

文章编号: 1000-0550(2002)03-0359-08

# 锶同位素地层学在碎屑岩成岩研究中的应用<sup>①</sup>

黄思静 石 和 张 萌 沈立成 武文慧

(油气藏地质及开发工程国家重点实验室, 成都理工大学沉积地质研究所 成都 610059)

**摘 要** 基于同一地质历史时期海水的锶同位素组成为一定值的锶同位素地层学基本原理, 可将锶同位素地层学用于碎屑岩成岩作用研究, 以评价海相和非海相成岩作用的影响。三个不同类型的研究实例说明: 1) 海相碎屑岩成岩流体的锶同位素组成的演化途径有较好的规律性, 陆相影响随成岩作用的进行而增加, 相对晚期的碳酸盐胶结物的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值通常高于相对早期的碳酸盐胶结物, 变化的本底值即为同期海水的锶同位素组成, 该数值为一定值; 2) 有沉积期深源锶和非同期海相影响的陆相碎屑岩中, 碳酸盐胶结物的锶同位素比值可能低于大陆淡水, 但埋藏成岩过程中相对晚期的碳酸盐胶结物的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值仍高于相对早期的碳酸盐胶结物; 3) 当深部流体影响碎屑岩的整个成岩过程时, 深源锶的烙印可以抹掉或减少不同成岩阶段不同程度陆相影响造成的各种碳酸盐胶结物之间锶同位素组成的差别, 使各种碳酸盐胶结物都具有很低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值, 因而缺乏其它沉积盆地中常见的相对晚期碳酸盐胶结物 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值高于早期胶结物的一般模式。

**关键词** 锶同位素地层学 海相与非海相影响 碎屑岩成岩作用 成岩流体锶同位素变化途径

**第一作者简介** 黄思静 男 1949年出生 教授 博士生导师 沉积学

**中图分类号** P588.2 **文献标识码** A

锶同位素地层学(Strontium Isotope Stratigraphy, 简称 SIS), 由瑞典地质学家 Wickman 在 1948 年提出<sup>[1]</sup>。其基本含意是: 由于锶在海水中的残留时间( $\approx 10^6$  a) 大大长于海水的混合时间( $\approx 10^3$  a), 因而任一时代全球范围内海相锶元素在同位素组成上是均一的<sup>[2]</sup>, 从而导致地质历史中海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值是时间的函数, 即海水中锶同位素的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值是随着时间而变化的。当海相同生矿物(如生物成因的碳酸盐、非生物成因的海水碳酸盐胶结物、磷灰石、重晶石)形成的时候, 它们从海水中获取锶, 而没有锶同位素的分馏<sup>[3]</sup>, 因而保存了其形成时的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值。

锶同位素地层学的应用主要集中在以下几个方面<sup>[4, 5]</sup>: 1) 海相地层的定年<sup>[6-9]</sup>; 2) 全球地质事件与全球对比研究<sup>[10-13]</sup>; 3) 海相与非海相影响程度的评价研究<sup>[14-16]</sup>。在海相与非海相影响程度评价研究中, 陈骏等<sup>[14]</sup>利用海相碳酸盐和陆源铝钙硅酸盐锶同位素组成的显著差异成功解决了我国西部黄土碳酸盐的原生和次生问题; 刘传联等<sup>[15]</sup>、王世杰等<sup>[16]</sup>利用海相碳酸盐和非海相碳酸盐锶同位素组成的差别成功解决了我国东部一些中生代盆地的海、陆相问题。然而, 海相与非海相影响程度评价研究的一个重要方面是碎屑岩的成岩作用, 尤其是海相碎屑岩成岩作用的研

究<sup>[17, 18]</sup>, 这在油气储层评价与储层质量预测、孔隙、尤其是次生孔隙的发育与演化的研究中具有很好的应用前景。如在碎屑岩储层成岩作用中, 碳酸盐胶结物的成因一直是困扰沉积学和石油地质学家的难题之一<sup>[19, 20]</sup>; 分散的、在相对晚期成岩阶段沉淀的、且含量相对较低的碳酸盐胶结物使砂岩孔隙度降低, 储层质量变差, 而在岩石中含量很高的碳酸盐胶结物(负胶结物)孔隙度可在 20% 以上甚至更高, 则常常构成致密的钙质层, 并将厚的储层分割成若干薄的储层, 从而使有效储层的总厚度降低。作为成岩自生矿物的碳酸盐胶结物记录了成岩过程中流体锶同位素组成的变化历程, 因而我们可以较好地利用在不同成岩阶段沉淀的碳酸盐胶结物的锶同位素组成研究碳酸盐矿物的物质来源以及形成的相对时间, 合理推测成岩过程中流体锶同位素组成的变化趋势, 评估海相、陆相和深部流体对成岩过程的影响, 并获得这些碳酸盐胶结物沉淀的相对时间和对孔隙的封堵时间, 为成岩历史的恢复、孔隙演化提供有用的信息。

## 1 利用碎屑岩碳酸盐胶结物的锶同位素组成评价海相与非海相影响的原理

根据锶同位素地层学的基本含意, 同一地质历史时期海水的锶同位素组成为一定值, 目前已有了

<sup>①</sup> 国家自然科学基金项目(批准号: 49972044)资助

收稿日期: 2001-12-17 收修改稿日期: 2002-05-17

506Ma 以来海水锶同位素数据库<sup>[9, 21]</sup>, 数据库中海水的锶同位素组成数据和相应的绝对年龄是一一对应的, 因而某一地质时期、或某一地质时间间隔中的海相与非海相(包括陆相和深部地质作用)对成岩过程的影响程度可以通过样品(主要是成岩自生矿物、尤其是能较好记录成岩流体锶同位素特征的碳酸盐矿物)的锶同位素组成来进行评估, 这是将锶同位素地层学用于成岩作用研究的理论基础。

海相影响主要从下面两个方面控制碎屑岩的成岩作用: 一是海相同生水的作用, 主要影响同生期和成岩早期的成岩流体性质; 二是同期或非同期海相碳酸盐碎屑的溶解作用对成岩孔隙流体的影响, 前者为盆内碎屑, 对成岩作用的影响与同生水类似, 后者主要是陆源碎屑中的海相碳酸盐矿物, 会产生与同生水不同的海相影响。总的说来, 海相影响的结果造成碎屑岩中的碳酸盐胶结物的锶同位素组成趋于海水。由于整个显生宙海水的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值均显著小于大陆淡水<sup>[21~23]</sup>, 因而不不管是同期还是非同期的海水, 其<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值均低于陆相影响来源的锶。由锶同位素地层学所建立的不同地质历史时期海水锶同位素数据库和相应的演化曲线<sup>[9, 21, 22]</sup>为我们提供了判断不同性质和不同程度海相影响的基本参数。

陆相影响主要从下面两个方面控制碎屑岩的成岩作用: 一是大气淡水对成岩过程的影响, 包括成岩早期和表生期(陆相碎屑岩还包括了同生期)的大气淡水作

用; 二是长石等陆源(铝)硅酸盐矿物在成岩过程中的溶解与转化作用对孔隙流体的影响。陆相影响会向成岩孔隙介质提供更多的壳源锶, 碎屑岩中的碳酸盐胶结物会因此更富放射性成因的锶而具较高的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值。同样, 已建立的海相地层的锶同位素数据库也是我们评估成岩过程中陆相影响程度的基础。

除海相与陆相影响以外, 深部地质过程也通过火山和深部流体的作用影响碎屑岩的成岩作用, 并向成岩流体提供深源锶, 使碎屑岩中的碳酸盐胶结物具很低的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值。

## 2 利用碎屑岩碳酸盐胶结物的锶同位素组成评价海相与非海相影响的实例

### 2.1 海相碎屑岩

在成岩过程中, 海相碎屑岩碳酸盐胶结物锶同位素比值的一般变化趋势是碳酸盐胶结物的锶同位素比值随成岩作用的进行而增加, 即陆相影响逐渐增加, 并显示出较好的规律性, 因而我们可利用碳酸盐胶结物的锶同位素组成判断其形成的相对时间, 评估海相和非海相影响在成岩过程不同阶段的相对重要性。以南海珠江口盆地第三系海相砂岩为例, 砂岩中不同赋存状态碳酸盐胶结物的锶同位素组成具有如下特征(表1, 图1):

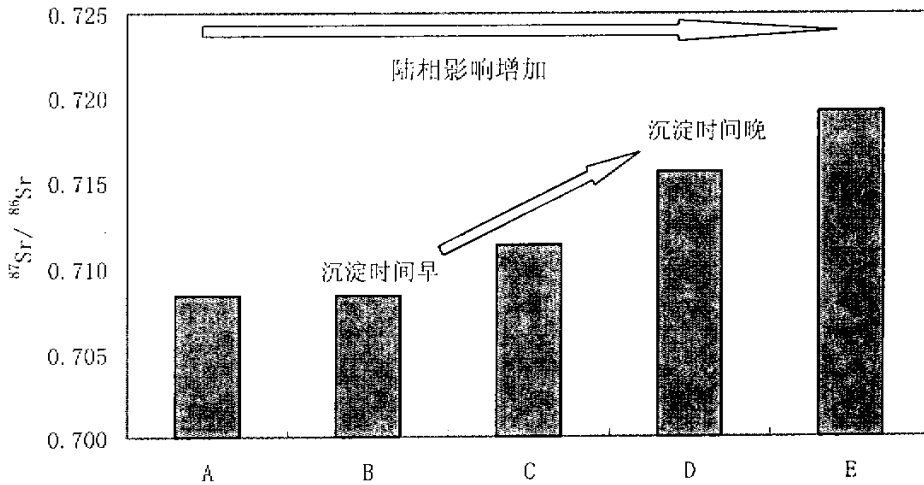
1) 生物壳具有最低的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值, 基本代表第三纪海水的锶同位素组成, 三个样品<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比

表1 南海珠江口盆地第三系海相砂岩中不同赋存状态碳酸盐矿物的锶同位素组成及相应的背景资料

Table 1 Strontium isotope composition of authigenetic carbonates and the background information in Tertiary marine sandstones, Zhujiangkou Basin, Southern China Sea

样品号	碳酸盐矿物的赋存状态	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	地层	井号	深度/m
N1	腕足生物壳	0.708 4	中新统	W13-1	1 401.0
N2	未知生物壳	0.709 0	中新统	W13-2	1 312.9
N3	未知生物壳	0.707 3	中新统	W19-6	1 271.5
N4	早期连生方解石胶结物(高负胶结物孔隙度)	0.707 6	中新统	W13-1	1 251.4
N5	早期连生方解石胶结物(高负胶结物孔隙度)	0.709 2	中新统	W13-2	119 1.5
N6	晚期的分散粒状方解石胶结物	0.709 5	中新统	Q18	1 204.8
N7	晚期的分散粒状方解石胶结物	0.711 6	中新统	W13-2	1 212.5
N8	晚期的分散粒状方解石胶结物	0.709 3	渐新统	W14	2 246.4
N9	晚期的分散粒状方解石胶结物	0.715 4	渐新统	W19-2	1 707.6
N10	晚期的分散粒状方解石胶结物	0.709 7	渐新统	W19-2	1 753.9
N11	晚期的分散粒状方解石胶结物	0.712 8	渐新统	W8	2 695.8
N12	晚期的分散粒状方解石胶结物	0.711 2	渐新统	W8	2 705.6
N13	(铁)白云石胶结物	0.715 0	渐新统	W10	3 603.8
N14	(铁)白云石胶结物	0.714 9	渐新统	W9	3 660.3
N15	(铁)白云石胶结物	0.716 9	渐新统	W9	4 381.0
N16	构造缝中的含铁方解石	0.719 2	中新统	W13-1	1 416.5

锶同位素分析由成都理工大学同位素实验室完成。MAT261 质谱仪, 2.5N 的盐酸溶样, 坩、锶经装有 AG50WX8 树脂交换柱分离和纯化, 每盘样品都插入 NBS987 标准样, 对标准样的测定误差小于 0.01%。表 2 相同。



A. 海水,由腕足壳代表;B.早期连生方解石胶结物(高负胶结物孔隙度);

C.晚期的分散粒状方解石胶结物;D.(铁)白云石胶结物;E.构造缝中的含铁方解石

图1 南海珠江口盆地第三系砂岩中不同赋存状态碳酸盐矿物的锶同位素组成平均值直方图以及成岩过程中碳酸盐矿物 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的演化方式

Fig. 1 Histogram for mean  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  value of different authigenetic carbonates and the evolution trend in diagenesis, Tertiary marine sandstones, Zhujiangkou Basin, Southern China Sea

值分别为 0.707 3、0.708 4、0.709 0,平均值为 0.708 2,其中 0.708 4 为腕足类生物壳。我们取腕足类生物壳的锶同位素组成代表原始海水<sup>[24-25]</sup>,按 Howarth 等<sup>[9]</sup>的锶同位素地层学数据库,其对应的年龄大致在 20.11~21.86Ma 之间,主要落在早中新世 Aquitanian 阶<sup>[26]</sup>;2)早期连生方解石胶结物(高负胶结物孔隙度),其负(方解石)胶结物孔隙度在 20% 左右,说明胶结作用发生在主要的压实作用之前,其锶同位素组成与同期海水值接近,为 0.708 4,只略高于三个生物壳锶同位素组成的平均值,因而其沉淀过程主要受海水影响;3)相对晚期的分散粒状方解石胶结物,具有较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值,平均值为 0.711 4,说明随着埋藏成岩作用的进行,有机质脱羧基作用造成的成岩介质 pH 值降低,长石等(铝)硅酸盐溶解作用带来的陆相影响增加,放射性成因锶的加入使晚期的分散粒状方解石胶结物的锶同位素比值增加;4)(铁)白云石胶结物,沉淀于晚期的分散粒状方解石胶结物之后,因更多的放射性成因的锶加入,其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.715 6;5)构造缝中的铁方解石,其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值最高,达到 0.719 2,说明其沉淀过程所受到的陆相壳源锶的影响最大。

因此,在渐进埋藏沉积盆地中,如果沉积期后没有显著的抬升、大气水作用、以及深部流体的介入,海相碎屑岩中相对晚期的碳酸盐胶结物的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值

通常高于相对早期的碳酸盐胶结物。

## 2.2 有火山物质影响的陆相碎屑岩

陆相碎屑岩中碳酸盐胶结物锶同位素的成岩变化模式比海相碎屑岩复杂,陆相环境沉积同生流体往往具有很高的锶同位素比值(壳源锶的全球平均值为 0.711 9<sup>[23]</sup>),但局部陆相环境沉积流体(如某一淡水湖泊)可能因火山物质带来的深源锶或其它来源锶的影响而使其锶同位素组成为变数,这与某一时代海水的锶同位素组成为一不变值形成鲜明的对照。因而对陆相碎屑岩成岩过程流体中锶同位素的变化途径的评价和解释显得较为困难,并可能有不同的变化模式。下面我们以前鄂尔多斯盆地三叠系延长组砂岩中碳酸盐胶结物(此处包括了同生阶段形成的微晶基质)的锶同位素组成的变化途径为例,讨论有火山物质影响的陆相碎屑岩碳酸盐胶结物锶同位素的成岩变化模式。

鄂尔多斯盆地三叠系延长组为陆相沉积,砂岩主要沉积于湖相三角洲体系<sup>[27]</sup>,及深湖浊积岩体系,并夹有火山碎屑沉积,因而可能通过火山物质提供深部来源的锶,同时砂岩中长石含量很高,在碎屑中含量的平均值在 48% 左右,几乎全为长石砂岩,长石的溶解是最为重要的成岩作用之一,并为成岩作用提供较强的陆相影响;此外,样品的陆源碎屑中还存在海相碳酸盐岩屑,在多数样品中的含量变化在 2%~3% 之间,个别样品可在 30% 以上,因而可能存在成岩过程中的

非同期海相影响。

鄂尔多斯盆地三叠系延长组砂岩中不同赋存状态的碳酸盐填隙物的锶同位素组成如表 2 所示: 1) 正常的微晶方解石基质, 为湖水中无机化学或生物化学作用产物, 基本代表湖水的锶同位素组成,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  平均值为 0.721 5, 与全球壳源锶的平均值 0.711 9<sup>[23]</sup> 接近; 2) 火山碎屑蚀变的微晶方解石, 具残余火山碎屑结构, 其锶同位素组成同时受火山作用带来的深源锶和湖水壳源锶影响, 因而其  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值显著低于正常的微晶方解石基质, 平均值为 0.708 6, 已接近 0.707 7 的三叠纪末全球海水的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  平均值<sup>[9]</sup>; 3) 沉淀作用发生在主要的压实作用之前的连生方解石胶结物(具高负胶结物孔隙度), 其  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值略

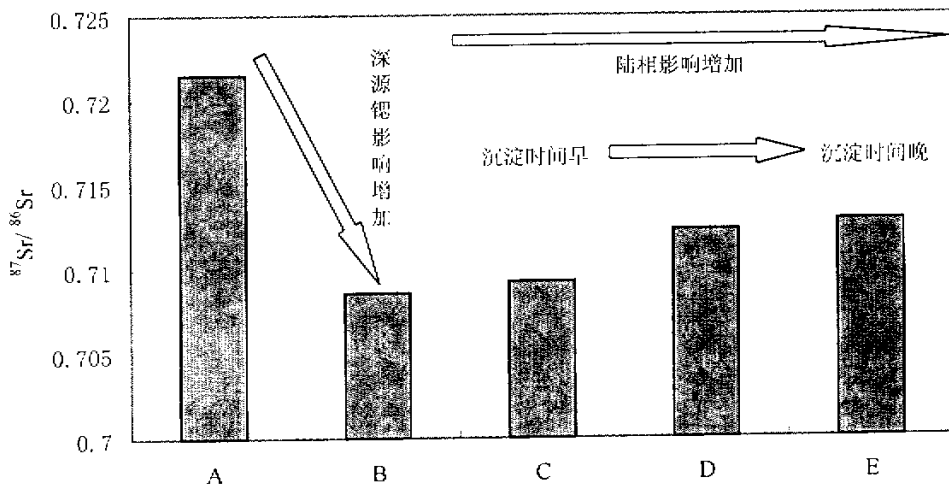
高于火山碎屑蚀变的微晶方解石, 平均值为 0.709 2, 说明成岩早期火山物质水化作用提供的深源锶仍显著地影响着早成岩阶段方解石的沉淀作用; 4) 晚期的铁方解石胶结物, 由于埋藏成岩作用的进行、有机质脱羧基作用造成的成岩介质 pH 值的降低, 长石等(铝)硅酸盐溶解作用带来的放射性成因锶的加入, 使晚期的铁方解石胶结物的锶同位素比值增加,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  平均值为 0.712 3; 5) 铁白云石胶结物, 与晚期沉淀的铁方解石胶结物类似, 由于来自壳源的放射性成因锶的影响,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  的平均值达到 0.712 9。

不同赋存状态的碳酸盐填隙物的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  平均值的分布直方图及其在成岩过程中的变化趋势如图 2 所示。与南海珠江口盆地第三系海相碎屑岩碳酸盐胶

表 2 鄂尔多斯盆地延长组陆相砂岩中不同赋存状态碳酸盐矿物的锶同位素组成及相应的背景资料

Table 2 Strontium isotope compositions of authigenetic carbonates and the background information in Triassic terrestrial sandstones, Ordos Basin

样品号	碳酸盐矿物的赋存状态	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	地层	井号	深度/m
OR1	正常的微晶方解石基质	0.721 5	三叠系延长组第 3 段	Z7	1 881.4
OR2	火山碎屑蚀变的微晶方解石	0.708 6	三叠系延长组第 5 段	Z7	1 467.4
OR3	早期连生方解石胶结物(高负胶结物孔隙度)	0.710 8	三叠系延长组第 3 段	S10	1 267.8
OR4	早期连生方解石胶结物(高负胶结物孔隙度)	0.708 6	三叠系延长组第 3 段	A2	2 131.9
OR5	早期连生方解石胶结物(高负胶结物孔隙度)	0.708 2	三叠系延长组第 3 段	A2	2 120.0
OR6	早期连生方解石胶结物(高负胶结物孔隙度)	0.709 8	三叠系延长组第 3 段	A2	2 107.1
OR7	早期连生方解石胶结物(高负胶结物孔隙度)	0.710 8	三叠系延长组第 3 段	Z8	1 525.7
OR8	早期连生方解石胶结物(高负胶结物孔隙度)	0.708 1	三叠系延长组第 3 段	S10	1 215.9
OR9	早期连生方解石胶结物(高负胶结物孔隙度)	0.708 8	三叠系延长组第 3 段	S12	1 250.8
OR10	早期连生方解石胶结物(高负胶结物孔隙度)	0.710 1	三叠系延长组第 3 段	Z7	1 925.7
OR11	早期连生方解石胶结物(高负胶结物孔隙度)	0.709 6	三叠系延长组第 4 段	Z7	1 519.1
OR12	早期连生方解石胶结物(高负胶结物孔隙度)	0.708 4	三叠系延长组第 3 段	Z3	1 801.4
OR13	早期连生方解石胶结物(高负胶结物孔隙度)	0.708 5	三叠系延长组第 3 段	Z3	1 763.7
OR14	晚期的铁方解石胶结物	0.713 7	三叠系延长组第 3 段	A2	2 115.4
OR15	晚期的铁方解石胶结物	0.709 8	三叠系延长组第 3 段	Z8	1 513.7
OR16	晚期的铁方解石胶结物	0.709	三叠系延长组第 3 段	S12	1 257.5
OR17	晚期的铁方解石胶结物	0.714 6	三叠系延长组第 2 段	Q3	1 771.1
OR18	晚期的铁方解石胶结物	0.715 3	三叠系延长组第 3 段	Z7	1 886.4
OR19	晚期的铁方解石胶结物	0.710 1	三叠系延长组第 2 段	X8	1 584.1
OR20	晚期的铁方解石胶结物	0.713 7	三叠系延长组第 3 段	Z7	1 896.2
OR21	铁白云石胶结物	0.713 3	三叠系延长组第 4 段	Q3	1 238.2
OR22	铁白云石胶结物	0.714 2	三叠系延长组第 4 段	Q3	1 276.3
OR23	铁白云石胶结物	0.710 9	三叠系延长组第 4 段	Q3	1 347.8
OR24	铁白云石胶结物	0.711 9	三叠系延长组第 4 段	Q3	1 371.92
OR25	铁白云石胶结物	0.713 4	三叠系延长组第 4 段	Q3	1 414.02
OR26	铁白云石胶结物	0.713 5	三叠系延长组第 3 段	S12	1 247.4



A. 正常的微晶方解石基质; B. 火山碎屑蚀变的微晶方解石;  
C. 早期连生方解石胶结物(高负胶结物孔隙度); D. 晚期的铁方解石胶结物; E. 铁白云石胶结物

图2 鄂尔多斯盆地三叠系延长组砂岩中不同赋存状态碳酸盐矿物的  
锶同位素组成平均值直方图,以及成岩过程中碳酸盐矿物 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的演化方式

Fig. 2 Histogram for mean  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  value of different authigenetic carbonates and the evolution trend in diagenesis, Triassic terrestrial sandstones, Ordos Basin

结物的锶同位素组成相比,作为陆相沉积的鄂尔多斯盆地三叠系砂岩碳酸盐胶结物的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值并没有高于海相碎屑岩的碳酸盐胶结物,前者(指胶结物)平均值为0.71105,后者为0.71193,同时成岩过程中碳酸盐胶结物壳源锶的增加幅度也低于海相砂岩。如下两个原因造成了这种结果:1)鄂尔多斯盆地三叠系地层中火山碎屑物质带来的深源锶的影响;2)鄂尔多斯盆地三叠系砂岩中生代海相碳酸盐岩屑溶解作用的影响,鄂尔多斯盆地三叠系延长组砂岩中存在奥陶系的海相碳酸盐岩屑, Qing等<sup>[28]</sup>109个奥陶系牙形石、腕足化石和海相胶结物的锶同位素平均值为0.7086(样品年龄变化在443~490Ma之间),该数据可作为奥陶系全球海水的锶同位素组成的平均值,其溶解提供的锶会大大降低成岩流体的锶同位素比值。

因此,在有深源锶和非同期海相影响的陆相砂岩中,碳酸盐胶结物的锶同位素组成可能低于大陆淡水,但埋藏成岩过程中相对晚期的碳酸盐胶结物的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值仍高于相对早期的碳酸盐胶结物,说明随着埋藏成岩作用的进行,陆相影响仍继续增加,碳酸盐胶结物锶同位素组成的这种趋势与海相砂岩类似。

### 2.3 受深部流体强烈影响的陆相碎屑岩

在一些受深大断裂长期影响(深部流体影响到整个沉积期后作用)的沉积盆地中,陆源碎屑岩的碳酸盐胶结物的锶同位素组成反而显得十分简单,不同成岩

阶段的碳酸盐胶结物都具有很低的锶同位素比值,说明深部流体影响了这些沉积盆地从沉积到晚成岩的整个过程。较为典型的实例是渤海湾盆地济阳坳陷第三系碎屑岩储集层中的碳酸盐胶结物。由于济阳坳陷普遍存在深大断裂,其中包括了著名的郯庐断裂<sup>①</sup>。深大断裂下通地幔,上达沉积盆地,在第三系沙河街组砂岩沉积期及沉积期后都一直长期活动,因而由其提供的深部流体对整个成岩过程均有显著的控制作用。在始新统沙河街组四上段和四下段的碳酸盐胶结物中,不管是相对早期成岩阶段形成的方解石胶结物、相对晚期形成的铁方解石胶结物和铁白云石胶结物,它们都具有很低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(表3)。16个不同类型碳酸盐胶结物的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化在0.70629~0.70986之间,平均值为0.70779。按Palmer等<sup>[26]</sup>的始新世年龄范围(33.7~54.8Ma),始新世全球海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化在0.70773~0.70783之间<sup>[9]</sup>,因而第三系始新统沙河街组的碳酸盐胶结物中已有很大一部分的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值低于同期海水。然而,济阳坳陷第三系碎屑岩的成岩过程中没有显著的海相影响,成岩过程中的溶解作用主要发生在长石碎屑中,它们只能带来陆相影响、提供放射性成因锶,并增加 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(少数铁方解石样品具相对高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值)。

① 吴富强,胜利油区渤南洼陷深部储层( $\text{E}_3^4$ )形成机理及含油系统,成都理工大学博士论文

表3 渤海湾盆地济阳拗陷第三系碎屑岩中不同类型碳酸盐胶结物的锶同位素组成及相应的背景资料<sup>1)</sup>

Table 3 Strontium isotope compositions of authigenetic carbonates and the background information in Tertiary terrestrial sandstones, Jiyang Depression, Bohaiwan Basin

样品号	碳酸盐胶结物类型	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	层位	井号	深度/m
B-9	方解石	0.708 54	始新统沙河街组四上段	Y160	3 582.2
B-12	方解石	0.707 50	始新统沙河街组四上段	Y160	3 595.5
B-14	方解石	0.708 14	始新统沙河街组四上段	Y160P	3 598.5
B-26	方解石	0.707 07	始新统沙河街组四上段	Y160	3 607.0
B-28	方解石	0.707 06	始新统沙河街组四上段	Y160	3 610.0
B-34	方解石	0.706 29	始新统沙河街组四下段	Y160	3 678.7
B-35	方解石	0.707 16	始新统沙河街组四下段	Y160	3 679.3
B-37	方解石	0.706 87	始新统沙河街组四下段	Y160	3 680.1
B-39	方解石	0.708 28	始新统沙河街组四下段	Y160	3 682.0
B-61	铁方解石	0.707 64	始新统沙河街组四上段	BS5	4 760.0
B-62	铁方解石	0.709 86	始新统沙河街组四上段	BS5	5 138.0
B-56	铁方解石	0.709 57	始新统沙河街组四上段	Y17	3 515.7
B-8	铁方解石	0.707 12	始新统沙河街组四上段	Y160	3 579.5
B-11	白云石	0.709 67	始新统沙河街组四上段	Y160	3 594.4
B-30	铁白云石	0.706 83	始新统沙河街组四上段	Y160	3 612.1
B-40	铁白云石	0.707 04	始新统沙河街组四上段	Y170	3 825.0

$^{86}\text{Sr}$ 比值说明长石溶解提供壳源锶的成岩作用是完全存在的),这些碳酸盐的胶结作用也不可能是在海相环境中进行的。合理的解释只有一个,就是深大断裂的长期活动提供的深源锶显著地控制了第三系沙河街组砂岩的成岩作用,深源锶的强烈影响抹掉或减少了不同成岩阶段不同程度陆相影响造成的各种碳酸盐胶结物之间锶同位素组成的差别,使各种碳酸盐胶结物都具有很低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值,因而缺乏其它沉积盆地中常见的相对晚期碳酸盐胶结物的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值高于早期胶结物的一般模式。

### 3 结论

1) 由于同一地质历史时期海水的锶同位素组成为一定值,因而某一地质时期、或某一地质时间间隔中的海相与非海相对成岩过程的影响程度可以通过自生矿物、尤其是能较好记录成岩流体锶同位素特征的碳酸盐矿物的锶同位素组成来进行评估,这是将锶同位素地层学用于成岩作用研究的理论基础。

2) 对海相碎屑岩成岩过程而言,由自生碳酸盐矿物获得的成岩流体的锶同位素组成的演化途径通常有较好的规律性,在渐进埋藏沉积盆地中,如果沉积期后没有显著的抬升、大气水作用、以及深部流体的介入,海相碎屑岩中相对晚期的碳酸盐胶结物的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值通常高于相对早期的碳酸盐胶结物,变化的

本底值即为同期海水的锶同位素组成,该数值为一一定值。

3) 由于某一特定陆相沉积环境(如某一淡水湖泊)中沉积流体的锶同位素组成并非定值,因而对陆相碎屑岩成岩过程流体中锶同位素的变化途径的评价和解释较为困难,如在有深源锶和非同期海相影响的陆相砂岩中,碳酸盐胶结物的锶同位素组成可能低于大陆淡水,但埋藏成岩过程中相对晚期的碳酸盐胶结物的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值仍高于相对早期的碳酸盐胶结物,陆相砂岩的这种变化趋势与海相砂岩类似。

4) 由于陆相碎屑岩成岩过程的复杂性,陆相砂岩中碳酸盐胶结物的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值并不一定高于海相碎屑岩的碳酸盐胶结物,其原因同样与由于某一特定陆相沉积环境中沉积流体的锶同位素组成并非定值有关,深源锶和非同期海相组分在成岩过程中溶解作用的影响均会不同程度地降低成岩碳酸盐胶结物的锶同位素组成。

5) 在受深大断裂长期活动影响的沉积盆地中,深部流体在碎屑岩的整个成岩过程中都会起到至关重要的作用,深源锶的强烈影响可以抹掉或减少不同成岩阶段不同程度陆相影响造成的各种碳酸盐胶结物之间锶同位素组成的差别,使各种碳酸盐胶结物都具有很低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值,因而缺乏其它沉积盆地中常见的相对晚期碳酸盐胶结物 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值高于早期

## 胶结物的一般模式。

## 参考文献 (References)

- 1 Wickman F E. Isotope ratios : a clue to the age of certain marine sediment[ J ]. *Journal of Geology* , 1948 , 56 : 61 ~ 66
- 2 McArthur J M , Burnett J , Hancock J M. Strontium isotopes at K/ T boundary ; discussion[ J ]. *Nature ( London )* , 1992 , 355 ( 6355 ) : 28
- 3 Graustein W C. Stable isotopes in ecological research[ M ]. New York : Springer , 1989 . 491 ~ 512
- 4 McArthur J M. Recent trends in strontium isotope stratigraphy[ J ]. *Terra Nova* , 1994 , 6 : 331 ~ 358
- 5 黄思静 , 石和 , 刘洁 , 沈立成. 锶同位素地层学研究进展[ J ]. *地球科学进展* , 2001 , 16 ( 2 ) : 194 ~ 200 [ Huang Sijing , Shi He , Liu Jie , Shen Licheng. Progress in Strontium Isotope Stratigraphy[ J ]. *Advance in Earth Sciences* , 2001 , 16 ( 2 ) : 194 ~ 200 ( in Chinese with English abstract ) ]
- 6 Hess J , Stott L D , Bender M L K , Kennet J P and Schilling J G. The Oligocene marine microfossil record : age assessments using strontium isotopes[ J ]. *Paleoceanography* , 1989 , 4 : 655 ~ 679
- 7 Miller K G , Feigenson M D , Wright J D , et al . Miocene isotope reference section , Deep Sea Drilling Project Site 608 : an evaluation of isotope and biostratigraphic resolution[ J ]. *Paleoceanography* , 1991 , 6 : 33 ~ 52
- 8 McArthur J M , Kennedy W J , Chen M , Thirlwall M F and Gale A S. Strontium isotope stratigraphy for the Late Cretaceous : direct numerical age calibration of the Sr-isotope curve for the U. S. Western interior Seaway. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.* [ J ]. *Palaeoecol.* , 1994 , 108 : 95 ~ 119
- 9 Howarth R J , McArthur J M. Statistics for strontium isotope stratigraphy : a robust LOWESS fit to marine Sr-isotope curve for 0 to 206 Ma , with look-up table for derivation of numeric age[ J ]. *J. Geol.* , 1997 , 105 : 441 ~ 456
- 10 Oslick J S , Miller K G , Feigenson M D , Clement B M. Oligocene-Miocene Sr isotopes ; correlations to an inferred glacioeustatic record [ J ]. *Eos , Transactions , American Geophysical Union* , 75 ( 16 , Suppl ) : 202
- 11 Crame J A , McArthur J M , Pirrie D , Riding J B. Strontium isotope correlation of the basal Maastrichtian Stage in Antarctica to the European and US biostratigraphic schemes[ J ]. *Journal of the Geological Society* , London , 1999 , 156 : 957 ~ 964
- 12 黄思静. 川西北甘溪中、上泥盆统海相碳酸盐岩的碳、锶同位素组成及其地质意义[ J ]. *岩石学报* , 1993 , 9 ( 增刊 ) : 214 ~ 221 [ Huang Sijing. Carbon and strontium isotopes of marine carbonate rocks of Middle-upper Devonian in Ganxi , northwestern Sichuan province and their geological significance[ J ]. *Acta Petrologica Sinica* , 1993 , 9 ( Suppl. ) : 214 ~ 221 ( in Chinese with English abstract ) ]
- 13 黄思静. 上扬子地台区晚古生代海相碳酸盐岩的碳、锶同位素研究[ J ]. *地质学报* , 1997 , 71 ( 1 ) : 45 ~ 53 [ Huang Sijing. Carbon and strontium isotopes of Late Palaeozoic marine carbonates in the Upper Yangtze platform , southwest China[ J ]. *Acta Geologica Sinica* , 1997 , 71 ( 1 ) : 45 ~ 53 ( in Chinese with English abstract ) ]
- 14 陈骏 , 仟纲 , 杨杰东. 黄土碳酸盐 Sr 同位素组成与原生和次生碳酸盐识别[ J ]. *自然科学进展* , 1997 , 7 ( 6 ) : 731 ~ 734 [ Chen Jun , Qiu Gang , Yang Jiedong. Strontium isotope composition in carbonates of loess and the identification of original and secondary carbonate[ J ]. *Progress in Natural Science* , 1997 , 7 ( 6 ) : 731 ~ 734 ( in Chinese with English abstract ) ]
- 15 刘传联 , 成鑫荣. 渤海湾盆地早第三纪非海相钙质超微化石的锶同位素证据[ J ]. *科学通报* , 1996 , 41 ( 10 ) : 908 ~ 910 [ Liu Chuanlian , Cheng Xinrong. Strontium isotope evidence of nonmarine calcic microfossil in the Early Tertiary in the Behai Basin[ J ]. *Chinese Science Bulletin* , 1996 , 41 ( 10 ) : 908 ~ 910 ]
- 16 王世杰 , 董丽敏 , 林文祝 , 李春来 , 汪品先 , 赵泉鸿 , 吴锡浩. 泥河湾组有孔虫化石群的锶同位素研究[ J ]. *科学通报* , 1995 , 40 ( 22 ) : 2072 ~ 2074 [ Wang Shijie , Dong Limin , Lin Wenzhu , Li Chunlai , Wang Pinxian , Zhao Quanhon , Wu Xihao. Study of strontium isotope of the Foraminifer fossil Group in the Nihewan Formation[ J ]. *Chinese Science Bulletin* , 1995 , 40 ( 22 ) : 2072 ~ 2074 ]
- 17 Lynch F L and Land L S. Diagenesis of calcite cement in Frio formation sandstones and its relationship to formation water chemistry[ J ]. *Journal of Sedimentary Research* , 1996 , 66 ( 3 ) : 439 ~ 446
- 18 Taylor K G , Gawthorpe R L , Curtis C D , Marshall J D , Awwiller D N. Carbonate cementation in a sequence-stratigraphic framework : Upper Cretaceous sandstones , Book Cliffs , Utah-Colorado[ J ]. *Journal of sedimentary research* , 2000 , 70 ( 2 ) : 360 ~ 372
- 19 Kantorowicz J D , Bryant I D , and Dawans J M. Controls on the geometry and distribution of carbonate cements in Jurassic sandstones : Bridport Sands , southern England and Viking Group , Troll Field , Norway[ A ]. In : Marshall J D , ed. *Diagenesis of Sedimentary Sequences* : Geological Society of London , Special Publication , 1987 , 36 : 103 ~ 118
- 20 徐北煤 , 卢冰. 硅质碎屑岩中碳酸盐胶结物及其对储层的控制作用的研究[ J ]. *沉积学报* , 1994 , 12 ( 3 ) : 56 ~ 66 [ Xu Beimei , Lu Bing , The study of diagenetic carbonate in siliciclastic rock and its control in the reservoir[ J ]. *Acta Sedimentologica Sinica* , 1994 , 12 ( 3 ) : 56 ~ 66 ]
- 21 McArthur J M , Howarth R J , Bailey T R. Strontium Isotope Stratigraphy : LOWESS Version 3 : Best Fit to the Marine Sr-Isotope Curve for 0 ~ 509 Ma and Accompanying Look-up Table for Deriving Numerical Age[ J ]. *J. Geol.* , 2001 , 109 : 155 ~ 170
- 22 Veizer J , Ala D , Azmy K , Bruckschen P , Buhl D , Bruhn F , Garden G A F , et al .  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater[ J ]. *Chem. Geol.* , 1999 , 161 : 59 ~ 88
- 23 Palmer M R , Edmond J M. The strontium isotopic budget of the modern ocean[ J ]. *Earth Planet. Sci. Lett.* , 1994 , 92 : 11 ~ 26
- 24 Veizer J , Fritz P , Jones B. Geochemistry of brachiopods : Oxygen and carbon isotope records of Paleozoic oceans[ J ]. *Geochim. Cosmochim. Acta* . 1986 , 50 : 1679 ~ 1696
- 25 黄思静. 海相碳酸盐矿物的阴极发光性与其成岩蚀变的关系[ J ]. *岩相古地理* , 1990 , 4 : 9 ~ 15 [ Huang Sijing. Cathodoluminescence and diagenetic alteration of marine carbonate minerals[ J ]. *Sedimentary Facies and Palaeogeography* , 1990 , 4 ( 4 ) : 9 ~ 15 ]
- 26 Palmer A R , Geissman J. Geologic time scale. The Geological Society of America , Product code CTS004 , 1999
- 27 朱国华. 陕北延长组成岩圈闭油藏的形成及其重要意义[ J ]. *沉积学报* , 1988 , 6 ( 4 ) : 1 ~ 11 [ Zhu Guohua. Formation of diagenetic trapping reservoir of Yan Chang Formation , in Northern Shaanxi and its

Significance [ J ]. Acta Sedimentologica Sinica , 1988 , 6 ( 4 ) : 1 ~ 11 ]  
 28 Qing H , Barnes C R , Buhl D and Veizer J. The strontium isotopic  
 composition of Ordovician and Silurian brachiopods and conodonts : Re-

lationships to geological events and implications for coeval seawater [ J ].  
 Geochim. Cosmochim. Acta , 1998 , 62 ( 10 ) : 1 721 ~ 1 733

## Application of Strontium Isotope Stratigraphy to Diagenesis Research

HUANG Si-jing SHI He ZHANG Meng SHEN Li-cheng WU Wen-hui

( State Key Laboratory of Oil/Gas Reservoir Geology and Exploitation , Chengdu University of Technology , Chengdu 610059 )

**Abstract** Based on the fundamental principle of Strontium Isotope Stratigraphy ( SIS ) , i. e. strontium isotope composition of seawater is a determined value during the same geological time , we can apply the SIS to the research of clastic diagenesis in order to estimate the effect of marine facies and non-marine facies on diagenesis. Three examples for the application from Zhujiangkou Basin , Southern China Sea , Ordos Basin , and Bohaiwan Basin are shown as follows :

( 1 ) The composition of strontium isotope of marine clastic diagenesis fluid developed in a regular pathway. Because of the dissolution of feldspar and other terrigenous silicate minerals in diagenesis , the ratio of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of later carbonate cements in diagenesis are usually higher than that of earlier one , and the original value of the evolution process is the ratio of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of sea water in the same term , which is a determined value.

( 2 ) The ratio of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of carbonate cement in terrestrial sandstones may be lower than that of continental meteoric water when the strontium from the mantle influenced the syngensis water , or the marine facies influenced the diagenesis water by dissolution of older terrigenous carbonate rock fragments. However , the ratio of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of carbonate cement precipitated during later burial diagenesis is also higher than that precipitated during earlier period.

( 3 ) When the fluid from the mantle controlled the full diagenesis process , and if the inference from mantle strontium is strong enough to erase or to decrease the difference of strontium isotope composition of various carbonate cements caused by the terrestrial effect in different diagenesis period or different diagenesis degrees , the ratio of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of carbonate cements precipitated in different diagenesis periods are all very low and , therefore , it is lack of the evolution pattern , which often appears in other sedimentary basin , and the ratio of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of carbonate cement precipitated during later burial diagenesis is higher than that precipitated during earlier period.

**Key words** strontium isotope stratigraphy , influence of marine and non-marine facies , clastic diagenesis , evolution pathway of strontium isotope for diagenetic fluids