

doi: 10.13745/j.esf.2015.04.004

# 江西相山铀矿田构造—岩浆演化及其成矿规律

胡宝群<sup>1</sup>, 邱林飞<sup>2</sup>, 李满根<sup>1</sup>, 孙占学<sup>1</sup>, 吕古贤<sup>3</sup>, 周义朋<sup>1</sup>, 白丽红<sup>1</sup>

- 1. 东华理工大学 放射性地质与勘探技术国防重点学科实验室, 江西 抚州 344000
- 2. 核工业北京地质研究院, 北京 100029
- 3. 中国地质科学院 地质力学研究所, 北京 100081

HU Baoqun<sup>1</sup>, QIU Linfei<sup>2</sup>, LI Mangen<sup>1</sup>, SUN Zhanxue<sup>1</sup>, LÜ Guxian<sup>3</sup>, ZHOU Yipeng<sup>1</sup>,  
BAI Lihong<sup>1</sup>

- 1. Key Laboratory of Radioactive Geology and Exploration Technology Fundamental Science for National Defense, East China Institute of Technology, Fuzhou 344000, China
- 2. Beijing Research Institute of Uranium Geology, Beijing 100029, China
- 3. Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China

HU Baoqun, QIU Linfei, LI Mangen, et al. The tectono-magmatic evolution and metallogenic regularity of Xiangshan uranium ore-field in Jiangxi Province. *Earth Science Frontiers*, 2015, 22(4): 029-036

**Abstract:** On the basis of the studies of ore-field structure, volcanic hydrothermal mineralization and igneous rocks in the Xiangshan uranium ore-field, the paper has proposed some new understanding of the geological evolution and metallogenic regularity in this ore-field. The geological evolution of the Xiangshan uranium ore-field can in general be divided into 3 stages and the corresponding 3 structure (mainly fracture) systems and 2 stages of mineralization since 145 Ma. (1)The stage of volcano complex basin and volcanic edifice forming. It is also the stage of foundation of uranium mineralization. (2)The stage of differential elevation-erosion between the two parts of the east and west stage (i. e. the early mineralization stage). The East was relatively stable while the West was uplifting and underwent intense weathering. SN-trending faults were formed in the stage. (3)Red basin formation stage (i. e. the late mineralization stage). NE-trending fault zones were formed in the stage. In Xiangshan uranium ore field there were two main metallogenic stages. The early uranium mineralization was mainly formed in where the second stages of structure activity superimposed on the first stage tectonic system. And the late uranium mineralization was mainly controlled by the red basin and basin controlling fault. The intensity and size of the late mineralization were larger than the early mineralization. The ore-bodies were located in depressed spaces of the intersection of these three sets of structural systems, where are favorable for exploration sites.

**Key words:** metallogenic regularity; ore-field structure; tectono-magmatic evolution; uranium ore-deposit; Xiangshan

**摘 要:**文中研究了相山铀矿田的构造、火山沉积及岩浆岩期后热液成矿作用,提出了矿田地质演化及其铀成矿规律等方面的一些新认识。从 145 Ma 以来,相山铀矿田的地质演化可划分为 3 个阶段和与之相对应的 3 套构造(主要为断裂)体系及 2 期成矿作用:(1)火山盆地和火山机构形成阶段,是铀成矿的奠基阶段;(2)东、西两部分差异抬升-剥蚀阶段,形成的断裂走向总体为 SN 向,相对应的是早期铀成矿阶段;(3)红盆形成阶段,主要形成 NE 向断裂带,相对应是晚期铀成矿阶段。第 2 阶段的构造体系叠加改造第 1 阶段的构造体系而形成早期铀成矿作用。第 3 阶段的红盆构造体系对前 2 阶段构造体系的叠加改造而形成晚期铀成矿作用,

收稿日期:2014-09-08;修回日期:2014-12-10  
基金项目:国家自然科学基金项目(41472069,41172078,40862005);国家高技术研究发展计划“863”项目(2012AA061504);国家重点基础研究发展计划“973”项目(2012CB723101);科学技术部国际合作项目(2011DFR60830)  
作者简介:胡宝群(1965—),男,博士,教授,主要从事岩矿地球化学研究。E-mail: bqhu@ecit. cn

晚期成矿作用的强度和规模都要超过早期成矿作用。这3套构造体系相交的降压空间,是找矿的有利部位。

关键词:成矿规律;矿田构造;构造-岩浆演化;铀矿床;相山

中图分类号:P542 文献标志码:A 文章编号:1005-2321(2015)04-0029-08

相山铀矿田是我国最大的火山岩型铀矿床聚集区。自1957年起历经50多年的勘探开发,积累了大量的、不同学科的资料,随着时间的推移,仍会不断产生大量的新资料<sup>[1-7]</sup>。综合分析这些不断增加的成果,探讨相山铀矿田的地质演化历史,总结铀矿成矿规律,可用于相山矿田深部找矿,对华东南大片火山岩分布区的铀矿找矿也有一定的帮助<sup>[1]</sup>。

综合历年研究分析,从145 Ma以来,以构造、岩浆岩特征差异为主,相山铀矿田的地质演化总体可划分为3个阶段和与之相对应的3套构造(主要为断裂)体系(图1)及2个主成矿期。

1 火山盆地形成阶段

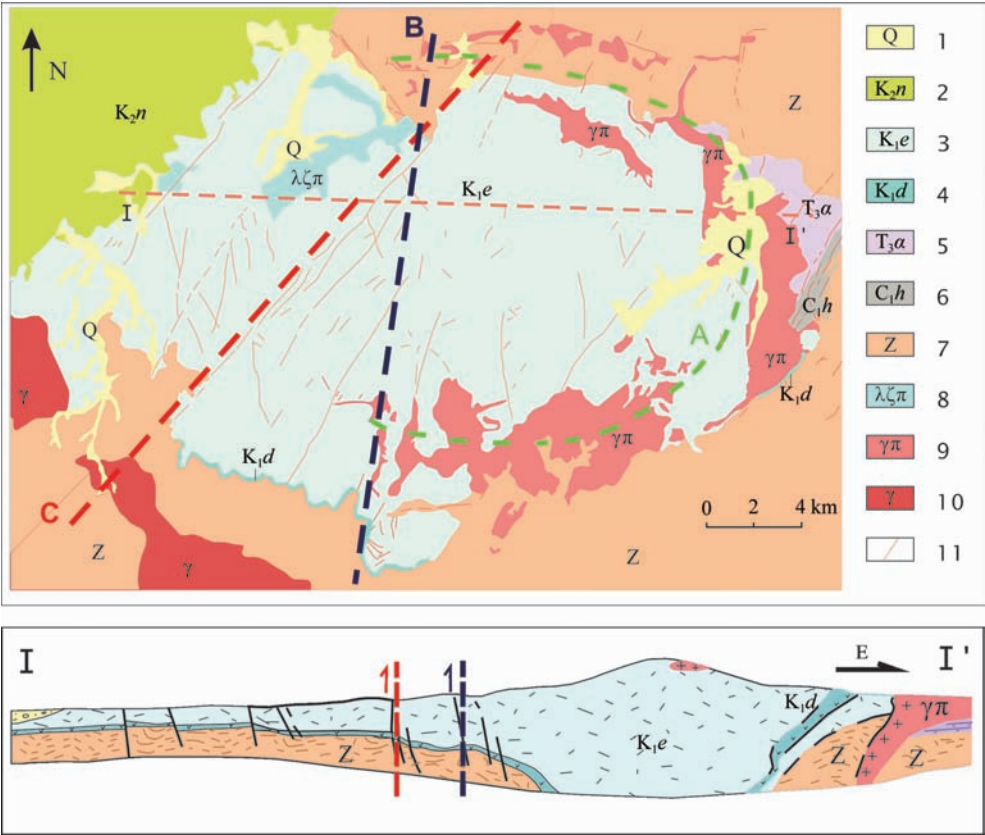
在这个阶段形成火山杂岩盆地和火山机构,是

相山矿田铀成矿作用的奠基阶段。

1.1 相山火山杂岩盆地的空间分布特征

经过大量的研究,相山铀矿田特征总体上可归纳为:是一个发育于前震旦系的中新元古代结晶基底(局部有C<sub>1h</sub>及T<sub>3a</sub>)之上的、西北侧覆盖有晚白垩世断陷“红盆”的早白垩世“火盆”。

相山火山岩不是一个孤立的火山岩分布区,而应该是和玉华山、抚崇盆地东南缘林家、谭港和高家等地的火山岩属于同一时期,尽管它们在成分上有一定的差异。这就是说,同期火山岩喷发是大面积的,而非只有相山地区所独有。作为赣杭构造带的一部分,相山火盆形成时间比该带东北端产出的火山岩略晚。从更大的范围来说,华东南从沿海到内地,火成岩按NE向展布依次分为火山岩带(主要在福建)、火山岩-侵入岩混杂岩带(武夷山)、基本上



1—第四系;2—上白垩统;3—下白垩统鹅湖岭组;4—下白垩统打鼓顶组;5—上三叠统;6—下石炭统;7—前震旦系;8—流纹英安斑岩;9—花岗斑岩;10—花岗岩;11—断裂。A—火山环形构造;B—相山东、西两部分差异抬升-剥蚀分界线;C—红盆断裂体系东南边缘,相山NW和SE两部分的分界线,相当于邹-石断裂位置。

图1 相山铀矿田构造演化示意图<sup>[6]</sup>

Fig.1 The sketch map of tectonic evolution in Xiangshan uranium ore-field<sup>[6]</sup>

无火山岩带(抚州—永丰盆地以北),相山火山杂岩处于混杂岩带的西北边缘。相山火山活动是华东南区域的、大规模的火山活动的一部分<sup>[8-10]</sup>。

## 1.2 相山各类岩石的年龄及火山杂岩盆地形成的时限

相山主要火成岩锆石 SHRIMP 微区 U-Pb 测年<sup>[2]</sup>显示:打鼓顶组顶部流纹英安岩( $J_3d^4$ )年龄为( $141.6 \pm 1.7$ ) Ma;鹅湖岭组流纹质英安斑岩( $J_3e^2$ )( $137.4 \pm 1.7$ ) Ma;石英二长花岗斑岩( $136.4 \pm 1.0$ ) Ma;鹅湖岭组碎斑熔岩( $J_3e^4$ )( $134.6 \pm 1.0$ ) Ma 和( $134.1 \pm 1.0$ ) Ma;超浅层侵入的次火山岩似斑状花岗岩( $\gamma\pi$ )年龄( $134.7 \pm 0.9$ ) Ma 和( $133.3 \pm 0.8$ ) Ma。杨水源<sup>[7]</sup>对相山火山侵入杂岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果显示:熔结凝灰岩(火山灰流相)( $137.3 \pm 0.9$ ) Ma;流纹英安岩(溢流相)( $136.8 \pm 2.5$ ) Ma、( $136.4 \pm 1.5$ ) Ma、( $135.1 \pm 1.7$ ) Ma;碎斑熔岩(侵入相)( $134.1 \pm 1.6$ ) Ma、( $135.6 \pm 1.3$ ) Ma、( $132.4 \pm 1.2$ ) Ma、( $135.1 \pm 1.2$ ) Ma;花岗斑岩(次火山岩相)( $136.6 \pm 1.1$ ) Ma、( $136.8 \pm 1.1$ ) Ma;流纹英安斑岩(侵入相)( $135.0 \pm 2.0$ ) Ma、( $134.8 \pm 1.1$ ) Ma;晚期岩脉流纹斑岩( $134.6 \pm 1.2$ ) Ma,晚期岩脉石英二长斑岩( $136.0 \pm 1.0$ ) Ma。最新测得相山矿田南部谭港流纹英安岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为( $136.2 \pm 1.5$ ) Ma<sup>[11]</sup>。

采样层位不同测试结果会有一定的差异。总体来看,相山火山杂岩中所测的各类火成岩的年龄在( $132.4 \pm 1.2$ )~( $141.6 \pm 1.7$ ) Ma 变化,表明相山火山杂岩形成于早白垩世( $K_1$ )且持续时间不超过 10 Ma。虽然年龄测试精度提高及测试量增大,但并未改变多年来从空间分布得出各类火山岩的先后顺序关系。从老到新大致为:(流纹英安岩、熔结凝灰岩、流纹质英安斑岩)—(花岗斑岩、石英二长花岗斑岩)—(碎斑熔岩、流纹斑岩、似斑状花岗岩)。综合华南中生代岩石圈伸展方面的研究<sup>[12-15]</sup>,这些火山杂岩的年龄最老应不会超过 145 Ma。

## 2 矿田东、西两部分差异抬升—剥蚀阶段

在这个阶段,矿田东部相对稳定,而西部则抬升并受强烈风化剥蚀。形成的断裂走向总体为 SN 向。该阶段的差异性抬升—剥蚀构造体系,对第一阶段的火山—沉积构造体系叠加改造,伴随岩浆期

后热液活动,从而形成本矿田的早期成矿阶段。

相山火山杂岩盆地中的构造主要是不同规模、不同方向的断裂。相山矿田及周边的大断裂按产状主要可分为 4 组,即弧形塌陷断裂、NE 向断裂、NW 向断裂和 SN 向断裂。前 3 组断裂很明显,最后一组 SN 向断裂断续隐约可见,但很重要。

SN 向断裂,在矿田中断续分布、隐约可见构成完整的 SN 走向的断裂。最主要有徂坑—石咀—芙蓉山—上加岭断裂带(图 1),这条断续的断裂带有时被忽略,有时又被明确地、连续地标在地质图中。

本文认为这是一条极为重要 SN 走向的断裂,大体上把相山矿田分为东、西两部分,自这条断裂形成后相山东、西两部分的演化都发生了较大的差异,最直观的表现是东部环状花岗斑岩明显多于西部。此外在矿田中央的管家障村及云际矿床中都出现数以千米计的 SN 走向断裂或含矿断裂。相对于 NE 向和 NW 向两组断裂规模而言,SN 向断裂规模小且断续分布。

## 3 红盆形成阶段

红色盆地的控盆断裂活动,盆地形成,主要形成 NE 向断裂带。红盆断裂体系对前两期构造体系叠加改造,并同期发生与红盆有关的热液蚀变活动,从而形成晚期成矿阶段。晚期成矿作用的强度和规模都要超过早期成矿阶段。

NE 向的德兴—遂川的深大断裂,控制着抚州—永丰盆地的西北边界。在相山矿田与之平行发育的有邹家山—石洞(以下简称为邹—石)、上谿—罗山、小陂—芑头等一组多条近于平行的断裂,应是该深大断裂的次级断裂。区域上华东南也出现了一系列与德兴—遂川深大断裂平行的深大断裂。

相山铀矿田西北缘的晚白垩世断陷盆地及其断裂对相山铀矿的形成及改造一定会产生一些影响。据研究<sup>[10,16-17]</sup>德兴—遂川断裂带可能是从中元古代就开始活动,长度数以百公里计,且切至中地壳,左行走滑为主。矿田中最主要的控矿断裂带——邹—石断裂带与之平行,邹—石断裂的 2 km 范围铀储量占相山矿田所有探明储量的 2/3 以上<sup>[18]</sup>。图 1 中的 C 线与邹—石断裂位置大致相同,在这个阶段这条断裂把相山盆地分为 NW 和 SE 两部分,NW 盘

比 SE 盘抬升和剥蚀强烈。这阶段所形成的 NW 和 SE 盘的构造特征差异,叠加改造前一阶段的东、西两部分的构造差异及火山构造体系。

在时间上,由上白垩统(100~65 Ma)为主组成的断陷盆地,在华南分布广泛,与铀成矿作用关系密切,如南雄、会昌、盛源等盆地都产有铀矿床。甚至有专家提出“无断陷盆地、无铀矿”的认识<sup>[19-20]</sup>。抚州—永丰断陷盆地及其断裂活动,对相山矿田中铀矿床的贡献至少应包括提供热液、改造已有断裂的性质等。

本文认为区域上 NW 向断裂和 NE 断裂是共轭的,本矿田中 NW 向断裂主要分布在矿田西侧。西侧的南部有书塘—济河口断裂、小陂—石洞断裂等,西侧的北部有倘坑—下堡—璜田断裂。在矿田外部的东北部有一条规模很大的 NW 向断裂切过。区域上华东南有许多与之平行且规模较大的断裂,但与 NE 向断裂比较 NW 向断裂的连续性差。

4 相山铀矿田 2 个主成矿期

早期铀成矿作用,主要是第二阶段的差异性抬升-剥蚀构造体系叠加改造第一阶段的火山-沉积构造体系而形成的。晚期铀成矿作用,主要受红盆及控盆断裂影响,红盆断裂体系对前两期构造体系的叠加改造而成矿。晚期成矿作用的强度和规模都要超过早期。矿体定位于这三套构造体系相交的降压空间,这些位置是找矿的有利部位。相山矿田 2 期主成矿作用,在矿床分布、成矿年龄、物质成分及成矿温度等方面表现都有所差异。

4.1 相山矿田铀矿床的空间分布规律

在相山铀矿田中现已发现的铀矿床,按赋矿围岩可分为:火山熔岩型矿床,有邹家山、居隆庵、云际等矿床;次火山岩型矿床,有山南、沙洲、红卫等矿床;爆发角砾岩型矿床,仅有巴泉矿床。

本矿田的铀矿床空间上大多分布于抚州—永丰盆地东南边缘断裂与相山火山杂岩盆地相交部位,即邹—石断裂带及附近<sup>[6]</sup>。推测,铀矿床分布应与红盆及其断裂系统有关。

相山矿田中的铀矿体围岩有火山熔岩、次火山岩和隐爆角砾岩、甚至变质岩,无明显的岩性专属性。无论是火山熔岩型、次火山岩型或爆发角砾岩型,铀矿化都严格受断裂所控制。一旦离开断裂及两侧强蚀变岩,就基本不含铀矿。

按矿体产状来分,大致可分为两类。一为受 NE 走向的断裂及次生断裂控制的矿体,主要是在邹-石断裂带及其附近,在该断裂带控制了整个矿田总探明储量的 2/3 以上。二为受火山环形构造控制的矿体,矿体走向与次火岩岩体平面上长轴方向一致,如沙洲矿床和山南矿床。

4.2 铀成矿年龄

高纯度沥青铀矿 U-Pb 等时线计算结果显示<sup>[21]</sup>:早期铀-赤铁矿型矿床,(115±0.5) Ma(北部—东部、碱性蚀变);晚期铀-萤石型矿床,(98±8) Ma(西部,酸性蚀变)。邹家山矿床富钍铀矿石中磷灰石的 Th-Pb 年龄<sup>[22]</sup>为 97.5 Ma(96~98.8 Ma),与晚期铀-萤石型成矿年龄相近。

华南铀成矿年龄也有大量的资料,可与相山铀矿化年龄比较。如在江西会昌 6722 铀矿床 Sm-Nd 法测得铀矿石中的方解石年龄<sup>[23]</sup>为 (113.4±6.9) Ma,这与相山早期铀-赤铁矿型铀矿化年龄相近。统计华南 130 个各类铀矿床(点)共 361 个铀矿化年龄<sup>[24]</sup>发现,在华南尽管矿床类型和围岩年龄不同,但其中的铀矿化年龄都小于 145.5 Ma;白垩纪(65.5~145.5 Ma)占 61.2%,古近纪(23.0~65.5 Ma)占 28.5%;斑岩型主要集中于 80~110 Ma,15 个火山岩型铀矿化年龄为 80~140 Ma。华南铀成矿过程是连续的<sup>[24]</sup>还是分期次的,本文倾向后者,认为包括相山在内的华南铀成矿是与构造活动紧密联系的、是分期次的,是与白垩纪—古近纪 6 次岩石圈伸展拉张相对应地出现 6 次主要铀成矿期<sup>[14-15]</sup>,与华南中生代 3 次大规模成矿和岩石圈伸展相关<sup>[12,15]</sup>。相山矿田 2 期次铀成矿分别属于华南 6 个主要铀成矿期中的第 2 和第 3 期。

4.3 铀矿床的物质组成特征差异及隐含的地质意义

矿床的矿石物质组成是成矿作用演化的结果之一。通过矿石物质组成的研究,本文认为相山铀矿田中铀矿石成分可分为两大类,是和本区两期次铀成矿对应,间接地受 3 个演化阶段和 3 套构造体系控制。

4.3.1 本矿田矿石的物质组成差异性

矿田中各矿床的铀矿石物质组成相差很大,前人做了不少工作<sup>[6,25-27]</sup>,大致可分为 5 个系列,即 U-Th-REE-Mo-P 系列(如 6126 石洞、6124 居隆庵、6125 书堂、6122 邹家山、6113 如意亭、611 横洞、613 岗上英),U-REE 系列(6117 红卫、617 巴泉、6110

湖田),U-Mo 系列(620 湖港、621 河元背),U-P 系列(628 云际、6219、6123),U-Pb-Zn-Ag 系列(615 沙洲矿床和牛头山矿床)。这 5 个系列又归为 2 个大类,前 4 个系列为第一大类,后 1 系列单独构成第二大类。

这两个大类矿石的物质组成相差较明显,主要表现在铅锌银含量方面。(1)第二大类矿石可见明显的方铅矿化和闪锌矿化,如在牛头山铀矿床 ZK24-9, ZK26-11, ZK26-13, ZK30-9 和 ZK26-101 号钻孔的深部(深 $(1\ 000\pm 200)$ m)见有铅锌银矿化带<sup>[27]</sup>,又如在沙洲—8 m 中段 22-0 号川脉处可见 40 cm 宽、近 100 余 m 长的方铅矿脉。(2)然而,尽管第二大类称 U-Pb-Zn-Ag 系列,但铀矿化和铅锌银矿化是分离的。在沙洲和牛头山所见的铅锌银矿体(化)都是和铀矿化分离的:在沙洲—8 m 中段 22-0 号川脉处所见的方铅矿脉是纯的铅(锌)矿脉而无铀矿化,尽管与铀矿体处于同一标高,但铀矿化和铅多金属矿化不在同一个断裂中、两者相距 50 m 以上;而在牛头山铅多金属矿化是位于铀矿化下的 150 m 以下,两者也不是在同一个断裂中,控矿断裂不同,铅多金属矿化产于河元背一小坡断裂及附近,而铀矿化则产于该断裂的上盘次级断裂中,且近矿围岩都不同。(3)第一大类中的 4 个系列,各元素矿化都是在同一矿体中,也就是说同一矿体甚至同一块矿石中同一系列中的各元素都很高,这与第二大类区别明显。(4)但随着矿山开采深度加大,我们发现在邹家山 4 号带—210 m 和—170 m 中段的铀富矿石中 Pb、Zn 含量明显增高,这些铀富矿石还富含 REE, Th 和 Mo,甚至在有的样品中还发现 Au 和 Ag 矿化, Au 和 Ag 的含量达克拉克值的 10~25 倍(但无铜矿化)。另外,在山南矿床铀富矿石中 Pb、Zn 含量也明显增高<sup>[28]</sup>,是近矿蚀变围岩中含量的几倍至 10 倍。

从这 5 个系列矿石的空间分布来看,以邹—石断裂为中心带由内向外,依次为 U-Th-REE-Mo-P 系列、U-REE 系列、U-Mo 系列、U-Pb-Zn-Ag 系列。而 U-P 系列相对独立。

分布在邹—石断裂带的矿床矿石物质组成极为相似,推测其成矿物质(矿质和流体)来源相近。

分析矿石的化学成分差异的原因,不外乎是提供成矿物源的岩性差异及流体性质的差异。提供矿石物源的岩石总体有熔岩、似斑状花岗岩和变质岩。推测流体来源大致包括大气降水下渗、岩浆热液、

K<sub>2</sub> 盆地脱水、地幔水等;总体上本区成矿作用主要可分为与火盆和与红盆有关的成矿作用,这两者热液成分及物理化学条件明显差异,从而造成矿石的化学组成也明显不同。

#### 4.3.2 蚀变类型空间分布的差异性

相山铀矿田中,矿石以充填结构为主,铀与其他脉石矿物混合充填于断裂中,矿体与围岩的边界明显。由此推测,矿质至少是从其现在所在位置之下而来、沉淀在矿石现在的位置;其蚀变围岩显而易见是成矿热液在发生矿质沉淀后剩余热液与围岩发生化学反应而成的。

组成矿石的矿物主要是萤石、方解石、磷灰石、硅质、黄铁矿、黏土矿物等,含少量的铀、钍、稀土等矿物。矿石常见形态为碎裂岩或剪切而成的碎粉岩在后来水化、水合等作用所形成黏土矿物,再与萤石、方解石、磷灰石、硅质、黄铁矿等混合,组成脉体充填在断裂中。

而本区矿体的围岩蚀变主要有 2 种即红化和绿化。红化也就赤铁矿化,绿化主要是水云母化和绿泥石化。野外现场发现,铀矿体两侧的绿化可以很宽,而红化相对较窄。且红化是紧靠矿体两侧。矿体外侧都会或多或少不同程度地发育有紧邻矿体的红化带,几乎是“无红化无铀矿化”。

#### 4.4 成矿流体温度的阶段性

相山包裹体测温工作相当多,以下仅列出近期相关研究。

前人测得沙洲矿床中萤石包裹体均一温度<sup>[29]</sup>,可分为高温段 347~306 °C(均值 328 °C)和低温段 267~224 °C(均值 247 °C)。王蕾等<sup>[30]</sup>测得该矿床萤石中包裹体均一温度 405~151 °C,可分为 3 段,高温段 405~388 °C(均值 394 °C),中温段 359~272 °C(均值 308 °C),低温段 255~151 °C(均值 206 °C)。两次测试结果极为相近,只是后项研究还测得超过水临界温度的一组温度。

张树明等<sup>[31]</sup>测得邹家山矿床萤石原生包裹体的均一温度 418~92 °C,可分为两组,高温组 194~418 °C 之间(集中于 371~237 °C,均值 296 °C),低温组 223~92 °C(集中于 223~114 °C,均值 162 °C)。本文选择邹家山—210 m、—170 m、—130 m 中段矿石中石英、方解石、萤石,测均一温度为 360~122 °C,高温阶段 360~213 °C(均值 263 °C)和低温阶段 185~122 °C(均值 143 °C)<sup>[32]</sup>。两个研究结果十分相似,只是前一个测试的温度变化跨度大一些。

邱林飞等<sup>[5]</sup>详细研究了居隆庵矿矿石中石英和萤石的包裹体均一温度、获得 400 多个温度值,范围为 460~80 ℃、且连续不间断,存在 400~320 ℃与 260~220 ℃两个明显的峰值。推测该矿床成矿作用存在两个峰期。成矿流体气体成分以 CO<sub>2</sub>、H<sub>2</sub> 为主,同时含有 CO、CH<sub>4</sub>、N<sub>2</sub> 等气体。成矿流体中碳、氢同位素分别为-5‰~-3‰、-65.8‰~-82.7‰,具典型岩浆源或幔源特征。

前人研究成果显示:(1)气液包裹体均一温度绝大多数在 460~80 ℃,多集中在 400~120 ℃,而且不论相山那个矿床所测的均一温度都是连续的、不间断的,但有 2~3 个峰值;(2)综合上述几个矿床研究,均一温度平均值总体可分为 394 ℃、(310±15) ℃左右(328 ℃、308 ℃、296 ℃)和(220±40) ℃左右(263 ℃、247 ℃、206 ℃、162 ℃)3 组,若把 394 ℃作为成矿前的气液温度,则相山主要存在 2 期主要成矿温度 310 ℃±和 220 ℃±;(3)所测均一温度的上、下限与水的(拟)相变线的温度极限相当<sup>[33]</sup>,且显示成矿前曾有超临界流体参与,低于水临界温度可分出 2 期成矿温度。

相比之下,压力的计算结果变化太大,有的明显不符合实际,本文不采用、不分析。

4.5 相山矿田铀成矿作用

综合上述研究,相山铀矿田有 2 期次热液成矿作用。早期成矿作用,年龄为 120 Ma±,成矿温度 310 ℃±,推测是在火山杂岩体和机构形成之后、SN 向断裂作用叠加改造已有的火山盆地构造所形成。晚期成矿作用,年龄为 98 Ma±,成矿温度 220 ℃±,主要受 NE 向控盆断裂影响,是红盆构造体系对前两阶段构造体系的叠加改造而形成的。第二次成矿作用可叠加或改造第一次成矿作用,造成第一期矿体发

生张开、或产状变缓等,两期成矿作用叠加更有利于形成富矿,如沙洲矿床东、西两侧存着明显区别<sup>[6,34]</sup>。

作为相山铀矿作用,铀成矿作用要形成数万吨规模、高于背景值 100 倍以上的、且主要赋存于断裂这种很狭小的空间中,应是本区构造-岩浆演化各阶段相对应的多期次强烈热液活动的结果。

5 相山矿田地质演化讨论

综合上述研究,相山地区自 145 Ma 以来可分 3 个演化阶段,相对应的形成 3 套构造体系,并分出 2 期次铀成矿作用(如表 1)。

火山喷发-塌陷-次火山岩侵入活动阶段。主要是铀预富集,即由基底变质岩形成酸性岩浆过程中铀初步富集,形成富铀的酸性岩浆岩。

东、西两部分差异抬升-剥蚀阶段(早期成矿)。从而形成次火山岩出露面积在东、西部差异明显,东、西部的分界线大致在罗陂-徕坑-石咀上一芙蓉山-上加岭(如图 1 中的 B 线)。两部分的抬升、剥蚀历史不同。并认为西部抬升快、抬升高,但因其断裂发育、岩石破碎而剥蚀强度大,剥蚀风化产物沉积于抚州-永丰盆地。东部较为稳定,抬升量少,断裂活动相对弱、岩石相对完整,剥蚀程度小。这里隐含着对酸性次火山岩形态的基本认识——“上大下小”而不是“上小下大”,不认为酸性次火山岩随着剥蚀程度的加大到深部酸性次火山岩的面积会增大,而认为本区酸性次火岩随着剥蚀程度的加大深部酸性次火山岩的面积反而会减小。综合以上现象,本文认为东部较稳定、断裂活动稍弱且剥蚀程度低,而西部抬升快、断裂活动强烈且剥蚀程度高。但有的学者观点正与此相反<sup>[4]</sup>。

表 1 相山矿田 145 Ma 以来构造演化阶段和铀成矿期划分

Table 1 The tectonic evolution stages and uranium metallogenic periods since 145 Ma in Xiangshan ore-field

构造演化阶段	主要特点	活动时间	构造体系	成矿期次及特点
火盆形成阶段	形成各类火山岩、次火山岩	145~132 Ma	环形构造,塌陷构造	酸性火山杂岩中铀预富集,为铀成矿的奠基阶段
东、西两部分差异抬升和剥蚀阶段	W 盘抬升并遭受强烈剥蚀,E 盘相对稳定	120 Ma±	SN 向断裂	早期成矿 115 Ma±,温度高 310 ℃±,与火山期后热液有关
红盆形成阶段	红盆沉积,德兴-遂川断裂强烈活动,形成邹石等几条 NE 向次级断裂。NW 盘抬升并发生扭动,SE 盘相对稳定	100~65 Ma	NE 向断裂为主,次之为 NW 向	晚期成矿 98 Ma±,温度低 220 ℃±,与深大断裂加温、盆地脱水所形成的热液密切相关

红色断陷盆地形成、控盆断裂活动、次级断裂成矿阶段(晚期成矿)。本阶段的构造活动叠加或改造之前的构造。该盆地大致是受 NE 向断裂所控制的狭长红盆:盆地内的地层  $5^{\circ}\sim 30^{\circ}$  小角度向北西倾斜<sup>[19]</sup>;红盆西北侧为德兴—遂川活动性深大断裂,该断裂被认为是新元古代强烈活动的板块碰撞缝合带、从古生代到中生代仍强烈活动,为上陡下缓切入中地壳低速层、南东倾向的区域性深大断裂<sup>[16-17]</sup>;南东侧不整合覆盖在相山火山杂岩之上,邹—石断裂的位置大致为抚州—永丰红色盆地西南缘,邹—石断裂带(如图 1 中的 C 线)可以被认为是德兴—遂川深大断裂活动所产生的次生断裂带。邹—石断裂带 NE 走向、宽度不超  $2\sim 3\text{ km}$ <sup>[35]</sup>,向东南不超过沙洲矿床中的 F5 断裂,向下切深可达  $10\text{ km}$ ,主要段落表现为左行走滑。深大断裂加温、盆地脱水为主的热液在构造驱动和水物理化学性质变化的耦合作用下形成本区晚期中低温铀矿。

至于东、西部差异抬升、北东向断裂盆地形成,是否是在火山杂岩盆地前就存在、只是在火盆形成之后的继续,其实这是很难判断<sup>[17]</sup>。但本文据沙东和沙西的比较研究发现,NE 向断陷盆地发育不是继承已有的北东向断裂基础形成的。此外,华南 NE 向断陷盆地广泛分布,区域上的力学转换时限也正是  $K_2$  早期。

红盆、火盆及铀成矿之间的关系:火山期后相山西北缘抚州—永丰晚白垩世( $65.5\sim 99.6\text{ Ma}$ )断陷红盆形成,标志着整个地区构造活动处于拉张环境,这是成矿热液上升的有利因素。盆地东南边界的断裂带为左行断裂,从而在相山矿田的西部形成菱形断块(认为 NW 断裂是 NE 向断裂活动产生的次级断裂),在这些断块中的裂隙中充填铀矿体。NE 向深大断裂对盆地的形态、沉积及脱水形成热液等起到控制作用。早期( $120\text{ Ma}$ ±)碱交代矿化主要与次火山岩有关,晚期( $98\text{ Ma}$ ±)萤石—水云母矿化则主要与控制红盆的断裂活动有关。

在此特别强调晚白垩世红盆对相山铀成矿作用的影响。首先是抚州—永丰盆地相对于相山矿田而言规模巨大,盆地长达数百 km、宽也数十 km,地质历史中曾形成厚  $6\sim 7\text{ km}$  巨量的沉积物,随之被带入的各类水也非常丰富,为可能的成矿热液提供足够的、源源不断的来源。其次控制断陷盆地长轴方向的断裂是走向数以百 km 长的区域大断裂,向下延深完全有理由推测深可达中地壳,“德兴—遂川深

断裂上陡下缓,倾向南东,切入中地壳低速层<sup>[17]</sup>”。因此这些随红盆沉积的深循环水,可以受深大断裂的力和热的驱动,进入到以邹—石断裂带活动所产生次一级减压空间与水相变耦合而沉淀成矿。此阶段即为华南广泛存在的伸展拉张阶段( $K_2$ -E),在相山矿田主要表现为西北侧的德兴—遂川断裂的抚州—永丰段,及其由该深大断裂派生的邹—石断裂带。 $K_2$  拉张形成盆地,到 E 就开始挤压抬升。

还应特别注意的是,相山火盆  $2/3$  面积是处于中—新元古界隆起带上,而近  $1/3$  面积处于晚白垩世红色沉积盆地边缘及被其覆盖。其中隐含这两部分的地质及构造演化和铀成矿作用应是不完全相同的,对本区找矿方向(相山矿田的红盆边缘及覆盖区的找矿应受到关注)也有一定的影响。

依据水相变控矿理论<sup>[33]</sup>,在热液成矿作用过程中,有一定时间间隔的两次降压是形成富大矿体的必要条件。与之对应的地质环境有:两次脆性断裂交汇,压性断裂后扭动,先期 X 节理后滑动,岩性边界或层间破碎带叠加后期断裂扭动所产生的局部张性环境等。在相山矿田则强调 3 套构造体系叠加时产生的断裂交汇部位,是铀成矿沉淀所需要的减压空间(即铀矿体赋存空间),如山南和邹家山地区,特别是山南地区是火山环形构造、SN 向断裂和 NE 向断裂三组断裂交汇部位。因为是热液成矿,要形成富大矿体就必须有大量的热液,还必须要有强而面广的热液蚀变。因此,除了 3 组断裂交汇部位是找矿的标志外,强烈的蚀变是相山找矿的另一个主要标志。

## 6 结论

综合历年研究分析,从  $145\text{ Ma}$  以来,以构造、岩浆岩特征差异为主,相山铀矿田的地质演化总体可划分为 3 个阶段和与之相对应的 3 套构造(主要为断裂)体系:

(1)火山盆地形成阶段,相对应的时间区段大致为  $145\sim 132\text{ Ma}$ ,主要形成火山杂岩盆地和火山机构,如环状构造、塌陷构造、放射状断裂等火盆构造体系。

(2)东、西两部分差异抬升—剥蚀阶段(即早期成矿阶段),主活动时间大致为  $120\text{ Ma}$  前后,以罗陂—徕坑—石咀上—芙蓉山—上加岭为界,占  $2/3$  矿田的东部相对稳定,而西部则抬升并受强烈风化剥蚀,本阶段形成的断裂走向总体为 SN 向。

(3)红盆形成阶段(即晚期成矿阶段),相应的时间区间为100~65 Ma,在相山矿田形成NE走向断裂带,其中邹-石断裂带在北部的活动边界大致为沙洲矿床F5断裂处(在地表相当于沙洲—游坊断裂)。

相山铀矿田存在2个主成矿期:早期铀成矿作用,主要是第2阶段的构造活动叠加于第1阶段的构造体系之上而形成的。晚期铀成矿作用,主要受红盆断裂体系控制和与红盆有关热液的影响,是第3阶段的红盆构造体系对前2阶段的构造体系叠加改造而形成。晚期成矿作用对早期成矿作用进行改造、也可独立成矿。晚期成矿作用的强度和规模都要超过早期成矿作用,两期成矿作用的物质组成、成矿条件等方面差异明显。

在相山铀矿田,矿体定位于这3套构造体系相交所造成的各类局部降压空间,如断裂交叉处、层间破碎带、先期断裂后经滑动所造成的局部张性空间等,这些位置是相山矿田找矿的有利部位。

参考文献

[1] 李子颖. 中国找铀, 向深部发掘[J]. 中国核工业, 2011, 23 (7): 42-44.

[2] 陈正乐, 王永, 周永贵, 等. 江西相山火山侵入杂岩体锆石定年及其地质意义[J]. 中国地质, 2013, 40(1): 217-231.

[3] 陈正乐, 杨农, 王平安, 等. 江西临川地区相山铀矿田构造应力场分析[J]. 地质通报, 2011, 30(4): 514-531.

[4] 张万良, 刘德长, 李子颖, 等. 江西相山矿田西北部与东南部矿床侵蚀程度的对比分析[J]. 大地构造与成矿学, 2007, 31(3): 348-352.

[5] 邱林飞, 欧光习, 张敏, 等. 相山居隆庵矿床铀成矿流体特征及其来源探讨[J]. 矿床地质, 2012, 31(2): 271-281.

[6] 胡宝群, 吕古贤, 孙占学, 等. 江西相山铀矿田中断裂与水相变耦合成矿: 以邹家山矿床铀成矿作用分析为例[J]. 大地构造与成矿学, 2011, 35(4): 502-512.

[7] 杨水源. 华南赣杭构造带含铀火山盆地岩浆岩的成因机制及动力学背景[D]. 南京: 南京大学, 2013.

[8] 徐海江, 单林. 相山及其邻区火山岩岩性特征及成因探讨[J]. 华东地质学院学报, 1984, 7(1): 1-27.

[9] 单林, 刘晓东. 相山等火山盆地主体岩石包裹体研究[J]. 岩石矿物及测试, 1985, 4(4): 289-295.

[10] 余达淦. 中国东南部火山岩型铀成矿构造环境、岩浆岩体系、成矿系列及成矿模式[J]. 华东地质学院学报, 1992, 15 (1): 11-22.

[11] 张德志, 郭福生, 周万蓬, 等. 江西潭流纹英安岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及地球化学特征[J]. 中国地质, 2014, 41(3): 784-796.

[12] 毛景文, 谢桂青, 李晓峰, 等. 华南地区中生代大规模成矿

作用与岩石圈多阶段伸展[J]. 地学前缘, 2004, 11(1): 45-55.

[13] 胡瑞忠, 毕献武, 彭建堂, 等. 华南地区中生代以来岩石圈伸展及其与铀成矿关系研究的若干问题[J]. 矿床地质, 2007, 26(2): 139-152.

[14] 胡瑞忠, 毕献武, 苏文超, 等. 华南白垩—第三纪地壳拉张与铀成矿的关系[J]. 地学前缘, 2004, 11(1): 153-160.

[15] 华仁民, 陈培荣, 张文兰, 等. 论华南地区中生代3次大规模成矿作用[J]. 矿床地质, 2005, 24(2): 99-107.

[16] 邱爱金, 郭令智, 郑大瑜, 等. 江西相山地区中、新生代构造演化对富大铀矿形成的制约[J]. 高校地质学报, 1999, 5 (4): 418-425.

[17] 邱爱金, 郭令智, 舒良树, 等. 走滑拉分作用与相山产铀火山盆地的就位[J]. 铀矿地质, 2001, 11(5): 266-272.

[18] 胡荣泉, 徐金山, 贾志远, 等. 浅谈邹家山—石洞断裂带成矿条件及其控矿特征[J]. 东华理工大学学报: 自然科学版, 2013, 36(2): 113-119.

[19] 张万良. 华南红盆与铀矿保存[J]. 矿产与地质, 2007, 21 (2): 118-121.

[20] 陈祖伊, 张邻素, 陈树崑, 等. 华南断块运动: 陆相红层发育期与区域铀矿化[J]. 地质学报, 1983(3): 294-303.

[21] 范洪海, 凌洪飞, 王德滋, 等. 相山铀矿田成矿机理研究[J]. 铀矿地质, 2003, 19(4): 208-213.

[22] 孟艳宁. 相山矿田西部铀钍矿床的成矿机理研究[D]. 北京: 核工业北京地质研究院, 2012.

[23] 陈恒, 胡瑞忠, 毕献武, 等. 赣南 6722 铀矿床方解石 Sm-Nd 等时线年龄及其地质意义[J]. 矿物学报, 2012, 32(1): 52-59.

[24] 张万良, 邹茂卿. 华南铀成矿年龄统计[J]. 矿产与地质, 2013, 27(4): 270-275, 230.

[25] 赵永祥. 相山矿田铀成矿系列[J]. 华东地质学院学报, 1995, 18(2): 128-134.

[26] 吴仁贵, 余达淦. 相山铀矿田 611 和 6122 矿床与 34 号矿床矿石建造特征对比[J]. 铀矿地质, 2000, 16(4): 204-211.

[27] 吴志坚, 胡志华. 相山矿田牛头山铀矿床铀-多金属成矿地质特征及找矿方向[J]. 世界核地质科学, 2014, 31(2): 89-94.

[28] 吴玉, 潘家永, 夏菲, 等. 相山横岗上英铀矿床围岩蚀变及地球化学特征[J]. 铀矿地质, 2013, 29(1): 9-17, 23.

[29] 黄锡强, 陈正乐, 王平安, 等. 江西相山铀矿田沙洲矿床流体包裹体研究[J]. 地质力学学报, 2008, 14(2): 176-185.

[30] 王蕾, 张树明, 蒋振频, 等. 相山铀矿田沙洲矿床流体包裹体研究[J]. 大地构造与成矿学, 2008, 32(4): 500-508.

[31] 张树明, 王蕾, 蒋振频, 等. 邹家山铀矿床流体包裹体研究[J]. 铀矿地质, 2009, 25(5): 263-269.

[32] 白丹丹, 胡宝群, 孙占学, 等. 相山铀矿田邹家山矿床流体包裹体研究[J]. 铀矿地质, 2012(5): 290-296.

[33] 胡宝群, 吕古贤, 孙占学, 等. 热液矿床水相变控矿理论初探[J]. 地质通报, 2011, 30(4): 565-572.

[34] 胡静夫. 对 721-5、6 铀矿床的新认识及成矿模式[J]. 矿山地质, 1989(1): 12-16.

[35] 魏祥荣, 林舸, 龙期华, 等. 江西相山邹家山—石洞断裂带及其控矿作用[J]. 铀矿地质, 2006, 22(5): 281-289.