

燕山中东部凌源地区雾迷山组 MT 构造的发现、地质特征和研究意义*

旷红伟^{1,2} 彭楠^{2,3} 罗顺社³ 岑超² 李家华^{2,3} 陈铭培²

1. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 2. 油气资源与勘探技术教育部重点实验室(长江大学), 长江大学地球物理与石油资源学院, 荆州 434023; 3. 长江大学地球科学学院, 荆州 434023

摘要 MT 构造碳酸盐岩(Molar-tooth structure carbonate)的研究已有百余年历史, 尽管其成因至今还未完全达成共识, 但其独特的地质特征和重要的地质意义使得它越来越引起地学界的重视. 文中报道了在凌源中元古界雾迷山组中发现 MT 构造. 通过对雾迷山组 MT 宏观、微观特征的详细观察, 常量和微量元素以及碳、氧同位素分析和综合研究表明, MT 断续发育于上部灰岩段, 有细纺锤形、碎屑状、细长条带状(和/或肠状)及小瘤状(或不规则形态)等 4 种类型, 其形态与沉积环境密切相关. MT 发育层位 Sr/Ba 和 Ca/Mg 较高, 相比邻近不发育 MT 的层位, 分别表现为高 $\delta^{13}\text{C}$ 和低 $\delta^{18}\text{O}$. MT 构造岩石学、形态学及地球化学研究表明, 它形成于潮间带下部至风暴浪基面附近的潮下带环境, 背景条件具有气候温暖、海水碳酸钙过饱和、生物产率较高, 局部菌藻类生物富集的特点, 碳酸钙软泥钙化速度快, 菌藻类生物具有催生 MT 的作用. 雾迷山组 MT 与同样发育 MT 的北美中元古界 Belt 超群及俄罗斯里菲系碳同位素具有良好的对比关系, 它是区域和全球前寒武系对比的良好标志.

关键词 辽西凌源 雾迷山组 MT 构造 地质特征 地质意义

MT 构造碳酸盐岩(Molar-tooth structure carbonate)^[1], 是特指一种发育在前寒武系碳酸盐岩中, 呈肠型褶皱等复杂形态, 由 5—15 μm 微亮晶方解石或白云石组成的碳酸盐岩类型, 近年来成为国际前寒武系碳酸盐岩研究的热点^[2-15]. 100 多年以来, 学者们一直对 MT 进行着多学科的研究, 但其成因始终没有达成共识^[2-15].

我国是世界上 MT 构造最为发育的国家之一, 目前在吉南、辽东、徐淮、山东、河南等地的新元古代地层及内蒙、天津蓟县、滇中等地的中、新元古代地层中都有 MT 构造发现, 但此前在雾迷山组还未曾发现. 本研究首次在燕山东部辽西凌源一带

蓟县系雾迷山组发现 MT 构造(图 1).

燕山东西横跨冀、京、津、辽四省市地区. 该区中元古界地层出露完整, 呈近东西—北东向展布, 自下而上包括长城系、蓟县系, 上覆青白口系下马岭组至古生界寒武系地层, 为燕辽裂陷槽控制下发育的巨厚沉积序列^[16,17]. 其中蓟县系以白云岩为主的巨厚碳酸盐岩沉积序列, 尤以雾迷山组为典型.

雾迷山组与下伏杨庄组和上覆洪水庄组均呈整合接触, 实测厚度 2947.15 m. 根据沉积岩石组合及旋回性可进一步划分为 4 个亚组、8 个段. 与蓟县剖面的雾迷山组对比, 1, 2 段对比罗庄亚组, 3, 4 段对应磨盘峪亚组, 5, 6 段相当二十里堡亚组, 闪

2009-05-12 收稿, 2009-08-07 收修改稿

* 国家自然科学基金(批准号: 40772078)、中石化海相油气勘探前瞻性项目“华北地台下组合含油性研究及区带预测”(批准号: G0800-06-ZS-350)、长江大学自然科学基金(批准号: 2007ZP05)和中国地质科学院地质研究所基本科研业务费专项(批准号: J0903)资助项目

** E-mail: kuanghw@126.com

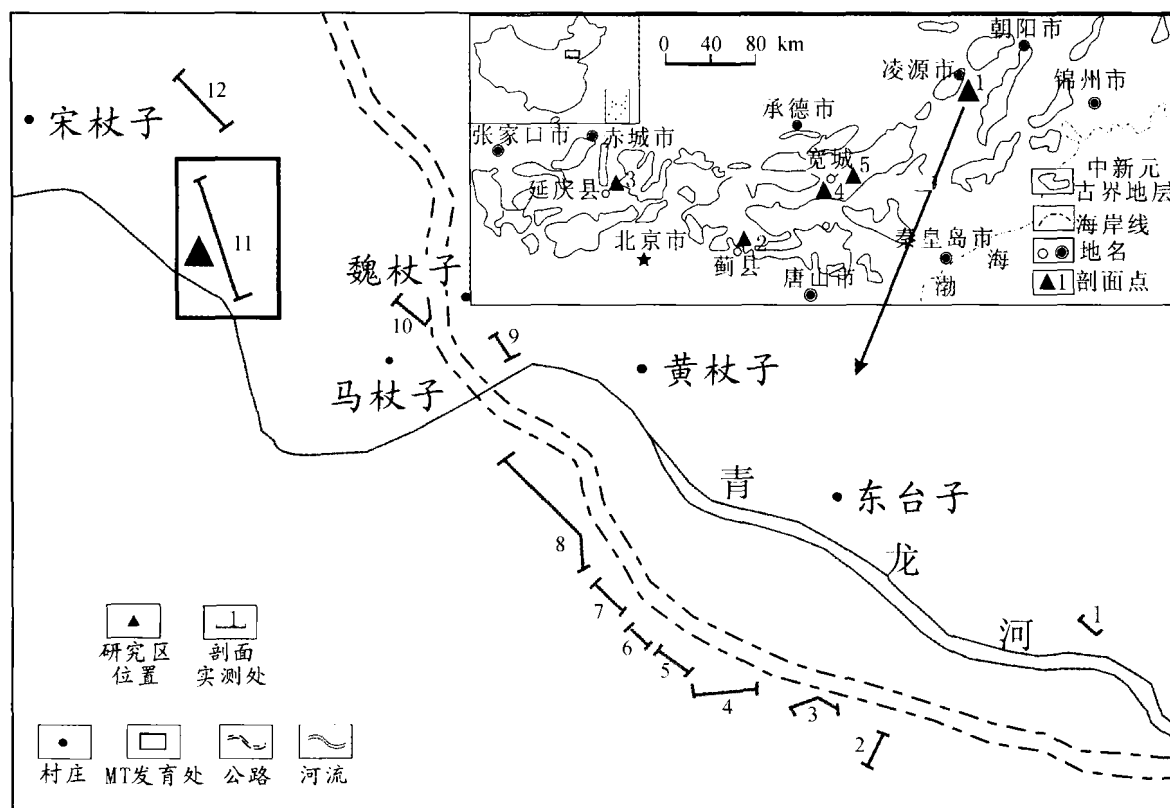


图1 研究区位置及实测剖面分布

坡岭亚组由第7段和第8段组成(表1, 图2)。

雾迷山组以富镁碳酸盐岩占绝对优势, 富含叠层石和硅质, 韵律性明显, 属于环潮坪(潮间—潮上带)陆表海沉积环境^[18], 是继杨庄晚期新一次大规模海侵形成的巨厚、贫陆源物质的碳酸盐岩沉积。

从沉积旋回性和海平面变化控制的角度看, 雾迷山组1段含少量陆源物质及盆内碎屑, 属于海侵初期以潮间带、潮上带为主的沉积; 雾迷山组2段沉积时期海水逐渐加深, 至晚期为潮间—潮下带环境, 发育锥状叠层石; 雾迷山组3段—6段富含高能环境沉积物——凝块石, 以及锥状、分叉柱状、丛状、穹状叠层石, 是海侵全盛时期潮间—潮下带为主的沉积; 雾迷山组7段水体相对较深, 下部水体能量相对较弱, 发育厚层水平层理泥晶灰岩, 中部为深灰色中厚层云质灰岩与灰岩互层, 见波状叠层石, 上部为灰色中厚层泥晶灰岩, 有大量柱状叠层石、穹状叠层石, 晚期海水略变浅, 藻叠层发育, 顶部少量岩溶角砾反映了沉积环境由潮下带—

潮间带向潮上带的演化, 特别值得提出的是, 雾迷山组7段底部及中上部均发育MT构造; 雾迷山组8段以潮间带沉积为主, 进积韵律发育, 以灰色厚层、巨厚层泥—粉晶白云岩、硅质白云岩为主, 发育特有的“雾迷山韵律”^[19]。

1 MT构造宏观特征及宿主沉积岩相

研究区雾迷山组7段灰岩中发育大量MT构造, 主要见于实测剖面的299层、321—322层、324层、328—329层(图2), 下文依实测剖面, 由下至上逐层、分别阐述MT宏观面貌及宿主岩相特征。

(1) 299层, 厚2.35 m, 系雾迷山组MT构造发育的最低层位。下部为深灰色水平层理泥晶灰岩(1.42 m), 中部灰质云岩(0.5 m)向上渐变为页状泥质云岩(5 cm), 上部泥质条带灰岩(22 cm), 波状交错层理, 间夹5 cm深灰色含硅质结核泥晶灰岩, 见冲刷面, 顶部深灰色含MT白云质灰岩(10 cm), 其上为1—2 cm厚的黑灰色白云质灰岩覆盖。岩相

表1 燕山地区雾迷山组地层划分、岩石类型及沉积相对比一览表

亚组	段	河北宣龙拗陷 (本研究实测)		天津蓟县 (据黄学光等 ^[20])		江西婺源大河北魏杖子村, 厚 2947.15 m(本研究实测)		沉积相	
		层	厚度/m	层	厚度/m	层	厚度/m		
闪坡岭 亚组	8 段	334—378	425.75		329—411	灰色厚层, 巨厚层泥—粉晶白云岩, 燧石条带多呈断续状分布.	547.58	本段中部出现泥晶白云岩与波状叠层石的组合	潮上带—潮间带
	7 段	298—333	225.48	72—87	763.21	灰、深灰色厚层、巨厚层泥—粉晶云质灰岩、中厚层云质灰岩与灰岩互层及中厚层泥晶灰岩组成, 发育 MT.	313.56	波状—柱状叠层石, 柱状占优势, 含核形石	潮间带
	6 段	263—297	263.34		252—293	厚层含燧石条带泥晶白云岩.	260.18	层状叠层石, 含核形石	潮间带—潮上带
二十里堡 亚组	5 段	221—262	346.88	38—71	835.36	深灰色巨厚层—中厚层泥、粉晶白云岩, 夹大量灰、深灰色层状粉晶白云岩, 硅质条带发育.	482.98	缓波状叠层石; 波状—锥柱状—波状—层纹状的组合, 含核形石	潮上带—潮间带
	4 段	187—220	218.22		171—181	以灰、深灰色厚层、巨厚层粉晶白云岩、中厚层含燧石条带白云岩、波状叠层石粉晶白云岩为主.	93.63	层纹状—波状组合, 少量锥状叠层石, 含核形石	潮间带—潮上带—潮间带
磨盘峪 亚组	3 段	174—186	109.44	19—37	816.42	灰、灰黑色厚—巨厚层泥晶白云岩及纹层状白云岩, 燧石条带断续分布.	462.48	下部波状—锥柱状组合; 上部锥柱状—波状—层状组合; 偶见核形石	潮间带—潮上带
	2 段	156—173	114.15		51—119	灰色、深灰色厚层、巨厚层含燧石条带及团块的纹层状泥、粉晶白云岩, 中部夹含缓波状叠层石.	452.65	层纹状—波状—锥柱状—波状组合, 含核形石	潮间带
罗庄亚组	1 段	137—155	156.78	1—19	433.56	由厚层泥晶白云岩、中厚层含砂粉晶白云岩、纹层状泥晶白云岩、含黑色燧石条带泥晶白云岩, 夹含泥晶白云岩、部分岩溶角砾.	334.09	叠层石出现由下往上层状—波状的组合形态	潮间带—潮上带

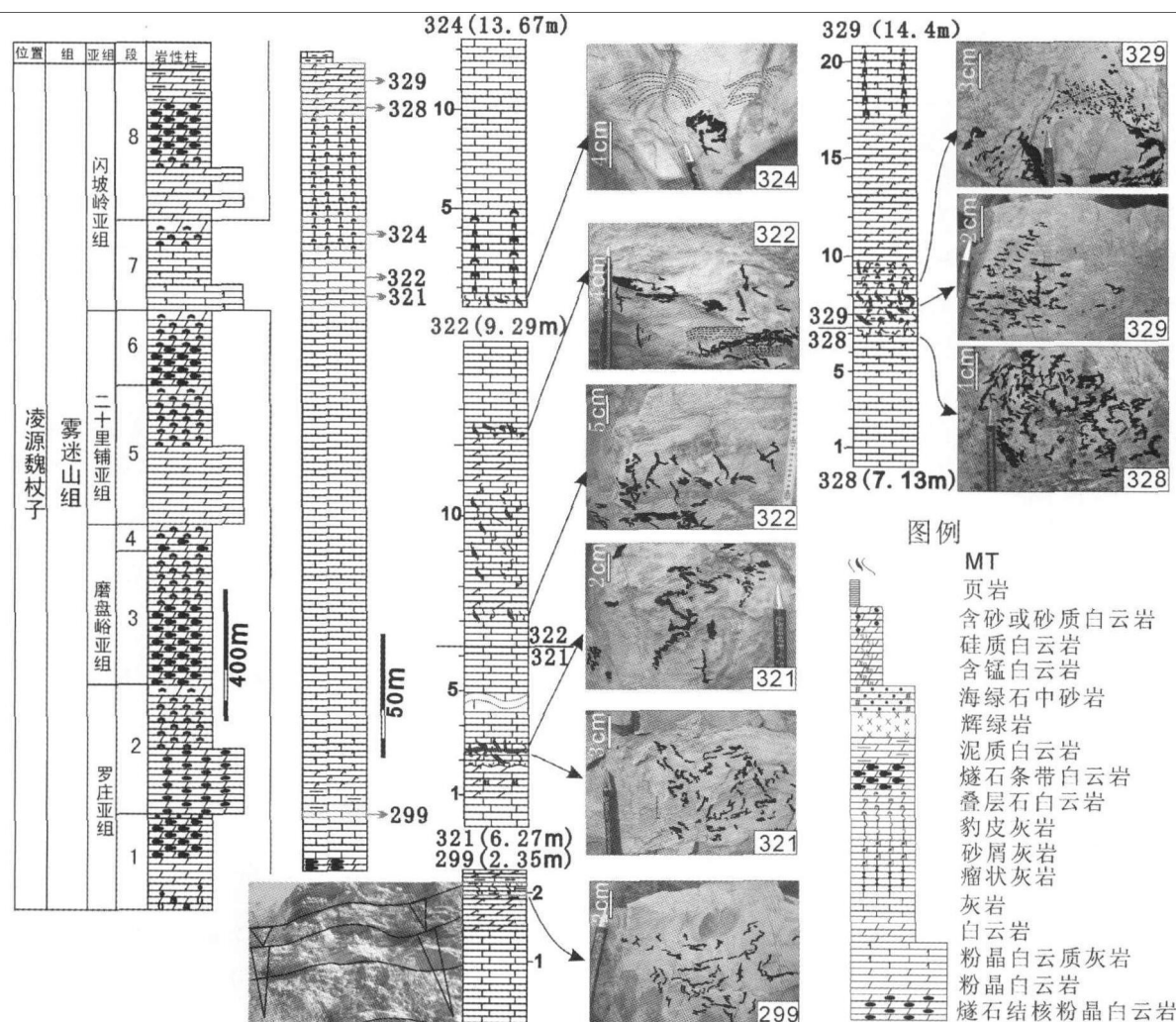


图2 凌源雾迷山组实测剖面柱状图及MT发育层位、岩性与形态特征

发育特征可以看出, 沉积环境属于浅潮下带. MT一般发育于向上变浅旋回序列的顶部, 形态较为单一, 以垂直层面、两头尖且弯曲状的窄纺锤形为主, 长3—5 cm, 宽2—3 mm.

(2) 321层, 厚6.97 m, 由两个旋回序列组成. 下部旋回底部为深灰色纹层状泥晶灰岩(0.9 m), 向上变为薄层泥晶灰岩与灰质云岩互层, 夹黑灰色硅化灰质云岩结核(1.0 m), 结核多沿层面分布, 较长, 宽度2 cm左右; 上部旋回为纹层状泥晶灰岩(5.07 m), 底部为冲刷面, 局部夹有瘤状灰岩. 本层发育水平层理、小型交错层理、变形层理和层间小断裂等, 这些都指示着沉积环境应属风暴浪能触及的浅海陆棚带. MT发育于上部旋回底部, 数量较多, 而且既有原地也有异地类型. 冲刷面上为异地MT碎

屑, 其下90 cm处为原地生长的MT, 形态多样, 大小不一, 呈垂直、斜交或平行层面状产出.

(3) 322层, 厚9.29 m, 由从下至上的(1—3)3个旋回序列组成. 旋回序列1的下部为纹层状泥晶灰岩(1.19 m), 层面上含深灰色灰质白云岩结核, 水平层理, 波状层理及变形层理, 上部为薄层泥晶灰岩与灰质白云岩互层(0.6 m). 距底1.0 m见MT, 长3—10 cm, 宽1—3 mm, MT切割纹层, 使纹层变形; 旋回序列2下部纹层状泥晶灰岩(3.3 m), 含丘状交错层理和少量MT, 上部为薄层泥晶灰岩与灰质白云岩互层(1.3 m); 旋回序列3底部为0.5 m厚含MT泥晶灰岩, 下部为纹层状泥晶灰岩(0.9 m), 上部为薄层泥晶灰岩(0.5 m), 顶部为纹层状泥晶灰岩(1.0 m). 从该层沉积岩相和指相标志看, 沉积环境

也属风暴浪能触及的浅海陆棚带。

(4) 324 层, 厚 13.67 m. 下部深灰色纹层状泥晶灰岩(5.0 m), 发育大型缓波状、半球状及柱状叠层石, 生长方向各异, 垂直层面、倾斜, 甚至倒转, MT 在最底部零星出现, 并位于相邻叠层石柱体间。上部为风暴砾屑灰岩, 以叠层石砾屑为主, 发育似 MT 构造。

(5) 328 层, 厚 7.13 m. 下部灰色纹层状泥晶灰岩, 向上白云质增多, 渐变为灰色白云质灰岩, 至顶部为灰质白云岩。顶部深灰色灰质白云岩(40 cm)中含有大量肠状褶皱形态的 MT, 潮间带环境。

(6) 329 层, 厚 14.4 m. 下部深灰色灰质泥晶白云岩为主, 形成潮间带下部沉积环境。底部含大量原地和异地 MT, 个体大小不等, 最大 30 mm×5 mm, 最小为毫米级, 与 MT 邻近层系中穹状叠层石发育, 个体较大, 叠层石柱体之间有 MT 充填。一般 MT 富集的地方无叠层石, 而叠层石之间也仅有少量 MT 分布; 上部穹柱状叠层石泥晶云质灰岩, 叠层石个体向上变小, 未见 MT。

上述特征可见, 研究区雾迷山组 MT 构造主要发育在灰岩中, 沉积环境以潮下风暴浪基面附近为主, 在潮间带下部也有发育。MT 的形态主要有 4 种类型: (i) (299 层) 细纺锤形, (ii) (321 和 322 层) 碎屑状, (iii) (321 和 322 层) 细长条带状和(324 和 329 层) 肠状, (iv) (328 层) 瘤状或不规则状(图 2)。

2 MT 构造微观特征

通过显微镜下观察, 299 层 MT 为断续肠状形态(图 3(a)), MT 内部颗粒大小与周围基质没有明显差别, 少量重结晶且较纯净, 可能表明 MT 与基质同期成岩, 但前者固化略晚, 故呈塑性弯曲状。镜下观察 321 层 MT 为连续弯曲肠状, 斜交层面。宿主岩石为含石英粉砂的粉屑泥晶灰岩, MT 内部纯净, 成分为微亮晶方解石。MT 贯穿基质中, 与宿主岩石交界处有较多黑色泥屑聚集, 界线截然。宿主岩石有很多微亮晶方解石呈分散状态, 茜素红染色显示宿主岩石与 MT 成分均为 CaCO_3 (图 3(b))。329 层 MT 平行岩层面发育, 显示为不规则或等轴状纯净微亮晶方解石水平条带, 宿主岩石含较多泥屑及粉屑, 与 MT 界线截然(图 3(c))。

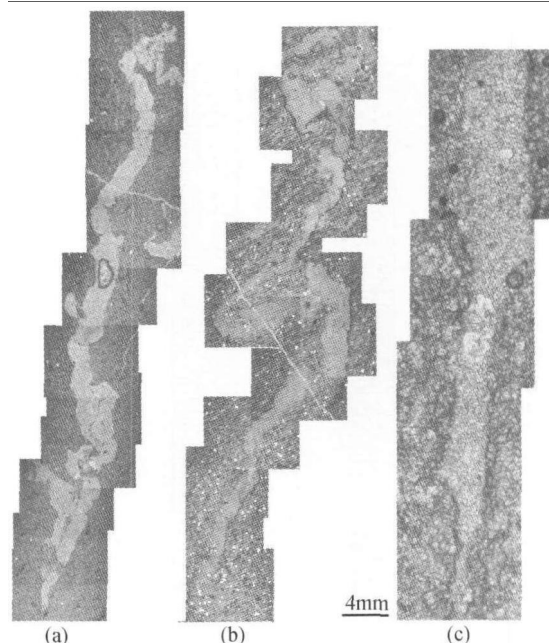


图 3 MT 构造微观形态特征

- (a) 凌源雾迷山组七段 299 层 MT 条带(单偏光, 4×4);
(b) 凌源雾迷山组七段 321 层 MT 条带(单偏光, 4×4);
(c) 凌源雾迷山组八段 329 层 MT 条带(单偏光, 4×4)

3 岩石地球化学特征研究

本文系统地研究了 MT 发育层段常量、微量元素以及 C, O 同位素组成及其演化规律(图 4)。雾 7 段中下部 Rb, Sr, V, B 等微量元素丰度明显较高, 且表现为高频高幅振荡, 上部逐渐降低; Sr/Ba 比值起伏不定, 但 MT 发育部位偏高。 Al_2O_3 , CaO , P_2O_5 含量在下部较低, 至中下部达到最大, 中、上部处一般较高。虽然 SiO_2 上部偏低, 但中下部表现为高频振荡, 变化趋势与微量元素恰好相反。MgO 含量较低, CaO/MgO 比值高, 平均达 33.6, 而雾迷山组其他层段的平均比值仅小于 2(图 4)。

雾迷山组第 1 段—第 8 段地球化学特征对比分析表明(图 4), 第 7 段的地化指标与其他各段差别很大, 其中 Al_2O_3 , 总铁, MgO/CaO , Na_2O , K_2O , MnO , TiO_2 , P_2O_5 , Rb, Sr, Ba, Be, Sr/Ba 平均值均高于其他各段, 特别是 CaO , CaO/MgO 及 Sr, Rb 和 Al_2O_3 与 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (PDB) 值更远高于其他各段, 而 SiO_2 , V, B 与 $\delta^{13}\text{C}$ 值与雾迷山组各段相比稍高, MgO, 灼失量则是各段最低的(图



图 4 凌源雾迷山组第 7 段地球化学特征

4). 单独的含 MT 层不但 Sr, Sr/Ba, $\delta^{13}\text{C}$ 高于所有段平均值, 且 Sr 含量也最高, 含量达到 170.2×10^{-6} , Sr/Ba 比值接近 10.

雾迷山组 60 个 $\delta^{13}\text{C}$ 数据中, 除 3 个样品的值小于 -1.5‰ 以外, 其余均落在 -1.53‰ — -1.56‰ 区间, 其旋回性变化也很明显. 雾迷山组由底到顶 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化表现为 8 次小的周期性变化, 两次最大负飘移分别出现在雾 2 段顶部和雾 5 段顶, 因此, 雾迷山组 $\delta^{13}\text{C}$ 变化又可进一步归并成 3 个大周期, 即由早到晚为雾 1 段和雾 2 段, 雾 3 段—雾 5 段顶,

雾 6 段—雾 8 段顶(雾迷山组顶部)(表 2).

雾迷山组 $\delta^{13}\text{C}$ 整体呈正飘移趋势, 特别是自雾 3 段始, 这种趋势更为明显, 最大值出现在雾 7 段灰岩顶, 白齿碳酸盐岩出现的层段, 为 1.49‰ . 雾迷山组氧同位素总体显负飘移. 雾 1 段—雾 3 段与碳同位素的变化趋势基本一致, 呈正相关; 雾 4 段—雾 8 段则表现为不太明显的负相关. 对应碳值的 3 个大的变化周期, $\delta^{18}\text{O}$ 值也有 3 次大的变化周期, 第 3 周期明显可划分 2 个部分, 下部对应雾 7 段, $\delta^{18}\text{O}$ 值很低, 为雾迷山组最低值段, 多低于 -8‰ ;

表2 燕山地区雾迷山组碳、氧、锶同位素组成对比分析

剖面	层位	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}(\text{PDB})$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}(\text{PDB})$	$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$	样品数	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}(\text{PDB})$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}(\text{PDB})$	$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$	样品数	剖面
辽宁凌源(本城龙剖, 文)	8段	$0.3-1.33$ 0.84	$-7.83-4.02$ 6.28	$0.7071-0.7114$ 0.7099	5	$0.30-1.20$ 0.84	$-6.90-2.90$ -5.24	$0.7048-0.7073$ 0.7059	5	河北赤城(宣龙剖, 本城, 文)
	7段	$-0.82-1.49$ 0.65	$-8.79-8.42$ -8.60	$0.7042-0.7057$ 0.7049	6	$-10-1.10$ -0.05	$-7.70-3.80$ -5.40	$0.7051-0.7064$ 0.7057	4	
	6段	$0-0.65$ 0.37	$-7.10-5.20$ -6.24	$0.7051-0.7159$ 0.7080	6	$-0.60-0.10$ -0.33	$-9.00-4.00$ -5.85	$0.7048-0.7062$ 0.7054	4	
	5段	$-2.12-0.73$ -0.02	$-9.15-5.15$ -7.02	$0.7028-0.7096$ 0.7064	13	$0.5-0.50$ 0.50	$-4.60-4.60$ -4.60	$0.7064-0.7064$ 0.7064	1	
	4段	$0.16-0.37$ 0.27	$-7.56-6.11$ -6.84	$0.7072-0.7079$ 0.7076	2					
	3段	$0.00-0.64$ 0.33	$-7.02-4.79$ -5.53	$0.7057-0.7094$ 0.7073	9	$0.10-0.50$ 0.33	$-4.80-3.10$ -4.00	$0.7051-0.7060$ 0.7054	3	
	2段	$-1.68-0.43$ 0.60	$-6.05-4.73$ -5.37	$0.7049-0.7079$ 0.7067	7	$-0.20-0.20$ -0.20	$-3.20-3.20$ -3.20	$0.7054-0.7054$ 0.7054	1	
	1段	$-1.09-1.56$ 0.19	$-5.61-2.28$ -4.25	$0.7050-0.7636$ 0.7118	12	$-0.50-0.10$ -0.20	$-3.60-3.40$ -3.50	$0.7054-0.7058$ 0.7056	2	
	总	$-2.12-1.56$ 0.19	$-9.15-2.28$ -5.97	$0.7028-0.7636$ 0.7081	60	$-1.00-1.20$ 0.18	$-9.00-2.90$ -4.90	$0.7048-0.7073$ 0.7056	20	
	4段上部	$-0.64-0.32$ -0.10	$-4.07-5.16$ -4.67		9	$0.60-2.30$ 1.52	$-9.80-3.20$ -6.32	$0.7085-0.73895$ 0.7187	5\3 ^{a)}	北京十三陵数据来自文献[21]
	4段下部	$-0.19-1.61$ 0.49	$-7.10-2.55$ -4.39		21	$1.20-2.10$ 1.65	$-5.70-4.60$ -5.15	$0.70526-0.71087$ 0.7073	2\5	
	3段	$-1.50-1.38$ -0.4	$-6.59-3.51$ -4.63		21	$-0.30-0.60$ 0.35	$-8.40-4.70$ -6.70	$0.70515-0.71959$ 0.7091	6\6	
	2段	$-3.73-1.44$ -0.18	$-12.19-3.57$ -5.47		24	$-1.20-1.00$ -0.12	$-8.00-4.30$ -5.68	$0.70696-0.70871$ 0.7080	5\4	
	1段	$-1.44-0.36$ -0.49	$-6.56-3.76$ -4.69		13	$-0.50-1.00$ -0.08	$-8.70-4.60$ -6.98	$0.7058-0.71603$ 0.7087	5\5	
	总	$-4.37-1.61$ -0.14	$-12.83-2.55$ -4.88		88	$-1.20-2.30$ 0.56	$-9.8-3.2$ -6.32	$0.70515-0.73895$ 0.7097	23\23	

a) 5\3 的含义为(C, O同位素样品个数/Sr同位素样品个数)

上部(雾 8 段)则波动很大, 其值在 -4‰ — -8‰ 。每个 MT 发育层 $\delta^{13}\text{C}$ 一般在 1.0‰ 以上, 最低值 0.64‰ 也与第 7 段平均值相当; $\delta^{18}\text{O}$ 小于 -8‰ , 远低于各段平均值, 相对整个中、新元古代来说也是较低的。由此可见, 雾迷山组第 7 段 MT 发育层具有特殊的碳、氧同位素组成(表 2)。

4 讨论: MT 形成的沉积环境与地球化学条件

雾迷山组属于华北克拉通北部裂陷槽^[24]中晚期发展阶段的产物。此阶段以大规模的海侵开始, 发育陆表海潮坪碳酸盐岩, 沉积物面型分布, 同时也表现不均匀沉降特点, 在裂陷中心部位堆积巨厚的沉积物。虽然多数研究认为燕山裂陷槽的中心在蓟县^[20, 25-27], 但我们的研究表明, 蓟县系雾迷山组的沉积中心应在蓟县-凌源一带, 裂陷长轴呈北东向展布, 海水由北向南进侵。其共同的特点是沉积厚度巨大, 韵律变化明显, 叠层石白云岩、硅质层极其发育, 但由西向东沉积厚度不等, 西部宣龙拗陷小于 2000 m , 研究区和蓟县约 3000 m (表 1)。

另外, 从燕山地区雾迷山组岩石组合发育与分布规律看, 宣龙地区无灰岩段, 蓟县地区仅在闪坡岭亚组下部叠层石灰岩中有少量薄板状白云质灰岩, 而凌源地区则发育巨厚层灰岩, 且在其中发育 MT(图 1, 图 2)。同一裂陷槽, 同一地质时期, 而 MT 却选择地域发育, 因此, MT 形成可能受比较严格的环境条件制约。

4.1 MT 宿主沉积岩相指示的沉积环境背景

研究区雾迷山组 MT 宿主岩石主要为深灰色中厚层云质灰岩与灰岩互层, 见波状叠层石, 上部为灰色中厚层泥晶灰岩, 见大量柱状叠层石, 处于潮间下带(浅海)-陆棚(半深海)-潮间下带(滨海)沉积环境; 研究区西南部蓟县地区雾迷山组则由深灰色厚层含硅质条纹白云岩、细晶白云岩、灰质白云岩厚层含锥叠层石藻白云岩组成韵律沉积, 底部为白云质砂岩-页片状粉砂泥质白云岩, 为潮间带环境, 早期有较多陆源物质供给; 宣龙地区处于燕辽海的西北陆缘上^[28], 不但沉积厚度大大减薄, 灰质成分也几乎未出现, 仅在底部局部发育灰质白云岩, 主要为灰色中层状泥晶白云岩、薄层状藻纹层泥晶白云岩夹硅质条带、灰色厚层状粉晶白云岩、灰色藻

纹层泥晶白云岩与灰色薄层状硅质岩夹泥晶云岩组成韵律层, 下部夹少量缓波状叠层石, 是潮间-潮上环境沉积物。如上三个地区雾迷山组沉积特征及其岩石组合等时对比表明, 研究区雾迷山组沉积时, 恰处于燕山裂陷槽沉积、沉降中心地带, 相对其他两地区海水相对较深, 属于潮间低能-风暴浪基面附近环境, 或氧化界面以下的缺少陆源物质供应的陆表海环境^[18], 因此, 可以认为浅潮下带环境是 MT 形成的最有利的沉积环境背景。

4.2 MT 构造形态反映的沉积环境特征

研究区雾迷山组发育 4 种不同类型的 MT, 从前述 MT 与宿主岩相的依存关系可知, 其对应的沉积环境也是各不相同的。细纺锤型主要出现在潮间低能环境, 粗大及碎屑状者发育浅海陆棚环境, 小型肠状杂乱 MT(在柱状叠层石的底部及叠层石柱体之间)疑为风暴作用带带潮间高能带的堆积。因为, 其上即为呈倾斜或倒伏状分布的大型柱状或穹状叠层石以及风暴砾屑层。细小的 MT 产出于潮间带上部低能环境。MT 形态与其赋存的环境之间存在着密切关系^[29], 本研究认为, MT 形态受宿主岩石形成环境、宿主岩石本身的岩石学特征以及外部动力的共同作用。但无论 MT 是何种形态, 形成 MT 的物质来源及其快速结晶的触发机制才是揭示 MT 真正成因的关键。这促使我们将眼光从研究其外部形态转向研究其内部微观组构及地球化学特征。

4.3 MT 宿主沉积岩地球化学特征对 MT 形成环境的指示

Sr/Ba 比值通常被引为古盐度的标志, Sr/Ba 比、Ca/Mg^[30] 比也指示着离岸的远近。凌源雾迷山组绝大多数样品(95%以上)Sr/Ba 均大于 1, 且 MT 发育的 299 层和 321 层 Sr/Ba 值相对更高。MT 灰岩或云质灰岩的 Ca/Mg 比值高一中等。 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化与古环境的温度和盐度变化有关^[31], 而 $\delta^{13}\text{C}$ 的值大小则与两个外来碳储库-氧化碳储库和还原碳储库之间相对比例变化引起的^[32]。研究区 MT 出现层位的 C、O 同位素表现为较高值, 如 299, 321, 322, 329 层 C、O 同位素值均相近, 但 $\delta^{18}\text{O}$ 由下向上略增大, 在 -8.42‰ 至 -8.72‰ 范围, $\delta^{13}\text{C}$ 为 0.64‰ — 1.49‰ (表 2)。与其他不含 MT 的泥晶灰岩相比, C 同位素正偏移, O 同位素负偏移(图 4)。

MT发育层相对较高的 $\delta^{13}\text{C}$ 和相对较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值可能说明,它们形成于温度相对较高且相对较还原的水介质环境中.同时,MT发育层的V,Rb,Ba和B含量中一低值也反映着浅潮下带的沉积产物.

4.4 MT形成的古海洋地球化学条件分析

MT无疑是从海水中结晶析出的.我们认为,细小的微亮晶要从海水中析出必须满足以下几个条件:(1)清水沉积,环境位于CCD界面以上, CaCO_3 的供应量充足,非均匀产出.因为 CaCO_3 供应量太小,只能形成普通的薄层碳酸钙沉淀;供应量大且均匀产出,也仅只能像大多数灰岩那样形成普通厚层碳酸钙堆积.(2)全世界原生的MT晶粒大小都在 $5\sim 15\ \mu\text{m}$ 范围内,表明其结晶速度较泥晶形成还要快^[33],对于含MT的灰岩来说,将MT与宿主岩石区分开来的根本主要表现在晶粒大小及纯净度的差别.(3)MT为等轴或多面体形态.在 Mg^{2+} 离子及 Na^+ 丰度较低的极早期成岩环境中多形成此类晶形^[34,35].(4)宿主岩石中要具有MT赋存的空间位置.总之,MT的形成是碳酸盐本身特殊或特定的结晶过程与外部空间形态组合的结果.

雾迷山组沉积期的燕辽海属于陆表海,当时的气候、温度环境较容易满足MT形成所需的第1个条件;前文有关凌源MT地球化学组成表明,第7段灰岩段MT发育层 Mg^{2+} 含量最低,因此MT形成的第3个条件似也不难达到,只是现在还没有条件证明其定量标准;而使MT得以保存的空间,即第4个条件,可以有多种途径获得:可以是外动力形成的微裂隙,如风暴、地震、滑塌或水下收缩等等,也可以是如Furniss等^[4]所说的气泡作用形成的裂缝等等.因此,第2个条件,即促成MT快速形成微亮晶的原因是什么?成为了关键.一定有什么特殊的因子,不定期出现干扰了碳酸盐岩正常析出、沉淀的过程,或者说使其局部被干扰而加速结晶形成MT.菌藻的促进作用可加速碳酸盐结晶而形成微小晶体^[33,34];如果说MT的形成是在光合藻类的促进下形成的,那么,分布如此广阔的燕辽海,为何仅有蓟县高于庄组及凌源雾迷山组灰岩段中出现了MT呢?

赵震^[19]对蓟县剖面进行C,O同位素分析表明,其白云岩属于“海相淡成白云岩”. $\delta^{13}\text{C}$ 值和

$\delta^{18}\text{O}$ 值较高的层位是雾迷山组和高于庄组.如雾迷山组白云岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $-0.19\text{‰}\sim -0.01\text{‰}$ 间变化,氧同位素在 $-4.71\text{‰}\sim -6.52\text{‰}$ 间变化.前人在燕山地区雾迷山组不同剖面的测试结果^[36-39]也基本反映了相似的特征.蓟县系以雾迷山组碳、氧同位素值表现为高,且为华北中元古代碳同位素值变化相对较稳定的时期,说明同时期它们所处的基本环境是大致相同的(表2).

研究表明,燕山地区各地雾迷山组C,O,Sr同位素组成,尤其是与凌源雾迷山组MT发育段对应层段的C,O同位素特征反映,雾迷山组沉积期统一的燕辽陆表海沉积环境在各地还是有着一定的差别(表2).燕山各地雾迷山组灰岩段 $\delta^{13}\text{C}$ 值相对高;蓟县雾迷山组 $\delta^{13}\text{C}$ 值落在 -1.2‰ 和 2.3‰ 之间,下部三个亚组(1—6段) $\delta^{13}\text{C}$ 值基本落在 $(0\pm 1)\text{‰}$,但第四亚组下部(相当于凌源第7段) $\delta^{13}\text{C}$ 值在 -1.2‰ 和 2.1‰ ,平均值 1.65‰ ;十三陵剖面雾迷山组白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值范围从 $-1.5\text{‰}\sim 1.5\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 数值范围一般为 $-4\text{‰}\sim -5\text{‰}$ ^[21],第四亚组下部 $-1.9\text{‰}\sim -1.61\text{‰}$,平均值 0.49‰ ,也为本组最高;凌源雾迷山组各段 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 $-2.12\text{‰}\sim -1.56\text{‰}$, $-9.15\text{‰}\sim -2.28\text{‰}$,也以第7段 $\delta^{13}\text{C}$ 值相对较高,且上部极大值出现在本段,但其 $\delta^{18}\text{O}$ 值低.宣龙剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $-1.0\text{‰}\sim -1.2\text{‰}$ 之间变化,与其他剖面相比变化幅度更为稳定,且在雾7段没有表现出明显的正偏移,与其他剖面都不相同,但 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化与蓟县及十三陵更相似(表2).另从 $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 的对比也可看到,凌源雾7段 $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 比值平均为 0.7049 (样品主要采自MT发育层),具有较低的 $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 比值.由此看到,MT之所以仅出现在凌源剖面雾7段,与其时古海洋的C,O,Sr同位素组成及其他地化元素的组成是相关联的.其时,蓟县及十三陵剖面雾迷山组晚期古海洋中虽 $\delta^{13}\text{C}$ 值高,Ca/Mg比值高,但 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对较高, $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 比值高^[22];宣龙剖面所处位置和时期, $\delta^{13}\text{C}$ 值偏低,Ca/Mg比值低, $\delta^{18}\text{O}$ 值相对较高, $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 比值高;而凌源剖面则表现为高 $\delta^{13}\text{C}$ 值,高Ca/Mg比值,低 $\delta^{18}\text{O}$ 值,低 $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$,这或许就是MT仅出现于凌源雾7段的原因?

进一步的研究和对比也还发现,蓟县系各碳酸

盐岩发育层段比较, 高于庄组与雾迷山组 $\delta^{13}\text{C}$ 值较其他组段高, 而在燕山各剖面中, 高于庄组 $\delta^{13}\text{C}$ 值蓟县高于凌源, 凌源高于十三凌; 雾迷山组 $\delta^{13}\text{C}$ 值则刚好相反, 凌源高于蓟县, 蓟县高于十三凌剖面. 蓟县高于庄组及凌源雾迷山组灰岩段中出现了 MT, 且 MT 发育段 $\delta^{13}\text{C}$ 值高, $\delta^{18}\text{O}$ 值低, 这说明蓟县剖面高于庄组及凌源剖面雾迷山组灰岩段沉积时海洋性质及气候, 环境是适宜 MT 形成的, 而其他时期则不适宜. 前人的大量研究以及本研究碳、氧同位素组成与演化特征均已表明, 燕山雾迷山组沉积时位于赤道附近^[36,40], 古水温达 $50\text{--}70^\circ\text{C}$ ^[37], 在浅潮下陆表海的环境中, 以凌源雾7段沉积时期以 CaCO_3 供应最为充分, 古水温及生物产率最高, 加速了方解石的沉淀和结晶, 从而满足了 MT 形成的条件.

研究区 MT 发育的地质年代 ($1.3\text{--}1.2\text{ Ga}$)^[40,41] 与北美 Belt 超群 Helena 组 ($1.4\text{--}1.25\text{ Ga}$)^[42] 及西伯利亚乌拉尔中里菲期 ($1.3\text{--}1.25\text{ Ga}$)^[43] MT 产出的地质时代基本一致. 研究区 MT 发育段碳、氧同位素组成也与 James 等^[2] 及 Frank 等^[3] 对 Belt 超群中 MT, 以及俄罗斯南乌拉尔中里菲期 Avzyan 组碳同位素组成^[43,44] 相近. 因此, MT 的时空分布及其形态与碳、氧同位素组成在全球具有特殊一致的相似性或可对比性, MT 可作为全球变化和对比的标志.

5 结论

研究区雾迷山组 MT 的发现, 填补了华北中元古代 $1400\text{--}1200\text{ Ma}$ 间 MT 发育的空白, 对于研究 MT 的发育、演化具有重要意义; 雾迷山组 MT 断续发育于上部灰岩段, 有细纺锤形、碎屑状、细长条带状及肠状与小瘤状或不规则形态等 4 种类型; 通过 MT 宏观、微观特征及常量、微量元素和碳、氧同位素等地化特征的综合研究表明, MT 发育层位 Sr/Ba 和 Ca/Mg 较高, 相比邻近不发育 MT 的层位, 分别表现高 $\delta^{13}\text{C}$ 和低 $\delta^{18}\text{O}$, MT 形态和成因与沉积环境密切相关, 它主要形成于潮间带下部至风暴浪基面附近的潮下带环境, 背景条件具有气候温暖、海水碳酸钙过饱和、生物产率较高的特征, 局部菌藻类生物富集, 使碳酸钙软泥钙化速度加快, 菌藻类生物起着催生 MT 作用; 在燕山地区中元古代 ($1.6\text{--}1.2\text{ Ga}$) 巨厚碳酸盐岩沉积序列

中, 仅在两个层位见有 MT 发育 (高于庄组中上部灰岩段和雾迷山组 7 段灰岩), 其发育层段沉积岩和地球化学特征研究表明, MT 的发育与成岩环境和原始海洋地球化学条件有关. 雾迷山组 MT 与同样发育 MT 的北美中元古界 Belt 超群及俄罗斯中里菲系的碳同位素具有良好对比关系, 反映 MT 及赋存岩系是区域和全球前寒武系对比的良好标志.

致谢 本论文撰写过程中得到了柳永清研究员的有益指导, 研究中所获得的测试数据, 凌源剖面的由天津地质矿产研究所实验中心完成, 宣龙剖面的由中国地质科学院同位素实验室完成, 在此一并表示谢意.

参 考 文 献

- 1 Bauerman H. Report on the geology of the country near the forth-ninth parallel of North latitude West of the Rocky Mountains. Canada Geological. Survey Report. Programme, 1882-1884, 1885. B: 1-42
- 2 James NP, Narbonne G M, Sherman A G. Molar tooth carbonates: Shallow subtidal facies of the Mid to Late Proterozoic. Journal of Sedimentary Research, 1998, 68(5): 716-722
- 3 Frank TD, Lyons TW. "Molar-tooth" structures: A geochemical perspective on a Proterozoic enigma. Geology, 1998, 26: 683-686
- 4 Furniss G, Rittle JF, Winston D. Gas bubble and expansion crack origin of "molar tooth" calcite structures in the Middle Proterozoic Belt Supergroup Western Montana. Journal of Sedimentary Research, 1998, 68(1): 104-114
- 5 Pratt BR. Molar-tooth structure in Proterozoic carbonates rocks: Origin from synsedimentary earthquake and implications for the nature and evolution of basins and marine sedimentary. GSA Bulletin, 1998, 110(8): 1028-1045
- 6 Qiao XF, Gao LZ. Earthquake events in Neoproterozoic and early Paleozoic and its relationship with supercontinental Rodinia in North China. Chinese Science Bulletin, 2000, 45(10): 931-935
- 7 Meng XH, Ge M. The sedimentary features of Proterozoic microspar (Molar-tooth) carbonates in China and their significance. Episodes, 2002, 25(3): 185-196
- 8 孟祥化, 葛 铭, 旷红伟, 等. 微亮晶 (白齿) 碳酸盐成因及其在元古宙地球演化中的意义. 岩石学报, 2006, 22(8): 2133-2143
- 9 Shields GA. "Molar-tooth microspar": A chemical explanation for its disappearance-750 Ma. Terra Nova, 2002, 14: 108-113
- 10 刘燕学, 旷红伟, 蔡国印, 等. 辽南新元古代营城子组白齿灰

- 岩的沉积环境. 地质通报, 2003, 22(6): 419—425
- 11 Liu YQ, Gao LZ, Liu YX, Neoproterozoic Molar-tooth structure and constraint of depositional facies and environment in the North China Platform in Jiangsu, Anhui and Liaoning, Eastern China. *Acta Geologica Sinica*, 2005, 79(4): 533—539
- 12 柳永清, 高林志, 刘燕学. 苏皖辽地区新元古代微亮晶构造碳酸盐岩的沉积岩相与环境约束. 沉积学报, 2005, 23(1): 49—59
- 13 葛 铭, 孟祥化, 旷红伟, 等. 微亮晶(白齿)碳酸盐岩: 21世纪全球地学研究的新热点. 沉积学报, 2003, 21(1): 81—89
- 14 James PH, Andrew JP. Sandstone-Hosted concretions record evidence for Syn-Lithification Seismicity. *Journal of the Geological Society, London*, 2006, 163: 447—460
- 15 旷红伟, 孟祥化, 葛 铭. 白齿碳酸盐岩成因探讨——以吉林-辽宁地区为例. 古地理学报, 2006, 8(2): 63—74
- 16 陈晋镛, 张惠民, 朱士兴, 等. 蓟县震旦亚界的研究//中国震旦亚界研究. 天津: 天津科学技术出版社, 1980, 56—114
- 17 柳永清, 刘晓文, 李 寅, 等. 燕山中、新元古代裂陷槽构造旋回层序研究——兼论裂陷槽构造旋回概念及级序的划分. 地球学报, 1997, 18(2): 142—149
- 18 赵 震. 从氧、碳同位素组成看蓟县元古宙碳酸盐岩特征. 沉积学报, 1995, 13(3): 46—53
- 19 赵 震. 一个陆表海的潮坪沉积模式. 沉积学报, 1988, 6(2): 68—76
- 20 黄学光, 朱士兴, 贺玉贞. 蓟县中、新元古界剖面层序地层学研究的几个基本问题. 前寒武纪研究进展, 2001, 24(4): 201—221
- 21 李任伟, 陈锦石, 张淑坤. 中元古代雾迷山组碳酸盐岩碳和氧同位素组成及海平面变化. 科学通报, 1999, 44: 1697—1402
- 22 李华芹, 蔡 红, 秦正永, 等. 蓟县中上元古界典型剖面银同位素组成特征及其地层意义. 地球学报, 1994, (1-2): 232—245
- 23 Chu XL, Zhang TG, Zhang QR, et al. Sulfur and carbon isotope records from 1700 to 800 Ma carbonates of the Jixian section, northern China: Implications for secular isotope variations in Proterozoic seawater and relationships to global supercontinental events. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2007, 71: 4668—4692
- 24 王鸿祯. 地层学的几个基本问题及中国地层学可能的发展趋势. 地层学杂志, 2006, 30(2): 97—102
- 25 温献德. 华北北部中、上元古界的大陆裂谷模式和地层划分. 前寒武纪研究进展. 1997, 20(3): 21—28
- 26 和政军, 宋天锐, 丁孝忠, 等. 燕山中元古代裂谷早期同沉积断裂活动及其对事件沉积的影响. 古地理学报, 2000, 2(3): 83—91
- 27 段吉业, 刘鹏举. 华北燕山裂陷槽中元古代的深水沉积. 吉林大学学报(地球科学版), 2003, 33(1): 81—89
- 28 黄学光, 燕山中、新元古代沉积盆地构造演化. 地质调查与研究, 2006, 29(4): 264—270
- 29 旷红伟, 金广春, 刘燕学. 吉辽地区新元古代白齿构造形态及其研究意义. 中国科学, D辑, 2008, 38(增II): 123—130
- 30 田景春, 韩高武. 沉积地球化学在层序地层分析中的应用. 成都理工大学学报, 2006, 33(1): 30—35
- 31 刘建清, 贾保江, 杨 平, 等. 碳、氧、锶同位素在羌塘盆地龙尾地区层序地层研究中的应用. 地球学报, 2007, 28(3): 253—260
- 32 Neumann AC, Land LS. Lime mud deposition and calcareous algae in the Bight of Abaca, Bahamas: A budget. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1975, 45(4): 763—786
- 33 王自强, 尹崇玉, 高林志, 等. 张传恒用化学地层学研究新元古代地层划分和对比. 地学前缘, 2006, 13(6): 268—279
- 34 Folk RL. Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 1959, 43: 1—38
- 35 何镜宇, 孟祥化. 沉积岩和沉积相模式及建造. 北京: 地质出版社, 1987
- 36 张世红, 李正祥, 吴怀春, 等. 华北地台新元古代古地磁研究新成果及其古地理意义. 中国科学, D辑, 2000, 30(增刊): 137—147
- 37 Robert F, Chaussidon M. A palaeotemperature curve for the Precambrian oceans based on silicon isotopes in cherts. *Nature*, 2006, 443: 969—972
- 38 张秀莲. 碳酸盐岩中氧、碳同位素与古盐度、古水温度的关系. 沉积学报, 1985, 3(4): 17—28
- 39 Chu XL, Zhang TG, Zhang QR et al. Carbon isotopic variations of Proterozoic carbonates in Jixian, Tianjin. China. *Science in China, Ser. D, Earth Sciences*, 2004, 47(2): 160—170
- 40 李 超, 彭平安, 盛国英. 蓟县剖面中一新元古代沉积物的稳定碳同位素生物地球化学研究. 地质学报, 2002, 76(4): 433—440
- 41 王松山, 桑海清, 裘 冀, 等. 蓟县剖面杨庄组和雾迷山组形成年龄的研究. 地质科学, 1995, 30(2): 166—173
- 42 Frank TD, Lyons TW, Lohmann KC. Isotopic evidence for the paleoenvironmental evolution of the Mesoproterozoic Helena Formation, Belt Supergroup, Montana, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, 61(23): 5023—5041
- 43 Bartley JK, Kah LC, McWilliams JL, et al. Carbon isotope chemostratigraphy of the Middle Riphean type section (Avzyan Formation, Southern Urals, Russia): Signal recovery in a fold-and-thrust belt. *Chemical Geology*, 2007, 237: 211—232
- 44 高林志, 丁孝忠, 尹崇玉, 等. 南乌拉尔地区中、新元古代地层序列及碳酸岩和碎屑岩发现白齿构造的地质意义. 中国地质, 2007, 34(6): 962—973