

doi: 10.12097/gbc.2023.03.008

四川广元羊木—岩洞地区震旦纪—寒武纪界线地层序列及构造—沉积演化

王林康¹, 文龙², 李智武^{1,3*}, 刘树根^{3,4}, 陈代钊⁵, 宋金民³, 王瀚³, 陈明思¹, 杨钹⁵, 唐攀⁵, 陈荣庆¹, 丁一^{1,3*}

WANG Linkang¹, WEN Long², LI Zhiwu^{1,3*}, LIU Shugen^{3,4}, CHEN Daizhao⁵, SONG Jinmin³, WANG Han³, CHEN Mingsi¹, YANG Bo⁵, TANG Pan⁵, CHEN Rongqing¹, DING Yi^{1,3*}

1. 成都理工大学沉积地质研究院, 四川 成都 610059;

2. 中国石油西南油气田公司勘探开发研究院, 四川 成都 610041;

3. 油气藏地质及开发工程国家重点实验室(成都理工大学), 四川 成都 610059;

4. 西华大学, 四川 成都 610039;

5. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

1. *Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China;*

2. *Research Institute of Exploration and Development, PetroChina Southwest Oil & Gas Field Company, Chengdu 610041, Sichuan, China;*

3. *State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploration, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China;*

4. *Xihua University, Chengdu 610039, Sichuan, China;*

5. *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

摘要: 绵阳—长宁拉张槽的形成机制及时间尚存在巨大争议, 严重制约了灯影组油气勘探的部署。为更好地对拉张槽深水地层提供时代约束, 深化拉张槽构造—沉积演化认识, 基于露头描述、薄片观察、碳同位素测试, 对广元地区 4 个露头剖面开展综合地层对比和沉积环境分析。岩石学及碳同位素特征表明, 研究区实测 4 条野外露头剖面从下到上可划分为 4 个岩性段 (I ~ IV): 岩性段 I 为薄层泥质灰岩夹泥质白云岩条带, 对应陡山沱组三段 Shuram-Wonoka 负偏段地层; 岩性段 II 以黑色页岩为代表, 可对比陡山沱组四段; 岩性段 III 为块状白云岩—硅质岩序列, 属于灯影组同期地层; 岩性段 IV 以薄板状硅质岩为特征, 相当于麦地坪组。其中, 灯影组二段早期—麦地坪期, 研究区从块状白云岩逐步过渡为薄板状硅质岩, 见垮塌体及滑塌褶皱, 指示台地转换为斜坡—盆地沉积环境。这种加深的沉积趋势与中上扬子台地相区变浅至暴露的过程完全相反, 指示断裂活动影响下快速沉降的过程。

关键词: 绵阳—长宁拉张槽; 广元地区; 灯影组; 地层对比; 构造—沉积演化

中图分类号: P534.31; P534.41; P539 **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2024)05-0812-15

Wang L K, Wen L, Li Z W, Liu S G, Chen D Z, Song J M, Wang H, Chen M S, Yang B, Tang P, Chen R Q, Ding Y. Stratigraphic sequence and tectonic-sedimentary evolution of Sinian-Cambrian boundary in Yangmu-Yandong area, Guangyuan, Sichuan Province. *Geological Bulletin of China*, 2024, 43(5): 812–826

收稿日期: 2023-03-04; 修订日期: 2023-03-18

资助项目: 国家自然科学基金项目《上扬子地区埃迪卡拉纪灯影期碳酸盐岩台地氧化还原状态及演化》(批准号: 41902105)和《海相深层油气富集机理与关键工程技术基础研究》(编号: U19B6003)

作者简介: 王林康(1998-), 男, 在读硕士生, 地质学专业。E-mail: 2574327169@qq.com

* 通信作者: 李智武(1976-), 男, 教授, 博士生导师, 从事构造地质、石油地质方面研究。E-mail: lizhiwu06@mail.cdut.edu.cn;

丁一(1987-), 男, 博士, 研究员, 从事碳酸盐岩沉积学、地球化学方面研究。E-mail: Dingyi@cdut.edu.cn

Abstract: The formation mechanism and time of the Mianyang-Changning sag are still controversial, which significantly limit the petroleum exploration of the Dengying Formation. In order to provide a better time constraint on the deep-water strata in the Mianyang-Changning intracratonic sag and deepen the understanding of its tectonic-sedimentary evolution process, this study carries out comprehensive stratigraphic correlation and sedimentary environment analysis of four sections in Guangyuan area, based on outcrop description, thin section observation and carbon isotope analysis. The characteristics of petrology and carbon isotopes show that the four outcrop profiles in the study area can be divided into four lithologic units from bottom to top (namely I, II, III and IV). Lithologic unit I is composed of thin-bedded argillaceous limestone intercalated with argillaceous dolomite band, which is equivalent to the 3rd Member of the Doushantuo Formation with the Shuram-Wonoka negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion. Lithologic unit II is represented by black shale, corresponding to the 4rd Member of the Doushantuo Formation. Lithologic unit III showing the transition from massive dolomite to chert, can be correlated with the Dengying Formation. Lithologic unit IV is marked by platy chert, which is equivalent to the Maidiping Formation. Of these, during the early stage of the second member of Dengying to Maidiping period, massive dolomite shifted to thin-bedded chert with slump breccias and fold deposited in the study area, indicating rapid evolution from carbonate platform to slope-basin depositional environment. This deepening depositional trend is opposite to the shallowing to exposure of the whole Middle-Upper Yangtze platform, indicative of rapid subsidence induced by extensional faulting.

Key words: Mianyang-Changning intracratonic sag; Guangyuan area; Dengying Formation; stratigraphic correlation; tectonic-sedimentary evolution

2011 年,高石 1 井钻获高产工业气流,标志着四川盆地震旦系灯影组油气勘探取得重大突破,揭示了灯影组的巨大勘探潜力(张玺华等, 2020)。2013 年,绵阳—长宁拉张槽理论的提出,进一步将油气勘探的焦点转移到四川盆地震旦系—寒武系,灯影组油气勘探主要沿拉张槽两侧部署(刘树根等, 2013; 钟勇等, 2013; 杜金虎等, 2014; 文龙等, 2021)。拉张槽的形成与演化不仅控制了烃源岩和储集岩的发育,而且对源—储组合的形成及油气成藏等有着显著的改善(邹才能等, 2014; 李忠权等, 2015; 杜金虎等, 2016; 刘树根等, 2016; 魏国齐等, 2017; 张玺华等, 2020)。因此,深入认识其发育时间、成因机制、构造沉积分异过程,对四川盆地灯影组的油气勘探有着重大意义。

“绵阳—长宁拉张槽”提出后,引发了大量学者的研究。目前,“绵阳—长宁拉张槽”的形成机制及时间存在争议,主要观点有:①裂陷槽观点(杜金虎等, 2014; 杨志如等, 2014; 邹才能等, 2014; 魏国齐等, 2015; 杜金虎等, 2016)。该观点认为裂谷作用是导致裂陷槽形成的主要原因。魏国齐等(2015)及杜金虎等(2016)认为裂陷槽发育于震旦纪灯影期。②侵蚀谷观点(汪泽成等, 2014; 杨雨等, 2014; 周慧等, 2015)。该观点认为拉张槽是在岩溶及地表水作用下形成的大型侵蚀沟谷,形成于灯影末期,止于寒武纪早期。杨雨等(2014)认为两幕桐湾运动形成了灯影期内及灯影末期的 2 个不整合面,且桐湾运动 II 幕导致了灯四段的大面积缺失。汪泽成等(2014)强调桐湾运动 II 幕的逆冲—褶皱隆升、剥蚀作用及早

寒武世的快速海侵是形成侵蚀谷的关键。③拉张槽观点(刘树根等, 2013; 钟勇等, 2013)。受兴凯地裂运动影响,槽盆形成于灯影早期,先经历隆升剥蚀作用,后接受沉积,拉张活动主要从寒武纪开始,终止于龙王庙期。此外,李忠权等(2015)认为,“拉张槽”是在拉张、侵蚀、溶蚀多种地质作用综合作用下形成的。刘静江等(2021)基于“裂陷槽”的观点,结合“裂陷槽”内灯影组缺失等特征,认为震旦系沉积末期地幔柱开始活动,导致地层遭受隆升和剥蚀,后地幔柱萎缩,顶部塌陷,陷落谷形成。马奎等(2022)基于拉张槽分段研究,认为裂陷槽具有南北差异明显,北段以拉张断陷作用为主,南段以侵蚀作用为主。

目前,绵阳—长宁拉张槽的研究主要集中于川中高石梯—磨溪一带,对四川盆地北缘一带研究程度相对较低。张玺华等(2020)根据野外露头、钻井资料、地震等分析,初步认为四川盆地西北部灯影组表现为深水沉积,为拉张槽的沉积成因提供了证据。为了更好地为拉张槽内深水地层提供时代约束,并在等时格架下建立构造—沉积演化过程,本文对 4 条剖面开展系统的野外描述、薄片鉴定、碳氧同位素分析,进一步厘定拉张槽东北缘深水相区震旦系—寒武系界线地层序列,深化拉张槽构造—沉积演化认识,为四川盆地北缘灯影组油气勘探提供支撑。

1 区域地质概况

四川盆地是发育于上扬子克拉通的叠合盆地(刘树根等, 2004; 李智武等, 2019)。晋宁期,受罗迪

尼亚超大陆裂解的影响(Li et al., 2003), 扬子地块经历了强烈的裂谷作用, 在其周缘形成了康滇裂谷盆地、南华裂谷盆地和碧口-汉南裂谷盆地三大裂谷体系(Yang et al., 2019; Ding et al., 2021), 南华纪末期, 裂谷活动逐渐减弱, 直至震旦纪, 扬子板块整体相对稳定(李智武等, 2019)。震旦纪一早寒武世, 扬子地块位于冈瓦纳大陆北侧, 受大陆裂解-聚合旋回影响, 具有克拉通内部相对稳定、边缘相对活动的特点(李智武等, 2019)。上扬子克拉通内裂陷位于四川盆地西侧, 因其中心位于绵阳-乐至-隆昌-长宁一带, 故取名为绵阳-长宁拉张槽(刘树根等, 2013;

钟勇等, 2013; 魏国齐等, 2015)。绵阳-长宁拉张槽具有由北向南, 从克拉通边缘向内部延伸发展的趋势(李智武等, 2019; 张玺华等, 2020)。其北段向北西方向延展, 西侧较缓, 东侧较陡, 边界较易识别; 南段呈不规则展布, 主体向南西方向延展(刘树根等, 2013; 魏国齐等, 2015)。

研究区位于绵阳-长宁拉张槽东北缘广元一带。震旦纪, 整个扬子北缘处于原特提斯秦岭洋(商丹洋)南侧, 构造沉积分异明显, 整体呈现隆-坳相间的特点(刘树根等, 2018; 李智武等, 2019)。研究区震旦系一下寒武统均有不同程度出露(图 1), 自下而

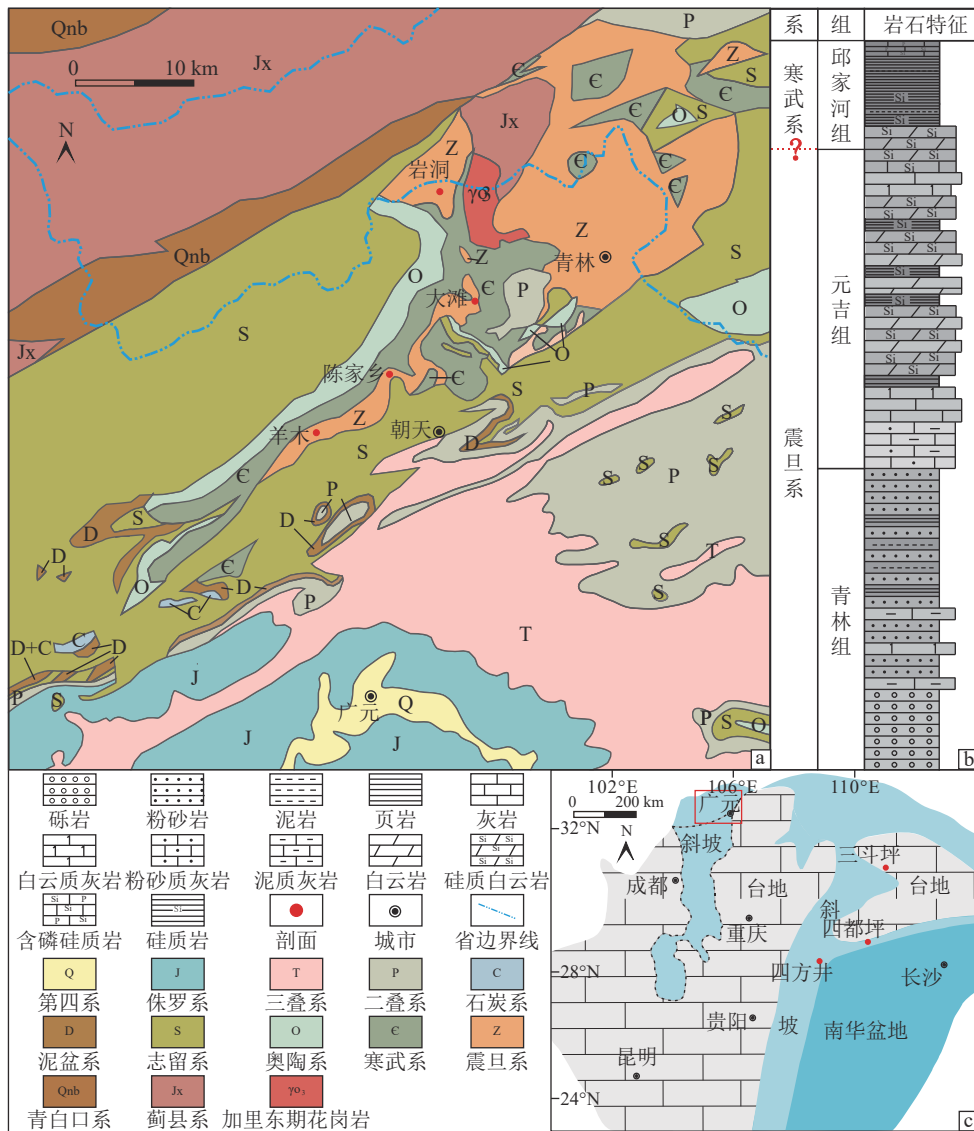


图 1 广元—宁强区域地质背景(a)、震旦系—寒武系过渡地层综合柱状图(b)和中上扬子地区灯影期沉积相简图(c)

Fig. 1 Regional geological setting(a) and generalized stratigraphic column(b) of Sinian—Cambrian transition at Guangyuan—Ningqiang area, and the map of sedimentary facies in middle-upper Yangtze area during the Dengying period(c)

上依次发育青林组、元吉组和邱家河组。青林组分为上下 2 段,下段主要为深灰色—灰绿色薄—中层细砂岩、粉砂岩、泥质砂岩,上段主要为紫红色夹灰绿色薄—中层细砂岩、粉砂岩、泥质砂岩(李佐臣等, 2011);元吉组主要为硅质白云岩、泥晶白云岩、白云质灰岩,夹硅质岩、结晶灰岩、白云岩透镜体(李佐臣等, 2011)。邱家河组主要发育灰黑色炭硅质板岩、硅质岩及含磷硅质岩和硅化灰岩夹白云岩透镜体(李佐臣等, 2011)。前人研究表明,元吉组和邱家河组属于深水斜坡—盆地沉积环境(张玺华等, 2020);由于水体较深,灰岩和白云岩通常以深灰色—灰黑色薄层状产出,泥质含量高,硅化现象普遍,斜坡以滑移和垮塌及重力流沉积为标志。

2 岩性地层

基于野外露头观察和镜下薄片鉴定,发现羊木、陈家乡、大滩、岩洞 4 条剖面的震旦纪—寒武纪界线地层均可以划分为 4 个岩性段(由下至上分别为 I、II、III、IV,图 2)。其中,岩性段 I 属于元吉组下段,其下部为紫红色薄板状泥质灰岩夹少量灰白色灰岩条带,而上部以灰绿色—浅灰色薄板状泥晶灰岩夹泥质条带为特征。在羊木地区见大量明显的软沉积变形构造。岩性段 II 划归元吉组中下段,主要发育泥岩,局部夹少量云质结核。岩性段 III 属于元吉组上段及邱家河组底部,主要发育块状白云岩、硅质白云岩、硅质岩等,见有明显滑塌构造。岩性段 IV 属于邱家河组,主要发育薄板状硅质岩、硅磷质岩。

岩性段 I 可分为上下 2 小段。研究区该套地层下部主要为紫红色薄板状泥质灰岩夹灰绿色灰岩条带,呈厘米级韵律,见多期方解石脉发育(图版 I)。在羊木地区,该套地层未见底,但出露部分见有明显的软沉积物变形构造(图版 I-a)。

在羊木剖面,岩性段 I 上部主要为浅灰色薄层状泥晶灰岩夹黄褐色薄层状灰质白云岩及两者形成的韵律层(图版 II-a),其下段见有大量滑塌揉皱(图版 II-b)。中段灰质比例增加,可见明显的正粒序层及软沉积物变形构造(图版 II-c,d),向上局部见有断续状、豆荚状硅质条带。顶部为薄层灰色—深灰色泥晶灰岩夹泥质白云岩,局部见有底冲刷构造,向上泥质含量增加(图版 II-e)。在陈家乡和大滩剖面,该套地层主要为灰白色薄板状泥质灰岩与灰质泥岩互层(图版 II-f,g)。在岩洞剖面该套地层主要为灰白色薄层状泥晶白云岩、泥质白云岩与泥

质条带互层(图版 II-h)。

岩性段 II 在羊木剖面厚 2 m,为黑色薄层状云质泥岩(图版 III-a),夹有少量白云质结核,局部见白云岩垮塌体。在陈家乡剖面岩性段 II 厚约 3 m,表现为深灰色薄板状硅质云质泥岩(图版 III-b)。在大滩剖面,该套地层厚 4.7 m,主要为紫红色、灰绿色云质泥岩夹少量白云岩结核或垮塌体(图版 III-c)。在岩洞剖面该套地层厚约 5 m,主要为灰绿色、黄灰色薄层状硅质云质泥岩夹紫红色泥质条带(图版 III-d)。

岩性段 III 在羊木剖面下段主要表现为灰黑色薄—中层状硅质泥晶白云岩、硅质岩(图版 IV-a),厚约 14 m,局部见滑移现象、纹层构造,向上硅质含量增加,以硅质岩为主,见有白云岩滑塌体、硅质岩角砾(图版 IV-b)。陈家乡剖面下段以灰黑色中—厚层鲕粒白云岩为主(图版 IV-c)。中段可见明显的葡萄花边结构及泡沫绵层结构(图版 IV-d,e),偶见鲕粒。上段以泥质白云岩、硅化白云岩为主,整体向上泥质、硅质比例增加。在大滩剖面,该套地层底部以藻白云岩为主(图版 IV-f),中上段主要为深灰色薄—中层硅质岩、硅质白云岩,硅质岩中见白云岩岩块,局部可见纹层结构(图版 IV-g)。在岩洞剖面,该套地层发育灰黑色块状硅质白云岩(图版 IV-h),局部见有灰白色薄—中层状泥晶白云岩。向上硅质含量增加,发育薄板状硅质岩,顶部主要为中—厚层状硅质白云岩、硅质灰岩,见垮塌体。

岩性段 IV 在羊木表现为灰黑色薄层状硅质岩、硅磷质岩夹黑色薄层状炭硅质岩,向上泥质含量增加,薄板状硅质岩中见揉皱发育(图版 V-a)。在陈家乡剖面,该套地层主要为灰黑色薄板状硅质岩夹泥质条带(图版 V-b),泥质含量向上增加。在大滩,该套地层主要表现为灰黑色薄层硅质岩夹白云岩团块,局部夹有硅磷质条带状透镜体(图版 V-c)。岩性段 IV 上覆地层为黑色页岩层,局部夹有少量硅磷质岩,在羊木、陈家乡、大滩地区均有所见,在此不再过多描述。而在岩洞剖面,由于岩性段 III 与之上的黑色页岩断层接触,该剖面未见岩性段 IV(图版 V-d)。

3 碳同位素地层

为进一步明确元吉组和邱家河组的地层归属,在野外剖面详测和室内薄片观察基础上,选取陈家乡及大滩剖面未变质碳酸盐岩样品进行碳氧同位素

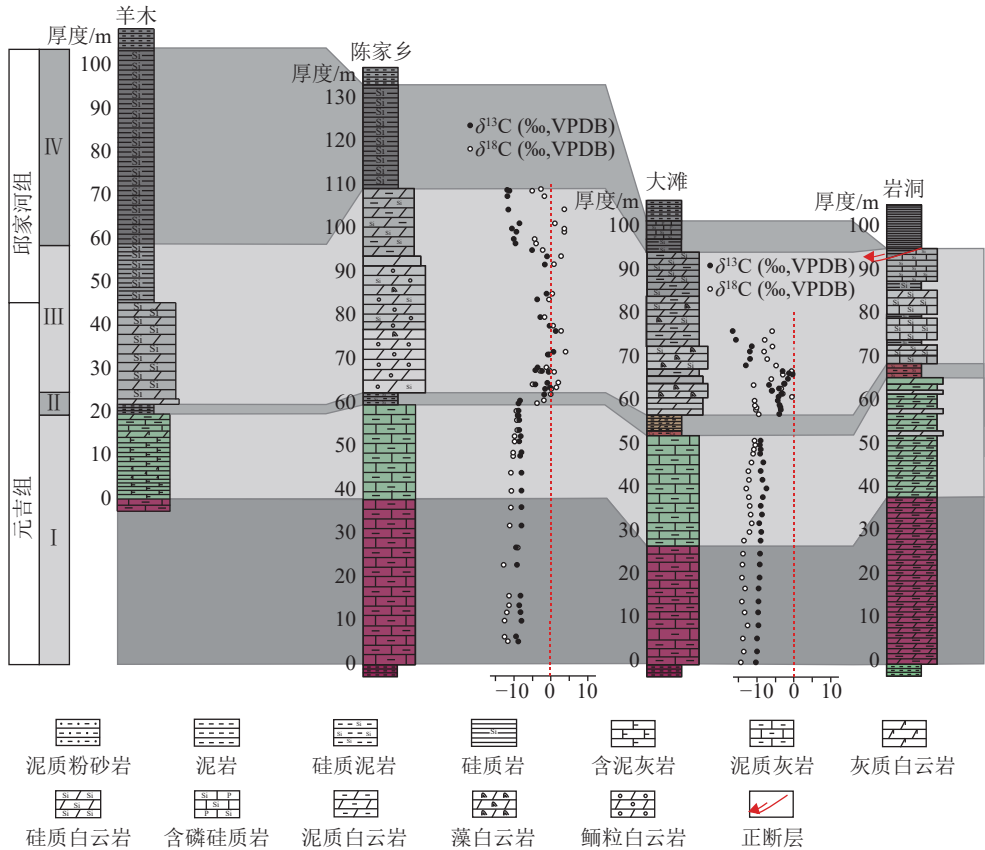
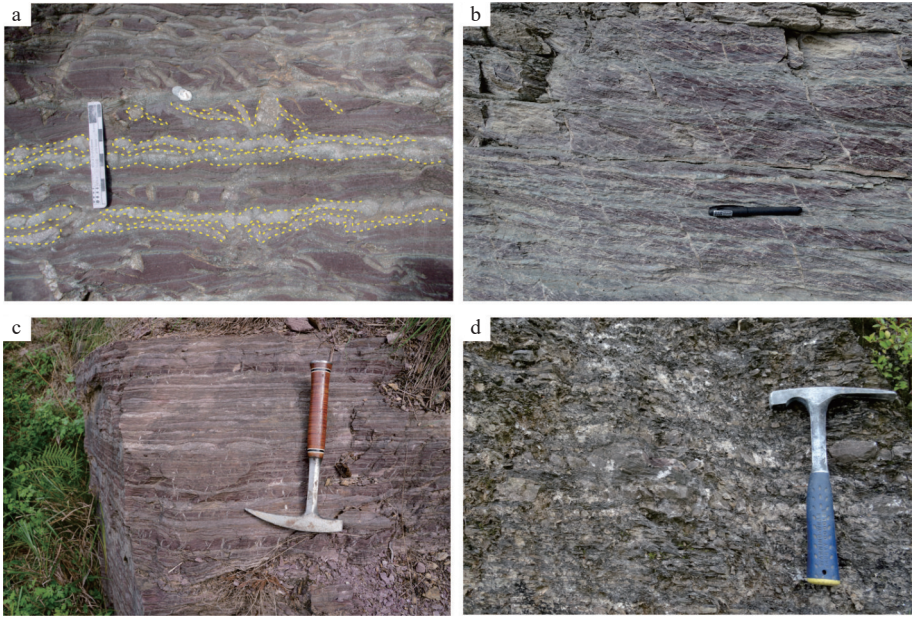


图2 野外剖面地层划分对比图

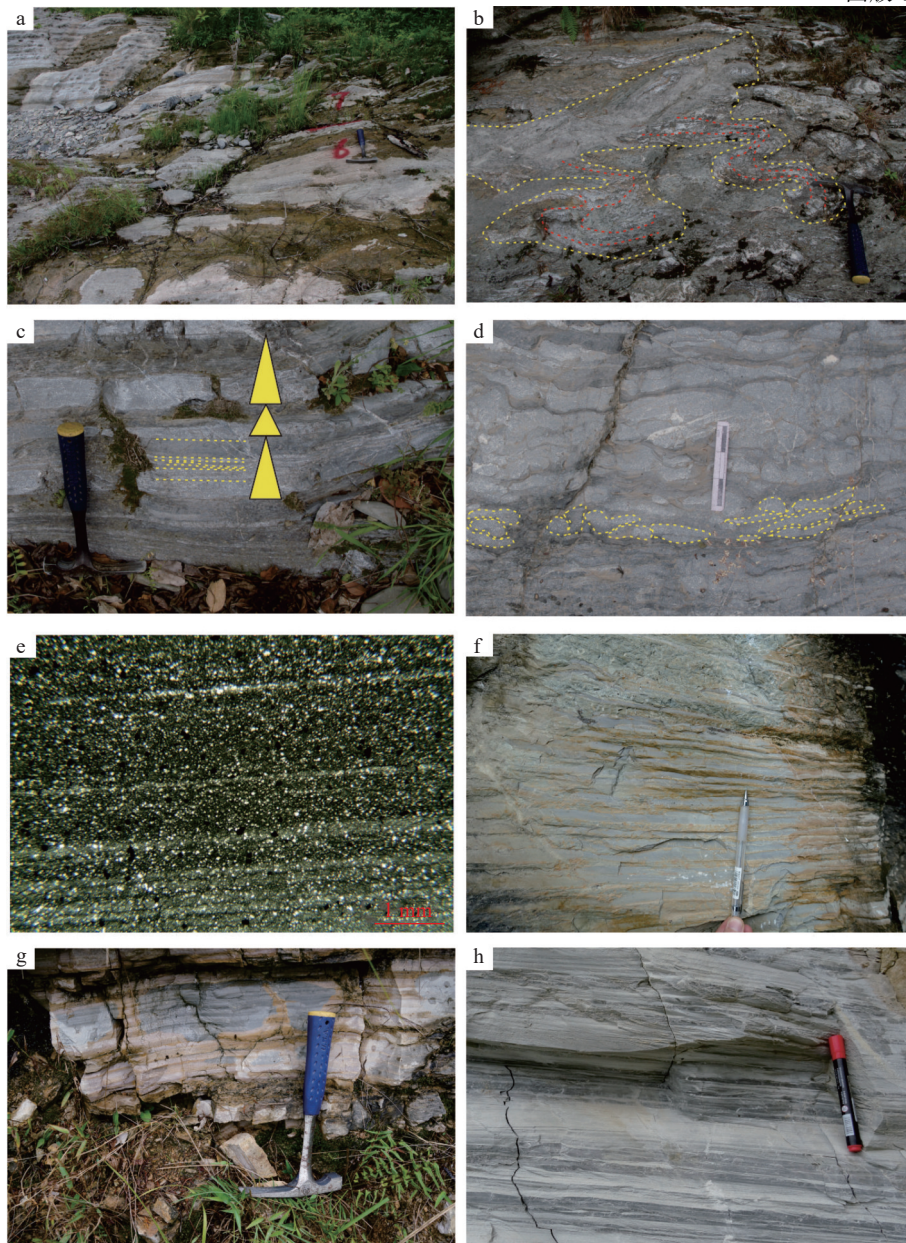
Fig. 2 Stratigraphic division and correlation among outcrop sections

图版 I Plate I



a. 紫红色薄板状泥质灰岩夹灰绿色泥晶灰岩, 见明显软沉积变形, 厘米级比例尺, 羊木; b. 紫红色薄板状泥质灰岩夹少量灰绿色泥晶灰岩条带, 圆珠笔长 15 cm, 陈家乡; c. 紫红色薄板状泥质灰岩与浅灰色泥晶灰岩韵律互层, 地质锤长 35 cm, 大滩; d. 灰白色泥质灰岩夹灰绿色泥晶灰岩条带, 风化严重, 地质锤长 28 cm, 岩洞

图版 II Plate II



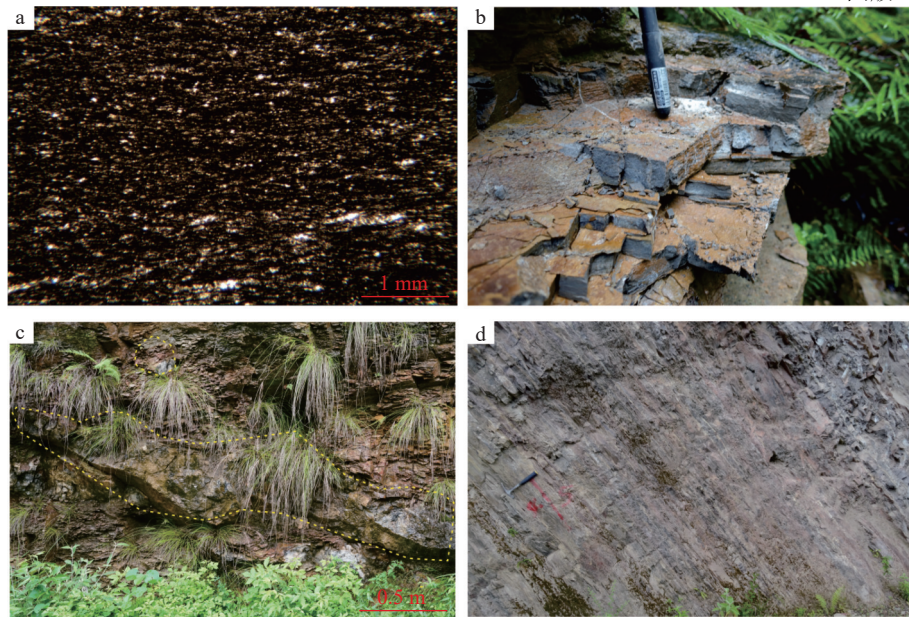
a. 浅灰色薄层状泥晶灰岩夹黄褐色薄层状灰质白云岩, 地质锤长 28 cm, 羊木; b. 滑塌揉皱, 地质锤长 28 cm, 羊木; c. 浊流序列, 地质锤长 28 cm, 羊木; d. 软沉积物变形, 厘米级比例尺, 羊木; e. 泥质含量向上增加, 单偏光, 羊木; f. 灰白色薄板状泥质灰岩与灰质泥岩互层, 铅笔长 14 cm, 陈家乡; g. 灰绿色薄层泥质灰岩夹泥质条带, 地质锤长 28 cm, 大滩; h. 灰白色泥晶白云岩与泥质云岩、泥质条带互层, 记号笔长 15 cm, 岩洞

测试。首先通过薄片观察和分析工作, 明确这些样品的原始成岩组构分布情况。在此基础上, 尽量避免泥质、硅质、后期脉体, 选取未重结晶的碳酸盐岩组分进行微钻取样。碳氧测试工作在西南石油大学地球科学与技术学院实验测试中心进行。将 0.5~5 mg 样品装入已清洗干净的反应管中, 排尽空气后注入无水正磷酸。反应完全后将生成的 CO_2 气体由载气

导入到稳定同位素质谱仪(Isoprime 100)内进行测试, 获取碳氧同位素比值。测试结果见表 1 (VPDB 标准), $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的标准偏差分别优于 0.2‰和 0.3‰。

陈家乡及大滩剖面在岩性段 I~III 总体上表现出相似的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 变化趋势。岩性段 I (陈家乡剖面包括岩性段 II 下部) 表现为稳定的 $\delta^{13}\text{C}$ 和

图版 III Plate III



a. 黑色薄层状云质泥岩, 单偏光, 羊木; b. 深灰色薄板状硅质云质泥岩, 记号笔长 15 cm, 陈家乡; c. 白云岩结核、垮塌体, 大滩;
d. 灰绿色、黄灰色薄层状硅质云质泥岩夹紫红色泥质条带, 地质锤长 28 cm, 岩洞

$\delta^{18}\text{O}$ 负异常: 陈家乡剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $-9.62\text{‰} \sim -8.03\text{‰}$ 之间, $\delta^{18}\text{O}$ 值在 $-12.87\text{‰} \sim -8.96\text{‰}$ 之间; 大滩剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $-10.3\text{‰} \sim -7.45\text{‰}$ 之间, $\delta^{18}\text{O}$ 值在 $-13.21\text{‰} \sim -9.62\text{‰}$ 之间。岩性段 III (陈家剖面包括岩性段 II 上部) 表现为 $\delta^{13}\text{C}$ 先发生正偏后出现负偏。其中, 陈家剖面岩性段 II 上部到岩性段 III 下部 (60 ~ 90 m) 出现正偏, $\delta^{13}\text{C}$ 值由 -10‰ 左右增加到 0 附近 (最大值 1.29‰), $\delta^{18}\text{O}$ 值由 -10‰ 左右增加到 0 附近 (最大值 3.91‰); 随后向上随着硅化程度增加 (90 ~ 109 m), $\delta^{13}\text{C}$ 值出现负偏, 降低至 -10‰ 左右, $\delta^{18}\text{O}$ 值继续保持在 0 附近。大滩剖面岩性段 III 下部 (57 ~ 67 m) 表现为 $\delta^{13}\text{C}$ 值由 -10‰ 左右突变至 -3.99‰ 后稳定在 $-6.75\text{‰} \sim -0.4\text{‰}$ 之间, 配套的 $\delta^{18}\text{O}$ 值浮动较大, 在 $-10.04\text{‰} \sim -0.42\text{‰}$ 之间; 向上 $\delta^{13}\text{C}$ 值出现负偏逐渐降低至 -16.53‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 值保持在 $-7.42\text{‰} \sim -4.46\text{‰}$ 之间。

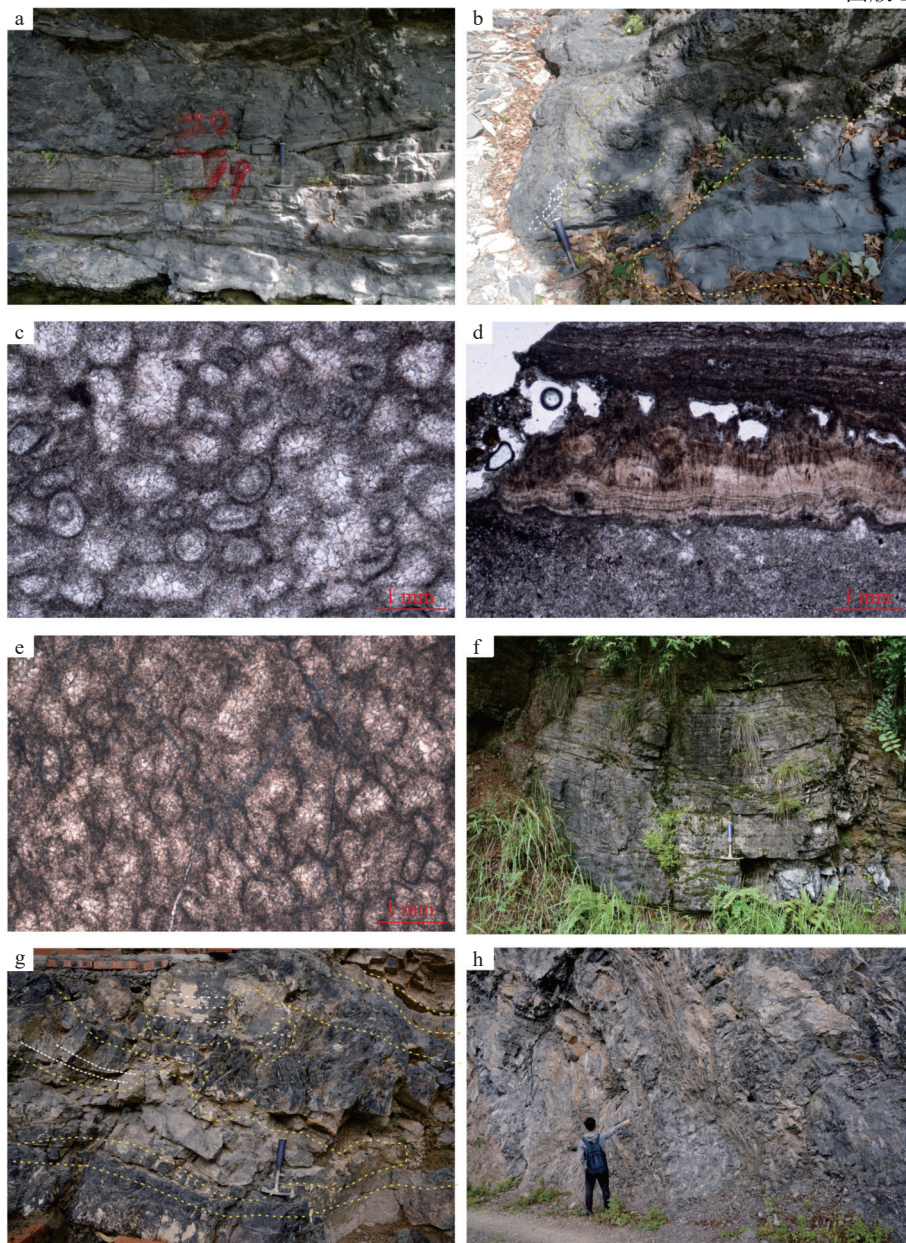
4 地层综合对比

在讨论化学地层对比之前, 首先要评估成岩作用的影响。研究表明, 埋藏深度增加、温度升高和非海源流体影响均会导致碳氧同位素变负 (Swart, 2015; Ding et al., 2022), 且 $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ 成分对成岩作用更敏感 (Kaufman et al., 1995)。一般认为, $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}} <$

-10‰ 表示灰岩受明显成岩作用改造 (Kaufman et al., 1995; Jacobsen et al., 1999; Derry, 2010)。通过表 1 可看出, 陈家乡及大滩剖面岩性段 I 样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值普遍小于 -10‰ , 可能受到成岩作用干扰 (见下文地层对比进一步讨论)。此外, 通过图 3 可看出, $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 共变较明显, 大量样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值大大低于海相碳酸盐岩的平均值 (0 左右), 也说明可能是成岩作用控制了碳氧同位素的演化趋势。

尽管陈家乡及大滩剖面的 $\delta^{13}\text{C}$ 可能受到成岩作用改造, 但其仍然具有明显的地层指示性。前人在对华南埃迪卡拉纪的研究中发现, 在陡山沱组上部普遍存在一期碳同位素极大负偏, $\delta^{13}\text{C}$ 值可从 $+5\text{‰}$ 大幅下降到 -10‰ 左右, $\delta^{18}\text{O}$ 值同样降低至 -10‰ 左右 (Vernhet et al., 2006; Ling et al., 2013; Lu et al., 2013; Li et al., 2016, 2019)。此外, 在北印度、南澳大利亚、阿曼、苏格兰、斯堪的纳维亚半岛、西伯利亚、加利福尼亚内华达等地, 埃迪卡拉纪地层均记录有此次碳同位素负偏 (Calver, 2000; Guerroué et al., 2006; Kaufman et al., 2006, 2007; Melezhik et al., 2008, 2009; Prave et al., 2009)。此次碳同位素负偏, 国际上称为 Shuram-Wonoka 事件 (Lu et al., 2013)。因此, 岩性段 I 记录了稳定的碳氧同位素负异常 (-10‰ 左右), 指示其可以对比陡山沱三段的 Shuram 负偏段 (图 3)。目前, 对此次负偏事件的成因存在争

图版 IV Plate IV



a. 灰黑色薄—中层状硅化泥晶白云岩,向上硅磷质含量增加,地质锤长 28 cm,羊木; b. 白云岩滑塌体及硅质岩角砾,地质锤长 28 cm,羊木;
c. 鲕粒白云岩,单偏光,陈家乡; d. 葡萄花边结构,陈家乡; e. 泡沫绵层状白云岩,单偏光,陈家乡; f. 藻白云岩,地质锤长 28 cm,大滩;
g. 硅质白云岩夹白云岩岩块,地质锤长 28 cm,大滩; h. 灰黑色块状硅质白云岩,站立者高 170 cm,岩洞

议: 部分学者提出是巨大的溶解有机碳库氧化造成 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值极大负偏(Bowring et al., 2007; Wang et al., 2016); 但也有学者认为此次负偏事件可能是受成岩作用影响导致的(Derry, 2010; Guerroué et al., 2010)。前人也是尽可能选取未受明显改造的测试样品, 测试结果表明碳同位素的变化是平缓的, 与岩相无关, 且氧同位素普遍小于 -10‰ (Kaufman et al., 2006; Calver, 2000)。本文在样品选取中也是基于这

一原则, 实际数据也显示, 岩性段 I 上下 2 套不同颜色地层碳同位素值并没有明显变化。此外, 研究区 4 条野外剖面岩性段 I 上部均表现为薄层状泥晶灰岩夹泥质条带, 与前人研究中记录此次碳同位素极大负偏地层岩性特征类似, 而下部紫红色泥质灰岩地层也与斯堪的纳维亚半岛及西伯利亚 Shuram-Wonoka 层段沉积特征类似(Melezhik et al., 2008, 2009)。需要指出的是, 本文研究区 Shuram 负偏段

表 1 陈家乡及大滩剖面碳氧同位素测试结果

Table 1 Carbon and oxygen isotope test results of Chenjiaxiang and Datan sections

样品编号	深度/m	岩性	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}/\text{‰}$	样品编号	深度/m	岩性	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}/\text{‰}$	样品编号	深度/m	岩性	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}/\text{‰}$
CJ-11-1B	6	泥质灰岩	-8.83	-11.67	CJ-19-6B	72.5	白云岩	0.72	3.91	DTC-24	36.5	泥质灰岩	-8.98	-11
CJ-11-2B	7	泥质灰岩	-9.62	-12.52	CJ-19-7B	77.3	白云岩	1.29	2.76	DTC-25	38.5	泥质灰岩	-8.42	-11.21
CJ-12-1B	10.8	泥质灰岩	-8.18	-12.47	CJ-20-1B	78.5	白云岩	-0.49	0.58	DTC-26	40.5	泥质灰岩	-7.45	-11.86
CJ-12-2B	12.6	泥质灰岩	-8.20	-11.89	CJ-20-2B	80.5	硅质白云岩	-2.99	-1.76	DTC-27	42.5	泥质灰岩	-8.52	-11.21
CJ-12-3B	14.3	泥质灰岩	-8.75	-11.34	CJ-20-3B	84.5	硅质白云岩	-3.69	-0.54	DTC-28	44.5	泥质灰岩	-9	-11.34
CJ-12-4B	16.5	泥质灰岩	-8.25	-11.14	CJ-20-4B	85.8	白云岩	-1.25	0.41	DTC-29	46.5	泥质灰岩	-8.3	-10.57
CJ-12-5B	23.5	泥质灰岩	-9.33	-12.87	CJ-20-5B	92.6	白云岩	-1.79	0.83	DT-1	48.5	泥质灰岩	-9.14	-10.16
CJ-12-6B	27.5	泥质灰岩	-9.51	-8.96	CJ-21-1B	94.45	硅质白云岩	-1.10	2.71	DT-2	49.5	泥质灰岩	-8.99	-9.98
CJ-12-7B	32.5	泥质灰岩	-8.12	-11.20	CJ-21-2B	95.85	硅质白云岩	-5.33	-2.23	DT-3	50.5	泥质灰岩	-9.21	-9.62
CJ-12-8B	36.7	泥质灰岩	-8.16	-10.86	CJ-21-3B	97.45	硅质白云岩	-9.73	-4.04	DT-4	51.5	泥质灰岩	-9.02	-9.8
CJ-13-1B	40.5	泥质灰岩	-8.19	-10.67	CJ-21-4B	98.45	硅质白云岩	-10.22	-4.39	DTB-1	57.6	白云岩	-3.99	-8.77
CJ-14-1B	44.7	泥质灰岩	-8.25	-10.78	CJ-21-5B	100.05	硅质白云岩	-9.52	3.62	DTB-2	58.6	白云岩	-3.56	-9.44
CJ-14-2B	48.5	泥质灰岩	-8.40	-10.26	CJ-21-6B	100.65	硅质白云岩	-10.66	3.66	DTB-3	59.1	白云岩	-3.7	-9.3
CJ-14-3B	49.3	泥质灰岩	-8.03	-10.31	CJ-21-7B	102.05	硅质白云岩	-8.65	1.10	DTB-4	59.6	白云岩	-3.94	-9.72
CJ-14-4B	51.9	泥质灰岩	-8.79	-9.83	CJ-21-8B	105.25	硅质白云岩	-11.66	3.62	DTB-5	60.7	白云岩	-4.4	-9.8
CJ-14-5B	53.1	泥质灰岩	-8.34	-9.80	CJ-21-9B	108.25	硅质白云岩	-11.89	-1.75	DTB-6	61.6	白云岩	-4.18	-0.53
CJ-14-6B	54.5	泥质灰岩	-8.68	-9.13	CJ-21-10B	109.45	硅质白云岩	-11.41	-5.11	DTB-7	62.3	白云岩	-3.4	-2.81
CJ-14-7B	56.9	泥质灰岩	-8.69	-9.21	CJ-21-11B	109.85	硅质白云岩	-11.96	-2.74	DTB-8	63	白云岩	-5.93	-5.56
CJ-14-8B	57.9	泥质灰岩	-8.84	-9.06	DTC-10	0.5	泥质灰岩	-10.3	-13.21	DTB-9	63.5	白云岩	-4.05	-3.18
CJ-15-1B	58.9	泥质灰岩	-8.88	-9.33	DTC-11	3	泥质灰岩	-9.98	-12.48	DTB-10	64.3	白云岩	-6.75	-10.04
CJ-16-1B	60.7	云质泥岩	-8.75	-3.71	DTC-12	6	泥质灰岩	-9.97	-12.71	DTB-11	64.6	白云岩	-2.67	-2.35
CJ-16-2B	61.3	云质泥岩	-8.45	-1.92	DTC-13	9	泥质灰岩	-9.61	-11.52	DTB-12	65.7	白云岩	-1.64	-5.65
CJ-16-3B	62.8	云质泥岩	-1.86	0.08	DTC-14	12	泥质灰岩	-9.69	-12.27	DTB-13	66.7	白云岩	-0.4	-2.8
CJ-17-1B	64.1	白云岩	-1.77	0.15	DTC-15	14.5	泥质灰岩	-9.59	-12.95	DTB-14	67	白云岩	-1.38	-0.42
CJ-17-2B	64.4	白云岩	-0.39	1.52	DTC-16	17.5	泥质灰岩	-9.56	-12.15	DTB-15	67.5	白云岩	-3.07	-0.62
CJ-17-3B	64.9	白云岩	-4.28	-5.04	DTC-17	20	泥质灰岩	-9.3	-12.92	DTB-16	68.8	硅质白云岩	-12.98	-4.46
CJ-18-1B	65.4	白云岩	-1.07	1.91	DTC-18	23	泥质灰岩	-9.24	-12.81	DTB-17	70.3	硅质白云岩	-11.86	-6.66
CJ-19-1B	67.9	白云岩	-0.65	0.92	DTC-19	25.5	泥质灰岩	-9.16	-12.66	DTB-18	72	硅质白云岩	-11.91	-7.42
CJ-19-2B	68	白云岩	-2.62	-2.99	DTC-20	28.5	泥质灰岩	-9.02	-12.43	DTB-19	73.2	硅质白云岩	-11.39	-5.37
CJ-19-3B	68.2	白云岩	-4.18	-0.49	DTC-21	30.5	泥质灰岩	-8.84	-11.07	DTB-20	74.7	硅质白云岩	-15.65	-7.29
CJ-19-4B	68.9	白云岩	-3.59	-1.21	DTC-22	32.5	泥质灰岩	-9.4	-10.5	DTB-21	76.7	硅质白云岩	-16.53	-5.44
CJ-19-5B	71.9	白云岩	-0.96	-0.52	DTC-23	34.5	泥质灰岩	-8.65	-10.77					

层厚明显厚于对比剖面(三斗坪、四都坪),但通过前人研究发现,Shuram 负偏段层厚本身因沉积环境的不同,沉积的厚度也存在巨大差异,如华南地区该段厚度普遍为 15~30 m,而在黄连坝及东大河剖面其厚度分别为 45 m、75 m(Lu et al., 2013),斯堪的纳维

亚半岛 Nestbyfjellet 地区可厚达逾 280 m(Melezhik et al., 2008),西伯利亚地区甚至普遍厚达数百米(Melezhik et al., 2009)。综上所述,尽管 Shuram-Wonoka 事件成因尚存争议,但研究区岩性段 I 就其独特的碳氧同位素值变化及岩性特征,与 Shuram 负

图版 V Plate V



a. 灰黑色薄层状硅质岩,见明显滑塌揉皱,地质锤长 28 cm,羊木; b. 灰黑色薄板状硅质岩,记号笔长 15 cm,陈家乡; c. 灰黑色薄层硅质岩夹白云岩团块,见透镜体,站立者高 175 cm,大滩; d. 顶部黑色页岩受风化影响呈黄色,与下伏地层断层接触,站立者高 170 cm,岩洞

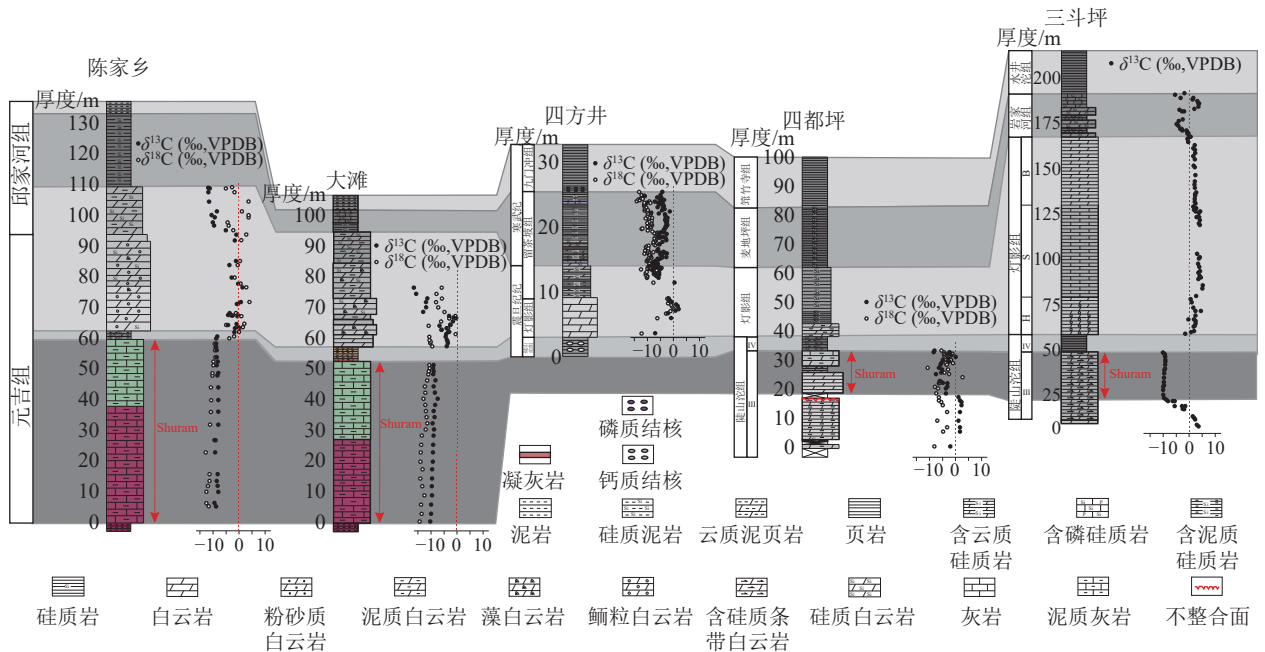


图 3 广元与三峡、张家界地区震旦系—寒武系界线地层综合对比图 (三斗坪据 Ling et al., 2013 修改, 四方井据 Chen et al., 2019 修改, 四都坪据 Li et al., 2016; Ding et al., 2019 修改)

Fig. 3 Comprehensive stratigraphic correlation of Sinian–Cambrian transitional strata among Guangyuan, Three Gorges and Zhangjiajie areas

偏段具有良好的对比性。

前人研究表明,陡三段 Shuram 负偏之上为陡四段黑色页岩(Vernhet et al., 2006; Ling et al., 2013; Lu et al., 2013; Li et al., 2016, 2019),与研究区岩性段Ⅱ的黑色薄层状云质泥岩及紫红色、灰绿色云质泥岩可以较好地对比(图 3)。在浅水台地相区,陡四段

黑色页岩之上为灯影组,主要发育各种微生物白云岩、泥晶白云岩、颗粒白云岩等岩石类型,碳同位素总体表现为正异常(Zhu et al., 2007; Ding et al., 2022)。因此,在镜下观察中可见陈家乡剖面岩性段Ⅲ发育典型的鲕粒白云岩、葡萄花边结构(图版Ⅳ-c,d),为上扬子地区灯二段典型沉积特征,说明岩性段Ⅲ下部已经进入灯影组。此外,岩性段Ⅲ下部记录了碳同位素正偏过程,也指示其可以对比灯影组中的碳同位素正异常。值得注意的是,研究区岩性段Ⅲ的碳同位素通常在 0 以下,与前人报道的位于斜坡环境的四方井剖面类似(Chen et al., 2019)(图 3),远低于台地相灯影组碳同位素值(1‰~6‰)。该碳同位素差异可能与当时海洋具有较大的碳同位素梯度有关:在氧化还原分层的海洋中,有机质在沉降过程中分解不完全,于是在深层缺氧水体中保存下来,通过微生物厌氧氧化作用下释放大量¹²C 进入水体,导致深水中形成的碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏负(Bowring et al., 2007)。

前人研究表明,震旦系灯影组及下寒武统麦地坪组向盆地方向逐渐过渡为一套以硅质岩沉积为主的地层,称为留茶坡组(Vernhet et al., 2006; Chen et al., 2015, 2019)。Chen et al.(2015)认为,震旦系/寒武系界线位于留茶坡组硅质岩中(火山灰年龄约 542 Ma),震旦系以中—厚层硅质白云岩、硅质岩为主,而下寒武统由于陆源输入增加,沉积的硅质岩以薄板状产状为主,且富含泥质夹层。由此可见,岩性段Ⅳ以薄板状含磷硅质岩为主,应属于寒武系麦地坪期地层。Chen et al.(2019)研究表明,留茶坡组中的碳同位素负偏也可以作为震旦系/寒武系界线。考虑到大滩和陈家乡剖面岩性段Ⅲ出现碳同位素负偏的纵向位置差距较大,深水剖面碳同位素可能受碳同位素梯度影响较大,本次研究认为,按照岩性变化划分震旦系/寒武系界线更合理。但无论采取哪种方案,震旦系/寒武系界线在研究区无疑是位于岩性段Ⅲ~Ⅳ的硅质岩中。

综上所述,以泥晶灰岩夹泥质条带为主的岩性段Ⅰ对应陡三段灰岩段。岩性段Ⅱ主要为泥岩,对应陡四段泥页岩。岩性段Ⅲ则对应灯影组,岩性段Ⅳ对应早寒武世麦地坪组,之上的黑色岩系相当于筇竹寺组同期地层。

5 沉积环境演化

羊木地区,陡三段(岩性段Ⅰ)下部发育紫红色

薄板状泥质灰岩夹浅灰色泥晶灰岩条带,见明显的厘米级粒序韵律,而上部主要为浅灰色薄层状泥晶灰岩夹黄褐色薄层状含泥灰质白云岩,见有明显的厘米级粒序韵律,是典型的远端风暴—远端浊流沉积(Lu et al., 2013),指示斜坡—盆地环境。大量滑塌揉皱和相关的软沉积变形进一步指示,该斜坡坡度较陡,造成未固结的岩层发生准原地的蠕动和滑移变形。陈家乡、大滩及岩洞地区陡三段均以灰绿色泥质灰岩、泥质白云岩夹泥质条带为主,未见明显的滑塌变形等,但可见韵律性互层,应为斜坡—盆地的正常沉积。研究区陡四段(岩性段Ⅱ)以黑色薄层状云质泥岩、炭质页岩为主。类似的页岩地层在整个扬子地区分布广泛(杨爱华等, 2015),代表了陡山沱最末期一次海平面上升事件。海平面的上升导致碳酸盐岩工厂关闭,进而沉积了陡四段黑色页岩(Ling et al., 2013; 杨爱华等, 2015)。

灯影组时期(岩性段Ⅲ沉积期),该区主要沉积灰黑色薄—中层状硅质白云岩,向上硅质含量增加,单层厚度变薄,且白云岩滑塌体较发育。其中,羊木地区滑塌尤为明显,见有大量硅质岩角砾,滑塌体中还见有明显的纹层结构,指示斜坡沉积环境(李智武等, 2019; 张玺华等, 2020)。尽管浅水台地环境中也发育少量硅质岩沉积,但该种硅质岩多见残余微生物结构,且无滑塌褶皱现象,与研究区深水环境形成的硅质岩具有明显区别。值得注意的是,陈家乡地区镜下可见大量的鲕粒,部分鲕粒已经发生明显硅化,且见葡萄花边结构(图版Ⅳ-d),这种结构在扬子台地浅水区灯二段下部开始普遍发育,具有较好的等时性,指示该区在灯二早期为台缘沉积,后迅速转为深水沉积。而大滩地区灯影组底部以藻白云岩为主,向上迅速转为硅质白云岩沉积,说明大滩地区在灯影沉积早期更靠近台内,属于潮坪沉积环境。

早寒武世麦地坪时期(岩性段Ⅳ沉积期),整个中上扬子地区碳酸盐岩台地发生了广泛的暴露剥蚀,基本不发生沉积作用(刘树根等, 2013)。研究区与湘桂地区留茶坡组类似(Chen et al., 2015),主要沉积薄板状硅质岩、硅磷质岩夹炭硅质岩、粉砂岩透镜体,向上泥质含量增加。相对灯影组上部地层,该套硅质岩厚度更薄,泥质夹层增加且滑塌体和揉皱明显减少,说明其沉积水深进一步增大,指示了以盆地为主的沉积环境(李智武等, 2019)。

上述分析表明,研究区在陡山沱晚期与中上扬子其他片区相似,经历了一次海侵过程,导致碳酸盐岩台地淹没,突然被碎屑岩(主要是黑色页岩)取代的过程。灯影期—早寒武世麦地坪期,碳酸盐岩台地在中上扬子地区广泛发育,总体呈现出进积和变浅,最终暴露的沉积趋势(Ding et al., 2021);而研究区呈现出相反的逐渐加深趋势,最终沉积深水硅质岩。

6 构造—沉积分异过程

研究区陡三—陡四段地层序列与鄂西地区地层序列保持一致,其下部另见叠层状灰岩,可能为陡山沱组下部甚至更老的地层。结合前人的研究资料,研究区陡山沱组地层厚度应不小于 100 m(汪泽成等, 2019)。而向东至杨坝剖面,陡山沱组缺失较多,在杨坝剖面仅见有陡四段沉积,且过渡为砂岩沉积,厚度只有几十米(刘树根等, 2009)。在汉南古陆部分地区,陡山沱组缺失,灯影组直接超覆在基底上(Ding et al., 2021)。由此可见,在陡三段沉积之前,广元—汉南古陆一线已经形成西低东高的古地貌。广元地区陡三段以薄板状泥晶灰岩夹泥质条带为主,整体为斜坡—盆地沉积环境。陡四段则主要为黑色薄层状泥岩、炭质页岩、紫红色泥岩夹少量云质结核。与陡三段沉积期相比,虽然沉积环境整体加深,考虑到整个中上扬子地区广泛海侵的背景,构造—沉积分异并非是加深的主要原因。

灯影组时期,海平面缓慢上升,碳酸盐岩工厂重新开启,碳酸盐岩台地在中上扬子地区快速建立并呈现变浅和进积的沉积趋势,总体以微生物白云岩等浅水碳酸盐岩沉积为主(Ding et al., 2021)。例如三峡地区(如,三斗坪剖面)陡四段以深水陆棚黑色页岩沉积为主,其上的灯影组仍然快速变浅为鲕粒白云岩沉积(图 3)。而广元地区呈现出相反的演化趋势,总体以斜坡—盆地硅质沉积为主,类似于湘桂一带盆地相的留茶坡组(Chen et al., 2015)。尤其是陈家乡剖面,灯影组底部出现了浅水鲕粒沉积和葡萄花边结构,而向上仍然快速加深为斜坡—盆地相硅质岩沉积。这种差异的演化趋势指示绵阳—长宁拉张槽东北缘构造—沉积分异加剧,灯二段早期的同沉积断裂活动使广元地区快速沉降,水深不断变深。

早寒武世麦地坪时期,整个碳酸盐岩台地发生暴露剥蚀,大部分浅水地区未见沉积(魏国齐等,

2015),而研究区沉积了一套深黑色薄板状硅质岩等,且羊木地区见明显揉皱现象(图版 V-a),可见麦地坪早期断裂仍在活动,受断裂活动影响,研究区继续沉降,进而沉积了该套地层。筇竹寺期,伴随海平面的快速上升(刘树根等, 2013),整个盆地内广泛沉积黑色富有机质泥岩,与台地沉积环境相比,拉张槽内该套地层明显更厚。整体上,筇竹寺组的岩性差异并不大,反映了沉积环境并没有进一步发生分异,沉积厚度的差异更多是先存地貌被填平补齐的结果。综上所述,拉张槽东北缘因同沉积断层的活动引起的沉积分异最早可约束于灯二段早期,在麦地坪期达到高峰,直到筇竹寺期沉积分异逐渐减弱(图 4)。

7 结 论

(1) 广元地区震旦纪—寒武纪界线地层从下往上可划分为 4 个岩性段: 岩性段 I 为元吉组下段,下部发育紫红色薄板状泥质灰岩夹泥晶灰岩条带,上部以灰绿色—浅灰色薄板状泥晶灰岩夹泥质条带为特征。岩性段 II 为元吉组中下段,主要发育泥岩,局部夹有少量白云质结核。岩性段 III 为元吉组上段及邱家河组底部,发育块状白云岩、硅质白云岩、硅质岩等。岩性段 IV 为邱家河组,主要发育薄板状硅质岩、硅磷质岩。

(2) 岩性段 I 对应震旦系陡三段 Shuram-Wonoka 负偏段地层,见有典型远端风暴—远端浊流沉积,指示斜坡—盆地沉积环境。岩性段 II 对应陡四段,发育黑色泥页岩,与陡三段沉积期相比,沉积环境进一步加深,为陆棚环境。岩性段 III 相当于灯影组,整体滑塌揉皱现象明显。而在陈家乡及大滩灯二段早期为浅水沉积,此后迅速转为深水硅质岩沉积,进一步指示以斜坡为主的沉积环境。岩性段 IV 相当于麦地坪组同时期地层,与灯影组上部地层相比,其单层更薄,泥质夹层增加且滑塌体和揉皱明显减少,说明其沉积水深进一步增大,指示了以盆地为主的沉积环境。

(3) 绵阳—长宁拉张槽东北缘在陡三段沉积前已形成西低东高的构造格局,但随后并没有进一步发生构造—沉积分异。灯二段早期—麦地坪组沉积期,研究区受断裂控制进一步沉降,呈现出与中上扬子台地相反相反的演化趋势,沉积环境逐渐加深。早

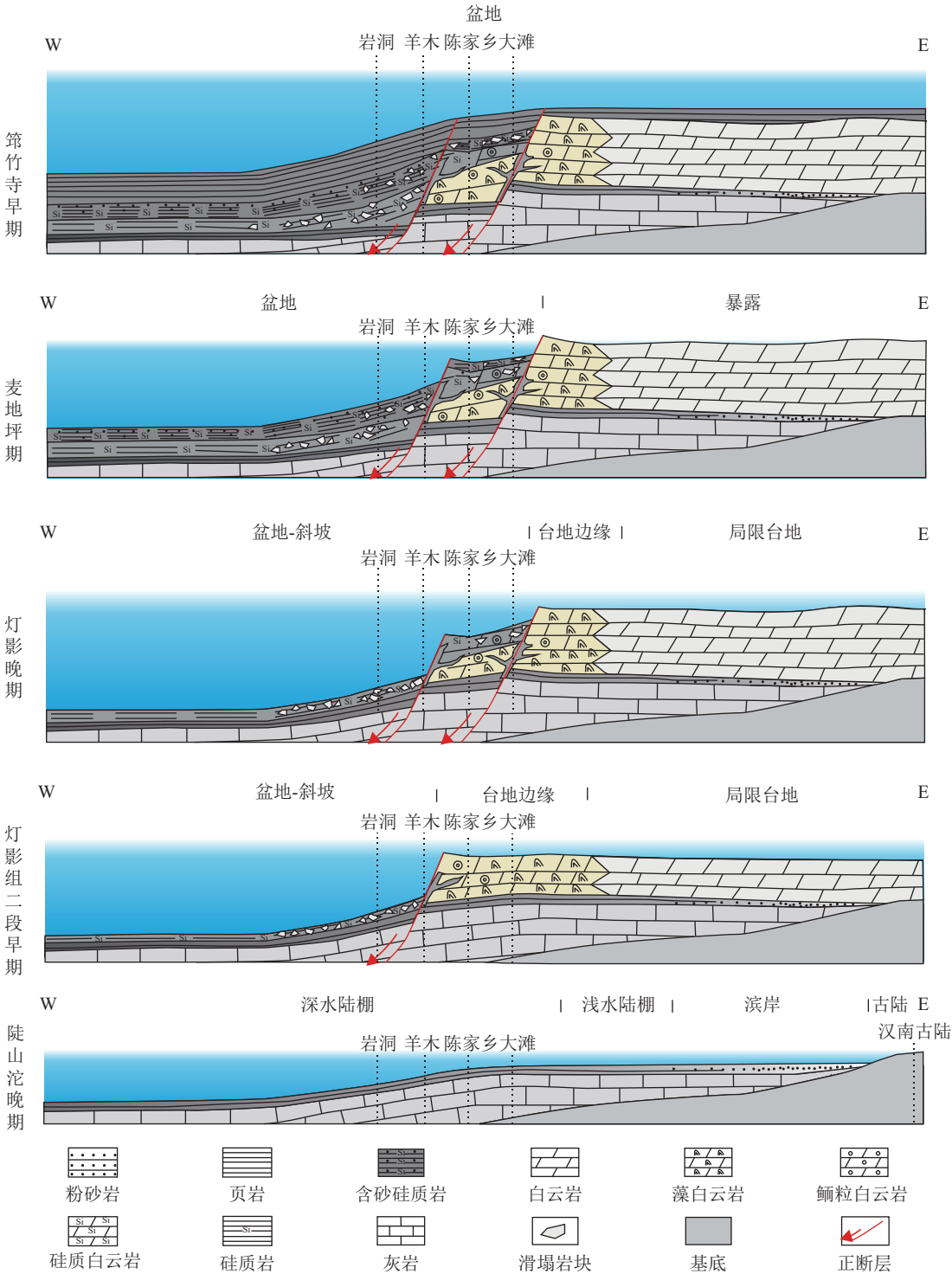


图 4 构造-沉积分异模式图

Fig. 4 Schematic diagram of tectonic-sedimentary differentiation model

寒武世筇竹寺期, 断裂活动逐渐减弱, 在海侵的背景下, 中上扬子地区均广泛发育深黑色页岩-砂岩序列, 先存地貌被填平补齐, 使拉张槽内具有更厚的沉积。

参考文献

Bowring S A, Grotzinger J P, Condon D J, et al. 2007. Geochronologic constraints on the chronostratigraphic framework of the Neoproterozoic Huqf Supergroup, Sultanate of Oman[J]. *American Journal of Science*, 307(10): 1097-1145.

- Calver C R. 2000. Isotope stratigraphy of the Ediacaran (Neoproterozoic III) of the Adelaide Rift Complex, Australia, and the overprint of water column stratification[J]. *Precambrian Research*, 100: 121–150.
- Chen C, Feng Q L. 2019. Carbonate carbon isotope chemostratigraphy and U-Pb zircon geochronology of the Liuchapo Formation in South China: Constraints on the Ediacaran-Cambrian boundary in deep-water sequences[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 535: 19361.
- Chen D Z, Zhou X Q, Fu Y, et al. 2015. New U-Pb zircon ages of the Ediacaran-Cambrian boundary strata in South China[J]. *Terra Nova*, 27(1): 62–68.
- Derry L A. 2010. A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram-Wonoka carbon isotope anomaly[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 294: 152–162.
- Ding Y, Chen D Z, Zhou X Q, et al. 2019. Tectono-depositional pattern and evolution of the middle Yangtze Platform (South China) during the late Ediacaran[J]. *Precambrian Research*, 333: 105426.
- Ding Y, Li Z W, Liu S G, et al. 2021. Sequence stratigraphy and tectono-depositional evolution of a late Ediacaran epeiric platform in the upper Yangtze area, South China[J]. *Precambrian Research*, 354: 106077.
- Ding Y, Sun W, Liu S G, et al. 2022. Low oxygen levels with high redox heterogeneity in the late Ediacaran shallow ocean: Constraints from I/(Ca + Mg) and Ce/Ce* of the Dengying Formation, South China[J]. *Geobiology*, 20(6): 790–809.
- Guerroué E L, Allen P A, Cozzi A. 2006. Chemostratigraphic and sedimentological framework of the largest negative carbon isotopic excursion in Earth history: The Neoproterozoic Shuram Formation (Nafun Group, Oman)[J]. *Precambrian Research*, 146: 68–92.
- Guerroué E L, Cozzi A. 2010. Veracity of Neoproterozoic negative C-isotope values: The termination of the Shuram negative excursion[J]. *Gondwana Research*, 17: 653–661.
- Jacobsen S B, Kaufman A J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater[J]. *Chemical Geology*, 161: 37–57.
- Kaufman A J, Knoll A H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications[J]. *Precambrian Research*, 73: 27–49.
- Kaufman A J, Jiang G Q, Christie-Blick N, et al. 2006. Stable isotope record of the terminal Neoproterozoic krol platform in the Lesser Himalayas of northern India[J]. *Precambrian Research*, 147: 156–185.
- Kaufman A J, Corsetti F A, Varni M A. 2007. The effect of rising atmospheric oxygen on carbon and sulfur isotope anomalies in the Neoproterozoic Johnnie Formation, Death Valley, USA[J]. *Chemical Geology*, 237: 47–63.
- Li C, Hardisty D S, Luo G, et al. 2017. Uncovering the spatial heterogeneity of Ediacaran carbon cycling[J]. *Geobiology*, 15(2): 211–224.
- Li Z X, Li X H, Kinny P H, et al. 2003. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia[J]. *Precambrian Research*, 122: 85–109.
- Li W J, Chen J T, Wang L W, et al. 2019. Slump sheets as a record of regional tectonics and paleogeographic changes in South China[J]. *Sedimentary Geology*, 392: 105525.
- Ling H F, Chen X, Li D, et al. 2013. Cerium anomaly variations in Ediacaran-earliest Cambrian carbonates from the Yangtze Gorges area, South China: Implications for oxygenation of coeval shallow seawater[J]. *Precambrian Research*, 225: 110–127.
- Lu M, Zhu M Y, Zhang J M, et al. 2013. The DOUNC Event at the top of the Ediacaran Doushantuo Formation, South China: Broad stratigraphic occurrence and non-diagenetic origin[J]. *Precambrian Research*, 225: 86–109.
- Melezhik V A, Roberts D, Fallick A E, et al. 2008. The Shuram-Wonoka event recorded in a high-grade metamorphic terrane: insight from the Scandinavian Caledonides[J]. *Geological Magazine*, 145(2): 161–172.
- Melezhik V A, Pokrovsky B G, Fallick A E, et al. 2009. Constraints on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of Late Ediacaran seawater: insight from Siberian high-Sr limestones[J]. *Journal of the Geological Society*, 166: 183–191.
- Prave A R, Strachan R A, Fallick A E. 2009. Global C cycle perturbations recorded in marbles: a record of Neoproterozoic Earth history within the Dalradian succession of the Shetland Islands, Scotland[J]. *Journal of the Geological Society*, 166: 129–135.
- Swart P K. 2015. The geochemistry of carbonate diagenesis: The past, present and future[J]. *Sedimentology*, 62(5): 1233–1304.
- Vernhet P, Heubeck C, Zhu M Y, et al. 2006. Large-scale slope instability at the southern margin of the Ediacaran Yangtze platform (Hunan province, central China)[J]. *Precambrian Research*, 148: 32–44.
- Wang X Q, Jiang G Q, Shi X Y, et al. 2016. Paired carbonate and organic carbon isotope variations of the Ediacaran Doushantuo Formation from an upper slope section at Siduping, South China[J]. *Precambrian Research*, 273: 53–66.
- Yang F L, Zhou X F, Peng Y X. 2019. Evolution of Neoproterozoic basins within the Yangtze Craton and its significance for oil and gas exploration in South China: An overview[J]. *Precambrian Research*, 337: 105563.
- Zhu M Y, Zhang J M, Yang A H. 2007. Integrated Ediacaran (Sinian) chronostratigraphy of South China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254(1/2): 7–61.
- 杜金虎, 邹才能, 徐春春, 等. 2014. 川中古隆起龙王庙组特大型气田战略发现与理论技术创新[J]. *石油勘探与开发*, 41(3): 268–277.
- 杜金虎, 汪泽成, 邹才能, 等. 2016. 上扬子克拉通内裂陷的发现及对安岳特大型气田形成的控制作用[J]. *石油学报*, 37(1): 1–16.
- 李智武, 冉波, 肖斌, 等. 2019. 四川盆地北缘震旦纪—早寒武世隆—坳格局及其油气勘探意义[J]. *地学前缘*, 26(1): 59–85.
- 李忠权, 刘记, 李应, 等. 2015. 四川盆地震旦系威远—安岳拉张侵蚀槽特征及形成演化[J]. *石油勘探与开发*, 42(1): 26–33.
- 李佐臣, 裴先治, 刘战庆, 等. 2011. 扬子地块西北缘后龙门山南华纪—早古生代沉积地层特征及其形成环境[J]. *地球科学与环境学报*, 33(2): 117–124.
- 刘静江, 刘慧荣, 李文皓, 等. 2021. 四川盆地裂陷槽研究新进展——关于裂陷槽成因机制与形成时间的探讨[J]. *地质论评*, 67(3): 767–786.
- 刘树根, 徐国盛, 徐国强, 等. 2004. 四川盆地天然气成藏动力学初探[J]. *天然气动力科学*, 15(4): 323–330.
- 刘树根, 马永生, 蔡勋育, 等. 2009. 四川盆地震旦系下古生界天然气成藏过程和特征[J]. *成都理工大学学报(自然科学版)*, 36(4): 345–354.
- 刘树根, 孙玮, 罗志立, 等. 2013. 兴凯地裂运动与四川盆地下组合油气勘探[J]. *成都理工大学学报(自然科学版)*, 40(5): 511–520.
- 刘树根, 王一刚, 孙玮, 等. 2016. 拉张槽对四川盆地海相油气分布的控制作用[J]. *成都理工大学学报(自然科学版)*, 43(1): 1–23.
- 刘树根, 刘殊, 孙玮, 等. 2018. 绵阳—长宁拉张槽北段构造—沉积特征[J].

- 成都理工大学学报(自然科学版), 45(1): 1-13.
- 马奎, 文龙, 张本健, 等. 2022. 四川盆地德阳-安岳侵蚀裂陷槽分段性演化分析和油气勘探意义[J]. 石油勘探与开发, 49(2): 274-284.
- 汪泽成, 姜华, 王铜山, 等. 2014. 四川盆地桐湾期古地貌特征及成藏意义[J]. 石油勘探与开发, 41(3): 305-312.
- 汪泽成, 刘静江, 姜华, 等. 2019. 中—上扬子地区震旦纪陡山沱组沉积期岩相古地理及勘探意义[J]. 石油勘探与开发, 46(1): 39-51.
- 魏国齐, 杨威, 杜金虎, 等. 2015. 四川盆地震旦纪—早寒武世克拉通内裂陷地质特征[J]. 天然气工业, 35(1): 24-35.
- 魏国齐, 王志宏, 李剑, 等. 2017. 四川盆地震旦系、寒武系烃源岩特征、资源潜力与勘探方向[J]. 天然气地球科学, 28(1): 1-13.
- 文龙, 罗冰, 钟原, 等. 2021. 四川盆地灯影期沉积特征及槽-台体系成因模式[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 48(5): 513-524.
- 杨爱华, 朱茂炎, 张俊明, 等. 2015. 扬子板块埃迪卡拉系(震旦系)陡山沱组层序地层划分与对比[J]. 古地理学报, 17(1): 1-20.
- 杨雨, 黄先平, 张健, 等. 2014. 四川盆地寒武系沉积前震旦系顶界岩溶地貌特征及其地质意义[J]. 天然气工业, 34(3): 38-43.
- 杨志如, 王学军, 冯许魁, 等. 2014. 川中地区前震旦系裂谷研究及其地质意义[J]. 天然气工业, 34(3): 80-85.
- 张玺华, 彭瀚霖, 文龙, 等. 2020. 四川盆地西北部灯影组深水沉积的发现及油气地质意义[J]. 天然气勘探与开发, 43(4): 10-21.
- 钟勇, 李亚林, 张晓斌, 等. 2013. 四川盆地地下组合张性构造特征[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 40(5): 498-510.
- 周慧, 李伟, 张宝民, 等. 2015. 四川盆地震旦纪末期—寒武纪早期台盆的形成与演化[J]. 石油学报, 36(3): 310-323.
- 邹才能, 杜金虎, 徐春春, 等. 2014. 四川盆地震旦系—寒武系特大型气田形成分布、资源潜力及勘探发现[J]. 石油勘探与开发, 41(3): 278-293.

《地质通报》第 43 卷第 6 期要目预告

- 甘肃省主要岩浆作用金矿床类型及其成矿作用 王玉玺等
- 黑龙江多宝山铜矿区韧性剪切变形时代及对铜矿化的改造 刘宝山等
- 鲁西地区沂南金矿床成因研究：硫化物矿石与围岩的稀土和微量元素制约 李亚东等
- 滇东南南温河钨矿床成因和成矿时代：来自矿床地质特征和 Sm-Nd 同位素年龄的证据 李顺庭等
- 内蒙古苏尼特左旗恩格日音铀矿床钍地球化学特征及其地质意义 蒋喆等
- 基于 MobileViT 的岩石薄片图像岩性识别方法研究 王琮等
- 甘肃舟曲江顶崖古滑坡复活变形特征与稳定性分析 杨校辉等
- 基于优化随机森林模型的降雨群发滑坡易发性评价——以西秦岭极端降雨事件为例 刘帅等
- 拉萨市河谷平原区地下水位动态特征及影响因素 王丹等
- 山区河流水环境数值模拟研究——以古蔺河为例 王更等
- 基于二维地震数据的北部湾南康盆地南缘地层结构探测研究 陈松等
- 共和盆地河流碎屑锆石 U-Pb 年龄特征、Hf 同位素组成及其对构造和地壳演化的启示 艾尼卡尔·艾克帕尔等
- 金属行业碳排放研究现状与发展趋势分析 张纪伟等
- 内蒙古乌旗地区中—晚更新世孢粉记录及其古气候意义 杨兵等
- 额尔齐斯杂岩碎屑锆石 U-Pb 年代学及其构造意义 李昂等
- 内蒙古北山地区小黄山一带片麻状花岗岩形成时代、成因及构造环境 胡新茁等