

冀北宽城中元古界杨庄组地球化学特征

李家华^{1,2} 旷红伟^{1,3} 彭楠^{1,2} 杜玉明⁴ 姚江荣⁵

(1. 长江大学 油气资源与勘探技术教育部重点实验室, 湖北 荆州 434023; 2. 长江大学 地球科学学院, 湖北 荆州 434023; 3. 中国地质科学院 地质研究所, 北京 100037; 4. 中国石油天然气勘探开发公司, 北京 100038; 5. 新疆吐哈油田鄯善采油厂, 新疆 鄯善 838202)

摘要: 为分析碳酸盐岩地球化学特征对地层及层序界线、沉积环境的影响, 选取冀北宽城中元古界杨庄组剖面进行了实测。冀北宽城中元古界杨庄组常量、微量元素和碳、氧同位素在纵向上具有特征的演变规律, 特别是在岩石地层界线与层序界面附近变化明显。CaO 含量从杨庄组一段到二段为 21.07%~16.45%, 从二段至三段则为 16.45%~24.21%, Sr、Ba 含量分别从杨庄组底部向上由 44.59×10^{-6} 突变至 98.16×10^{-6} 和 0.51×10^{-6} 至 10.45×10^{-6} , $\delta^{13}\text{C}$ 值在 0‰~-1.5‰ 之间变化, $\delta^{18}\text{O}$ 在 -3.5‰~-8.5‰ 之间变化。上述常量、微量元素及碳、氧同位素组成、变化与同时期海平面变化基本一致, 表明地球化学特征可作为划分地层界面或层序界面的标志, 特别是可以优化地层界线或层序界线。杨庄组 CaO/MgO、Sr/Ba 及 V、Rb、Be、B 等组成和演化研究表明, 杨庄组形成于干热气候下的近岸浅水环境。

关键词: 中元古界 杨庄组 地球化学 层序地层 沉积环境

中图分类号: P588.24⁺5; P59

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2010)03-0289-09

Geochemical characteristics of Mesoproterozoic Yangzhuang Formation in Kuancheng County, northern Hebei Province

LI Jia-hua^{1,2}, KUANG Hong-wei^{1,3}, PENG Nan^{1,2}, DU Yu-ming⁴ and YAO Jiang-rong⁵

(1. Key Laboratory of Exploration Technologies for Oil and Gas Resources, Ministry of Education, Yangtze University, Jingzhou 434023, China; 2. Institute of Geosciences, Yangtze University, Jingzhou 434023, China; 3. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 4. China National Oil and Gas Exploration and Development Corporation, Beijing 100038, China; 5. Shanshan Oil Production Factory, Tupan Oilfield, Shanshan 838202, China)

Abstract: The study area is located in the northeast of the North China Craton and geographically belongs to the middle and northern Yanshan area. In this area, Mesoproterozoic and Neoproterozoic strata are well developed and constitute the type section of Mesoproterozoic and Neoproterozoic strata in China. Over ten thousand meters of Mesoproterozoic and Neoproterozoic strata recorded paleogeography and paleoenvironment, paleo-ocean geochemistry and the history of life development and sedimentary evolution. The Kuancheng area of northern Hebei has great thickness of Mesoproterozoic and Neoproterozoic sediments, with ideal outcrops. Previous researchers had conducted fairly detailed investigation in this area. Geochemical studies of Mesoproterozoic and Neoproterozoic strata in Jixian County started in the late 1970's, with the emphasis placed on major elements. In the middle of the 1980's, Liu Baoquan *et al.* (1985) carried out organic geochemical researches on Mesoproterozoic, Neoproterozoic and Lower Paleozoic carbonate rocks in North China. Wang Songshan *et al.* obtained

收稿日期: 2009-09-23; 修订日期: 2010-02-08

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(40772078); 中国石化集团公司海相前瞻性项目(G0800-06-ZS-350)

作者简介: 李家华(1984-), 男, 硕士研究生, 研究方向为沉积学与层序地层学, E-mail: lijiahua1996@163.com.

an age of dark banded chert (1 317 Ma) at the top of Yangzhuang Formation. The multiple stratigraphic division method was also introduced into the division and correlation of Mesoproterozoic and Neoproterozoic strata. The Yangzhuang formation has a total thickness of 322.37 m and consists mainly of carbonate rocks which include micritic dolomite, sand-bearing micritic dolomite and chert striped dolomite as well as local corrugated stromatolite dolomite, arenaceous dolomite and gravel lithic silicalite. In these rocks, horizontal laminae and bird-eye structures are widespread. In order to analyze the influence of geochemical characteristics of carbonate rocks on stratigraphic and sequence boundaries as well as sedimentary environment, the authors chose the geological section of Mesoproterozoic Yangzhuang Formation in Kuancheng to conduct in-situ measurement. Along this section, there exists obvious vertical characteristic evolutionary regularity of major and trace elements as well as carbon and oxygen isotopes, which is especially obvious near stratigraphic and sequence boundaries. CaO content is 21.07% ~ 16.45% from 1st Member to 2nd Member of Yangzhuang Formation, and is 16.45% ~ 24.21% from 2nd Member to 3rd Member. From the bottom of Yangzhuang Formation upward, Sr changes abruptly from 44.59 $\mu\text{g/g}$ to 98.16 $\mu\text{g/g}$ and Ba from 0.51 $\mu\text{g/g}$ to 10.45 $\mu\text{g/g}$, whereas $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ vary in the ranges of 0 ‰ to -1.5‰ and -3.5‰ to -8.5‰, respectively. The variations of the above data were basically consistent with the sea level variation of the same period, suggesting that geochemical characteristics can serve as indicators for dividing stratigraphic or sequence boundaries and, especially, for optimizing these boundaries. $\delta^{18}\text{O}$ values of carbonate rocks formed in the same sedimentary and diagenetic environment are closely related to the physical-chemical conditions of the sedimentation period and, especially, to the climatic variation. It is generally held that in the glaciation period, temperature dropped, salinity rose, and some light oxygen isotopes were trapped in the glacial sheet, causing the relative increase of $\delta^{18}\text{O}$ values in the sea water, whereas in the temperature-rising period, glacial sheet was melted, salinity decreased, and large quantities of light oxygen isotopes were released, which would result in the relative increase of the $\delta^{18}\text{O}$ values in the sea water. Carbon and oxygen isotopic data in this paper demonstrate that, although there exists a slight positive bias in 2nd Member of Yangzhuang Formation, C isotopes generally show a relatively stable variation and have negative values, varying in the range of -0.55 ‰ to -1.28 ‰. Oxygen isotopes vary in the range of -8.17‰ to -3.47‰, generally assuming an obvious positive bias trend. The considerable vertical fluctuation of major and trace elements in Yangzhuang Formation of this area indicates brisk tectonic activities of the Yanshan aulacogen in this period, which led to the remarkable variation of sedimentary environment. Oxygen isotope analyses suggest that the paleoclimate was basically in a sedimentary environment of supralittoral zone with relatively high temperature. Major and trace elements at stratigraphic and sequence boundaries change evidently, and the variations of carbon and oxygen isotopes assume a corresponding relationship with the rise and fall of the sea level. All this suggests that geochemical characteristics can be used to optimize stratigraphic or sequence boundaries that have already been defined.

Key words: Mesoproterozoic; Yangzhuang Formation; geochemical characteristics; sequence stratigraphy; sedimentary environment

中元古代全球大陆裂解, 劳亚大陆边缘的中朝地台裂谷发育, 东北缘燕辽坳拉槽是这一时期形成的规模最大、时限最长的坳拉槽(孟祥化等, 2002)。燕辽坳拉槽在长城纪是一个较为典型的中元古代克拉通大陆早期破裂形成的半地堑复杂盆地结构(杨振宇等, 1999), 不对称的复杂裂谷主要起因于盆地两侧不均衡活动及主断裂上构造斜坡的持续掀斜与横切盆缘断裂的传递断裂活动(陈晋镛等, 1980)。

冀北宽城地区位于华北克拉通东北部, 地理区划属于燕山中、北部地区(图 1)。燕山地区中、新元古界十分发育(图 1), 是我国中、上元古界的标准剖面, 厚达万余米的中、新元古代地层记录了华北克拉通 18~8 亿年间的古地理和古环境、古海洋地球化学、生命发育和沉积演化的历史(旷红伟等, 2005), 并且出露广泛, 地质年代跨度长, 沉积记录齐全, 基本无变形和变质, 构造简单, 是世界范围内极为罕见

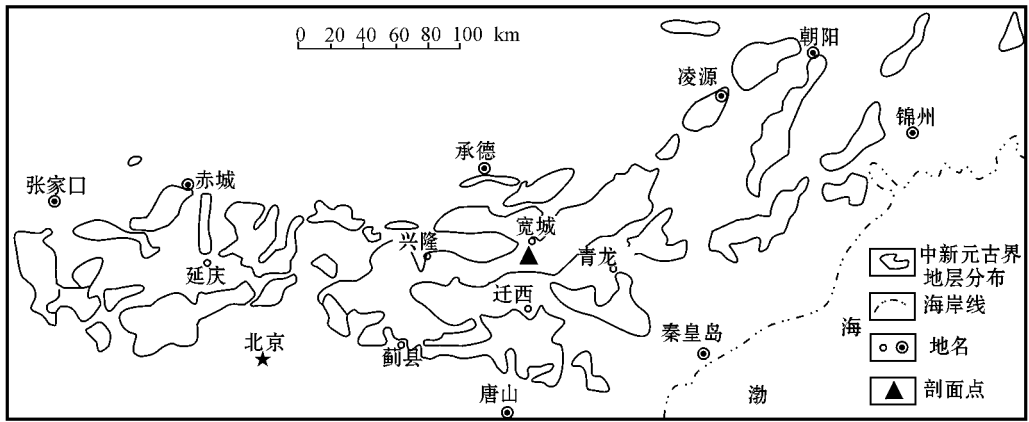


图 1 研究区中新元古代地层分布略图

Fig. 1 Geological sketch map showing distribution of Mesoproterozoic-Neoproterozoic strata in the study area

的晚前寒武纪完整地层剖面,一直受到国内、外地质界的广泛关注,大量相关研究由此展开(黄学光, 2006)。

研究区发育巨厚中、新元古代沉积,且露头良好。前人也曾经对该地区进行过较为详细的研究(范德廉等,1977;陈晋镛等,1980;刘宝泉等,1985;王松山等,1995)。蓟县中、新元古界地球化学研究始于 20 世纪 70 年代后期,但主要偏重常量元素研究(范德廉等,1977)。20 世纪 80 年代中期,刘宝泉等(1985)对华北地区中、新元古界和下古生界碳酸盐岩进行了有机质地球化学的研究。王松山等(1995)获得杨庄组顶部暗色条带状燧石年龄为 1 317 Ma,多重地层划分也被引入中、新元古界的地层划分对比(秦正永等,1981)。本文依据对研究区杨庄组剖面实测和系统的常量、微量元素以及碳、氧同位素分析测试,对杨庄组碳酸盐岩地球化学特征进行详细的报道。

1 杨庄组岩性特征简介

杨庄组总厚 322.37 m,主要由碳酸盐岩组成,包括泥晶白云岩、含砂泥晶白云岩(图 2)、燧石条带白云岩以及局部的波纹状叠层石白云岩和砂质白云岩、砾屑硅质岩等,岩石普遍发育水平纹层理和鸟眼构造。由下往上可进一步划分为 3 个岩性段:一段以灰色泥晶白云岩为主,二段为紫红色泥质白云岩,三段为浅灰色硅质条带白云岩(表 1)。

2 杨庄组地球化学特征

2.1 样品及处理流程

所有样品均采自宽城县尖山子剖面杨庄组。在杨庄组总长 322.37 m 的地层剖面上,采集微量元素样品 30 件,按 10 m 间隔顺序采集,常量元素样品预以 20 m 间隔采集,实际采集了 25 件,在局部重点部位加大了采集密度;碳、氧同位素样品预以 40 m 为间隔进行取样,实际采集了 12 件,在局部同样加大了采集密度。实际采集的常量和同位素样品数均大于预设数目,目的是为了更加精确地划分地层。上述 3 类样品的测试均在天津地质矿产研究所分析测试中心进行。

常量元素样品先进行加工预处理,将样品表面的风化痕迹或土壤进行切割、破碎或用去离子或压缩空气去除(邓宏文等,1993)。具体操作流程为:称取样品 50 g 左右,先置于烘箱中,在 60℃ 温度条件下烘干 24 h,然后取出在铁钵磨样机上研磨至 200 目。微量元素与常量元素分析采用 X 荧光光谱分析完成,分析标准误差小于 1%。

碳、氧同位素样品应用断面新鲜、未受后期蚀变或变质作用影响的部分。选取样品并人工机械粉碎、研磨至 150 目,10 h 烘干(90℃);在 300~500℃ 的真空中加热抽空 2 h,除去有机质,采用正磷酸法处理,使样品在高真空条件下与 100% 的磷酸进行恒温反应,灰岩在 $25 \pm 0.1^\circ\text{C}$ (24 h),白云岩在 $50 \pm 0.1^\circ\text{C}$

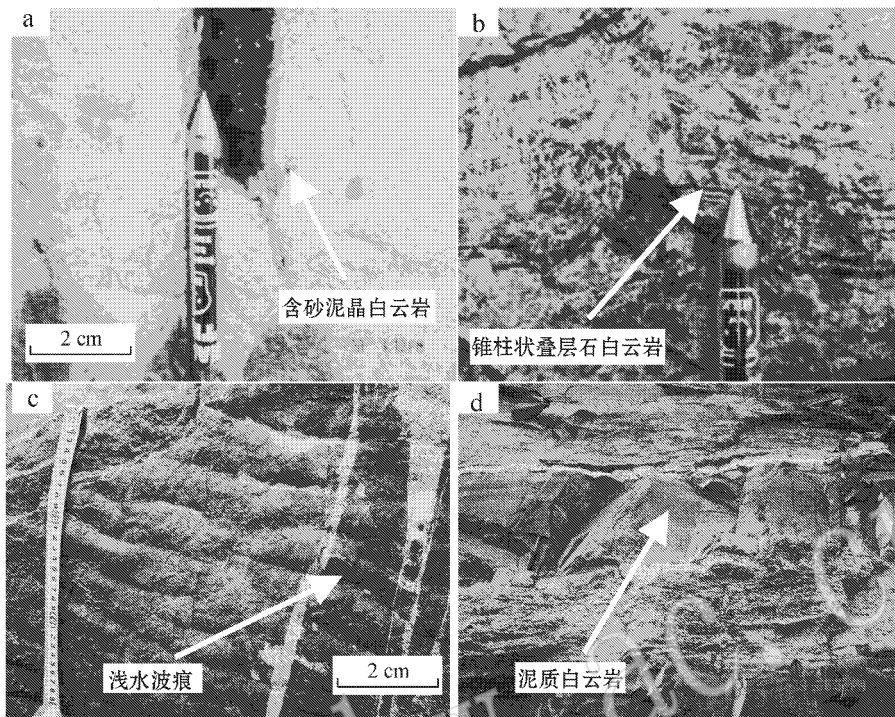


图 2 杨庄组主要岩性特征和沉积构造

Fig. 2 Main lithologic characters and sedimentary structures of Yangzhuang Formation

a—含砂泥晶白云岩; b—燧石条带与锥柱状叠层石白云岩; c—浅水波痕; d—紫红色泥质白云岩

a—sand-bearing micritic dolomite; b—chert band and conical stromatolite dolomite; c—shallow water ripples; d—purple argillaceous dolomite

表 1 杨庄组各段划分与沉积特征

Table 1 Subdivision of Yangzhuang Formation and characteristics of sedimentation

段	层号	沉积构造	岩石特征
一段	174~191	干裂构造, 鸟眼构造, 不对称波痕, 羽状交错层理	下部为含砂泥晶白云岩(图 2a)夹燧石条带白云岩、凝块石白云岩; 上部为泥晶白云岩、波纹状叠层石白云岩、锥状叠层石白云岩(图 2b), 岩石以灰色为主, 向上紫红色逐渐增多
二段	192~212	干裂构造, 浅水波痕(图 2c)	下部为紫红色或棕红色含砂泥质白云岩, 下部为薄层石英砂岩与紫红色泥质白云岩(图 2d)或泥晶白云岩构成的旋回, 偶夹层状、波状叠层石白云岩
三段	213~229	浅水波痕, 各种形态的叠层石	下部浅灰色硅质条带泥晶白云岩为主, 夹含砂白云岩, 中上部为红灰相间的泥晶白云岩。白云岩常与凝块石、核形石构成小韵律。发育波状、柱状、锥状叠层石白云岩等

(72 h)进行充分反应, 最终将得到的二氧化碳气体送入 DeltaS 型质谱仪测定碳、氧同位素组成。

2.2 测试结果与分析、阐述

2.2.1 常量元素组成与分布、演化特征

由分析结果(图 3)可见, 常量元素种类主要为 CaO 、 MgO 、 Al_2O_3 、 K_2O 、 Fe_2O_3 和 Na_2O , 其中 CaO 和 MgO 含量明显偏高。在地层纵向序列上, 各常量元素的含量值波动较大。由杨庄组一段到二段, CaO 含量减少, Na_2O 、 MgO 、 Al_2O_3 、 K_2O 、 Fe_2O_3 均增加。二段到三段, CaO 含量开始增加, K_2O 、 Fe_2O_3 减少, Na_2O 保持增加样式。 CaO 和 MgO 呈明显的正相

关, 反映出原生白云石(岩)的成因特征(刘鹏举等, 2005)。同时, K_2O 和 Fe_2O_3 之间的含量变化也呈正相关关系。从图 3 还可以看到, 杨庄组二段 CaO 含量最低, 同时, Al_2O_3 、 K_2O 、 Fe_2O_3 含量在该段又表现为最高。杨庄组常量元素组成与中国东部碳酸盐岩平均化学组成(范德廉等, 1977)相比, 具有 CaO 和 Na_2O 低, MgO 、 Al_2O_3 、 K_2O 偏高, Fe_2O_3 少有变化的特征。

2.2.2 微量元素组成与分布、演化特征

从测试结果看, 地层纵向上序列上的各微量元素波动较大。V、Rb 的变化呈弱正相关关系, 两者与

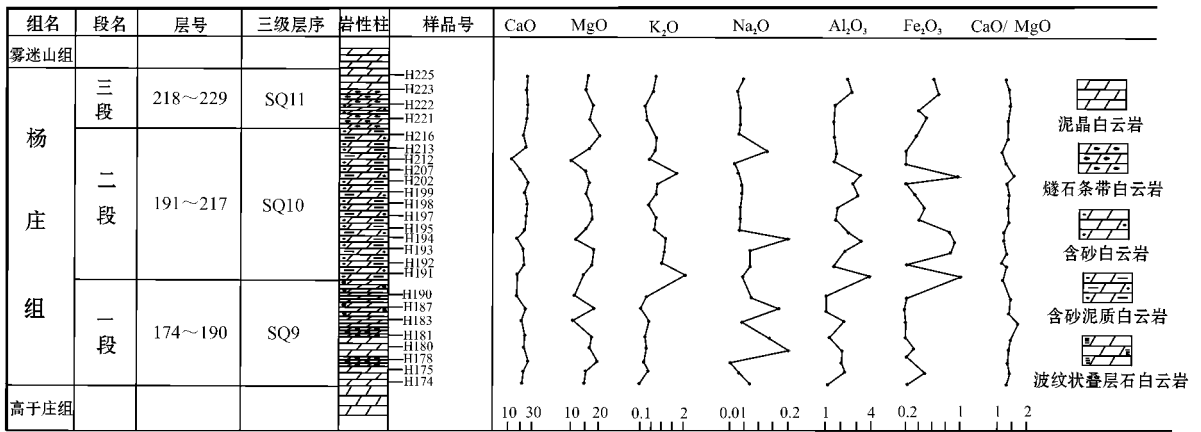


图 3 杨庄组常量元素变化曲线

Fig. 3 Variations of major elements in Yangzhuang Formation

Ba 的含量变化呈负相关关系，V、Sr 与 B 含量变化呈弱负相关关系。Ba 含量变化在纵向上变化明显，向上部持续减低（图 4）。杨庄组一段各种微量元素变化明显，尤其在地层界线处元素含量出现异常值，如 Sr 在 190 层处由 44.59×10^{-6} 突增至 98.16×10^{-6} ，Ba 则由 0.51×10^{-6} 剧增至 10.45×10^{-6} 。V、Rb 含量突然减小；Sr/Ba 比小于微量元素平均含量比值；二段除 Ba 含量略有减小外，其他微量元素含量都显示低幅的上升；三段的 Ba、B 变化频率较大。该组与碳酸盐岩微量元素的平均含量（刘鹏举等，2005）相比，V、Rb、Ba、B 高，Sr、Be 低。

2.2.3 碳、氧同位素组成与分布、演化特征

目前有很多方法用来判断同位素样品是否遭受过强烈的沉积后蚀变作用影响，本文主要采用 3 种方法。①首先观察岩石学特征：根据野外采集样品与显微镜下观察薄片，看岩石是否发生过交代作用和溶蚀淋滤作用，野外采集样品时应注意样品的新鲜程度；②Mn/Sr 比值：白云岩沉积后的蚀变作用可引起 Sr 的损失和 Mn 的加入，因此 Mn/Sr 比值是判断海相碳酸盐岩蚀变程度的一个灵敏指标（Arthur *et al.*，1983）。一般认为，Mn/Sr 比值 < 10 的碳酸盐岩没有遭受强烈的蚀变作用，其同位素组成可以代表原始沉积记录，Mn/Sr 比值 < 2~3 表示样品很好地保持了原始海水的同位素组成（Kaufman and Knoll，

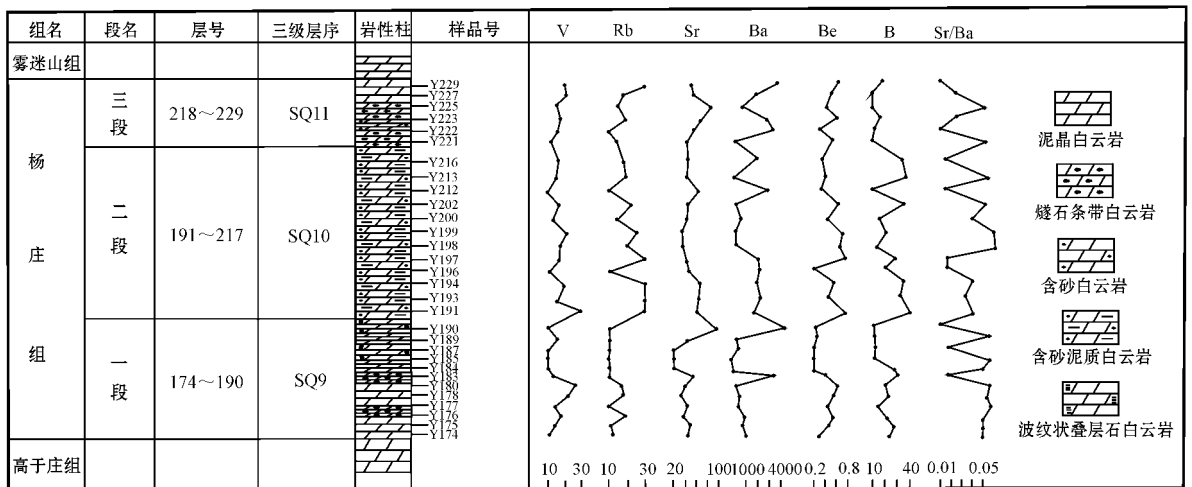


图 4 杨庄组微量元素变化曲线

Fig. 4 Variations of trace elements in Yangzhuang Formation

1995)。在所分析的样品中只有一段中上部 187 层的 Mn/Sr 比值 > 10 , 超出了判别标准, 其余样品的 Mn/Sr 比值都在 5 以下, 表明受后期蚀变影响不大, 基本保持了原始沉积时古海水的同位素组成。

③ 氧同位素组成特征: 碳酸盐岩的氧同位素组成对蚀变作用灵敏, 成岩后的水岩交换作用会使原岩中

的 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低, 现在一般情况下认为碳酸盐岩中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 $< -5\text{‰}$ 时已受蚀变影响, 当 $\delta^{18}\text{O}$ 值 $< -10\text{‰}$ 时表明遭受强烈的蚀变作用, 此时样品的碳氧同位素数据不能真实反映古海水同位素的组成 (Kaufman and Knoll, 1995)。杨庄组中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值都在 -10‰ 以上 (图 5) 表明成岩后的蚀变作用很小。

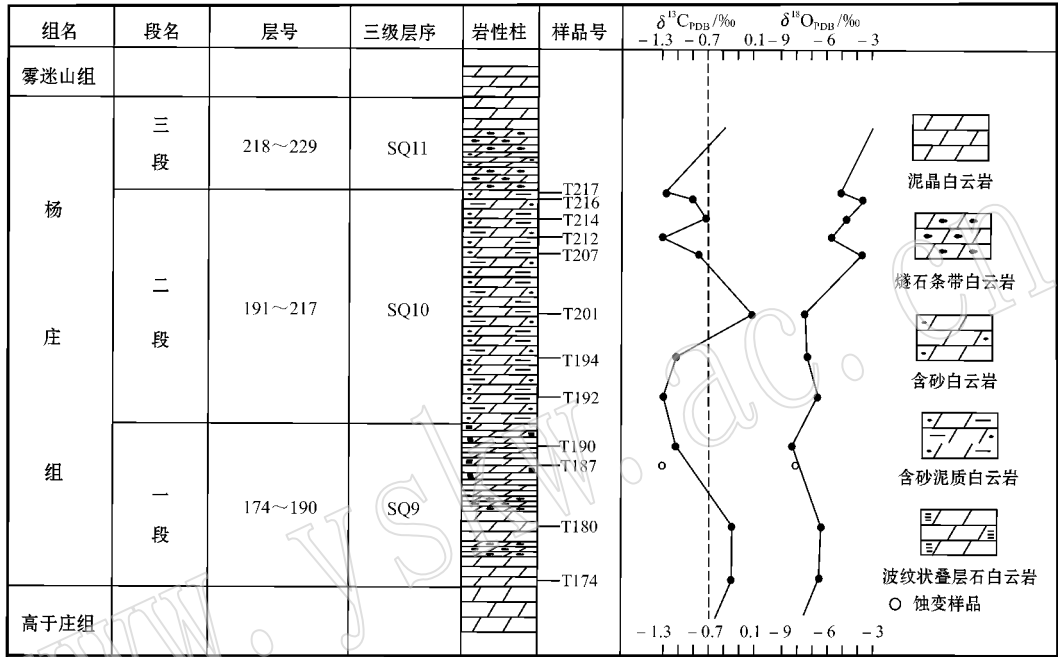


图 5 杨庄组碳氧同位素变化曲线

Fig. 5 Variations of carbon and oxygen isotopes in Yangzhuang Formation

12 件碳、氧同位素分析测试结果如图 5。分析测试结果显示, 杨庄组从底至顶的 C 同位素变化平稳, 多在 $0\text{‰} \sim -1.5\text{‰}$ 间高频振荡, 具有一定的旋回性, 表现为 $\delta^{13}\text{C}$ 值相对高 \rightarrow 低 \rightarrow 高的变化; 氧同位素则在 $-3.5\text{‰} \sim -8.5\text{‰}$ 之间波动。

杨庄组二段显现了一次明显的 $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ 低正偏移, $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ 达到本组最大值 0.09‰ 。对应该特征, 该层位氧同位素表现小幅波动, 并在碳同位素的高值处出现较低值。杨庄组三段的氧同位素随碳同位素呈明显正相关关系, 碳、氧同位素数值在地层界线与层序界线处都表现出较明显的变化。

3 应用与讨论

3.1 划分岩石地层或层序界线

上述的杨庄组地化特征表明, 各种元素含量在

岩石地层界线附近均有变化, 因此, 可以作为潜在的地层划分依据之一。杨庄组一段与二段分界处, CaO 和 MgO 以及 V、Rb、Be、B 含量都明显增高, Al_2O_3 、 K_2O 、 Fe_2O_3 等也显示不同程度增高, 但 Sr、Ba 明显降低。杨庄组二段与三段分界处 Ba 与 B 含量明显减少。因此, 杨庄组常、微量元素的组成和演化特征可以为划分层序界面和地层提供依据和方法手段 (刘英俊等, 1984; 李天赋, 1999; 田景春等, 2006)。

碳氧同位素样品虽然数据较少, 但是仍能大致反映出地层界线处的变化, 在一段与二段的层序界线与层序界面处, 碳氧同位素数值都呈现明显的先负偏移再正偏移, 说明在界面处有转折点或突变点, 在二段与三段的层序界线与层序界面处, 碳氧同位素由 217 层的较大负偏移突然转向正偏移, 说明此处存在地层或层序界面 (图 5)。

由上分析可知, 杨庄组的 3 个岩性段分界处恰

对应杨庄组常量、微量元素及碳氧同位素的突变处,综合露头层序岩性特征及杨庄组地球化学演变特征可见3个岩性段正好对应3个三级层序。

3.2 古气候分析

影响海相碳酸盐岩碳同位素数值变化的众多因素中,沉积时有机碳氧化与相对埋藏量是最重要的,而相对埋藏量与全球气候的冷暖变化是紧密联系的(刘建清等 2007)。现代生物学研究表明,生物能承受的高温极限变化仅仅为1~5℃之间(严兆彬等, 2005)。对于同一沉积、成岩环境下形成的碳酸盐岩,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值不仅与沉积时的物理、化学条件密切相关,更与气候变化有关。一般认为在冰封期时,温度降低,盐度升高,同时一些轻的氧同位素被圈闭在冰盖中,则会造成海水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对增大,而在温度上升时期,冰封消融,盐度降低,大量轻的氧同位素被释放出来,就会造成海水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对增大(刘建清等,

2007)。从本文的碳、氧同位素数据分析可以看到,尽管在杨庄组二段出现1次低幅正偏, C 同位素总体变化较为稳定,但基本为负值,并在-0.55‰~-1.28‰之间振荡。氧同位素变化在-8.17‰~-3.47‰间(表2),总体趋势为明显正偏。用 $\delta^{18}\text{O}$ 值测定大洋水温度的方法是由美国学者 Urey(1948)提出的,后经 Epstein等(1951)、Epstein 和 Mgyeda(1953)、Craig 和 Gordon(1965)、Shackleton(1974)等人修改最终得到经验公式 $t = 16.9 - 4.38(\delta\text{C} - \delta\text{w}) + 0.10(\delta\text{C} - \delta\text{w})^2$, 式中 $\delta\text{C} = 10.25 + 1.01025 \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, $\delta\text{w} = 41.2$ 。从表2可以看出,通过 $\delta^{18}\text{O}$ 值计算出的岩石的成岩温度区间值为32.88~60.04℃。虽然用上述方法计算的温度值与当时沉积环境的具体温度可能有一定误差,但是能大致反映出当时沉积环境的温度及趋势(张秀莲,1985),说明杨庄组形成于一个气温较高的沉积环境中,且一段末期最炎热。

表2 杨庄组不同岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值及成岩温度

Table 2 $\delta^{18}\text{O}$ values and diagenetic temperatures of different rocks in Yangzhuang Formation

段	样品号	岩性	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$		计算温度 ($t/^\circ\text{C}$)
			SMOW	PDB	
二段	KY2-217-T1	含砂白云岩	25.62	-5.08	41.65
	KY2-216-T1	泥质白云岩	26.92	-3.82	34.74
	KY2-214-T1	泥质白云岩	25.83	-4.88	40.53
	KY2-212-T1	泥质白云岩	24.76	-5.92	46.44
	KY2-207-T1	泥质白云岩	27.28	-3.47	32.88
	KY2-201-T1	硅质白云岩	23.32	-7.31	54.71
	KY2-194-T1	含泥硅质白云岩	23.53	-7.11	53.49
	KY2-192-T1	含泥硅质白云岩	23.94	-6.71	51.09
一段	KY1-190-T1	含泥硅质白云岩	22.44	-8.17	60.04
	KY1-187-T1	硅质白云岩	22.53	-8.08	59.47
	KY1-180-T1	硅质白云岩	24.45	-6.22	48.19
	KY1-174-T1	硅质白云岩	24.14	-6.52	49.96

3.3 古环境分析

Al_2O_3 、 K_2O 、 Fe_2O_3 、 Na_2O 等主要赋存于陆源物质中,K是伊利石粘土的主要成分,Fe被吸附于粘土矿物中,是粘土矿物的主要组分,Fe含量与陆源泥质含量有关,随沉积水体由浅向深变化,FeO含量增加很快,Veizer(1983)认为 CaO/MgO 比值受古气候控制,高值代表温湿气候,低值代表干旱气候(李天赋,1999)。杨庄组 CaO/MgO 平均值为1.4,从该值看,杨庄组碳酸盐岩沉积时气候较为干热。同时, CaO/MgO 比值可反映白云岩化程度, CaO/MgO 值大于13为灰岩, CaO/MgO 值在1.3~1.6之间为白云岩,5~11.2为白云质灰岩(刘鹏举等,2005)杨庄组

以白云岩或泥质白云岩为主。

同时,陆源泥质含量高则抑制碳酸盐岩的沉积,导致 CaO 、 MgO 的含量相对较低,反之 CaO 、 MgO 含量相对较高(刘鹏举等,2005)。代表陆源碎屑物质的 Al_2O_3 、 K_2O 、 Fe_2O_3 、 Na_2O 含量均小于碳酸盐岩的平均含量,说明该地区杨庄组沉积为本地的碳酸盐岩沉积,较少陆源碎屑供应。

一般认为海洋沉积 $\text{Sr}/\text{Ba} > 1$,陆相沉积 $\text{Sr}/\text{Ba} < 1$,本地区的杨庄组的Ba含量小于碳酸盐岩中Ba的平均含量,并且Sr的含量也远远小于碳酸盐岩中Sr的平均含量,但 Sr/Ba 在杨庄组中的比值均大于1,综合其他的因素,说明杨庄组为陆源碎屑物质供

应较少的近岸海洋环境下的沉积。

虽然 $\delta^{13}\text{C}$ 与海平面的升降并无直接的对应关系,但海洋生产力、盆地沉积速率、沉积区氧化-还原条件以及暴露等等,都会影响到海相碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 值组成和演化,因此,区域性的海平面升降会导致同沉积碳酸盐岩中保存的碳、氧同位素发生变化(闵隆瑞等,2002)。海平面上升将导致 $\delta^{13}\text{C}$ 值升高,开放环境比封闭环境的 $\delta^{13}\text{C}$ 值要高。 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $0\text{‰} \sim 1.5\text{‰}$ 之间变化,总体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值并不高,说明杨庄组时期的海平面并不高,并且总体环境并不是很开放。

5 结论

(1) 区内的杨庄组无论是常量元素或者是微量元素在纵向上均有较大的波动,说明燕山裂陷槽在这一时期构造活跃,导致沉积环境变化较大,并且通过氧同位素样品分析认为古气候基本为一个气温较高的潮上带沉积环境。

(2) 常量元素中的 CaO 和 MgO 的含量在本地地区杨庄组中为主要组分,证明杨庄组为海相沉积,代表陆源碎屑沉积的 Al_2O_3 、 K_2O 、 Fe_2O_3 、 Na_2O 呈较明显的正相关,与 CaO 、 MgO 和 CaO/MgO 值呈弱负相关关系,且 CaO/MgO 值低。微量元素中的 V 、 Rb 、 Sr 、 Ba 呈明显的正相关关系, B 与 Sr/Ba 与之负相关关系,并且 Sr/Ba 的数值远远大于 1,说明杨庄组形成于一个干旱气候下的浅水海相沉积环境。

(3) 在杨庄组内地层分界与层序界面处常量元素与微量元素均有明显变化,碳氧同位素与该区杨庄组海平面升降呈对应关系,这表明利用地球化学特征可对已划分的地层界线或层序界面进行优化。但应该注意的是,划分地层界线与层序界面是一个综合分析论证的过程,单由一种或少数几种地球化学指标来确定地层界线或层序界面或识别沉积环境是远远不够的,本文所列举出的数据也说明了这一点。

致谢 文章撰写过程中得到了中国地质科学院地质研究所柳永清研究员的指导和帮助,另外,审稿专家和编辑对文章提出了建设性的修改建议和意见,在此对他们表示最真挚的感谢。

References

Arthur S R, Kornegay E T, Thomas H R, *et al.* 1983. Restricted en-

ergy intake and elevated calcium and phosphorus intake for gilts during growth. III. Characteristics of feet and limbs and soundness scores of sows during three parities [J]. *J. Anim. Sci.*, 56: 876.

Chen Jimbiao, Zhang Huimin, Zhu Shixing, *et al.* 1980. Jixian Sinian subgroup research [A]. Sinian Subgroup of China [C]. Tianjin: Tianjin Science and Technology Publishing House, 55~109 (in Chinese).

Craig H and Gordon L I. 1965. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and marine atmosphere [A]. Tongiogi E. Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures [C]. 9~130.

Deng Hongwen and Qian Kai. 1993. Sedimentary Geochemistry and Environment Analysis [M]. Lanzhou: Gansu Science and Technology Press (in Chinese).

Epstein S, Buchsbaum R, Lowenstam H A, *et al.* 1951. Carbonate-water isotopic temperature scale [J]. *Bull. Geol. Am.*, 62: 417~426.

Epstein S and Mayeda T K. 1953. Variations of the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio in natural water [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4: 213~224.

Fan Delian, Yang Hong, Dai Yongding, *et al.* 1977. Sedimentary geochemistry of Sinian strata in the Jixian region, North China (1) [J]. *Geochimica*, (3): 161~172 (in Chinese with English abstract).

Huang Xueguang. 2006. Tectonic evolution of the Meso-Neoproterozoic sedimentary basin in Yanshan range [J]. *Geological Survey and Research*, 29(4): 263~270 (in Chinese with English abstract).

Kaufman A J and Knoll A H. 1995. Neoproterozoic variation in the C-isotope composition of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications [J]. *Precambrian Research*, 73: 27~49.

Kuang Hongwei, Liu Yanxue, Meng Xianghua, *et al.* 2005. The geochemical features and its environmental significance of the Sinian carbonates in the Jilin-Liaoning area [J]. *Natural Gas Geoscience*, 16(1): 54~58 (in Chinese with English abstract).

Li Tianbin. 1999. The geochemical features of the Ordovician strata in Tianjing and Mibo Mountains, Ningxia [J]. *Journal of Stratigraphy*, 23(1): 16~25 (in Chinese with English abstract).

Liu Baoquan, Liang Digang, Fang Jie, *et al.* 1985. Organic matter maturity and oil-gas prospect in Middle-Upper Proterozoic and lower Paleozoic carbonate rocks in Northern China [J]. *Geochimica*, (2): 150~162 (in Chinese with English abstract).

Liu Jianqing, Jia Baojiang, Yang Ping, *et al.* 2007. The Application of carbon, oxygen and strontium isotopes to the study of Middle-Upper Jurassic sequence stratigraphy in Longweicuo area, Qiangtang Basin [J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 28(3): 253~260 (in Chinese with English abstract).

Liu Pengju, Wang Chengwen, Sun Yaowu, *et al.* 2005. The geochemical characters of the Gaoyuzhuang and Yangzhuang Formations of Mesoproterozoic in Pingquan Country, Hebei Province [J]. *Journal of University (Earth Science Edition)*, 35(1): 1~6 (in Chinese with English abstract).

Liu Yingjun, Cao Liming, Li Zhaolin, *et al.* 1984. Elementary Geochemistry [M]. Beijing: Science and Technology Publishing House (in Chinese).

Meng Xianghua and Ge Ming. 2002. Research on cyclic sequence, events and

- formational evolution of the Sino-Korea plate [J]. *Earth Science Frontiers*, 9(3): 125~140 (in Chinese with English abstract).
- Min Longrui, Chi Zhenqing, Zhu Guanxiang, *et al.* 2002. Analysis of the palaeoenvironment of Quaternary stromatolites at Dongmulian, Yangyuan Country of Hebei Province [J]. *Acta Geologica Sinica*, 76(4): 446~453 (in Chinese with English abstract).
- Qin Zhengyong, Jiang Mingmei, Yuan Ning, *et al.* 1981. The division for Sinian subgroup in the Yanshan area [J]. *Computing Techniques for Geophysical and Geochemical Exploration* (1): 22~29 (in Chinese).
- Shackleton N J. 1974. Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: Isotopic changes in the ocean during the last glacia [J]. *Colloque Int. CNRS*, 219: 203~209.
- Tian Jingchun, Chen Gaowu, Zhang Xiang, *et al.* 2006. Application of sedimentary geochemistry in the analysis of sequence stratigraphy [J]. *Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition)*, 33(1): 30~35 (in Chinese with English abstract).
- Urey H C. 1948. Oxygen isotopes in nature and in the laboratory [J]. *Science*, 108: 489~496.
- Veizer J. 1983. Chemical diagenesis of carbonates: Theory and application [A]. Arthur M A, Anderson T F, Kaplan I R, *et al.* *Stable Isotopes in Sedimentary Geology* [C]. *SEPM Short Course*, 10: 3~100.
- Wang Songshan, Sang Haiqing, Qiu Ji, *et al.* 1995. The forming ages of Yangzhuang and Wumishan Formations in Jixian section, Northern China [J]. *Scientia Geologica Sinica*, 30(2): 166~173 (in Chinese with English abstract).
- Yan Zhaobin, Guo Fusheng, Pan Jiayong, *et al.* 2005. Application of C, O and Sr isotope composition of carbonates in the research of paleoclimate and paleoceanic environment [J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 20(1): 53~56 (in Chinese with English abstract).
- Yang Zhenyu, Otogujiy, Huang Baochun, *et al.* 1999. Paleomagnetic evidence of the affinity of the North China block with Gondwana [J]. *Geological Review*, 45(4): 402~407 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Tonggang, Chu Xuelei, Zhang Qirui, *et al.* 2003. Variations of sulfur and carbon isotopes in seawater during the Doushantuo stage in late Neoproterozoic [J]. *Chinese Science Bulletin*, 48(8): 850~855 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Xiulian. 1985. Relationship between carbon and oxygen stable isotope in carbonate rocks and paleosalinity and paleotemperature of seawater [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 3(4): 17~30 (in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 陈晋镛, 张惠民, 朱士兴, 等. 1980. 蓟县震旦亚界的研究 [A]. *中国震旦亚界* [C]. 天津: 天津科学技术出版社, 55~109.
- 邓宏文, 钱凯. 1993. 沉积地球化学与环境分析 [M]. 兰州: 甘肃科技出版社.
- 范德廉, 杨红, 戴永定, 等. 1977. 蓟县等地震旦地层沉积地球化学 [1] [J]. *地球化学*, (3): 161~172.
- 黄学光. 2006. 燕山中、新元古代沉积盆地构造演化 [J]. *地质调查与研究*, 29(4): 263~270.
- 旷红伟, 刘燕学, 孟祥化, 等. 2005. 吉辽地区震旦系碳酸盐岩地球化学特征及其环境意义 [J]. *天然气地球科学*, 16(1): 54~58.
- 李天斌. 1999. 宁夏天景山—米钵山奥陶纪地层地球化学特征 [J]. *地层学杂志*, 23(1): 16~25.
- 刘宝泉, 梁狄刚, 方杰, 等. 1985. 华北地区中上元古界、下古生界碳酸盐岩有机质成熟度与找油远景 [J]. *地球化学*, (2): 150~162.
- 刘建清, 贾保江, 杨平, 等. 2007. 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 [J]. *地球学报*, 28(3): 253~260.
- 刘鹏举, 王成文, 孙跃武, 等. 2005. 河北平泉中元古代高于庄组和杨庄组地球化学特征 [J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 35(1): 1~6.
- 刘英俊, 曹励明, 李兆麟, 等. 1984. 元素地球化学 [M]. 北京: 科学技术出版社.
- 孟祥化, 葛铭. 2002. 中朝板块旋回层序、事件和形成演化的探索 [J]. *地学前缘*, 9(3): 125~140.
- 闵隆瑞, 迟阵卿, 朱关祥, 等. 2002. 河北阳原东目连第四纪叠层石古环境分析 [J]. *地质学报*, 76(4): 446~453.
- 秦正永, 蒋明媚, 袁宁, 等. 1981. 燕山地区震旦亚界的划分 [J]. *物探化探计算技术* (1): 22~29.
- 田景春, 陈高武, 张翔, 等. 2006. 沉积地球化学在层序地层分析中的应用 [J]. *成都理工大学学报(自然科学版)*, 33(1): 30~35.
- 王松山, 桑海清, 裘冀, 等. 1995. 蓟县剖面杨庄组与雾迷山组形成年龄的研究 [J]. *地质科学*, 30(2): 166~173.
- 严兆彬, 郭福生, 潘家永, 等. 2005. 碳酸盐岩 C、O、Sr 同位素组成在古气候、古海洋环境研究中的应用 [J]. *地质找矿论丛*, 20(1): 53~56.
- 杨振宇, Otogujiy, 黄宝春, 等. 1999. 华北陆块冈瓦纳大陆亲缘性的古地磁证据 [J]. *地质论评*, 45(4): 402~407.
- 张同钢, 储雪蕾, 张启锐, 等. 2003. 陡山沱期古海水的硫和碳同位素变化 [J]. *科学通报*, 48(8): 850~855.
- 张秀莲. 1985. 碳酸盐岩中氧、碳稳定同位素与古盐度、古水温的关系 [J]. *沉积学报*, 3(4): 17~30.