

湖北宜昌地区下奥陶统碳酸盐岩成岩作用

王宝清 俞惠隆 林克湘

(江汉石油学院, 湖北沙市)

湖北宜昌地区下奥陶统以碳酸盐岩沉积为主, 成岩作用主要有胶结、压实、泥晶化、新生变形、硅化、溶解和白云石化作用, 以胶结作用和白云石化作用最为广泛。成岩环境为淡水渗流带、淡水潜流带、淡水-海水混合带、海水潜流带与埋藏带。大多数成岩变化发生于淡水潜流带和混合带。

关键词 阴极发光 同位素 成岩作用 碳酸盐岩 下奥陶统

第一作者简介 王宝清 男 47岁 讲师 沉积学

碳酸盐沉积物极易发生化学变化, 往往为重塑其成岩历史造成了困难。然而碳酸盐岩中的孔洞是油气和许多金属矿产聚集的场所。人们为了发现孔、洞的分布规律, 常致力于研究碳酸盐岩的成岩历史。

由于现代科学技术的进步, 除了用常规的偏光显微镜研究碳酸盐岩的成岩作用外, 本文还研究了碳酸盐岩的阴极发光性质, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值。这些方法的使用可以加深人们对于碳酸盐沉积物(岩)成岩作用过程的认识。

一、地层和沉积环境

本文所研究的样品采自湖北宜昌黄花场。地层的划分按曾庆奎等所提出的划分方案^[1]。下奥陶统从下往上包括西陵峡组、南津关组、分乡组、红花园组、大湾组和牯牛潭组。各组间及与下伏层上寒武统三游洞群白云岩及上覆层上奥陶统庙坡组页岩均为整合接触。下奥陶统以灰岩为主, 仅上部夹有少量页岩, 含丰富的三叶虫、笔石、腕足类、瓣鳃类、苔藓虫、棘皮类、介形虫、鹦鹉螺和钙藻等生物化石(图1)。

根据 Tucker 模式^[2], 总的沉积环境为碳酸盐台地——陆表海。在碳酸盐台地上有一些高能浅水沙滩(生物介屑滩, 砂屑滩和鲕粒滩), 中能的潮沟、潮汐通道, 以及低能的潮坪、潮下低能带、深水潮下带等亚环境。

高能浅水碳酸盐沙滩以各种类型的亮晶颗粒灰岩和交错层理为特征。颗粒包括砾屑、砂屑、生物碎屑(图版 I-4, 5)、鲕粒(图版 I-5, II-5)及团粒(图版 I-2)等。交错层理有冲洗层理(图版 I-1), 板状交错层理(图版 I-2)及人字形交错层理等。碳酸盐台地中的低能环境主要发育泥晶灰岩和水平层理。

西陵峡组、南津关组和分乡组即下奥陶统的下部是以滩相为主的高能沉积, 夹潮沟、潮

汐通道、潮坪、潮下带中-低能的沉积。下奥陶统的上部，红花园组、大湾组、牯牛潭组以开阔台地的潮下低能沉积为主，夹有少量潮下高能带沉积。如图1所示，从下奥陶统的下部到上部沉积环境演化的总趋势是海水逐渐加深，由以高能环境为主变为以低能环境为主。

二、成岩作用

发生于宜昌地区早奥陶世碳酸盐岩的成岩作用主要有胶结作用、压实作用、泥晶化作用、新生变形作用、硅化作用、溶解作用和白云石化作用。其中以胶结作用和白云石化作用最为广泛。

1. 胶结作用

本文重点研究了亮晶颗粒灰岩中的胶结作用。亮晶胶结物在此类岩石中约占25—45%。有等粒状胶结物、粗大胶结物和次生加大胶结物。95%以上的亮晶胶结物分布于粒间孔隙中，也有个别亮晶胶结物分布于鹦鹉螺等生物体腔内。

等粒状胶结物占亮晶胶结物的70%以上，晶粒0.005—0.1mm（图版I-3），半自形镶嵌状结构，分布于粒间孔隙中。直接与颗粒接触，但并不切割颗粒边界，颗粒周围也没有等厚环边的纤状-叶片状胶结物。此类胶结物一般具有明亮的阴极发光，也有少数显较暗的阴极发光（图版I-3）。

在较大的孔隙中往往出现粗大胶结物，或单独出现，或与等粒状胶结物共存。粗大胶结物约占亮晶胶结物的25%，在透射光下显得较为均一，具有明亮的阴极发光，但有时发光强度较弱，致使在明亮的阴极发光背景下出现了一些暗色阴极发光环带（图版I-4）。

碳酸盐岩阴极发光的强度取决于碳酸盐固溶体中微量元素的含量。锰、铅和一些稀土元素作为活化剂，是引起阴极发光的元素。阴极发光强度随着活化剂含量的增加而增强，但活化剂含量超过某一限度后，阴极发光强度又随之减弱。另一类元素，如铁、镍、钴等对阴极发光起抑制作用称为猝灭剂。其含量低于某一值，阴极发光强度不随这些元素含量的变化而改变；其含量超过某一值时，阴极发光强度将随这些元素的增加而减弱。最主要的活化剂是锰，最主要的猝灭剂是铁，阴极发光强度主要受Fe/Mn比值与Fe和Mn的绝对浓度控制。由于铁和锰都是变价元素，而只有 Mn^{2+} 和 Fe^{2+} 才能进入碳酸盐晶格，在有物质来源的条件下，

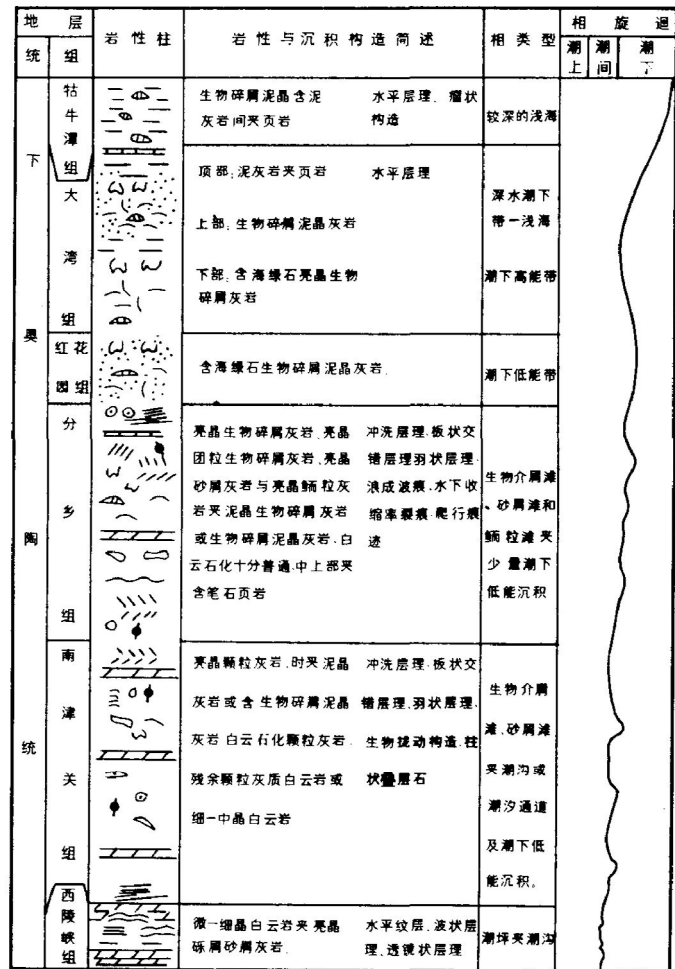


图1 湖北宜昌黄花场下奥陶统沉积相柱状图

阴极发光强度受介质的物理化学条件控制,主要取决于介质的氧化-还原电位。一般说来,在弱还原条件下出现明亮的阴极发光,而在氧化或强还原条件下为暗的阴极发光或无阴极发光^[3]。

等粒状胶结物或粗大胶结物可以出现在淡水潜流带,也可以出现在埋藏带。本文所研究的等粒状胶结物和粗大胶结物主要以明亮的阴极发光为特征,因而不可能出现在还原或强还原的埋藏带,只可能沉淀于弱还原为主的淡水潜流带。而粗大胶结物中,在明亮的阴极发光背景下显示的暗色阴极发光环带,则表明在以弱还原为主的条件下,出现暂时的氧化条件。而氧化-还原条件频繁变化正是淡水潜流带的一个重要特征。

表1 不同类型的碳酸盐组分的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值

样品编号	碳酸盐组分的类型	$\delta^{13}\text{C}$ PDB (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ PDB (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ SMOW (‰)
N ₇	方解石	0	-7.3	23.2
N ₈	方解石	-1.4	-7.0	23.6
N ₁₃	方解石	-1.7	-7.8	22.8
F ₂	方解石	-0.6	-6.5	24.1
D ₁	泥晶方解石	-0.5	-6.6	24.1
D ₂	泥晶方解石	+0.4	-7.8	22.8
D ₃	方解石	+1.2	-8.1	22.5
D ₈	方解石	+1.1	-8.0	22.6
H ₃	方解石	+0.8	-6.6	24.1
K ₁	泥晶方解石	+1.0	-8.8	21.8
平 均		0	-7.5	23.2
N ₇	白云石	+0.3	-5.9	24.8
N ₈	白云石	+0.1	-5.6	25.1
F ₂	白云石	-0.4	-5.2	25.5
平 均		0	-5.6	25.1
F ₃	次生加大方解石胶结物	-0.2	-7.3	23.3
D ₂	粒状方解石胶结物	+0.3	-9.7	20.9

粒状胶结物样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 -9.7‰PDB 、 $\delta^{13}\text{C}$ 为 0.3‰PDB (表1,图2)。前者比大多数美国内华达州中奥陶世海相胶结物的 $\delta^{18}\text{O}$ 低^[4],这主要是由于淡水影响的结果。后者却较大多数内华达州中奥陶世海相胶结物的 $\delta^{13}\text{C}$ 高^[4],说明粒状胶结物中的碳主要来源于原始 CaCO_3 沉积物中的 CO_3^{2-} ,胶结物受钙结层和土壤的影响很小。

次生加大胶结物出现于棘屑周围,占亮晶胶结物5%以下,其光性方位与棘屑一致。多数次生加大胶结物与棘屑具有相同强度的阴极发光。少数次生加大胶结物的阴极发光较棘屑的略强(图版I-6)。

次生加大胶结物样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 -7.3‰PDB 、 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -0.2‰PDB (表1,图2),均在内华达州中奥陶世海相胶结物的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值的范围内,说明次生加大胶结物的形成明显地受海水影响。次生加大胶结物的阴极发光强度与棘屑相同或相似,同样表明胶结物沉淀的环境也

应为海洋环境。古代沉积物中的棘皮颗粒上的次生加大的高镁方解石胶结物在浅海环境中普遍出现^[5]。

除了亮晶胶结物外，泥晶基质在碳酸盐沉积物的石化过程中起着重要的固结作用。在泥晶灰岩或颗粒泥晶灰岩中均为主要成分。这些岩石沉积于碳酸盐台地——陆表海内的低能环境中。

泥晶物质除大量地呈基质出现外，还在腕足类、棘皮类、三叶虫、瓣鳃类等生物碎屑周围呈泥晶套出现，称为泥晶化。大多数泥晶化发生在沉积物-水界面附近，但是也可以发生在沉积物-水界面下1 m多的地方^[6]。

泥晶物质的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值，部分在内华达州中奥陶世海相胶结物范围内，部分则较重(表1，图2)。这一事实说明灰泥形成于海水中，通过海水的生物化学作用或生物作用形成，或由海相沉积物机械破碎形成，而在成岩过程中未受淡水、土壤和钙结层的影响。

2. 压实作用

Choquette等将机械压实作用划分下列三个阶段^[7]：(1)原始颗粒的重新填集，发生于埋藏深约1 m；(2)颗粒重新排列，长形颗粒重新取向；(3)颗粒塑性形变或脆性断裂。宜昌下奥陶统的机械压实作用主要表现为团粒塑性形变为蝌蚪状和鲕粒的破碎(图版I-5)，鲕皮的剥落(图版I-5)以及颗粒与颗粒的紧密接触，如凹凸接触、缝合接触(图版I-5)。说明岩石经历了较强的压实作用，处于较深埋藏环境。

压溶作用主要产生缝合线，最长2 cm，为不规则弯曲状。在透射光下，缝合线及其附近色暗(图版I-5)，为有机质或粘土所致。缝合线与周围组分阴极发光强度一致(图版I-6)，说明缝合线的形成并未改变岩石的铁、锰等微量元素的含量。

3. 新生变形作用

宜昌下奥陶统碳酸盐岩中的鲕粒，除部分白云石化较强内部结构不清晰外，一般均能见到同心纹和放射纹(图版I-5，I-5)。在阴极发光显微镜下，整个鲕粒显得均一，同心纹和放射纹变得较为模糊(图版I-6，I-6)，即鲕粒内部各组分的阴极发光强度基本一致。在鲕粒的形成过程中，介质的氧化-还原电位变化不大。根据鲕粒具放射纹，推测鲕粒的原始成分为低镁方解石。腕足类等生物碎屑的原始成分也为低镁方解石。这些组分在成岩作用过程中没有发生矿物成分的改变。

棘皮等生物碎屑的原始成分为高镁方解石，苔藓虫等的原始成分为高镁方解石或文石，绿藻等的原始成分为文石，均已转变成低镁方解石。

样品中仅有少量的，不强的重结晶作用(图版I-5)。

4. 硅化作用

硅质呈结核状或条带状，少数呈星点状分布于碳酸盐岩中。矿物成分多数为石英，少数为玉髓，玉髓均为负延性。常见硅质结核或条带切割方解石，二者接触界面呈不规则状，硅质中见方解石残余。硅质的阴极发光较暗而略带绿色，与之共生的方解石则呈鲜艳的桔黄色。有时见硅质被自形的白云石晶体所切割(图版I-1)，说明硅化早于白云石化。有利于硅质沉

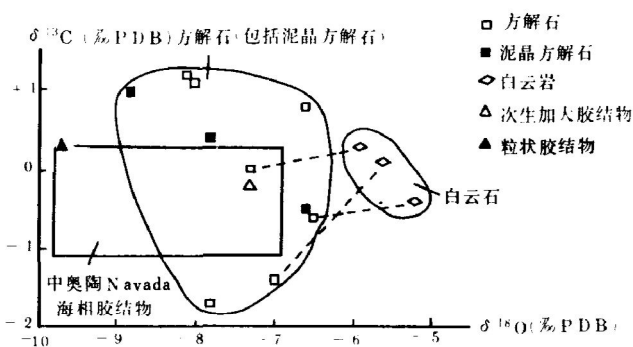


图2 不同类型碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 值的分布

淀的条件是酸性介质,较暗的阴极发光说明硅质可能形成于氧化条件。因此可以推测硅化发生于酸性的、氧化的淡水渗流带。

5. 溶解作用

溶解现象主要出现在颗粒碳酸盐岩中,形成鲕粒的部分溶解和铸模孔。部分溶解后的鲕粒不完整,边缘呈不规则锯齿状。铸模孔为鲕粒、砂屑等溶解后留下的孔洞,孔洞的形状和大小与周围的鲕粒、砂屑相似。铸模孔的总量小于岩石体积的5%。由于沉积物早期暴露,经受淡水淋滤,在淡水渗流带产生溶解作用。

6. 白云石化作用

西陵峡组、南津关组、分乡组和红花园组均有白云石化现象,以西陵峡组和南津关组最为发育,分乡组次之,红花园组少见,红花园组之上则无白云石化。下奥陶统由下往上演变的总趋势是水体由浅变深,白云石化由强至弱,进而消失。在强烈白云石化的岩石中,往往能见到方解石残余,(图版 I-2, 3),说明白云石系交代形成。白云石化较弱者,在风化露头上呈浅黄-褐黄色斑点,在镜下可见分散的白云石菱形晶,岩石的原始结构基本保存。

白云石一般为自形(图版 I-2, 3, 5),少数半自形,晶粒 0.005—0.4 mm,多数 0.05—0.2 mm,时有雾心亮边。一般白云石具明亮的阴极发光和明显的阴极发光环带(图版 I-1, 4, 6)。有时白云石晶体边缘具暗的阴极发光(图版 I-6),这是由于边缘氧化的结果。白云石中阴极发光环带与上述粗大的方解石胶结物的阴极发光环带的成因相似,是由于白云石形成时介质的氧化-还原条件改变所致。氧化条件下产生暗的阴极发光或无阴极发光,弱还原条件下出现明亮的阴极发光。在近地表的淡水-海水混合带因海平面的升降,或雨水的降落,潜水面的高低因之频繁变化而造成氧化-还原条件的改变。

分析三个样品得出白云石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -5.9 — -5.2‰PDB ,平均为 -5.6‰ ; $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -0.4 — $+0.3\text{‰PDB}$,平均为 0 (表 1, 图 2)。分别与取自同一样品的方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 比较, $\Delta^{18}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O}_{\text{白云石}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}$) = $+1.3$ — $+1.4\text{‰}$,平均值为 $+1.4\text{‰}$ 。 $\Delta^{13}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{白云石}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{方解石}}$) = $+0.2$ — $+1.5\text{‰}$,平均值为 $+0.7\text{‰}$ 。从图 2 也可看出白云石的 $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 值均较与之共生的方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值高。这与计算出的结果一致。

根据 Land 所引用的实验资料^[8],在 25℃ 时白云石较与之共生并处于平衡状态下的方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 高出 4—7‰PDB,认为 $\Delta^{18}\text{O}$ 的平衡值在 25℃ 时最可能为 $+3 \pm 1\text{‰}$ 。宜昌下奥陶统碳酸盐岩的 $\Delta^{18}\text{O}$ 值略低于此值,主要原因在于白云石化与蒸发岩环境无关。

现代碳酸盐沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值大约为 $+4$ — -2‰PDB ,多数古代碳酸盐台地的 $\delta^{13}\text{C}$ 值亦在此范围内。宜昌下奥陶统碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值也在此范围,且 $\Delta^{13}\text{C}$ 为正值,说明碳来源于原始沉积物中的 CaCO_3 ,没有受到地表植被或埋藏有机物质或碳水化合物化合物的影响。

宜昌下奥陶统碳酸盐岩的白云石化发生在淡水-海水混合带,根据如下:

(1) 西陵峡组至红花园组白云石化的岩层,沉积于陆表海。特别是强白云石化或较强白云石化的西陵峡组-分乡组水更浅,处于浅滩、潮坪、潮沟(图 1),在这样的沉积环境中具有大气水、海水、大陆地下水和海洋地下水的共同作用,有利于形成淡水-海水混合带。红花园组水较深,受淡水影响的机会较少,白云石化很弱。

(2) 白云石不与蒸发岩共生,且无任何盐类矿物沉积的证据,如石盐、石膏假晶、正延性玉髓或膏溶角砾岩等,缺乏典型的潮上带窗孔组构。地层中含大量三叶虫、腕足类、苔藓虫等狭盐性生物。白云石晶体一般自形程度较好,明显的交代残余。因此无法用蒸发泵或渗

透回流模式解释。

(3) 白云石具有明亮的阴极发光，为弱还原条件的特征。在总的明亮的阴极发光背景下有暗色的阴极发光环带，反映了白云石形成时，介质氧化-还原条件时有改变。这种改变在淡水-海水混合带常见。

(4) 白云石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}$ 值均落入 Dunham 等研究的内华达州奥陶纪和志留纪白云石^[4]和 Badiazamani 研究的威斯康星州中奥陶世白云石的氧、碳稳定同位素值域内^[9]，两地白云石化均以淡水-海水混合模式解释。

三、成岩环境和成岩顺序

本文所述碳酸盐岩经历的主要成岩环境以及其中所发生的主要作用概括于图3。有五种主要的成岩环境：淡水渗流带、淡水潜流带、淡水和海水混合带、海水潜流带、埋藏带。

淡水渗流带主要产生溶解作用和硅化作用。淡水潜流带以胶结作用为主，形成等粒状胶结物与粗大胶结物。淡水-海水混合带以白云石化为特征。海水潜流带主要是泥晶套的形成和泥晶基质的固结作用，泥晶化作用也较常见。埋藏带主要发生团粒等颗粒的塑性形变、鲕粒的破碎、鲕皮的剥落、缝合线的形成。

根据成岩作用和成岩环境的分析与推测，本文所研究的成岩作用可以分为同生期、成岩期和后期三个阶段，各阶段产生的主要作用及成岩次序概括于表2。

表2 宜昌下奥陶统碳酸盐岩成岩顺序

成岩时间	成岩环境	介质条件	次序	主要作用	产物
同生期	海水潜流带	氧化	1	高镁方解石与文石沉淀	泥晶化
		氧化-还原	2	泥晶化作用	泥晶套
成岩期	海水潜流带	氧化-还原	3	胶结作用	次生加大胶结物
	淡水潜流带	弱还原为主	4	胶结作用	等粒状胶结物、粗大胶结物
	淡水渗流带	氧化	5	硅化作用、溶解作用	硅质结核、条带、溶孔
	淡水-海水混合带	弱还原为主	6	白云石化作用	白云石、白云岩
后期	埋藏带	还原	7	压实作用（物理的与化学的）	颗粒紧密接触、鲕粒破碎、缝合线

同生期的作用发生于海水潜流带，首先产生高镁方解石和文石的沉淀，形成灰泥，介质属氧化条件。然后是藻类和菌类的钻孔，灰泥充填钻孔形成泥晶套，介质为氧化-还原条件。

成岩早期成岩环境仍属于海水潜流带，主要形成次生加大胶结物，介质为氧化-还原条件。然后成岩环境转变为淡水潜流带，介质为弱还原条件，粒状和粗大的亮晶胶结物形成。随后成岩环境变为淡水渗流带，介质属酸性的氧化条件，发生硅化及溶解作用，形成硅质结核和硅质条带及溶孔。最后成岩环境转变为淡水-海水混合带，介质以弱还原条件为主，产生白云

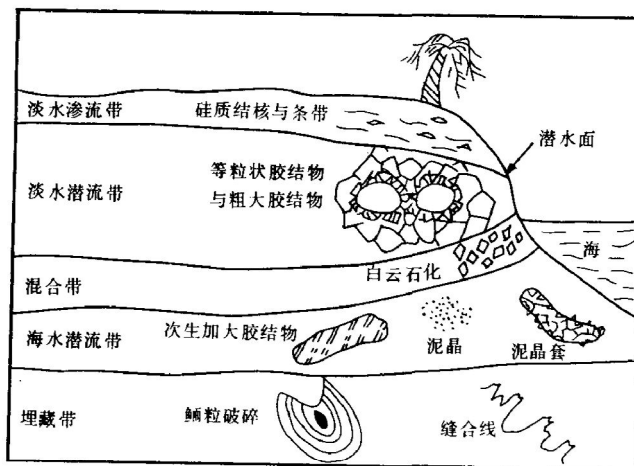


图3 成岩环境示意图

石化,形成白云岩。

后生期成岩环境为埋藏环境,介质为典型的还原条件,主要作用为压实作用,使颗粒塑性变形,紧密接触,鲕粒破碎,形成缝合线。

结 论

1. 宜昌下奥陶统碳酸盐岩沉积于碳酸盐台地——陆表海环境,由下往上能量由高变低,水由浅变深。成岩环境以淡水潜流带、淡水-海水混合带和海水潜流带为主。

2. 亮晶方解石胶结物和白云石明亮的阴极发光表明形成时介质为弱还原条件。在明亮的阴极发光背景下有暗色环带,表明介质在以弱还原条件为主的前提下有短暂的氧化时期。

3. 粒状方解石胶结物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值较大多数内华达州中奥陶世海相胶结物的低,表明胶结作用明显地受淡水影响。次生加大胶结物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值较高,说明其为海水成因。

4. 白云石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值较与之共生的方解石的值偏高,白云石化发生在淡水-海水混合带。

致谢:研究过程中得到郑秀才、杨龙同志的帮助。澳大利亚塔斯马尼亚大学科学实验中心提供实验室,在 Mike Power 指导下使作者能完成氧、碳稳定同位素分析。承蒙贺自爱教授级高级工程师和曾允孚教授详细审阅初稿,并提出宝贵修改意见。在此谨致衷心的感谢。

参 考 文 献

- [1] 曾庆奎等,宜昌地质矿产研究所刊,1983; 6: 1—19.
- [2] Tucker M. E., *Sedimentary Petrology an Introduction*, Blackwell scientific Publications, 1981; 148—157.
- [3] James R. F. et al., *Jour. Sed. Petrology*, 1982; 52: 631—638.
- [4] Dunham J. B. et al., *SEPM Special Publication*, 1980; (28): 136—161.
- [5] James N. P. et al., *Geoscience Canada*, 1983; 10: 159—179.
- [6] Longman M. W., *Bull. AAPG*, 1980; 63: 461—487.
- [7] Choquette P. W. et al., *Geoscience Canada*, 1987; 14: 3—35.
- [8] Land L. S., *SEPM Special Publication*, 1980; (28): 87—110.
- [9] Badiozamani K., *Jour. Sed. Petrology*, 1973; 43: 965—984.

DIAGENESIS OF LOWER ORDOVICIAN CARBONATES IN YICHANG, HUBEI

Wang Baoqing Yu Huilong Lin Kexiang

(Jiangnan Petroleum College, Shashi, Hubei)

Abstract

The sequence of the Lower Ordovician in Yichang, Hubei is dominated by carbonates. The carbonates consist of allochems, such as bioclast, intraclast, pellet and ooid, abundant micrite and dolomite. The petrological characters indicate that the sequence was deposited in the carbonate platform—epeiric sea. The Lower part of the sequence mainly developed in shallow areas of higher energy, while the upper part in shallow shelf areas of lower energy, indicating the process of transgression.

According to the conventional and cathodoluminescent petrography and stable isotopes of carbon and oxygen, diagenesis, which includes the cementation, compaction, micritization, neomorphism, silicification, dissolution and dolomitization, has been identified. The cementation and dolomitization are most common.

The equant cement contains lighter $\delta^{18}\text{O}$ than most marine cements, indicating its meteoric phreatic origin. Its $\delta^{13}\text{C}$ is heavier than $\delta^{13}\text{C}$ of most marine cements through the influence of original components in the rocks. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of most micrites are within the range of marine calcites, suggesting that they formed in marine phreatic environments. The dolomites are mostly euhedral with partly subhedral and enriched relative to calcites in ^{18}O and ^{13}C . The dolomitization occurred in the mixing environment.

Both equant cements and dolomites have mostly bright cathodoluminescence and sometimes may contain interlayers of dull luminescence. The bright luminescence is the characteristic of slightly reducing environments. The dull luminescent interlayers may have developed in temporal oxidizing conditions.

A large proportion of the diagenesis can be ascribed to the early diagenesis.