

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

粤西云炉地区混合岩的成因研究

陈斌 黄福生

(北京大学地质学系)



在两广交界的云开大山加里东造山带中,从广东高州新垌向云炉方向依次发育部分混合岩化岩石、条带状混合岩、眼球条带状混合岩及片麻状混合岩等混合岩带。笔者通过对混合岩进行质量平衡计算、结构关系统计分析、矿物学、地球化学及云炉地区变质背景的研究,确定该区混合岩的主要形成机制为深熔作用。在深熔作用过程中,没有显著的钾、钠、硅等外来组分的带人和钙、铁、镁等组分的带出。

关键词 混合岩 深熔作用 浅色体 云炉

关于云开大山混合岩的成因,长期以来一直引起争论。莫柱荪¹⁾、陆人雄¹⁾等认为该区混合岩和花岗岩的形成是区域变质作用后期“岩汁”的不断交代引起长石化、花岗岩化作用的结果;刘公民²⁾等则认为该区混合岩的形成是由于加里东期花岗岩的侵入,引起岩体边缘混合交代的结果。由于混合岩的成因与变质岩及花岗岩密切相关,所以该区混合岩成因的解决,无论对云开地区加里东期变质作用环境的认识,还是对花岗质岩石形成机制的研究,都具有重要的理论意义。

近些年来, Grant^[2] 和 Johannes^[3,4] 等从实验的角度探讨了混合岩的形成条件和形成过程; Dougan^[5] 等用结构关系分析法研究了混合岩的成因机制; Olsen^[6,7] 则从组分平衡的角度,用质量平衡算法(mass-balance calculations)研究混合岩形成过程中体系的封闭性,从而把混合岩的研究引向半定量甚至定量化。这些新方法的不断涌现,无疑会进一步推动人们对混合岩成因机理的认识。本文将把这些方法与岩相学、地球化学等研究结合起来,探讨云炉地区混合岩的成因。

1 区域地质概况

云炉属广东高州县管辖,位于粤西云开大山东南部(图1),构造上属华南褶皱系武夷-云开加里东褶皱造山带^[8-10]。云开地区加里东带主要发育一套绿片岩相-角闪岩相的变质岩系,变质岩组合以泥质片岩、变粒岩和片麻岩为主,夹角闪斜长片麻岩、斜长角闪岩

1) 莫柱荪, 粤西桂东地槽区发展简史并重点讨论其中花岗质岩石的演化, 广东地质, 1987, 2(1): 1-8.

2) 刘公民, 关于云开地区加里东混合花岗岩的商榷, 广东地质科技, 1982, (1): 5-11.

本文 1992 年 1 月收到, 5 月改回, 刘淑春编辑。

及角闪辉石岩等。加里东期混合岩和花岗岩广泛出露^{[2][11]}。在角闪岩相变质区常发育递

增变质带,变质带的中心常发育混合岩,有时甚至出现花岗岩。所以云开地区常见变质岩-混合岩-花岗岩三位一体的空间分布关系,反映该区加里东期变质作用、混合岩化作用及花岗岩岩浆作用之间具有密切的成因联系。

云炉混合岩位于高州-云炉变质带和云开腹地一套花岗质岩石之间。详细的野外填图发现,云炉混合岩带宽达数十公里。按混合程度由弱到强,从新垌向云炉方向依次可划分成局部混合岩化带、条带状混合岩带、眼球条带状混合岩带及片麻状混合岩带(图1)。陈斌^[3]认为,该区不同类型变质岩-混合岩的 Rb-Sr 全岩等时线年龄为 $482 \pm 10\text{Ma}$,可能与华南早加里东期的郁南运动相当。

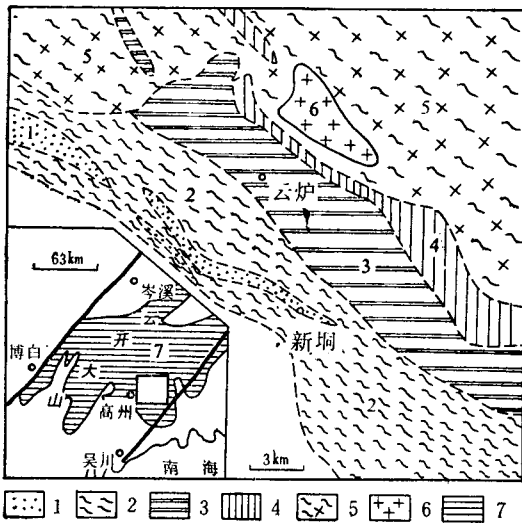


图1 云炉地区混合岩带分布略图

Fig. 1 Schematic map of the Yunlu migmatite zone

图中粗实线代表断裂带,细实线代表突变接触界线,细虚线代表渐变接触界线

- 1. 石榴黑云变粒岩; 2. 部分混合岩化变质岩; 3. 条带状混合岩; 4. 眼球条带状混合岩; 5. 片麻状混合岩; 6. 紫苏花岗岩; 7. 云开大山加里东造山带

Heavy solid lines represent faults. Fine solid lines and dotted lines indicate abrupt boundaries and gradual boundaries respectively

- 1. Garnet-biotite granulite (leptite); 2. migmatitic schist; 3. banded migmatite; 4. augen-banded migmatite; 5. gneissic migmatite; 6. charnockite; 7. Yunkai Caledonian orogenic belt

Bi 20% + Sill 10% + Kfs 10% + Gt 5%)组成。外表颇似变质岩,只是局部有长英质矿物聚集分布而略显不均匀(图版 I-1)。该带处于混合岩化作用开始时的轻微混合交代阶段,其总体结构仍属变质作用的镶嵌结构,由于局部受石英的交代作用影响而出现缝合线状镶嵌结构。

2.2 条带状混合岩

出现黑白相间的基体和脉体(图版 I-2)。基体呈细长条带状,宽 0.5—2cm,主要由 Bi(60%) + Pl(20%) + Cd(5%) + Gt(5%) + Q(5%) ± Sill 等组成。其中斜长石呈残晶状,蚀变强烈, $An = 30-35$; 堇青石呈斑状,与石榴石平衡共生,包裹针状夕线石和

2 云炉混合岩带特征

2.1 局部混合岩带

主要由混合质石榴夕线黑云变粒岩 (P135% + Q 25% + Bi 20% + Sill 10% + Gt 5% ± Kfs)和片岩(Q 40% + Pl15% +

1) 林庆华. 广东信宜合水岩体的基本特征. 广东区域地质,1989,(1): 62—79.

2) 林庆华. 粤西合水、思贺地区花岗岩岩石成因初探. 广东区域地质,1986,(2): 31—44.

3) 陈斌. 云开地区高州-云炉加里东变质带的研究. 南京大学学报(地球科学),待刊.

注: Pl—斜长石; Q—石英; Kfs—钾长石; Bi—黑云母; Sill—夕线石 Gt—石榴石; Cd—堇青石

细小残缕状黑云母。脉体也呈长条带状,但粗细不均($d = 0.5-7\text{cm}$),主要由 $\text{Pl}(40\%) + \text{Q}(40\%) + \text{Kfs}(15\%) \pm \text{Bi} \pm \text{Gt}$ 组成。其中斜长石新鲜干净, $An = 28-32$, 局部或全部呈港湾状外形(图版 I-3),其核部常包裹形态不规则、 An 较高的斜长石残骸(图版 I-3),这都说明岩石曾经历了熔(溶)蚀过程。

2.3 眼球条带状混合岩

该类岩石基本特征与条带状混合岩相近,只是长英质矿物不但呈细长条带状分布,有的开始聚集为眼球状集合体(图版 I-4)。眼球体成分为钾长石、斜长石或长英质矿物集合体。与条带状混合岩相比,眼球条带状混合岩中基体条带变短、变细($d = 0.5-1\text{cm}$),脉体条带变宽,与基体的界线不清。

2.4 片麻状混合岩

该类岩石分布较广,外貌具花岗岩特征,片麻理极明显(图版 I-5)。原来的暗色条带(基体)进一步变短、变细,呈片麻状和短条纹状($d = 0.1-0.3\text{cm}$)。脉体含量进一步增加,矿物粒度明显变粗,常见改造暗色短条纹,两者界线更加模糊。石英交代熔(溶)蚀斜长石等矿物,发育一系列交代结构,但残留的镶嵌结构仍很常见。

综上所述,随着混合程度的增强,混合岩基体逐渐变短、变细,脉体含量不断增加,形态趋于不规则并最终连成一片,使基体和脉体界线越来越模糊。

3 混合岩的成因研究

据 McLellan^[12] 和 Ashworth^[13] 认为,混合岩可由花岗质脉体注入作用(magmatic injection)、交代作用(metasomatism)、深熔作用(anatexis)及变质分异作用(metamorphic differentiation)等机制形成。各种过程与体系的封闭程度及有无熔体(melts)参加等因素关系示于表 1。关于云炉混合岩,笔者从以下几个方面研究其成因。

表 1 混合岩的成因类型

Table 1 Petrogenetic types of migmatite

| | 有熔体参加 | 无熔体参加 |
|---------------|-------|--------|
| 体系开放 | 注入作用 | 交代作用 |
| 体系封闭(水等流体相除外) | 深熔作用 | 变质分异作用 |

3.1 质量平衡计算

据 Olsen^[6,7,14],对条带状混合岩中暗色体(melanosome)、浅色体(leucosome)和中色体(mesosome)进行质量平衡计算,可以定量估算混合岩形成过程中体系的封闭程度,即 K、Na、Si、Ca、Fe、Mg 等组分的带入与带出情况。计算方法大致如下:

1. 用最小二乘法计算方程 $i^{est}(\text{leucosome}) + j^{est}(\text{melanosome}) = \text{mesosome} + R \pm \text{Voatiles}$ 中浅色体与暗色体的相对体积比 i^{est}/j^{est} ,并使 R 达到最小。式中 i^{est} 和 j^{est} 分

别为浅色体和暗色体中氧化物含量, R 为中色体中各氧化物分别与 $i^{obs} + j^{obs}$ 中相应氧化物含量差的平方和。

2. 在求积仪上实测浅色体与暗色体的相对体积比 i^{obs}/j^{obs} 。若计算结果与实测结果相近, 则认为体系封闭; 或用实测值 i^{obs}/j^{obs} 代入上述方程求 R, 若 $R \leq 2\%$, 也可以认为体系封闭。


表 2 条带状混合岩中浅色体、暗色体和中色体化学成分

Table 2 The chemical compositions of leucosome, melanosome and mesosome in striped migmatite

| 样 品 成 分 | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | 总和 |
|-----------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------|
| 中色体 (L68) | 70.35 | 0.63 | 12.66 | 0.95 | 3.75 | 0.15 | 2.28 | 2.42 | 2.05 | 2.80 | 98.04 |
| 暗色体 (L68) | 56.54 | 1.20 | 15.30 | 2.38 | 9.27 | 0.29 | 4.24 | 1.63 | 1.60 | 4.00 | 96.45 |
| 浅色体 (L68) | 75.47 | 0.17 | 12.65 | 0.29 | 1.75 | 0.07 | 0.65 | 1.74 | 2.50 | 3.10 | 98.39 |

样品由北京大学地质系 ICP 室邵宏翔测试。

该方法的应用需满足 2 个条件: ① 浅色体、暗色体和中色体相互接触; ② 混合岩没有强烈变形。笔者选择变形较弱的条带状混合岩 (L68), 用切片机分离相邻的暗色


 计算 (estimated)
 实测 (observed)

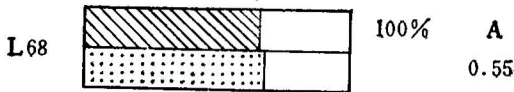


图 2 条带状混合岩质量平衡计算结果

Fig. 2 Results of mass-balance calculations for banded migmatite

A 为 $(i + j)$ 与中色体中各组分差的平方和, L68 是条带状混合岩样号

A is the sum of squares of differences between $(i + j)$ and chemical compositions of mesosomes. L68 represents the number of the striped migmatite

体、浅色体和中色体, 并作化学分析(表 2)。按照上述方法将计算的和实测的结果表示于图 2。由图中可见两者很接近, R (即图中 A) < 2%。所以在混合岩的形成过程中, 没有显著的 K、Na、Si 等外来组分的带入和体系内 Ca、Fe、Mg 等组分的带出, 即体系是近于封闭的(水等流体相除外)。

3.2 斜长石成分

统计并对比混合岩中相邻基体和脉体的斜长石成分, 其结果见表

表 3 相邻基体和脉体中斜长石成分

Table 3 Compositions of plagioclases in coexisting leucosomes and dark-coloured portions

| | 条带状混合岩 | | | | | | | | | 眼球条带状混合岩及片麻状混合岩 | | | | |
|--------------|--------|------|----|------|----|----|------|------|------|-----------------|----|----|------|------|
| 基体斜长石牌号 (An) | 28 | 29 | 30 | 29.5 | 32 | 32 | 32.5 | 34 | 34 | 36 | 38 | 39 | 40 | 40 |
| 脉体斜长石牌号 (An) | 27 | 28.5 | 28 | 29 | 28 | 29 | 32 | 29.5 | 29.5 | 34.5 | 38 | 39 | 38.2 | 38.5 |

3 和图 3。由图中可以看出,与基体中斜长石相比,脉体中斜长石略富钠,并随基体中斜长石成分的变化而变化,表明脉体的形成与基体有关,即受原岩控制。这种特征与由外来花岗质脉体注入作用形成的混合岩不同。后者表现为脉体中斜长石成分均一,不随相邻基体中斜长石成分的变化而变化。

3.3 矿物颗粒空间分布类型

通过对条带状混合岩中浅色体、暗色体和中色体矿物颗粒空间分布类型的研究,可以区分混合岩(特别是其中的浅色体)的成因机制^[5,15]。统计方法是(以浅色体中矿物组成为例):①统计矿物的接触关系和接触频度,并填入表 4。表 4 中每小格代表一种接触类型及其接触频度(记为 O_{ij})。其期望接触频度(以随机分布的假设为前提)为 $E_{ij} = \frac{(\sum C)_{i\rightarrow} \cdot (\sum C)_{\rightarrow j}}{\sum \sum C}$ 。②计算 R 值 ($R = O_{ij}/E_{ij}$),可客观地反映矿物接触关系偏离无序(randomness)的程度。

据 Dougan^[9], $R_{ij} < 1$ 为聚集分布(aggregate distribution),代表变质分异和动力重结晶矿物颗粒的结构特征; $R_{ij} > 1$ 为规则分布(regular distribution),代表平衡的变质岩结构特征; $R_{ij} = 1$ 为随机分布(random distribution),代表熔体结晶的结构特征。笔者选择 28 块典型条带状混合岩薄片(代表性混合岩中主要矿物实际百分含量见表 5),按上述方法对混合岩中浅色体、暗色体和中色体进行矿物颗粒空间分布类型统计,结果见表 6 和图 4。由图 4 中可以看出,中色体的结构属规则分布,代表混合岩中未受改造的变质岩残余部分。暗色体的结构主要属聚集分布,这种结构形式的出现,可能与变质岩部分的易熔长英质组分在温度达到一定程度后而发生熔融并不断迁移的过程有关。因为长英质组分的不断迁移,造成黑云母等难熔矿物的相对集中。浅色体的结构主要属随机分布(部分跨入集中分布区),代表熔融体结晶

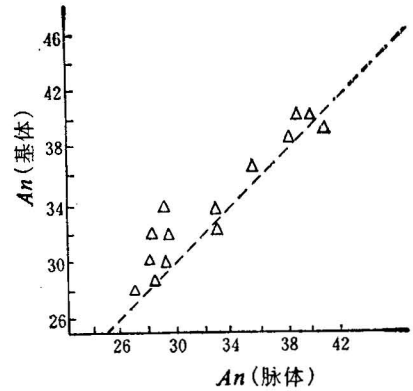


图 3 相邻基体和脉体中斜长石成分关系
Fig. 3 Relationship between plagioclase compositions of coexisting leucosomes and dark-coloured portions

△ 代表不同的混合岩中相邻基体和脉体斜长石的 An 含量
△ Represents the anorthite (An) contents of plagioclases in coexisting leucosomes and dark-coloured portions in migmatite

表 4 浅色体中矿物颗粒接触关系统计示意表格
Table 4 Model for textural relations in leucosomes

| | | | | |
|---|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|
| | Q | P | K | |
| Q | $C_{Q \rightarrow Q}$ | $C_{Q \rightarrow P}$ | $C_{Q \rightarrow K}$ | $(\sum C)_{Q \rightarrow}$ |
| P | $C_{P \rightarrow Q}$ | $C_{P \rightarrow P}$ | $C_{P \rightarrow K}$ | $(\sum C)_{P \rightarrow}$ |
| K | $C_{K \rightarrow Q}$ | $C_{K \rightarrow P}$ | $C_{K \rightarrow K}$ | $(\sum C)_{K \rightarrow}$ |
| | $(\sum C)_{\rightarrow Q}$ | $(\sum C)_{\rightarrow P}$ | $(\sum C)_{\rightarrow K}$ | $\sum \sum C$ |

注: Q、P、K 分别代表石英、斜长石和钾长石。

表 5 混合岩中暗色体、浅色体和中色体主要矿物百分含量
 Table 5 Contents (%) of main minerals in melanosomes, leucosomes and mesosomes of migmatites

| 样 品 矿物及含量 | 暗 色 体 | | | | 浅 色 体 | | | | 中 色 体 | | | |
|--------------|-------|-----|-----|-----|-------|-----|-----|------|-------|-----|-----|-----|
| | L68 | L34 | L95 | L88 | L74 | L74 | L95 | L100 | L100 | L68 | L98 | L95 |
| 石 英 | 11 | 10 | 12 | 11 | 40 | 40 | 42 | 38 | 26 | 28 | 28 | 27 |
| 斜 长 石 | 29 | 30 | 30 | 32 | 35 | 37 | 35 | 38 | 34 | 33 | 35 | 35 |
| 钾 长 石 | | | | | 20 | 18 | 20 | 24 | 11 | 12 | 12 | 12 |
| 黑 云 母 | 60 | 60 | 58 | 57 | 5 | 5 | <5 | | 27 | 27 | 25 | 26 |

表 6 R 值统计结果
 Table 6 Analytical results of R

| | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|--------|---------|
| 浅 色 体 | P1-P1 | P1-Q | Q-Q | Kfs-P1 | Kfs-Kfs |
| | 0.92 | 0.89 | 1.14 | 1.01 | 1.18 |
| | 0.89 | 0.94 | 1.17 | 0.91 | 0.97 |
| | 1.20 | 1.10 | 1.24 | | |
| 中 色 体 | Bi-Bi | Bi-P1 | P1-P1 | P1-Q | |
| | 0.80 | 1.26 | 0.64 | 1.27 | |
| | 0.51 | 1.15 | 0.54 | 1.31 | |
| | 0.60 | 1.38 | 0.57 | 1.35 | |
| | 0.50 | 1.37 | | | |
| 暗 色 体 | Bi-Bi | Bi-P1 | P1-P1 | P1-Q | |
| | 1.47 | 0.86 | 1.35 | 1.04 | |
| | 1.46 | 0.74 | 1.21 | 0.90 | |
| | 1.37 | 0.89 | | | |
| | 1.27 | 1.04 | | | |
| | 1.30 | 0.70 | | | |

注: P1-斜长石; Q-石英; Kfs-钾长石; Bi-黑云母
 样品在中国地质大学(北京)图像分析室完成(1990)。

的结构特征。因此从结构分析的角度看,混合岩中浅色条带主要是熔体结晶而成。

3.4 混合岩的地球化学

根据部分混合岩化变质岩(混合质变粒岩、片岩等)、条带状混合岩、眼球条带状混合岩、片麻状混合岩及花岗质浅色体的稀土元素 La、Sm 含量(表 7), 得出其 La/Sm-La 的变化关系图(图 5)。可以看出, 所有投点均大致分布于一条斜线上, 表明混合岩的形成受同一机制—深熔作用(或部分熔融作用)控制^[16]。这与结构分析的结论相吻合。

3.5 云炉地区变质背景

根据文前已知, 混合岩中常见石榴夕线黑云片岩和石榴堇青黑云片麻岩等残留体、残留条带, 其主要矿物组合为夕线石+石榴石+黑云母+石英±钾长石和石榴石+堇青

表 7 不同类型混合岩中 La、Sm 含量($\times 10^{-6}$)

Table 7 Contents of La and Sm in migmatites ($\times 10^{-6}$)

| | 混合质变粒岩、片岩 | | 条带状混合岩 | | | 眼球条带状混合岩 | | 片麻状混合岩 | | | | 花岗质浅色体 | | | |
|-------|-----------|------|--------|------|------|----------|------|--------|------|------|------|--------|------|------|------|
| | | | | | | | | | | | | | | | |
| La | 37.6 | 48.2 | 50.6 | 34.6 | 33.9 | 64.6 | 48.9 | 28.2 | 48.2 | 36.4 | 43.2 | 28.8 | 20.4 | 23.9 | 31.9 |
| Sm | 6.57 | 8.52 | 7.62 | 5.92 | 5.96 | 9.61 | 7.78 | 5.86 | 8.41 | 6.78 | 8.1 | 6.39 | 4.81 | 5.34 | 6.3 |
| La/Sm | 5.75 | 5.64 | 6.67 | 5.95 | 5.68 | 6.72 | 6.36 | 4.82 | 5.73 | 5.38 | 5.33 | 4.5 | 4.24 | 4.48 | 5.06 |

注: 样品由北京大学地质系 ICP 室邵宏翔测试(1990)。

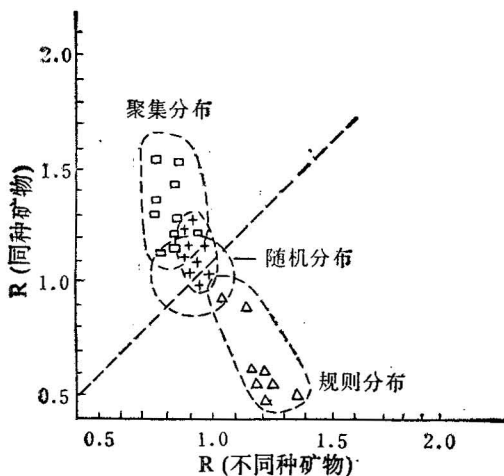


图 4 浅色体、暗色体和中色体中矿物颗粒空间分布类型

Fig. 4 Spatial distribution of crystals in leucosomes, melanosomes and mesosomes

□. 暗色体; +. 浅色体; △. 中色体

□. Melanosome; +. leucosome; △. mesosome

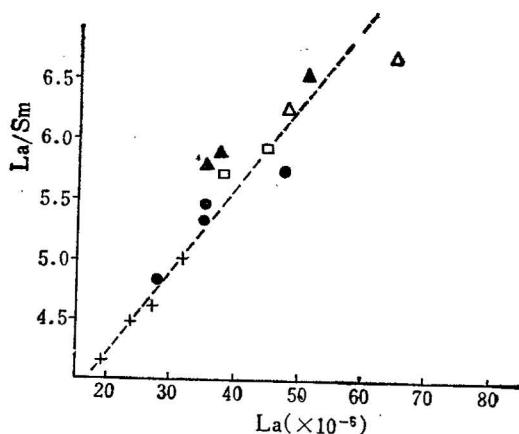


图 5 混合岩及花岗质浅色体的 La/Sm-La 图

Fig. 5 La/Sm-La diagram for migmatites and granitic leucosomes

+ . 花岗质浅色体; ● . 片麻状混合岩; △ . 眼球条带状混合岩; ▲ . 条带状混合岩; □ . 混合质变粒岩、片岩

+ . Granitic leucosome; ● . gneissic migmatite; △ . augen-banded migmatite; ▲ . banded migmatite; □ . migmatitic granulite and schist

表 8 石榴石和堇青石电子探针分析结果

Table 8 Microprobe analysis of garnet and cordierite

| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | 总 和 | | |
|-----|------------------|--------------------------------|------------------|------------------|------------------|-------|-------|-------|-------|
| 石榴石 | 36.75 | 21.62 | 30.90 | 5.28 | 5.99 | 2.32 | 100.9 | | |
| 堇青石 | 48.58 | 33.67 | 7.38 | 0.53 | 8.69 | 0.08 | 99.34 | | |
| | Si | Al ^{IV} | Al ^{VI} | Fe ³⁺ | Fe ²⁺ | Mn | Mg | Ca | 氧 原 子 |
| 石榴石 | 2.824 | 0.176 | 1.718 | 0.408 | 1.577 | 0.344 | 0.686 | 0.191 | 12 |
| 堇青石 | 4.918 | 1.082 | 2.935 | 0.224 | 0.401 | 0.045 | 1.312 | 0.009 | 18 |

注: 样品由北京大学地质系电子探针室舒桂明测试(1990)。

石+黑云母+斜长石+石英±钾长石等。笔者根据平衡共生的石榴石、堇青石的矿物成分(表 8), 联立 Currie^[17]、Thompson^[18] 和 Holdaway^[19] 标定的石榴石-堇青石矿物对温压计算公式, 获得云炉地区变质作用温压条件为 $t = 716-771^{\circ}\text{C}$ 、 $P = (4.2-5.2) \times 10^8\text{Pa}$, 达到高角闪岩相甚至麻粒岩相下限。

4 讨论与结论

从条带状混合岩中相邻浅色体、暗色体和中色体的质量平衡计算和斜长石成分的统计对比可以看出, 本区混合岩的形成是体系内部组分自身调整的结果, 浅色体的形成主要受原岩成分控制。也就是说, 在混合岩的形成过程中, 没有显著的 K、Na、Si 等外来组分的带入和 Ca、Fe、Mg 等组分的带出, 即体系是近于封闭的(水等流体相除外)。这表明, 云炉混合岩的形成过程与由花岗质脉体注入交代和由深部上升的“岩汁”交代等机制形成混合岩的过程不同, 后者是在开放的体系中进行的。但必须指出, 这个结论是在标本的尺度上进行质量平衡计算得出, 在更大的范围内, 组分的交换可能是不可避免的; 再者, 在熔融程度较低时, 组分的交换可能较有限, 但随着熔融程度的增大和熔体量的增加, 熔体将在有利的构造运动影响下发生迁移, 从而产生物质交换。所以体系的“封闭”只是相对的。

混合岩矿物颗粒空间分布类型研究表明, 混合岩中浅色体是由熔体结晶而成。由于在混合岩形成过程中体系是近于封闭的, 这种熔体不可能是外来花岗质脉体注入形成, 只可能是变质岩本身在适当的温压条件下发生深熔作用的结果。混合岩的地球化学及云炉地区变质背景的研究支持这一结论。本区早加里东期发生的区域变质作用^[1]的峰期变质条件达高角闪岩相甚至麻粒岩相下限, 这样的温压条件足以使变质岩中的低熔长英质组分发生部分熔融^[3,4]。一些岩相学特征, 如混合岩浅色条带中斜长石晶体与石英接触处常发育完好晶面(有时被石英熔蚀而发育港湾状熔蚀结构, 图版 I-3), 以及有的斜长石内部含形态不规则、较富 An 的斜长石残骸等, 都是深熔作用发生的证据^[20]。当然, 混合岩的形成过程是非常复杂的, 混合岩化作用的机制往往不只一种。交代作用和变质分异作用也可能与深熔作用并存, 只是规模和影响很有限。深熔作用可能是该区混合岩最主要的形成机制。

从新垌向云炉方向, 混合岩的分带是由于深熔作用程度不同造成。随着深熔作用的发展和熔体量的增加, 熔体与残留体的作用增强, 混合岩由不均匀向均匀化发展。该区加里东期花岗质岩体^[10,11]的形成可能与越来越多的熔融体在有利的构造部位不断分离出去的过程有关。

本文得到国家教委博士点专项基金和北京中关村联合分析测试中心资助, 是在董申保教授的悉心指导下完成; 工作中还得到广东省地质矿产局刘公民、符力奋、覃慕陶高级工程师及广东省区测队潘维祖、林庆华高级工程师的热情帮助; 吴宏海同志参加了野外工作, 在此表示衷心的感谢。

1) 叶伯丹. 两广云开地区同位素地质年龄数据及其地质意义, 广东地质, 1989, 4(3): 39—55.

参 考 文 献

- 1 陆人雄. 阳春大王山岩体的成因特征. 中山大学学报(自然科学版), 1984, (3): 107—111.
- 2 Grant J A. Phase equilibria in partial melting of pelitic rocks. In: Ashworth, J. A., ed. *Migmatites*. Glasgow: Blackie & Son Ltd., 1985. 86—144.
- 3 Johannes W. Metastable melting in the granite system Qz-Or-Ab-H₂O. *Contrib. Miner. Petrol.*, 1980, 72(1): 73—80.
- 4 Johannes W. The significance of experimental studies for the formation of migmatites. In: Ashworth, J. A., ed. *Migmatites*. Glasgow: Blackie & Son Ltd., 1985. 36—85.
- 5 Dougan T W. Textural relations in melanosomes of selected specimens of migmatitic pelitic schists: Implications for leucosome-generating process. *Contrib. Miner. Petrol.*, 1983, 83(1): 82—98.
- 6 Olsen S N. Open-and closed- system migmatites in the Front Range, Colorado. *Am. J. Sci.*, 1982, 282(10): 1596—1622.
- 7 Olsen S N. A quantitative approach to local mass balance in migmatites. In: Atherton, M. P. and Gribble, C. D., ed. *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Nantwich: Shiva Publishing Ltd., 1983. 201—233.
- 8 贺同等. 华南及闽浙东部亚区的变质作用与地壳演化. 见: 董申保等著, 中国变质作用及其与地壳演化的关系. 北京: 地质出版社, 1982. 170—184 页.
- 9 孙明志, 徐克勤. 华南加里东花岗岩及其形成地质环境试析. 南京大学学报(地球科学), 1990, (4): 10—22.
- 10 广东地矿局. 广东区域地质志. 北京: 地质出版社, 1988. 392—826 页.
- 11 莫柱蒜, 叶伯丹. 南岭花岗岩地质学. 北京: 地质出版社, 1980. 320—342 页.
- 12 McLellan E L. Sequential formation of subsolidus and anatectic migmatites in response to thermal evolution, Eastern Scotland. *J. Geol.*, 1989, 97(2): 165—182.
- 13 Ashworth J A. Genesis of the Skagit gneiss migmatites, Washington, and the distinction between possible mechanisms of migmatization: Discussion. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1979, 90(9): 887—888.
- 14 Olsen S N. Mass-balance and mass-transfer in migmatites from the Colorado Front Range. *Contrib. Miner. Petrol.*, 1984, 85(1): 30—44.
- 15 Dougan T W. Melting relations and trace element relationships in selected specimens of migmatitic pelites from New Hampshire and Maine. *Contrib. Miner. Petrol.*, 1981, 78(3): 337—344.
- 16 Allegre C J, Minster J F. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 1978, 38(1): 1—25.
- 17 Currie K L. The reaction $3 \text{Cordierite} = 2 \text{Garnet} + 4 \text{Sillimanite} + 5 \text{Quartz}$ as a geological thermometer in the Opinicon Lake Region, Ontario. *Contrib. Miner. Petrol.*, 1971, 33(3): 215—226.
- 18 Thompson A B. Mineral reactions in pelitic rocks. *Am. J. Sci.*, 1976, 276(4): 401—454.
- 19 Holdaway M J, Lee S M. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contrib. Miner. Petrol.*, 1977, 63(2): 175—198.
- 20 Vernon R J, Collins W J. Igneous microstructures in migmatites. *Geology*, 1988, 16(12): 1126—1129.

ON THE ORIGIN OF MIGMATITES IN YUNLU, WEST GUANGDONG PROVINCE

Chen Bin and Huang Fusheng

(*Department of Geology, Peking University*)

Abstract

The Yunlu migmatites occur in the south-eastern part of the Yunkai Caledonian orogenic belt, South China. The NE-trending belt is composed mainly of pre-Devonian metapelitic rocks, migmatites and large volumes of granites. The metamorphism in the area, with an isotopic age range of 430—510Ma, is characterized by greenschist-amphibolite facies. Progressive metamorphic zones always can be found in amphibolite-facies metamorphic terranes, in which migmatite zones and granitic rocks were subsequently developed.

According to field mapping, from Xindong to Yunlu there are successively developed migmatitic schists, banded migmatites, augen-banded migmatites and gneissic migmatites whose migmatization grade increases progressively. This paper deals with the origin of the migmatites in the following aspects: (1)The contrast of composition of plagioclases in migmatites suggests that the composition of plagioclases in dark-coloured portions greatly depends on the variation of that in leucosomes. This implies that the formation of leucosomes is likely associated with the nearby metamorphic rocks rather than with the externally magmatic injection. (2)The mass-balance calculations made for coexisting leucosomes, melanosomes and mesosomes of the banded migmatites indicate that the introduction of K, Na and Si and removal of Ca, Fe and Mg are highly limited in the process of migmatization. In other words, the system is nearly close, with the exception of volatiles, e.g. H₂O. The process is apparently different from metasomatism of the ichor which requires an open system. (3)Studies on the textural relationships of migmatites demonstrate that the leucosomes in migmatites principally originated from granitic melts, which were derived by anatexis of nearby metapelitic rocks. Petrographic and geochemical researches supports the conclusion.

Key words: migmatites, anatexis, leucosome, Yunlu

作 者 简 介

陈斌,生于1964年2月。1985年毕业于长春地质学院地质系,1991年获北京大学地质系岩石学专业博士学位。现为北京大学地质学系讲师,从事造山带变质作用及花岗质岩浆作用研究。通讯处:北京大学地质学系。邮政编码:100871。