河北矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体中黑云母的特征 及其成岩指示意义

牛晓露,杨经绥,冯光英,刘飞

大陆构造与动力学国家重点实验室,中国地质科学院地质研究所,北京,100037

摘要:河北矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体侵位于华北克拉通北缘,为硅不饱和过钾质碱性岩,起源于受古亚洲 洋俯冲物质改造过的富集岩石圈地幔。矾山杂岩体侵位于晚三叠世,是华北克拉通北缘三叠纪碱性岩带的代表性 岩体之一。本文利用电子探针(EMPA)和激光等离子质谱仪(LA-ICPMS)获得了该特殊岩浆体系下黑云母的主量 和微量元素组成,并讨论了其成岩指示意义。矾山杂岩体各类型岩石中的云母均为黑云母,Fe/(Fe+Mg)为0.32 ~0.57, ∑Al为1.179~1.375。黑云母成分记录石榴石辉石正长岩结晶时体系氧逸度 LogfO₂ = -12.5~-15, 温度为680~780℃。矾山杂岩体的黑云母具有极低的稀土元素含量(小于0.100×10⁻⁶~1.077×10⁻⁶),对全岩稀 土元素配分型式基本上没有影响。在微量元素组成上,黑云母是元素 Rb、Ba、Nb、Ta、V、Cr、Co 和 Ni 的主要载体, 其 Sr、Zr、Hf、Y、Sc、Th 和 U 的含量明显低于全岩。黑云母成分反映矾山杂岩体岩浆体系以富 Fe、高氧逸度为特 征,这可能是该杂岩体发育具有经济价值铁矿床的原因之一。

关键词:黑云母;过钾质碱性岩;矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体;华北克拉通

根据国际矿物学协会(IMA)对黑云母的分类 (Rieder et al., 1998),通常所说的黑云母(biotite) 是指成分介于或者接近铁云母 { annite, $[KFe_3^{2+}]$ AlSi₃O₁₀(OH)₂]}-金云母{phlogopite, [KMg₃AlSi₃ O₁₀ (OH)₂]}-铁叶云母 { siderophyllite, [KFe₂²⁺] AlAlSi₂O₁₀(OH)₂]}-镁叶云母{eastonite,[KMg₂] AlAlSi₂O₁₀(OH)₂]}系列的三八面体云母,即是这 四个端元的固溶体。黑云母广泛发育于各类岩石 中,是花岗岩类的主要镁铁矿物。大量研究实例表 明,黑云母复杂的成分组成,可以提供其岩浆体系的 成分、物理化学条件(fO2、T)以及岩浆的起源等方 面的重要信息(Wones et al., 1965; Lalonde et al., 1993; 谢应雯等, 1995; Ayer, 1998; Feldstein et al., 1999;谢应雯等, 2002;张遵忠等, 2005;胡 建等,2006;楼亚儿等,2006;李鸿莉等,2007;刘 彬等,2010)。

过钾质碱性岩是一类分布较少的岩石类型,具 有特殊的主量元素组成($K_2O > 3$ %,MgO > 3%, $K_2O/Na_2O > 2$;Foley et al., 1987)。但是,尽管 过钾质碱性岩的数量非常少,这类岩石却是被破坏 的大陆边缘重要的、且不可或缺的岩石组成类型,具 有重要的构造意义(如 Feldstein et al., 1999; Conticelli et al., 2009; Avanzinelli et al., 2009; Zhao et al., 2009)。此外,该类岩石还能够为其地 幔源区的性质提供重要信息(如 Foley et al., 1987; Miller et al., 1999; Conticelli et al., 2007)。位于 华北克拉通北缘的河北矾山超镁铁岩-正长岩杂岩 体即属于此类岩石,其母岩浆具有典型过钾质碱性 岩的化学组成($K_2O > 3\%$, $K_2O/Na_2O > 2$,MgO > 3 %;Niu et al., 2012)。此外,矾山杂岩体还因 赋存我国特大型磷灰石矿床和具有经济意义的铁矿 床而闻名。

本文有两个研究目的,首先,对过钾质碱性岩矾 山杂岩体的主要组成矿物黑云母进行精细的矿物学 研究,利用电子探针和原位激光剥蚀质谱分析技术 获得其成分组成;其次,利用黑云母的成分,对矾山 杂岩体的岩浆体系成分特征、物理化学条件及岩石 成因等地质问题进行反演,综合已有认识,来探索与 岩石地球化学数据比较,矿物成分是否可以揭示同 样的成因信息。

注:本文为国家自然科学基金委员会青年科学基金项目(批准号 41302038)和中国地质科学院地质研究所基本科研业务费(编号 J1205)联合资助成果。

收稿日期:2014-10-09;改回日期:2015-02-07;责任编辑:郝梓国,黄敏。

作者简介:牛晓露,女,1983年生。博士,助理研究员。岩浆岩岩石学和岩石地球化学研究方向;Email:niuxiaoludx@126.com。

1 地质概况及岩体特征

矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体位于河北省涿鹿 县矾山镇南部,处于华北克拉通北缘。华北克拉通 是世界上古老陆核之一,中元古代经多块体拼合之 后便进入了稳定地台发展阶段(图 1a; Jahn et al., 1987, 1988; Liu et al., 1992; 翟明国, 2004; Zhao et al., 2005)。华北克拉通北面是巨大的中亚造山 带,形成于古生代蒙古洋演化过程中复杂的俯冲、增 生和碰撞作用(Jahn et al., 2000; Chen et al., 2000, 2009; Sengör et al., 1996)。自早古生代蒙 古洋板片就开始向克拉通下俯冲,形成了早古生代 岛弧增生系列(Xiao et al., 2003; Windley et al., 2007)。中一晚古生代,俯冲作用继续,导致克拉通北 缘发育了一套陆弧岩浆(Zhang et al. 2007a, b, 2009)。晚二叠世,西伯利亚块体与克拉通沿索伦缝 合带碰撞缝合(Chen et al., 2000, 2009; Zhang et al. 2009)。接下来,克拉通北缘出现一期以三叠纪为主 的印支期碱性/超镁铁岩岩浆活动,这些碱性岩体构 成一条东西方向延伸长达 1500 km 的碱性岩带(阎国 翰等,2000;牟保磊等,1992)。本文的研究对象矾 山杂岩体即是该岩带中研究程度相对比较高的一个



锆石 U-Pb 年龄揭示矾山超镁铁岩-正长岩杂 岩体侵位于晚三叠世(220 Ma;任荣等, 2009; Niu et al., 2012)。如图 1b 所示, 矾山杂岩体呈孤立椭 圆形侵入体,长约6km,宽约5km,侵入到蓟县系雾 迷山组含硅质条带白云岩中。岩体主要由石榴石辉 石正长岩、堆晶超镁铁岩(单斜辉石岩、黑云母单斜 辉石岩、磁铁矿磷灰石岩等)和正长岩组成,各类岩 石依次由外向内呈同心环状分布。单斜辉石、黑云 母、正长石、富钛钙铁榴石、磁铁矿、磷灰石是主要组 成矿物,其次为方解石和榍石。岩体富集大离子亲 石元素(LILE;如 Rb、Ba、Sr 等),亏损高场强元素 (HFSE; 如 Nb、Ta、Ti 等); 富 集 轻 稀 土 元 素 (LREE),亏损重稀土元素(HREE)。具有富集且 均一的 Sr-Nd 同位素组成,初始⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr = 0.7051 $\sim 0.7060, \epsilon_{Nd}(t) = -5.8 \sim -5.3$ 。岩石学、矿物 学和地球化学数据表明矾山杂岩体的母岩浆为硅不 饱和过钾质碱性-过碱性岩浆,起源于含金云母-单 斜辉石的富集岩石圈地幔,该富集地幔的形成与古 生代时古亚洲洋向华北克拉通下的俯冲作用相关, 受到了来自俯冲板片(及上覆沉积物,包括碳酸盐)



图 1 (a)华北克拉通地质简图,索伦缝合带代表华北克拉通与蒙古微陆块的最终碰撞缝合带; (b)矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体地质图(据牟保磊等,1988)

Fig. 1 (a)Sketch geological map of the North China Craton. The Solonker zone is a suture between the craton and the Mongolian micro-continent. (b) Map of the Fanshan ultramafic-syenitic complex (after Mu et al., 1988)

相关熔体/流体的交代作用(Niu et al., 2012)。

2 分析方法

选择新鲜岩石样品,制作成探针薄片,利用电子 探针和激光等离子质谱仪对黑云母进行了主量和微 量元素成分分析,测试过程均在北京大学造山带与 地壳演化教育部重点实验室完成。

主量元素电子探针分析所使用仪器型号为 JXA-8100,加速电压 15 kV,束流 1×10⁻⁸ A,束斑 1µm。采用 PRZ 方法校正,分析标样为美国 SPI 公 司的 53 种矿物。应用 AX2007 软件对电子探针获 得的黑云母成分(百分比)进行阳离子个数计算,该 计算是以 12 个氧原子为基础的。并且根据各组成 离子的分配规律,对各离子在黑云母的四面体、八面 体和层间位置作了分配(Rieder et al., 1998)。分 析及计算结果详见表 1。

黑云母的微量元素分析所使用仪器为由激光剥 蚀进样系统(GeoLasPro)和四级杆等离子体质谱仪 (Agilient 7500a)构成的激光等离子质谱仪(LA-ICPMS)。分析激光器工作频率是10 Hz,激光束波 长193 nm,测试点束斑直径是60 µm,能量密度为 10 J/cm²,剥蚀物质载气为氦气,流量为0.75 L/ min。外标采用 NIST610,内标采用 SiO₂。数据处 理采用 Glitter(ver. 4.4)完成。分析结果详见表2。



图 2 矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体中黑云母的镜下特征(单偏光)

Fig. 2 Photomicrographs showing the characteristics of biotites from the Fanshan ultramafic-syenitic complex (plain-polarized) (a)—单斜辉石岩样品 FS8 中的黑云母,黑云母为深红褐色-浅黄色多色性,半自形-他形中粗粒结构,分布于单斜辉石间隙中;(b)—单斜辉石 岩样品 FS11 中的黑云母,他形,小颗粒单斜辉石呈嵌晶分布于黑云母内部;(c)—石榴石辉石正长岩样品 FS6 中的黑云母,绿褐色-褐色多色性,与正长石、磁铁矿、富钛钙铁榴石共生在一起;(d)—石榴石辉石正长岩样品 FS12 中的自形黑云母;图中白色圆点及数字为代表性测点位置及点号;Bi—黑云母;Di—透辉石;Mag—磁铁矿;Gt—富钛钙铁榴石;Or—正长石

(a)—The biotite from clinopyroxenite FS8, is dark reddish-light yellow pleochroic, midum or coarse grained, subhedral-anhedral crystal, interstitial to clinopyroxene; (b)—the biotite from clinopyroxenite FS11, occurring as anhedral poikilitic grains enclosing clinopyroxene grains; (c)—the biotite from garnet-clinopyroxene syenite FS6, greenish-brown pleochroic, coexisting with orthoclase, magnetite and melanite; (d)—the biotite from garnet-clinopyroxene syenite FS12, occurring as euhedral grain. Representative microprobe spots are indicated by white dots and numbers; Bi—biotite; Di—Diopside; Mag—magnetite; Gt—garnet; Or—orthoclase

3 黑云母的矿物学及元素组成特征

在矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体中,黑云母广泛 发育于堆晶超镁铁岩(单斜辉石岩、黑云母单斜辉石 岩)和石榴石辉石正长岩中。在堆晶超镁铁岩中,黑 云母为中一粗粒、半自形一他形片状,深红褐色-浅 黄色多色性,常作为填隙矿物发育于中粗粒自形透 辉石之间,或呈较大片状包裹小颗粒透辉石(图 2a, b)。在石榴石辉石正长岩中,黑云母为中粒、半自 形一自形片状,淡黄色一绿褐色一褐色多色性,常与 正长石、磁铁矿、富钛钙铁榴石共生在一起(图 2c, d)。

如表1所示,单斜辉石岩和石榴石辉石正长岩 中黑云母的 SiO₂含量分别为 35.17%~36.45%和 34.26%~36.96%;Al₂O₃的含量分别为13.78%~ 14.69%和13.2%~15.43%;TiO2的含量分别为 3.01%~3.63%和 2.25%~3.38%; TFeO 的含量 分别为 13.86%~18.22%和 19.1%~23.7%; MgO的含量分别为 13.51%~16.22%和 10.15% ~13.64%; Mg # 分别为 0.57~0.68 和 0.43~ 0.56。K₂ O 的含量分别为 9.45% ~ 9.79% 和 9.04%~10.25%, Na2O的含量分别为 0.13%~ 0.4%和0%~0.21%。计算获得的单斜辉石岩和 石榴石辉石正长岩黑云母的 Fe/(Fe+Mg)分别为 0.32~0.43 和 0.44~0.57,单个分子中 Al 的个数 分别为 1.233~1.322 和 1.179~1.375。在黑云母 的 APSE 分类图解上(图 3), 矾山杂岩体的云母基 本上落在黑云母成分区域内,单斜辉石岩中个别成 分点落在黑云母和金云母的分界线上。

为了探究结晶次序对黑云母成分的影响,本文 做了黑云母核部与边部的成分对比。如表 1 所示, 单斜辉石岩样品 FS11 中黑云母颗粒 FS11-1 核部 与边部的 Fe/(Fe+Mg)比值分别为 0.42 和 0.41, 变化不大; Σ Al 分别为 1.233 和 1.279,略有增加。 颗粒 FS11-2 核部与边部的 Fe/(Fe+Mg)比值分别 为 0.43 和 0.42, Σ Al 分别为 1.322 和 1.303,均略 有降低。单斜辉石岩样品 FS8 中颗粒 FS8-1 核部 与边部的 Fe/(Fe+Mg)比值分别为 0.33 和 0.32, Σ Al 分别为 1.235 和 1.303, Σ Al 略有增加。石榴 石辉石正长岩样品 FS6 中颗粒 FS6-1 核部与边部 的 Fe/(Fe+Mg)比值分别为 0.47 和 0.44,略有降 低; Σ Al 分别为 1.318 和 1.179,略有降低。颗粒 FS3-1 核部与边部的 Fe/(Fe+Mg)比值分别为 0.53 和 0.57,略有增加; Σ Al 分别为 1.287 和





图 3 矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体黑云母的 APSE (Annite-铁云母, Phlogopite-金云母, Siderophyllite-铁叶 云母, Eastonite-镁叶云母)四边形分类图解

Fig. 3 Biotite compositions from the Fanshan ultramafic-syenitic complex plotted on the APSE (annitephlogopite-siderophyllite-eastonite) quadrilateral.

为了比较研究,将 Kings River 幔源钾质岩体(Feldstein et al., 1999)、哀牢山-金沙江裂谷系幔源钾玄岩(谢应雯等,1995)、安 徽繁昌-铜陵壳幔混源石英二长岩(楼亚儿等,2006)、Bishop 俯 冲相关辉长岩和花岗岩(Lalonde et al.,1993)、Hepburn 过铝质 花岗岩(Lalonde et al.,1993)、东天山尾亚高温无水碱性石英正 长岩(张遵忠等,2005)以及 Falcon Island 幔源过钾质侵入岩 (Ayer,1998)的黑云母成分也显示在图中

Also shown for comparison are the biotites from Kings River mantle-derived potassic magmas (Feldsteinet al., 1999), Ailaoshan-Jinshajiang mantle-derived shoshonitic series (Xie et al., 1995), Fanchang-Tongling quartz-monzonite of a mixed source of mantle and crust (Lou et al., 2006), Bishop subduction-related gabbros and granites (Lalonde et al., 1993), Hepburn peraluminous granites (Lalonde et al., 1993), Weiya anhydrous, alkali quarz syenite of high-temperature (Zhang et al., 2005) and Falcon Island mantle-derived ultrapotassic pluton (Ayer, 1998)

1.172,略有降低。颗粒 FS12-1 核部到边部 Fe/(Fe +Mg)比值为 0.47→0.46→0.46,基本上没有变 化; ∑Al分别为 1.241→1.337→1.372,先增高后 又降低。这些数据说明,矾山杂岩体中黑云母从核 部到边部的结晶过程中,成分变异无特定规律,且变 化范围较小,暗示矾山杂岩体黑云母成分可能主要 受控于岩浆体系总成分。

矾山杂岩体黑云母的微量元素组成详见表 2。 如表中数据所示,矾山杂岩体黑云母的稀土元素

表 1 河北矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体黑云母的电子探针分析结果(%)

le 1	Microprobe analyses	of biotite from	the Fanshan	ultramafic-syenitic	complex (%	6)
------	---------------------	-----------------	-------------	---------------------	------------	----

岩石类型	Pyx	Рух	Pyx	Pyx	Pyx	Pyx	Gt-syn										
.E H	FS11-	FS11-	FS11-	FS11-	FS8-	FS8-	FS6-	FS6-	FS3-	FS3-	FS10-	FS10-	FS12-	FS12-	FS12-	FS12-	FS12-
点	1.1	1.2	2.1	2.2	1.1	1.2	1.1	1.2	1.1	1.2	1.1	1.2	1.1	1.2	1.3	2.1	2.2
打点位置	с	r	с	r	с	r	с	r	с	r	с	r	с	m	r	с	r
SiO_2	36.06	35.99	35.17	35.29	36.45	36.17	34.85	36.96	35.02	34.69	34.26	35.05	35.52	35.75	35.82	35.6	34.82
${\rm TiO}_2$	3.01	3.04	3.52	3.14	3.63	3.04	3.38	2.38	3.37	3.18	3.36	2.53	2.27	2.25	2.58	2.51	2.93
Al_2O_3	13.78	14.39	14.68	14.53	13.95	14.69	14.63	13.2	14.2	13.87	15.14	15.25	13.74	14.94	15.43	14.44	14.5
$\mathrm{Cr}_2\mathrm{O}_3$	0	0.01	0.09	0.14	0.05	0.03	0	0.06	0.02	0	0.06	0	0.05	0.01	0.04	0.2	0.11
TFeO	18.22	17.84	17.81	17.86	14.32	13.86	20.19	19.1	22.27	23.7	21.47	19.99	20.57	19.41	19.36	20.79	21.1
MnO	0.27	0.25	0.11	0.23	0.15	0.19	0.39	0.5	0.4	0.34	0.5	0.39	0.45	0.45	0.45	0.43	0.56
MgO	14.08	14.25	13.51	14.01	16.18	16.22	12.73	13.64	11.15	10.15	11.38	12.35	13.12	13.02	12.73	12.04	12.19
CaO	0	0	0	0	0.01	0.05	0	0	0	0.06	0	0	0	0	0	0.01	0
Na_2O	0.13	0.13	0.22	0.23	0.32	0.4	0	0.07	0.04	0.13	0.07	0	0.06	0.05	0.06	0.14	0.21
K_2O	9.74	9.79	9.45	9.59	9.56	9.55	9.24	10.25	9.19	9.04	9.35	9.78	9.91	9.85	9.61	9.71	9.36
NiO	0.02	0.02	0	0.04	0	0	0.04	0.06	0.06	0	0.04	0.02	0	0.06	0.02	0.08	0.01
Total	95.3	95.71	94.56	95.06	94.62	94.2	95.45	96.22	95.71	95.16	95.64	95.36	95.69	95.79	96.1	95.95	95.8
基于 12 个氧原子计算的阳离子离子数																	
Si	2.737	2.714	2.687	2.684	2.737	2.721	2.662	2.8	2.692	2.699	2.633	2.681	2.721	2.714	2.702	2.718	2.667
$\mathrm{Al}^{\mathrm{IV}}$	1.233	1.279	1.313	1.303	1.235	1.279	1.318	1.179	1.287	1.272	1.367	1.319	1.241	1.286	1.298	1.282	1.309
Fe^{3+}	0.03	0.007	0	0.013	0.028	0	0.024	0.021	0.021	0.029	0	0	0.038	0	0	0	0.024
$\sum T$	4	4	4	4	4	4	4.004	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Al^{VI}	0	0	0.009	0	0	0.024	0	0	0	0	0.005	0.056	0	0.051	0.074	0.018	0
Fe^{3+}	0.143	0.162	0.14	0.157	0.085	0.127	0.169	0.125	0.194	0.2	0.207	0.192	0.16	0.185	0.183	0.195	0.179
Mg	1.592	1.601	1.538	1.588	1.811	1.818	1.449	1.54	1.277	1.177	1.303	1.408	1.498	1.473	1.431	1.37	1.392
Fe^{2+}	0.983	0.956	0.997	0.966	0.786	0.745	1.096	1.064	1.217	1.313	1.173	1.087	1.12	1.048	1.038	1.133	1.149
Mn	0.017	0.016	0.007	0.015	0.01	0.012	0.025	0.032	0.026	0.022	0.033	0.025	0.029	0.029	0.029	0.028	0.036
Cr	0	0.001	0.005	0.008	0.003	0.002	0	0.004	0.001	0	0.004	0	0.003	0.001	0.002	0.012	0.007
Ti	0.172	0.172	0.202	0.18	0.205	0.172	0.194	0.136	0.195	0.186	0.194	0.146	0.131	0.128	0.146	0.144	0.169
$\sum M$	2.907	2.908	2.898	2.914	2.9	2.9	2.933	2.901	2.91	2.898	2.919	2.914	2.941	2.915	2.903	2.9	2.932
Κ	0.943	0.942	0.921	0.931	0.916	0.917	0.9	0.991	0.901	0.897	0.917	0.954	0.968	0.954	0.925	0.946	0.915
Na	0.019	0.019	0.033	0.034	0.047	0.058	0	0.01	0.006	0.02	0.01	0	0.009	0.007	0.009	0.021	0.031
Ca	0	0	0	0	0.001	0.004	0	0	0	0.005	0	0	0	0	0	0.001	0
$\sum I$	0.962	0.961	0.954	0.965	0.964	0.979	0.9	1.001	0.907	0.922	0.927	0.954	0.977	0.961	0.934	0.968	0.946
$\Sigma \mathrm{Al}$	1.233	1.279	1.322	1.303	1.235	1.303	1.318	1.179	1.287	1.272	1.372	1.375	1.241	1.337	1.372	1.3	1.309
Mg [#]	0.58	0.59	0.57	0.58	0.67	0.68	0.53	0.56	0.47	0.43	0.49	0.52	0.53	0.54	0.54	0.51	0.51
Fe/(Fe+Mg)	0.42	0.41	0.43	0.42	0.33	0.32	0.47	0.44	0.53	0.57	0.51	0.48	0.47	0.46	0.46	0.49	0.49

注: Pyx-单斜辉石岩; Gt-syn-石榴石辉石正长岩; 从核部到边部, 打点位置分别表示为 c、m 和 r。

(REE)含量极低,有些元素含量低于仪器的检测限。 Σ REE小于 0.100×10⁻⁶~1.077×10⁻⁶,远低于全 岩的 Σ REE(454.59×10⁻⁶~622.45×10⁻⁶;Niu et al.,2012)。在球粒陨石标准化稀土元素配分图解 上(图 4a),元素 Eu 呈现明显的"峰";与全岩稀土元 素配分型式完全不同。在微量元素的原始地幔标准 化蜘蛛网图上(图 4b),与全岩配分模式相比,黑云 母的 Rb(216×10⁻⁶~448×10⁻⁶)、Ba(336×10⁻⁶~ 17565×10⁻⁶)、V(245×10⁻⁶~393×10⁻⁶)、Co (83.2×10⁻⁶~118×10⁻⁶)、Cr(11.0×10⁻⁶~75.0 ×10⁻⁶)和 Ni(48.0×10⁻⁶~129×10⁻⁶)元素含量 略高或与全岩含量相当(Rb=38.2×10⁻⁶~300× 10⁻⁶;Ba=762×10⁻⁶~2371×10⁻⁶;V=148×10⁻⁶ $\sim 417 \times 10^{-6}; Co = 20.2 \times 10^{-6} \sim 70.3 \times 10^{-6}; Cr = 6.83 \times 10^{-6} \sim 86.6 \times 10^{-6}; Ni = 12.5 \times 10^{-6} \sim 68.7 \times 10^{-6})$ 。元素 Nb(3.69×10⁻⁶~10.3×10⁻⁶)、Ta (0.077×10⁻⁶~1.08×10⁻⁶)和 Pb(0.607×10⁻⁶~2.30×10⁻⁶)的含量略低于或与全岩含量相当(Nb = 4.66×10⁻⁶ ~57.1×10⁻⁶; Ta = 0.26×10⁻⁶ ~4.17×10⁻⁶; Pb = 2.28×10⁻⁶ ~25.6×10⁻⁶); 元素 Sr(15.2×10⁻⁶ ~150×10⁻⁶), Zr(2.55×10⁻⁶ ~19.9×10⁻⁶)、Hf(0.057×10⁻⁶ ~0.925×10⁻⁶)和 Sc(2.28×10⁻⁶ ~9.09×10⁻⁶)的含量明显低于全岩含量(Sr = 1405×10⁻⁶ ~2385×10⁻⁶; Zr = 127×10⁻⁶ ~456×10⁻⁶; Hf = 5.43×10⁻⁶ ~12.3×10⁻⁶; Sc = 19.7×10⁻⁶ ~56.6×10⁻⁶); 而元素 Th(<0.005)

Tab

表 2 河北矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体黑云母的 LA-ICPMS 分析结果(×10⁻⁶)

Table 2 LA-ICPMS analyses of biotite from the Fanshan ultramafic-syenitic complex ($\times 10^{-6}$)

岩石类型	Pyx	Pyx	Pyx	Pyx	Gt-syn	Gt-syn	Gt-syn	Pyx	Pyx	Pyx	Gt-syn
样晶号	FS11-1	FS8-1	FS8-2	FS7-1	FS13-1	FS13-2	FS13-3	FS11 *	FS8 *	FS7 *	FS13 *
分析对象	黑云母	黑云母	黑云母	黑云母	黑云母	黑云母	黑云母	全岩	全岩	全岩	全岩
Sc	9.09	8.51	8.54	2.28	3.68	3.27	3.54	56.6	55.7	45.6	19.7
Ti	18437	19522	19914	19690	11360	12404	15026	12006	12614	8404	8851
V	333	257	245	364	393	349	351	417	291	272	148
Cr	75.0	26.8	28.5	30.2	11.3	11.0	16.3	86.6	38.7	27.5	6.83
Mn	1717	939	889	1938	2346	2351	2319	1448	951	1572	794
Со	118	102	95.5	83.5	86.7	83.2	85.8	66.4	70.3	45.4	20.2
Ni	129	51.6	48.0	53.9	53.8	50.1	56.4	68.7	34.7	29.5	12.5
Cu	3.05	2.72	3.22	7.06	1.12	1.11	1.68	450	171	184	148
Zn	214	116	105	342	427	427	416	117	69.2	92.3	47.1
Ga	26.7	19.5	18.7	43.6	55.1	46.2	47.6	16.1	13.6	16.2	15.9
Rb	386	448	428	216	269	241	247	58.6	119	38.2	300
Sr	93.4	112	112	150	24.8	27.8	15.2	1507	1405	2014	2385
Υ	0.240	0.155	0.172	0.749	0.015	0.035	0.066	30.3	30.9	23.3	23.6
Zr	2.55	2.58	5.25	9.77	18.0	19.9	15.5	243	127	389	456
Nb	6.25	9.81	9.68	10.3	3.69	6.50	5.22	4.76	4.66	9.88	57.1
Mo	0.076	0.075	0.039	0.152	0.087	0.170	0.107	1.05	0.242	1.08	2.50
Cs	3.45	4.78	5.21	0.987	0.865	0.940	0.950	0.928	1.56	1.89	1.74
Ba	12413	7577	7969	17565	336	1180	2186	1188	2371	762	1366
Hf	0.057	0.408	0.562	0.925	0.382	0.555	0.445	8.59	5.43	12.3	11.8
Ta	0.476	0.880	0.937	1.08	0.077	0.220	0.298	0.256	0.261	0.427	4.17
Pb	2.30	1.062	0.989	2.143	0.792	0.905	0.607	25.6	2.28	8.03	18.6
Th	< 0.004	0.001	0.002	0.001	0.005	<0.002	0.003	5.32	4.23	5.92	9.22
U	< 0.004	0.001	< 0.003	0.007	0.005	0.012	0.005	0.771	0.500	1.25	2.39
Rb/Ba	0.03	0.06	0.05	0.01	0.80	0.20	0.11	0.05	0.05	0.05	0.22
					稀土元	· 記素					
La	0.004	0.005	0.005	0.014	0.005	0.006	0.011	113	93.7	124	78.9
Ce	< 0.003	<0.003	0.007	<0.006	0.010	0.015	0.015	255	218	263	194
Pr	<0.004	0.011	<0.004	<0.001	0.002	<0.002	<0.002	35.2	31.2	33.6	26.2
Nd	0.004	0.003	<0.024	0.023	<0.018	0.003	0.008	149	139	130	106
Sm	0.009	<0.016	0.003	0.019	<0.021	<0.016	<0.016	27.1	27.3	21.1	19.1
Eu	0.114	0.173	0.171	0.395	0.021	0.042	0.060	6.93	7.24	5.32	5.04
Gd	0.032	<0.022	0.019	0.596	0.003	0.009	<0.016	19.7	20.5	14.8	13.5
Tb	< 0.001	0.001	<0.003	0.001	<0.002	0.001	<0.002	2.04	2.11	1.51	1.43
Dy	<0.013	<0.013	0.003	<0.001	0.005	<0.014	<0.013	8.25	8.52	5.99	6.28
Ho	< 0.005	0.001	< 0.003	<0.003	0.001	<0.002	0.001	1.24	1.29	0.91	0.93
Er	< 0.007	< 0.007	< 0.012	0.002	0.002	<0.007	<0.007	2.64	2.73	2.09	2.15
Tm	0.001	0.001	<0.005	<0.004	<0.001	<0.001	<0.001	0.29	0.30	0.26	0.24
Yb	0.004	0.001	<0.018	<0.013	0.007	<0.010	0.004	1.59	1.47	1.43	1.39
Lu	<0.003	<0.004	<0.003	0.002	<0.002	<0.002	0.004	0.23	0.21	0.23	0.20
\sum REE	<0.203	<0.261	<0.278	<1.077	<0.100	<0.130	<0.160	622.45	553.94	604.62	454.59

注:Pyx-单斜辉石岩,Gt-syn-石榴石辉石正长岩;全岩(FS11*、FS8*、FS7*和FS13*)数据来自 Niu et al. (2012)。

×10⁻⁶)、U(<0.012×10⁻⁶)及Y(0.015×10⁻⁶~ 0.749×10⁻⁶)含量极低,远远低于全岩的含量(Th =4.23×10⁻⁶~9.22×10⁻⁶;U=0.500×10⁻⁶~ 2.39×10⁻⁶;Y=23.3×10⁻⁶~30.9×10⁻⁶)。这些 数据说明,在矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体中,黑云 母不是赋存稀土元素的主要矿物相,对全岩稀土元 素配分型式基本上没有影响;黑云母是元素Rb、

Ba、Nb、Ta、V、Cr、Co和Ni的主要载体,但其Sr、Zr、Hf、Y、Sc、Th和U的含量明显低于全岩。

4 讨论

4.1 不同成因类型岩浆岩中黑云母的成分特征

矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体中单斜辉石岩和 石榴石辉石正长岩中黑云母的 Fe/(Fe+Mg)分别



图 4 矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体中黑云母的球粒陨石标 准化稀土元素配分模式(a)和原始地幔标准化微量元素蜘 蛛网图(b)

Fig. 4 Chondrite normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized spiderdiagrams (b) for the biotites from the Fanshan ultramafic-syenitic complex

球粒陨石稀土元素数据采用 Boynton (1984);原始地幔微量 元素数据采用 Sun et al. (1989)

Chondrite values are from Boynton (1984), and the primitive mantle values are from Sun et al. (1989)

为 0. $32 \sim 0.43$ 和 0. $44 \sim 0.57$, Σ Al 则分别为 1. $233 \sim 1.322$ 和 1. $179 \sim 1.375$;在黑云母的 APSE 分类图解中,位于黑云母区域,单斜辉石岩中的个别 黑云母成分落在金云母和黑云母分界线附近(图 3)。黑云母 APSE 四边形分类图解是阐述岩浆岩 中三八面体黑云母成分一个很有用的图解, Σ Al 和 Fe/(Fe+Mg)这两个参数分别能够反映寄主岩石 的过铝质特征和氧化还原状态(Shabani et al., 2003)。八面体离子总数 ≥ 0.25 的黑云母为三八面 体黑云母(Rieder et al., 1998), 矾山杂岩体黑云母 的八面体离子总数 Σ M 介于 2.90 和 2.97 之间,均 为三八面体黑云母。

为了正确理解矾山杂岩体中黑云母的成分特征

及意义,本文将发育于不同构造环境、不同成因类型 岩石中的黑云母成分投点于黑云母 APSE 四边形 分类图解中(图 3)。

如图 3 所示,图中黑云母成分为金云母的 Kings River 岩体,是发育于美国加利福尼亚州东部 内华达山的一套晚上新世钾质岩,由橄榄粒玄岩 (absarokite)和云煌岩(minette)组成,普通辉石、斜 长石、白榴石、霞石、方沸石、金云母、钛磁铁矿和磷 灰石是主要组成矿物;其源区是受俯冲作用改造的 岩石圈地幔;岩体所发育黑云母成分为金云母,低 Fe/(Fe+Mg)比值(0.09~0.24),贫 Al(Σ Al = 2.07~2.83)(Feldstein et al., 1999)。哀牢山-金 沙江裂谷系钾玄岩是一套棕闪霞辉岩、透辉石正长 岩、正长斑岩、正长岩和煌斑岩等,来源于交代的钾 质富集地幔;其黑云母成分落在黑云母和金云母的 分界线附近,Fe/(Fe+Mg) = 0.25~0.37, Σ Al = 1.91~2.60(谢应雯等, 1995, 2002)。安徽繁昌-铜 陵地区中生代石英二长岩、花岗闪长岩岩体,属壳-幔混源型;其黑云母成分集中于黑云母区域下端,低 Fe/(Fe+Mg)比值(0.37~0.44),贫 Al(Σ Al = 2.54~2.72);岩体氧逸度较高,Log fO₂=-5.5(楼 亚儿等, 2006)。Bishop 和 Hepburn 是发育于加拿 大地盾西北边缘早元古代 Wopmay 造山带的两个 侵入体,Bishop 岩体由辉长岩和花岗岩组成,发育 磁铁矿,岩体形成与俯冲作用有关,其黑云母具有中 等的 Fe/(Fe+Mg)比值(0.28~0.57),贫 Al(∑Al = 2.37~2.62); Hepburn 岩体以过铝质花岗岩为 主,A/CNK>1,几乎不发育钛铁氧化物,变质沉积 物对该岩体的贡献较大,该岩体的形成与大陆碰撞 有关,其黑云母高 Fe/(Fe+Mg)比值(0.59~ 0.78), $\hat{a} Al(\sum Al = 2.61 \sim 3.52)$ (Lalonde et al., 1993)。东天山尾亚杂岩体的外环石英正长岩属于 高温无水碱性岩浆,形成于大陆碰撞变质峰期后岩 石圈的初始拉张阶段,其黑云母属于富铁贫铝黑云 母,Fe/(Fe+Mg) = 0.73~0.77, Σ Al = 2.47~ 2.5(张遵忠等, 2005)。Falcon Island 过钾质侵入 岩位于加拿大安大略省西部,由碱长正长岩、单斜辉 石岩和二长闪长岩组成,源区为成熟岛弧或陆弧之 下的地幔楔;其黑云母成分变化范围较大,单斜辉石 岩中的黑云母为金云母[Fe/(Fe+Mg)比值为 0.17 向富 Fe 富 Al 方向演化,经过二长闪长岩,演化到 碱长正长岩时,其黑云母具有高 Fe/(Fe+Mg)比值 (0.65)和高 Σ Al(3.53);这是由于岩浆体系的氧逸

度逐渐降低导致的, $LogfO_2$ 从-10降低到-15, 即体系越来越还原(Ayer, 1998)。

上述研究实例表明,下列因素可能对岩浆岩中 黑云母的成分有较大影响:①岩浆体系成分:通常而 言,幔源岩浆结晶出的黑云母富 Mg,壳源岩浆结晶 出的黑云母富 Fe、Al;富 SiO2 岩浆中黑云母较贫 SiO₂岩浆中黑云母富 Fe(Wones et al., 1965);②岩 浆体系演化序列以及黑云母晶出早晚:在岩浆演化 过程中,随着硅氧络阴离子团聚合程度的增高,Mg、 Fe、Ca、Na、K的极化能力依次降低,因此,Mg总是 较 Fe 优先从岩浆中析出,即随着岩浆分异演化的 进行,熔体相的 Fe/Mg 比值会逐渐升高,越晚结晶 出的黑云母通常越富 Fe(如 Facon Island 岩体; Aver, 1998);③岩浆体系氧逸度、温度等物理化学 条件:较低氧逸度下结晶出的黑云母倾向于富 Fe, 较高氧逸度下结晶出的黑云母倾向于富 Mg;若体 系越来越氧化,则黑云母会越来越富 Mg;若体系越 来越还原,则黑云母会越来越富 Fe(如 Facon Island 岩体;Ayer, 1998);高温下结晶出的黑云母倾向于 富 Ti 贫 Al (Buddington et al., 1964; Albuquerque, 1973).

4.2 矾山杂岩体中黑云母的成岩指示意义

由上面的讨论得知,岩浆成分、黑云母在岩浆演 化序列中的晶出时间以及岩浆体系的氧逸度和温度 是影响黑云母成分的重要因素;反之,黑云母可以提 供其所在岩浆体系的成分、氧逸度及演化等方面的 重要信息,具有重要的成岩指示意义。

黑云母复杂的成分组成可以提供其岩浆体系氧 逸度和温度方面的重要信息(Wones et al., 1965; Lalonde et al., 1993; Ayer, 1998; Shabani et al., 2003; 胡建等, 2006; 楼亚儿等, 2006)。Wones et al. (1965)通过实验研究获得了黑云母的成分与氧 逸度和温度之间的关系(图 5,图 6 和图 7)。图 5 为 黑云母的 $KFe_{3}^{2+} AlSi_{3}O_{10}(OH)_{2} - KMg_{3}^{2+} AlSi_{3}O_{10}$ $(OH)_2 - KFe_3^{3+} AlSi_3O_{12}(H_{-1})$ () $Fe^{2+} - Mg^{2+} - Mg^{2+}$ Fe³⁺)三角形图解,该图解给出了黑云母成分与氧 逸度的关系。如图 5 所示, 矾山超镁铁岩-正长岩杂 岩体黑云母的成分分布于 Ni-NiO(NNO)缓冲剂上 方,Fe₃O₄-Fe₂O₃(HM)缓冲剂下方,呈一条连续系 列靠近且平行于 NNO 分布;指示黑云母结晶时,矾 山杂岩体的岩浆体系处于相对氧化的环境。图 6 为 不同氧逸度下黑云母-碱性长石-磁铁矿共生组合中 黑云母的 Fe/(Fe+Mg)比值与温度之间的关系图 解。矾山杂岩体石榴石辉石正长岩中,黑云母-磁铁 矿-正长石是普遍的共生矿物组合,因此,可以利用 黑云母的 Fe/(Fe+Mg)比值获得其结晶时体系的 温度。如图 6 所示,石榴石辉石正长岩中黑云母的 Fe/(Fe+Mg)比值是 0.44~0.57,结合图 5 获得的 氧逸度分布情况,可以获得黑云母结晶时记录的体 系温度约为 680°C ~ 780°C (图 6; Wones et al., 1965)。图 7 为具有不同 Fe/(Fe+Mg)比值黑云母 的氧逸度与温度关系图解,结合矾山石榴石辉石正 长岩的 Fe/(Fe+Mg)比值以及由图 5 和图 6 获得 的氧逸度和温度分布情况,可获得其氧逸度的具体 数值,即 Log $fO_2 = -12.5 \sim -15$ ($fO_2 = 10^{-12.5 \sim -15}$)(图 7; Wones et al., 1965)。



图 5 砚山超镁铁岩-正长岩杂岩体中黑云母的 KFe₃³⁺ AlSi₃ O₁₀ (OH)₂-KMg₃²⁺ AlSi₃ O₁₀ (OH)₂-KFe₃³⁺ AlSi₃ O₁₂ (H₋₁)(即 Fe²⁺-Mg²⁺-Fe³⁺)图解(据 Wones et al., 1965) Fig. 5 KFe₃²⁺ AlSi₃ O₁₀ (OH)₂-KMg₃²⁺ AlSi₃ O₁₀ (OH)₂-KFe₃³⁺ AlSi₃ O₁₂ (H₋₁)(Fe²⁺-Mg²⁺-Fe³⁺) diagram for biotite from the Fanshan ultramafic-syenitic complex (after Wones et al., 1965)

HM、NNO 和 OFM 是三种氧逸度(fO2)缓冲剂 HM, NNO and QFM represent the oxygen fugacity buffers.

黑云母还可以提供其岩浆体系成分及演化方面 的重要信息。单斜辉石岩中的黑云母较石榴石辉石 正长岩中黑云母贫 Fe 贫 Al 富 Ti,前者 Fe/(Fe+ Mg)介于 0.32 与 0.43 之间,后者 Fe/(Fe+Mg)则 介于 0.44 与 0.57 之间; ∑Al 则分别介于 1.233~ 1.322 和 1.179~1.375 之间; TiO₂分别为 3.01% ~3.63%和 2.25%~3.38%。同时,单斜辉石岩中 黑云母的 Rb/Ba 比值(0.012~0.059)低于石榴石





Fig. 6 Fe/(Fe+Mg)-T diagram for biotites from the Fanshanultramafic-syenitic complex (after Wones et al., 1965) 正方形代表 QFM 缓冲剂点,三角形代表 NNO 缓冲剂点,圆圈代表 HM 缓冲剂点。细实线代表实验得出的黑云母 Fe/(Fe+Mg)比 值,粗实线是根据图 5 得出的矾山杂岩体氧逸度位置而绘出的,代 表矾山杂岩体中黑云母的 Fe/(Fe+Mg)比值

Squares indicate points buffered QFM; triangles, NNO; circles, HM. Light lines indicate Fe/(Fe+Mg) acquired by experiment. Weight line indicate the Fe/(Fe+Mg) values of biotite from Fanshancomplex

辉石正长岩中黑云母的 Rb/Ba 比值(0.113~ 0.800)。矾山杂岩体各类岩石在空间上呈同心环状 分布,其中石榴石辉石正长岩位于岩体的外环,组成 矿物复杂,且不同矿物之间为岩浆共生关系,可能代 表了母岩浆的成分;单斜辉石岩等超镁铁岩位于岩 体的中间环带,组成矿物单一,自形,且定向排列,呈 明显的堆晶结构,为堆晶成因(Niu et al., 2012)。 因此,单斜辉石岩和石榴石辉石正长岩具有不同的 成因,其黑云母成分的差别可能更多的反映了结晶 时岩浆体系的成分特征。单斜辉石中的黑云母较石 榴石辉石岩中的黑云母富 Ti,说明较石榴石辉石正 长岩相比,单斜辉石岩结晶时体系相对高温且高氧 逸度(Buddington et al., 1964; Albuquerque, 1973)。

在黑云母的 APSE 分类图解中(图 3),除单斜 辉石岩的两个黑云母成分点落在金云母和黑云母的 分界线上外,矾山杂岩体的其它黑云母成分均落在 黑云母区域内。与 Kings River 过钾质岩(Feldstein



图 7 矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体黑云母的 Log fO₂-T 图解(据 Wones et al., 1965)

Fig. 7 Log fO₂-T diagram for biotites from the Fanshan ultramafic-syenitic complex (after Wones et al., 1965).
数字 30~80 代表黑云母-碱性长石-磁铁矿共生组合中黑云母的 100×Fe/(Fe+Mg)值,HM、NNO、QFM 代表三种氧逸度(fO₂)缓冲剂(同图 5)

Numbers $30 \sim 80$ represent the $100 \times \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ values of biotite in the assemblage biotite + alkali feldspar + magnetite. HM, NNO and QFM represent the oxygen fugacity buffers same with in Fig. 5

et al., 1999)和哀牢山-金沙江裂谷系钾玄岩(谢应 雯等, 1995)典型幔源过钾质岩石的黑云母成分相 比,矾山杂岩体明显富 Fe,相对富 Al。矾山杂岩体 的黑云母发育于单斜辉石岩和辉石正长岩中,是岩 浆演化早中期产物。在氧逸度上,Kings River 钾质 岩岩浆体系的氧逸度高于 NNO 缓冲剂 1~3 Log 单位(Feldstein et al., 1999),与矾山杂岩体岩浆体 系的氧逸度一致(图 5);哀牢山-金沙江裂谷系钾玄 岩岩浆体系的氧逸度甚至比矾山杂岩体的还要高 (谢应雯等, 1995, 2002)。因此,矾山杂岩体黑云 母的富 Fe 特征更可能反映了矾山杂岩体的岩浆体 系较其他典型过钾质岩浆体系较富 Fe。

黑云母的成分特征反映了矾山杂岩体岩浆体系 富 Fe、高氧逸度,该结论与矾山杂岩体各类型岩石 中均普遍发育磁铁矿以及石榴石辉石正长岩中广泛 发育富钛钙铁榴石[Ca₃Fe³⁺₂(SiO₄)₃]的现象是一致 的。富 Fe、高氧逸度,这可能是矾山杂岩体发育铁 矿床的原因之一。

黑云母的成分组成还可以在一定程度上反映岩 浆的源区性质和成因类型。周作侠(1988)认为壳源 岩石中黑云母为富铁铁云母或铁叶云母,幔源型岩 石中的黑云母为金云母;壳幔混源岩石中黑云母成 分则介于前两者之间。在周作侠(1988)总结的黑云 母的 FeO、MgO 含量与岩浆来源判别图解上(图 8),金沙江-哀牢山幔源钾玄岩和 Kings River 过钾 质岩黑云母成分确实落在幔源岩石黑云母成分区 (M),大部分 Hepburn 过铝质花岗岩的黑云母成分 落在了壳源岩石黑云母成分区(C),本文研究对象 矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体落在壳幔混源区 (MC)。基于地球化学数据(主量、微量和 Sr-Nd-Os 同位素)的已有研究揭示,矾山杂岩体起源于含金云 母-单斜辉石的富集岩石圈地幔,该富集地幔的形成 与古生代时古亚洲洋向华北克拉通下的俯冲作用相 关,受到了来自俯冲板片(及上覆沉积物,包括碳酸 盐)相关熔体/流体的交代作用(Niu et al., 2012); 这与图 9 黑云母成分反映的"矾山杂岩体起源于壳 幔混源区"看似矛盾,但本质上是一致的。"壳幔混 源"可通过多种方式来实现:①幔源基性岩浆底侵到 地壳下,地壳部分熔融形成的熔体与底侵的基性岩 浆混合,即"熔体混合";②幔源岩浆在侵位过程中, 受到物质的混染,即"地壳混染";③地壳物质通过拆 沉作用或俯冲作用循环进入地幔,交代改造地幔,即 "源区混合"。矾山杂岩体的"壳幔混源"实际上是通 过"源区混合"来实现的:来自"壳"(俯冲板片及上覆 沉积物,包括碳酸盐)的物质交代改造岩石圈地幔, 改造后的地幔部分熔融形成了矾山杂岩体的母岩 浆。

5 结论

矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体为硅不饱和过钾 质碱性岩,本文给出了该特殊岩浆体系下的黑云母 的主量和微量元素组成,并对其成岩指示意义进行 了探讨,主要结论如下:

(1) 矾山杂岩体中发育的云母均为黑云母, Fe/ (Fe+Mg)为 0.32~0.57, ∑Al 为 1.179~1.375。

(2)矾山杂岩体的黑云母稀土元素含量极低(小 于 0.100×10⁻⁶~1.077×10⁻⁶),黑云母对全岩稀 土元素配分型式基本上没有影响;但黑云母在该岩 浆体系中是元素 Rb、Ba、Nb、Ta、V、Cr、Co 和 Ni 的 主要载体。

(3)黑云母成分揭示矾山杂岩体岩浆体系富 Fe、高氧逸度,这是矾山杂岩体区别于其他钾质岩 的典型特征,这可能也是该杂岩体发育具有经济价 值铁矿床的原因之一。

(4)黑云母的成分特征揭示矾山杂岩体来源于



图 8 矾山超镁铁岩-正长岩杂岩体中黑云母的 TFeO/ (TFeO+MgO)-MgO 岩浆来源判别图(据周作侠, 1988) Fig. 8 Discrimination diagrams of magma sourceof biotites from Fanshan ultramafic-syenitic complex (after Zhou, 1988). C一壳源岩石中黑云母成分;MC一壳幔混合源区岩石中黑云母 成分;M—幔源岩石中黑云母成分;图中相关岩体参考文献同图 3 C—biotite in suites of crust source; MC—biotite in suites of a mixed source of crust and mantle; M—biotite in suites of mantle source. Data source of the suites are same as in Fig. 3.

"壳幔混源区",该信息与岩石地球化学得出的结论 是一致的:该"壳幔混源"为源区混合,来自"壳"(俯 冲板片及上覆沉积物,包括碳酸盐)的物质交代改造 后的岩石圈地幔部分熔融形成了矾山杂岩体的母岩 浆。

(5)除了岩石地球化学特征以外,矿物成分特征 同样可以揭示火成岩岩石成因、源区特征等方面的 重要信息。

致谢:中国地质大学(北京)罗照华教授对论文的修改完善提出了宝贵意见,在此深表感谢!

参考文献

- 胡建,邱检生,王汝成,蒋少勇,凌洪飞,王孝磊.2006. 广东龙窝 和白石冈岩体锆石 U-Pb 年代学、黑云母矿物化学及其成岩指 示意义. 岩石学报,22(10):2464~2474.
- 李鸿莉,毕献武,胡瑞忠,彭建堂,双燕,李兆丽,李晓敏,袁顺达. 2007. 芙蓉锡矿田骑田岭花岗岩黑云母矿物化学组成及其对锡 成矿的指示意义.岩石学报,23(10):2605~2614.
- 刘彬,马昌前,刘园园,熊富浩.2010.鄂东南铜山口铜(钼)矿床黑 云母矿物化学特征及其对岩石成因与成矿的指示.岩石矿物学 杂志,29(2):151~165.
- 楼亚儿,杜杨松.2006.安徽繁昌-铜陵中生代侵入岩的黑云母特征 和成因探讨.矿物学报,26(2):175~180.
- 牟保全, 阎国翰. 1992. 燕辽三叠纪碱性偏碱性杂岩体地球化学特 征及意义. 地质学报, 66(2): 108~121.
- 牟保磊,江培谟,曾贻善,阎国翰.1988. 矾山杂岩体磷-铁矿床.北 京大学出版社,北京, pp. 1~15.

- 牛晓露,陈斌,马旭.2009.河北矾山杂岩体中单斜辉石的研究.岩 石学报,25(2):359~373.
- 任荣, 牟保磊, 韩宝福, 张磊, 陈家富, 徐钊, 宋彪, 2009. 河北矾 山钾质碱性超镁铁岩-正长岩杂岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 年 龄. 岩石学报, 25(3): 588~594.
- 谢应雯,梁华英,张玉泉. 2002. 藏东及邻区钾玄岩系岩石云母特 征及其岩石学意义. 岩石学报,18(2):205~211.
- 谢应雯,张玉泉. 1995. 哀牢山-金沙江裂谷系岩石中镁铁云母成分 特征及其岩石学意义. 矿物学报, 15(1): 82~87.
- 阎国翰,牟保磊,许保良,何国琦,谭林坤,赵晖,何中甫,张任祜, 乔广生.2000. 燕辽-阴山三叠纪碱性岩年代学和 Sr, Nd, Pb 同位素特征及意义.中国科学(D辑),30(4):383~387.
- 翟明国. 2004. 华北克拉通 2.1~1.7Ga 地质事件群的分解和构造 意义探讨. 岩石学报, 20(6): 1343~1354.
- 张遵忠,顾连兴,吴昌志,三金柱,汤晓茜,郗爱华,王硕. 2005. 东天山尾亚杂岩体:同源还是异源?──来自黑云母的证据. 地球化学,34(4):328~338.
- 周作侠. 1988. 侵入岩的镁铁云母化学成分特征及其地质意义. 岩石学报, 3: 63~73.
- Albuquerque A C. 1973. Geochemistry of biotites from granitic rocks, northern Portugal. Geochimica et Cosmochimica Acta, 37: 1779~1802.
- Avanzinelli R, Lustrino M, Mattei M, Melluso L, Conticelli S. 2009. Potassic and ultrapotassic magmatism in the circum-Tyrrhenian region: significance of carbonated pelitic vs. pelitic sediment recycling at destructive plate margins. Lithos, 113: 213~217.
- Ayer J A. 1998. The mafic minerals of the Falcon Island ultrapotassic pluton, Lake of the Woods, Ontario: progressive reduction during fractionation. The Canadian Mineralogist, 36: 49~ 66.
- Boynton W V. 1984. Geochemistry of the earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, pp. 63~114.
- Buddington A F, Lindsley D H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. Journal of Petrology, 5: 310~357.
- Chen B, Jahn B M, Tian W. 2009. Evolution of the Solonker suture zone: constraints from zircon U-Pb ages, Hf isotopic ratios and whole-rock Nd-Sr isotopic compositions of subduction- and collision-related magmas and forearc sediments. Journal of Asian Earth Sciences, 34: 245~257.
- Chen B, Jahn B M, Wilde S, Xu B. 2000. Two contrasting Paleozoic magmatic belts in northern Inner Mongolia, China: petrogenesis and tectonic implications. Tectonophysics, 328: 157~182.
- Cheng C, Sun S H. 2003. The Fanshan apatite-magnetite deposit in the potassic ultramafic layered intrusions, North China. Resource Geology, 53: 163~174.
- Conticelli S, Carlson R W, Widom E, Serri G. 2007. Chemical and isotopic composition (Os, Pb, Nd, and Sr) of Neogene to Quaternary calc-alkalic, shoshonitic, and ultrapotassic mafic rocks from the Italian peninsula: inferences on the nature of their mantle sources. In: Beccaluva, L., Bianchini, G., Wilson, M. (Eds.), Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area. Geological Society of America Special Paper, 418, pp. 171~202.
- Conticelli S, Guarnieri L, Farinelli A, Mattei M, Avanzinelli R, Bianchini G, Boari E, Tommasini S, Tiepolo M, Preleviĉ D,

Venturelli G. 2009. Trace elements and Sr-Nd-Pb isotopes of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the Western Mediterranean Region: genesis of ultrapotassic to calc-alkaline magmatic associations in a post-collisional geodynamic setting. Lithos, 107: 68~92.

- Feldstein S N, Lange R A. 1999. Pliocene potassic magmas from the Kings River Region, Sierra Nevada, California: evidence for melting of a subduction modified mantle. Journal of Petrology, 40: 1301~1320.
- Foley S F, Venturelli G, Green D H, Toscani L. 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constrains for petrogenenetic models. Earth-Science Reviews, 24: 81~134.
- Jahn B M, Auvray B, Cornichet J, Bai Y L, Shen Q H, Liu D Y. 1987. 3. 5 Ga old amphibolites from eastern Hebei province, China: field occurrence, petrology, Sm-Nd isochron age and REE geochemistry. Precambrian Research, 34: 311~346.
- Jahn B M, Auvray B, Shen QH, Liu D Y, Zhang Z Q, Dong YJ, Ye X J, Zhang Q Z, Cornichet J, Mace J. 1988. Archean crustal evolution in China: The Taishan complex, and evidence for juvenile crustal addition from long-term depleted mantle. Precambrian Research, 38: 381~403.
- Jahn B M, Wu F Y, Chen B. 2000. Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 91: 171~184.
- Jiang N, Chu X L, Mizuta T, Ishiyama D, Mi J G. 2004. A magnetite-apatite deposit in the Fanshan alkaline ultramafic complex, Northern China. Economic Geology, 99: 397~408.
- Lalonde A E, Bernard P. 1993. Composition and color of biotite from granites: Two useful properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay Orogen, Northwest Territories. The Canadian Mineralogist, 31: 203~217.
- Liu D Y, Nutman A P, Compston W, Wu J S, Shen Q H. 1992. Remnants of ≥3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean Craton. Geology, 20: 339~342.
- Miller C, Schuster R, Klötzli U, Frank W, Purtscheller F. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constrains for mantle source characteristics and petrogenesis. Journal of Petrology, 40: 1399~1424.
- Niu X L, Chen B, Liu A K, Suzuki K, Ma X. 2012. Petrological and Sr-Nd-Os isotopic constraints on the origin of the Fanshan ultrapotassic complex from the North China Croton. Lithos, 149: 146~158.
- Rieder M, Cavazzini G, D'Yakonov Y S, Frank-Kamenetskii V A, Gottardi G, Guggenheim S, Koval PV, Müller G, Neiva A R, Radoslovich E W, Robbert J L, Sassi F P, Takeda H, Weiss H, Wones D R. 1998. Nomenclature of the micas. The Canadian Mineralogist, 36: 905~912.
- Sengör A M C, Natal'in B A. 1996. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. In: Yin, A., Harrison, T. M. (Eds.), The Tectonic Evolution of Asia. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 486~641.
- Shabani A A T, Lalonde A E, Whalen J B. 2003. Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian orogen: A potential tectonomagmatic indicator? The Canadian

Mineralogist, 41: 1381~1396.

- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry, M. J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publications, 42, pp. 313~345.
- Windley B F, Alexelev D, Xiao W J, Kröner A, Badarch G. 2007. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. Journal of the Geological Society, 164: 31~47.
- Wones D R, Eugster H P. 1965. Stability of biotite: Experiment, theory, and application. American Mineralogist, 50: 1228 ~ 1272.
- Xiao W J, Windley B F, Hao J, Zhai M G. 2003. Accretion leading to collision and the Permian solonker suture, Inner Mongolia, China: termination of the Central Asian Orogenic Belt. Tectonics, 22: 1609, doi: 10.1029/2002TC001484.
- Yan G H, Mu BL, Xu B L, He G Q, Tan L K, Zhao H, He Z F, Zhang R H, Qiao G S. 1999. Triassic alkaline intrusive in the Yanliao-Yinshan area: Their chronology, Sr, Nd and Pb isotopic characteristics and their implication. Science in China (ser. D), 42(6): 582~587.

Zhang S H, Zhao Y, Kröner A, Liu X M, Xie L W, Chen F K.

2009. Early Permian plutons from the northern North China Block: constraints on continental arc evolution and convergent margin magmatism related to the Central Asian Orogenic Belt. International Journal of Earth Science, 98: 1441~1467.

- Zhang S H, Zhao Y, Song B, Liu D Y. 2007a. Petrogenesis of the middle Devonian Gushan diorite pluton on the northern margin of the North China block and its tectonic implications. Geological Magazine, 144: 553~568.
- Zhang S H, Zhao Y, Song B, Yang Z Y, Hu J M, Wu H. 2007b. Carboniferous granitic plutons from the northern margin of the North China block: implications for a late Paleozoic active continental margin. Journal of the Geological Society, 164: 451 ~463.
- Zhao G, Sun M, Wilde S A, Sanzhong L. 2005. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: key issues revisited. Precambrian Research, 136: 177~202.
- Zhao Z, Mo X, Dilek Y, Niu Y, DePaolo D J, Robinson P, Zhu D, Sun C, Dong G, Zhou S, Luo Z, Hou Z. 2009. Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic compositions of the post-collisional ultrapotassic magmatism in SW Tibet: petrogenesis and implications for India intra-continental subduction beneath southern Tibet. Lithos, 113: 190~212.

Mineral Chemistry of Biotites from the Fanshan Ultramafic-Syenitic Complex and Its Petrogenetic Significance

NIU Xiaolu, YANG Jingsui, FENG Guangying, LIU Fei

State Key Laboratory for Continental Tectonics and Dynamics, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

Abstract

The Fanshan ultramafic-syenitic complex is located on the northern margin of North China Craton (NCC), and crystallized from a SiO₂-undersaturated ultrapotassic alkaline-peralkaline parent magma which was originated from an enriched lithospheric mantle source that had previously been metasomatized by melts from carbonated oceanic crust above a subduction zone. The Fanshan complex was emplaced in late Trassic, and is a typical compelx among the alkaline/ultramafic magmatic belt along the northern margin of NCC. Major and trace elements compositions of biotites from the Fanshan complex are obtained using electron microprobe (EMPA) and laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS), respectively. The biotites from the Fanshan complex have Fe/(Fe+Mg) in the range 0.32 \sim 0.57, and total Al from 1.179 to 1.375, and belong to typical biotite. Biotite compositions indicate that the crystallization temperatures of the garnet-clinopyroxene syenites are between 680°C and 780°C, and their oxygen fugacity $(fO_2) = 10^{-12.5} \sim 10^{-15}$. The biotites from the Fanshan complex have relatively low contents of rare-earth elements (REE) with total REE contents lower than $0.100 \times 10^{-6} \sim 1.077 \times 10^{-6}$, indicating that biotite is not a major carrier of REE of the whole rock. However, trace elements compositions of biotites indicate that biotite is a major carrier of Rb, Ba, Nb, Ta, V, Cr, Co and Ni; whereas the contents of Sr, Zr, Hf, Y, Sc, Th and U of biotites are much lower than those of whole rock. Biotite compositions suggest that the Fanshan complex is characterized by high Fe contents and high oxygen fugacity, which may be the reason why the complex hosts an apatite-magnetite deposit.

Key words: biotite; ultrapotassic alkaline rocks; Fanshan ultramafic-syenitic complex; North China Craton