

川东、鄂西地区晚二叠世长兴期 海绵礁的成岩历史及其油气信息^①

陈成生 张继庆

(成都地质矿产研究所)

提要 晚二叠世长兴期,川东-鄂西碳酸盐台地是我国钙质海绵礁的主要产地。区内发育的礁体有三大类:台缘镶边骨架礁、台内线状及点状骨架礁和台内点状障积礁。礁组合经历过同生至早埋藏阶段的海水成岩作用,中埋藏阶段的与区域不整合面有关的地下混合水成岩作用和深埋藏阶段的上升热水成岩作用。成岩作用受沉积相和构造部位的联合控制,礁组合的有效储集孔隙是中、深埋藏阶段形成的次生孔隙。

关键词 海绵礁 中埋藏阶段混合水成岩 深埋藏阶段热水成岩 “相”“位”控制 次生孔隙

第一作者简介 陈成生 男 35岁 硕士 沉积学

一、生物礁的一般特征

晚二叠世长兴期,川东-鄂西碳酸盐台地海绵礁颇为发育。区内的礁体可划分为:台缘镶边骨架礁、台内线状及点状骨架礁和台内点状障积礁三大类型。出露地面的礁体主要沿三个近平行的成礁带分布(图1)。

利川见天坝台缘镶边骨架礁位于台地的东缘,是第一成礁带的主体部分。该礁体的最大特点是:(1)大型柱状海绵丰富,构成生物骨架。(2)海底胶结作用很发育,起到坚固骨架的作用组合主要由礁核相和礁后滩相组成。

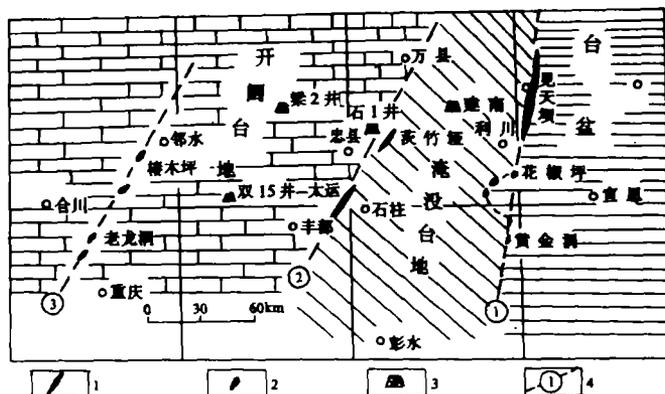
第二个成礁带的代表性礁体是丰都太运台内线状骨架礁。礁体发育在台地内的断陷型淹没台地与开阔台地的交界带上。由柱状、囊状和串珠状海绵构成骨架,骨架的坚固主要借助于兰绿藻和串珠状海绵的缠绕作用。礁组合中最发育的相带也是礁核相和礁后滩相。

第三个成礁带由若干个台内障积点礁组成。代表性礁体是北碚老龙洞礁体。礁组合纵向上为障积礁核相与浅滩相交叠而成的塔形体。礁核相造礁生物的含量少,主要为囊状和串珠状海绵,它们并未形成生物骨架结构,仅起到障积灰泥的作用,因而礁灰岩普遍具有灰泥支撑的结构特征。

上述三个成礁带上,出露地面的礁体基本上代表了长兴期川东鄂西碳酸盐台地上生物礁的主要类型。本文通过对礁体成岩作用的研究,揭示该碳酸盐台地生物礁的埋藏演化史及其

^①本文是在成都地质学院曾允孚教授的亲自指导下完成的。

控制因素，为寻找本区的礁型气藏提供一些有益的信息。



1.地面线状礁体；2.地面点礁；3.隐伏点礁；4.成礁带编号

图 1 川东、鄂西地区长兴中、晚期岩相古地理及礁体分布图

Fig. 1 Palaeogeography and distribution of reefs of Middle to late Changxing formation in Eastern Sichuan and western Hubei.

研究区生物礁的成岩演化划分为五个阶段（表 1）。

表 1 川东、鄂西长兴期生物礁的成岩阶段划分

Table 1 Diagenetic stages of reefs in Changxing formation

CHOQUETTE AND PRAY, (1970)	刘宝措 (1979)	本文, 川东、鄂西生物礁组合	
		阶 段	主要成岩作用
沉积前和沉积阶段	同生阶段	同生至准同生阶段	海底胶结、生物钻孔、微晶云化、选择溶解
始成岩阶段	成岩阶段	浅埋阶段 < 1000m	胶结、压实压溶
中成岩阶段	后生阶段	中埋阶段 1000~2000m	破裂、压溶、溶解、混合水云化、胶结
		深埋阶段 > 2000m	破裂、压溶、热水溶解、热水白云石、方解石、硅化
晚成岩阶段	表生成岩阶段	表生成岩阶段	破裂、溶解

二、主要的成岩作用

(一) 白云石化作用

研究区礁组合中的白云石可归结为三大类。

1. 微晶白云石 主要有两种类型，分别为选择交代灰泥和选择交代纤状等厚环边胶结物的微晶白云石。它们的共同特点是，不破坏原岩结构，后者还保持着被交代胶结物的纤状消光特征；晶体细小 (<30μ)，电镜下观察为它形晶；分布严格受沉积相带的控制，主

要发育在丰都太运礁组合和利川见天坝礁组合上部的礁后滩、礁后坪相中。

表 2 川东、鄂西地区长兴组碳酸盐岩碳、氧同位素数据

Table 2 Datas of Carbon and Oxygen isotopes of Changxing Formation.

编号	岩石名称、沉积相、取样地点	$\delta^{13}\text{C}\text{‰ (PDB)}$	$\delta^{18}\text{O}\text{‰ (PDB)}$
1	细晶白云岩、礁后滩相、丰都太运	2.64	-5.41
2	细晶白云岩 (破裂隙中)、丰都太运	3.29	-5.79
3	微晶白云岩、礁后坪相、丰都太运	2.16	-4.17
4	粗、巨晶方解石、丰都太运	2.05	-7.37
5	微晶白云岩、礁后坪相、利川见天坝	1.17	-3.97
6	细晶白云岩、礁后滩相、利川见天坝	3.7	-5.67
7	粗、巨晶方解石、北碚老龙洞	-3.21	-7.26
8	泥晶灰岩、淹没台地相、石柱冷水	3.50	-4.30
9	生屑泥晶灰岩、开闸台地粗、丰都太运	3.3	-6.64

表 3 礁组合的白云石及粗、巨晶方解石的微量元素及钙、镁含量表

Table 3 Contents of Ca, Mg and trace elements in dolomite and macro calcite of reefs.

样品	白云石类型 及方解石	微量元素及钙镁 (%)							molSr / molCa × 1000
		Na	Sr	K	Fe	Mn	Mg	Ca	
W35	微晶白云石	0.022	0.024	0.015	0.022	0.000	13.00	22.99	0.48
F27	同上	0.027	0.020	0.022	0.016	0.138	13.92	25.30	0.35
F16	细晶白云石	0.055	0.000	0.087	0.064	0.217	13.36	22.30	0.00
F23-1	粗晶白云石	0.078	0.036	0.000	0.028	0.089	12.84	22.46	0.73
F23-2	同上	0.045	0.031	0.000	0.000	0.081	13.37	22.27	0.63
F23-3	巨晶方解石	0.092	0.124	0.007	0.000	0.000		42.80	1.33
F16-1*	细晶白云石	0.046	0.008	未分析	0.069	0.008	12.39	22.90	0.16
W27*	同上	0.039	0.008	未分析	0.140	0.305	12.63	22.51	0.16
F105*	巨晶方解石	0.039	0.072	未分析	0.007	0.003	0.06	39.88	0.82
B25-3*	同上	0.035	0.101	未分析	0.007	0.005	0.18	39.68	1.16
W35-1*	微晶白云石	0.052	0.014	未分析		0.007	11.50	23.20	0.26
F27-1*	同上	0.043	0.041	未分析		0.015	11.26	25.17	
W21-2*	巨晶方解石	0.046	0.045	未分析	0.0490	0.005	4.90	33.17	

* 原子吸收光谱分析, 其中 Sr 为荧光分析; 未标 * 用电子探针波谱

化学及物理分析表明: (1) 这一类白云石的有序度低, 介于 0.41—0.56; (2) $\delta^{18}\text{O}$ (-3.97‰ — -4.17‰) 和 $\delta^{13}\text{C}$ (1.17‰ — 2.16‰) 值与礁间淹没台地相泥晶灰岩的 $\delta^{18}\text{O}$ (-4.30‰)、 $\delta^{13}\text{C}$ ($+3.50\text{‰}$) 值相近 (表 2)。淹没台地相的泥晶灰岩很致密, 渗透率低, 在埋藏过程中很少受到外来流体的影响。其同位素成分反映了沉积环境海水的特征。但与现代海相碳酸盐岩相比, $\delta^{18}\text{O}$ 值偏负。造成这种偏差的主要原因可能是该地层有过较深的埋藏历史, 经地热增温导致 $\delta^{13}\text{C}$ 耗损 (Veizer and Hoefs, 1976); (3) 白云石的微量元素含量特点见表 3, Sr、Fe 的分异最明显, 具有较好的成因指示意义。H.G.Machel (1986) 指出, 如淡水白云石, Sr 仅来源于被交代的方解石 (Sr 120—320ppm), 那么 Sr 的含量则低于 10ppm。研究区礁组合中微晶白云石的 Sr 平均含量为 139—410ppm。明显比淡水白云石高。礁组合其它特征以及本区礁组合缺乏早期淡水成岩标志, 基本上可以排除淡水或混合水云化的可能性。但总的来看, Sr 相对低于正常海水或蒸发海水中形成的白云石, 有两种原因: (1) 受后期成岩溶液的改造作用。这类微晶白云石实际上都呈小斑块状残留在后期形成的细晶白云石中。显然, 低 Sr 的细晶白云石的形成溶液对早期的微晶白云石 Sr 的耗损、带出起到了重要的作用。(2) 取样误差。取斑块状微晶白云石难免混有一定量的细晶白云石, 人为地造成 Sr 含量的降低。微晶白云石 Fe 的含量低 (160—220ppm); 阴极发光呈亮红色, 也指示低 Fe。以类质同象进入白云石晶格中的铁离子主要是 Fe^{2+} 。白云石缺 Fe 往往指示了开放型的、氧化的成岩环境。

综上所述特征, 研究区礁组合中的微晶白云石是准同生至早埋藏阶段蒸发云化作用的产物 (图 2a)。一旦礁组合的沉积速率超过相对海平面的上升速率时, 地处高点的礁后滩、礁后坪环境 (海绵礁由于造架生物海绵的抗浪能力弱, 礁核相对比礁后滩、礁后坪水体要深些, 能量要低些) 首先暴露到平均海平面之上, 同时晚二叠世扬子板块位于赤道附近, 气候炎热, 强烈的蒸发作用, 导致上部沉积物中的孔隙水以及沉积界面低洼处的海水浓缩、盐度增高, 发生云化作用。上部的重盐水容易向下, 甚至向礁核相渗透, 因此云化作用不仅发生在礁后滩、礁后坪沉积物的表层, 还可使下部的沉积物以及礁核相发生不均匀的斑块状云化作用。

2. 自形、半自形细晶白云石 包括: (1) 构成块状白云岩的半自形细晶白云石; (2) 沿缝合线、层面和破裂面云化的菱形细晶白云石; (3) 交代海底胶结物的叶片状白云石和半自形细晶白云石。这一类白云石的总特征是, 自形程度高, 晶粒 60—200 μ , 普遍发育雾心亮边结构。云化不具组构选择性, 破坏原岩结构。主要发育在骨架礁组合中孔隙率和渗透率都很高的礁后滩相中。利川见天坝和丰都太运礁组合的礁后滩相都遭受强烈的云化作用, 原岩结构基本上已消失, 成为块状细晶白云岩。普遍可见棘屑云化后仍保持单晶结构 (图版 I, 1), 说明云化发生在棘屑新生变形之后。在障积礁组合 (老龙洞礁体) 和开阔台地相中, 主要充填在缝合线云化或经溶解扩大的缝合线中。E.W.Mountjoy (1980 讲学资料) 曾指出, 石灰质沉积物中, 大量缝合线开始出现的埋藏深度至少为 500m。可见本期云化作用发生的时间比较晚。

物理及化学分析的成因信息: (1) 白云石的有序度高, 达 0.91—0.94。(2) 从表 2 可以看出, 细晶白云石的 $\delta^{18}\text{O}$ (-5.41‰ — -5.79‰) 比微晶白云石和淹没台地相泥晶灰岩更偏负。如果把后者的 $\delta^{18}\text{O}$ 值作为海水成因的基准 (埋藏地热效应引起 $\delta^{13}\text{C}$ 耗损), 那么细晶白云石超额的 $\delta^{18}\text{O}$ 的耗损, 应当指示了其形成溶液不全是地层中挤压出来的残余海水和孔

隙水,而是有 $\delta^{18}\text{O}$ 值低的溶液的混入。不过,它的 $\delta^{13}\text{C}$ 值(2.64‰—3.7‰)偏高,可能继承了原岩的碳同位素的特点,或后期与富 ^{13}C 的水溶液重新平衡的结果。(c)礁后滩相块状细晶白云岩的Sr含量低,仅0—80ppm。指示形成溶液的盐度很低。但Fe的含量(420—1400ppm)相对较高,阴极发光为暗红色,说明云化作用发生在有一定埋藏深度和还原的成岩环境。

上述特征用正常的埋藏云化作用(云化溶液来自地层中挤压出来的残余海水和高盐度的地下水)来解释是有困难的。但与淡水(混合水)云化作用的特点很相似。结合研究区的构造演化史,笔者推断这一期云化作用很可能与发育在中、上三叠系之间的区域不整合有关。波及整个扬子板块的构造运动,不仅改变了沉积、成岩环境,而且使中三叠以前的地层发生断裂。基底断层重新活动,成为溶液运移的良好通道。丰富的地表大气水,由于水头压力的驱动,沿着断裂带下渗;岩层中的残余海水,由于承压作用,尤其是构造应力的驱动,也容易运移到减压带;两种溶液发生混合,引起混合水云化作用(图2b)。研究区礁体的分布主要受同沉积断层的控制;同时,骨架礁组合的礁后滩相海底胶结作用和海水潜流胶结作用都不发育,到中埋藏阶段仍保持较高的孔隙度;因此,礁后滩相是上述混合水最活跃的场所,云化作用也最强烈。前已述及,这一期云化作用不仅发生在礁组合中,而且也出现在开阔台地相中,分布的广泛性为上述模式的建立提供了又一依据。云化作用的镁主要来源于地下水。

3. 中、粗晶白云石 主要是菱形中、粗晶白云石和马牙状白云石两种类型。特点是,自形程度高,洁净、透明,环带构造发育,晶粒200—700 μ ,常与粗、巨晶方解石共生,充填在溶孔、溶缝和裂隙中(图版1, 2, 3)这些裂隙、溶缝切穿原有的所有沉积、成岩组构。白云石具有从溶液中直接结晶、沉淀的特点,不具任何交代结构。晶间及残留孔隙中常充填沥青。本期白云石主要发育在第二成礁带的丰都太运骨架礁组合中,其次是利川见天坝的台缘镶边骨架礁组合中;就同一骨架礁而言,礁核相内最为发育,礁后滩相中次之;第三成礁带的障积点礁及开阔台地相中,此期白云石数量微不足道。

化学及物理分析的成因信息:(a) Sr的含量较高(310—360ppm),与其共生的粗、巨晶方解石的Sr含量(446—1240ppm)也高;同时,共生方解石的气液包体成分指示属于氯化钙型溶液,反映了形成溶液的盐度较高。Fe含量低(0—280ppm),但据岩石学包体温度等特征,可以否定地表成岩作用的可能性,仅反映了低Fe的形成溶液。(b)与这一类白云石共生的粗、巨晶方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ (-7.26‰—7.37‰)值比前两类白云石都更为偏负(表2),这一期白云石和方解石的包体均一温度达135—200 $^{\circ}\text{C}$,显然 ^{18}O 的耗损主要与形成温度高有关。(c)充填于溶孔中的这类白云石和方解石,从孔壁处的马牙状白云石晶体的内环带—外环带—溶孔中间的方解石,包体均一温度变化是:从200—150—135 $^{\circ}\text{C}$ 。可见溶液开始温度较高,然后逐渐冷却降低,这是热水成岩作用的有力证据。上文已提到,本期白云石的晶间孔和残余溶孔中常充填大量的沥青,且白云石有被沥青溶蚀现象,表明沥青是在本期白云石形成之后进入的。利用Lapatin的TTI指数方法来确定生油窗深度,可知只要生油层是三叠纪之前的地层,在石油的生成和运移阶段,长兴组地层的正常埋藏温度都不可能达到200 $^{\circ}\text{C}$ (超过140 $^{\circ}\text{C}$,油已向湿气转化),此外,本区三叠纪之后的地层均为陆相红层,不可能生油。所以白云石的形成温度高达200 $^{\circ}\text{C}$,用正常的埋藏地热增温来解释是有困难的。

综上所述,笔者认为这一期白云石的形成可能与深埋阶段上升热水的作用有关(图

2c)。长兴组地层经过早、中埋藏阶段的各种成岩作用，到深埋阶段，已经固结成岩，孔隙率和渗透率已大大降低。但是骨架礁核相，尤其是海底胶结作用不发育的台内骨架礁核相其裂隙和缝合线特别发育。深部热水沿断层等构造薄弱部位上升，运移到礁组合的这些裂隙和缝合线中，先发生溶解作用，相继结晶、沉淀白云石和方解石。此外，从表3可知这一类白云石及共生的方解石，Fe、Mn的含量都比较低，因此其形成溶液可能是下渗的大气水和地下水，经过深部的加温，然后再循环上升的。

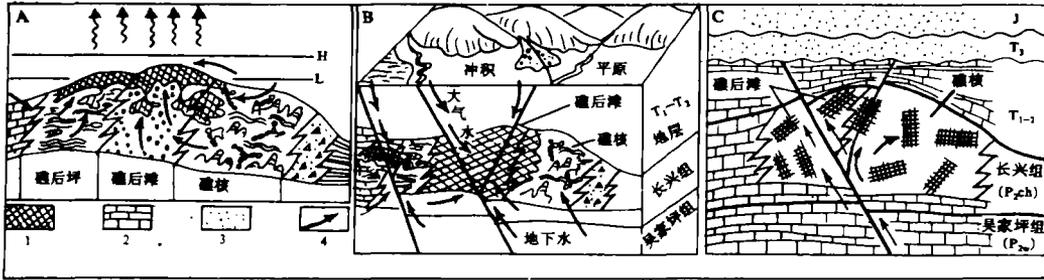


图2 白云石化模式：a 礁后滩、礁后坪的蒸发云化模式；
b 中埋藏期混合水云化模式；c 深埋藏期热水云化模式。

Fig. 2 Model of dolomitization

(二) 胶结作用

胶结物有6种基本类型(图3)。

类型	特征	类型	特征
	1. 纤维状亮晶与藻纹层相间排列，胶结物含较多杂质，不具阴极发光。		4. 透明长纤状，亮晶方解石，充填骨架孔中，发育三角形接触界面亮红色阴极发光。
	2. 等厚环边纤状亮晶方解石，环边厚30-50μ，杂质多，云雾状，不具阴极发光。		5. 透明长片状亮晶方解石晶体宽40-200μ，长200-500μ，扫动消光暗红色阴极发光。
	3. 干净，透明的针状亮晶方解石，晶体长40-60μ，阴极发光亮红色。		6. 干净，透明粗，巨晶方解石，不具阴极发光。

图3 川东、鄂西长兴组礁组合的胶结物类型

Fig. 3 Cement types of reefs in Changxing Formation.

1. 纤维状海底胶结物与兰绿藻纹层相间排列 充填在生物骨架孔隙中，有时海底胶结物与藻纹层相间排列的韵律多达4、5个。主要发育在台缘的镶边骨架礁组合中，台地内部的礁体几乎缺乏海底胶结作用；就台缘礁而言，礁核的外带海底胶结作用最发育，而礁核的内带及礁后滩相都不发育。说明海底胶结作用除了需要一定的水动能条件，用以泵吸大量的海水通过多孔的礁体系外，还要求有较陡的礁前斜坡以及沿斜坡上升的上涌流。

2. 纤状等厚环边胶结物 分布局限, 主要出现在礁后滩及礁基相中。在粒间孔内, 常作为第一世代的胶结物。多数已被微晶白云石选择交代, 厚始成分可能为文石。属于同生—早埋藏阶段海水潜流带的产物。

3. 透明针状胶结物 围绕着胶结物类型 1、2 生长, 构成胶结物的第二世代, 或沿着粒内孔、溶孔壁生长, 形成一个近等厚的亮圈。分布较广, 骨架礁核相和礁后滩相中都较常见。其晶形反映原始成分可能为高镁方解石。根据生成次序, 它应当是早埋藏阶段由孔隙水(正常海水)结晶沉淀而成的。

4. 透明长纤状胶结物 主要发育在骨架礁核相中。它是活跃的海水潜流带的产物(Longman, 1980), 形成于同生—早埋藏阶段。

5. 透明长叶片状胶结物 主要作为骨架礁核相的破裂角砾的胶结物, 或充填在 1、2 类结物填隙的残余孔隙中。后期又有被溶蚀并被中、粗晶白云石充填的现象。可见, 它形成于礁灰岩固结成岩并发生破裂之后, 深埋热水白云石形成之前, 属中埋藏阶段的产物。

6. 透明粗、巨晶方解石胶结物 与中、粗晶白云石紧密共生, 马牙状和菱形白云石常充填在溶孔、溶缝的边缘, 剩余空间充填粗、巨晶方解石(图版 I, 2)。它形成于深埋阶段, 与热水作用有关(见白云石部分)。

(三) 压溶与压裂作用

压溶与压裂作用最发育的是区内第二个成礁带的骨架礁核相, 其次为第一个成礁带的骨架礁核相, 第三个成礁带的障积点礁相对不发育。这种分布主要取决于岩石组构性质上的差异。第二个成礁带的骨架礁位于台地内部, 架间缺少海底胶结物, 主要充填灰泥。由于组构的抗压强度不同, 在埋藏过程, 骨架容易被压裂, 进而发育为缝合线; 第一个成礁带的镶边骨架礁; 架间海底胶结物很发育, 具有抗压实的作用, 因而埋藏压裂、压溶作用不如前者发育; 障积点礁不具备骨架结构, 灰泥支撑, 埋藏效应主要是压实, 不易产生大量的破裂隙和缝合线。裂隙与缝合线的发育程度直接影响着中、深埋藏阶段的其它成岩作用(云化作用、胶结作用、溶解作用)。

(四) 溶解作用与微卡斯特

溶解作用主要发生在中、深埋藏阶段。

1. 中埋藏阶段的溶解作用 主要沿低弯曲度的缝合线溶解, 溶缝被细晶白云石充填(图版 I, 4), 同时被深埋热水粗、巨晶方解石脉切割。区内的礁组合及台地相中均有这一期溶解作用。根据上述特征以及缝合线开始大量发育的埋藏深度(>500m), 可以推断溶解作用与细晶白云石的形成具有密切的成因联系, 即溶解作用可能与中三叠至上三叠的区域不整合面有关。大气水沿断裂带下渗, 并沿缝合线、裂隙发生溶解。

2. 深埋热水溶解作用——微卡斯特 沿裂隙和高弯曲度缝合线溶解, 并被热水成因的白云石和方解石充填。部分缝合线中充填的方解石, 表生期被选择溶解, 再现原有的微卡斯特面貌(图版 I, 5)。更有趣的是, 发现溶缝中的充填物, 上部是倒挂的钟乳状方解石晶体, 其中发育下垂的暗色杂质条带; 下部为干净的粗、巨晶方解石(图版 I, 6)。上述特征表明, 这一期溶解作用与热水成因的白云石、方解石的结晶沉淀作用, 是同一成因机制下相继发生两种成岩作用, 因此微卡斯特的形成与深埋阶段上升热水的作用有关。

热水微卡斯特主要发育在第二成礁带和第一成礁带的骨架礁组合中, 取决于原岩的裂隙和缝合线的发育程度。

三、成岩控制因素及成岩历史分析

从上述主要成岩作用的区域分布可知,成岩作用的主要控制因素包括两个方面:沉积相和构造部位。(1)相决定着礁体类型和原岩的孔隙率、渗透率,又直接决定了成岩的方式和历程。在同生—早埋藏阶段沉积相决定海底胶结作用和微晶云化作用的区域分布;中、深埋藏阶段沉积相主要影响原岩裂隙和缝合线的发育程度,进而影响混合水成岩作用和热水成岩作用。(2)区域构造运动,包括断裂活动和不整合面的形成,对成岩演化具有重要的影响。尤其是断裂活动,沉积期控制着礁体的形成与分布;中、深埋藏阶段,又作为混合水和上升热水的良好通道,促进了活跃的成岩作用。

四、成岩演化的油气信息

不同的礁体类型和沉积相带成岩演化有很大的差异,其储集性能也明显不同。

台缘镶边骨架礁组合(利川见天坝礁)的礁核相是海底胶结作用最活跃的相带,经海底胶结作用以及早埋藏阶段的海水潜流胶结作用,原始骨架孔隙基本上已消失。中埋藏期,裂隙和缝合线的形成、混合水溶解作用和云化作用产生的白云石晶间孔,使礁核相的孔隙系统有所改善;特别是深埋阶段,裂隙和缝合线进一步发育以及热水微卡斯特作用,对次生孔隙的形成做出了重要的贡献,使孔隙度增加到5—10%。但深埋阶段相继发生的热水白云石和方解石的结晶沉淀,又一次破坏了孔隙系统。最后的有效次生孔隙降低到<5%,但连通性好,主要是裂隙、缝合线、热水白云石和方解石的晶间孔、残留的热水溶孔和溶缝。这些孔隙充填着沥青,说明曾有油进入。

台内骨架礁组合(丰都太运礁)的礁核相,由于大量兰绿藻的缠结作用,并捕集灰泥,加上早埋藏期海水潜流胶结作用,原始骨架孔基本上已被充填。中、深埋藏阶段又发育了相当可观的次生孔隙。次生孔隙的形成方式与台缘礁核相相同,而且更为发育。尽管深埋阶段也遭到热水白云石和方解石胶结作用的破坏,但仍保留着可观的、连通性好的有效孔隙(>5%)。充填大量沥青的裂隙、缝合线、残留的热水溶孔和溶缝(图版I, 7、8)的存在,表明曾捕集过大量的油。

骨架礁组合(包括台缘和台内的骨架礁)的礁后滩相,缺乏海底胶结作用,虽然经过早埋藏期的海水潜流胶结作用,但中埋藏期仍保留着大量的粒间孔,为混合水的流通提供了条件,被彻底交代为块状白云岩并产生一定数量的晶间孔。块状白云岩又经过重结晶作用、热水白云石的次生加大作用以及热水方解石的充填作用,转变为致密的嵌晶结构,很少有沥青充填,不具储集意义。

障积礁组合(华蓥山一带的礁体)和开阔台地相的成岩方式很相近,主要表现为埋藏压实作用。中、深埋藏阶段的压裂和压溶作用、混合水和热水成岩作用都很微弱,缺少有效的次生孔隙,不具储集意义。

结 论

(1) 具有储集意义的有效孔隙是中、深埋藏阶段形成的次生孔隙。(2) 储集性能最佳的是台内的骨架礁, 次为台缘镶边骨架礁, 障积礁不具储集条件。骨架礁组合中, 最有利的储集相带是礁核相, 礁后滩相储集意义不大。

收稿日期: 1989年1月3日

参 考 文 献

- (1) 刘宝君, 1980, 沉积岩石学, 地质出版社。
- (2) 范嘉松等, 1982, 地质科学, 3期, 274—282页。
- (3) 曾允孚等, 1982, 矿物岩石, 3期, 1—20页。
- (4) Churnet H.G. and Misra K.C., 1981, Sed. Geol., V.30, p.173—194.
- (5) Friedman G.M., 1987, Sed. Geol., V.50, p.67—94.
- (6) Langman M.W., 1980, A A P G, V.64, No.4, p.461—487.
- (7) Machel H.G., 1986, Reef Diagenesis, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p.336—256.
- (8) Mattes B.W. and Mountjoy E.W., 1980, S.E.P.M., Special Publication, No.28, p.259—296.
- (9) Reed J.F., 1985, A A P G, V.69, No.1, p.1—21.
- (10) Schraeder J.H. and Purser B.H., 1987, Reef diagenesis, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- (11) Waples D.W., 1980, A A P G, V.64, No.6, p.916—926.

Diagenetic History and Reservoir Information of the Upper Permian Changxing Formation Calcisponge Reefs in Eastern Sichuan and Western Hubei

Chen Chengsheng Zhang Jiqing

(Chengdu Institute of Geology and mineral Resources)

Abstract

Calcisponge reefs are well developed in the Upper Permian Changxing Formation carbonate platform. The exposed reefs are mainly distributed along three belts: The first is located on the east margin of the platform and develops rimming framework reefs. The second is on the border of open and drowned platforms, mainly comprises longitudinal framework reefs. The third is composed of bafflestone point reefs located within the platform.

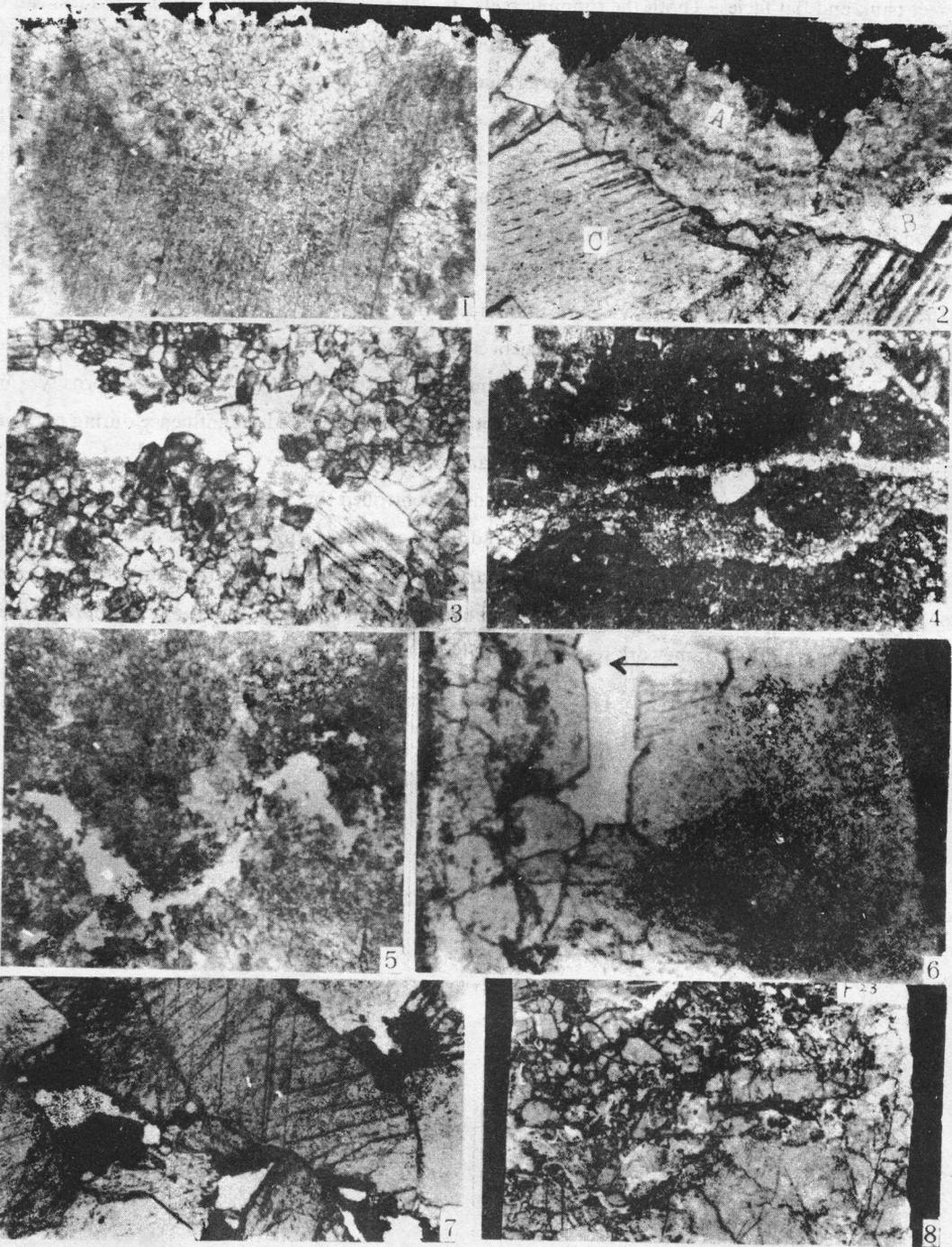
The framework reef complexes have undergone four diagenetic stages: (1) The depositional stage are mainly submarine cementation and blue-algae binding. The former is limited to the reef core facies, related to high water energy and upwelling current. The latter is well developed in the reef-core facies of the longitudinal or point framework reef complexes within the platform. (2) Submarine phreatic cementation

and evaporating dolomitization are the main diageneses of the early burial stage, mainly occurred in the back-reef bank and flat facies (both the rimming reefs and the reefs within the platform), and less can be found in the reef-core facies. (3) Mid-burial diagenesis closely related to the T_2 - T_3 regional surface of unconformity. Meteoric water mixed with underground water and caused dissolution and dolomitization. (4) Deep burial diageneses are cracking, microkarst, coarse dolomite and calcite cementation. The hydrothermal solution flown up and dissolved along crevices and stylolites (which were well developed), formed the microkarsts, and them hydrothermal dolomite and calcite filled in the microkarsts and crevices.

Secondary pores was well developed during the mid and deep-burial diagenetic stages caused by cracking, mixed water dissolution and dolomitization, and hydrothermal solution dissolution (microkarst), made the framework reef complexes be a significant oil reservoir.

The bafflestone point reefs contain very much calcic-mud, framework structure hadn't formed, compaction is the main diagenesis through early-and mid-burial stages. Because of the poor porosity, and few crevices and stylolites, the mixed water and hydrothermal solution have little influence during mid-and deep-burial stages, the bafflestone reefs are no significant oil reservoir.

The diagenesis of the reef complexes is obviously controlled by the sedimentary facies and the tectonics. The regional tectonic movement, faults and T_2 - T_3 unconformity surface, play an important part in mid-and deep-burial diagenesis. Syndimentary faults controlled the distribution of the reef complexes, and acted as the pathways of mixed water and hydrothermal solution at mid to deep-burial stages, so the active diagenesis of the framework reef complexes is closely related to the faults.



1. 细晶白云石蚕蚀海百合屑，海百合屑云化后，仍保持单晶结构， $\times 20$ ；2. A、海底胶结物，B、马牙状透明白云石，C、粗、巨晶方解石， $\times 20$ ；3. 环带状势水白云石沿细晶白云岩的溶缝充填， $\times 20$ ；4. 沿缝合线充填的细晶白云石， $\times 20$ ；5. 微卡斯特， $\times 20$ ；6. 倒挂的钟乳状方解石，含下垂杂质条带；下部为巨晶方解石，箭头指向上方， $\times 20$ ；7. 残余溶孔中充填沥青（黑色）， $\times 20$ ；8. 充填沥青（黑色）的裂隙和缝合线，原大。