

青藏高原东南缘小江断裂带25,000年以来的强震集成记录：阳宗海古地震新证据

范佳伟^{1,2,3*}, 张芳铭^{1,2,3}, 蒋汉朝^{1,2,3}, 徐红艳^{1,2,3}, 蔡明刚^{1,2,3}, 崔凯⁴, 翟大有⁵, 靳长飞⁵, 李凯⁶, 时伟^{1,2,3}, 卫晓彤^{1,2,3}, 钟宁⁷, 白悦^{1,2,3}, 刘兴起⁴, 肖举乐^{8,9,10}

1. 中国地震局地质研究所地震动力学与强震预测全国重点实验室, 北京 100029
2. 中国地震局地球物理研究所地震动力学与强震预测全国重点实验室, 北京 100081
3. 北京大学地震动力学与强震预测全国重点实验室, 北京 100871
4. 首都师范大学资源环境与旅游学院, 北京 100048
5. 云南大学古生物研究院云南省古生物重点实验室, 昆明 650500
6. 浙江师范大学化学与生命科学学院, 金华 321004
7. 中国地质科学院地质力学研究所活动构造与地质安全重点实验室, 北京 100081
8. 中国科学院地质与地球物理研究所新生代地质与环境重点实验室, 北京 100029
9. 中国科学院生物演化与环境卓越创新中心, 北京 100044
10. 中国科学院大学地球和行星科学学院, 北京 100049

* 通讯作者, E-mail: jwfan@ies.ac.cn

2025-07-21收稿, 2025-11-11修回, 2025-11-24接受, 2025-12-23网络版发表

国家自然科学基金项目(42372214)和地震动力学与强震预测全国重点实验室自主课题项目(LED2022A06)资助

摘要 作为青藏高原的关键边界断裂体系, 小江断裂带频繁发生的强震(面波震级 $M_s \geq 7.0$)对社会安全构成严重威胁。然而, 由于缺乏长期连续的地震记录, 该区域的地震活动性研究仍存在显著不确定性。传统的探槽古地震研究因次表层破裂、断层变形特征遭破坏及断裂分支复杂分布等因素而面临挑战。近期研究显示, 阳宗海的事件沉积能够记录该断裂带的历史强震事件。本研究基于阳宗海沉积中心的两段沉积岩芯, 通过分析岩性、颜色、微构造、平均粒径、分选指数、Mn与Zr含量及C/N比值等指标, 并结合湖盆反射地震影像, 识别出事件沉积层。利用放射性碳定年技术, 构建了该断裂带过去25,000年连续的强震记录。这一记录显著提升了对早期探槽古地震研究的认知精度。分析表明, 阳宗海所记录的古地震事件(主要源自断裂带中段)呈现弱周期性复发特征, 复发间隔介于 333 ± 3 年至 6320 ± 651 年之间, 平均为 1765 ± 460 年。综合历史记载、探槽与湖泊沉积的古地震序列进一步揭示, 小江断裂带的地震活动在全新世期间趋于增强, 并在过去千年达到前所未有的强震频发状态。值得注意的是, 此地震活跃期恰与区域内人类活动的显著增强相吻合。本研究结果强调, 亟需对该地区的地震活动性与危险性进行系统性重新评估。

关键词 阳宗海, 事件沉积, 湖泊古地震, 地震危险性, 中国西南地区

1 引言

青藏高原东南向地壳挤压所积累应力的重新分配, 导致川滇菱形块体复杂边界断裂带上频繁发生破坏性地

震(闻学泽等, 2011; Wang等, 2014)。作为该块体东边界的重要组成部分(图1a, 1b), 小江断裂带构成了一条活动性强、结构复杂且具有重大发震潜能的断裂体系(He等, 2011; Li Y C等, 2024)。历史记载表明, 该断

中文引用格式: 范佳伟, 张芳铭, 蒋汉朝, 徐红艳, 蔡明刚, 崔凯, 翟大有, 靳长飞, 李凯, 时伟, 卫晓彤, 钟宁, 白悦, 刘兴起, 肖举乐. 2026. 青藏高原东南缘小江断裂带25,000年以来的强震集成记录: 阳宗海古地震新证据. 中国科学: 地球科学, 56(2): 742–761, doi: 10.1360/N072025-0393

英文引用格式: Fan J, Zhang F, Jiang H, Xu H, Cai M, Cui K, Zhai D, Jin C, Li K, Shi W, Wei X, Zhong N, Bai Y, Liu X, Xiao J. 2026. A 25,000-yr-long integrated large earthquake record of the Xiaojiang Fault zone, southeastern Tibetan Plateau: New paleoseismic evidence from Yangzong Lake. Science China Earth Sciences, 69(2): 721–739, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1772-1>

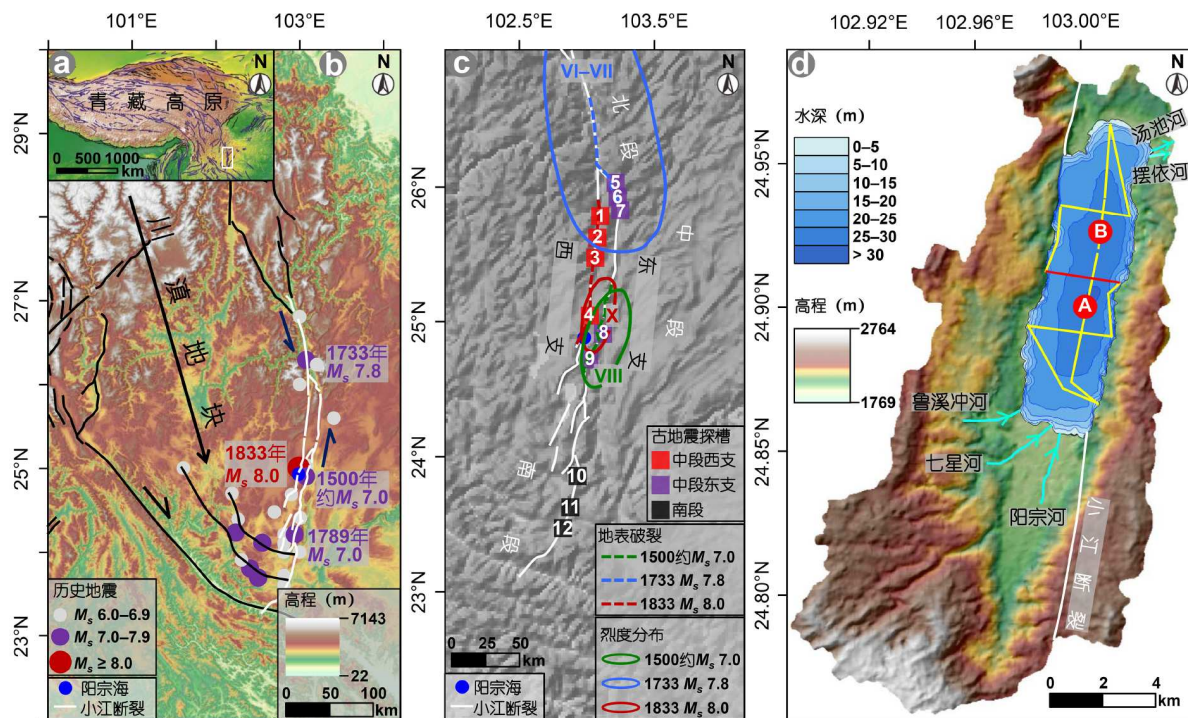


图1 小江断裂带的构造环境与阳宗海流域图。(a) 研究区(白色方框)在青藏高原(Tapponnier等, 2001)的区域位置。(b) 小江断裂带周边历史强震($M_s \geq 6.0$)与阳宗海位置分布图(Fan等, 2023)。地震数据与断裂数据分别源自<https://data.earthquake.cn>与徐锡伟等(2016)。(c) 代表性古地震探槽点位、小江断裂带历史强震产生的地表破裂带与地震烈度分布(据宋方敏等, 1998; Wen等, 2008)。古地震点位按断裂分段如下: 中段西支(点位1–4); 干海子、草海子、甸沙、海尾村、水马田、大坟地、龙家村、冬瓜营、七孔坡(文献来源: 陈睿和李坪, 1988; Hu和Deng, 1988; 李坪, 1993; 宋方敏等, 1998; Shen等, 2003; 俞维贤等, 2004; Li等, 2015; 李西等, 2018); 中段东支(点位5–9): 白沙井、玉碑地、板河口、石膏地、小团山、大营盘、大脑包、下米户、下麻邑、七江村、凹子地(文献来源: 李坪, 1993; 宋方敏等, 1998; Shen等, 2003); 南段(点位10–12): 落水洞、东村、放马坪(文献来源: 毛泽斌, 2017; Guo等, 2021; 谭鑫等, 2023)。(d) 阳宗海流域图(据Fan等, 2023修改), 标注了岩芯取样点(YZ22A与YZ22B, 红色圆点)及地震反射剖面线(黄线与红线)。(a)和(b)中数字高程模型(DEM)数据基于<http://www.gscloud.cn>获取

裂带曾多次发生破裂, 自公元1500年以来已引发3次7级以上强震: 约7.0级的1500年宜良地震、7.8级的1733年东川地震和8.0级的1833年嵩明地震(图1b, 1c)。其中1833年嵩明地震作为云南历史上有记载的最大震级事件, 导致超过6700人遇难(中国地震局, 1995)。除上述事件外, 1789年华宁7.0级强震也可能产生了地表破裂, 但受亚热带气候条件下地表改造作用影响, 这些破裂形迹随时间推移已难以辨识(宋方敏等, 1998)。

鉴于青藏高原东南部强震复发间隔漫长(通常在100–1000年量级)(Xu和Deng, 1996; 张培震等, 2008; 邓起东等, 2014), 长期古地震记录对于区域地震危险性评估至关重要。通过识别并测定断层变形特征的地质年代, 探槽古地震研究已被广泛应用于揭示破坏性地震的长期复发规律(McCalpin, 2009; 冉勇康等, 2012; 刘静等, 2021)。沿小江断裂带开展的探槽研究已记录了20余次晚第四纪古地震事件, 其复发间隔范围约为400–3500年, 平均复发间隔约2000–2500年(陈睿和李坪, 1988; Hu和Deng, 1988; 李坪, 1993; 宋方敏等, 1998; Shen等,

2003; 俞维贤等, 2004; Wen等, 2008; Li等, 2015; 毛泽斌, 2017; 李西等, 2018; Guo等, 2021; 谭鑫等, 2023)。多数探槽记录集中于断裂带中段(图1c), 显示复发间隔约为450–4500年, 均值约1500年; 而中段西支的探槽记录(图1c)显示复发间隔约为450–5500年, 均值约2900年(宋方敏等, 1998; Shen等, 2003; 俞维贤等, 2004; Li等, 2015); 中段东支记录(图1c)则显示复发间隔约为1800–6500年, 均值约3300年(宋方敏等, 1998; Shen等, 2003; 谭鑫等, 2023)。尽管探槽研究已取得重要进展, 小江断裂带的古地震研究仍面临诸多挑战: (1) 强震破裂可能未完全通达地表; (2) 地表破裂常被茂密植被、强烈水土流失和人类活动所掩盖; (3) 断裂带高度破碎的特征使探槽难以获取完整古地震记录; (4) 探槽确定的古地震事件年代约束往往不足。这些因素共同导致完整古地震序列的证据可能被掩盖或弱化(如Gha-zoui等, 2019; Reitman等, 2023; Guo等, 2024)。

位于断裂控制盆地内的连续湖泊沉积, 近年来已展现出定量重建古地震事件的巨大潜力(如Avşar等, 2014;

Howarth等, 2016; Lu等, 2020; Lemot等, 2024; Moernaut等, 2025)。湖泊古地震学不仅能为水下断裂活动提供关键证据(蔡明刚等, 2018; Gastineau等, 2021; Fan等, 2022), 还能保存地震事件的断层旁侧记录, 包括: 块体搬运沉积(MTDs, 如Howarth等, 2014; Moernaut等, 2014)、浊流沉积(Oswald等, 2021; Daxer等, 2022), 以及微断裂、微褶皱和液化构造等原位软沉积物变形构造(SSDS, 如Avşar等, 2016; Molenaar等, 2022; Zhong等, 2022)。这些记录通常通过反射地震剖面与沉积物钻探相结合的方式识别。近期研究进一步明确了地震诱发事件沉积与地震烈度阈值间的定量关系。例如, 新西兰的马普里卡湖、帕林加湖与埃勒里湖(Howarth等, 2012, 2014, 2016)以及中国西北的伊雷木湖(Fan等, 2020)研究表明, IX度烈度可引发大规模山体滑坡, 产生MTDs或巨型浊流沉积; 而智利中南部的比利亚里卡湖、卡拉夫肯湖与里尼韦湖记录显示, VI½度烈度即足以导致半远洋斜坡发生同震破坏并产生浊流沉积(Moernaut等, 2014)。与此同时, 瑞士中部的伦格恩湖、塞利斯贝格湖与巴尔代格湖(Monecke等, 2004)以及死海地区(Wetzler等, 2010; Lu等, 2020)的研究证实, VI–VII度的最小地震烈度即可产生原位SSDS。尽管特定场地因素(如坡度、沉积速率及孔隙压力)会导致不同湖泊环境的烈度阈值存在差异(Dugan和Sheahan, 2012; Van Daele等, 2015; Wilhelm等, 2016; Moernaut等, 2017; Lu等, 2021), 但这些阈值可通过历史地震记录进行校准, 为精确判定古地震事件位置与震级提供了可行路径。尽管取得上述进展, 湖泊古地震学在全球构造最活跃地区之一的青藏高原仍处于起步阶段(如Jiang等, 2016; Lemot等, 2024; Zhou等, 2024; Huang等, 2025; Li等, 2025)。

阳宗海位于小江断裂带内(图1b–1d), 因此对该断裂带的地震活动高度敏感。一项对来自沉积中心、近岸及入湖口区域的七段短沉积岩芯(长度67–109 cm)的初步研究表明, 湖中的事件沉积可能记录了两起重大历史地震: 1500年的宜良约7.0级地震和1833年的嵩明8.0级地震(Fan等, 2023)。这些事件沉积被解释为斜坡失稳或滑塌产生的地震浊积层, 具有偶见微断裂及较高Mn含量的特征, 可能与地震湖震引起的水体震荡及后续氧化作用相关(Fan等, 2023)。根据宏观震害调查与当地烈度衰减方程推断, VII½–VIII度的烈度可能触发了产生这些浊积层的斜坡失稳(Fan等, 2023)。据此推断, 阳宗海沉积具备记录震级 $M_s \geq 7.0$ 级(最大震中距32 km)或 $M_s \geq 8.0$ 级(最大震中距112 km)的古地震事件的能力。

本研究基于阳宗海两段长沉积岩芯(YZ22A:

13.88 m; YZ22B: 10.91 m)和湖盆反射地震调查(图1d)构建了湖区25,000年来的连续古地震事件记录, 旨在整合湖泊沉积记录与既有历史地震、探槽古地震数据, 以揭示小江断裂带强震复发规律。研究成果将深化对区域地震活动性的认识, 为青藏高原东南部地震危险性评估提供重要科学依据。

2 区域概况

小江断裂带是一条延伸约415 km的左行走滑断裂系统, 形成于古生代, 并于中生代定型(图1b, 1c; 宋方敏等, 1998; 闻学泽等, 2011)。该断裂带可进一步划分为北段(约50 km)、中段(约200 km)和南段(约150 km)(图1c)。北段结构相对简单; 中段分为相距约12–16 km的东、西两支; 南段则呈现离散的多支状展布格局(图1c)。地球物理数据显示, 中段东西两支均向西倾斜, 并于约25 km深处交汇(Li等, 2015及其参考文献)。构造地貌研究表明, 小江断裂带第四纪以来平均滑动速率为 $6\text{--}22\text{ mm a}^{-1}$, 其中中段西支与东支的滑动速率分别为约 $7.5\text{--}12\text{ mm a}^{-1}$ 与 $4.5\text{--}10\text{ mm a}^{-1}$ (He和Oguchi, 2008; Wen等, 2008; Li等, 2015; Cheng等, 2021)。GPS速度场与块体模型数据表明, 西支千年尺度的滑动速率 $\leq 3.0\text{--}5.7\text{ mm a}^{-1}$, 东支则 $> 4.9\text{--}8.2\text{ mm a}^{-1}$, 两者累计滑动速率达 $7.9\text{--}16.1\text{ mm a}^{-1}$ (Bai等, 2025); 在年代际尺度上, 西支滑动速率估计为 $9.1\text{--}12.2\text{ mm a}^{-1}$, 东支为 $0.5\text{--}3.3\text{ mm a}^{-1}$, 累计速率达 $11.7\text{--}13.4\text{ mm a}^{-1}$ (Bai等, 2025)。这种显著的高滑动速率特征, 使小江断裂带成为云南地区最主要的发震构造(闻学泽等, 2011)。

历史文献记载, 公元1500年以来小江断裂带及其周边区域共发生了27次6.0级以上地震, 8次7.0级以上地震, 1次8.0级地震(图1b)。其中, 3次地震沿小江断裂带产生了可识别的地表破裂。1500年宜良约7.0级地震沿中段东支南部破裂 $\geq 60\text{ km}$; 1733年东川7.8级地震沿北段破裂约110 km; 1833年嵩明8.0级地震沿中段西支断裂约130 km(图1c; 宋方敏等, 1998; Wen等, 2008)。这些事件在阳宗海湖区产生的烈度分别为VIII度、VI–VII度、X度(图1c; Wen等, 2008)。

阳宗海($24.85^{\circ}\text{--}24.97^{\circ}\text{N}$, $102.97^{\circ}\text{--}103.03^{\circ}\text{E}$; 高程约1770 m)由小江断裂中段西支凹陷形成(图1b–1d)。沉积中心湖底相对平坦, 近岸地区湖底变陡(图1d)。目前, 该湖面积约 30 km^2 , 宽约3 km, 长约12 km, 最大水深约30 m, 平均水深约20 m(图1d; Wu等, 2021)。湖水主要由大气降水、南部主要入湖河流(阳宗河)的地表径流和沿断裂分布的地下水补给, 由东北部汤池河(1388年开凿的人工运河)泄水(杨晓艳和任世川, 2014)。阳宗海流

域面积约192 km²，南侧被海拔最高约为2760 m的高山环绕(图1d)。山体由二叠纪页岩、石灰岩和玄武岩构成，上覆第四纪沉积物(宋方敏等, 1998; 祝艳, 2008)。阳宗海底层水全年大部分时间为缺氧状态(Wu等, 2021)。

3 材料与方法

3.1 沉积岩芯采集和物理化学分析

2022年4月，利用UWITEC钻探平台在阳宗海沉积中心采集了两段沉积岩芯(YZ22A: 24.897°N, 103.001°E; YZ22B: 24.926°N, 103.007°E)，钻孔水深分别为27.70和26.10 m(图1d)，活塞取芯管直径60 mm。取芯过程中采用地层部分重叠策略，共获取16段岩芯(网络版附图S1)。用Geotek岩芯切割机纵向对剖所有岩芯，然后现场拍照并在实验室中进行岩芯描述。其中一半岩芯用于X射线荧光光谱(XRF)扫描，然后按0.5 cm间距分样后进行理化分析，包括加速器质谱(AMS)¹⁴C测年、粒度分布、总有机碳(TOC)和总氮(TN)含量分析；另一半在岩芯库中保存，温度保持在4 °C左右。

3.1.1 无损XRF扫描

平滑岩芯表面，并覆盖上4 μm厚的超透薄膜，然后在配备铯管的Itrax岩芯扫描仪上扫描。相对元素含量测试条件为30 kV电压、55 mA电流，曝光时间5 s，分辨率0.5 mm，并以每秒计数(cps)表示。重叠部分岩芯根据XRF-Zr含量变化进行对比(附图S1)，最终得到合成后的YZ22A和YZ22B长岩芯，其长度分别为1388和1090.5 cm。对YZ22A和YZ22B岩芯中含量高于100 cps的所有元素进行中心对数比(c_{lr})转换，以减少基质效应(如孔隙水、粒度和压实作用的影响)(Weltje等, 2015)。利用SPSS软件(Fan等, 2016)对标准化后的元素数据(Sr、Ca、Mn、Zr、Ti、Al、Si、K、Fe、Rb、Zn和Pb)进行主成分分析(PCA)，根据其可区分的成分特征，识别与不同沉积过程相关的不同沉积相(Fan等, 2022, 2023)。

3.1.2 沉积岩芯的AMS ¹⁴C测年

从YZ22A和YZ22B岩芯中共挑选出19个全样，利用200目筛(孔径74 μm)进行湿筛，获得炭屑和叶片。YZ22A岩芯炭屑样12个，YZ22B岩芯炭屑样6个、叶片样1个，用于AMS ¹⁴C测年。这些样品通过AAA工艺进行前处理(先后进行酸洗、碱洗、酸洗)(Brock等, 2010)。所有样品的¹⁴C年龄由其5568年的半衰期确定。常规¹⁴C年龄使用OxCal 4.4程序(Ramsey, 2021)和IntCal20数据

(Reimer等, 2020)进行校正。在剔除快速事件沉积层后，采用贝叶斯累积模型(Blaauw和Christen, 2011)建立了沉积岩芯的年龄-深度模型，并利用OxCal程序中的P_sequence算法(Ramsey, 2008; Ramsey和Lee, 2013)对所有年龄数据进行了最终校准。

3.1.3 粒度分析

将YZ22A和YZ22B岩芯按0.5 cm间距取样，共获取4957个样品用于粒度分析。粒度数据在马尔文3000激光粒度仪上进行测量。所有样品冷冻干燥后，依次用30% H₂O₂和10% HCl进行前处理，分别去除有机质和碳酸盐，然后加入0.05 mol L⁻¹(NaPO₃)₆并置于超声振荡器，使样品颗粒充分分散。马尔文3000激光粒度仪自动输出0.01–3500 μm范围内的100组粒度组分的体积百分含量数据。相对误差<1%。采用Folk和Ward(1957)统计公式计算各粒度分布的平均粒径(Mz)、分选指数和偏度。

3.1.4 TOC和TN含量分析

从YZ22A岩芯的代表性层位共选取87个样品，用于测试TOC和TN含量。TOC含量利用Elementar Rapid CS Cube分析仪进行测试。样品充分研磨后过250目筛(<61 μm)，然后在40 °C条件下干燥24 h。每个样品加入1 mol L⁻¹的HCl溶液进行前处理，去除碳酸盐，然后用去离子水淋洗，干燥后测试TOC含量。样品在950 °C条件下充分燃烧，使碳完全转化为CO₂。每测试一批未知样品前，测试两个土壤标样“B2152”，其TC含量标定值为1.56%。所有TOC值均用标样校正。重复测量的分析误差<0.1%。全样TOC含量由仪器测量到的无碳酸盐样品的TOC含量乘以无碳酸盐样品与全样样品的质量比得到。

TN含量利用Elementar Vario Macro Cube分析仪进行测试。将剩余的TOC样品在950 °C条件下充分燃烧，使氮完全转化为氮氧化物。然后用铜将生成的氮氧化物还原为N₂。每测试10个未知样品前，测试一个土壤标样“GBW07402a(GSS-2a)”，其TN含量标定值为0.075%。重复测量的分析误差<0.01%。TOC/TN(C/N)比值表示为原子比，通过它们原子比与质量比之间的倍数1.17来计算(Fan等, 2017)。

3.2 反射地震调查

2023年7月，利用Applied Acoustics Engineering公司生产的CSP-D2400系统和Hypack SBP系统，对近似垂直和平行小江断裂带走向的系列地震测线进行了反射地震调查(图1d)。Hypack SBP系统自动采集来自S-Boom地震

声源(300 J)和20单元水听器(100–4000 Hz)的地震数据,以及来自半球全球定位系统的动态位置数据。采用200–5000 Hz的带通滤波去除高频和低频噪声,采用Vista 2D/3D地震处理软件对地震数据进行处理。假设水和沉积物的声速均为 1500 m s^{-1} ,理论上地层的垂向分辨率约为15 cm(Chen和Millero, 1977; Daxer等, 2022)。根据Mitchum等(1977)提出的术语体系,依据地震反射特征、地震相和单元几何形态,对地震地层单元进行了划分和定义。

3.3 古地震探槽记录汇编

目前小江断裂带的古地震探槽数据主要来源于其中段,而对南段和北段的研究极为有限。本研究整合并拓展了Shen等(2003)、Guo等(2021)及谭鑫等(2023)的古地震数据集,集成了沿小江断裂带分布的23个探槽资料。完善后的数据集包括:中段西支9个探槽(干海子、草海子、甸沙、海尾村、水马田、大坟地、龙家村、冬瓜营、七孔坡;文献来源:陈睿和李珏, 1988; Hu和Deng, 1988; 李珏, 1993; 宋方敏等, 1998; Shen等, 2003; 俞维贤等, 2004; Li等, 2015; 李西等, 2018)、中段东支11个探槽(白沙井、玉碑地、板河口、石膏地、小团山、大营盘、大脑包、下米户、下麻邑、七江村、凹子地;文献来源:李珏, 1993; 宋方敏等, 1998; Shen等, 2003),以及南段3个探槽(落水洞、东村、放马坪;文献来源:毛泽斌, 2017; Guo等, 2021; 谭鑫等, 2023)。古地震探槽数据按断裂带分段方案进行归类汇总,而不是按单个探槽位置进行排列。

4 结果

4.1 岩芯间对比

4.1.1 YZ22A和YZ22B岩芯的AMS ^{14}C 年龄

YZ22A岩芯炭屑样品的12个常规 ^{14}C 年龄在 1840 ± 30 – $9350\pm30\text{ cal a BP}$ 之间,而校准年龄在 1763 – $10,579\text{ cal a BP}$ 之间(图2a; 网络版附表S1)。此外,YZ22A岩芯788.5–789 cm和796–796.5 cm深度的校准 ^{14}C 年龄分别为6353和6244 cal a BP;而这两个年龄则略有倒转。YZ22B岩芯6个炭屑样品和1个叶片样品的常规 ^{14}C 年龄在 2520 ± 30 – $20,820\pm200\text{ cal a BP}$ 之间变化,而校准年龄在 2548 – $25,116\text{ cal a BP}$ 之间(图2b; 附表S1)。YZ22B岩芯的所有年龄数据与地层顺序一致。YZ22A和YZ22B岩芯的 ^{14}C 年龄限制了它们在全新世的年代地层框架内对比。

4.1.2 YZ22A和YZ22B岩芯的元素组成

YZ22A和YZ22B岩芯的元素含量变化均有四种不同的模式,在PCA的变量因子图中可以明显区分出来(图3a, 3b)。其中陆源元素Fe、Rb、Ti、Zr、K、Al、Si属于一组。Ca含量的变化趋势与Zr含量的变化趋势相反(图2a, 2b),表明Ca不太可能来源于碎屑碳酸盐和钙长石。Ca和Sr主要寄存于自生碳酸盐中(Fan等, 2023),因此它们属于一个组(图3a, 3b)。Mn构成一个单独的组,可能反映了湖泊底层水的氧化还原环境(Wils等, 2021)。Pb和Zn为一组,主要来自工业污染(Zhang等, 2012)。Zr、Mn和Ca含量的不同特征使其成为衡量YZ22A与YZ22B岩芯相关性的重要指标(图2a, 2b)。

4.1.3 YZ22A和YZ22B岩芯的沉积相

阳宗海YZ22A和YZ22B岩芯主要为灰褐色黏土质粉砂,平均Mz值分别为 $14.3\text{ }\mu\text{m}$ 和 $12.6\text{ }\mu\text{m}$ (图2a, 2b)。根据颜色、岩性特征、元素含量和粒度的变化,可将两段沉积岩芯划分为6种不同的沉积相(图2a, 2b)。相I为棕红色至灰褐色泥,在YZ22A岩芯中的厚度为13.5–74 cm,在YZ22B岩芯中的厚度为5.5–13 cm。其特征是Zr和Mn含量显著增加, Ca含量显著减少, Mz值相对较低。相II在YZ22A和YZ22B岩芯中为浅灰色至灰褐色泥,厚度范围分别为6.5–47.5和4.5–20.5 cm。其特点是Mn含量高, Mz值呈上升趋势。相III为灰褐色泥,在YZ22A和YZ22B岩芯中的厚度分别为44.5和17.5 cm, Zr含量较高, Ca含量较低。相IV为棕红色至灰褐色泥,在YZ22B岩芯中的厚度为16.5 cm,具有Mn和Zr含量高的特征。它不同于相I的Mn含量幅度(相IV的Mn含量值相对低于相I)。相V为青灰色至灰褐色的泥,具有Zr含量高、Mn和Ca含量低、Mz值低的特点。相VI由灰褐色的泥构成,具有中等元素含量和Mz值。

4.1.4 YZ22A和YZ22B岩芯中的事件沉积

相VI构成了YZ22A和YZ22B岩芯的大部分沉积层序(图2a, 2b),可视为背景沉积相。相I–IV与相VI存在显著差异,据此认为相I–IV对应的沉积物为事件沉积。从两段沉积岩芯中可以识别出13个事件沉积层(事件1–13)(图2a, 2b, 4a–4m; 表1)。根据沉积组分和地球化学特征,13个事件沉积层可划分为三种不同类型(I–III型)。I型(事件1–3、6、7及11–13):由棕红色至灰褐色泥质沉积构成,其Zr和Mn含量显著增加、Ca含量减少、Mz值相对较低。II型(事件4及8–10):以浅灰至灰褐色泥质沉积为主,呈现中等偏高的Mn含量和增大的Mz值。III型(事件5):沉积物分选性差,并且Zr含量较

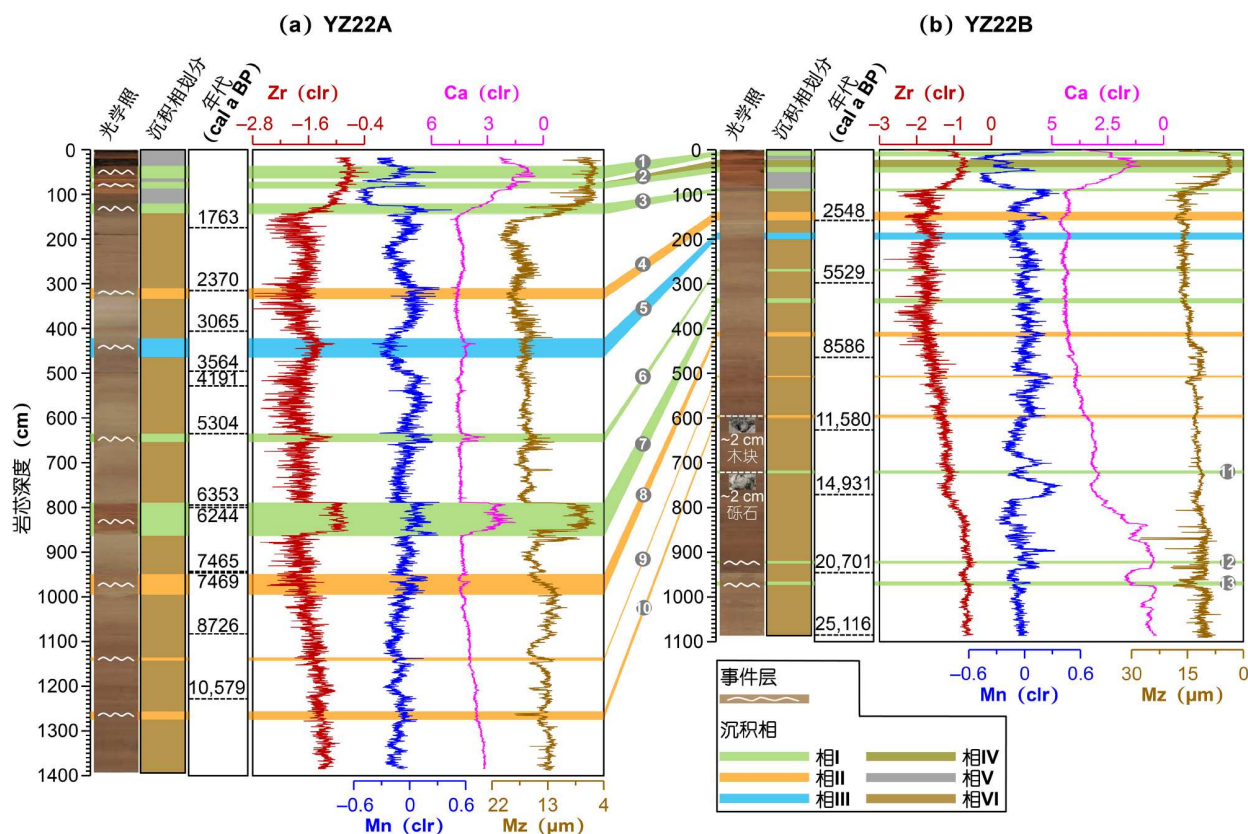


图2 基于测年样品校准 ^{14}C 年龄(平均值)和Zr、Mn、Ca含量及Mz值的沉积相对比。(a) YZ22A岩芯；(b) YZ22B岩芯。灰色圆圈内数字表示根据这两段沉积岩芯的岩性特征、元素含量和Mz值划分的13个事件沉积层(对应相 I–IV)

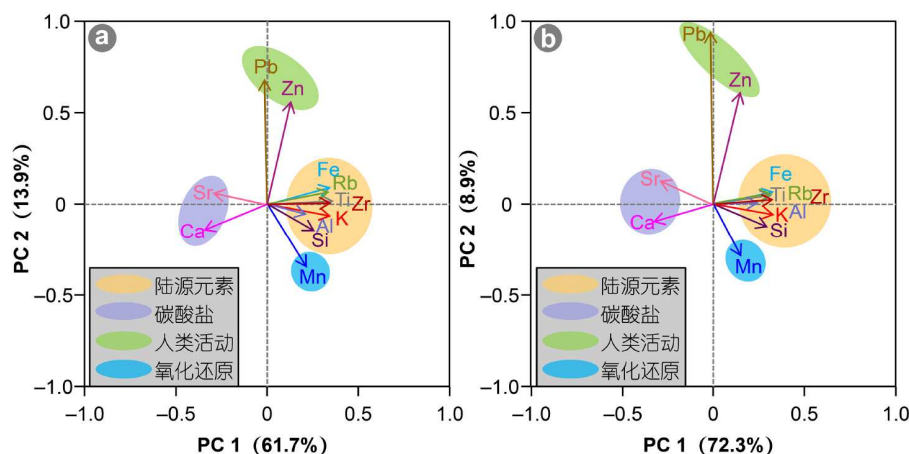


图3 主要元素(Sr、Ca、Mn、Zr、Ti、Al、Si、K、Fe、Rb、Zn及Pb)标准化后的主成分分析。(a) YZ22A岩芯；(b) YZ22B岩芯

高、Ca含量较低，Mz值有所增大。

需要注意的是，在YZ22B岩芯中，事件2沉积层内的相 I 和相IV是连续的(图2b)；因此，它们被认为是一个事件层。有一些独特证据表明，这些事件沉积物在沉积过程中受到了扰动(表1)。例如，YZ22A岩芯事件7沉积物中炭屑样品的 ^{14}C 年龄存在倒转(图2a)。YZ22B岩芯事

件10沉积物包含最大长度约2 cm的混杂木质碎屑(图4l)。YZ22B岩芯中的事件11沉积物含不规则砾石，最大长度约2 cm(图4e)。

大多数事件沉积表现出独特的结构或构造(图4a–4m；表1)。例如，事件7沉积物异常厚，并且具有较高的偏度值(平均为0.17)，非常低的Mz值(平均为8.1 μm)，

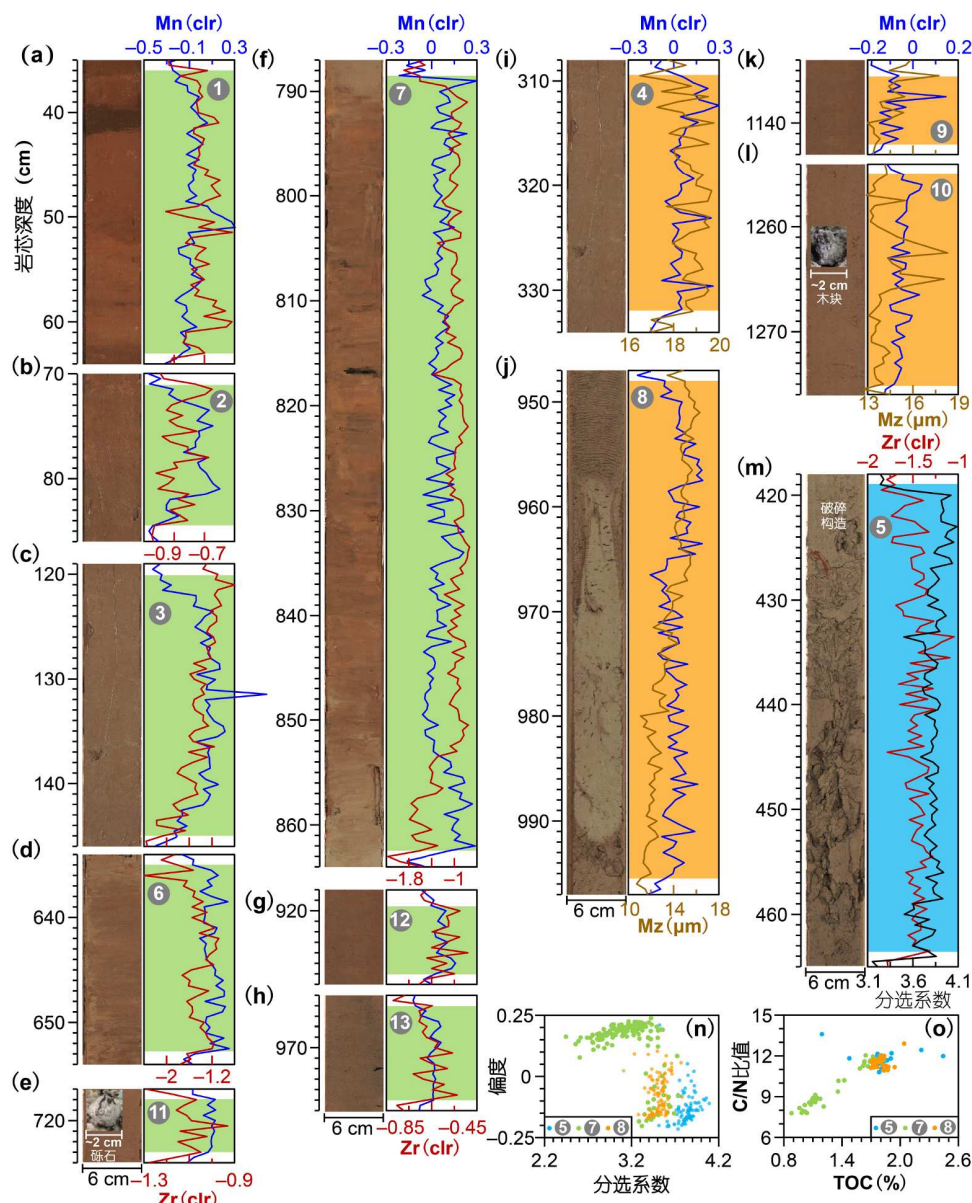


图4 13个事件沉积层特征。(a-h) I型沉积。(i-l) II型沉积。(m) III型沉积。(n, o)偏度与分选系数、C/N比值与TOC含量的双变量图, 突出了三次代表性事件沉积(事件5、7和8)的特征差异。事件编号与图2中标识一致。其中, 事件沉积1-10与11-13分别取自YZ22A和YZ22B岩芯。(l)事件10中的木块样本源自YZ22B岩芯中对应的事件沉积层。所有事件沉积的详细描述见表1

较低的TOC含量和C/N比值(平均值分别为1.1%和8.5)。事件5沉积物具有破碎构造。事件8沉积物呈浅灰色, 并且Mz向上逐渐增加(从11.1 μm 增加到15.0 μm), 而分选指数、TOC含量和C/N比值保持稳定(平均值分别为3.5、1.8%和11.4)。

4.1.5 YZ22A和YZ22B长岩芯与YZ6短岩芯的对比

最近关于阳宗海7段短沉积岩芯的研究揭示了湖盆中的两个事件沉积层(如YZ6岩芯; 图5c; Fan等, 2023)。这些事件沉积物的特征是Mn含量异常高, 被解释为由地

震诱发的边坡失稳或滑塌形成的浊流沉积以及与湖震相关的水体振荡和氧化(Fan等, 2023)。基于高分辨率的 $^{210}\text{Pb}/^{137}\text{Cs}$ 和8个AMS ^{14}C 年龄, 这两次事件与1500年宜良约7.0级地震和1833年嵩明8.0级地震对应良好(图5c; Fan等, 2023)。后者可能导致湖盆沉降, 湖水沿水下断裂渗漏, 并使该事件后湖泊沉积速率显著增加(Fan等, 2023)。YZ22A和YZ22B岩芯中的事件1和2沉积层与YZ6岩芯的两个事件沉积层具有良好的相关性(图5a-5c)。因此, YZ22A和YZ22B岩芯中的事件1和2沉积物可认为分别形成于1833年和1500年。

表1 阳宗海YZ22A和YZ22B沉积岩芯中的事件沉积特征

类型	事件 序号	在YZ22A岩芯中 的深度(cm)	在YZ22B岩芯中 的深度(cm)	共同特征	独特特征	置信水平 ^{a)}
I 型	1	36–63	4.5–13		(1) 在地震地层序列中能够被识别； (2) 对应于1833年嵩明8.0级地震	高
	2	71–84.5	22.5–50.5		(1) 在YZ22B岩芯中表现为两个连续的事件沉积层；(2) 对应于1500年宜良约7.0级地震	高
	3	120–145	87–91.5		(1) 为探槽所记录(毛泽斌, 2017; Guo等, 2021)	中
	6	635–652.5	266–270	棕红色至灰褐色泥质沉积, Zr、Mn含量显著升高, Ca含量降低, Mz值相对较低	(1) 在地震地层序列中能够被识别； (2) 为探槽所记录(Shen等, 2003; 俞维贤等, 2004)	高
	7	788.5–862.5	331–341.5		(1) Mz值显著减小、偏度值高、TOC含量及C/N比值较低, 事件层异常厚；(2) ¹⁴ C年龄倒转；(3) 在地震地层序列中能够被识别	高
	11		718–723		(1) 含不规则砾石；(2) 为探槽所记录(宋方敏等, 1998)	高
	12		919.5–926		(1) 为探槽所记录(宋方敏等, 1998)	中
	13		966–975			低
II 型	4	309.5–332	138.5–157.5		(1) 在地震地层序列中能够被识别； (2) 为探槽所记录(俞维贤等, 2004; Li等, 2015)	高
	8	948–995.5	408–417	浅灰至灰褐色泥质沉积, Mn含量相对较高, Mz值有所增大	(1) 在地震地层序列中能够被识别	中
	9	1135.5–1142	505.5–508.5		(1) 为探槽所记录(宋方敏等, 1998)	中
	10	1255–1275	593–599.5		(1) 含杂乱的木质碎屑；(2) 在地震地层序列中能够被识别	高
III 型	5	419.5–464	184.5–200.5		(1) 相对较高的Zr含量和较低的Ca含量, 高Mz 值, 分选差；(2) 含裂隙构造； (3) 在地震地层序列中能够被识别	高

a)置信水平(高、中、低)主要依据独特特征数确定: ≥2、1、0。

4.2 岩芯-地震地层对比

4.2.1 地震地层序列

沿东西方向的一条地震测线采集的反射地震数据表明, 阳宗海的形态呈不对称的碗状(图6)。阳宗海盆地的地震地层分析揭示了三个主要地震单元(U1–U3; 图6; 附图S2)。U1位于盆地最深处。它具有从底部连续到顶部混乱的高振幅反射, 并表现出向盆地边坡方向的超覆。U1的顶部定义了U2的声学基底, U2的反射振幅要低得多。U2的特点表现为更明显的披覆沉积构型, 其反射向顶部连续性逐渐增强。U2在西侧边坡的超覆现象比在东侧边坡更为显著。U3和U2被高振幅反射分离(图6; 附图S2)。U3总体表现为连续、中等振幅的反射波, 并具有披覆特征。

基于地震地层时深转换和约15 cm的平均垂向分辨率, 我们推断U3和U2上部地震反射中存在一些未识别的沉积层(A–H: 约25–70 cm厚)(图6; 附图S2)。理论上,

由微弱纹层状泥构成的未扰动沉积层, 通常在地震剖面上产生连续反射波。相比之下, 严重扰动的沉积层(如MTDs和巨型浊流沉积), 在地震相上则表现出杂乱至透明的反射特征(Schnellmann等, 2002; Wils等, 2021)。在阳宗海盆地中, 没有明确的证据表明这些未识别的沉积层(A–H)具有声学透明的反射特征(可能与地震数据分辨率低有关); 然而, 低振幅或杂乱地震相(伴不连续反射)表明它们是扰动沉积(图6; 附图S2)。特别是, 分布在斜坡向盆地过渡地带的异常厚的扰动沉积(B)和向盆地方向增厚的扰动沉积(F、G和H)可解释为滑塌过程形成的巨型浊流沉积(如Schnellmann等, 2002; Oswald等, 2021)。东部边坡上呈杂乱反射的扰动沉积(A)和西部边坡上的不连续反射层(E)可解释为边坡失稳引起的MTDs(图6; 附图S2)。

受近竖直方向水下断裂错断沉积充填层的影响, 湖盆西部下伏地层单元横向上不连续(图6)。水下断裂的特征表现为一个宽度为十米至百米的扰动带, 其内部地震

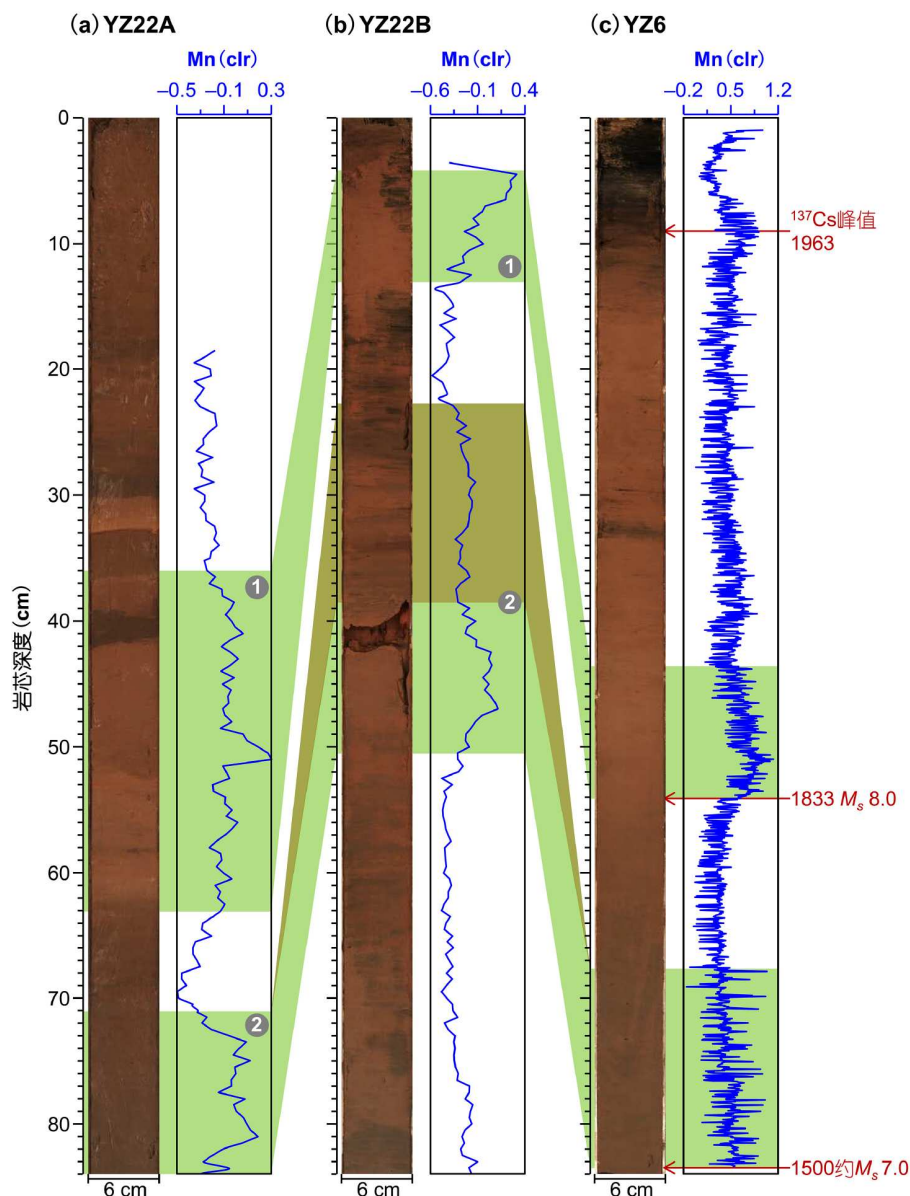


图5 阳宗海沉积中心的岩芯对比。(a) YZ22A岩芯；(b) YZ22B岩芯；(c) YZ6岩芯(Fan等, 2023)。事件沉积层以异常高Mn含量为特征之一(Fan等, 2023)

反射波出现破碎、弯曲(双曲线形畸变)或模糊现象。紧邻最东侧断裂分布的并列倾斜逆冲构造,可能是断裂活动期间的应力传递与沉积物挤压作用所诱发,并导致古湖底形成显著隆起构造(图6)。水下断裂切穿或终止于特定地层单元(如图6中的扰动沉积层B-F),这些单元被常规背景沉积所分隔,指示多期断裂活动。未观测到断裂延伸至沉积物-水界面(图6),上覆软沉积物可能掩盖了断裂最顶部的形态表现。

4.2.2 地震地层与沉积岩芯中事件沉积层的对比

岩性和颜色的明显变化,或地球化学和物理指标的

变化,使我们能够可靠地识别出YZ22A岩芯中的10个事件沉积层(图2a; 表1)。岩芯与地震地层对比主要基于贯穿整个湖盆的事件沉积层。从上到下,YZ22A岩芯中的事件1和7沉积层与地震剖面中的扰动沉积层A和E对应良好(图6)。根据地震地层的层序和时深转换,地震剖面中的扰动沉积层B-D、F和H可与YZ22A岩芯中的事件4-6、8和10沉积层相对应(图6)。YZ22A岩芯中的事件2和3沉积层与事件1沉积层邻近,导致它们在分辨率较低的地震影像中难以识别。YZ22A岩芯中事件9沉积层厚度过薄(8 cm厚),我们不确定它是否与扰动沉积层G相对应。此外,由于压实地层声波速度增加(例如冰消期与冰期地

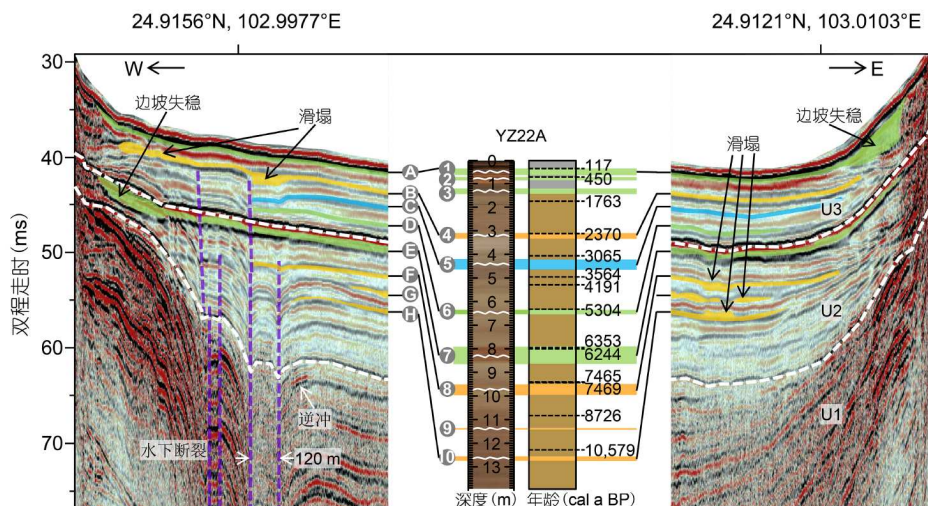


图6 反射地震测线剖面(图1d中红线), 显示出水下断裂、扰动沉积层以及三个地震单元(U1、U2、U3)。反射地震剖面中的扰动沉积层A–F及H分别与YZ22A岩芯中的事件沉积层1、4–8及10相对应。YZ22A岩芯中117和450 cal a BP这两个年龄数据来自历史地震年份, 其余年龄代表测年样品的平均校准 ^{14}C 年龄

层; Pinson等, 2013), 地震垂向分辨率可能随深度降低, 这可能增加了全新世之前的事件沉积层(如YZ22B岩芯中的层位)的岩芯-地震地层对比难度。

4.3 古地震探槽记录

小江断裂带中段西支的9个探槽识别出8次古地震事件, 分别发生在117、350–830、1134–2452、约4000–5250、约7640–8360、约12,000、约15,000以及20,350–20,770 cal a BP(宋方敏等, 1998; Shen等, 2003; 俞维贤等, 2004; Li等, 2015)。该中段东支的11个探槽确定了6次古地震事件, 其年代分别为2420–3000、5095–5305、7045–7325、8600–9400、11,500–14,500及18,480–20,680 cal a BP(宋方敏等, 1998; Shen等, 2003; 谭鑫等, 2023)。南段的3个探槽识别出4次古地震事件, 发生年代分别为670–1455、3870–3946、6900–10,845和12,755–15,360 cal a BP(毛泽斌, 2017; Guo等, 2021)。

5 讨论

5.1 古地震的沉积记录

岩芯-地震地层和岩芯间对比表明, 至少有5个特定的事件沉积层(事件1、4、7、8和10)与边坡失稳或滑塌同步形成(图6)。湖盆近岸地区的斜坡角度相对较小(约 5° – 12°), 因此可以排除水下边坡沉积负荷引起的自发性失稳或滑塌等触发机制(如Praet等, 2017)。在水深约30 m的情况下, 风浪不太可能导致平坦的湖底发生滑塌

(图1d)。尽管风暴事件能够搬运湖泊流域大量细粒陆源沉积物, 但历史文献和阳宗海七段短沉积岩芯的沉积学数据表明, 此类事件不太可能导致湖盆边坡失稳或水下滑塌并在沉积中心形成可识别的事件层(Fan等, 2023)。

湖盆不同区域的事件沉积层, 其边坡失稳或滑塌成因的同步性需要外部触发机制。地震是最可能的触发因素, 因为: (1) 阳宗海受小江断裂带的约束, 因此对来自断裂带的地震活动非常敏感; (2) 事件沉积层被未受扰动的沉积物分隔, 并被湖盆水下断裂切断或终止(图6), 暗示曾发生过多次古地震事件; (3) 地震动能够破坏湖盆边坡, 造成水下边坡失稳或滑塌, 并形成事件沉积物(Howarth等, 2014); (4) 阳宗海事件1沉积物与1833年嵩明8.0级地震对应良好(图5a–5c); (5) 事件7沉积物具有“巨型浊流沉积”的典型特征, 这类沉积通常被解释为强震作用下斜坡失稳或滑塌导致的地震再沉积产物(如Schnellmann等, 2002; Bertrand等, 2008; Howarth等, 2014; Sabatier等, 2022)。

在反射地震剖面中, 没有强有力的证据表明边坡失稳或滑塌对应于事件2、3、5、6、9和11–13沉积物; 然而, 这些事件的地震起源可以从以下证据推断出来: (1) 事件2沉积对应于1500年宜良约7.0级地震(图5), 两个连续层(YZ22B岩芯中事件2沉积层中的相I和相IV)与历史资料记录的双震存在关联(图2b; 宜良县志编纂委员会, 1998)。 (2) YZ22A岩芯中事件5沉积物呈现出明显的破碎构造(图4m)。这些特征被解释为以下两种作用的结果: 一是高初始成岩速率导致细粒沉积物发生地震诱发的脆性破裂(Monecke等, 2004); 二是余震期间快速沉

积物内部产生的振荡运动(Migeon等, 2017)。这些沉积物可能源于湖泊周围山地因强烈震动而引起的土体塌陷, 然后被浊流搬运并迅速沉积在湖内(Fan等, 2023)。(3) 嵌于事件10和11细颗粒沉积物中的杂乱木屑和不规则砾石(图4e, 4l), 可能来源于地震诱发的近岸混杂堆积体的再活化作用(Zhang等, 2021; Fan等, 2022), 并由浊流搬运并沉积。(4) 事件1-10沉积物可以通过精细的岩芯间或岩芯-地震地层对比在整个湖盆范围内追踪(图2, 6), 表明其触发机制可能为能够扰动整个湖盆的地震活动(Schnellmann等, 2002; Moernaut等, 2018)。(5) 所有事件沉积物均与洪水沉积物明显不同, 后者的特征是异常高的C/N比(接近20), 平行或交叉层理, 并且主要在入湖口区域表现明显(Fan等, 2023)。值得注意的是, 在YZ22A和YZ22B岩芯中, 事件5沉积层是唯一呈现破碎构造的层位, 而其他所有事件沉积层均缺乏可识别的SSDS(图2, 4)。这种SSDS的稀缺性可能源于以下因素:(1) 其发育可能具有空间异质性, 限于未被本研究取芯位置覆盖的区域;(2) 上覆地层的沉积后压实作用可能消除了先存的变形特征;(3) 阳宗海沉积物因其均质的细粒特性, 缺乏形成SSDS所必需的岩性差异对比, 这种差异是层状沉积(如砂-粉砂-黏土互层序列)中SSDS形成的先决条件(如Fan等, 2022)。

湖泊沉积记录的13次古地震事件, 表现为3种不同类型的事件沉积(I-III型)。I型事件沉积物(事件1-3、6、7和11-13)的特征是Mn和Zr含量高, Ca含量低(图4a-4h)。Mn含量高表明湖泊底层水处于氧化环境, 因为Mn在氧气存在下通常以Mn氧化物的形式沉淀(Calvert和Pedersen, 1993; Wils等, 2021)。该湖底水体氧化环境(该水体在全年大部分时间处于缺氧状态; Wu等, 2021)可能是由湖震相关的水体振荡及氧化作用所致(Fan等, 2023)。I型TOC含量较低(如图4o), 可能与湖内有机质的氧化和分解有关。这一过程会在湖水中产生大量的溶解CO₂, 导致Ca含量大幅下降(图2; Fan等, 2016)。高Zr含量和低Mz值(图2)可能与地震期间湖内先前沉积的细碎屑物质的再改造有关, 低C/N比值(<10)表明湖内水生植物对总沉积有机质的贡献占主导地位(图4o; Meyers, 1990; Fan等, 2017)。这些数据表明, I型事件沉积物主要来源于湖内的再搬运物质。

II型事件沉积物(事件4和8-10)的特征是Mn含量相对较高, Mz值增加(图4i-4l)。相对较高的Mn含量可能与湖震引起的湖水振荡和氧化有关(Wils等, 2021)。Mz的增加可能指示了不同沉积物来源的加入, 这与陆源输入增加(如周边山体坍塌土壤的输入)有关, 该解释得到C/N比值升高(>10)的支持(图4o)。

III型事件沉积物(事件5)的特征是相对较高的Zr含量和较低的Ca含量, 加上较高的Mz值和分选指数(图2a, 4m, 4n)。高Zr含量和Mz值表明陆源物质(周围山地土壤)输入较多; 相对较高的C/N比值(>10; 图4o)支持了这种解释。事件5沉积物的低Ca含量可能与陆源物质中相对较低的Ca含量, 或与湖内浊流搬运过程中碳酸盐的快速溶解有关。这些沉积物分选很差(图4n), 表明它们没有经历显著的水动力分选。

阳宗海古地震事件记录的置信水平评估基于以下三项标准(类似案例如Ghazoui等, 2019; Lemot等, 2024):(1) 是否存在特殊沉积构造或指标(如破碎构造或倒转的¹⁴C年龄); (2) 与地震地层序列中扰动层的对应关系; (3) 与历史地震或其他古地震记录的时空关联性(详见5.4章节)。置信水平(高、中、低)主要依据符合标准的数量判定: ≥2、1、0(表1)。根据上述评估标准, 阳宗海记录的13次古地震事件中包含8次高置信水平、4次中置信水平及1次低置信水平事件(表1)。

5.2 湖泊古地震事件的时限

事件沉积, 如MTDs和浊流沉积, 通常被认为是瞬时沉积, 因为它们形成迅速且不频繁(如Howarth等, 2016; Fan等, 2022; Sabatier等, 2022)。因此, 在构建YZ22A和YZ22B岩芯的年龄-深度模型之前, 先移除了事件沉积。

理论上, 古地震事件层附近非事件层中的炭屑或叶片化石的¹⁴C定年可精确厘定古地震事件的年龄(如Howarth等, 2014)。在阳宗海YZ22A和YZ22B岩芯中, 仅事件6、8和10满足上述标准, 而其他事件层位周边缺乏合适的测年材料(图2)。YZ22A岩芯事件7沉积物中炭屑样品的¹⁴C年龄存在倒转(图2a), 证实这些事件沉积物受到了扰动。因此, 事件沉积物中样品的¹⁴C年龄不能用于年龄-深度模型的建立(Howarth等, 2014)。

YZ22A和YZ22B岩芯的年代模型分别采用P_sequence算法(图7)和贝叶斯算法(附图S3)建立。利用2个历史地震年代地层标记(图5a, 5c)和9个非事件层位的¹⁴C校准年龄(附表S1), 计算了YZ22A岩芯去除事件层厚度后的非事件沉积岩芯的年龄-深度模型。基于2个历史地震的年代地层标记(图5b, 5c), 7个¹⁴C校准年龄(附表S1)和非事件沉积岩芯深度, 计算了YZ22B岩芯的年龄-深度模型。

结果表明, 两种年代模型具有高度一致性, 基于贝叶斯算法(加权平均年龄)与P_sequence算法(中值年龄)得到的测年结果平均偏差仅为25年(图7, 附图S3; 附表S1)。本研究最终采用基于P_sequence算法建立的年代模

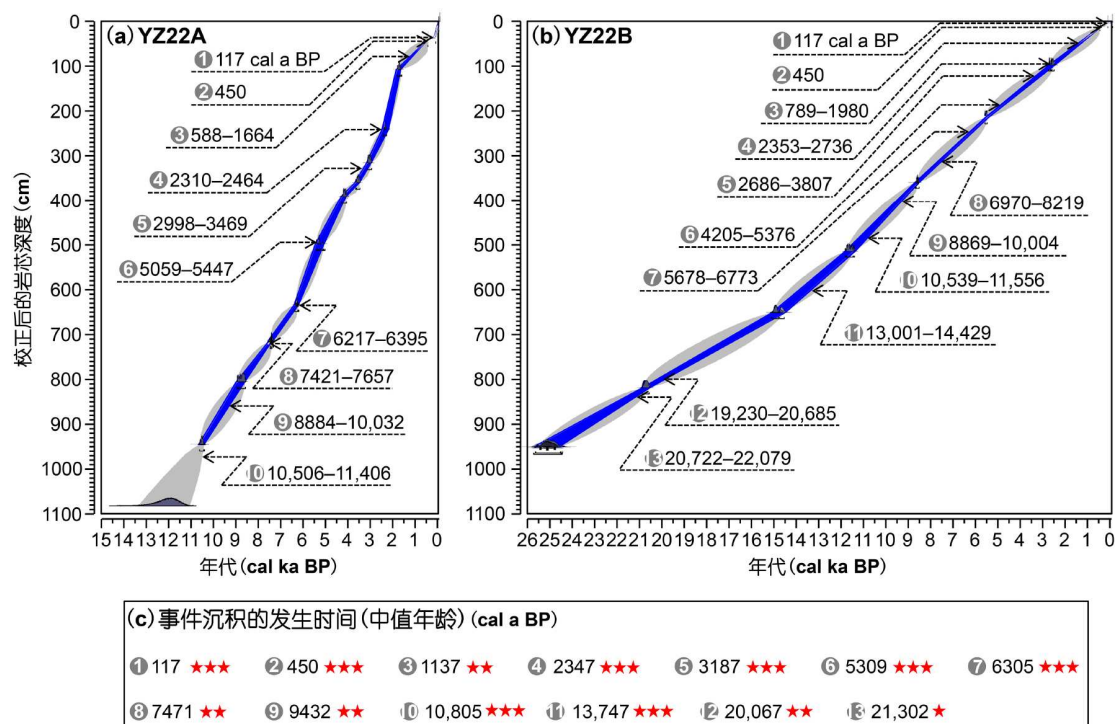


图7 采用OxCal软件中的P_sequence算法建立的年代模型(Ramsey, 2008; Ramsey和Lee, 2013)。(a) YZ22A岩芯的年龄-深度模型。(b) YZ22B岩芯的年龄-深度模型。岩芯深度经剔除快速事件沉积层后进行校准。模型展示了日历年龄似然度(蓝色区域)、后验概率密度函数(深灰色区域)及95%置信区间的年龄模型(浅灰色区域)。事件沉积层的模拟年龄均以95%置信区间表示。(c) 13次古地震事件年代序列。事件1和2的年龄依据历史地震记录限定; 事件3–10的 ^{14}C 中值年龄源自YZ22A岩芯(基于11个年龄控制点)的年龄-深度模型, 事件11–13的年龄则取自YZ22B岩芯(基于7个控制点)。各事件置信度(高、中、低)以红色星号数量(3、2、1)标示

型(如Howarth等, 2014, 2016)。这一年代模型表明YZ22A和YZ22B岩芯分别涵盖了过去约12,000年和25,000年(图7a, 7b)。移除事件层后的YZ22A岩芯的年龄-深度模型与前人在2013年从阳宗海沉积中心获取的YZH-1岩芯(24.912°N, 103.002°E; 王敏等, 2020; Wu等, 2023)的年龄-深度模型具有可比性(附图S4), 验证了YZ22A岩芯年代框架的可靠性。YZ22A岩芯古地震事件3–10的 ^{14}C 年龄与YZ22B岩芯相应事件的 ^{14}C 年龄高度吻合(图7a, 7b)。这两段沉积岩芯中对应事件层之间的平均中值年龄偏差为188年, 最小和最大偏差分别为5年(事件5)和468年(事件6)(图7a, 7b)。对于事件3–10的时限, 我们采用YZ22A岩芯的年龄-深度模型, 该岩芯比YZ22B岩芯具有更高的沉积速率和更多的年龄控制点; 而对于事件11–13的时限, 我们采用YZ22B岩芯的年龄-深度模型(图7c)。这些年龄-深度模型表明, 事件3–13分别发生在588–1664、2310–2464、2998–3469、5059–5447、6217–6395、7421–7657、8884–10,032、10,506–11,406、13,001–14,429、19,230–20,685、20,722–22,079 cal a BP, 其 ^{14}C 中值年龄分别为1137、2347、3187、5309、6305、7471、9432、10,805、

13,747、20,067、21,302 cal a BP(图7c)。

5.3 沉积速率与古地震记录的关联

5.3.1 沉积速率对古地震事件的响应

YZ22A岩芯位于阳宗海最深处附近, 而YZ22B岩芯更接近湖泊出水口(图1d)。YZ22A岩芯沉积速率(平均 0.94 mm a^{-1})远高于YZ22B岩芯沉积速率(全新世和全新世之前沉积速率分别为 0.45 和 0.34 mm a^{-1}), 且在全新世沉积速率变化趋势上差异显著(图8a, 8b)。特别是在事件1、4和7之后, YZ22A岩芯的沉积速率显著增加(增加幅度超过 0.4 mm a^{-1})(图8a)。这一现象可能与地震后湖泊流域内土壤受震动触发再活化及植被破坏导致沉积物供给增加有关, 或与湖泊中心的同震沉降有关, 如1833年嵩明地震那样(事件1; Fan等, 2023)。同震沉降导致湖心加深后, 湖底坡度增大, 致使湖泊相对浅水区沉积作用减弱, 而湖心沉积速率显著上升。这一假设可以部分解释为什么YZ22B岩芯的沉积速率在这些事件发生后没有显著增加(图8b)。然而, 这种解释可能需要对湖泊进行更详细的调查。此外, 事件2之前YZ22B岩芯的异常

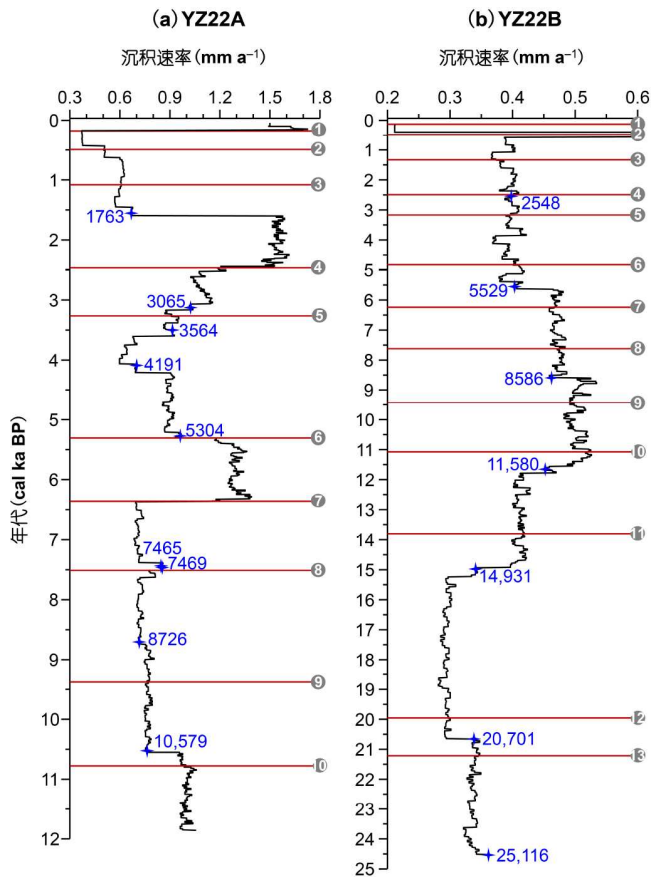


图8 阳宗海沉积速率与古地震记录的对比。(a) YZ22A岩芯；(b) YZ22B岩芯。蓝色星号标示测年样品的校准 ^{14}C 年龄(平均值, cal a BP)

高沉积速率(图8b)可能与1388年湖泊出水口的渠道开挖工程有关(杨晓艳和任世川, 2014)。

阳宗海YZ22A和YZ22B岩芯的Mz值和Zr、Mn、Ca含量与中国西南董哥洞和小白龙洞石笋的高分辨率 $\delta^{18}\text{O}$ 值(Dykoski等, 2005; Cai等, 2015)的对比研究表明, 这些事件沉积形成之前、期间和之后都不存在极端气候(大气环流)事件(附图S5)。这表明, 这些事件之后沉积速率的大幅增加不太可能由大范围的极端气候事件引起。然而, 我们不能忽视在相对正常的气候条件下, 这些古地震事件发生后陆源输入增加对高沉积速率的贡献。

5.3.2 沉积速率对湖泊古地震记录的影响

沉积速率的变化会显著影响湖泊沉积物对地震动的敏感性, 从而影响湖泊古地震记录的连续性和完整性(Wilhelm等, 2016; Rapuc等, 2018; Gastineau等, 2021)。沉积速率高/低的区域能够快速/缓慢补充前期再活化或失稳的水下边坡沉积物, 从而为后续古地震事件中的表层沉积物反复再活化提供充足/不足的物源供给(Praet等, 2017; Moernaut, 2020; Fan等, 2023)。这一

概念可以解释为什么YZ22A岩芯记录的古地震事件比YZ22B岩芯记录的古地震事件更明显, 以及为什么后者在20,650–15,250 cal a BP极低沉积速率(平均 0.29 mm a^{-1})期间记录了“地震平静期”(图2, 图8)。然而, YZ22A岩芯的古地震记录表明, 沉积速率不是阳宗海沉积物对湖心地震动敏感性的一级控制因素, 即地震活跃期/平静期与全新世期间该岩芯的高/低沉积速率不存在正相关关系(图8a)。这可能是因为在这些事件中, 表层沉积物再迁移作用并不总是涉及水下边坡上很厚的表层沉积层, 且YZ22A岩芯具有相对较高的沉积速率(普遍高于 0.5 mm a^{-1} ; 图8a), 足以形成连续而灵敏的古地震记录(如Wilhelm等, 2016)。此外, 湖盆潜在的同震沉降可能改变了湖底地形, 从而一定程度上会影响湖内沉积过程以及湖泊沉积物对古地震事件的响应。

历史记录表明, 小江断裂带强震($M_s \geq 7.0$)的复发间隔为数十至数百年量级(<https://data.earthquake.cn/>)。YZ22A岩芯整体具有亚年代际尺度的时间分辨率(图8a), 这从理论上支持了该湖沉积物能够保存相对完整的古地震记录。除了1789年华宁7.0级地震以外, 地质证据(包括探槽和湖泊沉积记录)记载到了三次历史强震: 公元1500年约7.0级的宜良地震, 公元1733年7.8级的东川地震, 以及公元1833年8.0级的嵩明地震。值得关注的是, 尽管YZ22A岩芯上部的沉积速率显著低于下部, 但其上部记录的古地震事件反而比下部更多(图8a), 这再次表明沉积速率并非阳宗海全新世古地震记录完整性的主控因素。我们认为, 与全新世整体相比, 过去千年间强震发生频率的增加, 实质上反映了该时期小江断裂带地震活动的增强, 而非湖泊古地震记录分辨率不足造成的假象。

5.4 湖泊古地震事件的潜在位置和震级

YZ22A和YZ22B岩芯中地震诱发的不同类型事件沉积可能与阳宗海地区不同地震烈度有关(如Moernaut等, 2014; Praet等, 2020)。不同位置震级相当的地震或同一位置震级不同的地震可能在湖区产生不同的烈度, 距离较远的大震或距离较近的小震可能在湖区产生相近的烈度(Fan等, 2020, 2022, 2023)。以往基于历史地震资料(包括宏观地震烈度(图1c)及基于当地烈度衰减方程计算得到的烈度分布(后者采用了包含距阳宗海的震中距与地震震级的经验公式, 完整推导过程见Fan等, 2023))的研究表明, 阳宗海I型事件沉积(事件1和2)的形成所需烈度为 $\text{VII}\frac{1}{2}$ –VIII度。由此可知, 距湖泊最大距离32 km范围内的7.0级及以上古地震(或112 km范围内的8.0级及以上古地震)有可能被记录在湖泊沉积物中(Fan等, 2023)。

由于历史记录较短,无法用历史地震数据对Ⅱ型和Ⅲ型事件沉积标定烈度。然而,历史记录中小于7.0级地震未能触发阳宗海的沉积响应,表明湖区可能需要至少7.0级的近源古地震才能形成事件沉积层(Fan等,2023)。

为了尽可能地评估湖泊古地震事件的潜在位置和震级,我们整合了探槽古地震记录作为参考依据(图9;表2;陈睿和李坪,1988;Hu和Deng,1988;李坪,1993;宋方敏等,1998;Shen等,2003;俞维贤等,2004;Li等,2015;毛泽斌,2017;李西等,2018;Guo等,2021;谭鑫等,2023)。古地震探槽技术能有效记录保存完好的大型古地震同震地表破裂特征,从而精确绘制其空间分布范围(如Yuan等,2018)。然而,小江断裂带区域茂密的植被覆盖和强烈的人类活动已严重改造地表形貌,探槽研究很难准确估算同震地表破裂长度与震级参数。我们根据与阳宗海的距离,将探槽位置划分为Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ三个区,其中阳宗海位于Ⅱ区(图9a)。理

论上,阳宗海记录的古地震事件可能比距湖32 km范围内的探槽记录更完整(如Fan等,2020;Wei等,2024;Zhou等,2024)。如果在这个距离范围内,湖泊沉积物和探槽都记录了一次古地震事件,且其时间部分重叠,我们认为这是湖泊沉积物和探槽记录的同一事件,该事件的时限采用湖泊记录,因为探槽记录的年龄不确定性相对较大(如Moernaut等,2025;图9b;表2)。此外,在Ⅲ区落水洞(距阳宗海约110 km)记录到的一次古地震事件(编号6;表2;毛泽斌,2017;Guo等,2021),其发生年代为670–1455 cal a BP,与湖泊沉积物中记录的事件3 (588–1664 cal a BP;表2)存在显著的时间重叠。鉴于该事件产生了约4.2 m的巨大左旋位错(Guo等,2021),我们认为其震级可能达到了8.0级的级别,并同样被记录在阳宗海沉积物中(表2)。

古地震事件的潜在震中位置按以下原则确定:(1)若某次地震事件被湖泊沉积或Ⅱ区探槽记录,则认为震

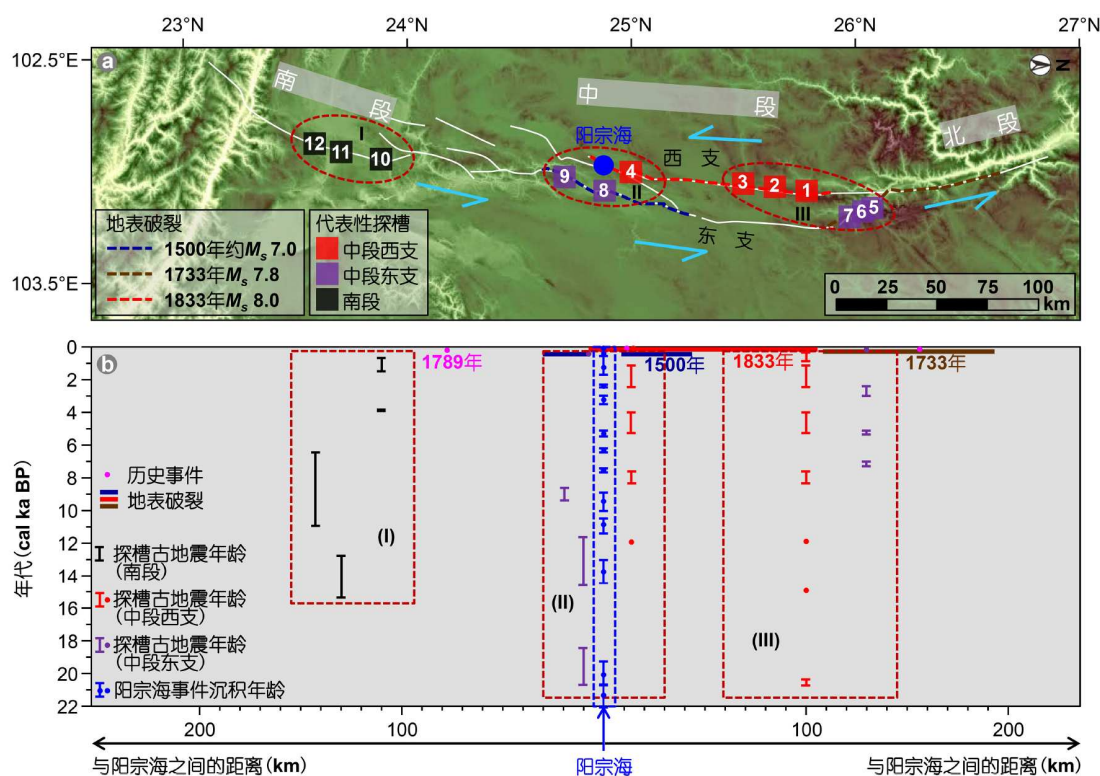


图9 小江断裂带的古地震记录。(a) 基于探槽与阳宗海距离的小江断裂带代表性古地震探槽分区。探槽点位根据其距阳宗海的邻近程度进行分级编号(1–12)。1–3号点位(干海子、草海子、甸沙、海尾村、水马田、大坟地、龙家村)距湖>>32 km至近100 km; 4号点位(冬瓜营、七孔坡)位于15 km范围内; 5–7号点位(白沙井、玉碑地、板河口、石膏地、小团山、大营盘、大脑包)分布在>32 km至约130 km区间; 8–9号点位(下米户、下麻邑、七江村、凹子地)处于10–20 km距离内; 10–12号点位(落水洞、东村、放马坪)距离最远, 约110–130 km。在断裂分段归属方面: 1–4号点位属中段西支(宋方敏等, 1998; Shen等, 2003; 俞维贤等, 2004; Li等, 2015); 5–9号点位关联中段东支(宋方敏等, 1998; Shen等, 2003); 10–12号点位位于南段(毛泽斌, 2017; Guo等, 2021; 谭鑫等, 2023)。三次历史强震(公元1500年宜良约7.0级地震、公元1733年东川7.8级地震、公元1833年嵩明8.0级地震)曾破裂小江断裂带, 并被Ⅱ、Ⅲ区探槽所记录(Shen等, 2003; 俞维贤等, 2004; 李西等, 2018; 谭鑫等, 2023)。地形图数据源自<http://www.gscloud.cn/>。(b) 本图展示了各分区探槽距阳宗海的最远距离, 以及通过探槽与湖泊沉积识别到的古地震事件的年龄分布。同时标注了有记载的历史强震及其相关地表破裂(见表2)

表2 小江断裂带历史强震($M_s \geq 7.0$)及探槽和阳宗海沉积记录的古地震事件的发震时间、潜在震中位置及震级

序号	来源	年龄(cal a BP)	(潜在)震中 ^{a)}	(潜在)震级 ^{b)} (M_s)	离阳宗海的潜在震中距 ^{c)} (km)
1	历史 记录	117(1833年)	25.00°N, 103.00°E	8.0	11
2		161(1789年)	24.20°N, 102.90°E	7.0	78
3		217(1733年)	26.30°N, 103.08°E	7.8	156
4		450(1500年)	24.90°N, 103.80°E	约7.0	8
1	探槽 记录	117	25.00°N, 103.00°E(历史地震)	8.0	11
3		217	26.30°N, 103.08°E(历史地震)	7.8	156
5		350–830	Ⅲ区内或其附近(中段西支)	7.0–8.0(可能接近7.0)	>>32(可能接近100)
6		670–1455	I区内或其附近	可能接近8.0或≥8.0	接近110
7		1134–2452	Ⅱ区和Ⅲ区之间(中段西支)	7.0–8.0或≥8.0	≥15且≤100
8		2420–3000	Ⅲ区内或其附近(中段东支)	7.0–8.0(可能接近7.0)	>112(接近130)
9		3870–3946	I区内或其附近	7.0–8.0(可能接近7.0)	接近110
10		约4000–5250	Ⅱ区和Ⅲ区之间(中段西支)	7.0–8.0或≥8.0	≥15且≤100
11		5095–5305	Ⅲ区内或其附近(中段东支)	7.0–8.0(可能接近7.0)	>112(接近130)
12		6900–10, 845	I区内或其附近	7.0–8.0	>110
13		7045–7325	Ⅲ区内或其附近(中段东支)	7.0–8.0(可能接近7.0)	>112(接近130)
14		约7640–8360	Ⅱ区和Ⅲ区之间(中段西支)	7.0–8.0(可能接近7.0)	>32且≤100
15		8600–9400	Ⅱ区内或其附近(中段东支)	7.0–8.0(可能接近7.0)	≥20且≤32
16		约12, 000	Ⅱ区和Ⅲ区之间(中段西支)	7.0–8.0(可能接近7.0)	>32且≤100
17		11, 500–14, 500	Ⅱ区内或其附近(中段东支)	7.0–8.0	<15
18		12, 755–15, 360	I区内或其附近	7.0–8.0(可能接近7.0)	>110
19		约15, 000	Ⅲ区内或其附近(中段西支)	7.0–8.0(可能接近7.0)	>>32(可能接近100)
20		18, 480–20, 680	Ⅱ区内或其附近(中段东支)	7.0–8.0	<15
21		20, 350–20, 770	Ⅲ区内或其附近(中段西支)	7.0–8.0(可能接近7.0)	>>32(可能接近100)
1(E1)	阳宗海 记录	117	25.00°N, 103.00°E(历史地震)	8.0	11
4(E2)		450	24.90°N, 103.80°E(历史地震)	约7.0	8
6(E3)		703–1414	I区内或其附近	可能接近8.0或≥8.0	接近110
7(E4)		2267–2611	Ⅱ区和Ⅲ区之间	7.0–8.0或≥8.0	≥15且≤100
22(E5)		3017–3470	Ⅱ区内或其附近	可能接近7.0	可能接近32
10(E6)		5208–5376	Ⅱ区和Ⅲ区之间	7.0–8.0或≥8.0	≥15且≤100
23(E7)		6208–6551	Ⅱ区内或其附近	≥8.0	<15
24(E8)		7420–7590	Ⅱ区内或其附近	7.0–8.0	≥15(可能接近32)
15(E9)		8984–9795	Ⅱ区内或其附近	7.0–8.0(可能接近7.0)	≥20且≤32
25(E10)		10, 459–11, 154	Ⅱ区内或其附近	7.0–8.0	≥15(可能接近32)
17(E11)		13, 065–14, 501	Ⅱ区内或其附近	7.0–8.0	<15
20(E12)		19, 059–20, 697	Ⅱ区内或其附近	7.0–8.0	<15
26(E13)		20, 604–21, 992	Ⅱ区内或其附近	7.0–8.0	<15

不同来源的相同事件编号代表同一次地震。历史地震数据源自<https://data.earthquake.cn/>，古地震探槽数据来自陈睿和李珏(1988)、Hu和Deng(1988)、李珏(1993)、宋方敏等(1998)、Shen等(2003)、俞维贤等(2004)、Li等(2015)、毛泽斌(2017)、李西等(2018)、Guo等(2021)、谭鑫等(2023)。详细分区标准见图9。a)震中位置基于以下数据确定：历史文献记录(来源：<https://data.earthquake.cn/>)，三个区域(I、II和III，图9)的古地震探槽调查，以及阳宗海沉积物的古地震记录。例如，若某次地震事件被阳宗海沉积物或II区探槽记录，则认为其震中位于II区内部或其附近。b)震级是根据历史文献记录以及探槽和湖泊沉积物中的古地震记录所确定的震中位置来推断的。例如，若某次地震事件同时被湖泊沉积物和II区、III区的探槽记录到，则其震级判定为：当震中靠近II区或III区时，震级不小于8.0级；当震中位于II区与III区之间的过渡区域时，震级介于7.0–8.0级。c)阳宗海的震中距是根据历史文献记载、特定古地震探槽的空间分布(图9)以及湖泊沉积物响应烈度阈值(最低烈度Ⅶ½–Ⅷ，对应32 km范围内的7.0级及以上地震，或112 km范围内的8.0级及以上地震)(Fan等，2023)综合推导得出的。

中位于II区内或其附近；(2) 若某次事件同时被湖泊沉积及II区和III区的探槽所记录，则认为震中位于II区与III区之间；(3) 若某次事件仅被I区探槽记录，或同

时被I区探槽和湖泊沉积记录，则认为震中位于I区内或其附近；(4) 若某次事件仅被III区探槽记录，则认为震中位于III区内或其附近(表2)。

古地震震级的确定主要基于探槽和湖泊沉积记录的古地震事件的震中位置,具体判定标准如下:(1)若某次地震事件同时被湖泊沉积及Ⅱ区和Ⅲ区的探槽记录,判定震级不小于8.0级(当震中靠近Ⅱ区或Ⅲ区时),或判定震级为7.0–8.0级(当震中位于Ⅱ区与Ⅲ区过渡带时);(2)若某次事件仅被Ⅰ区或Ⅲ区探槽记录,判定震级为7.0–8.0级(当震中位于Ⅰ区或Ⅲ区内时,震级可能更接近7.0级);(3)若某次事件同时被湖泊沉积和Ⅰ区探槽记录,判定震级接近8.0级或不小于8.0级(震中位于Ⅰ区内或其附近);(4)若某次事件被湖泊沉积及Ⅱ区探槽记录,或仅被湖泊沉积记录(震中位于Ⅱ区内或其附近),则需根据不同类型的事件沉积进行震级区分。Ⅰ型事件沉积可能由邻近区域7.0–8.0级地震(震中距<15 km,参见图9古地震探槽的空间分布)或邻近区域不小于8.0级大震引起(如事件7中的异常厚沉积层;参考Moernaut等,2014),该推断得到历史地震沉积记录(1833年嵩明8.0级地震和1500年宜良约7.0级地震)的部分佐证(表2; Fan等, 2023)。推测Ⅱ型事件沉积对应于7.0–8.0级地震(震中距15–32 km);Ⅲ型事件沉积对应于7.0级左右地震(震中距接近32 km)(表2)。

上述分析表明,探槽和湖泊沉积物共同记录了7次古地震事件(图9b; 表2)。此外,阳宗海还提供了探槽没有记录到的5次古地震事件证据;这些地震事件分别发生在2998–3469、6217–6395、7421–7657、10,506–11,406、20,722–22,079 cal a BP(图9b; 表2)。湖泊古地震事件的潜在震中主要位于小江断裂带中段(Ⅱ区内或其附近,以及Ⅱ区与Ⅲ区之间)(图9a; 表2)。震级主要在7.0–8.0之间,其中一次事件(事件7)可能超过了8.0级(表2)。

5.5 小江断裂带强震复发模式

位于小江断裂带中段的阳宗海所记录的13次古地震事件,其复发间隔范围为333±3至6320±651年,平均值为1765±460年(图10a; 表2)。作为对比,来自中段西支与东支的探槽古地震数据显示其复发间隔分别为473±210–5560±659年与1815±140–6580±1500年,平均值分别为2920±489年与3374±1065年(图10b; 表2)。在更广尺度上进行数据整合,中段集成数据(探槽数据)与多源古地震记录(涵盖整个断裂带的阳宗海沉积、历史文献及探槽研究)显示的复发间隔分别为473±210–4580±1500年与44–5067±1973年,平均值分别为1573±1071年与847±354年(图10a, 10b; 表2)。

单一断裂或断裂段上的地震复发时间变率通常用变异系数(COV)表示(例如Moernaut, 2020; Zhong等, 2024)。根据Griffin等(2020)的研究,COV值的解读标准

为:<0.5表示准周期行为;0.5–1为弱周期性;接近1为随机性;>1则呈丛集性。小江断裂带中段西支与东支的探槽古地震事件COV值分别为0.581和0.589(标准差分别为1698年和1988年)(图10b)。但需注意,复发间隔数据量不足(少于10组)可能导致COV值被低估或高估(Moernaut, 2020; 图10b)。由于这两条近似平行分支断裂在空间上相邻,并于深部(约25 km深度)合并为统一西倾的构造(Shen等, 2003; Wen等, 2008; Li等, 2015; Cheng等, 2021),因此它们可被视为单一构造实体,这与前人研究结论一致(如Wen等, 2008; Li等, 2015)。整合后中段的探槽古地震事件COV值为0.732(标准偏差1573年)(图10b)。阳宗海古地震事件的COV值为0.905(标准偏差1597年)。这些COV值指示了弱周期性的复发模式,反映了以断裂带中段为主体、并混杂其他次要震源的地震活动特征(图10b; 表2; Moernaut, 2020)。尽管探槽古地震事件存在显著年代学不确定性,但其复发模式通过小江断裂带中段阳宗海的古地震记录得到了可靠约束。

5.6 对地震危险性评估及区域构造活动的启示

虽然小江断裂带中段呈现出了弱周期性的强震复发模式,但整个小江断裂带集成的古地震事件复发间隔在过去千年显著缩短(图10a; 表2),反映了该区地震活动性的增强。与此同时,在过去的1000年里,该地区的人类活动显著增强,其特征是人口增长(Wu等, 2015; Li H Y等, 2024),森林砍伐和土地复垦等农业活动增强(Zhang等, 2014; Xiao等, 2017),以及近年来矿石开采和冶炼等工业活动的大幅增加(Zhang等, 2012; Yang等, 2022)。在过去1000年里,阳宗海YZ22A和YZ22B岩芯中Zr含量显著增加,Mz显著减小(图2中的相V),可能反映了湖泊流域森林砍伐与土地开垦导致的土壤侵蚀加剧(Zhang等, 2014)。这一时期的沉积速率相对较低(图8),可能与湖泊高水位有关(张旭龙, 2021)。过去1000年地震活动性的增强与人类活动的增强在时间上相吻合,人类活动可能会加剧该地区地震诱发的地质灾害(如泥石流和滑坡)。因此,迫切需要完善地震危险性和风险的综合评估。

此外,在全新世时期,集成的古地震事件的复发间隔也呈减小趋势(图10a; 表2)。全新世期间地震活动性的增强可能是青藏高原东南缘的区域信号;这一推断在一定程度上得到了理县(Shi等, 2022)和理塘(张献兵等, 2024)古地震记录的支持,可能反映了该区域构造活动的增强。在这一终年湿润的地区,水文气候变化不太可能是触发7.0级及以上地震的主导因素(如Johnson等,

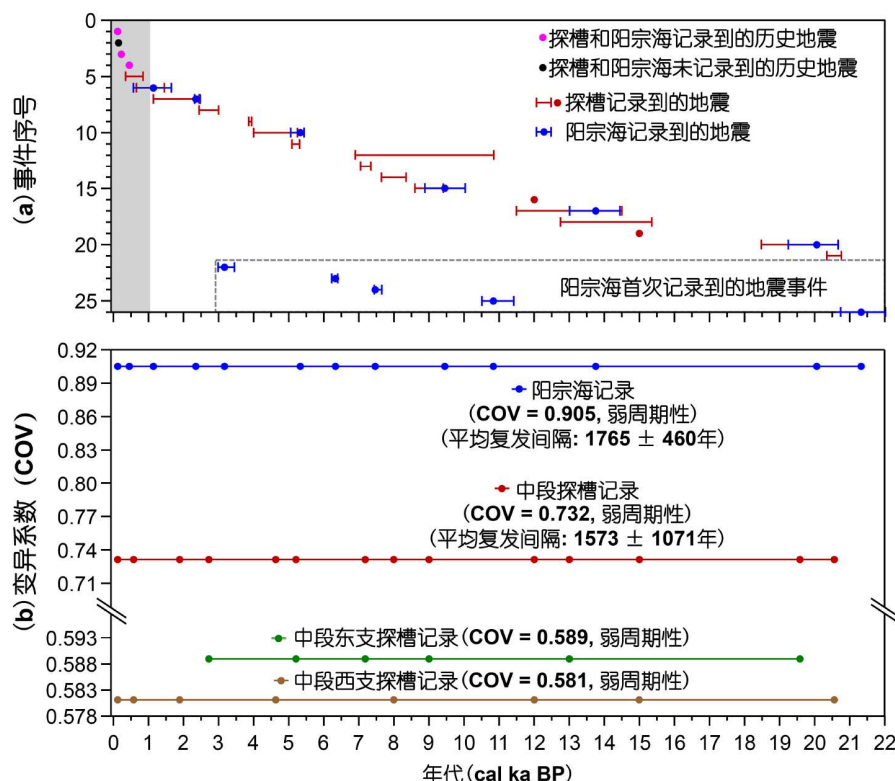


图10 小江断裂带古地震复发规律。(a) 小江断裂带历史文献、探槽及阳宗海湖泊沉积记录的古地震事件的集成时间序列(详见表2)。古地震探槽记录来自陈睿和李珏(1988)、Hu和Deng(1988)、李珏(1993)、宋方敏等(1998)、Shen等(2003)、俞维贤等(2004)、Li等(2015)、毛泽斌(2017)、李西等(2018)、Guo等(2021)、谭鑫等(2023)。详细分区标准见图9。需特别说明的是, 阳宗海提供了5次未被探槽记录的古地震事件证据。灰坝标示复发间隔显著缩短。(b) 基于小江断裂带中段探槽与阳宗海湖泊沉积记录的强震事件的变异系数。探槽与湖泊沉积记录的古地震事件分别采用校准后的 ^{14}C 平均年龄与 ^{14}C 中值年龄作为时间标尺

2017; Hill等, 2023)。

5.7 研究局限性与未来方向

小江断裂带由多段分支断裂构成, 各段地震活动潜力存在差异(Cheng等, 2021; Li Y C等, 2024)。不同分段(多断裂)间的应力转移可能导致某些断裂段的地震复发行为更为复杂(Wei等, 2024)。湖泊沉积可为特定区域的多断裂系统提供连续的高分辨率古地震记录(Hubert-Ferrari等, 2020); 然而, 单个湖泊难以完整记录超出其沉积响应阈值的大区域古地震序列, 也难以区分多个断裂带(段)中古地震事件的发震断裂。未来针对小江断裂带内多个沉积速率高(特别是在冰期与消冰期, 该时段内的古地震事件记录尤为匮乏; 如图8b, 10b)且空间离散分布的湖泊开展研究, 或将提供事件更完整、信息更全面的古地震记录, 从而有助于提升该地区地震危险性和风险评估水平。

6 结论

本研究对断陷型湖泊阳宗海开展了高分辨率反射地

震勘测和沉积取芯工作。其中一条东西向反射地震剖面显示, 阳宗海至少存在5个被未扰动层分隔、并被水下断裂切穿或终止的事件沉积层, 暗示了源自小江断裂带的多期地震活动。湖盆范围内5个事件沉积层与边坡失稳或滑塌同步发生, 表明其受地震动的外部触发。在阳宗海沉积中心获取的两段沉积岩芯(YZ22A和YZ22B)中, 识别出三种类型的事件沉积, 它们在岩性、颜色、微构造、物理化学性质上与背景沉积物有显著差异。I类事件沉积物呈棕红色至灰褐色, 具有异常高的Mn含量、低的Mz值和C/N比值, 可能源自湖震相关的水体振荡、氧化作用和湖内先前沉积物的再搬运。其中一次事件包含连续两层, 对应双震事件。II类事件沉积物具有较高的Mn含量和C/N比值, 且Mz值呈递增趋势, 可能反映湖震效应及地震动致流域土壤再搬运造成的陆源输入增加之混合作用。III类事件沉积物发育破碎构造, 具有较高的Zr含量、Mz值和C/N比值, 分选差, 暗示强震导致周边山区陆源物质输入增加, 以及这些物质被浊流搬运并沉积后的持续余震作用。综合历史记载和探槽记录的古地震数据表明, 阳宗海记录了过去25,000年间5次未见于史料

的地震事件，其中多数发生在小江断裂带中段，震级不小于7.0级。集成历史记录、探槽与湖泊沉积古地震事件序列，发现最近1000年小江断裂带强震高频率前所未有，这在时间上对应于该区人类活动的显著增强。

致谢 感谢罗远成、范鹏正、韩立伟、达会华、达会荣、马木喜、张志强、陆志勇和张琳龙在野外工作中的协助。

补充材料 补充材料为作者提供的原始数据，作者对其学术质量和内容负责，详见网络版(<http://earthn.scichina.com>)。

参考文献

- 蔡明刚, 鲁人齐, 何宏林, 等. 2018. 水域三维地形与活动断层探测研究——以西昌邛海为例. *地震地质*, 40: 204–214
- 陈睿, 李坪. 1988. 小江西支断裂的滑动速率与强震重复周期. *地震地质*, 10: 1–13
- 邓起东, 程绍平, 马冀, 等. 2014. 青藏高原地震活动特征及当前地震活动形势. *地球物理学报*, 57: 2025–2042
- 李坪. 1993. 鲜水河-小江断裂带. 北京: 地震出版社
- 李西, 冉勇康, 吴富晓, 等. 2018. 小江断裂带西支晚第四纪强震破裂特征. *地震地质*, 40: 1179–1203
- 刘静, 袁兆德, 徐岳仁, 等. 2021. 古地震学: 活动断裂强震复发规律的研究. *地学前缘*, 28: 211–231
- 毛泽斌. 2017. 小江断裂带南段晚第四纪活动性研究. 硕士学位论文. 北京: 中国地质大学(北京)
- 冉勇康, 王虎, 李彦宝, 等. 2012. 中国大陆古地震研究的关键技术与案例解析(1)——走滑活动断裂的探槽地点、布设与事件识别标志. *地震地质*, 34: 197–210
- 宋方敏, 汪一鹏, 俞维贤, 等. 1998. 小江活动断裂带. 北京: 地震出版社
- 谭鑫, 梁宽, 马保起. 2023. 小江断裂带晚第四纪活动研究综述. *震灾防御技术*, 18: 757–772
- 王敏, 蒙红卫, 黄林培, 等. 2020. 云南阳宗海流域过去13000年植被演替与森林火灾. *第四纪研究*, 40: 175–189
- 闻学泽, 杜方, 龙锋, 等. 2011. 小江和曲江-石屏两断裂系统的构造动力学与强震序列的关联性. *中国科学: 地球科学*, 41: 713–724
- 徐锡伟, 韩竹军, 杨晓平, 等. 2016. 中国及邻近地区地震构造图(1:4,000,000). 北京: 地震出版社
- 杨晓艳, 任世川. 2014. 云南阳宗海盆地岩溶地下水系统结构模式. *云南地质*, 33: 103–107
- 宜良县志编纂委员会. 1998. 宜良县志. 北京: 中华书局
- 俞维贤, 汪一鹏, 王彬, 等. 2004. 云南小江西支断裂古地震及现今地震危险性研究. *地震研究*, 27: 29–32
- 张培震, 徐锡伟, 闻学泽, 等. 2008. 2008年汶川8.0级地震发震断裂的滑动速率、复发周期和构造成因. *地球物理学报*, 51: 1066–1073
- 张献兵, 杨镇, 钟宁, 等. 2024. 川西理塘断裂晚第四纪活动性及古地震复发特征. *地质学报*, 98: 2084–2100
- 张旭龙. 2021. 中国西南地区近千年湖泊水位变化. 硕士学位论文. 天津: 天津大学
- 中国地震局. 1995. 中国历史强震目录(公元前23世纪–公元1911年). 北京: 地震出版社
- 祝艳. 2008. 阳宗海流域环境背景状况. *环境科学导刊*, 27: 75–78
- Avşar U, Hubert-Ferrari A, Batist M D, et al. 2014. A 3400 year lacustrine paleoseismic record from the North Anatolian Fault, Türkiye: Implications for bimodal recurrence behavior. *Geophys Res Lett*, 41: 377–384
- Avşar U, Jónsson S, Avşar Ö, et al. 2016. Earthquake-induced soft-sediment deformations and seismically amplified erosion rates recorded in varved sediments of Köyceğiz Lake (SW Turkey). *J Geophys Res-Solid Earth*, 121: 4767–4779
- Bai Z N, Shi X H, Chen H L, et al. 2025. Consistent cumulative slip rates but shifting fault strand activity in the Xiaojiang Fault zone, southeastern Tibetan Plateau, across decadal and millennial timescales. *Tectonics*, 44: e2025TC008905
- Bertrand S, Charlet F, Chapron E, et al. 2008. Reconstruction of the Holocene seismotectonic activity of the southern Andes from seismites recorded in Lago Icalma, Chile, 39°S. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 259: 301–322
- Blaauw M, Christen J A. 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Anal*, 6: 457–474
- Brock F, Higham T, Ditchfield P, et al. 2010. Current pretreatment methods for AMS radiocarbon dating at the Oxford Radiocarbon Accelerator Unit (Orau). *Radiocarbon*, 52: 103–112
- Ramsey C B. 2008. Deposition models for chronological records. *Quat Sci Rev*, 27: 42–60
- Ramsey C B. 2021. OxCal v.4.4.4. Available from: <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html>
- Ramsey C B, Lee S. 2013. Recent and planned developments of the program OxCal. *Radiocarbon*, 55: 720–730
- Cai Y J, Fung I Y, Edwards R L, et al. 2015. Variability of stalagmite-inferred Indian monsoon precipitation over the past 252,000 y. *Proc Natl Acad Sci USA*, 112: 2954–2959
- Calvert S E, Pedersen T F. 1993. Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: Implications for the geological record. *Mar Geol*, 113: 67–88
- Chen C T, Millero F J. 1977. Speed of sound in seawater at high pressures. *J Acoust Soc Am*, 62: 1129–1135
- Cheng J, Xu X W, Ren J J, et al. 2021. Probabilistic multi-segment rupture seismic hazard along the Xiaojiang fault zone, southeastern Tibetan Plateau. *J Asian Earth Sci*, 221: 104940
- Daxer C, Ortler M, Fabbri S C, et al. 2022. High-resolution calibration of seismically-induced lacustrine deposits with historical earthquake data in the Eastern Alps (Carinthia, Austria). *Quat Sci Rev*, 284: 107497
- Dugan B, Sheahan T C. 2012. Offshore sediment overpressures of passive margins: Mechanisms, measurement, and models. *Rev Geophys*, 50: RG3001
- Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, et al. 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth Planet Sci Lett*, 233: 71–86
- Fan J W, Xiao J L, Wen R L, et al. 2016. Droughts in the East Asian summer monsoon margin during the last 6 kyrs: Link to the North Atlantic cooling events. *Quat Sci Rev*, 151: 88–99
- Fan J W, Xiao J L, Wen R L, et al. 2017. Carbon and nitrogen signatures of sedimentary organic matter from Dali Lake in Inner Mongolia: Implications for Holocene hydrological and ecological variations in the East Asian summer monsoon margin. *Quat Int*, 452: 65–78
- Fan J W, Jiang H C, Shi W, et al. 2020. A 450-year lacustrine record of recurrent seismic activities around the Fuyun fault, Altay Mountains, Northwest China. *Quat Int*, 558: 75–88
- Fan J W, Xu H Y, Shi W, et al. 2022. A ~28-kyr continuous lacustrine paleoseismic record of the intraplate, slow-slipping Fuyun Fault in Northwest China. *Front Earth Sci*, 10: 828801
- Fan J W, Zhai D Y, Xu H Y, et al. 2023. Distinct lake sedimentary imprints of earthquakes, floods and human activities in the Xiaojiang Fault zone: Towards a quantitative paleoseismograph in the southeastern Tibetan Plateau. *Sci Total Environ*, 868: 161662
- Folk R L, Ward W C. 1957. Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *J Sediment Res*, 27: 3–26
- Gastineau R, de Sigoyer J, Sabatier P, et al. 2021. Active subaquatic fault

- segments in Lake Iznik along the middle strand of the North Anatolian Fault, NW Türkiye. *Tectonics*, 40: e2020TC006404
- Ghazoui Z, Bertrand S, Vanneste K, et al. 2019. Potentially large post-1505 AD earthquakes in western Nepal revealed by a lake sediment record. *Nat Commun*, 10: 2258
- Griffin J D, Stirling M W, Wang T. 2020. Periodicity and clustering in the long-term earthquake record. *Geophys Res Lett*, 47: e2020GL089272
- Guo L, He Z T, Ren Z K, et al. 2024. Recent Holocene activity and regional tectonic significance of the northern segment of the red river fault zone. *J Struct Geol*, 185: 105194
- Guo P, Han Z J, Dong S P, et al. 2021. Latest Quaternary active faulting and paleoearthquakes on the southern segment of the Xiaojiang Fault zone, SE Tibetan Plateau. *Lithosphere*, 2021(1): 7866379
- He H L, Oguchi T. 2008. Late Quaternary activity of the Zemuhe and Xiaojiang faults in southwest China from geomorphological mapping. *Geomorphology*, 96: 62–85
- He J K, Xia W H, Lu S J, et al. 2011. Three-dimensional finite element modeling of stress evolution around the Xiaojiang fault system in the southeastern Tibetan Plateau during the past ~500 years. *Tectonophysics*, 507: 70–85
- Hill R G, Weingarten M, Rockwell T K, et al. 2023. Major southern San Andreas earthquakes modulated by lake-filling events. *Nature*, 618: 761–766
- Howarth J D, Fitzsimons S J, Norris R J, et al. 2012. Lake sediments record cycles of sediment flux driven by large earthquakes on the Alpine fault, New Zealand. *Geology*, 40: 1091–1094
- Howarth J D, Fitzsimons S J, Norris R J, et al. 2014. Lake sediments record high intensity shaking that provides insight into the location and rupture length of large earthquakes on the Alpine Fault, New Zealand. *Earth Planet Sci Lett*, 403: 340–351
- Howarth J D, Fitzsimons S J, Norris R J, et al. 2016. A 2000 yr rupture history for the Alpine fault derived from Lake Ellery, South Island, New Zealand. *GSA Bull*, 128: 627–643
- Hu Y X, Deng R S. 1988. A palaeoseismic profile at Dongguaying village, Yangzong Lake, Yunnan province. *J Seismol Res*, 11: 309–324
- Huang Z C, Yang J X, Mao X, et al. 2025. Flood and earthquake records over the past 2000 years revealed by varved lake sediments from Lake Xinluhai, southeastern Tibetan Plateau. *Quat Sci Rev*, 358: 109349
- Hubert-Ferrari A, Lamair L, Hage S, et al. 2020. A 3800 yr paleoseismic record (Lake Hazar sediments, eastern Türkiye): Implications for the East Anatolian Fault seismic cycle. *Earth Planet Sci Lett*, 538: 116152
- Jiang H C, Zhong N, Li Y H, et al. 2016. Soft sediment deformation structures in the Lixian lacustrine sediments, eastern Tibetan Plateau and implications for postglacial seismic activity. *Sediment Geol*, 344: 123–134
- Johnson C W, Fu Y N, Bürgmann R. 2017. Seasonal water storage, stress modulation, and California seismicity. *Science*, 356: 1161–1164
- Lemot F, Sabatier P, Chevalier M, et al. 2024. Building a multilake paleoseismometer for the Xianshuihe Fault (Tibetan Plateau, China). *Tectonics*, 43: e2024TC008508
- Li H Y, Jing Y X, Zhang H C, et al. 2024. Human-altered water and carbon cycles in the Lake Yangzong basin since the Yuan dynasty. *Water*, 16: 1271
- Li X, Ran Y K, Chen L C, et al. 2015. Late Quaternary large earthquakes on the western branch of the Xiaojiang Fault and their tectonic implications. *Acta Geol Sin-Engl Ed*, 89: 1516–1530
- Li Y C, Shan X J, Qu C Y, et al. 2024. Earthquake potential across the North–South seismic belt of China. *Sci Bull*, 69: 179–182
- Li Y Y, Li L L, Li Q, et al. 2025. Recognition of the flood- and earthquake-induced deposits in Qionghai Lake: Implications for the quantitative analysis of abnormal lacustrine sediments. *Front Earth Sci*, 13: 1574115
- Lu Y, Wetzler N, Waldmann N, et al. 2020. A 220,000-year-long continuous large earthquake record on a slow-slipping plate boundary. *Sci Adv*, 6: eaba4170
- Lu Y, Moernaut J, Waldmann N, et al. 2021. Orbital- and millennial-scale changes in lake-levels facilitate earthquake-triggered mass failures in the Dead Sea Basin. *Geophys Res Lett*, 48: e2021GL093391
- McCalpin J P. 2009. Paleoseismology, 2nd ed. International Geophysics Series. New York: Academic Press
- Meyers P A. 1990. Impacts of late Quaternary fluctuations in water level on the accumulation of sedimentary organic matter in Walker Lake, Nevada. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 78: 229–240
- Migeon S, Garibaldi C, Ratzov G, et al. 2017. Earthquake-triggered deposits in the subduction trench of the north Ecuador/south Colombia margin and their implication for paleoseismology. *Mar Geol*, 384: 47–62
- Mitchum R M, Vail P R, Sangree J B. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton C E, eds. *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Memoir. 117–133
- Moernaut J. 2020. Time-dependent recurrence of strong earthquake shaking near plate boundaries: A lake sediment perspective. *Earth-Sci Rev*, 210: 103344
- Moernaut J, Daele M V, Heirman K, et al. 2014. Lacustrine turbidites as a tool for quantitative earthquake reconstruction: New evidence for a variable rupture mode in south central Chile. *J Geophys Res-Solid Earth*, 119: 1607–1633
- Moernaut J, Wiemer G, Reusch A, et al. 2017. The influence of overpressure and focused fluid flow on subaquatic slope stability in a formerly glaciated basin: Lake Villarrica (South-Central Chile). *Mar Geol*, 383: 35–54
- Moernaut J, Van Daele M, Fontijn K, et al. 2018. Larger earthquakes recur more periodically: New insights in the megathrust earthquake cycle from lacustrine turbidite records in south-central Chile. *Earth Planet Sci Lett*, 481: 9–19
- Moernaut J, Howarth J, Kremer K, et al. 2025. Lacustrine records of past seismic shaking. In: Elliott A, Gruetznier C, eds. *Understanding Past Earthquakes*. Cham: Springer. 169–227
- Molenaar A, Van Daele M, Huang J J S, et al. 2022. Disentangling factors controlling earthquake-triggered soft-sediment deformation in lakes. *Sediment Geol*, 438: 106200
- Monecke K, Anselmetti F S, Becker A, et al. 2004. The record of historic earthquakes in lake sediments of Central Switzerland. *Tectonophysics*, 394: 21–40
- Oswald P, Strasser M, Hammerl C, et al. 2021. Seismic control of large prehistoric rockslides in the Eastern Alps. *Nat Commun*, 12: 1059
- Pinson L J W, Vardy M E, Dix J K, et al. 2013. Deglacial history of glacial lake Windermere, UK: Implications for the central British and Irish Ice Sheet. *J Quat Sci*, 28: 83–94
- Praet N, Moernaut J, Van Daele M, et al. 2017. Paleoseismic potential of sublacustrine landslide records in a high-seismicity setting (south-central Alaska). *Mar Geol*, 384: 103–119
- Praet N, Van Daele M, Collart T, et al. 2020. Turbidite stratigraphy in proglacial lakes: Deciphering trigger mechanisms using a statistical approach. *Sedimentology*, 67: 2332–2359
- Rapuc W, Sabatier P, Andrić M, et al. 2018. 6600 years of earthquake record in the Julian Alps (Lake Bohinj, Slovenia). *Sedimentology*, 65: 1777–1799
- Reimer P J, Austin W E N, Bard E, et al. 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62: 725–757
- Reitman N G, Klinger Y, Briggs R W, et al. 2023. Climatic influence on the expression of strike-slip faulting. *Geology*, 51: 18–22
- Sabatier P, Moernaut J, Bertrand S, et al. 2022. A review of event deposits in

- lake sediments. *Quaternary*, 5: 34
- Schnellmann M, Anselmetti F S, Giardini D, et al. 2002. Prehistoric earthquake history revealed by lacustrine slump deposits. *Geology*, 30: 1131–1134
- Shen J, Wang Y P, Song F M. 2003. Characteristics of the active Xiaojiang fault zone in Yunnan, China: A slip boundary for the southeastward escaping Sichuan-Yunnan Block of the Tibetan Plateau. *J Asian Earth Sci*, 21: 1085–1096
- Shi W, Jiang H C, Alsop G I, et al. 2022. A continuous 13.3-ka paleoseismic record constrains major earthquake recurrence in the Longmen Shan Collision Zone. *Front Earth Sci*, 10: 838299
- Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, et al. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294: 1671–1677
- Van Daele M, Moernaut J, Doom L, et al. 2015. A comparison of the sedimentary records of the 1960 and 2010 great Chilean earthquakes in 17 lakes: Implications for quantitative lacustrine palaeoseismology. *Sedimentology*, 62: 1466–1496
- Wang H, Ran Y K, Li Y B, et al. 2014. A 3400-year-long paleoseismologic record of earthquakes on the southern segment of Anninghe fault on the southeastern margin of the Tibetan Plateau. *Tectonophysics*, 628: 206–217
- Wei X T, Jiang H C, Shi W, et al. 2024. Earthquake supercycles and fault interaction over the past 32 ka in the Lake Ebinur area, Xinjiang, China. *Sci Total Environ*, 927: 172052
- Weltje G J, Bloemsa M R, Tjallingii R, et al. 2015. Prediction of geochemical composition from XRF core scanner data: A new multivariate approach including automatic selection of calibration samples and quantification of uncertainties. In: Croudace I W, Rothwell R G, eds. *Micro-XRF Studies of Sediment Cores. Application of a non-destructive tool for the environmental sciences*. Dordrecht: Springer. 507–534
- Wen X Z, Ma S L, Xu X W, et al. 2008. Historical pattern and behavior of earthquake ruptures along the eastern boundary of the Sichuan-Yunnan faulted-block, southwestern China. *Phys Earth Planet Inter*, 168: 16–36
- Wetzler N, Marco S, Heifetz E. 2010. Quantitative analysis of seismogenic shear-induced turbulence in lake sediments. *Geology*, 38: 303–306
- Wilhelm B, Nomade J, Crouzet C, et al. 2016. Quantified sensitivity of small lake sediments to record historic earthquakes: Implications for paleoseismology. *J Geophys Res-Earth Surf*, 121: 2–16
- Wils K, Daryono M R, Praet N, et al. 2021. The sediments of Lake Singkarak and Lake Maninjau in West Sumatra reveal their earthquake, volcanic and rainfall history. *Sediment Geol*, 416: 105863
- Wu D, Zhou A F, Liu J B, et al. 2015. Changing intensity of human activity over the last 2,000 years recorded by the magnetic characteristics of sediments from Xingyun Lake, Yunnan, China. *J Paleolimnol*, 53: 47–60
- Wu H, Zhang H C, Chang F Q, et al. 2021. Isotopic constraints on sources of organic matter and environmental change in Lake Yangzong, Southwest China. *J Asian Earth Sci*, 217: 104845
- Wu J, Shen C M, Yang H, et al. 2023. Holocene temperature variability in China. *Quat Sci Rev*, 312: 108184
- Xiao X Y, Haberle S G, Li Y L, et al. 2017. Evidence of Holocene climatic change and human impact in northwestern Yunnan Province: High-resolution pollen and charcoal records from Chenghai Lake, southwestern China. *Holocene*, 28: 127–139
- Xu X W, Deng Q D. 1996. Nonlinear characteristics of paleoseismicity in China. *J Geophys Res*, 101: 6209–6231
- Yang R, Wu D, Li Z H, et al. 2022. Holocene-Anthropocene transition in northwestern Yunnan revealed by records of soil erosion and trace metal pollution from the sediments of Lake Jian, southwestern China. *J Paleolimnol*, 68: 91–102
- Yuan Z D, Liu-Zeng J, Wang W, et al. 2018. A 6000-year-long paleoseismologic record of earthquakes along the Xorkoli section of the Altyn Tagh fault, China. *Earth Planet Sci Lett*, 497: 193–203
- Zhang E L, Liu E F, Shen J, et al. 2012. One century sedimentary record of lead and zinc pollution in Yangzong Lake, a highland lake in southwestern China. *J Environ Sci*, 24: 1189–1196
- Zhang S Q, Jiang H C, Fan J W, et al. 2021. Accumulation of a last deglacial gravel layer at Diexi, eastern Tibetan Plateau and its possible seismic significance. *Front Earth Sci*, 9: 797732
- Zhang W X, Ming Q Z, Shi Z T, et al. 2014. Lake sediment records on climate change and human activities in the Xingyun Lake catchment, SW China. *PLoS ONE*, 9: e102167
- Zhong N, Jiang H C, Li H B, et al. 2022. The potential of using soft-sediment deformation structures for quantitatively reconstructing paleoseismic shaking intensity: Progress and prospect. *Environ Earth Sci*, 81: 408
- Zhong N, Bai Y L, Xu H Y, et al. 2024. A continuous 18.6–10 ka record of seismic events revealed by Xinmocun lacustrine sediments at Diexi, eastern Tibetan Plateau. *J Asian Earth Sci*, 267: 106152
- Zhou Y, Yang J, Liu L, et al. 2024. A sedimentary record of Holocene earthquake activity and climate change from Muge Co, southeastern Tibetan Plateau. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 652: 112424

(责任编辑：刘少峰)