

相山火山-侵入杂岩的反方向岩浆演化系列研究

张万良^{1,2}

(1. 核工业北京地质研究院, 北京 100029; 2. 核工业 270 研究所, 江西 南昌县 330200)

摘要:相山因是中国最大火山岩型铀矿产地而倍受关注,相山火山-侵入杂岩从喷发-侵出-侵入, SiO_2 含量、 Rb/Sr 、 Rb/Ba 比值降低, 而 $\text{TFe}(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})$ 、 CaO 、 MgO 、 TiO_2 、 P_2O_5 含量、 SI (固结指数)、 δEu 则呈增高趋势, 岩浆演化与正常岩浆房酸度逐渐增高的岩浆分异趋势相反, 称反方向岩浆演化系列。不相容元素的比值如 Th/U 、 Rb/Ba 、 Th/Nb 、 Th/Ta 、 La/Nb 、 Nb/Ta 变化幅度较大, 与 SiO_2 组分没有明显的正消长或反消长关系, 稀土配分曲线也不尽一致, 火山喷发相、侵出相和侵入相岩石具有不同的源区性质。

关键词:反方向岩浆演化; 岩石地球化学; 源区性质; 相山

中图分类号: P588.12 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-3657(2005)04-0548-09

中国东南部广泛分布晚中生代火山-侵入杂岩, 而与铀成矿有关的晚中生代火山-侵入杂岩以相山最典型。相山火山-侵入杂岩产于 EW 向、NE 向等多组基底构造复合部位, 平面形态呈椭圆形, 东西长约 20 km, 南北宽 14 km, 面积约 318 km²(图 1)。杂岩体由酸性火山碎屑岩夹沉积岩、酸性熔岩及中酸性浅成-超浅成侵入岩组成, 岩浆活动从喷发开始、火山侵出为主, 以浅成-超浅成岩浆侵入而结束。岩浆过程具有不同于正常岩浆房分异演化的岩石地球化学响应。

1 岩石学特征及形成时代

按岩浆作用方式及形成先后顺序, 相山火山-侵入杂岩可分为火山喷发、火山侵出和浅成超浅成侵入 3 个岩浆活动期, 分别形成打鼓顶组流纹质晶屑凝灰岩、流纹质熔结凝灰岩、鹅湖岭组碎斑熔岩, 以及花岗斑岩、流纹英安斑岩、英安斑岩和煌斑岩(或辉绿岩)。

流纹质晶屑凝灰岩: 为空落相火山碎屑岩, 岩石具晶屑凝灰结构, 晶屑含量 30%~40%, 主要由石英、碱性长石及少量斜长石和黑云母组成。除晶屑外, 尚见少量绢云母石英片岩和花岗斑岩岩屑。

流纹质熔结凝灰岩: 属火山灰流凝灰岩, 熔结程度中等, 岩石具假流动构造, 火山灰流胶结物具熔结珍珠构造, 岩石中晶屑含量约 25%, 主要为石英、斜长石及少量碱性长石和黑云母; 已脱玻化的塑性火山碎屑约 20%。流纹质晶屑凝灰

岩和流纹质熔结凝灰岩是相山火山-侵入杂岩第 1 期岩浆活动即火山喷发活动的产物。

碎斑熔岩: 为火山侵出相岩石, 是相山火山-侵入杂岩的主体, 面积 220 km², 包括边缘相的玻质碎斑熔岩、过渡相的霏细碎斑熔岩和中心相的粒状碎斑熔岩。斑状结构, 斑晶具碎裂或溶蚀结构, 斑晶含量可达 60%, 主要成分是石英、碱性长石和少量斜长石、黑云母、角闪石等。碱性长石为透长石或高温正长石。单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 140.3 Ma^[1], Rb-Sr 年龄为 140 Ma^[2]。

花岗斑岩: 为浅成-超浅成侵入相岩体, 呈岩珠、岩脉、岩滴分布于火山-侵入杂岩体的边部, 数十个大小不等、形态各异的岩体面积共 42 km²。斑状结构, 斑晶含量约 60%, 其中主要为斜长石(20%~25%)、碱性长石(约 20%)、石英(10%), 暗色铁镁矿物为 5%~10%, 以黑云母为主, 其次为角闪石及单斜辉石。斑晶大小 0.5~12 mm, 基质具花岗结构, 由半自形板状碱性长石和他形石英组成, 有时也有少量鳞片状黑云母, 基质矿物粒度 0.02~0.3 mm。单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 135.4 Ma^[1]。

流纹英安斑岩: 曾归打鼓岭组火山溢流相流纹英安岩, 呈岩株、岩脉、岩枝状产出, 出露面积 10 km²。斑状结构, 块状构造, 局部可见流动构造, 斑晶主要由钾长石、斜长石和少量石英、黑云母组成, 偶见角闪石、辉石, 斑晶含量 20%~30%。斜长石 An 为 30~42。基质为隐晶质霏细结构、显微粒状结构。单颗粒锆石 U-Pb 年龄为(136.0±2.6) Ma^[1], Rb-Sr 等时线

收稿日期: 2005-01-24; 改回日期: 2005-08-03

基金项目: 核工业地质局地质项目(200221)资助。

作者简介: 张万良, 男, 1962 年生, 教授级高级工程师, 博士生, 主要从事遥感及 GIS 在铀资源评价中的应用研究;

E-mail: ZWL270@163.com。



图 1 相山火山-侵入杂岩略图

Q—第四系粘土、砾石;K_{2n}—上白垩统南雄组红色砂岩、砂砾岩;K_{1e}—下白垩统鹅湖岭组碎斑熔岩;K_{1d}—下白垩统打鼓岭组砂岩、流纹质晶屑凝灰岩、熔结凝灰岩;T_{3a}—上三叠统石英砂岩、页岩;Z—震旦系片岩、千枚岩;λζπ—流纹英安斑岩;γπ—花岗斑岩;γ—花岗岩;1—断裂;2—样品

Fig.1 Geological sketch map of the Xiangshan volcanic-intrusive complex

Q—Quaternary clay and gravel; K_{2n}—Red sandstone and sandy conglomerate of the Upper Cretaceous Nanxiong Formation; K_{1e}—Porphyroclastic lava of the Lower Cretaceous Ehuling Formation; K_{1d}—Purplish red sandstone, rhyolitic crystal tuff and ignimbrite of the Lower Cretaceous Daguding Formation; T_{3a}—Quartz sandstone and shale of the Upper Triassic Anyuan Formation; Z—Sinian schist and phyllite; λζπ—Rhyodacite-porphry; γπ—Granite-porphry; γ—Granite; 1—Fault; 2—Sample location

年龄为(130±9) Ma^①。

英安斑岩,也称斜长花岗斑岩或次石英二长斑岩,主要见于火山杂岩体的北部,呈小岩脉、岩墙状产出,数条小脉体出露面积 0.02 km²。岩石中斑晶含量 40%,其中长石 25%,石英 10%,暗色矿物 5%。基质矿物主要为微细板状斜长石和他形石英,少量黑云母。单颗粒锆石 U-Pb 年龄为(129.5±2.0) Ma^②。

煌斑岩:呈脉状产出,露头面积 0.007 km²。煌斑结构,蛇纹石化的辉石斑晶含量约 10%,偶见黑云母、长石和溶蚀状石英斑晶。基质由小板条长石和微粒状辉石组成。单颗粒锆石 U-Pb 年龄为(125.1±3.1) Ma^③。

打鼓岭组、鹅湖岭组通常归属上侏罗统^④,但根据上述

年龄数据和 2004 年国际地层委员会发布的地层年表,上侏罗统与下白垩统的界线年龄是 145.5 Ma,因而包括打鼓岭组和鹅湖岭组在内的相山火山-侵入杂岩宜归属早白垩世。

2 数据来源及处理

笔者对相山火山-侵入杂岩进行了踏勘,对主体岩石——碎斑熔岩进行了重点调研,取岩石样品 5 个(图 1),分别为中心相碎斑熔岩(xs-04-1 和 xs-04-6 号样),过渡相碎斑岩(xs-04-2 和 xs-04-7 号样),边缘相碎斑熔岩(xs-04-3)。对这些样品磨片镜下观察后并做了硅酸盐化学全分析、微量元素和稀土元素分析。

其中,SiO₂ 灼失用重量法分析,Al₂O₃、FeO 为容量法分

① 方锡珩,万国良,候文尧.相山火山岩的岩石化学及地球化学特征.核工业北京地质研究院研究报告,1980.

② 核工业 261 大队.江西省乐安、崇仁县相山矿田 1:2.5 万岩性岩相填图总结报告,1985.

③ 核工业 270 研究所,261 大队,265 大队,等.赣杭构造火山岩成矿带铀成矿规律及成矿预测(项目成果报告),1988.

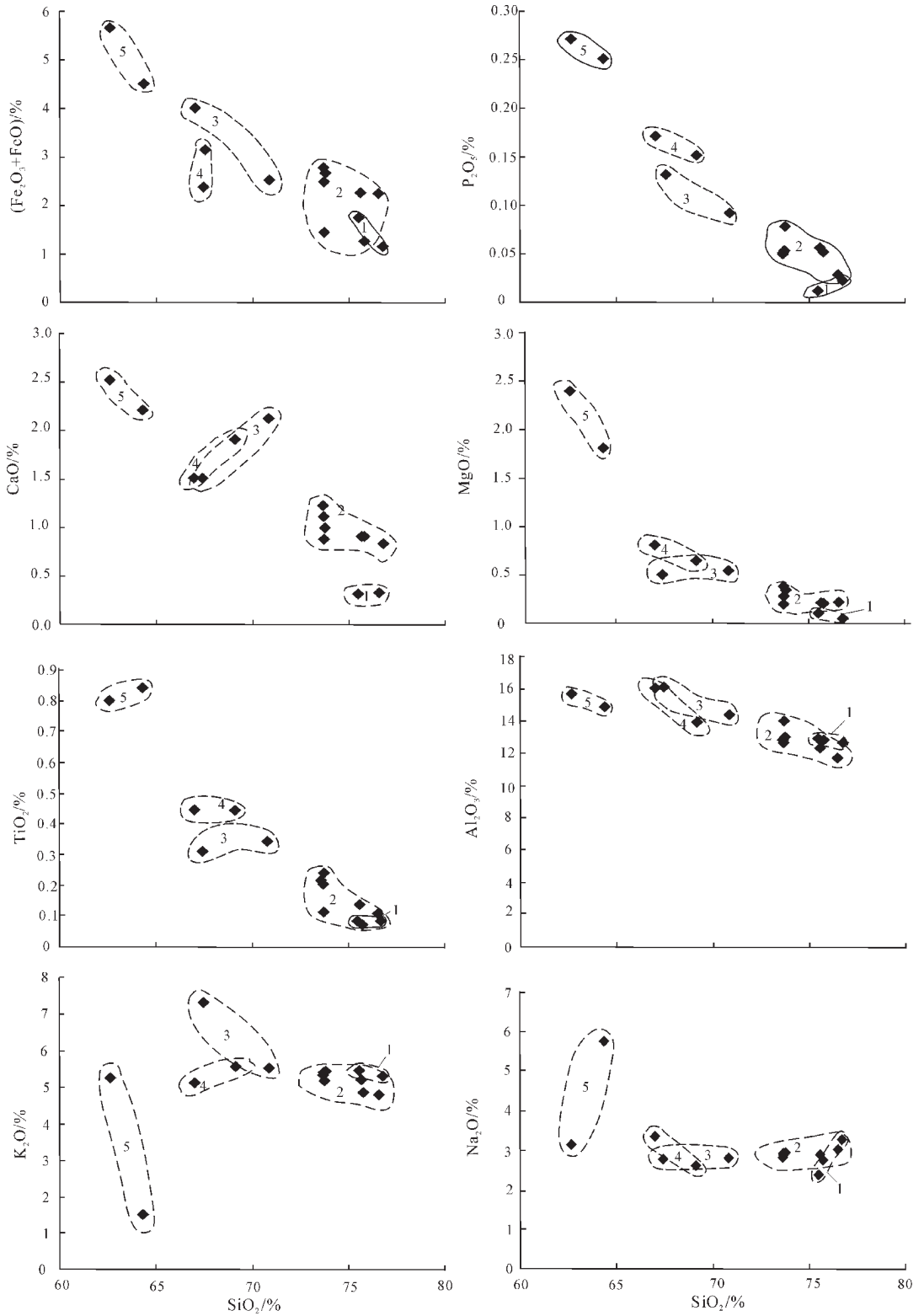


图2 相山火山-侵入杂岩哈克图解

1—火山碎屑岩;2—碎斑熔岩;3—花岗斑岩;4—流纹英安斑岩;5—英安斑岩

Fig.2 Harker diagram of the Xiangshan volcanic-intrusive complex

1—Pyroclastic rocks; 2—Porphyroclastic lava; 3—Granite-porphry; 4—Rhyodacite porphyry; 5—Dacite-porphry

析, Fe₂O₃、CaO、MgO、K₂O、Na₂O、MnO、Cr、Ni、Co、Rb 用原子吸收光谱法分析, TiO₂、P₂O₅、Th 为分光光度法分析。分析结果都在允许的误差范围之内。微量元素和稀土元素检出限分别如下: Cr、Ni、Co、Rb 检出限均为 1×10⁻⁶; Th 为 0.5×10⁻⁶; Zr、Hf、Sr、Ba、Nb、Ta 及稀土元素用电感耦合等离子体发射光谱法分析, 检出限 Zr、Sr 为 0.5×10⁻⁶, Hf 为 0.2×10⁻⁶, Ba 为 5×10⁻⁶, Nb 为 15×10⁻⁶, Ta 为 0.35×10⁻⁶, La、Pr、Sm、Gd 为 0.025×10⁻⁶, Ce 为 0.15×10⁻⁶, Nd、Tb 为 0.055×10⁻⁶, Eu 为 0.0065×10⁻⁶, Dy、Ho、Er、Tm、Lu、Y 为 0.015×10⁻⁶, Yb 为 0.0035×10⁻⁶; U 用激光荧光法, 检出限 0.15×10⁻⁶。

结合夏林析等^[4]相关数据, 分别计算流纹质火山碎屑岩、碎斑熔岩以及花岗岩岩、流纹英安斑岩、英安斑岩的主量元素、微量元素、稀土元素的平均值和有关参数, 未测项目不参加计算(表 1~2), 分析报告中小于检出限的组分或元素含量, 用“检出限/2”值代替。

3 主量元素与岩浆演化

由表 1 可见, 相山火山-侵入杂岩火山喷发相流纹质火山碎屑岩 SiO₂ 含量最高, 平均 76.02%, 火山喷发之后的火山侵入相碎斑熔岩及浅成-超浅成侵入岩 SiO₂ 含量则呈逐渐降低的趋势, 煌斑岩(或辉绿岩)是岩浆最后活动的产物, SiO₂ 含量达最低值, 为 56.94%^①。

与 SiO₂ 变化趋势相反, TFe (Fe₂O₃+FeO)、MgO、TiO₂、P₂O₅、CaO 含量则随着岩浆活动阶段的递进, 而呈增高趋势, 但也有成分间断。在 SiO₂ 与其他氧化物的相关图上(图 2), TFe(Fe₂O₃+FeO)、MgO、TiO₂、P₂O₅、CaO 与 SiO₂ 呈大致的负相关关系, 这反映了不同期次岩浆过程的相似的一面。而 K₂O、Na₂O 含量与 SiO₂ 等主量组分没有明显的相关关系, 也与岩浆活动期次或演化方向无关, K₂O、Na₂O 受地壳或围岩的混染影响可能较大; 综合指数表现为, 火山喷发相和侵入相相近($\sigma \approx 2$), 浅成-超浅成侵入岩较大些($\sigma = 2.74 \sim 3.31$)。

SI(固结指数)是反映岩浆分异程度和岩石基性程度的重要岩石化学参数, 岩浆分异程度高, 则 SI 值就小, 岩石酸性程度高; 若分异程度差, SI 值就大, 岩石的基性程度就高^[4]。相山火山-侵入杂岩从早期到晚期, 岩石的 SI 值是逐渐增大的(图 3), 相山火山-侵入杂岩岩浆演化与正常岩浆房酸度逐渐增高的岩浆分异趋势不符, 呈现岩浆分异程度(或酸度)不连续降低的反方向岩浆演化序列。

4 微量元素与岩浆演化

微量元素含量与组合特点可提供岩浆分异、演化程度、含矿潜力等方面的重要信息^[4]。相山火山-侵入杂岩, 与 Taylor et al^[4]陆壳元素丰度相比, Rb、U、Th、等含量较高, Rb 是陆壳丰度的 2.7~10.4 倍, U 为 3.7~11.7 倍, Th 为 4.5~9.4

表 1 相山火山-侵入杂岩常量元素分析数据/%

Table 1 Analyses of major elements in the Xiangshan volcano-intrusive complex/%

岩性	样号	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	灼失	总计	σ	SI	资料来源
流纹质晶屑凝灰岩	89-41	75.40	12.83	1.04	0.70	0.30	0.10	5.42	2.35	0.08	0.01	0.01	0.86	99.10	1.86	1.01	文献[4]
流纹质熔结凝灰岩	C-22.5	76.64	12.55	0.56	0.58	0.81	0.04	5.27	3.28	0.08	0.02	0.01	0.39	100.23	2.17	0.38	文献[4]
平均		76.02	12.69	0.80	0.64	0.56	0.07	5.35	2.82	0.08	0.02	0.01	0.63	99.67	2.02	0.68	
边缘相碎斑熔岩	89-32	75.68	12.71	0.24	1.01	0.90	0.20	4.84	2.73	0.07	0.05	0.04	0.60	99.07	1.75	2.02	文献[4]
边缘相碎斑熔岩	xs-04-3	76.44	11.69	0.23	1.98	0.32	0.22	4.77	2.98	0.11	0.03	0.06	0.90	99.72	1.80	2.05	本文
过渡相碎斑熔岩	xs-04-2	75.52	12.24	0.19	2.04	0.90	0.21	5.16	2.88	0.13	0.05	0.05	0.68	100.06	1.99	1.84	本文
过渡相碎斑熔岩	xs-04-7	73.56	12.54	0.20	2.26	1.22	0.36	5.30	2.84	0.21	0.05	0.05	0.80	99.40	2.17	2.98	本文
中心相碎斑熔岩	89-19	73.60	13.92	0.31	1.12	1.10	0.20	5.17	2.94	0.11	0.05	0.04	0.46	99.02	2.15	1.85	文献[4]
中心相碎斑熔岩	xs-04-1	73.66	12.90	0.29	2.36	0.99	0.34	5.38	2.88	0.24	0.08	0.05	0.84	100.00	2.23	2.75	本文
中心相碎斑熔岩	xs-04-6	73.60	12.85	0.73	2.03	0.88	0.28	5.36	2.88	0.20	0.05	0.04	0.90	99.81	2.22	2.27	本文
平均		74.58	12.69	0.31	1.83	0.90	0.26	5.14	2.88	0.15	0.05	0.05	0.74	99.58	2.04	2.25	
花岗岩	89-37	67.33	16.09	0.51	1.85	1.50	0.50	7.27	2.79	0.31	0.09	0.04	0.87	99.15	4.16	3.47	文献[4]
花岗岩	C-26	70.75	14.37	0.44	2.07	2.11	0.53	5.46	2.81	0.34	0.09	0.04	0.79	99.80	2.47	3.95	文献[4]
平均		69.04	15.23	0.48	1.96	1.81	0.52	6.37	2.80	0.33	0.09	0.04	0.83	99.48	3.31	3.71	
流纹英安斑岩	89-36	66.90	15.96	2.23	1.76	1.50	0.80	5.08	3.33	0.44	0.17	0.07	0.83	99.07	2.96	5.44	文献[4]
流纹英安斑岩	C-22.4	69.05	13.90	2.80	0.78	1.90	0.64	5.53	2.61	0.44	0.15	0.07	2.71	100.58	2.54	4.49	文献[4]
平均		67.98	14.93	2.52	1.27	1.70	0.72	5.31	2.97	0.44	0.16	0.07	1.77	99.83	2.74	4.97	
英安斑岩	89-30	62.52	15.66	0.90	4.73	2.50	2.40	5.23	3.16	0.80	0.27	0.08	0.84	99.09	3.61	12.68	文献[4]
英安斑岩	C-25	64.24	14.82	0.75	3.73	2.20	1.81	1.48	5.75	0.84	0.25	0.02	3.14	99.03	2.46	11.51	文献[4]
平均		63.38	15.24	0.83	4.23	2.35	2.11	3.36	4.46	0.82	0.26	0.05	1.99	99.06	2.99	12.15	

注: 国土资源部中南矿产资源监督检测中心分析, σ 为综合指数 ($\sigma = (K_2O + Na_2O) / (SiO_2 - 43)$), SI 为固结指数 ($SI = 100 \times Mg / (MgO + Fe_2O_3 + FeO + K_2O + Na_2O)$)

① 华东六 0 八队第一分队. 610 矿床 611 地段最终储量报告(上册), 1963.

表 2 相山火山-侵入杂岩微量元素分析
Table 2 Analyses of trace elements in the Xiangshan volcano-intrusive complex

岩 性	样号	Cr	Ni	Co	Rb	Sr	Ba	Nb	Ta	Sc	U	Th	Zr	Hf	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	REE	LREE/HREE	δ^{Eu}	δ^{Ce}	
流纹质晶屑凝灰岩	89-41	0.53	273.00	0.51	166.00	68.00	56.90	26.00	1.88	8.10	3.98	27.60	152.00	5.34	18.71	79.33	5.78	26.01	7.23	0.06	7.67	1.06	7.59	1.66	4.44	0.65	4.31	0.36	39.55	204.41	4.94	0.02	1.79	
流纹质熔结凝灰岩	C-22.5	8.00	20.00	0.51	166.00	68.00	56.90	26.00	1.96	6.50	6.31	27.40	165.00	5.40	21.50	51.80		9.29	0.19			1.26				3.76								
平均值		8.00	20.00	0.52	219.50	55.00	53.05	26.00	1.92	7.30	5.15	27.50	158.50	5.37	20.11	65.57	5.78	26.01	8.26	0.12	7.67	1.16	7.59	1.66	4.44	0.65	4.04	0.36	39.55	192.96	4.57	0.05	1.42	
边缘相碎斑熔岩	89-32	4.00	1.20	2.00	247.00	65.00	157.70	15.00	2.26	4.10	7.87	32.80	94.00	4.84	22.47	51.91	5.49	22.88	5.61	0.27	5.64	0.80	5.50	1.19	3.11	0.44	2.87	0.28	28.34	156.80	5.48	0.15	1.09	
边缘相碎斑熔岩	ss-04-3	1.50	9.10	3.50	294.00	97.00	145.00	16.30	1.69	3.82	5.94	28.90	82.00	3.32	22.90	41.90	5.53	23.00	5.87	0.38	5.71	1.08	7.79	1.47	4.50	0.68	4.47	0.59	37.40	163.27	3.79	0.20	0.87	
过渡相碎斑熔岩	ss-04-2	3.60	11.80	4.40	280.00	93.80	164.00	17.00	2.03	3.34	5.72	29.10	115.00	4.10	40.60	70.90	8.02	33.90	7.53	0.57	6.19	1.09	6.77	1.36	3.84	0.58	3.72	0.48	31.60	217.15	6.72	0.26	0.92	
过渡相碎斑熔岩	ss-04-7	6.30	2.75	4.60	244.00	138.00	297.00	16.80	1.34	4.96	3.37	30.60	132.00	4.40	53.80	93.60	10.20	42.60	8.03	0.78	6.24	0.98	6.33	1.14	3.32	0.56	3.02	0.32	25.90	256.82	9.54	0.34	0.94	
中心相碎斑熔岩	89-19	2.00	0.74	1.37	250.00	70.00	101.30	14.00	2.23	4.30	8.45	25.00	107.00	5.43	28.73	64.87	6.80	26.74	6.02	0.37	5.46	0.70	4.56	0.93	2.29	0.30	1.91	0.20	20.80	170.68	8.17	0.20	1.09	
中心相碎斑熔岩	ss-04-1	3.40	11.00	3.90	232.00	145.00	336.00	16.20	0.88	4.79	3.56	15.60	145.00	4.82	91.50	108.00	14.20	62.90	10.60	1.11	8.33	1.42	7.98	1.45	3.76	0.56	3.37	0.42	35.00	350.60	10.56	0.36	0.70	
中心相碎斑熔岩	ss-04-6	<1	8.40	2.20	253.00	197.00	365.00	16.90	1.83	3.97	4.31	29.40	125.00	4.73	64.20	98.50	10.40	45.60	8.65	0.86	6.82	1.14	6.95	1.35	3.38	0.51	3.45	0.41	29.40	281.62	9.50	0.35	0.89	
平均值		3.04	6.43	3.14	257.14	115.11	223.71	16.03	1.75	4.18	5.60	27.34	114.29	4.52	46.31	75.67	8.66	36.80	7.47	0.62	6.34	1.03	6.55	1.27	3.46	0.52	3.26	0.39	29.78	228.13	7.68	0.27	0.93	
花岗斑岩	89-37	7.00	1.80	3.51	205.00	202.00	457.00	15.00	1.60	6.30	5.43	17.00	206.00	6.56	60.81	125.24	12.11	45.99	8.02	1.07	7.50	0.77	4.79	1.03	2.59	0.33	2.26	0.29	23.26	296.06	12.95	0.43	1.08	
花岗斑岩	C-26	13.00	15.00	3.42	205.00	219.00	484.00	15.00	1.35	6.51	3.62	21.40	237.00	6.45	76.30	149.00		8.68	1.46			0.81				2.20								
平均值		10.00	8.40	3.47	205.00	210.50	470.50	15.00	1.48	6.41	4.53	19.20	221.50	6.51	68.56	137.12	12.11	45.99	8.35	1.27	7.50	0.79	4.79	1.03	2.59	0.33	2.23	0.29	23.26	316.20	13.99	0.43	1.08	
流纹英安斑岩	89-36	2.00	1.80	4.83	275.00	190.00	417.00	17.00	2.08	7.30	7.49	20.90	196.00	5.10	40.87	87.41	9.19	37.18	7.55	0.82	7.14	0.92	5.60	1.23	3.09	0.44	2.82	0.35	28.30	232.91	8.48	0.34	1.06	
流纹英安斑岩	C-22.4	5.00	10.60	5.53	333.00	151.00	490.00	23.00	2.29	8.40	10.67	22.10	206.00	5.07	73.00	95.40		11.48	1.20			0.95				2.95								
平均值		3.50	6.25	5.18	304.00	170.50	453.50	17.00	2.19	7.85	9.08	21.50	201.00	5.09	56.94	91.41	9.19	37.18	9.52	1.01	7.14	0.94	5.60	1.23	3.09	0.44	2.89	0.35	28.30	255.21	9.47	0.38	0.94	
英安斑岩	89-30				200.00	427.00		23.00		4.76	18.30	222.00			38.84	84.50	8.57	34.39	6.63	1.18	6.44	0.75	4.54	0.98	2.48	0.35	2.20	0.22	22.28	214.35	9.69	0.56	1.08	
英安斑岩	C-25	30.00	19.00	10.50	86.50	215.00	299.00		6.46	10.50	5.93	23.35	240.00	4.46	53.20	105.00		7.39	1.38			0.81				2.96								
平均值		30.00	19.00	10.50	143.25	321.00	299.00	23.00	6.46	10.50	5.35	20.83	231.00	4.46	46.02	94.75	8.57	34.39	7.01	1.28	6.44	0.78	4.54	0.98	2.48	0.35	2.58	0.22	22.28	232.67	10.45	0.59	1.12	

注:资料来源同表1;微量元素及稀土元素含量单位为 10^{-6}

倍,而 Co、Cr、Ni 含量较低,均低于其陆壳丰度值。Ba、Sr 含量变化较大。

在岩浆分异过程中, Sr 主要在早期的分异岩浆中富集,而 Rb 则相反,因此随岩浆分异作用加强, Rb/Sr 值是增加的^[4]。从表 2 可见,流纹质火山碎屑岩 Rb/Sr 为 3.99,碎斑熔岩为 2.58,而各类斑岩 Rb/Sr 值为相近的低值(0.45~1.78),反映火山喷发相岩浆的演化程度最高,火山侵入相岩浆次之,浅成-超浅成侵入相岩浆的分异演化程度相近且最低。Rb/Ba 值反映的情况与 Rb/Sr 值相同。这些与主量元素及有关参数所表现的相山火山-侵入杂岩具有岩浆分异程度(或酸度)断续降低的反方向演化序列的结论是一致的。

以原始地幔成分^[17]为标准,对不同阶段的岩石微量元素平均值进行标准化作图(图 4)显示, Ba、Sr、P、Ti 出现明显的负异常谷,而 Rb、Th、U、La、Ce、Hf、Zr、Sm、Y、Yb 则呈现正异常。对 Ba、Sr、P、Ti 负异常谷,笔者发现,火山喷发相的流纹质火山碎屑岩的负异常谷最明显,火山侵入相的碎斑熔岩次之,而浅成-超浅成侵入相岩石的负异常较弱,这表明不相容元素出现的负异常或正异常与岩浆的产出形态有关,而岩浆的产出形态与岩浆过程也是有紧密联系的。

岩浆过程或岩浆源区性质的示踪,强不相容元素(Rb、Ba、Th、Ta、Nb、La 等)具有相似的全岩配分系数 D,在地幔部分熔融和结晶分离过程中都不会导致这些元素之间发生强烈分异,这些元素之间的比值是判断岩浆是否同源的重要参量^[18]。

相山火山-侵入杂岩各岩石类型的 Rb、Ba、Th、Ta、Nb、La 等强不相容元素的含量见表 2。流纹质火山碎屑岩、碎斑熔岩及各类斑岩的 Rb/Ba、Th/Nb、Th/Ta、Nb/Ta、La/Nb 值,除 Th/Nb 相近外,其他比值相差都较大。如 La/Nb 值,流纹质火山碎屑岩为 0.77,碎斑熔岩 2.89,各类斑岩为 2.00~4.57; Rb/Ba 值,流纹质火山碎屑岩为 4.14,碎斑熔岩 1.15,各类斑岩为 0.44~0.67。同时这些比值与 SiO₂ 含量或岩浆活动期次没有构成明显的正消长或反消长关系(图 5)。这些现象是它们的岩浆过程以及源区性质不同的反映。

U、Th 地球化学性质相似,在岩浆过程中紧密共生,但相山火山-侵入杂岩的 U、Th 变化情况较复杂,流纹质火山碎屑岩 U、Th 平均含量分别是 5.15×10⁻⁶ 和 27.5×10⁻⁶,碎斑熔岩 U 为 5.60×10⁻⁶、Th 为 27.30×10⁻⁶,花岗斑岩分别为 4.53×10⁻⁶ 和 19.20×10⁻⁶、流纹英安斑岩分别是 9.08×10⁻⁶、21.5×10⁻⁶,英安斑岩分别是 5.35×10⁻⁶、20.83×10⁻⁶,U、Th 之间未构成线性关系,也与岩浆活动阶段没有相关关系,相山火山-侵入杂岩不同期次的岩浆活动可能具有不同的 U、Th 富集机理,即它们的岩浆过程或源区性质是有差异的。

5 稀土元素与岩浆演化

稀土元素是一个特殊的元素族,只要其中一个元素出现,其余的就都会同时出现,但稀土有其共性,也有其差异性,它们的运动和组合规律是一定的地质与物理化学条件的

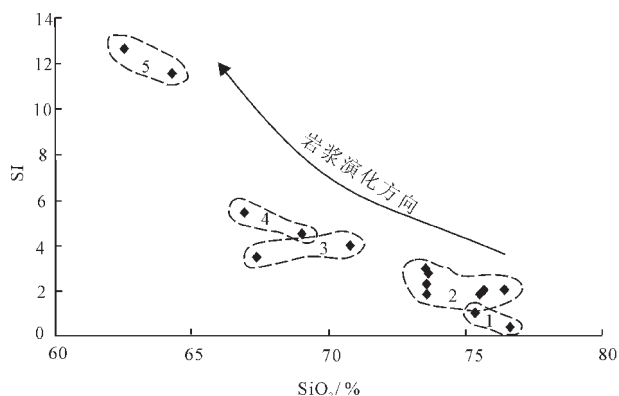


图 3 SI(固结指数)与 SiO₂ 关系图

- 1—流纹质火山碎屑岩; 2—碎斑熔岩; 3—花岗斑岩;
- 4—流纹英安斑岩; 5—英安斑岩

Fig.3 Relationship of solidification index (SI) vs. SiO₂

- 1—Rhyolitic pyroclastic rocks; 2—Porphyroclastic lava;
- 3—Granite-porphyrty; 4—Rhyodacite porphyry; 5—Dacite-porphyrty

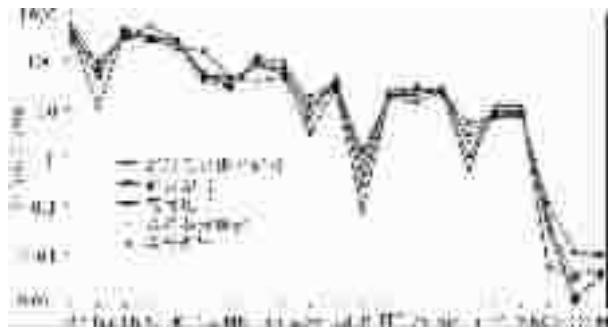


图 4 相山火山-侵入杂岩微量元素蛛网图

Fig.4 Spidergram of trace elements of the Xiangshan volcanic-intrusive complex

反映,因此,稀土元素是良好的地球化学的示踪剂,可用于探讨成岩成矿物质来源及形成过程等多种地质问题。

相山火山-侵入杂岩之流纹质火山碎屑岩 δEu 平均 0.05,碎斑熔岩 0.27,浅成-超浅成侵入相的斑岩为 0.38~0.59。从火山喷发-侵入-侵入, Eu 负异常在减少,这种变化特征与主量元素 Rb/Sr、Rb/Ba 的变化特征相互印证,均反映了相山火山-侵入杂岩岩浆分异程度(或酸度)逐渐降低的反方向演化系列。同时,还可以看到,流纹质火山碎屑岩 $\sum REE=192.96 \times 10^{-6}$, LREE/HREE=4.57,碎斑熔岩 $\sum REE=228.13 \times 10^{-6}$, LREE/HREE=7.68,浅成-超浅成侵入相的斑岩 $\sum REE=232.67 \times 10^{-6} \sim 316.20 \times 10^{-6}$, LREE/HREE=9.47~13.99,稀土总量及轻重稀土比值略有增高趋势,这似乎是正常岩浆房分异程度(或酸度)逐渐增高的标志。但是,笔者认为,这种

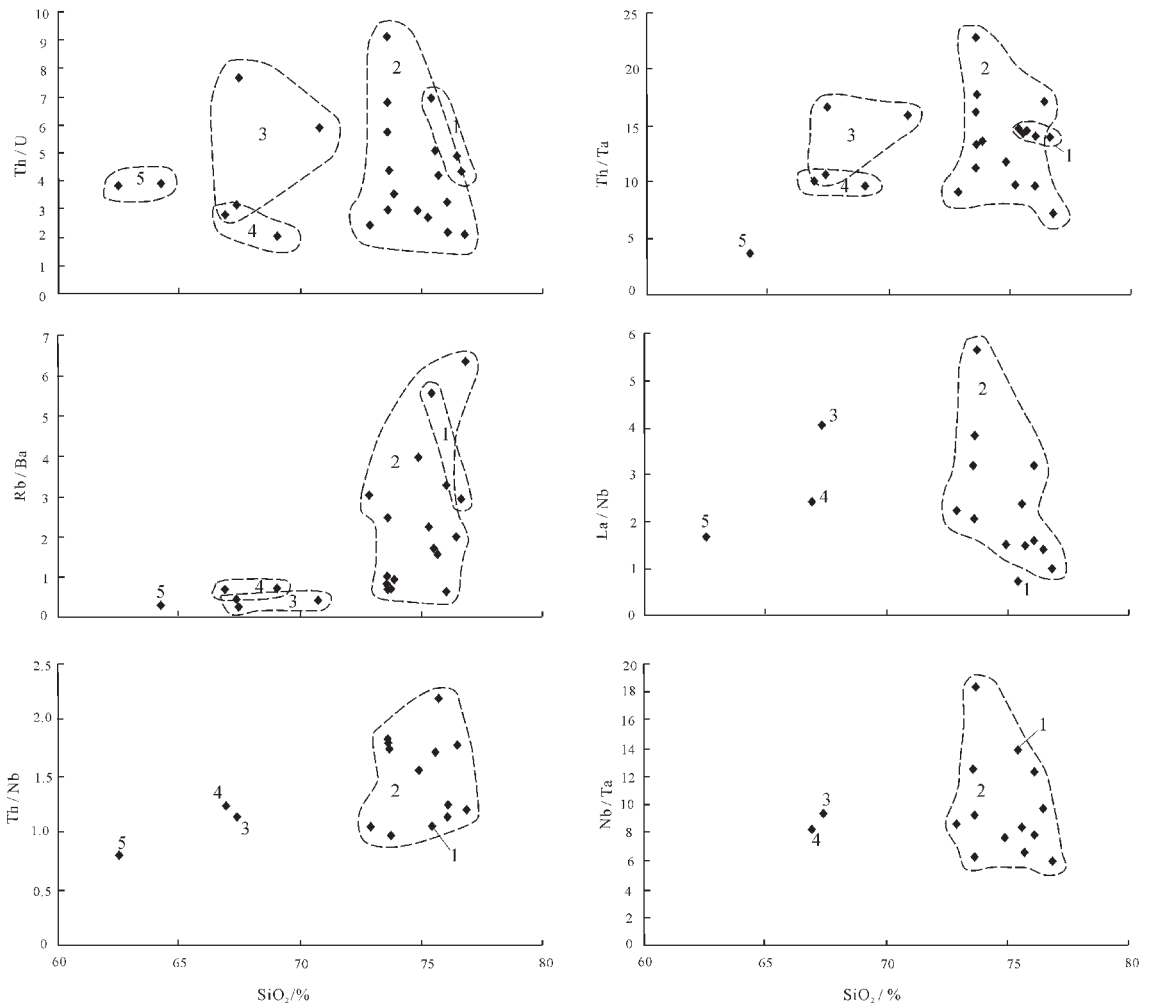


图5 不相容元素比值与 SiO₂ 变异图

1—流纹质火山碎屑岩;2—碎斑熔岩;3—花岗斑岩;4—流纹英安斑岩;5—英安斑岩

Fig.5 Variation diagram of incompatible elements radio vs. SiO₂

1-Rhyolitic pyroclastic rocks; 2-Porphyroclastic lava; 3-Granite-porphiry; 4-Rhyodacite porphyry; 5-Dacite-porphiry

与主量元素、Rb/Sr、Rb/Ba 和 δEu 反映的相山火山-侵入杂岩岩浆过程的反方向演化总趋势相抵触的事实,可能与相山地区大规模的铀成矿作用有关。相山地区的铀成矿年龄多在 120 Ma 或 100 Ma 左右^[10],与稀土总量及稀土分异程度最高的浅成-超浅成侵入体的关系最密切。

相山火山-侵入杂岩各类岩石均属 LREE 富集型,其 LREE/HREE 大于 1.0,稀土配分曲线均向右倾斜,但稀土配分曲线实际上并不平行一致(图 6),流纹质火山碎屑岩的稀土配分曲线明显比花岗斑岩或英安斑岩要平缓一些,它们之间的负 Eu 异常变化也较大。火山喷发相、火山侵入相及浅成-超浅成侵入相岩石的成因机制或源性性质无疑是有差异的。如前所述,强不相容元素之间的比值均反映了这种差异性的存在。

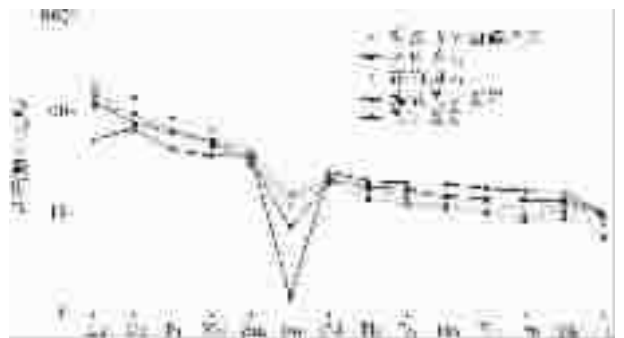


图6 相山火山-侵入杂岩稀土配分型式

Fig.6 Chondrite-normalized REE patterns for the Xiangshan volcanic-intrusive complex

6 讨论

依据岩浆分异作用的理论,硅酸盐岩浆分异作用向着富集 SiO_2 - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 残余岩浆方向演化,即向着愈来愈富含碱铝硅酸盐方向演化。相山火山-侵入杂岩不具有这种正常岩浆房的岩浆演化趋势,而具有酸度逐渐降低的反方向岩浆演化系列。

这种反方向演化系列的成因解释通常是,岩浆房内曾发生过正常的岩浆分异作用,分异后的岩浆上部偏酸性,下部酸性度降低,火山岩浆的喷发-侵入-侵入序次是岩浆房内分层次的顺延,岩浆过程是正常成层岩浆房由上而下逐层排出的过程^[4,11]。

岩浆房成分梯度的形成机理极其复杂,晶体沉降、同化混染、岩浆混合、挥发份络合以及元素在液态下的索列特扩散和对流扩散(热重力扩散)等作用或多种机制的联合作用能否产生如此理想化的岩浆房的成分梯度分异,目前尚未进行过任何实验研究。

微量(含稀土)元素特别是强不相容元素的比值变化特征研究表明, Th/U 、 Rb/Ba 、 Th/Nb 、 Th/Ta 、 Nb/Ta 、 La/Nb 在岩浆活动中的变化情况较复杂,多数比值变化幅度较大,与 SiO_2 等主量元素没有明显的正消长或反消长关系,稀土配分曲线也不尽一致,故认为,相山火山-侵入杂岩的火山喷发相、侵入相和侵入相岩石具有不同的源区性质,它们是不同岩浆房岩浆分异演化的产物。

参考文献(References):

- [1] 陈小明,陆建军,刘昌实,等.桐庐、相山火山-侵入杂岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄[J].岩石学报,1997,15(2):270-277.
Chen Xiaoming, Lu Jianjun, Liu Changshi, et al. U-Pb age of the single zircon from the volcanic-intrusive complexes in Lujiang-Zongyang and Xiangshan [J]. Acta Petrologica Sinica, 1999, 15(2): 272-277 (in Chinese with English abstract).
- [2] 陈迪云,周文斌,吴伯林.相山碎斑熔岩铷-锶、氧、铅同位素地球化学研究[J].南京大学学报(地球科学),1994,6(1):45-49.
Chen Diyun, Zhou Wenbin, Wu Bolin. Rb-Sr, oxygen, lead isotopic-geochemistry study of the porphyroclastic lava in Xiangshan Orefield [J]. Journal of Nanjing University (Geoscience), 1994, 6(1): 45-49 (in Chinese with English abstract).

- [3] 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.
Fan Honghai, Wang Dezi, Shen Weizhou, et al. Formation age of the intermediate-basic dikes and volcanic-intrusive complex in Xiangshan, Jiangxi Province [J]. Geological Review, 2005, 51(1): 86-91 (in Chinese with English abstract).
- [4] 夏林圻,夏祖春,张诚,等.相山中生代含铀火山杂岩岩石地球化学[M].北京:地质出版社,1992,12-43
Xia Linqi, Xia Zuchun, Zhang Cheng, et al. Petrogeochemistry of Mesozoic Uraniferous Volcanic Complex From Xiangshan, China [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1992. 12-43 (in Chinese with English abstract).
- [5] 邱家骧,林景任.岩石化学[M].北京:地质出版社,1991.64-75.
Qiu Jiexiang, Lin Jingqian. Lithochemistry [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1991. 64-75 (in Chinese).
- [6] 赵振华.微量元素地球化学原理[M].北京:科学出版社,1997.71-73,122.
Zhao Zhenhua. Trace Element Geochemistry [M]. Beijing: Science Press, 1997. 71-73, 122 (in Chinese).
- [7] Taylor S R, McClellan S. The Continental Crust: Composition and Evolution [M]. Blackwell Scientific Publications, 1985. 54-372.
- [8] Weaver B L. The origin of ocean island basalt end-member composition: trace element and isotopic constraints [J]. Earth Planet Sci Lett, 1991, 104: 381-397.
- [9] Schmidberger S S, Hegner E. Geochemistry and isotope systematics of calc-alkaline volcanic rocks from the Saar-Nahe basin (SW Germany)-implications for Later Vaiscan orogenic development [J]. Contrib Mineral Petrol, 1999, 135: 373-385.
- [10] 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,2001.39-56.
Du Letian. Basic Metallogenic Regularities of Hydrothermal Uranium Deposit and General Hydrothermal Metallogeny in China [M]. Beijing: Atomic Energy Press, 2001. 39-56 (in Chinese).
- [11] 谢家莹,陶奎元.中国东南大陆中生代火山地质及火山-侵入杂岩[M].北京:地质出版社,1996.193-229.
Xie Jiaying, Tao Kuiyuan. Mesozoic Volcanic Geology and Volcano-intrusive Complexes of Southeast China Continent [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1996. 193-229 (in Chinese with English abstract).

Reverse magmatic evolution series of the Xiangshan volcanic intrusive complex

ZHANG Wan-liang^{1,2}

(1. Beijing Research Institute of Uranium Geology for Nuclear Industry, Beijing 100029, China;

2. Research Institute No.270 for Nuclear Industry, Nanchang 330200, Jiangxi, China)

Abstract: The Xiangshan area as the largest volcanic-hosted uranium ore occurrence in China has received great attention. From eruption→viscous lava extrusion→intrusion, the SiO₂ content, Rb/Sr and Rb/Ba of the Xiangshan volcanic-intrusive complex decreased, while the TFe (Fe₂O₃+FeO), CaO, MgO, P₂O₅ and TiO₂ contents and the solidification index *SI* and δEu increased progressively, showing that the magmatic evolution has an antithetic relationship with the magmatic differentiation trend reflected by increasing acidity in the normal magma chamber, which is called the reverse magmatic evolution series. The incompatible element ratios such as Th/U, Rb/Ba, Th/Nb, Th/Ta, Nb/Ta and La/Nb vary widely, showing no distinct synthetic or antithetic relationship with the major components such as SiO₂. The REE distribution patterns also vary. These suggest that the volcanic eruption facies, viscous lava extrusion facies and intrusive facies were derived from different sources.

Key words: reverse magmatic evolution; petrogeochemistry; nature of the source region; Xiangshan

About the author: ZHANG Wan-liang, male, born in 1962, senior engineer, doctor candidate, mainly engages in the study of remote sensing and application of GIS technique in uranium resource evaluation; E-mail: ZWL270@163.com.