

引用格式: 洪一峰, 戴霜, 宋董军, 等. 2026. 利用环境代用指标恢复湖平面变化——以六盘山群李洼峡组下部为例[J]. 沉积学报. DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2026.007.
HONG YiFeng, DAI Shuang, SONG DongJun, et al. 2026. Lake-Level Change Reconstruction Using Environmental Proxies: A case study of the lower part of the Liwaxia Formation, Liupanshan Group [J]. Acta Sedimentologica Sinica, DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2026.007.
DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2026.007 CSTR: 32268.14/j.cjxb.62-1038.2026.007

利用环境代用指标恢复湖平面变化

——以六盘山群李洼峡组下部为例

洪一峰¹, 戴霜^{1,2}, 宋董军^{1,2}, 闫世祎¹, 张靖宇¹, 丁仲昭^{1,3}

1. 兰州大学地质科学与矿产资源学院, 甘肃省西部矿产资源重点实验室, 兰州 730000

2. 自然资源部黄河上游战略性矿产资源重点实验室, 兰州 730000

3. 中国科学院西北生态环境资源研究院, 兰州 730000

摘要 【目的】研究湖平面变化是认识区域构造及气候演变的重要途径, 而如何准确理解或重建相对湖平面变化一直是不断探索的问题。【方法】利用环境代用指标, 结合传统的沉积环境分析, 通过对六盘山盆地构造相对稳定的六盘山群李洼峡组下部厚约 10 m 的湖相沉积物进行观察与环境指标[色度、磁化率、CaCO₃ 和总有机碳 (TOC) 含量]测量, 探讨了该段沉积物记录的湖平面变化, 并对环境代用指标的适用性进行了分析。【结果】从下向上发育浅水三角洲平原—滨浅湖—半深湖—滨浅湖—半深湖—滨浅湖沉积亚相, 构成两个由浅变深的湖平面变化过程。环境代用指标在不同的沉积亚相中变化明显: 色度参数在浅水三角洲平原相波动最大, 向上逐渐平缓; 磁化率由底至顶逐渐降低; CaCO₃ 与 TOC 波动较大, 但总体为逐渐升高趋势。其中, 滨浅湖相中以泥质沉积为主的微相, a* 与 TOC 可作为判断湖平面高低的指标, CaCO₃ 含量则可用于判断此时湖平面变化的驱动机制; 而在以泥灰沉积组合为主的微相中, CaCO₃ 含量与 TOC 值可以指示湖平面的高低。【结论】依据沉积相与指标结果, 可以认为上述指标对湖平面变化的反馈较为灵敏, 但单一指标不能直接作为刻画湖平面变化与驱动机制的依据, 需结合沉积相与岩性组合进行综合讨论。

关键词 湖平面变化; 沉积相; 环境代用指标; 六盘山盆地

第一作者 洪一峰, 男, 2000 年出生, 博士研究生, 地质学, E-mail: 1138202648@qq.com

通信作者 戴霜, 男, 教授, E-mail: daisher@lzu.edu.cn

中图分类号: 文献标志码: A 文章编号: 1000-0550 (2026) 00-0000-00

0 引言

湖泊是陆地表面最重要的水体单元, 由于相对稳定地长期接受沉积充填, 保存了丰富的湖泊演化信息, 包括湖泊及流域, 甚至区域范围的构造—气候—生态—矿产信息, 因而是研究过去构造—环境演变及成矿作用的重要单元。湖平面变化是表征湖泊发生、发展及消亡过程的重要参数, 也是认识区域构造—环境变化的直接指标 (Dearing and Foster, 1993; Harrison and

收稿日期: 2025-09-05; 收修改稿日期: 2026-03-23

基金项目: 甘肃省科技计划项目(重大专项)(26ZDFM001); 国家自然科学基金项目(4227021366, 41972213); 中央高校优秀研究生项目(lzujbky-2024-it69);

甘肃省自然资源领域科技创新与应用研究项目(202401, 202414)

Digerfeldt, 1993), 也是控制湖相沉积地层发育的重要因素, 对认识深时古气候、古环境及盆地沉积型矿产资源分布有着重要的意义。在湖平面高水位期易形成深湖相优质烃源岩, 低水位期则发育三角洲、扇三角洲储集砂体, 湖平面变化旋回控制生储盖组合配置, 是陆相油气藏勘探的关键地层学依据(朱伟林, 2009)。同样, 在针对盐类矿物的研究中, 湖平面退缩是其形成的关键条件, 湖平面变化旋回研究可指导盐类矿产勘查(Liang *et al.*, 2024)。湖平面变化研究包括两个方面, 一是湖面高低变化, 二是湖面变化的控制因素。除克拉通湖泊外, 大多数湖泊都发生在构造相对活跃的山前或山间, 这些地区的湖平面变化受气候变化、构造活动的共同制约。

目前大多应用沉积学、地球物理学、地球化学等方法, 直接或间接定性反映湖平面变化(Bookman *et al.*, 2004; Aziz *et al.*, 2008; Li *et al.*, 2019)。如沉积学方法利用岩性的垂向变化、沉积结构构造及原位埋藏的化石等信息重建湖平面变化过程(Abbott and Carter, 1999), 或根据碳酸盐岩累积厚度与时间的变化关系恢复古湖平面(梅冥相, 1995; Yang *et al.*, 2022)。地球物理学方法一是利用地震剖面资料, 通过剥蚀点恢复、压实校正、构造沉降校正处理后的滨岸上超法(吴伟等, 2011); 二是利用测井曲线形态判断湖平面变化的自然伽马曲线法(Li *et al.*, 2019)。地球化学方法通过重建湖泊水体环境及气候背景来反映湖平面变化, 所用的参数包括主微量元素、黏土矿物、碳酸盐碳氧同位素等, 如泥岩硼元素含量反映湖泊盐度、盐度与湖平面高低呈反向变化关系(伊海生等, 2009); 黏土矿物中 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ 值指示湖泊咸化程度、咸化程度与湖平面高低呈反向关系(何胡军, 2003); 碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 受控于水体深度、 $\delta^{18}\text{O}$ 主要由湖水蒸发作用控制, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 正偏指示水体较浅, 反之水体较深(孙晶等, 2012)。但是, 由于湖盆沉积环境的时空变化, 沉积学和地球物理学方法需要大量的实测资料, 地球化学方法总体上是间接反映湖平面高低变化, 一些指标还存在多解性, 如碳酸钙含量的高低, 不一定直接反映湖平面的高低, 还要与气候背景结合起来讨论。因而, 这些方法无法定量或半定量地甄别构造、气候信息, 无法准确判断湖平面变化及其控制因素。

因此, 探寻一种不仅能反映深时湖平面变化, 同时能揭示湖平面变化的环境驱动因素的指标就显得极为必要。环境磁学、色度等指标, 因其样品用量少、简单快捷、经济方便等优点, 作为环境代用指标被成熟应用在黄土—古土壤、湖泊沉积物、海洋沉积物记录的气候环境变化中(Yang and Ding, 2003; Sun *et al.*, 2011; Zhang *et al.*, 2015; Fang *et al.*, 2019), 但这些

指标是否可以用于定量重建深时湖平面相对变化历史，尚未进行系统的研究。本文选取了六盘山盆地六盘山群李洼峡组下部的湖相沉积物，通过剖面岩石观测和沉积微相分析，结合环境磁学及色度、碳酸钙及总有机碳含量采样分析，构建了湖平面变化的评判指标体系，恢复了剖面湖平面变化历史，探讨了湖平面变化的控制因素。

1 地质背景与采样剖面层序

六盘山盆地位于青藏高原东北部、鄂尔多斯西缘，盆地充填了巨厚的中—新生代沉积地层，蕴含着丰富的油气和煤炭资源，是研究中新生代构造气候环境演变和资源效应的重要地区。白垩纪时期，盆地古纬度为 31°N（图 1a），处于温暖湿润与炎热干旱的气候过渡区域（Hay and Floegel, 2012）。此时盆地经历了 129.6~125.3 Ma 的拉张裂隙、125.3~109.6 Ma 的扩张后稳定拗陷和 109.6~102.0 Ma 的萎缩消亡三个阶段（胡鸿飞和戴霜, 2013; Dai *et al.*, 2016）并沉积了一套河湖相地层。六盘山群在火石寨地区发育良好（图 1c），总厚度约为 1 277 m，磁性地层年龄约为 129.6~100 Ma（戴霜等, 2009）。六盘山群下部三桥组与和尚铺组是六盘山古湖成湖前沉积，三桥组发育冲积扇相、河流相，和尚铺组发育河流相、滨浅湖相；上部沉积则由李洼峡组、马东山组和乃家河组组成，三者岩性均以粉砂岩、泥岩、页岩、灰岩、泥灰岩为主，并发育滨浅湖、浅湖与半深湖等亚相（图 1b）。六盘山群湖相沉积中含有大量的介形类、双壳类、鱼类及植物化石（李建国和杜宝安, 2006; Zhang *et al.*, 2023a），本次研究根据标志地层特征在团庄南部采集了和尚铺组—李洼峡组剖面，坐标为 105°48'16.48" E, 36°08'53.63" N，厚度为 12.2 m，由和尚铺组上部（0~1.3 m）、李洼峡组下部（1.3~12.2 m）组成（图 1d），李洼峡组的沉积速率为 2.05 cm/kyr，同下部和和尚铺组 15.27 cm/kyr 的沉积速率有很大差异（Dai *et al.*, 2016），表明和尚铺组—李洼峡组处于河流相到湖相的过渡相，李洼峡组是湖泊的早期阶段，是研究湖平面变化的理想材料。该剖面中李洼峡组整体岩性为一套杂色（灰白、灰绿、紫红、蓝灰）粉砂质泥岩（不显层理或偶具小型沙纹层理）、泥质砂岩、泥灰岩、灰岩组成的杂色层，总体粒度较细，夹有微晶—粒灰岩、薄层灰质白云岩和白云质结核（图 1d-II）。本文实测剖面李洼峡组下部层序如下：

- | | |
|-----------------------|--------|
| 13、厚层灰岩，底部可见灰绿色钙质泥岩薄层 | 0.95 m |
| 12、灰黑色页岩 | 0.50 m |
| 11、灰色灰岩与灰绿色钙质泥岩互层 | 1.35 m |

- 10、灰绿色钙质泥岩夹灰岩 1.70 m
- 9、灰色泥灰岩夹灰绿色钙质泥岩 1.20 m
- 8、灰黑色钙质泥岩 0.55 m
- 7、灰绿色钙质泥岩夹薄层泥灰岩 2.00 m
- 6、灰绿色泥质粉砂岩夹中层泥灰岩，顶部可见棕红色泥质粉砂岩 1.25 m
- 5、棕红色粉砂岩 0.40 m
- 4、灰褐色泥质砂岩 0.40 m
- 3、灰绿色砂岩，下部可见灰褐色砂岩 0.60 m
- 和尚铺组上部
- 2、白色石英砂岩 0.30 m
- 1、灰绿色砂岩 1.00 m

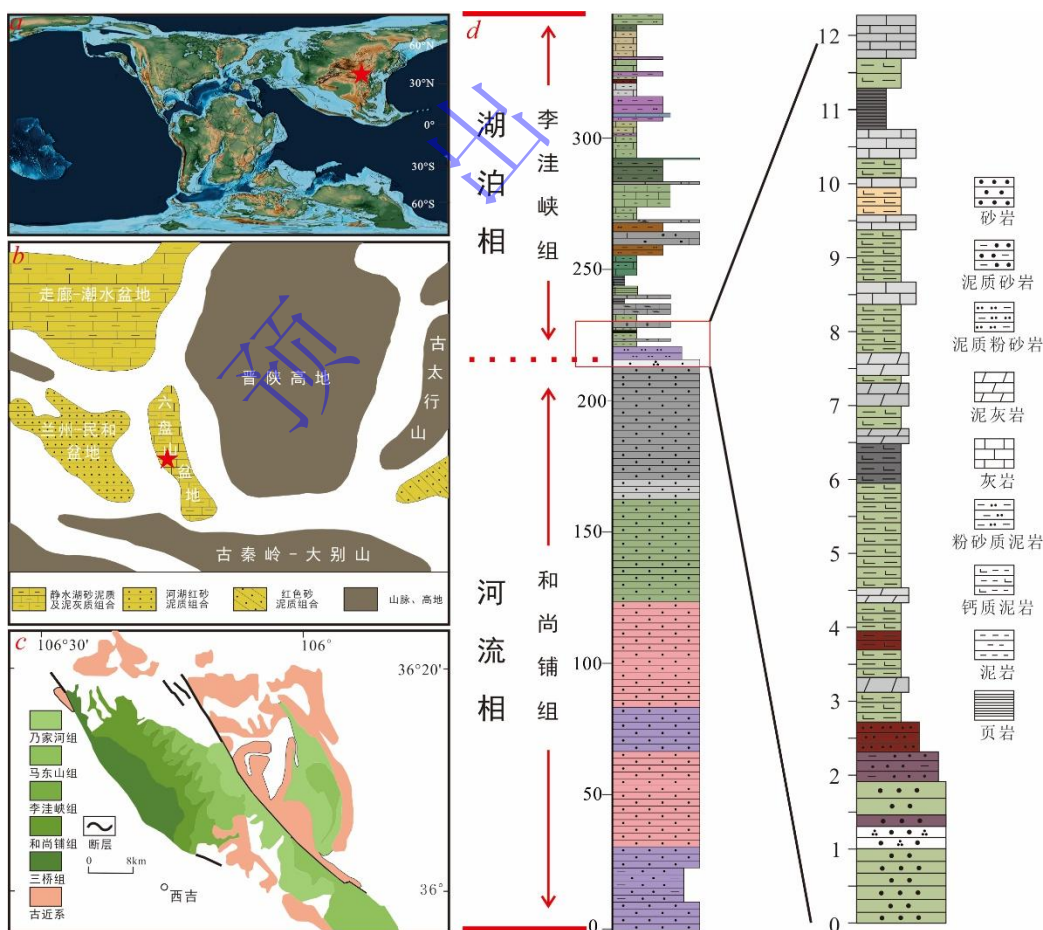


图 1. 六盘山盆地古地理及剖面图

(a) 早白垩世全球古地理图 (~120 Ma) (据 <https://deeptimemaps.com/global-paleogeography-and-tectonics-in-deep-time/>) ; (b) 早

白垩世六盘山及其邻区古地理图（据王鸿祯，1985）；（c）六盘山盆地地质图（Dai *et al.*, 2016）；（d）团庄剖面李洼峡组下部岩性柱状图

Fig.1 Paleogeographic map and cross-section of the Liupanshan Basin

(a) global paleogeographic map of the Lower Cretaceous (~120 Ma) (after <https://deeptimemaps.com/global-paleogeography-and-tectonics-in-deep-time/>); (b) paleogeographic map of the Liupanshan area and its adjacent regions during the Lower Cretaceous (after Wang, 1985); (c) geological map of the Liupanshan Basin (Dai *et al.*, 2016); (d) lithological column of the lower part of the Liwasxia Formation in the Tuanzhuang Section

2 样品采集和实验方法

2.1 样品采集与处理

野外采集时对李洼峡组下部进行了采样，采样间距为 10 cm。采样时剥去表层疏松层，采集新鲜岩层。样品主要以泥岩、灰岩为主，含少量的页岩和粉砂岩，共采集 98 个样品。室内将原样称重 100g，破碎至 1~2 cm 小块并用蒸馏水清洗，然后在 35℃ 烘箱中烘干 6 小时，待完全干燥恢复室温后，一部分使用研钵研磨至 100~200 目左右进行色度、碳酸钙和 TOC 测试。另取一部分轻轻捣碎后装入磁化率盒子，进行磁性指标测试。

2.2 实验方法

色度：取适量样品放在载玻片上进行压实和压平，使用日本柯尼卡美能达公司生产的 CM-700 d 型分光测色仪进行测定，对样品三个表面平整区域进行测量，测试过程中需保证背景光源恒定，得到三组 L、a* 和 b* 数据结果并求其平均值。测试仪器的波长范围为 400~700 nm，测量波长间隔为 10 nm，测试口径为 8 mm，色度值的标准差值小于 0.04。

磁化率：将样品称重约 8 g，装入 2×2×2 cm 的立方体样盒，压紧，称重，采用英国产 BartingtonMS2 磁化率仪测定体积磁化率值，每个样品按 x、y、z 三个方向连续测量三个值，然后平均获得磁化率值，并根据公式： $\chi = \kappa / \rho$ 获得质量磁化率值， ρ 为样品质量与盒子容积的比值。

碳酸钙含量采用气量法测定，加入过量的盐酸与称好的约 0.1~0.2 g 样品反应，待反应充分后，通过气量管中的体积变化计算碳酸盐岩与盐酸作用产生的二氧化碳，据此换算碳酸钙的含量。

Hg 浓度测试：使用 Lumex PYRO-915 测汞仪对样品进行 Hg 浓度测定，每份样品称量 0.05~0.1 g。为确保仪器测量精度的稳定性，每进行五次测量后即插入一个标准样品。

以上实验均在兰州大学地质科学与矿产资源学院完成。

总有机碳：使用渗水坩埚称量研磨至 200 目的岩石样品 0.2 g 左右，使用 1: 7 稀释的盐酸

对样品进行酸洗 12 h, 后使用蒸馏水进行洗酸, 将样品洗至中性后烘干, 使用中国科学院西北生态资源环境研究院油气分析测试中心 CS-902G 型高频红外碳硫分析仪测量。

3 结果

3.1 沉积相

结合野外观察和薄片鉴定, 剖面中主要岩石类型为砂岩、粉砂岩、泥灰岩、灰岩、泥岩及页岩。其中砂岩发育有平行层理并可见虫孔, 泥岩以方解石为主, 可见较大石英颗粒(疑似火山玻璃), 泥灰岩及灰岩中可见生物壳体, 并发育有水平层理。

综上, 可判断李洼峡组下段总体为开放的浅水三角洲—湖相环境, 并可划分为三个亚相, 分别为浅水三角洲前缘、滨—浅湖相和半深湖相。

浅水三角洲平原亚相出现在剖面底部, 可进一步划分为分流河道微相(阶段I); 滨—浅湖相为剖面主体沉积相, 与半深湖相交替出现, 可进一步分为滩坝沉积(阶段II)、泥质湖滩(阶段III、VI)、灰泥坪(阶段V)、灰泥浅湖(阶段VII)及生物浅滩(阶段IX); 半深湖相可进一步分为半深湖泥微相(阶段IV、VIII)。构成两个由浅变深的湖平面变化过程。

3.1.1 浅水三角洲平原亚相

浅水三角洲亚相是浅水三角洲沉积的水上部分, 以分流河道和分流间湾发育为主, 局部发育天然堤等微相, 指示了水体较浅且不稳定, 水平面变化频繁, 物源充足。分流河道微相以砂质、粉砂质沉积为主, 具有下粗上细的正韵律变化, 一般多出现波状或平行层理。

分流河道微相出现在剖面底部(0~2.3 m), 为一套灰绿色砂岩过渡到白色石英砂岩及棕红色粉砂岩的向上逐渐变细的沉积序列(图 2a), 可见棕红色、灰绿色砂岩互层, 局部褐红色粉砂岩侵入灰绿色粉砂岩中(图 2b), 具有一定水动力作用, 砂岩中可见虫孔。

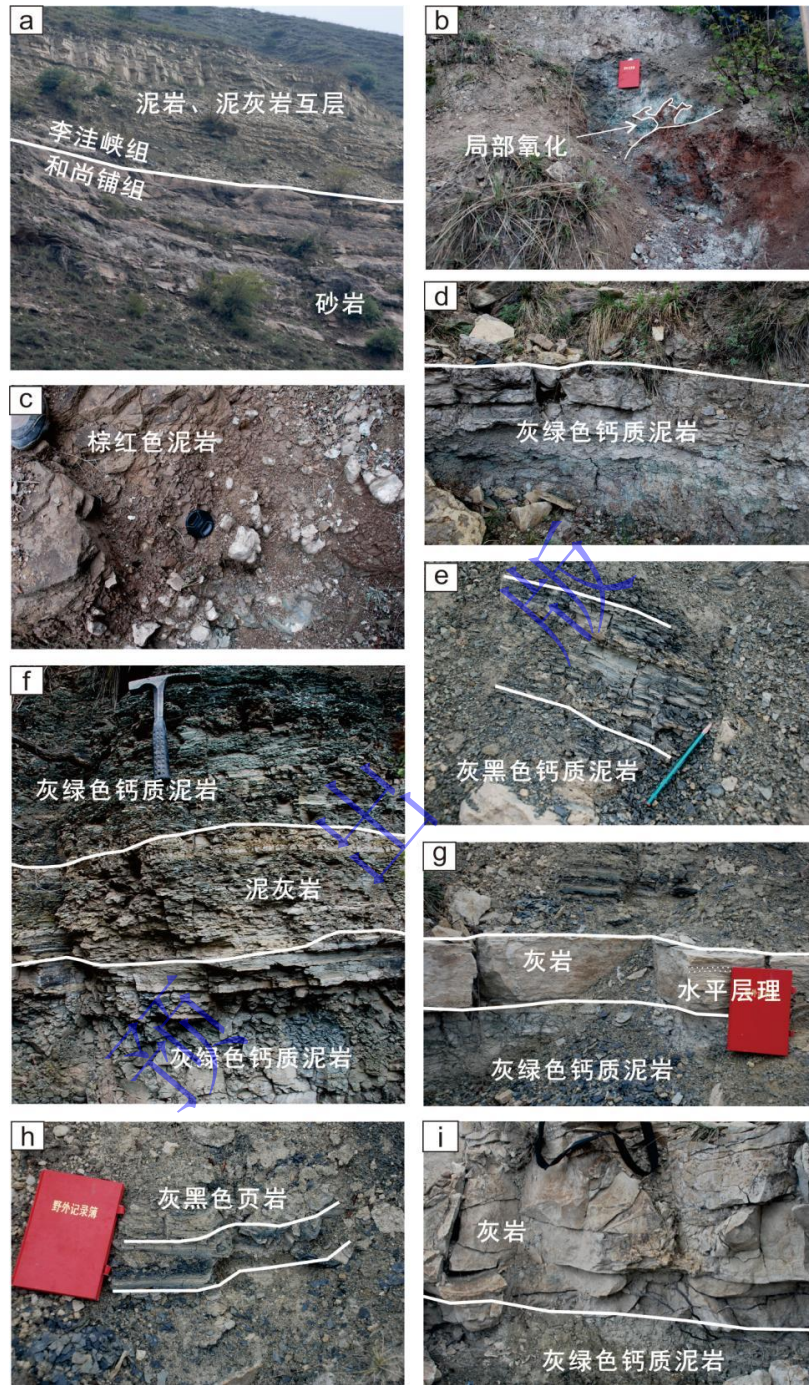


图2 李洼峡组下部野外露头照片

(a) 剖面整体宏观照片及和尚铺组与李洼峡组界限；(b) 砂岩的局部氧化；(c) 块状棕红色泥岩；(d) 灰绿色钙质泥岩；(e) 灰色泥灰岩与灰绿色泥灰岩互层；(f) 灰黑色块状钙质泥岩；(g) 泥灰岩中水平层理；(h) 灰黑色页岩；(i) 厚层灰岩

Fig.2 Field outcrop photographs of the lower part of Liwaxia Formation sample

(a) macroscopic view of section and boundary between Heshangpu and Liwaxia Fms; (b) locally oxidized sandstone; (c) massive brownish-red mudstone; (d) grayish-green calcareous mudstone; (e) interbedded gray and grayish-green marl; (f) grayish-black massive calcareous mudstone; (g) horizontally bedded marl; (h) grayish-black shale; (i) thickly bedded limestone

3.1.2 滨—浅湖亚相

滨—浅湖亚相位于洪水期湖面与浪基面之间,以泥岩及薄层粉砂质泥岩、泥质粉砂岩为主,可见水平层理、交错层理等构造及虫孔和植物化石等,反映了并不稳定的湖平面。

1) 滩坝沉积微相

滩坝沉积微相岩性组合主要为粉—细砂岩,是湖滨浅水地带最常发育的微相类型,该时期湖面较大,湖底较为平坦,浅水区面积大,物源主要来自三角洲等携带的砂体,经搬运后再次沉积形成。该微相出现在本剖面 2.4~3.9 m 处(阶段II),剖面显示岩性为棕红色粉砂岩、棕红色及灰绿色钙质泥岩,可见泥灰岩薄层(图 2c)。自下而上呈现滩到坝的堆积变化,泥岩成层性较差,多为块状,偶见粉砂质团块。

2) 泥质湖滩微相

泥质湖滩微相岩性组合以泥岩为主(图 3a, b),偶夹粉砂质泥岩(图 2b)。该微相在剖面中的位置为 4~5.9 m、7.8~9.4 m,岩性为灰绿色泥岩夹薄层灰岩、泥灰岩(图 2d),具有较好的成层性,泥岩呈块状构造。

3) 灰泥坪微相

灰泥坪微相出现在湖相碳酸盐岩剖面中,发育于湖平面附近,水动力较弱,岩性一般以泥灰岩、灰岩为主(熊连桥, 2021)。剖面中该微相出现在 6.5~7.7 m,岩性组合为泥灰岩(图 3d, e)、白云质泥灰岩夹薄层灰绿色泥岩,泥灰岩可见水平层理。

4) 灰泥浅湖微相

灰泥浅湖微相岩性以泥晶灰岩为主,发育的湖平面略高于灰泥坪微相。剖面中岩性组合为灰岩和呈块状构造的灰黄色、灰绿色泥岩,其中灰岩可见虫孔,水平层理发育,出现在剖面页岩层下部(9.5~10.6 m)。

5) 生物浅滩微相

生物浅滩微相岩性以灰岩、生屑灰岩为主,多具有生物成因构造,发育于枯水面与浪基面之间,水体清澈,适于生物生长。剖面中该微相发育在剖面顶部(11.4~12.1 m),岩性为含生屑厚层似球粒灰岩(图 3f),可见双壳、腹足等生物类型。

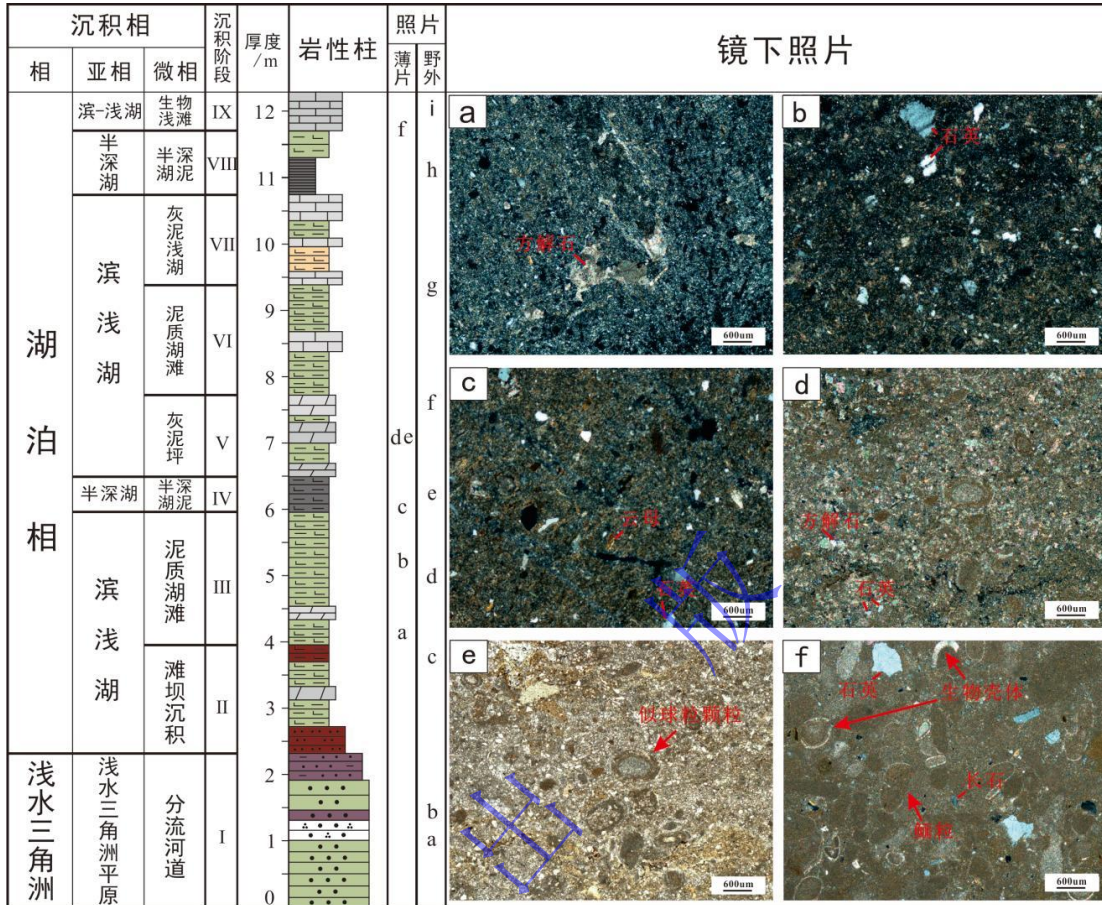


图3 团庄剖面李洼峡组岩性柱状图、野外露头及镜下薄片对应位置及镜下照片

(a) 4.2 m 正交镜下鉴定为泥岩, 可见方解石颗粒; (b) 5.2 m 正交镜下鉴定为泥岩, 可见石英颗粒, 疑似为火山玻璃碎屑; (c) 6 m 正交镜下鉴定泥岩, 可见方解石颗粒; (d, e) 7 m 正交及单偏光下鉴定为泥灰岩, 可见方解石及石英颗粒、灰质成分为似球状; (f) 11.7 m 正交镜下鲕粒灰岩, 可见石英颗粒及生物壳体

Fig.3 Lithologic section of Liwaxia Formation, indicating corresponding locations of field outcrops and microscopic lamellae, and photomicrographs

(a) mudstone with visible calcite grains (cross-polarized, 4.2 m); (b) mudstone with visible quartz grains speculated to be volcanic glass clasts (cross-polarized, 5.2 m); (c) mudstone with visible calcite grains (cross-polarized, 6 m); (d, e) marl with visible calcite and quartz grains: calcareous components exhibit spheroidal-like morphology (cross- and plane-polarized, 7 m); (f) oolitic limestone with visible quartz grains and biological shells (cross-polarized, 11.7 m)

3.1.3 半深湖亚相

半深湖亚相主要位于浪基面以下的静水区, 多为还原环境, 以泥质沉积为主, 富含有机质, 可见黄铁矿、菱铁矿等自生矿物。

剖面中半深湖亚相呈现为半深湖泥微相, 出现在剖面中部及上部(6~6.4 m、10.7~11.3 m), 岩性分别为灰黑色泥岩(图 3c)与灰黑色页岩(图 2h, i), 泥岩呈块状构造, 成层性较好, 页岩中可见微小黄铁矿结核。

3.2 环境代用指标测量结果

3.2.1 色度

沉积物的颜色是最为直观的特征。本文使用 CIE LAB 表色系统, 使用 L^* 、 a^* 、 b^* 三个参数描述均匀且连续的颜色空间, L^* 代表亮度、 a^* 代表红度、 b^* 代表黄度。

L^* 总体波动较大, 自下而上呈现逐渐变高的趋势, 变化范围为 58.99~84.66, 平均值为 75.27, 在剖面底部波动最大, 自下而上数据波动变小。 a^* 自下而上呈现逐渐变低的趋势, 变化范围为 -1.13~8.24, 平均值为 1.50, 剖面底部波动大, 向上趋于稳定。 b^* 自下而上呈现由高变低再变高的趋势, 变化范围为 0.30~14.67, 平均值为 9.16, 剖面底部的波动大, 向上趋于稳定 (表 1)。

表 1 各沉积微相阶段色度、磁化率、 CaCO_3 含量变化范围和均值

Table 1 Variation ranges and mean values of chroma, magnetic susceptibility, and CaCO_3 content in each sedimentary microfacies stage

阶段	L^*	a^*	b^*	磁化率	CaCO_3	TOC
I	变化范围	63.44~82.99	-0.70~7.44	8.69~12.72	2.19~10.22	1.41%~71.99%
	平均值	72.11	4.03	9.70	6.92	27.80%
II	变化范围	58.99~84.66	-0.16~8.24	5.36~13.60	0.83~12.53	5.08%~90.67%
	平均值	70.10	4.60	9.56	7.96	37.89%
III	变化范围	70.31~81.60	-1.13~3.69	5.35~8.51	2.11~11.56	5.51%~84.54%
	平均值	74.70	0.26	6.48	7.57	33.29%
IV	变化范围	68.59~75.22	-1.08~-0.03	6.32~10.80	8.02~12.00	3.80%~27.34%
	平均值	72.21	-0.51	8.38	10.56	12.48%
V	变化范围	74.06~82.97	-0.16~1.76	7.49~11.92	1.22~6.42	40.64%~89.97%
	平均值	78.96	1.01	10.37	3.77	68.34%
VI	变化范围	72.00~83.68	-0.43~1.48	6.08~11.25	1.01~11.64	2.84%~93.53%
	平均值	77.46	0.59	9.30	4.70	42.59%
VII	变化范围	66.84~83.55	0.90~2.44	8.03~14.29	1.21~11.83	3.64%~91.00%
	平均值	75.4	1.25	10.66	4.78	45.14%
VIII	变化范围	73.60~81.72	0.64~1.14	8.20~11.22	2.88~7.52	20.61%~82.68%
	平均值	76.82	0.81	9.65	5.25	47.65%
IX	变化范围	81.24~84.00	0.30~1.77	7.59~14.67	1.94~3.52	69.73%~75.19%
	平均值	82.17	0.97	10.52	2.51	73.18%

3.2.2 磁化率

磁化率是表征磁介质属性的物理量, 包括体积磁化率和质量磁化率, 体积磁化率并没有单位, 质量磁化率的单位为 $10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 。

本文应用的磁化率值为低频质量磁化率, 数据波动大, 自剖面底部至顶部呈逐渐降低趋势, 变化范围为 0.83~14.83, 平均值为 6.04 (表 1)。

3.2.3 CaCO₃

在封闭湖盆中，CaCO₃含量变化会受到物质来源和保存环境等多重影响，饱和度是决定CaCO₃溶解或析出沉淀的关键因素。CaCO₃呈现逐渐升高趋势，波动大，与L*值呈现明显的正相关关系，变化范围为1.41%~93.53%，平均值为44.52（表1）。

3.2.4 TOC

TOC总体较低，超过60%的样品总有机碳值小于0.1%，仅有15%左右的样品大于1%。其变化范围为0.0085%~2.43%，平均值为0.36%，总体呈现升高趋势（表1）。

4 讨论

4.1 各指标环境及湖平面指代意义

在湖泊沉积物中，L*受到碳酸钙含量及总有机碳含量的控制（李杨等，2018），a*值通常受到沉积物中赤铁矿及Fe³⁺/Fe²⁺影响，干旱温暖的氧化环境下更有利于生成赤铁矿；b*值与总铁含量有关，并受赤铁矿和针铁矿相对浓度控制（Ji *et al.*, 2005），而在湿润环境下赤铁矿会转化为针铁矿（Torrent *et al.*, 2006）。因此，可以认为赤铁矿形成于干热氧化环境下，针铁矿形成于湿冷还原环境下（朱梦园等，2022）。在河湖相沉积物中，色度参数会受到温度、降水和沉积环境的共同影响。当湖泊为浅水沉积时，黄度值较高，深水沉积时，黄度值较低（杨胜利等，2001；戴霜等，2011）。磁化率指标的大小受到铁氧化物含量变化影响，同时受到水动力侵蚀搬运、矿物成分、粒度粗细等多方面控制，因此会与色度等指标综合判断沉积环境（Williamson *et al.*, 1998；徐新文等，2010；石培宏等，2012）。一般来说，磁化率较大对应冷干的气候条件，而当水热条件增强时，磁性参数值下降，可反映湖泊的扩张及缩小过程（陈萍等，2005）；并且在静水和还原环境下，磁化率较小；在动水和氧化环境下，磁化率较大（方大钧和叶德泉，1989；王建等，1996），水动力越强碎屑物质越多，磁化率值越高（殷勇等，2002），湖泊的营养化程度也影响着磁化率含量，在富营养的湖盆中，磁化率值较低（Evans *et al.*, 1997）。但吴健和沈吉（2009）在兴凯湖的研究中，发现磁化率值同黏土矿物有较好的正相关关系，而较高的磁化率值可用于指示沉积水动力减弱，这说明关于磁化率值对湖平面的指代意义需要结合指标间相关关系进行讨论。碳酸钙含量在土壤和古土壤中，指示了年均降水（Retallack, 2005），湖相沉积物中碳酸钙含量主要由饱和度和蒸发情况决定，碳酸盐含量较高对应于与蒸发强的湖面收缩期（沈吉等，2001）。而在生产力较高的湖泊中，水生植物可以

通过进行光合作用吸收 CO_2 ，导致碳酸盐沉淀（刘子亭等，2006）。总有机碳含量是指示沉积物中有机质丰度的指标，主要受生物生产力、底水氧化还原条件和沉积速率的影响（Dong *et al.*, 2018; Peng *et al.*, 2023），对于海相剖面的研究证明，TOC 含量最高的阶段与水体最深阶段吻合（Zhang *et al.*, 2023b; Xie and Guo, 2024），陆相盆地中也存在这样的对应关系（Yuan *et al.*, 2015）。

本研究中，为分析各指标变化（数据详见补充材料数据集）的驱动机制，对指标间进行了相关性分析（图 4）。总体来说，各阶段中指标间的相关性不具备较大共性。其中， L^* 与 CaCO_3 和 TOC 呈正相关，说明 L^* 同时受到有机碳和 CaCO_3 的正向控制，李林等（2009）在对藏南地区的白垩系海相地层剖面中讨论了色度指标与主量元素和烧矢量（TOC）的相关性关系，发现 L^* 与 Ca 和烧矢量呈正相关，这与本文的研究一致； L^* 与 a^* 值呈一定的负相关关系，则说明在湖盆沉积过程中，有机碳和 CaCO_3 的出现对赤铁矿的产生造成了一定的影响， CaCO_3 含量的变化不一定来源于水体蒸发。那么，在 a^* 值与 CaCO_3 同向变化时则可能说明水体蒸发控制了 CaCO_3 含量的变化。而 L^* 、 CaCO_3 、TOC 与磁化率呈负相关，说明碳酸盐为抗磁性矿物，对磁化率值具有一定的稀释作用，降低了磁性矿物的浓度（Peck *et al.*, 1994），因此，本研究对磁化率进行了去碳酸盐影响处理，公式为：

$$\chi_{\text{if}}' = \frac{\chi_{\text{if}}}{1 - \text{CaCO}_3\%}$$

式中： χ_{if}' 表示去除碳酸盐影响后的磁化率值， χ_{if} 为初始磁化率值。通过图 5 可以发现磁化率的变化趋势发生了较大程度的改变，说明碳酸盐的稀释作用影响了磁化率的变化，因此湖盆的饱和度和蒸发情况也一定程度地影响了磁化率值的变化（徐新文等，2010）。 CaCO_3 与 TOC 含量呈较弱的正相关关系，则说明有机碳可能为酸溶有机质，来源于无机碳的转化，这样的有机质来源在层系较老盆地中较为常见（王晓锋等，2022）。外源碳酸盐的增多同样对湖盆中有机质的赋存有一定影响，会冲淡有机质的含量，因此两者较好的正相关关系，也可以认为碳酸盐主要为湖内自生沉积（Peck *et al.*, 1994），源于水生植物的固碳作用或湖泊蒸发形成。

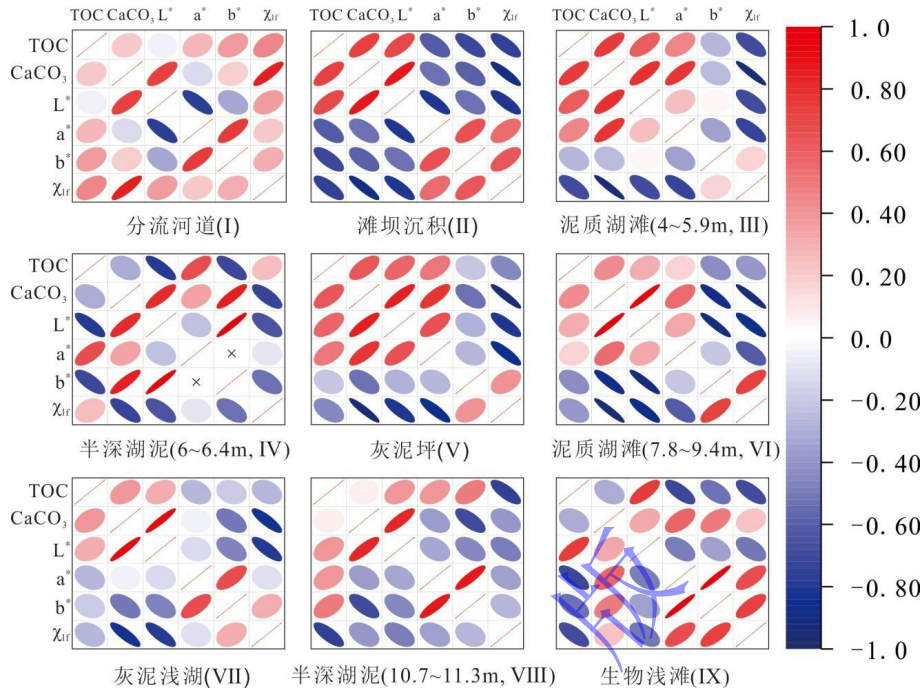


图4 各指标间相关性热点图

颜色代表：红色，正相关，颜色越深则正相关性越强（最大为1.0）；蓝色代表负相关，颜色越深则负相关性越强（最小为-1.0）；白色/浅色代表不相关或相关性极弱（接近0）。椭圆形状：倾斜方向，向上倾斜表示正相关，向右下倾斜表示负相关。扁平度：椭圆越扁说明相关性越显著；椭圆越圆说明相关性越低

Fig.4 Correlation hotspot map between indicators

Colors: Red = positive correlation; darker red = stronger correlation (up to +1.0); blue = negative correlation; darker blue = stronger inverse relationships (down to -1.0); white or pale colors = negligible or weak correlations (≈ 0). Ellipses: Right-leaning ellipse = positive correlation; left-leaning ellipse = negative correlation; eccentricity (flatness) = strength of relationship: narrow ellipse = highly significant correlation; rounder ellipse = lower correlation

4.2 湖平面变化及机制讨论

岩性与沉积相是识别湖平面高低的直接依据。碎屑岩沉积中，湖盆由浅到深一般体现为由粗到细的沉积序列变化；在湖盆的蒸发岩发育时，湖盆边缘至中心呈现陆源碎屑沉积区—颗粒及生物碳酸盐岩沉积区—泥晶碳酸盐岩沉积区—膏盐沉积区的特征。同样的，不同的沉积构造、古生物类型及代表性的自生矿物也可指示湖泊的水深条件。本文首先根据沉积微相的变化，在剖面自下而上识别出两个由浅至深的变化趋势（图5），泥岩与泥灰岩频繁的互层出现，体现为由滨浅湖相向半深湖相过渡，气候变化频繁，湖平面变化机制较为复杂。

在浅水三角洲平原沉积阶段， CaCO_3 与磁化率呈正相关关系， L^* 与 a^* 呈负相关关系与剖面总体相反。其原因为此阶段湖泊并未稳定存在，降水量的多少主导了 CaCO_3 含量的变化，而降水的增多加剧了成壤化，使得磁化率升高。该阶段的低TOC值与高 a^* 值同样证明了水面的不稳

定，该阶段湖盆为最小，湖平面最低。当过渡到滩坝沉积的沉积阶段II， a^* 值依旧远高于剖面均值，TOC 值较高， L^* 与 a^* 的变化关系与阶段I一致，呈负相关关系，这是由于该阶段湖泊水体较浅，氧气与湖水接触密切，水生生物较为茂盛。

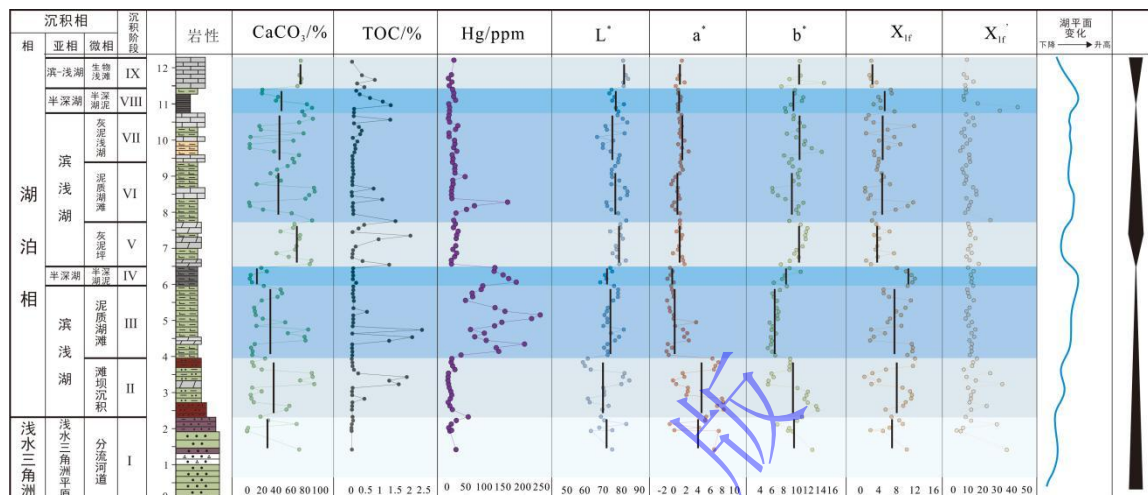


图5 环境代用指标变化情况及湖平面波动曲线

指标在各阶段中的平均值由图中黑色直线表示；色度指标 L^* 代表亮度、 a^* 代表红色、 b^* 代表黄色；湖平面变化曲线由不同沉积相所指的湖平面高度识别。

Fig.5 Variation of environmental proxies and lake-level fluctuation graph

Vertical black lines = average value at each stage; chromaticity indices L^* = lightness; a^* = redness; b^* = yellowness. Graph of lake level based on paleodepths of water indicated by sedimentary facies

当沉积进入相对稳定的滨—浅湖相后， a^* 值迅速下降，气温降低， CaCO_3 与磁化率呈负相关关系，其余指标间变化及相关性变动较大，说明湖平面受气候机制影响的区别较大，单一指标较难指示湖平面的高低。在泥质湖滩沉积阶段III、VI中， CaCO_3 含量较低，但其余指标相差较大。阶段III有着较高磁化率值和较低的 a^* 与 CaCO_3 含量，在该阶段的镜下薄片，可见火山玻璃，同时结合较高的 Hg 含量可认为此时存在火山活动的影响 (Grasby *et al.*, 2019)，而较低的 a^* 值表示水体处于相对缺氧的环境，这与较低的 CaCO_3 含量相符合，因此物源的变化或水动力带来的陆源碎屑物质控制了该阶段的磁化率值，但相对稳定的构造条件排除了前者的影响，因此该阶段地表径流或降水使得湖平面较高 (殷勇等, 2002)；而阶段VI则有着比阶段III略高的 CaCO_3 含量且低于上一阶段的灰泥坪沉积，但 CaCO_3 含量与 a^* 的较弱正相关关系减弱证明 CaCO_3 含量不受控于蒸发作用，且磁化率的波动比阶段III减弱，因此有效湿度的增加使湖平面扩大 (殷勇等, 2002)，更温湿的环境使得水生植物繁盛，进而固定了更多的 CO_2 。在岩性为灰泥质沉积的阶段V、VII， CaCO_3 含量、 a^* 和 b^* 值均高于以泥岩为主的沉积阶段，而磁化率值

则较低，说明这两个阶段水动力较弱，湖平面稳定但水体较浅。阶段V中， CaCO_3 含量与 a^* 呈正相关关系，其原因可能是该阶段 CaCO_3 含量受控于湖泊蒸发作用，进而说明该阶段湖平面略低于阶段VII，但较为稳定的湖平面令生物在短暂的沉寂后大量出现，贡献了较高的TOC值，这和兴错湖的研究相似（吴敬禄等，2000）。随着有效湿度的不断增加，湖平面逐渐升高，进入到阶段VI，泥质沉积占据主要岩性，当进入阶段VII时，水热条件同时增多，使 a^* 和 b^* 同时升高，但湖平面并未受到较大影响。剖面顶部的阶段IX有着剖面中最高的 CaCO_3 含量，但由于数据量较少且未到顶，各指标间的相关性可能存在误差，不能指示该阶段湖平面变化的驱动机制。

在半深湖相阶段IV、VIII中， b^* 与磁化率呈负相关关系，说明湖盆的增大使得陆源碎屑的输入对湖泊的影响减小，磁化率值降低的同时，指示针铁矿这样的水合矿物增加，水体稳定， b^* 值升高，气候较为湿冷。阶段IV的 a^* 、 CaCO_3 含量为整个剖面最低，磁化率值为剖面最高，因此控制该阶段湖平面变化的机制类似于阶段III。而阶段III时期的火山活动使得生物短暂消失，进而影响到阶段IV，使得TOC为剖面最低；阶段VIII中，较高的TOC与 CaCO_3 含量指示水生植物较为繁盛，大量有机质赋存下来，较高的 a^* 与 b^* 值也表明该时期水热条件较高，而TOC与磁化率的负相关关系证明陆源输入不再是控制湖盆有机质含量增加的主导因素。

构造沉降和抬升也是影响湖平面变化的重要因素。已有的研究显示六盘山盆地自李洼峡组开始稳定扩张，大量动植物化石在李洼峡组沉积时期出现，湖水进退频繁，到马东山组扩张至最大（Dai *et al.*, 2016），此外，本文研究剖面沉积厚度小、粒度细，无明显标志性沉积构造，表明构造不是导致湖平面升高的因素。数据分析显示，在不同的沉积相乃至不同的岩性组合中，各指标所指代的湖平面高低及驱动机制均有区别，在以泥质沉积为主时，湖平面受控因素较多， a^* 与TOC可作为判断湖平面高低的指标，当 a^* 较低而TOC较高时可认为湖平面处于相对较高阶段，较高的 CaCO_3 含量则认为是降水量控制了湖平面高低。当出现泥灰沉积组合时， CaCO_3 含量则可以指示湖平面的高低， CaCO_3 含量高时代表湖平面较低，此时 CaCO_3 多为水体蒸发所致。在半深湖相中，TOC高可以指示湖平面高，但不能仅以TOC来判断，需综合考虑磁化率值与 CaCO_3 含量，当磁化率值高，而 a^* 与碳酸钙含量较低时，则可以认为陆源输入的增多使得湖平面变高，此时较低的TOC可能受到了极端气候的影响。

综上，通过对六盘山群李洼峡组下部沉积物的研究显示，色度、磁化率对湖平面的指示较为复杂，不同的岩性需分别讨论，单一指标亦不可用以恢复湖平面变化。但是，在相似的岩性

控制下, 气候代用指标对湖平面的变化较为敏感, 对湖平面变化的驱动因素体现较好。

5 结论

(1) 沉积相结果表明从下向上发育浅水三角洲平原—滨浅湖—半深湖—滨浅湖—半深湖—滨浅湖沉积亚相, 构成两个由浅变深的湖平面变化过程。

(2) 实验数据证明气候从干热向湿热转变, 两个由浅变深的湖平面变化过程则分别受到了地表径流或降水增多与有效湿度增加的控制。

(3) 湖相沉积中, 单一指标不能准确刻画湖平面高低, 湖平面变化的驱动机制也需要分别讨论不同岩性组合控制下的指标变化。其中, 滨浅湖相中以泥质沉积为主的微相, a^* 与 TOC 可作为判断湖平面高低的指标, CaCO_3 含量则可用于判断此时湖平面变化的驱动机制; 而在以泥灰沉积组合为主的微相中, CaCO_3 含量与 TOC 值则可以指示湖平面的高低。

支撑本研究的科学数据已在中国科学院科学数据银行 (Science Data Bank) ScienceDB 平台公开发布, 访问地址为 <https://www.doi.org/10.57760/sciencedb.33745> 和 <https://cstr.cn/31253.11.sciencedb.33745>。

致谢 衷心感谢各位审稿专家的精心指导和宝贵意见。感谢课题组各位同门为本文提供宝贵的意见和无私的帮助。

参考文献 (References)

- 陈萍, 何报寅, 杜耘, 等. 2005. 1200a 来洪湖演变的环境磁学记录[J]. 沉积学报, 23 (1): 138-142. [Chen Ping, He Baoyin, Du Yun, et al. 2005. The environmental magnetic records of Honghu Lake evolution in past 1200 years[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 23(1): 138-142.]
- 戴霜, 刘俊伟, 张明震, 等. 2011. 兰州一民和盆地八盘峡剖面河口群沉积物色度纪录的 140.66~124.19Ma 间气候变化[J]. 地质学报, 85 (6): 1058-1067. [Dai Shuang, Liu Junwei, Zhang Mingzhen, et al. 2011. Climate change during 140.66~124.19Ma recorded by the color of the sediments of the Hekou Group from Lanzhou-Minhe Basin[J]. Acta Geologica Sinica, 85(6): 1058-1067.]
- 戴霜, 朱强, 胡鸿飞, 等. 2009. 六盘山群磁性地层年代[J]. 地层学杂志, 33 (2): 188-192. [Dai Shuang, Zhu Qiang, Hu Hongfei, et al. 2009. Magnetostratigraphy of the Liupanshan Group, central China[J]. Journal of Stratigraphy, 33(2): 188-192.]
- 方大钧, 叶德泉. 1989. 中国松辽盆地白垩纪岩石磁化率、剩磁强度与古气候意义[J]. 地球物理学报, 32 (1): 111-114. [Fang Dajun, Ye Dequan. 1989. Magnetic susceptibility and remanence intensity of Cretaceous rocks from Songliao Plain of China—Their significance in paleoclimate[J]. Chinese Journal of Geophysics, 32(1): 111-114.]
- 何胡军. 2003. 浅析湖平面变化与地球化学特征的关系: 以潜江凹陷为例[J]. 新疆石油学院学报, 15 (4): 18-21. [He Hujun. 2003. Study on the character of geochemistry in sequence stratigraphy units of saline basin on Qianjiang Group in Qianjiang Depression[J]. Journal of Xinjiang Petroleum Institute, 15(4): 18-21.]
- 胡鸿飞, 戴霜. 2013. 六盘山地区早白垩世磁性地层年代及其构造意义[J]. 现代地质, 27 (2): 278-287. [Hu Hongfei, Dai Shuang. 2013. Early Cretaceous magnetostratigraphy of Liupanshan area and its tectonic implications[J]. Geoscience, 27(2): 278-287.]

- 李建国, 杜宝安. 2006. 甘肃平凉安国镇白垩系六盘山群的孢粉植物群[J]. 古生物学报, 45(4): 498-513. [Li Jianguo, Du Baoan. 2006. Palynofloras from the Liupanshan Group (Cretaceous) at Anguo town of Pingliang, Gansu[J]. Acta Palaeontologica Sinica, 45(4): 498-513.]
- 李林, 周锡强, 黄永建, 等. 2009. 色度学方法的深时研究: 以藏南贡扎剖面白垩系赛诺曼/土仑阶为例[J]. 地学前缘, 16(5): 153-159. [Li Lin, Zhou Xiqiang, Huang Yongjian, et al. 2009. The deep time research by chromatometry: An example from the Cenomanian to Turonian stages of the Cretaceous, Gongza section, southern Tibet[J]. Earth Science Frontiers, 16(5): 153-159.]
- 李杨, 方晶, 潘隆, 等. 2018. 沉积物色度在古环境重建中的应用[J]. 气象科技进展, 8(6): 22-27. [Li Yang, Fang Jing, Pan Long, et al. 2018. Application of sediment chromaticity in paleo-environment reconstruction[J]. Advances in Meteorological Science and Technology, 8(6): 22-27.]
- 刘子亭, 余俊清, 张保华, 等. 2006. 烧失量分析在湖泊沉积与环境变化研究中的应用[J]. 盐湖研究, 14(2): 67-72. [Liu Ziting, Yu Junqing, Zhang Baohua, et al. 2006. Application of loss on ignition to the study of lake sediments and environmental changes[J]. Journal of Salt Lake Research, 14(2): 67-72.]
- 梅冥相. 1995. 华北地台北缘奥陶系亮甲山组的碳酸盐复合海平面变化旋回层序[J]. 岩相古地理, 15(5): 33-42. [Mei Mingxiang. 1995. Composite sea-level change cyclic sequences of the carbonates in the Ordovician Liangjiashan Formation on northern North China Platform[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 15(5): 33-42.]
- 沈吉, 张恩楼, 夏威夷. 2001. 青海湖近千年来气候环境变化的湖泊沉积记录[J]. 第四纪研究, 21(6): 508-513. [Shen Ji, Zhang Enlou, Xia Weilan. 2001. Records from lake sediments of the Qinghai Lake to mirror climatic and environmental changes of the past about 1 000 years[J]. Quaternary Sciences, 21(6): 508-513.]
- 石培宏, 杨太保, 田庆春, 等. 2012. 靖远黄土—古土壤色度变化特征分析及古气候意义[J]. 兰州大学学报(自然科学版), 48(2): 15-23. [Shi Peihong, Yang Taibao, Tian Qingchun, et al. 2012. Chroma characteristics in the loess-paleosol at Jingyuan section and its signification to paleoclimete[J]. Journal of Lanzhou University (Natural Sciences), 48(2): 15-23.]
- 孙晶, 薛林福, 李双林, 等. 2012. 渤海湾盆地孔南地区孔二段湖盆性质研究[J]. 地球科学进展, 27(增刊1): 408-410. [Sun Jing, Xue Linfu, Li Shuanglin, et al. 2012. Study on the lacustrine basin's characteristics of Second member of Kongdian Formation in Kongnan area, Bohai Bay Basin[J]. Advances in Earth Science, 27(Suppl.1): 408-410.]
- 王鸿祯. 1985. 中国古地理图集[M]. 北京: 地图出版社. [Wang Hongzhen. 1985. Atlas of the palaeogeography of China[M]. Beijing: Map Publishing House.]
- 王建, 刘泽纯, 姜文英, 等. 1996. 磁化率与粒度、矿物的关系及其古环境意义[J]. 地理学报, 51(2): 155-163. [Wang Jian, Liu Zechun, Jiang Wenying, et al. 1996. A relationship between susceptibility and grain-size and minerals, and their paleo-environmental implications[J]. Acta Geographica Sinica, 51(2): 155-163.]
- 王晓锋, 冯丹婷, 刘文汇, 等. 2022. 高演化碳酸盐岩烃源岩生烃演化特征与评价方法[J]. 西北大学学报(自然科学版), 52(6): 957-967. [Wang Xiaofeng, Feng Danting, Liu Wenhui, et al. 2022. Hydrocarbon generation characteristics and evaluation methods of highly maturity carbonate source rocks[J]. Journal of Northwest University (Natural Science Edition), 52(6): 957-967.]
- 吴健, 沈吉. 2009. 兴凯湖沉积物磁化率和色度反映的28kaBP以来区域古气候环境演化[J]. 海洋地质与第四纪地质, 29(3): 123-131. [Wu Jian, Shen Ji. 2009. Paleoenvironmental and paleoclimatic changes reflected by diffuse reflectance spectroscopy and magnetic susceptibility from Xingkai Lake sediments[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 29(3): 123-131.]
- 吴敬禄, 李世杰, 王苏民, 等. 2000. 若尔盖盆地兴措湖沉积记录揭示的近代气候与环境[J]. 湖泊科学, 12(4): 291-296. [Wu Jinglu, Li Shijie, Wang Sumin, et al. 2000. Modern climatic signals recorded in Xincuo Lake sediments in Zoige Basin, eastern Tibetan Plateau, China[J]. Journal of Lake Sciences, 12(4): 291-296.]
- 吴伟, 林畅松, 刘景彦, 等. 2011. 利用上超点法重建渤海湾盆地辽中凹陷渐新世湖平面变化[J]. 沉积学报, 29(6): 1115-1121. [Wu Wei, Lin Changsong, Liu Jingyan, et al. 2011. Reconstruction of Oligocene lake level change through onlap points: A case from Liaozhong Depression, Bohai Bay Basin[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 29(6): 1115-1121.]

- 熊连桥. 2021. 开平凹陷文昌组沉积特征及半深湖空间分布[J]. 中国海上油气, 33(5): 51-61. [Xiong Lianqiao. 2021. Sedimentary characteristics and semi-deep lacustrine facies spatial distribution of Wenchang Formation in Kaiping Sag[J]. China Offshore Oil and Gas, 33(5): 51-61.]
- 徐新文, 强小科, 安芷生, 等. 2010. 鹤庆盆地湖相岩心磁化率记录及其古环境意义[J]. 地质力学学报, 16(4): 372-382. [Xu Xinwen, Qiang Xiaoke, An Zhisheng, et al. 2010. Magnetic susceptibility of Heqing drill core and its palaeoenvironmental implications[J]. Journal of Geomechanics, 16(4): 372-382.]
- 杨胜利, 方小敏, 李吉均, 等. 2001. 表土颜色和气候定性至半定量关系研究[J]. 中国科学: 地球科学, 31(增刊1): 175-181. [Yang Shengli, Fang Xiaomin, Li Jijun, et al. 2001. Studies on the qualitative and semi-quantitative relationship research between the topsoil color and climate[J]. Science China Earth Sciences, 31(Suppl. 1): 175-181.]
- 伊海生, 时志强, 朱迎堂, 等. 2009. 利用泥质岩硼含量重建过去湖泊古盐度和湖面变化历史[J]. 湖泊科学, 21(1): 77-83. [Yi Haisheng, Shi Zhiqiang, Zhu Yingtang, et al. 2009. Reconstruction of paleo-salinity and lake-level fluctuation history by using boron concentration in lacustrine mudstones[J]. Journal of Lake Sciences, 21(1): 77-83.]
- 殷勇, 方念乔, 王倩, 等. 2002. 云南中甸纳帕海湖泊沉积物的磁化率及环境意义[J]. 地理科学, 22(4): 413-419. [Yin Yong, Fang Nianqiao, Wang Qian, et al. 2002. Magnetic susceptibility of lacustrine sediments and its environmental significance: Evidence from Napahai Lake, northwestern Yunnan, China[J]. Scientia Geographica Sinica, 22(4): 413-419.]
- 朱梦园, 吕缤, 郭滢. 2022. 不同气候带风成沉积中赤铁矿和针铁矿含量对比: 基于漫反射光谱和色度方法[J]. 光谱学与光谱分析, 42(6): 1684-1690. [Zhu Mengyuan, Lü Bin, Guo Ying. 2022. Comparison of haematite and goethite contents in aeolian deposits in different climate zones based on diffuse reflectance spectroscopy and chromaticity methods[J]. Spectroscopy and Spectral Analysis, 42(6): 1684-1690.]
- 朱伟林. 2009. 中国近海新生代含油气盆地古湖泊学与烃源条件[M]. 北京: 地质出版社. [Zhu Weilin. 2009. Paleolimnology and source rock studies of Cenozoic hydrocarbon-bearing offshore basins in China[M]. Beijing: Geological Publishing House.]
- Abbott S T, Carter R M. 1999. Stratigraphy of the Castlecliffian type section: 10 mid-Pleistocene sequences from the Wanganui coast, New Zealand[J]. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 42(1): 91-111.
- Aziz H A, Hilgen F J, van Luijk G M, et al. 2008. Astronomical climate control on paleosol stacking patterns in the Upper Paleocene-Lower Eocene Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming[J]. Geology, 36(7): 531-534.
- Bookman R, Enzel Y, Agnon A, et al. 2004. Late Holocene lake levels of the dead sea[J]. GSA Bulletin, 116(5/6): 555-571.
- Dai S, Zhu Q, Huang Y B, et al. 2016. Early Cretaceous climate changes recorded in magnetic susceptibility and color index variations of the Lower Liupanshan Group, central China[J]. Acta Geologica Sinica (English Edition), 90(3): 1011-1023.
- Dearing J A, Foster I D L. 1993. Lake sediments and geomorphological processes: Some thoughts[M]//McManus J, Duck R W. Geomorphology and sedimentology of lakes and reservoirs. Chichester: Wiley, 5-14.
- Dong T, Harris N B, Ayranci K. 2018. Relative sea-level cycles and organic matter accumulation in shales of the Middle and Upper Devonian Horn River Group, northeastern British Columbia, Canada: Insights into sediment flux, redox conditions, and bioproductivity[J]. GSA Bulletin, 130(5/6): 859-880.
- Evans M E, Heller F, Bloemendal J, et al. 1997. Natural magnetic archives of past global change[J]. Surveys in Geophysics, 18(2): 183-196.
- Fang X M, Fang Y H, Zan J B, et al. 2019. Cenozoic magnetostratigraphy of the Xining Basin, NE Tibetan Plateau, and its constraints on paleontological, sedimentological and tectonomorphological evolution[J]. Earth-Science Reviews, 190: 460-485.
- Grasby S E, Them II T R, Chen Z H, et al. 2019. Mercury as a proxy for volcanic emissions in the geologic record[J]. Earth-Science Reviews, 196: 102880.
- Harrison S P, Digerfeldt G. 1993. European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators[J]. Quaternary Science Reviews, 12(4): 233-248.
- Hay W W, Floegel S. 2012. New thoughts about the Cretaceous climate and oceans[J]. Earth-Science Reviews, 115(4): 262-272.

- Ji J F, Shen J, Balsam W, et al. 2005. Asian monsoon oscillations in the northeastern Qinghai-Tibet Plateau since the late glacial as interpreted from visible reflectance of Qinghai Lake sediments[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 233(1/2): 61-70.
- Li M S, Huang C J, Ogg J, et al. 2019. Paleoclimate proxies for cyclostratigraphy: Comparative analysis using a Lower Triassic marine section in South China[J]. *Earth-Science Reviews*, 189: 125-146.
- Liang C, Yang B, Cao Y C, et al. 2024. Salinization mechanism of lakes and controls on organic matter enrichment: From present to deep-time records[J]. *Earth-Science Reviews*, 251: 104720.
- Peck J A, King J W, Colman S M, et al. 1994. A rock-magnetic record from Lake Baikal, Siberia: Evidence for Late Quaternary climate change[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 122(1/2): 221-238.
- Peng J W, Hu Z Q, Feng D J, et al. 2023. Variations of organic matter content and type within the sequence stratigraphic framework of the lacustrine deep-water Dongyuemiao Formation, Sichuan Basin, western China[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 149: 106104.
- Retallack G J. 2005. Pedogenic carbonate proxies for amount and seasonality of precipitation in paleosols[J]. *Geology*, 33(4): 333-336.
- Scotese C. 2016. PALEOMAP PaleoAtlas for GPlates and the PaleoData Plotter Program.
- Sun Y B, He L, Liang L J, et al. 2011. Changing color of Chinese loess: Geochemical constraint and paleoclimatic significance[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40(6): 1131-1138.
- Torrent J, Barrón V, Liu Q S. 2006. Magnetic enhancement is linked to and precedes hematite formation in aerobic soil[J]. *Geophysical Research Letters*, 33(2): L02401.
- Williamson D, Jelinowska A, Kissel C, et al. 1998. Mineral-magnetic proxies of erosion/oxidation cycles in tropical maar-lake sediments (Lake Tritrivakely, Madagascar): Paleoenvironmental implications[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 155(3/4): 205-219.
- Xie M, Guo S B. 2024. Study on the relationship between shale organic matter development and paleowater depth-A new understanding of the condensed section[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 169: 107076.
- Yang D M, Huang Y J, Wang C S. 2022. SediRate-Fischer plots as a tool to illustrate relative sea-level and lake-level changes in subaqueous terrigenous deposits[J]. *Sedimentology*, 69(5): 2080-2098.
- Yang S L, Ding Z L. 2003. Color reflectance of Chinese loess and its implications for climate gradient changes during the last two glacial-interglacial cycles[J]. *Geophysical Research Letters*, 30(20): 2058.
- Yuan X J, Lin S H, Liu Q, et al. 2015. Lacustrine fine-grained sedimentary features and organic-rich shale distribution pattern: A case study of Chang 7 member of Triassic Yanchang Formation in Ordos Basin, NW China[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 42(1): 37-47.
- Zhang E L, Sun W W, Ji M, et al. 2015. Late Quaternary carbon cycling responses to environmental change revealed by multi-proxy analyses of a sediment core from an upland lake in southwest China[J]. *Quaternary Research*, 84(3): 415-422.
- Zhang M Z, Dai S, Jin P H, et al. 2023a. Long-term arid and hot climate during early mid-Cretaceous indicate by unvaried Cheirolepidiaceae-dominant palynoflora from the Liupanshan Basin, China[J]. *Geological Journal*, 58(10): 3899-3914.
- Zhang Y J, Cen W P, Huang W F, et al. 2023b. Sequence stratigraphic analysis of Devonian organic-rich shales in northern Guangxi[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 156: 106450.

Lake-Level Change Reconstruction Using Environmental Proxies: A case study of the lower part of the Liwaxia Formation, Liupanshan Group

HONG YiFeng¹, DAI Shuang^{1,2}, SONG DongJun^{1,2}, YAN ShiYi¹, ZHANG JingYu¹,
DING ZhongZhao^{1,3}

1. School of Earth Sciences, Lanzhou University, Key Laboratory of Mineral Resources in Western China (Gansu Province),
Lanzhou 730000, China

2. Key Laboratory of Strategic Mineral Resources of the Upper Yellow River, Ministry of Natural Resources, Lanzhou 730000,
China

3. Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, CAS, Lanzhou 730000, China

Abstract: **[Objective]** The study of lake-level change is important to understand regional tectonic and climatic evolution, but quantitative reconstruction of lake levels has been the subject of ongoing investigations. **[Methods]** In this study, environmental proxies were integrated with traditional sedimentary environment analysis, observation and measurements of environmental indicators (e.g., chroma, magnetic susceptibility, CaCO₃ content and total organic carbon (TOC) content) for the approximately 10-meter-thick lacustrine sediments in the lower part of the Liwasxia Formation of the Liupanshan Group in the Liupanshan Basin, where the tectonic setting is relatively stable. The lake-level changes recorded by the sediments were analyzed to estimate the applicability of the environmental proxies. **[Results]** It was found that, from the lower to the upper part of the sedimentary sequence, the sedimentary subfacies were developed in the order shallow-water delta plain, shore-shallow lake, semi-deep lake, shore-shallow lake, semi-deep lake and shore-shallow lake, forming two lake-level changes, each marked by a transition from shallow to deep water. The environmental proxies vary significantly in the subfacies: for example, the largest fluctuations in chroma parameters occur in shallow-water delta plain facies, then gradually stabilize upwards; magnetic susceptibility gradually decreases from the bottom to the top of the sequence; and both CaCO₃ and TOC fluctuate considerably, but generally tend to increase. Specifically, “a*” (redness) together with the TOC of the microfacies dominated by argillaceous sediments in the shore-shallow lake facies indicate lake-level elevation, and the CaCO₃ content identifies the mechanisms driving lake-level changes. By contrast, the combination of CaCO₃ content and TOC value indicate lake-level elevation in the microfacies dominated by marl-limestone assemblages. **[Conclusion]** The indicators in this study were found to be relatively sensitive to lake-level change; however, no single indicator provides direct evidence of lake-level change and its driving mechanisms; rather, a comprehensive investigation should be conducted in combination with sedimentary facies and lithological associations.

Key words: lake level fluctuation; sedimentary facies; environmental proxies; Liupanshan Basin