

攀西地区新街层状岩体粒间不混熔作用： 来自斜长石环带结构的记录

董欢^{1,2,3}, 邢长明^{1,2}, 王焰^{1,2*}

(1.中国科学院 广州地球化学研究所, 中国科学院矿物学与成矿学重点实验室, 广东 广州 510640;
2.广东省矿物物理与材料研究开发重点实验室, 广东 广州 510640; 3.中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 位于攀西地区的新街层状岩体赋含大量钒钛磁铁矿, 是峨眉山大火成岩省的一部分。岩体下部带和中部带以单斜辉石岩为主, 并伴生浸染状钒钛磁铁矿矿化; 上部带以辉长岩为主, 赋存厚层的钒钛磁铁矿矿体。之前研究认为厚层的钒钛磁铁矿矿体的形成与粒间不混熔的富 Fe 熔体有关, 但对富 Fe 熔体的演化过程缺乏细致研究。本文通过对新街岩体上部带的富矿辉长岩层和上覆浅色辉长岩中斜长石环带结构和成分的研究, 揭示了富 Fe 熔体的演化过程。在浅色辉长岩中保存的岩浆不混熔的直接证据表现为矿物粒间共轭的富 Si 交生体和富钛铁矿交生体代表的非反应结构。本次研究发现, 与粒间富 Si 交生体接触的斜长石边部的 FeO 和 TiO₂ 含量随斜长石牌号(An)值的降低而降低, 而与粒间富钛铁矿交生体接触的斜长石边部的 FeO 和 TiO₂ 含量随 An 值的降低而升高, 说明斜长石的边部成分变化记录了粒间共轭的富 Si 和富 Fe 熔体的成分特征。在富矿辉长岩中, 斜长石可分为初生和新生两种, 初生斜长石的 An 值介于 57~62, FeO 含量为 0.34%~0.50%, TiO₂ 含量为 0.06%~0.13%, 新生斜长石具有相对较高的 An 值(61~81)和 FeO、TiO₂ 含量, 二者的内部和边部还发育增生斜长石, 其 An 值(~50)相对较低; 在初生斜长石边部可见不连续的新生斜长石环带和增生斜长石边, 造成其内部成分显著不均一, 并发育复杂的环带结构。本文认为, 初生斜长石是岩浆正常分离结晶作用的产物。在粒间熔体发生不混熔后, 不混熔的富 Fe 熔体逐渐向岩浆房下方迁移并结晶出了一些相对高 An 值的新生斜长石, 或沿一些初生斜长石边部生长形成不连续的高 An 环带。当富 Fe 熔体演化至晚期, 由于矿物生长空间受限, 仅在初生和新生斜长石局部形成了相对低 An 值的增生边、或沿颗粒裂隙进入斜长石内部形成增生斜长石核。

关键词: 斜长石环带; 岩浆不混熔; 钒钛磁铁矿矿床; 层状岩体; 峨眉山大火成岩省; 攀西地区

中图分类号: P575 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2017)02-0369-012

0 引言

火山岩中斜长石斑晶的成分环带被广泛用于反演岩浆的演化历史, 斜长石的环带结构和成分特征不仅可以探讨其结晶的物理化学条件, 还可以约束多期岩浆注入、岩浆对流、地壳混染和去气作用等

岩浆过程(Anderson, 1984; Singer et al., 1995; Kuritani, 1998; Tepley et al., 2000; Ginibre et al., 2002; Troll and Schmincke, 2002)。例如, 在墨西哥 El Chichón 火山岩中, 斜长石斑晶的环带结构、原位 Sr 同位素组成和 An 值变化揭示了地壳混染、岩浆混合、岩浆周期性注入及其后的再平衡过程(Tepley et al.,

收稿日期: 2016-01-05; 改回日期: 2016-02-17

项目资助: 国家自然科学基金(41325006、41473037 和 41502048)联合资助。

第一作者简介: 董欢(1988-), 女, 博士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: huan.dj@163.com

通信作者: 王焰(1968-), 女, 研究员, 博士生导师, 从事矿物学、岩石学、矿床学研究。Email: wangyan@gig.ac.cn

2000)。西班牙 Gran Canaria 凝灰岩中的斜长石斑晶则记录了岩浆房中存在三种不同成分的岩浆混合以及地壳混染等复杂过程(Troll and Schmincke, 2002)。

深成岩一般经历缓慢的冷却过程, 其中的斜长石也常发育环带结构, 但较低的岩浆冷却速率会造成晶体的生长速率、元素的扩散速率和元素的封闭温度与火山岩均有显著差异(Giletti and Casserly, 1994; Cherniak, 2003)。因此, 深成岩中斜长石的原始成分和结构有可能被后期的亚固相调整和扩散作用改变或消除(Loomis and Welber, 1982; Andersson and Eklund, 1994; Waight et al., 2001; Tepley and Davidson, 2003)。但是, 有研究发现斜长石的 An 值和 Fe、Ti 等微量元素扩散速率极低, 因此, 斜长石环带结构中 An 值和微量元素的特征有可能记录了岩浆演化过程, 从而反映平衡熔体的成分变化(Maaløe, 1976; Humphrey, 2009, 2011; Holness et al., 2011)。

攀西地区的新街层状岩体的上部带主要由辉长岩组成, 并含有厚层的钒钛磁铁矿矿体, 后者的形成可能与粒间不混熔的富 Fe 熔体有关(Dong et al., 2013), 但富 Fe 熔体的演化过程及其与钒钛磁铁矿矿体的成因联系有待研究。在上部带辉长岩中, 斜长石发育复杂的环带结构。本文选取上部带中富矿辉长岩及其上覆浅色辉长岩样品, 研究其中斜长石的环带和成分变化特征, 旨在反演粒间不混熔富 Fe 熔体的演化过程并探讨粒间熔体的迁移与钒钛磁铁矿矿体的成因联系。

1 新街岩体的主要特征

在攀西地区, 沿南北向深断裂发育一系列的镁铁-超镁铁质层状岩体, 包括攀枝花、红格、新街、白马和太和岩体。这些岩体均赋存有不同规模的钒钛磁铁矿矿床, 构成我国重要的钒钛磁铁矿矿集区。前人研究认为这些岩体与~260 Ma 的峨眉山幔柱活动有关, 是峨眉山大火成岩省的一部分(Xu et al., 2001)。

新街层状岩体呈岩墙状沿 NW-SE 方向延伸约 7.5 km, 岩体厚约 1.2 km。底部边缘带(MGZ)为细粒辉长岩, 与围岩呈侵入接触关系。根据岩石矿物组合的变化, 新街岩体自下而上可分为四个单元(图 1): 第 I 单元厚~160 m, 由互层状的辉橄岩、橄榄辉石岩、单斜辉石岩和含斜长石单斜辉石岩组成, 其中偶见薄层暗色辉长岩; 第 II 单元厚~240 m, 岩性与第 I 单元基本相同, 主要由橄榄辉石岩、单斜辉石

岩、含斜长石单斜辉石岩组成, 薄层状暗色辉长岩出现在该单元层顶部; 第 III 单元厚~312 m, 主要由浅色辉长岩(铁钛氧化物含量<30%)组成, 并发育三层富矿辉长岩, 其中铁钛氧化物含量可达 40%~70%, 中部富矿层约 4 m 厚, 下部和上部的富矿层厚达 40~50 m(图 1)。第 IV 单元顶部被风化剥蚀, 厚度不详, 残余部分厚~74 m, 主要由橄榄辉石岩、单斜辉石岩和辉长岩组成。

2 分析方法

本文选择新街岩体上部第 III 单元的富矿辉长岩及其上覆浅色辉长岩中的斜长石进行研究, 样品位置如图 1 所示。根据斜长石的背散射(BSE)图像,

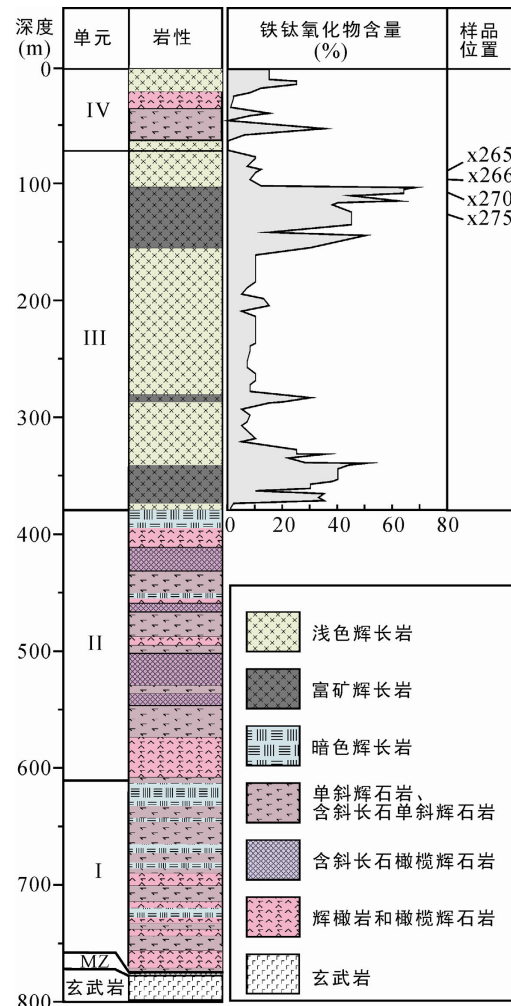


图 1 新街岩体岩性柱状图、铁钛氧化物含量及本研究样品位置

Fig.1 A stratigraphic column of the Xinjie layered intrusion in the Panxi region showing the distribution of rock units, the modal variations of Fe-Ti oxides and sample locations in Unit III

采用电子探针对于单个斜长石颗粒从核部到边部以 5~35 μm 的间距对斜长石主量和微量元素进行分析。根据斜长石颗粒大小不同, 单个颗粒的分析点数约为 10~40 个点, 分析结果见表 1 和表 2(因数据较多, 印刷版表略, 具体数据见网络电子版)。

斜长石成分分析在中国科学院广州地球化学研究所的 JEOL JXA-8230 电子探针上进行测试。实验条件为: 加速电压 15 kV, 测试电流 20 nA, 束斑直径为 1 μm , Si、Al 和 Ca 的峰位计数时间为 20 s, Na 和 K 的峰位计数时间 10 s, Fe、Ti 和 Mg 的峰位计数时间 40 s。采用的标样为: 斜长石(Si、Al 和 Ca), 钠长石(Na), 钾长石(K), 金红石(Ti), 石榴子石(Fe 和 Mg), 蔷薇辉石(Mn), 上述矿物均为美国 SPI 标样。Fe 和 Ti 的检测限为 95 $\mu\text{g/g}$ 和 121 $\mu\text{g/g}$, 相当于 0.01%FeO(注: 本文中斜长石的 FeO 为探针直接测定结果, 不区分价态)和 0.02%TiO₂。

3 第 III 单元中的斜长石结构特征

3.1 浅色辉长岩中的斜长石结构

浅色辉长岩具有典型的辉长结构, 斜长石呈半自形-自形板状, 沿长轴方向变化于 0.4~2.6 mm 之间。在斜长石的粒间充填铁钛氧化物或成对的非反应结构, 后者分别由富 Si 交生体和富钛铁矿交生体组成(Dong et al., 2013)。与富 Si 交生体接触的斜长石边缘平滑(图 2a), 而富钛铁矿交生体与斜长石边的接触界线较复杂、局部呈现凹凸交错现象(图 2b)。这些非反应结构的特征与格陵兰岛 Skaergaard 层状岩体中成对共轭的非反应结构的特征完全一致(Holness et al., 2011), 被认为是粒间熔体发生不混

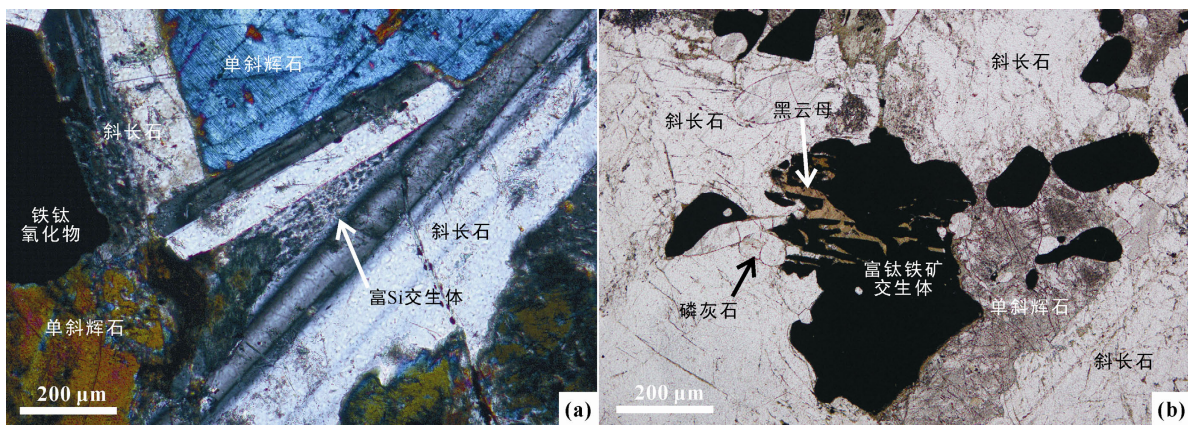
熔后形成的富 Si 熔体和富 Fe 熔体结晶的产物(Dong et al., 2013)。

3.2 富矿辉长岩中的斜长石结构

在富矿辉长岩中, 斜长石呈长条状或板状定向分布, 长轴方向变化于 0.2~2.5 mm 之间。与铁钛氧化物接触的斜长石往往具有不规则的轮廓, 局部呈现港湾状(图 3)。这些斜长石或具有连续的聚片双晶, 但聚片双晶呈现明显的弯曲变形且光性不一致(图 3a、b), 或者单个聚片双晶连续的斜长石破碎成若干段(图 3c), 表明斜长石发生了明显的机械破碎和变形。在斜长石的裂隙中可见切穿整个晶体的单斜辉石或铁钛氧化物(图 3b、c), 也可见与主晶生长方向不一致的新生斜长石(图 3d)。值得一提的是, 这一现象在攀西地区其他的层状岩体(如攀枝花、白马)中也十分普遍(范志杰, 1982; Pang et al., 2008)。

在 BSE 图像上, 斜长石内部结构十分复杂, 有些发育环带结构。根据其环带结构的特征可分为以下两种:

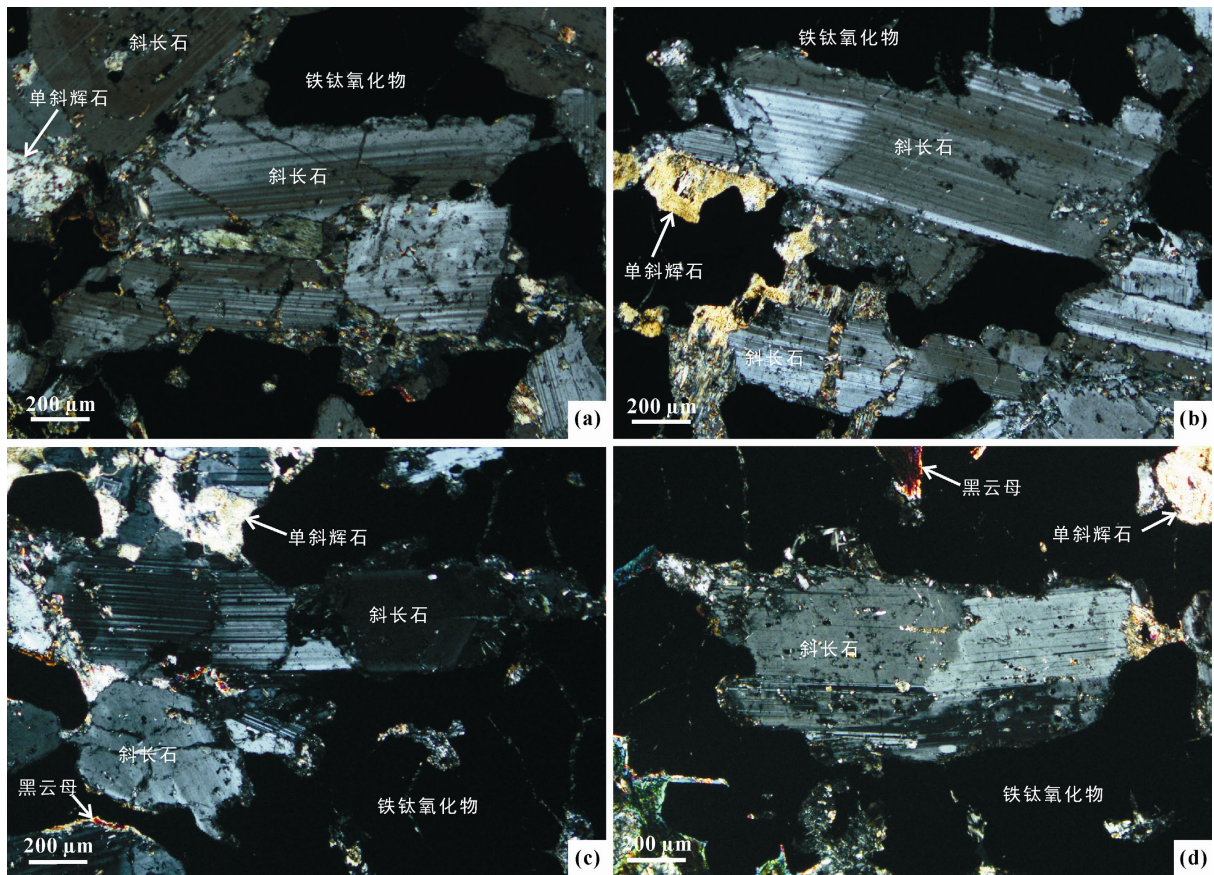
简单环带: 在 BSE 图像上, 具有简单环带的斜长石可明显区分出核部、幔部和边部三部分。核部相对均匀, 幔部一般较窄, 表现为宽约 20~90 μm 的浅色区域, 核部和幔部的界线截然, 幔部沿斜长石核部四周线性延伸, 但一般不连续(图 4a、b)。与幔部相比, 边部的颜色明显变深, 呈不连续、无规则状分布(图 4a)。此外, 在一些斜长石的核部也局部发育少量颜色与边部类似的区域(图 4b)。边部与幔部的界线变化多样, 一般呈线性、截然的分界(图 4a、b), 但局部可见边部熔蚀幔部、边部穿插幔部甚至核部的现象(图 4a)。



(a) 富 Si 交生体, 主要由石英和钾长石组成, 充填在堆晶斜长石粒间, 与斜长石边界平直, 样品 x266, 正交偏光; (b) 富钛铁矿交生体, 主要由钛铁矿+黑云母+磷灰石+磁铁矿组成, 充填在堆晶矿物斜长石和单斜辉石粒间, 样品 x265, 单偏光。

图 2 新街岩体第 III 单元浅色辉长岩中的非反应结构

Fig.2 Micrographs of the paired conjugate non-reactive intergrowth of the interstitial phases in Unit III of the Xinjie intrusion



(a)和(b) 板状斜长石的聚片双晶明显弯曲、扭折,部分颗粒裂隙被单斜辉石充填,样品 $\times 275$,正交偏光;(c)和(d) 板状斜长石裂隙发育,斜长石颗粒被大量铁钛氧化物包围,样品 $\times 275$,正交偏光。

图 3 新街岩体第 III 单元富矿辉长岩中的斜长石特征

Fig.3 Micrographs of plagioclase in the Fe-Ti oxide gabbro in Unit III of the Xinjie intrusion

斑杂状环带(patchy zoning, Vance, 1965): 在 BSE 图像上,具有斑杂状环带的斜长石无法明显区分核幔结构,而是表现为若干形状不规则、颜色不均匀、成分有变化的补丁分区(图 4c、d),也被称为分区环带(divided zoning, Maaløe, 1976)。在颜色较浅的分区中,可见大量富 Fe 的熔体包裹体(图 4d)。具斑杂状环带的斜长石通常被铁钛氧化物包围,且在斜长石和铁钛氧化物之间普遍发育颜色较深的不规则环带,这些深色环带可沿着裂隙从浅色分区的边部连续延伸至内部(图 4d)。

4 第 III 单元中的斜长石 An 值、FeO 和 TiO₂ 含量变化

4.1 浅色辉长岩中的斜长石

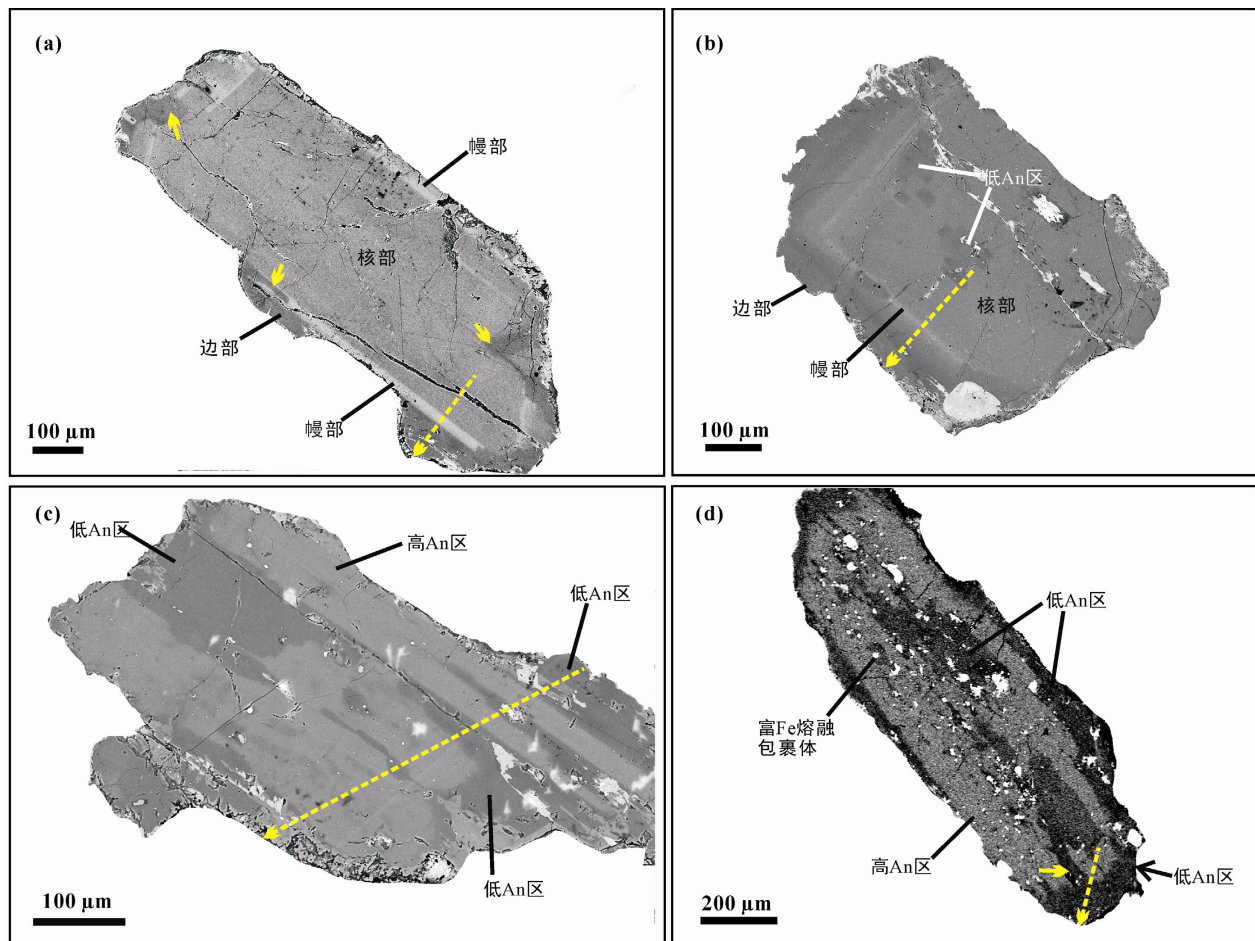
与富 Si 交生体接触的斜长石核部 An 值为 44~59 (表 1),斜长石 An 值从核部至边部总体上呈降低趋势(图 5a、b),最边缘 An 值可低至 12,具正环带特

征。与富 Si 交生体接触的斜长石核部 TiO₂ 含量为 0.04%~0.10%,FeO 含量为 0.34%~0.42%(表 1)。斜长石从核部至边部,TiO₂ 和 FeO 含量均逐渐降低(图 5a、b)。

与富钛铁矿交生体接触的斜长石核部 An 值为 53~60,从核部至边部 An 值总体表现出逐渐下降的趋势(图 5c、d),但在二者的接触界面上 An 值小幅度升高(如图 5c),呈反环带特征。与富钛铁矿交生体接触的斜长石核部 TiO₂ 含量为 0.06%~0.10%,FeO 含量为 0.34%~0.46%,这与富 Si 交生体接触的斜长石核部成分基本一致。与富钛铁矿交生体接触的斜长石边部 FeO 和 TiO₂ 含量比核部和幔部均明显升高(图 5c、d)。

4.2 富矿辉长岩中的斜长石

具简单环带的斜长石核部 An 值为 57~62,幔部 An 值可高达 72,边部 An 值变化于 45~55 之间,低于核部和幔部(表 2,图 6a、b)。在一些斜长石的核部分布着 An 值相对较低的区域(低 An 区),其 An



(a) 斜长石的简单环带, 可见均匀核部, 周围围绕颜色稍浅的不连续幔部, 局部发育颜色较深的边部。图中黄色小箭头指示幔部被边部熔蚀; (b) 斜长石的简单环带, 在相对均匀核部发育低 An 区(较深色区域), 幔部不完整, 边部的边缘形状不规则, 宽窄不一; (c) 斜长石的斑杂状环带, 不规则的浅色区(高 An)和深色区(低 An)相互穿插; (d) 斜长石的斑杂状环带, 浅色域(高 An 区)内部赋含星点状富 Fe 熔体包裹体, 深色区(低 An 区)包围浅色区(高 An 区), 并在高 An 区内部形成形状不规则的区域, 如黄色箭头所示, 内部低 An 区与边部连通。图中均为样品 x270 的 BSE 图像。图中黄色虚线代表电子探针成分剖面。

图 4 新街岩体第 III 单元富矿辉长岩中的斜长石环带特征

Fig.4 BSE images for the zoning of plagioclase in the Fe-Ti oxide gabbro from Unit III of the Xinjie intrusion

值(47~54)与边部相当(图 6b)。总体上, 斜长石核部和幔部的 FeO 和 TiO₂ 含量变化较小, 而边部 FeO 含量变化较大(图 6a、b)。

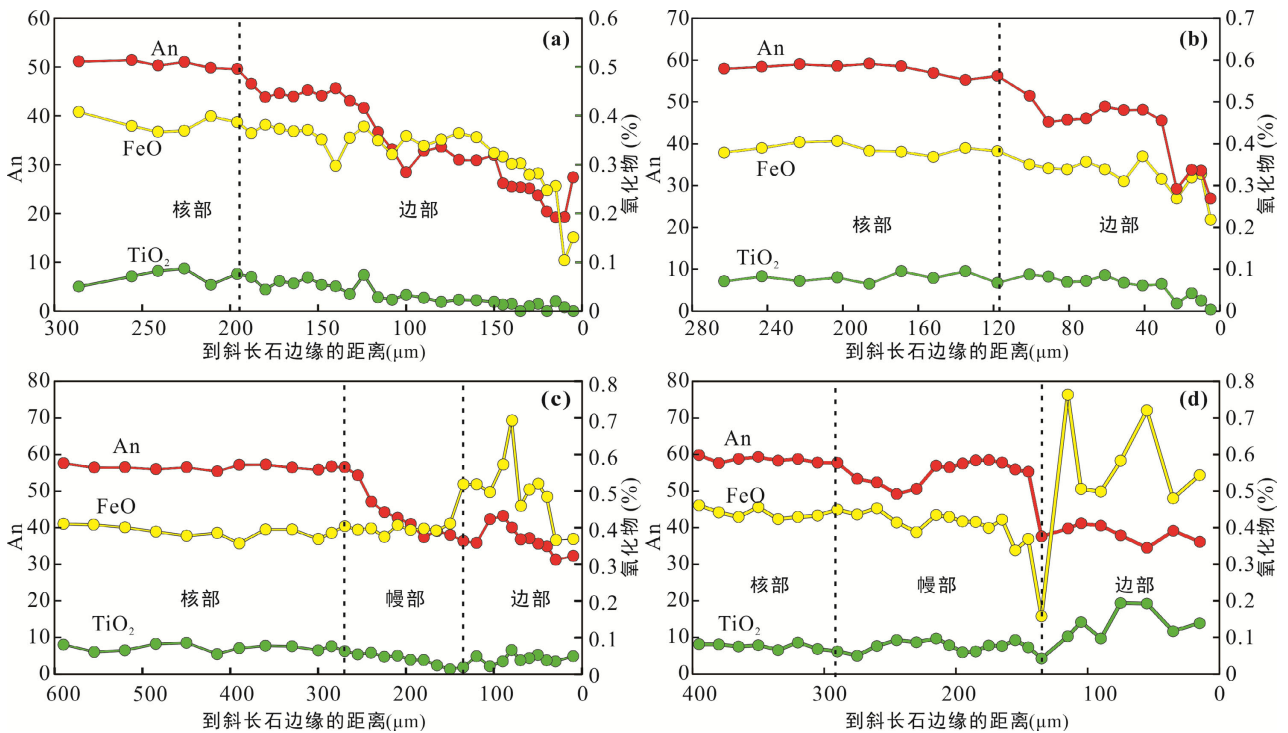
对具斑杂状环带的斜长石进行了 Na、Ca 和 Al 元素面扫描分析, 结果显示这些斑杂状的分区在 Na、Ca 和 Al 含量上表现出明显不同(图 7)。具斑杂状环带的斜长石, 其内部表现出 An 值差异显著的分带, Na、Ca 和 Al 颜色相同区域的 An 值变化范围基本一致。一条穿过斑杂状环带斜长石的成分剖面显示, An 值呈锯齿状变化(从 49 变化到 81), 并形成 An 值相对较高(高 An 区)和 An 值相对较低(低 An 区)的分带, 其中高 An 区的 An 值与具简单环带斜长石幔部的 An 值相当(图 6c)。在另外一些具斑杂状环带的斜长石中, 低 An 区(50~59)与高 An 区(66~73)

交错发育(图 6d)。FeO 含量和 TiO₂ 含量在高 An 区和低 An 区总体变化不大(图 6c、d)。

5 讨论

5.1 浅色辉长岩中斜长石 TiO₂ 和 FeO 成分特征与粒间不混熔熔体的存在

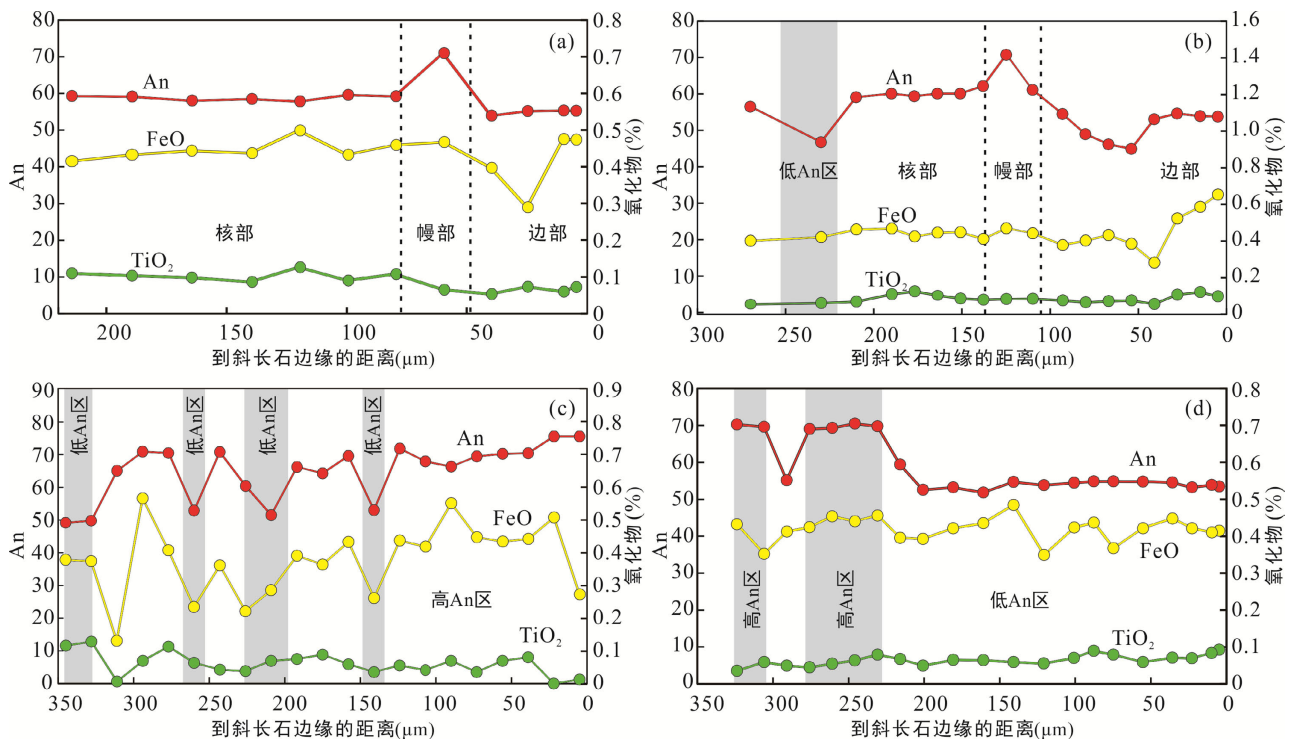
新街岩体浅色辉长岩粒间的富钛铁矿交生体和富 Si 交生体结构与格陵兰 Skaergaard 岩体中报道的结构十分类似, 这种成对的、共轭的非反应结构被认为是粒间熔体发生不混熔作用后残留在粒间的富 Fe 和富 Si 熔体的晚期结晶产物(Holness et al., 2011)。富 Fe 熔体相对富集 Fe、Ti、Ca 和 P, 而富 Si 熔体则相对富集 Si、Al、K 和 Na。在浅色辉长岩



(a)和(b) 与富 Si 交生体相邻的斜长石边部至核部的成分变化特征; (c)和(d) 与富钛铁矿交生体相邻的斜长石边部至核部的成分变化特征。

图 5 新街岩体第 III 单元浅色辉长岩中斜长石的 An 值、FeO 和 TiO₂ 含量

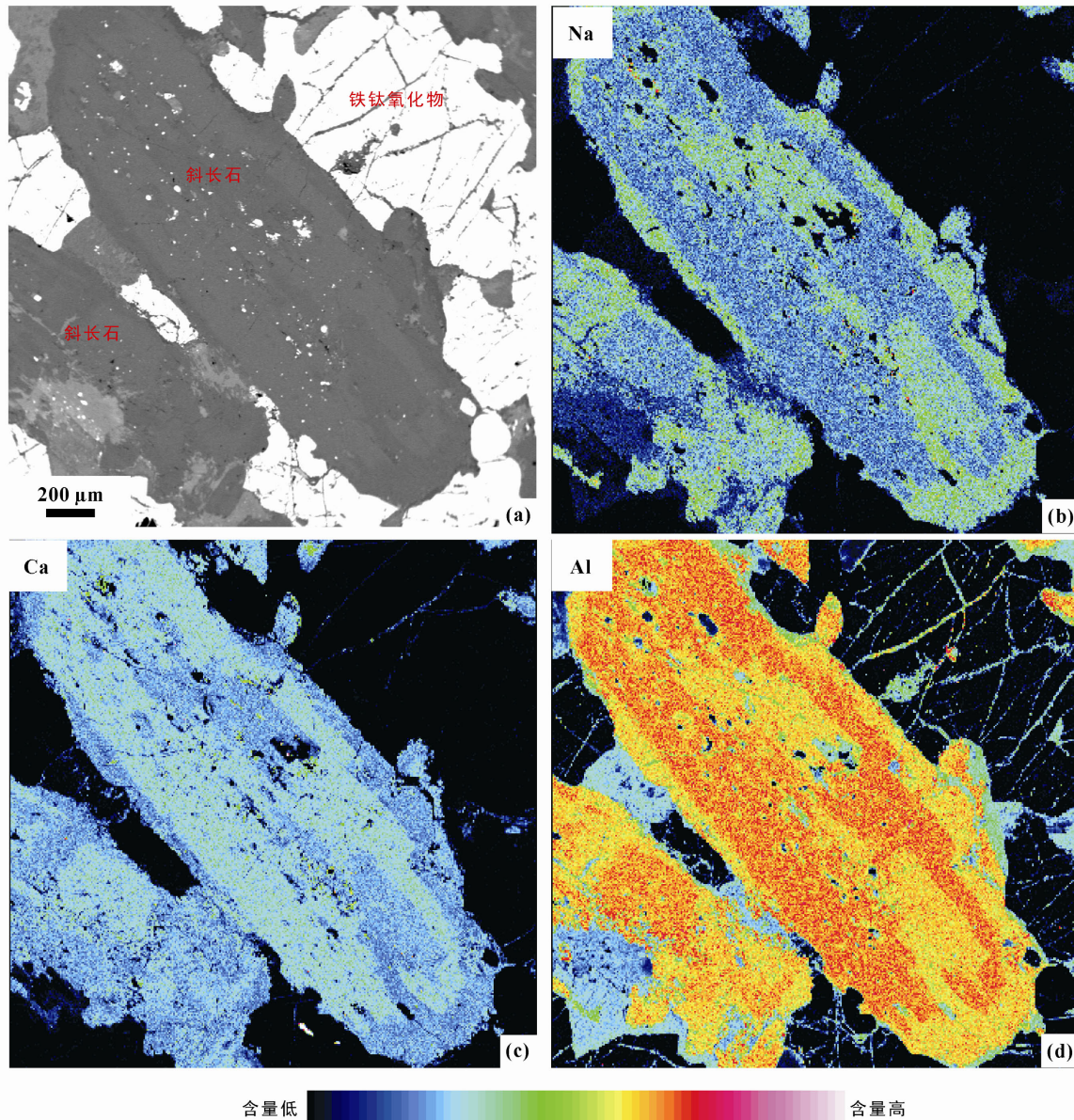
Fig.5 Core to rim profiles of An, FeO and TiO₂ contents of the plagioclase adjacent to granophyric intergrowths (a and b) and to ilmenite-rich intergrowth (c and d) in the leucogabbro from Unit III of the Xinjie intrusion



(a)和(b)具简单环带的斜长石成分变化特征; (c)和(d)具斑杂环带的斜长石成分变化特征。剖面位置见图 4。

图 6 新街岩体第 III 单元富矿辉长岩中斜长石的 An 值、FeO 和 TiO₂ 含量

Fig.6 Core to rim profiles of An, FeO and TiO₂ contents of the plagioclase in the Fe-Ti oxide gabbro from Unit III of the Xinjie intrusion



(a) BSE 图像; (b)、(c)和(d) 电子探针元素面扫描图像, 样品 x270。

图 7 具斑杂状环带斜长石的成分变化特征

Fig.7 Images for the plagioclase with patchy zoning

中, 如果与两种熔体接触的斜长石边部的形成分别与这两种熔体有关, 则可以合理地解释其 FeO 和 TiO₂ 的含量变化特征(图 8a、b)。

新街岩体浅色辉长岩的斜长石与富 Si 交生体接触时, 其 An 值呈现从核部向边部整体下降的趋势, 这是岩浆演化的结果(Wager and Brown, 1968; Maaløe, 1976; Naslund, 1984)。当斜长石与富 Si 交生体接触时, 斜长石边部 FeO 和 TiO₂ 的含量随 An 值变小而降低(图 5a、b)。斜长石的化学式为 CaAl₂Si₂O₈-NaAlSi₃O₈, Fe 在其中通常表现为两种替代方式: 以 Fe³⁺和 Fe²⁺的形式替代四面体位置的

Al³⁺, 或以 Fe²⁺形式替换晶格空隙 M 位置的 Ca²⁺ (Lindsley and Smith, 1971; Longhi et al., 1976; Smith and Brown, 1987; Xue and Morse, 1994)。随着岩浆的演化, 斜长石中存在 CaAl-NaSi 的耦合类质同像替代, An 降低意味着 CaAl 被 NaSi 替换增多, 导致可被 Fe 替代的 Al 和 Ca 减少。因此, 随着 An 值的变小其 FeO 含量也降低(Smith, 1983; Smith and Brown, 1987), 这不但可以解释斜长石从核部到边部 An 值的变小及其 FeO 含量同步降低的变化规律, 同时还能合理地阐释新街岩体浅色辉长岩中与富 Si 交生体接触的斜长石边部 An 值和 FeO 含量不断降低的现象。

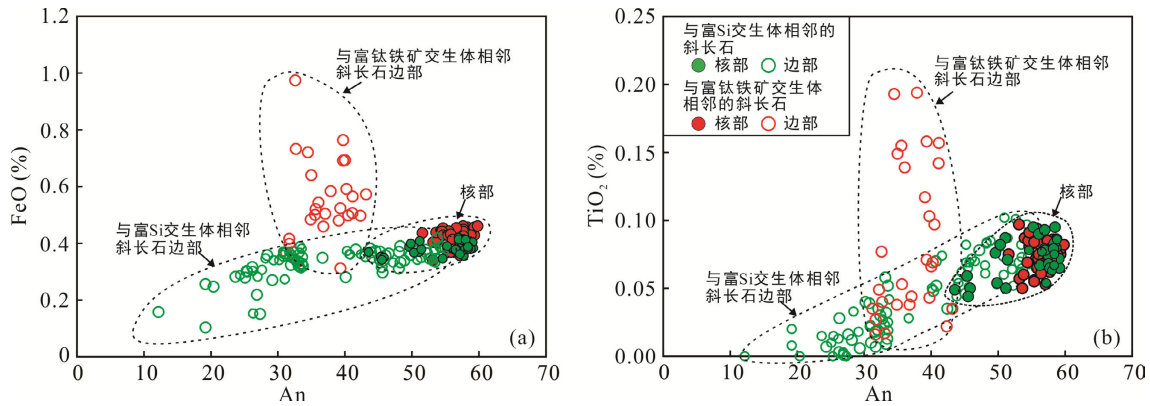


图 8 新街岩体第 III 单元浅色辉长岩中斜长石 An-FeO (a)和 An-TiO₂ (b)二元图

Fig.8 Plots of An vs. FeO (a) and An vs. TiO₂ (b) for the plagioclase in the leucogabbro from Unit III of the Xinjie intrusion

当斜长石与富钛铁矿交生体接触时,斜长石边部表现为随 An 降低, TiO₂ 和 FeO 含量显著升高(图 5c、d)。An 值的降低可能与富钛铁矿交生体中磷灰石和单斜辉石的结晶有关。当磷灰石和单斜辉石从富 Fe 熔体中晶出时,粒间熔体中的 Ca 含量会快速降低,造成从富 Fe 熔体结晶的斜长石边部 An 值无明显升高的特征。

而与富钛铁矿交生体接触的斜长石边部 FeO 和 TiO₂ 含量的升高则无法用上述岩浆分异过程中的元素替换机制解释,其更可能与不同氧逸度下 Fe 在斜长石中分配系数和粒间熔体成分的变化有关。实验研究表明,Fe 在斜长石中类质同像替代程度强烈受控于 Fe 的氧化价态,氧逸度升高分配系数增大(Phinney, 1992; Lundgaard and Tegner, 2004)。在新街岩体的浅色辉长岩中,粒间富钛铁矿交生体相对富集钛铁矿和磁铁矿,理论上讲,铁钛氧化物在粒间熔体中的结晶应导致粒间熔体的氧逸度降低,从而导致斜长石边部具有较低、而不是较高的 FeO 含量(Bernstein et al., 1992)。但如果粒间熔体非常富 FeO 和 TiO₂,围绕原生斜长石继续生长形成的新斜长石边部会显著富集 FeO 和 TiO₂(Humphrey, 2011)。实验研究还表明,Ti 在斜长石与熔体间的分配系数($D_{Ti}^{pl-melt}$)受温度影响很小(Thy et al., 2006),且 Ti⁴⁺在斜长石晶格中极难扩散,斜长石的 Ti 含量一般与斜长石结晶时熔体的 Ti 含量有关(Humphrey, 2009, 2011)。因此,与富钛铁矿交生体接触的斜长石边部高的 TiO₂ 含量可能与粒间熔体 Ti 含量较高有关。

Dong et al. (2013)提出,新街岩体上部的富矿辉长岩与岩浆不混熔作用形成的富 Fe 熔体有成因联系。本文认为,斜长石的环带特征以及相应的成分变化对不混熔的富 Fe 熔体的演化提供了矿物学支

持。在浅色辉长岩中与富 Si 交生体和富钛铁矿交生体接触的斜长石边部的两种成分变化,揭示了粒间不混熔的富 Si 和富 Fe 熔体的存在。

5.2 富矿辉长岩中新生和增生斜长石与粒间不混熔富 Fe 熔体的演化

具斑杂状环带的斜长石多见于各类火山岩和深成岩中,少量见于变质岩中,其形成主要与岩浆作用有关,少数可能是热液作用的产物(Smith, 1974)。热液作用形成的斜长石常含有流体包裹体,同时具有极低的 K、Mg、Ti 和 Fe 含量(Vanko et al., 1996; Vanko and Laverne, 1998)。新街岩体富矿辉长岩中斜长石的 Mg、Ti 和 Fe 含量较高,而且含有熔体包裹体(图 4d),因此,斜长石中的斑杂状环带应是岩浆作用的产物。

具有斑杂状或分区环带的斜长石,表现为矿物内部的低 An 区和高 An 区分布无明显规律(图 4)。这种环带一般认为是由于过冷却条件下形成的骸晶造成的,其晶体形态受斜长石结晶方位控制(Chalmers, 1964; Lofgrens, 1974)。但这种情况不可能在高温的岩浆房中发生,因此,新街岩体中具斑杂状环带的斜长石不可能是该种成因。

在具斑杂状环带的斜长石中,高 An 区的 An 值显著高于低 An 区(图 9a、b),说明二者可能形成于成分不同的熔体,高 An 区可能来自相对富 Ca 的熔体,而低 An 区可能来自相对贫 Ca 的熔体。这种结构可以有两种解释:(1)低 An 区有可能是原生斜长石由于结晶条件的变化受到熔蚀后的残留,高 An 区是在残留的低 An 区周围继续生长形成的(Smith, 1974);(2)高 An 区首先形成并在该区域包裹富 Fe 熔体包裹体,之后晚期演化的粒间熔体可通过晶体中的裂隙贯入晶体内部,并与粒间熔体相连,形成低

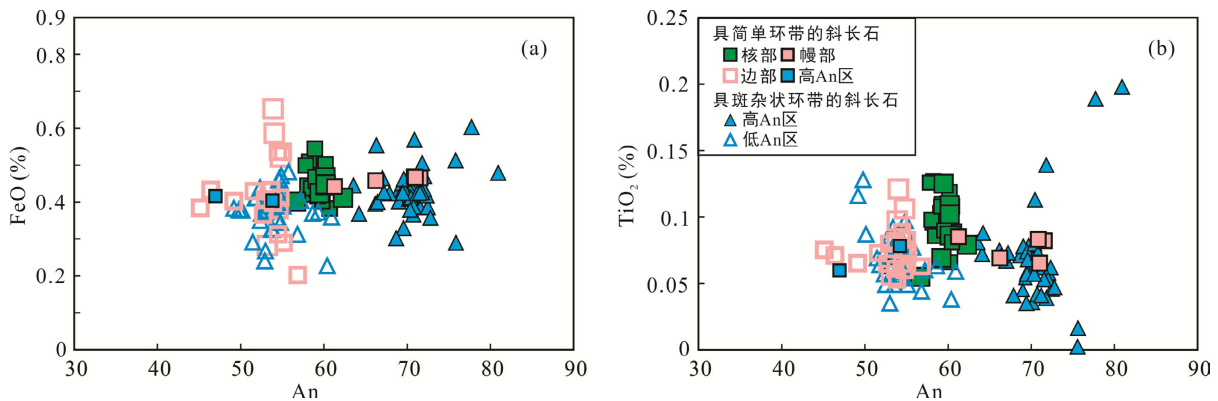


图 9 新街岩体第 III 单元富矿辉长岩中斜长石 An-FeO (a) 和 An-TiO₂ (b) 二元图

Fig.9 Plots of An vs. FeO (a) and An vs. TiO₂ (b) for the plagioclase in the Fe-Ti oxide gabbro from Unit III of the Xinjie intrusion

An 区(Pietranik et al., 2006)。依据岩相学特征, 本文更倾向第二种解释。如图 4d 所示, 在斜长石的高 An 区分布着很多富含铁钛氧化物的熔融包裹体, 说明高 An 区的斜长石形成于相对富 Fe 和 Ti 的熔体。同时, 低 An 区发育在斜长石的边部, 并且与颗粒内部的低 An 区连通(图 7), 说明边部和内部的低 An 区具有同样的成因, 均形成于相对贫 Ca 和 Fe 的熔体。具简单环带的斜长石内部的低 An 区(图 4b)可能是熔体沿矿物裂隙贯入颗粒内部造成的。如图 3 所示, 富矿辉长岩中的斜长石大多发生了明显的机械破碎和变形, 颗粒中的裂隙十分发育, 并且常常被硅酸盐矿物充填, 说明粒间熔体有可能进入到斜长石颗粒内部。由于贯入斜长石内部的熔体与外部粒间熔体连通, 因此, 造成斜长石内部形成低 An 区, 而不是包裹的熔体包裹体。

斑杂状斜长石高 An 区、低 An 区和简单环带的斜长石成分对比显示, 具简单环带的斜长石的核部的 An 值(57~62)略低于高 An 区(64~81), 而其幔部的 An 值(61~72)、FeO 和 TiO₂ 含量与高 An 区相当(图 9), 说明该类斜长石的幔部可能也是形成于较富 Ca、Fe 和 Ti 的熔体, 与形成高 An 区的熔体成分一致。另一方面, 具简单环带的斜长石的边部一般不连续, 而且 An 值(45~55)均比核部和幔部低, 但却与低 An 区基本一致(图 9), 说明简单环带斜长石的边部与低 An 区可能形成于同一种熔体。

因此, 具有简单环带的斜长石至少经历了三个生长阶段: (1)斜长石的核部成分均一, An 值在 57~62 之间, FeO 含量为 0.34%~0.50%, TiO₂ 为 0.06%~0.13%, 是缓慢冷却岩浆正常分离结晶作用的产物, 因此, 斜长石的核部可代表初生晶的成分; (2)斜长石的狭窄幔部的 An 值突然升高, 变化于 61~72 之间,

并且 Fe 和 Ti 含量也相对升高(图 6a、b)。因此, 形成幔部的熔体有可能比形成核部的熔体富集 Ca、Fe 和 Ti。斑杂状环带斜长石的高 An 区有可能也形成于这种富 Fe 熔体, 可称为新生晶; (3)斜长石的边部 An 值突然降低, 变化在 45~55 之间(图 6a、b), 这表明边部有可能形成于演化的、晚期的粒间熔体。由于粒间熔体中单斜辉石、磷灰石以及铁钛氧化物的分离结晶, 残留至最晚期的粒间熔体可能已相当演化。与此同时, 由于上述矿物的结晶, 粒间相的残留空间有限, 因此, 最晚期的粒间熔体只能发育在有限的空隙里, 造成大部分具简单环带的斜长石的增生边均不规则、而且只在局部发育(如图 4a、b)。斑杂状环带斜长石的低 An 区应该也是形成于这种演化的粒间熔体, 本文称为增生晶。这种演化的熔体主要沿着由新生高 An 区组成的斜长石中的裂隙贯入矿物内部, 熔蚀原有的部分高 An 区, 从而在矿物内部形成杂乱排列的高 An 区和低 An 区(图 4c、d)。综上所述, 本文认为, 在富矿辉长岩中具有简单环带结构的斜长石的核部为初生晶, 代表了不混熔作用发生之前已经结晶的斜长石, 其幔部和斑杂状斜长石的高 An 区代表的新生晶, 它们形成于不混熔作用发生之后, 从粒间不混熔的富 Fe 熔体中晶出, 因而具有较高的 An 值, 而其边部和斑杂状环带的低 An 区代表的增生晶则是粒间不混熔的富 Fe 熔体演化至最晚期的残留熔体结晶的产物。

从层位上来讲, 从粒间不混熔的富 Fe 熔体结晶出的斜长石位于成对的非反应结构的下部, 说明不混熔发生之后, 富 Fe 熔体有可能存在沿堆晶矿物粒间向下运移的趋势。富 Fe 熔体向下运移可以很好的解释早结晶的斜长石内部发生的破裂和弯曲变形: 随着分离结晶作用的进行, 岩浆房的压实作用使得

堆晶矿物和富 Fe 熔体在重力的作用下不断向下运移。在这个过程中, 早期形成的斜长石很可能由于上覆压力而破裂、变形, 粒间熔体随后沿裂隙贯入结晶。

6 结 论

新街岩体上部第 III 单元斜长石具有复杂的环带特征, 它反映了粒间不混熔的富 Fe 熔体的成分变化和运移方向。斜长石的不同环带形成于熔体组成不同的三个阶段, 岩浆正常分离结晶形成了初生晶, 粒间不混熔的富 Fe 熔体结晶形成了新生晶, 而演化到晚期的粒间熔体结晶形成了增生晶。粒间不混熔的富 Fe 熔体由于重力作用向下运移, 岩浆房的压实作用造成早结晶的斜长石晶体的破裂和弯曲变形。

致谢: 野外样品采集得到四川省地矿局 106 地质队的帮助, 王坤在电子探针分析测试过程中给予了帮助, 中国科学院广州地球化学研究所黄小龙研究员和另一位匿名审稿人对本文提出了宝贵意见, 在此一并感谢!

参考文献(References):

- 范志杰. 1982. 四川白马辉长质层状岩体中斜长石的形变与分布. *四川地质学报*, 2: 83–84.
- Anderson A T. 1984. Probable relations between plagioclase zoning and magma dynamics, Fuego Volcano, Guatemala. *American Mineralogist*, 69: 660–676.
- Andersson U B and Eklund O. 1994. Cellular plagioclase intergrowths as result of crystal-magma mixing in the Proterozoic Aland rapakivi batholith, SW Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117: 124–136.
- Bernstein S, Rosing M T, Brooks C K and Bird D K. 1992. An ocean-ridge type magma chamber at a passive volcanic, continental margin: The Kap Edvard Holm layered gabbro complex, East Greenland. *Geological Magazine*, 129: 437–456.
- Chalmers B. 1964. Principles of Solidification. New York: John Wiley & Sons.
- Cherniak D J. 2003. REE diffusion in feldspar. *Chemical Geology*, 193: 25–41.
- Dong H, Xing C M and Wang C Y. 2013. Textures and mineral compositions of the Xinjie layered intrusion, SW China: Implications for the origin of magnetite and fractionation process of Fe-Ti-rich basaltic magmas. *Geoscience Frontiers*, 4(5): 503–515.
- Giletti B J and Casserly J E D. 1994. Strontium diffusion kinetics in plagioclase feldspars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(18): 3785–3793.
- Ginibre C, Wörner G and Kronz A. 2002. Minor- and trace-element zoning in plagioclase: Implications for magma chamber processes at Parinacota volcano, northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143: 300–315.
- Holness M B, Stripp G, Humphreys M C S, Veksler I V, Nielsen T F D and Tegner C. 2011. Silicate liquid immiscibility within the crystal mush: Late-stage magmatic microstructures in the Skaergaard Intrusion, East Greenland. *Journal of Petrology*, 52: 175–222.
- Humphreys M C S. 2009. Chemical evolution of intercumulus liquid, as recorded in plagioclase overgrowth rims from the Skaergaard Intrusion. *Journal of Petrology*, 50: 127–145.
- Humphreys M C S. 2011. Silica liquid immiscibility within the crystal mush: Evidence from Ti in plagioclase from the Skaergaard intrusion. *Journal of Petrology*, 52: 147–174.
- Kuritani T. 1998. Boundary layer crystallization in a basaltic magma chamber: Evidence from Rishiri Volcano, Northern Japan. *Journal of Petrology*, 39: 1619–1640.
- Lindsley D H and Smith D. 1971. Chemical Variations in the Feldspars. Carnegie Institution of Washington Yearbook, 69: 274–278.
- Lofgren G. 1974. An experimental study of plagioclase crystal morphology: Isothermal crystallization. *American Journal of Science*, 274(3): 243–273.
- Longhi J, Walker D and Hays J F. 1976. Fe and Mg in plagioclase. Proceedings of the 7th Lunar Science Conference: 1281–1300.
- Loomis T P and Welber P W. 1982. Crystallization processes in the rocky hill granodiorite pluton, California: An interpretation based on compositional zoning of plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81: 230–239.
- Lundgaard K L and Tegner C. 2004. Partitioning of ferric and ferrous iron between plagioclase and silicate melt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147(4): 470–483.
- Maaløe S. 1976. The zoned plagioclase of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Journal of Petrology*, 17(3): 398–419.

- Naslund H R. 1984. Petrology of the upper border series of the Skaergaard intrusion. *Journal of Petrology*, 25(1): 185–212.
- Pang K N, Zhou M F, Lindsley D, Zhao D G and Malpas J. 2008. Origin of Fe-Ti oxide ores in mafic intrusions: Evidence from the Panzihua intrusion, SW China. *Journal of Petrology*, 49(2): 295–313.
- Phinney W C. 1992. Partitioning coefficients for iron between plagioclase and basalt as a function of oxygen fugacity: Implications for Archean and lunar anorthosites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 1885–1895.
- Pietranik A, Koepke J and Puziewicz J. 2006. Crystallization and resorption in plutonic plagioclase: Implications on the evolution of granodiorite magma (Gęsiniec granodiorite, Strzelin Crystalline Massif, SW Poland). *Lithos*, 86: 260–280.
- Singer B S, Dungan M A and Layne G D. 1995. Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: Clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers. *American Mineralogist*, 80: 776–798.
- Smith J V. 1974. Feldspar Minerals. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Smith J V. 1983. Phase Equilibria of Plagioclase // Ribbe P H. Feldspar Mineralogy (2nd ed) (Reviews in Mineralogy vol. 2). Washington D C: Mineralogical Society of America: 223–239.
- Smith J V and Brown W L. 1987. Feldspar Minerals. Springer Heidelberg.
- Tepley F J and Davidson J P. 2003. Mineral-scale Sr-isotope constraints on magma evolution and chamber dynamics in the Rum layered intrusion, Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145: 628–641.
- Tepley F J, Davidson J P, Tilling R I and Arth J G. 2000. Magma mixing, recharge and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichón Volcano, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 41: 139–1411.
- Thy P, Leshner C E, Nielsen T F D and Brooks C K. 2006. Experimental constraints on the Skaergaard liquid line of descent. *Lithos*, 92: 154–180.
- Troll V R and Schmincke H U. 2002. Magma mixing and crustal recycling recorded in ternary feldspar from compositionally zoned peralkaline ignimbrite 'A', Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of Petrology*, 43: 243–270.
- Vance J A. 1965. Zoning in igneous plagioclase: Patchy zoning. *Journal of Geology*, 73(4): 636–651.
- Vanko D A and Laverne C. 1998. Hydrothermal anorthitization of plagioclase within the magmatic-hydrothermal transition at mid-ocean ridges: Examples from deep sheeted dikes (Hole 504B, Costa Rica Rift) and a sheeted dike root zone (Oman ophiolite). *Earth and Planetary Science Letters*, 162: 27–43.
- Vanko D A, Laverne C, Tartarotti P and Alt J C. 1996. Chemistry and origin of secondary minerals from the deep sheeted dikes cored during Leg 148 (Hole 504B) // Alt J C, Kinoshita H, Stokking L B and Michael P J. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 148, Ocean Drilling Program, College Station, TX: 71–86.
- Wager L R and Brown G M. 1968. Layered Igneous Rocks. Edinburgh: Oliver & Boyd: 588.
- Waight T E, Wiebe R A, Krogstad E J and Walker R J. 2001. Isotopic responses to basaltic injections into silicic magma chambers: A whole-rock and microsampling study of macrorhythmic units in the pleasant bay layered gabbro-diorite complex, Maine, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142: 323–335.
- Xu Y G, Chung S L, Jahn B M and Wu G Y. 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. *Lithos*, 58: 145–168.
- Xue S and Morse S A. 1994. Chemical characteristics of plagioclase and pyroxene megacrysts and their significance to the petrogenesis of the Nain anorthosites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(20): 4317–4331.

Interstitial Immiscibility in Xinjie Layered Intrusion in Panxi Region (SW China): Constraints from Zoning and Compositions of Plagioclase

DONG Huan^{1,2,3}, XING Changming^{1,2} and WANG Christina Yan^{1,2*}

(1. CAS Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. Guangdong Provincial Key Laboratory of Mineral Physics and Materials, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: The Xinjie layered intrusion in the Panxi region (SW China) hosts Fe-Ti oxide mineralization. The intrusion can be divided, from the bottom upward, into Unit I, II and III in terms of mineral assemblages. Units I and II are mainly composed of wehrlite and clinopyroxenite with small amounts of Fe-Ti oxides, whereas Unit III is mainly composed of gabbro with thick Fe-Ti oxide-rich layers. Previous researches proposed that the thick Fe-Ti oxide-rich layers crystallized from immiscible, interstitial Fe-rich liquid, however, the evolution of the immiscible Fe-rich liquid is still unclear. In this study, we analyzed the zoning and compositions of plagioclase from the Fe-Ti oxide gabbro and the overlying leucogabbro and aimed to constrain the evolution of the immiscible Fe-Ti rich liquid. In the leucogabbro, the paired non-reactive microstructures composed of conjugate granophyric intergrowths and ilmenite-rich intergrowths are the direct evidence of liquid immiscibility.

The plagioclase grains adjacent to interstitial granophyric intergrowths have FeO and TiO₂ content decreasing with the decrease of the An contents from core to rim, whereas the plagioclase grains adjacent to interstitial ilmenite-rich intergrowths have FeO and TiO₂ increasing with the decrease of the An contents from core to rim. We suggest that the rim of the plagioclase may record the compositional variations of conjugate immiscible Si-rich and Fe-rich liquid. In Fe-Ti oxide gabbro, primary plagioclase is replaced by newly formed plagioclase from Fe-rich melt and overgrowth in local places. Primary plagioclase has An ranging from 57 to 62, FeO from 0.34% to 0.54% and TiO₂ from 0.06% to 0.13%, whereas the plagioclase crystallized from immiscible Fe-rich melt has An, FeO and TiO₂ contents higher than those for the primary plagioclase. An values of the plagioclases overgrowth crystallized from highly evolved interstitial liquid are lower than those of the primary ones. We consider that the primary plagioclase formed by normal crystallization, whereas plagioclase overgrowth crystallized from interstitial immiscible Fe-rich melt. After the onset of the immiscibility in the interstitial liquid, immiscible Fe-rich melt may migrate downwards to form the Fe-Ti oxide-rich layers. Plagioclase crystallized from the immiscible Fe-rich melt would have relatively high An content so that high-An area occurred when Fe-rich melt penetrated the primary plagioclase. When the Fe-rich melt evolved to the late stage, being hampered by the narrow growth space, discontinuous plagioclase overgrowth occurred in the restricted places along the rims of the primary and newly-formed plagioclase overgrowth, or penetrated the cracks through the early formed plagioclase.

Keywords: plagioclase zoning; liquid immiscibility; Fe-Ti oxide ore; layered intrusion; Emeishan large igneous province; Panxi region (SW China)