

云南老王寨金矿区煌斑岩的侵位年龄 和铂族元素地球化学*

王江海^① 漆亮^② 尹安^③ 解广轰^①

(^①中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640; ^②中国科学院地球化学研究所, 贵阳 550002;

^③Department of Earth and Space Sciences, University of California, Los Angeles, CA 90095, USA)

摘要 煌斑岩广泛分布于云南老王寨金矿区并与金矿体密切共生. 煌斑岩中金云母的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年表明, 其侵位时间为 $(30.8 \pm 0.4) \sim (34.3 \pm 0.2) \text{ Ma}$, 而 Au 成矿作用时间为 $(26.4 \pm 0.2) \text{ Ma}$. 铂族元素(PGE)地球化学示踪表明, 金矿床中的 Au 不可能源于原始煌斑岩浆. Au 沙江-红河带煌斑岩与中温热液 Au 矿在时空上的共生原因是它们形成于相同的构造背景.

关键词 热年代学 PGE 地球化学 煌斑岩 老王寨 Au 矿 云南

老王寨金矿床是 20 世纪 80 年代末在哀牢山断裂带发现的, 它分为浪泥塘、冬瓜林、老王寨、搭桥箐和库独木 5 个矿段(图 1). 煌斑岩在金矿区广泛分布且与矿体密切共生. 煌斑岩大多为云煌岩, 少量为云斜煌岩. 前人对老王寨 Au 矿及伴生的煌斑岩成因已开展系统的研究. 如何文举^[1]认为煌斑岩为地幔部分熔融的产物, 煌斑岩侵位晚于 Au 成矿. 黄智龙等人^[2]建立了煌斑岩的综合成因模式, 认为煌斑岩侵位后所经历的温度大于 200°C 的热液蚀变年龄为 $(22.7 \sim 27.1) \text{ Ma}$. 毕献武等人^[3]认为含 Au 石英 $(37.9 \sim 54.2) \text{ Ma}$ 的电子顺磁共振(ECR)年龄代表 Au 成矿时代. 胡瑞忠等人^[4]确认 Au 成矿的矿化剂为富硫深源流体, Au 来自富硫矿化剂对围岩中 Au 的萃取.

可见, 前人研究已在 3 方面达成共识: (1) Au 成矿与煌斑岩侵位发生在新生代; (2) Au 成矿与新生代煌斑岩和富碱侵入岩密切相关; (3) 岩浆活动是 Au 成矿的重要驱动力, 它诱导深源富硫矿化剂加入到 Au 成矿系统. 但尚存许多未完全解决的问题, 主要包括: (1) Au 成矿比煌斑岩侵位究竟晚多少? 仅据已有年代学数据尚难确证, 因现有年龄不仅变化范围大, 且尚存定年方法选择不当等问题, 如年轻矿床的矿石铅模式定年^[5]. ESR 定年主要限于第四纪, 最合适的定年时限是从几百年至几十万年, 最多为几百万年^[6], 超过该时限就会获得不确定的年龄^[3]. (2) 煌斑岩是否为 Au 成矿提供 Au? 煌斑岩内 Au 是原生还是次生的? 已有的元素和同位素示踪尚难排除 Au 来自与矿体毗邻的煌斑岩^[2]. 虽然黄智龙等人^[7]设计的高温高压实验拟证明煌斑岩不是 Au 成矿物源, 但因其实验对象中加入过多 Au (2.5%), 故其实验结果仍不能回答煌斑岩是否为 Au 成矿提供 Au. 本文基于新获得的高质量 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄和 PGE 数据, 拟探讨煌斑岩侵位和 Au 成矿的时代及煌斑岩中 Au 的富集机理.

2001-02-12 收稿, 2001-06-25 收修改稿

* 中国国家重点基础研究发展规划(G1998040800)、中国国家自然科学基金(批准号: 49972026, 49472100)、中国国家攀登预选(95-预-25)、中国科学院(KZCX2-101, KZ952-J1-408)和美国国家自然科学基金资助项目

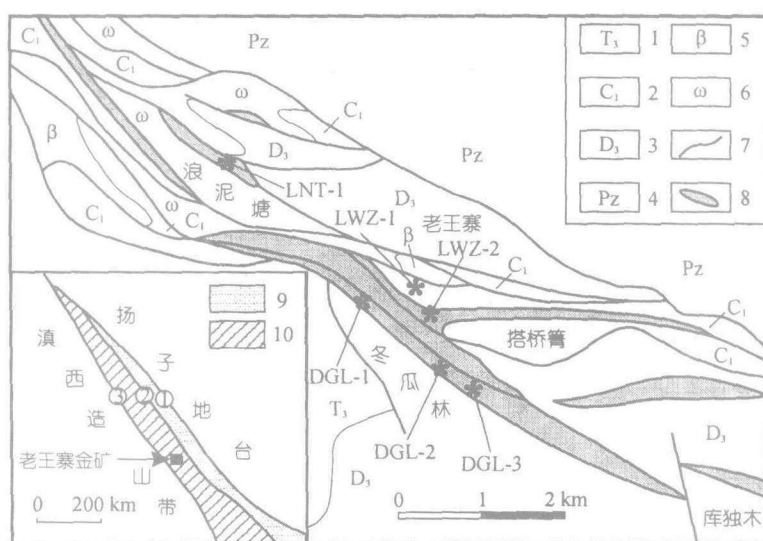


图1 老王寨金矿区地质简图、煌斑岩的地质背景及采样位置(据文献[1]改编)

1. 上三叠统; 2. 下石炭统; 3. 上泥盆统; 4. 古生代沉积岩系; 5. 基性火山岩; 6. 超基性岩; 7. 断层; 8. 由煌斑岩和花岗斑岩构成的断裂-岩浆岩溶矿带; 9. 哀牢山深变质带; 10. 哀牢山浅变质带; ① 红河断裂; ② 哀牢山断裂; ③ 九甲-墨江断裂

1 实验方法

用于定年和 PGE 研究的均为较新鲜的云煌岩和云斜煌岩, 但样品 LWZ-2 略有蚀变, 在金云母边部已见浅棕-黄绿色的黑云母蚀变边。云煌岩由辉石 + 云母 + 钾长石 ± 橄榄石 ± 斜长石 ± 碳酸盐矿物 ± 磷灰石 ± 钛铁氧化物构成; 而云斜煌岩的矿物组合则为辉石 + 云母 + 斜长石 ± 钾长石 ± 碳酸盐矿物 ± 磷灰石 ± 钛铁氧化物。煌斑岩产出的地质背景和采样位置见图 1。

将煌斑岩在洁净环境下清洗和粉碎, 用常规摇床和手工法分离金云母。从样品 LWZ-1 和 LWZ-2 中称取 8~10 mg 高纯(>99%)金云母, 用锡箔纸包好, 置于 6 mm 直径的石英管中。用透长石国际标样(FC-3)标定。将样品和标样一并置于密歇根大学 Ford 反应堆照射。J 值采用激光探针技术测定。辐照后样品在双真空 Ta 坩锅中进行阶段加热。Ar 同位素组成在洛杉矶加州大学 VG 3600 气体质谱上测定。Ar 全流程本底约为 $(2\sim5)\times 10^{-16}$ mol ^{40}Ar 。标样(FC-3)年龄为 (27.8 ± 0.3) Ma。表 1 所列误差均为 1σ , 且未考虑标样测定时引入的误差; 详细分析流程见文献[8]。PGE 和 Au 采用同位素稀释-等离子体质谱法测定。分析流程据文献[9,10]。PGE 测定在中国科学院地球化学研究所 Finnigan Mat Element 型高分辨 ICP-MS 上完成。全流程本底低于 0.02 ng/g。UMT-1 和 WGB 标样的测定值与推荐值在误差范围内一致(表 2)。平均检测限($\mu\text{g/g}$)为: Ir 0.02, Rh 0.024, Ru 0.045, Pd 0.11, Pt 0.23 和 Au 0.32。精度(%)为: Ru 6.5, Rh 6.1, Pd 2.2, Ir 3.5, Pt 1.5 和 Au 2.5。Ni 和 Cu 采用常规酸溶样法分析。样品测定在中国科学院广州地球化学研究所 PE Elan 6000 型 ICP-MS 上完成, 分析精度优于 5%。分析流程见文献[11]。

2 分析结果

对两个煌斑岩(LWZ-1、LWZ-2)中的金云母进行了 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年, 分析结果列于表 1, 反等

时线和年龄坪见图 2 和图 3. LWZ-1 分析了 8 个阶段. 阶段 1 出现高的表面年龄((46.1 ± 2.4) Ma), 但释放的 ^{39}Ar (3.13%) 和放射成因 $^{40}\text{Ar}^*$ (20.8%) 均较低(表 1). 阶段 2~8 的表面年龄逐渐递减, 但毗邻的表面年龄在 2σ 误差范围内是一致的, 故阶段 2~8 构成年龄为 (31.7 ± 0.4) Ma 的坪(图 2(b)). 在 $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 图上, 所有阶段的 Ar 同位素数据构成年龄为 (30.8 ± 0.4) Ma 的反等时线(图 2(a)). 从图 2(a) 中获得的初始 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值为 326.4, 它明显高于现今大气 Ar 的 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值, 表明金云母中存在过剩 Ar, 故阶段 1 出现高的表面年龄可能由过剩 Ar 引起. 因煌斑岩侵位后为快速冷却, 故反等时线年龄 $((30.8 \pm 0.4)$ Ma) 代表煌斑岩的侵位年龄.

表 1 云南老王寨金矿区煌斑岩中金云母的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年结果

阶段	$T/^\circ\text{C}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ($\times 10^{-2}$)	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ($\times 10^{-3}$)	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ($\times 10^{-3}$)	^{39}Ar / mol ($\times 10^{-14}$)	^{39}Ar 释放 累积量/%	$^{40}\text{Ar}^*$ /%	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ ($\pm 1\sigma$)	表面年龄 /Ma ($\pm 1\sigma$)
LWZ-1 ^{a)}										
1	600	17.95	316.00	130.00	48.10	2.14	3.13	20.8	3.74 ± 0.20	46.1 ± 2.4
2	700	3.550	8.04	28.50	2.55	3.92	8.86	77.7	2.77 ± 0.07	34.3 ± 0.9
3	780	3.098	2.71	8.04	1.46	6.81	18.80	85.0	2.64 ± 0.04	32.7 ± 0.5
4	850	3.044	2.70	5.42	1.44	8.37	31.10	84.9	2.59 ± 0.03	32.1 ± 0.4
5	900	3.064	2.72	5.50	1.45	6.60	40.70	84.9	2.61 ± 0.04	32.4 ± 0.5
6	950	3.049	2.67	4.39	1.52	8.81	53.60	84.2	2.57 ± 0.03	31.9 ± 0.4
7	1000	3.066	2.71	4.79	1.64	9.84	68.00	83.2	2.56 ± 0.03	31.7 ± 0.3
8	1150	2.798	2.56	5.33	1.08	21.90	100.00	87.6	2.45 ± 0.02	30.4 ± 0.2
LWZ-2 ^{a)}										
1	600	5.417	35.00	155.00	14.60	31.50	8.05	20.2	1.09 ± 0.09	13.7 ± 1.1
2	750	3.163	2.28	191.00	3.07	20.50	13.30	70.8	2.24 ± 0.03	27.9 ± 0.4
3	800	3.584	2.66	242.00	4.53	13.80	16.80	62.3	2.24 ± 0.04	27.9 ± 0.5
4	850	3.751	2.80	377.00	4.88	18.70	21.60	61.6	2.31 ± 0.03	28.8 ± 0.3
5	900	4.320	3.65	553.00	6.69	19.70	26.60	54.5	2.36 ± 0.02	29.4 ± 0.3
6	950	3.776	3.09	265.00	4.75	24.00	32.70	62.6	2.37 ± 0.02	29.5 ± 0.3
7	1000	3.552	3.48	154.00	4.49	26.00	39.40	62.2	2.21 ± 0.03	27.6 ± 0.4
8	1100	3.964	5.38	543.00	4.50	47.50	51.50	66.8	2.65 ± 0.01	33.0 ± 0.2
9	1200	4.203	5.29	694.00	4.88	179.00	97.10	66.3	2.79 ± 0.01	34.6 ± 0.2
10	1350	4.849	4.64	386.00	8.09	11.30	100.00	50.4	2.46 ± 0.17	30.7 ± 2.1

a) LWZ-1 和 LWZ-2 的 J 值分别为 0.006929 和 0.006955

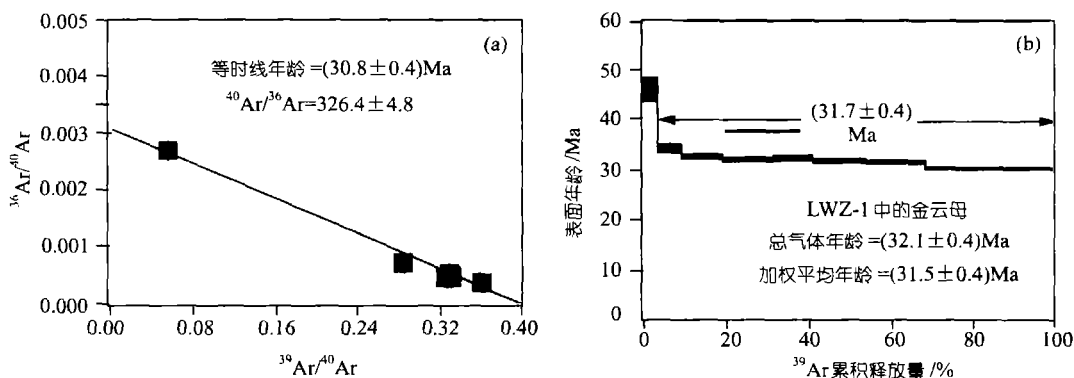


图 2 老王寨金矿区煌斑岩(LWZ-1)中金云母的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 等时线(a)和年龄谱(b)

LWZ-2 分析了 10 个阶段, 但所获结果与 LWZ-1 明显不同(图 3). 阶段 1 出现低的表面年龄((13.7 ± 1.1) Ma), 但释放的 ^{39}Ar (8.05%) 和放射成因 $^{40}\text{Ar}^*$ (20.2%) 均较低(表 1). 阶段 2~6 的表

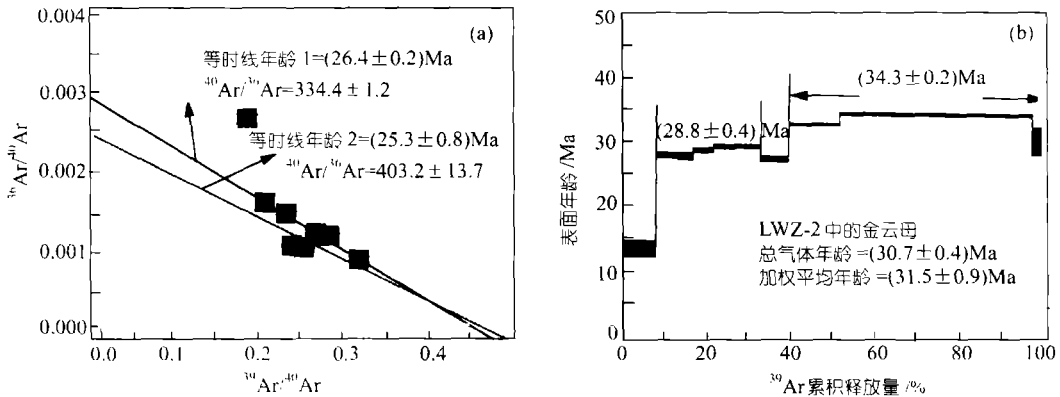


图3 老王寨金矿区煌斑岩(LWZ-2)中金云母的⁴⁰Ar/³⁹Ar等时线(a)和年龄谱(b)

面年龄在 2σ 误差范围内是一致的. 它们构成年龄为 (28.8 ± 0.4) Ma 的坪(图 3(b)), 5 个阶段总 ³⁹Ar 释放量为 31.35%, 表明该坪年龄可能反映一次后期的热事件. 由阶段 2~7 构成时代为 (26.4 ± 0.2) Ma 的反等时线(图 3(a)). 阶段 8, 9 与阶段 2~7 的表面年龄存在明显差异. 阶段 8, 9 构成的坪年龄为 (34.3 ± 0.2) Ma, 总 ³⁹Ar 释放量为 57.7%. 该年龄可能代表金云母的结晶年龄. 阶段 10 释放的 ³⁹Ar 仅为 2.90%, 且表面年龄误差大. 故阶段 10 出现低的表面年龄可能由分析误差引起. 所有阶段数据在 ³⁶Ar/⁴⁰Ar-³⁹Ar/⁴⁰Ar 图上构成一条线性关系较差的反等时线, 其等时年龄为 (25.3 ± 0.8) Ma, 同时给出的初始 ⁴⁰Ar/³⁶Ar 比值为 403.2 (图 3(a)), 表明 LWZ-2 中的金云母也俘获了过剩 Ar, 并造成坪年龄偏老.

冬瓜林、老王寨和浪泥塘矿段 6 个煌斑岩样品的 PGE, Au, Ni 和 Cu 的分析结果列于表 2. 煌斑岩中 PGE (除 Os 外) 总量变化范围较宽(6.29~25.69 μg/g), Pd/Ir(0.94~5.01)和 Pd/Pt(0.21~3.84)比值比原始地幔和球粒陨石的比值都高. 经球粒陨石^[11]和原始地幔^[12,13]标准化的 PGE 配分图解均显出平坦的配分型式(图 4), Ru 略显亏损(图 4(a)), 弱的 Pt 和 Ru 负异常(图 4(b)). 在配分图解(图 4)中 Au 出现明显的正异常. Au 在煌斑岩中比在原始地幔中富集约 38~81 倍, 而 Cu 和 Ni 则与 Au 不同, 出现明显的亏损(图 4(a)), 即 Cu 和 Ni 仅为原始地幔的 $(3.86 \times 10^{-3}) \sim (9.71 \times 10^{-5})$ 和 $(3.36 \sim 8.28) \times 10^{-5}$ 倍. 煌斑岩中 PGE 各元素之间也未显示任何的相关性.

表 2 云南老王寨金矿区煌斑岩的铂族元素及 Cu, Au 和 Ni 分析结果

<i>i</i> ¹² 地	LNT-1	DGL-2	DGL-3	LWZ-1	LWZ-2	DGL-1	球粒	原始	UMT-1		WGB-1	
	浪泥塘	冬瓜林	冬瓜林	老王寨	老王寨	冬瓜林	陨石 ^{a)}	地幔 ^{a)}	推荐值	测定值	推荐值	测定值
Cu	108.11	41.14	52.86	2.72	119.92	3.72		2.8×10^4				
Au	40.5	37.6	60.1	80.3	61.1	52.6	152	1	48	55	2.9	3.3
Pd	5.93	3.49	5.16	4.07	6.12	2.09	545	4	106	108	13.9	14.6
Ru	1.64	2.49	1.09	1.13	0.28	0.25	690	4.3	10.9	10.8	0.3	0.34
Ir	2.35	1.82	1.03	4.34	2.75	2.79	540	3.6	8.8	8.4	0.33	0.37
Ni	73.72	98.99	70.99	94.8	99.23	174.67		2.11×10^4				
Rh	1.31	1.19	0.65	0.25	0.31	0.29	200		9.5	10.4	0.32	0.34
Pt	3.38	16.7	3.61	1.06	6.43	0.87	1020	7.5	129	124	6.1	6.55
Pd/Ir	2.52	1.92	5.01	0.94	2.23	0.75	1.01	1.11				
Pd/Pt	1.75	0.21	1.43	3.84	0.95	2.40	0.53	0.53				

a) 球粒陨石和原始地幔数据引自文献[12~14]; UMT-1 和 WGB-1 为加拿大地质调查所标样; Ni 和 Cu 的单位为 μg/g; PGE 和 Au 的单位为 ng/g

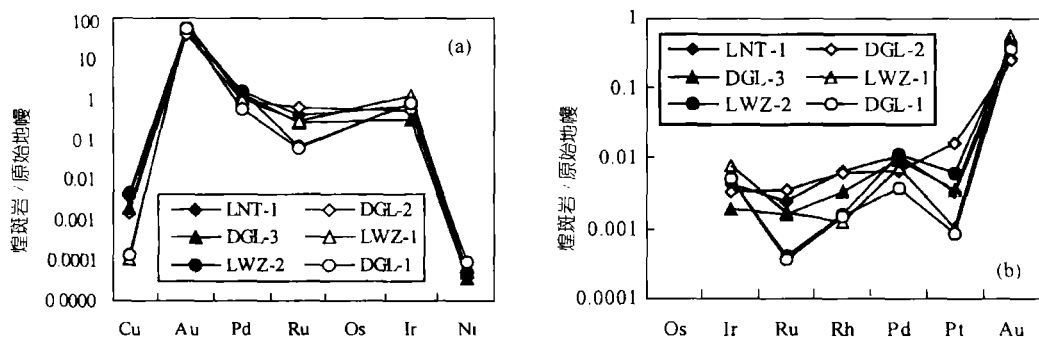


图 4 经原始地幔(a)和球粒陨石(b)标准化的煌斑岩 PGE 配分曲线

3 讨论和结论

3.1 煌斑岩侵位和 Au 成矿的时代

因金云母均俘获有过剩 Ar, 故为了克服坪年龄偏老, 用等时线年龄讨论问题. 显然, LWZ-1 中 (30.8 ± 0.4) Ma 反等时线年龄代表煌斑岩的侵位时代. LWZ-2 中虽未获得统一的年龄坪, 但其结果仍很有意义. 由阶段 2~6 给出的 (28.8 ± 0.4) Ma 坪年龄指示一次重要的后期热事件, 该事件对煌斑岩影响深刻. 但因样品中存在过剩 Ar, 故阶段 2~7 的反等时线年龄 $((26.4 \pm 0.2)$ Ma) 代表此次热事件的时代(图 3(a)). 结合金云母的蚀变特点及煌斑岩与金矿体的共生关系, 我们认为此次重要热事件就是煌斑岩侵位后的热液蚀变和 Au 成矿作用. 热液蚀变(矿化剂加入)和 Au 成矿时间为 (26.4 ± 0.2) Ma. 该年龄与文献[2]的磷灰石裂变径迹年龄 $(27.1 \sim 22.7)$ Ma 相近. 从 LWZ-2 中获得的 (34.3 ± 0.2) Ma 年龄可能为该地区煌斑岩侵位的上限年龄.

3.2 煌斑岩中 Au 的次生和原生富集的 PGE 地球化学判识

在 Rock 等人^[15,16]提出的中温热液金矿床成矿模式中, 他们将煌斑岩中高的 Au 丰度解释为地幔柱流体交代的结果. Wyman 等人^[17]认为后期蚀变的 Au 加入导致煌斑岩明显富集 Au. 事实上, 煌斑岩浆的主要活动期与大规模地幔柱诱导的热脉冲时限不一致, 而常与区域性造山运动和构造活动有关. 元素地球化学示踪也表明, 煌斑岩浆的侵位与上地幔地质过程有关, 并与俯冲相伴^[17,18]. 已有的元素-同位素数据^[2,19]表明, 煌斑岩起源于与俯冲相关的 EM2 型地幔源.

在地幔岩浆过程中 Au 与 Pt, Pd 的地球化学行为受硫控制, 因为 S 与 Au, PGE 之间的分配系数非常大. 在 S 不饱和时, Au, Pt 和 Pd 进入岩浆, 为不相容元素; 若 S 饱和时, Au, Pt 和 Pd 作为相容元素留在硫化物中. Sun 等人^[13]研究表明, S 不饱和的富 Au, Pt 和 Pd 的镁铁-超镁铁质岩浆可通过两种途径产生: 一是 MORB 型软流圈地幔在高温下大比例部分熔融. 二是经岩浆抽提后的难熔地幔源在蚀变加水的低温下小比例部分熔融. Rock 等人^[15]讨论的低钛煌斑岩实为俯冲带难熔地幔楔二次重熔的产物. 若有一富 Au, PGE 和硫化物的异常地幔, 其部分熔融岩浆反而不富含 Au 和 PGE, 因为硫化物将 Au 和 PGE 保留在残留相中. 因岩浆过程中 Au, Pt 和 Pd 具有相似的亲 Cu 行为, 故可利用 Au 与 Pt 及 Pd 的相关性对岩浆岩中原生 Au 和次生 Au 富集进行判识. 在原始地幔标准化的配分图上, 原生 Au 富集将伴随 Cu, Pt 和 Pd 的富集, 从而使 Au, Cu, Pt 和 Pd 呈正相关关系. 从图 4(a)看出, Au 明显富集(高正异常), 但 Cu 出现亏损, Pd 则未显富集. 在图 4(b)中, Au 相对 PGE 也出现高正异常, 与 Pt 及 Pd 明显不同. 在元素变异图

(图略)中, Au 与 Ni、Cu、Pt 及 Pd 之间无正相关性。可见, 煌斑岩中的 Au 是次生富集的, 金矿床的物源不可能主要来自与其伴生的煌斑岩。流体和同位素示踪结果^[4]也支持上述认识。

虽然 Rock 等人^[15,16]提出的模式在理论和引用数据上存在缺陷, 但他们强调一个事实即煌斑岩与中温热液金矿床在时空上密切共生。这引出一个问题: 这种共生关系意味着什么? 从全球范围看, 与中温热液金矿床共生的煌斑岩主要为钾玄质的。显生宙钾玄岩类常形成于碰撞后的转换挤压环境并与俯冲相关。大规模后碰撞-挤压剪切带也是形成中温热液金矿床的重要场所。沿 Au 沙江-红河带与老王寨金矿区煌斑岩同时形成的钾玄质火山-侵入杂岩广泛分布^[19], 两者具有相同的元素-同位素地球化学特征(低钛高钾、钾玄-超钾质系列, 大离子亲石元素和 LREE 富集、明显的 Nb 和 Ta 负异常, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705\sim 0.709$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} < 0.5126$)、相同的时代(42~28 Ma)和构造背景(在转换挤压时的局部引张)^[19]。因此, 相同的构造背景是老王寨金矿区煌斑岩与老王寨乃至哀牢山 Au 矿带中温热液 Au 矿在时空上密切共生的原因。

3.3 结论

老王寨金矿区煌斑岩浆的侵位年龄为 $((34.3 \pm 0.2) \sim (30.8 \pm 0.4) \text{ Ma})$, 而 Au 成矿发生在 $(26.4 \pm 0.2) \text{ Ma}$ 。PGE 地球化学表明, 煌斑岩内的 Au 是次生富集的, 煌斑岩不能为 Au 成矿提供金。钾玄质岩石(包括煌斑岩)与中温热液金矿床在时空上密切共生的原因是它们产于相同的构造背景。

参 考 文 献

- 1 何文举. 镇远金矿田煌斑岩特征及其与 Au 矿成矿的关系. 云南地质, 1993, 12(2): 148~158
- 2 黄智龙, 刘丛强, 朱成明, 等. 云南老王寨金矿区煌斑岩成因及其与金矿化的关系. 北京: 地质出版社, 1999. 1~251
- 3 毕献武, 胡瑞忠, 何明友. 哀牢山 Au 矿带 ESR 年龄及其地质意义. 科学通报, 1996, 41(14): 1301~1303
- 4 胡瑞忠, 毕献武, 何明友. 哀牢山 Au 矿带矿化剂对 Au 成矿的制约. 中国科学, D 辑, 1998, 28(增刊): 24~30
- 5 张志兰, 张树发, 袁海华, 等. 云南墨江 Au 厂 Au 矿的同位素地质特征及成因探讨. 成都地质学院学报, 1987, 14(4): 29~41
- 6 Geyh M A, Schleicher H. Absolute Age Determination: Physical and Chemical Dating Methods and Their Application. Berlin: Springer, 1990. 272~282
- 7 黄智龙, 朱成明, 肖化云, 等. 煌斑岩岩浆能携带 Au 吗? ——高温高压实验的证据. 科学通报, 1999, 44(12): 1331~1334
- 8 Harrison T M, Chen W J, Leloup P H, et al. An early Miocene transition in deformation regime within the Red River fault zone, Yunnan, and its significance for Indo-Asian tectonics. J Geophys Res, 1992, 97: 7159~7182
- 9 Gregoire D C. Determination of platinum, palladium, ruthenium and iridium geological materials by inductively coupled plasma mass spectrometry with sample introduction by electrothermal vaporisation. J Analytical Atomic Spectrometry, 1988, 3: 309~314
- 10 漆 亮, 邓海林, 胡 静. 同位素稀释等离子体质谱法测定地质样品中痕量铂族元素. 云南化工, 1998, (专辑): 94~96
- 11 刘 颖, 刘海臣, 李献华. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素. 地球化学, 1996, 25(6): 552~558
- 12 Naldrett A J, Duke J M. Platinum metals in magmatic sulfide ores. Science, 1980, 208: 1417~1424
- 13 Sun S S. Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. Geochim Cosmochim Acta, 1982, 46: 176~192
- 14 Brugmann G E, Arndt N T, Hoffmann A W, et al. Noble metal abundances in komatiite suites from Alexo, Ontario and Gorgona Island, Colombia. Geochim Cosmochim Acta, 1987, 51: 2159~2169
- 15 Rock N S M, Groves D I. Can lamprophyres resolve the genetic controversy over mesothermal gold deposit? Geology, 1988, 16: 538~541
- 16 Rock N S M, Groves D I, Perring C S, et al. Gold, lamprophyre and porphyries: what does their association mean? Econ Geol, 1989, 6: 609~625
- 17 Wyman D A, Kerrich R. Archean shoshonitic lamprophyres associated with Superior Province gold deposits: Distribution, tectonic setting, noble metal abundances, and significance for gold mineralization. Econ Geol, 1989, 6: 651~667
- 18 Sun S S, Wallace D A, Hoatson D M, et al. Use of geochemistry as a guide to platinum group element potential of mafic-ultramafic rocks: Examples from the west Pilbara and Halls Creek mobile zone, western Australia. Precambrian Res, 1991, 50: 1~35
- 19 Wang J H, Yin A, Harrison T M, et al. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone. Earth Planet Sci Lett, 2001, 188: 123~133