

文章编号:1007-3701(2001)04-0036-09

## 花岗岩成矿的地球化学判别标志

汪雄武<sup>1,2</sup> 王晓地<sup>1</sup>

(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。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份。花岗岩地球化学特征和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,因此,可使用花岗岩成分判别成矿花岗岩。本文归纳总结了花岗岩成矿的地球化学判别标志。

**关键词:**花岗岩;成矿;岩浆作用;成矿流体;地球化学标志

**中图分类号:** P588.12;P612;P595

**文献标识码:** A

许多矿床与花岗岩类岩石紧密的时空关系表明,它们之间可能有着紧密的成因联系,每一类花岗岩均伴生特有的矿床,即所谓成矿专属性<sup>①</sup>。花岗岩成矿专属性的控制因素较多<sup>②</sup>,主要包括:(1)大地构造背景;(2)花岗岩体的环带构造;(3)成矿流体的可迁移性及交代作用;(4)热液流体释放的时间(取决于岩浆的初始水含量、侵位深度及裂隙发育的过程和程度);(5)围岩的化学和结构性质(如碳酸盐岩存在时才能形成矽卡岩型和交代型矿床);(6)源岩深度(下一中地壳及上地壳)、侵位深度和剥蚀深度;岩浆中挥发份溶解度随压力即侵位深度的减小而降低,因此,相同的成分和挥发份含量下,高侵位的岩浆挥发份出溶早于深侵位的岩浆,岩浆分离结晶作用程度(即挥发份含量)也影响挥发份释放的时间,从而影响成矿元素比值;(7)构造(许多岩基呈环带状,而矿化也沿某一走廊分布,这种分布表明岩浆侵位和矿化发生在上部地壳)。

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份。花岗岩地球化学特征和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,因此,可使用花岗岩成分判别成矿花岗岩。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地球化学判别标志。

## 1 花岗岩岩浆作用对成矿作用的控制

1.1 花岗质岩浆中成矿元素行为受控于氧化状态和结晶分异作用<sup>[1~3]</sup>

Cu, Mo 和 Sn 三类成矿花岗岩在  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}-\text{SiO}_2$  图上(图 1)分布在不同的区间<sup>[4]</sup>。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,它们之间的区别在于氧化状态,成 Mo 花岗岩属磁铁矿系列,而成 Sn 花岗岩属钛铁矿系列。这表明氧化状态对岩浆热液系统的演化起着关键作用,这是因为成矿元素 Cu, Mo, W 和 Sn 均为变价元素,氧化状态必然影响岩浆的成矿元素行为,如:在相当氧化的熔体中以  $\text{Sn}^{4+}$  为主,晶体-熔体间的总体分配系数  $D_{\text{Sn}} > 1$ ,而在较为还原的岩浆中以  $\text{Sn}^{2+}$  为主,  $D_{\text{Sn}} < 1$ 。

收稿日期:2001-10-16

作者简介:汪雄武(1964—),男(汉族),博士,从事地球化学、热力学及岩石学研究。

①汪雄武等,花岗岩浆作用与成矿作用的关系,北京:地质出版社,2002(出版中)。

②汪雄武等,花岗岩成矿的几个判别标志,岩石矿物学杂志,2002,(2)(待刊)。

$f_{O_2}$ 和分离结晶作用程度共同控制着成矿元素在晶体-熔体间的总体分配系数,即分离结晶作用过程中成矿元素的富集程度,如 $f_{O_2}$ 影响熔体中变价成矿元素(如 $Sn^{4+}/Sn^{2+}$ 比值)。斑岩Mo矿形成过程中 $f_{O_2} > NNO$ (Ni-NiO缓冲剂),而Sn矿的 $f_{O_2} < NNO$ ,这与Mo矿常与磁铁矿系列花岗岩共生,而Sn矿常与钛铁矿系列花岗岩共生一致。随着分离结晶作用的进行,分配系数 $D_{Sn}$ 低的矿物增多,而 $H_2O$ 、B、F等挥发份升高,总体分配系数 $D_{Sn}$ 降低。岩浆的 $f_{O_2}$ 低,是因为源岩物质 $Fe^{2+}/Fe^{3+}$ 、C和 $S^{2-}$ 高,10 km以上厚的富B泥质沉积物地层是许多Sn矿省基底的普遍特征。

在岩浆结晶作用过程中,相容元素矿化的条件是含水流体较早出溶。在相对还原的条件下,分离结晶作用过程中残留熔体Sn含量升高的幅度较大。随着 $f_{O_2}$ 从NNO降至GM,钛铁矿、磁铁矿与熔体间的分配系数 $D_{Mc}$ 下降,而 $D_W$ 升高。Cu、Au、Pb、Zn、Mo、Co和Ni为相容元素,优先进入早期结晶的硫化物中。

在S型花岗岩中硫化物结晶较早,且相当丰富(其中磁黄铁矿>黄铁矿>黄铜矿),而在I型花岗岩中,硫化物结晶较晚,且较为少见(其中黄铁矿>黄铜矿>磁黄铁矿)。在低的 $f_{O_2}$ 下,S的溶解度是岩浆Fe含量的函数。在较高的 $f_{O_2}$ 下,岩浆 $SO_2/H_2S$ 升高,磁黄铁矿变得不稳定,而硬石膏稳定,因此,I型花岗岩中磷灰石的S含量高于S型花岗岩。相对氧化的岩浆较高的 $SO_2/H_2O$ 比值使S优先进入流体相,I型花岗岩明显比S型花岗岩富Cl(图2)。不论是I型还是S型,随着分异作用增强,F升高,Cl降低,这表明F优先进入熔体相,而Cl优先进入含OH的矿物。一般来说,相对未分异的花岗岩(伴生铜矿化)出溶的流体Cl/F最高,而高度分异的花岗岩(伴生Sn矿化)出溶流体的Cl/F比值最低。

Mo的富集在以含粉红色钾长石和榍石、经历了分离结晶作用的I型花岗岩中最为显著。W在I型和S型花岗岩中的行为极为相似,随着分离结晶作用的进行,残留熔体W含量升高。I和S型之间及不同的I型花岗岩之间Cu的行为都有差异,Cu矿化花岗岩一般都是从源区获得大量的Cu(这并不意味着源区必须很富Cu),Cu含量高于 $20 \times 10^{-6}$ 的S型花岗岩十分少见。随着分离结晶作用的进行,I型和S型花岗岩Cu含量急剧下降。对于I型花岗岩来说,Cu的这种急剧降低连同Mo的升高,导致残留岩浆Cu/Mo比值急剧降低。

氧化的( $f_{O_2} > NNO$ )I型花岗岩岩浆分离结晶作用早期Cu和其他亲铜元素含量最高,如果该阶段挥发份出溶,则可形成富亲铜元素的流体,而随着分离结晶作用的进行,残留熔体Cu含量迅速降低,Mo和

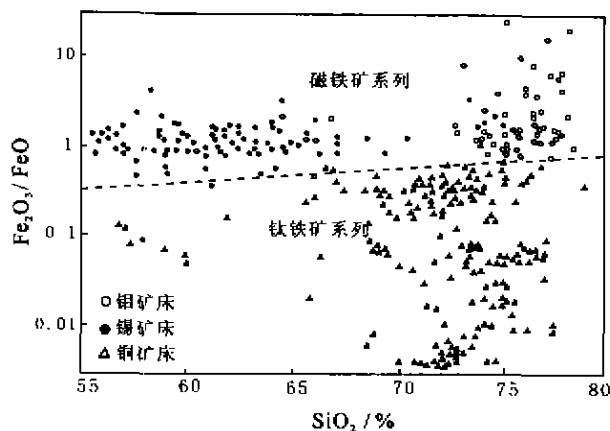


图1 与Cu、Mo、Sn矿床有关的花岗岩 $SiO_2-Fe_2O_3/FeO$ 变异图(据Lehmann, 1990)

Fig. 1  $SiO_2$  vs.  $Fe_2O_3/FeO$  variation diagram for granitic rocks in association with copper, molybdenum and tin deposits

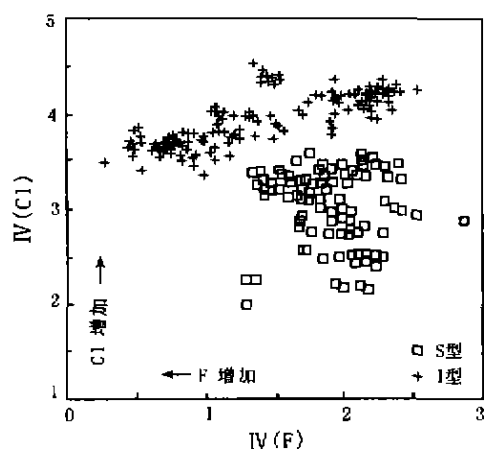


图2 东澳I型和S型花岗岩黑云母中F和Cl含量(据Blevin和Chappell, 1992)

Fig. 2 Concentration of F and Cl in biotite from I- and S-type granites from eastern Australia expressed as intercept values

IV(Cl)和IV(F)为校正了黑云母Fe-F和Mg-Cl空位后的Cl和F含量,任何IV(F)值下,S型Cl含量都低得多

W 含量升高, Sn 可能进入榍石和磁铁矿, 因此, 高度分异的氧化 I 型花岗岩可形成 Mo/Cu 比值高、含 W 的 Mo 矿床。还原的 I 和 S 型花岗岩的分离结晶作用导致 Cu 随着硫化物晶出而减小, Mo 也因进入含 Fe-Mg-Ti 的矿物而损失。Sn 和 W 则升高, 并进入出溶流体, 发生贫 S 的 Sn、W 矿化。

在中等—高度分异的 I 型和 S 型岩浆中, W 都表现出不相容性。 $f_{O_2}$  较高的 I 型岩浆形成 Mo-W 矿化,  $f_{O_2}$  比值越高 Mo/W 比值越高。 $f_{O_2}$  较低的 S 型岩浆, 形成 W-Sn 矿化, 而 W/Sn 比值则受控于 W 和 Sn 的热液地球化学行为。在热液流体中主要以  $H_2WO_4$  形式存在的 W 的溶解度, 在 400~300℃ 内随着温度降低而急剧降低, 而以 Sn-Cl 配合物形式存在的 Sn 沉淀为锡石的机制更为复杂。

## 1.2 结晶作用是成矿物质在岩浆中聚集的主要控制因素之一

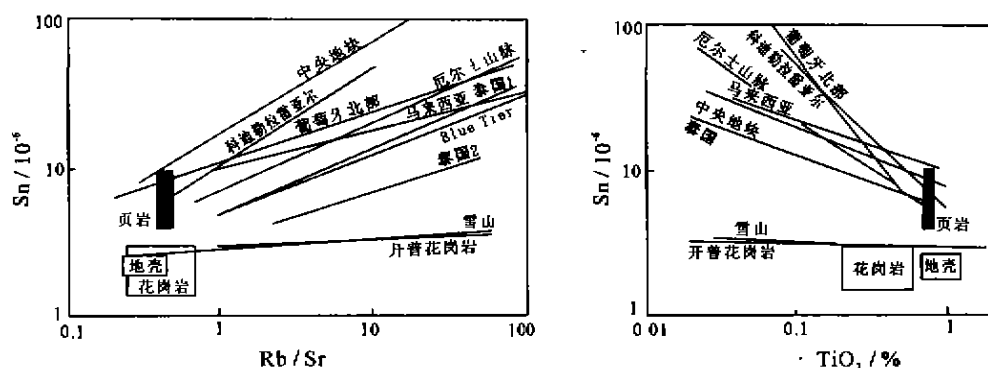
在大多数岩浆体系中结晶的主要矿物是硅酸盐和氧化物, 随着结晶作用的进行, 相容元素在岩浆中的浓度降低, 不相容元素(留在熔体中的元素)的浓度则会升高。相容性受许多因素的控制, 包括晶体结构、熔体成分、岩浆氧化-还原状态及结晶的温度和压力。例如当铁钛氧化物、榍石及其他倾向于富集钼、钨的矿物在岩浆中的含量较低时, 钼和钨的岩浆浓度就较高。地壳岩石熔融形成的花岗岩富集锡和钨也可能是由于这些还原岩石的成分和较低的氧化物矿物含量造成的。高硅花岗岩较少与铜矿化有关, 则可能是由于磁黄铁矿较早结晶引起的。磁黄铁矿吸收了铜(和金?), 降低了它在熔体中的浓度。与之相反, 因为岩浆中钼的原始浓度更低, 且比铜更不相容, 所以要在高硅花岗岩中形成高的钼/铜值, 结晶分异是必需的。但即使在大规模的结晶之后, 岩浆中的金属浓度仍比相关斑岩型矿床的品位低至少 2~3 个数量级。因此, 必须有其他的作用把金属从岩浆中聚集到矿体中。

在分离结晶分异作用过程中, 花岗岩成矿元素的含量发生变化, 例如在氧化的偏铝岩浆组合中 Mo 相对不相容, Cu 则作为相容元素进入结晶相。因此, 演化程度高的岩浆富 Mo 贫 Cu。Cu/Mo 比值高的矿化较普遍地与长英质组分和分异程度较低的氧化花岗岩共生, 而对于还原的偏铝岩浆, 随着分异程度的升高, Cu 和 Mo 都进入结晶相。长英质组分极高的花岗岩 Fe、Ti 含量降至很低的水平, Fe-Ti 氧化物、榍石和黑云母仅在晚期结晶, Sn 可富集于残留岩浆中。

Sn 矿化花岗岩富 Rb, Nb, F, Cs, Li, Ga, W 和 Sn, 而 Ti, Fe, Mg, Ca, Ba, Sr, Zr, Eu, Sc, V, Er, Co, Ni, Cu 和 Zn 较低。对于强分异的 Sn 矿化 I 型花岗岩, Pb 和 Th, Y, HREE 随 P 降低而升高, 而 Sn 矿化 S 型花岗岩 Pb 和 Th 并不随 P 的变化而有大的变化, 仅 LREE 随 P 降低而降低, 这些趋势都与广泛的分离结晶作用(特别是长石)有关。I 和 S 型间 Th, Y, REE 等微量元素的不同行为似乎是因为 I 型、S 型花岗岩具有不同的副矿物组合, 并与明显不同的 P 行为有关。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<sub>2</sub>O 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 和 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; 成 Sn 花岗岩单元  $\log Sn - \log Rb/Sr$  或  $\log Sn - \log TiO_2$  (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。

与 W 矿有关的花岗岩类的成分范围很宽(可从辉长岩至花岗岩), 一般来说与斑岩型 W 矿有关的侵入岩是花岗岩套中分异程度较高、较新的成员。这表明结晶分异和地壳混染可导致岩浆中 W 的富集。与 W 矿有关的花岗岩 W 含量平均值从花岗闪长岩的  $1.3 \times 10^{-6}$  和黑云母花岗岩的  $8.2 \times 10^{-6}$  到二云母花岗岩和钠长石花岗岩的  $14 \times 10^{-6}$  和  $107 \times 10^{-6}$ 。当然, 钠长石花岗岩高的 W 含量可能反映了热液交代作用的再富集, 花岗岩类成矿元素含量与“地球化学省”和花岗岩时代也有着密切的关系, 随着以花岗岩浆作用为主要形式的壳内物质的不断循环, 壳内物质也不断分异, 使得时代较新的花岗岩较富 W 和 Sn。

阿提斯加 Fairbanks-Circle 地区 Sn 和 W 花岗岩都属 I 型或钛铁矿系列, 具有类似的成因和源岩物质, 而其成矿元素的差异与结晶作用和挥发份释放的环境差异有关。这些差异包括 W 和 Sn 成矿岩体时代分别为 102~87 Ma 和 73~50 Ma, 结晶压力分别为 1~2 kbar 和 <0.5 kbar, 挥发份释放历史分别为岩浆晚期和岩浆早—晚期, 分离结晶作用程度分别为 80~90 和 80~95, 随着分异程度的升高 F 含量分别降低和升高, 承压

图3 世界成Sn花岗岩 Sn-Rb/Sr 和 Sn-TiO<sub>2</sub> 图(据 Lehmann, 1990)Fig.3 Sn vs. Rb/Sr and Sn vs TiO<sub>2</sub> of Sn-mineralized granites in the world

(深度)和挥发份释放历史的差异与时代的差异有关,成Sn花岗岩较浅较年轻,成W花岗岩较老较深,这表明成矿元素的差异并非是因为岩浆的初始成矿元素含量,而更可能是由于岩浆演化的差异。

### 1.3 源岩物质成分是花岗岩成分、S、H<sub>2</sub>O 和 H 含量及 $f_{O_2}$ 的一级控制因素<sup>[5,6]</sup>

环大西洋与花岗岩有关的矿床常形成于较老沉积岩地体。这些地体中,有具经济价值的含黄铁矿沥青质泥岩 U-P 矿床、含磷铁矿或锰碳酸盐矿床,有些则可能刚达到异常浓度,如蒸发环境中 B 或碎屑沉积物的碎屑锡石中所富集的 Sn。由沉积岩深熔作用衍生的花岗岩常与锡矿床共生,与锡矿床共生的 A 型花岗岩是由在下地壳中形成花岗岩之后残留的长英质麻粒岩部分熔融形成的,澳大利亚新英格兰与锡矿床共生的浅色花岗岩由经历过较早熔融事件的 I 型源区低度部分熔融所衍生。这反映了不同基底的化学组成或地球化学块体对花岗岩成矿的控制。

一般认为,与锡矿床共生的花岗质岩石的偏铝性说明这些花岗岩是由变沉积原岩衍生来的,事实上,原始碱性熔体受到硅铝质物质的混杂可能产生过铝性。过铝花岗岩和碱性花岗岩相比,锌的分配系数前者要比后者大两个数量级。因此,如果微含铝的花岗岩在其演化的早期阶段同化了泥质岩石,那么金属就得以聚集,而后释放到成矿热液中。初期的热液蚀变(特别是绢云母化和高岭石化)或者岩浆期后蚀变可能包括碱金属淋滤反应,而 Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup> 和 Ca<sup>2+</sup> 从花岗岩中淋滤出来,使花岗岩变为过铝的。同样,碱金属氯化物的含水相从铝硅酸盐中分离出来也能产生过铝性。大多数 S 型和演化程度高的(特别是如果比较含水的)熔体是过铝的,这表明源岩是铝质的,但是,通过流体逸出、岩浆期后蚀变和热液蚀变,上面论证的这些花岗岩甚至能变得更加过铝。

黑云母的化学成分反映结晶作用过程中 HF, HCl, O<sub>2</sub>, H<sub>2</sub> 和水的相对逸度,根据岩浆黑云母  $X_F/X_{OH}$  和  $X_{Mg}/X_{Fe}$  可将 I 型花岗岩分为三类。即弱混染(I-WC)、中度混染(I-MC)和强混染(I-SC)<sup>[5]</sup>。这三种类型岩体中黑云母的  $\log(X_{Mg}/X_{Fe})$  都保持在 0 附近,另一种强混染和还原的类型(I-SCR),侵入于含石墨变泥质岩石,其黑云母  $\log(X_{Mg}/X_{Fe})$  低得多。I-SCR 型的分布受控于围岩性质。这种花岗岩一般都是过铝的,含白云母和少量的石榴石,并常含钛铁矿作为主要的 Fe-Ti 氧化物,而 I-WC 和 I-SC 以磁铁矿和钛铁矿为主。 $\log(X_{Mg}/X_{Fe}) = 0.21$  是还原和非还原 I 型花岗岩的界线。假定结晶条件相近, Cu, Mo 和 W 矿床分别具有不同的岩浆黑云母成分  $f_{O_2}$  及  $f_{H_2/H_2O}$ , Mo 和 Cu 矿床较 W 矿床有着较氧化的形成条件。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。热液黑云母成分偏离岩浆黑云母成分,普遍地相对富 Mg 和 F(图4)。

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  $X_F/X_{OH}$  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源岩,含黑云母片麻岩的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, 其母岩浆是常含石墨的泥质变沉积岩深熔作用形成的。这些岩浆上升时具有不同的氧化还原线, 含碳和硫的物种浓度也有差异。同一造山带常分布有黑云母成分不同的几种成矿岩体。

#### 1.4 挥发份对于花岗岩成矿具有重要意义

富挥发份元素的源岩通过降低固相线, 导致发生更广泛的低温熔融, 延长冷凝时间和增强对流分异, 使岩浆能侵入到地壳较浅处, 促进与花岗岩有关的成矿作用的进行。富 F 的含 F-OH 矿物和硼硅酸盐具有高的热稳定性, 因此, 初始熔融的残留体仍含 F-OH 矿物和硼硅酸盐。而进一步的深熔作用将形成富 B 和 F 的熔体, 且随着部分熔融程度的升高, 熔体挥发份含量降低。显然, 富挥发组分的源岩的形成条件是经历过部分熔融的, 富挥发组分的源岩低度部分熔融。

氟使熔体的固相线温度及粘度降低, 石英首晶区扩大, 这种效应与水对熔体的效应类似。不过, 由于压力的变化, 水能从熔体中急速地逸出, 但氟却不能如此, 因为氟进入黑云母中的 OH 位置, 或在熔体中呈碱-大离子亲石元素-氟化物配合物或碱-铝-氟化物配合物存在, 使得富氟熔体流动到远离喷发口的地方。例如, 阿拉伯地盾的磁性花岗岩是在地幔衍生的富氟助熔剂存在的条件下, 由钙碱性火成岩质地壳部分熔融形成。许多南非矿床(包括布什维尔德杂岩的锡矿床)都是在长期活动的古老构造带的富氟部位因氟的助熔作用而使硅铝壳熔融形成的。

岩浆挥发份相对逸度是影响流体汇流、岩浆或花岗岩成矿元素淋滤、矿物结晶次序、成矿元素分配行为及岩浆流变学、扩散速率、成矿元素氧化状态等的关键因素。而挥发份逸度又受分异作用和地壳物质同化的强烈影响。花岗岩系统中 F 的升高可降低熔体粘度、液相线和固相线温度, 提高阳离子和挥发份扩散速率、含水矿物的热稳定性及流体相中硅酸盐碱矿物的溶解度, 而 Cl 的升高, 可升高流体中碱性元素的溶解度, 元素 Pb, Zn, Cu, W, Mn, REE, Li, Rb, Cs, Nb, Y, Sr 和 Ba 从熔体分配进入流体。

与云母平衡的流体的  $f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}}$  与平衡温度及云母的 OH 含量无关, 各种与 Sn-W-Be 矿床有关的花岗岩类中云母 F/Cl 介于 Mo 矿床中的富 F 黑云母和斑岩铜矿中的富 Cl 黑云母之间, 这表明, 随着分异程度的升高, 花岗岩浆 F 的相对逸度升高, 对硅酸盐熔体和含水流体来说, 当 Cl 含量升高, W 更强烈地分配进入含水流体中, 相反, 当 F 含量升高, W 分配进入水流体中的量减少。高的氧逸度对于斑岩铜矿的形成十分重要, 因为在这种条件下, 只有少量的 Mo 能分配进入斑晶矿物。低的氧逸度则是 W 矿形成的有利条件, 含 Ti 矿物的缺乏及黑云母低的  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ , 似乎是高品位 W 矿的普遍特征。而与低品位 W 矿有关的氧化型花岗岩则常含有含 Ti 矿物, 花岗岩的氧化状态可影响热液流体的成分及化学行为, 与氧化型岩浆(如斑岩 Cu, Mo)相比, 氧逸度极低的岩浆及热液流体可在极高温下使 Fe-Ti 氧化物和黑云母硫化(如浸染状磁黄铁矿)。还原型花岗岩常常侵位深, 来源于地壳, 温度相对较低, 含水量高; 氧化型花岗岩常常浅侵位。

## 2 成矿花岗岩的地球化学判别

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, 挥发份饱和并出溶对岩浆成矿元素

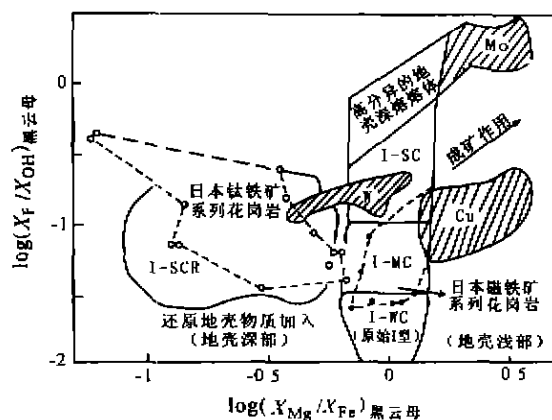


图4 I型花岗岩黑云母成分分类及与斑岩有关的 W, Mo 和 Cu 矿床中热液黑云母的对比 (据 Brimhall 和 Ague, 1988)

Fig.4 Comparison of igneous biotite from I-granite with hydrothermal biotite near ore deposits  
I-WC: 弱混染; I-MC: 中度混染; I-SC: 强混染;  
I-SCR: 强混染且还原

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 Rb/Sr)和氧化状态( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ),花岗岩成分的变化、源岩和结晶分异作用间的关系可视为连续演变系列。挥发份饱和的岩浆熔体中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份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。阿拉伯地盾东部晚元古代造山后伴生 Sn-W 矿化和高度演化的过铝及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(表 1)<sup>[7]</sup>。

表 1 阿拉伯地盾花岗岩成矿潜力判别的地球化学指标

Table 1 Geochemical sign diagnosing mineralized for granite in Arabia Shield

元素	Ag	B	Be	Bi	Cu	Mo	Nb	Pb	Rb	Sn	W	Y	Zn	Li	F
下限值 $\times 10^{-6}$	0.5	30	10	10	100	15	100	70	350	15	10	90	200	110	1900

Rb-SiO<sub>2</sub> 图(图 5)可判别花岗岩岩浆的两种分离趋势,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,残留体分异并不导致与微量元素有关的富集或亏损,一般认为 Rb 含量  $>250 \times 10^{-6}$  即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<sub>2</sub> 和 FeO\* 成分范围,但矿化很弱。Cu, Au 和一些 W 矿与中等分异的花岗岩伴生,这种中等分异的花岗岩往往具有环带状镁铁矿物和长石,斜长石无明显的核,而且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<sub>2</sub> 图中(图 6),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<sub>2</sub> 图上的低 Rb/Sr 和 SiO<sub>2</sub> 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,比 I 型低的岩浆温度、在低  $f_{\text{O}_2}$  下早期结晶作用过程中硫化物和亲铜元素的分离以及较低的 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。

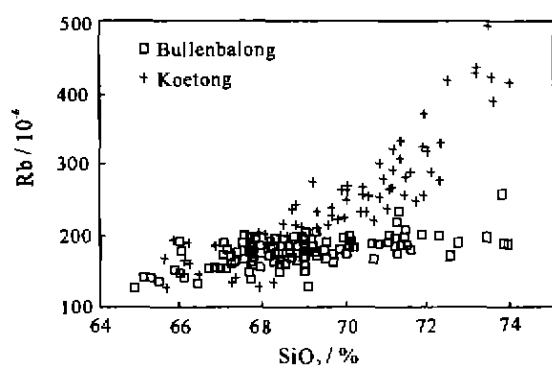
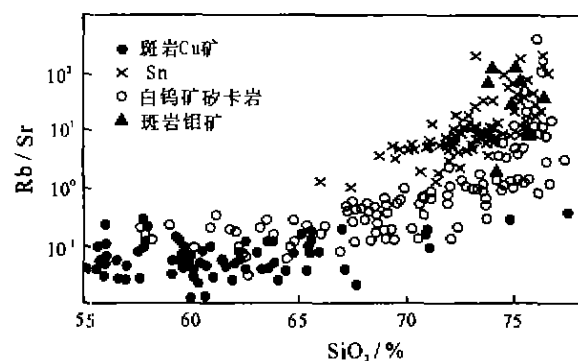


图 5 Bullenbalong 超单元残留体分异趋势和 Koetong 超单元分离结晶分异趋势的对比(据 Blevin, 1992)

Fig. 5 Comparison of Rb relative to SiO<sub>2</sub> in granites of S-type Bullenbalong and Koetong supersuities图 6 不同背景下矿化花岗岩的 Rb/Sr-SiO<sub>2</sub> 图 (据 Blevin 和 Chappell, 1995)Fig. 6 Rb/Sr vs. SiO<sub>2</sub> for mineralized granites from 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

Tongolo 花岗岩类岩石中, Zr 有两个变化趋势(图 7, A)。Zr 与其他亲石元素的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, 则以含 Sn-Nb 花岗岩为主。在 Li-Sn-F 图中也可有效地区分 Sn-W 花岗岩和 Sn-Nb 花岗岩(图 7, B)。

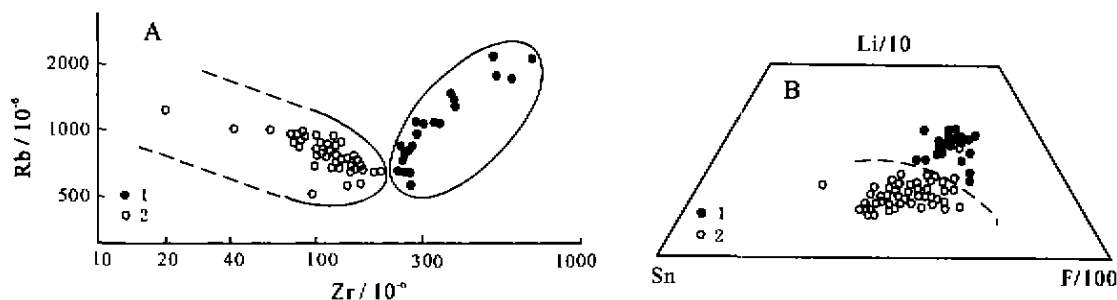


图 7 Tongolo 杂岩体含 Sn-Nb 和含 Sn-W 花岗岩的 Rb-Zr(A) 和 Li-Sn-F(B) 相关关系

Fig. 7 Rb vs. Zr(A) and Li-Sn-F(B) relation of Tongolo Complex

1. 含 Sn-Nb 花岗岩; 2. 含 Sn-W 花岗岩

岩浆的成分对成矿作用的控制可用  $Rb/Sr - Fe_2O_3/FeO$  图来显示(图 8),  $Rb/Sr$  代表化学成分演化的源岩和岩浆的分离结晶程度,  $Fe_2O_3/FeO$  则代表相对氧化状态。而  $SiO_2 - Fe_2O_3/FeO$  的显示度差一些。将 LFB 所有 I 型和 S 型花岗岩与世界 Sn, Mo, Cu 和 W 成矿花岗岩的成分范围相对比, 在相同的  $SiO_2$  含量下, 大多数花岗岩(包括 I 型)  $Fe_2O_3/FeO$  和  $Rb/Sr$  比值分别低于和高于与斑岩铜矿有关的花岗岩, 因此 LFB 缺乏广泛的 Cu 矿化很好理解。但是, LFB 大多数花岗岩成分都落在 Sn, Mo, W 成矿花岗岩区, 而 LFB 地区 Sn, Mo, W 矿都不可能如此广泛, 这表明该图只能判别成矿潜力, 而不能判别是否成矿。

具有一定成分范围的花岗岩, 可伴生一定成矿元素组合范围的矿化。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, 而另一些地区则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, 成矿元素组合则越多(图 9)。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(=W) 和 Sn(=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。

Cu-Au-Mo 组合系列与氧化花岗岩有关,

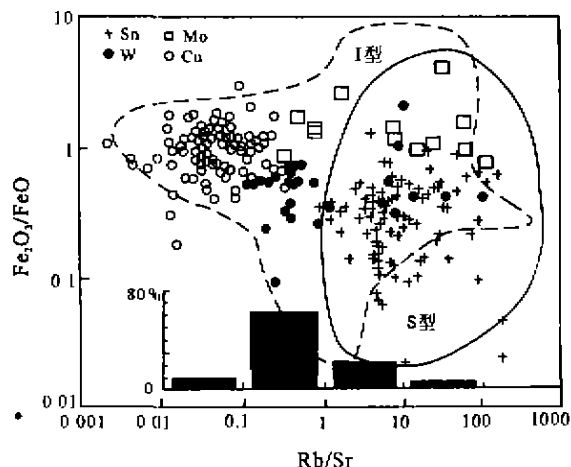


图 8 世界主要 Cu, W, Mo 和 Sn 矿床相关的花岗岩  $Fe_2O_3/FeO - Rb/Sr$  投影(据 Blewett 和 Chappell, 1995)

Fig. 8  $Fe_2O_3/FeO$  vs.  $Rb/Sr$  plot of granites related to major world deposits of Cu, W(scheelite), Mo and Sn

插图表示与 W 矿花岗岩相关的花岗岩  $Rb/Sr$  比值频率分布。LFB I 型和 S 型花岗岩的成分范围分别用虚线和实线表示, 大多数 S 型花岗岩比矿化花岗岩的  $Fe_2O_3/FeO$  低,  $Rb/Sr$  高, I 型和 S 型在  $Rb/Sr$  高值区的高度分散是低  $FeO$  花岗岩固相线下蚀变的结果。

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  $f_{O_2}$  条件最为适宜。相对 Cu, Au 和 W 矿化花岗岩, Sn 矿化花岗岩较为还原,分异程度较高; Mo 矿化花岗岩分异程度与 Sn 矿化花岗岩相当,但较氧化。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( $Mo \pm W \pm Bi$ ),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 系统有关的长英质和较分异的花岗岩,具有分别有利于 Mo, Sn 矿化的分异程度和氧化状态,在其伴生的元素中,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(图 10)。

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。还原的和分异程度高的 S 型花岗岩,以 Sn±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 部分有相当大的重迭。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迭,因此, W 与 Sn 和 Cu-Au-Mo 均可构成成矿元素组合。相对 W/Mo 比值高的成矿花岗岩, W/Mo 比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。

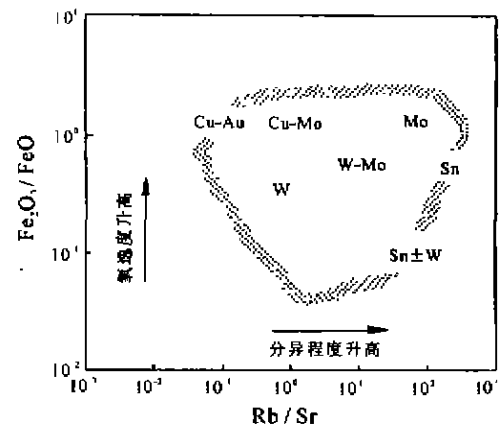


图9 东澳成矿花岗岩  $Fe_2O_3/FeO$ -Rb/Sr 与主要成矿元素组合的关系(据 Blevin 等, 1996)

Fig.9 The relationship between  $Fe_2O_3/FeO$  vs. Rb/Sr and metallogenic element association for eastern Australia mineralized granites

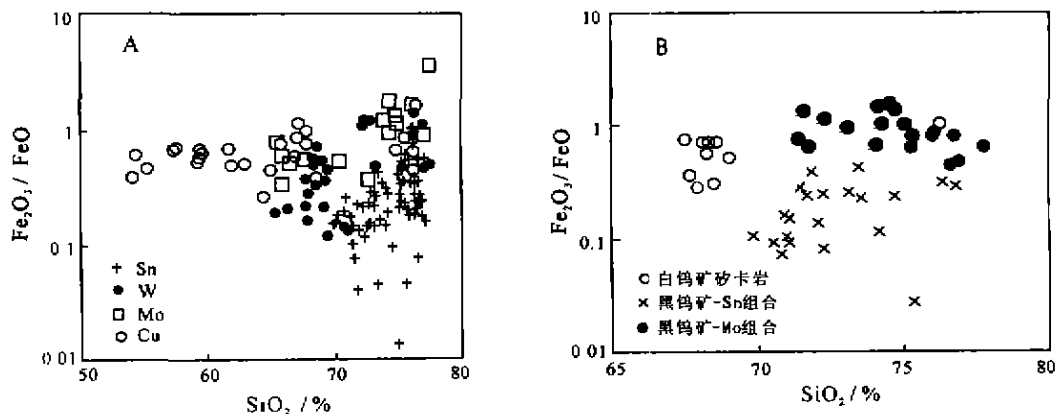


图10 拉克伦褶皱带成矿花岗岩的  $Fe_2O_3/FeO$ - $SiO_2$  投影(据 Blevin 和 Chappell, 1995)

Fig.10  $Fe_2O_3/FeO$  vs.  $SiO_2$  plot of mineralized granites from the Lachlan fold belt

A. LFB Cu, W, Sn, Mo 成矿花岗岩  $Fe_2O_3/FeO$ - $SiO_2$ ; B. LFB 与白钨矿砂卡岩、黑钨矿-Sn 组合和黑钨矿-Mo 组合有关的花岗岩  $Fe_2O_3/FeO$ - $SiO_2$



分离结晶作用程度、氧化状态和成矿元素比值之间的关系,在一定尺度上是十分明显的,这一尺度可达到具有宽的  $\text{SiO}_2$  含量范围的单个超单元。拉克伦褶皱带 Boggy Plain 超单元即是一个范例,  $\text{Mo}/\text{Cu}$  和  $\text{Cu}/\text{W}$  比值的变化与岩浆的分异程度相一致(图 11)。

由于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。因此,在判别花岗岩的成矿潜力时,要综合考虑本文前言中所提到的控制因素,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。

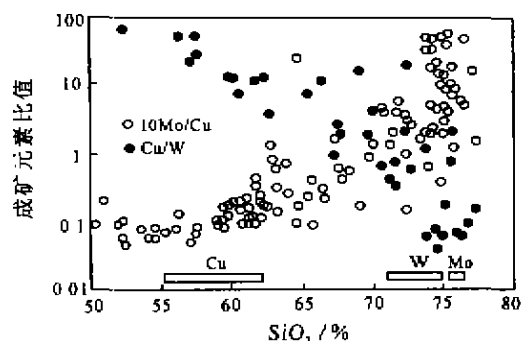


图 11 Boggy Plain 超单元  $10\text{Mo}/\text{Cu}$  和  $\text{Cu}/\text{W}-\text{SiO}_2$  图(据 Blevin 和 Chappell, 1995)

Fig. 11  $10\text{Mo}/\text{Cu}$  and  $\text{Cu}/\text{W}$  vs.  $\text{SiO}_2$  content of the Boggy Plain supersuite granites

#### 参考文献:

- [1] Blevin P L and Chappell B W. The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia. *Transactions of Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 1992, 83: 305—316.
- [2] Blevin P L and Chappell B W. Chemistry, origin and evolution of mineralized granites in the Lachlan Fold Belt, Australia; the metallogeny of I- and S-type granites. *Econ Geol*, 1995, 90: 1604—1619.
- [3] Blevin P L, Chappell B W and Allen C M. Intrusive metallogenic provinces in eastern Australia based on granite and composition. *Transactions of Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 1996, 87: 281—290.
- [4] Lehmann B. Metallogeny of Tin. Berlin: Springer-Verlag, 1990. 1—211.
- [5] Augue J J and Brimhall G H. Granites of the batholiths of California: Products of local assimilation and regional-scale crustal contamination. *Geology*, 1987, 15: 63—66.
- [6] Brimhall G H and Augue J J. Granite systems. In: *Hydrothermal Processes - Applications to Ore Genesis*. Barnes H L and Ohmoto H (eds). Dordrecht, Holland: Reidel Publishers, 1988. 1—33.
- [7] DU BRAY E A, Elliott J E and Stuckless J S. Proterozoic peraluminous granites and associated Sn-W deposits, Kingdom of Saudi Arabia, In: R P Taylor and Strong D F (eds). *Recent Advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits*. Can Inst Mining and Metall Spec, 1988, 39: 142—156.

## GEOCHEMICAL SIGNS OF MINERALIZED GRANITE

WANG Xiong-wu<sup>1,2</sup>, WANG Xiao-di<sup>1</sup>

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

**Abstract:** Metallogeny related<sup>1</sup> to granites is specialized to some magma and behavior of ore-forming elements in granitic magmas is controlled by magmatic sources, oxidation status, crystallization fractionation and content of volatile components. On other hand, the geochemical characteristic and components of granite inherit the source of granitic magma and reflect its forming tectonic settings, they can be taken as signs of mineralized granite.

**Key words:** granite; mineralization; magmatism; ore-forming fluid; geochemical sign