

文章编号: 0379-1726(2001)03-0264-09

富碱侵入岩与金成矿关系: 云南省姚安金矿床成矿流体形成演化的微量元素和同位素证据

毕献武¹, 胡瑞忠¹, D. H. Cornell²

(1. 中国科学院地球化学研究所, 贵州贵阳 550002; 2. Department of Geology, Göttenburg University, P. O. Box 460, SE-405 30 Göttenburg, Sweden)

摘要: 以产在姚安富碱侵入岩体内外接触带上的姚安金矿床为对象, 对成矿流体形成演化过程中的微量元素和 S、C 同位素地球化学进行了综合研究。研究表明, 富碱侵入岩成岩过程中分异出的岩浆流体提供了姚安金矿床早期成矿作用所必需的成矿流体; 从早期成矿阶段至晚期成矿阶段, 成矿流体经历了从以岩浆流体为主的流体体系至以大气降水为主的流体体系的转变。因此, 钙碱性侵入岩成岩过程中可分异出成矿流体的过程, 也存在于富碱侵入岩的成岩过程中。

关键词: 富碱侵入岩; 金矿床; 成矿流体; 微量元素; 同位素; 矿床成因论; 云南省

中图分类号: P611; P597 **文献标识码:** A

0 引言

钙碱性岩石与金矿床成矿专属性的研究已有较多的积累^[1-4]。与此相反, 碱性岩在过去通常被当作贫金的地质体^[5], 因而其与金成矿的关系一直未引起人们的重视。但近年来, 在前苏联的远东地区、南太平洋诸岛、加拿大柯克兰 (Kirkland)、美国克里普尔克里克 (Cripple Creek) 和巴布亚新几内亚利希尔 (Lihir) 等地的富碱侵入岩中及其附近相继发现了若干大型—超大型金矿床; 与此同时, 在我国河北东坪、后沟, 云南北衙、姚安、金厂箐等地的富碱侵入岩中也相继发现了具有一定规模的金矿床^[6-17]。这些矿床的发现使人们逐渐认识到, 开展富碱侵入岩与金成矿关系的研究具有重要意义。但是, 由于这方面的工作起步较晚, 研究积累很少。因此, 富碱侵入岩与金成矿间是否具有成因联系, 目前知之甚少。本文拟以与富碱侵入岩体具有密切时空关系的姚安金矿床为对象, 运用微量元素和同位素地球化学示踪方法, 探讨富碱侵入岩与姚安金矿床之间可能的成因联系。

1 地质背景

我国滇西“三江”地区沿哀牢山—金沙江深大断裂及其附近, 分布着一总体呈 NW 走向的巨型富碱侵入岩带, 带内分布着大量在第三纪时期的裂谷环境中由富集地幔部分熔融形成的富碱侵入体^[18-21]。近年来, 在该富碱侵入岩带的部分富碱侵入体中发现了若干与其有着密切时空关系的金矿床和矿点 (如姚安金矿床、金厂箐金矿床、北衙金矿床以及中甸、维西、剑川、宁蒗、大姚等数十个金矿点)^[14-16, 21-23]。

姚安金矿床位于云南省姚安县境内, 由云南省地质一队于 1987 年发现, 目前已探明金矿脉 19 条, 金品位为 0.45~29.95 $\mu\text{g}/\text{g}$ ^[2]。矿区内的侵入体为姚安岩体, 该岩体属于哀牢山—金沙江富碱侵入岩带的一部分, 矿体产于姚安岩体与侏罗系地层的内外接触带内 (图 1)。野外可见姚安岩体形成后至金成矿前, 区内再未发生其他岩浆活动, 这表明金成矿与姚安岩体具有密切的时空联系。

矿区内出露的地层是侏罗系妥甸组 (J_{3t}) 灰褐色

收稿日期: 2000-07-29; 修订日期: 2000-12-17

基金项目: 国家杰出青年基金 (49925309); 国家重点基础研究发展规划项目 (G1999043209)

作者简介: 毕献武 (1967-), 女, 博士、副研究员, 矿床地球化学专业。

1) 俞广均等, 滇西滇西北斑岩型金矿床成矿机理成矿规律找矿方向研究 (科研报告), 1996。

2) 云南地质一队, 云南姚安金矿地质普查简报, 1987。

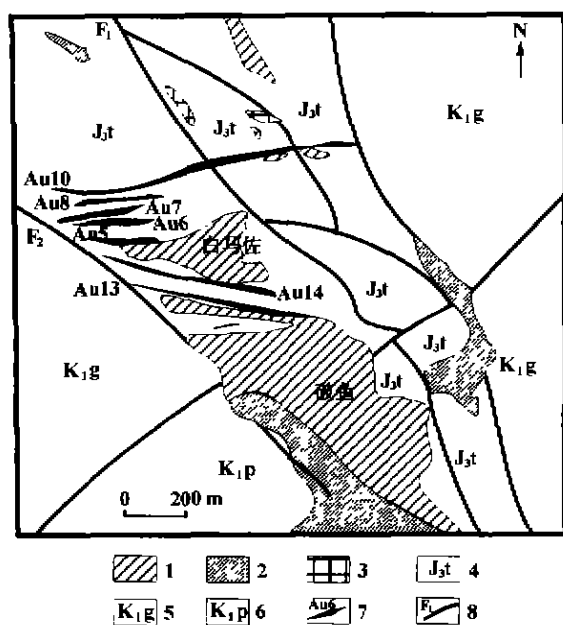


图1 姚安矿区地质简图(据云南地质一队简化, 1987)

Fig. 1 Geological sketch map of Yao'an gold deposit

1. 矿化正长斑岩; 2. 正长斑岩; 3. 煌斑岩 e; 4. 侏罗系妥甸组;
5. 白垩纪高峰寺组; 6. 白垩纪普昌河组; 7. 矿体; 8. 断层。

粉砂质泥岩, 姚安岩体呈岩株状侵位于妥甸组地层中。区内的骨架构造为 NW 向的断裂, 矿体呈脉状、豆荚状产于主断裂旁侧的次级断裂破碎带中。根据矿脉的穿插关系、矿体的结构构造和矿物组合, 姚安金矿床可分为两个成矿阶段。早期硫化物阶段(阶段 I): 矿石为细脉浸染型, 主要矿石矿物有黄铁矿、黄铜矿、方铅矿和闪锌矿, 脉石矿物主要有钾长石、绢云母、石英和方解石, 包裹体测温结果表明, 成矿温度为 254 ~ 330 °C; 晚期氧化物 + 硫化物阶段(阶段 II): 矿石呈脉状和角砾状, 矿石矿物主要有黄铁矿和镜铁矿, 脉石矿物主要有石英、方解石和绿泥石, 成矿温度为 127 ~ 165 °C。与金矿化关系密切的蚀变包括沿断裂带两侧分布的钾长石化、绢云母化、绿泥石化和碳酸盐化。

姚安岩体主要由正长斑岩和石英正长斑岩组成。正长斑岩为灰白色, 块状构造, 斑状结构。斑晶由微纹正长石、角闪石及黑云母组成, 基质为显晶质, 成分与斑晶类似, 副矿物以磷灰石和榍石为主, 含少量锆石。石英正长斑岩在姚安岩体中占的比例很小, 呈青灰色和灰白色, 块状构造, 斑状结构。斑晶由正长石、斜长石、石英和少量黑云母组成, 基质为显晶质, 成分与斑晶类似, 副矿物以磷灰石和榍石为主。正长斑岩和石英正长斑岩都具有富碱的特征, $K_2O + Na_2O = 8.6\% \sim 9.5\%$, 属于碱性系列岩石^[21]。K-Ar 定年结果显示该岩体的成岩时代为

36 Ma 左右^[24], 微量元素、Sr 和 Nd 同位素结果显示该岩体形成于裂谷环境, 是由富集地幔部分熔融产生的^[19, 21, 24]。

2 分析方法

本项研究主要测定了正长斑岩及其中长石的主元素和微量元素组成, 金成矿阶段形成的黄铁矿和镜铁矿的稀土元素组成, 以及成矿阶段形成的黄铁矿和方解石的 S、C 同位素组成。用于分析的正长斑岩包括两种类型: 蚀变岩石 (LJ-14, LJ-11, LJ-37, ST-11-5) 和新鲜岩石 (LJ-50, LJ-8, LJ-24, LJ-38)。黄铁矿和镜铁矿从姚安金矿床两个成矿阶段的矿石中分选而来。黄铁矿、镜铁矿和全岩样品的微量元素组成, 采用常规酸溶法溶样, 然后用 ICP-MS 测定; 同一长石颗粒中的原生微纹正长石及其蚀变产物次生钾长石的主元素成分用配有定量 Oxford Link X 射线能谱 (EDS) 的扫描电镜测定。扫描电镜和 ICP-MS 分析在瑞典 Götterburg 大学地质系完成; 全岩样品的主元素和方解石的碳同位素组成测定在中国科学院地球化学研究所完成, 黄铁矿的硫同位素组成由中国地质科学院矿床研究所测定。REE 模式采用 Evensen (1978)^[25] 球粒陨石 REE 数据标准化。

3 蚀变矿物学及蚀变流体

3.1 蚀变矿物学

图 2 显示了从远离矿体至矿体附近姚安正长斑岩的蚀变特征。从中不难看出, 远离矿体的正长斑岩(样号 LJ-50)中含羟基矿物角闪石晶形完好, 未见被其他矿物交代的痕迹, 微纹正长石斑晶亦具完好晶形, 为相对新鲜岩石; 矿区内的近矿正长斑岩(样号 LJ-37, ST-11-5) 则具明显的钾化特征, 主要表现为次生钾长石交代原生微纹正长石。表 1 列出了姚安正长斑岩中原生长石和由此蚀变而成的次生钾长石的扫描电镜分析结果。结果也显示, 岩体蚀变过程中长石的矿物学变化主要以次生钾长石代替原生微纹正长石为特征。

根据矿物学和地球化学理论, 火成岩中的 Zr、Ti 和 P 主要赋存于榍石、磷灰石和锆石中, Sr 主要赋存在富钙的矿物中, Rb 主要进入富钾的矿物相^[25, 26], Pb 主要赋存在富钾的矿物中, 但也可赋存在富钙的矿物中^[25-27]。表 2 为姚安新鲜和蚀变正长斑岩的主

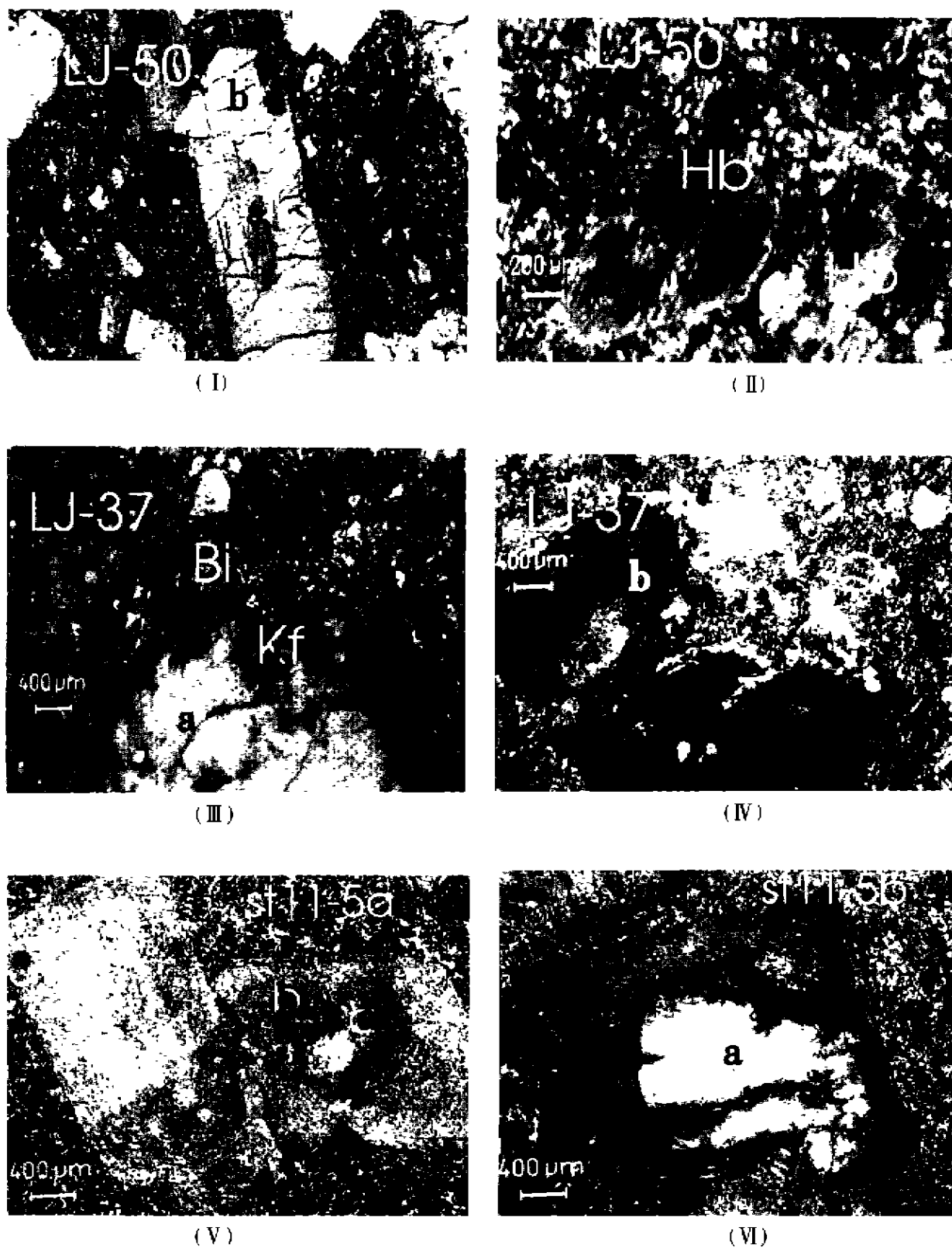


图 2 姚安正长斑岩蚀变特征(显微镜下,正交偏光×40)

Fig. 2 Alteration characteristics of the Yao'an syenite porphyry (optical microscope, crossed polars, ×40)

I和II: 远离矿体的新鲜岩石(LJ-50), I中 a 代表斜长石, b 代表微纹正长石; II中的 Hb 代表角闪石。

III、IV、V和VI: 矿区内的蚀变岩石(LJ-37 和 ST-11-5), a 代表微纹正长石, b 代表蚀变成因钾长石, Bi 代表黑云母, Q 代表石英, Cc 代表方解石。

表 1 姚安正长斑岩斑晶中原生与蚀变成因长石的成分特征
Table 1 Compositional characteristics of primary and secondary feldspars
in the phenocrysts of syenite porphyry

样号	矿物名称	成分	Or	Ab	An
原生矿物					
LJ-50	微纹正长石	$\text{Na}_{1.76}\text{K}_{0.91}\text{Ca}_{0.14}\text{Al}_{1.01}\text{Si}_{2.29}\text{O}_{10}$	60.2	38.3	1.5
LJ-50	微纹正长石	$\text{Na}_{1.04}\text{K}_{0.22}\text{Ca}_{0.23}\text{Al}_{1.04}\text{Si}_{2.29}\text{O}_{10}$	54.9	42.5	2.6
ST-11-5	微纹正长石	$\text{Na}_{1.30}\text{K}_{0.20}\text{Ca}_{0.20}\text{Al}_{1.02}\text{Si}_{2.29}\text{O}_{10}$	53.6	44.3	2.1
ST-11-5	微纹正长石	$\text{Na}_{1.50}\text{K}_{0.10}\text{Ca}_{0.20}\text{Al}_{1.03}\text{Si}_{2.29}\text{O}_{10}$	52.0	45.9	2.1
ST-11-5	微纹正长石	$\text{Na}_{1.99}\text{K}_{0.54}\text{Ca}_{0.11}\text{Al}_{1.06}\text{Si}_{2.29}\text{O}_{10}$	57.4	41.4	1.2
LJ-37	微纹正长石	$\text{Na}_{1.30}\text{K}_{0.31}\text{Ca}_{0.06}\text{Al}_{1.01}\text{Si}_{2.29}\text{O}_{10}$	70.2	28.8	1.0
平均成分	微纹正长石		58.0	40.2	1.8
蚀变矿物					
ST-11-5	钾长石	$\text{Na}_{0.50}\text{K}_{0.90}\text{Ca}_{0.00}\text{Al}_{1.00}\text{Si}_{2.29}\text{O}_{10}$	94.8	5.2	0.0
ST-11-5	钾长石	$\text{Na}_{0.70}\text{K}_{0.27}\text{Al}_{1.01}\text{Si}_{2.29}\text{O}_{10}$	93.0	7.0	0.0
LJ-37	钾长石	$\text{Na}_{0.78}\text{K}_{0.09}\text{Ca}_{0.03}\text{Al}_{1.01}\text{Si}_{2.29}\text{O}_{10}$	91.8	7.9	0.3
LJ-37	钾长石	$\text{Na}_{0.79}\text{K}_{0.07}\text{Al}_{1.01}\text{Si}_{2.29}\text{O}_{10}$	91.9	8.1	0.0
LJ-14	钾长石	$\text{Na}_{0.50}\text{K}_{0.70}\text{Ca}_{0.00}\text{Al}_{1.00}\text{Si}_{2.29}\text{O}_{10}$	97.0	3.0	0.0
平均成分	钾长石		93.7	6.2	0.1

注:在瑞典 Gothenburg 大学测定,分析误差为 5%。

表 2 姚安正长斑岩全岩的主元素(%)及微量元素($\mu\text{g/g}$)分析结果

Table 2 Analyses of major (%) and trace ($\mu\text{g/g}$) elements
in whole-rock samples from syenite porphyry

岩石类型 样号	新鲜岩石				蚀变岩石			
	LJ-50	LJ-8	LJ-24	LJ-38	LJ-37	ST-11-5	LJ-11	LJ-14
SiO ₂	62.35	61.22	64.04	65.99	62.24	62.94	65.11	63.83
TiO ₂	0.38	0.30	0.24	0.21	0.31	0.16	0.22	0.23
Al ₂ O ₃	16.70	16.22	15.98	16.46	17.17	17.30	16.84	16.60
Fe ₂ O ₃	2.30	2.42	2.20	1.70	3.00	0.95	1.50	1.75
FeO	1.50	1.68	1.50	1.30	1.68	1.15	1.20	1.15
MnO	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.02	0.03
MgO	1.70	2.30	1.50	0.80	1.90	0.80	1.00	0.90
CaO	3.30	2.50	1.50	2.10	2.30	2.30	0.70	1.30
Na ₂ O	4.23	3.54	3.86	4.04	3.87	4.40	4.35	1.71
K ₂ O	4.60	5.10	4.80	4.50	4.81	5.00	5.80	8.80
P ₂ O ₅	0.31	0.34	0.37	0.20	0.31	0.49	0.40	0.45
烧失	1.69	3.40	3.05	1.76	1.82			
总量	99.12	99.08	99.09	99.11	99.47	99.18	99.18	99.27
V	46.31	58.61	41.73	35.09	48.63	26.53	47.37	41.86
Cr	37.41	63.33	44.15	11.12	49.43	15.07	14.50	14.03
Co	8.60	8.19	6.35	5.04	10.18	1.32	10.24	7.73
Ni	26.21	27.36	23.24	6.24	23.29	9.87	14.58	14.98
Cu	13.35	16.78	18.68	10.41	18.99	73.58	18.10	19.24
Zn	48.89	32.39	34.14	28.38	28.02	24.79	30.31	35.82
Ga	22.16	22.07	21.35	21.67	21.41	20.92	22.09	21.44
Rb	166.3	259.7	247.5	232.2	247	183.7	259.1	532.3
Sr	1 604	1 156	1 132	1 029	1 088	659.5	554.5	415.7
Y	19.34	25.87	23.5	21.72	24.66	20.69	16.83	17.15
Zr	176.36	267.76	286.36	248.06	258.06	319.86	247.26	297.66
Nb	18.41	17.23	16.64	17.85	15.66	32.38	17.14	17.31
Mo	0.48	0.35	1.34	0.20	0.26	1.68	0.41	2.79
Cs	2.21	7.54	6.23	4.88	6.93	2.88	3.88	3.78
Ba	3 233.3	3 390.3	3 328.3	1 785.3	2 967.3	3 279.3	2 913.3	3 788.3
Pb	36.6	27.95	32.91	42.5	25.21	27.62	25.08	17.37
Th	44.93	46.67	38.46	42.08	38.8	56.98	28.96	35.24
U	7.51	8.78	7.81	8.63	6.87	14.59	4.97	5.86

注:主元素在中国科学院地球化学研究所测定。微量元素在瑞典 Gothenburg 大学用 ICP-MS 测定,分析误差 < 5%。

元素及微量元素分析结果,图 3 显示了从远离矿体至矿体附近正长斑岩的元素变化特征。从中可以看出,相对于新鲜岩石,蚀变岩石 Zr、Ti、P 的含量变化不显著,说明在蚀变过程中榍石、磷灰石和锆石等副矿物比较稳定。与此相反,相对于新鲜岩石,蚀变岩石的 K、Rb 含量增加, Ca、Sr 和 Pb 含量降低,说明在蚀变过程中 K、Rb 进入岩石,而 Ca、Sr 和 Pb 则从岩石中迁出,这与本区与矿化有关的钾化岩石的矿物学变化主要以蚀变成因钾长石代替原生微纹正长石的特征相一致。

3.2 蚀变流体

据前述,本区矿体附近的富碱侵入岩发生了明显的钾化,其主要表现形式是次生钾长石交代原生微纹正长石。作者曾运用激光熔样 ICP-MS 方法,原位测定了姚安正长斑岩体矿化蚀变带内原生微纹正长石及其蚀变产物次生钾长石的 REE 组成^[28]。结果表明,蚀变成因钾长石的 REE 模式与原生微纹正长石基本一致(LREE 富集型),但相对于原生微纹正长石,次生钾长石的 ΣREE 明显增加:原生微纹正长石平均 ΣREE 仅 $9.44 \mu\text{g/g}$,蚀变成因钾长石的平均 ΣREE 则高达 $70.14 \mu\text{g/g}$,为原生微纹正长石的 7.3 倍^[28]。前已述及,正长斑岩中 REE 的重要富集矿物榍石、磷灰石和锆石在蚀变过程中相对稳定。由于原生微纹正长石的 ΣREE 相对较低,即使其中所有的 REE 在蚀变过程中释放出来,也不足以产生次生钾长石中那样高的 REE 含量。

已有研究表明,富含 REE 和高场强元素是富碱侵入岩的特征^[29-31],且在这类岩石的演化过程中,REE 和高场强元素会越来越富集^[32]。根据微量元素在富碱侵入岩浆形成演化过程中的这种活动规

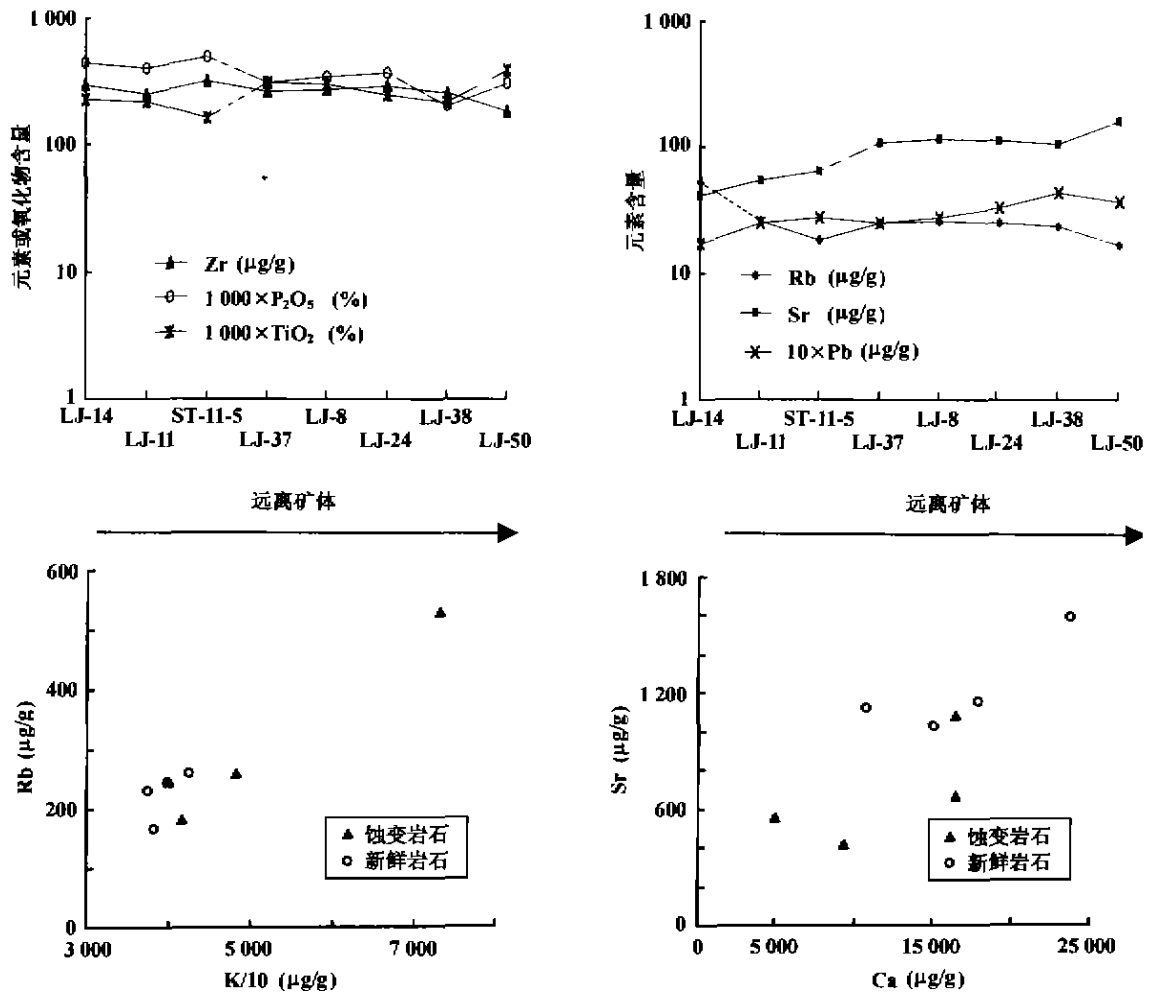


图3 姚安岩体元素地球化学变化图解

Fig. 3 Diagram showing geochemical variations in the Yao'an syenite porphyry
样品编号同表2。

律, 如果导致岩体发生蚀变的流体确由富碱侵入岩成岩过程中分异而来, 那么与某种原生(岩浆成因)矿物具有相似结构和成分的蚀变矿物的 REE 和高场强元素的含量, 应远高于相应的原生矿物。结合姚安岩体形成后区内再未发生其他岩浆活动, 以及在地壳浅层断裂系统内循环的地下水不可能有如此高的 REE 含量的地质事实, 作者的研究表明^[28], 造成本区矿化蚀变带中高 REE 含量蚀变成因钾长石的流体, 应是姚安富碱侵入岩成岩过程中分异出的富含 REE 的岩浆流体。

4 矿石矿物的 REE 地球化学

前已述及, 姚安金矿床有两种矿石类型。早期浸染状硫化物型矿石(阶段 I)中, 黄铁矿为金的主

要寄主矿物; 晚期脉状和角砾状氧化物 + 硫化物型矿石(阶段 II)中, 金的主要寄主矿物为黄铁矿和镜铁矿。表3列出了这些金的寄主矿物的稀土元素分析结果。

由表3和图4a可见, 两个阶段的黄铁矿具有不同的 REE 分布特征: 阶段 I 的黄铁矿具有较高的 REE 含量(52.25 µg/g)、强烈富集轻稀土 [(La/Yb)_N = 241.07]、弱 Ce 负异常 (δCe = 0.81) 和较弱的 Eu 正异常 (δEu = 1.50); 阶段 II 的黄铁矿则具有较低的 REE 含量(915.58 ng/g), 富集轻稀土 [(La/Yb)_N = 6.15], 且具 Eu 负异常 (δEu = 0.71), 球粒陨石标准化 REE 模式与该阶段形成的镜铁矿类似。从早期矿化到晚期矿化阶段, 黄铁矿的 Eu 负异常增强, LREE 分馏程度减弱。根据 REE 迁移的理论计算和实验模拟结果^[33, 34], 在高温和相对还原的条件下,

表 3 姚安金矿床矿石矿物 REE 分析结果和特征参数

Table 3 REE analyses and specific parameters of ore minerals in the Yao'an gold deposit

阶段 样号	阶段 I 黄铁矿 (μg/g)			阶段 II 黄铁矿 (ng/g)					阶段 II 镜铁矿 (ng/g)				次生钾长石 平均 (μg/g)	
	ST-2	ST-1	平均	LJ-12	LJ-26	LJ-36	LJ49-1	LJ-39	平均	LJ-1	LJ-5	LJ-35		平均
La	26.15	13.24	19.70	676.50	126.85	50.90	62.64	19.26	187.23	606.3	681.3	528.6	605.4	24.46
Ce	27.29	13.37	20.33	936.78	230.36	77.97	97.26	36.37	275.75	1352.5	1776.8	1387.5	1505.6	25.81
Pr	2.26	6.97	4.62	395.45	80.11	29.20	35.68	11.68	110.42	138.2	268.5	164.5	190.4	3.58
Nd	6.53	4.14	5.34	439.45	132.98	33.39	49.21	19.89	134.98	538.6	1319.7	631.2	829.8	10.83
Sm	0.99	0.69	0.84	114.40	33.37	7.50	8.72	4.10	33.61	142.4	428.9	158.1	243.1	1.73
Eu	0.44	0.25	0.35	32.95	6.54	1.16	1.98	0.99	8.72	28.0	161.6	32.1	73.9	1.52
Gd	0.68	0.51	0.60	151.84	38.51	6.85	9.19	5.02	42.28	78.4	569.1	130.9	259.5	1.48
Tb	0.07	0.05	0.06	22.88	5.07	0.76	1.75	0.81	6.25	16.9	104.5	13.8	45.1	0.19
Dy	0.26	0.02	0.14	160.10	25.84	5.73	10.98	3.64	41.26	84.6	707.8	65.4	285.9	0.75
Ho	0.04	0.03	0.04	32.23	3.53	1.07	1.85	0.76	7.89	12.8	157.9	10.8	60.5	0.10
Er	0.10	0.08	0.09	87.87	12.64	3.00	5.94	2.10	22.31	29.2	462.4	16.9	169.5	0.25
Tm	0.013	0.06	0.04	84.77	11.99	2.95	5.51	1.94	21.43	3.3	71.3	3.7	26.1	0.03
Yb	0.06	0.05	0.06	81.67	11.34	2.91	5.07	1.77	20.55	26.4	459.9	18.3	168.2	0.20
Lu	0.008	0.07	0.04	11.24	1.79	0.54	0.46	0.44	2.89	6.2	70.8	2.9	26.6	0.03
ΣREE	64.89	39.53	52.25	3228.11	720.91	223.91	296.22	108.75	915.58	3063.8	7240.3	3164.7	4489.6	70.95
δEu	1.64	1.32	1.50	0.76	0.56	0.50	0.67	0.67	0.71	0.81	0.39	0.68	0.60	2.90
δCe	0.85	0.74	0.81	0.81	0.89	0.86	0.84	0.91	0.83	1.12	1.12	1.13	1.12	0.66
(La/Sm) _N	16.71	12.06	14.80	3.72	2.39	4.27	4.52	2.96	3.51	2.68	2.23	2.11	2.32	8.91
(Gd/Yb) _N	8.96	8.29	8.66	1.50	2.74	1.90	1.46	2.29	1.66	2.40	2.95	5.78	3.42	5.91
(La/Yb) _N	289.33	181.35	241.07	5.59	7.55	11.83	8.34	7.34	6.15	15.50	13.38	19.50	15.51	81.71

注:在瑞典 Gothenburg 大学用 ICP-MS 测定,分析误差为 5%。次生钾长石数据引自文献[28]。

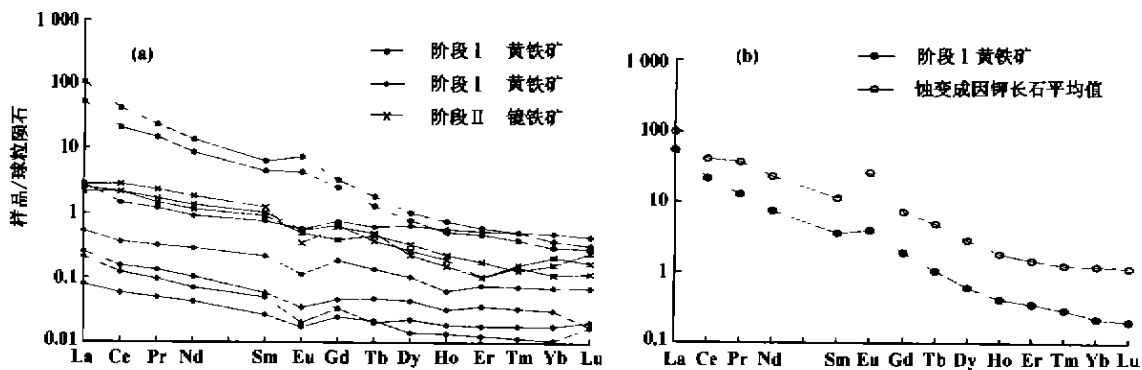


图 4 球粒陨石标准化 REE 模式

Fig. 4 Chondrite-normalized REE distribution patterns

a. 金的各种寄主矿物的球粒陨石标准化 REE 模式; b. 蚀变成因钾长石⁽²⁷⁾与硫化物阶段黄铁矿的球粒陨石标准化 REE 模式。

Eu(2+) 易与其他三价 REE 分离,从早期(阶段 I)矿化至晚期(阶段 II)矿化,黄铁矿的 Eu 负异常增强, LREE 分馏程度减弱,表明晚期成矿阶段发生在相对氧化的环境。结合晚期成矿阶段矿物组合以黄铁矿、镜铁矿、石英、方解石和绿泥石的低温矿物组合为特征的事实,可以认为相对于早期(阶段 I)矿化,晚期(阶段 II)矿化应发生在相对高 f_{O_2} 和低温的环境。

一般而言,矿物的 REE 模式受其晶体结构制

约,同时亦受形成矿物之介质的 REE 特征控制。由于在该矿床近矿围岩的钾化蚀变过程中,主要形成的是次生钾长石和其他少量钾硅酸盐矿物,在这些结构相似的矿物中 REE 应具有相似的行为,因此,次生钾长石的 REE 组成可近似代表蚀变流体的 REE 组成。

REE 在黄铁矿中无晶格位置,它们在黄铁矿中最可能的位置是其中的流体包裹体或晶体缺陷。这表明黄铁矿中的 REE 受晶体结构的影响不大,而应

主要受形成黄铁矿之介质的 REE 特征控制。因此,黄铁矿的 REE 特征基本能代表成矿流体的 REE 特征(镜铁矿的情况亦类似)。由图 4b 可见,姚安岩体近矿岩石钾化蚀变过程中形成的蚀变成因钾长石的 REE 模式与第 I 矿化阶段浸染状硫化物型矿石(黄铁矿)十分类似。前已述及,造成矿区钾化蚀变的流体体系由姚安富碱侵入岩的岩浆分异而来,这暗示形成第 I 矿化阶段浸染状黄铁矿的流体,亦应是来源于富碱侵入岩成岩过程中分异出的岩浆流体。而第 II 矿化阶段黄铁矿和镜铁矿的 REE 模式与次生钾长石具有很大差别,这预示着该矿化阶段的成矿流体与形成钾长石化和第 I 矿化阶段矿石的岩浆流体在成因上很不相同,这与后述同位素地球化学方面的研究结果一致。

5 同位素地球化学

本次研究分析了两个成矿阶段矿石中黄铁矿的硫同位素组成(表 4)。矿物共生组合特征表明,矿石中的含硫矿物为硫化物,未见硫酸盐矿物。在这种矿物组合条件下,硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值基本可以代表成矿热液的总硫同位素组成^[33],即 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}} \approx \delta^{34}\text{S}_{\text{硫化物}}$ 。

表 4 姚安金矿床黄铁矿的硫同位素组成

Table 4 Sulfur isotopic composition of pyrites from the Yao'an gold deposit

样品号	成矿阶段	$\delta^{34}\text{S}_{\text{Sulf}}(\text{‰})$	产状	$\delta^{34}\text{S}_{\text{Sulf}}$ 平均值(‰)
LJ-12		0.8	角砾状矿石	
ST-2		-2.2	矿脉	
ST-10-11)		-2.4	岩体内矿脉	
ST-10-(5)	阶段 I	-0.4	岩体内矿脉	1.8
ST-10-(3)		1.2	岩体内矿脉	
LJ-14		2.4	岩体内矿脉	
LJ-34		3.2	矿石	
LJ-3		16.5	矿化角岩	
LJ-39		16.2	含矿石英脉	
LJ-4		10.7	角砾状矿石	
LJ-1		12.8	富镜铁矿矿脉	
LJ-15		12.7	矿石	
LJ-49(3)	阶段 II	15.1	条带状矿石	12.0
LJ-49(1)		11.6	条带状矿石	
LJ-19		7.8	条带状矿石	
LJ-26		10.9	条带状矿石	
LJ-36		11.3	条带状矿石	
LJ-5		10.6	条带状矿石	
LJ-35		8.2	条带状矿石	

注:在中国地质科学院矿床研究所测定,分析精度为 $\pm 0.2\text{‰}$ 。

由表 4 可见,硫化物阶段成矿流体的 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}} \approx -2.4\text{‰} \sim -3.2\text{‰}$,与陨石硫接近,显示出幔源硫($\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}} \approx 0 \pm 3\text{‰}$)^[20]的特征;硫化物+氧化物阶段成矿流体的 $\delta^{13}\text{C} \approx -6\text{‰} \sim -8\text{‰}$ (4 个方解石样品),与幔源碳($\delta^{13}\text{C} \approx -5\text{‰} \sim -7\text{‰}$)^[25]一致,但该阶段黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}} \approx 7.8\text{‰} \sim 16.5\text{‰}$,与正常的幔源硫有较大的偏差。S、C 同位素的这种不匹配性可能说明,当流体演化至第 II 阶段时,其中的碳仍主要是幔源碳,但成矿流体中的硫可能是在幔源硫的基础上大量混入了贫 CO_2 但富含 ^{34}S 的大气成因地下水的结果。

姚安金矿床在时间和空间上与姚安正长斑岩体密切相关;REE 证据显示,早期硫化物阶段的成矿流体来源于姚安正长斑岩成岩过程中分异出的岩浆流体;硫化物阶段黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值与区域正长斑岩中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值($-1.2\text{‰} \sim 5.6\text{‰}$)^[21]一致;姚安正长斑岩为地幔部分熔融的产物^[21]。因此,我们可以认为两个阶段成矿流体中的幔源硫和碳,应来源于姚安正长斑岩成岩过程中分异出的岩浆流体。

6 结 论

根据上述研究,本文得出以下主要认识。

(1) 姚安金矿床的早期成矿作用与矿体两侧的钾质蚀变密切相关,姚安富碱侵入岩体成岩过程中分异出的岩浆流体提供了早期成矿作用所必需的成矿流体。这表明钙碱性侵入岩成岩过程中可分异出成矿流体的过程,也存在于富碱侵入岩的成岩过程中。

(2) 姚安金矿床有两个成矿阶段,即早期的硫化物阶段和晚期的氧化物+硫化物阶段。从早期成矿阶段到晚期成矿阶段,该矿床的成矿流体经历了以岩浆流体为主的流体体系转变为以大气降水为主的流体体系的过程,晚期成矿阶段发生在相对低温和高 f_{O_2} 的环境中。

本研究得到瑞典 Gotenburg 大学地质系 Sven Ake Larson 教授的大力支持,谨致谢忱。

参考文献:

- [1] 芮宗瑞,黄崇柯,齐明国,等. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京:地质出版社,1984.
- [2] Cline J S. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt[J]. J Geophys Res, 1991, 96(B5): 8 113 ~ 8 126.
- [3] Bodnar R J, Beane R E. Temporal and spatial variations in hy-

- drothermal fluid characteristics during vein filling in preore cover overlying deeply buried porphyry copper type mineralization at Red Mountain, Arizona[J]. *Econ Geol*, 1980, 75: 876 ~ 893.
- [4] Hedenquist J W, Lowenstern J B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits[J]. *Nature*, 1994, 370: 519 ~ 527.
- [5] Boyle R W. 金的地球化学及金矿床[M]. 北京:地质出版社, 1984. 59 ~ 68.
- [6] Deek W. Alkaline magmatism, major structure, and gold deposit: Implications for green-stone belt gold metallogeny[J]. *Econ Geol*, 1988, 83(2): 454 ~ 460.
- [7] Muller D, Groves D I. Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits[J]. *Ore Geol Rev*, 1993, 8: 383 ~ 406.
- [8] Lottemoser B G. Rare earth element and heavy-metal behaviour associated with the epithermal gold deposit on Lihir Island, Papua New Guinea[J]. *J Volcanol Geotherm Res*, 1990, 40: 269 ~ 289.
- [9] Richards J P, McCulloch M T, Chappell B W, et al. Sources of metals in the Porgera gold deposit, Papua New Guinea: Evidence from alteration, isotope, and noble metal geochemistry[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1991, 55: 565 ~ 580.
- [10] Richards J P. Magmatic-epithermal transitions in alkalic systems: Porgera gold deposit, Papua New Guinea[J]. *Geology*, 1992, 20: 547 ~ 550.
- [11] Richards J P. The Porgera gold mine, Papua New Guinea: Magmatic hydrothermal to epithermal evolution of an alkalic-type precious metal deposit[J]. *Econ Geol*, 1993, 88: 1 017 ~ 1 052.
- [12] Richards J P. Petrology and geochemistry of alkalic intrusives at the Porgera gold deposit, Papua New Guinea[J]. *J Geochem Explor*, 1990, 35: 141 ~ 199.
- [13] 向树元, 叶俊林. 新的金矿类型——与碱性岩有关的金矿床[J]. *矿产与地质*, 1995, 9(2): 73 ~ 76.
- [14] 沈秋伟. 论滇西喜山期碱性岩浆作用有关的金矿床[J]. *长春地质学院学报*, 1991, 21: 403 ~ 410.
- [15] 王会远. 北衙金矿地质特征及成矿地质条件的初步分析[J]. *西南矿产地质*, 1993, (2): 17 ~ 24.
- [16] 萧为民, 胡朝平. 鹤庆北衙富碱斑岩侵入体的岩石学特征及其构造环境[J]. *云南地质*, 1994, (1): 33 ~ 41.
- [17] 王郁, 蒋心明. 冀西北与偏碱性岩有关的金矿床地质特征及成因[J]. *地质论评*, 1994, 40(4): 368 ~ 376.
- [18] 涂光炽, 张玉泉, 赵振华. 华南两个富碱侵入岩带的初步研究[A]. 涂光炽. 花岗岩地质与成矿关系[C]. 江苏:江苏科学出版社, 1984. 21 ~ 37.
- [19] 张玉泉, 谢应雯, 涂光炽. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩及其与裂谷构造关系初步研究[J]. *岩石学报*, 1987, 4(1): 17 ~ 25.
- [20] 张玉泉, 谢应雯. 横断山区花岗岩类地球化学[M]. 北京:科学出版社, 1995. 1 ~ 186.
- [21] 毕献武. 滇西“三江”地区富碱侵入岩及其与铜、金成矿关系的研究[D]. 贵阳:中国科学院地球化学研究所, 1999.
- [22] Hu Ruizhong, Burnard P G, Turner G, et al. Helium and argon isotope systematics in fluid inclusions of Machangqing copper deposit in west Yunnan province, China[J]. *Chem Geol*, 1998, 146: 55 ~ 63.
- [23] 毕献武, 胡瑞忠, 叶造军, 等. A型花岗岩类与铜成矿关系研究——以马厂箐铜矿为例[J]. *中国科学(D辑)*, 1999, 29(6): 489 ~ 495.
- [24] 张玉泉, 谢应雯, 涂光炽. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩年代学和Nd, Sr同位素特征[J]. *中国科学(D辑)*, 1997, 27: 289 ~ 293.
- [25] Rollinson H R. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Essex: Longman Scientific & Technical, 1993. 133 ~ 141.
- [26] Alderton D H M, Pearce J A, Potts P J. Rare earth element mobility during granite alteration: Evidence from southwest England[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1980, 49: 149 ~ 165.
- [27] 刘英俊, 曹励明, 李兆麟, 等. 元素地球化学[M]. 北京:科学出版社, 1984. 295 ~ 297.
- [28] 毕献武, 胡瑞忠, Cornell D H, 等. 蚀变流体的来源: 矿化蚀变带中原生与次生长石的REE证据[J]. *科学通报*, 2000, 45(13): 1 429 ~ 1 432.
- [29] 涂光炽. 关于富碱侵入岩[J]. *矿产与地质*, 1989, 13(3): 1 ~ 4.
- [30] Collins W J, Beams S D, White A J R, et al. Nature and origin of A-type granites with particular reference to south-eastern Australia[J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1982, 80: 189 ~ 200.
- [31] Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. A-type granites. Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1987, 95: 407 ~ 419.
- [32] King P L, White A J R, Chappell B W, et al. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia[J]. *J Petrology*, 1997, 38: 371 ~ 391.
- [33] Bau M. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium[J]. *Chem Geol*, 1991, 93: 219 ~ 230.
- [34] Henderson P. *Rare earth element geochemistry*[M]. Amsterdam: Elsevier, 1984. 317 ~ 342.
- [35] Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits[J]. *Econ Geol*, 1972, 67: 551 ~ 579.

Trace element and isotope evidence for the evolution of ore-forming fluid of Yao'an gold deposit, Yunnan Province, China

BI Xian-wu¹, HU Rui-zhong¹, D. H. Cornell²

(1. *Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China*; 2. *Department of Geology, Goteborg University, P. O. Box 460, SE-405 30 Goteborg, Sweden*)

Abstract: Trace element, sulfur and carbon isotope geochemistry was applied to the formation and evolution of ore-forming fluids in the Yao'an gold deposit of Yunnan Province, China. The results show that magmatic fluids generated during the petrogenesis of the alkali-rich intrusives caused both potassic alteration and early stage I sulfide mineralization of the Yao'an gold deposit. The later stage II fluids had very different REE character, with much lower levels and flatter chondrite-normalized patterns, combining with quartz, calcite and chlorite as the main gangue minerals in this stage, reflecting a lower-temperature environment. From stage I to stage II (sulfide plus oxide), the fluids evolved from the system dominated by magmatic fluids to that by meteoric fluids. This ore-forming fluid evolution is analogous to that found in the petrogenesis of calc-alkaline intrusive rocks. This type of gold mineralization associated with alkali-rich intrusives is probably more widespread than presently realized.

Key words: alkali-rich intrusive; gold deposit; ore-forming fluid; trace element; isotope; metallogeny; Yunnan Province