

DOI:10.19826/j.cnki.1009-3850.2022.05009

王秀平,王启宇,安显银,2022.川南地区二叠系沉积环境及其演化特征——以四川古蔺芭蕉村剖面为例.沉积与特提斯地质,42(3):398-412.
DOI:10.19826/j.cnki.1009-3850.2022.05009

WANG X P, WANG Q Y, AN X Y, 2022. Characteristics of sedimentary environment and evolution of Permian in southern Sichuan Basin: An example from the profile of Gulin Bajiaocun in Sichuan province. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 42(3):398-412. DOI:10.19826/j.cnki.1009-3850.2022.05009

川南地区二叠系沉积环境及其演化特征 ——以四川古蔺芭蕉村剖面为例

王秀平^{1,2}, 王启宇^{1,2}, 安显银^{1,2}

(1. 中国地质调查局成都地质调查中心(西南地质科技创新中心), 四川 成都 610081; 2. 自然资源部沉积盆地与油气资源重点实验室, 四川 成都 610081)

摘要:以四川古蔺芭蕉村二叠系剖面为研究对象,在野外沉积特征详细观测的基础上,利用岩石薄片鉴定、全岩X衍射分析、元素地球化学与碳、氧、锶同位素分析,对其地层、沉积环境与演化特征进行研究,为四川盆地二叠系沉积特征研究与天然气勘探提供基础资料。研究表明,四川古蔺芭蕉村地区从中二叠世的梁山—栖霞组沉积时期开始海侵,栖霞组由下向上水体先变深又变浅,呈缺氧—贫氧环境;茅口组底部又一次海侵,以继承栖霞组沉积环境为特征,在茅口组一段水体最深,向上逐渐变浅,呈缺氧—贫氧特征;龙潭组沉积水体最浅,氧化环境为主,局部呈还原环境;长兴组底部沉积水体最深,整体呈缺氧—贫氧特征,其碳酸盐岩沉积的海平面相对中二叠统应较浅。宏观上,四川盆地中二叠统栖霞组、茅口组由东向西为碳酸盐岩缓坡逐渐向台地演化。茅口组三段发育大型的溶蚀孔洞和后期溶蚀缝洞,推测该区茅口组有可能形成岩溶缝洞型储层。长兴组的底部发育水体较深的台盆次相沉积,环台洼或台盆可能是礁滩发育的有利区。见大量的沥青质充填,考虑到川南地区二叠系发育富有机质的碳酸盐岩与黑色页岩及煤层,认为该区二叠系具备形成古油藏的可能。

关键词:沉积环境;碳酸盐岩缓坡;天然气勘探;二叠系;四川盆地

中图分类号:P618.13;P588.2

文献标识码:A

Characteristics of sedimentary environment and evolution of Permian in southern Sichuan Basin: An example from the profile of Gulin Bajiaocun in Sichuan Province

WANG Xiuping^{1,2}, WANG Qiyu^{1,2}, AN Xianyin^{1,2}

(1. Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu 610081, China; 2. Key Laboratory of Sedimentary Basin & Oil and Gas Resources, Ministry of Natural Resources, Chengdu 610081, China)

Abstract: This paper takes the profile of Gulin Bajiaocun in Sichuan Province as the research object to figure out the characteristics of sedimentary environment and evolution of Permian in southern Sichuan Basin. Based on the detailed observation of sedimentary characteristics in the field profile, using the rock slices identification, whole rock X-ray diffraction analysis, element geochemistry, and carbon, oxygen, strontium isotope analysis, characteristics of the profile's formation, sedimentary environment and evolution are studied. It can be figured out

收稿日期:2021-12-21; 改回日期:2022-03-06 责任编辑:郭秀梅 科学编辑:杨平 英文审校:王高明

作者简介:王秀平(1988—),女,博士,高级工程师,主要从事沉积和储层方面的研究。E-mail:wangxiuping198805@126.com

资助项目:中国地质调查局项目(DD20211210)

that transgression began from the depositional period of the Liangshan Formation to the Qixia Formation, and the water body of the Qixia Formation became deeper and shallower from bottom to top, presenting an anoxic-poor oxygen environment. The bottom of the Maokou Formation was transgressed again, which inherited the sedimentary environment of the Qixia Formation. The water in the first Member of the Maokou Formation was the deepest, and it gradually became shallower upward, presenting the characteristics of anoxic-poor oxygen. The Longtan Formation was with the shallowest sedimentary water, presenting the mainly oxidized environment and partially reduced environment. The bottom of the Changxing Formation was with the deepest sedimentary water, which was characterized by anoxic-poor oxygen. The sedimentary environment of the Permian Qixia and Maokou Formation gradually evolved from carbonate slope to platform from east to west in Sichuan Basin. Large dissolution vugs developed in the third Member of Maokou Formation. It is speculated that karst vuggy reservoirs may be formed in this area. There are platform basin suborder facies deposits of deep water in the bottom of the Changxing Formation of this field profile. The peripheral area around the platform depression or platform basin may be the favorable area for reef and shoal development, which is beneficial to the formation of reservoir. A large amount of asphaltene filling can be seen in the carbonate rocks in this section. Considering the development of organic-rich carbonate rocks, black shale and coal seams in the Permian in southern Sichuan Basin, it is considered that there is a possibility of paleo-oil reservoirs in the region.

Key words: sedimentary environment; carbonate slope; gas exploration; Permian; Sichuan Basin

0 引言

二叠系是中国南方重要的含油气地层之一,蕴藏着丰富的油气资源(杨玉卿和冯增昭,2000),是中国南方古生界油气勘探的重要目的层系之一(胡书毅和田海芹,1999)。四川盆地是我国南方最主要的含油气盆地,目前已经发现了200多个天然气田或含气构造,大量气田的气源来自二叠系(陈建平等,2018)。

四川盆地二叠系剩余资源具有较大的勘探潜力,以川中区块的天然气资源最为丰富,川南和川西区块的天然气资源主要分布在中二叠统(朱华等,2018)。目前评价研究认为,开江—梁平陆棚东侧、城口—鄂西深水陆棚西侧台地边缘礁滩及台地中部台洼边缘礁滩为长兴组—飞仙关组的台缘礁滩勘探领域,台地浅滩勘探领域包括长兴组、飞仙关组、嘉陵江组台内浅滩,中二叠统浅滩勘探领域主要包括栖霞组川西—川西北地区台缘及中缓坡浅滩相(郭旭升等,2014),沉积相控制着储层的展布(王明筏等,2018;郝毅等,2020a,b)。前期针对四川盆地二叠—三叠系勘探发现了一批大中型气田,但总体探明率不高(郭旭升等,2020)。针对四川盆地二叠系油气勘探,二叠系沉积相(微相)的研究依然备受关注(肖笛等,2015;蒋裕强等,2019;何赛等,2020;郝毅等,2020a,b),而不同地区和层位研究程度差异较大。川北、川东北地区持续注重长

兴组礁滩相发育(牟传龙等,2003,2004,2005,2007;陈宗清,2008;赵文光等,2010;刘治成,2011;王琳等,2011;周刚等,2013a,b;邓剑等,2014;李宏涛等,2015;李秋芬等,2015;吴勇等,2017;周路等,2020),以及影响礁滩相发育的开江—梁平海槽与城口—鄂西海槽的相关研究(王一刚等,2006;马永生等,2006;夏茂龙等,2010;杨巍等,2015);在川西、川西南与川中地区主要为栖霞组、茅口组的沉积相与储层研究(田景春等,2014;肖笛等,2015;许国明等,2015;周进高等,2016;刘小洪等,2017;胡安平等,2018;黎荣等,2019;郝毅等,2020a,b;张宏光,2020);川东地区以茅口组、吴家坪组沉积相研究为主(林良彪等,2009,2010;周新平等,2012),未有系统性。川南与川东南地区二叠系相关研究较少,见少量对茅口组、龙潭组、长兴组沉积特征(罗鹏等,2010;郭川等,2011;张吉振等,2014)以及茅口组岩溶储层、硅质岩等的研究(余瑜等,2016;张宏光,2020),少有对整个二叠系的沉积环境纵向演化与沉积特征研究。因此,通过对四川盆地南部地区古蔺芭蕉村二叠系剖面的沉积环境及其演化研究,可以为四川盆地天然气勘探提供基础资料。

1 地质概况

受加里东运动的影响,在二叠系沉积之前,整个四川盆地受到抬升和风化剥蚀,不同程度地缺失中上志留统、泥盆系、石炭系等地层,总体上形成了

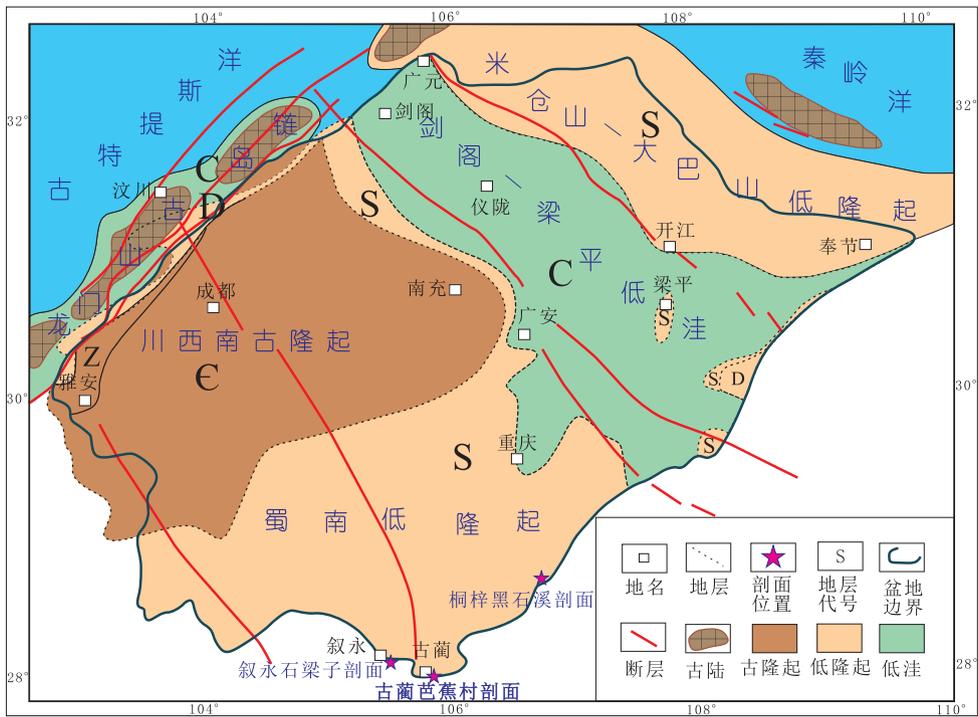


图1 四川盆地中二叠统沉积前古地貌与古构造叠合图(据厚刚福等,2017)

Fig. 1 Superimposed map of palaeolandform and palaeostructure before Middle Permian deposition in Sichuan Basin(After Hou Gangfu et al,2017)

西南高、北东低的古地貌特征(周进高等,2016;罗兰等,2017;图1)。四川盆地在泥盆纪—中三叠世为陆表海盆地演化阶段(王学军等,2015),早二叠世,经历了一次大范围地暴露剥蚀过程,造成整个四川盆地及其邻区缺失下二叠统(黄涵宇等,2017)。在经历长时间的沉积间断后,中二叠世沉积早期,发生了大规模的海侵作用,其前期的隆起剥蚀区全部淹没,使中二叠统覆盖在石炭系、志留系、奥陶系、寒武系之上(黄涵宇等,2017;王学军等,2015),发育了一套由海陆交互相含煤碎屑岩到海相碳酸盐岩的披覆层(赵宗举等,2012;黄涵宇等,2017)。茅口组沉积期末,东吴运动导致盆地内持续了1~1.5Ma的构造隆升(何斌等,2005),沿开江—泸州形成了南向倾伏的隆升剥蚀区(苏旺等,2015;王学军等,2015)。

四川盆地中二叠统包括梁山组、栖霞组和茅口组,上二叠统包括龙潭组/吴家坪组和长兴组/大隆组(陈建平等,2018)。梁山组总体上为潮坪相、滨海沼泽相碎屑岩沉积,厚度在数米至数十米之间,总体呈现从盆地周缘向盆内逐渐减薄的趋势(张健等,2018;陈宗清,2007;黄涵宇等,2017)。栖霞组与茅口组沉积期,四川盆地总体上为开阔台地沉积,

局部为台内滩(梁狄刚等,2009;赵宗举等,2012;胡明毅等,2010;许国明等,2015;周进高等,2016;厚刚福等,2017;黄涵宇等,2017;黎荣等,2019)。中二叠世末期发生的东吴运动导致四川盆地整体抬升剥蚀,晚二叠世的沉积环境比较复杂,与中二叠世相比发生了巨大变化(梁狄刚等,2009;陈宗清,2011)。总体上,随着古地理格局自南西向北东由陆过渡为海,龙潭组/吴家坪组沉积相呈现出从河流沼泽相、近海湖盆/三角洲相到浅水陆棚相、海湾潟湖相/深缓坡滞留海相(梁狄刚等,2009),或者从河流沼泽相、潮坪—三角洲相到开阔台地相、陆棚相(盆地相)(赵宗举等,2012;田雨等,2014)。长兴组沉积时期,四川盆地主体表现为开阔台地相(赵宗举等,2012;田雨等,2014;王一刚等,2009),川东北地区则为海槽/盆地相深水沉积(王一刚等,2006,2009),即大隆组沉积(王一刚等,2006;夏茂龙等,2010)。

2 地层特征

四川古蔺芭蕉村剖面位于四川盆地南部地区(图1),可见二叠系梁山组、栖霞组、茅口组与长兴组较完整出露,龙潭组局部出露,上下地层接触关

系较清楚。下与志留系韩家店组平行不整合接触(图1),上与三叠系夜郎组整合接触。

梁山组为黄褐色钙质泥岩,顶部为钙质胶结的砾岩,厚1.06m,与下伏志留系韩家店组地层、上覆栖霞组均呈不整合接触(图2)。栖霞组地层两分性明显(图2),栖一段厚65.29m,主要为深灰色、灰黑色中厚层状生物碎屑灰岩夹灰黑色薄层状炭质钙质泥岩,中下部发育燧石条带与燧石团块;栖二段厚13.53m,炭质钙质泥岩夹层相对栖一段明显减少,燧石条带或团块不发育,单层厚度变大,以深灰色、灰黑色中厚层状含生物碎屑与生物碎屑泥晶灰岩为主(图2)。茅口组三分性明显(图2),缺失茅四段。茅一段厚49.5m,发育灰黑色中厚层状“眼球状灰岩”,该段总体泥质含量较高,并含少量炭质;茅二段厚44.8m,以灰色厚层状生物碎屑泥微晶灰岩为主,底部发育灰黑色中厚层状生物碎屑灰岩,整体相对茅一段微晶、粉晶以及亮晶胶结结构较发育,泥质含量较少,局部发育燧石团块,底部见叠层石发育;茅三段厚34.19m,以灰色、深灰色厚层状生物碎屑泥微晶灰岩、颗粒亮晶灰岩为主,局部发育大量硅质团块,总体出露不全,颜色相对较浅,顶部与上二叠统龙潭组界线未见。

龙潭组地层整体出露较差,中下部仅见零星出露,厚约55.12m(图2)。川南地区在二叠纪龙潭期沉积了一套稳定的海陆过渡相煤系地层(郭正吾等,1996)。区调资料显示,相邻地区的叙永石梁子与桐梓黑石溪龙潭组均为海陆过渡相,底部发育残积层与茅口组呈假整合接触。南部的叙永石梁子龙潭组剖面为黑色页岩、凝灰质页岩夹煤层,西北部的桐梓黑石溪龙潭组剖面为深灰色泥岩、硅质岩夹煤层,由南向北水体变深,煤层减少。古蔺芭蕉村剖面龙潭组总体以碎屑岩为主,与长兴组的泥页岩呈整合接触。长兴组可划分为下部泥岩段与上部灰岩段(图2),底部发育灰黑色泥岩夹灰岩透镜体,其上为风化呈黄褐色的钙质泥岩与灰色厚层状泥粉晶生物碎屑灰岩组合,再向上以深灰色中厚层状生物碎屑泥晶灰岩夹泥质条带、泥岩的类型,局部呈灰黑色炭质钙质泥岩。

3 沉积特征

Flügel(2004)指出基于薄片微相反映沉积环境和控制因素的研究,需要对具有相同组分的单元,将微相再进一步划分;微相的划分,不仅要求综合

分析小尺度的微相资料和较大尺度的岩相、生物相标志,在此过程中,还需要专门研究岩石的结构、组分和生物特征,并与标准微相类型(SMF)进行对比。此次研究以野外和薄片的基本岩石定名为基础,通过系统地元素地球化学与同位素分析,对沉积环境及演化特征进行研究。

3.1 梁山组

黄涵宇等(2017)认为川南古蔺地区在中二叠世开始沉积时仍为古陆,缺失梁山组。古蔺芭蕉村剖面巨厚层灰岩与志留系韩家店组黄绿色页岩之间发育一套碎屑岩沉积(图3A),岩性主要为黄褐色钙质泥岩,顶部为钙质胶结的砾岩,本文认为属梁山组滨岸相沉积。

3.2 栖霞组

栖霞组一段主要发育生物碎屑泥晶灰岩与泥晶生物碎屑灰岩(图4A)。底部发育白云质泥粉晶灰岩(图4B),为海侵初期潮上浅水环境的产物;其上发育深灰色、灰黑色中厚层状泥晶生物碎屑灰岩(图4A)、泥晶灰岩与生物碎屑泥晶灰岩夹灰黑色薄层状炭质钙质泥岩(图3B),灰岩间夹燧石条带与燧石团块。泥晶生物碎屑灰岩以泥晶基质为主,表明沉积时的水动力条件较弱,生物碎屑含量约60%~70%,发育个体完整的瓣和小型有孔虫,沉积水体较浅,生物碎屑总体较破碎、紊乱分布且无分选(图4A),代表中缓坡开阔海沉积(Flügel,2004)。向上发育含少量小型有孔虫和生物碎屑的泥晶灰岩与生物碎屑泥晶灰岩,代表快速海侵形成的潮下低能环境,由开放性沉积水体快速变为局限,为滩后泻湖沉积。中上部主要为灰色—深灰色中厚层状生物碎屑泥晶灰岩与泥晶生物碎屑灰岩,基质主要为泥晶,局部发育灰黑色炭泥质纹层,并见生物扰动构造,生物碎屑表面发育明显的微生物钻孔,整体表明沉积水体较浅而局限安静,形成于受潮水冲洗的内缓坡低能滩中(Flügel,2004)。根据牟传龙(2022)提出的相划分方案,栖霞组一段总体属于碳酸盐岩缓坡相的内—中缓坡亚相,主要发育低能滩、滩间海与滩后泻湖次相。栖霞组二段炭质钙质泥岩夹层相对下段明显减少,燧石条带或团块不发育,单层厚度变大,以深灰色、灰黑色中厚层状含生物碎屑与生物碎屑泥晶灰岩为主(图3C,图4C),底部发育白云石化作用,指示沉积水体相对下段变浅,为潮上浅水沉积;其上主要为水体循环较好环境下形成的泥晶生物碎屑灰岩与含生物碎屑泥晶灰

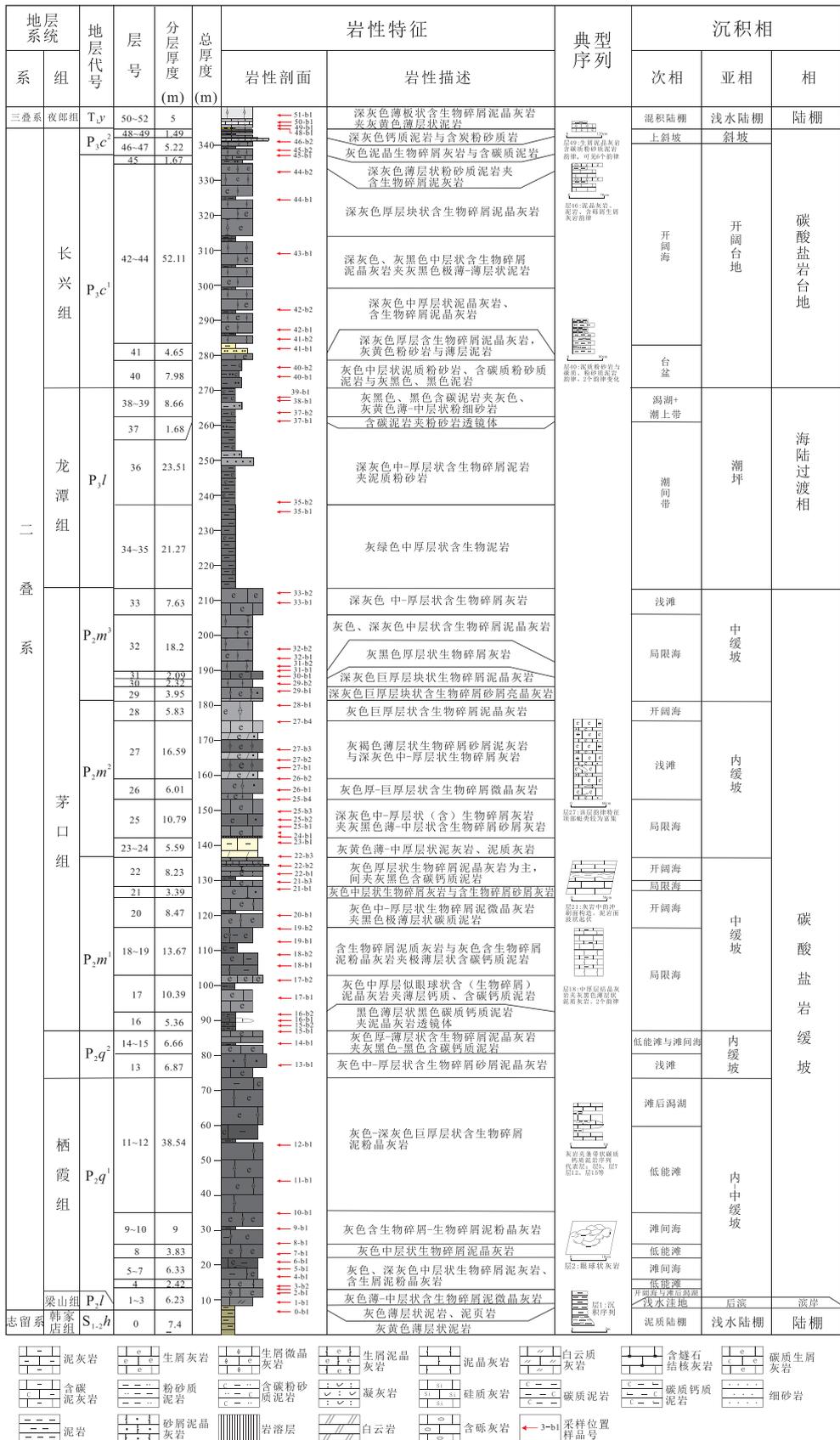
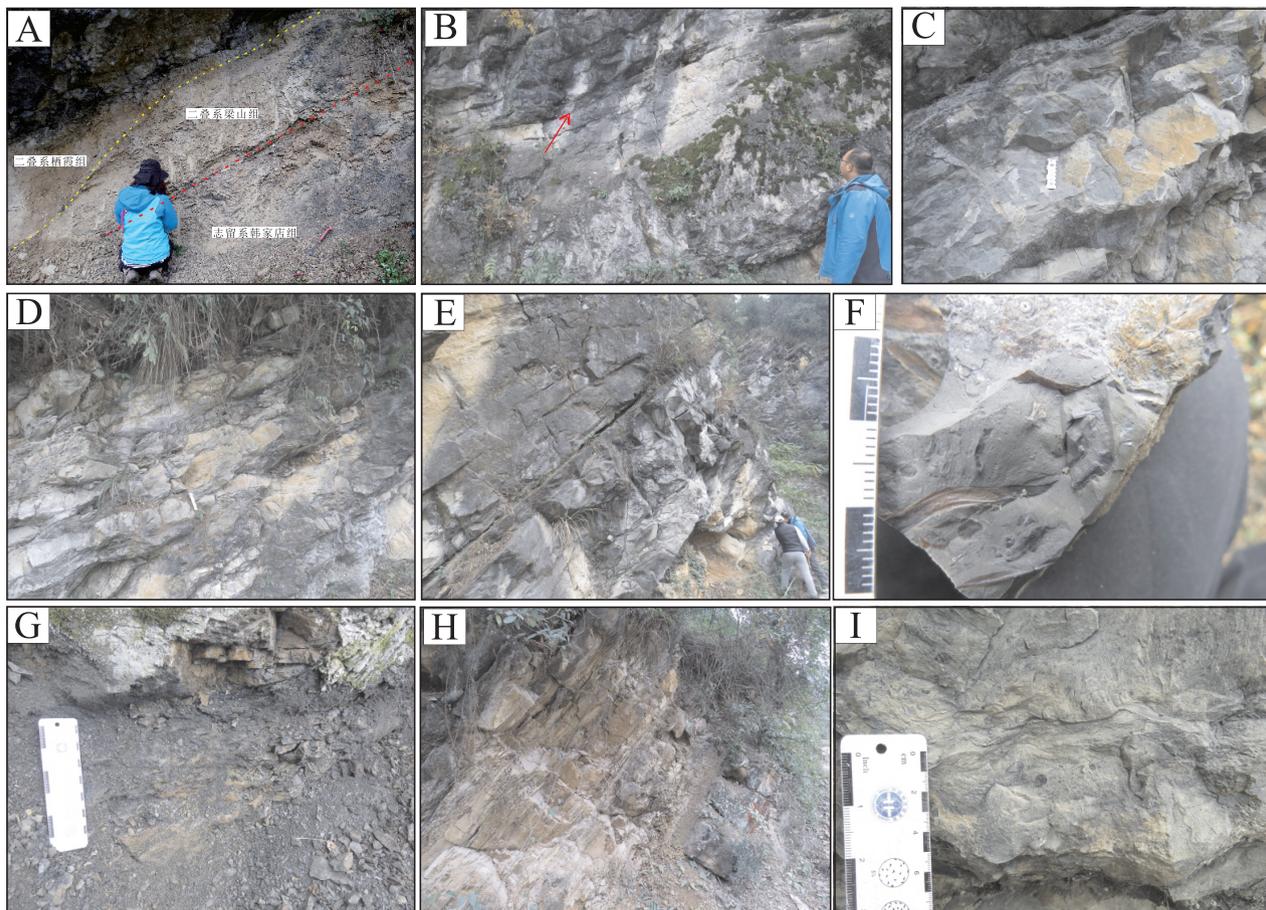


图2 四川古蔺芭蕉村二叠系地层与沉积特征柱状图

Fig. 2 Permian stratigraphy and sedimentary characteristics of Bajiacun profile, Gulin, Sichuan



A. 梁山组宏观与下伏地层不整合接触特征; B. 栖霞组一段深灰色厚层状生物碎屑灰岩, 夹灰黑色薄层状炭质泥岩(箭头指向处); C. 栖霞组二段深灰色厚层状灰岩; D. 茅口组底部“眼球状”灰岩; E. 茅口组二段中厚层状灰岩; F. 龙潭组粉砂质泥岩中发育植物碎片; G. 龙潭组顶部热液烘烤特征; H. 长兴组底部泥岩与粉砂岩宏观; I. 长兴组上部砾岩。

图3 川古蔺芭蕉村二叠系沉积特征

Fig. 3 Sedimentary characteristics of Permian rocks of Bajiaocun profile, Gulin, Sichuan

岩,生物碎屑以亮晶为主,具有明显的磨蚀特征(图4C),且发育生物钻孔,代表内缓坡的浅滩与滩间海沉积。见灰岩中硅质呈硅化生物碎屑的类型,以及在硅质团块中见钙质残余和骨针化石,说明栖霞组硅质团块或条带为交代成因,可能与热液有关(周新平等,2012)。古蔺芭蕉村剖面栖霞组总体为碳酸盐缓坡沉积,主要发育内缓坡和中缓坡的静水沉积,少量的浅滩沉积。

3.3 茅口组

茅口组一段以灰黑色中厚层状“眼球状灰岩”为主,“眼球”主要为含生物碎屑与生物碎屑泥微晶灰岩,底部为灰黑色薄层状炭质钙质泥岩夹灰色、灰黑色透镜状生物碎屑泥晶灰岩,该段总体泥质含量较高,并含有一定的炭质(图3D)。“眼球状”构造属于碳酸盐岩缓坡的沉积构造(刘小洪等,2017),为中缓坡环境沉积(万秋和李双应,2011;钟

怡江等,2014)。主要发育中缓坡的局限海环境的泥晶生物碎屑灰岩、含生物碎屑泥晶灰岩与生物碎屑泥晶灰岩,灰岩中以泥晶基质为主,灰岩间发育灰黑色薄层状富有机质泥岩,表明沉积水体较安静(图4D);生物碎屑具有原地埋藏的与一定距离搬运沉积的类型,发育个体较大的底栖有孔虫和藻粘结的特征,以及藻类孢子的钙质小球粒。茅口组一段总体属于中缓坡的开阔海与局限海次相。茅口组二段以灰色、深灰色厚层状生屑泥微晶灰岩为主,相对于一段,灰岩较发育微晶、粉晶以及亮晶胶结结构,泥质含量较少,呈稳定的中厚层状(图3E),局部发育燧石团块;发育绿藻灰岩,底部见叠层石发育(图4E),代表内缓坡局限海环境沉积;其上为广泛发育粗枝藻的粗枝藻泥晶灰岩,粗枝藻具有明显的成层性,个体完整,形成于适合于光合作用的浅水浅滩环境。茅口组三段底部主要为粉晶

白云岩(图3F)与生物碎屑-砂屑亮晶灰岩(图4G)组合,以灰色、深灰色厚层状生物碎屑泥微晶灰岩、颗粒亮晶灰岩为主,发育有孔虫,形态完整、泥晶结构的鲕,破碎的、亮晶结构的棘屑,以及钙质小球粒,并见生物扰动构造,为中缓坡的局限海与浅滩沉积。局部发育大量硅质团块,镜下表现为硅质岩中含有少量生物碎屑与钙质组分残余,说明与栖霞组相似,硅质团块或条带可能为受热液影响的交代成因。茅口组灰岩中生物碎屑和生物化石类型与栖霞组相似,局部富集砂屑、少量的砾屑与藻。古蔺芭蕉村剖面茅口组总体为碳酸盐缓坡沉积,茅一段和茅三段主要为中缓坡沉积,茅二段的沉积水体较浅,发育内缓坡的浅滩,形成了水体较动荡环境下的生物碎屑泥晶灰岩与亮晶生物碎屑灰岩。

3.4 龙潭组

古蔺芭蕉村剖面龙潭组下部见灰绿色中层状粉砂质泥岩发育,含有植物碎片(图3F),发育含炭粉砂质泥岩,纹层状构造发育,含有一定的海绿石与菱铁矿。上部发育劣质薄煤层,在大量的凝灰岩层内发育铁质与硅质结核、团块,具有受热液烘烤的特征(图3G)。顶部发育白云岩(图4H)与弱白云岩化的藻灰岩组合,并含少量的燧石。整体属于海陆过渡相沉积,由下向上沉积水体逐渐加深,为潮坪-潟湖沉积。

3.5 长兴组

长兴组底部发育灰黑色泥岩夹灰岩透镜体(图3H),主要为含硅质放射虫泥岩(图4I)与粉砂质泥岩夹泥晶灰岩、生物碎屑泥晶灰岩,为水体较深的碳酸盐岩开阔台地内台盆沉积。其上为风化呈黄褐色的钙质泥岩与灰色厚层状泥粉晶生物碎屑灰岩组合,属于较深水环境中的泥岩向碳酸盐岩沉积过渡的类型。再向上为深灰色中厚层状生物碎屑泥晶灰岩夹泥质条带、泥岩的类型,局部呈灰黑色炭质钙质泥岩;灰岩基质以泥晶为主,藻粘结作用明显,局部见 *Gymnocodiacean* 藻碎片富集,表明形成于水体安静的滩间海环境(Flügel, 2004)。上部(层46)发育厚约1m含砾屑生物碎屑灰岩(图3I),砾屑呈椭球状、竹叶状,具粒序构造;之上为深灰色中层状泥晶生物碎屑灰岩、生物碎屑泥晶灰岩夹灰黑色薄层状钙质泥岩,顶部发育含炭粉砂质泥岩,灰岩中见个体完整且较小的菊石,且发育陆源碎屑泥,以及代表沉积水体较深的结核状结构(Flügel, 2004),表明沉积水体较深,为斜坡亚相沉积。整体

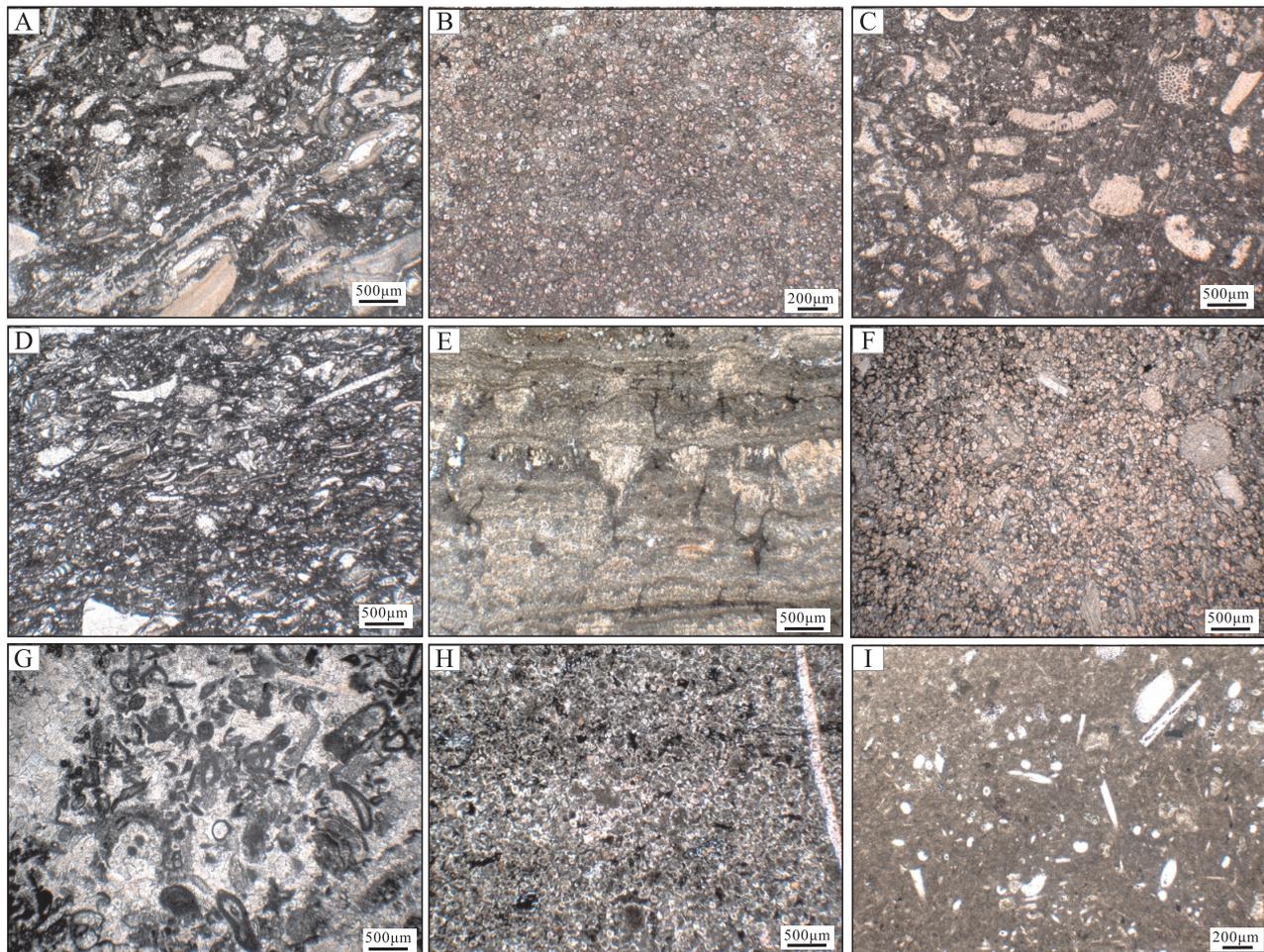
表现为由下向上,水体逐渐变浅再逐渐加深的特征。因此,长兴组下部主要为台内深水沉积,上部主要为开阔海沉积,顶部出现斜坡环境。

在古蔺芭蕉村二叠系实测剖面的附近,受人为剥露,露头岩性清晰,作为该二叠系实测剖面的辅助剖面。其中,长兴组下部为灰岩夹炭质泥岩、泥质粉砂岩,泥质含量较高,灰岩层较薄,以薄-中层状为主,代表沉积水体相对较深的特征。顶部发育含砾泥晶灰岩与生物碎屑亮晶灰岩,代表台内斜坡-台洼边缘高能滩沉积特征。由此可见,四川古蔺地区二叠系长兴组沉积水体相对较深。

4 元素地球化学特征

四川古蔺芭蕉村二叠系共采集53件元素地球化学样品,其 $\Sigma(\text{CaO} + \text{MgO} + \text{LOI})$ 介于46.67%~99.75%,平均为89.24%;泥岩和粉砂岩主要分布在龙潭组和长兴组,总体表现为主量元素分布受沉积环境控制的特征。栖霞组共14件样品,整体表现为碳酸盐岩组分发育,而底部和顶部陆源碎屑组分较高的特征。下伏梁山组陆源碎屑组分明显较高,由下向上碳酸盐岩组分增加。茅口组共19件样品,整体表现为以碳酸盐为主而陆源碎屑组分较低的特征,其中茅三段陆源碎屑组分最低,茅二段MgO含量最高。龙潭组4件样品,整体表现陆源碎屑组分高,碳酸盐岩组分低的特征,且 TFe_2O_3 含量高,岩石矿物学表现为含有大量海绿石等富铁矿物的特征。长兴组共14件样品,整体表现为底部以陆源碎屑组分为主,上部以碳酸盐岩组分为主的特征, P_2O_5 与MnO含量明显比中二叠系统高, TFe_2O_3 含量也较高,可能是受还原环境中发育较多的黄铁矿影响。

微量元素主要对反映沉积环境的Zr、Cu、Cr、V、Co、Mo、Sr、Ba及B进行了分析。栖霞组与茅口组的Zr、Cu、Cr、Ni、V、Co与Ba明显较低,而Sr含量明显富集;梁山组与龙潭组则与之相反,贫Sr而富Zr、Cu等特征明显;尤其是龙潭组碎屑岩中Zr、Cu、Cr、Ni、V、Co最为富集,而梁山组中Ba与B含量最高;长兴组下部泥岩中Cu、Cr、V与Ba元素最为富集,Zr、Ni、Co、Mo与Sr元素也较富集,而长兴组上段碳酸盐岩中反映陆源碎屑组分的Zr、Cu等元素与反映海水沉积的Sr元素均较富集,其中Zr、Cu等元素比龙潭组低,而明显比栖霞组和茅口组高,Sr元素明显比龙潭组和梁山组高,比栖霞组和茅口组二段与三段稍高,仅比茅口组一段稍低,反映出长兴组为陆



A. 泥晶生物碎屑灰岩, BJP-4-b1, 单偏光; B. 白云质泥粉晶灰岩, BJP-1-b1, 单偏光; C. 生物碎屑泥晶灰岩, BJP-14-b1, 单偏光; D. 生物碎屑泥微晶灰岩, BJP-19-b2, 单偏光; E. 叠层石, BJP-23-b1, 单偏光; F. 粉晶白云岩, BJP-29-b1, 单偏光; G. 生物碎屑 - 砂屑亮晶灰岩, BJP-29-b2, 单偏光; H. 白云岩, BJP-38-b1, 单偏光; I. 含硅质放射虫泥岩, BJP-40-b1, 单偏光

图4 四川古蔺芭蕉村剖面二叠系岩石类型特征

Fig. 4 Characteristics of Permian rocks of Bajiaocun profile, Gulin, Sichuan

源碎屑组分较高的海相沉积。

稀土元素的分布在不同层位差别较大,也是受沉积环境的影响。栖霞组与茅口组的稀土总量(Σ REE)明显比北美页岩稀土总量低,说明栖霞组与茅口组沉积过程中总体受陆源碎屑物质的影响较小;梁山组的稀土总量较北美页岩高,代表海侵初期的沉积;龙潭组稀土元素含量相对最高,明显比北美页岩稀土总量高,说明龙潭组沉积过程中总体受陆源碎屑物质的影响较大。长兴组稀土元素含量比北美页岩稀土总量稍高,说明长兴组沉积过程中总体受陆源碎屑物质的影响较大,且底部泥岩的稀土总量与龙潭组相当,上部灰岩中较低,但相对二叠系中统较高,说明上部灰岩段受陆源碎屑影响比中二叠统灰岩较强。

5 同位素特征

5.1 碳氧同位素特征

虽然碳酸盐岩的氧同位素组成可能与沉积相(如温度、盐度等)有关,但除一些非常极端的情况以外, $\delta^{18}\text{O} < -8\text{‰}$ 的样品基本上可以认为其显著受到了非海相成岩环境流体的影响(黄思静等, 2017)。古蔺芭蕉村剖面二叠系碳氧同位素的相关系数为0.33,表现为受一定成岩作用的影响。以 $\delta^{18}\text{O} > -8\text{‰}$ 为标准,此剖面所采制分析的63件碳氧同位素样品中,只有21件可用作判断沉积环境(表1),主要分布在茅口组,其中 $\delta^{18}\text{O} > -7.5\text{‰}$ 的样品全部只分布在茅口组二段中。总的来说,受成岩流体的影响,此剖面的碳氧同位素已不能很好地反映沉积水体的特征。因此,通过此次碳氧同位素

表1 四川古蔺芭蕉村二叠系碳、氧、锶同位素与元素比值特征

Table 1 Isotopic values of carbon, oxygen and strontium and element ratios of Permian rocks of Bajiaocun profile, Gulin, Sichuan

样号编号	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	Z 值	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	MgO/CaO	V/(V + Ni)	Ni/Co	V/Cr	Sr/Ba
BJP-1-b1					0.68	0.73	2.34	1.63	0.65
BJP-1-b2					0.59	0.74	3.37	1.82	1.23
BJP-2-b1	1.36	-10.4		0.709074	0.02	0.78	6.47	3.24	53.17
BJP-3-b1	2.42	-9.08	127.74	0.707820	0.02	0.76	2.89	1.69	31.75
BJP-4-b1	2.67	-8.36	128.60	0.707494	0.02	0.92	5.29	2.88	47.50
BJP-5-b1	2.86	-8.27	129.04	0.707432	0.02	0.72	8.68	2.13	88.94
BJP-6-b1	4.35	-7.87	132.28	0.707327	0.01	0.55	3.54	1.04	31.95
BJP-7-b1					0.18	0.80	12.93	1.95	73.38
BJP-8-b1	3.63	-7.99	130.75	0.707370	0.03	0.82	9.06	2.96	349.56
BJP-9-b1	3.19	-7.75	129.98	0.707430	0.02	0.75	4.68	3.25	68.08
BJP-10-b1	2.51	-9.71	127.60	0.707556	0.01	0.84	2.40	2.00	103.61
BJP-11-b1	2.02	-9.53	126.70	0.707291	0.01	0.78	6.47	2.84	61.65
BJP-12-b1				0.707343	0.01	0.75	4.37	2.07	83.23
BJP-13-b1				0.707276	0.01	0.94	2.10	7.58	10.48
BJP-14-b1	3.20	-8.17	129.78	0.707123	0.01	0.87	3.87	4.31	48.35
BJP-15-b2	2.43	-7.87	128.35	0.707127	0.20	0.87	17.51	2.26	39.91
BJP-16-b2	2.04	-6.88	128.04	0.707103	0.02	0.97	5.58	2.80	27.75
BJP-17-b2	2.02	-7.06	127.93		0.02	0.94	14.71	2.48	41.22
BJP-18-b2	3.28	-6.66	130.70	0.707100	0.02	0.81	10.37	3.95	47.92
BJP-19-b2	1.97	-5.80	128.44		0.04	0.79	17.30	1.51	77.70
BJP-20-b1	2.41	-6.44	129.03	0.707079	0.01	0.90	8.22	4.49	95.76
BJP-21-b2	3.85	-5.60	132.39		0.02	0.85	9.22	2.91	182.28
BJP-23-b1				0.707619	0.00	0.76	4.69	1.43	1.98
BJP-24-b1	3.86	-6.09	132.17	0.707019	0.03	0.77	7.89	3.06	58.05
BJP-25-b1	3.46	-5.77	131.52		0.01	0.78	2.86	2.11	2.40
BJP-25-b2				0.707034	0.12	0.89	14.11	2.26	81.42
BJP-25-b4	4.24	-6.69	132.65	0.707006	0.01	0.80	4.88	3.89	
BJP-26-b2	4.25	-6.70	132.67	0.707040	0.30	0.89	12.89	5.02	334.57
BJP-27-b2	3.59	-6.51	131.42	0.707030	0.14	0.87	11.04	1.61	105.98
BJP-28-b1	4.16	-7.87	131.89	0.707062	0.01	0.89	5.12	3.05	52.42
BJP-29-b1	4.08	-7.91	131.72		0.20	0.92	3.51	1.20	46.42
BJP-30-b1	3.85	-8.37	131.02	0.707105	0.01	0.75	8.03	1.55	33.45
BJP-31-b1	4.25	-7.94	132.06	0.707069	0.01	0.88	2.96	1.21	28.31
BJP-32-b2	4.05	-8.08	131.57	0.707080	0.00	0.91	1.74	1.58	32.63
BJP-33-b2	3.93	-7.92	131.41	0.707066	0.01	0.84	4.49	1.38	33.16
BJP-35-b1					0.60	0.84	4.14	1.20	0.72
BJP-37-b1					2.33	0.51	1.08	1.41	1.95
BJP-38-b1					0.53	0.80	2.46	0.75	2.92
BJP-39-b1					2.54	0.37	1.74	1.62	1.58
BJP-40-b1					1.44	0.74	1.94	1.13	0.66
BJP-40-b2					0.56	0.83	2.06	2.56	2.37
BJP-41-b2				0.707242	0.11	0.91	3.45	1.08	1.44
BJP-42-b1				0.707017	0.03	0.80	3.18	3.51	29.14
BJP-43-b1	2.76	-8.09	128.93		0.01	0.83	3.18	4.26	58.24
BJP-44-b1	2.72	-7.70	129.04	0.707047	0.01	0.90	2.43	13.12	118.65
BJP-45-b1					0.78	0.87	1.56	2.50	3.96
BJP-45-b2	1.35	-9.21	125.49		0.12	0.83	1.64	3.68	36.09
BJP-46-b1	2.27	-8.53	127.70	0.707081	0.02	0.86	2.83	3.08	323.85
BJP-47-b1	1.79	-8.15	126.91	0.707098	0.02	0.89	2.66	3.18	7.41
BJP-48-b1	-1.39	-8.75	120.10		0.03	0.90	1.28	2.51	23.95
BJP-49-b1	0.87	-7.84	125.19	0.707083	0.03	0.89	1.42	2.78	43.28
BJP-49-b2					1.16	0.81	2.09	2.03	3.33
BJP-50-b1	-0.53	-8.54	121.96		0.01	0.70	2.77	4.52	79.35

分析结果,只能对相对变化进行探讨(表1,图5)。

古蔺芭蕉村剖面二叠系碳同位素总体分布较稳定,栖霞组(共8件样品) $\delta^{13}\text{C}$ 介于 $2.02\text{‰} \sim 4.35\text{‰}$,平均为 2.93‰ 。茅口组共19件样品, $\delta^{13}\text{C}$ 介于 $1.97\text{‰} \sim 4.25\text{‰}$,平均为 3.49‰ ,由下向上三个段的平均值分别为 2.59‰ 、 3.93‰ 与 4.03‰ 。茅口组由下向上 $\delta^{13}\text{C}$ 呈增大的趋势,说明茅口组生物富集程度逐渐增加。长兴组共7件样品, $\delta^{13}\text{C}$ 介于 $-1.39\text{‰} \sim 2.76\text{‰}$,平均为 1.48‰ ;长兴组 $\delta^{13}\text{C}$ 较低,可能是受较高陆源碎屑物质和有机碳含量较高的影响。在长兴组与夜郎组之间,明显发生碳同位素的负偏移(表1,图5),进一步验证了通过野外沉积与岩石特征对地层划分的有效性。

受成岩作用影响,氧同位素总体偏负。其中,栖霞组 $\delta^{18}\text{O}$ 介于 $-9.71\text{‰} \sim -7.75\text{‰}$,平均为 -8.46‰ ;茅口组 $\delta^{18}\text{O}$ 介于 $-8.37\text{‰} \sim -5.6\text{‰}$,平均为 -6.96‰ ,由下向上三个段的平均值分别为 -6.41‰ 、 -7.7‰ 与 -8.32‰ ,茅三段 $\delta^{18}\text{O}$ 相对偏负,可能是受岩溶作用影响导致。长兴组 $\delta^{18}\text{O}$ 介于 $-9.2\text{‰} \sim -7.7\text{‰}$,平均为 -8.32‰ 。

5.2 锶同位素

古蔺芭蕉村二叠系剖面共采集33件灰岩样品用于Sr同位素($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)分析(表1,图5)。其中,栖霞组共计13件, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值介于 $0.7123 \sim 0.709074$,平均为 0.707512 ;茅口组共计14件, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值介于 $0.707006 \sim 0.707619$,平均为 0.707101 ;长兴组共计6件, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值介于 $0.707017 \sim 0.707242$,平均为 0.707094 。

栖霞组一段 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值介于 $0.707291 \sim 0.709074$,由下向上呈逐渐减少的特征,平均为 0.707614 ;栖霞组二段 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值较低,介于 $0.707123 \sim 0.707276$,平均为 0.707175 ,由下向上也呈现逐渐减小的特征,整体差别不大。茅口组一段 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值介于 $0.707079 \sim 0.707131$,平均为 0.707094 ,亦呈现由下向上逐渐变小的特征;茅口组二段 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值介于 $0.707006 \sim 0.707621$,平均为 0.707119 ,锶同位素值整体变化不大;茅口组三段 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值介于 $0.707066 \sim 0.707105$,平均为 0.707080 。长兴组灰岩段中,下部 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值介于 $0.707017 \sim 0.707242$,其值由下向上逐渐减小,平均为 0.707102 ,整体数值变化不大;上部 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值介于 $0.707084 \sim 0.707098$,整体数值几乎无波动,平均为 0.707087 。

6 沉积环境的演化

6.1 陆源碎屑组分

古蔺芭蕉村二叠系剖面陆源碎屑物质表现为受沉积环境影响的明显变化,主量元素 SiO_2 与 Al_2O_3 的相关系数为 0.82 ,主要代表陆源碎屑组分特征。

由下部梁山组到栖霞组底部的样品其 SiO_2 、 Al_2O_3 、 TiO_2 及Zr等陆源碎屑组分均较高,且由底向上呈逐渐减少的趋势,至层7处最少,并发育白云岩,至栖霞组二段又逐渐增多(图5),指示栖霞组沉积水体的先逐渐加深又逐渐变浅的波动变化特征。栖霞组一段上部—栖霞组二段中下部,以质地较纯的灰岩为主,底部与顶部泥质含量均较高,代表海侵初期的产物。

茅口组陆源碎屑组分相对栖霞组稍高,总体也呈由下向上先逐渐增加又大量减少的特征(图5)。茅口组一段泥质较高,代表海侵早期的产物,茅口组二段陆源碎屑组分最高,指示由下向上表现为水体逐渐变浅的特征。茅口组三段多以纯灰岩为主,而底部陆源碎屑物质较高,代表海侵的产物,向上水体逐渐加深,陆源碎屑组分逐渐减少。

龙潭组以陆源碎屑物质为主,水体波动较大。长兴组底部泥质含量较高,最底部发育硅质放射虫泥岩,代表水体最深的台盆沉积,总体陆源碎屑组分较高(图5),指示海侵初期的产物;上部灰岩段陆源碎屑物质也较高(图5),指示其沉积环境与中二叠统干净水体的碳酸盐岩沉积不同,可能是受台内洼陷古地理环境的影响,沉积物表现为灰岩夹薄层泥岩的特征。

6.2 氧化还原条件

由氧化还原指标元素V和Mo等的特征总结可知,在栖霞组由下向上逐渐表现为还原性逐渐增加又降低的特征,与陆源碎屑组分反映沉积水体先变深再变浅的特征相互印证(表1,图5)。茅口组沉积水体的还原性相对栖霞组较强,且由下向上逐渐减弱,指示沉积水体由下向上逐渐变浅的特征,尤其是Mo元素反映茅口组一段较强还原性的特征,与茅口组一段发育黑色页岩相符。长兴组底部表现出还原性最强的特征,向上逐渐变弱,但仍相对上下地层较强的特征,与沉积特征相符,均反映其沉积水体较深。

根据Tribovillard et al. (2006)、林治家等(2008)与Baioumy和Lehmann(2017)的研究结果,

选择反映氧化还原条件的指标包括: $V/(V + Ni)$ 、 V/Cr 与 Ni/Co (表1,图5)。 Ni/Co 比值在栖霞组介于 2.1 ~ 17.5, 平均为 6.45, 整体呈弱还原环境; 在茅口组介于 1.74 ~ 17.29, 平均为 7.87, 整体呈相对弱还原的环境; 在龙潭组介于 1.08 ~ 4.41, 平均为 2.35, 整体以氧化环境为主, 氧化还原性波动性较强, 与海陆过渡相的沉积背景相符; 长兴组的还原性相对较弱, 介于 1.28 ~ 3.45, 平均为 2.28。 V/Cr 在栖霞组介于 1.04 ~ 7.58, 平均为 2.87, 整体主要呈弱还原环境; 在茅口组介于 1.2 ~ 5.2, 平均为 2.42, 整体呈强弱还原的环境; 在龙潭组介于 0.75 ~ 1.62, 平均为 1.24, 整体以氧化环境为主, 氧化还原性波动性较强; 长兴组的还原性相对较强, 介于 1.08 ~ 13.11, 平均为 3.49, 底部表现的还原性最强, 与台盆沉积环境相符。 $V/(V + Ni)$ 在栖霞组介于 0.55 ~ 0.94, 平均为 0.80, 整体呈还原环境; 在茅口组介于 0.75 ~ 0.97, 平均为 0.85, 整体呈强还原的环境, 其中底部还原性最强; 在龙潭组介于 0.37 ~ 0.84, 平均为 0.63, 氧化还原性波动性较强; 长兴组的还原性也较强, 介于 0.74 ~ 0.91, 平均为 0.85, 底部表现的还原性最强, 与台盆沉积环境相符。总的来看, 栖霞组以弱还原—还原环境为主, 茅口组相对栖霞组还原性较强, 为弱还原—还原环境, 龙潭组波动性较强, 氧化—还原环境均有, 长兴组总体还原性较强, 底部还原性最强。

6.3 古水深

前人通过对各种元素的研究与验证, 得出较为准确的方法来反映古水深。 Sr 和 Ba 溶解度的不同, 可通过 Sr/Ba 值可对盐度进行判别, Sr/Ba 值越大, 沉积水体较深(许中杰等, 2012)。

栖霞组 Sr/Ba 值介于 10.48 ~ 349.56, 平均为 77.97, 梁山组 2 件样品分别为 0.65 与 1.23, 栖霞组层 9 处达 349.56; 茅口组介于 1.98 ~ 334.57, 平均为 71.3, 在层 19—层 21 处较深, 在层 25—层 26 处表现为最深; 龙潭组 Sr/Ba 值较低, 介于 0.72 ~ 2.92, 平均为 1.79; 长兴组 Sr/Ba 值变化较大, 介于 0.66 ~ 323.85, 平均为 50.18, 在层 46 处表现最大值。总体表现为梁山组的沉积水体和龙潭组沉积水体最浅(表1,图5), 与沉积特征反映的沉积环境基本相符。

6.4 古海平面变化

在全球海平面变化的研究中, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值具有相当重要的参考意义(叶法丞等, 2015)。壳原锶具

有较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值(0.7119; Palmer 和 Edmond, 1989), 陆壳风化作用等产生的输入物质的增加会导致海水 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值的升高; 幔源锶具有较低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值(0.7035; Palmer 和 Elderfield, 1985), 洋中脊热液循环等地幔物质供给的增多会导致海水 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值的降低。上扬子地区二叠系碳同位素值偏正, 与海侵作用造成缺氧环境导致有机碳富集有关(黄思静, 1994; 李朋威等, 2010), 因此, 碳同位素的特征可反映二叠系海平面变化, 海洋碳酸盐岩的碳同位素值与海平面的升降呈正相关关系。

栖霞组底部的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值最高, 为 0.709074, 主要是受较高陆源碎屑物质的影响, 同时碳同位素较低, 为 2.42‰, 代表海侵初期陆源碎屑较高, 海平面相对较低。栖霞组一段由下向上 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 呈逐渐减小又显微增加的特征, 在层 6 处 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值为 0.707327, 碳同位素较高, 为 4.35‰, 代表此时海平面较高; 随后, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值再次呈现逐渐减小的特征, 而碳同位素值也逐渐减小, 至栖霞组一段顶部 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值低至 0.707291, 代表海侵达到最大, 而碳同位素较低可能是受逐渐增多的有机质影响。栖霞组二段 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值相对一段较低, 碳同位素相对一段顶部较高, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值较低应主要是与泥岩夹层不发育有关, 沉积水体整体较稳定, 海平面相对栖霞组一段顶部应较低。

茅口组 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值相对栖霞组较低, 碳同位素较高, 整体代表海平面相对栖霞组较高。茅口组一段 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值较高, 主要是受较多陆源碎屑泥的影响, 且有机质含量较高, 则碳同位素较低; 茅口组二段 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值较低, 碳同位素较高, 此段陆源碎屑物质在灰岩中相对较高, 考虑到燧石团块在此段发育, 则沉积水体较稳定, 且相对茅口组一段较浅; 茅口组三段 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值较低, 碳同位素也相对较高, 其硅质团块十分发育, 造成锶同位素值较低, 而陆源碎屑物质相对二段较少, 则沉积水体相对二段应较深。

龙潭组为典型的海陆交互相沉积, 发育煤层, 则其海平面相对较低。长兴组底部发育水体较深的泥岩沉积, 逐渐过渡为灰岩夹泥岩的沉积, 代表强烈海侵之后逐渐变浅的特征。长兴组灰岩段 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值相对二叠系中统较低, 碳同位素也较低, 而其陆源碎屑组分较高, 硅质团块不发育, 且由下向上 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值逐渐变大, 碳同位素明显偏负, 说明其沉积水体由下向上逐渐变浅, 且海平面相对中二叠统应较浅。

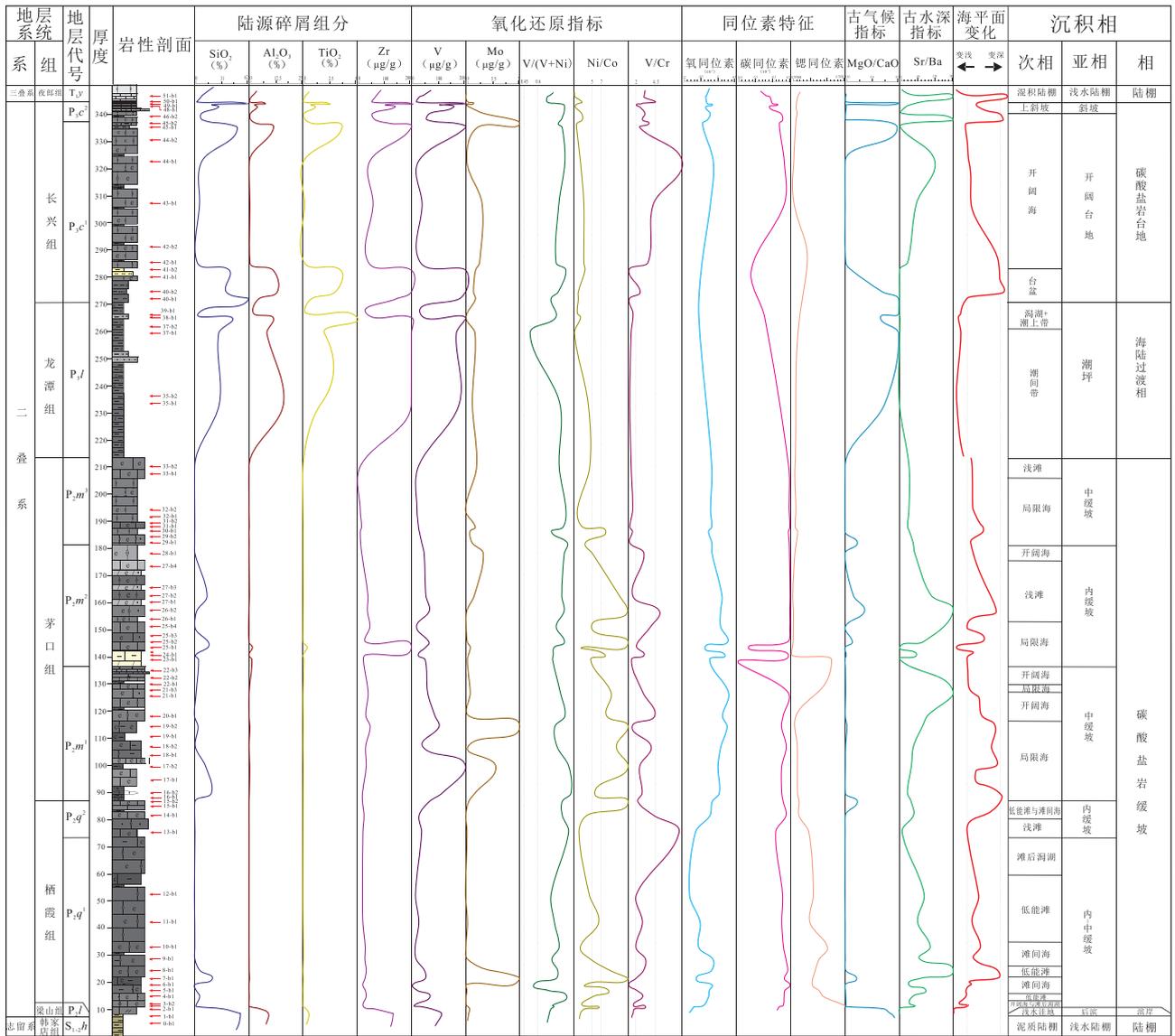


图5 四川古蔺芭蕉村二叠系沉积环境指示标志与演化特征

Fig.5 Depositional environment indicator and evolution characteristics of Permian in Bajiaocun profile, Gulin, Sichuan

6.5 古气候

MgO /CaO 比值对气候变化具有较好的指示作用,通常可以反映干热或潮湿的气候(王随继等,1997)。栖霞组 MgO /CaO 比值介于 0.008 ~0.20,平均为 0.04,梁山组 2 件样品比值较高。茅口组介于 0.004 ~0.3,平均为 0.05,龙潭组介于 0.53 ~2.54,平均为 1.5;长兴组介于 0.012 ~1.44,平均为 0.33。总的来说,古蔺芭蕉村剖面二叠系沉积期气候由潮湿逐渐干燥,栖霞组与茅口组二段环境最潮湿,长兴组气候较干燥(表 1,图 5)。

综上所述,四川古蔺芭蕉村剖面以中二叠统梁山组滨岸沉积伊始,开始海侵形成栖霞组碳酸盐岩沉积,以缓坡相为主,整体由下向上水体先变深又

变浅,划分为内缓坡—中缓坡亚相,呈缺氧—贫氧环境。茅口组底部又一次海侵,以继承栖霞组沉积环境为特征,发育缓坡相沉积,在茅口组一段水体最深,向上逐渐变浅,为中缓坡亚相,茅二段内缓坡亚相中发育浅滩次相,茅口组总体相对下部地层还原性较强,呈缺氧—贫氧环境。龙潭组沉积水体最浅,氧化环境为主,发育潮坪—潟湖沉积。长兴组底部沉积水体最深,以台盆次相为主,向上过渡为开阔海次相,上段总体相对二叠系中统沉积水体较浅,整体呈缺氧—贫氧环境。

7 认识与思考

四川古蔺芭蕉村二叠系中统栖霞组和茅口组

属于碳酸盐岩缓坡沉积,与川西、川中地区发育碳酸盐台地及台地边缘高能滩、台内滩具有明显差异。后者十分发育厚层状滩相白云岩(田景春等,2014;杨光等,2015;胡安平等,2018),而古蔺芭蕉村中二叠统栖霞组和茅口组主要为灰色、深灰色生物碎屑泥晶灰岩、泥晶生物碎屑灰岩、生物碎屑泥灰岩,生物颗粒为主,其他颗粒类型很少发育,并普遍发育薄层状黑色泥岩,且“眼球状”构造发育,沉积水体较稳定,呈缺氧-贫氧的特征。四川盆地中二叠统栖霞组、茅口组在川东北、川东至川东南、川南地区均未见连续的礁滩相发育,只有零星分布的台内生物碎屑滩(胡明毅等,2010;向娟等,2011;赵宗举等,2012;许国明等,2015;黄涵宇等,2017),局部见台内藻礁发育(罗冰等,2015),且四川盆地中二叠统沉积时地貌西高东低(赵宗举等,2012;杨光等,2015;黄涵宇等,2017),多位学者将四川盆地中二叠统栖霞组、茅口组划分为浅水开阔台地与深水开阔台地(胡明毅等,2010;向娟等,2011;黄涵宇等,2017),间接说明四川盆地中二叠沉积期,古地貌由西向东具有低角度倾斜的特征。因此,四川古蔺芭蕉村地区中二叠统栖霞组和茅口组应为碳酸盐岩缓坡沉积,以中缓坡沉积为主,前人将此区域划分为较深水开阔台地相(胡明毅等,2010;黄涵宇等,2017)。万秋和李双应(2011)、刘小洪等(2017)也认为中扬子与川西地区的栖霞组、茅口组为缓坡沉积,并详细地描述了碳酸盐岩缓坡相的特征。碳酸盐岩缓坡与台地沉积的差异之一即台地在台缘地带多具连续分布的礁体,而缓坡则缺乏连续分布的生物礁;前者相对后者主要为生物颗粒而缺乏其他颗粒沉积;且前者沉积水体相对平静,水体动荡不频繁(刘小洪等,2017)。现有的大量研究成果证实,除了非暖水碳酸盐沉积区,只要有充足的堆积时间,碳酸盐缓坡向台地转化是绝大多数浅水碳酸盐沉积演化的总趋势(姜在兴,2003),因此,在古蔺芭蕉村剖面的垂向序列上,水体较浅、相对高能的沉积主要分布在栖霞组、茅口组的上部。总体来说,四川盆地中二叠统栖霞组、茅口组由东向西为碳酸盐岩缓坡逐渐向台地演化的特征;受西高东低的地貌影响,碳酸盐岩台地主要发育在四川盆地的西部。

茅口组的岩溶缝洞型灰岩储层在四川盆地广泛发育,尤其是泸州—开江古隆起区最为发育(郝毅等,2020b)。四川古蔺芭蕉村剖面位于泸州—开

江古隆起南侧,根据桑琴等(2012)的研究结果,此区域未发育岩溶作用。而在此剖面中,茅口组三段中具有大型的溶蚀孔洞,岩石薄片广泛发育后期溶蚀缝洞,且多个样品表现为白云岩化的特征,推测四川古蔺地区二叠系茅口组发育岩溶作用,有可能形成岩溶缝洞型储层。而龙潭组底部发育的白云岩与凝灰岩层共生,可能与峨眉山玄武岩热液改造有关(陈轩等,2012)。

古蔺芭蕉村剖面二叠系长兴组的底部发育水体较深的台盆相沉积,表现为灰黑色泥岩夹薄层状泥晶灰岩的特征,泥岩中发育硅质放射虫,沉积水体表现为明显的缺氧性。赵宗举等(2012)在相邻的古蔺麻渊村长兴组中发现台内洼地亚相沉积,表现为泥质灰岩、钙质泥岩夹生物碎屑泥晶灰岩沉积,见风暴成因的泥晶生物碎屑灰岩透镜体以及薄壳生物碎屑化石等反映较深水环境的沉积特征和古生物。此次研究中,在古蔺芭蕉村二叠系长兴组的辅助剖面中,也发现风暴成因的泥晶生物碎屑灰岩与台洼边缘环境中的含砾泥晶灰岩与生物碎屑亮晶灰岩。另外,蒋裕强等(2019)认为长兴组发育重庆—綦江台洼。因此,环台洼或台盆可能是礁滩发育的有利区,接下来应加强此台内洼陷与环台洼高能带的研究。

最后,在古蔺芭蕉村二叠系剖面中,中统栖霞组、茅口组与上统长兴组均可见大量的沥青质充填,以充填生物化石和裂缝为主,在生物碎屑泥晶灰岩、泥晶生物碎屑灰岩中普遍发育。考虑到栖霞组、茅口组灰岩中广泛发育黑色泥岩夹层和富有机质的泥灰岩,与龙潭组富有机质页岩夹煤层的发育,以及长兴组底部台盆相黑色页岩的发育,由此可见,四川古蔺地区二叠系具备形成古油藏的可能。

8 结论

(1)四川古蔺芭蕉村二叠系剖面发育中二叠统梁山组、栖霞组和茅口组与上二叠统龙潭组和长兴组地层。梁山组为滨岸碎屑岩沉积,栖霞组与茅口组发育碳酸盐岩缓坡沉积,以中缓坡为主,龙潭组为海陆过渡相的含煤岩系,长兴组为发育较深水台盆的开阔台地沉积。

(2)四川古蔺芭蕉村剖面从梁山组沉积伊始至栖霞组开始海侵,整体由下向上水体先变深又变浅,呈缺氧—贫氧环境;茅口组底部又一次海侵,以继承栖霞组沉积环境为特征,在茅口组一段水体最

深,向上逐渐变浅,相对下部地层还原性较强,呈缺氧—贫氧特征;龙潭组沉积水体最浅,氧化环境为主,局部潟湖沉积呈还原环境;长兴组底部沉积水体最深,整体呈缺氧—贫氧特征。

(3)四川盆地中二叠统栖霞组、茅口组由东向西为碳酸盐岩缓坡逐渐向台地演化的特征。四川古蔺芭蕉村剖面中二叠统栖霞组、茅口组与上二叠统长兴组均以碳酸盐岩沉积为主,而长兴组碳酸盐岩沉积海平面相对中二叠统应较浅。

(4)四川古蔺芭蕉村茅口组三段中具有大型的溶蚀孔洞,岩石薄片发育后期溶蚀缝洞,推测该区二叠系茅口组发育岩溶作用,有可能形成岩溶缝洞型储层。

(5)四川古蔺芭蕉村剖面二叠系长兴组的底部发育水体较深的台盆沉积,环台洼或台盆可能是礁滩发育的有利区,接下来应加强此台内洼陷与环台洼高能带的研究。

(6)在四川古蔺芭蕉村二叠系剖面中,中统栖霞组、茅口组与上统长兴组均可见大量的沥青质充填,考虑到该剖面中发育富有机质的碳酸盐岩与黑色页岩及煤层,认为该区二叠系具备形成古油藏的可能。

参考文献(References):

Baioumy H, Lehmann B, 2017. Anomalous enrichment of redox-sensitive trace elements in the marine black shales from the Duwi Formation, Egypt: Evidence for the late Cretaceous Tethys anoxia[J]. *Journal of African Earth Science*, 133:7-14.

Flügel E, 2004. *Microfacies of carbonate rocks—Analysis, interpretation and application*[M]. Verlag Berlin Heidelberg:Springer.

Palmer M R, Edmond J M, 1989. The strontium isotope budget of the modern ocean[J]. *Earth Planet Science Letter*, 92: 11-26

Palmer M R, Elderfield H, 1985. Sr isotope composition of sea water over the past 75 Myr[J]. *Nature*, 314: 526-528

Tribouillard N, Algeo T J, Lyons T, et al., 2006. Trace elemental as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update[J]. *Chemical Geology*, 232:12-32.

陈建平,李伟,倪云燕,等,2018. 四川盆地二叠系烃源岩及其天然气勘探潜力(一)——烃源岩空间分布特征[J]. *天然气工业*, 38(5):1-16.

陈轩,赵文智,张利萍,等,2012. 川中地区中二叠统构造热液白云岩的发现及其勘探意义[J]. *石油学报*, 33(4):562-569.

陈宗清,2008. 四川盆地长兴组生物礁气藏及天然气勘探[J]. *石油勘探与开发*, 35(2):148-156.

陈宗清,2011. 论四川盆地二叠系乐平统龙潭组页岩气勘探[J]. *天然气技术与经济*, 5(2):21-26.

邓剑,段金宝,王正和,等,2014. 川东北元坝地区长兴组生物礁沉积特征研究[J]. *西南石油大学学报(自然科学版)*, 36(4):63-72.

郭川,李国蓉,杨莹莹,等,2011. 川东南涪陵区长兴组层序地层及沉积相演化特征[J]. *岩性油气藏*, 23(4):41-47.

郭正吾,邓康龄,韩永辉,1996. 四川盆地形成演化[M]. 北京:地质出版社:20-105.

郝毅,谷明峰,韦东晓,等,2020a. 四川盆地二叠系栖霞组沉积特征及储层分布规律[J]. *海相油气地质*, 25(3):193-201.

郝毅,姚倩颖,田瀚,等,2020b. 四川盆地二叠系茅口组沉积特征及储层主控因素[J]. *海相油气地质*, 25(3):202-209.

何斌,徐义刚,王雅玫,等,2005. 东吴运动性质的厘定及其时空演变规律[J]. *地球科学*, 30(1):89-96.

何赛,莫国宸,何玉忠,2020. 四川盆地元坝去二叠系长兴组沉积微相特征研究[J]. *江汉石油科技*, 30(2):1-8.

厚刚福,周进高,谷明峰,等,2017. 四川盆地中二叠统栖霞组、茅口组岩相古地理及勘探方向[J]. *海相油气地质*, 22(1):25-31.

胡安平,潘立银,郝毅,等,2018. 四川盆地二叠系栖霞组、茅口组白云岩储层特征、成因和分布[J]. *海相油气地质*, 23(2):39-52.

胡明毅,魏国齐,胡忠贵,等,2010. 四川盆地中二叠统栖霞组层序—岩相古地理[J]. *古地理学报*, 12(5):515-516.

胡书毅,田海芹,1999. 扬子地区二叠系油气地质条件综合研究[J]. *现代地质*, 13(2):162-168.

黄涵宇,何登发,李英强,等,2017. 四川欧恩帝及邻区二叠系梁山组—栖霞组沉积盆地原型及其演化[J]. *岩石学报*, 33(4):1317-1337.

黄思静,1994. 上扬子二叠系—三叠系初海相碳酸盐岩的碳同位素组成与生物灭绝事件[J]. *地球化学*, 23(1):60-68.

黄思静,黄可可,钟怡江,等,2017. 四川广安龙门峡南剖面下二叠统海相碳酸盐岩的碳同位素组成与对比[J]. *中国科学:地球科学*, 47(1):57-71.

姜在兴,2003. *沉积学*[M]. 北京:石油工业出版社:8,242-245.

蒋裕强,周亚东,陈智雍,等,2019. 川东地区台内洼地二叠系生物礁、滩沉积格局及勘探意义[J]. *天然气地球科学*, 30(11):1539-1550.

黎荣,胡明毅,杨威,等,2019. 四川盆地中二叠统沉积相模式及有利储集体分布[J]. *石油与天然气地质*, 40(2):369-379.

李宏涛,龙胜祥,游瑜春,等,2015. 元坝气田长兴组生物礁层序沉积及其对储层发育的控制[J]. *天然气工业*, 35(10):39-48.

李朋威,吴夏,白晓,等,2010. 四川广元上寺剖面二叠系栖霞组沉积碳库与有机碳埋藏[J]. *古地理学报*, 12(3):301-306.

李秋芬,苗顺德,王铜山,等,2015. 四川盆地晚二叠世克拉通内裂陷作用背景下的盐亭—潼南海槽沉积充填特征[J]. *地学前缘*, 22(1):67-76.

梁狄刚,郭彤楼,边立曾,等,2009. 中国南方海相生烃成藏研究的若干新进展(三):南方四套区域性海相烃源岩的沉积相及发育的控制因素[J]. *海相油气地质*, 14(2):1-19.

梁宇,郑荣才,邓吉刚,等,2016. 川西北地区中二叠统栖霞组沉积相与缓斜坡模式[J]. *岩性油气藏*, 28(6):58-67.

林良彪,陈洪德,朱利东,2009. 川东地区吴家坪组层序—岩相古地理特征[J]. *油气地质与采收率*, 16(6):42-45.

- 林良彪,陈洪德,朱利东,2010. 重庆石柱吴家坪组硅质岩地球化学特征[J]. 矿物岩石,30(3):52-58.
- 林治家,陈多福,刘芊,2008. 海相沉积氧化还原环境的地球化学识别标志[J]. 矿物岩石地球化学通报,2008,27(1):72-80.
- 刘小洪,刘畅,李宁辛,等,2017. 差异型碳酸盐岩缓坡特征及沉积格局——以川西地区中二叠统栖霞-茅口组为例[J]. 西安科技大学学报,37(2):242-250.
- 刘治成,张廷山,党录瑞,等,2011. 川东北地区长兴组生物礁生礁类型及分布[J]. 中国地质,38(5):1298-1311.
- 罗冰,王文飞,陈韵骐,等,2015. 四川盆地东部中二叠统茅口组台内藻礁沉积特征[J]. 海相油气地质,20(1):53-61.
- 罗兰,王兴志,李勇,等,2017. 川西北地区中二叠统沉积相特征及其对储层的影响[J]. 特种油气藏,24(4):60-66.
- 罗鹏,李国蓉,施泽进,等,2010. 川东南地区茅口组层序地层及沉积相浅析[J]. 岩性油气藏,22(2):74-78.
- 马永生,牟传龙等,郭旭升,等,2006. 四川盆地东北部长期沉积特征与沉积格局[J]. 地质评论,52(1):25-29.
- 牟传龙,2022. 关于相的命名及其分类的建议[J/OL]. 沉积与特提斯地质:42(3):331-339. DOI:10.19826/j.cnki.1009-3850.2022.03001.
- 牟传龙,马永生,谭钦银,等,2007. 四川通江-南江-巴中地区长兴组一飞仙关组沉积模式[J]. 地质学报,81(6):820-826.
- 牟传龙,马永生,余谦,等,2005. 四川宣汉盘龙洞生物礁古油气藏油气源分析[J]. 石油实验地质,27(6):570-574.
- 牟传龙,谭钦银,王立全,等,2003. 四川宣汉盘龙洞晚二叠世生物礁古油藏剖面序列[J]. 沉积与特提斯地质,23(3):60-64.
- 牟传龙,谭钦银,余谦,等,2004. 川东北地区上二叠统长兴组生物礁组成及成礁模式[J]. 沉积与特提斯地质,24(3):65-71.
- 桑琴,未勇,程超,等,2012. 蜀南地区二叠系茅口组古岩溶地区水系分布及岩溶地貌单元特征[J]. 古地理学报,14(3):393-402.
- 苏旺,江青春,陈志勇,等,2015. 四川盆地中二叠统茅口组层序地层特征及其对源储的控制作用[J]. 天然气工业,35(7):34-43.
- 田景春,林小兵,张翔,等,2014. 四川盆地中二叠统栖霞组滩相白云岩多重成因机理及叠加效应[J]. 岩石学报,30(3):679-686.
- 田雨,张兴阳,何幼斌,2014. 四川盆地晚二叠世岩相古地理特征及演化[J]. 长江大学学报(自然版),11(31):77-81.
- 万秋,李双应,2011. 中扬子地区中二叠统沉积及古地理特征[J]. 地质学报,85(6):993-1007.
- 王琳,周文,何胡军,2011. 川北地区二叠系生物礁储层特征研究[J]. 石油地质与工程,25(1):28-31.
- 王明筏,肖伟,秦绪乾,等,2018. 古地貌对礁滩储层的控制作用——以四川盆地元坝地区二叠系长兴组为例[J]. 天然气勘探与开发,41(2):22-28.
- 王随继,黄杏珍,邵宏顺,等,1997. 泌阳凹陷桃园组微量元素演化特征及其古气候意义[J]. 沉积学报,15(1):65-70.
- 王学军,杨志如,韩冰,2015. 四川盆地叠合演化与油气聚集[J]. 地质学前沿,22(3):161-173.
- 王一刚,文应初,洪海涛,等,2006. 四川盆地及邻区上二叠统-下三叠统海槽的深水沉积特征[J]. 石油天然气地质,27(5):702-714.
- 王一刚,文应初,洪海涛,等,2009. 四川盆地北部晚二叠世-早三叠世碳酸盐斜坡相带沉积特征[J]. 古地理学报,11(2):143-156.
- 吴勇,周路,钟斐艳,等,2017. 基于坡度属性的生物礁边界精细预测方法——以四川盆地罗顶寨地区二叠系长兴组为例[J]. 石油勘探与开发,44(6):907-918.
- 夏茂龙,文龙,王一刚,等,2010. 四川盆地上二叠统海槽相大隆组优质烃源岩[J]. 石油勘探与开发,37(6):654-662.
- 肖笛,谭秀成,郗爱华,等,2015. 四川盆地南部中二叠统茅口组碳酸盐岩岩溶特征:古大陆环境下层控型早成岩期岩溶实例[J]. 古地理学报,17(4):457-476.
- 向娟,胡明毅,胡忠贵,等,2011. 四川盆地中二叠统茅口组沉积相分析[J]. 石油地质与工程,25(1):14-19.
- 许国明,谢刚平,隆轲,等,2015. 四川盆地西南部中二叠统沉积特征与勘探目标[J]. 天然气工业,35(7):27-33.
- 许中杰,程日辉,张莉,等,2012. 华南陆源晚三叠-早、中侏罗世海平面相对升降与古气候演化的地球化学纪录[J]. 地球科学,37(1):113-124.
- 杨光,汪华,沈浩,等,2015. 四川盆地中二叠统储层特征与勘探方向[J]. 天然气工业,35(7):10-16.
- 杨巍,张廷山,杨洋,等,2018. 重庆巫溪红池坝长兴阶深水相沉积纪录及地质意义[J]. 古地理学报,20(3):377-388.
- 杨玉卿,冯增昭,2000. 中国南方二叠系沉积体系[J]. 古地理学报,2(1):11-18.
- 叶法丞,刘欣春,王伟,等,2015. 锶同位素($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)生物地层框架投影方法及其应用——以二叠系乐平统为例[J]. 中国科学:地球科学,45(11):1781-1790.
- 余瑜,林良彪,任天龙,等,2016. 川东南茅口组硅质岩地球化学特征及沉积特征[J]. 成都理工大学学报(自然科学版),43(5):564-573.
- 张宏光,2020. 川南地区茅口组岩溶缝洞群气藏成藏主控因素[J]. 天然气技术与经济,14(1):21-26.
- 张健,周刚,张光荣,等,2018. 四川盆地中二叠统天然气地质特征与勘探方向[J]. 天然气工业,38(1):1-20.
- 赵文光,郭彤彬,蔡忠贤,等,2010. 川东北地区二叠系长兴组生物礁类型及控制因素[J]. 现代地质,24(5):951-956.
- 赵宗举,周慧,陈轩,等,2012. 四川盆地及邻区二叠纪层序岩相古地理及有利勘探区带[J]. 石油学报,33(2):35-49.
- 钟怡江,侯梅生,夏杰,等,2014. 重庆石柱中二叠统栖霞组和茅口组沉积微相[J]. 成都理工大学学报(自然科学版),41(4):458-467.
- 周刚,郑荣才,陈浩如,等,2013b. 川东地区长兴组台地边缘生物礁类型及其演化特征[J]. 中国地质,40(4):1140-1149.
- 周刚,郑荣才,罗初,等,2013a. 环开江-梁平海槽长兴组生物礁类型及储层特征[J]. 岩性油气藏,25(1):81-87.
- 周进高,姚根顺,杨光,等,2016. 四川盆地栖霞组-茅口组岩相古地理与天然气有利勘探区带[J]. 天然气工业,36(4):8-15.
- 周路,钟斐艳,闫佳琛,等,2020. 四川盆地大猫坪地区二叠系长兴组生物礁气层叠前反演识别[J]. 石油勘探与开发,47(1):86-97.
- 周新平,何幼斌,罗进雄,等,2012. 川东地区二叠系结核状、条带状及团块状硅岩成因[J]. 古地理学报,14(2):143-154.
- 朱华,杨光,苑保国,等,2018. 四川盆地常规天然气地质条件、资源潜力及勘探方向[J]. 天然气地球科学,29(10):1475-1485.