



个旧花岗岩的熔化实验、成因机理和评价标志

冶金部地质研究所 曾骥良 莫志雄 陈昌益 张永林 王雅芬

个旧花岗岩与个旧锡矿的关系非常密切。本文根据105次熔化实验结果,并结合前人资料^①,讨论了个旧花岗岩的形成条件和成因机理,初步提出了成锡花岗岩的评价标志。不当之处,请批评指正。

样品和方法

个旧矿区花岗岩浆活动频繁而强烈。燕山中期有斑状黑云母花岗岩侵入(如西区龙岔河、东区马松岩体等);燕山晚期有等粒状黑云母花岗岩侵入(如西区神仙水、东区白沙冲和老卡岩体等)。西区岩体大面积出露,东区岩体大都隐伏在地下200~1000米。富而大的锡矿床主要与花岗岩侵入杂岩的晚期侵入相有关。

我们选择了个旧五种典型花岗岩和两种“暗色包体”作为熔化实验的样品。每次实验称取200~300毫克的破碎到粒径小于0.071毫米的样品装入紫铜管或黄金管($\varnothing 5 \times 55$,壁厚0.1~0.2毫米)里,再加入30%(重量)的二次蒸馏水,立即将管子焊封,并经重量法检查合格者再进行实验。

熔化实验是在我们试制的微型反应器^②上进行的。实验压力 $P_{H_2O} = 750 \sim 3000$ 公斤/厘米²,实验温度 $T = 618 \sim 850^\circ\text{C}$;压力和温度的测量误差分别为 $\pm 30 \sim 40$ 公斤/厘米²和 $\pm 5^\circ\text{C}$;恒温恒压24~48小时。淬火后的固体产物用油浸法鉴定。

实验结果

1. 初熔曲线和初熔温度 在 $P_{H_2O} = 750 \sim 3000$ 公斤/厘米²、 $T = 618 \sim 800^\circ\text{C}$ 的条件下,测

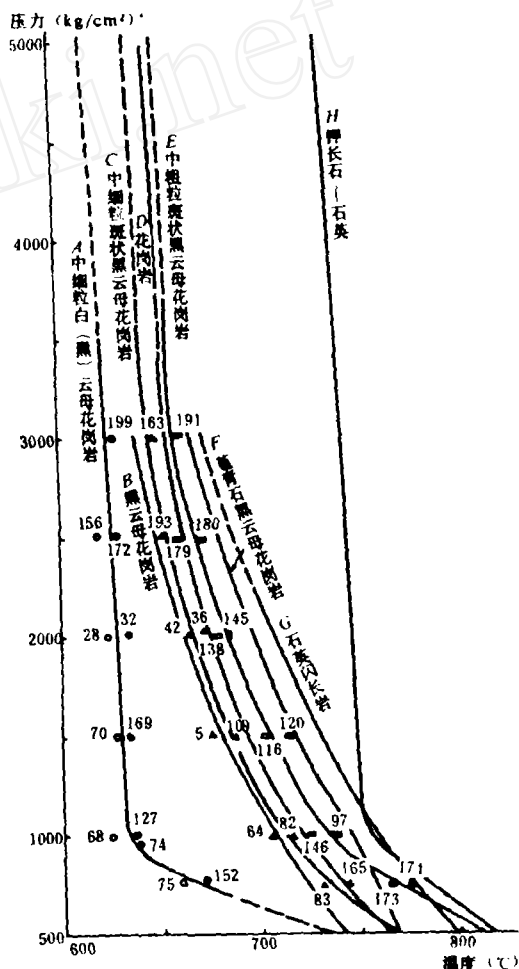


图1 个旧花岗岩的初熔曲线

A、C、E为本次实验曲线;B、F、G据中国科学院贵阳地化所(1977);D、H据卢思(1964)

空心点表示无玻璃;实心点表示有玻璃
(含水30%重量)

制了个旧三种典型花岗岩的初熔曲线(图1)。图中只表示了无玻璃和有微量玻璃的实验点(这两点的温度区间,在等压条件下为10~15 $^\circ\text{C}$),而从高温和从低温两个方向逼近初熔温度的其他实验点均未表示在图中。由图1可得出:

①西南冶金地质勘探公司308队,个旧锡矿地质(内部资料),1980。

②曾骥良等,微型反应器的试制、安装和调试,《冶金部地质研究所学报》,1983, No 1。

(1) 不同岩体的花岗岩初熔温度不同。其中, 龙岔河岩体最高 (图中E线), 老卡岩体最低 (图中A线), 而马松岩体 (图中C线) 则介于两者之间, 并接近于龙岔河岩体的初熔温度。与B·卢思等^[1] (1964) 所作的花岗岩初熔温度 (图中D线) 相比, 龙岔河岩体的初熔温度高几至几十度, 马松岩体约低10℃, 老卡岩体低30~85℃。由此可以结论: 老卡岩体是低熔点花岗岩, 龙岔河和马松岩体是熔点较高的花岗岩。

(2) 老卡岩体的初熔曲线形态与图1中的H线很类似, 而马松、龙岔河岩体的则与D线很相似。由此推断: 形成老卡岩体的花岗岩浆具有共结的性质, 而形成马松、龙岔河岩体的花岗岩浆则具有近共结的性质。

(3) 初熔温度随压力升高而降低, 但不同岩体的花岗岩及在不同的压力范围内, 其变化梯度不同。在1000~3000公斤/厘米²的压力范围内, 变化梯度较小。其中, 尤以老卡岩体的变化梯度最小, 初熔曲线几乎与压力坐标平行。在750~1000公斤/厘米²的压力范围内, 初熔温度的变化梯度较大。其中, 也是老卡岩体的变化梯度最大。由此推断: 形成老卡岩体的花岗岩浆, 上侵能力大, 侵位时的结晶速度快, 流体分异强烈 (这与老卡岩体具有蚀变范围广、交代作用强的特点是吻合的); 而形成马松、龙岔河岩体的花岗岩浆, 其上侵能力较小, 侵位时的结晶速度较慢, 流体分异较弱。

综上所述, 可认为形成老卡岩体与形成马松、龙岔河岩体的花岗岩浆是性质不同的两类花岗岩浆。

2. 最大熔化量 为进一步研究个旧花岗岩的熔化特点, 我们在2000公斤/厘米²恒压条件下, 自初熔温度起每隔50℃对个旧五种花岗岩和两种“暗色包体”进行了熔化实验, 统计了玻璃的最大含量 (面积百分比), 绘制了最大熔化量曲线 (图2)。由图2可得出:

(1) 不同岩体的花岗岩最大熔化量不同。就花岗岩体而言, 最大熔化量则按老卡—白沙冲—马扒井—马松—龙岔河等岩体顺序减小。对于“暗色包体”的最大熔化量来说, 马松岩体中的

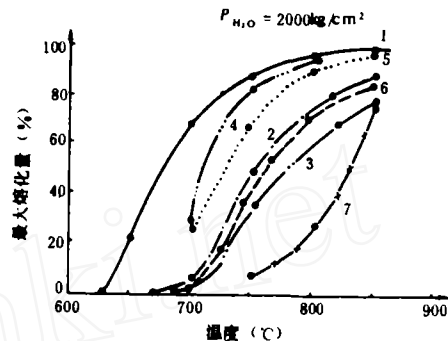


图2 个旧花岗岩最大熔化量曲线

1—中细粒白 (黑) 云母花岗岩 (老卡); 2—中细粒斑状黑云母花岗岩 (马松); 3—中粗粒斑状黑云母花岗岩 (龙岔河); 4—中细粒黑云母花岗岩 (打磨山); 5—细粒少斑黑云母花岗岩 (马扒井); 6—细粒斑状黑云母花岗岩 (马松, 包体); 7—细粒斑状黑云母花岗岩 (龙岔河, 包体)

较大, 龙岔河岩体中的较小。若考虑前述初熔温度, 则可得出: 对于同类岩石而言, 初熔温度较低的, 最大熔化量较大, 反之则较小。

(2) 在不同的温度区间, 最大熔化量随温度升高而增大的速率不同。对不同岩体的花岗岩来说, 最大熔化量随温度升高而增大的速率也不同。如图2曲线1、4、5所表示的花岗岩, 最大熔化量较大, 其总的熔化特点是: 自初熔温度升高50℃, 最大熔化量迅速增大到50%左右; 再升高120℃, 最大熔化量则由50%迅速增大到90%左右。曲线2、3所表示的花岗岩, 最大熔化量较小, 其总的熔化特点是: 自初熔温度升高50℃, 最大熔化量缓慢地增大到25%左右, 再升高120℃, 最大熔化量也只增大到75~80%。

(3) 不同岩体的花岗岩, 其熔化区间 (初熔到全熔的温度范围) 不同。中细粒白 (黑) 云母花岗岩 (老卡岩体) 的熔化区间约220℃, 而马松、龙岔河岩体的斑状黑云母花岗岩, 其熔化区间大于220℃。

因此, 可根据熔化特点将个旧花岗岩大致分为两类。一类是以老卡岩体为代表的花岗岩, 其总的熔化特点是: 初熔温度低, 初熔曲线的斜率在1000公斤/厘米²压力处变化很大, 最大熔化量大, 熔化区间较小。另一类是以龙岔河岩体为代

表的花岗岩,其总的熔化特点是:初熔温度较高,初熔曲线的斜率变化较均匀,最大熔化量较小,熔化区间较大。富而大的锡矿床主要与前一类花岗岩有关。

3.玻璃折光率 我们在钠光灯下,用旋转折针或油浸薄片较系统地测定了玻璃的折光率,作出了 $P_{H_2O}=2000$ 公斤/厘米²条件下的折光率曲线图(图3)。结果表明,玻璃折光率与温度、压力和岩性密切相关。在等压条件下,折光率随温度升高而增大;在等温条件下,折光率随压力升高而升高;在等温等压条件下,岩石的基性度越大,折光率也越高。

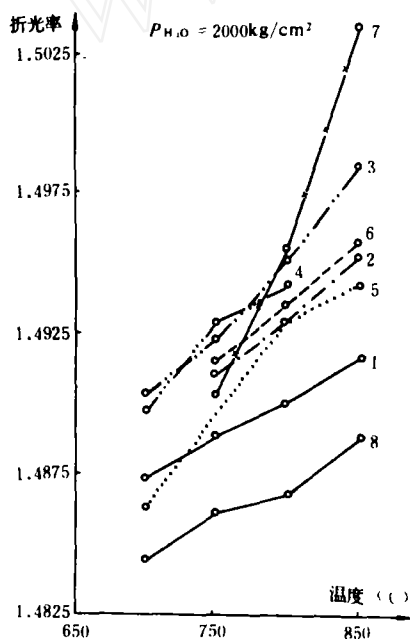


图3 折光率曲线

8—与曲线1为同一熔化产物,玻璃呈半球或球状。

其余图例同图2

有趣的是,在我们的实验条件下,同一份熔化产物中常有两种折光率不同的玻璃共存(图3,曲线1和8)。这表明在酸性岩浆作用中,液态分离作用对岩浆分异和成矿组份的富集可能具有重要意义,值得深入研究。

成因探讨

1.关于物质来源 关于个旧花岗岩的成岩物质来源,迄今仍有不同看法。如前所述,根据

我们的实验结果,个旧花岗岩可分为两类。那么,这两类花岗岩的成岩物质来源是什么?有无统一性?我们按B. W. 查佩尔和A. J. R. 怀特(1974, 1977)方法,由20个典型的岩石化学成分计算了ACF值(计算C值时,作了磷灰石和榍石校正)并作成图4。由图可见,除了老卡岩体和白沙冲岩体的中细粒黑云母花岗岩(有的位于I区,如图中11、12、13和14点;有的位于S区,如15、10和9点)而外,个旧各类花岗岩均位于S区。但个旧各类花岗岩副矿物组合基本相似(如磷灰石、榍石、锆石和褐帘石等),微量元素也具有明显的一致性(如Sn、Pb、Li、Nb、Ta、U、F、Cl均高于世界花岗岩的平均含量),故应有统一的成岩物质来源。锶同位素组成(Sr^{87}/Sr^{86})_i和(Sr^{87}/Sr^{86})_{sp}在各类花岗岩中相似,并处在0.7097~0.7127之间(伍勤生等,1982),应属壳源型花岗岩,这与ACF图解结果相符。因此,个旧各类花岗岩均是沉积岩(或副变质岩)的熔融产物。

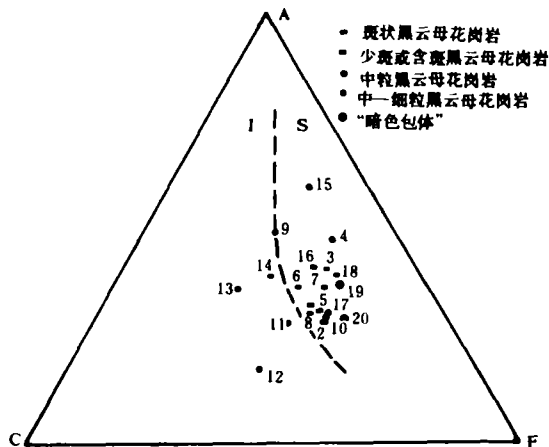


图4 个旧花岗岩ACF图

A— Al_2O_3 ; Na₂O+K₂O(克分子); C—CaO(克分子); F—FeO+MgO(克分子); 图中I

与S区界线据申田节也(1979)

2.关于成岩方式 个旧花岗岩是岩浆型还是交代型(或花岗岩化)花岗岩?亦有很大的争论。我们认为是岩浆型花岗岩,理由如下:

(1)交代型花岗岩的初熔温度低于600°C,甚至低于500°C^[3],但个旧各类花岗岩的初熔温

度都高于600℃。

(2) 由20个典型岩石化学成分计算出Ca、Na、K原子重量百分数并投影于图5上。由图可见，绝大多数点子落在岩浆型花岗岩区，投影点1、2和11虽处在该区范围之外，但非常靠近岩浆型花岗岩区。投影点1和2是龙岔河斑状黑云母花岗岩，其初熔温度最高。投影点11为白沙冲岩体的中细粒黑云母花岗岩，岩体地质和岩性特征说明属岩浆成因。

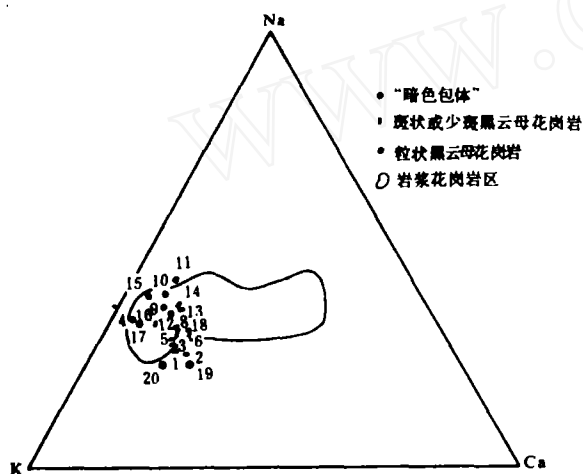


图5 个旧花岗岩的Ca—Na—K图

(原子重量%)

仿R. D. Raju和J. S. R. K. Rao, 1972

(3) 根据H. G. F. 温克勒等(1978)^[1]提出的判断岩浆型或非岩浆型花岗岩的原理和方法，将20个典型岩石化学成份按CIPW法计算成标准矿物分子，投影于Q—Ab—Or和An—Ab—Or图上(图6)，并根据图中投影点的位置和钾长石及斜长石的成份资料，计算了各成份点到达PE₁共结线或共结面需要扣除的Af或Q的数量，计算了熔体的温度。由图可见，投影点均位于PE₁共结线和670℃等温线附近，计算结果表明，绝大多数投影点虽位于碱性长石或石英空间，但前者扣除3~10%的Af后，成份点就到达了PE₁共结线或PL+Q+L+V共结面上，后者扣除4~6%的Q后，成分点就到达了PE₁共结线或Q+Af+L+V共结面上；到达共结线或共结面的温度为660~670℃，与前述熔化实验结果相符(详后)

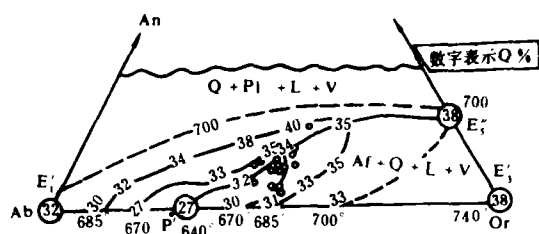
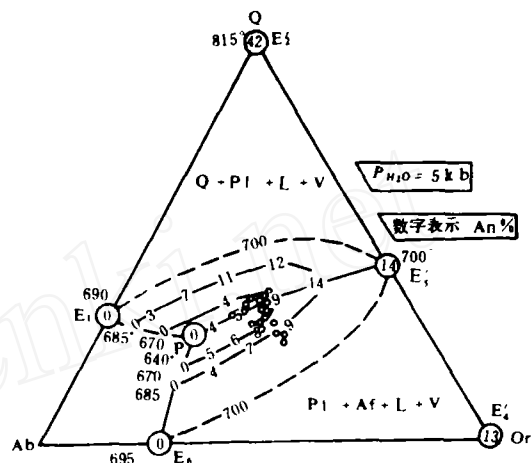


图6 个旧花岗岩在Q—Ab—Or—An—H₂O体系中两个投影面上的投影

(据H. G. F. Winkler & R. Breitbart, 1978)

L—液体；V—气体；Q—石英；Ab—钠长石；

Or—钾长石；An—钙长石；Pl—斜长石；Af—碱性长石

(4) 野外常见个旧花岗岩侵入到围岩中，围岩则发生接触变质作用，变质带宽达1000~1500米，并有明显的变质晕圈。如泥质岩，在朝着岩体的方向上，由外而内依次出现千枚状绢云母页岩、绢云母板岩、白云母阳起石角岩和堇青石角岩等(《个旧幅区测报告》，1970)

综上所述，我们认为个旧花岗岩属岩浆型花岗岩，而不是交代型花岗岩

3. 关于成岩模式 我们在750~3000公斤/厘米²压力范围所测定的初熔温度，提供了个旧花岗岩浆形成的下限温度，若将此结果外推，得到5000公斤/厘米²压力下的初熔温度为614~650℃，一般自初熔温度再升高20~50℃，即可形成大量岩浆。根据区测资料，并按地壳正常的增温增压率推算，哀牢山群可达到形成花岗岩浆的温度压力条件。

(1) 从中三迭统顶界至哀牢山群底界, 岩层的最大累计厚度为25公里。在此深处, 温度压力可分别达到800℃和7000公斤/厘米²。显然, 深熔作用是完全能够发生的。

(2) 哀牢山群的区域变质程度由南西往北东逐渐加深, 依次为绿片岩相、角闪岩相和麻粒岩相。通常, 达到角闪岩相的温压条件, 就可产生熔融作用。高级区域变质岩相的存在, 更说明深熔作用是完全可以发生的。

(3) 目前对哀牢山群的区域变质时代虽有争论, 但自中三迭世至晚三迭世是区域变质的极盛时期, 这是近乎一致的看法。个旧花岗岩是燕山中晚期的岩浆活动产物, 与哀牢山变质带形成时代先后衔接, 在空间上又相互毗邻。

综上所述, 我们认为个旧花岗岩是哀牢山群经深熔作用而形成的花岗岩浆, 在构造活化的条件下经多次侵位而形成的。

评价标志

根据前述资料, 关于成锡花岗岩的评价标志可归纳如下:

1. 富而大的锡矿床在时空上和成因上与其共结性质的低熔点花岗岩的关系最密切。这类花岗岩是侵入杂岩的晚期浅成侵入相, 富含H₂O、F、Cl、B等挥发组份和Sn等成矿金属元素, 具有富硅高碱和Li、Rb含量高等特点。其中的某些组份对于岩浆是过饱和的, 因而常出现萤石、电气石、锡石等特殊副矿物。这类花岗岩应是寻找锡矿床的重点对象。

2. 与富而大的锡矿床有关的花岗岩, 其成分点(标准矿物分子Q: Ab: Or: An值)位于Q—Ab—Or—An四面体的石英空间, 或直接位于PE⁴共结线和PL + Q + L + V共结面上(见图6)。此外, 成锡花岗岩有较高含量的石英和刚玉等标准矿物分子。

3. 成锡花岗岩常常属于B. W. 查佩尔和A.

J. R. 怀特所划分的S型花岗岩。富而大的锡矿床又与酸性岩浆分异演化的晚期产物——低熔点花岗岩的关系最密切, 而此类花岗岩在ACF图解上, 有的落在S区, 有的又落在I区。因此, 在利用查佩尔、怀特参数作为成锡花岗岩的评价标志时, 要充分考虑到这种特殊情况。

4. 本文所讨论的成岩模式表明, 锡等成矿元素具有初始富集的源岩, 有利于经深熔作用而形成富成矿组份的花岗岩浆。因此, 锡等成矿元素具初始富集的基底构造区是寻找锡矿床的远景区。

结 语

1. 个旧花岗岩系岩浆型花岗岩, 而非交代型花岗岩。

2. 个旧花岗岩属壳源型花岗岩或S型花岗岩。

3. 个旧花岗岩岩浆的形成温度为660~670℃, 形成压力为5400~5700公斤/厘米²; 哀牢山副变质岩很可能是形成花岗岩浆的源岩。

4. 个旧花岗岩可分为具共结性质的低熔点花岗岩和近共结性质的熔点较高的花岗岩两大类, 富而大的锡矿床与前一类花岗岩的关系最密切。

5. 富含挥发组份和成矿元素的低熔点花岗岩, 是成锡花岗岩的重要评价标志。

参加野外工作的还有汪志芬、李家和(西南冶金地质308队)、黄有德、李树基、姚金炎、汪志芬等工作提出了宝贵意见, 利用了308队等单位的资料, 在此一并致谢。

参 考 文 献

- [1] 曹荣龙等, 成岩成矿实验, 地质出版社, 1980
- [2] 中田节也, 地质学杂志(日), 1979, No. 9, p. 571~582
- [3] 王联魁等, 南岭花岗岩熔化实验的初步研究, 中国科学, 1979, No. 2
- [4] H. G. H. 温克勒等, 花岗岩浆的新问题, 地质地球化学, 1979, No. 11