

文章编号: 1000-4734(2019)05-0507-13

哈播富碱侵入岩体接触带金矿床 成矿流体演化特征

孟中能¹, 高柱^{1*}, 向贤礼¹, 张乾², 王大鹏²

(1. 贵州工程应用技术学院, 贵州 毕节 551700; 2. 中国科学院 地球化学研究所, 贵州 贵阳 550081)

摘要: 哈播富碱侵入岩体位于哀牢山—红河新生富碱侵入带的南段西侧, 该岩体由4个单元组成, 分别是坪山单元(EP)、三道班单元(ES)、阿树单元(EA)及哈播南山单元(EH)。锆石 U-Pb 年代学研究表明: 坪山单元成岩年龄约为 36 Ma; 三道班单元成岩年龄约为 35 Ma; 阿树单元成岩年龄约为 37 Ma; 哈播南山单元成岩年龄约为 33 Ma。围绕该岩体与围岩接触带分布着一系列中小型金矿床, 分别是哈播金矿床、哈埂金矿床及沙普金矿床, 这些金矿床与哈播富碱侵入岩体有着密切的时空联系。岩体及矿床微量稀土元素研究表明: 1) 哈播富碱侵入体与金沙江—哀牢山富碱斑岩带北端的玉龙、多霞松多斑岩有着非常相似的蛛网及稀土元素配分图, 表明二者具有相同的成岩背景及物质来源; 2) 哈播金矿床、哈埂金矿床、沙普金矿床及哈播富碱侵入岩体有着相同的物质来源, 其源区具有壳幔混合特征; 3) 各矿床成矿流体富 Cl^- , 而 F^- 含量则较低; 成矿流体富集亲硫元素 Cu、Zn、Cd、Pb 及铁族元素 Co、Ni; 4) 哈播金矿床、哈埂金矿床及沙普金矿床总体成矿物理化学条件为还原环境, 但是该区成矿热液体系较复杂, 这种复杂的成矿热液体系与哈播富碱侵入岩体脉动式侵入造成的热叠加效应有关。

关键词: 哈播富碱侵入岩体; 微量元素; 稀土元素; 物质来源

中图分类号: P618.5101

文献标识码: A

doi: 10.16461/j.cnki.1000-4734.2019.39.069

作者简介: 孟中能, 男, 1987年生, 博士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业. E-mail: 635680255@qq.com

The evolution characteristics of metallogenic fluids for Au deposits in the contact of the Habo alkaline intrusion

MENG Zhong-neng¹, GAO Zhu^{1*}, XIANG Xian-li¹, ZHANG Qian², WANG Da-peng²

(1. Guizhou University of Engineering Science, Bijie 551700, China; 2. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China)

Abstract: The Habo alkaline intrusion, located in the southern part of the Ailaoshan-Red River Cenozoic alkaline intrusion belt, consists of Pinshan (EP), Sandaoban (ES), Ashu (EA), and Habonanshan (EH) four units. The zircon U-Pd dating results show that these units have weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages of 36 Ma (EP), 35 Ma (ES), 37 Ma (EA), and 33 Ma (EH), respectively. A series of small- to medium-sized Au deposits, such as the Habo, Hageng, and Shapu, are distributed around the Habo intrusion, with closely temporal and spatial relationships. The results of trace and REE elements of intrusive rock and deposits show that the Habo alkaline intrusion has very similar trace element spidergrams and REE patterns to those of the Yulong and Duoxiasongduo porphyry bodies, which are located in northern part of the Jinshajiang-Ailaoshan alkaline-rich porphyry belt, indicating that they could have almost same diagenetic tectonic setting and source materials. The Habo, Hageng and Shapu Au deposits share the same source materials, which are

收稿日期: 2018-09-03

基金项目: 贵州省普通高校喀斯特工程物探研究中心资助项目(编号: 黔教合 KY 字[2015]340); 队所合作横向项目(编号: Y4QT030000); 贵州工程应用技术学院高层次科学研究项目(编号: 院科合字 G2018013); 贵州省教育厅青年科技人才成长项目(编号: 黔教合 KY 字[2018]404); 贵州省毕节市贵工程联合基金资助项目(编号: 黔科合 LH 字[2016]7049)

通讯作者, E-mail: 562465761@qq.com

characterized with the mixing of crust and mantle, with the Habo alkaline intrusion. The ore-forming fluids of these deposits are characterized with Cl^- -rich and F^- -poor, enriched thiophilic elements (Cu, Zn, Cd, Pb) and iron group elements (Co, Ni). The physicochemical conditions of mineralization of the Habo, Hageng and Shapu Au deposits are generally reduced environment. The ore-forming hydrothermal systems in the ore field, however, are relatively complicated. This complicated ore-forming hydrothermal system could be related to the hydrothermal superimposition caused by the pulsing emplacement mechanism of the Habo intrusion.

Keywords: The Habo alkaline intrusion; trace elements; REE; source materials

哈播富碱侵入岩体位于哀牢山—红河新生富碱侵入带的南段西侧, 该富碱侵入岩体近年来成为学者们研究的热点^[1-3], 尤其是其中一系列与哈播富碱侵入岩体有着密切时空关系的铜矿床(比如哈播斑岩型铜矿)和金矿床(比如哈播金矿床、哈埂金矿床及沙普金矿床)。祝向平等^[3]认为哈播斑岩型铜矿的成矿是一个连续过程, 是对区域构造运动的响应。赵德奎等^[1]认为哈播金矿床属火山沉积热液改造型金矿床, 但是这种认识需要更多的地球化学证据加以论证。除了以上两位学者分别对哈播斑岩型铜矿及哈播金矿床有过研究以外, 其它金矿床(如哈埂金矿床和沙普金矿床)的研究程度非常低。

微量元素作为重要的地球化学示踪剂, 在矿床地球化学研究得到广泛应用, 大量研究表明, 微量元素能有效示踪成矿体系中成矿物质的来源^[4-14]。稀土元素在低级变质作用、风化作用和热液蚀变作用中保持相对不活泼性, 可作为水-岩作用及成矿流体来源的示踪剂^[15]。通常黄铁矿内 Fe^{2+} 的离子半径与稀土元素的 REE^{3+} 相差较远, 稀土元素很难以类质同像的形式进入黄铁矿晶格内, 但近期有研究发现黄铁矿内存在流体包裹体, 包裹体内溶液的 REE 特征可以反映成矿流体特征^[16-17]。因此, 分析黄铁矿等硫化物的单矿物稀土微量元素特征可以直接反映成矿物质来源及流体特征。黄铁矿是哈播地区金矿床最重要的载金矿物, 本次研究利用 ICP-MS 技术开展矿区黄铁矿的稀土微量元素特征分析, 并将其与研究区金矿床有着密切时空关系的哈播富碱侵入岩体的稀土微量元素特征进行对比, 以期深入认识哈播地区金矿床成矿物质来源及流体特征。

1 区域地质背景

约 65 Ma 以来, 三江地区遭受印度与欧亚大陆碰撞引发的强烈陆内变形, 形成一系列 NW-NNW 走向的走滑断裂体系和褶皱带, 如哀牢山—红河断裂带、崇山断裂带、高黎贡—实皆断裂带等^[18-25]。与这些新生代走滑断裂体系相伴出露众多钾质火成岩体, 一些学者认为由于受控于新生代陆内走滑转换构造应力场^[26], 这些钾质火成岩体沿该走滑断裂体系及其附近分布, 其中于哀牢山—红河断裂带形成了长达千余千米, 宽 50~80 km 的富碱岩浆岩带, 被称为哀牢山—红河富碱侵入岩带^[27]。最近研究表明, 这些富碱岩体与带上金、铜、钼等金属成矿(如玉龙铜矿、北衙金多金属矿、马厂青铜矿)密切相关, 划为哀牢山—红河新生代成矿带^[24,27-31]。

新生代以来, 哀牢山—红河断裂带遭受了多期次左旋走滑断裂, 导致了一系列富碱斑岩体的侵位。这些富碱岩体多分布于哀牢山—红河断裂带两侧并受控于该断裂带的次级断裂, 主要岩石类型有花岗斑岩、石英二长斑岩及石英正长斑岩。研究认为, 这些富碱岩体和 Au、Cu、Mo、Pb 及 Zn 的成矿有着密切关系, 目前在哀牢山—红河断裂带发现的富碱岩体有剑川富碱岩群、永胜富碱岩群、北衙富碱岩群、姚安富碱岩群、铜厂富碱岩群及哈播富碱岩群。哈播富碱侵入岩体属于哈播富碱岩群, 该岩体侵位于欧梅断裂上, 与志留系、古生代马邓岩群及三叠系呈不整合接触, 其面积达到 26 km², 是研究区内出现的最大侵入岩体。该岩体由 4 个单元组成, 分别是坪山单元(EP)、三道班单元(ES)、阿树单元(EA)及哈播南山单元(EH)。我们最近的研究数据(未发表)表明: 1) 坪山单元分布于岩体的南部, 主要由黑云母角闪石正长岩组成, 其锆石 U-Pb 年龄约为 36 Ma; 2) 三道班单元零星分布于该岩体周边, 主要由蚀变黑云母角闪石正长岩组成, 其锆石 U-Pb 年龄约为 35 Ma; 3) 阿树单元位于岩

体核部, 是该岩体最大的组成部分, 主要由黑云母辉石正长岩组成, 其锆石 U-Pb 年龄约为 37 Ma; 4) 哈播南山单元侵位于阿树单元核部, 主要由黑云母辉石正长岩及黑云母角闪石正长岩组成, 其锆石 U-Pb 年龄约为 33 Ma, 该年龄与前人的研究数据一致^[32]。马邓岩群是研究区重要的构造岩群, 其岩性主要为变质岩, 与志留系及三叠系呈断层接触关系, 该岩群由外麦地岩组和琪海岩组组成, 外麦地岩组广泛分布于研究区内, 由 a、b、c 三段组成, 其主要岩性为石英砂岩、泥板岩及石英千枚岩。

2 矿床地质特征

研究区金矿床位于哀牢山—红河新生代成矿系统的南端, 处于哀牢山断裂与九甲断裂的夹持部位。矿区内地层主要为外麦地岩组 b 段, 区内构造为一系列被 NE 向次级断裂切割的 NW 向断裂, 主要有欧梅断裂、大排断裂、沙普断裂、依东断裂、黄草岭断裂及阿树断裂。区内金矿床与哈播富碱侵入岩体有着密切的时空关系 (图 1)。

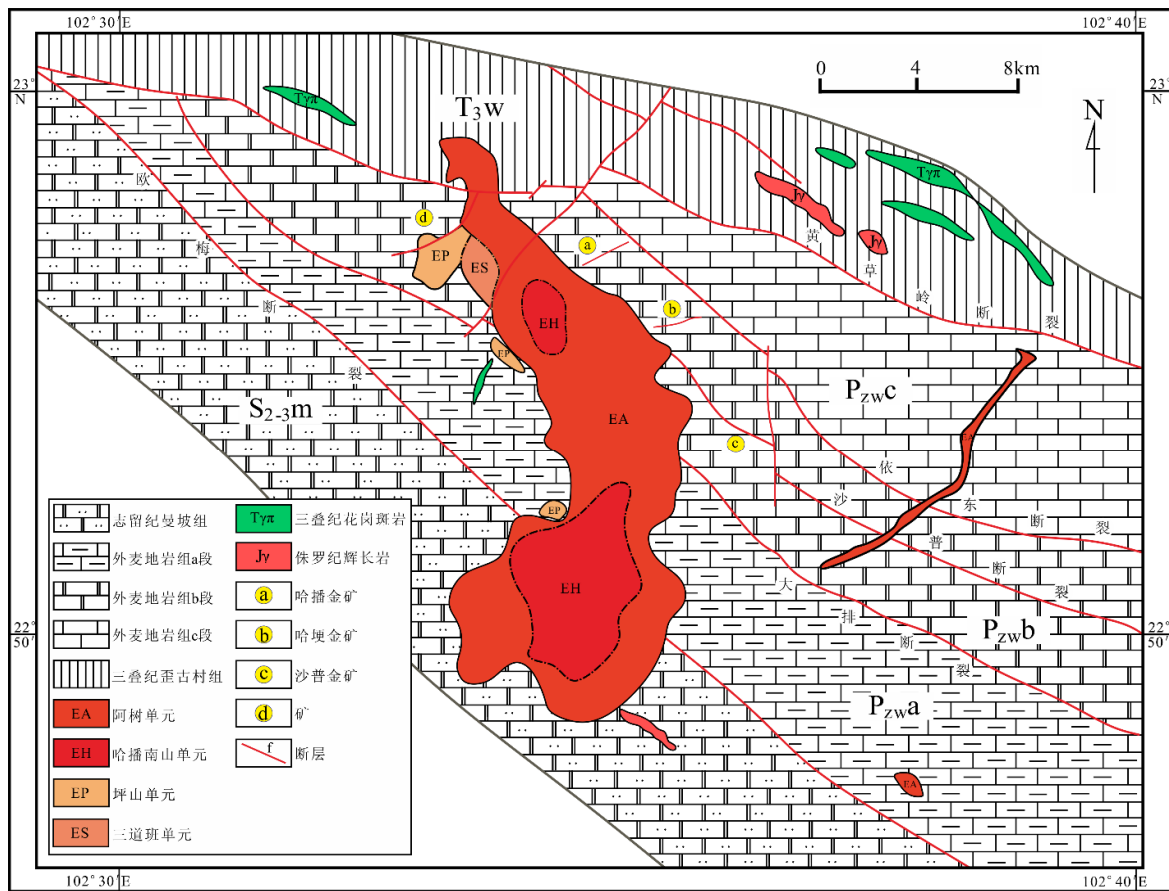


图 1 哈播富碱侵入岩体地质特征简图
Fig. 1. Geological sketch map for the Habo alkali-rich intrusion.

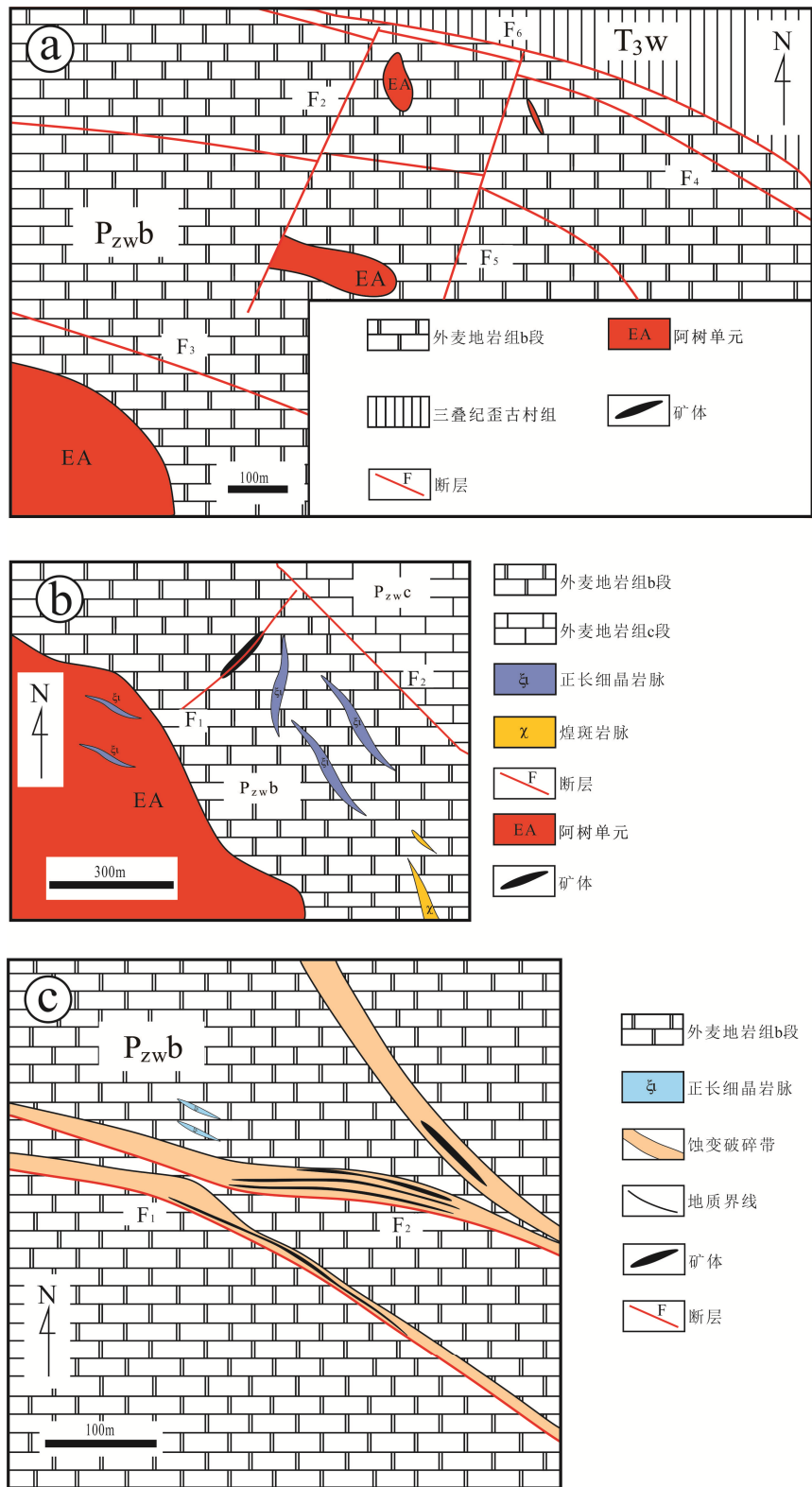
2.1 哈播金矿床

哈播金矿床位于哈播富碱侵入岩体的北部外接触带 (图 1, 图 2a), 是典型的破碎带热液脉型金矿床, 赋矿围岩为外麦地岩组 b 段, 主要控矿构造为依东断裂的次级断裂。矿体呈似层状、透镜状、脉状产出, 被北东向断层切割为 3 段, 产状变化大, 走向北西—南东, 倾向南西, 出露长 600 m, 平均厚度 3.99 m, 厚度变化系数 109%, Au 平均品位 3.38×10^{-6} 。矿石中金属矿物主要以黄铁矿和褐铁矿 (图 3A, B) 为主, 其次为闪锌矿、方铅矿、毒砂、黄铜矿和孔雀石等 (图 3C)。脉石矿物主要为石英 (图 3B) 和绢云母, 其次为绿泥石、白云母和长石。黄铁矿呈自形-半自形立方体、不规则粒状, 粒径一般

0.1~0.5 mm, 立方体黄铁矿呈星点状、微细粒浸染状分布, 而不规则粒状黄铁矿呈星点状、微细粒浸染状、细脉状或集合体团块状分布。黄铁矿普遍褐铁矿化(图 3C), 部分褐铁矿保留了黄铁矿立方体晶形, 大多数褐铁矿呈细粒状或隐晶质。该矿床中闪锌矿和方铅矿多为他形, 粒度相对较细, 常交代黄铁矿, 呈细脉状产出, 常见方铅矿交代闪锌矿。野外及室内鉴定结果表明, 矿床矿物生成顺序为: 黄铁矿(金)+毒砂+黄铜矿→闪锌矿→方铅矿→褐铁矿。与金矿化有关的围岩蚀变主要为黄铁矿化、褐铁矿化等。

2.2 哈埂金矿床

哈埂金矿床位于哈播富碱侵入岩体的边缘(图 1, 图 2b), 矿体围岩为外麦地岩组 b 段, 主要控矿构造为依东断裂的次级断裂, 矿床成因属破碎带热液脉型金矿床。矿脉沿该 NW 向次级断裂及构造裂隙产出, 目前, 共发现 2 条矿脉, 其中, I 号矿脉长 50 m, 宽 0.5~1.0 m, II 号矿脉长约 30 m, 宽 0.25~0.3 m, 以褐铁矿为主, 含少量磁铁矿。总体而言, 矿石中主要矿物以磁铁矿和黄铁矿

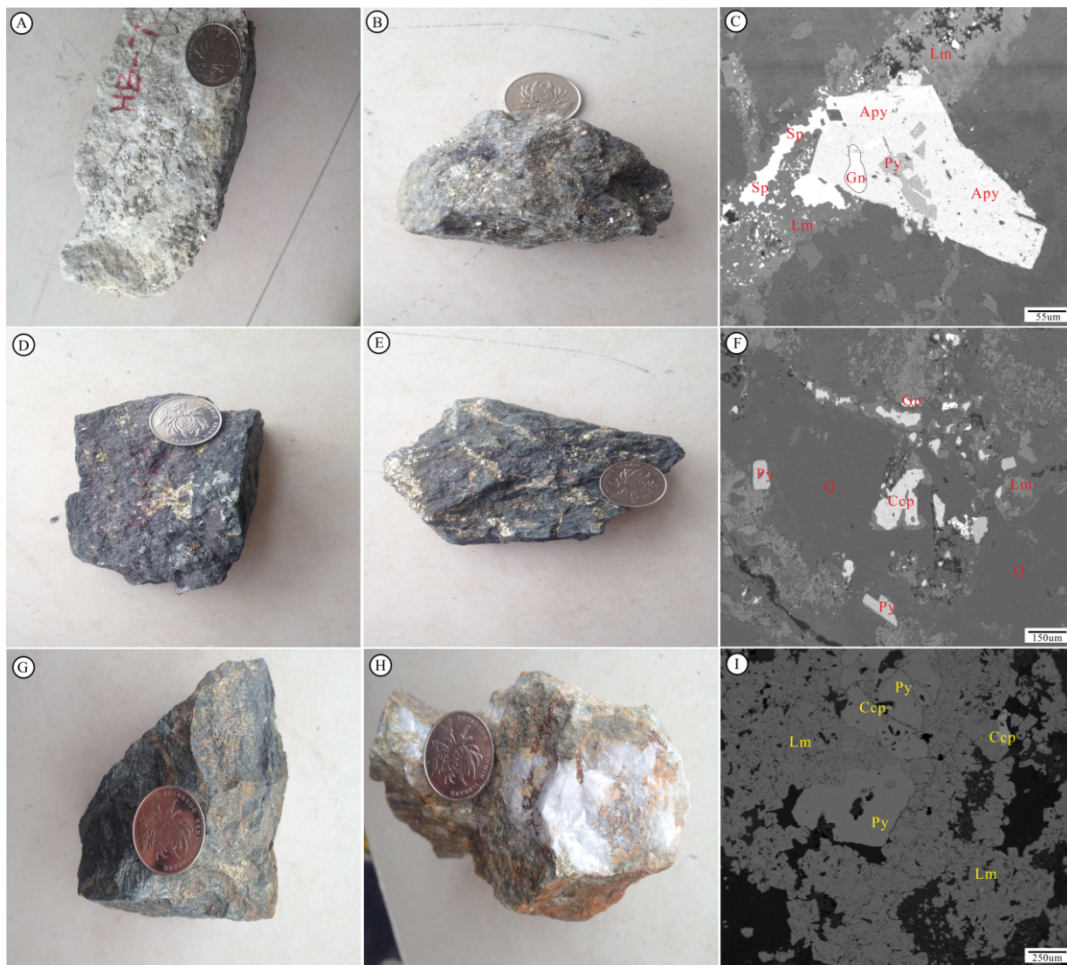


a. 哈播金矿床; b. 哈埂金矿床; c. 沙普金矿床

图 2 哈播富碱侵入岩体接触带金矿床地质简图

Fig. 2. Geological sketch map for Au orebodies in the contact of the Habo alkali-rich intrusion.

为主 (图 3D), 矿石褐铁矿化强烈 (图 3D, E), 一些氧化矿石表面常见孔雀石薄膜。矿相观察和电子探针分析结果表明, 哈埂矿床中矿石矿物以磁铁矿和黄铁矿为主, 含少量黄铜矿和方铅矿等硫化物。其中, 磁铁矿为他形, 结晶较粗大 (图 3D), 部分呈细粒浸染状被石英包裹, 或沿石英颗粒间隙分布, 他形黄铜矿常沿磁铁矿裂隙充填交代 (图 3D); 黄铁矿多呈立方体产出, 常分布于磁铁矿边缘或磁铁矿间隙, 并被黄铜矿交代 (图 3E), 部分黄铁矿已氧化成褐铁矿 (图 3F); 矿床中黄铜矿颗粒较小, 一般小于 $100\ \mu\text{m}\times 50\ \mu\text{m}$, 多呈他形星点状分布于石英脉中 (图 3F), 或交代磁铁矿和黄铁矿, 并沿其边缘分布; 矿床中偶见方铅矿, 其结晶较差, 颗粒较小, 一般小于 $50\ \mu\text{m}\times 50\ \mu\text{m}$, 该类矿物常呈他形交代黄铁矿和黄铜矿, 分布于这些矿物间隙中 (图 3F)。因此, 本矿床矿物生成顺序大致为: 磁铁矿→黄铁矿→黄铜矿→方铅矿。与金矿化有关的围岩蚀变主要为硅化、次生黄铁石英岩化、黄铁矿化、褐铁矿化、绢云母化等。



A. 黄铁矿化; B. 黄铁矿化、铅锌矿化; C. 毒砂、黄铁矿、方铅矿等矿物集合体; D. 磁铁矿化、黄铜矿化、黄铁矿化; E. 黄铜矿化、黄铁矿化; F. 褐铁矿化; G. 黄铁矿化、褐铁矿化; H. 黄铁矿化; I. 褐铁矿化

Apy-毒砂、Gn-方铅矿、Lm-褐铁矿、Py-黄铁矿、Sp-闪锌矿、Ccp-黄铜矿、Lm-褐铁矿、Q-石英、Ccp-黄铜矿、Lm-褐铁矿

图 3 哈播金矿床、哈埂金矿床及沙普金矿床矿化特征及典型的矿物组合

Fig. 3. Typical mineralization characteristics and mineral assemblages of ores from the Habo, Hageng and Shapu gold deposits.

2.3 沙普金矿床

沙普金矿床产于哈播富碱侵入岩体东部外接触带边缘 (图 1), 矿体围岩为外麦地岩组 b 段, 主要控矿构造为沙普断裂的次级断裂, 矿床成因属破碎带热液脉型金矿床。金矿体呈脉状或透镜状赋存于

北西向断层破碎带中, 矿体受构造蚀变带控制, 形态较复杂, 具尖灭再现特征。矿体形态呈脉状、透镜状。长度 55~168 m, 平均厚度 1.85 m, 平均品位 1.44×10^{-6} 。矿石中主要矿物以黄铁矿为主 (图 G-H), 矿石褐铁矿化强烈, 金呈微细粒游离态赋存于褐 (黄) 铁矿中。脉石矿物主要为石英 (图 3H), 其次为绢云母和长石。黄铁矿呈自形-半自形立方体、不规则粒状, 部分呈细粒浸染状被石英包裹, 或沿石英颗粒间隙分布 (图 3H), 而有的黄铁矿则呈集合体团块状分布, 且褐铁矿化发育 (图 3I)。与金矿化有关的围岩蚀变主要为硅化、黄铁矿化、褐铁矿化等。

3 样品采集与分析方法

本次研究在哈播富碱侵入体采集岩石样品 12 件, 用于全岩微量元素、稀土元素分析。在哈播金矿床、哈埂金矿床、沙普金矿床分别采集脉型矿石样品 3 件, 用于黄铁矿微量元素、稀土元素分析。首先将岩石样品破碎、磨碎 (>200 目) 制成待测样品。其次将黄铁矿矿石样品破碎、过筛, 在双目镜下挑选 40~60 目、纯度大于 99% 的黄铁矿单矿物样品, 经玛瑙研钵研磨至 200 以下待测。全岩及黄铁矿微量稀土元素分析在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成。准确称取 50 mg 样品于聚四氟乙烯坩埚中, 加入 1 mL 样品。冷却后取出坩埚, 首先置于低温电热板上蒸干, 然后加入 1 mL HNO₃ 继续完全蒸干, 最后于坩埚中准确加入 500 ng 的 Rh 内标溶液, 2 mL HNO₃、3 mL 去离子水, 重新置于钢套中于 140 °C 加热 5 h。冷却后取出坩埚并摇匀, 取 0.4 mL 溶液至离心管中定容至 10 mL, 然后用 ICP-MS 测定微量稀土元素含量 (分析误差 <5%)。

4 分析结果

哈播富碱侵入岩体及其周围相关金矿床的微量元素及稀土元素分析结果见表 1。

表 1 哈播金矿床、哈埂金矿床、沙普金矿床及哈播富碱侵入岩体稀土元素和微量元素含量特征 ($w_B/10^{-6}$)

Table 1. Trace element and REE contents of ores from the Habo, Hageng, Shapu gold deposits and rocks from the Habo alkali-rich intrusion

矿床/岩石单元	样品编号	Co	Ni	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ag	Cd	Sb	Cs	Ba
哈播金矿	HB01	32.9	33.1	0.5	0.66	5.5	2.67	3.82	36.8	0.94	251	48.2	127	0.5	8.17
	HB08	38.4	19.9	0.49	0.51	7.46	1.28	3.36	44.8	1.64	328	30.1	118	0.58	10.7
	HB012	44.4	50.1	0.66	0.44	8.3	11.9	4.18	88.8	3.57	298	3.29	1280	0.56	37.3
哈埂金矿	HG27	225	98.6	0.62	0.76	0.92	7.89	6.44	17	2.9	49.5	1.21	8.18	0.38	0.86
	HG29	244	147	0.54	0.63	4.7	3.42	6.53	25.7	3.41	99.7	1.31	102	1.13	2.44
	HG30	791	46.8	0.33	0.61	1.47	0.86	7.27	11.3	0.61	392	13.8	348	0.56	0.93
沙普金矿	SP05	206	21.8	1.89	1.02	0.62	2.23	4.73	8.62	0.71	31.5	0.67	4.38	0.38	0.86
	SP17	325	32.4	1.21	1.08	2.69	4.59	7.02	11.7	0.98	7.79	0.18	8.03	0.24	1.93
	SP24	276	36.6	1.27	0.89	0.92	9.08	5.02	17.9	1	189	0.44	18.8	0.26	2.08
坪山单元	EP01	80.5	445	21.9	3.56	301	566	31.9	189	24.13	2.18	1.88	4.72	7.29	813
	EP02	57.1	62	19.7	1.86	302	632	33.8	178	23.47	1.47	0.22	1.22	7.07	990
	EP03	82.2	69.4	21.6	1.76	270	560	31.5	205	30.55	1.92	0.16	0.93	8.34	792
三道班单元	ES08	46.6	97.8	16.6	1.54	229	864	22.1	51.5	11.69	0.98	0.1	0.79	7.03	1370
	ES09	42.3	101	16.7	1.44	256	729	22.5	55.7	12.52	0.98	0.07	1.29	7.61	1340
	ES10	53.7	96.3	16.4	1.4	228	855	22.3	65.3	11.61	0.79	0.08	0.75	7.09	1340
阿树单元	EA02	68.3	53.4	20	1.47	315	818	23	104	23.22	1.13	0.08	1.22	17.6	1090
	EA03	66.7	57.3	20.6	1.52	295	795	23.7	118	24.54	1.55	0.09	1.15	14.3	1080
	EA06	73.2	38	20.3	1.38	294	695	17.1	117	23.39	2.38	0.12	0.83	10.3	1010
哈播南山单元	EH01	72.1	19.8	18.5	1.33	269	734	16.8	90.9	14.99	0.97	0.07	0.59	9.36	1030
	EH03	64.1	17.3	18.5	1.45	280	686	20.2	69.1	15.73	0.92	0.09	0.85	10.3	1000
	EH04	85.9	20.6	18.1	1.44	262	738	29.4	82.4	15.48	1.04	0.08	0.78	9.05	989

续表 1

矿床/岩石单元	样品编号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE
哈播金矿	HB01	44.3	81.8	8.86	32.2	5.39	0.63	3.36	0.36	1.23	0.18	0.52	0.06	0.35	0.06	179.29
	HB08	31.4	60	6.76	26.5	4.12	0.65	3.17	0.38	1.5	0.21	0.66	0.07	0.39	0.06	95.15
	HB012	18.6	31.9	3.18	9.95	1.5	0.28	1.37	0.18	0.84	0.16	0.45	0.07	0.43	0.06	135.87
哈埂金矿	HG27	16.6	23.7	2.68	10	1.88	0.63	1.67	0.24	1.12	0.22	0.57	0.07	0.5	0.08	59.96
	HG29	9.94	13.6	1.45	5.35	1.14	0.3	1.09	0.19	1.19	0.23	0.62	0.08	0.48	0.08	35.74
	HG30	24.8	34.8	3.52	12.4	2.04	0.73	1.7	0.28	1.53	0.32	0.94	0.13	0.92	0.13	84.23
沙普金矿	SP05	12.2	20.4	2.27	9.15	1.61	1.14	1.41	0.19	0.84	0.16	0.39	0.06	0.34	0.05	50.21
	SP17	11.5	19.2	2.15	8.37	1.45	0.62	1.38	0.19	1.05	0.21	0.55	0.06	0.43	0.05	47.22
	SP24	28.4	39.1	3.7	12.6	1.97	0.43	1.69	0.21	0.79	0.13	0.38	0.05	0.34	0.05	89.84
坪山单元	EP01	39.8	80.7	9.93	38.8	7.98	1.44	6.39	1.26	5.77	1.63	3.18	0.63	3.33	0.71	201.5
	EP02	41.1	78.6	9.6	38.7	7.82	1.69	6.94	1.08	5.6	1.11	3.23	0.44	2.97	0.46	199.3
	EP03	42.4	82.6	9.71	37.5	7.48	1.42	6.7	1.04	5.47	1.04	3.16	0.45	2.97	0.44	202.4
三道班单元	ES08	36.1	70.6	8.1	32	6.14	1.6	5.78	0.78	3.96	0.78	2.11	0.31	1.92	0.29	170.5
	ES09	38.1	74.1	8.5	33.6	6.54	1.61	5.84	0.82	4.09	0.8	2.32	0.3	2	0.29	178.9
	ES10	36.3	71.4	8.38	33.3	6.36	1.69	5.82	0.83	4.08	0.8	2.24	0.32	1.97	0.29	173.8
阿树单元	EA02	46.8	83.7	9.3	34.5	5.98	1.47	5.24	0.77	3.87	0.78	2.26	0.33	2.1	0.31	197.4
	EA03	47.8	85.2	9.66	35.6	6.4	1.52	5.53	0.84	4.2	0.82	2.4	0.33	2.17	0.32	202.8
	EA06	42.4	76.5	8	29.1	4.84	1.21	4.34	0.62	3.3	0.63	1.92	0.27	1.8	0.29	175.2
哈播南山单元	EH01	32.5	61	6.37	23.4	4.26	0.99	3.7	0.59	2.88	0.56	1.74	0.26	1.84	0.25	140.4
	EH03	36.8	68.1	7.26	26.5	4.8	1.11	4.27	0.64	3.41	0.69	2.19	0.31	2.19	0.3	158.6
	EH04	32.3	61.5	6.57	24.2	4.35	1.03	4.3	0.67	3.9	0.84	2.66	0.45	3.01	0.46	146.2
矿床/岩石单元	样品编号	LR	HR	Hf	Ta	Pb	Th	U	Th/La	Nb/La	Y/Ho	LR/HR	(La/Yb) _N	δEu	δCe	
哈播金矿	HB01	173.18	6.11	1.13	0.12	1.51	3.09	2.36	0.11	0.04	21.24	28.36	90.79	0.42	0.95	
	HB08	91.96	3.19	1.8	0.24	0.98	5.03	3.41	0.51	0.15	30.05	28.83	85.36	0.59	0.96	
	HB012	129.43	6.44	2.87	0.38	1.24	12.2	4.34	0.22	0.05	15.77	20.1	58.2	0.53	0.96	
哈埂金矿	HG27	55.49	4.47	0.41	0.19	0.75	2.16	1.13	0.04	0.05	29.02	12.42	23.91	1.06	0.79	
	HG29	31.78	3.95	0.62	0.26	1.33	3.97	2.98	0.22	0.29	28.15	8.04	15.01	0.82	0.78	
	HG30	78.29	5.94	0.35	0.05	0.89	2.35	0.95	0.16	0.14	23.01	13.19	19.44	1.17	0.8	
沙普金矿	SP05	46.77	3.44	0.25	0.06	1.56	2.88	0.86	0.24	0.06	29.56	13.59	25.74	2.26	0.88	
	SP17	43.29	3.93	0.3	0.07	1.42	1.92	1.34	0.12	0.03	33.73	11.02	19.18	1.33	0.88	
	SP24	86.2	3.64	0.33	0.07	0.61	1.77	5.33	0.07	0.03	38	23.68	59.92	0.71	0.8	
坪山单元	EP01	178.6	22.9	4.98	2.93	141	55.1	12.6	1.38	0.61	19.57	7.8	8.57	0.61	1	
	EP02	177.5	21.83	4.86	1.65	26.3	71.4	14.9	1.74	0.57	30.45	8.13	9.93	0.7	0.97	
	EP03	181.1	21.27	5.95	2.67	29.3	74.5	17.7	1.76	0.72	30.29	8.52	10.24	0.61	1	
三道班单元	ES08	154.5	15.94	1.77	0.82	43.9	16.5	4.61	0.46	0.32	28.22	9.7	13.49	0.82	1.01	
	ES09	162.4	16.46	1.93	0.89	44.8	18.5	5.38	0.49	0.33	28.23	9.87	13.66	0.8	1.01	
	ES10	157.4	16.34	2.16	0.78	38.2	17	5.59	0.47	0.32	28.02	9.63	13.22	0.85	1	
阿树单元	EA02	181.7	15.65	3.25	1.69	38.1	59.3	13.4	1.27	0.5	29.64	11.62	15.99	0.8	0.98	
	EA03	186.2	16.61	3.58	1.77	39.1	35.6	18.2	0.74	0.51	29.04	11.21	15.8	0.78	0.97	
	EA06	162.1	13.17	3.55	2.08	42.4	42.1	10.7	0.99	0.55	27.36	12.3	16.9	0.81	1.02	
哈播南山单元	EH01	128.5	11.83	2.68	1.43	64.7	31.8	5.88	0.98	0.46	29.79	10.86	12.67	0.76	1.04	
	EH03	144.6	13.99	2.22	1.55	32.6	30.8	6.82	0.84	0.43	29.15	10.33	12.05	0.75	1.02	
	EH04	129.9	16.28	2.49	1.51	34	31.5	6.27	0.98	0.48	34.88	7.98	7.7	0.73	1.04	

4.1 稀土元素

哈播富碱侵入岩体及其周围相关金矿床的稀土元素数据经 C1 球粒陨石标准化后, 所得配分曲线如图 4a。哈播富碱侵入岩体稀土元素总量变化为 140.4~202.8 μg/g (均值为 178.92 μg/g, n=9), (La/Yb)_N=7.7~16.9, 为轻稀土富集右倾型配分模式; (La/Sm)_N=3.22~5.05, (Gd/Yb)_N=1.18~2.49, 显示出轻稀土内部分异较重稀土内部分异更为明显; δEu=0.61~0.85 (均值=0.75, n=9), 显示出 Eu 的

中等负异常, Ce 无异常, 具有典型的壳幔混合岩类特征。哈播金矿床黄铁矿稀土元素总量略低于哈播富碱侵入岩体, 其变化为 95.15~179.29 $\mu\text{g/g}$ (均值为 136.77, $n=3$), $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=58.20\sim 90.79$, 为轻稀土富集右倾型配分模式, 其轻重稀土分异程度明显高于哈播富碱侵入岩体; $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}=7.62\sim 9.48$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}=9.19\sim 9.60$, 显示出轻稀土内部分异和重稀土内部分异相差不大; $\delta\text{Eu}=0.42\sim 0.59$ (均值=0.51, $n=3$), 其 Eu 的负异常相较于哈播富碱侵入岩体更强烈, Ce 无异常。哈埂金矿床稀土元素总量明显低于哈播富碱侵入岩体, 其变化范围为 35.74~84.23 $\mu\text{g/g}$ (均值为 59.97 $\mu\text{g/g}$, $n=3$), $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=15.01\sim 23.91$, 为轻稀土富集右倾型配分模式, 其轻重稀土分异程度略高于哈播富碱侵入岩体; $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}=8.72\sim 12.16$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}=1.86\sim 3.35$, 显示出轻稀土内部分异程度较重稀土内部分异程度更大; $\delta\text{Eu}=0.82\sim 1.17$ (均值=1.02, $n=3$), 其 Eu 的异常不明显, Ce 负异常。沙普金矿床稀土元素总量与哈埂金矿床差不多, 其变化范围为 47.22~89.84 $\mu\text{g/g}$ (均值为 62.43 $\mu\text{g/g}$, $n=3$), $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=19.18\sim 59.92$, 为轻稀土富集右倾型配分模式, 其轻重稀土分异程度和哈埂金矿床差不多; $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}=7.58\sim 14.42$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}=3.22\sim 4.97$, 显示出轻稀土内部分异程度较重稀土内部分异程度更大; $\delta\text{Eu}=0.71\sim 2.26$ (均值=1.43, $n=3$), 其 Eu 的异常变化较大 (正负异常皆有), Ce 负异常。Eu、Ce 异常程度不同暗示沙普金矿床的成矿环境较复杂。

4.2 微量元素

如前所述, 由于哈播金矿床、哈埂金矿床及沙普金矿床属典型热液脉型金矿床, 考虑到这些金矿床与哈播富碱侵入体有着密切的时空关系, 其成矿物质来源很可能和哈播岩体密切相关, 所以本次研究选取原始地幔对微量元素进行标准化 (图 4b)。黄铁矿中微量元素按扎瓦里茨基的分类可分为如下几类: 铁族元素 (V、Cr、Co、Ni), 稀有元素 (Sc、Y、Zr、Nb、Hf 等), 放射性元素 (Th、U 等), 钨钼族元素 (Mo、W), 亲硫元素 (Cu、Zn、Cd、Tl、Pb 等) [33]。

可以看出, 黄铁矿中铁族元素含量在不同金矿床中变化较大, V、Cr 在哈播金矿床及哈埂金矿床中呈亏损状态, 而在沙普金矿床中却相对富集, Co、Ni 在各个金矿中均表现出富集特征, 但是相较于哈播金矿床而言, Co 在哈埂金矿床及沙普金矿床中含量明显更高, Co/Ni 比值在各个矿床中的变化范围为 0.89~33.27。稀有元素中, 除 Zr 在哈播金矿床中呈富集特征以外, 其它元素基本处于亏损状态。放射性元素在各个矿床中基本处于亏损状态。钨钼族元素在各个矿床中变化不大, Mo 元素在各个矿床中基本处于亏损状态。亲硫元素是主要的成矿元素, Cu、Pb、Zn 在各个矿床中均富集, Cd 除在沙普金矿床中相对亏损以外, 在哈播金矿床及哈埂金矿床中均富集, Tl 在各个矿床中均亏损。

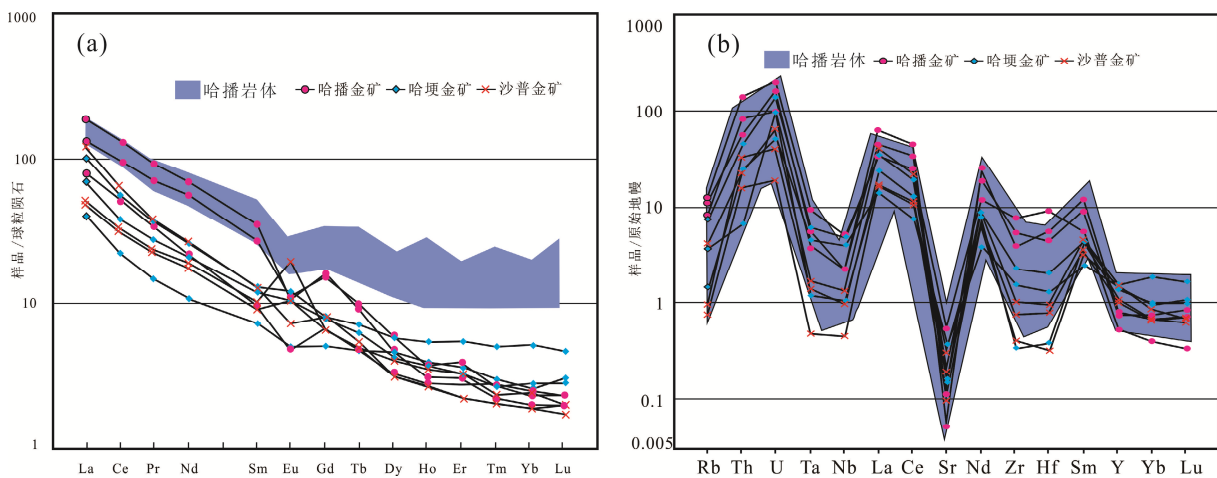


图 4 研究区碳质球粒陨石标准化稀土配分曲线 (a) 及原始地幔标准化微量元素特征曲线 (b)

Fig. 4. CI chondrite-normalized REE patterns (a) and the primitive mantle-normalized trace element patterns (b) of ores and rocks from the study area.

5 讨论

5.1 成岩成矿背景

在金沙江—哀牢山富碱斑岩带, 几乎所有金矿床与喜山期富碱斑岩存在空间和成因上的密切关系, 仅墨江金矿与超基性岩有关^[34]。与金等矿化有关的斑岩多为一套以富碱 ($w(K_2O+Na_2O)>8\%$) 为特征的从基性到中酸性的岩石系列, 包括二长花岗斑岩、二长斑岩和少量正长斑岩组合, 呈小岩株产出, 多为多期次侵入的复式岩体。在复式岩体中, 矿化多与中晚阶段侵入的偏酸性斑岩密切相关, 斑岩成矿通常出现在含矿斑岩最晚次侵入前 1~3 Ma^[24]。空间上, 由西向东, 由偏基性向偏酸性和碱性变化, 自北而南, 由二长花岗斑岩向正长斑岩递变。时间上, 区内富碱岩浆活动主体形成于 50~20 Ma, 集中于 33~38 Ma 左右, 与区域金多金属成矿作用发生的高峰期完全一致。这些富碱岩体相对富集 LILE (K、Rb、Ba 和 Sr 等)、亏损 HFSE (Nb、Ta、P 和 Ti 等), La/Ce、Ce/Nd 和 Sm/Nd 比值分别在 0.40~0.63、1.88~2.81 和 0.11~0.20 之间, 岩浆源区具有壳幔混源的地球化学特征^[35], 稀土总量较高, Eu 异常不明显~弱负异常, 其稀土配分模式呈右倾的近平滑配分曲线 (LREE 富集, LREE 和 HREE 强烈分馏), 显示岩浆源区部分熔融和壳幔混合的特征^[35]; 该类岩石 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 、 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 分别在 18.094~18.644、15.537~15.709 和 38.566~39.094 之间, $\delta^{18}O=7.72\text{‰}\sim 8.61\text{‰}$, $\delta^{34}S=1.7\text{‰}\sim 6.6\text{‰}$, $\delta^{30}Si=0.0\text{‰}\sim 0.4\text{‰}$, 表现出深部来源的特征^[28,36-37]; 具有较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值 (0.7054~0.7111) 和低的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值 (-6.75~1.68), $^{143}Nd/^{144}Nd=0.512319\sim 0.512573$, 表明其源区为具有富集地幔 II 型地球化学特点的壳幔混合带^[19,36]。

已有的研究认为, 金沙江—哀牢山富碱斑岩最可能的岩浆源区形成模式是在古特提斯构造演化过程中, 来自古俯冲板片的古老基底或古俯冲带形成时带入的地壳物质和大洋沉积物以再循环的方式参与了深部的混合作用, 形成富集地幔源区。之后, 伴随白垩纪末期开始的新特提斯闭合以及随之发生的印度—欧亚大陆之间的俯冲和碰撞, 青藏高原及其邻区 (包括滇西地区) 岩石圈大幅度缩短加厚, 岩浆源区于新生代早期逐渐连通而成型, 并在上升至壳幔混合带时遭受部分熔融^[38]。有学者认为, 在印支板块与扬子板块初始碰撞之后, 发生同期强烈剪切造山活动, 构造动力体制转换过程中的壳幔物质强烈交换与构造变形导致了金沙江—哀牢山金大规模成矿^[39-40]。

哈播富碱侵入体位于金沙江—哀牢山富碱斑岩带南段, 理应成为有利的 Au 成矿远景区。我们研究组未发表的数据表明, 哈播富碱侵入体的侵入时限为 36~33 Ma, 该时限与区域上富碱岩体的侵入时限基本是一致的。此外, 笔者 Pb 同位素研究表明, 哈播富碱侵入体源区具有壳幔混合带特征^[41]。另从图 5 可以看出, 哈播富碱侵入体与金沙江—哀牢山富碱斑岩带北端的玉龙、多霞松多斑岩有着非常相似的蛛网和稀土元素配分图, 表明二者具有相同的成岩背景及物质来源。以上的研究表明, 与区域上大型斑岩型矿床一样 (如玉龙 Cu-Mo-Au 矿床, 北衙 Au 多金属矿床), 以哈播富碱侵入体为中心, 很可能也存在一个斑岩成矿系列。

5.2 成矿物质来源

稀土元素属不活泼元素, 在热液体系中稀土元素地球化学可以十分有效的示踪成矿流体来源^[42-44]。虽然 REE³⁺半径与 Fe²⁺半径存在较大差异, 但前人认为 REE³⁺可能会以流体包裹体等其他形式存在于黄铁矿等硫化物中, 因此黄铁矿的稀土元素组成特点可以反映成矿物质及流体中稀土元素特征^[16-17]。由于黄铁矿中流体包裹体含量较低, 导致了哈播金矿床、哈埂金矿床及沙普金矿床的稀土总量低于哈播富碱侵入体中的稀土总量, 但其配分模式仍具有研究意义。

从哈播金矿床、哈埂金矿床、沙普金矿床及哈播富碱侵入体的稀土平均值配分模式 (图 6) 可以看出, 3 个金矿床与岩体都存在相似的“右倾型”配分模式, 暗示二者可能具有相同的物质来源。同时从微量元素特征曲线 (图 4) 也可以看出, 哈播金矿床、哈埂金矿床及沙普金矿床有着非常相似的特征曲

线，暗示其物质来源的一致性。研究表明，哈播金矿床、哈埂金矿床及沙普金矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 均在 0 值附近，且呈明显塔式分布，表明成矿物质来源于深部岩浆。此外，笔者 Pb 同位素研究表明，哈播富碱侵入岩体及其周边矿床群具有相似的 Pb 增长曲线，且具有壳幔混合特征^[41]。因此，我们认为哈播金矿床、哈埂金矿床、沙普金矿床及哈播富碱侵入体有着相同的物质来源，其源区具有壳幔混合特征。

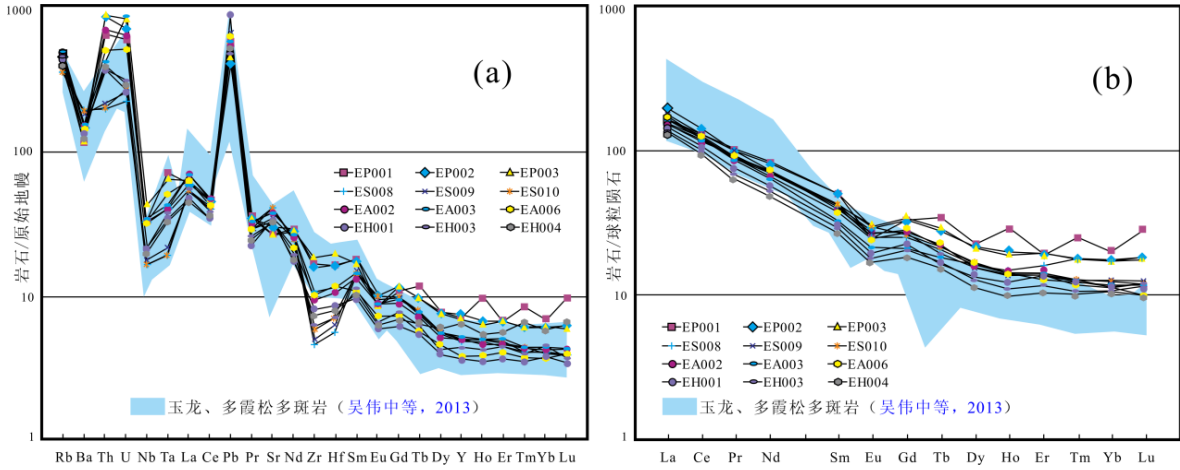


图 5 哈播富碱侵入岩体稀土微量特征曲线与玉龙、多霞松多的对比

Fig. 5. The comparison between REE and trace elements patterns for the Habo alkali-rich intrusion and the Yulong and Duoxiaoshongduo porphyry bodies.

由于 Y 和 Ho 具有相同的价态和离子半径，八次配位时，两者离子半径分别为 0.1019 和 0.1015 nm，Y 和 Ho 常常具有相同的地球化学性质，在许多地质过程中，Y/Ho 比值并不发生改变^[45]，因此，可以利用 Y 和 Ho 对成矿流体及现代海底热液进行研究^[42,46-47]。一般而言，岩浆物质来源的 Y/Ho 比值为 24~34，海洋沉积物的 Y/Ho 比值为 35~60，海水的 Y/Ho 比值为 40~70，热水沉积物的 Y/Ho 比值小于 24^[48]。从表 1 可以看出，除少数样品外，哈播金矿床、哈埂金矿床、沙普金矿床黄铁矿的 Y/Ho 比值都主要集中在 24.00~34.00 之间，暗示这些矿床的成矿物质来源主要与岩浆有关。

5.3 成矿流体组成及演化特征

研究表明，稀土元素离子在溶液中能与 CO_3^{2+} 、 Cl^- 、 F^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 等配合，形成碳酸盐、硫酸盐、氯化物、氟化物型络合物，这是稀土元素在自然界的重要存在形式^[34]。哈播金矿床、哈埂金矿床

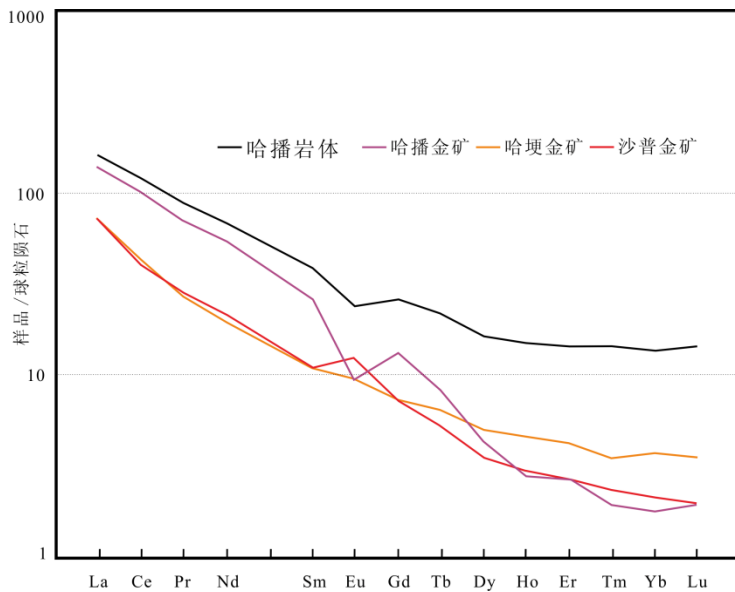


图 6 哈播金矿床、哈埂金矿床及沙普金矿床黄铁矿稀土元素平均值
Fig. 6. CI chondrite-normalized average REE patterns for pyrites from the Habo, Hageng and Shapu gold deposits.

及沙普金矿床黄铁矿稀土元素配分曲线均为轻稀土富集的“右倾型”配分模式, 表明成矿流体中含有大量的 Cl⁻ 或 F⁻。高场强元素 (HFSE) 离子电价较高, 半径较小, 具有较高离子场强。REE 和 HFSE 受晶格结构的影响不大, 而应主要受形成黄铁矿的成矿流体的 REE 和 HFSE 特征控制。富 Cl 的热液中 Hf/Sm、Nb/La 和 Th/La 值一般小于 1, 而富 F 的热液富集 HFSE, Hf/Sm、Nb/La 和 Th/La 值一般大于 1^[49]。从表 1 可以看出, 哈播金矿床、哈埂金矿床及沙普金矿床的 Hf/Sm、Nb/La 和 Th/La 值均明显小于 1, 表明成矿流体富 Cl⁻, 而 F⁻ 的含量则较低。从表 1 可以看出, Cu、Pb、Zn 在各个矿床中均富集, Cd 除在沙普金矿床中相对亏损以外, 在哈播金矿床及哈埂金矿床中均富集, Tl 在各个矿床中均亏损。Co、Ni 在各个金矿中均表现出富集特征, 但是相较于哈播金矿床而言, Co 在哈埂金矿床及沙普金矿床中含量明显更高。稀有元素、放射性元素及钨钼族元素在各个矿床中均呈亏损状态。依据各个矿床的黄铁矿微量元素特征, 我们推测这些矿床的成矿流体相对富集亲硫元素 (Cu、Pb、Zn、Cd) 及铁族元素 (Co、Ni)。在手标本及镜下鉴定中, 我们发现除黄铁矿外, 最重要的金属矿物是方铅矿、闪锌矿及黄铜矿, 这与成矿流体元素富集特征是相符合的。

Eu²⁺ 易于在高温、还原性质的热液中存在, 导致 Eu 正异常, 但是不易于存在于低温还原性质的热液中。氧化条件下, Ce³⁺ 氧化为 Ce⁴⁺, 与其它元素分离, 导致 Ce 异常。哈播金矿床、哈埂金矿床及沙普金矿床黄铁矿的 δCe 值变化范围较小 (0.78~0.96), 没有明显异常 (图 7), 这表明这几个金矿床的金成矿物理化学条件总体为还原环境。哈播金矿床黄铁矿 REE 具有 Eu 的负异常 (δEu 值为 0.42~0.59) (图 7), 表明该金矿床成矿温度不高。哈埂金矿床黄铁矿 δEu 值变化范围为 0.82~1.17 (图 7), 表明该金矿床成矿温度相较于哈播金矿床更高。手标本及镜下鉴定过程中我们发现哈埂金矿床部分样品有大量磁铁矿存在, 这种矿物的出现也表明该矿床的成矿温度更高。沙普金矿床黄铁矿 δEu 值变化范围较大 (0.71~2.26) (图 7)。黄铁矿中的 Co/Ni 比值是研究成矿作用较为可靠的地球化学方法之一, 一般而言, 沉积作用形成的黄铁矿普遍具有较低的 Co/Ni 比值 (小于 1.00), 而岩浆热液矿床

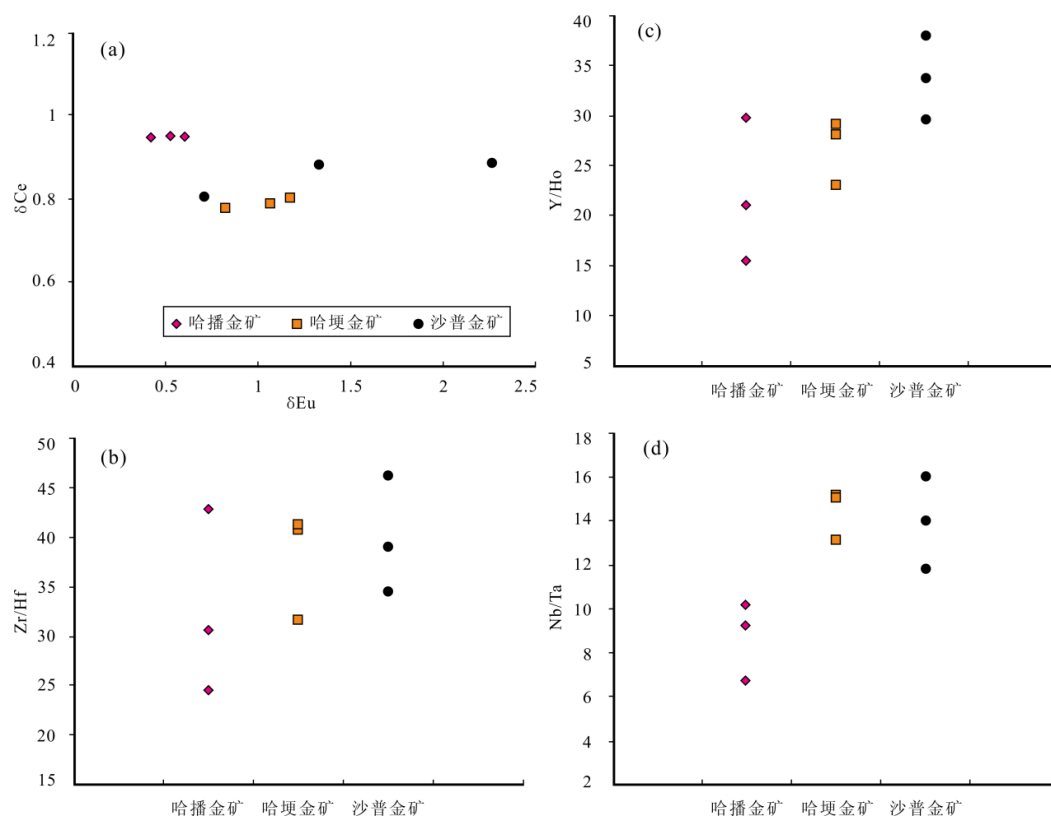


图 7 哈播金矿床、哈埂金矿床及沙普金矿床金成矿流体特征图解

Fig. 7. Characteristics of ore-forming fluids for the Habo, Hageng, and Shapu gold deposits.

中黄铁矿具有较大的 Co/Ni 比值, 通常大于 1.00。从表 1 可以看出, 哈播金矿床、哈埂金矿床、沙普金矿床的 Co/Ni 比值分别为 0.89~1.93、1.66~6.55、9.45~33.27, 表明这些矿床的成矿作用与岩浆热液有关, 部分样品 Co/Ni 比值小于 1.00, 可能与部分地层混入物有关。与此同时, 各个矿床 Co/Ni 比值的不一致性暗示该区成矿热液是多期次的。Y-Ho、Zr-Hf 和 Nb-Ta 具有两两相近的离子半径和电价, Y/Ho、Zr/Hf 和 Nb-Ta 在同一热液体系中比值稳定, 但当体系受到干扰变化时, 如发生热液活动或交代作用时, 这些元素对会发生明显的分异, 表现为不同样品之间同一元素对比值有较大的变化范围^[42]。Y-Ho、Zr-Hf 和 Nb-Ta 值在各个矿床中的变化范围较大, 并且其比值呈现出哈播金矿床—哈埂金矿床—沙普金矿床逐步变大的趋势(图 7), 表明该区金矿床的成矿热液体系受到干扰。研究表明, 哈播富碱侵入岩体的 4 个单元具有脉动式侵入特征, 我们推测这种脉动式侵入造成的热叠加效应导致成矿流体局部过热, 从而使该区金矿床的成矿热液体系受到干扰, 由于这些矿床与哈播富碱侵入岩体的空间关系不同, 从而导致各个矿床受到热叠加效应干扰程度并不一样。与此同时, 在还原环境下这种局部过热的成矿流体在形成黄铁矿等金属矿物时, 会导致其 δEu 值呈较大正值(如沙普金矿床)。

6 结 论

- 1) 哈播金矿床、哈埂金矿床、沙普金矿床及哈播富碱侵入岩体有着相同的物质来源, 源区具有壳幔混合特征。
- 2) 成矿流体中富 Cl^- , 富集亲硫元素 Cu、Zn、Cd、Pb 及铁族元素 Co、Ni, 而 F^- 含量则较低。
- 3) 哈播金矿床、哈埂金矿床及沙普金矿床总体成矿物理化学条件为还原环境, 但是该区成矿热液体系较复杂, 这种复杂的成矿热液体系与哈播富碱侵入岩体脉动式侵入造成的热叠加效应有关。

致 谢: 成文过程中得到中国科学院地球化学研究所叶霖研究员的精心指导, 野外工作得到云南省地质矿产勘察开发局第二地质大队杨昌碧总工等地质专家的协助, 在此一并致以诚挚的感谢!

参 考 文 献:

- [1] 赵德奎, 汪梅生, 薛怀友, 等. 云南元阳哈播金矿床地质特征及成因分析[J]. 地质学报, 2009, 33(3): 230-234.
- [2] 祝向平, 莫宣学, White N C, 等. 云南哈播斑岩型铜(-钼-金)矿床地质与成矿背景研究[J]. 地质学报, 2009, 83(12): 1915-1928.
- [3] 祝向平, 莫宣学, White, 等. 云南哈播斑岩型铜(-钼-金)矿床流体包裹体研究[J]. 矿床地质, 2012, 31(4): 839-849.
- [4] Fryer B J. Trace element geochemistry: applications to the igneous petrogenesis of terrestrial rocks[J]. Rev. Geophy Space Phy, 1979, 17: 801-804.
- [5] Moller P, Parekh P P, Mortiani G. Petrographic and trace-element distribution studies on the dolomite-calcite in the regional metamorphic marble of the Griesschart Typol, Austria/Italy[J]. Chem Geol, 1974, 26: 197-215.
- [6] Moller P, Parekh P P, Schineider H J. The application of Tb/Ca-Tb/La abundance ration to problems od fluorspar genesis[J]. Mineral Dep, 1976, 11: 111-116.
- [7] Moller P, Mortiani G, Hoefs J. The origin of the ore bearing solution in the Pb-Zn veins of the Western Harz/Germany as deduced from rare earth element and isotopic compositions in calcite[J]. Chem Geol, 1979, 26: 197-215.
- [8] Moller P. Lanthanoids as a geochemical probe and problems in lanthanoid geochemistry. Distribution and behavior of lanthanoids in nonmagmatic phases[M]//Sinha S P. Systematic and Properties of the Lanthanides. Dordrecht: D. Reidel. Publ. Comp, 1983, 43: 561-616.
- [9] Moller P, Morteani G, Dulski P. The origin of the calcites from Pb-Zn veins in the Harz Mountains, Federal Republic of Germany[J]. Chem Geol, 1984, 45(1-2): 91-112.
- [10] Morteani G, Moller P, Schley F. The formation of the magnesite deposit in the northern Grauwacken zone and the Innsbrucker Quarzphyllite (Austria) as deduced from the rare earth element (REE) fractionation[J]. Erzmetall, 1981, 34: 559-562.
- [11] Graf J L Jr. Rare earth elements as hydrothermal tracers of the formation of massive sulfides deposits in volcanic rocks[J]. Econ Geol, 1977(4), 72: 527-548.
- [12] Taylor S R. Planetary Science: A Iunar Perspective[M]. Houston, Texas: Lunar and Planetary Institute, 1982: 481.
- [13] Lottermoser B G. Rare earth element study of exhalites within the Willyama supergroup Broken Hill blok, Australia[J]. Mine Dep, 1989, 24: 94-97.
- [14] Jacobsen S B, Pimentel-Klose M R. A Nd isotope study of the Hamersley and Michipicotten banded iron formation: the source of REE and Fe in Archean ocean[J]. Earth Planet Sci Lett, 1988, 87: 29-44.
- [15] Rollinson H R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentaion, Interpretation[M]. New York: Longman Scientific Technical, 1993: 160-250.
- [16] 赵葵东. 华南两类不同成因锡矿床同位素地球化学及成矿机理研究—以广西大厂和湖南芙蓉锡矿为例[D]. 南京: 南京大学, 2005: 39-51.

- [17] Mao GZ, Hua RM, Gao JF, Li WQ, Zhao KD, Long GM and Lu HJ. Existing forms of REE in gold-bearing pyrite of the Jinshan gold deposit, Jiangxi Province, China[J]. *Journal of Rare Earths*, 2009, 27(6): 1079-1087.
- [18] 张玉泉, 谢应雯, 涂光焱. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩及其与裂谷构造关系初步研究[J]. *岩石学报*, 1987, 3(1): 17-25.
- [19] Turner S, Arnaud N, Liu JQ. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts[J]. *Journal of Petrology*, 1996, 37: 45-71.
- [20] Chung S L, Lee T Y, Lo C H., et al. Intraplate extension prior to continental extrusion along the Ailaoshan-Red River shear zone[J]. *Geology*, 1997, 25: 311-314.
- [21] Wang EQ, Burchfiel B C. Interpretation of Cenozoic tectonics in the right-lateral accommodation zone between the Ailaoshan shear zone and the eastern Himalayan syntaxis[J]. *Int Geo Rev*, 1997, 39: 191-219.
- [22] 季建清, 钟大赉, 张连生. 滇西南新生代走滑断裂运动学、年代学、及对青藏高原东南部块体运动的意义[J]. *地质科学*, 2000, 35(3): 336-349.
- [23] Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen[J]. *Journal of Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2000, 28: 211-280.
- [24] Hou ZQ, Ma HW, Khin Z, Zhang YQ. The Himalayan Yulong porphyry copper belt: produced by largescale strike-slip faulting at Eastern Tibet[J]. *Economic Geology*, 2003, 98: 125-145.
- [25] Zhang B, Zhang JJ, Zhong DL. Strain and kinematic vorticity analysis: An indicator for sinistral transpressional strain-partitioning along the Lancangjiang shear zone, western Yunnan, China[J]. *Science in China (Series D: Earth Sciences)*, 2009, 52 (5): 602-618.
- [26] 侯增谦, 潘桂棠, 王安建, 等. 青藏高原碰撞造山带: II 晚碰撞转换成矿作用[J]. *矿床地质*, 2006, 25(5): 521-543.
- [27] 毕献武, 胡瑞忠, 彭建堂, 等. 姚安和马厂营富碱侵入岩体的地球化学特征[J]. *岩石学报*, 2005, 21(1): 113-124.
- [28] 张玉泉, 谢应雯, 涂光焱. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩年代学和 Nd, Sr 同位素特征[J]. *中国科学 (D 辑)*, 1997, 27: 289-293.
- [29] Hu RZ, Burnard P G, Bi XW. Helium and argon isotope geochemistry of alkaline intrusion-associated gold and copper deposits along the Red River-Jinshajiang fault belt, SW China[J]. *Chemical Geology*, 2004, 203: 305-317.
- [30] Wang JH, Yin A, Harrison T M. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 188(1-2): 123-133.
- [31] 王登红, 屈文俊, 李志伟, 等. 金沙江-红河成矿带斑岩铜矿的成矿集中期: Re-Os 同位素定年[J]. *中国科学 (D 辑)*, 2004, 34(4): 345-349.
- [32] Zhu XP, Mo XX, White N C, et al. Petrogenesis and metallogenic setting of the Habo porphyry Cu-(Mo-Au) deposit, Yunnan, China[J]. *J Asian Earth Sci*, 2013, 66: 188-203.
- [33] 韩吟文, 马振东, 张宏飞, 等. *地球化学[M]*. 北京: 地质出版社, 2003: 46-47.
- [34] 毕献武, 胡瑞忠. 哀牢山金矿带成矿流体稀土元素地球化学[J]. *地质论评*, 1998, 44(3): 264-269.
- [35] Hou ZQ, Zaw Khin, Pan GT, et al. The Sanjiang Tethyan metallogenesis in S.W. China: Tectonic setting, metallogenic epoch and deposit type[J]. *Ore Geology Reviews*, 2007, 31(1/2/3/4): 48-87.
- [36] 邓万明, 黄萱, 钟大赉. 滇西新生代富碱斑岩的岩石特征和成因[J]. *地质科学*, 1998a, 33(4): 412-425.
- [37] 吕伯西, 钱祥贵. 滇西新生代碱性火山岩、富碱斑岩深源包体岩石学研究[J]. *云南地质*, 1999, 18(2): 127-143.
- [38] 邓军, 侯增谦, 莫宣学, 等. 三江特提斯复合造山与成矿作用. *矿床地质*[J]. *矿床地质*, 2010a, 29(1): 37-42.
- [39] 熊德信, 孙晓明, 石贵勇. 云南哀牢山喜山期造山型金矿带矿床地球化学及成矿模式[M]. 北京: 地质出版社, 2007: 1-144.
- [40] 杨立强, 邓军, 赵凯, 刘江涛. 哀牢山造山带金矿成矿时序及其动力学背景探讨[J]. *岩石学报*, 2011, 27(9): 2519-2532.
- [41] Meng ZN, Zhang Q, Ye L, Liu YP, Lan JB, Wang DP. The genetic relationship between Habo alkaline intrusion and its surrounding deposits, Yunnan Province, China: geological and S-Pb isotopic evidences[J]. *Acta Geochim*, 2016, 35(4): 391-407.
- [42] 毛光周, 华仁民, 高剑峰, 等. 江西金山金矿床含金黄铁矿的稀土元素和微量元素特征[J]. *矿床地质*, 2006, 25(4): 412-426.
- [43] Wang QF, Deng J, Huang DH, Xiao CH, Yang LQ and Wang YR. Deformation model for the Tongling ore cluster region, east central China[J]. *International Geology Review*, 2011, 53(5/6): 562-579.
- [44] Wang QF, Deng J, Zhao JC, Li N and Wan L. The fractal relationship between orebody tonnage and thickness[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 2012, 122: 4-8.
- [45] Shannon R D. Revised values of effective ionic radii[J]. *Acta Crystall Sec A*, 1976, 32: 751-767.
- [46] Bau M and Dulski P. Comparative study of yttrium and rare-earth element behaviours in fluorine-rich hydrothermal fluids[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1995, 119(2/3) : 213-223.
- [47] Douville E, Bienvenu P, Charlou J L, et al. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1999, 63: 627-643.
- [48] Bau M. Controls on the fractionation of isoivalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect[J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1996, 123(3): 323-333.
- [49] Oreskes N and Einaudi MT. Origin of rare earth element-enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia[J]. *Economic Geology*, 1990, 85(1): 1-28.