y P, et al. The Chinese Upper Paleolithic: geography, chronology, and techno-typology[J]. *Journal of Archaeological Research*, 2013, 21: 1–73.
- [38] 赵潮, 包青川, 胡晓农, 等. 全新世大暖期蒙古高原东部先民定居化现象及其成因的探讨[J]. *第四纪研究*, 2023, 43(5): 1383–1395.
- [39] LI F, KUHN S L, CHEN F Y, et al. The easternmost Middle Paleolithic (Mousterian) from Jinsitai Cave, North China[J]. *Journal of Human Evolution*, 2018, 114: 76–84.
- [40] 赵克良, 刘俊池, 赵战护, 等. 中国北方坝上草原早—中全新世环境变化与农业活动[J]. *第四纪研究*, 2024, 44(5): 1421–1432.
- [41] 邱振威, 庄丽娜. 植硅体记录下的兴隆新石器时代遗址的气候和植被变化[J]. *中国国家博物馆馆刊*,

- 2025(1): 91–107.
- [42] 沈慧, 邱振威, 赵克良, 等. 中国北方兴隆遗址早期农业人群对木材的利用和管理[J]. 中国科学: 地球科学, 2024, 54(6): 1937–1949.
- [43] 曲宇蒙. 从坝上考古新发现试析内蒙古高原早期聚落的定居和生业[J]. 草原文物, 2024(1): 61–71.
- [44] MA D W, CHEN L, NIU L L, et al. Climatic and environmental changes since last deglaciation in the steppe region of northern China and their impact on early population survival patterns[J]. *The Holocene*, 2025, 35(2): 148–158.
- [45] 崔海亭, 刘鸿雁, 腰希申. 浑善达克沙地古云杉木材的发现及其古生态学意义[J]. 中国科学(D辑), 1997, 27(5): 457–461.
- [46] XIAO J L, SI B, ZHAI D Y, et al. Hydrology of Dali Lake in central-eastern Inner Mongolia and Holocene East Asian monsoon variability[J]. *Journal of Paleolimnology*, 2008, 40: 519–528.
- [47] WANG H Y, LIU H Y, ZHU J L, et al. Holocene environmental changes as recorded by mineral magnetism of sediments from Anguli-nuur Lake, southeastern Inner Mongolia Plateau, China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2010, 285(1–2): 30–49.
- [48] CHEN F H, WU W, HOLMES J A, et al. A mid-Holocene drought interval as evidenced by lake desiccation in the Alashan Plateau, Inner Mongolia China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2003, 48: 1401–1410.
- [49] LAN J H, WANG T L, DONG J B, et al. The influence of ice sheet and solar insolation on Holocene moisture evolution in northern Central Asia[J]. *Earth-Science Reviews*, 2021, 217.

The living environment of the ancient inhabitants of the Xinglong site in Kangbao, Hebei Province

ZHANG Junna¹, XIA Zhengkai², GUO Mingjian^{3,4}, LI Songhan¹

1. College of History, Capital Normal University, Beijing 100089;

2. College of Urban and Environmental Sciences, Peking University, Beijing 100871;

3. School of History and Cultural Heritage, Xiamen University, Xiamen 361005;

4. National Museum of China, Beijing 100006

Abstract The Xinglong site is a typical site of the Early to Middle Neolithic period on the southeastern margin of the Inner Mongolia Plateau. In this paper, we studied the living environment of the inhabitants during the Early to Middle Neolithic Period in the Xinglong site through the field geological and geomorphological survey, optically stimulated luminescence (OSL) dating and several paleoenvironmental indicators analysis of two typical profiles (HKX-P1 and HKX-P2), including spore-pollen, grain size, magnetic susceptibility, chroma, chemical elements, and loss on ignition (LOI). The results show that the area was a cold and dry, sparsely vegetated river-lake aggradation plain and desert environment before 13,000 years ago. From the Last Deglaciation to the early Holocene, the climate in this area was cool and dry with frequent fluctuations, and the shallow lake between the valleys developed, forming a “barren desert plain-shallow lake oasis” environment. During the Paleolithic-Neolithic transition (13–10 ka BP), the inhabitants of the Xinglong site engaged in hunting and gathering activities by relying on oasis microenvironments within a barren desert or semi-desert landscape. During the early Holocene (approximately

10 ka BP), this region experienced climatic fluctuations characterized by overall warming. Around 9–8.5 ka BP, the regional environment shifted from a barren desert to a steppe-dominated landscape, resulting in a significant increase in plant and animal resources. This environmental transition served as a critical driver for the rapid cultural flourishing of the Xinglong site during the Middle Neolithic period. Under the background of “steppe tableland–inter-hill shallow lake” environment, the inhabitants of the Xinglong site adopted a combinational subsistence strategy of long-distance hunting in a wide range of grassland and settling near an inter-hill shallow lake with good hydrothermal conditions and biotic resources, gradually formed a prosperous Neolithic culture. Around 7 ka BP, climate change triggered lake regression and eutrophication in the vicinity of the Xinglong site, which likely served as an environmental driver for the cultural decline of the Middle Neolithic Xinglong culture. In summary, the changes of regional climate, hydrology, geomorphology, animals and plants, soil and many other environmental factors under the suitable environmental background of the early Holocene humid period are the important reasons for the rise and development of the Early Neolithic culture in the southeastern margin of the Inner Mongolia Plateau.

Keywords environmental archaeology; Inner Mongolia Plateau; inter-hill shallow lake; Early to Middle Neolithic period; early Holocene humid period