

# 青阳岩体微粒包体及岩浆动力学特征

邱瑞龙

(安徽省地质科学研究所, 合肥 230001)

主题词 微粒包体 岩浆动力学 成因信息

摘要 青阳岩体微粒包体的岩石学、矿物学、地球化学等方面的特征与寄主岩石既有相似性又有显著的差异。相似性表明了它们的亲缘关系, 差异性反映了包体部分熔融残余体的属性。青阳岩体及微粒包体的岩浆动力学特征亦存在一定差异, 这种差异揭示了包体在岩浆侵位过程中的运动状态。微粒包体特征为探讨岩浆岩成因提供了有意义的信息。

## 1 地质概况

青阳岩体地处江南褶皱带, 北邻青阳东至深断裂, 南靠江南深断裂, 位于宽缓型七都复背斜的北东段。岩体平面上呈不规则椭圆形, 为一中型岩基(图1)。岩体由片麻状花岗闪长岩(边缘相)、花岗闪长岩(过渡相)及二长花岗岩(中心相)组成, 岩体分相及脉动侵位特征明显。岩体侵位于燕山早期, Rb-Sr 同位素等时线年龄为 163.8Ma, 锶初始比为 0.708(邱瑞龙, 1984)<sup>①</sup>。

岩体的围岩为震旦系、寒武系、奥陶系及志留系。接触带产状均向外倾, 倾角 30—70°。围岩地层具有明显的变质作用, 其变形显示在北东向褶皱的基础上叠加了环形褶皱。

青阳岩体中的闪长质微粒包体出露于岩体的边缘相、过渡相及中心相。中心相出露的包体具灰色、细粒花岗变晶结构, 外形呈卵圆状, 包体直径一般为 1—3cm; 包体常呈分散状, 局部集中分布, 包体边缘尚清晰, 多为弥散状, 褪色显著。过渡相出露的包体呈灰黑色、细粒花岗变晶结构, 包体形态大多为椭圆形, 包体直径一般为 3—5cm, 少数可达 10cm 以上; 包体呈

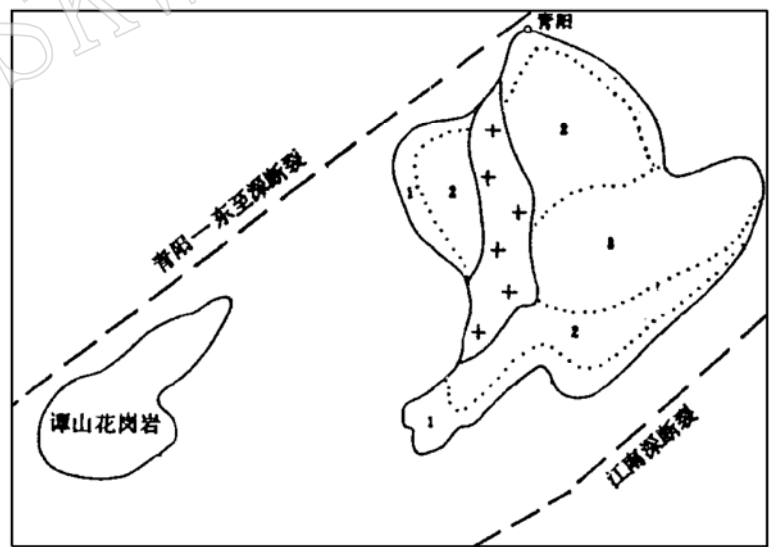


图1 青阳岩体地质略图

Fig. 1 Geological sketch map of Qingyang rock body

1—边缘相; 2—过渡相; 3—中心相;  
+—代表燕山晚期九华山花岗岩体

本文于 1995 年 12 月收到, 1996 年 4 月改回。

① 安徽贵池东部岩浆岩及成矿关系研究报告。

不均匀分布,局部包体集中出现,包体边缘一般清晰,弱褪色且浅色矿物增多,显示了岩浆改造的痕迹。边缘相片麻状花岗闪长岩中的包体呈暗灰色—灰黑色,细粒变晶结构,包体直径相对于中心相和过渡相明显增大,一般可达20—30cm,包体呈明显的压扁拉长透镜体,局部尚见有错断、破裂。寄主岩石的片麻状叶理与包体的延长方向大体一致。

上述不同相带中的微粒包体的形态特征表明包体经历了持续的塑性变形过程和寄主岩浆的强烈改造过程。

## 2 包体矿物学特征

**2.1 包体主要矿物特征** 微粒包体主要由斜长石(50%—55%),角闪石(35%—40%)组成,副矿物主要有柱粒状磷灰石、榍石、锆石等;次生矿物常见有绢云母、碳酸盐、绿帘石、绿泥石等。包体中还常见有少量石英、黑云母和钾长石等。

包体中的斜长石有两类,其一为微粒状多边形颗粒,边缘圆化,粒径一般为0.1—0.4mm;具强烈的绢云母化,其中心部位有明显的泥化和绿帘石化、绿泥石化。该类斜长石常包裹柱粒状、短柱状磷灰石,有时和微粒状角闪石一起被无蚀变斜长石包裹。另一类斜长石多为半自形板状,边缘平直,蚀变微弱,粒度较大,一般为1.0—3.0mm,它们常局部汇聚呈集合体沿包体边缘港湾分布。该类斜长石具环带状结构,双晶发育,在边缘环带包裹椭圆状角闪石,角闪石呈环带状分布。显然,依据矿物共生关系,后一类斜长石为寄主岩浆叠加改造而生成。

包体中的角闪石大多为微粒状短柱体,粒径一般为0.2—0.6mm,边缘圆化,横切面呈椭圆形。微粒角闪石具绿泥石化且常包裹有短柱状磷灰石及榍石等。微粒状角闪石港湾状边缘常为黑云母充填。此外,在包体中尚见有少量长柱状中粒半自形角闪石(粒径2—5mm)包裹有微粒角闪石和微粒斜长石。包体中的角闪石亦为寄主岩浆叠加改造生成。

寄主岩浆叠加改造生成的斜长石、角闪石常与少量石英、钾长石、黑云母共生,这种矿物组合反映了寄主岩石花岗闪长岩的矿物组合特点。石英中常见长柱状或针状磷灰石。单向伸长的角闪石及磷灰石反映了叠加岩浆结晶时与微粒包体明显的温度差异。两种形态的磷灰石和角闪石表明了完全不同的生成条件,因此,微粒状矿物不可能是岩浆急剧冷凝的产物。

## 2.2 包体主要矿物化学成分

青阳岩体微粒包体及寄主岩石的斜长石电子探针分析结果列于表1。由表可知,微粒斜长石为中长石( $A_n = 30.77$ ),寄主岩石为更长石( $A_n = 25.94$ )。Si/Al比显示微粒斜长石偏低,寄主岩石偏高的特点。斜长石成分表明,微粒斜长石富Al和Ca,基性程度相对偏高;寄主岩石则酸性程度较高,更富含Si和Na。

微粒包体中的角闪石属钙质角闪石镁角闪石亚族,其电子探针分析结果列于表2。据陈光远(1987)研究,钙碱性岩浆岩的钙质角闪石成因区和正变质作用形成的钙质角闪石重叠;基性岩和中酸性岩角闪石成因区亦有较大部分的重叠。由超基性—基性—中酸性—酸性岩,角闪石成分显示Mg质减少而Fe质增加的趋势<sup>[1]</sup>。本区微粒包体的角闪石的CMF图解(图2)中的投点位于基性岩区的中部和中酸性岩区的顶部。比较包体中的角闪石和寄主岩石中的角闪石可以看出,前者MgO含量高于后者,(FeO)含量则相反,显示了包体角闪

石更偏基性的特点, 这一特点与副变质成因的角闪石形成鲜明对照。值得注意的是, 包体角闪石的  $Al_2O_3$  含量较之寄主岩石显著偏低, 出现了铝质异常, 反映了铝质带出的特点。

表 1 微粒包体斜长石电子探针分析

**Table 1 Electron microprobe analyses of plagioclase in micrograined inclusions**

类 型	微粒闪长质包体					寄主岩石
	1	2	3	4	平均值	平均值
SiO <sub>2</sub>	60.90	61.83	61.08	60.63	61.11	61.05
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.08	0.04	0.07	0.07	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.85	23.69	24.14	24.38	24.02	23.40
<FeO>	0.17	0.28	0.22	0.25	0.23	0.18
MnO	0.11	—	0.06	—	0.04	—
MgO	0.14	0.05	0.33	0.03	0.14	0.32
CaO	6.53	6.03	6.36	6.86	6.45	5.44
Na <sub>2</sub> O	7.87	8.22	7.92	7.44	7.86	8.47
K <sub>2</sub> O	0.17	0.19	0.19	0.40	0.24	0.25
总计	99.82	100.37	100.36	100.06	100.16	99.16
An	31.14	28.54	30.41	32.99	30.77	25.94
Ab	67.90	70.39	68.51	64.72	67.88	72.84
Or	0.96	1.07	1.08	2.29	1.35	1.23
Si/Al	2.17	2.22	2.15	2.11	2.16	2.22

电子探针样品由中国地质大学(北京)电子探针室分析, 下同。

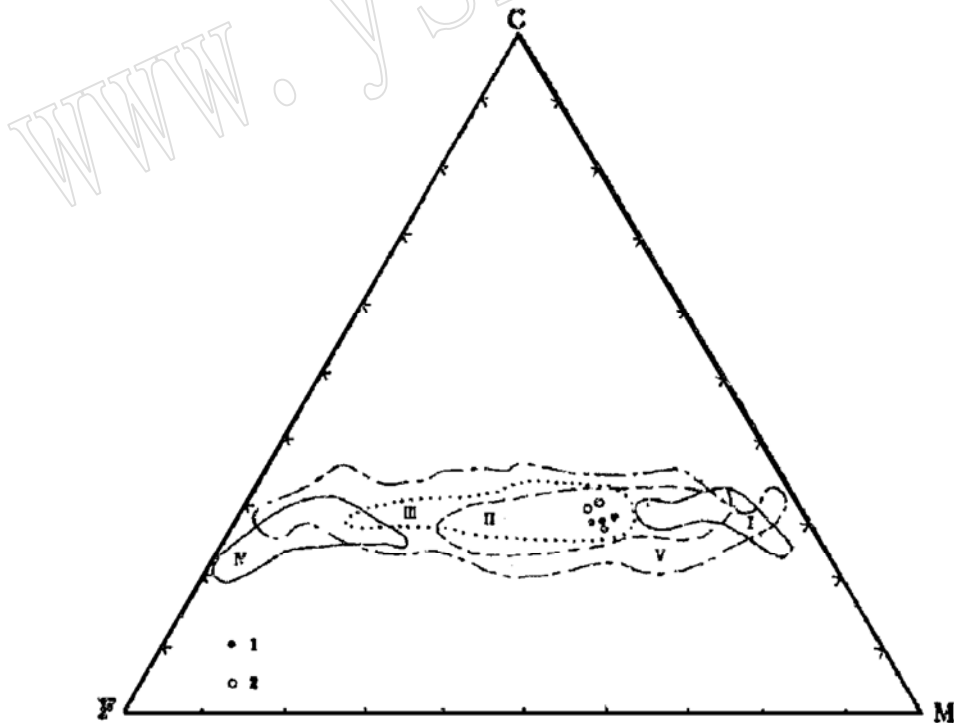


图 2 角闪石 CMF 图解

Fig. 2 CMP diagram of amphibole

1—微粒包体; 2—寄主岩石; I—超基性岩; II—基性岩; III—中酸性岩; IV—酸性岩; V—变质岩

表2 微粒包体角闪石电子探针分析

Table 2 Electron microprobe analyses of amphibole in micrograined inclusions

类型	微粒闪长质包体					寄主岩石	
	1	2	3	4	平均值	6	7
SiO <sub>2</sub>	49.69	50.29	49.77	48.71	49.74	48.57	48.35
TiO <sub>2</sub>	0.69	0.69	0.67	0.75	0.70	0.87	1.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.76	4.33	4.73	5.87	4.92	6.37	6.47
(FeO)	12.78	12.43	13.19	13.18	12.89	14.16	14.11
MnO	0.78	0.58	0.79	0.76	0.75	0.86	0.68
MgO	14.33	14.81	14.20	13.89	14.31	13.65	13.41
CaO	11.49	11.77	11.53	11.89	11.67	11.80	11.65
Na <sub>2</sub> O	1.54	1.36	1.72	1.73	1.59	1.67	1.72
K <sub>2</sub> O	0.42	0.32	0.43	0.35	0.38	0.63	0.60
总计	96.48	97.18	97.03	97.13	96.95	98.58	98.00
Si/ Si+ Al+ Ti	0.89	0.90	0.89	0.87	0.89	0.86	0.85

### 3 包体地球化学

#### 3.1 岩石化学

青阳岩体微粒包体的岩石化学成分列于表3。由表可知,微粒包体的化学成分与已知中基性火成岩的化学成分均不相当,且不同样品成分变异明显。众所周知,铁镁硅酸盐与钙铝硅酸盐在火成岩中具有明显的相关关系,包体中相对较高的MgO和相对较低的CaO偏离了正常岩石成分。包体岩石的酸度明显偏低,铝指数小于1,为铝不饱和型;氧化度及钠钾比值偏高。这些特征与寄主岩石相似,反映了I型花岗岩类的特点。包体岩石以Ti、Fe、Mg富集为特征,钙碱比和铝碱比明显大于寄主岩石,铁镁比则小于寄主岩石,显示了它们之间的差异。包体岩石基性组分富集酸性组分贫化是部分熔融的结果;硅碱质组分的显著变异,尤其是偏高的总碱量,则反映了寄主岩浆叠加改造的影响。

表3 微粒包体岩石化学及有关参数

Table 3 Petrochemistry and related parameters of micrograined inclusions

岩石化学成分					岩石化学参数				
序号	1	2	3	4*	序号	1	2	3	4*
样品号	D <sub>14-2</sub>	D <sub>29-3</sub>	P-yQ <sub>4</sub>		样品号	D <sub>14-2</sub>	D <sub>29-3</sub>	P-yQ <sub>4</sub>	
SiO <sub>2</sub>	53.61	55.13	51.15	67.79	酸度	5.35	4.86	3.11	18.81
TiO <sub>2</sub>	1.21	1.24	1.00	0.49	氧化度	0.36	0.38	0.20	0.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.99	16.71	14.34	15.13	组合指数	5.00	5.87	3.42	2.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.55	3.07	2.34	1.67	碱度率	2.25	1.99	1.65	2.46
FeO	5.71	5.42	9.34	1.97	钠钾比	1.16	1.99	2.58	1.06
MnO	0.20	0.22	0.35	0.05	铁镁比	2.02	2.16	1.73	2.80
MgO	4.13	4.04	6.60	1.25	铝指数	0.79	0.87	0.69	0.96
CaO	4.96	5.21	7.04	3.00	钙碱比	0.81	0.85	1.63	0.41
Na <sub>2</sub> O	4.85	4.53	3.80	3.80	铝碱比	1.43	1.60	1.83	1.49
K <sub>2</sub> O	2.44	3.89	1.47	3.61	总碱量	7.29	8.42	5.27	7.41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.44	0.35	0.17	M	56.32	57.06	55.76	51.55
H <sub>2</sub> O	1.50	0.62	1.43	0.80	SI	19.97	19.28	27.70	10.14
总计	99.49	100.52	99.49	99.73	DI	55.46	61.32	40.85	76.85

\* 4为花岗闪长岩11个样品分析的平均值, P-yQ<sub>4</sub>引自安徽省324地质队, SI为固结指数,

DI为分异指数,  $M = Mg / (Fe^{2+} + Mg)$ 。

### 3.2 稀土元素

微粒包体稀土元素分析结果列于表 4, 稀土配分曲线示于图 3。

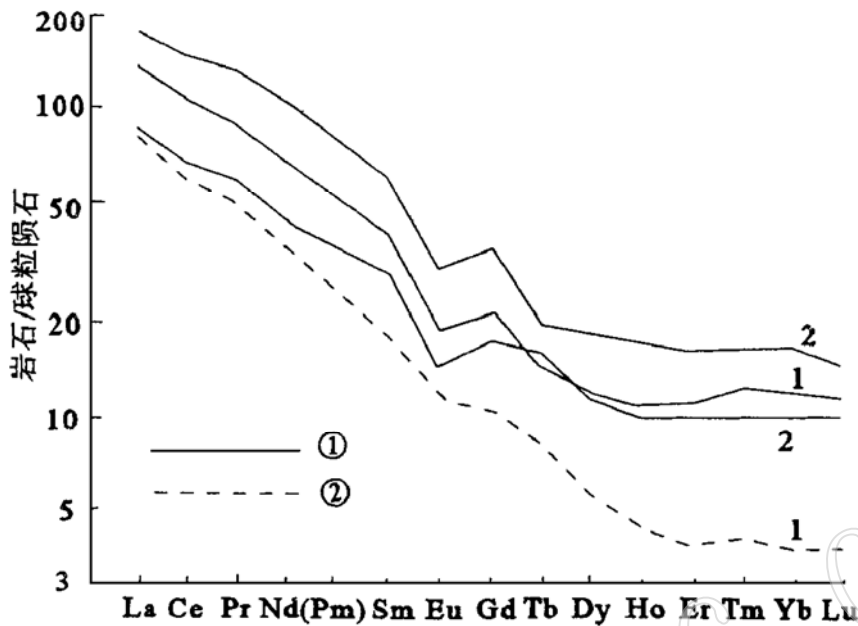


图 3 稀土元素球粒陨石标准化配分模式

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns

①微粒包体; ②寄主岩石

表 4 微粒包体稀土元素含量及有关参数

Table 4 REE contents and related parameters of micrograined inclusions

序号	稀土元素含量( $10^{-6}$ )				序号	稀土元素参数			
	1	2	3	4*		1	2	3	4
La	50.70	66.00	33.60	61.48	$\Sigma$ REE	273.05	382.21	156.16	133.37
Ce	106.10	141.50	64.50	58.07	$\Sigma$ LREE	168.70	225.40	106.03	96.11
Pr	11.90	17.90	7.93	6.56	$\Sigma$ MREE	71.78	109.30	49.84	35.45
Nd	48.20	73.40	30.50	24.00	$\Sigma$ HREE	6.57	9.41	5.49	2.14
Sm	8.72	13.80	6.59	4.32	$\sigma$ Ce	0.98	0.95	0.90	0.91
Eu	1.66	2.58	1.23	0.97	$\sigma$ Eu	0.64	0.65	0.62	0.77
Gd	6.82	9.87	5.33	3.20	$\Sigma \sigma e / \Sigma y$	4.97	4.70	3.45	6.80
Tb	0.85	1.14	0.93	0.47					
Dy	4.57	7.00	4.38	2.11					
Ho	0.96	1.51	0.88	0.38					
Er	2.77	4.14	2.30	0.95					
Tm	0.47	0.62	0.38	0.15					
yb	2.90	4.08	2.43	0.90					
Lu	0.43	0.57	0.38	0.14					
y	26.00	38.10	24.80	10.13					

\* 4 为花岗闪长岩 4 个样品的平均值, 其余序号同表 3。样品由安徽省地矿局测试所分析。

从图表可以看出, 稀土元素配分曲线为右倾斜型, 轻稀土元素十分富集, 曲线斜率较大; 重稀土元素近水平, 斜率明显减小。这种分布特征与寄主岩石相似, 反映了它们的亲缘关

系。相对寄主岩石微粒包体稀土总量较高,尤其是重稀土元素总量明显偏高,约为寄主岩石的3—4倍,这种特征与包体中副矿物含量相对偏高是吻合的。微粒包体铀亏损程度明显大于寄主岩石,这种特征表明微粒包体不可能是与寄主岩石同源的岩浆早期结晶的产物。

微粒包体不同样品的稀土元素含量亦存在较大的差异,其稀土元素总量,尤其是轻稀土元素总量差异较大。这种差异与包体中钾长石、黑云母等矿物的富集程度有关,碱硅质组分明显增加的样品,晚期岩浆的叠加改造程度增强,其稀土元素的富集程度明显增大。

### 3.3 微量元素

微粒包体微量元素分析结果列于表5,微量元素比值蛛网图示于图4。由图表可知:A.包体的过渡元素十分富集,其中强相容元素较低的含量继承了原岩的特征,适度相容元素的增高反映了原岩经受部分熔融不相容元素迁移的结果。B.亲石元素在包体中的分布十分复杂,赋存于长石中的Ba和Sr显示了强烈的亏损,K/Ba比(77.9—128.6)和Sr/Ba比(1.51—1.45)明显增大,反映了长石数量上的锐减;Zr、P、Nb及REE(见表4)等亲石元素十分富集,这一特点与包体中大量副矿物的存在是吻合的。Li、Rb和Be一般为岩浆演化晚期富集的亲石元素,在微粒包体中亦十分富集,其含量明显大于寄主岩石。Rb与K具有正相关关系,在中基性岩石中Rb含量偏低,K/Rb比偏高;在酸性岩石中Rb含量一般偏高,K/Rb比降低。岩浆演化晚期,Li和Rb的主要载体矿物为黑云母。很显然,微粒包体由于受到寄主岩浆的叠加改造,尤其是新生黑云母和钾长石的出现,导致包体中Li、Rb和Be的含量明显增加。包体中Li和F的正相关关系亦提供了佐证。C.放射性元素U和Th在包体中表现了不同的性状,U高于寄主岩石,Th则与寄主岩石大体相当。U和Th都是岩浆分异晚期富集的元素,它们的大部分赋存于副矿物中。然而,由于铀的活动性,易于迁移和局部富集,可以活性铀的形式为微粒包体所吸附,从而引起U含量增高。D.成矿元素Cu、Zn、Sn等在微粒包体中的富集程度远大于寄主岩石。Cu和Zn主要分散在偏基性岩石中,中酸性岩中其丰度明显降低;Sn主要赋存于酸性岩中。如果我们把微粒包体与寄主岩石看作同一阶段的岩浆产物,就很难解释上述现象。由于Sn的主要载体矿物是黑云母和角闪石等暗色矿物,浅色矿物长石、石英中的锡含量很低,因此,源岩在部分熔融过程中Sn的带出量较少,在残余包体中就相对富集了。

表5 微粒包体微量元素含量( $10^{-6}$ )

Fig. 4 Trace element contents of micrograined inclusions ( $10^{-6}$ )

序号	1	2	4	序号	1	2	4
Sc	20.1	26.0	6.1	Li	39.5	95.6	21.6
Ti	7254	7434	2585	K	20255	32292	29673
V	144	140	52	Rb	177	156	129
Cr	39.7	38.9	6.1	Sr	394	364	437
Mn	1549	1704	449	Ba	260	251	507
Fe	69220	63608	20481	Th	9.0	14.6	11.3
Co	20.5	19.3	7.7	Nb	32.0	43.2	15.2
Ni	22.4	22.3	9.6	Zr	232	259	177
Cu	20.3	18.4	9.6	Be	4.3	3.5	1.2
Zn	151	166	61	F	279	1506	504
W	0.72	0.10	1.70	P	1484	1920	674
Sn	8.70	7.70	1.69	U	5.12	2.72	2.40

序号代表的样品号同表3,样品由安徽地矿局测试所分析。

## 4 微粒包体成因类型及可能的源岩

### 4.1 包体成因类型

青阳岩体微粒包体资料表明, 岩石以基性组分富集、铷锶钡偏低。富含稀土元素、高场强元素 P、Ti、Nb、Zr 富集的特征。这种元素变异特征与同源岩浆冷凝边包体差异十分显著。对于同源岩浆冷凝边包体其矿物组成、化学成分和地球化学性状与寄主岩石差异是不明显的, 仅仅表现为结构上的差别; 对于基性冷凝边包体的成因, J. Didier (1973) 综述了前人的研究成果<sup>[4]</sup>, 提出了围岩混染和岩浆分异两种类型, 无论那种成因类型都很难解释青阳岩体微粒包体的上述地球化学特征。因此, 作者认为它们可能是源岩部分熔融的残余包体, 主要证据可以归纳为: ①微粒包体具有花岗变晶结构和熔融残余

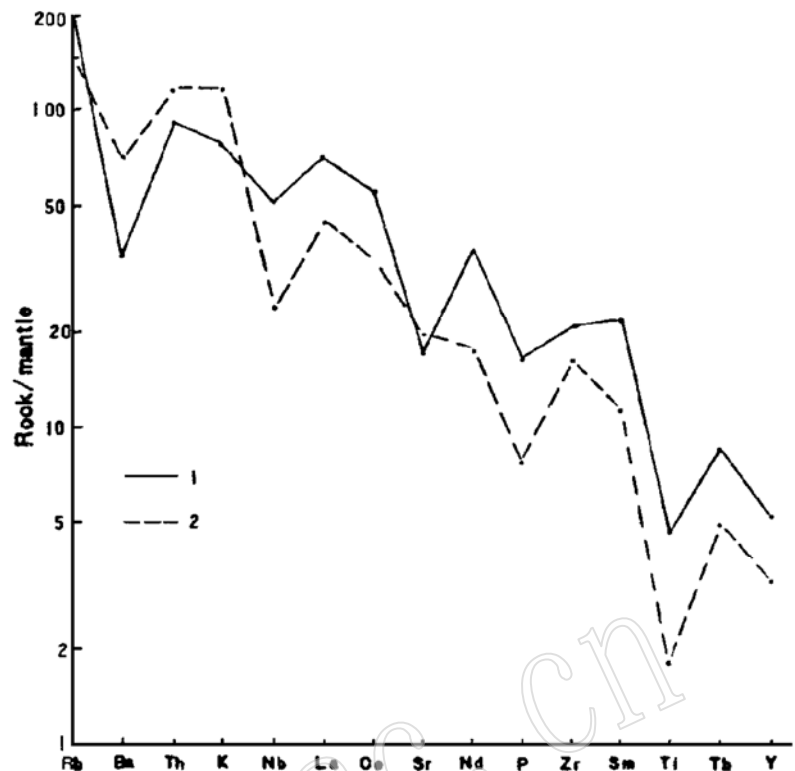


图4 微粒包体与寄主岩石微量元素蛛网图

Fig. 4 Web diagram of trace elements in micrograined inclusions and in host rocks  
1—微粒包体; 2—寄主岩石

痕迹。包体中的斜长石和角闪石大多呈多边形, 颗粒边缘圆化, 磷灰石呈柱粒状; ②包体的岩石化学成分十分特殊, 富 Mg Fe 而贫 Ca, 斜长石的钙长石分子和角闪石的  $Al_2O_3$  含量均偏低; ③以稀土元素富集为特征的微粒包体, 钨亏损大于寄主岩石, 这显然有悖于早期结晶的冷凝边, 反映了斜长石部分熔融过程中钨迁移的结果; ④微量元素显示了与主元素不协调的关系, 主元素 Mg 的含量较高, 强相容元素 Cr、Ni、Co 等偏低, 适度相容元素 Ti、Fe、Mn 等偏高。显然, 强相容元素继承了源岩的属性, 适度相容元素则由于部分熔融过程中不相容元素的迁移而相对富集; ⑤包体中亲石微量元素 Ba 和 Sr 的强烈亏损, 与同源岩浆早期结晶的冷凝边 Sr 和 Ba 的富集形成鲜明对比。长石的锐减引起 Sr 和 Ba 的迁移; ⑥赋存于副矿物中的高场强元素 Zr、P、Nb、Ti 的富集与微粒包体中副矿物的大量存在是吻合的。这就表明副矿物作为耐熔组分在部分熔融过程中残留下来。

### 4.2 包体可能的源岩

微粒包体成因类型的判定提供了包体与寄主岩石在成因上的密切联系, 特别是它们在地球化学特征上的相似性反映了它们的亲缘关系。微粒包体作为深熔残余体, 其成分与源岩的差异是不言而喻的, 与寄主岩石亦有明显的不同。但是, 它们明显的贫铝、富钠和较高的氧化度以及特征的右斜型稀土元素配分模式等都表明它们属于深源成因, 从而排除了上陆壳作为岩源的可能性。

青阳岩体钆铈同位素测定结果表明,  $I_{sr}$  为 0.7086,  $\epsilon_{Nd}$  为 -5.34<sup>[5]</sup>, 这一数值明显偏

离了地幔演绎主趋势线,其源区与前震旦纪浅变质岩源区的同位素组成近似。本区已出露的前震旦纪岩石主要有两种类型,其一为千枚状粉砂岩及千枚岩,其二为浅变质玄武质火山岩系(拉斑玄武岩—细碧岩)<sup>[6]</sup>。为了有效对比它们的地球化学特征,特别选取了在深熔过程中地球化学性状相近的元素对比值(表6)。微粒包体的 Sr/Ba 比为 1.45—1.52, Fe/V 比为 454—480, Ca/Sr 比为 90—102, 这些数值都十分接近玄武质火成岩石而明显偏离了沉积岩系。由表7可以看出, Sr/Ba、Ca/Sr 及 Fe/V 值从微粒包体至寄主岩石明显减小,相应的源岩物质的上述比值以部分熔融机制推断应当介于它们之间,然而,前震旦纪变火山岩的上述比值明显偏大。因此,这种相关关系表明青阳岩体微粒包体的源岩物质可能以前震旦纪变火山岩物质为主,并夹有一定数量的陆壳碎屑沉积物。

表6 元素的比值

元素对	微粒包体	寄主岩石	千枚岩 <sup>[7]</sup>	铺岑火山岩
Sr/Ba	1.48	0.86	0.63	2.71
Ca/Sr	96	49	64	146
Fe/V	467	394	397	618
Cr/V	3.61	1.17	1.46	1.82
F/Li	11.4	23.0	9.0	—
$\Sigma Ce/\Sigma Y$	4.37	6.80	3.01	1.11

## 5 包体及寄主岩主岩浆动力学特征

利用包体及寄主岩石化学成分计算的岩浆的密度、粘度和流动速度列于表7。

表7 包体及寄主岩石岩浆动力学参数

Table 6 Magmatic dynamic parameters of inclusions and host rocks

岩类 相带	寄主岩石						微粒包体	
	边缘相		过渡相		中心相		边缘相	中心相
SiO <sub>2</sub>	66.82	66.82	67.88	68.58	73.53	71.60	55.13	53.61
TiO <sub>2</sub>	0.50	0.50	0.49	0.50	0.21	0.29	1.24	1.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.50	15.92	15.20	15.09	13.26	13.20	156.71	16.99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.50	0.95	1.74	1.47	0.45	0.42	3.07	3.55
FeO	2.38	2.80	1.86	2.01	2.13	2.16	5.42	5.71
MnO	0.09	0.08	0.04	0.03	0.07	0.06	0.22	0.20
MgO	1.29	1.52	1.33	1.21	0.48	0.89	4.04	4.13
CaO	2.82	2.01	2.93	3.00	0.81	2.28	5.21	4.96
Na <sub>2</sub> O	3.91	3.86	3.90	3.74	3.43	3.77	4.53	4.85
K <sub>2</sub> O	3.52	3.52	3.50	3.17	4.20	3.53	3.89	2.44
H <sub>2</sub> O	1.11	1.41	0.67	1.08	0.45	0.72	0.62	1.50
总计	99.44	99.39	99.54	99.87	99.02	98.92	100.08	99.15
T <sub>0</sub> C	735	737	849	837	798	738	588	524
d(g/cm <sup>3</sup> )	2.67	2.67	2.66	2.66	2.65	2.65	2.87	2.87
r(cm)	0.10	0.10	0.15	0.15	0.20	0.20	0.05	0.05
D(T)	2.42	2.42	2.40	2.40	2.35	2.35		
XS(%)	7.0	7.0	14.0	14.0	28.0	28.0		
M	-0.22	-0.22	-0.39	-0.39	-0.68	-0.68		
$\sigma_0$ (Nm <sup>-2</sup> )	30.08	30.08	246.04	246.04	2242	2242		
$\eta_0 \times 10^5$ (Pa·S)	353	162	54.3	36.8	2711	2738		
$\eta_c \times 10^5$ (Pa·S)	475	218	103	69.8	13314	13447		
Vc(cm/h)	0.006	0.013	1.293	1.886	0.290	0.314		
S(Nm <sup>-2</sup> )	220	221	229	230	253	241		
Vs(cm/h)	0.010	0.023	0.050	0.074	0.0004	0.0004		



## 5.1 青阳岩体岩浆动力学特征

青阳岩体明显的相带分布和围岩的变形特征,反映了岩浆气球膨胀侵位的特点。岩浆从深部沿构造通道不断上侵,在构造力和浮力的作用下脉动式注入浅表岩浆室。由于岩浆室处于相对封闭状态,围岩受热产生塑性化,不断注入的岩浆使岩浆室内压增大,当内压超过围岩就可能发生气球膨胀作用。

按照晶体在非牛顿流体中的下沉速度公式( $V_0 = 2g \Delta\rho (r - 5k\sigma_0/4g \Delta\rho)^2/9\eta$ )<sup>[2]</sup>计算的寄主岩浆的上升速度( $V_c$ 为有效上升速度)在气球膨胀侵入体的不同部位差异显著。在水平边缘的上升速度最小,中心次之,过渡相的上升速度最大。由表7可知,岩浆的结晶百分数( $X_s$ )和屈服强度( $\sigma_0$ )从边部至中心依次增大,屈服强度取决于结晶百分数的大小,结晶百分数则与晶体半径有关( $\eta_c = \eta_0(1 - 1.67X_s)^{-2.5}$ ,  $\log\eta_c = \log\eta_0 + \frac{0.019r \times 10^{-6}}{(1/X_s)^{1/3} - 1}$ ,  $\eta_0$ 为岩浆粘度,  $\eta_c$ 为岩浆有效粘度)。现在我们以热力学定律来考察侵入体的气球膨胀过程。在岩浆侵入体膨胀扩容过程中,内压减小,体积增大,熔体对围岩的机械功:

$$W = \int_{V_1}^{V_2} (\rho_{\text{内}} - d\rho) dV \approx \int_{V_1}^{V_2} \rho_{\text{内}} dV = \eta R T \ln \frac{V_2}{V_1} = \eta R (T_1 - T_2) \ln \frac{V_2}{V_1}$$

显然,岩浆扩容导致岩浆的温度逐渐降低,且从边部向内存在着温度梯度。热力学第一定律的数学表达式为:  $\Delta H + g \Delta Z + \frac{1}{2} \Delta U^2 = Q - W$ 。物系热量( $Q$ )与物系对环境做功( $W$ )之差等于物系终态和始态的焓差( $\Delta H$ )、位能( $g \Delta Z$ )及动能( $\frac{1}{2} \Delta U^2$ )的和。R. W. England (1990)指出,对于气球膨胀侵入体,最大抬升出现于侵入体的正上方,在竖轴上的最大抬升与侵入体径向膨胀相等,在最大水平直径面周围没有垂向抬升。因此,侵入体的正上方和水平径向,位能和动能分别最大,物系的内能受到损耗,这一过程由体系温度的降低反映出来。

晶体的下沉速度随岩浆粘度的增大而降低。岩浆的粘度依据 Shaw (1972) 提出的  $\ln \eta = S(10^4/T) - 1.50S - 8.7$  计算。显然,岩浆的粘度是温度和岩浆组分的函数。由表7可知,气球膨胀侵入体不同部位的岩浆粘度不同,其中中心相的岩浆粘度最大,边部次之,过渡相最低。岩浆粘度的这种变化反映了侵入体不同相带的成分差异。侵入体不同相带的成分差异与岩浆的扩散对流有关。熔体中发生对流的条件是  $Ra > 1700$ , 假定青阳岩体的垂深为 5km, 则  $Ra = 1.99 \times 10^{11}$  ( $Ra = \alpha \cdot \rho \cdot g \Delta T \cdot L^3 / \eta_c$ ,  $\alpha = 5 \times 10^{-5} K^{-1}$ ,  $K = 5 \times 10^{-7} m^2 s^{-1}$ )。显然,岩浆可以发生对流,岩浆室水平方向上的对流将以过渡相为中心向外和向内形成双向对流,其结果导致边缘相基性组分和中心相酸性组分的相对富集,加速了边缘相的冷凝过程。

## 5.2 微粒包体的岩浆动力学特征

岩浆侵位过程中,当岩浆上升速度大于包体的下沉速度时,包体才能从深部被岩浆携带上来。因此,包体的下沉速度可以代表岩浆的最小上升速度。包体上升过程中,其表面的剪切应力( $S = Rg \Delta\rho/3$ )应小于岩浆的屈服强度。如果我们以  $S$  代表岩浆的屈服强度,那么,包体的下沉速度可以由  $V_s = 0.222g \Delta\rho (R - \frac{15S}{\Delta g \Delta\rho})^2 / \eta$  计算。

从表7可以看出,由包体的下沉速度代表的岩浆的最小上升速度以过渡相最大,边缘相次之,中心相最小。很明显,分别由包体和熔体中的晶体计算的岩浆的上升速度在青阳岩体的不同相带具有相似的变化规律。由于包体的下沉速度代表岩浆的最小上升速度,因此,熔

体晶体的下沉速度所代表的岩浆上升速度一般较大。很显然,在青阳岩体的过渡相和中心相,  $V_s$  小于  $V_c$ , 包体随着岩浆的上侵而上升;在边缘相,包体表面的平均剪切应力大于岩浆的屈服强度且  $V_s$  大于  $V_c$ , 包体下沉。上述包体的动力学状态解释了包体在岩浆侵入体不同部位体积大小变化的原因。

### 参 考 文 献

- 1 陈光远等. 成因矿物学与找矿矿物学. 重庆出版社, 1987, 588—592.
- 2 马昌前. 岩浆活动中的某些动力学参数的估算方法. 地质科技情报, 1986, 5(3): 47—54.
- 3 England R W. The distinction of granitic diapir. Jour. Geol. Soc. London, 1990, 147: 931—933.
- 4 Didier J. Granites and their enclaves. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam. London. New York. 1973, 403—425.
- 5 陈江峰等. 安徽南部燕山期中酸性侵入岩的源区锶、钕同位素制约. 地球化学, 1993, (3): 261—268.
- 6 刘寿和, 夏邦栋. 皖南晚元古代火山岩及其构造背景. 南京大学学报(地球科所), 1990, (1): 43—52.
- 7 邢凤鸣等. 皖南歙县岩体的岩石地球化学特征、形成时代和成岩条件. 地质论评, 1988, (5): 400—413.

## Micrograined Inclusions in Qingyang Rock Body and Their Magmatic Dynamic Characteristics

Qiu Ruilong

(Anhui Institute of Geosciences, Hefei 230001)

**Key words:** micrograined inclusion, magmatic dynamics, genetic information

### Abstract

Micrograined inclusions in Qingyang rock body are both similar to and obviously different from host rocks in such aspects as petrology, mineralogy and geochemistry. The similarity shows their affinity, and the differences reflect the attributes of partial melting relicts of inclusions. There also exist some differences in magmatic dynamic characteristics between Qingyang rock body and its micrograined inclusions, which reveals the state of movement of inclusions in the process of magmatic emplacement. The characteristics of micrograined inclusions provide significant information for the genesis of magmatic rock.