

文章编号:0258-7106 (2001) 02-0107-05

浅成-次火山岩黑云母 Cu, Au 成矿示踪意义*

熊小林 石满全 陈繁荣

(中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640)

提 要 浅成-次火山岩是许多斑岩型和斑岩-浅成低温热液复合型铜、金矿床矿质和流体的重要来源,斑岩体初始岩浆的 Cu, Au 丰度, Cl, F 含量及岩浆结晶时的氧逸度是其能否最终形成含 Cu, Au 流体的关键因素。黑云母是浅成-次火山中酸性侵入体中最常见的铁镁矿物, 含有较丰富的 Cu, Au 及挥发分 Cl, F, 其 $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ 比值可以反映其结晶时岩浆的氧化还原状态, 尤其是斑晶黑云母往往形成于岩浆流体出溶和去气作用发生之前, 它能灵敏地指示其母岩浆的初始 Cu, Au 丰度和 Cl, F 含量及氧化还原状态, 因此, 可以作为成矿物质、成矿流体来源的理想示踪矿物, 并可用于评价浅成-次火山侵入体的成矿潜力。在一些斑岩型铜、金矿床和斑岩-浅成低温热液型金、铜矿床分布区开展浅成-次火山侵入体黑云母的成矿示踪研究, 对于解决矿床成因和指导找矿实践均具有重要意义。

关键词 浅成-次火山岩 黑云母 铜金成矿示踪

中图法分类号: P618.41; P618.51

文献标识码: A

作为铜的主要来源,斑岩型铜矿床的储量和产量占了世界铜资源量的一半以上;金作为斑岩型铜矿床的副产品,有着巨大的回收价值,一些富金的斑岩铜矿床,金的回收价值甚至超过了铜,因而被称为斑岩型铜、金矿床或斑岩型金矿床 (Sillitoe, 1989; 1995; Vila, 1991; 芮宗瑶等, 1984)。近 10 余年来,环太平洋成矿域浅成低温热液金、铜矿床的找矿工作取得了突破性进展 (Sillitoe, 1995; Richards, 1995), 特别是许多超大型浅成低温热液金(铜)矿床常常与斑岩型铜、金矿床有着密切的时空和成因联系,使得斑岩-浅成低温热液体系 Cu, Au 成矿机制研究成为当前国际矿床学界最为活跃的热点 (Richards, 1995; Giggenbach, 1992; Spooner, 1993; Hendenquist, 1994; Arribas, 1995; Spry, 1996; Benning, 1996; Gammons, 1997; 芮宗瑶等, 1995; 张德全等, 1996)。大量的地质地球化学、稳定同位素和流体包裹体研究表明,浅成-次火山岩浆作为矿质 (Cu, Au)、流体 (H_2O 及配体 Cl, F, S 等) 和能量 (热) 的主要来源,在这些矿床的成矿过程中起着至关重要的作用 (Hendenquist, 1994; Gammons, 1997)。

虽然许多研究都强调了浅成-次火山侵入体为斑岩型和斑岩-浅成低温热液型铜、金矿床提供矿

质、流体和热源的重要作用,然而,众所周知,并非所有的侵入体都能成矿,究竟制约浅成-次火山侵入体形成含 Cu, Au 流体的关键因素是什么? 面对一个矿田或成矿远景区中众多的浅成-次火山侵入体,该从何入手来区分成矿和贫矿侵入体? 能否确定一些区分标志? 解决这些问题不仅对于矿床成因和成矿理论研究,而且对于找矿工作均具有极其重要的意义。

1 浅成-次火山岩形成含 Cu, Au 岩浆流体的关键制约因素

1.1 岩浆的初始 Cu, Au 丰度及其与成矿的关系

岩石或地层的 Au 丰度是金矿成因研究的焦点问题,许多研究者一直在寻求岩石 Au 丰度与金矿化的内在联系。一些研究者强调初始地壳 Au 丰度对金矿密集区的制约作用;另外一些研究者则认为, Au 的成矿不一定与高背景值的矿源层(岩)有关, Au 的赋存状态(是否易释放)及活化迁移和富集机制是金成矿的关键因素,变质作用、混合岩化、花岗岩化及韧性剪切活动和地热流体的淋滤作用均可导致金的

* 本文得到国家重点基础研究项目 (G1999043200)、国家自然科学基金 (49902007, 49973022)、南京大学等学校重点实验室访问学者项目的联合资助

第一作者简介 熊小林, 男, 1963 年 3 月生, 博士, 研究员, 地球化学专业。

收稿日期 2000-09-05; 改回日期 2001-03-13。李 岩编辑。

大规模活化迁移。笔者认为,对于由岩浆流体为主形成的斑岩型铜、金矿床和斑岩-浅成低温热液型金、铜矿床来说,斑岩体岩浆的初始 Cu, Au 丰度必然是决定这类矿床成矿与否及成矿潜力或规模的关键因素之一。

笔者认为,现有的岩石 Au, Cu 丰度测定值,并不是岩浆的初始丰度值,绝大部分是叠加值或剩余值,究竟属于哪一类,应作具体分析。岩石的 Au, Cu 高丰度值可能是成矿流体叠加或混染的结果,而其低丰度值可能正是含矿流体出溶导致岩浆亏损 Au, Cu 的反映。如 Lowenstern(1991)在 Cu 丰度仅 $5 \times 10^{-6} \sim 10 \times 10^{-6}$ 的西里碱流岩斑晶中,发现许多富含 Cl, CO₂ 的流体熔融包裹体气泡中含有 Cu 的硫化物子晶; Connors(1993)测得新鲜火山熔岩的 Au 丰度很低($< 1.0 \times 10^{-9}$),他们认为这正是岩浆去气作用的结果,并指出富金斑岩铜矿存在的事实暗示的确存在初始 Au, Cu 丰度值较高的岩浆。Le Cloarec(1992)对新西兰 White 岛活火山喷气测定获得,该火山每年可排放出 H₂O 1.9 Mt, CO₂ 0.5 Mt, Cl 0.04 Mt, S 0.06 Mt, Cu 110 t, Au > 36 kg。这些研究结果令人信服地表明,岩浆去气作用可以导致岩浆 Cu, Au 丰度的强烈亏损。因此,如何获取浅成-次火山岩岩浆的初始 Cu, Au 丰度信息(岩浆去气之前)是解决成矿物质来源和矿床成因的关键,也是评价岩体成矿潜力的重要指标。

1.2 岩浆的氧化还原状态及 Cu, Au 在岩浆结晶分异过程中的分异行为

Cu 是亲硫元素,在火成岩中主要形成含铜硫化物,也有部分赋存于铁镁矿物,特别是黑云母之中(Speer, 1984; Olade, 1979)。Au 为亲硫和亲铁元素,在火成岩中,主要分布于硫化物内,铁钛氧化物和铁镁矿物次之,长石和石英中含量最小(Boyle, 1979; Bornhorst, 1986)。

从玄武质到流纹质火成岩, Cu, Au 丰度逐渐减小,显示 Cu, Au 在结晶分异过程中为相容元素。Au, Cu 的相容性事实被归因于结晶分异过程(早期)中出现了含 Cu, Au 硫化物的过饱和作用。磁黄铁矿的出现,铁镁矿物和磁铁矿中含有硫化物显微包裹体是岩浆结晶过程中硫化物饱和作用的直接证据(Hamlyn, 1985; Keays, 1987)。显然结晶分异过程中硫化物的饱和作用不利于 Cu, Au 在残余熔体中的富集和晚阶段含 Cu, Au 流体的形成。许多研究表明,在硫化物未饱和(不结晶)的条件下, Au, Cu 的

总的晶体(硅酸盐结晶相组合)/熔体分配系数 < 1.0 (Bornhorst, 1986),暗示这种情况下结晶分异作用并不导致残余熔体 Au, Cu 的亏损,有利于晚阶段含 Cu, Au 流体的形成。

硫化物饱和与否的重要控制因素是 f_{O_2} (氧逸度),高的 f_{O_2} 是岩浆不产生硫化物过饱和的决定因素(Richards, 1995; Spooner, 1993; Wybon, 1994; Carroll, 1985)。在高 f_{O_2} 条件下,硫化物是不稳定的,绝大多数硫以 SO_4^{2-} 和 SO₂ 的形式溶解在硅酸盐熔体中,在这种条件下,亲硫元素 Cu, Au 在岩浆结晶过程中的行为类似于不相容元素,逐步于熔体相中富集,并最终分配进入流体相。因此,要形成由岩浆热液提供 Cu, Au 的斑岩型和浅成低温热液矿床,高 f_{O_2} 及硫化物在岩浆结晶过程中不饱和是关键因素之一。西南太平洋岛弧区与富碱铁镁质-中酸性侵入体有关的超大型斑岩-浅成低温热液型金(铜)矿床的形成过程中岩浆的高 f_{O_2} 和挥发分起了重要的作用(Richards, 1995; Muller, 1993)。

1.3 挥发分 Cl, F, S 等的出溶及含 Cu, Au 岩浆流体的形成

在硫化物未饱和, Cu, Au 未亏损的条件下,岩浆进入结晶晚期或侵入到浅位环境,压力的降低将导致挥发组分 H₂O, Cl, F, S 等出溶,产生去气作用, Cu, Au 等将与这些挥发组分络合并强烈分配进入流体相形成含矿流体。支持含矿岩浆流体形成的主要依据有:① 现代活火山喷气排放出大量的 H₂O, Cl, F, S, CO₂ 和 Cu, Au (Hendenquist, 1994; Lowenstern, 1991; Le Cloarec, 1992; Goff, 1994)。② 常常发育含 Cu 硫化物子晶的高盐度流体包裹体和流体熔融包裹体(Lowenstern, 1991; Sawkins, 1981; 陈培荣等, 1996)。③ 流体/熔体分配实验表明, Cu 强烈分配进入含 Cl 流体相(Candela, 1984)。斑岩铜矿中 Au 与 Cu 的密切共生关系及 Au 的高温(500℃ 以上)溶解度实验表明, Au 强烈浓集于高 Cl 含量的流体相中(Benning, 1996; 芮宗瑶等, 1995; Gammons, 1997),显示 Au 可能具有与 Cu 相似的含 Cl 流体/熔体分配特点。④ 稳定同位素研究表明许多斑岩型和浅成低温热液型铜、金矿床的成矿物质和成矿流体来源于岩浆的主导性。

综上所述,初始岩浆的 Cu, Au 丰度, Cl, F 含量及岩浆结晶时的氧逸度是浅成-次火山岩岩浆能否最终形成含 Cu, Au 流体的关键制约因素。

2 浅成-次火山岩黑云母 Cu, Au, Cl, F 含量及 $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ 比值

2.1 黑云母中的 Cu, Au 含量

许多文献报道了斑岩铜矿区成矿和贫矿浅成-次火山侵入体中黑云母的 Cu 质量分数, 其范围为 $6 \times 10^{-6} \sim 4600 \times 10^{-6}$ (Speer, 1984; Olade, 1979; Kesler, 1975), 矿化蚀变带中的黑云母 Cu 质量分数可高达 $0.6\% \sim 1.98\%$ (Hendry, 1981); 绝大部分研究工作显示, 成矿侵入体中黑云母斑晶的 Cu 质量分数较贫矿侵入体要高。但 Hendry (1981) 对澳大利亚 Kloula 杂岩体的研究工作表明: 贫矿侵入体中的黑云母 Cu 质量分数高达 880×10^{-6} , 而成矿侵入体中的黑云母 Cu 质量分数仅 23×10^{-6} , 但他认为这是成矿侵入体产生强烈的去气作用导致岩浆 Cu 亏损的结果, 这些成矿侵入体中的黑云母形成于岩浆去气之时或之后, 黑云母中的 Cu 含量继承了去气后的岩浆 Cu 含量特征, 而贫矿侵入体未产生明显的岩浆去气作用。因此, 成矿侵入体与贫矿侵入体以及成矿侵入体不同阶段(斑晶、基质、蚀变矿化带)所形成的黑云母, 其 Cu 含量具有明显差异, 严格区分黑云母的产状和岩相学特征对于理解其成矿意义是至关重要的, 我们认为浅成-次火山岩中的黑云母斑晶对成矿具有重要的指示意义, 因为它的 Cu 含量高低是岩浆初始 Cu 含量(岩浆去气之前)的重要指示。

Au 在黑云母中的含量仅次于在硫化物和 Fe-Ti 氧化物中的含量, 其范围为 $0.1 \times 10^{-9} \sim 16 \times 10^{-9}$ (Boyle, 1979; Bornhorst, 1986), 目前还没有在某一金、铜矿化区进行贫矿与成矿侵入体黑云母金含量的研究和评价的报道, 但富金斑岩铜矿和斑岩-浅成低温热液型金、铜矿床的存在无疑表明存在金含量较高的岩浆。笔者用中子活化法初步测得沙溪黑云母石英闪长斑岩黑云母斑晶中 Cu 的质量分数为 2500×10^{-6} , Au 的质量分数达 8×10^{-9} , 紫金山英安斑岩黑云母中 Cu 的质量分数为 1320×10^{-6} , Au 含量达 11×10^{-9} , 显示了与成矿有关的斑岩体黑云母中 Cu, Au 含量较高的特点, 对于它们的成矿示踪意义还需进一步系统研究并与贫矿侵入体进行比较。

2.2 黑云母中的 Cl, F 含量

黑云母中的 OH 位置可以被 Cl 和 F 替代。许多研究 (Richards, 1995; Speer, 1984; Kesler, 1975;

Stollery, 1971; Chivas, 1981) 表明, 火成岩中斑晶黑云母的 Cl, F 含量可以指示岩浆的初始 Cl, F 含量大小, 其高的 Cl, F 含量反映斑岩体岩浆初始 Cl, F 含量高, 能为成矿金属元素提供充足的配体; 而低 Cl, F 含量往往指示斑岩体岩浆初始 Cl, F 含量低, 不能形成富含 Cu, Au 的岩浆流体。

2.3 黑云母的 $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ 比值及氧逸度

火成岩黑云母的 $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ 和 $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 比值或 $\text{Fe}^{3+} - \text{Fe}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ [均为氧化物摩尔数(分子)]图解可以反映其结晶时的相对氧逸度大小 (Speer, 1984; Wones, 1965)。对巴布亚新几内亚 (Mason, 1978) 以及澳大利亚所罗门 (Chivas, 1981) 成矿与贫矿侵入体黑云母的研究表明, 成矿侵入体往往比贫矿侵入体具有较高的 $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 比值和氧逸度。许多研究表明, 岩浆的高氧逸度是岩浆结晶过程中硫化物不能饱和及 Cu, Au 不至于亏损的决定性因素 (Richards, 1995; Spooner, 1993; Lowenstern, 1991), 如果岩浆同时富集挥发分 Cl, F, S 等, 那么高氧逸度的岩浆在结晶晚期就能释放出富含 Cu, Au 的成矿流体。

3 浅成-次火山岩黑云母 Cu, Au 成矿示踪的可行性及其重要意义

大量研究表明, 火成岩 Cu, Au 丰度及挥发分 Cl, F 含量的实测值不能反映其母岩浆的初始值, 岩浆流体的出溶和去气作用将导致这些成矿组分和挥发分的强烈亏损, 因此, 从全岩分析的角度很难获得具有重要意义的研究成果。在与斑岩型铜、金矿床和斑岩型-浅成低温热液型金、铜矿床有关的浅成-次火山中酸性侵入体中, 黑云母是最常见的铁镁矿物, 其中含有较丰富的 Cu, Au 及挥发分 Cl, F, 其 $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ 比值也能反映其结晶时岩浆的氧化还原状态, 尤其是斑晶黑云母往往形成于岩浆流体出溶和去气作用发生之前, 它能灵敏地指示其母岩浆初始 Cu, Au 丰度和 Cl, F 含量的高低及氧化还原状态, 可以作为成矿物质、成矿流体来源的理想示踪矿物, 并可用于评价浅成-次火山侵入体的成矿潜力。因此, 在一些斑岩型铜、金矿床和斑岩型-浅成低温热液型金、铜矿床分布区内开展浅成-次火山侵入体黑云母的成矿示踪研究, 对于解决矿床成因和指导找矿实践均具有重要意义。

参考文献

- 陈培荣. 1996. 盐源斑岩铜矿流体包裹体中黄铜矿矿物的发现[J]. 科学通报, 41(7): 633~635.
- 芮宗瑶, 黄崇珂. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京: 地质出版社.
- 芮宗瑶, 张洪涛, 王龙生, 等. 1995. 吉林延边地区斑岩型-浅成低温热液型金铜矿床[J]. 矿床地质, 14(2): 99~126.
- 张德全, 李大新, 赵一鸣, 等. 1996. 五子骑龙矿床--被改造的斑岩铜矿上部带[J]. 矿床地质, 15(2): 109~122.
- Arribas A Jr. 1995. Contemporaneous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu-Au deposits over 300ka in northern Luzon, Philippines[J]. Geology, 23: 337~340.
- Benning L G. 1996. Hydrosulfide complexing of gold (I) in hydrothermal solutions from 150 to 500°C and 500 to 1500 bars[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 60: 1849~1872.
- Bornhorst T J. 1986. Partitioning of gold in young calc-alkaline volcanic rocks from Guatemala[J]. J. Geol. 94: 412~418.
- Boyle R W. 1979. The geochemistry of gold and its deposits[Z]. Geol. Surv. Can. Bull., 208.
- Candela P A. 1984. The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 48: 373~380.
- Carroll M R. 1985. Sulfide and sulfate saturation in hydrous silicate melts[J]. J. Geophys. Research, 90(Supp.): C601~612.
- Chivas A R. 1981. Geochemical evidence for magmatic fluid in porphyry copper mineralization, Part I: Mafic silicates from the Koloula igneous complex[J]. Contrib. Mineral. Petrol. 78: 389~403.
- Connors K A. 1993. Initial gold contents of silicic volcanic rocks: bearing on the behavior of gold in magmatic systems[J]. Geology, 21: 937~940.
- Gammons C H. 1997. Chemical mobility of gold in porphyry-epithermal environment[J]. Econ. Geol. 92: 45~59.
- Giggenbach W F. 1992. Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries[J]. Econ. Geol., 87: 1927~1944.
- Goff F. 1994. Gold degassing and deposition at Galeras Volcano, Columbia[J]. GAS Today, 4: 241~247.
- Hamlyn R P. 1985. Precious metals in magnesian low-Ti lavas: implications for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 49: 1797~1811.
- Hendenquist J W. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits[J]. Nature, 370: 519~527.
- Hendry D A F. 1981. Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization, Part II: Ion-probe analysis of Cu contents of mafic minerals, Kloula Igneous Complex[J]. Contrib. Mineral. Petrol., 78: 404~412.
- Keays R R. 1987. Principles of mobilization(dissolution) of metals in mafic and ultramafic rocks--the role of immiscible magmatic sulphides in the generation of hydrothermal gold and volcanogenic massive sulphide deposits[J]. Ore Geol. Reviews, 2: 4763.
- Kesler S E. 1975. Geochemistry of biotites from mineralized and barren intrusive systems[J]. Econ. Geol., 70: 559~567.
- Le Cloarec. 1992. Radioactive isotopes and trace elements in gaseous emissions from White Island, New Zealand[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 108: 19~28.
- Lowenstern J B. 1991. Evidence for extreme partitioning of copper into a magmatic vapour phase [J]. Science, 252: 1405~1409.
- Mason D R. 1978. Compositional variations in ferromagiesian minerals from porphyry copper-generating and barren intrusions of the Western Highlands, Papua New Guinea[J]. Econ. Geol., 73: 878~890.
- Muller D. 1993. Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits[J]. Ore Geol. Rev., 8: 383~406.
- Olade M A. 1979. Copper and zinc in biotite, magnetite and feldspar from a porphyry copper environment, Highland Valley, British Columbia[J]. Canadian Mining Eng., 31: 1361~1370.
- Richards J P. 1995. Alkaline-type epithermal gold deposits--a reviews [A]. Mineralogical Association of Canada Short Course Series [Z]. Mineralogical Society of Canada. 367~400.
- Sawkins F J. 1981. High copper contents of fluid inclusions in quartz from northern Sonora: implications for ore genesis theory [J]. Geology, 9: 37~40.
- Sillitoe R H. 1989. Gold deposits in western Pacific island arcs: the magmatic connection[J]. Econ. Geol. Monograph, 6: 274~291.
- Sillitoe R H. 1995. Gold-rich porphyry copper deposits: geological model and exploration implications[J]. Geological Association of Canada Special Paper, 40: 465~478.
- Speer J A. 1984. Micas in igneous rocks[A]. In: Bailey, et al. ed. Mica[C]. Mineralogical Society of America. 299~355.
- Spooner E T C. 1993. Magmatic sulphide/volatile interaction as a mechanism for producing chalcophile element enriched Archean Au-quartz epithermal Au-Ag and Au skarn hydrothermal ore fluids[J]. Ore Geol. Rev., 7: 359~379.
- Spry P G. 1996. Evidence for a genetic link between gold-silver telluride and porphyry molybdenum mineralization at the Golden Sunlight deposit, Whitehall, Montana: fluid inclusion and stable isotope studies [J]. Econ. Geol., 91: 507~526.
- Stollery G. 1971. Chlorine in intrusives: a possible prospecting tool[J]. Econ. Geol., 66: 361~367.
- Vila T. 1991. Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile[J]. Econ. Geol., 86: 1238~1260.
- Wones D R. 1965. Stability of biotite: experiment, theory and applications[J]. Am. Mineral. 50: 1228~1272.
- Wybon D. 1994. Sulphur-undersaturated magmatism--a key factor for generating magma-related copper-gold deposits[J]. AGSO Research Newsletter, 21: 7~8.

Biotite as A Tracer of Cu and Au Mineralization in Hypergene-Subvolcanic Plutons

Xiong Xiaolin, Shi Manquan and Chen Fanrong

(Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640)

Key words: hypergene-subvolcanic plutons, biotite, tracer of Cu and Au mineralization

Abstract

Hypergene-subvolcanic plutons serve as important sources of ore-forming materials and fluids in many porphyry-type and epithermal Cu (Au) ore deposits. Cu and Au abundances, concentrations of such volatiles as Cl, F and S and oxygen fugacity (f_{O_2}) of the initial magma are key factors controlling the formation of Cu- and Au-bearing fluids during the late magmatic stage. Biotite is the most common Fe-Mg mineral in the intermediate-acidic hypergene-subvolcanic plutons; its phenocryst composition can usually show initial Cu, Au abundances and Cl, F contents of the parent magma, whereas the $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Mg^{2+})$ ratio of biotite may indicate the relative oxygen fugacity of the magma. Biotite can therefore be used as an ideal tracer mineral for Cu and Au mineralization in hypergene-subvolcanic rocks. It is practical for us to carry out an investigation with biotite as a tracer of Cu, Au mineralization in some areas of hypergene-subvolcanic rocks so as to better understand ore genesis and guide ore exploration.

(上接第 136 页)(Continued from p. 136)

enriched with such volatiles as H_2O , F and CO_2 caused cryptoexplosion in the volcanic apparatus situated along the alteration zone in the western Fucheng granite massive, forming the felsic cryptoexplosive breccia zone and the shattered granite zone due to strong brittle deformation of country rocks. With the drop of pressure and temperature, volatiles escaped from shoshonite magma and formed pneumatothermal fluids, which permeated into cryptoexplosive microfissure and leached out mobile uranium from altered granite. The ore-forming material experienced enrichment and precipitation at positions (local area of felsic cryptoexplosive breccia and shattered granite) where such physico-geochemical conditions as p , t , E_h and pH changed abruptly.