

https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.549



# 东昆仑香加花岗质岩体中镁铁质包体成因： 岩相学及地球化学证据

秦拯纬<sup>1,2</sup>, 马昌前<sup>3</sup>, 付建明<sup>1,2</sup>, 卢友月<sup>1,2</sup>, 史洪峰<sup>4</sup>, 熊富浩<sup>5</sup>

1. 中国地质调查局武汉地质调查中心, 湖北武汉 430205
2. 中国地质调查局花岗岩成岩成矿地质研究中心, 湖北武汉 430205
3. 中国地质大学地球科学学院, 湖北武汉 430074
4. 中国地质调查局南京地质调查中心, 江苏南京 210016
5. 成都理工大学地球科学学院, 四川成都 610059

**摘要:** 东昆仑造山带以广泛发育富含镁铁质包体的早—中三叠世花岗岩为主要特征,但目前尚缺乏对不同类型镁铁质包体系统的岩相学和矿物学研究。在本文中,我们选择了极具代表性的香加花岗岩体及其中包体为研究对象,从岩相学和矿物化学角度揭示了东昆仑地区壳幔岩浆相互作用的详细过程。研究表明包体发育眼球状石英、韵律环带斜长石和针状磷灰石等不平衡结构和快速结晶现象,指示存在岩浆混合作用,而似辉绿辉长结构包体代表了岩浆混合的基性端元。此外,长石的多阶段生长证明可能存在多次的岩浆混合过程。镁铁质包体相对寄主岩( $Mg^{\#}$  值为 0.39~0.56,  $Fe^{\#}$  值为 0.44~0.62)具高  $Mg^{\#}$  和低  $Fe^{\#}$  特征。包体具有两类角闪石:一类结晶源自早期深部幔源岩浆( $TiO_2=2.1\% \sim 2.9\%$ ,  $SiO_2=41.75\% \sim 44.49\%$ ),另一类则起源于浅部壳幔混合作用( $TiO_2=1.0\% \sim 1.8\%$ ,  $SiO_2=42.49\% \sim 48.10\%$ )。部分黑云母具有高镁特征( $MgO=9.78\% \sim 11.53\%$ ,  $Mg^{\#}=0.462 \sim 0.541$ ),与幔源成因黑云母成分相当。斜长石的韵律环带及化学组成指示其岩浆混合成因。幔源基性岩浆在  $5 \times 10^8$  bar(约 18 km)左右深度结晶并形成高钛角闪石,玄武质岩浆底侵上升,并发生壳幔岩浆混合作用,混合的岩浆上升至  $2.5 \times 10^8$  bar(约 8 km)左右深度结晶形成低钛角闪石。以上证据指示,东昆仑地区在三叠纪时期可能经历了多期次的岩浆混合作用,地幔岩浆的注入在地壳深熔作用和地壳生长过程中扮演了重要角色。广泛的壳幔岩浆相互作用可能是三叠纪时期阿尼玛卿洋板片断离的重要响应。

**关键词:** 东昆仑造山带; 镁铁质包体; 花岗岩; 地球化学; 多次混合。

中图分类号: P58

文章编号: 1000-2383(2018)07-2420-18

收稿日期: 2017-9-28

## The Origin of Mafic Enclaves in Xiangjia Granitic Pluton of East Kunlun Orogenic Belt: Evidence from Petrography and Geochemistry

Qin Zhengwei<sup>1,2</sup>, Ma Changqian<sup>3</sup>, Fu Jianming<sup>1,2</sup>, Lu Youyue<sup>1,2</sup>, Shi Hongfeng<sup>4</sup>, Xiong Fuhao<sup>5</sup>

1. Wuhan Center of China Geological Survey, Wuhan 430205, China
2. Research Center of Granitic Diagenesis and Mineralization, China Geological Survey, Wuhan 430205, China
3. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China
4. Nanjing Center of Geological Survey, China Geological Survey, Nanjing 210016, China
5. Faculty of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

**Abstract:** The East Kunlun orogenic belt is characterized by widespread Early-Middle Triassic Epoch granitic rocks with a large proportion of mafic enclaves therein, however, there is still lack of petrography and mineralogy studies on the Mafic enclaves with different textures. In this paper, a systematic petrography and mineral chemistry study has been carried out for the representative Xiangjia gran-

**基金项目:** 中国地质调查局地质矿产调查项目(No.121201009000150002); 国家自然科学基金项目(No.41602049)。

**作者简介:** 秦拯纬(1987-),男,助理研究员,博士,主要从事花岗岩成岩成矿、同位素地球化学研究。ORCID: 0000-0002-9003-7565。

E-mail: qzwwt01232006@126.com

**引用格式:** 秦拯纬,马昌前,付建明,等,2018.东昆仑香加花岗质岩体中镁铁质包体成因:岩相学及矿物化学的证据.地球科学,43(7): 2420-2437.

ite pluton as well as the enclosed Mafic enclaves, which have clarified the processes of crust-mantle interaction in East Kunlun area. Studies on petrography have shown that the mafic enclaves have some disequilibrium textures and some phenomenon point to rapid crystallization, such as needle-like apatite, needle-like amphibole and augen-shaped quartz, all of which suggest the possible of magma mixing process, and the enclave with ophitic-gabbro texture likely to be the basic end-member. In addition, multi-stage growing of feldspar indicates there might be multi-mixing process. Whole rock geochemistry shows that the mafic enclaves have lower  $Mg^{\#}$  and higher  $Fe^{\#}$  values relative to their host rocks ( $Mg^{\#}$ : 0.39–0.56,  $Fe^{\#}$ : 0.44–0.62). Electron microprobe investigation shows that enclaves have two kinds of amphiboles, one kind in mafic enclaves ( $TiO_2$ : 2.1%–2.9%,  $SiO_2$ : 41.75%–44.49%) crystallized from mantle-derived basic magma in the early stage, while the other kind ( $TiO_2$ : 1.0%–1.8%,  $SiO_2$ : 42.49%–48.10%) probably crystallized from the mixed magma in the shallow crust level. Some biotites ( $MgO$ : 9.78%–11.53%,  $Mg^{\#}$ : 0.462–0.541) are similar to biotites crystallizing in the mantle-derived magma. The rhythmic zoning and geochemistry contents of Plagioclases show that they may have suffered the process of magma mixing. Calculated results by geobarometer indicate that the mantle-derived basic magma crystallized under  $5 \times 10^8$  bar, i.e. about 18 km depth, producing the high-Ti amphiboles, and then mixed with the acid magma. The mixed magma emplaced to upper crust, maybe at  $2.5 \times 10^8$  bar, i.e. about 8km depth, producing the Low-Ti amphiboles. All these features above show that the East Kunlun orogenic belt might have experienced crust-mantle interaction repeatedly during the Triassic Epoch, and the injection of mantle magma played an important role in the crustal growth and crust anatexis. The wide crust-mantle interaction may be the response to the slab break-off of Animaoqing Ocean during the Triassic Period.

**Key words:** East Kunlun orogenic belt; mafic enclaves; granite; geochemistry; multi-mixing.

## 0 引言

东昆仑造山带是青藏高原北部的一个多旋回复合造山带.该造山带广泛发育晚二叠世—三叠纪花岗质岩浆活动,且以富含镁铁质微粒包体为主要特征.这些花岗岩类及其包体记录了完整的古特提斯造山带构造—岩浆演化过程,是研究造山带巨量岩浆起源和陆壳生长方式的重要对象.镁铁质包体通常被看作是研究地球深部的“探针”,可能代表着下地壳或者地幔的物质组分,也可能代表了受深熔作用或岩浆混合作用改造的产物.已有研究表明,通过岩相学、岩石学和地球化学等手段仍可为厘定包体成因和岩浆演化过程提供可靠证据(陈斌等,2006;陈卫锋等,2007;崔加伟等,2016;曾认宇等,2016).有关包体的成因和分类在 20 世纪 80 年代就已经受到地质学家的关注(Didier and Barbarin, 1991).马昌前等(1994)将包体分为浅源捕虏体、深源捕虏体和同生包体,其中同生包体又可分为残余体、混染体、混成包体、堆积包体、残浆包体、不混溶包体、冷凝边包体 7 类. Didir and Barbarin(1991)则将花岗岩中的岩石包体分为 3 种基本类型:捕虏体、残留体及镁铁质微粒包体(MME),这也是现今国际上比较普遍的分类方法.

从岩相学、同位素年代学角度,已有研究表明东昆仑巨量晚二叠世—早三叠世花岗质侵入岩为岩浆混合成因,幔源岩浆为地壳生长和花岗岩浆起源提供了热和物质贡献(姜春发等,1992;朱云海等,

1999;罗照华等,2002;刘成东等,2002,2004).尽管有关晚二叠世—早三叠世花岗岩的构造背景还一直存在争议(马昌前等,2015; Hu *et al.*, 2016),但镁铁质岩浆包体的数量、大小、结构等特征已经反映东昆仑地区存在复杂的壳幔混合作用(罗明非等,2014;马昌前等,2015;陈国超等,2016).然而,已有研究主要关注包体的年代学和岩石地球化学,缺少对包体岩相学和矿物学的系统研究.东昆仑香加花岗质岩体位于昆北断裂带南缘,以发育不同结构的暗色包体为主要特征,其包体存在似辉绿辉长结构、似斑状结构、细粒结构、不等粒结构等,是研究包体成因机制和壳幔混合作用的典型窗口.

本文以东昆仑香加地区包体及其花岗质寄主岩石为研究对象,开展系统的岩相学、岩石学和矿物学等研究,结合地质温压计,分析其岩浆演化过程,探讨镁铁质包体的成因及壳幔岩浆作用模型,这对深入认识东昆仑造山带三叠纪时期的巨量岩浆活动机制和地壳生长类型具有重要指示意义.

## 1 岩体地质概况

香加岩体位于青海省都兰县香日德镇东南方向,同位素年代学结果显示其形成年龄为 242 Ma (SHRIMP 锆石 U-Pb;刘成东等,2004),属昆北断裂带南缘早—中三叠世花岗质侵入岩(图 1a).由于第四纪黄土覆盖,岩体出露面积较小,面积约 6 km<sup>2</sup>,呈球形状产出(图 1b).据前人资料,研究区

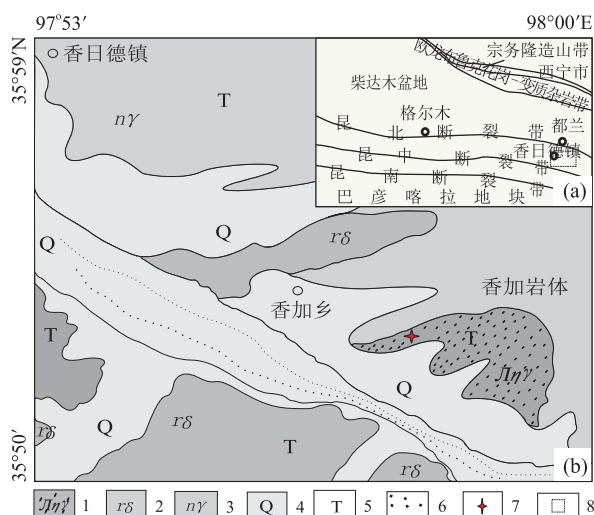


图 1 东昆仑大地构造框架简图(a)和昆北断裂带南缘香加岩体地质简图(b)

Fig.1 Geotectonic framework of East Kunlun (a), and geological sketch of Xiangjia pluton in the south side of East Kunlun belt (b)

1.富含包体似斑状二长花岗岩;2.花岗闪长岩;3.二长花岗岩;4.第四系;5.三叠纪;6.水沟;7.采样点;8.工作区域

中生代花岗岩类主要侵入于前寒武纪金水口群一小庙岩群和早古生代纳赤台群变火山岩(龙晓平等, 2006;罗明非等, 2014)。寄主岩石为斑状二长花岗岩,具块状构造,斑晶以长石、石英为主,长石斑晶粒度一般为 0.5~1.0 cm,个别达 3 cm,石英粒度略小,一般 <1 cm,基质主要为角闪石、黑云母与斜长石。

包体呈灰白—暗黑色,块状构造,均具岩浆结

构,以闪长质成分为主,矿物粒度总体较寄主岩石小。包体形态多呈椭球状、透镜状,少数为次棱角状(图 2)。包体大小变化于 1 cm × 1 cm ~ 30 cm × 20 cm,多为 10 cm × 10 cm。据统计,包体出露面积约占整个岩体 3%。本次采样位置为北纬 35°55'30",东经 97°56'45"。由于差异风化,岩体风化面上常出现因包体脱落而形成的椭球状凹坑(图 2a)。包体分布不均匀,当包体密集时,形态多样,大小不一,且杂乱排列;当包体较少时,形态一致,且长轴定向,走向近 220°(图 2a),这与前人描述的包体走向相差 90°(朱云海等,1999;刘成东等,2002)。值得注意的是,东昆仑地区花岗岩中的镁铁质包体走向与区域构造带并无明显的耦合性,说明包体的局部定向特征可能是镁铁质岩浆团的注入具有方向性或岩浆流动所致。包体与寄主岩石多呈截然接触关系,二者界线处暗色矿物呈弱定向,与包体边界平行(图 2b),有时也呈迷雾状(图 2d)。包体多含针柱状角闪石、眼球状石英捕虏晶,可见横跨寄主岩与包体间的长石斑晶(图 2e, 2f)。

## 2 岩相学

包体具有不同岩浆结构,包括不等粒结构、似斑状结构、细粒结构、近似辉绿辉长结构(表 1)。镜下观察表明,斜长石环带结构发育(图 3a),且中心常被熔蚀,钾长石斑晶具增生边结构,边部大多被熔蚀成

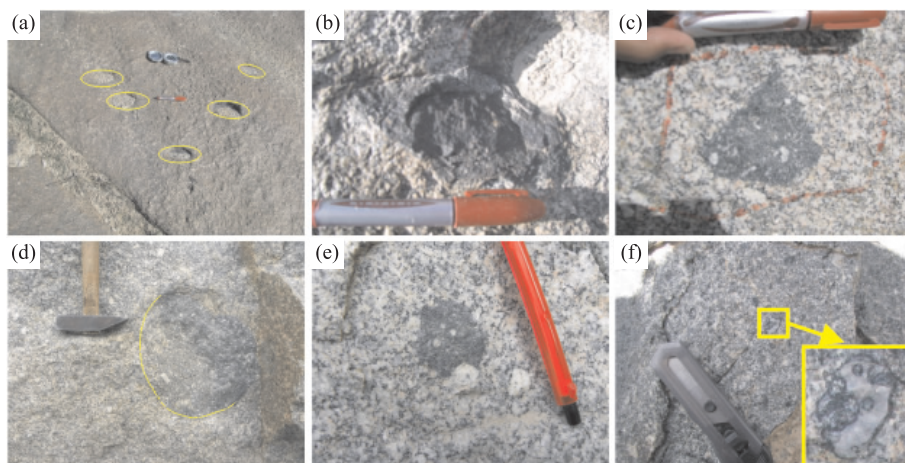


图 2 野外相片显示包体与寄主岩之间的相互关系

Fig.2 Field photographs showing mutual geological relationships between the enclaves and their host granite

a.包体多呈浑圆椭球状,长轴定向,说明形成过程中遭受应力作用;b.包体边界呈弯曲状,暗色矿物平行包体边界,说明寄主岩石与镁铁质岩浆为塑性状态下混合形成;c.次棱角状包体;d.包体与寄主岩边界呈迷雾状过渡关系,说明岩浆混合向均匀方向发展;e.介于寄主岩石与包体间的长石巨晶,说明包体中长石是从寄主岩中进入的;f.眼球状石英,说明石英是镁铁质岩浆注入长英质岩浆后,两者一起搅拌形成的



表 1 香加岩体寄主岩与包体的岩相学特征

Table 1 The petrographic characteristics of Xiangjia host granites and enclaves

样品号	岩石类型主要结构	野外颜色	主要矿物成分	副矿物组合
56-1	寄主岩/似斑状结构	灰白色、浅肉红色	碱性长石+斜长石+角闪石+黑云母+石英; 基质中粗粒花岗结构, 为条纹长石、微斜条纹长石; 斑晶主要为钾长石, 占 30%, 极度绢云母化, 粒径一般为 0.8 cm × 1.2 cm, 大者可以达到 1.2 cm × 2.5 cm, 手标本上即可看到暗色矿物镶边; 基质主要为斜长石 30%, 粒径多为 1 mm, 半自形—他形, 发育聚片双晶, 环带结构常见; 石英多呈集合体状, 波状消光不明显, 粒径 1~3 mm, 含量不超过 20%, 呈他形充填于其他矿物中间. 黑云母: 片状、自形短柱状, 多色性褐—深褐色, 生长于斜长石的间隙或者跨越斜长石边界, 粒径一般 < 1 mm, 见简单双晶, 含量约 5%; 角闪石: 长柱状, 多色性浅绿—墨绿, 含量极少 2%~3%, 粒径一般为 0.6 mm; 绢云母: 呈放射状, 由长石蚀变而成, 含量为 2%.	磷灰石+锆石
56-10	混杂带包体/不等粒结构	灰白色	长石斑晶已极度绢云母化, 常见增生边结构, 且包裹有柱状角闪石, 见暗色矿物镶边; 基质中常见比暗色矿物粒度还小的斜长石简单双晶, 暗色矿物含量 5%~10%, 分为大小截然的两类, 均以角闪石为主; 角闪石: 短柱状, 发育简单双晶, 见菱形截面, 两组解理夹角呈 56°, 可见绿色(浅部)角闪石围绕深褐色(深部)角闪石生长一圈, 含量 2%~3%, 晶形良好的角闪石环带发育, 且具简单双晶; 石英: 呈他形充填在自形矿物中间, 见石英波状消光.	磷灰石+锆石
56-5	闪长质包体/近辉绿辉长结构	暗黑色	基本不含矿物斑晶, 主要矿物: 碱性长石+角闪石; 偶见石英大斑晶被暗色矿物环绕. 经镜下观察, 不含辉石和黑云母; 碱性长石: 自形柱状, 两组近 90°解理明显, 风化严重, 极度绢云化, 其中含针状磷灰石; 角闪石: 针柱状, 半自形状, 菱形截面解理清晰, 绿帘石化, 绿泥石化, 长柱状 3~10 mm 不等, 长宽比为 20:1~3:1, 半自形 1 mm 左右.	针状磷灰石+锆石+磁铁矿

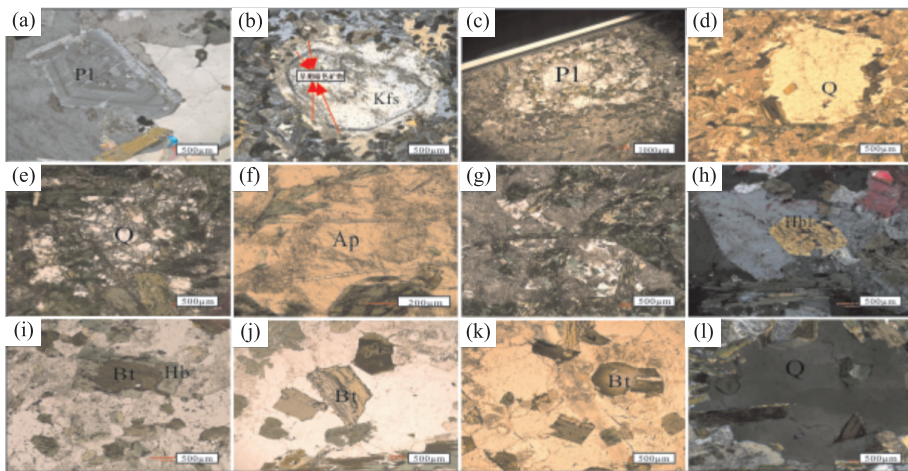


图 3 寄主岩及各类包体显微照片

Fig.3 The microphotos of enclaves and their host granite

a.斜长石韵律环带,说明动荡的结晶环境,正交 5 倍;b.钾长石增生边结构,包裹有早期暗色矿物,正交 5 倍;c.长石多层次包裹暗色矿物,说明长石的多阶段生长,单偏 5 倍;d.眼球状石英,单偏 5 倍;e.眼球状石英,镶边的暗色矿物均为中粗角闪石,单偏 5 倍;f.针状磷灰石,指示淬冷过火结晶,单偏 20 倍;g.针状角闪石,指示淬冷过火结晶;h.长石中包裹有高 Ti 角闪石,角闪石具褐—绿多色性,单偏 5 倍;i.角闪石围绕黑云母生长,单偏 5 倍;j.黑云母解理弯曲,说明遭受应力作用,单偏 5 倍;k.黑云母环带结构,正交 5 倍;l.石英波状消光,说明遭受应力作用,正交 10 倍

半自形—他形(图 3b).部分斜长石包裹多层次细粒暗色矿物(图 3c).石英多呈眼球状,具暗色矿物镶边(图 3d,3e).包体中均含针柱状角闪石(图 3g)与针柱状磷灰石(图 3f).角闪石具环带结构,其中,深绿色角闪石具较多包裹体.黑云母罕见地发育环带构造(图 3k),且见弯曲解理(图 3j),还可见角闪石围绕黑云母生长的反鲍文序列现象,而石英具波状消

光(图 3i).

### 3 分析方法

样品均取自东昆仑造山带香加二长花岗岩体,样品前期处理主要是在中国地质大学(武汉)磨片室

表 2 香加花岗质岩体及包体主量元素组成 (%)

Table 2 Major elements compositions (%) of enclaves and their host granites from Xiangjia

样品号	0009-1	0346-1	0588-1	2085-1	09NM56-1	09NM56-5	09NM56-7	09NM56-10
岩石类型	似斑状二长花岗岩	似斑状二长花岗岩	似斑状二长花岗岩	似斑状二长花岗岩	似斑状二长花岗岩	镁铁质包体	镁铁质包体	镁铁质包体
SiO <sub>2</sub>	72.95	69.73	68.95	74.01	69.48	53.8	55.64	59.95
TiO <sub>2</sub>	0.28	0.37	0.48	0.21	0.44	0.72	1.05	0.76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.57	14.43	14.38	13.10	14.78	15.79	18.2	17.24
FeO	1.63	2.53	2.12	1.10	1.85	5.95	4.80	3.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.77	0.91	1.07	0.62	1.14	2.11	1.92	1.47
MnO	0.06	0.06	0.06	0.03	0.06	0.26	0.15	0.13
MgO	0.75	0.92	1.47	0.38	1.31	5.52	3.27	2.81
CaO	1.94	2.71	3.21	1.20	3.13	6.29	5.27	5.67
Na <sub>2</sub> O	3.21	3.41	3.45	3.12	3.53	4.27	4.26	3.88
K <sub>2</sub> O	3.97	3.25	3.32	5.19	3.09	2.34	2.97	2.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.09	0.14	0.04	0.12	0.33	0.32	0.23
LOI					0.60	1.04	0.44	0.68
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.46	1.29	1.10	0.71	0.78	1.70	1.73	1.45
CO <sub>2</sub>	0.13	0.09	0.09	0.11	0.06	0.68	0.13	0.17
Total	99.80	99.79	99.84	99.82	99.77	99.76	99.71	99.72
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	7.18	6.66	6.77	8.31	6.62	6.61	7.23	5.99
FeO*	2.02	2.99	2.66	1.41	2.42	7.01	5.76	4.59
R <sub>1</sub>	2 718	2 570	2 492	2 556	2 559	1 283	1 290	1 958
R <sub>2</sub>	511	619	698	404	690	1 257	1 083	1 084
A/CNK	1.04	1.03	0.95	1.01	1.00	0.75	0.92	0.91
A/NK	1.42	1.58	1.55	1.22	1.62	1.65	1.78	1.99
Mg <sup>#</sup>	45.06	39.33	55.28	38.11	55.79	62.32	54.84	56.54
Fe <sup>#</sup>	0.55	0.61	0.45	0.62	0.44	0.38	0.45	0.43
FeO*/MgO	2.69	3.24	1.81	3.71	1.85	1.27	1.76	1.63

注:空格代表缺少相关数据;其中 0009-1、0346-1、0588-1、2085-1 号样品数据引自殷鸿福等(2003);FeO\* 表示全铁含量;Mg<sup>#</sup> = MgO/(MgO+FeO\*);Fe<sup>#</sup> = FeO\*/(MgO+FeO\*).

完成,直接选取相应的样品,并磨制探针片共 10 片(其厚度要略大于普通的探针片,长度小于 5 cm),镜下观察并挑选特征鲜明,表面无蚀变或弱蚀变的样品(共 6 片)以待测试。

全岩主量元素的测试在湖北省地质实验测试中心完成,氧化物的含量采用 Magix-pro2440 型光谱仪进行 XRF 分析,样品分析精度高于 5%,H<sub>2</sub>O 的测定采用重量法,CO<sub>2</sub> 的测定采用非水滴法,FeO 含量则使用硫酸-氢氟酸溶矿-重铬酸钾滴定法测定.单矿物电子探针分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室进行.所用仪器为日本电子公司生产的 JEOL-JXA-8100 电子探针分析仪.分析元素包括 Si、Al、Ti、Ca、Mg、Mn、Fe、Cr、K、Na 等.所采用标样来自美国 SP 公司.所采用测试条件如下:加速电压为 15 kV;探针电流 20 nA;电子束直径 5 μm.

## 4 岩石化学

包体与寄主岩的主量元素数据见表 2,香加岩体寄主二长花岗岩(0009-1,0346-1,0588-1,2085-1,09NM56-1)与镁铁质包体(09NM56-5,09NM56-7,09NM56-10)相比,寄主岩的 SiO<sub>2</sub> (68.95%~74.01%)含量明显高于包体(53.80%~59.95%),全碱含量(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O=6.62%~8.31%)则与包体大致相当(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O=5.99%~7.23%),但包体相对寄主岩富集 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.23%~0.33%,平均为 0.29%)、TiO<sub>2</sub> (0.72%~1.05%,平均为 0.84%)、MgO (2.81%~5.52%,平均为 3.87%)、FeO\* (4.59%~7.01%,平均为 5.75%)和 CaO (5.27%~6.29%,平均为 5.74%)。

在图 4a 中,包体分布在正长闪长岩和闪长岩区,且近似辉绿辉长结构包体(56-5)靠近辉长岩区域,寄主岩则主要落入石英闪长岩和花岗岩范围内.包体既有碱性区域又有亚碱性区域,这可能是由于包体(56-5,56-7)形成于更基性的岩浆,SiO<sub>2</sub> 含量偏

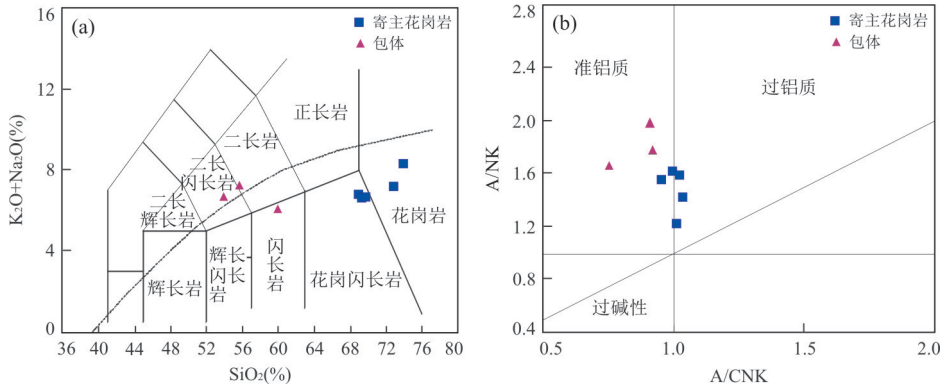


图 4 包体和寄主岩的 TAS 图解(a)和 A/CNK-A/NK 图解(b)

Fig.4 Diagrams of TAS (a) and A/CNK vs. A/NK (b) for enclaves and their host granites

图 b 据 Middlemost(1994)

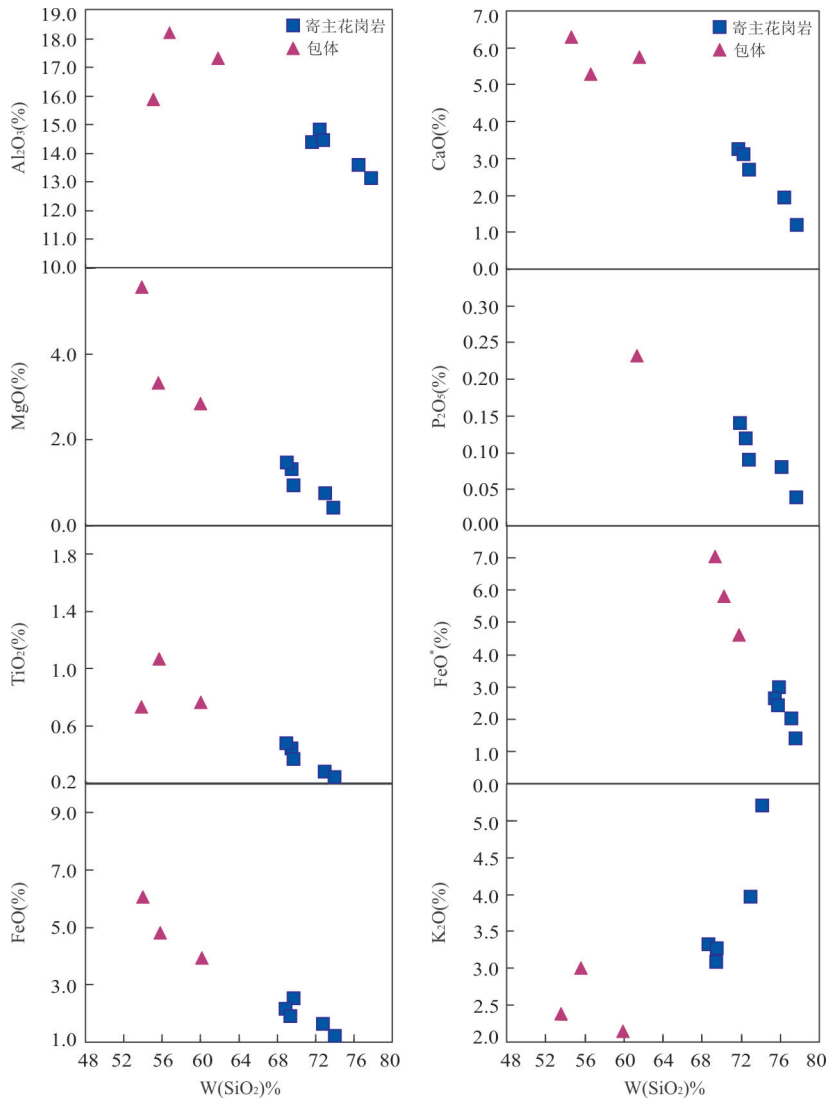


图 5 香加岩体及镁铁质包体主量元素哈克图解

Fig.5 Harker diagrams of major elements for mafic enclaves and their host granites

在图 5 中,笔者发现除  $K_2O$  以外,寄主岩的  $Al_2O_3$ 、 $CaO$ 、 $MgO$ 、 $P_2O_5$ 、 $TiO_2$ 、 $FeO$  含量均与  $SiO_2$  含量呈很好的负相关性,反映了岩浆的正常演化趋势,而包体中的  $Al_2O_3$ 、 $CaO$ 、 $TiO_2$ 、 $K_2O$  与  $SiO_2$  均没有呈现良好的相关性,与 Debon(1991)的岩浆混合结论吻合

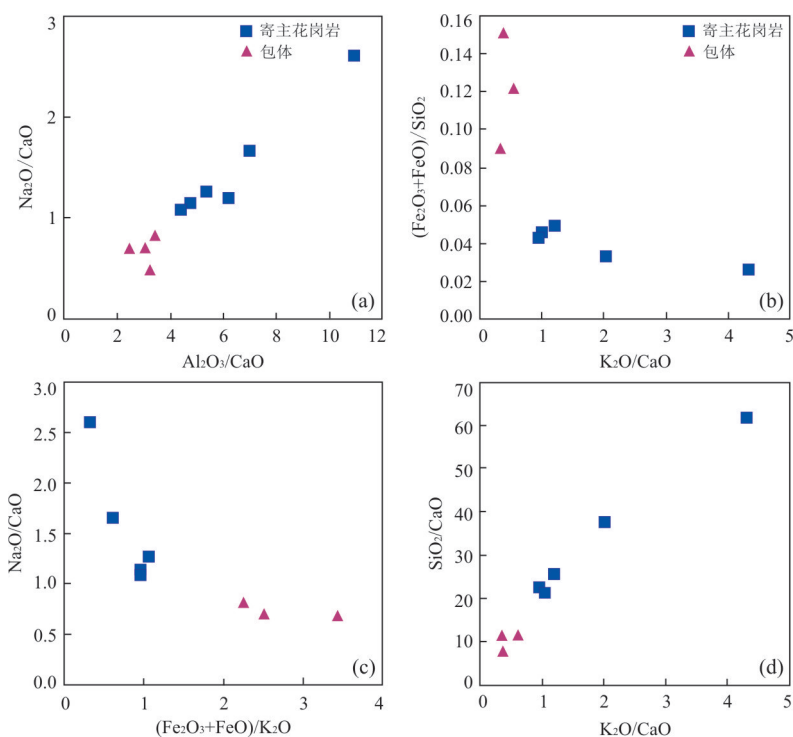


图 6 镁铁质包体及其寄主岩主成分协变图

Fig.6 Covariant diagrams for major elements of mafic enclaves and their host rocks

包体与寄主岩石的主要氧化物之间显示出良好的协变关系(图 6),在图 6a、6d 中,包体与寄主岩均表现为直线相关,而在图 6b、6c 中表现为双曲线演化关系,这种协变关系表明,岩石的成分变化与岩浆混合作用有关,二者的母岩浆曾发生过不同程度物质成分交换(马昌前等,1994;周珣若和任进,1994)

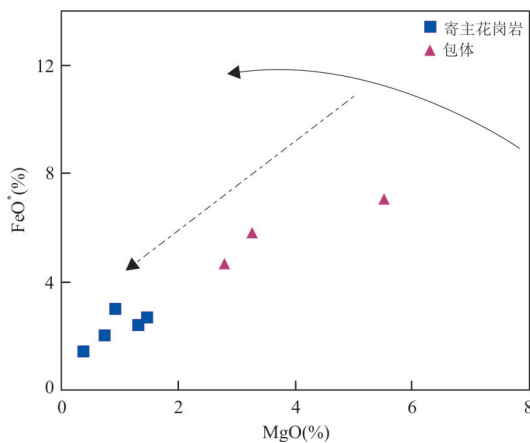


图 7 镁铁质包体及其寄主岩的 FeO-MgO 协变

Fig.7 Covariant diagram for FeO-MgO of mafic enclaves and their host rocks

据 Didier and Barbarin(1991);虚线箭头代表两种岩浆的混合趋势;实线箭头代表混合前镁铁质岩浆的分异趋势;FeO\* 为全铁

低,Na<sub>2</sub>O 含量偏高所致.寄主岩的 A/CNK 值为 0.95~1.04<1.1,为准铝质到弱过铝质,包体的 A/CNK 为 0.75~0.92,比寄主岩稍低,为准铝质(图 4b).寄主岩的 K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 值为 0.88~1.66,与华南壳源型花岗岩相似(K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 平均值为 1.61),而

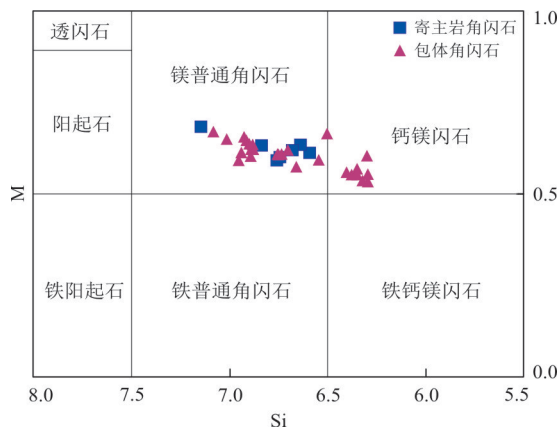


图 8 香加岩体角闪石分类图解

Fig.8 Classification of the Hornblende in the Xiangjia pluton 据 Leake *et al.*(1997);M=Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>);Si 单位为 apfu(O=23)

镁铁质包体的 K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 值为 0.54~0.70,低于寄主花岗岩,表现了相对低钾的特征.自寄主花岗岩、不等粒结构包体(56-10,56-7)到似辉绿辉长结构包体(56-5),Mg<sup>#</sup> 值具有逐渐升高的趋势,依次变化范围为:39.33~55.79,54.84~56.54 和 62.32,而 Fe<sup>#</sup> 值具有逐渐降低的趋势,变化范围依次为:0.44~0.62,0.43~0.45和0.38,这说明从包体到寄主花岗

表 3 香加岩体中角闪石电子探针分析(%)及晶体化学式计算结果  
Table 3 Electronic probe analysis and crystal chemical formula of Hornblend in Xiangjia Rock (%)

样品 探针点号	包体 56-5					包体 56-10					包体 56-4					包体 56-8					寄主岩 56-1						
	5	6	7	8	37	38	40	41	42	43	44	45	46	47	48	63	64	68	78	79	80	81	82	83	84	96	97
SiO <sub>2</sub>	47.03	47.38	48.10	47.17	47.12	47.07	47.02	42.30	41.84	41.75	41.99	45.40	42.19	44.49	44.17	42.49	43.04	44.91	47.22	46.70	44.68	46.54	44.92	48.52	45.66	45.61	44.38
TiO <sub>2</sub>	1.26	1.16	1.13	1.23	1.13	1.25	1.22	2.10	2.68	2.73	2.72	1.28	2.90	2.77	2.69	1.79	1.64	1.55	1.22	1.27	1.36	1.40	1.31	1.00	1.49	1.44	1.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.24	7.61	7.16	7.55	7.76	8.01	7.43	9.70	9.98	10.25	9.86	7.46	10.09	10.14	9.62	9.79	9.04	8.92	7.01	7.36	7.64	7.69	7.50	5.82	8.46	8.34	8.00
FeO*	16.16	16.23	15.92	16.63	16.80	16.98	16.77	19.88	19.54	19.30	19.44	18.08	17.39	15.00	16.46	20.63	19.87	18.52	17.34	17.37	18.13	16.88	18.49	16.69	17.46	17.30	18.41
MnO	0.56	0.63	0.53	0.54	0.54	0.56	0.51	0.55	0.56	0.53	0.49	0.54	0.38	0.37	0.53	0.57	0.60	0.57	0.57	0.62	0.52	0.51	0.61	0.72	0.59	0.51	0.52
MgO	11.65	11.89	12.15	11.45	11.58	11.26	11.76	9.57	9.46	9.28	9.43	11.27	10.67	11.78	10.73	9.25	9.93	10.18	11.74	11.39	11.57	11.67	11.26	12.37	10.84	11.19	11.29
CaO	11.07	11.01	11.29	11.38	11.16	10.96	11.40	11.49	11.31	11.51	11.59	11.78	11.30	10.88	11.21	11.64	11.68	11.20	11.34	11.39	11.71	11.25	11.68	11.27	11.18	11.40	11.89
Na <sub>2</sub> O	1.47	1.49	1.25	1.33	1.27	1.32	1.27	1.80	1.83	1.87	1.79	1.35	2.00	1.91	1.71	1.59	1.48	1.45	1.17	1.32	1.47	1.48	1.47	1.06	1.44	1.51	1.56
K <sub>2</sub> O	0.70	0.62	0.65	0.75	0.70	0.75	0.77	0.96	0.96	0.92	0.93	0.71	0.92	0.92	0.94	1.21	1.04	0.94	0.71	0.70	0.80	0.81	0.73	0.58	0.95	0.91	0.81
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.04	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0.01	0	0	0	0	0	0
Total	98.15	98.02	98.18	98.03	98.05	98.15	98.14	98.35	98.17	98.17	98.22	97.87	97.84	98.26	98.05	98.96	98.3	98.24	98.33	98.11	97.89	98.23	97.99	98.05	98.07	98.21	98.31
Si	6.87	6.92	7.01	6.94	6.89	6.88	6.89	6.34	6.29	6.29	6.32	6.74	6.3	6.5	6.54	6.36	6.44	6.65	6.91	6.87	6.63	6.83	6.67	7.08	6.74	6.73	6.59
Ti	0.14	0.13	0.12	0.14	0.12	0.14	0.13	0.24	0.3	0.31	0.31	0.14	0.33	0.30	0.30	0.20	0.18	0.17	0.13	0.14	0.15	0.15	0.15	0.11	0.17	0.16	0.16
Al	1.42	1.31	1.23	1.31	1.34	1.38	1.28	1.72	1.77	1.82	1.75	1.31	1.78	1.75	1.68	1.73	1.59	1.56	1.21	1.28	1.34	1.33	1.31	1.00	1.47	1.45	1.40
Fe*	1.98	1.98	1.94	2.04	2.05	2.08	2.06	2.49	2.45	2.43	2.45	2.25	2.17	1.83	2.04	2.58	2.49	2.30	2.12	2.14	2.25	2.07	2.30	2.04	2.16	2.13	2.29
Fe <sup>3+</sup>	0.57	0.62	0.51	0.44	0.64	0.63	0.57	0.72	0.70	0.55	0.56	0.65	0.60	0.52	0.4	0.74	0.78	0.64	0.69	0.6	0.79	0.59	0.77	0.7	0.58	0.56	0.72
Fe <sup>2+</sup>	1.41	1.36	1.43	1.60	1.41	1.44	1.48	1.77	1.76	1.88	1.88	1.60	1.57	1.31	1.64	1.84	1.71	1.66	1.43	1.53	1.46	1.48	1.53	1.34	1.58	1.57	1.57
Mn	0.07	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.05	0.05	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07	0.08	0.07	0.06	0.08	0.09	0.07	0.06	0.07
Mg	2.54	2.59	2.64	2.51	2.52	2.45	2.57	2.14	2.12	2.08	2.12	2.50	2.38	2.57	2.37	2.06	2.21	2.25	2.56	2.5	2.56	2.55	2.49	2.69	2.39	2.46	2.5
Ca	1.73	1.72	1.76	1.79	1.75	1.72	1.79	1.85	1.82	1.86	1.87	1.87	1.81	1.70	1.78	1.87	1.87	1.78	1.78	1.79	1.86	1.77	1.86	1.76	1.77	1.80	1.89
Na	0.41	0.42	0.35	0.38	0.36	0.37	0.36	0.52	0.53	0.55	0.52	0.39	0.58	0.54	0.49	0.46	0.43	0.42	0.33	0.38	0.42	0.42	0.42	0.3	0.41	0.43	0.45
K	0.13	0.11	0.12	0.14	0.13	0.14	0.14	0.18	0.18	0.18	0.18	0.13	0.18	0.17	0.18	0.23	0.20	0.18	0.13	0.13	0.15	0.15	0.14	0.11	0.18	0.17	0.15
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum-cat	15.28	15.26	15.24	15.31	15.24	15.23	15.3	15.55	15.54	15.58	15.57	15.4	15.56	15.42	15.45	15.56	15.5	15.37	15.24	15.3	15.44	15.34	15.42	15.17	15.36	15.41	15.49
Mg#	0.64	0.66	0.65	0.61	0.64	0.63	0.63	0.55	0.55	0.53	0.53	0.61	0.6	0.66	0.59	0.53	0.56	0.58	0.64	0.62	0.64	0.63	0.62	0.67	0.6	0.61	0.61
M	0.44	0.43	0.42	0.45	0.45	0.46	0.44	0.54	0.54	0.54	0.54	0.47	0.48	0.42	0.46	0.56	0.53	0.51	0.45	0.46	0.47	0.45	0.48	0.43	0.47	0.46	0.48

注: Fe\* = Fe<sup>3+</sup> + Fe<sup>2+</sup>; Mg# = Mg / (Fe<sup>2+</sup> + Mg); M = Fe\* / (Fe\* + Mg).



岩, 镁质成分逐渐减少, 幔源特征逐渐减弱, 壳源特征逐渐增强. 镁铁质包体具有较高的  $P_2O_5$  含量, 可能与其富含磷灰石、黑云母、角闪石等挥发份矿物有关, 暗示其岩浆具有富水特征.

镁铁质包体的 Fe 和 Mg 含量比寄主花岗岩高很多, 但它们的  $Fe/(Fe+Mg)$  比值却相当, 表现在图 7 上为明显的线性关系, 与 Didier and Barbarin (1991) 的壳幔岩浆混合趋势相同, 而明显不同于岩浆的结晶分异趋势 (马昌前等, 2006).

## 5 主要造岩矿物特征

### 5.1 角闪石

所有样品中角闪石均为钙质角闪石 ( $(Ca+Na)_B > 1.34$ ,  $(Na)_B < 0.67$ ,  $Ti < 0.50$ ,  $Ca_B > 1.50$ ), 且大部分样品  $(Na+K)_A < 0.50$ ,  $Fe^{3+} > Al^{VI}$ ; 依据国际矿物学新矿物和矿物名称委员会 (IMA-CNMMN) 命名标准, 主要为钙质角闪石亚类中的镁普通角闪石和钙镁闪石 (图 8, 表 3), 少数为含镁绿钙闪普通角闪石.

笔者镜下观察发现角闪石无暗色边结构, 且在镜下未观测到明显的暗色矿物定向排列. 角闪石具有较低的  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  值 (0.245~0.546), 指示角闪石形成于较还原的环境 (Stone, 2000; 刘彬等, 2010). 角闪石中等的  $SiO_2$  (41.84%~48.10%) 含量、较高的  $Mg^{#}$  (0.53%~0.67%) 值、较低的  $TiO_2$  (1.00%~2.90%) 和  $Na_2O$  (1.06%~2.00%) 值, 与来自俯冲环境钙碱性弧岩浆岩中的原牛角闪石特征相似 (Coltorti *et al.*, 2007; Martin, 2007).

在图 10 中, 图 9 中的高钛角闪石全部投入幔源区附近, 而落入 IV 区的低钛包体角闪石与寄主岩角闪石则落入壳幔混源区. 高钛角闪石具高 Ti (2.1%~2.9%) 特征, 形成温度高于寄主花岗岩中角闪石, 而投入 IV 区的包体角闪石, 具相对低 Ti (1.00%~1.79%) 特征, 形成温度与寄主花岗岩中角闪石相似, 这说明早期镁铁质岩浆自身结晶出高温角闪石后, 在浅部与长英质岩浆混合, 混合至一定程度, 结晶出低温角闪石.

矿物化学特征指示包体存在多期次结晶的角闪石. 岩相学研究表明, 高 Ti 角闪石均位于角闪石核部, 且具褐—黄绿多色性, 其边部通常为具有绿—淡黄多色性的低 Ti 类角闪石 (图 11a). 角闪石的钛含量从核部向边缘逐渐降低,  $SiO_2$  总体则有升高的趋势, 说明角闪石结晶环境发生了变化. 这种环带结构角闪石为细化岩浆演化过程提供了重要信息

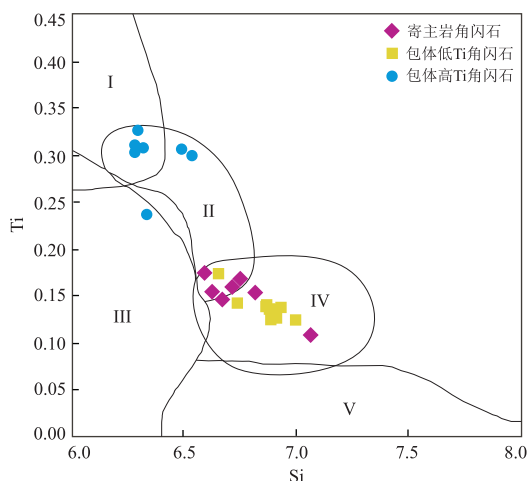


图 9 钙质角闪石  $Si(a.p.f.u., O=23)-Ti(\%)$  图解

Fig.9  $Si(a.p.f.u., O=23)-Ti(\%)$  diagram of Ca-amphiboles I. 火山岩中的火成角闪石; II. 基性超基性岩中的火成角闪石; III. 变质岩中角闪石; IV. 中酸性侵入岩中的火成角闪石; V. 退变的或交代成因的角闪石, 据马昌前等 (1994)

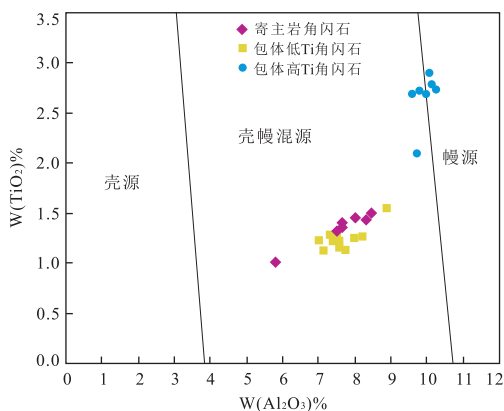


图 10 角闪石  $Al_2O_3-TiO_2$  图解

Fig.10  $Al_2O_3$  vs.  $TiO_2$  of hornblende  
据陈光远等 (1993)

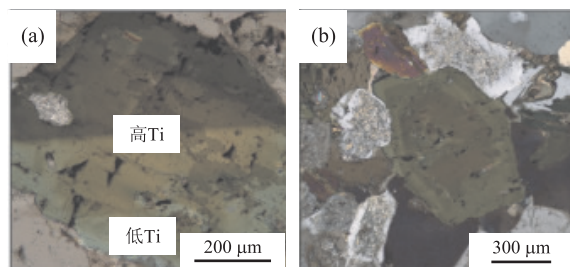


图 11 低钛角闪石围绕高钛角闪石生长 (a) 及角闪石环带 (b)  
Fig.11 Low-Ti amphibole grows around High-Ti amphibole (a) and Amphibole zoning (b)

(图 11b). 笔者认为, 高温角闪石应结晶自早期混合程度较低的幔源镁铁质岩浆, 之后随着幔源岩浆与上覆熔融态的长英质岩浆混合, 岩浆温度降低, 结晶

表 4 高 Ti 与低 Ti 角闪石特征对比

Table 4 Feature comparison of high-Ti and low-Ti amphiboles

角闪石类型	高 Ti	低 Ti
多色性	褐—黄绿	绿—淡黄
位置	核部	边部
成分	SiO <sub>2</sub> 含量较低; Al <sup>IV</sup> 含量较高	SiO <sub>2</sub> 含量较高; Al <sup>IV</sup> 含量较低
形态	他形—半自形	半自形—自形
包裹物	仅有少量磁铁矿, 锆石包裹体	有黑云母、锆石、磷灰石等包裹体
形成环境	高温高压, 氧逸度较高	高温高压, 氧逸度较低
形成源区	幔源	壳幔混合

表 5 香加岩体中黑云母主量元素 (%) 及晶体化学式计算结果

Table 5 Major elements (%) and crystal chemical formula of biotites in Xiangjia Rock

样品号 产状 探针点号	包体 56-10 包裹于石英颗粒中				包体 56-10 自形颗粒				包体 56-4 自形颗粒			寄主岩 56-1 包裹于长石颗粒中					
	13	14	15	16	17	18	19	20	59	60	61	85	86	87	88	94	95
SiO <sub>2</sub>	35.97	35.47	35.97	35.46	34.55	35.53	35.71	35.31	36.78	37.89	37.69	37.74	36.53	36.81	36.56	36.03	36.90
TiO <sub>2</sub>	4.71	4.86	4.89	5.01	4.75	4.65	4.70	4.68	4.11	4.22	3.93	4.33	4.23	4.32	4.30	4.89	4.73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.23	14.35	14.18	14.22	13.77	14.61	14.03	14.24	13.64	13.96	13.91	13.77	13.84	13.88	13.90	13.82	13.66
FeO*	22.93	23.26	23.13	22.97	23.03	22.98	23.45	23.32	22.35	20.28	20.58	20.25	22.80	22.57	22.62	22.28	20.06
MnO	0.33	0.36	0.34	0.34	0.32	0.37	0.37	0.37	0.34	0.35	0.33	0.44	0.42	0.45	0.40	0.34	0.36
MgO	10.35	10.25	10.11	9.97	9.78	10.28	10.29	10.01	10.96	11.41	11.53	11.42	10.84	11.04	10.93	10.35	10.94
CaO	0	0	0	0.04	0.02	0.05	0	0	0.03	0.02	0.07	0.01	0	0.01	0.01	0	0
Na <sub>2</sub> O	0.12	0.08	0.11	0.08	0.10	0.16	0.14	0.17	0.12	0.07	0.09	0.10	0.17	0.10	0.09	0.12	0.18
K <sub>2</sub> O	9.02	8.97	8.92	8.61	8.79	8.66	8.96	8.87	9.4	9.33	8.80	9.18	9.29	9.23	9.33	9.18	8.98
FeO	20.03	20.41	20.1	19.86	20.29	20.03	20.66	20.53	19.69	17.25	17.49	17.21	20.17	19.79	19.94	19.38	17.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.22	3.17	3.37	3.46	3.05	3.27	3.10	3.10	2.95	3.37	3.44	3.38	2.92	3.09	2.98	3.22	3.39
Total	97.66	97.58	97.66	96.69	95.10	97.28	97.64	96.96	97.72	97.54	96.93	97.23	98.11	98.4	98.15	97.02	95.82
Si <sup>IV</sup>	2.71	2.68	2.71	2.69	2.69	2.68	2.70	2.69	2.76	2.81	2.81	2.81	2.74	2.74	2.74	2.73	2.79
Al <sup>IV</sup>	1.26	1.28	1.26	1.27	1.26	1.30	1.25	1.28	1.21	1.19	1.19	1.19	1.22	1.22	1.23	1.23	1.21
Ti <sup>IV</sup>	0.03	0.04	0.03	0.04	0.05	0.02	0.05	0.04	0.03	0	0	0	0.04	0.04	0.03	0.04	0
Al <sup>VI</sup>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.03	0.03	0.01	0	0	0	0	0
Ti <sup>VI</sup>	0.24	0.23	0.24	0.24	0.22	0.25	0.22	0.23	0.20	0.24	0.22	0.24	0.20	0.21	0.21	0.24	0.27
Fe <sup>2+</sup>	1.26	1.29	1.27	1.26	1.32	1.27	1.31	1.31	1.24	1.07	1.09	1.07	1.27	1.23	1.25	1.23	1.07
Fe <sup>3+</sup>	0.18	0.18	0.19	0.2	0.18	0.19	0.18	0.18	0.17	0.19	0.19	0.19	0.16	0.17	0.17	0.18	0.19
Mn <sup>2+</sup>	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02
Mg	1.16	1.15	1.13	1.13	1.13	1.16	1.16	1.14	1.23	1.26	1.28	1.27	1.21	1.23	1.22	1.17	1.23
Na	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03
K	0.87	0.86	0.86	0.83	0.87	0.83	0.86	0.86	0.90	0.88	0.84	0.87	0.89	0.88	0.89	0.89	0.87
TOTAL	7.75	7.75	7.73	7.71	7.76	7.74	7.76	7.76	7.78	7.70	7.69	7.70	7.78	7.76	7.77	7.74	7.69
Mg <sup>#</sup>	0.48	0.47	0.47	0.47	0.46	0.48	0.47	0.46	0.50	0.54	0.54	0.54	0.49	0.50	0.49	0.49	0.53

注:表中列出的黑云母的主量元素电子探针分析结果;黑云母的 Fe<sup>2+</sup> 和 Fe<sup>3+</sup> 值采用林文蔚和彭丽君(1994)的计算方法获得,并以 22 个氧原子为单位计算黑云母的阳离子数及相关原子数;FeO\* 代表全铁。

出低温角闪石。两类角闪石特征对比如表 4 所示。

### 5.2 黑云母

黑云母(结晶化学式为 A<sub>2</sub>M<sub>6</sub>T<sub>8</sub>O<sub>20</sub>(OH)<sub>4</sub>, 其中 T=Si、Al; M=Mg、Fe、Mn、Cr、Ti、Zn、V; A=K、Na、Ba; OH=F、Cl、OH)是花岗岩类岩石中分布最广泛的镁铁矿物,虽然含量通常很小,不足以影响主岩体的化学成分,但其化学成分的变化对岩浆源区及形成环境有重要指示作用。

马昌前等(1994)通过统计国内外文献中 120 个

不同产状的黑云母成分特征后提出,退变质和固相线下交代作用成因的黑云母具有低 Ti 的特征(Ti<0.20%);进变质成因的黑云母 Ti 的变化范围较大,且 Mg/(Mg+Fe)的比值多大于 0.55;而岩浆成因的黑云母具有中等的 Ti 含量(0.20%<Ti<0.55%),且 Mg/(Mg+Fe)的比值介于 0.35~0.55 之间。香加岩体中包体与寄主岩中的黑云母 Ti 含量为 0.22%~0.29%,且 Mg/(Mg+Fe)的比值介于 0.43~0.50,说明香加岩体中黑云母均为岩浆成因(表 5)。

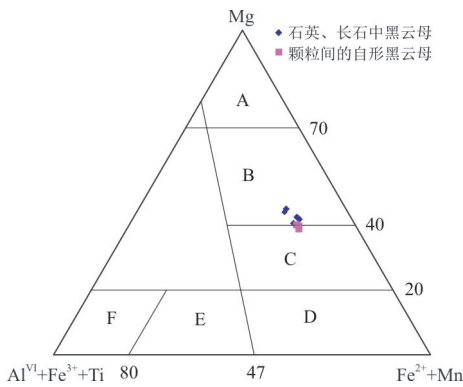
图 12 云母 Mg-(Al<sup>VI</sup>+Fe<sup>3+</sup>+Ti)-(Fe<sup>2+</sup>+Mn) 分类

Fig.12 Mg-(Al<sup>VI</sup>+Fe<sup>3+</sup>+Ti)-(Fe<sup>2+</sup>+Mn) Classification of micas

A. 金云母; B. 镁质黑云母; C. 铁质黑云母; D. 铁叶云母; E. 铁白云母; F. 白云母; 原图据 Foster(1960)

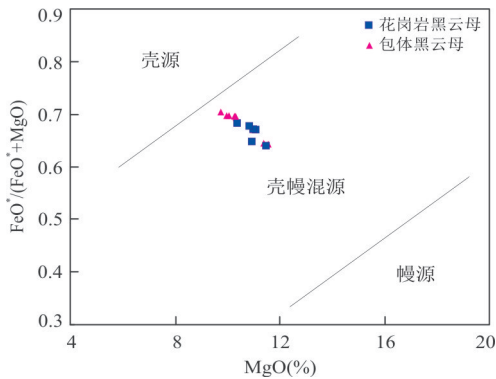
图 13 黑云母的  $Fe^*/(FeO^*+MgO)$ -MgO 关系

Fig.13  $Fe^*/(FeO^*+MgO)$ -MgO relation for biotites  
据周作侠(1988)

为了观察不同世代黑云母成分的变化,笔者选取位于石英、长石内部的黑云母(表 5 中 85~88, 94, 95 号点)与自形的黑云母(表 5 中 17~20 号点)进行主量元素成分比较。结果显示,石英、长石内部早期结晶的黑云母为镁质黑云母,而颗粒间的自形黑云母则为铁质黑云母(图 12)。

黑云母主量元素在一定程度上可以指示岩浆的源区性质。典型幔源黑云母  $MgO > 15\%$ , 而壳源黑云母中  $MgO$  的含量则  $< 6\%$  (丁孝石, 1988)。香加岩体中黑云母的  $MgO$  含量变化在  $9.78\% \sim 11.53\%$  之间,反映出壳幔混合的特征。黑云母  $Mg^{\#}$  值为  $0.46 \sim 0.54$ , 与幔源成因岩石中的黑云母成分相当,说明香加岩体中存在幔源成分。在图 13 中,可以发现无论是包体还是寄主岩中的黑云母都投入壳幔混合区域,暗示香加岩体中可能有幔源岩浆的注入(图 13)。

Abdel-Rahman(1994)通过统计全球将近 325

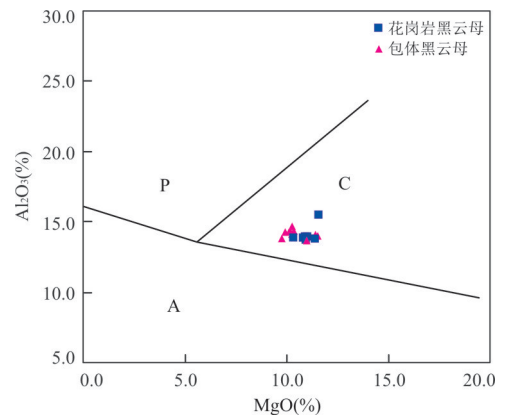


图 14 黑云母构造环境判别图解

Fig.14 Discrimination diagram of tectonic settings for biotite  
A. 非造山的碱性岩系; C. 造山带的钙碱性岩系; P. 过铝质岩系; 据 Abdel-Rahman(1994)

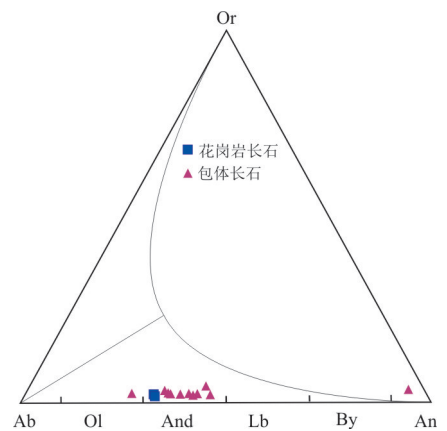


图 15 寄主岩和镁铁质包体中长石的分类

Fig.15 Classification of feldspars in the mafic enclaves and host rocks

个黑云母样品的主量元素结果,根据铁镁含量不同系统地总结了非造山碱性岩系、造山带钙碱性岩系和过铝质岩系的黑云母特征,结果显示非造山碱性岩浆岩中的黑云母富铁,接近铁云母,平均  $FeO^*/MgO$  为 7.04;过铝质(含 S 型)岩浆岩中的云母为铁叶云母,平均  $FeO^*/MgO$  为 3.48;俯冲造山环境的钙碱性岩浆岩的黑云母富镁,平均  $FeO^*/MgO$  为 1.76。这是因为非造山碱性岩系产于高温、无水的环境,不利于磁铁矿及钛铁氧化物的晶出,故后期结晶形成的黑云母具有富 Fe 的特征,而造山带的钙碱性岩系则与俯冲有关,俯冲过程中产生的富水流体特别有利于富铁角闪石和磁铁矿的早期晶出,致使晚期晶出的黑云母具有中等富 Mg、相对富 Al、贫 Fe 和 Ti 的特征。香加岩体中黑云母的  $FeO^*/MgO$  值变化为  $1.77 \sim 2.36$ , 平均为 2.10, 与

表 6 香加岩体中长石电子探针主量元素(%)和晶体参数分析

Table 6 Major elements (%) and crystal chemical formula of feldspar in Xiangjia rock

样品号 点号	包体 56-10					包体 56-6					包体 56-5				寄主岩 56-1		
	27	28	31	32	33	34	54	55	56	57	58	9	10	11	12	99	100
SiO <sub>2</sub>	57.58	57.98	60.25	60.41	61.17	62.62	59.02	59.95	44.84	58.68	60.58	61.55	63.65	60.51	60.24	60.81	60.63
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.05	0.04	0.05	0.02	0	0.03	0.04	0.01	0.05	0.02	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.87	26.15	25.16	25.03	24.43	23.35	25.43	25.38	23.25	25.99	24.89	24.04	22.44	24.54	24.96	24.42	24.39
FeO	0.1	0.1	0.15	0.14	0.16	0.1	0.14	0.15	0.48	0.08	0.09	0.13	0.24	0.11	0.11	0.16	0.14
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0
MgO	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.04	0.18	0.02	0.01	0.04	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02
CaO	9.15	8.54	7.13	7.04	6.37	5.35	7.99	7.52	23.76	8.27	6.92	6.20	4.60	6.85	7.04	6.52	6.37
Na <sub>2</sub> O	5.92	6.31	7.08	6.87	7.43	8.08	6.42	6.63	0.25	6.37	7.09	7.53	8.58	7.11	7.00	7.5	7.42
K <sub>2</sub> O	0.23	0.27	0.27	0.28	0.35	0.32	0.28	0.28	0.61	0.19	0.25	0.34	0.34	0.30	0.31	0.28	0.32
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	99.87	99.42	100.09	99.82	99.94	99.88	99.37	99.99	93.42	99.62	99.84	99.86	99.92	99.44	99.72	99.7	99.31
Ab	53	56	63	63	66	72	58	60	2	58	64	67	76	64	63	66	67
An	45	42	35	36	31	26	40	38	95	41	35	31	22	34	35	32	31.56
Or	1	2	2	2	2	2	2	2	3	1	1	2	2	2	2	2	2

Abdel-Rahman(1994)研究得出的俯冲造山环境下黑云母 FeO<sup>\*</sup>/MgO 平均值相当,黑云母具有中等程度富镁的特征,在图 14 中分布在造山带钙碱性岩系区域,说明黑云母的形成可能与造山过程有关.

### 5.3 长石

斜长石是石英闪长质包体中的主要造岩矿物,它可以存在于岩浆演化的整个时期.香加岩体中几乎所有样品中均发育半自形—他形斜长石斑晶,其中板状仅见于寄主岩中.同一包体中的长石斑晶大小不一,多数长石斑晶均具良好环带结构,斜长石的 An 值主要为 30~50,为中长石,少数为更长石和钙长石(An 高达 95,图 15,表 6).可见,斜长石具有不同起源或成因(刘成东等,2002).长石增生边常包含暗色矿物或者被暗色矿物环绕(以柱状角闪石为主),这些都是岩浆混合作用的有力证据(肖庆辉等,2002).长石多具浑圆状,指示斜长石在较高的岩浆温度环境中发生不平衡的溶蚀交代作用(Tsuchiyama, 1985).

斜长石发育正环带、反环带和韵律环带等(图 16),这种复杂环带结构反映了岩浆成分或结晶条件的改变.斜长石正环带表现为自核部到边部的钙长石分子递减(图 16a,斜长石环带自中心至边缘,即 27~34 号点,分别是 An:45、42、35、36、31、26).该类斜长石可能是直接由混合岩浆结晶演化形成.岩浆温度下降,不断晶出的斜长石晶体来不及与岩浆充分反应,就会被后来晶出的含 Ab 较多的斜长石所包裹.因此,如果初始熔体的成分偏向基性一侧,则斜长石的核部将以 An 组分为主,而随着结晶作

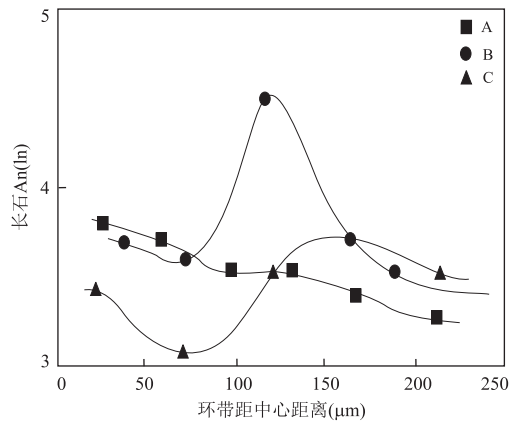


图 16 长石环带从中心至边缘 An 值变化图解

Fig.16 An value of feldspar zoning varies from the core to the margin

用的发生,边部将越来越富 Ab 组分,从而在斜长石中形成“中间基性,边部酸性”的正常环带.

多旋回的成分环带特征记录了斜长石多期次的再生过程(图 16b,斜长石环带中心至边缘,即从 54~58 号点,分别是 An:40、38、95、41、35),可能指示了动荡的结晶过程:长英质岩浆与镁铁质岩浆的多期次混合以及高温镁铁质岩浆的加入对斜长石的改造作用(刘成东等,2002; Perugini *et al.*, 2005; Pietranik *et al.*, 2006).其中高 An 斜长石可能是在混合岩浆中快速生长而形成的(周珣若和王方正,1987).

部分斜长石环带成分显示核部与边缘较基性,而幔部较酸性(图 16c,斜长石环带自中心至边缘即从 9~12 点,分别是 An:31、22、34、35),这暗示斜长石早期从壳源酸性岩浆中结晶出来,在晚期受到镁铁质岩



浆混合,因此晚期结晶的边缘环带再次向基性演化,结晶 An 值增高(谢磊等,2004;李胜荣等,2006)。

## 6 包体成因讨论

镁铁质包体(56-5)为近似辉绿辉长结构,主要由基性斜长石、角闪石斑晶及少量斜长石基质组成,不含黑云母,基性斜长石呈不规则状充填在针柱状角闪石之间,成分接近于角闪辉长岩(图 4,图 17a)。不同结构包体之间存在着许多渐变关系,例如,似辉绿辉长结构包体→细粒结构包体→似斑状结构包体→不等粒结构包体→似斑状结构寄主岩,暗色矿物含量逐渐变少,长英质斑晶含量逐渐增多,岩性由中基性变为中酸性,黑云母含量从无到有,磷灰石含量由高到低。

以上规律表明,不同结构包体与寄主岩极有可能组成一个岩浆混合系列:似辉绿辉长结构镁铁质包体可能代表了混合岩浆的基性端元(图 17a),寄主岩则代表了混合岩浆的酸性端元。随着岩浆混合的不断进行,镁铁质包体中长英质矿物含量越来越高,包体岩浆温度也逐渐降低,并结晶出黑云母。长石的韵律环带反映了结晶环境的动荡性,在包体(56-5)中多为基性斜长石,已发生严重蚀变,少见石英斑晶(图 17b),表明此阶段镁铁质岩浆与酸性岩浆还未进行大规模物质交换。

众所周知,锆钽同位素组成是判断暗色微粒包体与寄主岩是否同源的重要依据,且 Dodge and Kistler(1990)在研究内华达中央山系时根据同位素和地球化学数据发现暗色微粒包体可以形成于封闭岩浆系统的早期结晶分异相中。但是据笔者了解,世界各地即使是岩浆混合成因的暗色微粒包体,与寄主岩石有显著锆钽同位素差异的也寥寥无几。也就

是说要想更好地获取花岗岩中镁铁质包体的成因信息、细化岩浆混合过程,除了依靠同位素等分析方法外,还需要进一步加强包体的野外、镜下以及矿物化学研究(马铁球等,2005)。20 世纪 60 年代,Wyllie *et al.*(1962)等通过天然花岗岩熔融实验时就发现,易熔的长英质岩浆与难熔的镁铁质岩浆能够在很宽的温度范围内共存,说明岩浆混合存在的可能。此外,Didier and Barbarin(1991)指出暗色微粒包体不可能来自与寄主花岗岩相同岩浆的结晶作用,进一步支持了包体的岩浆混合成因。

香加岩体中镁铁质包体边界多呈弯曲状,暗色矿物沿包体边界排列,说明寄主岩石与镁铁质岩浆为塑性状下的混合(图 2b)。介于包体与寄主岩界线上的钾长石斑晶,说明包体中的长石斑晶是从寄主岩浆中进入镁铁质岩浆的,这也是岩浆混合作用的一个佐证(图 2e)。包体中常见针柱状角闪石和针柱状磷灰石,说明包体是在淬冷过火条件下快速结晶的,指示基性岩浆注入长英质岩浆的可能(图 3e, 3f)。角闪石围绕黑云母生长,这不同于矿物的正常结晶顺序(图 3i),说明镁铁质岩浆的加入,改变了岩浆成分,使得矿物生长具有世代性。包体中结晶出低温与高温两类包体角闪石,且罕见有角闪石环带与黑云母环带构造,同样说明了矿物结晶环境的变化,为更深入研究岩浆演化过程创造了条件(图 3k, 图 11)。包体具有眼球状石英(图 3d, 3f),长石增生边结构(图 3b)等现象,是包体岩浆混合成因的直观证据(肖庆辉等,2002)。斜长石斑晶韵律环带(图 16b)与长石多阶段生长等现象(图 3c),又说明了不同岩浆混合阶段的存在,即香加岩体在成岩过程中,存在镁铁质岩浆的多期次注入,这与前人研究得出结果相吻合(刘成东等,2002)。主要造岩矿物(角闪石、黑云母、长石)的主量元素特征均有力说明了镁铁质包体具有明显壳幔混源特征,为岩浆混合成因。黑云母见解理弯曲(图 3j),石英具波状消光(图 3l),说明香加岩体在成岩过程中遭受过强烈应力作用,黑云母的主量元素特征暗示香加岩体的形成过程与造山作用有关(图 14)。三叠纪早期诱发地壳大规模熔融并与镁铁质岩浆发生混合的巨量物质与热量可能来自地幔岩浆的底侵。在壳幔岩浆作用过程中,可能受到岩浆流动影响,镁铁质包体局部呈现定向性。

选用寄主岩(96、97 号点)与包体中的低钛(38、40 号点)和高钛(42、43 号点)钙质角闪石,按全铝压力计  $T = 4.7 \times Al^{IV} - 3.01$  (Schmidt, 1992) 计算形成压力,平均分别为  $2.89 \times 10^8$  bar(寄主岩)、 $2.226 \times$

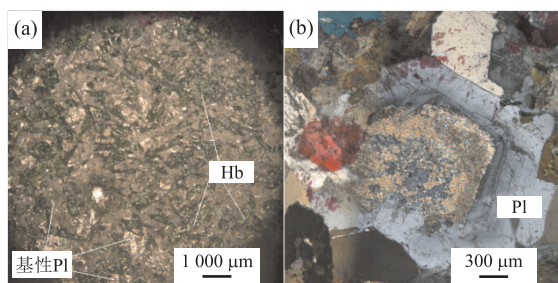


图 17 镁铁质包体近似辉绿辉长结构(a)及斜长石中心蚀变(b)

Fig. 17 Mafic enclave with ophitic-gabbro texture (a) and Centre alteration of the Pl (b)

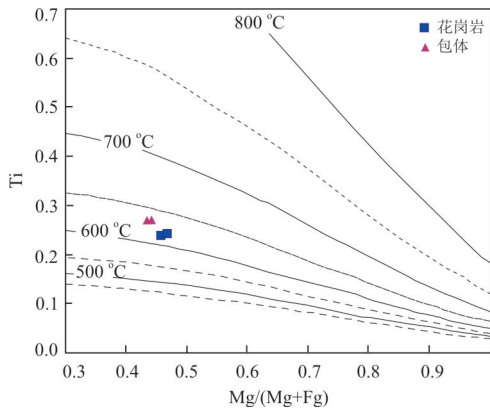


图 18 黑云母 Ti-Mg/(Mg+Fe)温度图解

Fig.18 Ti-Mg/(Mg+Fe) geothermometry diagram of biotite 底图据 Henry *et al.* (2005)

$10^8$  bar(包体低钛角闪石)和 $4.99 \times 10^8$  bar(包体高钛角闪石).可见寄主岩与包体中低钛角闪石形成压力相当,而高钛角闪石形成压力明显高于前两者.这说明包体岩浆在注入寄主岩浆之前,可能已有部分早期角闪石结晶,具有高 Ti 含量,而低 Ti 含量角闪石则可能结晶于二者发生一定程度混合之后.同样选取合适的黑云母矿物(包体 86、87 号点、寄主岩

19、20 号点),采用黑云母 Ti-Mg/(Mg+Fe)温度图解(Henry *et al.*, 2005),计算得出包体与寄主岩结晶温度约为:630 °C、610 °C,包体结晶温度比寄主岩稍高(图 18).以上计算表明,镁铁质岩浆形成于压力为 $5 \times 10^8$  bar,约 18 km 深部,由于温度较高首先结晶出高钛角闪石,随着混合程度的增加,岩浆黏度降低,混合岩浆上侵至压力为 $2.5 \times 10^8$  bar 的 8 km 深处,温度降低,继续结晶出低钛角闪石和黑云母.此外,从图 12、13 中可以看出,不管早期包裹的黑云母,还是后期的黑云母,可能都是包体岩浆注入寄主岩后岩浆混合作用的产物.

综上所述,笔者认为东昆仑广泛出露的三叠纪中酸性侵入岩可能与此时镁铁质岩浆的大规模底侵作用有关(熊富浩等,2011; Hu *et al.*, 2016).早一中三叠世时期阿尼玛卿洋持续向北俯冲(罗明非等,2014),可能由于阿尼玛卿洋盖板片发生断离,诱发大规模镁铁质岩浆底侵,促使地壳部分熔融,形成大规模酸性岩浆房(图 19).高温镁铁质岩浆在巨大热量的促进下,一边沿岩浆通道上升,一边与酸性岩浆发生混合,在混合初始阶段,由于温度梯度过大,两者仅发生机械混合(约 18 km),这也是为何镁铁质

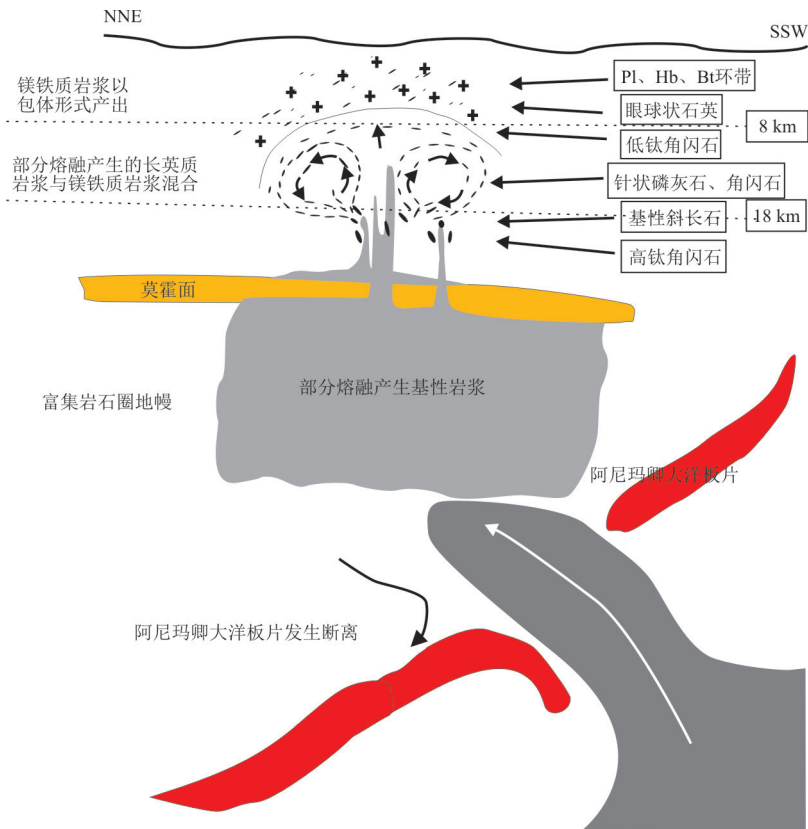


图 19 镁铁质包体与寄主岩成因模式

Fig.19 Schematic model for explaining the origin of mafic enclaves and their host rock

包体(56-5)中少见长英质斑晶,仅在基性岩浆中结晶出高钛角闪石.当混合岩浆侵位至浅部(约 8 km 深处),温度梯度减小到一定程度,两者发生物质交换,同时结晶出低钛角闪石以及黑云母等矿物.上升至中上地壳水平时已趋于混合均匀,局部混合不均形成镁铁质包体.这与笔者的镜下观察是一致的:似辉绿辉长结构镁铁质包体中极少或不见长英质斑晶(图 17a),随着岩浆的混合程度加大,暗色矿物含量降低,长英质斑晶含量逐渐升高.镁铁质包体中斜长石所具有的同岩浆交代结构(图 17b),也暗示了基性岩浆演化过程中的流体性质不断发生改变,可能经历了平衡—不平衡—平衡的转变过程.那么,为什么在香加岩体地表附近没有能够代表基性端元的基性岩体出露呢?马昌前等(1992)曾指出岩浆混合作用过程中不会有同时侵入的大的基性岩体产出,较基性的岩石多以包体形式产于酸性岩体中.事实上发生岩浆混合的镁铁质岩浆往往不出露于地表,在岩浆混合作用广泛发育的东昆仑造山带,很少能够见到大规模出露的基性岩体,仅有小面积角闪辉长岩(面积小于  $0.5 \text{ km}^2$ )或者一些基性岩墙出露.镁铁质岩浆可能存在于地壳深部,而能够随酸性岩浆一起出露地表的仅是一些镁铁质包体.

## 7 结论

通过东昆仑香加花岗质岩体及其中不同产状包体的岩相学、矿物学和矿物地球化学研究,主要取得以下几点认识:

(1)不同结构镁铁质包体与寄主岩可能组成了一套岩浆混合系列,似辉绿辉长结构镁铁质包体可能代表了岩浆混合的基性端元.角闪石、黑云母环带的发现,为细致研究岩浆演化过程提供了条件.

(2)岩相学、岩石学、矿物化学等资料一致表明,香加花岗质岩体有明显幔源成分,且具造山特征.长石的韵律环带和多阶段生长,又暗示了镁铁质岩浆的多期次注入.说明早—中三叠世地幔岩浆的加入是地壳生长的主要方式,也是对三叠纪阿尼玛卿洋闭合的响应.

(3)角闪石的岩相学与矿物化学表明,起源于地幔的基性岩浆在  $5 \times 10^8 \text{ bar}$ (约 18 km)左右发生结晶作用,形成高钛角闪石,而后与下地壳长英质岩浆混合,混合岩浆可能上升至  $2.5 \times 10^8 \text{ bar}$ (约 8 km)左右侵位结晶,形成低钛角闪石,为包体成因模式.

致谢:诚挚感谢两位审稿人的精心评议和建设

性意见,极大提高了本文的写作水平!

## References

- Abdel-Rahman, A.F.M., 1994. Nature of Biotites from Alkaline, Calc-Alkaline, and Peraluminous Magmas. *Journal of Petrology*, 35(2): 525–541. <https://doi.org/10.1093/ptrology/35.2.525>
- Chen, B., Liu, C.Q., Tian, W., 2006. Magma-Mixing between Mantle- And Crustal-Derived Melts in the Process of Mesozoic Magmatism, Taihangshan: Constraints from Petrology and Geochemistry. *Earth Science Frontiers*, 13(2): 140–147 (in Chinese with English abstract).
- Chen, G.C., Pei, X.Z., Li, R.B., et al., 2016. Genesis of Magma Mixing and Mingling of Xiangjianan Shan Granite Batholith in the Eastern Section of East Kunlun Orogen: Evidence from Mafic Microgranular Enclaves (MMEs). *Earth Science Frontiers*, 23(4): 226–240 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.13745/j.esf.2016.04.019>
- Chen, G.Y., Sun, D.S., Zhou, X.R., et al., 1993. Genetic Mineralogy and Gold Mineralization of Guojialing Granodiorites from Eastern Shandong, China. China University of Geoscience Press, Beijing (in Chinese).
- Chen, W.F., Chen, P.R., Huang, H.Y., et al., 2007. Chronological and Geochemical Studies of Granite and Enclave in Baimashan Pluton, Hunan, South China. *Science in China (Series D)*, 37(7): 873–893 (in Chinese).
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., et al., 2007. Amphiboles from Suprasubduction and Intraplate Lithospheric Mantle. *Lithos*, 99(1/2): 68–84. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.05.009>
- Cui, J.W., Zheng, Y.Y., Sun, X., et al., 2016. Origin of Granodiorite and Mafic Microgranular Enclave in Saizhisi, Qinghai Province: Zircon U-Pb Geochronological, Geochemical and Sr-Nd-Hf Isotopic Constraints. *Earth Science*, 41(7): 1156–1170 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2016.515>
- Debon, F., 1991. Comparative Major Element Chemistry in Various “Microgranular Enclave-Plutonic Host” Pairs. In: Didier, J., Barbarin, B., eds., *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, 293–312.
- Didier, J., Barbarin, B., 1991. *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, 1–625.
- Ding, X.S., 1988. Typomorphic Features and Its Geological Significance in Various Types of Granite and Their Micas in Central and Southern Tibet. *Journal of Geological Institute of the Chinese Academy of Geological Sciences*, (1): 33–55 (in Chinese with English abstract).

- Dodge, F. C. W., Kistler, R. W., 1990. Some Additional Observations on Inclusions in the Granitic Rocks of the Sierra Nevada. *Journal of Geophysical Research*, 95 (B11): 17841. <https://doi.org/10.1029/jb095ib11p17841>
- Foster, M. D., 1960. Interpretation of the Composition of Trioctahedral Micas. *U.S. Geology*, 354: 11—49.
- Henry, D. J., 2005. The Ti-Saturation Surface for Low-To-Medium Pressure Metapelitic Biotites; Implications for Geothermometry and Ti-Substitution Mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2/3): 316—328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>
- Hu, Y., Niu, Y. L., Li, J. Y., et al., 2016. Petrogenesis and Tectonic Significance of the Late Triassic Mafic Dikes and Felsic Volcanic Rocks in the East Kunlun Orogenic Belt, Northern Tibet Plateau. *Lithos*, 245: 205—222. <https://doi.org/10.13039/501100001809>
- Jiang, C. F., Yang, J. S., Feng, B. G., et al., 1992. Kunlun Opening and Closing Structure. Geology Publishing House, Beijing, 59—78 (in Chinese).
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., et al., 1997. Nomenclature of Amphiboles Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy*, 9(3): 623—651. <https://doi.org/10.1127/ejm/9/3/0623>
- Li, S. R., Sun, L., Zhang, H. F., 2006. Magma Mixing Genesis of the Qushui Collisional Granitoids, Tibet, China: Evidences from Genetic Mineralogy. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 884—894 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3969/j.issn.1000-0569.2006.04.012>
- Lin, W. W., Peng, L. J., 1994. The Estimation of Fe<sup>3+</sup> and Fe<sup>2+</sup> Contents in Amphibole and Biotite from EMPA Data. *Journal of Changchun University of Science and Technology*, 24(2): 155—162 (in Chinese with English abstract).
- Liu, B., Ma, C. Q., Liu, Y. Y., et al., 2010. Mineral Chemistry of Biotites from the Tongshankou Cu-Mo Deposit; Implications for Petrogenesis and Mineralization. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 29(2): 151—165 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3969/j.issn.1000-6524.2010.02.004>
- Liu, C. D., Mo, X. X., Luo, Z. H., et al., 2004. Crustal-Mantle Magma Mingling in the East Kunlun; Evidences from Zircon SHRIMP Chronology. *Chinese Science Bulletin*, 49(6): 596—602 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3969/j.issn.1671-2552.2002.11.009>
- Liu, C. D., Zhang, W. Q., Mo, X. X., et al., 2002. Features and Origin of Mafic Microgranular Enclaves in the Yuegelu Granite in the Eastern Kunlun. *Geological Bulletin of China*, 21(11): 739—744 (in Chinese with English abstract).
- Long, X. P., Jin, W., Ge, W. C., et al., 2006. Zircon U-Pb Geochronology and Geological Implications of the Granitoids in Jinshukou, East Kunlun, NW China. *Geochemica*, 35(4): 367—376 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3321/j.issn.0379-1726.2006.04.004>
- Luo, M. F., Mo, X. X., Yu, X. H., et al., 2014. Zircon LA-ICP-MS U-Pb Age Dating, Petrogenesis and Tectonic Implications of the Late Triassic Granites from the Xiangride Area, East Kunlun. *Acta Petrologica Sinica*, 30(11): 3229—3241 (in Chinese with English abstract).
- Luo, Z. H., Ke, S., Cao Y. Q., et al., 2002. Late Indosinian Mantle-Derived Magmatism in the East Kunlun. *Regional Geology of China*, 21(6): 292—297 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3969/j.issn.1671-2552.2002.06.003>
- Ma, C. Q., She, Z. B., Zhang, J. Y., et al., 2006. Crustal Roots, Orogenic Heat and Magmatism. *Earth Science Frontiers*, 13(2): 130—139 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3321/j.issn.1005-2321.2006.02.011>
- Ma, C. Q., Wang, R. J., Qiu, J. X., 1992. Enclaves as Indicators of the Origin of Granitoid Magma and Repeater Magma Mingling: An Example from the Zhoukoudian Intrusion, Beijing. *Geological Review*, 38(2): 109—119 (in Chinese with English abstract).
- Ma, C. Q., Xiong, F. H., Yin, S., et al., 2015. Intensity and Cyclicity of Orogenic Magmatism: An Example from a Paleotethyan Granitoid Batholith, Eastern Kunlun, Northern Qinghai-Tibetan Plateau. *Acta Petrologica Sinica*, 31(12): 3555—3568 (in Chinese with English abstract).
- Ma, C. Q., Yang, K. G., Tang, Z. H., et al., 1994. Granitoids Magma Dynamics—Theoretical Method and Examples of Granitoids in Eastern Hubei Province. China University of Geosciences Press, Wuhan, 48—53 (in Chinese).
- Ma, T. Q., Wu, G. Y., Jia, B. H., et al., 2005. Middle-Late Jurassic Granite Magma-Mixing in the Middle Segment of the Nanning Mountains, South China: Evidence from Mafic Microgranular Enclaves. *Regional Geology of China*, 24(6): 506—512 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3969/j.issn.1671-2552.2005.06.005>
- Martin, R. F., 2007. Amphiboles in the Igneous Environment. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 67(1): 323—358. <https://doi.org/10.2138/rmg.2007.67.9>
- Middlemost, E. A. K., 1994. Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System. *Earth-Science Reviews*, 37(3/4): 215—224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)



- Perugini, D., Poli, G., Valentini, L., 2005. Strange Attractors in Plagioclase Oscillatory Zoning: Petrological Implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149 (4): 482–497. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0667-6>
- Pietranik, A., Koepke, J., 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(3/4): 260–280. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.05.008>
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole Composition in Tonalite as a Function of Pressure: An Experimental Calibration of the Al-In-Hornblende Barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(2/3): 304–310. <https://doi.org/10.1007/bf00310745>
- Stone, D., 2000. Temperature and Pressure Variations in Suites of Archean Felsic Plutonic Rocks, Berens River Area, Northwest Superior Province, Ontario, Canada. *The Canadian Mineralogist*, 38(2): 455–470. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.2.455>
- Tsuchiyama, A., 1985. Dissolution Kinetics of Plagioclase in the Melt of the System Diopside-Albite-Anorthite, and Origin of Dusty Plagioclase in Andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(1): 1–16. <https://doi.org/10.1007/bf01177585>
- Wyllie, P.J., Cox, K.G., Biggar, G.M., 1962. The Habit of Apatite in Synthetic Systems and Igneous Rocks. *Journal of Petrology*, 3(2): 238–243. <https://doi.org/10.1093/petrology/3.2.238>
- Xiao, Q. H., Deng, F. J., Ma, C. Q., et al., 2002. Research Thinking and Methods of Granite. Geology Publishing House, Beijing, 53–63 (in Chinese).
- Xie, L., Wang, D.Z., Wang, R.C., et al., 2004. Complex Zoning Texture in Plagioclases from the Quartz Diorite Enclave in the Putuo Granitic Complex, Zhejiang Province: Record of Magma Mixing. *Acta Petrologica Sinica*, 20(6): 96–107. (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3969/j.issn.1000-0569.2004.06.009>
- Xiong, F.H., Ma, C.Q., Zhang, J.Y., et al., 2011. LA-ICP-MS Zircon U-Pb Dating, elements and Sr-Nd-Hf Isotope Geochemistry of the Early Mesozoic Mafic Dyke Swarms in East Kunlun Orogenic Belt. *Acta Petrologica Sinica*, 27(11): 3350–3364 (in Chinese with English abstract).
- Yin, H.F., Zhang, K.X., Chen, N.S., Regional Geological Survey Report (1: 250 000 Geological Mapping of the Donggi Conag Hu Area). China University of Geosciences Press, Wuhan (in Chinese).
- Zeng, R.Y., Lai, J.Q., Zhang, L.J., et al., 2016. Petrogenesis of Mafic Microgranular Enclaves; Evidence from Petrography, Whole-Rock and Mineral Chemistry of Ziyunshan Pluton, Central Hunan. *Earth Science*, 41(9): 1461–1478 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2016.512>
- Zhou, X.R., Ren, J., 1994. Mesozoic Granitoids in the Middle and Lower Reaches of Changjiang River. Geology Publishing House, Beijing, 119 (in Chinese).
- Zhou, X.R., Wang, F.Z., 1987. Physical Chemistry of Rocks. Henan Science and Technology Press, Zhengzhou, 191–197 (in Chinese).
- Zhou, Z.X., 1988. Chemical Characteristics of Mafic Mica in Intrusive Rocks and Its Geological Meaning. *Acta Petrologica Sinica*, 4(3): 63–73 (in Chinese with English abstract).
- Zhu, Y.H., Zhang, K.X., Chen, N.S., et al., 1999. Determination of Different Ophiolitic Belts in Eastern Kunlun Orogenic Zone and Their Tectonic Significance. *Earth Science*, 24(2): 134–138 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3321/j.issn:1000-2383.1999.02.006>

#### 附中文参考文献

- 陈斌, 刘超群, 田伟, 2006. 太行山中生代岩浆作用过程中的壳幔岩浆混合作用: 岩石学和地球化学证据. *地质前缘*, 13(2): 140–147.
- 陈光远, 孙岱生, 周珣若, 等, 1993. 胶东郭家岭花岗闪长岩成因矿物学与金矿化. 北京: 中国地质大学出版社.
- 陈国超, 裴先治, 李瑞保, 等, 2016. 东昆仑东段香加南山花岗岩基的岩浆混合成因: 来自镁铁质同粒包体的证据. *地质前缘*, 23(4): 226–240.
- 陈卫锋, 陈培荣, 黄宏业, 等, 2007. 湖南白马山岩体花岗岩及其包体的年代学和地球化学研究. *中国科学(D辑)*, 37(7): 873–893.
- 崔加伟, 郑有业, 孙祥, 等, 2016. 青海省赛支寺花岗闪长岩及其暗色包体成因: 锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素制约. *地球科学*, 41(7): 1156–1170.
- 丁孝石, 1988. 西藏中南部各类花岗岩中云母标型特征及其地质意义. *中国地质科学院矿床地质研究所所刊*, (1): 33–55.
- 姜春发, 杨经绥, 冯秉贵, 等, 1992. 昆仑开合构造. 北京: 地质出版社, 59–78.
- 李胜荣, 孙丽, 张华锋, 2006. 西藏曲水碰撞花岗岩的混合成因: 来自成因矿物学证据. *岩石学报*, 22(4): 884–894.
- 林文蔚, 彭丽君, 1994. 由电子探针分析数据估算角闪石、黑云母中的  $Fe^{3+}$ 、 $Fe^{2+}$ . *长春地质学报*, 24(2): 155–162.
- 刘彬, 马昌前, 刘园园, 等, 2010. 鄂东南铜山口铜(钼)矿床黑云母矿物化学特征及其对岩石成因与成矿的指示. *岩石矿物学杂志*, 29(2): 151–165.

- 刘成东,莫宣学,罗照华,等,2004.东昆仑壳—幔岩浆混合作用:来自锆石 SHRIMP 年代学的证据.科学通报,49(6): 596—602.
- 刘成东,张文秦,莫宣学,等,2002.东昆仑约格鲁岩体暗色微包体特征及成因.地质通报,21(11): 739—744.
- 龙晓平,金巍,葛文春,等,2006.东昆仑金水口花岗岩体锆石 U-Pb 年代学及其地质意义.地球化学,35(4): 367—376.
- 罗明非,莫宣学,喻学惠,等,2014.东昆仑香日德地区晚三叠世花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年、岩石成因和构造意义.岩石学报,30(11): 3229—3241.
- 罗照华,柯珊,曹永清,等,2002.东昆仑印支晚期幔源岩浆活动.地质通报,21(6): 292—297.
- 马昌前,余振兵,张金阳,等,2006.地壳根、造山热与岩浆作用.地学前缘,13(2): 130—139.
- 马昌前,王人镜,邱家骧,1992.花岗质岩浆起源和多次岩浆混合的标志:包体——以北京周口店岩体为例.地质论评,38(2): 109—119.
- 马昌前,熊富浩,尹烁,等,2015.造山带岩浆作用的强度和施加性:以东昆仑古特提斯花岗岩类岩基为例.岩石学报,31(12): 3555—3568.
- 马昌前,杨坤光,唐仲华,等,1994.花岗岩类岩浆动力学——理论方法及鄂东花岗岩类例析.武汉:中国地质大学出版社,48—53.
- 马铁球,伍光英,贾宝华,等,2005.南岭中段郴州一带中、晚侏罗世花岗岩浆的混合作用——来自镁铁质微粒包体的证据.地质通报,24(6): 506—512.
- 肖庆辉,邓晋福,马昌前,等,2002.花岗岩研究思维与方法.北京:地质出版社,53—63.
- 谢磊,王德滋,王汝成,等,2004.浙江普陀花岗杂岩体中的石英闪长质包体:斜长石内部复杂环带研究与岩浆混合史记录.岩石学报,20(6): 1397—1408.
- 熊富浩,马昌前,张金阳,等,2011.东昆仑造山带早中生代镁铁质岩墙群 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年、元素和 Sr-Nd-Hf 同位素地球化学.岩石学报,27(11): 3350—3364.
- 殷鸿福,张克信,陈能松,2003.中华人民共和国区域地质调查报告(1:25万冬给措纳湖幅).武汉:中国地质大学出版社.
- 曾认宇,赖健清,张利军,等,2016.湘中紫云山岩体暗色微包体的成因:岩相学、全岩及矿物地球化学证据.地球科学,41(9): 1461—1478.
- 周珣若,任进,1994.长江中下游中生代花岗岩.北京:地质出版社,119.
- 周珣若,王方正,1987.岩石物理化学.郑州:河南科学技术出版社,191—197.
- 周作侠,1988.侵入岩的镁铁云母化学成分特征及其地质意义.岩石学报,4(3): 63—73.
- 朱云海,张克信,陈能松,等,1999.东昆仑造山带不同蛇绿岩带的厘定及其构造意义.地球科学,24(2): 134—138.

\*\*\*\*\*

## 《Journal of Earth Science》(英文版)2017 年 JCR 影响因子到 1.50

据 2018 年 6 月 26 日科睿唯安(Clarivate Analytics)发布的 JCR(期刊引证报告)最新数据,我校主办的《Journal of Earth Science》(英文版,简称 JES),2017 年影响因子由上一年度的 0.975 升至 1.50,总被引频次由 682 上升到 898,影响因子与被引频次两项指标均由 Q4 上升至 Q3 区。

近几年编辑部在主编、副主编及编委会成员的带领下,坚持抓根本把方向,始终把提高稿源质量、打造期刊品牌作为期刊发展目标,严格采取编辑初审、同行专家及编委二审和主编复审的“三审制”,依托编委组织高水平的专辑和国际稿件;同时鼓励编辑走出去加强宣传,加强与专家学者的联系,了解学科前沿和热点.该刊的影响因子 2012—2016 年分别为 0.395、0.546、0.757、0.953、0.975,到 2017 年终于实现了 1.0 的突破.2016 年以来据中国知网数据库综合评价指标“期刊影响力指数”,该刊已入选前“TOP5%”,荣获“2016 年度、2017 年度中国最具国际影响力学术期刊”,并入选中国科技核心期刊和湖北省精品优秀期刊,同时受到中国科协等 6 部委组织实施的中国科技期刊国际影响力提升计划资助。

JES 取得的进步,离不开上级领导和广大专家学者的关心和支持,对此,编辑部表示衷心的感谢!并希望继续支持该刊,共同携手办出具有重要国际影响力的精品期刊!