

滇西姚安金矿床磷灰石化学特征及指示意义*

郑瑜林^{1,2}, 张长青^{1**}, 刘欢¹, 孙嘉¹, 张盼盼³

(1 中国地质科学院矿产资源研究所 自然资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037; 2 合肥工业大学资源与环境工程学院, 安徽 合肥 230009; 3 东华理工大学地球科学学院, 江西 南昌 330013)

摘要 姚安金矿床位于金沙江-哀牢山富碱斑岩带中段, 大地构造位置处于扬子板块西缘与三江特提斯造山带结合部位, 其成矿与新生代富碱岩浆-岩浆热液密切相关。野外调查发现矿化仅存在于黑云母正长斑岩体内, 而与黑云母正长斑岩空间关系密切的石英正长斑岩却未发现矿化。为探讨黑云母正长斑岩与石英正长斑岩岩体含矿性差异, 运用电子探针、LA-ICP-MS 分析方法, 以富矿黑云母正长斑岩和贫矿石英正长斑岩岩体内的磷灰石作为研究对象, 对比磷灰石之间的差异, 探讨磷灰石记录的岩浆演化以及反映岩浆氧化还原条件和流体活动性相关信息。测试结果表明, 姚安矿区富矿岩体与贫矿岩体磷灰石均为岩浆磷灰石且富 F、低 Cl; 富矿岩体磷灰石相比于贫矿岩体磷灰石具有较大的 δEu 变化范围与较低的 δCe , 指示富矿岩体具有较高的氧逸度, 高的氧逸度会抑制金以硫化物形式沉淀, 从而增强了岩体的成矿潜力。富矿岩体磷灰石具有较高的 Ce/Pb 比值与低的 Th/U 比值, 表明岩浆形成过程中成矿岩体流体活动性较强, 岩浆分异较强。富矿岩体角闪石和黑云母的发育表明岩浆具有较高的水含量, 高水含量可以增加金属元素在熔体中的溶解度, 并且高水含量的岩浆在演化过程中水也较易达到饱和, 发生对成矿有重要意义的流体出溶。总之, 在姚安地区, 高氧逸度, 高水含量以及强流体活动性是成矿的关键。

关键词 地球化学; 磷灰石; 电子探针; LA-ICP-MS; 氧逸度; 微量元素; 姚安金矿床

中图分类号: P618.51

文献标志码: A

Apatite chemical feature of Yaoan gold deposit in western Yunnan and its geological significance

ZHENG YuLin^{1,2}, ZHANG ChangQing¹, LIU Huan¹, SUN Jia¹ and ZHANG PanPan³

(1 MNR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China;

2 School of Resources and Environmental Engineering, Hefei University of Technology, Hefei 230009, Anhui, China; 3 School of

Earth Sciences, East China University of Technology, Nanchang 330013, Jiangxi, China)

Abstract

The Yaoan gold deposit is located in the middle domain of the Jinshajiang-Ailaoshan alkali-rich porphyry belt as well as at the junction of the western margin of the Yangtze Plate and the Sanjiang Tethys orogenic belt. Its mineralization is closely related to Cenozoic alkali-rich magmatic-magmatic hydrothermal fluid. It is found that mineralization only exists in biotite syenite porphyry, but quartz syenite porphyry which is closely related to biotite syenite porphyry has not been mineralized. To explore the difference in mineralization between biotite syenite porphyry and quartz syenite porphyry, the authors used electron microprobe analysis and LA-ICP-MS method, chose apatite in fertile biotite syenite porphyry and barren quartz syenite porphyry as the research object, com-

* 本文得到深地资源项目(编号:2016YFC0600305)、国家自然科学基金(编号:41602103)和中国地质调查局项目(编号:DD20190182)联合资助

第一作者简介 郑瑜林,男,1992年生,博士研究生,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email:apostlelin@foxmail.com

** 通讯作者 张长青,男,1975年生,博士,研究员,从事矿物学、岩石学、矿床学研究。Email:zcqchangqing@163.com

收稿日期 2020-08-27;改回日期 2020-12-22。秦思婷编辑。

pared the differences of magmatic evolution recorded by apatite and related information reflecting magmatic redox conditions and fluid activity. The experimental data show that the apatite of fertile porphyry and barren porphyry are both magmatic apatite and rich in F and lack of Cl; the apatites from ore-rich porphyry have relative large variation in δEu and low δCe , indicating that ore-rich porphyry has higher oxygen fugacity than barren porphyry. The high oxygen fugacity inhibits the precipitation of gold in the form of sulfide, thus enhancing the ore-forming potential of the rock. The high Ce/Pb and low Th/U ratios of apatite in the mineralized porphyry indicate that the ore-forming porphyry has strong fluid activity and magmatic differentiation during the formation of magma. The development of hornblende and biotite in ore-rich porphyry indicates that magma has high water content. The high water content could increase the solubility of metal elements in the melt. The high water content magma could easily reach water saturation in the process of evolution, and fluid exsolution is important for mineralization. In a word, high oxygen fugacity, high water content and strong fluid activity constitute the key factors for mineralization in Yaoan area.

Key words: geochemistry, apatite, electron microprobe, LA-ICP-MS, oxygen fugacity, trace elements, Yaoan gold deposit

磷灰石作为一种副矿物几乎出现在所有的火成岩中(Watson, 1980),其矿物化学式为 $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$,磷灰石的晶体结构使得大量的S、Fe、Mn、F、Cl、Sr、Th、U、REE元素可以通过化学替代进入晶格内。磷灰石中,Mn、Sr、REE、Th、U、Pb等元素特征能够有效地指示岩浆氧化还原条件和流体活动性(Pan et al., 2002)。磷灰石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值记录了系统原始的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值,因此,磷灰石Sr同位素对岩浆来源以及成矿物质来源具有重要指示意义。此外,磷灰石也被用作U-Th-Pb定年。由于磷灰石能大量富集微量元素且不易受到变质作用、热液蚀变的影响,其在形成后能够较好地保存原始岩浆信息(Ayers et al., 1991; Creaser et al., 1992; Bouzari et al., 2016)。因此,对磷灰石成分的研究,对于成岩和成矿物质来源与岩浆演化、流体性质具有重要意义。

金沙江-哀牢山成矿带是中国最重要的多金属成矿带之一,沿成矿带发育大量与富碱斑岩有关的多金属矿床(图1),如玉龙超大型铜铅矿床(侯增谦等, 2009)、北衙超大型金-铅-锌矿床(葛良胜等, 2002; Xu et al., 2007; Lu et al., 2013b; He et al., 2015)、马厂菁金-铜-铅矿床(Hu et al., 1998; 侯增谦等, 2004; Lu et al., 2013a; 沈阳等, 2018)、姚安金矿床(毕献武等, 2005; 张准等, 2002)、哈播铜-铅-金矿床(祝向平等, 2010; Zhu et al., 2013)。姚安金矿床正处于富碱斑岩带中段,矿床成因具有多期多阶段性,Bi等(2002)将成矿分为2个期次,即早期硫化物阶段和晚期氧化物阶段。金主要赋存于晚期氧化物(镜铁矿脉)之中,矿体的产出与富碱斑岩在时间、空间

上关系密切。前人针对该矿的矿床地质特征、成岩成矿年代学、富碱斑岩成因、成矿流体演化过程开展了大量研究工作并取得了许多重要认识(葛良胜等, 2002; 毕献武等, 2005; 钱详贵等, 2000; 侯增谦等, 2006; Bi et al., 2002; 2004),但对于富矿岩体与贫矿岩体之间的差异性研究较为薄弱。姚安矿区内发育正长斑岩(黑云母正长斑岩、石英正长斑岩)、粗面岩、假白榴石斑岩和煌斑岩。Bi等(2002)根据蚀变成因钾长石、磁铁矿、镜铁矿与正长斑岩具有相似的稀土元素配分模式,指出正长斑岩演化释放出的流体提供了金成矿所必须的流体。同时,正长斑岩侵位后至金成矿前,区内再无其他岩浆活动,所以金成矿仅与正长斑岩有关。野外调查发现,矿化仅存在于黑云母正长斑岩体内,而与其空间关系密切的石英正长斑岩却未发现矿化。为了探讨黑云母正长斑岩与石英正长斑岩岩体含矿性差异,本文选择了富矿黑云母正长斑岩以及与之空间关系密切的石英正长斑岩中磷灰石为主要研究对象,结合系统的矿物学研究,分析探讨了富矿岩体与贫矿岩体的岩浆演化过程,岩浆氧化还原状态以及流体活动性的差异,并探讨该地区斑岩成矿潜力。本文研究成果不仅有助于认识该地区成岩与成矿作用过程,同时也为区域上的找矿勘查工作起到良好的指示意义。

1 区域地质背景与矿床地质特征

区域上各个时代的地层出露较为齐全,前寒武

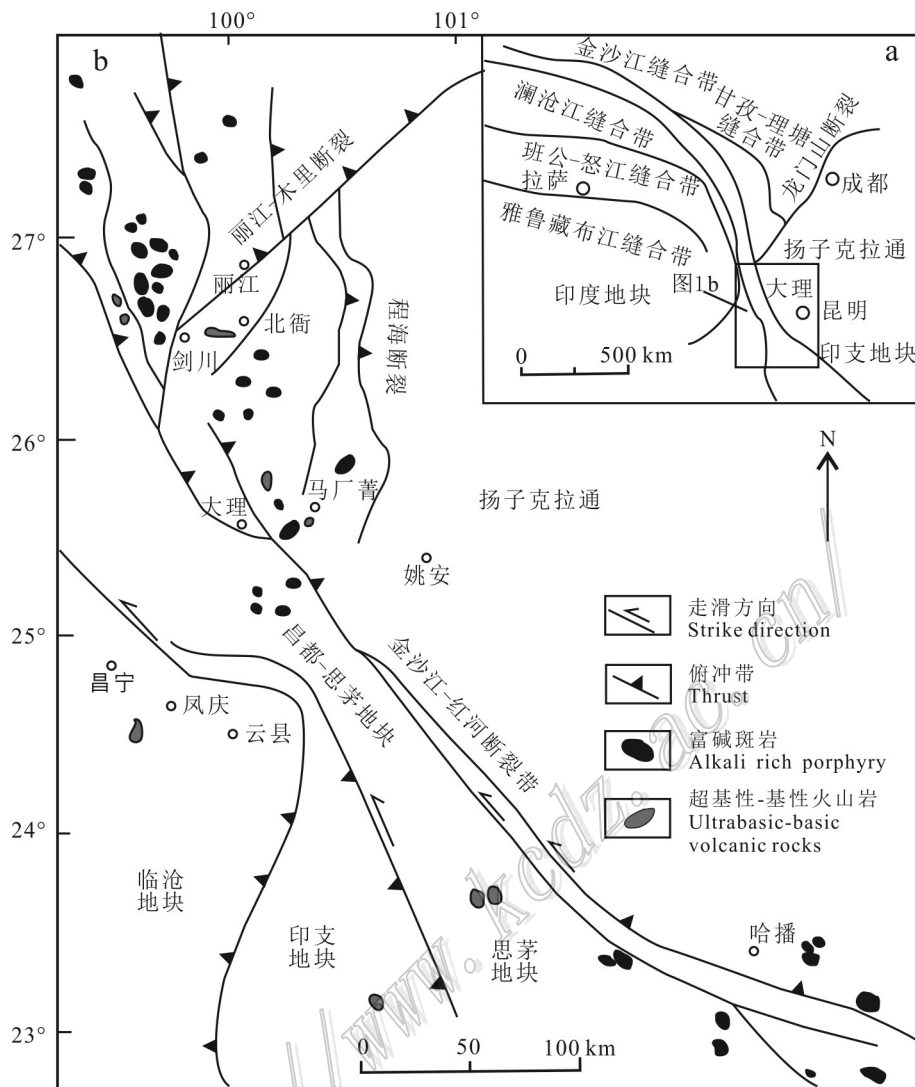


图1 扬子克拉通西缘构造格架图(a)和滇西新生代富碱斑岩分布简图(b,据Lu et al.,2013)

Fig. 1 Tectonic framework of western margin of the Yangtze Craton(a) and distribution of Cenozoic Alkali porphyry in west Yunnan(b, after Lu et al., 2013)

系到第四系均有出露。前寒武系变质岩出露在西部大理洱海西侧点苍山一带;下古生界为海相砂岩出露于洱海东部地区;上古生界以碳酸盐岩为主,二叠系玄武岩广泛出露于程海断裂以西地区,环带状分布;中生界三叠系以碎屑岩和碳酸盐岩为主,分布于丽江-北衙一带,侏罗系、白垩系主要为河湖相碎屑岩,仅出露于程海-宾川断裂以东和红河断裂以西地区;第四系主要分布在山间盆地,河流沟谷等地,主要由砂及黏土组成。区域上,断裂主要包括金沙江-红河深大断裂和宾川-程海大断裂以及扬子板块内EW向基底断裂(侯增谦等,2012)。区内岩浆活动强烈,以二叠系玄武岩分布最广,次为

酸性岩、基性岩和碱性岩。岩浆具有多期次活动特征,并受到区域断裂构造的控制,并以新生代富钾碱性火山-岩浆岩活动最为广泛且比较重要。新生代岩浆岩沿着金沙江断裂带,红河断裂带和哀牢山断裂带两侧分布,明显受断裂带控制,岩性复杂,以二长花岗斑岩、花岗斑岩、石英二长斑岩、透辉石正长岩、细晶斑岩、石英正长斑岩和正长斑岩为主(侯增谦等,2015)。此外,还有富碱侵入岩分布时空一致的煌斑岩脉和钾质火山岩,如碱玄岩、安粗岩、粗面岩等(Huang et al., 2010; Lu et al., 2015)。前人测得碱性侵入岩、碱性火山岩、煌斑岩的U-Pb同位素年龄范围分别为38.4~33 Ma、37.3~30 Ma、(31.12±

0.88)Ma(张玉泉等,1997)。

矿区内的地层较为简单(图2a),由古到新主要有下白垩统高峰寺组,岩性主要为中厚层长石石英砂岩;下白垩统普昌河组紫色泥岩、砂泥岩夹少量砂岩、细砂岩;上白垩统马头山组,岩性为灰色细砾岩、底砾岩和紫红色中厚层泥岩、粉砂质泥岩,夹黄褐色泥岩;上白垩统江底河组杂色泥岩夹细粒长石石英砂岩;第四系,岩性为蒸发式含盐建造,局部含有火山喷发岩。区内断裂与褶皱较为发育,主要为老格子-格苴坪复式背斜,轴向NNW向;断裂纵横交叉,互相切割,断裂主要分为NNW向、NWW向、NE向和EW向。构造活动具有多期多阶段的性质,其中,NE向为矿区主要控岩控矿构造。区内岩浆活动频繁,岩浆岩组合复杂,喷出相为粗面岩和假白榴石斑岩,侵入相主要为黑云母正长斑岩与石英正长斑岩和晚期煌斑岩。

2 正长斑岩岩石学

姚安矿区内,正长斑岩分为黑云母正长斑岩与石英正长斑岩,主要分布在白马苴,小菜园等地,其中,黑云母正长斑岩呈现不规则岩脉侵入于沉积岩,少量于粗面岩之中,岩体内矿化发育,为主要的富矿岩浆岩。石英正长斑岩分布规模不大,呈小岩脉侵入于沉积岩与黑云母正长斑岩之中(图2b),岩体内未见矿化,二者详细岩相学特征如下。

黑云母正长斑岩:灰白色,斑状结构,块状构造(图3a),斑晶含量30%~35%,主要为正长石、黑云母,含有少量石英、角闪石;基质成分与斑晶类似;副矿物见有磷灰石、榍石、磁铁矿、锆石等。正长石斑晶呈板状,可见明显卡式双晶,部分被风化;黑云母斑晶黑色,片状,阳光下具有鳞片光泽,可剥落,镜下自形长条状,可见1组完全节理,深褐色,多色性明显;石英斑晶表面干净;磷灰石呈短柱状-长柱状,自形-半自形,大小50~150 μm ,无蚀变,正中-正低突起(图3b)。BSE图像(图3c)中,有轻微的污浊,颜色不均一,显示明暗2个部分。

石英正长斑岩:灰白色,斑状结构,块状构造(图3d)。斑晶含量35%~40%;主要为石英、正长石;基质成分与斑晶类似;副矿物为磷灰石、磁铁矿等。正长石呈自形-半自形板状,短柱状,清晰可见卡斯巴双晶;石英斑晶表面干净,明亮;磷灰石呈现短柱状-长条状,半自形-他形,少量自形,粒度50~100 μm ,正低

突起,未发生蚀变,正交偏光下一级灰干涉色,平行消光(图3e)。BSE图像(图3f)中,干净明亮,大部分颜色均一,少量显示明暗2部分。

3 样品测试采集与测试结果

3.1 样品采集与测试方法

本次研究的样品采自白马苴富矿黑云母正长斑岩(以下称富矿岩体)和与矿化无关的贫矿石英正长斑岩(以下称贫矿岩体),岩石部分具有轻微风化,从中挑选出磷灰石进行电子探针与微量元素分析。

磷灰石电子探针实验分析在中国地质科学院矿产资源研究所电子探针实验室完成,电子探针仪器型号为JXA-8230。分析条件为:加速电压15 kV,束电流20 nA,束斑大小5 μm ,各项元素测试精度>0.001%。

磷灰石微量元素分析在国家测试中心重点实验室完成。采用美国Resonetics公司生产的RESOLUTION M-50激光剥蚀系统和Agilent 7500a型的ICP-MS联机,测试时使用Ar和He作为载气,激光能量为80 mJ,剥蚀束斑直径使用31 μm ,频率使用8 Hz。使用NIST SRM610和612作为外标,使用 ^{43}Ca 作为微量内标,分析精度<10%。

3.2 磷灰石化学组成成分特征

本次研究的磷灰石采自白马苴黑云母正长斑岩和石英正长斑岩中。磷灰石呈长柱-短柱状,自形较好,表面干净未遭受蚀变(图3b、e)。测试结果(表1)表明,富矿磷灰石与贫矿磷灰石主量元素F、Cl、 P_2O_5 、CaO、 SiO_2 含量差别不大, $w(\text{F})$ 为2.76%~3.8%; $w(\text{CaO})$ 为54.99%~54.65%; $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 为37.17%~41.33%。其中,富矿与贫矿岩体磷灰石F-Cl含量均有明显的负相关关系(图4a),且所有的磷灰石都富F、贫Cl,为典型的F磷灰石。富矿岩体磷灰石的 $w(\text{F})$ 为3.06%~3.73%, $w(\text{Cl})$ 为0.14%~0.30%;贫矿岩体磷灰石的 $w(\text{F})$ 为2.76%~3.8%, $w(\text{Cl})$ 为0.14%~0.24%。在磷灰石成因图解(图5a、b)中,磷灰石均分布于岩浆磷灰石之中。

除含有F、Cl、Ca、P元素外,磷灰石还是Sr、Y和REE的重要载体,磷灰石微量元素和稀土元素数据见表2。分析结果显示,在稀土元素球粒陨石标准化配分模式图(图6)中,富矿与贫矿岩体中磷灰石均表现出一致的右倾分布型式,轻稀土元素富集,重稀土元素相对亏损,有微弱的Eu负异常。其中,富矿磷

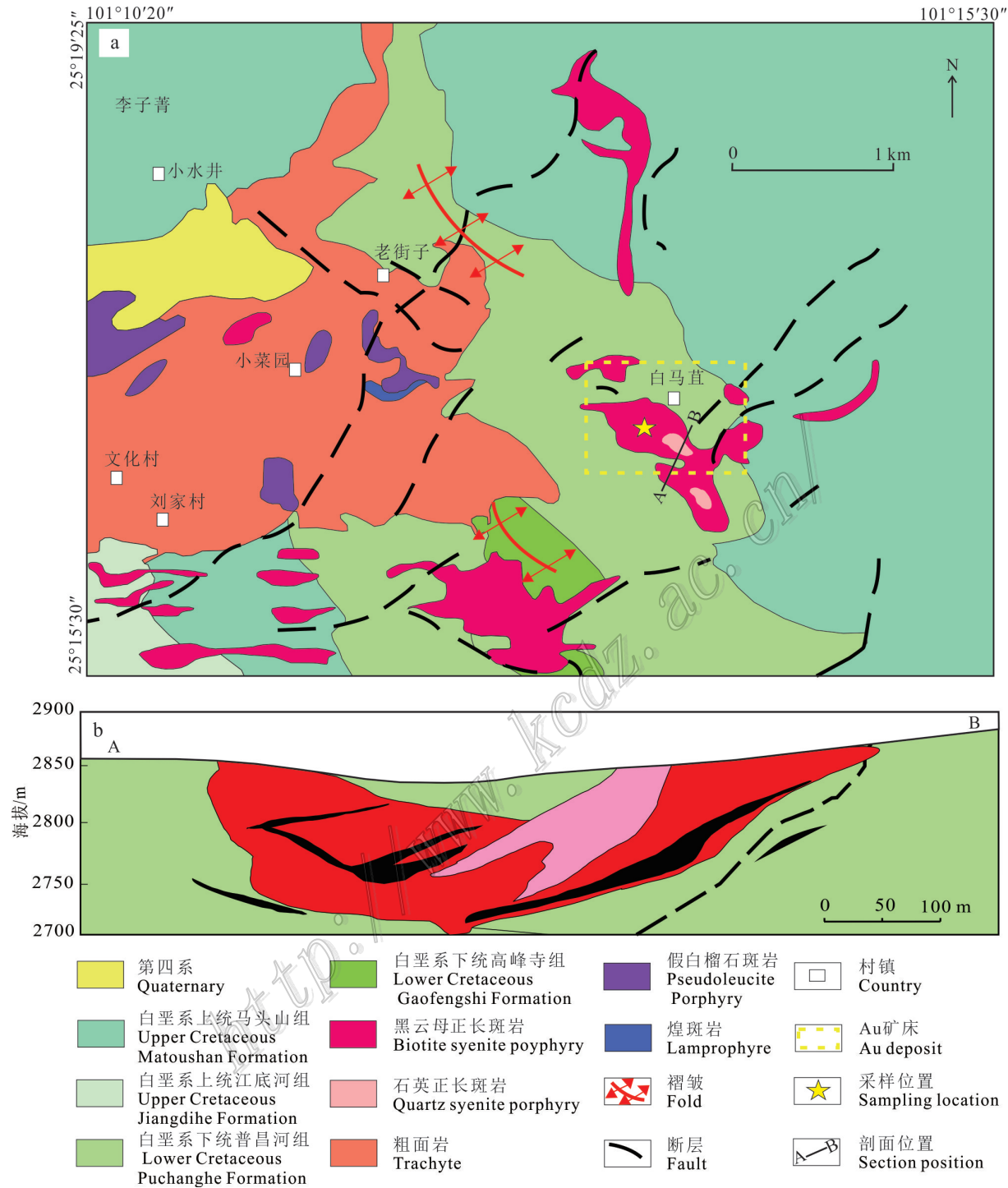


图2 姚安金矿区地质简图(a,据 Bi et al., 2004 修改)和姚安矿区水平分带 A-B 剖面示意图(b,据齐永荣, 2018 修改)

Fig. 2 Simplified geological map of the Yaoan gold deposit(a, modified after Bi et al., 2004)and A-B section of horizontal zonation of the Yaoan gold deposit(b, modified after Qi, 2018)

灰石稀土元素总量 $w(\sum \text{REE}) = 9311.6 \times 10^{-6} \sim 13536.9 \times 10^{-6}$, 平均 11149×10^{-6} , 贫矿磷灰石稀土元素总量 $w(\sum \text{REE}) = 7801.7 \times 10^{-6} \sim 12173.6 \times 10^{-6}$, 平均 10122×10^{-6} , 富矿岩体磷灰石稀土元素含量大于贫

矿岩体磷灰石; 富矿岩体磷灰石的 $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ 和 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 平均比值分别为 13.6×10^{-6} 和 208.7×10^{-6} ; 贫矿岩体磷灰石的 $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ 和 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 平均比值分别为 10.13×10^{-6} 和 147.8×10^{-6} , 富矿岩体磷灰石具有较高

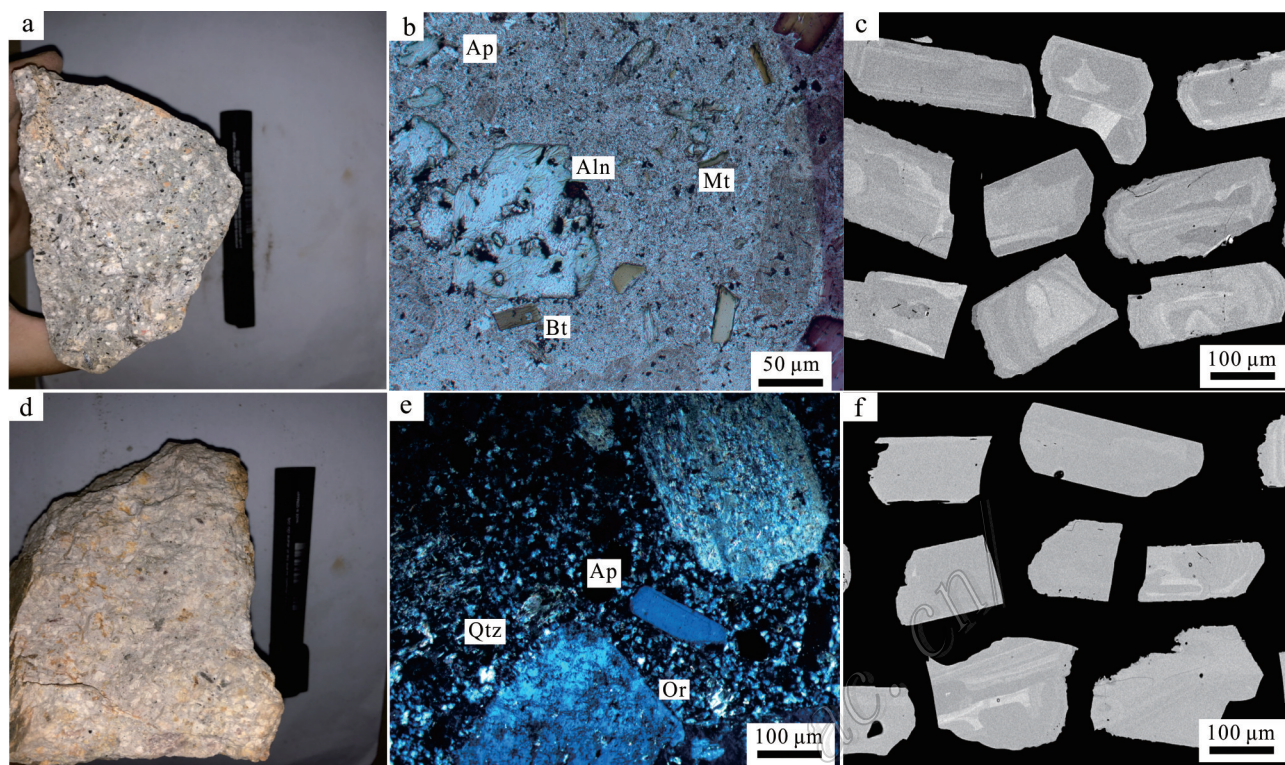


图3 姚安黑云母正长斑岩与石英正长斑岩手标本及镜下照片

a. 黑云母正长斑岩手标本照片; b. 黑云母正长斑岩镜下照片; c. 黑云母正长斑岩磷灰石 BSE 照片; d. 石英正长斑岩手标本照片; e. 石英正长斑岩镜下照片; f. 石英正长斑岩磷灰石 BSE 照片

Qtz—石英; Ap—磷灰石; Mt—磁铁矿; Bt—黑云母; Aln—褐帘石

Fig. 3 Hand specimen and microscopic characteristics of biotite syenite and quartz syenite porphyry from the Yaoan gold deposit
a. Hand specimen of biotite syenite porphyry; b. Microscopic characteristics of biotite syenite porphyry; c. Apatite BSE photograph of biotite syenite porphyry; d. Hand specimen of quartz syenite porphyry; e. Microscopic characteristics of quartz syenite porphyry; f. Apatite BSE photograph of quartz syenite porphyry

Qtz—Quartz; Ap—Apatite; Mt—Magnetite; Bt—Biotite; Aln—Allanite

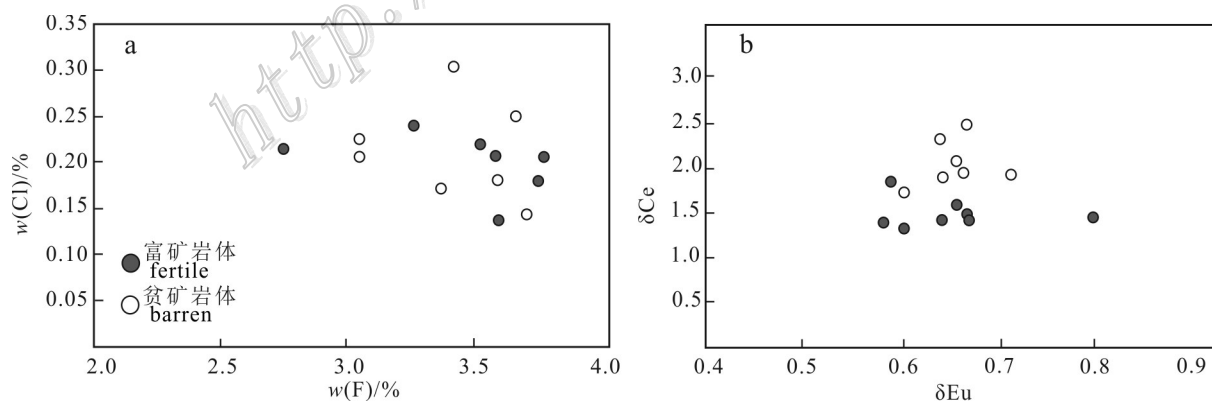
图4 姚安富矿与贫矿岩体磷灰石 F-Cl 图解(a)和 $\delta\text{Eu}-\delta\text{Ce}$ 图解(b)

Fig. 4 Apatite F-Cl(a) and $\delta\text{Eu}-\delta\text{Ce}$ (b) diagram from fertile and barren porphyry in the Yaoan gold deposit

的 $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 和 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 比值。

Sr 在磷灰石中替代 Ca^{2+} 的形式出现(Pan et al., 2002)。研究结果表明,富矿磷灰石的 $w(\text{Sr})$ 为 $1506 \times$

$10^{-6} \sim 1810 \times 10^{-6}$, 平均 1592×10^{-6} ; 贫矿岩体磷灰石的 $w(\text{Sr})$ 为 $1054 \times 10^{-6} \sim 1635 \times 10^{-6}$, 平均 1317×10^{-6} 。富矿岩体磷灰石的 $w(\text{Y})$ 为 $128.6 \times 10^{-6} \sim 209.8 \times 10^{-6}$, 平

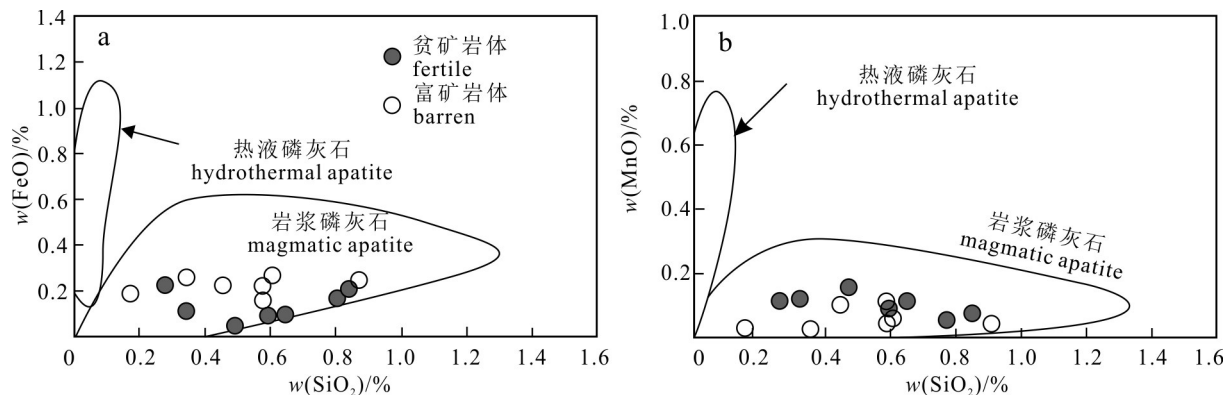


图5 姚安富矿与贫矿岩体磷灰石 SiO_2 -FeO 图解(a)和 SiO_2 -MnO 图解(b)(据刘嘉玮, 2020)

Fig. 5 Apatite SiO_2 -FeO (a) and SiO_2 -MnO (b) diagram from fertile and barren porphyry in the Yaoan gold deposit (after Liu, 2020)

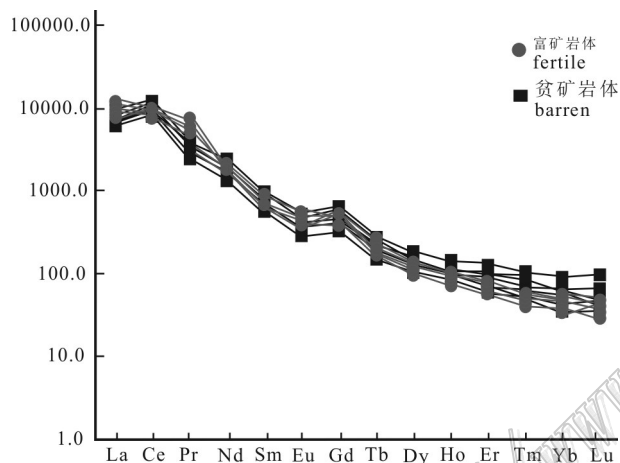


图6 富矿岩体与贫矿岩体磷灰石球粒陨石标准化稀土元素配分图

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns of apatite from fertile and barren porphyry

均 181.3×10^{-6} ; 贫矿岩体磷灰石的 $w(\text{Y})$ 为 $141.1 \times 10^{-6} \sim 295.3 \times 10^{-6}$, 平均 202.2×10^{-6} 。富矿岩体磷灰石的 $w(\text{Pb})$ 、 $w(\text{U})$ 和 $w(\text{Th})$ 平均分别为 3.5×10^{-6} 、 5.7×10^{-6} 、 32.5×10^{-6} , 低于贫矿岩体磷灰石 (4.7×10^{-6} 、 9.8×10^{-6} 、 66.2×10^{-6})。

4 讨论

4.1 岩浆的氧化状态和富水性

前人已认识到, 大型-超大型斑岩矿床多与高氧逸度、富水埃达克质岩密切相关 (Richards et al., 2002)。所以对侵入岩氧化状态和富水性评价是判

断成矿潜力的重要手段。

磷灰石因其独特的晶体结构使得其能容纳较多的微量元素, 其中, Mn、Eu、S 和 Ce 元素具有多种价态, 氧化程度较高的岩浆其 Mn、Eu 和 Ce 具有较高的价态 Mn^{4+} 、 Eu^{3+} 、 Ce^{4+} 。而 Mn^{2+} 、 Eu^{3+} 、 Ce^{3+} 更容易进入磷灰石, 因为它们可以直接或者间接代替磷灰石中的 Ca^{2+} 离子 (Belousova et al., 2002; Sha et al., 1999)。因此, 磷灰石中的 Mn、Eu、S、Ce 含量可以用来判别岩浆的氧化状态 (Drake et al., 1975; Sha et al., 1999; Streck et al., 1998; Imai et al., 2002; Cao et al., 2012)。从氧化程度较高的岩浆中形成的磷灰石比氧化程度低的岩浆中形成的磷灰石, 具有较高的 Eu 含量和较低的 Mn、Ce 含量。

然而, 磷灰石中单一元素含量的变化并不能直接用来判断岩浆的氧化还原状态, 因为它还会受到其他因素的影响, 如岩浆结晶过程会导致 Mn 含量的变化 (Belousova et al., 2002; Chu et al., 2009), 长石的分离结晶会导致岩浆中的 Eu 含量降低 (Ballard et al., 2002; Bi et al., 2002; Buick et al., 2007)。因此, 使用 2 种在岩浆氧化还原状态发生变化的过程中, 在磷灰石中具有相反的分配特征的元素, 如 Ce、Eu, 来判别岩浆的氧化还原状态更为有用。 Ce^{3+} 、 Eu^{3+} 相比 Ce^{4+} 、 Eu^{2+} 更易进入磷灰石, 它们在岩浆氧化还原条件发生改变时, 在磷灰石中具有相反的分配特征。测试结果表明, 根据磷灰石 Ce 异常, 可以判别出 2 种岩浆具有不同的氧化状态, 与富矿岩体相比, 贫矿岩体具有较低的 δEu 值, 而具有较高的 δCe 值 (图 4b)。这说明在岩浆演化过程中, 富矿岩体具有较高的氧化程度。高的氧逸度会抑制金属元素在早期以硫化物的

表 1 姚安金矿床黑云母正长斑岩和石英正长斑岩中磷灰石电子探针测试结果

Table 1 Electron microprobe analyses of apatite in the Yaoan biotite syenite porphyry and quartz syenite porphyry

组分	黑云母正长斑岩(富矿)						
	1	2	3	4	5	6	7
	<i>w(B)/%</i>						
F	3.621	3.383	3.697	3.063	3.064	3.444	3.731
Cl	0.181	0.171	0.247	0.203	0.226	0.303	0.144
CaO	54.512	51.991	54.101	54.345	53.827	52.229	53.028
P ₂ O ₅	40.921	40.062	41.272	40.421	38.017	37.169	38.922
MgO	0.015	0.027	0.014	0.028	0.024	0.028	0.015
Al ₂ O ₃	0.011	0.018	0.002	0.007	0.026	0	0
K ₂ O	0.012	0.056	0.023	0.016	0.018	0.006	0.012
SiO ₂	0.658	0.347	0.281	0.499	0.849	0.807	0.613
SO ₃	0.512	3.260	0.439	0.66	0.43	0.557	0.150
FeO	0.102	0.979	0.219	0.023	0.205	0.163	0.111
F/Cl	20.01	19.78	14.97	15.09	13.56	11.37	25.91
总和	100.545	100.294	100.295	99.265	96.686	94.706	99.726
组分	石英正长斑岩(贫矿)						
	1	2	3	4	5	6	7
	<i>w(B)/%</i>						
F	3.607	3.778	3.622	2.762	3.801	3.551	3.282
Cl	0.206	0.178	0.137	0.214	0.204	0.218	0.241
CaO	53.161	54.649	54.583	53.995	53.455	53.744	53.187
P ₂ O ₅	39.212	41.326	40.051	38.813	40.524	40.718	40.599
MgO	0.024	0.006	0.016	0.021	0.031	0	0.04
Al ₂ O ₃	0.023	0.022	0.011	0.031	0.03	0.007	0.032
K ₂ O	0.04	0.084	0.027	0.109	0.051	0.038	0.038
SiO ₂	0.858	0.184	0.439	0.611	0.586	0.34	0.575
SO ₃	0.369	0.217	0.457	0.725	0.208	0.487	0.205
FeO	0.218	0.192	0.21	0.287	0.222	0.228	0.171
F/Cl	17.51	21.22	26.44	12.91	18.63	16.29	13.62
总和	97.718	100.636	99.553	97.568	99.112	99.331	98.370

注:比值单位为1。

形式沉淀,增加了岩浆的成矿潜力。随着岩浆向上运移至地壳浅部,大量氧化物(镜铁矿)结晶(Bi et al., 2002),岩浆氧逸度降低,同时伴随金属的沉淀。

富矿岩体中出现较多的含水矿物角闪石和黑云母,而角闪石的结晶要求岩浆水含量>4%,富水岩浆角闪石的结晶会抑制斜长石结晶,导致岩浆具有较高的Sr/Y比值(Richards et al., 2002)。岩浆的含水量越高,越容易达到水饱和,发生熔体出溶,使得金属元素(Au, Cu)优先向熔体中分配,起到富集金属的作用。高水含量的岩浆,一方面在源区岩石部分熔融过程中,水的加入可以使得岩石熔点降低促使Cu、Au硫化物重熔或者萃取,聚集岩石中的金属物质,形成富含金属的成矿流体(张德会等, 2001);同时,与

贫矿岩体相比,姚安富矿岩体高水含量的岩浆更易达到水饱和而出溶挥发分,结合磷灰石具有高的F、Cl含量,岩浆分离出的挥发分(H₂O、HCl、HF)可与金属元素形成络合物,有利于金属元素在岩浆中富集和迁移。因此,富水岩浆对于流体中金、铜成矿元素富集迁移意义重大。并且,高水含量使得源区岩浆常具有较高的氧逸度,这一点与前面所述 δEu 与 δCe 图解一致。

磷灰石的Sr/Y和 δEu 值可以用来识别埃达克质岩石(Pan et al., 2016),特别是对于经过风化不能保持原有Sr、Y含量岩石更为有效。姚安磷灰石投点均在埃达克质岩石之内(图8b),指示正长斑岩具有埃达克质岩石属性。

表2 姚安金矿床黑云母正长斑岩和石英正长斑岩磷灰石微量元素测试结果

Table 2 Trace elements of apatite in Yaoan biotite syenite porphyry and quartz syenite porphyry

组分	黑云母正长斑岩(富矿)						
	1	2	3	4	5	6	7
	$w(B)/10^{-6}$						
Sr	1506.76	1810.85	1556.52	1549.69	1622.59	1556.57	1541.43
Y	182.33	168.40	209.85	178.80	161.29	128.64	141.51
La	2581.36	2969.04	2628.27	2005.73	2193.20	2574.97	2068.82
Ce	7027.43	8523.02	7407.79	5833.19	6639.77	7004.49	6253.49
Pr	561.32	740.11	577.53	400.30	346.71	554.55	521.69
Nd	904.67	972.69	1092.74	781.26	1024.24	855.57	762.55
Sm	110.74	119.52	142.02	104.48	134.31	99.97	106.73
Eu	24.43	28.79	34.48	21.46	26.98	20.41	25.30
Gd	111.75	118.28	135.74	94.32	113.72	93.41	87.32
Tb	7.57	8.25	10.81	7.54	8.97	6.32	6.65
Dy	34.04	33.31	41.95	31.23	37.12	25.42	27.12
Ho	5.99	5.43	6.96	5.59	5.59	4.05	4.40
Er	13.49	13.56	18.15	13.54	13.51	9.40	10.25
Tm	1.54	1.44	2.01	1.61	1.43	1.05	1.22
Yb	8.96	8.36	11.82	10.01	7.74	6.29	7.46
Lu	1.31	1.16	1.69	1.37	0.96	0.76	1.06
Pb	4.55	3.09	3.89	4.68	2.94	3.71	3.07
Th	46.21	45.01	44.92	37.41	31.20	17.12	34.53
U	5.61	8.97	7.96	6.19	5.34	3.23	5.92
Σ REE	11394.60	13536.97	12107.94	9311.62	10551.24	11256.65	9884.07
δ Eu	0.61	0.67	0.59	0.67	0.66	0.59	0.80
δ Ce	1.32	1.41	1.38	1.45	1.57	1.83	1.41
$(\text{Sm/Yb})_N$	13.25	15.32	12.88	11.19	18.60	17.04	15.34
Th/U	8.23	5.02	5.64	6.04	5.85	5.29	8.47
Ce/Pb	2294.67	2271.79	2189.83	1583.60	1982.78	1791.10	1939.66
Sr/Y	8.26	10.75	7.42	8.67	10.06	12.10	10.89
组分	石英正长斑岩(贫矿)						
	1	2	3	4	5	6	7
	$w(B)/10^{-6}$						
Sr	1474.78	1166.03	1054.42	1187.80	1635.33	1201.88	1498.08
Y	165.75	295.31	141.06	162.32	193.90	213.28	211.59
La	1845.92	2378.20	1498.43	2451.55	1728.63	1725.39	1959.18
Ce	6081.10	7791.97	5182.12	6806.06	5667.75	7368.05	7450.60
Pr	327.17	388.81	241.26	374.24	289.91	340.33	264.38
Nd	788.06	1183.32	648.10	1108.93	825.28	927.87	915.42
Sm	108.38	152.94	87.94	155.90	112.81	129.52	123.48
Eu	21.11	31.65	16.85	27.57	22.98	23.90	24.14
Gd	91.90	137.00	69.26	123.91	85.09	99.77	98.13
Tb	7.78	10.82	5.68	9.98	7.61	8.19	8.58
Dy	32.82	47.75	27.00	38.34	33.82	37.47	38.18
Ho	5.84	8.37	4.93	6.09	5.96	6.33	6.15
Er	11.97	21.56	10.14	12.35	15.02	16.74	15.37
Tm	1.63	2.78	1.38	1.29	1.84	2.16	1.86
Yb	9.90	15.91	7.38	6.04	10.68	11.19	10.83
Lu	1.11	2.52	1.29	0.87	1.24	1.70	1.70
Pb	3.22	2.90	4.18	3.35	2.88	3.37	5.38
Th	17.45	31.08	29.92	153.69	55.41	55.69	52.28
U	2.06	5.59	5.38	13.77	13.61	10.28	8.60
Σ REE	9334.71	12173.60	7801.74	11123.10	8808.63	10698.61	10918.00
δ Eu	0.65	0.67	0.66	0.61	0.72	0.64	0.67
δ Ce	1.88	1.95	2.07	1.71	1.93	2.31	2.49
$(\text{Sm/Yb})_N$	11.73	10.30	12.77	17.68	11.32	12.41	12.22
Th/U	5.56	7.36	5.56	11.16	4.07	5.42	6.08
Ce/Pb	2099.01	719.61	1239.15	2033.06	1970.66	2184.00	1385.41
Sr/Y	8.90	4.46	7.47	7.32	8.43	5.64	7.08

注:比值单位为1。

4.2 岩浆的演化过程

磷灰石微量元素的变化可以反映岩浆结晶历史。如长石在长英质岩浆中分离结晶,可以降低残余熔体的Sr含量。在这个过程中,晚于长石结晶的磷灰石比早于长石结晶的磷灰石,应该具有较低的Sr含量。因此,岩浆中磷灰石Sr含量的变化可以用来示踪岩浆演化过程。此外,磷灰石也是富含REE元素的矿物,它的结晶将会分离REE元素。因此,通过磷灰石中的 $(La/Sm)_N$ 、 $(La/Yb)_N$ 、 $(Sm/Yb)_N$ 比值和Sr的含量,可以了解岩浆的结晶历史。

通过2个岩体磷灰石测试结果可知, $(Sm/Yb)_N$ 比值和Sr含量呈现明显的正相关关系(图7a),表明长石的分离结晶对岩浆分异具有重要的意义。在岩浆分离结晶过程中,褐帘石的分离结晶也会导致 $(Sm/Yb)_N$ 比值降低,本次岩相学观察也见有褐帘石。此外,Cl的出溶也会导致 $(Sm/Yb)_N$ 比值的减小,前人

实验表明,与MREE与HREE相比,Cl出溶会带走更多的LREE(Flynn et al., 1978; Kepple et al., 1996)。在F/Cl与 $(Sm/Yb)_N$ 图解(图7b)中,二者具有负相关关系,因此, $(Sm/Yb)_N$ 比值的降低也可能为Cl的出溶导致。

从磷灰石的Ce/Pb和Th/U图解(图8a)中,成矿岩体与不成矿岩体具有不一致的演化趋势,与富矿岩体相比,贫矿岩体Th/U比值变化范围较大,而Ce/Pb比值较小。富矿岩体Th/U比值为5.01~8.46,平均6.29;Ce/Pb比值为1791.1~2291.7,平均2041.5;贫矿岩体Th/U比值为4.1~11.2,平均6.5;Ce/Pb比值为719.6~2183.9,平均1661.6。Pb、Ce、Th、U在俯冲带的活动性不同,依次为85%、51%、38%、29%(Kogiso et al., 1997),而在洋岛玄武岩中的不相容性依次为 $Th > U \approx Nb = Ta > L > La > Ce \approx Pb$,姚安富矿岩体磷灰石的Ce/Pb比值较高,反映在岩浆演化过程中流体活动

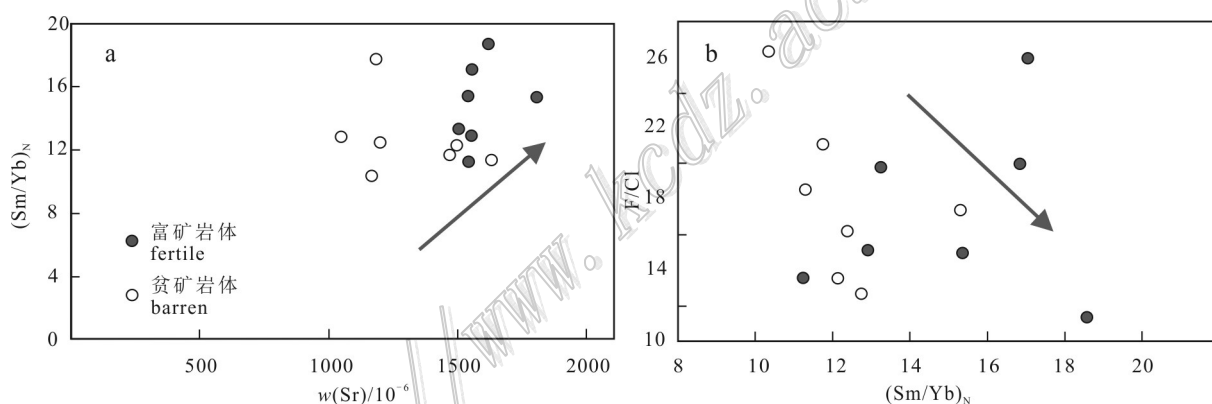


图7 姚安富矿与贫矿岩体磷灰石Sr- $(Sm/Yb)_N$ 图解(a)和F/Cl- $(Sm/Yb)_N$ 图解(b)

Fig. 7 Apatite Sr- $(Sm/Yb)_N$ (a) and F/Cl- $(Sm/Yb)_N$ diagram (b) from fertile and barren porphyry in the Yaoan gold deposit

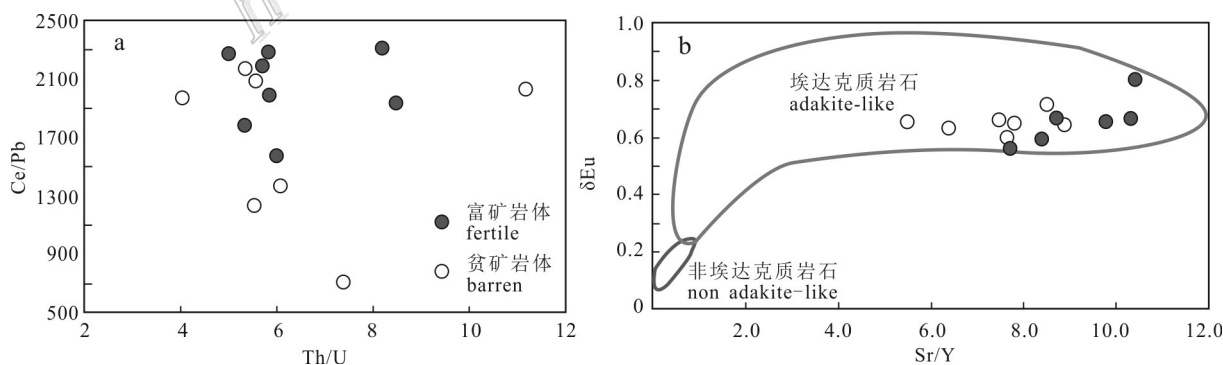


图8 姚安富矿与贫矿岩体磷灰石Ce/Pb-Th/U图解(a)和 δEu -Sr/Y图解(b)(据Pan et al., 2016)

Fig. 8 Apatite Ce/Pb-Th/U diagram (a) and δEu -Sr/Y diagram (b) (after Pan et al., 2016) from fertile and barren porphyry in the Yaoan gold deposit

性更强;与之相比,贫矿岩体磷灰石具有 Th/U 比值变化范围较大而 Ce/Pb 比值变化范围较小,表明岩浆演化过程中,流体活动性较富矿岩体差,岩浆分异不明显,这反映了流体作用的强弱对岩体成矿的作用是有重大影响的。

5 结 论

(1) 根据磷灰石 Sr/Y 和 δEu 含量及图解得出,正长斑岩为埃达克质岩石。姚安矿区富矿岩体与贫矿岩体相比,富矿岩体具有较高的 δEu 和较低的 δCe 值,说明富矿岩体较贫矿岩体具有较高的岩浆氧逸度。富矿岩体较多的含水矿物黑云母和角闪石表明较贫矿岩体更加富水。

(2) 姚安矿区磷灰石的 $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 比值和 $w(\text{Sr})$ 呈现明显的正相关关系,表明长石结晶对岩浆分异具有重要意义。而 $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 比值的减小可能为褐帘石结晶及 Cl 的出溶导致。此外, Ce/Pb 和 Th/U 比值表明,富矿岩体较贫矿岩体其岩浆流体活动性更强。

(3) 高的氧逸度使得 S 以 SO_4^{2-} 的形式存在,有利于金属元素在岩浆或流体中的迁移富集。高的水含量在源区岩石部分熔融过程中,可以降低其熔点,致使更多的铜金硫化物重融,且增加金属元素在熔体中的溶解度。并且高水含量较易达到挥发分水饱和,出溶对成矿有重要意义的流体。

References

- Ayers John C and Watson E B. 1991. Solubility of apatite, monazite, zircon, and rutile in supercritical aqueous fluids with implications for subduction zone geochemistry[J]. *Philosophical Transactions-Royal Society*, 335(1638):365-375.
- Ballard J R, Palin M J and Campbell I H. 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: Application to porphyry copper deposits of northern Chile[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(3): 347-364.
- Belousova E A, Griffin W L, O'Reilly S Y and Fisher N I. 2002. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: Trace-element compositions and their relationship to host rock type[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 76(1): 45-69.
- Bi X W, Cornell D H and Hu R Z. 2002. REE composition of primary and altered feldspar from the mineralized alteration zone of alkaline intrusive rocks, western Yunnan Province, China[J]. *Ore Geology Reviews*, 19(1): 69-78.
- Bi X W, Hu R Z and Cornell D H. 2004. The alkaline porphyry associated Yao'an gold deposit, Yunnan, China: Rare earth element and stable isotope evidence for magmatic-hydrothermal ore formation[J]. *Mineralium Deposita*, 39(1): 21-30.
- Bi X W, Hu R Z, Peng J T, Wu K X, Su W C and Zhang X Z. 2005. Geochemical characteristic of the Yao'an and Machangqing alkaline-rich intrusions[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21(1): 113-124(in Chinese with English abstract).
- Bouzari F, Hart C J R, Bissig T and Barker S. 2016. Hydrothermal alteration revealed by apatite luminescence and chemistry: A potential indicator mineral for exploring covered porphyry copper deposits[J]. *Econ. Geol.*, 111(6): 1397-1410.
- Buick I S, Hermann J, Maas R and Gibson R L. 2007. The timing of sub-solidus hydrothermal alteration in the Central Zone, Limpopo Belt (South Africa): Constraints from titanite U-Pb geochronology and REE partitioning[J]. *Lithos*, 98(1): 97-117.
- Cao M J, Li G M, Qin K, Seitmuratova E Y and Liu Y. 2012. Major and trace element characteristics of apatites in granitoids from Central Kazakhstan: Implications for petrogenesis and mineralization[J]. *Resource Geology*, 62(1): 63-83.
- Chu M F, Wang K and Griffin W L. 2009. Apatite composition: Tracing petrogenetic processes in transhimalayan granitoids[J]. *Journal of Petrology*, 50(10): 1829-1855.
- Creaser R A and Gray C M. 1992. Preserved initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in apatite from altered felsic igneous rocks: A case study from the Middle Proterozoic of South Australia[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(7): 2789-2795.
- Drake M J. 1975. The oxidation state of europium as an indicator of oxygen fugacity[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(1): 55-64.
- Flynn R T and Burnham C W. 1978. An experimental determination of rare earth partition coefficients between a chloride containing vapor phase and silicate melts[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(6): 685-701.
- Ge L S, Guo X D, Zhou Y L, Yang J H and Li Y J. 2002. Geology and genesis of the Yao'an gold deposit related to alkali-rich magmatic rock in Yunnan Province[J]. *Geology and Resources*, (1):29-37(in Chinese with English abstract).
- He W, Mo X and He Z. 2015. The geology and mineralogy of the Beiya skarn gold deposit in Yunnan, southwest China[J]. *Econ. Geol.*, 110(6): 1625-1641.
- Hou Z Q, Zhong D L and Deng W M. 2004. A tectonic model for porphyry copper-molybdenum-gold metallogenic belts on the eastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Geology in China*, 31(1): 1-14(in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Zhao Z D, Gao Y F, Yang Z M and Jiang W. 2006. Tearing and dischronal subduction of the Indian continental slab: Evidence from cenozoic Gangdessa volcano-magmatic rock in south Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 761-774(in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q and Yang Z M. 2009. Porphyry deposits in continental settings of china: Geological characteristics, magmatic-hydrothermal

- system, and metallogenic model[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 83 (12):1779-1817(in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Zheng Y C, Yang Z M and Yang Z S. 2012. Metallogenesis of continental collision setting: Part I. Gangdese cenozoic porphyry Cu-Mo systems in Tibet[J]. *Mineral Deposits*, 31(4):647-670(in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Zheng Y C and Geng Y S. 2015. Metallic refertilization of lithosphere along cratonic edges and its control on Au, Mo and REE ore systems[J]. *Mineral Deposits*, 34(4):641-674(in Chinese with English abstract).
- Hu R Z, Burnard P G, Turner G and Bi X W. 1998. Helium and argon isotope systematics in fluid inclusions of Machangqing copper deposit in West Yunnan Province, China[J]. *Chemical Geology*, 146 (1): 55-63.
- Huang X L, Niu Y, Xu Y G and Yang Q J. 2010. Mineralogical and geochemical constraints on the petrogenesis of Post-collisional potassic and ultrapotassic rocks from western Yunnan, SW China[J]. *Journal of Petrology*, 51(8): 1617-1654.
- Imai A. 2002. Metallogenesis of porphyry Cu deposits of the western Luzon Arc, Philippines: K-Ar ages, SO_3 contents of microphenocrystic apatite and significance of intrusive rocks[J]. *Resource Geology*, 52(2): 147-161.
- Keppler H. 1996. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids[J]. *Nature*, 380(6571): 237-240.
- Kogiso T, Tatsumi Y and Nakano S. 1997. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 1. Experiments and implications for the origin of ocean island basalts[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997: 193-205.
- Lu Y J, Robbert K, Campbell M T, Li Z X, Hart C J R, Cawood P A and Hou Z Q. 2013a. Geochemical, Sr-Nd-Pb, and zircon Hf-O isotopic compositions of Eocene-Oligocene shoshonitic and potassic adakite-like felsic intrusions in western Yunnan, SW China: Petrogenesis and tectonic implications[J]. *Journal of Petrology*, 54 (7): 1309-1348.
- Lu Y J, Kerrich R, Kemp A I S, McCuaig T C, Hou Z Q, Hart C J R, Li Z X, Cawood P A, Bagas L and Yang Z M. 2013b. Intracontinental Eocene-oligocene porphyry Cu mineral systems of Yunnan, western Yangtze Craton, China: Compositional characteristics, sources, and implications for continental collision metallogeny[J]. *Econ. Geol.*, 108(7): 1541-1576.
- Lu Y J, McCuaig T C, Li Z X, Jouedan F, Hart C J R, Hou Z Q and Tang S H. 2015. Paleogene post-collisional lamprophyres in western Yunnan, western Yangtze Craton: Mantle source and tectonic implications[J]. *Lithos*, 139-161.
- Liu J W. 2020. Typomorphism and significance of apatite from the granite in Jiadong and Xiaoqinling regions (Master's dissertation)[D]. Dissertation Supervisor: Li S R. Beijing: China University of Geosciences (in Chinese with English abstract).
- Pan L C, Hu R Z, Wang X S, Bi X W, Zhu J J and Li C S. 2016. Apatite trace element and halogen compositions as petrogenetic-metallogenic indicators: Examples from four granite plutons in the Sanjiang region, SW China[J]. *Lithos*, 254-255: 118-130.
- Pan Y and Fleet M E. 2002. Compositions of the apatite-group minerals: Substitution mechanisms and controlling factors[J]. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 48(1): 13-49.
- Qi Y L. 2018. A probe into the geological feature and genesis of Laojiezi Pb deposit in Yaoan, Yunnan[J]. *Yunnan Geology*, 37(3):320-324(in Chinese with English abstract).
- Qian X G and Li Z W. 2000. Geological and geochemical characteristics of the Yao'an gold ore deposit in Central Yunnan[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, (Supp.):31-36(in Chinese with English abstract).
- Richards J P, Spell T L, Rameh E, Raziq A and Fletcher T. 2002. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: Examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan[J]. *Econ. Geol.*, 107(2): 295-332.
- Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation[J]. *Econ. Geol.*, 98(8): 1515-1533.
- Sha L and Chappell B W. 1999. Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(22): 3861-3881.
- Shen Y, Zheng Y C, Ma R, Zhang A P, Xu P Y, Wu C D and Wang Z X. 2018. Mineralogical characteristics of hornblendes and biotites in ore-forming porphyry from Machangqing Cu-Mo deposit in Yunnan Province and their significance[J]. *Mineral Deposits*, 37(4): 797-815(in Chinese with English abstract).
- Streck M J and Dilles J H. 1998. Sulfur evolution of oxidized arc magmas as recorded in apatite from a porphyry copper batholith[J]. *Geology*, 26(6): 523-526.
- Watson E B. 1980. Apatite and phosphorus in mantle source regions: An experimental study of apatite/melt equilibria at pressures to 25 kbar[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 51(2): 322-335.
- Xu X W, Cai X P, Xiao Q B and Peter S G. 2007. Porphyry Cu-Au and associated polymetallic Fe-Cu-Au deposits in the Beiya area, western Yunnan Province, South China[J]. *Ore Geology Reviews*, 31(1): 224-246.
- Zhang D H, Zhang W H and Xu G J. 2001. Exsolution and evolution of magmatic hydrothermal fluids and their constraints on the porphyry ore-forming system[J]. *Earth Science Frontiers*, 8(3): 193-202 (in Chinese with English abstract).
- Zhang R W, Peng J T, Xue C D, Xue L P and Xu H. 2019. Multi-stage exhumation and preservation of the Bengge Alkaline-related gold deposit in northwestern Yunnan Province, SW China: Evidence from apatite fission-track (AFT) thermochronology[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 43(5): 943-952(in Chinese with English abstract).
- Zhang Y Q and Xie Y W. 1997. Geochronology and Nd, Sr isotope characteristic of alkali rich intrusive rocks in Ailaoshan-Jinshajiang River[J]. *Science in China (Series D)*, 27(4): 289-293 (in Chinese

with English abstract).

Zhang Z, Huang Z L and Xu C. 2002. Sulfur isotope geochemistry of Yao'an gold deposit[J]. Mineral Deposits, 21(Supp.): 1102-1105 (in Chinese with English abstract).

Zhu X P, Mo X X, Noel C White, Sun M X and Zhao S L. 2012. Fluid inclusions of Habo porphyry Cu-(Mo-Au) deposit, Yunnan Province[J]. Mineral Deposits, 31(4): 839-849(in Chinese with English abstract).

Zhu X, Mo X, White N C, Bo Z, Sun M, Wang S, Zhao S and Yong Y. 2013. Petrogenesis and metallogenic setting of the Habo porphyry Cu-(Mo-Au) deposit, Yunnan, China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 66(8):188-203.

附中文参考文献

毕献武, 胡瑞忠, 彭建堂, 吴开兴, 苏文超, 战新志. 2005. 姚安和马厂箐富碱侵入岩体的地球化学特征[J]. 岩石学报, 21(1):113-124.

葛良胜, 郭晓东, 邹依林, 杨嘉禾, 李玉静. 2002. 云南姚安与富碱岩浆活动有关的金矿床地质及成因[J]. 地质与资源, 11(1):29-37.

侯增谦, 钟大赉, 邓万明. 2004. 青藏高原东缘斑岩铜钼金成矿带的构造模式[J]. 中国地质, 31(1):1-14.

侯增谦, 赵志丹, 高永丰, 杨志明, 江万. 2006. 印度大陆板片前缘撕裂与分段俯冲:来自冈底斯新生代火山-岩浆作用证据[J]. 岩石

学报, 22(4):761-774.

侯增谦, 杨志明. 2009. 中国大陆环境斑岩型矿床:基本地质特征、岩浆热液系统和成矿概念模型[J]. 地质学报, 83(12):1779-1817.

侯增谦, 郑远川, 杨志明, 杨竹森. 2012. 大陆碰撞成矿作用: I. 冈底斯新生代斑岩成矿系统[J]. 矿床地质, 31(4):647-670.

侯增谦, 郑远川, 耿元生. 2015. 克拉通边缘岩石圈金属再富集与金-钼-稀土元素成矿作用[J]. 矿床地质, 34(4):641-674.

刘嘉玮. 2020. 胶东和小秦岭花岗岩磷灰石标型特征及其地质意义(硕士学位论文)[D]. 导师:李胜荣. 北京:中国地质大学.

齐永荣. 2018. 云南姚安县老街子铅矿地质特征与成因探讨[J]. 云南地质, 37(3):320-324.

钱祥贵, 李志伟. 2000. 滇中姚安金矿床地质地球化学特征[J]. 大地构造与成矿学, 3(增):31-36.

沈阳, 郑远川, 马睿, 张爱萍, 徐培言, 吴昌烜, 王梓轩. 2018. 云南马厂箐铜钼矿成矿岩体的角闪石和黑云母矿物学特征及其意义[J]. 矿床地质, 37(4):797-815.

张德会, 张文淮, 许国建. 2001. 岩浆热液出溶和演化对斑岩成矿系统金属成矿的制约[J]. 地学前缘, 8(3):193-202.

张玉泉, 谢应雯. 1997. 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:地球科学, 27(4): 289-293.

张准, 黄智龙, 许成. 2002. 云南姚安金矿床硫同位素地球化学[J]. 矿床地质, 21(增):1102-1105.

祝向平, 莫宣学, Noel C White, 孙明祥, 赵思礼. 2012. 云南哈播斑岩铜-钼-金矿床流体包裹体研究[J]. 矿床地质, 31(4):839-849.