

# 川西北部泥盆系观雾山组沉积相新认识

## ——以大木垭剖面与何家梁剖面为例

熊连桥<sup>1,2</sup>, 姚根顺<sup>2,3</sup>, 沈安江<sup>2,3</sup>, 陈剑<sup>4</sup>, 熊绍云<sup>2,3</sup>, 郝毅<sup>2,3</sup>

(1 中国石油勘探开发研究院; 2 中国石油杭州地质研究院)

(3 中国石油集团碳酸盐岩储层重点实验室; 4 中国石化集团江汉油田江汉采油厂)

**摘要** 川西泥盆系观雾山组沉积相研究缺乏横向对比, 沉积模式还存在争议。根据川西北部白家乡大木垭剖面与何家梁剖面实测成果, 对中泥盆统观雾山组沉积相进行了分析, 认为: 大木垭剖面与何家梁剖面观雾山组为碳酸盐镶边台地沉积, 期间发生短暂的碳酸盐缓坡化; 桂溪剖面观雾山组同属碳酸盐台地边缘, 观雾山组中段发育开阔台地深水沉积, 并不是前人认为的潟湖沉积。研究区碳酸盐镶边台地包括台地边缘和前缘斜坡两种亚相, 前缘斜坡亚相发育于何家梁剖面, 以塌积岩沉积为标志。碳酸盐缓坡包括深水缓坡和浅水缓坡两种亚相。随着海平面变化, 观雾山组碳酸盐岩发育三个沉积旋回, 第一、第三沉积旋回为镶边台地沉积, 第二沉积旋回为碳酸盐缓坡沉积。观雾山组沉积微相对储层的分布起控制作用: 生物碎屑滩和上斜坡微相为有利储层发育相带; 生物礁中在油气运移之前形成的溶蚀孔洞已被白云石和方解石充填, 滩间微相泥质(泥晶)白云岩不利于溶蚀孔洞形成, 这二者均不是有利储层发育相带。

**关键词** 川西; 泥盆纪; 观雾山组; 碳酸盐岩; 沉积相; 沉积演化; 白云岩储层

**中图分类号**: TE122.2

**文献标识码**: A

四川盆地大部分地区缺失泥盆系, 仅在龙门山地区有泥盆系呈北东—南西向条带状展布<sup>[1]</sup>。在四川盆地的油气勘探实践中, 长期以来泥盆系被作为油气勘探的潜在层系<sup>[2-3]</sup>, 但针对泥盆系的油气勘探局面一直未打开。随着川西北部下二叠统油气勘探的开展, 依托部分探井对二叠系下伏地层的跟踪研究表明, 川西北部地区中泥盆统观雾山组白云岩存在良好的油气勘探前景<sup>[3]</sup>, 但总体上对观雾山组的基础地质研究还很薄弱, 油气勘探目标仍不明确。

20世纪50年代就有学者对川西地区泥盆系进行了岩石/生物化石分层<sup>[4]</sup>, 90年代以来, 有学者进行了层序地层学研究<sup>[5-8]</sup>和岩相古地理及沉积环境研究<sup>[7,9-15]</sup>, 但研究成果大多集中在北川县桂溪—沙窝子剖面(简称桂溪剖面)(位置见图1), 其他地区的泥盆系剖面研究较少。由于沉积相研究缺乏横向对比, 关于泥盆系的沉积模式还存在争议<sup>[15]</sup>。此外, 在泥盆系储层方面的研究起步时间晚、研究成果少, 主要集中在下泥盆统平驿铺组石英砂岩储层<sup>[16-19]</sup>, 对白云

岩储层的研究则更是少见, 仅有部分学者进行了初步探讨<sup>[3,19]</sup>。

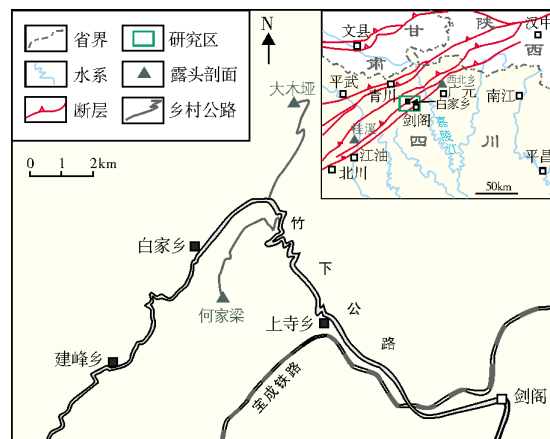


图1 川西北部地区中泥盆统观雾山组典型剖面地理位置

经调查研究发现, 青川县白家乡大木垭剖面与何家梁剖面(位置见图1)观雾山组发育完整, 以白云岩为主, 石灰岩较少, 野外可见大量的白云岩生物

收稿日期: 2016-12-17; 改回日期: 2017-03-30

本文受国家科技重大专项“大型油气田及煤层气开发”(编号 2016ZX05004-002)和中国石油集团科技重大专项“深层油气勘探开发关键技术研究”(编号: 2014E-32-02)联合资助

熊连桥: 1986年生, 中国石油勘探开发研究院在读博士研究生, 主要从事油气地质综合研究; 通讯地址: 310023 浙江省杭州市西湖区西溪路 920 号; E-mail: xionglianqiao@163.com

礁,而桂溪剖面观雾山组中部发育有较厚的石灰岩,因此将大木垭剖面、何家梁剖面的观雾山组与桂溪剖面的观雾山组进行对比,可从宏观角度进一步认识川西地区观雾山组的沉积相特征。同时,大木垭剖面与何家梁剖面虽然地理位置上较近,但观雾山组既有相似性又有差异性,将这二者进行对比研究,也可从局部认识观雾山组的发育特征。本文基于青川县白家乡大木垭剖面与何家梁剖面中泥盆统的实测成果,将开展观雾山组沉积相研究,探讨白云岩的沉积相与演化模式,并进一步分析沉积相对有利储层的控制作用。

## 1 区域地质背景

大木垭剖面与何家梁剖面属于青川县白家乡(图1),位于剑阁县通往白家乡的竹下公路两侧,沿乡村公路可通往大木垭村与何家梁村,两个剖面因此而得名。该区中泥盆统观雾山组发育良好,出露完整,与北川县桂溪剖面<sup>[20]</sup>同属于川西龙门山地区泥盆系。

龙门山地区位于扬子板块的西缘,罗志立<sup>[21]</sup>和刘和甫等<sup>[22]</sup>认为,在震旦纪早期、志留纪以及二叠纪晚期,扬子陆块西部经历了多次大陆伸展裂解过程。在总体伸展构造背景下,龙门山地区陆缘断陷盆地的泥盆系沉积<sup>[10,12]</sup>,总体上可划分为三个沉积旋回<sup>[9]</sup>;下泥盆统平驿铺组属于碎屑岩沉积旋回,可划分出河口湾、三角洲、陆棚等沉积相<sup>[7]</sup>;下泥盆统甘溪组至中泥盆统金宝石组属于混积岩沉积旋回<sup>[13]</sup>;中泥盆统观雾山组至上泥盆统茅坝组属于碳酸盐岩沉积旋回,其中观雾山组属于碳酸盐缓坡沉积环境<sup>[5]</sup>,利用白云岩成因特征可在观雾山组中识别出低位域和高位域<sup>[6]</sup>,也有学者基于桂溪剖面的研究,认为观雾山组自下而上可分为三个部分<sup>[23-24]</sup>。总体上,川西地区观雾山组沉积时期海平面是一个震荡上升的过程,在中泥盆世末期达到最大<sup>[25]</sup>,即观雾山组是整个泥盆系中沉积最广泛的层段,在区域上具有可对比性。

## 2 观雾山组地层特征

目前,川西泥盆系地层划分方案中还存在少量不统一的地方<sup>[14,25]</sup>,本文沿用中国石油西南油气分

公司(2016)的方案<sup>①</sup>,将川西地区中泥盆统自下而上划分为金宝石组和观雾山组。大木垭剖面及何家梁剖面,观雾山组均与下伏金宝石组呈整合接触,而与上覆石炭系总长沟组呈平行不整合接触,观雾山组自下而上可分为下段、中段和上段(图2,图3),岩性整体以生物碎屑白云岩为主,夹钙质泥岩和石灰岩。

**观雾山组下段** 大木垭剖面该段厚55.9 m(图2,1-5层)。下部以灰色、深灰色细—中晶生物碎屑白云岩为主,溶蚀孔洞发育,多被方解石、白云石充填;中部发育生物礁,由礁体向两侧渐变为生物碎屑中晶白云岩或泥粉晶白云岩,生物化石常见,多为层孔虫、海百合、珊瑚、双壳类及腕足类(图4a);上部为灰色细晶—中晶生物碎屑白云岩;顶部为灰色块状中晶生物碎屑白云岩,见海百合、层孔虫及双壳类化石(图4b)。

何家梁剖面该段厚105.3 m(图3,3-15层)。底部为灰色中层状生物碎屑灰岩夹薄层泥质灰岩,与金宝石组薄层泥质粉砂岩整合接触;下部为灰色中厚层状至块状粉晶砾屑、生物碎屑白云岩,见层孔虫化石及变形层理,其上被数米厚的灰色—偏红色中薄层泥晶白云岩覆盖,随后发育第二套具小型变形层理的砾屑粉晶白云岩,砾石形状多样,颜色偏红,无分选,杂乱堆积,有长条形、棱形,砾石的排列有一定的方向性(图4c);上部为灰色厚层状含砾屑粉晶—细晶白云岩,夹中—薄层状泥晶白云岩;顶部为厚层状灰色生物灰岩夹浅灰色粉—细晶生物碎屑白云岩,生物灰岩中夹薄层泥晶灰岩,生物主要为珊瑚、层孔虫(图4d)。

**观雾山组中段** 大木垭剖面该段厚20.4 m(图2,6-7层)。下部有数米的覆盖区,其上为灰色中—厚层泥晶白云岩夹泥质条带(图4e),中部为灰色厚层粉晶生物碎屑白云岩,上部为深灰色块状泥晶白云岩。何家梁剖面该段厚8.7 m(图3,16层),底部为中厚层生物碎屑灰岩,主要为泥岩夹少许石灰岩或白云岩(图4f)。

**观雾山组上段** 大木垭剖面该段厚25.0 m(图2,8-12层)。底部为灰色细晶—中晶生物碎屑白云岩,生物主要为层孔虫、珊瑚及海百合;中下部发育层孔虫、珊瑚生物礁(图4g),在晶粒之间可见立方体状黄铁矿晶体,整体溶蚀孔洞发育,主要充填白云

① 中国石油西南油气分公司勘探开发研究院. 四川省岩石地层上扬子地层分区划分方案[R]. 2016.

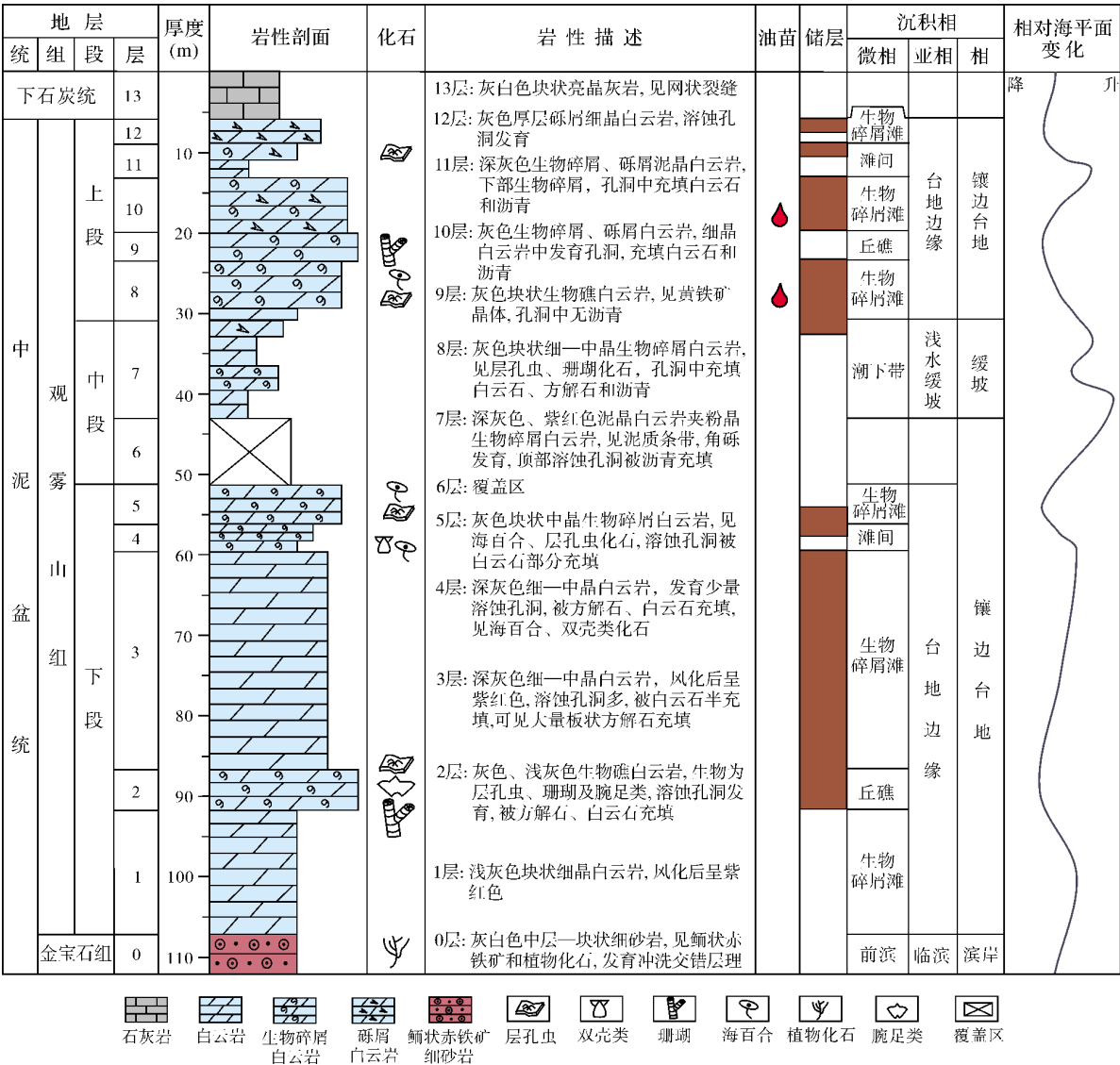


图2 川西北部地区大木垭剖面中泥盆世观雾山组沉积相与海平面变化

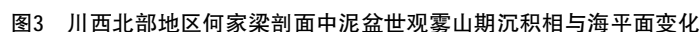
石、方解石和沥青,生物礁之上覆盖灰色、深灰色砾屑白云岩,白云岩晶体大小从泥晶至粗晶杂乱分布,砾屑大小为1cm×1cm~5cm×5cm,砾石分选、磨圆差,多悬浮在粉—细晶白云岩中(图4h);上部由灰色细晶白云岩变为灰色泥晶白云岩(图4i);顶部以灰色厚层—块状含砾屑细晶白云岩与石炭系总长沟组灰白色亮晶灰岩呈平行不整合接触。

何家梁剖面该段厚25.7m(图3,17~21层),为粉晶—细晶白云岩夹薄层泥岩(图4j),生物碎屑主要在底部发育,向上生物碎屑减少,顶部发育灰色中—厚层状细晶白云岩,并以风化壳与石炭系乳白色生物碎屑灰岩呈不整合接触。

### 3 观雾山组沉积相特征

#### 3.1 沉积环境分析

有学者认为,中泥盆世随着上扬子古陆的逐渐夷平,陆源碎屑物减少,上扬子地台西缘形成了碳酸盐缓坡,沉积了观雾山组和土桥子组(现今沙窝子组下部)<sup>[26]</sup>。诚然,川西龙门山地区泥盆纪主要为伸展构造背景<sup>[21-22]</sup>,构造条件相对稳定,早泥盆世—中泥盆世,海平面振荡上升,在中泥盆世末期海侵达到最大<sup>[25]</sup>,具备形成碳酸盐缓坡的条件<sup>[27]</sup>。曾允孚等<sup>[23]</sup>和黄思静<sup>[24]</sup>对桂溪剖面观雾山组白云岩的特征及其形成条件进行研究,认为观雾山组自下而上分为三个





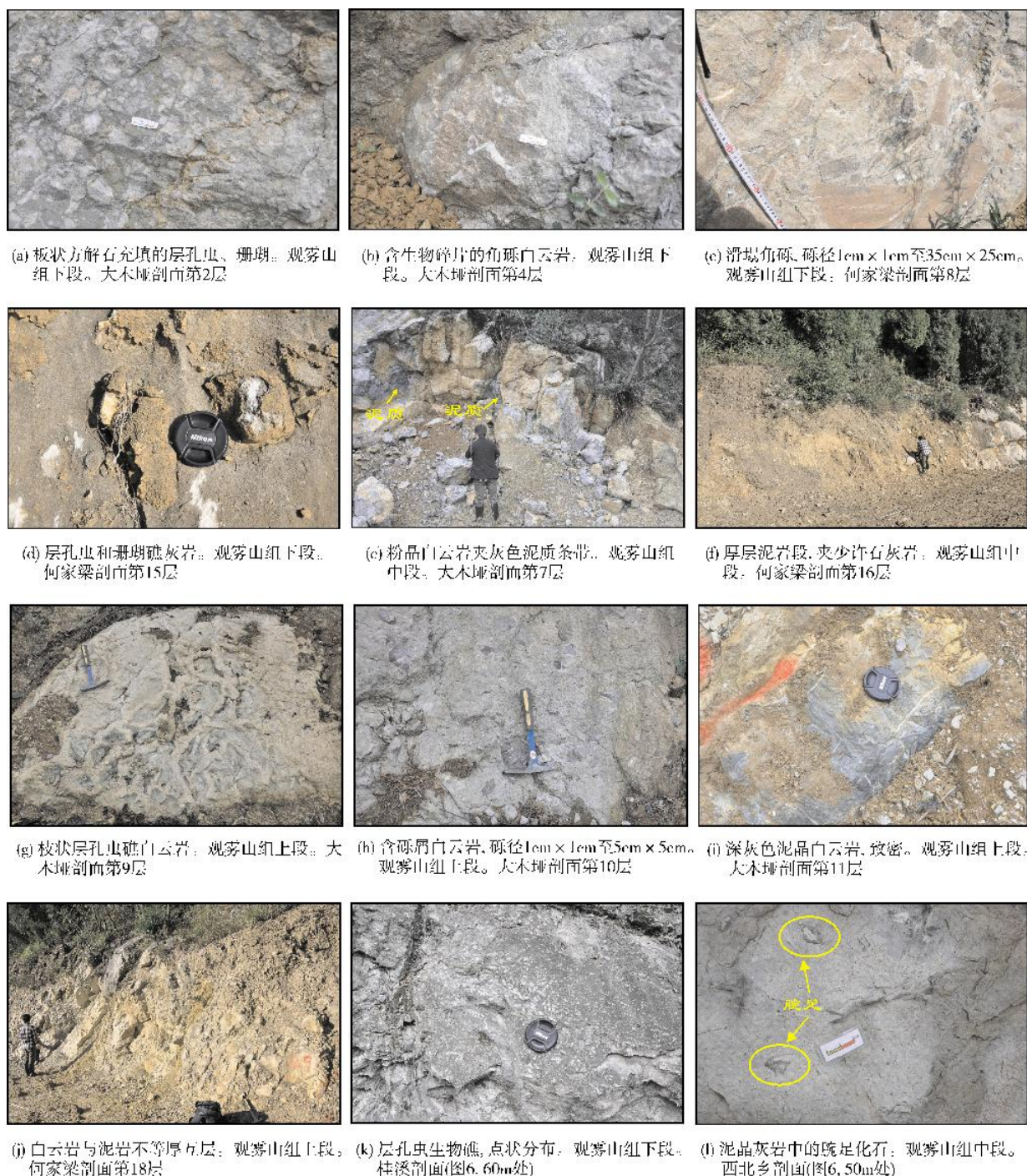


图4 川西北部地区中泥盆统观雾山组典型露头照片

部分:下部生物层,中部潟湖沉积和上部潮间带。

笔者认为,从西南方向的桂溪至东北方向的西北乡一带(位置参见图1),属于台地边缘至局限台地沉积,其中台地边缘以开阔台地为背景。首先,该台地边缘沉积模式类似于修改的镶边台地模式<sup>[28]</sup>,对

应镶边台地标准沉积相带中的台地边缘礁相—蒸发台地相。其次,何家梁剖面观雾山组下段存在大量厚层状的角砾云岩(图4c)及滑塌变形层理,角砾岩和塌积岩的出现是识别斜坡相的重要证据<sup>[15]</sup>,这表明研究区存在礁前斜坡相。至于桂溪剖面观雾山组下



部的生物层 (图4k) 及中部灰色泥晶生物碎屑灰岩 (图5a、5b), 也反映其应该属于台地边缘沉积, 只是水体比大木垭剖面及何家梁剖面深, 观雾山组中部的石灰岩沉积属于水体较深的开阔台地, 并不是前

人认为的瀉湖环境<sup>[23-24]</sup>。在大木垭东北方向的西北乡, 观雾山组石灰岩也有增多, 且多为泥晶生物碎屑灰岩 (图4l, 图5c、5d), 生物个体较小、壳薄, 这反映西北乡剖面观雾山组为局限台地沉积。

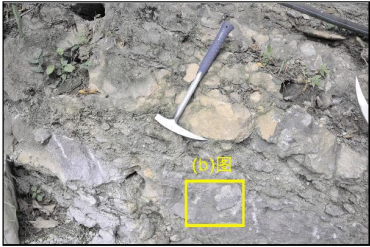
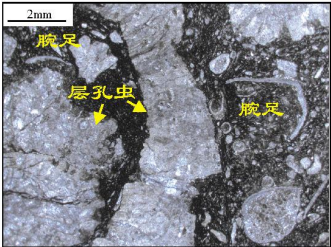
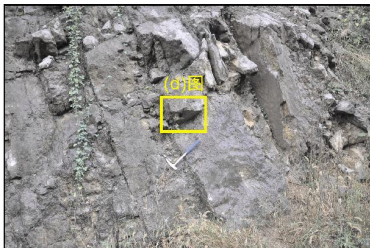
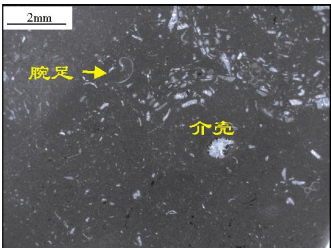
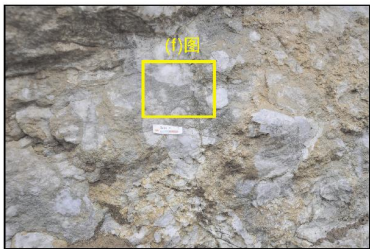
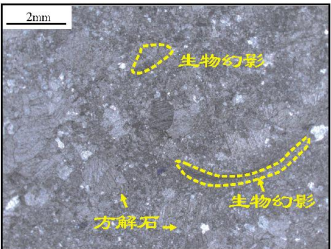

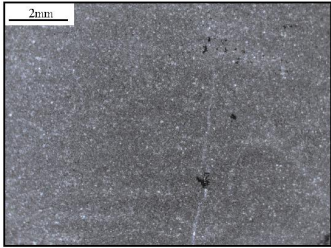
剖面	露头照片	镜下照片
桂溪剖面	 (a) 生物礁灰岩层。中段。图6, 140m处	 (b) 生物礁灰岩, 化石丰富
西北乡剖面	 (c) 中层生物碎屑泥晶灰岩。下段。图6, 30m处	 (d) 生物碎屑泥晶灰岩, 发育腕足、有孔虫
大木垭剖面第2层	 (e) 板状方解石充填。下段	 (f) 灰白色生物白云岩, 细晶级
何家梁剖面第7层	 (g) 粉晶白云岩夹薄层泥晶白云岩。下段	 (h) 泥晶白云岩, 发育裂缝, 被白云石充填

图5 川西北部地区中泥盆统观雾山组露头与镜下照片

### 3.2 沉积微相类型及组合

根据岩石类型、生物类别与数量及构造沉积背

景综合分析, 按照Wilson标准相模式<sup>[28-29]</sup>进行沉积相带及沉积相类型的划分, 认为大木垭剖面与何家梁剖面观雾山组在镶边台地沉积背景中主要发育台

地边缘亚相和前缘斜坡亚相(图2,图3)。岩相和生物群落的分布是海平面变化的反映<sup>[26,30]</sup>,晚期高位域顶部往往发生较强烈的白云石化作用<sup>[31]</sup>,据此可判断海平面的相对变化。研究区在观雾山组中段沉积期,由于海平面上升,镶边台地缓坡化,发育浅水缓坡亚相和深水缓坡亚相(图2,图3)。

### 3.2.1 台地边缘亚相

大木垭剖面观雾山组台地边缘主要发育生物碎屑滩、滩间和丘礁微相,何家梁剖面观雾山组水体相对较深,台地边缘发育生物碎屑滩和滩间微相。

**丘礁微相** 仅见于大木垭剖面,礁体完全白云石化;礁体生物较多,枝状层孔虫为主,可见珊瑚及腕足类化石(图2a)。剖面上分布于观雾山组下段和观雾山组上段。观雾山组下段礁体溶蚀孔洞发育,最大可达8 cm×8 cm;部分孔洞被白云石、方解石部分充填,大多被后期的板状方解石完全充填,生物白云石化仅见幻影构造(图5e、5f)。观雾山组上段主要发育1 mm×1 mm大小的孔洞,部分孔洞被方解石充填,礁体基质白云石晶体为细晶—中晶,部分生物体腔孔中可见板状方解石充填。礁体存在多期溶蚀作用,当残余的溶蚀孔洞已被方解石或白云石充填后,则无法为流体提供储存或流动空间,故无法再次被溶蚀。

**生物碎屑滩微相** 普遍见于大木垭剖面观雾山组下段和上段以及何家梁剖面观雾山组下段上部 and 上段。主要为砾屑、生物碎屑白云岩,见珊瑚、层孔虫、双壳类化石碎片(图4b、4h),局部的生物碎屑遭受溶蚀形成溶蚀孔洞,多被白云石、方解石、沥青充填。

**滩间微相** 滩间微相的晶粒相对于生物碎屑滩来说较细,颜色偏深,大木垭剖面主要为深灰色泥晶—粉晶白云岩(图4i),在何家梁剖面观雾山组上段可见白云岩与泥岩呈不等厚互层(图4j),这反映了生物碎屑滩之间相对深水的低能环境,偶尔可见砾屑及海百合、双壳类化石。

### 3.2.2 前缘斜坡亚相

大木垭剖面水体相对较浅,前缘斜坡亚相不发育,何家梁剖面前缘斜坡亚相主要发育上斜坡和下斜坡微相。

**上斜坡微相** 主要为砾屑粉晶—细晶白云岩,砾石无分选,大小一般为1 cm×1 cm~35 cm×25 cm,形状多样,长宽比可达5:1,甚至更大,呈杂乱堆积,发育小型变形层理(图4c)。角砾棱角分明,几乎未磨

圆,表明岩石为近距离滑塌而角砾化,并与上下层构成正常层—角砾岩层—变形层—正常层的层序,甘溪剖面土桥子组也有类似的沉积特征<sup>[15]</sup>。

**下斜坡微相** 所处位置比上斜坡微相水深大,主要为中—薄层粉晶白云岩夹泥晶白云岩(图5g、5h),岩石相对较致密,裂缝比较发育,但多被白云石充填。

### 3.2.3 碳酸盐缓坡

观雾山组中段沉积时期,海平面相对上升,观雾山组下段的镶边台地发生缓坡化,在大木垭剖面与何家梁剖面,水体变深,形成远端变陡的缓坡沉积。

**浅水缓坡亚相** 发育在大木垭剖面,主要为潮下带微相,为深灰色泥晶白云岩夹粉晶生物碎屑白云岩,见泥质条带(图4e)

**深水缓坡亚相** 何家梁剖面水体相对较深,观雾山组中段发育深水缓坡亚相,底部为生物碎屑灰岩,中部夹少许石灰岩(图4f),主要为斜坡泥微相,这反映其水体能量较低,泥质增多,生物含量减少。

## 4 观雾山组沉积演化模式

基于上述对大木垭剖面与何家梁剖面观雾山组沉积相的分析,研究区观雾山组以碳酸盐台地边缘为沉积背景,经历了3期沉积旋回,分别对应下段、中段和上段(图2,图3)。

### 4.1 早期沉积旋回

大木垭剖面整体为台地边缘相,礁滩体发育,对应观雾山组下段,包含两个水体由深变浅的次级旋回(图2):(1)最下部以细晶白云岩开始,随着海平面的下降,水体变浅,发育生物礁,构成了细晶白云岩—生物礁云岩的岩性组合;(2)上部为生物碎屑滩—滩间沉积,发育深灰色细—中晶白云岩、灰色中晶生物碎屑白云岩,见海百合、双壳类、层孔虫化石碎片,随着海平面下降,水体相对变浅,生物碎屑含量增加,构成了细晶白云岩—中晶生物碎屑白云岩的岩性组合。

何家梁剖面位于更靠海方向的斜坡—台地边缘,下部的前缘斜坡沉积由两个水体由深变浅的次级旋回组成(图3):(1)最下部为生物碎屑灰岩夹薄层泥质灰岩,上覆粉晶白云岩,为水体较深的下斜坡沉积,向上水体变浅,沉积灰色粉晶砾屑生物碎屑白云岩、块状砾屑细晶白云岩,可见层孔虫化石及滑塌变形层理,属于靠近台地边缘的斜坡上部沉积;(2)下

部的粉晶白云岩向上变为灰白色砾屑粉晶白云岩,砾石杂乱堆积,见小型滑塌变形层理。

何家梁剖面上部的台地边缘沉积为生物碎屑滩与滩间构成的韵律沉积:(1)最下部海平面相对较浅,发育块状砾屑粉晶白云岩,上覆厚层粉晶白云岩夹泥质条带,构成第一个水体由浅变深的旋回;(2)第二个旋回为水体由浅变深再变浅的旋回,以砾屑粉晶白云岩为主,下部为块状砾屑粉晶白云岩,上覆厚层粉晶白云岩及中—薄层生物碎屑灰岩,水体变深,最上部被灰色厚层生物碎屑灰岩夹泥晶灰岩层覆盖,向上生

物化石含量变大,水体相对变浅。

从川西北部地区4个典型剖面的横向对比看(图6),它们具有相近的岩性组合、生物化石及沉积构造特征,构成了观雾山组下段碳酸盐岩镶边台地沉积。海平面下降初期,大木垭剖面为礁滩体沉积,何家梁剖面水体较深,为前缘斜坡沉积,发育礁前滑塌体;随着海平面进一步下降,水体能量增强,何家梁剖面出现了生物碎屑白云岩、生物碎屑灰岩为主的生物碎屑滩及滩间沉积,此时的桂溪一带水体相对更深,也发育礁体沉积。

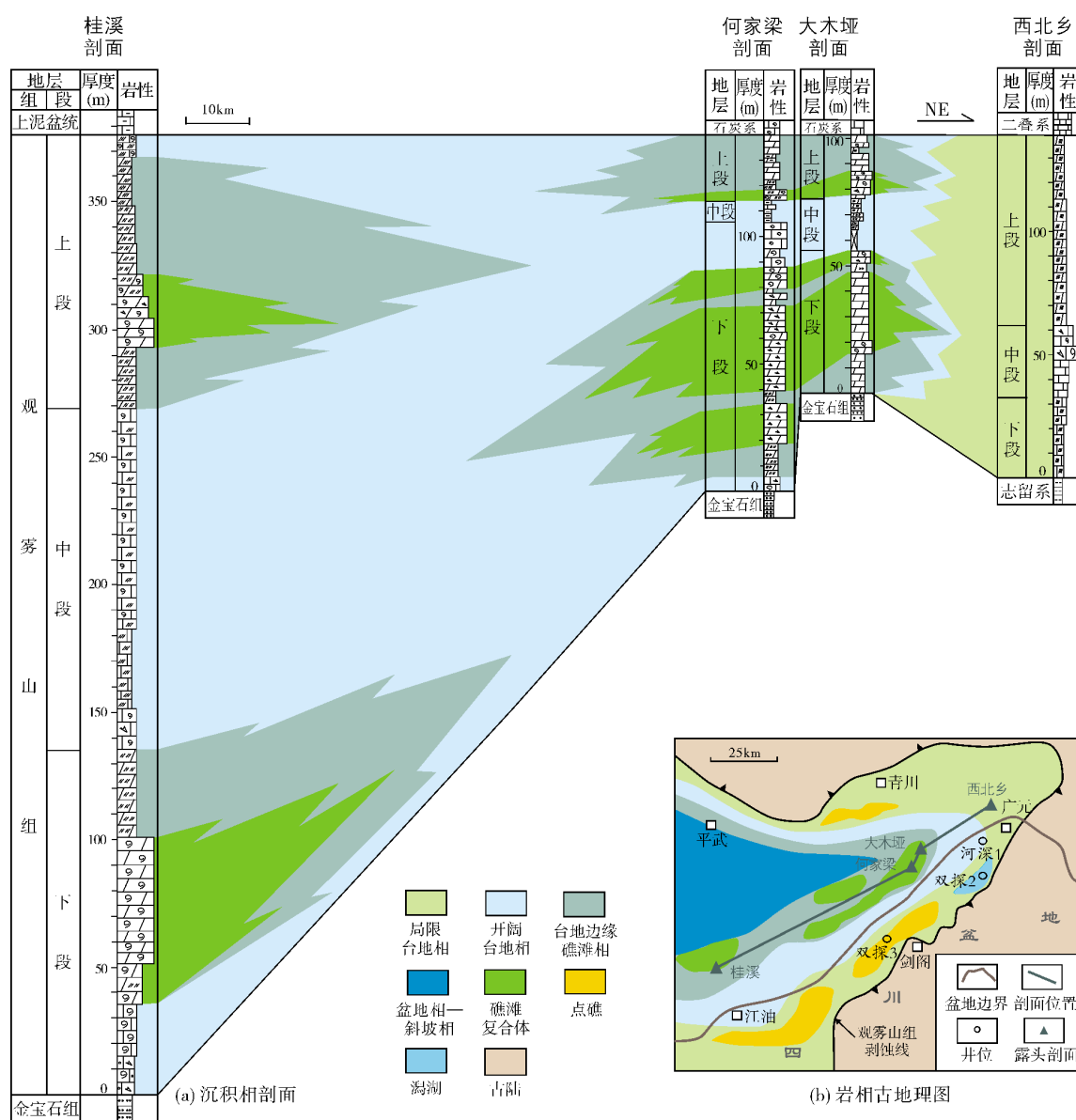


图6 川西北部地区中泥盆统观雾山组沉积相剖面

厚度自观雾山组底累计



## 4.2 中期沉积旋回

观雾山中晚期是相对海平面上升时期,边缘带广泛出现超覆现象<sup>[12]</sup>。大木垭剖面与何家梁剖面地区均被淹没,水体变深,在观雾山组下段镶边台地的基础上发生缓坡化,变为远端变陡的缓坡;桂溪剖面水体更深,以厚层的生物碎屑灰岩沉积为特征(图5a、5b,图6)。大木垭剖面水体比何家梁剖面略浅,发育浅水缓坡,沉积潮下带的深灰色泥晶白云岩夹粉晶生物碎屑白云岩,何家梁剖面水体较深,发育深水缓坡,沉积泥岩夹少许石灰岩或白云岩。

## 4.3 晚期沉积旋回

相对于中期旋回,海平面有所回落,研究区发育台地边缘亚相(图2,图3),桂溪剖面观雾山组上段出现台地边缘的礁滩体(图6)。大木垭剖面水体更浅,水体能量较大,以生物礁、生物碎屑滩及滩间微相为特征,随着水体变浅,沉积灰色块状细—中晶生物碎屑白云岩,见层孔虫和珊瑚化石,水体持续变浅则发育灰色块状生物礁白云岩;向上变为深灰色生物碎屑泥晶白云岩,最后沉积厚层灰色砾屑细晶白云岩。何家梁剖面水深较大,下部沉积粉晶白云岩、泥岩、泥质白云岩,后期海平面同样有所下降,沉积中厚层细晶白云岩。

## 5 观雾山组沉积相对有利储层的控制

大木垭剖面与何家梁剖面的观雾山组沉积演化,可分为三个阶段:第一阶段为镶边台地发育期,礁滩体发育,伴有前缘斜坡滑塌沉积,该期桂溪剖面发育生物层;第二阶段为缓坡化,大规模海侵导致泥质或泥晶灰岩广泛发育,该期桂溪剖面发育厚层泥晶生物碎屑灰岩;第三阶段为镶边台地发育期,相对海平面下降,礁滩体再次形成,该期桂溪剖面发育台缘礁滩体。

虽然有利沉积相带是有利储层发育的地质基础<sup>[32]</sup>,但是大木垭剖面观雾山组下段生物礁白云岩、细—中晶白云岩及中晶生物碎屑白云岩形成的溶蚀孔洞大多被白云石和方解石充填,未见到油气充填物(图2)。由于沉积地貌较高、水体能量较强,生物礁具备碳酸盐岩储层发育的条件,但是生物礁由于孔隙发育过早(图7,第一阶段溶孔形成),常被早期的白云石、方解石完全充填(图7,第一阶段溶孔胶结),镜下可见白云岩晶粒之间为凹凸接触(图5e、5f);发生油气运移及充注之后,礁体虽然会再次遭受溶蚀并形成溶蚀孔洞(图7,第二阶段溶孔形成),但已不是有

利的储集空间。据此,将观雾山组的台缘礁滩体作为油气勘探对象<sup>[3]</sup>,这一方向是正确的,但对礁滩体中真正的有利储层的发育特点认识还不够。

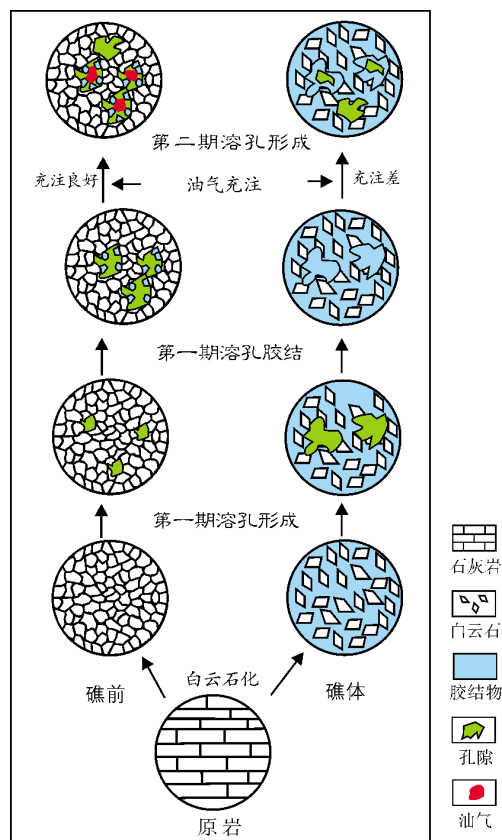


图7 川西北部地区中泥盆统观雾山组储集空间发育模式

观雾山组沉积期,何家梁剖面比大木垭剖面水体深,观雾山组下段未见生物礁,岩石物性较差,只有少量溶孔或没有溶孔形成(图7,第一阶段),随着物性好的礁体被胶结充填,物性差的礁前白云岩只有少量胶结,并未完全充填,可作为有效储层;观雾山组上段受海平面波动影响,泥质含量增大,泥晶白云岩发育,溶蚀作用弱,储层不发育。

岩溶作用是储层最终形成的关键因素<sup>[32]</sup>。台地边缘礁体的溶蚀孔洞形成过早,在油气运移之前,孔洞就会被白云石或方解石完全充填。滩间及海侵阶段的缓坡相泥岩发育,原始孔隙及裂缝不发育,岩石普遍比较致密,岩石骨架形成相对封闭的体系,在封闭体系中,当溶蚀和沉淀作用达到化学平衡时,既不形成孔隙也不破坏孔隙,因而不会形成溶蚀孔洞<sup>[33]</sup>。含泥质的白云岩、泥晶白云岩,原生孔洞—裂缝相对封闭,不利于岩溶作用的发生。因此,台地边缘礁体

和滩间并不是有利储层发育相带。

川西北部地区大木垭剖面与何家梁剖面观雾山组最有利的储层,发育在原始沉积环境比礁体差、比深水缓坡及滩间好的生物碎屑滩和上斜坡微相中,只要水体有足够的能量,原始沉积环境较差的沉积相带也可能是有利的储集相带。大木垭剖面观雾山组上段含生物碎屑的细晶白云岩溶蚀孔洞(小者为针孔状,大者可达3 cm×8 cm)中,可发现大量固体沥青充填

(图8a);何家梁剖面观雾山组下段在砾石含量高、变形层理发育的上斜坡微相中(图3),溶蚀孔洞发育,充填白云石和沥青(图8b、8c);桂溪剖面观雾山组下段可见呈层状分布的溶蚀孔洞发育带(图8d),可能与周期性暴露有关。在上斜坡微相与生物碎屑滩微相的溶蚀孔洞中发现沥青充填,表明溶蚀孔洞形成于油气运移之前,若在油气运移过程中尚未被方解石或白云石完全充填,则可作为有利的储层相带。



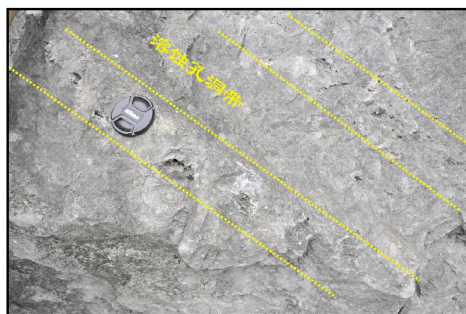
(a) 中晶生物碎屑白云岩中的溶蚀孔洞,见沥青充填。上段。大木垭剖面第8层



(b) 含砾屑细晶白云岩中的溶蚀孔洞,第一期充填白云石,第二期充填沥青。下段。何家梁剖面第6层



(c) 含砾屑粉晶白云岩中的溶蚀孔洞,第一期充填白云石,第二期充填沥青。下段。何家梁剖面第9层



(d) 含生物碎屑粉晶白云岩中的溶蚀孔洞,呈层状分布。下段。桂溪剖面(图6, 80m处)

图8 川西北部地区中泥盆统观雾山组储层特征(露头照片)

## 6 结 论

(1)川西北部的大木垭剖面、何家梁剖面及桂溪剖面,中泥盆统观雾山组为碳酸盐台地边缘沉积,期间发生短暂的碳酸盐缓坡化。碳酸盐镶边台地包括台地边缘和前缘斜坡两种亚相,前缘斜坡亚相发育于何家梁剖面;碳酸盐缓坡包括深水缓坡和浅水缓坡两种亚相。

(2)川西北部观雾山组可分为3个沉积旋回:早期旋回海平面相对较低,大木垭剖面发育开阔台地上的台缘礁滩,何家梁剖面发育前缘斜坡的滑塌变形沉积,桂溪剖面发育靠近斜坡的礁滩体;中期旋回海平面相对上升,形成远端变陡缓坡,发育海泛期的薄层泥岩和

深灰色泥质(泥晶)白云岩,桂溪剖面为深水开阔台地,而非前人所述的潟湖环境,发育厚层的生物碎屑灰岩段;晚期旋回海平面下降,大木垭剖面、桂溪剖面发育台地边缘礁滩,何家梁剖面主要沉积生物碎屑滩。

(3)典型剖面研究揭示:观雾山组生物碎屑滩微相和上斜坡微相,溶蚀孔洞演化较慢,油气运移时并未被完全胶结充填,是有利储层发育相带;观雾山组生物礁溶蚀孔洞形成过早,易被胶结充填,滩间泥晶白云岩则不利于溶蚀孔洞的发育,这两者不是有利储层发育相带。

### 参 考 文 献

- [1] 汪泽成. 四川盆地构造层序与天然气勘探[M]. 北京: 地质出版社, 2002: 18-30.



- [2] 冉隆辉. 论四川盆地天然气勘探前景[J]. 天然气工业, 2006, 26(12): 42-44.
- [3] 沈浩, 汪华, 文龙, 等. 四川盆地西北部上古生界天然气勘探前景[J]. 天然气工业, 2016, 36(8): 11-21.
- [4] 乐森璋. 四川龙门山区泥盆纪地层分层带及其对比[J]. 地质学报, 1956, 36(4): 443-478.
- [5] 李祥辉. 四川龙门山地区泥盆纪层序地层学研究[D]. 成都理工大学, 1995.
- [6] 郑荣才, 刘文均, 李祥辉, 等. 白云岩成因在层序地层研究中的应用——以龙门山泥盆系为例[J]. 矿物岩石, 1996, 16(1): 28-37.
- [7] 郑荣才, 刘文均, 李祥辉, 等. 龙门山平驿铺组沉积体系及旋回层序研究[J]. 沉积学报, 1997, 15(3): 1-7.
- [8] 郑荣才, 周刚, 董霞, 等. 龙门山甘溪组谢家湾段混积相和混积层序地层学特征[J]. 沉积学报, 2010, 28(1): 33-41.
- [9] 侯鸿飞. 四川龙门山地区泥盆纪地层古生物及沉积相[M]. 北京: 地质出版社, 1988: 121-144.
- [10] 曾允孚, 陈洪德, 张锦泉, 等. 华南泥盆纪沉积盆地类型和主要特征[J]. 沉积学报, 1992, 10(3): 104-113.
- [11] 曾允孚. 中国南方泥盆纪岩相古地理与成矿作用[M]. 北京: 地质出版社, 1993: 32-34.
- [12] 刘文均, 郑荣才, 李祥辉. 龙门山泥盆纪沉积盆地的古地理和古构造重建[J]. 地质学报, 1999, 73(2): 109-119.
- [13] 李祥辉, 曾允孚. 扬子西缘泥盆纪碳酸盐与陆源碎屑的混积层序和层序沉积模式[J]. 沉积学报, 1999, 17(3): 339-344.
- [14] 徐胜林, 陈洪德, 陈安清, 等. 四川盆地泥盆系—中三叠统层序格架内生储盖分布[J]. 石油勘探与开发, 2011, 38(2): 159-167.
- [15] 李凤杰, 屈雪林, 杜凌春, 等. 龙门山甘溪土桥子组碳酸盐岩沉积相及其演化[J]. 岩性油气藏, 2015, 27(5): 6-12.
- [16] 周文, 邓虎成, 丘东洲, 等. 川西北天井山构造泥盆系古油藏的发现及意义[J]. 成都理工大学学报: 自然科学版, 2007, 34(4): 413-417.
- [17] 邓虎成, 周文, 丘东洲, 等. 川西北天井山构造泥盆系油砂成矿条件与资源评价[J]. 吉林大学学报: 地球科学版, 2008, 38(1): 69-75.
- [18] 刘春, 张惠良, 沈安江, 等. 川西北地区泥盆系油砂岩地球化学特征及成因[J]. 石油学报, 2010, 31(2): 253-258.
- [19] 刘银河, 高志勇, 周川闽, 等. 川西北前陆盆地泥盆系沉积储层特征及油气勘探价值[C]// 2015年全国沉积学大会沉积学与非常规资源论文摘要集, 2015: 157-158.
- [20] 侯鸿飞, 万正权, 唐德章, 等. 四川龙门山泥盆系北川桂溪—沙窝子剖面研究进展[J]. 地层学杂志, 1985, 9(3): 186-193.
- [21] 罗志立. 龙门山造山带岩石圈演化的动力学模式[J]. 成都地质学院学报, 1991, 18(1): 1-7.
- [22] 刘和甫, 梁慧社, 蔡立国, 等. 川西龙门山冲断系构造样式与前陆盆地演化[J]. 地质学报, 1994, 68(2): 101-118.
- [23] 曾允孚, 黄思静, Kulke H, 等. 四川甘溪泥盆系观雾山组白云岩特征与其形成条件的关系(英文)[J]. 沉积学报, 1988, 6(4): 12-23.
- [24] 黄思静. 北川甘溪观雾山组碳酸盐岩的阴极发光特征和成岩作用[J]. 成都理工大学学报: 自然科学版, 1988, 15(1): 50-58.
- [25] Liu Wenjun, Chen Yuanren, Zheng Rongcai, etc. Devonian sequence stratigraphy and relative sea level changes in Longmenshan Area, Sichuan[J]. Journal of China University of Geosciences, 1996, 7(1): 80-86.
- [26] 鲜思远, 陈继荣, 万正权. 四川龙门山甘溪泥盆纪生态地层、层序地层与海平面变化[J]. 沉积与特提斯地质, 1995, 15(6): 1-47.
- [27] 王剑. 缓坡及其构造背景——以中国南方早寒武世龙王庙期扬子碳酸盐缓坡为例[J]. 岩相古地理, 1990, 10(5): 13-22.
- [28] Flügel E. Microfacies of carbonate rocks: Analysis, interpretation and application(2nd)[M]. New York: Springer Berlin Heidelberg, 2009: 660-669.
- [29] Wilson J L. 地质历史中的碳酸盐相[M], 冯增昭, 等, 译. 北京: 地质出版社, 1981: 20-22.
- [30] 龚一鸣, 李保华. 泥盆系弗拉阶法门阶之交事件沉积和海平面变化[J]. 地球科学 中国地质大学学报, 2001, 26(3): 251-257.
- [31] 罗光文. 露头碳酸盐岩旋回层序的识别与划分[J]. 石油勘探与开发, 1998, 25(2): 13-16.
- [32] 洪海涛, 杨雨, 刘鑫, 等. 四川盆地海相碳酸盐岩储层特征及控制因素[J]. 石油学报, 2012, 33(增刊2): 64-73.
- [33] 沈安江, 余敏, 胡安平, 等. 海相碳酸盐岩埋藏溶蚀孔规模与分布规律初探[J]. 天然气地球科学, 2015, 26(10): 1823-1830.

编辑: 董庸

## A View of the Sedimentary Facies of Middle Devonian Guanwushan Formation in Northwestern Sichuan Basin, China: A Case Study of Damuya & Hejialiang Sections

Xiong Lianqiao, Yao Genshun, Shen Anjiang, Chen Jian, Xiong Shaoyun, Hao Yi

**Abstract:** Due to the lack of horizontal comparison in carbonate facies, the sedimentary model of the Middle Devonian Guanwushan Fm. was still in dispute. Based on the field work, facies of Guanwushan Fm. in Damuya and Hejialiang were analyzed. It is suggested that the strata was dominated by rimmed carbonate platform with a short period of carbonate ramp. Guanwushan Fm. in Guixi was under the same sedimentary conditions, while not the lagoon facies. Influenced by the sea level change, three sedimentary cycles were developed. The first cycle and the third cycle were both characterized by rimmed platform deposits, while the second cycle developed carbonate ramp. Microfacies controlled the distribution of dolomite reservoir in Guanwushan Formation. Debris beach and upper slope are favorable facies, while platform edge reef and intra-beach are not favorable, especially the karst-caves formed before the migration of hydrocarbon were usually filled by dolomite and calcite.

**Key words:** Carbonate; Sedimentary facies; Sedimentary evolution; Devonian; Guanwushan Fm.; Dolomite reservoir; Sichuan Basin

Xiong Lianqiao: PhD in progress at Research Institute of Petroleum Exploration & Development, PetroChina. Add: PetroChina Hangzhou Institute of Geology, 920 Xixi Rd., Hangzhou, Zhejiang, 310023, China