

# 广西栗木花岗岩岩浆气—液分异作用与成矿作用

梁磊<sup>1)</sup>, 张玲<sup>2)</sup>, 颜自给<sup>1)</sup>, 董业才<sup>1)</sup>

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:** 广西栗木花岗岩是华南地区具有代表性的含锡、钨、钼、铌矿的稀有金属花岗岩, 发育一些紧密共生但结构有明显差异的岩石。在岩相学研究的基础上, 运用热动力学原理对这些特殊地质现象进行成因分析以了解相应的岩浆演化过程, 得出的结论构成了岩浆演化的动态证据链并相互印证, 且与热动力学方程检验结论相吻合。研究表明, 气—液分异是稀有金属花岗岩最重要的成岩与成矿作用机制。当富水岩浆上升侵位时, 岩浆发生大规模的气—液分异作用, 形成新的熔体相和大量夹带气相的气泡。新的熔体相因饱和水压  $P(\text{H}_2\text{O})$  的突然降低而过冷却结晶形成斑状结构岩石, 气泡则上升迁移至不同部位, 随后破裂再次发生气—液分异形成残余气流体和残余熔体相。残余气流体进一步交代先结晶的斑状结构岩石形成蚀变带花岗岩, 或者结晶形成伟晶岩。残余气流体还是金属成矿元素迁移的主要载体, 岩体内带的蚀变花岗岩型锡钨钼矿的成矿作用主要与残余气流体对花岗岩的自交代作用有关, 而岩体顶上的岩脉型钨锡矿的成矿作用主要与残余气流体在围岩裂隙中的结晶作用有关。

**关键词:** 稀有金属花岗岩; 岩相学; 热动力学; 岩浆演化; 气—液分异; 成矿作用; 栗木; 华南

稀有金属花岗岩是与钨、锡、铌、钼等稀有金属矿床最为密切的花岗岩类型, 又称富锂氟碱性花岗岩, 普遍发育由不同岩石组成的岩相分带和蚀变分带。关于稀有金属花岗岩的成岩与成矿作用的关系, 主要有以下几种观点, 一种观点认为成矿作用是花岗岩受到流体交代的结果(胡受奚, 1986; 袁忠信等, 1987; 黄小娥和徐志华, 2005); 第二种观点认为是岩浆通过固—液结晶分异, 在正岩浆阶段的后期形成残余岩浆或残余流体, 残余流体在岩浆—热液过渡阶段逐渐演化为成矿流体, 最后在热液阶段成矿(Burnham, 1994; 甘晓春, 1992; 朱金初, 2002, 2011; 陈骏等, 2008); 第三种观点认为成岩和成矿作用主要是岩浆通过不混溶为主的液态分离形成的(王联魁等, 1983, 1997; 李建康等, 2008)。这些成岩成矿作用观点看似颇为对立。因此, 深入探讨岩浆演化作用与成矿作用的关系具有重要的意义。

广西栗木花岗岩是华南地区稀有金属花岗岩的典型代表, 大部分的研究认为栗木岩体的成矿与岩浆结晶分异演化过程有密切关系(章锦统, 1989; 甘

晓春, 1992; 覃宗光, 2011); 林德松(1993)认为既与结晶分异有关, 也与花岗岩自交代有关; 还有的认为是岩浆通过不混溶为主的液态不混溶分离形成的(王艳丽等, 2013)。栗木花岗岩中发育一些特殊的结构、构造以及一些紧密共生但结构有明显差异的岩石, 比如岩体中—深部普遍发育的粗斑细粒结构、岩体顶部带非对称伟晶岩—细晶岩共生组合、岩体内部发育“层”状产出的伟晶—细晶花岗岩、细晶岩中具有似伟晶条带的水平韵律构造等等, 这些地质现象与固—液结晶分异观点是矛盾的, 用液态不混溶分离的观点也不如用岩浆的气—液分异解释更合理。Sakuyama(1979)的气—液分异的实验表明, 气—液分异产生的气泡可使碱金属在气泡中富集并随气泡在岩浆中上升迁移。尽管如此, 岩石学家对气—液分异在岩浆演化及成岩、成矿作用中的地位评价不高, 认为气—液分异影响属于局部效应(Barker, 1983), 研究成果甚少。我们的研究表明, 在稀有金属花岗岩岩浆演化过程中, 气—液分异是大规模并具有普遍性的, 是花岗岩最重要的成岩与

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

收稿日期: 2015-11-12; 改回日期: 2016-08-26; 责任编辑: 章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2017.01.006

作者简介: 梁磊, 1963年生, 硕士, 高级工程师。现阶段主要从事与找矿相关的地质研究。Email: 2754506887@qq.com。

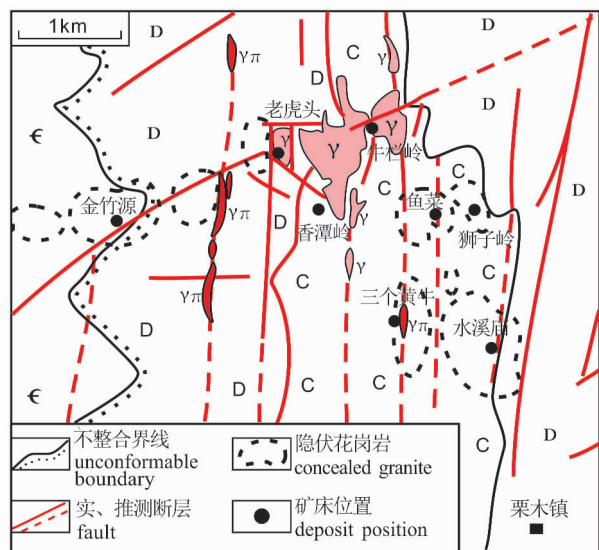


图1 栗木矿田地质简图

Fig. 1 Geological sketch map of Limu orefield

C—石炭系;D—泥盆系;ε—寒武系;γ—花岗岩;γπ—花岗岩脉;

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

γ—granite;γ—granite-porphphyry dyke

成矿机制。在研究方法上,本文将岩相学和热动力学相结合,对栗木花岗岩的成岩作用与岩浆演化的关系进行动态研究,进而探讨残余流体的形成演化与成矿作用的关系。

## 1 栗木矿区地质概况

栗木矿区位于广西恭城县境内,桂林以东60km。区域构造上位于江南古陆东南缘的桂东北拗陷区的海洋山褶断带中。

矿田范围内花岗岩以小岩株和岩钟形式产出(图1),地表出露面积约1.5km<sup>2</sup>,据钻探工程揭露,按岩体顶板-250m标高圈定,已控制面积约17km<sup>2</sup>,大部分呈隐伏状态。推测这些零散出露和隐伏的小岩体在深部是相连接的,故统称为栗木花岗岩体。花岗岩侵入寒武系、泥盆系、下石炭统中,根据相互地质接触关系,年龄资料和其他地质地球化学信息,前人将栗木花岗岩分为三个侵入阶段:

第一阶段花岗岩,见于泡水岭一带,目前尚未发现与其有关的工业钨锡钼金属矿化。

第二阶段花岗岩,主要分布于牛栏岭、香檀岭、栗木头、三个黄牛、鱼菜、沟挂垒等地,具钨锡矿化,在岩体外带形成小型脉状钨锡矿,在岩体突起部位接触带附近可形成蚀变花岗岩型锡钨矿床。

第三阶段花岗岩,见于老虎头、金竹源和水溪庙和狮子岭等地,它们与Sn、W、Ta、Nb矿产密切相关,可在岩体外带形成脉状钨锡矿,在接触带形成蚀变花岗岩型锡钨矿床。

第一阶段花岗岩因为不含矿,研究不多,本文的研究对象主要是第二阶段和第三阶段的花岗岩。

根据最新的精准年代测试结果,张怀峰等(2013)用锆石U-Pb定年法测定第二阶段的牛栏岭岩体中的铁锂云母花岗岩和似斑状铁锂云母花岗岩的年龄分别为 $223.6 \pm 1.7$  Ma和 $223.7 \pm 1.7$  Ma;张怀峰等(2014)用锆石U-Pb定年法测定新发现的大岐岭岩体白云母二长花岗岩的年龄为 $224.8 \pm 1.6$  Ma;康志强等(2012)用锆石U-Pb定年法测定的第三阶段金竹源白云母花岗岩的年龄为 $218.3 \pm 2.4$  Ma;杨锋等(2009)用Ar-Ar定年法测定的第三阶段老虎头岩体顶部云英岩中的白云母的年龄为 $214.1 \pm 1.9$  Ma。上述研究所获年龄显示,栗木花岗岩的成岩成矿作用均在印支期。

## 2 研究分析方法

栗木花岗岩中发育一些特殊的结构、构造以及一些紧密共生但结构有明显差异的岩石,比如岩体中—深部普遍发育的粗斑细粒结构、岩体顶部带非对称伟晶岩—细晶岩共生组合,细晶岩中具有似伟晶条带的水平韵律构造等等。这些特殊的结构、构造及结构有明显差异的岩石组合在华南地区其它稀有金属花岗岩中也具有代表性(南京大学地质系,1981;王联魁等,1983,1997,朱金初等,2011)。

本文将在岩石学分析的基础上,对形成这些特殊结构、构造、岩石组合的热动力学进行分析,以探讨岩浆演化和成岩作用的关系,进而探讨残余流体的形成演化及与成矿作用的关系。其科学依据是,一种均匀的岩石结构和构造是岩浆在大致平衡的物理化学条件结晶的产物,而当两种不同的结构或构造同时出现或共生时,表明它们的生成环境或者成分发生了变化,这种状态变化必然是热力学条件的变化造成的,而导致变化的因素可能有温度、压力、成分等,究竟是哪一种因素在起主要作用,导致这种因素发生变化的外部温压条件又是什么,这就需要结合具体的岩石产出状态、规模、岩相变化等等其它岩相学特征做出判断。把这些热动力学分析结论组合起来,就构成岩浆演化的证据链,最后用热力学方程统一作进一步的验证。运用这种方法,可以动态地探讨岩浆的演化与成岩作用的关系。

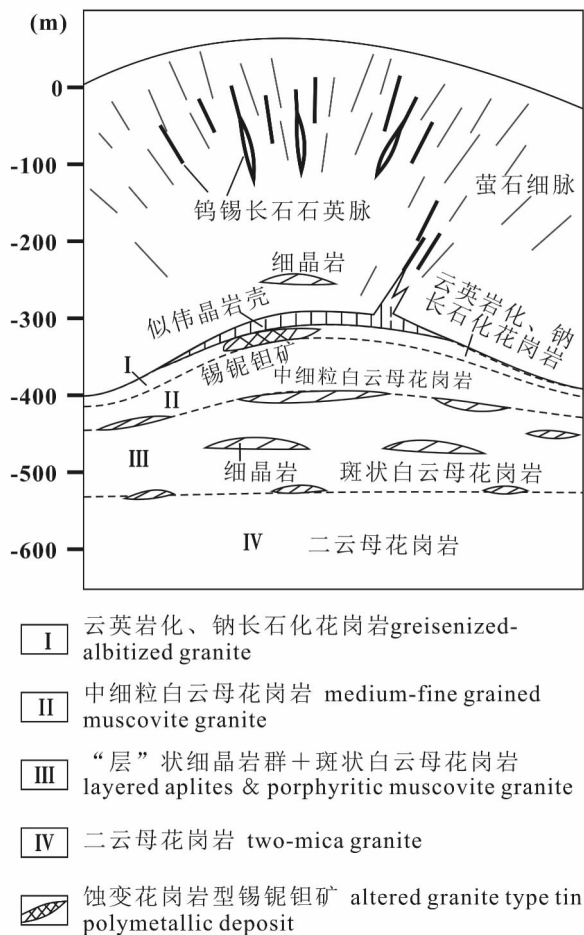


图 2 栗木花岗岩垂向分带模式图

Fig. 2 Vertical zoning in the Limu granites

### 3 栗木花岗岩岩石学特点

#### 3.1 岩体垂向分带及花岗岩的岩石学特点

与华南其它地区稀有金属花岗岩类似,栗木矿田含矿花岗岩普遍有明显的垂向分带(甘晓春等,1992;梁磊,2014),图2是笔者等根据最新的勘探资料在前人的基础上总结的岩体垂向分带模式图,该模式图与前人总结的垂向分带模式图相比最大的不同之处是III带中包含有“层”状细晶岩群。

岩体垂向分带包括岩体内带和岩体外带两个分带。

岩体内带自下而上依次为:二云母花岗岩(IV带)→“层”状细晶岩群+斑状含锂白云母花岗岩(III带)→无斑中细粒结构白云母花岗岩(又名钠长钾长花岗岩)(II带)→岩体顶部非对称伟晶—细晶花岗岩+云英岩化、钠长石化花岗岩(I带)。

IV带二云母花岗岩,具有完整的岩浆成因斑状

结构(图3a),斑晶粒度粗,4~15mm,由斜长石和微斜长石组成,晶型完整,斜长石具环带(图3b),成分为An28~An33;基质粒度细,一般小于1.5mm,矿物成分主要为斜长石、钾长石、石英、白云母和黑云母,岩石蚀变弱,斜长石内部有轻微绢云母化。厚度超过200m。

III带斑状白云母花岗岩,总体分布在IV带二云母花岗岩之上,两者为过渡关系。斑状白云母花岗岩交代结构发育,并发育因交代蚀变不均匀导致的斑杂状蚀变构造(图3c),岩石总体保留有较多的二云母花岗岩的长石斑晶,其中钾长石斑晶保留相对较完好,而斜长石斑晶的边角不同程度被新生的钾长石交代(图3d),未被交代的部分仍显示具环带构造,成分为An28~An33;新生的蚀变矿物主要为钾长石,其次为石英、钠长石和白云母,钠长石含量(2%~4%)一般较少,主要分布在被交代矿物的边部。该带厚度可达70~100m。

II带中细粒白云母花岗岩(又名钠长钾长花岗岩),一般分布在III带之上,两者为过渡关系。岩石中不同程度显示交代残余结构,保留有少量的二云母花岗岩的钾长石斑晶和斜长斑晶残留体,其中钾长石斑晶保留较多,外形常为浑圆状;而形成于二云母花岗岩时期的斜长石斑晶则被新生的矿物交代成粒度小的、不规则的残留体,并去钙化和褪色;新生的蚀变矿物与被交代的斜长石(Pl)之间的接触界线呈齿状,显示出先后的交代关系,而新生的蚀变矿物钠长石(Ab)和钾长石(Kf)之间接触界线平直,显示为同生关系(图3e)。蚀变矿物组合基本同斑状白云母花岗岩,但钠长石含量(10%~15%)明显增多。该带厚度可达30~50m。

I带钠长石化、云英岩化花岗岩,几乎全部由新生的蚀变矿物组成。钠长石化花岗岩与下面中—细粒白云母花岗岩(钠长钾长花岗岩)为过渡关系,偶见早期的钾长石斑晶,浑圆状,粒度变小;新生的钠长石含量(20%~30%)明显增多,多呈细小长板条状自形晶。云英岩化花岗岩主要以囊状出现,有的结构和成分比较复杂,发育微裂隙,鳞片变晶结构,主要由细粒石英、含锂白云母、绢云母、黄玉、萤石、氟磷锰矿等组成,有的结构和成分比较单一,主要由细粒石英、绢—白云母组成。该带厚度最大可达20m。

在蚀变带划分中,与图2的分带略有不同,因III带的斑状结构白云母花岗岩和II带的中—细粒结构白云母花岗岩蚀变均以钾长石化发育为特征,



被一起划为钾长石化带; I 带的钠长石化花岗岩和云英岩化花岗岩则分别被划为钠长石化带和云英岩化带。即蚀变带花岗岩自下而上为钾长石化带→钠

长石化带→云英岩化带。蚀变花岗岩型 Sn—(W)—Ta—Nb 矿化主要赋存在云英岩化带中。

岩体内带的岩相变化特点表明, 蚀变带花岗岩

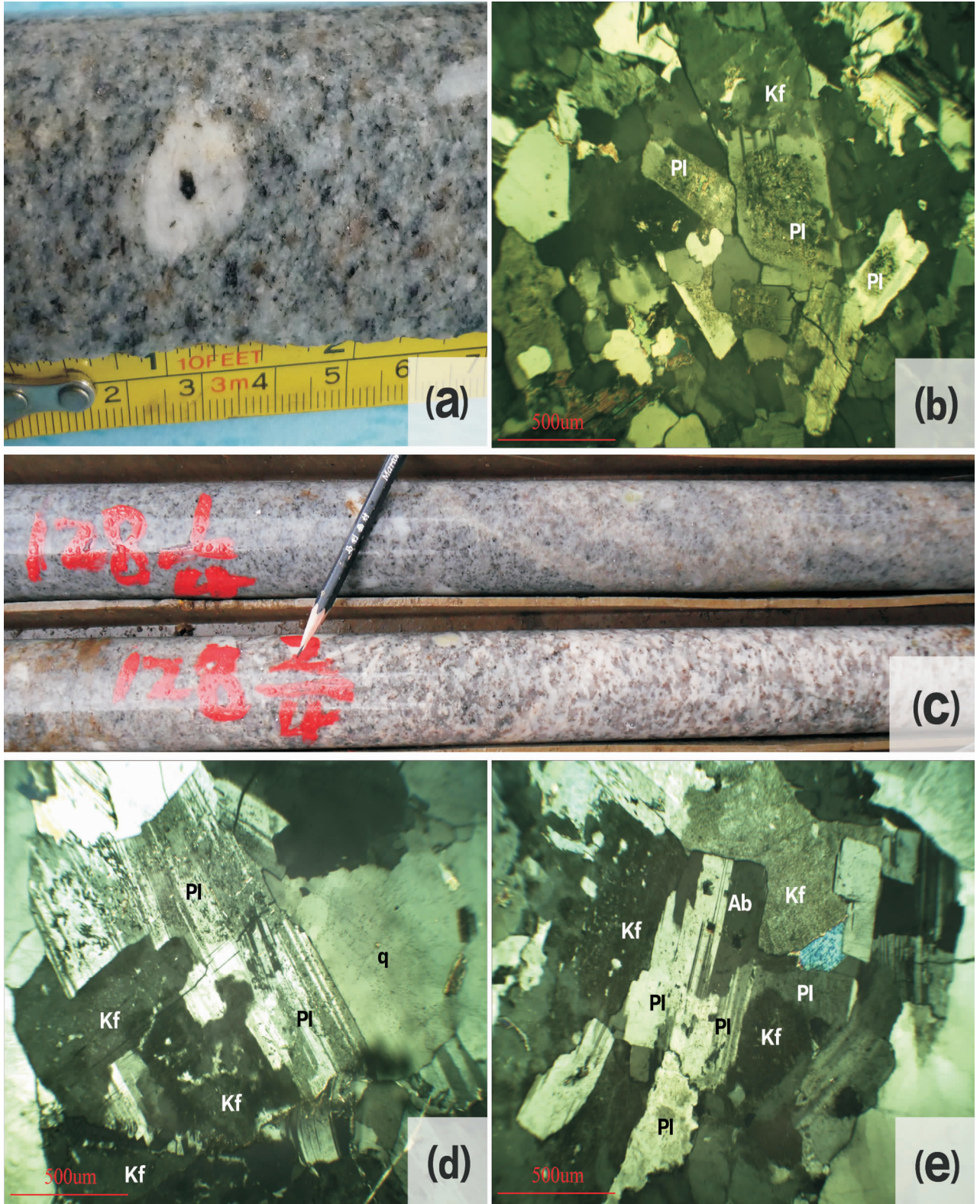


图 3 栗木花岗岩垂向分带部分岩石照片

Fig. 3 Photographs ((a) (c)) and photomicrographs of rocks from the Limu granites

(a) 二云母花岗岩(IV带)斑状结构;(b) 二云母花岗岩(IV带)的斜长石晶型完整,普遍有环带;(c) 斑状白云母花岗岩(III带)斑杂状蚀变构造;(d) 斑状白云母花岗岩(III带)斜长石斑晶被后世钾长石交代,但仍保留斑晶形态;(e) 中—细粒白云母花岗岩(II带)斜长石被后世钾长石和钠长石交代成小的残留体

(b)、(d)、(e)为显微照片,正交偏光。Ab—钠长石;Kf—钾长石;Pl—斜长石;q—石英

(a) Porphyritic texture in two-mica granite(IV); (b) plagioclase in two-mica granite(IV) are euhedral and with concentric zoning; (c) taxitic structure in porphyritic muscovite granite(III); (d) in the porphyritic muscovite granite(III), plagioclase partly replaced by K-feldspar; (e) in the medium—fine grained muscovite granite, remnant plagioclase seriously replaced by K-feldspar and abite.

(b), (d), (e) are photomicrographs in cross-polarized light. Ab—abite; Kf—K-feldspar; Pl—plagioclase; q—quartz

(III、II、I带,但不包括伟晶岩和细晶岩)是由原岩为二云母花岗岩的岩石经不同程度交代蚀变形成的,蚀变带花岗岩(除云英岩外)残留有原岩二云母花岗岩的部分矿物成分,如斜长石斑晶(斜长石成分都为 An28 ~ An33)和钾长石斑晶等。即岩体内垂向分带是由未蚀变的二云母花岗岩(IV带)和由二云母花岗岩蚀变形成的蚀变带花岗岩共同组成。

花岗岩内的垂向分带成因主要有交代成因的观点(胡受奚等,1986)、固—液结晶分异的观点(甘晓春等,1992;朱金初等,2002,2011)以及岩浆不混溶的观点(王联魁等,1983,1997),上述的结论不支持垂向分带是固—液分异成因的观点,也不支持是不混溶成因的观点,但是支持交代成因或者自交代成因的观点。

### 3.2 伟晶岩与细晶岩的岩石学特点

与华南其它地方稀有金属花岗岩发育有伟晶岩与细晶岩(南京大学地质系,1981;王联魁等,1983,1997)相似,栗木稀有金属花岗岩同样发育有伟晶岩与细晶岩,并以不同形式共生组合在一起,主要分布在三个部位,一是分布在岩体顶上带(外带);二是分布在岩体顶部带;三是在岩体内带(III带)。伟晶岩与细晶岩的矿物成分主要为钾长石、石英、钠长石、白云母等。

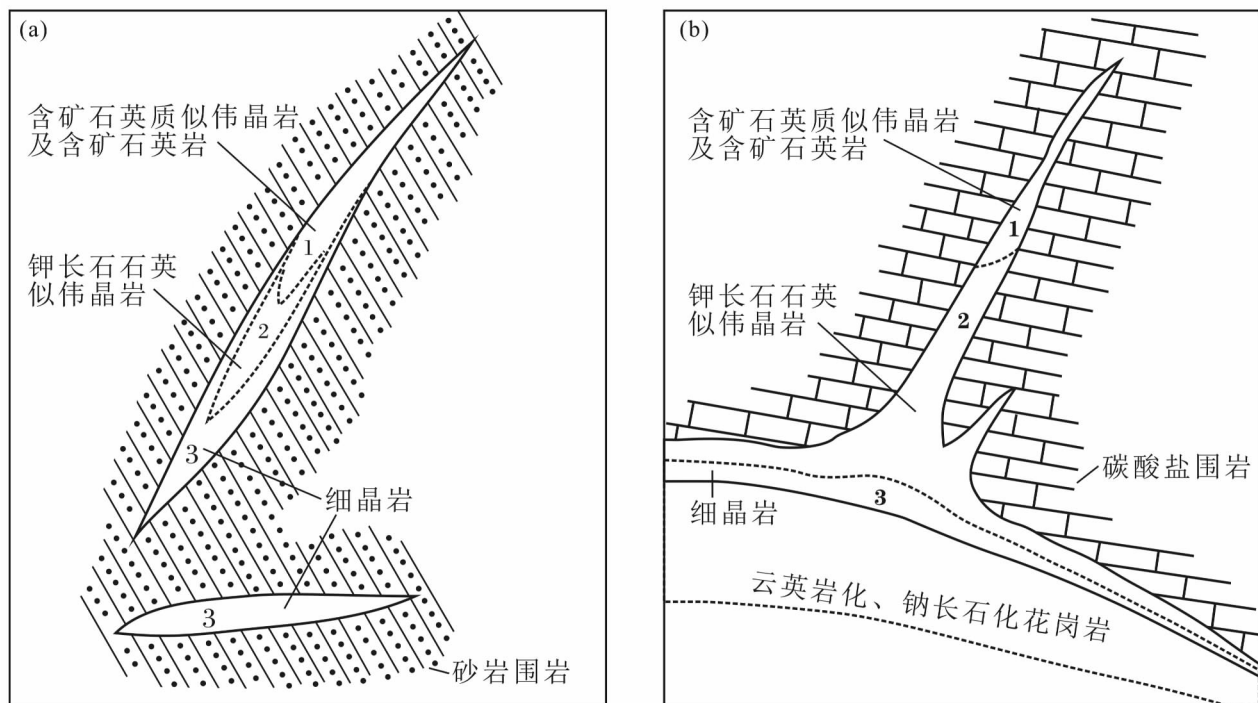
(1) 岩体顶上带的伟晶—细晶花岗岩脉,主要有两种组合形式,一种为“无根式”(图4a),岩脉下部与岩体不相连,主要发育于第二阶段花岗岩的岩体顶上带(覃宗光等,2011;梁磊,2014);另一形式为“有根式”(图4b),岩脉下部与岩体顶部带的“似伟晶岩壳”相连,主要发育于第三阶段花岗岩的岩体顶上带。两种组合均显示出垂向分带特点,岩脉下部均为细晶岩,向上为似伟晶岩,似伟晶岩自下而上,长石减少而石英增多,最后过渡成石英为主的含矿石英脉。在伟晶岩与细晶岩共存的部位(图4a中的1~3组合及2~3组合),外层为细晶岩,蚀变较弱,矿化和蚀变主要发生在粗粒的似伟晶岩内核,两者之间有窄的过渡。

(2) 岩体顶部带的伟晶—细晶花岗岩俗称“似伟晶岩壳”(图5a),由伟晶岩和细晶岩共同组成,伟晶岩的比例一般大于细晶岩,具非对称结构,上面为粗粒结构的伟晶岩与顶部围岩地层接触,局部呈树枝伸入到围岩中,向上过渡为长石石英脉、含矿石英脉;下面为发育韵律构造的细晶岩,细晶岩与伟晶岩之间,有快速的过渡。“似伟晶岩壳”底部与白云母花岗岩呈整合接触,接触部位的白云母花岗岩中还发育薄的细晶岩条带和似伟晶豆荚状团块,接触部位略带过渡,表明两者是未结晶固结时就组合在一起的。

(3) 岩体内 III 带中与斑状白云母花岗岩共生的“层”状细晶岩群和条带,单层厚度差别大,从 9m ~ 2cm 都有,成群出现,但均以近水平产状产出,与围岩斑状白云母花岗岩接触部位(图5b),没有烘烤边,没有穿插关系,呈现出整合的略带过渡的接触关系,但过渡的部分很窄,两者同样应该是未结晶固结时就组合在一起的。细晶岩顶部一般缺失伟晶岩壳,但个别顶部仍有厚度不大的伟晶岩壳构成类似岩体顶部带的非对称伟晶—细晶花岗岩组合。细晶岩普遍发育水平韵律构造(图5b),韵律层主要由粒度反复变化的细晶岩微层组成,部分韵律层为似伟晶微层(或条带)。

王联魁等(1983,1997)把上述伟晶—细晶花岗岩(包括岩体内带的“层”状细晶岩)与花岗岩的水平整合接触关系以及伟晶—细晶花岗岩的内部分带等现象作为岩浆不混溶液态分离作用的证据,认为它们与花岗岩的垂向分带一样都是岩浆不混溶液态分离作用形成的。

众所周知,在高温高压下存在气液共存的超临界态,所以岩浆的液—液分离与气—液分离在概念上很难严格区分,但我们认为用气—液分离来解释上述现象更合理,一是我们在后面将进一步论证,分异的富气流体相主要是以气泡形式上升及演化的;二是栗木岩体中伟晶—细晶花岗岩的分布特点以及韵律特点都与液态不混溶产生的分层特点不同,



1-含矿石英质似伟晶岩及含矿石英岩 ore-bearing coarse grained quartzose stone 2-钾长石石英似伟晶岩 coarse grained K-feldspar quartz stone 3-细晶岩 aplite

图4 岩体顶上带伟晶—细晶花岗岩脉垂向分带示意图(岩脉宽度有夸大)

Fig. 4 Vertical zoning diagram for the pegmatitic—aplitic granite veins over the top of granite

Barker(1983)总结前人的资料指出,液态不混溶只有在组分密度不同、且时间充足的条件下才能通过沉淀产生上轻下重、层内物质相对均匀的简单分层(一般是两层),对于长英质岩浆而言,Roedder(1979)曾指出,其液态不混溶作用的地质标志不明显。而在栗木花岗岩中,伟晶—细晶花岗岩与花岗岩之间虽然有很窄过渡,但分界明显,在分层数量上,以“层”状出现的伟晶—细晶花岗岩在花岗岩顶部和中上部多次出现(图2),远不止两层;在韵律层中(图5b),不但分层数量多,而且比重轻的似伟晶岩微层(或条带)也不一定出现在顶部,还有细晶岩的粒度极细,是过冷却快速结晶形成的,不具备液态不混溶形成层状所需要的充足沉淀时间条件。以上这些都不支持伟晶—细晶花岗岩是岩浆不混溶成因的观点。

## 4 特殊结构、构造及岩石组合的岩浆演化热动力学分析

### 4.1 粗斑细粒结构的岩浆演化热动力学分析

粗斑细粒结构不仅是岩体深部IV带二云母花

岗岩的岩石结构(图3a),也在蚀变带花岗岩中特别是III带斑状白云母花岗岩中发育。斑状结构具有斑晶粗大(4~15mm)而基质细小(普遍小于1.5mm)的特点。粗大的自形斑晶表明其形成于相对富水或接近饱和水的缓慢结晶条件,而基质细小的形成原因,根据晶体生长规律影响因素,是过冷却导致晶骸快速增长所致,而导致过冷却的因素主要有三种,分别是温度、压力和成分的突变(Barker, 1983)。厚度如此大(仅下部未见底的二云母花岗岩厚度就超过200m,把斑状白云母花岗岩包括在内则厚度超过300m)以及斑状结构的普遍性,可排除温度及外来组分加入(岩浆混合、同化混染等)等因素导致的突变,因此压力的突变是导致过冷却的主要因素,因为熔体饱和水压 $P(H_2O)$ 的突然降低,会使固相线和液相线温度截然上升,引起过冷却结晶(图6)。

高温高压下,岩浆中的水是以气体形式溶解在岩浆熔体中的。根据物理学亨利定律,溶解在液体中的气体量与该气体的压力成正比,如果温度不变,压力越大,气体的溶解度也增大,而当压力降低时,





图 5 栗木花岗岩中的伟晶—细晶花岗岩照片

Fig. 5 Photographs of pegmatitic—aplitic granite from the Limu granites

(a) 岩体顶部带非对称伟晶—细晶花岗岩之间的过渡关系,笔尖左侧岩芯为伟晶岩,右侧为细晶岩;(b) 岩体内部细晶岩与白云母花岗岩(后者位于左侧有红色标记的地方)呈水平整合接触关系,细晶岩具水平韵律构造

(a) Transition between pegmatite (on the left side of the pencil tip) and aplitite at the top asymmetrically pegmatite—aplitite granite (b) aplitite, with horizontal banded rhythm structure, is in conformable contact with the muscovite granite (on the left side of the core sample with red digital mark)

溶解度也减小,气体就会从液体中析出。即,外压的降低是导致所谓的岩浆第一次减压排气作用而引起熔体饱和水压  $P(\text{H}_2\text{O})$  降低的原因。

因此,大规模的粗斑细粒结构反映了岩浆因为减压排气析出气体导致熔体水压  $P(\text{H}_2\text{O})$  突然降低而过冷却结晶的岩浆演化过程,即 IV 带二云母花岗岩及其上面的蚀变带花岗岩的原岩均是第一次气—液分异形成的新熔体相过冷却结晶的产物。

主体岩浆在一次减压排气后过冷却快速结晶的结论不支持岩浆固—液结晶分异演化的观点,也说明岩浆不具备缓慢沉降形成大规模的不混溶分层的条件,所以同样不支持垂向分带是不混溶的成因观

点。

#### 4.2 非对称伟晶—细晶花岗岩共生组合构造的岩浆演化热动力学分析

岩体顶部带的伟晶—细晶花岗岩以及个别 III 带中的“层”状细晶岩具有上面是伟晶岩下面为细晶岩的非对称共生组合现象,其中,伟晶岩颗粒粗大,富含挥发组分矿物黄玉、萤石等,是公认的富气流体相或蒸气相缓慢结晶的结果,而细晶岩却是过冷却快速结晶结构,这对矛盾共同体不但密切共生,而且之间还有过渡(图 5 a),表明它们是几乎同时形成的并有共同的母岩浆组分。

与温度较低的顶板围岩地层直接接触的是上面

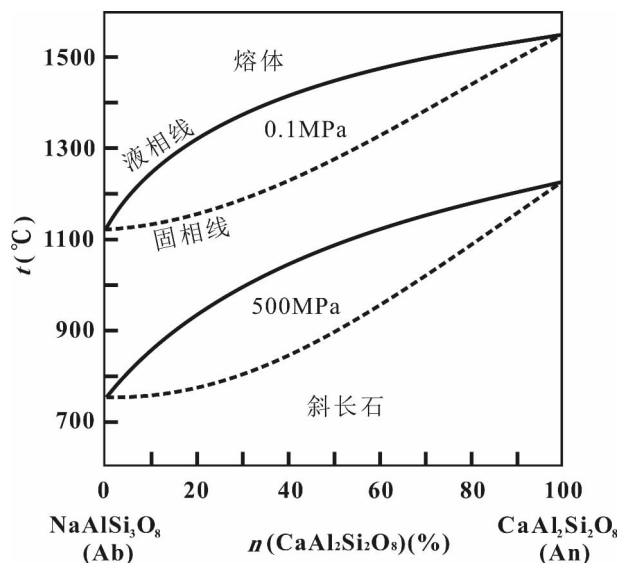


图 6 0.1MPa 和 500MPa 时 An—Ab 系相图 (转引自 Barker, 1983, 图 9-2 改编)

Fig. 6 Solidus and liquidus curves (0.1 MPa and 500 MPa) for system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  (After Fig. 9-2 in Barker, 1983)

的伟晶岩,隔着伟晶岩并与伟晶岩有过渡的细晶岩反而是过冷却结晶结构,说明细晶岩的过冷却结晶结构不是温度突然下降造成的,如同第一次气—液分离导致熔体相过冷却结晶那样是熔体中饱和水压  $P(\text{H}_2\text{O})$  突然下降造成的,而  $P(\text{H}_2\text{O})$  的突然降低表明组分发生了强烈的气体析出,因此可以得出,伟晶—细晶花岗岩是由同一种岩浆——伟晶—细晶花岗岩浆气—液分异的结果,该气—液分异形成的残余气流体相在上面缓慢结晶形成比例占优的伟晶岩,而残余熔体相位于下面就地过冷却结晶形成细晶岩。如前所述,伟晶岩是公认的富气流体相或蒸气相缓慢结晶的结果,显然,能够形成以伟晶岩为主的伟晶—细晶花岗岩浆也是某种富气流体相。

#### 4.3 伟晶—细晶花岗岩与花岗岩接触关系的岩浆演化热动力学分析

在前面的岩石学特点描述中,无论是岩体顶部带非对称伟晶—细晶花岗岩还是岩体内 III 带中的“层”状细晶岩,无论规模大小(厚 2cm ~ 9m),它们与花岗岩的接触关系均为近水平产状的整合接触,接触部位有很窄的过渡(图 5b),近水平产状的整合接触说明两者接触时花岗岩还未结晶成固态,仍受液态同一水平均衡重力的控制使接触面产状水平,而之间有窄的过渡表明双方在非固态情况下有少量的交换,均表明两者接触时是非固态的。前面(见

3.2 节末)对伟晶—细晶花岗岩的分层讨论已经排除了这种现象属于液态不混溶成因。

再结合前面的两个热动力学分析结论,即花岗岩主体冷凝前是一次气—液分异形成的新熔体相,以及以“层”状出现的伟晶—细晶花岗岩岩浆是某种富气流体相,就得出花岗岩中伟晶—细晶花岗岩岩浆就是第一次气—液分异形成的富气流体相(这里称之为具有伟晶—细晶花岗岩成分的初级富气流体相)。

#### 4.4 细晶岩韵律构造的岩浆演化热动力学分析

细晶岩常发育有含似伟晶条带在内的水平韵律构造(图 5b)。这种韵律构造在顶部带伟晶—细晶花岗岩及 III 带中的“层”状细晶岩中都有发育。

关于细晶岩的韵律构造,朱金初等(1996)曾对栗木水溪庙花岗岩顶部带伟晶—细晶花岗岩的韵律做过比较深入的研究探讨,认为水溪庙矿区伟晶岩和细晶岩呈韵律式交替出现,与熔浆在岩脉环境下的分异演化、F 含量的涨落和黄玉的周期性晶出以及熔浆结晶的动力学机制有关。

根据我们前面的热动力学分析,细晶岩是初级富气流体相二次气—液分异的残余熔体相快速结晶形成的,因此,细晶岩的韵律构造必然与初级富气流体相的二次气—液分异过程有关。

初级富气流体相是岩浆减压排气导致的富气流体相从岩浆的析出,根据前面粗斑细粒结构的岩浆演化热动力学分析,岩浆演化经历了压力的骤减和气流体的析出,而压力的骤减必然使析出的气流体是以大量的气泡形式上升,犹如刚打开盖子的啤酒瓶。因此,第一次气—液分异形成的初级富气流体相的上升迁移应该是以气泡形式进行,关于这一点,已为实验证实。Sakuyama 和 Kusyiro (1979)做了气—液分异的实验,将熔融的安山岩浆(含细小气泡)置于密封的罐中,保持恒温并逐渐减少压力时,原来的细小气泡上升至顶部液面变得又大又多。

而以气泡为载体的气流体进行二次气—液分异时必然是以气泡破裂的形式发生。

我们在日常生活中就可以观察到粘性气泡的破裂过程,大的气泡破裂后,除了气体逸出外,破裂的气泡壁将在原地形成表层带有许多细小泡沫的液体。因此,作为富气流体相的气泡破裂后,同样会在原地形成表层带有许多细小泡沫的液体,随后这些液体粘度迅速变大并过冷却结晶,表层的细小泡沫被下面粘度大的液体所限制不至于向上移动,并因为含有较多的挥发组分在随后的结晶中形成相对富



F 和黄玉的粗粒层甚至伟晶岩条带。当大小不同的气泡或气泡层不断破裂时,分解成由沫状层与非沫状层构成的残余熔体相,结晶形成韵律构造。

结论是,一次气—液分异形成的初级富气流体相是以气泡形式上升迁移的,并以气泡破裂的形式发生二次气—液分异。

#### 4.5 热动力学方程对岩浆演化的分析验证

前面的热动力学结合岩相学的分析结果是,岩浆侵位时发生了大规模的减压排气,造成第一次气—液分异,分别形成新的熔体相和大量气泡,新的熔体相随后因饱和水压的降低导致过冷却结晶,形成粗斑细粒结构的二云母花岗岩;气泡则上升至不同空间,并以气泡破裂的形式发生二次气—液分异形成残余气流体相和残余熔体相,残余熔体相就地结晶形成细晶岩,残余气流体相可结晶形成伟晶岩。基本勾画出了岩浆侵位后的岩浆演化及成岩作用。

上述由热动力学结合岩相学得出的分析结果是否正确呢?我们将运用热动力学方程进行验证。此外,我们还有一些疑问,为什么同样是第一次气—液分异形成的气泡,有的能够上升到岩浆房顶部,而大部分却只能上升到岩浆房中上部(“层”状细晶岩群所在位置)?

根据上述的分析,岩浆一次分异时,初级富气流体相是以气泡的形式上升迁移的,因此可以用沸腾时的气泡平衡方程对其迁移演化进行分析检验。如下:

在某一温度下,液体沸腾初始时的气泡平衡条件为:

气泡内的总压强 = 气泡外的总压强

气泡内的总压强是泡内空气压强  $P_a = nRT/V$  (气体状态方程,  $n$ 、 $R$ 、 $T$ 、 $V$  分别为气体的摩尔数、摩尔气体常量、温度和体积) 与该处液体的饱和汽压  $P_s$  之和,  $P_s$  等于溶解在液体中各种气体的分压之和,比如  $P_s = P(\text{H}_2\text{O}) + P(\text{CO}_2) + \dots$ , 对于岩浆而言,常以  $P(\text{H}_2\text{O})$  (饱和水分压) 来代替;气泡外的总压强是液面上的外界压强与液体静压强  $\rho gh$  ( $\rho$ 、 $g$ 、 $h$  分别为液体的密度、重力加速度和液体的深度) 之和,因此上式进一步展开就是:

泡内空气分压强 ( $P_a$ ) + 饱和水分压 [ $P(\text{H}_2\text{O})$ ] = 液面上的外界压强 ( $P_{\text{外}}$ ) + 液体静压强 ( $\rho gh$ )

减压排气初始,外部压力降低(等式右边第一项  $P_{\text{外}}$  减小),平衡被打破,刚开始气泡未上升时,液体中的气体含量不变,所以等式左边第二项“饱

和水分压 [ $P(\text{H}_2\text{O})$ ]"不变,只有降低另一项“泡内空气分压强  $P_a$ ”才能获得新的平衡,由气体状态方程  $P_a = nRT/V$  可知,在温度 ( $T$ ) 不变的情况下,若要  $P_a$  减小,只有气泡的体积 ( $V$ ) 增大(玻义耳定律)。于是,在浮力的作用下,增大的气泡上升,气泡上升意味着液体静压强(等式右边第二项的  $\rho gh$ ) 的液体深度 ( $h$ ) 随之减小,导致气泡更加膨胀,继续上升。由于岩浆的含水量有限(低于 20%),当部分水以气体形式析出后,原来位置上的“饱和水分压 [ $P(\text{H}_2\text{O})$ ]"快速下降,使方程趋于平衡。

由于岩浆房有一定深度(根据深部钻探结果,栗木岩体厚度超过 350m),即使是上下同时发生气—液分异,不同深度析出的气泡上升的路径必然不同,岩浆房中上部析出的气泡最先到达岩浆房顶部,这部分气泡有一部分沿顶部围岩裂隙逸出,介质由液态变成气态,必然导致压力再次骤降,发生二次气—液分异,二次分异形成的残余富气流体相继续沿裂隙上升,随温度的下降形成长石石英脉及含矿石英脉,残余熔体相过冷却结晶,形成细晶岩脉带,共同构成岩体顶上带(外带)的伟晶—细晶花岗岩组合。

上升到岩浆房顶部的气泡除部分逸出外,部分则被顶部围岩挡住,随着温度的下降,气泡破裂,发生二次气—液分异,形成上气下液的残余富气流体相和残余熔体相,残余富气流体相就地缓慢结晶形成伟晶岩,残余熔体相就地快速结晶形成细晶岩,组合成上伟晶下细晶的非对称伟晶—细晶花岗岩,俗称“似伟晶岩壳”。

而当来自岩浆房深部的一次分异气泡流体相到达岩浆房中上部(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含水气流体,等式左边的“饱和水分压 [ $P(\text{H}_2\text{O})$ ]"一项已经下降,方程趋于平衡,且由于水分的析出,粘度变大,所以来自岩浆房深部的气泡无法继续上升,停留在岩浆房某些平衡位置,随着温度的进一步降低,气泡破裂发生二次气—液分异,形成上气下液的残余富气流体相和残余熔体相,受先结晶围岩(二云母花岗岩)的冷凝收缩挤压,二次分异的残余富气流体相形成后随即沿先结晶围岩裂隙逸出,熔体相就地快速结晶形成“层”状细晶岩。

上面的分析验证表明,用气泡平衡方程导出的结论和由特殊岩石结构构造分析得出的结论是一致的,由热动力学结合岩相学得出的岩浆演化及成岩作用的分析结果是正确的,依靠气泡平衡方程分析

还解决了“层”状细晶岩群为何分布在 III 带的问题。

## 5 讨论

### 5.1 成矿作用

与稀有金属花岗岩有关的铌钽矿和钨锡矿,铌钽矿主要分布在岩体顶板内接触带附近呈蚀变岩型矿,钨锡矿既有分布在岩体顶板内接触带附近的蚀变岩型矿,也有岩体外带(岩体顶上带)长石石英脉型矿。综合考虑,将本区与花岗岩有关的原生矿分为两大类,一类为岩体外带岩脉型矿,与岩体外带伟晶—细晶花岗岩密切相关;另一类为岩体内蚀变花岗岩型矿,分布在岩体内接触带附近的蚀变岩中,与蚀变带花岗岩有关,而与伟晶岩无关。

#### 5.1.1 岩体外带岩脉型矿的成矿作用与流体来源

如前所述,岩体外带伟晶—细晶花岗岩组合分为“有根式”和“无根式”,其最上面均为石英质为主的岩脉或石英脉,岩脉细小但矿化往往比较富集;而位于石英脉下面并与之有过渡的长石石英岩脉矿化明显减弱,而且蚀变矿化主要发生在脉体内核的粗粒部分,而脉体边缘矿化蚀变弱。除了上述这些离岩体较远的岩脉含矿外,一些岩体上部附近的岩突状枝状伟晶岩(其下部与似伟晶岩壳相连)内部也可以形成锡矿化,因此,岩脉型矿的成矿流体主要是岩体顶上带或顶部带残余富气流体相演化到最后的結果,与外来交代无关。

结论是,岩体外带岩脉型矿的流体主要来自岩体顶上带或顶部带的残余气流体相,从残余气流体相到成矿流体的演变主要是通过气流体(或蒸汽相)的结晶作用。

正是“有根式”的锡钨长石石英脉型矿通过伟晶岩与岩体相连,所以“结晶分异”的观点认为成矿流体来自“结晶分异”形成的残余流体,成矿作用是结晶分异为主的(甘晓春等,1992)。

#### 5.2.2 岩体内蚀变花岗岩型矿床的成矿作用与流体来源

岩体内蚀变花岗岩型矿主要分布在 I 带的钠长石化、云英岩化带中(图 2),并主要与云英岩化有关,其上面可以有似伟晶岩壳,也可以直接与顶板围岩接触;此外,在 II 带的囊状云英岩化带中也可以有小规模的矿化分布。前面的岩石学特点研究表明(见 3.1 节),各个岩相带之间具有相变过渡关系,蚀变带岩石是由原岩为二云母花岗岩不同程度交代形成的。因此,认为花岗岩型矿的成矿作用是花岗

岩受到流体交代的观点(胡受奚等,1986;袁忠信等,1987;黄小娥和徐志华,2005)及关于蚀变带的成岩作用方面的观点应该得到支持。

我们再分析讨论花岗岩型矿蚀变流体的来源。

(1)如图 2 所示,在空间上,由 I 带、II 带和 III 带的花岗岩组成的蚀变带花岗岩位于岩体顶部带“似伟晶岩壳”与岩体下部的二云母花岗岩(IV 带)之间,为近水平产出的垂向分带。如果流体是来自岩体深部下方,无非两种可能,一是流体穿过下部的二云母花岗岩,如此一来,必然使得位于 IV 带的二云母花岗岩发生蚀变,而实际情况是下部的二云母花岗岩蚀变很弱,只有轻微的绢云母化;二是流体从岩体边部或外围上来,则形成的岩体蚀变带应该是侧向变化的分带,这与实际的垂向变化分带不符。所以排除流体来自岩体下方深部的可能,即岩体蚀变为花岗岩自交代性质。

(2)蚀变带自下而上,由钾长石化带→钠长石化带→云英岩化带,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,兼之蚀变规模(厚度几十米至 100 多米)远大于顶部伟晶岩带(厚几十厘米~几米)的厚度,这就排除了流体主要来源于顶部“似伟晶岩壳”的可能,只能来自钾长石化带的下部,而这个部位恰好是斑状白云母花岗岩与“层”状细晶岩群共生的区域。

(3)在斑状白云母花岗岩与“层”状细晶岩群共生的区域中,如 3.1 节中所述,III 带中的斑状白云母花岗岩不但与 IV 带二云母花岗岩为过渡关系,而且保留有较多的二云母花岗岩的结构、构造及长石斑晶(图 3c、d),是蚀变的二云母花岗岩,所以流体来源与斑状白云母花岗岩无关,而与“层”状细晶岩群有关。

(4)“层”状细晶岩群出现的密度与上部围岩蚀变具有明显的对应关系,如图 2 所示,III 带的“层”状细晶岩越多,上面(II 带和 I 带)的蚀变越发育;从 III 带顶部自上而下,“层”状细晶岩逐渐减少,围岩蚀变由强转弱,由比较均匀的交代结构变为交代不匀的斑杂状构造;而当“层”状细晶岩群消失或很少后,岩石变为蚀变弱的二云母花岗岩(IV 带)。进一步证明流体来源与“层”状细晶岩群有关。

(5)前面已经论证,伟晶岩和细晶岩分别为初级富气流体相(气泡)二次气—液分异形成的残余气流体相和残余熔体相,残余气流体相和残余熔体相形成之初是共生在一起的,因此,III 带中的“层”状细晶岩除个别外,普遍缺失顶部的伟晶岩壳,说明

曾经之共生的残余气流体相发生了逸出,而在这些“层”状细晶岩附近及上部围岩又恰好存在蚀变,并且蚀变程度与“层”状细晶岩的发育程度呈正相关,正好说明逸出的残余气流体的去处。

至于为什么岩体内带的“层”状细晶岩会发生残余气流体相的逸出,应该与“层”状细晶岩的围岩(二云母花岗岩,即一次分异形成的新熔体相)先一步结晶导致岩体冷凝收缩有关,这一点,还可以从岩体顶部带不受熔体相冷凝收缩影响可以形成非对称的伟晶—细晶花岗岩得到验证。

(6)“层”状细晶岩群数量多,累积厚度可达30m以上,曾与之共生的残余气流体可以提供足够多的热液(蒸汽)形成大规模的蚀变带和蚀变岩型矿床,从数量上符合。

综合上面几点,可以得出,引起花岗岩自交代作用的蚀变流体主要来自岩体内“层”状细晶岩群,是二次气液分异形成的残余气流体;从残余气流体到成矿流体的演变主要是通过交代作用。

## 5.2 重新认识气—液分异

根据亨利定律以及含矿花岗岩上部围岩普遍发育有挥发性矿物(如萤石、黄玉等)细脉带等现象,人们早就认识到岩浆侵位时会发生减压排气产生的气—液分异作用, Sakuyama 和 Kusyiro (1979) 开展过气—液分异的实验表明,气—液分异产生的气泡可使碱金属在气泡中富集并随气泡在岩浆中上升迁移。但是岩石学家普遍认为以夹带气相的气泡虽然能够传递挥发组份等,但气泡在岩浆中上升后很容易脱离岩浆,进入到上部围岩及空气中,比如上述的气—液分异实验中,气泡上升到液面破裂后,所携带的碱金属等物质并不会返回到岩浆中,所以对岩浆上部的碱金属富集作用意义不大;并认为,虽然矿物也能够从这样的气相中晶出,但不会形成类似于由不同组分的岩浆液体结晶形成的一系列的岩石组合,总之,气—液分异对岩浆的成岩作用与成矿作意义不大,属于局部效应(Barker, 1983)。

我们对栗木花岗岩的研究结果表明,气—液分异对岩浆特别是花岗岩浆的成岩作用与成矿作用意义重大,是稀有金属花岗岩最重要的成岩与成矿作用机制。理由是:

(1)气相以气泡形式上升后不一定离开岩浆房。受岩浆房外部的压力及裂隙发育情况、岩浆房的规模和形态、岩浆房上部岩浆在气体析出后粘度改变等因素的影响,第一次减压排气形成的气—液分异所产生的气泡并不是全部逸出岩浆房,而是大

部分停留在岩浆房中上部及岩浆房顶部;关于这一点,我们还可以把海底喷发的枕状熔岩作为例证,在枕状熔岩中,岩枕的上部离枕面一段距离的地方普遍发育有扁圆的气孔,气孔的排列及气孔长轴均与枕面平行,而岩枕的中部和下部则没有类似的气孔,显然这些气孔是由形成岩枕的那部分岩浆自身析出的气泡留下的,证明部分气泡没有逸出。

(2)气—液分异作用是花岗岩浆演化的最主要的形式之一,是花岗岩最重要的成岩与成矿作用机制。根据亨利定律,对于有一定深度起源的花岗岩浆来说,当它们上侵到浅部时,大规模的第一次减压排气或气—液分异几乎是不可避免的(只有移动不远的花岗岩浆不一定发生)。而减压排气造成的气—液分异改变了岩浆原来的缓慢结晶的演化机制,一方面主要熔体过冷却结晶形成斑状结构岩石,另一方面形成气泡形式的富气流体相,这些气泡富集挥发组份,能够富集碱金属及有用元素等,气泡经过破裂发生二次气—液分异,既可以形成伟晶—细晶花岗岩组合及岩脉型矿,也可以自交代花岗岩形成蚀变程度不同的蚀变带花岗岩组合及蚀变岩型矿。一种普遍现象是,几乎所有的含矿花岗岩都是斑状结构的(没有保留斑状结构的,都是被交代的原因);反之,那些粗粒的花岗岩,应该是没有经过强烈的气—液分异作用,都不含矿。

## 6 结论

(1)栗木稀有金属花岗岩岩浆的演化主要以气—液分异作用为主,气—液分异是稀有金属花岗岩最重要的成岩与成矿作用机制。

(2)岩浆演化和成岩作用过程如下:先是富水岩浆因为减压排气发生一次气—液分异,形成新的熔体相和大量夹带气相的气泡,新的熔体相随后因为气体的析出导致饱和水压的迅速降低而过冷却结晶形成粗斑细粒结构的二云母花岗岩,气泡则上升迁移至岩浆房上部围岩、岩浆房顶部以及岩浆房中上部的不同空间部位。随着温度的降低,在岩浆房上部围岩和岩浆房顶部的气泡破裂发生二次气—液分异,形成上面是伟晶岩下面是细晶岩的伟晶—细晶花岗岩组合;停留在岩浆房中上部的气泡,受先结晶围岩(二云母花岗岩)的冷凝收缩挤压,二次分异形成的残余富气流体相在形成后随即沿围岩裂隙逸出上升并交代已结晶的二云母花岗岩,形成岩体内部的蚀变带花岗岩,残余熔体相就地快速结晶形成“层”状细晶岩群。



(3)二次分异形成的残余富气流体相是主要成矿元素的载体,岩体内蚀变花岗岩型矿与岩体外带岩脉型矿它们的成矿流体都来自二次气—液分异作用形成的残余气流体,但从残余气流体到成矿流体的演变或成矿作用各不相同,蚀变花岗岩型矿的残余气流体主要来自岩体内的“层”状细晶岩群,残余气流体通过自交代花岗岩成矿;而岩体外带岩脉型矿的残余气流体主要来自岩体顶上带或顶部带的与伟晶岩有关的残余气流体,从残余气流体到成矿流体的演变主要是通过结晶作用。

**致谢:**匿名评审专家对本文提出宝贵的修改意见,研究工作中得到了栗木锡矿公司的支持帮助,在此一并表示衷心的感谢!

### 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)

陈骏,陆建军,陈卫锋,王汝成,马东升,朱金初,张文兰,季峻峰. 2008. 南岭地区钨锡铌钽花岗岩及其成矿作用. 高校地质学报, 14(4): 459~473.

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,南京大学,1986,南京: 江苏科技出版社,346~358.

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.

康志强,冯佐海,杨锋,廖家飞,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,38(1):1306~1312.

李建康,张德会,王登红,张文淮. 2008. 富氟花岗岩浆液态不混溶作用及其成岩成矿效应. 地质论评,54(2):175~183.

梁磊. 2014. 栗木矿田沟挂垆富锂氟稀有金属花岗岩大规模气—液分离的岩石学证据及演化特征. 矿产与地质,28(1):79~87.

林德松. 1993. 414 矿床和栗木矿田的对比特征研究. 矿产与地质,7(4):262~266.

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.

覃宗光,邓贵安,董业才,吴开华,林德松. 2011. 栗木矿田鱼菜花岗岩型钨锡矿床. 矿产与地质,25(1):1~8.

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. 锂氟花岗岩质岩石三端元组分的发现及液态分离成因. 地质与勘探,33(3):11~20.

王艳丽,彭齐鸣,祝新友,程细音,傅其斌,杨毅. 2013. 广西栗木钨钨钽铌矿床岩浆液态不混溶作用及其与矿化的关系. 地质与勘探, 49(6):1046~1055.

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  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  年龄及其地质意义. 桂林工学院学报,29(1):21~24.

袁忠信,白鹤,杨岳清. 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.

章锦统. 1989. 广西栗木钨、钼、锡矿床. 见:陈毓川. 主编. 南岭地区与中生代花岗岩类有关的有色及稀有金属矿床地质. 北京: 地质出版社,130~140.

朱金初,李人科,周凤英,王汝成,熊小林,许红忠. 1996. 广西栗木水溪庙不对称层状伟晶岩—细晶岩岩脉的成因讨论. 地球化学,25(1):1~9.

朱金初,饶冰,熊小林,李福春,张佩华. 2002. 富锂氟含稀有矿化花岗岩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. Prentice-Hall, N. J. ,99~142.

Burnham C W. 1994. Development of the Burnham model for prediction of  $\text{H}_2\text{O}$  solubility in magmas. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 30:123~129.

Chen Jun, Lu Jianjun, Chen Weifeng, Wang Rucheng, Ma Dongsheng, Zhu Jinchu, Zhang Wenlan, Ji Junfeng. 2008&. W—Sn—Nb—Ta-bearing granites in the Nanling range and their relationship to metallogenesis. Geological Journal of China Universities,14(4):459~473.

Department of Geology, NanJing University. 1981#. Granitoids of Different Ages in South China and their Metallogenic 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#. Metallogenic 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. 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.

Kang Zhiqiang, Feng Zuohai, 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.

Li Jiankang, Zhang Dehui, Wang Denghong and Zhang Wenhui. 2008&. Liquid immiscibility of fluorine-rich granite magma and its diagenesis

- and metallogeny. *Geological Review*, 54(2):175~183.
- Liang Lei. 2014. Petrological evidences and evolutionary characteristics for large-scale gas—liquid fractionation in Gougualai Li—F-rich rare metal granite, Limu ore-field, Guangxi. *Mineral resources and geology*, 28(1):79~87.
- Lin Desong. 1993. Comparison study of the 414 ore deposit with Limu orefield. *Mineral Resources and Geology*, 7(4):262~266.
- Qin Zongguang, Deng Guian, Dong Yecai, Wu Kaihua and Lin Desong. 2011. Yucai granite type tin tungsten deposit in Limu orefield. *Mineral Resources and Geology*, 25(1):1~8.
- Roedder E. 1979. Silicate liquid immiscibility in magmas. In: Yoder H S. ed. *The Evolution of Igneous Rocks. Fiftieth Anniversary Perspectives*. Princeton: Princeton University Press, 15~58.
- Sakuyama M and Kusyiro. 1979. Vesiculation of hydrous andesitic melt and transport of alkalis by separated vapor phase. *Contrib. Mineralogy and Petrology*, 71:61~66.
- 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.
- Wang Yanli, Peng Qiming, Zhu Xinyou, Cheng Xiyin, Fu Qibin, Yang Yi. 2013. Liquid immiscibility of granitic magma and its relationship with the mineralization in the Limu Sn—W—Nb—Ta ore deposit, Guangxi Province. *Geology and Prospecting*, 49(6):1046~1055.
- Yang Feng, Li Xiaofeng, Feng Zuohai, Bai Yanping. 2009. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Dating of muscovite from greiseized granite and geological significance in Limu tin deposit. *Journal of Guilin University of Technology*, 29(1):21~24.
- 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. Petrogenesis of the concealed Daqingling intrusion, Guangxi Province and its tectonic significance: Constraints from geochemistry, zircon U—Pb dating and Nd—Hf isotopic compositions. *Science China: Earth Science*, 44(5):901~918.
- Zhang Jintong. 1989. The Limu niobium, tantalum, tungsten tin deposit in Guangxi. In: Chen Yuchuan. ed. *The Geology of Non-ferrous and Rare Metal Deposits Related to Mesozoic Granitoids in Nanling Region*. Beijing: Geology Press, 130~141.
- Zhu Jinchu, Li Renke, Zhou Fengyin, Wang Rucheng, Xiong Xiaolin and Xu Hongzhong. 1996. Genesis of asymmetrically layered pegmatite—albite dykes of Shuiximiao Mine, Limu District, Guangxi. *Geochimica*, 25(1):1~9.
- 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.

## Liquid—Gas Fractionation and Mineralization in the Limu Granites, Guangxi

LIANG Lei<sup>1)</sup>, ZHANG Ling<sup>2)</sup>, YAN Zigei<sup>1)</sup>, DONG Yecai<sup>1)</sup>

1) *China Nonferrous Metals (Guilin) Geology and Mining Co., Ltd, Guilin, Guangxi, 541004;*

2) *Institute of Karst Geology, CAGS/Key Laboratory of Karst Dynamics, MLR&GZAR, Guilin, Guangxi, 541004*

**Abstract:** The Limu granites in Guangxi Province, rich in tin—tungsten deposit and tantalum—niobium deposit, are typical rare-element granites in South China. There are some puzzling occurrences of silicate rocks that are intimately coexisted and show contrasting textures in the granites. On the basis of petrography study, we apply thermodynamic analysis to these abnormal phenomena to understand the evolution of magma. The results constitute the chain of evidence of magmatic evolution, verify with each other and correspond to the results of tests from thermodynamic equation. The study result illustrated that the liquid—gas fractionation is the most important mechanism in the formation of silicate rocks and deposit. As water-rich magma moves up to emplace, large scale liquid—gas fractionation takes place, the liquid separates into a new liquid phase and bubbles. Rapid reduction of  $P(\text{H}_2\text{O})$  in the liquid system raises the solidus and liquidus temperatures abruptly, and causes the new liquid phase crystallizing quickly to form porphyritic texture rock. Some of the bubbles (vesiculation) rise to the top and upper parts of the magma chamber, and the others escape from the magma into the overlying rock, then they burst and separate into residual vapor and residual liquid phases. Later, the residual vapor can cause autometasomatism of granite, or crystallize to form pegmatite. The residual vapor is the main carrier transporting ore-forming metals too. The mineralization of altered granite-type tin—niobium—tantalum deposit is related to the autometasomatism of granite led by residual vapor, and the mineralization of veins-type tin—tungsten deposit is related to the

crystallization of residual vapor in voids.

**Keywords:** rare-element granite; petrography; thermodynamics; magmatic evolution; liquid—gas fractionation; mineralization; Limu; South China

**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 Tin—Tantalum—Niobium Mine in Guangxi Limu (No. [2010]604) (from Mineral Exploration Project in Guangxi Province).

**First author:** LIANG Lei, male, born in 1963, master, senior engineer. He current interests focus on geological research related to ore prospecting . Email: 2754506887@qq.com

Manuscript received on: 2015-11-12; Accepted on: 2016-08-26; Edited by: ZHANG Yuxu.

**Doi:** 10.16509/j.georeview.2017.01.006

中国与地质学有关主要期刊 2015 年度核心影响因子和核心总被引频次

刊名	核心被引频次	影响因子	刊名	核心被引频次	影响因子	刊名	核心被引频次	影响因子
石油勘探与开发	4430	3.797	煤炭科学技术	3209	1.128	海洋学报	2044	0.771
地理学报	8028	2.964	成都理工大学学报(自)	1233	1.107	高校地质学报	1460	0.743
第四纪研究	3022	2.782	大地构造与成矿学	1348	1.107	石油物探	975	0.740
石油学报	4808	2.650	石油钻探技术	1207	1.102	地球化学	1918	0.730
冰川冻土	3350	2.270	地质与勘探	1870	1.069	新疆石油地质	1622	0.727
地球物理学报	8140	2.211	地球科学与环境学报	750	1.060	煤田地质与勘探	1221	0.725
地理科学	4354	2.208	遥感学报	1826	1.035	岩石矿物学杂志	1263	0.721
石油与天然气地质	2711	2.100	岩土力学	6913	1.027	地质科技情报	1503	0.715
煤炭学报	7749	1.966	岩土工程学报	5312	1.020	中国岩溶	940	0.713
石油实验地质	1954	1.905	中国稀土学报	968	1.020	山地学报	1273	0.702
油气地质与采收率	1924	1.893	地球物理学进展	3314	1.003	华南地震	267	0.684
岩石学报	8787	1.808	稀土	984	0.984	兰州大学学报(自)	1080	0.678
地学前缘	4575	1.778	科学通报	6676	0.968	石油化工	1636	0.658
地球科学进展	3539	1.735	国土资源遥感	1092	0.963	钻井液与完井液	900	0.645
天然气地球科学	2573	1.717	东北石油大学学报	907	0.955	油田化学	1006	0.639
中国地质	2882	1.707	地球科学	2617	0.946	地震研究	637	0.635
地理研究	5118	1.685	干旱区研究	1794	0.924	地层学杂志	750	0.633
环境科学	8844	1.617	特种油气藏	1317	0.919	中南大学学报(自)	3221	0.629
地球学报	1973	1.561	中国有色金属学报	4141	0.914	地球与环境	915	0.625
中国科学(地球科学)	4584	1.561	中国石油大学学报(自)	2127	0.904	矿物岩石地球化学通报	881	0.625
自然资源学报	4566	1.551	现代地质	2049	0.900	南京大学学报(自)	873	0.617
天然气工业	4493	1.525	地震地质	1403	0.888	油气储运	1278	0.612
干旱区地理	2097	1.470	地质通报	3754	0.882	贵金属	313	0.608
中国矿业大学学报	3078	1.435	系统工程学报	998	0.878	金属矿山	2688	0.608
中国土地科学	2003	1.394	中国海上油气	1355	0.863	自然灾害学报	2153	0.605
地质学报	4553	1.357	水文地质工程地质	1512	0.858	工程地质学报	1284	0.593
矿床地质	2811	1.354	岩矿测试	1240	0.856	世界地质	666	0.592
石油地球物理勘探	1894	1.310	矿冶工程	1202	0.850	石油钻采工艺	1352	0.577
稀有金属	1328	1.292	西南石油大学学报(自)	1539	0.848	地质科学	1540	0.572
中国沙漠	3495	1.267	吉林大学学报地球科学版	2188	0.820	矿物岩石	964	0.567
古地理学报	1315	1.235	海相油气地质	501	0.807	海洋与湖沼	2204	0.565
岩石力学与工程学报	9374	1.232	地震学报	1455	0.803	新疆地质	994	0.563
沉积学报	3151	1.230	地球信息科学学报	939	0.800	热带地理	682	0.554
湿地科学	831	1.223	硅酸盐学报	2547	0.790	同济大学学报(自)	2454	0.541
地质论评	2691	1.211	遥感技术与应用	1314	0.778	物探与化探	1416	0.523
灾害学	1207	1.141	海洋通报	1046	0.775	泥沙研究	819	0.521