

滇西马厂箐岩体及其中深源包体地球化学特征

郭晓东, 王治华, 刘 焯, 苏学影, 王 梁

(中国人民武装警察部队黄金地质研究所, 河北 廊坊 065000)

马厂箐岩体属于滇西喜马拉雅期富碱侵入岩带的重要组成部分。岩体侵位于下奥陶统向阳组长石石英砂岩、粉砂岩以及下泥盆统康廊组灰岩中, 具有多期次侵入特征, 由(似)斑状花岗岩、正长斑岩、二长斑岩、花岗斑岩和煌斑岩等组成, 以(似)斑状花岗岩为主。属酸性到酸性岩, 以酸性岩为主, 岩石贫钙而富铝, 属铝过饱和系列(曾普胜等, 2002)。具有高钾富碱的特征(张玉泉等, 1987; 毕献武等, 1999; 2005; 曾普胜等, 2002), 属于高钾钙碱性或钾玄岩系列(张玉泉等, 1987; 曾普胜等, 2002; 郭晓东等, 2009), 显示出 C 型钾质埃达克岩的地球化学亲合性(曾普胜等, 2002; 郭晓东等, 2009)。

笔者 2009 年在马厂箐岩体的花岗斑岩中首次发现镁铁质的暗色微粒包体, 深源暗色微粒包体主要赋存在花岗斑岩中, 产状杂乱且分布不均, 大小不一, 大者直径 4~6 cm, 小者 0.5~2 cm 大多数在 2~4 cm, 包体呈次圆一次棱角状、纺锤状、哑铃状、椭圆状和不规则状等。包体与寄主岩接触界面不太清楚, 呈渐变过渡关系, 包体周围存在一个颜色相对较浅的晕圈, 一些包体的暗色物质呈弥散状分布在花岗斑岩中, 表明这些暗色微粒包体不属于捕虏体。深源暗色微粒包体岩石类型主要有透辉石岩、透辉角闪岩和辉长岩。寄主岩花岗斑岩呈岩脉、岩株状产出, 斑状结构, 块状构造。基质具隐晶质结构、它形粒状结构。主要矿物石英、钾长石、斜长石、黑云母、角闪石; 副矿物有磷灰石、榍石、磁铁矿和锆石等。暗色微粒包体及其寄主岩发育浸染状的黄铁矿化、磁铁矿化, 反映成矿与这套岩浆有关。将采自马厂箐铜钼矿三段中段采石场 4 件样品按照从包体中心→寄主岩的顺序进行系列采样, 分别编为包体→混合→主岩 1→主岩 2。

1 包体与寄主岩地球化学特征

常量元素特征 对深源包体及寄主岩石 $w(\text{SiO}_2)$ 与其他氧化物之间关系分析表明, 从深源包体→混合→主岩 1 和主岩 2 方向, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{CaO})$ 、 $w(\text{MgO})$ 、 $w(\text{TiO}_2)$ 、 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3)+w(\text{FeO})$ 、 $w(\text{MnO})$ 、 $w(\text{K}_2\text{O})$ 和 $w(\text{Na}_2\text{O})$ 与 $w(\text{SiO}_2)$ 都具有呈直线变化的特征, $w(\text{CaO})$ 、 $w(\text{MgO})$ 、 $w(\text{TiO}_2)$ 、 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3)+w(\text{FeO})$ 和 $w(\text{MnO})$ 表现出正常的变化趋势, 随着 $w(\text{SiO}_2)$ 的增加而逐渐降低, 而 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{K}_2\text{O})$ 和 $w(\text{Na}_2\text{O})$ 则表现出逐渐升高的变化趋势。 $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 和 $w(\text{CO}_2)$ 从深源包体→混合→主岩 1 和主岩 2 方向均具有较低的趋势, 主岩 1 和主岩 2 投点重合性较好, 反映主岩 1 和主岩 2 主成分一致。不同样品深源包体与寄主岩石具有常量元素的线性相关性, 暗示深源暗色包体与寄主岩花岗斑岩具有同源性, 相对共存的花岗斑岩而言, 暗色深源包体的成分显示高 $w(\text{CaO})$ 、 $w(\text{MgO})$ 、 $w(\text{TiO}_2)$ 、 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3)+w(\text{FeO})$ 、 $w(\text{MnO})$ 、 $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 和 $w(\text{CO}_2)$ 特征, 主成分反映包体更偏基性, 而寄主岩石花岗斑岩则明显地具有高钾(平均 4.63%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值 0.94~1.60, 平均 1.21), 富碱($w(\text{K}_2\text{O})+w(\text{Na}_2\text{O})=6.18\%\sim9.16\%$, 平均 8.65%) 的特点。与原始地幔相比, 深源包体富 $w(\text{TiO}_2)$ 、 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{CaO})$ 、 $w(\text{K}_2\text{O})$ 、 $w(\text{Na}_2\text{O})$ 、 $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 和 $w(\text{CO}_2)$, 强烈亏损 $w(\text{MgO})$ 。与大陆地壳相比, 寄主岩石富 $w(\text{K}_2\text{O})$ 、 $w(\text{Na}_2\text{O})$ 和 $w(\text{CO}_2)$, 亏损 $w(\text{TiO}_2)$ 、 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{FeO})$ 、 $w(\text{CaO})$ 和 $w(\text{MgO})$ 。可见, 原始地幔本身可能就是一种亏损地幔。与交代地幔金云母角闪辉石岩相比, 深源包体与交代地幔基本相似, 但更富 $w(\text{SiO}_2)$ 、 $w(\text{K}_2\text{O})$ 、 $w(\text{Na}_2\text{O})$ 和 $w(\text{CO}_2)$, 而 $w(\text{TiO}_2)$ 、 $w(\text{MgO})$ 、 $w(\text{CaO})$ 相对较低, 暗示深源包体遭受了地幔流体的交代作用。深源包体及寄主岩石在 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 图上全部投点在钾玄岩系列范围内。

稀土元素特征 从深源包体→混合→主岩 1→主岩 2, 各种稀土元素及其特征参数均呈降低的趋势, 而 $(\text{Sm}/\text{Eu})_N$ 则表现出增高的趋势。在稀土元素配分模式图上, 深源包体、混合、主岩 1 和主岩 2 具有极为一致的变化特点, 反映它们具有同源性。深源包体位于最上方, 主岩 1 和主岩 2 基本重合, 且位于最下方, 混合则夹于其中。深源包体稀土元素总量较高($355.84\times10^{-6}\sim430.3\times10^{-6}$); LREE/HREE 比值较大(19.12~20.73), $(\text{La}/\text{Yb})_N=39.95\sim43.11$; $\delta\text{Eu}=0.77\sim0.88$, $\delta\text{Ce}=0.88\sim0.98$; 寄主岩稀土元素总量中等($83.12\times10^{-6}\sim105.86\times10^{-6}$); LREE/HREE 比值较大(15.3~16.96), $(\text{La}/\text{Yb})_N=38.27\sim44.82$, 显示轻、重稀土元素强烈分异, 明显富集轻稀土元素; $\delta\text{Eu}=0.74\sim0.85$, $\delta\text{Ce}=0.82\sim0.86$ 。

微量元素特征 深源包体与寄主岩石在蛛网图上具有较为一致的变化曲线, 深源包体曲线位于上方, 而寄主岩石则位于下方, 反映深源包体微量元素含量明显大于寄主岩石, 其相同的变化趋势反映它们可能具有相同的来源。深源包体微量元素变化较大, 如 Ba ($1818\times10^{-6}\sim2929\times10^{-6}$)、Sr ($554\times10^{-6}\sim792\times10^{-6}$)、Rb ($444\times10^{-6}\sim570\times10^{-6}$)、Cr ($248\times10^{-6}\sim418\times10^{-6}$) 具有较高的含量。寄主岩石也存在较大的变化范围, 如 Ba ($857\times10^{-6}\sim1229\times10^{-6}$)、Sr ($351\times10^{-6}\sim509\times10^{-6}$)、Rb($250\times10^{-6}\sim304\times10^{-6}$)。

2 讨论

马厂箐岩体不同样品深源包体与寄主岩石具有常量元素的线性相关性,暗示富碱斑岩体中的寄主岩及其中暗色深源包体具有同源性,相对共存的寄主岩而言,暗色深源包体显示高 CaO 、 MgO 、 TiO_2 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 、 MnO 、 P_2O_5 和 CO_2 特征,反映包体更偏基性,而寄主岩明显地具有高钾、富碱的特点。深源包体比原始地幔富 TiO_2 、 Al_2O_3 、 CaO 、 K_2O 、 Na_2O 、 P_2O_5 和 CO_2 ,强烈亏损 MgO 。寄主岩比大陆地壳表现出富 K_2O 、 Na_2O 和 CO_2 ,亏损 TiO_2 、 Fe_2O_3 、 FeO 、 CaO 和 MgO 。深源包体与交代地幔基本相似,但更富 SiO_2 、 K_2O 、 Na_2O 和 CO_2 ,而 TiO_2 、 MgO 、 CaO 相对较低,暗示深源包体遭受了地幔流体交代作用。

深源包体和寄主岩轻重稀土强烈分异,具有明显地轻稀土元素富集特征;弱的负 Eu 、 Ce 异常显示岩石受到一定程度的蚀变作用影响,可能遭到了地幔流体的交代。寄主岩在源区物质部分熔融时,低 ΣREE 、高 $(\text{La/Yb})_N$ 值的斜长石大量进入到中,没有完全作为残留相,说明岩浆形成深度较大(40 km 以下)(陈衍景, 1996)。暗色深源包体及其寄主岩稀土配分模式具有一致地变化趋势,呈右倾平缓曲线,显示深源包体和寄主岩具有相似的配分模式,反映两者均为熔融岩浆结晶的产物且经历了相似的岩浆演化过程。

深源包体与寄主岩在蛛网图上具有较为一致的变化曲线,深源包体曲线位于上方,而寄主岩石则位于下方,反映深源包体微量元素含量明显大于寄主岩石,其相同的变化趋势反映它们可能具有相同的来源。相对于原始地幔,它们明显富集大离子亲石元素(LILE) Rb 、 U 、 Sr 和 Ba 等,而相对亏损高场强元素(HESE) Ca 、 Nb 、 Zr 和 Hf ,显示出俯冲带幔源岩石的成分。

在 La-La/Sm 图解上,深源包体及其寄主岩投点全部位于部分熔融线附近,深源包体位于熔融线的下方,寄主岩则位于部分熔融线上方,反映岩浆为上地幔和下地壳物质部分熔融形成,即起源于壳-幔过渡带。深源包体和寄主岩与壳-幔岩浆混合及成分分异有关,深源包体结晶略早,寄主岩石结晶略晚。

综上所述,马厂箐岩体中的暗色深源包体及其寄主岩常量元素、稀土元素和微量元素所表现出的规律具有相似性,显示它们含有大量的幔源组分,且具有同源性,反映这套岩浆是壳-幔岩浆混合作用的结果(Zorpi, 1989; Poli et al., 1999; Nitoi et al., 2002; Perugini et al., 2003)。包体和寄主岩均遭受到一定程度上的地幔流体的交代作用。

3 结论

马厂箐岩体中的花岗斑岩含有大量的镁铁质暗色深源包体,包体与寄主岩常量元素具有明显的线性相关性,稀土元素和微量元素具有一致的变化曲线,反映包体与寄主岩具有同源性,是壳-幔岩浆混合作用的结果,具有相似的岩浆演化过程,同一壳-幔混合岩浆成分分异的结果。包体来源于一种亏损的原始地幔岩浆,寄主岩岩浆则来源于壳-幔过渡带,但它们均遭到地幔流体的交代作用。地幔流体的交代作用在一定程度上促进了包体及寄主岩中成矿元素和挥发份的聚集,有利于成矿作用的发生。

参考文献

- 毕献武, 胡瑞忠, 彭建堂, 等. 2005. 姚安和马厂箐富碱侵入岩体的地球化学特征[J]. 岩石学报, 21(1): 113-124.
- 毕献武, 胡瑞忠, 叶造军, 等. 1999. A 型花岗岩类与铜成矿关系研究-以马厂箐为例[J]. 中国科学(D), 29(6): 489-495.
- 陈衍景. 1996. 沉积物微量元素示踪地壳成分和环境及其演化的最新进展[J]. 地质地球化学, (3): 1-125.
- 郭晓东, 侯增谦, 陈 祥, 等. 2009. 云南马厂箐富碱斑岩埃达克岩性质的厘定及其成矿意义[J]. 岩石矿物学杂志, 28(4): 375-386.
- 刘显凡, 刘家铎, 张成江, 等. 2003. 富碱斑岩中超镁铁深源包体岩石的元素地球化学分析[J]. 矿物岩石, 23(3): 39-43.
- 徐学义, 黄月华, 夏林圻, 等. 1997. 岚皋金云角闪辉石岩类捕虏体: 地幔交代作用的证据[J]. 岩石学报, 13(1): 1-13.
- 曾普胜, 莫宜学, 喻学惠. 2002. 滇西富碱斑岩带的 Nd 、 Sr 、 Pb 同位素特征及其挤压走滑背景[J]. 岩石矿物学杂志, 21(3): 231-241.
- 张玉泉, 谢应雯, 涂光炽. 1987. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩及其裂谷构造关系初步研究[J]. 岩石学报, (1): 17-25.
- Nitoi E, Munteanu M, Marinice S, et al. 2002. Magma enclave interactions in the East Carpathian Subvolcanic Zone, Romania: Petrogenetic implications[J]. J. Volcanology and Geothermal Research, 118(1-2): 229-259.
- Perugini D, Poli G, Christofides G, et al. 2003. Magma mixing in the Sithonia plutonic complex, Greece: Evidence from mafic microgranular enclaves[J]. Mineralogy and Petrology, 78(3-4): 173-200.
- Poli G and Tonunasin S. 1999. Geochemical modeling of acid basic magma interaction in the Sardinia Corsica Batholith: The case study of Sarrabus, southeastern Sardinia, Italy[J]. Lithos, 46(3): 553-571.
- Zorpi M J. 1989. Magma mingling, zoning and emplacement in calcalkaline granitoid pluton[J]. Tectonophysics, 157: 315.