

某些颗粒灰岩的成岩环境 标志和成岩序次

余素玉 苏南茂

(中国地质大学)

一、前 言

追溯至 19 世纪,首次将成岩作用术语引入文献要推 Moresby(1835)和 Gumbel(1868),后经 Walther(1894)及其后很多学者研究才得以广泛使用。而有关碳酸盐成岩作用的专题研究仅是三十多年的历史。开始是成岩阶段分析,侧重在“时间”上研究成岩作用。本世纪五十年代以后,随着开展大量现代碳酸盐沉积工作,对碳酸盐矿物学和流体化学研究的日益深入,才从“空间”变化和分布上讨论碳酸盐成岩作用,即进行成岩环境研究。

Illing(1954)研究巴哈马群岛海滩岩的胶结作用时,发现它们的胶结是在暴露地表条件下发生的;Friedman(1964)提出了有关大气下成岩作用概念。于是大陆成岩环境这个概念首先树立起来,紧接还进一步研究了该环境的鉴定特征(包括稳定同位素证据)。随后一些研究者也注意到海底成岩环境的研究,例如 Gevirtz 和 Friedman(1966)发现红海底碳酸盐沉积物中有纤维状文石胶结物。Buthurst(1964, 1966)也注意到泥晶化作用是在海底条件下出现的。直到七十年代初,由于改进了海底研究方法和手段,海底成岩环境的研究才有明显进展。与此同时还开始了深海成岩环境和地下成岩环境的探索。

70 年代至今,建立了展示各种环境特征(或标志)及其在空间上分布规律的碳酸盐成岩环境模式(表 1、表 2)。1980 年 Longman 进入深入的研究,提出浅海碳酸盐成岩环境因海平面逐渐下降—上升发生变化或经历,认为如果产生在每种成岩环境中的可识别的结构没有严重改变早期的结构,就可确定成岩序次。随之,可提供预测碳酸盐岩孔隙趋势的线索。当今该项研究领域的核心仍是:成岩环境模式和成岩序次在古代碳酸盐岩中如何建立和应用的问题。

表 1 成岩环境划分对比表

Table 1 The classification of diagenetic environments

Fairbrige (1966)	同生成岩作用带	表生成岩作用带	变生成岩作用带	
Bathurst (1971)	海底成岩环境	大气成岩环境	深地壳成岩环境	
Blatt 等 (1972)	海底成岩环境	地表渗流带和地下浅处成岩环境	地下深处成岩环境	
Folk (1973)	海底成岩环境 (潮间、潮下、礁、深海)	大气成岩环境(渗流、潜流)	地下成岩环境	
Loucks (1977)	海洋成岩环境	大气和混合带成岩环境	区域地下水流动成岩环境 深地下成岩环境	
Burgess (1979)	海底成岩环境	大陆成岩环境	*地下成岩环境	
Longman (1980)	海水潜流带	淡水渗流带 淡水潜流带 淡水—海水混合潜流带	深地下成岩环境	
强子同, 郭一华 (1980)	海底成岩环境 (潮间、浅海、礁、深海)	混合带 大陆成岩环境 (大气渗流和大气潜流)	区域地下水成岩环境 (活跃、停滞)	深埋藏成岩环境
笔者(1985)	海底成岩环境 (潮间、潮下、礁、深海)	大气成岩环境 { 淡水渗流带 淡水潜流带 淡水—海水混合带	浅埋成岩环境	深埋成岩环境

二、唐山地区张夏组鲕粒灰岩 成岩环境模式和成岩序次

该区张夏组鲕粒灰岩总厚 86.5m, 全组可分成三段: 中上段中一厚层状的鲕粒灰岩占该段总厚近半, 常与薄层微晶灰岩、云纹灰岩互层, 往上尚见与云斑灰岩过渡, 夹较少页岩。下段鲕粒灰岩呈中厚层状, 夹于薄层微晶灰岩和页岩之中, 页岩较多, 鲕粒灰岩量约占下段总厚的 $\frac{1}{3} - \frac{1}{4}$ 。按这类灰岩沉积特征(表 3)分析, 张夏组下段属潮下泻湖和低潮间坪沉积, 中上段则为高潮间坪沉积。据其垂向沉积层序特征, 张夏组总的是一海退过程, 自下而上为潮下泻湖—低潮间坪—高潮间坪序列(图 1)。

表 2 各成岩环境标志对比表

Table 2 Comparison of the evidences of diagenetic environments

成岩环境类型		成 岩 环 境 标 志				
		胶结特征	白云石及其它碳酸盐矿物特征	共轴生长	泥晶化特征	其它
海底成岩环境		呈等厚纤维状环边结构,横切面为多边形,彼此缝合状接触,(在古代岩石中仍保留)	纤维状方解石中出现微晶由白云包体(调整白云化作用而成)沉积物中均为文石和高镁方解石	①共轴生长边上有藻菌钻孔 ②棘屑共轴生长呈嵌晶结构,而其它颗粒有压实 ③介形虫的部分共轴生长	生物碎屑、内碎屑及其它颗粒形成保存原始形态的泥晶套,未泥晶化部分易溶形成粒内孔或被充填	胶结物含镁高、含铁低,富含 C 和 O 重同位素全岩: +0.475‰ $\delta^{13}\text{C}$ -0.75‰ $\delta^{18}\text{O}$
大气成岩环境	淡水渗流带	①呈新月形和悬垂状(或重力形)胶结结构后者有一定的定向性。 ②在颗粒周围呈细小均匀的菱面体镶边。	均为无铁低镁方解石	定向性共轴生长,但不发育。	罕见	具渗流豆粒和粉砂,近土壤带: -4.0—8.0‰ $\delta^{13}\text{C}$ -3.0—4.0‰ $\delta^{18}\text{O}$
	淡水潜流带	①呈较大的镶嵌状亮晶方解石胶结物 ②在上述细粒胶结物后的叶片状方解石胶结物		棘屑均匀地向外共轴生长,加大部分无泥晶化现象。 最发育		胶结物含高镁或缺铁胶结物: +3.0‰ $\delta^{13}\text{C}$ -2.0‰ $\delta^{18}\text{O}$
	淡水—海水混合带	在淡水末端的混合带同淡水潜流带在海水末端的混合带同海水潜流带(即海底成岩环境)	混合白云石化形成自形透明的白云石,内咸外淡,故外较内透明			
地下成岩环境		①具直线形接触的粒状亮晶方解石胶结物粗粒 ②连生结构	白云石粗,自形透明均好,铁方解石胶结物常见			低镁高铁形成缝合线并伴生铁白云石和铁方解石

在上述海退型沉积模式基础上,依据不同段鲕粒灰岩残存的各成岩环境标志,可知中上段鲕粒沉积物在经历短暂的海底成岩环境后,随即进入淡水-海水混合带和大气渗流-潜流带(因海平面逐渐下降),故海水潜流(海底)标志不发育、泥晶套薄,而后两带标志明显,可见:

表 3 唐山地区张夏组鲕粒灰岩沉积特征

Table 3 Sedimentary features of oolitic limestones in the Zhangxia Formation in the Tangshan area

沉积特征 \ 层位	下 段	中 上 段
鲕粒灰岩 和变化	放射鲕和同心放射鲕,前者粒径<0.8mm,含量较多;后者>0.8mm—1.37mm,较少。连生鲕少见,鲕粒云化较弱。	放射鲕(细径)为主,同心,放射鲕少见。连生鲕较常见,单晶和多晶鲕较多,鲕粒云化较常见。
沉积构造	具粗细鲕构成的递变层理以及鲕富集显示的水平层理。递变层底部常含条砾状内碎屑及顺层排列有时分叉或断续分布的泥灰质条带。	下部见递变层,且含少量条砾状内碎屑,往上未见。仍见条带,分布不均匀,但顺层排列。有的条砾棱角状,且在下层见虫孔及溶孔。
海绿石	常见,高含量可达8%,有的碎屑状海绿石略显层状富集。生物内模状海绿石较多,有的较完整(介形虫、三叶虫状内模),有的常与鲕粒同径。还有团粒状海绿石与之共生。	少见,一般含量1%左右。生物内模状和碎屑状海绿石共生,前者较少且较破碎,有的完全是碎屑状海绿石。一般分布于填隙物微晶基质之中。
化石组合及 其它颗粒	三叶虫较多,半自形,常呈碎条状他形。海百合茎常见,个别含量到10%。其次有介形虫和双壳类碎片。尚见表附藻。条砾状内碎屑较多,呈凸镜体或较集中分布在该段底部层位,往上也有出现。	三叶虫呈碎条状,海百合茎明显减少,介形虫亦少见。有较大的双壳类碎壳,可见泥晶套。有表附藻,局部有柱状叠层石,但不发育。
填隙物	微晶为主,常混有石英细粉砂,可能部分为渗流粉砂。局部有亮晶方解石胶结物。	微晶为主,混入少量细粉砂,可能有少量渗流粉砂。较多的亮晶方解石胶结物,有的亮晶呈栉壳状。
共生的岩石	鲕粒灰岩下伏常是紫色页岩,其上则是较薄的含少量化石的微晶灰岩,再上又是紫色页岩。页岩较厚可达2m,单层鲕粒灰岩厚0.4—0.5m	鲕粒灰岩单层厚度较大,可至1—5m,中夹较多薄层的微晶灰岩,上部为云条、云纹及云斑灰岩。

(一)出现的单晶鲕和多晶鲕在阴极发光显微镜下未见原始的同心-放射状组构,而为锯齿状不规则边缘,所显示的方解石发光颜色(桔红色)稍深于内部方解石颜色(偏桔黄色)。据此,它们应为充填鲕,表明溶解文石和沉淀低镁方解石的作用明显(图2)。

(二)可见细粒环边方解石胶结物和重力型及新月型胶结物,尚见渗流粉砂。

(三)鲕粒白云化强烈,已成云化鲕,但胶结物无云化影响,表明胶结作用前,鲕粒曾遭受混合白云化作用。形成的白云石晶粒较粗,自形程度高,有雾心,说明由内向外海水逐渐淡化。

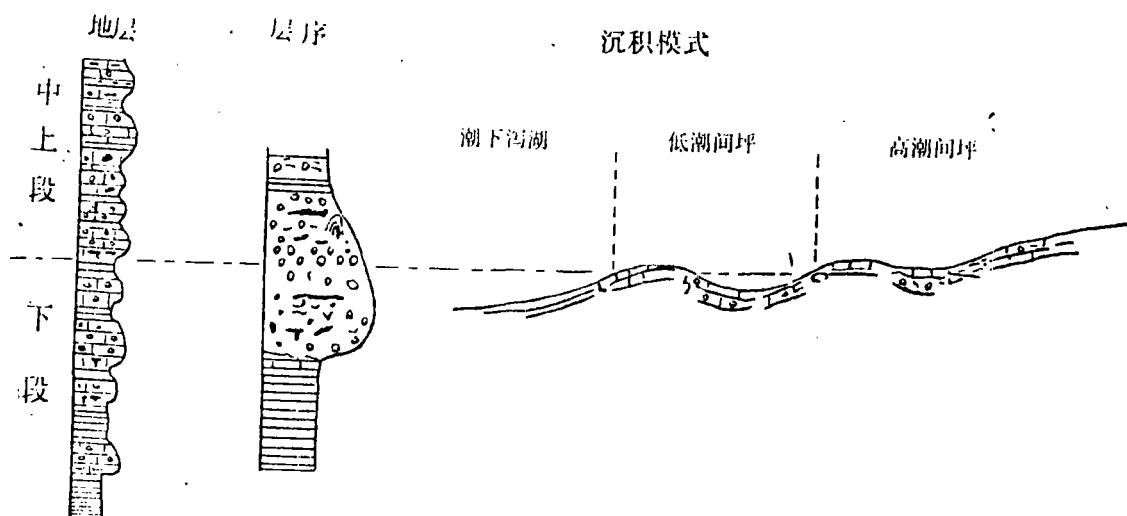


图 1 唐山地区张夏组沉积层序图

Fig. 1. Sedimentary sequence in the Zhangxia Formation in the Tangshan area.

(四)某些鲕粒灰岩上突然多见虫孔和溶孔以及不平整的表面,甚至其上见较暗色的棱角状内碎屑,显示间歇性露出水面的淡水渗流带和海水潜流带(潮间海底面成岩环境)交替的特点,可能为古海滩岩。

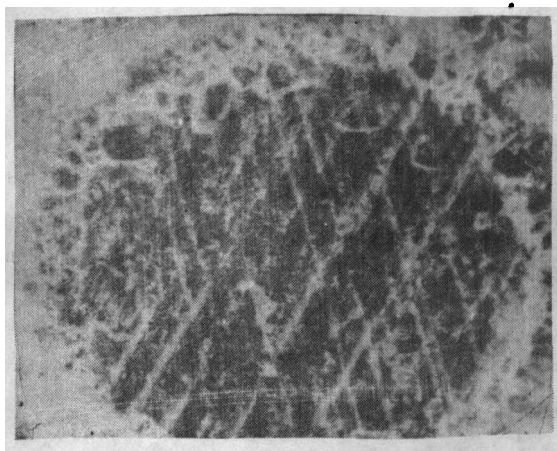


图 2 单晶鲕状和周边特征图边缘呈锯齿状,颜色较深,张夏组中上段,单偏光,鲕粒直径 1.8mm。

Fig. 2. The shape and peripheral features of a single-crystal ooid which is dark-coloured and zigzag on its edges. The diameter is 1.8 mm. Plane-polarized light. The upper and middle members of the Zhangxia Formation.

由于海面上升以及地壳下降,中上段鲕粒灰岩又经历了淡水潜流带和地下成岩环境,其证据有:

(一)棘屑加大较发育且无定向性,呈对隙或周边加大,边缘无泥晶化现象。

(二)在单晶或多晶充填鲕石间生成叶片状方解石胶结物,重结晶呈叶轮状的放射鲕亦是如此。这些方解石胶结物在孔隙内为锯齿状接触,剩余孔隙(在中心)又被中一粗晶方解石充填,后者可能是地下成岩环境的产物(图 3)。

(三)单晶充填鲕局部白云石化,可能经地下混合白云石化作用形成。有的可见缝合线,为地下深埋环境压溶的产物。



图3 放射鲕的胶结特点,张夏组中上段、单偏光,下方具泥团核心的放射鲕直径=0.9mm

Fig. 3. Characteristics of cementation of radial ooids. The radial ooids with muddy cores in the lower part of the diagram are 0.9 mm in diameter. Plane-polarized light. The upper and middle members of the Zhangxia Formation.

张夏组下段鲕粒灰岩因海退露水面经受短期大气淡水作用后,很快被高潮间坪沉积物覆盖。加之离海平面较近,时有向岸海水进入,淡水标志并不发育,如充填鲕极少见、鲕粒白云石化微弱、渗流粉砂也少,亮晶方解石较为少见。其内较多微晶基质,由于淡水冲洗镁套的作用微弱,在岩石中很多仍呈 $<4\mu\text{m}$ 的泥晶状,少部分重结晶成微亮晶(图4)。

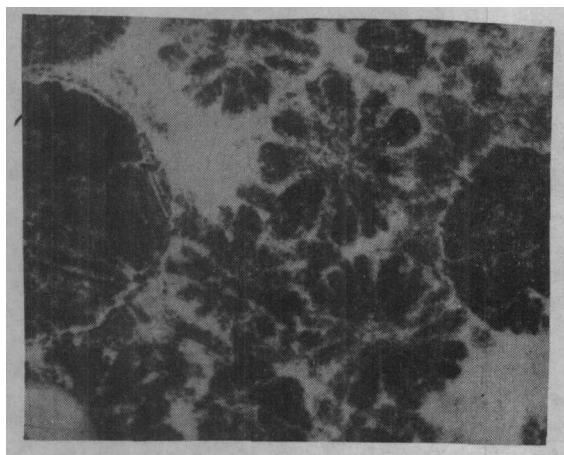


图4 鲕粒孔隙内的泥晶基质张夏组下段,单偏光,最小鲕粒直径=0.5mm

Fig. 4. Micritic matrix in the pores of ooid. The minimum ooid is 0.5 mm in diameter. Plane-polarized light. The lower member of the Zhangxia Formation.

综上所述,本区张夏组鲕粒灰岩自下而上为海退沉积层序。分别处于高、低潮间坪的鲕粒灰岩从沉积到成岩,经历的成岩环境即成岩序次很不相同。现今显现的成岩结构,实际上是叠加了各带留下的“痕迹”,故在不同段鲕粒灰岩内,因成岩序次差异造成的“痕迹”都可以预测或验证的。按图5所示,左方分别是海退条件下高、低潮间坪(或中上段及下段)的成岩序次和成岩模式,显示的“痕迹”,与上述的证据接近。右方则是海进前提下同是高、低潮间坪沉积物的成岩序次和成岩模式。由于它们将不经历或短暂经受大气成岩环境的流体化学作用,因而长期连续处于海底成岩环境,所以留下的海水潜流标志,例如泥晶厚套和铸型、未见充填鲕、具等厚环边的纤维状方解石胶结物以及棘屑共轴生长有藻菌钻孔等,是明显和发育的。此外,本区未出

现海进层序,因此沉积期间虽有短暂水进也不足以留下上述“痕迹”。

按 Longman(1980)研究,成岩序次与孔隙演化的关系极为密切。他曾指出,在海退条件下,近岸浅海沉积的典型成岩序次随着沉积物经历的海水潜流(即海底成岩环境)—淡水潜流带—淡水渗流带,之后又因海平面上升又经历海水潜流带,原生孔隙度在上述过程中自 45% 逐渐降低。但在进入文石不饱和带而发生改变后的淡水潜流环境,由于淋滤作用可以产生次生孔隙,可使已下降至 10% 的孔隙率增到 20%。因此,对碳酸盐岩进行储集性能的研究,必须进行成岩环境及成岩序次分析。

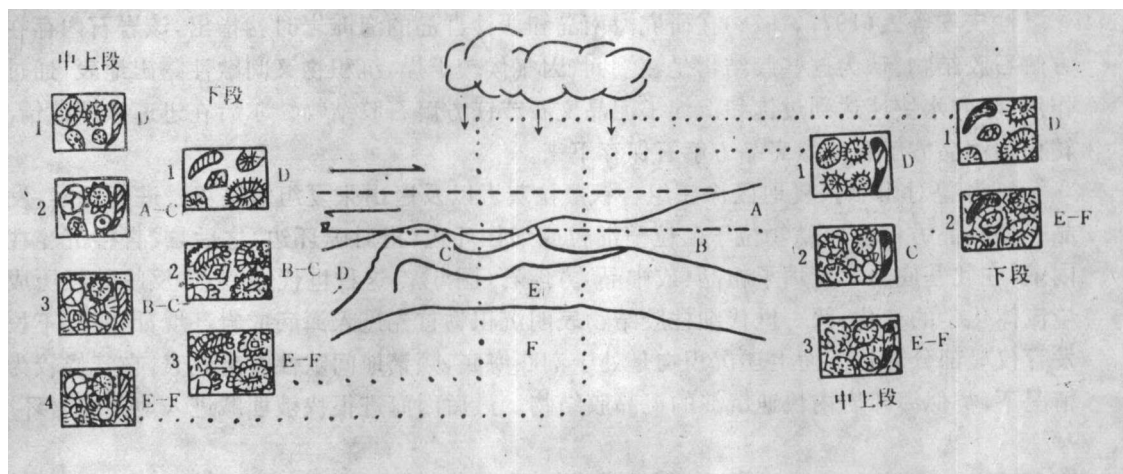


图 5 唐山地区张夏组鲕粒灰岩成岩环境模式和成岩序次

- | | | |
|-------|-----------|----------------|
| →海进方向 | A—淡水渗流带 | D—海底成岩环境或海水潜流带 |
| ←海退方向 | B—淡水潜流带 | E—区域地下水带 |
| | C—海水淡水混合带 | F—深埋带 |
| | | } 地下成岩环境 |

Fig. 5. A model for diagenetic environments and diagenetic sequences of oolitic limestones in the Zhangxia Formation in the Tangshan area.

→Transgression direction; ←Regression direction.

A=the vadose zone of fresh water; B=the phreatic zone of fresh water;

C=the mixed zone of seawater and fresh water;

D=submarine diagenetic environments or the phreatic zone of seawater;

E=regional groundwater zones } subsurface diagenetic environments.

F=deeply-buried zones

三、泥晶方解石胶结物的形成 及其与泥晶基质的鉴别

自 Folk(1959)将碎屑岩结构引入碳酸盐岩提出碳酸盐岩成因分类以后,便对颗粒碳酸盐岩中泥晶(或微晶)方解石基质给予了足够的重视。这种泥晶方解石一般小于 $4\mu\text{m}$,电子显微镜下呈大小不均匀的晶体。晶间界线可以是平直的、弯曲的、不规则或缝合线状的。1962 年他又

提出结构图谱,认为这些泥晶基质含量能反映环境水流的扰动程度,随着扰动增强,泥晶基质含量减少,关于以泥晶方解石基质(或灰泥基质)反映环境水流能量的形式有两种:1. 亮晶/灰; 2. 颗粒/灰泥(即粒基比)。除福克最初分类应用以外,Dunham 也以此作为划分泥支撑和颗粒支撑的依据;Leighton 和 Pendexfen 等人分别以粒基比 9:1、1:1 以及 1:9 对岩石进行命名;还有 Plumley(1962)等人以颗粒/灰泥的比值定量,作为环境水流强度的能量指数。

随着研究不断深入,研究者发现泥晶方解石不尽然是反映水流冲洗弱的机械混入物,它们既可以与渗流粉砂一起带入粒间,又可作为成岩早期较快速沉淀的胶结物,此外尚见其因藻类粘结作用而被捕获和固定在颗粒间。

沙庆安等人(1977,1978)在研究海南岛和西沙群岛的海滩岩时就指出,该岩石内存在泥晶方解石胶结物。认为这些胶结物是在潮间,因气候较干燥,沉积物又间歇性露出地表,通过蒸发作用,隙间水快速达到过饱和和沉淀了泥晶文石或镁方解石胶结物。尔后在迅速被埋藏情况下,转化为泥晶方解石或微亮晶方解石保存下来。

笔者曾对山东张夏地区徐庄组含铁鲕粒灰岩以及唐山张夏组鲕粒灰岩进行观察,发现泥晶—微亮晶方解石胶结物位于鲕粒壁细粒或细柱环边(指对隙环边)之后,或直接沉淀在孔隙内壁,在此基底上又充填了粗晶(或中晶)方解石(图 6)。这种世代性特点,反映其经历成岩环境流体化学的变化,第一世代细柱胶结物表明沉积物首先进入海底成岩环境,因时间不长不甚发育仅显部分环边。而上述沉积物是处于潮底海底,频繁地间歇性露出地表,在气候较为干燥情况下,类似海滩岩内快速沉淀的泥晶胶结物。最后因海进很快被埋藏进入地下成岩环境。

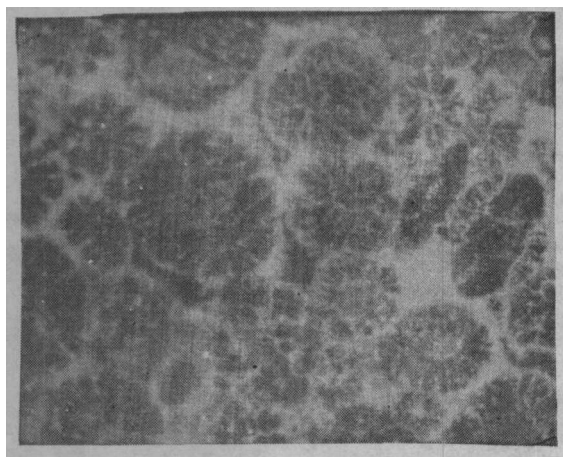


图 6 具泥晶方解石胶结物的鲕粒灰岩。

泥晶向孔隙中心见亮晶方解石充填(右半部明显),张夏组中上段,单偏光,右方最大放射鲕直径=1.3 mm

Fig. 6. Oolitic limestones with micritic calcite cement.

The micrite is filled with sparry calcite towards the centre of the pores (especially in the right half). The maximum radial ooid on the right of the figure is 1.3 mm in diameter. Plane-polarized light. The upper and middle members of the Zhangxia Formation.

1986年苏南茂曾对广西涠州岛进行过短期考查。初步观察到,这里的海滩岩主要分布在岛北部潮间带到潮上带,从下后背塘—北港—大沙滩连续分布,最宽达500 m 左右(北港),最厚达6 m(横岭)。但在潜水面之下50 cm 左右。沉积物仍然是疏松的,南部的炮岭—西拱手的潮间岩受海水侵蚀仅有少量残留,呈断续分布。

涠州岛海滩岩组份有陆屑、生屑和泥晶及亮晶胶结物。陆屑主要是长石、石英和玄武岩屑。碎屑粒径>2 mm,玄武岩砾石可达5 cm,一般在2—4 mm,分选较好,但磨圆次圆—一次棱角状。生物碎屑主要是珊瑚、双壳类、棘皮、苔藓以及有孔虫等。生屑大小在2—50 mm(多数),个别珊瑚碎屑可达10 cm 以上。在同一层内,分层较好,磨蚀较强烈。以上这些造礁和喜礁生物均来自

岛四周的现代珊瑚礁体。海滩岩胶结物有亮晶方解石和泥晶(文石仰方解石类待进一步测定)。岩石呈颗粒支撑,接触式及孔隙式,上述沉积一般已硬结,成为当地建筑石料的基本来源。该岛碳酸盐沉积物的胶结作用具明显分带性:潮下带基本没有进行胶结;潮间带沉积物的胶结物是泥晶碳酸盐矿物(以蕉坑海滩岩剖面为代表);而潮上的胶结物几乎全是亮晶方解石(以横岭剖面和北港剖面为代表)。

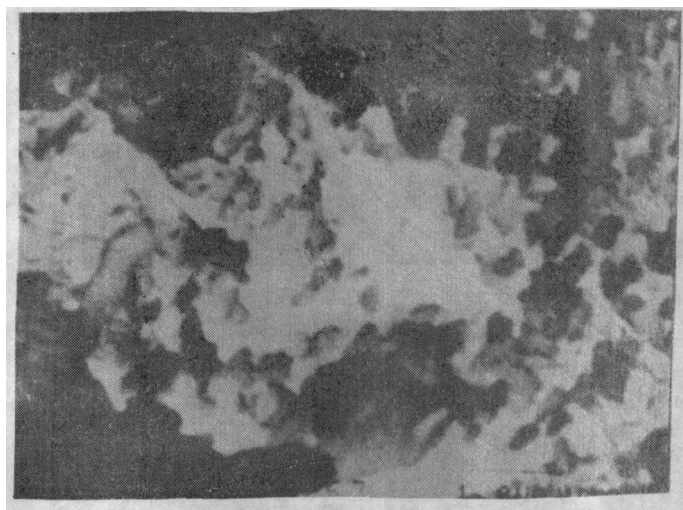


图7 泥晶胶结物形状

泥晶呈半自形粒状,粒径仅为 $0.4-0.6\mu\text{m}$,扫描电子显微镜照片,蕉坑潮间带,H—1, $\times 3000$ 。

Fig. 7. SEMP of micritic cements.

The micrites with a grain size range from 0.4 to $0.6\mu\text{m}$ are subhedral and granular. H—1, $\times 3000$. Jiaokeng intertidal zone.

潮间带内的泥晶胶结物在扫描电子显微镜下呈半自形粒状,粒径仅为 $0.4-0.6\mu\text{m}$ (图7)。其产出形式有三种:①在颗粒表面呈薄环边,厚度近等,孔隙连通;②断续厚环边式,孔隙边缘较平滑(图8);③泥晶填满孔隙,呈孔隙式胶结。此外,在生物空腔内也出现同样的胶结特征。潮上带的亮晶方解石胶结物,晶粒大小 $0.5-1.5\text{mm}$,接触—孔隙式,在颗粒表面偶见残留的泥晶胶结物。上述特征表明潮间带形成的泥晶胶结物,因海平面下降进入潮上,在淡水作用下大部分不稳定的文石或镁方解石溶解,尔后沉淀亮晶方解石。据此,在海退系列中潮间形成的泥晶胶结物难以保存,只有在海进条件下,已被泥晶胶结的岩石较快速埋藏,泥晶文石或镁方解石经新生变形作用缓慢转化成泥晶或微亮晶方解石,并保存其特出特点。

综上所述,泥晶方解石胶结物在近地表成岩环境或近岸潮间岩中确实存在,而且可以保存在岩石内。因此,以泥晶方解石含量作为水流能量准则就要慎重,这里必须进行泥晶基质和胶结物的鉴别工作。

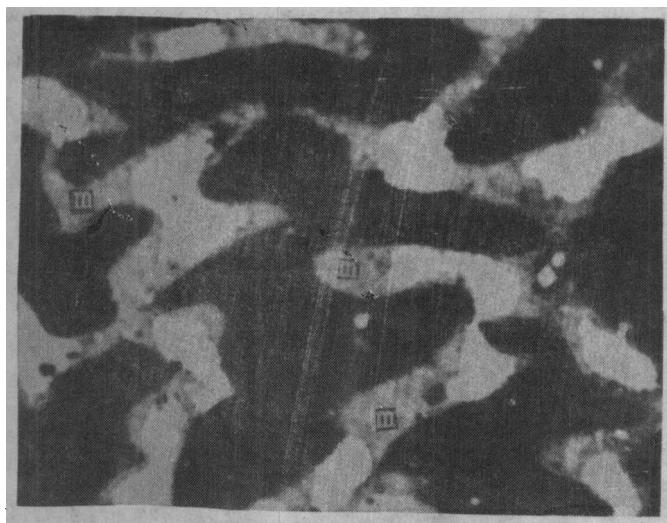


图8 位于珊瑚砂之间的泥晶胶结物(m)

黑色为残余孔隙、未充填。蕉坑潮间带, H—3, 正交偏光, 中倍镜(10×5)

Fig. 8. Micritic cements within coral sand (m).

The black indicates relict pores, unfilled. H—3, 10×5 Cross-polarized light.

经初步观察,它们之间可能存在以下差异。

泥晶方解石的胶结物与基质的差异

A. 泥晶方解石胶结物	B. 泥晶方解石基质
a. 泥晶较均一,极少混入粉屑;呈半自形晶粒状;孔隙—接触式,少见基底式,岩石呈颗粒支架。 b. 纯化学成因的胶结物有机质少或无;生物成因的胶结物,在泥晶中可见藻菌成因的丝状物(近黑色) c. 产出特点: Ⅰ. 环边式,近等厚连续或断续,向中心有剩余孔隙 Ⅱ. 有世代性,可位于第一期栉壳之后或直接沿内壁分布;在近居中的剩余孔隙中又可充填亮晶方解,其与泥晶胶结物界线平滑,晶粒较粗无逐渐过渡现象; Ⅲ. 全为泥晶胶结物充填的孔隙式; Ⅳ. 在机械充填的基质之外有文石针环边,再外沉淀泥晶胶结物; d. 同位素值可能: $+4.75\text{‰} \delta^{13}\text{C}$ $-0.75\text{‰} \delta^{18}\text{O}$ e. 保存在海进系列的岩石中。	a. 泥晶不均一,混入较多粉屑(如陆屑和生屑);呈碎屑状他形;填隙—基底式,呈泥支架。 b. 泥晶中有机质少—多(潮下多)丝状物偶见。 c. 产出特点: Ⅰ. 常见“基底式”或“示底式” Ⅱ. 未见世代性,常重结晶成微亮晶,或不变; Ⅲ. 也见孔隙式,再按以上其它特征区别。 d. 同位素值得知 e. 海进、海退系列中都有。

关于这些区别的图解可见图9,图示符号与上述对比说明一致。

A. 泥晶方解石胶结物

B. 泥晶方解石基质

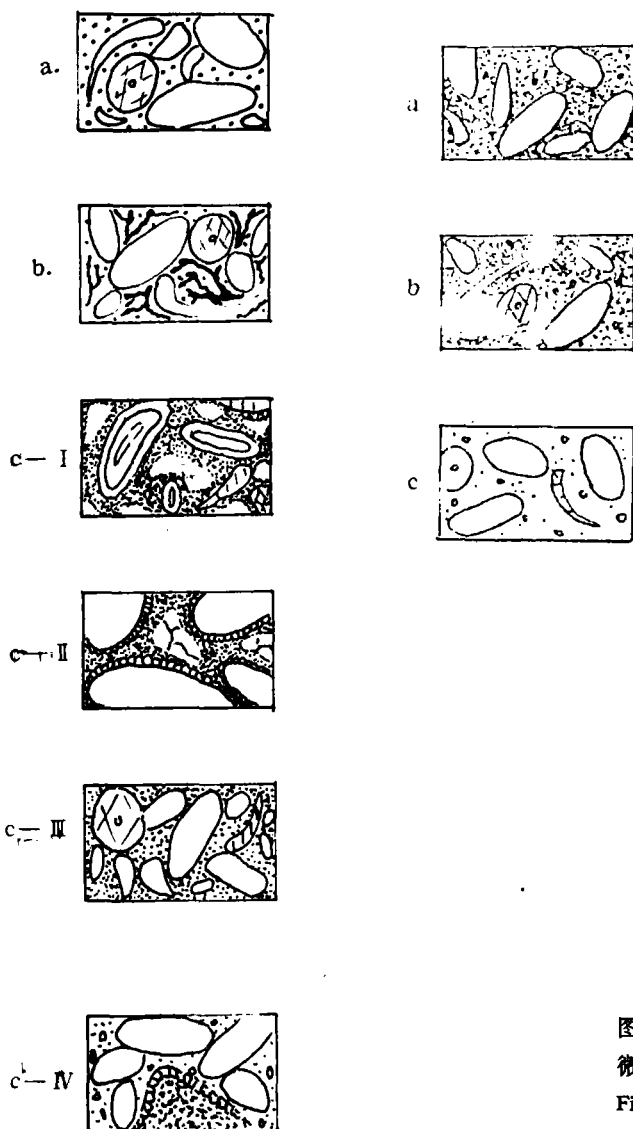


图9. 泥晶胶结物和基质
微观特征示意对比图

Fig. 9. Schematic diagrams
illustrating microfeatures of
micritic cement and matrix.

存在问题

1. 关于成岩序次与油气储集性关系的研究,尚待进一步实践和深化;
2. 在颗粒碳酸盐岩中泥晶方解石胶结物和基质的鉴别还不够全面,地化方面区别特征有待进一步测试证实。

主 要 参 考 文 献

1. 沙庆安等人, 1981, 西沙群岛和海南岛现代和全新世海相碳酸盐岩的成岩作用——兼谈海相表成(海相浅成)灰岩及其意义, 沉积岩石学研究——论文集, P. 231, 科学出版社。
2. 余素玉等人, 1987, 河北唐山地区中寒武统张夏组鲕粒灰岩的岩石学研究, 地球科学——中国地质大学学报, 第十二卷, 第三期。
3. 曾允孚, 夏文杰, 1987, 沉积岩石学, 地质出版社。
4. Blatt H, 1972, 沉积岩成因, 中译本(1978), P. 135—136, 科学出版社。
5. Mark, W. Longman, 1980, 近地表成岩环境的碳酸盐成岩结构, 天然气勘探和开发, 1981。
6. Robin G. C. Bathurst, 1971, 碳酸盐沉积物及其成岩作用, 中译本(1977), 科学出版社。
7. J. A. BEIER, 1985, Diagenesis of Quaternary Bahamian Beachrock: Petrographic and Isotopic evidence, Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 55, No. 5, September. 1985.

The Evidences of Diagenetic Environments and Diagenetic Sequences of Grainstones

Yu Suyu Su Nanmao

(China University of Geology)

Abstract

This paper deals mainly with oolitic limestones in the Zhangxia Formation in the Tangshan area and other places. On the basis of the evidences of diagenetic environments such as characteristics of cementation, the occurrence of dolomites, syntarial overgrowth of euhedral grains and micritization, it has been proposed that diagenetic sequences of the grain sediments differ with distinct sedimentary microenvironments, resulting in the occurrence of predictable superimposed diagenetic evidences and the understanding of the evolutionary law of the porosity. It is emphasized in the latter part of the paper that the grain cements are not only restricted to sparry calcite but also include the micritic cements in nearshore environments. The microfeatures represented by both of them are obviously distinct.