中国科学: 地球科学 2011 年 第 41 卷 第 6 期: 816 ~ 831
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

南岭西段姑婆山-花山花岗岩基侵位机制与生长方式

冯佐海[①②*], 王春增[③], 梁金城[①②], 李军朝[②], 黄永高[①], 廖家飞[①], 王睿[①]

① 桂林理工大学地球科学学院, 桂林 541004;
② 广西地质工程中心重点实验室, 桂林 541004;
③ College of Arts and Sciences, University of Maine at Presque Isle, Presque Isle, Maine 04769, USA
* E-mail: fzh@glite.edu.cn

收稿日期: 2010-08-12; 接受日期: 2010-11-24
国家自然科学基金(批准号: 40772126)、广西自然科学基金重点项目(编号: 2010GXNSFD013001)、广西大规模地质矿产勘查项目(桂财建函[2010]130 号)和广西研究生教育创新计划资助项目(编号: 2009105960818M01)资助

摘要 南岭姑婆山-花山花岗岩基侵位于中晚侏罗世之交的特提斯构造域向太平洋构造域转换时期, 岩基总体展布方向受 EW 向特提斯构造域的宜山-全南深断裂等构造控制, 而其侵位过程则主要受太平洋构造域体制的制约, 即早期主体单元侵位受控于 EW 向的挤压构造体制, 晚期单元则侵位于伸展的构造环境中. 该岩基及其热接触变质围岩构造研究表明, 岩基的定位对围岩产生了明显的挤压和拖曳作用, 具主动侵位的特征, 主要表现为岩基内的闪长质包体、钾长石斑晶等标识体平行接触界面定向排列, 外接触带存在较明显的应变梯度、发育有边缘向斜、先存的区域构造线在岩体附近发生偏拐而与接触界面相协调等; 但岩基所具有独特的"拖尾"平面型式和晚期单元拉长型应变特征, 则说明岩基还具有一定的被动侵位特征. 岩基侵位空间定量估算结果显示, 主动膨胀和构造扩展作用各为岩基提供了 27%的空间, 岩浆侵吞作用则为岩基获取了 46%的空间, 因此姑婆山-花山花岗岩基为复合侵位机制, 且侵位机制从岩浆侵位的早期至晚期, 随定位深度由深至浅、构造环境由挤压向伸展转换, 表现出从主动侵位向被动侵位转化的趋势. 在生长方式上, 牛庙独立侵入体和杨梅山独立侵入体的生长方式为侧向式生长, 里松单元、望高单元和新路单元为中心式或偏心式生长, 白水带单元和华美单元为中心多点式生长. 虽然多数单元表现为极性生长, 但在整个岩基生长过程中, 姑婆山和花山两个花岗岩体各自通过一个相对稳定的通道上侵, 且至今仍保存较为完好的近圆形几何形态特征表明, 尽管岩基可能是形成于陆内走滑剪切性质的区域构造环境, 但在岩基侵位的时间和空间范围内, 其相对的水平构造位移似乎并不十分明显, 暗示可能与研究区距古太平洋板块俯冲带相对较远, 受太平洋构造域影响相对较弱有关.

关键词
花岗岩
燕山早期
侵位机制
生长方式
姑婆山-花山

姑婆山-花山花岗岩基是南岭西段著名的中生代花岗岩基. 由于该岩基与有色和稀有内生金属矿产关系密切, 因而众多地学工作者投入了极大的热情和浓厚的科学兴趣, 先后对其进行了大量的岩石学、矿床学、地球化学和同位素年代学等研究[1~10]. 在岩体构造方面, 先后有袁奎荣[11]和欧阳成甫[12]等对姑

英文引用格式: Feng Z H, Wang C Z, Liang J C, et al. The emplacement mechanisms and growth styles of the Guposhan-Huashan batholith in western Nanling Range, South China. Sci China Earth Sci, 2011, 54: 45–60, doi: 10.1007/s11430-010-4143-4

婆山花岗岩体的侵位机制进行过探讨. 但前者仅限于对姑婆山花岗岩体中的里松岩体形成机制的研究, 认为该岩体为非造山期的“断-褶构造岩浆”侵入体; 后者虽提出姑婆山花岗岩体为“气球膨胀式”侵位机制, 但研究对象也仅限于姑婆山花岗岩体. 迄今尚未见到对姑婆山-花山花岗岩基侵位机制和生长方式系统研究的公开报道.

花岗岩和花岗岩作用过程不仅与内生成矿作用关系密切, 其本身也是重要的构造标志体, 研究其上升定位引发的一系列构造效应及其与区域构造作用的关系, 可以提供探索大陆构造动力学的重要信息[13], 花岗岩构造特别是侵位机制已成为揭示区域构造演化的主要途径. 最新发表的年代学资料表明[5,6], 姑婆山-花山花岗岩基形成于中侏罗世末至晚侏罗世, 而中晚侏罗世之交正是南岭特提斯构造域向太平洋构造域的转换时期[14]. 因此, 系统研究姑婆山-花山花岗岩基的侵位机制不仅有助于认识南岭花岗岩带的岩浆侵位和发展过程, 而且能够为正确认识华南中晚侏罗世地质构造演化及其动力学背景提供重要的科学依据.

1　姑婆山-花山花岗岩基的区域地质背景

姑婆山–花山花岗岩基位于湘桂两省交界处, 主体出露于广西贺州市境内. 大地构造位置上, 姑婆山–花山花岗岩基位于南岭花岗岩带的中带 (该带从西到东包括花山、姑婆山、禾洞、大东山、大吉山、寨背、武平等燕山期花岗岩体)西端(图 1(a)), 该带整体受 EW 向宜山-全南深断裂[16] 展布的控制. 姑婆山–花山花岗岩基由 EW 向展布的姑婆山花岗岩体和花山花岗岩体组成, 出露面积约 1250 km^2. 其中, 姑婆山花岗岩体出露面积约 650 km^2, 平面上主体呈浑圆的倒梯形; 花山花岗岩体出露面积约 600 km^2, 平面上主体近圆形. 在两岩体之间各伸出一楔形的“拖

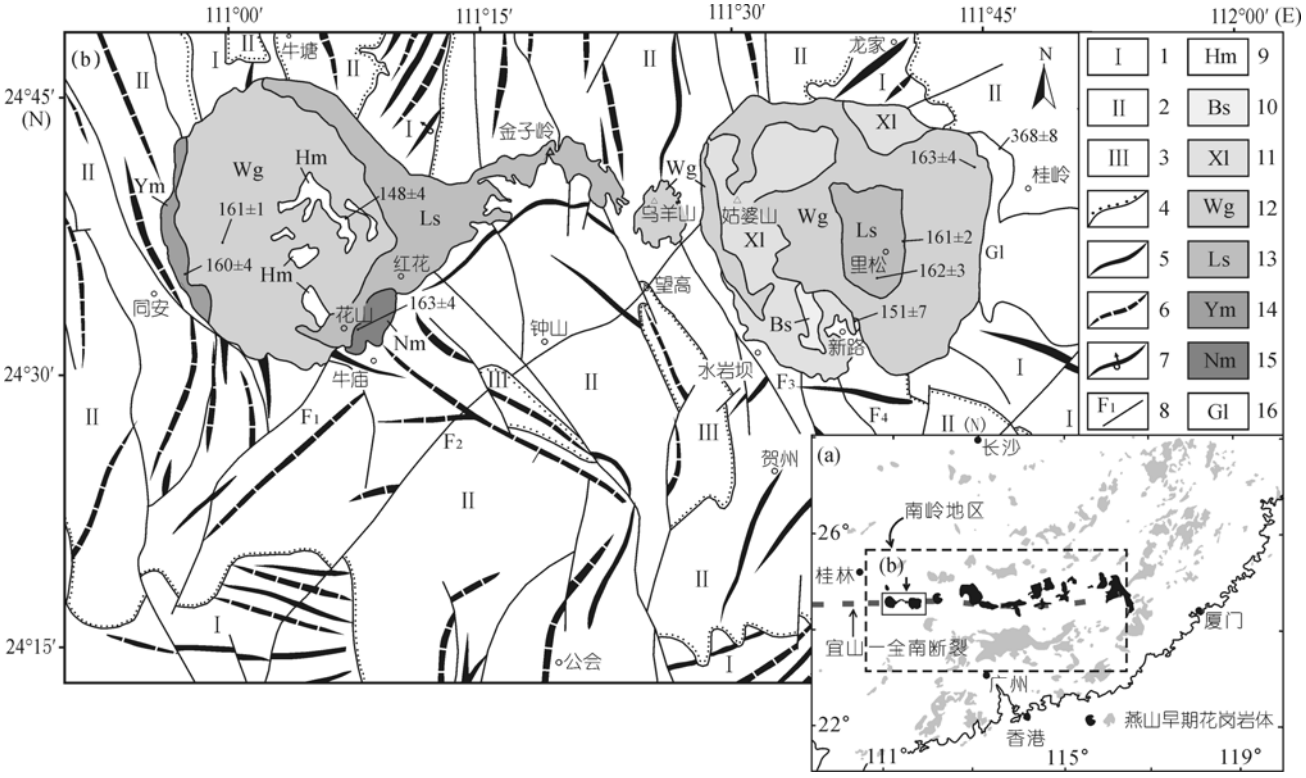


图 1　南岭燕山早期花岗岩分布图(a)和姑婆山-花山花岗岩基地质构造简图(b)

(a) 据文献[10, 15]编制; (b) 底图主要据 1∶25 万鹿寨幅(广西壮族自治区地质调查研究院, 2003)和贺州幅(广西壮族自治区地质调查研究院, 2005)编制. 1, 加里东构造层; 2, 海西-印支构造层; 3, 燕山-喜马拉雅构造层; 4, 角度不整合界线; 5, 背斜; 6, 向斜; 7, 倒转背斜; 8, 断层及编号; 9, 华美单元; 10, 白水带单元; 11, 新路单元; 12, 望高单元; 13, 里松单元; 14, 杨梅山独立侵入体; 15, 牛庙独立侵入体; 16, 桂岭单元. 图中年龄单位为 Ma

尾”将两者连接成哑铃形状, 连接位置大约在广西钟山县的金子岭一带(图 1(b)).

研究区地层主要由褶皱基底的浅变质震旦系、寒武系, 以及盖层的泥盆系、石炭系和侏罗系组成. 其中震旦系由灰绿色砂岩、页岩夹多层硅质岩组成; 寒武系主要为一套类复理石浅海相砂页岩建造; 泥盆系下部为陆缘滨海相的紫红色碎屑沉积, 主要为紫红色砂岩及灰绿色砂页岩, 上部为稳定的浅海相碳酸盐沉积, 岩性为灰岩、泥质灰岩及白云质灰岩; 石炭系以碳酸盐岩为主, 局部夹碎屑岩、硅质岩; 侏罗系为一套含煤的内陆湖泊相沉积, 主要为长石砂岩、页岩、灰岩夹煤层或含沥青质砂岩. 震旦系、寒武系和中下泥盆统碎屑岩主要分布于岩基的北部和南东部, 中上泥盆统和石炭系碳酸盐岩主要分布在岩基的西部和南部. 加里东运动使震旦系和寒武系发生浅变质和紧闭褶皱作用, 其上的晚古生界泥盆系、石炭系和中生界侏罗系盖层也在后来的海西-印支和燕山构造运动中发生褶皱作用, 因此褶皱构造是研究区内主要的构造类型, 其中与姑婆山-花山花岗岩基侵位关系密切的是轴迹呈南北向展布的牛塘复式背斜和龙家复式背斜, 花山花岗岩体和姑婆山花岗岩体分别位于上述两复式背斜的南部倾伏端部位(图 1(b)).

前人研究表明[10,14,17,18], 姑婆山-花山花岗岩基形成于后碰撞的陆内环境, 是中晚侏罗世之交从特提斯构造域向太平洋构造域转换时期华南地区岩石圈伸展-减薄、由挤压向拉张构造体制转换时期发生强烈壳-幔相互作用的产物.

2 姑婆山-花山花岗岩基的单元组成及时空分布

根据野外地质调查和岩相学研究, 冯佐海等[19]将姑婆山-花山花岗岩基划分为 7 个单元或独立侵入体: (1) 牛庙独立侵入体(Nm), 主要为深灰-灰黑色细-中粒石英二长闪长岩; (2) 杨梅山独立侵入体(Ym), 为灰白色中粒似斑状石英二长岩; (3) 里松单元(Ls), 主要为灰白色中粒似斑状角闪石黑云母二长花岗岩; (4) 望高单元(Wg), 主要为浅红色中粗粒黑云母二长花岗岩, 局部出现似斑状结构; (5) 新路单元(Xl), 为浅红色粗粒黑云母二长花岗岩; (6) 白水带单元(Bs)和(7) 华美单元(Hm), 岩性分别为灰白色细粒似斑状黑云母二长花岗岩和细粒花岗岩, 多呈带状或脉状的岩枝、岩脉产于上述各单元的边部或岩体内, 特别是在花山花岗岩体内, 华美单元各侵入体总体呈 NW 向和 NE 向展布, 形成数条与上述两方向一致的岩墙带, 更有意思的是, 一些枝状侵入体的“触角”也均向 NW 向和 NE 向延伸. 各单元或独立侵入体的分布详见图 1(b), 岩性特征等的概要描述见表 1.

在野外除牛庙独立侵入体与里松单元之间因覆盖未见直接接触关系外, 其他各单元(或独立侵入体)间接触关系均较清楚, 其中主要以脉动型接触关系为主(图 2(a), (b)). 前人利用各种同位素测年方法对姑婆山-花山花岗岩基进行了大量的年龄测试[2~7,20], 基本确定该岩基形成于中生代. 为便于对比, 本文统一采用朱金初等[5,6]用锆石 U-Pb 测年所得的最新结果(表 1). 结果显示, 该岩基侵位于 163~148 Ma, 为燕山早期花岗岩浆活动的产物. 在此基础上, 综合考虑各单元或独立侵入体接触关系和岩性等变化, 确定岩基各组成单元的侵位顺序由早至晚依次为牛庙独立侵入体(Nm)、杨梅山独立侵入体(Ym)、里松单元(Ls)、望高单元(Wg)、新路单元(Xl)、白水带单元(Bs)和华美单元(Hm).

在各单元组合及空间分布上, 姑婆山花岗岩体和花山花岗岩体均表现出较明显同心环带状杂岩体之特征. 其中, 姑婆山花岗岩体中心是先侵位的里松单元, 后期的望高单元、新路单元和白水带单元顺次环绕在其外环; 而花山花岗岩体则与之相反, 早期侵位的牛庙独立侵入体和杨梅山独立侵入体以及里松单元位于外环, 晚期侵位的望高单元和华美单元位于岩体的内环和中心部位(图 1(b)).

此外, 在姑婆山-花山花岗岩基的 5 个主体单元中 (白水带和华美两单元除外)均含有数量不等的包体. 包体主要有两类: 一类是受岩浆侵位作用影响而落入其中的围岩碎块, 即围岩捕虏体, 它们多呈棱角状和次棱角状, 且多已发生热变质作用, 形成角岩或大理岩, 主要分布在金子岭附近的里松单元和水岩坝附近的新路单元中, 且规模较大, 一些围岩捕虏体的直径可达数十米; 另一类是以闪长质为主要成份的中基性暗色包体, 简称闪长质包体, 这类包体多呈灰黑色, 与寄主岩均呈突变接触关系, 平面上形态多样, 但以椭圆形最为常见, 其长径一般 2~10 cm, 最大者可达 4.8 m.

表 1　姑婆山-花山花岗岩基各单元主要岩石学特征及年龄一览表

单元或独立侵入体	主要岩性	结构	斑晶		主要矿物及含量(%)	主要副矿物	斜长石(An)	闪长质包体含量(%)[b]	锆石 U-Pb 年龄		
			主要矿物	含量(%)[a]					年龄值(Ma)	分析方法	资料来源
华美单元(Hm)	花岗岩	细粒结构			钾长石(微斜微纹长石)(35~45)、斜长石(20~30)、石英(30)、黑云母(2~5)、白云母(1~2)	磁铁矿+钛铁矿+独居石+磷钇矿+褐钇铌矿+锆石+磷灰石+锡石+电气石	8~20		148±4	LA-ICPMS 锆石 U-Pb	[6]
白水带单元(Bs)	黑云母二长花岗岩	细粒(似斑状)结构	钾长石、石英	5	钾长石(条纹长石)(30~34)、斜长石(26~32)、石英(36~42)、黑云母(3~8)	磁铁矿+钛铁矿+独居石+磷灰石+褐钇矿+锆石+萤石+锡石+电气石	10~20		151±6	LA-ICPMS 锆石 U-Pb	[5]
新路单元(Xl)	黑云母二长花岗岩	粗粒结构			钾长石(微斜条纹长石)(35~48)、斜长石(23~38)、石英(25~35)、黑云母(4~10)	磁铁矿+钛铁矿+褐帘石+磷灰石+独居石+锆石+萤石+锡石+电气石	15~25	＜0.01			
望高单元(Wg)	黑云母二长花岗岩	中粗粒(似斑状)结构	钾长石	5~10	钾长石(微斜微纹长石)(25~45)、斜长石(20~35)、石英(20~35)、黑云母(2~9)、普通角闪石(<1)	磁铁矿+钛铁矿+榍石+磷灰石+锆石+褐帘石+独居石+磷钇矿+萤石+电气石	10~40	0.01~0.5	163±4 162±1	LA-ICPMS 锆石 U-Pb SHRIMP 锆石 U-Pb	[5]
里松单元(Ls)	角闪石黑云二长花岗岩	中粒似斑状结构	钾长石	25~42	钾长石(微斜微纹长石)(30~50)、斜长石(25~30)、石英(20~30)、普通角闪石(3~5)、黑云母(3~8)	磁铁矿+钛铁矿+榍石+磷灰石+锆石+萤石	15~31	0.2~6.8	162±3 161±2	SHRIMP 锆石 U-Pb 锆石熔融法	[5]
杨梅山独立侵入体(Ym)	石英二长岩	中粒似斑状结构	钾长石	15~20	钾长石(微斜微纹长石)(35~57)、斜长石(15~30)、石英(10~20)、黑云母(4~10)、普通角闪石(3~8)	磁铁矿+钛铁矿+榍石+磷灰石+锆石	20~32	0.5~3.0	160±4	SHRIMP 锆石 U-Pb	[5]
牛庙独立侵入体(Nm)	石英二长闪长岩	细-中粒(似斑状)结构	斜长石	10~30	钾长石(10~15)、斜长石(35~60)、石英(5~15)、辉石(2~8)、角闪石(2~15)、黑云母(6~10)	磁铁矿+钛铁矿+榍石+磷灰色+锆石	35~43	0.01~1.2	163±4	SHRIMP 锆石 U-Pb	[5]

a) 采用直线法, 百分含量=(100$\Sigma l_i/L$)%. 式中: l_i 表示切过 i 斑晶的测线长度, L 表示测线总长度. b) 采用面积估算法, 百分含量 = (100kab/s) %. 式中: a 表示闪长质包体长轴, b 表示闪长质包体短轴, s 表示统计面积; k=0.8, 为估算系数

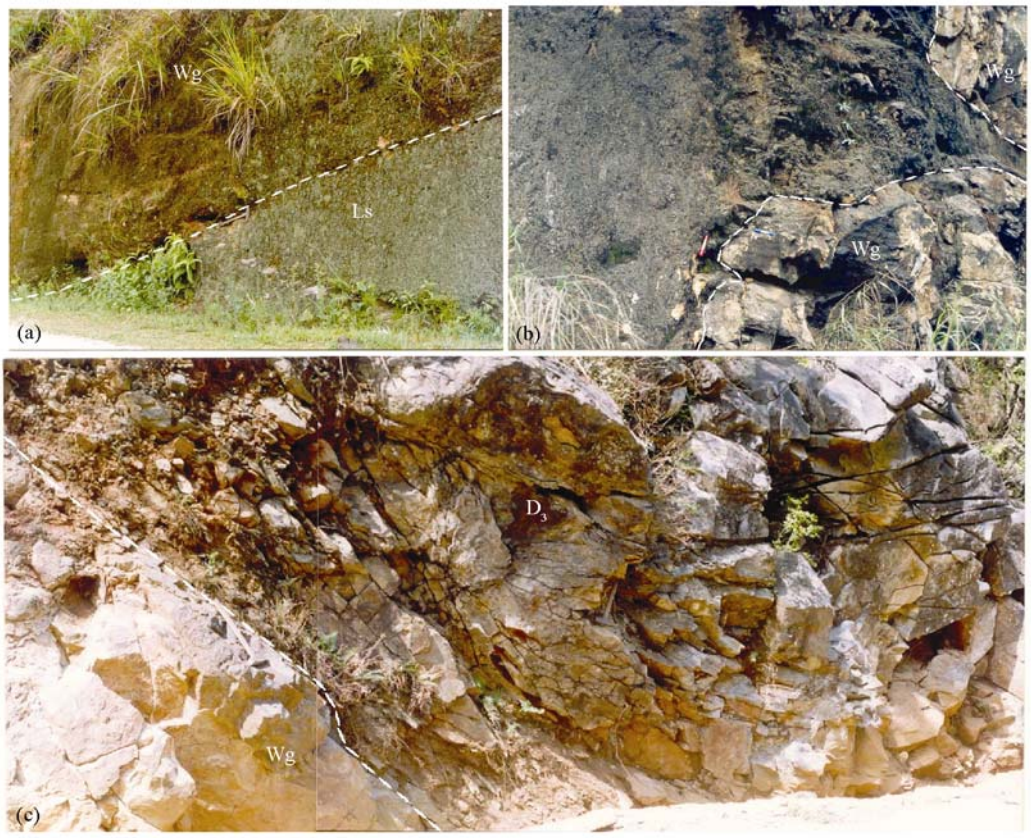


图 2　姑婆山-花山花岗岩基内部及其与围岩接触关系

(a) 望高单元(Wg)与里松单元(Ls)侵入接触关系, 早期里松单元中的石英脉在接触面处被截切而终止(贺州市花山镇大湾); (b)新路单元(Xl)与望高单元侵入接触关系, 新路单元呈锯齿状楔入望高单元中(贺州市新路镇木桥面); (c) 望高单元与上泥盆统侵入接触关系, 在外接触带上泥盆统中发育边缘向斜构造(钟山县望高镇八仙冲)

3　姑婆山-花山花岗岩基的围岩构造特征

3.1　接触关系及接触变质带特征

在姑婆山-花山花岗岩基周围与其呈侵入接触关系的地层主要有震旦系、寒武系、泥盆系、石炭系和加里东期侵位的桂岭二长花岗岩体[21]. 岩基与上述围岩接触界线多较平直, 且以中低角度的外倾为主; 但在姑婆山花岗岩体的西南部新路单元与围岩接触界线, 以及姑婆山和花山两花岗岩体间楔形“拖尾”处的接触界线则以不规则的锯齿状为主(图 1(b)), 在这些部位的内接触带及附近, 普遍发育有形态不规则、规模较大且数量众多的围岩捕虏体, 接触界面则以中高角度的外倾更为常见.

在姑婆山-花山花岗岩基外接触带的沉积围岩中普遍发生热接触变质和交代作用, 热接触变质带宽度达 200~3000 m, 总体呈围绕岩基的同心环带状. 根据原岩类型不同, 热接触变质带可分为碎屑岩类接触变质带和碳酸盐岩接触变质带. 其中, 碎屑岩类接触变质带出现于岩基与震旦系、寒武系和中下泥盆统砂岩、泥页岩等碎屑岩类相接触的围岩中, 由于这套岩石泥质含量较多, 因此在热接触变质带中广泛生成堇青石、硅线石、红柱石等热接触变质矿物, 以及由这些矿物和黑云母、硅质、铁质等组成的集合体, 这些热接触变质矿物及其集合体多呈椭球形或扁豆状, 长径 1~5 mm, 通常发育于远离岩基的接触变质带外侧, 且多沿先存面理杂乱生长, 显示非定向的角岩结构; 而在靠近岩基的接触变质带内侧, 热接触变质矿物及其集合体多沿与接触界面相平行的新生面理定向生长, 呈现出具有明显优选方位的接触片岩构造特征. 显微镜下, 这些新生面理常由云母类以及

石英矿物的定向排列而成, 它们环绕红柱石等变斑晶排列, 一些沿新生面理生长、并具明显定向的硅质集合体还随新生面理发生旋转, 这些发生旋转的集合体内部石英颗粒往往小于集合体外基质中的石英颗粒. 上述特征表明, 变斑晶或集合体的生长与岩基侵位是同期的, 且在生长过程中, 围岩存在着差异剪切应力作用. 此外, 大量的热接触变质矿物明显的定向性也表明岩基侵位对围岩有明显的挤压作用.

碳酸盐岩接触变质带出现于岩基与中上泥盆统和石炭系碳酸盐岩的外接触带内, 同样, 在碳酸盐岩接触变质带中岩石普遍存在塑性变形现象, 这些塑性变形现象主要包括以下几方面: (1) 围岩中一些褶曲的灰岩被香肠化, 多呈扁豆状、透镜状、甚至呈拔丝状的斑状体, 这些斑状体内方解石结晶颗粒粗大, 大理岩化作用明显强于基质, 且呈明显的定向排列而构成与接触界面相一致的新生面状构造; (2) 围岩中, 特别是在姑婆山花岗岩体南侧的新路白面山一带常可见到呈定向排列的大理岩眼球体[22], 白色眼球体内方解石结晶颗粒较大, 在灰色的大理岩化基底上十分醒目, 这些眼球体多为不对称状, 长径一般 2~5 mm, 短径 1.5~2.5 mm, 眼球体的这种不对称状显示其形成于差异剪切作用; (3) 接触变质带中常见密集叶理及肠状褶曲等塑性挤压变形构造, 其中肠状褶曲缩短主要是通过各类岩脉发生近于流动变形而显现, 特别应指出的是肠状褶曲缩短方向与挤压面理近于垂直(图 3(a)), 表明肠状褶曲及伴生的挤压面理应属较高温压下同一构造应力作用的产物, 显然与岩基侵位作用有关.

3.2　围岩褶皱构造特征

本区褶皱构造发育, 并具有明显的规律性. 其中, 加里东期构造层内的褶皱以近 EW 向和 NE 向展布的紧闭线状褶皱为主, 海西-印支期构造层内的褶皱则以近 SN 向展布的短轴开阔褶皱为主. 姑婆山-花山花岗岩基的侵位不但对区域褶皱产生了明显的扰动, 而且还诱发一些新的褶皱, 使岩基附近围岩的褶皱样式趋于复杂. 主要表现以下几方面: (1) 姑婆山-花山花岗岩基南部一些海西-印支期构造层内的褶皱轴迹发生扭转, 如, 从公会-贺州一线以南褶皱轴向由 SN 向转为 NE 向, 而该线以北则主要转为 NW 向, 形成向东凸出的弧形, 弧形凸出的中轴距岩基南部边界约 15 km, 并与姑婆山花岗岩体和花山花岗岩体的南部边界连线相平行; (2) 一些区域褶皱在岩基附近轴迹发生明显偏拐而与接触界线相协调, 平面上多呈弧形(图 1(b)); (3) 受岩浆上侵拖曳和膨胀作用影响, 一些与岩基接触界线相交的区域性褶皱, 不论是背斜还是向斜, 其枢纽均向外倾伏(图 1(b)), 其倾伏角一般为 10°~20°, 且倾伏角近接触带较陡, 远离接触带变缓[12]; (4) 在近岩基的热接触变质带内, 广泛发育有侵位诱发的边缘向斜构造, 边缘向斜是岩基侵位在围岩中形成的最具特色的褶皱构造之一, 其规模不一, 宽度一般 30~2100 m, 以开阔向斜最为常见(图 2(c)), 形态一般靠近岩基一翼较陡、远离岩基一翼稍缓, 枢纽多水平, 也有倾伏. 其形成机制是由于岩浆上侵所带来的巨大热能使接触带附近围岩软化、流变性能增强, 在岩浆膨胀作用所产生的挤压

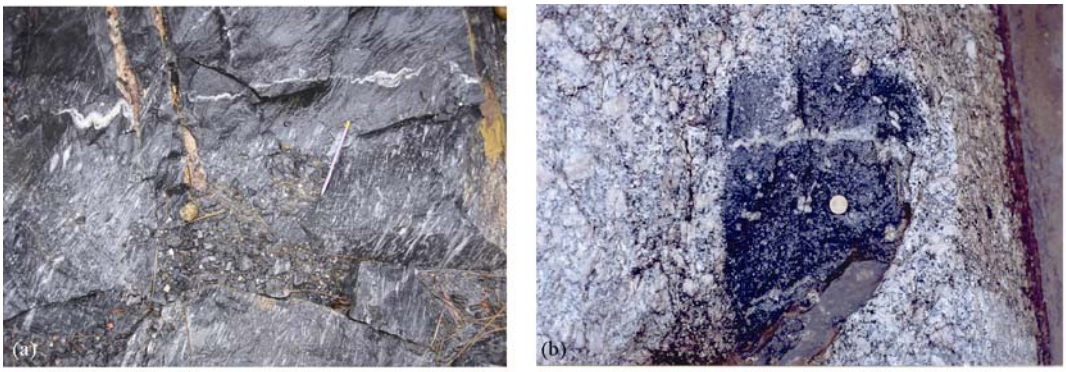


图 3　姑婆山-花山花岗岩基及其热接触变质带内的塑性变形构造

(a) 大理岩化灰岩中方解石脉褶曲和挤压面理构造(富川县白沙镇洪水坪); (b) 发育于里松单元并横切闪长质包体的同期花岗质岩脉小褶曲(贺州市里松镇汤屋)

力, 以及岩浆相对于围岩向上运移而形成的拖曳力(剪切力)共同作用下, 接触带岩层发生挠曲而形成.

3.3 围岩断裂构造特征

本区与姑婆山-花山花岗岩基侵位有关或受侵位作用影响的断裂构造较为发育, 总体以脆性和脆-韧性为主. 根据它们与岩基侵位的时间关系, 可将其分为侵位前或同侵位断裂、侵位诱发断裂和侵位后断裂. 当然, 这种划分只为阐述方便, 实际上有些断裂不但具有多期活动性质, 而且在岩基侵位过程中发挥的作用也具有多重性.

3.3.1 侵位前或同侵位断裂

一方面, 这类断裂在岩浆侵位过程中受岩浆侵位作用的叠加、改造, 其几何学特征发生明显改变; 另一方面, 这类断裂构造还起到导岩通道和容岩空间作用, 其运动学特征对岩基的几何形态起到一定的控制作用.

在花山花岗岩体西侧, 一系列区域性的 NW 走向断层在岩体附近发生偏转而与岩体接触界线相协调, 这些倾向岩体的逆冲断层距岩体由远及近, 倾角由缓变陡. 同样, 夹于其间倾向岩体的地层倾角也具相同的变化特征, 即向岩体方向, 每经过一个逆冲断层, 地层倾角就变陡些, 到近岩体处, 地层几乎近于直立.

研究表明, 具有“拖尾”构造样式的岩体, 一般都形成于同侵位断层的剪切作用, 如北爱尔兰多内加尔岩基中的 Ardara 岩体[23]和西班牙海西造山带中的 Plasenzuela 岩体[24]等. 同理, 姑婆山花岗岩体和花山花岗岩体各自伸出的楔形“拖尾”, 显然与成共轭组合的走马-红花断层(F_1)和乌羊山-步头断层(F_3)在里松单元和望高单元侵位期间发生的走滑剪切作用有关. 此外, 在姑婆山花岗岩体中呈“牛轭”状的新路单元及晚期呈“梳状”产出的华美和白水带两单元也同样是受两组共轭断层控制.

3.3.2 侵位诱发断裂

侵位诱发断裂构造主要发育于近岩基的围岩中, 按空间组合可分两个系统: 一是大致垂直接触界线, 呈放射状展布的径向断裂; 二是大致平行接触界线的环状断裂. 在近姑婆山-花山花岗岩基的围岩中, 径向断裂倾角较陡, 多大于 70°; 而环状断裂倾角较缓, 一般 45°~70°, 并倾向岩基. 两者多被细粒花岗质充填形成细粒花岗岩脉、花岗斑岩脉和伟晶岩脉等. 在发育程度和规模方面, 径向断裂(岩墙和岩脉)比环状断裂(岩墙和岩脉)发育, 规模也大; 前者一般长 100~1000 m, 宽 0.1 m 至数米, 后者长 3~100 m, 宽数厘米到数十厘米, 多限于 3000 m 左右的外接触带内. 且从接触面向外, 径向岩墙和岩脉的脉幅由宽变窄, 以至消失, 总体呈向岩基开口的楔形. 显然, 这些放射状岩墙和岩脉是岩浆定位过程中膨胀作用产生的径向裂隙被脉岩物质充填的结果, 楔形开口在平面上代表的虽是岩基侵位膨胀所产生的周长增量, 实际上也是岩基侵位过程中体积膨胀增量在平面上的体现.

在外接触带的围岩中, 侵位诱发断裂构造还表现为新生挤压面理, 即增强叶理的普遍发育. 这些叶理面与接触面相协调, 并切割了早期围岩的层理, 沿这些叶理面上通常有大量的椭球状热变质矿物或集合体呈定向生长. 这些叶理的分布有一定的空间性, 即越接近接触面, 叶理发育也越紧密. 上述特征表明, 岩基侵位过程中对围岩产生了较强的定向挤压作用, 总体上反映了岩基的主动侵位特征.

3.3.3 侵位后断裂

侵位后断裂构造在姑婆山-花山花岗岩基及围岩中主要表现为一些规模不等的断层、节理. 其中某些断层规模较小, 仅限于岩基的内部; 而另一些断层规模较大, 它们不但切割岩基, 而且一直延伸到围岩中, 构成规模较大的区域性断裂, 如F_4断层. 但姑婆山和花山花岗岩体在水平面上现今各自仍呈完好的近圆形几何形态表明, 这类断裂对岩基总的构造样式改造影响不大.

4 姑婆山-花山花岗岩基及围岩的塑性变形组构和应变特征

在姑婆山-花山花岗岩基的主体单元中普遍发育与侵位有关的塑性变形组构. 这种塑性变形组构在宏观上主要表现为钾长石斑晶、椭圆状石英集合体以及闪长质包体等标识体呈彼此协调的定向排列而成叶理; 显微镜下, 呈这种定向排列的钾长石斑晶、椭圆状石英集合体虽具有波状消光、机械双晶、膝折等晶内变形, 但矿物本身并不破碎. 在岩基内的各早期

单元, 特别是在各单元的边部叶理较为发育, 叶理多呈陡倾斜, 且叶理面与围岩和岩体间或岩基内各单元间的接触界线相一致(图 4(a)). 此外, 闪长质包体在平面上多呈椭圆形, 一些切过闪长质包体的同期小岩脉发生明显的褶曲, 而这些褶曲的小岩脉恰与椭圆形的闪长质包体长轴相垂直(图 3(b)). 上述特征均表明, 这些标识体在岩浆侵位过程中曾遭受较强的应力作用. 从这些标识体定向排列的构造型式来看, 这种应力显然来自于岩基的内部.

为定量揭示姑婆山-花山花岗岩基及其围岩变形特征, 笔者对姑婆山-花山花岗岩基及其热接触变质围岩进行了系统的岩石有限应变测量和应变分析, 结果已有另文专述[22]. 在应变类型方面, 姑婆山-花山花岗岩基及其热接触变质围岩总体以压扁型应变为主. 岩基内, 早期侵位的牛庙独立侵入体和杨梅山独立侵入体以压扁型变形为主, 较晚期侵位的新路单元则具拉长型应变特征. 里松单元和望高单元虽以压扁型应变为主, 但两单元在不同岩体或同一岩体的不同构造部位应变特征表现出明显的差异性: 在姑婆山花岗岩体内, 位于岩体中心部位的里松单元中拉长型和平面应变点主要分布于该单元的边部, 而压扁型应变点则主要分布在单元的内部; 在外环的望高单元中, 边部以压扁型应变为主, 向中部过渡到以拉长型应变为主; 另外姑婆山花岗岩体北西楔形“拖尾”中部主要为拉长型应变. 在花山花岗岩体内, 位于岩体外环的里松单元的东部, 即花山花岗岩体的楔形“拖尾”部位(特别是“拖尾”的中部)多数测量点显示拉长型应变, 其他部位则以压扁型应变为主; 望高单元中, 拉长型应变点主要分布于该单元的中西部, 其他部位则以压扁型应变为主(图 4(a)). 在应变强度上, 岩基内平均应变强度($\bar{r}$)从早期牛庙独立侵入体($\bar{r}$ =2.13)→杨梅山独立侵入体($\bar{r}$ =2.08)→里松单元($\bar{r}$ =2.0)→望高单元($\bar{r}$ =1.89)→新路单元($\bar{r}$ =1.96), 总体有逐步减小之趋势(除新路单元外); 空间上, 花山花岗岩体外环的里松单元的平均应变强度($\bar{r}$ =2.07)高于姑婆山花岗岩体中部里松单元的平均应变强度($\bar{r}$ =1.91), 而位于姑婆山花岗岩体外环的望高单元平均应变强度($\bar{r}$ =2.08)也同样强于花山花岗岩体中部望高单元的平均应变强度($\bar{r}$ =1.81); 围岩中, 岩基南侧热接触变质围岩的平均应变强度($\bar{r}$ =3.18)高于岩基北侧的热接触变质围岩的平均应变强度($\bar{r}$ =1.85), 且热接触变质围岩中存在较明显的应变梯度, 即向岩基接触面方向应变强度递增(图 4(b)). 在应变型式上, 花山花岗岩体的牛庙独立侵入体、杨梅山独立侵入体, 以及里松单元和望高单元的边部应变椭圆长轴多与岩体和围岩接触界线相协调, 但岩体东北部楔形“拖尾”以及岩体中部的里松单元和望高单元中的应变椭圆展布多凌乱、无序; 而在姑婆山花岗岩体内的里松单元和望高单元的应变椭圆长轴与岩体间接触界线基本协调, 但位于岩体西北部“拖尾”中的上述两单元以及新路单元中的应变椭圆长轴展布则较为混乱、定向性较差. 总体看, 热接触变质带围岩中的应变椭圆长轴与接触界线基本协调, 且其长短轴比(x/y)从接触面向外由大变小(图 4(a)).

5 姑婆山-花山花岗岩基侵位机制

花岗岩侵位机制是花岗岩研究的一个重要内容. 迄今已提出的侵位机制多达十余种, Hutton[25]在详细解释了花岗岩体侵位空间的形成与侵位方式之间的关系后, 将岩体侵位机制划分为主动侵位和被动侵位两种. 然而已有的研究成果表明, 任何单一的侵位机制都难以解决岩体侵位的空间问题. 因此, 深成岩体单一的侵位机制受到越来越多的怀疑[26~29], 人们已开始意识到各种侵位机制是共存、复合的, 即复合侵位机制可能是岩体侵位机制的普遍形式[30~32].

姑婆山-花山花岗岩基主体形成于桂东中生代后碰撞大地构造环境[18], 在约 15 百万年的岩基侵位过程中, 构造体制经历了由挤压到伸展的转换, 侵位构造环境和岩浆性质多变. 姑婆山、花山两花岗岩体, 乃至两花岗岩体内各单元的侵位机制均有所不同. 在对岩基内部构造型式及围岩的构造变形特征等相关问题深入探讨后, 本文初步提出姑婆山-花山花岗岩基的侵位模式(图 5).

中侏罗世古太平洋板块向中国大陆俯冲消减引起镁铁质岩浆底侵-中下地壳部分熔融, 以及伸展应力下的地壳深熔作用[18,33]. 当时被加厚的南岭地壳岩石圈发生拆沉, 热的软流圈地幔物质沿超壳深断裂上涌和底侵, 导致了强烈的壳幔相互作用, 形成初始的牛庙和杨梅山两独立侵入体的花岗质岩浆. 在约 163 Ma 左右的中侏罗世末期, 本区正处于从碰撞主期挤压向碰撞后松弛转换的初始阶段, 大地构造环境仍以挤压作用为主. 横切本区的宜山-全南深断

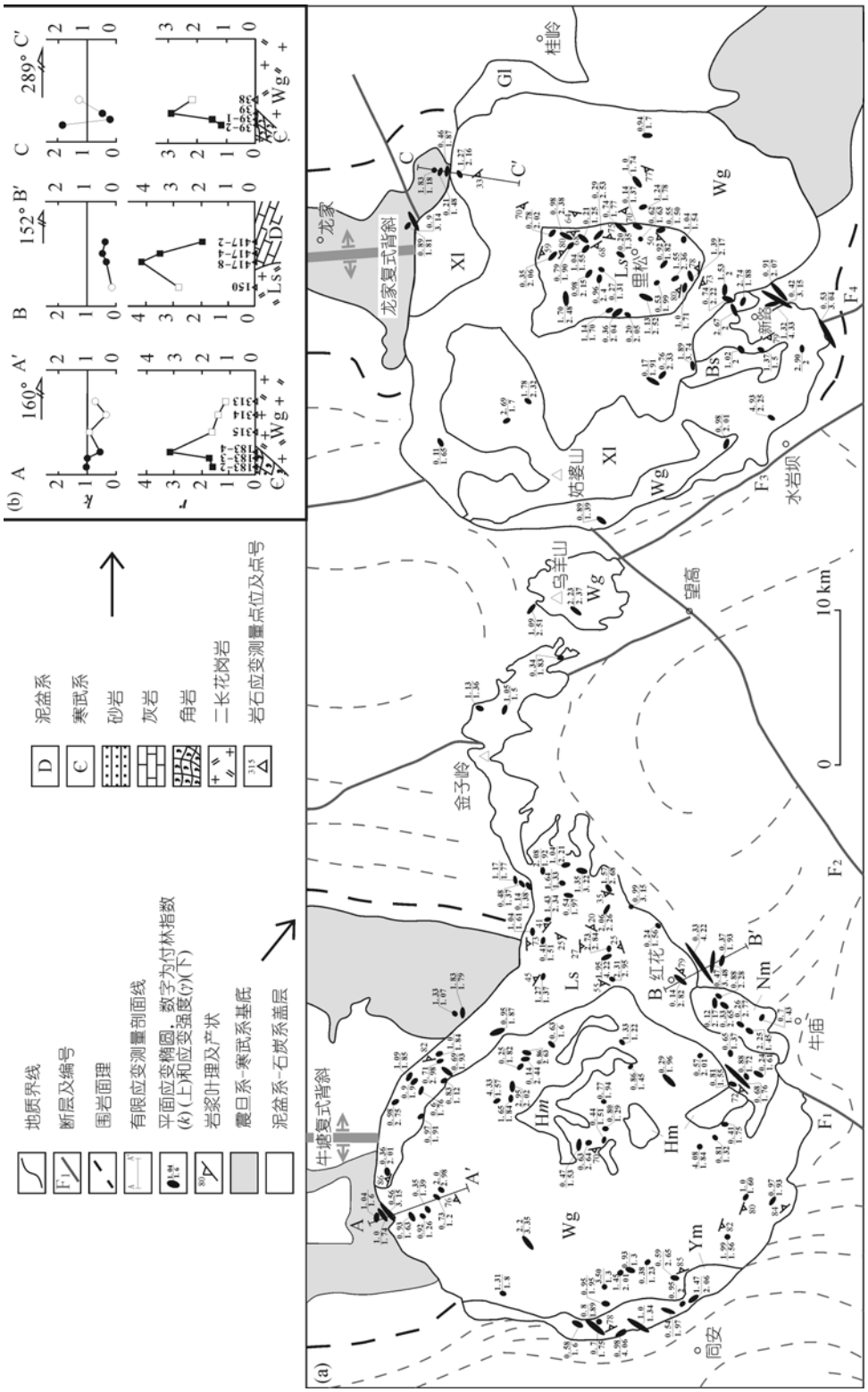


图 4　姑婆山-花山花岗岩基及围岩应变型式图

(a) 平面应变型式图; (b) 典型剖面应变型式图

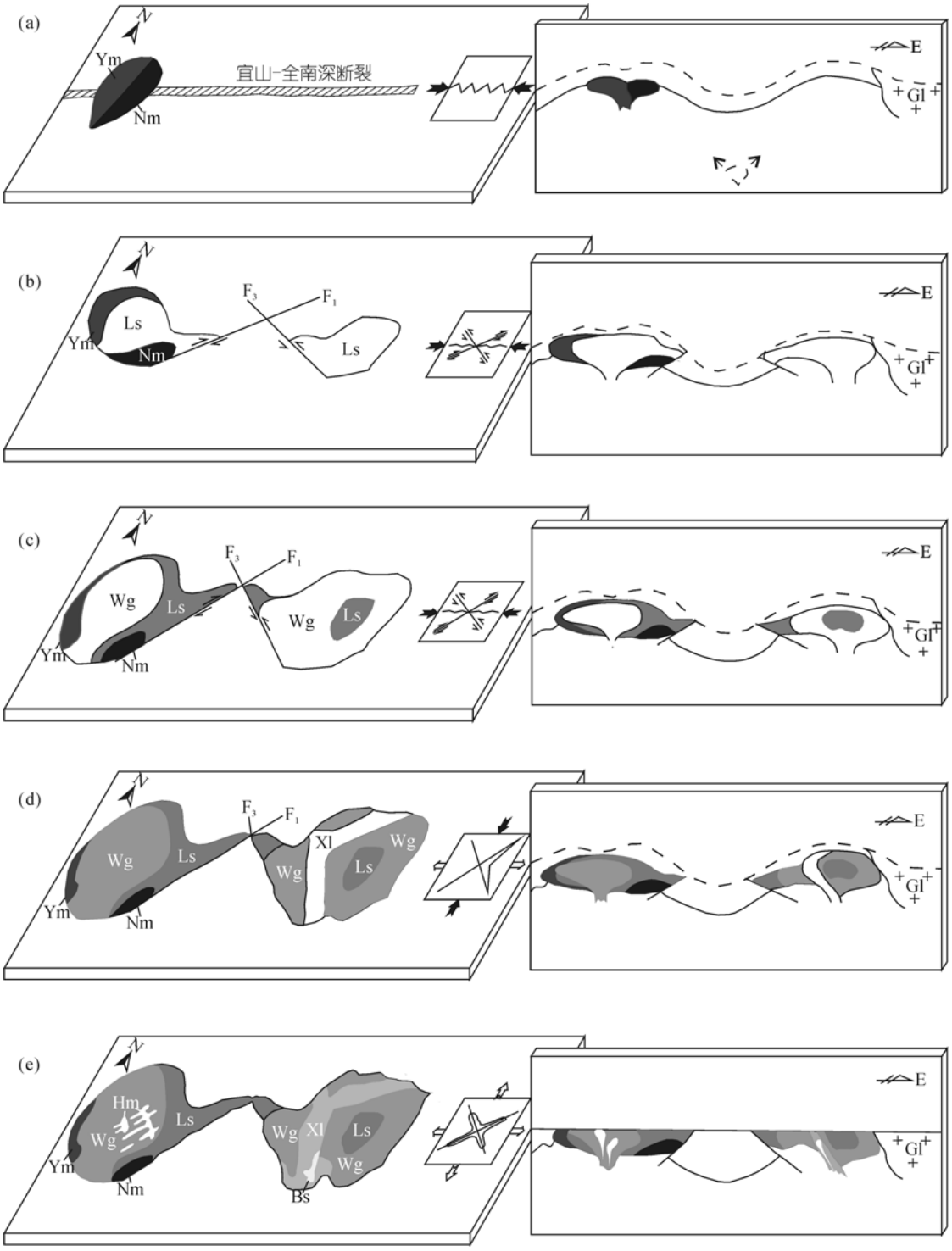


图 5　姑婆山-花山花岗岩基侵位模式图

各分图中的空白区代表当期次岩浆侵位所占据的空间, 其他说明见正文

裂与此时 EW 向水平挤压构造应力场的最大主应力轴(σ_1)近于平行, 因此该断裂主要表现为张性或张扭性特征, 成为深部岩浆上侵的有利通道. 岩浆沿该通道脉动上侵, 并先后定位于牛塘复式背斜南部倾伏

端, 后经冷凝固结形成牛庙和杨梅山独立侵入体(图 5(a)). 岩浆侵位过程中, 在岩浆通道以及岩浆囊中初始幔源分异岩浆与地壳物质发生程度不同的同化混染, 同时来自于更偏基性的岩浆也与寄主岩浆发生不完全混合, 一些发生淬冷的更偏基性岩浆以块体形式残留于寄主岩浆中, 形成广布于两独立侵入体内的闪长质包体.

牛庙和杨梅山两独立侵入体均为中深成侵入体[34]. 在正常的温压条件下, 长英质岩石在地下 10~15 km 左右, 温度约 300℃时, 岩石便转为塑性[35,36], 本区因岩浆侵位会显著提高大地热流值, 围岩流变性能随之增强, 这样虽然它们是定位在牛塘复式背斜的转折端, 但在塑性状态下围岩所能提供的构造空间还是很有限的, 岩浆必将以其自身的膨胀作用强力推挤围岩以获得更多的定位空间. 事实上, 两独立侵入体所具有总体压扁型应变特征, 以及与泥盆系围岩较为平直的接触界线和外接触带普遍发育的边缘向斜等构造特征表明, 牛庙和杨梅山两独立侵入体主要是以气球膨胀作用取得定位空间. 因此, 这两个独立侵入体的侵位机制为主动侵位.

牛庙和杨梅山两独立侵入体的侵位并没能使宜山-全南深断裂得到有效“焊接”. 随着 EW 向水平挤压作用的脉动增强又使该断裂复活, 同时还产生了 NE 向走马-红花断层(F_1)和 NW 向的乌羊山-步头断层(F_3), 两者呈共轭形式产出. 在距今约 160 Ma 左右的晚侏罗世之初, 里松单元岩浆沿宜山-全南深断裂先存的岩浆通道上升定位. 在姑婆山, 脉动上侵的里松侵入体以气球膨胀作用的方式定位于龙家复式背斜的南部倾伏端, 借助于气球膨胀作用, 乌羊山-步头断层(F_3)左旋剪切滑动使其局部开启形成引张空间, 导致金子岭侵入体以岩墙扩展的方式侵位其中. 在花山, 红花侵入体的岩浆将牛庙和杨梅山两独立侵入体强力挤向边部的同时, 强大的岩浆水平径向膨胀作用和粘性岩浆上侵所产生的拖曳力共同作用于围岩, 在围岩中产生边缘向斜和径向裂隙, 以此取得部分定位空间; 在花山东北部, 红花侵入体的岩浆乘虚灌入走马-红花断层(F_1)因右旋剪切作用而产生的构造虚脱区内, 平面上初步形成“拖尾”的几何形态(图 5(b)), 在“拖尾”的虚脱区内部应变椭圆展布型式凌乱、无序, 并多表现为拉长型应变; 随着岩浆顺断层的不断灌入和走马-红花断层(F_1)的持续右旋剪切, “拖尾”的尾端犹如被楔裂而迅速张开, 岩浆裹挟着巨大的围岩碎块以岩墙扩展的方式侵入其中.

嗣后, 规模宏大的望高单元岩浆仍沿先存的通道侵位. 在姑婆山, 望高单元岩浆沿里松侵入体与围岩的接触面上侵, 最后完全“漫溢”过里松单元, 形成包裹、托浮后者之势; 期间, 由于望高单元岩浆径向膨胀和乌羊山-步头断层(F_3)的左旋剪切滑动, 使该断层在岩体的西侧呈明显的引张状态, 部分岩浆沿该断层运移、灌入充填于上述方式形成的引张区内, 形成乌羊山侵入体. 在花山, 由于先期的红花侵入体规模较大, 其中间部位仍然保持相对较高的温度并处于塑性状态, 从而促使望高单元岩浆沿塑性较高的红花侵入体的中心部位侵位, 并向四周强力推挤红花侵入体, 取得定位空间(图 5(c)).

到新路单元侵位时, 本区大地构造环境显然已演化到后碰撞的晚期, 伸展作用更趋明显, 加之岩体已上升到地壳的表带[34], 在地壳中处于相对较高位置, 岩体的冷凝速率加快, 整体显示出脆-韧性状态. 在此构造环境下, 块断运动产生了一些切割岩体的脆-韧性断裂. 从新路单元的平面型式看, 该单元显然是沿着共轭的西坪-大桥断层(F_2)和独山-贺街断层(F_4)的东西两断块相背运动所产生的构造拉张区以岩墙扩展方式侵位而成(图 5(d)), 这种被动侵位机制还得到水岩坝附近新路侵入体内残留着较多巨大的泥盆系碳酸盐岩捕虏体(已热变质成大理岩), 以及无序排列的应变椭圆和拉长型应变等进一步证实. 此外, 新路侵入体的侵位还将姑婆山望高单元分割为东、西两部分. 此时, 本区的构造应力场已从中侏罗世末期以来的近 EW 向水平挤压作用, 短暂转为近 SN 向的水平挤压, 反应出后碰撞期构造应力场的复杂多变性.

晚侏罗世的晚期, 本区转为以块断运动为主, 形成一系列切割岩体的 NE 向和 NW 向的断裂, 也使一些先存的断裂复活, 但它们的水平位移均较有限. 在伸展作用为主的大地构造环境下, 岩体主要表现为低强度的脆性. 由于断块间一定程度的相互错动, 使得那些切割岩体、且规模较大的断裂可直接为岩浆侵位提供通道和定位空间, 促使岩浆以岩墙扩展的方式侵位, 白水带和华美单元就是以这种方式侵位于这些断裂带内及其交汇部位. 其中, 白水带单元的岩浆主要沿独山-贺街断层(F_4)侵位, 因此各侵入体主要呈带状, 如枫木侵入体(图 5(e)). 在花山, 华美单元各侵入体多呈“星形”或“梳状”的平面展布型式, 表明

岩体的侵位空间多来自于以断裂交点为中心的断块间离散运动(图 5(e)), 反映了此间本区岩石圈的弥散性伸展作用.

基底和盖层内构造在岩基侵位过程中也有不同的表现, 基底(即加里东构造层)主要出露于岩基的北部, 因整体稳定性较强, 除在岩基外围产生热接触变质带和边缘向斜等构造外, 先存构造的强化、调整并不明显, 影响范围也较为有限; 与此相反, 盖层的活动性较大, 岩基侵位过程中由主动膨胀所获取的空间, 大部分都是通过远、近围岩的构造调整加以消化. 其中, 受岩基膨胀挤压的影响, 岩基南部海西-印支构造层内先存的褶皱和断裂等构造在公会-贺州一线发生偏拐, 这实质上也是岩基膨胀挤压而导致围岩在平行岩基直径方向上的缩短结果, 以此消化在上地壳因岩基添加而产生的体积增量. 此外, 从区域构造背景看, 姑婆山-花山花岗岩基各单元岩浆是沿深部向北倾斜的宜山-全南深断裂上侵并定位于向南倾伏的牛塘复式背斜和龙家复式背斜的南部倾伏端, 由于岩基南侧围岩总体处于岩浆运移的前峰部位, 加之向下倾伏的岩层对横向拓展岩浆的阻碍作用, 进而产生了比北侧围岩强度要高的应变.

综上所述, 姑婆山-花山花岗岩基显示出明显的复合侵位机制特征. 从各单元看, 牛庙独立侵入体和杨梅山独立侵入体主要为气球膨胀侵位机制; 里松单元和望高单元以气球膨胀侵位机制为主, 局部为岩墙扩展侵位; 而新路单元、白水带单元和华美单元主要为岩墙扩展侵位机制. 从两岩体看, 花山花岗岩体气球膨胀侵位机制较为明显; 姑婆山花岗岩体早期为气球膨胀侵位机制, 晚期则主要为岩墙扩展侵位机制.

6 姑婆山-花山花岗岩基的侵位空间

岩体侵位空间一直是人们不断探讨的难题. 研究表明[29,30,37~40], 所有单一的侵位机制都难以解决岩体侵位的空间问题. 为此, Wang 等[40]提出岩体侵位空间是主动膨胀、构造扩展和岩浆侵吞作用三端元机制产生空间的复合, 并确信自然界花岗岩体大都是通过这种三元复合机制定位的.

主动膨胀作用是指岩浆依靠自身能量膨胀推挤围岩, 并使围岩发生韧性缩短而获得定位空间的一种作用. 在改进的付林图解上(图 6), 利用姑婆山-花山花岗岩基热接触变质带中 13 个处于纯剪应变类型的测量点投图, 求得岩基围岩的体积损失量为 3.8%~57.4%, 平均为 27%, 即有占岩基体积的 27%是岩浆靠自身膨胀作用推挤围岩而获得的. 其中姑婆山花岗岩体围岩的体积损失量为 3.8%~40.2%, 平均为 20%; 花山花岗岩体围岩的体积损失量为 17.5%~57.4%, 平均为 34%.

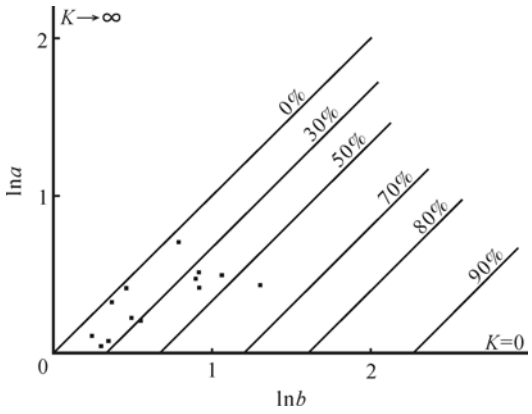


图 6 姑婆山-花山花岗岩基热接触变质带应变付林图解

图中百分数代表体积损失量

构造扩展主要发生在晚期新路、白水带和华美 3 个单元的侵位过程中, 现存的岩基平面型式表明, 这 3 个单元是沿着 NE 和 NW 向断层, 特别是它们的交汇部位侵位. 其中新路单元中的新路侵入体和白水带单元的枫木侵入体沿着 NW 向的独山-贺街断层(F_4)侵位, 另外, 新路单元中各应变测量点均为拉长型应变特征[22]表明, 该单元岩浆在断层内的会聚速率近等于断层张开的速率, 构造扩展为上述单元提供了定位空间. 同样, 沿走马-红花断层(F_1)和乌羊山-步头断层(F_3)侵位的里松单元中的金子岭侵入体和望高单元中的乌羊山侵入体所具有的锯齿状接触界线(图 1(b))也显示, 这些侵入体的定位空间大部分也是由构造扩展作用提供的. 以面积法推算这些单元或侵入体的体积, 则构造扩展作用提供的空间约占整个姑婆山-花山花岗岩基体积的 27%. 其中, 姑婆山花岗岩体占 37%, 花山花岗岩体占 16%.

岩浆侵吞包括机械捕获和化学的物质转化两个作用. 朱金初等[6]和李献华等[41]采用二端元壳幔混合模式分别计算了姑婆山-花山花岗岩基相关岩体壳、幔源组成. 其中, 朱金初等[6]以湘南宁远碱性玄武岩的 Sr, Nd 同位素组成[20]作为地幔端元, 以大容

山花岗岩的Sr和Nd同位素组成[42]作为地壳端元, 计算得到牛庙和同安岩体(即本文中的牛庙独立侵入体和杨梅山独立侵入体, 下同)中壳源组分约占35%~40%, 花山和姑婆山主体花岗岩中壳源组分约占 50%; 李献华等[41]以大容山堇青石花岗岩平均同位素组成为地壳沉积物端元, 计算了姑婆山里松花岗岩体幔源岩浆参与的比例, 结果表明, 里松花岗岩锆石所含的壳、幔源岩浆的比例大约为1∶1. 姑婆山-花山花岗岩基内围岩捕虏体主要是呈棱角状的古生界碎屑岩和碳酸盐岩碎块, 含量一般不超过 1%. 按出露面积计, 牛庙和同安岩体约占花山花岗岩体的7%, 采用上述作者获得的相关岩体壳、幔源组分所占比例, 用出露面积加权所得花山花岗岩体中壳源组分约占其总体积的 49%, 姑婆山花岗岩体中壳源组分应占其总体积的 50%以上, 加上约 1%的围岩捕虏体, 则花山花岗岩体中壳源组分约占其总体积的50%, 姑婆山花岗岩体中壳源组分约占其总体积的51%以上. 这是岩浆在其定位高度所含的壳源组分, 考虑到岩浆是从更深处岩浆房内排出并沿岩浆通道上侵的, 在其上侵过程中会或多或少地侵吞通道所经围岩地壳物质, 因此计算所得的壳源组分比例应是岩浆在定位高度以岩浆侵吞作用获得定位空间的最大估算值. 按Wang等[40]的观点, 岩体侵位空间是主动膨胀、构造扩展和岩浆侵吞作用获得的空间之和, 据此推算, 岩浆侵吞作用获得的空间占姑婆山花岗岩体的 43%, 占花山花岗岩体的 50%, 占整个姑婆山-花山花岗岩基体积的46%(图 7).

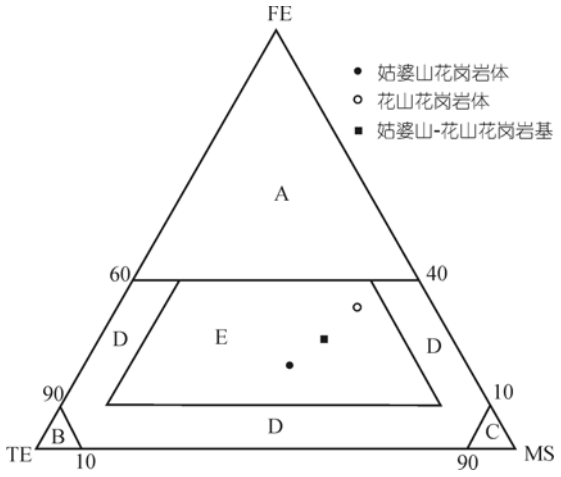


图 7　姑婆山-花山花岗岩基侵入机制三角分类图

仿 Wang 等[40]绘制. FE, TE 和 MS 分别代表主动膨胀、构造扩展和岩浆侵吞 3 种端元机制; A~C 分别代表 3 种端元机制为主的区域; D 区为两种端元为主的复合机制区域; E 区为常见的复合机制区域

7　姑婆山-花山花岗岩基生长方式

岩体生长方式是指岩体侵位过程中单元或序列的空间配置方式[43]. 研究表明, 绝大多数花岗岩体都不是一次就位的, 而是经历了一个比较复杂的生长过程, 这个过程可以是连续的, 也可以是间歇性的, 其主要特征是脉动性的, 最终形成的杂岩体是岩浆多次脉动增生的结果. 具有不同生长方式的岩体, 即使侵位机制相同, 但因其生长过程中的脉动次数、岩浆量和定位位置等存在明显差异, 在岩体内部也可能会形成不同的构造型式. 王涛等[43]根据岩体生长的极性特征把岩体的生长方式概括为中心式、偏心式、侧向式、不规则式和中心多点式, 认为前者是非极性生长, 后四者为极性生长.

一般来说, 杂岩体多次脉动侵位过程是同源岩浆以阶段性增量生长方式侵位叠加到初始侵位的侵入体内部或其周围的聚合过程, 最终可形成同心环带状、半环带状和不规则状杂岩体. Paterson 等[30]把类似于同心环带状的花岗岩体统称为“同心膨胀岩体”. 传统上, 人们把同心环带状(包括半环状)花岗岩体分为“正环带”和“反环带”, 并以前者为常见. 正环带表现为杂岩体中心单元晚于边部单元侵位, 岩体的增量生长方式是由外向内, 由于晚期侵位的岩浆分馏演化程度高而偏酸性, 从而往往使此类杂岩体表现为从边沿到中心由偏基性到偏酸性的演化趋势. 反环带顾名思义与正环带相反, 杂岩体中心单元早于边部单元侵位, 岩体的增生方式是由内向外, 其边部比中心部位往往偏酸性. 不规则状是指各增量单元表现为随机的无明显规律可循的空间分布形式. 笔者把分别形成正环带、反环带和不规则状杂岩体的增生方式称为内侵式、外侵式和离散式[44].

花山花岗岩体总体是一个正环带杂岩体, 表现为早期侵位的牛庙独立侵入体和杨梅山独立侵入体分布于岩体的边部, 向中心依次为里松单元、望高单元和华美单元, 且望高单元岩浆是沿流变性能较高的里松单元的核部侵位, 并以气球膨胀方式径向推挤早期单元取得定位空间, 因而该杂岩体总体上是以内侵式增量生长. 对于单独侵位单元来说, 如现今所见的牛庙和杨梅山两独立侵入体是分别独立存在

的, 因此推测它们早期可能是侧向式极性生长的; 而构成花山主体的里松和望高单元显然是中心式非极性生长而成; 晚期的华美单元主要是沿切割岩体的 NE 向和 NW 向断裂带及其交汇部位侵位, 离散地分布于岩体内, 它们是以中心多点式的极性生长方式侵位.

姑婆山花岗岩体大体也呈环带状分布, 但总体上看, 组成其主体的新路、望高和里松单元在岩体内从南西边部向中心, 时代由新到老, 与花山花岗岩体及其它典型同心环带状岩体, 如北京周口店岩体[45]、津巴布韦 Chindamora 岩基[46]、苏格兰 Criffel 岩体[47]、摩洛哥 Zaër 岩体[48]等由老到新的分布次序截然相反, 是具有反环带特征、外侵式增生的杂岩体, 各单元的分布形式可称作偏心反环带. 就该杂岩体而言, 偏心反环带的形成可能主要与岩浆的供应量和杂岩体的增生方式有关. 从里松和望高单元总体呈同心环带状的分布形式推断, 两单元应为中心式非极性生长, 但因里松单元岩浆的供应量较少, 冷凝速度较快, 单元边部和中心冷凝速度差不大, 即相对于流变性并不十分明显的里松单元中心而言, 沿原通道上侵且规模宏大的望高单元选择了里松单元与围岩接触面——这一更为薄弱的构造部位侵位, 即以更为容易的外侵式增生, 望高单元这种中心式生长相对里松单元而言是边幕式的, 是一种特殊的中心式生长; 新路单元沿共轭的西坪-大桥断层(F_2)和独山-贺街断层(F_4)分割而成的东西两断块相背运动所产生的构造拉张区侵位, 在岩体的西、北部环绕里松和望高单元呈牛轭状产出, 以外侵的偏心式极性生长于主岩体的边侧; 白水带单元主要是沿后期切割岩体的断层及其交汇部位侵位, 离散地分布于岩基内, 属中心多点式极性生长.

如果先后侵位的花岗岩浆是同源的, 那么杂岩体的非极性生长方式可能暗示, 在岩体生成与上升定位的有限时间和空间范围内, 不同层次块体之间的相对水平运动不大; 相反, 如果杂岩体表现为有规律的极性生长, 则很可能反映各圈层或块体间存在着一定规模的相对运移[43]. 姑婆山-花山花岗岩基早、晚诸单元均表现为明显的极性生长方式, 但它们所反映的构造意义却并不完全相同: 牛庙和杨梅山两独立侵入体定位于较深的地壳层次内, 从流变学的角度看, 深部构造层更容易发生侧向运动, 因此早期两独立侵入体的侧向极性生长方式很可能是碰撞后隆升末期上下地壳或壳幔圈层间相互运移的表征; 随着地壳的持续抬升剥蚀, 新路、白水带、华美单元侵位在地壳的浅部, 此时岩石圈层主要表现为低强度的脆性, 岩浆冷凝收缩及伸展作用产生的脆性断裂为岩浆上侵提供了顺畅的通道和充裕的空间. 在地壳浅部的岩体内, 这些断裂“通道”由岩体中心或深部主通道呈“树枝状”向外(上)发散, 沿主通道上侵的岩浆在浅部自然循着“树枝状”断裂定位, 以中心多点式极性生长, 且越到晚期, 随着所在地壳位置升高和伸展作用增强, 岩石圈越显脆性、块断活动所产生的断裂也就越发育, 因此岩基晚期单元这种极性生长方式, 所反映的正是伸展作用为主的大地构造环境下的断块运动. 从姑婆山-花山花岗岩基水平面上完好的近圆形几何形态看, 引起岩基早、晚极性生长的各圈层及构造块体间相对运动是很有限的. 此外, 岩体构造型式及上述信息还显示, 除杨梅山独立侵入体侵位时岩浆通道可能出现有限的偏移外, 姑婆山花岗岩体和花山花岗岩体始终都是通过各自深部的主通道上侵的, 如果以早期的牛庙独立侵入体(163 Ma)和晚期的华美单元(148 Ma)作为姑婆山-花山花岗岩基的热侵位历史, 在 15 百万年的岩基生长过程中, 两岩体 7 个单元或独立侵入体各自通过一个相对稳定的通道生长, 暗示在姑婆山-花山花岗岩基侵位的时间和空间内, 其所在位置相对的水平构造位移不甚明显.

8 结论与讨论

(1) 姑婆山-花山花岗岩基侵位于中晚侏罗世之交的特提斯构造域向太平洋构造域转换时期. 岩基的构造型式及其动力学特征表明, 岩基总体展布方向受 EW 向特提斯构造域的宜山-全南深断裂的控制, 但早期主体单元是在近 EW 向挤压的构造体制下侵位的, 晚期单元则是在总体伸展的构造环境下生成, 即研究区所在的南岭西段最迟在中侏罗世末期已转为受太平洋构造域的控制为主.

(2) 姑婆山-花山花岗岩基及其热接触变质围岩广泛发育的侵位塑变构造和压扁型应变特征表明, 岩基的定位对围岩产生了一定的挤压和拖曳作用, 具有明显的主动侵位特征; 同时其独特“拖尾”的岩基平面型式和晚期单元所表现出的拉长型应变特征也表明, 岩基的部分定位还来自于同侵位断裂走滑

剪切作用所“诱导”的空间, 因此也具有被动侵位的特征. 此外, 岩基的这种独特“拖尾”构造样式还暗示, 姑婆山-花山花岗岩基有可能侵位于陆内走滑剪切的地质构造环境中.

(3) 姑婆山-花山花岗岩基的定位空间是由主动膨胀、构造扩展和岩浆侵吞作用产生的. 其中主动膨胀和构造扩展作用各为岩基提供了 27%的空间, 岩浆侵吞作用则为岩基获取了 46%的空间, 因此姑婆山-花山花岗岩基具有复合侵位机制的特点. 其中牛庙独立侵入体和杨梅山独立侵入体为气球膨胀侵位机制; 里松单元和望高单元以气球膨胀侵位机制为主, 但在姑婆山和花山两花岗岩体间楔形“拖尾”内为岩墙扩展机制侵位; 新路单元、白水带单元和华美单元则主要为岩墙扩展侵位机制. 总体看, 从早期至晚期, 随定位深度由深至浅、构造环境由挤压向伸展转换, 岩基侵位机制表现出从主动向被动转化的趋势. 侵位机制这种随时空和构造环境变化特征对于多期脉动侵位形成的杂岩体可能具有普遍性.

(4) 牛庙独立侵入体和杨梅山独立侵入体的生长方式为侧向式生长, 里松单元、望高单元和新路单元为中心式或偏心式生长, 白水带单元和华美单元为中心多点式生长. 虽然多数单元表现为极性生长, 但在整个岩基生长过程中, 姑婆山和花山两花岗岩体各自通过一个相对稳定的通道生长, 且至今仍保存较为完好的近圆形几何形态特征表明, 在岩基侵位的时间和空间范围内, 研究区即使存在陆内走滑剪切性质的区域构造环境, 其相对的水平构造位移似乎也并不十分明显. 这是否与研究区处于更为内陆的南岭西段, 距古太平洋板块俯冲带相对较远, 受其影响相对较弱有关, 尚需进一步认识.

致谢 林小明、黄雅泽、熊培刚等曾先后参加本项目研究工作; 在野外工作过程中得到广西区域地质调查研究院王建辉高级工程师的帮助; 两位匿名审稿人为本文提出宝贵的建设性修改意见, 在此一并致谢.

参考文献

1 金跃群, 袁奎荣, 方清浩. 广西花山花岗岩体的成因、演化及矿化. 桂林冶金地质学院学报, 1985, 5: 295–306
2 张德全, 王雪英, 孙桂英. 关于广西姑婆山-里松岩体的定(侵)位年龄和冷凝历史的探讨. 地质论评, 1985, 31: 232–239
3 杨学明, 张培善. Rb-Sr 和 Pb 同位素在限定花岗质岩石源岩性质中的地学意义——以姑婆山花岗杂岩体为例. 科学通报, 1990, 35: 1174–1176
4 朱金初, 谢才富, 张佩华, 等. 桂东北牛庙闪长岩和同安石英二长岩: 岩石学、锆石 SHRIMP U-Pb 年代学和地球化学. 岩石学报, 2005, 21: 665–676
5 朱金初, 张佩华, 谢才富, 等. 南岭西段花山-姑婆山侵入岩带锆石 U-Pb 年龄格架及其地质意义. 岩石学报, 2006, 22: 2270–2278
6 朱金初, 张佩华, 谢才富, 等. 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. 地质学报, 2006, 80: 529–553
7 顾晟彦, 华仁民, 戚华文. 广西姑婆山花岗岩单颗粒 LA-ICP-MS U-Pb 定年及全岩 Sr-Nd 同位素研究. 地质学报, 2006, 80: 543–553
8 顾晟彦, 华仁民, 戚华文. 广西花山-姑婆山燕山期花岗岩的地球化学特征及成因研究. 岩石矿物学杂志, 2006, 25: 97–109
9 黄小勇, 张辉, 唐勇, 等. 广西银屏富 B 花岗岩及其晶洞中电气石的化学组成特征以及对岩浆-热液演化的指示. 矿物学报, 2008, 28: 25–34
10 赵葵东, 蒋少涌, 朱金初, 等. 桂东北花山-姑婆山侵入杂岩体和暗色包体的锆石微区 Hf 同位素组成及其成岩指示意义. 科学通报, 2009, 54: 3716–3725
11 袁奎荣. 姑婆山里松花岗岩体原始形态的恢复及其形成机制的探讨. 桂林冶金地质学院学报, 1981, 1: 1–13
12 欧阳成甫. 广西姑婆山岩体侵位构造及侵位机制研究. 大地构造与成矿学, 2002, 26: 331–334
13 王涛, 王晓霞, 郑亚东, 等. 花岗岩构造研究及花岗岩构造动力学刍议. 地质科学, 2007, 42: 91–113
14 苏良舒, 周新民, 邓平, 等. 南岭构造带的基本地质特征. 地质论评, 2006, 52: 251–265
15 李献华, 李武显, 李正祥. 再论南岭燕山早期花岗岩的成因类型与构造意义. 科学通报, 2007, 52: 981–991
16 程裕淇. 中国区域地质概论. 北京: 地质出版社, 1994. 448–476
17 Gilder S A, Gill J, Coe R S, et al. Isotopic and paleomagnetic constrains on the Mesozoic tectonic evolution of South China. J Geophys Res, 1996, 101: 16137–16154
18 Zhou X M, Li W X. Origin of Late Mesozoic igneousrocks in SE China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magma. Tectonophysics, 2000, 326: 269–287
19 冯佐海, 梁金城, 张桂林, 等. 论广西东部中生代花岗岩类岩石谱系单位——以姑婆山-花山花岗岩体为例. 桂林工学院学报, 2002,

22: 333–340
20 Li X H, Chung S L, Zhou H W, et al. Jurassic intraplate magmatism in southern Hunan-eastern Guangxi: $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating, geochemistry, Sr-Nd isotopes and implications for the tectonic evolution of SE China. Geol Soc London Spec Publ, 2004, 226: 193–215
21 李晓峰, 冯佐海, 李容森, 等. 华南志留纪钼的矿化: 白石顶钼矿锆石 SHRIMP U-Pb 年龄和辉钼矿 Re-Os 年龄证据. 矿床地质, 2009, 28: 403–412
22 冯佐海, 梁金城, 王春增, 等. 南岭中生代姑婆山-花山花岗岩基热接触变质围岩的应变特征和应变分析. 地质学报, 2009, 83: 528–541
23 Holder M T. An emplacement mechanism for post-tectonic granites and its implications for their geochemical features. In: Atherton M P, Tarney J, eds. Origin of Granite Batholiths—Geochemical Criteria. Orpington: Shiva Pub Ltd, 1979. 116–128
24 Castro A, Fernandez C. Granite intrusion by externally induced growth and deformation of the magma reservoir, the example of the Plasenzuela pluton, Spain. J Struct Geol, 1998, 20: 1219–1228
25 Hutton D H W. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: Inferences from deformation studies. Tran R Soc Edinb Earth Sci, 1988, 79: 245–255
26 Sylvester A G, Oertel G, Nelson C A, et al. Papoose Flat pluton: A granite blister in the Inyo Mountain, Californian. Geol Soc Amer Bull, 1978, 89: 1205–1219
27 Paterson S R, Fowler T K. Re-examining pluton emplacement processes. J Struct Geol, 1993, 15: 191–206
28 Fowler T K Jr, Paterson S R, Crossland A, et al. Pluton emplacement mechanisms: A view from the roof. In: Brown M, Piccoli P M, eds. The Origin of Granites and Related Rocks—Third Hutton Symposium Abstracts. US Geological Survey Circular, 1995, 1129: 57
29 Fowler T K Jr, Paterson S R. Timing and magmatic fabric form structural relations around stopped blocks. J Struct Geol, 1997, 19: 209–224
30 Paterson S R, Vernon R H. Bursting the bubble of ballooning plutons: A return to nested diapirs emplaced by multiple processes. Geol Soc Amer Bull, 1995, 107: 1356–1380
31 李晓峰, 华仁民, 冯佐海, 等. 广西海洋山花岗岩体侵位构造特征. 岩石学报, 2000, 16: 371–379
32 杨坤光, 王强. 花岗岩构造与侵位机制研究进展. 地球科学进展, 2002, 17: 546–550
33 李晓峰, Watanabe Y, 华仁民, 等. 华南地区中生代 Cu-Mo-W-Sn 成矿作用与洋岭/转换断层俯冲. 地质学报, 2008, 82: 625–640
34 冯佐海. 广西姑婆山-花山花岗岩体侵位过程及构造解析. 博士学位论文. 长沙: 中南大学, 2003. 80
35 Sibson R H. Fault rocks and fault mechanisms. J Geol Soc Lond, 1977, 133: 191–213
36 Ramsay J G. Shear zone geometry: A review. J Struct Geol, 1980, 2: 83–89
37 Vernon R H, Paterson S R. The Ardara granite, Ireland: Deflating an expand intrusion. Lithos, 1993, 31: 17–32
38 Schwerdtner S M. Local displacement of diapir contacts and its importance to pluton emplacement study. J Struct Geol, 1995, 17: 909–910
39 Yoshinobu A S, Okaya D A, Paterson S R, et al. Testing fault controlled magma emplacement mechanisms. In: Brown M, Piccoli P M, eds. The Origin of Granites and Related Rocks—Third Hutton Symposium Abstract. US Geological Survey Circular, 1995. 1129, 166
40 Wang T, Wang X X, Li W P. Evaluation of multiple emplacement mechanisms: The Huichizi granite pluton, Qinling orogenic belt, central China. J Struct Geol, 2000, 22: 505–518
41 李献华, 李武显, 王选策, 等. 幔源岩浆在南岭燕山早期花岗岩形成中的作用: 锆石原位 Hf-O 同位素制约. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2009, 39: 872–887
42 刘昌实, 朱金初, 沈渭洲, 等. 华南陆壳改造系列花岗岩类型划分和成矿物质来源. 地质学报, 1990, 64: 43–51
43 王涛, 张国伟, 王晓霞, 等. 花岗岩生长方式及构造运动学、动力学意义. 地质科学, 1999, 34: 326–335
44 冯佐海, 王春增, 王葆华. 花岗岩侵位机制与成矿作用. 桂林工学院学报, 2009, 29: 183–194
45 马昌前. 北京周口店岩株侵位和成分分带的岩浆动力学机理. 地质学报, 1988, 62: 329–341
46 Ramsay J G. Emplacement mechanics of the Chidamora Batholith, Zimbabwe. J Struct Geol, 1981, 3: 93–105
47 Courrioux G. Oblique diapirism: The Criffel granodiorite/granite zoned pluton (Southwest Scotland). J Struct Geol, 1987, 9: 313–330
48 Bouchez J L, Diot H. Nested granites in question: Contrasted emplacement kinematics of independent magmas in the Zaër pluton, Morocco. Geology, 1990, 18: 966–969