

玛曲谷地柯生村黄土-古土壤序列 化学风化程度及气候意义*

黄瑞琪¹, 庞奖励¹, 周亚利¹, 查小春¹, 李瑜琴¹,
张玉柱², 陈豆¹, 张美慧¹

1. 陕西师范大学地理科学与旅游学院, 陕西 西安 710119
2. 西北大学城市与环境学院, 陕西 西安 710127

摘要:若尔盖盆地是青藏高原东北部典型的地貌单元,对气候波动响应敏感,广泛分布的连续风成沉积物记录了该地区地表过程及气候变化的重要信息。本研究以玛曲谷地黄河二级阶地柯生村(KSC)黄土-古土壤序列为研究对象,通过对元素地球化学特征进行分析,结合微形态观察与光释光(OSL)测年,尝试重建剖面的化学风化演变历史,以揭示13.2 ka以来区域气候的阶段性变化。结果表明:1)黄河二级阶地于13.2 ka前后开始受到稳定风尘堆积,形成了连续完整的黄土-古土壤地层序列,自下而上依次为黄土L₁(13.2~8.5 ka)、古土壤S₀(8.5~3.0 ka)、黄土L₀(3.0~1.2 ka)、现代土壤MS(1.2 ka至今);2)KSC剖面整体处于初等化学风化阶段[化学蚀变指数(CIA)平均值为59.8],不同地层单元化学风化强度有所不同,古土壤虽强于黄土,但仍属于初等风化水平,剖面风化强度序列为:古土壤S₀(CIA均值62.3)>黄土MS+L₀(CIA均值61.6)>黄土L₁(CIA均值56.4);3)13.2 ka以来,区域气候经历了冷干(13.2~8.5 ka)、暖湿(8.5~3.0 ka)、冷干(3.0 ka至今)的阶段性演化,1.2 ka以来发育了现代土壤MS。本研究可为若尔盖盆地地表过程演变及气候变化的深入理解提供风积物证据。

关键词:黄土-古土壤序列;风化程度;气候演变;黄河二级阶地;若尔盖盆地

中图分类号:K903 **文献标志码:**A **文章编号:**2097-0137(XXXX)XX-0001-11

Chemical weathering intensity and climatic implications of the Kesheng Villag loess-paleosol profile, Maqu Valley, Zoige Basin

Huang Ruiqi¹, Pang Jiangli¹, Zhou Yali¹, Zha Xiaochun¹, Li Yuqin¹,
Zhang Yuzhu², Chen Dou¹, Zhang Meihui¹

1. School of Geography and Tourism, Shaanxi Normal University, Xi'an 710119, China

2. College of Urban and Environmental Science, Northwestern University, Xi'an 710127, China

Abstract: The Zoige Basin, located on the northeastern Qinghai-Tibet Plateau, is a geomorphic unit highly sensitive to climate change. Widespread continuous aeolian deposits in this region provide valuable insights into regional surface processes and climate changes. This study investigated the loess-paleosol sequence at Kesheng Village (KSC) on the second terrace of the Yellow River in the Maqu Valley. Based on geochemical elemental analysis, micromorphological observation, and optically stimulated luminescence (OSL) dating, we reconstructed the chemical weathering history of the profile and revealed the phased climatic evolution since 13.2 ka. The results indicate that: 1) Stable

* 收稿日期:2026-03-08

录用日期:2026-05-22

网络首发日期:XXXX-XX-XX

基金项目:国家自然科学基金(42271046, 42277449)

作者简介:黄瑞琪(2000年生),女;研究方向:环境演变;E-mail:ruiqi_huang@snnu.edu.cn

通信作者:庞奖励(1963年生),男;研究方向:环境演变;E-mail:jlpan@snnu.edu.cn

全文阅读



ZR20260058

aeolian dust accumulation commenced on the second terrace of the Yellow River at around 13.2 ka, forming a continuous and complete loess-paleosol sequence. From bottom to top, this sequence comprises loess L_1 (13.2~8.5 ka), paleosol S_0 (8.5~3.0 ka), loess L_0 (3.0~1.2 ka), and modern soil MS (1.2 ka to present). 2) The KSC profile is generally in the initial stage of chemical weathering (mean CIA=59.8). Although the paleosol exhibits higher weathering intensity than the loess units, it remains within the initial weathering stage. The weathering intensity follows the order: paleosol S_0 (mean CIA=62.3) > loess MS+ L_0 (mean CIA=61.6) > loess L_1 (mean CIA=56.4). 3) Since 13.2 ka, the regional climate has undergone a phased evolution from cold-dry (13.2~8.5 ka) to warm-humid (8.5~3.0 ka) and back to cold-dry (3.0 ka to present), with modern soil MS developing since 1.2 ka. This study provides new aeolian evidence for understanding surface process evolution and climate change in the Zoige Basin.

Key words: loess-paleosol sequence; weathering intensity; climate evolution; second terrace of the Yellow River; Zoige Basin

若尔盖盆地位于青藏高原东北缘,地处东亚夏季风、高空西风与高原季风的交汇地带,对气候变化响应极为敏感,是研究区域乃至全球环境演变的理想场所(徐叔鹰,1994;孙继敏,2014;Chen et al., 2016;Zhao et al., 2025)。目前对若尔盖盆地气候演变的认识主要来自泥炭等沉积物,红原泥炭岩芯孢粉分析揭示,9.6~3.9 ka 该区域气候温暖湿润,其后气候趋于干旱(李焕,2015);唐克泥炭岩芯的碳屑与孢粉记录显示,6.6~5.4 ka 为全新世以来最湿润阶段,此后逐渐变干(赵文伟,2012);红原泥炭脂类生物标志物记录虽然将 9~5 ka 作为气候温暖湿润的适宜期,却揭示了此间存在多次冷干波动(Zheng et al., 2007)。上述研究结果在暖湿期的起止及峰值时间等关键细节上有所不同,亟待其他地质记录进行对比验证。伴随着若尔盖古湖泊的消亡,风力作用逐渐成为影响该区域物质迁移与地貌塑造最主要的地表过程之一,由此形成的风积物分布广泛,直接记录了地表环境变化,蕴含着丰富的古气候信息(綦琳等,2020;黄春长,2021;庞奖励等,2024)。

然而,由于长时间序列风积物的完整保存有赖于特定的地貌与环境条件,目前有关风积物的研究多聚焦于短时间尺度。例如,过去 40 年间若尔盖盆地沙丘持续扩张,分布重心向东南偏移,起沙风与输沙势受风向主导,春季风沙活动最为活跃(魏振海等,2010;胡光印等,2020);近年来的治沙实践显示,工程固沙与植被恢复可有效改善沉积物粒度组成,促使沙丘表层颗粒细化并趋于固定(孟惠聪等,2024);这些工作主要集中于现代地表沙化的时空格局、风沙动力机制及生态响应等议题。相较之下,长时间尺度连续风积物序列的研究仍十分薄

弱,仅有零星探索。例如,黄河辖曼段西仓村(XCC)剖面记录了全新世以来盆地内流水、风力及生物化学作用等多种沉积动力更替(柴佳楠等,2021);黄河出口段哇尔合(WEH)剖面揭示了约 5.0 ka 以来的 2 次冷干-暖湿气候旋回(韩宜欣等,2023);玛曲段老桥北(LQB)剖面重建了约 14.5 ka 以来,冰水扇砂砾石堆积、沼泽发育、冻融作用扰动、风沙活动盛行等多阶段环境序列演变(白鑫等,2025);玛曲县城南阿米欧拉北(AMOL-N)剖面则重建了约 12.0 ka 以来,风沙活动的 3 阶段消长模式(孙雪晴等,2025)。上述研究初步证实了风积物记录古气候信息的潜力,但对风积物开始出现的时间、风化成壤强度、可靠的气候替代指标,及能否与黄土高原黄土对比等关键问题,尚难归纳出系统的演化规律,上述问题亟待研究和回答。

鉴于此,本研究在野外考察基础上,选取柯生村(KSC)连续黄土-古土壤序列为研究对象,重点对其化学风化程度、微形态进行研究,结合地层年龄,试图重建风积物稳定堆积以来气候的演变历程,为若尔盖盆地气候演变研究提供基础数据支撑。

1 研究区概况

若尔盖盆地地处青藏高原东北部,面积约 $1.96 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。四周被阿尼玛卿山(西)、西倾山(北)、岷山(东)、邛崃山(南)等一系列高山环绕。盆地内地貌以宽谷和缓丘为主,核心区平均海拔约为 3 400 m。古湖盆底部地势低平,低洼处多发育沼泽与泥炭,盆地边缘可见一些古湖岸台地。玛曲谷地位于若尔盖盆地西北缘阿尼玛卿山和西倾山之间(图 1),长约 90 km,宽约 5 km。黄河流经谷地的过

程中,发育了良好的1~2级河流阶地,这些阶地平缓宽阔,其上部常覆盖厚层风积物,是重要的天然牧场(杨达源等,1996;孙广友等,2001;黄春长,2021;庞奖励等,2024)。

研究区为高原寒温带湿润季风气候,长冬无夏,冷、暖两季交替。年均气温约为1.2 °C,最高气温出现于7月(10.8 °C),最低气温出现于1月(-10.6 °C)。年平均降水量为598.5 mm,降水多集中于5月下旬至7月中旬;年均蒸发量约为1 347.3 mm,远高于降水量。年平均风速为2.59 m/s,最大风速可达40 m/s,大风日数约为200 d。植被以亚高山草甸为主,以莎草科与蒿属为优势种;盆地低洼处多沼泽草甸,海拔较高处则分布着稀疏的灌丛、高山常绿针叶林(刘光琇等,1994;杨达源等,1996;胡光

印等,2020;庞奖励等,2024;王忻宇,2024)。

2 材料与方法

2.1 研究材料

本研究选择柯生村(KSC)剖面为研究对象(101°35'6.61"E, 34°11'42.44"N, 高程3 404 m)(图2)。KSC剖面位于玛曲谷地柯生村段黄河右岸(北岸)二级阶地前缘陡坎,陡坎高6~8 m,清晰可见典型的风积物覆在河流相沉积物之上(图2)。风成沉积物厚度约3 m,向两侧延伸稳定,自下而上依次由黄土L₁、古土壤S₀、黄土L₀、现代土壤MS构成清晰的风成黄土-古土壤序列(图2),层序连续,无地层缺失。详细地层特征见表1。

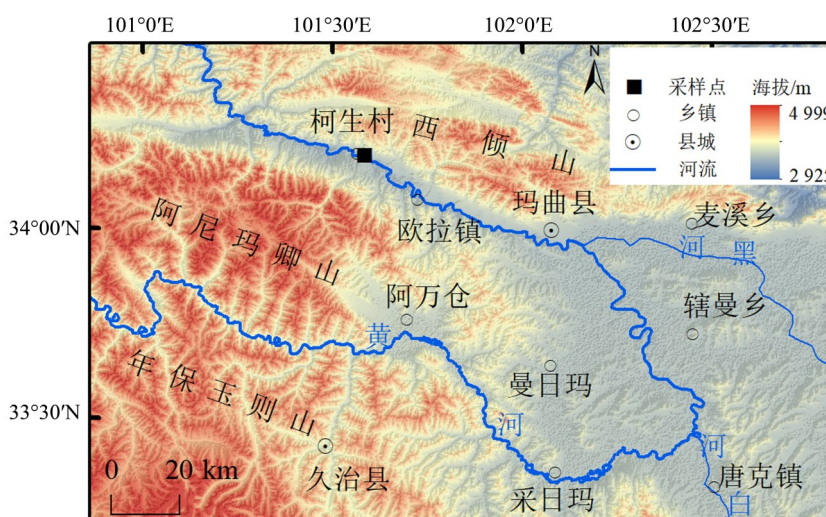


图1 研究区地形

Fig. 1 Topography of the study area



图2 KSC剖面

Fig. 2 The KSC profile

表1 KSC剖面地层划分及特征
Table 1 Stratigraphic division and characteristics of the KSC profile

地层	深度/cm	沉积物地层特征
现代土壤 MS	0~30	浊黄棕(10YR 5/3), 砂-粉砂质地, 团粒-团块结构, 疏松多孔, 有密集的植物根系盘结
黄土 L ₀	30~65	浊黄(10YR 6/4), 砂-粉砂质地, 团块结构, 较疏松, 不显层理, 有细小孔隙分布, 植物根系稀少
古土壤 S ₀	65~160	棕灰(5YR 6/1), 粉砂质地, 团粒-团块结构, 中-小生物孔隙发育, 可见白色假菌丝状碳酸盐
黄土 L ₁	160~260	浊黄橙(10YR 7/3), 粉砂-砂质地, 块状结构, 较疏松, 无层理, 细小孔隙发育, 中下部粒径较粗
河流沉积物 T _{2-al}	260~	典型的河流二元结构沉积物

2.2 研究方法

将选取的剖面清理出新鲜面, 自其顶部向下按 2 cm 间距连续采集 143 个全岩样品, 同时采集原状块状样品。光释光 (OSL, Optically stimulated luminescence) 测年样品用不锈钢管采集, 将钢管一端塞入黑色塑料袋, 水平置于各层位界线附近的新鲜剖面内, 取出后立即封堵里端并避光保存。

2.2.1 理化性质测试 磁化率用英国 Bartington 公司 MS-2B 型磁化率仪测定, 将风干样品轻碾至粒径 < 2 mm, 剔除植物根系与碎石, 称取 10 g 装入洁净无磁塑料瓶中, 重复测定 3 次取均值。

粒度用 Beckman Coulter 公司 LS13320 型激光粒度仪测定, 取 0.30~0.35 g 风干样品, 依次加入 10% (φ) H₂O₂ 和 10% (φ) HCl 去除胶结物, 加纯水静置后反复抽取上清液洗至中性, 然后加入 20 mL 浓度为 0.05 mol/L 的六偏磷酸钠 [(NaPO₃)₆], 超声振荡 20 min, 测试时遮光度介于 8%~12%。

元素含量用 S2 Ranger 型能量色散 X 射线荧光光谱仪 (德国 Bruker AXS) 测定, 将自然风干样品研磨至 200 目以下, 压制成标准样片后上机测试, 加入 BAXS-S2 标准样品校正, 误差在 5% 以内。

块样用真空置换法固化原状后制成薄片, 在 Nikon LV100 POL 偏光显微镜下观察。

2.2.2 OSL 测年 OSL 样品在暗室红光下处理, 依次加入适量 10% (φ) HCl 和 30% (φ) H₂O₂ 去除碳酸盐与有机质并筛取 90~125 μ m 颗粒, 用 30% (φ) HF 溶蚀长石等杂质, 获得纯净石英颗粒。

等效剂量 (D_e) 使用丹麦 Risø-TL/OSL DA-15 型全自动释光仪, 采用单片再生剂量法测定。红外光源 [(880±80) nm, 40 mW/cm²]、蓝光光源 [(470±30) nm, 50 mW/cm²], 滤光片为 Hoya U-340, 光电倍增管为 EMI9235QB15, 剂量率为 0.072 44 Gy/s。U、Th、K 含量由西安地质矿产研究所测量, 最终用 Prescott 等 (1994) 的辐射剂量转换方程计算得到环境剂量率。

2.2.3 有关参数计算 A-CN-K 三角图以样品的 Al₂O₃ (A)、CaO* + Na₂O (CN)、K₂O (K) 的物质的量分数为端元进行投图。化学蚀变指数 (CIA, chemical index of alteration) 计算公式为:

$$CIA = [c(Al_2O_3) / (c(Al_2O_3) + c(CaO^*) + c(Na_2O) + c(K_2O))] \times 100,$$

式中 c 为各组分的质量摩尔浓度, $c(CaO^*)$ 代表硅酸盐矿物中 CaO 的质量摩尔浓度, 不包括碳酸盐中 CaO 的质量摩尔浓度。校正规则如下: 若 $c(CaO) > c(Na_2O)$, 则取 $c(CaO^*) = c(Na_2O)$; 反之, 若 $c(CaO) \leq c(Na_2O)$, 则取 $c(CaO^*) = c(CaO)$ 。本文中所有 $c(CaO^*)$ 均据此方法计算 (Nesbitt et al., 1980; McLennan, 1993; 冯连君等, 2003)。

$c(Na_2O)/c(K_2O)$ 由质量摩尔浓度计算, $\omega(Rb)/\omega(Sr)$ 均由实测元素质量分数直接计算。

3 结果与分析

3.1 OSL 测年结果与地层年龄

为确定最佳测试条件, 以 OSL-4 为例进行测试。结果表明, 在 200~260 °C 预热温度区间内, D_e 出现“坪区”(图 3a), 剂量恢复系数 (0.94~0.98) 及循环比 (0.98~1.05) 均符合 0.90~1.10 的实验要求 (图 3a、b)。综合权衡误差分布后, 选取 Pre-heat 260 °C、Cut-heat 220 °C 作为 D_e 测试条件。晒退曲线 (图 3c) 显示, 样品自然释光信号在辐照激发约 2 s 后迅速衰减至本底水平, 表明埋藏前已充分晒退; 测试过程中, L_x 为某一循环下再生剂量 (或天然剂量) 激发的释光信号强度, T_x 为随后试验剂量下的释光信号强度, L_x/T_x 即为经试验剂量校正的释光信号; 以其为纵坐标构建的生长曲线过原点且未达到饱和, 拟合良好, 天然剂量激发的释光信号 (L_n) 与相应试验剂量信号 (T_n) 之比 (L_n/T_n) 落在拟合曲线区间内, 据此内插得到的 D_e 可靠 (图 3c)。 D_e 分布接近正态, n 为测片数, σ 为标准差, 有 83.7% 的数据点落于 $\pm 2\sigma$ 置信区间内 (图 3d), 过离散度仅为 8.38%, 指示样品在最

后一次埋藏前释光信号晒退较为彻底(田娅琪等, 2025), 满足测年要求。本研究采用均值年龄模型

计算等效剂量(表 2), 并根据公式“年龄=等效剂量(D_e)/环境剂量率(D)”, 确定 OSL 样品年龄。

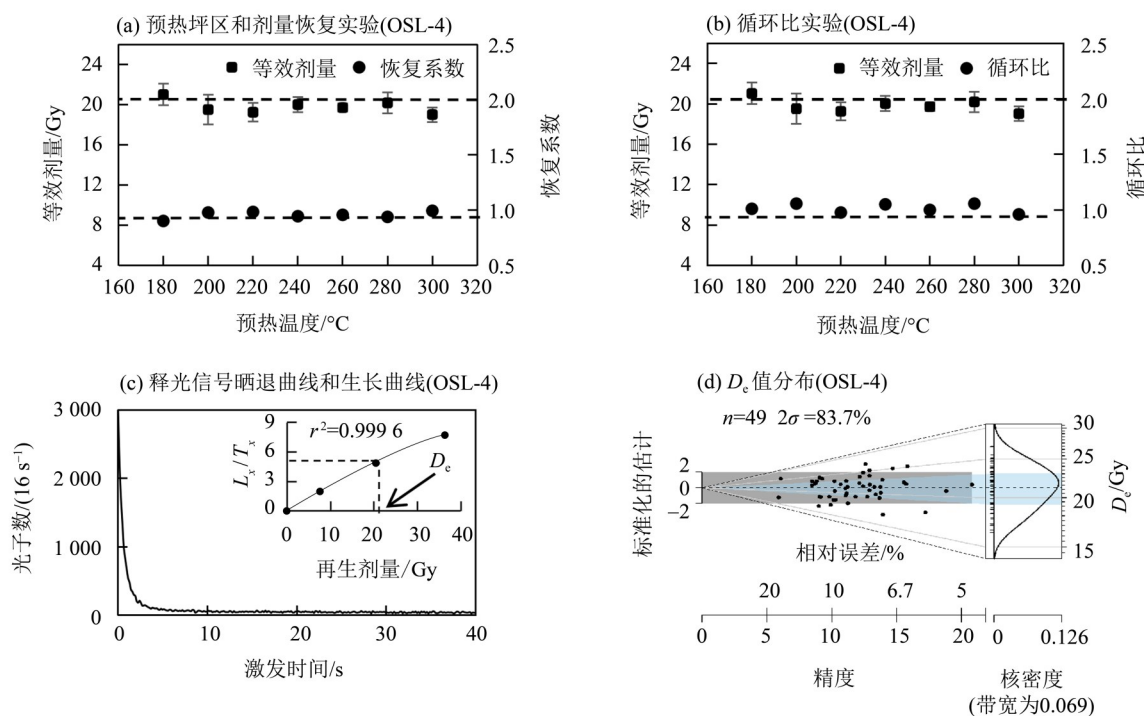


图3 KSC剖面OSL测试条件及检测结果

Fig. 3 OSL testing conditions and test results of the KSC profile

表2 KSC剖面OSL样品测年结果

Table 2 OSL dating results of samples from the KSC profile

地层编号	深度/ cm	Th 含量/ ($\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$)	U 含量/ ($\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$)	K 含量/ %	含水量/ %	环境剂量率/ ($\text{Gy}\cdot\text{ka}^{-1}$)	等效剂量/ Gy	OSL 年龄/ ka
OSL-1	45	11.32±0.70	1.94±0.30	1.80±0.04	15±3	2.97±0.092	5.10±0.21	1.72±0.09
OSL-2	70	9.17±0.60	1.32±0.30	1.88±0.04	15±3	2.76±0.088	8.85±0.19	3.21±0.12
OSL-3	85	12.52±0.70	1.97±0.30	1.85±0.04	20±3	2.92±0.087	12.30±0.27	4.22±0.16
OSL-4	150	10.10±0.70	1.75±0.30	1.65±0.04	20±3	2.54±0.081	21.18±0.25	8.33±0.28
OSL-5	165	10.86±0.70	1.88±0.30	1.70±0.04	21±3	2.63±0.081	22.59±0.33	8.60±0.29
OSL-6	195	8.17±0.60	1.63±0.30	1.51±0.04	20±3	2.27±0.075	22.30±0.36	9.84±0.36
黄土L ₁ 底部 ¹⁾	255	9.81±0.60	1.75±0.30	1.86±0.04	21±5	2.65±0.100	33.00±0.92	12.44±0.59
河流砂	275	5.78±0.60	1.12±0.30	1.23±0.04	21±5	1.79±0.080	26.76±0.47	14.98±0.70

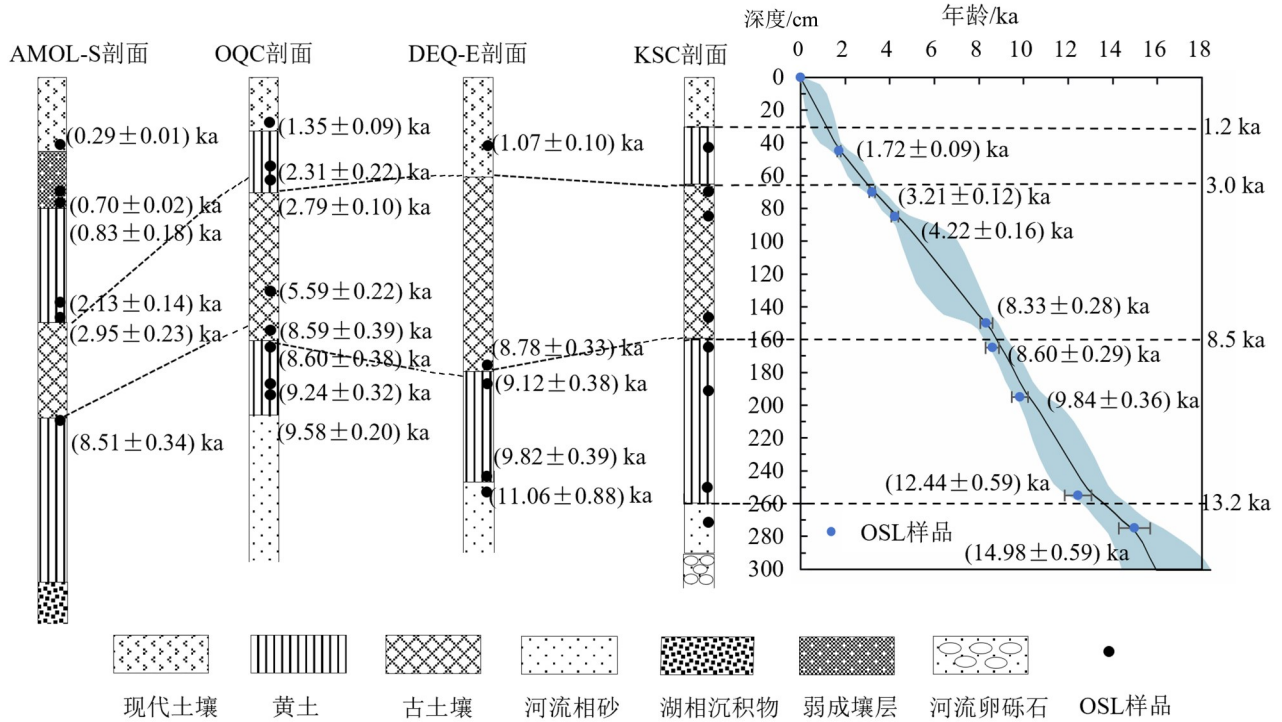
1) 表格中黄土L₁底部与河流相砂年龄数据引自韩宜欣(2023)

OSL 样品测年结果未见倒置现象, 表明数据可靠。基于 Bacon 年龄-深度模型 (Blaauw et al., 2011) 建立的地层年龄框架(图 4)可确定各地层单元的边界年龄: 黄土 L₁ 底部(255 cm) OSL 样品年龄为(12.44±0.95) ka, 模型推算其底界(260 cm) 年龄为 13.2 ka, 该层上部(165 cm) 样品年龄为(8.60±0.29) ka。古土壤 S₀ 层底部(150 cm) OSL 年龄为

(8.33±0.28) ka, 70 cm 深度处为(3.21±0.12) ka, 模型约束其底界(160 cm) 年龄为 8.5 ka, S₀ 层与上部黄土 L₀ 界限处(65 cm) 年龄为 3.0 ka。该 S₀ 层系若尔盖盆地内稳定分布的区域标志层, 已有多项独立研究将其发育期定为 3.0~8.5 ka (Jia et al., 2022; 赵晓康等, 2024; 翟颖等, 2025), 与本研究结果一致。黄土 L₀ 上部(45 cm) OSL 样品年龄为(1.72±0.09) ka,

经模型判断, L_0 与上覆现代土壤 MS 的界限 (30 cm) 年龄约为 1.2 ka, 指示 MS 在此前后开始发育。根据上述分析, KSC 黄土-古土壤序列的地层框架为: 河

流沉积物 T_{2-al} (>13.2 ka)—黄土 L_1 (13.2~8.5 ka)—古土壤 S_0 (8.5~3.0 ka)—黄土 L_0 (3.0~1.2 ka)—现代土壤 MS (1.2 ka 至今)。



AMOL-S为阿米欧拉-南剖面数据(翟颖等,2025),OQC为欧强村剖面数据(赵晓康等,2024), DEQ-E为达尔琼-东剖面数据(Jia et al., 2022)。

图4 KSC剖面地层年龄框架及其与区域地层年龄对比

Fig. 4 Chronostratigraphic framework of the KSC profile and its correlation with regional stratigraphic ages

3.2 常量元素特征

实验数据显示, KSC剖面常量元素质量分数的总和为88.58%,以 SiO_2 (657.6 g/kg)、 Al_2O_3 (114.2 g/kg) 及 Fe_2O_3 (36.1 g/kg) 为主, CaO (29.5 g/kg)、 K_2O (19.9 g/kg)、 Na_2O (16.7 g/kg)、 MgO (11.8 g/kg) 含量次之, 常量元素含量整体呈现 $SiO_2 > Al_2O_3 > Fe_2O_3 > CaO > K_2O > Na_2O > MgO$ 的规律(表3)。

除 CaO 外, 其余常量元素含量的变异系数 (CV) 普遍较低, SiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 K_2O 、 Na_2O 、 MgO 的 CV 分别为 0.05、0.09、0.12、0.11、0.12、0.15, 介于

0.05~0.15, 指示其在地层中的分布相对稳定, 离散度较小, 说明古土壤与黄土元素组合基本一致, 暗示两者同源, 即古土壤为风成黄土在原位风化发育而成。尽管有相同的物质基础, 古土壤 S_0 与黄土 L_1 的元素含量却有着明显的分异规律, 与 L_1 相比, S_0 中 Fe_2O_3 (39.2 g/kg)、 Al_2O_3 (121.5 g/kg)、 K_2O (21.6 g/kg) 和 MgO (13.3 g/kg) 相对富集, Na_2O (15.4 g/kg) 则显著亏损; SiO_2 含量在 S_0 中 (628.8 g/kg) 虽低于 L_1 , 但其在剖面整体稳定性较高 (CV=0.05)。 CaO 的 CV (0.23) 显著高于其他元素, 指示其含量在剖面中

表3 KSC剖面常量元素氧化物含量 ($\bar{x} \pm s$)

Table 3 Major element oxide contents of the KSC profile

g/kg

地层	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	K_2O	Na_2O	MgO
MS+ L_0	645.8±8.0	120.9±2.5	38.8±0.8	21.2±2.8	21.0±0.4	16.1±0.7	12.2±0.6
S_0	628.8±15.2	121.5±3.7	39.2±1.4	34.3±6.7	21.6±0.7	15.4±0.9	13.3±0.5
L_1	692.8±22.5	102.9±7.1	31.3±2.5	30.2±3.2	17.5±1.5	18.4±2.0	10.1±1.4
全剖面	657.6±33.4	114.2±10.3	36.1±4.2	29.5±6.9	19.9±2.1	16.7±1.9	11.8±1.7

发生显著波动,尤其在古土壤 S_0 层,其平均质量分数为 34.3 g/kg,显著偏高,这与野外观察到大量白色假菌丝状碳酸盐现象吻合,表明 CaO 经历了较强的后期迁移与再淀积过程。不同地层单元中元素组合分异反映出不同气候条件下化学风化作用对原始堆积物质的改造过程存在差异。

4 讨论

4.1 黄土-古土壤化学风化程度

4.1.1 A-CN-K 三角图特征及意义 A-CN-K 三角图从矿物学角度为判别化学风化程度提供了直观依据,其理论基于硅酸盐矿物的风化顺序:在风化过程中,富 Ca、Na 的斜长石先于富 K 的钾长石分解, Ca、Na、K 依次淋失, Al 则相对富集并向黏土矿物转化 (Nesbitt et al., 1980; 冯连君等, 2003; 李徐生等, 2007)。在图解中,上述过程表现为样品点从斜长石-钾长石连线起始,沿风化趋势线向富 Al 的黏土矿物区域迁移。样品点沿平行于 A-CN 边的趋势线偏离母岩成分点(样品趋势线与斜长石-钾长石连线交点)的程度,直接反映斜长石从新鲜母岩风化为黏土矿物的强度(冯连君等, 2003)。

KSC 剖面数据点集中分布于斜长石-钾长石连线上方附近,呈狭窄带状,远离蒙脱石-伊利石连线(图 5),表明剖面整体以长石类矿物为主,化学风化程度偏低,仍保留较多母岩成分。样品点风化趋势线大致平行于 A-CN 轴且临近斜长石一侧,指示斜长石已发生一定程度分解,风化作用尚处于水解脱 Ca^{2+} 、 Na^+ 为主的低等阶段;钾长石类矿物尚未明显分解,代表性次生矿物主要为蒙脱石。

不同地层单元数据点的分布清晰呈现出风化强度的垂向变化(图 5)。黄土 L_1 数据点最靠近斜长石-钾长石连线,集中分布于左下方,反映风化程度最弱,矿物组合接近沉积初期特征;古土壤 S_0 数据点明显向右上方偏移,指示斜长石向黏土矿物转化程度较高,代表了本区高寒环境下的风化上限;而黄土 $MS+L_0$ 数据点介于 L_1 与 S_0 之间,显示风化强度较 S_0 层有所减弱。综上, KSC 剖面整体处于低等化学风化阶段,风化强度序列为古土壤 $S_0 >$ 黄土 $MS+L_0 >$ 黄土 L_1 。

4.1.2 CIA、 $c(Na_2O)/c(K_2O)$ 、 $\omega(Rb)/\omega(Sr)$ 及意义 相较于 A-CN-K 三角图对风化路径的直观呈现, CIA 以定量方式衡量 Ca、Na、K 等活性元素相对于 Al 的淋失强度,是判别化学风化强度的重要指标 (Nesbitt et al., 1980; Nesbitt et al., 1982; 冯连君

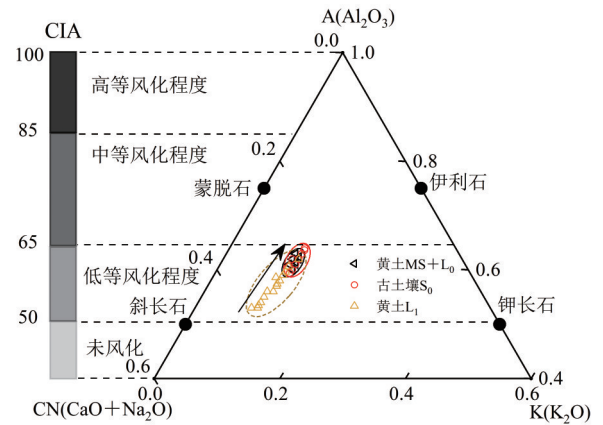


图 5 KSC 剖面 A-CN-K 三角图

Fig. 5 A-CN-K triangle diagram of the KSC profile

等, 2003; 李徐生等, 2007)。一般认为, CIA 介于 50~65 指示初等化学风化, 对应寒冷干燥气候; CIA 介于 65~85 为中等化学风化, 对应温暖湿润条件; CIA > 85 反映强烈化学风化, 见于炎热潮湿环境(冯连君等, 2003; 李徐生等, 2007)。

KSC 剖面 CIA 介于 49.68~63.63, 均值为 59.83, 整体处于以斜长石蚀变为主的初等化学风化阶段。不同地层单元 CIA 差异明显(图 6): 古土壤 S_0 层 CIA (62.27) 显著高于黄土 L_1 层 CIA (56.35), 也略高于 $MS+L_0$ 层 CIA (61.61), 表明 S_0 形成期化学风化较强, Ca、Na 等活泼元素淋失增强; 黄土层 CIA 偏低, 指示化学风化作用较弱、活泼元素淋失受限。CIA 在时间序列上的变化清晰记录了化学风化强度的演变: L_1 堆积期风化微弱, 至 S_0 形成期明显增强, 进入 $MS+L_0$ 堆积期再度减弱。上述变化规律与 A-CN-K 三角图揭示的风化趋势一致。

斜长石化学稳定性低于钾长石, 风化过程中更易优先分解, 致使 Na 优先淋失、K 释放相对滞后, 由此引起沉积物中 $c(Na_2O)/c(K_2O)$ 变化。因此, $c(Na_2O)/c(K_2O)$ 可敏感反映硅酸盐矿物的风化序列, 高值指示斜长石分解有限、风化程度较低; 低值则指示斜长石蚀变较强、风化程度较高(杨守业等, 2001; 陈旸等, 2001)。KSC 剖面 $c(Na_2O)/c(K_2O)$ 均值为 1.30, 变化范围为 0.96~2.00, 黄土与古土壤层差异显著(图 6): L_1 与 $MS+L_0$ 的 $c(Na_2O)/c(K_2O)$ 偏高(均值分别为 1.60 和 1.16), S_0 则偏低(均值为 1.07)。这表明, 在整体风化程度较弱的研究区内, S_0 形成期间斜长石发生了相对显著的分解, Na 迁移淋失增强、风化程度相应较高; 黄土沉积阶段斜长石分解有限, Na 淋失较弱、风化程度较低。

表生环境中, Rb 与 Sr 的地球化学行为存在显著

差异, Sr^{2+} 与 Ca^{2+} 的离子半径相近, 主要赋存于碳酸盐及钙长石等易风化相中, 湿润条件下易淋失; Rb^+ 与 K^+ 的离子半径接近, 多存在于钾长石、云母等抗风化能力较强的矿物中 (陈骏等, 1998; 庞奖励等, 2001)。因此, $\omega(\text{Rb})/\omega(\text{Sr})$ 可响应降水驱动的淋溶过程, 作为古湿度的代用指标。KSC 剖面 $\omega(\text{Rb})/\omega(\text{Sr})$ 介于 0.43~0.72, 均值 0.61。 $\omega(\text{Rb})/\omega(\text{Sr})$ 在古土壤 S_0 (均值 0.67) 显著高于下伏黄土 L_1 (0.52) (图 6), 指示 S_0 形成时期降水较充沛, 碳酸盐溶解与硅酸盐风化共同导致 Sr^{2+} 显著淋失而 Rb^+ 相对稳定, Sr 与 Rb 分异明显, $\omega(\text{Rb})/\omega(\text{Sr})$ 显著升高。 L_1 的 $\omega(\text{Rb})/\omega(\text{Sr})$ 偏低则对应干旱环境, 有限的降水抑制了 Sr^{2+} 淋失, Sr 与 Rb 分异弱, $\omega(\text{Rb})/\omega(\text{Sr})$ 更接近风尘源区特征。值得注意的是, S_0 层上覆黄土 $\text{MS}+\text{L}_0$ 层亦出现较高的 $\omega(\text{Rb})/\omega(\text{Sr})$ (0.67), 这可能与现代降水条件下促进的淋溶作用有关。

尽管 CIA、 $c(\text{Na}_2\text{O})/c(\text{K}_2\text{O})$ 与 $\omega(\text{Rb})/\omega(\text{Sr})$ 从不同角度反映化学风化过程, 但三者变化高度协同 (图 6), 指示 KSC 剖面整体处于较弱的化学风化水平, 古土壤层的风化强度明显高于黄土层。

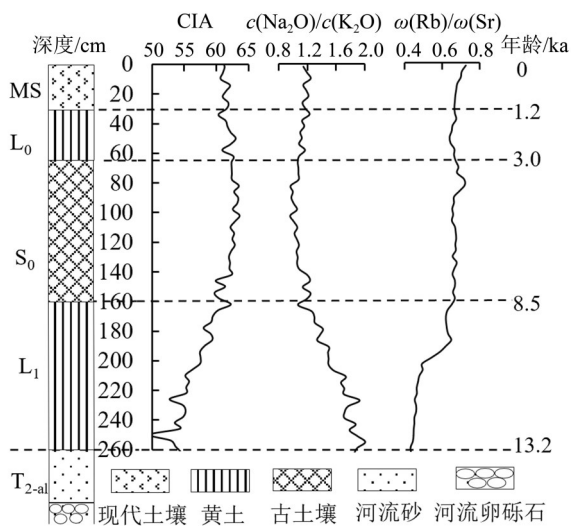


图 6 KSC 剖面地球化学特征

Fig. 6 Geochemical characteristics of the KSC profile

4.2 KSC 剖面化学风化程度变化的气候背景

柯生村一带平缓的黄河二级阶地面为风尘堆积与保存提供了良好条件。OSL 测年结果表明, 在 13.2 ka 前后, 阶地面开始接受稳定的风尘堆积, 形成了连续的黄土-古土壤序列 (KSC 剖面), 根据其记录的古环境信息, 结合测年数据, 气候演变可划分为以下 3 个阶段。

13.2~8.5 ka, 在青藏高原持续隆升、全球气候由

末次盛冰期向冰消期末期转折的背景下, 区域内风力堆积作用较强, 堆积了黄土 L_1 。黄土 L_1 化学风化微弱, CIA (均值 56.4) 为全剖面中最低, $\omega(\text{Rb})/\omega(\text{Sr})$ 亦处于低值, $c(\text{Na}_2\text{O})/c(\text{K}_2\text{O})$ 则为全剖面最高; A-CN-K 图中数据点分布于左下方。微形态显示, 长石、角闪石、云母等矿物晶型完好、棱角清晰 (图 7b), 磁化率 ($24.11 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$) 亦为全剖面最低, 粒径最粗 (图 8a, b)。上述特征一致指示, 黄土 L_1 的化学风化强度处于初等阶段, 风化作用受到显著抑制, 反映寒冷干燥的气候条件。区域多类记录支持这一推断, 同期红原泥炭、青海湖及共和盆地达连海湖相沉积孢粉均反映植被为以耐旱蒿、藜为主的荒漠草原 (图 8f), 乔木稀少, 以寒温性针叶树为主

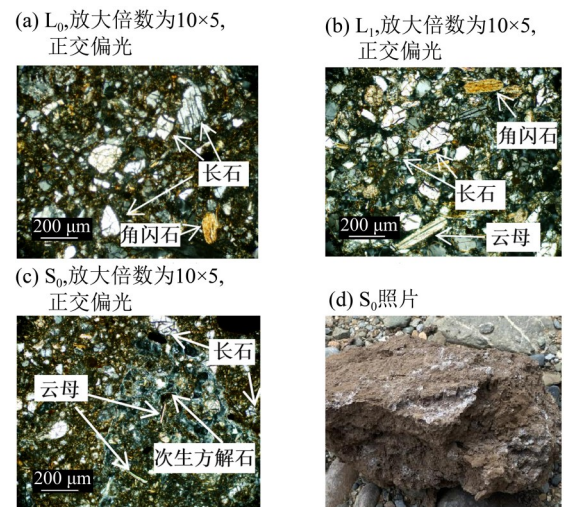
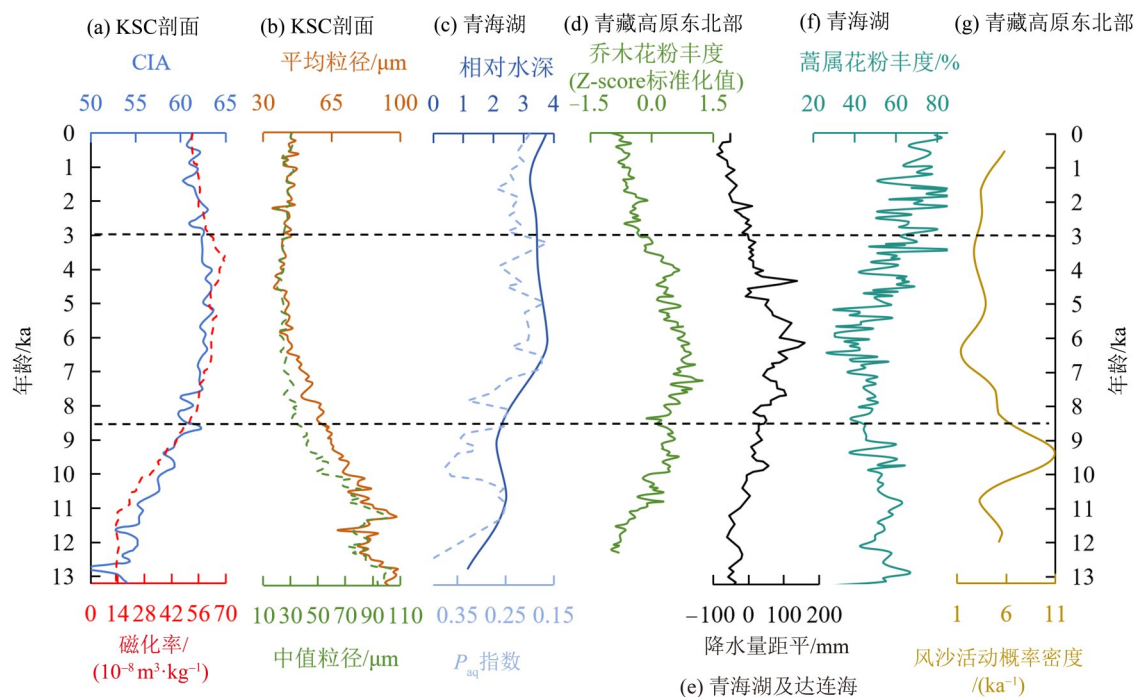


图 7 KSC 剖面典型微形态照片

Fig. 7 Typical micro-morphology photos of the KSC profile

(Shen et al., 2005; 王燕等, 2006; 程波等, 2010); 青海湖 P_{aq} 指数 (基于沉积物中水生与陆生正构烷烃的比值计算, 用于区分有机质的来源, 高值代表浅水) 指示湖水深度较浅 (图 8c) (Wang et al., 2020), 湖水水位偏低 (丛禄, 2021); 青藏高原东北部风沙活动概率密度显著偏高 (图 8g) (Chen et al., 2016; 丛禄, 2021) 等。此外, 董哥、三宝洞石笋同位素记录显示该阶段气候剧烈波动 (苏志华等, 2012), 汉江上游黄土-古土壤剖面同样揭示了当时寒冷干燥的风化环境 (张文桐等, 2017)。

8.5~3.0 ka, 发育棕灰色古土壤 S_0 。其化学风化强度显著增强, CIA 升至全剖面最高 (均值 62.3), $\omega(\text{Rb})/\omega(\text{Sr})$ 整体处于高值, $c(\text{Na}_2\text{O})/c(\text{K}_2\text{O})$ 降至最低; A-CN-K 图中数据点明显向右上方偏移。微形态显示, 原生矿物数量有所减少、颗粒边界模糊, 风化蚀变明显, 局部孔隙边缘见针状次生方解石微



(c)为青海湖 P_{eq} 指数(虚线)及其千年尺度平滑线(实线),平滑线反演了相对水深(无量纲),其一阶导数代表水深变化速率(Wang et al.,2020)。

图8 KSC剖面记录的气候变化与其他介质记录的比较

Fig. 8 Comparison of climate changes recorded in the KSC profile with other proxy records

晶(宏观上呈白色粉霜状碳酸盐)(图7c、d);磁化率大幅升高($61.58 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$),粒径明显细化(图8a、b)。这些特征一致指示,8.5~3.0 ka气候条件温暖湿润,水热条件促进了硅酸盐矿物分解与古土壤发育。青藏高原东北部多类记录佐证了这一暖湿期,如,8.0~3.0 ka青海湖及达连海孢粉重建的年平均降水量达全新世峰值(图8e)(Li et al., 2017);区域内湖泊水深与水位普遍偏高(图8c)(Liu et al., 2015; Wang et al., 2020),总有机碳(TOC)含量升高(Shen et al., 2005);风沙活动频率显著降低(图8g)(Chen et al., 2016);孢粉反映植被向森林草原过渡,森林数次扩张(图8d、f)(Shen et al., 2005; 王燕等, 2006; Chen et al., 2020);红原泥炭微生物活动在9~5 ka明显增强(Bai et al., 2023)等。此外,我国南方石笋氧同位素记录反映此阶段气候相对稳定(苏志华等, 2012),汉江上游黄土-古土壤剖面同样记录了此时段温暖湿润,风化成壤作用增强(张文桐等, 2017)。

3.0 ka以来,黄土 L_0 堆积。相较于古土壤 S_0 ,该层化学风化强度减弱,CIA均值(61.6)和 $\omega(\text{Rb})/\omega(\text{Sr})$ 均有所降低, $c(\text{Na}_2\text{O})/c(\text{K}_2\text{O})$ 回升;A-CN-K图中数据点向左下方回落,分布于古土壤 S_0 与黄土 L_1 之间。原生矿物颗粒粒径增大、边界清晰,晶型较完整(图7a)。磁化率降低($57.62 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$),粒径

略呈粗化趋势(图8a、b)。上述证据表明,3.0 ka以来区域气候再度转向冷干,但变化幅度有限,化学风化虽受抑制,但未达到黄土 L_1 程度。同期,红原及青海湖流域、共和盆地森林迅速衰退,草本植物占主导(图8d、f)(Shen et al., 2005; 王燕等, 2006; Chen et al., 2020);区域内年均降水量减少(图8e)(Li et al., 2017),湖泊水位下降(Liu et al., 2015);夏季温度持续降低(Chen et al., 2020),冰川前进频率急剧增加(Chen et al., 2020),风沙活动再度增强(Chen et al., 2016; Hu et al., 2017; Chen et al., 2020)等;均佐证了气候向冷干转变。同时期石笋记录信号明显增强,指示气候发生剧烈波动(苏志华等, 2012),汉江上游剖面同样记录了风化减弱、气候冷干的环境特征(张文桐等, 2017)。约1.2 ka以来,地表环境有利于草甸植被生长,成壤作用增强,在黄土 L_0 顶部开始发育并形成现代土壤MS。

5 结论

研究发现,玛曲谷地柯生村黄河二级阶地最晚在13.2 ka前后开始接受并保存稳定的风尘堆积,形成的连续黄土-古土壤序列年龄框架自下而上为黄土 L_1 (13.2~8.5 ka)、古土壤 S_0 (8.5~3.0 ka)、黄土 L_0 (3.0~1.2 ka)、现代土壤MS(1.2 ka至今)。

来自 CIA、 $c(\text{Na}_2\text{O})/c(\text{K}_2\text{O})$ 、 $\omega(\text{Rb})/\omega(\text{Sr})$ 、A-CN-K 三角图及微形态特征多角度的数据一致表明, KSC 剖面整体处于初等化学风化阶段, 不同地层单元化学风化程度由大到小依次为古土壤 $S_0 >$ 黄土 $MS+L_0 >$ 黄土 L_1 , 尽管古土壤风化程度高于黄土, 但增强程度有限, 仍处于初等风化水平。

KSC 黄土-古土壤序列记录了 13.2 ka 以来区域气候演化历史, 表现为 13.2~8.5 ka 气候冷干, 风化微弱, 黄土 L_1 堆积; 8.5~3.0 ka 气候转为相对暖湿, 风化成壤作用增强, 古土壤 S_0 发育; 3.0 ka 以来区域气候再次向冷干演变, 黄土 L_0 堆积; 1.2 ka 前后, 在黄土 L_0 顶部开始发育并形成现代土壤 MS。

参考文献:

- 白鑫, 查小春, 黄春长, 等, 2025. 若尔盖盆地玛曲段末次冰期以来的沉积环境和地表过程[J]. 沉积学报, 43(3): 1037-1048.
- 柴佳楠, 查小春, 黄春长, 等, 2021. 若尔盖盆地黄河辖曼段河岸沉积物成因判别[J]. 兰州大学学报(自然科学版), 57(5): 600-607.
- 陈骏, 安芷生, 汪永进, 等, 1998. 最近 800 ka 洛川黄土剖面中 Rb/Sr 分布和古季风变迁[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 28(6): 498-504.
- 陈暘, 陈骏, 刘连文, 2001. 甘肃西峰晚第三纪红粘土的化学组成及化学风化特征[J]. 地质力学学报, 7(2): 167-175.
- 程波, 陈发虎, 张家武, 2010. 共和盆地末次冰消期以来的植被和环境演变[J]. 地理学报, 65(11): 1336-1344.
- 丛禄, 2021. 青藏高原全新世湖泊演化与其湖岸风成沉积物相关性研究[D]. 西宁: 中国科学院大学(中国科学院青海盐湖研究所): 33-46.
- 冯连君, 储雪蕾, 张启锐, 等, 2003. 化学蚀变指数(CIA)及其在新元古代碎屑岩中的应用[J]. 地学前缘, 10(4): 539-544.
- 韩宜欣, 2023. 若尔盖盆地黄河一二级阶地沉积序列及其环境变化研究[D]. 西安: 陕西师范大学: 23-33.
- 韩宜欣, 查小春, 黄春长, 等, 2023. 若尔盖盆地黄河出口段一级阶地沉积序列及其环境变化研究[J]. 地理科学, 43(5): 922-931.
- 胡光印, 董治宝, 张正偲, 等, 2020. 若尔盖盆地起沙风况与输沙势特征[J]. 中国沙漠, 40(5): 20-24.
- 黄春长, 2021. 若尔盖盆地河流古洪水沉积及其对黄河水系演变问题的启示[J]. 地理学报, 76(3): 612-625.
- 李焕, 2015. 青藏高原若尔盖泥炭地孢粉记录的全新世以来植被和环境变化[D]. 兰州: 兰州大学: 22-41.
- 李徐生, 韩志勇, 杨守业, 等, 2007. 镇江下蜀土剖面的化学风化强度与元素迁移特征[J]. 地理学报, 62(11): 1174-1184.
- 刘光琇, 沈永平, 张平中, 等, 1994. 青藏高原若尔盖地区 RH 孔 800~150 Ka.B.P. 的孢粉记录及古气候意义[J]. 沉积学报, 12(4): 101-109.
- 孟惠聪, 胡光印, 董治宝, 等, 2024. 若尔盖盆地流动沙丘治理前后表层沉积物粒度变化特征[J]. 中国沙漠, 44(3): 96-107.
- 庞奖励, 黄春长, 张占平, 2001. 陕西岐山黄土剖面 Rb、Sr 组成与高分辨率气候变化[J]. 沉积学报, 19(4): 637-641.
- 庞奖励, 黄春长, 周亚利, 等, 2024. 玛曲谷地 3 ka 以来气候变化对黄河一级阶地土壤发育过程的影响[J]. 地质学报, 98(7): 2269-2280.
- 綦琳, 王燕, 蔡遥, 等, 2020. 若尔盖风成砂-古土壤序列的古气候与古环境记录研究[J]. 地质力学学报, 26(2): 244-251.
- 苏志华, 杨小强, 王建华, 等, 2012. 基于中国南方石笋记录的古气候周期探讨[J]. 中山大学学报(自然科学版), 51(3): 114-120.
- 孙广友, 罗新正, Turner R E, 2001. 青藏东北部若尔盖高原全新世泥炭沉积年代学研究[J]. 沉积学报, 19(2): 177-181+206.
- 孙继敏, 2014. 地球系统科学的研究范例——青藏高原隆升的地貌、环境、气候效应[J]. 中山大学学报(自然科学版), 53(6): 1-9.
- 孙雪晴, 庞奖励, 黄春长, 等, 2025. 玛曲阿米欧拉北剖面粒度端元特征及其记录的全新世风沙活动变化[J]. 干旱区资源与环境, 39(8): 129-138.
- 田娅琪, 周亚利, 孙晓巍, 等, 2025. 末次盛冰期以来浑善达克沙地光释光年代学及气候变化研究[J]. 沉积学报, 43(3): 961-975.
- 王忻宇, 庞奖励, 黄春长, 等, 2024. 玛曲谷地晚全新世风成黄土化学风化程度与气候变化[J]. 地理研究, 43(7): 1911-1928.
- 王燕, 赵志中, 乔彦松, 等, 2006. 川北若尔盖高原红原泥炭剖面孢粉记录的晚冰期以来古气候古环境的演变[J]. 地质通报, 25(7): 827-832.
- 魏振海, 董治宝, 胡光印, 等, 2010. 近 40 a 来若尔盖盆地沙丘时空变化[J]. 中国沙漠, 30(1): 26-32.
- 徐叔鹰, 1994. 青藏高原东北部的古土壤及其对环境变迁的反映[J]. 地理科学, 14(3): 225-232+295.
- 杨达源, 吴胜光, 王云飞, 1996. 黄河上游的阶地与水系变迁[J]. 地理科学, 16(2): 137-143.

- 杨守业, 李从先, 李徐生, 等, 2001. 长江下游下蜀黄土化学风化的地球化学研究[J]. 地球化学, 30(4): 402-406.
- 翟颖, 庞奖励, 黄春长, 等, 2025. 若尔盖盆地阿米欧拉-南剖面粒度端元特征及其记录的 15 ka 来气候变化[J]. 中国沙漠, 45(2): 111-118.
- 张文桐, 庞奖励, 周亚利, 等, 2017. 汉江上游弥陀寺剖面风化成壤特征及其对气候变化的响应[J]. 中山大学学报(自然科学版), 56(6): 31-37.
- 赵文伟, 2012. 若尔盖泥炭地孢粉和炭屑记录的全新世环境变化[D]. 兰州: 兰州大学: 21-34.
- 赵晓康, 庞奖励, 黄春长, 等, 2024. 若尔盖盆地黄土-古土壤序列化学风化特征及环境意义[J]. 地理学报, 79(5): 1177-1191.
- Bai Y Y, Zeng M X, Li F Q, et al, 2023. The evolution history of Asian monsoon and westerly winds over the past 14, 000 years: Evidences from grain size of ash in the Hongyuan peat on the eastern Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 630: 111814.
- Blaauw M, Christen J A, 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process [J]. *Bayesian Anal*, 6(3): 457-474.
- Chen F H, Wu D, Chen J H, et al, 2016. Holocene moisture and East Asian summer monsoon evolution in the northeastern Tibetan Plateau recorded by Lake Qinghai and its environs: A review of conflicting proxies [J]. *Quat Sci Rev*, 154: 111-129.
- Chen F H, Zhang J F, Liu J B, et al, 2020. Climate change, vegetation history, and landscape responses on the Tibetan Plateau during the Holocene: A comprehensive review [J]. *Quat Sci Rev*, 243: 106444.
- Hu G Y, Yu L P, Dong Z B, et al, 2017. Holocene aeolian activity in the Headwater Region of the Yellow River, Northeast Tibet Plateau, China: A first approach by using OSL-dating [J]. *Catena*, 149: 150-157.
- Jia Y N, Zhang Y Z, Huang C C, et al, 2022. Late Pleistocene-Holocene aeolian loess-paleosol sections in the Yellow River source area on the northeast Tibetan Plateau: Chronostratigraphy, sediment provenance, and implications for paleoclimate reconstruction [J]. *Catena*, 208: 105777.
- Li J Y, Dodson J, Yan H, et al, 2017. Quantitative precipitation estimates for the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau over the last 18, 000 years [J]. *J Geophys Res Atmos*, 122(10): 5132-5143.
- Liu X J, Lai Z P, Madsen D, et al, 2015. Last deglacial and Holocene lake level variations of Qinghai Lake, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau: Lake level variations of Qinghai lake [J]. *J Quaternary Sci*, 30(3): 245-257.
- McLennan S M, 1993. Weathering and global denudation [J]. *J Geol*, 101(2): 295-303.
- Nesbitt H W, Markovics G, Price R C, 1980. Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 44(11): 1659-1666.
- Nesbitt H W, Young G M, 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites [J]. *Nature*, 299(5885): 715-717.
- Prescott J R, Hutton J T, 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations [J]. *Radiat Meas*, 23(2/3): 497-500.
- Shen J, Liu X Q, Wang S M, et al, 2005. Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18, 000 years [J]. *Quat Int*, 136(1): 131-140.
- Wang Z, Zhang F, Li X Z, et al, 2020. Changes in the depth of Lake Qinghai since the last deglaciation and asynchrony between lake depth and precipitation over the northeastern Tibetan Plateau [J]. *Glob Planet Change*, 188: 103156.
- Zhao Y, Qin F, Cui Q Y, et al, 2025. Three-and-a-half million years of Tibetan Plateau vegetation dynamics in response to climate change [J]. *Nat Ecol Evol*, 9(7): 1153-1167.
- Zheng Y, Zhou W, Meyers P A, et al, 2007. Lipid biomarkers in the Zoigê-Hongyuan peat deposit: Indicators of Holocene climate changes in West China [J]. *Org Geochem*, 38(11): 1927-1940.

(责任编辑 江 睿)