

# 云南老王寨金矿煌斑岩蚀变 矿化 过程中元素活动规律

黄智龙

(中国科学院地球化学研究所, 贵阳 550002)

王联魁

(中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640)

关键词 煌斑岩 蚀变 矿化过程 元素迁移 云南老王寨金矿

摘要 广泛分布于云南老王寨金矿, 与金矿化在时间上、空间上密切共生的煌斑岩普遍遭受不同程度的蚀变, 部分经历了矿化作用, 根据岩石的蚀变程度及是否矿化可将本区煌斑岩发成新鲜(弱蚀变)、蚀变、矿化三种。质量平衡方程对煌斑岩蚀变、矿化过程中元素活动规律的计算结果表明, 引起本区煌斑岩蚀变的流体为一种含过渡元素、新石元素、挥发性元素和亲硫元素(或成矿元素)的富硅、铝碱性流体, 这种流体可能是本区煌斑岩石浆演化到晚期分异出来的产物; 引起本区煌斑岩矿化的为富含  $K_2O$ 、 $CaO$ 、 $CO_2$ 、 $F$ 、 $Cl$ 、 $S$ 、 $As$ 、 $Sb$ 、 $Au$ 、 $Ag$  等元素的流体, 这种流体具有多源性。

## 1 老王寨金矿地质概况及煌斑岩基本特征

云南老王寨金矿是80年代在北西-南东向延伸的哀牢山断裂带北段发现的超大型金矿床, 矿床总体呈北西-南东向延伸, 由浪泥塘、科瓜林、老王寨、搭桥箐和库独木等5个矿段组成(图1)。矿区内出露地层包括古生代浅变质海相碎屑沉积岩系、泥盆-石炭纪火山-沉积碎屑岩系(区内主要含矿岩系)以及上三叠纪红色碎屑岩系。矿区构造以断裂为主, 大体分成3组, 即北西向断裂组(矿区一级构造)、北西西向断裂组(矿区二级构造)和北东向断裂组及性质不明断裂组(图1)。矿区岩浆岩以基性-超基性岩为主, 其次为中-酸性斑岩、煌斑岩。

煌斑岩在矿区5个矿段均广泛出露, 主要沿北西-南东向主干断裂及其次级断裂呈岩脉产出(图1), 岩石侵入区内所有地层和其它岩浆岩, 全岩  $Rb-Sr$  同位素年龄为  $28.8Ma-49.0Ma$ <sup>[1]</sup>, 磷灰石裂变径迹年龄为  $22.7Ma-27.2Ma$ (本文), 为喜山期岩浆活动产物。300多条煌斑岩脉组成长约5000m, 宽100m-500m的岩脉带。单条岩脉一般长5m-500m, 宽0.3m-3m, 个别岩脉发育5cm-10cm宽的冷凝边, 岩脉边缘偶见围岩捕虏体。按矿物组合, 本区煌斑岩以云煌岩为主, 主要矿物为辉石+云母+钾长石; 少量云斜煌岩, 主要矿物为辉石+云母+斜长石。区内煌斑岩普遍蚀变, 部分经历了矿化作用。矿区煌斑岩与金矿化在时间上(同位素年龄证实煌斑岩和金矿化均为喜山期产物<sup>[2]</sup>)、空间上(煌斑岩型金矿石占冬瓜林、搭桥箐矿段金属总储量的50%<sup>[2]</sup>)密切共生, 这在国内外很具典型性。

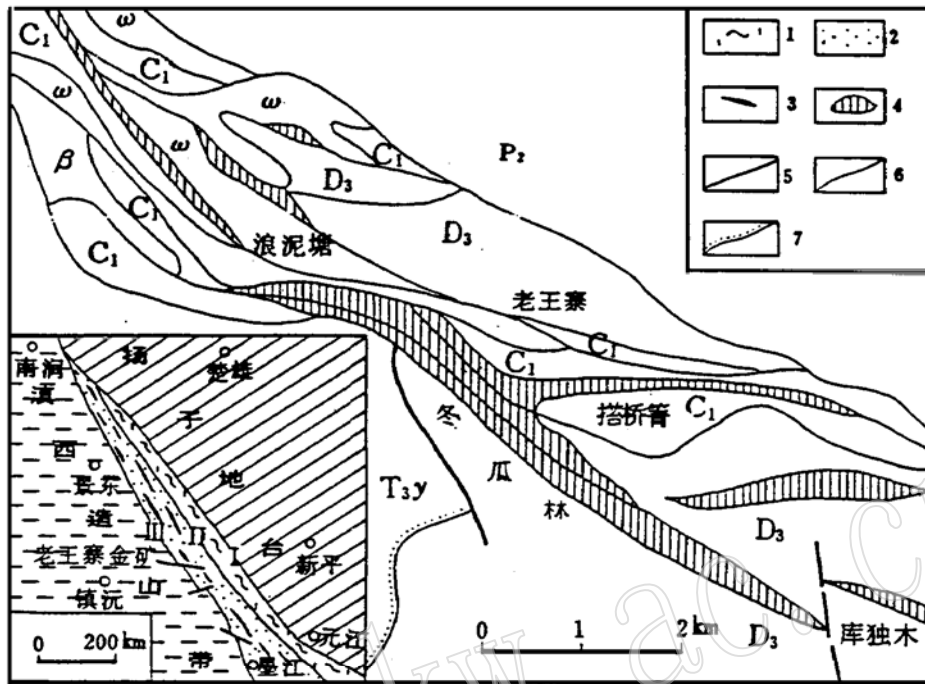


图1 老王寨金矿地质略图

Fig. 1 Geological sketch map of the Laowangzhai gold deposits

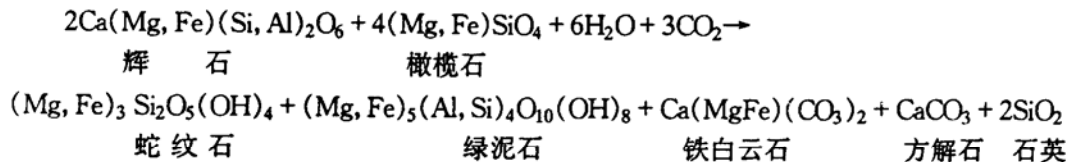
1—深变质带; 2—浅变质带; 3—基性-超基性岩; 4—煌斑岩、花岗斑岩组成的断裂岩浆岩容矿带; 5—断层; 6—地层整合界线; 7—地层不整合界线; I—红河断裂带; II—哀牢山断裂带; III—九甲—墨江断裂; T<sub>3y</sub>—三叠纪泥岩、砂岩及砂砾岩; C<sub>1</sub>—石炭纪泥质灰岩; D<sub>3</sub>—泥盆纪硅质板岩及灰岩; P<sub>2</sub>—古生代(未分)绢云板岩、砂岩、砂砾岩; ω—蚀变超基性岩; β—蚀变玄武岩

## 2 煌斑岩的蚀变特征

矿区广泛分布的煌斑岩遭受不同程度的蚀变, 其中主要暗色矿物(辉石、云母、橄榄石)全部或部分由蛇纹石、绿泥石、绢云母以及碳酸盐和石英等次生矿物替代, 浅色矿物(钾长石、斜长石)也部分被高岭石、绢云母等矿物交代, 其颜色从灰绿—灰黑色变为浅灰—灰白色。根据次生矿物组合, 本区煌斑岩蚀变可大致分成四个阶段。

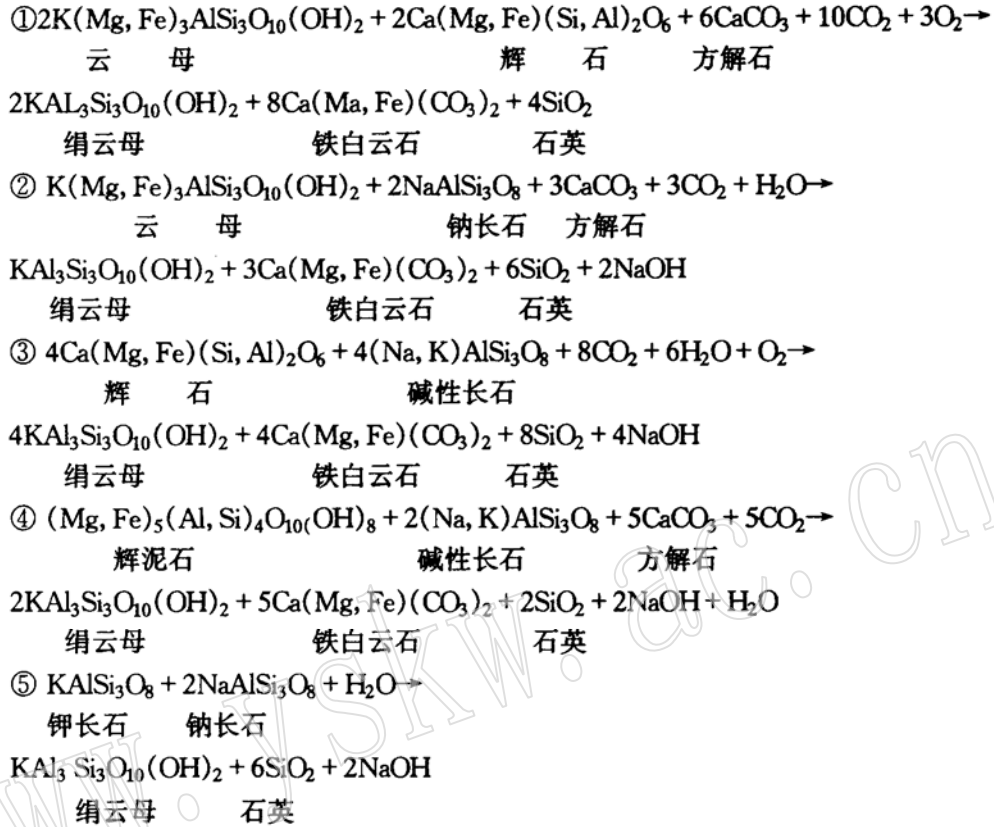
### 2.1 蛇纹石化、绿泥石化、碳酸盐化、硅化阶段

参与蚀变的矿物主要为橄榄石和单斜辉石, 蚀变矿物为蛇纹石、绿泥石、碳酸盐和石英等, 蚀变反应可简述为:



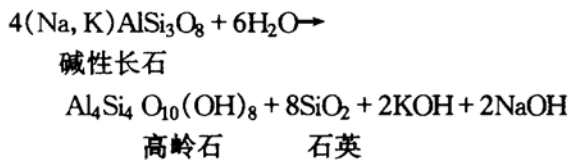
### 2.2 绢云母化、碳酸盐化、硅化阶段

参与蚀变的矿物主要为云母、长石以及早阶段形成的绿泥石, 蚀变产物主要为绢云母、碳酸盐和石英等, 常见的蚀变反应如下:



### 2.3 高岭石化、硅化阶段

参与蚀变的矿物主要为长石, 蚀变产物为高岭石和石英等, 蚀变反应可简述为:



### 2.4 黄铁矿化 碳酸盐化 硅化阶段

该阶段与矿区成矿密切相关, 亦称成矿阶段, 几乎所有矿物都参与该阶段的蚀变。值得注意的是, 本区煌斑岩成矿阶段与上述各蚀变阶段并不连续, 矿化的原岩可以为经历过各种蚀变的煌斑岩。

根据蚀变程度及是否矿化, 老王寨金矿煌斑岩可大体分为新鲜(相对)、蚀变和矿化三种, 三种煌斑岩的选择标准为: ①新鲜煌斑岩: 弱蚀变, 灰绿—灰黑色, 原生岩浆结构, 除橄榄石和大部分辉石被次生矿物替代外, 其它矿物蚀变较弱, 尤其是云母具原生光性特征, 少量样品见辉石蚀变残余; ②蚀变煌斑岩: 蚀变相对较强, 浅灰—灰白色, 弱的变形, 能辨认出原生岩浆结构, 暗色矿物被次生矿物替代, 钾长石也有相当部分蚀变为高岭石; ③矿化煌斑岩: 强烈蚀变, 灰白色, 强烈变形, 原生岩浆结构难辨认, 原生矿物被次生矿物替代, 与蚀变煌斑岩最大的差别是出现硫化物(黄铁矿化、辉锑矿化、毒砂化等)。表 1 列出三种煌斑岩的平均地球化学成分。

表 1 老王寨金矿煌斑岩矿化过程中元素活动规律计算结果  
 Table 1 Calculations of element activity regularity during mineralization  
 of lamprophyres in the Laowangzhai gold deposit

样品特征	新鲜煌斑岩平均值(18件样品)	蚀变煌斑岩平均值(9件样品)	矿化煌斑岩平均值(10件样品)	新鲜-蚀变 计算结果	新鲜-矿化 计算结果	蚀变-矿化 计算结果
SiO <sub>2</sub>	47.50	48.32	42.82	8.19	-4.25	-9.23
TiO <sub>2</sub>	0.68	0.59	0.59			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.10	13.05	10.47	2.94	-1.53	-3.49
FeOt	6.14	5.59	6.07	0.30	-0.01	-0.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.31	0.85	5.22	-1.33	2.96	3.92
FeO	4.06	4.82	1.37	1.50	-2.68	-3.57
MnO	0.14	0.13	0.14	0.01	0.00	0.00
MgO	8.26	6.27	6.19	-1.03	-2.01	-0.62
CaO	7.27	7.26	10.97	1.10	3.81	2.76
Na <sub>2</sub> O	1.64	0.41	0.18	-1.17	-1.46	-0.25
K <sub>2</sub> O	4.39	4.83	4.59	1.18	0.25	-0.64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.56	0.55	0.54	-0.04	0.03	0.08
H <sub>2</sub> O	2.30	2.17	1.67	0.20	-0.61	-0.65
CO <sub>2</sub>	8.52	10.22	14.57	3.26	6.20	3.08
Sc	13.2	12.0	10.5	0.60	-2.63	-2.41
V	196	172	177	2.24	-17.2	-10.4
Cr	328	338	136	61.6	-191	-214
Co	54.5	50.5	36.9	3.70	-17.2	-16.8
Ni	195	176	98.6	7.85	-95.4	-86.0
Cu	60.2	63.6	44.3	13.1	-15.4	-23.2
Zn	78.8	71.8	36.8	3.92	-40.6	-38.2
Sr	920	533	372	-306	-544	-193
Rb	170	213	149	75.4	-19.5	-76.8
Ba	1582	657	325	-825	-1254	-360
U	3.65	4.11	3.50	1.09	-0.12	-0.91
Th	12.7	13.8	9.6	3.21	-3.00	-5.04
Nb	7.47	8.66	3.84	2.51	-3.59	-5.15
LREE	142.59	144.52	120.97	24.0	-20.4	-34.1
HREE	14.11	17.91	14.78	6.53	0.82	-4.42
F	1275	1070	1000	-41.8	-265	-157
Cl	364	264	218	-59.6	-142	-65.3
S	660	2040	25600	1690	25200	21300
As	13.6	27.0	88.1	17.5	75.4	53.4
Sb	6.1	13.7	52.6	9.69	47.0	34.3
Au	4.2	20.2	4941	19.1	4986	4491
Ag	351	464	738	184	394	210

注: 主要元素的含量为%, 微量元素的单位除 Au、Ag 为  $10^{-9}$  外, 其余为  $10^{-6}$ ; (2)  $FeOt = 0.9 \times FeO_3 + FeO$ ; (3) 新鲜煌斑岩的 Cu、Zn、LREE 和 HREE 为 5 件样品的平均值, 蚀变煌斑岩的微量元素为 4 件样品的平均值。

### 3 煌斑岩蚀变过程中元素活动规律的定量计算

由于新鲜岩石(原岩)在蚀变-矿化过程中伴随有质量和体积的变化, 因而不能简单地通过新鲜-蚀变-矿化岩石的主要元素-微量元素对比来讨论蚀变-矿化过程中元素的活动规律。

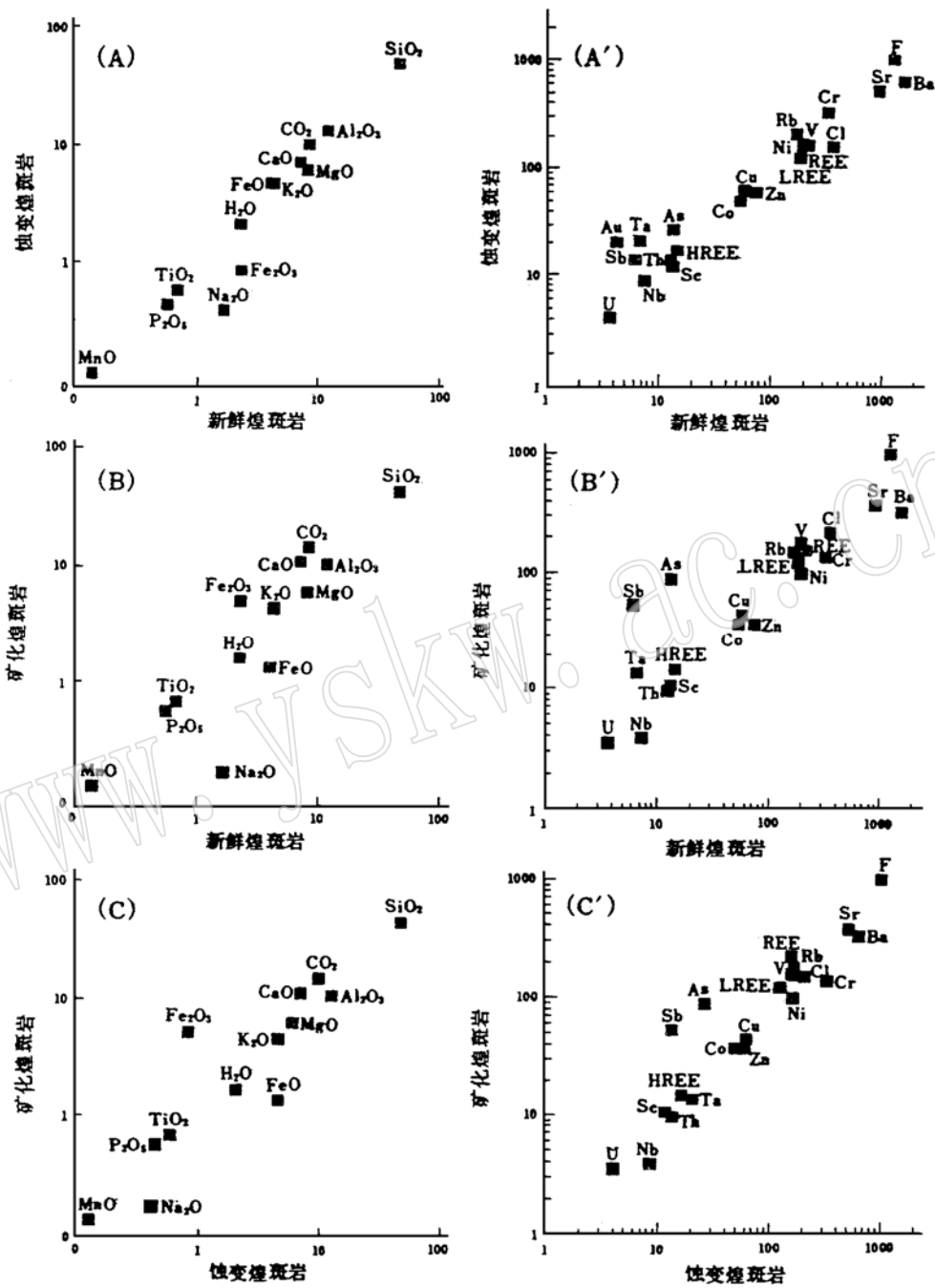


图2 老王寨金矿新鲜、蚀变煌斑岩的 Grant 图解

Fig.2 The Grant diagram of fresh and altered lamprophytes in the Laowangzhai gold deposits

A、B、C 主要元素 A'、B'、C' 微量元素

本文利用 Grant<sup>[3]</sup> 提出的质量平衡方程和图解法来计算老王寨金矿煌斑岩蚀变过程中元素活动规律。

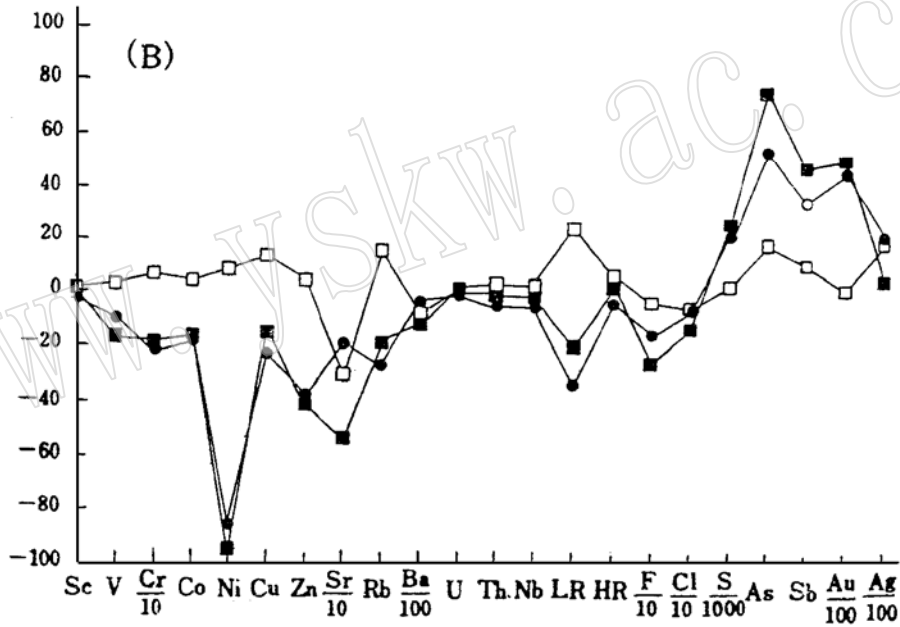
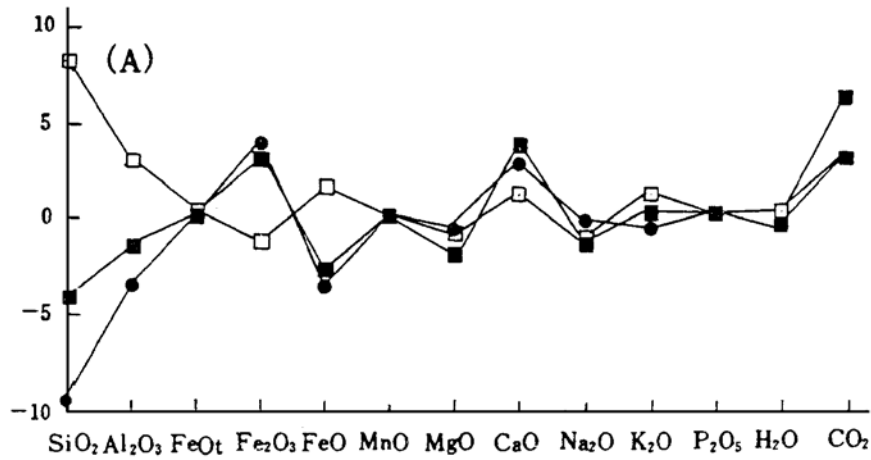


图 3 老王寨金矿煌斑岩蚀变过程中元素活动规律计算结果

Fig. 3 Calculations of element activity regularity during the alteration of lamprophyres in the Laowangzhai gold deposits

A- 主要元素; B- 微量元素; □- 新鲜 → 蚀变; ■- 新鲜 → 矿化; ●- 蚀变 → 矿化

### 3.1 方法简介

Grant 推导的质量平衡方程为(推导过程从略参见有关文献):

$$C_i^B = (M^A / M^B) \times (C_i^A + \Delta C_i) \tag{1}$$

式中  $C_i^A$ 、 $C_i^B$  分别为元素  $i$  在蚀变前后岩石中的浓度,  $M^A$ 、 $M^B$  分别为蚀变前后岩石的质量,  $\Delta C_i$  为元素的得失量。对于不活动元素,  $\Delta C_i = 0$ , (1) 式可变化为:

$$C_i^B = (M^A / M^B) \times C_i^A \tag{2}$$

可见, (2) 式在  $C_i^A - C_i^B$  图解上一为条穿过原点(0, 0) 斜率为  $M^A/M^B$  的直线, 即等位线(Isocon)。通过该图解可确定岩石蚀变(或矿化)过程中的不活动元素, 同时计算出斜率  $(M^A/M^B)_K = C_i^B/C_i^A$  (一种不活动元素) 或  $K = \sum C_i^B \times C_i^A / (\sum C_i^A)^2$  (两种或两种以上不活动元素, 最小二乘法拟合结果), 将  $K$  代入(1)式, 得岩石蚀变过程中元素得失量计算分式:

$$\Delta C_i = C_i^B/K - C_i^A \quad (3)$$

### 3.2 计算过程

老王寨金矿新鲜 蚀变 矿化煌斑岩各自的地球化学成分变化范围相对较小<sup>[4]</sup>, 用相应岩石的平均地球化学成分进行元素活动规律计算更具代表性。研究表明<sup>[5]</sup>, 本区煌斑岩蚀变 矿化为不同阶段的产物, 也就是说, 矿化的原岩可以是蚀变煌斑岩, 也可以是新鲜煌斑岩。因此, 本文计算以新鲜 → 蚀变 新鲜 → 矿化 蚀变 → 矿化三种过程的元素活动规律。

Grant 图解表明, 本区煌斑岩从新鲜 → 蚀变过程中最不活动者为  $TiO_2$ 、 $MnO$  和  $P_2O_5$ , 其次是  $H_2O$ 、 $Al_2O_3$ 、 $Sc$ 、 $Zn$ 、 $Th$  和  $U$  等(图 2A, A'); 从新鲜 → 矿化过程中最不活动者为  $TiO_2$ 、 $MnO$  和  $P_2O_5$ , 其次是  $K_2O$ 、 $Th$  和  $U$  等(图 2B, B'); 从蚀变 → 矿化过程中最不活动为  $TiO_2$  和  $MnO$ , 其次是  $P_2O_5$ 、 $Th$  和  $U$ (图 2C, C')。考虑到  $TiO_2$  在岩石蚀变过程中作为不活动元素具有普遍意义<sup>[3, 6]</sup>, 本文也选用该元素为不活动元素, 计算的斜率  $K = 0.913$ , 代入(3)式的计算结果如表 1 图 3。

## 4 结果讨论

### 4.1 主要元素的活动规律

从表 1、图 3A 中可见, 老王寨金矿煌斑岩在蚀变过程中主要元素明显带出的是  $MgO$ 、 $Na_2O$ , 带入的是  $SiO_2$ 、 $Al_2O_3$ 、 $CaO$ 、 $K_2O$  和  $CO_2$ , 表明引起本区煌斑岩蚀变的流体含  $SiO_2$ 、 $Al_2O_3$ 、 $CaO$ 、 $K_2O$  和  $CO_2$ , 参与蚀变的矿物除富  $MgO$  的橄榄石、辉石等外, 还有相对富  $Na_2O$  的云母、长石等;  $FeO$ 、 $H_2O$  的变化不明显, 暗示这些元素在岩石由一种矿物组合转化为另一种矿物组合的蚀变过程中其赋存矿物虽有改变, 但含量变化不明显, 如含  $FeO$  的橄榄石、辉石转化为绿泥石、碳酸盐(铁白云石)和绢云母等, 含  $H_2O$  的云母转化为绢云母等; 从煌斑岩蚀变过程中  $Fe_2O_3$  为带出组分、 $FeO$  为带入组分看, 岩石蚀变作用可能发生于相对氧化环境;  $P_2O_5$  没有明显的变化, 证实蚀变作用对本区煌斑岩中含  $P_2O_5$  的副矿物(如磷灰石等)影响较小。

本区煌斑岩从新鲜 → 矿化和从蚀变 → 矿化过程中主要元素活动规律相似(表 1 图 3A), 明显带出的是  $SiO_2$ 、 $Al_2O_3$ 、 $MgO$  和  $Na_2O$ , 带入的是  $CaO$  和  $CO_2$ , 表明岩石在富含碳酸盐的成矿流体的作用下, 其中含  $SiO_2$ 、 $Al_2O_3$ 、 $MgO$  和  $Na_2O$  等的矿物均发生了变化;  $FeO$  的变化不明显, 但  $Fe_2O_3$  却为带入组分、 $FeO$  为带出组分, 反映煌斑岩矿化作用可能发生于相对还原环境;  $P_2O_5$  也没有明显的变化, 证实本区煌斑岩中含  $P_2O_5$  的副矿物(如磷灰石等)在矿化过程中受影响较小。值得注意的是,  $K_2O$  为活动性较强的组分, 煌斑岩中  $K_2O$  的主要赋存矿物为云母和长石, 岩石矿化过程中这些矿物都发生了变化,  $K_2O$  含量应明显降低, 但计算结果(表 1 图 3A)  $K_2O$  却无明显的变化, 暗示本区煌斑岩蚀变过程中有含  $K_2O$  流体参与; 同样可解释矿化过程中  $H_2O$  的变化特征。

## 4.2 微量元素的活动规律

4.2.1 蚀变过程 老王寨金矿煌斑岩在蚀变过程中微量元素的活动规律 (表 1、图 3B) 可分为两组讨论:

(1) 带出元素 这组元素只有 *Sr*、*Ba* 和 *F*、*Cl*, 研究表明, 煌斑岩中的 *Sr*、*Ba* 赋存矿物主要为云母, 其次为钾长石; *F*、*Cl* 主要赋存于云母中; 煌斑岩在蚀变过程中云母被绿泥石、绢云母、碳酸盐、石英等矿物替代, 而部分长石也转化为绢云母和高岭石等矿物, 云母和钾长石的晶格被破坏, 晶格中的 *Sr*、*Ba* 和 *F*、*Cl* 等元素发生重新分配或迁移, 因此这些元素在蚀变过程中为带出元素是不难理解的。

值得注意的是 *F*、*Cl* 的活动规律, 煌斑岩中的 *F*、*Cl* 绝大部分赋存于云母中, 云母在蚀变过程中被绿泥石、绢云母、碳酸盐、石英等不含(或含量极少) *F*、*Cl* 的矿物替代, 按理说这两种元素的蚀变煌斑岩中的含量相对较低, 计算的带出比值(带出值/原始值)应较大。但从表 1 图 3B 中可见, 本区蚀变煌斑岩中 *F*、*Cl* 都有较高含量, 计算的带出比值也较小(分别为 0.033 和 0.087), 这表明本区煌斑岩在蚀变过程中不仅有 *F*、*Cl* 的流失, 而且有 *F*、*Cl* 的加入, 也就是说, 本区煌斑岩的蚀变流体富含 *F*、*Cl* 等挥发份。同理也可说明蚀变流体含有一定量的 *Sr*、*Ba*。

(2) 带入元素 这组元素包括过渡元素(*Sr*、*V*、*Cr*、*Co*、*Ni*、*Cu*、*Zn*)、亲石元素(*Rb*、*U*、*Th*、*Nb*、*LREE*、*HREE*)和亲硫元素(或成矿元素)(*S*、*As*、*Sb*、*Au*、*Ag*)。过渡元素主要赋存于橄榄石、辉石中, 煌斑岩中, 这两种矿物最易发生蛇纹石化、绿泥石化和碳酸盐化, 蚀变过程中矿物晶格中过渡元素将发生重新分配或迁移。由于本区煌斑岩蚀变作用发生于相对氧化环境(前文), 有利于从橄榄石和辉石中“游离”出来的过渡元素形成络合物迁移<sup>[7]</sup>, 因此煌斑岩蚀变过程中过渡元素含量应大量降低。计算结果正相反(表 1 图 3B), 过渡元素为带入元素, 暗示本区煌斑岩的蚀变流体含过渡元素。

亲石元素中 *Rb* 主要赋存于长石和云母中, *U*、*Th*、*Nb* 的主要赋存矿物为副矿物磷灰石、锆石等, *LREE*、*HREE* 的赋存矿物以副矿物为主, 少量赋存于云母中。本区煌斑岩蚀变过程中云母被其它矿物替代, 长石也或多或少受到影响, 而副矿物的变化不明显, 因此 *RB*、*LREE*、*HREE* 都应为带出元素, 而 *U*、*Th*、*Nb* 的变化应不明显。计算结果(表 1 图 3B) 这些元素均为带入元素, 证实本区煌斑岩的蚀变流体含亲石元素。

亲硫元素(或成矿元素) *S*、*As*、*Sb*、*Au* 和 *Ag* 在煌斑岩中主要赋存于硫化物, 在新鲜煌斑岩中, 这些元素含量相对较低, 这种岩石中硫化物含量很少有关, 计算结果(表 1 图 3B), 这些元素为带入元素, 表明本区煌斑岩在蚀变过程中有含亲硫元素(或成矿元素)的流体参与。

4.2.2 矿化过程 从表 1 图 3B 上可见, 本区煌斑岩从新鲜→矿化和从蚀变→矿化过程中微量元素活动规律相似, 除 *S*、*As*、*Sb*、*Au* 和 *Ag* 为带入元素外, 其余均为带出元素, 表明岩石在与富含亲硫元素的成矿流体作用下, 其中含过渡元素(*Sc*、*V*、*Cr*、*Co*、*Ni*、*Cu*、*Zn*)的矿物(橄榄石、辉石等)、亲石元素(*Rb*、*Sr*、*Ba*、*U*、*Th*、*Nb*、*LREE*、*HREE*)的矿物(云母、长石等)和挥发性元素(*F*、*Cl*)的矿物(云母等)都发生了变化。但从元素的带出比值可见, *U*、*Th*、*LREE*、*HREE* 的带出量较小, 对此主要有两种解释: 其一是成矿流体中含有这些元素, 从本区其它矿石类型(如基性-超基性岩型、石英砂岩型、硅质板岩型、绢云板岩型等)的 *U*、*Th*、*LREE*、*HREE* 并不富集看, 本区成矿流体富含这些元素的可能性不大; 其二是这些元素只少量赋存于云母等主要矿物中, 而大部分赋存于副矿物中(如磷灰石、锆石等),  $P_2O_5$  的变化特征表明, 本区煌斑岩中副矿物(如磷灰石等)在矿化过程中受影响



较小,因此,  $U$ 、 $Th$ 、 $LREE$ 、 $HREE$  的带出量较小是不难理解的。另外,  $F$ 、 $Cl$  的带出量也相对较小,这可能与成矿流体含  $F$ 、 $Cl$  等卤族元素有关,成矿流体包裹体成分研究支持这种观点。

#### 4.3 蚀变流体的性质及来源

上述分析可见,引起老王寨金矿煌斑岩发生蚀变的流体为一种含过渡元素( $Sc$ 、 $V$ 、 $Cr$ 、 $Co$ 、 $Ni$ 、 $Cu$ 、 $Zn$ )亲石元素( $Rb$ 、 $Sr$ 、 $Ba$ 、 $U$ 、 $Th$ 、 $Nb$ 、 $LREE$ 、 $HREE$ )挥发性元素( $F$ 、 $Cl$ 、 $S$ 、 $CO_2$ )和亲硫元素(或成矿元素)( $As$ 、 $Sb$ 、 $Au$ 、 $Ag$ )的富硅铝( $SiO_2$ 、 $Al_2O_3$ )碱性( $K_2O$ )流体。笔者认为这种蚀变流体可能是本区煌斑岩岩浆演化到晚期分异出来的产物,主要依据:(1)流体中  $SiO_2$ 、 $Al_2O_3$ 、 $K_2O$ 、 $F$ 、 $Cl$  元疑是岩浆演化到晚期的产物,  $Rb$ 、 $Sr$ 、 $Ba$ 、 $U$ 、 $Th$ 、 $Nb$  以及  $LREE$  和  $HREE$  为不相容元素,聚集于岩浆演化到晚期的流体也是不难理解的;(2)大量实际资料<sup>[8,9]</sup>表明,煌斑岩本身  $CO_2$  含量较低(一般小于 0.5%),但煌斑岩岩浆演化到晚期分异出来富含  $CO_2$  的流体已被许多实验岩学资料所证实;(3)  $V$ 、 $Cr$ 、 $Co$ 、 $Ni$  主要赋存在岩浆早期结晶的橄榄石和辉石等矿物中,有随岩浆结晶演化逐渐降低的变化趋势,但该组元素具较强的亲硫性,在岩浆演化到晚期由于硫含量增加,其含量也有增加的趋势<sup>[7]</sup>;(4)  $S$ 、 $As$ 、 $Sb$  地球化学性质相似,多富集于岩浆演化到晚期的流体<sup>[7]</sup>;(5)  $Au$ 、 $Ag$  地煌斑岩(原生)中的含量均较低,而这些元素一般不富集于岩浆演化晚期的流体<sup>[8]</sup>,推测蚀变流体中这些元素可能主要来源于围岩(地层或其它岩浆岩),由于蚀变流体富含与  $Au$ 、 $Ag$  易形成络合物的  $CO_2$ 、 $F$ 、 $Cl$ 、 $S$  等元素,有能力从围岩中淋滤这些元素,加之本区煌斑岩蚀变作用发生于相对氧化环境(前文),更有利于上述过程的发生。

#### 4.4 矿化流体的性质及来源

煌斑岩(新鲜、蚀变)矿化过程中主要元素、微量元素活动规律计算结果表明,老王寨金矿成矿流体富含  $K_2O$ 、 $CaO$ 、 $CO_2$ 、 $F$ 、 $Cl$ 、 $S$ 、 $As$ 、 $Sb$ 、 $Au$ 、 $Ag$  等元素。由于资料所限,仅从以下方面讨论这种流体的来源。

4.4.1  $Au$  的来源 “煌斑岩‘原生金富集’,可提供金矿化的‘金源’”,这是  $Rock$  等<sup>[10]</sup>建立“中温热液金矿成因”模式重要基础之一。也有学者<sup>[2,11,12]</sup>认为,老王寨金矿煌斑岩在金矿化过程中可能起“提供金源”的作用。笔者认为本区煌斑岩很难为金矿化提供大量的金源,主要依据:(1)本次工作获 15 件新鲜煌斑岩样品的金含量在  $1 \times 10^{-9}$ – $61 \times 10^{-9}$ ,平均  $4.2 \times 10^{-9}$ ,25 件蚀变煌斑岩的金含量在  $1 \times 10^{-9}$ – $61 \times 10^{-9}$ ,平均  $20.2 \times 10^{-9}$ ,可见,研究区煌斑岩金含量高与蚀变和(或)后期矿化有关,这与  $Wyman$  等<sup>[13]</sup>测定加拿大苏必利尔省太古代煌斑岩金含量(新鲜样品平均金含量  $3.9 \times 10^{-9}$ ,蚀变者平均金含量  $38 \times 10^{-9}$ )、 $Taylor$  等<sup>[14]</sup>研究西澳大利亚  $Yilgarn$  地区太古代煌斑岩金含量(新鲜样品平均金含量  $1.7 \times 10^{-9}$ ,蚀变者平均金含量  $20 \times 10^{-9}$ )所得结果一致。本区新鲜煌斑岩平均金含量为  $4.2 \times 10^{-9}$ ,远低于  $Rock$  等<sup>[10]</sup>统计的 67 个“新鲜”煌斑岩平均金含量  $18 \times 10^{-9}$ ,因此,本区煌斑岩可能不会提供大量金源。(2)本区煌斑岩型金矿矿石研究表明,金矿物为自然金,多呈它形料状、树枝状、不规则片状、浸染状,常见包有硅质、碳酸盐、黄铁矿、绢云母等矿物的自然金片状集合体,这些被包裹的矿物为煌斑岩蚀变产物,说明自然金不是煌斑岩中的原生金,而是经过蚀变以后形成的。(3)电镜分析资料表明,本区煌斑岩型金矿中自然金多呈它形粒状、树枝状充填于黄铁矿颗粒之间(这种粒间金占总载金量的 94.81%<sup>[2]</sup>);黄铁矿标形研究表明,富含金的黄铁矿晶体形态以五角十二面体结晶习性{210}为主,在本区三种煌斑岩中,这种晶体形态和结晶习性黄铁矿为矿化煌斑岩所特有,这也说明矿化煌斑岩中的金不是原生金,而是矿化叠加的次生金。(4)成矿实验表明,冬瓜林矿段新鲜煌斑岩在变形温度、压力条件下释放出的金为  $0$ – $1 \times 10^{-9}$ ;因此,煌斑岩在蚀变过程中释放大量金的可能不大。

现有资料表明,本区成矿流体中的金有多种来源,主要有:(1)区域深、浅变质地层。云南地矿

局<sup>[12]</sup>曾对 7 条区域性剖面进行了金背景值分析, 发现深、浅变质地层中金背景值明显低于地壳的平均丰度, 而矿区各类岩石中金含量明显增高, 因此认为区域地层中金的低背景值是金有大量带出的结果。因此, 变质地层有可能为金的矿源层<sup>[1, 15]</sup>; 金矿石铅同位素组成表明矿石铅主要为地壳铅, 少量地幔铅, 间接说明金源可能以围岩为主, 部分来自深部地幔。(2) 矿区基性-超基性岩。表现在有的矿段(如老王寨)矿体位于基性-超基性岩边部破碎带及与围岩接触带中, 岩石金含量相对较高, 而且普遍发育蛇纹石经碳酸盐化, 矿石中微量元素  $Fe$ 、 $Ti$ 、 $Mn$ 、 $Co$ 、 $Ni$ (基性-超基性岩中富集的元素)含量较高等<sup>[11, 12]</sup>, 因此, 这类岩石可能是金的来源之一。(3) 深部地幔。虽然本区煌斑岩在矿化过程中可能不会提供大量的金, 但也不排除提供少量金源的可能性, 铅同位素已反映部分金来自深部的特征, 硫同位素(见后)也反映出深源或幔源硫的特点, 加上矿化作用发生在拉张条件, 这些均表明深部地幔可能为本区金矿化提供部分金源。

4.4.2  $S$ 、 $CO_2$ 、 $H_2O$  的来源 唐尚鹑等<sup>[1]</sup>报道不同类型矿石载金黄铁矿的  $\delta^{34}S$  分布范围在-2.22‰-2.77‰之间, 极值为 4.99‰, 呈明显塔式效应, 反映出深源或幔源硫的特点; 何明友等<sup>[16]</sup>测得矿区辉锑矿的  $\delta^{34}S$  在-0.15‰- -1.03‰之间, 极值为 0.88‰, 同样具有深源或幔源硫的特点。可见, 本区煌斑岩矿化流体中的  $S$  可能来源于深部地幔或先存的幔源岩石(如基性-超基性岩等)。

前已述及, 原生煌斑岩  $CO_2$  含量并不高(一般小于 0.5%), 矿物含量统计<sup>[17]</sup>也表明, 本区煌斑岩中原生碳酸盐含量小于 1%, 为矿化流体提供大量的  $CO_2$  可能性不大。唐尚鹑等<sup>[1]</sup>报道该区金矿体碳酸盐含  $\delta^{13}C_{(PDB)}$  在-7.00‰- -2.703‰,  $\delta^{18}O_{(PDB)}$  在-17.15‰- -11.82‰, 何明友等<sup>[16]</sup>测得金矿床中方解石的  $\delta^{13}C_{(PDB)}$  在-3.12‰- -0.34‰,  $\delta^{18}O_{(PDB)}$  在-14.65‰- -12.96‰, 表明  $CO_2$  具有多源性(幔源、壳源性)。可见, 本区煌斑岩矿化流体中  $CO_2$  既有直接来自深源的, 也不排除围岩含碳酸盐地层中  $CO_2$  的参与。

$H$ 、 $O$  同位素组成测定结果<sup>[1]</sup>表明, 本区热液早期阶段石英包裹体的  $\delta^{18}O_{H_2O}$  在+8.65‰- +11.76‰,  $D_{H_2O}$  在-101.10‰- -94.10‰, 含白钨矿石英包裹体的  $\delta^{18}O_{H_2O}$  为+7.88‰,  $D_{H_2O}$  为-68.10‰。成矿阶段形成石英包裹体的  $\delta^{18}O_{H_2O}$  在+7.266‰, 含辉锑矿石英包裹体的  $\delta^{18}O_{H_2O}$  8‰,  $D_{H_2O}$  在+6.91‰- +7.21‰。这些表明, 本区成矿热液中的  $H_2O$  具有多源混合成因。可见, 煌斑岩矿化流体中  $H_2O$  应为岩浆水、大气降水、变质水混合而成的混合水。

以上讨论表明, 引起老王寨金矿煌斑岩矿化的流体具有多源性。

## 参 考 文 献

- 1 唐尚鹑, 袁牢山北段金矿成矿带成矿规律初探. 云南地质, 1991, 10(1): 44- 70
- 2 何文举. 老王寨金矿田煌斑岩特征及其与金矿成矿的关系. 云南地质, 1993, 12(2): 148- 158.
- 3 Grant J A. *The isocon diagram: A simple solution to Gresens' s equation for metasomatic alteration.* *Econ Geol*, 1986, 81: 1976- 1982.
- 4 黄智龙, 王联魁. 云南老王寨金矿区煌斑岩地球化学及成因(博士论文)中国科学院广州地球化学研究所, 1995.
- 5 黄智龙, 王联魁. 云南老王寨金矿区煌斑岩主元素对比及其意义. 贵金属地质, (3): 202- 207.
- 6 MacLearn W H. *Mass change calculations in altered rock series.* *Mineralium Deposita*, 1990, 25: 44- 49.
- 7 刘英俊, 曹励明, 李兆麟等. 元素地球化学. 北京: 科学出版社. 1984.
- 8 Rock N M S. *Lamprophyres Glasgow*, Blackie. 1990
- 9 Bergman S C. *Lamproites and other potassium-rich rocks: A review of their occurrence, mineralogy and geochemistry.* In: J. Fitton and B. G. J. Upton(Editors), *Alkaline Igneous Rocks.* *Geol Soc Spec Publ*, 1987, 30: 103- 190.
- 10 Rock N M S, Groves D I. *Can lamprophyres resolve the genetic controversy over mesothermal gold deposits?* *Geology*, 1988, 16: 538- 541.
- 11 任胜利, 覃功炯, 池三川等. 云南镇源老王寨- 东瓜林金矿床的围岩物质来源. 地球科学. 中国地质大学学报, 1995, 20(1): 47- 52.
- 12 宋新宇, 覃功炯, 李忠文. 老王寨金矿床地质地球化学特征及矿床成因探讨. 现代地质, 1993, 7(增刊): 78- 88.
- 13 Wyman D A and Kerrich R. *Archean shoshonitic lamprophyres associated with Superior Province gold deposits: Distribution, tectonic setting, noble metal abundance, and significance for gold mineralization.* *Econ Geol Monograph*, 1989, 6: 651- 667.
- 14 Taylor W R, Rock N M S, Groves D I, et al. *Geochemistry of Archean shoshonitic lamprophyres from the yilgam Block, Western Australia: An abundance and association with gold mineralization.* *applied Geochem*, 1994, 9: 197- 222.
- 15 俞厂钧. 袁牢山断裂带原生金矿床的类型及控矿条件. 地质与勘探. 1990. 5(5): 3- 11.
- 16 何明友, 胡瑞忠. 深源流体- 老王寨金矿床含矿流体来源的一种可能性. 地质地球化学. 1996, (2): 27- 31.
- 17 黄智龙, 王联魁. 云南老王寨金矿区煌斑岩中碳酸盐的化学成分及其意义. 矿物岩石, 1995, 15(4): 30- 33.

## The Regularity of Element Activity during the Alteration and Mineralization of Lamprophyres in the Laowangzhai Gold Deposit, Yunnan Province

Huang Zhilong

(Institute of Geochemistry, Academia Sinica, Guiyang 550002)

Wang Liankui

(Guangzhou Institute of geochemistry, Academia Sinica, Guangzhou 5106640)

**Key words:** lamprophyre; alteration; mineralization; element migration; Laowangzhai gold deposit of Yunnan Province

### Abstract

Widely distributed in the Zhenyuan gold deposits and closely related to gold mineralization in time and space, lamprophyres underwent different degrees of alteration and partly experienced mineralization. According to degrees of alteration and mineralization, lamprophyres in the orefield might be divided into fresh (Weakly altered), altered and mineralized ones. According to calculations by the mass balance equation for element activity regularity in the process of lamprophyric alteration and mineralization, it is shown that fluids responsible for lamprophyric alteration were Sr-rich alkaline fluids containing transitional, lithophile, volatile and chalcophile (or ore-forming) elements. These fluids are considered to have been products of crystallization of lamprophyric magma. The fluids responsible for lamprophyric mineralization were enriched in such components as  $K_2O$ ,  $CaO$ ,  $CO_2$ , F, Cl, S, As, Sb, Au, and Ag, thus exhibiting multi-source character.