

文章编号: 1000-0550(2009) 02-0202-10

# 塔里木盆地塔中 19 井奥陶系蓬莱坝组云灰互层段的岩性旋回特征与“顶侵型”埋藏云化模式的建立

陈永权<sup>1,2</sup> 周新源<sup>1</sup> 赵葵东<sup>2</sup> 杨文静<sup>1</sup> 董晨阳<sup>2</sup>

(1. 中国石油塔里木油田分公司勘探开发研究院博士后工作站 新疆库尔勒 841000;

2. 南京大学地球科学系内生金属成矿作用研究国家重点实验室 南京 210093)

**摘要** 在塔里木盆地西部台地区奥陶系蓬莱坝组地层中,发育了厚层的白云岩与灰岩的互层段,其中塔中 19 井蓬莱坝组云灰互层段存在着相对固定的岩性旋回,每个旋回上段为泥晶灰岩,中段为粉晶云岩,下段为硅化砂屑灰岩。对旋回 3 段泥晶灰岩/粉晶云岩/硅化砂屑(球粒)灰岩进行了地球化学研究发现: 1) 微量元素组成上,相比于泥晶灰岩与砂屑灰岩,白云岩富集大多数种类的微量元素。一般来说,白云岩样品的稀土总量( $6.17 \times 10^{-6} \sim 18.62 \times 10^{-6}$ )都高于互层的灰岩样品( $2.86 \times 10^{-6} \sim 6.80 \times 10^{-6}$ ),但在 PAAS 标准化图解上,两者的配分模式却很一致,指示了白云岩为灰岩云化的产物。2) 白云岩化分为两个期次,分别形成了高钡云岩与低钡云岩。高钡云岩表现出了高 S 特征,指示了 Ba 以重晶石形式在白云岩中富存;同时高钡云岩其高 Fe、Mn 含量特征指示了高钡云岩云化卤水来自热液。3) 高钡云岩与低钡云岩表现出了不同的碳、氧同位素特征,指示了两期白云岩化事件。高钡云岩  $\delta^{13}\text{C}$  值与灰岩相当, $\delta^{18}\text{O}$  值较高( $-6.0\text{‰} \sim -3.2\text{‰}$ ),可能指示了交代流体来源于岩浆热液;低钡云岩  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-1.7\text{‰} \sim -1.5\text{‰}$ ,高于泥晶灰岩, $\delta^{18}\text{O}$  值变化为  $-9.7\text{‰} \sim -8.5\text{‰}$ ,低于泥晶灰岩,推测交代流体为海水演化热液。4) 灰岩  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值变化很小,为  $0.708983 \sim 0.709039$ ,粉晶云岩白云岩  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值较高,并且变化范围较大,为  $0.708914 \sim 0.709409$  可能由成岩作用演化造成。由于粉晶云岩沿低孔渗条件的泥晶灰岩下层分布,热液流体进入云化体系的方式只能为流体从底部通过裂缝向上运移,遇盖层封堵而沿盖层下层流动发生云化。我们将这种云化模式定义为“顶侵型埋藏云化模式”,该模式下形成的白云岩与其上泥晶灰岩构成了良好的储盖组合,具有广阔的勘探前景。

**关键词** 蓬莱坝组 白云岩化 顶侵型云化模式 岩性旋回

**第一作者简介** 陈永权 男 1978 年出生 博士 地球化学 E-mail: mica\_cher@sina.com

**中图分类号** P588.24<sup>+</sup>.5 **文献标识码** A

## 0 前言

塔里木盆地中在奥陶系底部与寒武系分布着规模巨大的白云岩地层,在这些白云岩地层中已经发现了具工业价值的油气藏。随着岩溶型油气藏的日益开发,白云岩型油气藏已被视为未来若干年勘探的重点目标。然而由于塔里木盆地白云岩成因研究基础薄弱,制约了白云岩储层的识别与预测,致使白云岩型油气藏勘探进展缓慢。

白云岩的成因问题在国际学术上已经争论了近半个世纪,到目前为止,仍然是一个科学难题。国内外学者通过研究提出白云岩主要有两种成因,并提出相关云化模式: 1) 准同生成因,混合水白云石化模式<sup>[1]</sup>,蒸发泵模式<sup>[2]</sup>,毛细管浓缩模式<sup>[3]</sup>等相继被提出。2) 交代成因,Adams and Rhodes<sup>[4]</sup>提出了卤水回

流白云石化模式,这种模式可以解释厚达千米的白云岩的成因,而且后人发现了支持这种模式的理论上及地质学方面的证据<sup>[5]</sup>;埋藏白云石化与热液白云石化两种交代模式也被提出,并有着各自的矿物结构,岩体构造或矿物组合上的证据<sup>[6~10]</sup>。

对于埋藏白云岩化来说,概念上是指在埋藏条件下发生云化的模式<sup>[11]</sup>。然而我们无法从中判断其流体来源与流体进入云化体系的方式,所以此概念笼统,云化方式不明确。然而埋藏云化中却不乏优质储层,部分埋藏云化的白云岩层,晶体粒级可达粗—巨晶,晶间孔发育。因此需要对埋藏条件下云化机理给予研究,研究其流体来源以及流体进入云化体系的方式,从而为白云岩储层预测提供帮助。

## 1 地质概况与地层特征

塔里木盆地位于我国新疆维吾尔自治区南部,夹

收稿日期: 2008-02-01; 收修改稿日期: 2008-06-04

持于天山、昆仑山和阿尔金山之间, 为一面积达  $56 \times 10^4 \text{ km}^2$  的大型内陆盆地。盆地中心为塔克拉玛干沙漠 (面积  $33 \times 10^4 \text{ km}^2$ ), 周缘为一系列大型山前冲(洪)积扇和洪积平原。塔里木盆地分为 7 个一级构造单元, 即三个隆起 (塔北隆起、中央隆起、塔南隆起) 和四个坳陷 (库车坳陷、北部坳陷、西南坳陷、东南坳陷) (图 1), 具有极其丰富的石油和天然气资源。

塔里木盆地西部地区在寒武纪—奥陶纪沉积类型为台地相沉积, 东部为斜坡—盆地相沉积。盆地西部为塔西克拉通内部坳陷, 主要为台地相碳酸盐岩沉积, 厚度 400~2 000 m, 沉积中心分别位于阿瓦提坳陷—满西 1 井之间和塘古孜巴斯地区, 向南北两侧及西侧沉积厚度逐渐减薄。

西部台地区奥陶系蓬莱坝组岩性特征为白云岩与灰岩互层, 其厚度随横向地域变化而有较大的变化, 柯坪地区鹰山北坡露头剖面的蓬莱坝组厚度仅有 40~50 m, 而柯坪水泥厂露头剖面蓬莱坝组厚度可达 280 m。由于存在未被云化的灰岩层, 蓬莱坝组云灰互层段对于研究白云岩化机制问题十分有利。本文选取了塔中 19 井钻遇的蓬莱坝组云灰互层段为研究对象, 试图通过岩石学与地球化学方法建立塔中 19 井区蓬莱坝组埋藏条件下的白云岩化模式。塔中 19 井位于新疆塔克拉玛干沙漠地, 在塔里木盆地塔中低凸起中央断垒背斜带塔中 19 号古潜山构造上 (图 1)。

## 2 塔中 19 井钻遇蓬莱坝组特殊的岩性旋回

塔中 19 井钻遇了奥陶系蓬莱坝组云灰互层段 293 m。取芯显示, 奥陶系云灰段以灰岩为主, 白云岩呈夹层状分布。通过连续的取芯薄片分析可知, 塔中 19 井云灰岩段是由若干个固定的岩性旋回构成, 每个旋回上段为泥晶灰岩, 中段为粉晶云岩, 下段为硅化砂屑灰岩 (图 2)。

在泥晶灰岩中, 偶尔有少量白云石化产生的细晶白云石漂浮在泥晶基质之中。部分井段后期裂缝发育, 被硅质充填。在部分泥晶灰岩之下发育了中薄层状粉晶白云岩, 厚度 5 cm~2 m 不等。白云岩自形粒状、粉晶, 晶间孔发育。粉晶云岩之下发育了大段的砂屑球粒灰岩, 颗粒灰岩常常被部分或完全硅化, 产生残余球粒状结构的硅化岩。通过硅化岩与白云岩的关系, 特别是白云岩被硅质岩脉贯穿证明了云化时间早于硅化时间。

通过测井曲线分析, 奥陶系蓬莱坝组存在着多种这种泥晶灰岩/粉晶云岩/砂屑灰岩旋回。图 3 中给出了 3 860~3 890 m 井段的伽马曲线特征, 通过薄片分析可知, 低伽马区域为白云岩; 泥晶灰岩数值稍高, 硅质砂屑灰岩为最高。其中部分井段泥晶灰岩破碎硅化, 伽马曲线也比较高。

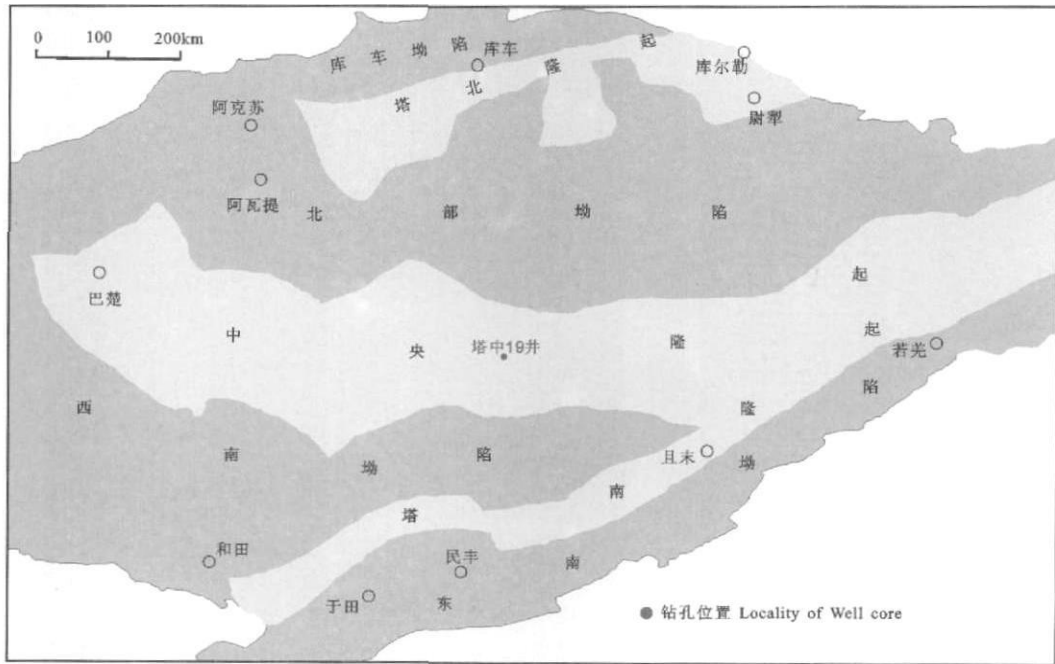


图 1 塔里木盆地构造图与研究井位图

Fig 1 The tectonic map of Tarim Basin and the locality of the studied well

薄片分析表明,塔中 19 井灰云过渡段中,灰岩主要为粒屑滩相灰岩(砂屑灰岩,球粒灰岩)与深水相泥晶灰岩(不含生物屑)。粉晶白云岩由于缺乏蒸发标志,不可能为泻湖/潮坪相原生沉积物,推测其成因可能受埋藏云化机制控制。不论如何,塔里木盆地奥

陶系蓬莱坝组灰岩的岩性旋回组合特征体现了海平面的升降关系。海平面上升则沉降了泥晶灰岩;海平面下降则沉积滩相的砂屑/球粒灰岩。以层序地层的观点来看,每个岩性旋回代表了一个准层序,层序界面为泥晶灰岩的底。

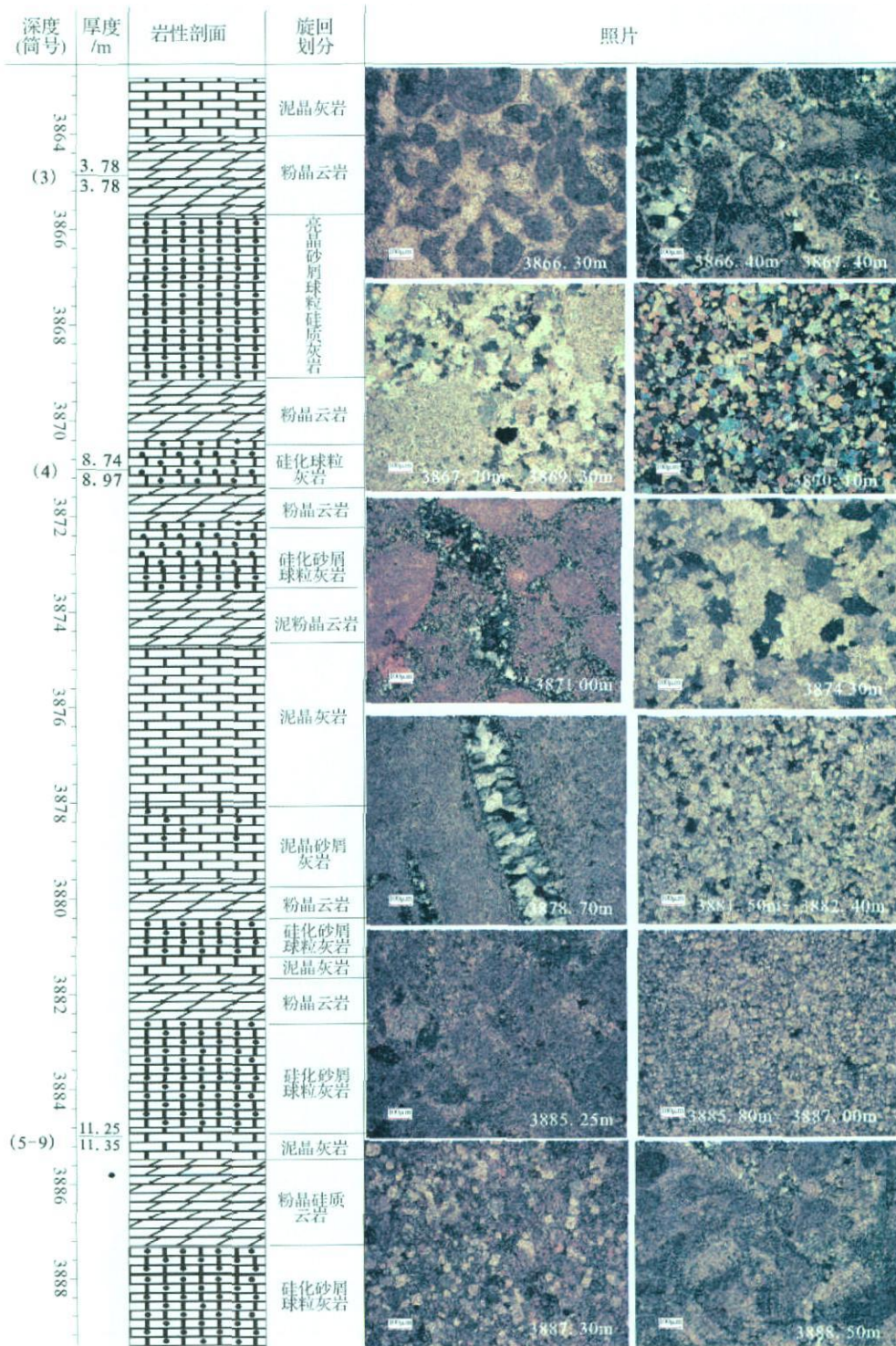


图 2 塔中 19 井奥陶系蓬莱坝组的岩性旋回特征

Fig 2 The rhythmic lithologic combinations of Penglaiba Formation encountered by WellTZ19

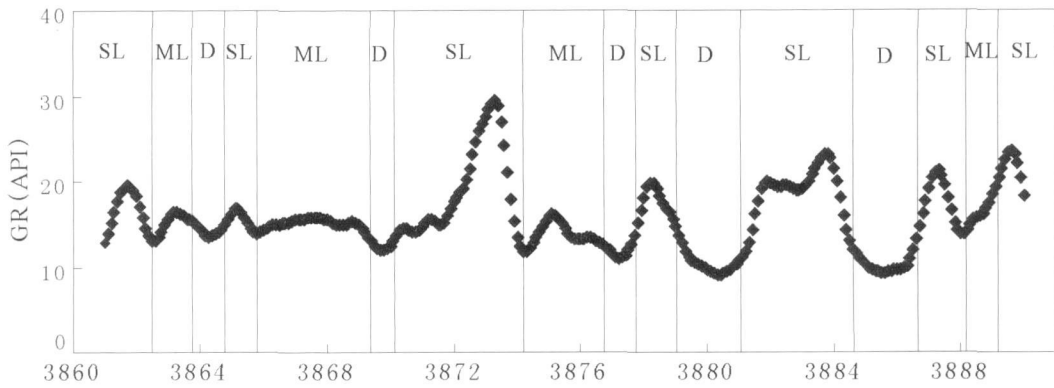


图 3 岩性旋回的伽马曲线特征

SL= 砂屑灰岩; ML= 泥晶灰岩; D= 白云岩

Fig 3 The characteristics of GR line SL represents the siliceous granular limestone ML represents the microlite limestone, and D represents dolomite

### 3 地球化学分析方法与分析结果

#### 3.1 分析方法

##### 3.1.1 元素含量分析方法和样品有序度分析

白云岩全岩样品的主量元素含量分析使用南京大学现代分析中心的 XRF 仪器完成, 分析精度高于 0.5%。全岩微量和稀土元素含量分析在南京大学国家重点实验室完成, 使用仪器为 Finnigan MAT Element ①型高精度电感耦合等离子质谱仪 (HR-ICPMS), 分析精度高于 5%。

白云岩的有序度在南京大学国家重点实验室的 Bede-D1 型 X 射线衍射仪上分析完成。

##### 3.1.2 全岩样品 C、O 同位素分析

白云岩样品的全岩 C、O 同位素分析测试在南京大学内生金属成矿作用研究国家重点实验室完成。仪器采用 Finnigan MAT Delta XP 型连续流质谱仪,

自动进样器装置中以 100% 磷酸与白云岩样品粉末在 70°C 条件下反应 2 h 生成的 CO<sub>2</sub> 气体直接进同位素质谱仪进行测试碳氧同位素组成。

##### 3.1.3 Sr 同位素分析方法

白云岩样品粉末用 1N HCl 室温下溶解, 溶解后离心分离, 取上层清液经离子交换树脂对 Sr 元素进行分离纯化, 具体分离流程可见濮巍等<sup>[12]</sup>文章。最后分离纯化好的样品使用南京大学的 Finnigan Triton T1 型表面热电离质谱仪 (TMS) 进行 Sr 同位素比值的测定。采用的标样为美国国家标准局的 NBS-987Sr 标准溶液, 本次研究中该标样的 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 测试值为 0.710260 ± 8 (n = 10)。

#### 3.2 分析结果

研究过程中, 为了进行对比, 我们同时对与白云岩互层的灰岩也进行了各项地球化学分析。分析结果见表 1 与表 2。

表 1 塔中 19 井主量元素与同位素分析数据表

Table 1 Results of the major elements content and isotope values of stones from the Penghaiba Formation of Well TZ19

井段 /m	岩性	$\delta^{13}C / ‰$	$\delta^{18}O / ‰$	有序度	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	Ba/10 <sup>6</sup>	CaO /%	MgO /%	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /%	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /%	K <sub>2</sub> O /%	Na <sub>2</sub> O /%	SO <sub>3</sub> /%	SiO <sub>2</sub> /%	LOI /%
3869.56	泥晶灰岩	-2.30	-8.50		0.708988 ± 5	20.36	53.20	0.53	0.03	0.01	0.08	0.02	0.06	5.34	40.90
3870.01	粉晶灰岩	-2.50	-3.20	0.46		648.90	22.88	14.92	0.36	0.02	0.82	0.05	0.13	21.83	37.81
3871.22	砂屑灰岩	-2.60	-7.50			3.74	25.14	0.59	0.14	0.00	0.04	0.01	0.02	51.57	22.12
3872.14	粉晶灰岩	-1.50	-9.60	0.44	0.709409 ± 28	236.30	31.53	17.54	0.23	0.03	0.42	0.02	0.05	8.08	42.68
3874.62	泥晶灰岩	-2.90	-8.70			6.22	53.53	0.69	0.05	0.01	0.07	0.02	0.09	4.17	41.18
3881.28	硅质灰岩	-2.90	-8.10		0.708983 ± 7	5.78	44.58	1.37	0.13	0.01	0.06	0.01	0.09	17.93	34.97
3882.61	粉晶灰岩	-2.30	-6.00	0.50		23.12	25.90	16.98	0.27	0.01	0.55	0.04	0.17	16.40	39.11
3882.77	砂屑灰岩	-2.90	-8.10			40.86	30.79	1.26	0.18	0.00	0.02	0.02	0.03	47.98	19.81
3885.81	粉晶灰岩	-1.70	-9.70	0.43	0.708914 ± 4	6.19	29.64	16.51	0.24	0.02	0.29	0.02	0.11	11.68	41.14
3886.71	硅质灰岩	-1.70	-8.50	0.58		19.69	31.73	15.45	0.26	0.01	0.44	0.02	0.04	10.83	41.33
3887.41	砂屑灰岩	-2.80	-8.20		0.709039 ± 9	5.96	36.06	2.24	0.18	0.00	0.05	0.04	0.06	27.46	33.33

表 2 塔中 19 井微量元素数据

Table 2 Results of the trace elements content of stones from the Penglaiba Formation of Well TZ 19

井段 /m	3869.56	3870.01	3871.22	3872.14	3874.62	3881.28	3882.61	3882.77	3885.81	3886.71	3887.41
岩性	泥晶灰岩	粉晶云岩	砂屑灰岩	粉晶云岩	泥晶灰岩	硅质灰岩	粉晶云岩	砂屑灰岩	粉晶云岩	硅质云岩	砂屑灰岩
Li	0.08	0.40	0.05	0.36	0.16	0.08	0.33	0.03	0.12	0.11	0.01
Be	0.03	0.08	0.01	0.08	0.03	0.03	0.07	0.02	0.07	0.04	0.03
Sc	0.38	1.10	0.23	0.79	0.44	0.23	1.04	0.25	0.41	0.66	0.28
Ti	0.69	10.40	0.35	5.00	1.17	0.84	4.05	0.33	2.71	2.04	2.67
V	1.67	12.11	0.40	8.42	1.94	3.13	7.09	1.92	8.01	8.86	5.53
Cr	1.50	3.69	0.41	2.39	0.83	0.88	4.27	0.63	1.48	1.73	1.17
Mn	32.5	233.4	14.7	135.8	26.7	34.6	291.7	20.5	85.0	142.4	112.6
Co	0.39	1.80	0.19	0.73	0.41	0.36	0.99	0.18	0.51	0.40	0.41
Ni	5.50	3.96	2.39	3.75	5.83	4.74	3.25	2.69	3.84	3.11	4.33
Cu	0.28	1.02	0.04	0.60	0.33	0.19	0.38	0.44	0.27	0.21	0.32
Ga	0.03	0.11	0.01	0.18	0.02	0.02	0.09	0.01	0.04	0.06	0.04
Rb	0.13	0.90	0.09	0.93	0.10	0.09	0.63	0.05	0.34	0.47	0.23
Sr	302.0	304.7	267.0	143.1	365.4	299.8	238.1	140.1	83.9	118.3	209.8
Y	0.82	2.52	0.28	1.31	0.68	0.43	2.16	0.34	0.95	1.25	0.61
Zr	0.00	0.09	0.00	0.06	0.00	0.01	0.05	0	0.01	0.00	0.07
Nb	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mo	0.07	0.11	0.03	0.06	0.75	0.43	0.02	0.07	1.59	0.02	0.13
Sn	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02
Cs	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.75	0.01	0	0.02	0.00	0.02
La	1.65	4.27	0.70	2.10	1.63	0.92	3.43	0.71	1.41	2.41	1.05
Ce	2.87	7.78	1.16	5.02	2.91	1.50	7.65	1.43	2.63	4.38	2.43
Pr	0.42	1.11	0.16	0.58	0.40	0.20	0.99	0.21	0.34	0.61	0.29
Nd	1.14	3.07	0.40	1.63	1.05	0.58	2.55	0.56	1.01	1.62	0.83
Sm	0.20	0.60	0.08	0.30	0.23	0.10	0.55	0.10	0.18	0.30	0.14
Eu	0.03	0.14	0.01	0.07	0.03	0.02	0.22	0.02	0.03	0.06	0.03
Gd	0.15	0.45	0.06	0.22	0.15	0.08	0.38	0.07	0.16	0.22	0.10
Tb	0.02	0.08	0.01	0.04	0.02	0.01	0.07	0.01	0.02	0.04	0.02
Dy	0.14	0.48	0.05	0.19	0.14	0.07	0.43	0.07	0.16	0.23	0.09
Ho	0.03	0.10	0.01	0.05	0.02	0.01	0.08	0.01	0.04	0.05	0.02
Er	0.08	0.27	0.03	0.11	0.07	0.04	0.25	0.04	0.09	0.14	0.05
Tm	0.01	0.04	0.00	0.02	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.02	0.01
Yb	0.06	0.21	0.02	0.11	0.05	0.03	0.21	0.04	0.07	0.11	0.05
Lu	0.01	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.01
Hf	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ta	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
W	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02
Pb	0.53	0.90	0.32	0.41	0.55	0.69	0.38	0.39	0.63	0.34	0.69
Bi	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Th	0.22	1.34	0.14	0.53	0.17	0.13	0.84	0.16	0.36	0.58	0.20
U	0.73	1.00	0.18	0.49	1.06	1.01	0.48	0.23	0.45	0.31	0.75

注:微量元素含量数据的单位:  $10^{-6}$

主量元素分析结果表明, 3层泥晶灰岩主要组成为  $\text{CaCO}_3$ , 后期硅化不明显。砂屑灰岩由于其高孔隙条件, 后期硅化严重,  $\text{SiO}_2$  含量可达 51.6%。白云岩的  $\text{MgO}$  含量变化在 14.92% ~ 17.54%,  $\text{CaO}$  含量变化在 22.88% ~ 31.73%,  $\text{Mg}/\text{Ca}$  摩尔比值变化在 0.68% ~ 0.92%。白云岩样品中  $\text{SiO}_2$  含量较高, 变化在 8.08% ~ 21.03% 之间, 白云岩有序度较低, 变化

从 0.43 ~ 0.58 显示白云石化过程是一个相对较快的过程。

相比于上部泥晶灰岩与下部砂屑灰岩, 部分粉晶云岩层显示了高 Ba 含量特征, Ba 含量可达  $2.312 \times 10^{-6}$ , 然而也存在部分粉晶白云岩层 Ba 含量与灰岩相当, 例如 3885.8 ~ 3886.7 m 井段粉晶云岩。根据 Ba 含量的高低将粉晶白云岩定义为高钡粉晶云岩与

低钡粉晶云岩, 两种类型白云岩可能形成于两期云化事件。

同位素分析结果表明, 灰岩的 C、O 同位素非常集中,  $\delta^{13}\text{C}$  值变化为  $-2.9\text{‰} \sim -2.3\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  值变化为  $-8.7\text{‰} \sim -8.1\text{‰}$ , 其碳、氧同位素特征与前人报导的早奥陶世海水沉积碳酸盐氧同位素特征一致<sup>[13]</sup>。高钡云岩与低钡云岩在 C、O 同位素组成上表现了明显的差别。高钡云岩  $\delta^{13}\text{C}$  值比较低, 变化在  $-2.5\text{‰} \sim -2.3\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  值较高, 变化范围是  $-6.0\text{‰} \sim -3.2\text{‰}$ 。低钡云岩  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-1.7\text{‰} \sim -1.5\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  值变化为  $-9.7\text{‰} \sim -8.5\text{‰}$ 。三个灰岩样品的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值变化很小, 为  $0.708983 \sim 0.709039$ 。低钡云岩  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值较高, 变化范围是  $0.708914 \sim 0.709409$ 。

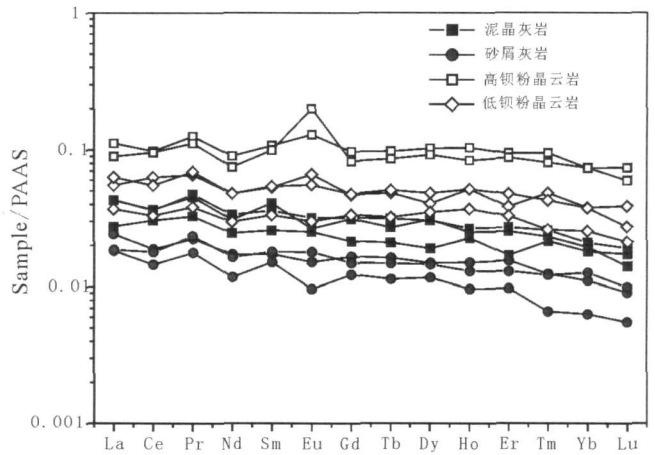


图 5 塔中 19 井云灰岩稀土元素配分图

Fig 5 The map of PAAS normalized Rare Earth Elements of limestone and dolomite

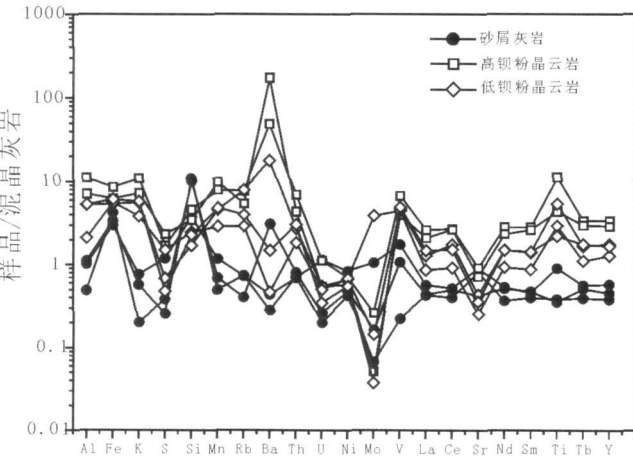


图 4 塔中 19 井云灰岩微量元素蛛网图

Fig 4 The spider map of trace elements of the stones from Well TZ19

微量元素组成上, 相比于泥晶灰岩与砂屑灰岩, 白云岩富集大多数种类的微量元素, 贫瘠 U、Mo 等氧化还原条件敏感金属与 Sr 元素等 (图 4)。稀土元素配分模式上, 白云岩样品的稀土总量 ( $6.17 \times 10^{-6} \sim 18.62 \times 10^{-6}$ ) 一般都高于互层的灰岩样品 ( $2.86 \times 10^{-6} \sim 6.80 \times 10^{-6}$ ), 但在 PAAS 标准化图解上, 两者的配分模式却很一致 (图 5)。

## 4 云化模式讨论

埋藏白云岩化, 指埋藏条件下发生的云化模式<sup>[11]</sup>。概念本身不包含任何有关流体来源与流体进入体系方式的概念。因此区分不同类型的埋藏云化白云岩的核心内容就是示踪流体的物质来源以及流体进入体系的方式。

## 4.1 流体的物质来源

### 4.1.1 Ba 含量的富集

高钡云岩与低钡云岩的同时存在体现了埋藏白云岩化的不同期次。同时, S 元素在白云岩中富集, 特别在高钡粉晶云岩中富集 (图 6), 指示了高钡云岩中 Ba 的富存形式可能为  $\text{BaSO}_4$ , 即是重晶石矿物。

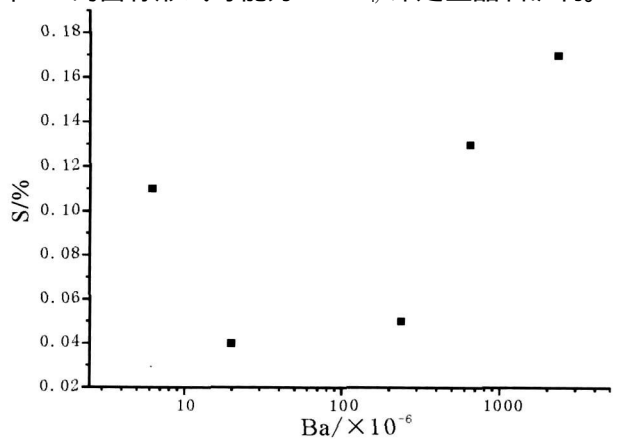


图 6 塔中 19 井蓬莱坝组白云岩 S—Ba 相关关系

Fig 6 The relationship between S and Ba of the dolostones from Well TZ19

前人对于层状重晶石矿产研究表明, 钡主要有两种来源: 热液来源与海水来源<sup>[14]</sup>。海底火山喷流与海底热卤水被认为是沉积重晶石矿床中  $\text{Ba}^{2+}$  的一个主要来源。沉积凝灰岩或凝灰质硅质岩 Ba 平均含量为海水丰度的 35 倍<sup>[15]</sup>。彭军<sup>[16]</sup>通过包裹体研究表明, 重晶石包裹体均一温度较高 ( $150 \sim 180^\circ\text{C}$ ), 说明有海底热卤水的参与; 富 Ba 热液流体能够与海水

中的  $SO_4^{2-}$  直接作用生成  $BaSO_4$ , 这些热液重晶石矿床发育于热液活动带附近, 例如, 东太平洋隆起<sup>[17]</sup>等。

海水是沉积重晶石矿床  $Ba^{2+}$  的另一个来源, 虽然高怀忠<sup>[18]</sup>认为海水中  $Ba^{2+}$  与  $SO_4^{2-}$  远没有达到饱和程度, 但是生物作用可以使沉积物表层孔隙水富集  $Ba^{2+}$  与  $SO_4^{2-}$ <sup>[19-21]</sup>。但是, 富钡白云岩发育于低孔渗条件的泥晶灰岩之下, 海水下渗水遇到泥晶灰岩的封堵作用无法到达云化层位。因此, 高钡云岩白云岩化流体来源于热液。

4.1.2 微量稀土元素证据

稀土元素配分模式上, 白云岩样品的稀土总量 ( $6.17 \times 10^{-6} \sim 18.62 \times 10^{-6}$ ) 一般都高于互层的灰岩样品 ( $2.86 \times 10^{-6} \sim 6.80 \times 10^{-6}$ ), 但在 PAAS 标准化图解上, 两者的配分模式却很一致 (图 5), 指示了白云岩为灰岩云化的产物。砂屑灰岩的  $\delta Ce$  值比较低 ( $\sim 0.8$ ), 体现出沉积环境的相对氧化特征, 粉晶白云岩的  $\delta Eu$  值比较高 ( $\delta Eu = 0.9 \sim 2.2$ ), 相比于低钡粉晶云岩来说, 高钡粉晶云岩的  $\delta Eu$  值更高 ( $1.3 \sim 2.2$ ), 也可能指示了热液流体交代性质, 热液  $\delta Eu$  值比较高, 现代海底黑烟囱中  $\delta Eu$  值高达 8.5 (NASC 标准计算<sup>[22]</sup>)。

$Fe, Mn, U, Mo$  等氧化还原敏感金属会在不同的氧化还原环境中选择性富集,  $Fe, Mn$  趋向于富集在氧化环境中,  $U, Mo$  倾向于富集在还原环境中<sup>[23, 24]</sup>。相比于灰岩来说, 云岩在云化过程中会富集  $Fe, Mn$ <sup>[25]</sup>。 $Fe-Mn$  图解中 (图 7) 我们可以看出, 高钡云岩  $Fe, Mn$  含量最高, 其次是低钡云岩、灰岩中为最低。因

此, 高钡云岩可能为氧化环境下形成的。但是另一方面,  $Fe, Mn$  含量的高低也与物源有关, 热液, 特别是岩浆热液中  $Fe, Mn$  含量比较高<sup>[9]</sup>。同时,  $Ba, Mn$  含量的正相关关系 (图 7) 支持了热液来源。

4.1.3 同位素证据

C, O 同位素分析结果表明, 与灰岩相比, 高钡云岩与低钡云岩显示出了不同的碳、氧同位素特征 (图 8)。与灰岩相比, 高钡云岩具有明显的氧同位素正漂移特征, 碳同位素差别不明显; 低钡云岩则显示了碳同位素高于灰岩, 氧同位素低于灰岩特征。两种白云岩的碳、氧同位素特征差异支持了白云岩形成于两期云化事件的推断。

交代白云岩的碳同位素特征由灰岩原岩、流体源决定, 高钡云岩碳同位素特征与灰岩一致, 指示了高钡云岩云化热液中碳元素 (有机碳与无机碳总和) 含量很低; 低钡云岩碳同位素值  $\delta^{13}C$  高于灰岩, 可能指示了低钡云岩云化流体中碳含量较高, 且流体中碳元素的  $\delta^{13}C$  值较高。交代白云岩的氧同位素值与交代温度、固液相源的氧同位素初始值有关。通过岩石学与地球化学分析可知, 高钡云岩与低钡云岩皆为热液交代的产物, 因此交代温度无法解释两者之间较大的氧同位素差异, 高钡云岩与低钡云岩的氧同位素差异则可能指示了不同流体源的差异。能够导致白云岩化的热液流体主要有两种: 海水演化热液与岩浆热液。泥晶灰岩的氧同位素值  $\delta^{18}O_{PDB}$  变化为  $-8.7\text{‰} \sim -8.1\text{‰}$ , 其数值可代表早奥陶世海水的  $\delta^{18}O_{SMOW}$  值; 地质历史中岩浆水的  $\delta^{18}O_{SMOW}$  值较高, 集中在  $6\text{‰} \sim 10\text{‰}$ <sup>[26]</sup>。因此, 低碳含量的岩浆水交代灰岩同时

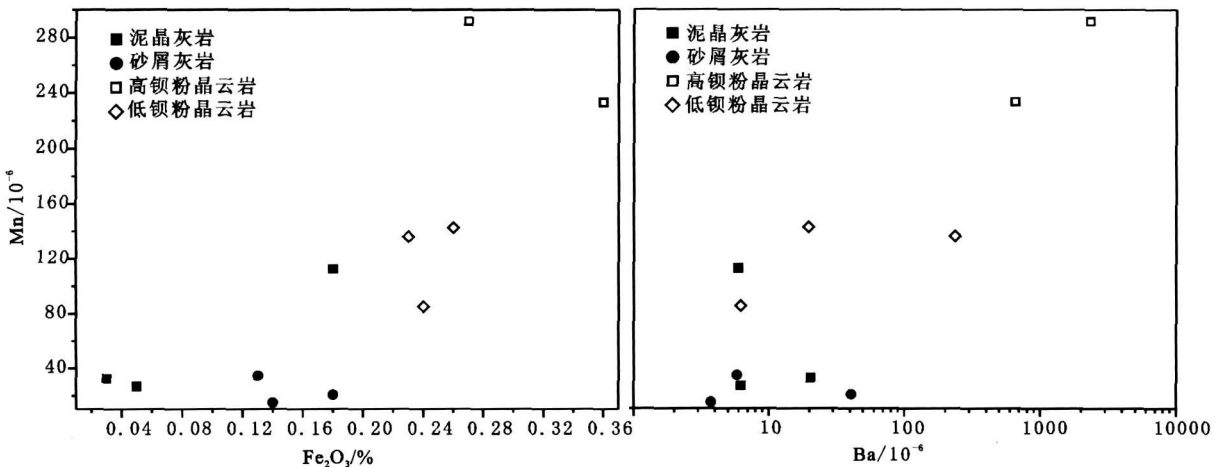


图 7 灰岩与白云岩中的 Mn—Fe 图解与 Mn—Ba 图解

Fig. 7 Mn—Fe relations and Mn—Ba relations of limestone and dolostone

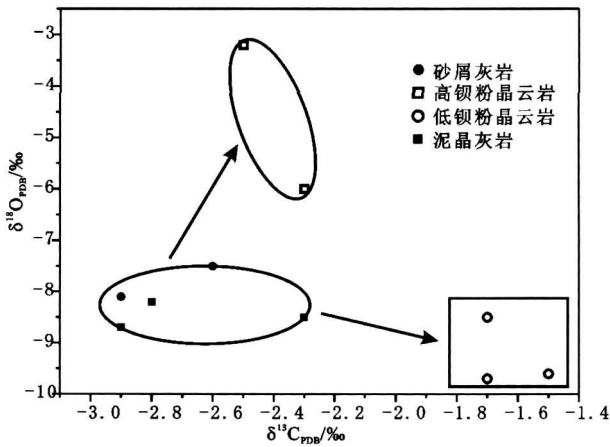


图 8 C、O 同位素地球化学特征

Fig 8 The characteristics of carbon isotope and oxygen isotope values

发生的氧同位素交换将导致生成的白云岩具有高  $\delta^{18}O_{PDB}$  同位素特征; 海水演化热液交代灰岩过程中由于温度较高, 氧同位素分馏系数降低, 从而导致白云石氧同位素降低。因此, 高钡云岩可能为岩浆水交代灰岩的产物, 而低钡云岩为海水演化热液交代灰岩的产物。

Sr 同位素分析结果表明, 低钡云岩的 Sr 同位素比值  $^{87}Sr/^{86}Sr$  略高于泥晶灰岩的 Sr 同位素组成, 可能由成岩作用演化造成。成岩作用过程中, 白云岩倾向于向着低 Sr 含量, 高 Fe、Mn 与  $^{87}Sr/^{86}Sr$  含量方向转化<sup>[25, 27]</sup>。

#### 4.2 白云化模式分析

白云岩的埋藏成岩相必须满足以下两个条件:

1) 存在富镁流体; 2) 存在流体运移通道。这两个条件中“流体运移通道”是更重要的, 其对储层的空间展布的预测有着极为关键作用。据前所述, 白云岩流体为深部热液流体, 深部流体只能沿裂缝或在构造运动的作用下运移到白云岩化层位, 在盖层的封堵下, 沿盖层下层流动, 产生了白云岩化, 我们定义为“顶侵型埋藏白云岩化”, 如图 9 所示。顶侵型白云岩化主要特点是白云岩的层位处于低孔渗条件的盖层之下, 该模式形成的白云岩与其上层将组成良好的储盖组合。

“顶侵型埋藏白云岩化”模式控制下的白云岩储层的形成有两个必要的前提: 1) 高孔渗灰岩之上存在盖层, 可以是泥岩或泥晶灰岩。盖层是海侵的结果, 海侵条件下, 沉积水深加深, 沉积速率变慢, 形成了低孔渗的泥岩或深水陆棚相泥晶灰岩; 2) 临近某

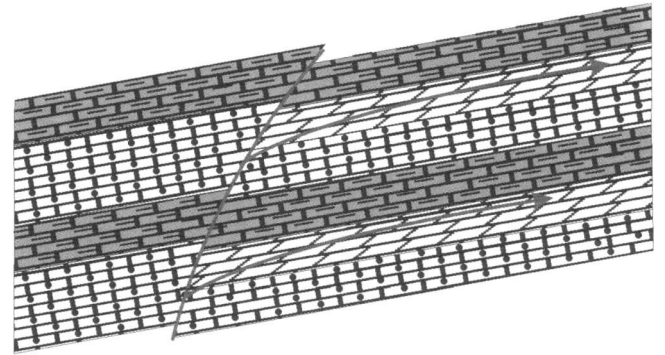


图 9 “顶侵型”白云岩化模式图

Fig 9 The sketchy map of “up erosion” dolomitization model

种构造环境。根据前人研究, 埋藏条件下流体流动的动力学机理可能包括: 生长断层对地层流体的排挤作用、造山带的推覆作用、后造山地层弯曲所产生的相同地层流体的不同重力势能作用等<sup>[28]</sup>。在埋藏条件下, 构造环境中, 流体入侵遇低孔渗的盖层, 沿盖层下流动发生白云岩化, 造成了“顶侵型白云岩化”模式形成的白云岩储层。

### 5 结论

综合塔中 19 井钻遇蓬莱坝组云灰互层段的岩性组合与地球化学研究得到如下结论:

(1) 塔中 19 井蓬莱坝组云灰互层段存在着相对固定的岩性旋回, 旋回上段为泥晶灰岩, 中段为粉晶云岩, 下段为硅化砂屑灰岩。粉晶云岩为埋藏白云化的结果, 原始沉积旋回可能为泥晶灰岩与砂屑灰岩旋回, 可能由海平面升降变化造成。

(2) 粉晶云岩由两期白云化事件造成, 分别形成了高钡云岩与低钡云岩; 高钡云岩 Ba 含量高达  $2.312 \times 10^{-6}$ , 高钡云岩表现出了高 S 特征, 指示了 Ba 以重晶石形式在白云岩中富存, 同时高钡云岩其高 Fe、Mn 含量特征指示了高钡云岩白云化卤水来自热液。

(3) 微量元素组成上, 相对于泥晶灰岩与砂屑灰岩, 白云岩富集大多数种类的微量元素。稀土元素配分模式上, 白云岩样品的稀土总量 ( $6.17 \times 10^{-6} \sim 18.62 \times 10^{-6}$ ) 一般都高于互层的灰岩样品 ( $2.86 \times 10^{-6} \sim 6.80 \times 10^{-6}$ ), 但在 PAAS 标准化图解上, 两者的配分模式却很一致, 显示在白云石稀土元素继承了灰岩的特征。

(4) 高钡云岩与低钡云岩表现出了不同的碳、氧同位素特征, 指示了两期白云岩化事件。高钡云岩  $\delta^{13}C$  值与灰岩相当,  $\delta^{18}O$  值较高 ( $-6.0\% \sim$



- 3 ‰), 可能指示了交代热液来源于岩浆热液; 低钡云岩  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-1.7\text{‰} \sim -1.5\text{‰}$ , 高于泥晶灰岩,  $\delta^{18}\text{O}$  值变化为  $-9.7\text{‰} \sim -8.5\text{‰}$ , 低于泥晶灰岩, 推测交代流体为海水演化热液。

(5) 根据流体的来源与流体进入云化体系的方式分析, 本文提出了“顶侵型埋藏云化模式”, 该模式主要特点是白云岩的层位处于低孔渗条件的盖层之下, 该模式形成的白云岩与其上盖层将组成良好的储盖组合。

### 参考文献 (References)

- Hanshaw B B, Back W, Deke R G. A geochemical hypothesis of dolomitization by ground water[J]. *Economic Geology*, 1971, 66: 710-724
- Hsu K J, Schneider J. Progress report on dolomitization hydrology of Abu Dhabi Sabkhas - Arabian Gulf - the Persian Gulf[J]. New York: Springer, 1973: 409-422
- Warren J K. Sedimentology and mineralogy of dolomitic Coorong lakes, South Australia[M]. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1990, 60(6): 843-858
- Adams J F, Rhodes M L. Dolomitization by seepage refluxion[J]. *AAPG Bulletin*, 1960, 44: 1912-1920
- Shields M J, Brady P V. Mass balance and fluid flow constraints on regional-scale dolomitization, Late Devonian Western Canada sedimentary basin[J]. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 1995, 43(4): 371-392
- Boles J R. Active ankeritic cementation in the subsurface Eocene of southwest Texas[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1978, 68: 13-22
- Gregg J M, Sibley D F. Epigenetic dolomitization: the origin of xenotopic dolomite texture[J]. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1984, 54: 907-931
- Land L S. The origin of massive dolomite[J]. *Journal of Geological Education*, 1985, 33: 112-125
- Milderton K, Congilio M, Sherbock R, et al. Dolomitization of Middle Ordovician carbonate reservoirs, southwestern Ontario[J]. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 1993, 41(2): 150-163
- Hardie L A. On the significance of evaporites[J]. *Annals Review of Earth and Planetary Sciences*, 1991, 19: 131-168
- Warren J. Dolomite occurrence, evolution and economically important associations[J]. *Earth Science Reviews*, 2000, 52: 1-81
- 濮巍, 高剑峰, 赵葵东, 等. 利用 HIBA 和 BCTA 快速分离 Sm-Nd Rb-Sr 方法[J]. *南京大学学报*, 2005, 41(4): 445-450 [Pu Wei, Gao Jianfeng, Zhao Kuidong, et al. Separation method of Rb-Sr, Sm-Nd Using DCTA and HIBA[J]. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences)*, 2005, 41(4): 445-450]
- Veizer J A la D, Azmy K, et al.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater[J]. *Chemical Geology*, 1999, 161: 59-88
- 陈永权, 蒋少涌, 凌洪飞, 等. 华南寒武纪海洋中的沉积矿床及其古环境[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2005, 25(1): 79-84 [Chen Yongquan, Jiang Shaoyong, Ling Hongfei, et al. Sedimentary ore deposits in Cambrian ocean of the South China and the paleo-ocean environments[J]. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 2005, 25(1): 79-84]
- 吴朝东, 杨承运, 陈其英. 新晃贡溪-天柱大河边重晶石矿床热水沉积成因探讨[J]. *北京大学学报: 自然科学版*, 1999, 35(6): 774-785 [Wu Chaodong, Yang Chengyun, Chen Qiyang. The hydrothermal sedimentary genesis of barite deposits in west Hunan and east Guizhou[J]. *Journal of Peking University*, 1999, 35(6): 774-785]
- 彭军, 夏文杰, 伊海生. 湖南新晃贡溪重晶石矿床地质地球化学特征及成因分析[J]. *成都理工学院学报*, 1999, 26(1): 92-96 [Peng Jun, Xia Wenjie, Yi Haisheng. Geological and geochemical characteristics and analysis of genesis of the Gongxi barite deposit, Xinhuang County, Hunan Province[J]. *Journal of Chengdu University of Technology*, 1999, 26(1): 92-96]
- Church T M. Marine barite[C]// Burns R G, ed. *Marine Minerals*. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, 1979, 6: 170-210
- 高怀忠. 中国早寒武世重晶石及毒重石矿床的生物化学沉积成矿模式[J]. *矿物岩石*, 1998, 18(2): 70-77 [Gao Huai Zhong. The biogeochemical sedimentary metallogenetic mode of baritic and witheritic deposit in early Cambrian, China[J]. *Journal of Mineral Petrology*, 1998, 18(2): 70-77]
- Dehairs F, Chesselet R, Jedwab J. Discrete suspended particles of barite and the barium cycle in the ocean[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1980, 49: 528-550
- Dehairs F, Geoyens L, Stroobants N, et al. On suspended barite and the oxygen minimum in the Southern Ocean[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1990, 4: 85-102
- Bishop J K B. The barite-opal-organic carbon association in oceanic particulate matter[J]. *Nature*, 1988, 331: 341-343
- Mills R A, Eberfield H. Rare Earth Elements geochemistry of hydrothermal deposits from active TAG mound, 26 N M id-Atlantic ridge[J]. *Geochemistry et Cosmochimica Acta*, 1995, 59: 3511-3524
- Morford J J, Emerson S. The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments[J]. *Geochemistry et Cosmochimica Acta*, 1999, 63: 1735-1750
- Yang J, Jiang S, Ling H, et al. Paleocyanographic significance of redox-sensitive metals of black shales in the basal Lower Cambrian Nunitang Formation in Guizhou Province, South China[J]. *Progress in Natural Science*, 2004, 14: 152-157
- Tucker M, Wright V P. *Carbonate Sedimentology*[M]. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 1990: 482
- Ohmoto H. Stable isotope geochemistry of ore deposits[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 1986, 16(1): 491-559
- Qing H, Mountjoy E W. Formation of coarsely crystalline hydrothermal dolomite reservoirs in the Presquiere Barrier, Western Canada Sedimentary Basin[J]. *AAPG Bulletin*, 1994, 78(1): 55-77
- Mannus A, Wallace M W. Age of Mississippi valley type sulfides determined using cathodoluminescence cement stratigraphy, Lennard Shelf, Canning Basin, Western Australia[J]. *Economic Geology*, 1992, 87: 189-193

# The Petrologic Rhythm of Lower Ordovician Penglaiba Formation Encountered by Well Tazhong 19 and New Dolomitization Model, Tarim Basin

CHEN Yong-quan<sup>1, 2</sup> ZHOU Xi-yuan<sup>1</sup> ZHAO Ku-dong<sup>2</sup>  
YANG Wen-jing<sup>1</sup> DONG Chen-yang<sup>2</sup>

(1. Tarim Oil Field Company Exploration and Development Research Institute, Korla Xinjiang 841000;

2. State Key Laboratory for Mineral Deposits Research and Center for Marine Geochemistry Research  
Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

**Abstract** In the lower Ordovician Penglaiba Formation of Tarim basin occur thick strata of interbedded dolostone and limestone, which show a relatively constant petrologic rhythm in Tazhong 19 well. Three parts can be observed in every rhythm, the upper part is microlite limestone, middle part is dolostone, and lower part is siliceous granular limestone. The geochemical research on the limestones and dolostones show: 1) compared with limestones, dolostones are enriched in most of trace elements. Dolostones show a higher content of total rare earth elements than limestones but similar PAAS-normalized patterns were demonstrated between limestones and dolostones, which indicates that the rare earth elements in dolostones might have come from limestones by dolomitization. 2) There are two dolomitization events and the productions are Ba-rich dolostones and Ba-poor dolostones, respectively. Ba content in Ba-rich dolostone is as high as  $2.312 \times 10^{-6}$ . Meanwhile, high sulfur concentrations were demonstrated in Ba-rich dolostones, which indicate that the formation of Ba in dolostones is hydrothermal  $\text{BaSO}_4$ . High Fe, Mn content in Ba-rich dolostones also showed the hydrothermal origin of dolomitization fluid. 3) An obvious difference in carbon and oxygen isotope composition was shown between Ba-rich dolostone and Ba-poor dolostone. The carbon isotope compositions in Ba-rich dolostone were similar to limestones, with values ranging from  $-2.5\%$  ~  $-2.3\%$ , but a higher oxygen isotope with value ranging from  $-6.0\%$  ~  $-3.2\%$ , maybe as a result of dolomitization by magmatic hydrothermal fluid. In Ba-poor dolostone,  $\delta^{18}\text{O}$  values vary in a lower range of  $9.7\%$  ~  $-8.5\%$ , and a higher range of  $-1.7\%$  ~  $-1.5\%$  for carbon isotope compositions, maybe as a result of dolomitization by evolved hydrothermal seawater. 4)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values of dolostones vary in  $0.708914$  ~  $0.709409$ , higher than limestones ( $0.708983$  ~  $0.709039$ ), maybe as a result of the later diagenesis alterations. Because of the spatial relations between microlite limestone and dolostones, the dolomitization fluids can not penetrate the limestone to dolostone layers, therefore, the dolomitization fluids must have originated from deep hydrothermal fluid. By some cleavage or tectonic movement the hydrothermal fluids upwelled, encountered the microlite limestones and started dolomitization along the bottom of limestones. We can define the model as “up erosion model”, by which the dolostones and the upper limestone will construct very good reservoir-cover combinations.

**Key words** Penglaiba Formation, dolomitization, up erosion model, petrologic rhythm