

四川冕西岩体中北段铀矿化煌斑岩 地球化学特征及成因探讨

孙悦^{1,2)}, 李巨初¹⁾, 丁俊³⁾, 孙泽轩²⁾, 姚毅锋²⁾

1) 成都理工大学, 四川成都, 610059;

2) 核工业二八〇研究所, 四川广汉, 618300; 3) 成都地质矿产研究所, 四川成都, 610081)

1 地质概况

冕西岩体位于四川省冕宁县西部冶勒—哈哈—里庄一带, 为一大型复式岩基, 岩性以钾长花岗岩为主, 中北部有大量煌斑岩岩脉(群)侵入, 南部有喜山期碱性杂岩及煌斑岩侵入。岩体时代为燕山中晚期, 以早白垩世花岗岩规模最大, 划分为四个阶段。铀矿化点带集中产出在第四阶段中细粒钾长花岗岩($K\gamma K_1S$)中。区内煌斑岩脉分布广, 严格受区域构造控制, 沿构造节理裂隙贯入。

冕西岩体中北段钾长花岗岩内存在两类煌斑岩, 其中一种煌斑岩其产出规模较大, 宽 5~15m 左右, 长度 100~500m 左右, 其放射性含量正常。另一种煌斑岩主要产于各铀矿(化)点, 多沿 NNE、NEE 方向产出, 少数沿东西向产出。岩脉多为短轴状, 枝状分叉等, 形态不规则, 沿走向、倾向变化大, 宽 0.1~3m, 长几米至十几米, 铀矿化严格受煌斑岩脉控制, 煌斑岩都具有高的铀量, 部分可达工业品位。该两类煌斑岩岩石学特征、产出位置及规模、放射性异常情况、地球化学特征均存在较大差别, 分析应为不同类型煌斑岩, 将其分别称之为正常煌斑岩及矿化煌斑岩。

2 地球化学特征

2.1 主量元素特征

冕西岩体中北部岩体内煌斑岩总体上为一种高碱、富 K, 富 Ti, $K_2O > Na_2O$, 且 K_2O 变化大, 低 MgO 和 CaO 的基性岩脉, SI 固结指数 5.69~39.7, 平均为 18.98, 低于典型玄武岩的 SI 值(30~40), 表现出区内煌斑岩分离结晶程度高。其中矿化

煌斑岩较正常煌斑岩 SI 低, 表现其分异程度更高。

2.2 微量元素特征

2.2.1 过渡元素

区内煌斑岩过渡元素球粒陨石标准化曲线表现为相似的“W”型, 表明其同源性。与原始地幔相比, 相对富集 V、Cu, 大致相等的是 Fe、Zn, 明显亏损的是 Cr、Co、Ni, 与幔源-超基性、碱性岩的过渡元素分布模式一致。

2.2.2 不相容元素

区内煌斑岩不相容元素原始地幔标准化曲线整体呈“隆起”型, 其大离子亲石元素呈富集状态, 高场强元素均呈相对亏损状态, 表明区内煌斑岩源自地幔源区发生为流体交代作用时形成的富集型地幔的部分熔融产物^[1]。

2.2.3 稀土元素特征

区内煌斑岩存在两种稀土配分型式:

1. 正常煌斑岩为右倾轻稀土富集型配分曲线, 轻稀土富集、没有或很弱的 Eu 负异常、重稀土平坦型配分。 $\sum REE$ 为 $(95.14 \sim 206.44) \times 10^{-6}$, 高于原始地幔和 MORB, 其中 LREE 为 $(75.72 \sim 113.03) \times 10^{-6}$, HREE 为 $(13.76 \sim 24.24) \times 10^{-6}$, LREE/HREE 为 3.83~6.64, 轻重稀土具较好的分馏, δEu 为 0.73~0.87。这些特征说明区内正常煌斑岩源自稀土元素相对富集的地幔源区^[1]。

2. 矿化煌斑岩为 M 型稀土配分曲线, 为中间稀土和重稀土相对富集, 强的 Eu 负异常, δEu 为 0.28~0.48。稀土总量较高, $\sum REE$ 介于 $(143.48 \sim 520.64) \times 10^{-6}$ 之间, 轻重稀土分异不明显, LREE/HREE 范围为 1.25~4.65, 稀土配分曲线显示较为明显的 M 型四分组效应, 表明矿化煌斑岩具有

强烈的分异和流体作用,致使其与正常煌斑岩形成鲜明对比。

3 讨论

3.1 源区特征

区内煌斑岩微量元素、稀土元素含量以相对均一为特征,表明岩浆上升过程中地壳混染作用不大。煌斑岩与原始地幔相比富集大离子亲石元素,相对亏损高场强元素,稀土配分模式为轻稀土富集型, Eu 为弱亏损,以上特点均说明区内煌斑岩来源于交代富集地幔,同时矿化煌斑岩分异程度更高,微量元素及稀土元素地球化学特征表现其在形成过程中氧化度更好、受流体作用明显,证明研究区内两类煌斑岩为不同期或同期不同阶段产物,矿化煌斑岩形成较晚。

本区煌斑岩 Nb/Ta 和 Zr/Hf 值反映出的是受到富集流体交代的地幔源区的特点,同时表明区内煌斑岩受大比例地壳混染的可能性不大,故煌斑岩的地球化学特征即反映了其岩浆源区的地球化学性质。

3.2 成岩时代及构造环境

攀西地区普斯罗沟煌斑岩脉金云母 $40\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素年龄为 32Ma 左右,橄辉云辉岩 K/Ar 测定的年龄 31.8~40.8 Ma,可见攀西地区煌斑岩可能与邻区及哀牢山断裂带内的煌斑岩同属喜马拉雅期的产物^[2]。冕西岩体位于这个时期大规模基性岩浆岩活动区的北东部边缘,南部牦牛坪地区碱性杂岩和煌斑岩为 30~40Ma^[3],推测冕西岩体中北部花岗岩中煌斑岩脉(群)侵位于喜马拉雅早期。

喜马拉雅期区内为地壳持续减薄、拉张—剪切型的构造环境,已形成的富集地幔发生部分熔融,形成区内煌斑岩的原始岩浆。岩浆沿断裂带上升侵入至冕西岩体中形成煌斑岩脉,其中矿化煌斑岩应为其原始岩浆在上升侵入过程中发生了基性岩浆与酸性岩浆不混溶,分异结晶形成正常煌斑岩,含有石英、碳酸盐眼球体和大石英脉体。而矿化煌斑岩是在更晚一些时期,高度分异并发生岩浆液态不混溶,气-液分离,强烈流体作用下的产物,富钾、钛、钽、磷,富 CO_2 和 H_2O 等。

3.3 煌斑岩脉与铀矿化关系

研究区内产出有以节节马铀矿化点为代表的一批铀矿化点带,铀矿化严格受沿断裂充填的矿化煌斑岩脉控制,铀矿化赋存于矿化煌斑岩脉中,矿化煌斑岩即为矿体。铀呈钛铀矿形成,与金红石、磷钇矿共生,以极细的颗粒存在煌斑岩中(将另文讨论)。该矿化类型为我国一种新的铀矿化类型,与以往我国发现“交点型”铀矿床中煌斑岩脉主要起从深源带来挥发剂作用不同,值得今后进一步对该类铀矿化类型进行深入研究。

参考文献 / References

- [1]黄智龙,王联魁.1996.云南老王寨金矿区煌斑岩的地球化学.地球化学, 25 (3): 255-261.
- [2]黄智龙,刘丛强,朱成明,等.1999.云南老王寨金矿区煌斑岩成因及其与金矿化的关系.北京:地质出版社, 62~190.
- [3]刘丛强,黄智龙,许成,等.2004.地幔流体及其成矿作用——以四川冕宁稀土矿为例.北京:地质出版社, 148~181.