

四川盆地中二叠统茅口组一段凉水沉积特征与沉积模式

宋金民¹, 刘树根^{1,2}, 郭嘉欣¹, 罗冰³, 李智武¹, 张本健³, 金鑫¹, 陈骁³, 叶玥豪¹, 王佳蕊¹, 张玺华³, 杨迪¹, 陈延贵³, 李柯然¹, 王斌¹, 罗平^{1,3}

1. 油气藏地质及开发工程全国重点实验室 (成都理工大学), 成都 610059

2. 西华大学, 成都 610039

3. 中国石油西南油气田公司勘探开发研究院, 成都 610041

摘要【目的】中二叠世全球发生重大气候演变, 该转变过程对四川盆地茅口组一段 (以下简称茅一段) 的影响尚不明确。

【方法】通过剖面实测、岩心观察、薄片鉴定、主量元素、微量元素、微区碳氧同位素和团簇同位素等分析, 恢复四川盆地茅一段的古温度, 探讨凉水沉积特征与沉积模式。【结果】茅一段主要为灰黑色泥岩—泥质灰岩—灰岩韵律层, 宏观上呈现“眼球—眼皮状”构造, 沉积建造具四段式结构; 岩石结构多为灰泥支撑, 不含早期胶结物和内碎屑, 古生物类型以双壳、介壳、苔藓虫和钙藻等异养型生物为主。利用生物壳体 and 全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值、 $\omega(\text{Mg})/\omega(\text{Ca})$ 比值恢复的古温度 T_1 集中于 $7.07\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 11.84\text{ }^{\circ}\text{C}$, T_2 集中于 $13.84\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 14.15\text{ }^{\circ}\text{C}$, T_3 集中于 $8.02\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 12.88\text{ }^{\circ}\text{C}$, 团簇同位素 (Δ_{47}) 模拟恢复的古温度为 $19\text{ }^{\circ}\text{C}$, 古温度随着四段式结构呈现波动上升的趋势, 稀土元素 δEu 普遍呈负异常特征, 与全球性冰期事件对应良好, 随古温度增大而增大, 均指示凉水沉积环境。【结论】全球性的古气候变化和区域性的“两台一凹”的沉积格局联合控制了茅一段凉水沉积物在组构、古生物组合、韵律结构等方面的差异, 凹陷内具有黏土矿物含量高、泥岩—泥质灰岩—灰岩韵律层发育完整、底栖有孔虫和介壳繁盛的特征。

关键词 四川盆地; 中二叠统; 茅口组一段; 凉水沉积; 沉积模式

第一作者 宋金民, 男, 1983 年出生, 博士, 教授, 碳酸盐岩沉积与储层地质学, E-mail: songjinmin2012@cdut.edu.cn

通信作者 刘树根, 男, 教授, 博士生导师, E-mail: lsg@cdut.edu.cn

中图分类号 P512.2 **文献标志码** A

0 引言

非暖水碳酸盐岩是指在纬度约 $30^{\circ}\sim 35^{\circ}$ 的温带及寒带地区和温度约 $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下的沉积水体中形成的碳酸盐岩。根据表层海水温度的差异, 非暖水碳酸盐岩的沉积环境划分为温暖—温水区 ($>20\text{ }^{\circ}\text{C}$)、凉水区 ($5\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 20\text{ }^{\circ}\text{C}$) 和冷水—极地区 ($<5\text{ }^{\circ}\text{C}$)^[1]。近年来, 非暖水碳酸盐岩在国际上受到越来越多的重视, 已然成为沉积学的一个热点领域, 连续四届国际沉积学大会 (International Sedimentological Congress, ISC) (2010 年第 18 届阿根廷门多萨、2014 年第 19 届瑞士日内瓦和 2018 年第 20 届加拿大魁北克、2022 年第 21 届中国北京) 均设有一个研讨专题^[2-4], 在其生物组合、沉积环境和岩石类型等方面做了大量的研究工作^[5]。研究发现, 在现代和地质历史时期中有相当规模的碳酸盐岩沉积于凉水和冷水环境, 比如澳大利亚南部、新西兰东部、南半球、地中海、加勒比海以及法国北部等地区的新生代至晚古生代^[6]。凉水碳酸盐岩的沉积物分选中等—好, 以粗粒至细粒为主, 多为底栖有孔虫、软体动物和苔藓虫, 缺乏鲕粒等非骨屑颗粒, 灰泥支撑且泥晶套不发育^[7]。凉水碳酸盐岩分布并不完全受纬度控制, 其沉积受到开放海底的控制, 这种海底环境

缺乏抗浪骨架,以无障壁的风暴主导的开阔陆架为主,多形成均匀倾斜的碳酸盐岩缓坡^[8]。综合水温、沉积物与沉积环境,冷水—凉水碳酸盐岩工厂的概念近期被提出^[9]。晚古生代密西西比纪—早二叠世发育显生宙最大的冰期事件(LPIA),导致全球处于寒冷气候^[10],至瓜德鲁普期(茅口期)罗德(Roadian)时(茅一期),全球气候逐渐由寒冷转入温凉时期^[11]。因此,凉水碳酸盐岩在冈瓦纳大陆及其周缘地块上广泛发育^[12],而凉水碳酸盐岩骨屑颗粒则分布于Pangea超级大陆南北两端^[13]。近期,笔者团队通过 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\omega(\text{Mg})/\omega(\text{Ca})$ 定量重建了四川盆地中二叠统茅一段的古温度,利用氧同位素($\delta^{18}\text{O}$)恢复的灰岩沉积期的古海水温度(T_1)集中分布于 $3.71\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 12.45\text{ }^{\circ}\text{C}$,利用 $\omega(\text{Mg})/\omega(\text{Ca})$ 比值恢复的灰岩沉积期的古海水温度(T_2)集中于 $13.78\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 14.20\text{ }^{\circ}\text{C}$;泥质灰岩沉积期的 T_1 集中分布于 $6.98\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 14.48\text{ }^{\circ}\text{C}$, T_2 分布于 $13.80\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 15.14\text{ }^{\circ}\text{C}$,均显示为凉水环境^[14]。然而,目前对茅一段凉水环境沉积特征与沉积模式仍缺乏系统研究,这限制了对中二叠世古环境和古气候的认识。本文选取四川盆地茅一段不同相区内的典型露头剖面 and 钻井,通过沉积学、岩石学、古生物学与地球化学分析,明确茅一段凉水环境中的沉积特征与沉积模式,以期为古海洋和古气候的研究提供参考。

1 地质背景

二叠纪古气候经历了寒冷—温暖的转变,早二叠世全球处于晚古生代冰期的延续,气候寒冷,此时四川盆地为冷水环境^[15],空谷期(Kungurian)晚期(栖霞二期),因频繁的火山活动,全球气候短暂回暖,至罗德期早期(Roadian)(茅一期)发生P3冰期事件,全球气候转入温凉阶段,凉水碳酸盐岩广泛发育^[12,16],在此背景下,受控于米兰科维奇短偏心率旋回,茅一段的沉积组合和古温度发生规律性变化^[17-18]。

华南克拉通在中二叠世茅口组沉积期位于低纬度地区,东西两侧分别为泛大洋和古特提斯洋(图1a)。四川盆地所在的上扬子板块受峨眉地幔柱上涌与盆地北缘勉略洋俯冲的影响,在茅口组沉积期为从东西两侧向中部地区海侵的碳酸盐岩缓坡型台地^[19]。在板缘弱拉张作用影响下,沿通江—长寿一线形成东西向的克拉通内凹陷,呈现出缓坡背景下的“两台一凹”的格局^[20-21],进一步划分为内缓坡、中缓坡和外缓坡亚相^[21-22](图1b)。根据地层岩性、电性和沉积旋回特征,茅口组自下而上可划分为茅一段、茅二段、茅三段和茅四段,茅四段因东吴运动使其遭受了不同程度的剥蚀,在盆地内普遍缺失^[23]。茅一段主要为泥岩、泥晶生屑灰岩、生屑泥晶灰岩和泥质灰岩组成的韵律层,发育典型的“眼皮—眼球”状构造,主要为中—外缓坡沉积,测井曲线表现为高自然伽马、中—低电阻率和高声波时差;茅二段以灰色中—厚层状含泥灰岩与泥晶生屑灰岩互层为主,为中缓坡沉积,电性特征呈底部高伽马,中上部低伽马、高电阻率和中—低声波时差的特征;茅三段以浅灰色、灰白色块状泥晶生屑灰岩为主,偶见亮晶生屑灰岩,转变为内缓坡沉积,具有低伽马、高电阻率和低声波时差的特征(图1c)。

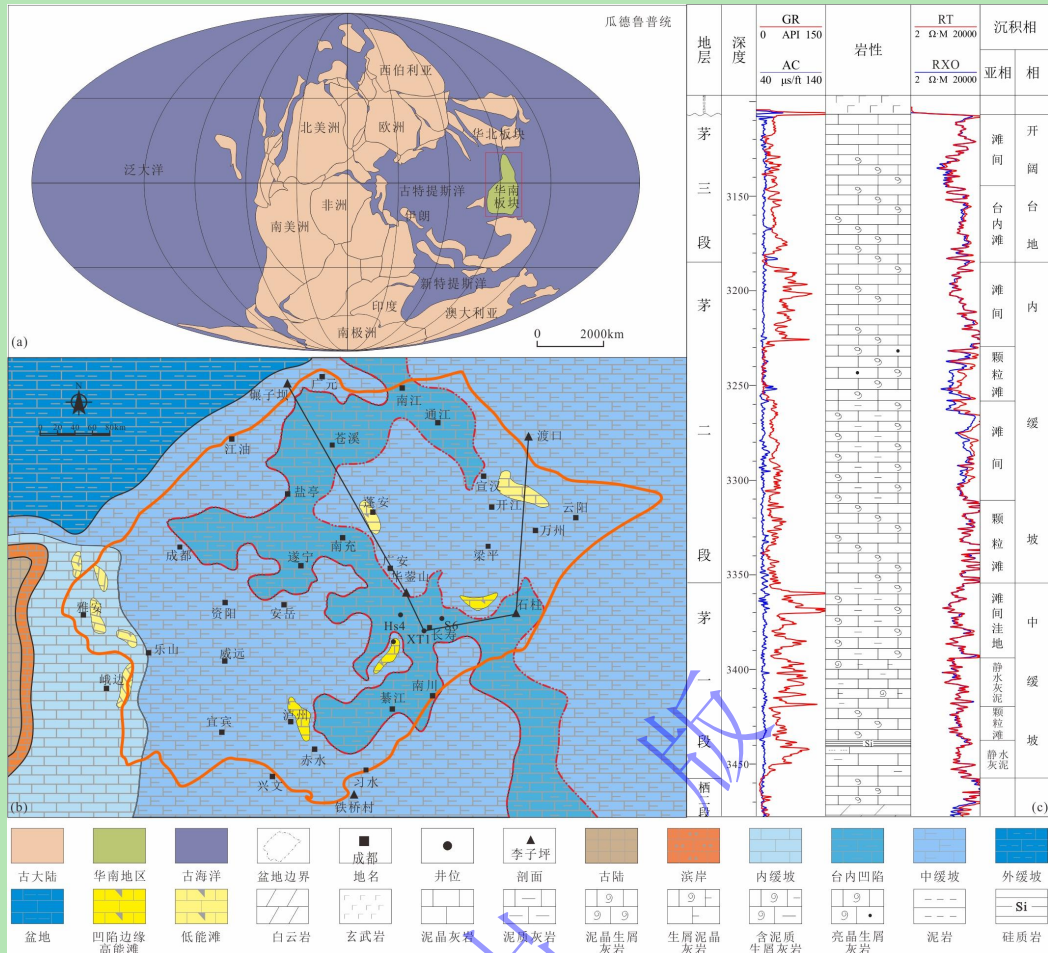


图 1 研究区地质背景 (据文献[22]修改)

(a) 中二叠世全球板块图; (b) 四川盆地茅口组一段岩相古地理图; (c) 四川盆地茅口组典型钻井茅一段综合柱状图

Fig.1 Geological setting of the study area (modified from reference [22])

2 样品与测试方法

本次研究共对 5 条野外露头剖面 and 5 口钻井岩心进行分析, 包括碾子坝剖面、华蓥山剖面、石柱剖面、渡口剖面、铁桥村剖面、XT1、HS4、S6、Z8、W75 井, 对其进行剖面实测、岩心观察和薄片鉴定以及扫描电镜观察后, 选取具有代表性的茅一段灰岩、泥质灰岩和泥岩以及茅二段白云岩样品进行 X 射线衍射、主量、微量元素分析, 其中灰岩样品 65 个, 泥质灰岩样品 28 个, 泥岩样品 5 个, 白云岩样品 22 个; 选取华蓥山剖面茅一段苔藓虫和腕足壳体以及灰岩、泥质灰岩、泥岩样品进行碳/氧同位素分析, 其中灰岩样品 24 个, 泥质灰岩样品 10 个, 泥岩样品 5 个, 苔藓虫和腕足壳体分别为 4 个和 3 个; 选取未受风化剥蚀的 HS4 钻井岩心和华蓥山露头样品共 15 个进行团簇同位素 (Δ_{47}) 研究, 其中泥质灰岩样品 8 个, 灰岩样品 7 个。样品均被磨成 200 目粉末。薄片鉴定在成都理工大学完成, 实验仪器为日本 Nikon E600 Pol+ 型偏光显微镜。X 射线衍射实验在中国地质调查局成都地质调查中心完成, 实验仪器为 X 射线衍射仪 (XPRT PRO); 碳—氧同位素、主微量元素分析和扫描电镜观察在成都理工大学油气藏地质及开发工程全国重点实验室完成, 实验仪器分别为美国 Optima 7300V 型电感耦合等离子体发射光谱仪 (ICP-OES)、荷兰 AXIOS 型 X 射

线荧光光谱仪 (XRF)、Finnigan MAT 253 型质谱仪和 Quanta 250 FEG 场发射环境扫描电子显微镜。团簇同位素分析在中国地质大学 (武汉) 地质过程与矿产资源国家重点实验室完成, 实验仪器为 DUAL INLET+MAT253。

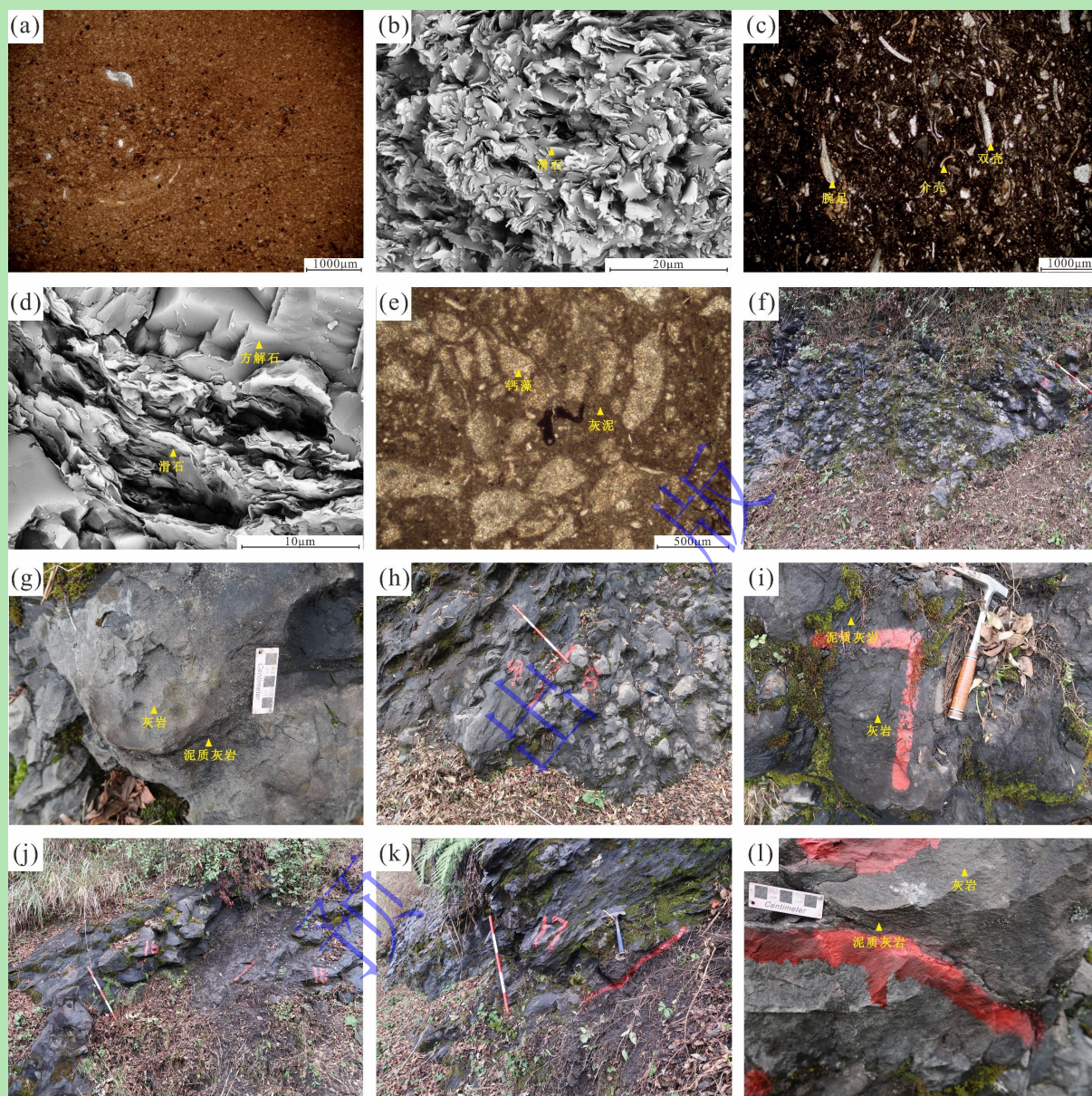


图2 四川盆地中二叠统茅一段沉积建造与岩石组构特征

(a) 石柱剖面, 茅一段, 泥岩, 滑石大量发育, $\times 2.5$, 单偏光; (b) 铁桥村剖面, 茅一段, 泥岩, 片状滑石大量发育, 扫描电镜; (c) 石柱剖面, 泥质灰岩, 介壳—腕足—双壳, $\times 2.5$, 单偏光; (d) 广安华蓥山剖面, 泥质灰岩, 片状滑石充填于方解石晶粒间, 扫描电镜; (e) 石柱剖面, 泥晶生屑灰岩, 钙藻间灰泥大量充填, $\times 5$, 单偏光; (f) 广安华蓥山剖面, 茅一段, 眼皮眼球灰岩中观, 第 17 层; (g) 广安华蓥山剖面, 茅一段, 眼皮眼球灰岩中观, 薄眼皮大眼球, 第 20 层; (h) 广安华蓥山剖面, 茅一段, 眼皮眼球灰岩宏观, 厚眼皮小眼球, 第 5 层; (i) 广安华蓥山剖面, 茅一段, 眼皮眼球灰岩中观, 第 6 层; (j) 广安华蓥山剖面, 茅一段, 眼皮眼球灰岩宏观, 中眼皮中眼球, 第 8、9 层分界线; (k) 广安华蓥山剖面, 茅一段, 眼皮眼球灰岩中观, 第 7 层; (l) 广安华蓥山剖面, 茅一段, 眼皮眼球宏观, 薄眼皮大眼球, 第 16 层

Fig.2 Sedimentary construction and lithological fabric of the middle Permian Mao-1 Member, Sichuan Basin

3 四川盆地茅一段凉水沉积特征

3.1 岩石组构特征

四川盆地茅一段岩性以泥岩、泥质灰岩和灰岩为主，泥质灰岩主要为泥质泥晶生屑灰岩，灰岩可分为泥晶生屑灰岩和生屑泥晶灰岩。泥岩主要成分为滑石（30.00%~75.40%）和石英（19.70%~24.60%），镜下见大量滑石（图 2a），扫描电镜下也可见大量片状滑石发育（图 2b）。泥质泥晶生屑灰岩（图 2c）和泥晶生屑灰岩均为颗粒支撑，生屑泥晶灰岩为灰泥支撑，泥质泥晶生屑灰岩滑石含量高（平均为 10.21%，图 2d），生屑以介壳、有孔虫、苔藓虫为主，泥晶生屑灰岩和生屑泥晶灰岩滑石含量低（平均为 0.89%），生屑以钙藻为主（图 2e）。

整体看来，茅一段缺乏早期胶结作用和内碎屑沉积，生屑间以灰泥为主，压实作用显著，生物以异养为主，与现代典型的非暖水碳酸盐岩具有相似性。根据泥岩—泥质灰岩—灰岩韵律层的结构和相对比例，可将四川盆地茅一段凉水沉积建造纵向上划分为四段，岩石组构与四段式沉积建造关系密切，以华蓥山剖面为例（图 3）。第一结构段以泥岩（厚约 1 m）和泥质灰岩（累计厚 6 m）为主，泥质含量达 17%，生屑含量约 22%，以有孔虫—腕足—介壳组合为主，生屑间灰泥含量约 58%；第二结构段泥质灰岩厚度比例增加至 63%，累计厚 9.8 m，泥质含量平均约为 10%，生屑含量约 23%，以介壳组合为主，生屑间灰泥含量平均为 62%；第三结构段泥质灰岩厚度减薄 13%，累计厚 7.8 m，泥质含量约 9%，生屑含量平均为 28%，以苔藓虫—腕足、钙藻—介壳组合为主，灰泥含量平均为 60%；第四结构段以灰岩为主，泥质含量约 2%，生屑含量平均达 38%，以有孔虫—介壳和钙藻—腕足组合为主，灰泥含量平均为 60%。四川盆地茅一段岩石组构向上泥质成分减少，灰质成分增加，生屑以有孔虫和介壳为主，向上钙藻含量增多。

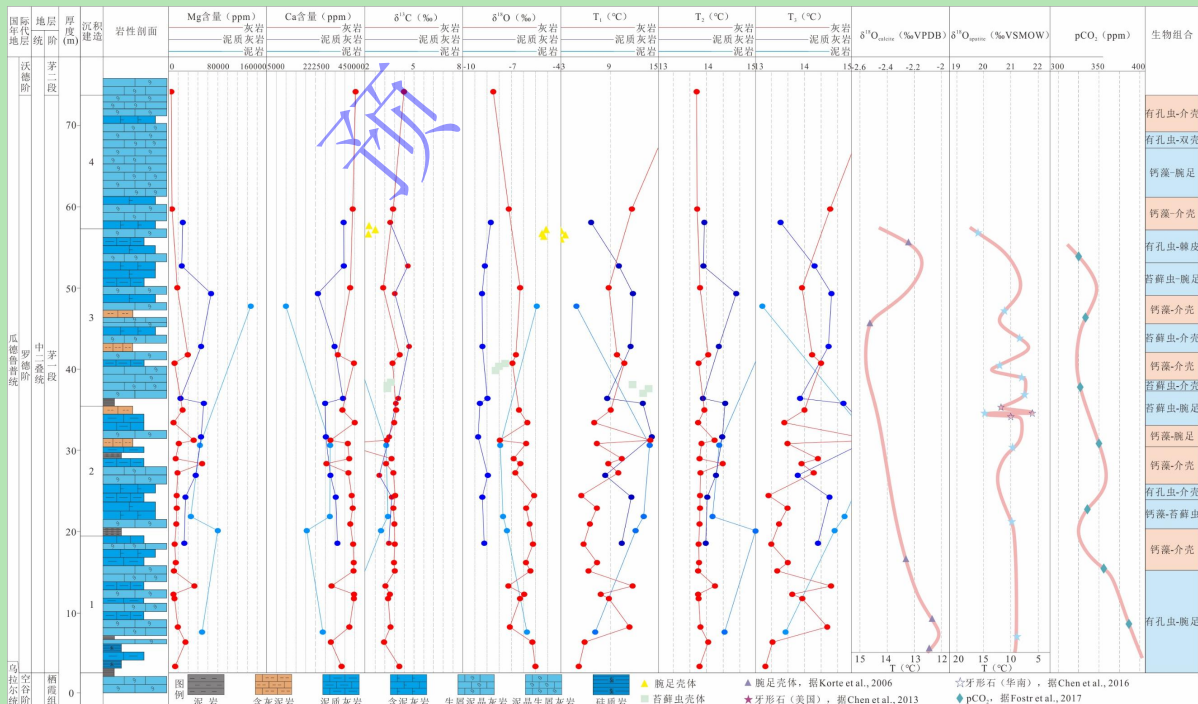


图 3 四川盆地华蓥山剖面茅一段岩性及地球化学特征（ $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ 、Mg-Ca 含量及古海水温度数据来自文献[17]）

Fig.3 Lithological and geochemical characteristics of Mao-1 Member in Huayingshan section, Sichuan Basin (geochemical

characteristics of the Maokou Formation Member 1 in the Huaying Mountain section of the Sichuan Basin ($\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$, Mg-Ca content, and paleo-seawater temperature data from reference [17])

选取川西北台地碾子坝剖面、凹陷内部华蓥山剖面、凹陷边缘石柱剖面对比发现（图 4），台地灰质含量高（88%~93%），古生物组合以苔藓虫—钙藻—腕足为主，在第三、四结构段发育少量亮晶胶结物，黏土矿物含量低，小于 5%；凹陷边缘灰质含量较高（79%~91%），全段不发育亮晶胶结物，黏土矿物含量较高（4%~14%），生物组合以苔藓虫—钙藻—介壳为主；凹陷内部灰质含量较高（80%~98%），不发育亮晶胶结物，黏土矿物含量最高，可达 17%，生物组合以有孔虫—介壳为主。

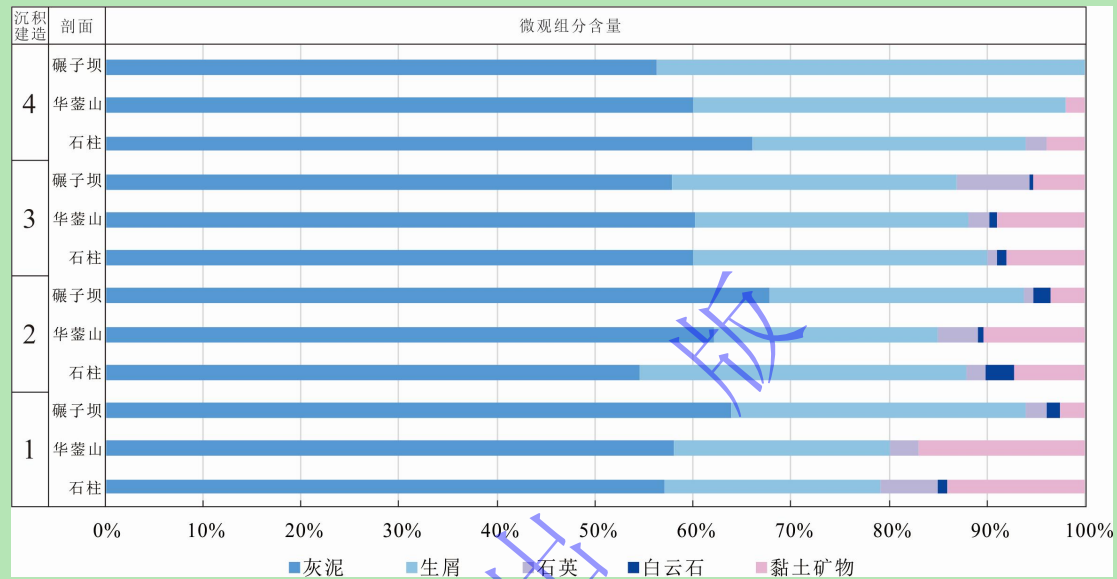


图 4 四川盆地茅一段四段式结构内岩石组分含量特征

Fig.4 Microscopic component content of rocks in four vertical intervals of Mao-1 Member, Sichuan Basin

因此，由台地向凹陷方向，岩石组构具有黏土矿物含量增加、灰泥含量增加、亮晶胶结物不发育的演化特征，生物组合也逐渐由个体较大的钙藻、苔藓虫等转变为个体较小的有孔虫、介壳等。

3.2 沉积建造特征

华蓥山剖面茅一段自下而上呈现出四段式结构（图 3）。第一结构段厚 16.0 m，宏观上眼皮灰岩厚度与眼球灰岩厚度比例为 1:1，表现为“厚眼皮小眼球”构造（图 2f），底部发育薄层的泥岩与层状硅质岩，厚约 5.4 m，向上开始出现眼皮眼球状构造，厚约 11.6 m，眼球状灰岩以透镜状为主，少见层状；中观上眼球状灰岩为薄—中层状泥晶生屑灰岩，眼皮状灰岩为薄层状泥质灰岩（图 2g），整体为泥岩—泥质灰岩—灰岩的韵律层，韵律层较厚。

第二结构段厚 15.8 m，眼皮状灰岩明显增厚，宏观上与眼球状灰岩厚度比例为 2:1，表现为厚眼皮小眼球状结构（图 2h），眼球状灰岩以透镜状为主，底部发育薄层状泥岩，向上发育眼皮眼球状灰岩；中观上见眼皮状灰岩为薄层状泥质灰岩或含泥灰岩，眼球状灰岩为薄—中层状泥晶生屑或生屑泥晶灰岩（图 2i）。

第三结构段厚 21.9 m，眼球状灰岩明显增厚，宏观上与眼皮状灰岩比例为 2:1，表现为薄眼皮大眼球（图

2j)或厚眼皮中眼球状构造,眼球状灰岩以层状为主,底部见薄层状泥岩,向上为眼皮眼球状灰岩发育段;中观上眼皮状灰岩为薄层状泥质灰岩或含灰泥岩(图2k),眼球状灰岩为中层状泥晶生屑灰岩,整体为泥岩—泥质灰岩—灰岩的韵律层,韵律层厚度减薄。

第四结构段厚16.5 m,宏观上眼皮—眼球状构造仅局部可见,眼皮状灰岩厚度与眼球状灰岩厚度比例为1:3,表现为薄眼皮大眼球构造,眼球状灰岩以层状为主;中观上眼皮状灰岩为薄层状泥质灰岩,眼球状灰岩为中—厚层状泥晶生屑灰岩或生屑泥晶灰岩(图2l),韵律层厚度薄。茅一段韵律层分布较为广泛,沉积建造具有向上泥质灰岩和泥岩厚度减小、灰岩厚度增加的特征,逐渐由泥岩—泥质灰岩—灰岩韵律层转变为泥质灰岩—灰岩韵律层,且单个韵律层厚度减薄。

四川盆地茅一段四段式沉积建造特征的台凹内展布有所差异。第一结构段,川西北台地上的碾子坝剖面 and 川东北台地上的渡口剖面为泥质灰岩—灰岩韵律层,凹陷内部的华蓥山剖面、XT1井和凹陷边缘的石柱剖面则为泥岩—泥质灰岩—灰岩韵律层,韵律层表现为凹陷厚、台地薄,凹陷内泥岩比例高达10%,泥质灰岩比例为50%,单个韵律层厚度为1.4 m;凹陷边缘泥岩比例为6%,泥质灰岩比例为50%,单个韵律层厚度为1.3 m;而台地上仅见少量薄层状泥岩夹层或线状泥岩,比例为2%,泥质灰岩比例30%,单个韵律层厚度1.0 m。第二结构段,凹陷内为泥岩—泥质灰岩—灰岩韵律层,泥岩比例为6%,泥质灰岩比例约为45%,而台地和凹陷边缘多为泥质灰岩—灰岩韵律层;台地上泥质灰岩比例为20%,凹陷边缘泥质灰岩比例为40%;单个韵律层仍表现为凹陷厚、台地薄,台地上的碾子坝剖面 and 渡口剖面为0.6 m,凹陷内部的华蓥山剖面 and XT1井约为1.6 m,凹陷边缘的石柱剖面为1.3 m。第三结构段,凹陷内为泥岩—泥质灰岩—灰岩韵律层,泥岩比例减少至约4%,泥质灰岩比例为30%;凹陷边缘和台地为泥质灰岩—灰岩韵律层,凹陷边缘见少量泥岩夹层,占比仅为2%,泥质灰岩比例为30%,台地上泥质灰岩比例为13%;单个韵律层厚度为凹陷厚、台地薄,凹陷内部的华蓥山剖面 and XT1井约1.0 m,凹陷边缘的石柱剖面0.8 m,台地上的碾子坝剖面 and 渡口剖面仅为0.4 m;第四结构段,凹陷和台地都为泥质灰岩—灰岩韵律层,泥质灰岩比例明显减少,凹陷内的华蓥山剖面 and XT1井泥质灰岩比例为10%,凹陷边缘石柱剖面泥质灰岩比例为6%,台地上的碾子坝剖面 and 渡口剖面泥质灰岩比例为4%,单个韵律层厚度约0.4~0.6 m(图5)。

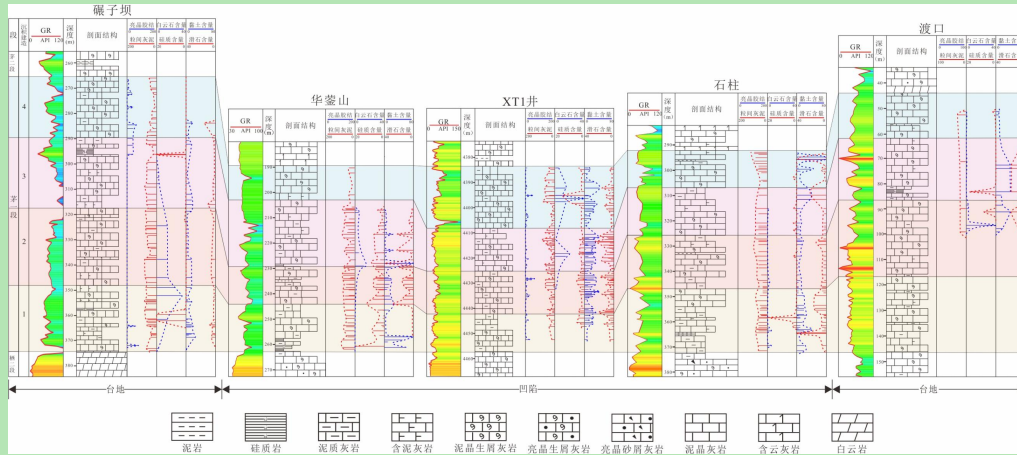


图5 碾子坝—华菱山—新探1—石柱—渡口茅一段连井剖面

Fig.5 Cross-well profile of Mao-1 Member in Nianziba-Huayingshan-Xintan 1-Shizhu-Dukou

4 茅一段古温度特征

4.1 碳、氧同位素及主微量元素特征

成岩蚀变会导致 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显降低, 小于-10‰, $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 也会呈现良好的相关性, 利用碳氧同位素测试结果也可判断成岩作用对地球化学元素记录的影响^[24]。结果显示, 茅一段苔藓虫壳体的 $\delta^{13}\text{C}$ 含量介于3.38‰~3.79‰ (平均为3.61‰, VPBD 标准), $\delta^{18}\text{O}$ 含量介于-7.67‰~-6.94‰ (平均为-7.38‰, VPBD 标准), 腕足壳体的 $\delta^{13}\text{C}$ 含量介于1.80‰~2.65‰ (平均为2.22‰, VPBD 标准), $\delta^{18}\text{O}$ 含量介于-5.02‰~-4.84‰ (平均为-4.91‰, VPBD 标准), 围岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 含量介于3.01‰~4.76‰ (平均为3.72‰, VPBD 标准), $\delta^{18}\text{O}$ 含量介于-7.70‰~-5.07‰ (平均为-6.53‰, VPBD 标准), 生物壳体和围岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值均大于-10‰, 且 $\delta^{18}\text{O}$ 值与 $\delta^{13}\text{C}$ 值无明显相关性 (图 6a), 证明样品受成岩蚀变程度弱。此外, 腕足壳体和苔藓虫壳体的矿物组成为低镁方解石^[25], 呈片状结构, 不易发生重结晶; X 衍射全岩定量分析结果显示, 生物壳体原岩 hyx-17-1 和 hyx-19-1 中无白云石成分 (图 6b), 证实生物壳体未受白云石化作用, 可用于古海水温度的恢复。

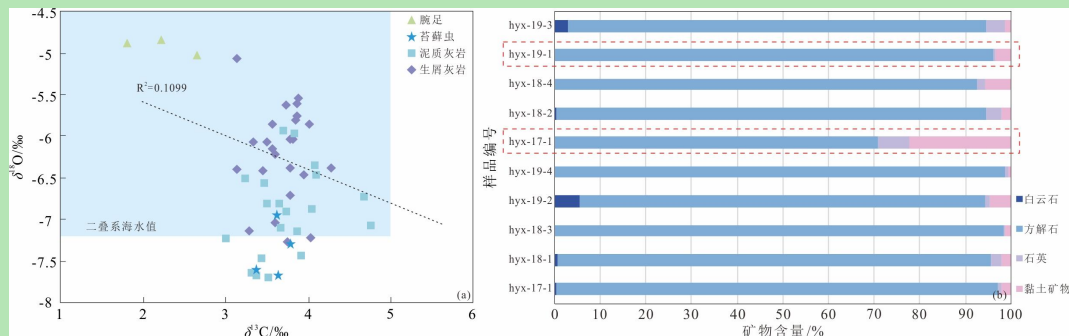


图6 (a) 生物壳体和围岩碳、氧同位素分布图及 (b) 围岩矿物含量图

Fig.6 (a) Distribution of C and O isotopes in biogenic shells and host rocks; (b) mineral content of host rocks

当碳酸盐矿物相确定后, 碳酸盐的稳定同位素组成只取决于水体的盐度和温度, 因此可利用碳酸盐岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 恢复古海水温度, 同时 $\omega(\text{Mg})/\omega(\text{Ca})$ 比值也与古海水温度存在良好的相关性, 根据此原理, 分别参考

邵龙义等^[26]、Hastings *et al.*^[27]和 Friedman *et al.*^[28]的方法对茅一段古海水温度进行恢复：

$$T_1 = 16.9 - 4.38 \times (\delta^{18}O_{\text{corr}} - \delta^{18}O_{\text{wcorr}}) + 0.12 \times (\delta^{18}O_{\text{corr}} - \delta^{18}O_{\text{wcorr}})^2 \quad (1)$$

$$T_2 = 2.898 \left[\frac{\omega(\text{Mg})}{\omega(\text{Ca})} \right] + 13.76 \quad (2)$$

$$10^3 \ln (\delta^{18}O_{\text{calcite}} - \delta^{18}O_{\text{wcorr}}) = \frac{2.78 \times 10^6}{T_3^2} - 2.89 \quad (3)$$

式中： T 为古海水温度，单位 $^{\circ}\text{C}$ ； $\delta^{18}O_{\text{corr}}$ 、 $\delta^{18}O_{\text{calcite}}$ 为实测值，即测得碳酸盐岩中的 $\delta^{18}\text{O}$ （VPBD 标准）值的校正值，单位‰，利用中二叠世海相碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值-6.52‰（VPBD 标准）与第四纪海相灰岩 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值-1‰（VPBD 标准）的差值（ $\delta^{18}\text{O}=5.52\text{‰}$ ）来对其进行年代效应的校正； $\delta^{18}O_{\text{wcorr}}$ 为同时期海水 $\delta^{18}\text{O}$ 值，为-2.8‰（VSMOW 标准）^[26]， T_3 值需进行开尔文温度到摄氏度的单位换算。

结果显示，腕足壳体 T_1 集中分布于 $3.11\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 3.75\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， T_3 集中分布于 $3.82\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 4.52\text{ }^{\circ}\text{C}$ ；苔藓虫壳体 T_1 集中分布于 $11.10\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 14.10\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， T_3 集中分布于 $12.24\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 15.31\text{ }^{\circ}\text{C}$ ；灰岩 T_1 集中分布于 $6.53\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 10.81\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， T_2 集中分布于 $13.82\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 13.94\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， T_3 集中分布于 $7.47\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 11.84\text{ }^{\circ}\text{C}$ ；泥质灰岩 T_1 集中分布于 $8.68\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 11.88\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， T_2 集中分布于 $13.94\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 14.31\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， T_3 集中分布于 $9.66\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 12.92\text{ }^{\circ}\text{C}$ ；泥岩 T_1 集中分布于 $12.21\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 13.96\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， T_2 集中分布于 $14.25\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 15.00\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， T_3 集中分布于 $13.25\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 15.04\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。综合腕足、苔藓虫壳体和全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\omega(\text{Mg})/\omega(\text{Ca})$ 比值特征，茅一段 T_1 集中分布于 $7.07\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 11.84\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， T_2 集中分布于 $13.84\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 14.15\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， T_3 集中分布于 $8.02\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 12.88\text{ }^{\circ}\text{C}$ （图7），均位于凉水范畴内，这与前人得出的茅一期古海水温度在 $5\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间相似^[29]，进一步验证了茅一期的全球性凉水环境。

进一步分析发现，古温度随四段式结构呈规律性变化，总体为波动性上升趋势（图3）。第一结构段为泥岩—泥质灰岩—灰岩韵律层，三者的厚度比例为 1:1:2， T_1 集中分布于 $5.87\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 10.50\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， T_2 集中分布于 $13.82\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 14.02\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， T_3 集中分布于 $6.79\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 9.89\text{ }^{\circ}\text{C}$ ；第二结构段泥质灰岩增厚，泥岩—泥质灰岩—灰岩的厚度比例为 1:2:1， T_1 集中分布于 $7.40\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 13.11\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， T_2 集中分布于 $13.85\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 14.25\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， T_3 集中分布于 $8.35\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 14.17\text{ }^{\circ}\text{C}$ ；第三结构段底部发育泥岩，灰岩增厚，泥岩—泥质灰岩—灰岩的比例为 1:1:2， T_1 集中分布于 $4.85\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 11.88\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， T_2 集中分布于 $13.85\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 14.60\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， T_3 集中分布于 $5.74\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 12.92\text{ }^{\circ}\text{C}$ ；第四结构段为泥质灰岩—灰岩的韵律层，二者比例为 1:3， T_1 集中分布于 $11.75\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 15.82\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， T_2 集中分布于 $13.78\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 13.79\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， T_3 集中分布于 $12.79\text{ }^{\circ}\text{C} \sim 16.92\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

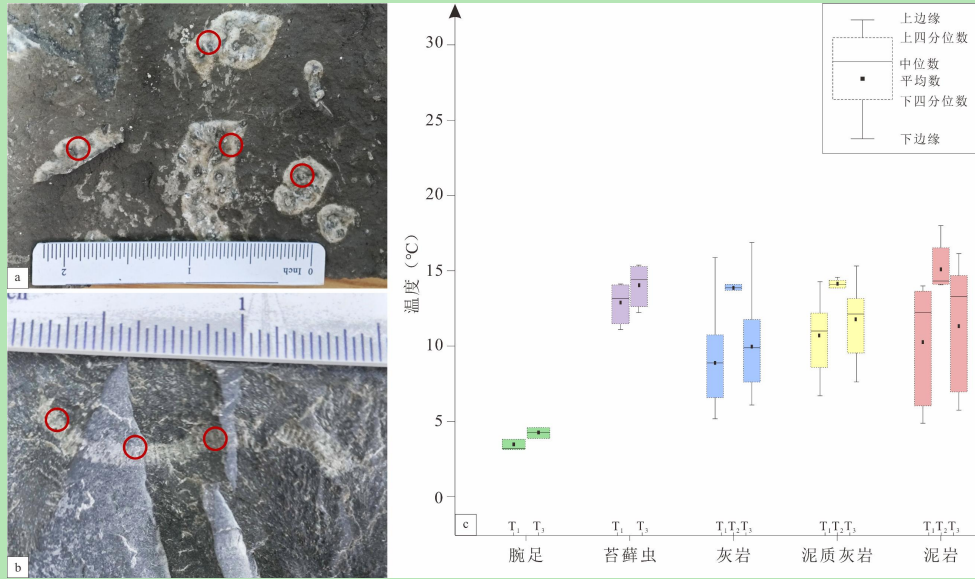


图 7 生物壳体与全岩氧同位素恢复古温度对比图

(a) 苔藓虫壳体取样点, 华蓥山剖面, hyx-17-1, 泥质灰岩; (b) 腕足壳体取样点, 华蓥山剖面, hyx-19-1, 生屑灰岩; (c) 生物壳体与全岩氧同位素恢复古温度对比图

Fig.7 Comparison of paleo-seawater temperature restored by oxygen isotope between biological crust and whole rock

(a) bryozoan shell sampling site, Huayingshan section, hyx-17-1, argillaceous limestone; (b) brachiopod shell sampling point, Huayingshan section, hyx-19-1, bioclastic limestone; (c) comparison of paleotemperature restored by oxygen isotope between biological crust and whole rock

4.2 团簇同位素特征

团簇同位素 (Δ_{47}) 作为一种不受流体环境影响的古环境重建方法, 在排除成岩干扰及固态重排模拟还原后可以应用于古环境重建^[30]、碳酸盐岩的成岩作用演化史重建^[31]及地层热演化史恢复^[32]等方面。本文选取的华蓥山露头样品均来自第二结构段, HS4 岩心样品均来自第一结构段。

为恢复沉积时 Δ_{47} 的准确值, 本文采用 Hemingway *et al.*^[33]实验得到的平衡态 Δ_{47} couple-paired 动力学方程公式 (4, 5), 活化能/气体摩尔常数—温度演化函数中采用 Passey *et al.*^[34]、Stolper *et al.*^[35]的实验参数。

Δt 和 ΔE 是离散 t 与 E 的步骤, 当施加初始条件 Δ_{47}^0 , 矩阵可变化为公式 6:

$$\Delta_{47}(t_i) = \Delta_{47}^{eq}(T_i) + [\Delta_{47}(t_{i-1}) - \Delta_{47}^{eq}(T_i)]\Delta G_i \quad (4)$$

$$\Delta G_i = \sum_{j=1}^{n_E} N(\mu_E, \sigma_E) \exp\left(-\exp\left[v_0 - \frac{E_j}{RT(t_i)}\right]\Delta t\right) \Delta E \quad (5)$$

$$i = 2, \dots, n_t,$$

$$j = 1, \dots, n_E,$$

$$\Delta_{47} = \phi(t, T|y),$$

$$y = [\Delta_{47}^0, \mu_E, \sigma_E, v_0] \quad (6)$$

式中: t 和 T 是向量 n_t 离散化的时间和温度向量, μ_E 为活化能均值, σ_E 为活化能标准差, v_0 为频率因子 (对数形式), ϕ 表示方程中描述的函数。公式 (4)、公式 (5) 中的 t_i 、 T_i 为 y 中给定的参数值, 而 Δ_{47} 是向量 n_t 的 Δ_{47} 结果值, $\Delta_{47}(t_i)$ 为第 i 个时间步的 Δ_{47} 值, $\Delta_{47}^{eq}(T_i)$ 为温度 T_i 下的平衡 Δ_{47} 值, ΔG_i 为当前时间步下 Δ_{47} 向平衡态演化的权重, E 为活化能, R 为气体摩尔常数, $N(\mu_E, \sigma_E)$ 为活化能 E_j 的正态分布权重。

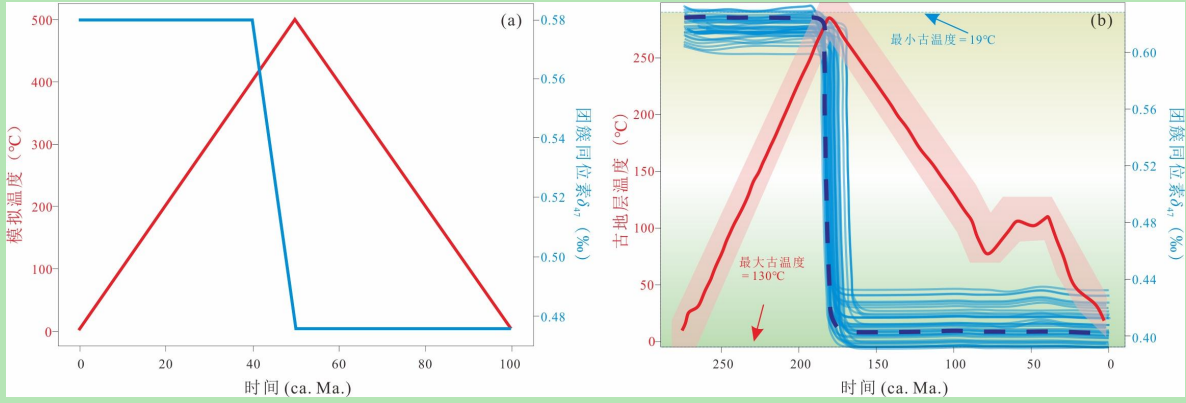


图8 团簇同位素 ($\Delta 47$) 对中二叠世古温度的恢复图版

(a) 模拟固态重排对沉积时碳酸盐 $\Delta 47$ 值的影响；(b) 团簇同位素、地温梯度恢复原始古海水温度过程示意图（其中深红色曲线表示平均温度，粉色区域表示 2 团误差；蓝色虚线为最高拟合度）

Fig.8 Recovery plate of cluster isotope ($\Delta 47$) to the middle Permian paleoseawater temperature

(a) simulated effect of solid-state rearrangement on the $\Delta 47$ value of carbonate during deposition; (b) cluster isotope and geothermal gradient restoring paleoseawater temperature process (red line = average temperature; pink area = 2σ error; blue dotted line = best fit)

计算结果显示，团簇同位素 $\Delta 47$ 介于 0.233~0.657‰（平均为 0.383‰，VPBD 标准），其对应的古温度为 19 °C~130 °C。利用 $\Delta 47$ 数值和温度的标定关系，模拟固态重排过程，获得热演化史曲线（图 8a），显示在茅一段早期埋藏过程（0~40Ma） ^{13}C - ^{18}O 键没有发生重排， $\Delta 47$ 无变化；进一步的埋藏（40~50Ma）， ^{13}C - ^{18}O 键发生重排， $T(\Delta 47)$ 与埋藏温度达到平衡；随后逐渐抬升至地表， ^{13}C - ^{18}O 键重排终止， $T(\Delta 47)$ “封闭”。结合川东地区地层热史重建结果，本文加入蒙特卡洛原理对热史温度进行了模拟，结果显示：当达到最高拟合度时（图 8b，蓝色虚线），四川盆地中二叠世古海水温度约为 19 °C，也指示为凉水环境。

4.3 稀土元素特征

碳酸盐岩中稀土元素的含量和配分型式等指标记录了其古气候、古环境和流体来源信息^[36]，其中 δEu 的正异常 ($\delta\text{Eu} > 1$) 对古温度变化具有重要的指示意义，其多指示高温或热液环境^[37]，而 δEu 的负异常 ($\delta\text{Eu} < 1$) 则多解释为沉积母岩为花岗岩、低温还原环境或被动大陆边缘环境^[38-39]。通过调研震旦纪至古近纪全球冰期与 δEu 异常特征，发现冰期内的泥岩、灰岩或白云岩的 δEu 均呈负异常特征，二者具有良好的对应关系。

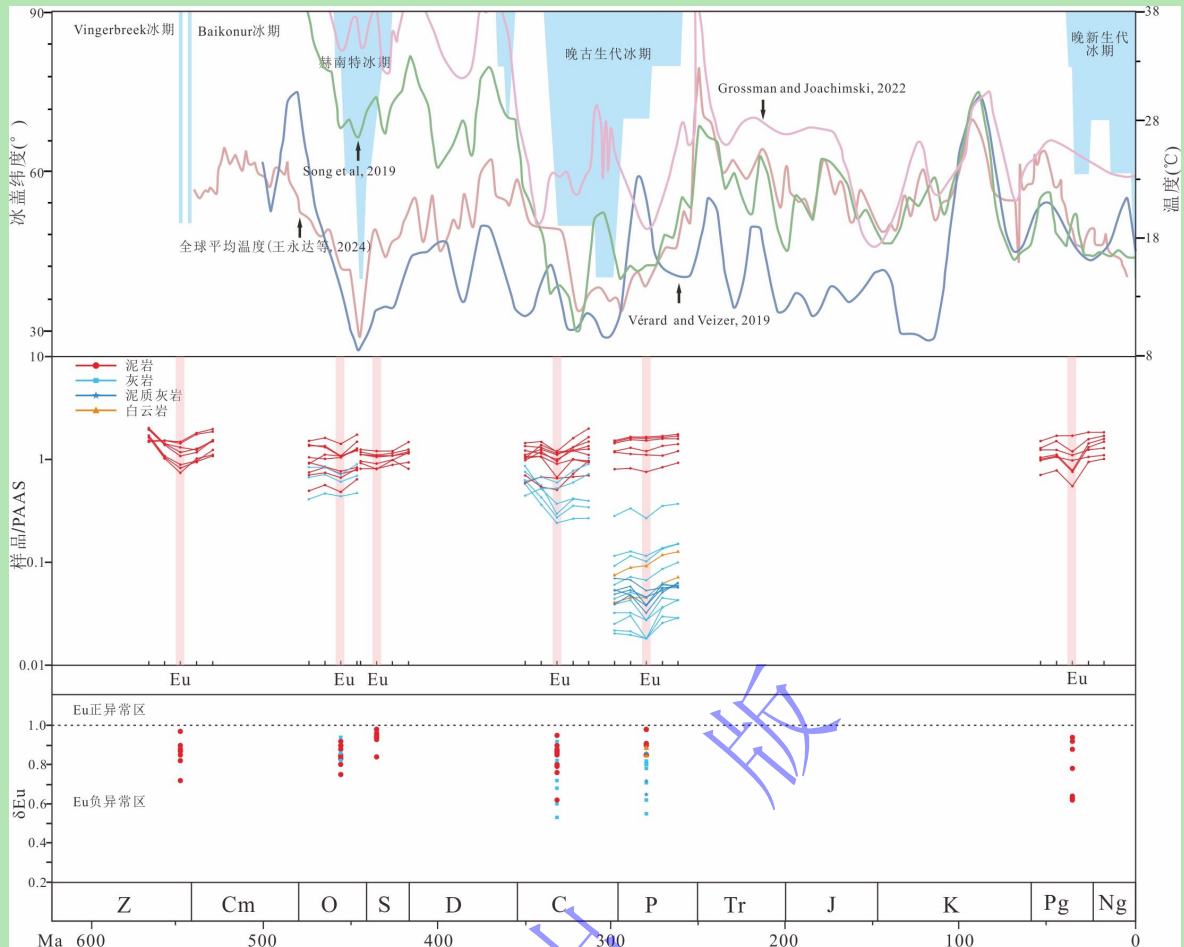


图9 全球冰期 Eu 稀土元素特征

$\delta\text{Eu}=2\text{Eu}_N/(\text{Sm}_N+\text{Gd}_N)$, N 小标为澳大利亚页岩标准化后数据; 冰期数据据文献[40-41], 温度数据据文献[40], 其中粉紫线 30°S~30°N 温度, 蓝线代表 35°S~35°N 古海水温度, 绿线代表 40°S~40°N 古海水表层温度, 稀土元素数据据文献[42-46]

Fig.9 Negative anomalies in rare earth element Eu in global glacial periods

显生宙的三次较大的冰期, 即赫南特冰期、晚古生代冰期和晚新生代冰期以及震旦纪灯影期的两次小冰期 Vingerbreek 和 Baikunur, 均具有相似的 Eu 负异常特征(图 9), δEu 值分别为 0.76~0.98 (平均为 0.89)、0.55~0.98 (平均为 0.82)、0.62~0.94 (平均为 0.78)、和 0.72~0.98 (平均为 0.86), 且大部分学者恢复的古温度数据均显示冰期时全球平均温度低于 20 °C^[40]。

本文在梳理茅一段中泥岩、泥质灰岩、灰岩以及茅二段粉—细晶白云岩或细—中晶白云岩的 δEu 值时发现, 其 δEu 值均普遍呈现负异常特征, 且随古温度的增大而增大。其中泥岩的 δEu 为 0.88~0.99 (平均为 0.93), 泥质灰岩的 δEu 集中于 0.71~0.94 (平均为 0.82), 灰岩的 δEu 集中于 0.76~0.99 (平均为 0.87), 白云岩的 δEu 集中于 0.91~1.02 (平均为 0.97)。因此, 本文认为茅一段 δEu 负异常对凉水环境具有重要指示意义。

5 沉积模式

晚古生代大冰期贯穿了整个石炭纪—二叠纪, 其中二叠纪包括四个离散的冰期间隔 (P1、P2、P3、P4), 在经历了晒二期气候的短暂回暖后, 茅一期发生 P3 冰期事件^[12,16], 造成茅一段整体为凉水环境^[14]。同时米

兰科维奇短偏心率旋回的周期性变化使茅一段古温度纵向上呈现规律性波动。在这一背景下，随着中二叠世扬子板块周缘洋盆的扩张，四川盆地自栖霞一期开始北西—南东向的构造—沉积分异作用，“两台一凹”的构造—沉积格局基本成型，通江—长寿一线为凹陷区域，至茅一期凹陷进一步扩大，“两台一凹”的构造—沉积格局进入成熟期^[19,47]。

茅一段沉积建造以泥岩—泥质灰岩—灰岩韵律层和泥质灰岩—灰岩韵律层为主，纵向上呈现四段式结构。岩石组构以生屑和灰泥为主，生屑主要为介壳、有孔虫、钙藻、苔藓虫、腕足等异养生物。古温度随 P3 冰期短偏心率周期变化呈波动性上升趋势， δE_u 随古温度增大而增大；短偏心率增大时，太阳辐射增强，温度上升， δE_u 增大，同时陆源输入和上升流带来的营养物质增加，古生产力提高，有利于泥岩、泥质灰岩沉积。反之，短偏心率减小时，太阳辐射减弱，温度降低， δE_u 减小，同时陆源输入和上升流带来的营养物质减少，古生产力下降，有利于灰岩沉积^[17-18]。平面上，自凹陷内—凹陷边缘向台地方向，逐渐由泥岩—泥质灰岩—灰岩韵律层演变为泥质灰岩—灰岩韵律层，泥岩所占比例减小，韵律层厚度减薄，生屑灰岩厚度增大，黏土矿物含量逐渐减少，凹陷内部及边缘生屑间均为灰泥充填，台地上生屑间具少量亮晶胶结物。

因此，全球古气候和“两台一凹”格局共同控制了茅一段凉水沉积（图 10）。第一结构段发生在 P3 冰期初期，古温度较低，短偏心率相对较小，泥岩沉积厚度较多，泥质灰岩比例相对较小。凹陷处水体深，呈厚眼皮薄眼球状构造，泥岩和泥质灰岩比例高，以有孔虫—腕足组合为主；凹陷边缘水体变浅，仍为厚眼皮薄眼球状构造，泥岩比例减小，主要为苔藓虫—腕足组合；台地上水体相对较浅，呈中眼皮中眼球状构造，仅发育少量薄层状泥岩，泥质灰岩比例减小，苔藓虫组合繁盛；第二+三结构段，海平面逐渐上升，短偏心率至第三结构段底部达到最大后逐渐减小，造成第二结构段温度逐渐升高，泥质灰岩增厚，而第三结构段温度逐渐降低，泥质灰岩减薄。凹陷内发育泥岩—泥质灰岩—灰岩韵律层，多为厚眼皮小眼球状或薄眼皮厚眼球状构造，以介壳组合为主；凹陷边缘为泥质灰岩—灰岩韵律层，呈中眼皮中眼球或薄眼皮厚眼球状构造，主要为钙藻—介壳和钙藻—苔藓虫组合；台地上发育泥质灰岩—灰岩韵律层，呈薄眼皮—厚眼球状构造，见少量极薄层状泥岩，苔藓虫—腕足、钙藻—双壳组合繁盛；第四结构段，海平面下降，进入 P3 冰期末期，古温度上升，短偏心率持续减小，灰岩沉积厚度增大，同时隆凹古地貌变平缓，凹陷和台地均沉积泥质灰岩—灰岩韵律层，呈薄眼皮厚眼球状构造；凹陷内部和边缘发育少量极薄层状泥岩，泥质灰岩比例相对较高，以有孔虫—介壳组合为主；凹陷边缘泥质灰岩比例减小，古生物主要为钙藻—介壳和苔藓虫—腕足组合；台地上以灰岩为主，苔藓虫和钙藻组合繁盛。

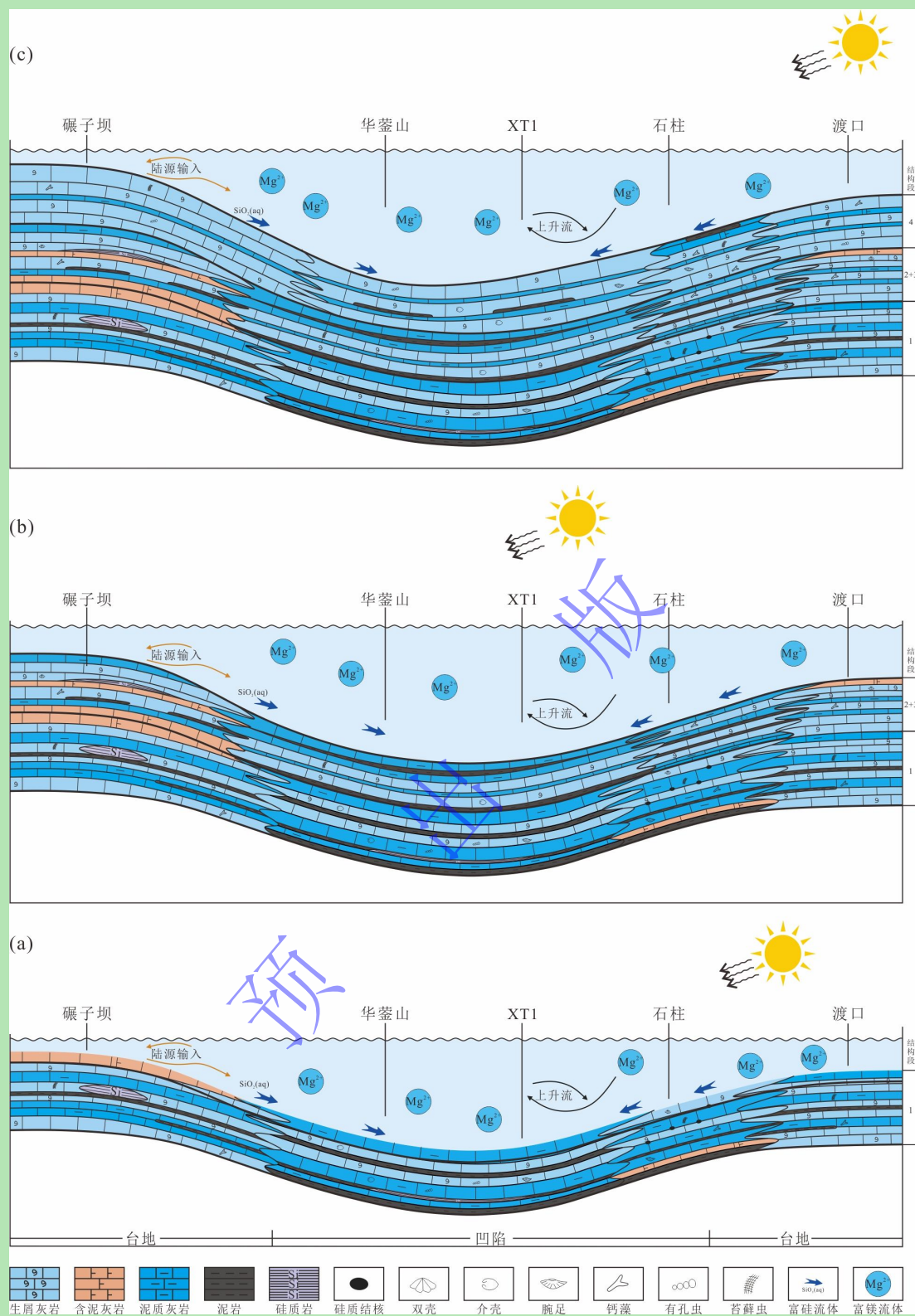


图 10 四川盆地中二叠统茅一段凉水沉积模式图

(a) 第一沉积建造阶段, 海平面较高, P3 冰期初期, 古温度较低; (b) 第二、三沉积建造阶段, 海平面上升, P3 冰期盛期, 古温度随短偏心率变化频繁; (c) 第四沉积建造阶段, 海平面下降, P3 冰期末期, 古温度逐渐上升

Fig.10 Cool-water sedimentary model of middle Permian Mao-1 Member, Sichuan Basin

6 结论

(1) 四川盆地茅一段凉水沉积建造具有四段式结构, 纵向上表现为由泥岩—泥质灰岩—灰岩韵律层逐渐变为泥质灰岩—灰岩韵律层, 向上泥质灰岩和泥岩厚度减薄, 灰岩厚度增厚, 由厚眼皮—薄眼球状逐渐过渡为薄眼皮—厚眼球状构造, 单个韵律层厚度减薄, 岩石组构纵向黏土矿物含量向上减少、灰质成分增加、有孔虫和钙藻生屑含量增多; 平面上表现为由凹陷内—凹陷边缘—台地逐渐由泥岩—泥质灰岩—灰岩韵律层转变为泥质灰岩—灰岩韵律层, 泥岩和泥质灰岩比例减小, 韵律层表现出凹陷厚、台地薄的特征, 岩石组构具有黏土矿物含量减少、灰质含量增加, 亮晶胶结物由不发育至少量发育的特征。

(2) 利用生物壳体 and 全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值、 $\omega(\text{Mg})/\omega(\text{Ca})$ 比值恢复的古温度 T_1 集中于 $7.07\sim 11.84\text{ }^{\circ}\text{C}$, T_2 集中于 $13.84\sim 14.15\text{ }^{\circ}\text{C}$, T_3 集中于 $8.02\sim 12.88\text{ }^{\circ}\text{C}$; 团簇同位素模拟恢复古温度为 $19\text{ }^{\circ}\text{C}$, 且古温度随四段式结构呈波动上升的趋势; 稀土元素 δEu 普遍为负异常, δEu 随古温度增大而增大; 均揭示出茅一段为凉水沉积环境。

(3) 四川盆地茅一段凉水沉积受全球古气候和“两台一凹”格局的双重控制。第一结构段, 泥岩比例较大, 海平面相对较低, 古温度较低, 凹陷黏土矿物含量高, 台地上黏土矿物含量低; 由凹陷到台地韵律结构由泥岩—泥质灰岩—灰岩韵律变为泥质灰岩—灰岩韵律, 苔藓虫增多; 第二+三结构段, 海平面上升, 古温度随短偏心率先增大后减小, 总体上眼皮灰岩厚度减小, 眼球灰岩厚度增加, 泥质灰岩比例增大, 钙藻、双壳增多; 第四结构段, 海平面下降, 古海水温度上升, 凹陷与台地上均为泥质灰岩—灰岩韵律层, 但凹陷内泥质灰岩比例高, 有孔虫和介壳为主, 台地上则钙藻和苔藓虫繁盛。

致 谢 五位审稿专家及编辑部老师对稿件认真审阅并提出了宝贵的修改意见, 在此致以诚挚谢意!

参考文献 (References)

- [1] James N P. Carbonates in a cold ocean; the evolving paradigm[R]. Calgary, Canada: Department of Geological Sciences & Geological Engineering, Queen's University, 2016.
- [2] 吴因业, 朱如凯, 罗平, 等. 沉积学与层序地层学研究新进展: 第 18 届国际沉积学大会综述[J]. 沉积学报, 2011, 29 (1): 199-206. [Wu Yinye, Zhu Rukai, Luo Ping, et al. Advance on sedimentology and sequence stratigraphy: A summary from 18th international sedimentology congress[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2011, 29(1): 199-206.]
- [3] 鲜本忠, 朱筱敏, 岳大力, 等. 沉积学研究热点与进展: 第 19 届国际沉积学大会综述[J]. 古地理学报, 2014, 16 (6): 816-826. [Xian Benzhong, Zhu Xiaomin, Yue Dali, et al. Current hot topics and advances of sedimentology: A summary from 19th International Sedimentological Congress[J]. Journal of Palaeogeography, 2014, 16(6): 816-826.]
- [4] 朱筱敏, 谈明轩, 董艳蕾, 等. 当今沉积学研究热点讨论: 第 20 届国际沉积学大会评述[J]. 沉积学报, 2019, 37 (1): 1-16. [Zhu Xiaomin, Tan Mingxuan, Dong Yanlei, et al. Current hot topics of sedimentology: Comment on the 20th international sedimentological congress[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2019, 37(1): 1-16.]
- [5] Pedley H M, Carannante G. Cool-water carbonates: Depositional systems and palaeoenvironmental controls[M]. London: Geological Society Special Publications, 2006: 1-365.
- [6] James N P, Bone Y. Provenance of Holocene calcareous beach-dune sediments, western Eyre Peninsula, Great Australian Bight, Australia[J]. Sedimentary Geology, 2017, 357: 83-98.
- [7] Melis R, Salvi G. Foraminifer and ostracod occurrence in a cool-water carbonate factory of the cape Adare (Ross Sea, Antarctica): A key lecture for the climatic and oceanographic variations in the last 30,000 years[J]. Geosciences, 2020, 10(10): 413.

- [8] 贾承造, 张杰, 沈安江, 等. 非暖水碳酸盐岩: 沉积学进展与油气勘探新领域[J]. 石油学报, 2017, 38(3): 241-254. [Jia Chengzao, Zhang Jie, Shen Anjiang, et al. Non-tropical carbonate: Progress in sedimentology and new field of petroleum exploration[J]. Acta Petrolei Sinica, 2017, 38(3): 241-254.]
- [9] Reijmer J J G. Marine carbonate factories: Review and update[J]. Sedimentology, 2021, 68(5): 1729-1796.
- [10] Fielding C R, Frank T D, Isbell J L. The Late Paleozoic ice age—a review of current understanding and synthesis of global climate patterns[M]. Boulder: Geological Society of America, 2008: 343-354.
- [11] Haig D W, Mory A J, McCartain E, et al. Late Artinskian-Early Kungurian (Early Permian) warming and maximum marine flooding in the East Gondwana interior rift, Timor and western Australia, and comparisons across East Gondwana[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2017, 468: 88-121.
- [12] Fielding C R, Frank T D, Birgenheier L P, et al. Stratigraphic imprint of the Late Palaeozoic Ice Age in eastern Australia: A record of alternating glacial and nonglacial climate regime[J]. Journal of the Geological Society, 2008, 165(1): 129-140.
- [13] Arefifard S. Guadalupian cool versus warm water deposits in central Iran: A record of the Capitanian Kamura event[J]. Geological Magazine, 2019, 156(3): 430-446.
- [14] 宋金民, 江青春, 刘树根, 等. 四川盆地中二叠统茅口组一段含海泡石层系古环境与沉积格局指示意义[J]. 石油学报, 2024, 45(6): 914-931. [Song Jinmin, Jiang Qingchun, Liu Shugen, et al. Paleoenvironment and sedimentary significances of sepiolite-containing succession in the first member of Middle Permian Maokou Formation, Sichuan Basin[J]. Acta Petrolei Sinica, 2024, 45(6): 914-931.]
- [15] Scotese C R, Song H J, Mills B J W, et al. Phanerozoic paleotemperatures: The earth's changing climate during the last 540 million years[J]. Earth-Science Reviews, 2021, 215: 103503.
- [16] Sun S, Chen A Q, Ogg J G, et al. Continental weathering indices recorded in low-latitude carbonates unveil the P3 glacial of the Late Paleozoic Ice Age[J]. Global and Planetary Change, 2023, 220: 103994.
- [17] 范建平, 宋金民, 刘树根, 等. 四川盆地中二叠统茅一段灰岩—泥质灰岩韵律层古温度演化及驱动机制[J]. 石油实验地质, 2023, 45(4): 726-738. [Fan Jianping, Song Jinmin, Liu Shugen, et al. Paleotemperature evolution and its driving mechanism during the Formation of limestone-marl alternations in first member of Middle Permian Maokou Formation in Sichuan Basin[J]. Petroleum Geology & Experiment, 2023, 45(4): 726-738.]
- [18] Lei H, Jiang Q C, Huang W H, et al. Middle Permian astronomically forced upwelling in the Yangtze carbonate platform: Implications for organic matter preservation and benthic biomass[J]. Marine and Petroleum Geology, 2024, 160: 106575.
- [19] 李明隆, 谭秀成, 杨雨, 等. 四川盆地及其邻区下二叠统栖霞层序—岩相古地理特征及油气地质意义[J]. 石油勘探与开发, 2022, 49(6): 1119-1131. [Li Minglong, Tan Xiucheng, Yang Yu, et al. Sequence-lithofacies paleogeographic characteristics and petroleum geological significance of Lower Permian Qixia Stage in Sichuan Basin and its adjacent areas, SW China[J]. Petroleum Exploration and Development, 2022, 49(6): 1119-1131.]
- [20] 王东, 刘宏, 唐松, 等. 川中二叠系长兴组层序格架内台内滩沉积构型与分布规律[J]. 石油勘探与开发, 2023, 50(2): 346-359. [Wang Dong, Liu Hong, Tang Song, et al. Sedimentary architecture and distribution of intra-platform shoal in sequence framework of Permian Changxing Formation in central Sichuan Basin, SW China[J]. Petroleum Exploration and Development, 2023, 50(2): 346-359.]
- [21] 宋金民, 刘树根, 李智武, 等. 四川盆地中二叠统油气成藏模式与有利勘探区分布[J]. 天然气工业, 2023, 43(11): 54-71. [Song Jinmin, Liu Shugen, Li Zhiwu, et al. Accumulation model and favorable exploration area distribution of the Middle Permian oil and gas in the Sichuan Basin[J]. Natural Gas Industry, 2023, 43(11): 54-71.]
- [22] 宋金民, 王佳蕊, 刘树根, 等. 含海泡石层系泥质灰岩中自生黏土矿物的类型、组成与成岩演化过程: 以川东地区中二叠统茅口组茅一段为例[J]. 石油勘探与开发, 2024, 51(2): 311-322. [Song Jinmin, Wang Jiarui, Liu Shugen, et al. Types, composition and diagenetic evolution of authigenic clay minerals in argillaceous limestone of sepiolite-bearing strata: A case study of Mao-1 member of Middle Permian Maokou Formation, eastern Sichuan Basin, SW China[J]. Petroleum Exploration and Development, 2024, 51(2): 311-322.]
- [23] 李毕松, 苏建龙, 蒲勇, 等. 四川盆地元坝地区二叠系茅口组相控岩溶刻画及预测[J]. 岩性油气藏, 2024, 36(1): 69-77. [Li Bisong, Su Jianlong, Pu Yong, et al. Facies-controlled karst characterization and effective reservoir prediction of Permian Maokou Formation in Yuanba area, Sichuan Basin[J]. Lithologic Reservoirs, 2024, 36(1): 69-77.]
- [24] 雍茹男, 孙诗, 陈安清, 等. 上扬子北缘晚二叠世吴家坪期海洋氧化还原环境重建[J]. 沉积学报, 2024, 42(6): 2066-2078. [Yong Runan, Sun Shi, Chen Anqing, et al. Reconstruction of ocean redox environment during the Late Permian Wuchiapingian, northern margin of Upper Yangtze[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2024, 42(6): 2066-2078.]

- [25] 戴永定, 蒋协光, 赵生才, 等. 生物化石钙质结构的分类与演化 (连载) [J]. 地质科学, 1977, 12 (3): 219-235. [Dai Yongding, Jiang Xieguang, Zhao Shengcai, et al. Classification and evolution of calcareous skeletal textures of fossil organisms[J]. Scientia Geologica Sinica, 1977, 12(3): 219-235.]
- [26] 邵龙义, 窦建伟, 张鹏飞. 西南地区晚二叠世氧、碳稳定同位素的古地理意义[J]. 地球化学, 1996, 25 (6): 575-581. [Shao Longyi, Dou Jianwei, Zhang Pengfei. Paleogeographic significances of carbon and oxygen isotopes in Late Permian Rocks of Southwest China[J]. Geochimica, 1996, 25(6): 575-581.]
- [27] Hastings D W, Russell A D, Emerson S R. Foraminiferal magnesium in *Globeriginoidea sacculifer* as a paleotemperature proxy[J]. Paleoclimatology, 1998, 13(2): 161-169.
- [28] Friedman I, O'neil J R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest[R]. Washington: U.S. Geological Survey Professional Paper, 1977: 440.
- [29] Foster G L, Royer D L, Lunt D J. Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years[J]. Nature Communications, 2017, 8: 14845.
- [30] Wang Y, Passey B, Roy R, et al. Clumped isotope thermometry of modern and fossil snail shells from the Himalayan-Tibetan Plateau: Implications for paleoclimate and paleoelevation reconstructions[J]. GSA Bulletin, 2021, 133(7/8): 1370-1380.
- [31] Wacker U, Fiebig J, Tödtter J, et al. Empirical calibration of the clumped isotope paleothermometer using calcites of various origins[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2014, 141: 127-144.
- [32] Henkes G A, Passey B H, Crossman E L, et al. Temperature limits for preservation of primary calcite clumped isotope paleotemperatures[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2014, 139: 362-382.
- [33] Hemingway J D, Henkes G A. A disordered kinetic model for clumped isotope bond reordering in carbonates[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2021, 566: 116962.
- [34] Passey B H, Henkes G A. Carbonate clumped isotope bond reordering and geospeedometry[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2012, 351-352: 223-236.
- [35] Stolper D A, Eiler J M. The kinetics of solid-state isotope-exchange reactions for clumped isotopes: A study of inorganic calcites and apatites from natural and experimental samples[J]. American Journal of Science, 2015, 315(5): 363-411.
- [36] 赵彦彦, 李三忠, 李达, 等. 碳酸盐 (岩) 的稀土元素特征及其古环境指示意义[J]. 大地构造与成矿学, 2019, 43 (1): 141-167. [Zhao Yanyan, Li Sanzhong, Li Da, et al. Rare earth element geochemistry of carbonate and its paleoenvironmental implications[J]. Geotectonica et Metallogenia, 2019, 43(1): 141-167.]
- [37] 毛瑞勇, 张杰, 冷济高, 等. 岑巩页岩气区块牛蹄塘组黑色页岩稀土元素地球化学特征及沉积环境分析[J]. 矿物岩石, 2016, 36 (4): 66-73. [Mao Ruiyong, Zhang Jie, Leng Jigao, et al. Geochemical characteristics of rare earth elements and depositional environments of the Niutitang Formation Black Shale in Cen' Gong Shale Gas Block[J]. Journal of Mineralogy and Petrology, 2016, 36(4): 66-73.]
- [38] 郑方顺, 宋国学. 铕异常在地质学中的应用[J]. 岩石学报, 2023, 39 (9): 2832-2856. [Zheng Fangshun, Song Guoxue. Application of Eu anomaly in Geology[J]. Acta Petrologica Sinica, 2023, 39(9): 2832-2856.]
- [39] 吴育平, 刘成林, 龚宏伟, 等. 湘西下寒武统牛蹄塘组地球化学特征及其对沉积—构造环境的响应[J]. 地质与勘探, 2021, 57 (5): 1065-1076. [Wu Yuping, Liu Chenglin, Gong Hongwei, et al. Geochemical characteristics and sedimentary tectonic setting of the Lower Cambrian Niutitang Formation in western Hunan province[J]. Geology and Exploration, 2021, 57(5): 1065-1076.]
- [40] 王永达, 杨石岭, 沈冰, 等. 地球深部过程与极热和极冷事件[J]. 科学通报, 2024, 69 (2): 215-229. [Wang Yongda, Yang Shiling, Shen Bing, et al. Links between deep Earth processes and hyperthermal and extreme cooling events[J]. Chinese Science Bulletin, 2024, 69(2): 215-229.]
- [41] 陈明思, 张本健, 李智武, 等. 四川盆地及周缘震旦系灯影组岩性—碳同位素地层划分及意义[J]. 古地理学报, 2023, 25 (6): 1347-1363. [Chen Mingsi, Zhang Benjian, Li Zhiwu, et al. Lithol and carbon isotopic stratigraphic division and its significance of the Sinian Dengying Formation in Sichuan Basin and surrounding area[J]. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 2023, 25(6): 1347-1363.]
- [42] 杨虎城, 林良彪, 余瑜, 等. 川西南天全地区中二叠统碳酸盐岩地球化学特征及其古环境意义[J]. 矿物岩石, 2022, 42 (2): 47-59. [Yang Hucheng, Lin Liangbiao, Yu Yu, et al. Geochemical characteristics and paleo-environmental significance of Middle Permian carbonate rocks in Tianquan area, southwestern Sichuan province, China[J]. Mineralogy and Petrology, 2022, 42(2): 47-59.]

- [43] 马明, 陈国俊, 吕成福, 等. 珠江口盆地白云凹陷始新统—下渐新统沉积环境与泥岩物源[J]. 石油学报, 2016, 37(5): 610-621. [Ma Ming, Chen Guojun, Lü Chengfu, et al. Eocene-Low Oligocene sedimentary environment and mudstone provenance in Baiyun Sag, Pearl River Mouth Basin[J]. Acta Petrolei Sinica, 2016, 37(5): 610-621.]
- [44] 秦何星, 陈雷, 卢畅, 等. 上扬子南缘五峰组: 龙马溪组页岩地球化学特征及其对风化、物源与构造背景的指示[J]. 地质论评, 2024, 70(4): 1314-1334. [Qin Hexing, Chen Lei, Lu Chang, et al. Geochemical characteristics of the Wufeng—Longmaxi Formations shale in the southern margin of the Upper Yangtze area: Implications for weathering, provenance and tectonic setting[J]. Geological Review, 2024, 70(4): 1314-1334.]
- [45] 邓敏, 程锦翔, 唐勇, 等. 准噶尔盆地东部双井子地区上石炭统泥岩地球化学特征及其地质意义[J]. 地质论评, 2024, 70(4): 1512-1532. [Deng Min, Cheng Jinxiang, Tang Yong, et al. Geochemical characteristics and geological significance of Upper Carboniferous mudstone in Shuangjingzi area, eastern Junggar Basin, Xinjiang[J]. Geological Review, 2024, 70(4): 1512-1532.]
- [46] 冯明友, 伍鹏程, 鄢晓荣, 等. 四川峨边震旦系灯影组三段泥页岩地球化学特征及地质意义[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2017, 36(3): 493-501. [Feng Mingyou, Wu Pengcheng, Yan Xiaorong, et al. Geochemistry and significance of shale in the third member of the Precambrian Dengying Formation, Ebian of southwestern Sichuan[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 2017, 36(3): 493-501.]
- [47] 刘树根, 文龙, 宋金民, 等. 四川盆地中二叠统构造—沉积分异与油气勘探[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 2022, 49(4): 385-413. [Liu Shugen, Wen Long, Song Jinmin, et al. Sedimentary topography and tectonic differentiation on the Middle Permian platform and hydrocarbon exploration in Sichuan Basin, SW China[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 2022, 49(4): 385-413.]

Depositional Characteristics and Model of Cool-water Environment in Middle Permian Mao-1 Member, Sichuan Basin

SONG Jinmin¹, LIU Shugen^{1, 2}, GUO Jiabin¹, LUO Bing³, LI Zhiwu¹, ZHANG Benjian³, JIN Xin¹, CHEN Xiao³, YE Yuehao¹, WANG Jiarui¹, ZHANG Xihua³, YANG Di¹, CHEN Yangui³, LI Keran¹, WANG Bin¹, LUO Ping^{1,3}

1. State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation (Chengdu University of Technology), Chengdu 610059, China

2. Xihua University, Chengdu 610039, China

3. Exploration and Development Research Institute, PetroChina Southwest Oil & Gas Field Company, Chengdu 610041, China

Abstract: [Objective] The late Paleozoic Mississippian–early Permian witnessed the development of the largest Phanerozoic global glacial event (late Paleozoic ice age, LPIA). During the middle Permian, significant global climatic evolution occurred, yet the impact of this transition on the Mao Member (Mao-1 Member) of the Sichuan Basin remains unclear. [Methods] Through integrated methodologies including field measurement of outcrop sections, core observation, thin section petrography, major-trace element geochemistry, micro-area carbon-oxygen isotope analysis, and clumped isotope thermometry, this study aims to reconstruct the palaeotemperature conditions of the first member of the Maokou Formation in the Sichuan Basin, while systematically investigating the depositional characteristics and sedimentary model of cool-water carbonate systems. The research establishes proposes a multi-proxy approach for identifying temperate carbonate depositional signatures. It proposes a comprehensive facies architecture framework for Lower Permian cool-water carbonate platforms in this cratonic basin setting. [Results] The Mao-1 Member primarily consists of gray-black mudstone–marly limestone–rhythmic layers, macroscopically exhibiting an “eye-eyelid-like” structure with a four-segment sedimentary architecture. The rock texture is predominantly micritic-supported, lacking early cements and intraclasts. The fossil assemblage is dominated by heterotrophic organisms such as bivalves, brachiopods, bryozoans and calcareous algae. Paleotemperatures reconstructed from biogenic shells, whole-rock $\delta^{18}\text{O}$ values and Mg/Ca ratios yield T_1 ranging from 7.07 °C to 11.84 °C, T_2 from 13.84 °C to 14.15 °C, and T_3 from 8.02 °C to 12.88 °C, while clumped isotope (Δ_{47}) modeling indicates a paleotemperature of 19 °C, with temperatures showing a fluctuating upward trend across the four-segment structure. Rare earth

elements exhibit widespread negative δEu anomalies, correlating well with global glacial events and displaying synergistic variation with paleotemperature, collectively indicating a cool-water depositional environment during this period. **[Conclusions]** The interplay of global paleoclimatic changes and the regional “two platforms and one sag” sedimentary framework within the Mao-1 Member cool-water deposits jointly governs variations in fabric, paleotemperature, fossil assemblages and mineral content. The intracratonic depression exhibits high clay mineral content, well-developed mudstone–argillaceous limestone–limestone rhythmic layers, and abundant benthic foraminifera and shelly fauna.

Key words: Sichuan Basin; middle Permian; Mao-1 Member; cool-water sediments; depositional model

