

# 内蒙古呼盟南部地区古生代海相 火山岩地球化学特征及其地质意义

祝新友 刘国平

(中国有色总公司北京矿产地质研究所, 北京 100012)

主题词 内蒙古 火山岩 岩石化学 稀土元素地球化学 构造环境

提要 全区泥盆系、石炭系发育厚层海相火山建造。下大民山组 ( $D_{3x}$ ) 火山岩为基性—中基性, 属拉斑玄武岩和碱性玄武岩的过渡物, 成因是地幔岩部分熔融, 形成于大陆边缘弧后盆地裂谷作用的早期环境; 在下大民山组顶部的岩屑凝灰岩中首次发现铁矿浆浆屑, 也反映全区于中泥盆世—晚泥盆世早期为大陆边缘裂谷环境。上大民山组 ( $D_{3s}$ ) 为基性—酸性火山岩, 属岛弧钙碱性系列, 为结晶分异成因, 形成环境类似于安第斯山之火山弧。早石炭世火山岩为碱性系列, 形成于板内环境。通过火山岩岩石化学、稀土元素及大地构造环境的研究, 提出对本区海相火山岩型铜矿的找矿前景应持慎重态度。

研究区地处内蒙呼伦贝尔盟牙克石市和鄂温克旗。构造位置位于西伯利亚陆台东南缘活动带(图1)。沿NNE向发育古生代厚层海相火山沉积建造, 分布面积约1500 km<sup>2</sup>, 其中已发现有谢尔塔拉中型海相火山岩型铁锌矿床。海相火山岩全都产于泥盆系、石炭系中, 保存新鲜, 基本未变质, 变质程度低于葡萄石—绿帘石相。主要分布于扎敦河地区和头道桥地区, 两地火山沉积建造有较大差异。扎敦河地区火山爆发系数高, 富含火山熔岩和火山碎屑岩, 地层厚度相对较小; 头道桥地区火山爆发系数低, 以化学沉积岩、生物灰岩、陆源碎屑岩等为主, 火山熔岩和火山碎屑岩较少, 仅在下大民山组见有数层玄武岩夹层, 地层厚度大, 沉积地层单层厚度多在几十米以上。火山活动最早见于中泥盆世霍博山组 ( $D_{2h}$ ), 为少量酸性火山凝灰熔岩和薄层紫红色流纹岩; 火山熔岩主要发育于下大民山组 ( $D_{3x}$ ) 和上大民山组 ( $D_{3s}$ ), 部分产于早石炭世谢尔塔拉组。

## 1 火山岩岩石学

下大民山组 ( $D_{3x}$ ) 火山岩全部是富碱的粗面玄武岩、粗面玄武安山岩或粗面安山岩。上大民山组火山岩为正常玄武岩、玄武安山岩、安山岩、英安岩和流纹岩, 总体上看, 下部以中基性火山岩为主, 上部以酸性为主, 顶部夹部分基性火山岩。下石炭世谢尔塔拉组仅在局部出现安山岩、安山玢岩及钠质粗面岩。前人将本区这套火山岩定为细碧角斑岩建造。

玄武岩: 灰绿色为主, 细粒, 常见更长石和单斜辉石斑晶, 呈半自形短柱状; 基质具交

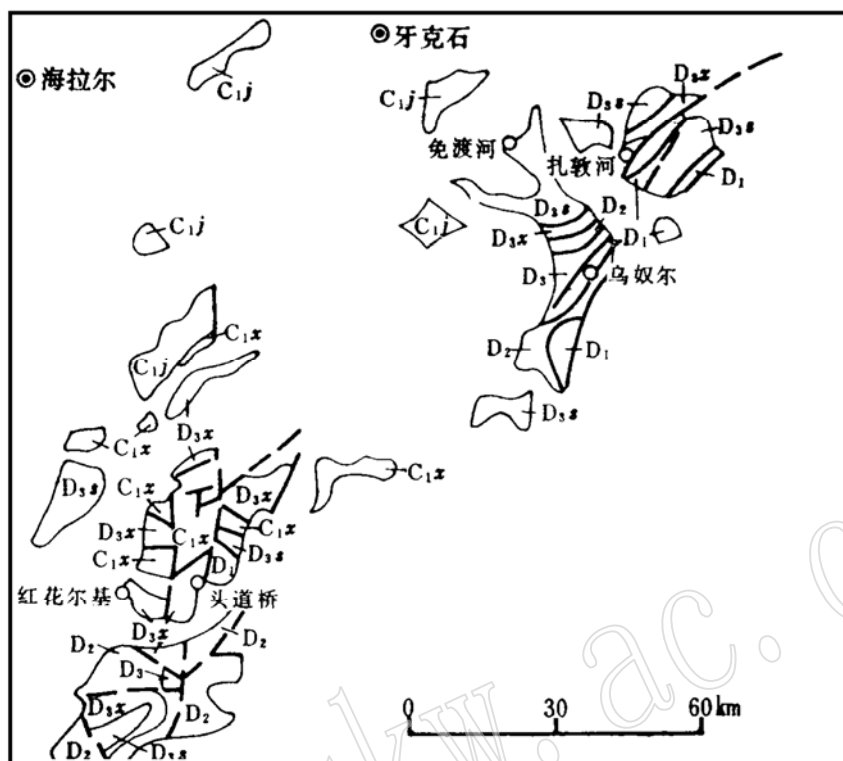


图1 内蒙古呼盟南部地区地质略图

Fig. 1 Geological sketch map of southern Hulun Buir League, Inner Mongolia

$D_1$ —泥盆纪下统;  $D_2$ —泥盆纪中统;  $D_{3x}$ —上泥盆世下大民山组;  $D_{3s}$ —上泥盆世上大民山组;  $C_{1x}$ —下石炭世谢尔塔拉组;  $C_{1j}$ —下石炭世角高山组

织结构或粒间结构,斜长石  $An=11 \pm$ , 与我国其它地区如祁连山地区较标准的细碧岩相比<sup>[1]</sup>, 本区岩石斜长石  $An$  值偏高, 全岩  $Na_2O$  含量偏低, 中酸性岩也具此特点。更长石粒间充填物多为绿泥石, 细粒磁铁矿分布于长石粒间。

玄武安山岩、安山岩: 斑状结构, 斑晶成分多为更长石,  $An=13-16$ , 玄武安山岩中也常见普通辉石斑晶。基质具交织结构, 细粒更长石定向性较玄武岩高, 矿物成份与玄武岩相似, 长石含量稍高。

流纹岩、流纹英安岩: 产于上大民山组中上部和谢尔塔拉组中, 局部见于扎敦河南岸大民山、乌奴尔等地。岩石具斑状结构, 斑晶以石英为主, 粒度最大达 5 mm。基质为细粒、微粒霏细状长石、石英, 常见球状消光。

另外, 扎敦河林场以北地区的下大民山组顶部和上大民山组底部的角砾岩、岩屑凝灰岩中, 存在富铁质岩屑, 为一种富铁玄武质岩石, 岩屑粒径一般  $< 1$  mm, 最大达 3 mm。铁矿物以赤铁矿为主, 局部见有磁铁矿的内部结构如裂理等, 反映原始铁矿物可能是磁铁矿。常见交织结构。含铁量较高时, 碱性长石完全定向排列, 其间充填物全部是铁矿物。其特征与云南大红山铁矿的铁矿浆浆屑及甘肃黑鹰山铁矿之矿浆结构相似, 应属铁矿浆浆屑, 是富铁岩浆爆发的产物, 为本区首次发现。探针分析表明, 铁矿浆浆屑成份绝大部分为 Fe, 含少量 Ti、Cr, 几乎不含 Cu、Pb、Zn。与云南大红山铁铜矿<sup>[2]</sup>、瑞典 Kiruna<sup>[3]</sup>、智利 Laco EI<sup>[4]</sup>

和墨西哥Cerro de Mercado<sup>(5)</sup>等矿浆型铁矿的铁矿石成分相似。

表 1 铁矿浆探针分析结果( $\times 10^{-2}$ )

Table 1 Electron microprobe analyses of iron magma

样号	FeO	TiO <sub>2</sub>	Cu	Pb	Zn	Cr	总量
PP3-16-1	84.92	1.41	0.11	0.09	0.17	0.18	92.32
PP3-16-2	84.94	2.41	—	—	—	0.16	90.38
PP3-16-3	93.93	2.70	—	—	—	0.18	100.02

分析单位: 中国地质大学(北京)。

## 2 火山岩岩石化学特征

共取火山岩岩石化学样品30件, 分析结果见表2。石炭系的部分样品分析结果引自参考文献[6,7]。富钠贫钾是本区火山岩的最主要特征, 下大民山组比上大民山组富碱。据CIPW标准矿物计算结果, 下大民山组下部出现标准矿物橄榄石(Ol)和霞石(Ne), 上部出现石英(Q)和刚玉(C), 表明早期岩浆富钠贫硅, 晚期富硅贫钠。上大民山组除个别样品外, 无标准矿物碳酸钠, 少量样品出现橄榄石, 大部分样品出现石英和刚玉, 反映岩浆SiO<sub>2</sub>过饱和。辉长岩与此类似, 下大民山组Ol=14.4, Q=0, Di=27.18, 上大民山组Ol=0, Q=2.13, Di=34.27, 反映出下大民山组以SiO<sub>2</sub>不饱和和分异差为主, 上大民山组SiO<sub>2</sub>过饱和, 分异强。

按照火山岩一般分类方案, 将岩石化学资料及CIPW标准矿物含量计算结果投点于ALK—SiO<sub>2</sub>(图2)和Ol'—Ne'—Q'图, 谢尔塔拉组大部分属碱性系列, 上大民山组投点于亚碱性系列, 下大民山组投点于分界线附近, 既有碱性系列, 也有亚碱性系列。

在都城秋穗的SiO<sub>2</sub>-FeO\*/MgO图中, 下大民山组火山岩落入拉斑系列火山岩范围, SiO<sub>2</sub><55%, 火山岩均为基性—中基性, 全岩钛含量较高, TiO<sub>2</sub>=0.57%—1.20%, 平均0.89%, K<sub>2</sub>O=0.06%—0.90%, 平均0.566%, 岩浆向富铁方向演化, 这是引起下大民山组顶部出现铁矿浆浆屑的重要原因。上大民山组火山岩SiO<sub>2</sub>含量变化大, 岩浆朝富硅方向演化, 总体上属钙碱性系列火山岩。玄武岩TiO<sub>2</sub>=0.57%—2.88%, 扣除样品TT-15, 平均0.58%, 明显低于下大民山组。K<sub>2</sub>O=0.03%—1.88%, 扣除个别高值样品, 平均0.164%, 亦低于下大民山组。

在区分钾质、钠质火山岩的Ab—Ob—Or

图中, 下大民山组火山岩全为钠质, 上大民山组火山岩落入钠质和普通区, 谢尔塔拉组火山

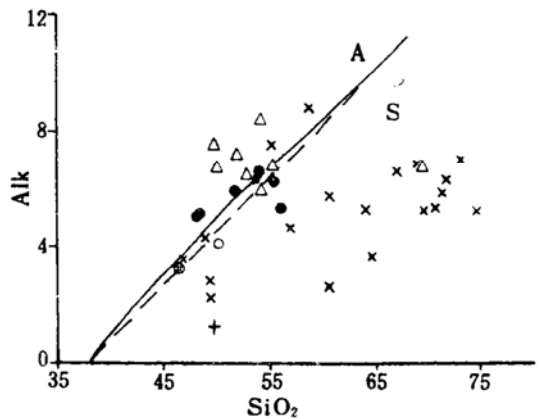


图 2 硅—碱图

Fig. 2 Silica-alkali diagram

A—碱性系列; S—亚碱性系列

○—辉长岩; △—谢尔塔拉组火山岩; ×—上大民山组火山岩; ●—下大民山组火山岩

表2 呼盟南部泥盆纪海相火山岩化学成分(%)  
Table 2 Chemical composition of Devonian marine volcanic rocks in southern Hulun Buir League

序号	原编号	岩石名称	时代	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	lost	总计
1	P11-6-2	粗面玄武岩	D <sub>3s</sub>	46.11	0.80	15.23	4.22	5.33	0.13	6.85	6.26	4.56	0.24	0.05	5.04	4.84	0.00	100.71
2	LR-33	粗面玄武岩	D <sub>3s</sub>	47.69	0.99	18.43	5.31	3.96	0.13	6.94	5.11	4.95	0.06	0.10	0.44	4.67	0.89	99.67
3	F1-5	粗面玄武岩	D <sub>3s</sub>	49.68	1.07	12.95	4.33	5.96	0.31	4.25	9.15	4.89	0.76	0.31	3.46	2.15	0.58	99.85
4	PP3-20	安粗玄武岩	D <sub>3s</sub>	52.58	0.57	18.90	6.02	2.02	0.11	4.53	3.49	4.14	0.87	0.12	0.43	0.09	0.39	94.32
5	ZZ-1	橄辉粗安岩	D <sub>3s</sub>	53.46	0.68	17.21	9.84	0.12	0.11	3.22	4.20	5.57	0.90	0.09	0.73	3.14	0.32	99.65
6	F1-7	橄辉粗安岩	D <sub>3s</sub>	55.12	1.20	14.99	3.22	6.93	0.21	4.10	4.99	5.73	0.44	0.35	0.35	1.88	0.71	100.22
7	SR12	玄武岩	D <sub>3s</sub>	45.03	0.53	17.60	6.47	3.75	0.12	5.81	8.68	3.49	0.03	0.07	1.17	5.53	0.93	100.32
8	W-4	玄武岩	D <sub>3s</sub>	45.32	0.64	18.30	5.12	5.61	0.19	5.02	9.50	3.08	0.11	0.11	0.27	4.21	0.82	100.30
9	P1-6-2	玄武岩	D <sub>3s</sub>	47.04	0.53	15.48	3.39	6.96	0.28	5.75	9.15	2.60	0.09	0.07	3.92	3.69	0.85	99.80
10	TT15	玄武岩	D <sub>3s</sub>	47.76	2.82	17.15	11.3	2.42	0.11	4.29	1.03	2.11	0.05	0.11	0.44	7.31	3.00	99.91
11	W-6	玄武岩	D <sub>3s</sub>	48.66	0.61	18.11	4.65	5.79	0.19	4.62	7.82	3.75	0.53	0.11	0.20	4.12	0.58	99.94
12	TT6	橄辉粗安岩	D <sub>3s</sub>	52.82	0.67	17.54	4.68	5.51	0.13	4.47	1.59	4.23	1.88	0.16	0.19	4.01	1.97	99.85
13	P2-1-1	橄辉粗安岩	D <sub>3s</sub>	54.67	0.67	16.95	4.80	3.56	0.16	4.75	2.69	6.21	1.22	0.16	0.05	3.07	0.77	99.73
14	SR4	安山玄武岩	D <sub>3s</sub>	55.44	0.82	15.74	5.46	4.89	0.15	3.35	4.18	4.46	0.16	0.13	0.31	3.26	0.17	99.52
15	P3-4-1	粗面安山岩	D <sub>3s</sub>	55.82	0.62	17.24	2.80	2.48	0.11	2.54	3.42	8.42	0.09	0.39	2.69	1.74	0.00	99.46
16	P4-14	安山岩	D <sub>3s</sub>	58.00	0.51	15.82	2.26	3.32	0.11	1.60	5.64	4.44	1.04	0.09	3.61	2.86	0.53	99.89
17	P2-12	安山岩	D <sub>3s</sub>	59.41	0.46	14.69	2.96	4.19	0.11	5.37	4.79	1.84	0.75	0.08	0.33	3.47	0.99	99.34
18	P4-7	安山岩	D <sub>3s</sub>	62.90	0.49	13.60	2.28	3.74	0.15	2.43	5.84	2.79	0.78	0.12	1.94	2.30	0.16	99.52
19	P4-10	英安岩	D <sub>3s</sub>	63.10	0.39	15.62	2.80	2.88	0.08	2.15	3.78	4.46	0.76	0.10	0.62	2.31	0.54	99.59
20	P5-7	英安岩	D <sub>3s</sub>	63.34	0.75	17.33	4.24	0.96	0.02	1.15	0.27	3.48	2.73	0.14	2.86	0.09	2.06	99.42
21	P6-10	英安岩	D <sub>3s</sub>	67.12	0.44	14.05	1.85	1.13	0.05	1.60	2.73	4.20	2.47	0.16	2.00	1.47	0.75	100.02
22	P2-11-2	英安岩	D <sub>3s</sub>	68.81	0.31	14.03	2.04	2.45	0.10	1.72	2.69	2.84	2.36	—	0.44	1.51	0.40	99.70
23	P2-10	流纹岩	D <sub>3s</sub>	70.88	0.36	13.90	2.31	1.75	0.07	1.59	0.40	3.56	2.30	0.06	0.29	2.27	0.00	99.74
24	P2-10-2	流纹岩	D <sub>3s</sub>	70.68	0.29	13.62	2.74	1.54	0.09	0.94	0.86	3.96	2.26	0.08	0.59	1.81	0.67	99.83
25	P2-11	流纹岩	D <sub>3s</sub>	70.12	0.29	14.01	2.21	1.98	0.08	1.81	1.98	2.72	2.60	0.07	0.35	1.42	0.33	99.97
26	P2-5	流纹岩	D <sub>3s</sub>	71.71	0.39	13.53	1.10	2.03	0.09	1.03	0.51	4.72	2.18	0.08	0.40	0.96	0.73	99.46
27	WN-1	流纹岩	D <sub>3s</sub>	74.21	0.32	13.08	2.10	0.14	0.01	2.27	0.26	3.79	1.44	0.04	0.40	2.00	0.00	100.05
28	6i-10-2	英安岩	C <sub>3s</sub>	68.53	0.37	14.66	1.70	1.43	0.06	2.16	2.37	3.89	2.80	0.08	0.33	0.73	0.71	99.87
29	W-11	辉长岩	D <sub>3s</sub>	46.14	1.15	18.40	2.12	7.01	0.20	6.79	10.6	2.75	0.47	0.12	0.73	3.24	0.11	99.83
30	P-2	辉长岩	D <sub>3s</sub>	48.91	1.63	15.60	4.50	4.96	0.15	6.68	8.61	2.70	1.38	0.38	0.07	2.82	0.72	100.11

分析单位: 中国科学院地质研究所, 1992

岩的样品全部落入钾质区。

综上所述，从早到晚，岩浆从拉斑系列→钙碱性系列→碱性系列、从钠质→普通→钾质演化。这反映出本区火山作用的连续性。

### 3 火山岩的稀土元素地球化学

火山岩类样品共测稀土样 28 件，测定结果见表 3。火山岩稀土总量总体较低， $\Sigma\text{REE}$ : 36—117 ( $\times 10^{-6}$ )，上大民山组高于下大民山组。

下大民山组除个别样品外，均无铕异常，这一特点不同于典型的岛弧拉斑玄武岩（具较明显的 Eu 异常），也不同于典型的 E 型洋中脊玄武岩（轻稀土富集，无 Eu 异常），而类似于二者的过渡产物，这与岩石化学结果是一致的。上大民山组英安质岩石中有弱的负铕异常，这一特点非常类似于岛弧钙碱性系列火山岩<sup>[8]</sup>，总体看来，下大民山组火山岩  $\delta\text{Eu}$  平均值 0.98（扣除样品 F1-7），Ce/Y、La/Yb、Ce/Yb、(La/Yb)<sub>x</sub> 等反映分馏程度的参数值低；上大民山组火山岩  $\delta\text{Eu}$  值平均 0.847，REE 的分馏程度较下大民山组火山岩高，从碱性→中

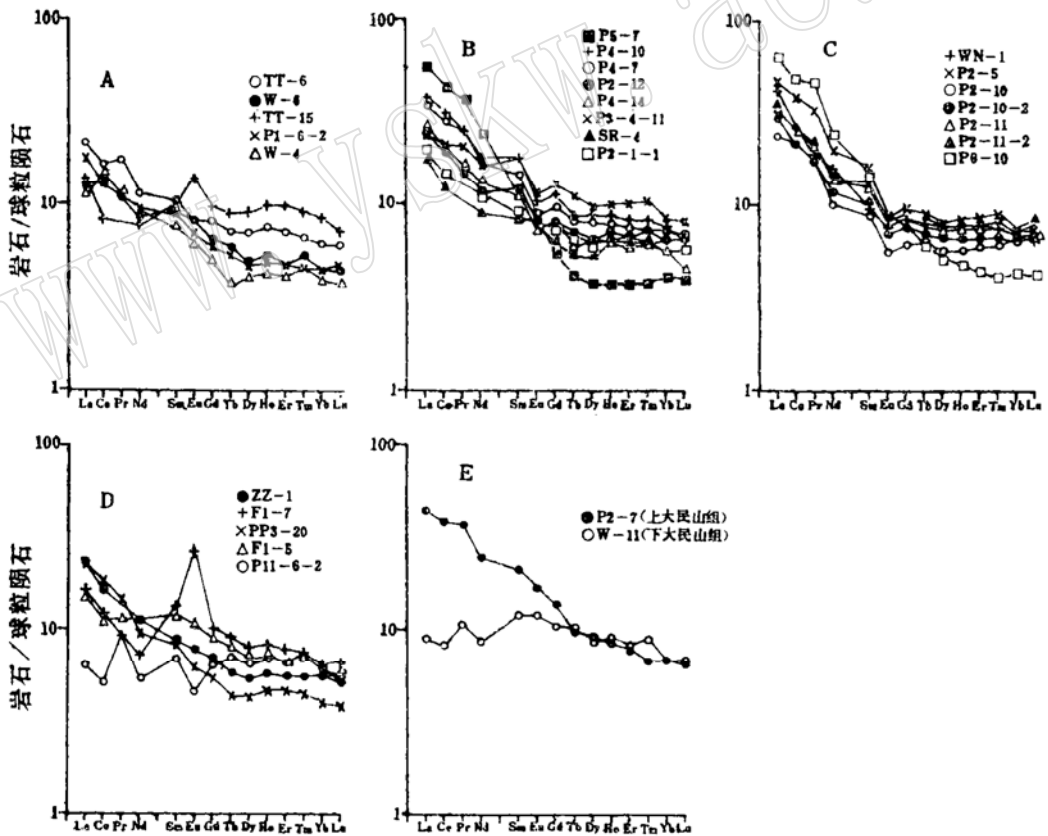


图 3 火山岩的球粒陨石标准化稀土分布型式

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns of volcanic rocks

A—上大民山组基性岩；B—上大民山组中酸性岩；C—上大民山组酸性岩；D—下大民山组基性岩；E—辉长岩

表 3 呼盟南部古生代海相火山岩稀土含量 ( $\times 10^{-6}$ )  
Table 3 REE contents of Devonian marine volcanic rocks in southern Hulun Buir League

序号	原编号	岩石名称	时代	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	$\Sigma$ REE
1	P11-6-2	粗面玄武岩	D <sub>3</sub> X	2.1	5.0	1.28	3.80	1.60	0.10	2.00	0.40	2.50	0.50	1.70	0.30	1.50	0.21	3.0	26.69
2	P1-5	粗面玄武岩	D <sub>3</sub> X	5.8	11.2	1.50	8.00	2.80	0.93	2.80	0.46	2.70	0.53	1.70	0.29	1.50	0.22	14.2	54.83
3	PP3-20	玄粗安山岩	D <sub>3</sub> X	8.4	18.0	2.00	6.20	1.50	0.51	1.70	0.25	1.70	0.41	1.20	0.18	1.00	0.15	9.2	53.43
4	ZZ-1	玄粗安山岩	D <sub>3</sub> X	8.6	16.0	< 2	8.00	2.00	0.67	2.20	0.33	2.10	0.50	1.10	0.22	1.40	0.20	11.7	56.32
5	P1-7	玄粗安山岩	D <sub>3</sub> X	6.2	12.0	1.28	5.20	3.10	2.30	3.20	0.52	3.10	0.72	2.00	0.30	1.60	0.26	16.3	58.08
6	W-11	辉长岩	D <sub>3</sub> X	3.4	8.0	1.50	6.20	2.80	1.05	3.30	0.58	3.40	0.79	2.10	0.36	1.70	0.26	17.5	52.94
7	W-1	玄武岩	D <sub>3</sub> X	4.3	14.0	< 2	6.60	1.70	0.51	1.55	0.21	1.60	0.37	1.05	0.18	0.97	0.15	9.1	43.32
8	P1-3-2	玄武岩	D <sub>3</sub> X	6.6	12.4	< 2	6.80	2.00	0.59	1.80	0.30	1.80	0.42	1.20	0.18	1.10	0.18	10.0	47.37
9	TT15	玄武岩	D <sub>3</sub> X	5.2	8.0	< 2	5.40	2.30	1.50	3.00	0.50	3.50	0.35	2.50	0.36	2.10	0.27	19.0	55.18
10	W-C	玄武岩	D <sub>3</sub> X	4.3	12.8	1.50	6.00	2.10	0.70	2.00	0.33	1.50	0.16	1.20	0.21	1.10	0.17	10.3	45.57
11	TT15	辉长安山岩	D <sub>3</sub> X	8.0	16.0	2.10	8.20	2.40	0.70	2.50	0.40	2.70	0.65	1.80	0.26	1.50	0.23	15.5	63.24
12	P2-1	辉长粗安岩	D <sub>3</sub> X	7.2	14.0	< 2	8.20	2.00	0.66	2.30	0.38	2.40	0.55	1.60	0.25	1.40	0.22	11.6	53.76
13	SR1	安山玄武岩	D <sub>3</sub> X	6.6	12.0	< 2	6.40	1.90	0.68	1.90	0.30	2.00	0.51	1.50	0.24	1.40	0.17	11.7	48.33
14	P3-1-1	粗面玄武岩	D <sub>3</sub> X	8.8	20.0	2.80	1.10	4.00	1.00	4.00	0.64	3.80	0.88	2.60	0.42	2.10	0.31	21.0	83.75
15	P4-11	安山岩	D <sub>3</sub> X	9.6	19.2	2.20	3.20	2.60	0.62	2.50	0.33	2.50	0.55	1.70	0.21	1.60	0.25	14.0	67.00
16	P2-12	安山岩	D <sub>3</sub> X	9.0	18.6	2.00	8.40	2.80	0.65	2.50	0.40	2.50	0.61	1.70	0.29	1.60	0.25	14.0	65.31
17	P4-7	安山岩	D <sub>3</sub> X	12.8	26.8	3.40	1.80	3.20	0.76	3.00	0.46	3.10	0.68	1.90	0.29	1.80	0.27	16.3	86.96
18	P4-10	英安岩	D <sub>3</sub> X	14.1	30.4	3.10	2.80	4.10	0.90	3.50	0.19	3.40	0.76	2.10	0.33	1.90	0.26	17.5	96.24
19	P5-7	英安岩	D <sub>3</sub> X	21.0	42.0	5.00	6.80	2.50	0.73	1.68	0.21	1.45	0.33	0.35	0.15	1.02	0.16	8.5	102.51
20	P6-10	英安岩	D <sub>3</sub> X	23.6	47.0	6.10	7.00	3.40	0.77	2.40	0.31	2.00	0.41	1.10	0.16	1.07	0.16	11.2	117.0
21	P2-11-2	英安岩	D <sub>3</sub> X	12.6	25.6	3.00	0.00	3.10	0.71	2.90	0.52	3.10	0.74	2.20	0.36	1.50	0.33	17.5	84.56
22	P2-11	流纹岩	D <sub>3</sub> X	12.4	25.0	2.80	9.50	2.90	0.68	2.60	0.43	2.60	0.66	2.00	0.33	1.80	0.31	15.2	79.51
23	P2-10-2	流纹岩	D <sub>3</sub> X	11.2	20.6	2.40	8.10	2.30	0.60	2.40	0.40	2.60	0.57	1.70	0.27	1.60	0.26	15.2	70.5
24	P2-10	流纹岩	D <sub>3</sub> X	9.0	21.2	2.40	7.20	2.00	0.48	1.90	0.36	2.20	0.49	1.50	0.24	1.70	0.27	11.3	62.24
25	P2-5	流纹岩	D <sub>3</sub> X	18.0	38.0	4.60	4.20	3.70	0.75	3.00	0.50	3.00	0.61	1.90	0.30	1.80	0.29	17.0	107.69
26	WN-1	流纹岩	D <sub>3</sub> X	16.0	26.0	2.60	1.20	2.20	0.66	2.60	0.45	3.00	0.68	2.00	0.30	1.70	0.25	15.4	85.04
27	P2-7	辉长岩	D <sub>3</sub> X	17.0	38.0	5.20	8.00	5.00	1.50	4.30	0.55	3.60	0.74	2.00	0.27	1.70	0.25	17.5	115.61
28	61-10-2	英安岩	C <sub>3</sub> X	8.2	20.0	3.00	7.00	1.90	0.55	1.95	0.30	1.85	0.42	1.15	0.18	1.08	0.17	10.1	57.85

分析单位: 中国科学院地质研究所, 1992。

性→酸性， $\delta\text{Eu}$ 平均值分别为0.88、0.85、0.76，并且随着 $\text{SiO}_2$ 含量的增高， $\Sigma\text{REE}$ 增高， $\text{Ce}_2/\text{Y}$ 、 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 增大，REE的分馏程度也明显增强。谢尔塔拉组火山岩 $\delta\text{Eu}$ 平均值0.87，REE的分馏程度更高。显示出随时间的演化以及随酸度的增高，火山岩REE的分馏程度和铈亏损均增强。

图3是本区火山岩稀土元素球粒陨石标准化分布模式，下大民山组火山岩 $(\text{La}/\text{Yb})_N=1.05-5.53$ ，稀土分布平坦，稍富轻稀土，中性岩REE的分馏程度高于基性岩。上大民山组基性火山岩与下大民山组基性岩相似，轻稀土含量稍高，从基性→中性→酸性，稀土分布曲线平缓→倾斜，分馏程度增高，逐渐出现负铈异常。上大民山组中性岩类的稀土分布模式， $(\text{La}/\text{Yb})_N=2.76-4.99$ ，与岛弧安山岩相似。REE的分馏程度免渡河要比扎敦河林场地区大得多，反映了区域岩浆作用的不均一性。

稀土元素分馏程度与火山岩的分异程度是一致的。头道桥地区的火山岩几乎没有发生分异，只见有基性、中基性火山岩，REE的分馏程度最差。扎敦河—免渡河地区，在免渡河（样品P5-7、P6—10）、扎敦河南岸P2剖面等地，火山岩分异完好，大民山组附近出现多层酸性火山熔岩，这些火山岩REE的分馏程度都很高。

上、下大民山组辉长岩的稀土分布有明显的差异，下大民山组分异差，具水平分布或贫轻稀土的幔源岩浆特点，在头道桥和扎敦河地区均可见到。上大民山组辉长岩稀土总量大，分馏程度高。

#### 4 岩浆成因

在 $\text{La}/\text{Sm}-\text{La}$ （图4）上，下大民山组火山岩连同其辉长岩构成一条直线，斜率为0.51，这表明下大民山组火山岩属地幔岩部分熔融的成因；下大民山组辉长岩也落在此直线上，表明它们的成因是一致的，并且其稀土分馏曲线平缓或贫轻稀土的特点与层状辉长岩侵入体相似，也反映它们来源于幔源岩浆而未结晶分异。据G. N. Hanson (1989)<sup>[9]</sup>，二辉橄榄岩经部分熔融形成的玄武岩，随熔融程度的增高稀土分异程度降低。下大民山组底部的岩石比上部岩石REE的分馏程度低得多，反映出晚期岩浆房熔融程度的迅速降低。相比之下，上大民山组火山岩显得较分散，偏离该直线，总体上有水平分布的特点，其成因应以结晶分异作用为主。尤其是取自上大民山组火山岩中上部的样品，更是远离下大民山组火山岩回归直线呈水平分布，显示出火山岩的演化后期，结晶分异作用逐渐占主导地位。上大民山组火山岩水平分布范围之左端与下大民山组回归直线一致，一方面反映二者之岩浆演化具连续性，同时暗示其最

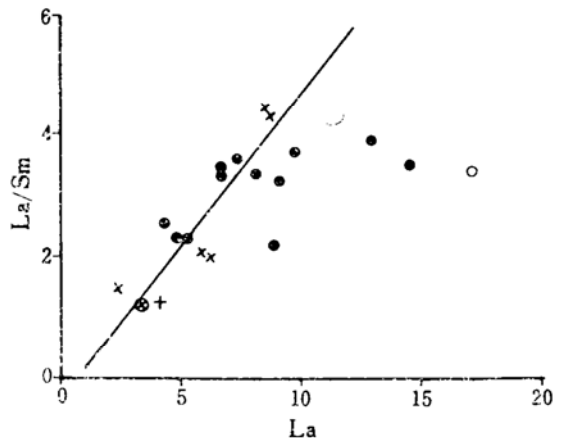


图4 中基性火山岩稀土元素 $\text{La}/\text{Sm}$ 对 $\text{La}$ 图解  
Fig. 4  $\text{La}/\text{Sm}$  versus  $\text{La}$  diagram of REE in intermediate-basic volcanic rocks

●—上大民山组火山岩；⊙—下大民山组辉长岩；  
○—上大民山组辉长岩；×—下大民山组火山岩

初来源相同或相似。上大民山组辉长岩也落在该水平直线上,成因与其共生的熔岩相同,辉长岩强烈分异,富集轻稀土,完全不同于幔源岩或层状辉长岩贫轻稀土的特点,也显示出形成辉长岩和共生火山岩的岩浆经过了结晶分异作用。正是由于结晶分异作用的形成机制,才导致该组中上部出现英安岩、流纹岩。

## 5 构造环境

Yasuo Ikeda 等研究伊豆一小笠原岛弧附近的新生弧后盆地玄武岩时发现弧后拉张作用(裂谷作用)早期的火山岩有不同的成因,属E型洋脊玄武岩与岛弧拉斑玄武岩混合产物<sup>[10]</sup>。G. Marcelat 等(1983)<sup>[11]</sup>在研究赫布提 Futuna 岛熔岩和 S. D. Weavers 等(1979)<sup>[12]</sup>研究 Bransfield 海峡时认为,弧后盆地扩张早期玄武岩具有钙碱性和碱性玄武岩过渡的趋势, Futuna 岛熔岩代表弧后盆地扩张早期钙碱性玄武岩。铁矿浆型矿床见于世界许多地区,如云南大红山铁铜矿、瑞典 Kiruna、智利 Laco El Cerro de Mercado 等,它们形成于大陆边缘裂谷环境或板内拉张构造环境。

下大民山组的特点与此是相似的,其火山岩性质居于拉斑玄武岩和碱性玄武岩之间,据  $\tau-\sigma$  (图5)和  $\text{TiO}_2-\text{FeO}^*/\text{MgO}$  图(图6),下大民山组大部分落入岛弧区,部分落入洋中脊拉斑玄武岩区。REE 既有岛弧拉斑玄武岩特点,也有 E 型洋脊拉斑玄武岩的特点,代表弧后盆地裂谷作用的初始阶段。下大民山组顶部出现的铁矿浆岩屑也支持这一点。中泥盆世霍博山组 ( $D_2h$ ) 出现反映深海沉积的放射虫硅质岩和浊积岩,并有酸性火山凝灰熔岩和流纹岩喷发,说明本区拉张活动始于中泥盆世。下部酸性火山活动 ( $D_2h$ ) 和上部基性火山活动 ( $D_3x$ ) 构成了本区双峰式火山喷发,是典型的裂谷活动。该裂谷是在早古生代岛弧活动基础上发展形成的。

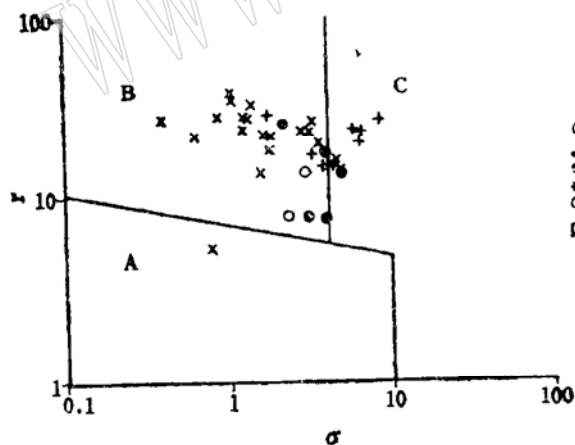


图5  $\tau-\sigma$ 图

Fig. 5  $\tau-\sigma$  diagram

A—板内稳定区火山岩; B—消减带火山岩; C—A、B 区演化的碱性火山岩,其中钾质者多与消减带有关,钠质者多与板内区有关

○—辉长岩; +—谢尔塔拉组火山岩; ×—上大民山组火山岩; ●—下大民山组火山岩

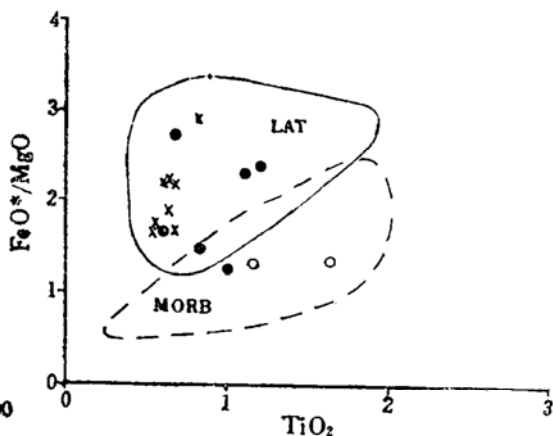


图6  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ 与 $\text{TiO}_2$ 图

Fig. 6  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  versus  $\text{TiO}_2$  diagram  
LAT—岛弧拉斑玄武岩; MORB—洋中脊玄武岩  
(其他图例同图5)



上大民山组为一套岛弧钙碱性系列火山岩, 同时沉积滨浅海相碎屑岩、火山碎屑岩、硅质岩和碳酸盐岩。取自本区上大民山组底部的安山玄武岩作Rb-Sr同位素分析, ( $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ) = 0.0076—0.0732, ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) = 0.7050—0.7061, 与岛弧构造环境相似(岛弧玄武岩平均0.70437, 变化范围较大<sup>[12]</sup>), 说明本区晚泥盆世晚期位于火山弧的营造环境。

谢尔塔拉组火山岩主要形成于板内构造环境, 代表全区早古生代火山作用的结束。

据朱绅玉、杨继贤(1991)<sup>[13]</sup>, 早古生代中晚阶段, 西伯利亚板块东南缘的俯冲带位于二连—贺根山一线, 研究区属岛弧区, 缺失志留系。晚泥盆世—早石炭世, 本区沿头道桥—图里河一线地幔上涌, 地壳拉张形成弧后盆地, 出现新生洋壳即“细碧角斑岩”, 至早石炭世末, 盆地挤压封闭。

从全区火山岩地球化学研究结果看, 大陆边缘裂谷作用(弧后盆地)始于中泥盆世, 止于晚泥盆世早期, 有双峰式火山活动, 但裂谷作用和盆地规模都较小, 火山岩富碱, 裂谷作用还处于最初的发育阶段。考虑到上大民山组为岛弧钙碱性系列火山岩, 可以认为本区晚古生代基本上没有出现标准的洋壳, 火山活动均发育在大陆型地壳基底之上。晚泥盆世晚期出现岛弧钙碱性系列火山岩而未形成裂谷张开时应出现的大规模拉斑玄武岩, 沉积相以紫红色滨海、浅海为主, 说明岛弧夭折, 弧后盆地消失, 区域应力具挤压特点, 此时的构造环境可能与安第斯山脉的活动大陆边缘火山弧类似, 只是规模较小。全区侵入岩的研究也表明花岗岩类形成于俯冲消减的玄武质洋壳部分熔融, 与安第斯山脉和斑岩铜矿化有关的侵入岩具相似的形成机理。至早石炭世, 岛弧消亡, 火山活动减弱, 局部还有碱性火山喷发。

## 6 结论

呼盟南部地区上泥盆世火山岩的地球化学研究表明, 晚泥盆世早期的火山岩(下大民山组)以富碱为特征, 属碱性系列玄武岩和拉斑系列玄武岩的混合类型, 分别可对应于E-MORB和岛弧拉斑玄武岩, 是大陆边缘弧后盆地裂谷作用最初期的产物。岩石成因是地幔岩不同程度部分熔融, 熔融程度从早到晚降低。上大民山组为碱钙性系列火山岩, 岩性复杂, 分异强烈, 成因是岩浆结晶分异作用, 成岩物质的最初来源与下大民山组相同。下石炭世谢尔塔拉组火山岩属碱性系列, 形成于板内环境, 代表本区岩浆作用的结束。

上、下大民山组火山岩成岩的区域构造环境不同, 中泥盆世—晚泥盆世早期(相当于霍博山组和下大民山组形成时期), 本区地处大陆弧后新生拉张盆地, 出现裂谷, 形成拉斑玄武岩和E-MORB或碱性玄武岩。至晚泥盆世晚期(相当于上大民山组形成时期), 裂谷夭折, 构造环境可能与安第斯山活动大陆边缘火山弧相似, 形成具挤压特点的岛弧钙碱性系列火山岩。

长期以来, 本区一直被认为是东北地区寻找海相火山岩型铜矿最有远景的地区之一。这类矿床多形成于张性构造环境中。本区裂谷活动产物下大民山组、霍博山组铜的浓度克拉克值仅为0.6, 沉积环境动荡, 不利于铜在地层中富集。晚泥盆世晚期, 全区呈挤压火山弧特点, 构造环境也不利于海相火山岩型铜矿的形成。因此应该慎重对待本区海相火山岩型铜矿的找矿工作。

## 参 考 文 献

- 1 夏林圻等. 祁连、秦岭山系海相火山岩. 中国地质大学出版社, 1991.
- 2 钱锦和、沈远仁. 云南大红山古火山岩铁铜矿. 北京: 地质出版社, 1991.
- 3 Frietsch R. On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type; *Eco. Geo.* 1978, 734: 78—485.
- 4 Henriquez F and Martin R F. Crystal-growth textures in magnetite flows feeder dykes, El Laco, Chile; *Canadian Mineralogist.* 1978, 16: 581—589.
- 5 Lyons J I. Volcanogenic iron oxide deposits, Cerro de Mercado and vicinity, Durango, Mexico; *Eco. Geo.* 1988, 83.
- 6 姚志强. 谢尔塔拉组合矿火山岩岩石化学及岩浆演化特征和形成环境的初步分析. 黑龙江地质, 1984, (2).
- 7 杨殿文、朱志远. 谢尔塔拉铁锌矿床成因初步探讨. 黑龙江地质, 1978, (3): 1—12.
- 8 王中刚等. 稀土元素地球化学. 科学出版社, 1989.
- 9 Hanson G N. An approach to trace element modeling using simple igneous system as an example. In: Lipin B R, McKay G A. ed. *Reviews in mineralogy.* Mineral. Soc. America. 1989, 79—97.
- 10 Yasuo Ikeda等. 西北太平洋伊豆—小笠原岛弧中晚于七岛海岭及毗邻区的新生弧后盆地的火山作用——弧后裂谷作用开始时岛弧岩浆与E型洋中脊玄武岩混合的证据. 国外火山地质, 1990, (1): 13—30.
- 11 Marcelat G et al. Petrology of Futuna island lavas (New Hebbides); An example of calc-alkaline magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading. *Chem. Geol.* 1983, 23—37.
- 12 Weaver S D et al. A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading: The quaternary volcanics of Bransfield strait, From south Shetland island. *Contrib. Mineral Petrol.* 1979, 168: 151—169.
- 13 林景行. 岩浆岩成因导论. 北京: 地质出版社, 1986.
- 14 朱绅玉、杨继贤. 内蒙古北部地槽区的板块构造遗迹及其演化历史. 中国区域地质, 1991, (4): 335—341.

## Geochemical Characteristics of Paleozoic Marine Volcanic Rocks in Southern Hulun Buir League, Inner Mongolia, and Their Geological Significance

Zhu Xinyou    Liu Guoping

(Beijing Institute of Geology for Mineral Resources, CNNC, Beijing, 100012)

**Key words:** Inner Mongolia, volcanic rock, petrochemistry, REE geochemistry, tectonic setting

### Abstract

There exists the thick-bedded formation of Hercynian marine volcanic rocks in southern Hulun Buir League, Inner Mongolia. The basic volcanic rocks of Late Devonian Lower Daminshan Formation ( $D_{3N}$ ) with a steeply-dipping REE distribution curve are complex of tholeiite and alkaline basalt, indicating that their formation environment from the Middle Devonian to the Early stage of Late Devonian was originally a period of back-arc rifting in the continent margin, and that they might be products of partial melting of the mantle. The iron magma debris discovered for the first time in the debris tuff at the top of the formation also supports this conclusion. The basic-acid rocks of Late Devonian Upper Daminshan Formation ( $D_{3S}$ ) are considered as arc calc-alkaline volcanic series that resulted from the crystallization and differentiation of magma. Their tectonic environment was probably an volcanic arc along the active continental margin, similar to things of Andes Mountains. The Lower Carboniferous volcanic rocks are of alkaline series that erupted in an intraplate environment.

Studies of petrology, petrochemistry, rare earth elements as well as geotectonic environment fail to support the argument that the metallogenic condition is very favorable for the formation of marine volcanics-hosted copper deposits.