

doi: 10.12029/gc20220615

刘建清, 何利, 江永富, 何佳伟, 何平. 2022. 四川雷波地区下寒武统麦地坪含磷地层研究及磷矿资源潜力分析[J]. 中国地质, 49(6): 1908–1922.
Liu Jianqing, He Li, Jiang Yongfu, He Jiawei, He Ping. 2022. Phosphorus-bearing strata in Maidiping Formation of the Lower Cambrian in Leibo area of Sichuan Province and its potential of phosphate resources[J]. Geology in China, 49(6): 1908–1922(in Chinese with English abstract).

四川雷波地区下寒武统麦地坪含磷地层研究及磷矿资源潜力分析

刘建清¹, 何利¹, 江永富², 何佳伟³, 何平¹

(1. 中国地质调查局成都地质调查中心, 四川 成都 610081; 2. 四川省地质矿产勘查开发局二〇七地质队, 四川 乐山 614000; 3. 成都理工大学, 四川 成都 610000)

提要:【研究目的】四川省雷波县至云南省永善县是寒武系麦地坪组磷矿聚集区, 含磷地层的研究不仅有助于深入分析磷矿形成的古地理环境及其变化特征, 而且结合构造背景的研究, 可研究磷矿形成分布规律, 为磷矿的开发提供理论依据。【研究方法】以岩心编录及剖面测量为基础, 研究了雷波地区麦地坪组含磷层系厚度、岩性、沉积相、沉积模式、构造背景、盆地性质、磷矿成因机制、磷块岩岩石学特征及其变化等。【研究成果】阐明了雷波地区麦地坪组在 50 km 范围内, 岩性、岩相的巨大差异以及磷块岩特征, 指出雷波地区在麦地坪组沉积时期呈隆、凹相间的格局, 缺失浅水陆棚相。白云岩相区属潮坪相, 是磷矿聚集的有利地段。硅质岩属深水陆棚相, 是火山活动形成的热水作用成因。磷矿的聚集是硅质岩相区火山活动, 生物发育, 高温洋流由下向上运动, 携带生物遗体分解的高 P_2O_5 浓度海水在凹陷区两侧白云岩相区沉积和改造的结果。从大地构造背景、盆地性质、磷质来源、磷的迁移、沉淀、富集阐述了磷矿成矿作用机制, 提出雷波地区磷矿是多种因素作用形成, 建立了相应的磷矿成矿模式。【结论】发现揭示了新元古代末期至寒武纪早期, 裂谷盆地发育的晚期阶段, 一种新的磷成矿作用——隆、凹相间的古地理格局及微弱的火山活动, 在空间上有效配置, 并由此提出在凹陷两侧白云岩相区寻找磷矿的预测评价新思路, 指出针对麦地坪组磷矿找矿的新方向, 在找矿空间可由凹陷区向四周拓展。

关键词: 磷矿; 资源潜力; 麦地坪组; 矿产调查工程; 雷波地区; 四川

创 新 点: 阐明了雷波地区麦地坪组岩性、岩相及磷块岩特征是差异隆升的结果, 属裂谷盆地成因; 提出了白云岩形成磷块岩新的多因素成矿作用, 建立了雷波地区磷块岩多因素成矿作用模式; 提出了裂陷槽边缘白云岩建造中寻找磷矿预测评价的新思路。

中图分类号: P619.14

文献标志码: A

文章编号: 1000-3657(2022)06-1908-15

Phosphorus-bearing strata in Maidiping Formation of the Lower Cambrian in Leibo area of Sichuan Province and its potential of phosphate resources

LIU Jianqing¹, HE Li¹, JIANG Yongfu², HE Jiawei³, HE Ping¹

(1. Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu 610081, Sichuan, China; 2. 207 Geological Party of Sichuan Mineral and

收稿日期: 2019-11-16; 改回日期: 2020-06-15

基金项目: 中国地质调查局项目(DD20160019-19、DD20190080、DD20221733)联合资助。

作者简介: 刘建清, 男, 1969年生, 硕士, 教授级高级工程师, 主要从事岩石学专业研究; E-mail: liujq1@tom.com。

通讯作者: 何利, 女, 1983年生, 高级工程师, 从事沉积学研究; E-mail: 76069804@qq.com。

Resources Bureau, Leshan 614000, Sichuan, China; 3. Chengdu University of Technology, Chengdu 610000, Sichuan, China)

Abstract: This paper is the result of mineral exploration engineering.

[Objective] The phosphate deposit accumulation scope of Maidiping Formation of the Lower Cambrian covers a wide area from Leibo County (Sichuan) to Yongshan County (Yunnan). The study of phosphorus-bearing strata is not only helpful to the reconstruction of the paleogeographic environment and its varied characteristics, but also can obtain the formation and distribution of phosphate deposits in combination with the study of tectonic background, and provide a theoretical basis for the development of phosphate deposit. **[Methods]** Based on the deposit record and section measurement, this paper studies the thickness, lithology, sedimentary facies, sedimentary model, tectonic background, basin properties, genetic mechanism of phosphate deposit, petrological features of phosphorite, and their changes in Maidiping Formation in Leibo area. **[Results]** The significant difference of lithology and lithofacies of the Maidiping Formation in Leibo area are within 50 kilometers, and the characteristics of phosphorite are well explained. It is pointed out that the Leibo area was an uplift and depression environment during the sedimentary period of Maidiping Formation, and the shallow shelf facies was absent. Dolomite facies area belongs to tidal flat facies, which is a favorable area for the phosphate deposit accumulation. Siliceous rocks belong to deep-water shelf facies and are of hydrothermal origin formed by volcanic activity. The accumulation of phosphorite is the result of volcanic activity in siliceous lithofacies area, biological development, movement of high temperature ocean current from the bottom to the top, sedimentation of the seawater with high P_2O_5 carried by ocean current decomposing biological remains in dolomite facies area on both sides of the sag area and post-sedimentation transformation. Based on the tectonic background, basin nature, source of phosphorus, migration, sedimentation and enrichment of phosphorus, the deposit-forming mechanism of phosphate is described, and the formation of phosphate deposit in Leibo area is suggested by the interaction of many factors, and the corresponding deposit-forming model of phosphate deposit is established. The siliceous rocks in the depression are the result of the hot water activity under volcanism. **[Conclusions]** The study revealed a new phosphorus mineralization style in the late stage of rift basin development from Late Neoproterozoic to Early Cambrian, i.e., the paleogeographic pattern of alternating uplift and depression with the weak volcanic activity. A new idea of predicting and evaluating the phosphate deposit in dolomite facies area on both sides of the depression is put forward. We suggest that the prospecting space of the Maidiping Formation phosphate deposit should be expanded from the depression area to the surrounding areas.

Key words: phosphorite; resource potential; Maidiping Formation; mineral exploration engineering; Leibo area; Sichuan Province

Highlights: Illustrated that the lithology, lithofacies and the characteristics of phosphorite in Maidiping Formation in Leibo area are the result of differential uplift and belong to rift basin origin. A new multi-factor mineralization of phosphorite formation from dolomite is put forward and the multi-factor mineralization model of phosphorite formation in Leibo area is established. Furthermore, a new idea for prediction and evaluation of phosphorite in dolomite construction of rifting trough margin have been concluded.

About the first author: LIU Jianqing, male, born in 1969, master, senior engineer, mainly engaged in petrology research; E-mail: liujq1@tom.com.

About the corresponding author: HE Li, female, born in 1983, senior engineer, engaged in sedimentology research; E-mail: 76069804@qq.com.

Fund support: Supported by the projects of China Geological Survey(No.DD20160019-19, No.DD20190080, No.DD20221733)

1 引言

华南新元代古裂谷由一系列地堑、地垒式次级盆地组成,裂谷系地层位于震旦系与四堡造山不整合面之间,区域上侧向延伸不连续,呈“楔状地层”展布。这期间,全球发生了一系列重要的地质事

件。这些事件包括与裂谷作用有关的岩浆侵入和火山爆发事件,长期风化剥蚀之后的沉积超覆事件,与全球“雪地球”事件相对应的冰川沉积事件等,这些都取得了普遍一致的认识(Dalziel, 1991; Hoffman, 1991; Moores, 1991; 王剑等, 2003; 郝杰和翟明国, 2004; 王剑, 2005)。然而,近年来的油气勘

探及地质研究表明,震旦纪灯影组至下寒武统麦地坪组常有不同程度的缺失,油气勘探发现了德阳—泸州裂陷槽(刘树根等, 2013, 2016, 2018; 汪泽成等, 2014; 魏国齐等, 2015; 赵文智等, 2017; 夏国栋, 2018; 周国晓等, 2020; 葛祥英等, 2021; 刘建清等, 2021);在四川雷波地区1:5万区域地质调查中,在直线距离50 km范围内,发现麦地坪组厚度在42.7~210 m,呈白云岩(磷块岩)—硅质岩之间的变化,厚度、岩性、岩相差异极大,同时在麦地坪组顶部局部新发现有薄层流纹岩。这些特征表明,灯影组至麦地坪组沉积时期,呈现出隆、凹相间的格局,局部发育小规模火山沉积岩系,具有裂谷盆地的特征,应属于新元古裂谷盆地的最后演化阶段。以往对于雷波磷矿的研究,主要局限于矿区矿床学和沉积学的研究(杨忠芳等, 2017; 张君等, 2018),没有把磷矿的沉积同盆地性质、构造背景及区域变化研究结合起来,对于该区该区磷块岩普遍的白云石胶结物成因、成矿模式及聚磷机制,区域上麦地坪组硅质岩的来源均缺乏系统的研究。本文在钻井岩心编录、剖面测量基础上,结合近年来中国南方灯影组至麦地坪组构造背景、盆地性质的研究进展,在沉积序列分析基础上,旨在探讨麦地坪组含磷层系磷矿成因、成矿模式,分析有利的成矿地区。

2 雷波地区麦地坪组钻井、剖面特征

近年来,在雷波—永善地区的磷矿勘探和1:5万区域地质调查中,编录了下寒武统麦地坪组雷波小沟磷矿ZK16-7井钻井岩心、实测了永善务基乡捏池村剖面、永善团结乡剖面。钻井岩心编录及剖面测量表明,在直线距离50 km范围内,麦地坪组厚度在42.7~210 m变化,雷波小沟至永善务基一带主要为白云岩、磷块岩,而往东至永善团结一带,则突变为硅质岩,厚度仅42.7 m,顶部新发现10 cm厚流纹岩。总体上,麦地坪组岩性、沉积相、厚度变化极大(图1)。

2.1 雷波小沟磷矿ZK16-7井

雷波小沟磷矿位于雷波县莫红乡小沟,ZK16-7井井口坐标(3110890, 34633150, 西安80坐标系),各小层特征如下:

- 箬竹寺组 3.17 m
- ⑨黑色炭泥质微晶灰岩,可见星点状黄铁矿,黄铁矿呈

它形粒状,粒径约1 mm,含量约<1%。	3.17 m
-----平行不整合-----	
麦地坪组上部	56.13 m
⑧浅灰色含鲕粒细晶灰岩,偶见草莓状黄铁矿集合体,集合体直径约3~4 mm,含量约1%。	11.09 m
⑦浅灰色细晶白云岩及砂屑白云岩,偶见草莓状黄铁矿集合体,集合体直径约2 mm,含量<1%。可见鸟眼构造,鸟眼呈底平上尖的特征,底部宽约5 mm,凸起高度约2 mm,可指示顶、底面。	45.04 m
-----整合-----	
麦地坪组中部	23.41 m
⑥深灰色—灰黑色磷块岩,含黄铁矿集合体。表现为豆状胶磷矿颗粒层(胶磷矿颗粒间充填物为泥—微晶白云石)与泥晶白云岩互层。实际系多个潮汐作用过程,具多个冲刷面:磷屑层位于底部与泥晶白云岩呈冲刷面突变接触,并具有正粒序特征,往上渐变为泥晶白云岩,每一基本层序沉积厚度2~3 cm。	5.36 m
⑤浅灰色富胶磷矿粉晶白云岩(贫磷块岩),可见黄铁矿。胶磷矿25%,有的以石英为核心,有的包裹粉晶状白云石,白云石充填物65%。	1.69 m
④灰黑色磷块岩层。表现为豆状胶磷矿颗粒层(包裹有尘状炭质、铁质、石英或白云石,胶磷矿颗粒间充填物为白云石和硅质)与泥晶白云岩互层。实际系多个潮汐作用过程,具多个冲刷面:磷屑层位于底部与泥晶白云岩呈冲刷面突变接触,并具有正粒序特征,往上渐变为泥晶白云岩,每一基本层序沉积厚度4~5 cm。	2.53 m
③浅灰色炭泥质岩屑粉砂岩,岩屑为硅质岩屑。	4.45 m
②灰黑色磷块岩层。表现为豆状胶磷矿颗粒层(包裹有较多硅质或石英粉砂,胶磷矿颗粒间充填物为中晶白云石)与泥晶白云岩互层。实际系多个潮汐作用过程,具多个冲刷面:磷屑层位于底部与泥晶白云岩呈冲刷面突变接触,并具有正粒序特征,往上渐变为泥晶白云岩,每一基本层序沉积厚度4~15 cm。	9.39 m
-----整合-----	
麦地坪组下部	>4.16 m
①黑色炭泥质岩屑粉砂岩,发育水平纹层,纹层宽约1mm,由深、浅相间颜色条带表现出。	4.16 m

钻井完钻

该井麦地坪组总厚大于83.7 m,顶与箬竹寺组呈平行不整合接触,下部未见底。上部厚56.13 m,为浅灰色含鲕粒细晶灰岩、细晶白云岩及砂屑白云岩,见鸟眼构造(图2a),并可见草莓状黄铁矿集合体;中部厚23.41 m,为浅灰—深灰色—灰黑色条带状一条带状磷块岩(图2b)、贫磷块岩夹泥质岩屑粉

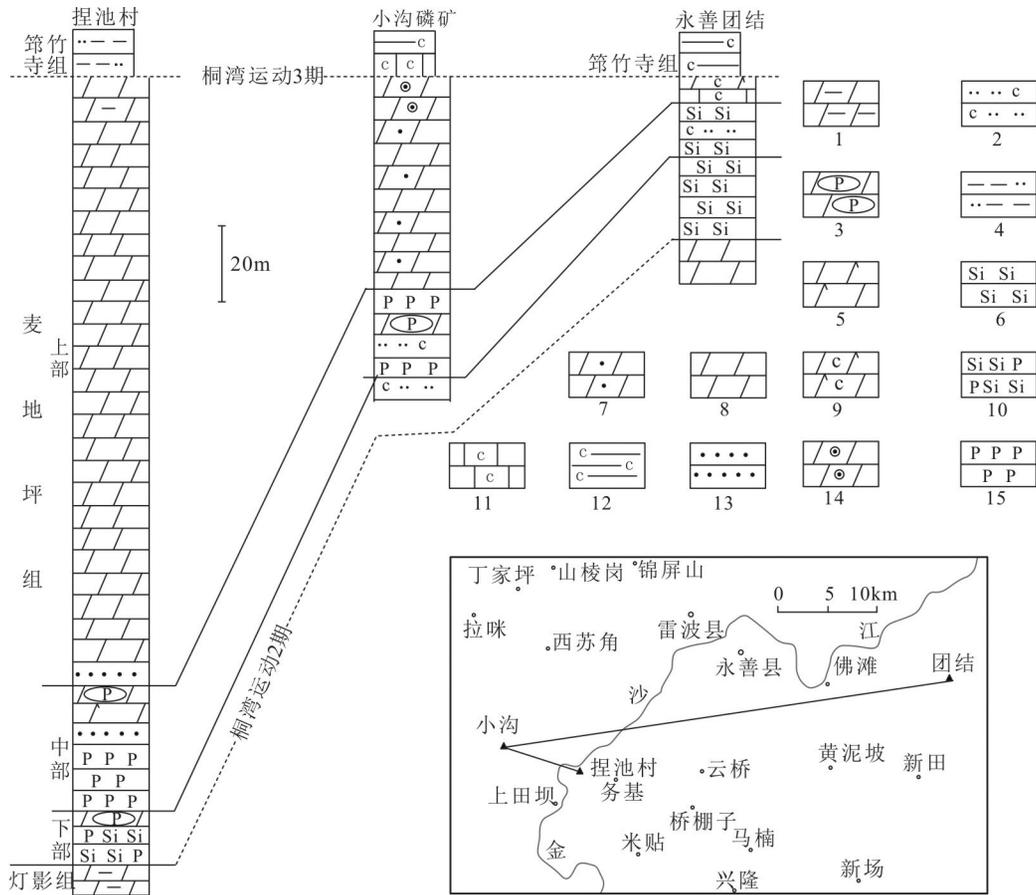


图1 永善务基乡捏池村—雷波小沟磷矿—永善团结麦地坪组柱状对比图

1—泥质白云岩;2—炭质粉砂岩;3—磷质条带白云岩;4—粉砂质泥岩;5—灰质白云岩;6—硅质岩;7—砂屑白云岩;8—白云岩;9—炭质灰质白云岩;10—含磷硅质岩;11—炭质灰岩;12—炭质页岩;13—细砂岩;14—鲕粒白云岩;15—磷块岩

Fig.1 The columnar comparison map of Maidiping Formation in Nichi Village—Leibo Xiaogou Phosphate deposit—Tuanjie Township

1—Argillaceous dolomite; 2—Carbonaceous siltstone; 3—Phosphoric belt dolomite; 4—Silty mudstone; 5—Calcareous dolomite; 6—The siliceous rocks; 7—Arenaceous dolomite; 8—Dolomite; 9—Carbonaceous and Calcareous dolomite; 10—Phosphorous siliceous rock; 11—Carbonaceous limestone; 12—Carbonaceous shale; 13—Fine sandstone; 14—Oolitic dolomite; 15—Phosphorite

砂岩,为磷矿层分布层段。表现为豆状胶磷矿颗粒层(包裹有尘状炭质、铁质、石英或白云石,胶磷矿颗粒间填隙物为白云石和硅质)与泥晶白云岩互层。为多个潮汐作用过程,具多个冲刷面:磷屑层位于底部与泥晶白云岩呈冲刷面突变接触,并具正粒序特征,往上渐变为泥晶白云岩,每一基本层序沉积厚度2~15 cm;下部厚度大于4.16 m,为黑色炭泥质岩屑粉砂岩。从其典型的鸟眼构造,该处为潮坪沉积环境。

2.2 永善务基乡捏池村

该剖面位于永善县务基乡捏池村,剖面起点坐标(346324.56,3106104.70,西安80坐标系),各小层特征如下。

箬竹寺组	
⑫灰黄色粉砂质泥岩,岩层内水层理发育	30.1 m
-----平行不整合-----	
麦地坪组上部	162.0 m
⑪底部为厚约1 m的灰黑色泥质白云岩,向上为薄层状细晶白云岩。	15.5 m
⑩深灰色厚层状细晶白云岩。	1.9 m
⑨灰黑色薄层状细晶白云岩。	3.5 m
⑧灰黑色中层夹厚层状细晶白云岩。	7.7 m
⑦灰色厚层状细晶白云岩。	30.5 m
⑥灰黑色中层状细晶白云岩。	27.4 m
⑤灰色中层状细晶白云岩。	40.5 m
④坡积物覆盖,坡积物主要为第四系黏土与细砂岩、白云岩转石。	35.0 m

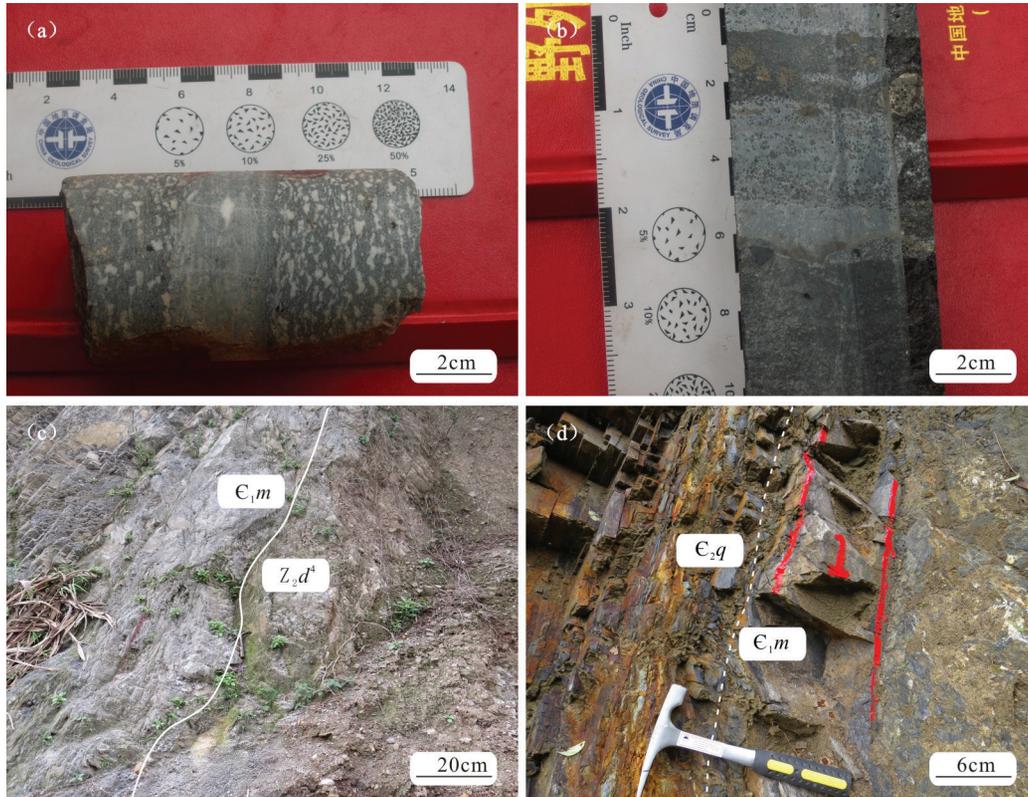


图2 典型岩心及野外照片

a—小沟磷矿麦地坪组白云岩中鸟眼构造;b—小沟磷矿麦地坪组条带状磷块岩;c—永善团结剖面麦地坪组与灯影组整合接触;d—永善团结剖面筇竹寺组与麦地坪组平行不整合接触

Fig.2 Typical core and field photographs

a—Bird's eye structure of Maidiping Formation dolomite in Xiaogou phosphate deposit; b—Belt phosphate block of Maidiping Formation in Xiaogou phosphate deposit; c—Integration contact between Maidiping Formation and Dengying Formation of Tuanjie section in Yongshan County; d—Parallel unconformity contact between Qiongzhusi Formation and Maidiping Formation of Tuanjie section in Yongshan County

————— 整合 —————	
麦地坪组中部	33.3 m
③黄灰色细砂岩,深灰色含磷白云岩,灰质白云岩。	
	30.7 m
②灰黑色、深灰色薄—中层状含砾磷块岩。	
	2.6 m
————— 整合 —————	
麦地坪组下部	14.7 m
①深灰色含磷硅质岩、灰色含磷质条带白云岩。	
	14.7 m
————— 整合 —————	
灯影组四段	>10.9 m
①风化面为黄灰色,新鲜面为灰色中—薄层状含泥质粉晶白云岩	
	10.9 m

该剖面麦地坪组总厚210 m,顶与筇竹寺组平行不整合接触,底与灯影组四段整合接触,磷质白云岩与下伏粉晶白云岩渐变过渡。需要说明的是,该剖面麦地坪组相当于1:20万区调灯影组三段^①,因含小壳化石(*Hyolithes* sp., 软舌螺),而从灯影组

划入下寒武统,以下灯影组划分为4个段。其主要依据为地层学研究进展:在过去数十年内,随着地层研究的深入,传统的“下寒武统”的底界不断下移,划入了一大段非三叶虫地层(彭善池, 2009; 邓胜徽等, 2015)。因此,该处麦地坪组原属灯影组,与新划分出的灯影组四段为整合接触,与冯伟明等(2017)认为是平行不整合的接触关系的认识是不同的。该剖面上部为细晶白云岩,偶夹泥质白云岩及细砂岩,中部为磷矿富集层段,主要为灰黑色、深灰色含砾磷块岩及含磷白云岩、灰质白云岩及细砂岩,下部为深灰色含磷硅质岩、含磷质条带白云岩。磷质条带为胶磷矿粒屑层,在空间上呈脉状层理特点。亦为潮坪沉积环境。

2.3 永善团结乡

该剖面位于永善县团结乡,地理坐标(386696.80, 3125363.80, 西安80坐标),各小层特征

如下。

筇竹寺组 >1.80 m
 ⑫黑色炭质页岩、泥岩,泥岩单层厚度约5 cm,发育水平纹层,底部可见5 cm厚古风化壳,为粘土层,其中含褐铁矿,风化后呈黄褐色沿界面分布。 1.80 m
 -----平行不整合-----
 麦地坪组上部 7 m
 ⑪黑色薄—厚层状含炭质灰质粉晶—微晶白云岩,单层厚度10~60 cm不等,发育水平纹层。顶部为厚10 cm层状流纹岩。 2.50 m
 ⑩黑色薄—中层状含炭质粉晶—微晶灰岩,粉—微晶结构,岩层单层厚度5~20 cm,发育水平纹层。 4.50 m
 -----整合-----
 麦地坪组中部 14 m
 ⑨黑色薄层状粉晶—微晶白云岩夹薄层状含粉砂质粉晶—微晶白云岩,二者比例约10:1,发育水平纹层。 7.60 m
 ⑧深灰色薄层状白云质硅质岩夹同色薄层状粉砂岩,二者比例约15:1,发育水平纹层。 4.20 m
 ⑦灰—深灰色薄层状白云质硅质岩夹深灰色薄层状白云质粉砂—微粒砂岩,二者比例约10:1,发育水平纹层。 2.20 m
 -----整合-----
 麦地坪组下部 21.7 m
 ⑥灰—深灰—黑色中层状含硅质白云质灰岩,粉晶—中晶结构,单层厚度10~20 cm。 3.10 m
 ⑤黑色薄层状硅质白云岩,微晶—细晶结构,单层厚度5 cm。 1.30 m
 ④灰黑—黑色薄—中层状白云质硅质岩,隐晶质结构,岩层单层厚度8~20 cm。 3.50 m

③灰—深灰色中层状白云质硅质岩,隐晶质结构,单层厚度约20~30 cm。 9.00 m
 ②深灰—黑色薄—中层状含白云石硅质岩,隐晶质结构,岩层单层厚度5~25 cm。 3.70 m
 ①灰黑色硅质岩,隐晶质结构,单层厚度5~15 cm。 1.10 m
 -----整合-----
 灯影组四段 >1.10 m
 ①灰白色厚层状微晶—细晶白云岩,岩层单层厚度>2 m。 1.10 m

该剖面麦地坪组也属1:20万区域地质调查灯影组三段^①,厚42.7 m,厚度明显变薄,下与灯影组四段整合接触(图2c),由厚层块状白云岩变为硅质岩,反映沉降和水体加深过程。下部为深灰—黑色薄—中层状硅质岩、白云质硅质岩、硅质白云岩、含硅质白云质灰岩发育水平层理;中部为深灰—黑色薄层状白云质硅质岩、粉—微晶白云岩夹薄层状白云质粉砂岩、含粉砂质粉晶—微晶白云岩,以夹含粉砂质为其特征发育水平纹层;上部为黑色薄—厚层状含炭质粉晶—微晶灰岩、含炭质灰质粉晶—微晶白云岩,以含灰质为其特征,发育水平层理。顶部为厚10 cm层状流纹岩(图2d中1层)。与上覆筇竹寺组呈平行不整合接触(图2d),发育古风化壳。该剖面以大套硅质白云岩为特征,为深水陆棚沉积。需说明的是,该剖面顶部层状流纹岩,1:20万区域地质调查工作认为是一层含砾砂岩^②,本次经岩石学深入研究,证实为流纹岩,其LA-ICP-MS锆石U-Pb

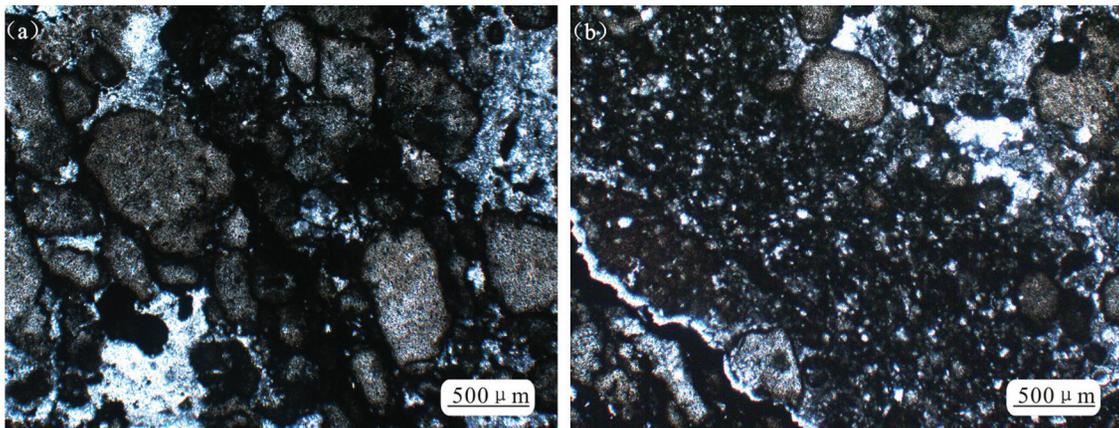


图3 磷块岩显微照片
 a—磷块岩显微照片;b—夹石层显微照片
 Fig.3 Photomicrograph of phosphorites
 a—Photomicrograph of phosphorite; b—Lithography of sandwiched layers

定年为(526.8±1.4)Ma,属早寒武世,与根据小壳化石(*Hyolithes* sp., 软舌螺)将原灯影组三段划为下寒武统麦地坪组的认识是一致的(将另文发表)。

3 磷块岩岩石学特征及沉积相分析

3.1 磷块岩岩石学特征

对雷波小沟磷矿 ZK16-7 井磷块岩层段岩石学研究表明,该区磷矿层主要由富含胶磷矿颗粒的砂屑白云岩(磷块岩)和几乎不含胶磷矿颗粒的硅质白云岩组成,二者呈波状条带产出,条带宽 2~15 cm。显微镜下,砂屑白云岩(磷块岩)特征如下:

胶磷矿:占 60%,呈圆形一次圆状,不规则,总体上呈豆粒状。其大小不一,一般粒径为 0.3~0.5 mm,大的呈不规则状,粒径 < 1 mm,最小的为 0.2 mm。在单偏光呈土褐色,在正交偏光下全消光(均质)。在其内部常包裹有尘状碳质(或铁质)。有的单体中,包裹有微晶状白云石,有的包裹有石英(微小)。偶见有集合体状的胶磷矿。胶磷矿的分布,大部分地方呈密集状分布,但有 8 mm 宽的条带中,仅偶见有胶磷矿。

填隙物:白云石和硅质,占 40%。其中以粉晶状白云石为主,硅质为次,硅质呈隐晶状—微粒状,包裹有极少的微晶状白云石。偶见有亮晶白云石填隙的。粉晶白云石中常见有正菱形的晶体。白云石的间隙中有碳质泥质充填。

显微镜下特征表明,该区磷块岩胶磷矿呈一些颗粒存在,胶结物为白云石及硅质,在岩心上条纹一条带状的脉状层理,上部白云岩中见鸟眼构造,说明磷块岩的形成与潮坪有着密切的关系。

3.2 沉积相分析

从上面的论述可以大致看出,雷波地区麦地坪组含磷层系沉积相主要有两种类型,一是以雷波小沟磷矿 ZK16-7 井为代表的潮坪相沉积,二是以永善团结剖面为代表的深水陆棚沉积。

雷波小沟磷矿 ZK16-7 井麦地坪组主要为上部主要为泥晶白云岩,偶见含鲕粒(砂屑)白云岩、发育鸟眼构造;中下部主要为砂屑白云岩(磷块岩)与硅质白云岩互层,二者呈条带状构造,显示出脉状层理(透镜状层理)特征。鸟眼构造在国外认为主要是潮上带的碳酸盐沉积物因干燥收缩而形成,或者是沉积物中的生物(植物,或动物,或藻类)腐烂

所产生的气泡逸出所致。这种构造只出现于潮上带,所以是良好的环境标志(冯增昭, 1982);脉状层理(透镜状层理)的出现说明有水流活动期和水流停滞期交替出现。当水流活动期时,砂呈砂波状被搬运沉积,而灰泥保持悬浮状态。水流停滞期,因水动力条件的差异而分离出悬浮物质,并沉积在波谷或全面覆盖波状起伏的砂层之上。下一旋回开始时,波脊被蚀去,新的砂质以砂波形式沉积,掩埋并保存了波谷夹有泥质压扁体的先前的砂层。脉状层理(透镜状层理)主要形成于潮下带和潮间带,在潮汐环境中,它的形成与潮汐韵律即潮流期与静水期交替出现有关(冯增昭, 1982)。因此,可看出,小沟磷矿麦地坪组含磷层段形成于潮坪环境,砂屑白云岩(磷块岩)中的胶磷矿是一种再沉积颗粒。在潮汐作用较强的浅滩带,尤其在潮汐水道中,是这种内碎屑生成的有利地带。

一个应当引起重视的问题:小沟磷矿麦地坪组围岩及矿石载体主要为白云岩。关于白云岩的成因,由于在常温常压的条件下,目前在实验室尚未合成出化学计量的白云石,因此,其成因机制是一个争论很多的问题。有关白云岩化的成因,比较成熟的有“原生”白云石生成的机理、潮上带准同生白云岩化的机理,以及回流渗透白云化的机理、混合白云岩化作用、淡水白云石等。“原生”白云石生成的机理、潮上带准同生白云岩化的机理,以及回流渗透白云化的机理,都有一个共同点,即需要干热的气候,都需要高镁钙比率的盐水,都把白云岩当作一种“蒸发”矿物看待;混合白云岩化作用和淡水白云石的观点主要认为,在变盐度的环境中(如在被洪水淹没的潮上盐坪或被洪水注入的海湾中),在淡水与海水的混合带中,以及在其他淡化或淡水作用的环境中(如大气水作用下的碳酸盐的孔隙、洞穴、或裂隙中),都可以形成白云石,溶液的镁钙比率只要接近 1:1 即可(冯增昭, 1982)。雷波地区麦地坪组白云岩无论是怎样的一种成因机制,以上的观点说明:(1)该区具有干热的气候,水体清澈,陆源碎屑供给少,具有开阔的古地形特点,沉积物可以充分受到古气候的作用和影响;(2)该区处于靠陆的古地理环境,易于受到淡水的作用。潮坪正是符合上述条件的理想地区,也说明了雷波地区麦地坪组沉积时位于潮坪的沉积环境。该区白云岩

或来源于干旱潮坪高镁钙比海水的直接蒸发沉淀、交代,或来自淡水影响下的直接沉淀。在潮汐期,这些云质碳酸盐主要表现为胶结物形式;在静水期,主要表现为硅质白云岩夹层。

该区沉积相具有不连续和跳相的特点。在雷波小沟磷矿以东的永善团结,麦地坪组主要表现为硅质岩,发育水平层理,厚仅42.7 m,水动力弱,为一套深水陆棚饥饿型沉积。研究表明,地表的雨水、河水、湖水、地下水、泉水和海水中的硅酸含量变化很大,通常难以饱和。大部分硅酸被带入海湖盆地中以后,几乎全部被硅质生物(如硅藻、海绵、放射虫等)所吸收,最后以生物残骸形式堆积下来,这是中生代以来硅岩的主要生成方式(冯增昭, 1982)。因此,仅靠正常的化学沉积,难以沉积厚度较大的硅质岩。那么,永善团结麦地坪组硅质岩是何种成因?研究表明,层状燧石的成因有种重要的作用就是火山喷发沉积模式,火山喷发物,经海解作用而分解出的大量 SiO_2 ,达到或高于饱和度(100~120 mg/L)沉淀而成,过去常用此模式解释地槽区的碧玉岩或硅岩层的成因。现代温泉和海底热泉的研究资料也表明,热水能提供大量的、高纯度的 SiO_2 (Edmond and Damm, 1983; Adachi et al., 1986; Herzing, 1988; 侯学林和郭光裕, 1991)。彭军等(2000)研究了与麦地坪组大致同期的扬子板块东南大陆边缘晚前寒武纪留茶坡组和老堡组硅质岩,认为该区硅质岩以泥微晶硅质岩为主,次为菌藻硅质岩,硅质岩属热水成因。在华纳,新元古代裂谷盆地火山沉积岩系发育双峰式火山岩,其中基性端元代表可以扬子东南缘广泛分布的青白口系板溪群基性凝灰岩为代表,酸性端元可以康滇古陆南华系小相岭流纹岩为代表^②,火山作用具有自老至新逐渐减弱的特点,在康滇古陆,小相岭流纹岩厚6864 m^②,而在永善团结麦地坪组顶部仅发育10 cm厚流纹岩,至寒武系筇竹寺组,开始了新元古以来最大的一次海侵,沉积了筇竹寺组黑色岩系,火山作用停止,进入了早古生代被动大陆边缘盆地的演化阶段(刘宝珺等, 1993)。因此,永善团结麦地坪组沉积时期,可能是一火山口,火山喷发及热水作用导致了这一时期该区硅质岩的发育。

3.3 盆地性质及麦地坪组沉积模式

华南新元古代裂谷由一系列地堑、地垒式次级

盆地组成,裂谷系地层位于震旦系与四堡造山不整合面之间,区域上侧向延伸不连续,呈“楔状地层”展布(Dalziel, 1991; Hoffman, 1991; Moores, 1991; 王剑等, 2003; 郝杰和翟明国, 2004; 王剑, 2005),这些已取得普遍一致的认识。刘炳温和刘特民^③研究了上扬子地区青白口系板溪群、南华系冰期地层的沉积厚度,发现其厚度差异很大,具有多个裂隙中心。但是,震旦纪至寒武纪筇竹寺(牛蹄塘)期的盆地性质,一直以来未有明确的结论。在近年的油气勘探及地质研究中,发现震旦系灯影组至寒武纪麦地坪组亦呈隆、凹相间的沉积格局,在四川盆地发育德阳—泸州裂陷槽,并控制着下古生界油气的分布,这一作用被认为是桐湾运动引起(汪泽成等, 2014)。这一特征表明,震旦纪至寒武纪筇竹寺(牛蹄塘)期已具有裂谷盆地的特征。

桐湾运动的命名为刘国昌1945年所创,其原为铜湾,后演化并改为桐湾,具体是指湘西怀化铜湾与银藏湾早寒武世五里牌组和南华系南沱组之间的不整合(黄汲清等, 1974)。20世纪末以来,随着地质研究的不断深入和细化,桐湾运动的含义逐渐发生演化,目前泛指扬子区灯影组沉积后的地壳上升运动(黄汲清等, 1974; 侯方浩等, 1999)。桐湾运动实际是一幕多期次的差异上升运动,呈现出隆、凹相间的格局,显示出裂谷盆地的典型特征。根据前人的研究(汪泽成等, 2014),桐湾运动表现为三期:第一期,发生在灯影组灯二段沉积期末,表现为灯三段区域性碎屑岩假整合于灯二段白云岩之上;第二期,发生在灯影组沉积期末,表现为灯影组与下寒武统麦地坪组假整合接触;第三期,发生在早寒武世麦地坪组沉积期末,表现为下寒武统麦地坪组与筇竹寺组假整合接触。

桐湾三期运动均呈现出差异性的上升。在上扬子地区,桐湾运动一期灯影组二段沉积期末发生了不均衡升降运动,总体表现为西高东低,西部剥蚀东部连续沉积特点:在靠近汉南古陆的南江杨坝剖面,可见灯三段含砾长石石英砂岩与下伏灯二段溶孔白云岩假整合接触,在川西—滇东灯三段紫红色云质泥岩、云质砂岩,在川南—黔北灯三段蓝灰色泥岩,在磨溪—高石梯—龙女寺灯三段为灰黑色泥岩、砂质泥岩,它们也与下伏灯二段白云岩为假整合接触,而在川东—鄂西地区,灯三段则为硅

质云岩,与灯二段为连续沉积(汪泽成等, 2014);桐湾运动二期灯影组四段沉积期末也发生了差异性升降运动:在峨眉六道河剖面,麦地坪组底部含砾石层与灯影组白云岩呈假整合接触(汪泽成等, 2014),而在本文永善团结剖面,麦地坪组为硅质岩、硅质白云岩,与下伏灯影组偶含硅质的厚层块状白云岩为整合接触,反而为一水体加深过程,无明显的沉积间断,反映出差异隆升的特点;桐湾运动三期差异性隆升在雷波—永善地区表现最为明显:在雷波小沟磷矿 ZK16-7 井,只控制完磷矿层即终孔,麦地坪组厚度大于 83.7 m,白云岩发育鸟眼构造,为潮坪沉积环境。永善务基乡捏池村,麦地坪组厚度 210 m,由于露头较差,沉积构造不清楚,但从其含磷块岩及以白云岩为主的特征,分析也为潮坪相沉积。永善团结剖面,麦地坪组仅厚 42.7 m,岩性主要为硅质岩、硅质白云岩,发育水平层理,为典型的陆棚相沉积。同时,该区筇竹寺组与麦地坪组为平行不整合接触,也反映了该期构造运动的存在。

桐湾运动的三期运动在空间上呈不均衡的发展,有时多期运动常叠合在一起,也是裂谷盆地发育的典型特征。德阳—泸州侵蚀谷,呈近南北向延伸。侵蚀谷内灯影组灯四段、灯三段剥蚀殆尽,灯二段与麦地坪组呈假整合接触,充填沉积厚度较大的麦地坪组和筇竹寺组,这一特征表明,桐湾运动一期、二期叠加在一起;在黔北金沙岩孔、遵义松林,筇竹寺组(牛蹄塘组)与灯影组四段呈平行不整合接触,缺失麦地坪组,桐湾运动二期、三期叠加在一起(冯伟明等, 2017)。这些都深刻揭示了灯影组至麦地坪组差异隆升的特点。双峰式火山岩,台、凹相间的格局是裂谷盆地的典型特征。在综合前面论述的基础上,认为灯影组至麦地坪组具有裂谷盆地的特征,延续了新元古以来裂谷盆地的发展,只是在差异沉降及火山活动规模上较小,麦地坪组沉积之后,盆地演化进入了崭新的阶段——被动大陆边缘盆地。

雷波小沟磷矿距永善团结 46.4 km,永善务基捏池村距永善团结 37.8 km,捏池村距小沟磷矿 8.6 km,在如此小的范围岩性、厚度、沉积相变化如此之大(图 1),这是很难用正常的沉积模式和沉积体系解释的。这一特征和现象是近年来在该区的基础地质调查工作中首次发现的,是裂谷盆地拉张不均

匀沉降,隆、凹相间古地理格局的反映,与前述关于桐湾运动的认识也是一致的。一般认为,同生断裂是裂谷作用差异隆升的驱动机制。在综合前面论述的基础上,认为永善团结发育同沉积断裂,整体下沉,伴随有火山活动,为一深水陆棚地区和裂陷槽,在热水作用基础上,沉积了一套硅质岩;而在西侧的永善务基、雷波小沟至康滇古陆,整体抬升,为宽缓的潮坪地带,在潮汐作用、干旱气候和地表淡水作用下导致了磷矿层和白云岩的发育;在裂陷槽东侧,在同生断裂作用下,整体抬升,也为潮坪相的沉积。同正常的沉积模式相比,由于同生断裂作用,地形突变,缺乏浅水陆棚沉积环境,由潮坪突变为深水陆棚沉积(图 4)。

关于该区永善团结一带裂陷槽两侧同生断裂发育的问题,是基于麦地坪组沉积厚度的突变和裂谷盆地一般发育特点的推测和分析。李伟等(2015)在分析四川盆地及邻区钻井、地震及剖面资料分析的基础上,推测灯影组至麦地坪组裂陷槽自绵阳—宜宾延伸出四川盆地,呈近南北向—北北东向经四川会东至云南昆明北部,长 800 km。在四川盆地这一裂陷槽有可靠的钻井和地震资料:在四川盆地磨溪北裂陷槽东侧大量地震剖面反映同生断裂断开了下寒武统地层下部;钻井资料显示在裂陷槽边缘如资 4 井麦地坪组厚 196.5 m,主要为深灰色含硅磷质白云岩及灰岩、含泥质白云岩与硅质页岩、灰质页岩互层,底为硅质泥岩。而在裂陷槽中如资 3 井麦地坪组仅厚 15.5 m,主要为灰黑色硅质页岩、深灰色泥—粉晶白云岩及黑灰色硅质岩不等厚互层(李伟等, 2015)。李伟等(2015)关于绵阳—宜宾—会东裂陷槽的分析在盆缘缺乏相关的地震等资料,这一裂陷槽在盆缘的延伸与本次基于磷矿成因分析提出的永善团结裂陷槽在空间上高度吻合。本次工作相关的钻井、剖面资料为绵阳—宜宾—会东裂陷槽在盆缘的延伸提供了可靠的资料证据。基于盆地中地震资料反映的裂陷槽旁侧的同生断裂,以及裂谷盆地发育特征,可认为永善团结一带裂陷槽两侧发育同生断裂。

4 磷矿成因机制

关于磷矿的成因,冯增昭(1982)在总结国内外磷矿资料的基础上,提出了海洋沉积磷酸盐的机

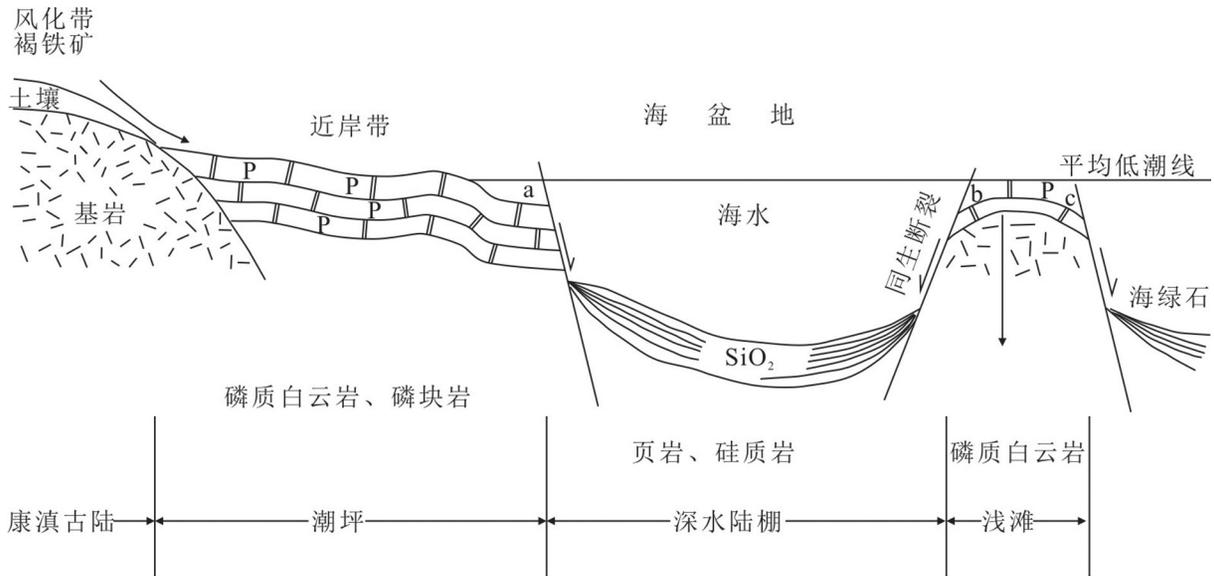


图4 麦地坪组沉积模式

Fig.4 Sedimentary model of Maidiping Formation

理,他认为 P_2O_5 在海水中的含量是随深度变化的。0~50 m 的表层水为浮游生物光合作用带,生物繁盛,水中的磷大都为生物吸收,所以水中 P_2O_5 的浓度很低,一般不超过 $10\sim 50\text{ mg/m}^3$ 。50~300或400 m 的水层为生物遗体通过带,此带的 P_2O_5 浓度虽有所增加,但仍然不高,一般为 100 mg/m^3 左右。300或400~1000或1500 m 的水层,为生物遗体分解带,生物遗体中所含的磷在此带大量地分解出来,致使此带的 P_2O_5 浓度达 $200\sim 300\text{ mg/m}^3$ 以上。在1000或1500 m 以下,由于生物遗体难以到达,所以 P_2O_5 的浓度又低了。此外, P_2O_5 的浓度分带还与 CO_2 有关,即随着深度的增加, CO_2 含量也增加,这有利于磷呈溶解状态(图5)。当富含 CO_2 及 P_2O_5 的深层水随着上升洋流到达陆棚浅处时,由于温度高、压力低, CO_2 逸出,将首先形成碳酸钙的沉积;接着,由于磷酸盐溶解度也大大减少,于是就在陆棚边缘50~200 m 的浅海地带,形成磷酸盐沉积。

上述磷酸盐成因机制,对该区磷矿的成因有着借鉴意义,但又有着不同之处:该区雷波小沟磷矿至永善务基一带,发育大量白云岩、含磷白云岩,白云岩化的成因可能与湿热气候,这在前面已论述。由于湿热的气候,生物繁盛;特别是在永善团结一带,由于同生断层作用,地形下沉,形成一深裂陷槽。在这里,火山的作用,使水温明显变高,不仅形成了硅质岩沉积,更重要的是,温暖的水温,使得该

处生物更加的繁盛。在扬子板块东南缘留茶坡组 and 老堡组含有一定量菌藻硅质岩(彭军等, 2000),也说明了温暖水温植物繁茂。这些生物死亡后,遗体下沉,在300或400~1000或1500 m 的水层,生物遗体分解,生物遗体中所含的磷在此带大量地分解出来,致使此带的 P_2O_5 浓度达 $200\sim 300\text{ mg/m}^3$ 以上。由于该处海底的火山喷流作用,深部高温海水由下向上运动,并向图4a、b、c等宽缓地带溢出,这一过程同时携带300或400~1000或1500 m 生物遗体分解带高 P_2O_5 浓度海水。至图4a、b、c点水温降低、地形平缓、水动力条件相对较弱、磷酸盐溶解度降低,便沉积下来。由于a、c点整体处于潮坪的大环境中,受潮汐作用影响,这些沉积的磷矿再次被破碎,向西搬运在潮汐期以颗粒形式沉淀下来,特别是在潮汐水道中,胶磷矿颗粒更为富集;b点同样在潮汐期被破碎、再沉积。进入静水期以后,潮坪环境中干旱的气候、地表淡水的作用,在较平静水体中沉淀了云泥、灰泥等,它们一方面作为胶结物充填于潮汐期沉积的胶磷矿颗粒之间,一方面作为夹层分布于两次潮汐期的颗粒层之间。上述灰泥也会在准同生期,以及在回流渗透白云化作用下而云化。白云岩中所含少量硅质,可能与来自永善团结富含硅质水体的远程运动和沉淀有关。雷波小沟磷矿磷块岩、硅质白云岩夹层、脉状层理(透镜状层理)等的形成即是这样的形成过程。

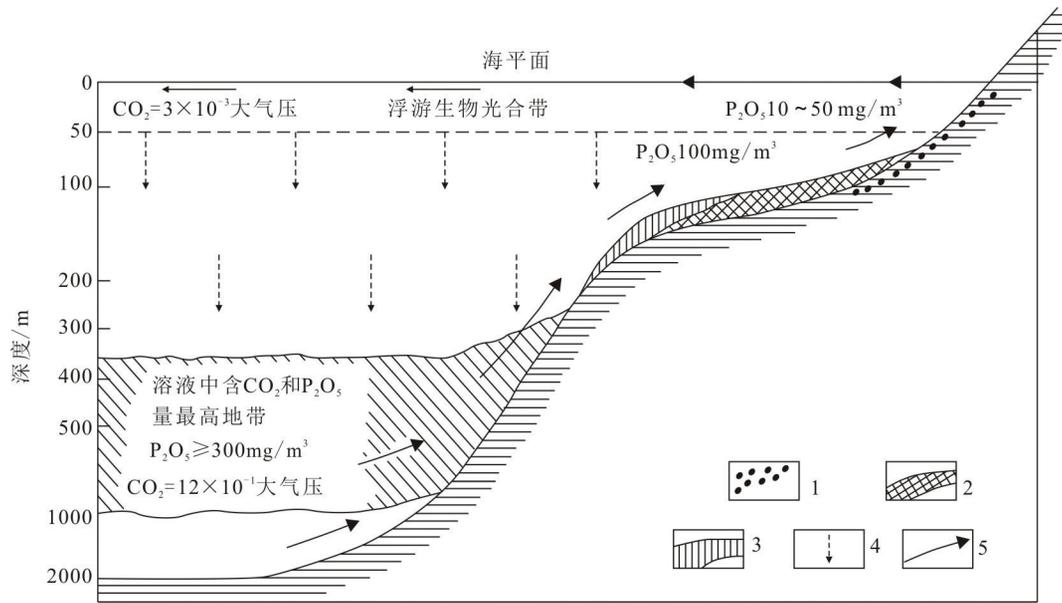


图5 前人经典的磷矿成因模式(据冯增昭, 1982 修改)

1—海滨砾石和砂;2—磷酸盐岩;3—石灰石;4—浮游生物遗体下沉方向;5—洋流方向

Fig.5 Previous classical genetic model of phosphate deposit (modified from Feng Zengzhao, 1982)

1—Beach gravel and sand; 2—Phosphate rock; 3—Limestone; 4—The sinking direction of the plankton remains; 5—Ocean currents

晚震旦纪陡山沱组和寒武纪早期是中国沉积型磷矿的主要层位(宋天锐, 2007)。有学者(施春华, 2005)系统研究了扬子地区贵州瓮安(陡山沱组)、开阳(陡山沱组)、织金(下寒武统)三个磷矿床地球化学特征,认为有普遍的生物和热水作用, Rodinia 超大陆解体为磷矿的形成提供了热液源。具体而言:矿床产出层位与翁安生物群和小壳化石层对应,有广泛的生物参与,生物骨骼常构成磷矿组分;FeO、Fe₂O₃比值表明形成于氧化环境;磷块岩中富集As、Sb、Sr、U、Ba、U、Cu等元素,而As、Sb富集被认为是热水沉积与正常沉积物区别的重要标志,Ba、Cu、Sb的富集被认为有广泛生物作用的参与及吸附作用;Co/Ni、U/Th、Zr表明有广泛的热水参与,Fe-Mn-(Ni+Cu+Co)、Cr-Zr关系图落点于热水沉积区;Hf/3-Th-Ta关系图表明形成于板块解体的边缘环境。这些成果为研究提供了重要的借鉴资料,但并未指出磷矿产出与裂陷槽、火山活动的空间配置关系。本研究认为,裂陷槽区火山活动为生物的繁盛提供了热源条件,生物死亡后下沉降解,在洋流作用下,富磷质海水在浅水地带的化学沉淀和潮汐再改造,最终形成了磷块岩矿床。织金等三个磷矿常量元素特征表明形成于氧化的环境,便是重要的证据。

5 磷矿资源潜力分析

通过对雷波—永善地区麦地坪组沉积序列、磷块岩岩石学、沉积相、盆地性质、构造背景等的分析可以看出,该区磷矿的富集主要集中在桐湾期裂谷盆地裂陷槽的两侧,受温暖的洋流、潮汐作用等多种因素的控制,裂陷槽在成矿物质来源方面起着重要的控制作用。因此,在下一步的工作中,应加强剖面测量和钻井岩心观察,分析裂陷槽在空间的展布。由于裂谷盆地的成因机制,这些裂陷槽在康滇古陆东缘可能不只一个。对于已发现的永善团结裂陷槽,从其西侧发现的磷矿(杨忠芳等, 2017)、裂陷槽与磷矿的相对位置,大致可以分析出该裂陷槽呈北北东—近南北向分布,这与李伟等(2015)的推测分析大体一致,但其空间展布仍不十分清楚,因此,应通过区域剖面测量、地震测量和地腹区钻井岩心观察,确定麦地坪组这些硅质岩和裂陷槽的延伸范围、宽度等,由于本项目研究范围和资料所限,这有待于后续研究的开展。

从对该区麦地坪组磷矿成因机制的分析中,磷矿的分布均位于紧靠裂陷槽的潮坪地带,特别是潮下部位(如图4a点西侧),这里不仅有原生沉积的磷矿,同时,水动力较强,便于原生沉积磷矿的再沉

积,雷波小沟磷矿及永善务基均位于这样的空间位置,因此在下一步的研究中应特别重视对这一带调查和发现;在永善团结裂隙槽东侧,2017年成都地质调查中心在镇雄麦地坪组也发现了磷矿,说明,这一裂隙槽具有重要的意义。由于裂隙槽处于地形的低处,往往沉积较厚的筇竹寺组,因此,对于裂隙槽的分析和确认还可以通过筇竹寺组厚度的反演来实现。

雷波小沟磷矿磷块岩集中在麦地坪组中部,厚23.41 m;永善务基捏池村磷块岩集中在麦地坪组下部,厚33.3 m。对于磷矿层在纵向上的这种变化可能是潮坪带的微地貌所致。在雷波小沟磷矿,可能起初处于相对的凹陷,沉积了一套泥质岩屑粉砂岩,发育水平层理,待填平补齐后再遭受潮汐的作用;而永善务基捏池村一开始就处于开阔平坦地带,直接迎击潮汐的作用。因此,这一带麦地坪组上部如有合适的微地貌,仍有可能发现磷矿层。根据对雷波小沟磷矿化学分析结果,其 P_2O_5 主要来自胶磷灰石,单样 P_2O_5 含量17.50%~33.37%,平均20.43%; MgO 主要来自脉石矿物白云石中,含量0.58%~6.68%,平均4.92%; Fe_2O_3 主要赋存在黏土矿物中,含量0.36%~1.25%,平均0.85%; Al_2O_3 主要赋存在黏土矿物中,含量0.10%~1.54%,平均0.99%; Pb 含量0.001%~0.032%,平均0.008%; F 含量1.54%~3.56%,平均2.02%; I 含量0~0.0068%,平均0.0031%; Cl 含量0.012%~0.05%,平均0.024%; As 含量0.00008%~0.0098%,平均0.002%; Cd 含量小于0.0001%。这些显示出雷波小沟磷矿矿石品位较高,有害元素含量较低,具有重要的现实意义。对于永善团结麦地坪期裂隙槽东、西两侧应特别注意新的磷矿床的寻找和发现。

6 结 论

通过对雷波地区麦地坪组钻井岩心及剖面测量,在结合中国南方灯影组至麦地坪组,乃至新元古裂谷盆地研究进展的基础上,研究了雷波地区麦地坪组沉积序列特征、磷块岩岩石学、沉积相、磷矿成因机制等,有如下结论和认识。

(1)雷波小沟磷矿至永善团结50 km范围,麦地坪组厚度在42.7~210 m。小沟磷矿及永善务基捏池村,主要为磷块岩、白云岩,发育鸟眼构造、脉状(透镜状)层理,为潮坪沉积环境;永善团结则主要为硅

质岩、硅质白云岩,发育水平层理,为深水陆棚沉积环境。岩性、岩相、厚度差异极大,呈隆、凹相间的格局。沉积体系中发育同生断裂及裂隙槽,缺失浅水陆棚相,不同于正常的沉积模式。

(2)雷波地区麦地坪组隆、凹相间格局是华南新元古代裂谷盆地的延续。在永善团结麦地坪组顶部发育10 cm层状厚流纹岩,与新元古代裂谷盆地相似,为一套火山沉积岩系,只是差异沉降和火山活动规模减小。麦地坪组沉积之后,开始新元古以来最大的一次海侵,盆地发展进入崭新的阶段——被动大陆边缘盆地。该区麦地坪组的沉积主要表现为桐湾运动的差异升降,该运动对于四川盆地下古生界油气有控制作用,在该区主要表现为对磷矿沉积的控制。

(3)雷波地区磷矿是裂谷盆地体系中,同生断裂形成的永善团结裂隙槽在火山作用下,高水温洋流携带高 P_2O_5 浓度海水由下向上和两侧运动,在潮坪末端平坦地形处沉积,经潮汐的再作用下形成。潮汐期水动力较强,形成胶磷矿颗粒层,静水期水动力弱,沉积灰泥、云泥夹层。潮汐及其反复作用形成了该区沉积物中的鸟眼构造、脉状(透镜状)层理。裂隙槽中高温热水是形成永善团结麦地坪组硅质岩的根本因素,高水温也促进了生物发繁盛和丰富的磷质来源。在裂隙槽西侧广阔宽缓的潮坪地带,干旱的气候,靠近古陆易受淡水影响等因素作用,促进了“原生”白云岩、准同生白云岩、回流渗透交代白云岩及淡水白云石的发育,使该区潮汐期颗粒层为白云岩胶结,夹石层为硅质白云岩,其中硅质应来自于东侧富含 SiO_2 的洋流;

(4)靠近裂隙槽两侧、潮坪末端地带,由于地形平坦、水温降低、 P_2O_5 因溶解度降低而沉淀,在潮汐作用下这些沉积的磷矿再次被破碎、分选、磨圆、沉淀,特别在潮汐水道中,更是胶磷矿颗粒沉积的有利地带。因此,在裂隙槽两侧略靠外的部位,是磷矿沉积的有利区域,雷波小沟磷矿及永善务基捏池村即处于这样的古地理部位。在这些部位,麦地坪组下部、中部均已发现磷矿沉积,在其上部的合适的古微地貌环境,也可望发现磷矿沉积。

注释

①四川省地质局第一区域地质测量队. 1972. 中华人民共和国

区域地质测量报告雷波幅[R]. 西昌: 四川省地质局第一区域地质测量队.

②四川省地质局第一区域地质测量队. 1967. 中华人民共和国区域地质测量报告冕宁幅[R]. 西昌: 四川省地质局第一区域地质测量队.

③刘炳温, 刘特民. 1990. 滇黔桂上扬子地区构造发展对油气保存的影响和油气保存单元的划分及评价[R]. 贵阳: 贵州石油勘探指挥部地质研究所.

References

Adachi M, Yamamoto K, Suigisk R. 1986. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the northern Pacific: Their geological significance as indication of ocean ridge activity[J]. *Sedimentary Geology*, 47(1/2): 125–148.

Dalziel I W D. 1991. Neoproterozoic–Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 109(1): 16–42.

Deng Shenghui, Fan Ru, Li Xin, Zhang Shibin, Zhang Baomin, Lu Yuanzheng. 2015. Subdivision and correlation of the Sinian (Ediacaran) System in the Sichuan Basin and Adjacent area[J]. *Journal of Stratigraphy*, 39(4): 239–254(in Chinese with English abstract).

Edmond J M, Damm K V. 1983. Hot springs at the bottom of the ocean[J]. *Science*, (8): 37–50.

Feng Weiming, Xie Yuan, Li Rong, Luo Jianning, Lin Jiashan, Liu Jianqing, Zhao Zhan. 2017. Restoration of kast palaeotopography on the Tongwan Movement period in the southeastern Sichuan and northwestern Guizhou[J]. *Geological Review*, 63(5): 1270–1280(in Chinese with English abstract).

Feng Zengzhao. 1982. *Sedimentary Petrology*[M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 48(in Chinese).

Ge Xiangying, Mou Chuanlong, Yu Qian, Liu Wei, Men Xin, He Jianglin, Lu Junze, Liang Wei. 2021. Petrology and geochemistry of K-bentonites at Ordovician–Silurian transition in XD2 well, Dagan, Yunnan Province[J]. *Geology in China*, 48(3): 911–924(in Chinese with English abstract).

Hao Jie, Zhai Mingguo. 2004. Jinning movement and Sinian system in China: Their relationship with Rodinia supercontinent[J]. *Chinese Journal of Geology*, 39(1): 139–152(in Chinese with English abstract).

Herzing P M. 1988. Hydrothermal silica chiminey field in the Galapagos Spreading Center at 86w[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 89(1): 281–320.

Hoffman P F. 1991. Did the breakup of Laurentia turn Gondwana inside out?[J]. *Science*, 252: 1409–1412.

Hou Fanghao, Fang Shaoxian, Wang Xingzhi. 1999. Review on Sinian

Dengying Formation reservoir and permeability in Sichun Basin[J]. *Acta Petrolei Sinica*, 20(6): 16–21(in Chinese with English abstract).

Hou Xuelin, Guo Guangyu. 1991. Tengchong–Lianghe geothermal system and modern hot spring gold mineralization in Yunnan[J]. *Geological Review*, 37(3): 241–249(in Chinese with English abstract).

Huang Jiqing, Ren Jishun, Jiang Chunfa. 1974. Some new observation on the geotectonic characteristics of China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 48(1): 36–52(in Chinese with English abstract)

Li Wei, Liu Jingjiang, Deng Shenghui, Zhang Baomin, Zhou Hui. 2015. The nature and role of Late Sinian–Early Caribrian tectonic movement in Sichuan Basin and its adjacent areas[J]. *Acta Petrolei Sinica*, 36(5): 546–563(in Chinese with English abstract)

Liu Baojun, Xu Xiaosong, Pan Xingnan. 1993. *The Sedimentary Evolution and Mineralization of Ancient Continent in South China*[M]. Beijing: Science Press, 56–58(in Chinese).

Liu Jianqing, He Li, He Fei, He Jiawei, He Ping. 2021. Devonian stratigraphic sequence in Dagan area of Yunnan Province and its resource potentials of industrial quartz sand[J]. *Geology in China*, 48(3): 925–938(in Chinese with English abstract).

Liu Shugen, Liu Shu, Sun Wei, Song Jinmin, Ran Bo, Zhong Yong, Ye Yuehao, Jiang Nengchun, Xia Guodong. 2018. Tectonic and sedimentary features of northern Mianyang–Changning intracratonic sags, Sichuan, China[J]. *Journal of Chengdu University of Technology(Science & Technology Edition)*, 45(1): 1–13(in Chinese with English abstract)

Liu Shugen, Sun Wei, Luo Zhili, Song Jinmin, Zhong Yong, Tian Yanhong, Pen Hanlin. 2013. Xingkai taphrogenesis and petroleum exploration from Upper Sinian to Cambrian strata in Sichuan Basin, China[J]. *Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition)*, 40(5): 511–520(in Chinese with English abstract)

Liu Shugen, Wang Yigang, Sun Wei, Zhong Yong, Hong Haitao, Deng Bin, Xia Maolong, Song Jinmin, Wei Yingchu, Wu Juan. 2016. Control of intracratonic sags on hydrocarbon accumulations in the marine strata across the Sichuan Basin, China[J]. *Journal of Chengdu University of Technology (Science and Technology Edition)*, 43(1): 1–23(in Chinese with English abstract)

Moores E W. 1991. Southwest US–east Antarctica (SWEAT) connection: A hypothesis[J]. *Geology*, 19: 425–428.

Peng Jun, Tian Jingchun, Yi Haisheng, Xia Wenjie. 2000. The Late Precambrian hot water sedimentation of southeast Yangtze Plate continental margin[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 18(1): 107–113(in Chinese with English abstract).

Peng Shanchi. 2009. New Cambrian biostratigraphic sequence and

- chronostratigraphic system in south China[J]. Chinese Science Bulletin, 54(18): 2691–2698(in Chinese).
- Shi Chunhua. 2005. Formation of Phosphorite Deposits, Breakup of Rodinia Supercontinent and Biology Exposition—A Case Study of Weng'an, Kaiyang, Zhijin Phosphorite Deposits of Guizhou Province[D]. Guiyang: The Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, 20–37(in Chinese with English abstract).
- Song Tianrui. 2007. On the types of phosphate deposits in northern China and direction for ore finding[J]. Geology in China, 34(2): 315–323(in Chinese with English abstract).
- Wang Jian, Li Xianhua, Duan Taizhong. 2003. New evidences on zircon SHRIMP dating for the Cangshuipu volcanic rocks and its implications for the basal boundary of “Nanhua” strata in south China[J]. Chinese Science Bulletin, 48(16): 1726–1731(in Chinese).
- Wang Jian. 2005. New Advances in the study of the “Nanhuaan System”—with particular reference to the stratigraphic division and correlation of the Nahuaan System, south China[J]. Geological Bulletin of China, 24(6): 491–495(in Chinese with English abstract).
- Wang Zecheng, Jiang Hua, Wang Tongshan, Lu Weihua, Gu Zhidong, Xu Anna, Yang Yu, Xu Zhaohui. 2014. Palae-geomorphology formed Tongwan tectonization in Sichuan Basin and its significance for hydrocarbon[J]. Petroleum Exploration and Development, 41(3): 305–312(in Chinese with English abstract).
- Wei Guoqi, Yang Wei, Du Jinhui, Xu Chunchun, Zhou Caineng, Xie Wuren, Zeng Fuying, Wu Saijun. 2015. Geological characteristics of the Sinian–Early Cambrian intracratonic rift, Sichuan Basin[J]. Natural Gas Industry, 35(1): 24–35(in Chinese with English abstract).
- Xia Guodong, Ran Bo, Sun Wei, Song Jinmin, Ye Yuehao, Jiang Lei, Zhao Cong, Lai Dong. 2018. Characteristics of hydrocarbon source rocks of the Lower Cambrian Maidiping Formation in northern Mianyang–Changning intracratonic sag, Sichuan, China[J]. Journal of Chengdu University of Technology(Science & Technology Edition), 45(1): 14–26(in Chinese with English abstract).
- Yang Zhongfang, Chen Min, Yang Yuchuan. 2017. Characteristics and sedimentary environment of Xiaogou Phosphate layer in Leibo County[J]. Sichuan Nonferrous Metals, (3): 24–27(in Chinese with English abstract).
- Zhang Jun, Zhang Yu, Yang Yuchuan. 2018. Sedimentary characteristics and mineralization of phosphorite deposits in Leibo ore field, Sichuan[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 38(4): 76–84(in Chinese with English abstract).
- Zhao Wenzhi, Wei Guoqi, Yang Wei, Mo Wuling, Xie Wuren, Su Nan, Liu Mancang, Zeng Fuying, Wu Saijun. 2017. Discovery of Wanyuan–Dazhou intracratonic rift and its exploration significance in the Sichuan Basin, SW China[J]. Petroleum Exploration and Development, 44(5): 659–669(in Chinese with English abstract).
- Zhou Guoxiao, Wei Guoqi, Hu Guoyi, Wu Saijun, Tian Yajie, Dong Caiyuan. 2020. The development setting and organic matter of the Lower Cambrian shales from the western rift trough in Sichuan Basin[J]. Natural Gas Geoscience, 31(4): 498–506(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 邓胜徽, 樊茹, 李鑫, 张师本, 张宝民, 卢远征. 2015. 四川盆地及周缘震旦系(埃迪卡拉)系划分与对比[J]. 地层学杂志, 39(4): 239–254.
- 冯伟明, 谢渊, 李嵘, 罗建宁, 林家善, 刘建清, 赵瞻. 2017. 川东南—黔西北桐湾III幕岩溶古地貌恢复[J]. 地质论评, 63(5): 1270–1280.
- 冯增昭. 1982. 沉积岩石学[M]. 北京: 石油工业出版社, 48.
- 葛祥英, 牟传龙, 余谦, 刘伟, 门欣, 何江林, 陆俊泽, 梁薇. 2021. 云南大关新地2井奥陶—志留纪之交钾质斑脱岩岩石地球化学特征分析[J]. 中国地质, 48(3): 911–924.
- 郝杰, 翟明国. 2004. 罗迪尼亚超大陆与晋宁运动和震旦系[J]. 地质科学, 39(1): 139–152.
- 侯方浩, 方少仙, 王兴志. 1999. 四川震旦系灯影组天然气藏储渗体的再认识[J]. 石油学报, 20(6): 16–21.
- 侯学林, 郭光裕. 1991. 云南腾冲—梁河地热系统与现代热泉型金矿化作用[J]. 地质论评, 37(3): 241–249.
- 黄汲清, 任纪舜, 姜春发. 1974. 对中国大地构造若干特点的新认识[J]. 地质学报, 48(1): 36–52.
- 李伟, 刘静江, 邓胜徽, 张宝民, 周惠. 2015. 四川盆地及邻区震旦纪末—寒武纪早期构造运动性质与作用[J]. 石油学报, 36(5): 546–563.
- 刘宝珺, 许效松, 潘杏南. 1993. 中国南方古大陆沉积地壳演化与成矿[M]. 北京: 科学出版社, 56–58.
- 刘建清, 何利, 贺飞, 何佳伟, 何平. 2021. 云南大关地区泥盆系地层序列及其工业砂资源潜力分析[J]. 中国地质, 48(3): 925–938.
- 刘树根, 刘殊, 孙玮, 宋金民, 冉波, 钟勇, 叶玥豪, 蒋能春, 夏国栋. 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.
- 刘树根, 孙玮, 罗志立, 宋金民, 钟勇, 田艳红, 彭瀚霖. 2013. 兴凯地裂运动与四川盆地地下组合油气勘探[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, 钟勇, 洪海涛, 邓宾, 夏茂龙, 宋金民, 文应初, 吴娟. 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.
- 彭军, 田景春, 伊海生, 夏文杰. 2000. 扬子板块东南大陆边缘晚前寒武纪热水沉积作用[J]. 沉积学报, 18(1): 107-113.
- 彭善池. 2009. 华南新的寒武纪生物地层序列和年代地层系统[J]. 科学通报, 54(18): 2691-2698.
- 施春华. 2005. 磷矿的形成与Rodinia超大陆裂解、生物爆发的关系——以贵州瓮安、开阳、织金磷矿为例[D]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所, 20-37.
- 宋天锐. 2007. 中国北方磷矿成矿类型和找矿方向[J]. 中国地质, 34(2): 315-323.
- 王剑, 李献华, Duan T Z. 2003. 沧水铺组火山岩锆石 SHRIMP 年龄及南华系底界新证据[J]. 科学通报, 48(16): 1726-1731.
- 王剑. 2005. 华南“南华系”研究新进展——论南华系地层划分与对比[J]. 地质通报, 24(6): 491-495.
- 汪泽成, 姜华, 王铜山, 鲁卫华, 谷志东, 徐安娜, 杨雨, 徐兆辉. 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.
- 魏国齐, 杨威, 杜金虎, 徐春春, 皱才能, 谢武仁, 增富英, 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[J]. 天然气工业, 35(1): 24-35.
- 夏国栋, 冉波, 刘树根, 孙玮, 宋金民, 叶玥豪, 姜磊, 赵聪, 赖冬. 2018. 绵阳—长宁拉张槽北段麦地坪组烃源岩特征——以绵竹清平剖面为例[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 45(1): 14-26.
- 杨忠芳, 陈敏, 杨豫川. 2017. 雷波县小沟磷矿矿层特征及其沉积环境研究[J]. 四川有色金属, (3): 24-27.
- 张君, 张珂, 杨豫川. 2018. 四川雷波矿集区磷矿沉积特征及成矿规律研究[J]. 沉积与特提斯地质, 38(4): 76-84.
- 赵文智, 魏国齐, 杨威, 莫午零, 谢武仁, 苏楠, 刘满仓, 曾富英, 武赛军. 2017. 四川盆地万源—达州克拉通内裂陷的发现及勘探意义[J]. 石油勘探与开发, 44(5): 659-669.
- 周国晓, 魏国齐, 胡国艺, 武赛军, 田亚杰, 董才源. 2020. 四川盆地早寒武世裂陷槽西部页岩发育背景与有机质富集[J]. 天然气地球科学, 31(4): 498-506.