

碳酸盐岩成岩作用与孔隙演化^①

王英华

(北京大学地质学系)

提要 在总结我国碳酸盐岩沉积和成岩基本特征的基础上, 阐明有利于孔隙形成的白云石化、去膏、去云化、淡水和埋藏溶解等作用, 以及破坏性成岩作用的特征和识别标志。成岩地质体是成岩环境的产物, 可根据成岩组构、地球化学和发光特征等加以鉴别。成岩模式是成岩组合、成岩特征和孔隙演化的总概括, 以滩相成岩模式展示了成岩相与孔隙的关系。

关键词 成岩地质体 成岩环境 成岩模式 孔隙演化

作者简介 王英华 男 59岁 教授 沉积学

我国是一个富碳酸盐岩的国家。碳酸盐岩的成岩作用直接控制了岩石中有机组分的转化, 决定了岩石中孔隙的形成、演化, 以及储集类型和规模, 因此碳酸盐岩较发育的国家, 无不重视成岩作用及储集层的研究。我国在这方面所取得的进展表明, 成岩作用的研究对沉积盆地含油气性预测、潜在储层评价和成岩圈闭油藏的勘探等方面均具有重要意义 (王英华等, 1991)。

一、碳酸盐岩成岩作用的基本特征

我国自元古代以来即广泛发育海相碳酸盐沉积, 但各地区发育历史差异较大。滇黔桂及扬子台地区海相碳酸盐沉积作用一直延续到上古生代; 华北地区则自奥陶纪以后因地壳抬升结束了海相沉积作用; 西部地区古生代也接受了大量的海相碳酸盐沉积。中生代, 特别是第三纪以来我国各地不同程度地发育了湖相碳酸盐沉积。由此看来, 多时代性发育应是我国碳酸盐沉积的一个基本特点。

地域辽阔、构造地质背景复杂决定了碳酸盐沉积环境的多变。台沟、台槽和台盆的不时出现常破坏台地的完整性 (关士聪等, 1984), 即使是较完整的华北台地也因多有台地点滩和滩间海的出现而使台地沉积相复杂化。南盘江地区上古生代深水盆地碎屑岩中的孤立台地、以及下扬子地区二叠系放射虫硅质岩相与台地相碳酸盐岩的岩相突变、多时代潮坪相碳酸盐岩的韵律性沉积和白云岩的广泛分布及近年来斜坡相和风暴沉积的深入研究 (刘宝君等, 1987; 孟祥化, 1986) 均表明我国碳酸盐岩具有成因多变、岩类复杂、成岩强度大、沉积相带稳定性差等基本特点。

在多期造山运动影响下, 早期的碳酸盐沉积物易于遭受多种成岩作用的改造, 各类性质和强度不同的成岩作用常叠加于沉积体而使之变为复杂的成岩体。成岩体组构、成分和孔渗性能等基本特点, 以及生、储、盖的组合及展布均受成岩作用控制, 据此可以认为碳酸盐岩潜在储层的时

^①国家自然科学基金资助项目

空展布和成岩油藏的形成是成岩事件的结果。

受造山运动所制约的成岩环境控制着成岩作用的类型、强度和成岩序列,台地、泻湖、礁、滩、斜坡和盆地相等不同沉积相的成岩序列各不相同。台地沉积的碳酸盐岩常常不同程度地具有近地表海水成岩特征,其后或因抬升而遭受到大气淡水成岩作用,并使成岩序列复杂化;如直接演化为深埋成岩环境,则表现为浅—深埋藏的正常成岩序列。较深水和深水沉积因沉积物缺乏早期大气淡水成岩改造而以压实破碎、变形、压溶、重结晶等简单成岩序列为主。

二、碳酸盐岩的成岩作用及其与孔隙演化的关系

碳酸盐岩沉积物多富于原生孔隙,但得以保存者较为罕见。我国碳酸盐岩多经成岩作用强烈改造,原生孔隙多被胶结物所充填,并以低孔隙、低渗透为基本特征,岩石中现存孔隙以次生成因为主。根据成岩作用对原生孔隙的影响和对次生孔隙、裂隙形成的控制,可将成岩作用概括为下列类型。

1. 有利孔隙形成和演化的成岩作用

(1) 白云石化作用

是我国各层位碳酸盐岩中最常见的成岩作用类型,其中准同生白云石化作用分布较为广泛。准同生白云石化是在干燥气候条件下,沉积物尚未完全脱离沉积水体时,即被富镁水体交代而形成的,常伴生膏盐化。此类白云岩多具晶间孔,孔径5—10 μm ,通道多为晶间缝隙(图版 I, 1)。准同生云化作用又可表现为颗粒沉积后、胶结成岩前的颗粒云化。云质颗粒(图版 I, 2)多被亮晶方解石胶结成岩,分洗不强则为泥晶填隙。准同生白云石晶形差、有序度低。阴极发光性随铁、泥质含量增高而更差,但混合水形成的云质颗粒除 $\delta^{13}\text{C}$ 多具负质外,常见浅棕色或桔黄色发光。

准同生后白云石化是沉积物脱离沉积水体或经历早期成岩作用之后所发生的一种交代作用。云化程度与孔隙的大小和数量有密切关系。白云石多为细晶,含量70—95%,部分可达99%。云化作用使原生沉积组构遭受破坏(图版 I, 2, 3),但在阴极发光镜下可部分得到恢复。统计发现,白云石含量60—85%时,其白云石晶间孔最为发育,孔隙的孔径亦较大(图版 I, 4)。当准同生后白云岩叠加有淋溶、硅化等作用时,以晶间孔为主的储层,可演化为晶间溶孔为主,岩石的渗透性亦随之明显改善(图版 I, 5)。由于准同生后云化作用机理多以回流渗透作用为主,因此,云化强度大,白云岩多具厚层—块状层。部分云斑灰岩和云泥质、泥云质条带,则是在埋藏成岩环境中经过压实作用,富镁水体局部富集或沿隔挡层横向运移交代灰岩的结果。

准同生后云化作用形成的白云石多呈半自形—自形晶,粉—中晶,晶体有序度高,并呈雾心亮边结构,晶间孔发育,连通性好。白云石的 $\delta^{13}\text{C}$ 多为低正值。在阴极光下,环带构造发育,发光性强(表1)。

埋藏云化主要以调整云化形成的白云石为主,并多分布于缝合线附近。在高温条件下,因压溶作用形成的富 Mg^{2+} 粒间水,以及在压实成岩过程中蒙脱石等粘土矿物转化为伊利石析出 Mg^{2+} 的作用均有利于白云石的形成。因此泥晶灰岩,泥晶泥质灰岩中容易发生埋藏云化作用,由此形成的白云石晶粒多较粗大,晶形完好,有序度高,常具雾心亮边,阴极光下昏暗或不发光,有时可呈浅紫—紫红色昏暗发光,并显示环带。

表 1 我国各时代白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 和发光特征

Tabl 1 Carbon and Oxygen isotope composition and cathodeluminescence characteretics of Dolomates in various geological period of China

样品名称	δ (PDB)		阴极发光特征	层位与产地
	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$		
云质鲕	-2.64	-2.73	发光环带较发育,砖红色	ϵ_{3g} , 内蒙乌海
粉晶白云岩	2.71	-6.62	雾心亮边式环带,玫瑰红色	ϵ_3 -O, 塔里木
泥粉晶白云岩	-0.97	-6.85	无环带,不发光	O_{2m}^1 , 山东洛南
残余内碎屑细晶白云岩	-0.98	-8.41	密集环带,桔红色	O_{1n} , 湖北宜昌
骨架孔内白云石	-2.43	-5.24	密集环带,桔红色—砖红色	O_{2h} , 湖北慈利
细晶白云岩	2.53	-7.62	密集细环带,桔红—桔黄色	D_{2d} , 广西桂林
云质核形石	1.03	-4.81	花瓣状环带,桔红色	C_{1d} , 广西贵县
海滩岩中白云石	-4.66	-5.29	—	Q_1 , 广西涠洲岛

埋藏云化一般难以形成大规模的白云岩层,而多以洞缝充填物形式出现,如新疆塔北地区上寒武统及下奥陶统丘里塔格组颗粒白云岩中埋藏云化以末世代粗晶白云岩胶结物分布于残余粒间孔或溶孔裂隙中;江苏及鄂西等地灯影组白云岩藻架孔隙中也常有粗晶或巨晶白云石分布,部分则具有异形白云石的特征。此类白云石的 $\delta^{18}\text{O}$ 为-8.15—15.58‰; $\delta^{13}\text{C}$ 为 0.62—1.40‰, 计算温度为 66—124℃。

埋藏云化常局部改变原岩结构,改善岩石的储集性,增加孔隙、裂隙的连通性,使成岩介质易于渗透。

(2) 溶解作用

碳酸盐岩的溶解作用对孔隙的形成和演化是至关重要的,溶解作用不仅直接形成铸模孔、粒间溶孔的溶洞,而且也经常形成溶蚀缝而改善岩石渗透率。

根据溶蚀组构的特征,可将溶蚀作用分为近地表溶解作用和埋藏溶解作用。近地表溶解作用包括早期大气淡水溶解作用、晚期大气淡水溶解作用和同生海水溶解作用;后者则主要是硬地条件下由于成岩介质的变化而导致的溶解作用,如区域地下水水面附近的不饱和溶解作用及深埋条件下,由有机脱羧作用产生 CO_2 的溶解作用。发生于碳酸盐补偿深度之下的同生海水溶解作用常沿沉积物边缘进行,使之具有港湾状边界,溶孔亦随之形成。湘西黔东寒武系车夫组、中下扬子区大冶群一般和奥陶系临湘组中常见此类溶孔(图版 I, 6、7)。

近地表溶解作用多数是大气淡水淋溶作用,早期成岩阶段形成组构选择性溶孔,如铸模孔、粒间或晶间溶孔等(图版 I, 5、8),非组构溶解则形成溶洞和溶缝等储集空间。晚期(表生成岩作用)大气淡水淋溶,使易溶组分如石膏、盐岩溶解,发生垮塌,形成角砾间孔以及溶洞。

区域地下水溶解作用是 CaCO_3 不饱和的地下水沿裂隙下渗,使岩石或半固结沉积物发生溶解,形成溶孔(洞)。在渗流带,这些孔隙的长轴方向多垂直层面,而在潜流带则顺层排列。华北地台蓟县系雾迷山组、中奥陶统马家沟组、中、下扬子区石炭系船山组、沉积间断面和二叠系

及三叠系的岩溶带中常见此类重要储集空间。如鄂尔多斯奥陶系风化岩溶带已构成世界级大气田的主要储层。

由于早期大气淡水成岩作用可形成以多种有效孔隙为主的良好储层,故正确识别大气淡水成岩相和圈定其展布是十分重要的。根据大气淡水成岩相的岩石学组构特征,胶结物的晶形、产状及其稳定碳、氧同位素、微量元素的含量和阴极发光特征等均可作为识别此类成岩作用的标志(表2),根据大气淡水作用带中岩石的碳、氧同位素均向负值滑移的规律,可以 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化曲线圈定溶解孔隙带(图1)。

表2 淡水成岩相碳酸盐岩的相标志

Table 2 Facies markers of carbonate that formed by fresh water diagenesis facies's Carbonates

产地	层位	样品名称	成岩环境	δ (PDB)		Sr / Ba	Fe / Mn	发光性
				$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$			
华北	3	胶结鲕粒的方解石	淡水渗流	-1.28	-7.13	1.21	46.21	均昏暗红光、偶有环带
		胶结“竹叶”的方解石	淡水渗流	-2.31	-8.07	0.54	27.50	极昏暗发光或不发光
	2	单晶鲕粒	淡水潜流	-0.18	-11.83			发光复杂、具环带
		亮晶鲕灰岩	淡水潜流	-1.12	-14.75	0.62	8.74	暗橙黄—昏暗
	O ₂	溶孔充填方解石	淡水潜流	-2.73	-4.81	1.82	10.44	不发光
		去云化灰岩	淡水潜流	-1.15	-6.33	0.02	29.51	
O	生屑铸模方解石	淡水潜流	-0.23	-6.86			不发光	
	去云化云质灰岩	淡水潜流	-0.07	-7.49	0.81	27.11	昏暗棕色	
新奥	Z ₂	藻架孔内方解石	淡水潜流	-0.14	-5.27	1.43	22.40	不发光
		亮晶核形石白云岩	淡水潜流	-2.51	-7.51	1.70	104.83	昏暗或不发光
	1	粒状方解石胶结物	淡水潜流	-0.66	-9.73	0.44	46.55	浅黄、桔黄色环带发育
		共轴增生方解石	淡水潜流	-2.02	-6.80	1.54	39.07	橙黄色或昏暗发光
	O	粒间粗粒方解石	淡水潜流	-0.49	-7.06	1.03	82.08	亮黄色、环带发育或不发光
		刃状胶结颗粒	淡水潜流	-0.66	-5.47			黄色、橙黄色或浑浊弱发光
C	粒间叶片状方解石	淡水潜流	-0.82	-6.13	0.63	66.06		
	粒间刃状方解石	淡水潜流	-1.40	-7.25	0.77	78.71	橙黄色、黄色	
滇黔桂	D	共轴增生方解石	淡水潜流	0.22	-4.48			暗黄色亮黄镶边
		礁孔隙内粗粒方解石	淡水潜流	-1.17	-7.27			

80年代以来,通过成岩作用研究碳酸盐岩储集性所取得的重要进展就是埋藏溶蚀孔隙的发现并为油气资源深部勘探提供了重要依据。深埋溶蚀作用多为非组构性溶解,它不仅破坏和溶蚀沉积期形成的组构;同时也溶蚀埋藏前形成的成岩组构,其结果则导致岩石具一定的储集性能,在埋藏孔隙的沟通下,岩石的渗透性亦将改善。

目前普遍认为,深埋溶蚀作用的发生除与压力和温度随埋深增高有关外,与热演化过程中排烃作用关系更为密切。因为方解石的溶解度多随压力增高而加大,但不足以补偿其随温度增高而溶解度降低的绝对值,然而有机质转化为油气时,由于去羧基作用能生成一定数量的 CO_2 和

H₂O, 其所构成的酸性溶液对碳酸盐矿物有较强的溶解能力。

此外, 岩石中分散的有机碳, 经埋藏水解, 亦可形成 CO₂, 形成局部酸性成岩环境, 导致埋藏溶蚀作用发生。埋藏次生溶孔中的沥青, 以及各时代富有机质和碳质岩石易于出现此类成岩作用等均可支持上述埋藏溶蚀机理。由于埋藏溶蚀孔隙多为油前孔隙, 研究其形成过程又可将有机演化与储集空间的保存条件相结合, 故意义重大。

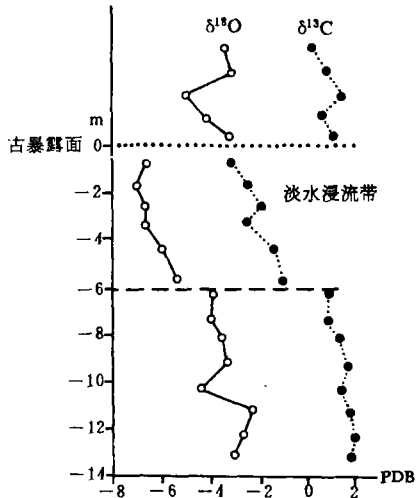


图1 北京斋堂张夏组鲕粒灰岩中淡水渗流带和海水潜流带的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$
Fig. 1 Carbon and Oxygen isotope Composition of dresh water vadose zone and sea water phreatic zone in oolitic Limestones from the Zhangxia formation in Zhaitang, Beijing

埋藏溶孔大小不一, 形态各异, 其产状亦多有一定规律。新疆柯坪地区上丘里塔格群鹰山组石灰岩埋藏溶孔小者 1—3mm, 大者孔径为 1—2cm, 岩石面孔率高达 15—20%, 最高可达 30% 左右; 但在中扬子区, 破坏胶结物的溶孔以 0.02—0.15mm 为多见。综合比较雾迷山组、灯影组、敖溪组、三游洞组、府君山组、马家沟组、大埔组、青龙群 (大冶组)、飞仙关组各类白云岩的埋藏溶解作用后, 不难发现, 细晶和粗粉晶白云岩中的埋藏溶孔远较泥粉晶云岩发育, 其孔径可达 0.05—2mm, 鄂西三游洞组粗粉晶白云岩的面孔率为 5—15%。

溶蚀孔缝常沿白云石或重结晶方解石晶面缝隙和缝合线或构造微裂隙发育, 形成定向排列的椭圆形或不规则的串珠状溶孔、溶洞或溶缝, 其中常见铁方解石、铁白云石、石英、伊利石、绿泥石等胶结、成岩矿物, 有时为沥青所充填。中下扬子区和新疆塔北地区各时代埋藏胶结物分析表明, 铁方解石或铁白云石具有晶出晚、晶粒粗、波状消光、 $\delta^{13}\text{C}$ 呈低正值、 $\delta^{18}\text{O}$ 具中或高负值、发光性一般较差等特征。其埋藏温度经计算和利用包体温测试均在 60—150℃ 之间, 相对

埋深不小于 1500—3000m 之间。

由于埋藏溶蚀作用的研究为油气深部勘探开拓了新的领域, 故国内外无不迅速地开展了这一方面的研究。我国碳酸盐岩时代多较古老, 多数都有较为复杂的埋藏演化历史, 因而加强埋藏成岩作用的研究也是石油地质和岩石学家的重要任务之一。

(3) 去膏化、去白云石化作用

由于淡水的去膏化作用, 使成岩介质中富 SO_4^{2-} , 作用于白云石则形成易溶的 MgSO_4 和沉淀的 CaCO_3 。因此去膏化多与去云化作用紧密伴生。去膏化作用形成石膏晶体铸模孔, 进而可演化为膏模溶孔和溶洞。鄂尔多斯地区马家沟组五段膏质白云岩即因去膏化作用使之成为该区主要气层 (图 2)。

轻度的去云化可导致白云石晶模孔的形成, 其面孔率虽可达 3% 以上, 但连通性一般较差; 强烈去云化作用常形成由半自形、它形不等粒方解石镶嵌排布的次生灰岩, 其孔、渗性均较差。

(4) 泥晶化、碎裂和压溶作用

因生物作用而形成的泥晶套具有加固颗粒、抗压实和保护颗粒铸模孔隙的作用。在浅埋藏、

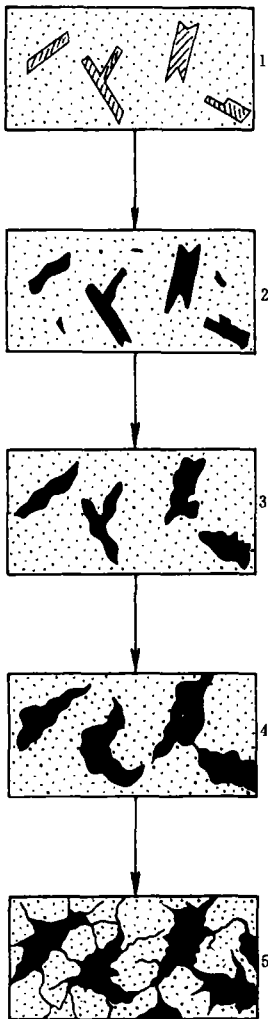
中埋藏环境中，碳酸盐颗粒易于产生压实、碎裂作用，一些刚性颗粒，如鲕粒、生物屑等易于通过脱壳、碎裂而增大岩石的孔隙，与之相伴生的成岩微裂隙常能改善岩石的渗透性。岩石中的压溶作用较为普遍，其强度可随埋深加大而不断增强，并表现为缝合线类型、振幅和开放程度之不同。近年来，石油地质学界在研究储层时密切关注缝合线、微裂隙和埋藏溶孔的共生关系，这对正确评价埋藏成岩作用与岩石潜在储集性能和关系是十分重要的。

2.不利孔隙保存和演化的成岩作用

在碳酸盐岩成岩作用中，不少成岩作用不利于原生孔隙的保存，岩石的孔渗性能多随这些作用的加强而不断降低。

压实作用可使沉积物紧密嵌合，导致原生粒间空隙急剧消失而不利于储层的形成。

碳酸盐岩的胶结作用依成岩环境之不同而类型繁多，多世代胶结作用的发育是碳酸盐岩成岩作用的基本特征之一。通常第一世代的胶结物可固结颗粒、抗压实而部分保存原生粒间孔隙。如：海水环境下，等厚环边纤（柱）状胶结物、粒状胶结物，以及淡水渗流环境下，重力型胶结、触点新月型胶结（图版 I，9）渗滤粉砂等成岩组构发育，均可保留部分原生孔隙；但淡水潜流环境下的等轴状胶结、叶片状等厚环边胶结物共轴增生胶结（图版 I，10）等，常使原生孔隙全部消失。在阴极发光镜下，淡水渗流胶结物不发光或昏暗发光，淡水潜流胶结物则以不发光与明亮发光的环带交替出现为特征，有时为强烈发光。二者的 $\delta^{13}C$ 多为低负值。



1-含膏质白云岩；2-去膏化形成的膏模孔；
3-溶解作用形成的膏模溶孔；4-溶洞；
5-具网状洞缝的膏溶角砾岩

图2 鄂尔多斯奥陶系古岩溶带中
地去膏化作用形成的储层

Fig. 2 Reservoir formed by disgypsification in ancient Karst zone from Ordovician System of Ordos

埋藏环境下的胶结充填作用主要表现为充填孔隙的铁方解石、白云石和粘土矿物、石英、黄铁矿等自生矿物。铁方解石或白云石的 $\delta^{13}C$ 多大于 0 而呈低正值， $\delta^{18}O$ 则逐向高负值迁移。同位素记录温度较高，可达 70-150℃；气液二相包体爆破温度 65-130℃。阴极发光呈昏暗或不发光。粘土矿物主要为伊利石及少量 I/S 混层矿物。

沉积期后的重结晶作用早在不稳定矿物如文石、高镁方解石等向低镁方解石转变时，即已开始。随埋藏深度的加大、温度压力的不断增高，重结晶作用亦不断增强，并明显地破坏原始组构

特征,使岩石具它形、半自形不等粒镶嵌结构。原生孔隙多被破坏,而晶间孔隙亦不发育,因此,重结晶作用是不利于孔隙保存和形成的。岩石中常见的“斑状亮晶”除组构选择重结晶成因外,亦有混合水环境下不均匀重结晶形成的。后者多叠加有不同程度的溶解作用,局部可有晶间溶孔形成,但因其连通性差而不具储集意义。

破坏孔隙的成岩作用还应包括那些破坏早期储油孔隙的压实碎裂作用,它们虽然形成新的孔隙,但是这些孔隙对原有的封闭条件或原储盖组合起破坏作用,因此不利于油气保存。

综上所述不难看出,建设孔隙性成岩作用可形成储集空间,而破坏孔隙的成岩作用则可形成隔档层。不同成岩作用相匹配,可形成良好的储盖组合,构成成岩圈闭。

三、成岩环境、成岩模式与孔隙的演化

1.成岩环境

由于成岩作用无不与粒间溶液有关,故而朗曼根据粒间溶液的性质划分的海水(渗流、潜流)、大气淡水(渗流、潜流)、混合水及埋藏水等成岩环境多被用来研究成岩作用组合、孔隙形成与演化(Longman, 1980)。我国碳酸盐岩的成岩环境较为复杂,在多期造山运动控制下,不少成岩地质体如华北地台寒武系滩相鲕粒灰岩,在经历了早期海水胶结后多有大气淡水淋溶、埋藏重结晶和抬升后的岩溶作用叠加;一些海进层序的开阔海沉积物则多经海水胶结后,直接进入埋藏环境,并叠加压实、变形,破碎、压溶、重结晶和埋藏溶解等成岩作用。由此看来,多种成岩环境导致成岩改造作用较为复杂,岩石的孔隙类型和规模亦随不同成岩环境的变迁而演化。

在准同生成岩阶段,即沉积物尚未脱离上覆水体时,海底或湖底的成岩作用集中表现在沉积物表层或颗粒表面,由生物作用(如藻钻孔)引起的泥晶化可形成泥晶套,它具有保护颗粒铸模孔和粒间溶孔的作用(图版I, 8)。

第一世代胶结物的出现加强了颗粒支撑作用,并通过抗压实、破碎而保存粒间孔隙,但亦可同时发生铸模孔和粒内孔的充填作用而降低岩石孔隙度。大气淡水环境中,这种胶结物以刃状、等轴粒状为主,或以共轴增生胶结形式出现。海水环境中,一世代胶结物以纤状为主并呈环边或栉壳状产出。二、三世代胶结物的出现可使粒间孔隙全部消失,典型的二、三世代淡水、混合水胶结物以刃状、叶片状和粒状为主。低Sr、Mn、高Fe、Ba、 $\delta^{13}\text{C}$ 具负值、发光差为其识别标志;海水胶结物呈柱状、板状和粒状,Sr、Mn含量与沉积物相近, $\delta^{13}\text{C}$ 多为低正值。一世代纤状方解石不发光,二、三世代可具昏暗或环带发光。

由第一世代胶结作用而得以保存部分粒间孔隙的储层,在新疆库鲁塔格石炭系、苏皖地区下奥陶统、石炭系、二叠系、三叠系、贵州、四川三叠系;湖南、广西的中泥盆统,以及华北地台寒武系、奥陶系的滩、礁相和潮道沉积颗粒灰(云)岩中均有分布。

经初期胶结的碳酸盐岩,易受混合水或咸化海水,经泵吸或回流渗透作用而发生白云石化,岩石的孔隙类型亦随之演化为晶间孔。当淡水溶解作用叠加时,晶间孔发育为晶间溶孔或溶洞,其储集性亦随之更好。贵州铜仁中寒武统敖溪组白云岩中扁平溶洞的大量出现,及其中沥青的分布显示了古油藏的存在。

淡水成岩环境中易发生的去云化,可使次生方解石具白云石菱面体假象;也可形成晶模孔或溶洞。鄂尔多斯地区马家沟组白云岩去云化的结果使天然气的储集空间由晶间孔、晶间溶孔演化为洞缝型储集层。

中、晚期成岩阶段的成岩作用多发生于埋藏成岩环境中。埋藏环境以随埋深加大温度升高、

静压增大和排烃作用强、以及生物作用基本消失为特征。压实、埋藏胶结和充填作用、重结晶作用的叠加虽不利于各类孔隙的保存，但成岩裂隙的发育，伴随排烃作用发生的埋藏溶解作用仍能为油气提供一定的储集空间。

埋藏成岩环境的识别标志除岩石组构特征，如明显地压实、变形破碎，以及由不同程度重结晶作用形成的残余晶粒结构或晶粒结构的岩石外，胶结充填作用多形成不具世代的镶嵌粗粒方解石。此类晶体边界平直、解理弯曲，双晶错断现象常见，有时表现为连生胶结。作为胶结物或溶洞充填及埋藏云化的白云石多呈透明、洁净自形晶粒产生，或以粗粒、它形、甚至畸形（鞍状）出现。它们多具弯曲边缘和波状消光或异常干涉色等特征。受 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 浓度的带状分布影响，埋藏白云石多具棕红或桔红和暗褐色的环带发光。埋藏成岩作用常导致岩石中 Fe、Mn、Co、Cr、Ni 含量增高，Sr/Ba 值大于淡水而小于海水成岩产物。埋藏环境中，各种成岩组构的 $\delta^{13}C$ 均为低正值，而 $\delta^{18}O$ 则多具高负值。岩石中镜质体反射率 (R^0) 多在 1.5% 左右，包体测温数据表明，白云石的形成温度多在 50℃ 之上，最高可达 210℃；方解石则居 50—130℃ 之间。

2. 成岩模式及孔隙演化

成岩模式就是对成岩作用演化序列、成岩作用组合、成岩组构特征和标志，以及孔隙形成和演化规律的总结和概括，并多以模式图表示。一个好的模式图应能用来解释同类沉积—成岩区的成岩机理、阐明成岩地质体基本特征、预测孔隙类型和评价成岩地质体的储集能力。

成岩作用是在沉积作用基础上进行的，成岩环境则是继承沉积环境自然演化的结果。因此，不同沉积相的成岩演化历史也有很大的区别。例如，通过我国中下扬子区、华北地台、西南地台、和湖泊碳酸盐岩滩相成岩作用的研究可提出其成岩模式（图 3）。

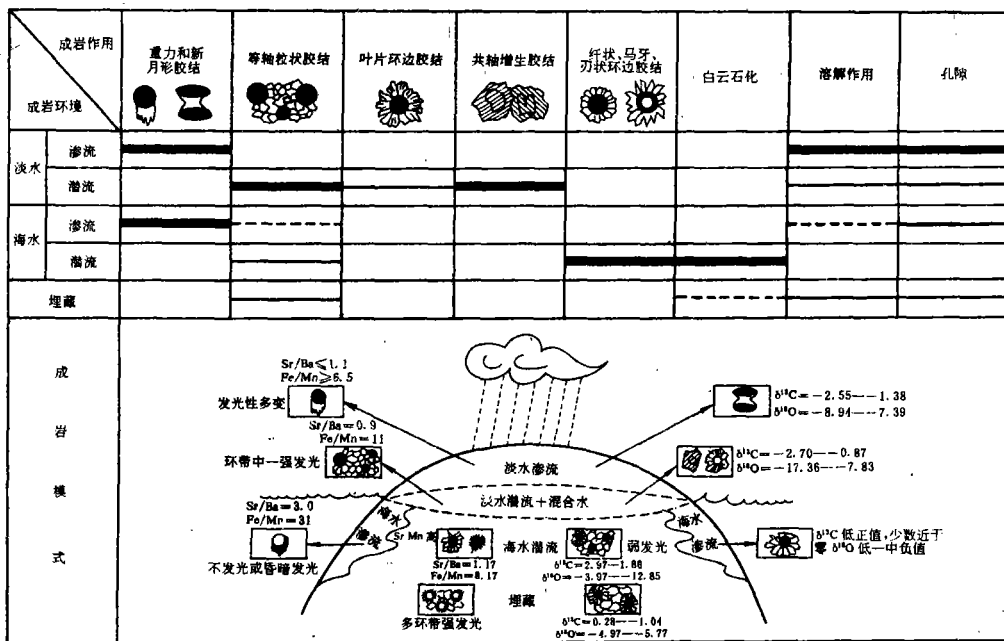


图 3 颗粒滩相碳酸盐岩的成岩模式

Fig. 3 Diagenesis model of grains shoal facies carbonates

根据这一成岩模式中所展示的成岩标志, 应不难判断滩相沉积物最易发生的成岩环境, 在此基础上可进而预测孔隙的类型和演化, 评价滩相成岩体的储集潜力, 为油气资源或固体矿产的勘探提供地质依据。

参 考 文 献

- (1) 王英华等, 1991, 中下扬子区海相碳酸盐岩成岩作用研究, 科技文献出版社。
- (2) 关士聪等, 1984, 中国海陆变迁, 海城沉积相与油气, 科学出版社。
- (3) 刘宝君等, 1987, 沉积学报, 5 卷, 2 期, 1-16 页。
- (4) 孟祥化等, 1986, 沉积学报, 4 卷, 4 期, 1-18 页。
- (5) Longman, M.W., 1980, AAPG. V.64, No.4, p.461-487.
- (6) Solomon, S.T., 1989, Sed. V.36, No.3, p.399-418.

Carbonate Diagenesis and Porosity Evolution

Wang Yinghua

(Department of Geology, Peking University)

Abstract

Carbonate deposition of China is characterized by multiages, multi-environments and multi-rock types. Under the influence of multi-orogenies, diagenetic environments are variable, superimposition of diagenesis is evident, diagenetic assemblage is complicated, and meteoric fresh water and burial diagenesis that closely related with the concentration of oil and gas are extremely common. Detailed studies of diagenetic terrains' features, diagenetic assemblage, and diagenetic models of different times will be benefit to the prediction of oil-generating, storage and cover.

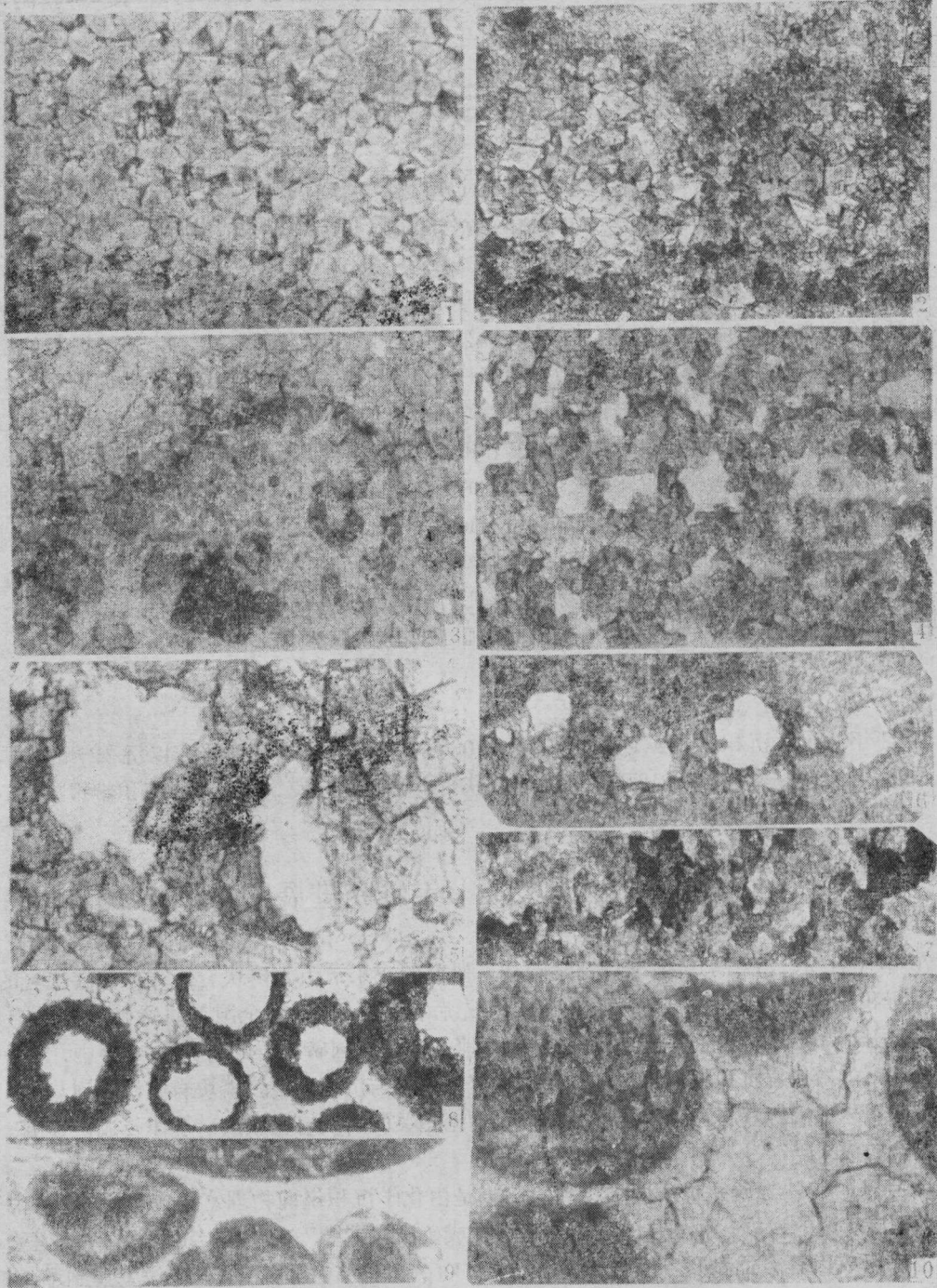
Of all the diagenesis, fresh water dissolution, burial dissolution, dolomitization, first-generation cementation, degypsification, dedolomitization are diagenesis that protect or form various porosities. With the constraints of these diagenesis, secondary solution opening and cave, intergranular pore, intercrystal pore or intercrystal solution opening, solution fissure, etc. could be evolved in the rocks. The compaction, cementation, recrystallization and burial infilling in the rocks are unfavourable to the conservation of primary porosities and the formation of secondary porosities.

According to low content of trace element, such Sr and Mn, low negative $\delta^{13}\text{C}$, poor cathodoluminescence and fabric of rocks, meteoric fresh water diagenetic environments can be defined, and hence, the marine, mixed-water and burial diagenetic environments can be differentiated. Different diagenetic environments are characterized by different diagenetic sequence and diagenetic assemblage. Types of porosities and reservoiring performance of rocks are also controlled evidently by diagenetic environments.

Based on characteristics of rocks, minerals, geochemistry of trace elements and marks of isotopic geochemistries stable carbon and oxygen, as well as cathodoluminescence of textural component, etc. of the diagenetic terrain, different diagenesis and their evolution extent can be differentiated. This paper take beach facies as an example, suggest a diagenetic model of beach facies on the basis of synthesized diagenesis

of different kinds of shoal deposition and porosity evolution history. This model summarized rock fabrics, diagenesis, porosity types and identifying remarks, etc. and reflect the processes of diagenetic evolution of shoal deposition and reservoiring space formation.

Diagenetic model can be used to elaborate diagenetic evolution stages and patterns of any sedimentary body, demonstrate the diagenetic assemblage, porosity types, reservoiring performance of rocks, and to analyse diagenetic environment and deep study the diagenetic facies. At the same time, it can also be used to enlarge the feild of oil and gas exploration, and to predict diagenetic trap and to evaluate potential reservoir.



1. 细粉晶白云岩, 晶间孔较发育。临汾, O_{1L} , $\times 60$, 单偏光。2. 早期云化的云质鲕, 粒内具晶间孔, 北京, ϵ_{27} , $\times 30$, 单偏光。3. 残余砾屑白云岩, 白云石沿砾屑边缘交代, 叠加的硅化使砾屑形态更为清晰。峰峰 O_{1L} , $\times 50$, 单偏光。4. 细晶白云岩, 多角形晶间孔发育, 面孔率 18%。宜昌, ϵ_{36} , $\times 35$, 单偏光。5. 细中晶白云岩, 示晶间溶孔。鄂尔多斯地区, O_{2m} , $\times 25$, 单偏光。6. 沿缝合线埋藏溶解形成的溶洞和晶模孔, 贵州铜仁, ϵ_{2n} , $\times 30$, 单偏光。7. 埋藏溶解导致缝合线扩大为溶缝, 串珠状溶洞亦同时形成, 塔里木, O_1 , $\times 28$, 正交。8. 鲕粒泥晶套保护了铸模孔, 泸州, T_{1d} , $\times 60$, 单偏光。9. 一代新月胶结, 支撑颗粒并形成粒间孔隙, 安庆, T_{1d} , $\times 40$, 单偏光。10. 纤状、细柱状和粒状多世代胶结导致原生粒间孔消失。湖北, T_{1d} , $\times 40$, 单偏光。