

川东上二叠统长兴组生物礁控储层的形成

吴熙纯 刘效曾

(成都地质学院)

杨仲伦 陈心胜

(川东钻探公司)

川东长兴期生物礁有五类：台隆及台坪点礁，台缘礁，台缘礁后点礁，近局限海点礁。典型点礁的形成与二叠纪末地壳颤动有关，造成袋岩式礁核带与间歇滩带相间旋回。相带选择性多期白云石化及溶蚀作用，造成礁间歇滩及礁翼等储层。

关键词 川东 二叠系 生物礁 成岩作用 储礁层

笔者自1985年以来通过与联邦德国提宾根大学 J. Wendt 教授，克劳斯塔工业大学 K. Müller 教授及其研究生合作考察北碚及华蓥山区生物礁，其后研究了川东钻探公司有关井下礁岩心及资料，对川东长兴组生物礁的沉积、成岩作用及礁对天然气储层的控制有以下认识。

一、区域古地理背景

晚二叠世长兴期，以康滇大陆裂谷带为核心的基底隆起和造陆作用控制着四川地区的沉积相分布。自西向东从陆相逐渐过渡为广海盆地，在川东、川中及川西北地区形成开阔海碳酸盐台地（图1）。四川周边的松潘、秦岭、大巴-武当、武陵等古陆至长兴期因广泛海侵而变为广海水下隆起，形成大滨外滩。长兴期海侵不仅来自鄂西海盆，而且来自川西北青藏海，广元海槽与青藏海也是连通的。可见四川地区碳酸盐台地受北西、北、东三个方向的海水哺育（图1）。

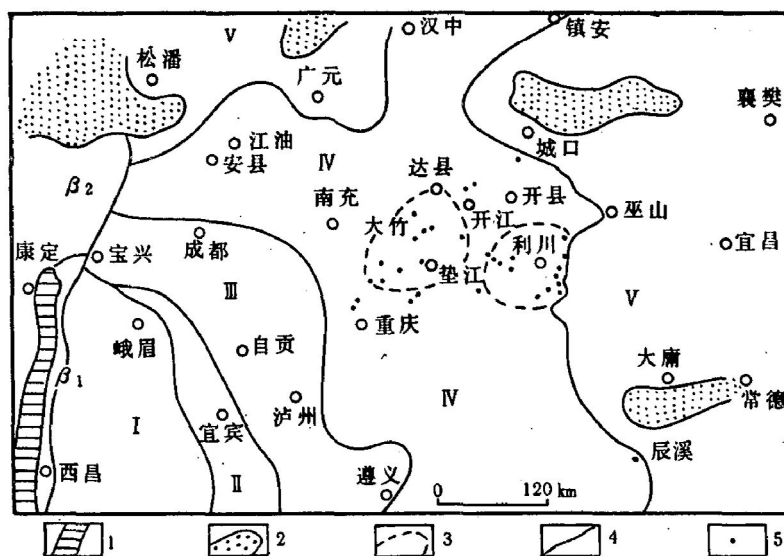


图1 四川附近长兴期岩相古地理

(参考陈季高等, 1982, 罗志立等, 1985, 修改)

- 1—古陆, 2—滨外滩, 3—台隆, 4— β_1 大陆玄武岩, β_2 海底玄武岩, 5—生物礁, I—河流相, II—沼泽、泻湖相, III—局限海台地相, IV—开阔海台地相, V—海盆期

本文1989年3月25日收到, 1990年2月1日改回。

• 地质行业科学技术发展基金资助项目。

大竹-垫江地区长兴期沉积厚度最大,大量钻孔岩性资料证实为古隆起区(杨仲伦,1986)。

宜汉-开江一带长兴期沉积厚度最小,经沙罐坪等构造上 20 多口井岩心、岩屑薄片证实,岩石色暗,含硅质、泥质重,生物少,常有含放射虫、钙球及海绵骨针集中的夹层。这种岩性向南东方向大池干构造、石宝寨构造延伸至忠县附近。也许继续向南西方向延伸,因长江以南井孔资料甚少,未能进一步检验。因此宜汉-开江一带长兴组最薄地区反映台地中水体稍深的台凹,并有伸向忠县方向台沟。

重庆以南綦江-南川一带长兴组厚度亦减薄,含陆源碎屑,代表由开阔海台地向局限海台地相过渡。

四川地区开阔海碳酸盐台地,可以细分为以下古地理单元(图 1):

(1) 台地边缘:处于台地与外陆棚边界,地形常呈线型高地,向广海方向有陡坡,如鄂西利川见天坝附近,开县-城口之间及川东北、川北北部。

(2) 台隆:台地中地形相对抬高的隆起带,如大竹-垫江台隆、利川台隆。

(3) 台凹(沟):台地中地形相对低洼地带,如宜汉-开江台凹,有伸向忠县台沟,分隔大竹-垫江与利川台隆,台沟两侧生物礁差别大。

(4) 台坪:台地中广阔中等浅水区,水底地势平缓。

(5) 向局限海过渡区:指重庆-长寿以南,华蓥山之西南,水体渐闭塞,陆源碎屑增多。

二、生物礁的沉积特征

(一) 礁的分类

根据礁的性质及古地理分布位置,将川东及附近已发现的地面及井下长兴期生物礁分类如下(表 1)^[1]:

1. 台隆点礁 分布在大竹-垫江台隆上的地面及井下礁,如华蓥山区象和村礁、板东 4 井礁、铁山 2 井礁等。礁岩厚 100—200 m,直径 600—1000 m 以上,礁核、礁翼相带发育完全。礁体一般由长兴组二段延伸至三段顶部。

2. 台坪点礁 分布在台坪区,如重庆北碚老龙洞礁、土地垭礁、双 15-18 井礁、卧 117 井礁等。礁体较小,礁岩厚 60—100 m,相带发育完全,与台隆礁近似。礁体一般由长兴组三段下部延伸至长兴组顶部。

3. 近局限海点礁 分布在近局限海域,如重庆北碚作坊沟礁、楼梯沟礁等。礁体甚小,礁岩厚 50 m 以下,相带分异性不明显。礁体发育于长兴组三段上部至顶部。

4. 台缘礁 分布在台地边缘,如见天坝礁、开县红花礁等。礁岩厚度常大于 200 m,有前礁、后礁之分,呈长堤或串珠状。礁体自长兴组底延伸至顶。

5. 台缘礁后点礁 分布在利川台隆西部,见天坝堤礁后泻湖区,如宝 1 井礁、池 24 井礁,可与建 16-7 井礁对比。或分布在红花礁后,如黄龙 1 井礁、黄龙 2 井礁。礁岩厚 100 m 以下。礁体一般自长兴组底延伸至中部。

(二) 点礁组合的相带模式

1. 台隆及台坪点礁

通过对典型礁体如老龙洞、土地垭、象和村地面礁的观察和对照板东 4 井、双 15-18 井、

表1 川东及邻区长兴组生物礁发育层位

类型	礁名	发育层位		
		P_{2c}^3	P_{2c}^2	P_{2c}^1
台隆点礁	铁山2井	215		42
	七里8井	193		38
	梁2井	274(280)?		31(25)
	张23井	250		
	象和村	165		85
	白竹院			
	椿木坪	170		99
	十字坪			
	板东4井	112		144
台坪点礁	双15-18井	91-62		140-139
	卧117井	67(72)		137(142)
	卧118井	91(97)		152(146)
	五岔沟			
	水田坝			
	太运	92		127
	代家沟	50		
	土地垭	74		110
	老龙洞	67(57)		105(135)
近局限海点礁	文星场	67		82
	作坊沟	40		
	楼梯沟	25		
台缘礁后点礁	黄龙1井	81		90
	黄龙2井	39		102
	池24井	125		42
	宝1井	83		91
	建16-7井	106		157
	茨竹垭			
台缘礁	西口(?)	96		
	红花	213		
	见天坝	256		
	良溪(?)	114		

注：表中数字为钻厚或暴露厚度(m)，标示箭头层段为礁体。

P_{2c}^1 —长兴组一段、 P_{2c}^2 —长兴组二段、 P_{2c}^3 —长兴组三段

卧117井地下礁体岩心、测、录井资料，恢复出川东台隆及台坪点礁的相带模式(图2-C)。各相带沉积特征如下：

(1) 礁生长基底(X带)

深灰色中厚层至块状含棘屑、藻屑、有孔虫、筳等生物屑的泥粒岩及粒泥岩，含燧石结核。属于部分簸选的生物屑碳酸盐砂构成的浅水生物碎屑滩相。间或有风暴沉积，有递变粒序介壳层。

本带顶部除海百合外，还有许多腕足、腹足及介形虫，偶见群体珊瑚及鹦鹉螺，与沉积物共同形成一个硬底，有冲刷面，并多双向微滑动层理，表明造礁生物定殖区为海底微地貌高地。

(2) 礁底过渡带(IX带)

浅灰色块状含棘屑、腕足及苔藓虫的泥粒岩-粒泥岩及漂浮岩。生物化石及粒屑排列与礁底面近平行。本带不含燧石，常有白云石化。夹有断续条带状含钙质海绵和管壳石的障积-粘

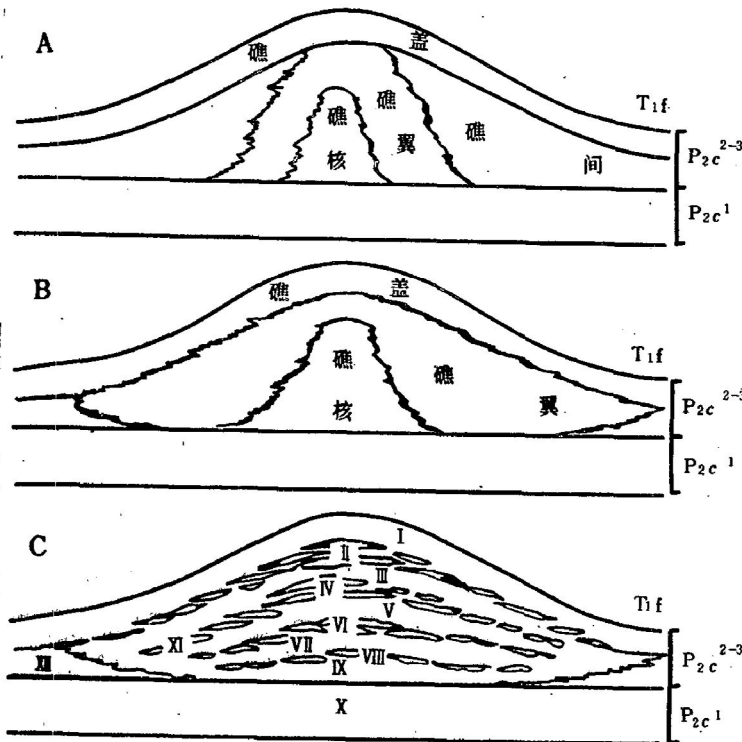


图2 川东长兴组台隆及台坪点礁可能的相带模式

P_{2c1} —长兴组一段, P_{2c2-3} —长兴组二至三段, T_{1f} —下三叠统飞仙关组

用;海百合、腕足亦有固定沉积物的作用。岩石基质为被障积的生物屑及灰泥,栉壳构造不发育(图版I-2, 5, 6)。

障积-粘结岩为原地礁岩,常构成错落叠置的扁豆体,集中在Ⅷ、Ⅵ、Ⅳ、Ⅱ四个层位中,构成断续出现的,总体亦近似扁透镜状的礁核带,向礁翼方向渐尖灭,分别代表礁的四个间歇定殖-泛殖期。

每个小扁豆体单元厚度0.5—5 m,直径3—30 m不等。Smith(1981)把它叫作袋岩(Saccolith)状礁粘结岩构造。所谓‘袋岩’是指一种形状不甚规则的袋状、枕状、扁圆面包状原地礁岩体(图2)[2]。

礁核带常见生物搅动痕迹,为数厘米长,几毫米直径的未知石内生物的潜穴,其中常充填内部沉积物,如球粒和细粒生物骨屑。

礁顶部造礁生物集中而倒伏,具有因环境突变而集体死亡的特征。

(4) 礁间歇滩带(Ⅶ、Ⅴ、Ⅲ带)

浅灰色块状含棘屑、腕足、有孔虫、筳等骨屑的泥粒岩或亮晶颗粒岩,颗粒细—中砂级。向礁翼相变为漂浮岩,局部呈角砾状。有不同程度白云石化,白云石化强烈时仅残留少量棘屑,并有大量溶蚀孔洞。本带顶部常有腕足、苔藓虫、底栖有孔虫等与海百合一起固定灰泥造成硬底,为下一个礁核带的发育提供基底,在井下岩心中可见与礁核带的明显界面(图版I-1, 3, 4)。

(5) 礁翼带(Ⅺ带)

浅灰色块状含棘屑、腕足及造礁生物屑的漂浮岩,与礁外围非礁相含燧石粒泥岩呈指状

结岩。障积-粘结岩仅间或出现,尚未形成一个统一的礁核带。常被管壳石、苔藓虫包覆的腕足及海百合是早期障积和固定沉积物的生物,构成生物成因的硬底。生物化石及大碎屑颗粒常在微晶基质和粉砂级骨屑中呈漂浮状,相对于生长基底来说海水有加深趋势。本带相当于礁的拓殖期向定殖期过渡(Watker和Alberstadt, 1975)。

(3) 礁核带(Ⅷ、Ⅵ、Ⅳ、Ⅱ带)

浅灰色块状含钙质海绵、苔藓虫、钙藻、管壳石等生物障积-粘结岩。钙质海绵(包括串管海绵、纤维海绵、硬海绵)、钙藻,偶有群体珊瑚起障积作用;部分硬海绵、具集球状串管海绵、苔藓虫,包括结壳状有孔虫及软体动物起包覆、缠绕作用;管壳石、蓝绿藻起粘结作

穿插相变。局部呈碎裂角砾状,但不是典型的塌积角砾。表明由这种袋岩集合体形成的礁原始地貌隆起不大,而现今地貌隆起是因差异压实作用夸大所致。礁翼也有白云石化和溶蚀。

(6) 礁盖层带 (I 带)

淡青灰色薄至中层泥状岩,有花斑状或港湾状不均匀白云石化,形成微-粉晶白云石组成的斑点。含有丘状藻纹层及少量小型双壳、腹足及介形虫碎片。笔者认为,本带处于潮间并经常在潮上环境,有以下证据:

①层面见干裂纹。

②有大量垂直和平行层面的蠕虫类钻孔及潜穴,直径较小,一般小于 1 cm,钻孔或潜穴中原始沉积物可能以粉砂级颗粒为主。

③纵横钻孔、潜穴网成为地表水下渗溶蚀通道,将其改造成港湾状。通道中有矛状石膏假晶已变为白云石,还有类似人字花纹状石盐假晶及骨架漏斗状组构 (Southgate, 1982 和 Shearman, 1970)。

④有类似鸟眼窗孔状组构和钙结壳结核。

⑤本带底面与礁顶分界及顶面与下三叠统飞仙关组分界至少各有一个古溶面或侵蚀间断,有古喀斯特化现象。在礁盖层顶部发现有喀斯特袋 (Karst pocket),深度达 1 m 许,其中有飞仙关组的淡黄绿色泥岩。

2. 台缘礁

以见天坝及红花礁为代表。由于骨架岩发育,礁核在纵向上有连续性,造礁生物群落有分期性更迭。在相带上具有前礁塌积斜坡、后礁泻湖沙滩和白云化礁顶。

3. 台缘礁后点礁

由池 24 井及黄龙 1 井岩心及测、录井资料可见,岩心颜色比正常礁相深暗,泥晶比例大,造礁生物个体小,似漂浮在泥晶基质中,层状晶洞甚发育,多水平纹理,具泥丘特色。袋岩式礁核带只有 1—2 层,具一层白云石化间歇滩。常有白云石化礁顶,其上部有大套正常长兴组台地相沉积。

(三) 礁的发育环境

典型点礁的纵向发育呈现四期袋岩式礁核带和三期间歇滩带的相间旋回,与二叠纪末地壳微颤动有关,反映三次小的海进海退。

袋岩式礁核发育在海进环境,即海面持续上升,海底持续下沉环境,造礁生物不断繁殖上长,层层叠覆,以便维持造礁生物的适宜水深。礁核岩性反映开阔浅水域中相对稍深的环境,根据如下:

(1) 礁核袋岩中缺乏生态骨架岩,而以障积-粘结岩为主,属于中低浪能环境;

(2) 礁核架间孔和栉壳构造不发育,造礁生物之间多充填微晶基质及生物屑,反映水体稍深,能量弱;

(3) 礁核岩石颜色比间歇滩暗,微晶基质含较多有机质,电镜下见有稍多的泥质,亦说明水体能量弱。

海平面有间歇性稳定时期,海进停止并微有海退,即海底停止下沉并微有上升。此时海底处于潮下最高能带,水体最浅,造礁生物停止生长叠筑。由于海水能量高,即或有造礁生物生存也最终被波浪击碎。从而发育亮晶生物屑颗粒岩及泥粒岩,构成间歇滩。

据板东 4 井部分岩心样的氧同位素算出礁核纯灰岩形成温度为 28—30℃,接近沉积期古

海水温度。古盐度为 24.16—28.66%，比现代海洋稍低，可能因氧同位素受淡水成岩作用干扰。 Z 值在 131—132 之间反映礁环境。用碳同位素算出 $\delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-}$ 为 2.12—3.24‰，与 Kroopnick 研究结果对比属于正常浅海。台地平均水深不会超过几十米，而礁经常发育于几米至十几米的浅水中。

(四) 礁的性质

由障积-粘结岩的袋岩组成的不均一集合体构成的丘状建造叫作地层礁丘 (James, 1983, Scholle, Bebout 及 Moore, 1983)，它是一种地层礁 (Dunham, 1970) 的特征，是中低浪能形成的礁体^[2]。它的原始地貌隆起幅度不大，周围没有明显的塌积物。多层袋岩形成的地层礁丘常有明显的今地貌隆起，这是由于礁和礁间的差异压实跨大了隆起幅度。中国南方二、三叠纪及泥盆纪点礁普遍有这种多旋回袋岩组合成的礁体^[3]。

点礁 (patch reef) 指浅水内陆棚中零星分布的小礁体。据本区地层礁丘形态及古地理分布可以统称点礁。

三、礁组合的成岩作用及孔隙演化

笔者作了板东 4 井、双 15-18 井、卧 117 井、池 24 井等地下礁部分岩心样的阴极发光、扫描电镜、能谱、碳氧同位素、X 射线衍射等分析，参照常规显微镜观察，对于长兴组礁组合的成岩作用阶段、成岩环境、成岩次序及孔隙演化有以下认识。

参考 Folk (1974)，Burgess (1979)，Longman (1980) 等，结合川东长兴组礁组合不同发育及成岩期古地理环境，对礁组合的成岩阶段及成岩环境论述如下：

(一) 准同生至早期成岩阶段

这一阶段包括礁组合开始产生至点礁发育末期，并使海水与点礁组合完全隔绝为止。大多数现代及古代礁由于接近海平面生长发育，易于经受极强的海流冲击，因而其隙间水得以快速更新，产生成岩作用 (Purser 和 Schroeder, 1986)^[4]。不同成岩环境的成岩作用如下：

1. 海底至海水潜流带

点礁组合不同发育期的海底及其下约 10—50 cm 厚的沉积物最表层为海解作用环境。点礁组合各沉积相带的建设性成岩作用，实质上是沉积期的成岩作用，是在这一环境中进行的。而海水潜流带是指海解环境以下的全部沉积物被正常海水充满的环境。

(1) 早滩期的成岩作用

礁生长基底地势比相邻海域高，为松散骨骼颗粒堆积，具有高的原始孔隙度，形成早期等厚环边纤状胶结物沉淀。这些早期胶结物利于生长基底快速石化和稳定，为礁的生长提供坚实基础。

(2) 点礁生长初期的成岩作用

在礁底过渡带形成时期，由于海底持续下沉，海水加深，海底胶结作用加强，使早期障积生物所形成的孔洞，为第一世代方解石栉壳充填，颗粒周围有藻钻孔和泥晶化，从而加固了礁的底盘。

(3) 礁核与间歇滩交替发育期的成岩作用

礁核袋岩中骨骼颗粒周围的向心泥晶化 (泥晶套, Bathurst, 1966)，骨骼颗粒内部微小钻孔痕迹是早期海水成岩改造的残余物。

礁核中有相对高的原生孔隙,如骨骼内及骨骼间孔、遮蔽孔、伞状孔洞等,在薄片常见上述孔洞直径自毫米级至1.5 cm。孔洞内除有内部沉积物外,还有第一代纤状等厚环边胶结物,厚度0.3—0.7 mm,属于海水成岩环境产物。礁核袋岩由于有广泛的早期胶结作用(Ginsburg等,1972),易于固化,大部孔隙被堵塞,由于流体难渗入,不易遭受进一步的成岩作用。

间歇滩中生物屑颗粒间缺乏早期纤状、刃状等厚环边胶结物,乃因滩相碳酸盐砂体的颗粒具有活动性,不利于早期胶结固定(Shinn, 1969; Purser等, 1986)。由于孔隙性好,利于溶液循环,产生进一步的成岩作用。

(4) 生物礁晚年期及二叠纪末期的成岩作用

礁顶部常见豹斑状构造(如白竹院礁顶所见),为甲壳浮游生物 *Thalassinoides* 的潜穴(Shinn, 1968; Fürsich, 1973; Morro, 1978; Abed 和 Schneider, 1980, 1982)。由于潜穴充填物具有较高的孔隙度,利于卤水下渗,造成潜穴早期白云石化。长条状石膏假晶与微-粉晶白云石伴生,证明是早期下渗卤水白云石化(Tucker等, 1986)。

礁盖层中密集的纵横钻孔、潜穴网是蠕虫类作用的产物,直径比礁顶潜穴小得多,也是卤水下渗通道。通道中垂直洞壁稀疏排列的矛状石膏,以及微-粉晶白云石沿通道选择性白云石化是卤水下渗证据。卤水下渗可达礁顶以下相带。

2. 淡水渗流带

生物礁早期暴露在地史上是一个普遍现象(Fuller 和 Pollock, 1972; Harrison, 1972等)。如第二节所述,川东长兴组礁在二叠系顶部礁盖层中有许多暴露标志。礁顶面、礁盖层内部及二、三叠系界面至少各有一个古溶面。礁盖层中大量钻孔或潜穴又是淡水渗流通道,下渗淡水对钻孔或潜穴壁溶蚀扩大,变得不规则。

在礁的井下岩心及露头岩石薄片显微镜及阴极发光分析中,可见生物体间或粒间孔栉壳胶结物沿重力方向加厚。不易找到明确的新月形或悬挂形胶结物,可能因古代岩石中不易保存(Longman, 1980)。

礁中普遍见溶蚀孔洞和洞穴示底沉积物,孔洞类型有三种:

- (1) 腕足、腹足、介形虫体腔,海绵、苔藓虫房室形成的铸模孔、遮蔽孔或伞状洞穴。
- (2) 蠕虫或甲壳类浮游生物潜穴。
- (3) 造礁生物体间孔洞。

洞穴示底沉积物主要有两种类型:

(1) 生物微晶及球粒,有时含生物粉砂屑,多占据洞穴第一代,可能形成于海底至海水潜流带。

(2) 渗流粉砂,成分主要为棘屑、海绵骨针、介形虫等生物的粉-细砂屑,混有钙泥微晶,常占据洞穴第二及以后世代。

洞穴沉积物因生物筛(biogenic sieves)的分选作用,具有粒度递变和多世代性。

据板东4井岩心样碳氧同位素分析可知,礁盖层的 $\delta^{13}\text{C}$ 值(1.088‰)与礁中 $\delta^{13}\text{C}$ 值(平均3‰)相比则轻得多,说明有含贫 $\delta^{13}\text{C}$ 的 HCO_3^- 的淡水渗入沉积物的过程,指示礁盖层的早期暴露。此外,礁盖层Z值(127.63)最低,礁岩平均Z值为130—132。Z值与水体盐度为正变关系,说明礁盖层形成以后,初期仅有短暂的卤水下渗,接着有大量淡水淋滤。

长兴组礁究竟是一次最终暴露呢?还是在造礁期中有多次暴露? Purser 和 Schroeder

(1986) 提到:“实际上所有第四纪和更老的礁受到早期大气胶结作用,是与多次重复性暴露有关”。

如果长兴组礁仅仅是最终一次暴露,则溶蚀孔洞应在礁盖层和礁顶最发育,向下依次减弱。碳同位素也应有自上而下由轻变重的趋势。

各种溶蚀孔洞常分布在淡水渗流带之下与淡水潜流带过渡部位 (Longman, 1980)。长兴组礁的溶蚀孔洞在礁顶、间歇滩及礁翼均分布普遍,并非集中在礁顶部带,可见淡水渗流与潜流带的界面在礁中时有变化。板东 4 井礁取心段碳同位素组成也没有由上而下逐渐变重的规律。所以,不同时期的礁顶有多次暴露的可能性。每期间歇滩处于最浅水带,易于早期暴露产生淋滤和溶蚀作用。

3. 淡水潜流带

在活跃的淡水潜流环境胶结作用很普遍,骨骼颗粒的重结晶作用产生粒状方解石胶结物呈晶簇状镶嵌 (Longman, 1980)。本区礁中生物化石体壁重结晶的难易程度如下:腹足、双壳、串管海绵体壁最易重结晶;钙藻次之;纤维海绵、硬海绵、苔藓虫中等;管壳石、鲢、有孔虫、腕足、棘屑较难。

礁核带生物骨骼间孔洞有晚世代淡黄色等厚叶片状方解石胶结物,可能是淡水潜流带的产物 (Aissaoui 等, 1980),但是这种胶结作用不强烈。主要的胶结作用产生大量等粒状方解石,晶粒向孔隙中心变粗 (Longman, 1980)。较早世代常常是犬牙状偏三角面体胶结物。礁核袋岩的孔洞至本带已 80% 被胶结物充填封闭。

间歇滩中棘屑普遍有共轴生长新生变形特征,共轴生长区内可以找到微晶基质及生物屑 (Evamy 和 Shearman, 1965),甚至有底栖有孔虫残余包裹体。共轴生长边界常不规则,被后期白云石化晶粒或“缝合线”切割。而礁核带保存在微晶基质中的漂浮状棘屑却很少有明显的共轴生长,可能是因为大气潜水难以穿透早期固结的袋岩。

各相带中洞穴沉积物,如似球粒及生物微晶体则表现为早期“构造凝固” (structure grumelleuse) 特征,不易被重结晶破坏 (Cayeux, 1935)。

礁底过渡带及礁翼漂浮岩或泥粒-粒泥岩中微晶基质的重结晶作用,常产生假颗粒岩结构,假微亮晶晶体直径 0.004—0.010 mm。

礁盖层垂直和平行层面的密集钻孔或潜穴在本带产生沉淀和胶结作用,镶嵌等粒方解石晶体向洞穴中心变粗。

各种开敞孔洞由于重结晶作用而使孔隙体积减小。

4. 潜流淡水与海水混合带

(1) 混合水模型的适用性

目前,大多数礁的白云石化都用混合水模型 (Badiozamani, 1973; Folk 和 Land, 1975) 来解释,在许多情况下是正确的。但是混合水白云石化机理还有一些解释不通之处,如近代太平洋环礁、大堡礁及加勒比群岛上的礁都有混合半咸水存在,但是没有产生白云石化。所以混合水白云石化不是简单地与水中钙镁比有关,而可能与有机质催化剂是否存在有关。此外对于一个含水层来说,要求有足够大的暴露区,以便接受渗流大气水,对于小型礁体必须要有区域性暴露才有可能产生混合带 (Purser 等, 1986)。

川东二叠系顶部普遍有礁盖层中所见的暴露标志,混合水成岩环境有可能存在。据大量现代及古代礁统计资料,混合带形成的白云石其 $\delta^{18}\text{O}$ 组成相对较轻,为 -3 至 -7‰ (Hudson,

1977; Purser 等, 1986 等人)。本区板东 4 井各相带代表性白云岩岩心样的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 -3.8 至 -6.0‰ , 证明是混合带产物。本区礁白云石化孔、洞中常见沥青残余, 可能有机质分解促进混合水白云石化。

(2) 混合水白云石化的分期性

井下礁岩心薄片的阴极发光分析可以清晰显现白云石化的世代性, 据此将混合水白云石化归纳为三期。

早期白云石化形成有组构选择性的微-粉晶白云石, 其中可能还混有卤水白云石化的成分。白云石化一般优选以下组构进行: 筳、介形虫、腹足、腕足、硬海绵、苔藓虫等的体腔或房室; 棘屑骨板的孔穴; 易重结晶的生物壳壁, 如腹足、双壳; 部分生物微晶基质; 孔穴内第二世代以后的纤维状或犬牙状胶结壳。礁盖层白云石化选择钻孔或潜穴形成的渗滤通道, 礁顶部大型潜穴也易白云石化 (图版 II-2, 4, 6)。最难白云石化的组构是棘屑、腕足壳、有孔虫、筳; 在白云石化最强烈的礁岩中仍保留它们的残余。

早期组构选择性微-粉晶白云石阴极发光呈玫瑰红至暗红, 可能反映含高价锰、铁 (Mn^{4+} , Fe^{3+})。高价铁、锰反映氧化环境, 表明成岩环境与大气水联系密切 (Richter 等, 1981)。交代洞穴内犬牙状带壳的白云石第一世代发黄光, 第二世代发桔红色光, 表明成岩溶液有分期性差别, 含锰都较高, 属于与海水联系密切的混合水 (Jaffrezo 等, 1979) (图版 II-1, 2, 3, 4)。

第二期白云石化为在第一期去白云石化的地域使残余白云石微晶核重结晶加大的粉-细晶白云石 (Aissau 等, 1986)。第三期白云石化形成细-中晶白云石。后两期白云石都没有组构选择性, 这三期白云石分布区有世代次序 (图版 II-2)。一个中晶白云石的亮边在阴极发光下可以细分出 3—5 个环带, 其中有窄的富铁白云石环带相间出现, 说明一个晶体是在多期不同成分的镁溶液作用下形成 (图版 II-7, 8)。细-中晶白云石普遍分布在间歇滩, 部分分布在礁底、礁顶和礁翼。

(3) 白云石的有序度

由礁井岩心样的 X 射线衍射分析结果可见 (表 2), 有序度自礁盖层至礁底依次升高, 很有规律, 可能反映白云石化次序和延续时间。礁盖层及礁上部早期白云石, 如卤水白云石占比例多, 形成时间短促, 有序度低, 钙镁比高, 晶体稳定性差, 易受溶蚀破坏。礁下晚期白云石比例增大, 还包括部分埋藏环境形成的白云石, 形成过程长, 有序度高。

表 2 礁岩心代表性纯白云岩样有序度

样 品 号	相 带	有 序 度	备 注
Sh126	礁盖层 (I)	0.567	双 18 井样
B29	间歇滩 (V)	0.597	板东 4 井样
B212	礁核袋岩 (VI)	0.643	板东 4 井样
B323	间歇滩 (VII)	0.652	板东 4 井样
B395	间歇滩 (VII)	0.780	板东 4 井样
B487	礁底过渡带 (IX)	0.845	板东 4 井样

(4) 溶蚀和去白云石化作用

许多人研究证明, 随着海平面相对下降, 混合带向海方逐渐推移的过程, 每一期混合水

白云石化都紧接着有一个与大气水有关的溶蚀及‘去白云石化模式’产生 (Purser 等, 1985, 1986; Aissaoui 等, 1986)。本区礁的白云石化伴随溶蚀、去白云石化和部分钙化, 使早期微-中晶白云石颗粒残缺, 颗粒界线模糊, 尤其使晶体核心钙镁比较大的低序白云石区形成雾状阴影, 出现钙化斑点, 构成雾心亮边白云石 (Pierson, 1982; Henrich 等, 1986), 阴极发光下白云石晶体核心微显钙质的淡绿色调, 能谱分析晶核含钙比晶缘高 (图版 II-7, 8)。所以, 每期白云石化后必须接着出现强烈溶蚀才能形成大量粒间、晶间溶孔、溶洞, 构成砂糖状溶蚀白云岩储层 (图版 I-4)。

(5) 白云石化的相带选择性

混合水白云石化优先选择礁盖层、礁顶、间歇滩、礁翼和礁底过渡带。而礁核带基本上没有白云石化, 或白云石化仅波及与间歇滩或礁翼接触带。可能因为礁核沉积于水体稍深, 浪能不太强的环境, 其骨骼间孔洞本来不甚发育, 加以遭受早期海水胶结作用, 大多数孔隙已被堵塞, 礁核袋岩早已固结稳定, 混合水不易渗入, 不易白云石化 (Purser 等, 1986) (图版 I-2, 5, 6)。而间歇滩为活动性颗粒组成砂体, 未受早期胶结, 其大部孔隙得以保存, 混合水易渗入和循环, 易于白云石化 (Shinn, 1969) (图版 I-1, 4)。

从碳同位素组成看, 凡是取自礁核带的岩样 $\delta^{13}\text{C}$ 都高 (3.747—3.390‰), 凡是取自间歇滩相带的岩样 $\delta^{13}\text{C}$ 值较低 (2.599—3.272‰), 其原因是礁核早期胶结固定, 不易受与大气有关的成岩作用, 保留了原来较重的 $\delta^{13}\text{C}$ 组成。而间歇滩为孔隙发育带, 受混合水白云石化及溶蚀, 由于富轻同位素的淡水作用, 并带入富 ^{13}C 陆生有机碳, 使 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显降低 (Ward, 1985)。

间歇滩体白云石化和溶蚀最强烈, 孔渗性最好而均匀, 造成最好的储层。礁底过渡带、礁翼和礁顶非袋岩部分与间歇滩性质近似, 不过因原岩组构较杂, 白云石化很不均匀, 溶蚀孔洞分布不均一, 储集性能变化大。

(6) 硅化

礁生长基底及礁间沉积中的燧石结核及条带中有原生组构的包裹体, 如层理、层纹、完整腕足、海绵、珊瑚、鲕等化石及生物屑, 并被各期方解石脉或缝合线切割, 表明是早期成岩阶段形成的。Laschet (1984) 认为, 硅化可以产生在海退阶段海相沉积内部潜流大气水与淡水混合带中。燧石结核中多有机碳, 可能有机质演化产生的弱碱性还原环境利于聚集和沉淀 SiO_2 , 水体较深的礁间沉积相带属于这种环境。而长兴期礁体处于高能带氧化环境, 由波浪的冲击淘洗, 有机质和较重的 SiO_2 凝胶质点被波浪带入礁体之外。此后, 在早期成岩阶段大规模的硅化作用可能开始于礁体石化之后, 礁间长兴组正常开阔海台地相沉积石化之前, 因此礁中缺乏燧石结核 (Reinhardt, 1988)。

(二) 晚期成岩阶段

晚期成岩阶段可能自礁体被上覆礁盖层掩埋及飞仙关组底部泥岩初步封闭时开始, 直至白垩纪末燕山 (四川) 运动发生之前为止。

1. 浅埋阶段

浅埋阶段可能终止于下三叠统嘉陵江组膏盐层沉积之后, 将礁组合彻底封闭起来为止, 此阶段已有一定的上覆压力。

机械压实作用在早期成岩阶段后期已开始。间歇滩等相带中经过早期白云石化的雾心亮边白云石也可能还经历过浅埋压实流体白云石化过程 (Illing, 1959; Jodry, 1969; Morrow,

1982)。浅埋白云石化的间接证据是礁和礁间的差异压实作用。礁体在早期成岩阶段已石化固结,在礁间歇滩及礁翼保留很高的孔隙度。而礁间沉积石化固结较晚,在长期的压实过程中,最终造成礁间沉积孔隙度大大降低。礁间沉积经受强烈压实作用,还表现为强烈的压溶作用,因而发育比礁相多得多的压溶面,具有峰状及柱状高幅度缝合线(Logan 和 Semeniuk, 1976)。所以,本区礁间沉积中的流体因压实而进入礁孔隙带引起礁白云石化的可能性是存在的。

但是,压实流体白云石化模式的理论也有许多局限性, Henrich 等, Scherer (1986) 认为,必须在礁周围有特殊含水粘土层或有自流水的特定条件才足以引起礁体白云石化。长兴组礁的飞仙关组盖层有含水粘土层,而礁的生长基底和礁间沉积相带缺乏泥岩层,所以长兴组礁受浅埋压实流体白云石化的强度和规模有待探讨。

2. 深埋阶段

嘉陵江组沉积后,礁组合进入深埋阶段。印支运动幕早期,川东地区中三叠世只表现为小幅度升降运动,部分雷口坡组被侵蚀,晚三叠世早—中期没有沉积,长兴组礁的封闭系统并没有打破。在重庆北碚及华蓥山区测量三叠—侏罗系界面,未见明显的产状差异,可见印支运动末期也没有影响长兴组礁组合的深埋条件。长兴组埋深达 3000—6000 m (包茨等, 1985)。

在早期白云石化礁相带的白云岩缝洞壁常见巨亮晶白云石镶边,有时呈波状消光,少数晶面微弯曲具鞍状白云石特色。经板东 4 井稳定同位素 ^{18}O 算出白云石的形成温度为 40—59℃,大致代表白云石形成环境的地温。白云石的 $\delta^{18}\text{O}$ 组成仅为-5至-6‰,尚未达到典型鞍状白云石的明显轻 $\delta^{18}\text{O}$ 组成(-11至-12‰)。

巨亮晶白云石在阴极发光下可以细分出 20 几个环带,富铁白云石环带与无铁白云石环带相间,明显的宽环带 5—7 个,表明白云石是多期镁溶液作用下生成,比细—中晶白云石的环带宽而多(图版 II-7, 8)。部分晚期白云石暗带甚宽或不发光,表明含铁量高,达到‘淬火消光’的程度。铁离子可能是 Fe^{2+} 。亮环带呈黄色,为含 Mn^{2+} 的色调。这两种低价离子伴生反映深埋封闭还原环境(图版 II-5, 6)。

一块棘屑共轴生长可以形成一个巨菱形晶白云石,是埋藏条件产物。

阴极发光下见巨亮晶白云石核心及边界也常有溶蚀雾状暗影,说明深埋环境下因有机质降解,使地层水 pH 降低也可以产生溶蚀作用,形成孔洞(Miller, 1986)(图版 II-8)。

各种白云石的晶间孔或粒间孔洞常被黑色沥青充填或镶边,并保留成为储层的有效孔洞。四川盆地上二叠统有机质成熟期在三叠纪末或侏罗纪初(郑永坚等, 1987),或中侏罗世末(杨远聪等, 1987; 陈季高等, 1988)。充填沥青可能有少量是残留有机质,大部是油气运移痕迹,为中侏罗世后高成熟石油缩合碳化产物。

礁组合中萤石化及天青石化偶见,黄铁矿化较多,晶间或粒间孔中残余粘土已伊利石化(图版 I-1),以上都是晚期成岩阶段产物。

(三) 构造期成岩阶段

指白垩纪末的燕山(四川)运动及喜马拉雅运动期直至近代的成岩作用。

缝合线后方解石脉中可见变形方解石双晶(滑动双晶)和长叶片状亮晶,表明构造应力作用。礁岩心储层段有各种方向的张、剪裂缝,对沟通油气储层有利。

对于已暴露地表的礁体则见最晚近的成岩变化,如漂洗、溶解作用、淡水胶结作用,与亚近代到近代碳酸盐的强烈化学风化、地下水循环和喀斯特化有关。而井下礁储层岩心淡水

表3 长兴组礁组合成岩作用及孔隙特征

成岩年代	成岩阶段	成岩环境	成岩作用	孔隙类型	直径或宽度 (mm)	可充填世代 (见表4)	孔隙评价	主要分布相带
P _{2c}	准同生	海底至海水潜流带	泥晶化 环边纤状方解石胶结 环边刃状方解石胶结 生物潜穴 潜穴底部沉积充填 孔洞底部沉积充填	生物体间孔洞	0.5—50	①—⑩	差	Ⅱ, Ⅳ, Ⅵ, Ⅷ
				遮蔽孔洞	0.1—30	①—⑩	差	Ⅱ, Ⅳ, Ⅵ, Ⅷ
				伞状孔洞	0.1—30	①—⑩	差	Ⅱ, Ⅳ, Ⅵ, Ⅷ
				生物体腔孔洞	0.1—30	①—⑩	差	Ⅱ, Ⅳ, Ⅵ, Ⅷ
				示底孔洞	0.1—30	①—⑩	差	Ⅱ, Ⅳ, Ⅵ, Ⅷ
				层状孔洞	0.1—50	①—⑩	差	Ⅱ, Ⅳ, Ⅵ, Ⅷ
				潜穴	1—50	①—⑩	差—中	I, II
				钻孔	1—10	①—⑩	差—中	I
				渠道孔洞	1—50	①—⑩	差	I—XII
				角砾间缝洞	0.1—10	①—⑩	差	XI
				粒间孔	0.1—10	①—⑩	差	I—XII
				粒内孔	0.01—2	①—⑩	差	I—XII
	至早期成岩	卤水渗流带	干裂 钙结壳 生物钻孔 卤水白云石化 石膏化	鸟眼孔洞	0.1—5	①—⑧	差	I
				窗状孔	0.1—5	①—⑧	差	I
				收缩孔隙	1—10	③—⑩	差	I
				蒸发矿物铸模孔	0.01—1	③—⑧	差	I, II
		淡水渗流带	古溶面 溶蚀坑 卡斯特袋 蒸发矿物淋滤溶蚀 渗流粉砂充填 重力胶结 基质溶蚀 颗粒溶蚀	渗滤通道	1—10	③—⑩	差—中	I
				蒸发矿物铸模孔	0.01—1	③—⑧	差	I, II
				生物铸模孔洞	0.1—30	③—⑩	差—好	I—XII
				示底孔洞	0.1—30	③—⑩	差—中	I—XII
				粒间溶孔	0.1—10	③—⑩	差—好	I—XII
				粒内溶孔	0.01—2	③—⑩	差—中	I—XII
		淡水潜流带	犬牙状方解石栉壳胶结, 向心粒状方解石镶嵌胶结, 共轴生长, 基质重结晶, 颗粒重结晶, 礁核袋 岩石石化固结	晶间孔	0.01—0.5	④—⑩	差	I—XI
	岩	潜流淡水与海水混合带	混合水白云石化, 溶蚀及去白云石化, 硅化, 间歇 滩及礁翼石化固结	白云石晶间孔	0.01—0.5	④—⑩	中	Ⅲ, V, VII, IX, XI
				白云岩溶蚀孔洞	0.05—10	④—⑩	好	Ⅲ, V, VII, IX, XI
		浅埋带	差异压实作用 压实流体白云石化 溶蚀及去白云石化 亮晶方解石胶结 重结晶作用 礁间及礁盖层石化固结	白云石晶间孔	0.01—1.5	⑥—⑩	中	Ⅲ, V, VII, IX, XI
				白云岩溶蚀孔洞	0.05—50	⑥—⑩	好	Ⅲ, V, VII, IX, XI
				前缝合线缝	0.05—10	⑥—⑩	差	I—XII
	成岩	深埋带 (印支运动)	深埋白云石化 有机酸溶蚀及去白云石化 亮晶方解石胶结 重结晶作用 方解石双晶化 天青石化 萤石化 黄铁矿化 伊利石化 压溶作用 烃类成熟运移聚集	白云石晶间孔	0.01—6	⑦—⑩	中	Ⅲ, V, VII, IX, XI
				白云岩溶蚀孔洞	0.05—50	⑦—⑩	好	Ⅲ, V, VII, IX, XI
				压溶缝	0.05—1	⑦—⑩	差	I—XI
				后缝合线缝	0.05—10	⑦—⑩	中	I—XII
		构造期成岩 (喜马拉雅运动)	构造破裂作用 淡水淋滤胶结作用 压溶作用 地下水循环卡斯特化 风化	构造缝	0.1—50	⑨—⑩	好	I—XII
				压溶缝	0.05—1	⑨—⑩	差	I—XII
				溶蚀孔洞缝	0.05—50	⑨—⑩	中—好	I—XII

注: T_{1j}—嘉陵江组, T_{2l}—雷口坡组, T_{3x}—须家河组。

表4 长兴组礁组合孔隙充填世代序列

充填世代	充 填 物	成 岩 环 境
①	生物微晶, 似球粒及生物屑	海底至海水潜流带
②	纤状方解石栉壳	海底至海水潜流带
③	渗流粉砂 (分选生物屑及内碎屑)	淡水渗流带
④	刃状方解石栉壳	海底至海水潜流带, 淡水渗流、潜流带, 混合带
⑤	犬牙状方解石栉壳	淡水渗流、潜流带, 混合带
⑥	向心变粗粒状方解石镶嵌	淡水潜流带, 混合带, 浅埋带
⑦	粉晶-巨亮晶白云石	卤水渗流带, 混合带, 浅埋带, 深埋带
⑧	亮晶方解石胶结物	浅埋带, 深埋带
⑨	碳质沥青或油迹	深埋带至构造期
⑩	巨亮晶方解石胶结物, 有滑动双晶	深埋带至构造期

胶结作用则微弱得多, 保留了大多数有效孔隙。

将长兴组礁组合成岩作用及孔隙形成规律归纳如表3、4, 以便清晰了解礁型孔隙储层的相带选择性及形成机制。

结 语

川东西部点礁由南往北逐一变大, 与北方来的海侵有关, 正如川东东部至鄂西的生物礁由西往东逐一变大, 与由东方鄂西海盆来的海侵有关。

川东西部台隆及台坪点礁生长层位在长兴组中上部, 具有4期袋岩式礁核带与3期间歇滩带相间的相带模式。多期白云石化和强烈溶蚀的间歇滩为最理想的储层, 其次为礁翼, 近年来已发现高产气藏。

川东东部台缘礁后点礁生长层位在长兴组中下部, 具有1至2期袋岩式礁核带及1期间歇滩带, 常有白云石化礁顶。白云石化间歇滩和礁顶储层中亦发现高产气藏。

川东北开县、云阳西北部长兴组埋藏地腹区有可能发现台缘礁, 白云石化礁顶及礁后滩是可能的储层。

近局限海点礁规模太小, 无含油气远景。

长兴组非礁沉积或礁间沉积属于正常开阔海台地相, 有不同于礁相的沉积、成岩史, 如水体较深, 不存在高能间歇滩, 加以强烈压实和压溶作用, 不利于镁溶液充分循环产生白云石化, 所以没有理想的孔隙白云岩储层。白云岩储层主要控制在礁中, 据川东已发现礁井统计, 礁储层的孔隙度高达7.92—22.56%, 平均5%, 渗透率高达 $6.91-736 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 平均 $13.1 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, 为全川各类碳酸盐岩储层之冠。

参 考 文 献

- [1] 陈季高等, 1987, 天然气勘探与开发, 第2期。

[2] Reinhardt, J. W., 1988, Facies, No. 18.

[3] 贺自爱等, 1981, 石油与天然气地质, 第1期。

[4] Schroeder, J. H. et al., 1986, Reef Diagenesis, Springer-Verlag, Berlin • Heidelberg • New York.

图版说明

图版 I

1. 间歇滩(VII)带中棘屑云灰岩, 微粒方解石中有白云石晶体, 晶间孔偶见针、丝状伊利石。板东4井280号岩心样, 井深3544.6 m, 电镜, $\times 100$ (左), $\times 500$ (右)。

2. 礁核(III)带中海绵障积岩, 见块状方解石及微粒方解石胶结物。池24井171号岩心样, 井深2658.6 m, 电镜, $\times 100$ (左), $\times 1000$ (右)。

3. 间歇滩(VII)带中棘屑、虫屑泥粒岩, 见有孔虫 *Colaniella* sp. 及棘屑等。板东4井287号岩心样, 井深3554.6 m, 单偏光, $\times 7$ 。

4. 间歇滩(V)带中溶孔生物屑灰云岩。板东4井17号岩心样, 井深3516.2 m, 光面, $\times 2$ 。

5. 礁核(III)带中障积岩, 见层状晶洞。池24井202号岩心样, 井深2662.8 m, $\times 2$ 。

6. 礁核(III)带中障积岩, 含纤维海绵、管壳石、层状晶洞。池24井224号岩心样, 井深2666.7 m, 光面, $\times 1.5$ 。

图版 II

1. 间歇滩(III)带中生物屑含云灰岩, 见筳 *Reichelina* sp., 镜下分辨不出白云石世代。板东4井143号岩心样, 井深3530.1 m, 单偏光, $\times 25$ 。

2. 同上视野阴极发光, 见三期褐红色白云石: 筳房室、藻茎壁有微晶白云石; 基质中有粉晶白云石; 沿孔洞壁有环带状细-中晶白云石。孔洞充填亮晶方解石及残余方解石呈黄绿色。

3. 礁核(VIII)带中障积岩, 见介形虫及生物屑, 镜下难辨白云石世代。双15井38号岩心样, 井深4021.5 m, 单偏光, $\times 25$ 。

4. 同上视野阴极发光。见一世代黑色富铁方解石交代介形虫壳壁, 体腔内二世代犬牙状交代白云石黄色, 三世代白云石红色。

5. 礁盖层(I)带粉晶去灰岩, 中部为亮晶方解石充填孔洞, 洞壁见白云石, 但难辨世代。双18井137号岩心样, 井深3962.0 m, 单偏光, $\times 25$ 。

6. 同上视野阴极发光。孔洞壁见环带状黑色富铁白云石, 孔洞充填亮晶方解石黄绿色。

7. 间歇滩(III)带溶孔含残余生物屑白云岩, 见雾心亮边细晶至巨亮晶白云石, 但难辨世代。卧117井170号岩心样, 井深3947.2 m, 单偏光, $\times 25$ 。

8. 同上视野阴极发光, 见多期玫瑰红色白云石亮边与黑色富铁白云石环带相间, 因去白云化而残缺或呈雾状, 孔洞含沥青, 树胶深绿色。

FORMATION OF REEF-BOUND RESERVOIRS OF UPPER PERMIAN CHANGXING FORMATION IN EAST SICHUAN

Wu Xichun Liu Xiaozeng

(Chengdu College of Geology)

Yang Zhonglun Chen Xinsheng

(The Drilling Company of East Sichuan)

Abstract

There are five types of organic reefs of Changxing stage in East Sichuan: patch reefs on carbonate platform rises and flat, shelf margin reefs and patch reefs in back reef lagoons, and patch reefs near restricted sea.

The formation of typical patch reefs was related to the fluctuation of earth crust at the end of the Permian, forming reef core facies, constructed by saccoliths of boundstones, interchangeably with intermittent shoal facies. Facies-selective dolomitization and dissolution in different stages resulted in the reservoirs of intermittent shoals, reef flanks, etc. . The paper deals emphatically with the sedimentology and diagenesis of the reef complex.

青藏高原北部地区油气地质研究取得新成果

“七五”期间，地矿部562队承担了“青藏高原北部地区的含油气条件及前景预测”的专题研究任务。于今年初提交了总结报告并通过了评审验收。

该项研究成果表明在青藏高原北部发育有由海相中生界和陆相新生界分别组成的两类含油气盆地。初步查明以海相中生界为主体的羌塘盆地，是该区最重要的含油气盆地。

羌塘盆地由上二叠—中三叠统、上三叠—中侏罗统下部、中侏罗统中部—下白垩统下部三套含油气建造联合组成。它的北界是龙木错—马尔盖茶卡—金沙江断裂带，南界是班公湖—怒江断裂带，西界是含油气建造向上、下古生界基底超覆的尖灭线，东界是由盆地基底隆起构成的构造边界。盆地的形成、演化历史和发育、保存状况表明，它是一个构造残留盆地。现保存有效面积达 $15 \times 10^4 \text{ km}^2$ 以上。总沉积厚度逾13377.04 m。油气源岩总厚度达6000 m。储集层总厚度不少于2000 m。有多处确切的油气显示。有利于油气运移、聚集的二级构造格局。有三种不同级别的含油气地层组合。中构造层的上三叠统和上构造层的中侏罗统，是该盆地的主要含油气目的层。

羌塘盆地的油气源层有泥质岩、碳酸盐岩和煤系。储集岩类型有碎屑岩、碳酸盐岩、生物碎屑岩和火山碎屑岩、构造碎裂岩及风化壳等。蒸发岩的大量发育和泥质岩的广泛分布，表明具有良好的盖层。源岩的地表样品分析成果，泥质岩残余有机碳含量为0.5%±，碳酸盐岩的有机碳含量为0.1—0.2%。族组份分析表明非烃含量常大于饱和烃与芳烃的总和。饱芳比值为1—4。干酪根元素分析的氢氧碳原子比落点位置常在Ⅱ、Ⅲ型有机质的高成熟区间。镜质体反射率R_v值多在0.5—1.3%之间。因此认为羌塘盆地是一个有着甚为乐观前景的含油气远景区。

第三系盆地可划分为两类，即发育于裂谷凹地中的含油气盆地和发育于地貌洼地中的沉积盆地。前者地层发育完整、演化快、含油气建造厚度大、含油气条件较好。但是第三系盆地一般规模都比较小，只有当它与下伏的中生界含油气盆地组成叠合盆地时，才具有较大规模的含油气前景。

(蒋忠惕)