

中国石油集团碳酸盐岩储层重点实验室成果

川西中泥盆统观雾山组沉积演化 及其对储层发育的控制作用

熊绍云^{1,2}, 郝毅^{1,2}, 熊连桥³, 周刚^{2,4}, 李文正^{1,2}, 姚倩颖^{1,2}, 张建勇^{1,2}

1 中国石油杭州地质研究院; 2 中国石油集团碳酸盐岩储层重点实验室;
3 中海油研究总院有限责任公司; 4 中国石油西南油气田分公司勘探开发研究院

摘要 通过对野外露头 and 钻井资料的岩性特征、沉积构造、沉积组合及相序等的详细分析,川西地区中泥盆统观雾山组可识别出6类沉积相,由西往东依次为盆地—斜坡相、台地边缘相、开阔—局限台地相及潮坪相。川西北地区沉积相分布明显受泥盆纪同沉积断层控制,具有由西往东迁移的特征,同时台地边缘具有由礁向滩演化的特征;受古岛遮挡影响,川西南地区沉积相分布与演化具有受同沉积断层及障壁岛双重控制的特征。沉积作用对观雾山组碳酸盐岩储层发育控制明显,主要表现在沉积作用控制了碳酸盐岩的储层类型及原生孔隙发育程度,受沉积旋回控制的相控准同生溶蚀改善了原生孔隙,受沉积演化控制的相分布控制了碳酸盐岩储层平面展布特征及有利储层分布。

关键词 沉积相; 沉积演化; 准同生溶蚀; 白云岩储层; 观雾山组; 中泥盆统; 川西地区
中图分类号: TE122.2 **文献标识码**: A

0 前言

前人对川西泥盆系的研究主要集中在基础地质方面,如地层划分与对比^[1-7]、沉积环境^[8-12]、岩相古地理^[13-17]等,对龙门山地区的油气勘探研究仅限于普查^[18-24],并未获得油气突破。中泥盆统观雾山组是四川盆地西部碳酸盐岩油气勘探的新层系,研究程度较低,已有的研究主要涉及层序地层划分及白云岩成因^[25-26]。2016年以来,四川盆地西北部观雾山组油气勘探取得重要进展,在川西龙门山推覆冲断带下盘隆起高带上部署的以中二叠统栖霞组为勘探目的层的双探3井,加深钻至观雾山组时油气显示强烈且频繁,试气获日产 $11.6 \times 10^4 \text{ m}^3$ 的天然气流。随着油气勘探获得突破,观雾山组沉积储层研究受到重视并取得一些新进展^[27-30],但对于泥盆纪发育的同沉积断层如何控制观雾山组沉积演化以及沉积演化对储层发育的控制并未涉及。前人研究认为川西地区在泥盆纪属于扬子西缘被动大陆边缘,发育若干控制泥盆纪沉积的同沉积断层^[13],泥盆系厚度呈阶梯式变化趋势也证实了同沉积断层的存在。笔者从对野外露头 and 钻井的岩性特征、沉积构造、沉积组合及相序等的详细

分析出发,结合观雾山期海平面升降旋回,明确了观雾山组沉积相发育模式及演化,并通过沉积与储层孔隙类型、沉积旋回与储层发育等关系的研究,认为沉积作用控制了观雾山组储层的发育及分布。

1 区域地质背景

川西地区位于四川盆地西缘(图1),经历了震旦纪—中三叠世的被动大陆边缘和晚三叠世以来的碰撞造山运动两大构造演化阶段。泥盆纪,古特提斯洋北支向东扩张,川西地区形成了华南板块西北缘的被动陆缘,沿陆缘发育若干NE走向、近平行的控制泥盆系沉积的同沉积断裂^[13,31],现今的青川—茂汶断裂、北川—映秀断裂及马角坝—通济场断裂正是由这些正断层反转形成的^[13,32-33]。晚三叠世及后期的碰撞造山运动,使川西泥盆系经历了晚印支期—燕山期褶皱隆起造成的逆冲推覆与燕山期—喜马拉雅期滑覆的叠加过程,形成飞来峰群^[32,34]。考虑到现今泥盆系分布的位置为逆冲推覆后的位置,为了恢复泥盆纪古地理,参考了关于龙门山露头的复原与复位的研究成果^[31,35-36],对研究区露头及钻井进行了复位(图1)。

收稿日期: 2020-01-07; 改回日期: 2020-05-14

本文受国家科技重大专项下课题“深层古老含油气系统成藏规律与区带目标评价”(编号: 2017ZX05008-005)和中国石油天然气股份有限公司重点科技项目下课题“深层—超深层油气富集规律与区带目标评价”(编号: 2018A-0105)联合资助

第一作者: 熊绍云,高级工程师,2008年获中国地质大学(北京)硕士学位,研究方向为沉积储层。通信地址: 310023 浙江省杭州市西湖区西溪路 920 号; E-mail: xiong_yuan_120@163.com

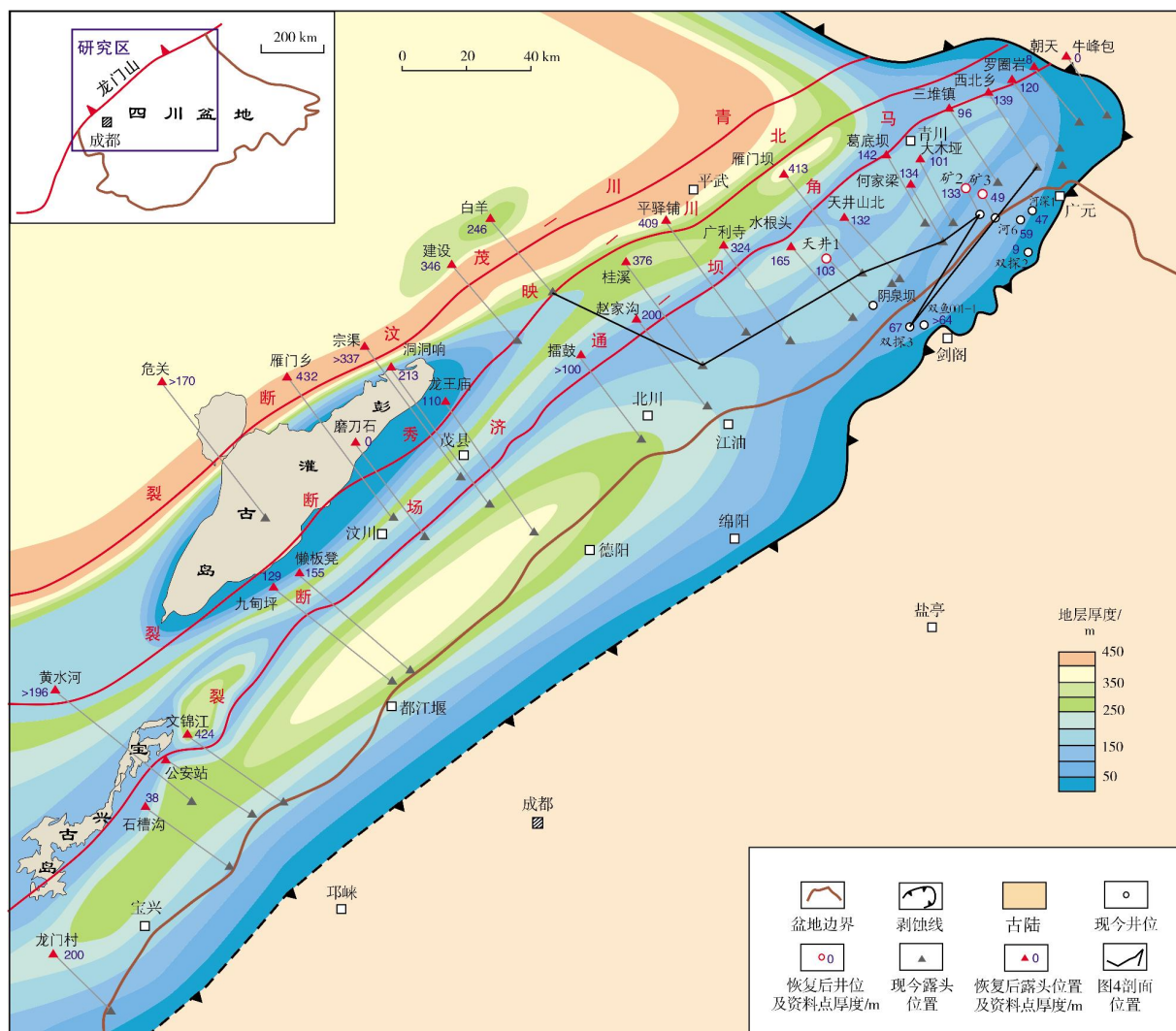


图1 川西地区构造位置及观雾山组等厚图

Fig. 1 Tectonic location and the thickness isogram of Guanwushan Formation of Western Sichuan

川西地区泥盆系发育较全, 自下而上包括下统平驿铺组、甘溪组, 中统养马坝组、金宝石组、观雾山组, 上统沙窝子组、茅坝组, 厚度为0~4 600 m, 具有碎屑岩、碎屑岩夹碳酸盐岩以及碳酸盐岩组成的“三段式”特征。观雾山组处于碳酸盐岩段的下部, 发育生物碎屑灰岩、晶粒状白云岩、残余生物碎屑白云岩、生物礁白云岩及角砾状白云岩, 地层厚度总体呈现西厚东薄的特征(图1)。

2 沉积相类型及演化

2.1 沉积相类型

通过对野外露头、钻井等资料的详细分析, 在参

照威尔逊^[37]和塔克^[38]关于碳酸盐台地沉积相划分的基础上, 结合我国碳酸盐台地沉积相研究成果^[39-48], 把川西地区观雾山组划分为斜坡—盆地、台地边缘、开阔台地、局限台地、潮坪等6类沉积相, 进一步细分了亚相、微相。

2.1.1 斜坡—盆地相

位于台地边缘靠近盆地一侧, 地貌为斜坡, 向盆地逐渐变缓。泥盆纪川西处于被动大陆边缘沉积环境^[13,34,49], 在多次伸展作用机制下, 盆地东南缘发育若干走向NE、近平行的同沉积断裂。受同生拉张断裂活动的控制, 碳酸盐台地不断裂解^[50], 形成多级断裂坡折。台地前缘斜坡坡度大, 上斜坡裸露, 下部塌积物和

重力流发育^[46],常形成具有滑塌褶皱和滑塌角砾的沉积体^[51]。下斜坡岩性以角砾状白云岩为主,砾石无分选,杂乱堆积,见小型变形层理(图2a);砾石成分除了灰色泥晶白云岩,还见少量生物白云岩角砾(图3a),砾石大小一般为2 cm×3 cm;砾石形状多样,有长条

形、近椭圆形、近圆形等,长条形砾石长宽比可达5:1,甚至更大。盆地地势较为平坦,沉积物较细,生物较少,在桂溪剖面中部、雁门坝剖面中部以及危关一带为典型浅水盆地相,主要为一套深灰色薄层状泥晶灰岩与灰质泥岩、泥质灰岩不等厚互层(图2b,2c)。



图2 川西观雾山组沉积及储层宏观特征

Fig. 2 Macroscopic sedimentary and reservoir characteristics of Guanwushan Formation in Western Sichuan

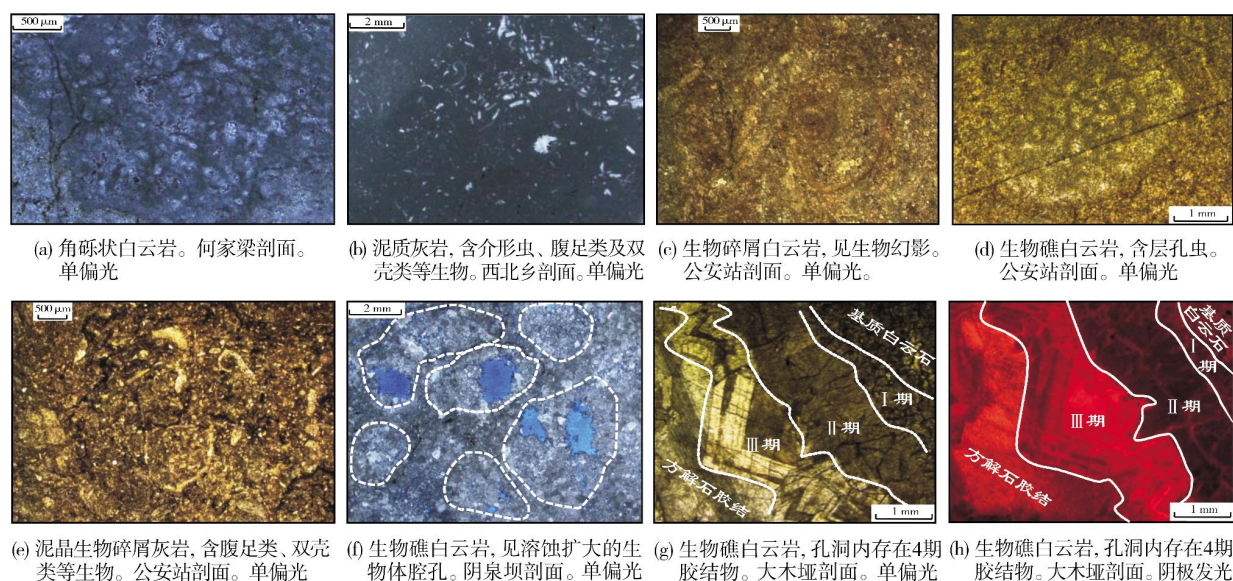


图3 川西观雾山组沉积及储层微观特征

Fig. 3 Microscopic sedimentary and reservoir characteristics of Guanwushan Formation in Western Sichuan

2.1.2 台地边缘相

台地边缘是指浅水台地与深水斜坡相邻的沉积区,位于台地向广海一侧,外侧为斜坡,内侧为台地(局限或开阔台地)。川西观雾山期台地发育多级断裂坡折,坡折处为生物礁发育的位置,坡折向海一侧为礁前斜坡,与台地前缘斜坡沉积重叠。中泥盆世吉维特期,全球范围内发育显生宙以来规模最大、分布最广,以层孔虫、珊瑚为主要造礁生物的生物礁^[52-53]。观雾山期属于吉维特期,该时期川西地区发育大规模的生物礁,沿龙门山冲断带呈北东—南西向展布,造礁生物以抗浪能力强的块状、球状等形状的层孔虫和珊瑚为主(图2d—2f),可识别出礁核、礁前斜坡及礁后滩3类微相^[46];礁核底平或略带起伏,顶具凸起特征(图2d),单个礁体一般为2~10 m,主要为层孔虫和珊瑚组成的骨架岩,生物体腔内充填多期白云石和方解石胶结物(图2e, 2f),也存在生物体腔被完全溶蚀形成的孔洞;礁后处在低能沉积环境,也称为礁后滩,主要由生物碎屑白云岩和砂(砾)屑白云岩组成(图2g, 2h),生物碎屑来自礁核部位被波浪破碎的生物碎屑,常见双壳、海百合、层孔虫等(图2h)。受海平面变化影响,垂向上礁前斜坡、礁核、礁后滩微相呈多期叠置。

2.1.3 开阔台地相

开阔台地相位于正常浪基面之下,处于低能静水环境,海水盐度正常,阳光、氧气充足,具有正常海相生物组合,沉积物以中—厚层状泥晶灰岩、生物碎屑

灰岩、生物灰岩为主(图2i),生物以保存完好的珊瑚、层孔虫、海百合为主。形成大规模白云岩的成岩流体均为浓缩或稀释的海水^[54-55],正常海水环境下的开阔台地灰岩很难被大规模白云石化,因此未被白云石化的石灰岩也是开阔台地相的一个判别标志。

2.1.4 局限台地相

局限台地海水循环受到限制,盐度多高于正常海水盐度,水深在正常浪基面之下,主要沉积薄—厚层泥灰岩。局限台地若受障壁岛阻隔,可称为潟湖;若以蒸发沉积为主则称为蒸发台地^[46]。泥盆纪—二叠纪扬子古板块仍处于赤道 1° ~ 3° ^[56],海水表层温度稳定在 26 ~ 28 °C之间^[57],根据野外露头及钻井资料,未发现石膏、石盐等蒸发岩,因此研究区蒸发台地相不发育。局限台地相见于西北乡剖面的中下部以及公安站剖面的下部,岩性为薄—中层状泥晶灰岩、泥质灰岩(图2j),生物相对较少,见悬浮于泥晶方解石中,主要为广盐度的腹足类、双壳类、介形虫等(图3b)。

2.1.5 潮坪相

潮坪指位于平均低潮面和最大高潮面之间,地形平缓宽阔,以潮汐作用为主的沉积环境^[46]。潮坪相主要见于研究区西北乡—双探3井—公安站一线以东地区,进一步可以识别出潮下带、潮间带—潮上带。潮上带和潮间带均发育薄层状粉晶白云岩,溶蚀孔洞发育(图2k),偶见腹足类生物(图3c),二者没有明显的区别标志,统称为潮间—潮上带。潮下带可进

一步分为潮下低能带和潮下高能带。潮下低能带主要发育泥晶白云岩、泥晶灰岩;当海平面下降时,生物白云岩发育(图2l),见大量枝状层孔虫,由于水体较浅,受潮间—潮上带蒸发回流影响而发生白云石化,主要为泥—粉晶白云岩;当海平面上升时,水体较深,但海水循环受到限制,此时主要沉积泥晶灰岩(图2m),腹足类、双壳类、介形虫等生物发育(图3e)。潮下高能带受潮汐作用影响而发育生物碎屑滩,由于频繁暴露,溶蚀孔洞发育(图2n),白云石化作用强烈,主要为生物碎屑白云岩。

2.2 沉积演化

2.2.1 沉积模式

泥盆纪全球海平面经历了早期的低海平面、中期的持续上升、晚期的最大海平面及之后的下降等4个阶段^[58]。川西泥盆纪海平面变化与全球相似^[6,25,59],吉维特期经历了4次海平面升降,其中观雾山期经历了2次^[59],这2次海平面上升形成了2套深水环境下沉积的薄层泥质灰岩、泥晶灰岩;第1套泥质灰岩、泥晶灰岩见于雁门坝—桂溪一带剖面底部, $\delta^{13}\text{C}$ 值为2.25‰,与郑荣才等^[59]关于观雾山期第1层序底部的 $\delta^{13}\text{C}$ 值(2‰~3‰)相近;第2套泥晶灰岩见于何家梁一带剖面的底部, $\delta^{13}\text{C}$ 值为0.18‰,与第2层序底部的 $\delta^{13}\text{C}$ 值(0~1‰)^[59]相近。这2套石灰岩的碳同位素值相差比

较大,不属于同一期海侵沉积的石灰岩。观雾山期第1期海侵范围主要在何家梁以西地区,第2期海侵范围最大,基本与现在观雾山组的分布范围一致。

观雾山组沉积早期,川西地区受到区域伸展作用控制而形成多级断裂坡折。以白羊—桂溪—雁门坝—何家梁—矿2井—双探3井—西北乡NE向对比剖面为例(图4),桂溪—雁门坝一带受北川—映秀正断层控制而形成桂溪坡折,第1期海平面上升到达何家梁—大木垭一带以西地区,形成桂溪—雁门坝台地,桂溪为台地边缘;当海平面快速上升时,观雾山组底部沉积了厚10~25 m的泥晶灰岩、泥质灰岩(图2o);当海平面缓慢下降时,发育了第1期珊瑚礁、层孔虫礁,雁门坝处于礁后环境,发育泥—粉晶白云岩。何家梁及以东地区处于暴露剥蚀阶段,在天井山北剖面,观雾山组白云岩与下伏金宝石组砂岩呈波状起伏接触,并在观雾山组白云岩中见金宝石组砂岩砾(图2p),这表明观雾山组沉积时,金宝石组存在一定的风化剥蚀。彭灌、宝兴杂岩体为扬子地块西缘新元古代形成的火山岛弧^[60-61],为泥盆纪古隆起^[31]。由于受到彭灌、宝兴古岛阻挡,川西南海水受到限制,以开阔—局限台地相和潮坪相为主。根据对崇州公安站剖面的分析,第1期海平面上升,海水覆盖了公安站一带,沉积了开阔—局限台地相的石灰岩、白云质灰岩及泥—粉晶白云岩,潮下低能沉积环境发育以枝状层孔虫为造礁生物的点礁(图2i)。

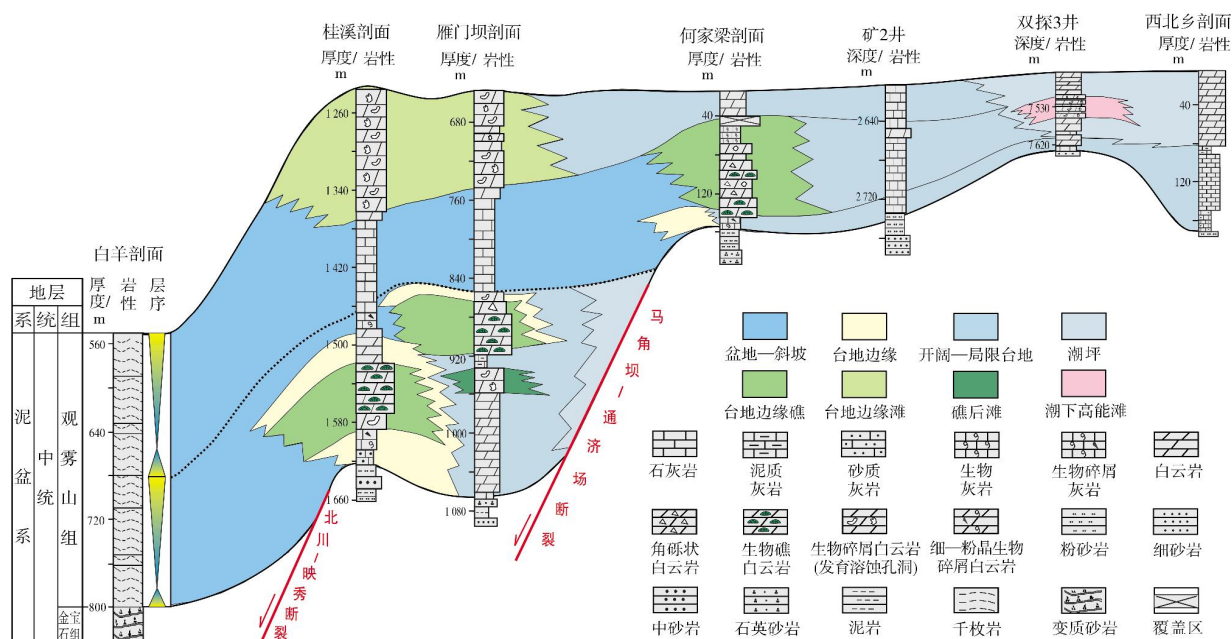


图4 川西观雾山组沉积相对比剖面

Fig. 4 Correlation section of sedimentary facies of Guanwushan Formation in Western Sichuan

观雾山组沉积中期,海平面继续上升,越过何家梁—大木垭坡折,桂溪—雁门坝台地演化为盆地。由于海平面快速上升,何家梁—大木垭一带底部沉积了厚5~8 m的薄层泥晶灰岩(图2q),桂溪—雁门坝一带发育深灰色泥质灰岩(图2c);当海平面缓慢下降时,何家梁—大木垭一带发育了台地边缘礁(图2d),雁门坝一带发育斜坡相角砾状白云岩沉积(图2r),以东地区则发育开阔—局限台地相及潮坪相。

观雾山组沉积晚期,随着海平面继续下降,台地边缘向桂溪—雁门坝一带迁移,由于观雾山期大海侵出现后,生物礁大量消失^[58],因此桂溪—雁门坝一带主要发育滩相,主要为细晶白云岩,溶蚀孔洞发育(图2s),以东地区则发育开阔—局限台地相及潮坪

相。川西南一带仍以潮坪相为主,早期潮下低能带发育多层孔虫点礁,晚期主要以潮间—潮上带的灰坪及云坪为主。

2.2.2 古地理演化

观雾山期早期,第1期海侵范围相对局限,何家梁—大木垭一带处于剥蚀区。川西北地区沉积相分布受同沉积断裂控制,自西往东依次发育盆地—斜坡相、台地边缘相、开阔—局限台地相及潮坪相(图5);受古岛影响,川西南地区沉积相分布既具有受断层控制的特征,又具有障壁碳酸盐沉积特征。潮坪相分布于受宝兴古岛阻挡的龙门村—公安站一带;宝兴杂岩体以东发育石灰岩、白云岩及白云质灰岩夹少量泥岩和砂岩。开阔—局限台地相分布于文锦

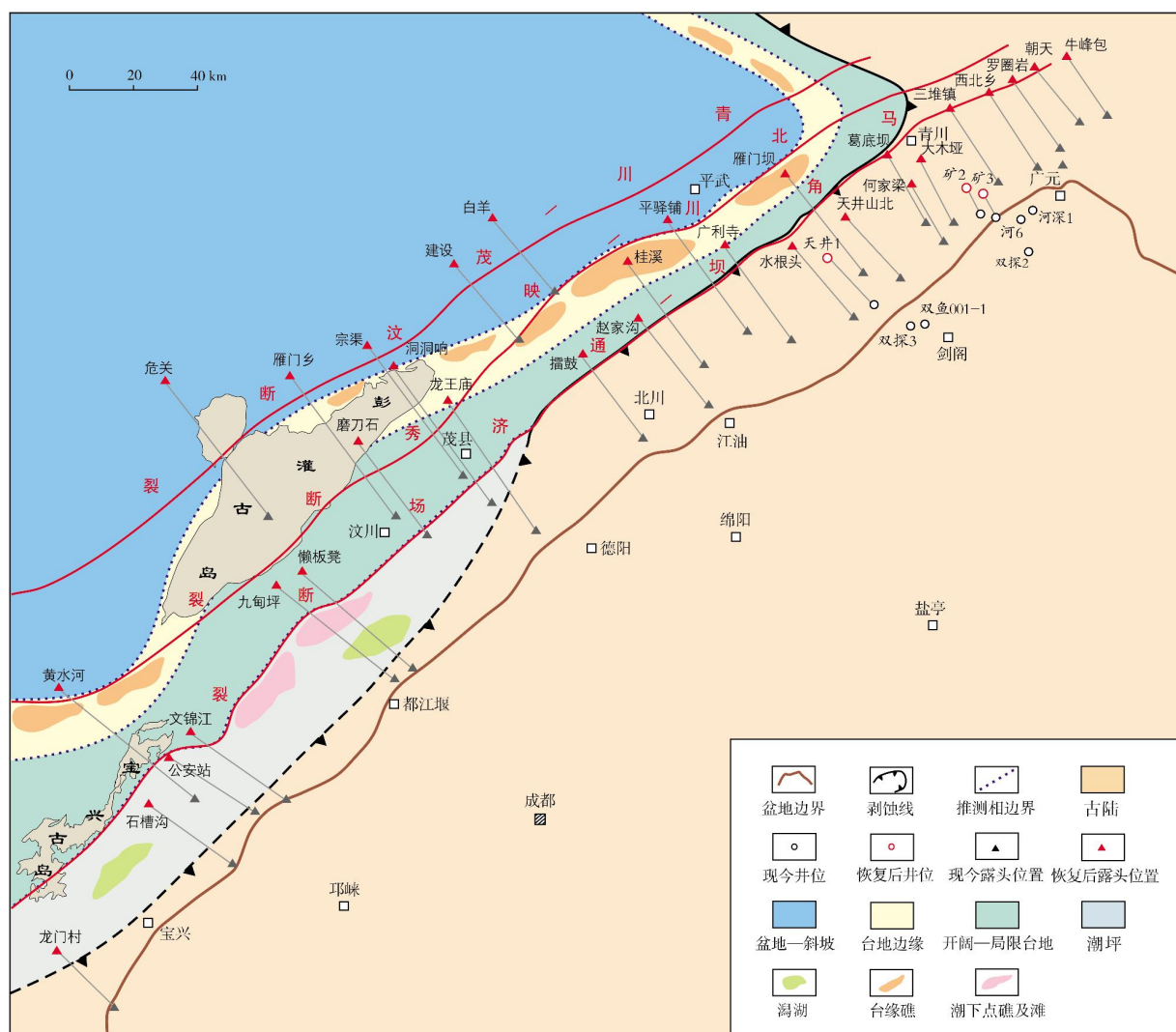


图5 川西地区观雾山期早期沉积相图

Fig. 5 Sedimentary facies of Early Guanwushan Period in Western Sichuan

江—九甸坪—擂鼓—葛底坝北一带:宝兴杂岩体西北—文锦江一带下部为石灰岩、白云岩夹少量泥质灰岩,向上为大套白云岩;彭灌杂岩体以南九甸坪—懒板凳一带为灰色薄—厚层状石灰岩夹白云质灰岩、白云岩、砂质页岩;向东北至龙王庙一带,厚度减薄,岩性不变;擂鼓一带厚度加大,岩性为灰色—深灰色石灰岩、泥质灰岩夹少量砂质页岩。台地边缘礁滩分布于桂溪、雁门坝一带,珊瑚礁、层孔虫礁发育。往西为斜坡—盆地相,黄水河一带发育泥岩、粉砂质泥岩夹少量石灰岩、角砾状灰岩。

观雾山期中期,第2期海平面上升越过何家梁—大木垭坡折,海水覆盖范围达到最大。川西北地区继承了早期的古地理格局(图6,图4),台地边缘礁滩迁移至何家梁—大木垭一带,桂溪—雁门坝一带演化成浅水盆地;受台地边缘阻挡,波浪作用范围有限,何家梁—大木垭以东发育开阔—局限台地相及潮坪相,双探3井一带处于潮下高能带,发育生物碎屑滩,双探2井—河深1井—朝天一带主要为潮间—潮上带,发育灰坪和云坪。受彭灌古岛、宝兴古岛遮挡,川西南一带延续了早期的沉积格局。

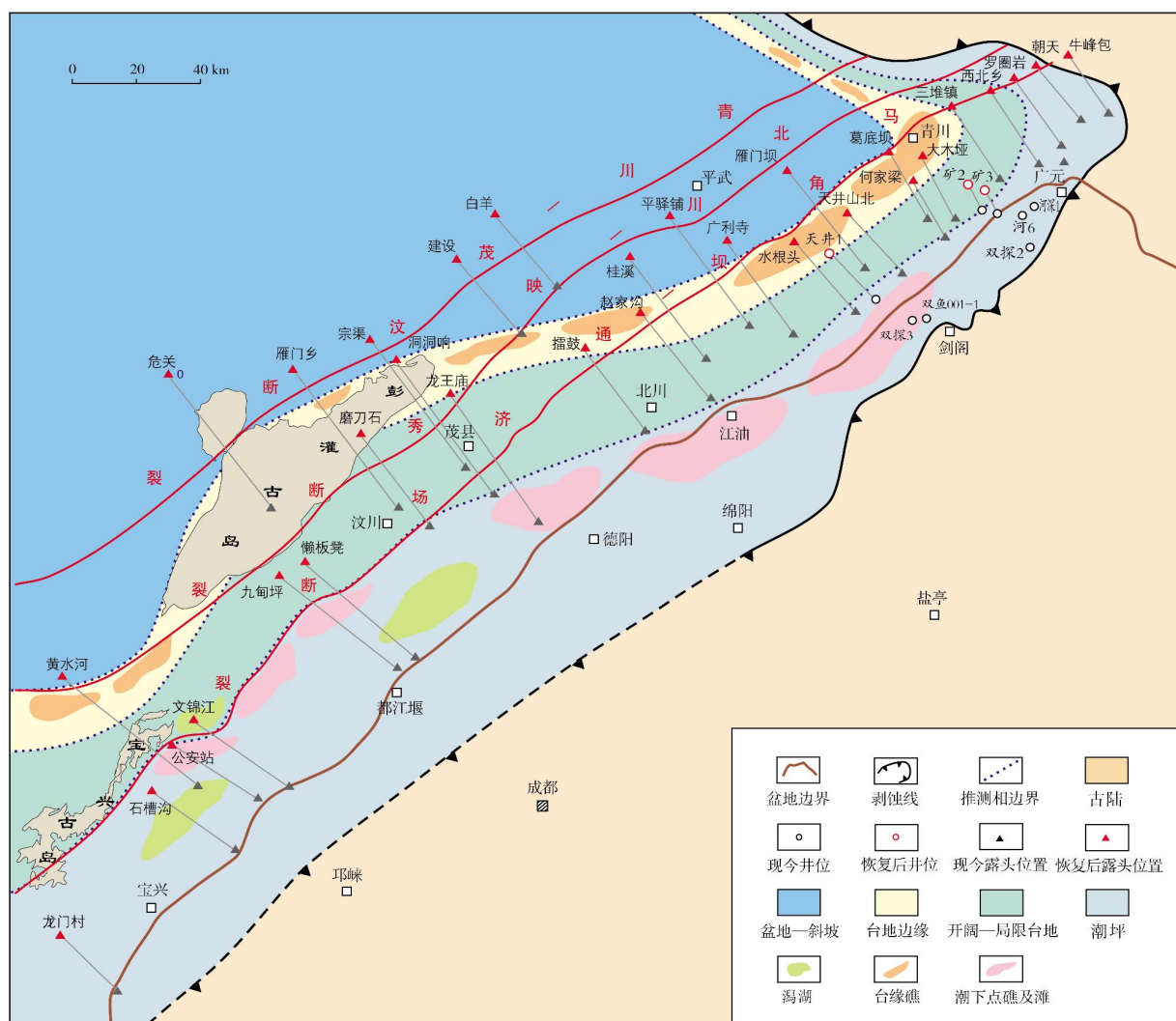


图6 川西地区观雾山期中期沉积相图

Fig. 6 Sedimentary facies of Middle Guanwushan Period in Western Sichuan

观雾山期晚期,随着海平面缓慢下降,沉积范围有所缩小(图7,图4),但古地理格局未发生变化。川西北台地边缘迁移至桂溪—雁门坝一带,由早期的

以珊瑚礁、层孔虫礁为主演变为滩,何家梁—公安站一带演变为滩后开阔—局限台地相;川西南地区沉积类型发生较大的变化,潮下点礁不发育。

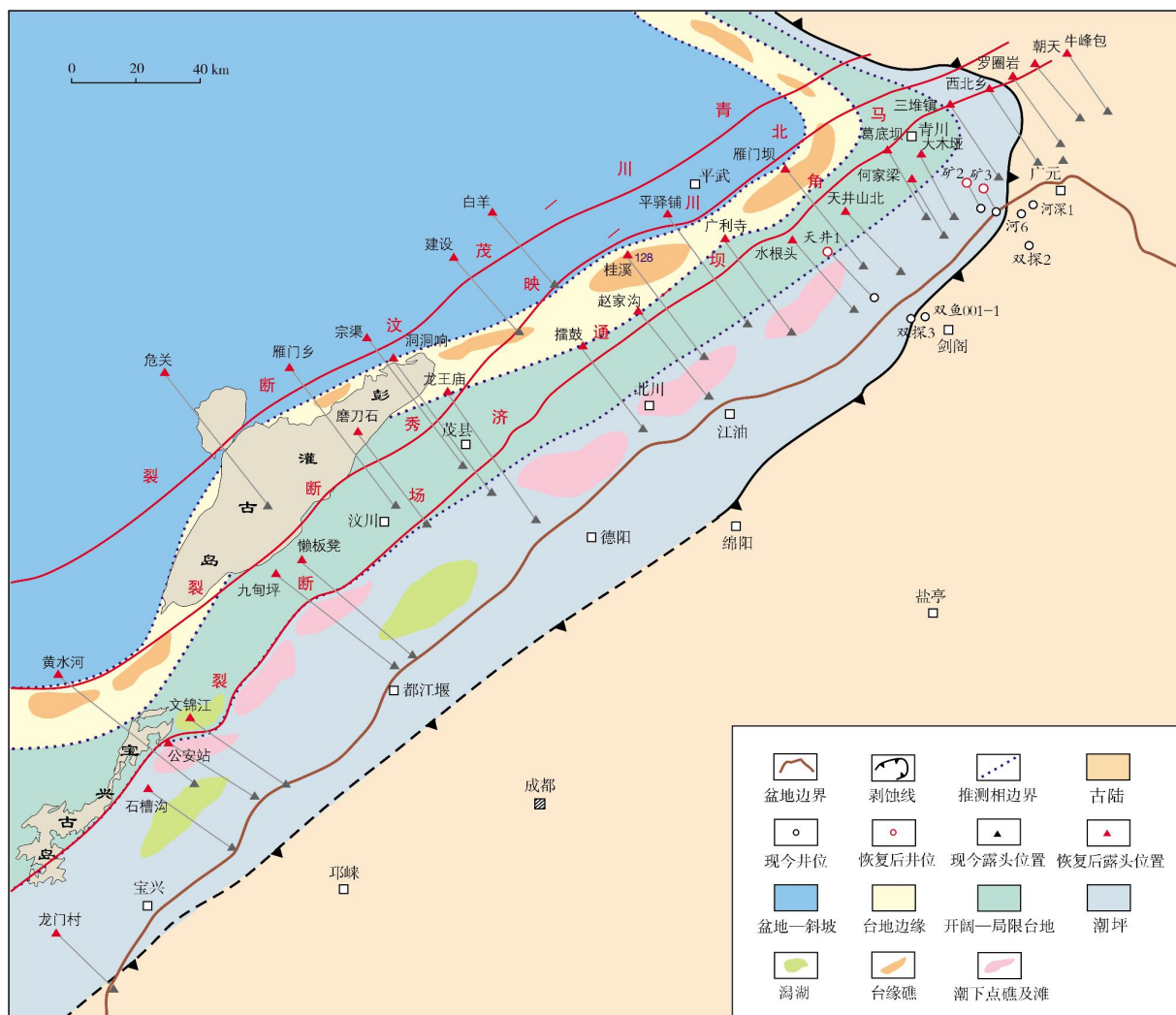


图7 川西地区观雾山期晚期沉积相图

Fig. 7 Sedimentary facies of Late Guanwushan Period in Western Sichuan

3 沉积对储层的控制作用

中国碳酸盐岩储层的主控因素主要有相控准同生溶蚀、表生溶蚀、断控深埋改造及深埋生烃溶蚀等^[62-65]。赵文智等^[66]认为碳酸盐岩储层中的孔隙主要来自于对原生孔隙的继承,主要由沉积作用和相控准同生溶蚀所形成,埋藏-热液溶蚀形成的非组构选择性溶蚀孔洞是重要的补充。

3.1 沉积控制储层类型及主要储集空间

沉积作用控制了碳酸盐岩岩性、结构及沉积构造,从而控制了原生孔隙的发育程度^[67-69]。相控碳酸盐岩储层多分布于台地边缘及潮坪等高能相带

中,储层岩性多为生物礁白云岩、颗粒白云岩及晶粒白云岩,储集空间类型多为粒间孔、粒内孔及溶蚀孔洞^[64,70-71]。通过野外露头、钻井、铸体薄片、物性、试气等资料分析,研究区观雾山组白云岩储层主要有生物礁白云岩、角砾状白云岩及生物碎屑白云岩等3种类型,孔隙多为溶蚀孔洞(图2n,3f),少量为晶间微孔。

生物礁白云岩是生物礁礁核的重要组成部分。生物礁白云岩单层厚度一般为2~10 m,累计厚度在18~86 m之间,所占地层比例在13%~30%之间。生物礁白云岩储集空间主要为溶蚀孔洞,少量为晶间微孔;溶蚀孔洞发育区孔隙度一般为2.5%~5.0%;对溶蚀孔洞不发育的区域进行柱塞孔隙度测试,其孔隙度为1.39%~1.65%,占总孔隙度不到20%;扫描电镜下,

白云石晶体间见大量微孔(孔径在 $1\sim 5\ \mu\text{m}$ 之间)。

通过镜下观察,结合包裹体均一温度、阴极发光等分析,溶蚀孔洞经历了4期胶结物充填(图3g):①第1期为细晶白云石,呈他形—半自形,白云石晶粒明显比围岩粗、干净,围岩与白云石胶结物界线明显(图3g,2t),阴极发光特征相似,均发较亮的暗红色光(图3h);包裹体均一温度为 $58.7\sim 75.3\ ^\circ\text{C}$,结合川西地区泥盆纪—三叠纪古地温梯度(平均 $4.0\ ^\circ\text{C}/100\ \text{m}$)^[72]、泥盆纪—二叠纪扬子古板块地表温度(处于赤道 $1^\circ\sim 3^\circ$ ^[56],平均气温为 $30\ ^\circ\text{C}$),计算出第1期白云石胶结物形成的埋深约为 $700\sim 1\ 100\ \text{m}$ 。结合观雾山组白云岩成因分析^[25,30],基质白云石与第1期胶结物为同期形成,大规模溶蚀孔洞应为相控准同生溶蚀作用形成。②第2期为中—粗晶白云石,呈半自形—自形,具有明显的雾心亮边结构,白云石晶体边缘发较亮的橙红色光,内部不发光(图3h);包裹体均一温度为 $80.3\sim 96.7\ ^\circ\text{C}$,计算的形成深度约 $1\ 200\sim 1\ 600\ \text{m}$ 。③第3期为粗晶白云石,呈自形,亮边内发育明暗相间的环带结构,雾心发较为明亮的橘红色光,亮边发光相对较弱(图3h);包裹体均一温度为 $102.4\sim 143.6\ ^\circ\text{C}$,计算的形成深度约为 $1\ 600\sim 2\ 800\ \text{m}$ 。④第4期为方解石,发橘黄色光;包裹体均一温度为 $104\sim 140\ ^\circ\text{C}$,计

算的形成深度约为 $1\ 100\sim 2\ 300\ \text{m}$ 。

角砾状白云岩 为观雾山组生物礁前塌积岩,与生物礁白云岩相互叠置。角砾状白云岩厚度一般为 $20\sim 56\ \text{m}$,所占地层比例在 $19\%\sim 40\%$ 之间;孔隙度一般为 $2.5\%\sim 5\%$,储集空间主要为溶蚀孔洞及裂缝,其充填特征与生物礁白云岩一致。

生物碎屑白云岩 主要分布于台地边缘礁滩及潮坪环境中,具有粉—细晶结构。生物碎屑白云岩厚度一般为 $8\sim 178\ \text{m}$,所占地层比例在 $6\%\sim 43\%$ 之间,靠近盆地的雁门坝、桂溪一带厚度大,所占地层比例高(占比为 $24\%\sim 43\%$);孔隙度为 $2\%\sim 8\%$,储集空间为溶蚀孔洞(图2n),其充填特征与前两者相似。

3.2 沉积旋回控制储层垂向发育规律

相控准同生溶蚀作用受高频沉积旋回控制明显^[63]。川西地区观雾山组白云岩储层主要发育在三级层序高位体系域中^[3,25]四级层序的中—上部。以双探3井为例(图8),储层主要为生物碎屑白云岩,孔隙类型主要为溶蚀孔洞(图2n),孔隙度为 $2\%\sim 5\%$;四级层序下部孔隙度一般小于 2% ,中—上部孔隙度为 $2\%\sim 4\%$ 。由于高位体系域的海平面下降和进积作用导致沉积序列向上变浅和间歇暴露^[25],因而造成

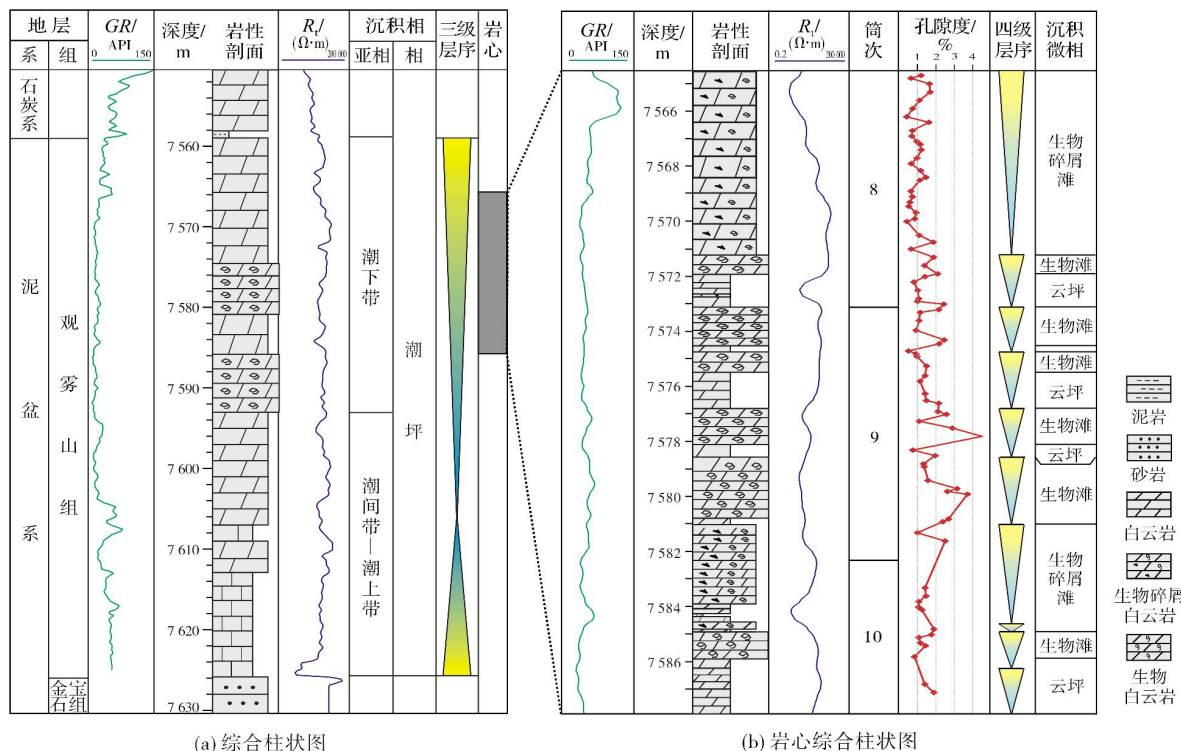


图8 川西地区双探3井观雾山组层序格架及白云岩储层发育

Fig. 8 Sequence framework and dolomite reservoir development of Guangwushan Formation of Well Shuangtan 3 in Western Sichuan

四级层序中—上部易暴露,受到大气淡水淋滤而发生准同生期溶蚀,产生大量溶蚀孔洞。

3.3 沉积演化控制储层平面分布

沉积作用不仅控制碳酸盐岩原生孔隙的发育程度,还控制储层的宏观分布^[67-69]。川西地区观雾山组碳酸盐岩储层发育随着沉积相的迁移而发生迁移(图4);观雾山期早期,第1期海侵局限于何家梁以西地区,储

层主要分布于何家梁以西的桂溪—雁门坝一带;观雾山期中期,随着第2期海侵越过坡折,何家梁一带成为台地边缘,储层主要分布于何家梁及以东的潮坪高能沉积环境中;观雾山期晚期,随着海平面缓慢下降,桂溪—雁门坝一带再次成为台地边缘,滩相储层发育,何家梁及以东地区储层不发育。在观雾山组白云岩厚度图上(图9),经历了2次海侵的桂溪—雁门坝一带,白云岩厚度明显比何家梁及以东地区要大。

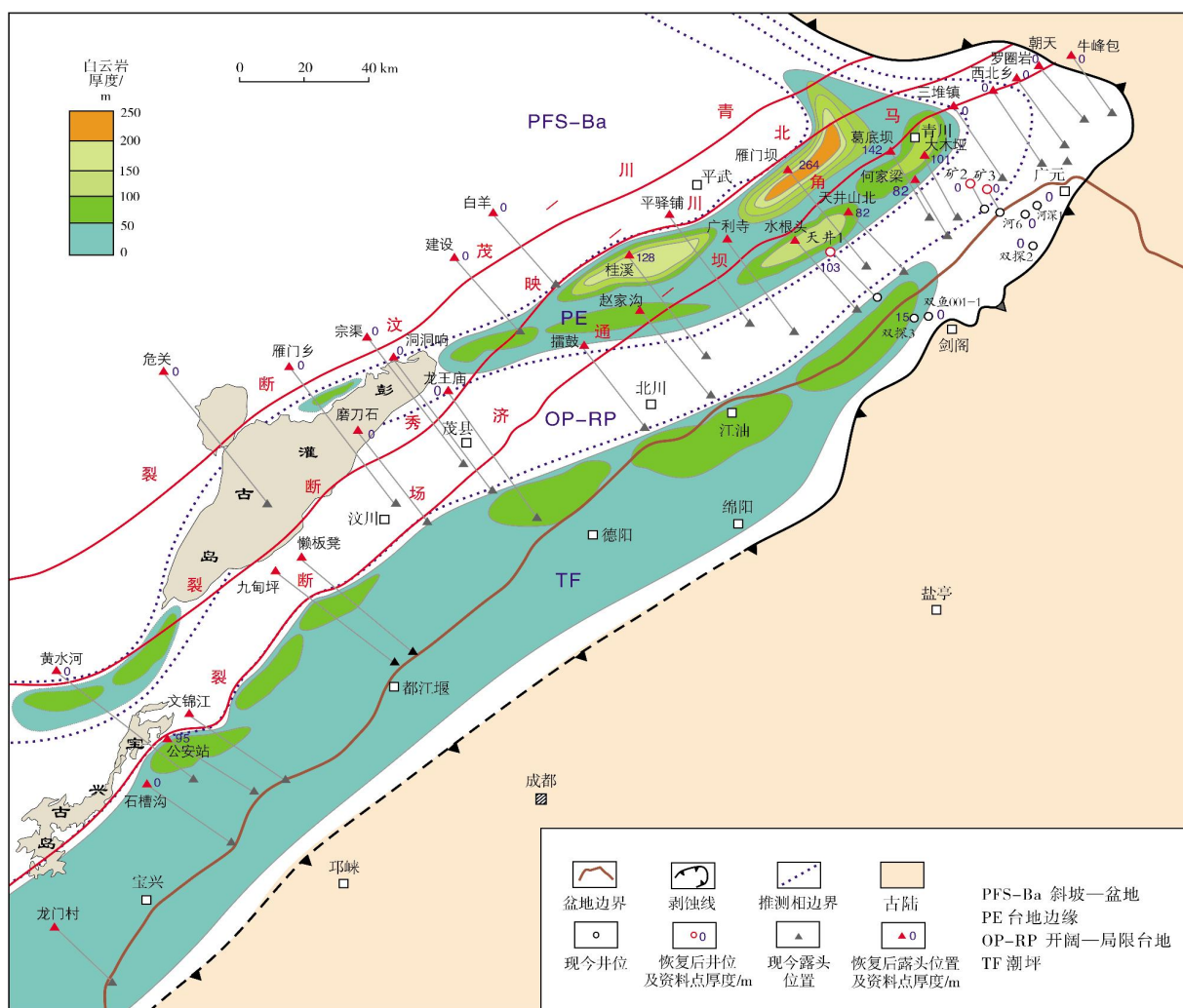


图9 川西地区观雾山组白云岩等厚图

Fig. 9 Dolomite thickness isogram of Guanwushan Formation in Western Sichuan

4 结论

(1)根据对野外露头、钻井等资料的详细分析,川西地区中泥盆统观雾山组可识别出6类沉积相,由西往东依次为盆地—斜坡相、台地边缘相、开阔—局限台地相及潮坪相。早—中期台地边缘主要发育珊瑚

礁、层孔虫礁,末期以滩为主。川西北地区沉积相明显受泥盆纪同沉积断层控制,具有由西往东迁移的特征;受古岛遮挡影响,川西南地区沉积相分布与演化具有受同沉积断层及障壁岛双重控制的特征。

(2)川西地区观雾山组白云岩储层主要有生物礁白云岩、角砾状白云岩及生物碎屑白云岩3种类

型,储集空间主要为组构选择性的溶蚀孔洞(溶蚀扩大的生物体腔孔)。孔洞中第1期白云石胶结物的形成环境和时期,与基质白云石相似,均为浅一中埋藏,大规模孔洞是相控准同生溶蚀形成的,这表明沉积作用控制了储层孔隙的发育程度。

(3)川西地区观雾山组白云岩储层垂向上发育在三级层序高位体系域中四级层序的中—上部,具有随沉积相迁移而迁移的特征;平面上表现为经历了2期海侵的桂溪—雁门坝一带白云岩厚度最大,体现出沉积旋回及沉积相演化对储层发育的控制作用。

参考文献

- [1] 侯鸿飞. 四川龙门山地区泥盆纪地层古生物及沉积相[M]. 地质出版社, 1988: 121-144.
- [2] 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.
- [3] 李祥辉. 四川龙门山地区泥盆纪层序地层学研究[D]. 成都: 成都理工大学, 1995: 11-15.
- [4] 万正权. 四川龙门山泥盆系研究进展与金宝石组的建立[J]. 中国地质科学院成都地质矿产研究所所刊, 1983, 第4号: 111-118.
- [5] 赵兵. 四川龙门山中段泥盆纪层序地层[J]. 沉积与特提斯地质, 2000, 20(4): 89-96.
- [6] 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]. 岩相古地理, 1995, 15(6): 1-47.
- [7] 乐森璋. 四川龙门山区泥盆纪地层分层分带及其对比[J]. 地质学报, 1956, 36(4): 443-479.
- [8] 李祥辉, 刘文均, 郑荣才. 龙门山地区泥盆纪碳酸盐与硅质碎屑的混积相与混积机理[J]. 岩相古地理, 1997, 17(3): 1-10.
- [9] 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混积模式[J]. 沉积学报, 1999, 17(3): 339-344.
- [10] 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.
- [11] 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.
- [12] 熊连桥, 姚根顺, 沈安江, 等. 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[J]. 海相油气地质, 2017, 22(3): 1-11.
- [13] 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.
- [14] 陈源仁. 四川龙门山区泥盆纪海水来自何方[J]. 岩相古地理, 1990, 1(1): 19-27.
- [15] 陈留勤. 龙门山地区泥盆纪层序地层及海平面变化: 以四川北川桂溪剖面为例[J]. 西北地质, 2007, 40(4): 58-66.
- [16] 庞艳君, 张本健, 冯仁蔚, 等. 龙门山构造带北段泥盆系沉积环境演化[J]. 世界地质, 2010, 29(4): 561-568.
- [17] 熊连桥, 姚根顺, 倪超, 等. 龙门山地区中泥盆统观雾山组岩相古地理恢复[J]. 石油学报, 2017, 38(12): 1356-1370.
- [18] 洪庆玉, 张宗命, 蒋武, 等. 论龙门山唐王寨地区逆冲推覆体及其含油气性[J]. 天然气工业, 1990, 10(6): 1-8.
- [19] 宋文海. 论龙门山北段推覆构造及其油气前景[J]. 天然气工业, 1989, 9(3): 2-9.
- [20] 曾宪顺, 刘开时, 邹景文. 论龙门山逆冲推覆构造带北段的地质结构及油气远景[J]. 天然气工业, 1989, 9(3): 10-16.
- [21] 王杰, 腾格尔, 刘文汇, 等. 川西矿山梁下寒武统沥青脉油气生成时间的厘定: 来自于固体沥青 Re-Os 同位素等时线年龄的证据[J]. 天然气地球科学, 2016, 27(7): 1290-1298.
- [22] 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.
- [23] 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.
- [24] 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.
- [25] 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.
- [26] 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]. 成都地质学院学报, 1988, 15(1): 50-58.
- [27] 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.
- [28] 熊连桥, 姚根顺, 熊绍云, 等. 川西北地区与北美西部中上泥盆统白云岩沉积和储层对比[J]. 地质科技情报, 2017, 36(4): 49-59.
- [29] 熊连桥, 姚根顺, 倪超, 等. 川西北地区中泥盆统观雾山组储集特征、控制因素与演化[J]. 天然气地质学, 2017, 28(7): 1672-1926.
- [30] XIONG Lianqiao, YAO Genshun, XIONG Shaoyun, et al. Origin of dolomite in the Middle Devonian Guanwushan Formation of the western Sichuan Basin, western China[J]. Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology, 2018, 495(3): 113-126.
- [31] 李祥辉. 造山带古地理和盆地分析基础: 露头的复原与复位: 以前龙门山中北段泥盆系为例[J]. 成都理工学院学报, 1997, 24(4): 54-60.
- [32] 龙学明. 龙门山中北段地史发展的若干问题[J]. 成都地质学院学报, 1991, 18(1): 8-16.
- [33] CHEN Shefa, WILSON C J L. Emplacement of the Longmen Shan Thrust-Nappe Belt along the eastern margin of the Tibetan Plateau[J]. Journal of structural geology, 1996, 18(4): 413-430.
- [34] 刘树根. 龙门山冲断带与川西前陆盆地的形成演化[M]. 成都: 成都科技大学出版社, 1993: 113-118.
- [35] 陈竹新, 贾东, 张恒, 等. 龙门山前陆褶皱冲断带的平衡剖面分析[J]. 地质学报, 2005, 79(1): 38-45.
- [36] 熊连桥, 姚根顺, 熊绍云, 等. 基于平衡剖面对断裂带地层展布恢复的方法: 以川西地区中泥盆统观雾山组为例[J]. 大地构造与成矿学, 2018, 43(6): 1079-1093.
- [37] WILSON J L. Carbonate facies in geologic history[M]. New York: Springer-Verlag, 1975.
- [38] TUCKER M E. Shallow-marine carbonate facies and facies models[G]. London: Geological Society special publications 18, 1985: 147-169.
- [39] 曾允孚, 王正英, 田洪均. 广西大厂龙头泥盆纪生物礁的研究[J]. 地质论评, 1983, 29(4): 321-330.
- [40] 王一刚. 黔南桂西早三叠世大陆斜坡碳酸盐重力流沉积[J]. 沉积学报, 1986, 4(2): 91-100.
- [41] 张锦泉. 碳酸盐台地边缘或斜坡的类型及沉积模式[J]. 岩相古地理, 1988(2): 32-41.
- [42] 曾允孚, 王成善. 海洋碳酸盐沉积相模式[J]. 矿物岩石, 1991, 11(3): 107-117.
- [43] CORNELIA K, WERNER S, 刘效曾. 桂林唐家湾剖面中—上泥盆统碳酸盐岩沉积相和成岩作用[J]. 岩相古地理, 1993, 13(3): 9-17.
- [44] 王生海, 范嘉松, RIGBY J K. 贵州紫云二叠纪生物礁的基本特征及其发育规律[J]. 沉积学报, 1996, 14(2): 66-73.

- [45] 牛新生, 王成善. 异地碳酸盐岩块体与碳酸盐岩重力流沉积研究及展望[J]. 古地理学报, 2010, 12(1): 17-30.
- [46] 金振奎, 石良, 高白水, 等. 碳酸盐岩沉积相及相模式[J]. 沉积学报, 2013, 31(6): 965-979.
- [47] 徐胜林, 袁文俊, 侯明才, 等. 上扬子地台南缘早志留埃隆期碳酸盐岩岩石学特征及沉积环境[J]. 岩石学报, 2017, 33(4): 1357-1368.
- [48] 罗贝维, 张庆春, 段海岗, 等. 中东地区阿普特阶 Shuaiba 组碳酸盐岩沉积体系特征及模式探究[J]. 岩石学报, 2019, 35(4): 1291-1301.
- [49] 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.
- [50] VALLADARES M I. Siliciclastic carbonate slope apron in an immature tectonic margin (upper Precambrian-Lower Cambrian), central Iberian Zone Salamanca, Spain[J]. Sedimentary geology, 1995, 4(3/4): 165-186.
- [51] 高振中, 段大忠. 湘西黔东寒武纪深水碳酸盐重力沉积[J]. 沉积学报, 1985, 3(3): 7-22.
- [52] KIESSLING W, FLÜGEL E, GOLONKA J. Phanerozoic reef patterns[G]. SEPM special publication, 2002: 1-743.
- [53] COPPER P. Silurian and Devonian reef: 80 million years of green-house between two ice ages [M]//KIESSLING W, FLÜGEL E, GOLONKA J. Phanerozoic reef pattern. SEPM special publication, 2002: 181-238.
- [54] 张静, 张宝民, 单秀琴. 中国中西部盆地海相白云岩主要形成机制与模式[J]. 地质通报, 2017, 36(4): 664-675.
- [55] 何治亮, 马永生, 张军涛, 等. 中国的白云岩与白云岩储层: 分布、成因与主控因素[J]. 石油与天然气地质, 2020, 41(1): 1-14.
- [56] 贾承造, 李本亮, 张兴阳, 等. 中国海相盆地的形成与演化[J]. 科学通报, 2007, 52(S1): 1-8.
- [57] JOACHIMSKI M M, BREISIG S, BUGGISCH W, et al. Devonian climate and reef evolution: insights from oxygen isotopes in apatite[J]. Earth and planetary science letters, 2009, 284(3/4): 599-609.
- [58] JOHNSON J G, KLAPPER G, SANDBERG C A. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica[J]. Geological Society of America Bulletin, 1985, 96(5): 567-587.
- [59] 郑荣才, 刘文均. 龙门山泥盆纪层序地层的碳、锶同位素效应[J]. 地质论评, 1997, 43(3): 264-272.
- [60] 詹行礼, 李远图, 何绍府. 川西龙门山“彭灌杂岩”花岗岩成因类型及其构造环境初步探讨[J]. 成都地质学院学报, 1986, 13(1): 50-59.
- [61] 张沛, 周祖翼, 许长海, 等. 川西龙门山彭灌杂岩地球化学特征: 岩石成因与构造意义[J]. 大地构造与成矿学, 2008, 32(1): 105-116.
- [62] 邹才能, 陶士振. 海相碳酸盐岩大中型岩性地层油气田形成的主要控制因素[J]. 科学通报, 2007, 52 (S1): 32-39.
- [63] 马永生, 何治亮, 赵培荣, 等. 深层—超深层碳酸盐岩储层形成机理新进展[J]. 石油学报, 2019, 40(12): 1415-1425.
- [64] 何治亮, 云露, 尤东华, 等. 塔里木盆地阿—满过渡带超深层碳酸盐岩储层成因与分布预测[J]. 地学前缘, 2019, 26(1): 13-21.
- [65] 沈安江, 胡安平, 程婷, 等. 激光原位 U-Pb 同位素定年技术及其在碳酸盐岩成岩-孔隙演化中的应用[J]. 石油勘探与开发, 2019, 46(6): 1062-1074.
- [66] 赵文智, 沈安江, 乔占峰, 等. 白云岩成因类型、识别特征及储集空间成因[J]. 石油勘探与开发, 2018, 45(6): 923-935.
- [67] 方少仙, 侯方浩. 石油天然气储层地质学[M]. 东营: 石油大学出版社, 2006: 187-193.
- [68] 王兴志, 张帆, 蒋志斌, 等. 四川盆地东北部飞仙关组储层研究[J]. 地学前缘, 2008, 15(1): 117-122.
- [69] 董昭雄, 沈昭国, 何国贤, 等. 鄂尔多斯盆地大牛地气田 1 段储层与沉积微相的关系[J]. 石油与天然气地质, 2009, 30(2): 162-167.
- [70] 倪新锋, 黄理力, 陈永权, 等. 塔中地区深层寒武系盐下白云岩储层特征及主控因素[J]. 石油与天然气地质, 2017, 38(3): 489-498.
- [71] 崔永谦, 汪建国, 田建章, 等. 华北地台中北部寒武系—奥陶系白云岩储层特征及主控因素[J]. 石油学报, 2018, 39(8): 890-901.
- [72] 王一刚, 余晓峰, 杨雨, 等. 流体包裹体在建立四川盆地古地温剖面研究中的应用[J]. 地球科学(中国地质大学学报), 1998, 23(3): 285-288.

编辑: 董庸

Sedimentary evolution of the Middle Devonian Guanwushan Formation and its control on reservoir development in Western Sichuan

XIONG Shaoyun, HAO Yi, XIONG Lianqiao, ZHOU Gang,
LI Wenzheng, YAO Qianying, ZHANG Jianyong

Abstract: Based on the detailed analysis of the lithologic characteristics, sedimentary structure, sedimentary assemblage and facies sequence of field outcrops and drilling data, six types of sedimentary facies can be identified in Guanwushan Formation of Middle Devonian in Western Sichuan. From west to east, basin-slope facies, platform margin facies, open-confinement platform facies, and tidal flat facies are developed successively. The distribution of sedimentary facies in northwest Sichuan is obviously controlled by Devonian syndepositional faults, with the characteristics of migration from west to east, and the evolution of platform margin from reef to shoal. Influenced by paleo-island, the distribution and evolution of sedimentary facies in southwest Sichuan is controlled by both syndepositional faults and barrier islands. Sedimentation controls the development of carbonate reservoirs of Guanwushan Formation obviously, which is mainly manifested in that sedimentation controls the type of carbonate reservoirs and the development degree of primary pores, the facies-controlled penecontemporaneous dissolution controlled by sedimentary cycles improves the primary pores, and facies distribution controlled by sedimentary evolution controls the plane distribution of carbonate reservoirs.

Key words: sedimentary facies; sedimentary evolution; penecontemporaneous dissolution; dolomite reservoir; Guanwushan Formation; Middle Devonian; Western Sichuan

XIONG Shaoyun, First author: MSc, Senior Engineer, mainly engaged in sedimentary geology of carbonate. Add: PetroChina Hangzhou Research Institute of Geology, No. 920 Xixi Rd., Hangzhou, Zhejiang 310023, China