

DOI:10.16788/j.hddz.32-1865/P.2018.03.001

引用格式:张万良. 赣中相山地区白垩纪隐爆作用与铀成矿突发事件探讨[J]. 华东地质, 2018, 39(3):161-168.

赣中相山地区白垩纪隐爆作用与 铀成矿突发事件探讨

张万良

(核工业 270 研究所, 南昌 330200)

摘要: 赣中相山地区是我国重要的铀资源生产基地, 铀矿化产于相山火山侵入杂岩体中, 主要由早白垩世熔结凝灰岩、流纹英安斑岩、碎斑熔岩、花岗斑岩、英安玢岩、煌斑岩等组成, 杂岩体中还分布大量隐爆作用遗迹——隐爆碎屑岩, 隐爆作用发生的时间与火山侵入杂岩活动时间一致或稍后。文章通过对隐爆碎屑岩野外地质调查及室内镜下观察, 将隐爆碎屑岩划分为岩浆隐爆碎屑岩和热液隐爆碎屑岩, 相应地将隐爆作用划分为岩浆隐爆作用和热液隐爆作用。岩浆隐爆作用主要指流纹英安斑岩侵入活动之后发生的隐爆活动和碎斑熔岩的隐爆侵入活动, 发生在早白垩世早期; 热液隐爆作用主要指英安玢岩侵入活动之后发生的、与铀成矿密切相关的热液隐爆活动, 发生在早白垩世晚期或晚白垩世初期。从早白垩世早期到晚白垩世初期, 隐爆作用呈现“弱—强—弱”的演化趋势。铀成矿作用与晚白垩世初期的热液隐爆作用有关, 该隐爆作用与铀成矿时间同步, 形成年龄约为 90 Ma, 铀成矿是一种突发事件。

关键词: 隐爆作用; 隐爆碎屑岩; 铀成矿突发事件; 相山地区

中图分类号: P619.14

文献标识码: A

文章编号: 2096-1871(2018)03-161-08

隐爆作用是地下因超压导致相变而发生的一种快速物理反应, 隐爆作用往往形成隐爆地震^[1-2]。梁光河(2017)^[3]认为汶川地震是一个由西南往东北方向渐进的隐爆过程, 并将隐爆过程与斑岩型矿床的成矿机制相联系。黄伟良(1997)^[4]通过研究闽西北地区隐爆作用与火山岩型铀矿化的关系, 认为隐爆角砾岩体对铀矿化的控制主要有 3 种形式: 一是包容式, 即铀矿化体严格控制在隐爆角砾岩体内; 二是外侧式, 铀矿化发育在隐爆角砾岩外侧的震碎角砾岩或震碎碎裂岩中; 三是过渡式, 矿体既赋存在隐爆角砾岩内, 又赋存在蚀变围岩中。周家志(1996)^[5]对浙西火山岩区隐爆岩与铀矿化关系进行研究, 推断隐爆岩形成的时间为 140~120 Ma, 将浙西隐爆岩划分为 4 大类 9 亚类。肖晋等(1994)^[6]通过研究湖南金银寨(320)矿床成矿特征, 认为 320 铀

矿床控矿地质体是一种由岩浆气液隐爆作用形成的硅质角砾岩体, 成岩成矿物质来源于混合源型岩浆房顶部的“挥-硅岩岩浆体系”, 成岩成矿大体同步。章邦桐等(1996, 1998)^[7-8]通过研究闽北地区毛洋头(570)矿床和江西草桃背(6722)矿床隐爆碎屑岩与铀多金属矿的关系, 认为隐爆碎屑岩的形成机制为一种在高温(>400 ℃)条件下瞬间爆炸而产生的脆性变形作用。

赣中相山铀矿田的铀矿化产于相山火山侵入杂岩体中, 含矿围岩主要有碎斑熔岩、斑状花岗岩(花岗斑岩)、流纹英安(斑)岩、英安斑岩、隐爆角砾岩等, 矿化类型属热液型, 也可归于斑岩型^[9-11]。最新研究表明, 相山碎斑熔岩可能是一种隐爆侵入岩^[12], 相山矿田矿体形态与区域性应力破裂构造没有成生联系, 而是呈现与液压致裂构造相关

* 收稿日期: 2017-06-27 修订日期: 2017-09-01 责任编辑: 谭桂丽

基金项目: 中核集团科技创新示范工程项目(编号: LCD116)和中国地质调查局“江西 1:5 万陀上、鹿冈、乐安县幅区调(编号: 1212011220248)”项目联合资助。

作者简介: 张万良, 1962 年生, 男, 教授级高级工程师, 主要从事铀矿勘查与研究。

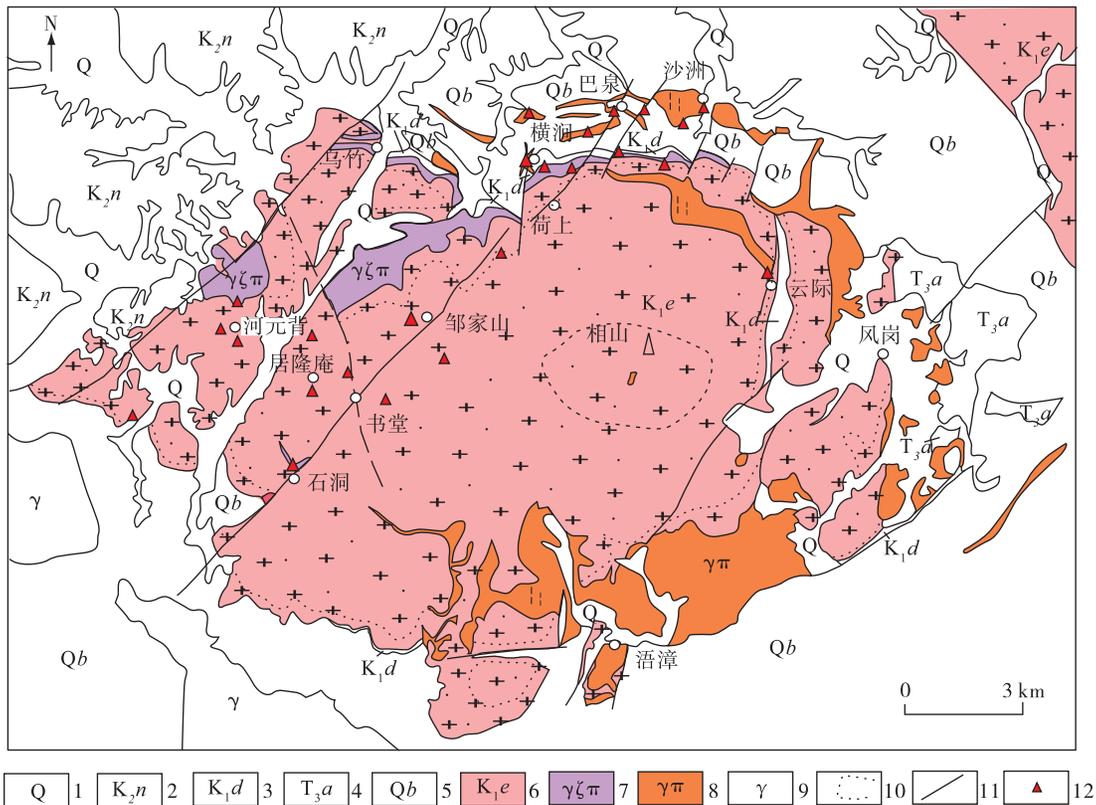
的矿体形貌特征^[13]。东华理工大学完成的“相山火山盆地三维地质调查”项目^[14]发现相山西部深处发育大量灰绿色异源角砾岩浆隐爆角砾岩、紫红(灰绿)色热液隐爆角砾岩、隐爆碎粒岩、隐爆碎粉岩等隐爆碎屑岩。大量隐爆碎屑岩(隐爆岩)的存在,说明相山地区曾发生过强烈的多期次隐爆作用。

关于相山地区的隐爆作用,前人只对巴泉爆角砾岩及其控制的铀矿床进行了研究^[15-17]。相山地区隐爆作用与相山矿田铀成矿事件的关系是新的研究热点,铀成矿是连续的,还是脉冲式的,这是铀矿成矿作用的基本问题,也是相山地区铀成矿机制研究的重要内容。隐爆作用是一种突发事件,将相山地区隐爆事件与铀成矿事件相联系,找出隐爆过程与铀成矿过程的对应关系,对研究相山地区铀成矿机制,甄别铀成矿是突发事件还是渐进过程,丰富铀成矿理论,对我国火山岩型(斑岩型)、花岗岩型铀矿勘查和深入找矿具有

重要意义。

1 隐爆碎屑岩类型及特征

隐爆作用形成的隐爆碎屑岩(隐爆岩)在相山地区广泛分布(图1),在流纹英安斑岩内外带发育大量隐爆角砾岩、隐爆碎屑岩,它们与正常火山碎屑岩具有明显不同的产状及形态特征。碎斑熔岩本身是隐爆侵入岩,具有隐爆碎屑岩的特征,在碎斑熔岩、斑状花岗岩(花岗斑岩)、流纹英安斑岩内部或外带,发育大量与铀成矿有关的脉状、筒状隐爆碎屑岩,前人认为是构造岩或构造角砾岩的脉状隐爆碎屑岩,实际是沿液压致裂构造充填的碎屑岩、碎粉岩或超细角砾岩,也属于隐爆碎屑岩范畴,是隐爆作用遗迹之一^[1-2]。隐爆碎屑岩产状不稳定,形态较复杂。根据胶结物种类,将隐爆碎屑岩划分为岩浆隐爆(浆爆)碎屑岩和热液隐爆(液爆)碎屑岩两类。



1. 第四系粘土、砾石; 2. 晚白垩世南雄组红色砂岩、砂砾岩; 3. 早白垩世打鼓顶组砂岩、熔结凝灰岩; 4. 晚三叠世安源组石英砂岩、页岩; 5. 青白口系片岩、千枚岩; 6. 早白垩世鹅湖岭组碎斑熔岩; 7. 流纹英安斑岩; 8. 花岗斑岩; 9. 花岗岩; 10. 岩相分界线; 11. 断裂; 12. 铀矿床。

图1 相山碎斑熔岩岩相划分图^[12]

Fig. 1 Lithofacies division of porphyroclastic lava in the Xiangshan area

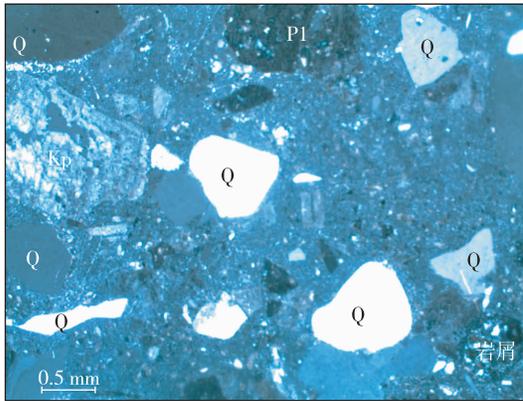
1.1 岩浆隐爆碎屑岩

岩浆隐爆碎屑岩是由岩浆隐爆作用形成的隐爆碎屑岩。相山地区主要有碎斑熔岩和流纹英安质碎屑岩。

1.1.1 碎斑熔岩

碎斑熔岩是相山杂岩体的主体岩石,呈灰白色、浅肉红色,碎斑结构,块状构造,由碎斑和基质组成。碎斑晶主要由钾长石、石英、斜长石和黑云母组成,含量为 50%~60%,大小为 2~5 mm。从边缘至中心,碎斑成分相同,但仍然具有明显的相变特征,分为边缘相、过渡相和中心相,且呈渐变的过渡关系。

碎斑熔岩是一种隐爆侵入岩,这是最近笔者等提出的新认识^[12-13],主要依据为:岩石呈“碎屑”结构(图 2),多处发现碎斑熔岩侵入到变质岩、砂岩层中(图 3)。磷灰石裂变径迹分析表明^[18],出露地表的碎斑熔岩剥蚀深度超过 3.3 km,即碎斑熔岩的形成深度为 3.3 km 以深。



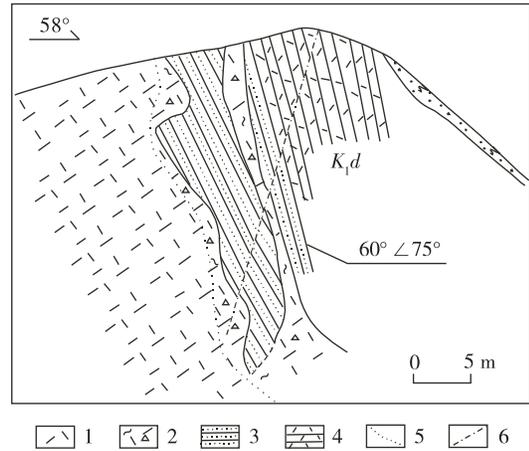
Q. 石英;Pl. 斜长石;Kp. 钾长石。

图 2 碎斑熔岩呈碎屑状结构

Fig. 2 Pyroclastic texture of porphyroclastic lava

1.1.2 流纹英安质碎屑岩

(1)流纹英安质细屑岩。有时也称侵入“凝灰岩”、隐爆碎粒岩、隐爆碎粉岩等,常连续或断续分布在流纹英安斑岩边部,以往地质报告将其归于打鼓顶组或鹅湖岭组。原华东地质局 261 大队在《江西省乐安—崇仁县相山矿田岩性岩相填图总结报告(1:2.5 万)》^①中描述为薄层状暗紫红色含砾细砂岩、砂砾岩及网纹状紫红色细砂岩,走向不稳定,呈透镜状、薄层状、脉状,粗细碎屑混杂,粗碎屑成分主要有流纹英安斑岩,细屑成分包括长石、石英、岩



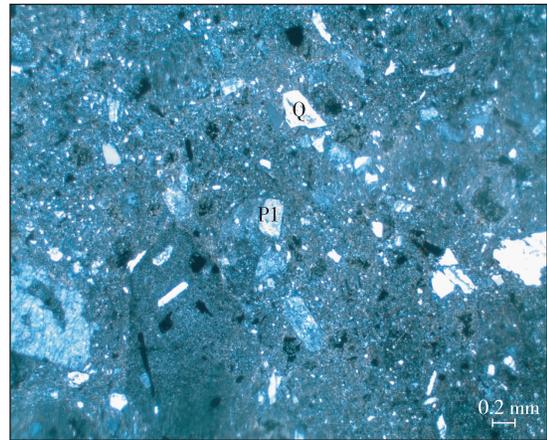
1. 碎斑熔岩;2. 边缘相碎斑熔岩;3. 灰黑色砂岩;4. 晶玻屑凝灰岩;5. 岩相界线;6. 小断层;K₁d. 早白垩世打鼓顶组砂岩。

图 3 碎斑熔岩岩枝侵入砂岩地层中

Fig. 3 Porphyroclastic lava intruding into sandstone strata

屑等,呈棱角状,熔浆物质常发生绢云母化,有的已重结晶成长英质。

薛振华等(2004)^[19]在邹家山矿床开采坑道约 50 m 中段发现的侵入“凝灰岩”,即岩浆隐爆细屑岩,具“火山碎屑”结构,石英颗粒呈尖棱角状,大小为 0.05~0.5 mm,具溶蚀现象,局部见炸裂可拼合形态。岩石中除石英碎屑外,还见长石、黑云母及外来岩屑,在外来岩屑及周边出现大量绿色电气石。笔者在邹家山矿床深部采矿坑道中也发现呈脉状产出的侵入“凝灰岩”(图 4)。



Q. 石英;Pl. 斜长石。

图 4 侵入“凝灰岩”镜下照片(+)(邹家山矿床 15 号井)

Fig. 4 Photomicrograph of intruded tuff (+) (sample from No. 15 mine of the Zoujiashan deposit)

邹家山矿区岩浆隐爆细屑岩平面上多呈椭圆状或短轴状,剖面上呈不规则脉状,并以分枝复合的方式产出,规模较小,多在十到几十米范围内,产状表现为贯入成因,与围岩一般呈突变接触关系。由于强烈的震碎作用,接触带围岩裂隙发育^[20]。

(2)流纹英安质粗屑岩,是一种岩浆隐爆粗屑岩,与流纹英安斑岩相伴,一般产于流纹英安斑岩与碎斑熔岩接触部位。平面上主要分布在相山杂岩体西北部,垂向深部,分布在流纹英安斑岩顶部或前峰。前人对流纹英安质粗屑岩定名,通常为流纹英安质集块岩、角砾岩等,归于鹅湖岭组底部层位。

流纹英安质集块岩及角砾岩在《江西省乐安县—崇仁县相山地区1:5万地质测量总结报告》^②中称为“熔岩集块岩和熔岩角砾岩”,呈紫红色、暗紫红色,角砾状构造,角砾或集块由流纹英安玢岩组成,可见变质岩、紫红色粉砂岩及熔岩角砾或集块,岩块或角砾之间有的具有相对位移或滚动,有的位移较小,可相互拼合。流纹英安质角砾岩的流纹英安斑岩角砾一般为次棱角状至次圆状,大小一般为3~5 cm,个别达10~20 cm,流纹英安质集块岩的流纹英安斑岩集块一般为10~20 cm,大者达1 m。胶结物为熔岩。

流纹英安质粗屑岩地表露头较局限,仅在如意亭附近规模较大,露头宽约100 m,与流纹英安(斑)岩相伴产出。区域上流纹英安质集块岩或角砾岩产出地段必有流纹英安(斑)岩分布,但有流纹英安(斑)岩产出的区域不一定有“流纹英安质集块岩”或“角砾岩”出现。

邹家山15号井600 m深的流纹英安质粗屑岩为隐爆细碎屑物胶结的角砾岩(图5),角砾成分为流纹英安斑岩,磨圆度较好,胶结物呈黑色细碎屑状,见大量细小的碎斑晶,具有岩浆隐爆作用特征。

1.2 热液隐爆碎屑岩

热液隐爆碎屑岩是隐爆碎屑岩的另一种隐爆岩类型,按角砾大小不同,分为热液隐爆角砾岩、热液隐爆超细角砾岩(碎粉岩)等。前者常形成爆破角砾岩筒,后者常形成爆破角砾岩脉。

1.2.1 爆破角砾岩筒

相山北部巴泉爆破角砾岩筒即为热液隐爆角砾岩筒,呈同心筒状,岩筒在空间上呈圆锥形。岩筒顶部已被剥蚀,保留下来的是岩筒中、下部。



图5 隐爆粗屑岩(隐爆细碎屑胶结流纹英安斑岩角砾)
Fig. 5 Cryptoexplosive coarse-grained clasolite (rhyodacite-porphry breccia cemented by cryptoexplosive fine fragments)

平面上岩筒的椭圆长轴呈近EW向,垂向上岩筒近于直立,岩筒向深部逐渐收敛变小,在125 m标高开采坑道平面上长70多米,最宽30 m,在5 m标高处收敛至几米。岩筒延深190 m,往深部尖灭于英安玢岩中(图6)。

爆破角砾岩筒内部,角砾由上向下,由中心至边缘,角砾逐渐变大,角砾棱角逐渐明显。从剖面 and 平面看,岩筒可分为2个带。内带为角砾岩带,其中心角砾小而均匀,呈次圆状,往外大角砾增多,呈次棱角状,逐渐过渡为位移不大的较大岩块;外带为裂隙带,主要为密集的不规则裂隙,往外逐渐变为正常围岩。

岩筒角砾主要为斑状花岗岩角砾,其次为变质岩和英安玢岩角砾,以贯穿隐爆岩筒NW向F₅断层为界,东部为变质岩角砾,西部上部为斑状花岗岩角砾,其边缘有少量变质岩和英安玢岩角砾,下部为英安玢岩角砾。勘探和开采过程中未发现外来角砾。斑状花岗岩和英安玢岩角砾大小悬殊,无分选性,大角砾长轴可达2~3 m,多呈水平躺卧,小角砾大小约1 cm,多数角砾为20~30 cm。较小角砾一般均遭受蚀变(钠长石化、绿泥石化),较大角砾边缘也遭受蚀变,而角砾内部较新鲜,可见原岩结构构造。大的斑状花岗岩角砾一般呈灰白色,似斑状结构,斑晶大小约1 cm,基质为显晶质结构;大的英安斑岩角砾呈深灰色,斑状结构,斜长石斑晶较大,长达2~2.5 cm,基质具隐晶质结构。变质岩

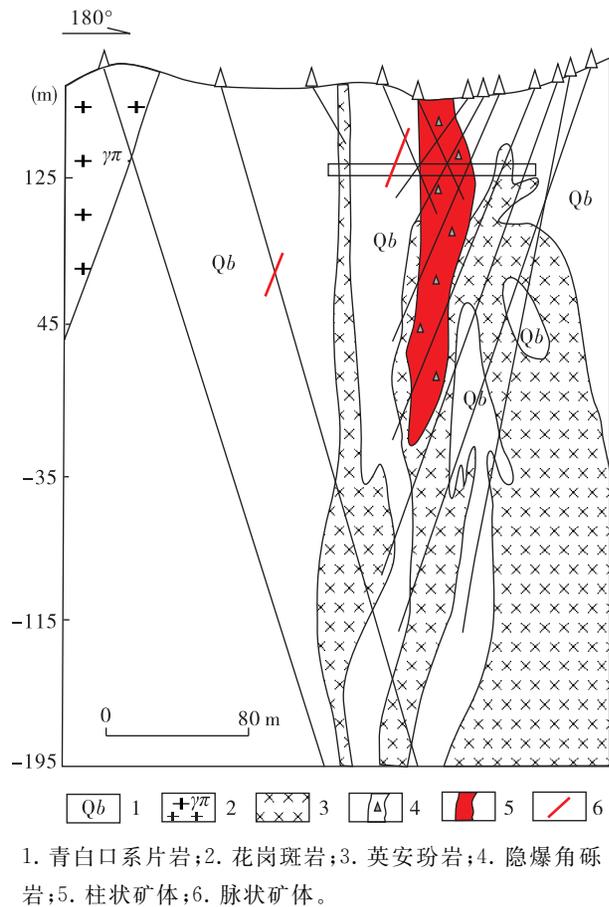


图 6 巴泉矿床 7 号剖面图
Fig. 6 No. 7 profile of the Baquan deposit

角砾一般为 20~30 cm,呈次棱角状。>5 mm 的角砾含量占全岩的 50%以上,角砾间胶结物主要为爆炸产生的同成分细小岩屑和岩粉。胶结物几乎全部发生绿泥石化,故呈黑绿色,还见有较多的黄铁矿和碳酸盐,即胶结物全部由热液矿物组成,为热液隐爆角砾岩筒。

岩筒的角砾形态表明,角砾具有碾碎、磨圆的经历,角砾成分、分带与岩筒围岩不具有严格的对应关系,而与岩筒附近出露的地层、岩性一致,表明岩筒并非严格就地取材,岩筒之角砾岩可能经历了流动搬运过程,是初流化角砾岩筒^[21]。

1.2.2 爆破角砾岩脉

包括爆破角砾岩脉、超细爆破角砾岩脉,后者也称“碎粉岩”或“岩粉”,该类爆破角砾岩一般切割围岩,与围岩产状不一致。岩脉大小不一,脉宽从数毫米至数米,个别达数十米,脉长从数米至几百米,少数达数千米(图 7)。相山地区铀矿化主要受

该类岩脉控制,形成脉状矿体,脉状矿体通常由富矿岩脉和其旁侧的蚀变岩组成,富矿岩脉即超细角砾岩脉,富矿岩脉与蚀变岩的界线呈突变关系,富矿岩脉厚度有的为厘米级,甚至毫米级,少数达米级,富矿岩脉 U 品位一般 >1%,而富矿岩脉两侧的蚀变围岩 U 品位通常 <0.1%,再向外逐渐过渡至正常岩石。

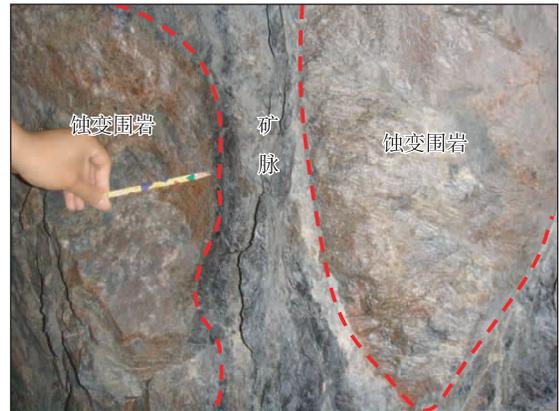


图 7 爆破角砾岩脉(灰黑色)(邹家山矿床-90 m 中段某采场,脉宽 30~40 cm,围岩为弱红化流纹英安斑岩)

Fig. 7 Black grey explosive breccia vein (30~40 cm wide) with reddish rhyolite-dacite-porphyry of wall rock in the middle part (at level -90 m) of the Zoujiashan deposit

超细的爆破角砾岩脉内部有的呈角砾状,角砾具有一定的磨圆,脉壁清晰,多数岩脉内部结构较细,野外常称之为“岩粉”,呈似糜棱状(图 8)。杜乐天(2001)^[22]发现这种“岩粉”脉从钻孔中取出后变成硬泥块,半月后即酥散成末,矿石越富越呈泥块,虽然 U 品位高,但并没有沥青铀矿黑色团块,镜下沥青铀矿呈极细(微米级)的鱼子状和细小的萤石、



图 8 似糜棱状富矿石(热液隐爆细屑岩)(河元背 ZK17-3 钻孔,岩心直径 36 mm)

Fig. 8 Mylonitic ore-enriched core sample from ZK17-3 drill, with a core diameter of 36 mm

黄铁矿颗粒、胶磷矿、伊利石/蒙皂石混层粘土混杂。背散射电子图像显示矿石基本由热液矿物组成(图9),为热液隐爆产物。热液隐爆角砾岩脉或“岩粉”脉沿裂隙充填或侵入产出。

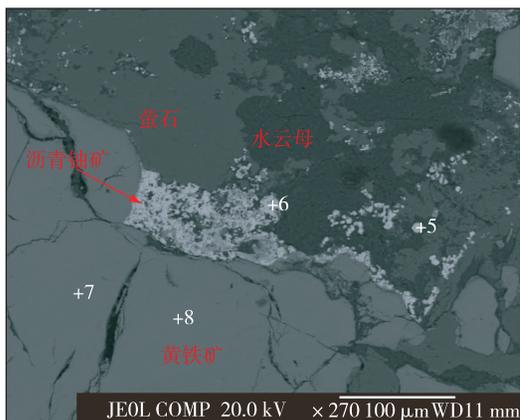


图9 热液隐爆碎屑岩背散射电子图像(由亮至暗为沥青铀矿-黄铁矿-萤石-水云母,5和6为沥青铀矿;7和8为黄铁矿)

Fig. 9 Backscattered electron image of hydrothermal crypto clastic rock (from bright to dark: pitchblende-pyrite-fluorite-hydromica. 5 and 6, uraninite; 7 and 8, pyrite)

2 隐爆作用期次与演化

相山岩浆活动划分为鹅湖岭旋回和打鼓顶旋回,每个旋回晚期均有次火山岩浆活动及伴生的隐爆(地震)作用。相山火山侵入杂岩打鼓顶组熔结凝灰岩锆石 U-Pb 同位素年龄为 140.7 ± 2.7 Ma、 140.1 ± 1.8 Ma 和 138.2 ± 1.6 Ma,代表火山侵入最早期产物,流纹英安斑岩、碎斑熔岩、斑状花岗岩(花岗斑岩)形成年龄相近,约为 $129 \sim 136$ Ma^[23-25],英安斑岩锆石 ID-TIMS 年龄为 129.5 ± 2.0 Ma,晚期煌斑岩锆石 U-Pb 年龄为 125.5 ± 3.1 Ma^[25],岩浆活动是一种能量释放过程,孕育隐爆地震的发生,岩浆活动之后,热液流体仍然活跃,且这种流体活动也可能是断续的、突发的或脉冲式的,这种流体活动也可能引发隐爆(地震)作用。

相山地区隐爆活动至少包括3次:第1次隐爆作用发生在流纹英安(斑)岩形成之后、碎斑熔岩形成之前,流纹英安(斑)岩伴生大量隐爆岩,如爆破粗屑岩、细屑岩,包括前人所称的流纹英安质角砾岩、集块岩,胶结物以熔浆为主,是浆爆,爆破碎屑岩中主要见

流纹英安(斑)岩角砾,形成温度和压力可能较低,石英流体包裹体均一温度为 $215 \sim 387$ °C^[20]。第2次隐爆作用几乎与碎斑熔岩的形成同时发生,形成隐爆侵入岩,边缘相常见角砾岩,角砾以变质岩为主,也见流纹英安斑岩角砾,胶结物为熔浆,这次隐爆也是浆爆,发生时间与碎斑熔岩形成时间一致,该次隐爆活动规模较大,深度较深,温度较高,压力较大。第3次隐爆作用应在英安斑岩侵入之后,形成隐爆碎屑岩的角砾包括英安斑岩、斑状花岗岩、变质岩等,胶结物主要是热液矿物,这次隐爆应是一次热液隐爆,且与铀成矿关系密切,巴泉爆破角砾岩即在此次隐爆形成。李子颖等(2014)^[17]认为相山铀成矿年龄约为 90 Ma,邹家山、居隆庵、河元背、沙州等矿床矿脉可能在这次隐爆作用形成,但这次隐爆作用规模、强度、深度、形成温度和压力均不如前2次,矿石流体包裹体温度数据显示其形成温度为 $160 \sim 280$ °C,压力为 $(50 \sim 600) \times 10^{-5}$ Pa。

3 讨论

相山地区发育大量隐爆作用形成的隐爆碎屑岩,这些隐爆碎屑岩与铀矿化关系复杂。巴泉矿床主矿体受爆破岩筒控制,但爆破岩筒围岩也有不少脉状铀矿化,邹家山、居隆庵、沙州等矿床的脉状矿体与液压致裂构造有关,而许多隐爆粗屑岩、隐爆细屑岩(脉状“凝灰岩”)未发育铀矿化。隐爆碎屑岩产状多变,形态复杂,隐爆作用具有多类型、多期次特点,铀成矿作用可能与特定类型、特定时段形成的隐爆碎屑岩有关,即铀成矿可能与特定条件下发生的隐爆作用有关。

隐爆作用由地下流体相爆发引起,造成地下隐爆的原因有高压流体、岩浆侵入和流体相变^[2],隐爆作用可发生在岩浆活动中或岩浆活动后。目前,关于相山地区铀成矿年龄有3种认识:一是铀矿成矿有2期,早期为 120 Ma,晚期为 100 Ma,这是早期传统认识;二是铀成矿是相对连续的,成矿年龄为 $140 \sim 90$ Ma^[26];三是铀成矿主要发生在 90 Ma 左右^[17]。相山地区早期获得的铀矿年龄数据误差较大,主要测年矿物沥青铀矿非常细小,分选困难,故对两期成矿的认识具有局限性。相对来说,李子颖等(2014)测定的与铀矿化伴生的钠长石中流体包裹体 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄作为铀成矿年龄较为可信^[17],即相山地区铀成矿可能是一种伴随早白垩世末或晚白

垩世初隐爆作用发生的突发事件,只有 1 个相对集中的成矿年龄数据与突发的热液隐爆活动相对应。

这种突发事件形成的地质遗迹即是各种含矿的隐爆碎屑岩,即热液隐爆粗屑岩、热液隐爆细屑岩等。巴泉爆破角砾岩形成在英安斑岩侵入(129.5±2.0 Ma)之后,为热液隐爆粗屑岩筒,可看成与铀成矿同期。故推测,巴泉爆破角砾岩的形成时间可能约为 90 Ma。

除巴泉矿床外,其他矿区呈脉状的铀矿体大多受液压角砾岩脉控制^[13]。从热液矿床的成矿构造特点分析,相山矿田铀矿化主要有隐爆碎屑岩型和蚀变岩型^[27],除云际矿床以外的大多数矿床均受液压角砾岩脉控制。液压角砾岩脉的形成时间与铀矿化可能同步,即控矿的隐爆碎屑岩脉或超细角砾岩脉与巴泉爆破角砾岩筒均为同一时段形成的热液隐爆碎屑岩,形成年龄约为 90 Ma。

4 结 论

(1)相山地区发育大量隐爆作用形成的隐爆碎屑岩,按隐爆碎屑岩胶结物类型不同,可分为岩浆隐爆碎屑岩和热液隐爆碎屑岩,前者如碎斑熔岩、流纹英安质碎屑岩等,后者如爆破角砾岩筒、隐爆细屑岩脉等。

(2)相山地区在白垩纪有 3 次隐爆活动。第一次是流纹英安斑岩侵入活动之后发生的岩浆隐爆作用;第二次是碎斑熔岩的隐爆侵入活动;第三次是英安斑岩侵入之后发生的与铀成矿密切相关的热液隐爆作用。从早白垩世早期到晚白垩世初期,隐爆作用呈“弱—强—弱”的演化趋势。

(3)相山地区铀成矿作用与特定类型、特定时段形成的热液隐爆作用有关,该热液隐爆作用与铀成矿时间同步,形成年龄约为 90 Ma。

注释

① 华东地质局 261 大队.江西省乐安—崇仁县相山矿田岩性岩相填图总结报告(1:2.5 万). 1985.

② 华东 608 大队 12 队.江西省乐安—崇仁县相山地区 1:5 万地质测量总结报告. 1966.

参考文献

[1] 白思胜.隐爆地震[J].灾害学,2004,19(3):92-96.
[2] 陈志耕.东秦岭 216.8 Ma 前 7.0 级隐爆成因大地震的

震源遗迹[J].地质学报,2015,89(8):1495-1529.
[3] 梁光河.从汶川地震探讨隐爆与成矿过程[J].岩石学报,2017,33(2):326-338.
[4] 黄伟良.闽西北地区隐爆作用与火山岩型铀矿化[J].铀矿地质,1997,13(5):285-289.
[5] 周家志.浙西火山岩区隐爆岩与铀矿化[J].东华理工大学学报(自然科学版),1996,19(3):211-217.
[6] 肖晋,郑福瑞,韩兰生.320 铀矿床隐爆成矿特征及其找矿意义[J].铀矿地质,1994,10(5):285-293.
[7] 章邦桐,陈培荣,陈迪云,等.闽北 570 隐爆碎屑岩型铀(银、钼)矿床成矿物理化学条件及物质来源研究[J].高校地质学报,1996,2(2):187-197.
[8] 章邦桐,王湘云,饶冰,等.赣南 6722 铀矿床隐爆碎屑岩地质构造特征与地下核爆炸地质效应的对比[J].高校地质学报,1998,4(4):406-412.
[9] 张万良.相山铀矿田横涧矿床的成因归属[J].地质论评,2001,47(4):377-382.
[10] 张彦春.试论斑岩铀成矿系列[J].铀矿地质,2002,18(5):264-272.
[11] 邵飞,邹茂卿,何晓梅,等.相山矿田斑岩型铀成矿作用及深入找矿[J].铀矿地质,2008,24(6):321-326.
[12] 张万良,李子颖.关于赣中相山矿田相山“碎斑熔岩”[J].地质论评,2015,61(2):367-375.
[13] 张万良.相山铀矿田矿体形态分类及成因意义[J].大地构造与成矿学,2015,39(5):844-854.
[14] 东华理工大学.江西相山火山盆地查明三维地质结构[EB/OL].(2016-04-17)[2017-05-27].http://ddy.ecut.edu.cn/20/4f/c352a8271/page.htm.
[15] 周玉龙,高琰.赣中相山矿田梅峰山地区地质特征及找矿前景[J].华东地质,2016,37(2):131-135.
[16] 高琰,周玉龙.江西相山巴泉隐爆角砾岩型铀矿床地质特征及形成过程[J].华东地质,2017,38(2):126-131.
[17] 李子颖,黄志章,李秀珍,等.相山火成岩与铀成矿作用[M].北京:地质出版社,2014:1-324.
[18] 张万良.相山铀矿田成矿后隆升剥露的磷灰石裂变径迹分析[J].地质找矿论丛,2012,27(1):23-28.
[19] 薛振华,蒋振频,董永杰,等.相山铀矿田邹家山工区含铀凝灰岩的矿化特征[J].铀矿地质,2004,20(2):85-90.
[20] 范洪海,倪培,王德滋,等.邹家山铀矿床深部隐爆角砾岩成因机制及其与铀矿化关系[J].矿床地质,2002,21(增刊):857-860.
[21] 汪劲草,彭恩生,孙振家.流体动力角砾岩分类及其地质意义[J].长春科技大学学报,2000,30(1):19-24.
[22] 杜乐天.中国热液铀矿基本成矿规律和一般热液成矿学[M].北京:原子能出版社,2001:1-186.

- [23] 张万良.相山火山—侵入杂岩的反方向岩浆演化系列研究[J].中国地质,2005,32(4):548-556.
- [24] 郭福生,杨庆坤,谢财富,等.江西相山酸性火山—侵入杂岩精确年代学与演化序列研究[J].地质科学,2015,50(3):684-707.
- [25] 范洪海,王德滋,沈渭洲,等.江西相山火山—侵入杂岩及中基性脉岩形成时代研究[J].地质论评,2005,51(1):86-91.
- [26] 邵飞,陈晓明,徐恒力,等.江西省相山铀矿田成矿模式探讨[J].地质力学学报,2008,14(1):65-73.
- [27] 李子颖,张万良.江西相山矿田主要铀矿化类型及其地球化学特征对比研究[J].现代地质,2016,30(1):1-16.

Cretaceous cryptoexplosion and uranium metallogenic events in the Xiangshan area of central Jiangxi

ZHANG Wan-liang

(Research Institute No.270 CNNC, Nanchang 330200, China)

Abstract: The Xiangshan area in central Jiangxi is an important producing base for uranium resources in China. Uranium mineralization occurs in the early Cretaceous volcanic intrusive complex, which is mainly composed of ignimbrite, rhyolitic porphyry, porphyroclastic lava, granite porphyry, dacite porphyry, lamprophyre and so on. Besides, a lot of cryptoexplosion relics-cryptoexplosive clastic rock occurs in the complex. The cryptoexplosion happened at the same time as or slightly later than volcanic intrusive complex activity. The relationship between cryptoexplosion and uranium mineralization events is a new research topic. In this article, based on field investigation and microscopic observation, along with cementation types, the cryptoexplosive clasolite is divided into two kinds, magma cryptoexplosive clasolite and hydrothermal cryptoexplosive clasolite, corresponding to magma cryptoexplosion and hydrothermal cryptoexplosion. The former refers to the cryptoexplosion occurring in the early of Early Cretaceous after the rhyolitic porphyry intrusion activities and cryptoexplosive intrusion activity of the porphyroclastic lava. The latter mainly refers to the hydrothermal cryptoexplosion after dacite porphyry intrusion activities, which is closely related to uranium mineralization in the late of early cretaceous or the early of late Cretaceous. From the early Cretaceous to early of Late Cretaceous, the cryptoexplosion presents a trend from weak, strong and to weak again. Uranium mineralization is related to hydrothermal cryptoexplosion in early of Late Cretaceous. The hydrothermal cryptoexplosion is synchronous with the uranium mineralization, which formed at 90 Ma and should be a sudden event.

Key words: cryptoexplosion; cryptoexplosive clasolite; uranium mineralization events; Xiangshan area