

云南元阳大坪老金山矿段二长斑岩地球化学特征及地质意义

单学斌^{1*}, 张学琳²

¹桂林理工大学地球科学学院, 广西 桂林

²贵州省有色金属和核工业地质勘查局物化探总队, 贵州 都匀

收稿日期: 2025年3月3日; 录用日期: 2025年4月8日; 发布日期: 2025年4月17日

摘要

云南元阳大坪金矿老金山成矿带重要组成部分之一, 大坪金矿老金山矿段岩浆活动较为复杂, 矿区内出露的二长斑岩与金矿体的关系密切, 其岩石学、地球化学特征对老金山矿段深部找矿有重要指示意义。本文选取二长斑岩进行岩石学、地球化学研究。研究表明岩体中SiO₂含量为65.23%~72.61%; 岩体呈现高钾钙碱性特征(K₂O/Na₂O = 0.83~1.82, 全碱8.22%~10.27%), 富集大离子亲石元素(K, Rb, Sr, Ba)并亏损高场强元素(Nb、Ta、Ti), 轻稀土显著富集(LREE/HREE = 3.7~11.0), 且具轻微Eu负异常($\delta\text{Eu} = 0.58\sim 0.81$)。该岩体形成于喜马拉雅期印度 - 欧亚板块碰撞后的陆内伸展构造背景, 属典型的后碰撞高钾钙碱性花岗岩。岩浆来源于壳 - 幔混合作用与成矿流体源区相同, 二长斑岩与金矿在时空分布和成因上密切相关。

关键词

二长斑岩, 地球化学, 大坪金矿

Geochemical Characteristics and Geological Significance of the Monzonitic Porphyry in the Laojinshan Section of the Daping Gold Deposit, Yuanyang, Yunnan Province

Xuebin Shan^{1*}, Xuelin Zhang²

¹College of Geosciences, Guilin University of Science and Technology, Guilin Guangxi

²Guizhou Non-Ferrous Metals and Nuclear Industry Geological Exploration Bureau Geophysical and Geochemical Prospecting Brigade, Duyun Guizhou

*通讯作者。

文章引用: 单学斌, 张学琳. 云南元阳大坪老金山矿段二长斑岩地球化学特征及地质意义[J]. 地球科学前沿, 2025, 15(4): 466-477. DOI: 10.12677/ag.2025.154047

Received: Mar. 3rd, 2025; accepted: Apr. 8th, 2025; published: Apr. 17th, 2025

Abstract

The Daping Gold Deposit in Yuanyang, Yunnan Province, is an important component of the Ailaoshan metallogenic belt. The magmatic activity in the Laojinshan section of the Daping Gold Deposit is relatively complex, and the exposed monzonitic porphyry in the mining area is closely related to the gold ore bodies. The petrological and geochemical characteristics of the porphyry provide significant indications for deep prospecting in the Laojinshan section. This study focuses on the petrology and geochemistry of the monzonitic porphyry. Research shows that the SiO₂ content of the rock ranges from 65.23% to 72.61%. The rock exhibits high-potassium calc-alkaline characteristics ($K_2O/Na_2O = 0.83\sim1.82$, total alkali content = 8.22%~10.27%), with enrichment in large-ion lithophile elements (K, Rb, Sr, Ba) and depletion in high-field-strength elements (Nb, Ta, Ti). The light rare earth elements are significantly enriched (LREE/HREE = 3.7~11.0), and there is a slight negative Eu anomaly ($\delta Eu = 0.58\sim0.81$). The rock formed in a post-collisional intracontinental extensional tectonic setting following the collision of the Indian and Eurasian plates during the Himalayan period, and it is a typical post-collisional high-potassium calc-alkaline granite. The magma originated from crust-mantle mixing, sharing the same source region as the ore-forming fluids. The monzonitic porphyry is closely related to the gold deposit in terms of spatial-temporal distribution and genesis.

Keywords

Monzonitic Porphyry, Geochemistry, Daping Gold Deposit

Copyright © 2025 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

云南省哀牢山成矿带位于思茅地块和扬子地块之间,是西南三江成矿带的重要组成部分,该成矿带矿产资源丰富,找矿潜力巨大。该矿带经历了多阶段的构造演化,主要包括晚元古代的洋壳俯冲、古生代至中生代的古特提斯洋壳消减与地块拼合、新生代的岩石圈拆沉及富碱斑岩活动,以及大陆斜向碰撞和大规模左行走滑等地质过程。其中,喜马拉雅期的构造-岩浆-成矿活动对金多金属矿床的形成起到了关键作用[1]-[4]。受印度板块与欧亚板块碰撞的影响,新生代时期该区域形成了多条 NW-NNW 走向的深大断裂带,例如哀牢山-红河断裂带。同时,区域内广泛发育新生代富碱侵入岩,构成了著名的哀牢山-金沙江富碱侵入岩带[5]。目前,该成矿带已发现多处与喜马拉雅期富碱斑岩相关的金多金属矿床,包括北衙、马厂箐、姚安、哈播、大坪、铜厂和长安等矿床。这些矿床与富碱斑岩体在时空分布和成因上密切相关,构成了独特的富碱斑岩金多金属成矿系统,富碱斑岩与成矿的关系引起了学术界的广泛研究[6]-[10]。

大坪金矿老金山矿段位于云南省红河州元阳县大坪乡东南部,前人对该大坪金矿区的成岩成矿时代、成矿物质来源、成矿流体特征、构造成矿作用做了大量研究,但对于大坪金矿南部的老金山矿段的二长斑岩的研究只有地质特征的描述[11],并未对地球化学特征做系统的描述;本文通过对老金山矿段的二长斑岩的岩石学、主量元素、微量元素、稀土元素的地球化学特征的系统研究,来探讨岩体成岩构造环境、源区性质和成因等,并讨论了二长花岗岩体与大坪金矿之间的关系,将有助于对老金山矿段矿床成因有进一步的了解。

2. 地质概况

2.1. 区域地质概况

哀牢山成矿带出露的地层主要包括元古界深变质岩(哀牢山群)、古生界浅变质岩, 以及中、新生界未变质或轻度变质的碎屑岩和碳酸盐岩[12]。区域内, 元古界哀牢山群变质岩带分布最为广泛, 夹持于红河深大断裂和哀牢山深大断裂之间, 呈条带状延伸于成矿带西侧。三叠系地层在成矿带的东西两侧均有分布, 但主要集中出露于南半段, 具体位于哀牢山断裂以西、九甲-阿墨江断裂以东的中心区域。志留系地层则见于成矿带最南端, 与三叠系地层呈不整合接触关系。古生界浅变质地层仅在大坪金矿和长安金矿周边局部出露, 其他时代的地层则零散分布于哀牢山成矿带内的不同区域。

哀牢山地区的岩浆活动受区域构造演化的显著影响, 从晋宁运动到喜马拉雅运动的多期构造活动塑造了其长期性和多期性的岩浆活动特征。区域内岩浆岩类型多样, 从超基性岩到碱性岩均有分布, 且产状复杂, 既有喷发形成的火山岩, 也有侵入岩。碱性岩在哀牢山南段金平地区较集中, 分为花岗岩-碱性花岗岩类: 以中粒斑状黑云母二长花岗岩为主, 糜棱岩化强烈和偏碱性岩类包括花岗斑岩、细晶正长岩和正长斑岩等。

2.2. 矿区地质概况

大坪金矿矿区地层从奥陶系到第四系均有分布(图 1), 岩浆岩广泛分布, 金矿受断裂控制主要产于破碎带内。大坪金矿主要由四个矿段组成, 分别为北部的毛木树矿段、白沙坡矿段、玛莎迷矿段和南部的老金山矿段, 老金山矿段具体如下。

矿区出露地层主要为志留系和泥盆系, 包括中志留统康郎组(S_2k)、上志留统-下泥盆统青山组(SDq)、中泥盆统莲花曲组(D_2l)和烂泥箐组(D_2ln), 以及第四系(Q)。其中, 康郎组(S_2k)出露于老金山矿段东南侧, 岩性以白云质灰岩、灰质白云岩、白云岩和灰岩为主, 局部夹有黑色页岩(或板岩)、石英粉砂岩和硅质角砾岩。青山组(SDq)出露于老金山矿段, 是构成老金山穹隆构造的核部地层, 岩性主要为碳酸盐岩, 与下伏地层间存在沉积间断, 是该矿段的主要含矿地层。莲花曲组(D_2l)集中分布于小寨-金平断裂北北西侧, 展布形态与断裂一致, 岩性以浅灰黑色薄层状粉砂质板岩、泥质板岩、隐晶质硅质岩和薄至中层状变质粉砂岩组成的互层为主; 烂泥箐组(D_2ln)出露于莲花曲组西侧, 与下伏莲花曲组呈整合接触, 面积约 13.4 km², 岩性主要碳酸盐岩是大坪金矿区的重要含矿地层单元。第四系(Q)主要沿河流、沟谷及开阔地带分布, 由冲积沙、砾石、泥质及浮土等松散堆积物组成, 局部含有砂金。

区内断裂构造十分发育, 主要断裂包括自西向东分布的三家河断裂(NW 向)、小新街断裂(NNW 向)和小寨-金平断裂(NNW 向)。这三条断裂在平面上大致平行展布, 延伸长度均超过 20 公里, 总体走向介于 335°~320°之间, 倾向北东, 倾角为 45°~80°, 局部近直立状, 力学性质表现为压扭性特征。这些断裂对大坪矿区的岩浆岩和地层分布具有显著的控制作用。其中, 三家河断裂和小寨-金平断裂共同控制了桃家寨闪长岩体的空间展布; 小新街断裂则纵贯桃家寨闪长岩体中部, 其强烈的挤压作用对老金山矿段的构造格局产生了重要影响。老金山矿段位于小新街断裂和小寨-金平断裂之间段, 受小新街断裂和小寨-金平断裂的影响, 主要发育了三组次级断裂, 这些断裂构成了矿区的主要容矿构造: 第一组北西向断裂主要分布于老金山矿区的北西侧, 平面走向为 330°~310°, 倾向 240°~220°, 倾角约为 45°; 第二组断裂主要发育于老金山矿段的南西侧, 倾向为 117°~120°; 第三组近水平状断裂在区内广泛分布, 倾向约为 180°, 倾角为 10°~8°。上述断裂系统不仅控制了矿区的地质构造格局, 还为成矿流体的运移和富集提供了重要通道和空间, 对矿体的形成和分布具有决定性作用。这些断裂的形成可能与区域构造应力场的多期活动密切相关, 进一步反映了构造控矿的显著特征。

图 1. 大坪金矿地质简图

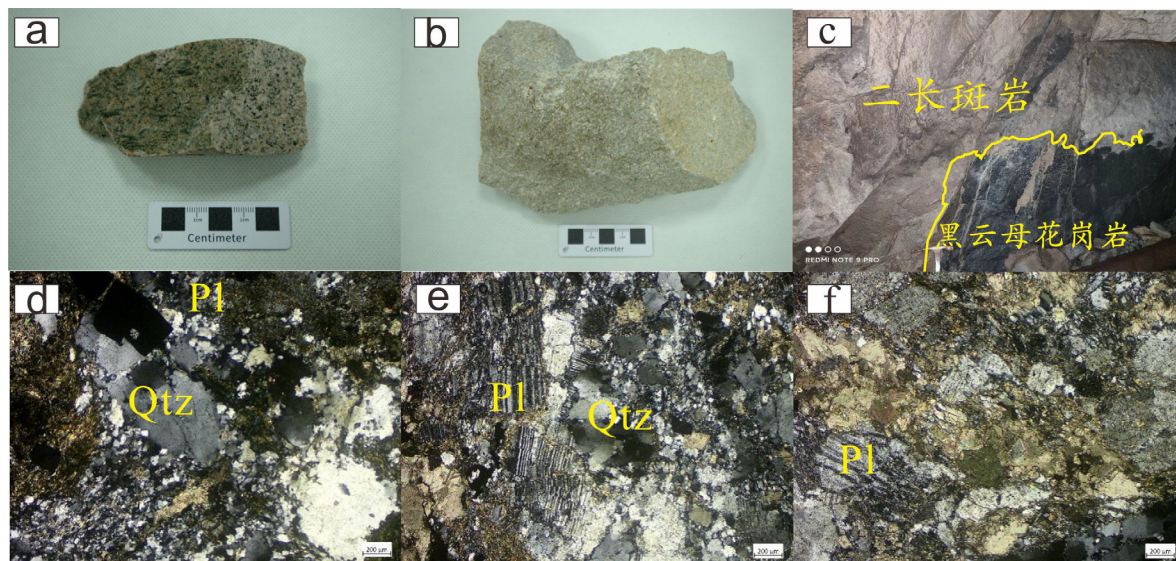
地球科学前沿

动从晋宁期、燕山期一直延续到喜马拉雅期均有发育相应的岩浆岩, 其中岩石类型从超基性-基性-中性-酸性侵入岩均有分布。主要包括煌斑岩、辉绿岩呈岩脉发育, 多与金矿体穿插或共生; 二长斑岩多呈岩枝、岩珠产出。

3. 样品采集和实验方法

在系统的野外调查基础上从老金山矿段 571 坑道内矿体附近以及钻孔中采集 10 件样品进行岩石镜下鉴定及地球化学特征分析。

二长斑岩呈浅肉红色至灰白色, 具斑状结构及块状构造(图 2)。其斑晶主要由正长石和斜长石组成, 其中正长石含量约 45%, 呈板状, 粒径 1~3 mm, 发育典型的卡式双晶; 斜长石含量约 25%, 粒径 1~3 mm, 呈条带状, 发育聚片双晶。此外, 岩石中可见少量石英斑晶。



a. 岩心采集二长斑岩样品, 局部可见绿泥石化; b. 坑内采集二长斑岩灰白-肉红色块状构造; c. 二长斑岩和黑云母花岗岩侵入接触界线; d. 显微镜下可见少量石英斑晶, 长石泥化; e. 显微镜下可见斜长石聚片双晶, 少量石英斑晶; f. 显微镜下可见碳酸盐化、绢云母化; Pl. 斜长石; Qtz. 石英。

Figure 2. Sample specimens and microscopic photographs

图 2. 标本及镜下照片

岩石主量元素、微量元素、稀土元素实验在广州澳实矿物实验室进行, 采用 ME-XRF26 X 射线荧光光谱仪硅酸盐岩主次量精密分析, ME-MS81g 熔融法电感耦合等离子体质谱测定稀土元素的含量, ME-MS61r 四酸消解法电感耦合等离子体发射光谱与质谱测定超痕量元素和稀土元素含量。

4. 测试结果

4.1. 主量元素特征

该岩体主量分析结果见表 1。岩体中 SiO_2 含量(质量分数, 下同)为 65.23%~72.61%, 平均含量为 67.23%; Al_2O_3 含量为 13.8%~15.98%, 平均含量为 14.45%; TiO_2 含量为 13.8%~15.98%; MgO 含量为 3.09%~12.64%; 全碱($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)为 8.22%~10.27%; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 为 0.83%~1.82%; 在 TAS 图解中样品落入石英二长岩和花岗岩中图 3(a) [13]。A/CNK 为 1.17~1.49, 属于强过铝质岩石; 在 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图解图 3(b) [14] 中该样品的投点都落在钾玄岩或高钾钙碱性系列范围内。

4.2. 微量元素特征

二长斑岩体分析结果列于(表 2)。该岩体的不相容元素含量不稳定, 特别是 Th、Ta、U、Nb、La 和 Ce 等元素含量变化范围较大。二长斑岩体样品的微量元素表现出高 Sr 含量(352×10^{-6} ~ 1100×10^{-6} , 平均为 647.4×10^{-6})、高 Sr/Y 比值(28.85~91.92)及较低的 Y (5.2×10^{-6} ~ 16.9×10^{-6} , 平均为 12.93×10^{-6})和 Yb (0.30×10^{-6} ~ 1.28×10^{-6} , 平均为 1.12×10^{-6})。从原始地幔标准化微量元素蛛网图图 3(c) [15]中可以看出 K、Rb、Sr、Ba 大离子亲石元素明显富集, 而 Nb、Ta、Ti 高场强元素相对亏损, 且 Nb、Ta、Ti 具有“TNT”型负异常。

Table 2. Trace element data of monzonitic granite (10^{-6})
表 2. 二长斑岩微量元素数据(10^{-6})

样品编号	b05	b08	b02	b10	b09	PDb14	b18b	b18a	b02	b03
Rb	152.5	108	123	112	114.5	105.5	146	112	112.5	106.5
Ba	1500	1765	1775	1200	1900	1830	1735	1250	1845	2640
Th	9.66	10.65	12	15.25	10.4	9.94	17.6	16.35	10.85	14.5
U	5.54	6.82	6.99	7.46	5.68	5.12	4.63	7.66	6.75	4.97
Nb	10.3	10.9	11.2	16.1	11.7	10.9	5.2	17.1	11.6	10.4
Ta	0.72	0.87	0.89	1.07	0.76	0.74	0.56	1.09	0.82	0.97
K	43001.72	38850.97	38767.96	44994.08	39349.06	38186.85	32624.86	43416.79	38933.99	36941.63
La	17.8	18.8	18.8	31.9	19.8	19	27	31.9	19.6	20.2
Ce	33.8	34.9	35.9	61.6	37.1	36.1	49	61.1	36.5	40.9
Pb	31.7	48.4	48.9	11.9	25.5	27.5	27.2	13	42.6	41.6
Pr	3.83	3.96	4.14	7.15	4.37	4.21	5.22	7.38	4.13	5.05
Sr	352	728	624	631	1100	625	478	704	719	513
P	654.57	654.57	698.21	392.74	741.85	741.85	174.55	349.11	698.21	1134.59
Nd	15.7	15.5	16.2	28.1	17.5	17.3	17.6	28.5	16.2	21.1
Zr	121	122	131	106	132	137	136	107	131	178
Hf	3.6	3.6	3.8	3.4	3.9	3.8	3.7	3.6	3.8	4.9
Sm	3.18	3.13	3.35	5.39	3.5	3.41	2.77	5.52	3.41	4.19
Eu	0.74	0.74	0.78	0.91	0.79	0.8	0.62	0.94	0.78	1.02
Ti	1199	1259	1259	1199	1319	1379	1079	1199	1259	1858
Gd	2.63	2.58	2.54	3.93	2.8	2.77	1.88	3.98	2.61	3.31
Tb	0.38	0.36	0.39	0.59	0.41	0.41	0.24	0.62	0.4	0.49
Dy	2.11	2.09	2.14	3.21	2.36	2.22	1	3.21	2.19	2.59
Y	12.2	12.1	12.5	16.5	13.4	12.8	5.2	16.9	13	14.7
Ho	0.4	0.42	0.41	0.6	0.44	0.43	0.17	0.58	0.43	0.5
Er	1.14	1.15	1.14	1.58	1.24	1.18	0.39	1.52	1.18	1.37
Tm	0.17	0.19	0.19	0.23	0.2	0.19	0.06	0.23	0.19	0.22
Yb	1.1	1.16	1.18	1.28	1.21	1.24	0.3	1.26	1.18	1.28
Lu	0.18	0.19	0.19	0.18	0.2	0.2	0.05	0.18	0.2	0.21

4.3. 稀土元素特征

二长斑岩稀土元素的地球化学特征与成岩关系十分密切。稀土元素数据表(表 3)中, 该岩体的稀土元素总含量(ΣREE)为 $95.4 \times 10^{-6} \sim 163.8 \times 10^{-6}$; LREE 为 $75.1 \times 10^{-6} \sim 135.3 \times 10^{-6}$; HREE 为 $9.29 \times 10^{-6} \sim 28.48 \times 10^{-6}$; LREE/HREE 为 3.7~11.0; $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 值为 10.99~64.56; $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}}$ 值为 10.18~57.87; $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 值为 8.08~45.37; $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ 值为 3.11~6.29; $(\text{Gd}/\text{Lu})_{\text{N}}$ 值为 1.61~4.65; δEu 值为 0.58~0.81, 具有轻微的 Eu 负异常的特征; 在球粒陨石标准化稀土分配模式图中图 3(d) [15]表现为左高右低的较平滑曲线, 轻稀土富集, 重稀土相对亏损, 且 Eu 具有轻微的负异常, 表明 REE 分异较强, 稀土元素发生了分馏。

Table 3. Rare earth element data of monzonitic rock (10^{-6})

表 3. 二长斑岩稀土元素数据(10^{-6})

样品编号	b05	b08	b02	b10	b09	PDb14	b18b	b18a	b02	b03
La	17.8	18.8	18.8	31.9	19.8	19	27	31.9	19.6	20.2
Ce	33.8	34.9	35.9	61.6	37.1	36.1	49	61.1	36.5	40.9
Pr	3.83	3.96	4.14	7.15	4.37	4.21	5.22	7.38	4.13	5.05
Nd	15.7	15.5	16.2	28.1	17.5	17.3	17.6	28.5	16.2	21.1
Sm	3.18	3.13	3.35	5.39	3.5	3.41	2.77	5.52	3.41	4.19
Eu	0.74	0.74	0.78	0.91	0.79	0.8	0.62	0.94	0.78	1.02
Gd	2.63	2.58	2.54	3.93	2.8	2.77	1.88	3.98	2.61	3.31
Tb	0.38	0.36	0.39	0.59	0.41	0.41	0.24	0.62	0.4	0.49
Dy	2.11	2.09	2.14	3.21	2.36	2.22	1	3.21	2.19	2.59
Ho	0.4	0.42	0.41	0.6	0.44	0.43	0.17	0.58	0.43	0.5
Er	1.14	1.15	1.14	1.58	1.24	1.18	0.39	1.52	1.18	1.37
Tm	0.17	0.19	0.19	0.23	0.2	0.19	0.06	0.23	0.19	0.22
Yb	1.1	1.16	1.18	1.28	1.21	1.24	0.3	1.26	1.18	1.28
Lu	0.18	0.19	0.19	0.18	0.2	0.2	0.05	0.18	0.2	0.21
Y	12.2	12.1	12.5	16.5	13.4	12.8	5.2	16.9	13	14.7

5. 讨论

5.1. 岩浆来源

从前面的分析可以看出, 该岩体在地球化学特征上独居特色, 其来源并不是典型的原始地幔, 也不是来自于地壳物质的重熔, 而是来源于壳 - 幔物质混染。主要证据如下: (1) 岩石化学成分上 SiO_2 平均含量为 67.23% 低于中国花岗岩 SiO_2 含量 71.63%; 富铝: Al_2O_3 平均含量为 14.45% 略高于中国花岗岩 Al_2O_3 含量 14 %; A/CNK 为 1.17~1.49, 属于强过铝质岩石; 全碱($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8.22\% \sim 10.27\%$)及 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值(0.83~1.82)显示高钾钙碱性特征, 可能反映富钾地壳物质(如古老陆壳)的熔融, 或地幔岩浆与地壳物质的混合(如壳幔相互作用)。(2) 岩体的微量元素相对于原始地幔, K、Rb、Sr、Ba 大离子亲石元素明显富集, 而 Nb、Ta、Ti 高场强元素相对亏损, 且 Nb、Ta、Ti 具有“TNT”型负异常, 这种模式常见于地壳混染或俯冲带岩浆作用, 暗示岩浆可能受到地壳物质的显著混染(如俯冲板片释放流体交代地幔楔); Nb/Ta 比值低(约 12~16)与地壳物质混染一致。且二长斑岩体含有较高的 Sr 含量

($352 \times 10^{-6} \sim 1100 \times 10^{-6}$, 平均为 647.4×10^{-6})、高 Sr/Y 比值($28.85 \sim 91.92$)及较低的 Y ($5.2 \times 10^{-6} \sim 16.9 \times 10^{-6}$, 平均为 12.93×10^{-6})和 Yb ($0.30 \times 10^{-6} \sim 1.28 \times 10^{-6}$, 平均为 1.12×10^{-6}), $Mg^\#$ ($24.78 \sim 46.37$, 均值为 34.34)。表明其可能具有埃达克岩的特征, 形成于加厚地壳环境。这些特征进一步指示岩浆源区可能经历了高压部分熔融, 并且在岩浆演化过程中存在石榴石或角闪石的残留。(3) 稀土总量变化较大, 稀土模式图表现为右倾型, 轻、重稀土元素分馏显著, 轻稀土富集表明岩浆源于富集源区(如地壳或富集地幔); 具有轻微的 Eu 负异常, 可能由斜长石分离结晶或源区残留斜长石导致, 暗示岩浆演化过程中存在分异作用, 这种曲线与典型的地壳 REE “V” 字形配分模式近似。前人研究揭示了中酸性岩浆岩的成因机制。当陆壳处于标准厚度或中上段增厚状态时(<50~60 km 深度), 地壳物质部分熔融主要形成 Eu 负异常型花岗岩(流纹岩)岩浆。而在壳幔过渡带深度(>50~60 km)的增厚陆壳基底, 熔融作用则生成粗面质(正长质)岩浆。研究区花岗岩体呈现微弱或缺失 Eu 亏损的地球化学特征, 这直接否定了其形成于常规陆壳厚度范围或双倍厚度陆壳中上层的理论模型, 为岩浆来自壳幔相互作用提供了关键性岩相学证据。

5.2. 构造背景

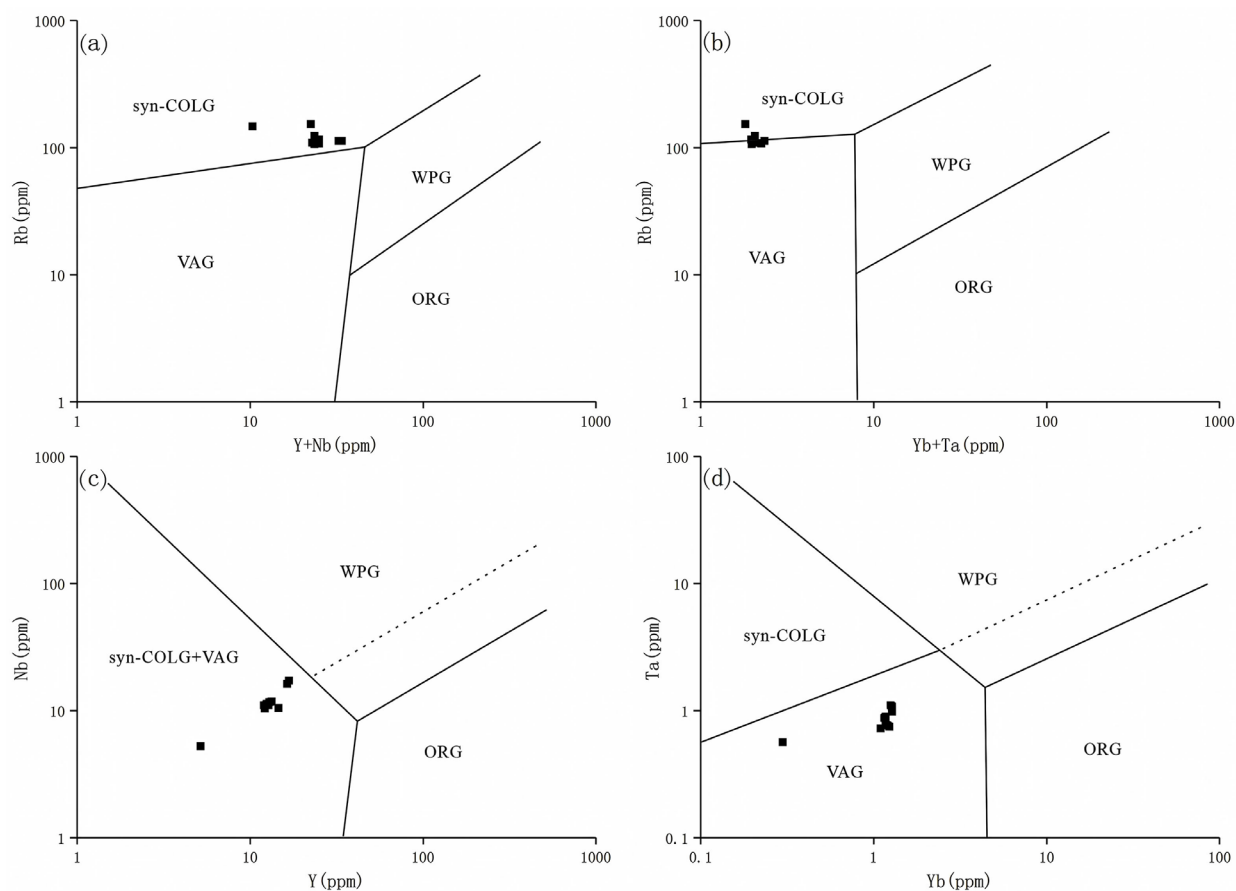


Figure 4. Tectonic discrimination diagrams for the granites (base image according to Pearce et al., 1984). (a) Rb-(Y + Nb) diagram; (b) Rb-(Yb + Ta) diagram; (c) Nb-Y diagram; (d) Ta-Yb diagram; Syn-COLG—syn-collision granite; VAG—volcanic arc granite; WPG—within plate granite; ORG—ocean ridge granite

图 4. 花岗岩类微量元素构造环境判别图解(底图据 Pearce et al., 1984)。(a) Rb-(Y + Nb)图解; (b) Rb-(Yb + Ta)图解; (c) Nb-Y 图解; (d) Ta-Yb 图解; syn-COLG——同碰撞花岗岩; VAG——火山岛弧花岗岩; WPG——板内花岗岩; ORG——洋脊花岗岩

研究表明, 高场强元素(如 Ta、Nb、Yb、Y、Rb)因稳定性强, 可有效示踪岩石原生构造环境[16][17]。其地球化学特征可用于区分板内(WPG)、火山弧(VAG)、碰撞带(syn-COLG)及洋脊(ORG)花岗岩等构造背景[17]。该二长斑岩投点位于 Rb-(Y+Nb)与 Rb-(Yb+Ta)图解: 样品点集中于 Syn-COLG 与 VAG 过渡区域(图 4(a)、图 4(b)), 反映碰撞后伸展背景下壳源熔融与幔源物质的混合。Nb-Y 与 Ta-Yb 图解(图 4(c)、图 4(d)): 多数样品落入 VAG 与 Syn-COLG 重叠区, 符合后碰撞岩浆的过渡性地球化学特征[18]。研究表明, 喜马拉雅期(65 Ma 以来)印度 - 欧亚大陆碰撞主导了三江地区构造演化: 主碰撞挤压阶段(65~41 Ma): 陆内挤压汇聚形成基础构造格架[19]-[21]; 晚碰撞走滑阶段(40~26 Ma): 物质或块体向东南向挤出诱发哀牢山大型走滑断裂[22][23]; 晚碰撞构造: 始新世 - 渐新世持续汇聚形成逆冲推覆 - 走滑系统, 驱动藏东富碱斑岩及碳酸岩 - 正长岩大规模侵位; 后碰撞伸展阶段: 始新世末期走滑断层活化, 钾质 - 超钾质岩系发育, 标志青藏高原进入后碰撞造山期[22][24]。

综合前人研究作者认为二长岩为典型的后碰撞高钾钙碱性花岗岩, 形成于板块碰撞后的伸展构造背景。其地球化学特征(高 K_2O 、轻稀土富集、轻微的 Eu 负异常)及判别图解结果(Syn-COLG 与 VAG 过渡)共同支持岩浆源于加厚地壳的部分熔融, 并伴随壳幔相互作用, 该岩体应产于造山晚期伸展阶段。

5.3. 岩体与金矿的关系

前人对大坪金矿的成矿流体性质存在多种观点: (1) 袁士松等(2010)通过铅同位素分析(显示矿石铅具有壳幔混合特征, 硫同位素指示硫源以深部地幔为主, 部分混入地壳硫。[25]; (2) 金世昌等通过硫、铅以及氢氧同位素的地球化学特征分析提出成矿流体是混合流体: 岩浆期后热液与地下水混合, 大气降水参与[26][27]; (3) 沈上越等提出是热卤水与壳-幔混合源: 硫源以地层为主, 金源于地层及蛇绿岩带, 铅具壳幔混合特征[28]; (4) 葛良胜等通过 C-H-O 同位素及流体包裹体的数据分析认为是壳-幔混合流体多期次性: 各期次流体以深源为主, 具独立地球化学特征[29][30]; (5) 孙晓明等提出是深源地幔流体主导: 地幔排气与下地壳富 CO_2 流体驱动矿质沉淀[31]-[33]。

前人研究认为其成矿动力学与喜马拉雅期印度 - 欧亚板块碰撞演化密切相关: 主碰撞期(65~41 Ma)形成区域挤压构造格架, 晚碰撞走滑期(40~26 Ma)活化深大断裂, 成为成矿流体运移主通道, 喜马拉雅期陆内伸展背景下岩石圈伸展诱发软流圈上涌, 驱动地幔去气与壳 - 幔物质交换, 幔源流体沿断裂上升并萃取壳内成矿物质; 深部幔源流体与壳源物质混合, 经断裂系统上升, 通过水 - 岩反应及构造控矿机制在浅部脆性域富集成矿[34]。金世昌等通过钾 - 氩法(K-Ar)对斜长花岗岩黑云母测得年龄为 39 Ma 认为该年龄与金成矿时代吻合, 暗示成矿发生于喜马拉雅期晚碰撞阶段[26]; 毕献武等通过电子自旋共振法(ESR)测得石英年龄约 49.2 Ma 提出成矿作用发生于喜马拉雅期主碰撞挤压阶段[35][36]; 杨林通过锆石定年法测得大坪二长花岗岩和黑云母花岗岩定年显示, 其成岩年龄为 36 Ma 左右, 与哀牢山区域的富碱斑岩成岩年龄一致[37]。

前人对该矿区的成矿流体研究大多指示其成矿流体来源于壳幔混合作用, 与二长斑岩的岩浆来源相同且成矿时代与成岩时代相近, 结合野外二长斑岩体在矿脉附近的产出情况作者认为在喜马拉雅期造山晚期伸展阶段中该地区的岩浆和热液活动, 地幔流体携带大量成矿物质、流体沿深断裂带向上运移, 与含有矿质的地壳在浅部低压环境下混染、熔融, 成矿物质析出在构造有利位置成矿。

6. 结论

(1) 老金山矿段二长斑岩具有高钾钙碱性特征($K_2O/Na_2O = 0.83 \sim 1.82$, 全碱含量 8.22%~10.27%), 富集大离子亲石元素(K, Rb, Sr, Ba)并亏损高场强元素(Nb, Ta, Ti), 稀土配分模式显示轻稀土显著富集(LREE/HREE = 3.7~11.0)及轻微 Eu 负异常($\delta Eu = 0.58 \sim 0.81$)。结合构造判别图解(Rb-(Y+Nb)、Ta-Yb 等),

其形成于后碰撞伸展构造背景, 与喜马拉雅期印度 - 欧亚板块碰撞后陆内伸展阶段(40~26 Ma)密切相关, 属典型的碰撞后高钾钙碱性花岗岩。

(2) 老金山矿段二长斑岩体地球化学特征表明, 其岩浆来源于壳 - 幔混合作用与老金山矿段成矿流体源区相同, 岩浆为金矿的形成提供了热源和主要的成矿流体。二长斑岩与金矿在时空分布和成因上密切相关。

参考文献

- [1] Hou, Z., Zaw, K., Pan, G., Mo, X., Xu, Q., Hu, Y., *et al.* (2007) Sanjiang Tethyan Metallogenesis in S.W. China: Tectonic Setting, Metallogenic Epochs and Deposit Types. *Ore Geology Reviews*, **31**, 48-87. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2004.12.007>
- [2] 邓军, 侯增谦, 莫宣学, 等. 三江特提斯复合造山与成矿作用[J]. 矿床地质, 2010, 29(1): 37-42.
- [3] 杨立强, 邓军, 赵凯, 等. 滇西大坪金矿床地质特征及成因初探[J]. 岩石学报, 2011, 27(12): 3800-3810.
- [4] 杨立强, 邓军, 赵凯, 等. 哀牢山造山带金矿成矿时序及其动力学背景探讨[J]. 岩石学报, 2011, 27(9): 2519-2532.
- [5] 张玉泉, 谢应雯. 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: 地球科学), 1997, 27(4): 289-293.
- [6] 王登红, 屈文俊, 李志伟, 等. 金沙江-红河成矿带斑岩铜铅矿的成矿集中期: Re-Os 同位素定年[J]. 中国科学(D 辑: 地球科学), 2004, 34(4): 345-349.
- [7] 毛景文, 李晓峰, 李厚民, 等. 中国造山带内生金属矿床类型、特点和成矿过程探讨[J]. 地质学报, 2005, 79(3): 342-372.
- [8] Ge, L., Deng, J., Guo, X., Zou, Y. and Liu, Y. (2009) Deep-Seated Structure and Metallogenic Dynamics of the Ailaoshan Polymetallic Mineralization Concentration Area, Yunnan Province, China. *Science in China Series D: Earth Sciences*, **52**, 1624-1640. <https://doi.org/10.1007/s11430-009-0136-6>
- [9] 邓军, 杨立强, 葛良胜, 等. 滇西富碱斑岩型金成矿系统特征与变化保存[J]. 岩石学报, 2010, 26(6): 1633-1645.
- [10] Deng, J., Wang, Q., Yang, L., Wang, Y., Gong, Q. and Liu, H. (2010) Delineation and Explanation of Geochemical Anomalies Using Fractal Models in the Heqing Area, Yunnan Province, China. *Journal of Geochemical Exploration*, **105**, 95-105. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2010.04.005>
- [11] Zhang, J., Deng, J., Chen, H., Yang, L., Cooke, D., Danyushevsky, L., *et al.* (2014) LA-ICP-MS Trace Element Analysis of Pyrite from the Chang'an Gold Deposit, Sanjiang Region, China: Implication for Ore-Forming Process. *Gondwana Research*, **26**, 557-575. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.11.003>
- [12] 吕聪贵. 云南省元阳县大坪金矿成矿条件浅析[J]. 新疆有色金属, 2014, 37(1): 40-43, 47.
- [13] Middlemost, E.A.K. (1994) Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System. *Earth-Science Reviews*, **37**, 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- [14] Middlemost, E.A.K. (1985) *Magmas and Magmatic Rocks*. Longman.
- [15] Sun, S.-S. and McDonough, W.F. (1989) Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society, London, Special Publications*, **42**, 313-345. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- [16] Pearce, J.A. and Cann, J.R. (1973) Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, **19**, 290-300. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(73\)90129-5](https://doi.org/10.1016/0012-821x(73)90129-5)
- [17] Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G. (1984) Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, **25**, 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- [18] Pearce, J. (1996) Sources and Settings of Granitic Rocks. *Episodes*, **19**, 120-125. <https://doi.org/10.18814/epiugs/1996/v19i4/005>
- [19] 邓军, 杨立强, 王长明. 三江特提斯复合造山与成矿作用研究进展[J]. 岩石学报, 2011, 27(9): 2501-2509.
- [20] 邓军, 王长明, 李文昌, 等. 三江特提斯复合造山与成矿作用研究态势及启示[J]. 地学前缘, 2014, 21(1): 52-64.
- [21] 侯增谦, 杨竹森, 徐文艺, 等. 青藏高原碰撞造山带: I.主碰撞造山成矿作用[J]. 矿床地质, 2006, 25(4): 337-358.
- [22] 侯增谦, 潘桂棠, 王安建, 等. 青藏高原碰撞造山带: II.晚碰撞转换成矿作用[J]. 矿床地质, 2006, 25(5): 521-543.
- [23] 侯增谦, 潘小菲, 杨志明, 等. 初论大陆环境斑岩铜矿[J]. 现代地质, 2007, 21(2): 332-351.

- [24] 吕鹏瑞, 姚文光, 张辉善, 等. 特提斯成矿域中新世斑岩铜矿岩石成因、源区、构造演化及其成矿作用过程[J]. 地质学报, 2020, 94(8): 2291-2310.
- [25] 袁士松, 葛良胜, 郭晓东, 等. 大坪超大型金矿床铅和硫同位素组成特征及其地质意义[J]. 桂林理工大学学报, 2011, 31(1): 11-18.
- [26] 金世昌, 韩润生. 改造型矿床的成矿热液系统地球化学特征——以元阳金矿床为例[J]. 云南地质, 1994, 13(1): 17-22.
- [27] 韩润生, 金世昌, 雷丽. 云南元阳大坪改造型金矿床的成矿热液系统地球化学[J]. 矿物学报, 1997, 17(3): 337-344.
- [28] 沈上越, 魏启荣, 程惠兰, 等. 云南哀牢山金矿带成因类型探讨[J]. 特提斯地质, 1997, 17(21): 75-86.
- [29] 葛良胜, 邓军, 李汉光, 等. 云南大坪大型金多金属矿床叠加成矿作用: 地质、流体包裹体和稳定同位素证据[J]. 岩石学报, 2007, 23(9): 2131-2143.
- [30] 葛良胜, 邓军, 杨立强, 等. 云南大坪超大型金多金属矿床地质地球化学特征[J]. 地质与勘探, 2007, 43(3): 17-24.
- [31] 孙晓明, 熊德信, 王生伟, 等. 云南大坪金矿白钨矿惰性气体同位素组成及其成矿意义[J]. 岩石学报, 2006, 22(3): 725-732.
- [32] 孙晓明, 石贵勇, 熊德信, 等. 云南哀牢山金矿带大坪金矿铂族元素(PGE)和 Re-Os 同位素地球化学及其矿床成因意义[J]. 地质学报, 2007, 81(3): 394-404.
- [33] 孙晓明, 熊德信, 石贵勇, 等. 云南哀牢山金矿带大坪韧性剪切带型金矿 ^{40}Ar - ^{39}Ar 定年[J]. 地质学报, 2007, 81(1): 88-92.
- [34] 邓军, 葛良胜, 杨立强. 构造动力体制与复合造山作用——兼论三江复合造山带时空演化[J]. 岩石学报, 2013, 29(4): 1099-1114.
- [35] 毕献武, 胡瑞忠, 何明友. 哀牢山金矿带 ESR 年龄及其地质意义[J]. 科学通报, 1996, 41(14): 1301-1303.
- [36] 毕献武, 胡瑞忠, 何明友. 哀牢山金矿带的成矿时代及其成矿机制探讨[J]. 地质地球化学, 1996, 24(1): 94-97.
- [37] 杨林. 西南特提斯哀牢山构造演化与金成矿作用[D]: [博士学位论文]. 北京: 中国地质大学(北京), 2018.