GD 产铀花岗岩体的地质构造环境及成矿意义

Geo-tectonic Conditions and Metallogenic Significations of GD Uranium-bearing Granite

李建红[1] 梁 良[2] 蔡煜琦[1] 冯明月[1]
(1 核工业北京地质研究院，北京 100029；2 华东地质学院，江西 抚州 344000)
Li Jianhong[1], Liang Liang[2], Cai Yuqi[1] and Feng Mingyue[1]
(1 Beijing Institute of Uranium Geology, Beijing, 100029, China; 2 East China Geological Institute, Fuzhou 344000, Jiangxi, China)

摘 要 本文应用岩石化学图解、花岗岩矿物组合和同位素等特征，判别研究区产铀花岗岩体的地球动力学环境为造山带后碰撞型。岩体定位机制为复合定位，早期为岩墙扩展，中期属气球膨胀，后期是火口塌陷。对岩体内的几条韧性剪切带的特征、应变状况、活动特点作了对比，认为其成因属于岩体固结前处于假塑性状态时整体发生旋转而成。

关键词 花岗岩体 地质构造环境 定位机制 韧性剪切带

GD 燕山期复式花岗岩体处于南岭东西向构造-岩浆作用带的中段，处于赣湘粤后加里东隆起与湘桂粤北海西-印支拗陷带的交接部位。呈 EW 展布，东部向南偏转呈 NW 走向，围岩为震旦－古生代地层。该岩体东部包括 XZ、LX、SX 等 11 个岩体，产出 XZ 花岗岩型铀矿田。矿田内发育近 EW 向形成较早的一组韧性剪切带和 5 组中基性岩带，NE 向两条控制矿田的断裂及其 5 组蚀变碎裂岩带，NNE 向 8 组含矿硅化断裂带。铀矿床属于热液成因，主要分早期（成矿年龄大于 100 Ma）和晚期（成矿年龄小于 100 Ma）两期矿化。地学界众多科研单位对该区花岗岩的形成时代、成因类型、岩石学特征、与晚期成矿作用关系等方面的研究，取得了丰硕的成果。然而，关于花岗岩类形成的构造环境、早期控矿构造运动机制及其与相应的早期铀矿化关系等研究内容，仍存在许多悬而未决的问题。本文试图探讨，以待得到广大同行的批评指正。

1 GD 花岗岩体形成的构造环境

构造环境是解决岩体成因的关键，是认识造山带构造发展历史和解决矿田构造的基础。笔者采用目前广泛应用的几种图解方法对 GD 岩体（以东部资料为主）进行判别。

（1）Pearce 判别法：将本区 11 个花岗岩体的 Rb、Y、Nb 分析数据，取平均值投影在 Pearce 的 Rb-（Y+Nb）二元判别图上，投点都落在同碰撞区内，根据 Pearce 对全球的花岗岩 3500 个数据作出的图解，落在该区的除碰撞（含同碰撞与后碰撞）的构造环境外,还有来自大陆边缘的花岗岩。

（2）巴尔巴林（Barabarin）判别法：法国学者 Barbarin 考虑了岩石类型、主要矿物组合、主要元素和同位素特征，将各类花岗岩与其来源挂钩，即与通常所说的 S 型、I 型、壳源、幔源、混合源等分类联系起来，在此基础上，探讨花岗岩体形成的地球动力学环境，他划分了 7 个花岗岩类型，与此相应的有 4 种地球动力学环境❶。将本区 3 个代表性花岗岩体的主要特征与巴尔巴林的的花岗岩类型进行对比（表 1），由表可见，本区的主体花岗岩（XZ 岩体）和 LX 岩体与巴尔巴林法的 MPG(大陆碰撞)型相近似；AZ 岩体近于 KCG(构造体制转换环境)类型，这种类型的地球动力学环境较复杂，可形成于碰撞事件中分隔顶峰时期的松弛阶段（后碰撞作用），也可形成于挤压向拉张转换时期的活动大陆边缘。

（3）Manniar 判别法：Manniar 的造山型花岗岩成份特征为：斜长石／正长石＞75%，奥长石为主，个别为中长石，H / B＜0.2～2.5，M / B ＜1.3 （H 为普通角闪石＋辉石＋橄榄石，B 为黑云母＋绿帘石，M 为白云母＋石榴石＋电气石＋夕线

第一作者简介 李建红，女，1962 年生，副教授，主要从事铀矿地质研究工作
❶ 肖庆辉. 2001. 花岗岩构造环境及其判别方法. 中国花岗岩地质调查与研究高级研讨班论文集.

石）[9]。对本区主体花岗岩（XZ 岩体）的矿物学特征进行粗略分析，其斜长石号码为 25～28（奥长石），正长石含量小或没有，黑云母含量远大于暗色矿物含量，也大于白云母加副矿物之和（表 1），这些特征与非造山花岗岩的矿物学特征差别较大，可归属 Manniar 划分的后造山花岗岩类（POG）。

为了进一步区分，将本区花岗岩分析数据投在 K_2O-SiO_2 的二元图上，全部投点都落在非大洋花岗岩区；将数据投在 Al_2O_3-SiO_2 二元图上，多数投点都落在造山花岗岩类 POG（后造山花岗岩）区，但该区同时也是部分非造山花岗岩的重叠区；将数据投在 TFeO/（TFeO＋ MgO）-SiO_2 二元图上，投点几乎都落在后造山花岗岩类（POG）区。所以可以认为本区花岗岩的形成环境属 Manniar 的后造山花岗岩类（POG）。

（4）1998 年国际花岗岩会议上 Liegeois 又提出后碰撞岩浆作用的概念，即指时间比碰撞作用要晚，但仍与碰撞有关系的构造作用，其岩浆作用沿大型剪切或断裂带定位，从本区花岗岩的岩石化学成分分析，其 SiO_2 -K_2O 二元判别图上，投点落在橄榄玄粗系列内（少量为高钾钙-碱性系列）。投在 Al_2O_3＋CaO / FeO＋K_2O＋Na_2O-100(（MgO＋FeO＋TiO_2）/SiO_2)图解上，落在碱质、钙-碱质系列内。后碰撞花岗岩化学成分特点主要是高钾钙-碱性系列到碱性系列的花岗岩（铝过饱和）占主导地位，有时会出现橄榄玄粗系列的岩石，并有少量幔源组分加入，本区花岗岩符合此特点。

根据上述图解，结合本区花岗岩微量元素、同位素和矿物学等特征，本区花岗岩的构造环境应归属造山带后碰撞型或者说后造山型。这种花岗岩极可能产于造山带的断层或韧性剪切带中，这与南岭构造带燕山期的区域构造发展史相吻合。

表 **1**　本区代表性花岗岩体主要特征与巴尔巴林花岗岩类型对比

岩体名称		岩石类型	物质来源	主要矿物组合	包 体	铝饱和指数 A/CNK	TFeO/（TFeO +MgO）	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\delta^{18}O$ / ‰	$\delta^{34}S$ / ‰	地球动力学环境
XZ		黑云母花岗岩，局部二云母花岗岩	壳源（S）	黑云母*、白云母**、磁铁矿、钛铁矿、独居石**、电气石*、石榴石	变沉积岩捕虏体	1.06	0.8	0.724	12.4	－0.48～－9.36	大陆碰撞
LX		黑云母花岗岩	壳源（S）	黑云母*、磁铁矿*、褐帘石、钛铁矿、独居石、电气石**、 锆石***	未见包体	1.02	0.8				大陆碰撞
AZ		角闪石黑云母花岗岩，局部花岗闪长岩	壳源为主＋幔源（I）	角闪石**、黑云母*、磁铁矿**、榍石***、褐帘石、锆石***	闪长质类包体	0.95	0.7		8.9		过渡体制
巴尔巴林的类型	MPG	淡色花岗岩（含白云母过铝花岗岩类）	壳源	黑云母、白云母**、磷灰石**、锆石、独居石、 石榴石**、电气石*、钛铁矿、磁铁矿	捕虏体、残留体、长英质	≥1	<0.8	0.706～0.76	＋10～＋14	－12～＋2	大陆碰撞
	KCG	花岗岩、花岗闪长岩（高 K 钙碱性花岗岩类）	混合源	黑云母*、白云母、闪石、磷灰石*、锆石*、褐帘石**、榍石、钛铁矿、磁铁矿	捕虏体、残留体、长英质、铁镁质	＜1	0.8～1.0	0.706～0.712	＋5～＋10	＋5～＋20	过渡体制

注：矿物组合中的*为丰富，**为一般，***为稀少；部分资料来自林锦荣(1992)，张成江(1991)。

2　GD 岩体定位机制

GD 岩体是一个多期多相复式岩体，火山活动前，形成燕山早期造山带后碰撞型或者说后造山型花岗岩，构成 GD 岩体主体及其补体，其定位机制可用复合定位加以概括，即早期为岩墙扩展机制，中期为气球膨胀机制，后期为火口塌陷机制。

早期岩浆通过广泛发育于南岭东西向复杂构造带上的东西向断裂侵位占据断裂所提供的空间(比现在见到的岩体空间要小)，其依据为：① 据地球物理资料，GD 岩体位于平缓变化正负磁场区，磁异常呈东西向线状分布，显示岩体受隐伏的东西向构造控制，也呈东西向展布，岩体的北部和南部存在着东西向隐伏构造带；② 本区无明显的接触变质带，岩体的围岩中也很少发现长英质脉体，这是由于岩墙扩展机制形成的岩体，其岩浆释放热量相对较低以及围岩多为硅板岩等特点所决定的。

导岩断裂并没有为岩浆上升提供所需的全部空间，需要岩浆自身的力量去扩展空间，因而到中期，岩浆向两侧膨胀，通过压缩围岩扩大空间，这就是气球膨胀机制，这种机制表现为：① 岩体（东部）从南向北分出内部相，过渡相和边缘相，内部相不在岩体的中心部位而偏南，它由粗粒斑状黑云母花岗岩、粗粒巨斑状黑云母二长花岗岩（SX 岩体 185～172 Ma、LX 岩体 175 Ma）等组成；过渡相为中粒黑云母花岗岩（XZ 岩体 165.9 Ma）；边缘相由细粒黑云母花岗岩组成。② 岩体(东

部)内有由长石斑晶或暗色、淡色析离体排列表现出的流线和流面构造， 主要流线方向有两组： 一组是倾伏向 SE 151°～160°，倾伏角 20°～35°,另一组倾伏向 20°～35°,倾伏角 20°～35°。流面最主要的产状是：走向 151°～160°，倾向 SW,平均倾角 75°；走向 195°～200°，倾向 SW,倾角 60°～85°。岩体南部及东南部岩浆流速慢并受阻,因而产生平行接触带的流线，围岩也因此受较大挤压，岩体中央和东北部出现与最大引张力平行、由长石斑晶定向排列构成的流线。这些特点说明岩浆从下而上，从南向北流动，体积不断膨胀，以此扩大其占有的空间，这是侧向膨胀的表现，并造成岩体的北部厚度比南部大。

岩浆作用经历了燕山早期的主侵入和补充侵入，形成 GD 岩体主体和一系列补体之后，岩浆作用后期，由于岩浆与构造联合作用，使岩浆炸裂围岩，沿裂隙侵入甚至迸发而出，引起火口塌陷作用，造成 GD 岩体（东部）一些晚侏罗世的火山塌陷盆地，如 HK、HZS、XQX 等火山盆地。XQX 、HZS 等小型火山盆地直接座落于岩体上，基底为花岗岩，这是火山口塌陷机制的佐证。此次火山活动时间为晚侏罗纪末，同位素年龄为 143 Ma (王联魁，1975)，在 XQX 火地碎屑岩中的粉砂岩夹泥岩中采集的胞子花粉经南京古生物所鉴定为晚侏罗世晚期（刘汝洲等，1995)。

火山活动强化了壳-幔作用，其中，与火山活动时间、空间、成因上都紧密相关的 MF 式酸性岩浆活动（141.3 Ma, 刘汝洲等，1995）和第一阶段的北西西向幔源型基性岩浆活动（142.6～139 Ma, 李献华, 1997)为早期铀矿化创造了十分有利的条件。

3 韧性剪切带

韧性剪切带是近东西向构造带的重要组成部分，是研究早期控矿构造的首要对象。矿田内韧性剪切带集中于东北部，近东西向规模较大的有 F1 带、120 带 2 条，NNE 向有 6009 带等，其它方向的含矿构造带和岩体外带变质岩中也有糜棱岩零星出露。

3.1 构造特征

F_1 带：长 2.5 km, 宽 3～5 m, 300°～310° NE∠50°～ 80°, 岩性为花岗质糜棱岩，长石、石英、云母为主，可见石英重结晶，长石裂纹、云母鱼和 S—C 面理，其锐夹角 0°～40°，通过对糜棱岩手标本、水平和垂向切片的观测，借助 S—C 面理的锐夹角和云母鱼等判别方向的标志，确定其剪切指向平面上为右旋，垂直面上为左旋，总体为一上盘由西向东逆冲的斜向韧性逆断层。

120 带：长 3.5 km，宽 1～3 m, 300° NE∠80°，岩性为糜棱岩或糜棱岩化花岗岩，上盘有一硅化带，下盘岩石较破碎，局部片理化，片理弯曲并充填石英或玉髓。镜下见长石、石英碎斑，大小为（0.4～1）×（0.2～0.4）cm^2, 石英重结晶，约占 60%，晶粒约 0.04～0.8 mm, 长石裂纹有后期石英充填,有的糜棱岩流动构造清晰，出现宽约 1.5～2 mm 的舒缓波状条带。据露头、手标本和镜下等尺度上的 S—C 面理、σ型碎斑等特征确定，其剪切指向平面上为右旋，垂直面上为左旋，总体也为一上盘由西向东逆冲的斜向韧性逆断层。

6009 带：位于矿田中部，长 2.5 km，宽 2～12 m，15°～30° NW∠50°～70°，中央为花岗质糜棱岩，上下盘为糜棱岩化或硅化花岗岩，成分为长石、石英、黑云母、白云母、角闪石，镜下的长石σ型碎斑多数为 0.5×2.5 mm，拖尾为重结晶的石英，并有书斜式排列的长石，面理产状 350° SW∠30°，判断其剪切指向为平面上左旋、垂直面上也左旋，总体为一上盘从北向南逆冲的韧性断层。

3.2 应变测量

选取本区 F_1 带、6009 带的标本、定向水平片、垂直片进行二维应变测量，测量的标志体是长石或石英碎斑或集合体，测其长短轴及 S—C 面理夹角，各测 25 个以上，同时，还用 *Rf* / *φ*法计算了应变椭圆轴率 *Rs*,其数据与成果列于表 2。利用上述测得的应变标志体各轴的轴率和测量主轴与参照线的夹角 *φ*值（本文用 S－C 面理夹角），将它们投点于 *Rf*（最终椭圆轴率）与 *φ*值直角坐标图上，再借助 RamSay 的标准 *Rf* / *φ*曲线和 50%资料线，即可确定应变椭圆轴率 *Rs*（表 2），该值也反映应变程度，即其值越大，应变程度也越大。

由上述图表的应变状况分析,近 EW 向的 F_1、120 韧性剪切带与 NNE 向的 6009 韧性剪切带相比，前者不但规模大，而且剪应变（*R*）、应变程度（*V*）、应变椭圆轴率（*Rs*）等参数值高，说明其应变强度也大，因此，其控矿能量大、矿化程度高。

3.3 石英岩组分析

选取 F_1 带和 6009 带的糜棱岩中的石英进行岩组分析，6009 带的岩组图为大圆环带，石英第二轴面与剪切滑动面（S）

表 2　岩石标本和镜下薄片变形体应变测量数据与计算结果

构造带	岩石名称	测量数量	轴长/ mm			原始半径 R/ mm	线应变($e=E/R$)			伸长度($\lambda^{1/2}=e+1$)			富林参数 /K	剪应变 /R	应变类型	应变程度 /V	应变椭圆轴率 /Rs
			a	b	c		e_1	e_2	e_3	$\lambda_1^{1/2}$	$\lambda_2^{1/2}$	$\lambda_3^{1/2}$					
F_1	糜棱岩	51	13.6	4	0.6	1.6	3.25	0.25	−0.81	13.25	1.25	0.19	1.25	6	拉长型	9	3～3.5
6009	糜棱岩	53	6	5.3	2.7	2.2	0.36	0.2	−0.38	1.36	1.20	0.62	0.84	2.6～3.4	压扁型	2.06	2 2.1

近于平行，即石英长轴平行滑动面分布，其中 S 面上有 2 个以上的明显极密，其间距约 20 °～40 °，表明石英在滑动面上有明显的定向性，其极密反映滑动面上石英几组主要的倾伏方向，可能是几次滑动产生的线理造成的，说明韧性剪切带经受多次构造剪切活动。S 面外的极密反映剪切带内还有其它的滑动方位存在，反映糜棱岩后碎裂特点。120 带的岩组图为一小圆环带，据 Tullis(1973)的研究结果也表明：在石英岩的轴向压缩方向上，可以形成环带轴与压缩轴一致的小圆环带。本文上面已提到，该韧性剪切带为一斜向逆冲韧性断层，这种小圆环带正是在温度较高（＞700℃）及较慢应变（10^{-7}／s）状况下，由该逆冲断层的压剪性应力造成的（何永年等，1988）。此外，同 F_1 带一样，小圆环带的极密也可能是几组线理造成的。

3.4　成因解释

初步研究成果表明,近东西向韧性剪切带的成因是岩体固结前处于假塑性状态时发生顺时针旋转作用的产物，其依据是：① GD 岩体东部从整体的东西向转为南东向，这是由于假塑性状态（赛厄姆体）时受了构造应力使岩体发生顺时针旋转直至出现原地韧性变形造成的，这也称为侵位变形构造。这可从岩体中晶体出现晶内变形（如石英变形纹、波状消光）和重结晶作用等得到佐证；② 数条韧性剪切带集中分布于岩体东北部，而南部和西部尚未发现，这些韧性剪切带都限于岩体内，未直接延伸到围岩中，说明它是岩体变形的产物，有别于区域性构造。此外，岩体外带东北部尚有近于平行接触带的数条韧性剪切带，也说明岩体东北部承受的构造应力最强，变形最强烈，韧性构造最发育，因此也是受早期构造控制的早期铀矿化最有远景的地区；③ 近 EW 向韧性剪切带是岩体旋转构造应力场中的一组派生的剪裂面，在递进变形过程中，接近挤压面的一组剪裂面愈发育，而另一组剪裂面则往往不发育。

致　谢　在研究工作中，核工业 290 所提供了资料，谭正中同志给予了野外指导，在此一并表示感谢。

参　考　文　献

何永年，等. 1988. 构造岩石学基础. 北京：地质出版社.

李献华. 1997. 粤北白垩纪基性岩脉的年代学和地球化学. 地球化学，26(2)：14～31.

林锦荣. 1992. 论贵东岩体东西部花岗岩岩石学特征和铀成矿条件差异性. 铀矿地质，8(2)：93～99.

张成江. 1991. 贵东岩体花岗岩的成因类型及成矿专属性探讨. 铀矿地质，7(4)：224～233.