

# 花岗岩的变形构造和定位机制

洪大卫

(中国地质科学院矿床地质研究所)

**主题词:** 花岗岩; 变形; 定位机制

**提 要:** 通过测定花岗岩及其围岩的应变类型、组构特点和变形历史,可以推断花岗岩的定位机制。本文简单介绍了组构测量的方法和不同定位机制的判断标志,并以若干实例强调说明区域构造应力同岩浆的自然浮力和上升趋势相结合,能够产生各种不同的定位机制。

19世纪末以来,岩石学上最引人注目之处是成功地引进了热力学,其结果证明,花岗岩岩浆乃是具有最低熔成分的硅酸盐体系。可能由于这一缘故,长期以来人们倾向于简单地把花岗岩当成一种纯化学体系,而忽略了它的物理状态。这样就使许多问题长期得不到解决,如:岩浆是如何从其发源地上升的?它能上升多高?为什么有些花岗岩岩浆在地壳下部凝结,而另一些花岗岩岩浆却上升到次火山岩中心式杂岩体的底部,甚至以硅质熔岩的形式喷出到地表?花岗岩最后是如何取得它现在所占有的空间的等等。而花岗岩定位机制的研究就是试图回答这些问题。

所谓花岗岩定位机制是指花岗岩岩浆从地表30—40km以下的发源地上升、迁移至现在所占空间的全部动力学过程。而研究花岗岩定位机制最有效的手段,除开离心实验模拟和同自然盐丘对比之外,就是研究花岗岩及其围岩的构造形迹——组构。组构包括组成岩石的全部组分的空间位置和几何形态,即岩石中由质点(矿物颗粒、捕虏体和暗色包体)的形状、大小、相互排列和优选方位所造成的构造样式。按照作者的看法,花岗岩中绝大多数组构都是在应力作用下变形的结果。

## 一、在花岗岩岩浆结晶过程中构造作用力的影响

经过长期的观察人们逐渐认识到,花岗岩岩浆在其发展的一定阶段可能是一种晶粥体,即晶体和熔体的混合物。而岩浆的有效粘度取决于其中晶体的百分含量、熔体的成分以及温压条件。在固相含量较低时,岩浆的粘度较低,具有牛顿流体的性质,即在任何大小的外力作用下都可导致岩浆发生流动变形。反之,在固相含量超过一定限度时,岩浆粘度增高得特别迅速,岩浆由固体—液体混合物转变为宾厄姆体(即假塑性体)。这时,只有当外力克服了一定的屈服应力后,岩浆才能发生塑性变形。这一极限值就叫流变学上的临界熔体百分比,通常在30%左右(图1)<sup>[1]</sup>。

因此,花岗岩岩浆在其活动的早期可能经历过一个较为流动的阶段,随着温度降低到液相

线以下它常常具为一定的屈服强度，表现得像一个假塑性体，尤其在其定位历史的晚期则可能是以固体状态向上蠕动的。相应地它同围岩介质（包括捕虏体）之间的韧性差也要逐渐改变，从而决定了岩浆运动的一系列力学性质<sup>[2]</sup>。

相应地，根据变形作用同岩浆结晶状态之间的时间关系可以区分出两种基本的组构类型<sup>[3]</sup>。

1. 充分结晶前的组构：在岩浆未完全固结之前构造应力作用下形成的组构（图1）。早期晶出的、相对刚性的矿物

（通常是长石和铁镁质矿物斑晶）悬浮于岩浆中，在外力的作用下它们发生旋转和优选排列。如果当岩浆结晶到熔体含量等于临界熔体百分比以前，变形作用已经停止，那么斑晶的优选排列形式将会保存到全部岩浆固结。而环绕它们的基质矿物则杂乱分布，并且无论是斑晶或基质矿物内部均未发生变形；2. 晶体塑性应变组构：紧随在岩浆基本上固结或完全固结之后在构造应力

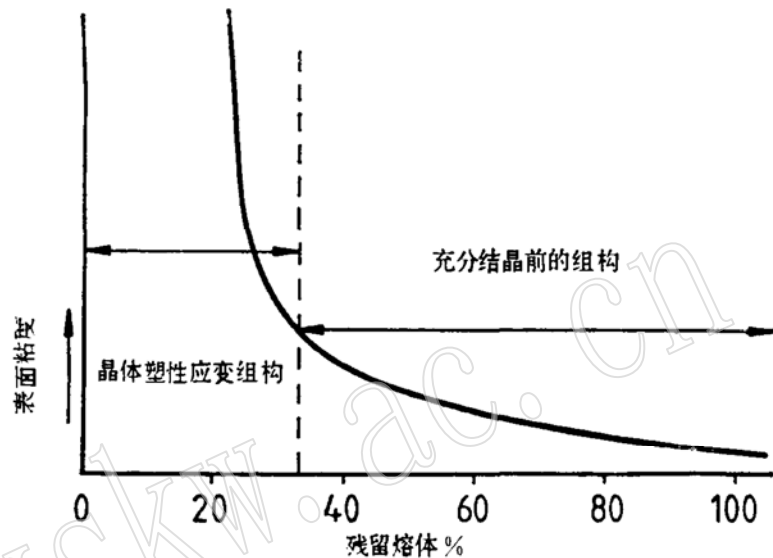


图 1 组构类型与结晶状态的关系

Fig. 1 Fabric types in relation to the crystallization state

作用下形成的组构。变形作用虽然发生在所有矿物结晶之后，但是系统中仍有足够的余热得以让晶体在塑性变形机制下产生规则排列。并且有证据说明，早期的斑晶和晚期结晶的矿物都发生过内部的塑性变形。

岩浆状态下的变形（充分结晶前的组构）和固态下的变形（晶体塑性应变组构）之间的过渡，习惯上由石英晶内变形的开始来决定<sup>[4]</sup>。在应变程度低时石英的塑性变形主要表现在光性上，而在应变程度较高时，则表现为石英颗粒形态的变化。在严格意义的岩浆状态下，石英集合体近成球形，由许多光性方位彼此明显不同的一些颗粒组成，在集合体中不同颗粒间有明显的边界。当石英出现波状消光、亚颗粒或新的颗粒边界时，就说明已开始在固态下发生变形。但是这样的变形既不曾影响石英的颗粒形态也不会影响岩石的结构，所以在野外无法辨别。当发生中等程度的固态变形时，岩石开始具有片麻状构造，这时石英集合体已变成椭球体。在显微镜下可见，在原来较大的石英颗粒内出现了许多新的颗粒边界或者发育了新的颗粒，形成各种伸长状的镶嵌结构。

需要指出的是，上述分类同传统的Closs分类（参阅Balk<sup>[5]</sup>）完全不同。Closs把花岗岩中的组构分成原生的和次生的两类。原生组构系由岩浆相对于围岩流动而生成的组构，而次生组构则是由构造作用叠加的组构。但是有许多事实同这种看法矛盾<sup>[6]</sup>、<sup>[7]</sup>。只要承认岩浆可能受到构造作用的影响，不管这种作用力是单独起作用，还是同岩浆的浮力联合起作用，原生一次生组构之间就不可能有严格界限。

### 二、变形组构和应变测量

为了研究岩石的变形，最简单的办法是利用应变椭球体。应变椭球体是由一个体积恒定的单位球体转变而成。三个主轴X、Y、Z互相垂直，椭球体沿X轴方向拉伸，沿Z轴方向收缩，Y轴是中间轴 ( $X \geq Y \geq Z$ )。自然应变虽然极为复杂，但可用五类应变椭球体来表示。弗林指数  $K = (X/Y - 1)/(Y/Z - 1)$  很好地描述了这五类应变椭球体 (图2)。

对应于  $K = 0$ ，岩石发生压扁变形，沿X、Y轴拉伸，沿Z轴缩短。矿物质点沿XY面呈面状定向排列，发育叶理构造 (S组构)； $K = \infty$  时，应变椭球体为雪茄状，岩石沿X轴方向拉伸，沿Y、Z轴缩短，矿物质点沿X轴方向排列，仅发育线理 (L组构)； $K = 1$  时，线理和面理同等发育 (LS组构)； $0 < K < 1$  时，岩石中叶理较线理发育 ( $S > L$ )； $1 < K < \infty$  时，岩石中线理较叶理发育 ( $L > S$ )。

为了区分不同的应变类型，在野外需要进行仔细的观察。通常，至少应观察两个以上不同方位的露头面。因为在某一个露头面上观察到的矿物定向既可是线理也可以是叶理与该露头面的交线 (图3)。在野外常可利用岩石中不同的节理面进行观察。当在某一露头面上观察到矿物定向后，应进一步寻找与该方向垂直或近于垂直的露头面。若该垂直的露头面没有

矿物定向，则可肯定该岩石仅发育线理；若该露头面上具有矿物定向，则这两个露头面的定向迹线所包含的面便是叶理面。此时再寻找与该叶理面近于平行的露头面。若该面上亦有矿物定向，说明除叶理外还发育线理，反之，该岩石中仅存在叶理。确定了定向组构的类型之后，还应进一步鉴别是充分结晶前的组构还是晶体塑性应变组构。在野外最简单而有效的方法，如上所述，是根据石英集合体的形态进行判断。若石英集合体呈椭圆状或透镜状并具定向性，说明这是晶体塑性应变组构，它的平均压扁面即是叶理的方向，它的拉伸方向即是线理的方向。若石英集合体为等轴状，无变形痕迹，则为充分结晶前的组构。

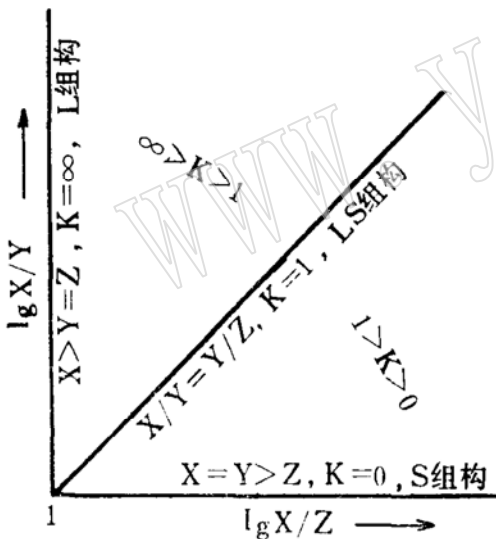


图2 Flinn 图解  
Fig. 2 Flinn diagram

最后，还应对这些组构进行测量。对于叶理，可以直接测得其倾向和倾角。若同时还发育线

理，可在叶理面上测量线理的倾伏角。若岩石仅发育线理，在野外较难准确地量得线理的真实产状。因为某一露头面的定向迹线实际上仅是线理在该露头面上的投影，为视产状。故需在3—4个不同的露头面上测量这些迹线的倾伏角及相应露头面的产状，然后在赤平投影图上投影。所有这些不同露头面上的“迹线”产状将相交于一点，该点的产状才是线理的真实产状。

与此同时还应测量K值和应变强度。现在有各种不同的方法至少可以对K值和应变强度

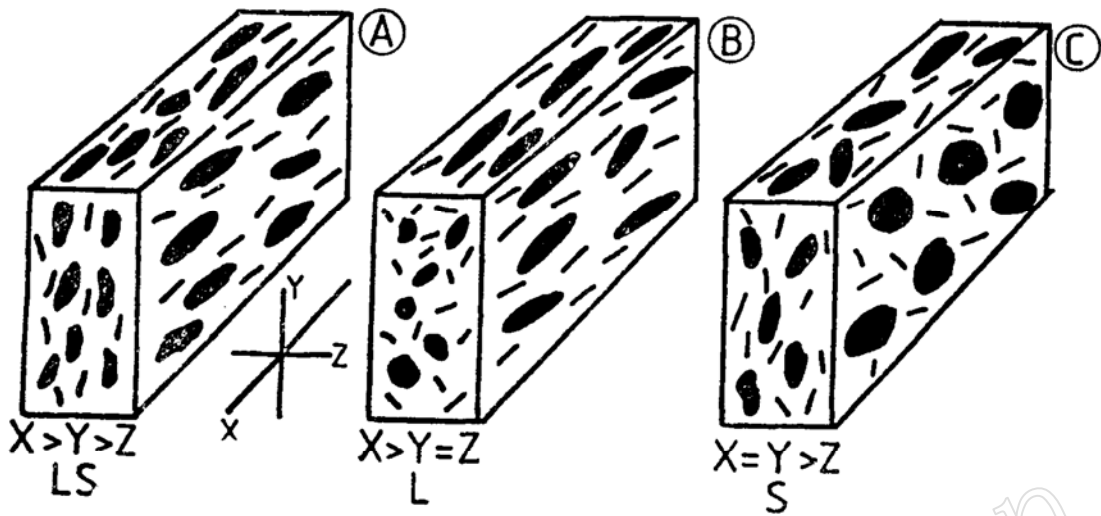


图3 组构类型

Fig. 3 Fabric types

A—LS组构; B—L组构; C—S组构

进行半定量测量<sup>[9]</sup>。其中最重要的方法是根据变形标志体(如暗色包体和石英集合体)。例如测量通过暗色包体的二维切面的长短轴,这些二维切面应分别相当应变椭球体某个主应变平面,如XY面(叶理面)、YZ面(垂直线理的面)或XZ面(垂直叶理的面)。一般测量30多个标志体长短轴的比值就能得到一个平均的比值,它代表了那个特定平面上的应变比值( $X/Y$ 、 $Y/Z$ 、 $X/Z$ )。把任何两个主应变平面的应变比值结合起来就可以计算出K值。如果同时测量变形标志体的长短轴比值和长轴方位(所谓 $Rf/\Phi$ 方法),就可以更准确地测量应变比值。具体作法是在所研究的平面上规定一条线作为参考方向,然后测量每个椭圆标志体的长短轴之比( $Rf$ )和标志体的长轴与参考方向间的夹角 $\phi$ 。在花岗岩中运用这种方法的主要困难是测量暗色包体时可供利用的自然露头可能并不恰好平行主应变平面。因此,在野外进行测量时,应尽可能选择那些位于主应变平面之内或接近主应变平面的那些平面。

有时在花岗岩中找不到上述椭球形标志体,也可用初始随机分布任意形态的标志体进行测量<sup>[9]</sup>。其步骤是:用透明纸将所要测量的标志体轮廓描下,然后找出各个颗粒的重心,通过重心做两条互相垂直的线与边界相交,并让它们与预先选定的两条互相垂直的坐标轴平行,其中一条坐标轴与该平面上定向组构的迹线平行。测量出标志体内通过重心的两条垂线的长度比,即可计算出该平面上的应变轴比 $R_s$ 。通常只需测量40个颗粒即可获得相当精确的结果。

还有一种“最紧邻法”(或称“心对心法”)<sup>[10]</sup>,非常适宜于变形的花岗岩。具体作法是,首先用一张画了一系列平行参考线的透明纸把露头面上每一个标志体的中心描绘下来。然后在第二张透明纸上标记一个中心点和一组标志线,并令这些线同第一张纸上的参考线保持平行。把第二张纸上的中心点蒙在第一张纸上的一个标志体的位置之上,并在第二张纸上描下第一张纸上所有点的位置。现在把第二张纸的中心点移到第一张纸上的另一点之上,并再次

把第一张纸上所有的点描到第二张纸上。按照同样的程序继续进行并保持同样的方位，直到第一张纸上的所有点都被用作第二张纸上的中心为止。如果岩石未曾变形，露头面上标志体中心的位置可能是均匀分布的。那么在第二张纸上的投影结果将是一个同心圆。如果岩石发生过变形，标志体的位置将被转动，它们在第二张纸上的投影将是一个同心的椭圆，椭圆的长短轴比值和方位同应变椭球体的相应。这时就可直接测量长短轴的轴长和方位。

上述测量如果在整个岩体范围内进行，结果可以得到一张K值和应变强度分布图及一张组构分布图，这些图将成为对花岗岩进行构造分析的基础。

上述的变形作用均为均匀变形。随着岩浆全部固结，构造应力持续作用，变形作用逐渐以不均匀变形为主，这时在塑性剪切变形的花岗岩中通常能看到十分清楚的C（剪切）—S（叶理）组构，即两组面状组构斜交的现象（图4）。C面平行剪切带的边界，并在进一步变形过

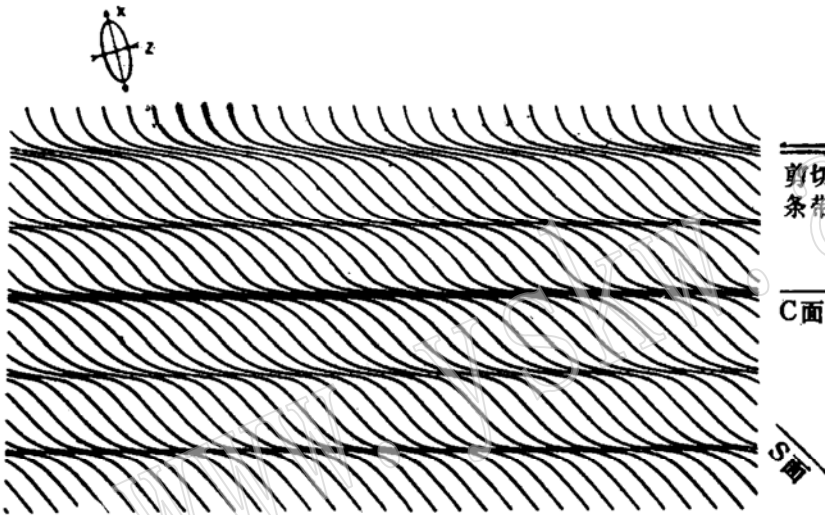


图4 C-S 组构图

Fig.4 C-S fabrics diagram

程中保持方向不变。它们实际上是一组滑动面，在它们上面常可看到沿同一方向的擦痕。它们的剪切方向同整个剪切带的剪切方向相同。S面系由C面之间矿物颗粒形态的优选排列造成。在变形开始时，S面同C面成 $45^\circ$ 角，并成曲线弯曲进C面中。所以这两个面之间的角度关系就确定了岩石中剪切的方向。随着应变增强，剪切条带的数量增加，C面和S面之间的角度变小，直至C面和S面互相平行而难以区分，最后变成完全重结晶的细粒糜棱岩。现在一般认为，C-S组构是在塑性变形岩石中确定剪切方向的重要标志。此外，利用变形花岗岩中膨胀和褶皱的脉岩系、非对称的眼球构造（图5A）、压力影（图5B）、发生位错的破碎矿物颗粒（图5C）、倾斜的伸长状重结晶颗粒和亚颗粒（图5D）以及晶体组构的非对称性等（图5E），也可以判断剪切方向。对于变形花岗岩及其同时变形的接触带围岩来说，剪切方向的测定在某些情况下乃是分析定位机制的关键。

还应该强调指出的是，花岗岩定位机制的研究绝不能只限于花岗岩本身的变形，还必须同时研究接触带和围岩的变形。因为围岩可以以一种同岩体不同的方式记录下与定位有关的应变历史，尤其是它们经常记录了侵入作用、变形作用和变质作用之间的时间关系。不过，在这类研究中必需注意区分由于花岗岩定位所引起的变形和发生在花岗岩定位之前与定位完全无关的区域变形事件。

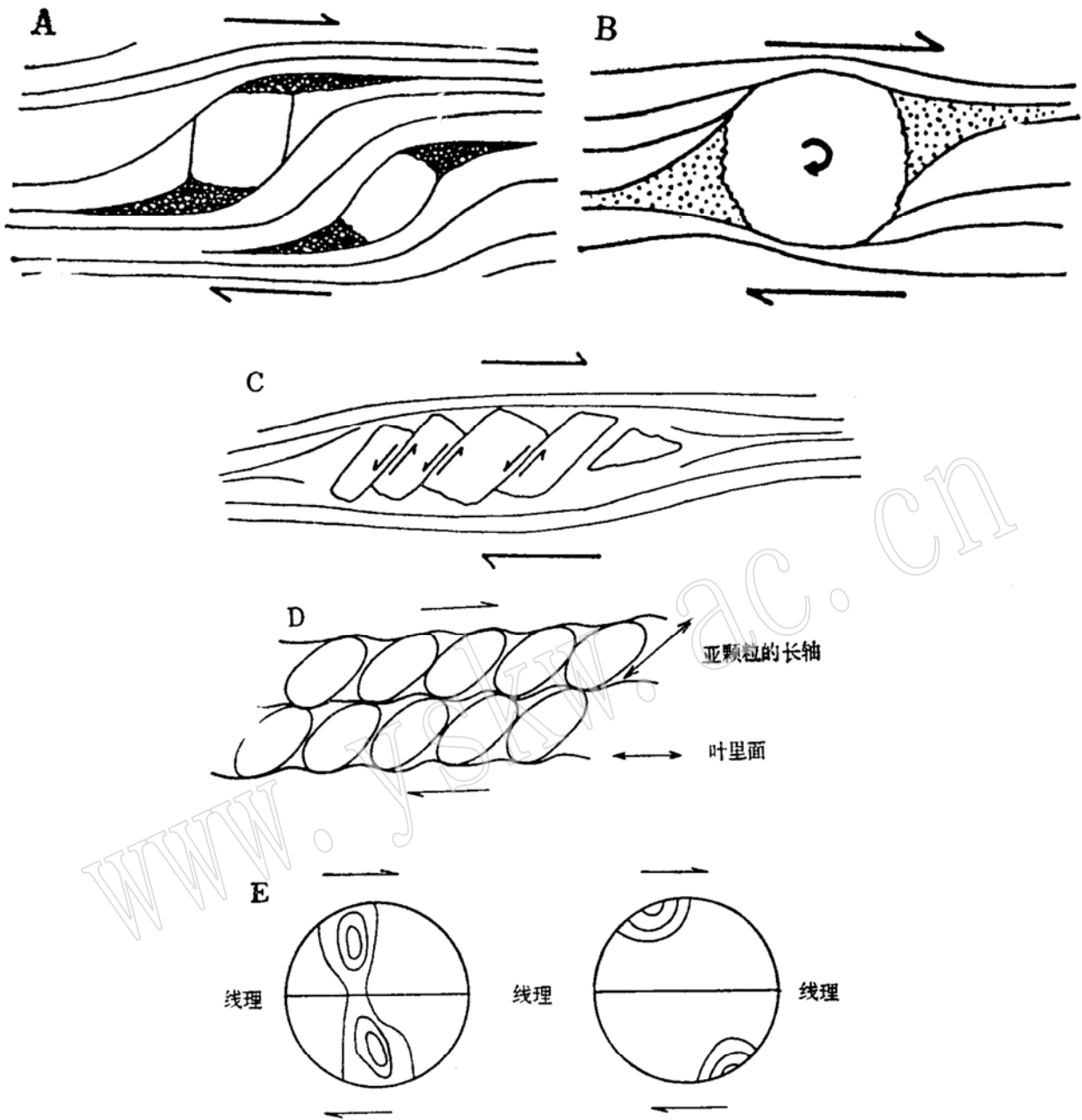


图 5 判断剪切方向的若干标志

Fig. 5 Some criterions to determine shear sense

### 三、定位机制的主要类型

定位机制习惯上分成两种主要类型：“强力定位”，包括穹窿、底辟和气球膨胀；“被动定位”包括顶蚀、火山口塌陷和岩墙增生。强力定位的特点是（图6）<sup>[7]</sup>：1.岩体在平面上成椭圆形；2.同围岩有规则而清楚的接触界线；3.早已存在的区域构造被调整到同岩体构造一致，区域构造走向环绕岩体的接触带并平行岩体的主轴；4.在部分情况下在围岩中发育新的片理平行接触带，在有的情况下，虽然围岩中未出现新的片理，却发育了堇青石集

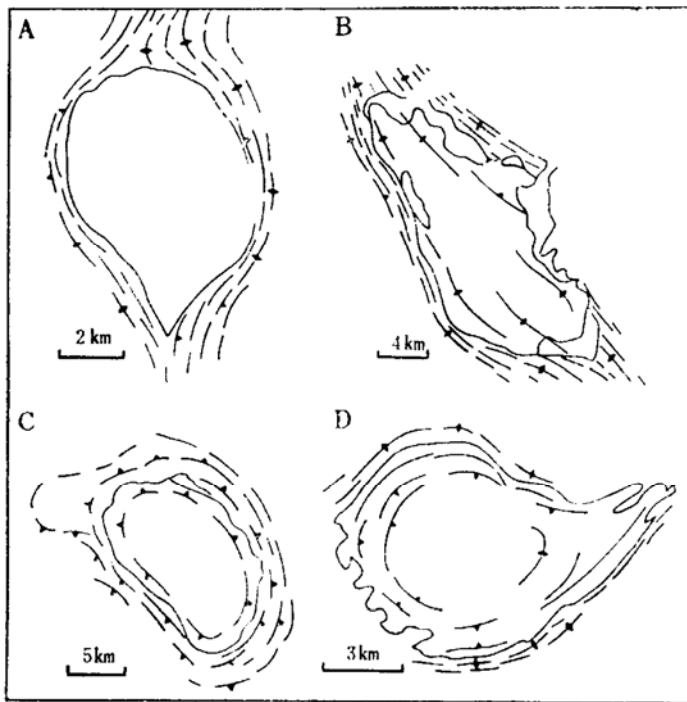


图 6 强力定位的岩体

Fig. 6 Examples of the forceful emplacement plutons

- A—西班牙Flasenzuela岩体<sup>(16)</sup>;
- B—西班牙Higuera-Taliga岩体<sup>(7)</sup>;
- C—澳大利亚Cannibal Creek岩体<sup>(20)</sup>;
- D—爱尔兰Ardara岩体<sup>(13)</sup>

合体，代表了一种平行接触带的线状组构或线状一面状组构；5.具有由矿物和暗色包体的定向排列所显示的同心环状构造。在有的情况下这种构造乃是一种叶理，平行于接触带，主要发育于岩体边部；6.具有同心环状的岩石类型分带，最晚并最酸性的岩石一般出现在岩体中部；7.同侧向挤压有关发育与定位同时产生的断裂，既可出现在岩体内部，也可出现在围岩中，并多有岩浆填充。

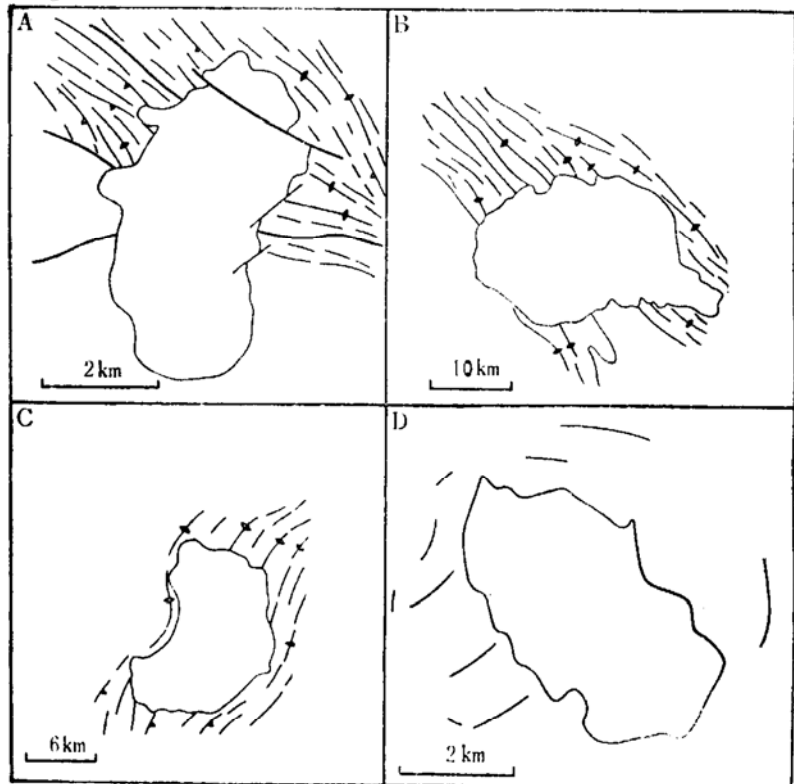
被动定位的特点是(图7)：

- 1.在平面上形状不规则，但环状杂岩体例外，后者在平面上虽然成圆形，但同围岩的构造走向不一致；
- 2.锯齿状的接触界线；
- 3.一般缺乏内部的定向组构；
- 4.围岩未因岩浆侵入而发生变形，围岩原有的构造即使靠近接触带也未受干扰；
- 5.在岩体边缘部分小型顶蚀构造发育。

图 7 被动定位的岩体

Fig. 7 Examples of the passive emplacement plutons

- A. 西班牙Arenales岩体<sup>(7)</sup>;
- B. 西班牙Santa Eulalia岩体<sup>(7)</sup>;
- C. 西班牙Zorita岩体<sup>(7)</sup>;
- D. 爱尔兰Roscs岩体<sup>(13)</sup>



当然,上述这些鉴别标志都不是绝对的。例如苏格兰的 Arran 花岗岩<sup>[11]</sup>和沙特阿拉伯的 Ash Shab 花岗岩<sup>[12]</sup>都是典型的底辟或气球膨胀式岩体,在围岩中发育很好的环状向斜,但却没有内部结构。这可能是因为在发生变形时,岩浆中的晶体含量还太低。由于只有极少数晶体规则排列而绝大多数较晚结晶的晶体都呈混乱分布,因此难于鉴别变形类型。岩体好像未经变形。

另一方面,有一类岩体尽管变形很强烈却不是强力定位的。这类岩体的定位和变形都是受外部剪切带构造控制的结果。事实上人们早就认识到,在主要的区域性断层和剪切带附近岩体都发生了变形,并认为这些构造控制了岩体的空间分布。但是直到近年来才开始有人探索在主要区域构造和岩体定位机制之间建立动力学联系。

例如爱尔兰著名的加里东期 Donegal 花岗岩岩基中,不同岩体各有不同的定位机制<sup>[13]</sup>。其中变形强烈的 Main Donegal 花岗岩就定位在一条主要的区域性左旋剪切带中。研究证明, Main Donegal 花岗岩的定位和变形同剪切带中围岩的变形是同时的<sup>[14]</sup>。应变测量表明,在剪切带中塑性应变的大小和左旋位移随着向西南迁移而减小,在岩体内部也看到类似的应变梯度。沿着剪切带的这种位移梯度导致剪切带在剪切运动中发生弯曲,以补偿额外的位移。但是在 Main Donegal 实际上这种弯曲只存在于剪切带的西北侧。当剪切带的一侧弯曲而另一侧不弯曲时,它们之间就会出现一个空腔。同时剪切带沿轴向裂开,它的一侧更倾向于向外弯曲,从而在剪切带中逐渐形成一个伸长状的空腔,为 Main Donegal 花岗岩定位于其中提供了必要的空间。

西班牙南部 Sierra Morena 地区的海西期的 Salvatierra 和 Valencia 花岗岩<sup>[15]</sup>都是气球膨

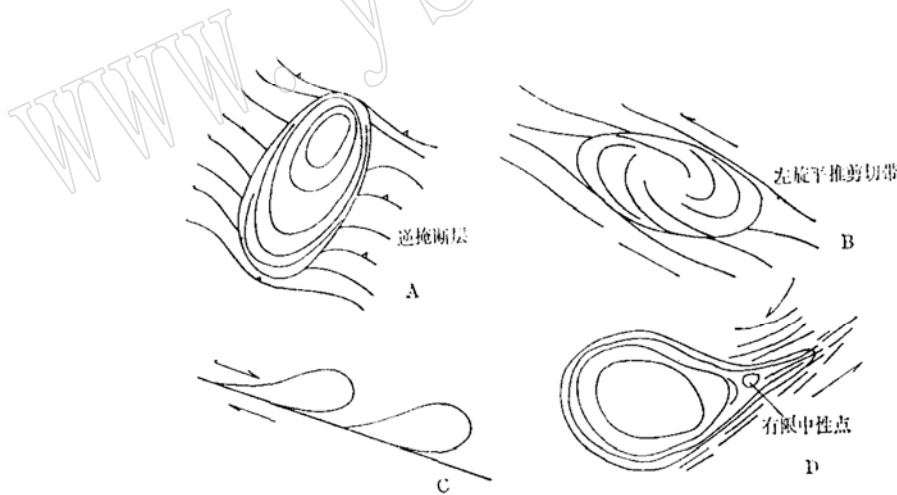


图 8 区域剪切带对气球膨胀式岩体的影响

Fig. 8 The influence of the regional shear zones on the ballooning plutons

- A—西班牙 Valencia 岩体<sup>[15]</sup>;
- B—西班牙 Salvatierra 岩体<sup>[15]</sup>;
- C—法国南 Armorican 花岗岩<sup>[13]</sup>;
- D—爱尔兰 Ardara 岩体<sup>[13]</sup>

胀式岩体,但是一个定位在平推剪切带中,另一个定位在逆冲剪切带中,结果产生了不同的叶理分布型式。前者发育螺旋型图案(图8B),后者则发育偏心圆式图案(图8A),说明



它们是在气球膨胀应力场同区域应力场相互干涉下发育的。Donegal 的Ardara 岩体(图8D)和法国南 Armorican 带的花岗岩(图8C)也是在气球膨胀定位过程中受到剪切带活动的影响,使椭圆形的岩体沿剪切带方向伸出了一个“尾巴”。法国布列塔尼的海西期Mortagne花岗岩是个菱形的岩体,定位在一条与其同时活动的左旋剪切带中<sup>[4]</sup>。这个NW-SE走向的剪切带局部突然转向E-W,从而拉开了一个空腔让岩浆填充于其中。后来的右旋剪切运动则使接触带附近的花岗岩变成糜棱岩。西班牙中西部海西期的中央Extramadura岩基<sup>[6]</sup>定位在一个同主要的东西走向平推剪切带的剪切方向成45°的透镜状张性裂隙中。该岩基内的所有岩体初始定位时都是沿着NW-SE方向延长的。由于地壳深处东西向右旋剪切带的活动使较早期定位的岩体右旋旋转到近南北走向的位置,同时又生出一些新的NW-SE向裂隙并为最晚一期岩浆活动所利用。晚期岩体中保存了这种几何形态及内部同气球膨胀作用有关的充分结晶前的组构。因此,中央Extramadura岩基中岩体的结构特点反映了该区区域构造演化的历史。苏格兰加里东期的Strontion花岗岩的定位则是区域性大峡谷断层中的局部减压带和早已存在的大型不对称的加里东期向型(Synform)构造联合控制的结果<sup>[17]</sup>。由于大峡谷断层的右旋剪切运动,造成一个张性的减压带。这促使早已存在的加里东期向型构造的核部围岩沿着犁状断裂向南推移出去,从而为岩浆的顺序侵入创造了条件。

所有这些例子均说明,早已存在的或与岩浆活动同期的区域构造可以为岩浆侵入提供必要的空间,同时在这一过程中使岩浆发生变形。在被动式定位的情况下,区域应力和岩浆侵入造成的应力往往相互作用,从而规定了破火山口塌陷造成的边界断裂及共生的岩墙和岩席的位置和方向。

#### 四、定位机制的控制因素和不同定位机制之间的相互关系

现在普遍承认岩浆的浮力,即岩浆比围岩的密度低,乃是岩浆上升的主要驱动力,并不同程度地同源岩熔融时的体积膨胀、构造挤压、地震以及在地壳高位中的流体蒸气压相结合<sup>[8]</sup>。因此,岩体一般自然容易具有“强力”侵入的性质。由于浮力的作用,岩浆上升时压迫接触带围岩,早期结晶的矿物沿边界定向,造成所谓的边界效应。其结果是沿接触带形成同接触带平行的叶理。如果浮力允许岩浆沿裂隙上升,达到接近地表的水平,自由表面的压力释放作用,将允许形成地壳高位的火山口塌陷,造成被动式岩体。

岩浆上升的主要阻力则是妨碍熔体分凝和流动的粘滞力。它依赖于岩浆及其围岩之间的韧性差,而韧性差又依赖于地壳厚度、侵入活动时间同区域变形的关系、接触变质岩石释放出的水的有效作用程度以及围岩的岩性和对流体的渗透性等等。

Read<sup>[19]</sup>曾经强调,在一个岩基的定位顺序中,地壳深度和岩浆在地壳中停留的时间是最主要的控制因素。强力定位的岩体一般活动较早,出现在地壳中较深的部位,而被动定位的岩体则活动较晚,出现在地壳中较高的部位。但是,Hutton<sup>[14]</sup>通过对前述Donegal花岗岩的研究对这种经典看法提出了怀疑。[这个岩基内具有不同定位机制的岩体实际上是同时活动的并定位在同一地壳水平上。它们之所以具有不同定位机

制,乃是由于受到该区主要的地壳剪切带以及它在不同发展阶段时的应力状态的控制,从而造成被动—强力—被动定位的顺序。澳大利亚的泥盆纪Cannibal Creek花岗岩<sup>(20)</sup>在定位过程中,从由断裂控制的岩浆上升到气球膨胀式定位,再过渡到定位之后的中心块体沉陷。与此相应围岩的变形作用经过脆性变形—韧性变形—第二次脆性变形三个连续发展的阶段。这可能是由于岩浆以底辟形式上升后,其顶部成蘑菇状扩张,导致围岩隆起并随后发生弧形断裂,从而决定了破火山口塌陷的位置,基于类似的一系列事实,Hutton<sup>(3)</sup>认为,到处都存在的地壳构造可能是花岗岩定位更主要的控制因素。区域构造活动同岩浆的自然浮力和上升趋势相结合,就产生各种各样的定位机制。

在接近地表的情况下,由于自由表面的压力释放作用,自然容易形成地壳高位的火山口塌陷和有关的破火山口。这是在张性环境下非造山花岗岩的特点。在地壳较深处,脱离了自由表面的直接影响,定位机制一般可用岩浆的自然浮力同区域构造应力的相互作用来解释。如果在一个由构造作用导致体积膨胀的过程中,体积扩张应变的速率超过由岩浆的浮力所造成的挤压应变速率,将发生“被动式”定位。另一方面,如果构造体积扩张速率小于岩浆浮力挤压应变速率,那么将出现“强力式”定位。除开典型的端员类型之外,实际上最常见的是过渡的情况,许多岩体的产状都不同程度地显示出“强力的”和“被动的”两种性状。

致谢:在本文写作过程中,作者得到英国Durham大学地质系D. Hutton博士的帮助和指导,在此表示衷心的感谢。

#### 参 考 文 献

1. Arzi, A. A., 1978, Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44, 173—184.
2. Pitcher, W. S., 1979, The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *J. Geol. Soc. London*, 136, 627—662.
3. Hutton, D. H. W., 1988, Granite emplacement mechanisms and tectonic controls, inferences from deformation studies. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sciences* (in press).
4. Guineberteau, B., Bouchez, J-L, Vigneresse, J-L, 1987, The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone; structural and gravimetric arguments, regional implication. *Geol. Soc. Am. Bull.* 99, 763—770.
5. Balk, R., 1937, Structural behaviour of igneous rocks. *Mem. Geol. Soc. Am.* 5, P177.
6. Berger, A. R., Pitcher, W. S., 1970, Structures in granitic rocks, A commentary and critique on granite tectonics. *Proc. Geol. Ass. Lond.* 81, 441—461.
7. Castro, A., 1987, On granitoid emplacement and related structures. A. [review. *Geol. Rund.* 76, 101—124.
8. Ramsay, J. G., Huber, M. I., 1983, The techniques of modern structural geology, V. 1. strain analysis. Academic Press.
9. Robbin, P. Y. F., 1977, Determination of geological strain using strain markers of any shape. *Tectonophysics*, 42, 7—16.
10. Hanna, S. S., Fry, N., 1979, A comparison of methods of strain determination in rocks from south-west Dyfed (Pembrokeshire) and adjacent areas. *J. Struct. Geol.* 1, 155—162.
11. Woodcock, N. H., Underhill, J. R., 1987, Emplacement related fault patterns around the Northern Granite, Arran, Scotland. *Geol. Soc. Am. Bull.* 98, 515—527.

12. Davies, F. B., 1982, Pan-African granite intrusion in response to tectonic volume changes in a ductile shear zone from northern Saudi Arabia. *J. Geol.* 90, 467—483.
13. Pitcher, W. S., Berger, A. R., 1972, The geology of Donegal. A study of granite emplacement and unroofing. Wiley Interscience, London.
14. Hutton, D. H. W., 1982, A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal granite, NW Ireland. *J. Geol. Soc. Lond.* 139, 615—631.
15. Brun, J. P., Pons, J., 1981, Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing noncoaxial deformation. *J. Struct. Geol.* 3, 219—229.
16. Castro, A., 1986, Structural pattern and ascent model in the Central Extramadura batholith, Hercynian belt, Spain. *J. Struct. Geol.* 8, 633—645.
17. Hutton, D. H. W., 1988, Igneous emplacement in a shear zone termination, the biotite granite at Strontian, Scotland. *Geol. Soc. Am. Bull.* (in press).
18. Pitcher, W. S., 1987, Granites and yet more granites forty years on. *Geol. Rund.* 76.51—79
19. Read, H. H., 1957, the granite controversy. Thomas Murby and Co. London.
20. Bateman, R., 1985, Aureole deformation by flattening around a diapir during in site ballooning, the Cannibal Creek granite. *J. Geol.* 93, 293—310.

## The Structural Deformation and Emplacement Mechanisms of Granites

Hong Dawei

(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences)

**Key words:** granite; deformation; emplacement

### Abstract

Structural study on deformed plutons, attempted to determine the strain type, strain patterns and strain history within and around intrusions may be as a guide to explore the emplacement mechanism of granites. The main methods available in structural geology are briefly reviewed and examples of recent study of emplacement mechanism of plutons in different tectonic settings are briefly described. It is emphasized that the tectonical stress, in combination with the natural buoyancy and ascending tendency of magmas, can generate the varied emplacement mechanisms of granites.