

安徽无为—巢湖地区中下二叠统碳酸盐岩成岩作用

杜叶龙, 李双应, 王冰, 赵大千, 杨栋栋

合肥工业大学资源与环境工程学院, 合肥, 230009

内容提要:成岩作用控制孔隙演化,对油气开采具有重要的指示作用。安徽无为—巢湖地区中下二叠统碳酸盐岩广泛发育,有机质丰富,多年来主要集中在地层、古生物及沉积相方面的研究,成岩作用的工作较少。镜下鉴定显示研究区发育溶解作用、去白云化作用、压溶作用、破裂作用 4 种主要的建设性成岩作用和泥晶化作用、压实作用、胶结作用、白云化作用、硅化作用、重结晶作用 6 种主要的破坏性成岩作用。结合 C-O 同位素分析结果,本区存在海底(浅海台地和深水斜坡)、大气淡水(渗流带和潜流带)和埋藏等 3 种主要的成岩环境,分别发育不同的成岩作用,海底环境:主要为泥晶化作用(浅海台地)和第一类硅化作用(深水斜坡);埋藏环境:主要为压实作用、压溶作用、白云化作用、第三类选择性硅化作用和晚期重结晶作用;大气淡水环境:胶结作用(潜流带粒状等厚环边胶结物、粒状胶结物和共轴增生胶结物,渗流带重力型胶结物和新月型胶结物)、溶解作用、早期重结晶作用、去白云化作用和第二类硅化作用。研究区除了含有较高的有机质外,还发育较高的孔隙度,最高可达 2%~5%,主要集中在船山组和栖霞组的压溶线内及栖霞组硅质层和富硅质灰岩段,孔隙连通性极好,而且线内常含有大量有机质,是油气生成、储集和运移的理想场所。因此,安徽无为—巢湖地区中下二叠统碳酸盐岩成岩作用的研究对本区地质工作的深入、油气资源的预测与勘探都具有重要的理论和战略意义。

关键词:成岩作用;中下二叠统;碳酸盐岩;无为—巢湖地区;安徽

碳酸盐岩是最重要的油气生、储岩之一,常含有大量可转化的有机质,是一种极为有效的烃源岩,所含油气储量占世界总储量的 50% 左右(Choquette et al., 1970; Wilson, 1975; Ahr, 1989; Budd, 1989; Moshier, 1989a, 1989b; Perkins, 1989; Al-Aasm et al., 1996; 强子同, 1998)。碳酸盐岩储集层不同于碎屑岩,其差异不仅仅表现在其碎屑组分、沉积环境等方面,在成岩作用和孔隙演化等方面更表现出其复杂性(Mohammad, 1995; Suzanne et al., 1996; Heydari, 2000; 李任伟等, 2000)。碳酸盐岩在成岩过程中受多期次、多种类型成岩作用的改造与叠加,对孔隙演化具有重要的控制作用,是油气开采的重要向导(Giles, 1987; Taylor, 1990; Giles et al., 1990; 杨宁等, 2006)。无为—巢湖地区中下二叠统碳酸盐岩极其发育,对其研究工作虽然开始的较早,但是主要都集中在生物化石、岩相学和沉积相等方

面(张遵信, 1983; 冯增昭等, 1991; 陆彦邦等, 1991; 吴基文等, 2001; 李双应等, 2001, 2002),对成岩作用的研究却是很少。本区发育的暗色碳酸盐岩是一套极其重要的烃源岩,有机质丰度高、厚度大,保存条件良好,具有较高的蕴油潜力和良好的油气勘探前景(吕炳全等, 2004; 张义楷等, 2006)。因此,无为—巢湖地区中下二叠统碳酸盐岩成岩作用的研究,对皖南地区二叠系的地质研究、油气资源的预测与勘探具有重要的理论和实践意义。

安徽沿江地区在大地构造位置上属于下扬子板块,东南部与华夏板块以江绍断裂为界,西北以郯庐断裂为界与华北板块及大别造山带相隔,面积 200000 km²,研究区位于下扬子板块内的安徽无为—巢湖地区(图 1)。

1 地层及沉积相

注:本文为安徽省自然科学基金项目(编号 070415205)、国家自然科学基金项目(编号 40972082、40572076)和中国石油化工股份有限公司项目(中上扬子及邻区古生代古沉积环境演化研究)联合资助成果。

收稿日期:2010-10-01;改回日期:2010-12-20;责任编辑:周健。

作者简介:杜叶龙,男,1985 年生。在读博士研究生,主要从事沉积环境与沉积相方面的研究。通讯地址:230009,安徽省合肥工业大学资源环境学院;Email: longyi258015310@163.com。

DOI:CNKI:11-1951/P. 20110330. 1319. 065 网络出版时间:2011-3-30 13:19

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1951.P.20110330.1319.065.html>

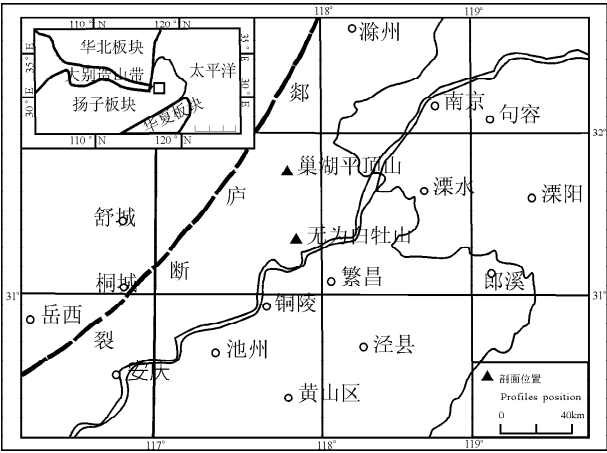


图 1 研究区剖面位置图

Fig.1 Map showing studying area and location of the sections

1.1 地层及岩性特征

安徽无为—巢湖地区中下二叠统碳酸盐岩地层较发育,出露较好,均分布在船山组和栖霞组中。本次实测无为白牡山和巢湖平顶山两条二叠系剖面,其中船山组和栖霞组岩性特征及沉积相简述如下。

无为白牡山剖面,船山组,厚 15.6 m,下部为深灰色中厚层灰岩,底部含砾石,中上部为中—薄层鲕粒、球粒状灰岩,含鲢和腕足类化石,顶部有薄薄的风化壳。与下伏黄龙组呈假整合接触。栖霞组,总厚度 172.2 m,可以分为 3 段,下段厚 49.5 m,深灰色中—薄层生物碎屑灰岩,产腕足类、苔藓虫、腹足类、鲢、藻类及三叶虫等化石,局部为灰质白云岩,底部为 10~20 cm 土黄色风化物,含砾及铁锰小结核;中段厚 53.8 m,深灰色至灰黑色含沥青质臭灰岩及砾状灰岩,产珊瑚、腕足类、鲢、腹足类及三叶虫等化石,含少量燧石结核;上段厚 68.9 m,深灰—灰黑色中薄层燧石结核灰岩,夹生物碎屑灰岩及泥灰岩,局部有白云化,产珊瑚、腕足类、鲢、腹足类、苔藓虫、三叶虫、海百合和菊石等化石。栖霞组与下伏船山组呈假整合接触。

巢湖平顶山剖面,船山组,厚 11.8 m,深灰色中层球状灰岩、砾状致密灰岩,产珊瑚、鲢、腕足类和藻类等化石,顶部有薄薄的风化壳。与下伏黄龙组呈假整合接触。栖霞组,总厚度 171.1 m,可以分为 4 段,第一段:臭灰岩段加梁山煤系,厚 61.3 m,深灰—灰黑色中—薄层含沥青质致密灰岩,产珊瑚、鲢、有孔虫、藻类和腕足类,并有 *zoophycos* 等深水遗迹化石,底部为梁山煤系土黄色风化物,0.3~0.4 m;第二段:下硅质层,厚 8.7 m,黑色薄层状燧石层

和燧石结核灰岩,含珊瑚、有孔虫和腹足类;第三段:本部灰岩段,厚 78.4 m,深灰至灰黑色中薄层致密灰岩,局部含沥青质和燧石结核,产鲢、珊瑚、腕足类、腹足类、苔藓虫、有孔虫和藻类等化石;第四段:上硅质层加顶部灰岩段,厚 21.7 m,深灰色至灰黑色中薄层燧石结核灰岩和生物碎屑灰岩,夹白云质灰岩和燧石层,产珊瑚和鲢。栖霞组与下伏船山组假整合接触。

1.2 沉积相

船山组:无为—巢湖地区船山组发育的多为亮晶颗粒灰岩,主要由核形石、鲕粒、球粒和化石颗粒组成,化石包括鲢、有孔虫、藻粒(红藻居多)、壳类、珊瑚类和棘皮碎片等,粒度变化较大,主要集中在 0.2~2.0 mm 之间,最大可达到 6.0 mm 以上,亮晶胶结,局部有泥晶充填,属于波浪搅动的浅海高能碳酸盐台地相(Shi et al., 2006)。

栖霞组:栖霞期无为和巢湖两地沉积有所不同,但主体以斜坡相为主。巢湖栖霞组第一段与第四段,即臭灰岩段和顶部灰岩段,发育大量砾屑灰岩,砾石中具有丰富的化石组合,与深水遗迹化石和等深流混合沉积,与分布在第二段与第四段中的上下硅质层发育砂屑硅质粒泥灰岩,均属于斜坡相,第三段发育的生物碎屑灰岩,具有丰富的浅水生物化石组合,为开阔碳酸盐台地相(李双应等, 2001, 2002)。无为地区栖霞组下段发育生物碎屑灰岩,含大量浅水生物化石,属于开阔碳酸盐台地相,中段发育砾屑灰岩的臭灰岩段,含较多沥青质和少量燧石结核,上段富硅质灰岩段,发育砂屑硅质灰岩,均属于斜坡相。本区栖霞组硅质层或富硅质灰岩段与富含沥青质的臭灰岩段均属于斜坡相,只是在水体深度上有所差别,前者要深一些。

2 成岩作用

无为—巢湖地区中下二叠统碳酸盐岩成岩作用主要为泥晶化作用、压实-压溶作用、胶结作用、破裂作用、溶解作用、白云化和去白云石化作用、硅化作用及重结晶作用等。

2.1 泥晶化作用

无为—巢湖地区中下二叠统碳酸盐岩泥晶化作用在船山组广泛发育,在栖霞组发育程度较低,而且主要分布在无为栖霞组的下段和巢湖栖霞组的第三段。

泥晶化有两类特征,一类是整个颗粒内外均被泥晶化(图版 I-3、4),核形石和鲕粒的外缘与内部

均被泥晶充填,一般以外缘泥晶化程度高,内部泥晶化程度要低些,常常留有空隙被亮晶方解石所充填,部分鲕粒内部的放射状结构依然可见;部分生物碎屑及内碎屑颗粒完全被泥晶充填,程度较高,其内部结构已不可见。另一类是沿颗粒的边缘发生泥晶化(图版 I-1、2),形成泥晶套,或沿软体动物化石颗粒的壳壁发生泥晶化(图版 I-10),内腔泥晶化程度低。无为—巢湖地区船山组两类泥晶化均很发育,栖霞组所发生的泥晶化属于后者,而且多半是生物碎屑颗粒的壳壁发生泥晶化。

泥晶化是刚沉积的颗粒在固结成岩之前受穿孔的藻类和菌类生物对颗粒钻孔后被泥晶充填的结果,为浅海环境的产物(Bathurst, 1966; Alexanderson, 1972; Brand, 1989; 韦龙明, 1995; Reid et al., 1998, 2000; El-Saiy et al., 2007; Northdurft et al., 2007),是同生作用阶段的产物(刘宝珺等, 1992)。所以本区的泥晶化属于同生期浅海成岩作用。泥晶化的颗粒或泥晶套一般是由稳定的矿物和高的有机质含量组成,相对比较耐溶解,不利于孔隙的形成。

2.2 压实-压溶作用

无为—巢湖地区中下二叠统碳酸盐岩压实作用总体发育程度不高,常常与压溶作用相伴生(图版 I-9),但在栖霞组富含硅质的层段发育良好(图版 I-6),表现为棒状或针状颗粒的定向排列,球形颗粒弱的压实变形。而本区的压溶作用却非常发育,缝合线切穿早期形成的颗粒和基质,按形态可分为两类,第一类是细缝合线(图版 I-8、9),或为连续尖峰齿状咬合,或为连续平缓发育的缝合线,或为连续和不连续发育的粗—细混合型网状缝合线(图版 I-7)。由于此类压溶线较细,线内一般只有少量的黑色不溶有机质等充填物。第二类是粗缝合线(图版 II-1~5),宽度从约 0.2 mm 到 4.0 mm 以上,此类缝合线一般是连续发育,没有间断,内部含有大量充填物,并常发育大量残留孔隙。这两类缝合线在船山组和栖霞组均很发育,第一类基本相同,第二类在充填物上有很大的差别,在船山组,此类缝合线一般被黑色不溶有机质、粘土物质、生物碎屑、微晶或重结晶的方解石等充填;在栖霞组,此类缝合线内除了含有上述充填物外,还包括有微晶石英或玉髓等硅质充填物。

压实作用常发生于早期浅埋藏阶段,会大大降低原生孔隙度。本区压实作用多发生在属于深水沉积的栖霞组富硅质层段,这可能是由于该层段颗粒

小、含量少、硬度低、灰泥胶结,抗压实能力较差;而在浅海沉积的船山组和栖霞组部分层段,颗粒较粗、含量多、硬度高、亮晶胶结,抗压实能力较强,所以压实作用不明显。

压溶作用常常是深埋藏的产物,一般在 600 m 以下才会出现缝合线构造(Dunnigton, 1967),本区船山组和栖霞组广泛发育的压溶线则是深埋藏成岩环境的产物,其中含有大量的有机质和残留孔隙,孔隙度可高达 2%~5%,而且孔隙的连通性极好,这对油、气的生成、储集及运移都是极为有利的。

2.3 胶结作用

研究区主要发育 5 种类型的胶结作用。

2.3.1 粒状等厚环边胶结物

本区等厚环边胶结物(图版 II-6)发育在船山组和栖霞组的台地沉积段,发育程度不高。方解石晶体呈粒状围绕颗粒生长,长轴垂直颗粒表面,晶体间紧密接触。环边胶结物的厚度在 0.04~0.05 mm 之间,局部有所变化。

2.3.2 粒状胶结物

粒状胶结物在本区船山组和栖霞组的台地沉积段广泛发育,尤其在船山组,发育程度较高。该类胶结物常出现在颗粒间和铸模孔中(图版 I-2),粒状亮晶方解石胶结物晶体大小一般在 0.02~0.10 mm 之间,局部还发育有大的嵌晶,可达到 0.5 mm 以上,晶体之间镶嵌接触,贴面角多平直。在核形石铸模孔中的粒状方解石上部较洁净,所含灰泥较少,下部较污浊,含灰泥较多,发育典型的示顶底构造(图版 I-1),常常称为“渗流粉砂”。

2.3.3 重力型胶结物

重力型胶结物在本区船山组发育较好。胶结物发育在颗粒的下部(图版 II-7、8),从两侧到底部逐渐变厚。并且此胶结物常具有世代性(图版 II-7),第一世代为悬挂型胶结物,晶体较细小,胶结物的厚度从两侧不足 0.1 mm 到底部超过 0.2 mm;第二世代为粒状胶结物,晶体粗大,而且从两侧到底部晶体大小由约 0.01 mm 增到 0.12 mm 以上,之后又有所减小,晶体间呈镶嵌接触,贴面角较平直。

2.3.4 新月型胶结物

此类胶结物在本区主要发育在船山组。在颗粒接触处及其附近方解石发生沉淀(图版 II-8),形成的胶结物在颗粒下部具有一个弯曲的表面,并且在较大的粒间空隙内胶结物本身由于重力的作用也会向下弯曲,下部向外形成一个弯曲面。

2.3.5 共轴增生胶结物

共轴增生胶结物在本区船山组和栖霞组的台地沉积段均较发育,其中以船山组发育程度更高。以棘皮类为核心向外发育的胶结物(图版Ⅱ-9),与棘皮类形成一个“单晶结构”,具有统一的解理缝和消光特征。棘皮类颗粒大小约 1.0~1.5 mm 之间,加上外围增生的晶体所形成的“单晶结构”粒径可达到 1.5~2.0 mm,甚至更大。增生胶结物中含有较多细小的气、液包体,使得胶结物变得污浊,呈云雾状。

不同成岩环境可形成相似的胶结作用结果,这使得用单一胶结类型标志去判别成岩环境变得困难,但是不同胶结类型的组合却常常能唯一确定其成岩环境。在无为一巢湖地区中下二叠统碳酸盐岩中发育的 5 种主要胶结作用中,粒状等厚环边胶结物和粒状胶结物的出现则排除海底成岩环境的可能,含细小包体的云雾状共轴增生胶结物的出现则排除了埋藏成岩环境,而这 3 种类型的成岩组合则标志其成岩环境为大气淡水环境,并且为大气淡水潜流带的产物。重力型胶结物、新月型胶结物和核形石铸模孔中的“渗流粉砂”3 种成岩类型组合则明确指出为大气淡水渗流带的成岩结果。

2.4 破裂作用

破裂作用主要产生构造裂缝,研究区发育有两种类型的构造裂缝。第一种常平行、斜交或垂直层面发育,或为网格状,线内一般充填方解石(图版Ⅰ-1、6、9,图版Ⅱ-6、9,图版Ⅲ-8、9)。第二类常常垂直和斜交层面,并显示网状交叉,充填有白云石和硅质物等(图版Ⅲ-2)。本区的破裂作用主要由印支期构造活动产生,破裂作用形成的裂隙,常沿裂隙具有溶蚀作用,形成孔、洞、缝储集系统。

2.5 溶解作用

无为一巢湖地区中下二叠统碳酸盐岩溶解作用较发育,主要有两种类型。第一种类型是发生在化石、非化石颗粒内部和颗粒之间(图版Ⅰ-1、5,图版Ⅱ-10),属于早期溶解作用,在船山组和栖霞组的台地沉积段较发育。船山组既有化石颗粒和非化石颗粒(核形石等)被溶解,形成铸模孔,也有粒间的选择性溶解,形成粒间孔隙;栖霞组发育的主要是生物化石溶解作用,形成铸模孔,但是这些早期的粒间-粒内溶解孔隙都被亮晶方解石所充填,不具有储集意义。第二种类型的溶解是发生在栖霞组的硅质层或富含硅质的粒泥灰岩内,在巢湖栖霞组的第二段下硅质层中较发育(图版Ⅲ-1),溶解孔隙发育在灰泥内部,并有保存下来的圆形或椭圆形孔隙,孔隙度可

达 1%~2%,是油气储集、运移的良好场所。另外还有早期形成的白云石晶体也遭受溶蚀作用(图版Ⅲ-1、2),但是所形成的孔隙已被硅质物所充填,不具有储集意义。

早期溶解作用是颗粒刚被胶结之后,由于海平面降低,沉积物接近地表或有所暴露,充填在颗粒内部和粒间的文石和高镁方解石遭受大气淡水或混合水的溶解作用,形成粒内孔或铸模孔和少量粒间孔隙,随后便被方解石胶结充填。晚期溶解作用是已形成的岩石后期由于构造作用发育裂隙或裂缝,在大气淡水环境中,沿着此裂隙或裂缝对围岩发生溶解作用,形成溶孔,后期或被上覆沉积物覆盖掩埋而保存下来,或被其他的物质所充填。

2.6 白云石化和去白云石化作用

本区白云石化作用主要发育在栖霞组的硅质层和富硅质灰岩段,沿构造裂隙分布,白云石呈镶嵌连接生长(图版Ⅲ-2、3),或呈悬浮状散布于裂隙附近的灰岩中(图版Ⅲ-1、4)。白云石晶体含量 10%~15%,晶形发育良好,也有为不规则的几何形态,晶体从不足 0.1 mm 到大于 0.5 mm 皆有分布。晶体内部常含有较多充填物,显污浊,边缘充填物较少,清洁明亮,具有典型的“雾心亮边”结构并发育马鞍状白云石(图版Ⅲ-5),菱形晶体的晶面发生弯曲,显示非平面结构特征,正交光下可见波状消光。

白云石晶体粗大,具雾心亮边结构,沿构造裂隙分布,并发育马鞍状白云石,属于埋藏-热液白云化作用的产物(Radke et al., 1980; Gregg et al., 1984; Taylor et al., 1986; Kretz, 1992; Zhang et al., 2001; Al-Aasm, 2003; Davies et al., 2006; López-Horgue et al., 2010)。深部热液流体沿着构造裂隙向上运移使得浅层灰岩发生白云岩化,另外深水斜坡相的硅质层或富硅质灰岩层段在较深埋藏和较高地温条件下发生压实脱水和粘土矿物的转化,释放出来的富镁离子流体沿裂隙运移也会发生白云石化。一般来说,方解石被白云石交代后,会使岩石孔隙度增大(强子同, 1998),但是本区的白云石化是沿着构造裂隙分布,充填了裂隙,大大降低了孔隙度。

去白云石化作用同样也发育在栖霞组的硅质层和富硅质灰岩段,沿构造带及其附近发育的白云石均不同程度地被硅质物所交代,白云石部分或全部被微晶石英所充填,呈现出白云石与硅质岩共生现象。被交代的白云石依然保留良好的菱面体结构或不规则形状(图版Ⅲ-1、4)。去白云石化作用发生在表生成岩环境,淡水或淡水-海水混合环境下沿构造

裂隙及其附近分布的白云石被溶蚀,并有港湾状的溶蚀边(图版Ⅲ-3),之后被微晶的石英所充填,形成白云石假晶(图版Ⅲ-5)。去白云石化作用是白云石较强的溶蚀期,对白云石晶间孔的形成具有重要意义。

2.7 硅化作用

硅化作用在无为—巢湖地区中二叠统栖霞组中较为发育,在巢湖地区主要分布在栖霞组的第二段和第四段(即上、下硅质层),在无为地区主要分布在栖霞组的上段(富硅质灰岩段),其次在巢湖栖霞组的第三段和无为地区栖霞组的中段也有少量分布。本区的硅化作用主要有3种类型,第一类为灰岩全部遭受硅化作用(图版Ⅲ-6),主要分布在巢湖栖霞组的上、下硅质层和无为栖霞组的富硅质灰岩段,灰岩中从颗粒到基质均被微晶石英交代,组成颗粒主要为放射虫,另有少量藻类和有孔虫碎片;第二类是沿着构造裂隙及其附近和溶蚀孔隙发育的硅化作用(图版Ⅲ-1~4),这在本区发生硅化作用的层段中均有分布,沿着缝隙及其附近发育硅化作用,方解石和白云石晶体被微晶石英和玉髓所交代,表现为自生石英或玉髓充填在微晶方解石和中—粗白云石晶体之间;第三类是在压溶线和化石等颗粒或灰岩基质中发生的硅化作用(图版Ⅱ-4,图版Ⅲ-4、7),颗粒的外壁在溶蚀后被微晶石英所充填,形成一圈厚度均匀的硅化反应边(图版Ⅲ-9),或者围绕海百合茎形成不规则的石英(图版Ⅲ-8),或在灰岩基质中有少量星散状分布的细粒石英,分布在巢湖栖霞组的第三段和无为栖霞组的中段。

3种硅化作用中以第二类最为发育,其次是第一类和第三类。第一类硅化作用为深水斜坡的海底硅化作用,上升洋流带来大量溶解Si(吕炳全等,1989,2004),发生全岩硅化作用。第二类硅化作用发生在白云石化作用之后,与表生成岩阶段的去白云石化作用同步进行。该阶段富含硅质物的灰岩遭受溶蚀作用,发育有白云石晶体港湾状的溶蚀边(图版Ⅲ-3),形成的富硅质液体在缝隙中交代方解石和白云石,表现为自生微晶石英充填在白云石或方解石晶体之间。第三类为选择性硅化作用,埋藏还原环境下生物有机体腐烂产生局部微酸性环境,碳酸钙溶解,硅质物沉淀交代灰岩,或者强压实期粘土物质释放硅质物作为硅化物质来源(McBride,1989;Hesse,1989;Bjørlykke et al.,1993),沿压溶线硅质物沉淀交代灰岩。硅化作用把溶解的灰岩或白云岩形成的孔隙充填,减小孔隙度。

2.8 重结晶作用

本区的重结晶作用非常发育,主要分布在船山组、巢湖栖霞组的一、三段和无为栖霞组的中、下段中,表现为两种类型。第一种是原始充填在生物化石和颗粒间的文石或高镁方解石转化为方解石的新生变形作用(图版Ⅰ-4、5、10,图版Ⅱ-6、10)。第二种类型是早期形成的泥晶和亮晶经重结晶作用晶体增大(图版Ⅲ-10),沉积的灰泥颗粒转变为微亮晶,但依然很污浊;生物化石颗粒则被粗晶方解石所取代;粒间和粒内早期胶结物也变得粗大。

第一种重结晶作用是属于早期成岩作用,由于原始沉淀的文石和高镁方解石矿物稳定性差(Bathurst,1977)或遭受大气淡水或混合水的作用而发生溶解,后被重结晶的方解石所充填。第二种类型的重结晶作用是属于晚期成岩作用,应为深埋藏环境下的产物。重结晶作用使孔隙度减小,不利于储集层的发育。

除上述成岩作用外,本区还存在其他类型的成岩作用,如去硅化作用等,但所形成的孔隙大部分又再次被充填,对油气储集性影响相对较小。

3 碳氧同位素特征

使用碳氧同位素数据及其投点图来研究碳酸盐岩的沉积和成岩环境是一种非常有效的途径(Hudson,1977;王英华等,1983;Anderson et al.,1983;Morse et al.,1990;Rao et al.,1990;Rahimpour-Bonab et al.,1997),在国内外得到了广泛的应用,成功解释了较多碳酸盐岩的沉积和成岩环境(沈安江等,1997;Shao et al.,2000;Garziona et al.,2004;Silva et al.,2008)。

表1为安徽巢湖平顶山中下二叠统碳酸盐岩的C-O同位素数据。数据显示船山组 $\delta^{18}\text{O}$ 虽然变化不大($-5.776\text{‰} \sim -6.755\text{‰}$),但是 $\delta^{13}\text{C}$ 的值变化很大($-0.968\text{‰} \sim 2.403\text{‰}$),这与澳大利亚大堡礁第二单元的碳氧同位素值很相似,具有岩石与水作用增加趋势(图2),反映大气淡水成岩作用的结果(Lohmann,1988;Braithwaite et al.,2009)。船山组与上覆假整合接触的栖霞组相比碳氧同位素值明显偏小,并有古风化带,产生这一现象的原因常与古淋滤风化作用有关(李任伟等,2000)。Pt8样品的 $\delta^{13}\text{C}$ (2.403‰)比下面的两个样品大得多,这是因为船山组上部受淡水淋滤程度最大,渗流带大气淡水孔隙流体对有机质的溶解作用会使得胶结物中 $\delta^{13}\text{C}$ 含量增加(Meyers et al.,1985)。

表 1 安徽巢湖平顶山中下二叠统碳酸盐岩 C-O 同位素数据(据江纳言等,1994)

Table 1 C-O stable isotope data of carbonate of Lower-Middle Permian of Pingding Mountain in Chaohu, Anhui Province (after Jiang et al. , 1994)

地层	样号	岩性	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
			(‰,PDB)	(‰,PDB)
第四段	Pt79	生物碎屑泥粒灰岩	-0.525	-0.249
	Pt73	生物碎屑泥粒灰岩	3.930	-7.279
第三段	Pt72	生物碎屑泥粒灰岩	-3.046	-6.710
	Pt69	生物碎屑泥粒灰岩	3.833	-4.141
	Pt65	生物碎屑泥粒灰岩	2.797	-5.716
	Pt60	生物碎屑泥粒灰岩	2.874	-7.225
第二段	Pt52	生物碎屑泥粒灰岩	2.199	-8.543
	Pt50	生物碎屑泥粒灰岩	1.768	-5.520
	Pt46	生物碎屑泥粒灰岩	2.468	-4.553
第一段	Pt42	局部云化泥晶灰岩	2.976	-3.101
	Pt40	局部云化泥晶灰岩	2.095	-5.975
	Pt36	生物碎屑泥粒灰岩	2.148	-5.533
	Pt35	藻屑泥粒灰岩	2.543	-7.095
	Pt30	藻屑泥粒灰岩	3.003	-3.407
	Pt29	藻屑泥粒灰岩	1.241	-9.559
	Pt28	生物碎屑泥粒灰岩	2.470	-5.213
	Pt23	藻屑泥粒灰岩	-0.273	-7.988
	Pt18	藻屑泥粒灰岩	2.600	-7.016
	Pt15	生物碎屑泥粒灰岩	1.718	-5.025
船山组	Pt8	核形石颗粒岩	2.403	-5.776
	Pt5	生物碎屑泥粒灰岩	-0.968	-6.755
	Pt1	生物碎屑颗粒灰岩	0.387	-5.903

栖霞组第一段 $\delta^{13}\text{C}$ 变化不大,在 $-0.273\text{‰} \sim 2.976\text{‰}$ 之间,平均 2.052‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 变化较大,在 $-3.101\text{‰} \sim -9.559\text{‰}$ 之间,平均 -5.991‰ 。第二段 $\delta^{13}\text{C}$ 变化不大,在 $1.768\text{‰} \sim 2.468\text{‰}$ 之间,平均 2.145‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 变化较大,在 $-4.553\text{‰} \sim -8.543\text{‰}$ 之间,平均 -6.205‰ 。第三段 $\delta^{13}\text{C}$ 变化较大,在 $-3.046\text{‰} \sim 3.833\text{‰}$ 之间,平均 1.615‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 变化不大,在 $-4.414\text{‰} \sim -7.225\text{‰}$ 之间,平均 -5.948‰ 。第四段 $\delta^{13}\text{C}$ 变化较大,在 $-0.525\text{‰} \sim 3.930\text{‰}$ 之间,平均 1.703‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 变化也较大, $-0.249\text{‰} \sim -7.279\text{‰}$ 之间,平均 -3.764‰ 。栖霞组第一段和第二段中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化大而 $\delta^{13}\text{C}$ 变化小,总体反应埋深增加趋势(图 2),这是由于埋藏环境温度上升所致(Nelson et al. , 1996),盆地沉降,温度上升,氧会有所丢失导致 $\delta^{18}\text{O}$ 减少。第三段中 $\delta^{13}\text{C}$ 变化较大而 $\delta^{18}\text{O}$ 变化较小,这是受大气淡水影响的结果(Lohmann, 1988)。而第四段中 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 变化都很大,这既有淡水与海水作用,又有后期的埋藏作用。栖霞组中碳氧同位素总体变化不大,除个别数据外, $\delta^{13}\text{C}$ 主要在 $1.241\text{‰} \sim 3.930\text{‰}$

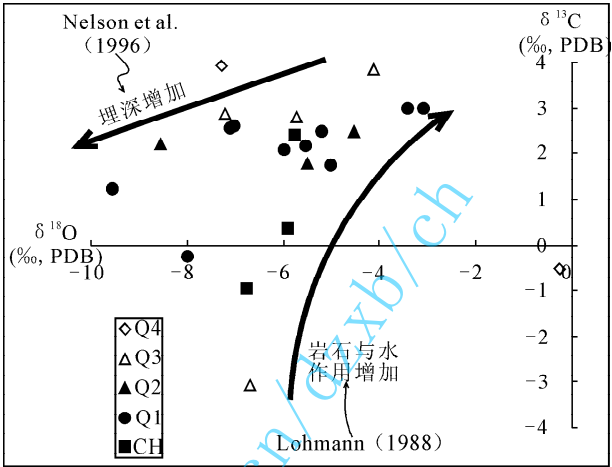


图 2 安徽巢湖平顶山中下二叠统碳酸盐岩 C-O 同位素投点图(数据据江纳言等,1994)

Fig. 2 The crossplot and trend of C-O stable isotope from the carbonate of Lower—Middle Permian of Pingding Mountain in Chaohu, Anhui Province (after Jiang et al. , 1994)

CH—船山组; Q1—栖霞组第一段; Q2—栖霞组第二段; Q3—栖霞组第三段; Q4—栖霞组第四段
CH—Chuanshan Formation; Q1—the first Member of Qixia Formation; Q2—the second Member of Qixia Formation; Q3—the third Member of Qixia Formation; Q4—the fourth Member of Qixia Formation

之间, $\delta^{18}\text{O}$ 变化较大,主要集中在 $-9.559\text{‰} \sim -3.101\text{‰}$ 之间,这与加拿大亚伯达泥盆纪塞斯埃斯科冢碳酸盐岩复合体中的第Ⅱ—Ⅲ成岩相中的同位素特征相似(Buschkuehle et al. , 2002),而且都发育马鞍状白云石,反应典型的埋藏环境。栖霞组第三段中 $\delta^{13}\text{C}$ 明显偏高,这与其为开阔台地沉积有关,钙质生物繁盛,产生大量的文石和高镁方解石,使得 ^{13}C 较为富集。

4 成岩演化序列

船山组沉积时期研究区为波浪搅动的浅海高能环境,沉积主要由核形石、鲕粒和化石颗粒等组成亮晶颗粒灰岩。浅海环境颗粒沉积下来以后,穿孔的藻类和菌类对颗粒钻孔,发生泥晶化作用。泥晶化的同时颗粒还经受压实作用和胶结作用,这使得颗粒间的原生孔隙大大降低。之后海平面有所下降,处于大气淡水潜流带,由文石和高镁方解石沉淀组成的颗粒和胶结物,遭受淡水溶解作用,发育核形石等非化石和化石颗粒的铸模孔和选择性溶解作用形成的粒间孔隙,但这些溶解孔隙中充填的水后来重结晶形成方解石,发育粒状等厚胶结物、粒状胶结物和共轴增生胶结物。紫松—隆林期末,发生大规模

海退,船山组暴露地表,处于大气淡水渗流带,形成重力型胶结物、新月型胶结物和核形石铸模孔中标志顶底构造的“渗流粉砂”,并且在船山组的顶部发育薄薄的风化壳。印支晚期构造活动使得本区抬升,并产生裂隙,大气淡水常沿裂隙发生溶蚀作用,对储集体系的发育具有重要意义。中生代以后本地层进入深埋藏期,压溶作用显著,发育尖峰状和平缓状的细缝合线及较粗大的缝合线,宽度从约 0.2 mm 到 4 mm 以上,粗缝合线内除了被粘土物质、生物碎屑、微晶或重结晶的方解石等充填外,还含有大量黑色不溶有机质和残留孔隙。

栖霞组沉积时期,巢湖和无为两地的沉积环境略有差异,在成岩作用的演化上也有所不同。紫松—隆林期末的暴露延续到栖霞期,在研究区发育了几十厘米厚的梁上煤线。之后发生大规模海侵,其范围远远超过了紫松—隆林期,巢湖和无为两地沉积发生分异。巢湖地区进入斜坡沉积,而且水体由浅变深,上升洋流带来大量溶解 Si,发生全岩硅化作用。后来水体有所退却进入浅海台地沉积,沉积的颗粒部分发育有泥晶化作用。海平面依旧在下降,进入大气淡水潜流带沉积,发育粒状等厚环边胶结物、粒状胶结物、共轴增生胶结物,由文石和高镁方解石组成的化石等颗粒被溶解,并重结晶形成方解石。之后海平面上升,巢湖地区沦为斜坡沉积,再次经历上升流的硅化作用,之后水体由深变浅,受大气淡水与海水共同作用。无为地区栖霞期先进入浅海台地沉积,颗粒发育泥晶化作用,随之海平面下降,进入大气潜流环境,发育粒状等厚环边胶结物、粒状胶结物、共轴增生胶结物,由文石和高镁方解石组成的化石等颗粒被溶解,并重结晶形成方解石。之后海平面不断上升,沦为斜坡沉积,而且水体逐渐加深,进入海底成岩环境,上升洋流带来的溶解 Si 使得局部层位发生全岩硅化作用。栖霞组沉积后便经受压实作用和胶结作用,在巢湖栖霞组的第二段压实作用较显著。两种成岩作用降低颗粒孔隙度,使得原生孔隙大大减少。印支晚期构造活动使得本区抬升,褶皱、断裂活动产生裂隙,大气淡水沿构造裂隙发生溶蚀作用,形成良好的溶蚀孔隙。中生代研究区栖霞组进入埋藏期,发育埋藏-热液白云岩化,主要沿构造裂隙分布,并发育有马鞍状和具“雾心亮边”结构的白云石,充填早期形成的裂隙,降低了孔隙度,不利于储集系统的发育。同时地表的淡水也会沿着裂隙发生溶蚀作用,发育白云石晶体港湾状的溶蚀边,形成的富硅质液体在缝隙中交代方

解石和白云石,表现为自生微晶石英充填在白云石或方解石晶体之间。随着中生代沉积地层的覆盖,本区栖霞组进入深埋期,发生强烈的重结晶作用,减小孔隙度。但此时的压溶作用显著发育,形成粗大的缝合线,被黑色不溶有机质、粘土物质、生物碎屑、微晶或重结晶的方解石和微晶石英或玉髓等硅质充填,并有大量残留孔隙。

5 孔隙度评价

根据对岩石孔隙度和储集性改造情况常把成岩作用分为两种类型,即建设性成岩作用和破坏性成岩作用,以改善岩石的孔隙度为特征的称为建设性成岩作用,本区包括溶解作用、去白云化作用、压溶作用和破裂作用;以阻碍岩石孔隙的形成或降低岩石孔隙度为特征的称为破坏性成岩作用,本区包括泥晶化作用、压实作用、胶结作用、白云化作用、硅化作用和重结晶作用。两类成岩作用综合叠加控制着碳酸盐岩的储集性。尽管破坏性成岩作用已使得几乎全部的原生孔隙和部分次生孔隙消失殆尽,但是建设性成岩作用使得研究区仍有较大量的次生孔隙得以保存下来。栖霞组的硅质层或富硅质灰岩段溶解作用形成的孔隙发育在灰泥内部,保存下来的圆形或椭圆形孔隙可达 1%~2%,去白云石化作用是白云石较强的溶蚀期,可形成良好的白云石晶间孔。研究区在深埋藏阶段发育强烈的压溶作用,形成的压溶线中含有大量的有机质和残留孔隙,船山组孔隙度可高达 2% 左右,栖霞组的可以达到 2%~5%,而且孔隙的连通性极好,这对油、气的生成、储集及运移都是极为有利的。

6 结论

(1)研究区主要发育 10 种类型的成岩作用,其中溶解作用、去白云化作用、压溶作用和破裂作用有利于孔隙度的形成,称之为建设性成岩作用;而泥晶化作用、压实作用、胶结作用、白云化作用、硅化作用和重结晶作用阻碍孔隙的形成或破坏已有的孔隙,称之为破坏性成岩作用。

(2)镜下成岩作用鉴定和 C-O 同位素分析共同指出研究区经历 3 种类型的成岩环境:海底环境(浅海台地和深水斜坡)、埋藏环境和大气淡水环境(包括潜流带和渗流带),分别发育不同的成岩作用,海底环境:主要为泥晶化作用(浅海台地)和第一类硅化作用(深水斜坡);埋藏环境:主要为压实作用、压溶作用、白云化作用、第三类选择性硅化作用和晚期

重结晶作用;大气淡水环境:胶结作用(潜流带粒状等厚环边胶结物、粒状胶结物和共轴增生胶结物,渗流带重力型胶结物和新月型胶结物)、溶解作用、早期重结晶作用、去白云化作用和第二类硅化作用。

(3)研究区除了含有较高的有机质外,还发育良好的孔隙度,主要集中在船山组和栖霞组的压溶线内及栖霞组硅质层和富硅质灰岩段,孔隙连通性极好,而且线内常含有大量有机质,是油气生成、储集和运移的理想场所。

致谢:野外工作得到徐建强和石传军等的帮助,资料收集上得到王伟的帮助,在此一并感谢。

参 考 文 献

- 冯增昭,何幼斌,吴胜和,陈华成,覃兆松,齐敦伦,柳祖汗,徐安武,杨孟达,黄明康,郭柏英,迟元苓,毕仲其,龚祖兴,罗璋. 1991. 中下扬子地区二叠纪岩相古地理. 北京:地质出版社,45~61.
- 江纳言,贾蓉芬,王子玉,齐敦伦,虞子冶,贺玉珉,陈小明,赵林,卓二军. 1994. 下扬子区二叠系古地理和地球化学特征. 北京:石油工业出版社,94~95.
- 李双应,洪天求,金福全,刘辉,胡永强. 2001. 巢县二叠系栖霞组臭灰岩段异地成因碳酸盐岩. 地层学杂志,25(1): 69~74.
- 李双应,岳书仑. 2002. 安徽巢湖栖霞组碳酸盐斜坡沉积. 沉积学报,20(1): 7~12.
- 李任伟,陈锦石,陈志明. 2000. 蓟县早寒武一新元古不整合界面处风化壳碳酸盐、氧同位素组成特征. 地质科学,35(1): 55~59.
- 吕炳全,瞿建忠. 1989. 下扬子地区早二叠世海进和上升流形成的缺氧环境的沉积. 科学通报,34(22): 1721~1724.
- 吕炳全,王红翌,胡望水,沈伟锋,张玉兰. 2004. 扬子地块东南古生代上升流沉积相及其与烃源岩的关系. 海洋地质与第四纪地质,24(4): 29~35.
- 刘宝珺,张锦泉. 1992. 沉积成岩作用. 北京:科学出版社,1~24.
- 陆彦邦,周永祥,王栋. 1991. 华东地区二叠纪岩相古地理及沉积矿产. 合肥:安徽科学技术出版社,61~62.
- 强子同. 1998. 碳酸盐岩储层地质学. 东营:石油大学出版社,17~23.
- 沈安江,陈子料,陆俊明. 1997. 中下扬子二叠纪礁碳酸盐岩成岩作用、空隙演化及油气评价. 地质论评,43(1): 91~100.
- 王英华,刘本立,陈承业,张秀莲. 1983. 碳、氧同位素组成与碳酸盐岩成岩作用. 地质论评,29(3): 278~284.
- 韦龙明. 1995. 菌藻对碳酸盐颗粒等泥晶化作用研究——以滇西保山地区下石炭统研究为例. 沉积学报,13(3): 89~97.
- 吴基文,李东平. 2001. 皖南地区二叠纪层序地层研究. 地层学杂志,25(1): 18~23.
- 杨宁,吕修祥,周新源,郑多明. 2006. 塔里木盆地碳酸盐岩油气聚集带. 地质学报,80(3): 398~405.
- 张遵信. 1983. 论臭灰岩. 地层学杂志,7(3): 184~190.
- 张义楷,周立发,刘志武,白斌. 2006. 皖南沿江地区海相烃源岩特征研究. 西北大学学报(自然科学版),36(1): 129~132.
- Ahr W M. 1989. Early diagenetic microporosity in the Cotton Valley limestone of East Texas. Sedimentary Geology, 63(3~4): 275~292.
- Al-Aasm I. 2003. Origin and characterization of hydrothermal dolomite in the Western Canada sedimentary basin. Journal of Geochemical Exploration, 78~79: 9~15.
- Al-Aasm I, Azmy K K. 1996. Diagenesis and evolution of microporosity of Middle-Upper Devonian Kee Scarp reefs, Norman Wells, Northwest Territories: petrophysical and chemical evidence. American Association Petroleum Geologists Bulletin, 80(1): 82~99.
- Alexanderson E T. 1972. Micritization of carbonate particles: processes of precipitation and dissolution in modern shallow-marine sediments. Universitet Uppsala, Geologiska Institut Bulletin, 7(3): 201~236.
- Anderson T F, Arthur M A. 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. In: Arthur M A, et al., eds. Stable Isotopes in Sedimentary Geology. SEPM Short Course 10, 1~151.
- Bathurst R G C. 1966. Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. Geology Journal, 5(1): 15~32.
- Bathurst R G C. 1977. Ordovician Meiklejohn bioherm, Nevada. Geological Magazine, 114(4): 308~311.
- Bjorlykke K, Egeberg P K. 1993. Quartz cementation in sedimentary basins. American Association Petroleum Geologists Bulletin, 77(9): 1538~1548.
- Braithwaite C J R, Montagnoni L F. 2009. The Great Barrier reef: a 700000 year diagenetic history. Sedimentology, 56(6): 1591~1622.
- Brand U. 1989. Aragonite-calcite transformation based on Pennsylvanian mollusks. GSA Bulletin, 101(3): 377~390.
- Budd D A. 1989. Micro-rhombic calcite and microporosity in limestones: a geochemical study of the Lower Cretaceous Thamama Group, U. A. E. Sedimentary Geology, 63(3~4): 293~311.
- Buschkuhle B E, Machel H G. 2002. Diagenesis and paleofluid flow in the Devonian Southesk-Cairn carbonate complex in Alberta, Canada. Marine and Petroleum Geology, 19(3): 219~227.
- Choquette P W, Pray L C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. American Association Petroleum Geologists Bulletin, 54(2): 207~250.
- Davies G R, Smith J L B. 2006. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: an overview. American Association Petroleum Geologists Bulletin, 90(11): 1641~1690.
- Dunnigton H V. 1967. Aspects of Diagenesis and Shape Change in Stylolitic Limestone Reservoirs. 7th World Petroleum Congress, Mexico, Process, 2: 339~352.
- El-Saiy A K, Jordan B R. 2007. Diagenetic aspects of tertiary carbonates west of the northern Oman Mountains, United Arab Emirates. Journal of Asian Earth Sciences, 31(1): 35~43.

- Garzione C N, Dettman D L, Horton B K. 2004. Carbonate oxygen isotope paleoaltimetry: evaluating the effect of diagenesis on paleoelevation estimates for the Tibetan plateau. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 212(1~2): 119~140.
- Giles M R. 1987. Mass transfer and problems of secondary porosity creation in deeply buried hydrocarbon reservoirs. *Marine Petroleum Geology*, 4(3): 188~204.
- Giles M R, de Boer R B. 1990. Origin and significance of redistributional secondary porosity. *Marine Petroleum Geology*, 7(4): 379~397.
- Gregg J M, Sibley D F. 1984. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50(3): 908~931.
- Heydari E. 2000. Porosity loss fluid flow, and mass transfer in limestone reservoirs Application to the Upper Jurassic Smackover Formation, Mississippi. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 84(1): 100~118.
- Hesse R. 1989. Silica diagenesis: origin of inorganic and replacement cherts. *Earth Science Reviews*, 26: 253~284.
- Hudson J D. 1977. Stable isotopes and limestone lithification. *Journal of the Geological Society*, 133(6): 637~660.
- Kretz R. 1992. Carousel model for the crystallization of saddle dolomite. *Journal of Sedimentary Research*, 62(2): 190~195.
- Lohmann K C. 1988. Geochemical patterns of meteoric diagenesis systems and their application to studies of paleokarst. In: James N J, et al., eds. *Paleokarst*. New York: Springer-Verlag, 58~80.
- López-Horgue M A, Iriarte E, Schröder, Fernández-Mendiola P A, Caline B, Corneillie H, Frémont J, Sudrie M, Zerti S. 2010. Structurally controlled hydrothermal dolomites in Albian carbonates of the Asón valley, Basque Cantabrian basin, northern Spain. *Marine and Petroleum Geology*, 27(5): 1069~1092.
- McBride E. 1989. Quartz cement in sandstone: a review. *Earth Science Reviews*, 26: 69~112.
- Meyers W J, Lohmann K C. 1985. Isotope geochemistry of regionally extensive calcite cement zones and marine components in Mississippian limestone, New Mexico. In: Schneiderman N, et al., eds. *Carbonate Cements*. SEPM Special Publication 36, 223~240.
- Mohammad Y A. 1995. Carbonate cement stratigraphy and timing of diagenesis in a Miocene mixed carbonate-clastic sequence, offshore Sabah, Malaysia constraints from cathodoluminescence, geochemistry, and isotope studies. *Sedimentary Geology*, 99(3~4): 191~241.
- Morse J W, Mackenzie F T. 1990. *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*. Developments in Sedimentology 48. New York: Elsevier Science Publishers B V, 707.
- Moshier S O. 1989a. Microporosity in micritic limestones: a review. *Sedimentary Geology*, 63(3~4): 191~213.
- Moshier S O. 1989b. Development of microporosity in a micritic limestone reservoir, Lower Cretaceous, Middle East. *Sedimentary Geology*, 63(3~4): 217~240.
- Northdurft L D, Webb G E, Bostrom T, Rintoul L. 2007. Calcite-filled borings in the most recently deposited skeleton in live-collected *Porites* (Scleractinia): implications for trace element archives. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(22): 5423~5438.
- Perkins R D. 1989. Origin of micro-rhombic calcite matrix within Cretaceous reservoir rock, West Stuart City Trend, Texas. *Sedimentary Geology*, 63(3~4): 313~321.
- Radke B M, Mathis R L. 1980. On the formation and occurrence of saddle dolomite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50(4): 1149~1168.
- Rahimpour-Bonab H, Bone Y, Moussavi-Harami R. 1997. Stable isotope aspects of modern molluscs, brachiopods and marine cements from cool-water carbonate, Lapeche Shelf, South Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(1): 207~218.
- Rao C P, Wang B. 1990. Oxygen and carbon isotope composition of Gordon Group carbonate (Ordovician), Florentine Valley, Tasmania, Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 37(3): 305~316.
- Reid R P, Macintyre I G. 1998. Carbonate recrystallization in shallow marine environments: a widespread diagenetic process forming micritized grains. *Journal of Sedimentary Research*, 68(5): 928~946.
- Reid R P, Macintyre I G. 2000. Microboring versus recrystallization: further insight into the micritization process. *Journal of Sedimentary Research*, 70(1): 24~28.
- Shao L Y, Zhang P F, Dou J W, Shen S Z. 2000. Carbon isotope compositions of the Late Permian carbonate rocks in southern China: their variations between the Wujiaping and Changxing Formations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161(1~2): 179~192.
- Shi G R, Chen Z Q. 2006. Lower Permian oncolites from South China: implications for equatorial sea-level responses to Late Palaeozoic Gondwanan glaciation. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(3~4): 424~436.
- Silva A C D, Boulvain F. 2008. Carbon isotope lateral variability in a Middle Frasnian carbonate platform (Belgium): significance of facies, diagenesis and sea-level history. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 269(3~4): 189~204.
- Suzanne P, Denis L. 1996. Multiple-stage diagenetic alteration and fluid history of Ordovician carbonate-hosted barite mineralization, southern Quebec Appalachians. *Sedimentary Geology*, 107(1~2): 121~139.
- Taylor T R, Sibley D F. 1986. Petrographic and geochemical characteristics of dolomite types and the origin of ferroan dolomite in the Treton Formation, Ordovician, Michigan basin, USA. *Sedimentology*, 33(1): 61~86.
- Taylor T R. 1990. The influence of calcite dissolution on reservoir porosity in Miocene sandstones, Picaron field, offshore Texas

Gulf coast. Journal of Sedimentary Research, 60(3): 322 ~ 334.

Wilson J L. 1975. Carbonate Facies in Geologic History. New York: Springer-Verlag.

Zhang X L, Jiang L Z. 2001. Research on diagenesis of Cambrian shoal facies carbonate rocks in the Xiadong area, Hubei Province. Acta Geologica Sinica, 75(2): 161~174.

图 版 说 明

图 版 I

1. 无为白牡山下二叠统船山组中上部核形石灰岩,核形石遭受淡水溶蚀作用后由粒状方解石胶结物充填,显示示顶底构造,核形石的边缘为泥晶套,后期发育多组裂隙被方解石充填,早期为浅海台地环境成岩环境,后期为大气淡水渗流带成岩环境,最后受构造破裂作用,单偏光。
2. 无为白牡山下二叠统船山组下部亮晶颗粒灰岩,泥晶化颗粒或具泥晶套的颗粒,颗粒间为粒状方解石胶结物,大气淡水潜流带成岩环境,单偏光。
3. 无为白牡山下二叠统船山组中上部核形石灰岩,核形石基本全部被泥晶化,浅海台地成岩环境,单偏光。
4. 无为白牡山下二叠统船山组下部亮晶颗粒灰岩,颗粒完全被泥晶化,新生变形作用把颗粒间的文石或高镁方解石转化为方解石,浅海台地成岩环境,单偏光。
5. 无为白牡山下二叠统船山组中上部核形石灰岩,颗粒被溶蚀形成铸模孔,颗粒间也有部分被溶蚀,现在都被重结晶的方解石充填,大气淡水或混合水成岩环境,单偏光。
6. 巢湖平顶山中二叠统栖霞组第二段砂屑泥粒灰岩,压实作用,后期发育多组裂隙被方解石充填,浅埋藏成岩环境,后期受构造破裂作用,单偏光。
7. 无为白牡山下二叠统船山组下部灰岩,连续和不连续发育的粗一细混合型网状缝合线,线内充填有黑色不溶有机质等物质,压溶作用,深埋藏成岩环境,单偏光。
8. 无为白牡山下二叠统船山组中上部砾屑灰岩,尖峰齿状咬合的两条近似平行缝合线,缝合线内充填有黑色不溶有机质,压溶作用,深埋藏成岩环境,单偏光。
9. 无为白牡山下二叠统船山组中上部砾屑灰岩,近平缓发育的缝合线,缝合线内充填有少量黑色不溶有机质,颗粒具有弱的压实变形,后期发育多组裂隙被方解石充填,深埋藏成岩环境,后期受构造破裂作用,单偏光。
10. 无为白牡山中二叠统栖霞组下段生物碎屑泥粒灰岩,有孔虫壳壁遭受泥晶化,形成泥晶套,新生变形作用把粒间和粒内的文石或高镁方解石转化为方解石,浅海台地成岩环境,单偏光。

图 版 II

1. 无为白牡山下二叠统船山组中上部泥粒灰岩,粗缝合线,白色箭头指示缝合线的边缘,内部充填有黑色不溶有机质、粘土物质、微晶方解石及生物碎屑等物质,残留有大量未被充填的孔隙(黑色箭头所示),孔隙连通性较好,深埋藏成岩环境,单偏光。
2. 无为白牡山中二叠统栖霞组下段泥晶灰岩,粗缝合线,其中含有黑色不溶有机质和重结晶的方解石,残留有大量未被充填的孔隙(黑色箭头所示),孔隙连通性极好,深埋藏成岩环境,单偏光。

3. 无为白牡山中二叠统栖霞组下段生物碎屑泥粒灰岩,粗缝合线,黑色箭头指示缝合线的边缘,缝合线内为:1—残留孔隙,2—锈红色粘土物质,3—微晶或重结晶的方解石,4—黑色不溶有机质,深埋藏成岩环境,单偏光。
4. 巢湖平顶山中二叠统栖霞组第二段生物碎屑硅质泥粒灰岩,粗缝合线,其中含有黑色不溶有机质、重结晶的方解石、微晶石英和玉髓,深埋藏成岩环境,正交光。
5. 巢湖平顶山中二叠统栖霞组第四段生物碎屑硅质泥粒灰岩,粗缝合线,其中含有黑色不溶有机质、重结晶的方解石和微晶石英,深埋藏成岩环境,正交光。
6. 巢湖平顶山中二叠统栖霞组第四段生物碎屑泥粒灰岩,粒状等厚环边胶结物,新生变形作用把粒间的文石或高镁方解石转化为方解石,后期发育多组裂隙被方解石充填,大气淡水潜流带成岩环境,后期受构造破裂作用,单偏光。
7. 无为白牡山下二叠统船山组中上部核形石灰岩,重力型胶结物和粒状胶结物,具有两世代(分别为黑色和白色箭头所示):第一世代为重力型胶结物,第二世代为粒状胶结物,大气淡水渗流带成岩环境,单偏光。
8. 无为白牡山下二叠统船山组中上部核形石灰岩,新月型胶结物(黑色箭头所示)和重力型胶结物(白色箭头所示),大气淡水渗流带成岩环境,单偏光。
9. 无为白牡山下二叠统船山组中上部核形石灰岩,共轴增生胶结物(黑色箭头所示),后期发育多组裂隙被方解石充填,大气淡水潜流带成岩环境,后期受构造破裂作用,单偏光。
10. 无为白牡山中二叠统栖霞组下段生物碎屑泥粒灰岩,早期溶解作用,后被重结晶的方解石所充填,大气淡水或混合水成岩环境,单偏光。

图 版 III

1. 巢湖平顶山中二叠统栖霞组第二段含白云硅质粒泥灰岩,岩石先发育白云石化作用,后遭受溶解作用和硅化作用,溶解作用形成铸模孔和粒间孔(黑色箭头所示),硅化作用交代白云石晶体,留下白云石假晶,由埋藏-热液环境转为大气淡水成岩环境,单偏光。
2. 巢湖平顶山中二叠统栖霞组第四段含白云石硅质灰岩,沿构造裂隙及其附近发育的白云石化作用,后期遭受硅化作用,先受构造破裂作用,再由埋藏-热液环境转为大气淡水成岩环境,单偏光。
3. 巢湖平顶山中二叠统栖霞组第二段含白云石硅质粒泥灰岩,沿构造裂隙及其附近发育的白云石化作用,后期遭受硅化作用,白云石晶体具有港湾状的溶蚀边,由埋藏-热液环境转为大气淡水成岩环境,单偏光。
4. 巢湖平顶山中二叠统栖霞组第二段含白云石硅质粒泥灰岩,岩石先发育白云石化作用,后遭受溶解作用和硅化作用,溶解作用形成铸模孔和粒间孔(黑色箭头所示),硅化作用交代白云石和化石中的方解石(白色箭头),留下白云石假晶,由埋藏-热液环境转为大气淡水成岩环境,单偏光。
5. 巢湖平顶山中二叠统栖霞组第二段含白云石硅质粒泥灰岩,马鞍状白云石,上部晶面发生弯曲(白色箭头所示),白云石具有雾光亮边结构(黑色箭头所示),岩石后期遭受硅化作用,白云石晶体被交代,由埋藏-热液环境转为大气淡水成岩环境,单偏光。
6. 无为白牡山中二叠统栖霞组下段放射虫硅质岩,全岩遭受硅化作用,海底深水斜坡成岩环境,正交光。
7. 巢湖平顶山中二叠统栖霞组第三段生物碎屑泥粒灰岩,沿压溶线

- 发育的硅化作用,深埋藏成岩环境,正交光。
8. 巢湖平顶山中二叠统栖霞组第三段生物碎屑泥粒灰岩,围绕海百合茎形成的不规则石英晶体(白色箭头所示),埋藏成岩环境,正交光。
9. 巢湖平顶山中二叠统栖霞组第三段生物碎屑泥粒灰岩,藻类外壁被微晶石英交代,形成一圈厚度均匀的硅化反应边,埋藏成岩环境,正交光。
10. 巢湖平顶山中二叠统栖霞组第一段泥粒灰岩或粒泥灰岩,岩石发育强烈重结晶作用,1—早期的灰泥颗粒残体,2、3—化石颗粒被粗晶方解石交代,4—粒间胶结物晶体增大,深埋藏成岩环境,单偏光。

Diagenesis of the Lower-Middle Permian Carbonate
in the Wuwei-Chaohui Area, Anhui Province

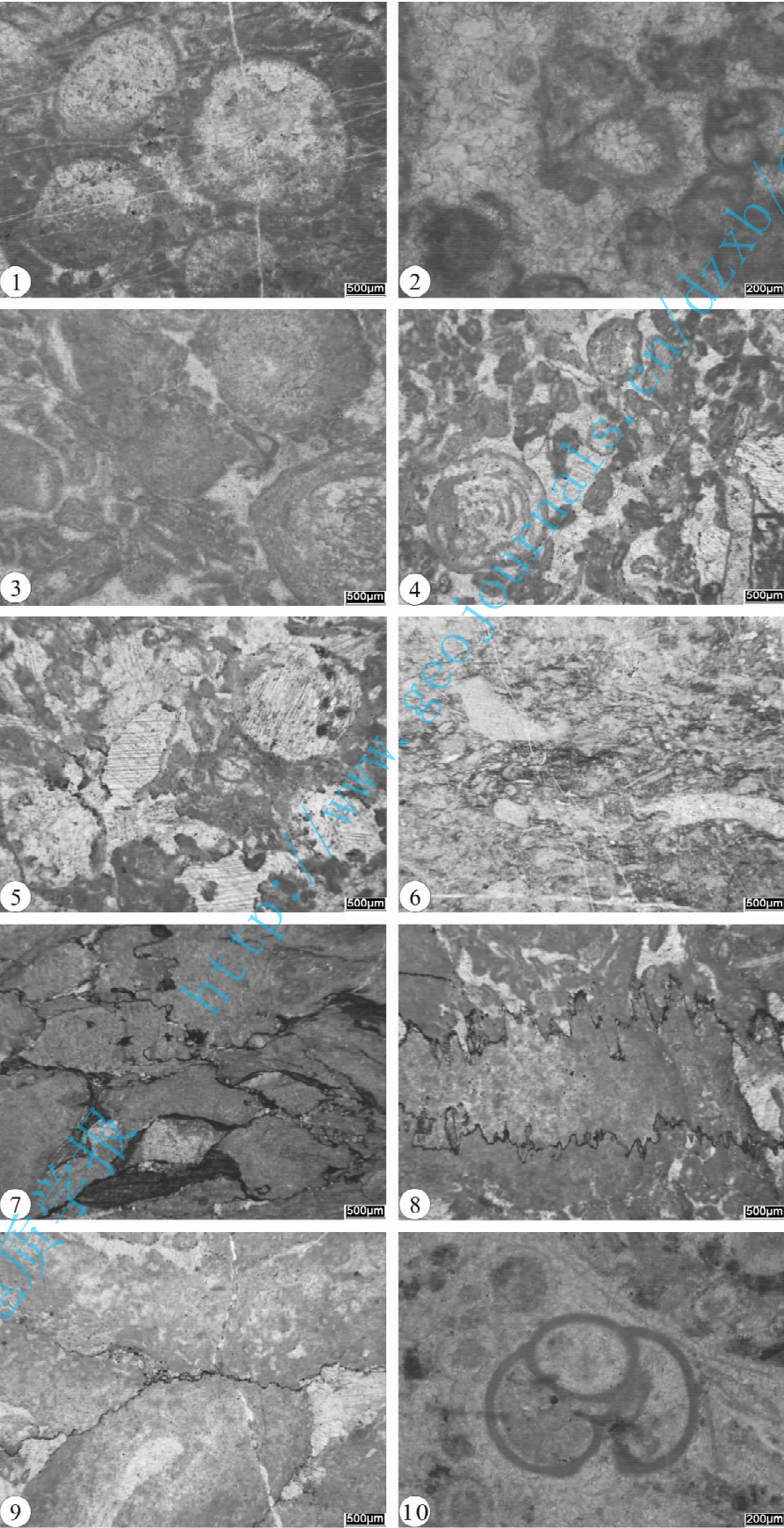
DU Yelong, LI Shuangying, WANG Bing, ZHAO Daqian, YANG Dongdong
School of Resources & Environmental Engineering, Hefei University of Technology, Hefei, 230009

Abstract

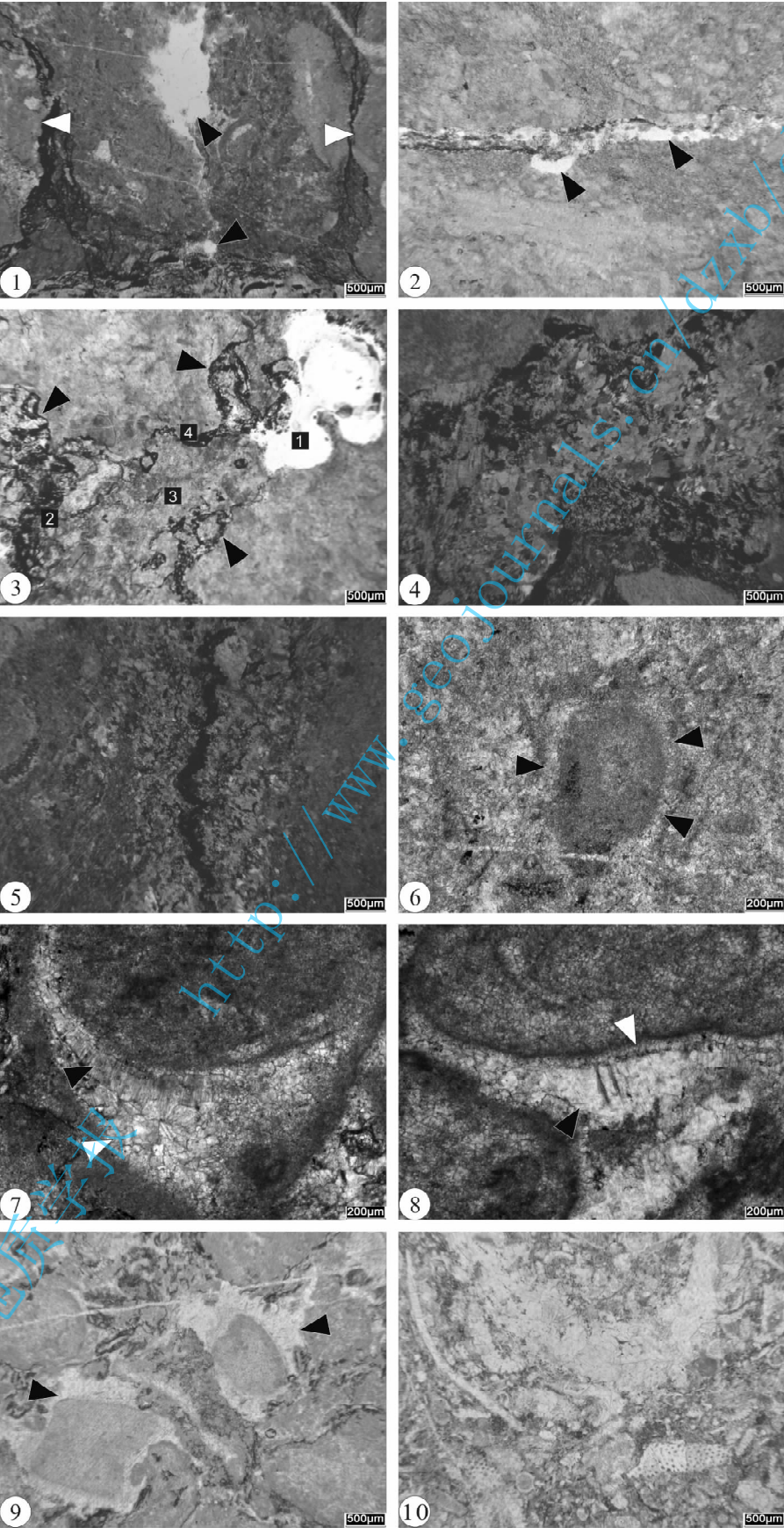
Diagenesis controls the porosity evolution, which is of great indicative importance for the exploration of the oil and gas. The Middle-Lower Permian carbonate in the Wuwei-Chaohui area, Anhui Province, is well developed and widely distributed with abundant organic materials. Years' studies have focused only on strata, paleontology and sedimentary facies, but little on diagenesis. Microscopic examination shows that there are four major destructive diageneses such as dissolution, dedolomitization, pressure solution, and tectonic rupture, and six types of constructive diaenesis namely micritization, compaction, cementation, dolomitization, silicification, and recrystallization developed in the studying area. Combined with the C-O isotope analysis results, this area has three main diagenetic environments such as marine (shallow marine platform and deep sea slope), meteoric (vadose and phreatic zone), and burial, which response to different diagenesese. Micritization (shallow marine platform) and the first type of silicification (deep sea slope) occurs in marine environment; burial environment contains mainly compaction, pressure solution, dolomitization, the third type of selective silification and late recrystallization; meteoric environment develops cementation (including drusy isopachous rim cement, drusy cement and coaxial accretion cement, belonging to phreatic zone, gravity-type cement and crescent cement, belonging to vadose zone), dissolution, early recrystallization, dedolomitization and the second type of silicification. Along with rich organic matters, the studying area has high porosity, up to 2% ~ 5%, and mainly developed in the pressure solution of Chuanshan and Qixia Formations, and in the silicon members and silicon highly contained limestone of Qixia Formation. Excellent connectivity and rich organic matter make it the ideal place for generation, storage and migration of the gas and oil. Therefore, this study is of great theoretical and strategical significance for the further geological study and prediction and exploration of the gas and oil in Anhui Province.

Key words: diagenesis; Middle-Lower Permian; carbonate; Wuwei-Chaohu area; Anhui Province

杜叶龙等:安徽无为—巢湖地区中下二叠统碳酸盐岩成岩作用 图版 I



杜叶龙等:安徽无为—巢湖地区中下二叠统碳酸盐岩成岩作用 图版 II



杜叶龙等:安徽无为—巢湖地区中下二叠统碳酸盐岩成岩作用 图版 III

