

泌阳凹陷核桃园组微量元素演化特征及其古气候意义^①

王随继¹ 黄杏珍² 妥进才² 邵宏舜² 阎存凤² 王寿庆³ 何祖荣³

¹ (北京大学城市与环境学系, 北京 100871)

² (中国科学院兰州地质研究所, 兰州 730000)

³ (河南石油管理局勘探开发研究院, 河南 南阳 473132)

提 要 泌阳凹陷下第三系核桃园组总体上表现为一个大的湖退体系, 而其中的微量元素含量及有关元素比值却呈现出细微而明显的旋回变化特征。本文依据泥岩、页岩和碳酸盐岩中 Ti、Sr、Ba 等十六种微量元素含量及 Sr/Ba、Fe/Mn、Sr/Cu 等七种比值的变化特征, 结合古盐度及岩相资料, 对核桃园组沉积时的古气候作了系统的研究, 基本上分出了温暖潮湿、干湿交替、炎热干旱、温热半干旱四类较为特征的古气候类型, 以期为油气勘探提供依据。

关键词 泌阳凹陷 核桃园组 微量元素及其比值 古气候

第一作者简介 王随继 男 28岁 博士生 沉积学专业

引 言

借助于岩相来判断古沉积环境和古气候势必有很大的局限性, 但它仍不失为古气候环境记录的忠实载体, 而其中微量元素的分配及比值的变化、组合和古盐度的分布, 都在一定程度上指示着古气候环境的演化历程。这是因为, 岩层中元素的分配一方面取决于元素本身的物理化学性质, 另一方面又受到古气候、古环境的极大影响。而对于一个分布面积不大的湖相沉积体系来说, 这种影响将尤为显著。对于泌阳凹陷核桃园组沉积时的古气候特征, 已有不少人作过程度不同的研究, 但它们大多对个别层段, 特别是对核二段底部的含碱层兴趣颇浓, 且对此讨论较多^①, 而对整个核桃园组沉积时古气候的系统研究, 尚未见报道。基于此, 本文期望从微量元素含量及其比值的变化特征出发, 结合其它资料来系统地阐明该组沉积时的气候波动特征。

1 区域地质概况和剖面简介

泌阳凹陷位于河南省南部的唐河县与泌阳县的交界处, 是燕山运动末期秦岭褶皱带上发育的南襄盆地的一个次级凹陷, 面积 1 000 km², 其南边和东边为边界断裂所控制, 沉降中心和沉积中心位于该

二断裂交汇处的内侧, 剖面上构成南深北浅的箕状凹陷, 平面上呈现端部北指的扇形展布。它经历了晚白垩世的初始断陷期, 早第三纪的主断陷期和晚第三纪的拗陷期三个发展阶段。核桃园组纵跨上始新统和下、中渐新统, 是主断陷期的产物, 且是该期乃至整个湖相沉积的主体, 其下为大仓房组, 上部是廖庄组。研究剖面位于沉积和沉降中心, 特征如下:

大仓房组 是厚层紫红色泥岩、砂岩和砂砾岩的交互沉积; 顶部出现灰绿色泥岩沉积。

核桃园组 可细分为三个段。核三段 (H₃): 下部为一套暗色泥岩、云质泥岩夹薄层粉砂岩; 中部以泥岩或云质泥岩与页岩的互层沉积为主; 上部出现泥质白云岩、准同生白云岩和隐藻纹层岩。核二段 (H₂): 下部与 H₃ 上部相似, 但出现了数层碱层 (重碳酸盐岩和少量碳酸氢钠盐), 呈层状、团块状和星散状赋存于微晶白云岩中, 碱层上下的砂、泥岩中见鱼化石、碳化植物碎片; 以水平层理为主, 局部可见小型波状层理和充刷构造。中部为砂岩与准同生白云岩互层; 上部出现页岩和泥质白云岩。核一段 (H₁): 以灰绿色泥岩为主, 夹页岩、砂岩、薄层泥质白云岩、油页岩。

廖庄组 继承了核一段沉积, 岩性逐渐以砂泥

^① 国家自然科学基金资助项目, 编号: 49070105

收稿日期: 1995-10-27

岩为主,颜色变浅,粒度变粗

纵观整个剖面,由大仓房组—核三、二段—核一段、廖庄组,粒度呈现出粗—细—粗,颜色呈现浅—深—浅的完整沉积旋回。

2 微量元素含量变化特征

微量元素含量是在 3 080 E₃ 型 X 射线荧光光

谱仪上采用全岩样分析得出的,主要分析了泥岩、页岩和泥质白云岩中的 P Ti Mn Cu Cr Co V Ni Sr Ba Zr Pb Rb Zn Y Nb 十六种微量元素,部分元素含量变化如图 1 所示。

从图 1 可见, Ti Nb 两种元素的含量变化趋势十分相似,有着极好的正相关性; Zr Zn 二元素含量变化基本相似,与 Ti Nb 大致正相关。

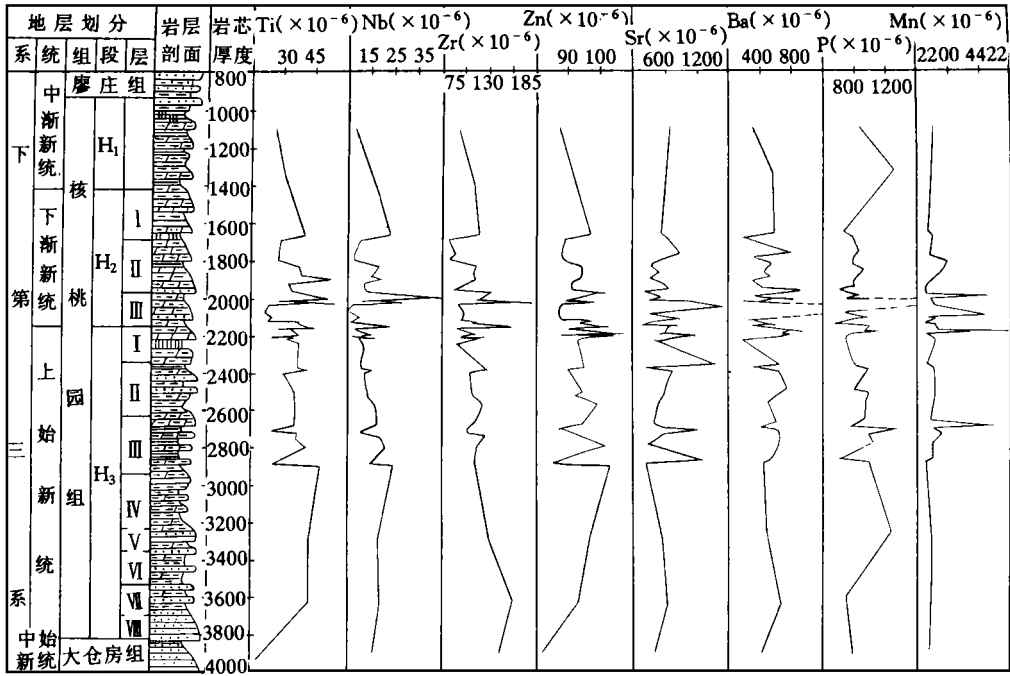


图 1 部分微量元素的含量演变图

Fig. 1 Variations of some trace element contents in the profile

与上述元素相比, Sr 含量的变化截然相反, 尤其与 Ti Nb 明显反相关, 大多数样品中其值在 150 ~ 900 × 10⁻⁶ 之间, 只有 5 个样品大于 1000 × 10⁻⁶。最大值 1 733.6 × 10⁻⁶ 出现在剖面 H_{III} 砂组中, 对应深度为 2 063.4 m, 此外 Ti Nb 正好出现最小值, 同时, Ba 的最大值 3 497 × 10⁻⁶ 也出现在该层位, 其次大值 1 398 × 10⁻⁶ 出现在紧邻其下的 2 098 m 处, 其它样品中 Ba 含量大多在 300 ~ 900 × 10⁻⁶ 之间。由此可见, H_{III} 砂组 2 063.4 m 处是上述元素含量异常层位。

从 Mn 含量变化曲线可见, 在 H_{III} 砂组 2 713.5 m 的黑色页岩中其含量高达 5605 × 10⁻⁶, 最大值 6 594 × 10⁻⁶ 出现在 H_I 砂组的 2 200.7 m 处的灰黑色云质泥岩中; 在 H_{III} 砂组的 2 118 m 和 2 014 m 处分别出现 4835 × 10⁻⁶ 和 4 598 × 10⁻⁶ 二异常高值, 其它层位都在低于 1500 × 10⁻⁶ 的区间内

低幅变化。P 元素在 H_{III} 砂组 2 033.4 m 处出现最大值 5 333 × 10⁻⁶, 在 H_{III} 砂组 2 726.5 m 处出现次大值 1 444 × 10⁻⁶, 此外, 除 4 个样品的 P 含量大于 1 000 × 10⁻⁶ 外, 其它样品都在 300 ~ 900 × 10⁻⁶ 之间变化。Mn P 含量异常的上述二层位有机质含量也是最高的。

其它微量元素含量也有一定的变化规律, 但没有上述元素明显。

3 微量元素比值变化特征

由图 2 可见, Fe/Mn Mg/Ca Sr/Ca Sr/Ba Sr/Cu Ni/Co V/Ni 七种以 H_{III} H_I、H_{III} 三个砂组中的变化最为显著, 这和元素含量的异常变化有着很好的对应性。在整个剖面上, Fe/Mn Mg/Ca Sr/Ca 三种比值的变化趋势相似, 具正相关性; Sr/Ba Sr/Cu 比值亦呈正相关; 而 Ni/Co V/Ni 为

反相关。

2002.8 m出现最大值 22.97;其它样品中该比值介

尤其应当指出 V/Ni比值的变化特征。在 H₃ 于 2~5之间。

砂组 2887.5 m出现 14.57高异常值;在 H₃砂组

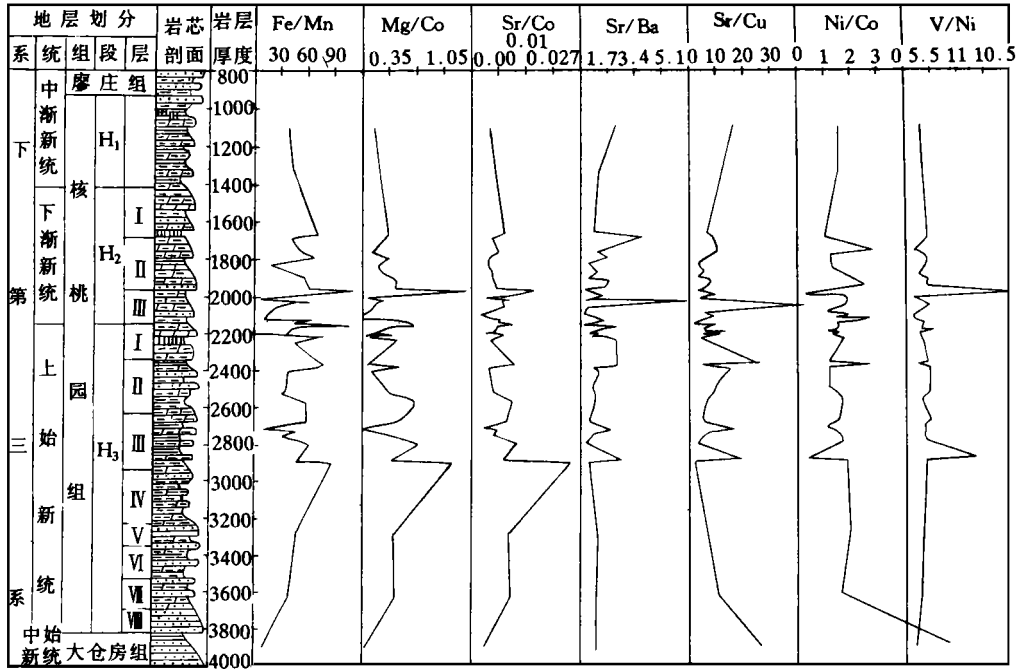


图 2 部分微量元素比值在剖面上的演变图

Fig. 2 Variations of some trace element ratios in the profile

从元素比值来看, H₃砂组与 H₃砂组也都是特殊层段,从岩性上看,这二层段也正好是该剖面上碱层发育处

4 古气候特征探讨及结论

综观微量元素含量及其比值的变化,发现它们具有明显的旋回特征,这可能是古气候演变、环境变迁、湖盆发展、水介质条件等因素影响的结果,但是,对于主断陷期的泌阳古湖盆来说,构造是逐渐由强变弱;凹陷方向在核二段沉积时虽有改变,但所研究的剖面一直处于沉积中心部位;核桃园组沉积了大套准同生白云岩,故水介质为弱碱性,即水介质条件较为稳定,因此,元素的丰度应主要受控于古气候和沉积环境,但在湖盆缓慢下沉的格局下,湖面升降及陆源物和化学、生物化学岩沉积的多少,主要与气候这一变量有关,而泌阳这一封闭型的古湖盆尤其如此,当气候变动引起湖水位的升降时,自然导致了沉积环境的改变,即控制元素分配的主因是古气候。

对所研究的 16种微量元素进行聚类分析后发

现,当相关系数为 0.19时,它们分别聚为两大类(图 3)显然,I型中的大部分微量元素在湖盆中的富集与外源物质有关,而II型中的四种元素与碳酸盐岩等化学或生物化学岩有关,因此,I、II两类元素群可分别称为外源元素(或亲陆源元素)和内源元素(亲化学或生物化学元素)。

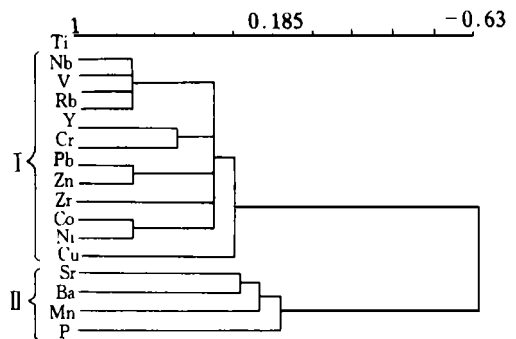


图 3 微量元素聚类分析谱系图

Fig. 3 Cluster analysis diagram of trace elements

在该剖面上, I 型元素含量变化趋势相似, 即对古气候的变动有着大致相似的响应, 尤其是 Ti、Zr 等元素含量的变化更能明确指示陆源物加入的程度, 该值愈高则表明陆源物含量愈丰富, 也即是相对较大的地表径流搬运入湖的结果, 因此表明了一种温暖潮湿的气候背景; 反之, 该值愈低, 陆源物含量愈少, 盆内化学或生物化学成因的岩石含量相对增大, 从而指示干热气候背景。II 型元素含量变化趋势非常相似, 但与 I 型明显反相关, 它们与气候的关系更为密切。前人认为, Sr 的高含量或者是干旱炎热气候条件下湖水浓缩沉淀的结果, 或者为温湿气候条件下海侵所致^[2]。在泌阳凹陷下第三系至今并未见到海侵的其它证据, 况且 Sr 的高值区正好是白云岩和碱层强烈发育层段, 因而可以认为, Sr 的高值应是泌阳古湖炎热干旱气候的证据, 其低值则指示潮湿气候。

沉积岩中 P 元素的富集与生物有关, 是由生物死亡后相对于原有地层来说富集 P 元素的生物尸体参与沉积成岩作用的结果。泌阳古湖泊当处于炎热干旱气候条件下, 因湖水蒸发浓缩引起盐度急剧增大时, 某些浮游生物因不适应这种高盐度环境而死亡并参与成岩, 从而使该层位的 P 元素相对富集。故 P 元素含量相对高的层段应表示干旱炎热气候条件下的高盐度环境。在该研究剖面上, 碱层附近 P 含量为异常高值, 并且和 Sr、Ba 对气候有着相似的响应。

Mn 在湖水中常以 Mn^{2+} 稳定存在, 只有当湖水强烈蒸发而使 Mn^{2+} 浓度饱和时, 它才会大量沉淀, 从而在岩石中显示高值。Mn 含量在研究柱剖面上出现 4 个高异常, 表明湖水有四次大幅浓缩期。这些高值应是炎热干旱气候的标志, 而平稳变化的低值区则表明较为持续的温湿或半干旱气候。Fe 在湖水中易以 $Fe(OH)_3$ 胶体快速沉淀, 因而沉积物中 Fe/Mn 比的高值对应温湿气候, 低值是干热气候的响应。

Sr/Ba、Sr/Cu、Mg/Ca 等比值对古气候的变化也非常敏感。C. M. 卡特钦科夫认为 Sr/Ba < 1 为大陆淡水沉积, > 1 为海相沉积, 介于 20~50 之间属于盐湖沉积^[2]。该剖面上, Sr/Ba 比一般在 1 上下波动, 最大值仅为 6.5, 可以认为, 在无海水入侵的湖相沉积中, Sr/Ba > 1 应标识湖水开始咸化; < 1 应为淡水沉积; 而异常高值 6.5 可能标识高度咸化条件下的碱湖沉积 (盐湖沉积类型之一) 尽管 6.5 这

一数值远不及 C. M. 卡特钦科夫对盐湖的定义值, 但据核二段下部的泥裂、波痕等浅水沉积构造和石膏等自生矿物以及碱层的发育都可证实该值出现层位及其上、下层段应为碱湖沉积。可见, 这些指标的应用随地区的不同应该有所变化。

通常, Sr/Cu 比介于 1.3~5.0 之间指示温湿气候, 而大于 5.0 则指示干热气候^[3,4]。本剖面上 Sr/Cu 比旋回明显, 且高低相差悬殊, 多数介于 1.6~7 之间, Sr/Cu 比的干热气候响应范围一般大于 10, 最大值 42.18 正好在碱层附近, 成为干热气候条件下碱湖环境的良好标志。而温湿气候响应值在 1.5~7.0 之间, 这比公认的 1.3~5.0 稍有提高, 作者认为这种修改是可行的, 因为即使对应相同的气候状况, 但因湖盆规模、水体深度和自由水面的不同, 都会导致不同的蒸发量, 从而使同种离子的浓度有差异, 发生沉淀的数量也会不同。泌阳古湖盆作为特小型内陆断陷盆地, 水介质中 Sr/Cu 比对气候变化的响应应该更为灵敏, 岩层中的 Sr/Cu 比则是这种响应的地质记录。Sr/Cu 比介于 7~10 之间, 应为亚热带半干旱气候的标志。

Mg/Ca 比的高值指示干热气候, 低值反映温湿气候^[3], 但在碱层出现层位该比值不但不是高值, 反而呈现低值。这是因为, 碱层的成分是碳钠盐岩, 当这种钠盐开始沉淀时, 水介质中 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 由于充分沉淀其浓度已经很小, 况且 Mg^{2+} 的活动性比 Ca^{2+} 差得多, 二者相比, 前者几乎消耗殆尽, 故岩层中 Mg/Ca 比会表现出低值或极低值。由此看来, 应该对 Mg/Ca 比的气候指标作一些必要补充, 即当钠盐、钾盐等易溶性盐类不参与沉淀时, Mg/Ca 比的高值指示干热气候, 而当它们参与沉淀时, 其低值和 K^+ 、 Na^+ 的相对高值共同指示干热气候。而该值的具体范围则因环境而异, 也许大陆环境比海洋环境更为多变吧?

前人依据孢粉资料和水生藻类的习性, 将核桃园组分为三个气候段: H₃ 段为亚热带半干旱气候; H₂ 段为半湿润气候; H₁ 段为半湿润至半干旱气候。作者通过对微量元素及其比值在剖面上变化特征的研究中发现, 上述划分有点儿笼统, 不能反映气候在短期的异常变化, 水可溶性盐类离子总浓度 (盐度) 在剖面上的变化也能反映这一事实 (图 4), 因此, 我们主要依据微量元素含量、比值的变化特征, 结合盐度、岩性、自生矿物、沉积构造及孢粉组合把核桃园组沉积时的古气候分为如下几个更细的变

化阶段 (图 4):

- (1) H₈—H₆砂组 气候由半干旱变为潮湿, 湖面扩张, 退积作用为主, 为深水淡化环境
- (2) H₅砂组 气候干湿变化频繁, 水位升降

- 水面伸缩交替发生, 为浅水泥坪与较深水沉积环境, 水体时淡时咸
- (3) H₄砂组 气候较潮湿, 为较深水沉积环境, 水体较淡

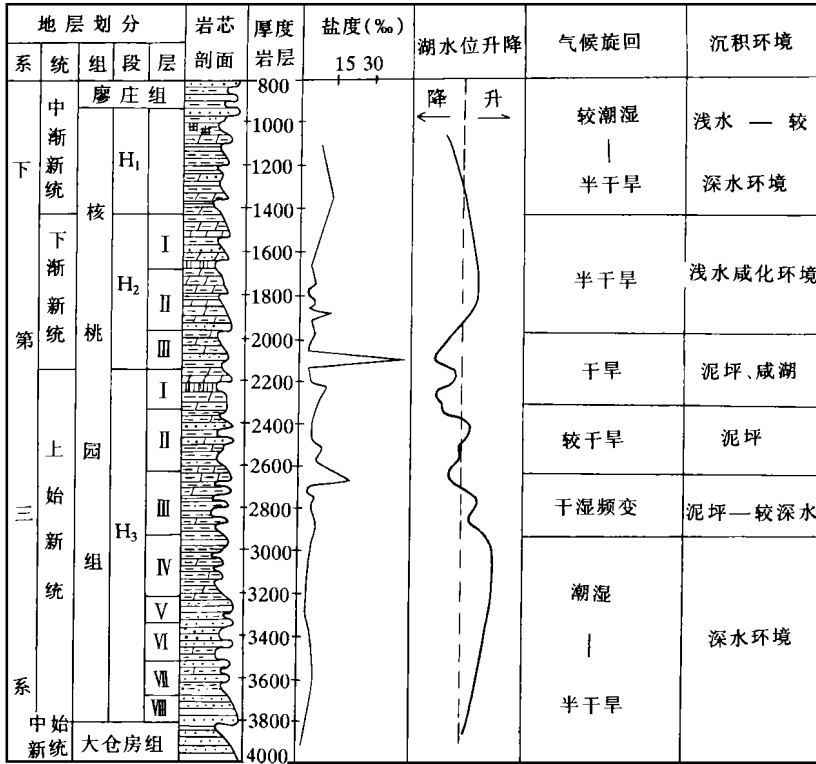


图 4 核桃园组沉积时古气候特征

Fig. 4 Paleoclimate characteristics during the deposition of the Hetaoyuan Formation

- (4) H₄—H₃砂组 气候炎热干旱, 水体浅且咸, 为碱湖和泥坪沉积环境, 碱层发育。
- (5) H₂—H₁砂组 半干旱气候, 浅水沉积环境, 局部层段可见薄碱层。
- (6) H段 半干旱至较潮湿气候, 水体有较大扩张, 为浅水沉积环境, 水体较淡

异常。尤其在湖泊环境它对气候变化的响应比古生物化石的响应更为灵敏。本文据微量元素所划分出的气候类型及演化阶段是其例证之一。

参 考 文 献

- [1] 周建民, 王吉平. 河南泌阳凹陷含咸段的浅水蒸发环境. 沉积学报, 1989, 7 (4).
- [2] 马宝林等. 塔里木沉积岩形成演化与油气. 北京: 科学出版社, 1991.
- [3] A° 莱尔曼主编, 王苏民等译. 湖泊的化学地质学和物理学. 北京: 地质出版社, 1989.
- [4] 邓宏文, 钱凯编著. 沉积地球化学与环境分析. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1993.

5 结 语

在研究沉积盆地古气候状况时, 泥页岩及化学沉积岩中的微量元素含量及有关比值是十分有用的参数之一, 它既能象古生物化石一样, 表明总的气候背景, 又能反映据生物化石往往难以揭示的气候

Evolutional Characteristics and Their Paleoclimate Significance of Trace Elements in the Hetaoyuan Formation, Biyang Depression

*Wang Suiji¹ Huang Xingzhen² Tuo Jincui² Shao Hongshun²
Yan Cunfeng² Wang Shouqing³ and He Zurong³*

¹ (Department of Geography, Peking University, Beijing 100871)

² (Lanzhou Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

³ (Henan Institute of Petroleum Exploration and Development, Henan Nanyang 473132)

Abstract

The Hetaoyuan Formation in the Tertiary Biyang depression is completely a lacustrine regressive system, but it has some microcyclic variations in microfacies during evolution. These characteristics can be shown obviously from the abundance of trace elements and their ratios. Based on variation characters of contents of 16 trace elements such as Ti, Sr, Nb, Ba, etc. and 7 trace elements ratios such as Sr/Ba, Fe/Mn, Mg/Ca, etc. obtained from mudstones, shales and carbonates, and in terms of some data such as paleosalinity and lithofacies, this paper made a systematical study of paleoclimate under which the Hetaoyuan Formation was deposited. As a result, four characteristic paleoclimate types can be grouped, i. e., temperate-humid, dry-humid alternation, hot-dry and humid-semiarid. It is hoped that this result can provide some clues for the petroleum and gas exploration in the Biyang depression.

Key words trace element abundance paleoclimate Biyang depression Hetaoyuan formation