稀有金属花岗岩岩浆—热液的形成路径和 成矿过程



——以广西恭城栗木矿田为例

梁磊¹), 董业才¹), 高嵛飞¹), 张玲²), 徐桃¹)

- 1) 中国有色桂林矿产地质研究院有限公司,广西桂林,541004;
- 2) 中国地质科学院岩溶地质研究所,国土资源部/广西壮族自治区岩溶动力学 重点实验室, 广西桂林, 541004

内容提要:关于稀有金属花岗岩的成矿流体来源及与岩浆演化的成因关系长期存疑。现以华南稀有金属花岗 岩的典型代表广西栗木花岗岩为例,通过对成矿地质体花岗岩垂向分带的岩相学特征及矿床地质特征的深入研究, 分析岩浆--热液的形成演化路径与成矿过程。研究表明,岩浆演化除了结晶作用外,还有大规模的气--液分离,岩 浆—热液的形成主要与其中的气—液分离有关,不是传统意义上的岩浆残液。不同成因类型矿床的成矿流体均来 自第二次气--液分离形成的二级残余富气流体相构成的岩浆--热液,岩浆--热液系统由三个不同空间分布的分支 系统组成,每个分支系统在不同环境下以交代、结晶等不同形式与上部地质体作用,演化形成成矿流体,最后形成岩 体接触带及附近的不同成因类型的矿床和以细晶岩为底部边界的成分分带。研究成果还原了岩浆演化形成岩浆— 热液的详细路径,构建了成矿模型,对深入认识花岗岩的岩浆演化与成岩成矿作用具有启示意义。

关键词:稀有金属花岗岩;岩浆—热液;形成路径;成矿过程;岩浆残液;广西栗木

在花岗岩的成矿作用认识上,与岩浆残液(简 言之就是主要岩浆结晶剩下的岩浆水)有关的岩浆 期后热液理论至今仍被很多地质工作者奉为经典, 对稀有金属花岗岩的成矿作用的认识便是如此。在 华南花岗岩地区,与稀有金属花岗岩有关的矿床除 了以交代作用为主的蚀变花岗岩型矿床外,还常伴 牛有以结晶作用为主的伟晶岩型矿床和含矿长石石 英脉型矿床。对其中蚀变花岗岩型矿床的解释,岩 浆期后热液理论认为是富含矿质及碱质和挥发分的 岩浆残液(气液)对花岗岩的自变质交代作用形成 的(胡受奚等,1975,1986;袁见齐等,1979,1985;南 京大学,1981),但相关认识没有解释清楚岩浆残液 是如何在岩浆演化中形成的以及它们与伴生的伟晶 岩型矿床的岩浆—热液是什么关系,类似的观点还 有 Pirajno(1992)。对于伴生的伟晶岩型矿床和含 矿长石石英脉型矿床的解释,根据成矿岩体顶部及 附近常常发育伟晶岩及伟晶岩型矿床、而且伟晶岩 往往与岩体有过渡关系这一现象(甘晓春等,

1992).岩浆期后热液理论认为成矿岩体是高分异 花岗岩(Jahns et al., 1969; 朱金初等, 2000; Cerny et al.,2005; Selway et al.,2005; Spera et al.,2007),并 认为岩浆是通过结晶作用在正岩浆阶段后期形成的 富水残余岩浆出溶析出低粘度流体,流体进一步演 化形成成矿流体(Burnham et al., 1980; Burnham1994;朱金初等,2000,2002,2011;华仁民 等,2012),即所谓的"正岩浆阶段、岩浆—热液过渡 阶段和热液阶段"的三阶段演化模型。三阶段模型 虽然能比较好的解释伟晶岩型矿床的成因,但对蚀 变花岗岩型矿床的解释依然存在比较大的问题,比 如很多矿床中与伟晶岩(代表富水残余岩浆)对应 的流体规模远远小于蚀变矿化带显示的流体应有的 规模。

不同时期都有持不同岩浆残液成矿理论的观 点,如季克俭等(1994)通过对尼格里相图的分析, 认为即便是富水花岗岩浆在结晶过程中也不会形成 岩浆残液。王联魁等(1983,1997)提出与上述三阶

注:本文为全国危机矿山接替资源勘查项目"广西恭城县栗木锡矿接替资源勘查"(编号:200645091)、广西区大规模地质找矿项目"广西 恭城县五福锡钽铌矿普查"(编号[2010]604)的成果。

收稿日期:2020-08-12;改回日期:2021-02-04;网络首发:2021-02-20; 责任编辑:章雨旭。Doi: 10. 16509/j. georeview. 2021. 03. * * * 作者简介:梁磊,1963年生,岩石学硕士,高级工程师,主要从事岩石学和矿床学研究; Email: 2754506887@qq.com。

段演化模式不同的岩浆演化模型——液态不混溶模 型,但是该模型对于形成成矿流体的岩浆--热液是 如何产生的这一问题上解释缺位,以致于有的持液 态不混溶模型观点者竟认为矿化蚀变带的云英岩是 岩浆演化后期液态不混溶的产物(文春华,2017)。 罗照华等(2007,2008)提出透岩浆流体成矿模型, 在一致性解释、岩浆非线性演化等方面有其独到之 处,但缺少充分的论证,猜测的成分居多。张旗 (2011) 更是认为花岗岩浆不可能靠自身演化产生 多余的岩浆水形成成矿流体,但其关于成矿流体来 源问题同样缺少充分论证。

形成成矿流体的岩浆--热液是不是岩浆残液? 如果不是,它又是如何形成的呢? 梁磊等(2017)的 研究表明,成矿花岗岩普遍发育斑状结构,细粒的基 质是岩浆侵位时大规模减压排气析出流体后快速结 晶并迅速消耗掉残余岩浆水的产物,因此在正岩浆 阶段后期是缺水的,不可能形成岩浆残液;与花岗岩 伴生的伟晶岩也不代表传统意义上的岩浆残液。本 文以华南稀有金属花岗岩的典型代表栗木花岗岩为 例,在之前的研究成果(梁磊等,2017,2019;张玲等, 2018)基础上,结合矿床地质特征,分析岩浆--热液 体系的形成路径及成矿过程,解决成矿流体来源与 岩浆演化的成因关系,解释前人无法解释的部分地 质现象,以期为科学认识花岗岩岩浆演化、成岩作用 及找矿勘探方提供参考。

栗木矿区地质概况

栗木矿区地处南岭钨锡多金属成矿带的中段, 区域构造上位于江南古陆东南缘的桂东北坳陷区的 海洋山褶皱断裂带中。矿区内地层主要由角度不整 合分割的基底构造层及盖层构造层组成,基底构造 层由寒武系浅变质的类复理石建造的碎屑岩组成, 主要形成北北东轴向褶皱。盖层构造层由中、下泥 盆统碎屑岩,中、上泥盆统以及下石炭统碳酸盐组 成,形成轴向南北的恭城复向斜,褶皱平缓开阔并发 育南北向和北东向断裂。南北向断裂还将上下构造 层切割成南北走向的盆岭,西部断块上隆构成岭区, 主要出露基底构造层寒武系和部分泥盆系地层;东 部以地堑形式构成次级盆地,主要出露盖层泥盆 系一下石炭统碳酸盐地层,花岗岩主要分布在盆 (东)岭(西)的结合部位。

栗木花岗岩是3个阶段成岩的复式岩体,在地 表以小岩株和岩钟形式产出(图1),钻探揭示大部 分呈隐伏状态,侵入寒武系、泥盆系、下石炭统中。 据年代测试结果, 栗木花岗岩成岩及成矿年龄为 224~214 Ma(杨锋等,2009;康志强等,2012;张怀峰 等,2013,2014),为印支晚期。花岗岩成矿作用仅见 于第二阶段、第三阶段花岗岩中,形成多处锡、钨、 钽、铌矿化及矿床(图1)。而第一阶段花岗岩则未 见明显矿化。

矿区矿床类型、空间分布及 2 矿床地质特征

据《矿床学》分类方案(袁见齐等,1979,1985), 将栗木矿区内生金属矿划分为3个成因类型:岩浆 自变质型矿床(或"岩浆气液型矿床")、伟晶岩型矿 床和岩浆热液型矿床(或"岩浆热液充填--交代型 矿床")和5个工业矿床类型。相关矿床类型、空间 分布及矿床地质特征见表 1。

花岗岩垂向分带及岩相学特征

3.1 花岗岩垂向分带

栗木花岗岩及共生岩脉具有明显的垂向分带特 征。垂向分带不仅表现在岩体自下而上的岩石矿物 组合变化上(甘晓春等,1992;梁磊等,2017),还表 现在岩石化学的成分变化上(王联魁等,1997;姚锦 其,2008)。垂向分带包括岩体内带和岩体外带,图 2 是笔者等在前人研究成果的基础上根据最新的勘

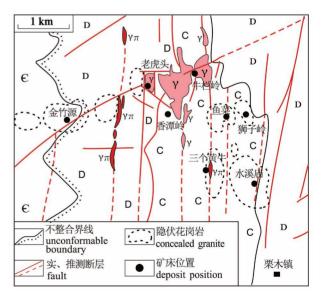


图 1 栗木矿田地质简图(据梁磊等,2017)

Fig. 1 Geological sketch map of Limu orefield C—石炭系;D—泥盆系;€—寒武系; γ--花岗岩;γπ--花岗斑岩脉

C— Carboniferous strata; D— Devonian strata; €— Cambrian strata;

y- Granite; γπ-Granite-porphyry dyke

表 1 栗木矿区内生金属矿床分类及矿床地质特征

Table 1 Classification of endogenous metal deposits in Limu ore field and their geological characteristics

矿床类型	成因类型	岩浆热液型矿床(或 "岩浆热液充填—交 代型矿床")	伟晶岩型矿床	岩浆自变质型矿床(或'	岩浆气液型矿床")	
	工业	钨锡长石石英脉型矿	伟晶岩脉型(钨)锡钽 铌矿	钨锡石英脉型矿	蚀变花岗岩(或云英 岩)型钨锡矿	蚀变花岗岩(或云英 岩)型钽铌矿床
で体部位的 岩浆岩		长石石英脉	伟晶岩	云英岩化细—中粒白 云母花岗岩	钠长石化—云英岩化 花岗岩	钠长石化—云英岩化 花岗岩
围岩地层		灰岩、大理岩、砂岩	灰岩、大理岩、	泥灰岩、硅质页岩、页 岩	灰岩、大理岩、砂岩	灰岩、大理岩
矿床产出部 位及矿体形 态产状		岩体上覆围岩南北向 剪张性构造裂隙中,呈 脉状分支复合,成组成 带产出,向下可渐变为 (似)伟晶岩脉	岩体顶部与围岩之间 的过渡带,受南北向剪 张性构造裂隙控制,根 部可与岩体相连,成大 脉状、岩枝状	第二阶段花岗岩隐伏 岩体侵入封闭性围岩 的凸起及转折部位的 岩体内接触带剪切裂 隙中,脉状、网脉状	第二、三阶段花岗岩隐 伏岩体边缘隆起或岩 体凸起部位的岩体内 接触带及附近,呈不等 厚似层状、透镜状	第三阶段花岗岩隐伏 岩体侵入围岩的岩冠 状部位,呈似层状、透 镜状
矿石矿物组	金属矿物	锡石、黑钨矿、白钨矿、 黝锡矿、毒砂、闪锌矿、 方铅矿黄铜矿黄铁矿	锰钽铌铁矿、细晶石、 锡石、钽金红石、黑钨 矿、白钨矿、黝锡矿、毒 砂	黑钨矿、锡石、黄铜矿、毒砂	锡石、黑钨矿、白钨矿、 黝锡矿、锰钽铌矿铁 矿、钨锰矿、钽铌锰矿、 钽金红石、富铈锆石、 毒砂	锰钽矿、铌锰矿、黑钨 矿、锡石
成	脉石 矿物	长石、石英、铁锂云母、 锂云母、萤石	微斜长石、石英、铁钽 云母(或锂云母)	石英、长石、白云母	长石、石英、铁锂云母、 黄玉、锂云母	长石、石英、铁锂云母、 黄玉、锂云母
矿石结构 构造		中粗粒结构,块状构造	伟晶—似伟晶结构,块 状构造	中细粒结构;脉状、浸 染状构造	细粒结构;浸染状和微 细脉状构造	细粒结构;浸染状和微 细脉状构造
近矿蚀变类型		自云石化、萤石化、绢 云母化、硅化,矿化主 要产在岩脉中的硅化 岩石中	钠长石化、黄玉化、硅 化、萤石化、大理岩化, 矿化主要产在伟晶岩 内核的硅化中	云英岩化、硅化,矿化 主要产在石英脉中	云英岩化、钠长石化、 黄玉化。矿化主要产 在云英岩化、黄玉化强 烈部位	云英岩化、钠长石化、 黄玉化。矿化主要产 在钠长石化强烈部位
规模		小型	中型	中小型	中型	大中型
实例		水溪庙、鱼菜、三个黄 牛、沟挂垒	水溪庙	牛栏岭、香坛岭、虎头 岭	老虎头、水溪庙、金竹 源、鱼菜、三个黄牛	老虎头、水溪庙、金竹源

探资料和岩相学特征总结的花岗岩及伴生的伟晶岩—细晶岩(脉)构成的岩石垂向分带模式图。

3.1.1 岩体外带

上部:(钨锡)长石石英脉脉带(+萤石石英脉), 产钨锡长石石英脉型矿。

下部:伟晶岩、伟晶岩—细晶岩脉带(+萤石石英脉),产伟晶岩型锡钨矿。

3.1.2 岩体内带

自上而下依次为:

"似伟晶壳"(图 2b1)+云英岩化、钠长石化花岗岩(I带)(图 2b2);产蚀变花岗岩型钨锡矿、蚀变花岗岩型铌钽矿、钨锡石英脉型矿。

中细粒白云母花岗岩(II带)(图 2b3);局部可见小规模囊状钠长石化、云英岩化花岗岩及白钨矿

化。

"层"状细晶岩群+斑状含锂白云母花岗岩(Ⅲ带)(图 2b4);不含矿。

二云母花岗岩(N带)(图 2b5);不含矿。

花岗岩垂向分带在华南地区中具有普遍性(南京大学地质系,1980;王联魁等,1983,1997;袁忠信等,1987;黄小娥等,2005;朱金初等,2011)。图 2 中的"层"状细晶岩群是笔者等在工作中确认的一种最重要的伟晶岩—细晶岩组合形式(张玲等,2018),此前未见有相同认识的报道。

3.2 岩体内带花岗岩岩相学特征

(1)岩体内各个岩相带之间具有相变过渡关系,最下面的Ⅳ带蚀变最弱,只有轻微的绢云母化,为二云母花岗岩(图 2b-5),其白云母为黑云母转变

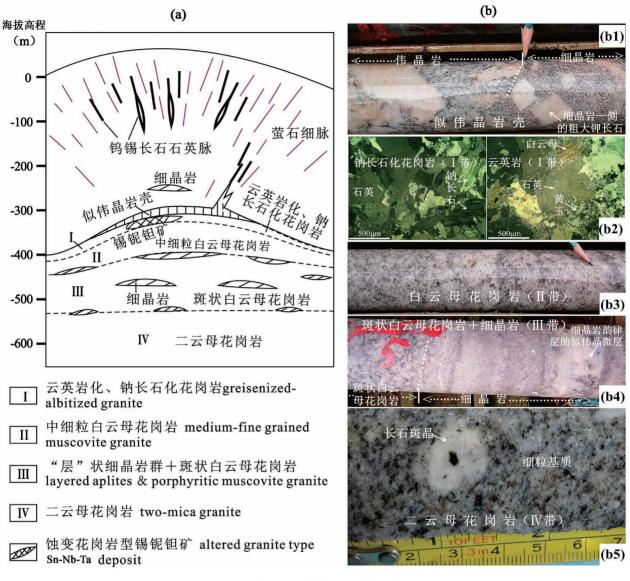


图 2 广西栗木矿田花岗岩垂向分带(a)及各带对应的岩性图片(b)

Fig. 2 Vertical zoning(a) and corresponding rocks photos(b) of the granite in Limu orefield, Guangxi

而来(梁磊等,2017;张玲等,2018),推测深部相变为黑云母花岗岩。IV带之上的III、II 、I 带花岗岩为蚀变花岗岩,其蚀变特征为:III带花岗岩交代不匀呈斑杂状构造(图 3a),以钾长石化为主(图 3b),钠长石很少;II带花岗岩交代较均匀(图 2b-3),钾长石化和钠长石化同等发育,蚀变新生矿物为主,被交代的矿物呈残留体(图 3c、d 中的"更—中长石 Pl"); I 带花岗岩发育钠长石化和云英岩化(图 2b-2),几乎全由蚀变新生矿物组成。

尽管 II、Ⅲ带花岗岩中的白云母和大部分钾长石、钠长石、石英都是新生矿物,但以面型蚀变为主,类似花岗结构,所以在岩石命名上仍保留传统的

"白云母花岗岩"、"斑状白云母花岗岩"名称,并用 "蚀变带花岗岩"加以补充说明。

(2)花岗岩普遍见斑状结构(图 2b-5,图 3a,), 斑晶由更中斜长石和条纹长石组成。蚀变最弱的Ⅳ 带二云母花岗岩保留有完整的斑晶,Ⅲ、Ⅱ、Ⅰ 带花岗岩蚀变依次增强,它们的斑晶的保留程度依次减弱(图 3b—d)。表明蚀变带花岗岩(Ⅲ、Ⅱ、Ⅰ 带)的母岩也是斑状结构,是由原岩为二(黑)云母花岗岩的岩石经不同程度交代蚀变形成的。

关于岩体内垂向分带的成因认识主要有交代(胡受奚等,1986)、结晶(分异)(甘晓春等,1992;朱金初等2011)以及岩浆液态不混溶分离(王联魁等,

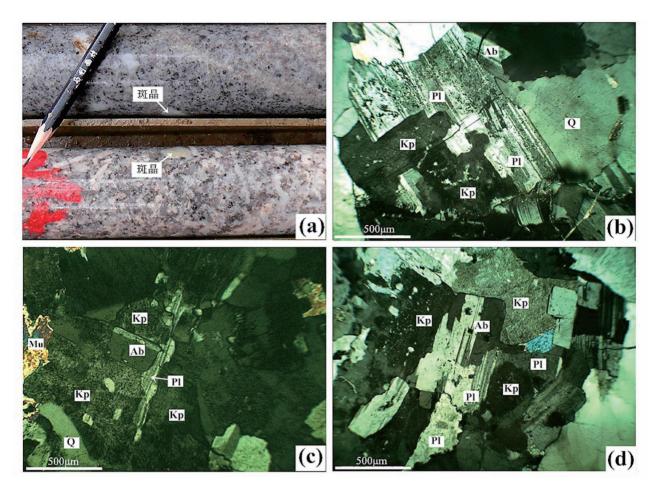


图 3 广西栗木矿田花岗岩体内的垂向分带岩相学特征

Fig. 3 Petrographic characteristics of granite vertical zoning in Limu orefield, Guangxi (b)、(c)、(d)—正交偏光。Ab—钠长石;Pl—更—中长石;Kp—钾长石;Q—石英;Mu—白云母(b),(c),(d) are photomicrographs in cross-polarized light. Ab—abite; Pl—plagioclase(oligoclase to andesine); Kp—potash feldspar; q—quart; Mu—muscovite

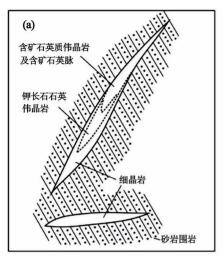
1983,1997),依据上述岩相学特征得出的结论不支持结晶(分异)以及不混溶成因的观点,但是支持(自)交代成因的观点。

3.3 伟晶岩—细晶岩岩相学特征

区内伟晶岩与细晶岩紧密共生成伟晶岩—细晶岩组合,在岩体内和岩体外均有存在,与花岗岩之间有以下3种不同的空间分布形式:

(1)组合一:呈陡倾斜脉状产出在花岗岩体上覆围岩裂隙中,构成花岗岩垂向分带中的最外带。又有两种形式,一是"无根式"(图 4a),特点是岩脉下部与岩体不相连,主要发育于第二阶段花岗岩的岩体上覆围岩裂隙中;二是"有根式"(图 4b),岩脉下部与岩体顶部带的"似伟晶岩壳"相连,主要发育于第三阶段花岗岩的岩体顶部围岩裂隙中。无论"无根式"还是"有根式"",自下而上的分带为:细晶

(2)组合二:呈似层状产在岩体顶部呈所谓"似伟晶岩壳",部分呈枝状伟晶岩凸入围岩(图 2a)。"似伟晶岩壳"具有上伟晶岩下细晶岩的非对称结构(图 2b-1),伟晶岩和细晶岩的比例大致相等。下面的细晶岩与花岗岩体呈过渡关系,过渡带很窄,且在接触带附近的白云母花岗岩中还发育一些水平"层状"产出的伟晶岩—细晶岩微层。



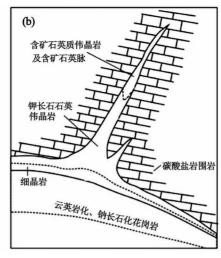


图 4 岩体上覆围岩陡倾斜裂隙中伟晶岩—细晶岩组合("无根式"(a)和 "有根式"(b))垂向分带示意图

Fig. 4 Vertical zoning sketch for the pegmatite—aplite located in the fractures in wallrocks overlying on granite

(3)组合三:是在花岗岩体内中上部呈"层状" 产出的细晶岩群(图 2a)。细晶岩均以近水平"层 状"产出,与共生的围岩斑状白云母花岗岩呈过渡 关系(图 2b4)。

三种不同空间分布的伟晶岩—细晶岩组合中, 细晶岩中均发育夹有(似)伟晶岩微层的韵律构造 (图 2b-4),细晶岩内部无明显蚀变,细等粒结构,部 分石英保留有塑性变形(张玲等,2018)。

4 讨论

4.1 岩浆演化分析

下面依据那些特殊的、能够反映岩浆演化过程 中发生物理化学条件突变的岩相学特征对岩浆演化 进行分析。

4.1.1 斑状结构反映的岩浆演化

斑状结构中斑晶与基质是不同世代的产物。根据晶体生长规律影响因素(Barker,1983):栗木花岗

岩中量少而粗大的斑晶(图 2b-5)形成于岩浆侵位前深部富水 岩浆的缓慢结晶:而基质的细 粒结构则是岩浆侵位期间晶骸 数量快速增多并迅速消耗掉岩 浆水的结晶结果。梁磊等 (2017)的研究表明,斑状结构 反映了这样的岩浆演化历程: 富水岩浆侵位时因减压发生大 规模的气-液分离(减压排 气),析出富气流体后的岩浆饱 和水压PH,O急剧降低,在相 图中反映为因固相线突然上 升.原来位于液相的部位变成 了固相,于是熔体相晶骸数量 剧增,快速结晶并迅速消耗掉 岩浆水,形成细粒结构。

所以,斑状结构中细粒的 基质代表岩浆侵位时发生大规

模气—液分离(减压排气)后的新熔体相,反映了主体岩浆在结晶时因晶骸数量快速增多并快速消耗掉残余岩浆水以至于无法长大的结晶生长环境。由此可以得出,在结晶过程的正岩浆阶段后期是贫水的,因此三阶段演化模型关于正岩浆阶段后期形成富水残余岩浆的认识不能成立。

4.1.2 伟晶岩与细晶岩的相变关系及 共生组合反映的岩浆演化

(1) 伟晶岩与细晶岩的相变过渡关系(图 2b-1) 反映两者在时间上为同生关系,其空间上的紧密共生则反映它们不仅为同生关系,而且具有共同的母岩浆。依据伟晶岩的比例(与细晶岩体积大致相同),得出它们的母岩浆应该是富气流体相——称之为伟晶—细晶岩浆。

(2)伟晶岩—细晶岩在空间上总是上伟晶岩下细晶岩的组合形式,尤以位于岩体顶部"似伟晶岩壳"非对称结构中的上伟晶岩下细晶岩(图 2b-1)最直接明显。反映了它们结晶前的初始状态为上气下液,就像气—液共存的流体包裹体代表流体曾经发生沸腾一样(沸腾是气—液分离的表现),伟晶岩—细晶岩组合反映了它们的母岩浆(伟晶—细晶岩浆)发生了气—液分离,导致剩余熔浆的饱和水压PH₂O快速下降,反映在相图上固相线急剧上升,原来位于液相的部位变成了固相,于是残余熔体相快速结晶形成细粒结构的细晶岩。这就是为什么"似

伟晶岩壳"中位于上面与冷的顶板围岩接触的伟晶岩是伟晶结构,而位于下面不与围岩接触的细晶岩反而是细粒结构的原因。

4.1.3 花岗岩与伟晶岩—细晶岩的相变过渡关系 及共生关系反映的岩浆演化

花岗岩与岩体内的伟晶岩—细晶岩组合(后者 包括"似伟晶岩壳"以及"层状"细晶岩群)之间也表 现为相变过渡关系(图 2b-4)。表明它们为同生的。 同生之间有两种可能,一是之间没有成因关系的偶 然现象,二是之间具有共同的母岩浆,具有普遍性。 根据矿区各分支岩体花岗岩与伟晶岩—细晶岩组合 普遍具有类似的共生特点(如岩体顶部发育"似伟 晶岩壳"等),这些共生特点在华南地区稀有金属花 岗岩也具有普遍性(南京大学地质系,1980;王联魁 等,1983,1997;黄小娥等,2005,朱金初等,2011;张 智宇等,2015),表明它们之间存在成因联系,所以 花岗岩与伟晶岩—细晶岩组合之间的关系是同生并 具有共同的母岩浆。现在已经知道花岗岩主体是岩 浆侵位时第一次气-液分离形成的新熔体相,而与 之同生并有共同母岩浆的伟晶—细晶岩浆又是富气 流体相,于是得出伟晶—细晶岩浆就是花岗岩浆第 一次气--液分离形成的另一部分---初级富气流体 相。进而得出,伟晶—细晶岩浆进一步气—液分离 形成残余富气流体相(结晶形成伟晶岩)和残余熔 体相(结晶形成细晶岩)的过程属于第二次气--液 分离。

4.1.4 引起岩体内垂向蚀变分带的流体来源及与 岩浆—热液的关系分析

(1)如前所述, 栗木花岗岩垂向分带是由原岩 为二(黑)云母花岗岩的岩石经不同程度交代蚀变 形成的。深部钻探及岩相学(图 2~3)表明,蚀变向 下并未穿透岩体的第Ⅳ带二云母花岗岩。如果引起 交代蚀变的流体是来自岩体深部下方或外部,无非 有两种路径可能:一种可能路径是来自深部的流体 穿过下部的花岗岩到达岩体中上部引起蚀变,这必 然导致位于下部的IV带二云母花岗岩也发生相对高 温的蚀变,而实际情况是Ⅳ带二云母花岗岩蚀变很 弱,只有轻微的绢云母化,所以排除此路径可能;第 二种可能路径是来自深部的流体从岩体边部或外围 上来并引起岩体蚀变,这种情况形成的应该是侧向 变化的岩体蚀变分带,这与实际的垂向变化分带不 符,此路径也不成立。所以排除流体来自岩体下方 深部或外部的可能,即流体应该来自岩体内部,蚀变 为花岗岩自交代性质。

(2)尽管人们早就意识到花岗岩垂向分带的蚀变是自交代性质(胡受奚等,1975,1986;南京大学,1981),但是对于流体来源的具体情况却长期得不到很好的解释。下面我们来解决这个问题。

蚀变带花岗岩自下(Ⅲ带)而上(Ⅰ带)的变化 为:钾长石化带—→钾长石化和钠长石化带—→钠 长石化带—→云英岩化带(图 2~3), 蚀变矿物组合 温度由高到低变化,暗示交代作用是自下而上进行 的,即蚀变流体应该来自Ⅲ带斑状白云母花岗岩与 "层"状细晶岩群共生的区域。而Ⅲ带中的"层"状 细晶岩群出现的密度与上部Ⅱ、Ⅰ带花岗岩的蚀变 具有明显正相关(图 2),下面的"层状"细晶岩越 多.上面的蚀变越发育。"层状"细晶岩除个别顶部 仍保留伟晶岩外,普遍缺失顶部的伟晶岩壳,说明曾 经与之共生的残余富气流体相发生了逸出,而在这 些"层状"细晶岩附近及上部花岗岩又恰好存在蚀 变,说明导致花岗岩自交代的蚀变流体就是曾经与 "层状"细晶岩群共生的二级残余富气流体相,并且 "层状"细晶岩群累积厚度大(可达 40m 以上),规 模与蚀变带范围相符。

4.1.5 伟晶—细晶岩的三种空间分布与初级 富气流体相的上升路径

(1) Sakuyama 和 Kusyiro(1979) 做的气一液分离实验表明,气一液分离的富气流体相是以囊泡为载体的形式在岩浆中上升迁移的。因此第一次气一液分离生成的初级富气流体相(伟晶—细晶岩浆)应该是以囊泡为载体的形式在岩浆中上升,进一步可推断富气流体相发生(第二次)气一液分离的方式应该是以气泡破裂为主,这与细晶岩发育夹有伟晶岩条带的韵律构造特征相吻合,韵律构造可理解为大的气泡层或囊状气泡破裂后,破裂气泡壁分解成含有许多细小气泡的浆体原位堆积并结晶形成的(梁磊,2017)。

(2)由于气—液分离产生的熔体相快速结晶固结,不再移动,所以,细晶岩所在位置既是第一次气—液分离形成的初级富气流体相上升停留的位置,也是初级富气流体相发生第二次气—液分离的位置。而伟晶岩所在的位置则代表了初级富气流体相第二次气—液分离形成的二级残余富气流体相上升的部位。伟晶岩—细晶岩组合与花岗岩之间有三种不同的空间分布与岩石组合形式,说明初级富气流体相形成后有3种不同的上升路径,并且可以用一定深度的岩浆房的气泡平衡方程来解释(梁磊等,2017)。结合前面的分析结论,从初级到二级的

富气流体相的形成及演化路径论述如下:

当富水岩浆侵位时,岩浆房外压骤降,岩浆发生 大规模的第一次气-液分离(沸腾、减压排气),形 成初级富气流体相和新熔体相,析出的初级富气流 体相随即以囊泡形式上升。其中,岩浆房中上部析 出的气泡流体(初级富气流体相)最先到达岩浆房 顶部,部分沿裂隙逸出,随温度下降再次气-液分离 后形成顶部围岩裂隙中的伟晶岩—细晶岩组合,构 成花岗岩垂向分带中的最外带,这是路径一:部分则 被顶部围岩挡住在岩体顶部,随温度下降第二次 气-液分离后形成残余富气流体相和二级熔体相, 并分别结晶形成上伟晶岩下细晶岩的"似伟晶岩 壳",这是路径二:而当来自岩浆房深部的气泡流体 到达岩浆房中上部(相当于"层状"细晶岩群位置) 时,这个部位的岩浆熔体因为已经析出相当部分的 气泡流体,黏度变大,所以后来的气泡流体无法继续 上升,以囊泡形式聚集停留在岩浆房某些平衡位置, 随着温度的降低,发生第二次气-液分离形成二级 残余富气流体相和二级熔体相,受先一步冷凝结晶 的围岩花岗岩(即第一次气-液分离形成并快速结 晶的熔体相)的挤压,二级残余富气流体相形成后 随即沿围岩花岗岩裂隙上升并交代上部的花岗岩形 成蚀变带花岗岩,而二级熔体相快速结晶形成岩体 内与花岗岩共生的"层状"细晶岩群,这是路径三。

4.1.6 花岗岩浆演化路径及成岩作用

通过上面的分析,我们可以得出花岗岩浆演化的详细路径及成岩作用,如图 5 所示。

4.2 含矿岩浆热液体系及成矿作用分析

4. 2. 2 成矿流体来源的确定及岩浆—热液的演化 方式

(1)对于蚀变带花岗岩及蚀变花岗岩型钨锡钽铌矿床,根据矿床地质特征(表1),蚀变花岗岩型矿床的矿体呈透镜状、似层状位于岩体接触带的云英岩化带及钠长石化带中,并主要呈浸染状构造和细网脉构造,以面型蚀变为主,所以矿化是蚀变作用的一部分。前面已经证明导致花岗岩自交代并形成蚀变带花岗岩的蚀变流体就是曾经与"层状"细晶岩群共生的二级残余富气流体相,因此,形成矿化的流体来自二级残余富气流体相。

如前所述,蚀变带花岗岩自下(Ⅲ带)而上(Ⅰ 带)的蚀变矿物组合温度由高到低变化,表明交代 作用是自下而上进行的,而矿化位于蚀变带最上部 的云英岩化带及钠长石化带中,所以矿化是二级残 余富气流体相以交代作用的形式演化到后期的产 物,即从二级残余富气流体相到成矿流体的演变主要是通过交代作用的形式进行的。

- (2)对于伟晶岩及伟晶岩型矿床,前面已经论证伟晶岩是二级残余富气流体相缓慢结晶形成的,而伟晶岩的矿化位于伟晶岩内核,是伟晶岩的一部分,所以形成伟晶岩矿床的流体也来自二级残余富气流体相。矿化位于伟晶岩内核,而伟晶岩的结晶作用之外而内进行,所以矿化是伟晶岩结晶作用晚期的产物,即形成伟晶岩矿床的成矿流体是二级残余富气流体相以缓慢结晶作用为主伴随交代的形式演化到后期的产物,从二级残余富气流体相到成矿流体的演变主要是通过结晶作用伴随部分交代的形式进行的。
- (3)在岩体上覆围岩裂隙陡倾斜状产出的钨锡长石石英脉型矿体,是岩体最外带伟晶岩—细晶岩组合中上面的伟晶岩的一部分(3.3节,图4),所以形成含矿长石石英脉矿床的流体也与伟晶岩一样都来自二级残余富气流体相。矿化位于自下而上的伟晶岩分带(钾长石石英似伟晶岩脉——含矿石英质似伟晶岩脉——含矿石英质似伟晶岩脉——含矿石英质形)的上部(图4),分带具有相变过渡关系,结晶结构为主,交代次之,因此形成含矿长石石英脉矿化的成矿流体是二级残余富气流体相充填围岩裂隙后主要以结晶和交代作用的

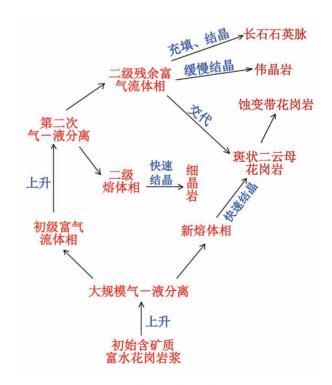


图 5 栗木花岗岩岩浆演化路径示意图

Fig. 5 Magma evolution path sketch for the Limu granite

形式演化到后期的产物,即从二级残余富气流体相 到成矿流体的演变主要是通过结晶伴随交代作用的 形式进行的。

综上所述,形成不同成因类型矿床的成矿流体 均来自岩浆析出的二级残余富气流体相,是分布于 不同空间部位的二级残余富气流体相以交代作用、 结晶为主伴随交代作用等不同形式演化到后期的产 物。即,二级残余富气流体相就是形成成矿流体的 "含矿岩浆—热液"。根据前面的分析,二级残余富 气流体相是岩浆侵位时发生大规模气—液分异离形 成的初级富气流体相再次气—液分离形成的,不是 主要岩浆结晶剩下的岩浆水(传统意义上的岩浆残 液)。

4.2.2 岩浆—热液体系3个分支系统的成矿过程

(1)如前所述,细晶岩是初级富气流体相发生 第二次气—液分离析出二级残余富气流体相后的二 级熔体相原地快速结晶形成的,其位置代表二级残余富气流体相(岩浆—热液)的发生位置,所以伟晶岩—细晶岩的3种空间组合,就代表了岩浆—热液体系的3个分支系统,而细晶岩上部的矿化及成分分带是分支系统中的二级残余富气流体相与地质体相作用的结果。由于所处的空间部位不同,地质体也不同,3个分支系统与地质体的成矿作用也不同,形成不同成因类型的矿床及垂向上的成分分带(图2、4)。借助这些垂向上的成分变化,可以刻画出各分支系统的演化与成矿过程(仅针对体系相对封闭、叠加效应不明显的情况).如表2所示。

(2)表 2"与热液作用有关的地质体(地层、断裂、花岗岩)特征"栏所示,成矿作用除了与岩浆作用有关外,还受到岩体上覆围岩地层岩性(开放性)的控制以及构造断裂的等多种因素的影响,是多种因素的综合反映。

表 2 岩浆—热液体系 3 个分支系统作用于不同地质体的演化及成矿过程

Table 2 Evolution and mineralization of three branches of the magmatic—hydrothermal system interacting with different geological bodies

with different geological bodies								
 	形成的矿床 类型		热液作用有关的地质体	垂向分带自下而上	垂向分带反映的岩浆—热液向成矿流体			
	成因类型	工业类型	(地层、断裂、花岗岩)特征	的矿物变化	演化的成矿过程			
分支-1	岩浆热液型矿床	除型矿	为岩体上覆围岩南北向陡倾斜 剪张性裂隙,围岩地层为开放 性灰岩、大理岩、含炭质灰岩中 成矿最好;半开放的砂岩、泥质 砂岩的陡倾斜裂隙矿化稍弱	(细晶岩→) 钾长 石石英似伟晶岩→ 含矿石英质似伟晶岩 →含矿石英脉(矿 体)(图 4)	岩浆—热液沿断裂裂隙向上充填并缓慢分馏结晶,先是在岩脉下部晶出大量钾长石、钠长石、石英,析出碱性金属(K^+ 、 Na^+)及 SiO_2 ——然后在中部晶出石英、钠长石,析出碱性金属(Na^+)及 SiO_2 以及少量矿质 ——最后在岩脉上部析出大量 SiO_2 和大量矿质,形成矿(化)体			
分支-2	伟晶岩型矿床	伟晶岩脉型锡钨矿	为岩体接触带,受南北向剪张性构造裂隙控制,且工业矿体只赋存在于岩体上覆围岩地层为开放性的灰岩、含炭质灰岩的接触带中	(细晶岩→)含矿 伟晶岩,伟晶岩自外 而内:中细粒钾长石 +钠长石+石英→ 粗粒钾长石 + 石英 →石英+铁钽云母 (或锂云母)+钽铌 (钨)锡矿	岩浆—热液在接触带空隙分馏结晶,先是晶出钾长石、钠长石及部分石英形成伟晶岩下部及外壳,析出部分碱性金属(K^+ 、 Na^+)及 SiO_2 ,——晶出粗粒钾长石+石英形成伟晶岩主体,析出大量 K^+ 为主的碱性金属及 SiO_2 ,矿质在流体进一步富集——晶出石英+云母+钽铌钨锡矿,即随着 Li^+ 、 K^+ 特别是最后的 SiO_2 的大量析出,矿质过饱和在伟晶岩脉内核析出,形成伟晶岩型矿床			
分支-3	岩浆自变质型矿床	锡石英脉型矿 钨锡钽铌矿 *	为花岗岩侵人围岩的凸起及转 折部位的岩体内接触带剪切裂 隙,且围岩地层为封闭性的页 岩、硅质页岩、泥灰岩 为岩体上部隆凸部位的岩体 (内)接触带,且围岩地层为开 放性的灰岩、含炭质灰岩,或者 为半开放的砂岩、泥质砂岩	(细晶岩→) 钾长 石化带→钾长石化 +钠长石化带→钠 长石化(+钽铌矿化) 带→云英岩化+钨 锡钽铌矿化带(图 2、 图 3)	岩浆—热液通过交代作用, 先是在钾长石化带、兼有硅化的钾长石化+钠长石化带, 析出大量的 K^+ 、 Na^+ 、 SiO_2 — 随后, 在以钠长石化和硅化为主、并有钾长石化和钽铌矿析出的钠长石化(+钽铌矿化)带, 析出大量 Na^+ 、 SiO_2 和 K^+ , 同时析出钽铌矿质 — 最后, 在云英岩化+钨锡钽铌矿化带, 伴随石英、云母、黄玉等的大量晶出而析出大量 Li^+ 、 K^+ 、 SiO_2 ,流体中矿质饱和(或不混溶分解) 析出, 形成钨锡钽铌矿化			

注: *一"蚀变花岗岩型钨锡钽铌矿"包含"蚀变花岗岩型钨锡矿"和"蚀变花岗岩型钽铌矿"两种工业类型矿型。

5 稀有金属花岗岩岩浆—热液体系的 形成路径及成矿模型

结合矿床地质特征,总结稀有金属花岗岩岩浆—热液体系的形成路径及成矿模型,如图6所示。

6 结论

(1)岩浆演化不是线性的结晶(分异)过程,除 了结晶作用外,还有大规模的气—液离。岩浆—热 液的形成主要与其中的气—液分离有关,岩浆—热

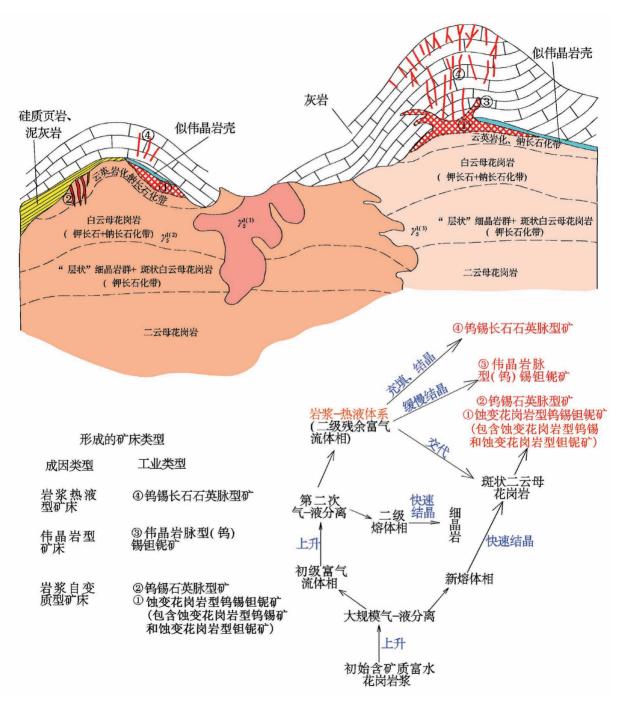


图 6 岩浆演化形成岩浆—热液体系路径及成矿模式

Fig. 6 Forming path and metallogenic model for magmatic—hydrothermal system of granite

 $\gamma_5^{l(1)}$ 、 $\gamma_5^{l(2)}$ 、 $\gamma_5^{l(3)}$ 一印支晚期第一、第二、第三阶段花岗岩

 $\gamma_5^{1(1)}$, $\gamma_5^{1(2)}$, $\gamma_5^{1(3)}$ —the granite of the 1st, 2nd and 3rd stage of Indosinian Period

液不是传统意义上的主要岩浆结晶后产生的岩浆残液,也不是直接从岩浆析出的初级富气流体相(或初级岩浆水),而是初级富气流体相经过第二次气—液分离形成的二级残余富气流体相。

- (2)岩浆—热液的演化路径是:富水岩浆(侵位前只有少量的结晶作用)在侵位时发生大规模气—液分离,形成了初级富气流体相和新熔体相,两者各自沿不同的路径演化。其中,新熔体相快速结晶形成花岗岩主体,而初级富气流体相形成后即上升到分别位于岩体(或岩浆房)上覆围岩裂隙、岩体顶部与围岩过渡带、岩体中上部这3个不同空间部位,随后随着温度的降低,再次发生气—液分离,形成了二级残余富气流体相和二级熔体相。二级残余富气流体相就是所谓的岩浆—热液,它既可以形成伟晶岩,也可以交代岩体上部形成蚀变带花岗岩。
- (2)能够直接演化形成成矿流体的岩浆—热液是初级富气流体相经过第二次气—液分离形成的二级残余富气流体相。二级残余富气流体相构成的岩浆—热液系统由三个不同空间分布的分支系统组成,每个分支系统在不同的环境下与上部地质体作用,以交代作用、结晶作用等不同形式演化形成成矿流体,形成岩体接触带及附近的不同成因类型的矿床和以细晶岩为底部边界的成分分带。
- (3)以细晶岩为底部边界的成分分带自下而上的成分变化,反映了岩浆—热液作用于不同地质体的演化和成矿过程。
- (4)成矿作用除了与岩浆作用有关外,还受到 岩体上覆围岩地层岩性的开放性程度以及构造断裂 等多种因素的影响,是多种因素的综合反映。

致谢:感谢审稿专家陈衍景教授和另一位审稿 专家的评审意见和责任编辑章雨旭研究员的辛勤付 出。

参考文献/References

(The literature whose publishing year followed by a "&" is in Chinese with English abstract; The literature whose publishing year followed by a "#" is in Chinese without English abstract)

- 甘晓春,朱金初,沈渭洲. 1992. 广西栗木水溪庙稀有金属花岗岩成因. 地质找矿论丛,7(2):35~45.
- 胡受奚. 1975. 钠质和钾质系列火成岩和碱质交代作用对稀有元素的成矿专属性. 见:全国稀有元素会议论文集(第一集). 北京:科学出版社: 91~94.
- 胡受奚,孙志明,严正富,徐克勤,涂光炽. 1986. 与交代蚀变花岗岩有成因联系的钨、锡和稀有亲花岗岩元素矿床有关的一种重要的成矿模式. 见,徐克勤和涂光炽. 主编. 花岗岩地质和成矿关系. 国际花岗岩地质与成矿关系讨论会论文集. 南京:江苏科技出版杜: 346~358.

- 华仁民,王登红. 2012. 关于花岗岩与成矿作用若干基本概念的再认识. 矿床地质,31(1):165~175.
- 黄小娥,徐志华. 2005. 江西雅山花岗岩体交代作用及其与稀有金属的成矿关系. 江西有色金属, 19(4):1~4.
- 季克俭,王高尚,王立本,吕凤翔,张建华.1994.关于尼格里的岩浆残余溶液的讨论.地质论评,40(3):193~199.
- 康志强,冯佐海,杨锋,潘会彬. 2012. 广西桂林地区东部栗木花岗岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄. 地质通报,31(8):1306~1312.
- 梁磊, 覃宗光, 颜自给, 董业才. 2013. 栗木矿田深部新发现二云母花 岗岩及其与上部白云母花岗岩的相变关系研究. 矿产与地质, 27 (4):310~316.
- 梁磊,张玲,颜自给,董业才. 2017. 广西栗木花岗岩岩浆气—液分异作用与成矿作用. 地质论评.63(1):61~74.
- 梁磊,张玲. 2019. 相图对广西栗木花岗岩斑晶及起源岩浆的热力学形成条件的分析. 地质论评,65(3):589~602. 罗照华,莫宣学, 卢欣祥,陈必河,柯珊,侯增谦,江万. 2007. 透岩浆流体成矿作用——理论分析与野外证据. 地学前缘,14(3):165~183.
- 罗照华,卢欣祥,郭少丰,孙静,陈必河,黄凡,杨宗锋. 2008. 透岩浆流体成矿体系. 岩石学报,24(12):2669~2678.
- 南京大学地质系. 1981. 华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系. 北京:科学出版社: 291~304.
- 王联魁,朱为方,张绍立. 1983. 液态分离—南岭花岗岩分异方式之一. 地质论评,29(2):365~373.
- 王联魁,王慧芬,黄智龙. 1997. 锂氟花岗质岩石三端元组分的发现及 其液态分离成因. 地质与勘探,33(3):11~20.
- 文春华,邵拥军,黄革非,罗小亚,李胜苗.2017. 湖南尖峰岭稀有金属 花岗岩地球化学特征及成矿作用. 矿床地质,36(4):879~892.
- 杨锋,李晓峰,冯佐海,白艳萍. 2009. 栗木锡矿云英岩化花岗岩白云 母 40 Ar/ 39 Ar 年龄及其地质意义. 桂林工学院学报,29(1):21~24
- 姚锦其,李惠. 2008. 广西栗木锡铌钽矿床地球化学分带模型与找矿评价标志. 矿物学报,28(2);222~226.
- 袁见齐,朱上庆,翟裕生等. 1979. 矿床学. 北京: 地质出版社: 40~44. 袁忠信,白鸽,扬岳清. 1987. 稀有金属花岗岩型矿床成因讨论. 矿床 地质,6(1):88~9.
- 张怀峰,陆建军,王汝成,章荣清. 2013. 广西栗木矿区牛栏岭岩体印支期年龄的厘定及其意义. 高校地质学报,19(2):220~232.
- 张怀峰,陆建军,王汝成,马东升,朱金初,章荣清.2014.广西栗木大 歧岭隐伏花岗岩的成因及其构造意义:岩石地球化学、锆石 U— Pb 年代学和 Nd—Hf 同位素制约.中国科学:地球科学,44(5): 901~918
- 张玲,梁磊. 2018. 伟晶岩与细晶岩的成因—以广西栗木稀有金属花岗岩地区为例. 桂林理工大学学报,38(2):175~188.
- 张 旗. 2011. 再论花岗岩的分类及其与金铜钨锡成矿的关系. 矿床 地质, 30(3):557~570.
- 张智宇,侯增谦,彭花明,朱晓强,潘小菲,叶泽宇. 2015. 江西大湖塘超大型钨矿初始岩浆流体出溶——来自似伟晶岩壳的记录. 地质通报,34(2~3):487~500.
- 朱金初,吴长年,刘昌实,李福春,黄小龙,周东山. 2000. 新疆阿尔泰可可托海 3 号伟晶岩脉岩浆. 热液演化和成因. 高校地质学 报,6(1):40~52
- 朱金初,烧冰,熊小林,李福春,张佩华.2002. 富锂氟含稀有矿化花岗质岩石的对比和成因思考. 地球化学,31(2);141~152.
- 朱金初,王汝成,陆建军,张辉,张文兰,谢磊,章荣清. 2011. 湘南癞子岭花岗岩体分异演化和成岩成矿. 高校地质学报,17(3):381~392.
- Barker D S. 1983. Igneous Rocks. New Jersey: Prentice-Hall: 24 ~ 123.

- Burnham C W and Ohmoto H. 1980. Late-stage processes of felsic magmatism. Mining Geol. Spee. Issue, 8, 1~11.
- Burnham C W. 1994. Development of the Burnham model for prediction of H_2O solubility in magmas. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, $30: 123 \sim 129$.
- Cerny P, Blevin P L, Cuney M and Nicolescu S. 2005. Granite related ore deposits. In: Hedenquist JW, Thompson JFH, Goldfarb RJ and Richards JP (eds.). Economic Geology, 100th Anniversary Volume. Littleton, Colorado: Society of Economic Geologist, Inc., 337~370.
- Department of Geology, NanJing University. 1981 #. Granitoids of Different Ages in South China and their Metallogenetic Relations. Beijing: Science Press: 291~304.
- Gan Xiaocun, Zhu Jinchu and Shen Weizhou. 1992&. The genesis of Shuiximiao rare metal granite Limu, Guangxi Autonomous Region. Contributions to Geology and Mineral Resources Research, 7(2): 35~45.
- Hu Shouxi. 1975#. Metallogenetic specialization of Na—K series igneous rock and alkali metasomatic to the rare elements deposit. Memoir collected papers of rare elements conference, (1), Beijing: Science Press, 91~94.
- Hu Shouxi, Sun Zingming, Yan Zhengfu, Xu Keqin and Tu Guangchi. 1986&. An important kind of metallogenic model related to the tungsten, tin and granophile elements deposits connected with metasomatic alteration. In: Xu Keqin and Tu Guangchi. ed. Relationship Between Geology and Metallogeny of Granites. Proceedings of International Granite Geological and Metallogenic Relationship Discussion. Nanjing University. Nanjing: Jiangsu Technology Press: 346~358.
- Huang Xiaoe and Xu Zhihua. 2005&. Metasomatism of Jiangxi Yashan Granite body and metallogenic relationship between it and rare metals. Jiangxi Nonferrous Metals, 19(4): 1~4.
- Ji Kejian, Wang Gaoshang, Wang Liben, Lu Fengxiang, Zhang Jianhua, Wang Wuyi. 1994&. Niggli's postmagmatic hydrothermal metallogeny. Geological Review, 40(3):193~199.
- Kang Zhiqiang, Feng Zhuohai, Yang Feng, Liao Jiafei, Pan Huibin. 2012&. SHRIMP zircon U-Pb age of the Limu granite in eastern Guilin, Guangxi. Geological Bulletin of China, 31 (8): 1306 ~ 131.
- Jahns R H and Burnham CW. 1969. Experimental studies of pegmatite genesis; 1. A model for derivation and crystallization of granitic pegmatites. Econ. Goal., 64:843~864.
- LiangLei, Qin Zongguang, Yan Zigei and Dong Yecai. 2017&. Phase relationship between binary granite and upper muscovite granite lately found at depth in Limu ore-field. Mineral Resources and Geology, 27(4): 310~316.
- LiangLei, Zhang Ling, Yan Zigei and Dong Yecai. 2017&. Liquid gas fractionation and mineralization in the Limu granites, Guangxi. Geological Review, 63(1): 61~74.
- Liang Lei, Zhang Ling. 2019. Phase diagram analysis on thermodynamic conditions of phenocrysts and original magma of Limu granite in Guangxi [J]. Geological Review, 65(3):589~602.
- Luo Zhaohua, Mo Xuanxue, Lu Xinxiang, Chen Bihe, Ke Shan, Hou Zengqian, and Jiang Wan. 2007&. Metallogeny by trans-magmatic fluids—theoretical analysis and field evidence. Earth Science Frontiers, 14(3): 165~183.
- Luo Zhaohua, Lu Xinxiang, GuoShaofeng, Sun Jing, Chen Bihe, Huang Fan, and Yang Zongfeng. 2008&. Metallogenic systems on the

- transmagmatic fluid theory. Acta Petrologica Sinica, 24(12): 2669 ~2678.
- Pirajno F. 1992. Hydrothermal mineral deposits: Principle and fundamental concepts for the exploration geologist. Springer-Verlag.
- Sakuyama M and Kusyiro. 1979. Vesiculation of hydrous andesitic melt and transport of alkalies by separated vapor phase. Contrib. Mineralogy and Petrology, 71: 61~66.
- Spera F J, Bohrson WA, Till CB and Ghiorso M S. 2007. Partitioning of trace elements among coexisting crystals, melt, and supercritical fluid during isobaric crystallization and melting. American Mineralogist, 92: 1881~1898.
- Selway J B, Breaks F W and Tindle A G. 2005. A review of rare-element (Li Cs Ta) pegmatite exploration technique for the superior Province, Canada, and large worldwide tantalum deposits. Exploration and Mining Geology, 14(1~4):1~30.
- Wang Liankui, Zhu Weifang and Zhang Shaoli. 1983 &. Liquid segregation—one of the main modes of differentiation of the Nanling Granite. Geological Review, 29(2): 365~373.
- Wang Liankui, Wang Huifen and Huang Zhilong. 1997&. Discovery on the three end-members' components of Li—F granite rock and its liquid -state separation origin. Geology and Prospecting, 33(3): 11~20.
- Wen Chunghua, Shao Yongjun, Huang Gefei, Luo Xiaoya, LI Shengmiao. 2017 & Geochemical features and mineralization of Jianfengling rare metal granite in Hunan Province. Mineral Deposits, 36(4): 879~892.
- Yang Feng, Li Xiaofeng, Feng Zuohai, Bai Yanping. 2009&.

 40 Ar/³⁹ Ar Dating of muscovite from greiseized granite and geological significance in Limu tin deposit. Journal of Guilin University of Technology. 29(1): 21~24.
- Yao Jinqi, Li Hui. 2008 . Geochemical zoning model and ore-search assessment indication of Limu Sn—Nb—Ta ore deposit, Guangxi. Acta Mineralogical Sinica, 28(2): 222~226.
- Yuan Jianqi, Zhu Shangqing, zhai Yusheng. 1979 #. Ore deposit. Beijing: Geology Press: 40~44.
- Yuan Zhongxin, Bai Ge and Yang Yueqing. 1987&. A discussion on petrogenesis of rare metal granites. Mineral Deposit, 6(1): 88 ~ 94
- Zhang Huaifeng, Lu Jianjun, Wang Rucheng, Zhang Rongqing. 2013&. Confirmation of Indosinian Age of the Niulanling Granite from Limu Orefield, Guangxi Province and Its Significance. Geological Journal of China Universities, 19(2): 220~232.
- Zhang Huaifeng, Lu Jianjun, Wang Rucheng, Ma Dongsheng, Zhu Jinchu, Zhang Rongqing. 2014&. Pelrogenesis of the concealed Daqiling intrusion, Guangxi Province and its tectonic significance: Constraints from geochemistry, zircon U-Pb dating and Nd—Hf isotopic composition. Science China: Earth Science, 44(5): 901~918.
- Zhang Ling and Ling Lei. 2018 &. Genesis of pegmatite and aplite; rare metal granite study of Limu in Guangxi. Journal of Guilin University of Technology, 38(2): 175~188.
- Zhang Qi . 2011 &. A re-discussion on the classification of granites and their relationship with Cu—Au and W—Sn mineralization: A reply to the comments by Messrs Hua Renmin and Wang Denghong about "Zhang Qi et al(2010): Relationship between granitic rocks and Au—Cu—W—Sn mineralization". Mineral Deposits, 30(3):557~570.
- Zhang Zhiyu, Hou ZengQian, Peng Huaming, Zhu Xiaoqiang, Pan

Xiaofei, Ye Zeyu. 2015 &. Exsolution of primary fluids from magma in the superlarge Dahutang tungsten deposit of Jiangxi Province; Records from the pegmatoid shell. Geological Bulletin of China, $34(2 \sim 3) \cdot 487 \sim 500$.

Zhu Jinchu, Wu Changnian, LIu Changshi, LiFuchunm, Huang Xiaolong, Zhou Dongshang. 2000&. Magmatic—Hydrothermal Evolution and Genesis of Koktokay No. 3 rare metal pegmatite dyke, Altai, China. Geological Journal of China Universities, 6(1): 40~ 52. Zhu Jinchu, Rao Bing, Xiong Xiaolin, Li Fuchun and Zhang Peihua. 2002&. Comparison and genetic interpretation of Li—F rich, rare-metal bearing granitic rocks. Geochemica, 31(2):141~152.

Zhu Jinchu, Wang Rucheng, Lu Jianjun, Zhang Hui, Zhang Wenlan, Xie Lei and Zhang Rongqing. 2011&. Fractionation, evolution, petrogenesis and mineralization of Laiziling granite pluton, southern Hunan province. Geological Journal of China University, 17(3): 381~392.

Forming path of magmatic—hydrothermal system of rare metal granite and their ore-forming process

——A case study in the Limu orefield, Gongcheng County, Guangxi

LIANG Lei¹⁾, DONG Yecai¹⁾, GAO Yufei¹⁾, ZHANG Ling²⁾, XU Tao

- 1) China Nonferrous Metals (Guilin) Geology and Mining Copany Limited, Guilin, Guangxi, 541004;
- 2) Institute of Karst Geology, Chinese Academy of Geological Science / Key Laboratory of Karst Dynamics, Ministry of Land and Resources & Guangxi Zhuang Autonomous Region, Guilin, Guangxi, 541004

Objectives: Learn more about the forming path of magmatic—hydrothermal system of rare metal granite and its ore-forming process.

Methods: Taking Limu granite, a typical representative of rare metal granite in South China, as a case of study, come to understand the forming path of magmatic evolution through a in-depth study of petrography on vertical zoning of the granite. Then, by correlating magmatic evolution with geological characteristics of mineral deposit, deduce how the magmatic—hydrothermal system come into formation and ore-forming process.

Results: ① In addition to crystallization, there is also large-scale gas—liquid fractionation in magmatic evolution, and the formation of magma—hydrothermal fluids is mainly related to the gas—liquid fractionation. Therefore, the magma—hydrothermal fluid is not the residual magma solution in the traditional sense. ② The forming path of magma—hydrothermal fluids is; large-scale gas—liquid fractionation takes place in the water-rich magma during its emplacement, forming gas-rich fluid and new remain molten phase magma. Then the gas-rich fluids rise to three different spaces where, they will undergo the second time gas—liquid fractionation as decrease of temperature and generate the residual gas-rich fluids which is the so-called magmatic—hydrothermal fluid. ③ Oreforming fluids of all sorts of mineral deposits in Limu orefield are all from the residual gas-rich fluids (magma—hydrothermal fluids) formed by two times of magmatic gas—liquid fractionation. ③ The magmatic—hydrothermal system consists of three branches which located in three different spaces, each of them interacts with different surrounding geological bodies by the way of hydrothermal alteration or crystallization, forming different types of deposits and vertical zoning.

Conclusions: In the paper, we reconstruct the forming path of magmatic—hydrothermal system of rare metal granite and ore-forming process, and set up a new metallogenic model correlative. The results of the study would have enlightening significance for deep understanding magmatic evolution and diagenesis and mineralization of granite.

Keywords: rare metal granite; magmatic—hydrothermal system; forming path; ore-forming process; residual magma solution; Limu, Guangxi

Acknowledgements: This study was financially supported by Project of Superseding Resources Prospecting in Guangxi Limu Tin Deposit (No. 200645091) (from Project of Superseding Resources Prospecting in Crisis Mine in China) and Geological Survey Project of Wufu Tin—Tantalum—Niobium Mine in Guangxi Limu (No. [2010]

604) (from Mineral Exploration Project in Guangxi Province). Thanks to the Professor Chen Yanjing for his review comments of the paper's manuscript and the responsible editor Zhang Yuxu for his hard work

First author: LIANG Lei, male, born in1963, master, senior engineer. He current interests focus on geological research related to ore prospecting. Email: 2754506887@ qq. com

Manuscript received on: 2020-08-12; Accepted on: 2021-02-04; Network published on 2021-02-20

Manuscript received on: 2016-07-22; Accepted on: 2017-10-11; Edited by: ZHANG Yuxu

Doi: 10. 16509/j. georeview. 2021. 03. * * *

Edited by: ZHang Yuxu