

问题讨论

稀有金属花岗岩型矿床成因讨论

袁忠信 白 鸽 杨岳清

(中国地质科学院矿床地质研究所)

内容提要:对稀有金属花岗岩的成因主要有两种认识——岩浆熔体结晶和自交代作用。本文从如下四方面讨论岩石成因: 1. 稀有金属矿化地段位于岩体顶部, 呈似层状、似脉状分布; 2. 矿化岩石具溶蚀、穿切、假象及变晶结构; 3. 矿物包裹体测温 and 稀有金属矿物形成温度低; 4. 斜长石为 $An < 3$ 的钠长石。文章认为大多数稀有金属花岗岩是由自交代作用形成, 只有极少数——近地表产物, 是由岩浆熔体结晶形成的。

主题词: 稀有金属花岗岩 地质产状 矿物的溶蚀交代 矿物测温 长石成分 自交代作用

在稀有金属花岗岩型矿床中稀有金属矿物呈浸染状或细脉浸染状分布, 矿床和岩石常是同一对象, 花岗岩中稀有金属含量达到工业品位的就构成矿床。因此, 这类矿床又常被叫做稀有金属花岗岩。这类花岗岩具有独特的地质、岩石、矿物和地球化学特征, 一般火成岩分类中没有它的位置, 它们的成因存在着争论。最主要的争论是岩石之形成是岩浆结晶还是交代作用。在国外, 主张岩浆成因的学者认为, 含矿花岗岩是富钠、氟及稀有元素的花岗岩浆结晶固化的结果^[1,2]。主张交代成因的大致又有两种观点: 一种认为, 由于花岗岩类岩石或相似成分的沉积变质岩受到从深部上来的含矿溶液的作用, 引起交代而成矿; 另一种认为, 成矿溶液来自含矿岩体本身, 是由岩浆结晶过程中自身分出来的含矿气体-热液或流体作用所致, 这种交代作用又常叫做自交代作用^[3]。国外有两观点, 国内也有大体类似的两种观点。在70年代以前, 国内把这种花岗岩看作属自交代成因的居多。近年来, 随着美国犹他州黄玉流纹岩及蒙古人民共和国翁岗岩的发现, 这类花岗岩的岩浆成因说逐渐增多。持岩浆成因观点的同志主要根据下列一些事实: 1. 岩体的矿物成分和化学成分逐渐变化, 稀有金属矿物在岩体内作均匀分布; 2. 岩体中见有熔融包裹体或玻璃包裹体; 3. 岩体中经常见到一种反映岩浆结晶的“雪球结构”; 4. 国外对翁岗岩-F体系所作的实验证明翁岗岩的固相线温度很低, 这支持了Li-F花岗岩由熔体形成的看法^[2]。

下面, 笔者根据所掌握的一些资料, 对这一问题谈一下认识。笔者认为, 除稀土金属花岗岩外, 大多数稀有金属花岗岩具自交代成因。岩浆成因的花岗岩也有, 但量不大, 是超浅成甚至地表相条件下岩浆迅速冷却的产物。

一、岩石矿物的空间分布

稀有金属花岗岩的出露面积通常不大, 常在 1km^2 以内, 呈岩钟状或岩株状产出。在岩

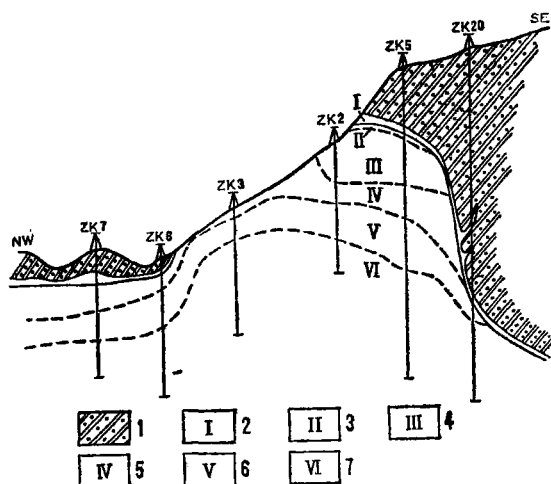


图 1 江西赣姜岩体蚀变岩石分带剖面示意图

1—浅变质长石石英砂岩；2—似伟晶岩带；3—云英岩带；4—钠长石化强铁锂云母黄玉化花岗岩带；5—强钠长石化铁锂云母黄玉化花岗岩带；6—钠长石化弱铁锂云母化花岗岩带；7—弱钠长石化微斜长石化花岗岩带

Fig. 1. Diagrammatic geological section of the Ganjiang intrusive body in Jiangxi, showing zonation of altered rocks.

1—Slightly metamorphosed quartz sandstone; 2—Pegmatoid zone; 3—Greisen zone; 4—Albitized and strongly zinnwaldite-topazized granite zone; 5—Intensely albitized and zinnwaldite-topazized granite zone; 6—Albitized and weakly zinnwalditized granite; 7—Weakly albitized and microclinized granite zone.

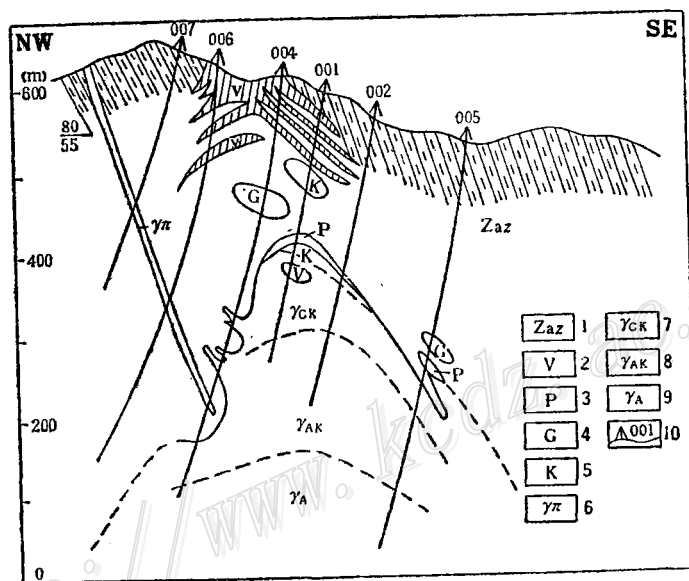


图 2 江西葛松岩体蚀变岩石分带剖面示意图

(据江西冶金地质一大队二分队资料修改)

1—千枚岩；2—含钨锡石英脉带；3—似伟晶岩带；4—外接触带云英岩；5—微斜长石岩；6—花岗斑岩；7—云英岩或微斜长石化云英岩化花岗岩带；8—微斜长石化钠长石化花岗岩带；9—强钠长石化花岗岩带；10—钻孔及编号

Fig. 2. Diagrammatic geological section of the Gesong intrusive body in Jiangxi Province, showing zonation of altered rocks.

1—Phyllite; 2—W- and Sn-bearing quartz vein zone; 3—Pegmatoid zone; 4—Greisen at exocontact zone; 5—Microclinite; 6—Granite porphyry; 7—Greisen or microclinized and greisenized granite zone; 8—Microclinized and albitized granite zone; 9—Intensely albitized granite zone; 10—Drill hole and its serial number.

体内部,尤其在顶部,岩石富含大量挥发分矿物和碱元素矿物(黄玉、萤石、电气石、微斜长石、钠长石、云母等)。从岩体下部向上,随着矿石成分的变化呈现明显的带状分布。对这些分带,不同成因观点的学者赋予不同的名称。笔者把它看作是自交代成因,在岩石名称上冠以“化”、“蚀变”等字。大体上,从下向上,可见到钠长石化带、云英岩化带、云英岩带及似伟晶岩带。江西赣姜岩体和葛松岩体不同蚀变带岩石的空间分布可从图1和图2看出。国内其他地区一些稀有金属花岗岩也大致具有类似的蚀变岩石空间分带情况,在此不多举例。在一个非常局限的地段内,岩石的矿物成分变化很大,某些带的宽度甚至不到数十厘米。在

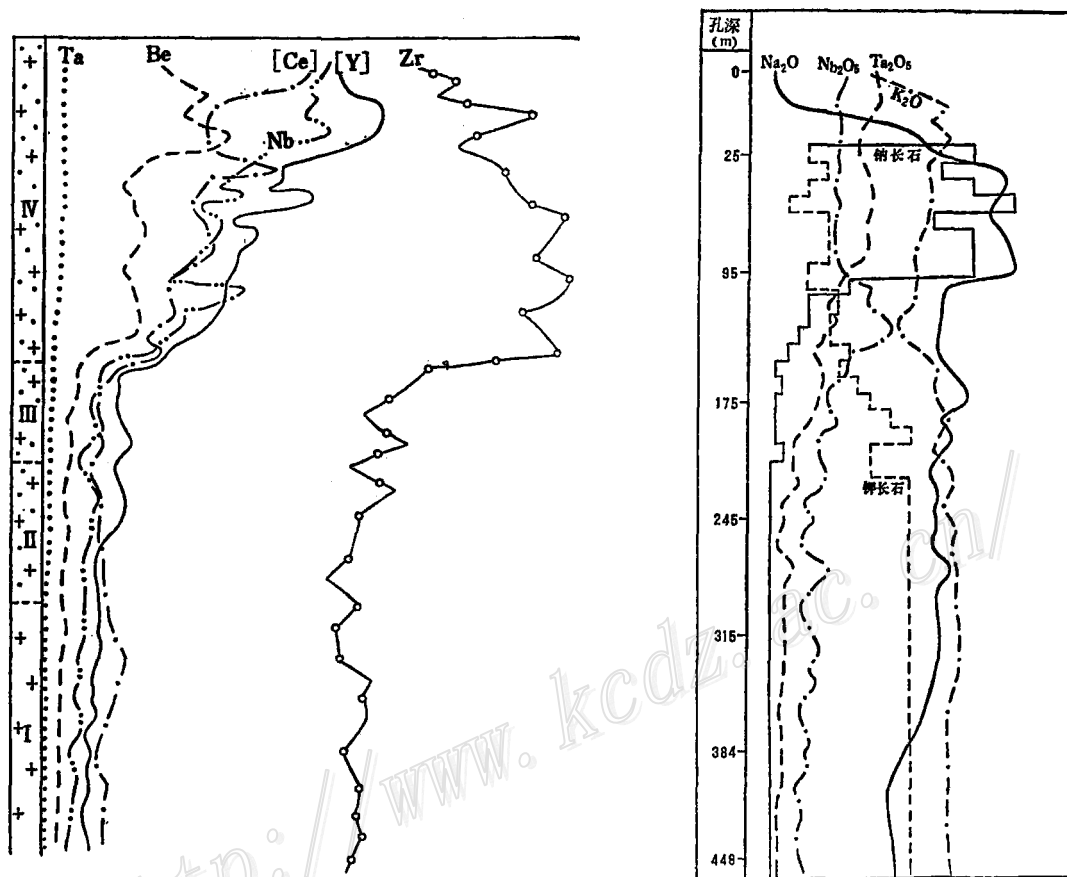


图3 吉林“801”岩体沿垂深稀有稀土元素含量分布示意图(上左)

(据吉林地矿局第八地质大队)

I—未蚀变的钠长石花岗岩; II—弱钠长石化钠闪石花岗岩; III—中钠长石化钠闪石花岗岩; IV—强钠长石化硅化钠闪石花岗岩

图4 广东粤仓岩体沿垂深钠长石等的含量分布曲线图(上右)

(据广东冶金地质935队)

Fig. 3. Diagrammatic column showing vertical distribution of RE and REE in 801 intrusive body, Jilin Province.

I—Unaltered albite granite; II—Weakly albitized riebeckite granite; III—Moderately albitized riebeckite granite; IV—Intensely albitized silicified riebeckite granite.

Fig. 4. Diagram showing distribution of albite and other components along vertical extension of the Yuecang intrusive body, Guangdong Province.

其顶部地段, 蚀变岩石呈脉状, 常常也呈囊状体产出, 而且就在一条带内, 比如在未蚀变的花岗岩带内经常见到强钠长石化和云英岩化的蚀变岩石呈似层状或脉状产出, 明显受岩石构造控制, 所有这些现象是难于用岩浆结晶作用加以解释的。

持岩浆成因论的同志认为, 岩体的矿物成分和化学成分从下到上作逐渐变化。实际上, 在矿化岩体中强矿化部位或强蚀变岩石部位仅见于距岩体顶部不大的垂深间距内, 由强蚀变带向下蚀变作用明显减弱。吉林“801”含矿岩体从上到下每隔 1 m 连续取样得出的元素含量变化曲线 (图 3), 以及广东粤仓岩体自上而下钠长石含量等的变化曲线 (图 4), 说明岩体内元素和矿物含量的变化不是逐渐的。图 4 上还可看出, 在垂深间距上, 钠长石和钾长石的含量呈反消长关系, 这很可能意味着在上部岩石中的钾长石被钠长石代替。

二、矿物的相互溶蚀交代

判断矿物是由岩浆结晶抑或交代成因, 最重要的依据应该是有无交代现象, 有无一种矿物被另一种矿物溶蚀、穿插、交代的现象。岩石的结构构造是最主要的判别标志。在稀有金属花岗岩内经常见到变余花岗结构、溶蚀结构、残留结构、细脉穿插结构、筛状构造、斑杂状构造以及假象等。这些是一般岩浆结晶的火成岩内见不到的。对于这类岩体顶部的云英岩和石英岩, 虽然有少数同志认为是岩浆直接结晶的产物, 但大多认为是硅化和云英岩化作用的产物。对于这类岩体中钠长石或钾长石富集的原因认识分歧较大, 正如上述, 岩浆成因和交代成因争论了多年。在这里主要以长石为例展示一些结构构造的照片以说明问题。

照片 1 和照片 2 示江西赣葛岩体中的条纹钠长石, 它们呈网脉状分布于钾长石中, 并与钾长石颗粒外围的钠长石相连, 这种钠长石明显为交代成因。照片 3 和照片 4 示江西西华山花岗岩中的环带结构长石, 这种环带最可能是由一种长石交代另一种长石而成。照片 5 示江西葛松岩体内的钠长石细晶集合体呈细脉状穿插微斜长石。照片 6 和照片 7 示江西葛松岩体内钠长石中的钾长石和石英残余。照片 8 示江西雪花岭岩体中的棋盘状钠长石, 钠长石呈半自形到自形晶沿微斜长石的解理分布, 呈棋盘状。照片 9 是通常所谓的“雪球构造”, 即钠长石呈半自形到自形晶在石英中呈断续的环带分布。主张岩浆成因的同志把这种现象看作岩浆结晶的主要依据。但钠长石不作它形或残余形态, 也不作滚圆形 (如为岩浆“滚雪球”方式形成, 当为滚圆形), 是岩浆成因难以解释的。很可能, 它们和上述棋盘状钠长石的形成方式一样, 是在后期沿石英晶面生长而成。由照片 10 看出, 断续的钠长石环带穿切了两颗毗邻的石英, 这更加说明钠长石的形成晚于石英。在强钠长石化花岗岩中经常见到石英呈变斑晶, 其间充填着细晶集合体的钠长石, 从照片 11 看出, 后者明显溶蚀前者。照片 12 是江西葛松岩体中的微斜长石化岩石的照片, 微斜长石具筛状构造, 其间充填着钠长石和石英, 在这里微斜长石可能后形成。

除上述长石的相互溶蚀交代外, 黄玉、云母和石英的类似现象更多, 特别是白云母晚期穿插的现象经常可见。

三、矿物测温

近年来,在许多稀有金属花岗岩内找到熔体包裹体,这也是含矿花岗岩是岩浆成因的有力证据。但熔体包裹体除在香花岭岩等特殊岩石内见得较多外,大多数稀有金属花岗岩内量很少,而且偏于岩体较深部位的石英中。相反,就在找到熔体包裹体的岩体内,毫无例外地存在着大量气-液包裹体。从岩体下部向上,气-液包裹体的气液比值愈来愈大,说明岩体上部地段形成时介质具有明显的气成-热液性质。熔体包裹体和气-液包裹体共同见于一个岩体内,而且以后者为主,正如这类花岗岩中经常见到的早期矿物残余一样,很可能意味着这些熔体包裹体也是残余的。可以设想这些岩体的形成经历了两个形成阶段。熔体包裹体形成较早,反映熔体结晶的环境,气-液包裹体形成较晚,反映交代作用进行时的环境。江西“101”岩体和“414”岩体,近年来找到熔体包裹体,其中也存在更大量的气-液包裹体。单由气液包裹体的测温资料(表1、表2)也可推测这两个岩体的形成至少有两个阶段。由表中数据可以看出,两个含矿岩体石英原生包裹体有两组测温数据,一组较低,一组较高。同一个含矿岩体,而且同属于一个岩带,有两组测温数据,说明岩石中的石英可能是两次形成的。温度较高的代表原生结晶作用阶段,温度较低的代表交代作用阶段。卢焕章等同志对“414”岩体内的稀有金属矿物——细晶石和锰钽矿作了爆破法测温,它们的形成温度为320—315℃,这与该含矿岩体晚期石英的测温数值一致。而细晶石和锰钽矿与钠长石紧密共生,正是强钠长

表1 江西“101”岩体石英气液包裹体的均一法测温结果

Table 1. Homogenization temperatures of gaseous-liquid inclusions in quartz from 101 intrusive body of Jiangxi Province

测 温 结 果 岩 石	第 一 组			第 二 组		
	测 定 数	范 围 (℃)	均 值 (℃)	测 定 数	范 围 (℃)	均 值 (℃)
白云母花岗岩	10	227—334	309	15	500—545	526
二云母花岗岩	9	325—345	334	3	~550	550
黑云母花岗岩	0	0		2	640	640

(据卢焕章等1974年资料)

表2 江西“414”花岗岩石英气液包裹体均一法测温结果

Table 2. Homogenization temperatures of gaseous-liquid inclusions in quartz from 414 intrusive body of Jiangxi Province

测 温 结 果 岩 石	第 一 组			第 二 组		
	测 定 数	范 围 (℃)	均 值 (℃)	测 定 数	范 围 (℃)	均 值 (℃)
强钠长石化锂云母化花岗岩	7	294—330	312	6	457—525	512
中钠长石化锂云母化花岗岩	4	325	325	4	525	525
弱钠长石化花岗岩	2	320	320	1	530	530

(据卢焕章等1975年资料)

石化作用的产物。这些数据用岩浆熔体一次结晶是难以解释的,相反说明花岗岩中的主要稀有金属矿物和钠长石形成于晚期交代作用阶段。

吉林“801”含矿花岗岩的石英中,笔者见到大量气液包裹体,均一法测温在 420—280℃ 间,在同一石英颗粒内见有气、液、固相共存的三相包裹体。气相包裹体与多相包裹体的同时并存,通常意味着包裹体被俘获时有沸腾现象存在。这种现象是一般岩浆成因岩石内见不到的。

四、长石的成分

稀有金属花岗岩内的长石主要为钾长石和钠长石。钾长石多为钠长石分子含量较低的微斜长石,钠长石多为牌号小于 5 的较纯的钠长石。表 3 列出了几个稀有金属花岗岩中钾长石和钠长石的成分。这几个样品挑选得不够细,量也较少,但它们大体上反映出这类花岗岩中长石的性质。

表 3 稀有金属花岗岩钾长石和钠长石的成分

Table 3. Composition of K-feldspar and albite in granites containing rare metals

长石成分 岩体	钠长石			钾长石		
	Ab	An	Or	Or	Ab	An
江西葛松岩体	98.72	0.10	1.18	98.3	1.6	0.1
湖南“430”岩体	97.0	1.0	2.0	96.0	3.0	1.0
湖南秃头山岩体	98.0	1.0	1.0	93.0	7.0	0
江西“101”岩体	98.8	0.5	0.7	95.0	4.9	0
桂栗岩体	95.96	0.55	3.49	90.65	9.35	0

由长石成分可以推想,如果钠长石形成于熔体环境,岩浆中含有近于等量的 K_2O 和 Na_2O ,而且正如包裹体测温,特别是熔体包裹体测温所展示的那样,岩石形成温度较高,常接近或超过固溶体溶线,在这种条件下,长石应以混溶的钾钠长石出现,而在固溶体溶线温度以下,长石应以条纹长石形式出现。温度愈高,形成的条纹钠长石含钾长石分子应愈多。现在这类岩体中的钠长石牌号普遍很低,说明其结晶时钾和钠分离比较彻底,这不大可能是高温熔浆所具有的特征。相反,用岩浆晚期或岩浆期后流体富钠而不富钾,并由此引起钾长石被钠长石交代,这种解释似乎更符合于实际。

上述几方面以矿物的相互溶蚀交代为判断岩石是熔体结晶还是交代成因的主要依据。在稀有金属花岗岩中一般在弱蚀变带或在岩体下部,这些交代现象比较普遍,交代残余较多。而在含矿岩体上部的强蚀变部位,上列几种交代现象见得较少,较常见的是以变斑晶石英为主要格架其间充填着细粒钠长石和石英集合体基质的似斑状岩石。这些岩石内常可见到淋滤孔洞。在岩体顶部常常还见到较粗晶的单矿物钠长石岩、微斜长石岩、黄玉岩、石英岩,以及似伟晶岩的囊状体或地段。这些单矿物岩的产出,以及岩石中见有淋滤孔洞等都难以用一般熔体性质加以说明。

另一方面,如果说这类岩石是由岩浆熔体结晶而成,这种熔体也是一种富含大量挥发分的具熔体-流体性质的特殊熔体。它们不是以岩浆形式整体上升,而是作为一种易活动和易迁移的熔体-流体,沿已固结岩石的矿物间缝上升,并最终汇聚和储积在岩体顶部。在整个含矿花岗岩中,这种特殊熔体的量所占的比例不大。这种岩石成因机理不同于通常理解的由外来溶液引起岩石交代的成因机理,这是自交代作用的一种特殊机理。

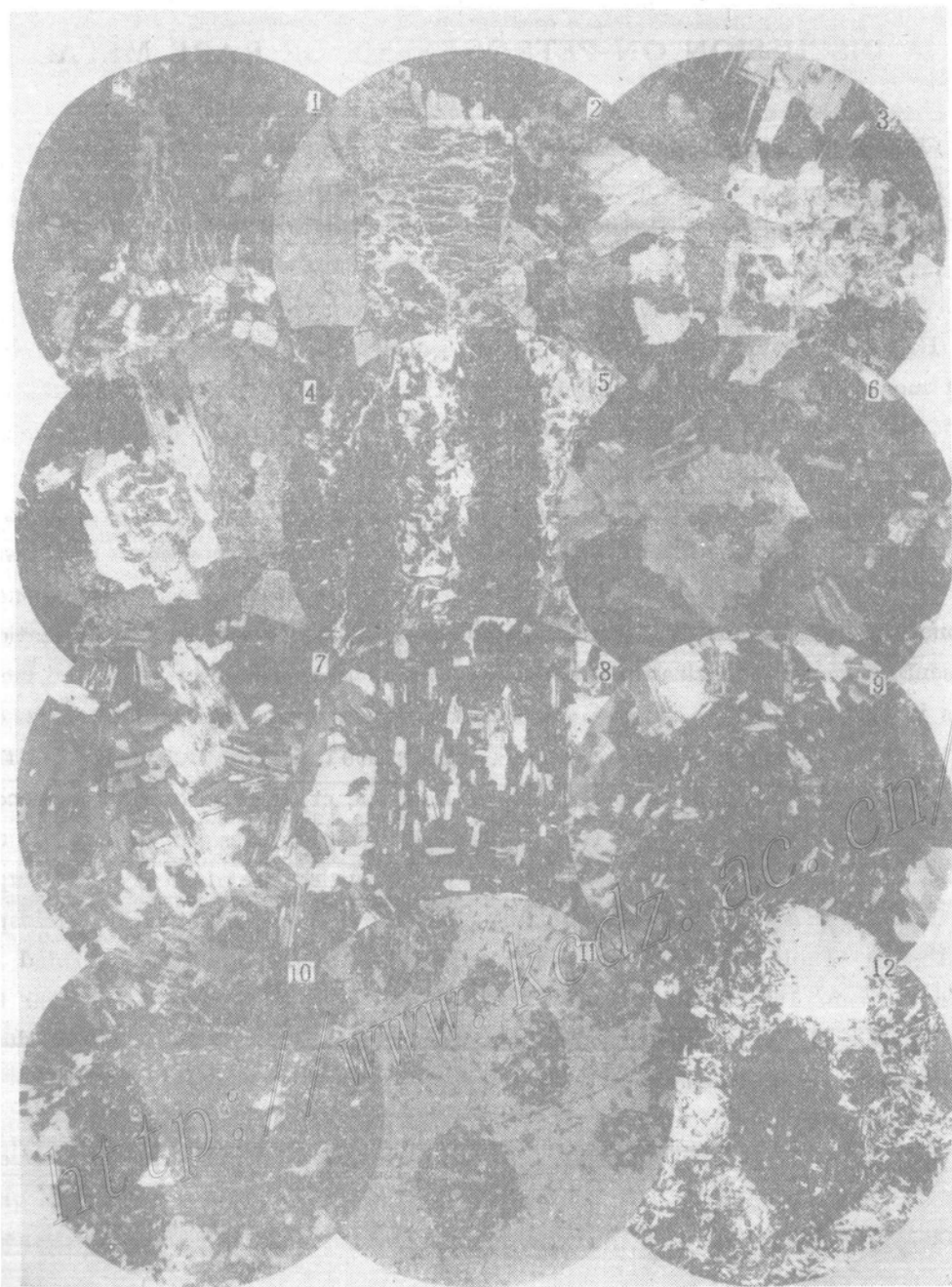
最后,有一些稀有金属花岗岩确系由岩浆熔体结晶固结形成,象湖南秃头山岩体,见有稀有元素矿化,岩石中产出大量柱状黄玉晶体,呈流状排列,岩石具交织结构及球状构造,黄玉与玻璃共生,在石英和黄玉中见有大量玻璃包裹体,这些岩石部分由熔体形成是可信的。至于国外报导的翁岗岩、黄玉流纹岩等,它们的岩浆成因也是可信的。所有这些岩石都是近地表甚至出露地表的产物。它们常呈厚度很小的脉状体,在岩脉的内接触带常常见到隐晶质和玻璃质岩石。至于黄玉流纹岩更是喷出相产物。这些岩石形成时,冷却很快,熔体迅速结晶固结,没有充分时间进行分异作用,没有导致钾和钠分离的条件,不利于自交代作用的进行。这可能是这些岩石不同于通常呈岩株状产出而且在相对封闭的条件下形成的岩石的一个主要原因。总的说,许多稀有金属花岗岩具自交代成因,也有的稀有金属花岗岩由熔浆结晶而成,对于它们各自形成的条件是今后进一步研究的课题。

主要参考文献

- [1] Коваленко В. И. и др., 1976, Онгониты. «НАУКА», М.
- [2] Беус А. А. и др., 1962, Альбитированные и грейзенированные граниты (Апограниты). Изд-во АН СССР.
- [3] Коваленко Н. И. и др., 1979, Экспериментальное исследование образования редкоземельных литий-фтористых гранитов. Изд-во «НАУКА», М.

照片说明

1. 微斜长石中的须根状钠长石, 为一种交代成因条纹钠长石 正交 $d = 1.0\text{mm}$ (江西赣葛岩体)
2. 微斜长石中的交代成因条纹钠长石, 与外围钠长石相连 正交 $d = 5.2\text{mm}$ (江西赣葛岩体)
3. 钠长石中的钾长石残余 正交 $d = 5.2\text{mm}$ (江西西华山)
4. 钾长石和钠长石结合成似环带构造 正交 $d = 1.0\text{mm}$ (江西西华山)
5. 微斜长石内部微裂隙中的钠长石集合体 正交 $d = 5.2\text{mm}$ (江西葛松岩体)
6. 钠长石中的石英残余 正交 $d = 1.0\text{mm}$ (江西葛松岩体)
7. 钠长石中的钾长石残余 正交 $d = 1.0\text{mm}$ (江西葛松岩体)
8. 钾长石中的棋盘状钠长石 正交 $d = 2.6\text{mm}$ (江西雪花岭岩体)
9. 石英中的环带状钠长石 正交 $d = 2.6\text{mm}$ (江西“414”岩体)
10. 钠长石贯穿两颗毗邻的石英, 以两颗石英为背景呈环带构造 正交 $d = 2.6\text{mm}$ (江西赣海岩体)
11. 强钠长石化花岗岩中的钠长石聚晶集合体 正交 $d = 1.0\text{mm}$ (吉林“801”岩体)
12. 钠长石化花岗岩中的晚期微斜长石, 似斑晶, 具筛状构造 单偏光 $d = 5.2\text{mm}$ (江西葛松岩体)



A DISCUSSION ON PETROGENESIS OF RARE METAL GRANITES

Yuan Zhongxin, Bai Ge and Yang Yueqing

(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing)

Abstract

Based on an analysis of the following geological phenomena, the authors hold that most of the rare metal granites must have been formed by autometasomatism whereas only very few ones are products of magmatic crystallization; 1. The rare metal granite is frequently rich in alkaline and volatile minerals and often displays a zoned distribution of various minerals (Figs. 1, 2) as well as an obvious variation in petrochemical and mineralogical compositions in upward direction (Figs. 3, 4); 2. In this kind of granites there always exists a substitution of one mineral for another, thus giving birth to such alterations as albitization, greisenization and topazization (photos 1—12); 3. The thermometric data of inclusions in two rock bodies suggest that the formation temperatures of quartz can be divided into two groups, i.e., $>500^{\circ}\text{C}$ and $<500^{\circ}\text{C}$ (Table 1, 2), with the first group probably denoting temperatures of magmatic crystallization and the second group those of metasomatism (the formation temperatures of microlite and manganotantalite, i.e., $315\text{--}320^{\circ}\text{C}$, are consistent with those of the second group); 4. Albite in these granites is invariably characterized by $\text{An} < 3$ while K-feldspar by $\text{Ab} < 10$ (Table 3), indicating that the feldspar might have been formed by metasomatism. In contrast, a few rare metal granites formed at or near the surface show no above-mentioned phenomena, which seem likely to be products of magmatic crystallization.