

# 花岗岩中的钾长石巨晶： 以南岭佛冈花岗质杂岩体中微斜长石巨晶为例

徐夕生，周新民，王德滋

(南京大学地球科学系及内生金属矿床成矿作用国家重点实验室、南京 210093)

**摘要：**野外地质观察和岩石显微结构研究表明，佛冈花岗质杂岩体中微斜长石巨晶是岩浆结晶的产物，不是交代斑晶，也不是变斑晶。它们与基质中的微斜长石构成双峰式粒径，反映了岩浆的两阶段结晶历史。由于微斜长石是钾长石的低温变体，因此一种可能的机制是佛冈花岗质杂岩岩浆在侵位和基本固结后，冷却缓慢，使早结晶的正长石转变为微斜长石。此外，在新近的研究中，还发现了罕见的、但在佛冈花岗质杂岩体中为数不少的“十字”贯穿式双晶微斜长石，以及微斜长石巨晶的“环斑”和“珠边”结构。

**关键词：**微斜长石巨晶；微花岗岩类包体；晶体生长动力学；花岗岩；南岭

**中图分类号：**P578.968；P586.121 **文献标识码：**A **文章编号：**1006-7493(2002)02-121-08

## 1 引言

花岗岩是大陆地壳的主要组分，是研究造山作用过程的关键。在花岗岩类中常见大的半自形—自形钾长石晶体，其中最为普遍的是微斜长石<sup>[1,2]</sup>，少量为正长石<sup>[3]</sup>。这种钾长石巨晶(megacryst)一般长2~6cm，最大可达8~20cm。它们在岩体中一般分布较均匀，有时局部聚集，常具简单双晶，多表现出典型的亚固相线出溶作用的特征。这些巨晶是斑晶，交代斑晶，还是变斑晶，以及它们与其它矿物结晶的先后次序等问题仍然存在较大的争议<sup>[1,4,5]</sup>。

佛冈花岗质杂岩体是广东省，也是南岭地区最大的一个花岗岩岩基，出露面积近6000km<sup>2</sup>，地理上涉及的主要县市包括广宁、从化、佛冈、新丰等，它具有三大基本地质特点。

(1)“大而杂” 详细的1:25万区域地质调查填图工作表明，巨大的佛冈花岗质杂岩体由晚三叠世—白垩纪之间14次不同时代不同阶段的侵入岩组成，并受东西向佛冈—丰良断裂和北东向恩平—新丰断裂联合控制侵位。其岩石类型包括<sup>[6]</sup>：晚三叠世的石英闪长岩；早侏罗世的中细粒斑状黑云母二长花岗岩；中侏罗世的中细粒(斑状)花岗闪长岩→细粒斑状黑云母二长花岗岩→中粒斑状黑云母二长花岗岩；晚侏罗世的中粗粒斑状黑云母二长花岗岩→中粒斑状黑云母二长花岗岩→细粒斑状黑云母二长花岗岩及碱性杂岩(包括方钠霓辉正长岩)<sup>①</sup>；早白垩世的粗粒黑云母二长花岗岩→中粒斑状黑云母二长花岗岩→细粒斑状黑云母二长花岗岩→细粒含斑黑云母二长花岗岩；晚白垩世的细粒黑云母花岗岩。

(2)普遍含“钾长石巨晶” 在上述佛冈花岗质杂岩体的14个单元中，晚三叠世的石英闪长岩、晚侏罗世的碱性杂岩及晚白垩世的细粒黑云母花岗岩的出露面积不足整个杂岩体出露

**基金项目：**国家自然科学基金(40132010)和国家杰出青年基金(40125007)资助项目

**第一作者简介：**徐夕生，男，1962年2月出生，现任南京大学地球科学系教授、博士生导师，主要从事岩石矿物学研究工作。

① 刘昌实，陈小明，王汝成，等. 广东从化石岭方钠石正长岩矿物学特征及成因. 矿物学报, 2002(待刊).

面积的10%；而中侏罗世—早白垩世的花岗质岩石约占整个杂岩体出露面积的90%，构成杂岩体的主体，并且各个单元都具斑状结构，斑晶为自形的“钾长石巨晶”。因此，佛冈花岗质杂岩体的主体普遍含“钾长石巨晶”，只是“钾长石巨晶”在杂岩体中产出的大小及分布不均匀。

(3) 常见“微花岗岩类包体” 在上述佛冈花岗质杂岩体主体中普遍含细粒、暗色、有时为斑状的石英闪长质—花岗闪长质岩石包体，即“微花岗岩类包体”，它们在花岗质杂岩体中的分布不均匀。

佛冈花岗质杂岩体的三个基本地质特点，决定了它在南岭花岗岩地质与岩石圈演化研究中的重要性。通过两次对该杂岩体大规模的野外地质工作以及大量岩石显微结构的研究，结合实验岩石学的研究成果，本文拟对佛冈花岗质杂岩体中“钾长石巨晶”和“微花岗岩类包体”的特征和成因进行深入论述，并由此探讨佛冈花岗质杂岩体的结晶条件和结晶历史。

## 2 佛冈花岗质杂岩体中钾长石的基本特征

### 2.1 钾长石巨晶的主要特征

(1) 自形 佛冈花岗质杂岩体中“钾长石巨晶”，一般2~4cm，少数可达12cm（长轴尺寸）。在风化露头及采石坑岩石断面上均表现出自形的形态（照片A,B）。显微镜下也表现出自形的形态，但巨晶的边缘不平直（见下述“珠边”结构），说明巨晶向外的生长过程受熔体的成分和结晶条件的制约。

(2) 双晶 在风化露头及岩石断面上，可以从解理和晶面看出这些长石巨晶普遍发育Carlsbad律简单双晶。在本次研究中还发现了罕见的、但在佛冈花岗质杂岩体中为数不少的类似于早在Cornwall Redruth地区发现的“十字”贯穿式双晶<sup>[7]</sup>（照片C）。它们实质上是由两组Carlsbad律简单双晶构成的。研究资料表明，变质岩中的钾长石少见此类Carlsbad律双晶<sup>[2]</sup>，因此，这些普遍的Carlsbad律双晶为佛冈花岗质杂岩体中钾长石巨晶的岩浆结晶成因提供了证据。但是，在显微镜下，除了可见Carlsbad律双晶外，还可见到微斜长石格子双晶（grid-twinning）。

(3) 择优定向及成群性 与世界上其它地区花岗岩中的钾长石巨晶一样<sup>[1,2,8]</sup>，佛冈花岗质杂岩体中的钾长石巨晶常成群出现，并呈定向、半定向排列（照片A,B）。这些板条状钾长石巨晶构成了明显的花岗岩构造线理，而基质并没有这种明显的构造线理，也没有受应力作用而在显微镜下呈现矿物的波状消光现象。因此，这种钾长石巨晶的择优定向是岩浆流动的标志，成群性往往是流动分选的结果。

(4) 矿物包裹体 佛冈花岗质杂岩体中的钾长石巨晶普遍含黑云母、斜长石、磷灰石等矿物包裹体（照片B），它们的颗粒大小通常比基质中的同种矿物小。与其它地区<sup>[2,9]</sup>花岗岩中的钾长石巨晶不一样的是，佛冈花岗质杂岩体中钾长石巨晶的矿物包裹体主要集中在巨晶的核部。但是，石英包裹体主要集中在巨晶的边部（见下述“珠边”结构），显示出巨晶生长的两阶段历史。

(5) “环斑”和“珠边” 佛冈花岗质杂岩体中的钾长石呈肉红色，斜长石为灰白色。有时在岩石露头上可以清楚地看出钾长石巨晶具斜长石（更长石）膜，而构成“环斑”。这种“环斑”结构表明它们是岩浆中快速晶出的结果<sup>[10,11]</sup>。佛冈花岗质杂岩体中钾长石巨晶的石英包裹体主要集中在巨晶的边部，甚至外延到基质中，而构成“珠边”结构。这与周金城（1981）<sup>①</sup>提出

① 周金城 浙江桐庐次火山岩的特征和成因. 南京大学硕士研究生论文, 1981.

的浙江桐庐次火山岩中钾长石斑晶的“珠边”结构十分相象。

(6) 出溶条纹和韵律环带 佛冈花岗质杂岩体中的钾长石巨晶普遍具出溶条纹, 出溶的钠长石大多呈细条纹状, 一般分布在矿物颗粒的内部, 表现出矿物内部成分调整而出溶的特征。即便是具微斜长石格子双晶的巨晶也呈现出溶条纹。此外, 在显微镜下有时可见钾长石巨晶微弱的韵律环带。

(7) 三斜度 佛冈花岗质杂岩体中的钾长石巨晶实质上是微斜长石巨晶, 经 X-粉晶衍射分析表明, 其三斜度为 0.963,  $t_{10} + t_{1m} = 0.970$ ,  $t_{20} = t_{2m} = 0.015$ , 属最大微斜长石。因此, 它们的有序度较高。

## 2.2 钾长石基质特征

钾长石在佛冈花岗质杂岩体中除了构成巨晶外, 还有大量的存在于基质中。基质中的钾长石也是微斜长石, 呈它形粒状, 出溶条纹, 普遍具 Carlsbad 律双晶, 有时具微斜长石格子双晶。但基质中的微斜长石没有斜长石(更长石)膜, 表明钾长石巨晶和斜长石(更长石)膜构成的“环斑”形成在先。此外, 基质中的钾长石, 除石英外几乎不含其它矿物包裹体, 因此, 它们可能是继钾长石巨晶的“珠边”形成后结晶的产物。

## 3 包体中的钾长石巨晶

钾长石巨晶在佛冈花岗质杂岩体及其微花岗岩类包体中可以同时产出。但包体中的钾长石巨晶通常较少、较小, 有时钾长石巨晶横跨包体与寄主岩的边界。更为惊讶的是, 作者在花岗闪长质包体中找到了与寄主岩中钾长石巨晶相仿的“十字”贯穿式双晶(照片 D)。因此, 如果解决微花岗岩类包体的成因, 将会对钾长石巨晶的成因提供重要的证据。

种种野外地质现象及岩石显微结构表明, 佛冈花岗质杂岩体中的微花岗岩类包体是岩浆包体, 它们具有如下特征。

(1) 包体形态 佛冈花岗质杂岩体中的微花岗岩类包体呈水滴状、流变透镜状或浑圆状。

(2) 石英眼斑 在佛冈微花岗岩类包体中常见石英眼斑, 约 4~5mm 大小, 边缘围绕黑云母和角闪石暗色矿物。

(3) 嵌晶结构 包体具明显的嵌晶结构(照片 E), 石英呈枝晶状包裹斜长石、黑云母和角闪石等矿物。

(4) 针状磷灰石 包体中的磷灰石呈针状, 长宽比可达 25:1 以上(照片 F), 有时包体中的角闪石和黑云母也呈针状; 而在相邻寄主花岗岩中的磷灰石呈短柱状, 长宽比在 5:1 以下。

(5) 成分 石英闪长质、花岗闪长质成分。除钾长石巨晶外, 包体中几乎没有呈其它形式产出的钾长石。

比较花岗岩中不同成因岩石包体的特征<sup>[12~14]</sup>, 可以认为佛冈花岗质杂岩体中的微花岗岩类包体是由岩浆混合作用形成的产物, 其中的钾长石巨晶是来自寄主岩浆中的“俘虏晶”。

## 4 长石巨晶成因讨论

### 4.1 巨晶与斑晶、变斑晶、碎斑、交代斑晶的区别

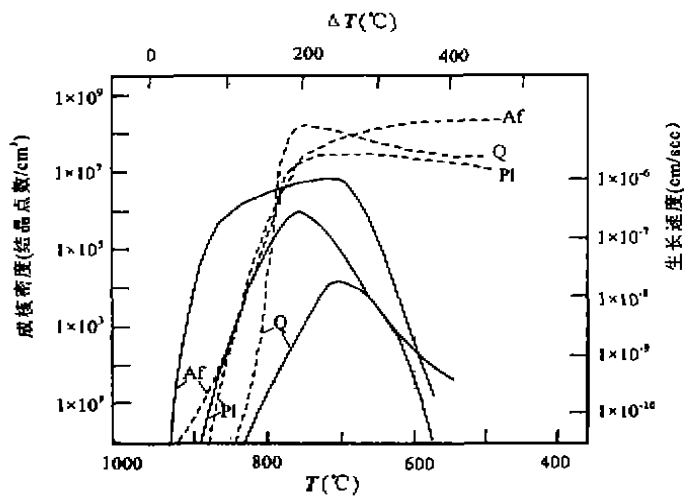
巨晶(megacryst)是指肉眼容易识别的大的矿物晶体, 其长轴大小通常在厘米级以上, 没有成因含义。但大多数文献中描述的巨晶是斑晶。斑晶(phenocryst)是指肉眼或用放大镜容易识别的大的矿物晶体, 是从熔体中结晶出来的。变斑晶(porphyroblast)是指在基本固态的

基质中通过重结晶或变质反应形成的大的矿物晶体。碎斑 (porphyroclast) 是指在构造作用过程中导致变形或破碎的大的矿物晶体。交代斑晶 (metasomatic phenocryst) 是指由交代作用形成的斑晶, 如 L. G. Collins and B. J. Collins (2002) 认为, 美国加州 Cathedral Peak 花岗闪长岩中的微斜长石巨晶是由对斜长石的钾交代形成的<sup>[1]</sup>。

上述佛冈花岗质杂岩体中钾长石巨晶的种种特征表明, 它们是从熔体中结晶出来的斑晶。其中最为明显的证据是: ① 出溶条纹和韵律环带的发育, Long 和 Luth (1979; 1986)<sup>[4, 15]</sup> 对美国新墨西哥 Dixon-Penasco 花岗质岩石中的钾长石巨晶进行了详细的电子探针剖面分析, 发现钾长石巨晶的 Ba 含量从中心到边缘发生韵律性的变化, 并通过测定 Ba 分配系数及实验岩石学的花岗岩矿物结晶序列, 建立了花岗质岩石中的钾长石巨晶成分环带的变化数学模式, 同时证明这些巨晶是从熔体中结晶出来的; ② 巨晶的“环斑”和“珠边”结构, 表明其快速结晶的历史; ③ 微花岗岩类岩浆包体中出现来自寄主岩浆的钾长石巨晶——“捕虏晶”。

#### 4.2 钾长石巨晶的晶体生长动力学

矿物开始从熔体中晶出时, 往往是低于液相线温度, 即在过冷状态下结晶。产生过冷状态的原因可以概括为两个方面<sup>[16]</sup>: ① 当矿物结晶时, 离子之间需要进行调整、迁移和组合。但是, 由于岩浆的粘度, 离子之间的扩散与组合受阻而未能在正常结晶温度下顺利结晶, 从而产生过冷状态; ② 由于结晶开始后, 放出结晶潜热, 使刚刚晶出的小晶体重新熔化, 从而需要熔体下降到更低的温度 (即过冷状态) 方能保证晶体的析出。过冷度的大小, 即过冷度, 以  $\Delta T$  表示,  $\Delta T = T_A - T_B$ , 是液相线温度 ( $T_A$ ) 和晶体实际结晶温度 ( $T_B$ ) 的差。晶体从熔体中析



Pl—斜长石 (plagioclase); Af—碱性长石 (alkali feldspar); Q—石英 (quartz)

实线—生长速度 (Solid line—growth rate); 虚线—成核密度 (Dash line—nucleation density); 点线—结晶温度 (Dot line—crystallization temperature)

图1 晶体生长速度、成核密度与结晶温度关系图解 (根据文献<sup>[17]</sup>)

Fig. 1 The relationship of growth rate, nucleation density and temperatures (after <sup>[17]</sup>)

出, 包括成核和生长两个过程, 大量实验岩石学成果表明, 晶体的成核和生长与过冷度 ( $\Delta T$ ) 密切相关。成核密度 (nucleation density) 是指单位体积内的晶核数, 以“晶核数/cm<sup>3</sup>”或“结晶点数/cm<sup>3</sup>”表示。晶体生长速度 (growth rate) 是指单位时间内所生长的晶体粒径的大小。以 cm/sec 或  $\mu$ /sec 表示。

Swanson (1977)<sup>[17]</sup>、Fenn (1977)<sup>[18]</sup> 和 Dowty (1980)<sup>[19]</sup> 等对花岗质熔体中矿物的结晶、生长进行了大量的实验岩石学工作。利用 Swanson (1977) 合成花岗闪长岩 + 6.5% H<sub>2</sub>O 的实验图解 (如图 1), 基本可以解释佛冈花岗质杂岩体中钾长石巨晶的特征。

在熔体温度为 850°C, 过冷度  $\Delta T \approx 100^\circ\text{C}$  时, 钾长石和斜长石 (以及黑云母等) 矿物同时开始结晶, 但石英尚未开始晶出。钾长石的成核

密度约为  $1 \times 10^2$  结晶点数/cm<sup>3</sup>, 生长速度约为  $5 \times 10^{-7}$  cm/sec, 斜长石的成核密度约为  $1 \times 10^2$  结晶点数/cm<sup>3</sup>, 生长速度约为  $1 \times 10^{-9}$  cm/sec。因此, 钾长石与斜长石的成核密度相仿, 但钾长石的生长速度远大于斜长石的生长速度, 这与佛冈花岗质杂岩体中出现钾长石巨晶, 而不是斜长石巨晶, 以及斜长石(以及黑云母等)矿物被包裹在钾长石巨晶中的特征是一致的。

在熔体温度约为 780℃, 过冷度  $\Delta T \approx 170^\circ\text{C}$  时, 石英的成核密度约为  $1 \times 10^7$  结晶点数/cm<sup>3</sup>, 而钾长石的成核密度约为  $2 \times 10^6$  结晶点数/cm<sup>3</sup>, 显然, 石英比钾长石的成核密度大。但是, 此时钾长石的生长速度约为  $7 \times 10^{-7}$  cm/sec, 比石英的生长速度(约为  $7 \times 10^{-10}$  cm/sec)大得多。从而石英呈细粒状分布于钾长石中形成“珠边”结构。此时, 斜长石的成核密度约为  $2 \times 10^6$  结晶点数/cm<sup>3</sup>, 生长速度约为  $1 \times 10^{-7}$  cm/sec。

在熔体温度约为 600℃, 过冷度  $\Delta T \approx 350^\circ\text{C}$ , 即花岗质岩浆的共结点温度时, 钾长石、斜长石和石英的生长速度相近, 约为  $5 \times 10^{-10} \sim 2 \times 10^{-9}$  cm/sec, 但成核密度仍高居不下, 约为  $2 \times 10^7 \sim 2 \times 10^8$  结晶点数/cm<sup>3</sup>。因此, 佛冈花岗质杂岩体基质中的钾长石、斜长石和石英结晶均在岩浆演化的较晚期结晶成较细的颗粒, 与钾长石巨晶构成了双峰式粒径。

因此, 佛冈花岗质杂岩体中的钾长石并非遵循鲍文结晶序列由岩浆晚期结晶的, 而是基本上在 780℃~850℃ 和 600℃ 两阶段结晶的, 反映了岩浆结晶历史的两步曲。这样的结晶温度与赵子杰等(1987)<sup>[20]</sup> 根据佛冈花岗质杂岩体中黑云母成分估算的岩浆结晶温度基本一致。

#### 4.3 缓慢的冷却史

Swanson (1977)<sup>[17]</sup> 的实验岩石学成果, 较好地解释了佛冈花岗质杂岩体中钾长石的特征。然而, 佛冈花岗质杂岩体中钾长石是微斜长石。微斜长石通常被认为是在低温下结晶的具 Si-Al 有序结构的钾长石稳定变体, 通常与钠长石构成条纹形成微斜条纹长石, 其稳定温度通常在 450℃ 以下, 一般为  $375^\circ\text{C} \pm 50^\circ\text{C}$ <sup>[21]</sup>。矿物学研究表明<sup>[22]</sup>, 具简单双晶的微斜长石一般是在 450℃ 以下的条件下结晶的; 从单斜正长石到中微斜长石, 其转变温度也约为 450℃, 但 Ribbe (1983)<sup>[23]</sup> 认为这一温度可高至 500℃。因此, 佛冈花岗质杂岩体中的钾长石可能首先是在高温(600℃~850℃)下结晶的正长石/条纹长石, 此后由于岩体缓慢冷却, 钾长石(包括巨晶和基质)从单斜的正长石转变为三斜的最大微斜长石。

笔者注意到, 有的钾长石颗粒在显微镜下部分显示格子双晶, 部分不显格子双晶, 这是否反映了单斜正长石向三斜微斜长石的逐渐转变尚未全部完成, 将有待进一步研究。

## 5 结 论

(1) 佛冈花岗质杂岩体中微斜长石巨晶是岩浆结晶的产物, 不是交代斑晶, 也不是变斑晶。

(2) 双峰式粒径微斜长石反映了岩浆的两阶段结晶史, 很可能反映了从岩浆房到侵位这两个岩浆结晶过程。

(3) 一种可能的机制是佛冈花岗质杂岩体在其岩浆侵位和基本固结后, 冷却缓慢, 使早结晶的正长石发生 Si-Al 有序化而转变为微斜长石。

致 谢: 本研究得到课题组成员的支持, 野外工作得到核工业部华南地质调查研究院的帮助, X-粉晶衍射分析由蔡元峰协助完成, 仅此一并表示感谢。

## 参考文献(References):

- [1] Collins L G and Collins B J. K-metasomatism of plagioclase to produce microcline megacrysts in the Cathedral Peak granodiorite, Sierra Nevada, California, USA. ISSN 1526-5757, *Electronic Internet Publication*, 2002, No.39, <http://www.csun.edu/~vqgeo005/>.
- [2] Vernon R H. K-feldspar megacrysts in granites-Phenocrysts not porphyroblasts. *Earth Science Reviews*, 1986, 23: 1-63.
- [3] Dickson F W. Porphyroblasts of barium-zoned K-feldspar and quartz, Papoose Flat, Inyo Mountains, California, genesis and exploration implications. In: Coyner A R and Fabey P L eds. *Geology and Ore Deposits of the Cordillera*, Geological Society of Nevada Symposium Proceedings, Reno/Sparks, Nevada, 1996, 909-924.
- [4] Long P E and Luth W C. Origin of K-feldspar megacrysts in granitic rocks: implications of a partitioning model for barium. *American Mineralogist*, 1986, 71: 367-375.
- [5] Flood R H and Vernon R H. Microstructural evidence of orders of crystallization in granitoid rocks. *Lithos*, 1988, 21: 237-245.
- [6] 庄文明,陈绍前,黄友义. 佛冈复式岩体地质地球化学特征及其成岩源岩. 广东地质, 2000, 15(3): 1-12.  
Zhuang Wenming, Chen Shaoqian and Huang Youyi. Geological and geochemical characteristics of Fogang composite pluton and its source rock. *Guangdong Geology*, 2000, 15(3): 1-12.
- [7] Goldschmidt V. Atlas der Krystallformen. Band III, Danalith-Feldspat-gruppe. Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg, 1916.
- [8] Shelley D. *Igneous and Metamorphic Rocks Under the Microscope*. London: Chapman and Hall, 1993. 1-234.
- [9] Higgins N C and Kawachi Y. Microcline megacrysts from the Green Lake Granodiorite, eastern Fiordland, New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 1977, 20: 273-286.
- [10] Cherry M E and Trembath L T. The pressure quench formation of rapakivi texture. *Contr. Mineral. Petrol.*, 1978, 68: 1-6.
- [11] Hibbard M J. The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contr. Mineral. Petrol.*, 1981, 76: 158-170.
- [12] Vernon R H. Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *J. Proc. R. Soc. N. S. W.*, 1983, 116: 77-103.
- [13] 徐夕生,周新民. 花岗岩类中的岩石包体. 南京大学学报(地球科学版), 1988, (1): 233-241.  
Xu Xisheng and Zhou Xinmin. Rock inclusions in granitoids. *Journal of Nanjing University (Earth Sciences Edition)*, 1988, (1): 233-241.
- [14] 王德滋,周新民,徐夕生,姚玉鹏. 微粒花岗岩类包体的成因. 桂林冶金地质学院学报, 1992, 12(3): 235-241.  
Wang Dezi, Zhou Xinmin, Xu Xisheng and Yao Yupeng. On geneses of microgranitoid enclaves. *Journal of Guilin College of Geology*, 1992, 12(3): 235-241.
- [15] Long P E and Luth W C. Petrogenesis of microcline megacrysts from Precambrian granitic rocks of the Dixon-Penasco area, northern New Mexico. In: Ingersoll R V ed. *New Mexico Geological Society Guidebook, 30th Field Conference, Santa Fe Country*. 1979. 145-153.
- [16] 周珣若,王方正编著. 岩石物理化学. 郑州:河南科学技术出版社, 1987. 279-280.  
Zhou Xunruo and Wang Fangzheng. *Physical Chemistry of Rocks*. Zhengzhou: Henan Science and Technology Publishing House, 1987. 279-280.
- [17] Swanson S E. Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures. *American Mineralogist*, 1977, 62: 966-978.
- [18] Fenn P M. The nucleation and growth of alkali feldspars from hydrous melts. *Can. Miner.*, 1977, 15: 135-161.
- [19] Dowty E. Crystal growth and nucleation theory and the numerical simulation of igneous crystallisation. In: Hargraves R B ed. *Physics of Magmatic Processes*. Princeton University Press, New Jersey, 1980. 419-485.
- [20] 赵子杰,马大铨,林惠坤,等. 广东龙窝、佛冈花岗岩类岩体地球化学特征及其形成地质背景. 南岭地质矿产科研报告集(第I集), 武汉:武汉地质学院出版社, 1987. 28-68.  
Zhao Zijie, Ma Daquan, Lin Huikun, et al. The geochemical characteristics and geological setting of the formation of the Longwo and Fogang granitoid batholith, Guangdong Province. *Research Reports on the geology and mineral resources of Nanling (No 1)*. Wuhan: Wuhan College of Geology Press, 1987. 28-68.
- [21] 孙邈,彭亚鸣. 火成岩岩石学. 北京:地质出版社, 1985.  
Sun Nai and Peng Yamng. *Igneous Petrology*. Beijing: Geological Publishing House, 1985.
- [22] Rubbe P H. Aluminum-silicon order in feldspar; domain textures and diffraction patterns. In: *Reviews in Mineralogy*, volume 2 (Second edition), *Feldspar Mineralogy*. Mineralogical Society of America, 1983. 21-55.

## The K-feldspar Megacrysts in Granites: A Case study of Microcline Megacrysts in Fogang Granitic Complex, South China

XU Xi-sheng, ZHOU Xin-min, WANG De-zi

(State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China)

**Abstract:** K-feldspar megacrysts are very common in granitic rocks. They could be either microcline or monoclinic orthoclase, and their origins are still debated. Microcline megacrysts, 2 to 12 cm long, are easily found in Fogang granitic complex, South China. They are usually euhedral in shape, common in simple Carlsbad twinning or grid-twinning, but quite often in cross interpenetration twinning. They are orientated with long-axes more or less parallel to the flow direction of the magma. Tiny minerals such as plagioclase, biotite, quartz etc. are poikilitically enclosed in them. In addition, the microcline megacrysts sometimes are surrounded by a thin plagioclase film forming mantled feldspar, and sometimes intergrown with quartz forming "pearl margin". More petrographic features of subsolidus exsolution and oscillatory zoning can also be easily found under microscope. X-ray powder diffraction analysis indicates that the triclinicity of the microcline megacryst is 0.963,  $t_{10} + t_{1m} = 0.970$ ,  $t_{20} = t_{2m} = 0.015$ , and therefore it is highly Si-Al ordered microcline. The microclines in groundmass of Fogang granitic complex are commonly in simple Carlsbad twinning or grid-twinning and exsolution texture, but with much smaller size and interstitial irregular shape.

All the above mentioned petrographic features show that the microcline megacrysts in Fogang granitic complex were crystallized from silicate melt. In order to further document the origin of the microcline megacrysts, we have also studied the microgranitoid enclaves in Fogang granitic complex as same microcline megacrysts have been found in these enclaves. These enclaves of quartz diorite or granodiorite composition with round shape, needle-like apatite and biotite, ocular quartz and poikilitic texture, are typical magmatic enclaves formed by magma mixing. Therefore, the microcline megacrysts are really xenocrysts from the host magma.

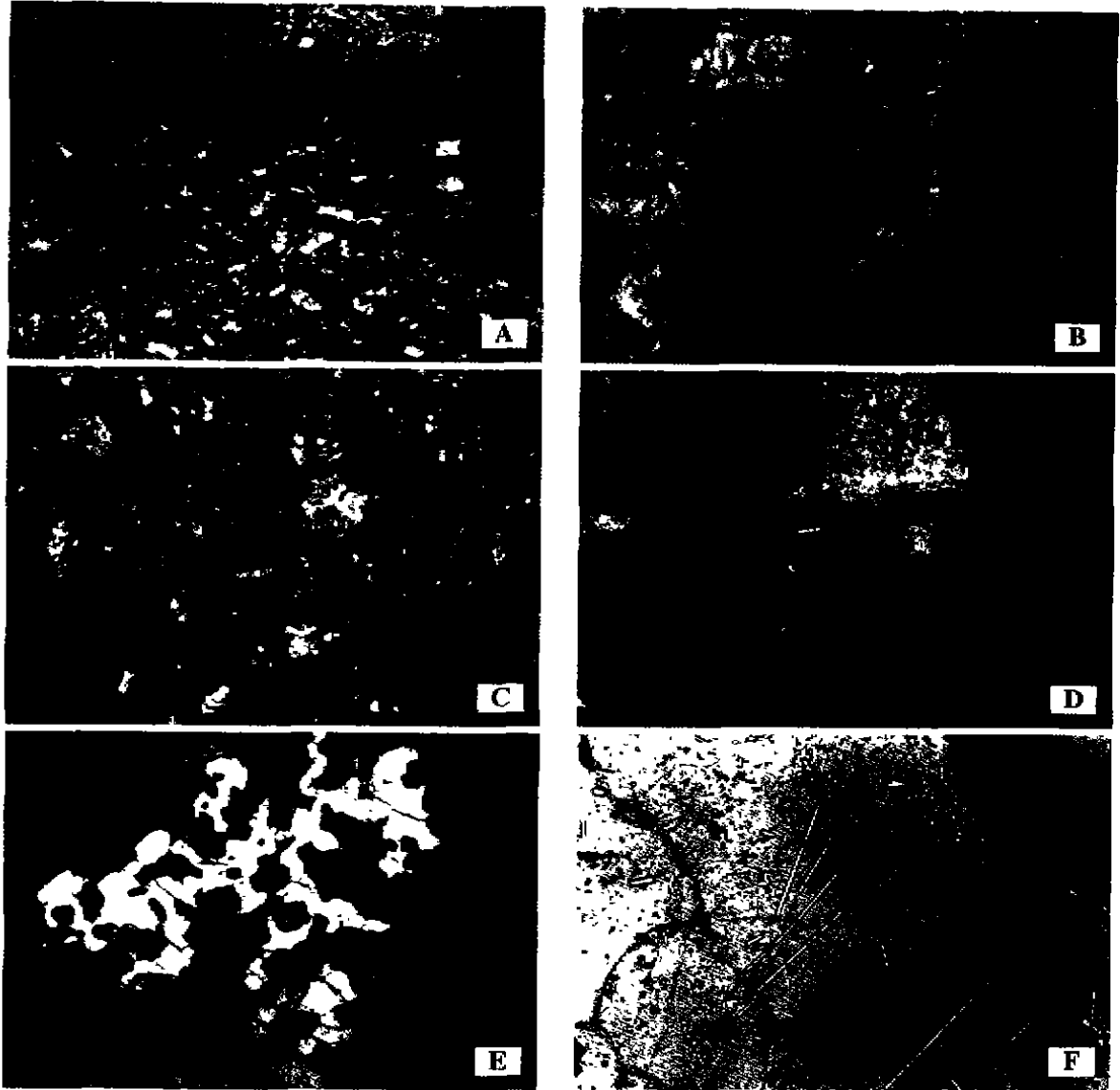
The detailed magmatic crystallization history could be addressed by using Swanson's (1977) experimental diagram. At ca. 850°C, plagioclase, biotite and K-feldspar crystallized simultaneously, but the K-feldspar has a lower nucleation density and higher growth rate than other minerals. Then plagioclase and biotite could be enclosed by the faster-growing K-feldspar, or simply were overtaken by the latter. However, as the mineral inclusions are usually concentrated at the centers of the K-feldspar, the outer parts of the K-feldspar were formed at a later stage. At ca. 800°C, quartz started its crystallization, and its nucleation density was close to that of K-feldspar, but the growth rate of K-feldspar was much faster than that of quartz, and their intergrowth formed the "pearl margin" of the K-feldspar. At ca. 600°C, even-shaped and small sized grains were crystallized forming groundmass.

The fact that the K-feldspar megacrysts and groundmass are microcline rather than orthoclase is significant for understanding the cooling history of the granitic complex. A possible mechanism is that the triclinic microcline was transferred from the monoclinic orthoclase during the slow cooling history.

**Key words:** microcline megacryst; microgranitoid enclaves; crystal growth; granites; south China

(收稿日期: 2002-02-20)

## 图 版



## 图版说明 (Plates specification)

照片 A: 佛冈花岗岩杂岩体风化露头, 钾长石巨晶成群分布。(A swarm of K-feldspar megacrysts at outcrop of Fogang complex.)

照片 B: 佛冈花岗岩杂岩体中钾长石巨晶成定向排列, 中心含细小的黑云母、斜长石矿物包裹体。(K-feldspar megacrysts with more or less parallel orientation. Tiny minerals such as plagioclase, biotite etc. are enclosed in them.)

照片 C: 佛冈花岗岩杂岩体中具“十字”贯穿式双晶的钾长石巨晶。(K-feldspar megacrysts with cross interpenetration twinning, Fogang complex.)

照片 D: 佛冈花岗岩杂岩体包体中具“十字”贯穿式双晶的钾长石巨晶。(K-feldspar megacrysts with cross interpenetration twinning in enclaves, Fogang complex.)

照片 E: 佛冈花岗岩杂岩体包体的嵌晶结构(底边长 2.0mm)。(Poikilitic texture of enclaves, Fogang complex. Width of base 2.0mm.)

照片 F: 佛冈花岗岩杂岩体包体中的针状磷灰石(底边长 0.40mm)。(Acicular apatite within the enclaves, Fogang complex. Width of base 0.40mm.)