

# 深水碳酸盐岩成岩作用的稳定同位素特征

郭成贤 王正允 王方平

(江汉石油学院, 湖北荆州 434102)

稳定同位素方法可以有效地应用于深水碳酸盐岩的成岩作用研究。根据早古生代中扬子台地东南缘斜坡带上碳酸盐岩的氧、碳稳定同位素特征, 对几种成岩作用的环境因素和成岩机制进行了研究和探讨: (1) 下奥陶统瘤状灰岩瘤体的  $\delta^{18}\text{O}$  值均重于基质, 证实了瘤状灰岩的早期雏形是灰泥沉积物经海底溶解-胶结的反复交替作用而形成的; (2) 下寒武统厚层状白云岩具有  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  值相对集中, 且  $\delta^{18}\text{O}$  略偏负的特点, 而下奥陶统层状白云岩的  $\delta^{18}\text{O}$  具有很高的负值, 反映了二者分别是高盐度卤水流交代白云岩化和埋藏白云岩化的产物; (3) 下奥陶统碳酸盐岩的不同岩石类型或不同结构组分均呈现  $^{18}\text{O}$  明显亏损, 而  $^{13}\text{C}$  无明显变化的特征, 说明受到了较强的埋藏重结晶作用的影响。

**关键词** 稳定同位素 深水碳酸盐岩 成岩作用 中扬子台地 早古生代

**第一作者简介** 郭成贤 男 59岁 副教授 沉积学与储层地质学

稳定同位素的理论及方法已广泛用于研究碳酸盐岩的形成机制中, 但多集中于浅水碳酸盐岩的沉积-成岩环境的研究, 而对深水环境的研究则相对较少。本文运用氧、碳稳定同位素的方法, 结合其它岩矿测试手段, 合理地解释和推断了中扬子台地东南缘早古生代深水斜坡相碳酸盐岩的成岩环境及一些成岩现象。

## 1 背景

研究区位于早古生代中扬子台地东南缘, 沿湘西北吉首、大庸至鄂东南崇阳、通山一线展布。据研究<sup>[1]</sup>, 自晚震旦世至早奥陶世, 区内除晚震旦世存有少量孤立台地外, 基本上一直处于北侧扬子碳酸盐台地和南侧江南深水盆地之间的斜坡相带范围(图1)。

按照影响斜坡相带的水动力状况, 可将相带中的沉积作用分为垂直降落沉积、重力流沉积、等深流沉积等类型, 本文主要涉及其中的垂直降落沉积。这种沉积类型是指来自碳酸盐台地的灰泥物质, 经海面洋流的携带搬运, 在深水区域以沉积物雨的形式垂直降落沉积而成。这些沉积物经历了一系列成岩作用, 形成了各种不同的成岩产物<sup>[2]</sup>。

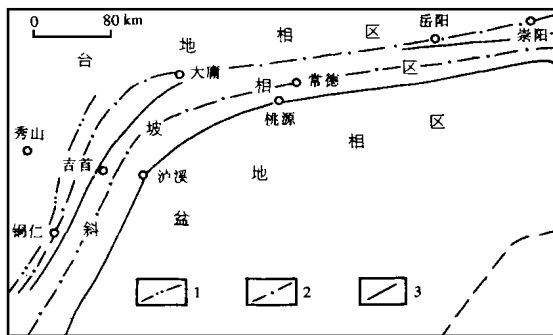


图1 早古生代中扬子台地东南缘斜坡带分布图

Fig. 1 Distribution of Early Paleozoic deep-water carbonate rocks in the southeast marginal slope of Middle Yangtze Platform

1—早寒武世末台地的边界; 2—中寒武世末斜坡边界;  
3—早奥陶世早期斜坡边界

## 2 特征

### 2.1 瘤状灰岩的形成过程

研究区下寒武统和下奥陶统深水瘤状灰岩具有以下主要特征: (1) 由瘤体和其周围的基质组成, 二者均可观察到毫米级的纹层理; (2) 瘤体形态各异, 大小不等, 直径多为厘米级, 一般成层排列, 常可侧向相变为薄层状; (3) 瘤体与基质的岩性均属泥-粉晶灰岩, 但瘤体为相对较纯的泥-粉晶灰岩, 基质则含较多量泥质等陆源物组分, 二者在氧、碳稳定同位素组成和其它化学元素含量上也有显著的不同(表1)。

表 1 瘤状灰岩瘤体和基质的稳定同位素和化学元素分析结果

Table 1 Analysis results of stable isotopes and chemical elements in nodules and matrix of nodular limestone

| 样品编号                   | 组构部位 | 同位素组成<br>(‰ PDB)  |                   | 微量元素质量分数/10 <sup>-6</sup> |                  |     |     |     |
|------------------------|------|-------------------|-------------------|---------------------------|------------------|-----|-----|-----|
|                        |      | δ <sup>18</sup> O | δ <sup>13</sup> C | Na <sub>2</sub> O         | K <sub>2</sub> O | BaO | SrO | MnO |
| D <sub>6</sub> -8-T-1  | 瘤体   | - 0.985           | - 0.011           | 250                       | 110              | 330 | 80  | 70  |
| D <sub>6</sub> -8-T-2  | 基质   | - 1.042           | + 0.098           | 350                       | 260              | 650 | 110 | 180 |
| D <sub>6</sub> -32-T-1 | 瘤体   | - 1.018           | + 0.256           | 460                       | 180              | 440 | 210 | 210 |
| D <sub>6</sub> -32-T-2 | 基质   | - 1.075           | + 0.032           | 580                       | 150              | 920 | 360 | 250 |
| T <sub>6</sub> -2-T-1  | 瘤体   | - 0.972           | - 0.016           | 330                       | 130              | 110 | 130 | 180 |
| T <sub>6</sub> -2-T-2  | 基质   | - 1.099           | + 0.122           | 350                       | 310              | 520 | 50  | 230 |
| T <sub>6</sub> -15-T-1 | 瘤体   | - 0.962           | + 0.132           | 420                       | 190              | 350 | 310 | 310 |
| T <sub>6</sub> -15-T-2 | 基质   | - 1.037           | - 0.025           | 660                       | 220              | 420 | 410 | 280 |

这类深水瘤状灰岩应形成于两个阶段, 第一阶段是在海底成岩环境中, 由于溶解作用和胶结作用周期性地交替进行, 形成了薄互层状的瘤体层(初期多为连续的链条状薄层)和基质层; 第二阶段则是在埋藏环境中, 由于差异性压实和压溶作用的改造, 使瘤体灰岩最终形成<sup>[3]</sup>。本文只讨论第一阶段的形成过程。在该过程中, 由于斜坡带水深范围处于部分溶解带内, 故在灰泥沉积物-水界面附近会发生文石和高镁方解石的海底溶解作用, 使灰泥孔隙水中的 Ca<sup>2+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> 的含量增高, 而灰泥本身则相对富集泥质及其所吸附的 Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ba<sup>2+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> 等“杂质”离子。当上覆沉积物增加到一定厚度(数至十数厘米), 溶解作用即停止; 同时由于环境条件的变化(碱性、还原性加大, 温度升高), 孔隙水的碳酸钙组分过饱和, 沉淀出微晶级方解石而引起海底胶结作用, 使该层位的松散沉积物在早期即可基本固结成为较纯的灰岩薄层(瘤体层)。胶结发生时, 其上方表层沉积物(仍受海底溶解作用影响)孔隙水的 Ca<sup>2+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, 在浓度梯度的驱动下, 将会向胶结层位扩散运移, 致使其本身相对亏损碳酸钙组分, 而富集泥质和“杂质”离子。这种亏损及杂质的富集将会抑制连续的胶结作用发生, 使此层保持松散状态(基质层), 直到埋藏环境下经压实作用固结成岩。当上覆沉积物继续增厚, 在超越基质层上方的一定高度才可能产生第二幕海底胶结作用, 形成新的瘤体层。这种海底溶解和胶结过程的反复作用最终形成了瘤体层和基质层互层的瘤状灰岩雏形。

上述瘤状灰岩的形成过程除可从其岩石学和化学元素特征得到验证外, 氧、碳稳定同位素的组成特征也提供了有说服力的依据。从表 1 可以看出, 所测的 4 对样品虽然均受到深埋重结晶的作

用, 其 δ<sup>18</sup>O 值均显示较高的负值, 但瘤体的 δ<sup>18</sup>O 值无一例外地均大于基质。根据氧同位素的平衡交换分馏作用机理<sup>[4]</sup>, 在低温条件下, 当矿物从水溶液中析出时, 将富集<sup>18</sup>O; 温度升高, 这种分馏作用就减弱。这种富集<sup>18</sup>O 的微晶方解石的加入, 势必在整体上提高了瘤体层的 δ<sup>18</sup>O 值; 而基质层的最后固结成岩主要是在温度较高的浅一中深埋藏环境中通过压实作用完成的, 一般无明显的胶结过程, 即使伴随少量浅埋胶结作用, 也因分馏系数小而不会富集较多的<sup>18</sup>O。瘤体和基质在氧同位素组成上的区别正是反映了二者的不同成岩环境和机理。

2 2 深水白云岩化作用

2. 2. 1 高盐度卤水流交代白云岩化

这种白云岩化作用形成于下寒武统的斜坡带, 主要是西北方向的台地边缘(本身已全部白云岩化)形成了富 Mg 的高盐度密度流并沿斜坡下渗, 进而在海底或浅埋环境下对斜坡带底部尚未固结的灰泥沉积物交代而产生白云岩化。所形成的厚层泥粉晶白云岩除具有: (1) 毫米级纹层理; (2) 与较多量的石膏、重晶石等硫酸盐矿物假晶共生; (3) 富 Sr<sup>2+</sup>, Ba<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup> 离子外, 其稳定同位素的组成(表 2)也十分特征, 所测的 4 个样品的氧、碳同位素值的离散度相对较小, 其中 δ<sup>13</sup>C(PDB) 为- 0.011‰~ 0.133‰, 平均+ 0.072‰; δ<sup>18</sup>O(PDB) 为- 0.25‰~ - 0.18‰, 平均- 0.22‰。这种同位素组成特征明显不同于数值变化范围很大的混合水成因的白云岩(一般 δ<sup>13</sup>C: - 1.0‰~ + 1.3‰; δ<sup>18</sup>O: - 0.5‰~ + 0.5‰), 也明显不同于数值虽较集中, 但 δ<sup>18</sup>O 值偏重的近地表超盐环境的白云岩(δ<sup>18</sup>O> 0.2‰), 而较符合前述高盐度密度流交代成因的白云岩化过程。引起白云岩化的原始富 Mg 盐水形成于近地表超咸环境, 具有 δ<sup>18</sup>

O 值、 $\delta^{13}\text{C}$  值相对集中的特点, 而当其顺坡下渗, 并在海底或浅埋环境中交代灰泥形成白云岩时, 由于受到正常海水一定程度的稀释或温度效应的影响, 致使这种白云岩的  $\delta^{18}\text{O}$  比正常地表超咸环境中的

白云岩偏轻一些。如果不考虑正常海水的稀释作用, 并假设水介质  $\delta^{18}\text{O}$  为 0(SMOW), 则按 Land<sup>[5]</sup> 的分馏方程式(白云石-水) 计算, 其形成温度为 46~50℃, 属同生-浅埋环境。

表 2 不同类型白云岩的同位素组成及微量元素含量特征

Table 2 Isotopic compositions and trace element contents in different dolomites

| 样品编号    | 同位素组成/ $\text{‰}$     |                       | 成岩<br>温度/ $^{\circ}\text{C}$ | 微量元素质量分数/ $\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ |      |     |                       | 地层 | 岩性   | 白云岩<br>化机制 |
|---------|-----------------------|-----------------------|------------------------------|------------------------------------------|------|-----|-----------------------|----|------|------------|
|         | $\delta^{18}\text{O}$ | $\delta^{13}\text{C}$ |                              | SrO                                      | BaO  | MnO | $\text{Na}_2\text{O}$ |    |      |            |
| W-25-2  | - 0.23                | + 0.101               | 49.1                         | 960                                      | 1430 | 210 | 710                   |    |      |            |
| L-30-1  | - 0.25                | + 0.133               | 50.3                         | 1220                                     | 790  | 440 | 300                   | 下寒 | 粉晶   | 高盐         |
| L-32-1  | - 0.18                | + 0.042               | 46.4                         | 290                                      | 485  | 50  | 480                   | 武统 | 白云岩  | 度卤         |
| D-16-1  | - 0.22                | + 0.011               | 48.1                         | 320                                      | 520  | 80  | 220                   |    |      | 水流         |
| JQ-35-1 | - 1.25                | - 0.055               | 140                          | —                                        | —    | —   | —                     | 下奥 | 细-中晶 | 深埋藏        |
| JQ-38-1 | - 1.29                | + 0.111               | 145                          | —                                        | —    | —   | —                     | 陶统 | 白云岩  |            |

2.2.2 深埋藏白云岩化

深埋藏白云岩化主要见于湘西下奥陶统。在 60 余米厚的细-中晶白云岩中, 残留有原泥晶层及角砾状构造, 所含的粘土矿物均已转化为伊利石及滑石, 岩石具有含  $\text{Fe}^{2+}$ 、 $\text{Mn}^{2+}$  和  $\text{Na}^{+}$  高,  $\text{Mg}/\text{Ca}$  比值较低的特点, 反映了这种白云岩是在深埋环境下由较高的温度和层间水交代原始的泥晶灰岩、泥晶角砾灰岩而形成的。层间卤水中的  $\text{Mg}^{2+}$  浓度除经早期成岩作用(如方解石胶结作用) 后得到提高外, 还因接受了大量粘土矿物在转化过程中所释放出来的  $\text{Mg}$  离子而进一步富集。

稳定同位素的测定结果(表 2) 同样证实了上述结论。白云岩  $\delta^{18}\text{O}$  的平均值为 - 1.27 $\text{‰}$ (PDB), 是所有奥陶系碳酸盐样品中最轻者。据此值按照 Land<sup>[5]</sup> 的方程式计算, 其成岩温度为 134℃ 左右, 属深埋成岩环境产物。按正常地热梯度计算, 其埋深约在 3 600 m 左右, 这一数字与该层白云岩之上连续沉积的中、上奥陶统、志留系的累计地层厚度是基本一致的。

2.3 重结晶作用

古老碳酸盐岩一般均经历了广泛而强烈的新生变形作用, 其中埋藏重结晶作用的影响尤为深远。这一现象在本斜坡带奥陶系几种灰岩中均有反映。从岩石结构上看, 这种重结晶作用所形成的假亮晶斑块十分发育; 在扫描电镜下, 即使很细结构的泥晶灰岩实际上也由粒径约为 2~5  $\mu\text{m}$  的方解石微小晶体组成。

这几种灰岩的氧、碳稳定同位素组成特点和分布范围见表 3, 可以看出, 尽管这些灰岩的类型不

同, 沉积环境、早期成岩环境也不尽相同, 但它们的同位素组成却十分接近, 而且具有  $\delta^{18}\text{O}$  值明显地低于全球奥陶系海相灰岩的平均值(- 0.69 $\text{‰}$  PDB),  $\delta^{13}\text{C}$  值则与平均值(+ 0.05 $\text{‰}$  PDB) 相近的特点。这种同位素组成特点显然反映了晚期较高温度的重结晶作用对不同灰岩的共同效应。据 Oneil 提出的分馏方程式(方解石-水) 计算, 重结晶作用是在 82~90℃ 的温度范围内进行的, 应属中-深埋成岩环境。

表 3 下奥陶统不同灰岩类型的同位素组成特征及成岩温度  
Table 3 Isotopic compositions and diagenesis temperatures of different limestones in Lower Ordovician

| 样品编号                   | 岩石类型   | 组构部位   | 同位素组成/ $\text{‰}$     |                       | 成岩<br>温度/ $^{\circ}\text{C}$ |
|------------------------|--------|--------|-----------------------|-----------------------|------------------------------|
|                        |        |        | $\delta^{18}\text{O}$ | $\delta^{13}\text{C}$ |                              |
| D <sub>6</sub> -8-C    | 泥晶灰岩   | —      | - 1.064               | + 0.116               | 82.5                         |
| T <sub>6</sub> -15-C   | 泥晶灰岩   | —      | - 1.03                | + 0.071               | 79.7                         |
| T <sub>6</sub> -20-G-1 | 亮晶颗粒灰岩 | 颗粒富集部位 | - 1.095               | - 0.041               | 85.1                         |
| T <sub>6</sub> -20-G-2 | 亮晶颗粒灰岩 | 亮晶富集部位 | - 1.16                | + 0.038               | 90.7                         |

3 结论

(1) 下奥陶统深水斜坡带的瘤状灰岩中, 瘤体的  $\delta^{18}\text{O}$  值均重于基质, 反映了瘤体(层) 在海底成岩环境中, 受海底胶结作用, 固结成瘤体层; 而基质(层) 则受海底溶解作用影响, 并是在以后的埋藏环境中固结成岩。

(2) 深水斜坡带的白云岩主要形成于高盐度卤水流交代作用和埋藏白云岩化两种机制, 前者的氧、碳同位素组成具有数值相对集中、且  $\delta^{18}\text{O}$  略偏负的特点; 后者则具有  $\delta^{18}\text{O}$  负值很高的特点。

(3) 斜坡带下奥陶统碳酸盐岩大多经历了埋藏

重结晶作用,致使不同岩石类型或岩石中的不同结构组分均呈现<sup>18</sup>O 亏损明显,而<sup>13</sup>C 无明显变化的特征。

参 考 文 献

1 段太忠,曾允孚,高振中. 根据沉积历史分析华南古大陆边缘构造演化. 石油与天然气地质, 1988, 9(4): 410~ 420

2 王正允,郭成贤,郭建华,等. 中扬子地区下古生代深水沉积的

成岩作用与孔隙演化. 见: 石宝珩,周 , 编. 扬子海相地质与油气. 北京: 石油工业出版社, 1993. 91~ 103

3 王正允,郑秀才. 中扬子地区下奥陶统深水瘤状灰岩的特征及成因. 见: 欧阳志远, 编. 中国矿物岩石地球化学研究新进展. 兰州: 兰州大学出版社, 1994. 426~ 427

4 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用. 西安: 陕西科学技术出版社, 1985. 11~ 12

5 Land L S. The origin of massive dolomite. Journal of Geological Education, 1985, 33: 118

STABLE ISOTOPIC CHARACTERISTICS OF DIAGENESIS  
IN DEEP-WATER CARBONATE ROCKS

Guo Chengxian Wang Zhengyun Wang Fangping  
( Jiangnan Petroleum Institute, Jingzhou, Hubei )

Abstract

Stable isotopic method can be used effectively in the diagenetic research of deep-water carbonate rocks. According to the oxygen and carbon isotopic compositions of the Early Palaeozoic deep-water carbonate rocks developed along the southeastern marginal slop of the Middle Yangtze carbonate platform, some diagenetic environments and diagenetic mechanisms are as fallowe: 1) the  $\delta^{18}\text{O}$  values of nodules of Lower Ordovician nodular limestone are always more positive than those of matrix, suggesting that the prototype of the modular limestone was the product of solution and cementation occurred repeatedly on the sea floor; 2) the Lower Cambrian massive dolomite with relatively concentric values of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  was the product of high density brine replaced dolomitizatin, whereas the lower Ordovician massive dolomite with high negative  $\delta^{18}\text{O}$  value was formed by the deep burial dolomitization; 3) Burial recrystallization altered strongly the Lower Ordovician carbonate rocks, and made them to have the same high negative  $\delta^{18}\text{O}$  values.

**Key words:** stable isotope deep-water carbonate rock diagenesis Middle Yangtze Platform Early Paleozoic