

南岭中生代姑婆山-花山花岗岩基及其热接触变质围岩的应变特征和应变分析

冯佐海^{1,2)}, 梁金城^{1,2)}, 王春增³⁾, 李晓峰⁴⁾, 张桂林^{1,2)}, 施国栋^{1,5)}

1) 桂林工学院, 广西桂林, 541004;

2) 广西地质工程中心重点实验室, 广西桂林, 541004;

3) 美国缅因州大学普雷斯克艾尔分校, 普雷斯克艾尔, 缅因 04769;

4) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037;

5) 安徽建筑工业学院, 合肥, 230601

内容提要:采用 R_f/φ 法对姑婆山-花山花岗岩基及其热接触变质围岩进行了系统的应变测量,共测量了 153 个三维有限应变测量点、1.5 万余个应变标志体。结果表明:①姑婆山-花山花岗岩基热接触变质围岩和早期侵位的牛庙、杨梅山独立侵入体及里松和望高单元以压扁型应变为主,晚期侵位的新路单元则为拉长型应变。②姑婆山-花山花岗岩基的平均应变强度和平均压缩率均小于热接触变质围岩的平均应变强度和平均压缩率,且岩基内从早期单元到晚期单元(除新路单元外)平均应变强度和平均压缩率均逐渐减小;热接触变质围岩内应变强度和压缩率向岩基接触面方向递增,存在较明显的应变强度梯度和压缩率梯度。另外岩基南侧以碳酸盐岩为主的热接触变质围岩的压缩率远高于北侧以碎屑岩为主的围岩压缩率。③姑婆山-花山花岗岩基应变型式表现为近接触变质围岩及各花岗岩单元边部的应变椭圆长轴多与接触界线相协调,最小主应变轴与接触界线多呈大角度相交;各单元中部的应变椭圆展布则比较凌乱、定向性不明显。上述特征表明,姑婆山-花山花岗岩浆的多期脉动侵位在岩体及其围岩内产生较强的应变叠加,而岩浆内部的主动侵位动力应是造成岩体及其热接触变质围岩变形的主要动力,且在岩浆多次脉动侵位过程中,岩体内早期单元及其围岩主要遭受的是径向挤压作用。

关键词:应变测量;应变标志体;应变特征;花岗岩体;姑婆山-花山

岩石有限应变的研究历史悠久,早在 19 世纪中叶就有人通过测量岩石中的标志体证明所在岩石经历了变形,但对岩石有限应变测量理论的系统总结和广泛应用则始于 20 世纪 60 年代(Wellman, 1962; Flinn, 1962; Ramsay, 1967)。早期主要侧重于对变形沉积岩中的应变标志体,如对化石和还原斑等进行测量。由于岩浆岩体特别是花岗岩类岩石缺乏典型的天然应变标志体和应变测量参考面,加之人们担心卷入花岗岩体中的包体等应变标志体与岩浆间可能存在着较高的粘度差而导致应变强度差异和旋转(流动)定向,不能完全反映岩体本身的应变特征,因而很少有人研究花岗岩的有限应变,为数不多的尝试也多集中于火山岩中(Hutton, 1982a; Donald et al., 1983)。近年来岩石有限应变测量和应变分析理论、方法的持续发展已经使其成为构造

地质学最重要的研究手段。其明显进展是把岩石有限应变测量和应变分析的理论方法成功运用于岩浆岩体尤其是花岗岩体的变形测量和分析中。这主要是因为自 20 世纪 70 年代以来,藉著于日新月异的计算机数据处理能力,有限应变测量方法得到不断改进(Milton, 1980; Gendzwil et al., 1981; Ramsay et al., 1983; 邵济安等, 1985),新的花岗岩构造理论持续涌现(Berger et al., 1972; Spera, 1980; Pitcher, 1987; Hutton, 1988; Paterson et al., 1993; Petford et al., 2000; Vernon et al., 2004; 王涛等, 2007),以及人们尝试发展多种适合花岗岩有限应变测量的方法(Barriere, 1977; Ramsay, 1981; Hutton, 1982a),而且成功地把这些新的方法和技术应用到花岗岩体的应变历史和侵位机制的研究中(Holder, 1979; Hutton, 1982b; Ramsay, 1989;

注:本文为国家自然科学基金项目(编号 40772126)和广西自然科学基金项目(编号 0542001)资助的成果。

收稿日期:2008-10-30;改回日期:2009-01-16;责任编辑:周健。

作者简介:冯佐海,男,1960年生。教授,主要从事构造地质学教学与研究。通讯地址:541004,桂林市建干路12号,桂林工学院资源与环境工程系;电话:0773-5896271;Email:fzh@glite.edu.cn。

Simancas et al., 2000; Wang et al., 2000), 从最大程度上为揭示岩体的侵位模式和变形特征以及区域构造演化历史提供重要的地质依据。

然而比较系统地对一个规模较大的多期侵位的花岗岩复式岩体进行系统的岩石有限应变测量和应变分析, 并在此基础上探讨其侵位动力的实例仍然不是很多, 尤其是在国内, 个别的例子如北京房山岩体(张吉顺等, 1990)、安徽铜陵凤凰山岩体(李东旭等, 1996)、桂东南南渡-莲塘岩体(冯佐海等, 1996)和秦岭灰池子岩体(Wang et al., 2000)等。

姑婆山-花山花岗岩基是南岭西段著名的中生代花岗岩复式岩体。因其独特的构造样式和与该区锡、钨、铌、钽、稀土等矿产资源密切的时空关系, 长期以来备受地质研究人员的重视, 研究程度较高, 尤其是近年来对该岩基的岩石谱系单位划分、地质地球化学特征、时代、成因及其与成矿关系开展了大量研究(冯佐海等, 2002; 朱金初等, 2006a, 2006b, 2006c; 顾晟彦等, 2006a, 2006b, 2007; 杨策等, 2006)。其中一些地质人员也试图研究姑婆山-花山花岗岩基的侵位构造, 探讨其侵位机制和演化历史(袁奎荣, 1981; 欧阳成甫, 2002), 但缺少对整个岩基和围岩全面系统的变形构造观察和应变分析。本文

在系统的有限应变测量基础上, 探讨姑婆山-花山花岗岩基及其热接触变质围岩的应变特征, 并进一步揭示该岩基侵位变形的动力来源。

1 地质概况

姑婆山-花山花岗岩基位于南岭花岗岩带西段的湘桂两省交界处, 主体位于广西贺州市境内。岩基由东部的姑婆山花岗岩体和西部的花山花岗岩体共同组成一大型花岗岩基, 出露面积近 1300 km²。其中, 姑婆山花岗岩体出露面积近 700 km², 其主体在平面上呈浑圆的倒梯形; 花山花岗岩体出露面积约 600 km², 主体在平面上近圆形。两岩体各伸出一楔形的“拖尾”在两者之间相连成整体上的哑铃形状, 连接的具体地理位置在广西钟山县的金子岭一带(图 1)。最新发表的年代学资料表明, 姑婆山-花山花岗岩基的形成年龄在 165~148 Ma 之间(Li et al., 2004; 朱金初等, 2005, 2006a; 顾晟彦等, 2006a), 为中生代形成的花岗岩复式岩体。

在姑婆山-花山花岗岩基周围与其呈侵入接触关系的地质层主要有震旦系、寒武系、泥盆系和石炭系。震旦系由灰绿色砂岩、页岩夹多层硅质岩组成; 寒武系(Є)主要为一套类复理石浅海相砂页岩建造; 泥盆

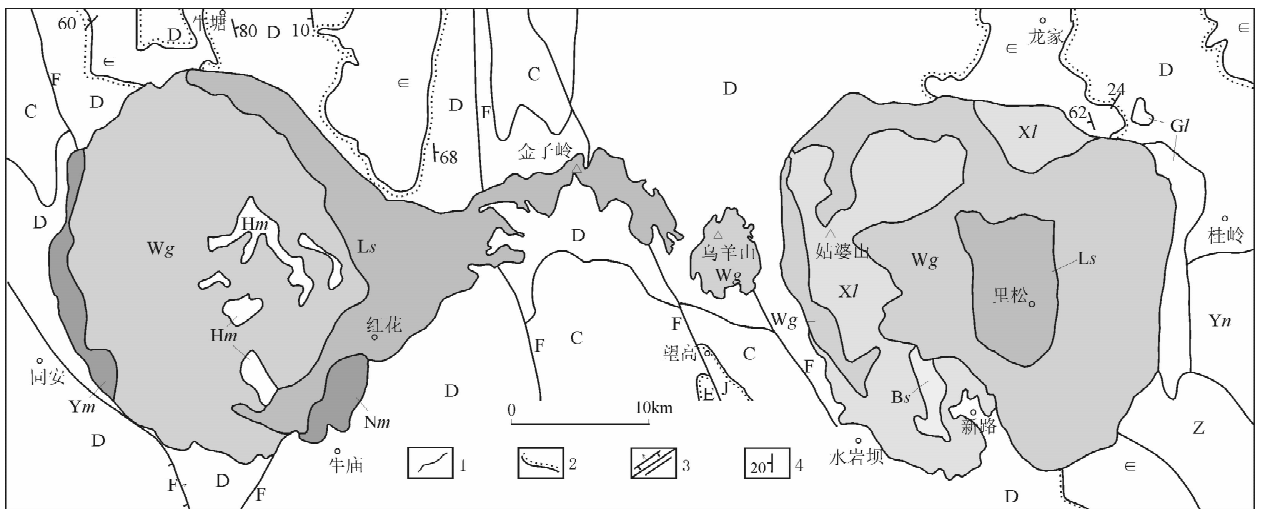


图 1 姑婆山-花山花岗岩基地质简图

Fig. 1 Geologic sketch map of Gupuoshan-Huashan pluton and its vicinities

1—地质界线; 2—角度不整合地质界线; 3—逆冲断层/性质不明断层; 4—岩层产状; C—石炭系; D—泥盆系; Є—寒武系; Z—震旦系; Hm—华美单元; Bs—白水带单元; Xl—新路单元; Wg—望高单元; Ls—里松单元; Ym—杨梅山独立侵入体; Nm—牛庙独立侵入体; Gl—桂岭单元; Yn—养牛坪单元。岩性说明详见正文

1—Contact; 2—unconformity; 3—reverse faults/faults; 4—strike and dip of bedding; C—Carboniferous; D—Devonian; Є—Cambrian; Z—Sinian; Hm—Huamei unit; Bs—Baishuidai unit; Xl—Xinlu unit; Wg—Wanggao unit; Ls—Lisong unit; Ym—Yangmeishan single intrusion; Nm—Niumiao single intrusion; Gl—Guiling unit; Yn—Yangniuping unit. See the text for petrographic explanation of each unit

系(D)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,主要岩性为灰岩、泥质灰岩及白云质灰岩;石炭系(C)以碳酸盐岩为主,局部夹碎屑岩、硅质岩。在岩基的东侧,姑婆山-花山花岗岩基与加里东期侵位的大宁花岗岩体呈侵入接触关系。

在野外地质调查的基础上,根据花岗岩岩石谱系单位的划分原则和方法(洪大卫,1986;高秉璋等,1991),冯佐海等(2002)曾把姑婆山-花山花岗岩基划分为8个单元(或独立侵入体)。这8个单元由老到新依次为:①牛庙独立侵入体(Nm),呈北东向带状展布于花山花岗岩体的南东部,岩性主要为深灰-灰黑色石英二长闪长岩,细-中粒结构,岩石成分、结构变化较大;②杨梅山独立侵入体(Ym),呈近南北向环带状展布于花山花岗岩体的西部,主要岩性为灰白色石英二长岩,中粒似斑状结构;③桂岭单元(Gl),呈近南北向带状展布于姑婆山花岗岩体的东部和北部,主要岩石类型为灰白色石英二长岩,中粒似斑状结构;④里松单元(Ls),主要分布于姑婆山花岗岩体的中部和花山花岗岩体的东部,岩性为灰白色角闪石黑云母二长花岗岩,中粒似斑状结构;⑤望高单元(Wg),主要分布于姑婆山花岗岩体的东部和花山花岗岩体的中部,岩性主要为淡红色黑云母二长花岗岩,中粗粒结构,局部出现似斑状结构;⑥新路单元(Xl),分布于姑婆山花岗岩体的西、北部,岩性主要为肉红色黑云母二长花岗岩,粗粒结构;⑦白水带单元(Bs)和⑧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,多呈带状或脉状产于各单元的边部或岩体内先存的断裂带中。应指出的是,最新发表的年代学资料表明,桂岭单元(Gl)的形成年龄为 368 ± 8 Ma(朱金初等,2006a),为加里东期侵入体,不在本文讨论之列。

在各单元的时空分布上,姑婆山和花山花岗岩体均表现出较明显“套叠式”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、新路和白水带诸单元在其外侧侵位,形成一个内老外新的“反环式”套叠复合岩体。而花山花岗岩体则与之相反,早期侵位的牛庙和杨梅山独立侵入体以及里松单元位于外环,晚期侵位的望高和华美单元位于岩体的内环和中心部位,形成一个典型的外老内新的“正环式”套叠复合岩体。

在上述7个单元中(不含桂岭单元),除白水带单元和华美单元外,其余5个单元(或独立侵入体)

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,另一类是以闪长质为主要成分的中基性暗色包体,简称闪长质包体,也曾称为微粒花岗岩类包体(王德滋等,1992),这类包体多呈深灰-灰黑色,平面上形态多样,但以椭圆形最为常见,粒径一般2~10 cm,最大者可达4.8 m,它们多成定向排列(图2a),其优选方位大体与各单元的接触界线一致。围岩捕虏体也分两种:一种是沉积岩捕虏体,另一种是早期单元的捕虏体。前者以棱角状和次棱角状为主,多已发生热变质作用,形成角岩或大理岩;后者则以次棱角状和浑圆状为常见。

姑婆山-花山花岗岩基的外接触带围岩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,热接触变质带总体可分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体与震旦系、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,特别是寒武系岩石的泥质含量较多,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、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(图2b),长径1~5 mm,通常发育于远离岩体的接触变质带外侧,且多沿先存面理杂乱生长,显示非定向的角岩结构。而在靠近岩体的接触变质带内侧,热接触变质矿物及其集合体多沿新生的面理定向生长,呈现出具有明显优选方位的接触片岩构造特征。碳酸盐岩接触变质带出现于岩体与中、上泥盆统和石炭系碳酸盐岩等接触的围岩中。根据热接触变质矿物,该带又可分为大理岩(化)带和矽卡岩带,其中大理岩(化)带发育广泛,岩石中方解石多为不规则的等轴粒状,粒径在姑婆山花岗岩体的接触带内普遍较大,一般0.5~5 mm,在该岩体南部的新路一带可达5~12 mm。随着与岩体距离的增加,热接触变质作用逐渐减弱,岩石也渐变为大理岩化灰岩或结晶灰岩。矽卡岩带主要发育于姑婆山花岗岩体西南缘,岩石类型包括透辉石-钙铁榴石矽卡岩、透辉石-钙铝榴石矽卡岩等,主要呈中粗粒或不等粒状变晶结构(宋慈安等,2001)。同样,在大理岩化带和矽卡岩带中也常见与岩体接触面平行的新生面理,沿这些面理多发育呈定向排列的白色大理岩眼球体,这些眼球体多呈不对称状,长径一般2~5 mm,短径1.5~2.5 mm,眼

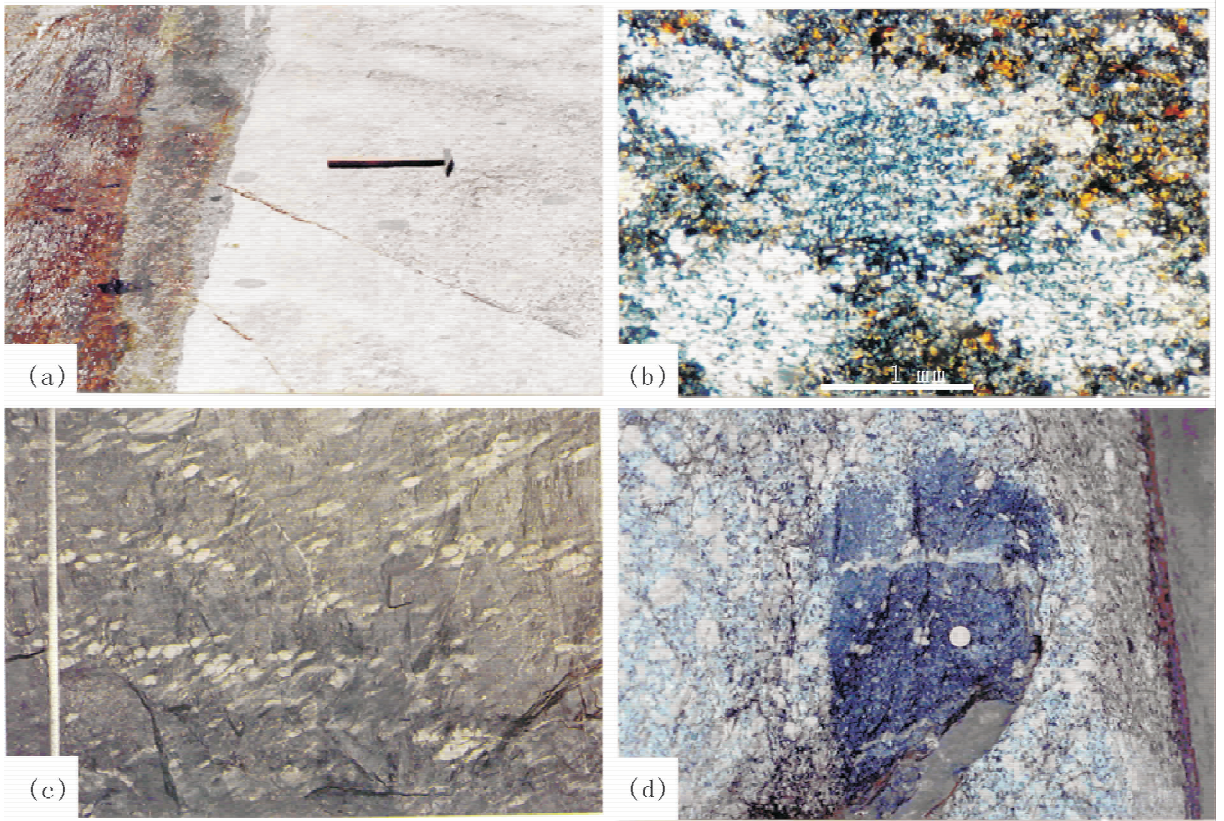


图2 应变标志体和侵位构造

Fig. 2 Typical strain markers and emplacement deformation structures

(a)一里松单元中呈定向排列的闪长质包体(地点:贺州市里松镇香田冲);(b)一热接触变质围岩内透镜状硅质集合体显微照片(地点:贺州市开山镇厂坪);(c)一大理岩化灰岩中定向排列的大理岩眼球体(地点:贺州市新路镇白面山);(d)一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皱(地点:贺州市里松镇汤屋)

(a)—Shape-preferred orientation of dioritic enclaves in Lisong unit (location: Xiangtianchong of Lisong Township, Hezhou City); (b)—photomicrograph of lenticular silica aggregates in the thermal contact metamorphic country rocks (location: Changping of Kaishan Township, Hezhou City); (c)—shape-preferred orientation of marble augens in marbleized limestone (location: Baimianshan of Xinlu Township, Hezhou City); (d)—folded syndeformational granite dike cross-cutting dioritic enclave in Lisong Unit (location: Tangwu of Lisong Township, Hezhou City)

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(图2c)。

2 有限应变测量与数据处理

2.1 应变标志体的确定

应变标志体的正确选择关系到应变测量数据的可靠性和方法本身的科学性。原则上,应变标志体应满足以下几方面要求:①应变标志体和其寄主岩石之间的粘度应相等或近似——同一性的原则;②应变标志体的变形能够体现其寄主岩石的变形特征——代表性的原则;③应变标志体的变形过程要能反映所探知的地质历史过程——对应性的原则。

基于上述准则,出于揭示岩体侵位的应变历史和侵位动力的研究目的,本次研究所选定的应变标

志体在热接触变质带内主要是热接触变质矿物及铁质、硅质和钙质集合体,在岩体内主要是闪长质包体和钾长石斑晶。

(1)热接触变质矿物及其集合体:对于围岩而言,本文的研究目的是揭示岩体侵位对围岩的作用和影响,所以必须把着眼点放在与岩体侵位有因果关系的变形上。姑婆山-花山花岗岩基热接触变质带内呈椭球状、扁豆状的热接触变质矿物及其铁质、硅质和钙质集合体,是在岩体侵位过程中由于热力和应力的综合作用发生变形变质作用(包括动力分异、分凝及交代作用等)而形成的。它们满足作为应变标志体的上述基本条件,是理想的应变标志体。

(2)闪长质包体:闪长质包体是人们在花岗岩体中普遍采用的一种应变标志体。尽管如此,Hutton

(1982a)对此仍提出怀疑,原因之一是这类包体与寄主岩石之间可能存在较大的粘度差。为此笔者根据里松单元内横切寄主岩石与闪长质包体的同期花岗质细晶岩脉的褶皱特征(图 2d),采用相关公式(Hutton,1982b)计算了闪长质包体与花岗岩之间的粘度差,其公式为:

$$\text{岩脉/花岗岩} = \eta_v / \eta_g = 6(Wd_1 / 2\pi t_1)$$

$$\text{岩脉/包体} = \eta_v / \eta_x = 6(Wd_2 / 2\pi t_2)$$

$$\begin{aligned} \text{包体/花岗岩} &= \eta_x / \eta_g = (\eta_v / \eta_g) / (\eta_v / \eta_x) \\ &= (Wd_1 / Wd_2) \times (t_2 / t_1) \end{aligned}$$

式中: η_v 、 η_g 、 η_x 分别为岩脉、花岗岩及包体的有效粘度值; Wd_1 、 Wd_2 分别为花岗岩和包体中岩脉的主波长; t_1 、 t_2 分别为花岗岩和包体中岩脉的厚度。在里松单元中,测得横切花岗岩和闪长质包体的同期花岗质细晶岩脉褶皱在花岗岩中的主波长(Wd_1)和厚度(t_1)分别为 5.50 cm 和 1.10 cm;在闪长质包体中的主波长(Wd_2)和厚度(t_2)分别是 4.50 cm 和 0.95 cm,由此求得闪长质包体与花岗岩的粘度差(R_m)为:

$$R_m = (Wd_1 / Wd_2) \times (t_2 / t_1) = 1.06$$

结果显示,在岩体塑性变形阶段,花岗岩寄主岩石与闪长质包体的粘度相近。因此,姑婆山-花山花岗岩基内的闪长质包体可以满足作为应变标志体的上述 3 个基本条件,是岩体中比较理想的应变标志体。

(3)钾长石斑晶:岩浆的流变学特征是随着其侵位后的冷凝固晶过程而不断改变的(Petford, 2003)。研究表明,花岗岩中钾长石斑晶结晶时间较早,一定数量的钾长石在岩浆液态流动阶段时就已经成核结晶(Swanson, 1977),但此时钾长石斑晶的粘度比周围介质要高,在岩浆总体处于液态流动状态下表现为刚性体,常因旋转(流动)定向而产生形体优选方位,但晶体内部不发生塑性变形。随着岩浆进入塑性流动状态,钾长石斑晶周围介质粘度逐渐提高直到两者相近,此时钾长石斑晶本身才会发生塑性变形和共轴的非旋转定向,其变形才能反映其寄主岩石的应变特征。因此,在确定应变标志体时只能选用发生过塑性变形的钾长石斑晶。但岩浆从液态到固态一般是连续过渡的,所以,在野外观察定向排列的钾长石斑晶时只要确定哪些是由岩浆液态流动作用造成,哪些是因岩体侵位之后冷却至固态时由后期叠加应力(如区域构造应力)作用形成的,问题便会得到满意的解决。一般来讲,由岩浆液态流动作用和岩体侵位之后局部应变软化作用(如

由区域构造应力造成韧性剪切带的叠加)所形成的钾长石斑晶定向构造都具有一定的局限性,如由固态流动作用形成的定向排列钾长石斑晶往往呈线(带)状展布;而由岩浆液态流动形成的钾长石斑晶形体优选方位(即流线构造)多见于各岩体的边部,且受岩浆流动方式和流动状态所控制:通常由平流形成的流线构造分布相对较为均一,并严格平行于接触面;而由涡流形成的流线构造分布则不甚规则。此外,形成流线构造的矿物除了钾长石斑晶外,往往还有黑云母、角闪石等矿物,虽然这些矿物优选定向,但岩石本身却显示正常的岩浆结构。因此,无论是由岩浆液态流动作用形成的定向排列钾长石斑晶,还是由岩体固态流动作用形成的定向排列钾长石斑晶都不符合作为应变标志体的代表性原则,后者更不符合对应性的原则,均应予以排除。出于同样的原因,还应谨慎地避开较大型的断裂(如断层、大型节理等),因为在断裂两侧一定范围内有时也可形成钾长石斑晶的固体流动定向构造。

2.2 应变测量方法

野外应变测量工作程序和内容包括:

(1)测量点的选择:在野外露头上应选择有 3 个互不平行的面,且每个面上应有一定数量的应变标志体(30~50 个)。对于应变标志体较小的测量点(如在热接触变质围岩内),一般在野外先采集定向标本,回室内依据面、线理发育特征切制 3 个垂直切面或切片,在切面上直接测量或在显微镜下对切片上的标志体进行测量。对野外不能满足最低数量应变标志体的面,可在该点附近选择与上述测量面产状一致的面进行测量,再把这些数据归并到同一个测量面上。

(2)确定测量面的性质:如果露头上存在面理和线理,则:平行面理的测量面为 XY 面;垂直面理但与拉伸线理平行的测量面为 XZ 面;垂直面理和拉伸线理的测量面为 YZ 面。然而多数情况下测量面并非对应于主应变面,此时应选用最接近的那个主应变面,并作上特别标记,如“XZ'面”等。

(3)原始测量数据采集内容:对每个测量面,应测量其产状、标志线(参考线)的方位(侧伏向、侧伏角)、应变标志体长短轴的长度、长轴与参考线的夹角、应变标志体的测量个数、应变标志体的类型、测量面积及其他有关构造标志等。

本次研究在姑婆山-花山花岗岩基及其热接触变质围岩中共选择 153 个三维有限应变测量点,每个测量点一般测量 30~50 个应变标志体,共约测量

1.5 万余个应变标志体。其中,在岩基内分别测量了 102 个闪长质包体点和 30 个钾长石斑晶点,在热接触变质围岩内共测量 21 个点。是首次系统地对该花岗岩基进行的应变测量工作。

2.3 原始测量数据的处理

首先采用 R_f/φ 法(Ramsay, 1967)对二维应变测量数据进行计算机处理,得到应变椭圆轴率(R_s)及应变椭圆长轴与参考方向的夹角(FI)等参数。在此基础上,利用求椭球形状矩阵及解特征值的方法对任意 3 个互不平行截面上的二维应变数值进行三维应变处理,最终得到所需要的应变椭球体主轴相对大小及方位、付林指数(k)、应变强度(r)等应变参数(表 1)。关于 R_f/φ 法的基本原理及计算方法有关著作(Ramsay, 1967; Dunnet, 1969; Ramsay et al., 1983; 郑亚东等, 1985)已有专门介绍,在此不赘述。本次研究对二维和三维应变数据的计算机处理分别采用 Kuty

等(1994)和汤经武等(1989)编制的有关程序进行。

3 岩体及围岩的应变特征和应变分析

3.1 付林指数(k)

3.1.1 花岗岩体的付林指数

姑婆山-花山花岗岩基内共有三维应变测量点 132 个,其中压扁型应变点($k < 1$)79 个、拉长型应变点($k > 1$)48 个、平面应变点($k = 1$)5 个,总体以压扁型应变为主(表 1),且花山花岗岩体较姑婆山花岗岩体表现出更明显的压扁变形特征。从各单元付林指数变化特征看,早期侵位的牛庙和杨梅山两独立侵入体以压扁型应变为主(图 3),而较晚期的新路单元则具拉长型应变特征(图 4);里松和望高两单元虽有近 60% 的测量点为压扁型应变,总体以压扁变形为主,但两单元在不同岩体或同一岩体的不同构造部位却表现出明显的差异性。

表 1 姑婆山-花山花岗岩基及其围岩主要应变参数一览表

Table 1 Calculated strain parameters for Gupushan-Huashan pluton and its country rocks

地质体	单元/侵入体或地层单位	位置	测量点数	付林指数(k)			应变强度(r)		压缩率(ΔV)	
				$k < 1$	$k = 1$	$k > 1$	$r_{\min} - r_{\max}$	\bar{r}	$\Delta V_{\min} - \Delta V_{\max}$	$\Delta \bar{V}$
岩体	新路	姑婆山	8	0	0	8	1.50~2.33	1.96	19~37	28
		望高	13	7	1	5	1.39~3.74	2.08	16~52	33
	望高	花山	35	23	1	11	1.20~3.35	1.81	9~48	28
		合计	48	30	2	16	1.20~3.74	1.89	9~52	29
	里松	姑婆山	26	18	1	7	1.25~2.53	1.91	13~47	31
		花山	36	20	1	15	1.12~4.22	2.07	6~56	32
		合计	62	38	2	22	1.12~4.22	2.00	6~56	31
		杨梅山	花山	8	6	1	1	1.34~4.06	2.08	15~53
	牛庙	花山	6	5	0	1	1.43~2.77	2.13	16~48	34
	合计		132	79	5	48	1.13~4.22	1.97	6~61	30
围岩	D-E	北部	14	7	1	6	1.06~3.15	1.85	3~54	27
		南部	7	6	0	1	1.93~4.33	3.18	35~63	51
		合计	21	13	1	7	1.06~4.33	2.29	3~63	35

(1)里松单元:在姑婆山花岗岩体内,里松单元有三维应变测量点 26 个,其中压扁型应变点($k < 1$)18 个、拉长型应变点($k > 1$)7 个、平面应变点($k = 1$)1 个(图 5)。从这些测量点的分布看,拉长型和平面应变点主要分布于单元的边部(特别是西、南部),而压扁型应变点则主要分布在单元的内部,这与国内外一些岩体(Holder, 1979; Ramsay, 1989; 马昌前等, 1994)的变形特征有所不同。由于该单元边部部分的付林指数更接近于 1,具一定的平面应变特征,这可能是晚期粘度较大的望高单元在其周围上侵所产生的拖曳力所至。这种拖曳力实际上是两单元相互运动在接触带附近所产生的简单剪切力。在花山花岗岩体,里松单元有三维应变测量点 36 个,

其中压扁型应变点($k < 1$)20 个、拉长型应变点($k > 1$)15 个、平面应变点($k = 1$)1 个(图 5)。从这些点的分布看,该单元的东部,即花山花岗岩体的“拖尾”部位(特别是“拖尾”的中部)多数测量点显示拉长型应变,单元的其他部位则以压扁型应变为主。

(2)望高单元:在姑婆山花岗岩体,望高单元有三维应变测量点 13 个,其中压扁型应变点($k < 1$)7 个、拉长型应变点($k > 1$)5 个、平面应变点($k = 1$)1 个(图 6),总体以压扁型应变略占优势,但该单元不同部位的应变特征变化较大,其中组成姑婆山花岗岩体主体的望高单元边部以压扁型应变为主,向中部过渡到以拉长型应变为主;而位于姑婆山花岗岩体北西“拖尾”中部的乌羊山侵入体则为拉长型应

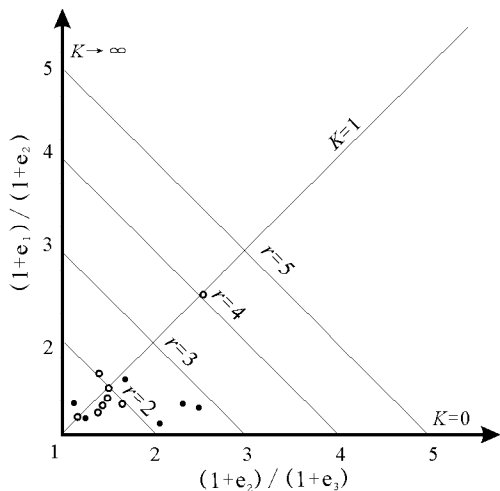


图3 牛庙和杨梅山独立侵入体的付林图解

Fig. 3 Flinn diagram of Niumiao and Yangmeishan intrusions

●—牛庙独立侵入体; ○—杨梅山独立侵入体
●—Niumiao single intrusion; ○—Yangmeishan single intrusion

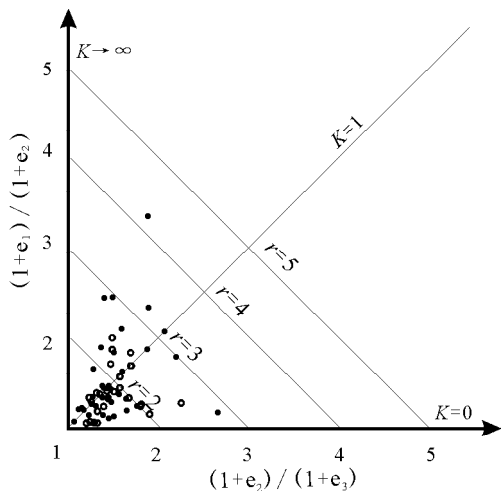


图5 里松单元付林图解

Fig. 5 Flinn diagram of Lisong Unit

●—花山岩体; ○—姑婆山岩体
●—Huanshan pluton; ○—Guposhan pluton

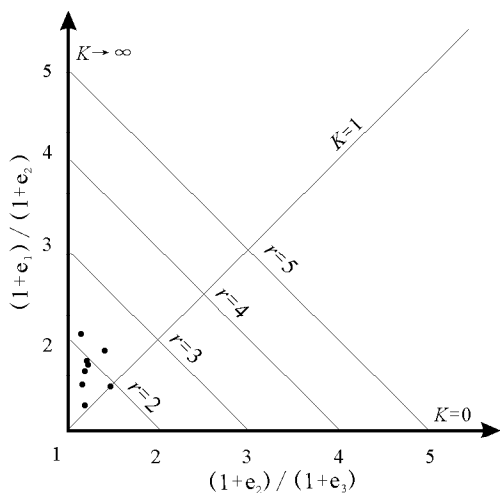


图4 新路单元付林图解

Fig. 4 Flinn diagram of Xinlu unit

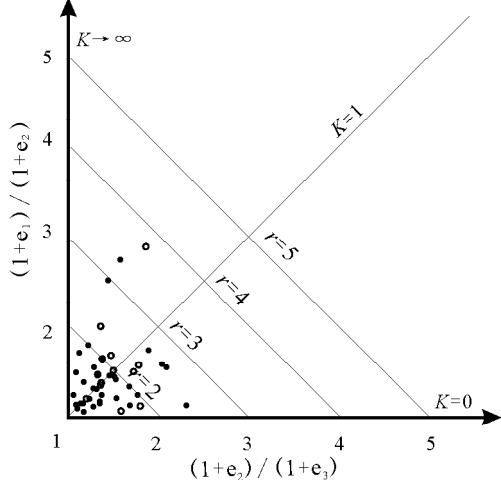


图6 望高单元付林图解

Fig. 6 Flinn diagram of Wanggao Unit

●—花山岩体; ○—姑婆山岩体
●—Huanshan pluton; ○—Guposhan pluton

变。在花山花岗岩体,望高单元有三维应变测量点35个,其中压扁型应变点($k < 1$)23个、拉长型应变点($k > 1$)11个、平面应变点($k = 1$)1个(图6),拉长型应变点主要分布于该单元的西部,其他部位则以压扁型应变为主。

3.1.2 围岩的付林指数

热接触变质带围岩以压扁变形为主(表1),且部分点的付林指数接近于1,具平面应变特征(图7),显示出在岩浆上侵、定位过程中存在着一定的挤压剪切作用。很明显这种挤压剪切作用主要产生于岩浆定位过程中向外膨胀和岩浆上侵的粘性拖曳所产生的剪切作用。

此外,姑婆山-花山花岗岩基南、北两侧围岩的应变特征也存在一定的差异(表1)。从付林指数上看,岩基南侧围岩较之北侧围岩具有更强的压扁变形特征(图7)。

3.2 应变强度(r)

对153个三维有限应变测量点的应变强度统计结果显示(表1),21个围岩测量点的平均应变强度为2.29,明显高于132个岩基内测量点的平均应变强度1.97。但总体看,岩基和围岩的应变强度均不很大。

从围岩和岩基应变强度的时空分布特征看:岩基南侧围岩的应变强度高于岩基北侧的围岩,前者的平

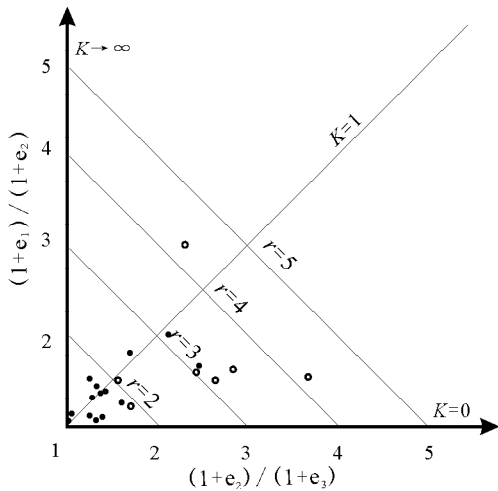


图 7 姑婆山-花山花岗岩基热接触变质围岩付林图解

Fig. 7 Flinn diagram of the thermal

contact metamorphic zone

●—岩体北侧围岩;○—岩体南侧围岩

●—Measured within the country rocks north of the pluton;

○—measured within the country rocks south of the pluton

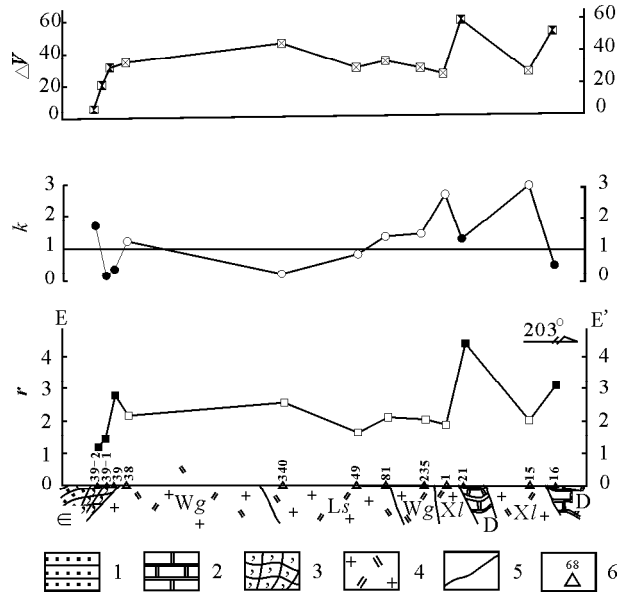


图 8 姑婆山岩体及其围岩代表性应变剖面

Fig. 8 Representative strain profiles of Gupushan

pluton and its country rocks

1—砂岩;2—大理岩;3—角岩;4—二长花岗岩;5—地质界线;
6—岩石应变测量点及点号;D—泥盆系;E—寒武系;Xl—新
路单元;Wg—望高单元;Ls—里松单元;r—应变强度;k—付林
指数; ΔV —压缩率;剖面 E—E' 位置见图 10

1—Sandstone; 2—marble; 3—hornfels; 4—monzonite; 5—
contact; 6—strain measurement stations; D—Devonian; E—
Cambrian; Xl—Xinlu unit; Wg—Wanggao unit; Ls—Lisong
unit; r—strain intensity; k—Flinn index; ΔV —compressional
rate; See Fig. 10 for location of cross section E—E'

均应变强度为 3.18,后者为 1.85。且总体上看,围岩
中存在较明显的应变梯度,即向岩体接触面方向应变
强度递增(图 8、图 9)。另外花山花岗岩体和姑婆山
花岗岩体的平均应变强度虽基本相等,前者为 1.97,
后者为 1.96,但应变强度与各单元的时空分布紧密相
关:时间上,从牛庙→杨梅山→里松→望高→新路单
元,平均应变强度由 2.13→2.08→2.0→1.89→1.96,
除新路单元外,总体有逐步减小之趋势;空间上,位于
花山花岗岩体外环的里松单元平均应变强度($\bar{r}=2.07$)
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($\bar{r}=1.81$)。

3.3 压缩率(ΔV)

对 153 个三维应变测量点的压缩率统计结果显
示(表 1),围岩的平均压缩率大于岩基的平均压缩率,
前者为 35%,后者为 30%。此外,统计结果还显示,
岩基和围岩的压缩率变化均较大,其中 21 个围岩测
量点的压缩率在 3%~63%之间,而 132 个岩基内的
测量点压缩率也在 6%~61%之间。表明岩基和围岩
的压缩变形在时空分布上存在明显的不均一性。

岩基内,姑婆山花岗岩体的平均压缩率与花山花
岗岩体的平均压缩率基本一致,前者为 31%,后者为
30%。在时间上,从牛庙→杨梅山→里松→望高→
新路单元,平均压缩率从 34%→32%→31%→29%
→28%,即从早期单元到晚期单元,压缩率逐步减小;

空间上,位于姑婆山花岗岩体外环的望高单元平均压
缩率(33%)明显高于位于花山花岗岩体中部望高单
元的平均压缩率(28%);而分布于花山花岗岩体外环
的里松单元平均压缩率(32%)也同样略高于位于姑
婆山花岗岩体中部里松单元的平均压缩率(31%)。

围岩内,岩基南侧热接触变质围岩的压缩率远
高于北侧围岩。其中,岩基南侧 7 个测量点的压缩
率在 35%~63%之间,平均为 51%;而岩基北侧 14
个围岩测量点的压缩率为 3%~54%,平均为 27%。
此外,热接触变质带围岩内的压缩率总体也具有向
接触面方向递增的变化趋势(图 8、图 9)。

4 岩体及围岩的应变型式

4.1 应变椭圆平面型式图

本文所采用的应变椭圆平面型式图是用水平面
(Z=0)截切应变椭球体,将所获得的应变椭圆落到
平面图的对位位置上,即得到本区应变椭圆平面型

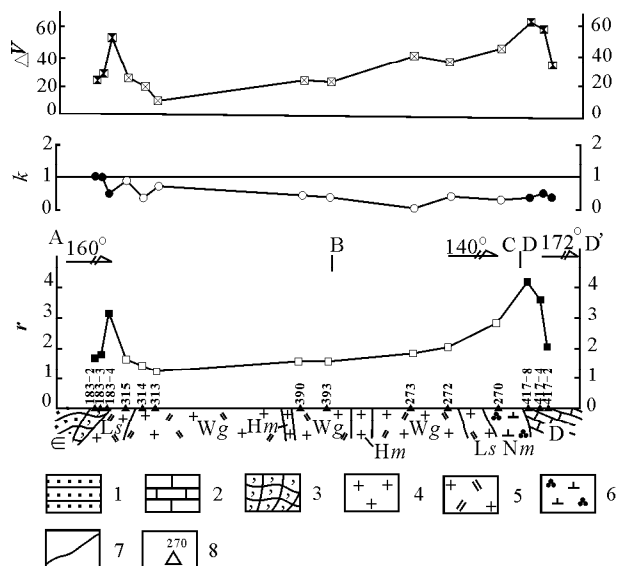


图9 花岗岩体及其围岩代表性应变剖面

Fig. 9 Representative strain profiles of Huashan pluton and its country rocks

1—砂岩; 2—灰岩; 3—角岩; 4—花岗岩; 5—二长花岗岩; 6—石英闪长岩; 7—地质界线; 8—岩石应变测量点位及点号; D—泥盆系; ∈—寒武系; Hm—华美单元; Wg—望高单元; Ls—里松单元; Nm—牛庙独立侵入体; r —应变强度; k —付林指数; ΔV —压缩率; 剖面 A—B—C 和 D—D' 位置见图 10

1—Sandstone; 2—limestone; 3—hornfels; 4—granite; 5—monzonite; 6—granodiorite; 7—contact; 8—strain measurement stations; D—Devonian; ∈—Cambrian; Hm—Huamei unit; Wg—Wanggao unit; Ls—Lisong unit; Nm—Niumiao single intrusion; r —strain intensity; k —Flinn index; ΔV —compressional rate; See Fig. 10 for location of cross sections of A—B—C and D—D'

式图(图 10)。结果显示:

(1) 在姑婆山花岗岩体内, 里松单元及望高单元边部的应变椭圆长轴展布方向多与接触界线相协调; 但新路单元总体看应变椭圆展布凌乱、规律性不强。

(2) 在花山花岗岩体内, 牛庙、杨梅山两独立侵入体内应变椭圆的长轴多与围岩接触界线相协调; 里松单元中应变椭圆多呈与岩体接触界线相协调的定向展布, 构成与该单元平面形态相一致的“钳状”迹线, 但在岩体东北部的“拖尾”中部, 应变椭圆展布凌乱、无序; 望高单元边部的应变椭圆长轴多与接触界线相协调, 但中部应变椭圆展布凌乱, 定向性不明显。

(3) 热接触变质围岩, 特别是近岩基的围岩, 其应变椭圆长轴与岩基和围岩间的接触界线基本协调, 且长短轴比(x/y)从接触面向外由大变小。此外, 总体上看, 岩基南侧围岩应变椭圆的平均轴率($x/y=4.6$)明显大于其北侧围岩的平均轴率($x/y=2.1$)。

4.2 应变椭球赤平型式图

将三维应变测量点的主应变轴赤平图(均为下半球投影)落到各测量点的相应位置上, 便得到岩基及其围岩的应变椭球赤平型式图(图 11)。结果显示:

(1) 在姑婆山花岗岩体内, 里松单元各应变椭球体的最小主应变轴(即挤压应力方向, 下同)倾角总体变化规律虽不甚明显, 但最小主应变轴在边部多与接触界线相垂直; 望高单元应变椭球体的最小主应变轴倾角均较缓(一般多小于 35°), 且多与岩体的接触界线呈大角度相交; 新路单元西南边部应变椭球体的最小主应变轴倾角较缓, 也多与岩体的接触界线呈大角度相交, 但中北部应变椭球体的最小主应变轴定向性不明显、凌乱, 且倾角较大(近于或大于 60°), 表明本单元虽为拉长型应变, 但局部对围岩(包括早期望高单元)也有一定的挤压作用, 特别是在岩体的边部。

(2) 在花山花岗岩体内, 牛庙和杨梅山两独立侵入体及里松单元边部应变椭球体的最小主应变轴多与接触界线相垂直, 但在岩体东北侧“拖尾”中部里松单元中各应变椭球体的最小主应变轴倾角陡立, 多大于 60° , 且展布凌乱、定向性不明显; 望高单元中应变椭球体最小主应变轴倾角多较缓(一般多小于 35°), 且多与接触界线呈大角度相交, 但在单元中西部应变椭球体的最小主应变轴不但定向性不明显, 而且倾角较大, 显示出侵位中心的应力状态。

(3) 热接触变质围岩内, 总体上看, 近岩体围岩中的应变椭球体最小主应变轴倾角由大向外变缓, 且最小主应变轴多与岩体的接触界线呈大角度相交。

5 讨论与结论

(1) 姑婆山-花山花岗岩基各单元(或独立侵入体)表现出不同但有规律的应变特征。总体上看, 早期单元(或独立侵入体)应变强度大于其后侵位的晚期单元应变强度; 各单元(或独立侵入体)边部的应变强度一般大于其中部的应变强度, 且各单元边部的应变类型以压扁和平面应变为主, 中部则多为拉长型应变。岩浆多次脉动侵位产生的应变叠加应该是造成越早期侵位的单元(或独立侵入体)应变强度越高这种现象的主要原因, 而每次岩浆的侵位挤压应是造成各单元边部应变强于中心部位的主要动力。姑婆山-花山花岗岩基的岩石结构及最新发表的年代学资料表明, 该岩基各单元为典型的中深成岩体, 是在相对较短的时间内相继侵位的, 其中主体单元(或独立侵

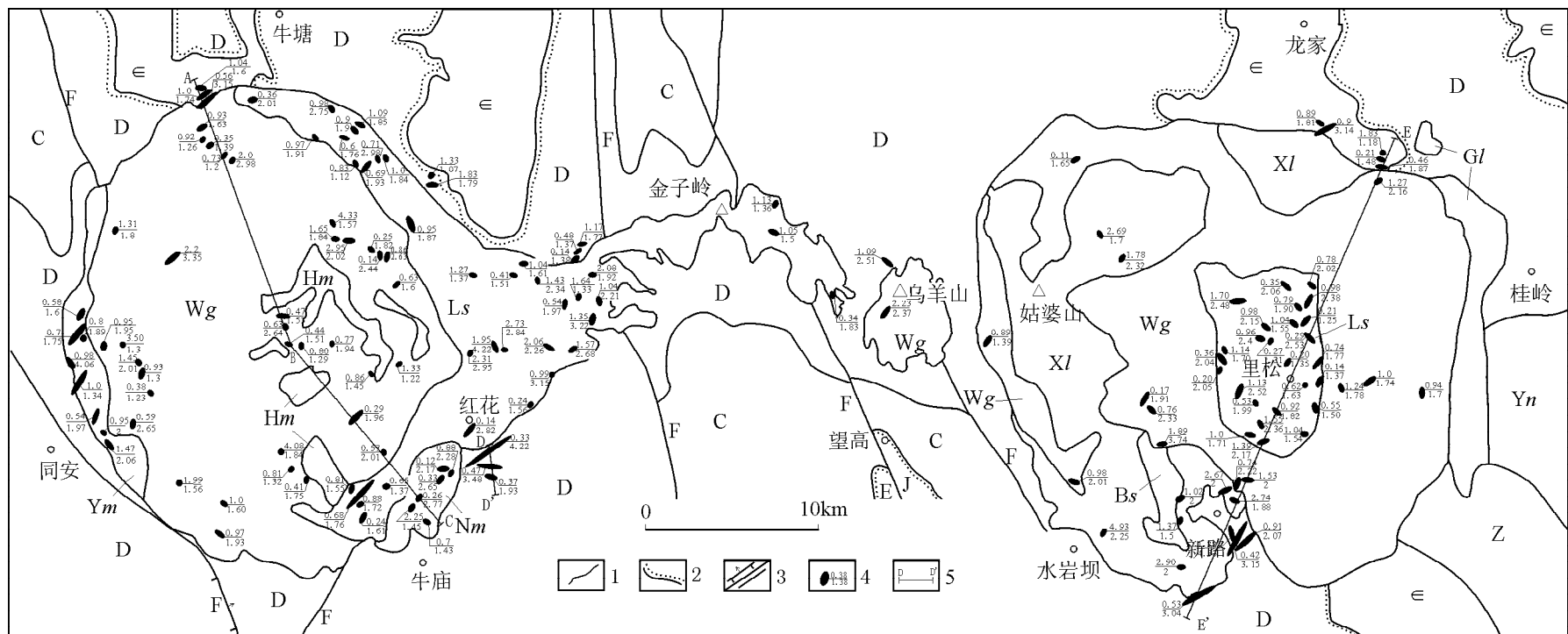


图 10 姑婆山-花山花岗岩基及围岩应变椭圆平面型式图

Fig. 10 Strain pattern of Gupuoshan-Huashan batholiths

1—地质界线;2—角度不整合地质界线;3—逆冲断层/性质不明断层;4—平面应变椭圆,数字为付林指数(k)/应变强度(r);5—代表性应变剖面线。图中地层和岩体单元符号说明见图 1

1—Contact; 2—unconformity; 3—reverse faults/faults; 4—horizontal finite strain ellipse with Flinn index (k) and strain intensity (r);

5—representative strain profile line. See Figure 1 for explanation of map unit symbols for sedimentary and igneous rocks

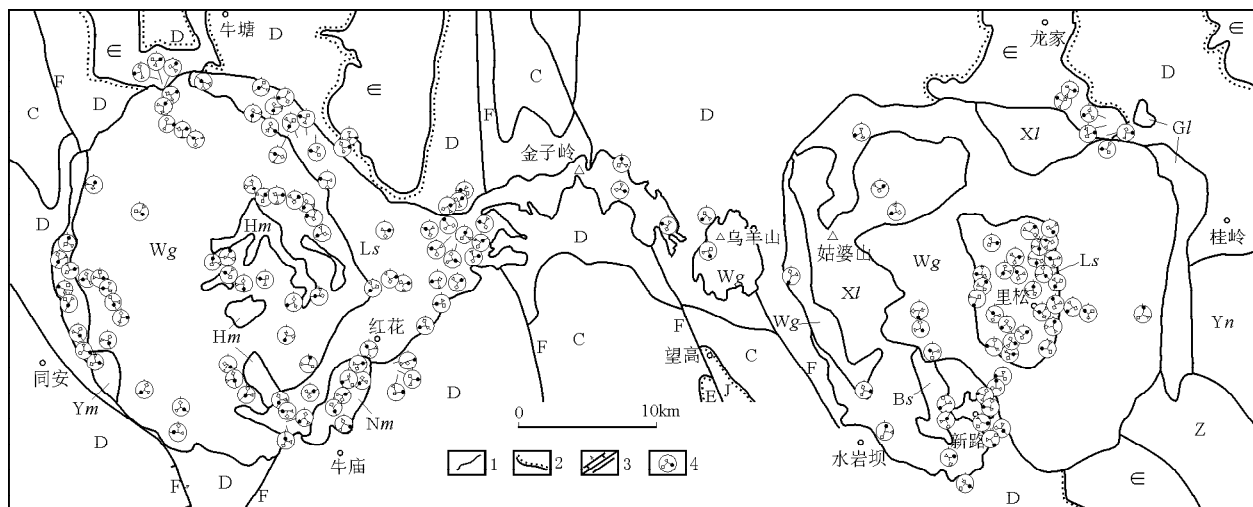


图 11 姑婆山-花山花岗岩基及围岩应变椭球赤平型式图

Fig. 11 Map showing steronets of principal strain axes within and around Gupuoshan-Huashan batholiths

1—地质界线;2—角度不整合地质界线;3—逆冲断层/性质不明断层;4—应变主轴赤平投影图,其中:□—挤压应力轴产状,△—中间应力轴产状,●—拉伸应力轴产状,线段长度分别代表挤压、中间、拉伸应力轴的相对长度。图中地层和岩体单元符号说明见图 1
1—Contact; 2—unconformity; 3—reverse faults/faults; 4—steronet of principal strain axes with □—for compressional stress, △—for intermediate stress, and ●—for tensional stress; Lengths show relative axis lengths of compressional, intermediate, and tensional stresses. See Figure 1 for explanation of map unit symbols for sedimentary and igneous rocks

人体)侵位持续时间约 14 Ma,而多数主体单元(或独立侵入体)侵位持续时间仅为 3 Ma(朱金初等, 2006c;),通常中深成岩体即使从初始成岩温度快速冷却至“冷侵位”温度也需经约 14~18 Ma(郑永飞等, 1995, 1997)。因此,姑婆山-花山花岗岩基各主体单元中呈面状分布斑状体(如闪长质包体和钾长石斑晶等)所具有的塑性变形,显然是在各主体单元侵位过程中岩浆尚处于塑性状态下形成的,记录了各单元为取得侵位空间主动膨胀及早期单元遭受晚期单元膨胀挤压作用所产生的应变及其叠加。姑婆山-花山花岗岩基这种独特的生长方式与其表现出的应变特征是一致的。

(2)热接触变质围岩以压扁变形为主,其应变强度大于岩体,且存在较明显的应变梯度,即向接触面方向应变强度递增。围岩的侵位构造是叠加在先存区域褶皱构造的基础上,它们的形成明显归因于岩浆的侵位动力。由于岩浆的侵位推挤,热接触变质围岩不仅受到了强度不等的变形,如南部碳酸盐岩的应变强度比北部的碎屑岩要高,且来自岩浆的巨大热力促使围岩发生强烈的热接触变质和矽卡岩化,使围岩能干性进一步弱化,更有利于韧性变形的进行,从而提高了它们的应变强度。姑婆山-花山花岗岩基南、北两侧热接触变质围岩强弱不同的应变特征表明他们显然遭受了不甚均衡的岩浆侵位动力

作用。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-全南断裂(程裕淇, 1994)上侵的,然后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。由于岩基南侧泥盆系和石炭系等上古生界层间易于滑动和调整而造成层间构造虚脱。因此,花岗岩浆势必沿着上述两复式背斜的层间构造虚脱向南拓展其定位空间,从而形成略向南突出和倾斜的岩体。姑婆山-花山花岗岩基深部构造样式可能与西班牙的 Sant Cruz 深成岩体(Castro, 1986)相类似。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,因此有助于形成比北侧围岩强度要高的应变。

(3)总体上看,姑婆山-花山花岗岩基及其热接触变质围岩的应变强度(r)、水平面上的应变椭圆轴率(x/y)均不是很大。其中应变强度低于造山前侵位的鄂东大王寨岩体(马昌前, 1994),而与西摩洛哥海西带中弱区域变形期间侵位的同构造侵入体(Lagarde et al., 1990)和造山后的金山店岩体、铁山岩体(马昌前, 1994)大体相当,反映的是弱—中等应变强度。

(4)姑婆山-花山花岗岩基及其热接触变质围岩的应变型式特征表明,在岩浆多次脉动侵位过程中,具有套叠式构造样式的岩体内早期单元(或独立侵

入体)及其热接触变质围岩主要遭受的是径向挤压作用,同时也伴随着平行其接触界面的简单剪切作用。其中径向挤压作用显然来自于岩浆侵位过程中的主动膨胀作用,并在岩体和围岩内产生程度不同的压缩率,为岩浆侵位空间的开辟作出了一定的贡献;而所伴随的简单剪切作用可能主要是来自于平行接触界面的粘性岩浆上升拖曳作用。

(5)姑婆山和花山两花岗岩体之间的“拖尾”中部以拉长型应变为主,且应变椭圆长轴及应变椭球体的主应变轴展布凌乱。这些特征表明,侵入到上述构造部位的岩浆主要是沿着发育于姑婆山和花山两花岗岩体边部的断裂在岩体侵位期间的走滑剪切所产生的空间以岩墙扩展方式侵位的。借助于走滑断层所诱导的构造空间侵位、并产生具有“拖尾”构造样式的岩体,在陆内走滑剪切构造环境侵位的岩体中并不鲜见,如形成于435 Ma前美洲板块与欧洲板块碰撞后造山隆起阶段的北爱尔兰多内加尔岩基中的Ardara岩体(Pitcher et al., 1972; Holder, 1979; Hutton, 1982b)和西班牙海西造山带中的Plasenzuela岩体(Castro, 1986; Castro et al., 1998)等。有意思的是,姑婆山和花山两花岗岩体之间的“拖尾”可能是由两组呈共扼型式发育的断层“诱导”侵位而成。该侵位构造样式的形成暗示,姑婆山-花山花岗岩基可能是形成于存在陆内走滑剪切性质的区域构造环境中,虽然走滑剪切构造并不是控制姑婆山-花山花岗岩基侵位的主要因素。

致谢:衷心感谢审稿专家对本文提出的宝贵修改意见。

参 考 文 献

程裕淇. 1994. 中国区域地质概论. 北京:地质出版社, 448~476.

冯佐海, 梁金城. 1996. 桂东南南渡一莲塘岩体的应变测量与应变特征. 大地构造与成矿学, 20(2): 172~183.

冯佐海, 梁金城, 张桂林, 李晓峰, 邓继新. 2002. 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, 22(3): 333~340.

高秉璋, 洪大卫, 郑基俭, 廖庆康, 方宗斌. 1991. 花岗岩类区1:5万区域地质填图方法指南. 武汉:中国地质大学出版社, 68~93.

顾晟彦, 华仁民, 戚华文. 2006a. 广西姑婆山花岗岩单颗粒锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年及全岩 Sr-Nd 同位素研究. 地质学报, 84(4): 544~553.

顾晟彦, 华仁民, 戚华文. 2006b. 广西花山一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, 25(2): 97~109.

顾晟彦, 华仁民, 戚华文. 2007. 广西新路一水岩坝锡钨矿田的成因探讨. 矿床地质, 26(3): 265~276.

洪大卫. 1986. 试论华南花岗岩岩套(岩石序列)的划分原则和研究方

法. 中国区域地质, 5(3): 193~303.

李东旭, 张达, 刘文灿, 杜子图. 1996. 凤凰山花岗岩体构造系统分析及侵位机制. 地质力学学报, 2(2): 55~65.

马昌前, 杨坤光, 唐仲华, 李增田. 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, 134~167.

欧阳成甫. 2002. 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, 26(3): 331~334.

邵济安, 王存诚. 1985. 有限应变的一种计算方法及其应用. 地质通报, (3): 94~124.

宋慈安, 雷良奇, 韦家善. 2001. 姑婆山花岗岩西南缘砂卡岩风化带含金特征. 广西地质, 14(2): 1~6.

汤经武, 杨学敏. 1989. 微型计算机在地质构造解析中的应用. 武汉:中国地质大学出版社, 117~149.

王德滋, 周新民, 徐夕生, 姚玉鹏. 1992. 微粒花岗岩类包体的成因. 桂林冶金地质学院学报, 12(3): 235~241.

王涛, 王晓霞, 郑亚东, 洪大卫, 王新社. 2007. 花岗岩构造研究及花岗岩构造动力学刍议. 地质科学, 42(1): 91~113.

杨策, 朱金初, 张佩华, 谢才富. 2006. 广西姑婆山里松花岗岩中闪长质包体的地球化学特征及其成因探讨. 高校地质学报, 12(3): 310~318.

袁奎荣. 1981. 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, 1(1): 1~13.

张吉顺, 李志忠. 1990. 北京房山花岗岩闪长岩体的侵位变形构造及气球膨胀式侵位机制. 见:张吉顺, 单文琅主编. 北京西山地质研究. 武汉:中国地质大学出版社, 48~63.

郑亚东, 常志忠. 1985. 岩石有限应变测量及韧性剪切带. 北京:地质出版社, 89~102.

郑永飞, 傅斌, 龚冰. 1995. 安徽黄梅尖岩体热历史及其与成矿关系:同位素证据. 地质学报, 69(4): 337~348.

郑永飞, 魏春生, 王峥嵘. 1997. 大龙山岩体冷却史及其成矿关系的同位素研究. 地质科学, 32(4): 465~476.

朱金初, 谢才富, 张佩华, 杨策, 顾晟彦. 2005. 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, 21(3): 665~676.

朱金初, 张佩华, 谢才富, 张辉, 杨策. 2006a. 南岭西段花山一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, 22(9): 2270~2278.

朱金初, 张佩华, 谢才富, 张辉, 杨策. 2006b. 桂东北里松花岗岩中暗色包体的岩浆混合成因. 地球化学, 35(5): 506~516.

朱金初, 张佩华, 谢才富, 张辉, 杨策. 2006c. 南岭西段花山一姑婆山 A 型花岗岩质杂岩带:岩石学、地球化学和岩石成因. 地质学报, 80(4): 529~542.

Barriere M. 1977. Deformation associated with the Ploumanach intrusive complex, Brittany. J. Geol. Soc. London, 134: 311~324.

Berger A R, Pitcher W S. 1972. The structure in granitoid rocks: A review on the granitic structure. In: Proceedings of the Geologist's Association, 81(Part 3): 421~461.

Castro A. 1986. Structural pattern and ascent model in the Central Extremadura batholith, Hercynian belt, Spain. J. Struct. Geol., 8(6): 633~645.

- Castro A, Fernandez C. 1998. Granite intrusion by externally induced growth and deformation of the magma reservoir, the example of the Plasenzuela pluton, Spain. *J. Struct. Geol.*, 20: 1219~1228.
- Donald Jr, Daridson D. 1983. Strain analysis of deformed granitic rocks (Helikian), Muskoka District, Ontario. *Journal of Structural Geology*, 5(2): 181~195.
- Dunnet D. 1969. A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics*, 7(2): 117~136.
- Flinn D. 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation. *Geol. Soc. London Quart.*, 118: 385~433.
- Gendzwil D J, Stauffer R. 1981. Analysis of triaxial ellipsoids: Their shapes, plane sections, and plane projections. *Mathematical Geology*, 13(2): 135~152.
- Holder M T. 1979. 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*. Shiva Pub. Ltd, U. K., 116~128.
- Hutton D H W. 1982a. A method for the determination of the initial shapes of deformed xenoliths in granitoids. *Tectonophysics*, 85 (3~4): 45~50.
- Hutton D H W. 1982b. A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal granite, NW Ireland. *J. Geol. Soc. Lond.*, 139: 615~631.
- Hutton D H W. 1988. Granite emplacement and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 79: 245~255.
- Kutty T S, Joy S. 1994. RFPHI—a program in turboc for the R_t/ϕ diagram method of two-dimensional strain analysis. *Computers & Geosciences*, 20(2): 247~263.
- Lagarde J L, Omar S A, Roddaz B. 1990. Structural characteristics of granitic plutons emplaced during weak regional deformation: examples from Late Carboniferous plutons, Morocco. *J. Struct. Geol.*, 12(7): 805~821.
- Li Xianhua, Chung Sunlin, Zhou Hanwen. 2004. Jurassic intraplate magmatism in southern Hunan—eastern Guangxi: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, geochemistry, Sr-Nd isotopes and implications for the tectonic evolution of SE China. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 226: 193~215.
- Milton D M. 1980. Determination of the strain ellipsoid from measurement on any three sections. *Tectonophysics*, 64: 19~27.
- Paterson S R, Fowler T K. 1993. Re-examining pluton emplacement processes. *Journal of Structural Geology*, 15: 191~206.
- Petford N, Cruden A, McCaffrey K, et al. 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, 408: 669~673.
- Petford N. 2003. Rheology of granitic magma during ascent and employment. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 31: 399~427.
- Pitcher W S, Berger A R. 1972. *The geology of Donegal: A study of granite emplacement and unroofing*. London: Wiley Interscience.
- Pitcher W S. 1987. Granites and yet more granites forty years on. *Geol. Rund.*, 76: 51~59.
- Ramsay J G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. New York: McGraw-Hill.
- Ramsay J G. 1981. Emplacement mechanics of the Chidamora Batholith, Zimbabwe. *J. Struct. Geol.*, 3: 93~105.
- Ramsay J G. 1989. Emplacement kinematics of a granite diapir: the Chindamora batholith, Zimbabwe. *J. Struct. Geol.*, 11: 191~209.
- Ramsay J G, Huber M I. 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 1: Strain Analysis*. London: Academic Press.
- Simancas J F, Zaldivar J G, Azor A. 2000. Three-dimensional shape and emplacement of the Cardenchoa deformed pluton (Variscan Orogen, southwestern Iberian Massif). *J. Struct. Geol.*, 22: 489~503.
- Spera F J. 1980. Aspects of magma transport. In: Hargraves R B, ed. *Physics of Magmatic Processes*. New York: Princeton University Press, 585.
- Swanson S E. 1977. Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures. *American Mineralogist*, 62(9~10): 966~978.
- Vernon R H, Johnson S E, Melis E A. 2004. Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed tonalite pluton: the San José pluton, Baja California, México. *Journal of Structural Geology*, 26: 1867~1884.
- Wang T, Wang X, Li W P. 2000. Evaluation of multiple emplacement mechanisms: the Huichizi granite pluton, Qingling orogenic belt, central China. *J. Struct. Geol.*, 22: 505~518.
- Wellman H W. 1962. A graphical method for analyzing fossil distortion caused by tectonic deformation. *Geol. Mag.*, 99: 348~352.

Mesozoic Guposhan-Huashan Granitic Batholith in Western Nanling and Strain Characteristics of Its Thermal Contact Metamorphic Country Rocks

FENG Zuohai^{1,2)}, LIANG Jincheng^{1,2)}, WANG Chunzeng³⁾,

LI Xiaofeng⁴⁾, ZHANG Guilin^{1,2)}, SHI Guodong^{1,5)}

1) *Guilin University of Technology, Guilin, Guangxi, 541004;*

2) *Guangxi Center of Geologic Engineering Key Laboratory, Guilin, Guangxi, 541004;*

3) *University of Maine at Presque Isle, Presque Isle, Maine, 04769, USA;*

4) *Institute of Mineral Resources of Chinese Academy of Geosciences, Beijing, 100037;*

5) *Anhui University of Architecture, Hefei, 230601*

Abstract

A systematic finite strain measurement using the R_t/φ method has been conducted throughout the Guposhan-Huashan granitic batholith and its thermal contact metamorphic country rocks, for a total number of 15000 strain markers at 153 field stations. The results show that; (1) the country rocks and early emplaced intrusions and intrusive units such as the Niumiao and Yangmeishan intrusions, and Lisong and Wanggao units are dominantly characterized by flattening strain, whereas the late emplaced Xinlu unit by constrictional strain; (2) the mean strain intensities and compression rates of the batholith are less than that of the country rocks. The older intrusions and intrusive units show higher mean strain intensities and compression rates than the younger ones. There clearly exists a strain intensity gradient and compression rate gradient within the country rocks so that both strain intensity and compression rate increase toward the contact surface. The thermally metamorphosed country rocks of dominantly carbonates on the south side of the batholith show higher compression rate than the thermally metamorphosed country rocks of mainly clastic rocks on its north side; and (3) Within the country rocks, the long axes of strain ellipsoids, measured adjacent to the batholith contact and at the border of each intrusive unit, are mostly parallel to the contact surface. Their short strain axes mostly make nearly right angle with the contacts. In contrast, the ellipsoids measured in the central area of each intrusive unit show no preferred orientation but a random order. It is suggested that these strain characteristics and strain patterns were results of repeated strain superposition caused by multi-pulse emplacements of granitic magmas, and that the prolonged, repeated deformation of the country rocks and the early intrusive units was caused by magmatic internal force. It is obvious that the deformation resulted from radial compression (or push) associated with the multi-pulse magma ascent and emplacement.

Key words: strain measurement; strain markers; strain characteristics; granite; Guposhan—Huashan