

# 中原地区荥阳盆地末次冰消期以来的气候与环境变化

刘畅<sup>1,2</sup>, 冯兆东<sup>1,2</sup>, 冉敏<sup>1,2</sup>, 裴宏业<sup>1,2</sup>, 惠争闯<sup>1,2</sup>

(1. 河南大学地理与环境学院, 开封 475004; 2. 河南省地球系统观测与模拟重点实验室, 开封 475004)

**摘要:** 为进一步理解末次冰消期以来东亚夏季风(EASM)变化的时空特征,特别是中原地区全新世EASM的时空格局及其驱动机制,在AMS <sup>14</sup>C年代的支持下,本文基于荥阳盆地湖相—湿地相剖面的正构烷烃和沉积学指标(粒度和总有机碳),重建了荥阳盆地~17.8 cal ka BP以来的气候与环境变化历史。重建结果表明,~17.8—~11.7 cal ka BP是草原环境下的黄土状堆积阶段。~11.7—~8.5 cal ka BP为湿地沉积时段,是森林和湿地扩展的时期。~8.5—~2.8 cal ka BP为湖泊存在时段,木本植物和水生植物丰度达到最高后波动降低。~2.8—~2.4 cal ka BP为湿地存在阶段,菌藻类和/或微生物、沉水浮游植物的烷烃贡献量很大。~2.4—~1.1 cal ka BP为草原环境下的黄土沉积时段。本文进一步基于荥阳盆地长链正构烷烃的平均碳链长(ACL<sub>27-33</sub>, 简称ACL)和C<sub>27+29</sub>/C<sub>31+33</sub>比值,结合渑池盆地木本花粉百分含量和禾本科/(蒿属+藜科)比值,重建了中原地区全新世以来湿度变化,并与长江中下游地区和中国北方地区(指黄河以北地区)的全新世湿度序列进行了对比。对比结果显示,全新世中期的干旱时段(~7.0—~4.0 cal ka BP或~8.0—~5.0 cal ka BP)与长江中下游地区全新世中期的干旱时段基本对应。这一时段的干旱对应于厄尔尼诺—南方涛动(ENSO)强度的较低值(即La Nino态)时段和赤道西太平洋SST较高温时段。控制上述EASM影响区的中国中部地区全新世湿度空间格局的主要机制可能是ENSO状态以及由ENSO调控的亚热带西太平洋高压(WPSH)的南北向移动。

**关键词:** 荥阳盆地; 正构烷烃; 全新世; 东亚夏季风; 厄尔尼诺—南方涛动

DOI: 10.11821/dlxb202409007

## 1 引言

东亚夏季风是全球气候系统的重要组成部分<sup>[1]</sup>, 对其影响区的经济发展和生态环境具有重要影响<sup>[2]</sup>。末次冰消期以来(~19.0 cal ka BP至今)是全球气候经历了末次冰盛期后的变暖时段<sup>[3-5]</sup>。理解末次冰消期以来,特别是全新世(~11.7 cal ka BP至今),全球气候变化的时空格局对于理解地球气候系统在较长时间尺度上的变化规律及其驱动机制至关重要<sup>[6]</sup>, 因为目前和未来很长一段时间气候变化的边界条件可能是全新世边界条件的延续<sup>[7]</sup>。

中国北方地区(指黄河以北地区)<sup>[8-11]</sup>东亚夏季风(EASM)影响区的全新世气候变化时空格局的研究结果显示<sup>[12-15]</sup>, 全新世降水最多/湿度最大时段是中全新世<sup>[16-18]</sup>。已有的

收稿日期: 2024-01-22; 修订日期: 2024-05-24

基金项目: 国家重点研发计划(2020YFC1521605) [Foundation: National Key R&D Project of China, No.2020YFC1521605]

作者简介: 刘畅(1990-), 男, 汉族, 河南信阳人, 博士生, 主要从事沉积学和有机地球化学、环境考古学、中原地区古气候重建研究。E-mail: 1179495900@qq.com

通讯作者: 冯兆东(1955-), 男, 汉族, 甘肃定西人, 教授, 主要从事气候与环境变化、河流地貌、中原地区古气候重建。E-mail: fengzd@vip.henu.edu.cn

中国南方地区（指岭南及周边地区）EASM影响区的全新世重建资料也显示，全新世降水最多/湿度最大时段是中全新世<sup>[19-20]</sup>。然而，位于中国北方地区和南方地区之间的长江中下游地区的现有资料却显示，中全新世是降水最少/湿度最低的时段<sup>[21-24]</sup>。

受器测时段EASM影响区降水变化时空格局研究结果的启示<sup>[25-27]</sup>，饶志国等<sup>[28]</sup>对中国东部EASM影响区的全新世降水/湿度重建资料进行了梳理和审视，并提出了全新世EASM时空演化的“三极模态”假说。这个假说的核心是：中全新世赤道辐合带（ITCZ）的北移和热带西太平洋暖池的增温迫使亚热带西太平洋高压（Western Pacific Subtropical High, WPSH）北移。北移的WPSH西翼深入到了长江中下游地区，导致了这里的中全新世降水最少/湿度最低。这个假说提出后得到了来自中国北方地区<sup>[29-30]</sup>、中国南方地区<sup>[31]</sup>、长江中下游地区<sup>[32-38]</sup>的全新世湿度/降水重建资料的进一步支持。

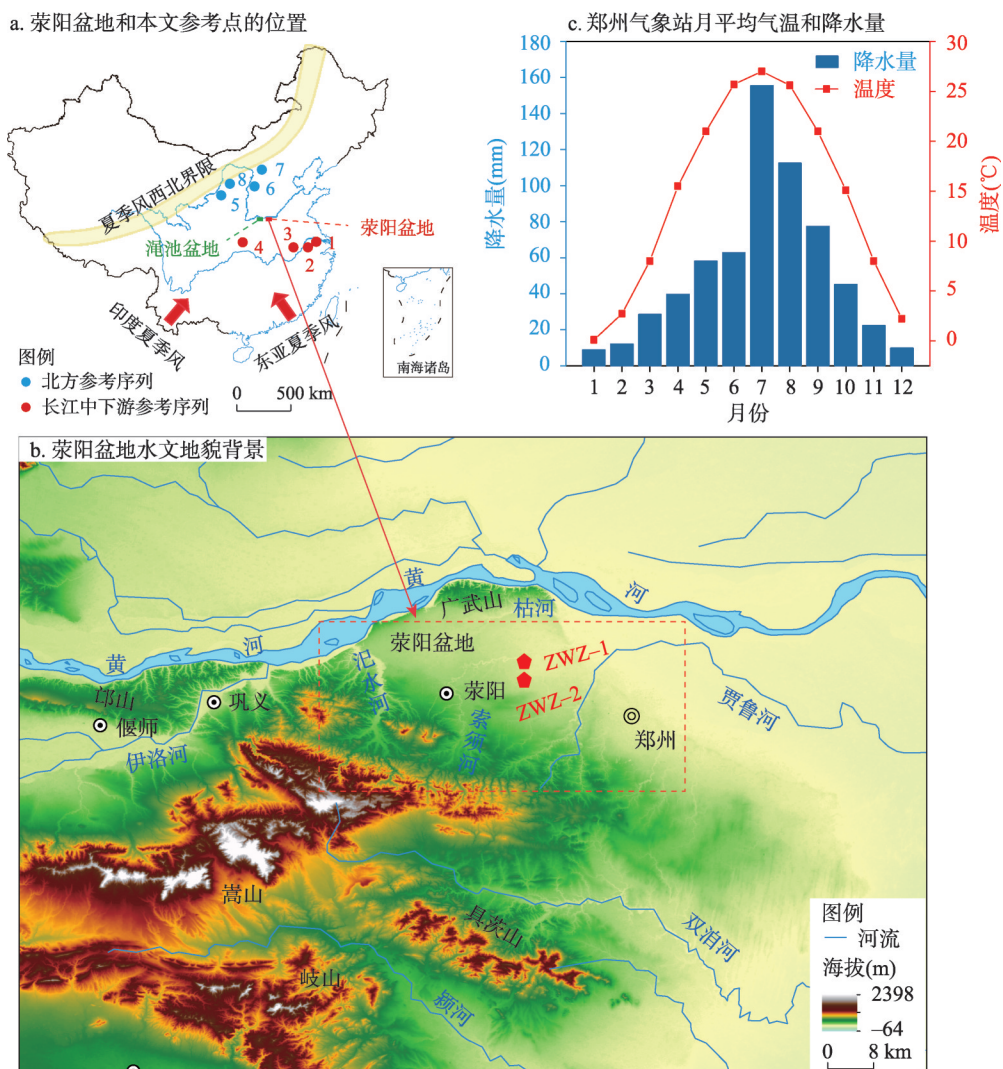
已有研究在中原地区西部的涇池盆地进行了基于孢粉的湿度和降水重建，重建资料显示<sup>[39-40]</sup>，中全新世（~8.0—~5.0 cal ka BP）是全新世降水最少/湿度最低的时段，这与长江中下游地区的情形一致。如果包括涇池盆地的中原地区的全新世降水变化时空格局与长江中下游地区一致，我们似乎可以将位于中国北方地区（指黄河以北地区）和中国南方地区（指岭南及周边地区）之间的广大地区（包括长江中下游地区和中原地区）称为中国中部地区。

然而，中国中部地区，特别是中原地区，全新世降水变化时空格局方面的特殊性（即中全新世是全新世降水最少/湿度最低的时段）需要更多年代可靠的高分辨率记录去验证。为此，本文在涇池盆地以东约160 km处的荥阳盆地重建了全新世湿度变化。荥阳盆地（34°40'N~34°55'N, 113°15'E~113°35'E）北部为广武山，南部是嵩山及余脉，地势西高东低。由于其西端是汜水河，东端是贾鲁河（淮河支流），地形呈槽型，其也被称为“荥阳—广武夹槽”<sup>[41]</sup>。由于其地理位置的特殊性，包括荥阳盆地在内的中原地区全新世夏季风湿度/降水的演化形式对进一步认识全新世东亚夏季风湿度/降水空间演化模式及其控制因素具有重要意义。本文通过正构烷烃来重建荥阳盆地全新世植被及气候与环境变化。正构烷烃具有分布广泛，分子结构组成简单、来源明确且易保存的特征，因此在植被、气候和环境重建研究中被广泛应用<sup>[42-45]</sup>。具体而言，本文拟通过对荥阳盆地湖泊—湿地相沉积剖面的正构烷烃和其他指标（如粒度和总有机碳指标）的分析，更加准确可靠且高分辨率地重建~17.8 cal ka BP以来该地区植被、气候与环境演变的历史，为更精细地刻画EASM影响区全新世降水/湿度变化的时空格局提供佐证。

## 2 研究区概况

荥阳盆地处于东亚季风影响区（图1a），位于河南省郑州市行政管辖范围内，处于嵩山东北麓，属于豫中的丘陵及平原地区（图1b）。邻近的郑州市气象站记录显示：年均温14.3℃，月平均气温最高为27.8℃（7月），月平均气温最低为-2.0℃（1月）；年平均降水量为640 mm，最多年降水高达1339 mm（2021年），最少年降水仅为380.6 mm（1997年）。受季风气候影响，夏季（7—9月）降水最多（平均345.4 mm），占全年的54%（图1c）。本文关注的张五砦剖面（即ZWZ-1）位于荥阳盆地的张五砦村（图1b）。

荥阳盆地境内植被区划为华北植物区系暖温带落叶阔叶林带。植被类型可分为天然植被和人工栽培植被。天然植被主要以槲栎林、栓皮栎林、栓皮栎、麻栎林和青檀林为主的温带—暖温带落叶阔叶林；以荆条、酸枣、酸枣灌丛和白羊草灌草丛为主的温带落叶灌丛和温带草丛；以花香树、胡枝子、羊胡子草为主的灌木；人工栽培作物主要以栎树、刺槐、泡桐、果林、农作物为主<sup>[46]</sup>。



注: 图a基于自然资源部标准地图服务网站下载的审图号GS(2016)1569号标准地图制作, 底图边界无修改;

图a中数字分别代表: 1固城湖、2南漪湖、3巢湖、4大九湖、5毛乌素沙地、6公海、7岱海、8齐盖淖尔;

图b中的ZWZ-1为本文的剖面位置, ZWZ-2是文献[47]剖面位置; 图c为1971—2000年均值。

图1 ZWZ-1剖面的地理背景

Fig. 1 Geographical settings of ZWZ-1 section

### 3 野外采样与室内分析方法

#### 3.1 野外采样

本文的样品来源于2020年7月在郑州市中原区张五砦村发现的一个长度为3.8 m以湖相—湿地沉积为主的剖面, 命名为ZWZ-1剖面。根据现场观察, 表层的0.2 m是现代耕作土。因此, 从表层以下0.2 m处开始按照1 cm间隔取样, 共采集360个样品。野外采样中, 在未发现碳屑和植物残体的情况下, 挑选沉积环境稳定、无孔隙、树根和扰动的7个沉积物总有机碳年代样品, 在美国Beta AMS  $^{14}\text{C}$ 年代实验室进行AMS  $^{14}\text{C}$ 测年。样品放入去离子水混合均匀后, 过筛收集小于180  $\mu\text{m}$ 的样品, 使用1.25 mol/L、温度为90  $^{\circ}\text{C}$ 的盐酸溶



液进行至少1.5 h的酸浴,确保去除样品中的所有的碳酸盐,而后使用温度为70 °C的去离子水进行漂洗直至样品恢复中性,样品在100 °C的烘箱干燥12~24 h,将样品进行燃烧后制成石墨靶,放入加速器质谱仪(NEC-single stage型号)中进行测试。

### 3.2 粒度和总有机碳分析

**3.2.1 粒度测试** 对ZWZ-1剖面的360个样品进行了粒度分析。称取0.2 g左右样品放入250 mL的烧杯中,加入10%的过氧化氢在电热板上60 °C加热(去除有机质),直到溶液变清且无细小气泡产生。再加入浓度为6 mol/L的盐酸在加热板上70 °C加热(去除碳酸盐),发现无气泡产生(反应完全),将样品从加热板取下冷却,向样品中注满蒸馏水静置72 h,之后抽去上清液,加入10 mL浓度为10%的六偏磷酸钠作为分散剂,摇匀后置于超声振荡器中振荡10 min,最后在Mastersizer 3000激光粒度仪上进行测试。粒度前处理和分析测试皆在河南大学气候与环境变化实验室完成。

**3.2.2 总有机碳分析** 对ZWZ-1剖面的360个样品进行了总有机碳(TOC)分析。样品经过冷冻干燥后研磨均匀,称取适量的样品放入聚四氟乙烯离心管中,向样品中加入过量的6 mol/L的盐酸,反应48 h,然后用去离子水冲洗离心多次直至中性。然后再次将样品烘干和研磨均匀后上机测试,元素分析在FLASH EA1112型元素分析仪上进行。每8个样品重复测试标样,其标准偏差 $\sigma$ 为 $\pm 0.02$  wt%C。总有机碳(TOC)测试在河南大学气候与环境变化实验室完成。

### 3.3 正构烷烃的提取与分析

对ZWZ-1剖面117个样品(380~330 cm和70~0 cm以4 cm间隔采集,330~70 cm以2 cm间隔采样)进行了正构烷烃分析。称取适量冷冻干燥后的样品,在快速溶剂萃取仪上用二氯甲烷和甲醇混合溶液(混合体积比为9:1)为溶剂进行有机化合物萃取,得到总类脂抽提物。总抽提液经浓缩后,加入5%的氢氧化剂/甲醇溶液在60 °C条件下水解反应2 h,后静置过夜。以正己烷萃取6次得到中性组分后,再经硅胶层析柱用正己烷淋洗得到烷烃组分。烷烃组分经气相色谱(GC)分析,气相色谱仪型号为Agilent 8890,检测器为 $H_2$ 检测器(FID)。色谱进样口温度为310 °C,检测器温度为325 °C。色谱柱为HP-5MS石英毛细色谱柱(30 m $\times$ 0.25 mm $\times$ 0.25  $\mu$ m)。初始温度40 °C保留1 min,先以10 °C/min升至150 °C,再以6 °C/min升至310 °C,保留20 min。单个化合物的含量通过与内标化合物积分峰面积比值计算得到。正构烷烃的测试在河南大学气候与环境变化实验室完成。

## 4 结果分析

### 4.1 地层与年代

根据野外观察和实验室分析资料,ZWZ-1剖面的地层变化自下而上可以分为6个单元(图2):单元A(380~326 cm)为灰黄色砂质粉砂,黏土(<4  $\mu$ m)、粉砂(4~64  $\mu$ m)组分占比很低,砂(>64  $\mu$ m)组分占比很高,平均粒径约为50.24  $\mu$ m,为全剖面最粗,平均有机质含量(TOC)低,约为0.09%,其以铁锈斑点的块状黄土为主,但也包含类似于大块泥团和小块泥球的包裹体,可能为在黄土堆积的过程中,反复地加入了从附近高地带来的被流水改造过的组分。单元B(326~290 cm)为灰黄色淤泥质粉砂,黏土和粉砂组分增多,砂组分减少,平均粒径约为44.99  $\mu$ m;平均TOC约为0.11%。其以布满根孔痕迹的泥团状结构为主,也包含块状的黄土包裹体,为湿地沉积。单元C(290~116 cm)为灰色泥质粉砂层,黏土和粉砂组分占比显著增加,砂组分占比显著减少,平均粒径约为30.76  $\mu$ m,平均TOC约为0.30%(最高达0.46%)。此单元不仅有机质含量较高,而且随

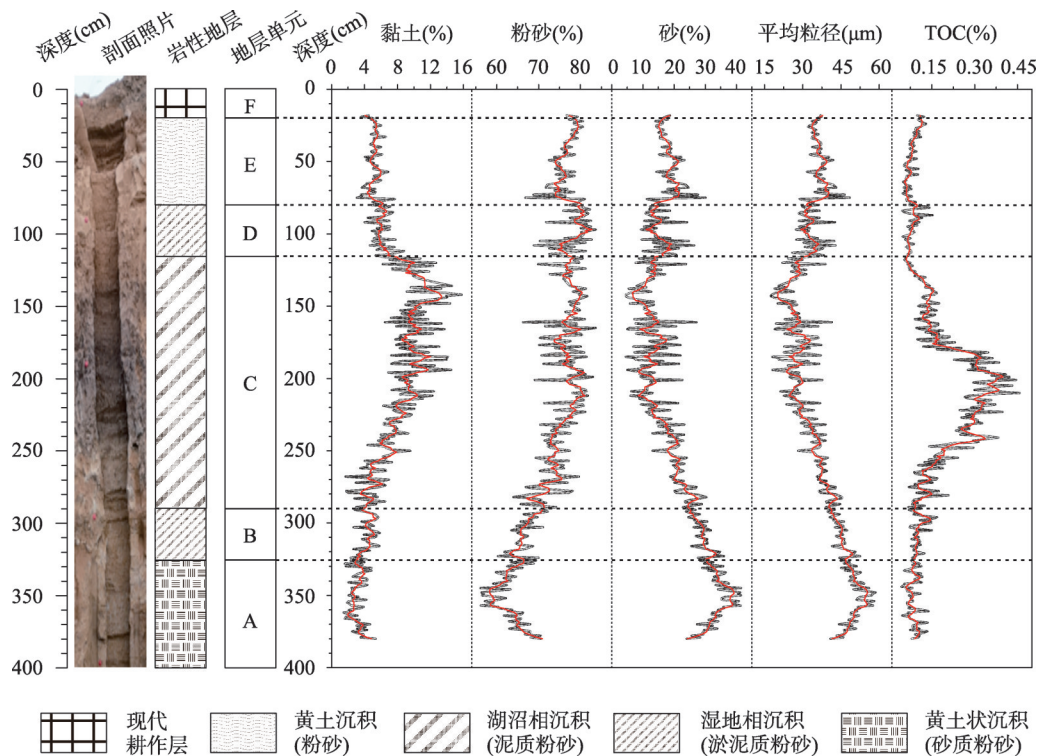


图2 ZWZ-1剖面的地层和相关指标  
Fig. 2 Strata and relevant data of ZWZ-1 section

处可见灰蓝色条带，为湖沼相沉积。单元D（116~79 cm）为棕色淤泥质粉砂，平均粒径约为32.80 μm，平均TOC约为0.08%。其结构与单元B类似，为湿地相沉积。单元E（79~20 cm）为黄色粉砂层，黏土占比显著降低，砂组分增大，平均粒径约为37.37 μm，为风成黄土沉积。单元F（20~0 cm）为现代耕作土。

本文对ZWZ-1剖面采集的7个沉积物年代样品进行了AMS <sup>14</sup>C测年，测年工作在美国Beta AMS <sup>14</sup>C年代实验室完成，测年结果见表1。所有年代均使用Int Cal20校准曲线进行校正<sup>[48]</sup>，并使用贝叶斯统计方法进行拟合<sup>[49]</sup>。ZWZ-1剖面的校正后的年代模式（图3）显示，剖面底部年龄为~17.8 cal ka BP，顶部年龄为~1.1 cal ka BP，基本涵盖了末次冰消期和全新世。

表1 ZWZ-1剖面的年代样品信息和 AMS <sup>14</sup>C 测年结果  
Tab. 1 Dating sample information and AMS <sup>14</sup>C dates from ZWZ-1 section

实验室编号	深度(cm)	测年材料	δ <sup>13</sup> C <sub>org</sub> (‰)	<sup>14</sup> C 年代(a BP)	校正年代(cal a BP)
Beta-569409	80	全有机质	-19.2	2600±30	2767~2709
Beta-597884	117	全有机质	-18.1	2730±30	2877~2759
Beta-597885	168	全有机质	-19.5	3380±30	3696~3556
Beta-593608	203	全有机质	-19.2	4070±30	4647~4437
Beta-593609	286	全有机质	-19.0	7500±30	8383~8240
Beta-593610	350	全有机质	-19.2	12000±30	14023~13906
Beta-593611	400	全有机质	-19.2	18080±50	22144~21916

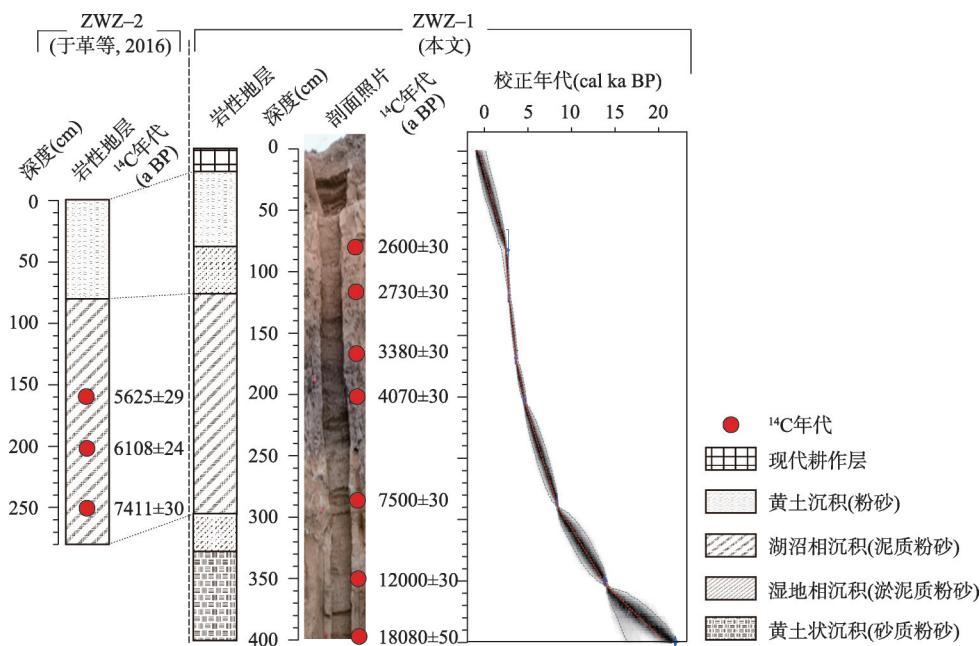


图3 ZWZ-1剖面(本文)与ZWZ-2剖面<sup>[47]</sup>的年代地层对比

Fig. 3 Chronostratigraphic comparison between ZWZ-2 section<sup>[47]</sup> and ZWZ-1 section (this study)

本文还将ZWZ-1剖面的地层和测年(本文)与于革报道的ZWZ-2剖面的地层和测年<sup>[47]</sup>对比(图3)。结果显示:ZWZ-2剖面的290~80 cm为湖相沉积,湖相层测试了3个沉积物年代,即:116 cm处<sup>14</sup>C测年结果为(5625±29) a BP;200 cm处<sup>14</sup>C测年结果为(6108±24) a BP;250 cm处<sup>14</sup>C测年结果为(7411±30) a BP,通过线性内插法计算出80 cm年代为~2.81 cal ka BP,290 cm年代为~7.5 cal ka BP,即湖相沉积时段为~7.5—~2.81 cal ka BP。本文的ZWZ-1剖面290~116 cm为湖相沉积,117 cm年代为~2.86 cal ka BP,290 cm年代为~8.46 cal ka BP,即ZWZ-1剖面的湖泊存在时间为~8.46—~2.86 cal ka BP。根据年代和地层来看,ZWZ-2剖面的290~80 cm可能正好处于ZWZ-1剖面的290~116 cm之间,这两个相邻剖面的地层和测年数据是基本一致的,这增加了ZWZ-1剖面年代模式的可接受度(ZWZ-1和ZWZ-2的位置,图1b)。

#### 4.2 正构烷烃指标的环境解释

为半定量地重建过去植被以及相关环境参数的变化,学者们基于现代植物与环境参数的关系开发了几个基于正构烷烃的相关指标,如碳优势指数CPI值、Paq值、长链正构烷烃平均链长(Average Chain Length, ACL<sub>27-33</sub>,简称ACL)、C<sub>27+29</sub>/C<sub>31+33</sub>比值等。已有研究表明,湖泊—湿地相沉积物中正构烷烃的CPI指数在气候寒冷干燥情况下较高;温暖湿润的条件下,CPI较低<sup>[50-51]</sup>。Paq值是沉水/浮游植物与挺水植物以及陆生植物的比值大小,Paq高,指示浮游和沉水植物比例高,湖泊扩张。Paq低,指示浮游和沉水植物比例低,湖泊收缩<sup>[52-53]</sup>。湖沼相沉积物正构烷烃主要来源于流域内植物和湖内植物,不同的正构烷烃碳数,表示不同的植物来源。一般来说,短链正构烷烃(C<sub>15</sub>、C<sub>17</sub>和C<sub>19</sub>为主峰碳)主要来源于菌藻类和/或微生物,中链正构烷烃(C<sub>21</sub>、C<sub>23</sub>和C<sub>25</sub>为主峰碳)主要来源于沉水和浮游等水生植物,长链正构烷烃(以C<sub>27</sub>、C<sub>29</sub>和C<sub>31</sub>为主峰碳)主要来源于陆生高等植物,其中C<sub>27</sub>和C<sub>29</sub>主要来源于木本植物,C<sub>31</sub>和C<sub>33</sub>主要来源于草本植物<sup>[54]</sup>。基于此,长链正构烷烃的平均链长ACL可指示草本植物相对含量变化信息,进而反映区域湿度变化:ACL值

越大,说明草本植物占比大,气候相对干旱;ACL值越小,说明草本植物占比小,气候相对湿润。 $C_{27+29}/C_{31+33}$ 比值同样可以指示区域植被的变化信息,进而反映区域湿度变化。例如, $C_{27+29}/C_{31+33}$ 增加,指示草本植物占比降低,湿度相对增大; $C_{27+29}/C_{31+33}$ 降低,指示草本植物占比增大,湿度相对降低<sup>[55-56]</sup>。近年来长链正构烷烃ACL值和 $C_{27+29}/C_{31+33}$ 比值(包括 $C_{27}/C_{31}$ 、 $C_{29}/C_{31}$ )作为湿度指标已经被应用于中国东部季风区的多个黄土、湖泊和泥炭序列<sup>[33-34, 38, 54]</sup>。饶志国等<sup>[57]</sup>采集黄土高原、湖北清江和湖南长沙的木本植物、草本植物和灌木样本进行正构烷烃分析发现:木本植物和灌木主要以 $C_{27}$ 和 $C_{29}$ 为主峰,草本植物主要以 $C_{31}$ 和 $C_{33}$ 为主峰。

以下是ACL(长链正构烷烃平均链长值)、CPI(碳优势指数)和Paq值(沉水/浮游植物与挺水植物以及陆生植物的比值)的计算公式。

$$ACL = \frac{27 \times C_{27} + 29 \times C_{29} + 31 \times C_{31} + 33 \times C_{33}}{C_{27} + C_{29} + C_{31} + C_{33}} \quad (1)$$

$$CPI = 1/2 \left( \frac{C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31} + C_{33}}{C_{24} + C_{26} + C_{28} + C_{30} + C_{32}} + \frac{C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31} + C_{33}}{C_{26} + C_{28} + C_{30} + C_{32} + C_{34}} \right) \quad (2)$$

$$Paq = \frac{C_{23} + C_{25}}{C_{23} + C_{25} + C_{29} + C_{31}} \quad (3)$$

对ZWZ-1剖面的117个样品的正构烷烃分析结果显示,正构烷烃碳数分布范围主要为 $nC_{17} \sim nC_{33}$ 之间。高碳数正构烷烃具有奇偶优势,主要以 $C_{29}$ 和 $C_{31}$ 为主峰,湿地相和湖沼相沉积的正构烷烃存在低碳数和高碳数并存的双峰型分布特征。菌藻类和/或微生物来源的正构烷烃以 $C_{15}$ 、 $C_{17}$ 和 $C_{19}$ 为主,沉水、挺水及其浮游等大型水生植物来源的正构烷烃以 $C_{21}$ 、 $C_{23}$ 和 $C_{25}$ 为主,木本植物来源的正构烷烃以 $C_{27}$ 、 $C_{29}$ 为主,草本植物来源的正构烷烃以 $C_{31}$ 和 $C_{33}$ 为主。为进一步的确定烷烃指示湿度的可靠性,将本文的ZWZ-1剖面的正构烷烃指标与埝池盆地MC-1剖面的孢粉指标进行了对比分析,结果显示:ZWZ-1剖面的正构烷烃指标(ACL值和 $C_{27+29}/C_{31+33}$ 比值)与MC-1剖面的孢粉重建的湿度指标(木本花粉百分比和禾本科/(蒿属+藜科)比值)<sup>[39]</sup>变化一致。即在对应的时间尺度内(如17.8—11.7 ka BP,早全新世(10.0—7.0 ka BP或10.0—8.0 ka BP),中全新世(7.0—4.0 ka BP或8.0—5.0 ka BP)和晚全新世(4.0—2.4 ka BP或5.0—2.8 ka BP)等),MC-1剖面木本花粉百分比和禾本科/(蒿属+藜科)比值为高值(或低值)时段,ZWZ-1剖面的正构烷烃的ACL值和 $C_{27+29}/C_{31+33}$ 比值也发生相应变化。特别是全新世阶段,MC-1剖面早全新世(10.0—8.0 ka BP)木本花粉百分比升高、禾本科/(蒿属+藜科)比值为高值,中全新世(8.0—5.0 ka BP)木本花粉百分比降低、禾本科/(蒿属+藜科)比值为低值,晚全新世(5.0—2.8 ka BP)木本花粉百分比显著升高、禾本科/(蒿属+藜科)比值为高值。 $C_{27+29}/C_{31+33}$ 比值和ACL值指示的湿度变化与MC-1剖面孢粉所指示的湿度变化具有较好的一致性:早全新世(10.0—7.0 ka BP)  $C_{27+29}/C_{31+33}$ 比值高、ACL低,中全新世(7.0—4.0 ka BP)  $C_{27+29}/C_{31+33}$ 比值低、ACL高,晚全新世(4.0—2.4 ka BP)  $C_{27+29}/C_{31+33}$ 比值高、ACL低。基于此,判断ZWZ-1剖面正构烷烃的 $C_{15+17+19}$ 百分比指示菌藻类和/或微生物变化, $C_{21+23+25}$ 百分比指示水生植物变化, $C_{27+29}$ 百分比指示木本植物的变化, $C_{31+33}$ 百分比指示草本植物的变化。

ZWZ-1剖面正构烷烃浓度的变化范围为0.63~4.68 ng/g。 $C_{15+17+19}$ 百分比的变化范围为0~26.93%, $C_{21+23+25}$ 百分比为15.58%~43.09%, $C_{27+29}$ 百分比为18.68%~37.84%, $C_{31+33}$ 百分比为14.37%~49.59%。ACL值的变化范围为27.91~30.11,CPI值的变化范围为0.87~2.43, $C_{27+29}/C_{31+33}$ 比值变化范围为0.59~1.67,Paq值的变化范围为0.21~0.48。根据ZWZ-1剖面正构烷烃的分布特征,本文将荥阳盆地湖沼—湿地相为主的沉积序列ZWZ-1剖面(380~20



cm) 由下至上划分为A、B和C 3个阶段。为讨论各个阶段的植被变化, 根据CPI指数、ACL值和 $C_{27+29}/C_{31+33}$ 比值变化, 将A、B、C3个阶段进一步划分为7个亚阶段(图4)。

阶段A (~17.8—~11.7 cal ka BP; 深度380~326 cm): 烷烃浓度总体偏低, 木本植物( $C_{27+29}(\%)$ )来源烷烃的贡献较高, 草本植物( $C_{31+33}(\%)$ )来源烷烃的贡献很高, 菌藻类/微生物( $C_{15+17+19}(\%)$ )和水生植物( $C_{21+23+25}(\%)$ )来源烷烃的贡献极低。此阶段可划分为两个亚阶段: A-1和A-2。

A-1 (~17.8—~14.8 cal ka BP; 深度380~360 cm): 烷烃浓度偏低, 木本植物来源烷烃百分含量的变化范围为25%~36% (平均32%), 草本植物来源烷烃百分含量的变化范围为15%~41% (平均30%)。菌藻类和/或微生物来源烷烃百分含量和水生植物来源烷烃百分含量为整个剖面最低, CPI和ACL较高。 $C_{27+29}/C_{31+33}$ 值显示, 该阶段是干旱条件下草地占主导地位的阶段。

A-2 (~14.8—~11.7 cal ka BP; 深度360~326 cm): 烷烃浓度依然较低。木本植物来源烷烃百分含量增多, 菌藻类和/或微生物来源烷烃百分含量低, 水生植物来源烷烃百分含量与A-1阶段一样, 仍然很低。该亚阶段CPI指数和ACL值呈下降趋势,  $C_{27+29}/C_{31+33}$ 值呈上升趋势。CPI指数上升可能反映气候向暖湿方向的转变, ACL值下降和 $C_{27+29}/C_{31+33}$ 值的上升反映木本植被占比的增加。

阶段B (~11.7—~7.0 cal ka BP; 深度326~258 cm): 烷烃浓度较A阶段显著升高, 草本植物来源烷烃的贡献显著降低, 菌藻类和/或微生物来源烷烃贡献为整个剖面最高, 水生植物来源烷烃的贡献较高, 木本植物源烷烃的贡献与A阶段相比较低, 此阶段可划分为两个亚阶段: B-1和B-2。

B-1 (~11.7—~10.0 cal ka BP; 深度326~309 cm): 烷烃浓度与A-2段后期类似, 木本植物来源烷烃百分含量、草本植物来源烷烃百分含量均有下降, 水生植物来源烷烃百分含量增大, 菌藻类/微生物来源烷烃百分含量虽有波动但平均值仍然较低。CPI指数和

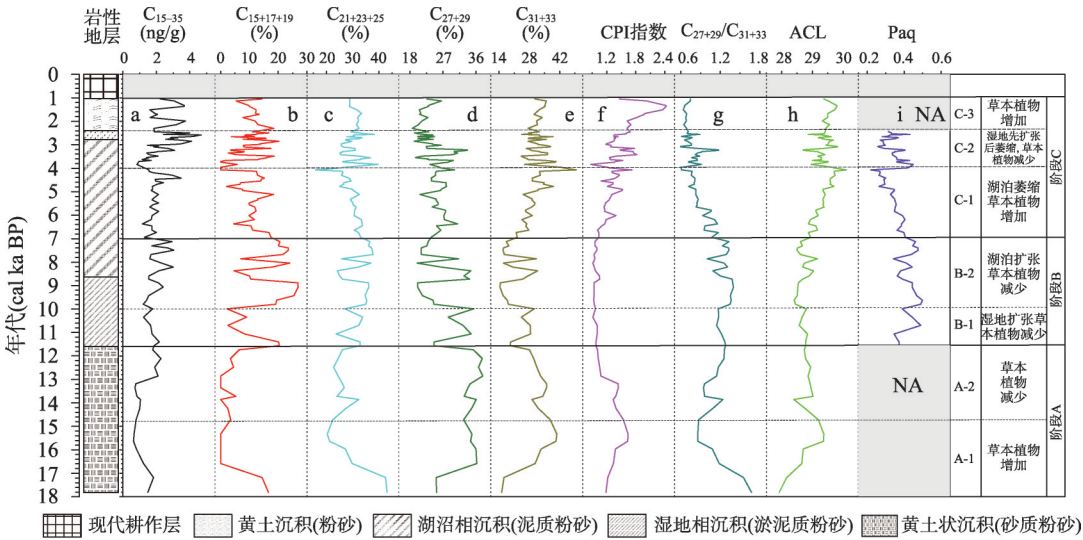


图4 ZWZ-1正构烷烃浓度及环境指标

Fig. 4 n-alkane concentrations and n-alkane indices of ZWZ-1 section (NA: index not applicable)



ACL值较低且变化不明显, Paq值呈波动式上升。CPI和ACL值低和Paq值波动式上升反映气候继续向暖湿转变。水生植物来源烷烃的贡献增大反映水生植物的增加。

B-2 (~10.0—~7.0 cal ka BP; 深度309~258 cm): 烷烃浓度显著增大 (1.21~3.05 ng/g (平均2.05 ng/g)), 菌藻类和/或微生物来源烷烃百分含量 (2%~27%, 平均18%)、水生植物来源烷烃百分含量 (24%~38%, 平均33%) 均显著增加, 草本植物来源烷烃百分含量降至整个剖面最低。CPI和ACL值为整个剖面最低, Paq处于高值阶段, 这些均反映气候更加温暖湿润, 气候状况为整个剖面最好。 $C_{27+29}/C_{31+33}$ 值显著上升为整个剖面的最高, 反映木本植被的增加, 湿度的增大。

阶段C (~7.0—~1.1 cal ka BP; 深度258~20 cm): 烷烃浓度变化范围为0.85~4.68 ng/g, 草本植物来源烷烃的贡献显著增加, 菌藻类和/或微生物来源烷烃和水生植物来源烷烃的贡献低于B阶段, 此阶段可划分为3个亚阶段: C-1、C-2和C-3。

C-1 (~7.0—~4.0 cal ka BP; 深度258~180 cm): 烷烃浓度降低, 菌藻类和/或微生物来源烷烃百分含量 (0%~18%, 平均10%)、水生植物来源烷烃百分含量 (16%~34%, 平均29%) 均显著降低, 草本植物来源烷烃百分含量 (22%~50%, 平均31%) 显著增大。CPI指数和ACL值显著增加, 反应气候向干冷状态转变, 湿度降低。Paq值持续降低, 反应湖泊水域缩小。 $C_{27+29}/C_{31+33}$ 值显著降低可能反映草本植被的增加, 湿度的降低。

C-2 (~4.0—~2.4 cal ka BP; 深度180~79 cm): 烷烃浓度较C-1阶段呈增大的变化趋势, 菌藻类和/或微生物来源烷烃百分含量较C-1阶段变化不大, 但水生植物来源烷烃百分含量 (25%~40%, 平均30%) 明显增加, 草本植物来源烷烃百分含量 (24%~43%, 平均32%) 降低。CPI指数较C-1阶段降低而且波动剧烈, 反映这个阶段可能气候向暖湿转变, 但气候并不稳定。ACL值较C-1阶段降低,  $C_{27+29}/C_{31+33}$ 值显著升高可能反映木本植被的扩张, 湿度的增大。

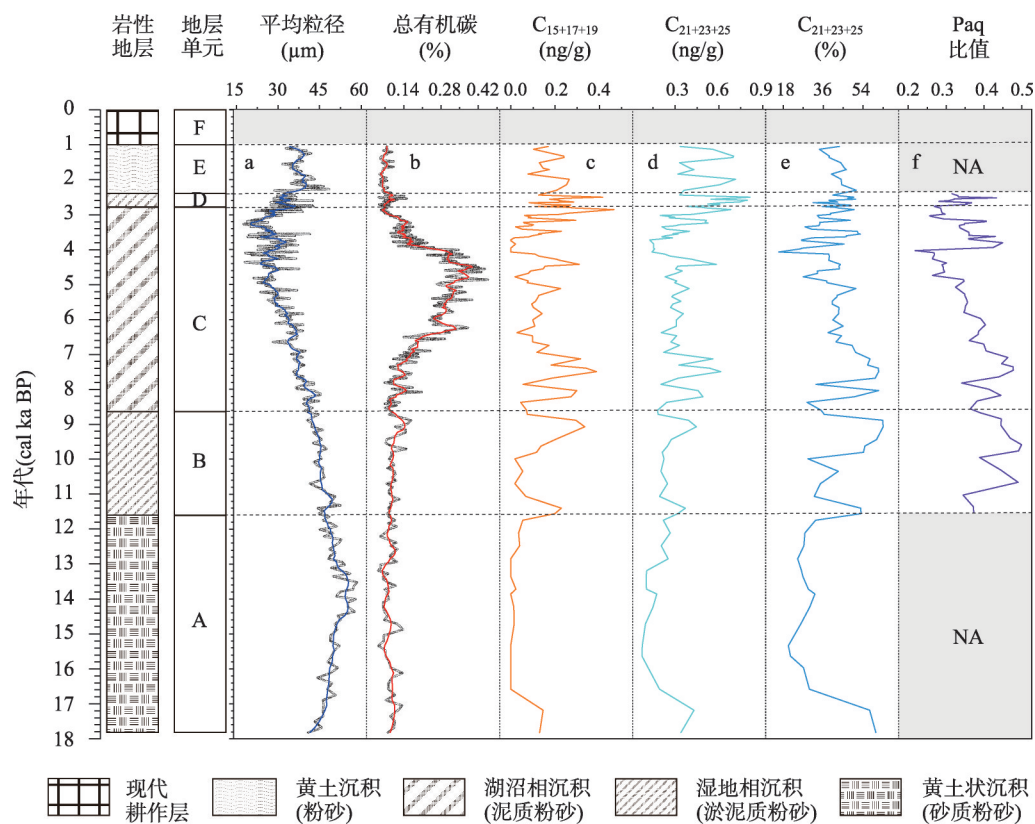
C-3 (~2.4—~1.1 cal ka BP; 深度79~20 cm): 烷烃浓度变化范围为1.60~3.74 ng/g, 较C-2阶段有所降低, 木本植物来源烷烃百分含量 (19%~27%, 平均22%) 较低, 草本植物来源烷烃百分含量 (27%~36%, 平均32%) 增加, 菌藻类和/或微生物来源烷烃百分含量显著下降。CPI指数显著升高, 反映气候向寒冷干燥转变。ACL值增大和 $C_{27+29}/C_{31+33}$ 比值 (0.63~0.74, 平均0.68) 降至低值可能反映草本植物的增加, 湿度的降低。

## 5 讨论

### 5.1 沉积环境变化

正构烷烃的 $C_{15}$ 、 $C_{17}$ 和 $C_{19}$ 主要来源于湖沼湿地环境中的菌藻类和/或微生物,  $C_{21}$ 、 $C_{23}$ 和 $C_{25}$ 主要来源于湖沼环境中的水生沉水和浮游植物<sup>[33-34, 56]</sup>, 它们的增多指示沉积环境为湿润气候条件下的湖沼/湿地。同样地, 正构烷烃的CPI和ACL低值和Paq高值也指示气候湿润, 湖泊湿地扩张<sup>[52, 55-56]</sup>。如前所述, 根据野外观察和实验室分析, 将ZWZ-1剖面的地层变化自下而上可以分为6个单元 (图2)。这里根据地层单元描述荥阳盆地~17.8 cal ka BP以来沉积环境变化历史 (图5)。

~17.8—~11.7 cal ka BP期间 (单元A: 380~326 cm), 平均粒径为整个剖面最大, 总有机碳和水生植物来源烷烃百分含量均很低, 菌藻类和/或微生物来源烷烃浓度很低。沉积物以铁锈斑点的块状黄土为主, 但也包含类似于大块泥团和小块泥球的包裹体。说明在黄土堆积的过程中, 反复地加入了从附近高地带入的“被流水改造过的组分”。这个时段内, 荥阳盆地在干旱条件下形成了黄土状沉积, 尚无湿地/湖泊。



注：图a为平均粒径、图b为TOC、图c为 $C_{15+17+19}$ 含量、图d为 $C_{21+23+25}$ 含量、图e为 $C_{21+23+25}$ 百分比、图f为Paq值；NA表示指标不适用。

图5 ZWZ-1剖面的地层和相关指标

Fig. 5 Stratigraphy of ZWZ-1 section and relevant proxy data

~11.7—~8.5 cal ka BP时期 (单元B: 326~290 cm), 平均粒径逐渐变细, 总有机碳较上一阶段略有增加, 菌藻类和/或微生物来源的烷烃浓度显著增加, 水生植物来源的烷烃浓度缓慢增加, Paq值增大。沉积物以布满根孔痕迹的泥团状结构为主, 也包含块状的黄土包裹体。说明荥阳盆地的低洼地带环境潮湿, 菌藻类和/或微生物和沉水植物发育, 为湿地沉积环境。

~8.5—~2.8 cal ka BP期间 (单元C: 290~116 cm), 平均粒径呈现先逐渐变细后变粗的趋势, 总有机碳和Paq值呈先上升后快速下降趋势。菌藻类和/或微生物来源烷烃浓度、水生植物来源烷烃浓度呈现先快速增加后降低趋势, 沉积物以泥质粉砂为主, 随处可见灰蓝色条带。说明湖泊水域面积先不断扩大至湖泊鼎盛后开始萎缩。

~2.8—~2.4 cal ka BP (单元D: 116~79 cm), 平均粒径较湖泊阶段变粗, 总有机碳略有增大, 菌藻类和/或微生物来源烷烃浓度、水生植物来源烷烃浓度快速升高。水生植物来源烷烃百分含量和Paq值降低。沉积物以布满根孔痕迹的泥团状结构为主, 也包含块状的黄土包裹体。这一阶段可能菌藻类生物大量生长, 为湿地沉积环境。

~2.4—~1.1 cal ka BP (单元E: 79~20 cm), 平均粒径快速增大, 总有机碳、菌藻类和/或微生物来源烷烃浓度降低, 沉积物以黄色粉砂沉积为主。这一时期荥阳盆地处于干旱环境下的风成黄土沉积。

单元F (20~0 cm) 为现代耕作土。

## 5.2 气候变化

为讨论各个阶段的植被变化和相关的气候变化, 根据CPI指数、ACL值和 $C_{27+29}/C_{31+33}$ 值变化, 将ZWZ-1剖面也划分也为A、B、C 3个阶段, 并将这3个阶段也进一步分为7个亚阶段(图4)。以下的讨论是基于这7个亚阶段的。

~17.8—~14.8 cal ka BP期间(A-1: 380~360 cm), 烷烃浓度偏低, 草本植物来源烷烃的贡献很高, 菌藻类和/或微生物和水生植物来源烷烃贡献较低, CPI和ACL较高,  $C_{27+29}/C_{31+33}$ 值很低, 指示此阶段为干旱条件下草地占主导地位的阶段, 湿度很低。

~14.8—~11.7 cal ka BP期间(A-2: 360~326 cm)是末次冰消期向全新世过渡时期, 烷烃浓度依然偏低, 木本植物来源烷烃百分含量增加, CPI和ACL值降低,  $C_{27+29}/C_{31+33}$ 值升高, 反映木本植物的扩张和湿度的增加。

~11.7—~10.0 cal ka BP期间(B-1: 326~309 cm), 草本植物来源烷烃百分含量减少。水生植物来源烷烃和木本植物来源烷烃的百分含量均较高, Paq值增大, 指示湿度的继续增大。

~10.0—~7.0 cal ka BP期间(B-2: 309~258 cm), 烷烃浓度显著增加, 菌藻类和/或微生物来源烷烃和水生植物来源烷烃百分含量增至最高, 木本植物来源烷烃百分含量和 $C_{27+29}/C_{31+33}$ 值均明显增加, CPI和ACL值最低, Paq处于高值阶段。这一时段水生植物和木本植物贡献显著增大, 湿地湖泊发育扩张, 湿度显著增加(是全新世最湿时段)。

~7.0—~4.0 cal ka BP期间(C-1: 258~180 cm), 烷烃浓度降低, 菌藻类和/或微生物来源烷烃百分含量、水生植物来源烷烃百分含量均显著降低, 草本植物来源烷烃百分含量显著增大, CPI和ACL显著增大,  $C_{27+29}/C_{31+33}$ 值明显降低, Paq显著降低。这一时期气候向冷干方向转变, 湖泊水域缩小, 草本植物增加, 有效湿度显著下降(是全新世干旱时段)。

~4.0—~2.4 cal ka BP期间(C-2: 180~79 cm): 烷烃浓度增加, 水生植物来源烷烃百分含量较上一阶段显著增加, 草本植物来源烷烃百分含量降低, ACL值降低和 $C_{27+29}/C_{31+33}$ 值增加。这一阶段, 气候向暖湿转变, 木本植物增加, 湿度增加。

~2.4—~1.1 cal ka BP期间(C-3: 79~20 cm): 烷烃浓度降低, 木本植物来源烷烃百分含量较低, 草本植物来源烷烃百分含量增加, 菌藻类和/或微生物来源烷烃百分含量显著降低, CPI和ACL值增加,  $C_{27+29}/C_{31+33}$ 值显著降低。这一阶段可能气候向寒冷干燥转变, 草本植物扩张, 湿度降低。

## 5.3 区域对比与驱动机制

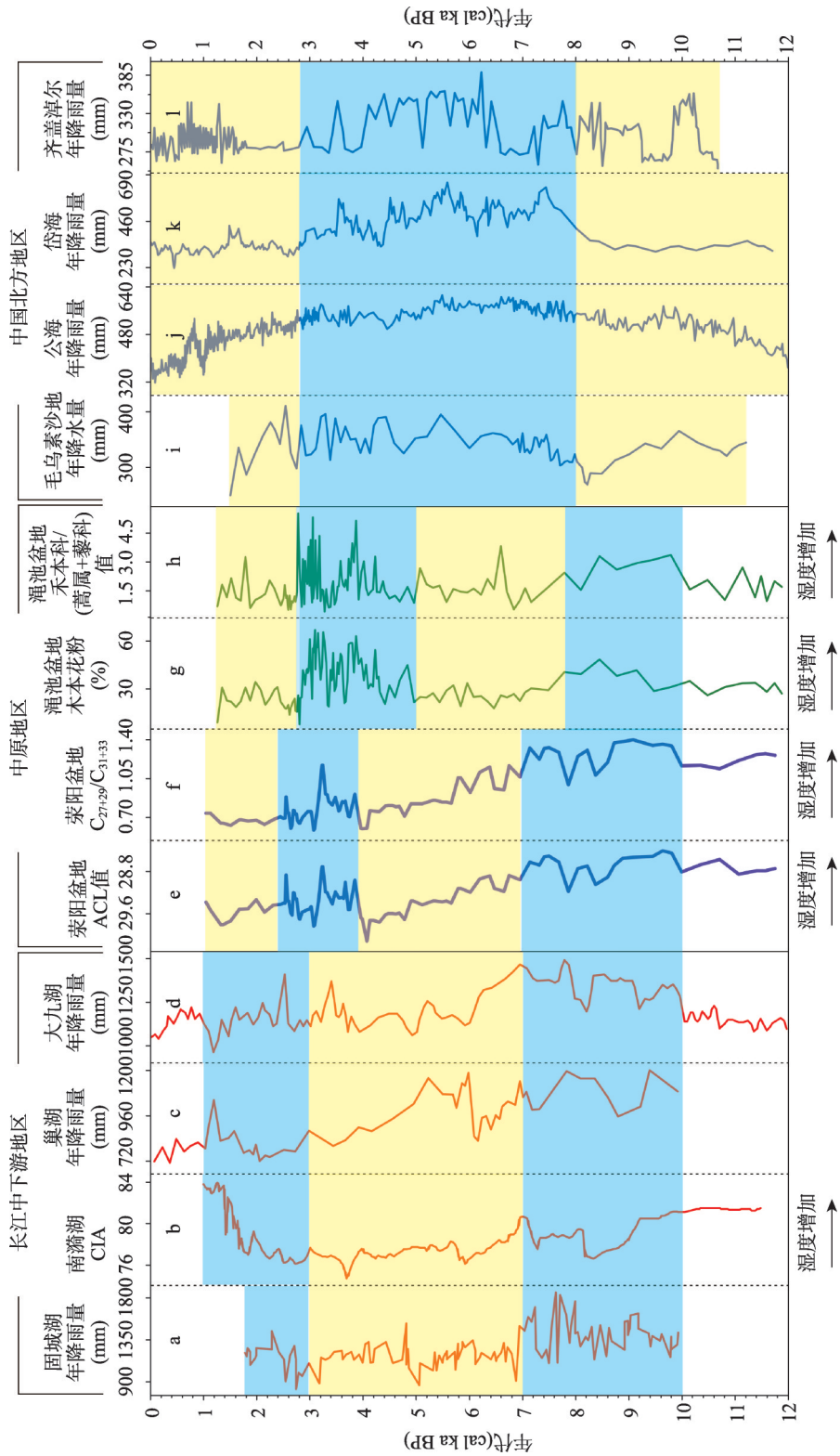
**5.3.1 区域对比** 末次冰消期以气候转暖为特征, 期间发生了Heinrich事件1, Bølling-Allerød暖期、新仙女木(Younger Dryas)等气候突变事件<sup>[17, 58-60]</sup>, 但这些气候事件在ZWZ-1剖面记录中并没有显示。ZWZ-1剖面正构烷烃资料的气候重建结果显示: ~17.8—~14.8 cal ka BP时段, 湿度较低; ~14.8—~11.7 cal ka BP时段, 湿度逐渐增加。这里值得强调的是, 本文基于正构烷烃的末次冰消期以来中原地区湿度重建结果特别适合于深入探讨EASM影响区全新世降水时空格局及其驱动机制。位于中原地区西端的涇池盆地的全新世湿度和降水记录显示<sup>[39-40]</sup>, 中全新世是全新世降水最少/湿度最低的时段, 这与长江中下游地区全新世湿度格局是一致的。本文想进一步验证已报道的涇池盆地全新世降水/湿度变化特征(即中全新世降水最少/湿度最低)。因此, 本文运用ZWZ-1剖面烷烃指标重建的湿度序列来重建位于中原地区核心地带(即荥阳盆地)全新世湿度的变化格局。进而, 将中原地区的全新世湿度变化序列与长江中下游地区和中国北方地区全新世湿度变化序列进行了对比。本文对长江中下游地区和中国北方地区全新世湿度序列按照以下



标准进行了筛选：① 年代控制较好，② 湿度指标指示意义明确，③ 采样分辨率较高。本文在长江中下游地区选取了4个降水或湿度序列。第一个序列是江苏固城湖基于孢粉的年均降水量序列（图6a）<sup>[35]</sup>。第二个序列是安徽南漪湖沉积物化学蚀变指数（Chemical Index Of Alteration, CIA）序列（图6b）<sup>[38]</sup>。第三个序列是安徽巢湖基于孢粉的年均降水量序列（图6c）<sup>[35]</sup>。第四个序列是湖北大九湖基于孢粉的年均降水量序列（图6d）<sup>[37]</sup>。本文在中国北方地区也选用了四个降水序列。第一个序列是陕西毛乌素沙地基于孢粉的年均降水量序列（图6i）<sup>[30]</sup>。第二个序列是山西公海基于孢粉的年均降水量序列（图6j）<sup>[16]</sup>。第三个序列是内蒙古岱海基于孢粉的年均降水量序列（图6k）<sup>[13]</sup>。第四个序列是内蒙古齐盖淖尔基于孢粉的年均降水量序列（图6l）<sup>[11]</sup>。

本文选用荥阳盆地ZWZ-1剖面 and 澠池盆地MC-1剖面代表中原地区。ZWZ-1剖面正构烷烃的ACL值（图6e）和 $C_{27+29}/C_{31+33}$ 值（图6f）均显示：早全新世（~10.0—~7.0 cal ka BP）为湿润阶段，中全新世（~7.0—~4.0 cal ka BP）为干旱阶段，资料覆盖的晚全新世前段（~4.0—~2.4 cal ka BP）为湿润阶段。与ZWZ-1剖面相对邻近的MC-1剖面的木本花粉百分比（图6g）和禾本科/（蒿属+藜科）比值（图6h）也显示：早全新世（~10.0—~8.0 cal ka BP）为湿润阶段，中全新世（~8.0—~5.0 cal ka BP）为干旱阶段，资料覆盖的晚全新世前段（~5.0—~2.8 cal ka BP）为湿润阶段<sup>[39]</sup>。即ZWZ-1剖面 and MC-1剖面的湿度指标均显示，中原地区早全新世为湿润阶段，中全新世为干旱阶段，资料覆盖的晚全新世前段为湿润阶段。比较显示，长江中下游地区的早全新世（~10.0—~7.0 cal ka BP）也为湿润阶段，中全新世（~7.0—~3.0 cal ka BP）也为干旱时段，晚全新世也为湿润阶段（图6a~6d）<sup>[35, 37-38]</sup>。与中原地区和长江中下游地区不同，中国北方地区的中全新世（~8.0—~2.8 cal ka BP）为整个全新世的湿润时段，早全新世（~8.0 cal ka BP之前）和晚全新世（~2.8 cal ka BP之后）均为干旱阶段（图6i~6l）<sup>[11, 13, 16, 30]</sup>。中原地区全新世的湿度变化与长江中下游地区全新世的湿度变化<sup>[35, 37-38]</sup>基本一致，二者与中国北方地区全新世的湿度变化<sup>[11, 13, 16, 30]</sup>基本上是反向的。如果包括澠池盆地和荥阳盆地的中原地区全新世降水变化格局与长江中下游地区全新世降水变化格局是一致的，可以将位于中国北方地区和中国南方地区之间的广大地区（包括长江中下游地区和中原地区）称为中国中部地区。中国中部地区的早全新世是湿润的，中全新世是干旱的，晚全新世（至少其前段）是湿润的。

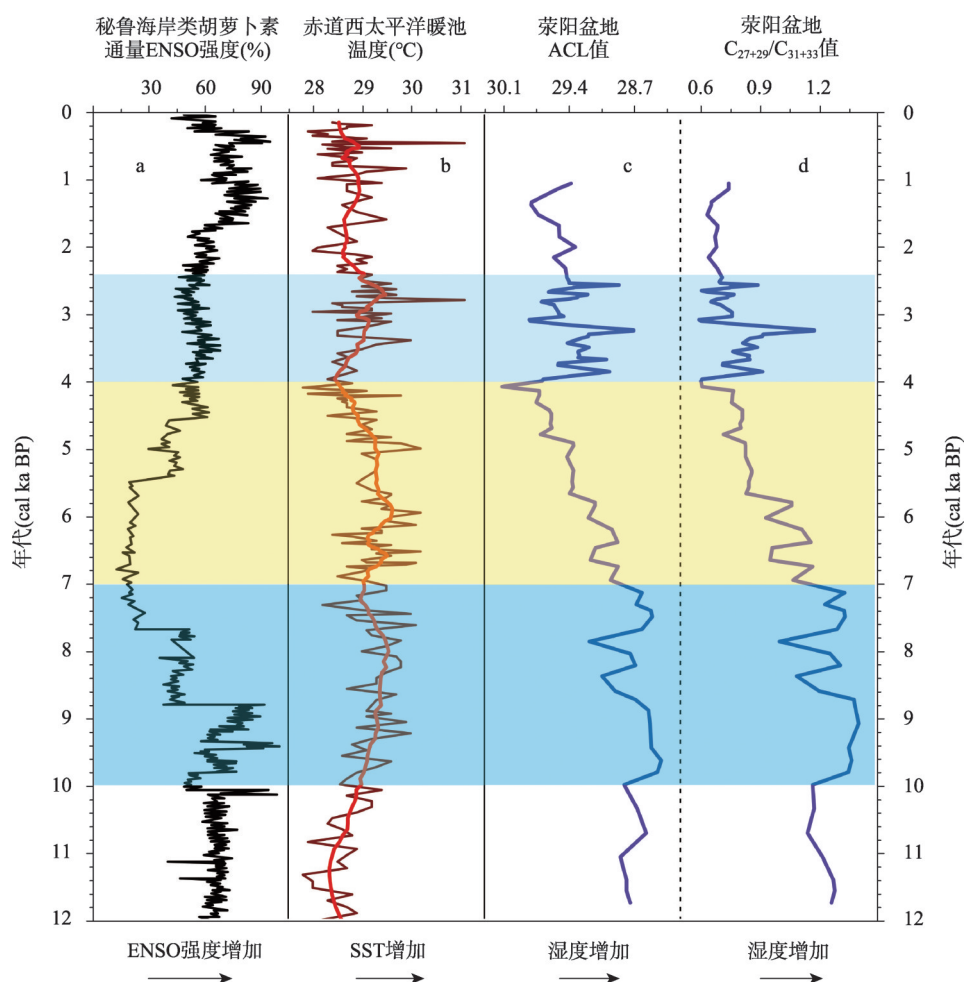
**5.3.2 驱动机制** 丁一汇等<sup>[27]</sup>分析了1951—2000年间中国夏季平均降水量空间分布特征，然后提出了中国东部季风影响区降水的“三极模态”理论。具体地讲，1951—1978年是EASM较强时段，此时段亚热带西太平洋高压（WPSH）位置偏北，WPSH的西端延伸到了中国中部地区（包括长江中下游地区和中原地区），导致了中部地区夏季降水减少。WPSH的北移也导致了南方和中国北方夏季降水增多。而1979—1992年EASM较弱时段，WPSH位置偏南，中国南方和中国北方夏季平均降水减少，中国中部地区夏季降水增多。实际上，全新世的WPSH的南北移动很可能与厄尔尼诺—南方涛动（ENSO）的相位相关。Rein等<sup>[61]</sup>基于赤道西太平洋秘鲁海岸沉积的类胡萝卜素（由海底带到海面的营养物质）重建了全新世ENSO强度，该记录显示：全新世早期和晚期是ENSO强度较高（即El Niño态）的时段，而全新世中期是ENSO强度较低（即La Niño态）的时段（图7a）；而ENSO的增强是与WPSH的北移相关联的，ENSO的减弱是与WPSH的南移相关联的。基于此，饶志国等<sup>[28]</sup>提出了EASM（东亚夏季风）影响下的中国东部全新世降水/湿度格局的“三极模态”理论。该理论认为全新世早期和晚期，高强度的ENSO驱动了WPSH的南移，导致中国长江中下游地区夏季降水增多，而中国南方和中国北方夏季降水减少；全新世中期，低强度的ENSO（La Niño态）驱动了WPSH的北移，导致中国长江中下游地区夏季降水减少，而中国南方和中国北方夏季降水增加。



注：图a、图c数据来自文献[35]；图b数据来自文献[38]；图d数据来自文献[37]；图e、图f为本文结果；图g、图h数据来自文献[39]；图i数据来自文献[30]；图j数据来自文献[16]；图k数据来自文献[13]；图l数据来自文献[11]。

图6 中原地区(即荥阳盆地和渑池盆地)与长江中下游地区以及中国北方地区的湿度代用指标对比

Fig. 6 Comparison of the moisture proxy sequences of the Central China Plains (i.e., the Xingyang Basin and the Mianchi Basin) with those from the middle and lower reaches of the Yangtze River basin and also with those from northern China



注：图a数据来自文献[61]；图b数据来自文献[62]；图c和图d为本文结果。

图7 中国中部地区全新世湿度记录及可能的驱动因子

Fig. 7 Comparison of the Holocene moisture variations in the Xingyang Basin with the perceived controlling factors

再次，如果包括澠池盆地和荥阳盆地的中原地区全新世降水的变化格局与长江中下游地区一致，似乎可以将位于中国北方地区和中国南方地区之间的广大地区（包括长江中下游地区和中原地区）称为中国中部地区。就位于中原地区核心地带的荥阳盆地而言，基于ZWZ-1剖面的烷烃重建的湿度序列（图7c~7d）与ENSO强度<sup>[61]</sup>（图7a）及由ENSO强度调控的赤道西太平洋海面温度（SST）<sup>[62]</sup>（图7b）高度相关。具体来说，全新世早期（~7.0 cal ka BP之前）和晚期（~4.0 cal ka BP之后），较强的ENSO（即El Niño态）导致了赤道西太平洋SST的下降，从而导致了WPSH的南移。如此的赤道太平洋状况便促成了中国中部地区（包括长江中下游地区和中原地区）降水的增加。而在全新世中期（~7.0—~4.0 cal ka BP），较弱的ENSO（即La Niña态）导致了赤道西太平洋SST的上升，从而导致了WPSH的北移。如此的赤道太平洋状况便促成了中国中部地区（包括长江中下游地区和中原地区）降水的减少。



## 6 结论

为探讨末次冰消期以来荥阳盆地气候与环境变化,更精细地刻画EASM影响区全新世降水变化的时空格局,本文通过对荥阳盆地ZWZ-1湖泊—湿地沉积剖面正构烷烃和其他指标的分析,得出了以下结论:

(1) 沉积环境演化: ~17.8—~11.7 cal ka BP为黄土状沉积阶段。~11.7—~8.5 cal ka BP是湿地相沉积时段; ~8.5—~2.8 cal ka BP是湖相沉积时段,指示湖泊水域先扩张至鼎盛后萎缩; ~2.8—~2.4 cal ka BP是湿地存在阶段; ~2.4—~1.1 cal ka BP,荥阳盆地处于“黄土沉积”的干旱环境。

(2) 植被演化: ~17.8—~14.8 cal ka BP是干旱条件下的草地主导时期。~14.8—~11.7 cal ka BP,草本植物比例下降,木本植物占比增加。~11.7—~10.0 cal ka BP,草本植物比例继续下降,水生和木本植物占比增加。~10.0—~7.0 cal ka BP,木本和水生植物占比显著增加,草本植物减少。~7.0—~4.0 cal ka BP,草本植物比例显著增加,木本和沉水浮游植物比例降低。~4.0—~2.4 cal ka BP,水生和木本植物占比显著增加。~2.4—~1.1 cal ka BP,草本植物占比增加,木本植物占比降低。

(3) 由正构烷烃推演的全新世湿度变化: 中原地区全新世早期(~10—~7.0 cal ka BP)是湿润阶段,全新世中期(~7.0—~4.0 cal ka BP)是干旱阶段,晚全新世前段(~4.0—~2.4 cal ka BP)是湿润时段,晚全新世后段(~2.4—~1.1 cal ka BP)是干旱时段。

(4) 气候变化机制: 中原地区全新世中期干旱时段(~7.0—~4.0 cal ka BP或~8.0—~5.0 cal ka BP)与长江中下游地区全新世中期干旱时段对应。这一全新世中期的干旱时段较好地对应了ENSO强度较高值和赤道西太平洋SST较低温阶段。控制上述“EASM影响下的中国中部地区全新世湿度空间格局”的主要机制可能是ENSO状态以及由ENSO调控的WPSH的南北向移动。

## 参考文献(References)

- [1] An Z S, Porter S C, Kutzbach J E, et al. Asynchronous Holocene optimum of the east Asian monsoon. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 19: 743-762.
- [2] Cook E R, Anchukatis K J, Buckley B M, et al. Asian Monsoon failure and megadrought during the last Millenium. *Science*, 2010, 328: 486-489.
- [3] COHMAP Members. Climatic changes of the last 18,000 years: Observations and model simulations. *Science*, 1988, 241 (4869): 1043-1052.
- [4] Mayewski P A, Rohling E E, Stager J C, et al. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 2004, 62: 243-255.
- [5] Wanner H, Beer J, Butikofer J, et al. Mid to Late Holocene climate change: An overview. *Quaternary Science Reviews*, 2008, 27: 1791-1828.
- [6] Liang Xiao, Yang Pingguo, Yao Jiao, et al. Environmental magnetic record of East Asian summer monsoon variability on the Chinese Loess Plateau since 16 ka BP. *Acta Geographica Sinica*, 2021, 76(3): 539-549. [梁潇, 杨萍果, 姚娇, 等. 16 ka以来黄土高原东亚夏季风变化的环境磁学记录. *地理学报*, 2021, 76(3): 539-549.]
- [7] IPCC. *Climate Change (6th Assessment Report)*. New York: Cambridge University Press, 2021.
- [8] Shi Yafeng, Kong Zhaochen, Wang Sumin, et al. Climate fluctuations and important events during the Holocene warm period in China. *Science China: Series B*, 1992, 12: 1300-1308. [施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件. *中国科学B辑*, 1992, 12: 1300-1308.]
- [9] Xiao J L, Xu Q H, Nakamura T, et al. Holocene vegetation variation in the Daihai Lake region of north-central China: A direct indication of the Asian monsoon climatic history. *Quaternary Science Reviews*, 2004, 23: 1669-1679.
- [10] Jin Z D, Cao J J, Wu J L, et al. A Rb/Sr record of catchment weathering response to Holocene climate change in Inner Mongolia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2006, 31: 285-291.

- [11] Sun A Z, Feng Z D. Holocene climatic reconstructions from the fossil pollen record at Qigai Nuur in the southern Mongolian Plateau. *The Holocene*, 2013, 23(10): 1391-1402.
- [12] Sun Q L, Wang S M, Zhou J, et al. Sediment geochemistry of Lake Daihai, north-central China: Implications for catchment weathering and climate change during the Holocene. *Journal of Paleolimnology*, 2010, 43: 75-87.
- [13] Xu Q H, Xiao J L, Li Y C, et al. Pollen-based quantitative reconstruction of Holocene climate changes in the Daihai lake area, Inner Mongolia, China. *Journal of Climate*, 2010, 23(11): 2856-2868.
- [14] Wen R L, Xiao J L, Ma Y Z, et al. Pollen-climate transfer functions intended for temperate eastern Asia. *Quaternary International*, 2013, 311(17): 3-11.
- [15] Wang H P, Chen J H, Zhang X J, et al. Palaeosol development in the Chinese Loess Plateau as an indicator of the strength of the East Asian summer monsoon: Evidence for a mid-Holocene maximum. *Quaternary International*, 2014, 334(17): 155-164.
- [16] Chen F H, Xu Q H, Chen J H, et al. East Asian summer monsoon precipitation variability since the last deglaciation. *Scientific Reports*, 2015, 5: 11186. DOI: 10.1038/srep11186.
- [17] Sun A Z, Feng Z D. Climatic changes in the western part of the Chinese Loess Plateau during the Last Deglacial and the Holocene: A synthesis of pollen record. *Quaternary International*, 2015, 372: 130-141.
- [18] 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. *Quaternary Science Reviews*, 2013, 78(15): 369-380.
- [19] Jia G D, Bai Y, Yang X Q, et al. Biogeochemical evidence of Holocene East Asian summer and winter monsoon variability from a tropical maar lake in southern China. *Quaternary Science Reviews*, 2015, 111: 51-61.
- [20] Selvaraj K, Chen T A, Lou J Y. Holocene East Asian monsoon variability: Links to solar and tropical Pacific forcing. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(1): 83-91.
- [21] Yang Xiangdong, Wang Sumin, Tong Guobang. Character of palynology and changes of monsoon climate over the last 10000 years in Gucheng Lake, Jiangsu province. *Acta Botanica Sinica*, 1996, 38(7): 576-581. [羊向东, 王苏民, 童国榜. 江苏固城湖区一万多年以来的孢粉植被群及古季风气候变迁. *植物学报*, 1996, 38(7): 576-581.]
- [22] Zhu Cheng, Ma Chunmei, Zhang Wenqing, et al. Pollen record from Dajihu Basin of Shennongjia and environmental changes since 15.753 ka BP. *Quaternary Sciences*, 2006, 26(5): 814-826. [朱诚, 马春梅, 张文卿, 等. 神农架大九湖 15753 ka BP 以来的孢粉记录和环境演变. 第四纪研究, 2006, 26(5): 814-826.]
- [23] Chen W, Wang W M, Dai X R. Holocene vegetation history with implications of human impact in the Lake Chaohu area, Anhui province, East China. *Vegetation History and Archaeobotany*, 2009, 18(2): 137-146.
- [24] Xie S C, Richard P E, Huang X Y, et al. Concordant monsoon-driven postglacial hydrological changes in peat and stalagmite records and their impacts on prehistoric cultures in central China. *Geology*, 2013, 41: 827-830.
- [25] Jiang Zhihong, He Jinhai, Li Jianping, et al. Northerly advancement characteristics of the East Asian Summer Monsoon with its interdecadal variations. *Acta Geographica Sinica*, 2006, 61(7): 675-686. [江志红, 何金海, 李建平, 等. 东亚夏季风推进过程的气候特征及其年代际变化. *地理学报*, 2006, 61(7): 675-686.]
- [26] Yu Shuqiu, Lin Xuechun, Shi Xiaohui. Interannual variation of East Asian Summer Monsoon and the relationship with atmospheric circulation and rainfall. *Acta Geographica Sinica*, 2008, 63(7): 751-760. [于淑秋, 林学椿, 施晓晖. 东亚夏季风的年季变化及其环流和降水的关系. *地理学报*, 2008, 63(7): 751-760.]
- [27] Ding Y H, Wang Z Y, Sun Y. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences. *International Journal of Climatology*, 2008, 28: 1139-1161.
- [28] Rao Z G, Li Y X, Zhang J W, et al. Investigating the long-term palaeoclimatic controls on the  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  of precipitation during the Holocene in the Indian and East Asian monsoonal regions. *Earth-Science Reviews*, 2016, 159: 292-305.
- [29] Jiang W Y, Leroy S A, Yang S L, et al. Synchronous strengthening of the Indian and east Asian monsoons in response to global warming since the last deglaciation. *Geophysical Research Letters*, 2019, 46: 3944-3952.
- [30] Chen D X, Lu R J, Liu X K, et al. Holocene vegetation and climate reconstructions from pollen records in the Mu Us Sandy Land, China. *CATENA*, 2023, 220: 106698. DOI: 10.1016/j.catena.2022.106698.
- [31] Wang X X, Huang X Y. Paleohydrological changes in southeastern China from 13.1 to 2.5 ka based on a multi-proxy peat record. *Palaeogeography Paleoclimatology Palaeoecology*, 2019, 534(15): 109282. DOI: 10.1016/j.palaeo.2019.109282.

- [32] Zhu Z M, Feinberg J M, Xie S C, et al. Holocene ENSO-related cyclic storms recorded by magnetic minerals in speleothems of central China. *PNAS*, 2017, 114(5): 852-857.
- [33] Liu Fenghao. Paleoclimate and palaeoenvironment variations recorded by sedimentary organic molecules in Lake Nanyi from the middle and lower Yangtze Region since the Last deglaciation [D]. Beijing: University of Chinese Academy of Sciences, 2017. [刘丰豪. 末次冰消期以来长江中下游南漪湖沉积有机分子记录的古气候/环境变化[D]. 北京: 中国科学院大学, 2017.]
- [34] Liu Fenghao, Hu Jianfang, Wang Weiming, et al. Characteristics and paleoclimate significance of *n*-alkane and its carbon isotope recorded by Nanyi Lake, middle and lower of the Yangtze River, since 8 ka. *Geochimica*, 2018, 47(1): 89-101. [刘丰豪, 胡建芳, 王伟铭, 等. 8.0 ka BP以来长江中下游南漪湖沉积记录的正构烷烃及其单体碳同位素组成特征和古气候意义. *地球化学*, 2018, 47(1): 89-101.]
- [35] Li J Y, Dodson J, Yan H, et al. Quantitative Holocene climatic reconstructions for the Yangtze region of China. *Climate Dynamics*, 2018, 50(3): 1101-1113.
- [36] Liu H Y, Gu Y S, Huang X Y, et al. A 13000 years peatland palaeohydrological response to the ENSO-related Asian monsoon precipitation changes in the middle Yangtze Valley. *Quaternary Science Reviews*, 2019, 212: 80-91.
- [37] Sun J, Ma C M, Cao X Y, et al. Quantitative precipitation reconstruction in the east-central monsoonal China since the late glacial period. *Quaternary International*, 2019, 521: 175-184.
- [38] Liu J B, Shen Z W, Chen W, et al. Dipolar mode of precipitation changes between north China and the Yangtze River Valley existed over the entire Holocene: Evidence from the sediment record of Nanyi Lake. *International Journal of Climatology*, 2021, 41: 1667-1681.
- [39] Li Hongbin, Feng Zhaodong, Zhai Qiumin, et al. Climate and environmental changes since the last deglaciation period in the Mianchi Basin from Central Plains of China. *Chinese Science Bulletin*, 2023, 68(10): 1230-1246. [李洪彬, 冯兆东, 翟秋敏, 等. 中原地区浞池盆地末次冰消期以来的气候与环境变化. *科学通报*, 2023, 68(10): 1230-1246.]
- [40] Li H B, Zhang Y Y, Feng Z D. Precipitation variations since the Last Deglacial reconstructed from pollen records in the Central Plains of China. *Quaternary International*, 2023, 669: 1-11. DOI: 10.1016/j.quaint.2023.05.018.
- [41] Xu Hailiang, Wang Chaodong. Preliminary study on the relationship between the fluvial geomorphology and the neotectonic movement in Yellow River in Zhengzhou prehistoric times. *Journal of North China institute of Water Conservancy and Hydroelectric Power*, 2010, 31(6): 101-106. [徐海亮, 王朝栋. 史前郑州地区黄河河流地貌与新构造活动关系初探. *华北水利水电学院学报*, 2010, 31(6): 101-106.]
- [42] Yang Guifang, Chen Zhenghong, Zhang Huijuan, et al. Paleoclimatic variations in Ningjinpo area since Late Pleistocene as indicated by *n*-alkanes. *Earth Science*, 2018, 43(11): 4001-4007. [杨桂芳, 陈正洪, 张慧娟, 等. 宁晋泊晚更新世以来气候变化的正构烷烃分子记录. *地球科学*, 2018, 43(11): 4001-4007.]
- [43] Leng Chengcheng, Zhao Cheng, Cui Qiaoyu, et al. Paleoclimatic changes recorded by *n*-alkanes from the lacustrine sediments of Arxan Crater Lake, in the central Great Khingan Mountains, Northeast China during the Holocene. *Quaternary Sciences*, 2021, 41(4): 976-985. [冷程程, 赵成, 崔巧玉, 等. 大兴安岭阿尔山天池沉积物中正构烷烃记录揭示的全新世古气候变化. *第四纪研究*, 2021, 41(4): 976-985.]
- [44] Wang Y L, Fang X M, Bai Y, et al. Distribution of lipids in modern Soils from various regions with continuous climate (moisture-heat) change in China and their climate significance. *Science China: Earth Sciences*, 2007, 50(4): 600-612.
- [45] Ouyang X G, Guo F, Bu H M. Lipid biomarkers and pertinent indices from aquatic environment record paleoclimate and paleoenvironment changes. *Quaternary Science Reviews*, 2015, 123: 180-192.
- [46] Zhang Xinshi. *Vegetation Map of the People's Republic of China (1:1000000)*. Beijing: Geological Publishing House, 2007. [张新时. *中国植被图及其地理格局*. 北京: 地质出版社, 2007.]
- [47] Yu Ge. *Sedimentology of Lake-River Systems and Environmental Evolutions in Zhengzhou Region*. Beijing: Science Press, 2016. [于革. *郑州地区湖泊水系沉积与环境演化研究*. 北京: 科学出版社, 2016.]
- [48] Reimer P J, Austin W E, Bard E, et al. The IntCal20 Northern hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal ka BP). *Radiocarbon*, 2020, 62: 725-757.
- [49] Blaauw M J, Andrés C. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 2011, 6: 457-474.
- [50] Yamada K, Ishiwatari R. Carbon isotopic compositions of Long-Chain *n*-alkanes in the Japan Sea sediments: implications for paleoenvironmental changes over the past 85 ka. *Organic Geochemistry*, 1999, 30(5): 367-377.
- [51] Xie S C, Nott C J, Avsejs L A, et al. Molecular and isotopic stratigraphy in an Ombrotrophic Mire for paleoclimate



- reconstruction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2004, 68(13): 2849-2862.
- [52] Zhou W J, Zheng Y H, Meyers P A, et al. Postglacial climate-change record in biomarker lipid compositions of the Hani peat sequence, northeastern China. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 294(1-2): 37-46.
- [53] Pu Y, Wang C F, Meyers P A, et al. Origins of biomarker aliphatic hydrocarbons in sediments of alpine Lake Ximencuo, China. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2017, 475(11): 106-114.
- [54] Ficken K J, Li B, Swain D L, et al. An *n*-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. *Organic Geochemistry*, 2000, 31: 745-749.
- [55] Cranwell P A, Eglinton G, Robinson N. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments: II. *Organic Geochemistry*, 1987, 11(6): 513-527.
- [56] Zhang C, Zhao C, Zhou A F, et al. Late Holocene lacustrine environmental and ecological changes caused by anthropogenic activities in the Chinese Loess Plateau. *Quaternary Science Reviews*, 2019, 203: 266-277.
- [57] Rao Z G, Wu Y, Zhu Z Y, et al. Is the maximum carbon number of long-chain *n*-alkanes an indicator of grassland or forest? Evidence from surface soils and modern plants. *Chinese Science Bulletin*, 2011, 56: 1714-1720.
- [58] Alley R B. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 19: 213-226.
- [59] Lambeck K, Chappell J. Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, 2001, 292(5517): 679-686.
- [60] Bauska T K, Baggenstos D, Brook E J, et al. Carbon isotopes characterize rapid changes in atmospheric carbon dioxide during the last deglaciation. *PNAS*, 2016, 113(13): 3465-3470.
- [61] Rein B, Lückge A, Reinhardt L, et al. El Niño variability off Peru during the last 20000 years. *Paleoceanography*, 2005, 20: PA4003. DOI: 10.1029/2004PA001099.
- [62] Stott L, Cannariato K, Thunell R, et al. Decline of surface temperature and salinity in the western tropical Pacific Ocean in the Holocene epoch. *Nature*, 2004, 431: 56-59.

## Climate and environmental changes since the last deglaciation in the Xingyang Basin of the Central China Plains

LIU Chang<sup>1,2</sup>, FENG Zhaodong<sup>1,2</sup>, RAN Min<sup>1,2</sup>, PEI Hongye<sup>1,2</sup>, HUI Zhengchuang<sup>1,2</sup>

(1. College of Geography and Environmental Science, Henan University, Kaifeng 475004, Henan, China;

2. Key Laboratory of Earth System Observation and Simulation of Henan Province, Kaifeng 475004, Henan, China)

**Abstract:** In order to depict the spatiotemporal patterns of EASM variations (EASM: East Asian Summer Monsoon) since the last deglaciation, we analyzed n-alkane compositions and sedimentological characteristics of a lacustrine-wetland section (namely ZWZ-1 section) in the Xingyang Basin of the Central China Plains. We also reconstructed the climatic and environmental changes since ~17.8 cal ka BP on the basis of the analytical results. The reconstruction displayed five-staged variations: (1) ~17.8–~11.7 cal ka BP was a period of loess-like sediment accumulation under a steppe-dominating environment; (2) ~11.7–~8.5 cal ka BP was a period of wetland deposition, during which the n-alkane-indicated forest and wetland expanded; (3) ~8.5–~2.8 cal ka BP was a period of lacustrine deposition and also a period of maximal woody and aquatic plant n-alkane components; (4) ~2.8–~2.4 cal ka BP was again a period of wetland deposition when the n-alkane components of bacteria, algae/microorganisms and submerged phytoplankton increased dramatically; (5) ~2.4–~1.1 cal ka BP was a loess deposition period under a steppe-dominating environment. We also compared the Holocene moisture sequences (ZWZ-1 section and MC-1 section) from the Central China Plains with those from the middle and lower reaches of the Yangtze River and also with those from northern China. The moisture sequence at ZWZ-1 section was based on the average chain length of long-chain n-alkanes ( $ACL_{27-33}$ ) and  $C_{27+29}/C_{31+33}$  ratio and the moisture sequence at MC-1 section was based on tree pollen (%) and  $Poaceae/(Artemisia+Chenopodiaceae)$  ratio. Our comparison shows that the mid-Holocene drought (~7.0–~4.0 cal ka BP or ~8.0–~5.0 cal ka BP) in the Central China Plains chronologically corresponded with the mid-Holocene drought in the middle and lower reaches of the Yangtze River. It seems that the mid-Holocene drought in the entire central China (including the middle and lower reaches of the Yangtze River and the Central China Plains) was causally associated with lowered El Niño-Southern Oscillation (ENSO) intensity and also with elevated Sea Surface Temperature (SST) in the western Tropical Pacific. This implies that the spatiotemporal patterns of the Holocene moisture variations in the entire central China were controlled by ENSO state and modulated by ENSO-dictated north-south shift of West Pacific Subtropical High (WPSH).

**Keywords:** Xingyang Basin; n-alkane; Holocene; East Asian Summer Monsoon; El Niño-Southern Oscillation