

doi:10.3969/j.issn.1007-3701.2015.01.002

## 湖南锡田复式花岗岩体岩石学、岩石地球化学特征 ——兼对岩石成因类型、岩体侵位机制的探讨

陈迪<sup>1,2,3</sup>, 邵拥军<sup>1,2</sup>, 刘伟<sup>3</sup>, 马爱军<sup>3</sup>, 刘耀荣<sup>3</sup>

CHEN Di<sup>1,2,3</sup>, SHAO Yong-Jun<sup>1,2</sup>, LIU Wei<sup>3</sup>, MA Ai-Jun<sup>3</sup>, LIU Yao-Rong<sup>3</sup>

(1. 中南大学有色金属成矿预测教育部重点实验室, 长沙 410083; 2. 中南大学地球科学与信息物理学院, 长沙 410083;

3. 湖南省地质调查院, 长沙 410016)

(1. Key Laboratory of Metallogenic Prediction of Nonferrous Metals, Ministry of Education, Central South University, Changsha 410083, China;

2. Earth Science & Geophysics Information College of Central South University, Changsha 410083, China;

3. Hunan Institute of Geology Survey, Changsha 410016, China)

**摘要:** 锡田岩体位于南岭中西段北东向钨锡 A 型花岗岩带(由花山、姑婆山、九嶷山、骑田岭岩体组成)北端, 主要由晚三叠世和晚侏罗世花岗岩组成。本文对锡田岩体进行了岩石学、岩石地球化学特征研究, 研究表明锡田岩体为钾质、高钾质, 亚碱性, 过铝质的碱钙性岩石,  $\text{SiO}_2$ 、 $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$  含量较高, 微量元素 Y 富集、Ba、Sr 亏损, 具较低的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值、高  $\epsilon \text{Nd}(t)$  值 ( $>-8$ ) 和低  $t_{\text{DM}}$  模式年龄值等特征; 在地球化学判别图解上, 锡田岩体显示为 A 型花岗岩, 其晚三叠世花岗岩侵位于印支运动的主碰撞之后, 形成于碰撞后伸展构造体制下; 而晚侏罗世花岗岩可能与古太平洋板块的俯冲消减引起的拉张环境有关, 为后造山花岗岩。在野外地质资料的收集及详细调查的基础上, 对岩体的接触关系、接触带特征、分布形态, 岩体中发育的流面构造、捕虏体及其边缘向斜进行了研究, 结合航片、卫片图像特征, 认为锡田岩体以气球膨胀方式底辟上升侵位, 而部分晚期的侵入次侵位可能受断裂的控制。

**关键词:** 岩石学; 岩石地球化学; 岩石成因; 岩体侵位机制, 锡田岩体

中图分类号: P581

文献标识码: A

文章编号: 1007-3701(2015)01-011-15

**Chen D, Shao Y J, Liu W, Ma A J and Liu Y R. Petrological and geochemical characteristics of Xitian pluton in Hunan province. *Geology and Mineral Resources of South China*, 2015, 31(1):11-25.**

**Abstract:** A NE-trending Sn-W bearing A-type granite belt which is composed of Huashan, Guposhan, Jiuyishan, Qitianling granite batholiths are located in the western-middle part of Nanling Range. The Xitian granite in the north part of this belt is intruded in Late Triassic to Jurassic, with geochemical characteristics of high-K, mild alkaline and peraluminous, higher concentration of  $\text{SiO}_2$  and  $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ , which is also rich in Y and poor in Ba, Sr and characterized by lower  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ , higher  $\epsilon \text{Nd}(t)$  ( $>-8$ ), lower  $t_{\text{DM}}$  model age etc. The geochemical discriminative chart shows that Xitian granite is A-type granite, considering to be part of Sn-W bearing A-type granite belt in southern Hunan-northern Guangxi region, the formation tectonic setting is that Late Triassic granite invaded after major collision in Indosinian movement which was formed in the extend tectonic regime after collision; while Late Jurassic granite is post-orogenic granite, formed probably related to extensional environment, which caused by the subduction of the paleo Pacific plate. By means of collecting geology

收稿日期: 2014-03-10; 修回日期: 2014-11-19.

基金项目: 中国地质调查“湖南 1:5 万腰陂、高陵、茶陵县、宁冈县幅区域地质调查(编码 1212011120796)”项目资助。

第一作者: 陈迪(1985—), 男, 助理工程师, 从事区域地质调查工作, E-Mail: 542309852@qq.com.

outside data, together with the explanation of contact relationship, contact region characteristic, distribution pattern of rocks, and planar flow structure, xenoliths, peripheral sink developed in the rocks, also combined by the image characteristic in arial photos, suggesting that Xitian granite are intruded in the manner of ballon expand, while partly terminal intrusion probably is controlled by fracture.

**Key words:** Xitian granite; A-type granite; diapir intrusion; Indosinian-Yanshanian movement; Hunan Province

花岗岩类岩石是构成大陆地壳的重要组成部分,蕴含了地壳形成和演化的丰富信息,研究花岗岩不仅可以获得花岗岩物质来源和构造环境的信息,而且可以获得对流地幔物质向岩石圈地壳输入作用过程导致的壳幔物质运动的状态、过程、动力学等问题的本质<sup>[1]</sup>。华南地区中生代花岗岩(印支期和燕山期的)非常发育,成岩时限为  $T_2-T_3$ <sup>[2]</sup>和  $J_2-K_2$ <sup>[3]</sup>;早中生代由于受到来自中南半岛的挤压,印支期华南内部发生了以碰撞-挤压-推覆-隆升为主的造山运动,印支期花岗岩主要形成于碰撞及后碰撞的动力学环境<sup>[2]</sup>;而在晚中生代,相应的构造背景是古太平洋板块向欧亚板块俯冲,岩石圈全面拉张-减薄,在大陆边缘弧后地区出现一系列 NE 向壳幔相互作用强烈的伸展带,地幔上涌-玄武质岩浆底侵引发大规模的地壳熔融,导致大范围陆壳重熔型花岗岩的生成<sup>[2,4]</sup>。位于南岭中段的湖南锡田岩体,由印支期和燕山期花岗岩组成,陈迪等<sup>[5]</sup>通过锆石 U-Pb 年代学研究,划分为两期、四阶段的岩浆侵位:即印支期第一阶段,侵位于 230~224 Ma;印支期第二阶段,侵位于 215 Ma 左右;燕山期第一阶段,侵位于 160~147 Ma;燕山期第二阶段侵位于 141 Ma 之后,显示锡田岩体为多阶段岩浆旋回活动的复式岩体。

湖南锡田岩体在国土资源大调查以来,找矿成果突出,钨、锡资源量 32 万吨,潜在价值 300 亿元以上。因此,有关锡田花岗岩体岩石地球化学<sup>[6-7]</sup>、成岩成矿年龄<sup>[8-10]</sup>、找矿潜力<sup>[11-13]</sup>方面的研究,一直吸引着广大地质勘探工作者和研究人员的密切关注。但是,以往的研究局限于对单个证据的论述,付建明<sup>[4]</sup>、马铁球<sup>[8]</sup>获得的 SHRIMP 年龄  $230.4 \pm 2.3$  Ma 和  $228.5 \pm 2.5$  Ma,认为锡田岩体主体为印支期花岗岩;而刘国庆<sup>[10]</sup>利用 Rs-Sr 全岩法,获得锡田岩体花岗岩最大年龄为  $165 \pm 16$  Ma,因而认为锡田岩体主体为燕山期花岗岩,仅可能有印支期的残留

岩石。由于以上单个证据的局限性,限制了我们对锡田岩体的完整认识,在最近的锡田岩体锆石 U-Pb 年代学研究表明,锡田岩体主体分别侵位于晚三叠世和晚侏罗世<sup>[5]</sup>,在这一背景下,本文将结合以往的研究资料、综合岩石学、岩石地球化学特征,探讨锡田岩体的岩石类型以及岩体的侵位机制。

## 1 岩体地质概况

湖南锡田地区大地构造上位于南岭中段、扬子板块与华夏板块间的钦-杭结合带中部,茶陵-郴州深大断裂东侧(图 1)。该区茶陵-郴州断裂是扬子板块与华夏板块间杭州湾-钦州湾北东向拼贴断裂带(属岩石圈断裂)的组成部分,也是该区最重要的控岩控矿断裂<sup>[9]</sup>。锡田岩体位于湘东茶陵县城东 25 km 处,属湖南省茶陵县、江西省宁冈县境内,出露面积约 238 km<sup>2</sup>,有大小不等的侵入体 40 多个(图 1);岩体西北部与茶陵-永兴断陷盆地毗邻,北西侧被白垩系红层覆盖,东南部伸入江西省境内,与奥陶系呈侵入接触,中部紧缩、狭小,与上古生界(以泥盆系、石炭系为主)之碳酸盐岩、碎屑岩地层呈侵入接触(图 2)。锡田岩体在区域上与万洋山岩体(高钾钙碱性 S 型花岗岩岩类<sup>[15]</sup>,锆石 U-Pb 年龄 462 Ma)北东部分相距约 3 公里、与邓阜仙岩体(S 型花岗岩岩类<sup>[16]</sup>,锆石 U-Pb 年龄 230 Ma<sup>[17]</sup>)南东部分相距约 8 公里。区内褶皱构造总体为印支期轴向 NE30~50° 的复式向斜,中部被锡田岩体穿切,形成岩体西侧为北东扬起、南西倾伏的严塘复式向斜,东侧为南西扬起、北东倾伏的皇图复式向斜<sup>[18]</sup>。该区出露地层有奥陶系浅海相砂质、泥质、炭泥质及硅质沉积岩,泥盆系滨海相碎屑岩,浅海相碳酸岩,石炭系浅海相碳酸盐岩为主,滨海相砂泥质岩为次,二叠系滨海相灰质,泥砂质、硅质含煤沉积岩和白垩系山麓相、河相、湖相碎屑岩<sup>[2]</sup>。其中,中泥盆统棋梓桥组、上泥盆统锡矿山组分布广泛,主要

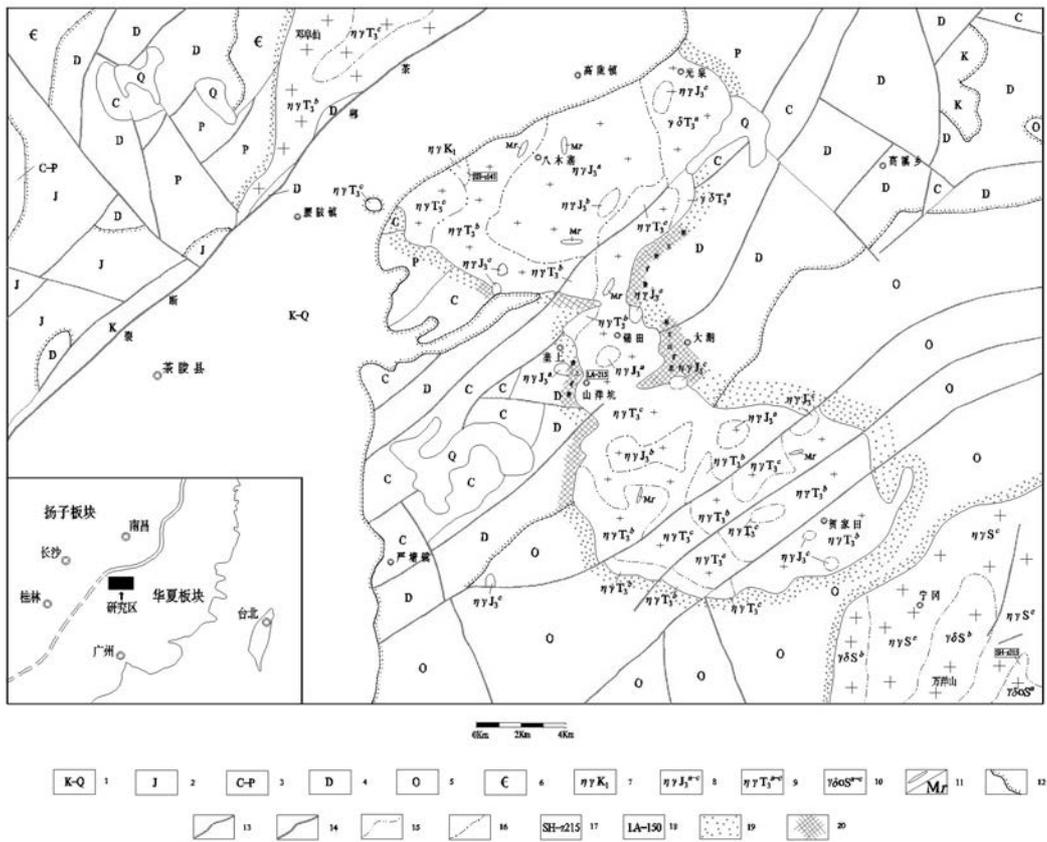


图1 湖南锡田复式岩体地质简图(据马铁球等(2005)<sup>[8]</sup>修改)

Fig. 1 Simplified geological map for Xitian complex pluton in Hunan

1-白垩系-第四系;2-侏罗系;3-石炭系-二叠系;4-泥盆系;5-奥陶系;6-寒武系;7-早白垩世花岗岩;8-晚侏罗世花岗岩;9-晚三叠世花岗岩;10-志留纪花岗岩;11-细粒花岗岩脉;12-角度不整合界线;13-小断裂;14-区域断裂;15-涌动接触界线;16-脉动接触界线;17-锆石SHRIMP年龄;18-锆石LA-ICP-MS年龄;19-角岩化;20-矽卡岩化。

由一套化学性质活泼、有利于矿质交代和沉淀的不纯碳酸盐岩组成,在与岩体的接触部位发育较强矽卡岩化(图 1)和钨锡多金属矿化<sup>[9]</sup>。

## 2 岩石学特征

锡田岩体岩石类型多样,印支期发育有中(细)粒斑状黑云母花岗闪长岩、粗(中)粒斑状黑云母二长花岗岩、中(细)粒斑状黑云母二长花岗岩,占整个岩体的 60%左右,主要分布于岩体的边部及近边部;燕山期发育有中粒斑状黑云母二长花岗岩、细粒含斑黑云母二长花岗岩、细粒斑状二云母二长花岗岩、细粒黑云母二长花岗岩、细粒二云母二长花岗岩、细粒铁锂云母碱长花岗岩,占整个岩体的 40%左右,主要出露在岩体的中心部位,各期岩石的分布范围如图 1。印支期花岗岩与燕山期花岗岩

之间为超动接触,两期岩石之间的接触关系表现为突变式,部分接触界限附近发育石英脉(图 3);印支期、燕山期花岗岩内部各侵入次之间为脉动接触或涌动接触,脉动接触的接触界面呈突变式,涌动接触的接触界面呈渐变式。

### 2.1 印支期花岗岩

对锡田岩体晚三叠世花岗岩岩石薄片综合研究,将各侵入次的矿物含量进行 QAP 图解投点,投点落在花岗闪长岩和二长花岗岩区域(图 4)。花岗闪长岩( $\gamma\delta T_3^a$ )呈浅灰白色,似斑状结构,细中粒花岗结构,块状构造,含有 10% 左右的斜长石、钾长石斑晶,大小一般为  $8 \times 20 \text{ mm}^2$  左右;基质主要为斜长石,钾长石,石英组成,见副矿褐帘石、锆石、磷灰石等,次生蚀变常见有绢云母化、绿泥石化、白云母化、蠕英石化等。二长花岗岩( $\eta\gamma T_3^{b-c}$ )呈灰白色,粗-中、细-中粒花岗结构,块状构造,含有丰

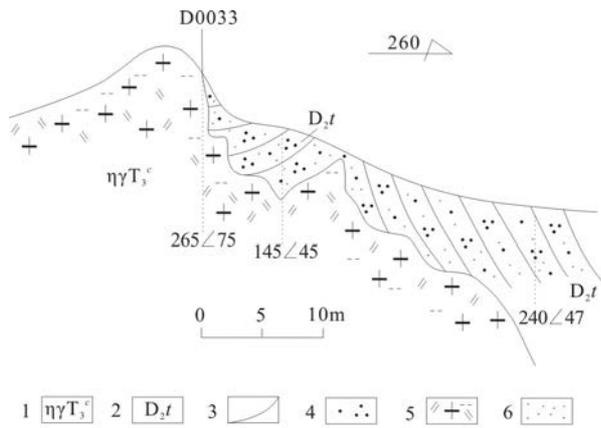


图2 锡田岩体岩口水库东侧细粒斑状黑云母二长花岗岩与跳马涧组侵入接触关系图

Fig. 2 Intrusive contact relationship for fine grained porphyritic biotite adamellite and Tiaomajian Formation in the east of Yankou reservoir of the Xitian batholith

1-细中粒斑状黑云母二长花岗岩;2-跳马涧组;3-地质界线;4-角岩化;5-细中粒斑状黑云母二长花岗岩;6-角岩化。

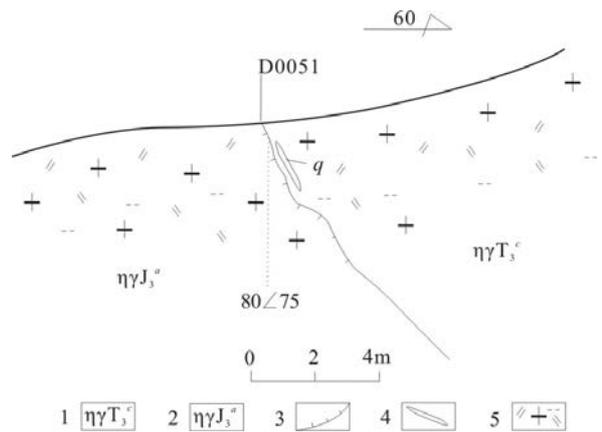


图3 锡田岩体老虎冲西侧晚三叠世和晚侏罗世的超动接触关系图

Fig. 3 Super dynamic contact relationship for late Triassic and late Jurassic in the west of Laohuchong area of the Xitian batholith

1-晚三叠世花岗岩;2-晚侏罗世花岗岩;3-超动接触地质界线;4-石英脉;5-细中粒斑状黑云母二长花岗岩。

富的钾长石、斜长石斑晶,含量在 15% ~ 30%,局部高达 35% ~ 40%,基质矿物主要由钾长石、斜长石、石英和黑云母组成,斜长石(An17 ~ 26)显示为富钠的特征,属中长石;见副矿褐帘石、锆石、磷灰石等;次生蚀变有叶钠长石化和糖粒状钠长石化、浅色云母化(锂云母化、铁锂云母化)、绿泥石化、绿帘石化等。

锡田岩体晚三叠世花岗岩在牛皮垅处与围岩

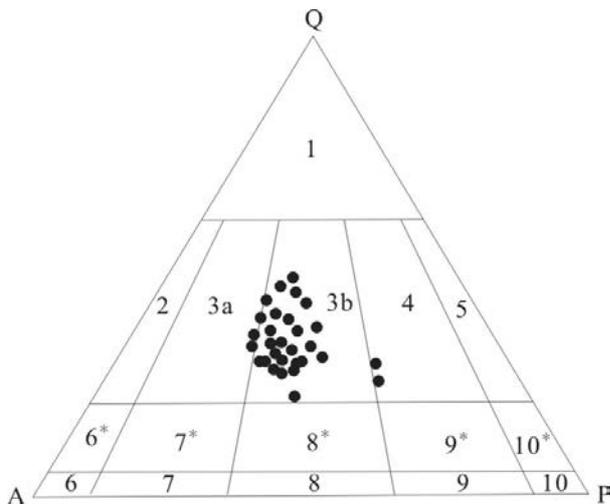


图4 锡田岩体印支期岩石QAP图解

Fig. 4 Discrimination diagram of QAP for Indosinian granite of Xitian batholith

3a-花岗岩;3b-二长花岗岩;4-花岗闪长岩。

呈顺层侵入接触,其侵入接触面与围岩的变余层理产状基本相同(图 5a),均为(190° ∠ 40°);在岩体边部,发育流面构造(图 5b)、流线构造,流面产状(160° ∠ 35°),自形板状斜长石斑晶(图 5b)、扁平椭圆状捕虏体(图 6a)长轴平行排列。流面上的斑晶斜长石、钾长石为自形晶,无塑性变形;基质斜长石、钾长石、黑云母及石英为岩浆结晶矿物,呈中粗粒花岗结构,未见重结晶,据岩体与围岩接触面产状和流面产状,两者基本一致,因而流面构造中发育的钾长石、斜长石斑晶以及扁平捕虏体的定向特征为岩浆流动过程中形成,而非构造成因<sup>[9]</sup>,另外,斜长石斑晶表现出的优选方位指示了岩浆在运移过程中的方向。

锡田岩体晚三叠世花岗岩发育钾长石、斜长石巨斑晶(晶体粒径大于 1 cm),含量在 6% ~ 10%。钾长石巨斑晶呈半自形宽板状,大小不等,一般 4 × 6 cm,个别更大,且分布不均匀,斑晶中包裹有斜长石、石英、黑云母等细粒矿物,包裹矿物呈同心环状排列,显示出环带特征;斑晶边缘凹凸不平,呈齿状轮廓,且有大量的石英、黑云母出现。斜长石巨斑晶,呈长条状、自形板状,大小 2 × 5 cm,大者到 3 × 10 cm,在岩石中呈不均匀分布,巨斑晶中环带结构发育,环带清晰;巨斑晶与基质的接触界线平直(图 6b)。斜长石、钾长石巨斑晶环带结构的发育,是晶

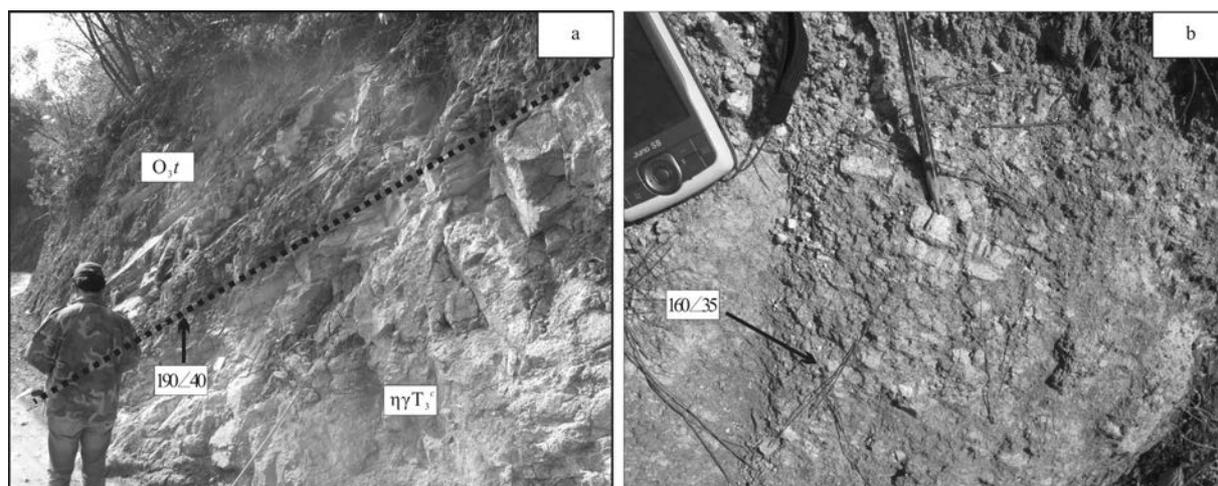


图5 锡田岩体晚三叠世花岗岩构造特征

Fig. 5 The structure for late Triassic granite in Xitian batholith

a-锡田岩体牛皮垅处花岗岩( $\eta\gamma T_3^b$ )与奥陶纪天马山组( $O_4$ )的侵入接触关系;b-岩体边部发育的流线、流面构造.

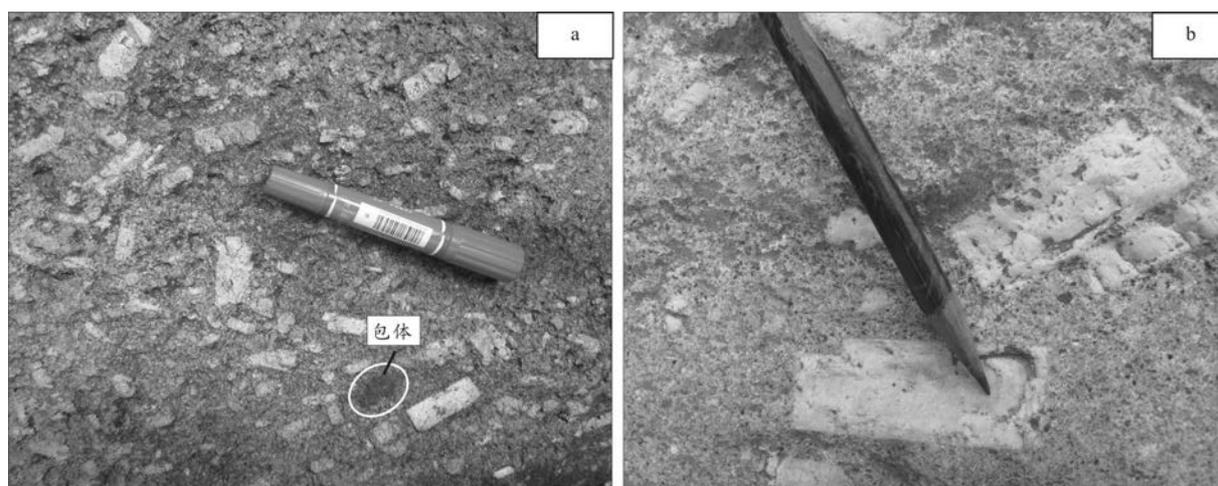


图6 锡田岩体晚三叠世花岗岩的结构、构造特征

Fig. 6 The structure and texture for late Triassic granite in Xitian batholith

a-锡田岩体晚三叠世花岗岩中发育的捕虏体和长石斑晶具有定向排列特征;b-晚三叠世花岗岩中发育的斜长石巨斑晶.

体在不同温度和压力交互作用下,其生长的过程中不断地与环境(熔体)发生能量和物质交换,通过能量耗散、成分变化过程形成一种宏观时空有规律的结构<sup>[20-21]</sup>。因此,钾长石、斜长石巨晶的形成环境,是温压条件不断变化、非静止、振荡的环境中结晶而成。

## 2.2 燕山期花岗岩

锡田岩体燕山期花岗岩可概括为两大类:第一类为粒度较细、斑晶含量中等的岩石,这类岩石有细(中)粒斑状黑云母二长花岗岩,细粒斑状二云母二长花岗岩,它们粒径多在 1~2 mm 间,少部分大

于 2 mm,呈细(中)粒结构,块状构造;斑晶含量在 8%~15%,斑状黑云母二长花岗岩局部斑晶含量可达 20%~25%,成分为钾长石、斜长石和少量的石英斑晶;基质由钾长石、斜长石、石英、黑云母等组成;在斑状二云母二长花岗岩中可见原生白云母,白云母含量在 4%~6%(图 7a),这类岩石颜色较浅,呈灰白色细粒结构。第二类为细粒花岗岩,这类岩石有细粒黑云母二长花岗岩、细粒二云母二长花岗岩、细粒铁锂云母碱长花岗岩,这类岩石不含斑晶,粒度较细,粒径在 1 mm 左右,有的甚至为微细粒结构,矿物主要由斜长石、钾长石、石英组成,

次要矿物为黑云母、白云母、锂云母。另外还有锆石、磷灰石、磁铁矿、榍石等。次生蚀变有白云母化、绢云母化、绿泥石化、金红石化、蠕英石化,白云母为磷片状,外形不规则可交代微纹长石或斜长石,时而交代黑云母等现象。

斑状黑云母二长花岗岩中发育大量的暗色微粒包体(图7b),矿物的粒径在0.3~1.2 mm间,呈微细粒结构,成分由斜长石(约65%)、黑云母(约20%)、石英(约15%)、少量的钾长石组成,含有副矿物锆石、榍石;斜长石呈半自形板状,黑云母呈半自形板片状,石英呈它形粒状充填于斜长石、黑云母间隙。部分闪长质包体发育淬冷边、反向脉、长石捕虏晶和石英眼斑(图7b),淬冷边宽5~10 mm,颜色较包体深,呈微细粒结构或玻璃质;反向脉是指暗色细粒包体中,寄主花岗岩呈不规则脉状穿插其中,在所观察的暗色包体中,反向脉呈细脉状,偶尔可见,对暗色微粒包体的岩石学、岩石地球化学的系统研究,并且获得寄主花岗岩和暗色微粒包体的LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分别为(150±0.5)Ma和(145±0.6)Ma<sup>[22]</sup>,指示锡田岩体燕山期发育的暗色微粒包体是岩浆混合成因的,锆石 U-Pb 年龄的获得,对岩浆混合的时限提供了年代学的限制,指明岩浆混合的时间为晚侏罗世。

燕山期细粒花岗岩脉较发育,在印支期和燕山期花岗岩的接触界线附近多有发现,部分细粒花岗岩脉穿插在印支期花岗岩中,岩性为二长花岗岩,呈细粒结构,含暗色矿物黑云母。脉体与围岩界线

一般较清晰,少数见十余 cm 的冷凝边,脉宽多在10~80 cm 之间。

### 3 岩石地球化学特征

#### 3.1 常量元素特征

锡田岩体印支期花岗岩常量元素分析结果(表1)显示:SiO<sub>2</sub> 含量为69.5%~74.9%,按 SiO<sub>2</sub> 含量分类,锡田岩体印支期岩石属于酸性岩类;主要氧化物 K<sub>2</sub>O 含量在4.03%~5.63%间,Na<sub>2</sub>O 含量在2.87%~3.79%间,K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 比值1.06~1.96,岩石表现为富钾的特征;

K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O 含量7.64%~8.5%,表明岩石的全碱值含量较高,体现为富碱的特征,在 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O 图解(图8a)和 Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O 图解(图8b)投点分别落在亚碱性和钾质、高钾质区域;对 ASI 和 ANK 进行计算,ASI 值在0.09~1.31,ANK 值在1.22~1.43,在图解 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O+CaO)-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O)中投点均落在过铝质区域(图8c),在钙碱指数图解中(图8d),岩石投点落在碱钙性区域。常量元素地球化学特征表明锡田岩体印支期岩石为高钾质、亚碱性、过铝质的碱钙性岩石。

锡田岩体燕山期岩石常量元素分析结果(表1)显示:SiO<sub>2</sub> 含量在70.7%~76.22%,SiO<sub>2</sub> 含量较高,体现富硅特点;K<sub>2</sub>O 含量在4.03%~5.33%间,Na<sub>2</sub>O 含量在2.89%~4.50%间,K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 比值0.95~1.84,在 K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O 图解中(图8b),投点主要落在钾

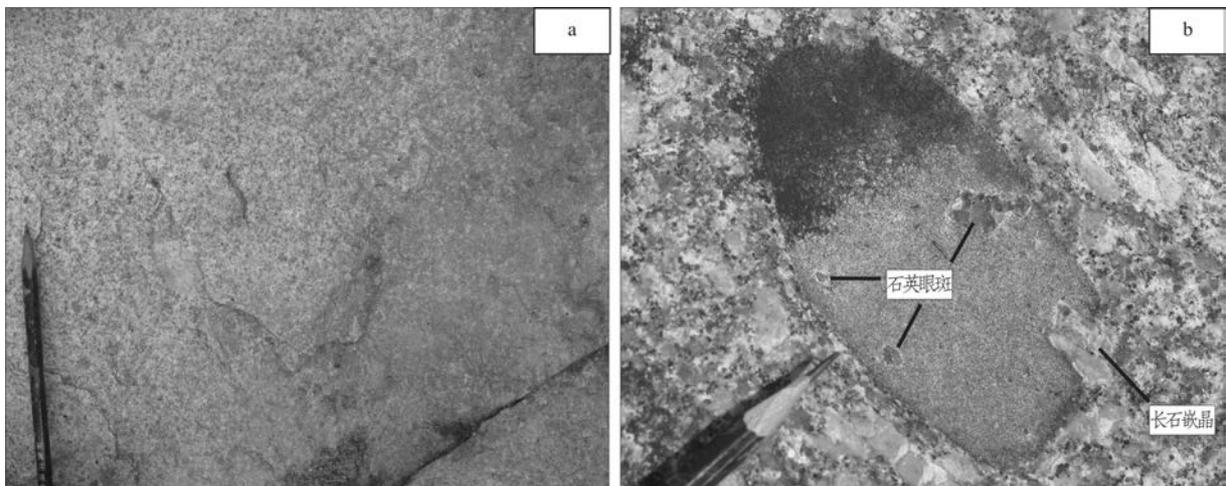


图7 锡田岩体晚侏罗世花岗岩的结构特征

Fig. 7 The texture for late Jurassic granite in Xitian batholith

a-锡田岩体晚侏罗世斑状二云母二长花岗岩(白云母含量4%~6%);b-晚侏罗世斑状黑云母二长花岗岩中发育的暗色微粒包体。

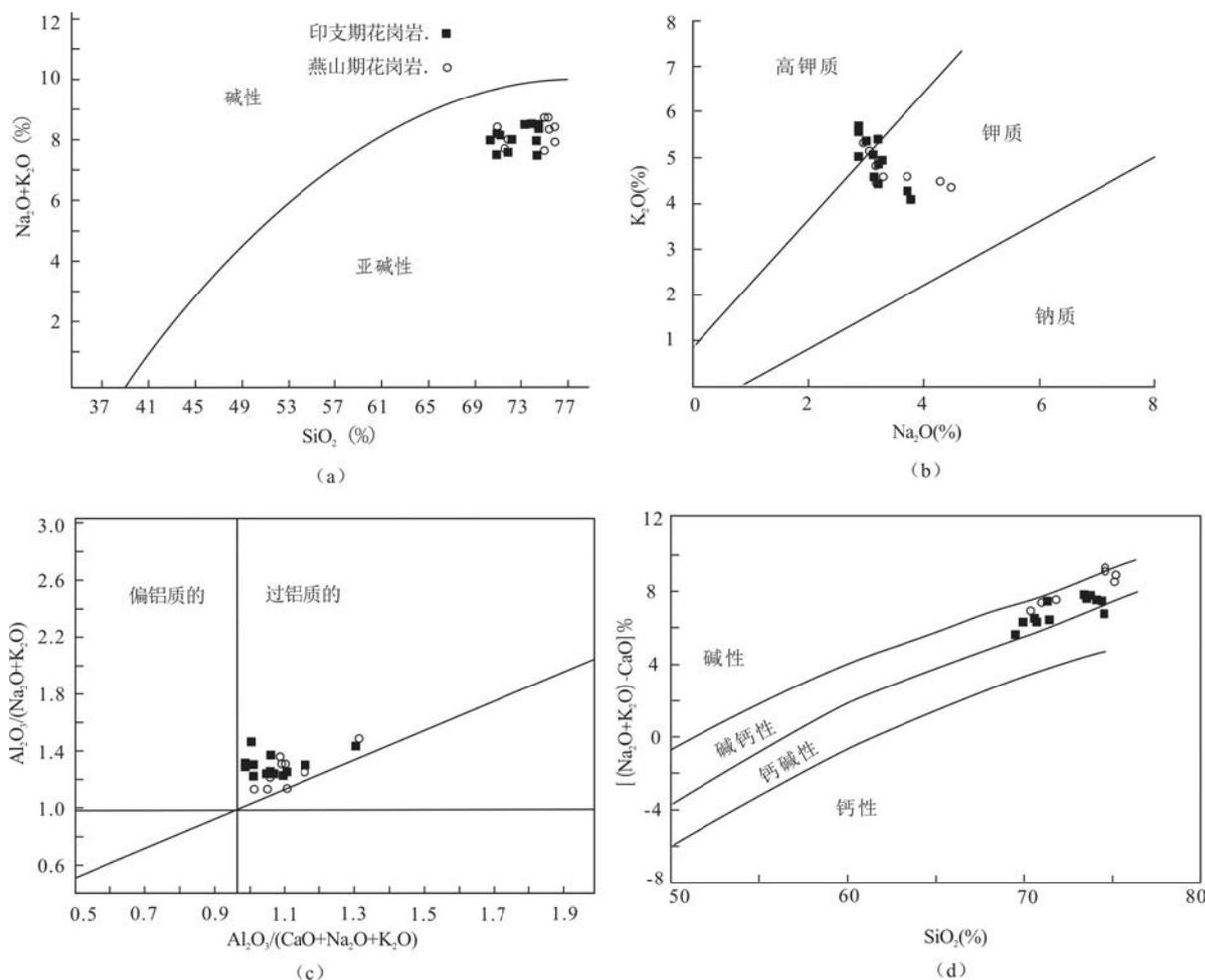


图8 锡田岩体晚三叠世、晚侏罗世花岗岩岩石化学图解

Fig. 8 Petrochemistry plots for granite samples of the Xititan batholith in late Triassic and late Jurassic

a-  $\text{SiO}_2$ - $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 图解(图式据文献Irvine,1971<sup>[23]</sup>);b-  $\text{Na}_2\text{O}$ - $\text{K}_2\text{O}$ 图解(ASI-ANK)图解(据Middlemost,1972<sup>[24]</sup>);c- ASI-ANK图解(图式据Frost,2001<sup>[25]</sup>);d-  $\text{SiO}_2$ - $[(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{CaO}]$ 图解(图式据Frost,2001<sup>[25]</sup>)

质区域,岩石 AIK 含量在 7.58% ~ 8.78% 间,全碱值均大于 6.5%,体现为富碱的特征,在  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$  图解中(图 8a),投点均落在亚碱性岩石区域;岩石的 ASI 值含量在 1.02 ~ 1.31,均值为 1.11,在 ASI-ANK 图解中(图 8c),投点落在过铝质岩石区域。常量元素地球化学特征表明锡田岩体燕山期岩石为钾质、亚碱性、过铝质的碱钙性岩石。

### 3.2 岩石微量元素特征

锡田岩体印支期岩石微量元素分析数据表明(表 1),大离子亲石元素 Rb 含量在  $249 \times 10^{-6}$  ~  $656 \times 10^{-6}$  间;Th 含量在  $25.8 \times 10^{-6}$  ~  $94.3 \times 10^{-6}$  间;Ba 含量在  $119 \times 10^{-6}$  ~  $733 \times 10^{-6}$  间;Sr 含量在  $41.4 \times 10^{-6}$  ~  $354 \times 10^{-6}$  间,在微量元素原始地幔蛛

网图中(图 9)表现为 Rb、Th、U 富集, Ba、Sr 亏损的特征。高场强元素 Nb 含量在  $15.2 \times 10^{-6}$  ~  $28.8 \times 10^{-6}$  间;Ti 含量在  $0.28 \times 10^{-6}$  ~  $2.03 \times 10^{-6}$  间, Nb 和 Ti 在微量元素原始地幔蛛网图中(图 9)出现低槽,表现为高场强元素亏损特征。Sr 含量在  $41.4 \times 10^{-6}$  ~  $354 \times 10^{-6}$  间,均值  $146 \times 10^{-6}$  ( $<150 \times 10^{-6}$ ), Yb 含量在  $2.61 \times 10^{-6}$  ~  $8.93 \times 10^{-6}$  间,均值  $3.96 \times 10^{-6}$ ,反应了地壳中等厚度(30 ~ 50 km)下熔融形成的低 Sr 低 Yb 的花岗岩<sup>[26]</sup>。Nb\* 值  $[\text{Nb}^* = \text{Nb}_N/0.5(\text{K}_N + \text{La}_N)]$  在 0.14 ~ 0.36 间,均值为 0.21, Nb\* 均小于 1,表明 Nb 具有负异常,但异常程度不大。

锡田岩体燕山期岩石微量元素分析数据表明(表 1),大离子亲石元素 Rb 含量在  $359 \times 10^{-6}$  ~

表1 湖南锡田复式花岗岩体主量元素( $10^{-2}$ )、微量元素( $10^{-6}$ )和稀土元素( $10^{-6}$ )分析结果

Table. 1 The analytic result of major and trace elements of the Xitian complex pluton in Hunan

样号	HGY-13	HGY-14	HGY-17	D2130	HGY-4	D0028	D4819	D074	HGY-4	HGY-7	HGY-9	D0017	D0094	D5136	D0041
常量元素( $\times 10^{-2}$ )															
印支期花岗岩								燕山期花岗岩							
SiO <sub>2</sub>	73.6	73.9	71.7	71.6	70.7	71	69.5	74.9	70.7	72.7	75.3	71.7	76.1	76.2	75.5
TiO <sub>2</sub>	0.2	0.19	0.3	0.34	0.34	0.35	0.44	0.14	0.34	0.32	0.03	0.3	0.1	0.07	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.4	13.2	15.2	13.8	14.5	14.2	14.3	12.4	14.5	13.4	13.2	15.2	12.6	12.9	13.2
FeO	1.75	1.5	1.18	2.2	1.43	1.7	2.2	2.55	1.43	2.12	0.92	1.18	1.83	0.7	1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.78	0.96	1.17	0.6	1.13	0.93	1.29	0.12	1.13	0.84	0.4	1.17	0.03	0.46	0.42
MnO	0.04	0.07	0.09	0.09	0.09	0.06	0.07	0.06	0.09	0.06	0.04	0.09	0.05	0.03	0.09
MgO	0.16	0.18	0.54	0.63	0.61	0.67	0.94	0.17	0.61	0.4	0.01	0.54	0.17	0.08	0.04
CaO	0.95	0.65	0.54	1.76	1.57	1.94	2.19	0.82	1.57	1.13	0.46	0.54	0.37	0.33	0.35
Na <sub>2</sub> O	2.87	3.01	3.79	3.19	3.02	3.3	3.25	3.13	3.02	3.08	4.5	3.79	3.25	3.71	4.33
K <sub>2</sub> O	5.63	5.32	4.03	4.91	5.16	4.9	4.39	4.62	5.16	4.86	4.28	4.03	4.55	4.61	4.37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.05	0.12	0.14	0.15	0.15	0.19	0.04	0.15	0.15	0.01	0.12	0.04	0.02	0.02
H <sub>2</sub> O+	0.43	0.76	1.23	0.6	1.12	0.6	0.87	0.67	1.12	0.74	0.4	1.23	0.67	0.56	0.5
CO <sub>2</sub>	0.06	0.06	0.02	0.02	0.08	0.08	0.1	0.24	0.08	0.04	0.02	0.02	0.08	0.02	0.02
烧失量	0.32	0.7	1.13	0.41	1.41	0.51	0.78	0.74	1.41	0.55	0.34	1.13	0.54	0.54	0.43
TFeO	2.45	2.36	2.23	2.74	2.45	2.54	3.36	2.66	2.45	2.88	1.28	2.23	1.86	1.11	1.38
ASI	1.06	1.11	1.31	1.13	1.08	0.99	1.01	1.06	1.08	1.08	1.02	1.31	1.15	1.1	1.05
ANK	1.23	1.23	1.43	1.3	1.37	1.32	1.42	1.22	1.37	1.32	1.13	1.43	1.22	1.16	1.11
Alk	8.51	8.33	7.82	8.13	8.18	8.21	7.64	7.75	8.18	7.94	8.78	7.82	7.82	8.32	8.71
微量元素( $\times 10^{-6}$ )															
Rb	444	479	361	250	656	249	261	291	656	400	770	470	471	359	918
Zr	173	164	121	189	227	221	219	101	227	160	75.6	127	71.8	60.1	64.9
Nb	15.5	24.3	28.8	15.2	18.8	16.8	15.9	19.7	18.8	24.6	26.2	19.2	17.2	11.8	25.6
Hf	5.77	5.45	4.03	6.29	7.55	7.38	6.96	3.37	7.55	5.35	2.52	4.23	2.39	2	2.16
Ta	2.02	4.02	7.4	2.27	2.64	2.6	2.24	7.65	2.64	4.82	12.1	4.28	3.39	2.08	15.9
Th	94.3	82.9	25.8	39.5	59.3	46.4	36.8	51.8	59.3	43.9	10.2	47.0	30.6	16.9	17.6
U	12.4	23.3	14.0	10.1	24.5	9.25	10.5	14.0	24.5	12.4	17.8	22.3	11.1	10.8	21.1
Ba	296	147	201	494	489	671	733	119	489	365	67.4	285	77.7	71.1	75.5
Sr	48.6	41.4	123	204	175	247	354	43.5	175	71	8	129	35.8	36.4	7.21
Rb/Sr	9.14	11.6	2.95	1.23	3.76	1.01	0.74	6.68	3.76	5.64	96.2	3.64	13.2	9.87	127
La/Nb	5.75	3.58	2.21	4.44	3.7	5.2	5.55	2.21	3.7	2.54	0.83	2.36	1.76	1.09	0.46
Ba/Nb	19.1	6.04	6.97	32.5	26.1	39.9	45.9	6.03	26.1	14.8	2.57	14.9	4.51	6.04	2.95
Nb*值	0.14	0.22	0.36	0.16	0.19	0.16	0.16	0.26	0.19	0.27	0.42	0.27	0.25	0.19	0.44
稀土元素( $\times 10^{-6}$ )															
La	89.2	86.9	63.5	67.6	69.5	87.3	88.4	43.6	69.5	62.5	21.9	45.3	30.3	12.9	11.8
Ce	172	172	114	124	132	158	161	93.6	132	123	46.1	80.0	54.8	22.7	41.3
Pr	19.5	20.2	12.7	13.7	14.7	18.1	18.4	10.3	14.7	14.1	7.48	8.58	7.27	3.17	3.64
Nd	67.6	72.2	43.4	48.7	50.0	63.1	64.2	37.5	50.0	50.7	32.1	29.3	27.3	12.4	14.4
Sm	12.3	14.9	7.08	7.94	7.49	9.16	9.26	8.15	7.49	10.4	14.4	4.41	6.62	3.71	5.56
Eu	1.06	0.59	0.97	1.73	1.55	1.86	1.76	0.42	1.55	1.17	0.13	0.9	0.39	0.28	0.13
Gd	9.2	13.3	5.32	5.83	4.7	6.07	6.24	7.1	4.7	8.13	15.77	3.46	5.46	4.24	6.48
Tb	1.51	2.32	0.85	0.89	0.73	0.9	0.9	1.14	0.73	1.42	3.59	0.53	1.06	0.91	1.55
Dy	8.69	14.2	5.14	4.87	3.88	4.63	4.65	6.94	3.88	8.39	24.3	2.94	6.9	6.67	11.2
Ho	1.57	2.81	1.03	0.91	0.78	0.9	0.88	1.37	0.78	1.59	4.83	0.58	1.42	1.49	2.33
Er	4.67	8.11	3.28	2.68	2.34	2.84	2.59	3.71	2.34	4.62	14.9	1.79	4.42	4.59	8.12
Tm	0.74	1.36	0.58	0.45	0.41	0.46	0.41	0.61	0.41	0.74	2.89	0.35	0.79	0.84	1.66
Yb	4.81	8.91	4.17	3.02	3.04	3.31	2.82	3.96	3.04	4.98	21.1	2.57	5.38	5.81	12.7
Lu	0.67	1.29	0.61	0.46	0.51	0.49	0.41	0.57	0.51	0.73	3.19	0.44	0.81	0.88	1.94
Y	44.7	79.7	33.2	27.7	22.4	27.8	25.3	40.6	22.4	47.4	148	18.9	45.1	48.3	69.4
ΣREE	439	498	296	311	314	385	387	260	314	340	360	200	198	129	192
[La/Yb] <sub>N</sub>	13.3	7.01	10.9	16.1	16.4	18.9	22.5	7.91	16.4	9.21	0.74	12.7	4.04	1.59	0.66
δEu	0.29	0.13	0.46	0.74	0.74	0.72	0.67	0.16	0.74	0.38	0.03	0.68	0.19	0.22	0.07
LREE	362	366	242	264	275	337	343	194	275	262	122	169	127	55.2	76.8
HREE	76.6	132	54.1	46.8	38.8	47.4	44.2	66.0	38.8	78.0	238	31.6	71.4	73.8	115
LREE/HREE	4.73	2.77	4.47	5.64	7.08	7.12	7.76	2.93	7.08	3.35	0.51	5.34	1.78	0.75	0.67

931 × 10<sup>-6</sup> 间;Th 含量在 10.2 × 10<sup>-6</sup> ~ 59.3 × 10<sup>-6</sup> 间;Ba 含量在 42.7 × 10<sup>-6</sup> ~ 489 × 10<sup>-6</sup> 间;Sr 含量在 7.21 × 10<sup>-6</sup> ~ 175 × 10<sup>-6</sup> 间,在微量元素原始地幔蛛网图中(图 10)表现为 Rb、Th、U 富集,Ba、Sr 亏损,图解上显示为 Ba、Sr 低槽的特征。高场强元素 Nb 含量在 11.8 × 10<sup>-6</sup> ~ 39.5 × 10<sup>-6</sup> 间;Ti 含量在 0.14 × 10<sup>-6</sup> ~ 1.57 × 10<sup>-6</sup> 间,Nb 和 Ti 在微量元素原始地幔蛛网图中(图 3-34)出现低槽,表现为高场强元素亏损特征。Nb\* 值在 0.19 ~ 0.52 间,均值为 0.33,Nb\* 均小于 1 表明 Nb 具有负异常,Nb 相对于 K 和 La 表现为亏损的特征。

### 3.3 岩石稀土元素特征

锡田岩体印支期岩石的稀土元素分析数据(表 1),从表中可知,稀土总量 Σ REE 在 259 × 10<sup>-6</sup> ~ 498 × 10<sup>-6</sup> 间,均值为 358 × 10<sup>-6</sup>;LREE 含量在 194 × 10<sup>-6</sup> ~ 366 × 10<sup>-6</sup> 间,HREE 含量在 38.8 × 10<sup>-6</sup> ~ 132 × 10<sup>-6</sup> 间,表现出岩石富集 LREE 特征,在稀土元素球粒陨石配分模式图中(图 11),表现出右倾模式。而 LREE/HREE 值在 2.77 ~ 7.76,均值为 5.33;[La/Yb]<sub>N</sub> 值在 7.01 ~ 22.5 间,均值为 15.15,表明锡田岩体印支期岩石经历过中等程度分异。δ Eu 值在 0.13 ~ 0.74,δ Eu 小于 1,其值表现出负异常。

锡田岩体燕山期岩石稀土元素分析数据(表 1),从表中可知,稀土总量 Σ REE 在 116 × 10<sup>-6</sup> ~ 360 × 10<sup>-6</sup> 间,均值为 242 × 10<sup>-6</sup>;LREE 含量在 55.2 × 10<sup>-6</sup> ~ 275 × 10<sup>-6</sup> 间,HREE 含量在 27.7 × 10<sup>-6</sup> ~ 238 × 10<sup>-6</sup> 间,从岩石的稀土元素含量特征来看,燕山期岩石锡田总量不高,而且轻重稀土的分异程度不明显。在稀土元素球粒陨石配分模式图中(图

12),轻重稀土分布曲线较平坦,呈海鸥型分布。稀土的 LREE/HREE 值在 0.51 ~ 7.08,均值为 2.60;[La/Yb]<sub>N</sub> 值在 0.66 ~ 16.42 间,均值为 5.87,表明锡田岩体燕山期岩石经历过中等程度分异。δ Eu 值在 0.03 ~ 0.74,δ Eu 均小于 1,其值表现出负异常,在球粒陨石配分模式图上呈“V”型分布模式。

## 4 讨论

### 4.1 锡田复式花岗岩体岩石类型探讨

锡田岩体印支期花岗岩具有较高的 SiO<sub>2</sub> 含量,在 69.5% ~ 74.9% 之间;较高的(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O)的值,含量在 7.64% ~ 8.5%,且富集 REE 特征,在微量元素蛛网图上,显示为 Y 富集、Ba、Sr 亏损的特征(图 9)。锡田岩体燕山期花岗岩具有较高的 SiO<sub>2</sub> 含量,在 70.7% ~ 76.22% 之间;较高的(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O)的值,含量在 7.8% ~ 8.8%,且富集 REE 特征,在微量元素蛛网图上,显示为 Y 富集、Ba、Sr 亏损的特征(图 10),表明锡田岩体具有 A 型花岗岩的一般特征<sup>[28]</sup>。虽然 A 型花岗岩具有特殊的地球化学特征,但是与高分异 I、S 型花岗岩依然很难区分<sup>[29]</sup>,而 A 型花岗岩与高分异 I、S 型花岗岩的区别在于:首先,锡田岩体具有与 S 型花岗岩相比较低的 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>(0.01% ~ 0.19%)和较高的 Na<sub>2</sub>O(2.87% ~ 4.5%),其次,锡田岩体的全铁 FeO(1.11% ~ 3.36%)高于高分异 I 型花岗岩(I 型花岗岩 FeO < 1%)<sup>[30]</sup>。此外,I 型花岗岩的特征矿物为角闪石,而锡田花岗岩样品在显微镜下观察显示没有角闪石的存在,这也与 I 型花岗岩相区别<sup>[31]</sup>;再者,锡田岩体众多的锆石 U-Pb 定年的 CL 图

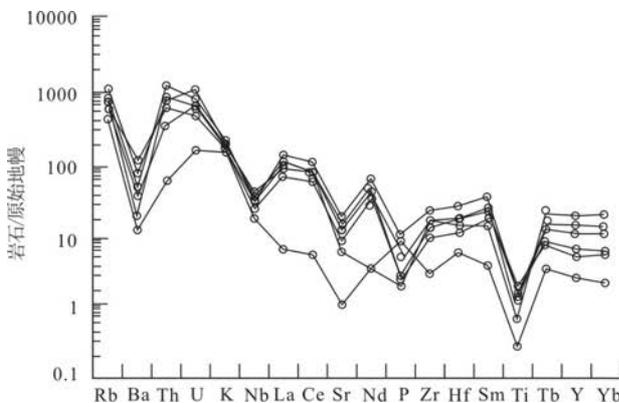


图9 锡田岩体晚三叠世花岗岩微粒元素原始地幔蛛网图<sup>[27]</sup>  
Fig. 9 Primitive mantle-normalized trace elements spidergram for late Triassic granite of the Xitian pluton

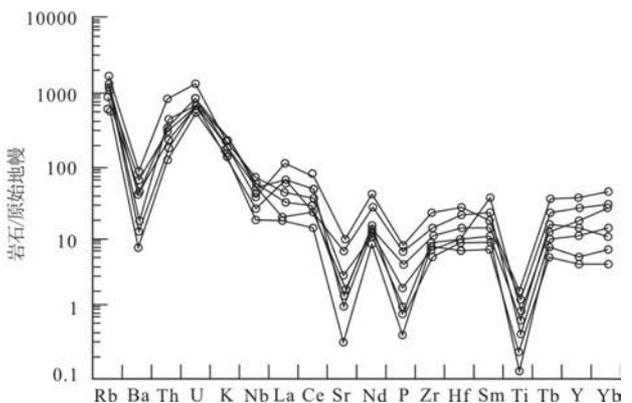


图10 锡田岩体晚侏罗世花岗岩微粒元素原始地幔蛛网图<sup>[27]</sup>  
Fig. 10 Primitive mantle-normalized trace elements spidergram for late Jurassic granite of the Xitian pluton

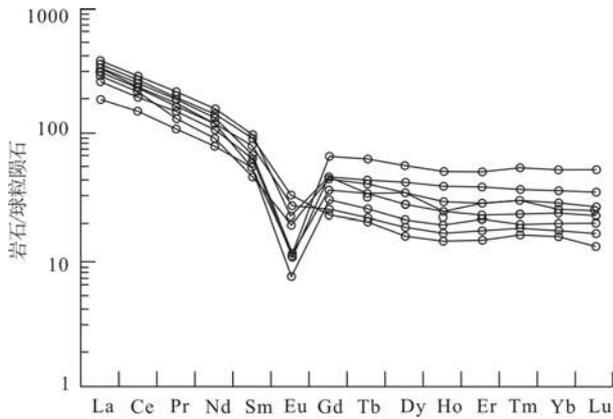


图11 锡田岩体晚三叠世花岗岩稀土元素球粒陨石配分模式图<sup>[27]</sup>

Fig. 11 Chondrite-normalized REE patterns for late Triassic granite of Xitian pluton

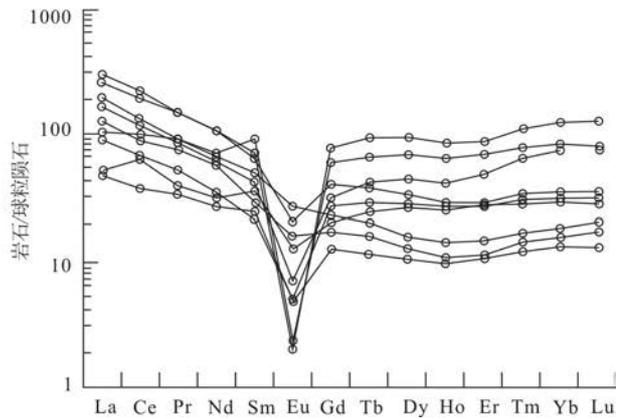


图12 锡田岩体晚侏罗世花岗岩稀土元素球粒陨石配分模式图<sup>[27]</sup>

Fig. 12 Chondrite-normalized REE patterns for late Jurassic granite of the Xitian pluton

像很少出现古老的核部(仅马铁球<sup>[8]</sup>,付建明<sup>[14]</sup>报道过),表明其形成时为完全熔融的高温环境<sup>[28]</sup>以及根据 Watson 等提出的锆石饱和温度计获得燕山期花岗岩的锆石饱和温度 922 ~ 934 °C<sup>[22]</sup>符合 A 型花岗岩形成于高温环境的特征(A 型花岗岩的形成温度 >800 °C)。

利用 A 型花岗岩的判别图解,在 SiO<sub>2</sub>-TFeO/MgO 图解中,印支期花岗岩全部投点落入 A 型花岗岩区域,燕山期花岗岩仅个别点落入 I、S 型花岗岩区域,其余点均落在 A 型花岗岩区域

(图 13a);在 K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O 图解中,印支期、燕山期花岗岩投点全部落入 A 型花岗岩区域(图 13b);在 10000 × Ga/Al-Nb(10<sup>-6</sup>)图解(图 14a)和 10000 × Ga/Al-TFeO/MgO 图解中(图 14a),印支期、燕山期花岗岩投点全部落入 A 型花岗岩区域。综合上述判别图解结果(图 13 及图 14),锡田花岗岩的岩石类型显示为 A 型花岗岩。

南岭中西段,发育着一条北东向的燕山早期钨锡 A 型花岗岩带,主要由花山、姑婆山、九嶷山、骑田岭等花岗质岩基组成,这些岩体都位于 NE 向的

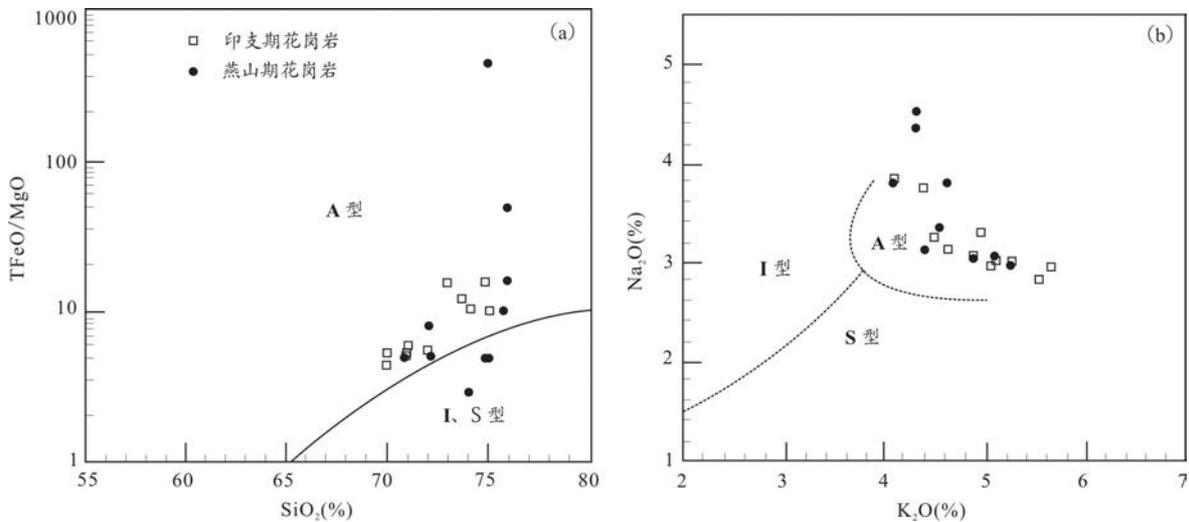


图13 锡田岩体岩石类型判别图解

Fig. 13 Discrimination diagram for rock types of Xitian granite

a-A型花岗岩的SiO<sub>2</sub>%-TFeO/MgO(%)判别图解(图式据Whalen, 1987<sup>[32]</sup>); b-A型花岗岩的K<sub>2</sub>O%-Na<sub>2</sub>O%判别图解(图式据Collins, 1982<sup>[28]</sup>).

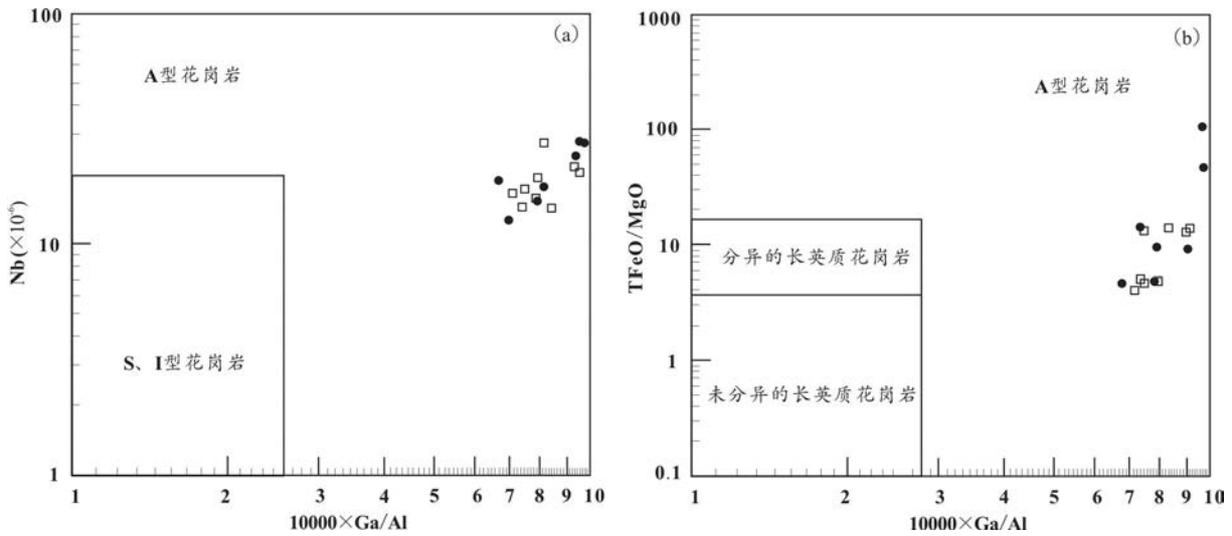


图14 锡田岩体岩石类型判别图解

Fig. 14 Discrimination diagram for rock type of Xitian granite

a-A型花岗岩的 $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}-\text{Nb}$  ( $10^{-6}$ ) 判别图解 (据Whalen, 1987<sup>[32]</sup>); b-A型花岗岩的 $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}-\text{TFeO}/\text{MgO}$ 判别图解 (图式据Whalen, 1987<sup>[32]</sup>), (图例同图13).

临武-郴州-茶陵深大断裂带上<sup>[33-34]</sup>。另外,该带呈北北东向展布的高  $\epsilon \text{Nd}(t)$  值( $>-8$ )和低  $t_{\text{DM}}$  模式年龄值( $<1.5 \text{ Ga}$ )的花岗岩带,国内外众多研究者通过研究支持这条花岗岩带的存在并认为它们的形成时代集中在  $150 \sim 165 \text{ Ma}$ <sup>[33, 35-37]</sup>,同时越来越多的研究表明这些花岗岩属于 A 型花岗岩,并认为这条花岗岩带是一条 A 型花岗岩带<sup>[10, 38-40]</sup>。本文研究的锡田岩体地理构造位置上处于该花岗岩带上,获得燕山期的锆石 U-Pb 年龄集中在  $160 \sim 145 \text{ Ma}$ <sup>[5]</sup>,获得 Sr-Nd 同位素  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T)$  值较低为 0.6907,  $\epsilon \text{Nd}(t)$  值为  $-8.87 \sim -7.3$ , Nd 两阶段模式年龄  $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$  在  $1.56 \sim 1.69 \text{ Ga}$  之间;花岗岩的  $\epsilon \text{Hf}(t)$  值介于  $-4.91 \sim -7.97$  之间,平均值为  $-6.60$ , 二阶段模式年龄 ( $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ ) 在  $1.51 \sim 1.73 \text{ Ga}$  之间,  $\epsilon \text{Hf}(t)$  值偏负<sup>[41]</sup>,同位素的  $\epsilon \text{Nd}(t)$ 、 $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$  特征与该 A 型花岗岩带高  $\epsilon \text{Nd}(t)$  值和低  $t_{\text{DM}}$  模式年龄值相似;另外,锡田岩体位于茶陵-郴州深大断裂带东侧,地理位置正好处在十杭带湘南-桂北段 A 型花岗岩带的北端,这与蒋少涌等(2008)<sup>[33]</sup>报道的 A 型花岗岩带处于临武-郴州-茶陵深大断裂带一致。因此认为,锡田岩体燕山期的岩石为十杭带湘南-桂北段 A 型花岗岩的组成部分。以往的研究表明,锡田岩体燕山期花岗岩源区以地壳物质为主,有少量地幔物质参与成岩作用<sup>[40]</sup>,最近获得锡田岩体燕山期花岗岩中发育的

岩石包体(锆石 U-Pb 年龄为  $145 \text{ Ma}$ <sup>[22]</sup>)为岩浆混合成因,可能指示锡田岩体燕山期 A 型花岗岩为壳幔物质混合熔融的产物。

然而,关于锡田岩体印支期花岗岩为 A 型花岗岩归属问题存在争议。一方面,在华南地区,鲜有报道印支期花岗岩为 A 型的,近年来仅李万友等<sup>[42]</sup>报道了浙江靖居正长岩为 A 型;另一方面,普遍认为 A 型花岗岩是在拉张作用下形成<sup>[43]</sup>,而由位于越南的 Sibumasu 地块与华南地块发生碰撞而造成的印支运动,在印支运动构造背景下形成的花岗岩应形成于挤压构造背景。但 Carter<sup>[44]</sup>对越南中北部 (Truong Son 带和 Song Chay 地块等) 变质基底的  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  年代学研究表明,印支运动的变质峰期在  $258 \sim 243 \text{ Ma}$  之间;到了  $\sim 240 \text{ Ma}$  扬子陆块与秦岭-大别-苏鲁造山带发生顺时针旋转俯冲-碰撞或深俯冲-碰撞作用,形成了秦岭-大别超高压碰撞造山带,其超高压峰期发生在  $218 \sim 238 \text{ Ma}$  之间<sup>[45]</sup>,华南在这一时期形成大量印支期花岗岩<sup>[31]</sup>,该时期花岗岩形成滞后于印支运动主碰撞期,是  $T_3$  时期内形成的,亦即是在印支运动碰撞后伸展构造体制下形成,属于后碰撞花岗岩。

锡田岩体印支期花岗岩的侵位时间集中在  $228 \text{ Ma}$  和  $215 \text{ Ma}$ <sup>[5]</sup>,表明岩体形成于印支运动的主碰撞期之后。锡田岩体印支期花岗岩的岩石学、岩

石地球化学特征显示为 A 型花岗岩、同位素  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  值介于  $-5.35 \sim -11.04$  之间,平均值为  $-7.31$ ,峰值在  $-8.00 \sim -9.00$  之间,二阶段模式年龄( $T_{\text{DM}}^c$ )在  $1.59 \sim 1.95$  Ga 之间,平均值为  $1.73$  Ga,峰值在  $1.65 \sim 1.70$  Ga 之间<sup>[41]</sup>与该 A 型花岗岩带低  $t_{\text{DM}}$  模式年龄值相似;姚远等<sup>[41]</sup>在锡田岩体印支期花岗岩中发现了闪长质包体,并认为是岩浆混合的证据也符合 A 型花岗岩壳幔混合的模式。综合上述特征,有理由认为锡田岩体印支期花岗岩为 A 型花岗岩。

Eby<sup>[46]</sup>把 A 型花岗岩分成 A1 和 A2 两个亚类,在构造意义上,A1 亚类侵位于板内裂谷作用过程中(通常伴有大量同时产出的镁铁质岩石)或者由推断的地幔柱或热点活动形成;A2 亚类所包括的花岗岩类侵位于各种构造环境中(它包括弧后拉张、碰撞后花岗岩以及在漫长的高热流、花岗质岩浆作用阶段末期所侵位的花岗岩),但主要形成于板内非造山的构造环境,利用 A1、A2 型花岗岩的 Nb-Y-Ce 和 Nb-Y-3\*Ga 判别图解(图 15),投点大部分落入 A2 型花岗岩区域,仅个别点在 A1 区域及少数点在 A1、A2 型花岗岩的分界线附近;尽管有研究者认为利用 A1、A2 亚类来区分 A 型花岗岩并不明显<sup>[47]</sup>,甚至 Eby 利用 A1、A2 亚类来判别 A 型花岗岩的构造环境是不全面的,但锡田岩体显示为 A 型花岗岩,其产出背景与伸展构造有关无疑。印支期花岗岩侵位于印支运动的主碰撞之后,形成于碰撞后伸展构造体制下形成,这一特征与李万友等<sup>[42]</sup>报道的浙江靖居花岗岩在 215 Ma 时

浙西南地区处于伸展的构造背景相一致,而这一结论,可能指示华南地区印支早期挤压环境向晚期伸展环境转换的时限。关于华南燕山期花岗岩,其北北东向的走向完全不同于近东西走向的印支碰撞带,而与古太平洋板块的俯冲缝合线走向一致,由此推断,约 160 Ma 的华南内部拉张事件可能与古太平洋板块的俯冲消减引起的拉张环境有关,晚侏罗世花岗岩为后造山花岗岩。

#### 4.2 锡田复式花岗岩体侵位机制探讨

锡田岩体空间展布形态呈独特的近南北向“葫芦状”,岩体中部紧缩,两端呈近圆状,岩体中各侵入次的分布形态也呈近圆状、椭圆状特征(图 1)。据航片、卫片图像显示(如图 16a、b),锡田岩体显示了清晰的环状构造,外环呈一“8”字型,与岩体的边界相对应;航片、卫片图像中内环发育,与岩体内各侵入次的界线相吻合;锡田岩体与围岩呈顺层侵入接触关系(图 5a),其侵入接触界线与围岩产状趋于一致;在岩体的外接触带及边缘部位,侵入接触界线常与变余层理也趋于一致(图 17),发育边缘向斜构造(表现为围岩被液化膨胀挤压的特点),而岩体各侵入次的分布形态多呈圆状、椭圆状(图 1),锡田岩体的边界通过遥感解译呈“8”字型,这种环状的分布特点,表明锡田岩体是以气球膨胀方式侵位并对围岩产生了横向的挤压作用。

航片、卫片图像中线性构造也发育,线性构造可清晰的分为两组,一组为北北东向,这组线性构造的产状与区域上的断裂一致,且部分线性构造与

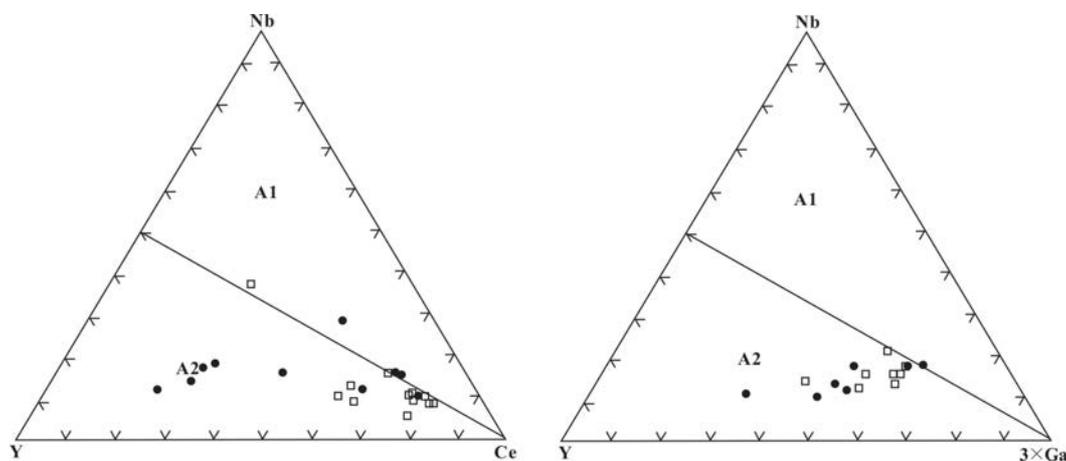


图15 A型花岗岩的Nb-Y-Ce和Nb-Y-3\*Ga判别图解[32]

Fig. 15 Nb-Y-Ce and Nb-Y-3\*Ga for A-type granites

图例同图13.

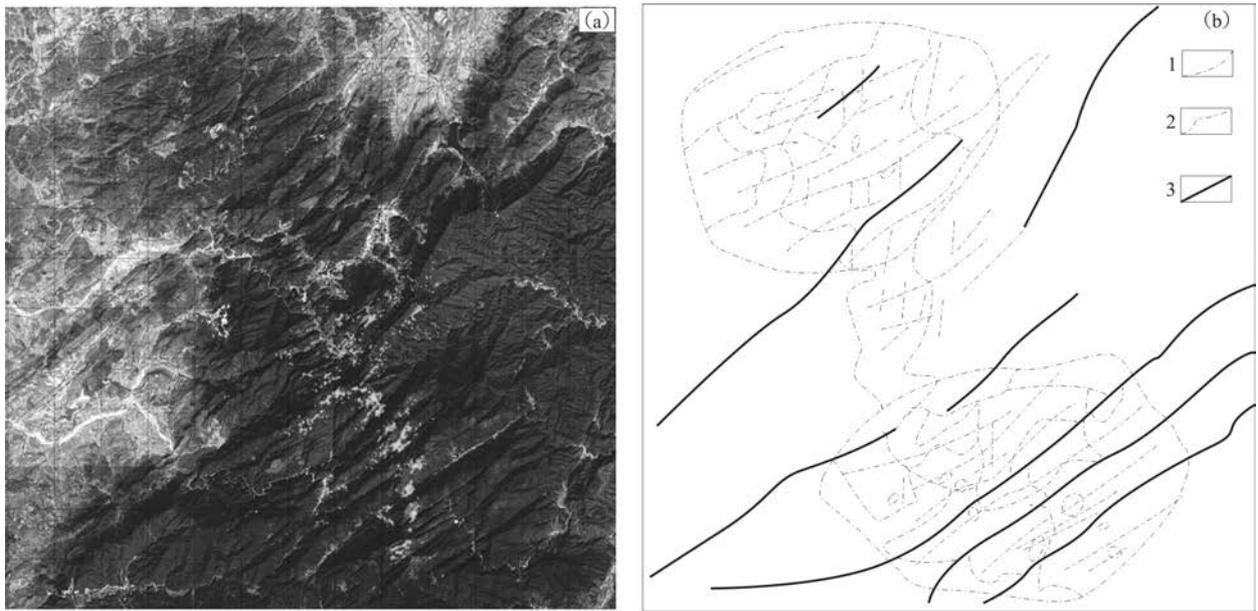


图16 锡田岩体遥感解译略图

Fig. 16 Remote sensing interpretation map for Xitian pluton

a-锡田岩体遥感解译影像图片;b-锡田岩体遥感解译略图(1、环状构造;2、现在构造;3、断裂).

岩体中小侵入体的边界吻合,这些侵入体多分布断裂附近,表现出受断裂控制的特征;另一组呈近南北向,这一组线性构造多与岩体中发育的大型节理、负地形地貌相对应。

在岩体的内接触带及其附近,捕虏体发育(图

18),捕虏体多为围岩碎块,没有显著熔融,多呈难溶残余物出现,表现为岩浆并未将围岩碎块完全“消化”,有的甚至可见变余层理;捕虏体多分布于岩体边缘,捕虏体的大小与据岩体的边界距离呈负相关关系,在岩体中部,未见捕虏体。捕虏体的发

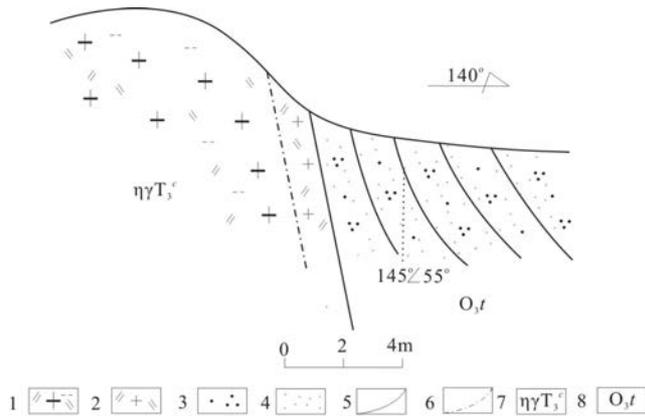


图17 锡田岩体牛皮陇处花岗岩与围岩的侵入接触处发育冷凝边及边缘向斜构造

Fig. 17 The developed condensation side and rim sycline in the intrusive contact area between granite and wallrock of the Xitian pluton in Niupilong area

1-细中粒斑状黑云母二长花岗岩;2-细粒花岗岩;3-石英砂岩;4-角岩化;5-地质界线;6-脉动接触界线;7-晚三叠世花岗岩;8-奥陶纪天马山组。

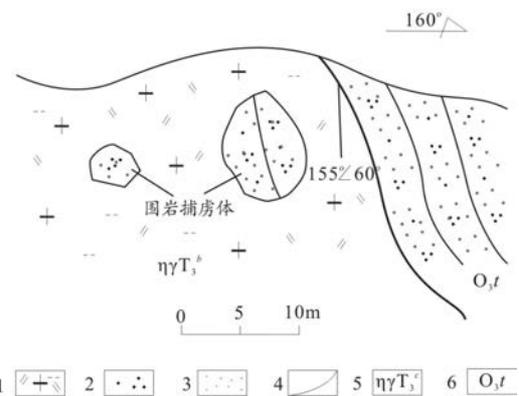


图18 锡田岩体小船里处花岗岩中的围岩捕虏体碎块

Fig. 18 Xenolith fragment in the wallrock of granite of the Xitian pluton in Xiaochuanli area

1-细中粒斑状黑云母二长花岗岩;2-石英砂岩;3-角岩化;4-地质界线;5-晚三叠世花岗岩;6-奥陶纪天马山组。

育,表明岩浆以底辟上升的方式侵位,而捕虏体表现出“消化不良”的现象,说明岩体在底辟上升的过程中,岩浆层上方盖层脱落掉入岩浆中发生部分熔融,此时岩浆的温度在迅速的降低,不足以将盖层完全熔融。在岩体的内接触带发育冷凝边,冷凝边在岩体的不同部位宽窄不一,从几厘米-十几厘米不等(图17),呈细粒花岗结构(岩体边部的主体岩性为中粗粒花岗结构),冷凝边的发育也说明了岩浆快速冷凝降温的特点。岩体边缘流面产状与侵入接触界线趋于一致,因而斜长石斑晶、扁平捕虏体的定向方位指示岩浆底辟侵位时岩浆的流动方向。

## 5 结论

(1)锡田岩体岩石地球化学研究表明:印支期花岗岩为高钾质、亚碱性、过铝质的碱钙性岩石,且LREE富集,在稀土元素球粒陨石配分模式图中表现为右倾模式。燕山期花岗岩为钾质、亚碱性、过铝质的碱钙性岩石,稀土元素的轻重分异程度不明显,在球粒陨石配分模式图中曲线较平坦,呈海鸥型分布;印支期、燕山期花岗岩微量元素均表现为Rb、Th、U富集,Ba、Sr、Nb和Ti亏损,Nb\*值为负异常及Nb相对于K和La亏损的特征。

(2)锡田花岗岩体具A型花岗岩的特征,有较高的SiO<sub>2</sub>、(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O)含量,微量元素Y富集、Ba、Sr亏损,具有较低的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr值,高εNd(t)值(>-8)和低t<sub>DM</sub>模式年龄值;以及地球化学判别图解锡田岩体显示为A型花岗岩,且为A2亚类,其晚三叠世花岗岩侵位于印支运动的主碰撞之后,形成于碰撞后伸展构造体制下;而晚侏罗世花岗岩可能与古太平洋板块的俯冲消减引的拉张环境有关,晚侏罗世花岗岩为后造山花岗岩。

(3)根据航片、卫片图像特征,岩体与围岩的侵入接触关系,岩体内接触带及其边缘发育的流面构造、捕虏体,外接触带特征及其边缘向斜的研究表明,锡田岩体以气球膨胀方式底辟上升侵位,仅部分晚期的侵入次侵位可能受断裂的控制。

感谢匿名审稿专家对本人提出宝贵的意见及修改建议;感谢编辑对作者提供热情的支持与帮助;感谢湖南省地质调查院陈必河高级工程师以及茶陵-宁冈项目队对本研究工作的支持和帮助。

## 参考文献:

- [1]肖庆辉,邱瑞照,邢作云,张昱,伍光英,童劲松.花岗岩成因研究前沿的认识[J].地质论评,2007,53(增刊):17-27.
- [2]华仁民,陈培荣,张文兰,姚军明,林锦富,张展适,顾晟彦.南岭与中生代花岗岩类有关的成矿作用及其大地构造背景[J].高校地质学报,2005,11(3):291-304.
- [3]周新民.对华南花岗岩研究的若干思考[J].高校地质学报,2003,9(4):556-565.
- [4]毛景文,谢桂青,郭春丽,陈毓川.南岭地区大规模钨锡多金属成矿作用:成矿时限及地球动力学背景[J].岩石学报,2007,23(10):2329-2338.
- [5]陈迪,马爱军,刘伟,刘耀荣,倪艳军.湖南锡田花岗岩体锆石U-Pb年代学研究[J].现代地质,2013,27(4):819-830.
- [6]马铁球,王先辉,柏道远,锡田含W, Sn花岗岩体的地球化学特征及其形成构造背景[J].华南地质与矿产,2004,20(1):11-16.
- [7]邓湘伟,戴雪灵,刘广东,刘继顺.钦-杭缝合带锡田合江口SP花岗岩地质地球化学特征及其对比研究[J].矿物岩石,2012,(2):45-55.
- [8]马铁球,柏道远,邝军,王先辉.湘东南茶陵地区锡田岩体锆石SHRIMP定年及其地质意义[J].地质通报,2005,24(5):415-419.
- [9]付建明,程顺波,卢友月,伍式崇,马丽艳,陈希清.湖南锡田云英岩-石英脉型钨锡矿的形成时代及其赋矿花岗岩锆石SHRIMP U-Pb定年[J].地质与勘探,2012,(2):313-320.
- [10]刘国庆,伍式崇,杜安道,付建明,杨晓君,汤质华,魏君奇.湘东锡田钨锡矿区成岩成矿时代研究[J].大地构造与成矿学,2008,32(1):63-71.
- [11]伍式崇,龙自强,曾桂华,龙伟平.湖南锡田地区锡铅锌多金属矿勘查主要进展及找矿前景[J].华南地质与矿产,2011,27(2):100-104.
- [12]蔡新华,贾宝华.湖南锡田锡矿的发现及找矿潜力分析[J].中国地质,2006,33(5):1100-1108.
- [13]伍式崇,龙自强,徐辉煌,周云,蒋英,潘传楚.湖南锡田钨锡多金属矿床成矿构造特征及其找矿意义[J].大地构造与成矿学,2012,36(2):217-226.
- [14]付建明,伍式崇,徐德明,马丽艳,程顺波,陈希清.湘东锡田钨锡多金属矿区成岩成矿时代的再厘定[J].华南地质与矿产,2009,25(3):1-7.
- [15]伍光英,马铁球,冯艳芳,闫全人,刘富国,柏道远.南岭万洋山加里东期花岗岩地质地球化学特征及其成因[J].中国地质,2008,35(4):608-617.
- [16]蔡杨,马东升,陆建军,黄卉.湖南邓阜仙岩体和锡田岩体的地球化学及成矿差异性对比[J].矿物学报,2011(增刊):4-6.
- [17]黄卉,马东升,陆建军,蔡杨,谢旭.湖南邓阜仙复式花

- 花岗岩体的锆石U-Pb年代学研究 [J]. 矿物学报, 2011, (增刊): 590-591.
- [18] 伍式崇, 洪庆辉, 龙伟平, 罗 邴. 湖南锡田钨锡多金属矿床成矿地质特征及成矿模式[J]. 华南地质与矿产, 2009, (2): 1-6
- [19] 王 涛, 刘先文. 花岗质岩石中岩浆面理和构造面理鉴别标准的评述[J]. 世界地质, 1990, (4): 188-194.
- [20] 何安明. 斜长石环带结构成因机理研究[J]. 西安地质学院学报, 1990, 2(1): 11-12.
- [21] 何安明. 斜长石环带结构与相干结构[J]. 西安地质学院学报, 1989, 1(4): 10-15.
- [22] 陈迪, 陈焰明, 马爱军, 刘 伟, 刘耀荣, 倪艳军. 湖南锡田岩体的岩浆混合成因: 岩相学、岩石地球化学和U-Pb年龄证据[J]. 中国地质, 2014, 41(1): 61-78.
- [23] Irvine T N, Baragar W R A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks [J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 1971, 5(8): 523-548.
- [24] Middlemost E A K. A simple classification of volcanic rocks [J]. Bulletin Volcanologique, 1972, 36(2): 382-397.
- [25] Frost B Ronald, Barnes Calvin G, Collins William J, et al. A geochemical classification for granitic rocks [J]. Journal of Petrology, 2001, 42(11): 2033-2048.
- [26] 张 旗, 王 焰, 李承东, 王元龙, 金惟俊, 贾秀勤. 花岗岩的Sr-Yb分类及地质意义 [J]. 岩石学报, 2006, 22(9): 2249-2269.
- [27] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [C]. Geological Society Special Publication, 1989, 42: 313-345.
- [28] Collins W J, Beams S D, White A J R, Chappell B W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1982, 80(2): 189-200.
- [29] King P L, White A J R, Chappell B W, Allen C M. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold belt, southeastern Australia [J]. Journal of Petrology, 1997, 38(3): 371-391.
- [30] 王 强, 赵振华, 熊小林, 桐柏-大别造山带燕山晚期A型花岗岩的厘定[J]. 岩石矿物学杂志, 2000, 19(4): 297-306.
- [31] 周 云, 梁新权, 梁细荣, 伍式崇, 蒋 英, 温淑女, 蔡永丰. 湖南锡田含W-Sn A型花岗岩年代学与地球化学特征 [J]. 大地构造与成矿学, 2013, 37(3): 511-529.
- [32] Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1987, 95(4): 407-419.
- [33] 蒋少涌, 赵葵东, 姜耀辉, 戴宝章. 十杭带湘南-桂北段中生代A型花岗岩带成岩成矿特征及成因讨论[J]. 高校地质学报, 2008, 14(4): 496-509.
- [34] 朱金初, 陈 骏, 王汝成, 陆建军, 谢 磊. 南岭中西段燕山早期北东向含锡钨A型花岗岩带[J]. 高校地质学报, 2008, 14(4): 474-484.
- [35] Chen J F, Jahn B M. Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotopic evidence [J]. Tectonophysics, 1998, 284: 101-133.
- [36] 陈江峰, 郭新生, 汤加富, 周泰禧. 中国东南地壳增长与Nd同位素模式年龄 [J]. 南京大学学报(自然科学版), 1999, 35(6): 649-658.
- [37] 洪大卫, 谢锡林, 张季生. 试析杭州-诸广山-花山高 $\epsilon$  Nd(t)值花岗岩带的地质意义 [J]. 地质通报, 2002, 21(6): 348-354.
- [38] 赵振华, 包志伟, 张伯友, 熊小林. 柿竹园超大型钨多金属矿床形成的壳幔相互作用背景 [J]. 中国科学(D辑), 2000, 30(S1): 161-168.
- [39] 朱金初, 张 辉, 谢才富, 张佩华, 杨 策. 湘南骑田岭竹枳水花岗岩的锆石SHRIMP U-Pb年代学和岩石学[J]. 高校地质学报, 2005, 11(3): 335-342.
- [40] 朱金初, 张佩华, 谢才富, 张 辉, 杨 策. 南岭西段花山-姑婆山A型花岗质杂岩带: 岩石学、地球化学和岩石成因[J]. 地质学报, 2006, 80(4): 529-542.
- [41] 姚 远, 陈 骏, 陆建军, 章荣清. 湘东锡田A型花岗岩的年代学、Hf同位素、地球化学特征及其地质意义[J]. 矿床地质, 2013, 32(3): 467-488.
- [42] 李万友, 马昌前, 刘园园, Robinson P T. 浙江印支期铝质A型花岗岩的发现及地质意义 [J]. 中国科学: 地球科学, 2012, 42(2): 164-177.
- [43] 洪大卫, 王式洸, 韩宝福, 靳满元. 碱性花岗岩的构造环境分类及其鉴别标志 [J]. 中国科学(B辑), 1995, 25(4): 418-426.
- [44] Carter A, Roques D, Bristow C, Kinny P. Understanding Mesozoic accretion in Southeast Asia: significance of Triassic thermotectonism (Indosinian orogeny) in Vietnam [J]. Geology, 2001, 29(3): 211-214.
- [45] Zhang L J. North and South China collision along the eastern and south China margins [J]. Tectonophysics, 1997, 270(1-2): 145-156.
- [46] Eby G N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications [J]. Geology, 1992, 20(7): 641-644.
- [47] 李良林, 周汉文, 陈植华, 王锦荣, 陈正华, 肖 依. 福建太姥山地区和鼓山地区A型花岗岩对比及其地球动力学意义[J]. 现代地质, 2013, 27(3): 509-524.