第 30 卷 第 1 期
2011 年 1 月

岩 石 矿 物 学 杂 志
ACTA PETROLOGICA ET MINERALOGICA

Vol. 30, No. 1:71~82
Jan., 2010

粤北 302 铀矿床围岩蚀变的地球化学特征和成因研究

高 翔[1],沈渭洲[2],刘莉莉[1],姚 薇[3],朱 捌[4],黄国龙[4],李秋英[5]

(1. 中国地质大学 地学实验中心,北京 100083;2. 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室,南京大学 地球科学与工程学院,江苏 南京 210093;3. 中国地质大学 地球科学与资源学院,北京 100083;4. 核工业 290 研究所,广东 韶关 512026;5. 中国建筑材料地质勘察中心湖南总队,湖南 株洲 412000)

摘 要:以粤北 302 铀矿床 ZK23-2 钻孔为研究对象,通过显微镜下薄片鉴定、岩石地球化学和流体包裹体分析等对该矿床的围岩蚀变进行研究。结果表明,302 矿床蚀变种类繁多,蚀变类型主要有:碱性长石化、硅化、绢云母化、红化、绿泥石化、绿(褐)帘石化、碳酸盐化、高岭石化等。矿床表现出明显的垂直分带和水平分带特征。从上至下,将 ZK23-2 划分为 4 个蚀变带:红化、绢云母化带→硅化、红化、强绢云母化带(铀富集带)→绿泥石化、绢云母化带→弱蚀变或正常花岗岩带。岩石的主量元素、微量元素和稀土元素均规律变化,微量元素分布模式和稀土元素配分模式均与赋矿围岩长江岩体的趋势一致,说明蚀变作用对它们的影响小,致使蚀变岩石基本保持原岩的地球化学特征。各蚀变带包裹体的均一温度均低于 220℃,属于中低温热液,惰性气体 N_2 在各蚀变带包裹体中普遍存在,强蚀变带的包裹体气相成分中均含 CO_2,表明在铀矿的形成过程中,铀的溶解、迁移以及富集成矿作用与 CO_2 气体密切相关并发生在 N_2 环境中。此外,成矿期脉石矿物包裹体的均一温度和压力为正相关的平滑曲线,表明围岩蚀变的分带特征主要是由成矿热液流体的混合作用引起的。

关键词:粤北 302 铀矿床;围岩蚀变;地球化学特征;成因;热液混合作用

中图分类号:P619.14;P595 **文献标识码**:A **文章编号**:1000-6524(2011)01-0071-12

Geochemical characteristics and causes of wall rock alteration in the No. 302 uranium deposit, northern Guangdong

GAO Xiang[1], SHEN Wei-zhou[2], LIU Li-li[1], YAO Wei[3], ZHU Ba[4], HUANG Guo-long[4] and LI Qiu-ying[5]

(1. Laboratory Center of Geology, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2. State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210093, China; 3. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 4. No. 290 Research Institute, Bureau of Geology, CNNC, Shaoguan 512026, China; 5. Hunan Geological Investigation Center, China Bureau of Constructive Materials, Zhuzhou 412000, China)

Abstract: With the drill hole ZK23-2 as the object and the microscopic slice identification and the geochemical analysis of fluid inclusions of the ore-forming period as the main means, this paper mainly studied wall rock alteration of the No. 302 uranium deposit. The results show that the ore deposit has a variety of alterations, which are composed of such types as alkali feldspathization, silicification, sericitization, hematitization, chloritization, epidotization, carbonation, and kaolinitization. The ore deposit shows obvious vertical and horizontal zoning. From the top to the bottom of the ZK23-2 drill hole, four alteration zones were recognized, i.e., red-sericitization zone→intense silicification red alteration-sericitization zone (uranium enrichment zone)→chloriti-

收稿日期:2010-01-25;**修订日期**:2010-06-10

基金项目:中国核工业地质局生产中科研项目"花岗岩型三大铀矿田铀矿勘查模式及靶区预测"资助项目

作者简介:高 翔(1971-),女,博士,副教授,从事矿物学的教学与科研工作,研究方向为环境矿物学、结构矿物学和盐类矿床学,E-mail:xgao@cugb.edu.cn。

zation-sericitization zone→ weak alteration or normal granite zone. Major elements, trace elements and rare elements in the rock show regular variations. The altered rock has preserved the same geochemical characteristics as the ore-hosting Changjiang rock body, as can be seen from the consistency of their distribution patterns of trace elements and rare elements. Homogenization temperatures of fluid inclusions in different alteration zones are all below 220℃, belonging to moderate-low temperature hydrothermal fluids. As for chemical components of fluid inclusions, inert gas N_2 appears at all the alteration zones, and gaseous CO_2 exists in the strong alteration zone, suggesting that the dissolution, migration and enrichment of uranium were related to gaseous CO_2 and occurred in gaseous N_2 environment during the formation of the uranium deposit. In addition, a study of fluid inclusions in the ore-forming period shows that characteristics of different wall rock alteration zones might have resulted from the mixture of ore-forming hydrothermal fluids.

Key words: No. 302 uranium deposit, northern Guangdong; wall rock alteration; geochemical characteristics; cause of formation; mixture of hydrothermal fluids

位于粤北地区的 302 铀矿床是我国花岗岩型铀矿床中规模较大、埋藏较深的矿床，该矿床的一个明显特征是，不同阶段的蚀变作用发育，而且具有明显的垂直和水平分带现象。前人对该矿床虽然从不同侧面进行过研究（金景福等，1985，1992；陈培荣等，1990；倪师军等，1992，1994；Zhang *et al*., 2007），但对围岩蚀变的系统研究还不够深入。为此，本文选择该矿床 ZK23-2 钻孔为研究对象，通过显微镜下薄片鉴定、岩石地球化学和流体包裹体分析等方法对该矿床的围岩蚀变分带特征及其成因进行了较为深入研究，取得了一些新的认识，为研究该矿床成因提供了重要依据。

1 矿床地质概况

302 铀矿床位于诸广山复式岩体东南部长江矿区中部的一个由 NE 向棉花坑断裂和 NW 向油洞断裂夹持的区域内（图 1）。铀矿体就产于其中一组近 SN 向展布的含矿构造蚀变带中，沿含矿构造蚀变带（由碎裂花岗岩、硅化碎裂花岗岩、硅化岩及构造透镜体组成）两侧广泛发育呈不规则团块状出现的正长岩、石英正长岩及伟晶岩。矿床上部的围岩为印支期油洞岩体中粒-中细粒小斑状二云母花岗岩，矿床中-下部的围岩为燕山早期长江岩体中粒黑云母花岗岩，并伴有幔源基性岩脉贯入。区域上出现有白垩纪断陷盆地（如丹霞盆地和南雄盆地等）和断陷带（如长江断陷带和百顺断陷带等）。

铀矿体主要呈似脉状、扁豆状或透镜状产于印支期油洞岩体和燕山早期长江岩体中的 F9 和 F7 蚀变断裂带内。铀矿化垂幅大，自地表（海拔 500 m 左右）至深部（海拔 −647 m）均见有工业铀矿体分布。

矿床热液活动可划分为矿前期、成矿期和矿后期 3 个阶段。其中矿前期还可细分为含钨石英脉和碱交代高温石英脉 2 个亚阶段；成矿期可细分为含铀隐晶-微晶石英脉和含铀紫黑色萤石脉 2 个亚阶段；矿后期可细分为粘土-条带状萤石-石英脉和方解石脉以及晶洞石英 2 个亚阶段。

矿石物质成分简单，矿石矿物以沥青铀矿为主，另有少量铀的次生矿物。沥青铀矿主要赋存于含矿构造带的硅化碎裂岩、碎裂花岗岩、构造角砾岩的微晶石英脉、方解石-萤石-石英脉体中，呈肾状、葡萄状、皮壳状、分散球粒状等形式产出。其中存在于红色微晶石英脉中的沥青铀矿以微球粒状为主，粒度小，单个沥青铀矿粒度介于 21 μm×14 μm～0.4 μm×0.5 μm 之间；而存在于灰黑色和白色微晶石英脉中的沥青铀矿呈细粒状或微粒集合体产出，粒度较大（最大可达 1.8 mm×1 mm）。与沥青铀矿伴生的金属矿物主要是黄铁矿，其次为赤铁矿和少量的方铅矿等；伴生的脉石矿物有微晶石英、萤石、方解石和少量绿泥石、绢云母等。

2 围岩蚀变类型及分带特征

围岩蚀变发育，其中高温热液蚀变有碱性长石化；中低温热液蚀变有硅化、绢云母化、红化、黄铁矿化、绿泥石化、绿（褐）帘石化、碳酸盐化、高岭石化等。与铀矿化关系密切的蚀变主要是硅化、红化、黄铁矿化及紫黑色萤石化。各类蚀变作用，尤其是中低温热液蚀变，主要受近 SN 向断裂构造控制，而且具有较为明显的垂直和水平分带特征。

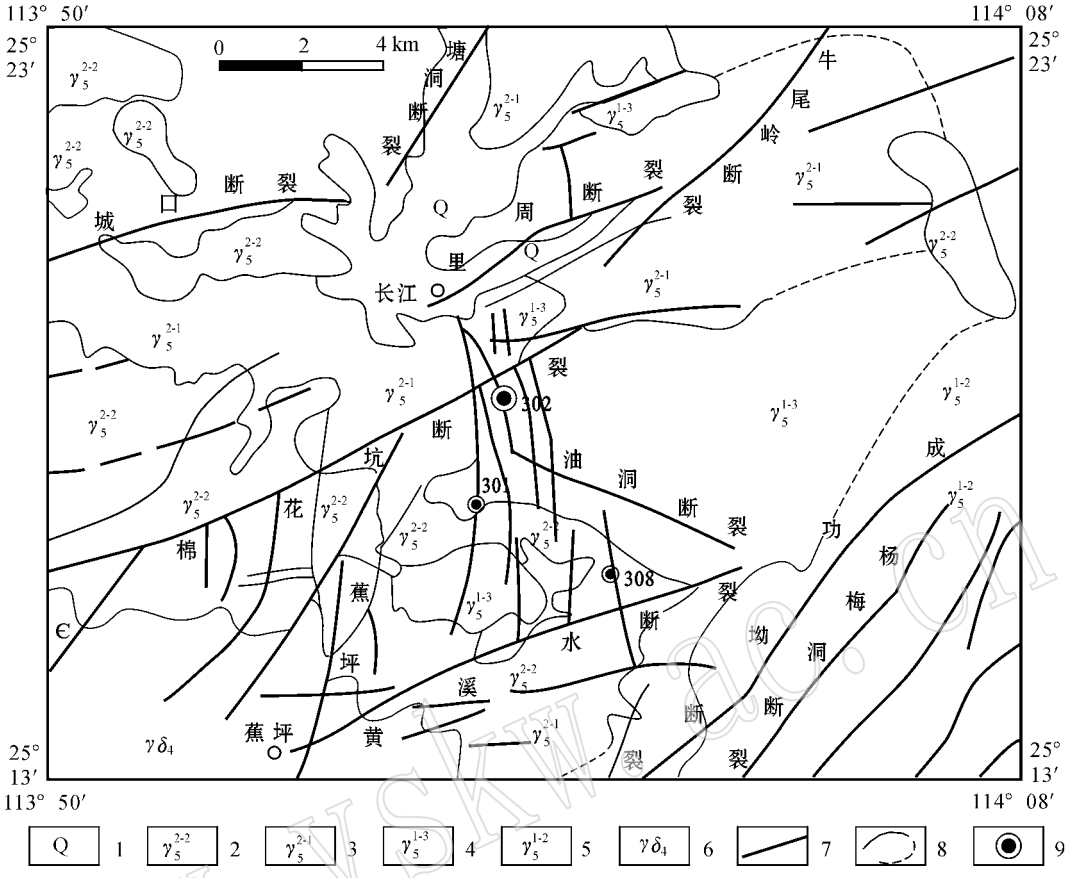


图 1　302 铀矿床地质略图(据广东省地质局 705 地质队内部资料❶)

Fig. 1　Geological sketch map of No. 302 uranium deposit (according to unpublished data of No. 705 Geological Party, Guangdong Bureau of Geology❶)

1—第四系；2—中细粒二云母花岗岩；3—中粒(斑状)黑云母花岗岩；4—中粒(斑状)二云母花岗岩；5—中粒、中粗粒斑状黑云母二长花岗岩；6—花岗闪长岩；7—断裂；8—实测、推测地质界线；9—铀矿床

1—Quaternary；2—fine-medium grained two-mica granite；3—medium-grained (porphyritic) biotite granite；4—medium-grained (porphyritic) two-mica granite；5—medium-coarse grained porphyritic biotite adamellite；6—granite diorite；7—fracture；8—measured and inferred geological boundary；9—uranium deposit

2.1　围岩蚀变类型

(1) 钠(钾)长石化

钠(钾)长石化主要发生在成矿前阶段，但可延续到成矿阶段。矿床范围内钾长石化和钠长石化交替进行，并表现出以钠交代为主的钠钾混合交代蚀变特点。钾长石化主要是钾对斜长石中的钠和钙的交代作用，有时在斜长石边缘进行交代，有时斜长石被交代后呈残留体残存于微斜长石中。钠长石化作用强烈，其分布范围广。钠长石主要对斜长石和钾长石进行交代。钠长石常呈树枝状、火焰状沿矿物解理或裂隙进行交代。钠长石化往往叠加在钾长石化之上，有时亦可见钠长石交代黑云母。

(2) 绿泥石化、绿(褐)帘石化和碳酸盐化

绿泥石化、绿(褐)帘石化和碳酸盐化主要发生于成矿前阶段，成矿阶段也有延续。在以钠(钾)长石化为主的碱交代蚀变岩石中，可见到大量的绿泥石化(图 2a)、绿(褐)帘石化(图 2b)和碳酸盐化(图 2c)。碳酸盐矿物(以方解石为主)常常交代钾长石、斜长石和石英；绿(褐)帘石则出现在绿泥石或斜长石中或其周围。

(3) 绢云母化和水云母化

绢云母化主要发生于成矿前和成矿阶段，而水

❶ 广东省地质局 705 地质队. 1970. 广东某热液铀矿床地质矿化特征及成矿规律初步总结(内部资料).

www.yskw.ac.cn

云母化则主要发生于成矿阶段和矿后阶段。绢云母、水云母常常交代斜长石，交代强烈时，整个斜长石表面均被蚀变矿物占据(图 2d)。绢云母粒径多在 0.02～0.2 mm 之间，水云母粒径多在 0.003～0.005 mm 之间。

(4) 硅化

硅化蚀变主要分布于构造带两侧岩石中，其影响范围较小，一般为 0.5～2 m。硅化主要表现为，花岗岩中钾长石与斜长石的边缘常被石英所交代或其裂隙中常被石英所充填。有时在石英颗粒边缘也可见有次生加大现象。

(5) 蒙脱石化和高岭石化

蒙脱石化和高岭石化主要发生于成矿后阶段，蒙脱石主要交代斜长石。经蒙脱石化和高岭石化后，斜长石具有较清楚的环带。其外环为细粒状蒙脱石、高岭石；中环为蒙脱石、水(绢)云母、绿泥石、钠长石以及残余之斜长石(有时见有碳酸盐化)。其交代次序是，未蚀变的斜长石→钠长石化、绿泥石化和碳酸盐化等碱性蚀变→蒙脱石化、水(绢)云母化→蒙脱石化、水云母化和高岭石化等酸性蚀变。

(6) 红化

红化又称赤铁矿化，它主要发生在成矿期。由于蚀变岩石中 Fe_2O_3 的含量都低于 1%(表 1)，因而称红化更为合适。通常认为红化的形成主要归因于成矿热液中铀酰碳酸络离子与围岩中 Fe^{2+} 离子之间的氧化还原反应而形成，其结果一方面导致铀酰碳

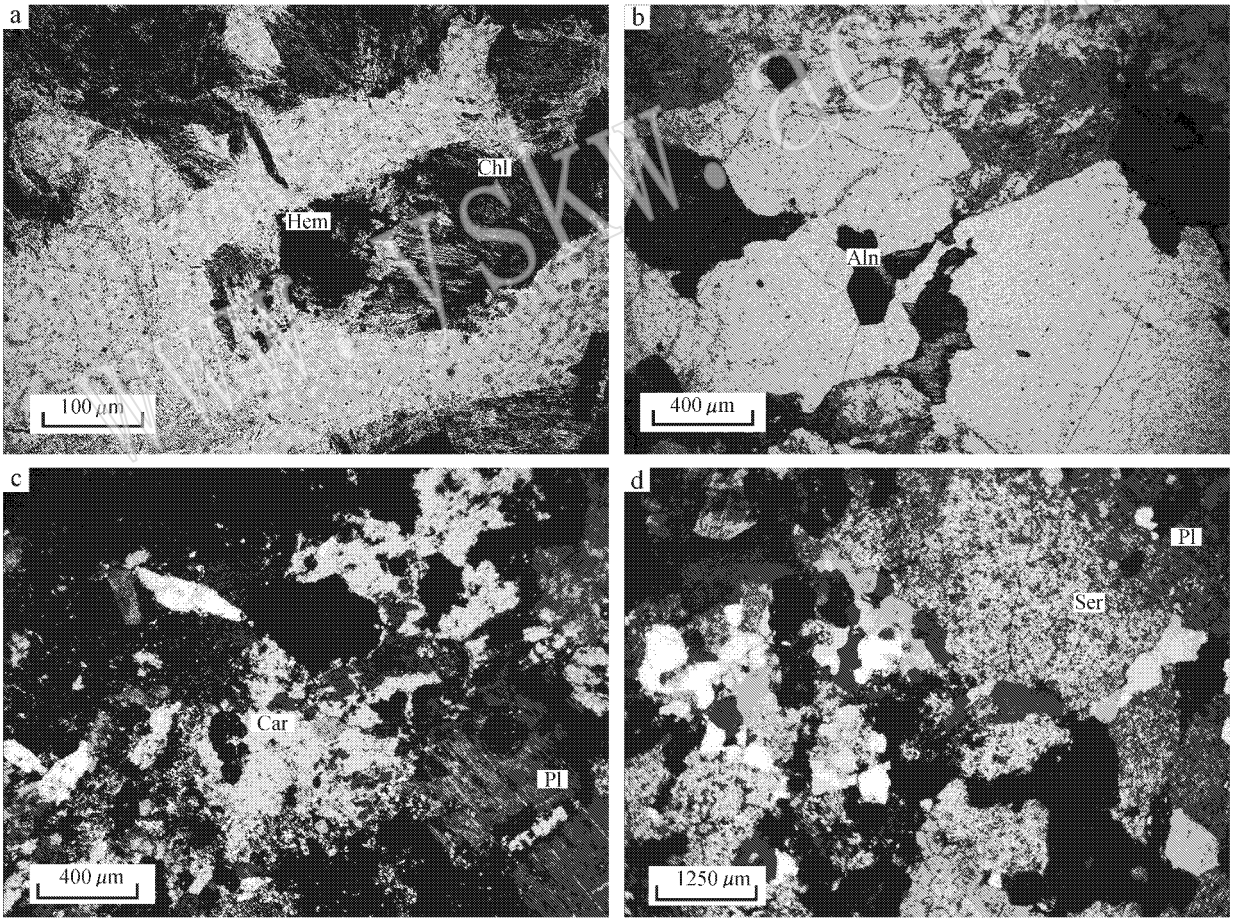


图 2 蚀变带的显微照片(矿物缩写符号参考沈其韩，2009)

Fig. 2 Microphotographs of alteration zones(mineral abbreviations after Shen Qihan, 2009)

a—绿泥石化和红化(单偏光，10×20)；b—褐帘石化(单偏光，5×10)；c—斜长石表面碳酸盐化(正交偏光，5×10)；d—斜长石表面绢云母化(正交偏光，1.6×10)

a—red alteration and chloritization(plainlight, 10×20)；b—allanitization(plainlight, 5×10)；c—carbonation on the surface of plagioclase (crossed nicols, 5×10)；d—sericitization on the surface of plagioclase(crossed nicols, 1.6×10)

酸络离子被还原形成沥青铀矿，另一方面使 Fe^{2+} 离子氧化形成赤铁矿，后者往往呈云雾状分散在围岩（尤其是长石）中而呈现红色。此外，含铀热液的放射性衰变也能导致 Fe^{2+} 氧化形成 Fe^{3+}，因为在 α、β 和 γ 射线作用下，含铀热液中可形成极少量 H_2O_2 和 OH^- 等具有强氧化能力的游离基，从而使含铀热液和围岩中的 Fe^{2+} 氧化形成 Fe^{3+}（张祖还等，1984）。赤铁矿在单偏光下表现为半透明的红褐色（图 2a），在正交光下为全消光特征。它主要呈云雾状分散在长石中。在本文研究的钻孔中，红化主要出现在含铀较富的碎裂岩中，是一个重要的找矿标志。

2.2　围岩蚀变分带特征

在 302 矿床中，围岩蚀变的分带现象比较明显，既具有垂直分带现象，也具有水平分带现象。

（1）垂直分带特征

围岩蚀变的垂直分带主要表现为：矿床上部以硅化＋水云母化＋高岭石化＋蒙脱石化＋钾长石化组合为主；矿床中部以钾（钠）长石化＋绢（水）云母化＋硅化＋绿泥石化组合为主；矿床下部以钠（钾）长石化＋碳酸盐化＋绿泥石化＋绿（褐）帘石化＋硅化组合为主。总体来看，在矿床中、上部位以出现规模较大的硅化、水云母化和高岭土化等酸性围岩蚀变为主，而矿床中、下部则以出现规模较大的成矿前的碱交代体为主。碱交代体中主要蚀变类型包括钠长石化、钾长石化、绿帘石化、绿泥石化和碳酸盐化等。

在本次研究的钻孔中，垂直分带现象表现为从矿化带或铀富集地段向下，蚀变作用依次为红化、强绢云母化花岗岩带（含红化＋强绢云母化＋绿泥石化＋硅化）→强绢云化花岗岩带（含强绢云母化＋水云母化＋绿泥石化＋碳酸盐化）→弱蚀变或正常花岗岩带［含弱绢云母化＋弱绿泥石化＋弱绿（褐）帘石化＋弱碳酸盐化］（图 3）。

（2）水平分带特征

围岩蚀变的水平分带特征表现为：从含矿带向外，依次为硅化→红化→绢云母化→（绿泥石化）→高岭石化→碱性长石化→弱蚀变或正常花岗岩（图 4）。

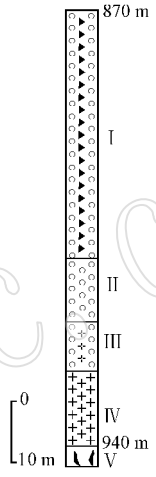


图 3　钻孔 ZK23-2 围岩蚀变垂直分带柱状图

Fig. 3　Vertical zoning of wall rock alterations in drill hole ZK23-2

Ⅰ—红化、绢云母化带；Ⅱ—硅化、红化、强绢云母化带（铀富集带）；Ⅲ—绿泥石化、绢云母化带；Ⅳ—弱蚀变带；Ⅴ—正常围岩长江岩体

Ⅰ—red alteration and sericitization zone；Ⅱ—silicification，red alteration and intense sericitization zone（uranium enrichment zone）；Ⅲ—chloritization and sericitization zone；Ⅳ—weak alteration or normal granite zone；Ⅴ—normal wall rock-Changjiang rock body

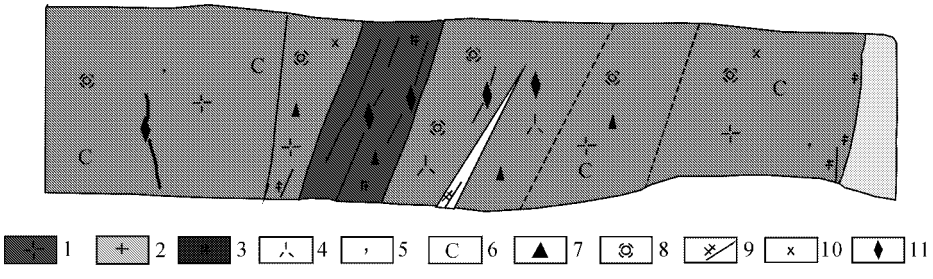


图 4　9C 穿脉 9 号带围岩蚀变水平分带示意图

Fig. 4　Sketch map showing horizontal zoning of wall rock alterations along No. 9 zone

1—碎裂花岗岩；2—中粒黑云母花岗岩；3—微晶石英岩；4—硅化碎裂岩；5—高岭土化；6—绢云母化；7—红化；8—硅化；9—白色石英脉；10—绿泥石化；11—紫黑色萤石

1—shattered granite；2—medium-grained biotite granite；3—microcrystalline quartzite；4—silicified shattered rock；5—kaolinization；6—sericitization；7—red alteration；8—silicification；9—white quartz vein；10—chloritization；11—purplish black fluorite

www.yskw.ac.cn

3 蚀变围岩的地球化学特征

虽然 302 矿床蚀变种类繁多，且相互叠加，但是，由矿带(或铀富集带)往两侧，不仅蚀变强度逐渐变弱，而且蚀变类型也有相应变化。根据野外观察和室内薄片鉴定，ZK23-2 可划分为 4 个蚀变带，从上到下依次为红化、绢云母化带(Ⅰ带)→硅化、红化、强绢云母化带(铀富集带)(Ⅱ带)→绿泥石化、绢云母化带(Ⅲ带)→弱蚀变带(Ⅳ带)。上述特征表明，从铀富集带向外，蚀变类型基本上是从硅化、红化、强绢云母化带→绢云母化(绿泥石化或碳酸盐化)带→弱蚀变或正常花岗岩带方向变化。

3.1 实验条件和方法

主量元素采用湿化学方法分析，精度优于 1%，由核工业 290 研究所分析测试中心测试。微量元素和稀土元素采用 Finnigan Element Ⅱ 型电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)分析，检测限优于 0.5×10^{-9}，在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室测试。包裹体的均一温度-盐度采用 LINLAM THMSG 600 冷热台分析，在中国地质大学(北京)流体包裹体实验室测试。包裹体成分采用 LabRAM HR800 型可见显微共焦拉曼光谱仪分析，在核工业北京地质研究院测试。

3.2 主量元素特征

如表 1 和图 5 所示，从铀富集带(Ⅱ带)至弱蚀变或正常花岗岩带(Ⅳ带)，Na_2O、CaO 和 MgO 含量的变化明显，分别为 0.31%→2.42%→2.65%，0.59%→1.66%→1.74% 和 1.49%→0.68%→0.33%；其余氧化物如 K_2O(5.10%→5.03%→4.49%)，尤其是 SiO_2(74.65%→73.12%→73.58%)、FeO_t(2.31%→2.13%→2.29%)和 TiO_2(0.21%→0.19%→0.18%)等变化很小。值得注意的是，随着 U 含量的升高，K_2O 和 MgO 含量也随之升高，而 Na_2O 和 CaO 含量则随之降低(表 1)。

3.3 微量元素特征

在微量元素蛛网图上，ZK23-2 蚀变带岩石显示 Rb、Th 富集明显，Ce、Zr、Hf、Sm、Y 和 Yb 轻微富集，而 Sr、Ba、P、Ti 亏损明显，Nb、Ta 显示亏损，而且不同蚀变带岩石之间富集与亏损程度相似，因而分布

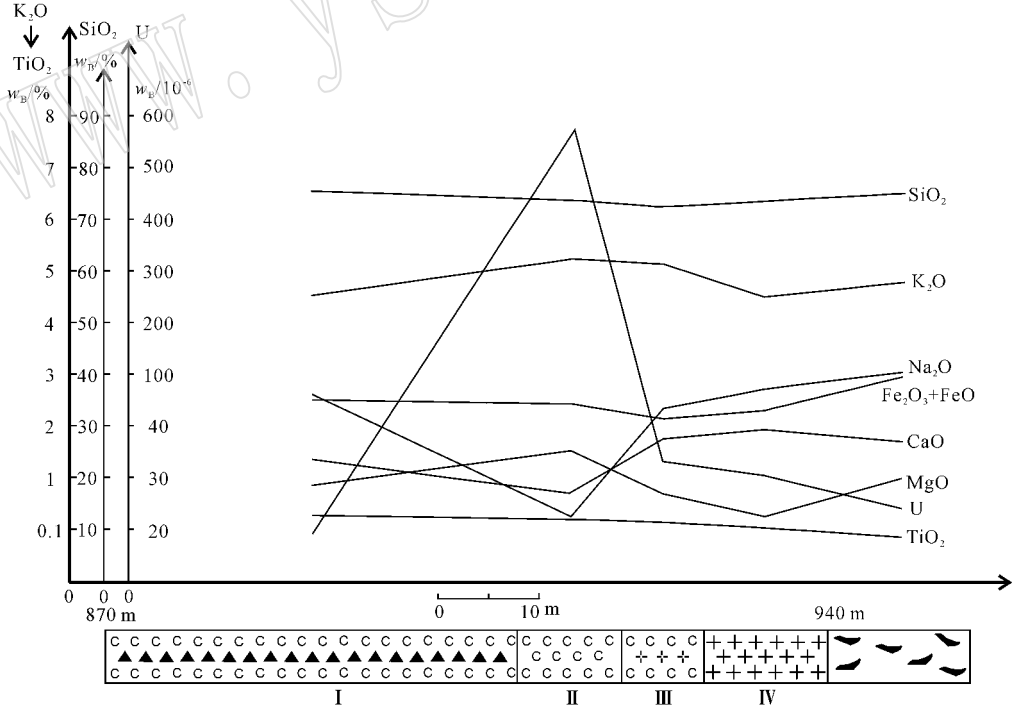


图 5 ZK23-2 孔蚀变带岩石的主量元素变化特征

Fig. 5 Variation characteristics of major elements in alteration rock samples from drill hole ZK23-2

Ⅰ—红化、绢云母化带；Ⅱ—硅化、红化、强绢云母化带(铀富集带)；Ⅲ—绿泥石化、绢云母化带；Ⅳ—弱蚀变带

Ⅰ—red alteration and sericitization zone；Ⅱ—silicification，red alteration and intense sericitization zone (uranium enrichment zone)；Ⅲ—chloritization and sericitization zone；Ⅳ—weak alteration or normal granite zone

www.yskw.ac.cn

表 1　ZK23-2 蚀变带岩石的主量元素（w_B/%）、微量元素和稀土元素组成（w_B/10^{-6}）

Table 1　Main elements（w_B/%），trace elements and rare earth elements（w_B/10^{-6}）in ZK23-2 samples

采样位置	878～915 m	918～920 m	921～928 m	929～939 m	长江岩体
蚀变带	Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅳ	（正常围岩）
样品数	3	5	2	3	5
SiO_2	74.79	74.68	73.12	73.58	73.97
TiO_2	0.23	0.21	0.19	0.18	0.11
Al_2O_3	12.24	11.79	12.30	12.70	13.09
Fe_2O_3	0.56	0.68	0.34	0.61	1.41
FeO	1.87	1.63	1.79	1.68	1.48
MnO	0.10	0.40	0.22	0.14	0.07
MgO	0.81	1.49	0.68	0.33	0.81
CaO	1.25	0.59	1.66	1.74	1.41
Na_2O	2.49	0.31	2.42	2.65	2.90
K_2O	4.50	5.10	5.03	4.49	4.84
P_2O_5	0.12	0.10	0.08	0.08	0.03
LOI	0.91	2.58	1.66	0.95	0.55
Total	100.1	99.74	99.65	99.34	99.96
Ga	15.34	25.27	20.21	19.21	17.36
Rb	276.2	533.4	406.5	354.1	368.0
Sr	45.99	47.47	67.33	77.86	59.46
Y	25.68	33.43	34.47	49.60	47.44
Zr	102.0	163.6	157.5	141.8	125.1
Hf	4.27	6.21	5.72	5.27	5.58
Nb	20.98	19.78	21.00	24.88	21.50
Ta	4.43	3.60	3.37	3.88	4.12
Mo	1.23	2.53	3.58	5.42	1.79
Sn	12.15	16.68	13.87	13.49	12.39
Ba	206.1	176.3	177.9	191.8	176.4
Th	25.51	51.34	44.88	44.52	41.00
U	18.48	557.1	31.75	29.11	22.28
W	5.38	8.28	2.97	2.11	3.87
Pb	55.60	108.2	77.64	63.81	51.00
Bi	2.88	1.54	1.25	0.51	2.36
Mn	805.7	2948	1106	835.2	776.4
Cu	9.25	9.00	5.03	5.72	6.40
Zn	40.82	39.50	43.69	47.38	44.00
La	20.61	33.27	38.03	38.45	27.68
Ce	47.52	68.52	82.54	79.59	57.56
Pr	5.93	8.05	9.03	10.04	7.26
Nd	23.42	28.31	31.03	36.17	28.82
Sm	5.34	6.60	7.15	8.42	7.01
Eu	0.44	0.39	0.59	0.58	0.52
Gd	4.86	6.06	6.42	8.26	7.05
Tb	0.88	0.94	1.00	1.38	1.38
Dy	5.19	6.64	6.70	9.25	8.74
Ho	0.96	1.38	1.36	1.93	1.73
Er	2.84	4.28	4.12	5.66	5.32
Tm	0.44	0.62	0.58	0.81	0.84
Yb	2.87	4.20	3.61	5.12	5.48
Lu	0.43	0.66	0.57	0.78	0.83
∑REE	121.8	169.9	193.0	206.4	160.2
L/H	5.34	5.61	6.78	6.30	5.80
$(La/Yb)_N$	4.72	5.17	7.16	6.07	3.60
δEu	0.25	0.20	0.26	0.22	0.23

注：Ⅰ—红化、绢云母化带；Ⅱ—硅化、红化、强绢云母化带；Ⅲ—红化、绢云母化带；Ⅳ—弱蚀变花岗岩带。

www.yskw.ac.cn

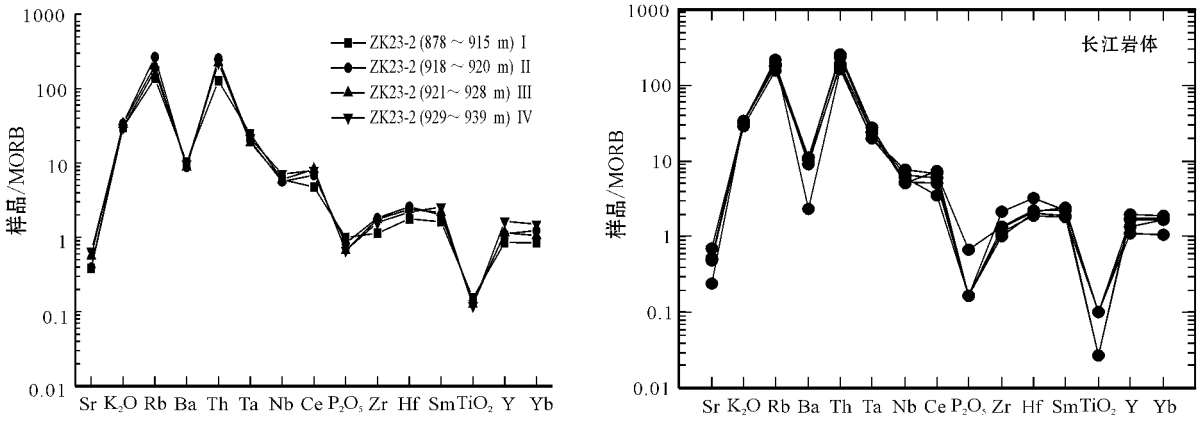


图 6 ZK23-2 蚀变带微量元素分布模式及其与赋矿围岩的比较(MORB 标准化值据 Pearce, 1983)

Fig. 6 Distribution of trace elements in ZK23-2 alteration zone in comparison with uranium-bearing wall rock (MORB standard value after Pearce, 1983)

曲线近乎一致(图 6)。值得注意的是,蚀变带岩石的微量元素分布模式与其赋存的正常围岩的分布模式十分一致(图 6),表明蚀变作用对微量元素分布模式的影响是很小的。

由表 1 可知,在 ZK23-2 蚀变带中,从铀富集带(Ⅱ带)至弱蚀变或正常花岗岩带(Ⅳ带),随着铀含量的降低($557.1\times10^{-6}\rightarrow31.75\times10^{-6}\rightarrow29.11\times10^{-6}$),Pb($108.2\times10^{-6}\rightarrow77.64\times10^{-6}\rightarrow63.81\times10^{-6}$)、Th($51.34\times10^{-6}\rightarrow44.88\times10^{-6}\rightarrow44.82\times10^{-6}$)、Rb($533.4\times10^{-6}\rightarrow406.5\times10^{-6}\rightarrow354.1\times10^{-6}$)、Sn($16.68\times10^{-6}\rightarrow13.87\times10^{-6}\rightarrow13.49\times10^{-6}$)、Mn($2\,948\times10^{-6}\rightarrow1\,106\times10^{-6}\rightarrow835.2\times10^{-6}$)、W($8.29\times10^{-6}\rightarrow2.97\times10^{-6}\rightarrow2.11\times10^{-6}$)、Bi($1.54\times10^{-6}\rightarrow1.25\times10^{-6}\rightarrow0.51\times10^{-6}$)、Ga($25.27\times10^{-6}\rightarrow20.21\times10^{-6}\rightarrow19.21\times10^{-6}$)和 Hf($6.21\times10^{-6}\rightarrow5.72\times10^{-6}\rightarrow5.27\times10^{-6}$)等元素含量也随之降低,而 Sr($47.47\times10^{-6}\rightarrow67.33\times10^{-6}\rightarrow77.86\times10^{-6}$)、Nb($19.78\times10^{-6}\rightarrow21.00\times10^{-6}\rightarrow24.86\times10^{-6}$)、Ba($176.3\times10^{-6}\rightarrow177.9\times10^{-6}\rightarrow191.8\times10^{-6}$)、Zn($39.50\times10^{-6}\rightarrow43.69\times10^{-6}\rightarrow47.38\times10^{-6}$)、Mo($2.53\times10^{-6}\rightarrow3.58\times10^{-6}\rightarrow5.42\times10^{-6}$)和 Y($33.43\times10^{-6}\rightarrow34.47\times10^{-6}\rightarrow49.60\times10^{-6}$)等元素含量则随之升高。

由表 1 可知,在 ZK23-2 蚀变带中,Mn 的含量很高,为 $2\,948\times10^{-6}\sim805.7\times10^{-6}$(平均为 $1\,683\times10^{-6}$)。蚀变带中 Mn 的富集显然与成矿热液中 Mn 的富集有关,因为已经在 302 矿床 9 号断裂构造带 0 m 中段 5 m 副中段 9-0 采场 33 号勘探线上,发现与沥青铀矿伴生的、呈微网脉状和微球状松散集合体形式存在的钙锰矿。成矿热液中 Mn 的富集很可能是在热液与赋矿围岩相互作用过程中从中浸取的,因为在赋矿的长江岩体中,Mn 含量高达 776.4×10^{-6}(表 1)。

3.4 稀土元素特征

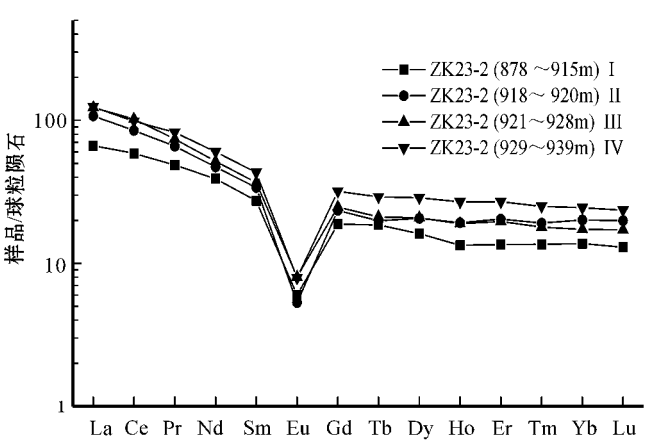
如图 7 所示,ZK23-2 蚀变带与长江岩体(赋矿岩体)中的稀土元素配分模式十分相似,说明在蚀变过程中,由于稀土元素抗扰动能力较强而使蚀变岩石能基本保持它们源岩的稀土元素组成。

如表 1 所示,ZK23-2 蚀变带岩石的稀土总量(173.2×10^{-6})高于赋矿围岩长江岩体的稀土总量(160.2×10^{-6})。蚀变岩石中稀土元素总量升高的原因可能是:302 铀矿床的成矿流体是由富含 $\sum CO_2$ 的地幔流体组成(另文讨论),当它们与赋矿花岗岩相互作用时,其中的稀土元素很容易被富含 $\sum CO_2$ 的地幔流体浸取,并以稳定的碳酸盐络合物形式进行长距离迁移(张祖还等,1984;Weaver *et al.*, 1987;王中刚等,1989;李建红等,1995)。

3.5 蚀变带流体包裹体特征

对不同蚀变带样品中的 65 个包裹体进行了均一温度和冰点温度的测定,并根据 GeoFIuid 软件获得流体体系的盐度值,结果见表 2。

由表 2 可知,从红化绢云母化带→硅化红化绢云母化带→绿泥石化绢云母化带,样品中流体包裹体的均一温度呈升高趋势,弱蚀变或正常花岗岩带稍低于绿泥石化绢云母化带,但总体上均低于220℃,



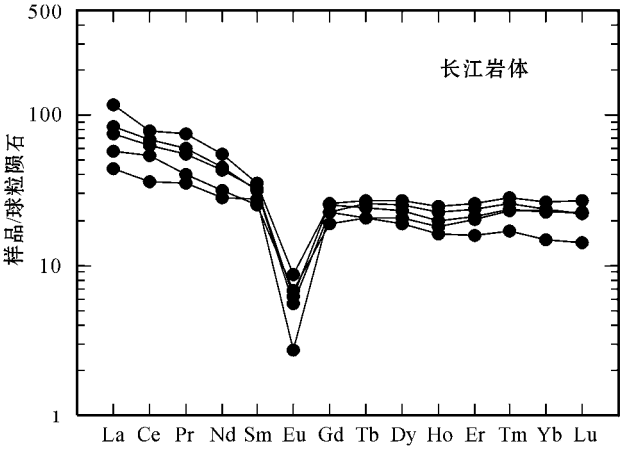


图 7　ZK23-2 蚀变带稀土元素分布模式及其与赋矿围岩的比较(球粒陨石标准化值据 Taylor & McLennan，1985)

Fig. 7　Distribution of rare earth elements in ZK23-2 alteration zone in comparison with uranium-bearing wall rock (chondrite standard value after Taylor & McLennan，1985)

表 2　302 铀矿床蚀变围岩不同蚀变带流体包裹体均一温度与盐度表

Table 2　Homogenized temperature and salinity of fluid inclusions in different alteration zones of No. 302 uranium deposit

蚀变带	包裹体数量/个	完全均一温度/℃		盐度(w_{NaCl}/%)	
		变化范围	平均值	变化范围	平均值
红化绢云母化带	14	130.6～191.1	163.6	0.7～2.56	1.05
硅化红化绢云母化带	15	150.9～197.7	174.0	0.53～4.32	1.25
绿泥石化绢云母化带	8	172.1～215.4	192.8	0.87～3.85	1.78
弱蚀变或正常花岗岩带	28	150.5～213.6	182.3	11.23～19.46	14.87

属中低温度。流体包裹体的盐度范围为 1.05%～14.87%(质量分数)，属低盐度。

不同蚀变带中流体包裹体气液相成分定性分析见表 3。由表 3 可知，流体包裹体以气-液两相为主，单一气相流体包裹体次之。由红化绢云母化带→弱蚀变或正常花岗岩带，蚀变作用逐渐减弱或消失，具强蚀变作用的红化绢云母化带和硅化红化绢云母化带的包裹体气相成份中含 CO_2，而蚀变作用弱的绿泥石化强绢云母化带和弱蚀变或正常花岗岩带中无 CO_2；惰性气体 N_2 在各蚀变带中普遍存在。

表 3　302 铀矿床蚀变围岩不同蚀变带气液包裹体成份表

Table 3　Chemical components of gas-liquid inclusions in different alteration zones of No. 302 uranium deposit

蚀变带	主矿物	包裹体类型	气相成分	拉曼位移/cm^{-1}	液相成分	拉曼位移/cm^{-1}
红化绢云母化带	石英	气相包裹体	CO_2	1 285、1 389	–	–
			N_2	2 330	–	–
		气液包裹体	O_2	1 555	–	–
			N_2	2 329	–	–
			H_2O	3 416	–	–
硅化红化绢云母化带	石英	气液包裹体	CO_2	1 284、1 389	–	–
			N_2	2 330	–	–
绿泥石化绢云母化带	石英	气液包裹体	O_2	1 552	N_2	2 332
			N_2	2 331	H_2O	3 416
			H_2O	3 405	–	–
弱蚀变或正常花岗岩带	石英	气液包裹体	N_2	2 330	–	–
			H_2O	3 410	–	–
			CH_4	2 920	–	–

www.yskw.ac.cn

CO_2 气体及一定量的惰性气体 N_2 的存在表明:在铀矿的形成过程中,铀的溶解、迁移以及富集成矿作用与 CO_2 气体密切相关并发生在 N_2 环境中。除硅化红化绢云母化带外,H_2O 也存在于其他 3 个蚀变带中;O_2 分布无一定规律。另外,在弱蚀变或正常花岗岩带的包裹体气相成分中含 CH_4 气体,这种具还原性标志的烃类有机气体指示着成矿流体为一套还原性质的热液体系(张敏等,2006)。

4 围岩蚀变分带成因的初步探讨

围岩蚀变是由成矿流体与围岩相互作用引起的。由于所研究的蚀变带位于长江岩体内,因而围岩蚀变的分带特征主要是由成矿热液流体成分的变化所引起,而导致热液流体成分变化的因素包括:①热液在上升过程中与其它来源流体(以下渗的大气降水为主)的混合;②热液上升过程中与围岩的相互作用;③热液的沸腾作用。这些因素控制着热液的成分和性质(组分活度、pH 值、Eh、含铀络合物形式等)及其在矿床垂向上的变化,从而导致热液与围岩相互作用的产物(蚀变带)发生规律性变化。

4.1 热液混合作用

热液混合作用可以发生于成矿作用的各个时期,只是不同来源流体混合比例发生变化。在白垩纪时期,南岭地区受太平洋板块俯冲的影响而处于地壳拉张活动时期,伴随着深层次构造断裂的发育,发生了幔源基性岩脉(煌斑岩和辉绿岩脉等)侵位和幔源流体(包括俯冲沉积物脱水作用形成的地幔流体和基性岩脉分异形成的少量岩浆流体)的上升。随着幔源流体上升,必然会和沿着构造裂隙下降的、冷的、较酸性和较氧化的大气降水发生混合。随着时间的推移以及幔源流体向上运移,大气降水混入的数量逐渐增加。沈渭洲等(2010)最近对 302 矿床脉石矿物 H、O 同位素的研究证实,成矿热液是由地幔流体和大气降水混合组成,其中成矿期以地幔流体为主,在成矿晚期逐渐转变为以大气降水占据主导地位。

倪师军等(1992)对 302 铀矿床的研究表明,无论是在同一成矿时期不同深度上,还是在不同成矿时期内,成矿流体 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值的降低主要是由大气降水不同程度混入引起的。这种混合作用的结果必然使成矿流体的物理化学性质不断发生变化,其结果必然会导致成矿流体与围岩相互作用的产物(蚀变带)也随之发生相应的变化。

4.2 热液沸腾作用

倪师军等(1994)认为,302 铀矿床在成矿阶段发生过明显的热液沸腾作用,并由于这种沸腾作用影响而导致热液流体成分发生相应变化,其结果必然会使它们与围岩相互作用的产物(蚀变带)也发生相应的变化。

本文对成矿期流体包裹体的初步研究(图 8)表明,302 铀矿床热液沸腾作用的存在值得怀疑。由图 8 可见,包裹体的均一温度和压力之间呈现明显的正相关,说明在矿床的形成过程中存在沸腾作用的可能性不大。因为沸腾作用是液体和蒸汽相的物理分离作用,在这个过程中有气液两相的参与。流体由于具有较高的温度,容易产生较高的压力。当这种压力超过上覆岩层压力及抗压强度总和时,便会发生隐爆作用,其结果必然导致流体压力的释放,同时产生沸腾作用。也就是说,有沸腾作用产生必然会有压力异常点。但从图 8 可以看出,在所研究的样品中,压力和温度呈正相关,表现出较平滑的曲线,无异常点存在,表明热液沸腾作用不可能存在。

由此可见,围岩蚀变所表现出的分带特征主要是热液混合作用所致。

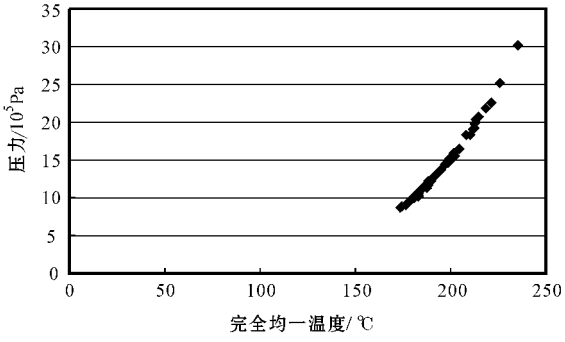


图 8 302 铀矿床成矿期流体包裹体均一温度—压力图解

Fig. 8 Homogenized temperatures and pressures of fluid inclusions in ore-forming period of No. 302 uranium deposit

此外,在 Shepher(张恩世等译,1990)提出的均一温度-盐度图解(图 9)上,302 铀矿床包裹体均一温度-盐度关系最显著的特征是,数据点主要分布在临界曲线和石盐饱和曲线之间,并且与趋势 1 比较吻合而与趋势 3 差异明显。对这种现象的合理解释是:一种盐度-温度较低的流体(大气降水)与盐度-温度稍高的流体(地幔流体)相混合、冷却而形成。

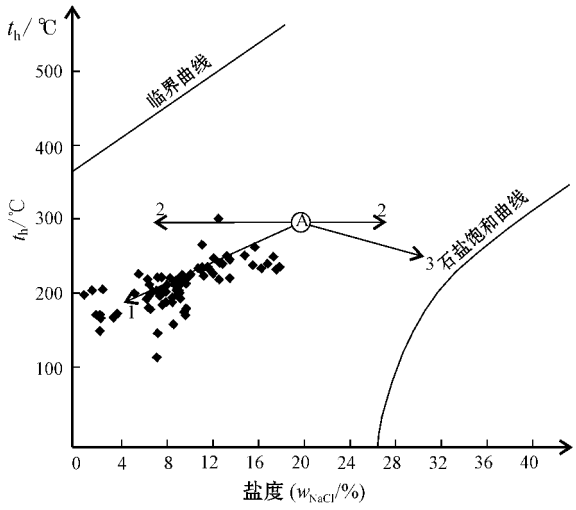


图 9　302 铀矿床成矿期流体包裹体均一温度—盐度一般趋势示意模式图

Fig. 9　Sketch map showing trend of homogenized temperatures and pressures of fluid inclusions in ore-forming period of No. 302 uranium deposit

A—流体；1—与较冷的、盐度低的流体相混合；2—与不同盐度流体的等温混合；3—因微冷却而产生沸腾

A—fluid；1—mixture with colder and low salinity fluids；2—mixture with fluids of different salinities at the same temperature；3—boiling resulting from slight cooling

5　讨论与结论

对粤北 302 铀矿床 ZK23-2 钻孔围岩蚀变的研究表明，302 矿床蚀变种类繁多，且相互叠加，由铀富集带往两侧，不仅蚀变强度逐渐变弱，而且蚀变类型也相应变化。蚀变类型主要有：碱性长石化、硅化、绢云母化、红化、绿泥石化、绿（褐）帘石化、碳酸盐化、高岭石化等。矿床具有明显的垂直分带和水平分带特征，垂直分带表现为：从矿化带（或铀富集地段）向下，蚀变作用依次为红化、强绢云母化花岗岩带（含红化＋强绢云母化 ＋绿泥石化＋硅化）→强绢云母化花岗岩带（含强绢云母化＋水云母化＋绿泥石化＋碳酸盐化）→弱蚀变或正常花岗岩带（含弱绢云母化＋弱绿泥石化＋弱绿（褐）帘石化＋弱碳酸盐化）；水平分带特征从含矿带向外，依次为：硅化→红化→绢云母化→（绿泥石化）→高岭石化→碱性长石化→弱蚀变或正常花岗岩。

围岩蚀变的分带是由成矿流体与围岩相互作用引起的。因所研究的蚀变带位于长江岩体内，围岩蚀变的分带特征主要是由成矿热液流体成分的变化所引起。各蚀变带中流体包裹体的均一温度均低于 220℃，且蚀变作用强的红化绢云母化带和硅化红化绢云母化带的包裹体气相成份中均含 CO_2，惰性气体 N_2 在各蚀变带中普遍存在，表明在铀矿的形成过程中，铀的溶解、迁移以及富集成矿作用与 CO_2 气体密切相关并发生在 N_2 环境中。而弱蚀变或正常花岗岩带的包裹体气相成分中含有还原性 CH_4 气体，指示着成矿流体为一套还原性质的热液体系。此外，成矿期脉石矿物中的流体包裹体的均一温度和压力呈正相关，表现出较平滑的曲线，无异常点存在，说明不可能存在热液沸腾作用；在均一温度-盐度一般趋势示意模式图中，所测样品的数据点主要分布在临界曲线和石盐饱和曲线之间，并且与趋势 1 比较吻合而与趋势 3 差异明显，说明是由盐度-温度较低的流体（大气降水）和盐度-温度稍高的流体（地幔流体）相混合、冷却而形成。因此，可断定，302 铀矿床围岩蚀变的分带特征主要是由成矿热液流体的混合作用所引起，而无热液沸腾作用。

蚀变带岩石的地球化学结果表明：从铀富集带→弱蚀变或正常花岗岩带，主量元素和微量元素均呈规律变化；其中微量元素 Rb、Th 富集明显，Ce、Zr、Hf、Sm、Y 和 Yb 轻微富集，而 Sr、Ba、P、Ti 亏损明显，Nb、Ta 显示亏损，且微量元素分布模式与其赋存的正常围岩的分布模式十分一致，说明蚀变作用对微量元素分布模式的影响很小；稀土总量（173.2×10^{-6}）高于赋矿围岩长江岩体的稀土总量（160.2×10^{-6}），但稀土元素配分模式与赋矿围岩长江岩体的十分相似，说明在蚀变过程中，稀土元素抗扰动能力较强而使蚀变岩石能基本保持其源岩的稀土元素组成。

由此可见，302 铀矿床围岩蚀变种类繁多，矿床的垂直和水平分带特征明显，围岩的主量、微量和稀土元素呈规律变化，微量元素分布模式和稀土元素配分模式均与正常围岩中的分布模式一致，说明蚀变作用对它们的影响小，使蚀变岩石基本保持原岩的地球化学特征。围岩蚀变的分带特征主要是由成矿热液流体的混合作用所引起，而非热液沸腾作用。

References

Chen Peirong and Liu Yi. 1990. The physico-chemical conditions for metallogenesis of No. 302 uranium deposit and the source and mi-

gration direction of its hydrothermal solution[J]. Mineral Deposit, 9(2): 149~157(in Chinese).

Jin Jingfu and Hu Ruizhong. 1985. The study of genesis for uranium deposit No. 302[J]. Chengdu College of Geology, (4): 1~10(in Chinese).

Jin Jingfu, Ni Shijun and Hu Ruizhong. 1992. Vertical zoning of hydrothermal dikes in the No. 302 uranium deposit and the cause of its fprmation[J]. Mineral Deposit, 11(3): 252~258(in Chinese).

Li Jianhong, Liang Liang and Liu Chengdong. 1995. Geological and geochemical features of wallrock alteration of surrounding ore mineralization in uranium deposit 622[J]. East China Geological Institute, 18(4): 335~343(in Chinese).

Ni Shijun, Hu Ruizhong and Jin Jingfu. 1994. A vertical zoning model generated by the mixing and boiling of hydrothermal solution for uranium deposit No. 302[J]. Uranium Geology, 10(2): 70~77(in Chinese).

Ni Shijun, Jin Jingfu and Yao Quantai. 1992. Vertical zoning of the thermoluminescence of quartzs, fluorites and calcites in uranium deposit No. 302[J]. Mineralogy and Petrology, 12(4): 103~108 (in Chinese).

Pearce J A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins[A]. Hawkesworth C J and Norry M J. Continental Basalts and Mantle Xenoliths[C]. Nantwich: Shiva, 230~249.

Shen Qihan. 2009. The recommendation of a systematic list of mineral abbreviations[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 28(5): 495~500(in Chinese with English abstract).

Shen Weizhou, Ling Hongfei, Deng Ping, *et al*. 2010. Study on isotope geochemistry of uranium deposit 302 in northern Guangdong province[J]. Uranium Geology, 26(2): 80~87(in Chinese with English abstract).

Taylor S R and McLennan S M. 1985. The Continental Crust: its Composition and Evolution[M]. Oxford: Blackwell, 1~312.

Wang Zhonggang, Yu Xueyuan and Zhao Zhenhua. 1989. Rare Earth Element Geochemistry[M]. Beijing: Sciences Press(in Chinese).

Weaver B L, Wood D A and Tarney J. 1987. Geochemistry of Ocean Island Basalts from the South Atlantic: Ascension, Bouvet, St. Helena, Gough and Tristan da CunhaIn: Alkaline Igneous Rocks[M]. Blackwell Scientific Publiccation, London, 30: 253~267.

Zhang Enshi, Zhang Wenhuai, Gao Huaizhong, *et al*. 1990. A practical Guide to Fluid Inclusion[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 69(in Chinese).

Zhang Guoquan, Hu Ruizhong, Bi Xianwu, *et al*. 2007. REE geochemical characteristics of the No. 302 uranium deposit in northern Guangdong, South China[J]. Chinese Journal of Geochemistry, 26 (4): 425~433.

Zhang Min, Chen Peirong and Chen Weifeng. 2006. Uranium metallogenic characteristic and discussion on metallogenic setting of uranium plutons in northern Guangdong Province[J]. Geology of Chemical Minerals, 28(1): 9~14(in Chinese with English abstract).

Zhang Zuhuan, Zhao Yiying, Zhang Bangtong, *et al*. 1984. Uranium Geochemistry[M]. Beijing: Atomic Press(in Chinese).

附中文参考文献

陈培荣，刘 义. 1990. 302铀矿床成矿物理化学条件、热液来源和运移方向[J]. 矿床地质，9(2): 149~157.

金景福，胡瑞忠. 1985. 302铀矿床成因探讨[J]. 成都地质学院学报，(4): 1~10.

金景福，倪师军，胡瑞忠. 1992. 302铀矿床热液脉体的垂直分带及其成因探讨[J]. 矿床地质，11(3): 252~258.

李建红，梁 良，刘成东. 1995. 622铀矿床近矿围岩蚀变地质地球化学特征[J]. 华东地质学院学报，18(4): 335~343.

倪师军，胡瑞忠，金景福. 1994. 302铀矿床热液的混合和沸腾垂直分带模式[J]. 铀矿地质，10(2): 70~77.

倪师军，金景福，要全泰. 1992. 302铀矿床石英萤石和方解石的热释光的垂直分带[J]. 矿物岩石，12(4): 103~108.

沈其韩. 2009. 推荐一个系统的矿物缩写表[J]. 岩石矿物学杂志，28(5): 495~500.

沈渭洲，凌洪飞，邓 平，等. 2010. 粤北302铀矿床同位素地球化学研究[J]. 铀矿地质，26(2): 80~87.

王中刚，于学元，赵振华. 1989. 稀土元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社.

张恩世，张文淮，高怀忠，等译. 1990. 流体包裹体研究实践指南[M]. 武汉: 中国地质大学出版社，69.

张 敏，陈培荣，陈卫峰. 2006. 粤北地区产铀岩体的铀矿化特征及其成矿机制探讨[J]. 化工矿产地质，28(1): 9~14.

张祖还，赵乙英，章邦桐，等. 1984. 铀地球化学[M]. 北京: 原子能出版社.