Pre-pub. on line: www.geojournals.cn/georev

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

刘静江[1)],刘慧荣[2)],李文皓[3)],谢武仁[1)],姜华[1)],苏旺[1)],
李文正[1)],石书缘[1)],翟秀芬[1)],马石玉[1)]

1）中国石油勘探开发研究院,北京,100083；2）塔里木油田开发事业部,新疆库尔勒,841000；
3）西南油气田公司勘探事业部,成都,610000

内容提要：最新钻井和地震资料研究表明,四川盆地裂陷槽内大部分地区缺失震旦系(埃迪卡拉系)灯影组灯四段、灯三段及灯二段上部地层,灯二段仅残留富藻层及以下地层,震旦系地层具有环状剥蚀特征;残留的灯二段岩性主要为泥粉晶白云岩、藻纹层白云岩、藻格架白云岩、雪花状构造白云岩及砂砾屑白云岩,局部层段葡萄花边构造发育,沉积相属于典型的局限台地,沉积特征与盆地内其它地区灯影组沉积特征相同,表明在震旦纪四川盆地碳酸盐台地内部并没有明显的构造分异。本文从地层、沉积特征及构造动力机制方面提出了四川盆地裂陷槽成因的解释意见,认为震旦系内部的裂陷槽形成于震旦系沉积之后,其成因可能与地幔柱拱升—地层剥蚀—地幔柱塌陷再沉降有关。

关键词:震旦系(埃迪卡拉系);裂谷;坳拉槽;裂陷槽;地幔柱;陷落谷

四川盆地裂陷槽问题是四川盆地震旦系油气勘探必须面对的问题,其成因和形成时间关系到与之相关的沉积、储层和油气成藏研究的可靠性,也关系到对四川盆地震旦系油气勘探前景的认识和勘探决策。目前四川盆地震旦系油气勘探已经进入到了一个事实上的低谷,到目前为止,震旦系大规模勘探十年来只在裂陷槽边缘附近获得突破,在远离裂陷槽的广大地区全部失利。这种勘探形势促使我们回过头来认真思考这个长期以来一直困扰我们的裂陷槽问题:它的成因是什么？形成于何时？它对震旦系油气成藏的真正贡献是什么？

研究认为,四川盆地裂陷槽纵贯盆地西部,北起川西北江油、北川,南至黔北地区,切穿寒武系底部至震旦系(图1、图2),最窄处有60多千米,最宽处可达180 km。自从2013年提出以来在形成机制及形成时间方面就存在巨大争议。

2013年7月裂陷槽内钻探的高石17井完钻,发现该井钻遇的地层缺失震旦系灯四段、灯三段,寒武系麦地坪组直接与灯影组二段接触。这一发现揭示了一个裂陷槽成因及形成时间的大问题。由此,2013年底,西南油气田公司组织了一次关于裂陷槽问题的大讨论,参加讨论的有西南油气田公司勘探处、研究院、中国石油勘探开发研究院地质研究所、实验研究中心、中国石油勘探开发研究院杭州分院、廊坊分院和西北分院等。会上西南油气田公司研究院提出“侵蚀谷”观点,认为该侵蚀谷由河流侵蚀形成。但由于钻井没有发现任何河流沉积的证据,这一假说很快就被否定;中国石油勘探开发研究院地质所提出“冰川侵蚀谷”观点,但灯影组沉积期为南沱冰期之后的间冰期,整个扬子地区并不存在大陆冰川,因此冰川侵蚀说也不成立;实验研究中心根据高石17井缺失灯三段、灯四段的现象提出“抬升—剥蚀—再沉降”观点(有内部报告——也是本文的前期观点),认为灯影组沉积后局部抬升造成灯四段、灯三段剥蚀,然后构造沉降形成没有灯三段、灯四段的裂陷槽;廊坊分院则提出“拉张断陷”观点,认为裂陷槽是在拉张作用下产生断陷形成。由于各家意见分歧较大,最后由会议主持决定,该槽子可以暂时称为“裂陷槽”,即“德阳—安岳裂陷槽”,其成因类型需要根据更多的研究确定。

注:本文为国家重点研发计划深地项目(编号:2017YFC0603103)的成果。
收稿日期:2020-04-02;改回日期:2020-02-27;网络首发:2021-03-20; 责任编辑:刘志强。Doi:10. 16509/j. georeview. 2021. 03. 071

作者简介:刘静江,男,1968年生,博士,高级工程师,主要研究方向为碳酸盐岩沉积储层与成藏;Email:ljjtarim2@ tom. com。

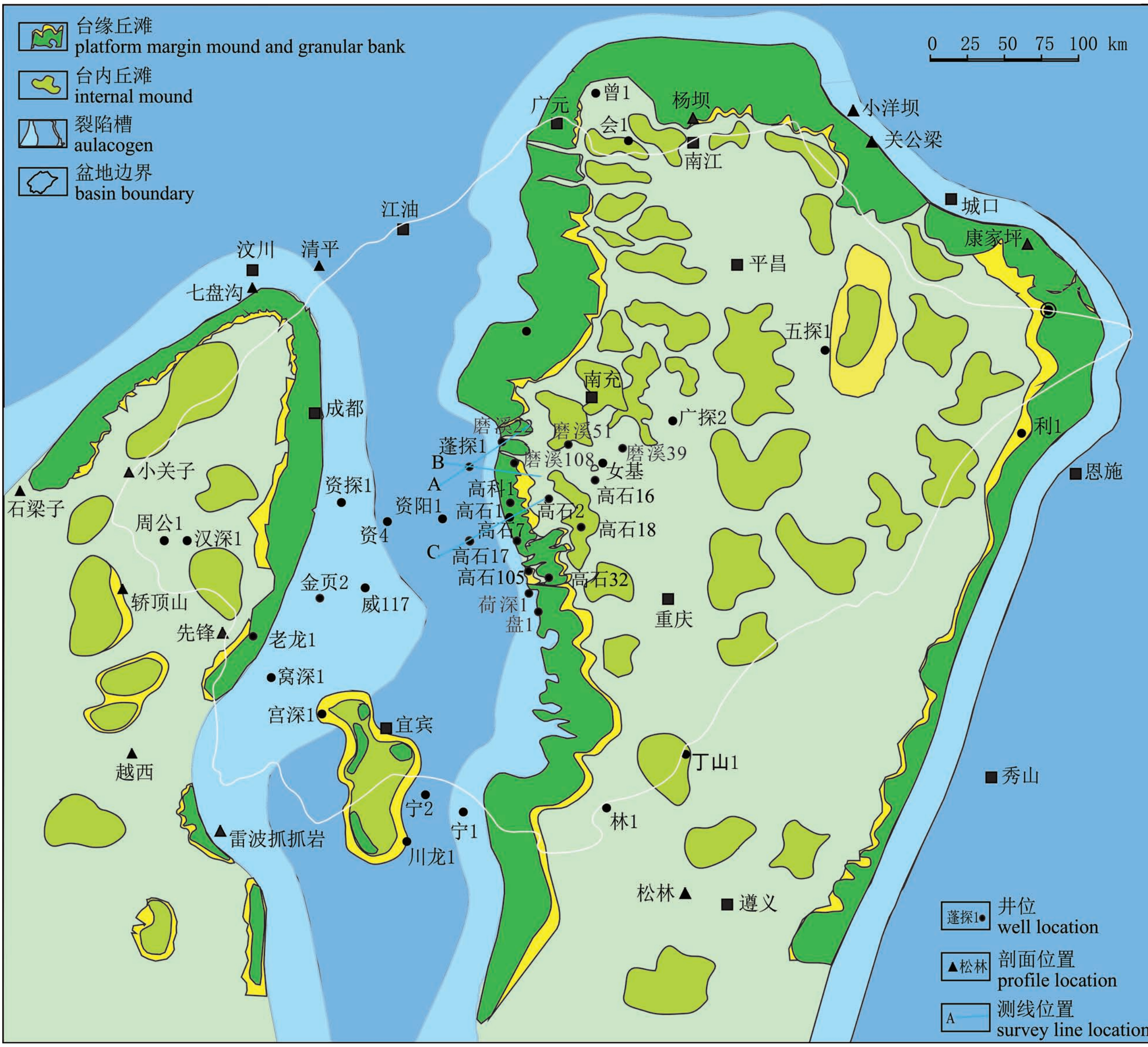

图 1 四川盆地震旦系岩相古地理及裂陷槽分布图

（据西南油气田研究院，2014；魏国齐，2015；刘树根等，2015；杜金虎等，2016；邱玉超等，2019）

Fig. 1 Distribution map of Sinian lithofacies paleogeography aulacogen in Sichuan Basin (from Southwest Oil and Gas Field Research Institute, 2014#; Liu Shugen et al., 2015&; Wei Guoqi, 2015&; Du Jinhu, 2016&; Qiu Yuchao et al., 2019&)

经过一段时间的进一步研究，自 2014 年开始，有多篇关于裂陷槽成因问题的论文发表。首先 2014 年 6 月汪泽成等（2014）再次提出“侵蚀谷”观点，认为裂陷槽是侵蚀作用形成（但未说明是冰川侵蚀还是河流侵蚀），称“德阳—泸州侵蚀谷”，认为“德阳—泸州侵蚀谷的形成发生于晚震旦世—早寒武世早期，其形成不仅与桐湾运动的构造抬升、地层剥蚀有关，而且还与早寒武世拉张活动、不均衡沉降作用有关”。但到目前为止在裂陷槽或侵蚀谷内的多口钻井都没有发现冰碛岩或河道滞留沉积，并且其超级的宽度也不是现今地球上任何河流和冰川侵蚀谷所能比拟的。这说明“侵蚀谷”观点存在很大问题。

2015 年 1 月，魏国齐等（2015）用“拉张断陷”的观点解释裂陷槽的形成原因，认为裂陷槽在灯影组沉积早期就存在，“灯三～灯四期上扬子克拉通拉张作用强烈”，早期存在的“坳陷转化为受断裂控制的裂陷”。杜金虎等（2016）、李双建等（2018）、黄擎宇（2018）、段金宝等（2019）、邱玉超等（2019）分别在魏国齐“拉张断陷”观点基础上对裂陷槽周边震旦系地震特征、油气成藏特征、沉积储层特征及油气资源潜力进行了较为详细的研究，但这些研究都没有

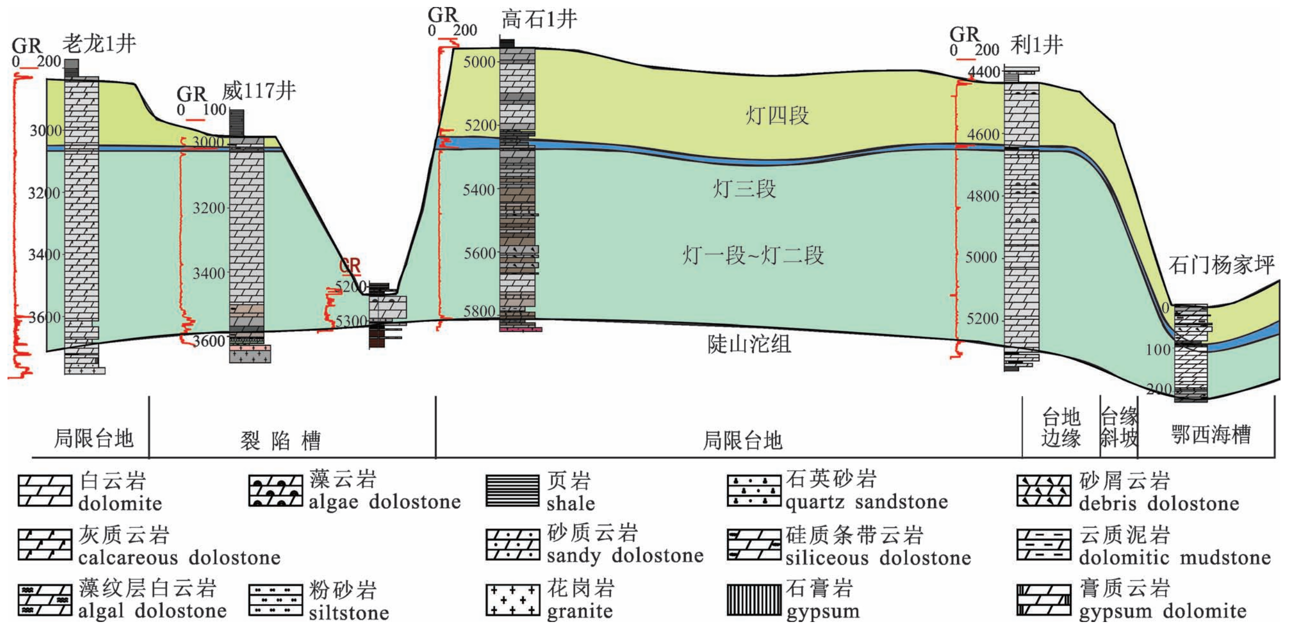

图 2 四川盆地震旦系裂陷槽东西向剖面图

Fig. 2 East-west profile of Sinian aulacogen in Sichuan Basin

解释为什么裂陷槽内没有灯三段、灯四段问题。由此说明“拉张断陷”观点虽然为较多的研究者所认可,但仍然存在着一个关键性的问题没有解决。

2015 年 5 月,刘树根等(2015)也认为该裂陷槽是拉张断陷形成,称“绵阳—长宁拉张槽”,认为该拉张槽开始形成于灯影组沉积末期,“先抬升剥蚀,至麦地坪组沉积期开始拉张断陷”。这个观点虽然较好地解释了高石 17 井灯三段、灯四段缺失问题,但并没有引起足够的重视。相反,拉张断陷的思想却得到了进一步的加强。

拉张断陷是目前获得大多数人认同的观点,表面上似乎有一些道理,但灯影组沉积期上扬子地台属于相对稳定的地块(小型克拉通),不存在拉张动力机制,所谓的裂陷槽内的灯影组沉积也为典型的稳定碳酸盐台地沉积,更重要的是裂陷槽内大部分地区缺失灯三段、灯四段地层,拉张断陷观点无法解释这种现象,这些特征也表明拉张断陷的观点并不成立。

自 2012 年以来,中国石油和中国石化两家石油公司先后在裂陷槽区钻探了高石 17 井、资阳 1 井、资探 1 井、蓬探 1 井等。这些井揭示了震旦系灯影组至陡山沱组地层,为裂陷槽内震旦系地层研究和沉积学研究提供了可靠的直接证据,这些沉积和地层学方面的证据也揭示了裂陷槽的成因机制和形成时间。本文通过最新的钻探研究成果和更细致的地震研究工作,来展示裂陷槽内真实的地层、沉积和构造特征,提出一个更为合理的裂陷槽成因解释。

1　关于裂谷、坳拉槽、裂陷槽及地幔柱

裂谷(rift valley)是由 Gregory (1896)提出,并将其定义为两个大致平行的断裂之间发生块状沉降形成的谷地。Logatcher 等(1978)把裂谷演化划分为“初发期、胚胎期、成熟期和消亡期” 几个发育阶段。Milanovsky(1978)则根据与地壳深部结构的关系将裂谷划分为“大陆裂谷、陆间裂谷、大洋裂谷和陆缘(或洋缘)裂谷”。

金鹤生(1990)通过对世界上 300 多个裂谷的地质和地球物理资料研究,认为从地幔内部(软流圈或下地幔)上升的热轻物质流(包括岩浆)在岩石圈底部或岩石圈内一定部位的积聚,并(同时或)随后向两侧扩展是裂谷发育的根本原因,由此将裂谷定义为“由深部(下地壳和/或地幔)原因造成的地壳中较大的张性陷落地带”,并强调确定一个裂谷应有三个必要条件,即:深部力源、引张的力学性质和一段较长时期较大规模的陷落。该定义“包括了大洋裂谷、陆间裂谷…… Aulacogen(拗拉谷或裂陷槽)和其他真正的大陆裂谷”。

在我国最负盛名的裂谷是攀西裂谷。攀西裂谷是沿上扬子板块西部边缘分布的大陆裂谷(骆耀南,1985;潘杏南等,1987;滕吉文,1987;汪集旸,

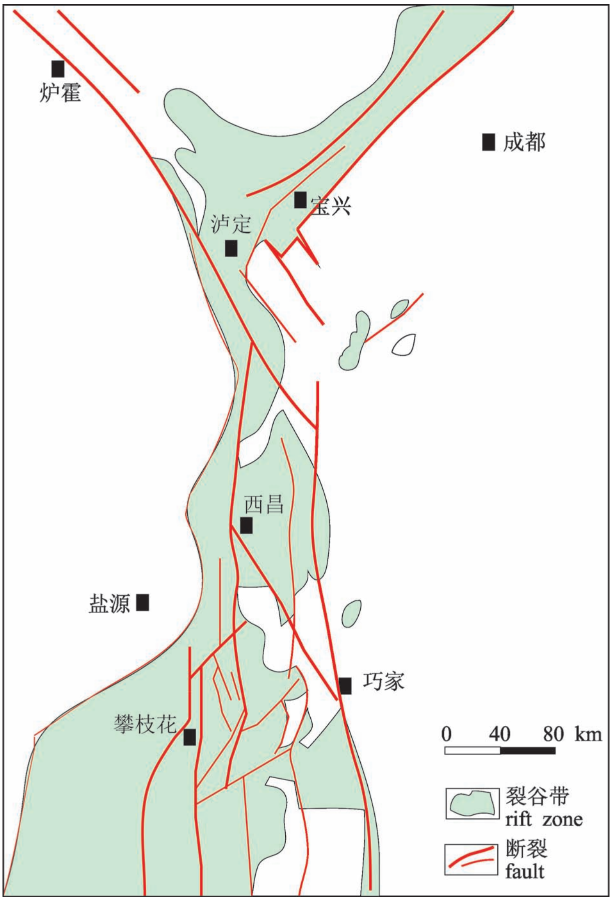

图 3 攀西裂谷分布图
Fig. 3 Distribution map of Panxi Rift Valley

1988;石磊等,2015),裂谷沿龙门山,经康定、西昌、攀枝花直至云南通海以南(图 3;据单家增等,1985),其主体部分在攀枝花—西昌—泸定一带,由一个或多个不同期次的三叉裂谷发育而成。四川盆地西部边缘的龙门山断裂就是古三叉裂谷向北东方向延伸的分支,其另一分支在北西方向经泸定指向炉霍。

攀西裂谷自早元古代就开始多次活动(杨实,1989),至加里东期达到鼎盛,后经海西期发育成形,至印支期闭合,是亚洲大裂谷中发育最为完整的裂谷,也是地球上大陆裂谷中发育最为完整的大陆裂谷之一。

坳拉槽(aulacogen),为苏联地质学家沙茨基(Щатский,1945)20 世纪 40 年代提出的一个构造学概念,指发育于克拉通内部以正断层为边界的槽状构造——地槽或地堑。板块构造学说认为坳拉槽是大陆裂谷向大洋演化过程中出现的三叉裂谷中废弃的一支(Burke,1980;Dewey et al., 1973, 1974; Hoffman, 1974),这一分支因后来停止活动而被废弃,另两支继续扩张可以进一步发展形成大洋。根据板块构造学说,坳拉槽是裂谷作用中断的产物,是大陆裂谷不完全发育的结果,Burke(1987)称之为“失败裂谷”(Fail Rift Valley)。发育完善的坳拉槽一般出现在古老基底上,形成规模宏大的线性构造(和政军,1993),如东非大裂谷。

裂陷槽来源于对坳拉槽(aulacogen)的不同翻译(孙枢等,1992)。朱夏(1986)最初使用“坳拉谷”作为 aulacogen 的译名,后来改为“坳拉槽”。孙枢等(1981)将坳拉槽(aulacogen)称为“克拉通边缘裂陷槽”,后来改为“边缘裂陷槽”,李继亮(1982)又将该译名简化为“裂陷槽”。目前“裂陷槽”和“坳拉槽”都是比较流行的构造学术语,但从本义及词源上讲两者并无差别,裂陷槽就是坳拉槽。

地幔柱概念是 Wilson(1963)和 Morgan(1971)根据对夏威夷群岛—皇帝海链火山岩的研究提出来的,认为夏威夷群岛和皇帝海火山岛链是地幔柱形成的热点造成的,地幔柱的位置是固定的,由于上覆板块的移动而在其上留下链状火山岛。地幔柱是源于核幔边界或上、下地幔边界的热异常物质,以对流形式诱发地幔缓慢运动,表现为较轻的热物质以柱状形式从地幔深部上升。地幔柱活动的动力来源于地核向地幔的热能和物质输送,体现为由热柱浮力导致的岩石圈垂向运动——上覆岩石圈的加热和火山(热点)喷发。

地幔柱作用在构造方面的表现一般有三个典型的特征:①地壳隆升(Campbell et al., 1990)。地壳隆升是地幔柱演化的初级阶段,这种隆升是上升的地幔热柱对浅层地壳拱张作用的结果。地壳隆起的形状和幅度与地幔柱的形状和强度有关,可以是宽缓的、也可以是高陡的穹隆状隆起。二叠纪峨眉山地幔柱活动就在短时间内(~3 Ma)造成了上覆地壳超过 1000 m 的抬升(He Bin et al., 2003);②大规模的火山—岩浆活动(Wilson,1963;Morgan,1971)。地壳隆升到一定程度会产生直达地壳深部的深大断裂,从而导致岩浆溢出或火山喷发;③大陆裂解。超级地幔柱活动使陆壳扩张,最终导致超级大陆的裂解,如冈瓦纳—潘基亚和 Rodinia 大陆的裂解(Hoffman,1989;Roger,1996)。

20 世纪 90 年代初 Griffith 等(1990)和 Campbell 等(1990, 1992)根据地幔柱基本特征通过实验建立了地幔柱动态结构模型,揭示了地幔热柱形成的动态演化过程。随后,超级地幔柱(Cox,1991; Larson,

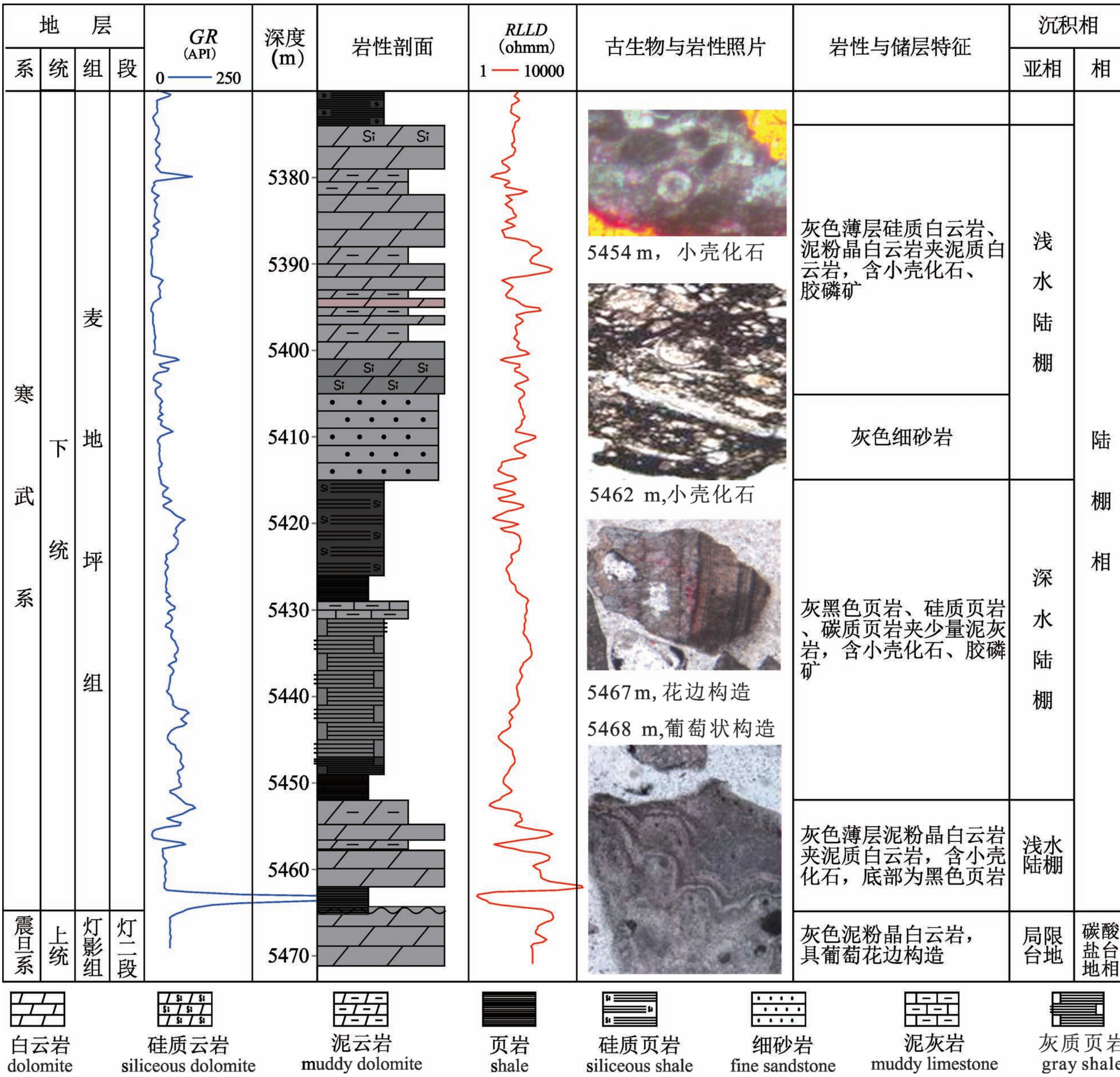

图 4 高石 17 井震旦系—寒武系井地层古生物及沉积特征综合图

Fig. 4 Comprehensive map of paleontology and sedimentary characteristics of sinian-Cambrian well strata in gaoshi 17 well

1991; Hofmann, 1997)和地幔动力学方面的广泛研究进一步完善了地幔柱理论体系,使其成为全球板块构造理论中的重要组成部分。

地幔柱可以划分为自发地幔柱(Authigenic Mantle Plume)和诱发地幔柱(Induced Manttle Plume)(金鹤生,1990),两者共同的特征是都具有一个大体等轴的有强烈上升趋势的热轻地幔物质柱。前者是地幔自发演化造成,后者则是由于某种原因诱导而产生的,如由于岩石圈中原有的深大断裂活动造成压力降低,从而诱发地幔局部熔融,或由于深部上升的自发地幔柱热化学作用使上地幔产生部分熔融导致诱发地幔柱。自发地幔柱和诱发地幔柱形成深度可从几十千米到 8000 km,但诱发地幔柱主要形成于上地幔中。

研究表明,扬子板块及其周边存在许多元古代、古生代的地幔柱(肖龙,2004)。夏林圻等(1996)、夏祖春等(1999)和张本仁等(2002)等通过对祁连山、秦岭地区中—新元古代火山岩的研究,揭示了扬子板块西部岩石圈曾经于新元古代早期发生裂开与扩张,形成秦岭古洋盆,扩张的动力为深部的地幔柱作用。李献华等(2002)根据对川西康定地区新元古代火山岩的研究,指出其成因与地幔柱活动有关。

张本仁等(2002)的研究表明,古元古代秦岭群、华北地块南缘的中元古代熊耳群火山岩形成于板内裂谷环境,可能也是地幔柱作用的产物。王生伟等(2016)系统总结了发生在古元古代晚期—中元古代早期的构造—岩浆—成矿事件,指出昆阳裂谷的形成具有明显的地幔柱因素。

峨眉地幔柱属于古生代地幔柱,对于该地幔柱的火山岩浆活动已经有很多研究(卢记仁,1996;宋谢炎等,1998;Song Xieyan et al., 2001;肖龙等,2003;何斌等,2003)。峨眉山玄武岩喷发是全球晚二叠世的重要地质事件,也是峨眉地幔柱活动的结果。

总的来说,地幔柱活动是地壳运动最重要的动力来源,是板块运动及裂谷(包括裂陷槽)形成的内在动力。强大的地球深部动力不仅可以造成地壳的断裂,也对与之毗邻的大陆板块的构造样式、地层特征及沉积充填过程造成重大影响。

2 裂陷槽内的地层

2.1 高石 17 井

高石 17 井 2013 年 7 月完钻,是四川盆地第一口针对裂陷槽内含油气目标进行钻探的探井。该井完钻井深 5472.25 m,钻遇寒武系、震旦系,揭示震旦系灯影组(未完)8.25 m(图 4)。该井没有取心。通过岩屑进行了系统的岩石学和古生物学研究,在 5377~5462 m 井段深灰色页岩夹薄层白云岩内含有丰富的胶磷矿和小壳化石,特别是在 5454~5462 m 井段灰色白云岩夹泥质白云岩内小壳化石比较集中(图 4)。小壳化石(small shelly fossil)是一些寒武纪最早期海生无脊椎动物的泛称,特指寒武纪最早期海相地层中出现的原始带壳小动物化石。这些化石的特点是个体微小,大小在 0.1~5 mm 之间。其形态多种多样,有软舌螺类、似软舌螺类、拟牙形刺类(大多呈锥形)、腹足类(大多呈旋转锥形)、单板类、多板类、腕足类(大多呈帽形、贝壳形)、海绵类(呈针形、放射形)等等。小壳化石是寒武系建阶划带的标准化石,是寒武系底部的标准化石,也是划分前寒武纪和寒武纪地层界线最重要的古生物依据。高石 17 井小壳化石在 5454~5463 m 井段集中出现,表明该段属于寒武系底部地层(麦地坪组)。

不仅如此,作者还对四川盆地其他地区震旦系—寒武系界线附近的地层进行了大量的古生物地

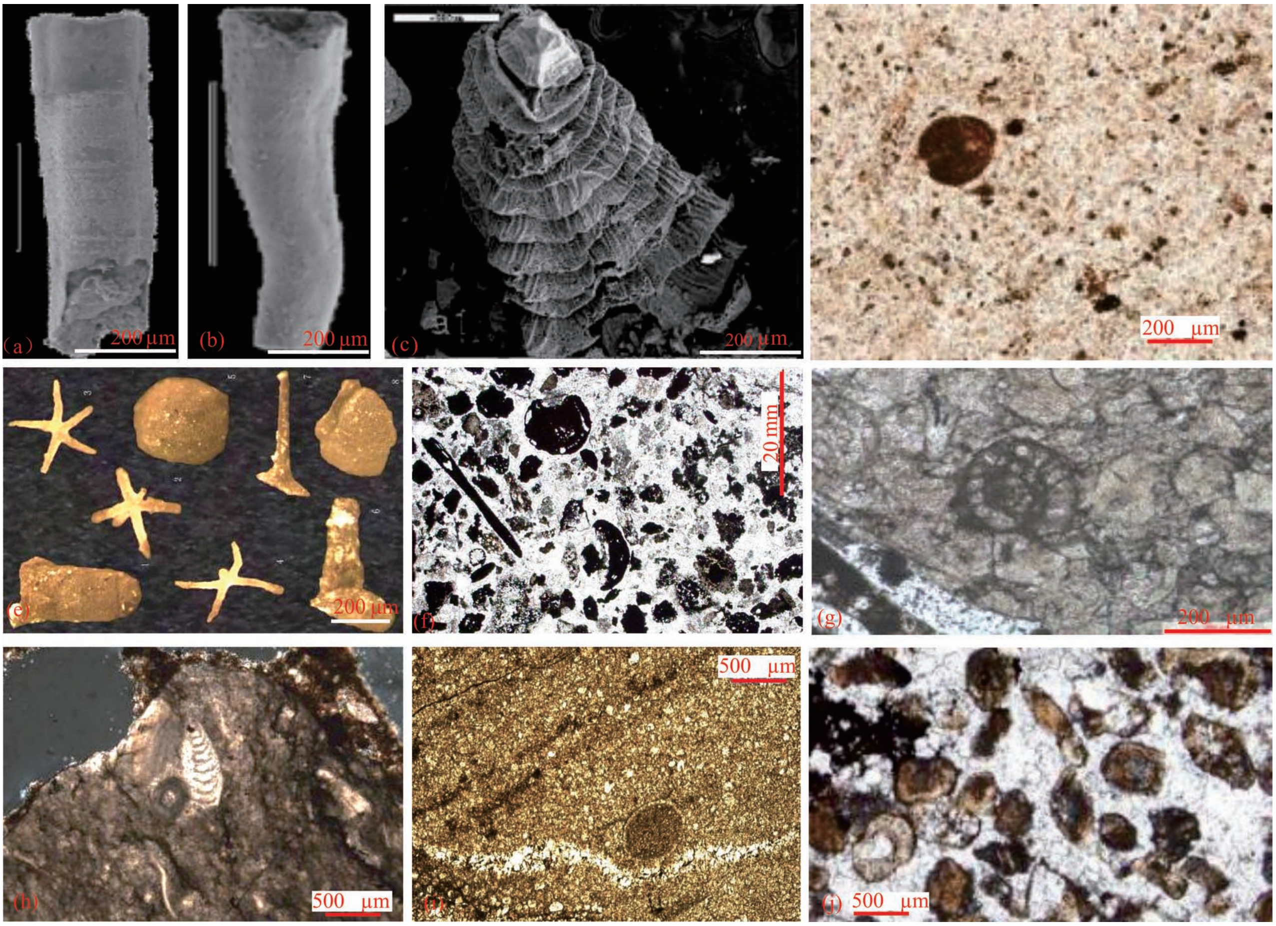

图 5 四川盆地寒武系底部的小壳化石(个体大小 0,2~0.5 mm)

Fig. 5 Small shell fossils (size 0.2~0.5 mm) at the bottom of Cambrian in Sichuan basin

(a~c)永善肖滩剖面,麦地坪组管壳状小壳化石,及其显微壳饰;(d)资 7 井泥晶白云岩中的管壳状小壳化石;(e)汉深 1 井海绵骨针、软舌螺类及似牙形石类小壳化石;(f)盘 1 井泥晶白云岩中海绵骨针类及管壳类小壳化石;(g)中江 2 井泥晶云岩中的腹足类小壳化石;(h)磨溪 11 井泥晶云岩中的腹足类小壳化石,(i)鼓城剖面粉晶云岩中的管壳类小壳化石;(j)老龙 1 井粉晶云岩中的管壳类小壳化石

(a ~ c) Tubulous small shell fossils of Maidiping Formation in Xiaotan section of Yongshan and their micro-shells; (d) Tubulous small shell fossils in micritic dolomite of well Zi7; (e) Sponge spicules, hyolithes and conodont-like small shell fossils from Hanshen1 well; (f) Sponge spicules and tubulous fossils from micritic dolostones in well Pan1; (g) Small shell fossils of gastropods from micritic dolomite in Zhongjiang 2 well; (h) Gastropoda small shell fossils from micritic dolomite in Moxi 11 well, (i) Tubulous small shell fossils from silty dolomite in Gucheng section; (j) Tubulous small-shell fossils in powder-crystal dolomite of well Laolong 1

层研究,发现该界线附近的寒武系一侧普遍出现丰富的小壳化石(图 5),由此可以推断,高石 17 井出现小壳化石的井段也属于寒武系底部地层。

该井在 5465.00~5472.25 m 井段为灰白色泥粉晶白云岩,具葡萄花边构造(图 4),表明该段已经进入震旦系灯影组灯二段富藻层。四川盆地灯二段自下而上划分为中下部富藻层和上部贫藻层,富藻段富含藻纹层、藻格架和葡萄花边构造,灯四段及贫藻层段很少有这些特征。所以高石 17 井震旦系顶部即出现葡萄花边构造,表明该井区缺失上贫藻层,寒武系(麦地坪组)直接与灯二段富藻层接触,震旦系与寒武系为剥蚀不整合接触关系。

2.2 资阳 1 井

资阳 1 井为中石化在裂陷槽内部署的一口探井(李双建,2018),该井自 5228.50 m 进入震旦系灯影组至 5292.00 m 钻穿灯影组进入陡山沱组,揭示灯影组厚度 63.50 m(图 6)。据不完全资料显示,灯影组为一套浅褐灰色泥粉晶白云岩,顶部溶蚀孔洞发育,孔洞和裂缝内充填白云石、石英、泥质和干沥青,表明该井区灯影组曾经暴露剥蚀,顶部为岩溶风化壳。该井灯影组之下为一套砂泥岩夹碳酸盐岩沉积,区域对比属于陡山沱组。

由于该井灯影组残留地层比较薄,其顶部又为风化剥蚀面,可以推断该套地层应该属于灯二段底部至灯一段地层,灯二段中上部及以上灯影组地层都被剥蚀掉了,资阳 1 井区缺失灯影组上部的灯四段、灯三段及大部分的灯二段;寒武系与灯二段底部直接剥蚀不整合接触(图 6)。

2.3 蓬探 1 井

蓬探 1 井是 2019 年裂陷槽内开钻的一口重点探井,设计井深 5885 m,目前井深 5770.50 m(图 7),灯影组自 5629.50 m~5770.50 m 已经钻遇 141 m。该井在 5726.18~5782.00 m 井段进行了连续取心,取心井段岩性主要为灰白色泥粉晶白云岩、雪花状构造白云岩,及少量藻纹层白云岩、藻格架白云岩和砂砾屑白云岩,发育葡萄花边构造。溶蚀孔洞、裂缝及砂砾屑孔隙含白云石、水晶、干沥青、方铅矿和雄黄。取心段下部钻遇构造破碎带,发生严重井漏。根据岩性特征,蓬探 1 井取心井段应该是灯二段地层。

通过对 5576~5726 m 井段岩屑进行研究发现,在 5575~5629 m 井段灰黑色页岩夹薄层白云岩岩屑普遍含小壳化石及胶磷矿,5606 m 还含疑似古杯类化石,表明该井段地层属于寒武系(麦地坪组);5630~5726 m 井段主要为灰白色泥粉晶白云岩、藻凝块白云岩、砂砾屑白云岩,具葡萄花边构造,局部层段含石英砂、磷灰石,其岩性特征与区域上四川盆地灯二段基本相同,可以认为是灯二段地层。

根据岩性特征和古生物组合特征可以认为,蓬探 1 井钻遇的震旦系地层为灯影组灯二段,震旦系灯二段直接与寒武系(麦地坪组)不整合接触。

2.4 裂陷槽与邻区地震地层对比

区域上,四川盆地寒武系底部主要为一套灰黑色页岩、粉砂质页岩夹薄层白云岩,震旦系灯影组(灯四段)为一大套巨厚的较纯的白云岩(图 4,图 6、图 7),两套地层地震波速度存在明显差异,两套地层界面附近在地震剖面上表现为明显的连续强反射,该界线在四川盆地可以很好地对比和连续追踪;震旦系灯三段主要为一套深灰色砂泥岩沉积,在川中地区厚度有 40~60 m,灯二段为大套巨厚的纯白云岩,两套地层地震波速度也存在明显差异,两套地层界面附近在地震剖面上也表现为明显的连续强反射。研究区有品质较好的三维地震,在地震剖面(图 8,图 9,图 10)上可以明显地看出,在东部的裂陷槽边缘及以东地区震旦系地层比较完整,保留有灯四段至灯一段的全部地层;灯三段底部的连续强反射在蓬探 1、高石 17 井以东地区已经削蚀尖灭,蓬探 1、高石 17 井区已经没有灯三段、灯四段地层。

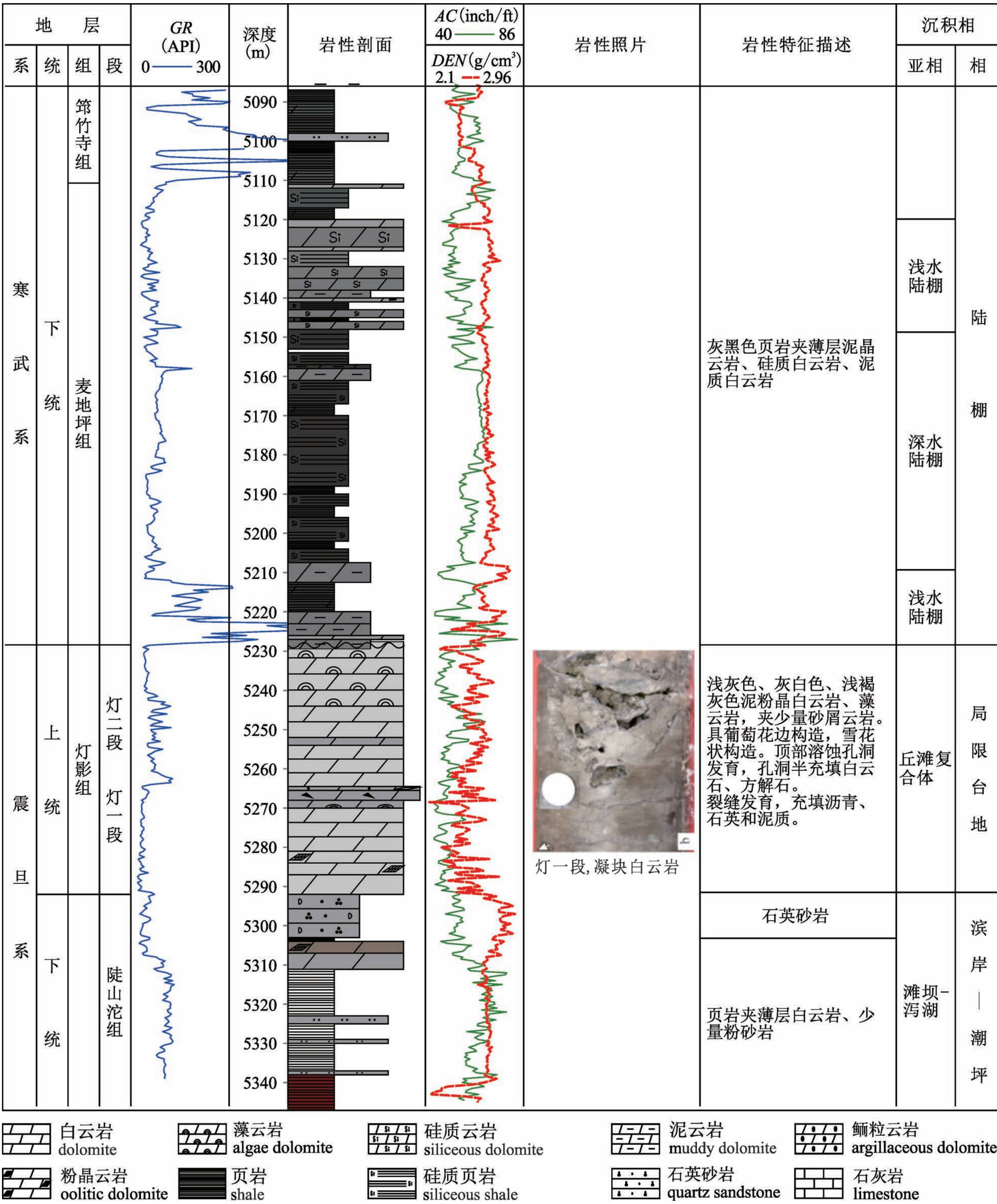

图 6 资阳 1 井震旦系—寒武系井地层古生物及沉积特征综合图(据李双建等,2018 修改)

Fig. 6 Comprehensive Map of Paleontology and Sedimentary Characteristics of Sinian-Cambrian Well Well Ziyang 1 (modified from Li Shuangjian et al., 2018&)

地震标定与钻井结果一致,即在蓬探 1 井区没有灯三段、灯四段地层,灯二段直接与寒武系削蚀不整合接触。

钻井和地震标定结果表明,四川盆地裂陷槽内缺失灯四段、灯三段及灯二段上部地层,大部分地区灯二段直接与寒武系剥蚀整不合接触;裂陷槽内灯

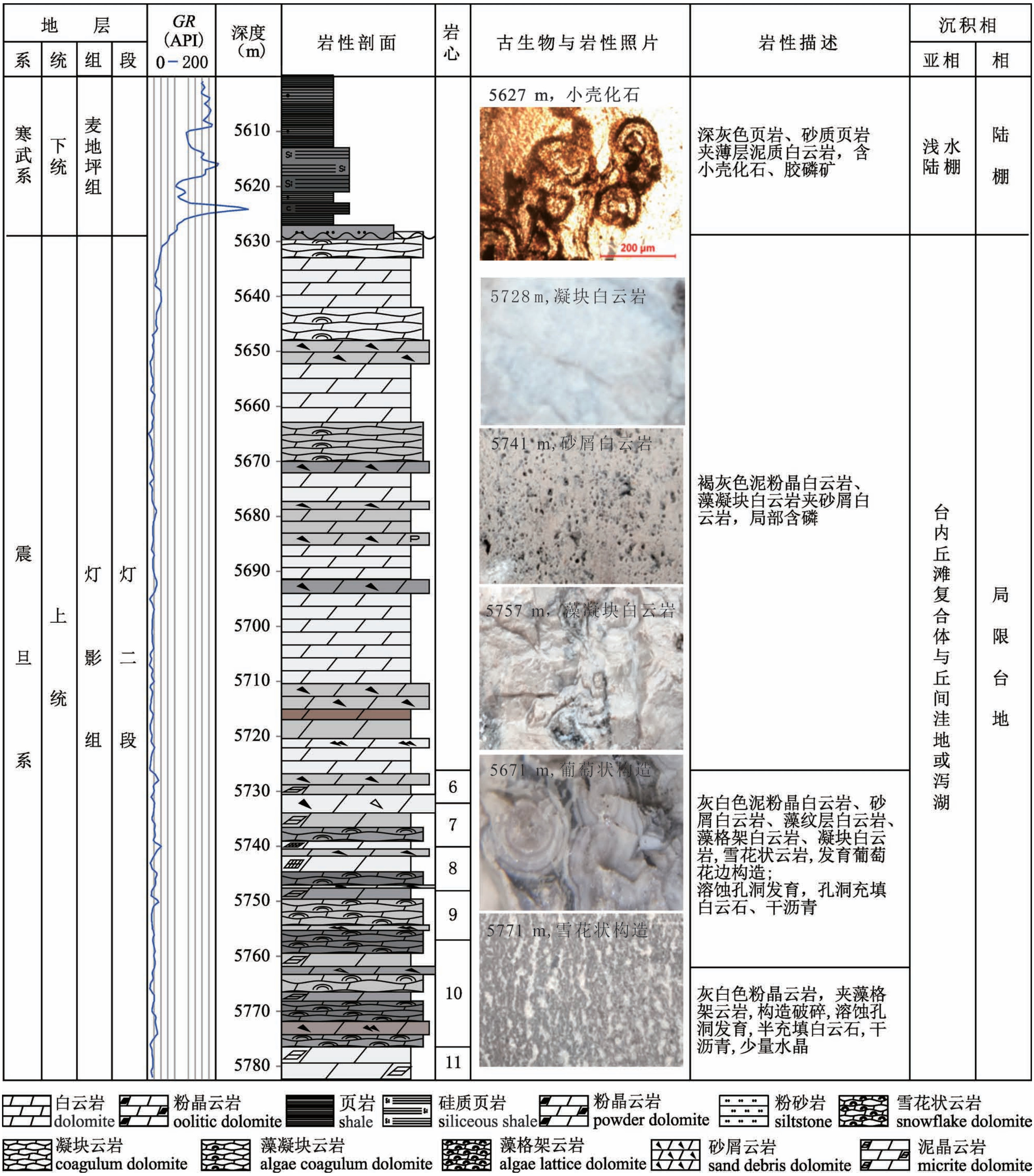

图 7 蓬探 1 井震旦系—寒武系地层古生物及沉积特征综合图

Fig. 7 Comprehensive map of paleontology and sedimentary characteristics of Sinian-Cambrian strata in well Pengtan 1

影组顶部为岩溶风化壳。

地层分布特征表明，灯四段、灯三段以成都—绵阳地区为中心，向周围呈近似三角形的环状缺失(图 11)，目前钻井显示，资阳 1 井缺失地层最多，并呈现向四周缺失逐渐减少的趋势，南部的威远地区还保留有少量的灯四段地层，残余厚度在 20～40 m 左右。

在以往的研究中，都认为清平地区是缺失灯四段的。但近年来我们在清平地区发现了震旦系灯三段和灯四段地层，且灯三段厚度 30 m，灯四段出露厚度大于 300 m(图 11)。这一发现使得以往把裂陷槽延伸范围穿过汶川、江油直至平武、青川(图 1)

的诊断成了一个大问题,因为原本的裂陷槽范围就

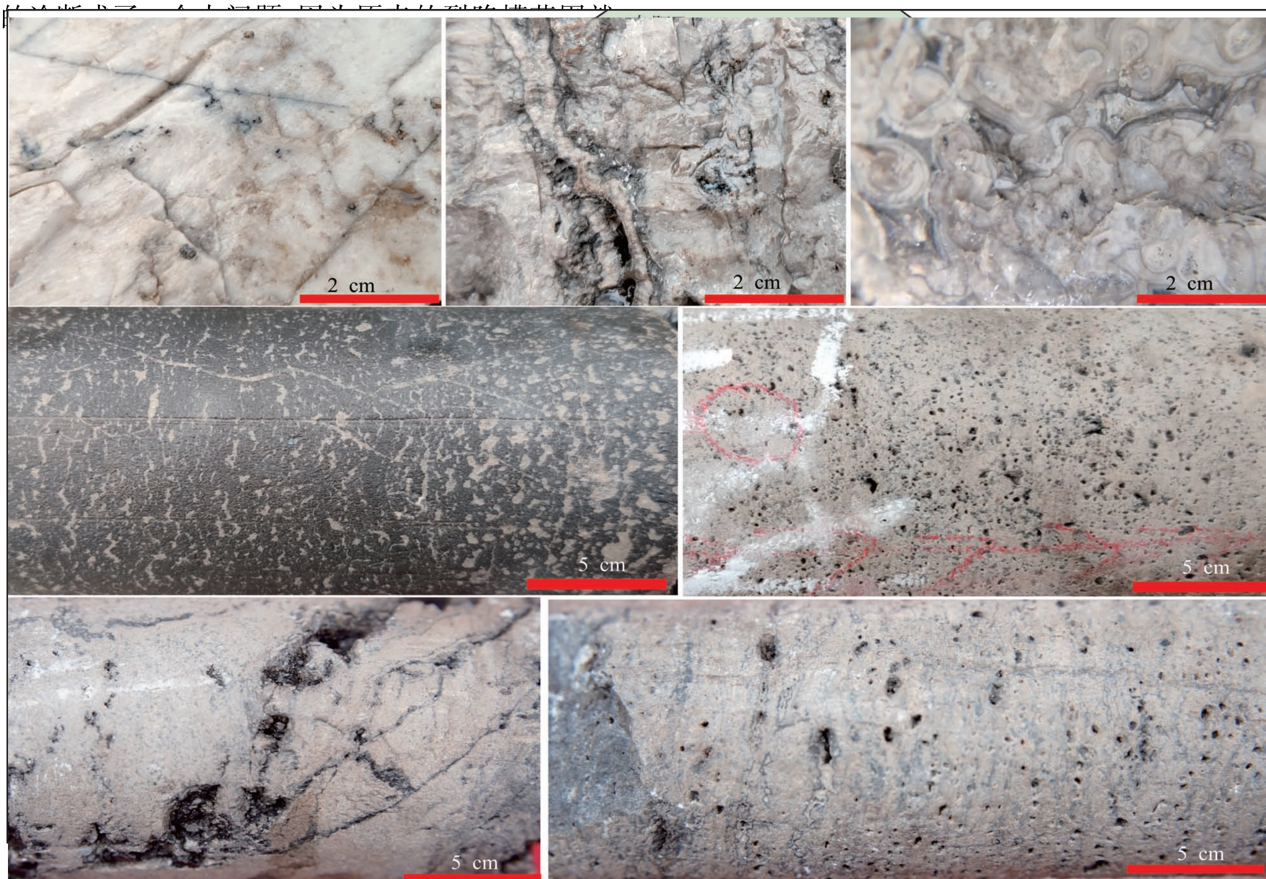

Fig. 11 Thickness distribution of Deng 4 in Sichuan basin(red area for possible distribution of mantle plume)

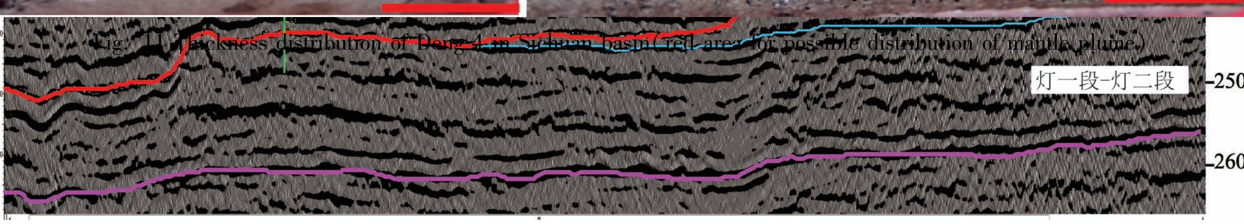

图 9 蓬探 1 井区裂陷槽与邻区地震地层对比(line B)

Fig. 9 Seismic Stratigraphic Correlation between aulacogen and Neighboring Areas in Well PT 1

是参照灯四段的缺失范围确定的。这一发现也说明

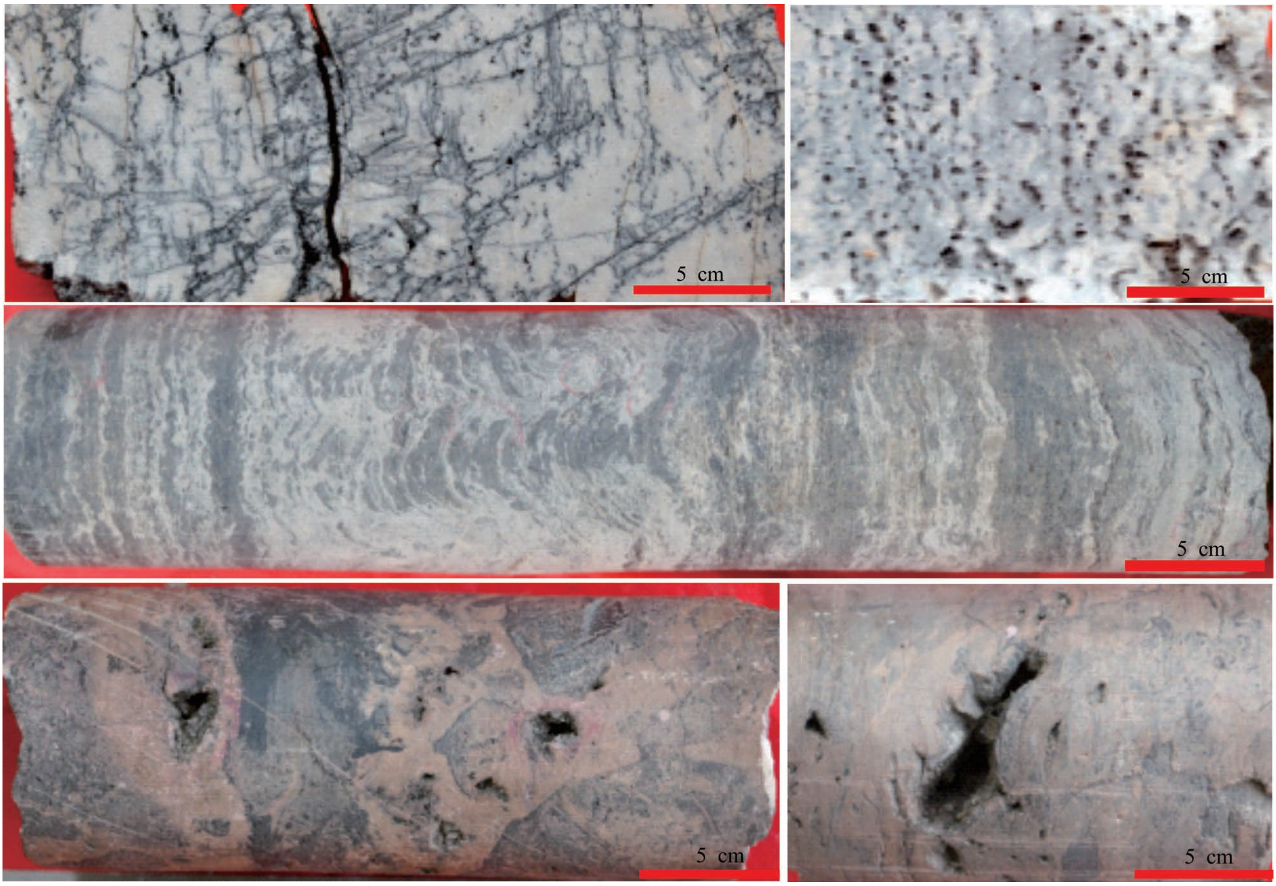

图 12 裂陷槽区和邻区灯影组岩性、沉积特征对比图

Fig. 12 Comparison of Lithology and Sedimentary Characteristics of Dengying Formation in aulacogen Area and Adjacent Areas

(a)蓬探 1 井 5728.4 m,灯二段泥晶云岩;(b)蓬探 1 井 5736.5 m 藻凝块云岩;(c)蓬探 1 井 5745.2 m 灯二段葡萄花边构造;(d)蓬探 1 井 5750.4 m 灯二段雪花状构造云岩;(e)蓬探 1 井 5731.3 m 灯二段砂屑云岩;(f)资探 1 井 4971.31 m 灯二段孔洞沥青;(g)资探 1 井 4939.4 m 藻格架云岩;(h)磨溪 108 井 5329.25 m 灯四段泥晶云岩裂缝;(i)磨溪 108 井 5305.2 m 灯四段砂屑云岩;(j)磨溪 51 井 5351.1 m 灯四段藻纹层云岩;(k~l)高石 102 井 5152.14 m 灯四段泥晶云岩构造破碎,溶蚀孔洞发育

(a) Mudstone dolomite of Denger Member, 5728.4 m in Well Pengtan 1; (b) 5736.5 m algal agglomerate dolomite in Pengtan 1 well; (c) Grape lace structure of Denger section at 5745.2 m in Pengtan 1 well; (d) Snowflake-like structural dolomite of Denger Member at 5750.4 m in Pengtan 1 well; (e) sandstones and dolomites in the second member of Dengyu at 5731.3 m in Pengtan 1 well; (f) Bitumen in the second section of Dengyu, 4971.31 m, Well Zitan 1; (g) algal framework dolomite at 4939.4 m in well ZT 1; (h) micritic dolomite fracture in the 4th member of Dengyu at 5329.25 m in Moxi 108 well; (I) sandstones and dolomites in the 4th member of Dengyu, 5305.2 m in Moxi 108 well; (j) Dolomite of the fourth member of Dengyu at 5351.1 m in Moxi 51 well; (k ~ l) The micritic dolomite structure of the fourth member of Dengshi at 5152.14 m in Gaoshi 102 well is broken, and the dissolution holes are developed

这个裂陷槽可能就没有向西北方向的开口。

3　裂陷槽内部与边缘沉积特征

裂陷槽内震旦系保留的地层主要是灯二段。高石 17、资阳 1、蓬探 1、资探 1 井钻探结果表明,裂陷槽内灯二段岩性主要为灰白色泥粉晶白云岩、雪花状构造白云岩、藻纹层白云岩、藻格架白云岩、鲕粒云岩和砂砾屑白云岩,局部层段含石英砂、磷灰石,发育葡萄花边构造(图 4,图 6,图 7,图 12)。富藻层发育溶蚀孔洞。溶蚀孔洞、裂缝及砂砾屑孔隙半充填白云石、水晶、干沥青、方铅矿和雄黄等。其中藻纹层、藻格架构造、葡萄花边构造、雪花状构造是整个扬子地区灯影组富藻层最典型的沉积构造类型,是浅水局限台地的标志性沉积构造(刘静江等,2015)。

裂陷槽内钻井揭示的灯影组岩性特征、沉积特征与裂陷槽外四川盆地其它地区震旦系岩性和沉积特征基本相同,可以认为是相同沉积环境的产物,沉积相属于典型的局限台地之台内沉积。

此外,干沥青在四川盆地灯二段全盆地普遍发

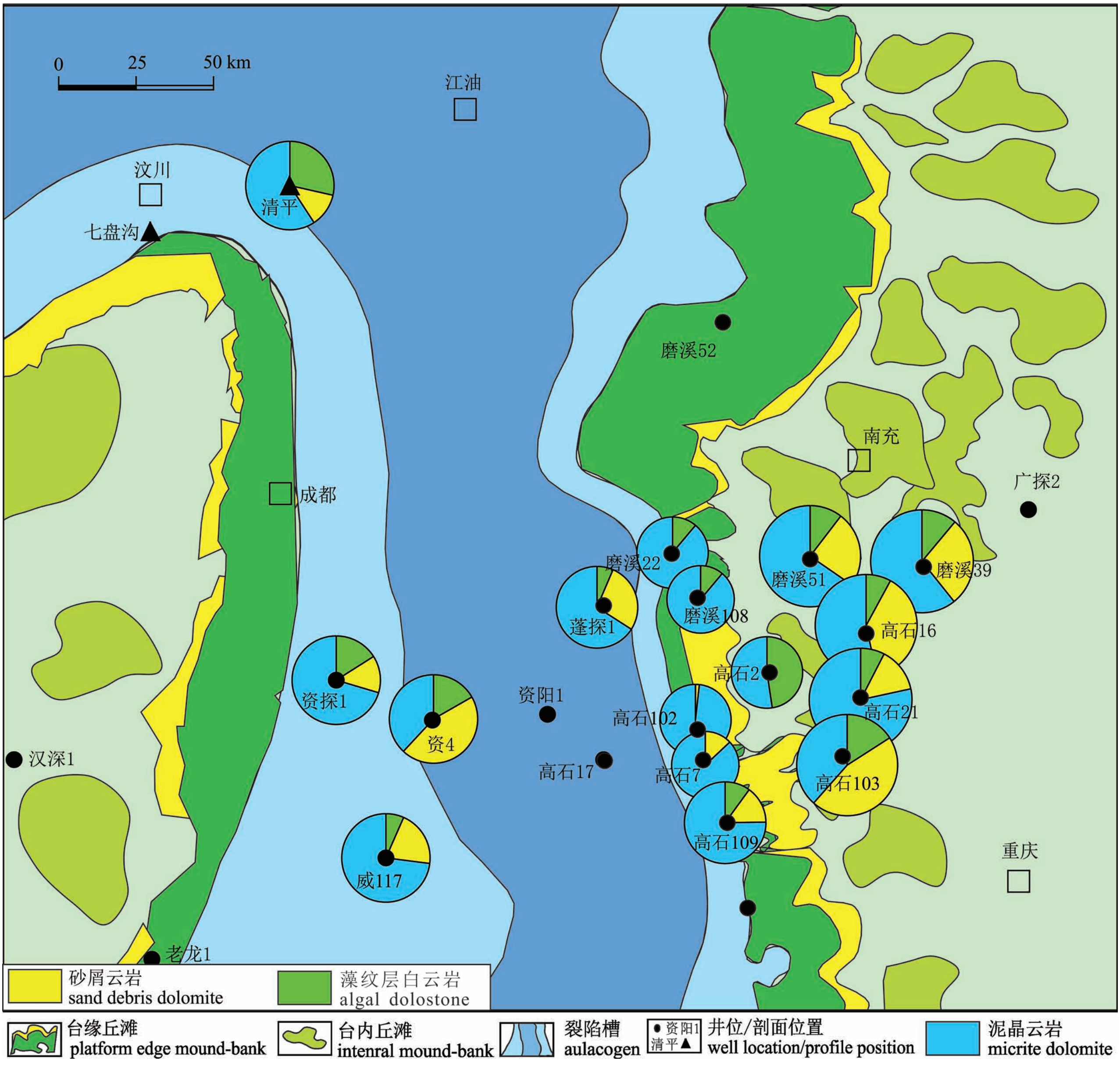

图 13 裂陷槽边缘沉积特征(饼状图为不同岩性的含量,底图、颜色图例同图 1)

Fig. 13 Sedimentary Characteristics of aulacogen Edge (piedmont chart shows contents of different lithology)

育,裂陷槽内灯二段也富含干沥青,表明裂陷槽内的灯二段与四川盆地其它地区(裂陷槽外)灯二段不但沉积环境相同,也具有相同的成岩环境和成藏环境。

研究表明,上扬子地区震旦系碳酸盐台地由沉积作用自然形成的台地边缘一般发育有大型藻丘和砂屑滩,藻丘和砂屑滩的单层厚度一般在 6~30 m。对研究区裂陷槽边缘的岩性统计表明(图 13),槽子边缘以泥晶白云岩为主,夹有少量的砂屑白云岩和藻纹层白云岩,砂屑白云岩和藻云岩单层厚度大多小于 1m,只有很少藻丘和砂屑滩单层厚度大于 2 m,其岩性和沉积特征与槽子边缘以外的碳酸盐台地没有明显区别。这种特征说明裂陷槽的边缘不是由沉积形成,而是由构造作用形成的。

清平地区灯二段为一套藻纹层、藻格架白云岩,含小型半球状叠层石;灯四段为一套含硅质条带的泥粉晶白云岩,底部含大型半球状叠层石,其沉积类型为典型的局限台地沉积,而不是图 1 及图 13 所示的裂陷槽沉积。

4 裂陷槽形成时间、成因及形成过程

沉积是构造作用的物质表现,每一种构造类型

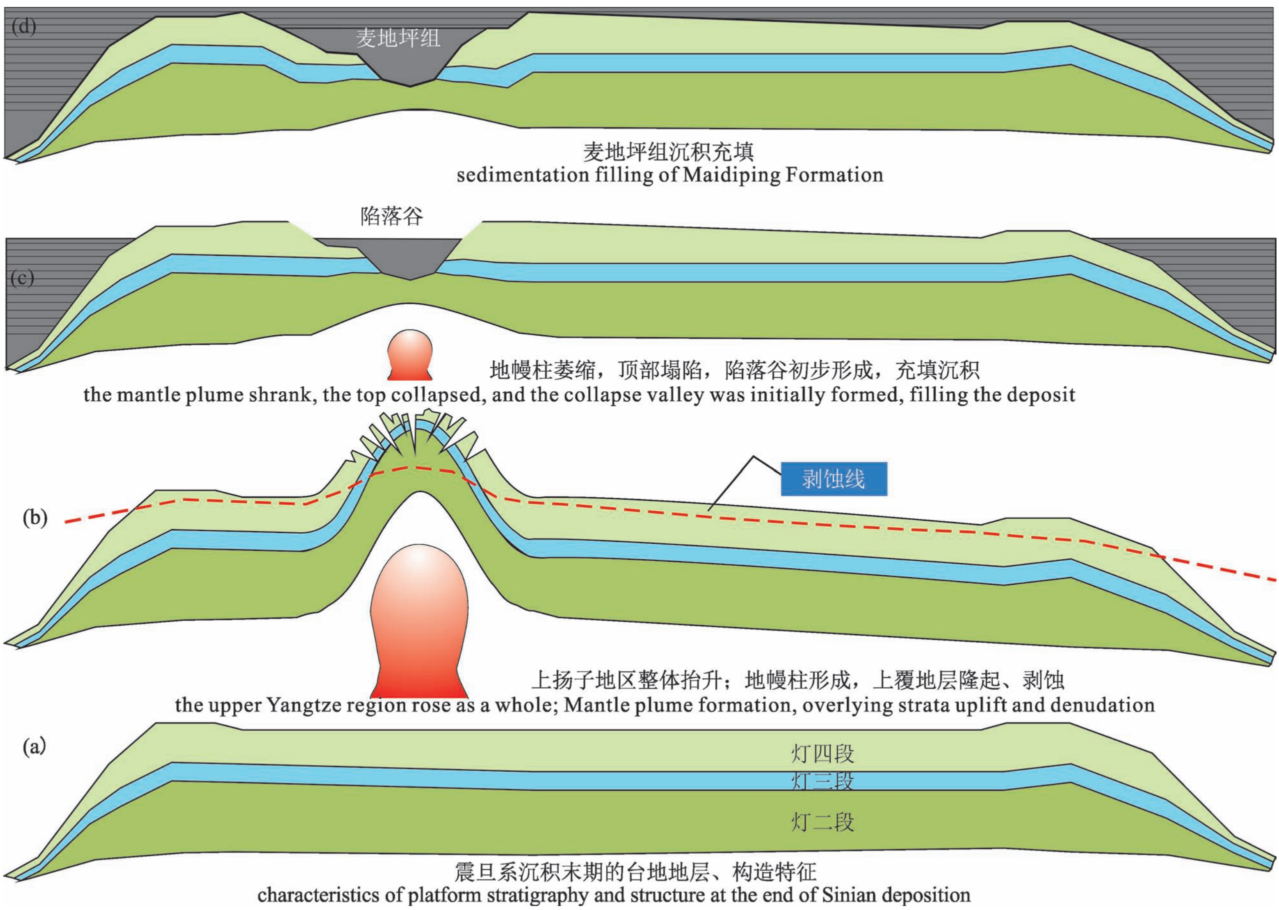

图 14 四川盆地震旦系—寒武系裂陷槽发育模式

Fig. 14 Development Model of Sinian-Cambrian aulacogen in Sichuan Basin

都伴随着相应的沉积物的产生或沉积构造的变化。对于裂陷槽来说,裂陷槽沉积充填的时间就是裂陷槽形成的时间。

地层和沉积特征研究结果表明,震旦纪灯影组沉积时四川盆地为统一的浅水局限台地环境,沉积古地貌非常平缓,除了周边几个小型古陆外,碳酸盐台地上并没有明显的古地貌差异(刘静江等,2015,2016)。钻井揭示川西裂陷槽内残存的灯影组沉积特征与四川盆地其它地区完全相同,并没有出现与裂陷槽相关的沉积类型。假如震旦纪存在裂陷槽,就一定会有裂陷槽相关的沉积;假如灯四段沉积期存在裂陷槽,裂陷槽内就一定会有更厚的灯四段沉积。但裂陷槽区没有灯三段、灯四段,表明灯三段、灯四段只能是沉积后剥蚀缺失,而不是没有沉积。因此可以认为,震旦系沉积期四川盆地碳酸盐台地并不存在裂陷槽,裂陷槽形成于震旦系沉积之后。四川盆地裂陷槽内最先充填的是寒武纪早期的沉积,表明裂陷槽的形成开始于寒武纪早期。

四川盆地西部灯影组地层环状剥蚀特征(图 11)符合地幔柱演化第一阶段的特征,即该地区具有地壳的穹隆状隆升过程。这种隆升一般与地层剥蚀同时进行,在地幔柱持续隆升过程中,隆起区地层也不断剥蚀,最终在隆起上形成与地幔柱形状相似的环状地层剥蚀区。而裂陷槽区沉积充填特征也符合地幔柱塌陷后沉积充填的特点(后有详述)。基于以上裂陷槽区的地层、沉积以和构造特征,本文提出四川盆地裂陷槽的地幔柱塌陷成因观点(图 14)。

在大地构造位置上,上扬子地区毗邻攀西裂谷。攀西裂谷是一个由超级地幔柱活动形成的大陆裂谷,其主体部分分布于上扬子地块的西部边缘的攀枝花—泸定、宝兴一带,裂谷向北东方向的分支就是龙门山断裂带,构成四川盆地的西缘。地质历史上攀西裂谷曾经多次活动(陈琦等,1987;杨实,1989),每次活动都对与其毗邻的上扬子地块产生重大的影响,距攀西裂谷最近的四川盆地西部更是受影响最大的地方。

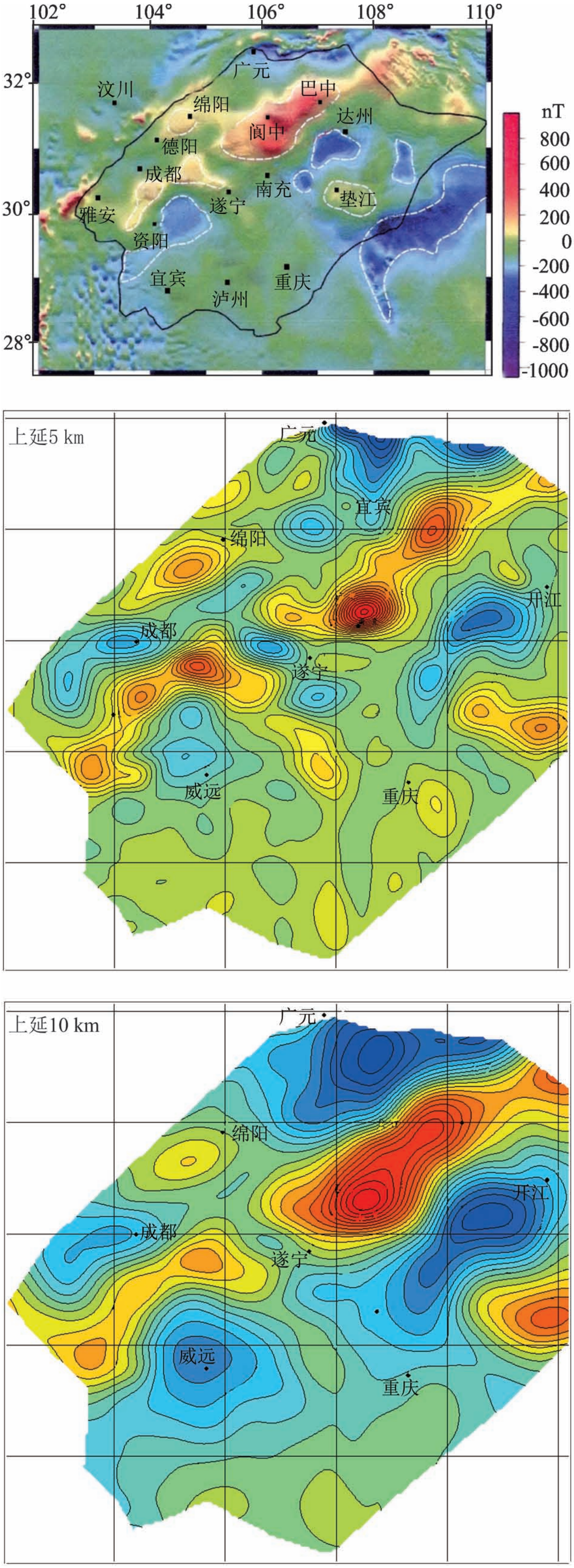

图 15 四川盆地航磁异常图(据周稳生等,2016)

Fig. 15 Aeromagnetic anomaly map of Sichuan basin (according to Zhou wensheng et al. , 2016&)

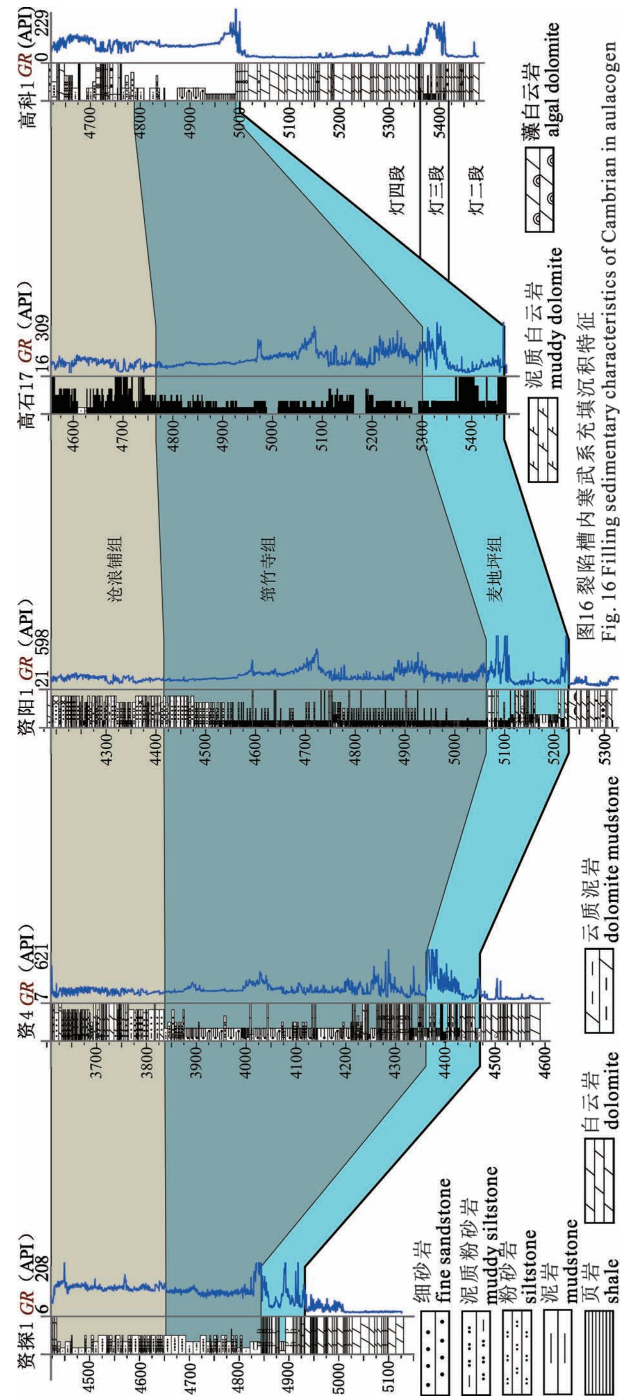

图16 裂陷槽内寒武系充填沉积特征

Fig. 16 Filling sedimentary characteristics of Cambrian in aulacogen

灯影组(灯四段)是一套巨厚的菌藻类白云岩沉积,这套白云岩不仅在整个上扬子地区全区分布,而且向西还延伸到攀西裂谷内部,覆盖了几乎整个攀西裂谷(刘静江等,2015,2016)。这套白云岩非常纯净,几乎不含任何陆源物质,说明它是在一种非常稳定的沉积环境中形成的。这也表明,在震旦系灯影组沉积期攀西裂谷是处于静止期。

震旦系沉积后,攀西裂谷又一次强烈活动,整个扬子地区从震旦系白云岩台地到寒武系底部巨厚的

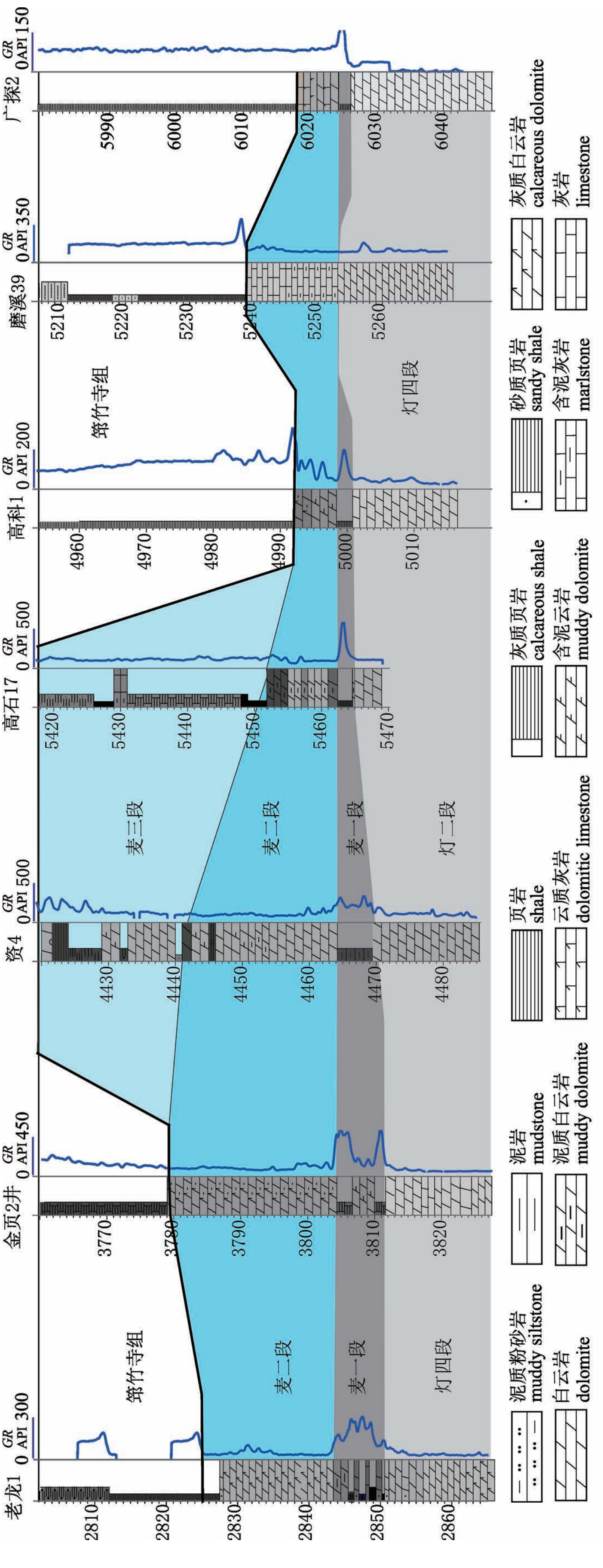

图17 麦地坪组底部沉积特征

Fig. 17 Sedimentary characteristics at the bottom of Maidiping Formation

黑色页岩的沉积突变昭示了这次运动的广泛存在（这次运动也有人称桐湾运动二幕）。强大的裂谷动力带动整个上扬子板块联动抬升，造成上扬子地区震旦系大面积暴露、剥蚀。伴随着攀西裂谷的活动，在四川盆地西部的深部诱发了一个近似三角形的地幔柱（或由多个地幔热点组成）。在航磁图上，四川盆地西部深层有多个小型正高磁异常区（图 15），这些异常在地壳的深部和浅部都存在。这些高磁异常的形成可能就是残余地幔柱影响的结果（可以称之为德阳地幔柱）。由于地幔柱的拱升作用，在盆地西部形成了一个近似三角形的穹隆状隆起；同时，由于震旦纪时扬子板块处于地球中纬度地区，气候温暖湿热，碳酸盐岩更容易遭受风化剥蚀，结果，这个穹隆状隆起遭到快速剥蚀，隆起上的震旦系剥蚀变薄；由于资阳 1 井靠近隆起的顶部，该井区震旦系剥蚀量最大，不仅灯四段、灯三段剥蚀殆尽，还把灯二段上部的大部分剥蚀掉。大陆裂谷的活动持续时间一般不长，随着攀西裂谷活动的减弱，上扬子板块逐渐下沉，德阳地幔柱也冷却收缩，导致该地幔柱分布范围的地层逐渐塌陷，形成一个沿地幔柱范围分布的陷落谷。

由于这种陷落谷是缓慢沉降形成的，在沉降的同时可以逐渐接受新的沉积（寒武系沉积），并且由于地幔柱区沉降速率高于周围其他地区，也使得陷落谷内的沉积速率明显高于周围其他地区，这种差异沉降的结果导致陷落谷内寒武系麦地坪组、筇竹寺组沉积厚度明显高于周围其它地区（图 16）。此外，裂陷槽区麦地坪组主要为一套含硅含磷含小壳化石的泥质白云岩夹砂泥岩和页岩，表明其沉积水体较浅，沉积特征和古生物组合特征与盆地其他地区麦地坪组相似，属于浅水陆棚环境。

麦地坪组早期的沉积忠实地记录了这个裂陷槽早期的样貌。麦地坪组早期沉积为一套灰黑色页岩及含泥、含硅含磷的碳酸盐岩组合，这套组合在四川盆地大部分地区广泛存在（包括裂陷槽内，图

17),底部的页岩厚度只有 2~5 m,这说明麦地坪组开始沉积时,裂陷槽区还只是一个浅水洼地。而裂陷槽的快速充填是在麦地坪组沉积晚期至筇竹寺组沉积期(图 16),这也是德阳地幔柱塌陷、裂陷槽形成的高峰时期。

发育完善的地幔柱活动形成的地槽形构造一般称之为坳拉槽,如亚丁湾—红海—东非大裂谷;德阳—安岳裂陷槽由小型地幔柱不完全发育而成(相当于地幔柱活动的早—中期阶段就结束了),形成于地幔柱抬升剥蚀及沉降陷落的过程中,形态特征与发育完善的坳拉槽有明显差别,称之为陷落谷可能更为准确。

本文所引用的图 1 震旦系古地理图是直接根据现今震旦系顶面地震构造图作出的古地理图,没有经过地层恢复,忽略了震旦系沉积后桐湾运动二幕引起的整个上扬子地区构造抬升造成的显著的地层剥蚀,以及川西地幔柱拱升造成的局部强烈剥蚀,因而是错误的。这张图应该称为寒武系沉积前的古地貌图,而不是震旦系沉积时的古地理图。

5 裂陷槽对四川盆地震旦系油气成藏的贡献

钻井统计表明,裂陷槽(或陷落谷)对震旦系沉积没有控制作用(图 13),槽子边缘并没有碳酸盐台地边缘的一切沉积特征,比如大型藻丘以及大范围分布的厚层颗粒滩等等。

相反,槽子边缘构造成因的证据非常明显,比如岩心一般比较破碎,好的储集层段基本上都是断裂破碎带,比如蓬探 1 井、高石 102 井、磨溪 108 井(图 12)等等。槽子内部及边缘的断裂多为高角度或垂直断裂,一般断距很小,在地震剖面上看不出明显的断距(图 8、图 9、图 10),这也符合陷落谷地幔柱缓慢沉降成因的特点。

因此,裂陷槽或陷落谷由于形成于震旦系沉积之后,对四川盆地震旦系的控制作用主要表现在对槽子边缘及内部储层的改造方面,以及控制槽内(寒武系)烃源岩的分布,进而控制沿裂陷槽或陷落谷边缘就近成藏,对震旦系沉积没有影响。

6 结 论

(1)四川盆地震旦系裂陷槽内部大部分地区缺失灯三段、灯四段地层,地层缺失为局部抬升剥蚀缺失。

(2)裂陷槽内沉积特征与四川盆地内部其他地区基本相同,都属于局限台地之台内沉积。震旦系沉积期四川盆地震旦系碳酸盐台地表现为统一的浅水台地,并没有明显的沉积古构造差异。

(3)四川盆地西部地幔柱活动是四川盆地裂陷槽形成的直接原因,该裂陷槽或陷落谷形成于震旦系沉积之后,形成于寒武纪初期。

(4)裂陷槽边缘不是由沉积形成的,因此也不能叫“台地边缘”,应该叫“裂陷槽边缘”。

(5)裂陷槽或陷落谷的形成对震旦系沉积没有影响,但对槽内及边缘的震旦系储层改造、烃源岩的形成与分布及油气成藏具有重要作用。

参 考 文 献 / References

(The literature whose publishing year followed by a “&” is in Chinese with English abstract; The literature whose publishing year followed by a “#” is in Chinese without English abstract)

陈琦, 王平. 1987. 攀西裂谷的多期活动性及其深部地质意义. 长春地质学院学报, 17(1): 1~10.

单家增, 钟嘉猷, 工在中. 1985. 攀西裂谷的力学成因机制和模型实验. 地质科学, (2): 135~144.

杜金虎, 汪泽成, 邹才能, 徐春春, 沈平, 张宝民, 姜华, 黄士鹏. 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. 石油学报, 37(1): 1~16.

段金宝, 梅庆华, 李毕松, 梁子锐. 2019. 四川盆地震旦纪—早寒武世构造—沉积演化过程. 地球科学, 44(3): 738~755.

何斌, 徐义刚, 肖龙, 沙绍礼, 王康明. 2003. 峨眉山大火成岩省形成和空间分布: 来自沉积学的新证据. 地质学报, 77(2): 194~202.

和政军. 1993. 关于坳拉槽. 地质科技情报, 12(3): 7~11.

黄擎宇. 2018. 四川盆地震旦纪早寒武世岩相古地理与裂陷槽演化, 硕士论文, 导师向才富, 中国石油大学(北京), 8~124.

金鹤生. 1990. 裂谷的成因分类. 湘潭学院学报, 5 (1): 18~22.

李继亮. 1982. 两个元古代裂陷槽的细碧角斑岩系. 岩石学研究第一辑. 北京: 地质出版社: 110~123.

李双建, 高平, 黄博宇, 王海军, 沃玉进. 2018. 四川盆地绵阳—长宁凹槽构造演化的沉积约束. 石油与天然气地质, 29(5): 889~897.

李献华, 周汉文, 李正祥, 刘颖. 2002. 川西新元古代双峰式火山岩的微量元素和 Sm—Nd 同位素制约及其大地构造意义. 地质科学, 37(3): 264~276.

李忠权, 刘记, 李应, 杭文艳, 洪海涛, 应丹琳, 陈骁, 刘冉, 段新国, 彭戟. 2015. 四川盆地震旦系威远—安岳拉张侵蚀槽特征及形成演化. 石油勘探与开发, 42(1): 212~235.

刘静江, 李伟, 张宝民, 周慧, 袁晓红, 单秀琴, 张静, 邓胜徽, 谷志东, 樊茹, 王拥军, 李鑫. 2015. 上扬子地区震旦纪沉积古地理. 古地理学报, 6: 223~235.

刘静江, 张宝民, 周慧. 2016. 灰泥丘系统 • 分类及石油地质特征. 北京: 石油工业出版社: 46~79.

刘树根, 孙玮, 宋金民, 邓宾, 钟勇, 罗超, 冉波, 田艳红, 李智武, 彭瀚霖, 尹柯维. 2015. 四川盆地海相油气分布的构造控制理论. 地学前缘, 22(3): 46~58.

卢记仁. 1996. 峨眉山地幔柱的动力学特征. 地球学报, 17: 424~438.

骆耀南. 1985. 攀西古裂谷研究中的认识和进展. 中国地质, (01):

29～35.
潘杏南, 赵济湘, 张选阳, 郑海翔, 杨暹和, 周国富, 陶大理. 1987. 康滇构造与裂谷作用. 重庆：重庆出版社：166～177.
邱玉超, 罗冰, 夏茂龙, 陈友莲, 戴鑫, 李亚丁, 周红飞, 和源. 2019. 四川盆地长宁地区震旦系—寒武系裂陷槽的发现及其地质意义. 天然气勘探与开发, 42(2)：22～28.
沙茨基. 1959. 古陆台比较大地构造学(方维明等译). 北京：地质出版社：1～210.
石磊, 楼海, 王谦身, 卢红艳, 徐伟民. 2015. 攀西地区重力场特征及其地壳密度结构. 地球物理学报, 58(7)：2402～2412.
宋谢炎, 王玉兰, 曹志敏, 金景福, 李巨初, 温春齐. 1998. 峨眉山玄武岩、峨眉地裂运动与地幔热柱. 地质地球化学, (1)：47～52.
孙枢, 从柏林, 李继亮. 1981. 豫陕中—晚元古代沉积盆地(一). 地质科学, (4)：314～322.
孙枢, 李维亮, 王清晨. 1992. 继续重视坳拉槽(裂陷槽)及其成矿作用的研究. 地质论评, 38(2)：190～193.
滕吉文, 魏斯禹. 1987. 中国四川攀枝花—西昌(攀西)裂谷的形成、演化与裂谷分类. 大地构造与成矿学, 11(1)：77～90.
汪集旸, 汪缉安, 黄少鹏, 张文仁, 周友松, 金昕. 1988. 攀西古裂谷地区深部热流. 地球科学, (3)：221～235.
汪泽成, 姜华, 王铜山. 2014. 四川盆地桐湾期古地貌特征及成藏意义, 石油勘探与开发, 41(3)：305～312.
王生伟, 蒋小芳, 杨波, 孙晓明, 廖震文, 周清, 郭阳, 王子正, 杨斌. 2016. 康滇地区元古宙构造运动Ⅰ：昆阳陆内裂谷、地幔柱及其成矿作用. 地质论评, 62(6)：1353～1370.
魏国齐, 杨威, 杜金虎, 徐春春, 邹才能, 谢武仁, 曾富英, 武赛军. 2015. 四川盆地震旦纪—早寒武世克拉通内裂陷地质特征. 天然气工业, 35(1)：24～33.
夏林圻, 夏祖春, 徐学义. 1996. 南秦岭元古宙西乡群大陆溢流玄武岩的确定及其地质意义. 地质论评, 42(6)：513～522.
夏祖春, 夏林圻, 徐学义, 赵江天. 1999. 碧口群火山岩性质及形成环境. 地质论评, 45(增刊)：681～688.
肖龙, 徐义刚, 何斌. 2003. 峨眉地幔柱—岩石圈的相互作用：来自低钛和高钛玄武岩的 Sr—Nd 和同位素证据. 高校地质学报, 9(2)：207～217.
肖龙. 2004. 地幔柱构造与地幔动力学——兼论其在中国大陆地质历史中的表现 矿物岩石地球化学通报, 23(3)：239～243.
杨实. 1989. 攀西裂谷形成机理. 钢铁钛钒, 10(4)：37～44.
张本仁, 高山, 张宏飞, 韩吟文. 2002. 秦岭造山带地球化学. 北京：科学出版社：1～187.
周稳生. 2016. 四川盆地重磁异常特征与深部结构. 硕士论文, 导师董平, 南京大学, 30～40.
朱夏. 1986. 论中国含油气盆地. 北京：石油工业出版社：198～132.
Burke K. 1980. Intracontinental rifts and aulacogens. Continental Tectonics, Washington D C. Academy of Sciences, 85(1)：42～49.
Burke K. In, Ramberg I B and Neumann E R. 1987. Tectonis and geophysics of continental rlfts. Dordrecht ReideI. D. Reidel. Publ. Co.：1～8.
Campbell I H, Griffiths R W. I990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basahs. Earth Planet Sci. Lett., 99：79～93.
Campbell I H, Griffiths R W. 1992. The changing nature of Mantle hotspots through time：Implications for the chemical evolution of the mantle. Journal of Geology, 100(5)：497～523.
Chen Qi, Wang Ping. 1987&. The multiperiodic activity of the Panxi rift and its significance in deep geology. Journal of Changchun College of Geology, 17(1)：1～10.
Cox K G. 1991. A superplume in the Mantle. Nature, 352：564～565.
Dewey J F, Burk K. 1973. Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation：Products of continent collision. J. Geol., 81：683～692.
Dewey J F, Kidd W S F. 1974. Continent collision in the Appalachina--Caledonian orogenic belt, variations in style related to complet and imcomplet suturing. Geology, 2：543～546.
Du Jinhu, Wang Zecheng, Zou Caineng, Xu Chunchun, Shen Ping, Zhang Baomin, Jiang Hua, Huang Shipeng. 2016&. Discovery of internal rift depression in upper Yangtze craton and its control on formation of Anyue extra large gas field. Acta Petrolei Sinica, 37(1)：1～16.
Duan Jinbao, Mei Qinghua, Li Bisong, Lian Ziyue. 2019&. Tectonic sedimentary evolution process of Sinian-Early Cambrian in Sichuan basin. Geoscience, 44(3)：738～755.
Griffiths R W. Campbell I H. 1990. Stirring and structure in mantle plumes. Earth and Planet. Sci. Lett., 99：66～78.
He Bin, Xu Yangyi, Chung Sunling, Xiao Long, Wang Yamei. 2003. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 213：391～405.
He Bin, Xu Yigang, Xiao Long, Sha Shaoli, Wang Kangming. 2003&. Timing and spatial distribution of Emeishan large igneous province：New evidence from sedimentary geology. Acta Geologica Sinica, 77(2)：194～202.
He Zhengjun. 1993&. Review of aulacogen. Geological Science and Technology Information, 12(3)：7～11.
Hoffman P. 1974. Aulacogena and their genetic relation to geoayncIines, with a proterozonic example from great slave lake. Modern and Anecient Geosynclinal, Sedimentation, Canada：38～55.
Hoffman H J. 1989. Speculations on Laurentia's first gigayear (2. 0-1. 0 Ga). Geology, 17：135～138.
Hofmann A W. 1997. Early evolution of continents. Science, 275：498～499.
Huang Qingyu. 2018&. Lithofacies Paleogeography and aulacogen evolution of Sinian and Early Cambrian in Sichuan Basin. Master's thesis, tutor Xiang Caifu, China University of Petroleum (Beijing)：8～124.
Jin Hesheng. 1990&. A genetic classification of rift valley. Xiang Tan Min. Inst., 5 (1)：18～22.
Larson R L. 1991. Geological consequences of superplumes. Geology, 19：963～966.
Li Jiliang. 1982 #. Two Mesoproterozoic Spilite Porphyry Series in Aulacogen. Petrological Studies Part I. Beijing：Geological Publishing House：110～123.
Li Shuangjian, Gao Ping, Huang Qingyu, Wang Haijun, Wo Yujin. 2018&. Sedimentary constraints on structural evolution of Mianyang-Changning groove in Sichuan basin. Petroleum and Natural Gas Geology, 29 (5)：889～897.
Li Xianhua, Zhou Hanwen, Li Zhengxiang, Liu Ying. 2002&. Late Protozoic bimodal volcanic rocks from western Sichuan：trace element and Sm—Nd isotopic evidences and tectonic implication. Chinese Journal of Geology, 37(3)：264～276.
Li Z X, Li X H, Kinny P D, Wang J. 1999. The Breakup of Rodinia：did it start with a mantle plume beneath South China? Earth Sci. Planet. Lett., 173：171～181.

Li Zhongquan, Liu Ji, Li Ying, Hang Wenyan, Hong Haitao, Ying Danlin, Chen Yao, Liu Ran, Duan Xinguo, Peng Ji. 2015&. Characteristics and formation and evolution of Sinian Weiyuan－Anyue tensile erosion trough in sichuan basin. Petroleum Exploration and Development, 42(1): 212～235.

Liu Jingjiang, Li Wei, Zhang Baomin, Zhou Hui, Yuan Xiaohong, Shan Xiuqin, Zhang Jing, Deng Shenghui, Gu Zhidong, Fan Ru, Wang Rongjun, Li Xin. 2015&. Sinian sedimentary paleogeography of upper Yangtze region. Journal of Palaeogeography, 6: 223～235.

Liu Jingjiang, Zhang Baomin, Zhou Hui. 2016#. Classification of Stucco Mound System and Petroleum Geological Characteristics. Beijing: Petroleum Industry Press: 46～79.

Liu Shugen, Sun Wei, Song Jinmin, Deng Bin, Zhong Rong, Luo Chao, Ran Bo, Tian Hongyan, Li Zhibin, Peng Hailin, Yin Kewei. 2015&. Tectonic control theory of marine oil and gas distribution in Sichuan basin. J. Earth Science Frontiers, 23(3): 46～58.

Logatche N A. 1978. In Ramberg I B and Neumann E R. Tectonis and geophysics of continental rlfts. Dordrecht Reide I: 49～61.

Lu Jiren. 1996&. Dynamics characteristics of the Emeishan ma ntle plume. Acta Geoscientia Sinica, 17: 424～438.

Luo Yaonan. 1985&. Understanding and progress in the study of Panxi ancient rift valley. Geol. China, (1): 29～35.

Milanovsky E E. 1978. In Ramberg I B and Neumann E R. Tectonis and geophysics of continental rlfts. Dordrecht Reide I: 16～24.

Morgan W J. 1971. Convection plumes in the lower Mantle. Nature, 230 (52): 42～43.

Pan Xingnan, Zhao Jixiang, Zhang Xianyang, Zheng Haixiang, Yang Xianhe, Zhou Guofu, Tao Dali. 1987#. Tectonics and Rifting in Kangdian Region. Chongqing: Chongqing Press: 166～177.

Qiu Yuchao, Lo Bing, Xia Maolong, Chen Youjia, Dai Xin, Li Yading, Zhou Hongfei, He Yuan. 2019&. Discovery of Sinian－Cambrian aulacogen in Changning area of Sichuan basin and its geological significance. Natural Gas Exploration and Development, 42(2): 22～28.

Roger J J W. 1996. A history of continents in the past three billion years. Journal of Geology, 104: 91～107.

Shan Jiazend, Zhong Jiayou, Wang Zaizhong. 1985&. Preliminary note on mechanism of formation of Panxi rift. Scientia Geologica Sinica, 2: 135～144.

Shi Lei, Lou Hai, Wang Qianshen, Lu Hongyan, Xu Weimin. 2015&. Gravity field characteristics and crust density structure in the Panxi region, China. Chinese Journal of Geophysics, 58(7): 2402～2412.

Song Xieyan, Zhou Meifu, Hou Zengqian, Cao Zhimin, Wang Yunliang, Li Youguo. 2001. Geochemical constraints on the mantle source of the Upper Perm ian Emeishan continental flood basalts, southwestern China. Acta Geologica Sinica, 75: 506～517.

Song Xieyan, Wang Yulan, Cao Zhimin, Jin Jingfu, Li Juchu, Wen Chunqi. 1998&. Emeishan basalts, Emei tafrogeny and mantle plume. Geology Geochemistry, (1): 47～52.

Sun Shu, Cong Berlin, Li Jiliang. 1981&. Middle－Late Proterozoic sedimentary basins in Henan and Shaanxi (I). Geological Science, (4): 314 ～ 322.

Sun Shu, Li Weiliang, Wang Qingchen. 1992&. Continue to attach importance to the study of Ola trough (aulacogen) and its mineralization. Geological Review, 38(2): 190～193.

Teng Jiwen, Wei Siyu. 1987&. The formation, evolution and classification of the Panzhihua－Xichang(Panxi) rift. Geotectonica et Metallogenia, 11(1): 77～90.

Wang Shengwei, Jiang Xiaofang, Yang Bo, Sun Xiaoming, Liao Zhenwen, Zhou Qing, Guo Yang, Wang Zizheng, Yang Bin. 2016&. The proterozoie tectonic movement in Kangdian area I: Kunyang intraeontinental rift, mantle plume and its metallogenesis. Geological Review, 62(6): 1353～1370.

Wang Jiyang, Wang Jian, Huang Shaopeng, Zhang Wenren, Zhou Yousong, Jin Xi. 1988&. Deep heat flow in Panxi ancient rift region. Geoscience, (3): 221～235.

Wang Zecheng, Jiang Hua, Wang Tongshan. 2014&. Paleo－geomorphology formed during Tongwan tectonization in Sichuan Basin and its significance for hydrocarbon accumulation. Petroleum Exploration and Development, 41(3): 305～312.

Wei Guoqi, Yang Wei. Sun Xiaomin, Liao Zhenwen, Zhou Qind, Guo Yang, Wang Zizheng, Yang Bin. 2015&. Geological characteristics of Sinian－early Cambrian craton rift depression in Sichuan basin. Natural Gas Industry, 35 (1): 24～33.

Wilison J T. 1963. A possible origin of the Hawaiian island. Can. J. Phys., 41: 863～870.

Xia Linqi, Xia Zuchun, Xu Xueyi. 1996&. Protozoic Xixiang formation continental flood basalt from osuthern Qinglin: determination and implication. Geological Review, 42(6): 513～522.

Xia Zuchun, Xia Linqi, Xu Xueyi, Zhao Jiangtian. 1999#. Properties of Bikou formation volcanic rocks and its goe logical setting. Geological Review, 45 (supplement): 681～688.

Xiao Long, Xu Yigang, He Bin. 2003&. Emei mantle plume－subcontinental lithosphere interaction: Sr Nd and O isotopic evidencs from low Ti and high Ti basalts. Geological Journal of China Universities, 9(2): 207～217.

Xiao Long. 2004&. Plume tectonics and mantle dynamics: On their records in Chinese. Continent Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 23(3): 239～243.

Yang Shi. 1989&. Formation mechanism of Panxi rift. Iron, Steel, Titanium and Vanadium, 10(4): 37～44.

Zhang Benren, Gao Shan, Zhang Hongfei, Han Yinwen. 2002 #. Geochemistry of Qinglin Orogen. Beijing: Science Press: 1～187.

Zhou Wensheng. 2016&. Characteristics of gravity and magnetic anomalies and deep structures in Sichuan basin. Master´s thesis, mentor Dong Ping, Nanjing University: 30～40.

Zhu Xia. 1986#. On China´s Petroliferous Basins. Beijing: Petroleum Industry Press: 198～132.

New progress in the study of aulacogen in Sichuan Basin

——A discussion on the genetic mechanism and formation time of the aulacogen

LIU Jingjiang[1), LIU Huirong[2), LI Wenhao[3), XIE Wuren[1), JIANG Hua[1), SU Wang[1),
LI Wenzheng[1), SHI Shuyuan[1), ZHAI Xiufen[1), MA Shiyu[1)

1) *China Petroleum Exploration and Development Research Institute*, *Beijing*, 100083;

2) *Tarim Oilfield Development Division*, *Korla*, *Xinjiang*, 841000

3) *Exploration Division of Southwest Oil and Gas Field Company*, *Chengdu*, 610000

Abstract: The latest drilling and seismic data show that the upper strata of Deng 4, Deng 3 and Deng 2 Members of the Dengying Formation, Sinian (Ediacaran) System are missing in most areas in aulacogen, Sichuan Basin, and only algae-rich layers and the following strata remain in Deng 2, and the Sinian System strata are characterized by annular denudation. The remaining rocks of the Deng 2 Member is mainly silty dolostone, algae laminae dolostone, algal framework dolostone, snowflake-shaped structural dolostone and gravel dolostone. The grape lace structure is developed in some sections, and the sedimentary facies belongs to a typical limited platform, which is the same as that of the Dengying Formation in other areas in the basin, indicating that there is no obvious structural differentiation in the Sinian Sichuan Basin carbonate platform. In this paper, the explanation of the genesis of aulacogen in Sichuan Basin is put forward from the aspects of strata, sedimentary characteristics and tectonic dynamic mechanism. It is considered that the aulacogen in Sinian System was formed after Sinian System deposition, and its genesis may be related to mantle plume arching-stratum denudation-mantle plume collapse and re-settlement.

Keywords: Sinian (Ediacaran) System; rift valley; aulacogen; mantle plume; collapse valley

First author: LIU Jingjiang, male, born in 1968, Ph. D., senior engineer, main research direction for carbonate sedimentary, reservoir and accumulation; Email: ljjtarim2@tom.com

Acknowledgements: This research is Financially supported by National Key Research and Development Program of China (No. 2017YFC060310X)

Manuscript received on: 2020-04-02; Accepted on: 2021-02-27; Network published on: 2021-03-20

Doi: 10.16509/j.georeview.2021.03.071　　**Edited by**: LIU Zhiqiang