

文章编号: 1000-0550(2011)05-0842-15

塔里木盆地塔中地区下奥陶统白云岩成因^①

李鹏春¹ 陈广浩¹ 曾乔松² 易金² 胡昱³

(1. 中国科学院边缘海地质重点实验室 中国科学院南海海洋研究所 广州 510301;

2. 中国科学院广州地球化学研究所 广州 510640; 3. 中国石油化工股份公司胜利油田分公司 地质科学研究院 山东东营 257015)

摘要 塔里木盆地塔中地区下奥陶统白云岩广泛发育,岩石类型复杂多样,主要包括结晶白云岩、残余颗粒白云岩、残余灰质白云岩、藻云岩、亮边雾心白云岩、环带白云岩及少量膏云岩等结构类型。白云岩交代现象明显, $\delta^{18}\text{O}$ 普遍为中—高负值($-3.2\text{‰} \sim -8.7\text{‰}$); $\delta^{13}\text{C}$ 值基本为低中负值($-3\text{‰} \sim -0.77\text{‰}$), Z 值大多集中在 118 ~ 123 之间,成岩温度大部分集中于 36 ~ 51°C 范围,属于低温白云岩。白云岩具有低 Mg/Ca 比值,而 Fe/Mn 比值变化较大;白云石成分显示高铁白云石和高铁白云石之分; Sr 同位素组成(0.708 8 ~ 0.709 7) 普遍与海水锶同位素组成相当,但也存在个别具有较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(0.710 1 ~ 0.710 9)。结合塔中地区奥陶系古地理演变特征,白云岩化类型可划分为准同生期白云石化作用和埋藏白云石化作用。准同生期白云石化作用发生于海底(主要是潮间)成岩环境,主要是在潮坪环境或滩相环境中,其白云岩形成温度较低,具低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值,白云石单矿物具低 Fe 含量;而埋藏白云岩化存在两种模式,一种为早期浅埋藏过程中的卤水回流模式,其白云岩形成温度亦较低,具高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值,白云石单矿物具高 Fe 含量;另一类发生于还原性较强晚期埋藏较深的成岩环境,在埋藏阶段白云岩化程度得到进一步加强和调整,其白云岩形成温度较高,白云石捕获的包裹体均一温度较高,盐度较低。

关键词 白云岩 成因 地球化学 C-O-Sr 同位素 下奥陶统 塔中地区

第一作者简介 李鹏春 男 1978 年出生 博士 副研究员 沉积与构造地质学 E-mail: Lypengchun@scsio.ac.cn
中图分类号 P588.29 **文献标识码** A

由于碳酸盐岩的白云石化作用涉及到一些重要的油气储集岩形成机制以及与碳酸盐岩有关的沉积、层控矿床的成因问题,长期为沉积地质学家、石油地质学家和矿床地质学家所关注^[1]。就世界范围来看,高达 50% 的碳酸盐岩储层是白云岩,北美碳酸盐岩中的油气 80% 以上储存在白云岩中^[2,3]。塔里木盆地近年来的油气勘探证实,寒武—下奥陶统白云岩厚达 1 560 ~ 1 692 m,遍布盆地中西部大部分地区,是重要的油气储层之一。塔中地区的塔中 162 井、塔中 12 井、塔中 43 井、中 1 井等均在下奥陶统见到了较好的白云岩储层。随着下古生界深层白云岩中不断钻获高产工业油气流(如著名的沙参 2 井、英迈 7 井及塔中 1 井等),具有塔里木特色的深层白云岩化作用、白云岩储层的形成、演化及储集特征等一系列问题不断纳入学者们的视野。

塔里木盆地奥陶系白云岩的成因研究始于 20 世纪 90 年代,近 20 年来许多学者已就塔里木盆地寒武—奥陶系白云岩的成因进行卓有成效的研究,但目

前对于塔中下奥陶统白云岩成因的各种观点还存在着较大分歧,有待于开展进一步的系统性研究。本文在岩芯观察和薄片鉴定基础上,通过对塔中地区下奥陶统鹰山组白云岩的主、微量元素地球化学、C-O-Sr 同位素、白云石矿物成分及包裹体测温等分析,探讨了白云岩成因类型、形成机理,以期对塔里木盆地白云岩储层油气勘探提供依据。

1 地质背景

塔里木盆地塔中地区是由台地碳酸盐岩与其上覆碎屑岩组成的一个克拉通盆地内的大型继承性古凹中隆,是塔里木盆地中央隆起带的一个次级构造单元,即所谓的卡塔克隆起(图 1),于加里东末期形成,以后稳定发展^[4,5]。受塔里木盆地和塔中低隆的构造发展与海平面变化的影响,塔中低隆在早奥陶世为碳酸盐岩局限台地相区(图 1),奥陶系分布广泛,钻井揭示厚度 0 ~ 2 442 m,局部缺失。在奥陶系下统保存了相当于上丘里塔格组下部的地层鹰山组。据地

^①中国科学院知识创新工程重要方向性项目(编号: KZCX2-YW-Q05-04)、中国博士后科学基金项目(编号: 20080440829)、中国石化集团科技项目(编号: 2007115) 联合资助。
收稿日期: 2010-06-09; 收修改稿日期: 2010-12-02

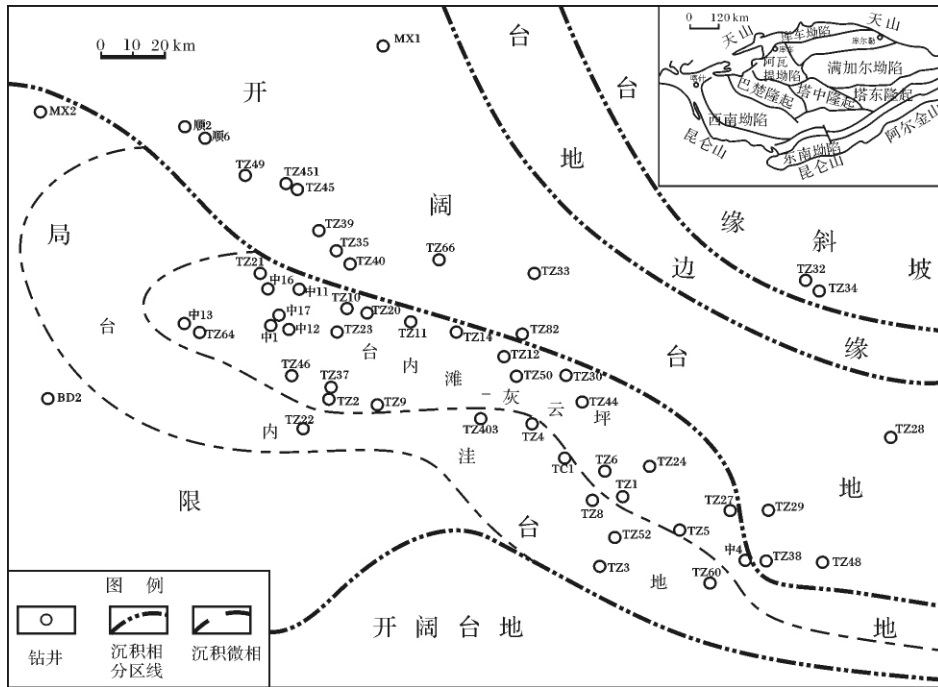


图 1 塔中奥陶纪鹰山晚期沉积环境略图

Fig. 1 Sedimentary environment during late Yingshan stage of Ordovician in Tazhong area

震勘探和钻井揭露, 鹰山组厚 700 ~ 1 000 余米不等, 与上覆良里塔格组平行不整合接触, 与下伏蓬莱坝组整合接触。鹰山组中上部为厚层状灰、深灰、黄灰、灰白、浅灰色(含气)云岩与泥晶灰岩、砂屑灰岩不等厚互层, 局部夹灰质云岩、含灰质云岩、云质砂屑灰岩、云质泥晶灰岩; 下部为灰白、灰、浅灰色云岩夹云质砂屑灰岩、砂屑灰岩(图 2), 垂向上, 白云石和白云岩含量表现出从上到下逐渐增加的趋势。

2 样品和分析方法

本文对塔里木盆地塔中地区西北部钻遇下奥陶统鹰山组白云岩的中 1、中 11、中 13 等 7 口井的岩芯进行了仔细观察与取样。在岩芯观察、室内电子显微镜和电子探针微区分析的基础上, 在双目镜下对用于化学分析和同位素分析的样品进了细致的分拣, 尽可能回避了方解石脉。样品经挑选后粉碎至 200 目。使用感偶等离子原子发射光谱法(ICP—AES)对 Ca、Mg、Sr、Ba、Fe、Mn、K、Na 等含量进行了测定。对 11 个样品测定了碳、氧同位素, 由 GV IsoPrime II 型稳定同位素质谱仪测试得出, 其测试方法为常规的磷酸法, 测试精度 $\delta^{13}\text{C}$ 好于 0.05‰, $\delta^{18}\text{O}$ 好于 0.08‰。锶同位素测量在 VG254 固体质谱仪上进行。包裹体由中国科学院广州地球化学研究所成矿动力学重点

实验室测试, 采用冷冻法和均一法, 首先制备包裹体薄片, 然后揭片并用酒精清洗干净, 在显微镜下寻找和描述包裹体。在 Linkam THMS—6 冷热台进行冷冻温度和均一温度测定, 再根据冷冻温度计算出包裹体的盐度、密度、均一温度和模拟深度。研究中还收集整理了 60 多个已发表的相关数据。

3 分析结果

3.1 白云岩结构类型与特征

根据岩芯观察和室内镜下薄片鉴定, 并结合前人研究资料^[6~9]将塔中地区下奥陶统鹰山组台地相白云岩的结构类型主要划分为结晶白云岩、残余颗粒白云岩、残余灰质白云岩、藻云岩、亮边雾心白云岩、环带白云岩及少量膏云岩。

(1) 结晶白云岩 结晶白云岩是完全由交代成因的及其重结晶形成的白云石晶体所组成的一类白云岩, 其典型特征是显微镜下可见发育良好的白云石晶粒结构, 并且看不到任何原生组构的残余。根据白云石晶体的大小, 鹰山组结晶白云岩常见的类型有泥(微)晶白云岩、粉晶白云岩和细晶白云岩三种。

微(泥)晶白云岩: 晶体小于 0.01 ~ 0.005 mm, 半自形—它形晶, 部分呈镶嵌状, 晶间有少量粘土矿物, 偶有微量石膏伴生, 阴极显微镜下见昏暗光或不

发光(图3a)。

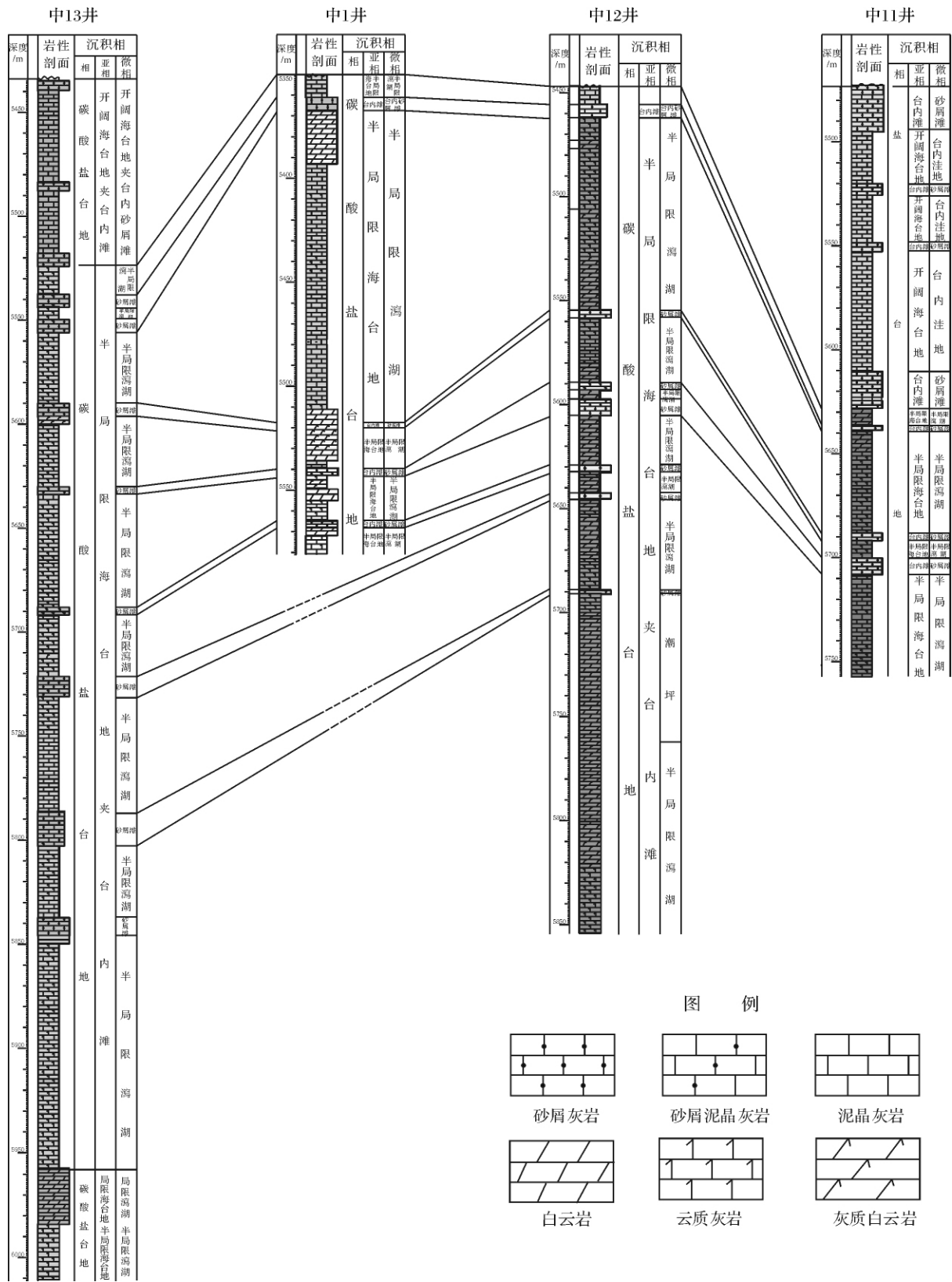


图2 塔中地区中13—中1—中12—中11井下奥陶统鹰山组综合柱状图

Fig. 2 General columnar section of lower Ordovician Yingshan group from Well Z13—Z1—Z12—Z11 in Tazhong area

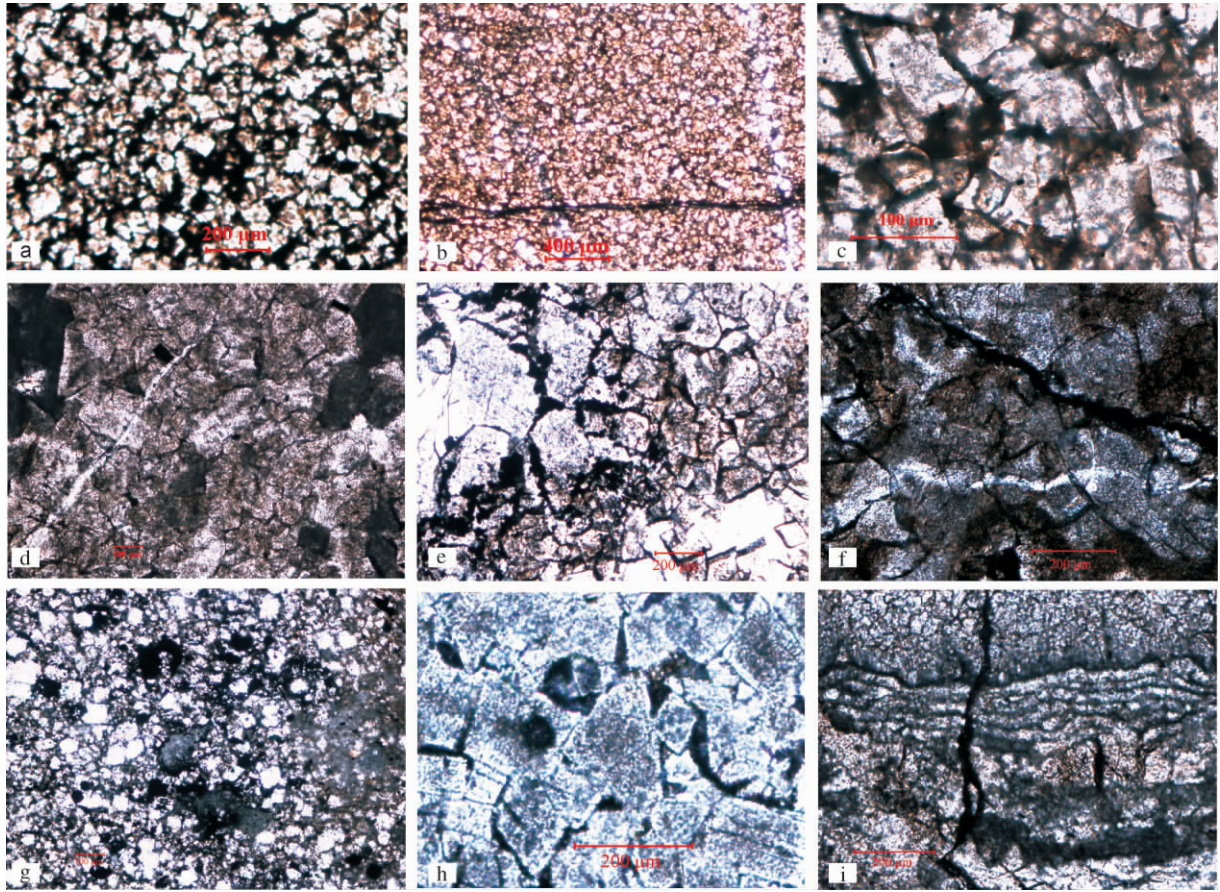


图3 塔中下奥陶统白云岩主要类型

a. 微(泥)晶白云岩; b. 粉晶白云岩; c. 中—粗晶白云岩; d. 残余泥晶砂屑白云岩; e. 残余粒屑白云岩; f. 残余砂屑白云岩;
g. 残余亮晶砂屑云岩; h. 雾心亮边白云岩; i. 藻叠层石白云岩; (均为单偏光)

Fig. 3 The main type of low Ordovician dolomite in central Tarim basin

粉晶白云岩: 白云石晶体为 0.005 ~ 0.05 mm, 它形一半自形晶, 具残余结构, 有模糊感, 阴极显微镜下发暗红色光或不发光, 白云石的克分子百分含量平均为 51% ~ 32% (图 3b)。

细中—粗晶白云岩: 白云石晶体多为 0.05 ~ 0.25 mm, 它形一半自形晶, 以它形晶为主, 晶粒有细、中、粗等不同的大小, 具残余结构(粗粒无)、表面混浊—明亮, 发均—暗红色的光, 有序度高, 达 0.75 ~ 0.87 (图 3c)。

(2) 残余颗粒白云岩 残余颗粒白云石基本上为交代成因, 以具有大量的颗粒交代残余结构(负残余结构)为特征, 可含有小于 10% 的碳酸钙颗粒, 白云石具有良好的晶粒结构。交代颗粒的白云石一般比较浑浊, 晶面呈云雾状, 而交代粒间方解石胶结物的白云石则比较明亮, 有时可见一颗完整的白云石晶体部分交代颗粒, 部分交代方解石胶结物, 说明两者基本上是同时被交代的。根据残余颗粒的类型, 鹰山组残

余颗粒白云岩常见的类型有: 残余砂屑云岩、残余砾屑云岩、残余砂砾屑云岩、残余鲕粒云岩等(图 3d ~ g)。

(3) 残余灰质白云岩 残余灰质白云岩是由 50% ~ 90% 白云石和 50% ~ 10% 残余灰岩组分组成的白云岩。由于交代白云石分布不均, 岩石呈现颜色深浅不一的斑块状、豹斑状、条带状等外貌。在显微镜下, 既可见灰岩组分的正残余结构, 也可见交代白云石具有负残余结构。常见的类型有残余砂屑灰质云岩、残余砂屑粉晶灰质云岩等(图 3e)。

(4) 隐藻白云岩 以具有隐藻生物形成的构造为特征, 主要包括藻层纹石白云岩、藻叠层石白云岩、藻凝块石白云岩等(图 3i)。在岩芯和显微镜下薄片, 白云石呈粉晶结构、条带状分布, 明显可见隐藻构造, 其中的白云石一般非常细小, 它形一半自形晶结构, 以泥晶和微晶结构占优势, 在晶间孔充填了可能为藻类生物残余结构的有机质。

(5) 雾心亮边白云岩 晶体 0.1 ~ 0.5 mm, 半自形—自形晶, 边缘相对明亮而中心较昏暗(图 3h), 亮边发暗红色光。

(6) 环带白云岩 晶体大小与雾心亮边白云岩相近, 半自形—自形晶, 干净明亮的亮带与昏暗混浊的脏带相间出现。

(7) 膏质白云岩 以白云岩为主, 含少量的斑点

状和层状石膏。

3.2 常量与微量元素地球化学

由于引起白云岩化作用的流体性质与成分、温度、压力、被交代的灰岩类型等环境条件的不同, 必然造成所形成的不同成因类型白云岩具有可鉴别的微量元素丰度指标(表 1, 图 4)。为了便于比较, 本文按照成份将白云岩归为三类进行讨论: 一类为过渡类

表 1 塔中下奥陶统白云岩常量与微量元素分析数据(μg/g)

Table 1 Major and trace element compositions of lower Ordovician dolomites in central Tarim basin (μg/g)

序号	样号	平均井深/m	岩性	Na	Sr	Ba	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Mg/Ca	Fe/Mn	Sr/Ba	来源
1	Z16-10-1	5574.7	灰质云岩	375.7	120.72	8.1	327444	1168	184.6	69618	119.0	0.213	9.81	14.82	本文
2	Z16-11-1	5582.6	灰质云岩	58.2	88.516	1.8	411676	98	66.4	941.4	13.5	0.002	7.22	48.94	本文
3	Z17-2-1	5523.4	灰质云岩	177.9	159.8	2.9	360981	284	41.2	23875.8	30.0	0.066	9.47	55.02	本文
4	Z3-2-1	3843.94	灰质云岩	360.6	97.338	21.9	235684	261	42.1	117498	33.7	0.499	7.75	4.45	本文
5	Z11-14-1	5638	粉晶灰质云岩	118.0	257.6	2.9	399781	49	39.1	8526.6	11.4	0.021	4.30	89.25	本文
6	Z13-5	5724.45	微晶灰质云岩		234.11	29.0	178242			31046.9	18.8	0.174		8.07	1
7	Z13-13-1	5974.6	灰质云岩	1491.8	149.12	6.0	239010	112	55.2	112170	22.4	0.469	4.98	24.99	本文
8	Z11-14-3	5636.635	含灰云岩	195.2	124.85	5.3	267231	275	74.2	93936	30.0	0.352	9.17	23.62	本文
9	Z17-3-4	5848.03	含灰云岩	482.0	208.31	15.4	256239	241	197.5	105474	28.4	0.412	8.49	13.53	本文
10	Z13-57	5846.4	含灰云岩	519.4	165		321429	420	912.8	55920	23.0	0.174	18.26		2
11	Z13-63	5971.9	含灰云岩	1038.7	101		224286	1330	1742.6	95640	52.0	0.426	25.58		2
12	Z12-14-1	5613.01	含灰云岩	87.0	170.18	2.0	398567	32	45.7	2609.76	19.1	0.007	1.65	83.35	本文
13	Z16-14-1	5848.225	含灰云岩	267.2	66.653	1.9	250827	745	54.6	102630	68.4	0.409	10.89	34.30	本文
14	Z1-6	5368.67	含灰云岩		103.94						22.7				1
15	Z1-7	5368.67	灰色白云岩		104.99						29.8				1
16	Z1-11	5368.67	灰色白云岩		117.17						35.2				1
17	Z1-12	5368.67	灰色白云岩		163.32						24.6				1
18	Z1-16	5371.79	灰色白云岩		118.29						34.7				1
19	Z1-17	5371.79	灰色白云岩		117.67						32.1				1
20	Z3-3-1	3946	灰色白云岩	188.8	535.1	2.7	396153	120	54.9	7798.8	23.4	0.020	5.11	196.53	本文
21	Z13-66	5973.8	灰色白云岩	816.1	109		230000	1330	1576.6	90480	48.0	0.393	27.71		2
22	Z13-71	5977.3	灰色白云岩	667.7	223		257857	1400	2074.5	77100	65.0	0.299	21.54		2
23	Z13-19	5976.33	粉晶白云岩		139.17	49.2	100903			48367.75	27.0	0.479		2.83	1
24	Z13-20	5976.33	粉晶白云岩		136.89	58.8	115219			27945.92	23.2	0.243		2.33	1
25	Z4-2	3611.465	粉晶白云岩		71						246.0				1
26	Z4-3	3611.465	粉晶白云岩		63						104.0				1
27	Z4-4	3611.465	粉晶白云岩		141						320.0				1
28	Z4-8	5158.06	粉晶白云岩		330						227.0				1
29	Z4-9	5158.06	粉晶白云岩		251						106.0				1
30	Z1-110	5366.9	粉晶白云岩	519.4	104		214786	1610	1078.7	103500	40.0	0.482	40.25		2
31	Z1-112	5367.2	粉晶白云岩	519.4	170		214929	1260	829.8	106740	37.0	0.497	34.05		2
32	Z12-65	5612.9	粉晶白云岩	519.4	89		219286	630	1078.7	71940	80.0	0.328	7.88		2
33	Z1-120	5371.4	粉—细晶白云岩	519.4	145		202000	1330	829.8	110040	44.0	0.545	30.23		2
34	Z1-121	5371.6	粉—细晶白云岩	445.2	182		200571	1120	746.8	102780	48.0	0.512	23.33		2
35	Z13-18	5976.33	细晶白云岩		90	43.1	97125			35800.29	20.0	0.369		2.09	1
36	Z1-119	5370.9	细晶白云岩	741.9	124		200571	1960	829.8	112380	54.0	0.560	36.30		2
37	Z12-16	5578.535	微晶白云岩		155.56	19.4	113639			52706.05	37.2	0.464		8.02	1
38	Z12-17	5614.755	微晶白云岩		117.56	16.3	108070			47152.57	69.9	0.436		7.21	1
39	Z12-23	5614.755	微晶白云岩		167.33	24.2	98800			38198.85	79.1	0.387		6.92	1
40	Z13-4	5595.5	微晶白云岩		126.39	21.8	101572			31709.56	24.3	0.312		5.80	1
41	Z4-10	5158.06	泥晶白云岩		458						286				1

注: 本文数据在中国科学院同位素年代学和地球化学重点实验室测试; 1—据文献[10]; 2—据文献[11].

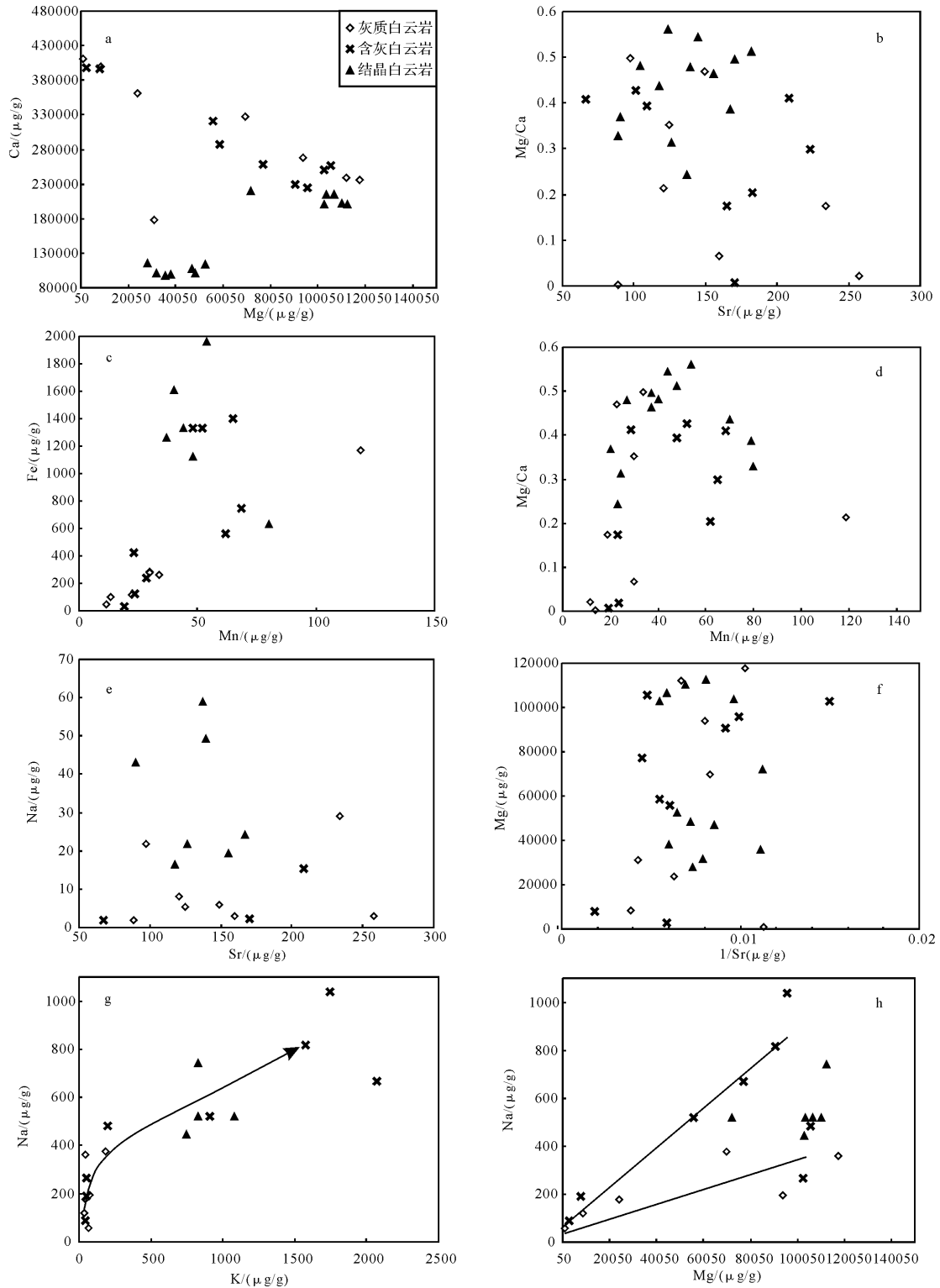


图 4 塔中下奥陶统白云岩常量与微量元素含量对比图

Fig. 4 Spectral diagrams of trace element compositions of lower Ordovician dolomites in Tazhong area

型白云岩,以灰质云岩为主;第二类为含灰云岩,包括残余颗粒云岩等;将纯白云岩归为第三类结晶白云岩,包括灰色白云岩、粉晶白云岩、粉—细晶白云岩、

细晶白云岩、微晶白云岩、泥晶白云岩等。

Ca、Mg

白云岩中 CaCO_3 的质量浓度及有序度与形成条

件有着明显的关系, Ca 在白云岩中的富集程度由沉积溶液的 Mg/Ca 比值所反映出来。一般情况下, 与蒸发盐相伴生的细晶白云岩中 Ca 含量低于不与蒸发盐相伴生的细晶白云石, 所以在高盐度环境中, Mg/Ca 值较高, 超过 5 或 10, 在正常海水中, Mg/Ca 值约为 1, 溶液的淡化作用对白云岩的形成是有利的。塔中地区下奥陶统鹰山组白云岩 Ca 含量为 97 124 ~ 411 675 $\mu\text{g/g}$, 其中结晶白云岩 Ca 含量偏低, 为 97 124 ~ 219 285 $\mu\text{g/g}$, 而灰质白云岩和含灰白云岩偏高, 为 224 128 ~ 411 675 $\mu\text{g/g}$ 。随 Mg 含量的增加, 灰质白云岩和含灰白云岩 Ca 含量降低, 而结晶白云岩 Ca 含量有增加的趋势(图 4a)。Mg/Ca 比值偏低, 都小于 1(图 4b), 说明白云岩是在 Mg/Ca 值低的溶液中形成, 反映其由浓缩海水白云岩化形成的可能性不大, 而有相当部分的淡水参与了白云岩化过程, 为较潮湿无蒸发作用的变盐度环境如混合水环境或是在埋藏条件下。

Fe、Mn

白云岩中的 Fe 和 Mn 是判断氧化还原作用的敏感元素, 由于其有效分配系数 K 大于 1, 所以在还原环境中有利于 Fe、Mn 保持在孔隙流体中, 在成岩过程中更容易进入白云石晶格。因此氧化环境形成的白云岩的 Fe、Mn 含量要低于还原环境形成的白云岩, 近地表早期白云岩比埋藏白云岩中的含量低。鹰山组白云岩及其在成分上向灰岩过渡的岩石类型的 Fe 和 Mn 含量都非常低, Fe 含量为 31.5 ~ 1 960.0 $\mu\text{g/g}$, 平均只有 742.5 $\mu\text{g/g}$, Mn 含量为 11.4 ~ 286.0 $\mu\text{g/g}$, 且大部分集中在 10 ~ 90 $\mu\text{g/g}$ 之间, 平均只有 64.8 $\mu\text{g/g}$ (图 4c); 都显著低于前人报道的白云岩的 Fe、Mn 含量, 如 Azmy 等报道的巴西 Sao Francisco 盆地前寒武纪与埋藏白云石化有关的白云岩的 Fe、Mn 含量分别为 22 009 $\mu\text{g/g}$ 和 2 094 $\mu\text{g/g}$, 其它成因白云岩的 Fe、Mn 含量也高于本文各种白云岩一个数量级, 反而与黄思静等所报道的川东三叠系飞仙关组白云岩相类似。因此鹰山组白云岩的形成环境应为偏氧化环境。Fe 随 Mn 的增加而升高, 与 Mn 呈正相关关系, Mn 与 Mg/Ca 比值也表现出正相关关系, 从而 Fe 与 Mg 和 Ca 的含量也存在正相关性, 说明 Fe 的含量受陆源物质的影响不大。Mn 含量偏低, 也说明大气淡水的影响不大, 因为大比例的淡水应提供相当多的 Mn 来源, 从而致使 Mn 含量大幅增加^[12]。

Sr、Ba

鹰山组白云岩 Ba 的含量从 1.81 ~ 58.84 $\mu\text{g/g}$,

其中结晶白云岩 Ba 含量较高, 为 16.3 ~ 58.84 $\mu\text{g/g}$, 而灰质白云岩和含灰白云岩偏低, 仅为 1.81 ~ 29.0 $\mu\text{g/g}$ 。三种类型白云岩的锶含量没有实质性的变化, 其 Sr 含量为 63.0 ~ 535.1 $\mu\text{g/g}$, 大部分集中于 80 ~ 170 $\mu\text{g/g}$ 之间(图 4e)。同时 Sr 含量的倒数与 Mg 含量间呈显著正相关关系(图 4f)。说明其结构对锶含量的影响是相对次要的, 成岩流体对锶含量的影响可能远小于白云石的晶体化学学习性。因为理论上讲, 锶在白云岩中的分配系数只有方解石的一半, 因而方解石的白云石化过程是一个锶丢失的过程, 白云岩中的锶含量应显著低于半生的方解石^[12, 13]。

Na、K

一般认为高盐度环境下形成的白云岩中 Na 含量较高, 而埋藏成因白云岩的 Na 含量很低, 只有几十个 $\mu\text{g/g}$, 可能与白云石重结晶造成 Na 的丢失有关。鹰山组白云岩中, 灰质白云岩 K、Na 含量都很低, 分别为 39 ~ 184 $\mu\text{g/g}$ 和 58 ~ 375 $\mu\text{g/g}$; 结晶白云岩中等, 为 746 ~ 1078 $\mu\text{g/g}$ 和 445 ~ 741 $\mu\text{g/g}$, 含灰白云岩变化范围较大, 为 45 ~ 2 074 $\mu\text{g/g}$ 和 87 ~ 1 038 $\mu\text{g/g}$ 。随 Mg 含量的增加, 含灰白云岩、灰质白云岩表现出 Na 升高的趋势, 而结晶白云岩的 Na 含量无明显相关性(图 4g-h), 说明结晶白云岩可能是埋藏条件下形成的, Mg 的增加不受成岩流体的影响。

3.3 白云石单矿物特征

为了定量分析白云石成分, 示踪成岩环境等, 本文对中 11 井、中 17 井、中 3 井、顺 6 井灰岩及白云岩中的白云石单矿物成分进行了电子探针分析, 分析结果见表 2。从表可以看出, 其主要成分为 CaO, 含微量 Fe、Mg、Mn 等元素。各类白云石的 Ca、Mg、Mn 基本类似, Sr 基本没有检测到。

从白云石成分分布(图 5a)可以看出, 白云石的 Fe 含量普遍很低, 为 0.003 ~ 1.945 $\mu\text{g/g}$, 但随岩性变化及后期成岩作用影响的不同, 可以分为高铁含量白云石和高铁含量白云石, 前者为含云灰岩中的白云石, Fe 含量为 0.178 ~ 1.945 $\mu\text{g/g}$, 而后者为含灰云岩中的白云石, Fe 含量为 0.003 ~ 0.078 $\mu\text{g/g}$ 。就不同的井来看, 中 17 井和中 11 井白云岩 Fe 含量存在明显差别(图 5b、c、d), 中 11 井样品中白云石 Fe 含量变化比较大, 为 0.444 ~ 1.945 $\mu\text{g/g}$, 且随着 Mg、Mn 含量的升高而增高, 而中 17 井样品中白云石 Fe 的含量较小, 为 0.003 ~ 0.078 $\mu\text{g/g}$, 随着 Mg、Mn 的升高而基本保持不变, 说明陆源物质对铁的影响不大。Mg/Ca 比值变化很小, 介于 0.002 ~ 0.015 之间,

表2 白云石单矿物电子探针分析数据(μg/g)

Table 2 Elemental compositions of dolomite minerals analyzed by electron microprobe (μg/g)

序号	样品编号	岩性	FeO	MgO	CaO	MnO	Total	Ca + Mg	Mg/Ca	Fe/Mn	
1	Sh6-3-2	亮晶砂屑颗粒灰岩		0.1932	51.461	0.062	51.72	51.65	0.01		
2	Sh6-3-2			0.389	51.387	0.055	51.83	51.78	0.01		
3	Sh6-3-2			0.166	49.749	0.037	49.95	49.92	0.00		
4	Sh6-3-2			0.317	57.046	0.007	57.37	57.36	0.01		
5	Sh6-3-2			0.008	50.608		50.62	50.62			
6	Sh6-3-2			0.312	49.544		49.86	49.86	0.01		
7	Sh6-3-2			0.19	51.432		51.62	51.62	0.00		
8	Sh6-3-2			0.388	51.863	0.033	52.28	52.25	0.01		
9	Sh6-3-2			0.003	0.456	50.962		51.42	51.42	0.01	
10	Sh6-3-2				0.375	49.911		50.29	50.29	0.01	
11	Z17-2-5	含灰云岩	0.016	0.233	49.992		50.24	50.23	0.00		
12	Z17-2-5		0.016	0.275	49.957	0.004	50.25	50.23	0.01	4.00	
13	Z17-2-5		0.019	0.218	49.907		50.14	50.13	0.00		
14	Z17-2-5			0.27	50.323		50.59	50.59	0.01		
15	Z17-2-5				0.635	50.001		50.64	50.64	0.01	
16	Z17-2-5			0.029	0.574	49.876		50.48	50.45	0.01	
17	Z17-2-5			0.068	0.605	49.542	0.044	50.26	50.15	0.01	1.55
18	Z17-2-5			0.029	0.544	49.937	0.037	50.55	50.48	0.01	0.78
19	Z17-2-5			0.023	0.583	49.841		50.45	50.42	0.01	
20	Z17-2-5					50.785		50.79	50.79		
21	Z17-2-5		0.003	0.022	50.449	0.015	50.49	50.47		0.20	
22	Z17-2-5		0.003	0.102	50.648		50.75	50.75	0.00		
23	Z17-2-5			0.119	50.082		50.20	50.20	0.00		
24	Z17-2-5		0.029	0.012	50.619		50.66	50.63	0.00		
25	Z17-2-5			0.146	49.069	0.004	49.22	49.22	0.00		
26	Z17-2-5		0.078	0.631	50.112	0.015	50.84	50.74	0.01	5.20	
27	Z17-2-5		0.055	0.111	48.334		48.50	48.45	0.00		
28	Z17-2-5		0.032	0.131	49.806		49.97	49.94	0.00		
44	Z11-4-3	粉晶灰质云岩		0.691	49.194	0.007	49.89	49.89	0.01		
45	Z11-4-3				0.691	49.185		49.88	49.88	0.01	
46	Z11-4-3				0.545	49.467	0.051	50.06	50.01	0.01	
47	Z11-4-3			0.886	0.568	49.329		50.78	49.90	0.01	
48	Z11-4-3			0.444	0.692	49.132	0.015	50.28	49.82	0.01	29.60
49	Z11-4-3			0.178	0.262	49.783	0.011	50.23	50.05	0.01	16.18
50	Z11-4-3				0.704	49.334	0.004	50.04	50.04	0.01	
51	Z11-4-3			0.709	0.499	49.498	0.018	50.72	50.00	0.01	39.39
52	Z11-4-3			1.945	0.691	49.867		52.50	50.56	0.01	
53	Z11-4-3			1.24	0.745	50.638		52.62	51.38	0.01	
54	Z11-4-3			0.76	50.691		51.45	51.45	0.01		
55	Z11-4-3		1.768	0.474	50.682	0.054	52.98	51.16	0.01	32.74	
56	Z11-4-1	砂屑灰岩		0.351	50.129		50.48	50.48	0.01		
57	Z11-4-1				0.234	51.279	0.004	51.52	51.51	0.00	
29	Z3-4-2	砂屑灰岩		0.219	51.126	0.004	51.35	51.35	0.00		
30	Z3-4-2			0.036	0.219	54.307	0.018	54.58	54.53	0.00	2.00
31	Z3-4-2				0.224	51.008		51.23	51.23	0.00	

注: 由中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室 JEOL JXA—8100 型电子探针分析仪测试完成; 空格为未检测到。

Fe/Mn 比值变化比较大, 介于 0.2 ~ 39.39 之间, 主要反映了准同生白云石和埋藏白云石化作用对 Fe 的影响, 因为晚期埋藏环境的白云石较早期形成的白云岩富 Fe。

3.4 C—O 同位素

白云岩碳、氧同位素组成取决于白云石化介质的氧、碳同位素组成, 并主要受介质的盐度和温度的控制与影响^[14]。一般来说, 盐度升高, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值

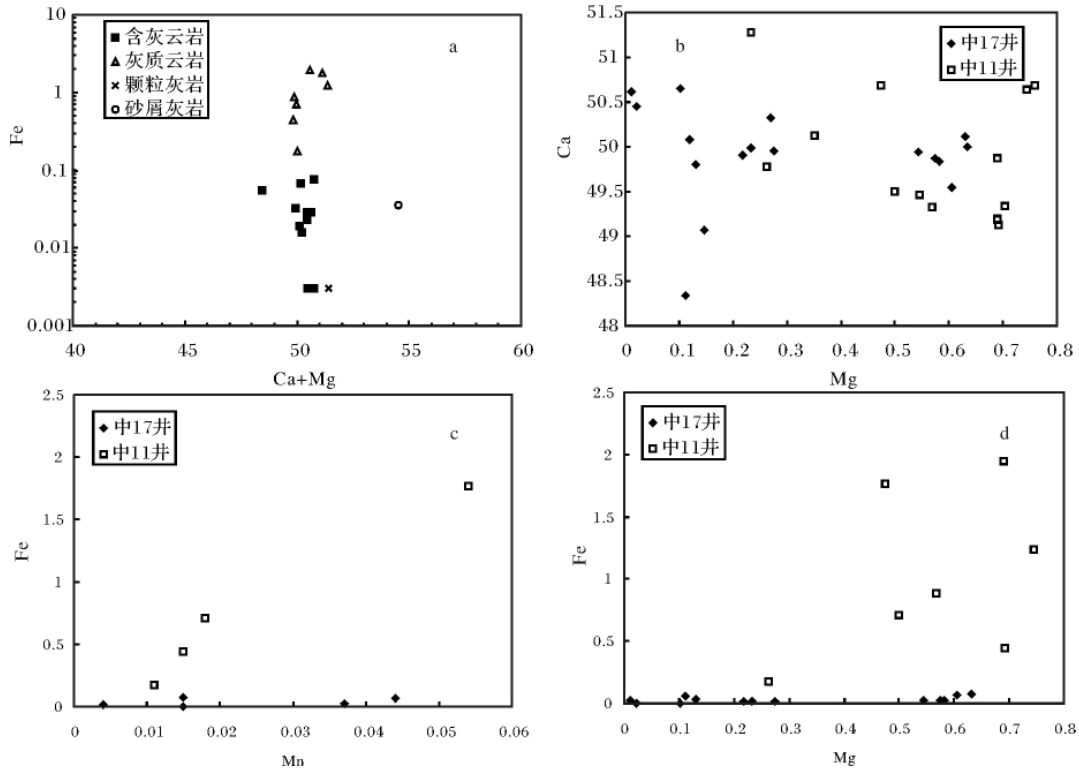


图5 白云石单矿物成分分布图(μg/g)

Fig. 5 Spectral diagrams of element compositions of dolomite minerals from lower Ordovician in Tazhong area (μg/g)

增大; 温度升高 $\delta^{18}\text{O}$ 变轻; 此外, 在成岩作用中, 淡水淋滤和生物降解均可使 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 变轻^[15]。海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值一般在 0‰ 左右, $\delta^{18}\text{O}$ 值也接近于 0‰^[16]。

从表 3 可以看出, 塔中地区下奥陶统鹰山组白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围很大, $\delta^{13}\text{C}$ 最小值为 -3.6‰, 最大值为 1.92‰; 而 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化范围为 -10.8‰ ~ -3.18‰。随岩性的不同 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值也有所不同, 灰质白云岩 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -2.7‰ ~ 1.7‰, $\delta^{18}\text{O}$ 为 -8.25‰ ~ -5.03‰; 含灰白云岩 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -3.6‰ ~ -0.9‰, $\delta^{18}\text{O}$ 为 -10.8‰ ~ -3.9‰; 粗粉晶—细晶白云岩 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -3.0‰ ~ 1.82‰, $\delta^{18}\text{O}$ 为 -9.3‰ ~ -3.18‰。总体来看, 塔中地区下奥陶统鹰山组白云岩 $\delta^{18}\text{O}$ 普遍为中—高负值 (-3.2‰ ~ -8.7‰); $\delta^{13}\text{C}$ 值基本为低中负值 (-3‰ ~ -0.77‰), 结晶白云岩中有个别接近 0‰, 有个别为低中正值 (1.7 ~ 1.9‰)。反映白云岩以埋藏成岩环境为主, 部分 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值高负值反映与淡化水体形成条件有关, 即大气淡水环境成因, 部分 $\delta^{13}\text{C}$ 正值以及 $\delta^{18}\text{O}$ 值较高负值表明为正常海水成岩环境, 对应于沉积环境的潮上带、潮间带及部分暴露的浅滩环境。

Keith 和 Weber 把 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 结合起来用以指示古盐度 (Z), Z 值大于 120 为海相, 小于 120 为陆相, 其中 $Z = 2.048(\delta^{13}\text{C} + 50) + 0.498(\delta^{18}\text{O} + 50)$, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 采用 PDB 标准^[17]。利用该公式计算塔中下奥陶统白云岩的 Z 值在 118 ~ 123 之间, 在 $\delta^{13}\text{C}$ 与 Z 相关图中, 两者呈明显正相关关系 (图 6), $\delta^{13}\text{C}$ 值为中低负值, 显示了埋藏成岩环境特征; 仅少量白云岩 Z 值大于 122 且 $\delta^{13}\text{C}$ 值 > 0, 反映出当时主要成岩环境为盐度较大的海水—咸化海水成岩环境; 而遭受大气淡水作用影响的岩石明显向低 Z 值漂移, 反映暴露浅滩遭受了强烈的大气淡水作用的改造。

由于水体介质的温度对 $\delta^{18}\text{O}$ 影响较大, 故在盐度不变的情况下, $\delta^{18}\text{O}$ 值随温度生而降低。许多学者提出了应用 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度之间的换算关系式, 本文应用以下四个关系式进行计算^[15, 18~20]: $t = -258.4 - 5.41\delta^{18}\text{O}$; $t = 13.85 - 4.54\delta^{18}\text{O} + 0.04/(\delta^{18}\text{O})^2$; $t = 14.8 - 5.41 \times \delta^{18}\text{O}$; $t = 16.9 - 4.38(\delta_c - \delta_w) + 0.1(\delta_c - \delta_w)^2$; 式中 δ_c 为所测样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值 (PDB), δ_w 为当时海水 $\delta^{18}\text{O}$ 值 (SMOW 标准), 这里 δ_w 取 0 值。这些公式基于原始沉积水系与碳酸盐之间的同位素平衡, 尽管碳酸盐岩中 $\delta^{18}\text{O}$ 值随地质历史的变

表3 塔中下奥陶统白云岩 C-O-Sr 同位素组成数据

Table 3 C-O-Sr isotope compositions of lower Ordovician dolomites in Tazhong area

序号	样号	平均井深(m)	岩性	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$1\text{‰}\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	1‰	Z	t_1	t_2	t_3	t_4	AVE(T)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	来源
1	Z16-10-1	5574.7	灰质云岩	-1.57	-6.96	120.6	52.4	45.5	52.5	52.2	50.6	0.70902	本文	
2	Z16-11-1	5582.6	灰质云岩	-1.77	-8.25	119.6	59.4	51.3	59.4	59.8	57.5	0.70885	本文	
3	Z17-2-1	5523.4	灰质云岩	-2.08	-6.81	119.7	51.6	44.8	51.7	51.4	49.9	0.71088	本文	
4	Z3-2-1	3843.94	灰质云岩	-1.35	-6.98	121.1	52.5	45.5	52.6	52.3	50.7		本文	
5	Z11-14-1	5638	粉晶灰质云岩	-2.70	-7.88	117.8	57.4	49.6	57.4	57.6	55.5		本文	
6	Z13-5	5724.45	微晶灰质云岩	-1.68	-7.77	120.0	56.8	49.1	56.8	57.0	54.9		1	
7	Z13-50	5726.6	灰色灰质云岩	-1.20	-7.40	121.2	54.8	47.4	54.8	54.8	53.0		2	
9	Z13-13-1	5974.6	灰质云岩	-2.26	-5.03	120.2	42.0	36.7	42.0	41.5	40.5		本文	
10	Z11-14-3	5636.635	含灰云岩	-2.07	-6.77	119.7	51.4	44.6	51.4	51.1	49.6		本文	
11	Z17-3-4	5848.03	含灰云岩	-2.16	-4.92	120.4	41.4	36.2	41.4	40.9	40.0	0.70901	本文	
12	Z13-57	5846.4	含灰云岩	-1.70	-6.40	120.6	49.4	42.9	49.4	49.0	47.7		2	
13	Z13-63	5971.9	含灰云岩	-2.10	-6.00	120.0	47.2	41.1	47.3	46.8	45.6		2	
14	Z13-72	5977.9	含灰云岩	-3.60	-10.80	114.5	73.2	62.9	73.2	75.9	71.3		2	
15	Z11-07-14	5635.645	含灰云岩	-2.10	-7.60	119.2	55.9	48.4	55.9	56.0	54.0		3	
16	Z11-07-15	5637.7	含灰云岩	-2.10	-7.50	119.3	55.3	47.9	55.4	55.4	53.5	0.71006	3	
17	Z11-07-16	5637.725	含灰云岩	-2.30	-7.60	118.8	55.9	48.4	55.9	56.0	54.0	0.70899	3	
18	Z11-07-17	5641.685	含灰云岩	-1.80	-5.10	121.1	42.4	37.0	42.4	41.8	40.9	0.70958	3	
19	Z12-07-8	5576.31	含灰云岩	-2.00	-7.30	119.6	54.3	47.0	54.3	54.2	52.4	0.70937	3	
20	Z12-14-1	5613.01	含灰云岩	-1.55	-8.06	120.1	58.3	50.4	58.4	58.7	56.5		本文	
21	Z16-14-1	5848.225	含灰云岩	-1.58	-7.07	120.5	53.0	46.0	53.1	52.9	51.2	0.70906	本文	
22	Z3-15	3941.89	藻屑白云岩	-1.47	-6.01	121.3	47.3	41.2	47.3	46.9	45.7		1	
24	Z1-6	5368.67	灰色白云岩	-1.25	-4.52	122.5	39.2	34.4	39.3	38.7	37.9	0.70891	1	
25	Z1-7	5368.67	灰色白云岩	-1.29	-5.18	122.1	42.8	37.4	42.8	42.3	41.3	0.70894	1	
26	Z1-11	5368.67	灰色白云岩	-1.08	-4.17	123.0	37.3	32.8	37.3	36.9	36.1	0.70880	1	
27	Z1-12	5368.67	灰色白云岩	-1.42	-3.90	122.4	35.9	31.6	35.9	35.5	34.7	0.70883	1	
28	Z1-16	5371.79	灰色白云岩	-1.63	-6.69	120.6	51.0	44.2	51.0	50.7	49.2	0.70902	1	
29	Z1-17	5371.79	灰色白云岩	-1.33	-5.54	121.8	44.7	39.0	44.7	44.2	43.2	0.70890	1	
30	Z3-3-1	3946	灰色白云岩	-1.44	-6.77	121.0	51.4	44.6	51.4	51.1	49.6		本文	
31	Z13-66	5973.8	灰色白云岩	-2.10	-5.60	120.2	45.1	39.3	45.1	44.6	43.5		2	
32	Z13-71	5977.3	灰色白云岩	-2.40	-5.10	119.8	42.4	37.0	42.4	41.8	40.9		2	
33	Z13-73	5978.8	灰色白云岩	-2.60	-5.80	119.1	46.1	40.2	46.2	45.7	44.5		2	
34	Z3-11	3937.92	粗晶白云岩	-1.44	-5.62	121.6	45.1	39.3	45.2	44.6	43.6		1	
37	Z13-19	5976.33	粉晶白云岩	-2.45	-6.03	119.3	47.4	41.2	47.4	47.0	45.8		1	
38	Z13-20	5976.33	粉晶白云岩	-3.00	-6.14	118.1	48.0	41.7	48.0	47.5	46.3		1	
39	Z1301	5594.2	粉晶白云岩	1.92	-4.02	129.2	36.5	32.1	36.5	36.1	35.3		4	
40	Z4-2	3611.465	粉晶白云岩	-2.38	-6.52	119.2	50.1	43.5	50.1	49.7	48.3	0.70973	1	
41	Z4-3	3611.465	粉晶白云岩	-1.12	-5.46	122.3	44.3	38.6	44.3	43.8	42.8	0.70923	1	
42	Z4-4	3611.465	粉晶白云岩	-1.99	-6.58	119.9	50.4	43.7	50.4	50.1	48.6	0.70936	1	
43	Z4-8	5158.06	粉晶白云岩	-0.20	-6.88	123.5	52.0	45.1	52.0	51.7	50.2	0.70882	1	
44	Z4-9	5158.06	粉晶白云岩	-0.03	-6.80	123.9	51.6	44.7	51.6	51.3	49.8	0.70882	1	
45	Z1-110	5366.9	粉晶白云岩	-2.40	-8.70	118.1	61.8	53.3	61.9	62.6	59.9		2	
46	Z1-112	5367.2	粉晶白云岩	-2.80	-9.30	116.9	65.1	56.1	65.1	66.3	63.1		2	
47	Z12-65	5612.9	粉晶白云岩	-1.50	-6.80	120.8	51.5	44.7	51.6	51.3	49.8		2	
50	Z1302	5600	粉-细晶白云岩	1.82	-5.08	128.5	42.2	36.9	42.3	41.7	40.8		4	
51	Z1-120	5371.4	粉-细晶白云岩	-1.50	-7.00	120.7	52.6	45.6	52.7	52.5	50.8		2	
52	Z1-121	5371.6	粉-细晶白云岩	-1.70	-7.40	120.1	54.8	47.4	54.8	54.8	53.0		2	
53	Z12-69	5614.9	粉-细晶白云岩	-1.50	-4.30	122.1	38.0	33.4	38.1	37.6	36.8		2	
54	Z13-48	5726.5	粉-细晶白云岩	-1.40	-7.60	120.6	55.9	48.4	55.9	56.0	54.0		2	
55	Z13-18	5976.33	细晶白云岩	-2.20	-5.08	120.3	42.2	36.9	42.3	41.7	40.8		1	
56	Z3-12	3938.47	细晶白云岩	-1.32	-6.72	121.2	51.1	44.4	51.1	50.8	49.4		1	
57	Z3-13	3940.7	细晶白云岩	-1.36	-6.47	121.3	49.8	43.2	49.8	49.4	48.1		1	
58	Z3-14	3941.1	细晶白云岩	-1.16	-5.91	122.0	46.7	40.7	46.8	46.3	45.1		1	

59	Z101	5367	细晶白云岩	-1.17	-4.98	122.4	41.7	36.5	41.7	41.2	40.3	4	
60	Z102	5371	细晶白云岩	-1.28	-5.83	121.8	46.3	40.3	46.3	45.8	44.7	4	
61	Z1303	5725	细晶白云岩	-0.77	-5.97	122.7	47.1	41.0	47.1	46.6	45.4	4	
62	TZ1201	5203.5	细晶白云岩	-0.12	-4.52	124.8	39.2	34.4	39.3	38.7	37.9	4	
63	TZ1202	5224.4	细晶白云岩	-1.05	-5.30	122.5	43.4	37.9	43.5	42.9	41.9	4	
64	TZ1203	5246	细晶白云岩	-1.31	-6.51	121.4	50.0	43.4	50.0	49.7	48.3	4	
65	TZ1204	5247	细晶白云岩	-1.22	-5.41	122.1	44.0	38.4	44.1	43.5	42.5	4	
66	Z1-119	5370.9	细晶白云岩	-1.70	-6.80	120.4	51.5	44.7	51.6	51.3	49.8	2	
67	Z12-46	5578.535	微晶白云岩	-1.72	-6.74	120.4	51.2	44.4	51.3	51.0	49.5	1	
68	Z12-47	5614.755	微晶白云岩	-1.47	-3.54	122.5	33.9	29.9	34.0	33.7	32.9	1	
69	Z12-23	5614.755	微晶白云岩	-1.89	-4.66	121.1	40.0	35.0	40.0	39.5	38.6	1	
70	Z13-4	5595.5	微晶白云岩	-1.66	-3.18	122.3	32.0	28.3	32.0	31.8	31.0	1	
71	Z4-10	5158.06	泥晶白云岩	0.06	-6.57	124.1	50.3	43.7	50.4	50.0	48.6	0.70889	1

注: 本文数据在中国科学院同位素年代学和地球化学重点实验室测试; 1 - 据文献[10]; 2 - 据文献[11]; 3 - 引自中原油田中11井地质报告; 4 - 据文献[9]; 成岩温度计算公式为: $t_1 = -258.4 - 5.41\delta^{18}O$; $t_2 = 13.85 - 4.54\delta^{18}O + 0.04/(\delta^{18}O)^2$; $t_3 = 14.8 - 5.41 \times \delta^{18}O$; $t_4 = 16.9 - 4.38(\delta c - \delta w) + 0.1(\delta c - \delta w)^2$; δc 为所测样品 $\delta^{18}O$ 值(PDB), δw 为当时海水 $\delta^{18}O$ 值(SMOW标准), 这里 δw 取0值。

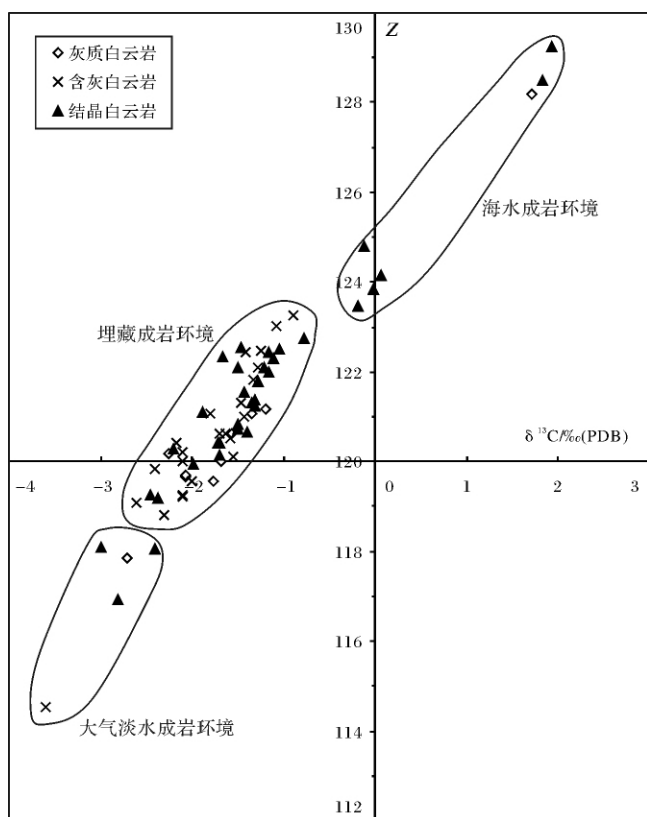


图6 塔中地区下奥陶统白云岩 $\delta^{13}C-Z$ 分布图

Fig. 6 Distribution of $\delta^{13}C$ and Z of lower Ordovician dolomites in Tazhong area

迁发生较大变化, 计算出的温度已不能代表原始沉积水体的温度, 但该值仍然具有一定参考价值, 特别是对反映成岩作用强弱具有定性意义^[15]。

利用 $\delta^{18}O$ 计算的白云石形成温度结果表明(表3) 鹰山组白云岩的温度范围为 31 ~ 71°C, 反映其形成

温度较低, 形成于潮上坪环境或浅埋藏环境。个别样品温度偏高(60 ~ 80°C), 表明在成岩作用中的淡水淋滤、重结晶等导致了轻同位素富集, 或深埋藏条件下的 $\delta^{18}O$ 值减小有关。白云石中包裹体的均一温度为 123 ~ 154°C(表4), 个别达到 258°C, 形态有近菱形、近椭圆形、四边形等形状, 盐度范围 1.74wt% ~ 18.63wt%, 反映形成深度较大, 形成于成岩中晚期。

3.5 Sr 同位素

依据 Müller 等对阿布扎比萨布哈碳酸盐沉积物的系统取样的 Sr 同位素分析结果, 表明在无陆源物质或幔源物质供给情况下, 淡水、海水和卤水是导致相应位置碳酸盐沉积物 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值组成及其变化的根本原因^[21]。近期国内外已公布的众多有关白云岩成因研究的资料, 都非常强调了 Sr 含量和 Sr 同位素地球化学特征在探索白云岩化流体性质、来源及其相关白云岩成因的重要性^[12, 22, 23]。

表4 塔中下奥陶统白云石捕获包裹体发育情况

Table 4 Fluid inclusion characteristics in dolomite minerals from lower Ordovician dolomite in Tazhong area

采样井号与深度	岩性	均一温度 /°C	盐度 / (wt%)	形态
		142	14.97	不规则
		146.4	1.74	不规则
		129	-	不规则
中11井 5635 ~ 5642m	灰白色结晶白云岩	258	7.86	四边形
		140	1.74	不规则
		154	18.63	近椭圆
		126	18.3	近菱形

注: 包裹体相关分析测试在中国科学院广州地球化学研究所成矿动力学重点实验室完成。

塔中下奥陶统鹰山组白云岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值大部分介于0.708 8~0.709 7之间(表3),与全球早奥陶世海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(0.708 7~0.709 1,平均0.708 8)^[24]相类似。但个别样品具有较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(0.710 1~0.710 9),虽然样品数少,但至少表明存在高于正常海水锶同位素的来源,即存在更多放射成因锶(^{87}Sr)的“污染”,可能与埋藏环境中受到放射性(^{87}Sr)的污染有关。样品 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值随锶含量的增加而降低,同时随Mg含量的增加而增加(图4f),因为锶含量随Mg的增加而降低。在 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值与深度分布图上(图7),在约5 400~5 650 m深度范围,出现 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的波动,显示早奥陶世海平面下降。可能存在淡水锶来源的影响,导致了个别高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值特征。说明这类白云岩的形成是在相对低海平面时期受到富含壳源放射性(^{87}Sr)的陆上淡水的影响。

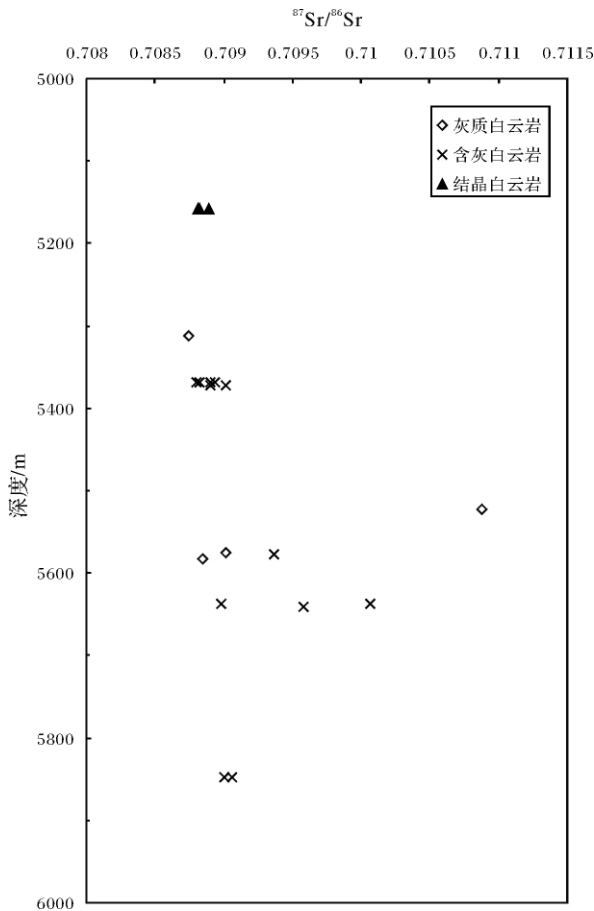


图7 塔中下奥陶统白云岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 随深度变化示意图

Fig. 7 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios variation along with depth (m) of lower Ordovician dolomites in Tazhong area

4 白云岩成因讨论

目前,白云岩的成因仍然是碳酸盐沉积学中的一个主要问题。前人研究认为白云石的形成需要3个条件:① Mg^{2+} 的外部供给,且 CO_3^{2-} 的补给必须足以形成所观察到的白云石;②必须具有一种输送机制,一般是以流体的形式将 Mg^{2+} 带入并将少量 Ca^{2+} 带走;③必须具备适宜的流体和成岩化学条件,使得白云石在其堆积场所沉淀^[25]。关于白云岩的成因有撒布哈蒸发论、回流论、地热与海水对流成因论和混合带成因论等^[6]。

关于塔里木盆地奥陶系白云岩的成因,前人从不同的角度识别出了很多成因类型,并提出了不同的成因机制和白云岩化模式,如准同生萨布哈、渗透回流、混合水及深埋藏白云岩化等^[11]。从本文实验数据分析,塔中下奥陶统鹰山组白云岩交代现象明显,白云岩 $\delta^{18}\text{O}$ 普遍为中—高负值(-3.2‰~-8.7‰); $\delta^{13}\text{C}$ 值基本为低中负值(-3‰~-0.77‰),Z大多集中在118~123之间,形成温度较低,属于低温白云岩。白云岩Mg/Ca比值变化很小,介于0.002~0.015之间,Fe/Mn比值变化比较大,介于0.2~39.39之间,主要反映了准同生白云石和埋藏白云石化作用对Fe的影响。低Mg/Ca比值特征反映有相当部分的淡水参与了白云岩化过程,或是在埋藏条件下。电子探针微区分析表明,白云石有高铁白云石和高铁白云石之分,Fe/Mn比值变化较大,反映了准同生期白云石化和埋藏白云石化对铁的影响,因为晚期埋藏环境的白云石较早期形成的白云岩富Fe。Sr同位素普遍与海水锶同位素组成相当,个别具有较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(0.710 1~0.710 9),反映了存在埋藏白云岩化。从沉积相研究表明,塔中地区下奥陶统主要为克拉通内拗陷控制的局限台地相沉积,两侧为开阔台地,早奥陶世末期—中奥陶世早期,塔中地区发生抬升剥蚀,下奥陶统遭受强烈剥蚀,从而遭受淡水淋滤影响^[26],从而为潮上坪和埋藏环境白云岩化作用提供了可能。因此本文将塔中下奥陶统鹰山组白云岩的成因分为准同生白云岩化和埋藏白云岩化两种类型,埋藏白云岩化存在早期浅埋藏阶段和晚期较深埋藏阶段两个阶段。

4.1 准同生白云石化

准同生期白云石化作用形成的白云石,以泥—微晶为主,少数为粉晶;晶体以他形—半自形为主,少数为自形晶。这类白云石在阴极射线常呈弱至极弱

的暗褐黄至暗紫褐色,微量元素常具高 Na、高 Sr、中 Fe(405 ~ 445 $\mu\text{g/g}$);低 Mn(112 ~ 140 $\mu\text{g/g}$) 的特征。碳稳定同位素为 1.78‰ ~ 3.10‰,氧稳定同位素为 -0.5‰ ~ -2.7‰。上述特征表明:该期白云石化发生于海底(主要是潮间)成岩环境,主要是在潮坪环境或滩相环境中,由于强的海水作用、蒸发作用或回流作用,使文石、石膏沉淀,导致孔隙流体中 Mg/Ca 比值增高,同时也有淡水加入条件下发生的白云石化。

4.2 埋藏白云石化

埋藏白云岩化存在两种模式,一种为早期埋藏过程中的卤水回流渗流模式,另一类为晚期较深埋藏的白云岩化作用,是指白云岩化过程的延续阶段,即在早期沉积成岩过程中已经发生过白云岩化的基础上,在埋藏阶段白云岩化程度得到进一步加强和调整。

早期浅埋藏白云岩一般发生于成岩期甚至是成岩以后,由于高密度卤水的形成打破了整个水力系统的平衡,当粒间高镁盐水对表层沉积物的白云岩化基本完成时,由于高镁盐水的相对密度较大,当地表无出路时,必然会向下回流,从而引起与周围及深部低密度海水(密度为 1.03 g/cm^3) 的对流。当这种高盐度富镁流体使渗入到台地石灰岩地层时,碳酸钙沉积物或石灰岩发生白云岩化,形成较大规模的白云岩层。

成岩晚期较深埋藏白云石化作用形成的白云石,晶粒粗大,以细—中晶为主,晶形多以半自形及自形晶为主,表面粗糙,常具亮边雾心之特征,偶见各种沉积组构(如鲕粒、砂屑等)的残余。这种白云石在阴极射线下为不发光或具暗红色环带。微量元素常具低 Na、低 Sr;高 Fe(1 552 ~ 1 792 $\mu\text{g/g}$)、高 Mn(1 237 ~ 1 632 $\mu\text{g/g}$) 的特征。碳同位素组成为 0.83‰ ~ 1.88‰,氧稳定同位素 -7.62‰ ~ -10.32‰。其中的雾心可能是在早期浅埋藏环境中,由于富 Mg 孔隙水交代周围灰质所形成。

在白云石晶间和晶内,溶孔发育,孔隙度为 10% ~ 25%,部分被亮晶白云石和硅质充填,部分被沥青和黄铁矿充填。另外在高亮白云石条带中,捕获有高温流体包裹体,包裹体均一温度均高于 100℃,且具有多期性(123 ~ 129、140 ~ 154、258℃)。因此该期白云岩化可能发生于还原性较强的晚期埋藏较深的成岩环境,由于下奥陶统上部泥质灰岩产生的富 Mg^{2+} 离子孔隙流体向下渗透以及来自深部富含 Mg^{2+} (上地幔富含 Mg^{2+} 、 Fe^{2+} 的橄榄岩底辟上升到

中地壳发生蛇纹石化释放的 Mg^{2+}) 的热液上升,与来自地表富含 CO_2 的大气淡水或来自深部富含 CO_2 的热液在颗粒灰岩中相遇,使 $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ 达到饱和,发生白云石化作用。由于该渗透过程极为缓慢,作用时间较长,有充足的结晶时间,因此白云石晶形大,有序度高。

5 主要认识

(1) 塔中地区下奥陶统白云岩包括结晶白云岩、残余颗粒白云岩、残余灰质白云岩、藻云岩、亮边雾心白云岩、环带白云岩及少量膏云岩等结构类型。

(2) 塔中地区下奥陶统白云岩化具有三种成因类型:a) 准同生白云岩,成岩温度介于 36 ~ 51℃ 范围, $\delta^{13}\text{C}$ 值为低负值或正值, Z 值大于 123,低 Sr 同位素组成(0.708 8 ~ 0.709 7),白云石低 Fe 含量;b) 浅埋藏白云岩,成岩温度亦较低, $\delta^{13}\text{C}$ 为中—低负值, Z 值集中在 118 ~ 123 之间,白云石高 Fe 含量,高 Sr 同位素组成(0.7101 ~ 0.7109);c) 深埋白云岩,形成温度 80℃ 左右或以上,具有大量单相及气液二相包裹体,包裹体均一温度较高,盐度较低。

(3) 准同生期白云石化作用发生于海底(主要是潮间)成岩环境,主要是在潮坪环境或滩相环境中;而埋藏白云岩化存在两种模式,一种为早期埋藏过程中的卤水回流渗流模式,另一类可能发生于还原性较强的晚期埋藏较深的成岩环境,白云岩化程度得到进一步加强和调整。

致谢 感谢中国石化集团中原油田分公司和西北分公司在项目开展、样品采集、资料收集等方面提供的支持与帮助。

参考文献(References)

- 1 黄思静, Hairuo Qing, 胡作维, 等. 四川盆地东北部三叠系飞仙关组碳酸盐岩成岩作用和白云岩成因的研究现状和存在问题[J]. 地球科学进展, 2007, 22(5): 495-503 [Huang Sijing, Qing Hairuo, Hu Zuwei, et al. The diagenesis and dolomitization of the Feixianguan carbonates of Triassic in NE Sichuan Basin: An Overview [J]. Advances in Earth Science, 2007, 22(5): 495-503]
- 2 Zenger D H, Dunham J B, Ethington R L. Concepts and models of dolomitization[J]. SEPM Spec. Publication Stmp Special., 1980, 16(28): 1-320
- 3 Sun S Q. Dolomite reservoirs: porosity evolution and reservoir characteristics[J]. AAPG Bulletin, 1995, 79(2): 186-240
- 4 贾承造, 魏国齐, 姚慧君, 等. 塔里木盆地构造演化与区域构造地质[M]. 北京: 石油工业出版社, 1995: 1-174 [Jia Chengzao, Wei Guoqi, Yao Huijun, et al. Tectonic Evolution of the Basin and Region-

- al Tectonic Geology[M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1995: 1-174]
- 5 赵靖舟,王清华,时保宏,等. 塔里木古生界克拉通盆地海相油气富集规律与古隆起控油气论[J]. 石油与天然气地质, 2007, 28(6): 703-712 [Zhao Jingzhou, Wang Qinghua, Shi Baohong, et al. Marine hydrocarbon enrichment rules and palaeouplift-controlling hydrocarbon theory for the Paleozoic Tarim Craton basin [J]. Oil & Gas Geology, 2007, 28(6): 703-712]
- 6 顾家裕. 塔里木盆地奥陶统白云岩特征及成因[J]. 新疆石油地质, 2000, 21(2): 120-122 [Gu Jiayu. Characteristics and origin analysis of dolomite in lower Ordovician of Tarim Basin [J]. Xinjiang Petroleum Geology, 2000, 21(2): 120-122]
- 7 冯增昭,鲍志东,吴茂炳,等. 塔里木地区寒武纪和奥陶纪岩相古地理[M]. 北京:地质出版社, 2005: 46-47 [Feng Zengzhao, Bao Zhidong, Wu Maobin, et al. Litho facies Paleogeography of Cambrian and Ordovician of Tarim [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2005: 46-47]
- 8 吴仕强,朱井泉,王国学,等. 塔里木盆地寒武—奥陶系白云岩结构构造类型及其形成机理[J]. 岩石学报, 24(6): 1390-1400 [Wu Shiqiang, Zhu Jingquan, Wang Guoxue, et al. Types and origin of Cambrian-Ordovician dolomites in Tarim basin [J]. Acta Petrologica Sinica, 2008, 24(6): 1390-1400]
- 9 李凌,谭秀成,陈景山,等. 塔中北部中下奥陶统鹰山组白云岩特征及成因[J]. 西南石油大学学报, 2007, 29(1): 34-36 [Li Ling, Tan Xiucheng, Chen Jingshan, et al. Characteristics and origin of dolostones in Yingshan Formation, lower and middle Ordovician, north of central Tarim Basin [J]. Journal of Southwest Petroleum University, 2007, 29(1): 34-36]
- 10 杨敏. 塔中地区寒武—奥陶系碳酸盐岩地球化学特征与储层评价[D]. 北京:中国地质大学, 硕士论文, 2006 [Yang Min. Geochemical characteristics and reservoir evaluation of Cambrian-Ordovician carbonate rock in Tazhong area [D]. Beijing: China University of Geosciences, Paper for Master Degree, 2006]
- 11 钱一雄,尤东华. 塔中地区西北部奥陶系白云岩(化)成因分析[J]. 新疆石油地质, 2006, 27(2): 146-150 [Qian Yixiong, You Donghua. An analysis of Ordovician dolomitization origin in northwestern Tazhong area [J]. Xinjiang Petroleum Geology, 2006, 27(2): 146-150]
- 12 黄思静, Qing H R, 裴昌蓉, 等. 川东三叠系飞仙关组白云岩锶含量、锶同位素组成与白云石化流体[J]. 岩石学报, 2006, 22(8): 2123-2132 [Huang Sijing, Hairuo Qing, Pei Changrong, et al. Strontium concentration, isotope composition and dolomitization fluids, in the Feixianguan Formation of Triassic, Eastern Sichuan of China [J]. Acta Petrologica Sinica, 2006, 22(8): 2123-2132]
- 13 Vahrenkamp V C, Stewart P K. A new distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomite and its implications for the formation of ancient dolomites [J]. Geology, 1990, 18: 387-391
- 14 何莹,鲍志东,沈安江,等. 塔里木盆地牙哈—英买力地区寒武系下奥陶统白云岩形成机理[J]. 沉积学报, 2006, 24(6): 806-818 [He Ying, Bao Zhidong, Shen Anjiang, et al. The genetic mechanism of dolostones of the Cambrian-Lower Ordovician in Yaha-Yingmaili region, Tarim Basin: dolomitization through deep buried hydrothermal fluid [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2006, 24(6): 806-818]
- 15 刘德良,孙先如,李振生,等. 鄂尔多斯盆地奥陶系白云岩碳氧同位素分析[J]. 石油实验地质, 2006, 28(2): 155-161 [Liu Deliang, Sun Xianru, Li Zhensheng, et al. Analysis of carbon and oxygen isotope on the Ordovician dolostones in the Ordos Basin [J]. Petroleum Geology & Experiment, 2006, 28(2): 155-161]
- 16 Veizer J, Demovic R. Strontium as a tool in facies analysis [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1974, 44: 93-115
- 17 Keith M L, Weber J N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1964, 28: 1786-1816
- 18 武汉地质学院地球化学教研室. 地球化学[M]. 北京:科学出版社, 1979 [Geochemistry Teaching and Studying Unite, Wuhu College of Geology. Geochemistry [M]. Beijing: Science Press, 1979]
- 19 杨威,王清华,刘效曾. 塔里木盆地和田河气田下奥陶统白云岩成因[J]. 沉积学报, 2000, 18(4): 544-548 [Yang Wei, Wang Qinghua, Liu Xiaozeng. Dolomite origin of lower Ordovician in Hetian River gas field, Tarim Basin [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2000, 18(4): 544-548]
- 20 Urey H C. The thermodynamic properties of isotopic substances [J]. Journal of Chemical Society, 1947: 562-581
- 21 Müller D W, McKenzie J A, Mueller P A. Abu Dhabi Sabkha, Persian Gulf, revisited: application of strontium isotopes to test an early dolomitization model [J]. Geology, 1990, 18: 618-621
- 22 Green D G, Mountjoy E W. Fault and conduit controlled burial dolomitization of the Devonian west-central Alberta deep basin [J]. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 2005, 53(2): 101-129
- 23 Davies G R, Smith Jr L B. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview [J]. AAPG Bulletin, 2006, 90(11): 1641-1690
- 24 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]. Journal of Geology, 2001, 109: 155-170
- 25 Warren J. Dolomite: Occurrence, evolution and economically important associations [J]. Earth-Science Review, 2000, 52: 1-81
- 26 魏国齐,贾承造,宋蕙珍,等. 塔里木盆地塔中地区奥陶系构造—沉积模式与碳酸盐岩裂缝储层预测[J]. 沉积学报, 2000, 18(3): 408-413 [Wei Guoqi, Jia Chengzao, Song Huizhen, et al. Ordovician structural depositional model and prediction for profitable crack reservoir of carbonate rock in Tazhong Area, Tarim Basin [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2000, 18(3): 408-413]

Genesis of Lower Ordovician Dolomite in Central Tarim Basin

LI Peng-chun¹ CHEN Guang-hao¹ ZENG Qiao-song² YI Jin² HU Gang³

(1. Key Laboratory of Marginal Sea Geology, South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301;

2. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640;

3. Research Institute of Geological Science, SINOPEC Shengli Oilfield Company, Dongying Shandong 257015)

Abstract Lower Ordovician dolomites in the central Tarim basin are of various types and extensively distributed. Seven dolostone types could be documented based on fabrics and structures, which are crystalline dolomite, residual-grain dolomite, residual calcite dolomite, algal dolomite, cloudy centers and clear rims dolomite, clitellum dolomite and gypes dolomite. It's characterised by middle-high $\delta^{18}\text{O}$ negative value ($-3.2\% \sim -8.7\%$), low-middle $\delta^{13}\text{C}$ negative value ($-3\% \sim -0.77\%$), and high Z value of 118 ~ 123. Most diagenetic temperature calculated by empirical formulas using $\delta^{18}\text{O}$ values are between 118 to 123°C, which indicates that the temperature degree of dolomitization is low, and so the kind of dolomite belongs to low temperature dolostone. These dolomites have also characteristics of low Mg/Ca and variable Fe/Mn ratio values. According to mineral composition analyzed by electron microprobe, dolomite monomineral can be divided into high Fe content and low Fe content species. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of most samples are low (among 0.7088 ~ 0.7097), which are similar to seawater strontium isotope composition, and some are of high ratios between 0.7101 and 0.7109. These characteristics reveal that the origin of dolomite in the study area can be classified into penecontemporaneous dolomitization and burial dolomitization. According to Ordovician palaeogeographical evolution, the penecontemporaneous dolomitization arised in the seafloor environment, mainly in tidal flats or beach environment. And this kind of dolomite characterised by low diagenetic temperature, low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios, and low Fe content dolomite minerals. The burial dolomitization can be interpreted by two diagenetic models. One is seepage-reflux dolomitization during early shallow burial stage and characterised by low diagenetic temperature but high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios, and high Fe content dolomite mineral. Another is deep burial dolomitization which occurred in more strong reducible diagenetic environment during late deep burial stage. In general, the degree of dolomitization in burial diagenetic environment is further enhanced and adjusted. The deep burial dolomite is characterised by high diagenetic temperature and high homogenization temperature of fluid inclusions, but low salinity.

Key words dolostone; dolomitization; geochemistry; C-O-Sr isotope; Lower Ordovician; central Tarim Basin