

# 华北克拉通南部古元古界熊耳群大古石组碎屑岩的地球化学特征及其地质意义

徐勇航<sup>1, 2)</sup>, 赵太平<sup>1)</sup>, 张玉修<sup>1, 2)</sup>, 陈伟<sup>1, 2)</sup>

1) 中国科学院广州地球化学研究所成矿动力学重点实验室, 广州, 510640;

2) 中国科学院研究生院, 北京, 100039

**内容提要:**华北克拉通南部熊耳—中条拗拉谷中广泛发育的古元古界熊耳群火山岩, 是华北克拉通结晶基底形成后规模最大、涉及范围最广的火山活动产物, 以火山熔岩占绝对优势, 沉积岩和火山碎屑岩主要分布在大古石组及马家河组, 仅占地层总厚度的4.3%。本文从沉积学角度, 探讨熊耳群火山岩的形成环境及其构造背景。底部大古石组碎屑岩主要由一套砂砾岩、砂岩和泥质岩组成。其岩相学特征表明大古石组自下而上的沉积相为河流相—湖泊相—河流相。自下而上对比大古石组剖面中碎屑岩的地球化学数据(Sr、Ga、V)及相应比值( $Sr/Ba$ 、 $Th/U$ 、 $Zr/Rb$ ), 认为大古石组碎屑岩以陆相沉积(河流相和湖泊相)为主, 但中后期伴有海侵作用。通过对其泥质岩的主、微量元素地球化学特征的研究, 认为大古石组碎屑岩主要来源于花岗岩成分, 但混有一定量的基性物质; 源岩以太古宙地层为主, 可能有古元古代地层的加入, 经历了中等程度的风化作用, 并快速堆积形成的。大古石组碎屑岩形成于被动大陆边缘环境, 代表了古元古代末华北克拉通伸展—裂解事件的开始; 熊耳群火山岩则是在被动大陆边缘的裂谷环境发育形成的。

**关键词:**华北; 古元古代; 熊耳群; 大古石组; 地球化学; 沉积环境; 构造背景

古元古代末(1.85 ~ 1.70 Ga), 华北克拉通以伸展—裂解作用为主, 在克拉通南部发育有熊耳—中条拗拉谷(Lu et al., 2002; Hou et al., 2006), 并于拗拉谷中广泛发育了熊耳群火山岩(图1)。熊耳群(1.80 ~ 1.75 Ga, 赵太平等, 2004)自下而上分为四个组: 大古石组、许山组、鸡蛋坪组和马家河组; 岩性以火山岩熔岩为主, 沉积岩仅占地层总厚度的4.3%, 且主要分布于底部的大古石组和上部的马家河组中, 而许山组及鸡蛋坪组中仅在局部层段有少量出露(赵太平等, 1998)。熊耳群火山岩是华北克拉通结晶基底形成后规模最大、涉及范围最广的火山活动产物。其形成于前寒武纪变质基底到未变质盖层的重要转折时期, 而且与秦岭造山带毗邻, 所以准确认识熊耳群的形成环境和构造背景, 是确立华北克拉通南部及秦岭地区前寒武纪构造体制的关键(赵太平等, 2007)。

前人对熊耳群火山岩做了较多的工作(孙枢等, 1985; 胡受奚等, 1988; 陈衍景等, 1992; 赵太平

等, 2004, 2007), 但成因上仍存在较大争议, 主要观点有安第斯型活动大陆边缘火山岩建造(胡受奚等, 1988)、被动大陆边缘裂谷型火山岩建造(孙枢等, 1985; 赵太平等, 2007)和活动大陆边缘弧与裂谷并存的观点(陈衍景等, 1992)。而对熊耳群沉积岩的研究程度很低, 迄今尚缺乏系统的研究。由于碎屑岩的地球化学特征能真实地记录源岩性质和沉积盆地的环境、构造背景等信息(Bhatia, 1983; Taylor et al., 1985; Roser et al., 1986), 所以对熊耳群沉积岩的研究将为理解古元古代末华北克拉通伸展—裂解事件提供更多沉积岩方面的资料和证据。因此, 本文通过对熊耳群底部大古石组碎屑岩的地球化学特征、源区性质的研究, 来反演熊耳群火山岩喷发前的古地理环境; 并从沉积学角度为判别熊耳群火山岩的构造背景提供新的思路, 为揭示华北克拉通元古宙时期的构造格局和古环境演化历史提供新的证据。

注: 本文为国家基础研究发展计划(973项目)“华北大陆边缘造山过程与成矿”(编号2006CB403502)、国家自然科学基金(编号40672058)和中国科学院知识创新工程领域前沿项目(编号GIGCX-04-03)资助课题联合资助的成果。

收稿日期: 2007-12-10; 改回日期: 2008-03-09; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 徐勇航, 男, 1980年生。博士研究生, 地球化学专业。通讯地址: 510640, 广州市天河区科华街511号; Email: yonghang\_xu@163.com。通讯作者: 赵太平, 电话: 020-85290231; Email: tpzhao@gig.ac.cn。

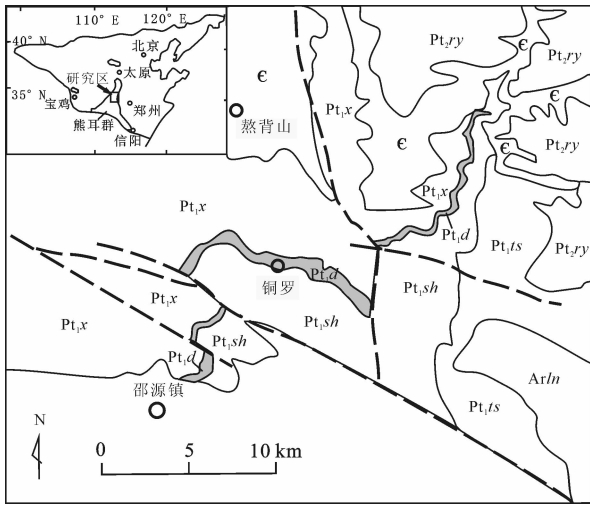


图1 济源市邵源北部地质略图

Fig. 1 The geological sketch of the northern Shaoyuan town, Jiyuan City

Ar1n—林山群; Pt1,ts—铁山河群; Pt1,sh—双房群; Pt1,d—大古石组; Pt1,x—许山组; Pt1,ry—汝阳群; ⊕—寒武系地层  
 Ar1n—Linshan Group; Pt1,ts—Teishanhe Group; Pt1,sh—Shuangfang Group; Pt1,d—Dagushi Formation; Pt1,x—Xushan Formation; Pt1,ry—Ruyang Group; ⊕—Cambrian strata

### 1 区域地质概况

熊耳群角度不整合于太古宙和古元古代结晶基

底之上,是华北克拉通结晶基底形成后规模最大、涉及范围最广的岩浆活动产物(Zhao et al., 2002)。覆盖其上的是一套中、新元古代陆源碎屑岩、碳酸盐岩及冰碛岩盖层(关保德,1996)。熊耳群底部大古石组碎屑岩出露范围较小,而且厚度变化大。代表性剖面位于河南省济源市邵源北部铜罗一带(图1),该区大古石组碎屑岩角度不整合覆于古元古界双房群黑云石英片岩之上,且分布连续,厚度最大,可达212 m,向四周逐渐变薄、尖灭(图1)。

大古石组在栾川县北部的磨石沟也有分布,最厚达92 m,主要岩性有:砂砾岩、长石砂岩、长石石英砂岩及紫红色泥岩。砂岩内发育交错层理,并普遍夹有火山岩夹层,主要是玄武安山岩,厚度达数十米;此外,山西省垣曲县东部和河南省洛宁、汝州等地大古石组也有零星出露(图2)。在豫西熊耳山、崤山一带,许山组底部有时可见到砾岩和砂砾岩,厚度1~30 m,层位相当于大古石组(图2)。因此,本文主要选取完整出露于邵源北铜罗一带的大古石组作为研究对象。

### 2 岩相与沉积相特征

大古石组的碎屑岩主要由砂砾岩、砂岩和泥质岩组成。自下而上可分为下、中、上三段。下段主要

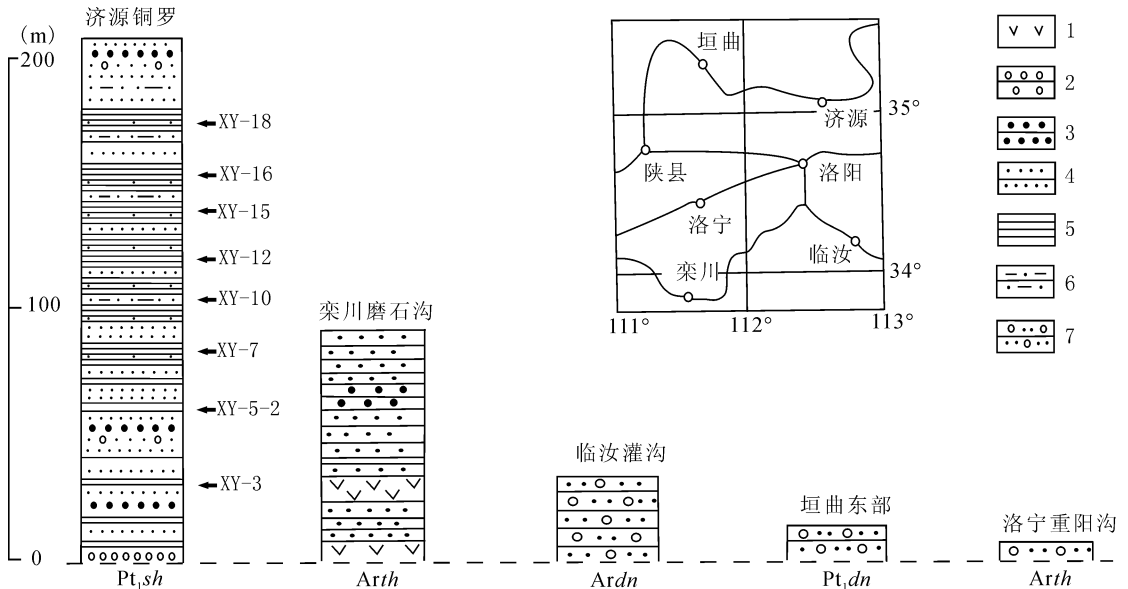


图2 古元古界熊耳群大古石组柱状对比图(据赵太平等,1998 改编)

Fig. 2 Stratigraphic columns of the Dagushi Formation, the Paleoproterozoic Xiong'er Group, in the southern margin of the North China craton (modified after Zhao Taiping et al., 1998)

1—安山岩;2—砾岩;3—粗砂岩;4—细砂岩;5—泥质岩;6—粉砂质泥岩;7—含砾砂岩;Pt1,dn—担山石群;

Pt1,sh—双房群; Arth—太华杂岩; Ardn—登封杂岩

1—andesite; 2—conglomerate; 3—gritstone; 4—fine sandstone; 5—pelite; 6—silty mudstone; 7—pebbled sandstone;

Pt1,dn—Danshanshi Group; Pt1,sh—Shuangfang Group; Arth—Taihua Complexes; Ardn—Dengfeng Complexes

由数个砂砾岩—砂岩—页岩的沉积韵律层构成(图版 I-1)。底部砾石成分受下伏地层岩性控制,有石英岩、混合岩、变玄武岩等。砾径从数毫米至数十厘米不等;分选差到无分选;多为棱角状,少数为浑圆状,磨圆较差。砂岩类有长石砂岩、长石石英砂岩、石英杂砂岩、长石岩屑砂岩等,具明显的正粒序层理。颗粒以次棱角状到次圆状为主,粒径可从细砂级到粗砂级;主要组分有:石英、长石,杂基为泥质或铁质粘土砂(图版 I-5)。砂岩夹有紫红色页岩,厚约 5 cm,并偶尔见有泥裂构造。因此,该段碎屑岩反映了短距离搬运、快速堆积的特点,主要为河流相沉积。砂砾岩和砂岩为河道沉积,页岩可能为河漫滩沉积。

中段主要是紫红色页岩、泥岩(图版 I-2),夹有灰色砂岩、粉砂岩。自下而上层厚变大,粒度变粗,中一下部以紫红色页岩为主,中—上部变为黄绿色泥岩,夹有灰色砂岩、粉砂岩。紫红色泥质岩层发育有不对称波痕,波长 2.5 cm,波高 0.2 cm;不规则的水平层理发育,而粉砂岩发育小型交错层理。因此中段主要以湖泊相沉积为主。

上段以中—厚层灰色砂岩为主,夹有紫红色页岩(图版 I-3),砂岩类有长石砂岩、长石石英砂岩、石英杂砂岩、长石岩屑砂岩等,主要组分有:石英、长石,偶尔见有岩屑,常见有碳酸盐胶结物(图版 I-6)。石英杂砂岩分选最差,长石砂岩和长石石英砂岩分选相对较好。颗粒以次棱角状到次圆状为主,粒径可从细砂级到粗砂级。因此,大古石组上段以河流相沉积为主。赵太平等(1998)对大古石组砂岩进行粒度分析,也认为大古石组砂岩主要为河流相沉积。其后,熊耳群许山组火山岩整合覆盖于大古石组顶部的砂岩之上(图版 I-4)。

综上所述,大古石组碎屑岩的沉积环境自下而上由河流相过渡到湖泊相,再到河流相的变化。

### 3 地球化学特征

从邵源北部铜罗一带的大古石组剖面自下而上采集了 23 件碎屑岩样品,选取其中 8 件新鲜泥质岩样品在香港大学地球科学系进行主、微量元素测试。主量元素用 X-射线荧光光谱法(XRF)测试,微量元素使用 ICP-MS 测试,分析方法见文献(Qi et

al., 2000)。XRF 分析精度为 2%,ICP-MS 的精度高于 5%。大古石组样品的主、微量元素分析结果列于表 1、2。

#### 3.1 主量元素

大古石组泥质岩的  $\text{SiO}_2$  含量(平均 55.64%)与北美页岩(64.80%)相比较低;含有较高的  $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$ (2.87% ~ 25.45%,平均 11.29%);中等含量的  $\text{TiO}_2$ (0.27% ~ 0.88%,除 XY-5-2 外)。CaO 含量变化较大,从大古石组底部到顶部有增大的趋势(图 3),XY-18 样品的 CaO 含量到达 12.96%,其烧失量也相应地为 13.46%,并有低的  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$  值(0.97),说明其含有较高的碳酸盐,在大古石组上段的薄片上常见有碳酸盐胶结物(图版 I-6)。泥质岩的  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  值变化较大,为 0.22 ~ 10.7。样品 XY-5-2 的  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$ 、MnO、MgO 和  $\text{TiO}_2$  的含量都明显高于其他样品(图 3),表明该样品基性组分含量较高。

#### 3.2 微量元素

从表 2 中可以看出,大古石组泥质岩的总稀土含量相对较高, $\Sigma \text{REE}$  平均值为 183  $\mu\text{g/g}$ ,高于北美页岩值(173  $\mu\text{g/g}$ )。La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> 值为 4.58 ~

表 1 济源市邵源北部古元古界熊耳群大古石组泥质岩全岩主量(%)元素分析数据表

Table 1 Main elements (%) analysis results of mudstone rocks from the Dagushi Formation, the Paleoproterozoic Xiong'er Group, in northern Shaoyuan town, Jiyuan City

样品号	XY-3	XY-5-2	XY-7	XY-10	XY-12	XY-15	XY-16	XY-18
$\text{SiO}_2$	54.12	42.98	54.77	75.35	70.99	58.38	45.83	42.71
$\text{TiO}_2$	0.89	1.27	0.58	0.27	0.52	0.66	0.65	0.49
$\text{Al}_2\text{O}_3$	14.81	14.60	18.18	12.12	13.07	16.17	16.03	13.52
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{①}}$	7.67	17.37	8.51	1.90	3.07	7.57	8.47	8.14
MnO	0.14	0.35	0.09	0.04	0.07	0.10	0.14	0.13
MgO	4.05	8.08	2.97	0.96	1.87	2.77	2.34	4.62
CaO	4.59	4.63	3.52	1.82	1.41	3.53	10.10	12.96
$\text{Na}_2\text{O}$	2.72	0.41	0.71	3.04	4.79	1.41	0.37	1.00
$\text{K}_2\text{O}$	3.66	1.08	4.08	1.74	1.09	2.75	4.02	2.45
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.11	0.24	0.16	0.06	0.14	0.14	0.18	0.12
烧失	6.88	8.03	5.43	1.50	1.86	6.02	10.90	13.46
总量	99.63	99.05	99.01	98.80	98.87	99.47	99.03	99.60
$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	3.66	2.94	3.01	6.22	5.43	3.61	2.86	3.16
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	1.35	2.67	5.73	0.57	0.23	1.95	10.79	2.46
ICV <sup>②</sup>	1.60	2.27	1.13	0.81	0.98	1.16	1.63	2.20
CIA <sup>③</sup>	53.4	85.3	72.9	54.7	53.7	68.0	74.2	69.5

注:① 代表总铁含量;②  $\text{ICV} = [n(\text{Fe}_2\text{O}_3) + n(\text{K}_2\text{O}) + n(\text{Na}_2\text{O}) + n(\text{CaO}) + n(\text{MgO}) + n(\text{MnO}) + n(\text{TiO}_2)]/n(\text{Al}_2\text{O}_3)$ ;③  $\text{CIA} = n(\text{Al}_2\text{O}_3)/[n(\text{Al}_2\text{O}_3) + n(\text{CaO}^*) + n(\text{Na}_2\text{O}) + n(\text{K}_2\text{O})] \times 100$ ,其中  $n(\text{CaO}^*)$  为硅酸盐矿物中  $n(\text{CaO})$ ,按 McLennan(1993)推荐的方法计算。

表2 济源市邵源北部古元古界熊耳群大古石组泥质岩微量元素含量( $\mu\text{g/g}$ )分析数据表

Table 2 Trace elements ( $\mu\text{g/g}$ ) analysis results of mudstone rocks from the Dagushi Formation, the Paleoproterozoic Xiong'er Group, in northern Shaoyuan town, Jiyuan City

样品号	XY-3	XY-5-2	XY-7	XY-10	XY-12	XY-15	XY-16	XY-18
La	25.8	22.6	53.6	16.7	29.7	67.7	55.9	52.0
Ce	46.0	44.0	100	29.1	48.7	124	103	106
Pr	6.07	6.17	11.3	3.50	6.01	13.5	11.5	11.5
Nd	24.8	27.4	40.4	13.6	22.5	46.6	40.4	40.3
Sm	5.12	6.35	7.05	2.57	3.79	7.20	7.04	6.46
Eu	0.98	0.93	1.03	0.49	0.54	1.02	1.23	1.19
Gd	5.07	5.25	8.82	2.82	4.42	9.39	8.95	8.99
Tb	0.78	0.92	1.10	0.40	0.58	1.17	1.16	1.09
Dy	5.04	6.22	6.62	2.44	3.54	6.81	7.07	6.67
Ho	1.02	1.35	1.26	0.49	0.77	1.24	1.22	1.26
Er	2.96	3.67	3.28	1.38	1.99	3.30	3.18	3.25
Tm	0.43	0.56	0.46	0.20	0.28	0.49	0.49	0.46
Yb	2.75	3.53	2.73	1.12	1.59	2.75	2.75	2.72
Lu	0.44	0.58	0.43	0.17	0.25	0.43	0.45	0.44
$\Sigma$ REE	127	130	238	75.0	125	285	244	243
Eu*	0.59	0.49	0.40	0.56	0.40	0.38	0.47	0.48
Ce*	0.87	0.90	0.95	0.89	0.84	0.95	0.94	1.02
Gd/Yb	1.84	1.49	3.23	2.52	2.78	3.41	3.25	3.31
$\text{La}_N/\text{Yb}_N$	6.74	4.58	14.1	10.7	13.4	17.7	14.6	13.7
$\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$	1.53	1.23	2.68	2.09	2.30	2.83	2.69	2.74
Sc	11.0	11.6	8.82	5.50	6.74	7.21	9.39	6.41
V	152	226	69.5	24.9	36.0	75.6	92.1	50.9
Cr	43.6	11.1	77.4	17.9	21.1	61.7	56.9	43.2
Co	14.9	39.4	11.4	2.79	4.59	9.36	13.7	17.2
Ni	28.1	30.4	31.2	7.40	8.50	24.9	29.5	26.5
Ga	19.7	22.3	24.6	12.5	13.4	23.0	23.2	18.9
Rb	101	29.0	129	40.8	26.1	82.3	137	78.3
Sr	17.7	13.0	59.1	115	161	50.7	46.2	94.8
Zr	109	137	94.9	57.4	89.5	92.5	93.9	52.0
Cs	1.96	0.37	5.71	0.69	0.54	2.45	1.73	1.54
Ba	802	211	734	307	211	662	908	1415
Hf	4.85	6.14	4.09	2.64	3.54	3.89	4.02	2.62
Th	5.77	6.42	17.7	3.28	6.43	19.1	23.4	20.7
U	1.77	1.54	3.22	0.91	1.41	2.90	3.50	4.42
Sr/Ba	0.02	0.06	0.08	0.37	0.76	0.08	0.05	0.07
Th/U	3.26	4.17	5.50	3.62	4.56	6.61	6.68	4.68
Th/Sc	0.53	0.55	2.01	0.60	0.95	2.66	2.49	3.23
Zr/Rb	1.09	4.72	0.73	1.41	3.42	1.12	0.69	0.66
Zr/TiO <sub>2</sub>	2.02	3.18	1.73	0.76	1.26	1.58	2.05	1.22
La/V	0.17	0.10	0.77	0.67	0.83	0.90	0.61	1.02

17.69,  $\Sigma$ LREE/ $\Sigma$ HREE 比值为 5.89 ~ 10.16, 平均值为 7.82, 表现出轻稀土富集,  $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$  值为 1.23 ~ 2.83, 重稀土相对平坦(图4)。Eu/Eu\* 从 0.38 ~ 0.59, 平均值为 0.47, 明显的 Eu 负异常(图4); Ce/Ce\* 在 0.84 ~ 1.02 之间变化, 平均值为 0.92, 显示弱的负异常。四个样品(XY-7、XY-15、XY-16 和

XY-18)的 $\Sigma$ REE 含量(238 ~ 285  $\mu\text{g/g}$ )明显大于其他四个样品的 $\Sigma$ REE 含量(75 ~ 130  $\mu\text{g/g}$ ),把这四个高 $\Sigma$ REE 含量的样品简称为高稀土样品,四个低 $\Sigma$ REE 含量的样品简称为低稀土样品。

大古石组泥质岩中大离子亲石元素 Rb、Ba 和 Sr 含量变化较大,分别为 26.1 ~ 137  $\mu\text{g/g}$ 、211 ~ 1415  $\mu\text{g/g}$ 、13.0 ~ 161  $\mu\text{g/g}$ (表2)。图5上可以看出,  $\text{K}_2\text{O}$ 、Rb、Ba 亏损不明显,甚至有的样品大于上地壳,而 Sr、 $\text{Na}_2\text{O}$  亏损较明显。样品 XY-10(115  $\mu\text{g/g}$ )和 XY-12(161  $\mu\text{g/g}$ )的 Sr 含量最大,而它们的 Ba 含量反而变小;它们的 Sr/Ba 比值分别为 0.37 和 0.76,比其他样品的 Sr/Ba 比值(0.02 ~ 0.08)大近 10 倍(表2)。过渡族元素 Cr、Co、Ni、Ti、V、Sc 含量总体上都小于上地壳值(图5),而样品 XY-5-2 的过渡族元素含量明显高于其他样品,表明它基性组分含量较高,这与其主要元素特征相符(图3)。Cr( $r = 0.84$ )、Co( $r = 0.90$ )、Ni( $r = 0.75$ )、V( $r = 0.98$ )与  $\text{Al}_2\text{O}_3$  有明显的正相关性,表明这些元素受风化作用而富集(Fedo et al., 1996)。高场强元素 Zr、Nb、Y、Th、U 比上地壳值小,但高稀土样品的 Th、U 值明显高于上地壳值(图5)。

## 4 讨论

陆源碎屑岩的物质组成是源岩从风化剥蚀到沉积成岩整个过程的综合反映,因此研究表明(Bhatia, 1983; Taylor et al., 1985; Roser et al., 1986),利用 La、Th、Sc、Zr、Ti、Co 和 Ni 等不活泼元素的地球化学特征能判别物源区源岩属性、沉积环境和构造背景等信息。但这些不活泼元素是否受风化、分选和成岩等作用的改变(如 Cr、Co、Ni 和 Ti 易受风化作用的影响, Feng et al., 1990; Fralick, 1997),需要先作出判别。从表中可以看出  $\text{Al}_2\text{O}_3$  与 Sc( $r = 0.45$ )和  $\text{TiO}_2$ ( $r = 0.26$ )的相关性差,说明 Sc 和  $\text{TiO}_2$  未受风化作用的影响而富集(Zhang, 2004)。  $\text{Al}_2\text{O}_3$  与  $\Sigma$ REE( $r = 0.69$ )有弱的正相关,但与  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$ 、 $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$  和 Eu\* 相关性不明显(表3),说明风化不能使稀土产生分异(Fedo et al., 1996; Zhang, 2004);  $\Sigma$ REE、 $\text{La}_N/\text{Yb}_N$ 、 $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$  和 Eu\* 与 CIA 的相关关系也说明这一特性(表3)。

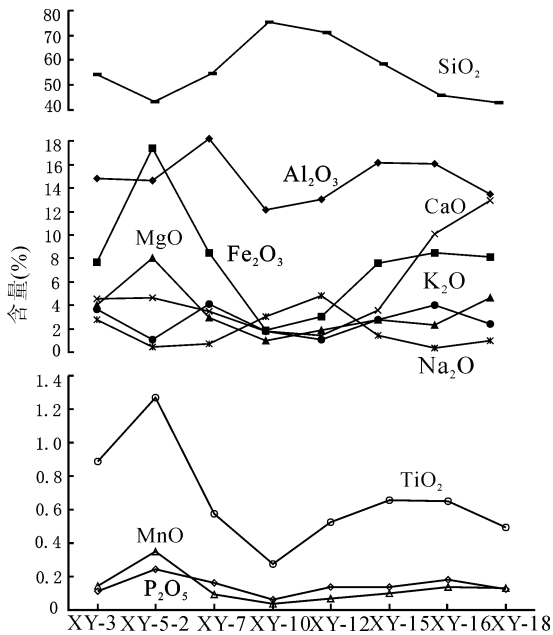


图 3 济源市邵源北部古元古界熊耳群大古石组泥质岩主量元素含量变化图解

Fig. 3 Stratigraphic variation of major element concentrations from the Dagushi Formation, the Paleoproterozoic Xiong'er Group, in northern Shaoyuan town, Jiyuan City

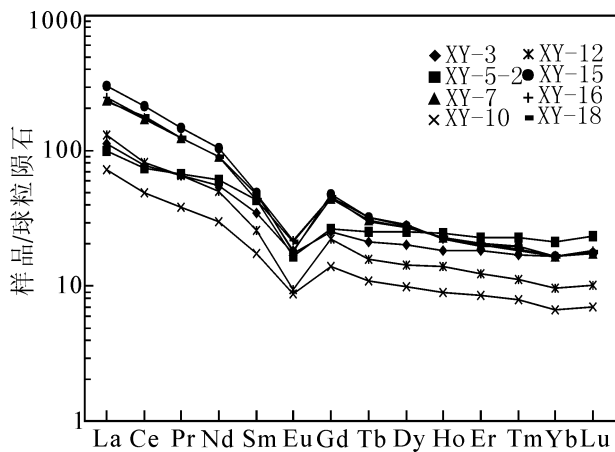


图 4 济源市邵源北部古元古界熊耳群大古石组泥质岩稀土元素球粒陨石标准化 REE 配分模式图(球粒陨石标准值见 Sun et al., 1989)

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of the mudstone rocks from the Dagushi Formation, the Paleoproterozoic Xiong'er Group, in northern Shaoyuan town, Jiyuan City (chondrite values from Sun et al., 1989)

水流引起重矿物的分选,导致  $P_2O_5$ 、 $TiO_2$  或者其他一些微量元素(REE、Th、U、Zr、Hf 和 Nb)含量的变化(Feng et al., 1990; Fralick, 1997)。从表 3 中可以看出,这些元素的相关性差,说明大古石组的成分

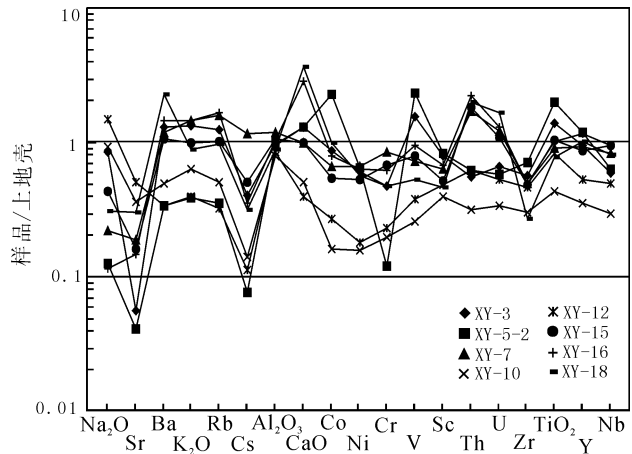


图 5 济源市邵源北部古元古界熊耳群大古石组泥质岩上地壳标准化微量元素蛛网图(上地壳标准值见 Rudnick et al., 2003)

Fig. 5 Upper continental crust-normalized spidergrams of the mudstone rocks from the Dagushi Formation, the Paleoproterozoic Xiong'er Group, in northern Shaoyuan town, Jiyuan City (upper continental crust values from Rudnick et al., 2003)

受水流分选影响不大,应为快速沉积。不相容元素比值  $Th/Sc$ 、 $Th/Co$ 、 $La/Sc$ 、 $La/Co$  与  $Al_2O_3$ 、 $P_2O_5$ 、 $TiO_2$ 、 $K_2O$ 、 $CIA$ 、 $Zr$  无明显的线性关系(表 3),表明这些元素受沉积过程影响不大,可以有效地指示源区的性质(Zhang, 2004)。

#### 4.1 沉积物成熟度

$SiO_2/Al_2O_3$  比值可以有效地判别沉积物的成熟度,随着石英含量的增多,长石和基性矿物的减少,

表 3 济源市邵源北部古元古界熊耳群大古石组泥质岩中元素的相关系数

Table 3 The element correlation coefficient of the mudstone rocks from the Dagushi Formation, the Paleoproterozoic Xiong'er Group, in northern Shaoyuan town, Jiyuan City

	$K_2O$	$Al_2O_3$	$P_2O_5$	$TiO_2$	$CIA$	Zr
Sc	0.26	0.45	0.69	0.90	0.48	0.89
Th	0.60	0.60	0.22	-0.16	-0.31	-0.22
Eu*	0.01	-0.48	-0.35	0.12	0	-0.04
ΣREE	0.56	0.69	0.24	-0.07	0.56	-0.11
$La_N/Yb_N$	0.32	0.31	-0.25	-0.65	0.46	-0.53
$Gd_N/Yb_N$	0.40	0.33	-0.25	-0.68	-0.07	-0.61
$Sr/Ba$	-0.61	-0.57	-0.30	-0.43	-0.57	-0.25
$Th/U$	0.42	0.63	0.42	-0.12	0.45	-0.01
$Zr/Rb$	-0.80	-0.33	0.55	0.58	0.23	0.59
$Th/Sc$	0.43	0.39	0.03	-0.32	0.34	-0.44
$La/V$	0.05	-0.01	-0.41	-0.79	-0.20	-0.77

成熟度越高,  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  比值也越大 (Roser, 1986)。大古石组泥质岩的低  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  值 (2.94 ~ 6.22, 平均为 3.86), 说明成熟度低, 离物源区近。辉石、角闪石等矿物 (富集 Ti 和 V) 相对锆石、磷灰石等矿物 (富集 Zr 和 La) 容易风化, 当沉积物成熟度越高,  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  和  $\text{La}/\text{V}$  比值就越高 (Roser, 1986)。样品 XY-5-2 的  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  和  $\text{La}/\text{V}$  相对较小, 说明该样品成熟度低; 而样品 XY-10 和 XY-12 成熟度相对较高。Cox 等提出 *ICV* (Index of Compositional Variability) 可以指示碎屑岩的成熟度, *ICV* 越高, 碎屑岩成分成熟度越低, 反映构造背景相对比较活动 (Cox et al., 1995)。XY-10 和 XY-12 的 *ICV* 小于 1, 其他的都大于 1, 说明样品 XY-10 和 XY-12 的成熟度相对较高, 形成环境相对比较稳定。

## 4.2 源区分析

### 4.2.1 源区成分

McLennan 等 (1991) 研究表明,  $\text{Th}/\text{Sc}$  比值也可以有效反映源区成分特征。低稀土样品的  $\text{Th}/\text{Sc} = 0.53 \sim 0.95 (< 1)$ ; 而高稀土样品的  $\text{Th}/\text{Sc} = 2.01 \sim 3.22 (> 1)$ 。这些不同特征可能是两个不同物源区性质的反映。

稀土元素是不活泼元素,  $\Sigma \text{REE}$  在风化 ( $\text{CIA}, r = 0.56$ )、搬运 ( $\text{P}_2\text{O}_5, r = 0.24$ )、沉积成岩 ( $\text{Al}_2\text{O}_3, r = 0.69$ ) 过程中变化甚小, 控制沉积物中 REE 的主要因素是它们在源岩中的丰度 (Rollinson, 1993)。低稀土样品的  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  平均值为 8.86,  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  平均值为 0.88; 而高稀土样品的  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  平均值为 15.03,  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  平均值为 0.97, 而本区 Eu 负异常无明显的区别 (图 4)。Condie 等 (1990) 提出花岗岩的 Eu 异常平均值约为 0.3, 而英云闪长岩约为 0.8。本区的 Eu 异常为 0.47, 靠近花岗岩的 Eu 异常值。 $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$  受沉积过程影响小 (表 3), 随着地层时代的变新, Gd 含量逐渐降低,  $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$  比值而逐渐变小, 因此, 沉积岩中  $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$  比值也可以有效反映源区的特点 (Taylor et al., 1985; McLennan et al., 1993)。在地球演化初期, Gd 含量较高, 以  $\text{Gd}/\text{Yb} = 2.0$  为界, 太古宙地层的  $\text{Gd}/\text{Yb}$  比值常大于 2.0, 而后年轻的地层则小于 2.0 (Taylor et al., 1985; McLennan et al., 1993)。由图 6 可以看出, 大古石组碎屑岩主要有两种源区。高稀土样品的  $\text{Gd}/\text{Yb}$  比值 (3.2 ~ 3.4) 远大于 2.0 (表 2), 说明源岩以太古宙地层为主; 而低稀土样品的  $\text{Gd}/\text{Yb}$  比值 (1.5 ~ 2.8), 说明源岩可能包括比太古宙年轻的地层。

高稀土样品的  $\Sigma \text{REE}$  含量明显大于被动大陆

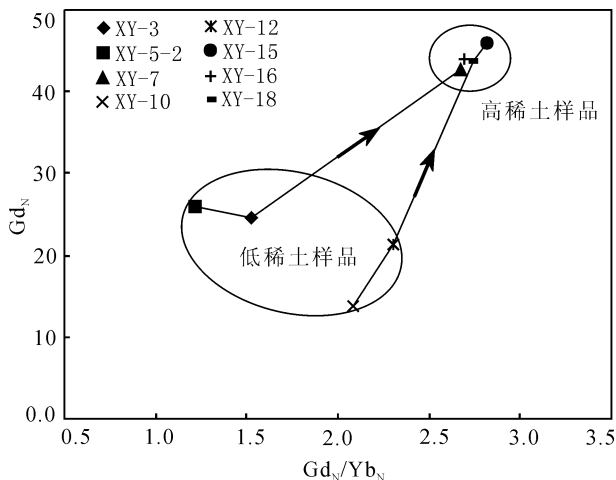


图 6 济源市邵源北部古元古界熊耳群大古石组泥质岩  $\text{Gd}_N$ — $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$  图解

Fig. 6 The  $\text{Gd}_N$ — $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N$  diagram of mudstone rocks from the Dagushi Formation, the Paleoproterozoic Xiong'er Group, in northern Shaoyuan town, Jiyuan City

箭头方向代表元素的价值随地层

时代由老到新的变化趋势

The direction of arrowhead represents the variety from old to new stratum of the elementary value

边缘中碎屑岩的  $\Sigma \text{REE}$  含量 ( $210 \mu\text{g}/\text{g}$ ); 而低稀土样品的  $\Sigma \text{REE}$  含量小于大陆岛弧稀土的含量 ( $146 \mu\text{g}/\text{g}$ ), 但高于洋岛弧稀土的含量 ( $58 \mu\text{g}/\text{g}$ ), 表明沉积物中混有一定程度的基性物质, 使 Eu 异常值略大于花岗岩的值。根据  $\text{MgO}$ —Co,  $\text{MgO}$ —Cr,  $\text{MgO}$ —Ni 的相关图解, 可以看出样品 XY-5-2 中混有 30% 左右的基性物质 (图 7)。综上, 大古石组碎屑岩主要来源于花岗质成分, 但混有一定量的基性物质; 源岩以太古宙地层为主, 也有古元古代地层的加入。

### 4.2.2 物质来源

本区华北克拉通结晶基底之上发育有太古宙地层 (林山群) 以及古元古宙地层 (铁山河群、双房群) (图 1)。林山群为一套变质的泥质碎屑岩沉积—基性火山岩沉积—碎屑岩夹泥质岩、基性火山岩沉积; 铁山河群是一套变质的碎屑岩 (变质长石石英砂岩、变质石英砂岩、石英岩、变质含砾砂岩等); 双房群为一套变质的泥砂质沉积—基性火山岩沉积—泥质、碎屑岩沉积的沉积旋回。大古石组碎屑岩反映了短距离搬运、快速堆积的特点, 说明物质来源主要为本区附近的太古宙地层 (林山群) 和古元古宙地层 (铁山河群、双房群)。底部的砾石为近源快速沉

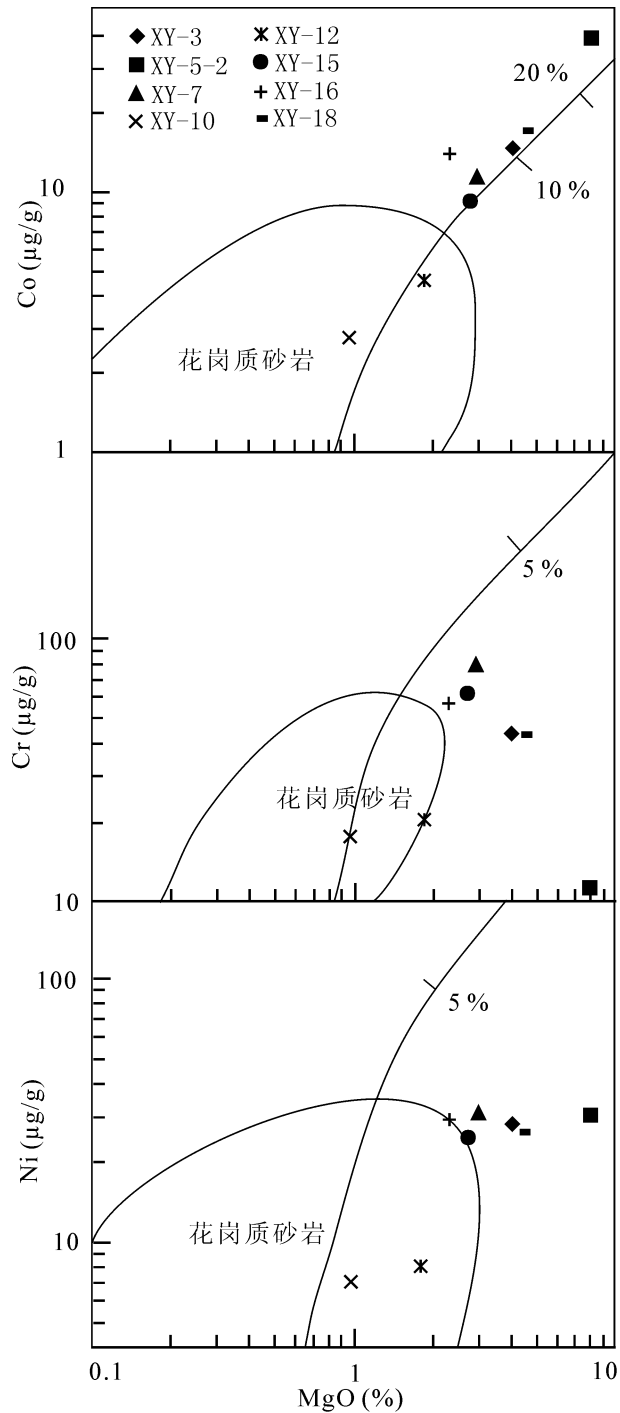


图 7 Co (a), Cr (b) 和 Ni (c) vs MgO 的双对数图解 (据 Van de Kamp et al., 1995)

Fig. 7 Log—log plots of Co (a), Cr (b) and Ni (c) against MgO showing the proportions of detritus (after Van de Kamp et al., 1995)

积的,其成分与大古石组底部双房群的英云片岩,斜长角闪片岩极其相似。

### 4.2.3 源区风化程度

源区风化程度受到气候和构造活动的影响,气候越干燥,风化程度就越高。碎屑岩中的 Na、Ca 和 Sr 对源区的风化程度有一定的判别意义。大古石组大部分样品的 Na<sub>2</sub>O (除 XY-10 和 XY-12) 和 Sr 都明显亏损 (图 5), 说明风化程度相对较高。而 CaO 相对较弱的亏损或富集,且 CaO 与 SiO<sub>2</sub> 有较大的负相关性 ( $r = -0.77$ ), 说明受碳酸盐影响大,因此 Ca 不能有效地反映源区的风化程度。因此,大古石组源区气候总体相对较干燥,而在沉积 XY-10 和 XY-12 时,气候变为相对湿润。

CIA (Chemical Index of Alteration) 也能反映源岩的风化程度 (Nesbitt, 1982)。CIA 指数越大,说明源岩的风化程度越高。大古石组的 CIA = 53.4 ~ 85.3, 平均值为 66.5, 表现为中等程度的风化。其中 XY-10 和 XY-12 含有较低的 CIA 值,说明它们的风化程度最低,气候相对最湿润。

源岩风化导致 U 丢失快,而高场强元素 Th 比较稳定,最终导致 Th/U 比值变大;气候越干燥,其反映的风化程度越高,沉积物的 Th/U 比值越高 (Taylor et al., 1985; McLennan et al., 1993)。大古石组的 Th/U 比值从 3.26 ~ 6.68。其中样品 XY-10 和 XY-12 相对较低的 Th/U 比值 (图 8), 分别为 3.62 和 4.56 (表 2)。结合大古石组的 CIA 及 Na<sub>2</sub>O 含量,说明当时 (XY-10 和 XY-12) 风化程度相对较弱,气候比较湿润。

### 4.3 沉积环境

Sr、Ba、B、Ga 和 V 含量及相应的比值可以判别沉积时水体的古盐度 (Chen et al., 1997)。Sr、Ba 化学性质十分相似,它们均可形成可溶性碳酸盐、氧化物和硫酸盐进入水溶体中。与 Sr 相比,Ba 的化合物溶解度要低,河水中携带的 Ba<sup>2+</sup> 在与富含 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 相遇时形成难溶的 BaSO<sub>4</sub>, 因此多数近岸沉积物中富 Ba, 而 Sr 的迁移能力高于 Ba, 可迁移到大洋深处 (蓝先洪等, 1987)。Chen 等 (1997) 通过研究,提出 Sr > 160 µg/g, Sr/Ba > 0.35 为浅海相沉积; Sr < 90 µg/g, Sr/Ba < 0.2 为陆相沉积。而 Ga 和 V 主要来源于陆源碎屑岩,在陆相沉积物中的含量分别为 18 ~ 23 µg/g 和 110 ~ 113 µg/g, 在浅海相沉积物中分别为 < 15 µg/g 和 < 86 µg/g。因此根据这些地球化学特征可以判别沉积时水体古盐度的变化。大古石组的 Sr 及 Sr/Ba 比值在 XY-10 和 XY-12 样品中突然增加 (图 8)。Ga 在 XY-10 和 XY-12 中的含量分别为 12.5 µg/g 和 13.4 µg/g (< 15 µg/g), 而其他

样品为 18.9 ~ 24.6 μg/g。V 在 XY-10 和 XY-12 中的含量分别为 24.9 μg/g 和 36.0 μg/g, 而其他样品为 50.9 ~ 225.8 (表 2)。以上 XY-10 和 XY-12 中 Sr、Sr/Ba 比值的增加和 Ga、V 含量的减小 (图 8), 反映了水体介质古盐度的升高, 温湿气候条件下海侵所致。

Henning 等 (2001) 提出 Zr/Rb 可以指示碎屑岩粒度的变化, Zr/Rb 比值大, 碎屑岩粒度就大, 为快速剥蚀、快速搬运的沉积环境, 源区气候相对湿润, 风化程度相对较低。XY-10 和 XY-12 的 Zr/Rb 比值变大 (图 8), 说明源区气候相对湿润。综上所述, 说明水体古盐度增大的是温湿气候条件下海侵作用的影响, 而不是湖水盐化的结果。

随着地层时代的变新, Gd 含量及 Gd/Yb 增加, 则源岩区的年龄逐渐变老 (Taylor et al., 1985; McLennan et al., 1993), 大古石组总体反映物源区逐层剥蚀的特点 (图 6)。但从样品 XY-7 到 XY-10, Gd<sub>N</sub> 含量及 Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> 比值突然变小 (图 6), 表明有较新的源区物质加入, 可能反映盆地演化过程中的隆升或搬运沉积物的水体规模的增大。而 XY-10

和 XY-12 的小 ICV 值, 反映成熟度高, 形成环境比较稳定。因此, 样品 XY-7 到 XY-10 中 Gd<sub>N</sub> 含量及 Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> 比值突然变小 (图 6), 反映了搬运沉积物的水体规模的增大, 可能与海侵作用有关。大古石组在邵源石板道—磨石渠见有薄层灰岩, 也说明沉积盆地存在海相沉积。

#### 4.4 构造背景

碎屑岩的特征与其构造环境密切相关, 不同构造环境所形成的碎屑岩具有不同的地球化学特征 (Bhatia, 1983; Taylor et al., 1985; Roser et al., 1986)。为了确定泥质岩的沉积构造环境, 选择了 Savoy 等 (2000) 专门为泥岩设计的 La—Th—Sc 三角图解 (图 9), 大古石组的样品大部分落入被动大陆边缘沉积物的附近。部分样品落入 A 区, 是由于 Sc 与 TiO<sub>2</sub> (r = 0.90)、Zr (r = 0.89) 的相关性好, 而样品 XY-5-2 含有较高的基性物质, 导致 Sc 含量偏高, 使样品 XY-5-2 点往 A 区移动。Girty 等 (1994) 指出, Th 和 Sc 可以提供平均源岩成分的重要信息, 沉积物的 Th/Sc 比值 > 1.0, 说明它们是沿着低洼的被动大陆边缘伸展和再循环的产物。大古石组的

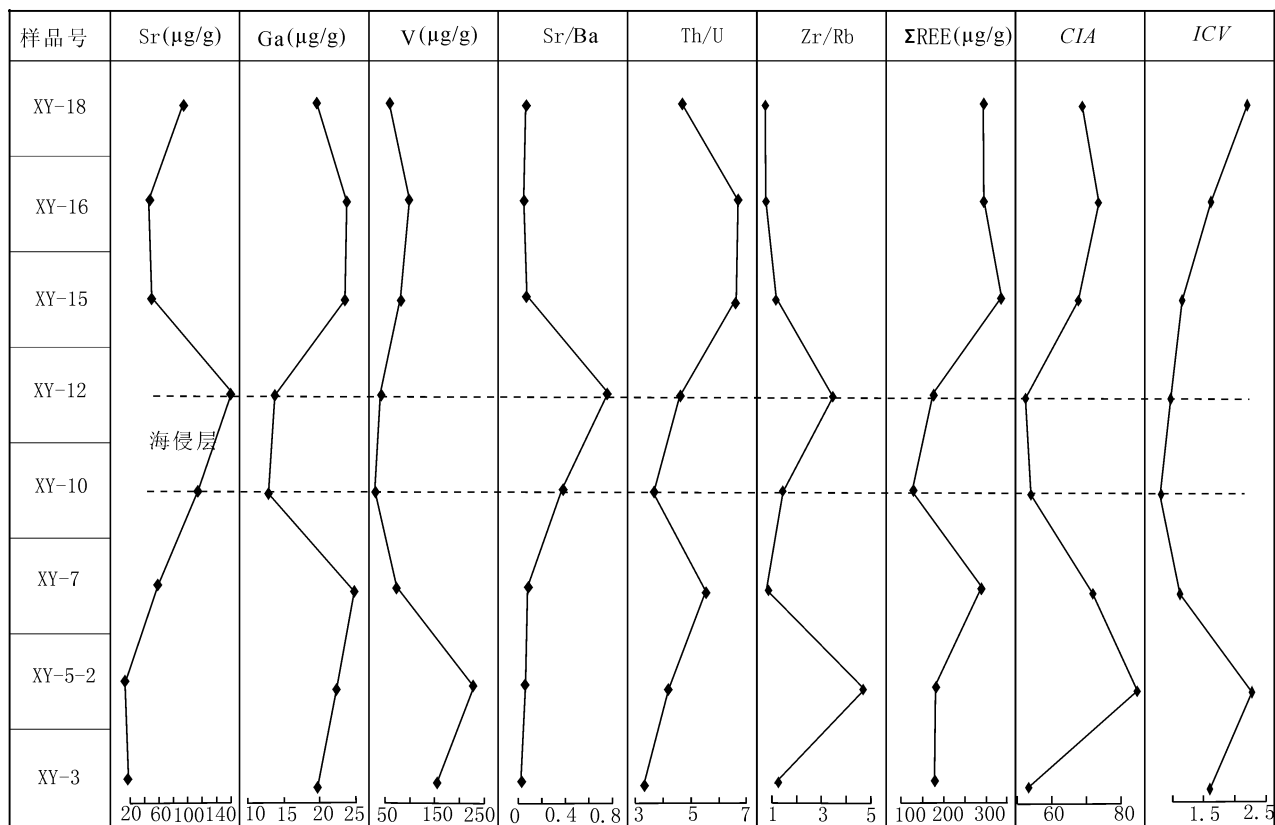


图 8 济源市邵源北部古元古界熊耳群大古石组泥质岩的微量元素含量和比值在剖面上的演变图

Fig. 8 Variations of trace element contents and ratios of mudstone rocks from Dagushi Formation, the Paleoproterozoic Xiong'er Group, in northern Shaoyuan town, Jiyuan City



Th/Sc 平均值为 1.63, 明显高于 1, 且 LREE 富集, 具有明显的 Eu 负异常, 高的 Th/U 比值(平均值 4.9 > 上地壳平均值 3.8), 反映的是被动大陆边缘的构造环境的产物 (McLennan, 1989; Girty et al., 1994)。

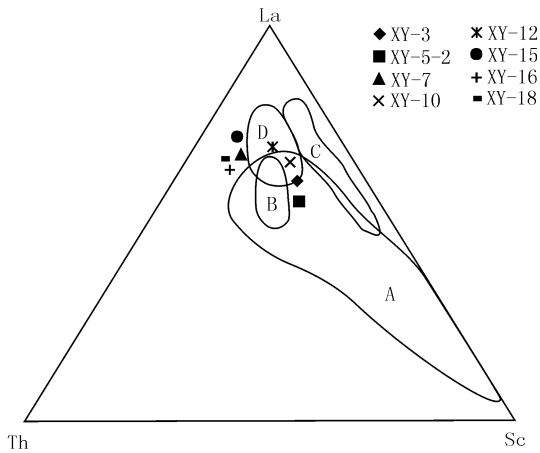


图9 济源市邵源北部古元古界熊耳群大古石组泥质岩构造背景 La—Th—Sc 判别图解 (据 Chen et al., 1997)

Fig. 9 La—Th—Sc Diagram of tectonic setting discrimination for mudstone rocks from the Dagushi Formation, the Paleoproterozoic Xiong'er Group, in northern Shaoyuan town, Jiyuan City (after Chen et al., 1997)

A—岩弧有关的沉积物; B—后太古代澳大利亚页岩沉积物; C—海洋岛弧碱性玄武岩; D—被动大陆边缘沉积物

A—magmatic arc-related; B—post-Archean Australian shales; C—ocean island alkalic basalt; D—passive continental margin

综上所述,熊耳群底部的大古石组碎屑岩形成于被动大陆边缘环境,与熊耳群火山岩为被动大陆边缘的裂谷环境形成相关 (Zhao et al., 2002)。大古石组碎屑岩代表了古元古代末华北克拉通伸展—裂解事件的开始。裂解初期,在克拉通南部局部地区开始沉积大古石组河流相碎屑岩;到大古石组中期,随着进一步沉降,沉积环境由河流相向湖泊相推进,并伴随有海侵事件;到大古石组后期,由于熊耳群火山岩的开始喷发,沉积盆地的隆起,沉积环境变为河流相沉积。熊耳群形成以后,海侵范围更广、海水逐渐加深,表明地壳逐步向更大的凹陷发展 (赵太平等, 2007)。中、新元古代在熊耳群之上形成一套典型被动大陆边缘的陆源碎屑岩、碳酸盐岩及冰碛岩建造 (汝阳群和官道口群) (周洪瑞等, 1999)。

## 5 结论

(1) 大古石组碎屑岩的岩相学特征表明其沉积相自下而上为河流相—湖泊相—河流相。通过自下而上对比大古石组剖面泥质岩的地球化学数据及相应比值,认为大古石组沉积环境以陆相沉积 (河流相和湖泊相) 为主,但中后期伴有海侵作用。

(2) 大古石组泥质岩的地球化学特征显示大古石组碎屑岩主要来源于花岗质成分,但混有一定量的基性物质;源岩以太古宙地层为主,可能有古元古代地层的加入,经历了中等程度的风化作用,并快速堆积形成的。

(3) 大古石组碎屑岩形成于被动大陆边缘环境,可能代表了古元古代末华北克拉通伸展—裂解事件的开始。

**致谢:** 本文在修改过程中得到南京大学张开均教授的帮助,在此表示衷心感谢。

## 参 考 文 献 / References

- 陈衍景,富士谷,强立志. 1992. 熊耳群和西阳河群的构造背景. 地质论评, 38: 325 ~ 333.
- 关保德. 1996. 河南华北地台南缘前寒武纪—早寒武世地质和成矿. 武汉: 中国地质大学出版社, 1 ~ 325.
- 胡受奚. 1988. 华北与华南古板块拼合带地质和成矿. 南京: 南京大学出版社, 71 ~ 79.
- 蓝先洪, 马道修, 徐明广. 1987. 珠江三角洲若干地球化学标志及指相意义. 海洋地质与第四纪地质, 7(1): 39 ~ 49.
- 孙枢, 张国伟, 陈志明. 1985. 华北断块南部前寒武纪地质演化. 北京: 冶金工业出版社, 90 ~ 149.
- 赵太平, 原振雷, 关保德. 1998. 豫晋陕熊耳群沉积岩夹层特征与沉积环境. 河南地质, 16(4): 261 ~ 272.
- 赵太平, 翟明国, 夏斌, 李惠民, 张毅星, 万渝生. 2004. 西阳河群火山岩锆石 SHRIMP 年代学研究: 对华北克拉通盖层发育初始时间的制约. 科学通报, 49(22): 2342 ~ 2349.
- 赵太平, 徐勇航, 翟明国. 2007. 华北陆块南部元古宙熊耳群火山岩的成因与构造环境: 事实与争议. 高校地质学报, 13(2): 191 ~ 206.
- 周洪瑞, 王自强. 1999. 华北大陆南缘中、新元古代大陆边缘性质及构造古地理演化. 现代地质, 13(3): 261 ~ 267.
- Bhatia M R. 1983. Plate tectonic and geochemical composition of sandstone. Journal of Geology, 81: 611 ~ 627.
- Chen Z Y, Chen Z L, Zhang W G. 1997. Quaternary stratigraphy and trace element indicators of the Yangtze delta, eastern China, with special reference to marine transgressions. Quaternary Research, 47: 181 ~ 191.
- Cox R, Lowe D R, Cullers R L. 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59: 2919 ~ 2940.
- Fedo C M, Eriksson K A, Krogstad E J. 1996. Geochemistry of shales from the Archean (~ 3.0 Ga) Buhwa Greenstone Belt, Zimbabwe: implications for provenance and source-area weathering. Geochimica

- et *Cosmochimica Acta*, 60:1751 ~ 1763.
- Feng R, Kerrich R. 1990. Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: implications for provenance and tectonic setting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54:1061 ~ 1081.
- Fralick P W, Kronberg B I. 1997. Geochemical discrimination of clastic sedimentary rock sources. *Sedimentary Geology*, 113:111 ~ 124.
- Girty G H, Hanson A D, Knaack C, Johnson D. 1994. Provenance determined by REE, Th and Sc analyses of metasedimentary rock, Boyden Cave Pendant, central Sierra Nevada, California. *Journal of Sedimentary Research*, 64(1b):68 ~ 73.
- Henning D, Nicholas B H. 2001. Geochemical facies analysis of fine-grained siliciclastics using Th/U, Zr/Rb and (Zr + Rb)/Sr ratios. *Chemical Geology*, 181:131 ~ 146.
- Hou G T, Li J H, Liu Y L. 2006. The late Paleoproterozoic extension event; aulacogens and dyke swarms in the North China Craton. *Progress in Natural Science*, 16(2):201 ~ 208.
- Lu S N, Yang C L, Li H K, Li H M. 2002. A group of rifting events in the terminal Paleoproterozoic in the North China Craton. *Gondwana Research*, 5:123 ~ 131.
- McLennan S M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks; influences of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy*, 21:169 ~ 200.
- McLennan S M. 1993. Weathering and global denudation. *Journal of Geology*, 101:295 ~ 303.
- McLennan S M, Hemming S, McDaniel M J. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: Jonhanson M J, Basu A. eds. *Processes controlling the composition of clastic sediments*. Boulder, Colorado: Geological Society of America Special Paper, 284:21 ~ 40.
- McLennan S M, Taylor S R. 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution; Tectonic setting and secular trends. *Journal of Geology*, 99:1 ~ 21.
- Nesbitt H W, Young G M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299:715 ~ 717.
- Qi L, Hu J, Gregoire D C. 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Talanta*, 51:507 ~ 513.
- Rollinson H R. 1993. *Using geochemical data; evaluation, presentation, interpretation*. London: Longman Scientific, Technical Press, 1 ~ 352.
- Roser B P, Korsch R J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone—mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Journal of Geology*, 94:635 ~ 650.
- Rudnick R L, Gao S. 2003. Composition of the continental crust. In: Rudnick R L. eds. *The Crust*. Vol. 3, *Treatise on Geochemistry*. Oxford: Elsevier-Perгамon, 1 ~ 64.
- Savoy L, Stevenson R K, Mountjoy E W. 2000. Provenance of Upper Devonian—Lower Carboniferous miogeocynclinal strata southeastern Canadian Cordillera; link between tectonics and sedimentation. *Journal of Sedimentary Research*, 70(1):181 ~ 193.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts implications for mantle composition and process. In: Saunders A D, Nony M J. eds. *Magmatism in the Ocean Basin*. Geological Society Special Publication, 42:313 ~ 354.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. *The continental crust; its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*. Oxford, UK: Blackwell Scientific Publications, 1 ~ 312.
- Van de Kamp P C, Leake B E. 1995. Petrology and geochemistry of siliciclastic rocks of mixed feldspathic and ophiolitic provenance in the Northern Apennines, Italy. *Chemical Geology*, 122:1 ~ 20.
- Zhang K J. 2004. Secular geochemical variations of the Lower Cretaceous siliciclastic rocks from central Tibet (China) indicate a tectonic transition from continental collision to back-arc rifting. *Earth and Planetary Science Letters*, 229:73 ~ 89.
- Zhao T P, Zhou M F, Zhai M G, Xia B. 2002. Palaeoproterozoic rift-related volcanism of the Xiong'er Group in the North China Craton: implications for the break-up of Columbia. *International Geology Review*, 44:336 ~ 351.

## Geochemical Characteristics and Geological Significances of the Dagushi Formation Siliciclastic Rocks, the Paleoproterozoic Xiong'er Group from the Southern North China Craton

XU Yonghang<sup>1, 2)</sup>, ZHAO Taiping<sup>1)</sup>, ZHANG Yuxiu<sup>1, 2)</sup>, CHEN Wei<sup>1, 2)</sup>

1) *Key Laboratory for Metallogenic Dynamics, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, 510640;*

2) *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100039*

**Abstract:** The Paleoproterozoic Xiong'er Group is widely exposed in the Xiong'er—Zhongtiao aulacogen (failed rift) in the southern margin of the North China craton. It records the most intense magmatism after the formation of the crystalline basement of the North China craton. The Xiong'er Group is occupied by volcanic lavas as well as minor sedimentary rocks and volcanic clastic rocks (4.3% in thickness). The sedimentary rocks occur as interbeds in the Dagushi and Majiahe Formations of the Xiong'er Group. Writers studied the sedimentary and geochemical characteristics of the siliciclastic rocks from the Dagushi Formation, in an attempt to elucidate the tectonic setting of the North China craton during the Paleoproterozoic. The Dagushi Formation contains conglomerate, sandstone, and

mudstone, and could have been formed in fluvial and lacustrine environments. From bottom to top of the Dagushi Formation, the trace element contents (Sr, Ga, V) and ratios (Sr/Ba, Th/U, Zr/Rb) of the mudstone rocks reflected mainly a continental environment. But the later sequences indicate transgression, either due to basin subsidence or glacio-eustasy. The compositions and their ratios of the major and trace elements of the mudstone rocks demonstrate that a derivation from main silicic source rocks and mixing a further higher proportion of mafic component. These siliciclastic rocks were derived mainly from the Archean and minor from Paleoproterozoic in the southern margin of the North China craton. The chemical index of alteration (CIA) indicates an intermediate degree of weathering. The clastic sedimentary rocks were deposited in a passive margin setting. The volcanic rocks of the Xiong'er Group formed in a continental-rift setting in passive continental margin.

**Key words:** North China; Proterozoic; Xiong'er Group; Dagushi Formation; geochemistry; sedimentary environment; tectonic setting

## 著名矿床地质学家、前《矿床地质》主编、《地质学报》总编、《地质论评》代主编 宋叔和院士逝世

中国科学院资深院士、著名地质学家、岩石学家和矿床地质学家,九三学社优秀社员,第二届至第七届全国政协委员,中国地质科学院矿产资源研究所名誉所长、前所长、研究员,前《矿床地质》主编、《地质学报》总编、《地质论评》代主编宋叔和先生因病医治无效,于2008年2月5日19时20分在北京逝世,享年93岁。

宋叔和先生1915年7月14日生于河北省迁安县。1934年至1938年就读于清华大学地质系、西南联合大学地质系,并获清华大学学士学位,1938年至1942年在西南联合大学任助教。1942年至1945年在重庆前中央地质调查所任技佐、技士;1945年至1947年任中央地质调查所技正,同时兼任地质室主任。1951年至1953年任甘肃白银厂地质勘探队副队长,1953年至1954年任地质部西北地质局副局长工程师,1954年至1962年地质部甘肃地质局总工程师,1962年至1975年任地质部西北地质矿产研究所副所长。1975年至1979年任《地质学报》临时总编。1979年起,任地质矿产部矿床地质研究所研究员(矿产资源研究所前身)、所筹备领导小组组长,所长、名誉所长。

1980年,宋叔和先生当选中国科学院院士(学部委员)。他创办,并且主编了《中国地质科学院矿床地质研究所所刊》。1982年,他创办《矿床地质》,并且任主编直至2006年。20世纪80年代中后期到90年代,他先后任中国地质学会常务理事、中国地质学会矿床专业委员会主任委员和《地质学报》副主编。90年代末,还曾代理《地质论评》主编。自1988年起,宋叔和先生一直担任重庆出版社科学学术著作出版基金指导委员会委员,为我国地质科学事业的发展作出了重要贡献。

宋叔和先生任全国政协委员长达39年(第二届到第七届,1954~1993年)。在担任全国政协委员期间,积极向有关部门献言献策。20世纪80年代,宋叔和先生被聘任为北京市人民政府顾问,为北京的城市建设和社会发展提出了许多宝贵建议。

宋叔和先生是我国著名地质学家之一,野外考察的足迹

遍布祖国大地。他坚持创新,勇于开拓,是我国岩石学和矿床学的开拓者和奠基人之一,在火成岩岩石学和火山岩型块状硫化物矿床领域先后提出过许多重要的科学理论学说,为我国岩石学和矿床学的发展作出了杰出贡献。

大学时期,宋叔和先生就勤学苦读、求知若渴,二年级便在清华大学学报上发表了《中国的玉石》并转载于《北京晨报》。在西南联合大学任教时,他撰写的《云南保山仁和桥中志留世笔石》一文,论证了云南西部地区中志留统地层的存在,对该区志留系地层的划分具有重要指导意义。1942年至1949年间,为开发大西北,宋叔和先生在东天山-祁连山一带进行区域地质和矿产普查工作长达8年之久,先后发表有“迪化八道湾煤田”、“新疆矿产资源”、“天山之火山岩”、“甘肃皋兰白银厂火山岩系及其变质”等10篇论文。他首次在库鲁克塔格、伊宁-博乐等地区填制了一批1:20万路线地质和矿产分布图;首次依据古植物化石把迪化八道湾煤田划分出早、中侏罗世和三叠纪两个煤层;首次发现甘肃白银厂黄铁矿矿床的容矿岩石为火山岩,并且指出该地区以往被误认为是铁矿的含铁氧化物实为铁帽,其下产出有大型黄铁矿矿体。所有上述地质调查结果和新的发现对提高西北地区基础地质理论研究水平和推动西北地区找矿勘查工作具有重要意义。

新中国成立以后,宋叔和先生全身心地投入到矿产地质勘查工作中。1950年,他带队对辽宁青城子铅-锌矿床和岫岩铜矿床进行了系统调查,首次确认青城子铅-锌矿床赋存在辽河群的特定层位中。这是我国层控 (下转第334页)

