

四川盆地下寒武统豹斑灰岩成因机理及其对储层的影响

韩波^{1,2},冯菊芳²,何治亮²,田海芹²,朱爽³,王晓涛³

[1. 中国地质大学(北京)能源学院,北京 100083; 2. 中国石化石油勘探开发研究院,北京 100083;

3. 中国石油大学(北京)地球科学学院,北京 102200]

摘要:豹斑灰岩(云岩)的广泛发育引起了地质学者的关注,目前其成因机理存在很大争议,因此研究豹斑灰岩(云岩)的特征、成因,以及与储层的关系,对于油气勘探具有重要意义。通过对4条基干剖面豹斑发育层段的宏观沉积相分析和镜下描述,结合X-射线衍射分析、扫描电镜、电子探针和同位素等分析手段,详细解剖了四川盆地下寒武统龙王庙组和天河板组豹斑灰岩的岩相及地球化学特征,并探讨了其成因机理。四川盆地下寒武统豹斑发育的基质灰岩主要有(含颗粒)泥微晶灰岩和砂屑亮晶灰岩,不同基质灰岩内的豹斑在斑块形态、泥质含量、白云石大小晶形方面具有较大差异,故可将豹斑分为3类:泥质云斑、含泥云斑和云斑。泥质云斑和含泥云斑主要发育于(含颗粒)泥微晶灰岩中,云斑内部由他形至半自形的泥粉晶白云石晶体组成;云斑主要发育于砂屑亮晶灰岩中,内部由自形-半自形粉细晶(部分中粗晶)白云石组成。(含颗粒)泥微晶灰岩的豹斑灰岩形成于海侵期潮下浅水低能环境,是交替沉积的灰泥质和云泥质软泥受后期风浪扰动或负载压实,再经历埋藏改造,形成纵向上具有韵律特征的云斑。亮晶砂屑灰岩的豹斑主要形成于浅埋藏期,与富镁高盐地层水沿孔渗较好的部位渗透至固结成岩地层中发生渗透回流白云化有关。豹斑内部粉细晶白云石的晶间孔十分发育,该类灰岩能否形成优质储层受控于豹斑在全岩中的含量。

关键词:选择性白云化;豹斑灰岩;龙王庙组;下寒武统;四川盆地

中图分类号:TE122.2

文献标识码:A

Origin of the Lower Cambrian leopard-pattern limestones and its influence on reservoirs in the Sichuan Basin

Han Bo^{1,2}, Feng Jufang², He Zhiliang², Tian Haiqin², Zhu Shuang³, Wang Xiaotao³

(1. School of Energy Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2. Petroleum Exploration and Production Research Institute, SINOPEC, Beijing 100083, China; 3. School of Geosciences, China University of Petroleum, Beijing 102249, China)

Abstract: Wide occurrence of leopard-pattern limestones (dolostone) has aroused extensive attention of scholars, but origin of this type of rock remains disputable. So a study on its features, origin, and impact on reservoir properties is significant to petroleum exploration. Four reference cross sections were chosen in the Lower Cambrian Longwangmiao Formation and Tianheban Formation in the Sichuan Basin to analyze petrologic and geochemistry characteristics. Based on outcrop sedimentary facies study, microscopic observation, X-ray diffraction analysis, scanning electron microscopic observation, electron probe microanalysis, and stable isotope analysis, the origin of the limestone was discussed. Leopard pattern limestone occurs mainly in two types of rocks in the Lower Cambrian sediments in the Sichuan Basin: wackstone and packstone. According to their different features in patch morphology, clay content, dolomite size and crystal form, leopard pattern limestone can be classified into three types: muddy leopard limestone, leopard limestone containing mud, and leopard limestone. The first two types mainly appear in wackstone, composed of muddy to silty, anhedral to semi-euhedral crystalline dolomite, while the third type of leopard pattern limestone occur in packstone, composed of silty to fine, semi-euhedral to euhedral crystalline dolomite. Leopard pattern limestone in wackstone deposited in subtidal environment with low water energy, lime mud and aragonite mud (transform to dolomite) deposited alternately in tune with the water body transform from open to restricted frequently due to sea level change. Leopard pattern are formed by wave disturbance and differential load from overlying strata. Leopard pattern limestone in packstone was mainly formed during shallow burial

收稿日期:2016-07-12;修订日期:2017-05-08。

第一作者简介:韩波(1987—),男,博士研究生,碳酸盐岩沉积与储层。E-mail:hbny@cugb.edu.cn。

基金项目:中石化科技部项目(G5800-15-ZS-KJB006);国家自然科学基金重点资助项目(U1663209)。

stage, when formation water with high content of magnesium penetrated into the cemented sediments and dolomitization took place. Intercrystalline pore space is widely observed in leopard limestone, which shows much better reservoir properties than limestone, so the proportion of leopard pattern limestone to the whole rock determines the petrophysical properties of reservoir rocks.

Key words: selective dolomitization, leopard pattern limestone, Longwangmiao Formation, Lower Cambrian, Sichuan Basin

地质历史上,有一种不均匀的白云质灰岩或者灰质白云岩引起了很多中国学者的关注,被通俗地称为豹斑灰岩(云岩)或者豹皮灰岩(云岩)。豹斑一般指白云质部分,基质表示斑块以外的灰质部分。这类岩石引起高度关注是因为其在华北寒武系—奥陶系中十分发育,占19.8%左右,其中奥陶系最为发育,占29%左右^[1]。目前研究最多的是华北地区奥陶系马家沟组豹皮状灰岩。随着勘探发现和研究深入,塔里木盆地奥陶统^[2]和四川盆地中二叠统^[3]的斑状白云岩也开始受到关注。从20世纪60年代至今,学者一直在关注并讨论这种豹斑灰岩(云岩)的成因问题。目前成因的争议主要分为两类。一类占主流的成因论主要与沉积成岩作用相关,对其斑块状的形貌形成的原因,大多数学者认为与生物潜穴和钻孔有关^[4-7],还有部分学者认为是受岩溶作用改造形成^[8]。沉积或成岩期形成的斑块,由于物质及孔渗条件的差异,在浅埋藏期的混合水白云岩化、回流渗透白云岩化,或者埋藏作用下的热水白云岩化作用下,斑块发生选择性交代,造成了与基质的差异^[8-12]。另一类是构造成因论,认为豹斑灰岩的形成与构造热液白云石化流体自下而上交代宿主灰岩有关,具体的研究实例是川西北地区中二叠统栖霞组^[3];还有部分学者认为北京周口店寒武系府君山组豹斑灰岩与韧性剪切作用形成的钙质糜棱岩有关^[13]。国际上这类斑块状白云岩也多见报道,并认为其成因主要与生物潜穴钻孔经历埋藏期选择性白云岩化作用有关^[14-16]。

近年来,随着四川盆地安岳气田下寒武统龙王庙组的勘探突破,针对该层系的研究不断深入^[17-21]。四川盆地东缘下寒武统是否同样存在优质储层是取得新的勘探发现的关键。四川盆地寒武统豹斑灰岩未见前人报道,本研究在四川盆地东部(含鄂西渝东—湘鄂西地区)4条基干剖面:金沙岩孔、习水土河和宣恩高锣3条野外剖面以及1口宜昌某钻井剖面中均见豹斑状灰岩发育,研究其成因机理及对储层的影响,对该层系在该区域的油气勘探至关重要。本文利用宏、微观观察与地球化学分析相结合的方法,较系统地分析了四川盆地东部下寒武统豹斑灰岩的宏、微观特征,探讨了其成因机理及对储层的影响。

1 地层与沉积特征

1.1 古地理格局

中—上扬子地区从早寒武世开始发生大规模海侵,筇竹寺期和沧浪铺期主要为碎屑岩台地和混积台地相沉积。中—上扬子地区古地理格局是继晚震旦世海退后又一次较大规模的海侵背景下发展而成的,表现为西高东低的沉积地貌。海水自东南方向入侵,西缘受康滇古陆、泸定古陆及摩天岭古陆限制^[22],沉积过程表现为由古陆向盆地内部的超覆沉积,形成了下细上粗的含碎屑岩夹碳酸盐岩沉积,为海侵初期的沉积序列^[23]。

早寒武世末期,即龙王庙组沉积期,中—上扬子地区开始成为碳酸盐沉积为主体的沉积环境,整体地貌继承了西高东低的格局,川东南长宁—綦江至川东北建南地区古地貌相对低洼处发育一个较大型的盐化潟湖(图1)。龙王庙中后期,开始发生区域性海退,潮坪—局限台地相带向东扩展,潟湖规模也有所扩大^[18]。潟湖西侧磨溪—高石梯地区龙王庙组取得勘探突破,发育优质颗粒滩相储层,白云岩化十分彻底,纵向上基本发育白云岩。潟湖东侧相对古地貌低于西侧,除了沉积相具有较大差异外,白云岩化作用也不完全,多发育云质灰岩及灰质云岩。

1.2 沉积相与沉积环境

通过前期研究,早寒世末期龙王庙组岩性较单一,以白云岩和灰岩为主,厚约70~250 m,西侧薄东侧厚,潟湖西侧地层厚度一般小于100 m,而东侧地层在100~200 m。纵向上主要发育两个沉积旋回,部分剖面见第三个四级层序。金沙岩孔和习水土河剖面地理位置较近,纵向上表现出相似的沉积单元组合特征(图2),表现为多个滩坪叠置发育,滩相发育砂屑颗粒及少量鲕粒,坪相发育藻纹层状泥粉晶白云岩及纹层状含砂泥粉晶白云岩;层序下部为海侵体系域,灰岩含量较高,层序上部的高位体系域白云岩含量较高,沉积环境在开阔台地与局限台地之间交替变化。宣恩高锣剖面相对这两个剖面地理位置更为低洼,沉积水动力

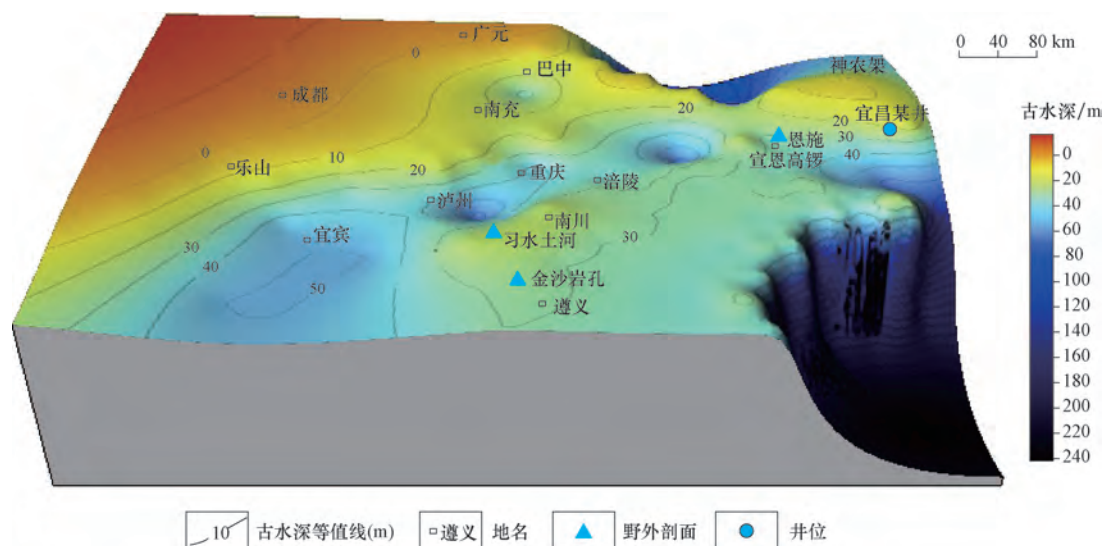


图1 中-上扬子地区早寒武世龙王庙期古地貌示意图

Fig. 1 Paleogeomorphology map of the Early Cambrian Longwangmiao Formation depositional stage in Middle and Upper Yangtze region

对较低,颗粒含量较之更低。这3个野外剖面中,龙王庙组豹斑状灰岩主要发育于第一个层序的海侵体系域。宜昌地区在龙王庙期处于古地貌高地,龙王庙沉积期海平面相对较低,水动力强,全段沉积颗粒滩相,而龙王庙组下伏地层天河板组沉积期水动力相对较弱,主要发育灰岩及云质灰岩,豹斑状灰岩十分发育(如图2橙色阴影部分所示)。

2 豹斑灰岩岩石学特征

2.1 宏观特征

宏观上,豹斑灰岩多呈中厚层至块状,横向上具有较远的延伸性。龙王庙组3个剖面中的云斑呈浅黄灰-深灰,抗风化能力较基质强,因此凸出岩石表面,呈现风化面凹凸不平的形貌,在野外极易辨认(图3a—c)。云斑大多顺层展布,呈平行层理连续-断续状条带,此外还有不规则斑块状或云朵状,边缘光滑程度不一(图3d,e)。云斑在新鲜断口上可见闪亮的白云石晶面,比基质灰岩晶粒粗大(图3f)。豹斑在岩层中的发育丰度变化较大,从10%至60%不等。

宜昌地区下寒武统天河板组云泥质条带灰岩略有不同,云泥条带在钻井岩心上现深灰色,明显区别于基质灰岩的浅灰色,易被认为是泥质条带。条带多顺层展布,平行条带与不规则条带纵向上呈现过渡渐变、交替出现的特征(图3g—i)。平行条带厚度变化大(0.1~1 cm),分布密集程度也不一。天河板组豹斑灰岩段与颗粒灰岩段交替出现,具有较好的韵律性(图3h)。颗粒灰岩段内基本未见云泥条带。

这几个剖面中,宜恩高钵剖面豹斑丰度最高,龙王庙组第一个层序的海侵体系域,岩性以云质灰岩及含云质灰岩为主,豹斑主要发育于该部位;高位体系域白云石含量增加,逐渐过渡为灰质云岩,豹斑少见发育。海侵体系域下部豹斑因泥质含量较高,新鲜面颜色呈土黄色至灰黄色(第1—第2层),向上豹斑以灰褐色至深灰色为主(第3—第5层),只在局部见土黄色斑块。这与海侵体系域水体逐渐加深的规律吻合,海侵初期,海平面相对较低,水体处于氧化环境,铁质容易发生氧化,因此泥云斑颜色主体呈现氧化色。随着海平面不断加深,沉积物水体逐渐处于还原环境,因此还原色的云斑含量增加。云斑的形貌特征从下至上呈现多个具有韵律性变化规律的旋回叠加,韵律下部为连续-断续状条带,上部为不规则状、云朵状斑块。绝大多数豹斑发育于含少量生屑和砂屑颗粒的泥微晶灰岩中。本剖面仅在第1层底部及第5层顶部见较多的颗粒。

2.2 微观特征

微观上,豹斑在垂向地层序列中主要出现在两种基质岩性内。

第一种基质岩性是含少量内碎屑(包括球粒,生物碎屑如三叶虫、棘皮类、腕足类等)的泥微晶灰岩(图4a)。在这类泥微晶灰岩中,云斑呈黄褐色,形状不规则,通常绕过生物骨骼。形似生物潜穴的圆孔内充填相对较粗粒度的亮晶方解石,其主要发育于深灰色灰泥方解石沉积物内,与云斑的相切关系可以判断早于云斑形成。云斑与灰泥基质的界面并不截然分明,呈渐变型接触,多与沉积晚期至浅埋藏期灰泥

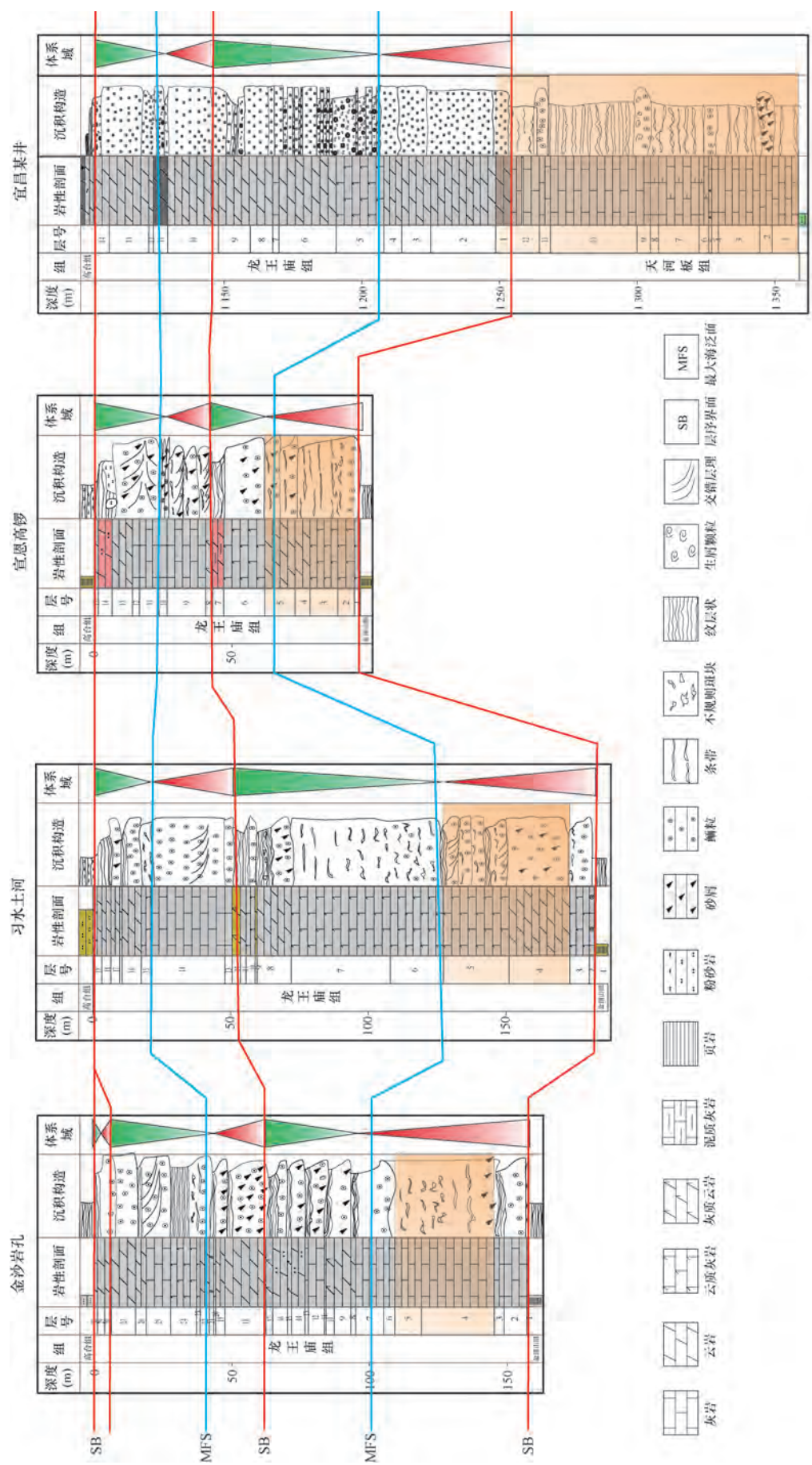


图2 四川盆地东部下寒武统基于剖面豹斑发育层段示意图
Fig.2 Leopard pattern limestone intervals in the Lower Cambrian cross sections in the East Sichuan Basin

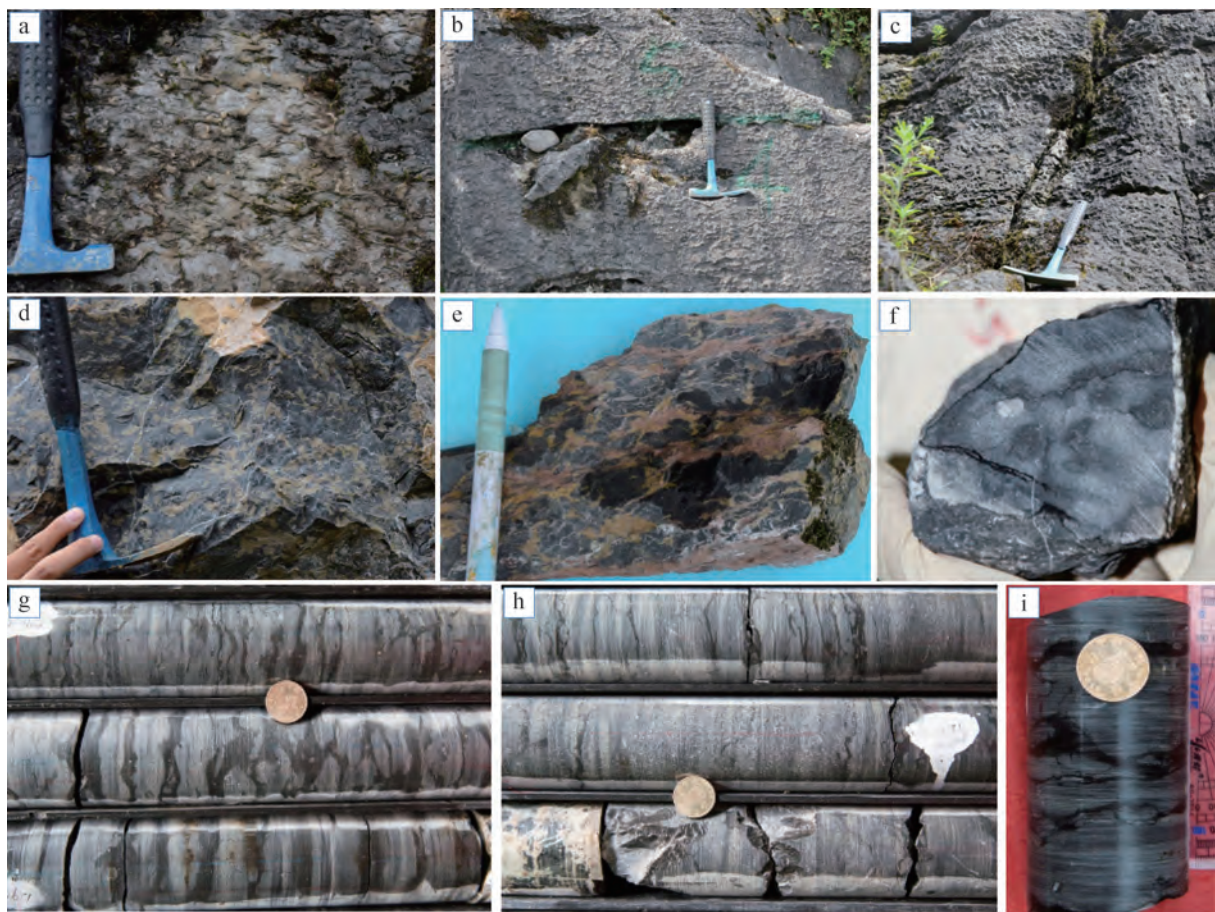


图3 四川盆地东部下寒武统豹斑灰岩宏观特征

Fig. 3 Macroscopic features of leopard pattern limestones in the Lower Cambrian in the East Sichuan Basin

a. 金沙岩孔剖面, 龙王庙组第4层, 风化面呈黄灰色; b. 金沙岩孔剖面, 第5层, 风化面呈深灰色; c. 习水土河剖面, 第4层, 风化面凹凸不平; d. 宣恩高锣剖面, 第2层, 土黄色不规则斑块状云斑; e. 宣恩高锣剖面, 第5层, 土黄色云朵状云斑; f. 习水土河剖面, 第5层, 深灰色云斑在新鲜断口上可见白云石晶面, 比基质灰岩晶粒粗大; g. 宜昌某井, 下寒武统天河板组, 平行条带与不规则条带交替出现, 埋深1 268.5 ~ 1 299.9 m; h. 宜昌某井, 下寒武统天河板组, 豹斑灰岩段与颗粒灰岩段交替出现, 埋深1 264.5 ~ 1 268.5 m; i. 宜昌某井, 下寒武统天河板组, 泥云条带呈深灰色, 基质灰岩呈浅灰色

与云斑的相互渗入有关。云斑内部白云石呈半自形—自形, 晶粒平均大小在10 μm 左右(图4c)。此类基质灰岩沉积时以灰泥为主, 反映了相对较低的沉积水动力, 为潮下浅水低能环境。

第二种常见的基质岩性为亮晶颗粒灰岩。这类基质灰岩中的云斑通常晶粒较为粗大, 平均可达50 μm 左右, 晶形更为完好(图4d)。以习水土河剖面的典型样品为例, 图4b所示砂屑亮晶灰岩中, 云斑内见粉细晶自形白云石, 边界渐变接触, 白云石呈星点状散布在方解石基质内, 云斑内可见交代残余的亮晶砂屑灰岩斑块, 因此该云斑应形成于海底亮晶胶结之后, 与白云石化交代作用有关。

云斑与基岩接触方式有两种, 第一种接触方式是渐变型接触, 图4c和图4d分别是有泥微晶基质灰岩中的渐变型接触云斑和亮晶砂屑灰岩中的渐变型接触云斑, 两者在白云石颗粒的分布模式上有所区别, 与其

不同的成因有关; 第二种接触方式以缝合线为边界(图4e)作为特征, 该类接触方式较多见。

2.3 全岩矿物组成

对这3个野外剖面豹斑灰岩(云岩)发育层段取样进行全岩矿物分析, 结果显示白云石在全岩的含量从11.3% ~ 99.5%不等。通过宣恩高锣、金沙岩孔和习水土河3个剖面对比可见(图5), 由下至上, 白云石含量逐渐增多, 碎屑矿物含量逐渐减少。这与基质灰岩和云斑内部的泥质含量直接相关。

3 豹斑成因机制

3.1 豹斑类型

根据豹斑内部矿物组成, 可将云斑归为3类: 泥质云斑、含泥云斑和云斑。泥质云斑和含泥云斑主要发育在

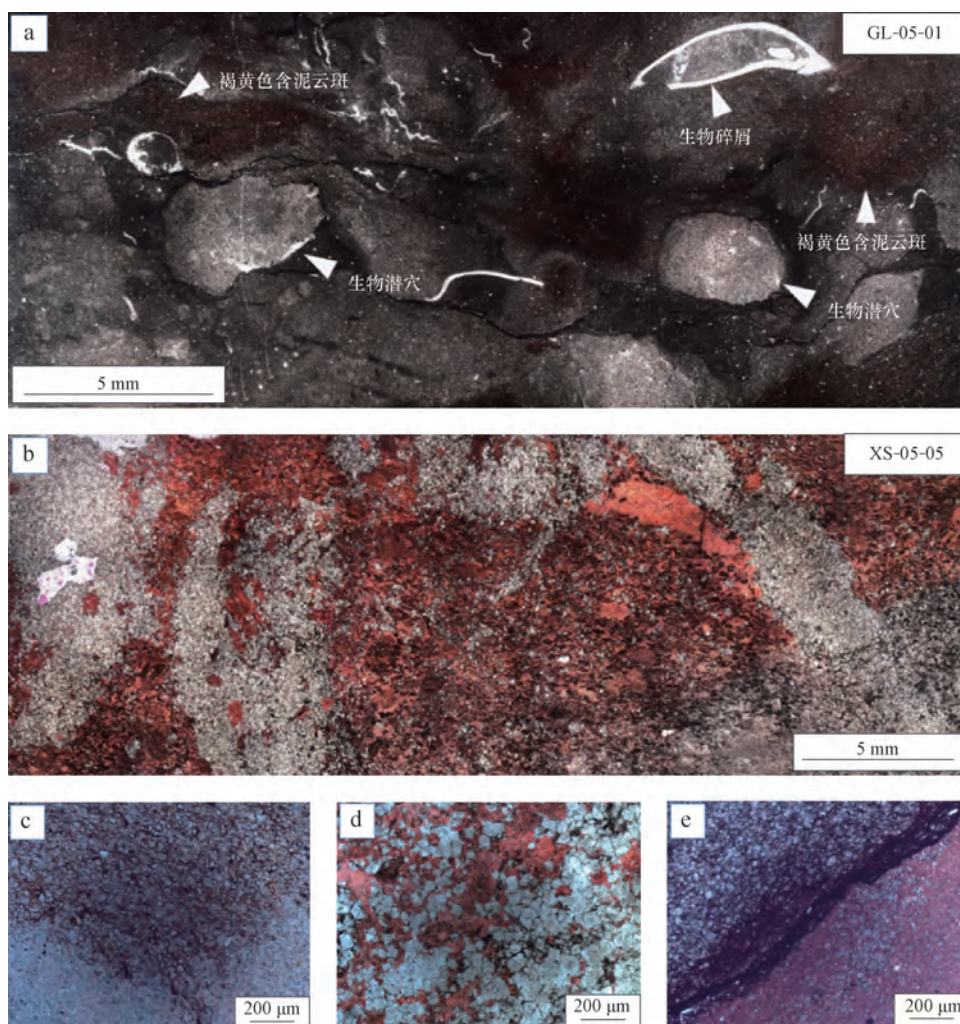


图4 四川盆地东部下寒武统豹斑灰岩微观特征

Fig. 4 Microscopic features of leopard pattern limestones in the Lower Cambrian in the East Sichuan Basin

- a. 豹斑发育于含颗粒泥微晶灰岩的基质灰岩中; b. 豹斑发育于砂屑亮晶灰岩的基质灰岩中; c. 豹斑与灰泥基质呈渐变型接触边界;
d. 豹斑与砂屑亮晶灰岩呈渐变型接触边界; e. 豹斑与砂屑亮晶灰岩呈缝合线边界接触

基质为(含颗粒)泥微晶灰岩的豹斑灰(云)岩中,而云斑主要发育于基岩为砂屑亮晶灰岩的豹斑灰(云)岩中。

1) 泥质云斑

主要见于宜昌地区天河板组钻井剖面,云斑中泥质含量较高,占25%~50%,云斑主要呈平行条带及不规则状条带,单偏光镜下见灰黑色泥云带平行层理方向发育(图6a),云斑放大可见泥晶他形白云石晶体。电子探针背散射图像进一步揭示白云石及方解石之间的分布关系,浅灰色部分是方解石,深灰色部分以白云石为主(图6b)。基质灰岩部分以方解石为主,含有较多的碎屑矿物颗粒,如钾长石、石英、黄铁矿等(图6c)。泥云条带内部除了白云石颗粒及极细的泥质矿物颗粒,方解石基质也占有相当的比例。

2) 含泥云斑

该类云斑在龙王庙组剖面中最为常见,主要见于宣恩高锣大部分、金沙岩孔及习水土河部分豹斑发育

段。云斑内泥质含量小于25%,白云石多为半自形-自形菱面体,晶粒大小为泥粉晶至细晶(图6d)。扫描电镜观察揭示含泥云斑及基质灰岩的内部结构差异:300倍的二次电子图像上能够明显观察到右上角云斑内部晶体相比左下角基质灰岩内的晶体明显粗大(图6e),放大该视域内①、②和③部位,①为基质灰岩内部,见他形方解石颗粒大小多在5 μm左右;②为云斑与基质灰岩接触的缝合线,见大量片状粘土矿物(图6f);③为含泥云斑内部,白云石晶形较为自形,大小多在15 μm左右,晶体表面见少量溶蚀坑。碎屑矿物(石英、长石、粘土)呈细颗粒或片状分布于白云石晶间。

3) 云斑

主要见于金沙岩孔及习水土河剖面部分豹斑发育层段,泥质含量极低,云斑内可见两期白云石晶体,Ⅰ期为粉细晶白云石,自形程度大都较好,Ⅱ期为中粗

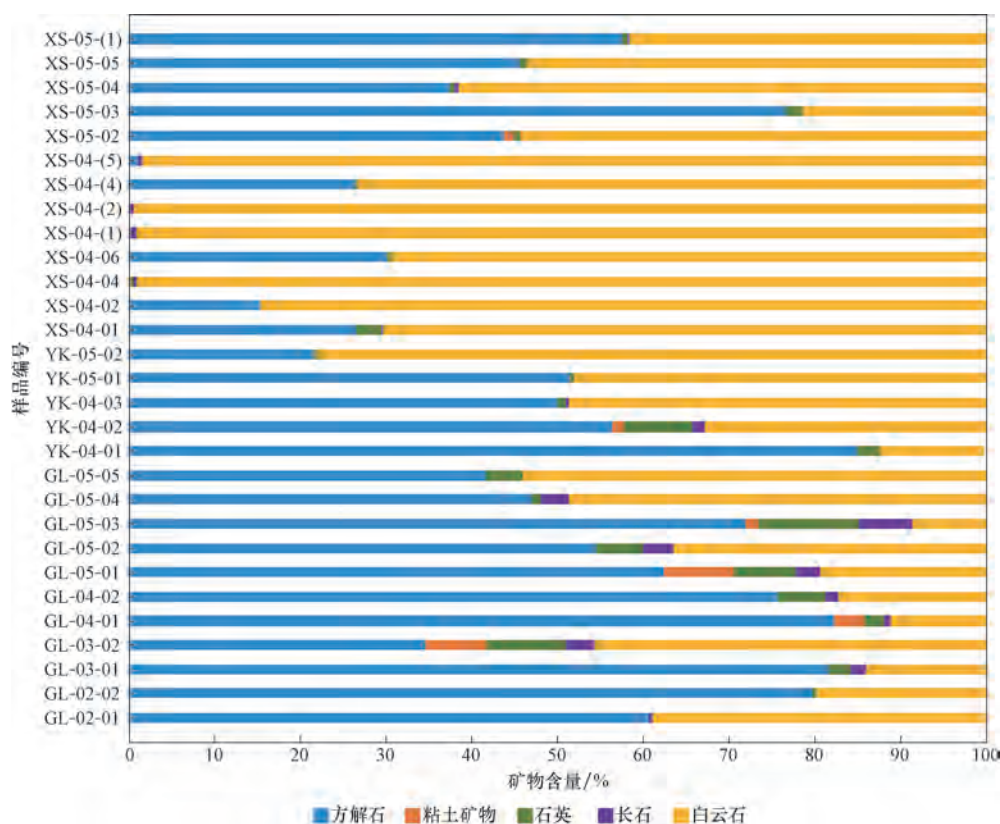


图5 四川盆地东部下寒武统豹斑灰岩发育段全岩矿物分析结果

Fig. 5 Bulk rock mineral analysis of leopard pattern limestones in the Lower Cambrian in the East Sichuan Basin

晶他形白云石(图6g),正交偏光下见波状消光,阴极发光下Ⅰ期白云石呈亮橙色,Ⅱ期白云石具有亮橙色与不发光的菱形环带结构,反映流体频繁变化,两期白云石均与基质灰岩的棕褐色暗色发光有明显区别(图6h)。电子探针背散射图像两期白云石晶体也有所区别,Ⅰ期白云石环带结构不明显,Ⅱ期白云石晶体粗大且边缘具有菱形环带结构(图6i)。

泥质含量与基岩岩性有一定相关性,泥质云斑主要见于宜昌地区天河板组,其基岩多为泥微晶灰岩,基本未见生屑或砂屑颗粒,云斑形态为平形状条带及不规则条带状交替出现,可见沉积时具有较低的水动力条件,而且水体深度相对较大,波浪不易对沉积后软泥质沉积物进行扰动。含泥云斑在龙王庙组第一个层序的海侵体系域较为普遍,见于宜恩高铈大部分、金沙岩孔、习水土河局部,内含少量内碎屑颗粒,包括砂屑、生屑等,到早寒武世末龙王庙期,四川盆地东部整体位于台地之上,水深相对天河板期更浅,因此具有一定量的颗粒沉积物,泥质含量也减少。

3.2 豹斑地球化学特征

白云石的晶形大小与形成环境具有密切相关性。前人研究表明,在干热的暴露或近暴露环境下(如蒸发

台地或与之相邻的局限台地)形成的白云岩,白云石结晶速度较快,故白云石晶体较为细小,通常在泥晶-粉晶级别,自形程度也相对较低,以他形晶为主。而在盐度相对较低的水介质环境,白云石结晶速率则较缓慢,能够形成相对较粗的白云石晶体(粉-中晶),自形程度也相应较高(半自形-自形)。

电子探针结果显示(图7),宜昌地区天河板组泥云条带内白云石晶粒小,自形程度差,白云石镁钙摩尔比为0.78,有序度不高,应形成于介质溶液盐度相对较高的环境,加之水体含较多的碎屑矿物组分,溶液中的干扰竞争离子较多,结晶速度较快,因而形成的白云石化学组分上较富钙。宜恩高铈和习水土河剖面龙王庙组粉细晶白云石及细中晶白云石晶粒相对粗大,自形程度较好,镁钙摩尔比均大于0.9,明显大于天河板组泥云条带中的白云石,这类白云石很可能受到了埋藏期的改造作用。

碳酸盐岩中的氧稳定同位素组成主要受介质的温度和盐度影响,因此能够一定程度上反映沉积及成岩环境。一般情况下,随沉积与成岩介质盐度升高,碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 增大;随环境温度升高, $\delta^{18}\text{O}$ 变轻。此外,大气淡水淋滤和生物降解均可使 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 变轻^[24-25]。几个剖面的豹斑发育段样品的白云

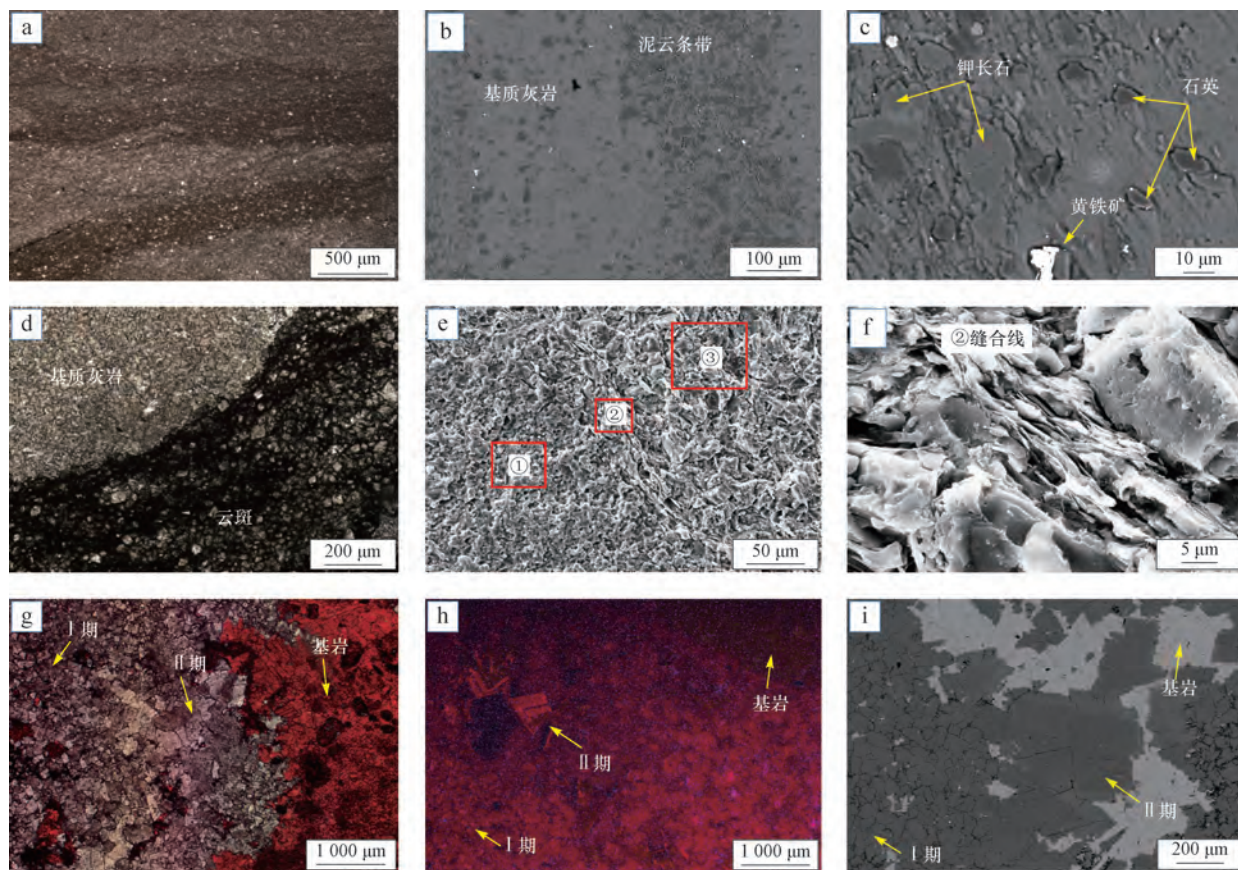


图6 四川盆地宣恩-高钵剖面龙王庙组含泥云斑微观特征

Fig. 6 Microscopic features of leopard pattern limestone containing mud in Xuan'en-Gaoluo cross section in the Sichuan Basin

a. 泥云条带灰岩,单偏光;b. 泥云条带灰岩,浅灰色多为方解石,深灰色多为白云石,背散射图像;c. 基质灰岩中含较多的碎屑矿物颗粒,如钾长石、石英、黄铁矿,背散射图像;d. 泥晶基质灰岩与含泥云斑缝合线接触边界,单偏光;e. 扫描电镜二次电子图像,①、②和③部位分别为基质灰岩、缝合线和含泥云斑;f. 图e中区域②放大,缝合线内见大量片状粘土矿物;g. 云斑泥质含量极低,内部可见两期白云石晶体,单偏光;h. 两期白云石与基质灰岩具有不同的发光特征,阴极发光图像;i. 两期白云石与基质灰岩不同的特征,背散射图像

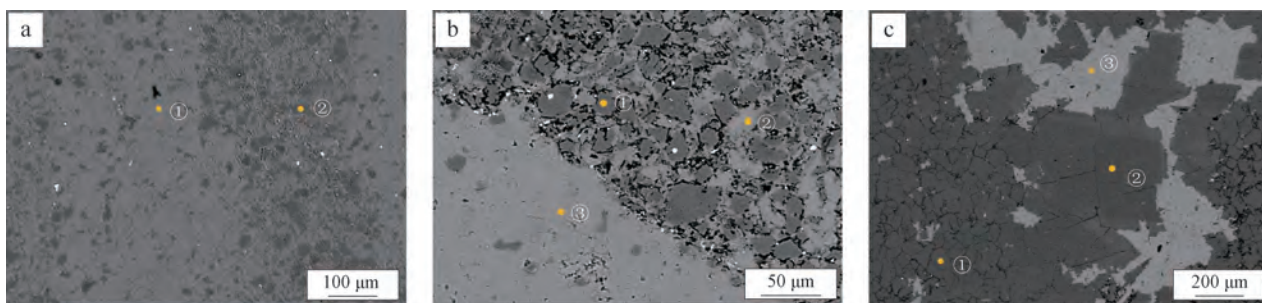


图7 电子探针测试点位置

Fig. 7 Test spots of electronic probe

a. 豹斑灰岩,白云石晶粒为泥-粉晶,天河板组,电子探针测试点①MgO:18.2%,CaO:32.86%, $n(\text{Mg})/n(\text{Ca})=0.78$,点②MgO:0.82%,CaO:53.96%, $n(\text{Mg})/n(\text{Ca})=0.02$;b. 灰岩基质与斑状云化部分突变接触,龙王庙组,电子探针测试点①MgO:20.63%,CaO:30.76%, $n(\text{Mg})/n(\text{Ca})=0.94$,点②MgO:0.59%,CaO:52.66%, $n(\text{Mg})/n(\text{Ca})=0.02$,点③MgO:0.8%,CaO:54.52%, $n(\text{Mg})/n(\text{Ca})=0.02$;c. 基质灰岩中形成两种不同晶型的白云石,一类为泥-粉晶,另一类为细-中晶,龙王庙组,电子探针测试点①MgO:20.39%,CaO:31.34%, $n(\text{Mg})/n(\text{Ca})=0.91$,点②MgO:21.01%,CaO:31.32%, $n(\text{Mg})/n(\text{Ca})=0.94$,点③MgO:0.19%,CaO:55.54%, $n(\text{Mg})/n(\text{Ca})=0$;浅色部分为方解石,深色部分为白云石

石含量和氧同位素值交会图揭示(图8),大部分样品氧同位素与全岩白云石含量呈正相关,如图中趋势线所示,这种现象说明白云化作用与海水浓缩作用有关。

其中宣恩高钵剖面以含泥云斑为主,且 $\delta^{18}\text{O}$ 明显偏负(图8红色虚线圈),推测可能与早期淡水作用有关。但是图中红色三角形区域的样品明显偏离正常趋势

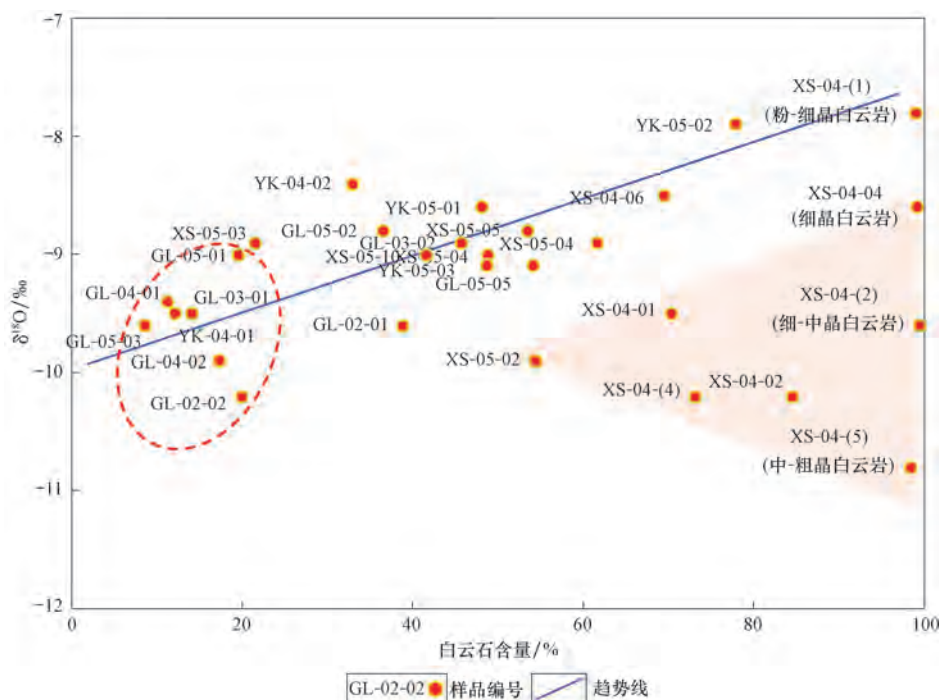


图8 四川盆地地下寒武统豹斑灰岩发育段白云石含量与氧同位素交会图

Fig. 8 Cross plot of dolomite contents and $\delta^{18}\text{O}$ values in the Lower Cambrian leopard pattern limestone in the East Sichuan Basin

线,氧同位素偏轻,在样品薄片未观察到明显的淡水溶蚀现象,其中白云岩较纯的样品XS-04-(01),XS-04-04,XS-04-(02)和XS-04-(05)分别为粉-细晶白云岩、细晶白云岩、细-中晶白云岩和中-粗晶白云岩,自上而下其氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 逐渐变轻,说明第4和第5层样品的氧同位素偏负与深埋藏期的热改造作用有关。

3.3 豹斑成因模式

综合宏微观特征及地球化学分析结果可以发现,豹斑灰岩的岩石学和地球化学特征指示不同类型的豹斑具有不同的成因模式。本文将对基质灰岩为(含颗粒)泥微晶灰岩以及基质灰岩为砂屑亮晶灰岩的豹斑灰岩形成模式分别总结。

3.3.1 基岩为(含颗粒)泥微晶灰岩的豹斑成因

1) 沉积期

海平面上升时,在潮下浅水低能环境下形成灰泥沉积物,可能存在少量内碎屑颗粒;海平面下降时,该区处于暴露或近暴露的潮上带及潮间带上部,大陆上的淡水流注很有限,夹带粘土物质输入,随着水渗透进入到碳酸盐岩地层并通过毛细作用不断蒸发,残余的孔隙流体会被浓缩,交代先期沉积灰泥表层,发生准同生白云岩化作用^[26],因而形成泥云条带。高频次的海平面变化,使该区在相对局限的潮上-潮间上部环境

与相对开阔潮下环境之间频繁变化,水体介质也在咸化海水和正常海水之间频繁变化,导致云泥条带与灰泥沉积物交替出现。

2) 沉积期后

上部的软泥在风浪作用下被打碎后再次沉积,由于风浪向下的扰动作用有限,因此在垂向剖面中通常出现连续-半连续的条带向上过渡到不规则斑块的韵律性变化序列。此外沉积物在固结之前上覆沉积物由于重力差异作用,会形成一些负载构造,如云朵状、不规则条带状。由于沉积物尚未完全固结,云泥质与灰泥质沉积物相互渗入,形成渐变型接触边界。该阶段形成的白云石多为泥晶他形。除此之外,还有些斑块是生物潜穴形成的,但该类型的“豹斑”在剖面中仅占很小的比例。

3) 埋藏期

发生回流渗透白云化作用,咸化富镁流体沿层间缝或薄弱面进入已经成岩的地层,在孔渗条件较好的部位发生优先云化。此外,在地层流体作用下,含泥云斑内的泥质进一步溶解,释放出部分 Mg^{2+} 离子,粘土对 Mg^{2+} 离子具有一定的吸附性,因此含泥云斑较之灰泥基质具有更丰富的镁离子来源,白云化作用进一步加强。随着埋深的加大,含泥云斑内物质发生重新组合及纯化,泥质不溶物在云斑与基质灰岩交界处富集,形成缝合线状接触边界(图9)。

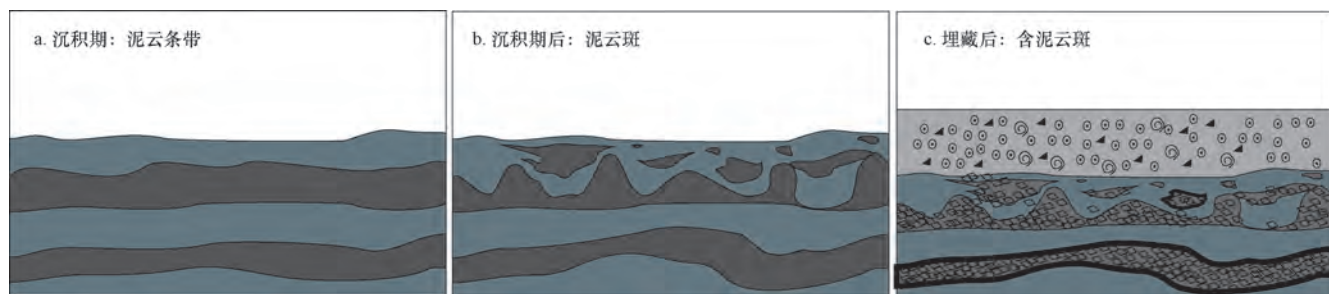


图9 (含颗粒)泥微晶灰岩内豹斑形成模式

Fig. 9 Forming mechanism of leopard pattern limestone in wackstone

3.3.2 基岩为砂屑亮晶灰岩的豹斑成因

以习水土河剖面为代表的砂屑亮晶灰岩(图4b),该类基质灰岩颗粒含量较高(大于50%),全岩泥质含量极低(图5),沉积时位于水体能量较高的动荡环境。这类豹斑的成因模式与上述过程有所区别。云斑内可见交代残余的亮晶砂屑灰岩斑块,因此应形成于海底亮晶胶结之后,在浅埋藏期高盐度高镁地层水沿孔渗透较好的部位渗透至固结成岩的基质灰岩地层中,发生渗透回流白云化作用。深埋藏期,深部热流体沿裂缝或有利孔渗带进一步对云斑进行改造,形成中粗晶具有环带结构的白云石晶体。

3.3.3 关于生物潜穴作用的讨论

很多斑状组构被认为是与生物扰动作用有关,如华北地区奥陶系马家沟组的豹皮状灰岩^[4-7]、塔里木盆地奥陶统云斑灰岩^[2]、以及一些国外的实例^[14-16]。不可否认,生物扰动是形成斑状形态的一个重要原因。生物扰动作用主要发生在潮坪尤其是潮下背景中,在浅海静水障壁海湾,例如潟湖泥质潮坪以及低于正常风暴浪基面的更深的环境中所沉积的钙质泥内,内栖潜穴生物频繁地出现。这类灰泥质沉积与本研究例中的部分豹斑灰岩的基质具有一致性。

然而,灰岩中生物扰动组构的判断标准通常包括:小到中等大小的生物潜穴的直径从1 mm到几厘米不等。常被球粒充填,呈线状,具有内部亮晶,常呈分支状相互连通,并有明显的几何结构和定向性。生物潜穴的形态主要与生物的造迹方式有关,生物的造迹方式主要取决于造迹生物类型、水动力条件、水体含氧量及沉积物内的营养物质丰度特征等条件^[27]。从文献报道的与生物潜穴有关的豹斑状灰岩(云岩)中斑块的平面形态来看,对于条带状无分枝的豹斑,条带通常圆滑弯曲且在延伸方向上直径变化微小或基本无变化。对于具有分枝的“豹斑”来说,分枝角度相似,分

枝的直径大小也具有均一性^[6]。

从前人对燕山地区及徐州地区下寒武统豹斑灰岩的报道^[11-12],以及笔者在四川盆地寒武统观察到的豹斑灰岩,豹斑多沿层理方向呈连续或断续状条带分布,横向上分布稳定,因此寒武系的豹斑形态可能更多地受沉积作用的控制,生物潜穴作用只在局部有少量影响。

4 豹斑灰岩对储层的影响

对豹斑内部进行普通薄片及扫描电镜观察(图10),云斑部分(黄色方框1)在扫描电镜下可以看到白云石晶间孔十分发育;而基质灰岩部分(黄色方框2)则比较致密。微观孔隙结构揭示了粉细晶白云岩发育晶间孔,储集物性明显优于灰岩。

针对四川盆地东部下寒武统龙王庙组储层研究发现,储层岩石类型主要为粉晶-细晶白云岩,颗粒灰岩发生白云岩化部分具有一定的储集性能,未白云化部分通常较致密。通过对基干剖面沉积构造、实测孔隙度和矿物组分的对比,发现储层主要分布在白云化程度高的滩相沉积内。原始沉积相为白云岩化提供了至关重要的基础,沉积能量较低、泥质含量较高的低能相沉积只有经过较为彻底的白云岩化作用后才能对储集物性有明显的改善。如图11中习水土河剖面综合柱状图所示,储层主要发育于第一个层序的3,4,5层,及第二个层序顶部的14,15层。

5 结论

1) 豹斑根据泥质含量可分为3类:泥质云斑、含泥云斑和云斑。泥质云斑和含泥云斑主要发育于(含颗粒)泥微晶灰岩中,云斑内部由他形至半自形的泥粉晶白云石晶体组成;云斑主要发育于砂屑亮晶灰岩中,内部由自形-半自形粉细晶(部分中粗晶)白云石组成。泥质含量主要与沉积时的水动力环境有关,也受到成岩

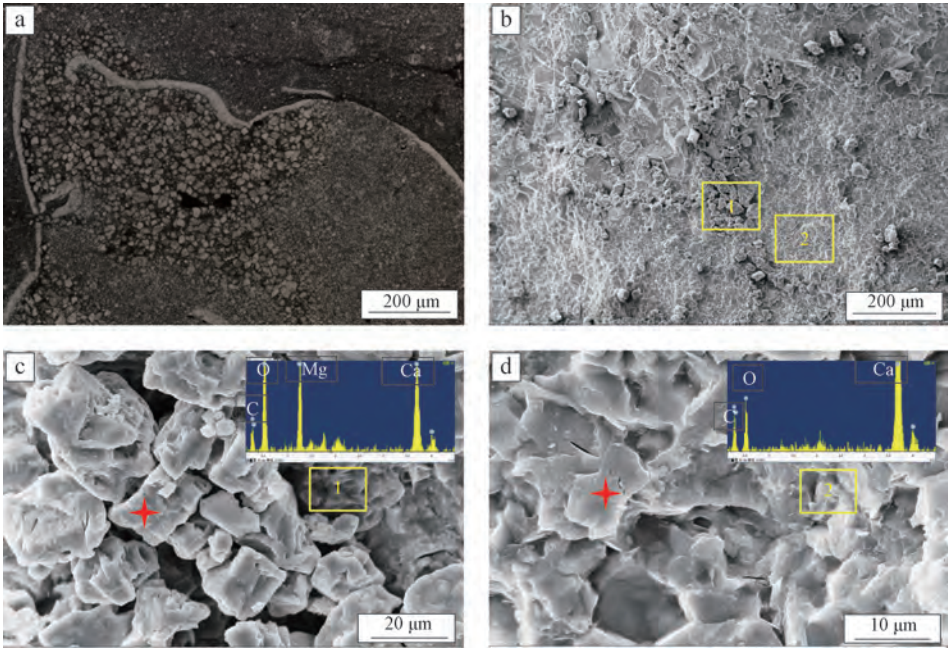


图 10 四川盆地东部下寒武统豹斑灰岩不同组分微观孔隙结构特征

Fig. 10 Characteristics of microscopic pore in different components of leopard pattern limestone in the Lower Cambrian in the East Sichuan Basin
a. 豹斑灰岩,部分发生白云石化,白云石晶型为粉晶;b. 黄色方框 1 为粉晶白云石,黄色框 2 为基质灰岩,背散射照片;c. 黄色方框 1 局部放大,可见白云石晶间孔发育,背散射照片;d. 黄色框 2 局部放大,基质灰岩致密,几乎无孔隙,背散射照片

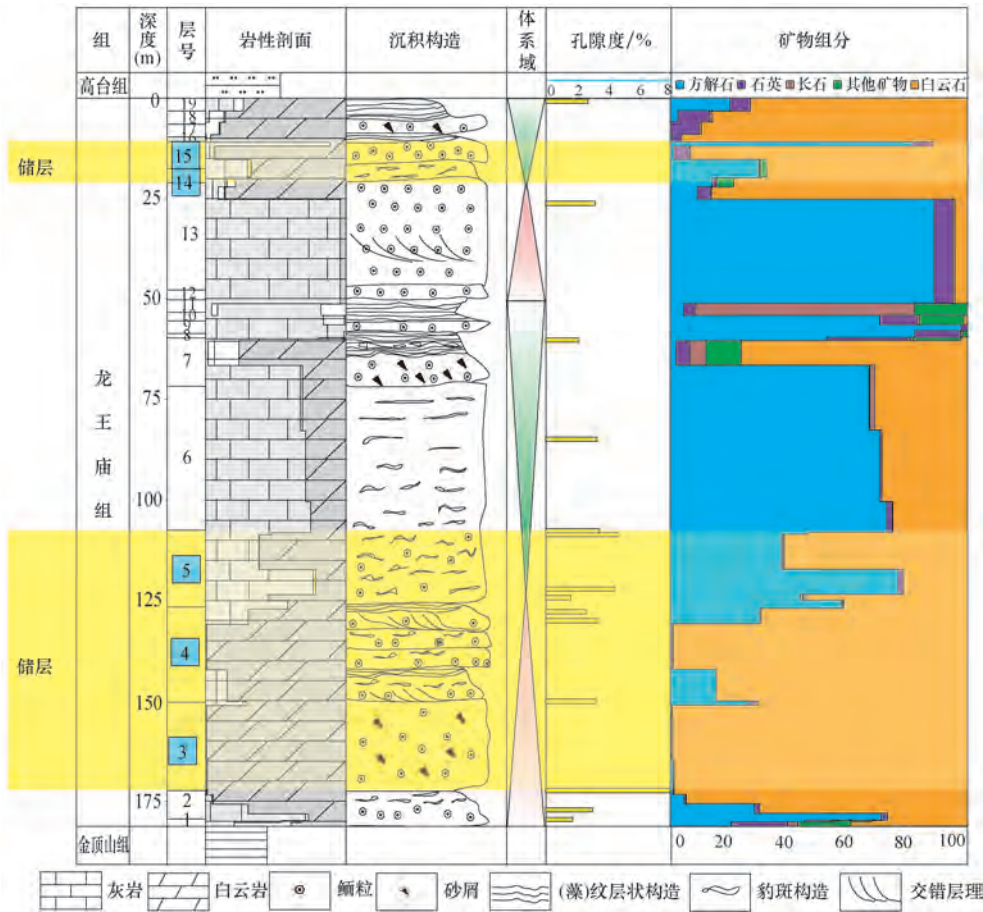


图 11 四川盆地东部下寒武豹斑灰岩与储层关系

Fig. 11 Relation between leopard pattern limestone and reservoir in the Lower Cambrian in the East Sichuan Basin

期的改造作用的影响。

2) 基质灰岩为(含颗粒)泥微晶灰岩的豹斑灰岩形成于潮下浅水低能环境,水体介质在咸化海水和正常海水之间频繁变化,导致云泥条带与灰泥沉积物交替出现。沉积后未固结的软泥受风浪扰动和差异负载影响,形成云朵状,不规则条带状等斑状构造。埋藏期,由于泥质或含泥云斑具有吸附和溶解释放镁离子的优势,发生更为强烈的渗透白云化作用及改造;基质灰岩为亮晶砂屑灰岩的豹斑主要形成于浅埋藏期,高盐度高镁地层水沿孔渗较好的部位渗透至固结成岩的基质灰岩地层中发生渗透回流白云化作用。深埋藏期,深部热流体再沿裂缝或有利孔渗带进一步对云斑改造。

3) 豹斑灰岩能否形成优质储层与豹斑含量有关,即受白云化程度控制。粉细晶白云石的晶间孔是储层物性的主要控制因素。

参 考 文 献

- [1] 贾振远,马淑媛. 山东莱芜地区下古生界豹斑灰岩的成因及其意义[J]. 地质评论,1984,30(3):224-229.
Jia Zhenyuan, Ma Shuyuan. The origin and significance of lower Paleozoic Patchy limestone in Laiwu, Shandong Province[J]. Geological Review, 1984, 30(3): 224-229.
- [2] C. Guo, D. Chen, H. Qing, et al. Multiple dolomitization and later hydrothermal alteration on the Upper Cambrian-Lower Ordovician carbonates in the northern Tarim[J]. Marine and Petroleum Geology, 2016, 72(2016): 295-316.
- [3] 郝毅,林良彪,周进高,等. 川西北中二叠统栖霞组豹斑灰岩特征与成因[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 2012, 39(6): 651-656.
Hao Yi, Lin Liangbiao, Zhou Jingao, et al. Characteristics and genesis of leopard limestone in Middle Permian Qixia Formation, Northwest Sichuan, China[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 2012, 39(6): 651-656.
- [4] 陈战杰,张镔. 关于“豹皮灰岩”的成因[J]. 矿物岩石, 1991, 11(2): 41-46.
Chen Zhanjie, Zhang Bin. On the origin of the Baopi limestone[J]. Mineralogy and Petrology, 1991, 11(2): 41-46.
- [5] 陈曦,吕波,黄素,等. 陕西韩城-旬邑地区中奥陶统马家沟组豹斑白云岩研究[J]. 新疆地质, 2011, 29(2): 222-225.
Chen Xi, Lv Bo, Huang Su, et al. Study of leopard fur dolomite in Mid-Ordovician Majiagou Formation Hancheng-Xunyi district in Shanxi province[J]. Xinjiang Geology, 2011, 29(2): 222-225.
- [6] 董小波,牛永斌. 豫西北奥陶系马家沟组三段豹斑灰岩的生物潜穴成因及成岩演化[J]. 现代地质, 2015, 29(4): 833-843.
Dong Xiaobo, Niu Yongbin. Biological burrow explanation of leopard limestone and its diagenetic evolution in the third member of Majiagou Formation in Ordovician, Northwest of Henan Province[J]. Geoscience, 2015, 29(4): 833-843.
- [7] 王起琼,闫佐,宁博,等. 鄂尔多斯盆地奥陶系马家沟组豹皮灰岩特征及其成因[J]. 古地理学报, 2016, 18(1): 39-48.
Wang Qiqong, Yan Zuo, Ning Bo, et al. Characteristics and genesis of leopard limestone of the Ordovician Majiagou Formation in Ordos Basin[J]. Journal of Palaeogeography, 2016, 18(1): 39-48.
- [8] 李定龙,杨为民,程学丰,等. 试论皖北奥陶纪豹皮灰岩的古岩溶成因[J]. 地质评论, 1999, 45(5): 463-469.
Li Dinglong, Yang Weimin, Cheng Xuefeng, et al. A discussion on the genesis of the leopard limestone of Ordovician period in Northern Anhui, China[J]. Geological Review, 1999, 45(5): 463-469.
- [9] 翟淳. 论豹皮灰岩的形成[J]. 北京地质学院学报, 1961, 13: 90-112.
Zhai Chun. The formation of leopard limestone[J]. Journal of Beijing Institute of Geology, 1961, 13: 90-112.
- [10] 武永强,吴卓丹. 太原西山奥陶系豹皮灰岩的成因[J]. 山西矿业学院学报, 1995, 13(2): 161-166.
Wu Yongqiang, Wu Zhuodan. The origin of Bao Pi-limestones in Ordovician of Taiyuan Xishan[J]. Shan Xi Mining Institute Learned Journal, 1995, 13(2): 161-166.
- [11] 张俊明,周仰康,丘金玉. 燕山地区下寒武统昌平组豹斑状灰岩的古环境意义[J]. 地层学杂志, 1981, 5(1): 52-58.
Zhang Junming, Zhou Yangkang, Qiu Jinyu. Paleoenvironment significance of leopard limestones in the lower Cambrian Changping Formation, Yanshan Area[J]. Journal of Stratigraphy, 1981, 5(1): 52-58.
- [12] 龙刚,黄萍,林剑怀,等. 徐州地区寒武系豹皮灰岩的岩性特征及其成因机制分析[J]. 地质学刊, 2013, 37(1): 67-70.
Long Gang, Huang Ping, Lin Jianhui, et al. Lithologic characteristics of leopard limestone in Cambrian period and analysis of its formation mechanism in Xuzhou area[J]. Journal of Geology, 2013, 37(1): 67-70.
- [13] 陈云峰,吴淦国,王根厚. 北京周口店豹皮灰岩的变形特征[J]. 地质通报, 2007, 26(6): 769-775.
Chen Yunfeng, Wu Ganguo, Wang Genhou. Deformation characteristics of leopard limestone in Zhoukoudian, Beijing, China[J]. Geological Bulletin of China, 2007, 26(6): 769-775.
- [14] N. Rameil. Early diagenetic dolomitization and dedolomitization of Late Jurassic and earliest Cretaceous platform carbonates: A case study from the Jura Mountains (NW Switzerland, E France)[J]. Sediment Geology, 2008, 212(1-4): 70-85.
- [15] G. M. Baniak, Gingras, and S. G. Pemberton. Reservoir characterization of burrow-associated dolomites in the Upper Devonian Wabamun Group, Pine Creek gas field, central Alberta, Canada[J]. Marine and Petroleum Geology, 2013, 48(2013): 275-292.
- [16] M. K. Gingras, S. G. Pemberton, K. Muelenbachs, et al. Conceptual models for burrow-related, selective dolomitization with textural and isotopic evidence from the Tyndall Stone, Canada[J]. Geobiology, 2004, 2(1): 21-30.

- [25] Davies G R, Smith Jr L B. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: an overview [J]. AAPG Bulletin, 2006, 90 (11): 1641–1690.
- [26] 陈旺. 豫西石炭纪铝土矿成矿系统[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2009.
Chen Wang. Carboniferous bauxite ore-forming system, western Henan [D]. Beijing: China University of Geosciences, 2009.
- [27] 陈连红, 王瑞廷, 刘维东. 陕西省渭北铝土矿地质特征及找矿前景分析[J]. 西北地质, 2010, 43(3): 93–98.
Chen Lianhong, Wang Ruiting, Liu Weidong. Geological characteristics and prospecting perspective of Weiwei Bauxite Deposits, Shanxi Province [J]. Northwestern Geology, 2010, 43(3): 93–98.
- [28] 杨华, 张文正, 咎川莉, 等. 鄂尔多斯盆地东部奥陶系盐下天然气地球化学特征及其对靖边气田气源再认识[J]. 天然气地球科学, 2009, 20(1): 8–14.
- Yang Hua, Zhang Wenzheng, Zan Chuanli, et al. Geochemical characteristics of Ordovician subsalt gas reservoir and their significance for reunderstanding the gas source of Jingbian Gasfield, East Ordos Basin [J]. Natural Gas Geoscience, 2009, 20(1): 8–14.
- [29] 李景阳, 朱立军, 梁风. 碳酸盐岩风化壳界面土层的结构和矿物学特征[J]. 中国岩溶, 2000, 19(4): 301–307.
Li Jingyang, Zhu Lijun, Liang Feng. Characteristics of structure and mineralogy of interface laterite in weathering crust of carbonate rocks [J]. Carsologica Sinica, 2000, 19(4): 301–307.
- [30] 张军涛, 金晓辉, 李淑筠, 等. 鄂尔多斯盆地奥陶系马五段孔隙充填物类型与成因[J]. 2016, 石油与天然气地质, 37(5): 684–690.
Zhang Juntao, Jin Xiaohui, Li Shujun, et al. Types and origin of pore-fillings from 5th member of the Ordovician Majiagou Formation, Ordos Basin [J]. Oil & Gas Geology, 2016, 37(5): 684–690.

(编辑 董立)

(上接第775页)

- [17] 周进高, 徐春春, 姚根顺, 等. 四川盆地寒武统龙王庙组储集层形成与演化[J]. 石油勘探与开发, 2015, 42(2): 1–9.
Zhou Jingao, Xu Chunchun, Yao Genshun, et al. Genesis and evolution of Lower Cambrian Longwangmiao Formation reservoirs, Sichuan Basin, SW China [J]. Petroleum Exploration and Development, 2015, 42(2): 158–166.
- [18] 冯伟明, 谢渊, 刘建清, 等. 上扬子下寒武统龙王庙组沉积模式与油气勘探方向[J]. 地质科技情报, 2014, 33(3): 106–111.
Feng Weiming, Xie Yuan, Liu Jianqing, et al. Upper-Yangtze Longwangmiao formation carbonate platform mode and hydrocarbon exploration [J]. Geological Science and Technology Information, 2014, 33(3): 106–111.
- [19] 高树生, 胡志明, 安为国, 等. 四川盆地龙王庙组气藏白云岩储层孔洞缝分布特征[J]. 天然气工业, 2014, 34(3): 103–109.
Gao Shusheng, Hu Zhiming, An Weiguo, et al. Distribution characteristics of dolomite reservoir pores and caves of Longwangmiao Formation gas reservoirs in the Sichuan Basin [J]. Natural Gas Industry, 2014, 34(3): 103–109.
- [20] 刘树根, 宋金民, 赵异华, 等. 四川盆地龙王庙组优质储层形成与分布的主控因素[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 2014, 41(6): 657–670.
Liu Shugen, Song Jinmin, Zhao Yihua, et al. Controlling factors of formation and distribution of Lower Cambrian Longwangmiao Formation high-quality reservoirs in Sichuan Basin, China [J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 2014, 41(6): 657–670.
- [21] 田艳红, 刘树根, 赵异华, 等. 四川盆地中部龙王庙组储层成岩作用[J]. 成都理工大学学报: 自然科学版, 2014, 41(6): 671–683.
Tian Yanhong, Liu Shugen, Zhao Yihua, et al. Diagenesis of Lower Cambrian Longwangmiao Formation reservoirs in central area of Sichuan Basin, China [J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 2014, 41(6): 671–683.
- [22] 郑和荣, 胡宗全主编. 中国前中生代构造—岩相古地理图集[M]. 北京: 地质出版社, 2010.
Zheng Herong, Hu Zongquan. Tectonic-lithofacies paleogeography map of the Pre-Mesozoic in China [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2010.
- [23] 李皎, 何登发. 四川盆地及邻区寒武纪古地理与构造沉积环境演化[J]. 古地理学报, 2014, 16(4): 441–460.
Li Jiao, He Dengfa. Palaeogeography and tectonic-depositional environment evolution of the Cambrian in Sichuan Basin and adjacent areas [J]. Journal of Palaeogeography, 2014, 16(4): 441–460.
- [24] 宁博, 王起琮, 李百强, 等. 鄂尔多斯盆地马五5亚段白云化成因模式[J]. 新疆石油地质, 2015, 36(5): 531–538.
Ning Bo, Wang Qicong, Li Baiqiang, et al. Genetic Model for M5-5 Sub-Member dolomitization of Majiegou Formation in Ordos Basin [J]. Xinjiang Petroleum Geology, 2015, 36(5): 531–538.
- [25] 刘德良, 孙先如, 李振生, 等. 鄂尔多斯盆地奥陶系白云岩碳氧同位素分析[J]. 石油实验地质, 2006, 28(2): 155–161.
Liu Deliang, Sun Xianru, Li Zhensheng, et al. Analysis of carbon and oxygen isotope on the Ordovician dolostones in the Ordos Basin [J]. Petroleum Geology & Experiment, 2006, 28(2): 155–161.
- [26] J. Warren. Dolomite occurrence, evolution and economically important associations [J]. Earth-Science Reviews, 2000, 52(1): 1–81.
- [27] 福里格. 碳酸盐岩微相: 分析、解释及应用 [M]. 北京: 地质出版社, 2006.
Erik Flugel. Microfacies of Carbonate Rocks: analysis, interpretation and application [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2006.

(编辑 张玉银)