

贺兰山小松山基性—超基性 杂岩体岩石地球化学特征

黄喜峰¹, 钱壮志¹, 吴文奎¹, 孙保平¹, 逯东霞¹, 王 成², 陆彦俊²

(1 长安大学 地球科学与资源学院, 陕西 西安 710054; 2 宁夏地质调查研究院, 宁夏 银川 750021)

摘要: 贺兰山小松山岩体的岩石地球化学研究表明, 基性岩的 $Mg^\#$ 为 0.71~0.76, 接近原生岩浆的值, 超基性岩的 $Mg^\#$ 为 0.80~0.89, 具有岩浆早期堆晶的特征。稀土总量 ΣREE 为 $(13.03 \sim 82.66) \times 10^{-6}$; δEu 为 1.08~1.61, 具弱正异常; $(La/Yb)_N$ 为 2.49~5.24, $(Ce/Yb)_N$ 为 3.01~4.97, 配分曲线表现为轻稀土相对富集的右倾型。微量元素配分曲线图表现为大离子亲石元素富集。岩石地球化学数据综合分析证明, 该岩体产于板内拉张环境, 岩体形成过程中经历了岩浆分离结晶作用, 后期发生了同化混染, 岩体具有寻找铬—铜—镍型岩浆矿床的潜力。

关键词: 岩石地球化学; 大地构造环境; 分离结晶; 同化混染; 小松山基性—超基性岩体

中图分类号: P588.12 **文献标志码:** A **文章编号:** 1672-6561(2008)04-0351-06

Lithogeochemical Characteristics of Basic-Ultrabasic Intrusion, Xiaosongshan, Helanshan

HUANG Xi-feng¹, QIAN Zhuang-zhi¹, WU Wen-kui¹, SUN Bao-ping¹,
LU Dong-xia¹, WANG Cheng², LU Yan-jun²

(1. School of Earth Sciences and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China;

2. Ningxia Institute of Geological Survey, Yinchuan 750021, Ningxia, China)

Abstract The Xiaosongshan basic-ultrabasic complex consists of three closely associated rocks (peridotite, gabbro and pyroxenite). The $Mg^\#$ of the basic rocks is 0.71 to 0.76, which is similar to $Mg^\#$ of the original magma. The $Mg^\#$ of the ultrabasic rocks is 0.80~0.89, demonstrates the characteristics of early cumulation of magma. The total ΣREE is 13.03×10^{-6} to 82.66×10^{-6} , the δEu is 1.08 to 1.61 which shows a weak positive Eu anomaly, the $(La/Yb)_N$ is 2.49 to 5.24, and the $(Ce/Yb)_N$ is 3.01 to 4.97. The normalized REE patterns of the Xiaosongshan complex are relatively enriched in LREE and belong to the right-inclined type. The trace element patterns show enrichment in LILE. These lithogeochemical data suggest that the Xiaosongshan complex was formed in intra-plate extension environment. The forming processes of the Xiaosongshan complex may include fractional crystallization in the early and contamination in the late. Therefore, the Xiaosongshan complex has potential advantages in searching magmatic deposit of Cr-Cu-Ni type.

Key words: lithogeochemical; geotectonic environment; assimilation and contamination; fractional crystallization; Xiaosongshan basic-ultrabasic complex

0 引言

贺兰山台褶带位于亚洲中部巨型南北向构造带

上, 是中国东部和西部构造、地层和地貌的分界线, 有着独特的构造方向、地质特征和强烈的构造变动, 并且有岩浆侵入和变质等特征。小松山杂岩体位于贺兰山

收稿日期: 2008-01-12

基金项目: 国家重点基础研究发展计划项目(2003CB214600); 中国地质调查局项目(J48C001003; J48C002003)

作者简介: 黄喜峰(1971-), 男, 吉林松原人, 理学博士研究生, 从事区域构造与成矿研究。E-mail: huangyan@chd.edu.cn

©1994-2015 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

台褶带北部西缘,由橄榄岩、辉长岩及辉石岩 3 个密切伴生的岩体组成。前人仅从区域地质和岩石的硅酸盐分析方面对其成岩成矿环境进行了探讨^[1-6],没有进行岩体主、微量元素研究。笔者根据贺兰山小松山新获得的岩石地球化学数据,分析岩浆的演化过程及成因,并对其形成的大地构造背景进行探讨,为进一步了解该区的成矿潜力提供新的信息。

1 区域地质背景

小松山岩体出露于阿拉善地块和鄂尔多斯地块之间的贺兰山构造带北段。侵位于寒武—奥陶纪与前震旦纪变质岩不整合面的断裂带中。该岩体东北部有阿楞呼都格组黑云斜长变粒岩夹黑云斜长片麻岩,岩体的西部和西南部主要为寒武系阿不切亥组和奥陶系马家沟组。岩体中基性岩单元主要为辉长岩,超基性岩单元由橄榄岩和少量辉石岩组成。据宁夏地质矿产局资料^[1],该岩体的含长单辉橄榄石 K-Ar 同位素年龄为 384.4 Ma。野外观察表明,该岩体侵位于寒武系,与奥陶系和晚太古宙贺兰山群为断裂接触。由于寒武系、奥陶系为整合接触,而在贺兰山北段及华北地块广大地区,晚奥陶纪、志留纪、泥盆纪和石炭纪属隆起阶段,综合区域资料研究,认为其时代定于奥陶纪,特别是中奥陶世米钵山期强烈拉张期比较合适,相当于加里东构造旋回晚期。

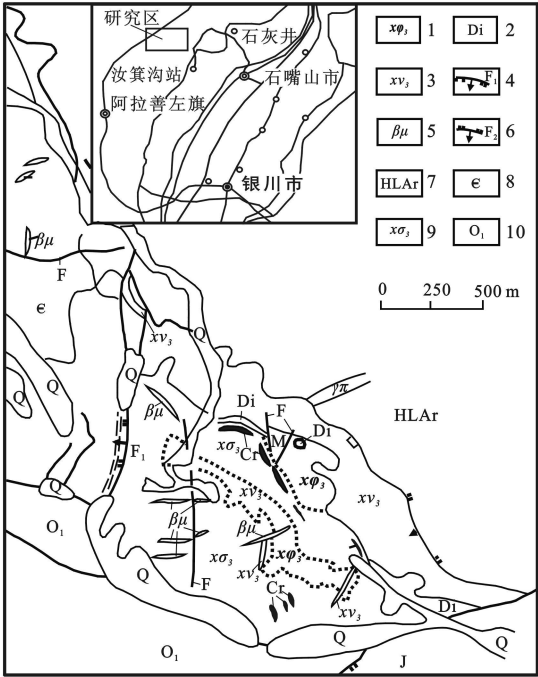
2 岩体地质特征

小松山岩体主要由橄榄岩、辉长岩及辉石岩 3 个密切伴生的岩体组成,地表形态为一不规则的透视镜体,呈北西—北北西走向,总面积约 2.8 km² (图 1)。其中辉长岩有穿插橄榄岩的现象。岩体以铬铁矿化和铜镍矿化为特征。铬铁矿体赋存于橄榄岩中,主要为细粒浸染状贫矿组成,多数 $w(\text{Cr}_2\text{O}_3)$ 为 5%~10%,部分矿体 $w(\text{Cr}_2\text{O}_3)$ 为 10%~20%;铜镍矿体主要赋存于辉长岩中,为不连续的扁豆状,大部分由浸染状贫矿组成, $w(\text{Ni})$ 一般为 0.30%~0.40%,个别达到 0.75%~1.02%。

镜下鉴定超基性岩岩石结构类型为堆晶结构,堆晶矿物为橄榄石,填隙矿物为透辉石、单斜辉石、角闪石。橄榄石全部蛇纹石化,它形,粒状,溶蚀结构明显,其粒径一般为 0.4~4.0 mm,有些达 20.0 mm。透辉石无色,它形,嵌晶状结构,辉石解理发育,斜消光,无蚀变。单斜辉石它形,新鲜,填隙于蛇纹石之间,辉石式解理发育,具有粉红—淡红色

多色性。角闪石黄棕色,具有较强的多色性和闪石式解理, Ng' 为黄棕, Nm 为深黄, Np' 为无色。岩石热液蚀变比较普遍,主要表现为蛇纹石化、透闪石化和绿泥石化。

基性岩岩石结构类型为辉长结构、嵌晶含长结构、堆晶结构。堆晶矿物为斜长石,填隙矿物为辉石和金属矿物,后者以它形晶形式充填于斜长石自形晶构成的空隙中。斜长石半自形,聚片双晶发育,由于受透闪石化的影响,牌号可能有所降低。辉石,红棕色,微具多色性, Ng' 为淡红棕, Nm 为淡红, Np' 为无色,岩石蚀变主要为绿泥石化、阳起石化、透闪石化。



1—辉石岩; 2—透辉石角岩; 3—辉长岩; 4—正断层; 5—辉绿岩; 6—逆断层; 7—太古代变质岩; 8—寒武系; 9—橄榄岩; 10—奥陶系

图 1 小松山岩体地质图

Fig. 1 Geological Map of Xiaosongshan Intrusion

2.1 主量元素地球化学

岩石化学分析表明(表 1),超基性岩体的 $w(\text{SiO}_2)$ 为 31.28%~35.59%, $w(\text{MgO})$ 为 11.29%~33.16%, $w(\text{FeO}_3 + \text{FeO})$ 为 5.76%~8.42%, K_2O 及 Na_2O 质量分数较低。在 TAS 图(图 2)上样品基本落于玄武岩区,均属于亚碱性岩石系列。在 AFM 图解上几乎所有样品都投在拉斑系列区域,呈 MgO 富集趋势。镁铁比值为 6.81~6.91,为镁质超基性岩。基性岩体的 $w(\text{SiO}_2)$ 为 42.27%~45.91%, $w(\text{MgO})$ 为 5.70%~6.21%,

$w(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ 为 3.94%~4.73%, K_2O 及 Na_2O 质量分数很低, 镁铁比值为 3.18~4.16。

表 1 小松山岩体主量元素分析结果

Tab. 1 Analyses Results of Major Element of Xiaosongshan Intrusion															$w_B/\%$	
样品号	岩石类型	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	TFeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	烧失量	Total	$\text{Mg}^\#$	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	$\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$
XS-1-1	单辉钙榴橄榄岩	32.20	6.94	0.60	8.28	0.14	28.58	7.87	0.01	0.02	0.05	15.15	99.84	0.87	0.03	0.50
XS-2-2	辉石岩	35.59	7.87	2.56	5.76	0.1	11.29	17.24	0.25	0.02	0.06	19.94	100.68	0.80	0.27	12.50
XS-3-1	钙榴橄榄岩	31.28	9.66	0.42	6.74	0.11	27.99	7.89	0.00	0.02	0.04	15.71	99.86	0.89	0.02	0.00
XS-5-2	透辉橄榄岩	32.31	3.35	0.99	8.42	0.14	33.16	5.86	0.00	0.04	0.04	15.96	100.27	0.89	0.04	0.00
XS-6-2	辉长岩	45.91	13.05	0.92	3.94	0.08	6.21	14.46	0.42	1.64	0.11	13.55	100.29	0.76	2.06	0.26
XS-8-2	钛辉辉长岩	45.27	15.19	3.14	4.73	0.10	5.70	11.45	0.58	0.73	0.23	13.13	100.25	0.71	1.31	0.79

注: 中国科学院地球环境研究所采用 XRF 测试。

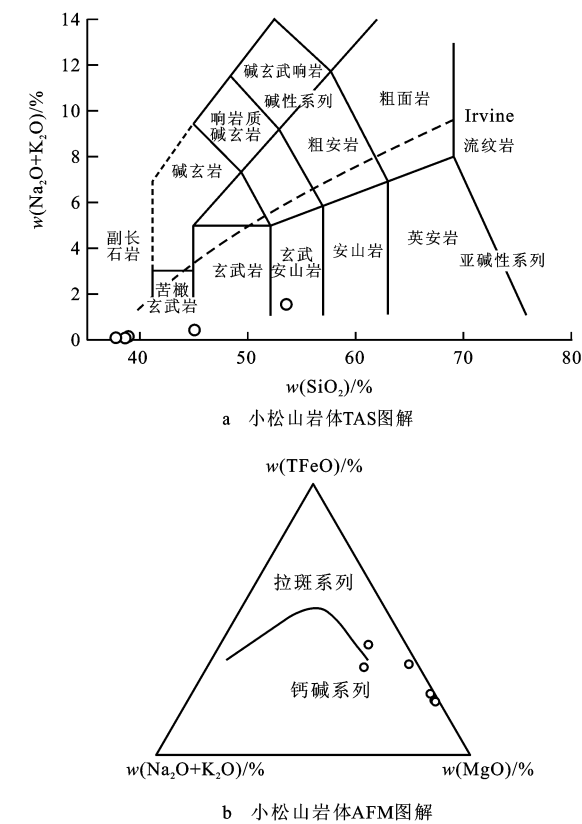


图 2 小松山岩体的 TAS 分类图解和 AFM 图解

Fig. 2 TAS and AFM Diagrams of Xiaosongshan Intrusion

岩体中 $w(\text{Na}_2\text{O})$ 与 $w(\text{K}_2\text{O})$ 之差均小于 2, 属于非钠质类型。基性岩体的 $\text{SI}(\text{MgO} \times 100) / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 值为 41~51, 接近原生玄武岩浆值(40 左右)。在岩浆演化过程中, $\text{Mg}^\#$ ($\text{Mg}^\# = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$ 分子比)从大到小的变化一般反映岩石形成的早晚时间顺序, 研究区内基性岩的 $\text{Mg}^\#$ (0.71~0.80) 较超基性岩的 (0.87~0.89) 低, 反映基性岩浆侵入的时间稍晚于超基性岩浆。

2.2 稀土元素特征

小松山杂岩体的稀土元素分析结果显示(表 2、

图 3): $\sum \text{REE}$ 为 $(13.03 \sim 82.66) \times 10^{-6}$; $\delta(\text{Eu})$ 为 1.08~1.61, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为 2.49~5.24, $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 为 0.09~1.52, $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ 为 3.01~4.97, 表明总稀土质量分数较低, 轻重稀土元素之间、轻稀土元素和重稀土元素内部的分馏较弱。其中, 辉石岩的总稀土质量分数较高, 具弱正铈异常, 配分曲线近平坦, 不同于汇聚板块边缘玄武岩的稀土配分曲线, 后者的轻稀土元素配分曲线向右陡倾, 而重稀土配分曲线相对平坦。这说明小松山岩体具有板内拉张环境下的稀土元素地球化学特征。 $\delta(\text{Eu})$ 的正异常可能由斜长石的存在所引起, 镜下所观察到的辉长结构也充分证明了这一点。

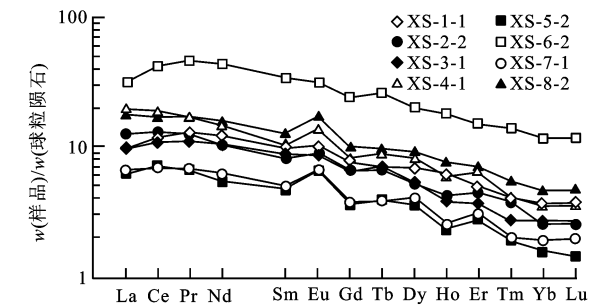


图 3 球粒陨石标准化的稀土元素配分曲线

Fig. 3 Chondrite-normalized REE Patterns

2.3 微量元素特征

原始地幔标准化元素配分曲线(图 4)显示, 辉长岩中大离子亲石元素含量明显高于其他岩石, 岩体的各种微量元素丰度较低, 除 XS-6-2、XS-8-2 样品中的 Sr、Rb、Ba 较高外, 其他相容元素、不相容元素都相对亏损。此外, 大离子亲石元素(Rb、Ba、Sr)和不相容元素(Th、U、Nb)的配分曲线呈不规则波动, 超基性岩体的曲线还显示了明显的 Sr、Nb 负异常和不同程度的 Zr、Hf 负异常, 这可能与岩石受到蚀变和地壳混染有关。

表 2 小松山岩体稀土元素和微量元素成分分析

Tab. 2 Analyses of REE and Rare Earth Element of Xiaosongshan Intrusion								wB/ %
样品号	XS-7-1	XS-6-2	XS-5-2	XS-3-1	XS-1-1	XS-8-2	XS-2-2	XS-4-1
岩石类型	橄榄透辉岩	辉长岩	透辉橄榄岩	钙榴橄榄岩	单辉钙榴橄榄岩	钛辉辉长岩	辉石岩	含橄辉石角闪岩
La	3.02	4.21	2.32	1.51	1.60	4.69	7.55	2.32
Ce	8.12	10.48	7.33	4.48	4.17	11.58	25.94	6.73
Pr	1.19	1.68	1.24	0.64	0.65	1.63	4.47	1.06
Nd	4.87	7.51	5.80	2.55	2.95	6.93	20.36	4.87
Sm	1.25	1.99	1.50	0.72	0.77	1.60	5.24	1.35
Eu	0.52	1.02	0.60	0.39	0.40	0.81	1.83	0.51
Gd	1.37	2.08	1.59	0.74	0.78	1.68	4.96	1.36
Tb	0.25	0.37	0.27	0.15	0.15	0.33	0.99	0.27
Dy	1.35	2.38	1.79	0.90	1.04	2.08	5.13	1.35
Ho	0.24	0.44	0.36	0.13	0.15	0.35	1.04	0.22
Er	0.74	1.17	0.83	0.46	0.52	1.10	2.51	0.61
Tm	0.10	0.14	0.10	0.05	0.05	0.10	0.35	0.07
Yb	0.44	0.79	0.63	0.27	0.33	0.60	1.98	0.47
Lu	0.07	0.12	0.10	0.04	0.05	0.09	0.30	0.07
∑ REE	23.51	34.37	24.44	13.03	13.60	33.57	82.66	21.26
δ(Eu)	1.22	1.53	1.18	1.60	1.56	1.50	1.08	1.13
δ(Ce)	1.03	0.95	1.03	1.10	0.98	1.01	1.05	1.03
(Gd/Yb) _N	2.53	2.13	2.04	2.22	1.93	2.25	2.03	2.35
(La/Yb) _N	4.64	3.61	2.49	3.77	3.29	5.24	2.58	3.33
(La/Sm) _N	1.52	1.33	0.97	1.32	1.30	1.85	0.91	1.08
(Ce/Yb) _N	4.79	3.44	3.01	4.29	3.30	4.97	3.39	3.71
∑ LREE	18.96	26.89	18.79	10.28	10.54	27.23	65.39	16.84
∑ LREE/∑ HREE	4.17	3.60	3.32	3.75	3.45	4.30	3.79	3.81
V	1 026.00	309.40	152.70	92.67	133.20	465.60	312.60	718.20
Cr	2 028.00	97.40	557.40	483.10	480.60	165.50	38.61	2531.00
Co	156.00	51.67	86.82	110.90	115.60	56.41	54.87	167.00
Ni	908.70	173.90	593.20	726.30	719.10	114.00	128.60	961.20
Zr	21.20	31.30	38.90	9.69	11.50	36.30	174.00	27.80
Nb	2.60	2.00	0.78	0.79	0.67	7.69	2.42	1.61
Cd	0.10	0.18	0.20	0.21	0.08	0.18	0.51	0.12
Cs	0.34	0.46	0.20	0.21	0.15	2.29	0.17	0.21
Ba	36.80	414.00	24.50	22.20	17.00	117.00	17.3.00	27.10
Cu	169.00	176.00	182.00	50.80	80.00	61.30	98.40	139.00
Zn	405.20	51.32	60.41	102.50	81.08	107.50	72.00	410.60
Hf	0.77	1.02	1.36	0.32	0.45	0.98	5.26	0.91
Ta	0.37	0.18	0.15	0.09	0.09	0.47	0.42	0.15
Th	0.26	0.27	0.13	0.13	0.10	0.32	0.44	0.16
U	0.13	0.11	0.06	0.06	0.04	0.14	0.10	0.09
Rb	1.96	36.00	0.96	1.05	0.71	20.60	0.45	0.58
Sr	53.90	331.00	30.60	9.96	35.40	424.00	75.30	23.60
Y	4.52	7.77	6.42	2.61	3.22	5.87	19.75	4.81
Li	6.15	26.20	4.10	6.84	8.25	31.00	8.26	5.75
Be	0.21	0.23	0.10	0.05	0.03	0.20	0.14	0.02

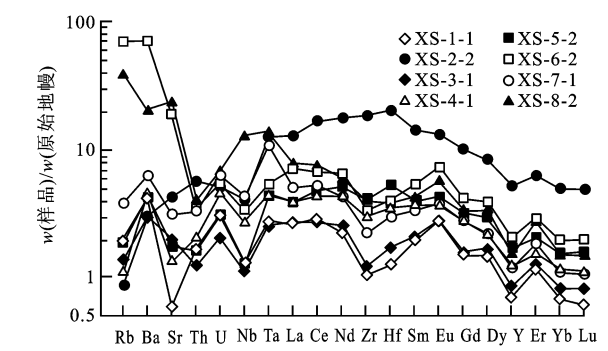


图 4 原始地幔标准化元素配分曲线

Fig. 4 Primitive Mantle-normalized Element Patterns

3 讨论

3.1 分离结晶作用

分离结晶作用通常在岩浆演化过程中起着非常重要的作用,特别是在岩浆作用过程的初期阶段和较大深度。分离结晶作用是镁铁质岩浆分异演化最重要的机制。小松山岩体具有清晰的岩相分带, $Mg^\#$ 是鉴别原生岩浆的重要标志之一。

前人研究给出的与地幔橄榄岩平衡的原生岩浆的 $Mg^\#$ 为 0.63~0.73^[7-10]; Hess 认为 $Mg^\#$ 大于 0.68^[11]。如果以 $Mg^\#$ 为 0.65~0.73 代表原生岩浆和近于原生岩浆的 $Mg^\#$ 范围,可以看出,小松山超基性岩($Mg^\#$ 为 0.80~0.89)主要由岩浆早期结晶的矿物相聚集而成,基性岩的 $Mg^\#$ (0.71~0.76),接近原生岩浆的值,暗示岩浆分离结晶作用的存在。在镁铁质岩石中, MgO 是和镁铁质熔体平衡的固相的主要组分,由于部分熔融作用中,镁铁质矿物相在分离结晶作用过程中的移出,使其呈现很大的变化范围,因此,在镁铁质岩石中, MgO 与其他氧化物之间的协变关系可以很好地反映岩浆分离结晶的趋势。小松山岩体样品数据显示 $FeO+Fe_2O_3$ 和 MgO 之间正相关, Al_2O_3 、 CaO 、 Na_2O 、 K_2O 与 MgO 之间负相关,说明小松山岩体的岩浆早期经历了分离结晶作用,橄榄石是岩浆早期阶段最主要的堆晶相。岩体中基性—超基性岩石的稀土元素配分曲线没有明显的趋势性差异,暗示其岩浆源区部分熔融程度可能相同^[12-18]。

3.2 同化混染作用

镁铁质岩浆同化陆壳物质,会增加 SiO_2 、 K_2O 、 Rb 、 Ba 、 Zr 、 Th 等氧化物或元素的丰度,同时会升高 La/Nb 、 K/P 、 Zr/Nb 比值,降低 Ti/Yb 、 Ce/Pb 比值^[13-14]。而且,总分配系数相同或很相近的元素

比值不受分离结晶和部分熔融程度的影响,不同元素比值之间的相关变化可以验证同化混染作用是否存在及程度。图 5 显示了 $Nb/Ta-La/Yb$ 、 $Ce/Nb-Nb-Th/Nb$ 、 $La/Nb-Ce/Pb$ 、 $Th/Yb-Ta/Yb$ 之间的正相关,证明了同化混染作用的存在。另外, Ce 和 Pb 具有相同的总分配系数,在部分熔融和岩浆分异过程中, Ce/Pb 比值不会改变。典型地幔的 Ce/Pb 为 25 ± 5 ,而地壳的 Ce/Pb 小于 15^[13-16, 18]。小松山岩体的 Ce/Pb 比值为 0.16~0.94,进一步证明岩浆在演化过程中受到地壳物质的混染作用。

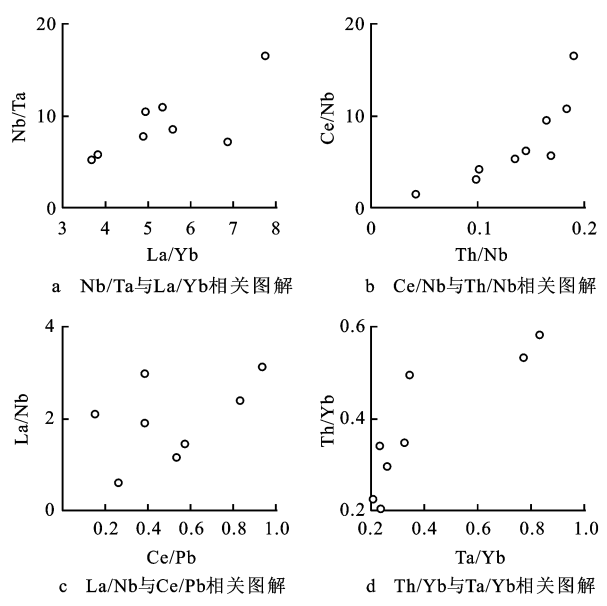


图 5 同化混染地球化学判别图解

Fig. 5 Geochemical Discriminant Diagram of Assimilation and Contamination

3.3 构造环境分析

在不同构造玄武岩 $Nb-Zr-Y$ 构造环境判别图解中(图 6),样品主要投到了 C 和 A2 区,即板内拉斑玄武岩区。文献[17, 19-20]中利用世界上典型的大地构造环境区玄武岩的最新数据,提出玄武岩大地构造环境的 $Th/Zr-Nb/Zr$ 和 $La/Zr-Nb/Zr$ 双对数图解判别法。将小松山样品投影到孙书勤等^[21]统计的大陆板内玄武岩 $Th/Zr-Nb/Zr$ 双对数关系图上,样品

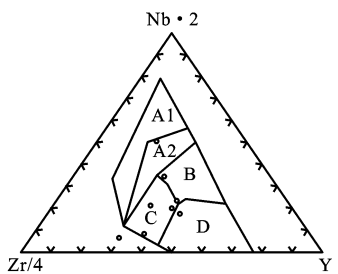


图 6 不同构造玄武岩 Nb-Zr-Y 判别图解

Fig. 6 Nb-Zr-Y Diagram for Basalts Formed in Different Tectonic Settings

点更靠近拉张区,而与裂谷区及陆—陆碰撞带有较大区别,反映该区为大陆板内拉张环境^[18-22]。

3.4 成矿潜力评价

小松山岩体中超基性岩石的镁铁比值为 6 81~6 91,为镁质超基性岩,具有成铬铁矿的潜力,岩体中能见到铬铁矿化;基性岩石的镁铁比值为 3 18~4 16,为铁质超基性岩,具有成铜镍硫化物矿的潜力,岩体中也出现了浸染状铜镍矿化。矿化体位于岩体底部的辉长—苏长岩相带中,多富集于岩体膨大或缩小部位。本区断裂带发育,地表岩性极为破碎,褐铁矿化现象比较普遍。其成矿地质条件与国内硫化铜镍矿床形成的地质条件和规律有相似性,具有形成大型铜镍矿化的可能性,同时在其外接触带及围岩地层中有形成铜、金矿化的条件。

4 结语

小松山岩体由橄榄岩、辉长岩及辉石岩 3 个密切伴生的岩体组成。岩石地球化学数据显示,基性岩的 $Mg^\#$ 为 0.71~0.76,接近原生岩浆的值,超基性岩 $Mg^\#$ 为 0.80~0.89,具有岩浆早期堆晶的特征, $\alpha(Eu)$ 为 1.08~1.61,具弱正异常;稀土元素配分曲线表现为轻稀土相对富集,微量元素配分曲线图表现为大离子亲石元素富集。结合区域地质背景、岩石地球化学数据综合分析,认为小松山岩体产于板内拉张环境,岩体形成过程中经历了岩浆分离结晶作用,后期发生了同化混染,具有进一步寻找铬—铜—镍型岩浆矿床的潜力,同时在其外接触带及围岩地层中有形成铜、金矿化的条件。

参考文献:

[1] 霍福臣.宁夏地质概论[M].北京:科学出版社,1989.
[2] 宁夏地质矿产局.宁夏区域地质志[M].北京:地质出版社,1990.
[3] 苏尚国,邓晋福,汤中立.镁铁质—超镁铁质岩浆作用与成矿作用的新进展[J].现代地质,2004,18(4):454-459.
[4] 宁夏地质矿产局.内蒙阿左旗小松山基性超基性岩及铬镍铜普查评价报告[R].银川:宁夏地质矿产局,1981.
[5] 赵东宏.小松山超基性杂岩体橄榄石的岩组分析[J].陕西地

质,2003,21(2):45-48.
[6] 长安大学地质调查研究院.1 : 50 000 古拉本幅区域地质调查报告[R].西安:长安大学,1991.
[7] Rollinson H R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation[M]. New York: Longman Scientific and Technical Limited, 1993.
[8] Gill G B. Orogenic Andesites and Plate Tectonics[M]. Berlin: Heideberg Springer-Verlag, 1981.
[9] Wison M. Igneous Petrogenesis[M]. London: Unwin Hyman, 1989.
[10] Frey F A, Green D H. Intergrated Models of Basalt Petrogenesis: A Study of Quartz the Leites to Olivine Melilities from Southeastern Australia Utilizing Geochemical and Experimental Petrological Data[J]. Journal of Petrology, 1978, 19(3): 463-503.
[11] Hess P C. Phase Equilibria Constraints on the Origin of Ocean Floor Basalts[C] // Morgan J P, Blackman D K, Sinton J M. Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges. Washington, DC: american Geophysical Union, 1992: 68-79.
[12] 李昌年.火成岩微量元素岩石学[M].武汉:中国地质大学出版社,1992.
[13] Macdonald R, Rogers N W. Plume-Lithosphere Interactions in the Generation of the Basalts of the Kenya Rift[J]. East Africa Journal of Petrology, 2001, 42: 877-900.
[14] 姜常义,贾承造,李良辰,等.新疆麻扎塔格地区铁富集型高镁岩浆源区[J].地质学报,2004,78(6):771-779.
[15] 郑海飞.微量元素比值研究岩浆源区成分的可靠性:玄武岩熔融实验研究[J].矿物学报,1998,18(4):541-545.
[16] Rollison H R. 岩石地球化学[M].杨学明,译.合肥:中国科学技术大学出版社,2000.
[17] 王中刚,于学之,赵振华.稀土元素地球化学[M].北京:科学出版社,1989.
[18] 汪云亮,张成江.玄武岩类形成的大地构造环境的 $Th/Hf-Ta/Hf$ 图解判别[J].岩石学报,2001,17(3):413-421.
[19] 王仁民,贺高品,陈珍珍.变质原岩图解判别法[M].北京:地质出版社,1987.
[20] 武莉娜,王志畅,汪云亮.微量元素 La、Nb、Zr 在判别大地构造环境方面的应用[J].华东地质学院学报,2003,26(4):343-345.
[21] 孙书勤,汪云亮,张成江.玄武岩岩石大地构造环境的 Th 、 Nb 、 Zr 判别[J].地质论评,2003,49(1):40-47.
[22] 胡能高.甘肃东大山地区龙首山岩群地球化学特征及其构造环境[J].地球科学与环境学报,2003,25(4):32-40.