

引用格式: 许可可, 毕志伟, 杨会峰, 等, 2023. 基于孢粉证据的银川盆地 MIS6—MIS5 气候环境演变重建 [J]. 地质力学学报, 29 (4): 522–542. DOI: [10.12090/j.issn.1006-6616.2023091](https://doi.org/10.12090/j.issn.1006-6616.2023091)

Citation: XU K K, BI Z W, YANG H F, et al., 2023. Reconstruction of climatic and environmental evolution in the Yinchuan Basin from MIS6 to MIS5 based on spore–pollen evidence[J]. Journal of Geomechanics, 29 (4): 522–542. DOI: [10.12090/j.issn.1006-6616.2023091](https://doi.org/10.12090/j.issn.1006-6616.2023091)

基于孢粉证据的银川盆地 MIS6—MIS5 气候环境演变重建

许可可^{1,2}, 毕志伟^{2,3}, 杨会峰^{2,3}, 杨振京^{2,3}, 宁 凯^{2,3}, 戴慧敏¹, 刘 凯¹,
刘国栋¹

XU Keke^{1,2}, BI Zhiwei^{2,3}, YANG Huifeng^{2,3}, YANG Zhenjing^{2,3}, NING Kai^{2,3}, DAI Huimin¹, LIU Kai¹,
LIU Guodong¹

1. 中国地质调查局沈阳地质调查中心, 辽宁 沈阳 110034;

2. 中国地质调查局第四纪年代学与水文环境演变重点实验室, 河北 正定 050800;

3. 中国地质科学院水文地质环境地质研究所, 河北 正定 050800

1. *Shenyang Center of China Geological Survey, Shenyang 110034, Liaoning, China;*

2. *Key Laboratory of Quaternary Geochronology and Hydrological Environment Evolution, China Geological Survey, Zhengding 050800, Hebei, China;*

3. *Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Zhengding 050800, Hebei, China*

Reconstruction of climatic and environmental evolution in the Yinchuan Basin from MIS6 to MIS5 based on spore–pollen evidence

Abstract: MIS6 to MIS5 is a typical transition period from glacial to interglacial periods. The climate elements of MIS5 are similar to that of the current warm period, and studying its evolution process can better understand the climate change process of the current warm period and the future climate change trend. Based on modern spore–pollen and meteorological data, as well as stratigraphic spore–pollen and particle size indicators from the Yinchuan Basin in the monsoon margin area, the locally weighted average partial least squares method (LWWA-PLS) reconstruction results are considered to be the most robust after the selection of the training set, screening of the master climate parameters, cross-validation of the five reconstruction models, regional comparison, significance testing, and ecological interpretation. The climatic evolution from MIS6 to MIS5 can be divided into six stages. 157 to 131 ka, the climate was cold and humid, where wet and cold-loving arborvitae vegetation developed, with the average annual precipitation (P_{ann}) being 424.99 mm and the average temperature in July (T_{July}) 22.58 °C. 131 to 119 ka, the climate turned wet and warm, and warm-loving trees and herbs developed; the P_{ann} was 410.95 mm, and the T_{July} was 23.62 °C. 119 to 111 ka, the P_{ann} was 369.50 mm, and the T_{July} was 22.53 °C; cold-loving herbs and trees developed in a cold and dry climate. 111 to 98 ka, the P_{ann} is 378.39 mm, and the T_{July} is 22.86 °C; warm-loving trees account for a higher proportion in the early stage, and the number of cold-loving trees increased in the late stage; the climate was overall dry and warm, and the temperature increased first and then decreased. 98 to 85 ka, the P_{ann} was 278.24, and the T_{July} was 22.01 °C; the overall climate was the driest and coldest, and cold-loving trees developed well. 85 to 78 ka, the P_{ann} was 364.21 mm, and T_{July} was 23.45 °C; the climate turned warm and humid, and trees and herbs developed in this period. The reconstructed climate parameters' ensemble empirical mode decomposition (EEMD) results respond well to the 23 ka precessional cycle. Comparison with the mid- and high-latitude geologic record of the Northern

基金项目: 河北省自然科学基金项目 (D2021504016); 中国地质调查局地质调查项目 (DD20221779, DD20230210-01)

This research is financially supported by the Natural Science Foundation of Hebei Province (Grant D2021504016) and the Geological Survey Projects of the China Geological Survey (Grants DD20221779 and DD20230210-01).

第一作者: 许可可 (1997—), 男, 硕士, 助理工程师, 主要从事第四纪地质环境变化研究。E-mail: kkxu_2020@163.com

通讯作者: 毕志伟 (1981—), 男, 硕士, 工程师, 研究方向为第四纪地层与环境演变。E-mail: bizhiwei@mail.cgs.gov

收稿日期: 2023-06-03; 修回日期: 2023-07-01; 责任编辑: 范二平

Hemisphere suggests that solar radiation-influenced climatic variability in the North Atlantic primarily drives changes in the East Asian monsoon through the westerly wind circulation as well as the oceanic transport zone, which in turn influences climatic change in the Yinchuan Basin.

Keywords: Yinchuan Basin; spore-pollen; quantitative reconstruction model; climatic and environmental evolution; cycle; driving mechanism

摘要: MIS6—MIS5 是冰期向间冰期转变的典型时期, MIS5 阶段的气候要素可以和现代暖期类比, 对其演变过程进行研究可以更好地了解暖期气候变化过程和未来气候变化趋势。利用现代孢粉和气象数据以及季风边缘区银川盆地的地层孢粉和粒度指标, 通过训练集选择、主控气候参数筛选、5 种重建模型的交叉验证、区域对比、显著性检验和生态学解释后认为局部加权平均偏最小二乘法 (LWWA-PLS) 重建结果最为稳健。MIS6—MIS5 阶段气候演变可分为 6 个阶段: 157~131 ka 时期, 年平均降水量 (P_{ann}) 为 424.99 mm, 7 月平均温度 (T_{July}) 为 22.58 °C, 气候较湿冷, 喜湿冷乔木类植被发育; 131~119 ka 时期, P_{ann} 为 410.95 mm, T_{July} 为 23.62 °C, 喜暖乔木、草本发育, 气候转温暖; 119~111 ka 时期, P_{ann} 为 369.50 mm, T_{July} 为 22.53 °C, 喜冷草本、乔木发育, 气候干冷; 111~98 ka 时期, P_{ann} 为 378.39 mm, T_{July} 为 22.86 °C, 早期喜暖乔木含量高, 后期喜冷乔木含量上升, 气候整体干暖, 温度先上升后下降; 98~85 ka 时期, P_{ann} 为 278.24 mm, T_{July} 为 22.01 °C, 喜冷乔木较发育, 该阶段气候整体最为干冷; 85~78 ka 时期, P_{ann} 为 364.21 mm, T_{July} 为 23.45 °C, 乔木、草本均较发育, 气候转温暖。对重建的气候参数进行集合经验模态分解 (EEMD), 结果较好地响应于 23 ka 岁差周期, 与北半球中、高纬地质记录对比后认为, 受太阳辐射影响的北大西洋气候变动主要通过西风环流以及大洋传输带驱动东亚季风的变化, 进而影响银川盆地的气候变化。

关键词: 银川盆地; 孢粉; 定量重建模型; 气候环境演化; 周期; 驱动机制

中图分类号: P46; Q944.571 **文献标识码:** A **文章编号:** 1006-6616 (2023) 04-0522-21

DOI: 10.12090/j.issn.1006-6616.2023091

0 引言

孢粉是揭示过去陆地生态环境变化最好的指标之一, 孢粉分析也成为研究过去全球气候变化的重要方法(韦利杰, 2021), 利用数理统计模型定量恢复古气候已成为第四纪孢粉学研究的重要方向。现代类比法 (MAT; Overpeck et al., 1985; Legendre and Gallagher, 2001; Xu et al., 2010; 黄康有等, 2013; Cao et al., 2014)、不同收缩方式的加权平均法 (WA; Birks and Gordon, 1985; Ter Braak and Barendregt, 1986; Ter Braak and Looman, 1986) 以及加权平均偏最小二乘法 (WA-PLS; Ter Braak and Barendregt, 1986; Ter Braak and Looman, 1986; Birks et al., 1990; Li et al., 2007; Herzsuh et al., 2010; Wen et al., 2013; Cao et al., 2014) 等重建模型应用较为广泛且均取得一定进展。这些模型有各自的优缺点, 如 MAT 将花粉组合转化为植被群落从而间接推求气候参数, 操作简便, 计算时间短, 被广泛应用于第四纪以来长时间序列的重建, 但该方法可能存在空间自相关性低、现代类似物少时重建结果噪声较大和现代类似物多时重建曲线“坦化”等问题 (Xu et al.,

2010; 黄康有等, 2013); WA 和 WA-PLS 等转换函数法通过建立现代花粉数据和气候参数的转换函数, 代入地层花粉数据求得古气候参数, 这是一种直接推求古气候参数的方法, 但在重建冰期—间冰期等温度变幅较大阶段的气候参数时, 可能出现边缘效应和过拟合等情况 (Xu et al., 2010)。另外, 还有较为复杂, 但在青藏高原地区证实重建效果较好的局部加权平均法 (LWWA) 和局部加权平均偏最小二乘回归法 (LWWA-PLS; Juggins, 2001; Lu et al., 2011; Birks et al., 2012; 梁琛等, 2020; Zhao et al., 2021), 目前在其他区域这两种方法应用较少。

银川盆地位于内陆干旱—半干旱过渡区, 对环境变化较为敏感, 区域内连续厚层的沉积物是研究气候环境变化的理想载体。相关学者主要利用孢粉定性探讨了第四纪以来, 特别是晚第四纪以来植被类型和气候的冷暖干湿变化 (童国榜等, 1995a; 刘平贵等, 2000; 杨振京等, 2001a, 2001b; 范淑贤等, 2002; 田晏嫣等, 2020; Chi et al., 2021, 韦利杰等, 2023), 而对于该地区古气候的量化重建却鲜有研究。深海氧同位素 MIS6—MIS5 阶段是气候演化的一个特殊时期, MIS6 阶段太阳辐射显著高于全新

世,但此时全球冰量较大,全球气候处于冷期(陆浩等, 2015, 王照波等, 2021); MIS5 阶段被称为广义的末次间冰期,其气候环境要素可与现代暖期(全新世)对比,通过对无人影响 MIS5 期气候变化研究,可探讨人类活动对气候变化的影响,有助于更好地理解现代暖期过程和未来气候发展趋势(Bauch and Kandiano, 2007; 裴巧敏等, 2016)。

因此,文章利用银川盆地 LS01 钻孔的地层孢粉和粒度特征,通过对比不同重建模型的适用性,探讨该地区 MIS6—MIS5 气候环境演变及驱动机制。

1 研究区概况

银川盆地(37°50′—39°20′N, 105°20′—106°50′E)属于宁夏回族自治区,处于青藏高原东北部、黄土高原西北部,向西为贺兰山和腾格里沙漠,东北部为毛乌素沙地,区域内地势西南高、东北低,平均海拔在 1000 m 以上,黄河贯穿而过,形成最大沉积厚度达 1600 m 的第四系沉积物。盆地处于亚洲季风和西风影响的过渡地带,又为干旱一半干旱交界区,属于典型的温带大陆气候,年平均降水量为 203 mm,年平均温度为 8.5 °C, 7 月平均温度为 23.4 °C, 1 月平均温度为 -7.9 °C。该地区植被类型为荒漠草原,群落结构相对简单,优势种为旱生植物,以多年生禾草和小灌木为主,如短花针茅(*Stipa breviflora*)、细柄茅(*Ptilagrostis mongholica*)、红砂(*Reaumuria*

songarica)等;还有盐生灌丛群落油蒿(*Artemisia ordosica*)、沙生群落假苇拂子茅(*Calamagrostis pseudophragmites*)、中生草甸群落及沼泽植被等(童国榜等, 1995b; 田晏嫣等, 2020)。另外,西部的贺兰山植被受降水和湿度影响垂直分异显著,既有寒温带针叶林的属种,分布在海拔 2400~3100 m 阴坡一半阴坡喜湿的青海云杉(*Picea crassifolia*);又有分布在海拔 2000~2500 m 阳坡、较为耐旱的灰榆(*Ulmus glaucescens*)阔叶林(Li et al., 2017; 黄小忠等, 2019; 田晏嫣等, 2020; Chi et al., 2021)、伴生灌木和半灌木。

2 材料和方法

2.1 材料

2.1.1 现代孢粉数据库及气象数据

文中用于气候定量重建的现代孢粉数据库为陈海燕等(2021)收集整理的覆盖全国范围的中国现代花粉数据集,经过筛选,选择 4258 个样点和 774 个孢粉种类及组合用于定量重建。现代孢粉库样品几乎涵盖中国所有的植被类型(图 1)。当训练集范围很小时,基于 WA-PLS 重建的温度变化非常小,重建结果不可靠(Zhao et al., 2021);如果训练集较大,过于宽泛(如中国或东亚地区孢粉数据集),加之孢粉鉴定局限于科属水平,将包括差异巨大的花粉—气候关系的集合,导致重建误差更大(黄康有等, 2013)。Cao et al.(2017)认为对青藏高原和中

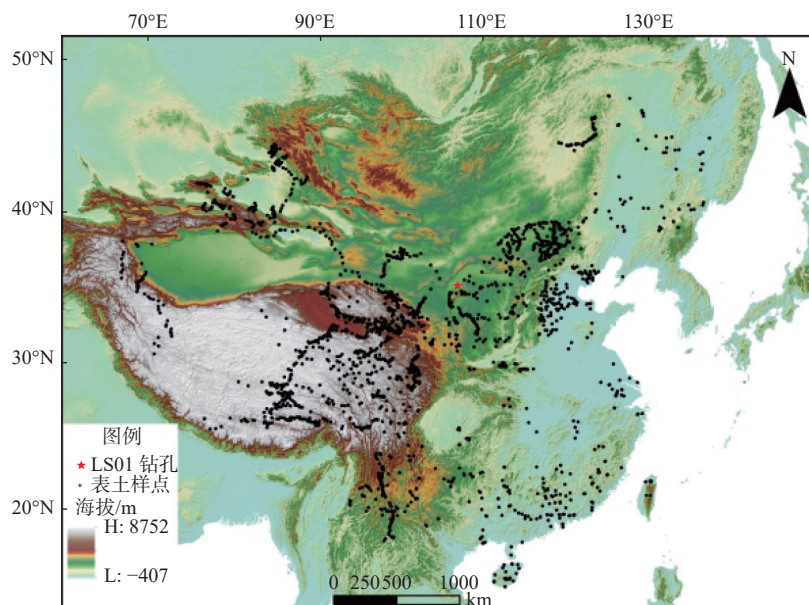


图 1 LS01 钻孔和表土样点位置图

Fig. 1 Location of Borehole LS01 and modern soil-pollen sites

国北方的地层化石孢粉, 现代训练集最大空间范围应限制在 1000~1500 km 之间。文章选取距研究区 500 km、1000 km 和 1500 km 半径距离内的现代孢粉数据构建训练集。利用最佳类比法交叉验证结果, 来确定地层化石孢粉样品和现代孢粉样品之间的最小弦心距平方对应的 k 值, 从而确定最佳类比型, 选择 $k=20$ 、30、40、50、60、70、80、90、100 最佳类比型构建动态训练集 (Birks et al., 2012), 比较不同训练集的重建效果。

现代气象数据通过 Zhao et al. (2019) 收集的中国及周边国家 1153 个气象站点月平均温度数据和 1202 个气象站点的降水资料建立的分辨率为 0.025°

(2.5 km) 的中国 1951—2011 年月平均气象数据集插值获取, 插值计算得到现代孢粉样点的 P_{ann} 、年平均温度 (T_{ann})、 T_{July} 和 1 月平均温度 (T_{Jan}) 等 4 个重要的气候参数。

2.1.2 地层样品

地层样品取自位于宁夏回族自治区灵武市东北地区的 LS01 钻孔 ($38^\circ 06' 18.51''\text{N}$, $106^\circ 21' 33.36''\text{E}$), 孔深为 300 m (图 1)。经对该钻孔的岩性分层特征详细研究 (许可可等, 2021), 在 LS01 钻孔地层回填土和砂砾石层以下 14.08~103.00 m 段内间隔 0.5~1.0 cm 取得粒度和孢粉样品 119 件, 光释光年代样品 6 件 (图 2)。

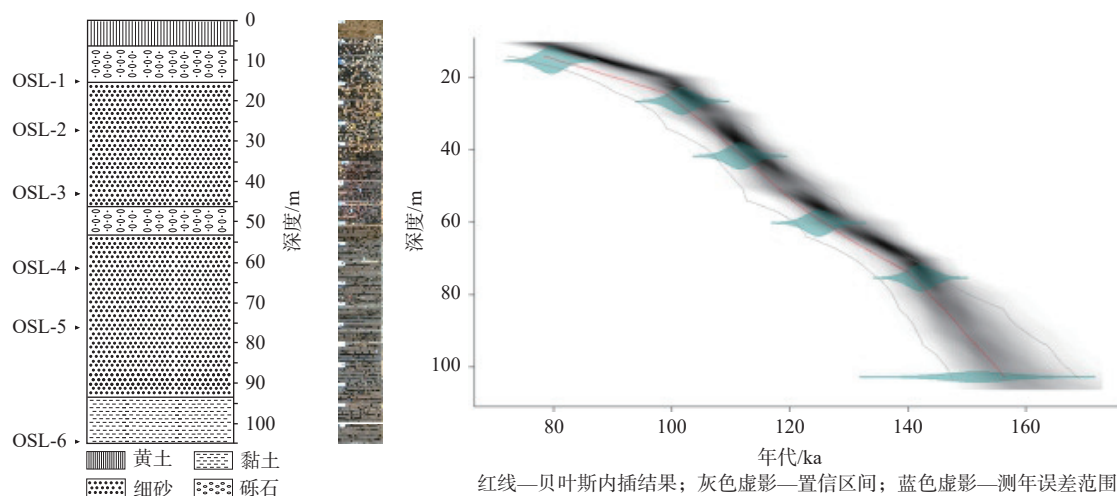


图 2 LS01 钻孔岩性柱状图和年龄模型重建结果

Fig. 2 Lithologic histogram and age model reconstruction results of Borehole LS01

2.2 方法

2.2.1 实验方法

孢粉分析采用常规酸碱处理法和筛分法提取, 主要步骤为根据岩性选择适量样品加入盐酸除去其中的碳酸盐, 淘洗后取上层清液加入氢氟酸除去硅酸盐, 再加入盐酸除去氟化物, 依次过 $500\ \mu\text{m}$ 筛和 $5\ \mu\text{m}$ 筛后离心制管, 获取的孢粉保存在液体甘油中, 镜下鉴定参考已出版的花粉图谱 (王伏雄等, 1995)。样品实验鉴定在中国地质科学院第四纪年代学与水文环境演变重点实验室的孢粉室完成。

光释光样品使用 Daybreak-2200 光释光仪定年, 测试在中国地质科学院第四纪年代学与水文环境演变重点实验室的释光室完成。

粒度样品利用盐酸去除碳酸盐后添加六偏磷酸钠分散剂, 使用 Malvern 2000 激光粒度分析法测试, 该测试在中国地质科学院第四纪年代学与水文

环境演变重点实验室的粒度室完成。

2.2.2 计算方法

使用贝叶斯—深度模型 bacon 建立可靠的年代模型 (Blaauw and Christen, 2011), 通过 R 包 rbacon 实现。

使用皮尔逊相关性分析探究气候参数的共线性; 使用典型关联分析 (CCA) 计算方差膨胀因子 (VIF), 删除 VIF 大于 10 的气候参数, 直至所有气候参数共线性不显著, VIF 均低于 5; 利用层次分割获取 CCA 计算的每个气候变量贡献率, 计算通过 R 包 vegan (Oksanen et al., 2020) 和 rdacca.hp (Lai et al., 2022) 实现。

气候重建方法使用 MAT, 不同收缩方式的 WA (inverse、classical、expanded、monotonic 和 none)、WA-PLS、LWWA (inverse 和 classical) 和 LWWA-PLS 使用 bootstrap 进行交叉验证, 衡量模型重建的稳健性以及最优模型, 训练范围均依据最小的均方根误

差(RMSEP)和较大的测量值和预测值之间的决定系数(R^2)确定。MAT通过计算化石孢粉样品和现代孢粉样品之间的非相似性距离(研究使用弦距平方,SCD)来确定最相似的一个或多个样品,将这些最相似的现代样品的平均气候参数当做化石样品的气候参数(黄康有等,2013)。WA和WA-PLS都属于转换函数法,通过建立现代样品孢粉丰度和气候参数的函数关系,带入化石样品中的孢粉丰度求得古气候参数。为避免现代样品和化石样品的孢粉丰度相差过大,提高数据间的可比性,使用孢粉丰度百分比的平方根进行计算(秦锋和赵艳,2013)。LWWA和LWWA-PLS类似现代类比法和转换函数法的结合,对于每个化石样本,使用现代类比法在最小SCD的基础上生成现代样本数据集中的“局部”模拟训练集,留一法交叉验证找到RMSEP最小时的类似物数量(N),在不同范围内对每个地层样品类似物组成的训练集进行转换函数法计算(Zhao et al., 2020)。计算使用R包rioja(Juggins, 2022)和analogue(Simpson and Oksanen, 2021)实现。

对重建结果进行生态评估,估计模型校准集中主要花粉类群在重建的气候参数上的加权平均最

佳值和耐受性,以验证不同孢粉科属沿气候参数梯度的分布和丰度特征。计算使用R包eHOF(Jansen and Oksanen, 2013)实现。

使用集合经验模态分解法(EEMD)对重建气候参数进行周期分析。EEMD利用多次测量取平均值原理,通过对源数据加入适当大小白噪声,模拟多次观测的情景,多次计算做集合平均,改进了经验模态分解(EMD)的“模态(尺度)”混叠问题,适合处理非平稳数据,其将信号中不同尺度的波动和趋势逐级分解开来,形成一系列具有不同特征尺度的数据序列,每一个序列称为一个本征模态分量(IMF),最低频率的IMF分量代表原始信号的总趋势或均值的时间序列(薛春芳等,2013)。计算在Matlab软件平台实现。

3 结果

3.1 年代框架建立

根据6个光释光测年数据,利用bacon模型建立LS01钻孔岩性的年代-深度模型,结果显示该岩芯底部年龄为157 ka(图2,表1)。

表1 LS01钻孔光释光测年结果(许可可等,2021)

Table 1 OSL ages and dating parameters of Borehole LS01(Xu et al., 2021)

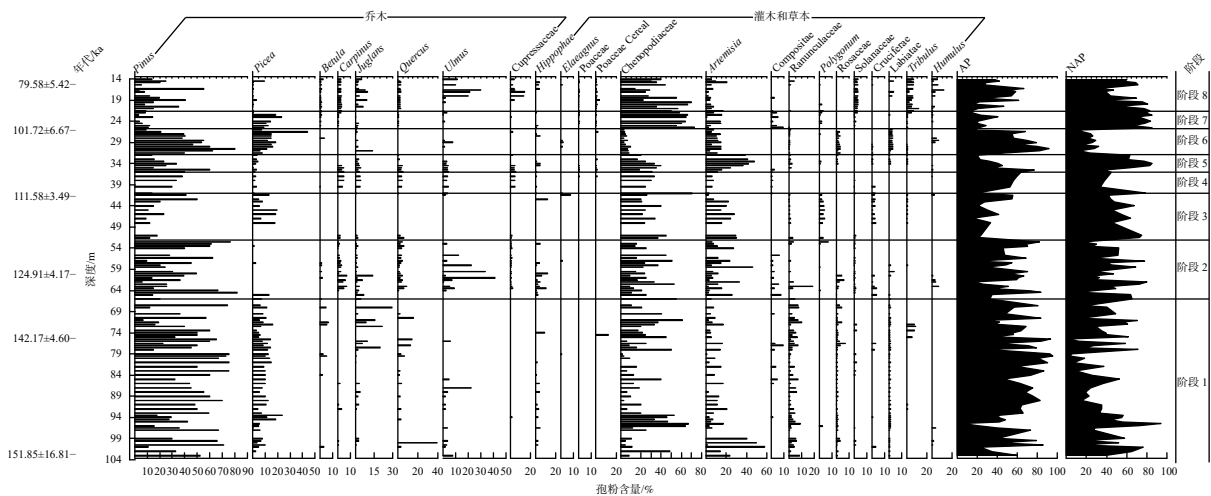
编号	α 系数	深度/m	$U/\times 10^{-6}$	$Th/\times 10^{-6}$	K/%	含水率/%	剂量率/(Gy/ka)	等效剂量/Gy	年龄/ka
LS01-OSL-1	0.04±0.02	15.3	2.71	14.38	2.17	25±5	3.78±0.21	300.64±11.84	79.58±5.42
LS01-OSL-2	0.04±0.02	26.5	1.95	11.24	1.84	29±5	2.91±0.16	296.12±11.32	101.72±6.67
LS01-OSL-3	0.04±0.02	41.7	1.90	11.33	1.72	28±5	2.35±0.07	262.22±2.11	111.58±3.49
LS01-OSL-4	0.04±0.02	60.2	2.55	10.00	1.75	20±5	2.61±0.09	325.65±1.61	124.91±4.17
LS01-OSL-5	0.04±0.02	75.4	1.83	7.71	1.74	29±5	2.12±0.07	301.41±1.32	142.17±4.60
LS01-OSL-6	0.04±0.02	102.8	2.17	4.92	2.13	20±5	2.93±0.15	445.38±43.82	151.85±16.81

3.2 化石样品孢粉组合特征

LS01钻孔地层孢粉共鉴定出52种化石孢粉类型,其中主要孢粉科属(丰度占陆生花粉总和大于0.5%)有23个(图3),乔木主要为松属(*Pinus*)、云杉属(*Picea*)、桦木属(*Betula*)、柏科(*Cupressaceae*)、鹅耳枥属(*Carpinus*)、胡桃属(*Juglans*)、落叶栎属(*Quercus*)、榆属(*Ulmus*)等;灌木主要为沙棘属(*Hippophae*)和胡颓子属(*Elaeagnus*);草本主要为藜科(*Chenopodiaceae*)、禾本科(*Poaceae*)、禾本科(谷物类;*Poaceae Cereal*)、菊科(*Compositae*)、蒿属(*Artemisia*)、毛茛属(*Ranunculus*)、蓼属(*Polygonum*)、蔷薇科(*Rosaceae*)、茄科(*Solanaceae*)、十字花科

(*Cruciferae*)、唇形科(*Lamiaceae*)、葎草属(*Humulus*)和蒺藜属(*Tribulus*)等。结合主要类型的孢粉百分比含量变化与CONISS聚类分析(Grimm, 1987)进行了孢粉谱的孢粉带划分。

分带1(103.0~66.0 m; 157~131 ka),乔木孢粉含量为58.48%,非乔木孢粉含量为38.67%。乔木孢粉含量较大的科属主要为松属(42.74%)、云杉属(8.75%)、胡桃属(2.88%)、落叶栎属(2.16%)以及榆属(1.20%);草本孢粉含量较大的科属主要为藜科(21.99%)、蒿属(8.93%)、毛茛科(3.45%)以及蔷薇科(0.94%)。松属孢粉含量从139 ka开始持续下降,云杉属以及毛茛科在整个阶段花粉含量分布较为



AP—乔木科属含量总和; NAP—非乔木科属含量总和

图 3 LS01 钻孔岩芯孢粉百分比含量图谱

Fig. 3 Spore-pollen percentage map of Borehole LS01

AP—content of Arboricaceae; NAP—content of non-Arboricaceae

稳定; 蔷薇科和唇形科孢粉含量虽然较低, 分别为 0.94% 和 0.53%, 但二者在该阶段的所有花粉科属中分布最为稳定; 蒿属孢粉含量在该阶段早期较高, 之后逐渐减少; 藜科孢粉含量在 155~144 ka 较低, 其余时间均处于高值。该带为以松属-藜科-蒿属-毛茛科-云杉属-胡桃属-落叶栎属等为优势属种和特征属种的孢粉带。

分带 2 (65.0~52.5 m; 131~119 ka), 乔木孢粉含量为 53.08%, 非乔木孢粉含量为 43.08%。乔木孢粉含量较大的科属主要为松属 (36.76%)、榆属 (6.20%)、栎属 (3.18%)、鹅耳枥属 (2.19%)、胡桃属 (1.95%); 灌木孢粉含量较大的科属是沙棘属 (2.33%); 草本孢粉含量较大的科属主要为藜科 (24.00%)、蒿属 (13.36%)、毛茛科 (1.57%)、菊科 (0.88%)。该阶段乔木科属孢粉含量较高, 云杉属花粉含量在整个阶段都较低, 沙棘属孢粉含量在该时期最高; 草本植物孢粉依旧以藜科和蒿属为主, 相较上阶段, 毛茛科孢粉含量有显著的下降, 菊科孢粉含量有明显的上升。该带为以松属-藜科-蒿属-榆属-沙棘属-鹅耳枥属等为优势属种和特征属种的孢粉带。

分带 3 (52.5~41.0 m; 119~111 ka), 乔木孢粉含量为 34.58%, 非乔木孢粉含量为 51.75%。乔木中主要科属为松属 (22.65%) 和云杉属 (11.72%); 灌木中沙棘属和胡颓子属孢粉含量分别为 1.45% 和 0.95%; 草本植物主要为藜科 (26.12%)、蒿属

(16.54%)、蓼科 (3.25%)、十字花科 (2.14%) 以及蒺藜属 (0.45%)。该阶段松属、鹅耳枥属、胡桃属、栎属等乔木科属花粉含量有明显下降, 云杉属花粉含量升高且分布均匀; 相比其他阶段, 2 种灌木花粉含量较高。草本花粉含量在该阶段最高的科属, 依旧是藜科和蒿属; 与前 2 个阶段相比, 菊科孢粉含量有明显的下降, 蓼属和十字花科花粉含量为所有阶段最高, 蒺藜属花粉含量在该阶段虽然较低, 但分布均匀。该带为以藜科-松属-蒿属-云杉属-蓼科-十字花科-沙棘属等为优势属种和特征属种的孢粉带。

分带 4 (41.0~36.0 m; 111~108 ka), 乔木孢粉含量为 52.77%, 非乔木孢粉含量为 43.27%。乔木孢粉主要科属为松属 (32.28%)、云杉属 (3.59%)、榆属 (3.57%)、胡桃属 (3.14%)、鹅耳枥属 (2.96%)、柏科 (2.91%); 灌木中胡颓子属 (0.43%) 相比沙棘属 (0.10%) 含量稍高; 草本孢粉含量较大的科属为藜科 (30.22%)、蒿属 (9.42%) 和十字花科 (1.62%)。该阶段乔木和非乔木孢粉含量大致相等, 除云杉属外, 主要乔木科属花粉含量相比上个阶段均有明显上升; 草本植物中藜科花粉含量也有较大的升高, 其余科属孢粉含量较低。该带是以松属-藜科-蒿属-云杉属-榆属-胡桃属-鹅耳枥属-柏科等为优势属种和特征属种的孢粉带。

分带 5 (36.0~32.0 m; 108~105 ka), 乔木孢粉含量为 38.99%, 非乔木孢粉含量为 62.27%。主要乔木花粉科属与上阶段相似, 包括松属 (26.52%)、云杉属 (2.51%)、榆属 (2.28%)、胡桃属 (2.38%)、柏科

(1.86%)和鹅耳枥属(1.58%);沙棘属孢粉含量达1.37%;草本植物科属中藜科孢粉含量为26.24%,蒿属孢粉含量为35.14%,毛茛科孢粉含量为1.02%。该阶段云杉属孢粉含量继续降低,草本植物中藜科略有下降,蒿属孢粉含量升高至35.14%,为所有阶段最高,禾本科和谷物禾本科以及蕈草等谷物及谷物杂草在该阶段孢粉含量虽不高,但分布均匀。该带是以蒿属-松属-藜科-云杉属-榆属-胡桃属等为优势属种和特征属种的孢粉带。

分带6(32.0~26.0 m; 105~100 ka),乔木孢粉含量为65.27%,非乔木孢粉含量为20.77%。乔木中孢粉含量最大的依旧是松属(45.33%),其次为云杉属(16.99%),胡桃属和榆属孢粉含量分别为1.74%和0.78%;草本植物花粉主要为藜科(4.95%)和蒿属(8.74%),唇形科孢粉含量为2.22%、蔷薇科孢粉含量为1.78%、蕈草属孢粉含量为1.18%。松属花粉在该阶段由早到晚含量逐渐降低,云杉属花粉含量较高且分布均匀稳定,其余乔木科属孢粉含量在早期较高,随后逐渐降低;草本花粉藜科含量在该阶段初期较高,到中晚期有明显减低;蒿属花粉含量处于小峰值,蔷薇科、毛茛科、十字花科和唇形科孢粉含量较低但分布稳定。该带是以松属-云杉属-蒿属-藜科-唇形科等为优势属种和特征属种的孢粉带。

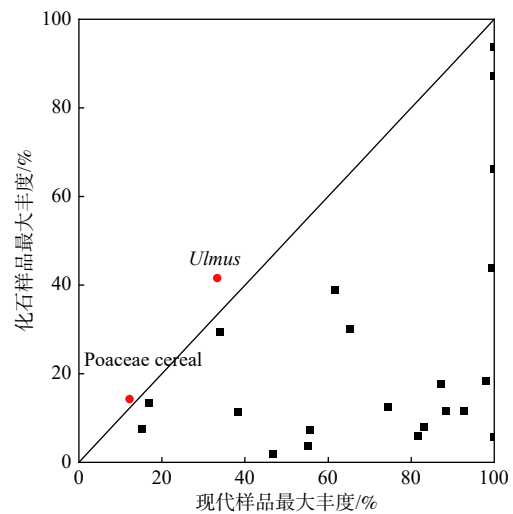
分带7(26.0~22.5 m; 100~96 ka),乔木孢粉含量为24.26%,非乔木孢粉含量为78.41%。乔木中孢粉含量较高的科属为云杉属(13.09%)、松属(8.26%)、胡桃属(1.07%)和鹅耳枥属(0.64%);草本孢粉主要是藜科(63.82%)、蒿属(8.09%)和菊科(3.20%)。该阶段乔木花粉含量降至最低,松属花粉含量为所有阶段最低,云杉属花粉含量与上阶段相当,其他主要乔木科属孢粉含量相比上个阶段有明显的下降;藜科花粉含量为所有阶段最高值,蒿属和菊科孢粉含量也处于小峰值,此外蕈草属和禾本科孢粉含量较低,但在该阶段分布稳定。该带是以藜科-云杉属-松属-蒿属-菊科等为优势属种和特征属种的孢粉带。

分带8(22.5~14.08 m; 96~78 ka),乔木孢粉含量为36.92%,非乔木孢粉含量为60.69%。乔木孢粉主要为松属(18.31%)、榆属(6.28%)、胡桃属(3.29%)、柏科(2.63%)、鹅耳枥属(2.54%)、落叶栎属(2.00%)和云杉属(1.16%);草本花粉主要是藜科(41.01%)、蒿属(6.07%)、蕈草属(5.25%)、茄科(2.49%)和蕈草属(2.08%)。该阶段乔木中主要科属除云杉属外,其余花粉科属含量均有明显上升;沙棘属孢粉含量

在该阶段晚期出现小峰值;藜科和和蒿属孢粉发育较好,蕈草属和茄科孢粉含量稍高,在该阶段中分布稳定,蕈草孢粉含量在该阶段中晚期较高。该带是以藜科-松属-榆属-蒿属-蕈草属-胡桃属-柏科-茄科等为优势属种和特征属种的孢粉带。

3.3 现代孢粉数据特征

文章使用现代孢粉数据库样点的 P_{ann} 范围为28.9~3422.1 mm, T_{ann} 范围为-10.5~22.3 °C, T_{July} 范围为-3.3~32.0 °C, T_{Jan} 范围为-30.3~20.9 °C,现代孢粉样点的各气候变量均覆盖足够梯度。现代孢粉样点中几乎所有科属的孢粉丰度梯度均大于化石样,但榆属和禾本科(谷物类)花粉的最大丰度小于地层化石花粉(图4),总体来看主要科属孢粉的现代样品仍较好地覆盖地层化石样本的孢粉组合(图5)。



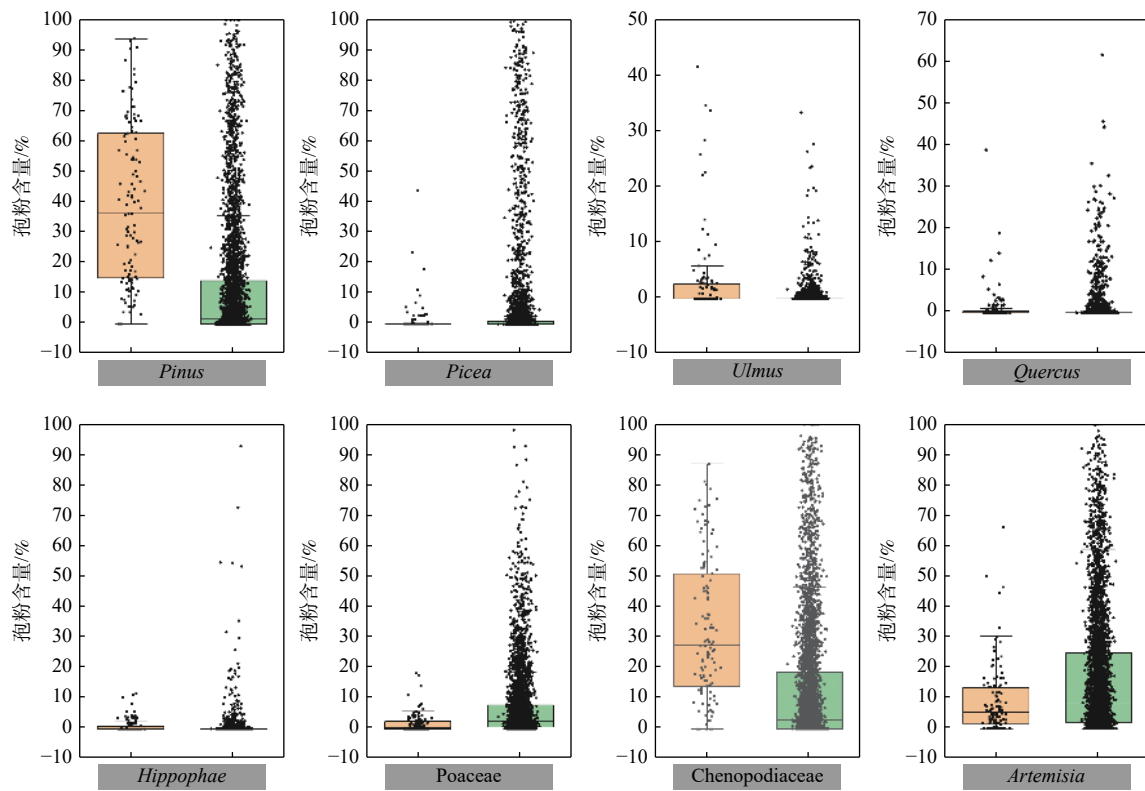
红色圆圈—化石样品的孢粉最大丰度大于现代样品孢粉丰度的科属
图4 现代样品和地层化石中孢粉科属最大丰度值对比图

Fig. 4 Comparison chart of maximum abundance values of spore-pollen species from the modern and Borehole LS01 samples
Red circles—family and genus in which the maximum spore-pollen abundance in the borehole samples are greater than the spore-pollen abundance in the modern samples

3.4 气候参数筛选结果

气候因子 Spearman 相关分析结果(图6)显示 T_{ann} 和 T_{Jan} 之间的相关系数为0.896,具有显著的相关性, T_{ann} 和 T_{July} 之间的相关系数也达到了0.834,因此 T_{ann} 不能作为后续重建气候的参数。 P_{ann} 和 T_{July} 的相关系数最小,为0.352。

计算全部气候参数的方差膨胀因子(VIF)显示,表示温度的3个参数共线性均较高,重叠信息



黄色—LS01 钻孔样品; 绿色—现代样品

图 5 主要孢粉科属百分比覆盖率箱型图

Fig. 5 Box chart of percentage coverage of main spore-pollen species in the modern and LS01 borehole samples

Yellow—LS01 borehole samples; Green—modern samples

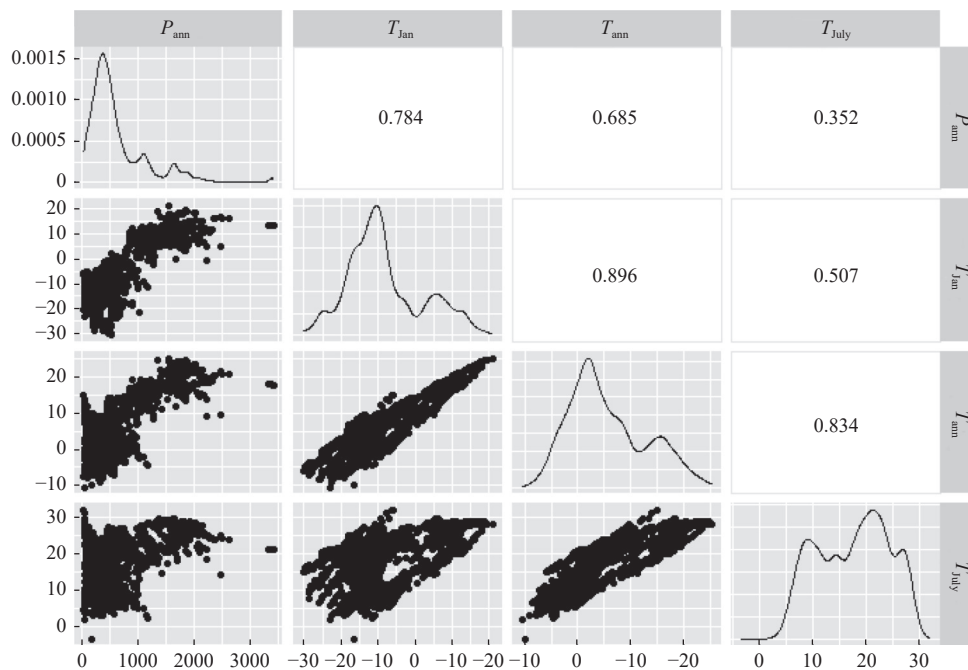


图 6 气候参数相关性结果

Fig. 6 Correlation results of climatic variables

较多,当依次运行移除 T_{ann} 、 T_{jan} 和 T_{july} 时,气候参数间的 VIF 值均小于 10,有明显的降低,当移除 T_{ann} 时效果最为显著,所有 VIF 值均小于 5。利用层次分割获取 CCA 计算的每个气候变量贡献率(表 2),结果显示 P_{ann} 和 T_{july} 在 $P=0.002$ 显著水平上具有较高的解释度和贡献率。

综上所述认为 P_{ann} 和 T_{july} 是研究区植被类型的主控气候参数,最适于重建。

3.5 重建模型结果对比

模型重建 P_{ann} 和 T_{july} 交叉验证结果如表 3 所示,重建 P_{ann} 模型的 RMSEP 范围为 58.89~231.71 mm, R^2 范围为 0.61~0.89;重建 T_{july} 模型的 RMSEP 范围为 1.67~5.25 °C, R^2 范围为 0.61~0.85。MAT 在模型半径为 1000 km 和 1500 km 范围重建结果的 R^2 接近,但 RMSEP 升高显著,这可能是 MAT 自身的空间自相关性所造成的(黄康有等, 2013),其重建最适范围应 ≤ 1000 km,空间分异性较为明显。5 种不同收缩方式不同范围的 WA 重建结果显示,

表 2 气候参数选择结果

Table 2 Selection of climatic variables

气候参数	所有参数	移除 T_{ann}	移除 T_{jan}	移除 T_{july}	单气候变量解释度		
					解释度	贡献率%	P
P_{ann}	2.68	2.61	2.68	2.60	1.10	55.50	0.002
T_{july}	104.15	3.08	4.66	—	0.50	24.50	0.002
T_{ann}	260.41	—	7.70	5.08	0.30	14.00	0.002
T_{jan}	69.49	1.35	—	6.99	0.10	6.00	0.002

500 km 范围内收缩方式为 monotonic 重建效果最好,但不如 MAT 重建结果。WA-PLS 和 WA 均属多元校正函数法,且 WA-PLS 相比 WA 能有效克服边际效应(edge effect)在重建时导致的误差(Ter Braak and Juggins, 1993),如第五组分(Comp5)范围为 500 km 的重建模型交叉验证结果 RMEP 为 59.09 mm 和 1.67 °C, R^2 为 0.85 和 0.83,重建效果较为稳健,但 WA-PLS 适用于中等规模的数据集,另外由于边际效应、过拟合(overfitting)、二次梯度(secondary gradients)和多源噪声(multi-source noise)等原因,大型数据集下的

表 3 不同重建模型交叉验证结果

Table 3 Cross-validation results of different reconstruction models

重建模型	P_{ann}/mm		$T_{july}/\text{°C}$		重建模型	P_{ann}/mm		$T_{july}/\text{°C}$	
	RMSEP	R^2	RMSEP	R^2		RMSEP	R^2	RMSEP	R^2
MAT-500 km	75.46	0.77	1.96	0.77	LWWA(classical)- $k=30$	71.88	0.79	3.01	0.79
MAT-1000 km	95.71	0.89	2.68	0.82	LWWA(inverse)- $k=40$	66.19	0.82	2.61	0.84
MAT-1500 km	136.06	0.89	2.71	0.83	LWWA(classical)- $k=40$	74.44	0.78	3.14	0.78
WA(inverse)-500 km	94.61	0.61	2.51	0.62	LWWA(inverse)- $k=50$	67.17	0.81	2.63	0.84
WA(classical)-500 km	119.06	0.63	3.18	0.62	LWWA(classical)- $k=50$	76.21	0.78	3.23	0.77
WA(monotonic)-500 km	91.20	0.65	2.46	0.63	LWWA(inverse)- $k=60$	68.29	0.81	2.64	0.84
WA(expanded)-500 km	99.88	0.63	2.66	0.62	LWWA(classical)- $k=60$	78.64	0.77	3.32	0.77
WA(none)-500 km	114.62	0.63	2.97	0.62	LWWA(inverse)- $k=70$	68.85	0.80	2.69	0.83
WA(inverse)-1000 km	156.42	0.71	4.00	0.61	LWWA(classical)- $k=70$	78.60	0.78	3.45	0.75
WA(classical)-1000 km	184.77	0.71	5.11	0.61	LWWA(inverse)- $k=80$	69.74	0.80	2.71	0.83
WA(monotonic)-1000 km	151.50	0.73	3.78	0.65	LWWA(classical)- $k=80$	78.68	0.78	3.54	0.75
WA(expanded)-1000 km	162.79	0.71	4.23	0.61	LWWA(inverse)- $k=90$	70.48	0.79	2.74	0.83
WA(none)-1000 km	183.41	0.71	4.58	0.61	LWWA(classical)- $k=90$	79.86	0.77	3.66	0.73
WA(inverse)-1500 km	197.17	0.78	4.11	0.61	LWWA(inverse)- $k=100$	70.91	0.79	2.76	0.82
WA(classical)-1500 km	223.23	0.78	5.25	0.61	LWWA(classical)- $k=100$	80.19	0.77	3.73	0.73
WA(monotonic)-1500 km	193.36	0.78	3.91	0.64	LWW-PLS- $k=20$	58.89	0.86	1.67	0.85
WA(expanded)-1500 km	203.19	0.78	4.35	0.61	LWW-PLS- $k=30$	66.00	0.82	1.76	0.81
WA(none)-1500 km	231.71	0.78	4.67	0.61	LWW-PLS- $k=40$	66.22	0.82	1.78	0.81
WA-PLS(Comp5)-500 km	59.09	0.85	1.67	0.83	LWW-PLS- $k=50$	67.10	0.81	1.81	0.80
WA-PLS(Comp5)-1000 km	112.40	0.85	2.98	0.78	LWW-PLS- $k=60$	68.11	0.81	1.82	0.80
WA-PLS(Comp5)-1500 km	138.94	0.89	3.02	0.79	LWW-PLS- $k=70$	68.66	0.80	1.82	0.80
LWWA(inverse)- $k=20$	59.00	0.86	1.70	0.83	LWW-PLS- $k=80$	69.11	0.80	1.84	0.79
LWWA(classical)- $k=20$	68.29	0.81	2.86	0.81	LWW-PLS- $k=90$	70.21	0.79	1.86	0.79
LWWA(inverse)- $k=30$	66.22	0.82	2.59	0.84	LWW-PLS- $k=100$	70.60	0.79	1.89	0.78

WA-PLS 表现并不稳健 (Juggins and Birks, 2012; Juggins, 2013)。LWWA 和 LWW-PLS 均在 $k=20$ 时得到最优的重建结果, 交叉验证结果显示后者重建效果优于前者, 在所有重建模型中效果最优。

因此, 对比模型可知 $k=20$ 时的 LWW-PLS 模型交叉验证结果显示最小的 RMSEP (58.89 mm, 1.67 °C) 和最大的 R^2 (0.86, 0.85), 该模型作为后续重建气候参数的最优模型。

4 讨论

4.1 重建结果可靠性评估

文章通过对现代孢粉数据集和地层化石孢粉数据进行筛选得到重建模型训练集和测试集, 对二者进行丰度对比结果显示 (图 5), 现代样品可以较好地覆盖地层化石孢粉变化梯度, 避免了地层样品找不到现代类比样品的情况。利用 MAT、WA、WA-

PLS、LWWA 以及 LWWA-PLS5 种模型重建气候参数, 交叉验证结果显示 LWWA-PLS 有着最小的 RMSEP 和最大的 R^2 。与以往在青藏高原的若尔盖地区、沉措地区和黄土高原地区以及内蒙古东北部地区和河南安阳地区使用不同模型获得的重建结果进行对比 (表 4), 发现相比同样使用最优模型为 LWWA-PLS 进行重建 (Lu et al., 2011; Zhao et al., 2021), 文中的重建结果有着较小的 RMSEP 和较大的 R^2 。同时, 文中利用 MAT、WA-PLS 和 LWWA 模型进行交叉验证的结果相比使用同样模型的重建结果具有更稳健的重建性能 (Xu et al., 2010; Lu et al., 2011; 陈建徽等, 2018; 梁琛等, 2020)。对比使用 WA-PLS 对呼伦湖的重建结果显示 (Wen et al., 2013), 文中的 WA-PLS 交叉验证结果稍差, 这可能是因为前者的两个气候参数重建训练集分别只有 448 个和 447 个, 且数据集样点主要分布在呼伦湖周围、北京市周围以及内蒙古西部地区, 重建训练

表 4 与其他地区重建模型交叉验证结果对比

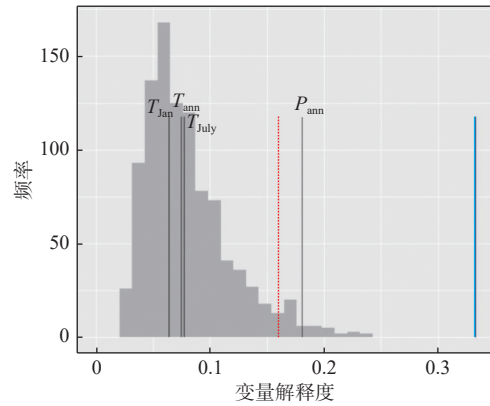
Table 4 Comparison of cross-validation results with other regional reconstruction models

文献来源	研究区	年代	最优模型	重建参数	RMSEP	R^2
梁琛等, 2020	青藏高原若尔盖地区	全新世	WA-PLS	T_{July}	2.04 °C	0.83
	青藏高原若尔盖地区	全新世	WA-PLS	T_{July}	2.04 °C	0.81
	青藏高原若尔盖地区	全新世	WA-PLS	T_{July}	1.91 °C	0.82
Zhao et al., 2021	青藏高原若尔盖地区	1.74 Ma 以来	LWWA-PLS	T_{July}	3.06 °C	0.81
	青藏高原若尔盖地区	1.74 Ma 以来	LWWA-PLS	P_{ann}	158 mm	0.67
Lu et al., 2011	青藏高原沉措地区	全新世	LWWA	T_{July}	2.1 °C	0.78
	青藏高原沉措地区	全新世	LWWA	P_{ann}	109 mm	0.89
陈建徽等, 2018	黄土高原公海	14 ka 以来	WA-PLS	P_{ann}	85.85 mm	0.84
	黄土高原六盘山天池	6.2 ka 以来	WA-PLS	P_{ann}	74.70 mm	0.87
Wen et al., 2013	内蒙古呼伦湖	全新世	WA-PLS	P_{ann}	53.9 mm	0.88
	内蒙古呼伦湖	全新世	WA-PLS	T_{July}	1.46 °C	0.69
Xu et al., 2010	河南安阳	全新世	MAT	P_{ann}	79.00 mm	0.83
	河南安阳	全新世	MAT	T_{July}	2.6 °C	0.52
	河南安阳	全新世	WA-PLS	P_{ann}	70.00 mm	0.87
	河南安阳	全新世	WA-PLS	T_{July}	2.3 °C	0.61
文中	银川盆地	MIS6—MIS5	LWWA-PLS	P_{ann}	58.89 mm	0.86
	银川盆地	MIS6—MIS5	LWWA-PLS	T_{July}	1.67 °C	0.85
	银川盆地	MIS6—MIS5	LWWA	P_{ann}	68.29 mm	0.81
	银川盆地	MIS6—MIS5	LWWA	T_{July}	2.86 °C	0.81
	银川盆地	MIS6—MIS5	WA-PLS	P_{ann}	59.09 mm	0.85
	银川盆地	MIS6—MIS5	WA-PLS	T_{July}	1.67 °C	0.83
	银川盆地	MIS6—MIS5	MAT	P_{ann}	75.46 mm	0.77
	银川盆地	MIS6—MIS5	MAT	T_{July}	1.96 °C	0.77

集数量较少,加之空间分布较为集中,气候参数梯度较小降低了模型的偏差。

4个气候参数重建结果显著性检验显示(图7), P_{ann} 是控制化石孢粉含量变化最主要的气候环境因子,显著性水平达到了95%($P < 0.05$)。该结果证实了气候因子筛选的结果,也证明 P_{ann} 的重建结果具有较高的可信度。而与温度相关的3个指标未能通过显著性检验,这可能是由于银川盆地的地层化石孢粉对温度变化的敏感性低于降水,3个温度环境因子中,相比 T_{ann} 和 T_{Jan} , T_{July} 重建结果稍好,气候参数筛选结果也佐证了这一结论。

生态学解释也进一步证实了重建 P_{ann} 和 T_{July} 的可靠性(图8—图12)。云杉属、毛茛属、蓼属等喜冷乔木和草本科属在130 ka之前、118~110 ka以及104~95 ka均具有较高的相对丰度(图3);而温度生态位较高的栎属、鹅耳枥属、松属、榆属、蕨藜属、葎草属、柏科和胡桃属等科属在130~118 ka、110~



红色虚线—95% 随机重建结果解释方差的比例;蓝色线—化石样品 PCA 第一轴解释的方差比例

图7 重建结果显著性检验

Fig. 7 Significance test of the reconstruction results

Red dotted line—proportion of variance explained by 95% random reconstruction results; Blue line—proportion of variance explained by the first axis of a principal components analysis (PCA) of the borehole samples

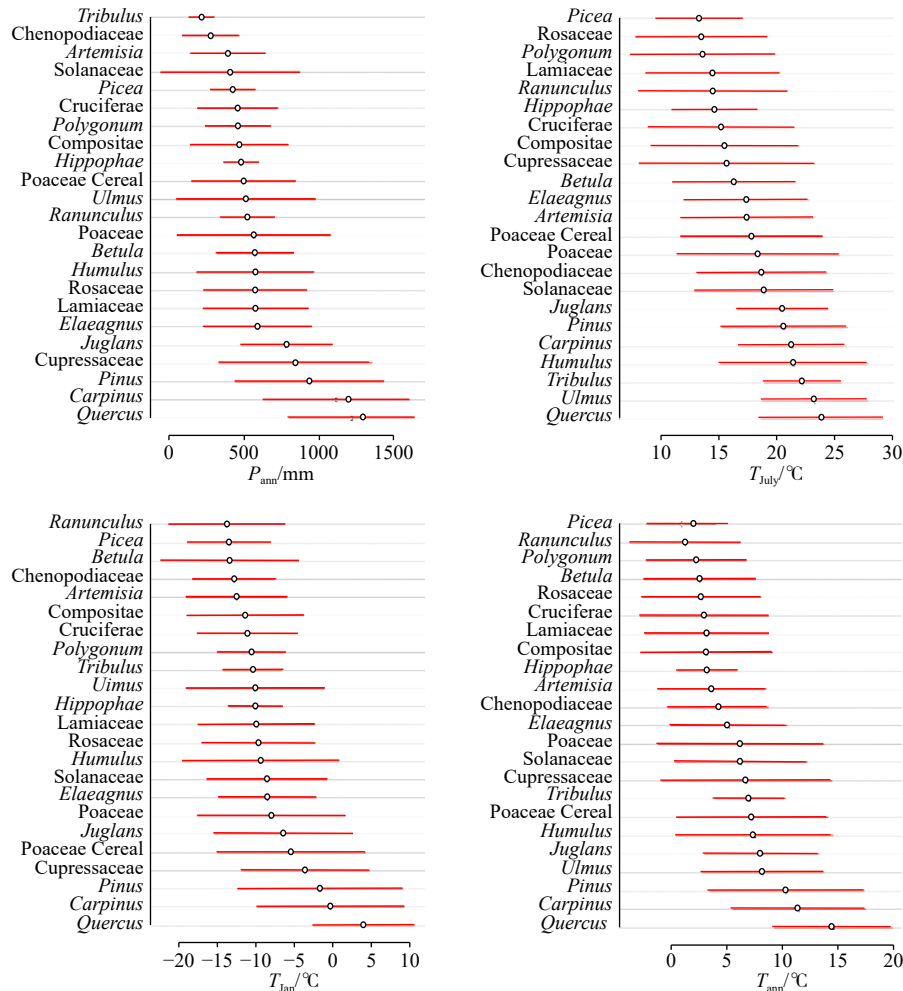
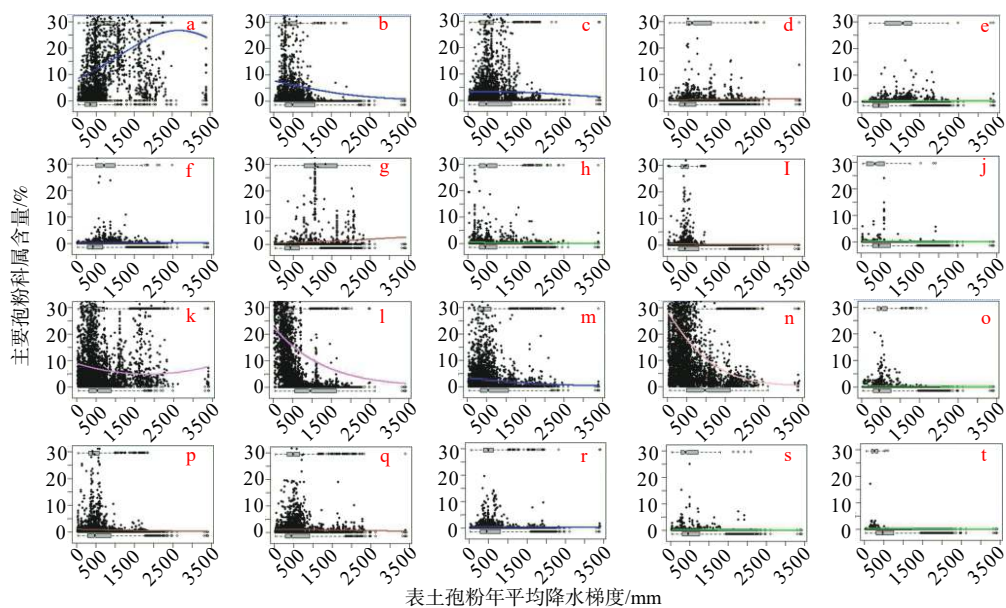


图8 主要孢粉种类最适生态位及生态幅度

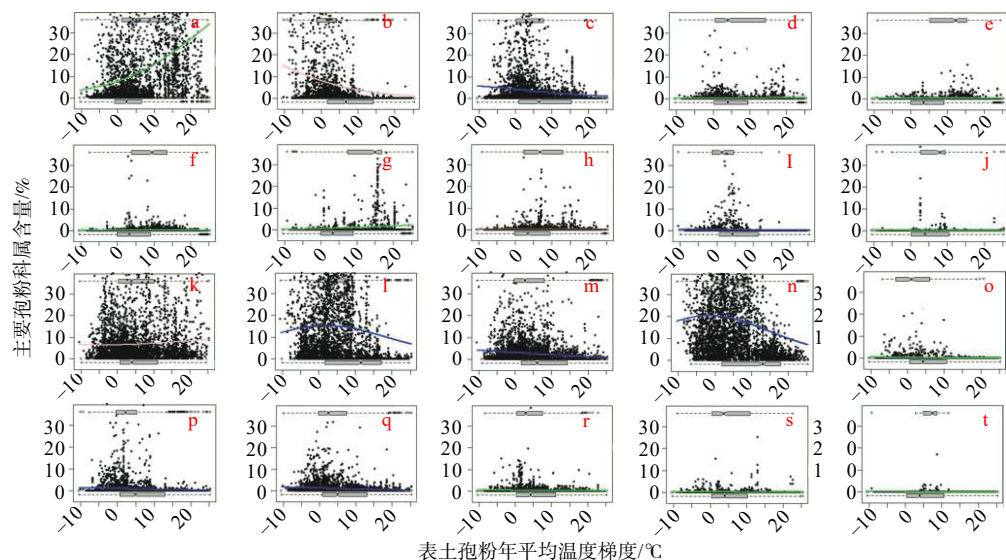
Fig. 8 Optimum ecological niche and ecological range of main spore-pollen species



a—*Pinus*; b—*Picea*; c—*Betula*; d—*Cupressaceae*; e—*Carpinus*; f—*Juglans*; g—*Quercus deciduous*; h—*Ulmus*; i—*Hippophae*; j—*Elaeagnus*; k—*Poaceae*; l—*Chenopodiaceae*; m—*Asteraceae*; n—*Artemisia*; o—*Ranunculus*; p—*Polygonum*; q—*Rosaceae*; r—*Lamiaceae*; s—*Humulus*; t—*Tribulus*

图 9 现代主要孢粉科属含量与年平均降水 Huisman—Olff—Fresco (HOF) 分析结果

Fig. 9 Huisman-Olff-Fresco (HOF) analysis results of main modern spore-pollen species contents vs. mean annual precipitation



a—*Pinus*; b—*Picea*; c—*Betula*; d—*Cupressaceae*; e—*Carpinus*; f—*Juglans*; g—*Quercus deciduous*; h—*Ulmus*; i—*Hippophae*; j—*Elaeagnus*; k—*Poaceae*; l—*Chenopodiaceae*; m—*Asteraceae*; n—*Artemisia*; o—*Ranunculus*; p—*Polygonum*; q—*Rosaceae*; r—*Lamiaceae*; s—*Humulus*; t—*Tribulus*

图 10 现代主要孢粉科属含量与年平均温度 HOF 分析结果

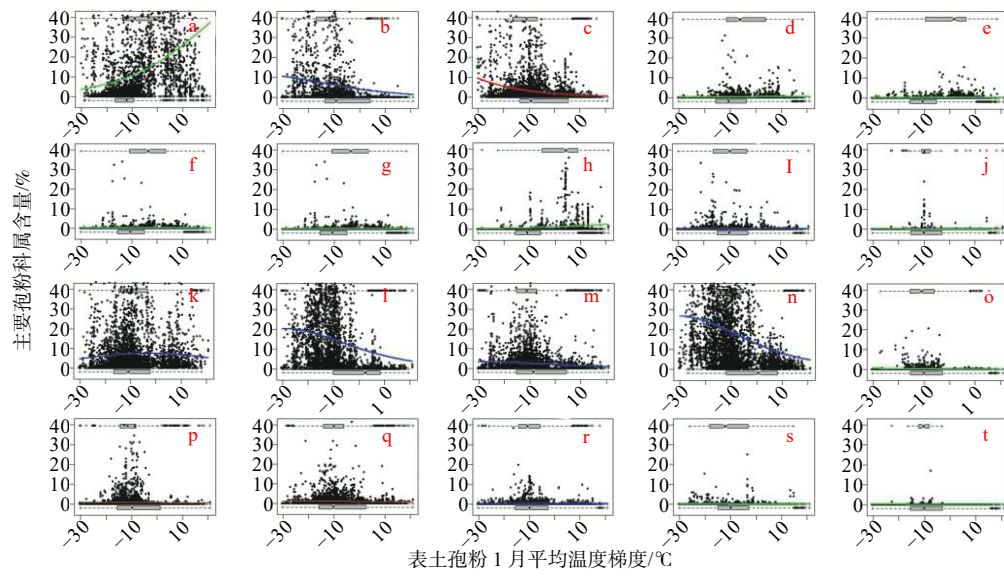
Fig. 10 HOF results of main modern spore-pollen species contents vs. mean annual temperature

104 ka 以及 95 ka 之后总体相对丰度较高(图 3)。另外,降水生态位较高的栎属、鹅耳枥属、松属、柏科、胡桃属同样具有较大的温度生态位梯度,在 108~100 ka 相对含量出现高值(图 3);蕨藜科、茄科在 130~108 ka 以及 95 ka 之后相对含量较高,暗示二者喜暖喜干的生态特性;干旱一半干旱区典型

草本植物藜科、蒿属在研究中显示出喜干的生态特征,高海拔典型乔木云杉属的花粉则占据降水少、温度低的生态位;蔷薇科和唇形科则在 130 ka 以前平均丰度较高,与二者较冷湿的生态位有着较好的对应。

4.2 MIS6—MIS5 气候环境演变

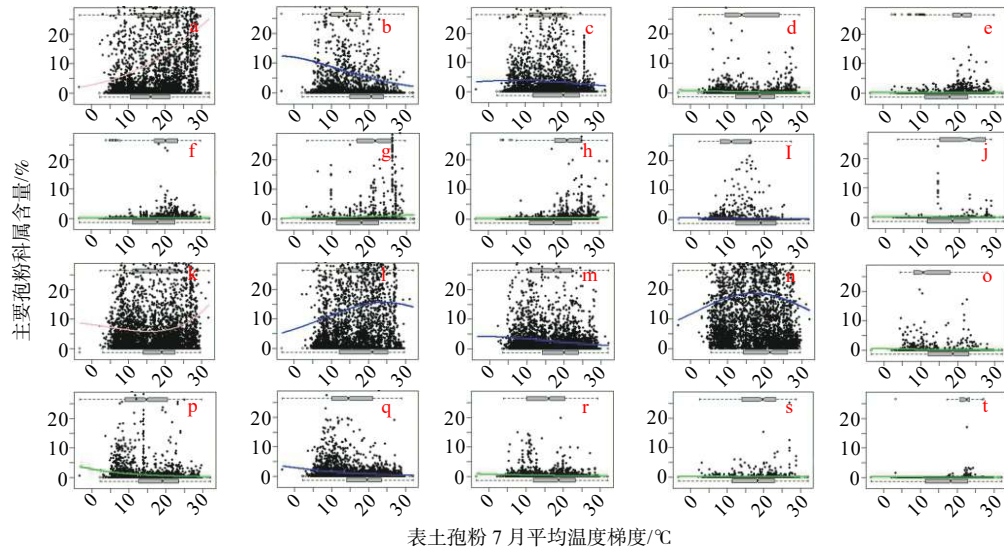
孢粉组合是古气候的重要标志,不同孢粉组合



a—*Pinus*; b—*Picea*; c—*Betula*; d—*Cupressaceae*; e—*Carpinus*; f—*Juglans*; g—*Quercus deciduous*; h—*Ulmus*; i—*Hippophae*; j—*Elaeagnus*; k—*Poaceae*; l—*Chenopodiaceae*; m—*Asteraceae*; n—*Artemisia*; o—*Ranunculus*; p—*Polygonum*; q—*Rosaceae*; r—*Lamiaceae*; s—*Humulus*; t—*Tribulus*

图 11 现代主要孢粉科属含量与 1 月平均温度 HOF 分析结果

Fig. 11 HOF results of main modern sopro-pollen species contents vs. mean temperature in January



a—*Pinus*; b—*Picea*; c—*Betula*; d—*Cupressaceae*; e—*Carpinus*; f—*Juglans*; g—*Quercus deciduous*; h—*Ulmus*; i—*Hippophae*; j—*Elaeagnus*; k—*Poaceae*; l—*Chenopodiaceae*; m—*Asteraceae*; n—*Artemisia*; o—*Ranunculus*; p—*Polygonum*; q—*Rosaceae*; r—*Lamiaceae*; s—*Humulus*; t—*Tribulus*

图 12 现代主要孢粉科属含量与 7 月平均温度 HOF 分析结果

Fig. 12 HOF results of main modern sopro-pollen species contents vs. mean temperature in July

与不同气候类型相适应。蒿属和藜科为干旱区一半干旱区常见的优势草本植物,蒿藜比(A/C)已被证明能反映植被生境的干湿变化(孙湘君等,1994)。云杉、冷杉等针叶树种能指示冷湿气候,西北典型耐旱耐盐碱的麻黄白刺和沙棘可以指示干旱环境,孢粉谱中常见的喜暖阔叶乔木,如落叶栎、鹅耳枥、胡桃和桦等,可以代表暖湿气候(张晓飞等,

2021)。已有研究表明,孢粉组合中乔木(AP)和非乔木(NAP)含量比值的变化可以指示气候-植被-降水的综合作用结果(秦锋,2021)。使用以上指标和重建的 P_{ann} 、 T_{July} 以及粒度特征对比,探讨研究区气候环境演变特征(图13)。

阶段 I (157~131 ka)期间,重建 P_{ann} 为 679.28~242.76 mm,平均值为 424.99 mm; T_{July} 为 28.56~18.04 °C,

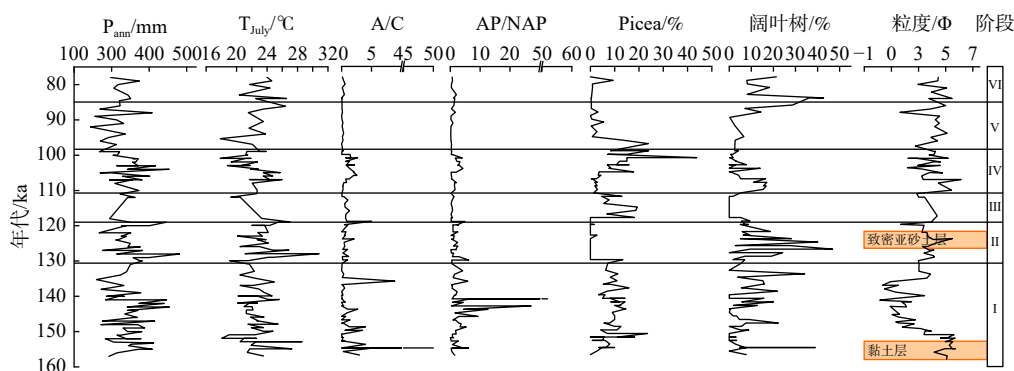


图 13 气候环境重建因子对比

Fig. 13 Comparison of paleoclimatic and environmental reconstruction factors

平均值为 22.58 °C, 气候整体较湿冷。乔木植被较为发育, AP/NAP 为 4.10, 乔木中以喜湿的松属为主, 含量达到 43.30%, 同时 A/C 为 1.85, 指示湿润气候; 阔叶乔木科属花粉含量为 6.96%, 云杉花粉含量较高, 为 8.65%, 指示气候寒冷湿润。该阶段沉积物粒度粒径范围为 -0.38Φ — 5.70Φ , 平均为 3.21Φ , 岩性以细砂为主; 但钻孔岩芯深度 103.0~92.0 m 处黏土含量较高, 为赤黄色黏土层和黄色亚砂土层互层, 年代对应于 157~153 ka, 重建的降水量为 402 mm, 重建温度为 23.89 °C, 阔叶树种含量在 157~153 ka 达到了 13%。因此, 阶段 I 气候整体较冷湿, 水动力较强, 在 157~153 ka 可能出现相对较为暖干的时期。对季风区三宝洞石笋倒数第二次冰期高分辨率 $\delta^{13}\text{C}$ 研究认为(姜修洋等, 2011), 其主要反映温度的变化, 且在 156~133 ka 石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 显示先下降后上升的趋势, 但整体处于低值, 指示该阶段温度较低, 140 ka 后逐渐升高; 南京地区洞穴石笋氧同位素曲线在 155~140 ka 处于低值, 这和 65°N 太阳辐射高值有着明显的一致性, 指示降水高值、气候湿润, 140~131 ka 氧同位素曲线震荡上升, 降水开始减少(明艳芳, 2004; 汪永进和刘殿兵, 2016); Wang et al.(2008) 研究认为三宝洞石笋在 MIS6.4—MIS6.3 阶段 $\delta^{18}\text{O}$ 为负偏趋势, MIS6.3—MIS6.2 阶段 $\delta^{18}\text{O}$ 为正偏趋势, 指示 160~130 ka 东亚季风变强再变弱的变化过程(Wang et al., 2008)。王海川(2022)认为青藏高原东部在 MIS6 晚期同样出现亚洲季风先增强后减弱的过程, 与中国东部洞穴石笋的同位素指标变化相似, 但减弱过程中出现的 4 次季风增强事件在研究中并没有体现; 黄土高原的记录表明 MIS6.5 时期处于亚温湿状态, 此时太阳辐射处于峰值但北极冰盖面积增大, 南海海表温度较低, 导致

内陆季风影响变弱, 降水减少(陆浩等, 2015)。综上, 银川盆地在 157~131 ka 期间气候湿冷, 与区域上的气候环境条件整体是一致的。

阶段 II (131~119 ka) 时期, 重建的 P_{ann} 为 662.68~233.36 mm, 平均值为 410.95 mm; 重建的 T_{July} 为 30.84~19.08 °C, 平均值为 23.62 °C, 气候整体较暖干。AP/NAP 为 1.79, 该阶段乔木和非乔木植被含量接近, 阔叶乔木含量为 14.00%, 云杉含量为 0.80%, A/C 为 0.78, 以上指标均指示该阶段气候温暖, 降水相比上阶段下降。该阶段沉积物粒径范围为 2.69Φ — 6.46Φ , 平均粒径为 3.85Φ , 粒度曲线显示整体颗粒变细, 岩性以细砂为主, 部分出现细砂和亚砂土互层。在钻孔岩芯深度 62.50~55.60 m 处出现灰黄色致密亚砂土层, 对应年代为 128~122 ka, 降水处于峰谷, 为 363.38 mm, 温度为 23.34 °C。孢粉图谱显示喜干藜科花粉在该阶段广泛发育, 喜暖的阔叶乔木含量也较高, 可能出现了较为显著的干旱事件。已有研究认为该时期为 MIS5e, 狭义上被认为可以代表末次间冰期, 相当于欧洲西北部的 Eemian 间冰期, 气候环境要素可与现代暖期(全新世)对比(Mangerud et al., 1978; 裴巧敏等, 2016)。全球多数地区亚轨道尺度上该时期均表现出总体的温暖的间冰期气候, 在千百年尺度上各地区气候变化存在一定差异, 如挪威海区气候记录显示 MIS5e 阶段中期出现冷事件(Bauch and Erlenkeuser, 2008; Bauch et al., 2011); 南极 Vostok 冰芯氧同位素研究表明 MIS5e 阶段较全新世更暖(Jouzel et al., 1987); 而 CO_2 和 CH_4 等指标研究结果显示该阶段有快速降温的气候事件(Petit et al., 1999); 中国青藏高原古里雅冰芯氧同位素指示 131~109 ka 存在若干百年尺度的冷暖波动(姚檀栋, 1999), 与董哥洞石笋记录较为类似

(Kelly et al., 2006)。另外黄土的粒度 (Du et al., 2011)、磁化率 (Sun and Ding, 1998)、碳酸盐 (管东红等, 1996) 等指标均指示该阶段气候整体温暖稳定, 但对于高分辨率的气候事件分歧较大, 可能黄土记录除了主要受季风影响外还受物源距离远近影响 (裴巧敏等, 2016), 这种全球阶段气候整体较一致但部分地区存在差异的气候模式, 其原因可能为区域气候受特殊的局地气候因子控制或是气候代用指标指示意义的多解性以及分辨率不同, 此外全球范围气候的一致性说明该阶段气候可能受统一的气候因子——太阳辐射的控制。综上, 131~119 ka 时期银川盆地气候温暖, 降水相较上阶段略有下降, 期间可能出现了一次典型的干旱事件。

阶段 III (119~111 ka) 时期, 重建的 P_{ann} 为 289.33~425.36 mm, 平均值为 369.50 mm, 降水呈现上升的趋势; 重建的 T_{July} 为 27.01~19.23 °C, 平均值为 22.53 °C, 温度呈下降趋势, 气候整体较冷干。AP/NAP 为 0.61, 该阶段草本植物较为发育, A/C 值为 0.61, 均指示较为干旱的环境。此外, 生态位喜冷喜干的蓼属和十字花科在该阶段含量较高; 乔木中喜湿的松属含量明显下降, 云杉属含量升高至 8.65%, 指示湿度、温度降低。沉积物粒径范围为 3.0 Φ —4.5 Φ , 平均粒径为 3.4 Φ , 岩性以细砂为主, 偶见钙质结核, 可能出现干早期。该阶段时间大致对应 MIS5d 阶段, 欧洲黄土剖面、河流阶地测年和深海氧同位素对比, 指示该时期欧洲整体处于冷期 (Kukla, 1977)。东亚地区日本中部海域 MD01-2421 钻孔和 RC14-99 钻孔中该时期孢粉组合主要为云杉属、铁杉属和落叶松属, 指示日本海气候整体偏冷 (Heusser, 1990; Heusser and Morley, 1997)。中国黄土高原洛川古土壤在 118~112 ka 阶段发育的主要植被类型为藜科和蒿属等典型草原植被, 指示气候较干 (Cai et al., 2013); 秦岭北窑遗址在 122~92 ka 阶段 AP/NAP 处于 240 ka 以来的峰值, 同时显示 4 个阶段变化, 在 120~110 ka 阶段植被以松属、云杉属、铁杉属、藜科和蒿属为主, 指示气候较为干冷 (Tang et al., 2017); 中国东部石笋氧同位素同样指示该时期气候干冷的过程 (Cheng et al., 2016)。综上, 119~111 ka 时期气候干冷且具有全球性。

阶段 IV (111~98 ka) 时期, 重建的 P_{ann} 为 606.55~234.70 mm, 平均值为 378.39 mm, 降水呈先升后降趋势; 重建的 T_{July} 为 25.97~17.83 °C, 平均值为 22.86 °C, 温度呈现先升后降再升高的过程, 气候整体较上阶

段温暖湿润。AP/NAP 为 1.62, 乔木较草本发育, A/C 为 1.18, 阔叶树含量为 5.93%, 呈先升后降趋势, 峰值出现在 111~104 ka; 云杉含量为 10.92%, 峰值区间为 105~98 ka。该阶段沉积物粒度变化不大, 平均粒径为 3.5 Φ , 岩性以细砂为主, 部分层位为细砂和亚砂土互层, 指示水动力较为稳定。该时期欧洲阿尔卑斯地区地层岩性 (Regattieri et al., 2012)、大西洋西部的百慕大和夏威夷地区的珊瑚化石 (Muhs et al., 2002)、中国南海北部 ODP1144 钻孔孢粉 (Sun and Luo, 2001)、中国湖北三宝洞石笋 (Wang et al., 2008)、中国黔北三星洞石笋 (Jiang et al., 2016) 等均指示气候变化的一致性, 但未完全反映出该阶段前期暖湿、中期降温、后期温度回升的过程, 只有三宝洞和三星洞 2 个石笋记录指示 106~104 ka 氧同位素出现正偏, 指示湿度下降, 降水减少。

阶段 V (98~85 ka) 时期, 重建的 P_{ann} 为 510.02~198.63 mm, 平均值为 278.24 mm, 整体波动变化, 末期上升; T_{July} 为 26.32~17.91 °C, 平均值为 22.01 °C, 总体较低, 末期开始上升, 气候为所有阶段中最冷湿。AP/NAP 为 0.59, 草本植物比例明显占优势, A/C 为 0.12, 反映气候较为干旱, 阔叶树种含量为 6.03%, 98~89 ka 期间, 阔叶树种平均含量为 1.86%, 之后开始上升; 云杉属在 98~90 ka 含量较高, 之后开始下降, 二者变化趋势具有对称性。该阶段沉积物粒度变化较为稳定, 平均粒径为 3.87 Φ , 在 88~86 ka 平均粒径出现高值, 岩性以厚层粉细砂为主, 阶段 V 钻孔岩芯下层为粉砂, 中上层为粉细砂, 指示水动力由弱变强。欧洲 NGRIP 冰芯氧同位素记录在 100 ka 开始负偏 (Veres et al., 2013), 指示气候转冷, 但下降较为缓慢, 88~83 ka 期间氧同位素达到负偏最大值, 指示温度降低至该阶段最低, 和文中记录的最冷气候出现在 98~94 ka 相差较大。但中国东部的三宝洞 (Wang et al., 2008) 和三星洞 (Jiang et al., 2016) 的石笋氧同位素记录反映的气候变化和文章有较好的一致性, 氧同位素的最冷期出现在 94 ka 左右, 与文中的重建温度最低值也有较好的对应关系。

阶段 VI (85~78 ka) 时期, 重建的 P_{ann} 为 296.35~448.38 mm, 平均值为 364.21 mm, 呈波动变化; 重建的 T_{July} 为 20.52~26.84 °C, 平均值为 23.45 °C, 气候整体较暖干。AP/NAP 为 0.97, 乔木和草本含量大致相当, A/C 为 0.55, 指示气候较为干旱, 阔叶树含量为

4.38%, 云杉属在该阶段整体含量较低, 但在 77 ka 出现一个持续时间较短的峰值。沉积物粒度较为稳定, 平均粒径较细, 为 4.38Φ , 岩性以粉砂为主。该阶段 NGRIP 氧同位素曲线 (Veres et al., 2013)、三宝洞 (Wang et al., 2008) 和三星洞 (Jiang et al., 2016) 石笋氧同位素曲线以及云南鹤庆古湖 HQ 钻孔孢粉 (羊向东等, 1998)、北京西山古土壤 S1 地层孢粉 (Ge and Wei, 2014) 等记录均和文中表现出一致的干暖环境。

4.3 周期分析及驱动机制

对重建的降水量和温度进行傅里叶滤波变换, 利用 EEMD 分解傅里叶滤波变换结果得到 T_{July} 和 P_{ann} 的 5 个本征模态分量 (IMF1—IMF5) 和 1 个变化趋势过程 (IMF6; 图 14), 说明重建的气候参数包含多个时间尺度的气候特征, 分量曲线变化具有较高的还原性特征, 符合自然信号分线性变化过程, 具有相对平稳的准周期性。主要识别出千年尺度 (0.9 ka)、亚轨道尺度 (1.1 ka、2.3 ka、5 ka) 和轨道尺度 (12 ka、11 ka、45 ka、12 ka、25 ka、27 ka) 的周期波

动, 尺度信号对源数据总体影响方差贡献率如表 5 所示, T_{July} 贡献率最大的为 IMF3 和 IMF4, 对应周期分别为 12 ka 和 11 ka, P_{ann} 贡献率最大的为 IMF3 和 IMF4, 对应周期分别为 12 ka 和 25 ka。

表 5 重建温度和降水量的 IMF 贡献率

Table 5 IMF (Intrinsic Mode Function) contribution rate of reconstructed temperature and precipitation

气候参数	特征	IMF1	IMF2	IMF3	IMF4	IMF5
T_{July}	周期/ka	1.1	2.3	12	11	45
	贡献率/%	0.2	0.3	55	43	1.5
	排名	5	4	1	2	3
P_{ann}	周期/ka	0.9	5	12	25	27
	贡献率/%	0.1	0.2	55	42	2.7
	排名	5	4	1	2	3

米兰科维奇理论认为天文轨道参数 (岁差、偏心率和地轴倾角) 周期耦合变化是地球获得太阳辐射量大小以及年际变化的主要原因, 这一假说得到许多地质证据的支持 (丁仲礼等, 1989)。岁差周期约 23 ka 和 19 ka, 偏心率周期约 400 ka 和 100 ka, 地轴倾角周期约 40 ka。轨道尺度上, P_{ann} 的 IMF4 和 IMF5 贡献率之和达到 44.7%, 且接近 23 ka 岁差周期; T_{July} 的 IMF3 和 IMF4 周期相似, 可能和 P_{ann} 的 IMF3 共同受控于岁差的二分之一谐波; 另外, T_{July} 的 IMF5 反映的 45 ka 周期可能暗示还受地轴倾角影响。

银川盆地重建的气候参数变化总体具有全球性, 尤其与反映东亚季风过程的记录具有较好的一致性, 且响应于岁差周期 (图 15)。气候系统受海洋陆地、高低纬度影响, 变化机制较为复杂。研究表明亚洲季风和北半球高纬度气候变化具有一致性, 对其影响机制主要有两种认识, 一种认为在千年尺度上东亚季风受西风环流影响, 从而响应于北大西洋地区的温度变化 (Duan et al., 2016); 另一部分学者认为北大西洋冰筏事件 (IRD) 影响温盐环流 (THC), 造成大西洋经向翻转环流的开启与闭合, 从而影响亚洲季风的强弱 (McManus et al., 1999; 张强等, 2005)。太阳辐射上升期或下降期造成极地冰川融化, 发生 IRD 事件, 使得北大西洋深层水下沉减弱, THC 减弱, 对应于东亚三宝洞石笋记录 (Cheng et al., 2016) 以及文中重建气候参数指示的东亚季风减弱阶段 (图 15); 太阳辐射峰值期, 冰川融

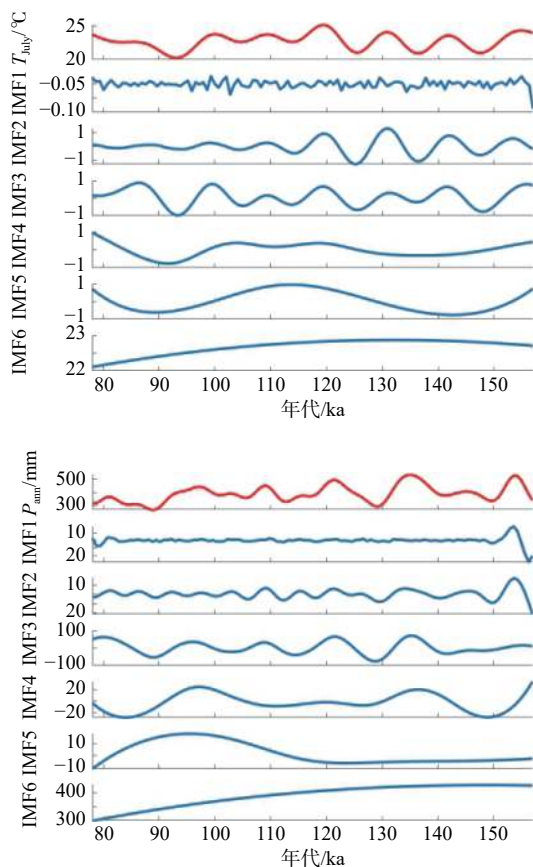
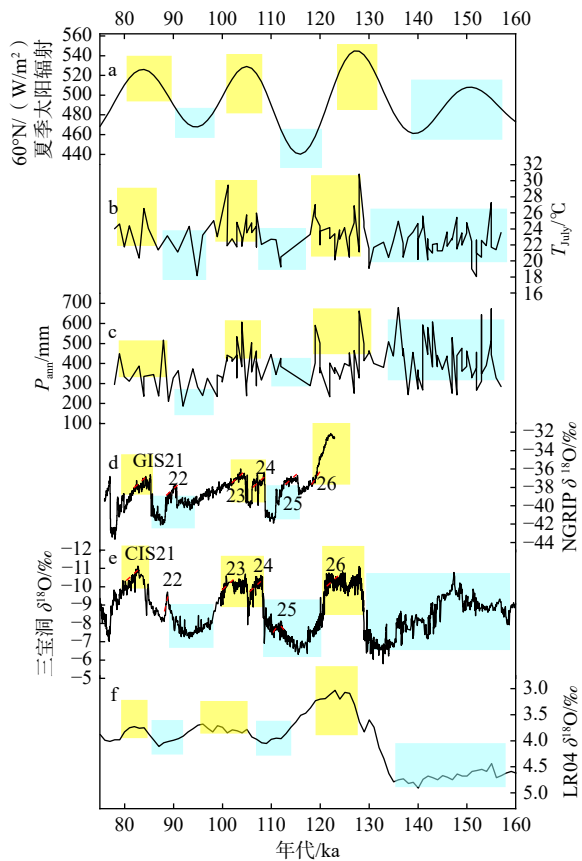


图 14 重建降水量和温度的 EEMD 结果
Fig. 14 EEMD (Ensemble Empirical Mode Decomposition) results of reconstructed precipitation and temperature



黄色表示暖期；蓝色表示冷期；GIS为格陵兰冰芯记录的千尺度气候突变事件；CIS为亚洲季风记录的千年尺度气候突变事件

a—北半球 $N60^\circ$ 夏季太阳辐射 (Berger and Loutre, 1991)；b、c—文章重建的 T_{July} 和 P_{ann} ；d—NGRIP 冰芯的 $\delta^{18}O$ (Veres et al., 2013; AICC 2012 时标)；e—三宝洞石笋的 $\delta^{18}O$ (Cheng et al., 2016)；f—LR04 全球深海地区生物的 $\delta^{18}O$ (Lisiecki and Raymo, 2005)

图 15 重建降水和温度与北半球中高纬度地质记录对比

Fig. 15 Comparison of reconstructed precipitation and temperature with geologic records at mid- to high-latitudes in the Northern Hemisphere

(a) $N65^\circ$ summer insolation (Berger and Loutre, 1991)；(b and c) Reconstructed T_{July} and P_{ann} in this research；(d) $\delta^{18}O$ recorded by NGRIP ice core (Veres et al., 2013)；(e) $\delta^{18}O$ recorded by Sanbao Cave (Cheng et al., 2016)；(f) LR04 $\delta^{18}O$ record (Lisiecki and Raymo, 2005)

Yellow—warm stage；Blue—cold stage；GIS—the abrupt climate change events at the kilo-scale recorded by Greenland ice core；CIS—the abrupt climate change events at the millennial scale recorded by the Asian monsoon

化较快，更多融水注入北大西洋，IRD 减少或消失，THC 增强，东亚季风增强。因此，受太阳辐射影响的北大西洋气候变动可能主要通过西风环流以及大洋传输带驱动东亚季风的变化，进而影响银川盆

地的气候变化。

5 结论

(1) 通过训练集选择、主控气候参数筛选、重建模型交叉验证结果对比，认为局部加权平均偏最小二乘法 (LWWA-PLS) 具有最大的 R^2 和最小的 RMSEP，重建效果最为稳健，对重建结果进行区域对比、显著性检验以及生态学解释验证了这一结果。

(2) 银川盆地 MIS6—MIS5 气候环境重建结果为：157~131 ka 时期， P_{ann} 为 424.99 mm， T_{July} 为 22.58 $^\circ\text{C}$ ，喜冷喜湿乔木植被发育，气候较湿冷；131~119 ka 时期， P_{ann} 为 410.95 mm， T_{July} 为 23.62 $^\circ\text{C}$ ，喜暖乔木和草本植物含量接近，气候转为温暖；119~111 ka 时期， P_{ann} 为 369.50 mm， T_{July} 为 22.53 $^\circ\text{C}$ ，草本及喜冷乔木较发育，气候干冷；111~98 ka 时期， P_{ann} 为 378.39 mm， T_{July} 为 22.86 $^\circ\text{C}$ ，该阶段早期喜暖乔木含量多，晚期喜冷乔木含量上升，气候整体温暖，温度先升高后下降；98~85 ka 时期， P_{ann} 为 278.24 mm， T_{July} 为 22.01 $^\circ\text{C}$ ，喜冷乔木较发育，该阶段气候整体最为干冷；85~78 ka 时期， P_{ann} 为 364.21 mm， T_{July} 为 23.45 $^\circ\text{C}$ ，乔木、草本均较发育，含量相当，气候转温暖。

(3) 对重建的 P_{ann} 和 T_{July} 进行集合经验模态分解 (EEMD)，结果较好地响应于岁差周期，与北半球中、高纬度地质记录对比后认为，受太阳辐射影响的北大西洋气候变动主要通过西风环流以及大洋传输带驱动东亚季风的变化，进而影响银川盆地的气候变化。

References

- BAUCH H A, KANDIANO E S, 2007. Evidence for early warming and cooling in North Atlantic surface waters during the last interglacial[J]. *Paleoceanography*, 22(1): PA1201.
- BAUCH H A, ERLKENKEUSER H, 2008. A “critical” climatic evaluation of last interglacial (MIS 5e) records from the Norwegian Sea[J]. *Polar Research*, 27(2): 135-151.
- BAUCH H A, KANDIANO E S, HELMKE J, et al., 2011. Climatic bisection of the last interglacial warm period in the Polar North Atlantic[J]. *Quaternary Science Reviews*, 30(15-16): 1813-1818.
- BERGER A, LOU TRE M F, 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years[J]. *Quaternary Science Reviews*, 10(4): 297-317.
- BIRKS H J B, GORDON A D, 1985. Numerical methods in quaternary pollen analysis[M]. London: Academic Press.
- BIRKS H J B, TER BRAAK C J F, LINE J M, et al., 1990. Diatoms and pH reconstruction[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Bio-*

- logical Sciences, 327(1240): 263-278.
- BIRKS H J B, LOTTER A F, JUGGINS S, et al., 2012. Tracking environmental change using lake sediments volume 5: data handling and numerical techniques[M]. Dordrecht: Springer: 123-141. DOI: 10.1007/978-94-007-2745-8.
- BLAAUW M, CHRISTEN J A, 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process[J]. *Bayesian Analysis*, 6(3): 457-474.
- CAI M T, WEI M J, XU D N, et al., 2013. Vegetation and climate changes during three interglacial periods represented in the Luochuan loess-paleosol section, on the Chinese Loess Plateau[J]. *Quaternary International*, 296: 131-140.
- CAO X Y, HERZSCHUH U, TELFORD R J, et al., 2014. A modern pollen-climate dataset from China and Mongolia: Assessing its potential for climate reconstruction[J]. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 211: 87-96.
- CAO X Y, TIAN F, TELFORD R J, et al., 2017. Impacts of the spatial extent of pollen-climate calibration-set on the absolute values, range and trends of reconstructed Holocene precipitation[J]. *Quaternary Science Reviews*, 178: 37-53.
- CHEN H Y, XU D Y, LIAO M N, et al., 2021. A modern pollen dataset of China[J]. *Chinese Journal of Plant Ecology*, 45(7): 799-808. (in Chinese with English abstract)
- CHEN J H, LV F Y, HUANG X Z, et al., 2018. A novel procedure for pollen-based quantitative paleoclimate reconstructions and its application in China. *Science China Earth Sciences*, 60(11): 2059-2066, doi: 10.1007/s11430-017-9095-1.
- CHENG H, EDWARDS R L, SINHA A, et al., 2016. The Asian monsoon over the past 640, 000 years and Ice Age terminations[J]. *Nature*, 534(7609): 640-646.
- CHI C T, TIAN Y Y, ZHOU Z, et al., 2021. Palaeoclimate and palaeoenvironmental evolution during the late Pliocene (3.04-2.88 Ma) based on pollen records from the Yinchuan Basin, Northwest China[J]. *Quaternary International*, 598: 15-23.
- DING Z L, LIU D S, LIU D S, et al., 1989. The 37 climatic cycles in the past 250×10^4 years[J]. *Chinese Science Bulletin*, 34(19): 1494-1496. (in Chinese)
- DU S H, LI B S, NIU D F, et al., 2011. Age of the MGS5 segment of the Milangouwan stratigraphical section and evolution of the desert environment on a kiloyear scale during the Last Interglacial in China's Salawusu River Valley: Evidence from Rb and Sr contents and ratios[J]. *Geochemistry*, 71(1): 87-95.
- DUAN W H, CHENG H, TAN M, et al., 2016. Onset and duration of transitions into Greenland Interstadials 15.2 and 14 in northern China constrained by an annually laminated stalagmite[J]. *Scientific Reports*, 6(1): 20844.
- FAN S X, ZHENG H R, LIU P G, et al., 2002. Late quaternary spore-pollen records and rapid climatic fluctuation events in the Yinchuan Basin[J]. *Geology in China*, 29(4): 431-434. (in Chinese with English abstract)
- GE Y G, WEI M J, 2014. Comparison of climate and environment change of the Last Interglacial Period and Holocene in Beijing Area, China[J]. *International Journal of Geosciences*, 5(8): 852-862.
- GRIMM E C, 1987. CONISS: A FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares[J]. *Computers & Geosciences*, 13(1): 13-35.
- GUAN D H, XI X X, HAO Y P, et al., 1996. Climate instability revealed in the Beiyuan CaCO₃ record during the Last Interglacial Age[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 18(2): 119-124. (in Chinese with English abstract)
- HERZSCHUH U, BIRKS H J B, MISCHKE S, et al., 2010. A modern pollen-climate calibration set based on lake sediments from the Tibetan Plateau and its application to a Late Quaternary pollen record from the Qilian Mountains[J]. *Journal of Biogeography*, 37(4): 752-766.
- HEUSSER L, MORLEY J, 1997. Monsoon fluctuations over the past 350 kyr: High-resolution evidence from northeast Asia/northwest Pacific climate proxies (marine pollen and radiolarians)[J]. *Quaternary Science Reviews*, 16(6): 565-581.
- HEUSSER L E, 1990. Northeast Asian pollen records for the last 150, 000 years from deep-sea cores V28-304 and RC14-99 taken off the Pacific coast of Japan[J]. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 65(1-4): 1-8.
- HUANG K Y, WEI J H, CHEN B S, 2013. Research progress of pollen-based quantitative paleoclimate reconstruction using modern analogue technique[J]. *Quaternary Sciences*, 33(6): 1069-1079. (in Chinese with English abstract)
- HUANG X Z, XIANG L X, ZHANG E Y, et al., 2019. Mid-holocene cold event at ca. 7 ka and its impact on vegetation ecology in Northern China[J]. *Quaternary Sciences*, 39(3): 687-700. (in Chinese with English abstract)
- JANSEN F, OKSANEN J, 2013. How to model species responses along ecological gradients: Huisman-Olff-Fresco models revisited[J]. *Journal of Vegetation Science*, 24(6): 1108-1117.
- JIANG X Y, KONG X G, WANG Y J, et al., 2011. A high-resolution stalagmite $\delta^{13}C$ record from Sanbao cave over the penultimate glaciation[J]. *Quaternary Sciences*, 31(1): 1-7. (in Chinese with English abstract)
- JIANG X Y, WANG X Y, HE Y Q, et al., 2016. Precisely dated multi-decadally resolved Asian summer monsoon dynamics 113.5-86.6 thousand years ago[J]. *Quaternary Science Reviews*, 143: 1-12.
- JOUZEL J, LORIEUS C, PETIT J R, et al., 1987. Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160, 000 years)[J]. *Nature*, 329(6138): 403-408.
- JUGGINS S, 2001. The European diatom database[EB/OL]. [2001-10]https://www.researchgate.net/publication/228722952_The_European_diatom_database.
- JUGGINS S, BIRKS H J B, 2012. Quantitative environmental reconstructions from biological data[M]//BIRKS H J B, LOTTER A F, JUGGINS S, et al. Tracking environmental change using lake sediments: data handling and numerical techniques. Dordrecht: Springer: 431-494, doi: 10.1007/978-94-007-2745-8_14.
- JUGGINS S, 2013. Quantitative reconstructions in palaeolimnology: new paradigm or sick science?[J] *Quaternary Science Reviews*, 64: 20-32.
- JUGGINS S, 2022. Rioja: analysis of quaternary science data[EB/OL]. [2022-10-31]https://cran.r-project.org/package=rioja.
- KELLY M J, EDWARDS R L, CHENG H, et al., 2006. High resolution char-

- acterization of the Asian Monsoon between 146,000 and 99,000 years B. P. from Dongge Cave, China and global correlation of events surrounding Termination II[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 236(1-2): 20-38.
- KUKLA G J, 1977. Pleistocene land-sea correlations I. Europe[J]. *Earth-Science Reviews*, 13(4): 307-374.
- LAI J S, ZOU Y, ZHANG J L, et al., 2022. Generalizing hierarchical and variation partitioning in multiple regression and canonical analyses using the rdacca. hp R package[J]. *Methods in Ecology and Evolution*, 13(4): 782-788.
- LEGENDRE P, GALLAGHER E D, 2001. Ecologically meaningful transformations for ordination of species data[J]. *Oecologia*, 129(2): 271-280.
- LI X L, HAO Q Z, WEI M J, et al., 2017. Phased uplift of the northeastern Tibetan Plateau inferred from a pollen record from Yinchuan Basin, Northwestern China[J]. *Scientific Reports*, 7(1): 18023.
- LI Y C, XU Q H, LIU J S, et al., 2007. A transfer-function model developed from an extensive surface-pollen data set in northern China and its potential for palaeoclimate reconstructions[J]. *The Holocene*, 17(7): 897-905.
- LIANG C, ZHAO Y, QIN F, et al., 2020. Pollen-based Holocene quantitative temperature reconstruction on the eastern Tibetan Plateau using a comprehensive method framework[J]. *Science China:Earth Sciences*, 63(8): 1144-1160.
- LISIECKI L E, RAYMO M E, 2005. A pliocene-pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records[J]. *Paleoceanography*, 20(1): PA1003.
- LIU P G, FAN S X, LI X J, 2000. The geochemical element characteristics and paleosedimentary environment of the quaternary deposits in Yinchuan Basin[J]. *Journal of Geomechanics*, 6(4): 43-50, 94. (in Chinese with English abstract)
- LIU H, JIA J, XIA D S, et al., 2015. East asian summer monsoon evolution during MIS 6.5 record in Chinese Loess Plateau and its implications[J]. *Quaternary Sciences*, 35(6): 1402-1411. (in Chinese with English abstract)
- LIU H Y, WU N Q, LIU K B, et al., 2011. Modern pollen distributions in Qinghai-Tibetan Plateau and the development of transfer functions for reconstructing Holocene environmental changes[J]. *Quaternary Science Reviews*, 30(7-8): 947-966.
- MANGERUD J, SØNSTEGAARD E, SEJRUP H P, 1978. Correlation of the Eemian (interglacial) stage and the deep-sea oxygen-isotope stratigraphy[J]. *Nature*, 277(5693): 189-192.
- MCMANUS J F, OPPO D W, CULLEN J L, 1999. A 0.5-million-year record of millennial-scale climate variability in the North Atlantic[J]. *Science*, 283(5404): 971-975.
- MING Y F, 2004. Preliminary study of MIS6 East Asian summer monsoon suborbital scale climate change[D] Nanjing: Nanjing Normal University. (in Chinese)
- MUHS D R, SIMMONS K R, STEINKE B, 2002. Timing and warmth of the Last Interglacial period: new U-series evidence from Hawaii and Bermuda and a new fossil compilation for North America[J]. *Quaternary Science Reviews*, 21(12-13): 1355-1383.
- OKSANEN J, BLANCHET F G, FRIENDLY M, et al., 2020. Vegan community ecology package version 2.5-7 November 2020[EB/OL]. [2020-11-28]. <https://cran.r-project.org/package=vegan>.
- OVERPECK J T, WEBB T, PRENTICE I C, 1985. Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: Dissimilarity coefficients and the method of modern analogs[J]. *Quaternary Research*, 23(1): 87-108.
- PEI Q M, MA Y Z, HU C L, et al., 2016. Climatic character of Marine Isotope Stage (MIS) 5e in the representative regions of the world: A review[J]. *Advances in Earth Science*, 31(11): 1182-1196. (in Chinese with English abstract)
- PETIT J R, JOUZEL J, RAYNAUD D, et al., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica[J]. *Nature*, 399(6735): 429-436.
- QIN F, ZHAO Y, 2013. Methods of quantitative climate reconstruction based on palynological data and their applications in China[J]. *Quaternary Sciences*, 33(6): 1054-1068. (in Chinese with English abstract)
- QIN F, 2021. Modern pollen assemblages of the surface lake sediments from the steppe and desert zones of the Tibetan Plateau[J]. *Science China Earth Sciences*, 64(3): 425-439.
- REGATTIERI E, ISOLA I, ZANCHETTA G, et al., 2012. Stratigraphy, petrography and chronology of speleothem deposition at Tana che Urla (Lucca, Italy): Paleoclimatic implications[J]. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 35(2): 141-152.
- SIMPSON G L, OKSANEN J, 2021. Analogue: analogue matching and modern analogue technique transfer function models(R package version 0.17-6)[EB/OL]. [2021-06-20]. <https://cran.r-project.org/package=analogue>.
- SUN J M, DING Z L, 1998. Deposits and soils of the past 130,000 years at the desert-loess transition in Northern China[J]. *Quaternary Research*, 50(2): 148-156.
- SUN X J, DU N Q, WONG C Y, et al., 1994. Paleovegetation and paleoenvironment of Manasi Lake, Xinjiang, N. W. China during the last 14000 years[J]. *Quaternary Sciences*, 14(3): 239-248. (in Chinese with English abstract)
- SUN X J, LUO Y L, 2001. Pollen record of the last 280 ka from deep sea sediments of the northern South China Sea[J]. *Science in China Series D:Earth Sciences*, 44(10): 879-888.
- TANG Z H, DU S S, LIU F L, 2017. Late Pleistocene changes in vegetation and the associated human activity at Beiyao Site, Central China[J]. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 244: 107-112.
- TER BRAAK C J F, BARENDREGT L G, 1986. Weighted averaging of species indicator values: Its efficiency in environmental calibration[J]. *Mathematical Biosciences*, 78(1): 57-72.
- TER BRAAK C J F, LOOMAN C W N, 1986. Weighted averaging, logistic regression and the Gaussian response model[J]. *Vegetatio*, 65(1): 3-11.
- TER BRAAK C J F, JUGGINS S, 1993. Weighted averaging partial least squares regression (WA-PLS): an improved method for reconstructing environmental variables from species assemblages[J]. *Hydrobiologia*, 269(1): 485-502.
- TIAN Y Y, ZHOU Z, CHI C T, et al., 2020. The paleoclimate change period of the Late Pliocene-Early Pleistocene recorded by pollen from core PL02 in Yinchuan Basin[J]. *Quaternary Sciences*, 40(6): 1418-1430. (in Chinese with English abstract)
- TONG G B, SHI Y, FAN S X, et al., 1995a. Environment features of Yinchuan Basin in Late Quaternary period[J]. *Earth Science*, 4(4): 421-426.

- (in Chinese with English abstract)
- TONG G B, ZHENG H R, YANG Z J, et al., 1995b. Multicyclic model of palynoflora climate since 4 Ma in China[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 15(4): 81-96. (in Chinese with English abstract)
- VERES D, BAZIN L, LANDAIS A, et al., 2013. The Antarctic ice core chronology (AICC2012): an optimized multi-parameter and multi-site dating approach for the last 120 thousand years[J]. *Climate of the Past*, 9(4): 1733-1748.
- WANG F X, QIAN N F, ZHANG Y L, et al., 1995. Pollen flora of China[M]. 2nd ed. Beijing: Science Press. (in Chinese)
- WANG H C, 2022. Variation of Asian summer monsoon intensity in late MIS6 derived from grayscale and Mg/Ca, Sr/Ca, Ba/Ca records of a stalagmite in Wanxiang Cave, eastern Qinghai-Tibet Plateau[D]. Lanzhou: Lanzhou University. (in Chinese with English abstract)
- WANG Y J, CHENG H, EDWARDS R L, et al., 2008. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224, 000 years[J]. *Nature*, 451(7182): 1090-1093.
- WANG Y J, LIU D B, 2016. Speleothem records of Asian paleomonsoon variability and mechanisms[J]. *Chinese Science Bulletin*, 61(9): 938-951. (in Chinese with English abstract)
- WANG Z B, WANG J Y, HE L L, et al., 2021. Characteristics and evolution process of the ridge-groove sequence of the Jiulongtan glacial accumulation in Mengshan, Shandong: with the discussion on the difference of accumulation sequence of glacier and debris flow[J]. *Journal of Geomechanics*, 27(1): 105-116. (in Chinese with English abstract)
- WEI L J, 2021. Cenozoic paleontological characteristics and paleoenvironment of King George Island, West Antarctica[J]. *Journal of Geomechanics*, 27(5): 855-866. (in Chinese with English abstract)
- WEI L J, LI Z H, LI M T, et al., 2023. Palynological records and paleoclimatic significance during the middle and late Late Pleistocene in the Qingshuihe Basin, Ningxia[J]. *Journal of Geomechanics*, doi: 10.12090/j.issn.1006-6616.2023015. (in Chinese with English abstract)
- WEN R L, XIAO J L, MA Y Z, et al., 2013. Pollen-climate transfer functions intended for temperate eastern Asia[J]. *Quaternary International*, 311: 3-11.
- XU K K, YANG Z J, NING K, et al., 2021. MIS6—MIS5 climate change of Yinchuan Basin based on end-member method[J]. *Geoscience*, 35(5): 1311-1322. (in Chinese with English abstract)
- XU Q H, LI Y C, BUNTING M J, et al., 2010. The effects of training set selection on the relationship between pollen assemblages and climate parameters: Implications for reconstructing past climate[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 289(1-4): 123-133.
- XUE C F, HOU W, ZHAO J H, et al., 2013. The application of ensemble empirical mode decomposition method in multiscale analysis of region precipitation and its response to the climate change[J]. *Acta Physica Sinica*, 62(10): 109203. (in Chinese with English abstract)
- YANG X D, WANG S M, TONG G B, et al., 1998. The Late Pleistocene pollen record in the lake sediments from ancient Heqing Lake and its significance for palaeoclimate[J]. *Quaternary Sciences*, 18(4): 335-343. (in Chinese with English abstract)
- YANG Z J, LIU Z M, ZHANG J P, et al., 2001a. spore-pollen records and paleoclimate study of Yinchuan Basin since mid-Pleistocene[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 21(3): 43-49. (in Chinese with English abstract)
- YANG Z J, ZHENG H R, TONG G B, et al., 2001b. Study on palynoflora and paleoclimatic cycles since Mid-Pleistocene in Yinchuan Basin[J]. *Journal of Changchun University of Science and Technology*, 31(3): 213-216. (in Chinese with English abstract)
- YAO T D, 1999. Abrupt climatic changes on the Tibetan Plateau during the Last Ice Age: comparative study of the Guliya ice core with the Greenland GRIP ice core[J]. *Science China Earth Sciences*, 42(4): 358-368.
- ZHANG Q, HAN Y X, SONG L C, 2005. The summarize of development of global climate change and its effect factors[J]. *Advances in Earth Science*, 20(9): 990-998. (in Chinese with English abstract)
- ZHANG X F, LI J J, ZHANG X B, et al., 2021. Evolution of the climate and sedimentary environment since the Middle Pleistocene on the Northwestern Coast of the Bohai Bay[J]. *Acta Geologica Sinica*, 95(6): 1868-1888. (in Chinese with English abstract)
- ZHAO H, HUANG W, XIE T T, et al., 2019. Optimization and evaluation of a monthly air temperature and precipitation gridded dataset with a 0.025° spatial resolution in China during 1951-2011[J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 138(1-2): 491-507.
- ZHAO Y, TZEDAKIS P C, LI Q, et al., 2020. Evolution of vegetation and climate variability on the Tibetan Plateau over the past 1.74 million years[J]. *Science Advances*, 6(19): eaay6193.
- ZHAO Y, LIANG C, CUI Q Y, et al., 2021. Temperature reconstructions for the last 1.74-Ma on the eastern Tibetan Plateau based on a novel pollen-based quantitative method[J]. *Global and Planetary Change*, 199: 103433.

附中文参考文献

- 陈海燕, 徐德宇, 廖梦娜, 等, 2021. 中国现代花粉数据集[J]. *植物生态学报*, 45(7): 799-808.
- 陈建徽, 吕飞亚, 黄小忠, 等, 2018. 基于孢粉的古气候参数定量重建: 一种新思路及其在中国的应用实例[J]. *中国科学: 地球科学*, 48(1): 42-50.
- 丁仲礼, 刘东生, 刘秀铭, 等, 1989. 250 万年以来的 37 个气候旋迴[J]. *科学通报*, 34(19): 1494-1496.
- 范淑贤, 郑宏瑞, 刘平贵, 等, 2002. 银川盆地晚第四纪孢粉记录的快速气候波动事件[J]. *中国地质*, 29(4): 431-434.
- 管东红, 奚晓霞, 郝永萍, 等, 1996. 北塬剖面碳酸钙记录的末次间冰期气候不稳定性[J]. *冰川冻土*, 18(2): 119-124.
- 黄康有, 魏金辉, 陈碧珊, 2013. 最佳类比法的孢粉-古气候定量重建研究进展[J]. *第四纪研究*, 33(6): 1069-1079.
- 黄小忠, 向丽雄, 张恩源, 等, 2019. 全新世中期 7ka 前后降温事件对中国北方植被生态的影响[J]. *第四纪研究*, 39(3): 687-700.
- 姜修洋, 孔兴功, 汪永进, 等, 2011. 神农架三宝洞倒数第二次冰期高分辨率石笋 $\delta^{13}\text{C}$ 记录[J]. *第四纪研究*, 31(1): 1-7.
- 梁琛, 赵艳, 秦锋, 等, 2020. 孢粉—气候定量重建方法体系的建立及其应用: 以青藏高原东部全新世温度重建为例[J]. *中国科学: 地球科学*, 50(7): 977-994.
- 刘平贵, 范淑贤, 李雪菊, 2000. 银川盆地第四纪地球化学元素特征及沉积环境[J]. *地质力学学报*, 6(4): 43-50, 94.
- 陆浩, 贾佳, 夏敦胜, 等, 2015. 黄土高原记录的 MIS 6.5 期东亚夏季风信号及其古气候意义[J]. *第四纪研究*, 35(6): 1402-1411.

- 明艳芳, 2004. 初探 MIS6 东亚夏季风亚轨道尺度气候变化 [D]. 南京: 南京师范大学.
- 裴巧敏, 马玉贞, 胡彩莉, 等, 2016. 全球典型地区 MIS5e 阶段气候特征研究进展 [J]. *地球科学进展*, 31(11): 1182-1196.
- 秦锋, 赵艳, 2013. 基于孢粉组合定量重建古气候的方法在中国的运用及思考 [J]. *第四纪研究*, 33(6): 1054-1068.
- 秦锋, 2021. 青藏高原草原带和荒漠带湖泊表层沉积物现代花粉研究 [J]. *中国科学: 地球科学*, 51(3): 437-452.
- 孙湘君, 杜乃秋, 翁成郁, 等, 1994. 新疆玛纳斯湖周围近 14000 年以来的古植被古环境 [J]. *第四纪研究*, 14(3): 239-248.
- 田晏嫣, 周助, 迟长婷, 等, 2020. 银川盆地 PL02 钻孔孢粉记录的晚上新世-早更新世时期的古气候变化周期 [J]. *第四纪研究*, 40(6): 1418-1430.
- 童国榜, 石英, 范淑贤, 等, 1995a. 银川盆地晚第四纪环境特征 [J]. *地球科学*, 4(4): 421-426.
- 童国榜, 郑宏瑞, 杨振京, 等, 1995b. 中国 4 Ma 来孢粉植物群气候的多重旋回模型 [J]. *海洋地质与第四纪地质*, 15(4): 81-96.
- 王伏雄, 钱南芬, 张玉龙, 等, 1995. 中国植物花粉形态 [M]. 2 版. 北京: 科学出版社.
- 王海川, 2022. 青藏高原东部万象洞石笋灰度与 Mg/Ca、Sr/Ca、Ba/Ca 记录推演的 MIS6 晚期亚洲夏季风变化 [D]. 兰州: 兰州大学.
- 汪永进, 刘殿兵, 2016. 亚洲古季风变率和机制的洞穴石笋档案 [J]. *科学通报*, 61(9): 938-951.
- 王照波, 王江月, 何乐龙, 等, 2021. 山东蒙山九龙潭冰川堆积“垄槽序列”的特征及演化过程研究: 兼论冰川、泥石流堆积序列的差异性 [J]. *地质力学学报*, 27(1): 105-116.
- 韦利杰, 2021. 西南极乔治王岛新生代古生物特征及古环境探讨 [J]. *地质力学学报*, 27(5): 855-866.
- 韦利杰, 李振宏, 李明涛, 等, 2023. 宁夏清水河盆地晚更新世中晚期孢粉记录及古气候意义 [J]. *地质力学学报*, doi: 10.12090/j.issn.1006-6616.2023015.
- 许可可, 杨振京, 宁凯, 等, 2021. 基于端元法的银川盆地 MIS6—MIS5 气候变化探究 [J]. *现代地质*, 35(5): 1311-1322.
- 薛春芳, 侯威, 赵俊虎, 等, 2013. 集合经验模态分解在区域降水变化多尺度分析及气候变化响应研究中的应用 [J]. *物理学报*, 62(10): 109203.
- 羊向东, 王苏民, 童国榜, 等, 1998. 云南鹤庆古湖晚更新世的孢粉记录及其古气候学意义 [J]. *第四纪研究*, 18(4): 335-343.
- 杨振京, 刘志明, 张俊牌, 等, 2001a. 银川盆地中更新世以来的孢粉记录及古气候研究 [J]. *海洋地质与第四纪地质*, 21(3): 43-49.
- 杨振京, 郑宏瑞, 童国榜, 等, 2001b. 银川盆地中更新世以来的孢粉植物群古气候旋回探讨 [J]. *长春科技大学学报*, 31(3): 213-216.
- 姚檀栋, 1999. 末次冰期青藏高原的气候突变: 古里雅冰芯与格陵兰 GRIP 冰芯对比研究 [J]. *中国科学(D辑)*, 29(2): 175-180.
- 张强, 韩永翔, 宋连春, 2005. 全球气候变化及其影响因素研究进展综述 [J]. *地球科学进展*, 20(9): 990-998.
- 张晓飞, 李继军, 张学斌, 等, 2021. 渤海湾西北岸中更新世中期以来的气候环境和沉积环境演变 [J]. *地质学报*, 95(6): 1868-1888.