

花岗岩成矿的几个判别标志

汪雄武^{1,2}, 王晓地¹

(1. 中国地质调查局 花岗岩地质研究室, 湖北 宜昌 443003; 2. 成都理工大学, 四川 成都 610059)

摘 要: 花岗岩具成矿专属性。在不同大地构造背景及造山作用不同阶段, 不同源岩的部分熔融形成类型、矿物学和地球化学成分、成因、分异演化均不同的花岗岩类, 出现不同程度的环带构造、断裂构造和交代作用现象, 它们均与相关的成矿元素组合具有一定的相关关系, 对花岗岩成矿起关键性的控制作用。本文归纳总结了花岗岩成矿的几个判别标志: 大地构造背景、花岗岩的环带构造、成矿流体可迁移性及自交代作用、矿物学和地球化学特征。

关键词: 花岗岩; 成矿; 成矿流体; 地球化学; 判别标志

中图分类号: P588.12⁺1

文献标识码: A

Some diagnostic criteria for mineralized granite

WANG Xiong-wu^{1,2} and WANG Xiao-di¹

(1. Research Department of Granitoid Geology, CGS, Yichang 443003, China; 2. Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China)

Abstract: Granites have metallogenic specialization. At different tectonic settings and different orogenic stages, granitoids of various types, mineralogical and geochemical compositions, geneses, and differentiation evolutionary histories are formed by melting of different sources, and different zonations, fractures and metasomatisms are produced in granitoid plutons. There is correlation between them and associations of metal elements. Also, they play a key role in controlling mineralization of granitoid. Some diagnostic criteria for mineralized granites are summarized and reviewed, which include tectonic setting, zonation of granite, mobility of ore fluid, and geochemical and mineralogical indicators.

Key words: granite; metallogeny; ore fluid; geochemistry; diagnostic criteria

许多矿床与花岗岩类岩石紧密的时空关系表明, 它们之间可能有紧密的成因关系, 每一类花岗岩均伴生特有的矿床, 即所谓成矿专属性。花岗岩成矿专属性的控制因素较多, 主要包括大地构造背景、花岗岩的环带构造、成矿流体可迁移性及自交代作用、矿物学和地球化学特征, 其他还有: 热液流体释放的时间, 围岩的化学和结构性质, 源岩深度、侵位深度和剥

收稿日期: 2001-11-24; 修订日期: 2002-03-26

基金项目: 中国地质调查局国土资源大调查资助项目(20013900018)

作者简介: 汪雄武(1964-), 副研究员, 长期从事岩石学、矿床学、地球化学研究工作。

蚀深度,岩浆分离结晶作用程度(即挥发分含量)等。根据国内外现有的研究成果,本文归纳总结了花岗岩成矿的几个主要判别标志。

1 花岗岩成矿元素组合的大地构造控制

不同类型的花岗岩具有不同的成分和成因,形成于不同的大地构造背景,因此地质工作者常使用花岗岩成分进行分类命名,判断其形成的大地构造背景、成因、成矿元素组合。也就是说,不同大地构造背景下及造山作用不同阶段产生不同类型、不同成分的花岗岩,例如,大陆碰撞环境下形成地壳重熔的过铝花岗岩,消减背景和过渡性构造体制下常形成壳幔混源的偏铝钙碱性花岗岩类,大陆上隆和裂谷环境下形成地幔来源的拉斑质碱性-过碱性花岗岩类(也包括演化程度较高的过铝花岗岩)。一定类型和成分的花岗岩中产生一定的成矿元素组合,因此,大地构造环境是控制花岗岩成矿元素组合的重要因素。

与花岗岩有关的矿床(以下简称 GRMD)常发育在花岗岩晚期侵入体顶部,这些花岗岩常产出于活动抬升区,如碰撞带和弧后。因此,大多数矿床时代为中、新生代,而在非造山克拉通内背景下,GRMD 可追溯至太古宙。表 1 总结了与花岗岩有关的热液矿床与大地构造背景的关系(Pirajno, 1992)。

表 1 不同大地构造背景下 GRMD 类型

Table 1 Types of mineral deposits related to granites in different tectonic settings

大地构造背景	花岗岩类型	矿床类型	主要金属元素组合
1. 大陆裂谷和拗拉槽	碱性花岗岩	斑岩矿床	Mo - Cu, Au - Ag - Zn - Pb - As
	非造山(环斑)花岗岩和环状杂岩	云英岩型、矽卡岩型脉型	Sn - Nb - Ta - W - U - Th - F - Zn - Cu - REE - Fe
2. 消减带岩浆弧	钙碱闪长岩 - 花岗闪长岩(I型花岗岩)	斑岩型、矽卡岩型浅成低温热液型碳酸盐交代型	Cu - Mo, Cu - Au, Sn - W, W - Sn - Cu - Pb - Zn, Au - Ag - Hg - Sb - W - S, Au - Ag, Cu - Au - Ag, AU - As - Sb - Hg
	钙碱闪长岩 - 花岗闪长岩(I型花岗岩)	矽卡岩型中温脉型 Au - Ag 矿	Cu - Sn - W - Sb - U Au - Ag
4. 弧后裂谷盆地	碱性花岗岩、I型花岗岩	斑岩型浅成低温热液型	Mo - Cu - W - Sn Au - Ag - Hg - As - Ba ± Te
5. 陆内逆冲推覆	同碰撞 - 碰撞晚期 S 型花岗岩和伟晶岩带	矽卡岩型、云英岩型、斑岩型、脉型	Sn - W - U - Nb - Be - Sb - Bi
6. 转换断层在大陆的延伸	非造山碱性花岗岩	云英岩型、脉型、浅成低温热液型	Sn - W - Ba - F - U - Th - REE - Nb - Ta
			Au - Ag - Hg - Sb

世界上大多数锡矿床与造山晚期、造山后过铝花岗岩或非造山 A 型花岗岩套中的过铝花岗岩有关。与 Sn 矿化有关的花岗质岩石通常在古老的大陆活动带中呈复合岩基出现,演化程度最高,侵入时间也最晚。对于那些经历了漫长侵入历史的地区和由不同时代花岗岩组成的岩基,锡矿化一般伴随着某一次造山事件中最晚期侵入作用,花岗岩定位和锡矿化两者之间可能有颇长的时间间隔。

同一总的大地构造背景下,不同类型的 Au 矿床也产于不同的构造体制和不同的深度。浅成低温热液脉型、斑岩型和矽卡岩型金矿床形成于岛弧和大陆弧挤压 - 拉张体制,形成深度 ≤ 15 km,而造山带中温脉型金矿则形成于邻近大陆岩浆弧的形变增生带压 - 压扭体制

的上地壳不同深度。在大陆边缘,无论岛弧、挤压造山带或弧后裂谷带,地壳上部 2~5 km 内,斑岩-矽卡岩-浅成低温热液 Au 矿呈连续过渡,花岗岩浆作用(一般为 I 型)导致上地壳温度梯度变陡(局部常远高于 100℃/km),从而为 Au 成矿流体的形成和循环提供了能量,而上地壳浅-深部的所谓中温金矿的形成不仅与区域性的地温梯度升高有关,而且与花岗质岩浆和热流沿可能是缝合带的主要断裂向上运移有关(Groves *et al*, 1998)。

Blevin 曾多次总结了澳大利亚东部花岗岩成矿的大地构造控制因素。该区志留纪-泥盆纪和石炭纪花岗岩伴生 1 000 多个 Sn、W、Au、Cu、Mo、Pb、Ag、Zn、Bi、F 矿床(点),具有不同地壳成分和构造环境的不同构造块体,产生不同的花岗岩浆作用与成矿作用(Blevin *et al.*, 1992, 1995, 1996)(表 2)。

表 2 澳大利亚东部不同成矿元素组合与伴生花岗岩的对应关系

Table 2 Relationship between associations of metal elements and types of related granite in eastern Australia

构造块体	区域	成矿元素组合	相关花岗岩
澳大利亚东部古生代褶皱带	Hodgkinson 省	Sn - W	较分异的 I 型和 S 型
		W - Mo - Bi	氧化、分异的 I 型
	Chillagoe 省	Cu - Pb - Ag	分异程度较低的 I 型花岗闪长岩
Thompson 褶皱带		Au	I 型
新英格兰褶皱带北部	Mount Morgan	Cu - Au	I 型英云闪长质、闪长质和花岗闪长质斑岩
	Anduramba	Mo	氧化的、分异 I 型斑状流纹质花岗岩
新英格兰褶皱带南部		Sn ± W	分异的 I 型(或 A 型)
		Mo	分异的、氧化 I 型
拉克伦褶皱带	Wagga 基底地块	Sn	较分异的、还原 S 型
	Howqua 基底地块	Sn	较分异的、还原 I 型
	Bathurst 基底地块	Mo	较分异的、氧化 I 型
	Bega 基底地块		
	Stavelly 基底地块	Mo - Cu	相对未分异的氧化 I 型
		W ± Mo	氧化的 I 型二长花岗岩至闪长花岗岩
		W ± Sn	分异的、还原 I 和 S 型
		Cu - Au	氧化的 I 型花岗闪长岩和二长花岗岩

总之,大地构造背景大致控制着壳源、幔源物质和岩浆形成的深度,从而大致限制了源岩的成分和熔融的温压条件,控制了成矿类型。

2 花岗岩类的环带构造标志

造山带内伴生 Sn、W、Mo 矿化的花岗岩呈厚 5~15 km 的岩镰、漏斗状岩盘出露,在平行板状平面上往往呈“正常”或“复杂”的环带状(图 1),而正常环带为从镁铁质边缘至酸性核心。环带构造可能是部分或完全分异的岩浆多阶段涌动侵位与岩浆混合所致,而非原地分异和边缘同化的结果(Mirosav, 1998)。

在判断与稀有金属成矿有关的花岗岩环带构造时,应注意几个原则(Mirosav, 1998):
①矿床应与伴生的花岗岩是同一岩浆循环过程的产物,是同成因的;②同岩性的卫星岩体可视为岩体主体的一部分,因为它们往往在深部连为一体;③成矿岩体通常是深部分离结晶作用晚期侵位的高 SiO₂ 淡色花岗岩,同源岩浆早期侵位的产物称为前兆花岗岩(辉长岩和花

岗岩类,如闪长岩、二长闪长岩、石英闪长岩、英云闪长岩、花岗闪长岩和花岗岩),两者可视为同成因;④淡色花岗岩通常为黑云母花岗岩、白云母或二云母花岗岩,产于主体的边缘,含碱性辉石或闪石和 Li 云母的淡色花岗岩规模不大,仅限于大侵入体和岩基;⑤复式岩体的主体常为中-粗粒斑状花岗岩,主体固结前的冷凝边为微粒花岗岩,此后形成细粒的附属侵入体,随后为细晶岩和伟晶岩(图 1);⑥成矿岩体的大小与矿床大小没有联系,因为成矿岩体在地表的出露面积并不代表它实际的面积,成矿流体与淡色花岗岩同源。

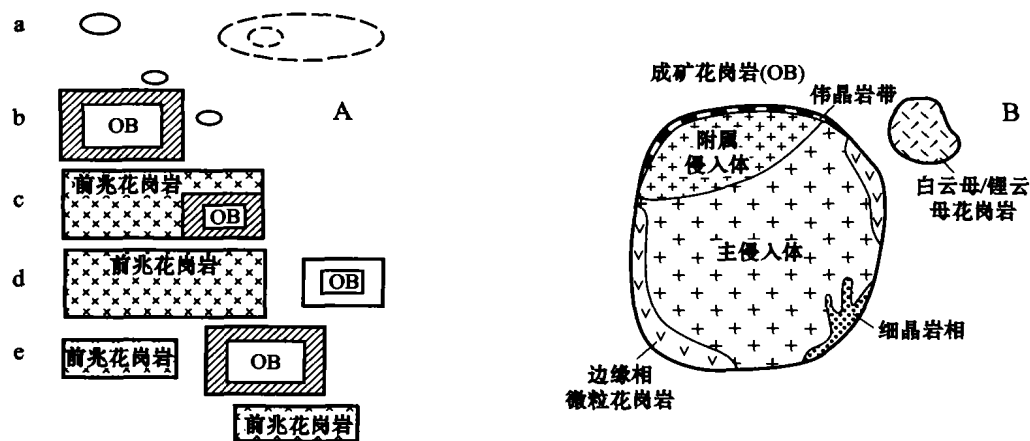


图 1 成矿花岗岩的出露形式和岩相分带(据 Stemprok, 1998)

Fig. 1 Main patterns and zonation of ore-bearing pluton outcrops

a—隐伏; b—分布卫星岩体; c—侵入于前兆花岗岩; d—位于前兆花岗岩之外; e—与前兆花岗岩的独立岩体伴生; OB—成矿花岗岩

剥蚀程度低的地区,成矿岩体可完全隐伏或出露一些不规则的小岩钟(图 1a),许多情况下,成矿岩体周围有许多岩钟和岩株状卫星岩体(图 1b)。这些岩钟常强烈矿化和蚀变。剥蚀程度高的地区,成矿岩体可为主要由前兆花岗岩类所构成的岩基的组成部分(图 1c),或产于岩基附近(图 1d,e)。成矿花岗岩的环带有两种基本的类型:① 镁铁质至长英质侵入体彼此不“接触”构成不对称的“链状”巢形分带;② 相互重叠构成“不规则”的巢形环带,大多数矿化集中在最新的花岗岩中。岩相分带常常是过渡的,特别是岩浆演化晚期常常形成富稀有金属伟晶岩,在垂向上的分带从下至上一般依次为细粒或变斑晶黑云母花岗岩、细粒浅色花岗岩、伟晶质浅色花岗岩、钠质细晶岩、钾质伟晶岩和富稀有元素伟晶岩。黑云母花岗岩通常向上渐变为细粒浅色花岗岩,两者都可被伟晶质浅色花岗岩切穿。细粒浅色花岗岩与钠质细晶岩也呈渐变关系,后者常见文象钾长石+石英与钾质伟晶岩的韵律层,钾质伟晶岩是文象钾长石巨晶堆积和文象石英消失在伟晶质浅色花岗岩中形成的。钾质伟晶岩最晚固结,常常交切细粒浅色花岗岩、伟晶质浅色花岗岩,特别是钠质细晶岩,富含挥发分和稀有元素的电气石、绿柱石、铌铁矿和硫化物等矿物十分丰富。

3 流体的可迁移性及自交代作用

在航卫片上,与花岗岩类有关的岩浆-热液成矿系统常显示出明显的环形构造,如纳米

比亚 Brandberg West-Goantagab 地区的 16 个重要 Sn-W 矿床中至少有 8 个处于环形构造中或边缘(Pirajno, 1992)。非州 Rangitata 白垩纪 I 型钙碱性花岗岩类伴生的许多斑岩 Mo 矿床和 Au-Ag 多金属硫化物石英脉型矿床及葡萄牙海西造山带中侵入于浊积岩中的花岗岩类及其有关 Sn-W 矿床也是如此。

岩浆的周期性脉动和多阶段冷凝构成了岩体上部相互连通的复杂网脉系统(Titley, 1990)。岩浆-热液系统的裂隙和断裂分为两种定向型式:其一以高位(<2 km)侵入体为中心呈放射状,最大主压应力方向垂直,中等和最小应力相等且水平,为静水压力;其二以较深(>2 km)侵入体为中心呈扫帚状、网格状,最大主压应力为水平方向,反映区域性挤压。

与花岗岩类有关的成矿作用与环形构造的空间关系实质上反映了它们之间的成因联系,即地表以下(现代出露或隐伏)富挥发组分的花岗岩岩浆冷凝过程中的去气诱发岩体顶部产生裂隙和断裂,它们为成矿流体的运移及矿质沉淀提供了通道和空间,在剖面上呈管状,在地面则表现为环形构造。根据蚀变围岩电气石的 Fe/Mg 比值高低可判断矿化距离隐伏花岗岩体的远近及富大矿体的深度,高则近,低则远。岩浆顶部晚期挥发分的分离和水力压裂作用对于成矿作用十分关键,甚至决定了矿床类型(如 Sn 的矿床类型)。

固相线条件下,挥发组分在熔体+晶体中运移汇聚到岩浆顶部是成矿的关键,这表现在高侵位花岗岩顶部具有相互贯通的晶洞结构,它由较粗粒的晶洞域及其所包围的细晶岩域构成。晶洞域具有高度的贯通性(Candela *et al.*, 1995),导致交代结构的形成,最特征者是蠕虫石的存在。伴随着蠕虫石的形成,花岗岩受热液交代暗色组分变为浅色组分,有时可形成石榴石、刚玉、白云母、硅线石等富 Al 矿物,最终使花岗岩成为二云母花岗岩。

在演化过程中,岩浆阶段和热液阶段之间存在一个过渡阶段,从熔体-晶体的出溶流体相分离释放开始,它取决于岩浆总压力、固结程度和初始流体含量。随着流体的释放,残留熔体温压低于固相线条件,从而进入热液阶段,流体活动性取决于开始固结的残留岩浆渗透性,使晶间流体向裂隙汇流。残留岩浆中流体饱和结果是岩浆流体化,并广泛侵入于已结晶固结的花岗岩中,产生许多碎裂的次生岩浆结构。岩浆多次侵入及其周期性的机械能释放所产生的动力可将晶间流体经由小的裂隙汇流至较大的断裂中。在此过程中,热液交代已固结的花岗岩,使花岗岩中的岩浆矿物和热液矿物化学成分和结构趋于一致,这就是历史上关于花岗岩及其中的白云母是岩浆成因还是交代成因论战的起因。

岩浆可产生裂隙,释放压力,或者长期保持一种封闭、宁静的状态。前者发生在花岗岩侵入于地壳偏低压条件下,产生网脉系统,斑岩矿床就是这个阶段的产物。斑岩顶部裂隙控制的开放系统中,流体与围岩间的化学和物理不平衡迅速产生大规模流体循环,封闭、宁静状态使流体保存于晶间或晶洞中。高度分异的熔体固结可形成大或小的伟晶岩体,它们是流体在与熔体平衡的封闭条件形成的。成矿花岗岩局部流体饱和的野外证据是厘米或米级的细晶岩-伟晶岩透镜体、管状体和脉体,细粒/粗粒结构重复出现,矿物熔蚀,宏观和微观尺度上镶嵌状石英-长石团块。镜下常见高温流体相互作用(与岩浆矿物组合达到部分平衡)产生的各种结构,如长石被钠长石或次生石英交代,长石-石英蠕虫状石、石英、长石和白云母的微粒后成合晶交生体。实验证明,高度演化的成矿花岗岩的微花岗岩组构是流体释放所产生的淬火结构,这种组构以中粗粒(超级不等粒)的石英、长石和黑云母碎斑分布在细粒石英-长石-黑云母基质(微花岗岩组分)中。斑晶/基质比变化大,可从“正常”花岗岩至非巨晶状的微花岗岩。次生岩浆结构是成 Sn 花岗岩的普遍特征,它们从稍有碎裂的原生花

岗岩结构经过一些过渡类型直至实际上等粒的微花岗岩结构,这种变化对应着一系列的化学变化。

高度分异的花岗岩套的形成经历了两个阶段:流体在晶间较为静态的贮集阶段和流体-熔体爆发阶段。岩浆晚期晶体+熔体+流体共存,且 $P_{\text{流}} > P_{\text{静岩}}$,其特征的岩石为碎斑或巨晶微花岗岩,传统的定名为花岗斑岩或斑状花岗岩。

最富 W 的常见岩浆矿物是榍石、钛铁矿和黑云母,这些矿物中的 Ti、W、Fe 在再平衡过程中转移到岩浆流体的方式有:微斜长石化或奥长石化、钛铁矿转变为磁黄铁矿、黑云母转变为白云母(或钾长石)和磁黄铁矿、钛磁铁矿转变为磁铁矿。通过对新鲜岩石和蚀变岩石的分析,可判别“淋滤带”的存在与否。检验“淋滤带”的另一方法是在花岗岩中寻找与低温蚀变组合(如石英-白云母-钠长石-方解石-黄铁矿±绢云母±绿泥石)相关的弱矿化,如含白钨矿、黑钨矿和其他含 W 矿物的富 W 脉状钠长石化、低温云英岩(含方解石)。

W 矿石沉淀(矿物组合为黑钨矿+绿柱石+硫化物)于早期流体释放过程中,发生富 F 蚀变(赤铁矿+钾长石+石英),并伴随围岩的云英岩化, W 矿与钠长玢岩岩株接触带的伟晶岩带共生。伟晶岩带无定向的固结结构表明结晶作用由岩株边缘向内进行。伟晶岩同源包体的存在排除了伟晶岩的晚期侵位成因,由伟晶岩到细粒钠长石玢岩的突变可能标志着挥发分突然释放产生淬冷边界, Climax 型铜矿中也可见到类似的淬冷结构。无定向固结结构细皱纹状伟晶岩和各种斑岩是成矿花岗岩岩浆挥发分突然释放形成网脉状矿化的普遍特征,蒸汽的爆发性释放并非花岗岩成矿的必要条件。

与斑岩(网脉状)矿床有关的花岗岩侵入岩顶部细晶岩-伟晶岩带中常常发育梳状石英层,石英晶形好,颗粒大,具有层状伟晶岩-细晶岩中生长层的普遍特征,但成因不同。它们常常经历塑性流态形变,形成特征的皱纹状和肠状石英层,是硅酸盐熔体中分离出的含水流体迁移至岩体顶部的产物。随后残留熔体形成细晶岩层,这种石英层与细晶岩层构成的韵律层标志着上述过程反复多次。这种石英层常见于与 Mo、Mo-W 和一些 Au、W 及少数 Mo-Cu 矿床伴生的花岗岩浅成侵入体顶部,但在斑岩铜矿中缺乏。石英层是挥发分在岩体顶部汇聚并结晶的证据,也是岩体高渗透性的标志。

4 成矿花岗岩的矿物学标志

南岭地区的含钨花岗岩类,其副矿物以富含锰铝榴石为特征。电气石,尤其是含较多锂、氟、锡等元素的铁电气石,是含锡花岗岩的重要矿物学标志。不同地质环境中形成的锡矿床,其电气石的主要造矿元素和微量元素含量不同。具重要标型意义的是 Al_2O_3 、MnO、F、 Li_2O 及 Sn 等,例如,在稀有金属矿化伟晶岩的电气石中, MnO 含量为 0.84%;花岗岩类副矿物中的电气石,其 MnO 含量为 0.22%;陆源碳酸盐相内的锡矿床,其电气石的 MnO 含量为 0.16%;云英岩型锡矿床的电气石含 MnO 为 0.11%;锡石-硅酸盐-硫化物建造的锡矿床,其电气石的 MnO 含量为 0.05%~0.4%。

在澳大利亚东南部,含锡花岗岩的黑云母和绿泥石的特征是 $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn}) > 0.75$, Sn 含量高于 100×10^{-6} ,金红石包体的 $\text{Nb}_2\text{O}_5 > 0.5$ 。在无矿花岗岩的层状硅酸盐中,这些参数值较低,但可以随着热液蚀变作用而增加。后一特征表明,无矿花岗岩热液蚀变形成的绿泥石中金红石包体的低 Nb 含量使这种花岗岩能与含锡花岗岩相区别。金红石的高

Ta 含量显然是形成伟晶岩矿床的花岗岩的特征,而较低的 Ta 含量则出现在形成浸染状矿床的花岗岩的金红石中。白云母 $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn})$ 值较黑云母和绿泥石低,也低于其他镁铁质层状硅酸盐产物。然而,其 Sn 含量与共存的黑云母、绿泥石相近。与锡矿床共生的造山晚期花岗岩的矿物学研究已经很详细,钾长石巨晶和基质钾长石约占该岩石的 $1/3$,石英(通常看起来像 β 双锥)占 $1/3$,环带状斜长石(中心 An_{20-30} 、边缘 An_{5-25})约占 20% ,其余为黑云母。常见的副矿物有白云母、电气石、萤石、氟磷灰石、钛铁矿、黄玉、独居石、锆石、磷灰石、磷钇矿、红柱石和堇青石。填隙黑云母的出现表明黑云母的结晶作用被推迟,而这只有在高 α_F 的岩浆中才能发生。

真云母类的地球化学特征应该是探讨花岗岩类成矿专属性的标志(顾雄飞等,1996)。可以按云母成分将花岗岩类划分为3组共17个岩石类型:含锂云母花岗岩组、富镁云母花岗岩组和黑白云母花岗岩组。黑白云母组一般不成矿;富镁云母组花岗岩,一般为I型花岗岩,形成Cu、Mo、Au、W矿床,其中的碱性花岗岩形成Na-Ta矿床。在 $\text{Li} - (\text{R}^{3+} + \text{Ti}) - \text{R}^{2+}$ 三角图(顾雄飞等,1996)上,含锂云母花岗岩组云母的分布反映了岩浆的演化特征,分为以下几种类型,大致与不同组合的稀有元素矿化相对应:①铁质含锂三八面体云母有利于生成铌矿床,若有含锰、锌较高的铁质云母就更有利。②与钽矿为主的钽(铌)矿床有关的花岗岩体内有富锂以至高锂云母,同时伴有含锂三八面体云母。③锂矿化必须有富锂的铝质云母富集,镁铁云母的伴生对锂矿化没有多大影响。④钨矿化要求发育含锂二八面体云母,富锂的二八面体云母发育反而难以生成较好的钨矿。只是铁质镁铁云母才不利于钨矿化,含锂云母花岗岩类生成钨矿需要有一个从含锂三八面体云母向低锂二八面体云母演变的过程,表现在岩石方面就是云英岩化。⑤稀土元素矿化主要伴随铁质镁铁云母。不发育镁铁云母而发育铝质云母的花岗岩,皆不生成稀土元素矿床。虽然铁质镁铁云母也是铌矿化的有利条件,但富镁云母的存在不利于稀土元素的矿化。⑥锡矿化主要伴随中等及中等以上含锂的锂铝系列云母,最好有丰富的铝磷云母。只发育镁铁云母而很少含二八面体云母的花岗岩类不利于生成锡矿。既发育铝磷云母和锂铝系列云母,又兼含镁铁云母的花岗岩类岩体,最有利于生成锡矿床。锡矿的锡主要来自幔源物质较多的富镁云母花岗岩或黑白云母花岗岩,但只有较充分转化为锂铝系列的云母时才导致锡的富集成矿。⑦含锂黑云母和含锂白云母端员组分共生的花岗岩体有利于铍矿化。⑧中等含锂的三八面体云母向二八面体云母演化过程中有利于生成铍矿。⑨单独钼矿床和铜钼矿床主要生成于富镁云母花岗岩体附近。含锂云母花岗岩组里,钨矿和锡矿同时生成的云母组分演化有利于伴生钼矿化。

5 成矿花岗岩的地球化学判别标志

花岗岩的化学成分反映了岩浆的源岩成分、氧化状态和分异程度,挥发组分饱和并出溶对岩浆的成矿元素比值的影响是一系列分异事件的结果。不同成分的花岗岩具有不同的成矿元素组合、相对演化程度(源岩和岩浆的 Rb/Sr)和氧化状态($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$),花岗岩成分变化、源岩和结晶分异作用间的关系可视为连续演变系列。挥发分饱和的岩浆熔体部分成矿元素比值代表分异过程演化到该阶段的结果,热液流体中成矿元素比值则间接反映了挥发分出溶时岩浆熔体部分的成矿元素比值。因此,花岗岩的化学成分可用于判别其是否成矿

及其成矿专属性。例如,阿拉伯地盾东部晚元古代伴生 Sn-W 矿化、高度演化的造山后过铝过碱性含碱性长石花岗岩独特的地球化学特征可用于判别勘查区具成矿潜力的花岗岩 (Du Bray *et al.*, 1988)。

花岗质岩浆具两种分异趋势,即弯曲的长石分离结晶作用趋势和平直的残留体分异趋势。残留体分离并不导致与微量元素有关的元素富集或亏损,一般认为 $Rb > 250 \times 10^{-6}$ 时存在长石的分离结晶分异。残留体分异的花岗岩(特别是 S 型)一般不矿化。尽管还原的、残留体分异的东澳 Bullenbalong 超单元 S 型花岗岩与成矿花岗岩具有相似的 SiO_2 和 FeO^* 成分范围,但矿化很弱 (Blevin *et al.*, 1992)。Cu、Au 和一些 W 矿与中等分异的花岗岩伴生,中等分异的花岗岩具有环带状镁铁矿物,长石、斜长石无明显的核,易成为环带状侵入岩。除残留体存在的证据外,还难以区分某一单元中镁铁组分较高的花岗岩是残留体分异形成的还是分离结晶作用形成的。

在 $Rb/Sr-SiO_2$ 图(图 2)中,东澳 LFB I 型花岗岩整体偏离与斑岩 Cu 相关的花岗岩成分区,因此,该区 Cu-Au 矿化十分有限,而代之以与较分异的 I 型花岗岩伴生的 $W \pm Sn$ 、 $W \pm Mo$ 、 $W-Mo-Bi$ 、 $Mo-Cu$ 和 $Pb-Zn$ 矿化。Cu 成矿花岗岩分异程度低,处于 $Rb/Sr-SiO_2$ 图上的低 Rb/Sr 和 SiO_2 部分(如 Boggy plain 超单元),这是以花岗闪长岩为主的 I 型花岗岩地区的普遍特征。S 型花岗岩演化趋势及成矿作用不同于 I 型花岗岩。分异程度低的 S 型花岗岩不成矿,其原因在于它们含大量源区残留体物质,具有比 I 型低的岩浆温度,在早期结晶作用过程中硫化物和亲铜元素分离并具较低的 Cl 含量。只有在经历了广泛的分离结晶作用后才可能产生 Sn、W 矿化。

高度分异是成 Sn 花岗岩的一般特征,这表现在:①主要元素向 $Qz-Ab-Or-H_2O$ 系统低压低熔组分方向演化,即岩浆向浅部环境方向平衡。②Ca、Mg、Fe、Ti 不断降低。③相容元素亏损,不相容元素富集。④负 Eu 异常不断增强。这种演化趋势导致强烈分异岩体越来越年轻,体积越来越小;图 3 证明了分离结晶作用对 Sn 富集的重要性(混合作用应表现为双曲线):随分离结晶作用程度升高,所有成 Sn 花岗岩均由上地壳平均值向高 Sn 方向变化,因此,Lehmann (1990)认为成 Sn 花岗岩不具地球化学继承性,即 Sn 成矿省与上地壳是否富 Sn 无关。

Tongolo 花岗岩类岩石中,Zr 有二个变化趋势(图 4)。Zr 与其他亲石元素具正相关关系,不是典型的岩浆分异作用的产物,而是成矿流体与冷却的花岗质岩石相互作用的结果。Zr 的富集与 Nb-Sn 矿化有关,而 Zr 的贫化则与 Sn-W 矿化有关。所以,Zr/Rb 值低是含 Sn-W 花岗岩的特征,而 Zr/Rb 值高时,则以含 Nb-Sn 花岗岩为主。在 Sn-Li-F 图解中也可有效地区分 Sn-W 花岗岩和 Nb-Sn 花岗岩。

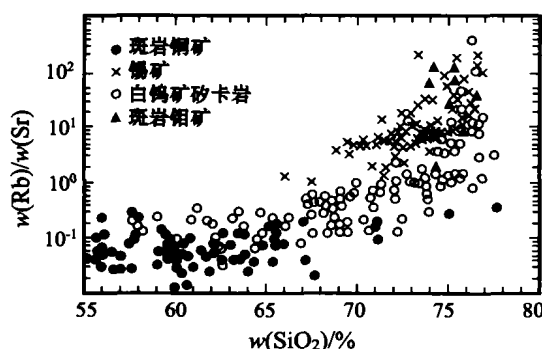


图 2 不同背景下矿化花岗岩的 $Rb/Sr-SiO_2$ 图解
(据 Blevin 和 Chappel, 1995)

Fig. 2 Rb/Sr versus SiO_2 diagram for mineralized granites in different settings
与白钨矿砂卡岩 Sn 和 Mo 有关的花岗岩间明显不同的成分范围对应于 LFB 的 I 型花岗岩

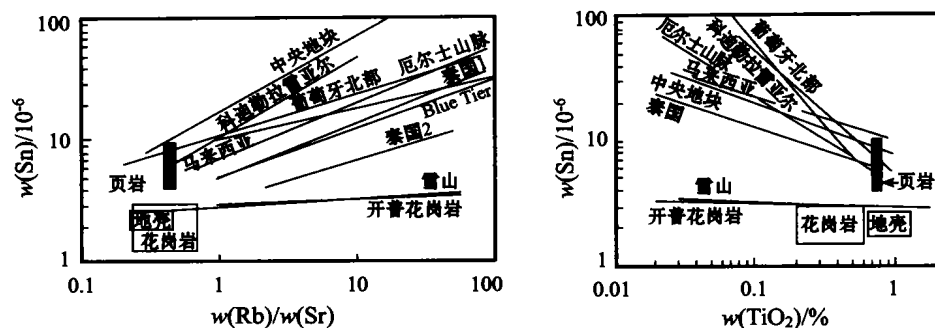


图 3 世界成 Sn 花岗岩的 Sn - TiO_2 和
Sn - Rb/Sr 图解 (据 Lehmann, 1990)

Fig. 3 Sn versus TiO_2 and Sn versus Rb/Sr
diagram of Sn-mineralized granites in the world

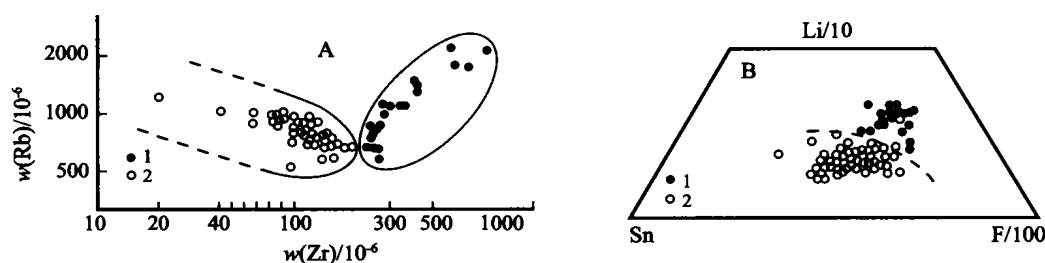


图 4 Tongola 花岗岩的 Rb - Zr 和 Li - Sn - F 相关关系

Fig. 4 Rb versus Zr and Li - Sn - F relation diagram of Tongola granite

1—含 Nb - Sn 花岗岩; 2—含 Sn - W 花岗岩

三类成矿花岗岩(Cu、Mo、Sn)在 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} - \text{SiO}_2$ 图(图 5)上分布在不同的区间。与斑岩铜矿有关的花岗岩分异程度低,属磁铁矿系列;与 Mo 和 Sn 矿床有关的花岗岩分异程度高,属钛铁矿系列,这表明氧化状态对岩浆热液系统的演化起着关键作用,因为成矿元素 Cu、Mo、W 和 Sn 均为变价元素,氧化状态必然影响岩浆中成矿元素的行为。

具有一定化学成分范围的花岗岩,可伴生一定成矿元素的矿化,由此可判别花岗岩成矿区及其可能的成矿元素组合。一些地区成矿元素组合十分有限,而另一些地区由于花岗岩岩浆的多成因、多来源和多期次而导致多种成矿元素组合。一般来说,花岗岩成分越分散,成矿元素组合越多。Cu(-Au)与镁铁质含量高的花岗岩伴生,W 则与中等成分范围的花岗岩伴生,Mo(\pm W)和 Sn(\pm W)与长英质含量高的花岗岩有关,即演化程度最低的花岗质岩浆与亲铜元素成矿有关。而亲石元素矿化主要与高度演化的花岗质岩浆有关(Blevin *et al.*, 1996)。Cu - Au - Mo 组合系列与氧化花岗岩有关,而 Sn 则与还原花岗岩伴生,W 与氧化和还原花岗岩均伴生,但以中等至相对还原的条件最为适宜。相对于 Cu、Au、W 矿化花岗岩,Sn 矿化花岗岩较为还原,分异程度较高;与 Sn 矿化花岗岩相比,Mo 矿化花岗岩分异程度相当,但较为氧化。Mo 矿化花岗岩成分范围较宽,从闪长岩和花岗闪长岩(Cu -

Mo)至分异程度不一的长英质花岗岩($\text{Mo} \pm \text{W} \pm \text{Bi}$),以 Mo 为主的 Cu-Mo 矿床均与分异的和氧化的长英质花岗岩有关。Cu 矿化花岗岩基本为 I 型花岗岩,从闪长岩、花岗闪长岩至花岗岩,比 Mo 矿化花岗岩长英质组分低,比 Mo 和 Sn 矿化花岗岩较为氧化。与黑钨矿 + Mo + Bi 和黑钨矿 + Sn + F 系统有关的高分异花岗岩具有分别有利于 Mo 和 Sn 矿化的分异程度和氧化状态,在其伴生元素中,可能以 Mo 或 Sn 为主。在氧化和还原花岗岩分异作用过程中,W 都表现为不相容。

相对氧化的 I 型花岗岩随着演化程度的升高,成矿元素组合

从以铜为主至 Cu-Mo 组合,再至以 Mo 为主的矿化,构成一个连续系列。还原和分异程度高的 S 型花岗岩,以 $\text{Sn} \pm \text{W}$ 为主,相对还原的 I 型花岗岩可形成 Sn 矿化但不具 Mo 矿化,只有氧化状态中等的花岗岩可同时发生 Sn、Mo 矿化。Cu-Au-Mo 组合依 Cu、Au、Mo 的次序,花岗岩 FeO^* 和 Rb 分别由高到低和由低变高,构成连续的成分演化。W 矿化花岗岩成分与 Sn 和 Cu-Au-Mo 组合在低 FeO^* 和高 Rb 部分有相当大的重叠。在 W-Sn 和 W-Mo 组合之间不存在连续的成分演化。这表明 Sn 与 Cu-Mo 的花岗岩类型、氧化状态和分异特征之间存在很大的差异,而 W 矿化花岗岩则可与 Sn 和 Cu-Au-Mo 矿化花岗岩的分异成员成分重叠,因此, W 与 Sn 和 Cu-Au-Mo 均可构成成矿元素组合。相对 W/Mo 值高的成矿花岗岩,矿床 W/Mo 值低的成矿花岗岩分异程度一般较低且较氧化。氧化的花岗岩一般不可能形成 Sn 矿化,Mo、Cu 和 Au 一般不可能与还原的花岗岩伴生。

由于岩浆和热液黑云母成分可以较好的反映岩浆成分、演化,特别是 f_{O_2} 和 $f_{\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}}$,因此可用于判别成矿元素组合。图 6 是矿化类型不同的 I 型花岗岩与岩浆、热液黑云母成分的相互关系图。假定结晶条件相近,Cu、Mo、W 矿床分别有不同的岩浆黑云母成分及 f_{O_2} 和 $f_{\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}}$,Mo 和 Cu 矿床较 W 矿床具有较氧化的形成条件。尽管氧化还原状态相同,Mo 矿床岩浆黑云母的 F 高于 Cu 矿床。热液黑云母成分普遍地相对富 Mg 和 F。斑岩铜矿和斑岩钼矿岩浆黑云母 Mg、Fe 摩尔分数都几乎相等,但后者 $X_{\text{F}}/X_{\text{OH}}$ 高得多。相反,W-Sn 矿床岩浆黑云母 Mg 低得多,反映了相对较低的 f_{O_2} 。不同矿床类型岩浆黑云母成分差异反映了成矿岩浆的不同源岩:含黑云母片麻岩熔融形成成钼斑岩的母岩浆;F 含量相对较低的闪石岩熔融形成成铜斑岩的母岩浆;W-Sn 矿床中岩浆黑云母含铁的性质表明相对还原的条件,其母岩浆由含石墨的泥质变沉积岩深熔作用形成(Brimhall *et al*, 1988; Augue *et al*, 1987)。

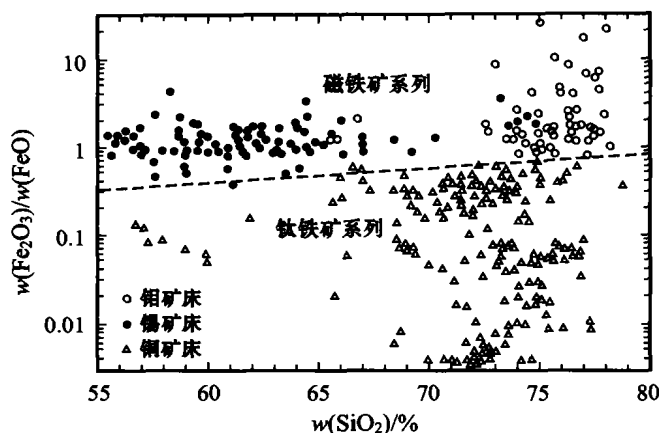


图 5 与 Cu、Mo、Sn 矿床有关的花岗岩 SiO_2 - $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 变异图 (据 Lehmann, 1990)

Fig. 5 SiO_2 versus $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ diagram for granitic rocks in association with copper, molybdenum and tin deposits

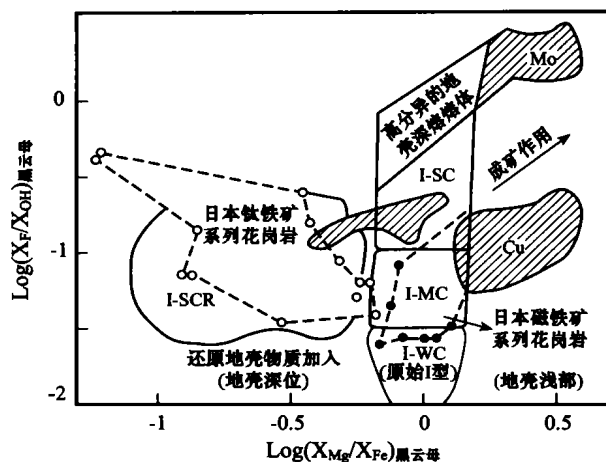


图6 I型花岗岩黑云母成分分类及与斑岩有关的W、Mo、Cu矿床中的热液黑云母的对比(据Brimhall等,1988)

Fig. 6 Comparison of igneous biotite from I-granite with hydrothermal biotite near ore deposits

I-WC—弱混染的; I-MC—中度混染; I-SC—强混染;
I-SCR—强混染且还原的

分离结晶作用程度、氧化状态和成矿元素比值之间的关系在一定尺度上十分明显,这一尺度可达到 SiO_2 含量范围很宽的整个超单元。拉克伦褶皱带Boggy Plain超单元即是一个范例,其Mo/Cu和Cu/W值的变化与岩浆的分异程度相一致(Blevin *et al.*, 1995)。

吴利仁等(1991)提出含矿斑岩体的含矿性与单位岩胞的阳离子质能参数有密切的关系。斑岩矿床成矿母岩单位岩胞中暗色组分阳离子($\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Ca}$)数在55~150之间时,对铜、金富集最有利;而在10~50之间时,对斑岩钨、锡、钼、银、铀矿床最有利。成矿母岩单位岩胞中浅色酸碱组分阳离子($\text{Si} + \text{Na} + \text{K}$)数在722~796之间有利于形成钨、锡、银、铀矿,小于722时则向铜、金

过渡。成矿母岩一个氧单位阳离子的平均晶格能与其原子量呈反消长关系,平均晶格能越大,则暗色组分阳离子平均质量越小,对钨、锡、钼、银、铀等矿的富集越有利。反之,平均晶格能越小,暗色组分阳离子平均质量越大,对铜、金富集越有利。

花岗质岩浆中成矿元素行为受控于源岩成分、氧化状态、结晶分异作用和挥发组分。花岗岩地球化学特征及矿物化学成分一定程度上继承了源岩的特征,反映了岩浆作用的大地构造背景、氧化状态和结晶分异,但花岗岩形成时的大地构造背景可能与其源岩形成时的大地构造背景完全不一致,而成矿作用又受控于大地构造背景及热体制。这种情况下,往往导致简单地使用花岗岩成分不能准确地判别大地构造背景和成矿作用,即地球化学判别标志还难以预测成矿作用是否发生,只能预测成矿的可能性及成矿元素组合。

References

- Augue J J and Brimhall G H. 1987. Granites of the batholiths of California: Products of local assimilation and regional-scale crustal contamination[J]. *Geology*, (15): 63~66.
- Blevin P L and Chappell B W. 1992. The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia[J]. *Royal Society of Edinburgh Transactions: Earth Sciences*, (83): 305~316.
- Blevin P L and Chappell B W. 1995. Chemistry, origin and evolution of mineralized granites in the Lachlan Fold Belt, Australia; the metallogeny of I- and S-type granites[J]. *Econ. Geol.*, (90): 1604~1619.
- Blevin P L, Chappell B W and Allen C M. 1996. Intrusive metallogenic provinces in eastern Australia based on granite and composition[J]. *Transactions of Royal Society of Edinburgh: Earth Science*, (87): 281~290.
- Brimhall G H and Augue J J. 1988. Granite systems[A]. Barnes H L and Ohmoto H. *Hydrothermal Processes - Applications to*

- Ore Genesis[C]. Dordrecht, Holland:Reidel Publishers, 1~33.
- Candela P A and Blevin P L. 1995. Do some miarolitic granites preserve evidence of magmatic volatile phase permeability[J]? *Economic Geology*, (90): 2 310~2 316.
- Du Bray E A, Elliott J E and Stuckless J S. 1988. Proterozoic peraluminous granites and associated Sn-W deposits, Kingdom of Saudi Arabi[A]. Taylor R P and Strong D F. Recent Advances in the Geology of Granite - Related Mineral Deposits[C]. Can. Inst. Mining and Metall. Spec., (39): 142~156.
- Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Marian M, *et al.* 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types[J]. *Ore Geology Reviews*, (13): 7~27.
- Gu Xiongfei and Mei Houjun. 1996. The Mica of granitoid in the southeastern China[M]. Beijing: Science Press, 1~265(in Chinese).
- Imeokparia E G. 1985. Rare-metal mineralization in granitic rocks of Tongolo Anorogenic Complex - Northern Migeria[J]. *Mineralium Deposita*, (20): 81~88.
- Lehmann B. 1990. Metallogeny of Tin [M]. Berlin: Springer - Verlag, 1~211.
- Mirosavss. 1998. Magmatic zonation of rare metal-bearing granitoid bodies in orogenic belt[A]. Proceeding of Ninth Quaelren-nial IAGOD Symposium[C]. Stuttgrat: E. Schweizerbart'sche verlagsbuehhandlung, 441~461.
- Pirajno F. 1992. Hydrothermal Mineral Deposits: Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist[M]. Berlin Heidelberg: Springer - Verlag, 1~703.
- Scott K M. 1988. Phyllosilicate and rutile composition as indicatore of Sn specialization in some southeastern Australian granites [J]. *Mineralium Deposita*, 23(3): 159~165.
- Titley S R. 1990. Evolution and style of Freature permeability in Instrusion - Centered Hydrothemat Systems[A]. The Role of Fluids in Crustal Processes[C]. Washington D C: National Academy Press, 50~63.
- Wu Liren and Li Binglun. 1991. Two types of Mesozoic porphyry ore deposit in eastern China[M]. Beijing: Science Press, 1~318 (in Chinese).

附中文参考文献

- 顾雄飞, 梅厚钧. 1996. 中国大陆东南部花岗岩类的云母[M]. 北京: 科学出版社, 1~265.
- 吴利仁, 李秉伦. 1991. 中国东部中生代两大类斑岩型矿床[M]. 北京: 科学出版社, 1~318.

(上接第 118 页)(Continued from p. 118)

附中文参考文献

- 涂绍雄, 陶婉琴, 尹积勋. 1983. 花岗岩成因系列综合评述[J]. 中南地质科技情报, (1): 10~20.
- 涂绍雄, 刘先智. 1991. 80 年代后期国外花岗岩类地质学某些研究进展[A]. 程恩华. 当代地质科学技术进展[C]. 武汉: 中国地质大学出版社, 122~129.
- 涂绍雄. 1985. 广东阳春地区两类花岗岩类岩石化学成分的对比研究[J]. 宜昌地质矿产研究所所刊, 第 10 号, 73~78.