

# 武夷山中段加里东期 混合岩的特征及成因讨论

黄标 孙明志 武少兴

(南京大学地球科学系 南京 210093)

刘刚

(地质矿产部西安地质矿产研究所 西安 710054)

**摘要** 武夷山中段出露的加里东期混合岩中广泛发育交代结构,可划分出钠-钙交代、钾交代和硅交代等三个阶段。岩石中微斜长石为最大微斜长石。浅色体与基体内斜长石的 An 值明显不同,且无环带构造。黑云母成分与围岩中的黑云母接近。岩石化学成分的变化与交代作用的类型有关。微量元素具有与围岩相似的特征,仅重稀土含量高于围岩。质量平衡计算表明,它们形成于开放体系中,矿物颗粒呈聚集分布。这些特征表明它们是由原来的变质岩经碱质流体交代形成的。

**主题词** 加里东期 混合岩 交代作用 岩石成因 武夷山

## 1 前言

闽赣交界处的武夷山地区分布有大面积的混合岩,是武夷山-云开大山混合岩带的重要组成部分。它们发育于震旦纪或前震旦纪变质岩系之中(江西省地质矿产局 1984;福建省区调队 1991<sup>①</sup>)。作者采自混合岩浅色体边缘暗色边中黑云母的 K-Ar 年龄为 401Ma<sup>②</sup>,混合岩化作用的时代为加里东期。本文主要研究了武夷山中段混合岩的岩石学、岩石化学、地球化学的特征、质量平衡计算和矿物颗粒接触关系等,并以此讨论混合岩的成因。

## 2 混合岩产状

武夷山中段混合岩分布在南城-广昌断裂(鹰潭-南丰-赣州-大余深断裂的一部分)的两侧(图 1)。

• 本文 1993 年 3 月 7 日收到, 1993 年 12 月 24 日改回。

本文为国家自然科学基金资助项目。

第一作者简介:黄标 男 30 岁 博士 矿床学专业

① 福建省区调队 1991 年未发表资料。

② 黄标, 1991. 武夷山地区加里东期花岗岩及其形成环境研究, 南京大学博士论文。

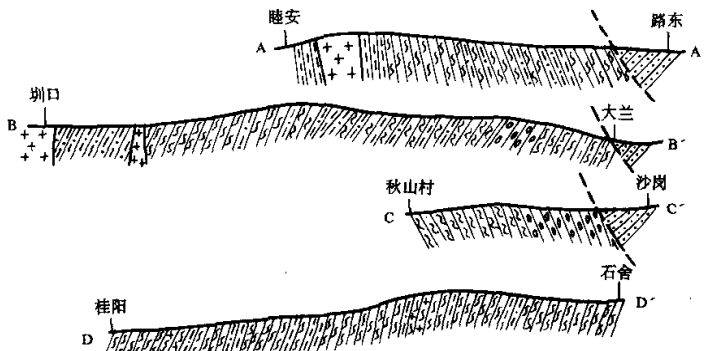
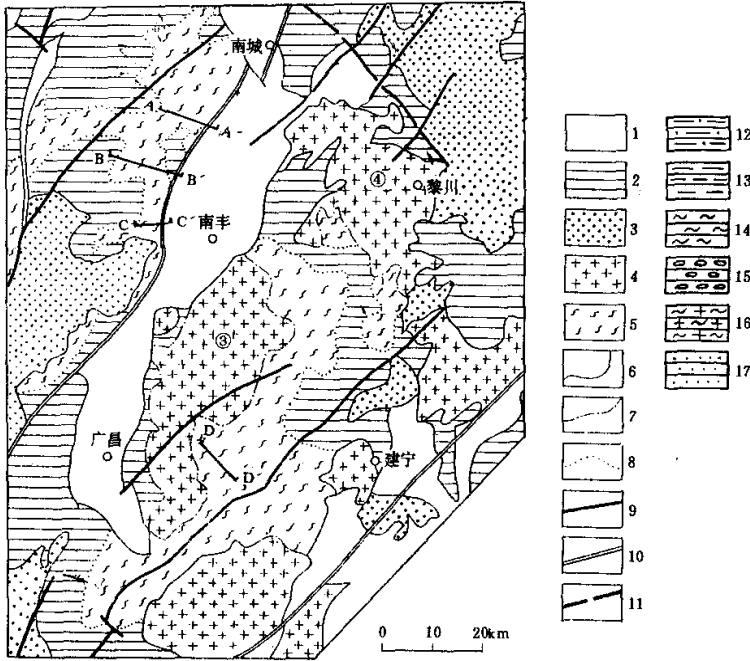


图1 武夷山中段加里东期混合岩分布图

- 1. 燕山—喜山构造层; 2. 加里东构造层; 3. 燕山期花岗岩; 4. 加里东期花岗岩; 5. 混合岩; 6. 地质界线;
- 7. 花岗岩与混合岩渐变界线; 8. 混合岩与变质岩渐变界线; 9. 断裂; 10. 深断裂; 11. 推测断裂; 12. 变粒岩;
- 13. 片岩; 14. 条带状混合岩; 15. 眼球状混合岩; 16. 条痕状混合岩; 17. K<sub>2</sub> 红色砂页岩

Fig. 1 Distribution of Caledonian migmatites in middle Wuyi Mountains

西侧的混合岩基本沿断裂带分布, 从断裂带向西分别发育眼球状混合岩、条带状混合岩、混合岩化变质岩(包括肠状和条带状), 分带性稍好(图1)。其围岩主要为石英片岩、石榴黑云石英片岩、夕线黑云石英片岩、变粒岩等变质岩。断裂东侧的混合岩分布于加里东早期付坊混合花岗岩岩体东南侧, 与岩体之间呈渐变关系, 分带性不明显, 以条带状混合岩为主, 从

混合花岗岩向外有浅色体逐渐减少的趋势, 局部可出现少量条痕状混合岩和均质混合岩散布于变质围岩中(图1)。该混合岩的围岩主要为石榴黑云石英片岩、黑云变粒岩、黑云斜长片麻岩、少量黑云角闪变粒岩、黑云角闪斜长片麻岩、斜长角闪岩等。

混合岩浅色体按矿物组合可分为如下五类, 再根据野外浅色体之间的穿切关系确定各类浅色体形成的先后顺序为: 石英质浅色体、英云闪长质浅色体、花岗质浅色体、黑云母花岗岩浅色体等。前两类在西侧分布较多, 后两类在东侧分布较多。

### 3 岩石学特征

#### 3.1 岩石类型及特征

根据混合岩的分类标志, 结合本区混合岩发育的程度(贺同等 1980; 程裕淇 1987), 我们将本区混合岩分为如下四大类:

##### 3.1.1 混合岩化变质岩类

岩石中浅色体含量 $<15\%$ , 分布较稀疏。变质源岩为各种片岩和变粒岩类。浅色体呈条带状或肠状分布。

##### 3.1.2 条带状混合岩类

是本区最主要的混合岩类型, 浅色体与基体相间叠置组成互层的条带, 两种条带的宽窄及相对含量变化不定, 但一般基体 $>50\%$ 。根据浅色体的宽度再进一步划分为: (1) 层纹状混合岩, 岩石内浅色体宽度 $<2\sim 3\text{mm}$ , 分布密集, 延伸不远, 常分叉合并; (2) 条带状混合岩, 浅色体平直, 宽度 $>2\sim 3\text{mm}$ , 在岩石中分布较密集。

##### 3.1.3 眼球状混合岩类

眼球由斜长石和微斜长石组成, 含量达 $60\sim 80\%$ , 其排列方向与区域构造线及围岩片理方向一致。基体已模糊不清。

##### 3.1.4 混合花岗岩类

分布零星。外观基本与花岗岩相似, 基体已不复存在, 仅见暗色矿物呈斑点状、条痕状、团状。根据暗色矿物的构造及产状进一步划分为: (1) 条痕状混合岩, 岩石中暗色矿物呈断续分布, 排列略具定向; (2) 均质混合岩, 岩石中暗色矿物分布均匀, 块状构造。

#### 3.2 结构构造

##### 3.2.1 变质分异产生的结构

主要是在变质岩内石英相对集中成带, 并呈镶嵌变晶结构。在混合岩化变质岩中较常见。

##### 3.2.2 交代结构

综合各交代矿物的关系及矿物成分, 混合岩中自早至晚大致发育三个阶段的交代结构:

(1) 钠-钙交代阶段, 表现为斜长石化, 发育于浅色体中。斜长石变斑晶内常包裹有石英、黑云母、磷灰石、锆石等矿物, 形成交代残留结构。交代作用自浅色体与基体接触处开始, 逐渐向浅色体中心发育。该交代作用的结果是形成英云闪长质浅色体。

(2) 钾交代阶段, 即钾长石化, 钾长石可交代斜长石等矿物, 使斜长石形成残留结构、净边结构和蠕虫结构等。该交代作用在本区广泛发育, 形成花岗质浅色体, 在条带状、条痕状

混合岩和均质混合岩中均出现。

(3) 硅交代阶段, 即石英化, 发育较普遍, 可交代早先形成的所有矿物, 交代方式主要为港湾状交代结构、交代蠕虫结构等。出现于各种类型的混合岩中。

### 3.3 矿物组成变化

断裂带东西两侧混合岩矿物含量统计表明, 随混合岩化作用的增强, 岩石中矿物含量呈有规律的变化, 即自变粒岩-条带状混合岩-眼球状混合岩-混合花岗岩, 钾长石含量逐渐增加(0→28%), 黑云母含量(29%→5.5%)、斜长石含量(52%→19%)逐渐减少, 石英含量变化较复杂。东西两侧混合岩矿物成分不尽相同, 西侧混合岩中钾长石较少出现, 而东侧钾长石含量普遍较高。矿物成分的变化一方面反映了交代作用由弱到强、自早至晚的演化次序; 另一方面也反映了东西两侧交代作用的差异, 西侧以斜长石化(钠-钙交代)为主, 而东侧则以钾长石化(钾交代)为特征。

## 4 矿物学

### 4.1 微斜长石

对本区混合岩中浅色体的微斜长石进行X射线衍射分析结果表明, 有序度和三斜度均较高, 分别为0.73~0.83、0.85~0.79, 衍射图上(131)和(1 $\bar{3}$ 1)衍射峰分裂非常清楚, 属形成于温度较低的中-最大微斜长石, 其化学成分(表1)中K含量较高, 端元矿物组成Or含量达81.7~92.0。

表1 混合岩中钾长石和斜长石化学成分及端元矿物组成

Table 1 Chemical composition and end members of K-feldspars and plagioclases in migmatites

样号	岩性	矿物	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	An	Ab	Or
NJ-76	条带状混合岩	钾长石	62.83	17.58	0.04	1.47	14.96	0.2	13.0	86.8
		斜长石	60.37	22.50	5.82	8.09	0.15	28.2	70.9	0.9
NJ-74	花岗质浅色体	钾长石	66.80	19.02	0.06	1.76	14.56	0.3	15.5	84.2
	英云闪长质浅色体	斜长石	62.63	21.94	4.64	8.17	0.13	23.7	75.5	0.8
		钾长石	65.90	19.01	0.08	2.04	14.03	0.3	18.0	81.7
	花岗质浅色体	斜长石	62.22	21.93	4.77	7.37	0.23	24.7	73.9	1.4
B-16	英云闪长质浅色体		63.12	23.81	4.58	3.23	—	23.5	76.5	—
	英云闪长质浅色体	斜长石	63.22	24.22	4.04	3.68	0.25	23.6	75.0	1.6
	夕线石黑云片岩		61.62	24.32	5.20	7.92	0.16	26.4	73.8	1.0
L-25	条痕状混合岩	钾长石	62.75	19.09	0.02	0.83	14.70	0.1	7.9	92.0
		斜长石	61.98	23.83	4.52	3.43	0.18	22.5	76.4	1.1
ML-7	花岗质浅色体	斜长石	65.54	22.97	2.87	4.33	—	26.3	73.7	—
	石榴夕线黑云片岩		82.21	23.13	3.11	10.42	0.32	13.9	34.4	1.7
	花岗质浅色体		60.75	24.25	4.63	9.39	0.19	21.2	77.8	1.0
NJ-24	暗色边	斜长石	60.82	24.23	4.60	3.68	0.21	22.4	76.4	1.2
	二云母片岩		61.17	24.55	4.72	3.21	0.21	23.7	74.5	1.3
				59.42	24.42	4.42	9.09	0.28	21.6	77.0

矿物化学成分由马鞍山矿山研究院、南京地质矿产研究所电探室测定。

### 4.2 斜长石

大部分具钠长石律双晶，少数具卡钠复合双晶，部分不具双晶，未见环带构造。从化学成分看（表1），浅色体中斜长石的 An 值均较接近，而基体内斜长石的 An 值变化较大，两者斜长石 An 值无相关性（图2）。Yardley（1978）指出：交代混合岩中浅色体的斜长石成分与围岩中的斜长石成分不一致，不具有环带构造。因此，本区混合岩内斜长石的成分反映了它们的交代成因。

### 4.3 黑云母

表2中黑云母化学成分表明，各类混合岩的浅色体、暗色边和基体中黑云母的成分变化都不大，尤其是 MgO、FeO 等组分，参数 MF 值较稳定，仅变化于 0.46~0.49 范围内，与华南改造型花岗岩（徐克勤等 1984）相比，较富 Mg，属于镁质黑云母和铁质黑云母的过渡类型（图3），这可能反映它们继承了变质源岩中黑云母的成分。按 Yardley（1978）的观点，这种黑云母是在基体中黑云母的基础上与热液流体再平衡产生次生加大形成的，显然混合岩在形成时，源岩尚未达熔融状态。

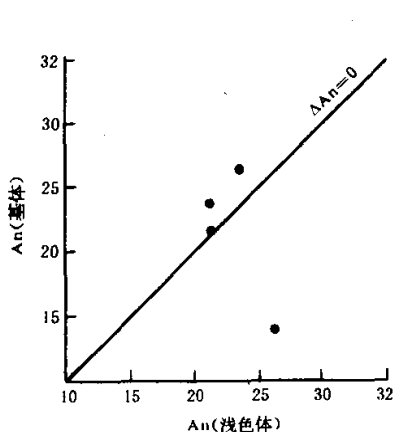


图2 相邻基体和浅色体中斜长石成分关系图  
Fig. 2 Relations of plagioclase composition between leucosomes and adjacent mesosomes in migmatites

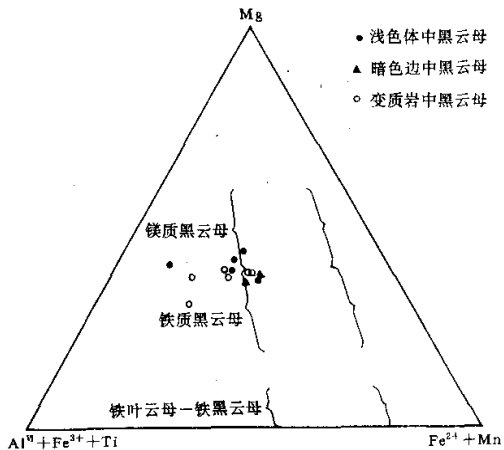


图3 混合岩中黑云母成分  
Mg-(Al<sup>IV</sup>+Fe<sup>3+</sup>+Ti)-(Fe<sup>2+</sup>+Mn)图解  
Fig. 3 Diagram of Mg-(Al<sup>IV</sup>+Fe<sup>3+</sup>+Ti)-(Fe<sup>2+</sup>+Mn) of biotites composition in migmatites

## 5 混合岩类岩石化学

下面以东西两区来讨论各类混合岩化学成分演变（表3），从表3可看出：

(1) 与变质围岩相比，混合岩的 SiO<sub>2</sub>、K<sub>2</sub>O、Na<sub>2</sub>O 等组分均明显增加，Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO、CaO、

MgO 等组分明显减少,前者为混合岩化过程中的带入组分,形成交代矿物石英、微斜长石、斜长石等,后者为带出组分,表现为暗色矿物含量的减少。

(2)随混合岩化程度的增加,上述的成分变化趋势在断裂带西侧较为明显,但  $K_2O$ 、 $Na_2O$ 、 $CaO$  有时呈跳跃式变化,这主要是发育的交代作用类型不同造成的。此外东西两侧组分不尽相同,西侧  $K_2O/Na_2O$  随混合岩化作用增强逐渐降低(1.26~0.99),交代作用以钠-钙交代(斜长石化)为主;东侧混合岩  $K_2O/Na_2O$  变化较复杂,交代作用较复杂,钾交代和钠-钙交代相互交替、迭加,导致化学组分变化复杂。

(3)花岗质浅色体的  $SiO_2$ 、 $K_2O$ 、 $Na_2O$  等组分均明显高于,而  $Ti_2O_3$ 、 $Fe_2O_3$ 、 $FeO$ 、 $CaO$ 、 $MgO$  等组分明显低于变质源岩和各类混合岩。但花岗质浅色体中的交代作用类型不同,会造成  $SiO_2/K_2O$  和  $K_2O/Na_2O$  比值变化,当硅化发育时(NJ-27,XN-4), $SiO_2/K_2O$  比值较高(分别为 23.16、23.65);钾化发育时  $K_2O/Na_2O$  比值较高(T-3、3.35),钠化强烈时该比值较低(如 NJ-27、XN-4,比值分别为 0.72、0.99)。

表 2 混合岩中黑云母化学成分(重量%)及阳离子数(以 22 氧离子计)

Table 2 Chemical composition and cations numbers of biotites in migmatites (based on 22 oxygens)

样品	岩性	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O			
B-16	英云闪长质浅色体	34.97	2.44	20.80	6.35	12.58	0.18	9.64	0.02	0.19	9.38			
	暗色边	36.63	2.41	20.53	2.90	14.43	0.19	9.36	0.05	0.26	9.46			
	基体	35.39	2.47	19.89	5.96	12.91	0.23	9.51	—	0.15	9.57			
NJ-24	花岗质浅色体	35.52	2.55	21.07	4.41	14.48	0.43	8.97	0.02	0.09	9.49			
	暗色边	35.54	2.73	20.26	6.01	13.04	0.35	8.94	0.01	0.30	9.76			
	二云母石英片岩	35.17	2.60	19.49	6.93	13.20	0.39	9.27	0.23	0.13	9.43			
	二云母石英片岩	35.70	2.45	20.68	6.06	12.95	0.36	9.49	0.08	0.26	9.49			
NJ-7	层纹状混合岩	33.32	2.30	18.50	15.68	4.51	—	8.94	—	0.22	11.6			
NJ-76	条带状混合岩	34.67	3.31	16.54	10.69	10.00	0.49	9.99	0.03	0.09	10.13			
NJ-74	花岗质浅色体	35.69	2.82	16.71	9.78	11.11	0.41	10.95	0.05	0.06	9.58			
样品	岩性	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Ti	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Ca	Na	K	MF	L
B-16	英云闪长质浅色体	5.17	2.83	0.80	0.27	0.71	1.56	0.02	2.13	0.00	0.06	1.77	0.48	0.22
	暗色边	5.41	2.59	0.98	0.27	0.32	1.78	0.02	2.06	0.01	0.07	1.78	0.49	0.23
	石榴夕线黑云片岩	5.27	2.73	0.76	0.28	0.67	1.61	0.03	2.11	—	0.04	1.82	0.48	0.22
NJ-24	花岗质浅色体	5.24	2.76	0.91	0.28	0.49	1.79	0.05	1.97	0.00	0.03	1.79	0.46	0.25
	暗色体	5.25	2.75	0.78	0.30	0.67	1.61	0.04	1.97	0.00	0.09	1.84	0.46	0.22
	二云母石英片岩	5.22	2.78	0.64	0.29	0.77	1.64	0.05	2.05	0.04	0.04	1.79	0.45	0.19
	二云母石英片岩	5.23	2.77	0.80	0.27	0.67	1.58	0.04	2.07	0.01	0.07	1.77	0.47	0.22
NJ-7	层纹状混合岩	5.05	2.95	0.35	0.26	1.79	0.57	—	2.02	—	0.06	2.25	0.46	0.11
NJ-76	条带状混合岩	5.23	2.77	0.17	0.38	1.21	1.26	0.06	2.24	0.00	0.03	1.94	0.47	0.06
NJ-74	花岗质浅色体	5.29	2.70	0.91	0.31	1.03	1.38	0.05	2.41	0.01	0.02	1.81	0.49	0.07

Fe<sup>3+</sup>、Fe<sup>2+</sup>据 FeO 电探结果按郑巧荣(1983)计算,化学成分由马鞍山矿山研究院电探室测定。

## 6 混合岩类稀土及微量元素地球化学

与岩石化学成分一样,本区混合岩类的 REE 及一些微量元素含量变化也较复杂(表 3),尽管这样仍可看出:(1)各类混合岩稀土元素配分曲线基本相似(图 4),接近变质围岩,属

轻稀土富集型, 有一定 Eu 亏损, 围岩  $\delta Eu$  为 0.48~0.83, 混合岩  $\delta Eu$  为 0.32~0.86, 表明混合岩形成与变质围岩有着密切的关系。此外从东、西两侧混合岩稀土元素参数间的差异也可看出混合岩对源岩的继承关系, 断裂东侧围岩 LREE/HREE (9.13~16.27) 较小, 西侧 (17.30~23.86) 较大, 则东侧混合岩 LREE/HREE (27.33~9.99) 普遍小于西侧混合岩 LREE/HREE (40.50~11.87)。

表 3 混合岩及其变质围岩的常量(重量%), 稀土元素和微量元素含量( $\mu g/g$ )和参数  
Table 3 Contents and parameters of major (wt%), REE and trace elements ( $\mu g/g$ )

位置		断裂带东侧									断裂带西侧				
样号	变质岩 (7)	NJ-62	T-4	ZKH-5-1	NJ-60	NJ-47	NJ-27	T-3	SW-45	变质岩 (4)	ML-6	XN-17	XN-18	MS-19	XN-4
岩性	变质岩 (4)	层纹状混合岩	条带状混合岩	条带状混合岩	均质混合岩	混合花岗岩	花岗岩质浅色体	花岗岩质浅色体	花岗岩质浅色体	变质岩 (7)	层纹状混合岩	条带状混合岩	眼球状混合岩	均质混合岩	花岗岩质浅色体
SiO <sub>2</sub>	60.48	68.59	73.28	67.8	66.74	68.65	74.34	66.37	73.16	65.12	67.26	67.21	67.26	71.86	74.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.84	14.66	13.20	15.1	15.03	14.58	14.50	16.47	14.84	14.53	14.68	14.45	15.26	14.49	14.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.02	2.09	0.93	2.50	2.51	1.01	0.11	1.11	0.49	2.47	1.97	2.79	1.71	0.67	0.52
FeO	6.34	1.74	1.86	1.72	2.26	1.49	0.68	1.99	0.53	4.45	4.50	3.30	3.00	1.37	0.80
MgO	4.26	1.25	0.84	1.02	1.11	0.90	0.19	0.83	0.20	2.67	1.76	1.69	0.81	0.57	0.40
CaO	6.53	2.29	2.08	2.12	3.00	3.44	1.85	1.00	1.37	2.06	1.13	2.11	1.74	1.34	1.66
Na <sub>2</sub> O	2.08	3.48	3.80	4.60	4.76	4.94	4.43	2.51	3.47	2.40	2.39	2.70	2.97	3.77	3.20
K <sub>2</sub> O	1.54	3.79	1.72	2.88	1.36	2.40	3.21	8.41	5.13	2.66	3.00	3.12	5.25	3.76	3.17
ΣREE	84.25~227.15	238.3	242.2		148.0		75.4	185.9		156.1~207.8	168.7	320.4	286.6	145.3	64.10
L/H	9.13~16.27	19.99	27.33		10.92		9.56	9.99		17.3~23.36	11.87	40.50	14.88	27.77	12.41
Rb	111	92	91	93	65	74	89	228	126	119	125	151	163	124	78
Sr	215	296	187	315	237	305	166	214	226	269	147	289	273	262	191
Ba	396	1340	1550	991	626	754	348	1550	939	452	632	919	1880	969	490
Zr	197	217	86	191	137	128	44	86	74	201	208	336	301	139	84

常量、微量元素由南京大学现代分析中心 X 荧光光谱室用 XRF 法测定, FeO、稀土元素由南京大学地球科学系中心实验室分别用化学方法、ICP 法测定, L/H 为轻稀土与重稀土之比。

(2) 与变质岩和条带状混合岩相比, 眼球状混合岩和均质混合岩的 ΣREE 和 LREE/HREE 有明显地降低。徐士进 (1990) 在研究武功山的混合岩后得出, 随着混合岩化程度增强, ΣREE 和 LREE/HREE 呈现降低趋势, 但当混合岩化达均质混合岩时则又出现增加趋势, 并解释是由于岩石高度熔融, 使一些富集 REE 的难熔副矿物的稀土元素组分进入熔体相。本区均质混合岩并未出现 REE 升高趋势, 因此它们并非深熔形成, 而交代作用成因使得其重稀土发生富集。

(3) 花岗岩质脉体 ΣREE 和 LREE/HREE 值均较低, 一方面说明交代作用过程中随含 REE

较高的矿物(如黑云母、角闪石等)破坏使 $\Sigma$ REE散失,另一方面由于热液作用,使HREE在交代矿物中有一定程度的富集。

(4)本区各类混合岩Rb含量均较低,Rb/Sr绝大多数小于1(0.3~1.07),仅花岗质浅色体比值较高(1.07)。这主要是受源岩成分影响所致,因变质源岩Rb/Sr比值除少部分黑云母片岩外,绝大多数小于1(0.05~0.88)。K-Rb之间呈显著正相关( $r=0.87^*$ ,  $n=13$ ),随混合岩化作用的增强,K/Rb比值有增加的趋势(东侧301→407.1,西侧224→406,表3)。这与混合岩交代过程中一些Rb含量较高的暗色矿物(如黑云母)被破坏使部分Rb散失有关。

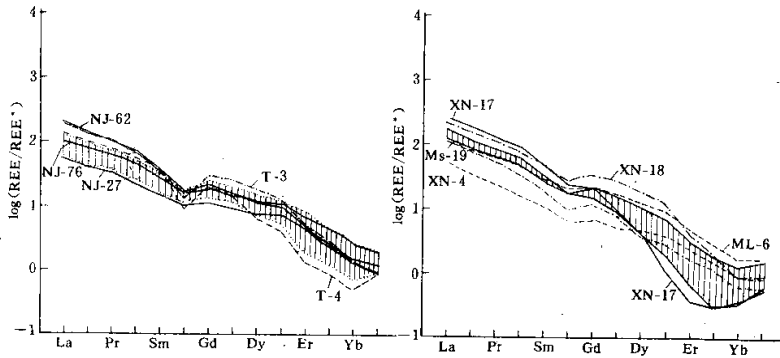


图4 混合岩、变质岩稀土元素配分曲线

图中样号同表3,阴影部分为变质岩稀土元素变化范围

Fig. 4 Chondrite-normalized curves of REE in migmatites and metamorphic rocks

(5) Sawyer et al. (1988) 运用混合岩浅色体微量元素含量的变质围岩标准化图解研究了加拿大Quebec变质带的各种混合岩,并区分出重熔浅色体和固相线下浅色体。本文选取混合岩中常见的英云闪长质浅色体、花岗质浅色体、黑云母花岗质浅色体运用上述方法进行了地球化学研究(图5)。与变质围岩比较,浅色体仅出现重稀土元素Y、Yb、Lu等的富集,既没有固相线下(变质分异)浅色体的Sr、Ba等元素富集,也没有重熔浅色体的LREE、Th、Hf、Zr等元素富集(Sawyer et al. 1988),而本区浅色体在热液条件下发生了HREE的富集。

## 7 混合岩质量平衡计算

质量平衡计算由Bryan et al (1969)、Olsen (1977) 提出,主要是定量计算混合岩形成过程中体系的封闭性以及各种常量元素的带入与带出情况。它的基本原理(Olsen, 1985)是:如果混合岩的浅色体和暗色边是在局部封闭体系中由相邻的基体通过组分的简单分异形成的(除挥发份外),没有物质的得失,那么这种混合岩中L(浅色体)+S(暗色边)=P(基体),若体系与环境有物质交换,则L+S=P+R,R为残差,由于计算和测定过程带入了不可知的误差,R不可能为零。Olsen (1977; 1982; 1983; 1985) 根据实际情况确定了临界值 $R=2$ ,小于该值为封闭体系,否则为开放体系。



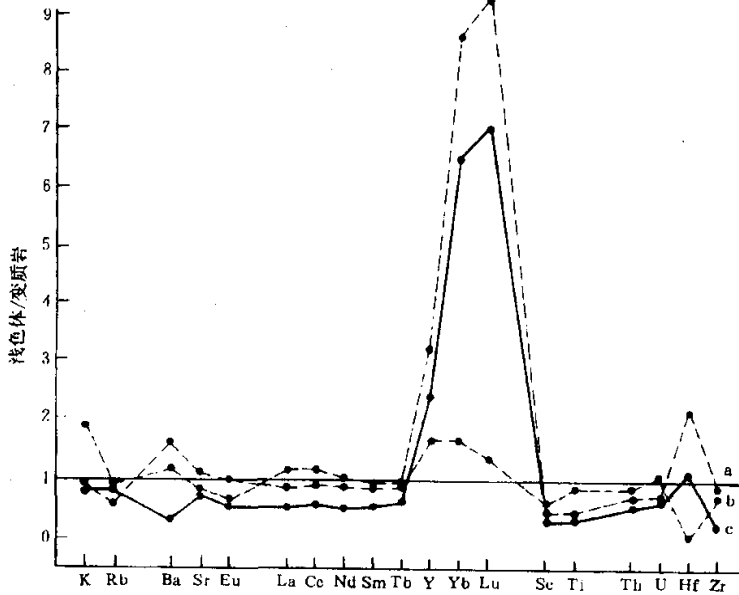


图5 混合岩浅色体的变质围岩标准化曲线

a. 花岗质浅色体；b. 黑云母花岗质浅色体；c. 英云闪长质浅色体

Fig. 5 Wallrock-normalized curves of leucosomes in migmatites

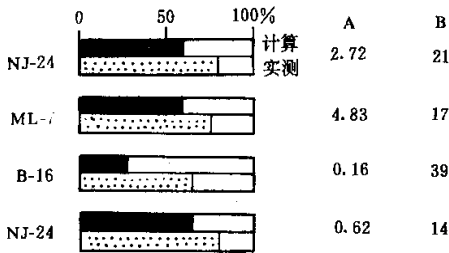


图6 条带状混合岩质量平衡计算结果

A. 最小二乘法计算的残差平方和；

B. 变测与计算浅色体的体积差

Fig. 6 Results of mass-balance calculation of stromatolites

计算方法可有两种：一种根据薄片矿物含量统计和矿物电子探针分析结果分别计算出L、S、P的化学成分，然后进行平衡计算；另一方法是直接测定L、S、P的化学成分，再进行平衡计算。具体计算步骤可参阅 Bryan et al. (1969), Olsen (1977, 1982, 1983) 等文献。

从计算结果(表4)看,本区无论断裂东侧(NJ-24)还是断裂西侧(ML-7, B-16)各混合岩样品的计算和实测的L、S的体积比相差均较大(图6,表4),  $R > 2$ , 表明混合岩形成于开放体系中。

在体积恒定的条件下计算过剩质量,其结果可以看出(表4),混合岩化过程中  $\text{SiO}_2$  始终是带进组分(表中“+”为带进,“-”为

带出),  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{FeO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{MnO}$  均为带出组分,  $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{CaO}$  则随浅色体类型不同而不同, 英云闪长质浅色体 (NJ-24, B-16) 中  $\text{CaO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  为带进,  $\text{K}_2\text{O}$  为带出, 花岗质浅色体 (ML-7) 中  $\text{CaO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  为带进, 这种变化规律与交代作用类型一致。

## 8 混合岩矿物颗粒的接触关系

矿物颗粒接触关系的研究最早由 Kretz (1969) 和 Flinn (1969) 提出并应用于变质岩的结构研究, 后来 Karlsson 和 Wahlgren (1982)、McLellan (1983)、Ashworth (1985) 将该方法应用于研究浅色体的成因。

在岩石中, 矿物之间的接触关系有相同矿物的接触和不同矿物的接触两种情况, 当相同矿物的接触频率高于各矿物间的随机接触频率时, 这种情况称聚集分布, 反之称规则分布 (或离散分布)。平衡的变质结构具有规则分布的趋势, 而熔体的结构以随机分布为特征, 聚集分布是非平衡变质和交代成因岩石的分布特征 (Ashworth 1985)。

研究时首先进行矿物颗粒和接触频率的统计, 有两种方法: (1) 为线切法 (Ashworth, 1976; Dougan 1983; McLellan 1983); (2) 接触频数法 (Kretz, 1969), 前者适用于颗粒大小相近的岩石, 后者则适用于颗粒大小悬殊的岩石。作者采用了前一种方法, 在求积仪上走线统计接触频度。然后根据各种类型接触频度计算出相同矿物颗粒的期望接触频度 ( $E_{ii}$ ), 即随机分布的接触频度, 最后求得相同矿物颗粒实际的接触频度 ( $C_{ii}$ ) 与  $E_{ii}$  之比 ( $R_{ii}$ )。若  $R_{ii} > 1$  为聚集分布,  $R_{ii} < 1$  为规则分布,  $R_{ii} = 1$  为随机分布。

由于该方法要求各矿物之间含量要尽量接近, 因此笔者选取了石英、钾长石、斜长石含量较为接近的花岗质浅色体进行统计, 共统计 900 多颗粒, 各矿物颗粒的  $R_{ii}$  值分别为:  $R_{QQ} = 1.31$ 、 $R_{PP} = 1.14$ 、 $R_{KK} = 4.75$ 、 $R_{BB} = 2.38$  (Q 为石英、P 为斜长石、K 为钾长石、B 为黑云母), 可看出  $R_{ii}$  均大于 1, 为聚集分布, 表明浅色体并未达岩浆状态, 可由变质分异或交代作用形成。

## 9 本区混合岩成因的讨论

混合岩的成因问题一直是地质工作者广泛关注的重要问题之一。前人根据混合岩的地球化学特征及实验结果, 提出了多种成因模式, 归纳起来有以下几种 (Ashworth 1985; Yardley 1978; Johannes 1988; 伍河锦 1990): 部分熔融、变质分异、花岗质岩浆的注入和交代作用。从以上种种证据的论证看出本区除少部分条纹状混合岩可能是变质分异作用形成外, 绝大部分混合岩是由碱质流体交代变质源岩而形成, 源岩的部分熔融似不太可能。但在此要说明的是本区混合岩内常发育一些切割变质岩片理的浅色体, 很多具有花岗质成分, 人们很容易将其判断为岩浆注入形成的混合岩, 但仔细分析不免出现难以解释的现象, 因大部分浅色体结晶都很粗大, 伟晶状浅色体屡见不鲜。异地来源的花岗质岩浆注入到很小的空间内能结晶如此粗大的晶体是很难想象的。据 Yardley (1978) 研究认为由岩浆注入形成的浅色体一般都具细粒结构。因此, 作者认为这些浅色体是热液沿裂隙充填形成的, 是本区热液活动的标志。

表4 条带状混合岩矿物组成、化学成分及质量平衡计算结果

Table 4 Modal constitute, chemical composition and mass-balance calculation of stromatolites

样号		NJ-24				ML-7			
带	基体	暗色边	浅色体	过剩质量	基体	暗色边	浅色体	过剩质量	
矿物含量	石英	36	5	32		30	22	35	
	斜长石	4	14	44		37	3	13	
	微斜长石			8				52	
	黑云母	50	76	15		23	55		
	白云母	10	5	1					
	夕线石					3			
	石榴子石					7	20		
(百分)体积比		20	80			25	75		
化学成分	SiO <sub>2</sub>	60.74	42.78	69.60	+3.49	64.34	49.46	76.45	+5.36
	TiO <sub>2</sub>	1.31	2.12	0.39	-0.57	0.53	1.27	0.00	-0.21
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.97	20.62	15.78	+1.78	16.23	15.17	12.62	-2.97
	FeO <sup>L</sup>	9.30	14.06	2.79	-4.25	6.65	16.97	0.00	-2.41
	MnO	0.17	0.27	0.07	-0.06	0.25	0.69	0.00	-0.08
	MgO	4.82	6.83	1.35	-2.37	2.33	5.71	0.00	-0.90
	CaO	0.23	0.65	2.05	+1.54	1.20	0.24	0.37	-0.86
	Na <sub>2</sub> O	0.55	1.47	4.26	+3.15	3.91	0.43	1.15	-2.94
K <sub>2</sub> O	5.81	7.97	2.78	-1.99	2.04	6.53	7.69	+5.36	
计算结果	期望体积比		41	59			42	58	
	A			2.72				4.83	
	R			6.19				9.15	
样号		B-16				NJ-24*			
带	基体	暗色边	浅色体	过剩质量	基体	暗色边	浅色体	过剩质量	
矿物含量	石英	26	13	53					
	斜长石	10	3	34					
	微斜长石								
	黑云母	58	82	13					
	白云母								
	夕线石		6	2					
	石榴子石								
(百分)体积比		36	66			20	80		
化学成分	SiO <sub>2</sub>	54.91	45.57	79.02	+12.74	60.98	40.33	71.97	+4.43
	TiO <sub>2</sub>	1.43	1.98	0.32	-0.55	1.12	1.25	0.29	-0.14
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.74	18.84	10.87	-4.16	14.66	21.03	14.33	-0.94
	FeO <sup>T</sup>	10.66	13.97	2.38	-4.34	9.53	16.40	3.61	-1.79
	MnO	0.13	0.16	0.03	-0.05	0.20	0.35	0.06	-0.04
	MgO	5.52	7.68	1.25	-2.08	3.50	6.55	1.19	-0.75
	CaO	0.52	0.19	1.62	+0.61	1.30	0.51	2.18	+0.24
	Na <sub>2</sub> O	0.88	0.49	2.90	+1.20	2.29	0.43	4.61	+0.58
K <sub>2</sub> O	5.57	7.76	1.26	-2.1	3.62	8.41	1.30	-1.00	
计算结果	期望体积比		74	27			34	66	
	A			0.16				0.62	
	R			23.3				3.35	

\* L、S、P为化学分析结果,其余据矿物电子探针分析结果计算而得。+号为带进组分量,一号为带出组分量。

前人对混合岩的研究大多是在高级变质地区开展的,很容易得出混合岩的熔融成因这一观点,因高级变质地区、变质级别已达到高角闪岩相、麻粒岩相,其温压条件足以使岩石内易熔组分产生部分熔融(应思淮 1980)。通过本区变质基底的变质相研究(作者将另文讨论)可知,混合岩源岩的变质相最高仅达低角闪岩相。因此从根本上讲,本区不具备使源岩产生部分熔融的条件,这也是本区混合岩属交代成因而非熔融成因的重要原因之一。

### 参 考 文 献

- 伍河锦. 1989. 国外混合岩研究的某些新观点与新动态. 国外地质科技.
- 江西省地质矿产局. 1984. 江西省区域地质志. 北京: 地质出版社.
- 应思淮, 俞理宝, 杨主恩. 1980. 混合岩化的发生与发展. 地震地质, 2 (1): 49~62
- 贺同兴, 卢良兆, 李树勋, 兰玉琦. 1980. 变质岩岩石学. 北京: 地质出版社.
- 徐克勤, 孙鼎, 王德滋, 刘英俊, 季寿元. 1984. 华南花岗岩成因与成矿. 见: 徐克勤, 涂光炽主编, 花岗岩地质和成矿关系. 南京: 江苏省科学技术出版社, 1~20
- 徐士进. 1990. 花岗岩岩石的稀土元素地球化学问题. I. 变质-深熔过程中稀土元素对岩石成因的意义. 南京大学学报(地球科学), (3): 44~53
- 福建省地质矿产局. 1985. 福建省区域地质志. 北京: 地质出版社.
- Ashworth J R. 1985. Introduction. In: Migmatites, J R. Ashworth ed, Blackie and Son Ltd, 1~35
- Ashworth J R and McLellan E L. 1985. Textures. In: Migmatites, J R Ashworth, ed; Blackie and Son Ltd, 180~203
- Bryan W B, Finger L W and Chayers F. 1969. Estimating proportions in petrographic mixing equations by least-squares approximation. Science, 163: 926~927
- Dougan T W. 1983. Textural relations in melanosomes of selected specimens of migmatitic pelitic schists; implications for leucosomes-generating process. Contrib. Miner. Petrol., 83: 82~98
- Flinn D. 1969. Grain contacts in crystalline rocks. Lithos, 3: 361~370
- Johannes W. 1988. What controls partial melting in migmatites? J. Metamorphic Geol., 6: 451~465
- Kretz R. 1969. On the spatial distribution of crystals in rocks. Lithos, 2: 39~66
- McLellan E L. 1983. Contrasting textures in metamorphic and anatectic migmatites; an example from the Scottish Caledonides, J. Metamorphic Geol., 1: 241~262
- Olsen S N. 1977. Origin of the Baltimore gneiss migmatites at Piney Creek, Maryland. Geol. Soc. Am. Bull., 88: 1089~1101
- Olsen S N. 1985. Mass balance in migmatites. In: Migmatites, Ashworth, J R ed; Blackie and Son Ltd; 145~179
- Sawyer E W and Barnes S J. 1988. Temporal and compositional differences between subsolidus and anatectic migmatite leucosomes from the Quetico metasedimentary belt, Canada. J. Metamorphic Geol., 6: 437~450
- Yardley B W D. 1978. Genesis of Skagit gneiss migmatites, Washington and the distinction between possible mechanisms of migmatization. Geological Society of America Bulletin, 89: 941~951

## STUDIES ON GENESIS AND CHARACTERS OF CALEDONIAN MIGMATITES IN MIDDLE WUYI MOUNTAINS

Huang Biao, Sun Mingzhi and Wu Shaoxing

*(Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, 210093)*

Liu Gang

*(Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources,*

*Ministry of Geology and Mineral Resources, Xi'an, 710054)*

**Key Words:** Caledonian; Migmatite; Metasomatism; Middle Wuyi Mountains

### Abstract

In the Caledonian migmatites in middle Wuyi Mountains, there are widely developed metasomatic textures which are divided into Na-Ca-metasomatic, K-metasomatic and Si-metasomatic stages. Microclines are formed in the condition of low temperature. Plagioclases in mesosomes and leucosomes have no zoned textures and have different An content. The chemical composition of biotites in leucosomes and malenosomes approaches that of biotites in well-rocks. The differences of petrochemical compositions in various migmatites is large and is related to metasomatic types. Trace element distribution of migmatites is similar to that of metamorphic well-rocks, except for their HREE content is higher than that of well-rocks. Migmatites are formed in open-system according to mass-balance calculation. Mineral grain contact relations of migmatite show an aggregate distribution. So we suggest that the migmatites are formed by metasomatism of alkaline fluid for metamorphic resource rocks.