第 40 卷 第 4 期
2024 年 12 月

华 南 地 质
South China Geology

Vol.40, No.4, 655−670
Dec., 2024

doi:10.3969/j.issn.2097-0013.2024.04.005

热液蚀变与元素迁移：以广西摩天岭北部高芒铀矿化为例

叶凡琛，王凯兴*

YE Fan-Chen, WANG Kai-Xing*

东华理工大学，江西 南昌 330013

East China University of Technology, Nanchang 330013, Jiangxi, China

摘要: 广西摩天岭北缘高芒地区近年发现多处铀矿化，其分布与围岩蚀变类型及强度具有一定的联系。利用质量平衡计算方法对该地区的新鲜花岗岩、蚀变岩石和矿化岩石的主量、微量元素进行分析，探讨各蚀变带的元素地球化学特征和迁移规律。结果表明，高芒铀矿点成矿物质主要来源于赋矿围岩摩天岭花岗岩体，硅化作用贯穿了整个热液蚀变过程，矿化类型为硅质脉-沥青铀矿型。Eu 在矿化中心带大量迁入，说明成矿流体性质相对偏氧化，为 U 的萃取和富集提供了有利条件。绿泥石化、赤铁矿化和黄铁矿化蚀变促进了成矿元素的聚集。微量元素 Li、Be、Cu、Mo、Cs 的迁移规律与 U 相似，暗示它们与 U 成矿关系密切，可以作为在高芒地区寻找铀矿化的指示标志。本研究为今后在摩天岭地区的铀矿找矿勘查工作提供了一定的依据。

关键词: 铀矿化；热液蚀变；元素迁移；质量平衡；摩天岭

中图分类号: P595；P614　　**文献标识码:** A　　**文章编号:** 2097-0013（2024）-04-0655-16

Ye F C and Wang K X. 2024. Hydrothermal Alteration and Element Migration: Taking the Gaomang Area in the North Motianling as an Example. *South China Geology,* 40(4): 655−670.

Abstract: In recent years, multiple uranium mineralizations have been discovered in the Gaomang area on the northern margin of Motianling, Guangxi, the distribution of which has a certain connection with the types and intensities of surrounding rock alterations. The major and trace elements of fresh granite, altered rocks and mineralized rocks in this area were analyzed by using the mass balance calculation method to explore the geochemical characteristics and migration laws of elements in each alteration zone. The results show that the metallogenic materials of the Gaomang uranium deposit mainly originate from the Motianling granite body of the hosting rock. Silicification runs through the entire hydrothermal alteration process, and the mineralization type is siliceous vein - pitchblende type. The large amount of Eu immigration in the mineralization center zone indicates that the nature of the ore-forming fluid is relatively oxidized, providing favorable conditions for the extraction and enrichment of U. The alterations of chloritization, hematitization and pyritization promote the accumulation of metallogenic elements. The migration laws of trace elements such as Li, Be, Cu, Mo and Cs are similar to that of U, suggesting that they are closely related to U mineralization and can be used as indicator signs for the search of uranium mineralization in the Gaomang area. This study provides a

收稿日期: 2024-10-31; **修回日期:** 2024-11-16
基金项目: 中国铀业有限公司-东华理工大学核资源与环境国家重点实验室联合创新基金项目（2023NRE-LH-01）、中国核工业地质局高校科研攻关项目（201619）、东华理工大学研究生创新专项资金项目（DHYC-202408）
第一作者: 叶凡琛（1998—），男，硕士研究生，地质学专业，E-mail: yefanchen@ecut.edu.cn
通讯作者: 王凯兴（1985—），男，副教授，主要从事矿产普查与勘探研究，E-mail: xy2gmo02@ecut.edu.cn

certain basis for the future uranium prospecting and exploration in the Motianling area.

Key words: uranium mineralization; hydrothermal alteration; element migration; mass balance; Motianling

高芒地区位于广西摩天岭岩体的北部，属于雪峰山-摩天岭铀成矿带摩天岭亚带（张金带等，2012；蔡煜琦等，2015），位于扬子板块与华夏板块的结合处的江南造山带西南缘，经历了多期次地质事件及构造变形演化，在加里东期和印支期形成了众多金属矿床，是重要的金铜铅锌钨锡等多金属成矿带（黄建中等，2020），同时也是我国重要的铀资源储库（胡瑞忠等，2015；Hu R Z et al., 2017）。前人研究认为，摩天岭岩体的形成时代为 770 ~ 850 Ma（徐争启等，2019）。区内发育有两处中型铀矿床，分别是新村和达亮铀矿床，它们赋存于同一岩体内，矿床特征明显不同，吸引了大批学者对摩天岭地区从成岩时代、成岩机制、大地构造演化、矿床构造成因及地球化学特征开展过研究（Hu R Z et al., 2008；Qiu L et al., 2015, 2020；徐争启等，2019；陈峰等，2019）。

摩天岭地区蚀变广泛发育，且类型组合较多，多与区域内的韧性剪切带和其派生次级断裂构造具有空间联系，前人大多只将蚀变组合类型作为地质特征进行描述，并没有系统研究过该地区的热液蚀变过程及其机制，同时铀矿化在该地区的发育部位除了受到构造影响以外，还与不同蚀变组合类型和强度的分布有关，蚀变组合类型很大程度上影响了铀矿化的部位以及品位。所以，研究热液蚀变与铀矿化之间的关系对于今后在该地区的找矿勘探工作就显得格外重要。

高芒地区近年发现多处铀矿化，受次级断裂系统控制，且铀矿化的分布与围岩蚀变类型及强度具有一定的联系。因此，本研究选取高芒地区作为研究区，以该地区的热液蚀变特征以及元素迁移规律为研究内容，探讨高芒铀矿化的成矿机制，为高芒地区乃至摩天岭地区下一步找矿工作部署提供思路和补充。

1 研究区地质概况

摩天岭岩体位于江南造山带西南缘，地处桂北隆起的九万大山造山带（图 1），其宽约 25 km，沿 NNE 向延伸达 50 km，出露面积约 955 km^2（图 2），属于新元古代侵入体，呈岩基状侵位于中元古界四堡群浅变质粉砂岩、千枚岩和新元古界丹洲群变质砂泥岩、少量碳酸盐岩组成的摩天岭构造穹隆核部。自该岩体形成以来，经历了加里东期、燕山期、喜马拉雅期等多期次构造运动（毛景文，1988；Hu R Z et al., 2008；陈峰等，2019）。摩天岭岩体及周围地层经历了多期次构造活动和区域应力转换，因此其内部断裂构造较为发育，主要断裂呈 NNE 向，由东向西依次为乌指山断裂 F_W、高武断裂 F_G、梓山坪断裂 F_Z、麻木岭断裂 F_M，它们都具压扭性质，且走向基本平行，各断裂间距基本一致，摩天岭地区内的铀矿床、铀矿点分布于这四条断裂带的次级构造附近；其次为张扭性 NW 向断裂，常错断 NNE 向断裂。区内褶皱主要形成于四堡期-加里东期，使得在四堡群围岩中先形成近 EW 向的复式褶皱，之后经历大规模构造隆升，形成穹状背斜。而丹洲群形成呈 NE 向的平缓开阔褶皱是中元古代雪峰运动所导致。加里东运动构造变形事件致使岩体内部广泛发育大规模的韧性变形，其产状与主要断裂带的走向基本相同。

摩天岭岩体的主要岩性为黑云母-二云母花岗岩，主要矿物为石英（26% ~ 30%）、斜长石（26% ~ 30%）、微斜长石（35% ~ 44%）、黑云母（4% ~ 6%）、白云母（1% ~ 5%）（徐争启等，2011），副矿物为锆石、钛铁矿、石榴石、独居石、磷灰石、电气石组合（祁家明等，2013）。摩天岭花岗岩包含三种——粗粒、中粒、细粒花岗岩，分别分布在内部、过渡带以及岩体边缘中。从岩体内部到边部白云母和长石含量逐渐增加，而黑云母含量逐渐降低（徐争启等，2019）。岩体内发育广泛的蚀变作用，主要有云英岩化、电英岩化及钾长石化，其次发育绿泥石化、硅化、绢云母化、水云母化、赤铁矿化、黄铁矿化、萤石化、碳酸盐化等蚀变，分布受构造控制明显。

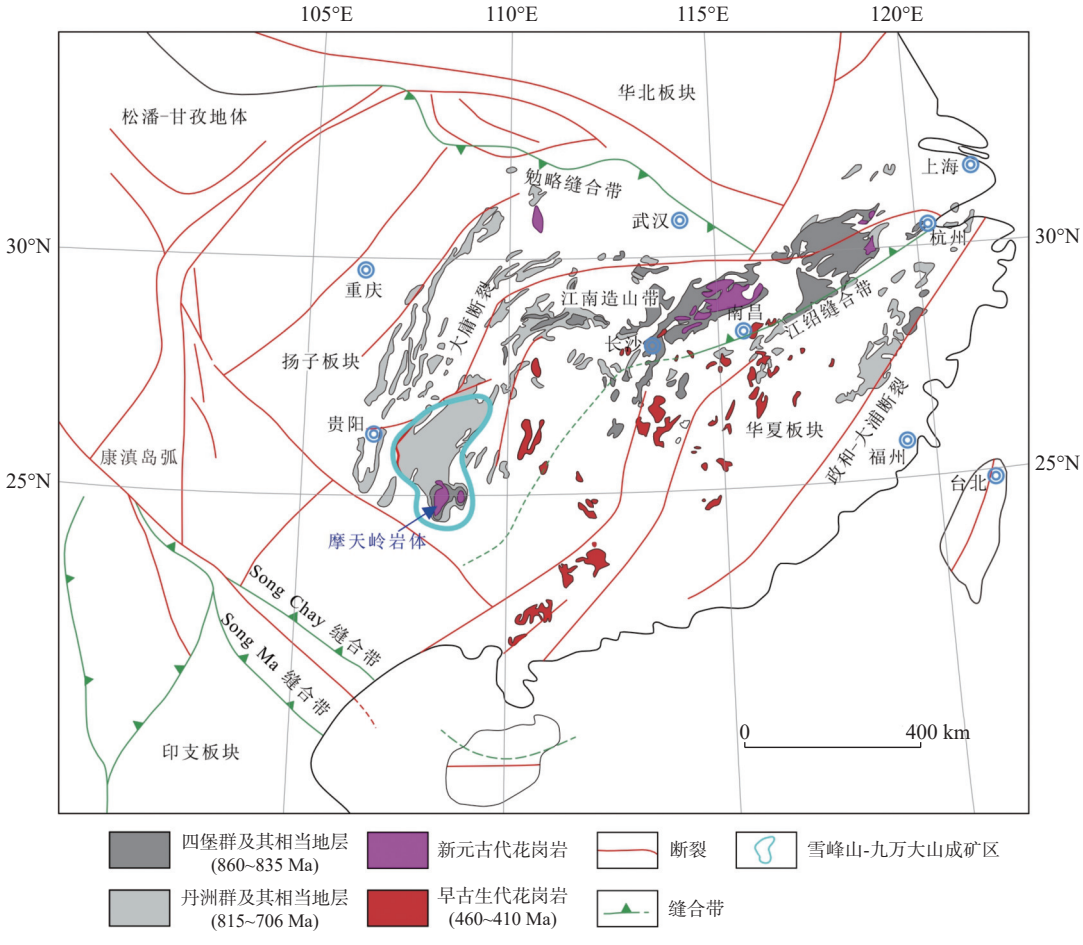

图 1　摩天岭大地构造位置简图

Fig. 1　Geotectonic location of the Motianling area

据陈峰等(2019)修改

高芒铀矿点位于麻木岭断裂带 F_M 的次级构造——俾闩地段南部 NE 向 F_{10} 及其次级断裂带内，该地区还存在舒家湾-俾闩铜矿床，以及北缘邻近南加钨铜矿床(刘灵等, 2016; 辛堂, 2017)。赋矿围岩为中粒似斑状二云母花岗岩，区内有 NNE 向俾闩断裂 F_7 穿过，以及 NW 向舒家湾断裂 F_1 切穿俾闩断裂 F_7，NE 向断裂 F_{10} 及其他次级断裂 $F_{1\text{-}1}$、$F_{1\text{-}2}$、$F_{2\text{-}1}$、$F_{2\text{-}2}$、F_{14}、F_{19}、F_{20} 等为主要含矿构造，(图 3)。区内铀矿体的产出方式为：与碎裂花岗岩或花岗碎裂岩有关的铀矿体，矿体呈细脉状或透镜状，宽 0.2 ~ 1 m，沿断裂面延伸 10 ~ 20 m，围岩发育有硅化、钾长石化、绿泥石化、水云母化、绢云母化、赤铁矿化、黄铁矿化、萤石化、方解石等蚀变，矿石矿物主要为沥青铀矿，次生矿物有钙铀云母、硅钙铀矿等，还见少量金属矿物赤铁矿、黄铁矿等。成矿物质沿碎裂岩裂隙充填，矿石构造主要为细脉状和浸染状构造(图 4)。

2 样品特征与测试方法

2.1 样品采集及蚀变分带特征

本次研究从高芒地区的矿化工业孔中选取了部分矿段及围岩的岩芯，共采集了 22 件具有代表性的岩石样品(其中有 6 件为矿石样品)，并根据蚀变程度以及空间位置将其划分为矿化中心带、蚀变过渡带和新鲜花岗岩(图 4)，以系统研究高芒地区铀矿化中不同类型的岩石地球化学特征以及蚀变矿化过程中元素的迁移规律。

高芒铀矿化点各岩石样品的特征如下：

(1)新鲜花岗岩：细粒-中粗粒黑云母花岗岩。岩石整体呈灰白-浅肉红色，似斑状结构，块状构造。岩石发育片麻理，石英及长石斑晶呈规

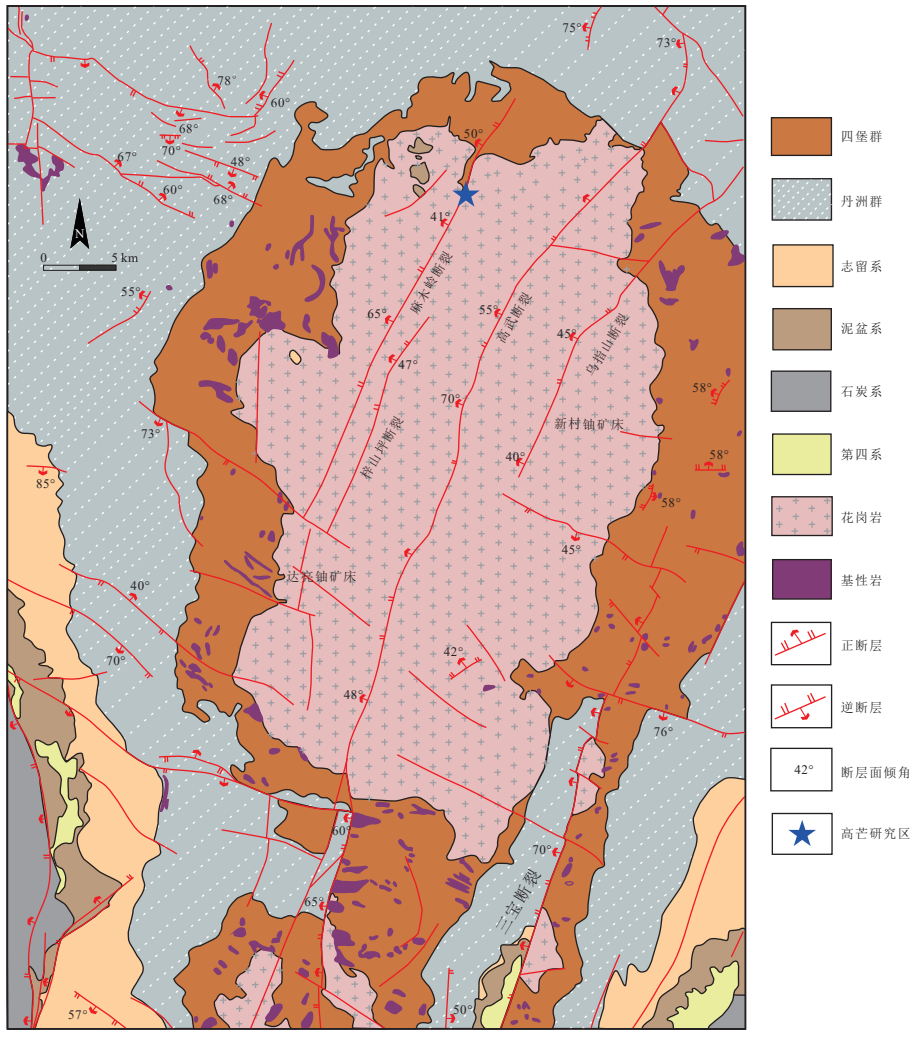

图 2 摩天岭区域地质简图

Fig. 2 Simplified geologic map of Motianling area

据 Qiu L et al.(2018)修改

律排列。斑晶主要由钾长石、斜长石及石英组成；基质呈细粒结构，主要包含石英、钾长石和黑云母(图 4a、4b)。

(2)蚀变过渡带：细粒-中粗粒二云母花岗岩、碎裂花岗岩。岩石整体呈肉红色至浅绿色，似斑状结构，块状构造。斑晶主要由钾长石、斜长石、石英组成；基质呈微粒结构，主要包含斜长石、石英、绿泥石；副矿物为不透明金属矿物，主要是赤铁矿及黄铁矿。该带蚀变组合为：钾长石化(图 4c、4d、4e)、绿泥石化(图 4f)、绢云母化(图 4g、4h)，少量赤铁矿化和硅化(图 4i)、方解石化(图 4f、4j)和萤石化(图 4k、4l)。

(3)矿化中心带：花岗碎裂岩。岩石整体呈暗红色，碎裂岩结构，块状构造。岩石裂隙中充填有灰色石英，并含有多条硅质脉互相穿切，硅质脉裂隙中以及与围岩的接触界面发育大量绿泥石化、赤铁矿化、伊利石化和水云母化，同时这些裂隙中发育有高品位的铀矿化，矿化中心带除了存在硅质脉外，还存在少量紫黑色萤石。该带主要蚀变组合为：硅化、钾长石化、黄铁矿化(图 4m、4n、4o、4p)、绿泥石化(图 4m)、赤铁矿化(图 4q)等，硅化蚀变程度加强。

2.2 测试方法

在详细的岩相学和矿相学观察基础上，选择代表性岩矿石样品进行粉碎，研磨至 200 目。由南京聚谱检测科技有限公司进行全岩主、微量元素分析。

首先把样品粉末放在 900 ℃ 马沸炉中保持

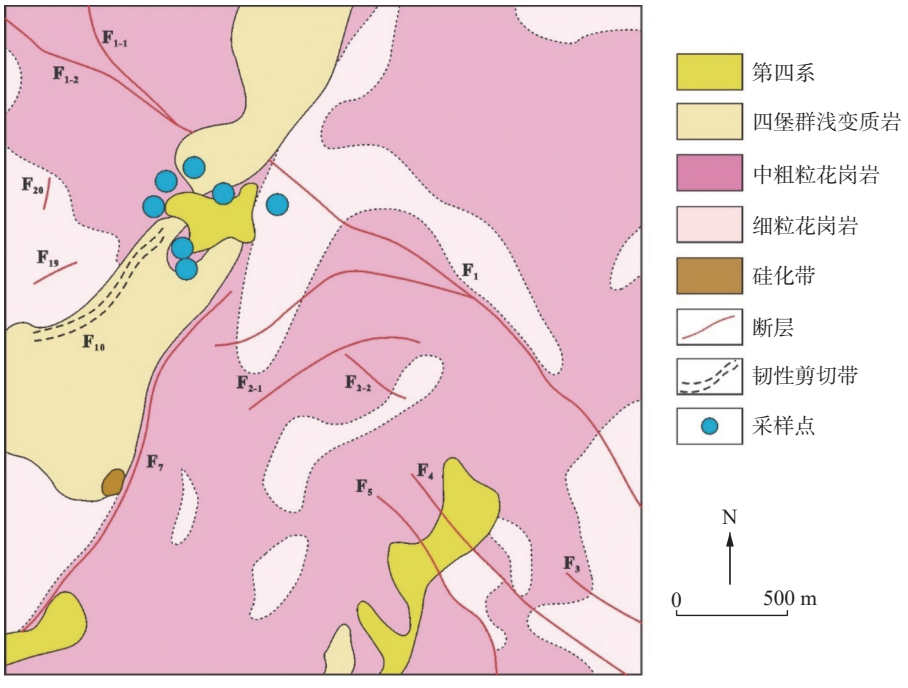

图 3　高芒地区地质简图

Fig. 3　Simplified geologic map of Gaomang area

2 小时，电子天平称取前后的重量差，获得烧失量，并用“做过烧失量的粉末”再去做主微量元素测试。测试流程由以下三个步骤组成：①酸法消解：称取 40 mg 全岩粉末置于聚四氟乙烯溶样弹中，加入 0.5 ml 浓硝酸与 1.0 ml 浓氢氟酸，溶样弹经钢套密封后放入 195 ℃ 烘箱加热 3 天，确保彻底消解。盛放消解液的溶样弹在电热板上蒸至湿盐状，加入 1ml 内标 Rh，再加入 5 ml 15 wt% 硝酸，重新密闭溶样弹，放入 195 ℃ 烘箱过夜；②约 6 ml 消解液转移至离心管中，经天平称重。取一部分适当稀释(相对于固体重量，稀释因子 2 000 倍)，以溶液雾化形式送入 Agilent 7700x ICP-MS 测定微量元素；取另一部分适当稀释(相对于固体重量，稀释因子 500 倍)，以溶液雾化形式送入 Agilent 5110 ICP-OES 测定除 Si 以外的主量元素(即 Na、Mg、Al、P、K、Ca、Ti、Mn、Fe)；③碱熔消解：称取 30 mg 全岩粉末置于银坩埚中，加入 150 mg 氢氧化钠粉末，均匀混合，在 650 ℃ 马弗炉加热 20 分钟。熔融物经盐酸中和，转移至离心管中，经天平称重。取一部分适当稀释(相对于总固体重量，稀释因子 250 倍)，以溶液雾化形式送入 Agilent 5110 ICP-OES 测定 Si 元素。以原地质矿产部岩石类 GSR、水系沉积物 GSD 标物作为主量元素的质控盲样；美国地质调查局 USGS 岩石类标物(玄武岩 BHVO-2、BCR-2、安山岩 AGV-2、流纹岩 RGM-2、花岗闪长岩 GSP-2)作为微量元素的质控盲样。这些质控盲样的实测值均符合德国马普学会地质与环境标物数据库 GeoReM 的标准(Jochum and Nohl, 2008)。

测试结果的偏离度保持在正常范围内，主量元素：SiO_2 偏离度< 1%；P_2O_5、TiO_2、MnO 偏离度 < 5%；Na_2O、MgO、Al_2O_3、K_2O、CaO、Fe_2O_3(t)、偏离度< 3%；微量元素：固体浓度大于 50×10^{-6} 的微量元素，偏离度<5%；固体浓度介于 $5\times10^{-6}\sim50\times10^{-6}$ 的微量元素，偏离度<10%；固体浓度介于 $0.5\times10^{-6}\sim5\times10^{-6}$ 的微量元素，偏离度<20%。理论上，十大主量元素的氧化物+烧失量=总和应围绕(100±1) wt%，某些岩石中 V、Cr、Ni、Sr、Ba 也构成了 0.x% wt 数量级的微量元素，因此总和通常都 <100 wt%。

3 元素地球化学特征

3.1 主量元素特征

主量元素分析结果见表 1。新鲜花岗岩中，SiO_2 的含量为 74.87 ~ 77.92 wt.%，平均值为 75.91 wt.%；Al_2O_3 含量为 11.37 ~ 13.52 wt.%，平

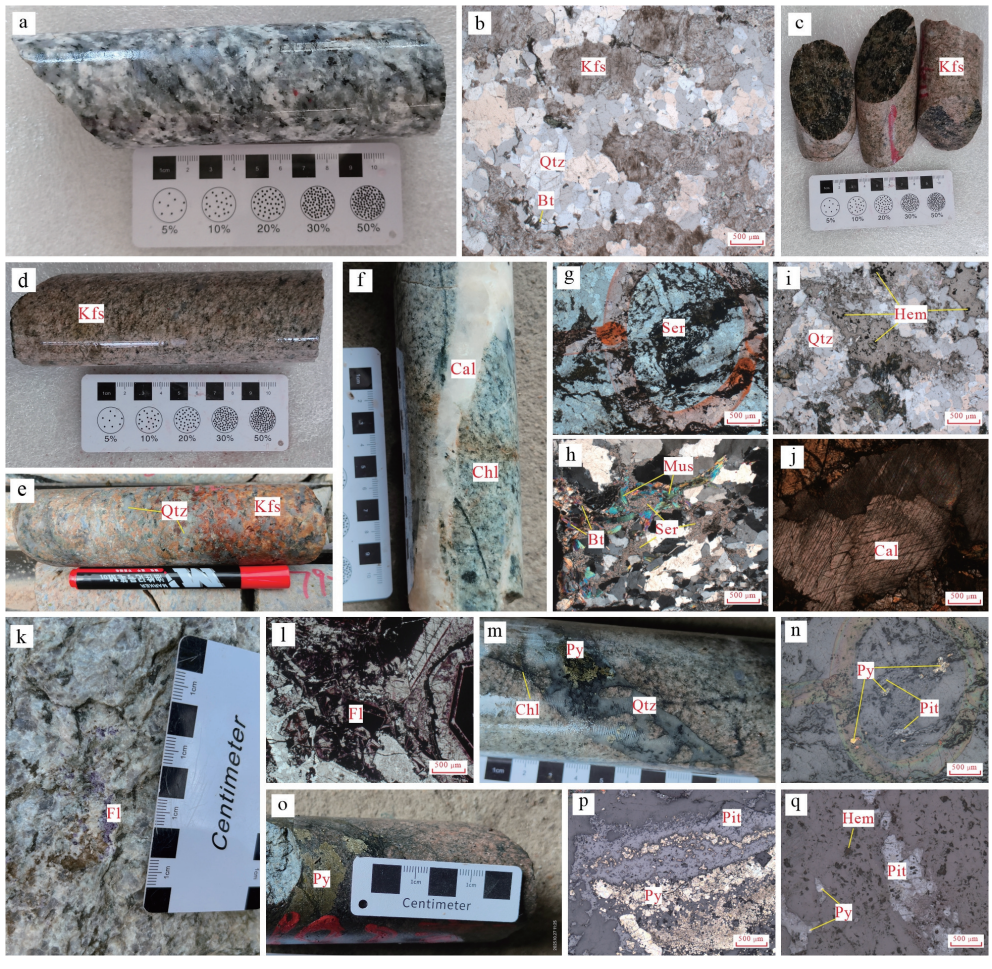

图 4 高芒铀矿化点围岩及矿石手标本及镜下特征

Fig. 4 Hand specimens and microscopic features of the Gaomang uranium mineralization host rocks and ores

a、b.新鲜花岗岩; c、d、e.钾长石化; f.绿泥石化、方解石化; g、h.绢云母化; i.赤铁矿化和硅化; j.方解石化; k、l.萤石化; m.硅化、黄铁矿化, 裂隙中发育绿泥石化; n、p.黄铁矿化与沥青铀矿共生; o.黄铁矿化; q.赤铁矿化. Qtz-石英; Chl-绿泥石; Kfs-钾长石; Ser-绢云母; Mus-白云母; Bt-黑云母; Hem-赤铁矿; Py-黄铁矿; Cal-方解石; Fl-萤石; Pit-沥青铀矿

均值为 12.70 wt.%; MgO 含量为 0.08 ~ 0.35 wt.%, 平均值为 0.23 wt.%; Na_2O 含量为 0.11 ~ 3.27 wt.%, 平均值为 2.37 wt.%; K_2O 的含量为 3.48 ~ 5.98 wt.%, 平均值为 4.98 wt.%; Fe_2O_3 含量为 0.72 ~ 3.18 wt.%, 平均值为 1.60 wt.%; Na_2O+K_2O 的平均值为 7.35; Na_2O/K_2O 的平均值为 0.51; A/NK 平均值为 1.39, A/CNK 平均值为 1.31, 属高钾钙碱性过铝质花岗岩。

蚀变花岗岩中, SiO_2 的含量为 72.98 ~ 84.26 wt.%, 平均值 77.87 wt.%; Al_2O_3 含量为 8.44 ~ 14.45 wt.%, 平均值为 11.84 wt.%; MgO 含量为 0.27 ~ 0.84 wt.%, 平均值为 0.46 wt.%; Na_2O 含量为 0.02 ~ 2.50 wt.%, 平均值为 0.82 wt.%; K_2O 的含量为 0.46 ~ 5.71 wt.%, 平均值为 3.42 wt.%; Fe_2O_3 含量为 0.77 ~ 3.00 wt.%, 平均值为 1.61 wt.%。

矿化中心带中, SiO_2 的含量为 77.53 ~ 87.93 wt.%, 平均值 82.21 wt.%; Al_2O_3 含量为 5.74 ~ 11.56 wt.%, 平均值为 8.74 wt.%; MgO 含量为 0.32 ~ 0.75 wt.%, 平均值为 0.55 wt.%; Na_2O 含量为 0.02 ~ 1.41 wt.%, 平均值为 0.59 wt.%; K_2O 的含量为 1.40 ~ 4.08 wt.%, 平均值为 2.56 wt.%; Fe_2O_3 含量为 1.46 ~ 2.80 wt.%, 平均值为 1.80 wt.%。

整体来看, 从新鲜花岗岩到矿化中心带, 随着蚀变程度的加强, 相比新鲜花岗岩, 蚀变过渡带和矿化中心带的 SiO_2 含量明显增加、Al_2O_3 含量降低、Na_2O 和 K_2O 含量均降低, 另外矿化中心带的 MgO 与 Fe_2O_3 含量更高。

表 1　高芒地区样品主量元素分析测试结果（wt.%）

Table 1　Test results (wt.%) of major elements analysis of samples in Gaomang area

	样品号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Fe_2O_3	LOI	Total
新鲜花岗岩	23GM37-4-01	76.27	0.08	13.24	0.03	0.29	0.31	3.08	3.68	0.14	1.05	1.47	99.65
	23GM37-4-03	75.23	0.12	13.52	0.03	0.33	0.34	2.40	4.88	0.15	1.62	1.35	99.97
	23GM37-4-04	75.43	0.08	13.21	0.03	0.19	0.46	2.67	5.05	0.12	1.44	1.28	99.96
	BMyp-1	77.08	0.14	11.37	0.03	0.35	0.06	0.11	5.60	0.08	3.18	1.28	99.28
	LK3407Y4H1	75.81	0.07	13.14	0.04	0.08	0.35	2.87	5.67	0.21	0.72	0.82	99.77
	P1Y4H1	74.87	0.08	13.16	0.06	0.15	0.12	2.02	5.54	0.10	1.59	1.88	99.57
	P3Y1H1	76.25	0.07	12.29	0.05	0.15	0.17	2.17	5.98	0.08	1.41	1.07	99.69
	ZK49-1YP3	75.23	0.12	12.58	0.09	0.25	0.55	2.41	4.80	0.14	1.90	1.01	99.07
	ZK49-1YP5	74.97	0.09	13.00	0.07	0.20	0.55	2.70	5.12	0.13	1.63	0.83	99.29
	ZKG0-1YP5	77.92	0.10	11.53	0.08	0.35	0.39	3.27	3.48	0.12	1.44	0.80	99.49
蚀变过渡带	23GM37-4-02	77.37	0.09	14.45	0.01	0.34	0.20	0.04	1.91	0.15	0.88	3.82	99.26
	23GM37-4-05	75.65	0.07	13.04	0.02	0.27	0.37	1.84	5.55	0.13	1.14	1.30	99.37
	23GM37-4-06	81.24	0.05	9.53	0.02	0.84	0.22	0.02	1.28	0.10	3.00	3.13	99.43
	23GM37-4-07	75.70	0.09	12.42	0.03	0.41	0.83	0.34	5.59	0.12	1.52	2.80	99.85
	BT611-3	84.26	0.07	8.44	0.05	0.27	0.10	0.16	0.46	0.10	0.77	1.84	96.53
	YP-223y-5	72.98	0.07	13.19	0.06	0.61	0.66	2.50	5.71	0.13	2.35	1.04	99.29
矿化中心带	BT612-2	77.61	0.08	11.56	0.03	0.67	0.25	0.13	1.55	0.25	1.87	1.59	95.59
	ZK49-1YPU1	86.33	0.06	6.41	0.06	0.39	0.10	0.05	2.48	0.05	1.62	1.60	99.16
	ZK49-1YPU2	87.93	0.05	5.74	0.07	0.43	0.09	0.02	1.87	0.05	1.46	1.47	99.17
	ZK49-2YPU1	85.44	0.03	6.14	0.07	0.32	0.19	0.83	1.40	0.08	2.80	1.74	99.05
	ZKG0-1YPU1	78.40	0.08	11.22	0.06	0.75	0.46	1.41	4.08	0.12	1.56	0.93	99.07
	ZKG0-1YPU3	77.53	0.10	11.35	0.06	0.71	0.74	1.08	4.00	0.13	1.50	1.36	98.56

3.2 微量元素特征

影响蚀变过程中微量元素的含量变化的因素，包含成矿流体的特征以及微量元素与成矿元素之间的关系（赵振华, 1992; 王正庆等, 2018）。新鲜花岗岩、蚀变过渡带岩石和矿化中心带岩石均富集 U、Li、Be、Ga、Rb、Ba、Cs、Hf、Ta、Y、Nb，而 Sc、V、Co、Ni、均表现为亏损，另外 Cu、Zn 两种元素以及 Sr 表现出不同程度的富集和亏损（表 2）。在微量元素的原始地幔标准化蛛网图中，新鲜花岗岩、蚀变过渡带、矿化中心带三者的曲线相似度较高（图 5），并未见明显的含量差异，这说明在铀矿化的热液蚀变过程中赋矿围岩与新鲜花岗岩之间具有继承关系。并且，随着蚀变程度的加强和 U 含量的增高，Cu 含量在从新鲜花岗岩到矿化中心带呈现出逐渐升高的趋势。

3.3 稀土元素特征

新鲜花岗岩具有高稀土总量（∑REE 平均值为 70.44×10^{-6}）、弱的轻重稀土分异（∑LREE/∑HREE 平均值为 3.66，$(La/Yb)_N$ 平均值为 3.73）、明显的负 Eu 异常（δEu 平均值为 0.13）和无明显 Ce 异常（δCe 平均值为 1.10）的特征（表 3），在稀土元素球粒陨石标准化配分模式图中表现为轻稀土略富集的“右倾”型（图 6）；蚀变过渡带和矿化中心带的稀土配分模式与新鲜花岗岩相似，在矿化中心带具有低稀土总量（∑REE 平均值为 50.96×10^{-6}）、轻重稀土分异不明显（LREE/HREE 平均值为 2.35，$(La/Yb)_N$ 平均值为 2.57）相对富集 LREE 的特征，但整体上与新鲜花岗岩的配分模式类似，说明热液作用促进了 LREE 和 HREE 的活化迁移，使 REE 的浓度发生稍大的变化，但并没有较大地改变整体的稀土元素配分模式，因此三个分带的稀土元素配分曲线呈现相似的特点（吴德海等, 2019）。

4 讨论

4.1 元素迁移特征

自然界中的大部分地质过程所处的体系都是开放的。因此，在交代、熔融、蚀变、风化、变形等地质过程中，都会存在不同程度的地球化学组分或元素的迁移（迁入或迁出）（Putnis and John, 2010; 郭顺等, 2013）。认识并理解这些地质过程的前提和关键是了解过程中物质组分（元素）的迁

表 2　高芒地区样品微量元素测试分析结果（$\times10^{-6}$）

Table 2　Test results ($\times10^{-6}$) of trace elements of samples in Gaomang area

	样品号	Li	Be	Sc	V	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cs	Ba	Hf	Ta	U	Th	Pb	Th/U
新鲜花岗岩	23GM37-4-01	18.11	1.94	1.8	3.01	0.94	1.26	14.42	34.95	12.84	251.26	20.19	22.31	78.1	10.76	0.49	11.81	61.46	2.98	2.01	13.37	12.31	18.17	0.92
	23GM37-4-03	13.53	1.87	2.56	7.21	1.52	2.49	9.36	31.37	14.93	326.67	25.6	26.05	84.6	10.26	0.61	11.26	85.2	3.02	1.78	10.35	13.37	27.27	1.29
	23GM37-4-04	11.42	2.39	1.47	3.03	1.11	2.55	15.32	32.77	11.93	335.27	17.07	21.67	83.35	9.51	0.44	12.11	30.79	3.1	1.93	11.45	11.49	22.89	1
	BMyp-1	52.8	0.99	3.44	18.8	15.3	5.09	13.7	39.5	16.1	313	27.5	29.8	127	9.12	0.51	11.1	229	4.71	1.51	33	12.6	22.1	0.38
	LK3407Y4H1	6.73	1.04	3.8	7.52	1	1.76	5.01	32.4	16.4	487	7.34	16.4	77.1	16.3	0.71	16.1	36.7	16.3	3.72	15.5	13.6	21.1	0.88
	P1Y4H1	14.7	2.65	4.07	39.2	1.53	4	9.14	34.8	16.7	399	13.4	26.3	82.6	8.5	4.03	13.2	101	8.5	4.14	36	12.8	27.2	0.36
	P3Y1H1	12.3	2.11	2.62	9.5	1.68	1.26	11.6	29.5	14	350	11.6	24	75.4	3.6	1.06	9.87	32.8	3.6	3.92	27.9	10.9	78	0.39
	ZK49-1YP3	22.5	2.39	4.43	7.86	2.2	2.79	21	54.6	18.1	417	17.3	30.2	96.2	4.5	0.93	19.4	65.4	4.5	1.8	18.4	15.7	23.5	0.85
	ZK49-1YP5	23.4	3.27	3.97	3.47	1.48	1.54	13.1	50.2	17.5	427	15	24.8	90	4.4	0.84	20.1	45	4.4	1.97	47.8	14	24.8	0.29
	ZKG0-1YP5	5.47	1.3	3.16	6.6	1.68	2.58	10.6	38.2	14.6	210	35.7	28.4	92.7	4	1.11	3.36	72.2	4	0.85	20.4	13.3	19.7	0.65
蚀变过渡带	23GM37-4-02	36.63	1.28	1.82	2.96	0.47	1.04	8.15	22.43	13.66	183.13	7.74	21.12	77.24	10.71	0.14	10.77	31.86	3.04	2.21	11.15	13.59	8.38	1.22
	23GM37-4-05	21.9	1.6	2.2	2.84	0.8	0.58	23.15	17.53	13.29	346.4	24.57	18.58	84.25	8.15	1.25	11.94	116.11	3.18	1.69	16.78	13.84	22.74	0.82
	23GM37-4-06	83.28	2.23	2.98	1.19	9.74	14.07	14.93	113.52	11.82	127.11	24.73	22.92	57.04	7.6	0.15	21.04	28.35	2.31	1.99	17.6	10.21	10.56	0.58
	23GM37-4-07	32.36	1.8	2.81	4.2	1.28	2.73	7.58	40.8	14.05	347.64	39.23	28.72	79.05	8.18	0.27	13.85	85.95	2.95	1.69	23.12	14.53	32.1	0.63
	BT611-3	10.3	2.06	4.07	13.1	1.05	2.01	6.72	12	11.8	39.9	14.8	38.2	72.1	3.6	1.39	5.33	87.6	3.6	0	382	9.67	21.1	0.03
	YP-223y-5	29.4	3.98	3.67	8.07	13.1	3.58	7.1	20.7	18.4	402	21.2	19.5	84.2	9.77	0.5	40.8	74	3.79	2.58	155	10.2	42.7	0.07
矿化中心带	BT612-2	12.6	1.45	3.33	7.02	1.49	3.33	40	23.4	14.8	113	23	19	89.1	4.2	0.44	7.32	93.5	4.2	0	1131	13.6	8.6	0.01
	ZK49-1YPU1	48	3.02	1.71	5.43	1.97	2.27	97.7	30.3	11.7	280	10.3	12.6	57.5	4	1.99	25.2	51.7	4	1.54	592	8.23	16	0.01
	ZK49-1YPU2	44.2	3.53	1.54	6.07	2.51	2.24	99.8	28.1	11.8	266	8.07	20.1	54.1	3.8	1.35	24.5	31.3	3.8	1.49	575	7.35	13.5	0.01
	ZK49-2YPU1	24.3	2	1.29	3.25	11.8	3.08	10.9	18.8	7.69	155	8.62	27.4	49.4	3.1	1.54	22.5	38.4	3.1	0.61	753	8.01	19.7	0.01
	ZKG0-1YPU1	8.52	1.15	2.88	8.34	2.29	2.45	16	28.8	13.5	92.5	36.3	30.4	78.9	4.1	1.01	2.63	101	4.1	0.31	799	13	72.8	0.02
	ZKG0-1YPU3	46.2	1.76	3.51	7.34	2.93	2.68	26.3	22.4	13.8	73.6	52.7	43.5	96.9	4.3	0.8	4.44	75.3	4.3	0.25	1470	19.5	129	0.01

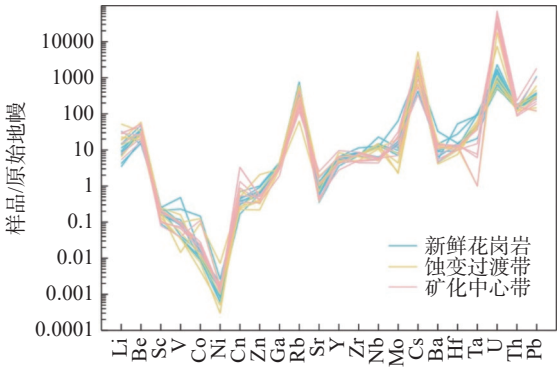

图 5　高芒地区新鲜花岗岩、蚀变过渡带岩石、矿化中心带岩石微量元素蛛网图

Fig. 5　Primitive mantle-normalized trace element spider diagrams of the Fresh granite, altered transition samples and mineralized central samples in Gaomang area

标准化值据 Sun and McDonough（1989）

移情况。而质量平衡计算作为研究开放体系下的地质过程中物质组分迁移的重要方法，在许多地质过程研究中被学者们广泛使用。

Guo S et al.（2009）在 Grant（1986）提出的 Isocon 图解法的基础之上建立了标准化 Isocon 图解法，是目前应用范围最广、使用频率最高的质量平衡计算方法。具体计算方法及步骤参照（Guo S et al., 2009; 郭顺等, 2013）。前人已将此方法成功应用于铀矿相关的矿化蚀变研究中，并取得了良好效果（李海东等, 2016; 吴德海等, 2019; 颜越等, 2021; 王勇剑等, 2022; 谭威等, 2023）。

在进行质量平衡计算之前，首先需确定体系中不活动组分，且不活动组分的相关系数 R^2 需大于 0.9（Grant, 1986）。将本文所有样品中各元素组分之间进行逐个计算得出 TiO_2 和 Zr 的相关系数为 0.901。此外，在本文样品的蚀变过程中，主要发生蚀变的矿物有长石、黑云母、白云母等，不会造成明显的 TiO_2 和 Zr 迁移，可以视 TiO_2 和 Zr 在蚀变过程中没有迁移活动，因此选取了 Ti 和 Zr 作为质量平衡计算的不活动组分，其投影点能够拟合成一条过原点的直线（图 7），且相关系数大于 0.9，满足不活动组分选取条件。

表 3　高芒地区样品稀土元素测试分析结果（$\times10^{-6}$）和特征参数

Table 3　Test results ($\times10^{-6}$) and characteristic parameters of rare earth elements of samples in Gaomang area

	样品号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	∑REE	∑LREE/∑HREE	$(La/Yb)_N$	δEu	δCe
新鲜花岗岩	23GM37-4-01	10.02	24.55	2.60	9.55	2.71	0.10	2.94	0.68	4.25	0.79	2.09	0.31	1.92	0.25	62.75	3.75	3.75	0.11	1.15
	23GM37-4-03	12.27	29.12	3.20	11.95	3.45	0.17	3.47	0.77	4.70	0.89	2.34	0.36	2.20	0.28	75.18	4.01	4.01	0.15	1.11
	23GM37-4-04	8.71	23.09	2.33	8.66	2.48	0.08	2.74	0.63	4.00	0.77	2.04	0.30	1.84	0.23	57.89	3.61	3.39	0.09	1.23
	BMyp-1	26.80	48.30	5.84	20.90	4.47	0.31	4.02	0.84	5.41	0.97	2.85	0.45	2.77	0.41	124.34	6.02	6.94	0.22	0.90
	LK3407Y4H1	8.25	19.90	2.35	7.77	2.61	0.08	2.71	0.57	3.31	0.57	1.50	0.22	1.42	0.17	51.43	3.91	4.17	0.09	1.09
	P1Y4H1	9.94	23.10	2.69	9.16	3.00	0.14	3.38	0.73	4.70	0.94	2.77	0.43	2.81	0.38	64.17	2.98	2.54	0.13	1.07
	P3Y1H1	8.59	20.70	2.51	8.21	2.62	0.13	3.00	0.64	4.35	0.90	2.68	0.40	2.59	0.35	57.67	2.87	2.38	0.14	1.08
	ZK49-1YP3	11.80	28.60	3.33	11.70	3.63	0.14	4.07	0.92	5.73	1.11	2.91	0.43	2.67	0.36	77.40	3.25	3.17	0.11	1.10
	ZK49-1YP5	9.98	25.40	2.97	10.50	3.56	0.12	4.07	0.87	5.10	0.94	2.34	0.33	2.00	0.28	68.46	3.30	3.58	0.10	1.13
	ZKG0-1YP5	9.46	23.00	2.79	9.87	3.30	0.16	3.84	0.90	5.48	1.05	2.65	0.35	2.02	0.26	65.13	2.94	3.36	0.14	1.08
	平均值															70.44	3.66	3.73	0.13	1.10
蚀变过渡带	23GM37-4-02	11.45	28.75	3.02	11.09	3.11	0.11	3.05	0.66	3.95	0.74	1.88	0.28	1.61	0.20	69.91	4.65	5.09	0.11	1.17
	23GM37-4-05	6.04	14.71	1.67	6.27	1.96	0.08	2.23	0.53	3.39	0.63	1.71	0.26	1.59	0.20	41.29	2.91	2.72	0.12	1.12
	23GM37-4-06	6.26	14.31	1.66	6.09	1.90	0.13	2.30	0.55	3.72	0.72	2.03	0.33	2.21	0.29	42.49	2.50	2.03	0.19	1.07
	23GM37-4-07	10.14	23.71	2.83	10.85	3.17	0.15	3.45	0.75	4.97	0.96	2.62	0.41	2.59	0.33	66.92	3.16	2.81	0.13	1.07
	BT611-3	17.10	39.50	6.16	29.00	10.60	1.91	10.60	2.12	11.20	1.83	3.98	0.55	2.84	0.33	137.72	3.12	4.32	0.55	0.94
	YP-223y-5	7.77	17.60	2.15	7.97	2.58	0.17	2.39	0.60	3.82	0.69	2.01	0.33	2.14	0.28	50.50	3.12	2.60	0.20	1.04
	平均值															69.58	3.51	3.55	0.16	1.09
矿化中心带	BT612-2	11.30	20.80	2.85	10.80	2.63	0.35	2.65	0.54	3.31	0.68	1.69	0.25	1.31	0.16	59.32	4.60	6.18	0.40	0.88
	ZK49-1YPU1	2.81	7.31	0.94	3.50	1.40	0.09	1.64	0.40	2.64	0.52	1.39	0.21	1.34	0.19	24.38	1.93	1.50	0.18	1.10
	ZK49-1YPU2	2.81	7.55	0.99	3.90	1.80	0.12	2.42	0.67	4.30	0.84	2.24	0.32	2.00	0.26	30.22	1.32	1.01	0.18	1.11
	ZK49-2YPU1	3.92	10.20	1.28	4.96	2.17	0.16	3.22	0.80	5.23	1.07	2.91	0.42	2.55	0.34	39.23	1.37	1.10	0.18	1.11
	ZKG0-1YPU1	7.55	19.30	2.37	8.89	3.53	0.40	4.20	1.03	6.24	1.14	2.77	0.38	2.08	0.26	60.14	2.32	2.60	0.32	1.11
	ZKG0-1YPU3	11.70	30.40	3.76	14.40	5.70	0.69	6.63	1.47	8.69	1.60	3.78	0.51	2.77	0.35	92.45	2.58	3.03	0.34	1.12
	平均值															50.96	2.35	2.57	0.27	1.07

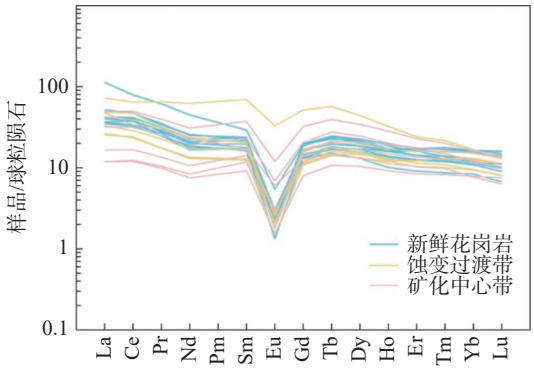

图 6 高芒地区新鲜花岗岩、蚀变过渡带岩石、矿化中心带岩石稀土元素配分曲线

Fig. 6 Chondrite-normalized R EE patterns of the Fresh granite, altered transition samples and mineralized central samples in Gaomang area

标准化值据 Sun and McDonough (1989)

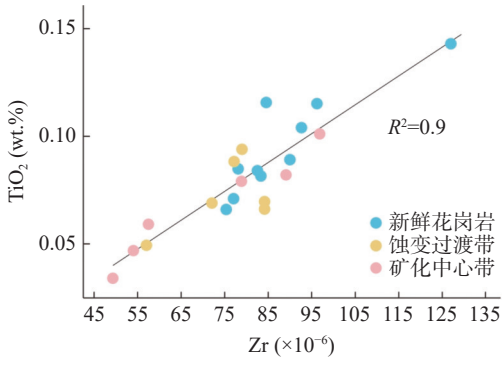

图 7 高芒地区样品 Zr-TiO_2 相关性图解

Fig. 7 Zr-TiO_2 correlation diagram of samples in Gaomang area

根据不活动组分计算得出各元素组分迁移结果，获得各分带样品的元素质量平衡迁移率(表 4、表 5)，后对其进行标准化并投图至 Isocon 图解中(图 8)。图中图形位于 Isocon 线上方的，代表该组分在蚀变过程中迁入；位于 Isocon 线下方的，代表该组分在蚀变过程中迁出；位于 Isocon 线重合的部分，代表该组分在蚀变过程中基本无迁移。另外，与 Isocon 线距离越远代表迁入或迁出程度越高，距离越近代表迁入或迁出程度越低(Grant, 1986; 郭顺等, 2013)。

摩天岭北缘高芒地区主量和微量元素标准化 Isocon 图解(图 8a)显示，SiO_2、MgO 位于 Isocon 线上方，说明在蚀变过程中这些组分均表现为迁入；Na_2O 在矿化中心带位于 Isocon 线下方，说明在矿化蚀变过程中该组分均表现为迁出；Al_2O_3、P_2O_5 在蚀变过渡带中表现为迁入，在矿化中心带中表现为迁出；MnO 在蚀变过渡带主要表现为迁出，在矿化中心带基本表现为迁入；CaO 在蚀变过程中有不同程度的迁入和迁出，向矿化中心带整体趋势为迁出率降低；K_2O 在矿化中心表现为迁出；Fe_2O_3 在矿化中心带表现为迁入。从主量元素迁移特征可以看出，SiO_2、Fe_2O_3、MnO、MgO 在矿化中心带的迁入与铀成矿作用关系密切。

微量元素的标准化 Isocon 图解(图 8b、8c)显示，除 U、Cu 外的各微量元素在各个不同带内都有不同程度的迁入迁出，在蚀变过渡带中 Li, Be、Sc、Co、Ga、Sr、Y、Nb、Cs、Ba 整体趋势表现为迁入，V、Rb、Mo 整体趋势表现为迁出；在矿化中心带中 Li、Be、Co、Ni、Cu、Ga、Sr、Y、Mo、Cs、Ba、Pb 整体趋势表现为迁入，Sc、V、Rb、Nb 整体趋势表现为迁出。热液蚀变过程中微量元素的迁移率越大，同迁入或同迁出的元素其成因联系可能越大(吴德海等, 2019)，在矿化中心带中 Li、Be、Cu、Sr、Mo、Cs 的迁入率较大，说明其与 U 成矿作用可能存在一定的联系。

稀土元素的标准化 Isocon 图解(图 8d)显示，轻稀土元素有略微迁出，矿化中心带的迁出率高于蚀变过渡带；Eu 在蚀变过渡带多数迁入少量迁出、在矿化中心带呈明显迁入，迁入率明显升高；重稀土元素在矿化中心带中的多数样品表现迁入，并且迁入率多高于蚀变过渡带。从稀土元素整体的迁移特征来看，轻重稀土元素虽有含量变化，但其配分曲线并未明显改变，这可能与蚀变产生的粘土矿物吸附重稀土有关。而 Eu 的大量迁入可能与矿化中心带的氧化还原环境有关，Eu 会在还原条件下由 Eu^{3+}转变为 Eu^{2+}，发生沉淀富集，指示矿化中心带的成矿环境为还原环境。

4.2 热液蚀变与元素迁移

探究蚀变样品与未蚀变样品的元素组分迁移规律，可以有效地约束成矿物质来源、成矿流体性质、成矿环境和成矿机制(Hopf, 1993; Bau and Dulski, 1996; 谭威等, 2023)。

摩天岭北缘高芒地区铀矿化蚀变过程中，各蚀变带的 SiO_2 基本上呈迁入状态，并且在整个蚀变过程中，其迁入率不断升高，与该地区的矿化类型为硅化带-沥青铀矿型以及矿化中心带硅化程

表 4　高芒地区主量、微量元素组分在蚀变过渡带和矿化中心带的迁移率（%）

Table 4　Mobility of major and trace element components (%) in altered transition zone and mineralized central zone of Gaomang area

	蚀变过渡带						矿化中心带					
	23GM37-4-02	23GM37-4-05	23GM37-4-06	23GM37-4-07	BT611-3	YP-223y-5	BT612-2	ZK49-1YPU1	ZK49-1YPU2	ZK49-2YPU1	ZKG0-1YPU1	ZKG0-1YPU3
SiO_2	17	5	66	12	37	1	2	75	90	102	16	−6
Al_2O_3	31	8	17	10	−18	9	−9	−22	−26	−13	−1	−18
MnO	−79	−68	−53	−28	20	21	−34	85	123	144	26	2
MgO	69	23	463	98	43	176	185	160	204	149	259	178
CaO	−30	17	4	181	−62	109	−25	−53	−58	3	58	105
Na_2O	−98	−18	−98	−84	−92	11	−95	−97	−99	−37	−33	−58
K_2O	−56	17	−60	26	−89	21	−69	−23	−38	−50	−8	−26
P_2O_5	31	6	22	2	0	8	94	−36	−41	11	5	−4
Fe_2O_3	−37	−25	192	7	−41	55	16	56	50	215	10	−14
Li	133	27	616	101	−30	71	−31	309	300	141	−47	134
Be	−26	−16	74	1	27	110	−28	134	190	80	−35	−19
Sc	−33	−26	48	1	60	23	6	−16	−19	−26	3	3
V	−68	−72	−83	−56	52	−20	−34	−21	−6	−45	−12	−37
Co	−81	−70	433	−50	−55	385	−48	7	45	645	−9	−6
Ni	−53	−76	764	21	−2	49	31	38	45	118	9	−3
Cu	−24	98	88	−31	−33	−39	223	1 123	1 228	59	46	95
Zn	−32	−51	367	21	−61	−42	−38	24	22	−11	−14	−46
Ga	2	−9	20	3	−5	27	−4	18	26	−10	−1	−17
Rb	−40	4	−44	11	−86	20	−68	23	24	−21	−70	−81
Sr	−53	36	102	131	−5	17	20	−17	−31	−19	114	153
Y	−3	−22	43	29	88	−18	−24	−22	32	97	37	59
Nb	52	6	46	13	−45	27	−48	−24	−23	−31	−43	−51
Mo	−85	22	−78	−71	59	−51	−59	186	106	158	6	−32
Cs	−4	−2	155	21	−49	235	−43	203	213	215	−77	−68
Ba	−52	61	−42	27	42	3	23	5	−32	−9	49	−9
Hf	−37	−39	−35	−40	−20	−28	−24	12	13	1	−16	−29
Ta	7	−25	31	−20	0	15	0	1	3	−54	−85	−90
U	−45	−25	17	11	1907	597	4 708	3 800	3 926	5 674	3 736	5 646
Th	20	12	22	25	−9	−17	4	−2	−7	11	12	37
Pb	−66	−16	−42	27	−9	58	−70	−13	−22	24	187	315

度明显加强的特征相吻合。在蚀变过渡带 Na_2O 基本呈迁出，K_2O 大部分呈迁出，少部分迁入，这与蚀变过渡带发育的钾长石化和绢云母化、绿泥石化以及粘土化有关。在钾长石化过程中，样品中的部分斜长石蚀变成钾长石，造成 Na 元素的迁出，以及 K 元素的迁入。另外，斜长石转变为绢云母的过程中会吸收 K 元素并释放 Na 元素进入到流体中，导致 K 元素带入并且 Na 元素带出；在钾长石化的基础之上，大部分样品又发生了一定程度绢云母化和粘土矿化，从而释放 K 元素，而黑云母和钾长石在绿泥石化过程中也会释放 K^+，这一过程会导致 K 和 Na 流失。少部分蚀变样品由于粘土化发育极少甚至未发育，所以这部分样品 K 流失较少，从而表现为 Na_2O 迁出和 K_2O 的部分迁出。除此之外，在蚀变过渡带和矿化中心带中 MgO 均呈迁入，这与蚀变过渡带和矿化中心带发育的绿泥石化有关，黑云母及长石在绿泥石化过程中会使 Mg 和 Fe_2O_3 含量增加，而在矿化中心带发育黄铁矿化进一步使得 Fe 强烈富集（郭建, 2014; 李海东等, 2016）。CaO 在整个蚀变过程中的既有迁入也有迁出，主要是由于花岗岩中 Ca^{2+}主要赋存于斜长石中，斜长石在绢云母化以及钾长石化过程中其中的 Ca 质被不同程度地消耗，导致部分 Ca 质组分被流体带走，其次还有极少 Ca 质组分进入流体是由于含 Ca 副矿物（磷灰石、榍石、褐帘石等）的分解，而 CaO 的迁入主要

表 5 高芒地区稀土元素组分在蚀变过渡带和矿化中心带的迁移率（%）

Table 5 Mobility of rare earth element components (%) in altered transition zone and mineralized central zone of Gaomang area

	蚀变过渡带						矿化中心带					
	23GM37-4-02	23GM37-4-05	23GM37-4-06	23GM37-4-07	23GM37-4-08	YP-223y-5	BT612-2	ZK49-1YPU1	ZK49-1YPU2	ZK49-2YPU1	ZKG0-1YPU1	ZKG0-1YPU3
La	14	−45	−16	−2	82	−29	−3	−63	−60	−39	−27	−8
Ce	24	−42	−16	0	83	−30	−22	−58	−53	−31	−18	5
Pr	13	−43	−16	4	148	−26	−7	−53	−47	−25	−13	12
Nd	18	−39	−13	12	230	−22	−1	−50	−41	−18	−8	22
Sm	12	−35	−7	12	310	−15	−18	−32	−7	22	25	64
Eu	−14	−38	37	13	1 532	24	142	−4	37	99	212	339
Gd	2	−31	4	13	281	−26	−23	−26	16	69	38	77
Tb	0	−26	13	12	245	−17	−29	−18	45	90	53	78
Dy	−4	−24	23	19	193	−14	−30	−13	50	100	49	69
Ho	−5	−25	25	20	152	−19	−24	−10	54	115	44	64
Er	−11	−25	30	22	103	−12	−30	−11	52	116	29	43
Tm	−11	−25	45	27	89	−2	−31	−10	46	110	19	30
Yb	−17	−25	55	31	57	1	−41	−7	47	106	5	14
Lu	−21	−28	50	25	37	1	−46	−1	44	106	−1	8

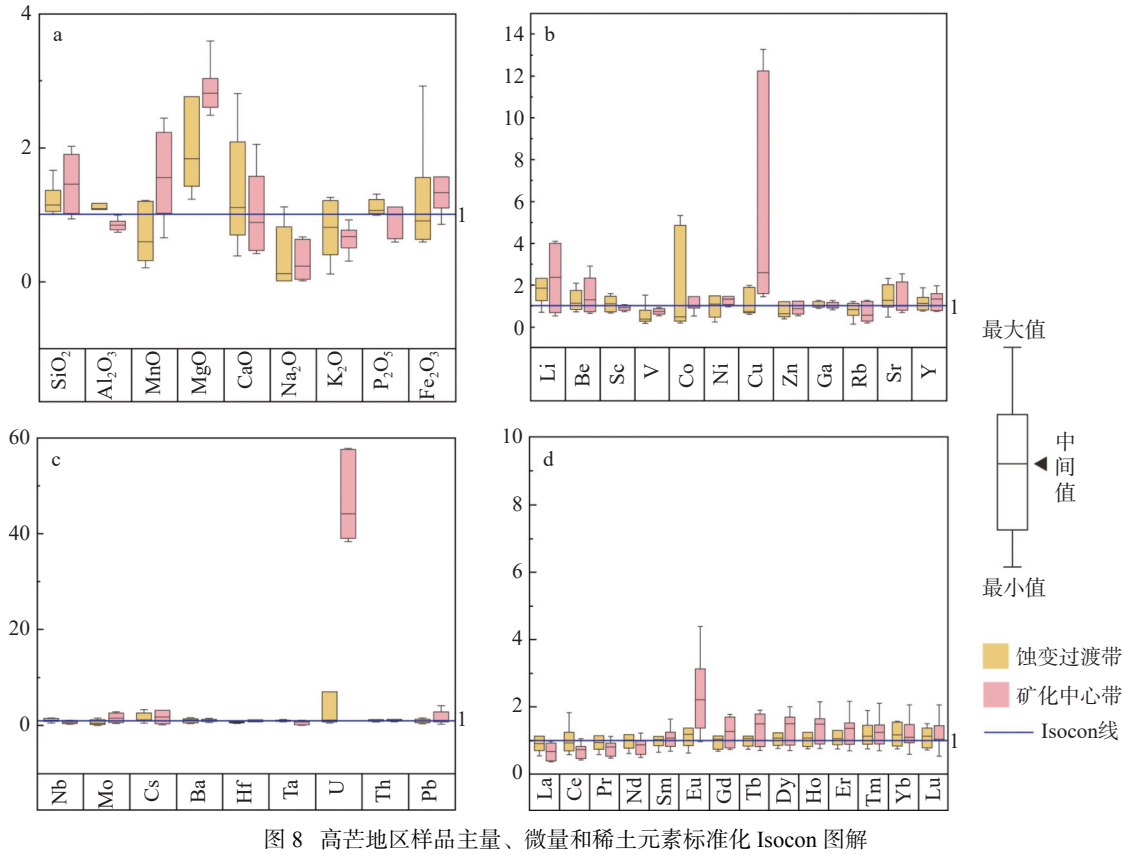

图 8 高芒地区样品主量、微量和稀土元素标准化 Isocon 图解

Fig. 8 Major, minor, and rare earth element standardized Isocon diagramsof samples in Gaomang area

位于 Isocon 线上方代表迁入，下方代表迁出，与 Isocon 线重合的部分代表既无迁入也无迁出

与蚀变过渡带和矿化中心带发育的碳酸盐化蚀变有关。

岩石中的微量元素在热液蚀变过程中会发生一定程度的活化和迁移（王勇剑等，2022），这主要与矿物的分解机制以及微量元素的地球化学行为有关（Campbell et al., 1984；凌其聪和刘丛强，

2002; Jiang Y H et al., 2006)。在本文样品中，蚀变过渡带和矿化中心带均发生钾长石和黑云母的绿泥石化和绢云母化，含 K 矿物中的 K 常常被 Rb 以类质同象的形式取代，当样品中的黑云母、钾长石等发生不同程度的绿泥石化、绢云母化时，Rb 会被释放进入流体中(Fourcade and Allegre, 1981; Noyes et al., 1983)，这与 Rb 在蚀变过渡带和矿化中心带呈迁出态吻合；在蚀变过渡带和矿化中心带多数样品中，Sr 表现为迁入状态，由于 Sr 与 Ca 化学性质相似，常以类质同象形式赋存于斜长石中(王翠云等, 2012)，这与 CaO 在矿化中心带多数样品表现为迁出的特征不同，可能说明流体中富含 Sr。过渡族元素 Sc 赋存于黑云母等矿物中 (Fourcade and Allegre, 1981)，其迁出主要与黑云母的绿泥石化有关。Co 在蚀变过渡带和矿化中心带多数表现为迁入，说明流体中可能携带了 Co。在热液活动中，微量元素的浓度变化代表了热液流体在迁移过程中对围岩进行了活化萃取，将其中的元素运移到了合适的位置，并最终聚集成矿。Li、Be、Cu、Mo、Cs、U 在各蚀变带呈迁入趋势，在矿化中心带的迁入率最大，说明成矿流体从围岩中萃取了这些微量元素，将其运移至蚀变过渡带和矿化中心带，并且这些微量元素与 U 的迁入率呈正相关，说明它们可作为铀成矿的指示标志。

稀土元素在花岗岩中一般赋存在独居石、磷钇矿、锆石等副矿物中，它们一般比较稳定(Palacios et al., 1986; Schneider et al., 1988; 牟保磊, 1999)。尽管在大多数情况下，稀土元素是不活动元素，但稀土元素在遭受热液蚀变后可以表现出一定的活动性(Qin K Z and Wang Z T, 1994; Parsapoor et al., 2009; Richter et al., 2018)。最近研究表明，在含 F、Cl 的流体中，LREE 更易与 F、Cl 形成络合物进入流体，使 LREE 更容易迁移(Bonnetti et al., 2023)。高芒铀矿点矿化样品都显示了不同程度的轻稀土元素的迁出，暗示蚀变流体中可能具有 F 和 Cl 等离子。在矿物与热液平衡的过程中，矿物中的 Eu 以 Eu^{3+}的形式进入到流体相，致使矿物相 Eu 的相对亏损、流体相 Eu 的相对富集(Bau, 1991; Imai et a1., 2013)，且氧逸度是流体中 Eu 分馏的重要因素之一(郑方顺和宋国学, 2023)，氧逸度越高，Eu 越容易从围岩中萃取进入流体(Chen Y J and Zhao Y C, 1997)，当遇到还原环境时，流体中的 Eu^{3+}转化为 Eu^{2+}而发生沉淀进入矿物中。

综上，硅化作用贯穿了整个热液蚀变过程，这与摩天岭地区新村铀矿床发育大面积硅化的特征类似，说明高芒铀矿点的矿化类型是硅化带-沥青铀矿型。蚀变过渡带广泛发育的钾长石化导致了 Na 组分的流失，而后发育的黑云母化、绿泥石化和绢云母化又会造成 K 组分的流失和 Mg、Fe 组分的迁入，并发育少量赤铁矿化和黄铁矿化。矿化中心带发育有更强的绿泥石化和赤铁矿化，说明这两种蚀变在矿化中心带与矿化具有空间上以及含量变化上的联系，可能暗示赤铁矿化和绿泥石化蚀变对铀成矿有促进作用(张炳林等, 2017; 吴德海等, 2019)。

4.3 对高芒地区铀成矿的启示

高芒铀矿点赋矿围岩为摩天岭岩体，具有较高的 U 含量和较低的 Th/U 比值(平均值 0.56)，并且从新鲜花岗岩带到矿化中心带 Th/U 比值在逐渐减小，反映了摩天岭岩体具有为区内铀成矿提供充足铀源的能力，结合 Fe_2O_3 在各蚀变带均有迁入，说明成矿流体具有相对高氧逸度的特征(韩吟文和马振东, 2003; 马振东等, 2003; 吴德海等, 2019)。矿化蚀变样品与摩天岭岩体的微量元素和稀土元素配分曲线具有高度相似性，且具有一定过渡性，暗示高芒铀矿点的铀可能主要来源于摩天岭岩体。成矿元素 U 在整个蚀变过程中的迁入率逐渐升高，说明热液流体对赋矿围岩(摩天岭岩体)中的成矿元素进行了活化、淋滤萃取和迁移，促进了成矿元素的聚集而有利于成矿。

矿化中心带发育强烈的绿泥石化和赤铁矿化，Fe_2O_3 在矿化中心带整体上呈迁入状态，说明成矿流体为氧化性质。LREE 的迁出以及部分样品中发育有方解石脉和萤石等矿物，暗示流体中可能存在 F^-、Cl^-、CO_3^{2-}等离子，使得高芒铀矿点中的六价态铀(U^{6+})以碳酸铀酰络合物或氟/氯酸铀酰络合物的形式迁移，并在还原条件下以四价态铀(U^{4+})形式沉淀，形成沥青铀矿，从而沉淀

成矿。

从元素迁移特征可以看出，Fe_2O_3 在矿化中心带基本上呈迁入状态，与矿化中心带强赤铁矿化以及黄铁矿化特征相吻合，和沥青铀矿共生的胶状黄铁矿的形成以及矿化中心带中 Eu 的迁入，都暗示成矿环境具有相对还原的地球化学环境。在矿化中心带 Eu 的迁入率明显高于蚀变过渡带，说明成矿流体可能具有相对较高的氧逸度，这种高氧逸度流体促使在蚀变过渡带的围岩中的 Eu 以 Eu^{3+}形式进入流体迁移并运移至矿化中心带遇到相对还原的环境，使 Eu^{3+}被还原成 Eu^{2+}从而进入围岩发生富集(刘军港等，2017)，同时这种高氧逸度流体也为萃取围岩中的 U 提供了有利条件。

综合上述，Fe_2O_3 和 Eu 的迁入说明成矿流体为氧化性质，矿化中心的成矿环境为还原环境，在整个热液蚀变过程中高氧逸度流体萃取了围岩中的 U 形成富 U 的成矿流体，将 U 以碳酸铀酰络合物或氟/氯酸铀酰络合物的形式运移至矿化中心带，遇到相对还原的地球化学环境，导致富 U 成矿流体中的 U^{6+}离子发生氧化还原反应被还原成 U^{4+}，并以沥青铀矿等形式沉淀成矿。

5 结论

(1)高芒铀矿点围岩蚀变发育，根据蚀变程度以及过渡关系，可分为新鲜花岗岩、蚀变过渡带和矿化中心带。主要蚀变类型为：硅化、钾长石化、绿泥石化、赤铁矿化、黄铁矿化、绢云母化、水云母化、伊利石化等。其中绿泥石化、赤铁矿化和黄铁矿化蚀变促进了成矿元素的聚集，三种蚀变作用的叠加对该地区的铀成矿更加有利。

(2)新鲜花岗岩、蚀变岩石和矿石的微量元素、稀土元素配分曲线具有较高的相似性，说明成矿物质来源主要源于赋矿围岩摩天岭花岗岩体。

(3)Eu 从围岩中被萃取并在矿化中心带大量富集，暗示成矿流体具有相对较高的氧逸度，并在矿化中心带遇到相对还原的地球化学环境而从流体中迁入岩石，同时矿化中心还发育大量与沥青铀矿共生的胶状黄铁矿，表明矿化中心带为 U 的富集提供了相对还原的环境。

(4)结合主量、微量元素的迁移规律可以发现，SiO_2 在蚀变-矿化过程中基本上表现为迁入表明硅化作用贯穿了整个热液蚀变过程，因此该地区矿化类型与新村铀矿床的矿化类型相似，同为硅质脉-沥青铀矿型铀矿床。MnO、MgO、Fe_2O_3、Li、Be、Cu、Mo、Cs 与 U 的迁移趋势相似，暗示这些元素与 U 成矿关系密切，因而这些元素都可以作为对寻找高芒地区铀矿化具有指示意义的组分，也可以为今后在摩天岭地区的铀矿找矿勘查工作提供一定的依据。

参考文献：

蔡煜琦,张金带,李子颖,郭庆银,宋继叶,范洪海,刘武生,漆富成,张明林.2015.中国铀矿资源特征及成矿规律概要 [J]. 地质学报,89(6):1051-1069.

陈 峰,颜丹平,邱 亮,杨文心,汤双立,郭庆银,张翼西.2019.江南造山带西南段摩天岭穹隆脆韧性剪切与铀成矿作用 [J]. 岩石学报,35(9):2637-2659.

郭 建. 2014. 相山铀矿田科学深钻岩石铀矿化蚀变作用研究 [D]. 核工业北京地质研究院硕士学位论文.

郭 顺,叶 凯,陈 意,刘景波,张灵敏.2013.开放地质体系中物质迁移质量平衡计算方法介绍 [J]. 岩石学报,29(5):1486-1498.

韩吟文,马振东. 2003. 地球化学 [M]. 北京:地质出版社.

胡瑞忠,毛景文,华仁民,范蔚茗. 2015. 华南陆块陆内成矿作用 [M]. 北京:科学出版社.

黄建中,孙 骥,周 超,陆 文,肖 荣,郭爱民,黄革非,谭仕敏,隗含涛.2020.江南造山带 (湖南段) 金矿成矿规律与资源潜力 [J]. 地球学报,41(2):230-252.

李海东,潘家永,夏 菲,周加云,刘 颖,钟福军.2016.相山李家岭铀矿床热液蚀变作用地球化学特征 [J]. 现代地质,30(3):555-566.

凌其聪,刘丛强.2002.冬瓜山层控夕卡岩型铜矿床成矿流体特征及其成因意义 [J]. 吉林大学学报 (地球科学版),32(3):219-224.

刘军港,李子颖,黄志章,李秀珍,聂江涛.2017.江西相山 CUSD3 钻孔铀矿化蚀变带元素活动性探讨 [J]. 地质学报,91(4):896-912.

刘 灵,杨仪锦,李永刚,王朝宗,林泽渊.2016.贵州从江南加地区钨铜多金属矿的成矿规律及成矿模式初探 [J]. 贵州地质,33(4):265-271.

马振东,闭向阳,张 凌,蒋敬业,向 武,董 勇,张丽春,乔胜

英.2003.长江中游鄂东南铜矿集区铜等重金属元素水环境地球化学特征 [J]. 地球化学,32(1):55-61.

毛景文. 1988. 桂北九万大山-元宝山地区火成岩系列和锡多金属矿床成矿系列 [D]. 中国地质科学院博士学位论文.

牟保磊. 1999. 元素地球化学 [M]. 北京:北京大学出版社.

祁家明,徐争启,梁军,唐纯勇,倪师军,张成江,程发贵.2013.桂北 376 铀矿床微量元素、稀土元素地球化学特征及其意义 [J]. 铀矿地质,29(1):1-8.

谭威,曾育龙,林明钟,曾兴宝,林荣添,郭红乐.2023.塞尔维亚 Mali Krivelj 斑岩型铜矿床热液蚀变作用及元素迁移规律 [J]. 矿床地质,42(6):1266-1284.

王翠云,李晓峰,肖荣,白艳萍,杨锋,毛伟,蒋松坤.2012.德兴朱砂红斑岩铜矿热液蚀变作用及元素地球化学迁移规律 [J]. 岩石学报,28(12):3869-3886.

王勇剑,聂江涛,林锦荣,庞雅庆,王正庆,秦克章.2022.相山铀矿田云际矿床碱交代型铀矿化蚀变作用及组分迁移规律研究 [J]. 岩石学报,38(9):2865-2888.

王正庆,范洪海,陈东欢,郑可志,罗桥花,刘军港,王凤岗,王勇剑.2018.沙子江铀矿外围地化特征、元素迁移及铀成矿机理 [J]. 高校地质学报,24(2):185-189.

吴德海,夏菲,潘家永,刘国奇,黄国龙,刘文泉,吴建勇.2019.粤北棉花坑铀矿床热液蚀变与物质迁移研究 [J]. 岩石学报,35(9):2745-2764.

辛堂. 2017. 贵州省南加地区铀矿构造控矿规律及成矿预测 [D]. 成都理工大学硕士学位论文.

徐争启,程发贵,梁军,唐纯勇,张成江,倪师军,颜秋连,余中美,祁家明,赵永鑫,方永坤.2011.桂北摩天岭岩体铀成矿作用探讨 [J]. 矿物学报,31(S1):308-309.

徐争启,宋昊,尹明辉,张成江,程发贵,唐纯勇.2019.华南地区新元古代花岗岩铀成矿机制——以摩天岭花岗岩为例 [J]. 岩石学报,35(9):2695-2710.

颜越,吴湘滨,欧阳平宁,王前林,刘鑫扬,刘红安.2021.湖南中山铀矿床蚀变分带特征、元素迁移规律及其对成矿流体的约束 [J]. 铀矿地质,37(5):780-796.

张炳林,单伟,李大鹏,肖丙建,王中亮,张瑞忠.2017.胶东大尹格庄金矿床热液蚀变作用 [J]. 岩石学报,33(7):2256-2272.

张金带,李子颖,蔡煜琦,郭庆银,李友良,韩长青.2012.全国铀矿资源潜力评价工作进展与主要成果 [J]. 铀矿地质,28(6):321-326.

赵振华.1992.微量元素地球化学 [J]. 地球科学进展,7(5):65-66.

郑方顺,宋国学.2023.铕异常在地质学中的应用 [J]. 岩石学报,39(9):2832-2856.

Bau M, Dulski P. 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa[J]. Precambrian Research, 79(1-2): 37-55.

Bau M. 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium[J]. Chemical geology, 93(3-4): 219-230.

Bonnetti C, Riegler T, Liu X, Cuney M. 2023. Granite-related high-temperature hydrothermal uranium mineralisation: evidence from the alteration fingerprint associated with an early Yanshanian magmatic event in the Nanling belt, SE China[J]. Mineralium Deposita, 58(3): 427-460.

Campbell I H, Lesher C M, Coad P, Franklin J M, Gorton M P, Thurston P C. 1984. Rare-earth element mobility in alteration pipes below massive Cu-Zn-sulfide deposits[J]. Chemical Geology, 45(3-4): 181-202.

Chen Y J, Zhao Y C. 1997. Geochemical characteristics and evolution of REE in the Early Precambrian sediments: Evidence from the southern margin of the North China Craton[J]. Episodes, 20(2): 109-116.

Fourcade S, Allegre C J. 1981. Trace elements behavior in granite genesis: A case study The calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrénées, France)[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 76(2): 177-195.

Grant J A. 1986. The isocon diagram: A simple solution to Gresens'equation for metasomatic alteration[J]. Economic Geology, 81(8): 1976-1982.

Guo S, Ye K, Chen Y, Liu J B. 2009. A normalization solution to mass transfer illustration of multiple progressively altered samples using the isocon diagram[J]. Economic Geology, 104(6): 881-886.

Hopf S. 1993. Behaviour of rare earth elements in geothermal systems of New Zealand[J]. Journal of Geochemical Exploration, 47(1-3): 333-357.

Hu R Z, Fu S L, Huang Y, Zhou M F, Fu S H, Zhao C H, Wang Y J, Bi X W, Xiao J F. 2017. The giant South China Mesozoic low temperature metallogenic domain: Reviews and a new geodynamic model[J]. Journal of

Asian Earth Science, 137: 9-34.

Hu R Z, Bi X W, Zhou M F, Peng J T, Su W C, Liu S, Qi H W. 2008. Uranium metallogenesis in South China and its relationship to crustal extension during the Cretaceous to Tertiary[J]. Economic Geology, 103(3): 583-598.

Imai A, Yonezu K, Sanematsu K, Ikuno T, Ishida S, Watanabe K, Pisutha-Arnond V, Nakapadungrat S, Boosayasak J. 2013. Rare earth elements in hydrothermally altered granitic rocks in the Ranong and Takua Pa tin-field, southern Thailand[J]. Resource Geology, 63(1): 84-98.

Jiang Y H, Ling H F, Jiang S Y, Shen W Z, Fan H H, Ni P. 2006. Trace element and Sr-Nd isotope geochemistry of fluorite from the Xiangshan uranium deposit in Southeast China[J]. Economic Geology, 101(8): 1613-1622.

Jochum K P, Nohl U. 2008. Reference materials in geochemistry and environmental research and the GeoReM database[J]. Chemical Geology, 253: 50-53.

Noyes H J, Frey F A, Wones D R. 1983. A tale of two plutons: Geochemical evidence bearing on the origin and differentiation of the Red Lake and Eagle Peak plutons, central Sierra Nevada, California[J]. The Journal of Geology, 91(5): 487-509.

Palacios C M, Hein U F, Dulski P. 1986. Behaviour of rare earth elements during hydrothermal alteration at the Buena Esperanza copper-silver deposit, Northern Chile[J]. Earth and Planetary Science Letters, 80(3-4): 208-216.

Parsapoor A, Khalili M, Mackizadeh M A. 2009. The behaviour of trace and rare earth elements(REE)during hydrothermal alterationin the Rangan area(central Iran)[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 34(2): 123-134.

Putnis A, John T. 2010. Replacement Processes in the Earth's Crust[J]. Elements, 6(3): 159-164.

Qin K Z, Wang Z T. 1994. Rare earth element behaviour in the Wunugetushan copper-molybdenum deposit, Inner Mongolia, and its implications[J]. Acta Geologica Sinica, 7(2): 153-167.

Qiu L, Yan D P, Ren M H, Cao W T, Tang S L, Guo Q Y, Fan L T, Qiu J T, Zhang Y X, Wang Y W. 2018. The source of uranium within hydrothermal uranium deposits of the Motianling mining district, Guangxi, South China[J]. Ore Geology Reviews, 96: 201-217.

Qiu L, Yan D P, Tang S L, Arndt N T, Fan L T, Guo Q Y, Cui J Y. 2015. Cooling and exhumation of the oldest Sanqiliu uranium ore system in Motianling district, South China Block[J]. Terra Nova, 27(6): 449-457.

Qiu L, Yan D P, Tang S L, Chen F, Song Z D, Gao T, Zhang Y X. 2020. Insights into post-orogenic extension and opening of the Palaeo-Tethys Ocean recorded by an Early Devonian core complex in South China[J]. Journal of Geodynamics, 135: 101708.

Richter L, Diamond L W, Atanasova P, Banks D A, Gutzmer J. 2018. Hydrothermal formation of heavy rare earth element(HREE)-xenotime deposits at 100 ℃ in a sedimentary basin[J]. Geology, 46(3): 263-266.

Schneider H J, Oezguer N, Palacios C M. 1988. Relationship between alteration, rare earth element distribution, and mineralization of the Murgul copper deposit, northeastern Turkey[J]. Economic Geology, 83(6): 1238-1246.

Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[J]. Geological Society, 42(1): 313-345.