2018 年 2 月，第 24 卷，第 1 期，13–32 页
February 2018，Vol. 24，No.1， pp. 13–32

高 校 地 质 学 报
Geological Journal of China Universities

DOI: 10.16108/j.issn1006–7493.2017064

诸广南部产铀花岗岩长江岩体中的绿泥石和铀源矿物研究

张 丽[1,4]，孙立强[1]，陈卫锋[1]，伏顺成[2]，付宏宁[3]，高 爽[1]，魏文芳[1]，沈渭洲[1]，凌洪飞[1*]

1. 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，南京 210023；
2. 核工业二九〇研究所，韶关 512026；3. 中核韶关锦原铀业有限公司，韶关 512026;
4. 江苏省地质调查研究院，南京 210018

摘要：长江岩体是诸广南部地区重要的产铀花岗岩体之一，此次研究运用电子探针和扫描电镜对长江岩体新鲜花岗岩和蚀变花岗岩中的绿泥石和有关含铀矿物进行了精细对比，揭示花岗岩中铀的活化与成矿前期或早期致使花岗岩发生绿泥石化的还原性热液蚀变作用关系密切，黑云母等的绿泥石化蚀变，使其中包裹的一些含铀副矿物也发生蚀变，导致原来以类质同象形式存在于副矿物中的惰性铀转变成活性铀，并在绿泥石附近沉淀成铀石等铀含量高且在成矿期低度氧化性热液作用下容易释放铀的矿物。长江岩体中的副矿物有锆石、磷灰石、褐帘石、铀石—钍石、晶质铀矿、独居石等，其中，晶质铀矿、铀石、铀钍石中铀含量高且铀容易释放，是长江岩体的主要铀源矿物；独居石中铀含量较高，当其周围矿物绿泥石化时，独居石蚀变形成直氟碳钙铈矿并释放铀，因而也是长江岩体的潜在铀源矿物；锆石中铀含量虽高，但因其结构稳定，铀难以释放，因此它不是长江岩体中重要的铀源矿物；磷灰石、褐帘石中铀含量均低于检测限，作为铀源矿物的可能性很小。

关键词：长江岩体；绿泥石；副矿物；热液蚀变；铀源矿物
中图分类号：P588.12　　**文献标识码：**A　　**文章编号：**1006–7493（2018）01–0013–20

Study on Chlorites and Uranium-source Minerals of Uranium-ore-bearing Changjiang Granite in Southern Zhuguang Composite

ZHANG Li[1, 4], SUN Liqiang[1], CHEN Weifeng[1], FU Shuncheng[2], FU Hongning[3], GAO Shuang[1], WEI Wenfang[1], SHEN Weizhou[1], LING Hongfei[1*]

1. State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210023, China; 2. No. 290 Institute, CNNC, Shaoguan, 512026, China;
3. Jinyuan Uranium Co., Ltd., CNNC, Shaoguan 512026, China; 4. Geological Survey of Jiangsu Province, Nanjing 210018, China

Abstract: Changjiang granite is one of important uranium-ore-bearing granites in the southern Zhuguang granitic composite, northern Guangdong province. In this paper, we present a systematical on mineralogical characteristics of chlorites and accessory minerals and their alteration in the Changjiang granite, by using electron-microprobe analysis and scanning electron-microscope analysis. We found that uranium mineralization was related to the chloritization of biotite by reducing-redox–state hydrothermal fluid in the pre-mineralization stage. The chloritization of biotite altered the original U-bearing accessory minerals of the granite and formed new U-bearing minerals such as coffinite near the chlorite. Uranium in the newly formed U-bearing minerals can be easily released into fluid under circumstance of later hydrothermal fluid being in slightly oxidizing state in the mineralization stage. Accessory minerals in the Changjiang granite include zircon, apatite, coffinite-thorite, uraninite and monazite. Among these accessory minerals, uraninite, uranothorite and coffinite are thought of important uranium-source minerals of the Changjiang granite because of their high uranium

收稿日期：2017–05–02；**修稿日期：**2017–05–07
基金项目：中国核工业地质局十三五高校铀矿地质科研项目
作者简介：张丽，女，1990年生，硕士，矿产普查与勘探专业；E-mail: lizhanglizhang@126.com
***通讯作者：**凌洪飞，男，1960年生，教授，主要从事古海洋环境、同位素地质和铀矿地质教学和研究；E-mail: hfling@nju.edu.cn

content that is readily released during later alterations by oxidizing fluids. Monazite has a moderate quantity of uranium that is potentially able to be liberated when it is altered to synchsite. Such a process only occurs during chloritization of major minerals such as biotite that enclosed the monazite. Therefore monazite is a potential uranium-source mineral. Zircon is not a uranium-source mineral because uranium in zircon remains stable and not released even under hydrothermal alteration. Other minerals like allanite and apatite have little uranium which is even below the detection limit of electron-microprobe, are thus not uranium-source minerals of the Changjiang granite.

Key words: Changjiang granite; chlorite; accessory minerals; hydrothermal alteration; uranium-source minerals

Corresponding author: LING Hongfei, Professor; E-mail: hfling@nju.edu.cn

花岗岩型铀矿床是中国重要的一类铀矿床类型，粤北地区是中国花岗岩型铀矿的重要产地，且铀矿床主要分布于区内诸广南部和贵东两个印支—燕山期复式花岗岩体内。这些花岗岩型铀矿床几乎均为后生热液成因，而产铀的花岗岩体作为铀源岩在铀成矿过程中扮演重要角色（余达淦，1979；杜乐天等，1984；Hu et al.，2008；Cuney and Kyser，2008；Cuney，2009）。很多研究表明，产铀花岗岩的铀成矿能力不仅与岩体铀含量高低有关，更重要的是与花岗岩中铀的赋存状态（巴拉诺夫等，1962；戎嘉树等，1980；冯明月，1984；胡欢等，2014；赵奇峰等，2015；王冰等，2016）以及热液蚀变程度（李月湘，1990；程华汉等，2000；Hecht and Cuney，2000；Förster，2006；王英稳等，2007；邓林燕等，2012；张展适等，2012）有着密切联系。

长江岩体位于诸广复式花岗岩体南部中段，是粤北地区重要的产铀花岗岩（徐文雄等，2009；黄国龙等，2010a），其中302铀矿床是中国最重要的花岗岩型铀矿床之一。前人对该铀矿区内的矿床地质特征（金景福等，1985；张敏等，2006；冯海生等，2009；黄展裕，2010；黄国龙等，2010a）、构造背景（邓平等，2003；舒良树等，2004）、围岩蚀变特征（王英稳等，2007；高飞等，2011；高翔等，2011）、成矿流体来源（金景福等，1987；陈培荣等，1990；倪师军等，1994；张国全等，2008；沈渭洲等，2010；张国全等，2010；傅丽雯等，2016）、成矿物质来源（金景福等，1985；徐文雄等，2009；黄国龙等，2010a）等方面都进行过研究。但对该产铀岩体的矿物学方面的研究较少（祁家明等，2014），尤其缺乏对铀在产铀花岗岩长江岩体内的赋存状态及热液蚀变阶段铀的活化迁移方面的研究。因此，本文在前人研究基础上，对长江岩体新鲜花岗岩及蚀变花岗岩中的主要造岩矿物和副矿物的特征、铀在岩体中的赋存形式以及热液蚀变对副矿物的影响等方面进行了系统的研究，以确定含铀副矿物的变化特征以及对铀成矿作用的贡献，从而为查明铀源和进一步找矿工作提供科学依据。

1 地质背景

诸广南部岩体位于广东北部、湖南东南部和江西西南部三省交界区域内，地理坐标范围大致为东经113°10′~114°23′，北纬25°00′~25°35′，呈巨型岩基产出，总的出露面积大于2000 km^2。大地构造位置上处于闽赣后加里东隆起与湘桂粤海西—印支坳陷结合部位，区域上出现断陷红盆（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；黄国龙等，2010b）。长江岩体位于诸广南部岩体中部的仁化县境内，呈岩基状产出，出露面积约为102 km^2，与毗邻的印支期油洞岩体呈明显的侵入接触。岩体边缘产有302铀矿床（图1）。

长江岩体在地表出露的岩性以中粒黑云母花岗岩为主，中粒花岗结构，锆石SHRIMP U-Pb年龄为160 ± 2 Ma（邓平等，2011），为燕山早期花岗岩。在岩石地球化学特征方面，长江岩体具有高的SiO_2、Al_2O_3和全碱含量，低的CaO、P_2O_5、MgO和TiO_2含量，A/CNK值为0.93~1.16，为准铝-弱过铝质壳源型花岗岩，其铀含量（11.8×10^{-6}~34.2×10^{-6}，平均为18.3×10^{-6}，黄国龙等，2014）明显高于中国东部上地壳铀平均值（1.55×10^{-6}，高山等，1999），说明长江岩体具有为区内铀矿化提供充足铀源的潜力。

302铀矿区内岩石普遍发生强烈的热液蚀变作用，发育多种蚀变类型，且具有蚀变分带性。按

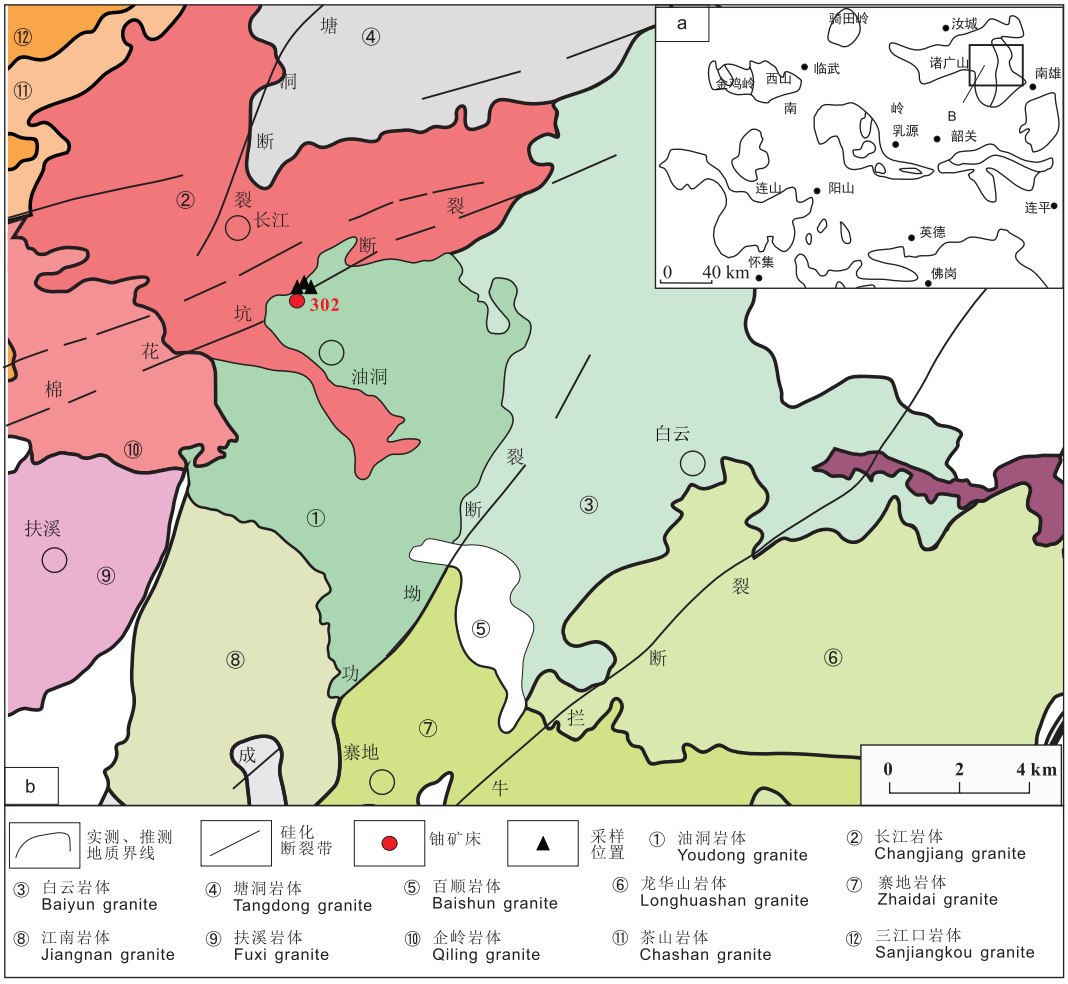


图 1　诸广南部长江岩体地质简图及采样位置图(据黄国龙等,2014 修改)

Fig. 1　Geological sketch map and sampling localities of Changjiang granite in Southern Zhuguang

照蚀变强度及距离矿体的距离，将蚀变带分成内、外两带。蚀变内带，靠近矿脉发育，其范围自铀矿体向外一般不超过 10 m，蚀变作用强烈，以硅化、赤铁矿化为标志，且发育强烈的绿泥石化和绢云母化。蚀变外带，发育于离铀矿体 10~30 m 范围内，相比于蚀变内带，其蚀变强度明显变弱，蚀变种类以绿泥石化和绢云母化为主。

2　样品及分析方法

样品采自长江中粒黑云母花岗岩中，其中样品 14CJ-1 采自钻孔岩芯，为新鲜花岗岩样品；样品 14CJ-3 和样品 14CJ-2 均采自–150 m 中段，其中样品 14CJ-3 采自蚀变外带，为远矿的蚀变花岗岩，发育弱绿泥石化及绢云母化蚀变；样品 14CJ-2 采自蚀变内带，为近矿的蚀变花岗岩，发育强赤铁矿化、硅化、绿泥石化及绢云母化蚀变。对所有样品，首先采用光学显微镜观察岩石的矿物组合特征，在此基础上，进一步利用扫描电镜和电子探针对主要造岩矿物、副矿物及其蚀变特征进行详细的背散射图像观察和化学成分定量分析。

扫描电镜背散射电子图像观察及电子探针定量分析均在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成，电子探针型号为 JEOL JXA-8100。对主矿物定量分析时，工作条件为：加速电压 15 kV，加速电流 20 nA，束斑直径 1~2 μm，所有测试数据均进行了 ZAF 处理，元素的特征峰测量时间为 10 s，背景测量时间为 5 s。使用美国标样委员会提供的矿物标样钠长石（Na，Al，Si）、钙长石（Ca）、普通角闪石（Fe，Mg，Mn，Ti）、正长石（K）和磷灰石（F）进行标定。

对副矿物定量分析时，工作条件为：电压 15

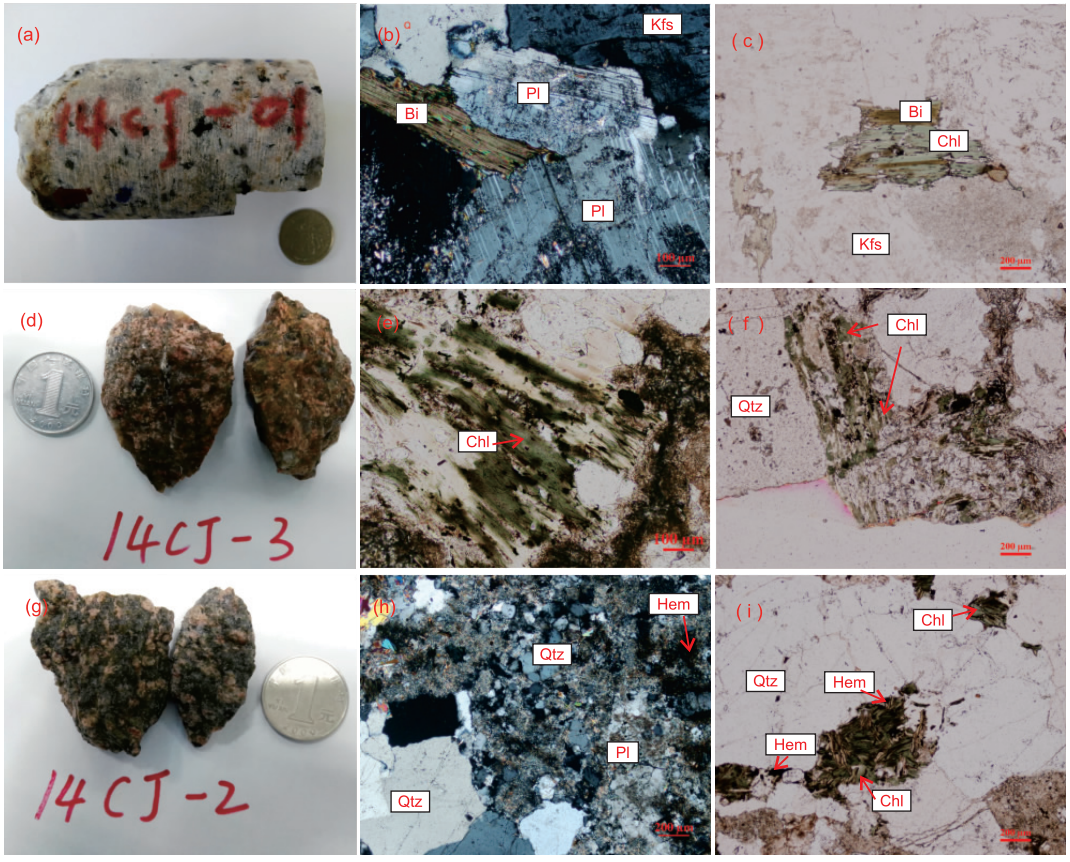
kV，电流 20 nA，束斑直径＜ 1 μm，所有测试数据都进行了 ZAF 处理。所用标准样品主要为：U–UO_2（测试时间 40 s）、Th–ThO_2（40 s）、Pb–Pb 玻璃（20 s）、La–REE_3（40 s）、Ce–REE_3（40 s）、Y–REE_3（20 s）、Ca–角闪石（20 s）、Fe–铁橄榄石（20 s）、Si–角闪石（20 s）、Mg–角闪石（20 s）、Mn–钛锰矿（40 s）、P–磷钇矿（20 s）、Cl–$Ba_5(PO_4)_3Cl$ 等。其中元素 U、Th、Pb 分析线系为 Mα，元素 Y、Ce、Nd 分析线系为 Lα，元素 Ca、Fe、Si 、Mg、Mn、P、Cl分析线系为 Kα。

3 岩相学特征

样品 14CJ-1 为长江岩体新鲜的中粒黑云母花岗岩（图 2a），主要矿物组成为钾长石（35%）、斜长石（25%）、石英（30%）、黑云母（10%），其中钾长石主要为微斜条纹长石，部分钾长石发生绢云母化和高岭土化蚀变；斜长石发育聚片双晶，并发育不同程度的绢云母化蚀变（图 2b）；黑云母多数新鲜，仅少部分黑云母中沿解理缝有蚀变绿泥石出现（图 2c），黑云母内部包裹有较多颗粒细小的副矿物，副矿物外围可见放射性晕圈发育，主要为锆石、磷灰石、褐帘石、铀钍石、晶质铀矿等，具体分布情况见后述第 5 节。

样品 14CJ-3 为蚀变外带的长江岩体蚀变花岗岩，主要发育绿泥石化蚀变（图 2d–f）。与新鲜花岗岩相比，黑云母大多已经完全蚀变成绿泥石，仅保留黑云母假象，本文称其为“黑云母假象绿泥石”，其内部包含较多颗粒细小的副矿物，副矿物的外围亦可见放射性晕圈（图 2e）；部分长石也发生了绿泥石化蚀变，本文称这种绿泥石为“长石蚀变型绿泥石”，此种绿泥石中含副矿物很少（图 2f）。此外，样品中还可见高岭石化及水云母化蚀变。

样品 14CJ-2 为蚀变内带的长江岩体蚀变花岗岩，主要发育硅化、绿泥石化及强赤铁矿化（图



(a–c)来自新鲜花岗岩样品 14CJ-1，其中(b)正交偏光，(c)单偏光；(d–f)来自蚀变外带样品 14CJ-3，其中(e–f)单偏光；(g–i)来自蚀变内带样品 14CJ-2，其中(h)为正交偏光，(i)为单偏光；Qtz：石英；Pl：斜长石；Kfs：钾长石；Bi：黑云母；Chl：绿泥石；Hem：赤铁矿

图 2 长江岩体新鲜花岗岩及蚀变花岗岩的手标本和显微照片

Fig. 2 Rock specimen photos and microphotographs of Changjiang unaltered granite and altered granite

2g–i）。硅化在显微镜下表现为原来长石的边缘常被石英所交代、或者其裂隙中被石英所充填（图2h）；绿泥石化表现为鳞片状绿泥石呈不定形集合体或填隙状聚集在主要造岩矿物晶粒之间，本文称这种细小鳞片状绿泥石为“鳞片状绿泥石”（图2i）；赤铁矿化表现为红褐色的赤铁矿呈浸染状和尘土状分散在长石内及绿泥石的边缘或内部（图2h）；长石都已发生绢云母—水云母等粘土化蚀变及硅化蚀变。

4　绿泥石特征及与铀成矿的关系

4.1　绿泥石的化学成分及种属厘定

绿泥石化蚀变在302铀矿区普遍存在（郭国林等，2012），但位于新鲜花岗岩及蚀变带不同位置的绿泥石的产状有明显差别。长江岩体新鲜花岗岩中的黑云母仅少部分蚀变成绿泥石，且多发生在黑云母边部及解理缝（图2b–c）；在蚀变外带中，黑云母基本全部蚀变成黑云母假象绿泥石（图2e），另可见长石蚀变型绿泥石（图2f）；在蚀变内带中，除了偶尔可见残留的类似于蚀变外带中发育的两种绿泥石化蚀变外，绿泥石大多为鳞片状绿泥石（图2i），这种绿泥石在蚀变外带并不发育，表明蚀变内带的鳞片状绿泥石应是在前期绿泥石化蚀变的基础上，进一步遭受热液蚀变作用，改造之前的绿泥石使其转变成鳞片状绿泥石。此外，蚀变内带的样品中普遍发育赤铁矿化蚀变，表现为呈浸染状的赤铁矿颗粒与鳞片状绿泥石伴生（图2h–i），暗示赤铁矿化与鳞片状绿泥石化准同时发生（何建国等，2008）或赤铁矿化是在稍晚阶段叠加于鳞片状绿泥石上。

本文对长江岩体新鲜花岗岩中黑云母部分蚀变产生的绿泥石、蚀变外带中的黑云母假象绿泥石和长石蚀变型绿泥石，以及蚀变内带中的鳞片状绿泥石进行了电子探针化学成分分析，并以28个氧原子作为基础计算了绿泥石单位晶胞的阳离子数和其他特征参数，结果列于表1。由于绿泥石结构复杂，尤其是矿物的包裹体、混层结构和复杂的共生关系都能使常规的电子探针技术分析绿泥石成分时出现误差，因此，对于绿泥石的电子探针分析结果，本文采用$w(Na_2O+K_2O+CaO)<0.5\%$、$9.5\%<w(H_2O)<13\%$作为判别标准，如果不符合此标准则表明绿泥石的成分有混染（Foster, 1962；Zang and Fyfe, 1995）而不予采用。由表1数据可知，新鲜花岗岩中绿泥石的SiO_2含量为22.5%~24.0%，Al_2O_3含量为19.5%~21.5%，FeO^T含量为40.1%~42.5%，MgO含量为1.49%~2.49%，都属于鲕绿泥石（图3）。蚀变外带中的黑云母假象绿泥石的SiO_2含量为21.9%~23.4%，Al_2O_3含量为19.2%~ 22.3%，FeO^T含量为37.9%~42.8%，MgO含量为1.51%~2.39%；长石蚀变型绿泥石的SiO_2含量为22.2%~23.1%，Al_2O_3含量为19.2%~20.4%，FeO^T含量为40.5%~41.5%，MgO含量为1.66%~3.10%，这两种产状的绿泥石绝大多数属于鲕绿泥石（图3），在成分上相差不大，并与新鲜花岗岩中的绿泥石相似。而蚀变内带中的鳞片状绿泥石主要由蠕绿泥石和铁镁绿泥石构成（图3），与新鲜花岗岩和蚀变外带中的绿泥石相比，其具有较高的SiO_2含量（24.7%~26.8%）和MgO含量（7.51% ~9.40% ）、较低的FeO^T含量（30.6% ~34.2%），以及相似的Al_2O_3含量（19.8%~20.9%），这种地球化学成分上的差异，暗示着蚀变内带中的鳞片状绿泥石与新鲜花岗岩和蚀变外带中的绿泥石可能在成因上存在差别。

4.2　绿泥石的形成温度和成因讨论

绿泥石的形成温度与绿泥石的结构、化学成分和多型密切相关，本文根据Battaglia（1999）提出的绿泥石面网间距d_{001}与温度之间的关系方程（t/℃ =[14.379–d_{001}(/0.01nm)]/0.001；Battaglia，1999）计算绿泥石的形成温度，其中d_{001}运用Rausell-Colom等（1991）提出而又经Nieto（1997）修改的模型计算，计算公式为：d_{001}(/0.01nm) =14.339-0.115n(Al^{iv})-0.02011n(Fe^{2+})（按14个氧原子计算绿

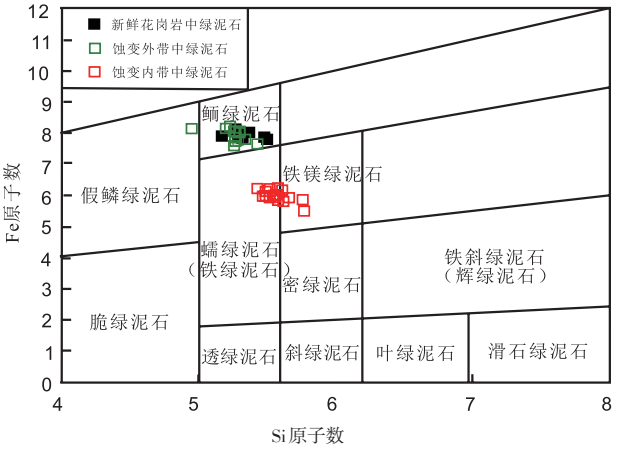


图3　长江岩体新鲜花岗岩及蚀变花岗岩的绿泥石分类图

Fig. 3　Classification of chlorites in Changjiang unaltered granite and altered granite (after Deer et al.,1962)

表1 长江岩体新鲜花岗岩及蚀变花岗岩中的绿泥石电子探针分析结果(%)和特征参数

Table1 EMPA analytical data(%) and characteristic parameters of chlorites from Changjiang unaltered granite and altered granite

元素	新鲜花岗岩(14CJ-1)												
	14CJ-1-1chl		14CJ-1-2chl		14CJ-1-3chl		14CJ-1-6chl	14CJ-1-4chl			14CJ-1-5chl		
SiO_2	22.94	23.21	22.73	24.04	23.13	23.38	22.81	22.88	22.60	23.80	22.72	22.78	22.48
TiO_2	0.06	0.06	0.12	0.11	0.22	0.04	0.10	0.06	0.17	0.01	0.08	0.03	0.05
Al_2O_3	21.46	20.40	20.06	19.49	20.13	19.60	20.28	20.25	19.87	19.68	20.25	20.27	20.22
FeO^T	41.97	41.20	41.54	40.87	40.81	41.86	40.63	40.85	40.46	40.97	42.05	41.53	40.11
MnO	1.81	1.70	1.67	1.36	1.63	1.69	1.87	1.53	1.60	1.47	2.02	1.97	2.15
MgO	2.13	2.21	1.87	2.49	2.25	2.41	2.00	2.11	1.85	1.98	1.49	1.54	1.52
CaO	0.00	0.00	0.08	0.02	0.05	0.00	0.03	0.05	0.03	0.00	0.09	0.02	0.04
Na_2O	0.13	0.14	0.22	0.12	0.14	0.13	0.20	0.18	0.17	0.11	0.07	0.05	0.22
K_2O	0.07	0.05	0.07	0.15	0.08	0.07	0.11	0.04	0.12	0.05	0.02	0.01	0.03
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00
总和	101.19	99.45	98.67	99.16	98.88	99.62	98.37	98.30	97.08	98.53	99.13	98.55	97.02
以28个氧为基础计算的绿泥石阳离子系数及参数													
Si	5.17	5.32	5.27	5.50	5.32	5.37	5.29	5.30	5.31	5.48	5.27	5.30	5.29
Al^{iv}	2.83	2.68	2.73	2.50	2.68	2.63	2.71	2.70	2.69	2.52	2.73	2.70	2.71
Al^{vi}	2.89	2.84	2.77	2.77	2.80	2.69	2.84	2.85	2.83	2.85	2.81	2.86	2.91
Al	5.72	5.52	5.50	5.27	5.48	5.32	5.56	5.55	5.52	5.37	5.54	5.56	5.62
Fe^{3+}	0.02	0.06	0.00	0.13	0.08	0.01	0.04	0.05	0.06	0.16	0.04	0.08	0.07
Fe^{2+}	7.90	7.83	8.06	7.69	7.78	8.03	7.84	7.86	7.89	7.73	8.11	7.99	7.82
Fe	7.92	7.89	8.06	7.82	7.86	8.04	7.87	7.92	7.95	7.89	8.15	8.07	7.89
Mn	0.35	0.33	0.33	0.26	0.32	0.33	0.37	0.30	0.32	0.29	0.40	0.39	0.43
Mg	0.72	0.75	0.65	0.85	0.77	0.82	0.69	0.73	0.65	0.68	0.52	0.53	0.53
Ca	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01
Na	0.12	0.12	0.20	0.10	0.12	0.12	0.18	0.16	0.15	0.10	0.06	0.05	0.20
K	0.04	0.03	0.04	0.09	0.05	0.04	0.06	0.03	0.07	0.03	0.01	0.00	0.02
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Fe/(Fe+Mg)	0.92	0.91	0.93	0.90	0.91	0.91	0.92	0.92	0.92	0.92	0.94	0.94	0.94
Mg/(Mg+Fe)	0.08	0.09	0.07	0.10	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.06	0.06	0.06
Si/(Si+Al)	0.48	0.49	0.49	0.51	0.49	0.50	0.49	0.49	0.49	0.51	0.49	0.49	0.48
Al^{VI}+Fe	10.81	10.73	10.84	10.59	10.66	10.73	10.72	10.77	10.78	10.75	10.96	10.93	10.80
Al/(Al+Fe+Mg)	0.40	0.39	0.39	0.38	0.39	0.37	0.39	0.39	0.39	0.39	0.39	0.39	0.40
Na+K+Ca	0.15	0.15	0.26	0.20	0.18	0.16	0.25	0.20	0.23	0.13	0.10	0.06	0.23
d001/0.1nm	14.10	14.11	14.10	14.12	14.11	14.11	14.10	14.10	14.11	14.12	14.10	14.10	14.10
T(℃)	282	273	278	261	272	272	275	274	274	262	279	276	275

元素	蚀变外带(14CJ-3)												
	14CJ-3-1chl	14CJ-3-2chl		14CJ-3-3chl	14CJ-3-4chl	14CJ-3-5chl			14CJ-3-6ch		14CJ-3-7chl		
	Ⅰ	Ⅰ		Ⅰ	Ⅰ	Ⅰ			Ⅲ		Ⅲ		
SiO_2	23.07	22.57	22.86	21.89	21.94	22.81	23.39	22.82	22.41	22.20	23.08	22.25	22.15
TiO_2	0.05	0.06	0.05	0.04	0.07	0.00	0.03	0.10	0.09	0.12	0.07	0.00	0.04
Al_2O_3	20.29	20.23	21.07	22.27	20.17	20.16	19.96	20.15	20.08	20.43	20.05	19.23	19.37
FeO^T	40.42	40.26	40.17	42.80	37.91	41.53	39.49	41.38	41.17	41.72	40.47	41.49	40.56
MnO	2.04	1.70	2.37	2.56	2.60	1.52	1.55	1.54	1.62	1.53	1.50	1.67	1.66
MgO	1.95	2.21	1.56	1.51	1.76	2.07	2.39	2.02	1.81	1.66	3.10	2.66	2.43
CaO	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.10	0.00	0.00
Na_2O	0.11	0.12	0.03	0.00	0.11	0.02	0.01	0.06	0.08	0.00	0.12	0.05	0.01
K_2O	0.04	0.03	0.03	0.05	0.05	0.01	0.08	0.02	0.01	0.08	0.24	0.00	0.01
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
总和	98.36	97.51	98.59	101.68	94.65	98.46	97.29	98.44	97.49	98.00	99.17	97.50	96.31
	以 28 个氧为基础计算的绿泥石阳离子系数及参数												
Si	5.34	5.27	5.27	4.95	5.26	5.30	5.43	5.30	5.26	5.20	5.29	5.23	5.27
Al^{iv}	2.66	2.73	2.73	3.05	2.74	2.70	2.57	2.70	2.74	2.80	2.71	2.77	2.73
Al^{vi}	2.89	2.85	3.02	2.91	2.98	2.83	2.92	2.82	2.83	2.85	2.72	2.59	2.71
Al	5.55	5.58	5.75	5.95	5.72	5.53	5.49	5.52	5.57	5.65	5.43	5.35	5.44
Fe^{3+}	0.11	0.06	0.16	0.00	0.12	0.06	0.19	0.07	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00
Fe^{2+}	7.71	7.81	7.59	8.16	7.48	8.01	7.48	7.96	8.03	8.13	7.78	8.24	8.08
Fe	7.82	7.87	7.75	8.16	7.61	8.07	7.67	8.03	8.08	8.17	7.78	8.24	8.08
Mn	0.40	0.34	0.46	0.49	0.53	0.30	0.30	0.30	0.32	0.30	0.29	0.33	0.33
Mg	0.67	0.77	0.53	0.51	0.63	0.72	0.83	0.70	0.63	0.58	1.06	0.93	0.86
Ca	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Na	0.10	0.11	0.03	0.00	0.10	0.02	0.01	0.05	0.07	0.00	0.11	0.04	0.01
K	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.05	0.01	0.01	0.05	0.14	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Fe/(Fe+Mg)	0.92	0.91	0.94	0.94	0.92	0.92	0.90	0.92	0.93	0.93	0.88	0.90	0.90
Mg/(Mg+Fe)	0.08	0.09	0.06	0.06	0.08	0.08	0.10	0.08	0.07	0.07	0.12	0.10	0.10
Si/(Si+Al)	0.49	0.49	0.48	0.45	0.48	0.49	0.50	0.49	0.49	0.48	0.49	0.49	0.49
Al^{VI}+Fe	10.71	10.72	10.76	11.07	10.59	10.89	10.59	10.85	10.91	11.02	10.50	10.83	10.79
Al/(Al+Fe+Mg)	0.40	0.39	0.41	0.41	0.41	0.39	0.39	0.39	0.39	0.39	0.38	0.37	0.38
Na+K+Ca	0.12	0.14	0.05	0.03	0.13	0.03	0.05	0.06	0.08	0.05	0.27	0.04	0.01
d001/0.1nm	14.11	14.10	14.11	14.08	14.11	14.10	14.12	14.10	14.10	14.10	14.10	14.10	14.10
T(℃)	271	275	273	297	273	276	263	276	278	283	274	282	278

注：Ⅰ，Ⅱ均为产状

元素	蚀变内带(14CJ-2)															
	14CJ-2-4chl		14CJ-2-2chl2chl	14CJ-2-3chl3chl	14CJ-2-4chl		14CJ-2-6chl	14CJ-2-6chl		14CJ-2-7chl			14CJ-2-8chl		14CJ-2-7chl	14CJ-2-8chl
	Ⅱ		Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ		Ⅱ	Ⅱ		Ⅱ			Ⅱ		Ⅱ	Ⅱ
SiO_2	26.22	26.51	25.45	25.61	24.89	24.93	25.59	25.94	26.80	25.16	25.59	25.23	24.66	25.29	25.19	24.78
TiO_2	0.07	0.12	0.09	0.00	0.15	0.09	0.14	0.00	0.06	0.09	0.11	0.13	0.13	0.19	0.10	0.09
Al_2O_3	20.88	19.55	20.15	20.05	19.81	19.99	19.73	20.94	20.80	20.07	19.91	19.81	20.10	19.53	20.26	20.25
FeO^T	32.89	32.30	32.99	33.69	33.52	33.37	34.23	32.03	30.57	32.32	32.11	32.30	33.84	32.78	32.93	32.41
MnO	0.57	0.83	0.74	0.62	0.79	0.67	0.61	1.04	0.84	0.63	0.63	0.70	0.96	0.87	0.76	0.60
MgO	7.51	8.25	8.78	7.83	7.81	8.41	8.10	7.76	7.97	9.21	9.40	8.93	8.26	8.42	8.72	8.72
CaO	0.10	0.07	0.02	0.04	0.00	0.02	0.02	0.06	0.04	0.04	0.05	0.05	0.02	0.01	0.04	0.08
Na_2O	0.08	0.02	0.04	0.04	0.06	0.03	0.01	0.03	0.03	0.00	0.02	0.05	0.07	0.00	0.07	0.04
K_2O	0.02	0.26	0.02	0.04	0.01	0.03	0.06	0.06	0.28	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.06	0.02
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.11	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.16	0.10	0.06
Cl	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
总和	99.59	99.06	99.35	98.95	97.91	98.46	99.55	99.07	98.70	98.52	98.93	98.17	98.98	98.07	99.15	97.89
以28个氧为基础计算的绿泥石阳离子系数及参数																
Si	5.66	5.76	5.55	5.61	5.52	5.49	5.58	5.62	5.77	5.52	5.58	5.56	5.43	5.57	5.49	5.47
Al^{iv}	2.34	2.24	2.45	2.39	2.48	2.51	2.42	2.38	2.23	2.48	2.42	2.44	2.57	2.43	2.51	2.53
Al^{vi}	3.00	2.80	2.74	2.82	2.73	2.70	2.69	3.01	3.09	2.72	2.71	2.72	2.67	2.67	2.72	2.76
Al	5.35	5.04	5.19	5.20	5.21	5.21	5.10	5.39	5.33	5.20	5.13	5.16	5.24	5.10	5.23	5.29
Fe^{3+}	0.36	0.30	0.17	0.23	0.19	0.16	0.20	0.34	0.45	0.15	0.17	0.16	0.09	0.24	0.16	0.16
Fe^{2+}	5.57	5.57	5.84	5.95	6.03	5.98	6.05	5.47	5.06	5.78	5.68	5.79	6.14	5.80	5.84	5.82
Fe	5.93	5.87	6.01	6.18	6.22	6.14	6.25	5.81	5.50	5.93	5.85	5.95	6.23	6.03	6.00	5.98
Mn	0.10	0.15	0.14	0.11	0.15	0.12	0.11	0.19	0.15	0.12	0.12	0.13	0.18	0.16	0.14	0.11
Mg	2.42	2.67	2.85	2.56	2.58	2.76	2.63	2.51	2.56	3.01	3.05	2.93	2.71	2.76	2.83	2.87
Ca	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02
Na	0.07	0.02	0.03	0.03	0.05	0.02	0.01	0.03	0.02	0.00	0.02	0.04	0.06	0.00	0.06	0.04
K	0.01	0.14	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.16	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.15	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.23	0.14	0.08
Cl	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Fe/(Fe+Mg)	0.71	0.69	0.68	0.71	0.71	0.69	0.70	0.70	0.68	0.66	0.66	0.67	0.70	0.69	0.68	0.68
Mg/(Mg+Fe)	0.29	0.31	0.32	0.29	0.29	0.31	0.30	0.30	0.32	0.34	0.34	0.33	0.30	0.31	0.32	0.32
Si/(Si+Al)	0.51	0.53	0.52	0.52	0.51	0.51	0.52	0.51	0.52	0.51	0.52	0.52	0.51	0.52	0.51	0.51
Al^{VI}+Fe	8.94	8.66	8.75	8.99	8.95	8.84	8.93	8.82	8.60	8.65	8.56	8.67	8.90	8.70	8.72	8.74
Al/(Al+Fe+Mg)	0.39	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37	0.36	0.39	0.40	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37
Na+K+Ca	0.10	0.17	0.05	0.06	0.06	0.04	0.05	0.08	0.19	0.01	0.05	0.07	0.08	0.01	0.10	0.06
d001/0.1nm	14.15	14.15	14.14	14.14	14.14	14.13	14.14	14.15	14.16	14.14	14.14	14.14	14.13	14.14	14.14	14.13
T(℃)	231	225	240	237	243	245	240	232	219	241	237	239	249	238	243	244

注：FeO^T为全铁，Ⅰ代表黑云母假象绿泥石，Ⅱ代表鳞片状绿泥石，Ⅲ代表长石蚀变型绿泥石

泥石结构式），温度计算结果列于表1中。由表可见，新鲜花岗岩中的绿泥石形成温度为261~282℃；蚀变外带中的黑云母假象绿泥石和长石型绿泥石的形成温度相似，分别为263~297℃和274~283℃；蚀变内带中的鳞片状绿泥石形成温度为219~249℃，明显低于新鲜花岗岩和蚀变外带中绿泥石的形成温度（图4）。这些绿泥石蚀变温度估测结果，与陈培荣等（1990）对302铀矿床萤石、方解石、微晶石英包裹体的研究结果（302铀矿床矿前期热液温度为250~350℃、成矿期热液温度为150~250℃）相吻合。这些结果表明，研究区内的花岗岩至少经历了两期物理化学条件下的热液蚀变作用，第一期热液蚀变作用影响范围广，造成花岗岩中黑云母的部分绿泥石化，并在蚀变外带和内带形成黑云母假象绿泥石和长石蚀变型绿泥石，其蚀变温度较高（约为260 ~ 300℃）；第二期热液蚀变作用沿着裂隙构造发育，温度相对较低（约为220~250℃），因而影响范围也较小，蚀变作用仅叠加在蚀变内带，改造之前的绿泥石而形成鳞片状绿泥石。上述两期绿泥石化作用可能分别对应了矿前期热液活动和成矿期热液活动。

绿泥石形成过程是一个由反应动力学控制的水–岩反应过程，除了温度、压力之外，绿泥石的形成还受水–岩比、流体和岩石的化学成分制约（华仁民等, 2003）。Inoue（1995）认为在脉状矿床的热液蚀变中，还原环境有利于形成铁绿泥石，而在低度氧化、低pH值的条件下，则有利于形成

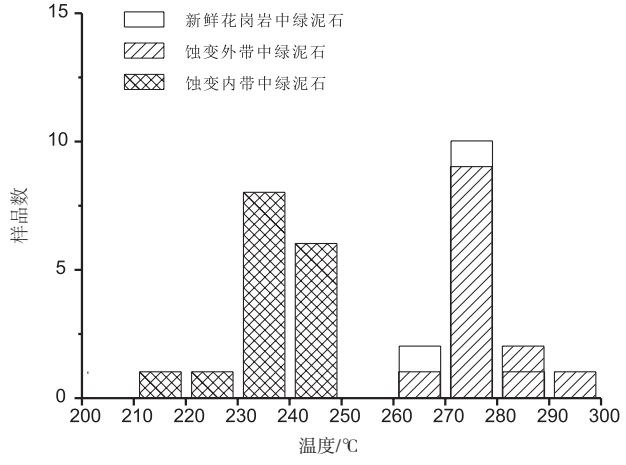


图4　长江岩体新鲜花岗岩及蚀变花岗岩的绿泥石温度分布直方图

Fig. 4　Histogram of forming temperature of chlorites from Changjiang unaltered granite and altered granite

富镁绿泥石。长江岩体新鲜花岗岩和蚀变外带中的绿泥石，主要为鲕绿泥石，它们属于富铁绿泥石，为还原性热液作用下的蚀变产物；而蚀变内带中的绿泥石主要为蠕绿泥石和铁镁绿泥石，它们属于相对富镁的绿泥石，为相对酸性和低度氧化性热液作用下的蚀变产物。

对不同产状的绿泥石电子探针成分进行对比，可以发现，与新鲜花岗岩中的绿泥石和蚀变外带中的黑云母假象绿泥石和长石蚀变型绿泥石相比，蚀变内带中的鳞片状绿泥石的FeO^T含量较低、MgO含量较高，单位晶胞Fe^{2+}、Fe^{3+}、Mg离子数也出现同样的情况：蚀变内带中鳞片状绿泥石的Fe^{3+}和Mg离子数相对较高、Fe^{2+}离子数相对较低（表1，图5）。这进一步说明研究区内的花岗岩至少经历了两期不同物理化学条件下的热液蚀变作用，第一期呈还原性的温度相对较高的流体沿裂隙带作用于较大面积的花岗岩，在远离裂隙带的位置造成黑云母的部分蚀变，而在靠近裂隙带的位置，则造成大多数黑云母和部分长石的蚀变，形成黑云母假象绿泥石和长石蚀变型绿泥石，而在蚀变内带则受到更晚阶段的流体作用的叠加和改造；第二期的流体，呈相对酸性和低度氧化且温度较低，沿裂隙作用于蚀变内带，改造之前的绿泥石，形成鳞片状绿泥石，这一过程中，有部分铁的迁出和镁的迁入，迁出的铁在绿泥石鳞片外缘形成很细粒的赤铁矿，这应该就是造成矿脉外侧蚀变内带红化的原因。

4.3　绿泥石化蚀变与铀成矿的关系

前人的大量研究表明，花岗岩中的铀大部分赋存在锆石、铀石—钍石、独居石、褐帘石、榍石、磷灰石、磷钇矿和晶质铀矿等副矿物中（Stuckless and Nkomo, 1980; 章邦桐, 1992; 杜乐天, 2001; Chabiron et al., 2003; Förster, 2006; Cuney and Kyser, 2008; 张展适等, 2012），而这些副矿物多以细小包裹体赋存在黑云母中。前人通过裂变径迹方法研究蚀变前后铀赋存状态的变化发现，在黑云母蚀变成绿泥石过程中，包裹于黑云母中的部分副矿物也会发生蚀变作用，致使其中以类质同象方式置换钍和稀土元素的惰性铀释放出来，变成活性铀，其中一部分被新生成的绿泥石等粘土矿物吸附或形成新的含铀矿物，一部分迁移到合适的部位沉淀甚至矿化（程华汉等, 2000；张展适

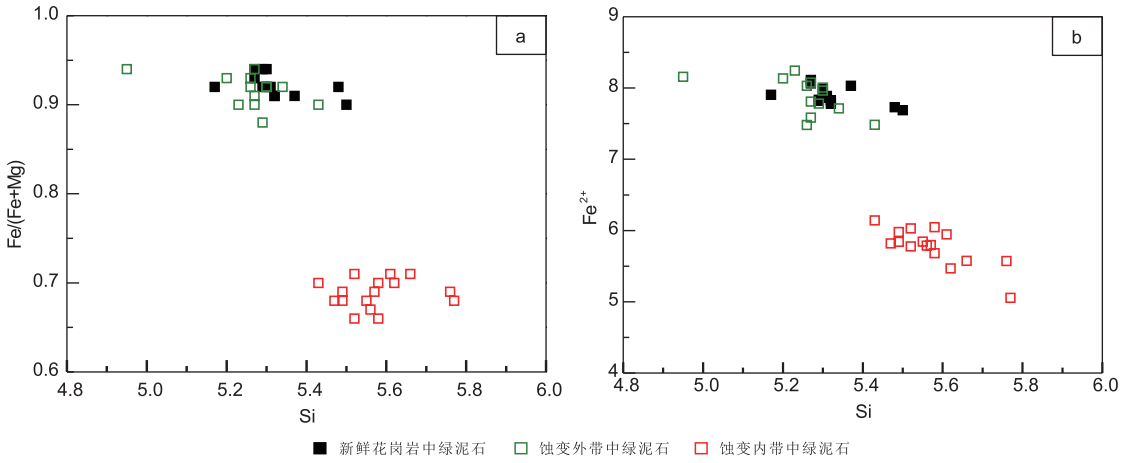


图5 长江岩体新鲜花岗岩及蚀变花岗岩中绿泥石的Si–Fe/(Fe+Mg)关系图(a)和Si–Fe^{2+}关系图(b)

Fig. 5 Si–Fe/(Fe+Mg)(a) and Si–Fe^{2+}(b) diagrams of chlorites from Changjiang unaltered granite and altered granite

等，2012；张玉燕等，2012；胡欢等，2012；Hu et al., 2013)。所以，黑云母的绿泥石化蚀变与热液铀成矿过程关系密切。

本文经过进一步的扫描电镜和电子探针观察发现，含铀副矿物的热液蚀变作用对于其能否成为铀源矿物非常重要，而副矿物的蚀变行为与黑云母的绿泥石化蚀变关系密切（详见第5节)。由于长石中很少存在含铀副矿物，因而长石的绿泥石化与副矿物蚀变并不直接相关。

5 含铀副矿物特征及能否成为铀源矿物的讨论

对长江岩体新鲜花岗岩和蚀变花岗岩样品进行显微镜、扫描电镜和电子探针背散射图像观察发现，长江岩体新鲜花岗岩和蚀变花岗岩中的副矿物有锆石、磷灰石、褐帘石、铀石、铀钍石、钍石、晶质铀矿、独居石等，通过对这些副矿物的电子探针分析发现，除褐帘石、磷灰石中U含量均较低（UO_2分别低至0.04%~0.1%和检测线以下）外，其他含铀副矿物如锆石、独居石、铀石、铀钍石、钍石等均具有较高的铀含量，特别是在新鲜花岗岩中还存在有晶质铀矿。下面将分析它们的含铀性特征及在蚀变过程中的特性，以确定产铀花岗岩长江岩体中的铀源矿物，并分析铀在花岗岩中的活化迁移情况。

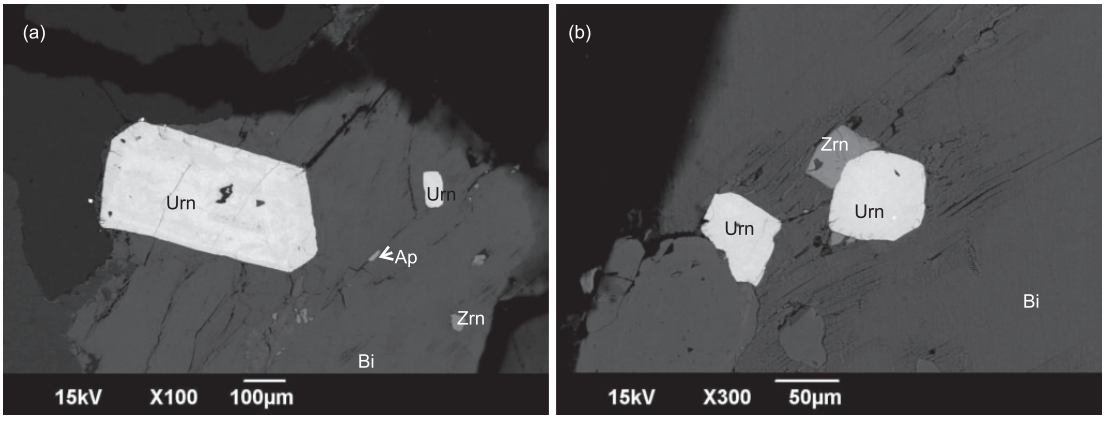
5.1 晶质铀矿

通过对扫描电镜和电子探针背散射图像观察，在长江岩体新鲜花岗岩中发现晶质铀矿颗粒，而在蚀变花岗岩中未发现。晶质铀矿位于黑云母中，颗粒较大（几十~几百微米)，颗粒边界未发生蚀变（图6a–b)。电子探针化学成分分析表明（表2)，晶质铀矿成分均匀，UO_2含量很高(83.9%~85.8%)，ThO_2和PbO含量较低（分别为5.49%~6.93%和1.03%~1.15%)，杂质成分（Si、Ca、Fe）很少。晶质铀矿中UO_2含量高且容易释放出U，有研究表明一些产铀花岗岩中晶质铀矿占全岩铀的85%以上（杜乐天，2001)，因此晶质铀矿是重要的铀源矿物（戎嘉树等，1980；冯明月，1984；张成江，1990)。本文仅在长江岩体新鲜花岗岩样品中发现了晶质铀矿，而在蚀变样品中未发现，暗示晶质铀矿可能在蚀变过程中发生分解，或进入热液或就近形成铀石，总之可为后来的铀成矿提供铀源。

5.2 铀石—钍石

铀石（$USiO_4$)、钍石（$ThSiO_4$）是完全类质同象系列铀石—钍石（$Th_{1-x}U_xSiO_4$）的两端元，它们及其中间组分铀钍石广泛分布于自然界的铀矿床中(Costin et al., 2012；Guo et al., 2016)。铀石的化学组成为UO_2: 46.4%~68.3%，SiO_2: 5.20%~31.2%，H_2O: 1.51%~7.86%；钍石的化学组成为ThO_2:48.7%~72.9%，UO_2: 0.46%~9.0%，SiO_2: 14.1%~18.0%，H_2O: 0.22%~10.9%；铀钍石的化学组成为UO_2: 7.67%~11.5%，UO_3: 0%~9.46%，ThO_2: 46.3%~62.6%，H_2O: 9.24%~1.93%（王德荫等，1986)。

本研究发现，铀石—钍石系列是长江岩体中典型的重要富铀副矿物，它们普遍发育于新鲜花



(a–b)来自新鲜花岗岩样品14CJ-1；Bi：黑云母；Urn：晶质铀矿；Zrn：锆石；Ap：磷灰石

图6　长江岩体新鲜花岗岩中晶质铀矿的背散射图像

Fig. 6　Backscattered scanning electron microscope images of uraninite from Changjiang unaltered granite

表2　长江岩体新鲜花岗岩中晶质铀矿的电子探针分析结果(%)

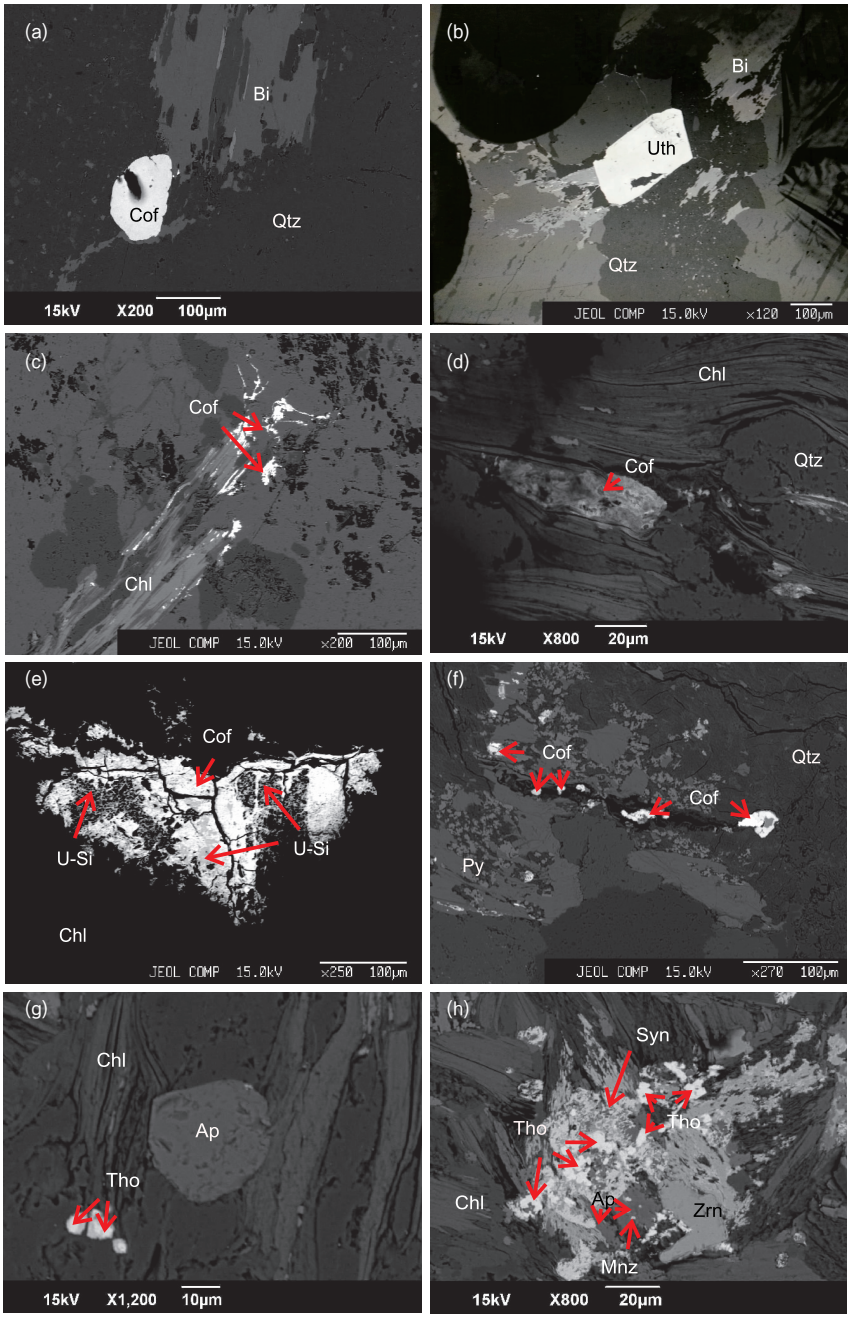
Table 2　EMPA analytical data (%) of uraninite from Changjiang unaltered granite

分析点位	CaO	SiO_2	ThO_2	UO_2	Al_2O_3	PbO	FeO^T	P_2O_5	Y_2O_3
14CJ-1-1	0.16	–	6.90	83.95	–	1.07	0.20	–	1.89
14CJ-1-2	0.22	–	6.93	84.36	–	1.03	0.20	0.11	1.76
14CJ-1-3	0.17	–	5.49	85.78	–	1.15	0.98	–	2.01
14CJ-1-4	0.19	–	5.92	84.92	–	1.10	0.90	–	1.95
分析点位	La_2O_3	Ce_2O_3	Pr_2O_3	Nd_2O_3	Gd_2O_3	Dy_2O_3	Er_2O_3	Yb_2O_3	Total
14CJ-1-1	0.07	0.25	–	0.17	0.32	0.09	0.19	0.27	95.52
14CJ-1-2	0.07	0.26	–	0.25	0.17	0.15	0.09	0.22	95.82
14CJ-1-3	0.15	1.15	–	0.60	0.03	0.00	0.07	0.05	97.46
14CJ-1-4	0.15	1.30	–	0.59	0.104	0.05	0.11	0.12	97.22

注："–"代表低于检测限，FeO^T为全铁

岗岩及蚀变内带和外带的蚀变花岗岩中。新鲜花岗岩中为铀石、铀钍石，一般呈粒状、短柱状存在于石英、长石和黑云母等主要造岩矿物间隙中，晶形完好，晶界平整，表明其原生成因，颗粒较大，粒径多在50~200 μm，成分均匀（图7a, b）。蚀变外带中为铀石和钍石，其中，铀石数量较多，多呈不规则状赋存在绿泥石的解理缝、裂缝中（图7c–e），或者分散在长石、石英等造岩矿物中，与黄铁矿伴生（图7f），无晶形，且成分很不均匀，表明它们是蚀变形成的铀石，如图7e中可见明亮的铀石与绿泥石之间有一圈亮灰过渡到暗灰色的U–Si相矿物，是由于其沉淀时的热液流体成分不同导致形成的铀石成分的不均匀所致（Detitius et al., 2010；Szenknect et al., 2013）；还有极少量钍石呈小颗粒状分布于锆石旁边。蚀变内带中的铀石—钍石系列矿物含量较少，主要为钍石，以及极少量的铀石。电镜观察仅发现一颗铀石，呈不规则状产于绿泥石之中，暗示其蚀变成因；钍石有两种赋存状态，一种呈细小颗粒状位于绿泥石旁（图7g），边界圆滑，成分不均匀，表明其可能为蚀变成因，还有一种发育在独居石的蚀变产物——直氟碳钙铈矿中，与直氟碳钙铈矿共生（图7h），为独居石的蚀变产物（Hecht and Cuney, 2000）。

对这些铀石—钍石系列进行电子探针分析，发现它们组成元素的总量位于74%~95%之间，不能达到100%（表3），这是由于铀石–钍石系列发生自身蜕晶化作用导致其常含有一定量的水的原因（Nasdala et al.，2010）。新鲜花岗岩中的原生铀石主要含U、Si等元素，UO_2含量为56.3%~59.5%，SiO_2的含量为17.8%~19.3%，ThO_2含量为0.79%~1.09%，总量为92.9%~94.0%；原生铀钍石主要含Th、U、Si等元素，ThO_2含量为46.8%~55.0%，UO_2含量为17.2%~24.1%，SiO_2的含量为



(a–b)来自新鲜花岗岩样品14CJ-1;(c–f)来自长江岩体蚀变外带样品14CJ-3;(g–h)来自长江岩体蚀变内带样品14CJ-2;
Qtz:石英;Bi:黑云母;Chl:绿泥石;Cof:铀石;Uth:铀钍石;U–Si:U–Si相矿物;Py:黄铁矿;Tho:钍石;Ap:磷灰石;
Zrn:锆石;Mnz:独居石;Syn:直氟碳钙铈矿

图7 长江岩体新鲜花岗岩及蚀变花岗岩中铀石—钍石的背散射图像

Fig. 7 Backscattered scanning electron microscope images of coffinite–thorite from Changjiang unaltered granite and altered granite

15.8%~19.5%，总量为91.9%~95.0%。蚀变花岗岩中蚀变形成的铀石相比于原生铀石，U、Si等元素含量变化范围更大，而Th含量降低（低于0.4%），氧化物总量也有所降低（74.0%~92.9%），其中蚀变外带中蚀变形成铀石的UO_2含量为53.9%~73.7%，SiO_2的含量为7.03%~16.8%，ThO_2含量多低于检测限，总量为74.0%~92.9%，而蚀变内带中只发现一颗蚀变形成的铀石，其UO_2含量为58.26%，SiO_2的含量为19.2%，ThO_2含量为0.4%，总量为90.0%。蚀变形成的钍石主要含Th、Si等元素，仅含少量U元素，蚀变外带中的蚀变形成的钍石ThO_2含量为47.7%~49.5%，SiO_2含量为18.8%

表3　长江岩体新鲜花岗岩和蚀变花岗岩中铀石—钍石的电子探针分析结果(%)

Table 3　EMPA analytical data(%) of coffinite-thorianite from Changjiang unaltered and altered granite

矿物名称	分析点位	CaO	SiO_2	ThO_2	UO_2	Al_2O_3	PbO	FeO^T	P_2O_5	Y_2O_3
原生铀石	14CJ-1-1	1.43	19.3	1.09	56.34	1.93	0.19	0.51	3.84	4.91
	14CJ-1-2	1.28	17.94	0.79	59.53	0.72	0.06	0.5	4.67	4.96
原生铀钍石	14CJ-1-3	3.34	19.14	50.20	18.89	–	0.22	0.12	0.32	0.79
	14CJ-1-4	3.58	17.29	54.99	17.16	0.13	0.20	0.20	0.43	0.73
	14CJ-1-5	3.71	15.82	46.78	24.07	0.07	0.22	0.11	0.51	1.11
	14CJ-1-6	2.75	19.51	51.84	16.38	0.10	0.25	0.88	0.20	0.65
蚀变形成铀石	14CJ-3-1	1.40	16.80	0.34	58.19	0.59	0.26	0.36	1.38	7.1
	14CJ-3-2	1.49	13.92	0.01	53.94	0.42	0.26	0.21	0.56	1.70
	14CJ-3-3	2.79	7.30	–	71.29	0.41	0.02	0.06	0.12	0.10
	14cj-3-4	3.14	7.02	–	77.55	0.74	0.05	0.01	0.41	0.11
	14cj-3-5	1.57	15.89	–	65.49	0.78	0.01	–	3.27	3.27
	14cj-3-6	2.65	10.04	–	73.72	2.40	0.08	0.09	0.58	0.12
	14CJ-2-1	2.71	19.16	0.4	58.26	1.55	–	0.78	3.6	2.2
蚀变形成钍石	14CJ-3-4	2.21	16.76	47.74	4.4	0.38	0.09	2.4	7.06	1.95
	14CJ-3-5	2.2	18.75	49.49	4.59	0.38	0.1	1.57	7.73	2.17
	14CJ-2-4	1.52	18.27	46.97	7.45	0.5	0.06	0.5	7.85	3.17
	14CJ-2-5	1.68	18.63	41.51	4.37	0.16	0.12	0.73	8.14	2.26
	14CJ-2-6	2.11	14.76	61.27	2.04	0.15	0.13	2.23	4.09	2.25
	14CJ-2-7	3.46	16.12	54.63	2.41	3.17	0.08	1.75	4.88	2.41
	14CJ-2-8	2.46	16.05	53.17	1.13	0.07	0.11	0.15	2.90	2.10

矿物名称	分析点位	La_2O_3	Ce_2O_3	Pr_2O_3	Nd_2O_3	Gd_2O_3	Dy_2O_3	Er_2O_3	Yb_2O_3	Total
原生铀石	14CJ-1-1	0.03	0.52	0.14	0.39	0.68	0.22	0.69	0.68	92.88
	14CJ-1-2	0.13	0.3	0.17	0.46	0.67	0.34	0.52	0.93	93.96
原生铀钍石	14CJ-1-3	0.05	0.07	–	0.02	0.03	–	–	–	93.18
	14CJ-1-4	–	0.10	0.02	–	–	0.17	–	0.04	95.05
	14CJ-1-5	–	0.16	–	–	0.12	–	0.05	0.04	92.76
	14CJ-1-6	–	0.22	0.09	0.02	0.19	0.05	0.17	0.31	93.62
蚀变形成铀石	14CJ-3-1	0.08	0.29	–	0.43	0.55	0.65	0.69	0.85	90.8
	14CJ-3-2	0.09	0.37	0.16	0.12	0.30	–	0.21	0.26	74.01
	14CJ-3-3	0.20	0.44	–	–	–	–	–	–	82.72
	14cj-3-4	0.17	0.59	0.23	0.07	0.13	0.08	0.03	0.11	90.42
	14cj-3-5	0.15	0.46	0.01	0.50	0.43	–	0.53	0.49	92.86
	14cj-3-6	0.14	0.48	0.12	–	–	–	–	0.01	90.43
	14CJ-2-1	0.04	0.35	0.15	0.43	0.1	–	0.08	0.18	89.99
蚀变形成钍石	14CJ-3-4	0.08	0.57	0.12	0.36	0.05	0.09	–	0.31	84.55
	14CJ-3-5	0.03	0.55	–	0.19	0.14	0.08	–	0.25	88.2
	14CJ-2-4	0.21	0.69	0.05	0.08	0.22	–	0.27	0.39	88.18
	14CJ-2-5	0.03	0.64	–	0.36	0.5	0.13	0.31	0.64	87.21
	14CJ-2-6	–	0.31	0.17	–	0.35	0.59	0.23	0.11	90.79
	14CJ-2-7	0.12	0.54	–	0.09	0.35	0.43	–	0.32	90.75
	14CJ-2-8	0.06	0.68	0.03	0.01	–	–	0.30	0.16	79.37

注：“–”代表低于检测限，FeO^T为全铁

~16.8%，UO_2含量为4.4%~4.6%，总量为84.6%~88.2%；而蚀变内带中的蚀变形成的钍石ThO_2含量为47.0%~61.3%，SiO_2含量为14.8%~18.6%，UO_2含量为1.1%~7.5%，总量为79.4%~90.8%。

研究资料表明铀石、铀钍石等U含量高的铀矿物很不稳定，在氧化环境下容易发生蚀变，在弱还原环境下又很容易沉淀形成铀石（Janeczek and Ewing, 1992；Deditius et al., 2010）。本研究发现铀石—钍石系列的蚀变—沉淀与绿泥石化关系密切，第一期热液流体作用在新鲜花岗岩和蚀变外带中，使原生铀石、铀钍石发生蚀变分解，被活化的U又被新生的绿泥石吸附或沉淀形成铀石，同时形成少量钍石，这种蚀变形成的铀石成分不均匀，多数分布在绿泥石解理缝中（图

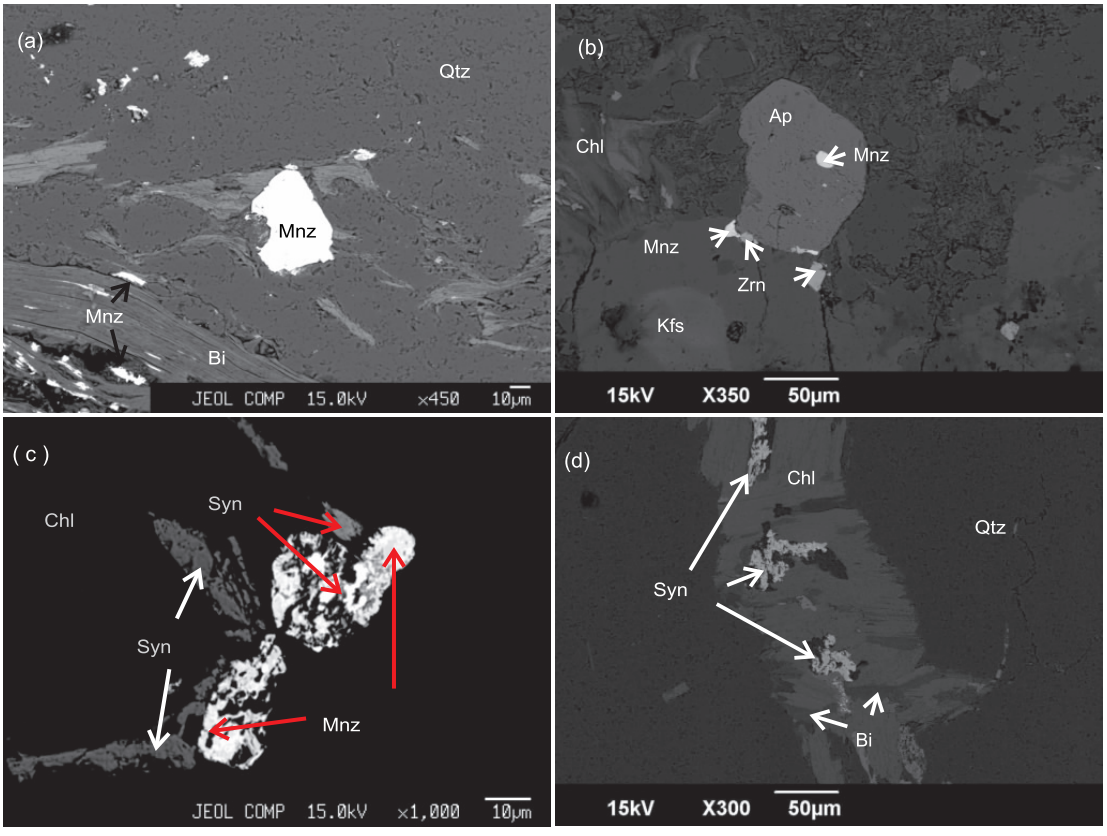
7c–e)；而第二期低度氧化性的热液流体作用于蚀变内带中，氧化其中的铀石使得U被活化进入热液，为后期成矿提供铀源。所以长江岩体新鲜花岗岩中的原生铀石、铀钍石和蚀变外带花岗岩中蚀变形成的铀石均可作为重要的铀源矿物。

5.3 独居石及其蚀变产物——直氟碳钙铈矿

独居石常与锆石共生，主要包裹于斜长石、石英等造岩矿物中以及磷灰石中，或充填于矿物晶隙中。其中包裹于斜长石、石英等主要造岩矿物中的独居石多呈自形—半自形，基本未发生蚀变，蚀变外带中的独居石多以这种形式赋存（图8a，b)；而蚀变内带中的独居石如果位于矿物晶隙之间，尤其是位于绿泥石附近时，则多发生蚀变作用，如图7h, 8c中所示，靠近绿泥石一侧或间隙中的独居石已发生蚀变，形成蚀变产物——直氟碳钙铈矿，而靠近长石、石英一侧的独居石未发生蚀变或仅发生轻微蚀变，更为特征的是在图7h中，位于绿泥石间隙中的独居石已基本全部蚀变成直氟碳钙铈矿，并且在直氟碳钙铈矿内部发育许多小颗粒的钍石，表明独居石的蚀变与绿泥石化蚀变作用密切相关，而且值得指出的是，独居石的这种蚀变现象仅在蚀变内带中发现，在蚀变外带中并未发现，说明独居石的蚀变与第二期热液蚀变作用关系更为密切。

电子探针化学分析（表4）表明，未蚀变的独居石成分单一，Ce_2O_3含量为29.4%~31.4%，La_2O_3含量为13.4%~14.6%，UO_2含量为0.27%~0.73%，ThO_2含量为2.40%~5.89%，Y_2O_3含量为0.59%~3.44%。与未蚀变的独居石相比，其蚀变产物——直氟碳钙铈矿的REE含量改变不大，而CaO和Y_2O_3含量明显增加，ThO_2、UO_2含量显著减少（图9)，U含量多低于检测限，这暗示着随着独居石蚀变成直氟碳钙铈矿，其所含U被活化并得以完全释放出来。

Wang（2003）在研究西华山岩体副矿物时，



来自蚀变外带样品14CJ-3；b–d来自蚀变内带样品14CJ-2；Qtz：石英；Bi：黑云母；Kfs：钾长石；Chl：绿泥石；Mnz：独居石；Syn：直氟碳钙铈矿

图8 长江岩体蚀变花岗岩中独居石及其蚀变产物的背散射图像

Fig. 8 Backscattered scanning electron microscope images of monazite and its altered products from Changjiang altered granite

表 4　长江岩体蚀变花岗岩中独居石及其蚀变产物——直氟碳钙铈矿的电子探针分析结果(%)

Table 4　EMPA analytical data(%) of monazite and their breakdown products from Changjiang altered granite

矿物名称	分析点位	CaO	F	SiO_2	ThO_2	UO_2	PbO	P_2O_5	Y_2O_3	La_2O_3	Ce_2O_3	Pr_2O_3
独居石	14CJ-3-11	0.76	0.36	0.03	2.40	0.44	–	31.28	3.44	14.55	29.99	1.78
	14CJ-3-21	0.70	0.48	0.18	5.19	0.73	0.06	30.09	0.59	13.51	31.44	1.74
	14CJ-2-2	0.40	0.57	0.06	5.22	0.27	–	29.70	1.13	13.52	30.01	1.88
	14CJ-2-3	0.58	0.44	0.00	4.15	0.28	0.04	30.25	1.88	13.38	29.39	1.80
	14CJ-2-4	0.39	0.37	0.11	5.89	0.38	0.11	29.56	1.56	13.58	30.29	2.15
直氟碳钙铈矿	14CJ-2-5	18.39	2.94	–	0.04	0.05	–	0.01	3.71	10.32	22.78	1.45
	14CJ-2-6	19.61	2.77	–	–	–	–	–	5.47	3.63	21.07	1.36
	14CJ-2-7	18.91	2.76	–	0.13	–	–	0.03	3.64	3.56	21.88	1.69
	14CJ-2-12	18.19	4.35	0.22	0.82	0.00	0.08	0.06	1.81	3.59	22.21	1.49
	14CJ-2-18	17.77	3.41	–	0.05	0.04	-	0.03	2.67	10.56	24.32	1.59

矿物名称	分析点位	Nd_2O_3	Sm_2O_3	Gd_2O_3	Tb_2O_3	Dy_2O_3	Ho_2O_3	Er_2O_3	Tm_2O_3	Yb_2O_3	Lu_2O_3	Total
独居石	14CJ-2-2	13.28	1.52	1.59	–	0.37	–	0.26	–	0.06	0.01	99.61
	14CJ-2-3	12.97	1.76	1.54	–	0.58	0.33	0.16	0.22	–	–	99.58
	14CJ-2-2	13.28	1.52	1.59	–	0.37	–	0.26	–	0.06	0.01	99.61
	14CJ-2-3	12.97	1.76	1.54	–	0.58	0.33	0.16	0.22	–	–	99.58
	14CJ-2-4	12.87	1.31	1.15	–	0.36	0.09	0.14	–	–	–	100.15
直氟碳钙铈矿	14CJ-2-5	11.88	1.09	1.58	–	0.35	–	0.28	–	–	0.18	73.82
	14CJ-2-6	9.78	1.05	2.01	0.12	0.84	–	0.22	–	0.03	0.25	67.05
	14CJ-2-7	10.94	1.22	1.37	–	0.41	0.33	–	–	–	0.15	65.86
	14CJ-2-12	8.16	0.41	0.22	–	–	–	–	–	0.20	0.09	60.04
	14CJ-2-18	10.65	0.94	1.35	–	0.67	0.43	0.18	–	–	0.11	73.33

注：“–”代表低于检测限

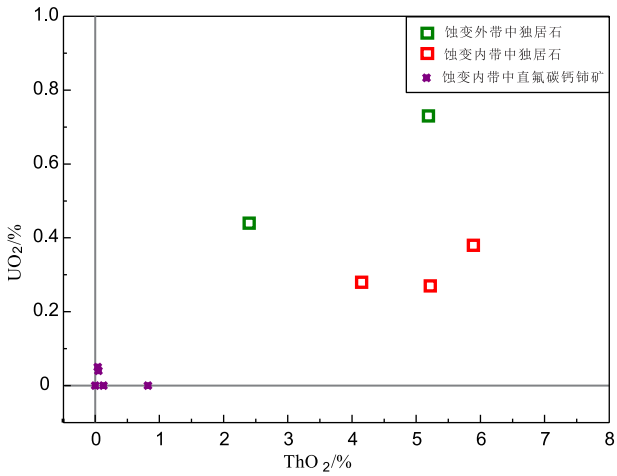


图 9　长江岩体蚀变花岗岩中独居石及其蚀变产物直氟碳钙铈矿的 ThO_2–UO_2 相关图

Fig. 9　ThO_2–UO_2 diagram of monazite and its altered products– synchisite from Changjiang altered granite

提出在富 F、CO_2 的流体作用下，富钍独居石可通过以下热液蚀变反应形成直氟碳钙铈矿：

$$3(Ce_{1-a}Th_a)(P_{1-a}Si_a)O_4+(5-5a)Ca^{2+}+(3-3a)CO_3^{2-}+(4-4a)\,F^-$$

富钍独居石　　富 F、CO_2 的热液流体

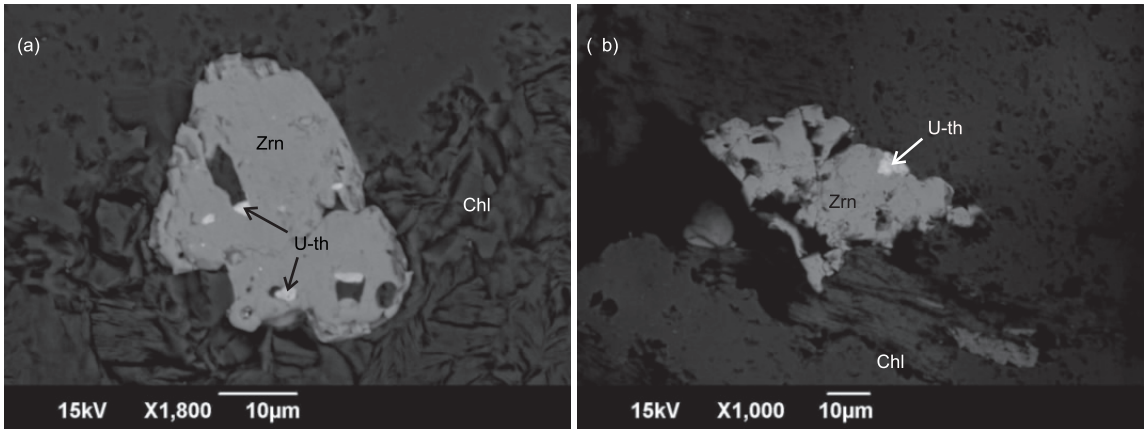
$$\rightarrow (3-3a)\,CaCe(CO_3)_2F+3aThSiO_4+(1-a)Ca_5(PO_4)_3F$$

直氟碳钙铈矿　　钍石　　氟磷灰石

上式同样可解释本研究蚀变内带中独居石蚀变形成的直氟碳钙铈矿内部发育大量小颗粒钍石的现象。

5.4　锆石

锆石广泛分布于长江岩体新鲜花岗岩和蚀变花岗岩中，主要被包裹于黑云母、石英等矿物中，多呈自形—半自形，原生锥柱状结构，晶型完好，未发生蚀变作用（图 6a, b, 7h, 8b）。不过，本文在蚀变外带中发现了少量遭受蚀变作用的锆石，它们多呈它型粒状被绿泥石包裹，局部发育孔隙、且内部含有细小的明亮包裹体（经电子探针分析是含 U、Th 矿物，颗粒细小，无法测定其成分和定名）（图 10）。锆石的电子探针化学成分分析结果（表 5）表明，新鲜花岗岩、蚀变外带和内带中的未蚀变锆石的成分都很均一，ZrO_2（62.4%~65.7%）和 SiO_2（31.2%~32.8%）的变化范围小，其他元素（主要为 Hf、Y、U、Th 等）含量较低，属于典型的岩浆锆石。蚀变外带中的蚀变锆石的 ZrO_2 含量（63.4~63.8%）和 SiO_2 含量（30.3%~31.7%）含量稍有降低，然而 UO_2 含量（1.60%~2.22%）和 ThO_2 含量（0.10%~0.48%）比



(a–b)来自蚀变外带样品14CJ-3；Chl：绿泥石；Zrn：锆石；U–th：含U–Th矿物

图10 长江岩体蚀变外带中锆石的背散射图像

Fig. 10 Backscattered scanning electron microscope images of zircon from Changjiang altered granite

表5 长江岩体新鲜花岗岩和蚀变花岗岩中锆石的电子探针分析结果(%)

Table 5 EMPA analytical data(%) of zircon from Changjiang unaltered and altered granite

矿物名称	分析点位	SiO_2	Al_2O_3	ZrO_2	HfO_2	CaO	P_2O_5	UO_2	ThO_2	PbO	Y_2O_3	Total
未蚀变锆石	14CJ-1-9	31.46	0.05	63.36	2.48	0.20	–	0.44	–	–	0.07	98.06
	14CJ-1-10	31.57	0.18	63.50	2.90	0.41	–	0.55	0.06	–	0.20	99.36
	14CJ-1-11	32.79	0.36	62.35	2.84	0.05	0.04	0.59	0.02	0.05	0.06	99.15
	14CJ-3-5	32.07	0.28	62.70	1.52	0.01	0.43	0.28	0.04	–	0.29	97.63
	14CJ-3-6	31.17	–	63.88	1.14	0.05	0.99	0.40	0.05	0.09	0.91	98.68
	14CJ-2-2	31.62	–	63.31	1.34	0.01	0.89	0.31	–	–	0.90	98.38
	14CJ-2-4	31.86	0.05	65.74	1.40	0.03	0.52	0.35	0.03	0.09	0.37	100.43
蚀变锆石	14CJ-3-14	31.65	–	63.38	0.97	0.19	0.06	2.22	0.48	–	0.95	99.89
	14CJ-3-15	31.07	–	63.77	1.12	0.02	0.13	1.60	0.24	–	0.68	98.63
	14CJ-3-16	30.31	0.08	63.75	1.17	0.26	0.17	1.62	0.10	0.02	0.46	97.93

注：“–”代表低于检测限

未蚀变锆石中的UO_2含量（0.20%~0.59%）和ThO_2含量（不高于0.06%）明显增高（图11），说明锆石在蚀变过程中，U并未发生迁出，反而是有所吸收迁入。世界其他地区花岗岩中锆石研究也表明，不含水的锆石中U、Th含量很低，一般均低于电子探针的检测限，而含水锆石中U、Th含量会升高（Pidgeon1992），如捷克Zrzgebirge山地区的Cinovec（Zinnwald）花岗岩中锆石的最高UO_2和ThO_2含量分别为3.36%和1.26%（Johan and Johan, 2004）；而法国花岗伟晶岩中的锆石UO_2含量可高达7.63 wt%（Wang et al., 1992）。UO_2含量高的锆石往往是在岩浆晚期或者成岩后，受到富H_2O和F及含CO_2的热液作用下发生钠长石化、云英岩化、绿泥石化蚀变作用过程中形成的（Förster, 2006）。

总之，虽然锆石中含有一定量的铀，但是由

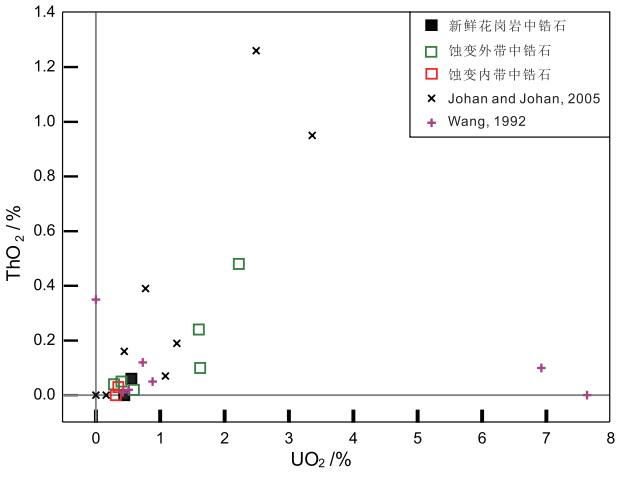


图11 长江岩体新鲜花岗岩及蚀变花岗岩中锆石的UO_2–ThO_2关系图

Fig. 11 UO_2–ThO_2 diagram of zircons from Changjiang unaltered granite and altered granite

于其结构稳定，即使经过热液作用也难以将其中所含的惰性铀交代出来，相反，发生了蚀变的锆石或热液作用形成的锆石中的铀含量往往升高。因此，可以认为，锆石并非产铀的长江花岗岩体的铀源矿物。

5.5　磷灰石

磷灰石也是岩浆岩中最常见的副矿物之一，并且比较稳定（Belousova et al., 2002；Pan et al., 2016）。长江岩体中的磷灰石不管是新鲜花岗岩或者是蚀变外带和内带的蚀变花岗岩中，分布都很普遍，且均产出于主要造岩矿物中或造岩矿物间隙中，多呈自形—半自形且无蚀变现象（图 6a, 7g, 8b, 12a）。电子探针化学成分分析结果（表 6）表明，磷灰石主要含 Ca、P、F 三种元素，而 U、Th 含量较低，甚至低于检测限，所以磷灰石也不是铀源矿物。

5.6　褐帘石

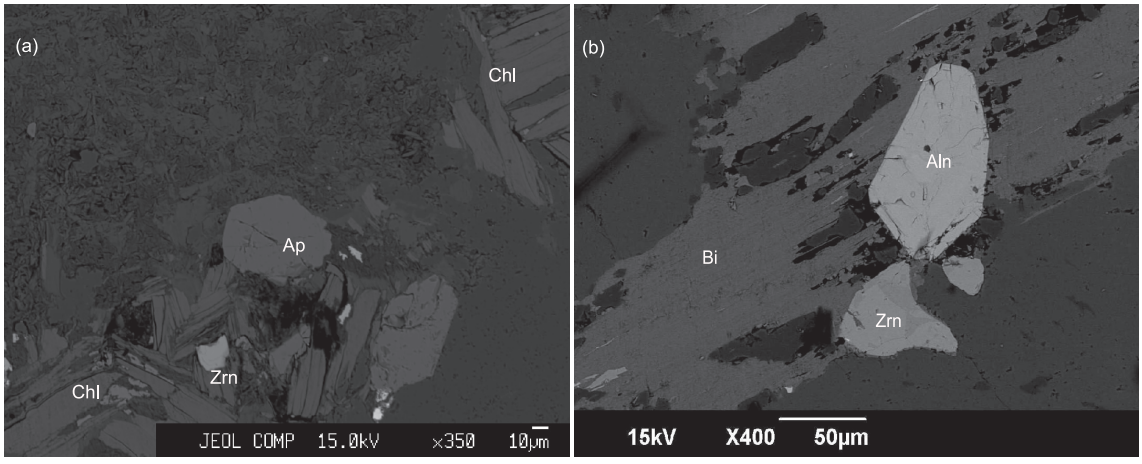
褐帘石是花岗岩中较为常见的一种副矿物，一般呈柱状、板柱状或板状产出。褐帘石只出现在长江岩体新鲜花岗岩中，而在蚀变花岗岩中并未发现该矿物。在新鲜花岗岩样品 14CJ-1 中，褐帘石主要包裹于黑云母中，或产出于长英质矿物颗粒之间，与锆石、磷灰石等矿物共生（图 12b），并有放射性晕圈，晶形较好。矿物化学成分（表 7）显示其成分变化不大，主要由 Si、Ca、Al、Fe 及 LREE 等元素构成，SiO_2 含量为 33.2%~35.8%，CaO 含量为 9.48%~10.49%，Al_2O_3 含量为 13.7%~15.5%，FeO^T 含量为 11.9%~13.8%，La_2O_3 含量为 3.46%~4.41%，Ce_2O_3 含量为 9.84%~11.05%，ThO_2 含量为 1.87%~2.68%，UO_2 含量为 0.04%~0.10%，褐帘石因自身铀含量低，其成为长江岩体铀源矿物的可能性不高。

5.7　关于能否成为铀源矿物的讨论

含铀副矿物能否成为铀源矿物取决于以下因素：

（1）副矿物自身的铀含量及是否易活化

只有铀含量高的副矿物才有可能成为潜在的铀源矿物。长江岩体副矿物中磷灰石、褐帘石中铀含量多低于检测限，不具备成为铀源矿物的基础。晶质铀矿因其中铀含量高且铀容易释放，一



(a) 来自蚀变内带样品 14CJ-2；(b)来自新鲜花岗岩样品 14CJ-1；Ap: 磷灰石；Aln: 褐帘石

图 12　长江岩体蚀变花岗岩中磷灰石和新鲜花岗岩中褐帘石的背散射图像

Fig. 12　Backscattered scanning electron microscope images of apatite and allanite from Changjiang unaltered and altered granite

表 6　长江岩体新鲜花岗岩和蚀变花岗岩中磷灰石的电子探针分析结果(%)

Table 6　EMPA data (%) of apatite from Changjiang unaltered and altered granite

分析点位	CaO	F	SiO_2	ThO_2	UO_2	PbO	P_2O_5	Y_2O_3	La_2O_3	Ce_2O_3	Pr_2O_3
14CJ-1-8	55.42	3.31	–	0.09	–	–	42.26	0.23	0.06	0.01	0.12
14CJ-2-20	52.89	4.19	–	–	–	–	42.08	0.80	0.16	0.24	–
分析点位	Nd_2O_3	Sm_2O_3	Gd_2O_3	Tb_2O_3	Dy_2O_3	Ho_2O_3	Er_2O_3	Tm_2O_3	Yb_2O_3	Lu_2O_3	Total
14CJ-1-8	–	–	0.13	–	0.10	–	–	–	0.03	–	100.35
14CJ-2-20	0.09	–	0.15	–	0.12	–	–	–	0.04	–	99.96

注：“–”代表低于检测限

表7 长江岩体新鲜花岗岩中褐帘石的电子探针分析结果(%)

Table 7 EMPA analytical data(%) of allanite from Changjiang unaltered granite

分析点位	CaO	F	S_iO_2	Al_2O_3	FeO^T	MgO	MnO	TiO_2	ThO_2	UO_2	Y_2O_3	La_2O_3	Ce_2O_3
14CJ-1-1	10.49	0.13	33.19	15.49	13.84	0.70	0.57	1.03	1.87	0.04	0.36	4.41	9.84
14CJ-1-2	9.48	0.19	34.21	13.74	12.94	0.58	0.74	1.23	2.68	0.10	0.43	3.46	10.40
14CJ-1-3	10.18	0.12	34.16	15.01	13.15	0.80	0.66	0.81	1.90	0.05	0.40	3.90	10.01
14CJ-1-4	10.08	0.12	35.79	13.88	11.91	0.60	0.53	1.10	1.97	0.04	0.17	4.30	11.05
分析点位	Pr_2O_3	Nd_2O_3	Sm_2O_3	Eu_2O_3	Gd_2O_3	Tb_2O_3	Dy_2O_3	HO_2O_3	Er_2O_3	Tm_2O_3	Yb_2O_3	Lu_2O_3	Total
14CJ-1-1	1.95	–	0.64	1.44	0.40	–	0.03	0.14	–	–	0.15	0.47	97.15
14CJ-1-2	1.72	–	0.24	1.06	0.32	–	0.33	0.01	–	–	0.09	0.22	94.16
14CJ-1-3	1.94	–	0.40	1.05	0.48	–	–	0.18	–	–	–	–	95.19
14CJ-1-4	1.98	–	0.50	1.13	0.42	–	–	0.02	–	–	0.04	0.02	95.66

注：“–”代表低于检测限；FeO^T为全铁

直被认为是重要的铀源矿物（戎嘉树等，1980；冯明月，1984；张成江，1990），本研究在长江岩体新鲜花岗岩中发现晶质铀矿（UO_2含量为83.9%~85.8%），在蚀变样品中未发现，也暗示着晶质铀矿在蚀变过程中已被分解，可为本区铀成矿提供铀源；原生铀石（UO_2含量为56.3%~59.5%）、原生铀钍石（UO_2含量为17.2%~24.1%）以及蚀变形成的铀石（UO_2含量为53.9%~77.6%）U含量高且容易活化，在蚀变内带中基本消失不见，说明它们也是长江岩体的重要铀源矿物；独居石含有一定量的铀（UO_2含量为0.27%~0.73%），可蚀变为U含量很低的直氟碳钙铈矿，是潜在的铀源矿物；锆石分布广并且含有一定量的铀（UO_2含量为0.20%~0.59%），但锆石中的铀难于活化而难于成为铀源矿物。

（2）富铀副矿物的赋存状态

当铀石、铀钍石、独居石、锆石等富铀矿物被包裹于不易为热液所蚀变的石英、磷灰石等矿物颗粒中时，其中所含铀保持惰性铀，不能为成矿作用提供铀源。与此相反，而位于易于绿泥石化的黑云母等矿物中的含铀副矿物，譬如独居石在绿泥石化过程中常发生蚀变，对于独居石来说这种现象尤其显著，如图7h, 8c中所示，靠近绿泥石一侧或间隙中的独居石已发生蚀变，形成蚀变产物——直氟碳钙铈矿，而靠近未明显蚀变的长石、石英一侧的独居石则未发生蚀变或仅发生轻微蚀变，进一步证实热液作用可促使富铀副矿物的蚀变及U活化，而且副矿物中的惰性铀经蚀变作用转化为活性铀，后者或随热液发生迁移，或被绿泥石等矿物吸附或沉淀成铀石等铀矿物，成为在更晚期的相对氧化的热液作用下易于释放的铀。

（3）富铀副矿物的蚀变行为及其产物特征

富铀副矿物的热液蚀变行为对于其能否成为铀源矿物非常重要（胡欢等，2012）。分布在绿泥石中的独居石（UO_2含量为0.27%~0.73%），在成矿期低度氧化和低pH的热液作用下，蚀变成直氟碳钙铈矿（UO_2含量低于检测限~0.05%）（有时还可形成钍石），在此蚀变过程中独居石结构中的U被活化进入热液，成为铀成矿的铀源之一。同样，原生的铀石、铀钍石或早期还原性热液作用下由其他原生富铀矿物蚀变产生的铀石、铀钍石中的U也会在这种性质的热液作用中进入热液。

锆石由于其结构相对稳定，多未发生蚀变，少数位于绿泥石中而发生蚀变的锆石（图11），其UO_2含量不降反升，因此，锆石结构中的U难以被活化进入热液，对成矿难有贡献，一般不是铀源矿物。

综合上述三个条件和长江岩体含铀副矿物特征可知，长江岩体真正的铀源矿物包括晶质铀矿、原生铀石、铀钍石、独居石，这些含铀副矿物在两期热液作用下，其中的铀可被活化和提取出来，为铀成矿提供铀源。

6 结论

经对长江岩体的新鲜花岗岩及蚀变花岗岩中的绿泥石和副矿物成分及其蚀变情况的研究，得出如下结论：

（1）长江岩体含铀副矿物的铀的活化与黑云母的绿泥石化作用关系密切；而长石由于很少含副矿物，其绿泥石化对岩体中铀的活化无明显贡

献。与铀成矿有关的热液活动至少有两期，并都有绿泥石化蚀变，温度分别为271~297℃和219~249℃，早期主要为还原性热液作用，致使黑云母等发生富铁的鲕绿泥石蚀变，也使包裹于黑云母中的副矿物发生蚀变，导致其中原以类质同象存在的惰性铀转变成活性铀而发生迁移、或为绿泥石吸附、或在绿泥石附近沉淀成铀石等。晚期热液主要为低度氧化和低pH值性质，叠加作用于早期蚀变产物和早期未完全蚀变的矿物，形成的绿泥石为相对富镁的蠕绿泥石和铁镁绿泥石，同时导致铀石等铀源矿物中的铀和早期绿泥石吸附铀释放进入热液，迁移至有利部位沉淀富集成矿。这两期热液可能分别对应矿前期热液活动和成矿期热液活动。

（2）富铀副矿物晶质铀矿、铀石、铀钍石因其中U含量高且在热液蚀变作用下容易活化和释放出来，是长江岩体的最重要的铀源矿物；独居石中U含量较高，在其周围矿物或寄主矿物遭受成矿期的低度氧化、低pH值的热液作用下发生相对富镁的绿泥石化，同时独居石蚀变形成直氟碳钙铈矿（有时还可形成钍石），其中的铀被释放进入热液，所以独居石是长江岩体中的潜在铀源矿物。

（3）锆石虽然U含量较高，但由于其结构相对稳定，多未发生蚀变，U仍保持在结构中，少数发生蚀变的锆石中，U并未被活化进入热液而降低，相反蚀变锆石中UO_2含量反而升高，因此锆石并不是长江花岗岩体中的铀源矿物；磷灰石、褐帘石中因其U含量较低，作为研究区铀矿床的铀源矿物的可能性也不大。

参考文献 (References):

巴拉诺夫 BH，杜乐天. 1962. 花岗岩中的锆石、独居石和榍石中铀富集与这些矿物的蚀变间的关系[J]. 铀矿地质，14–15.

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: 149–157.

程华汉，马汉峰，向伟东. 2000. 利用裂变径迹方法研究碱交代作用中铀赋存状态的变化[J]. 铀矿地质，16: 291–297.

邓林燕，张展适，蒋振频. 2012. 利用径迹蚀刻方法研究热液型铀矿中铀的赋存状态[J]. 能源研究与管理，19–23.

邓平，任纪舜，凌洪飞，等. 2011. 诸广山南体燕山期花岗岩的锆石SHRIMP U–Pb年龄及其构造意义[J]. 地质论评，57: 881–888.

邓平，舒良树，谭正中. 2003. 诸广—贵东大型铀矿聚集区富铀矿成矿地质条件[J]. 地质论评，49: 486–494.

杜乐天，王玉民. 1984. 华南花岗岩型火山岩型碳硅泥岩型砂岩型铀矿成矿机理的统一性[J]. 放射性地质，1–10.

杜乐天. 中国热液铀矿床基本成矿规律和一般热液成矿学[M]. 北京：原子能出版社，2001. 1~307.

冯海生，尹征平，徐文雄，等. 2009. 诸广山棉花坑铀矿深部矿化特征及找矿前景[J]. 东华理工大学学报：32: 101–107.

冯明月. 1984. 华南产铀岩体的副矿物特征[J]. 放射性地质, 21–25.

傅丽雯，孙立强，凌洪飞，等. 2016. 粤北302铀矿床成矿流体与成矿物质来源研究: H、O、Sr、Nd同位素证据[J]. 高校地质学报，22: 43–52.

高飞，林景荣，钟启龙，等. 2011. 302铀矿床围岩蚀变分带性及地球化学特征[J]. 铀矿地质，27: 274–281.

高山，骆庭川，张本仁，等. 2011. 中国东部地壳的结构和组成[J]. 中国科学（D辑），29(3): 204–213.

高翔，沈渭洲，刘莉莉，等. 2011. 粤北302铀矿床围岩蚀变的地球化学特征和成因研究[J]. 岩石矿物学杂志，30: 71–82.

郭国林，刘晓东，潘家永，等. 2012. 302铀矿床绿泥石特征及其与铀成矿的关系[J]. 铀矿地质，28: 35–41.

何建国，戎嘉树，毛玉仙，等. 2008. 201、325和706铀矿床蚀变带绿泥石研究[J]. 世界核地质科学, 25: 125–133.

胡欢，王汝成，陈卫锋，等. 2012. 桂东北豆乍山产铀花岗岩的铀源矿物研究[J]. 地质论评，58: 1056–1068.

胡欢，王汝成，陈卫锋，等. 2014. 桂东北苗儿山花岗岩黑云母矿物学特征对比及铀成矿意义[J]. 矿物学报，34: 321–327.

华仁民，李晓峰，张开平，等. 2003. 金山金矿热液蚀变粘土矿物特征及水–岩反应环境研究[J]. 矿物学报，23: 23–30.

黄国龙，刘鑫扬，孙立强，等. 2014. 粤北长江岩体的锆石U–Pb定年、地球化学特征及其成因研究[J]. 地质学报，88: 836–849.

黄国龙，尹征平，凌洪飞，等. 2010a. 粤北地区302矿床沥青铀矿的形成时代、地球化学特征及其成因研究[J]. 矿床地质，29: 352–360.

黄国龙，尹征平，凌洪飞，等. 2010b. 粤北地区302矿床沥青铀矿的形成时代、地球化学特征及其成因研究[J]. 矿床地质，29: 352–360.

黄展裕. 2010. 诸广山岩体南部铀矿成矿特征[J]. 华南地质与矿产，47–50.

金景福，胡瑞忠. 1985. 302矿床成因探讨[J]. 成都地质学院学报，1–12.

金景福，胡瑞忠. 1987. 302矿床成矿热液中铀的迁移和沉淀[J]. 地球化学，320–330.

李月湘. 1990. 201富铀矿床蚀变地球化学研究[J]. 铀矿地质，6: 359–368.

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: 70–77.

祁家明，黄国龙，朱捌，等. 2014. 粤北棉花坑铀矿床蚀变花岗岩副矿物特征研究[J]. 地质学报，88: 1691–1714.

戎嘉树，冯明月，欧振武，等. 1980. 花岗岩中晶质铀矿及其找矿意义[J]. 放射性地质，403–412.

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: 80–87.

舒良树，邓平，王彬，等. 2004. 南雄诸广地区晚中生代盆山演化的岩石化学运动学与年代学制约[J]. 地球科学，34: 1–13.

王冰，刘成东，李仁泽，等. 2016. 鹿井矿田某铀矿床矿物学特征及铀的赋存状态研究[J]. 铀矿冶，35: 48–54.

王德荫，傅永全. 1986. 铀矿物学[M]. 北京: 原子能出版社.

王英稳，丁德馨. 2007. 302矿床围岩蚀变与铀矿化的关系[J]. 南华大学学报, 21: 33–36.

徐文雄，黄国龙，李伟林，等. 2009. 诸广岩体南部棉花坑铀矿地球化学特征及成因[J]. 中国核科学技术进展报告，1: 353–362.

余达淦，1979. 燕山花岗岩演化与铀矿化富集——对华南一些含铀岩体成岩成矿关系探讨[J]. 铀矿地质，13–25.

张成江. 1990. 贵东岩体花岗岩中晶质铀矿的特征及其找矿意义[J]. 成都地质学院学报，17: 10–18.

张国全，胡瑞忠，蒋国豪，等. 2010. 幔源挥发性组分参与302铀矿床成矿作用的氦同位素证据[J]. 地球科学，39: 386–395.

张国全，胡瑞忠，商朋强，等. 2008. 302铀矿床方解石C_2O同位素组成与成矿动力学背景研究[J]. 28: 413–420.

张敏，陈培荣，陈卫锋. 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: 9–15.

张玉燕，李子颖，黄志章，等. 2012. 江西相山沙洲矿床铀的存在形式和迁移特征探讨：来自诱发裂变径迹的证据[J]. 高校地质学报，18: 639–646.

张展适，邓林燕，蒋振频. 2012. 相山矿田沙洲矿床绿泥石化特征及与铀成矿关系[C]. 全国铀矿大基地建设学术研讨会，350–354.

章邦桐. 1992. 花岗岩物理化学及铀成矿作用[M]. 北京：原子能出版社.

赵奇峰，夏菲，潘家永，等. 2015. 302铀矿床矿石中铀的存在形式及矿物组合特征[J]. 铀矿地质，31: 562–568.

Battaglia S. 1999. Applying X-ray diffraction geothermometer to chlorite [J]. Clays and Clay Minerals, 47: 54–63.

Belousova E A, Griffin W L, Reilly S Y O, et al. 2002. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type [J]. Journal of Geochemical Exploration, 76: 45–69.

Chabiron A, Cuney M and Poty B. 2003. Possible uranium sources for the largest uranium district associated with volcanism: the Streltsovka caldera (Transbaikalia, Russia) [J]. Mineralium Deposita, 38: 127–140.

Costin D T, Mesbah A, Clavier N, et al. 2012. Preparation and characterization of synthetic $Th_{0.5}U_{0.5}SiO_4$ uranothorite [J]. Progress in Nuclear Energy, 57: 155–160.

Cuney M and Kyser K. 2008. Recent and not-so-recent developments in uranium deposits and implications for exploration [J]. Pediatria Polska, 35(27): 1413–1418.

Cuney M. 2009. The extreme diversity of uranium deposits [J]. Mineralium Deposita, 3–9.

Deer W A, Howie R A and Iussman J. 1962. Rock-forming Minerals: Sheet Silicates [M]. London: Longman.

Deditius A P, Utsunomiya S, Pointeau V, et al. 2010. Precipitation and alteration of coffinite ($USiO_4 \cdot nH_2O$) in the presence of apatite [J]. European Journal of Mineralogy, 22: 75–88.

Förster H J. 2006. Composition and origin of intermediate solid solutions in the system thorite–xenotime–zircon–coffinite [J]. Lithos, 88: 35–55.

Foster M D. 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites [J]. Geological Survey Professional Paper, 414A: 33.

Guo X, Szenknect S, Mesbah A, et al. 2016. Energetics of a Uranothorite ($Th_{1-x}U_xSiO_4$) Solid Solution [J]. Chemistry Of Materials, 28: 7117–7124.

Hecht L and Cuney M. 2000. Hydrothermal alteration of monazite in the Precambrian crystalline basement of the Athabasca Basin (Saskatchewan, Canada): implications for the formation of unconformity-related uranium deposits [J]. Mineralium Deposita, 791–795.

Hu R, Bi X, Zhou M, et al. 2008. Uranium metallogenesis in south China and its relationship to crustal extension during the Cretaceous to Tertiary [J]. Economic Geology, 133: 583–598.

Inoue A. 1995. Formation of clay minerals in hydrothermal environments [C]// Veide B (ed.), Origin and Mineralogy of Clay. Berlin: Springer, 268–330.

Janeczek J and Ewing R C. 1992. Dissolution and alteration of uraninite under reducing conditions [J]. Journal of Nuclear Materials, 190: 157–173.

Johan Z and Johan V. 2004. Accessory minerals of the Cinovec (Zinnwald) granite cupola, Czech Republic: indicators of petrogenetic evolution. Miner Petrol [J]. Mineralogy & Petrology, 83(1):113–150.

Nasdala L, Hanchar J M, Rhede D, et al. 2010. Retention of uranium in complexly altered zircon: An example from Bancroft, Ontario [J]. Chemical Geology, 269: 290–300.

Nieto F. 1997. Chemical composition of metapelitic chlorites: X-ray diffraction and optical property approach [J]. European Journal of Mineralogy, 9: 829–842.

Pan L, Hu R, Wang X, et al. 2016. Apatite trace element and halogen compositions as petrogenetic-metallogenic indicators: Examples from four granite plutons in the Sanjiang region, SW China [J]. Lithos, 255: 118–130.

Pidgeon R T. 1992. Recrystallisation of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implication [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology , 110: 463–472

Rausell-Colom J A, Wiewiora A and Matesanz E. 1991. Relation between compositon and d001 for chlorite [J]. American Mineralogist, 76: 1373–1379.

Stuckless J S and Nkomo I T. 1980. Preliminary investigations of U–Th–Pb systematics in uranium-bearing minerals from two granitic rocks from the Granite Mountains, Wyoming [J]. Economic Geology, 75: 289–295.

Szenknect S, Costin D T, Clavier N, et al. 2013. From uranothorites to coffinite: A solid solution route to the thermodynamic properties of $USiO_4$ [J]. Inorganic Chemistry, 52: 6957–6968.

Wang R C. 2003. Accessory minerals in the Xihuashan Y-richede granitic complex, southern China: a record of magmatic and hydrothermal stages of evolution [J]. The Canadian Mineralogist, 727–748.

Wang R C, Fontan F and Mounchoux P. 1992. Mineraux dissemine comme indicateurs du caractere pegmatitique du granite de Beauvoir, massif d' Echassieres, Allier, France [J]. Canadian Mineralogist, 30: 763–770.

Zang W and Fyfe W S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock Igarap6 Bahia gold deposit, Carajas, Brazil [J]. Mineralium Deposita, 30: 30–38.