

文章编号: 1000-4734(2022)03-0295-20

滇中老街子 Pb-Ag 矿床粗面斑岩脉岩石成因: 来自锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素与岩石地球化学证据

黄仲金^{1,2,3}, 吴静^{1,2*}, 吴鹏^{1,2*}, 姜龙燕^{1,2}, 杨航^{1,2}

(1. 昆明理工大学 国土资源工程学院, 云南 昆明 650093; 2. 有色金属矿产地质调查中心 西南地质调查所, 云南 昆明 650093;

3. 中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550081)

摘要: 滇中老街子 Pb-Ag 矿床位于金沙江—哀牢山富碱斑岩成矿带内的姚安铅多金属成矿区。矿区出露正长斑岩脉、粗面斑岩脉、煌斑岩脉及白榴石斑岩脉等多种类型富碱岩脉, 与 Pb-Ag 矿(化)体在空间上密切共生。粗面斑岩脉为矿区内最为发育的富碱岩脉之一, 根据岩相学特征, 可分为斑晶以钠-透长石为主的 I 类和斑晶以透长石和黑云母为主的 II 类。本次工作对矿区粗面斑岩脉进行了锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄、Hf 同位素及岩石地球化学分析, 确定了其成岩年龄, 探讨了其成因机制。结果表明, 2 类粗面斑岩脉锆石 U-Pb 年龄不具明显差别, 分别为(32.32±0.2) Ma 和(32.43±0.4) Ma, 与区内粗面岩、正长斑岩成岩年龄以及 Pb-Ag 矿床成矿年龄一致。2 类粗面斑岩脉均属钾玄岩系列岩石, 相对富集 LILE 和 LREE、亏损 HFSE, 极低的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 (-13.55~-8.53), 指示岩浆源区主要为加厚下地壳, 混入了少量富集地幔组分。岩石为印-亚板块俯冲背景下, 青藏高原隆升引发岩石圈拆沉作用产物, 加厚下地壳和少量富集地幔部分熔融形成钾质岩浆, 晚碰撞阶段的剪切-走滑作用诱发岩浆上升侵位, 期间经历不同程度的岩浆演化, 最终形成 2 类粗面斑岩脉。

关键词: 粗面斑岩脉; 锆石 U-Pb 年龄; Hf 同位素; 岩石地球化学; 老街子 Pb-Ag 矿床

中图分类号: P595; P597 **文献标识码:** A **doi:** 10.16461/j.cnki.1000-4734.2022.42.032

第一作者: 黄仲金, 女, 1998 年生, 硕士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。E-mail: 2391013932@qq.com

Petrogenesis of the trachyte porphyry dike in the Laojiezi Pb-Ag deposit, central Yunnan: evidences from zircon U-Pb ages, Hf isotopes and petrogeochemistry

HUANG Zhong-jin^{1,2,3}, WU Jing^{1,2*}, WU Peng^{1,2*}, JIANG Long-yan^{1,2}, YANG Hang^{1,2}

(1. College of Land and Resources Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, China;

2. Southwest Institute of Geological Survey, Geological Survey Center for Non-ferrous Mineral Resources, Kunming 650093, China;

3. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China)

Abstract: The Laojiezi Pb-Ag deposit in the central Yunnan is located in the Yao'an lead polymetallic metallogenic district within the Jinshajiang—Ailaoshan alkali-rich porphyry metallogenic belt. Various types of alkali-rich dikes, such as syenite porphyry dikes, trachyte porphyry dikes, lamprophyre dikes, and leucite porphyry dikes, are exposed in the district. They are closely related to the Pb-Ag mineralized bodies in space. The trachyte porphyry dike is one of the mostly developed alkali-rich dikes in the deposit. According to the petrographic characteristics, it can be classified into two types including the Type I whose major phenocrysts are of sodium-sanidine and Type II whose major phenocrysts are of sanidine and biotite. The zircon LA-ICP-MS U-Pb ages and Hf isotopes and petrogeochemistry of the trachyte porphyry dikes in

收稿日期: 2021-09-01

基金项目: 国家自然科学基金项目 (编号: 41102049); 云南省“万人计划”青年拔尖人才专项 (编号: YNWR-QNBJ-2018-272); 云南省矿产资源预测评价工程实验室 (2010); 云南省地质过程与矿产资源创新团队 (2012)

*通讯作者, E-mail: wujing0102@163.com; 76902594@qq.com

the deposit were investigated in this paper, in order to determine diagenetic ages and to discuss petrogenetic mechanism of the trachyte porphyry dikes. Our results suggest that the obviously similar zircon U-Pb ages of two types of trachyte porphyry dikes are 32.32 ± 0.2 Ma and 32.43 ± 0.4 Ma respectively, which are consistent with the diagenetic ages of the trachyte and syenite porphyry and the metallogenic age of the Pb-Ag deposit in the area. The two types of trachyte porphyry dikes belong to the shoshonite, with relatively enriched LILE and LREE, depleted HFSE, and extremely low $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values (-13.55—-8.53), indicating that its magma was mainly derived from the thickened lower crust mixed with a small amount of enriched mantle components. Trachyte porphyry dikes are products of lithosphere delamination caused by the uplifting of Qinghai-Tibet Plateau under the subduction background of the India plate toward the Eurasia plate. The potassium magma was originally formed by the partial melting the thickened lower crust mixed with small amounts of enriched mantle components. Secondly, the magma was uplifted due to the shear-strike-slip fault action in the late collision stage and had experienced variable degrees of evolution during its uplifting period. Finally, the evolved magma had emplaced to the shallow level to form two types of trachyte porphyry dikes in the area.

Keywords: trachyte porphyry dikes; zircon U-Pb ages; Hf isotope; petrogeochemistry; Laojiezi Pb-Ag deposit

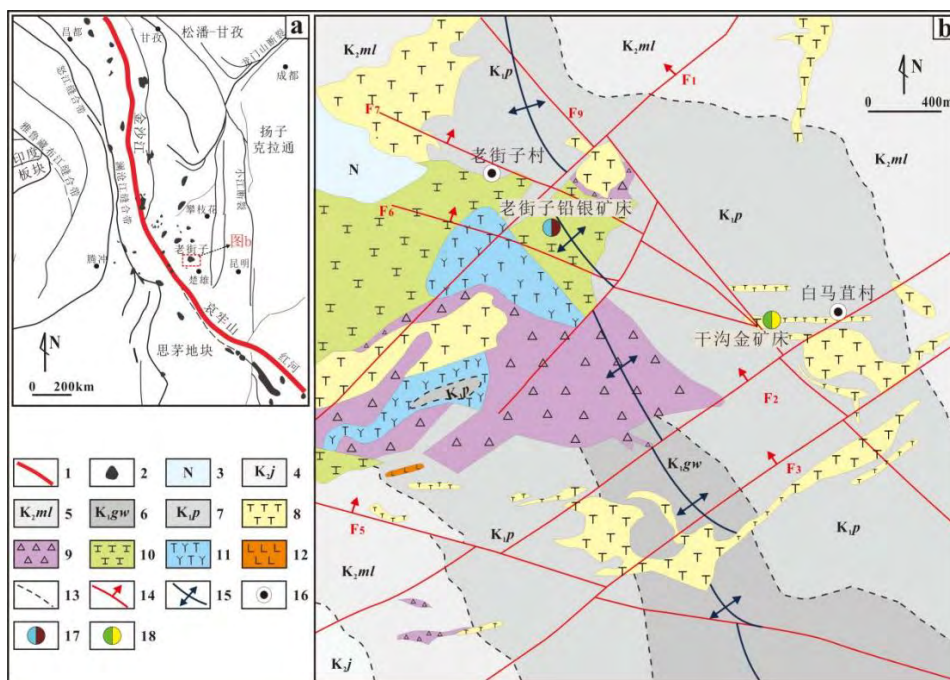
滇中姚安铅多金属成矿区位于哀牢山—金沙江新生代富碱斑岩成矿带中部, 矿区内富碱斑岩广泛分布, 与 Pb-Ag-Au (Cu) 多金属矿化具有密切的时空和成因联系^[1-15]。前人对矿区内富碱斑岩及其与成矿的关系开展了大量研究, 取得了一系列重要成果。研究表明姚安富碱斑岩成岩及矿床成矿时代均在 33 Ma 左右^[8,14,16-20], 与区域上富碱斑岩成岩时代 (30~40 Ma) 一致^[21-26]。矿区内富碱斑岩属钾玄岩系列岩石, 地球化学特征与滇西富碱斑岩类似, 均显示富轻稀土和大离子亲石元素而亏损 Ta、Nb、Ti 等高场强元素的特征, 多认为其起源于富集交代地幔^[4,6,27-34], 成岩过程中分异出的岩浆流体提供了矿床早期所必需的成矿流体^[1-3,9,13]。

老街子 Pb-Ag 矿床是姚安多金属成矿区近年来发现的中型浅成低温热液-斑岩型矿床, 伴生银矿^[12,35-36], 区内富碱岩脉广泛发育, 与矿化关系密切, 为重要的找矿标志之一, 按矿物组合可大致分为正长斑岩脉、粗面斑岩脉、煌斑岩脉及石榴石斑岩脉 (待发表)。关于富碱岩脉的成因及其与矿化的关系, 前人的研究中涉及较少, 从而制约了该矿床岩浆-成矿模式的建立, 影响了重要找矿信息的提取。本文以老街子 Pb-Ag 矿床中富碱粗面斑岩脉为研究对象, 在岩相学研究的基础上, 开展 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素组成和岩石地球化学分析, 以此确定粗面斑岩脉的形成时代, 探讨其源区性质、岩浆演化及成岩构造背景。

1 区域地质

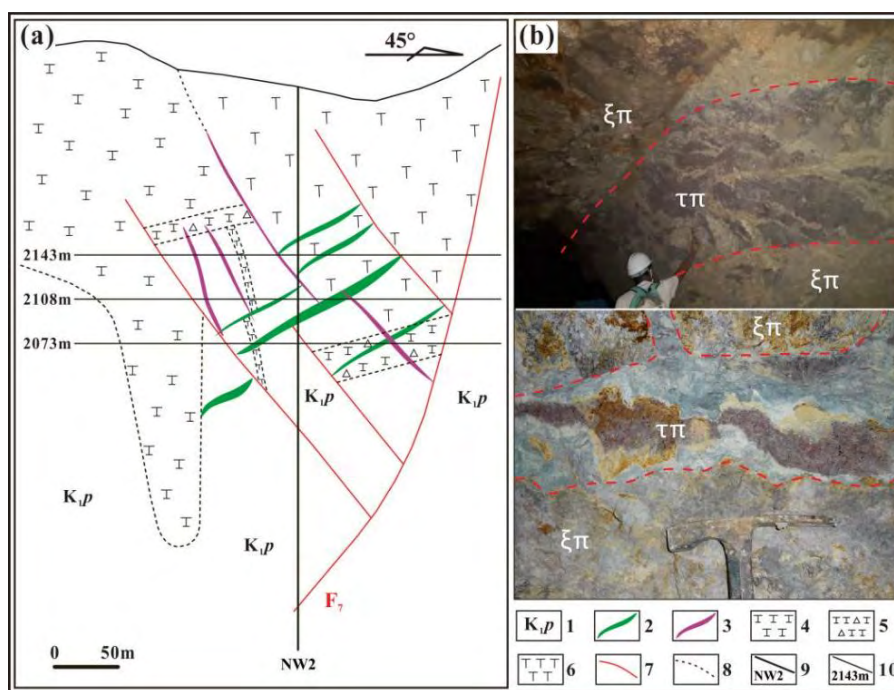
老街子 Pb-Ag 矿床位于云南楚雄盆地中部姚安铅多金属成矿区, 构造上处于东特提斯构造域藏东-滇西“三江”地区, 扬子地台西南缘凹陷带和哀牢山—金沙江断裂带东侧。新生代印度-欧亚板块碰撞导致青藏高原隆升形成了 NW-NNW 向的哀牢山—金沙江断裂带 (图 1a)^[37-38]。距今 30~40 Ma 左右, 沿该断裂带及其附近发生了大规模富碱岩浆活动及铜 (金) 多金属成矿作用, 从而形成了一条长达 1000 km、宽 50~80 km 的富碱斑岩成矿带, 老街子 Pb-Ag 矿床正处于该成矿带中段。

矿区出露地层主要为中生代下白垩统普昌河组 (K_{1p})、高峰寺组 (K_{1gw}) 和上白垩统江底河组 (K_{2j})、马头山组 (K_{2ml}), 以紫红色砂、泥岩为主。区内断裂构造较为发育, 以斜贯全区的 NE 向 F_1 、 F_2 、 F_3 等为主, 其次为 NWW 向 F_5 、 F_6 、 F_7 等和 NNW 向 F_9 (图 1b)。岩浆岩主要为一套以正长斑岩、粗面岩、火山角砾岩等为主的富碱火山-侵入杂岩体。其次发育多种岩石类型的岩脉, 按矿物组合可大致划分为正长斑岩脉、粗面斑岩脉、煌斑岩脉及石榴石斑岩脉, 其中粗面斑岩脉在矿床深部最为发育 (图 2a), 多呈脉状穿插于正长斑岩体内 (图 2b)。区内矿产种类丰富, 矿化类型多样, 以老街子 Pb-Ag 矿床和干沟金矿床为主。矿 (化) 体主要产于正长斑岩体内部, 并在粗面斑岩脉上叠加富。



1. 哀牢山—金沙江断裂带; 2. 富碱侵入岩; 3. 新近系 (N); 4. 上白垩统江底河组 (K_j); 5. 上白垩统马头山组 (K_{2ml}); 6. 下白垩统高峰寺组 (K_{1gw}); 7. 下白垩统普昌组 (K_p); 8. 正长斑岩群; 9. 火山角砾岩; 10. 粗面岩; 11. 假白榴石斑岩; 12. 煌斑岩; 13. 地层界线; 14. 断层; 15. 褶皱; 16. 行政村; 17. Pb-Ag 矿床; 18. Au 矿床

图1 哀牢山—金沙江富碱斑岩成矿带分布示意图 (a) 和姚安铅多金属矿区地质简图 (b) (底图据文献[18]修改)
Fig. 1. Schematic map showing the distribution of the Ailaoshan—Jinshajiang alkali-rich porphyry metallogenetic belt (a) and geological map for the Yao'an lead polymetallic metallogenetic district (b).



1. 下白垩统普昌组(K_p); 2. I类粗面斑岩脉; 3. II类粗面斑岩脉; 4. 粗面岩; 5. 含角砾粗面岩; 6. 正长斑岩; 7. 断层; 8. 岩性界线; 9. 勘探线及编号; 10. 2073 m/2108 m/2143 m 中段; $\xi\pi$. 正长斑岩; $\tau\pi$. 粗面斑岩

图2 老街子 Pb-Ag 矿床 NE5 号勘探线剖面图 (a) 和粗面斑岩脉野外照片 (b)

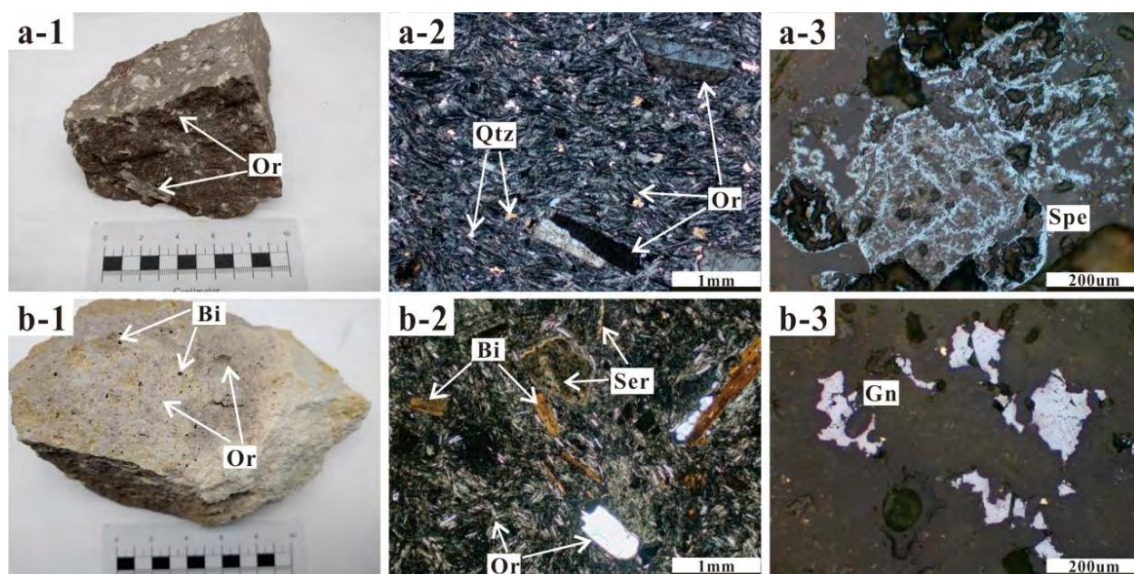
Fig. 2. The geological section along the No.5 exploration line for the Laojiezi Pb-Ag deposit (a) and field photos for trachyte porphyry dikes (b).

2 岩相学

老街子 Pb-Ag 矿床粗面斑岩脉最为发育，地表出露较少，坑道和钻孔中常见，呈脉状穿插于正长斑岩体内。根据空间分布、手标本特征和显微矿物组合，本文将粗面斑岩脉分为 2 类，即 I 类粗面斑岩脉和 II 类粗面斑岩脉。

1) I 类粗面斑岩脉：肉红色-浅黄色，多为 NE 向产出，脉宽 1~6 m 不等。斑状结构（图 3a-1），斑晶主要为正长石，颗粒较大，多呈宽板状，长轴 0.5~2.5 cm，含量约为 20%~35%，显微镜下可见卡斯巴双晶，偶见微的钾化和绢云母化现象，原位微区成分为钠-透长石。基质主要为长条状碱性长石（60%~75%）和石英（<3%），碱性长石微晶呈定向排列形成粗面结构（图 3a-2）。反射光下可见方铅矿化、镜铁矿化（图 3a-3）和黄铁矿化。

2) II 类粗面斑岩脉：浅紫色-灰色，多为 NW 向产出，脉宽 2 m 左右，斑状结构（图 3b-1），斑晶主要为正长石（10%~15%）、黑云母（5%~10%）及少量石英（<5%）。长石斑晶颗粒通常较小（2 mm×7 mm 左右），偶见大者可达 5 mm×30 mm，原位微区成分为透长石。显微镜下偶见长石的绢云母化，黑云母斑晶周围见磁铁矿暗化边，金属矿化周围见一圈石英颗粒硅化边。基质主要为长条状碱性长石（50%~60%）和石英（<3%），碱性长石微晶大体呈定向排列形成弱粗面结构（图 3b-2）。反射光下可见方铅矿化（图 3b-3）、镜铁矿化和黄铁矿化。



Bi. 黑云母; Or. 正长石; Qtz. 石英; Ser. 绢云母; Spe. 镜铁矿; Gn. 方铅矿

a-1. I 类粗面斑岩脉手标本，斑状结构，块状构造，斑晶为正长石；a-2. 正交偏光下长石微晶定向排列（粗面结构）；a-3. 反射光下镜铁矿；b-1. II 类粗面斑岩脉手标本，斑状结构，块状构造，斑晶为正长石和黑云母；b-2. 正交偏光下长石微晶大致定向（弱粗面结构）；b-3. 反射光下方铅矿

图 3 I 类粗面斑岩脉 (a) 与 II 类粗面斑岩脉 (b) 手标本及镜下照片

Fig. 3. Photos and micrographs of hand specimens for Type I (a) and Type II (b) trachyte porphyry dikes.

3 样品采集与分析方法

5 件粗面斑岩脉的新鲜岩石样品采自老街子 Pb-Ag 矿床 2050~2089 m 中段，主、微量元素分析均在西北有色地质研究院测试中心（西安）完成。对 2 类粗面斑岩脉（WJ-14-2 和 WJ-3）中的锆石进行了 U-Pb 定年、Hf 同位素分析及微量元素分析测试，锆石分选在廊坊市拓轩岩矿检测服务有限公司完成，锆石制靶、阴极发光、稀土元素、U-Pb 定年和 Hf 同位素分析均在北京燕都中实测试技术有限公司完成。

3.1 岩石主、微量元素

主量元素采用氧化物化学全分析法测试, 高含量微量元素用 ICP-AES 测定, 低含量微量元素用 ICP-MS 测定, As、Sb、Bi、Hg 用原子荧光法测定, 分析精度 < 5%, 测试方法成熟, 数据准确可靠, 详细的分析流程参见文献[39]。

3.2 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年

分析仪器为 Brook M90 型 ICP-MS 及与之配套的 New Wave UP213 激光剥蚀系统, 测试中以 He 作为载气, 频率为 10 Hz, 激光剥蚀束斑直径为 25 μm , 本次剥蚀采用测试类型为带微量元素测试。每测试 5~10 个样品点前后重复 2 组锆石标样 91500 对样品进行校正, 同时测量一颗标准锆石 Plesovice 观察仪器运行状态以保证测试精确度, 详细仪器分析过程见文献[40]。对实验数据的处理(仪器信号选择、仪器灵敏度漂移校正、定量计算)采用软件 ICP MS Data Cal 4.3 完成, 详细的实验过程与数据处理方法见文献[41], 锆石谐和年龄图的绘制利用 Isoplot 3.0 软件完成[42]。

3.3 锆石 Hf 同位素

在锆石 U-Pb 测年的基础上, 选择谐和度较好的年龄点, 在与年龄点环带趋势一致的微区圈定 Hf 同位素点位。锆石 Hf 同位素分析利用 Neptune 型 MC-ICP-MS 完成, 根据锆石大小, 剥蚀直径 35~50 μm 不等, 激光剥蚀点靠近 U-Pb 年龄测定点, 仪器运行条件及详细测试流程参考文献[43]。 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 计算采用衰变常数 $\lambda=1.867\text{E}-11$ [44], $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}=0.0332$, $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR},0}=0.282772$ [45], 亏损地幔模式年龄 (T_{DM1}) 计算采用 $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}=0.0384$, $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}=0.28325$ [46], 二阶段 Hf 模式年龄 (T_{DM2}) 计算时, 平均地壳的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值为 0.015[47]。

4 分析结果

4.1 锆石 U-Pb 年龄

1) WJ-14-2 (I 类粗面斑岩脉): 锆石自形程度较高, 大多角棱比较明显, 呈长柱状, 少量因锆石破碎呈短柱状或等粒状, 粒径 50~150 μm , 长宽比为 1:1~3:1, CL 图像上大部分锆石可见清晰的岩浆震荡韵律环带结构, 显示为典型的岩浆锆石(图 4a)。锆石的稀土元素(REE)球粒陨石标准配分模式为轻稀土(LREE)亏损、重稀土(HREE)极度富集, 强烈 Ce 正异常、轻微 Eu 负异常(图 5a), 为岩浆锆石 REE 配分模式典型特征[48]。23 颗锆石的 $w(\text{Th})$ 为 $278\times 10^{-6}\sim 1656\times 10^{-6}$, $w(\text{U})$ 为 $204\times 10^{-6}\sim 835\times 10^{-6}$, Th/U 比值为 1.18~1.98(表 1), 通常岩浆锆石的 $\text{Th}/\text{U}>0.6$ [49-50], 暗示锆石为岩浆结晶作用形成。23 颗锆石分析点获得的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄数据集中在 31.30~33.15 Ma 之间, 数据点分布于一致曲线上或其附近(图 6a), 所有数据点给出的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和年龄为 $(32.36\pm 0.1)\text{Ma}$ ($n=23$, $\text{MSWD}=1.6$), 与加权平均年龄 $(32.32\pm 0.2)\text{Ma}$ ($n=23$, $\text{MSWD}=0.56$) 误差范围内一致, 代表 I 类粗面斑岩脉的形成年龄。

2) WJ-3 (II 类粗面斑岩脉): 锆石的矿物学、CL 图像(图 4b)和稀土元素配分模式(图 5b)均与样品 WJ-14-2 (I 类粗面斑岩脉)相似, 具有典型岩浆锆石特征。7 颗锆石的 $w(\text{Th})$ 为 $557\times 10^{-6}\sim 1390\times 10^{-6}$, $w(\text{U})$ 为 $372\times 10^{-6}\sim 823\times 10^{-6}$, Th/U 比值为 1.24~1.76(表 1), 符合岩浆锆石 $\text{Th}/\text{U}>0.6$ 的判别标准, 同样表明锆石为岩浆结晶作用形成[49-50]。7 颗锆石分析点获得的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄数据集中在 32.06~32.72 Ma 之间, 数据点分布于一致曲线上或其附近(图 6b), 所有 8 个数据点给出的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和年龄为 $(32.39\pm 0.2)\text{Ma}$ ($n=8$, $\text{MSWD}=0.17$), 与加权平均年龄 $(32.43\pm 0.4)\text{Ma}$ ($n=8$, $\text{MSWD}=0.19$) 误差范围内一致, 代表 II 类粗面斑岩的形成年龄。

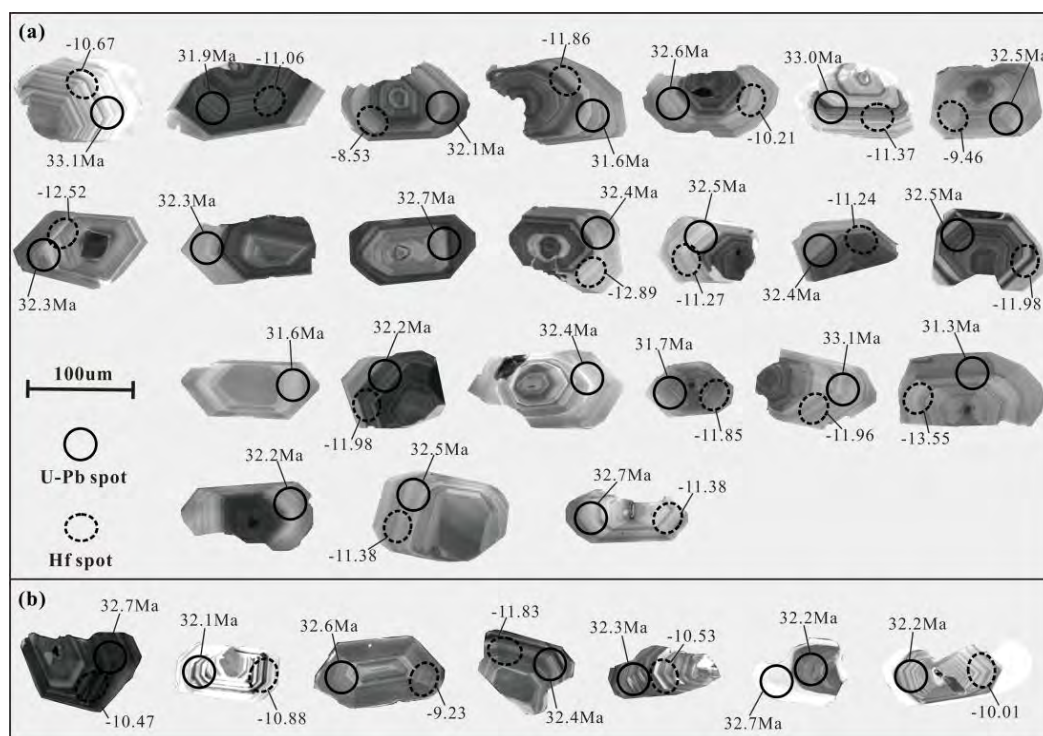


图 4 I 类粗面斑岩脉 (a) 与 II 类粗面斑岩脉 (b) 中锆石 CL 图像

Fig. 4. Cathodoluminescence images with LA-ICP-MS U-Pb ages and Hf isotopic data for zircon crystals from Type I (a) and Type II (b) trachyte porphyry dikes.

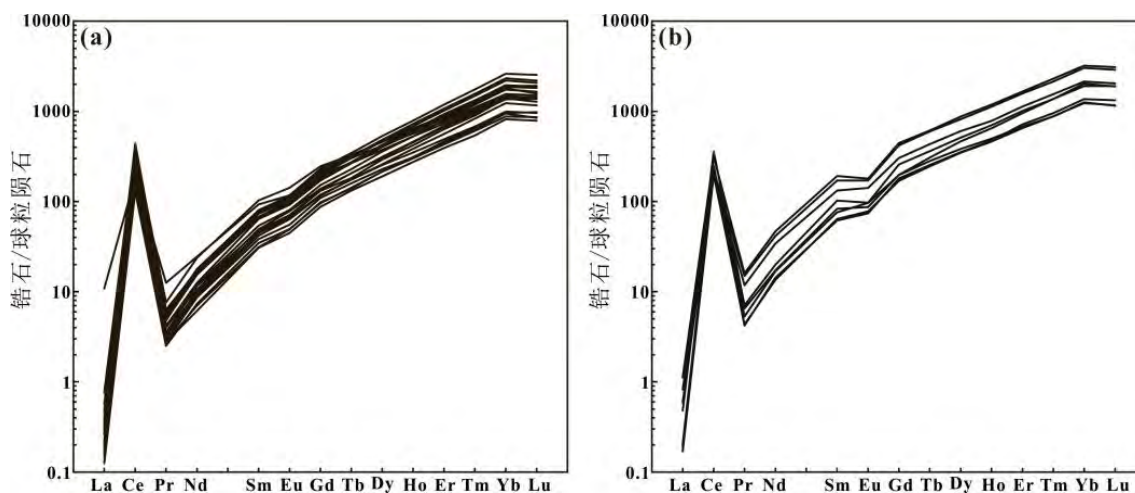


图 5 I 类粗面斑岩脉 (a) 与 II 类粗面斑岩脉 (b) 锆石稀土元素球粒陨石标准化配分模式图 (标准化值据文献[51])

Fig. 5. Chondrite-normalized REE patterns for zircons from Type I (a) and Type II (b) trachyte porphyry dikes.

4.2 锆石 Hf 同位素

在 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年基础上, 对相同锆石颗粒进行了 Hf 同位素组成原位分析, 其中 I 类粗面斑岩脉(WJ-14-2)18 个测点、II 类粗面斑岩脉(WJ-3)6 个测点, 分析结果见表 2。锆石的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值在 0.000665~0.001955 之间, 所有比值均小于 0.002, 显示锆石形成后较低的放射性成因 Hf 的累积, 所测 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值可代表岩石形成时体系的 Hf 同位素组成^[52]。I 类粗面斑岩脉(WJ-14-2)的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值范围为 0.282370~0.282512, 平均值为 0.282431, 根据相同锆石获得的原位年龄校正计算, 锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 -13.55~-8.53, 对应二阶段 Hf 模式年龄为 1654~1972 Ma。II 类粗面斑岩脉(WJ-3)的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$

值范围为 0.282418~0.282492, 平均值为 0.282456, 根据相同锆石获得的原位年龄校正计算, 锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 -11.83~-9.23, 对应二阶段 Hf 模式年龄为 1699~1864 Ma (图 7)。

表 1 老街子 Pb-Ag 矿床粗面斑岩脉中锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄分析结果

Table 2. Analytical results of the LA-ICP-MS U-Pb dating of zircons from trachyte porphyry dikes of the Laojiezi Pb-Ag deposit

测点号	$w_{\text{B}}/10^{-6}$			Th/U	同位素比值						年龄/Ma				谐和度
	U	Th	Pb		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	
WJ-14-2 (I 类粗面斑岩脉)															
1	352	513	2.93	1.32	0.0492	0.0030	0.0331	0.0019	0.0052	0.0002	33.0	1.86	33.13	1.10	99.73%
2	278	415	2.24	1.34	0.0468	0.0038	0.0304	0.0022	0.0050	0.0001	30.4	2.14	31.87	0.84	95.07%
3	269	431	2.17	1.43	0.0467	0.0031	0.0321	0.0023	0.0050	0.0001	32.1	2.26	32.07	0.79	99.85%
4	295	389	2.17	1.18	0.0471	0.0030	0.0315	0.0021	0.0049	0.0001	31.4	2.02	31.56	0.62	99.64%
5	803	1355	6.71	1.50	0.0468	0.0019	0.0321	0.0012	0.0051	0.0001	32.1	1.15	32.57	0.45	98.47%
6	467	796	3.78	1.51	0.0486	0.0033	0.0340	0.0022	0.0051	0.0001	33.9	2.20	32.96	0.85	97.16%
7	436	651	3.40	1.34	0.0478	0.0028	0.0328	0.0019	0.0051	0.0001	32.8	1.84	32.50	0.54	99.06%
8	257	372	2.20	1.32	0.0484	0.0041	0.0336	0.0030	0.0050	0.0001	33.6	2.96	32.33	0.87	96.23%
9	424	765	3.54	1.62	0.0483	0.0026	0.0329	0.0017	0.0050	0.0001	32.9	1.68	32.35	0.54	98.34%
10	662	1435	6.10	1.96	0.0489	0.0021	0.0341	0.0014	0.0051	0.0001	34.0	1.39	32.73	0.58	96.12%
12	599	1125	5.11	1.66	0.0513	0.0024	0.0351	0.0015	0.0050	0.0001	35.0	1.47	32.44	0.49	92.63%
13	293	487	2.36	1.48	0.0475	0.0033	0.0323	0.0021	0.0051	0.0001	32.3	2.06	32.50	0.54	99.31%
14	672	1304	5.63	1.75	0.0455	0.0022	0.0310	0.0015	0.0050	0.0001	31.0	1.44	32.38	0.58	95.53%
15	354	570	2.89	1.45	0.0500	0.0031	0.0348	0.0021	0.0051	0.0001	34.7	2.06	32.49	0.61	93.62%
16	618	1161	5.34	1.70	0.0500	0.0024	0.0332	0.0015	0.0049	0.0001	33.2	1.44	31.56	0.50	95.05%
17	822	1656	7.15	1.82	0.0471	0.0019	0.0324	0.0013	0.0050	0.0001	32.4	1.31	32.22	0.58	99.47%
18	748	1594	6.45	1.88	0.0475	0.0018	0.0325	0.0012	0.0050	0.0001	32.5	1.15	32.35	0.48	99.61%
19	299	458	2.20	1.36	0.0476	0.0035	0.0319	0.0023	0.0049	0.0001	31.9	2.24	31.72	0.58	99.52%
20	491	1078	4.09	1.89	0.0497	0.0042	0.0348	0.0028	0.0052	0.0001	34.8	2.73	33.15	0.75	95.31%
21	204	278	1.54	1.24	0.0470	0.0049	0.0325	0.0036	0.0049	0.0001	32.5	3.52	31.30	0.65	96.29%
23	835	1639	7.29	1.77	0.0488	0.0021	0.0334	0.0013	0.0050	0.0001	33.3	1.29	32.23	0.42	96.71%
24	223	341	1.71	1.37	0.0483	0.0032	0.0332	0.0022	0.0051	0.0001	33.2	2.15	32.50	0.55	98.01%
25	689	1408	6.14	1.98	0.0463	0.0021	0.0325	0.0016	0.0051	0.0001	32.5	1.59	32.69	0.39	99.49%
WJ-3 (II 类粗面斑岩脉)															
2	417	734	3.60	1.76	0.0493	0.0031	0.0339	0.0020	0.0051	0.0001	33.8	1.97	32.72	0.82	96.80%
8	448	557	3.28	1.24	0.0504	0.0031	0.0335	0.0019	0.0050	0.0001	33.5	1.82	32.06	0.60	95.70%
9	414	607	3.20	1.47	0.0467	0.0025	0.0327	0.0019	0.0051	0.0001	32.7	1.85	32.62	0.58	99.80%
10	542	797	4.42	1.47	0.0431	0.0026	0.0289	0.0016	0.0050	0.0001	29.0	1.60	32.41	0.82	88.10%
13	372	569	2.87	1.53	0.0473	0.0036	0.0320	0.0022	0.0050	0.0001	32.0	2.14	32.29	0.82	99.00%
18	723	1180	5.79	1.63	0.0457	0.0018	0.0320	0.0013	0.0051	0.0001	31.9	1.23	32.69	0.39	97.70%
19	573	898	4.33	1.57	0.0484	0.0035	0.0329	0.0021	0.0050	0.0001	32.8	2.09	32.21	0.86	98.10%
21	823	1390	6.55	1.69	0.0475	0.0018	0.0327	0.0011	0.0050	0.0001	32.6	1.11	32.25	0.39	98.80%

4.3 岩石地球化学

本文分析了老街子 Pb-Ag 矿床 3 件 I 类粗面斑岩脉和 2 件 II 类粗面斑岩脉的主量、微量和稀土元素含量 (表 3)。为便于对比, 同时收集整理了前人对矿区粗面斑岩、粗面岩和正长斑岩的岩石地球化学分析结果^[6,32,53,59], 进行投图。

4.3.1 主量元素

矿区 I 类粗面斑岩脉的 $w(\text{SiO}_2)$ 为 63.66%~66.12%、 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为 16.05%~17.52%、 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 为 2.46%~5.00%、 $w(\text{K}_2\text{O})$ 为 9.82%~13.75%、 $w(\text{Na}_2\text{O})$ 为 0.55%~2.78%; II 类粗面斑岩脉具有相对较低

的 $w(\text{SiO}_2)$ (55.83%~62.54%) 和 $w(\text{K}_2\text{O})$ (8.66%~10.91%), 较高的 $w(\text{Na}_2\text{O})$ (1.26%~4.20%) 和范围较宽的 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ (15.96%~18.46%) 和 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ (1.39%~8.34%)。2 类粗面斑岩脉的其他氧化物含量较低, 也存在一定差别, I 类的 $w(\text{TiO}_2)$ 、 $w(\text{MgO})$ 、 $w(\text{CaO})$ 和 $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 均相对低于 II 类相应氧化物含量, 如前者 $w(\text{TiO}_2)$ 和 $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 分别为 0.21%~0.27% 和 0.06%~0.13%, 后者则分别为 0.60%~0.66% 和 0.17%~0.31%。此外, I 类挥发份 (LOI) 含量相对低于 II 类, 分别为 0.48%~1.83% 和 1.51%~4.30%, 这可能与后者含有较多黑云母斑晶有关。

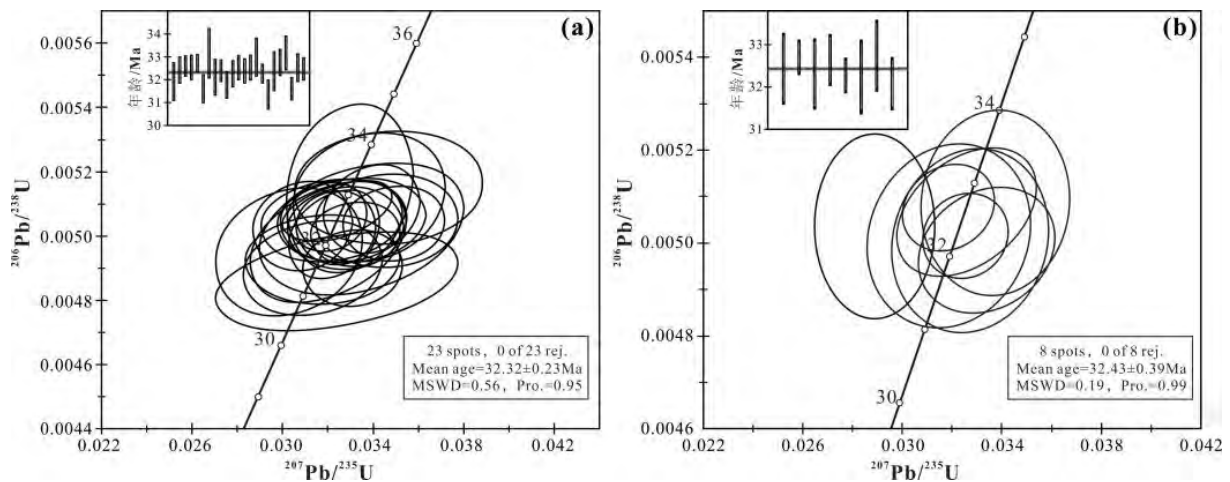
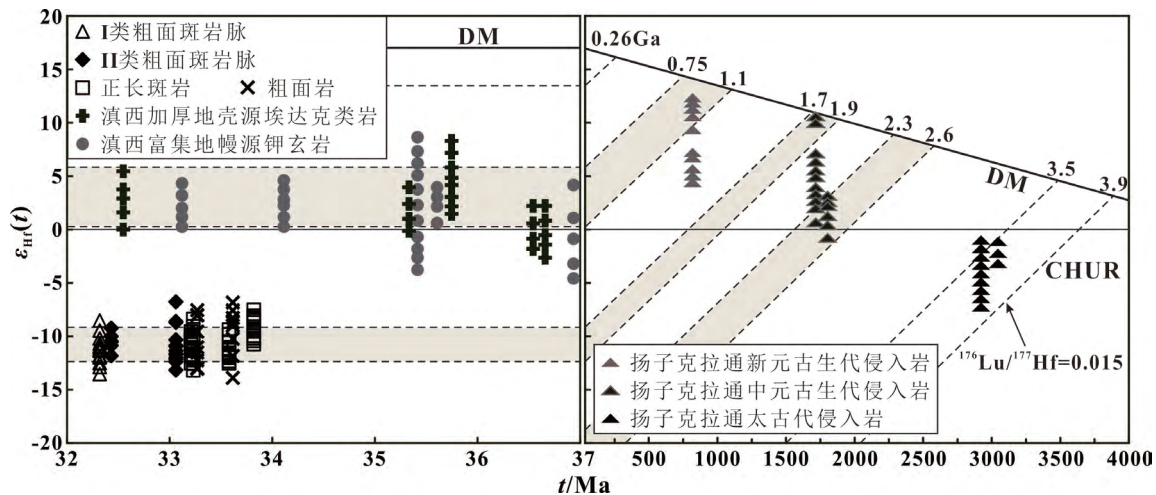


图 6 老街子 Pb-Ag 矿床粗面斑岩脉 (a, I 类; b, II 类) 锆石 U-Pb 年龄谱和图

Fig. 6. The concordia diagrams of U-Pb ages for zircons from Type I (a) and Type II (b) trachyte porphyry dikes from the Laojiezi Pb-Ag deposit.



正长斑岩锆石数据引自文献[32, 53]; 粗面岩锆石数据引自文献[54]; 滇西加厚地壳源埃达克岩和富集地幔源钾玄岩锆石数据引自文献[31]; 扬子克拉通新元古代侵入岩锆石数据引自文献[55-56]; 元古代侵入岩锆石数据引自文献[57]; 太古代侵入岩锆石数据引自文献[58]

图 7 老街子 Pb-Ag 矿床粗面斑岩脉锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ - t 图解

Fig. 7. Diagram of $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. t for zircons from trachyte porphyry dikes from the Laojiezi Pb-Ag deposit.

矿区粗面斑岩脉明显特征是富碱和高钾, I 类和 II 类的 $w(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ 分别为 12.41%~14.35% 和 10.86%~12.86%; $w(\text{K}_2\text{O}) > w(\text{Na}_2\text{O})$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值分别在 3.54~22.99 和 2.06~8.68 之间。在火成岩 TAS 图解中 (图 8a), 2 类粗面斑岩脉样品点均落于碱性系列的正长岩 (粗面岩) 范围内; 在 SiO_2 - K_2O 图解中 (图 8b), 全部样品落在橄榄安粗岩系的钾玄岩系列区域。在 Hark 图解上 (图 9), 矿区粗面岩和正长斑岩的 $w(\text{TiO}_2)$ 、 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{MgO})$ 、 $w(\text{CaO})$ 和 $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 随着 $w(\text{SiO}_2)$ 的增长呈明显

下降趋势。I 类粗面斑岩脉仅有 ${}^T\text{Fe}_2\text{O}_3$ 与 SiO_2 具明显负相关关系, 其余氧化物与 SiO_2 相关性不明显, 投影点相对集中, 位于粗面岩和正长斑岩的端元区域; II 类粗面斑岩脉的 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 、 $w({}^T\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{MgO})$ 、 $w(\text{CaO})$ 和 $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 与 $w(\text{SiO}_2)$ 表现出一定程度的负相关。

表 2 老街子 Pb-Ag 矿床粗面斑岩脉中锆石 Hf 同位素分析结果

Table 2. The analytical results of Hf isotopes for zircons from trachyte porphyry dikes from the Laojiezi Pb-Ag deposit

测点号	${}^{176}\text{Yb}/{}^{177}\text{Hf}$	${}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}$	${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}$	2σ	t/Ma	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	T_{DM1}/Ma	T_{DM2}/Ma	f_{LwHf}
WJ-14-2 (I 类粗面斑岩脉)									
1	0.038726	0.001285	0.282451	0.000018	33.1	-10.67	1141	1791	-0.96
2	0.022574	0.000744	0.282440	0.000018	31.9	-11.06	1140	1815	-0.98
3	0.037130	0.001182	0.282512	0.000018	32.1	-8.53	1052	1654	-0.96
4	0.038839	0.001265	0.282418	0.000018	31.6	-11.86	1187	1865	-0.96
5	0.034605	0.001149	0.282464	0.000018	32.6	-10.21	1119	1762	-0.97
6	0.059196	0.001955	0.282431	0.000017	33.0	-11.37	1190	1835	-0.94
7	0.050379	0.001653	0.282485	0.000018	32.5	-9.46	1103	1714	-0.95
8	0.045388	0.001517	0.282399	0.000019	32.3	-12.52	1222	1907	-0.95
12	0.045810	0.001557	0.282388	0.000017	32.4	-12.89	1238	1931	-0.95
13	0.033793	0.001130	0.282434	0.000018	32.5	-11.27	1160	1829	-0.97
14	0.022315	0.000756	0.282435	0.000017	32.4	-11.24	1148	1827	-0.98
15	0.029475	0.000984	0.282414	0.000017	32.5	-11.98	1184	1873	-0.97
17	0.039286	0.001324	0.282414	0.000020	32.2	-11.98	1194	1873	-0.96
19	0.032896	0.001079	0.282418	0.000019	31.7	-11.85	1181	1865	-0.97
20	0.040717	0.001382	0.282414	0.000019	33.1	-11.96	1196	1872	-0.96
21	0.020857	0.000702	0.282370	0.000018	31.3	-13.55	1236	1972	-0.98
24	0.019674	0.000667	0.282431	0.000019	32.5	-11.38	1151	1836	-0.98
25	0.021373	0.000719	0.282443	0.000016	32.7	-10.93	1135	1808	-0.98
WJ-3 (II 类粗面斑岩脉)									
2	0.027916	0.000910	0.282456	0.000018	32.7	-10.47	1122	1778	-0.97
8	0.034793	0.001158	0.282445	0.000017	32.1	-10.88	1145	1804	-0.97
9	0.041859	0.001391	0.282492	0.000019	32.6	-9.23	1086	1699	-0.96
10	0.019666	0.000665	0.282418	0.000017	32.4	-11.83	1168	1864	-0.98
13	0.037978	0.001222	0.282455	0.000017	32.3	-10.53	1133	1782	-0.96
21	0.040795	0.001366	0.282470	0.000020	32.2	-10.01	1117	1749	-0.96

注: $\epsilon_{\text{Hf}}(t)=10^4 \times \{[({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - ({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{S}} \times (e^{\lambda t} - 1)] / [({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} - ({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} \times (e^{\lambda t} - 1)] - 1\}$; $T_{\text{DM}}=1/\lambda \times \ln\{1 + [({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - ({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}] / [({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - ({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}]\}$; $T_{\text{DM2}}=T_{\text{DM}} - (T_{\text{DM}} - t) \times [(f_{\text{cc}} - f_{\text{s}}) / (f_{\text{cc}} - f_{\text{DM}})]$; $f_{\text{LwHf}} = ({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{S}} / ({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} - 1$; $({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{S}}$ 和 $({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{S}}$ 为样品测量值; $f_{\text{cc}} = [({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{mean crust}} / ({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}] - 1$; $f_{\text{s}} = f_{\text{LwHf}}$; $f_{\text{DM}} = [({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} / ({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}] - 1$; t : 锆石结晶年龄。

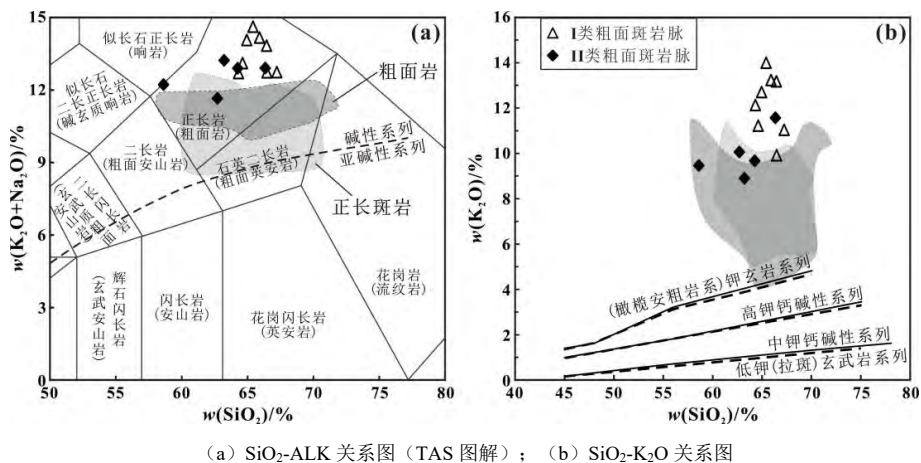


图 8 全岩地球化学分类图解 (正长斑岩、粗面岩及部分粗面斑岩脉数据引自文献[6,32,53,59])

Fig. 8. Geochemical classification diagrams for bulk rock samples of trachyte porphyry dikes.

表 3 老街子 Pb-Ag 矿床粗面斑岩脉主量 ($w_B/\%$)、微量、稀土元素 ($w_B/10^{-6}$) 含量

Table 4. Contents of major and trace elements and REE in samples of trachyte porphyry dikes from the Laojiezi Pb-Ag deposit

样品	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	^T Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	ALK	K/N	Mg [#]		
I 类	WJ-14	66.12	0.23	16.12	3.06	0.02	0.08	0.11	0.64	13.13	0.06	0.69	100.25	13.76	20.63	4.30	
	WJ-15	65.76	0.23	16.32	3.59	0.04	0.14	0.19	2.78	9.82	0.10	1.15	100.13	12.59	3.54	6.62	
	WJ-15-2	65.54	0.27	16.21	2.46	0.11	0.18	0.24	1.64	10.77	0.10	1.83	99.36	12.41	6.55	11.71	
II 类	WJ-3	61.74	0.66	17.62	2.46	0.10	0.29	0.55	3.09	9.31	0.29	1.78	97.90	12.40	3.01	17.45	
	WJ-11	62.54	0.63	16.84	1.39	0.02	0.20	0.31	1.26	10.91	0.19	2.52	96.81	12.17	8.68	20.78	
样品号	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr				
I 类	WJ-14	8.73	4.85	0.938	27.7	4.07	0.749	2.15	4.73	260	32.8	53.5	641	396			
	WJ-15	14.3	9.14	1.3	35.9	4.99	1.37	3.95	4.73	424	33.2	38.5	526	621			
	WJ-15-2	40.4	9	1.55	30.1	6.48	4.3	7.15	14.4	733	35	78.2	643	582			
II 类	WJ-3	10.4	3.81	4.33	64.3	7.11	6.73	8.52	20.6	317	23.3	60.8	402	2729			
	WJ-11	4.99	1.89	3.99	79.8	10.9	7.25	22.5	62.4	1044	17.9	43.5	413	1500			
样品	Zr	Nb	Mo	Sn	Sb	Cs	Ba	Hf	Ta	Hg	Tl	Pb	Bi	Th	U		
I 类	WJ-14	944	66.8	0.493	3.93	8.09	4.41	933	31.3	1.83	0.384	7.67	136	0.26	167	22.6	
	WJ-15	978	66.4	0.507	4.37	8.61	5.32	870	37.9	1.85	0.696	7.15	309	0.328	173	30.3	
	WJ-15-2	843	57.4	1.47	4.28	4.85	5.77	1753	34.2	1.64	1.81	10.34	5212	0.363	179	30	
II 类	WJ-3	685	40.1	2.5	3.82	7.19	8.6	5732	23.6	1.9	1.98	7.52	3459	0.176	54.1	6.92	
	WJ-11	756	38.1	2.28	4.2	9.19	4.42	5390	33.3	1.8	5.68	7.14	26140	0.069	27	4.17	
样品	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu			
I 类	WJ-14	199	323	27.3	72.4	8.8	2.05	7.95	0.884	4.39	0.779	2.57	0.404	3.06	0.428		
	WJ-15	197	316	26.8	72	8.63	2.05	7.79	0.866	4.3	0.769	2.55	0.411	3.1	0.448		
	WJ-15-2	184	294	24.9	68.9	8.21	2.07	7.36	0.835	4.26	0.76	2.5	0.402	3.02	0.438		
II 类	WJ-3	150	301	33.2	118	15.9	4.48	11.3	1.29	6	0.93	2.66	0.356	2.49	0.353		
	WJ-11	179	384	42.7	145	19.1	5.34	13.6	1.55	7.15	1.13	3.42	0.453	3.3	0.528		
样品	Y	ΣREE	LREE	HREE	LREE/HREE	(La/Yb) _N	δEu	δCe									
I 类	WJ-14	29.4	653	633	20.5	30.9	46.7	1.08									
	WJ-15	28.9	643	623	20.2	30.8	45.7	1.06									
	WJ-15-2	30	602	583	19.6	29.8	43.8	1.07									
II 类	WJ-3	30	648	623	25.4	24.5	43.2	1.05									
	WJ-11	39.6	807	776	31.2	24.9	39.1	1.08									

4.3.2 微量元素

矿区粗面斑岩脉过渡元素 (TME; Sc、V、Cr、Co 和 Ni) 含量较低, I 类的含量总体低于 II 类, 如 $w(V)$ 分别为 $12.7 \times 10^{-6} \sim 42.2 \times 10^{-6}$ 和 $55.1 \times 10^{-6} \sim 106 \times 10^{-6}$ 、 $w(Ni)$ 分别为 $2.15 \times 10^{-6} \sim 13.4 \times 10^{-6}$ 和 $8.52 \times 10^{-6} \sim 22.5 \times 10^{-6}$ 。2 类粗面斑岩脉大离子亲石元素 (LILE; Sr、Rb 和 Ba) 含量均具有较宽变化范围, I 类的 $w(Rb)$ ($526 \times 10^{-6} \sim 874 \times 10^{-6}$) 高于 II 类 ($242 \times 10^{-6} \sim 441 \times 10^{-6}$), $w(Sr)$ 和 $w(Ba)$ 明显低于 II 类, $w(Sr)$ 分别为 $222 \times 10^{-6} \sim 621 \times 10^{-6}$ 和 $1500 \times 10^{-6} \sim 2729 \times 10^{-6}$; $w(Ba)$ 分别为 $378 \times 10^{-6} \sim 1753 \times 10^{-6}$ 和 $3304 \times 10^{-6} \sim 5732 \times 10^{-6}$ 。2 类粗面斑岩脉高场强元素 (HFSE; Nb、Ta、Zr、Hf、Th 和 U) 含量相对稳定, I 类的含量相对高于 II 类, 如 $w(Nb)$ 分别为 $40.4 \times 10^{-6} \sim 68.9 \times 10^{-6}$ 和 $25.0 \times 10^{-6} \sim 40.1 \times 10^{-6}$ 、 $w(Th)$ 分别为 $77.9 \times 10^{-6} \sim 179 \times 10^{-6}$ 和 $27.0 \times 10^{-6} \sim 54.1 \times 10^{-6}$ 。

在原始地幔^[60]标准化的蛛网图中 (图 10a), 2 类粗面斑岩脉的其余微量元素含量均在矿区粗面岩和正长斑岩相应元素含量范围之内, 岩具有相似的微量元素配分模式, 与原始地幔相比, 明显富集大离子亲石元素 (LILE) 和轻稀土元素 (LREE), 而亏损高场强元素 (HFSE) 和重稀土元素 (HREE), Ta、Nb 和 Ti 显示“TNT”负异常。此外 I 类粗面斑岩脉的微量元素配分模式与其他类型岩石相比, 还出现明显的 Th 和 U 正异常、Ba 和 Sr 负异常 (图 10a)。

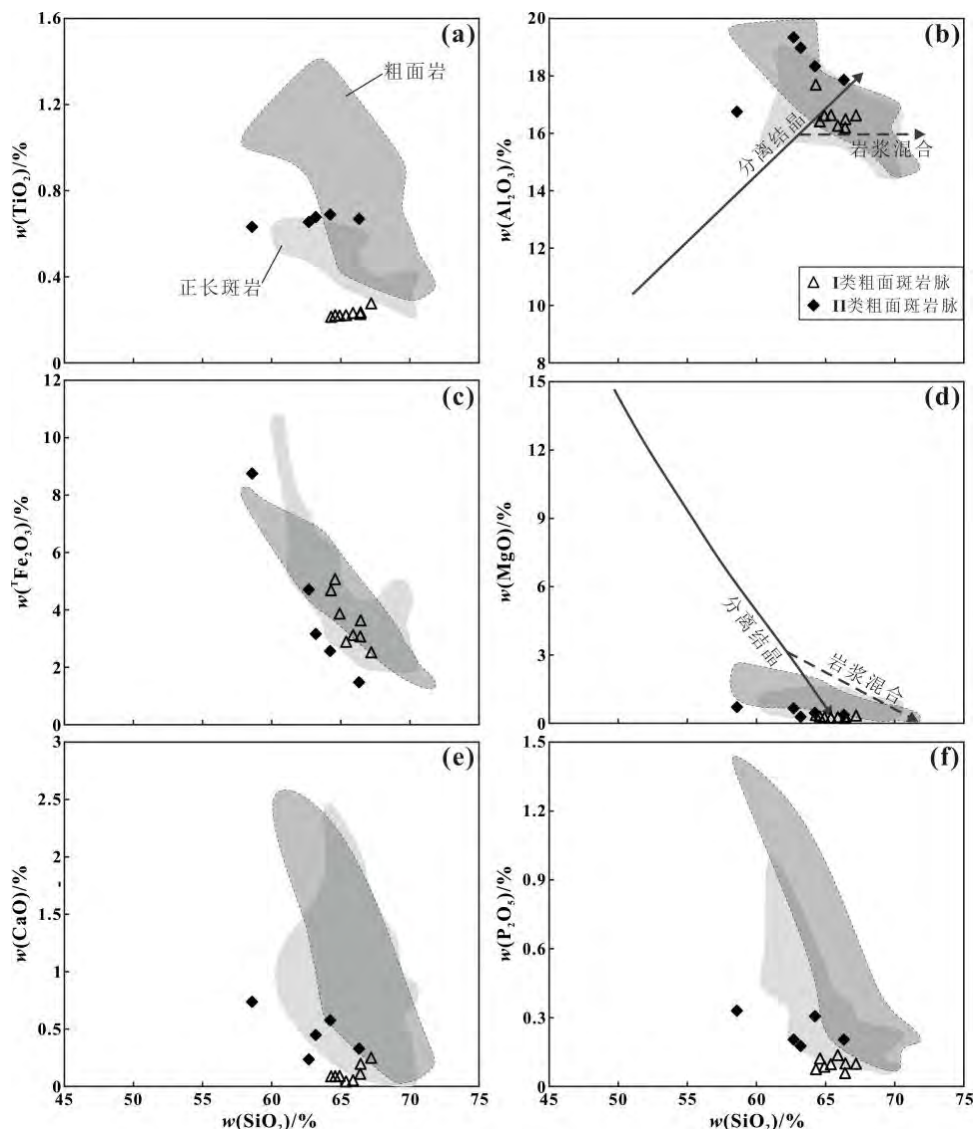


图 9 老街区 Pb-Ag 矿床粗面斑岩脉 Hark 图解 (数据来源同图 8)

Fig. 9. Hark diagrams for samples from trachyte porphyry dikes of the Laojiezi Pb-Ag deposit.

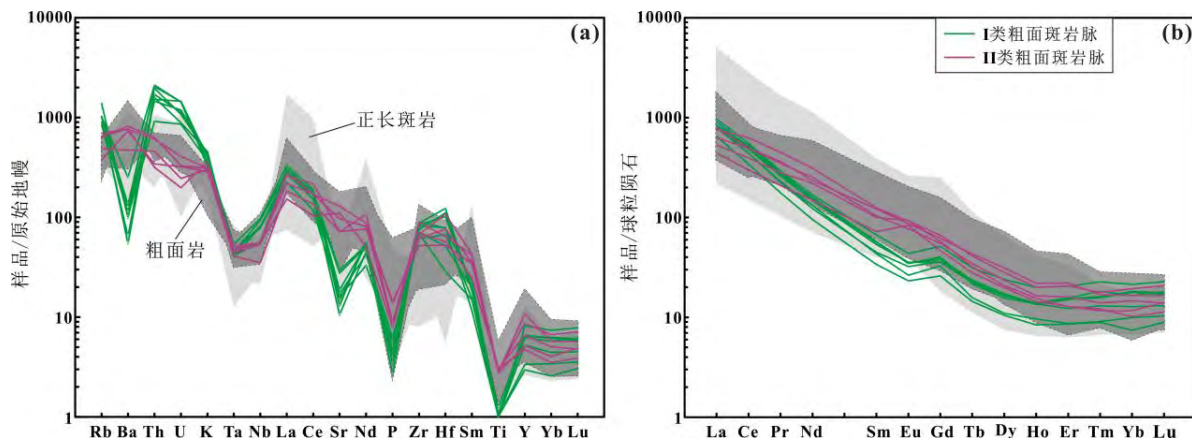


图 10 微量元素原始地幔标准化蛛网图 (a, 标准化值据文献[60]) 和稀土元素球粒陨石标准化配分模式图 (b, 标准化值据文献[51]) (正长斑岩、粗面岩及部分粗面斑岩脉数据引自文献[6,32,53,59])

Fig. 10. The primitive mantle-normalized trace element spidergrams (a) and chondrite-normalized REE patterns (b) for samples of trachyte porphyry dikes.

4.3.3 稀土元素

矿区 2 类粗面斑岩脉的稀土元素含量也相对稳定, I 类的 ΣREE 为 $443\times 10^{-6}\sim 713\times 10^{-6}$ 、LREE 为 $431\times 10^{-6}\sim 685\times 10^{-6}$ 、HREE 为 $12.2\times 10^{-6}\sim 27.1\times 10^{-6}$ 、LREE/HREE 为 25.3~38.4; II 类的 ΣREE 和 LREE 与 I 类相互重叠, 分别为 $415\times 10^{-6}\sim 807\times 10^{-6}$ 和 $394\times 10^{-6}\sim 776\times 10^{-6}$, 但 HREE 和 LREE/HREE 相对高于后者, 分别为 $21.0\times 10^{-6}\sim 31.2\times 10^{-6}$ 和 18.8~24.9。

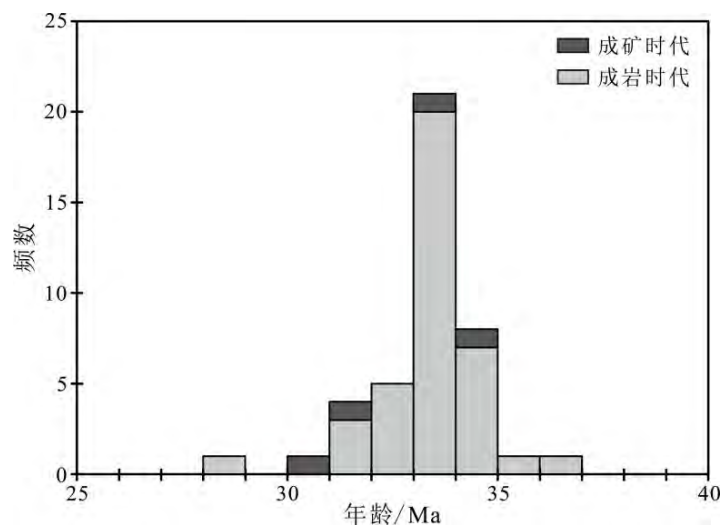
在球粒陨石^[51]标准化稀土元素配分模式图中(图 10b), 矿区 2 类粗面斑岩脉的稀土元素含量在矿区粗面岩和正长斑岩稀土元素含量范围之内, 具有相似的 LREE 富集型配分模式。I 类的 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为 43.8~87.2, Eu 弱负异常、 δEu 值为 0.703~0.814, Ce 异常不明显、 δCe 为 1.01~1.08; II 类的 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为 39.1~48.0, Eu 异常不明显到弱正异常、 δEu 值为 0.997~1.430, Ce 异常不明显、 δCe 为 0.92~1.08。

5 讨 论

5.1 成岩时代

关于区域富碱斑岩带上的岩体年龄测定, 前人已做了大量工作, 滇西北地区富碱岩体形成的时间跨度为 18.19~89.35 Ma, 大部分年龄数据集中在 20~50 Ma 的范围内^[7], 属喜山早中期产物。李光斗^[36]系统收集区域上的年龄数据后总结, 正长斑岩类的侵入时间(30~40 Ma) 总体稍晚于富碱花岗斑岩的侵入时间(46~50 Ma)。关于老街子 Pb-Ag 矿床中富碱岩脉的年代学研究还相对较少, 严清高^[53]³⁴采用锆石 SHRIMP U-Pb 测试, 得到正长斑岩脉的年龄为(33.23±0.27) Ma、(33.21±0.26) Ma、(33.58±0.28) Ma 和(33.42±0.28) Ma, 粗面斑岩脉的年龄为(33.06±0.34) Ma; 采用锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测试得到干沟金矿床煌斑岩脉的年龄为(31.12±0.88) Ma。罗晨皓^[32]²⁵和 Sun 等^[18]³²¹采用锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测试得到白榴石斑岩脉的年龄分别为(34.15±0.59) Ma、(32.47±0.39) Ma 和(34.1±0.3) Ma。本文通过锆石 LA-ICP-MS 分析法得到 2 类粗面斑岩脉的年龄分别为(32.32±0.2) Ma (I 类)、(32.43±0.4) Ma (II 类), 与同区域的粗面岩(33.97±0.56 Ma)^[32]²⁴、正长岩(34.9±2.2 Ma)^[6]¹²⁰及正长斑岩相比, 在误差范围内年龄一致。

对比同区域矿床成矿年龄, Zhou 等^[14]通过 LA-ICP-MS 获得姚安干沟金(铜)矿床中赤铁矿 U-Pb 年龄为(30.2±3.8) Ma; 江小均等^[8]通过 Re-Os 同位素成矿年代研究, 获得老街子 Pb-Ag 矿床辉钼矿 Re-Os 等时线年龄(33.71±0.29) Ma; 严清高^[53]³⁸获得老街子 Pb-Ag 矿床黄铁矿 Re-Os 等时线年龄为(34.7±4.7) Ma。姚安铅多金属成矿区富碱岩体成岩与矿床成矿时代一致(图 11), 表明成岩-成矿过程几乎是同时进行的, 应属同一期岩浆-构造热事件。侯增谦等^[61]认为始于 60 Ma 的印度大陆与亚洲大陆碰撞至少形成了 3 个重要的控矿构造单元, 即雅鲁藏布江以北的主碰撞变形带、雅鲁藏布江以南的藏



富碱斑岩年龄数据引自文献[4,6,16-20,31-33,36,53,62-64]; 成矿年龄数据引自文献[8,14,53];

图 11 姚安铅多金属成矿区富碱斑岩成岩-成矿年龄直方图
Fig. 11. Histogram of diagenetic ages for alkali-rich porphyries and metallogenic ages of lead polymetallic deposits in the Yao'an district.

南拆离-逆冲带和高原东缘的藏东构造转换带, 老街区 Pb-Ag 矿床成岩成矿则对应其中以发育大规模走滑断裂系统、大型剪切带、富碱斑岩带和走滑拉分盆地为特征的藏东构造转换带的始新世-渐新世压扭阶段 (28~40 Ma)^[23], 伴随大陆碰撞而产生的大规模走滑主要发生在“三江”地区, 控制了整个始新世-渐新世的富碱岩浆活动。

5.2 岩浆源区性质

关于粗面岩 (正长岩) 的源区主要有 2 种观点: 1) 源于下地壳的低程度部分熔融^[65-67]; 2) 源于幔源玄武质岩浆的低压分异结晶^[68-70]。邓晋福等^[71]将粗面岩 (正长岩) 分为 2 类: ① 低压粗面岩 (正长岩) 类, 在压力 $p < 1.5$ GPa 条件下, 由玄武质岩浆结晶分离出斜长石后演化、结晶形成的, 与岩浆平衡的液相线矿物主要是 Pl (\pm Cpx), 通常具有较大的负 Eu 异常; ② 高压粗面岩 (正长岩) 类, 形成于压力 $p > 1.5$ GPa 条件下, 与岩浆平衡的液相线矿物主要是榴辉岩相矿物, 因此通常没有或只有很弱的负 Eu 异常。本文粗面斑岩脉具有较高的 Sr/Y 比值 (7.36~107)、(La/Yb)_N 比值 (39.1~87.2) 和 (Ce/Yb)_N 比值 (25.8~44.2), $w(\text{Yb})$ 和 $w(\text{Y})$ 相对较低, 表明残余岩浆中含有石榴石, 岩浆的部分熔融应发生在相对高压条件下^[72-73]。同时 I 类粗面斑岩脉具弱 Eu 负异常, 而 II 类粗面斑岩脉及粗面岩、正长斑岩均无明显的负 Eu 异常, 也表明研究区粗面斑岩脉及粗面岩、正长斑岩属高压粗面岩 (正长岩) 类, 源区较深。Wyllie^[74-75]和邓晋福等^[76]根据岩石相平衡理论和实验岩石学研究指出, 在加厚的陆壳底部 (深度大于 50~60 km), 陆壳岩石局部熔融产生的低熔岩浆形成粗面岩 (正长岩)。

粗面斑岩脉总体富铝 ($w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为 16.05%~18.46%)、低镁 ($\text{Mg}^\#$ 值为 4.30~20.8, < 40), 与下地壳部分熔融岩浆类似^[77]。在 SiO_2 - $\text{Mg}^\#$ (图 12a) 和 SiO_2 - MgO (图 12b) 图解上, 粗面斑岩脉数据点主要落在靠近加厚下地壳和变玄武岩/榴辉岩熔体区域。同时低的 $w(\text{Cr})$ ($4.07 \times 10^{-6} \sim 52.8 \times 10^{-6}$)、 $w(\text{Ni})$ ($2.15 \times 10^{-6} \sim 22.5 \times 10^{-6}$) 以及较小的 Sm/Nd 比值 (0.109~0.170, < 0.3), 也反映岩浆主要来源于下地壳^[78], 在 SiO_2 -Ni (图 12c) 和 SiO_2 -Cr (图 12d) 图解上, 粗面斑岩脉数据点也基本落于加厚下地壳范围内。岩脉 Th/U 比值 (4.22~7.82) 与大陆地壳比值相近 (Th/U=6)^[79], 较低的 Nd/Th 比值 (I 类, 0.384~0.608; II 类, 2.12~5.39)、也明显区别于幔源岩石 (> 15), 而接近壳源岩石 (≈ 3)^[80]; 低的 Ti/Zr 比值 (I 类, 1.26~1.99; II 类, 3.67~6.17, < 20) 和 Ti/Y 比值 (I 类, 34.0~96.6; II 类, 74.7~183, < 200), 也显示为壳源特征^[81]。基于上述证据, 认为老街区 Pb-Ag 矿床粗面斑岩脉可能主要来源于加厚下地壳。

粗面斑岩脉中锆石的二阶段 Hf 模式年龄 (1654~1972 Ma) 均远大于锆石结晶年龄 (32 Ma), 同时还具有极低的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 (-13.55~-8.53) (图 7), 表明岩浆应源自中元古代时期的古老变质基底^[82]。研究区粗面斑岩脉与粗面岩、正长斑岩的 Hf 同位素组成类似, 应属同源产物, 且明显不同于典型的滇西加厚地壳源或富集地幔源岩类 (数据点分布在球粒陨石线附近) (图 7), 推测其可能并非单一的壳源成因, 而是遭受了一定程度的富集地幔物质混入。在 Al_2O_3 、 MgO 与 SiO_2 的关系图上 (图 9c、d), 数据点与岩浆混合趋势线更接近, 可能与壳-幔物质的混合有关。I 类粗面斑岩脉的 Rb/Sr 比值 (0.847~3.19) > 0.3 , 表现为以壳源为主, II 类粗面斑岩脉及粗面岩、正长斑岩的 Rb/Sr 比值集中在 0.038~0.474 (介于 0.03~0.3)^[60], 可能是受到了幔源组分的影响。I 类粗面斑岩脉的 Th/Ce 比值 (0.37~0.61) 与大陆地壳比值 (Th/Ce ≥ 0.2) 相对应^[79], 正长斑岩比值 (0.016~0.621) 则与之相近, II 类粗面斑岩脉和粗面岩比值 (0.070~0.197) < 0.2 , 也反映粗面斑岩脉及粗面岩、正长斑岩遭受了一定程度的地幔物质混染。

粗面斑岩脉具有高钾特征 (K_2O 含量为 8.66%~13.75%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 为 2.06~22.99), 且 K_2O 与 SiO_2 不具有相关性, 表明高钾是其固有特点, 反映岩浆源区富钾。较高的 Rb/Sr (0.147~3.19) (≥ 0.1) 和较低的 Ba/Rb (0.580~14.28) (< 20), 指示源区与富钾的含金云母地幔有关^[83]。

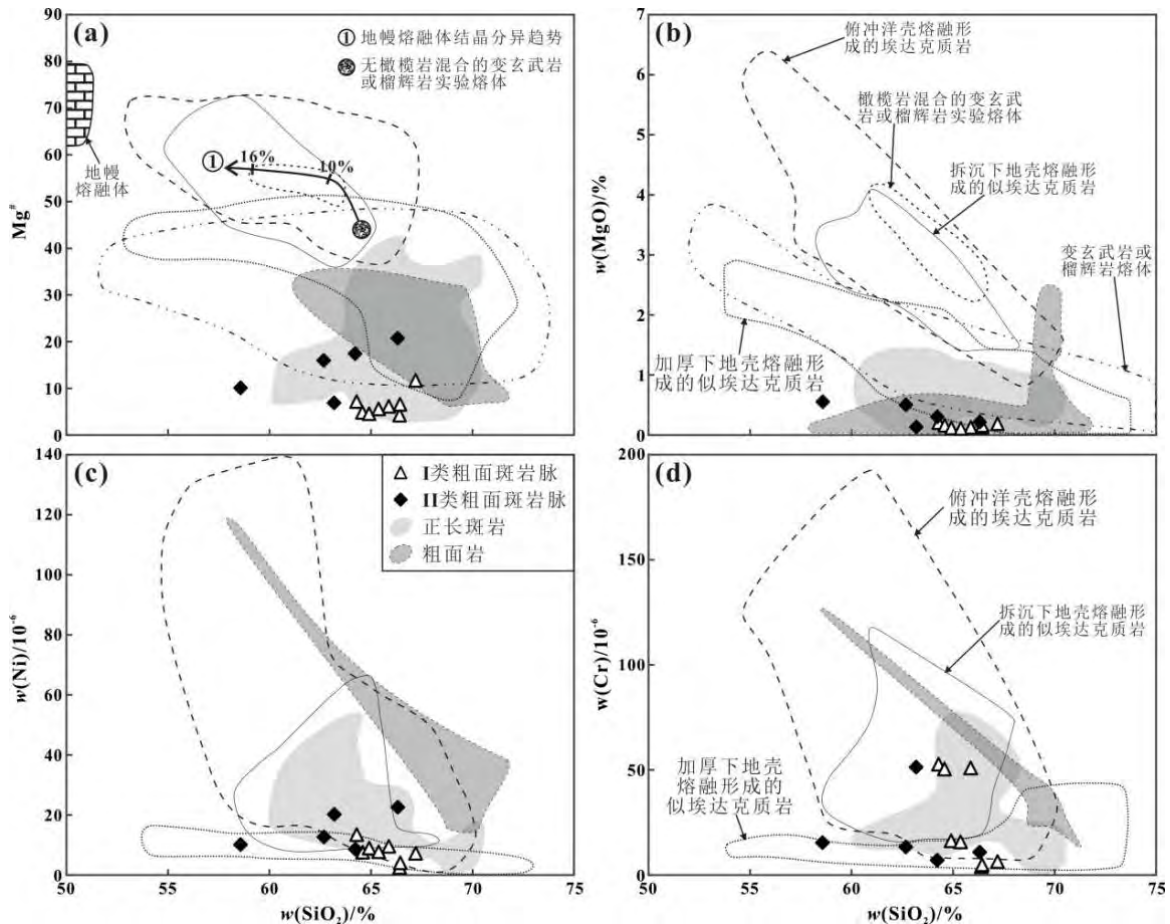


图 12 老街子 Pb-Ag 矿床粗面斑岩脉 SiO_2 - $\text{Mg}^\#$ 图解 (a)、 SiO_2 - MgO 图解 (b)、 SiO_2 -Ni 图解 (c) 和 SiO_2 -Cr 图解 (d) (底图据文献[31], 正长斑岩、粗面岩及部分粗面斑岩数据来源同图 8)

Fig. 12. Diagrams of SiO_2 vs. $\text{Mg}^\#$ (a), SiO_2 vs. MgO (b), SiO_2 vs. Ni (c), and SiO_2 vs. Cr (d) for samples from trachyte porphyry dikes of the Laojiezi Pb-Ag deposit.

粗面斑岩脉总体富集 LREE 和 LILE、亏损 HFSE, 具有明显的“TNT”负异常特征, 显示其源区可能受俯冲流体交代作用影响。粗面斑岩脉的 Nb/U 比值 (I 类, 1.71~3.21; II 类, 4.86~9.14) 明显低于上地壳 (Nb/U \approx 9)^[84], I 类粗面斑岩脉甚至比全球平均俯冲沉积物 (Nb/U \approx 5)^[85]还要低, 也显示受流体交代影响的富集地幔源特征。利用锆石 Ti 温度计^[86]以及氧逸度和温度间的关系^[87], 得出粗面斑岩脉的结晶温度为 682~787 °C, 氧逸度 $\lg f(\text{O}_2)$ 为 -15.74~-6.12, 反映粗面斑岩脉形成于低温 (<800 °C)、高氧逸度环境, 并且岩脉中主要的铁镁质矿物为含水的黑云母, 这些特征进一步显示岩浆形成过程中有富水熔体/流体的加入。

综上, 认为老街子 Pb-Ag 矿床粗面斑岩脉主要来源于加厚下地壳, 同时混入了受俯冲流体交代作用影响的富集地幔组分, 可能与幔源岩浆底侵诱发下地壳的部分熔融有关, 且 2 类粗面斑岩脉及粗面岩、正长斑岩受地幔混染的程度不同, I 类粗面斑岩脉受幔源组分影响相对较弱。

5.3 岩浆演化分异

在 La-La/Sm (图 13a) 和 La-La/Yb (图 13b) 图解上, 粗面斑岩脉和粗面岩总体更接近分离结晶趋势线, 正长斑岩虽更接近部分熔融趋势, 但也存在一定的结晶分异作用。对应上文中高压粗面岩 (正长岩) 类主要源于下地壳的低程度部分熔融, 认为陆壳岩石局部熔融产生的低熔岩浆, 而后又经历了一定程度的结晶分异作用, 形成 2 类粗面斑岩脉及粗面岩、正长斑岩。

在 Hark 图解上 (图 10), II 类粗面斑岩脉、粗面岩和正长斑岩的 TiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 MgO 、 CaO 和 P_2O_5 与其 SiO_2 的负相关, 以及 I 类粗面斑岩脉的 Fe_2O_3 与 SiO_2 的负相关关系, 也表明在岩浆演化过程中存在分离结晶作用。 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 和 $w(\text{MgO})$ 随 $w(\text{SiO}_2)$ 的增高而递减, 表明存在铁镁质矿物的结晶分异, 同时 Ba、P、Ti-Nb-Ta 的亏损也暗示了钾长石、磷灰石、含钛氧化物、榍石等矿物的分离结晶。而无明显的 Eu 负异常, 则说明岩浆演化过程中可能没有斜长石结晶分异。通过 Sr-Rb (图 14a) 和 Sr-Ba (图 14b) 图解可以看出, 这些元素的地球化学状态主要受钾长石结晶态的控制。

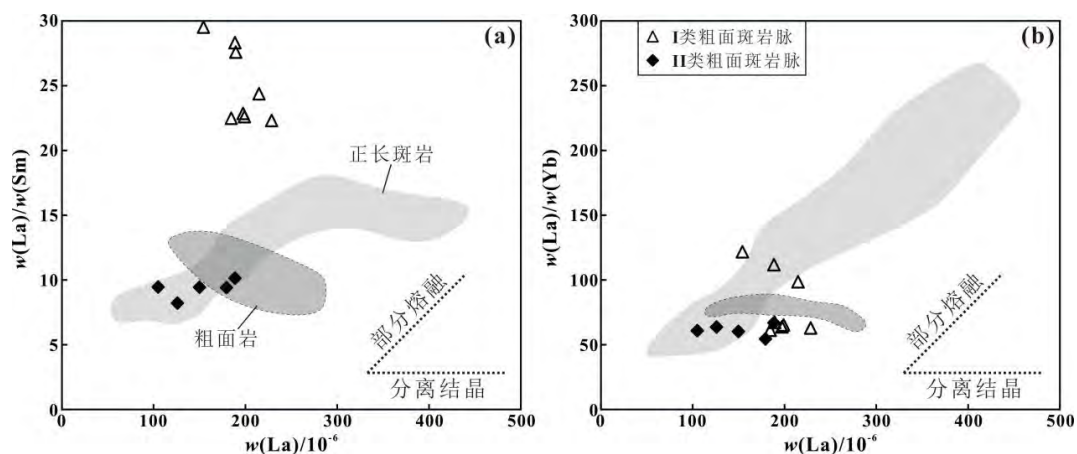


图 13 老街区 Pb-Ag 矿床粗面斑岩脉 La-La/Sm 和 La-La/Yb 判别图 (数据来源同图 8)

Fig. 13. Discriminative diagrams of La vs. La/Sm (a) and La vs. La/Yb (b) for samples from trachyte porphyry dikes of the Laojiezi Pb-Ag deposit.

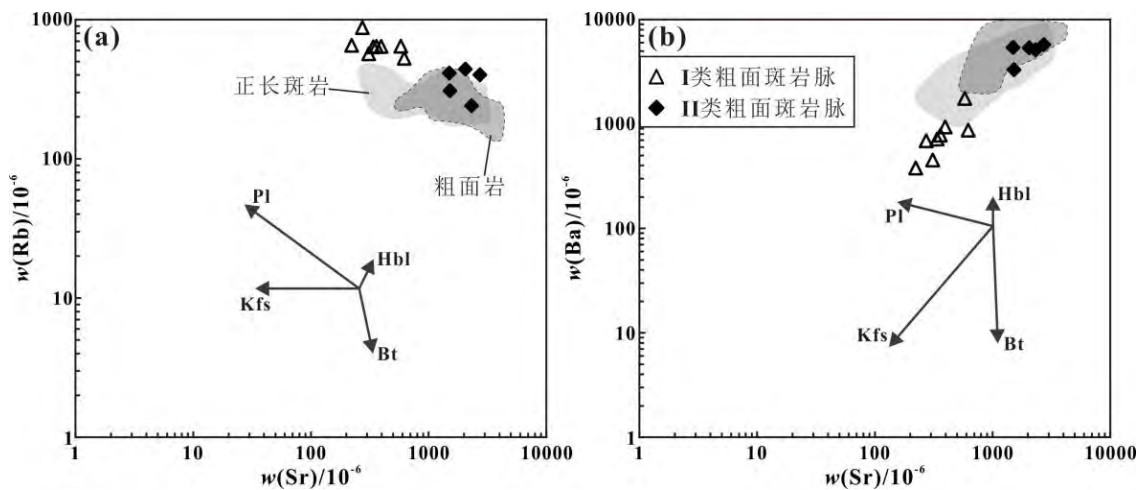


图 14 老街区 Pb-Ag 矿床粗面斑岩脉 Sr-Rb、Sr-Ba 判别图 (数据来源同图 8)

Fig. 14. Discriminative diagrams of Sr vs. Rb (a) and Sr vs. Ba (b) for samples from trachyte porphyry dikes of the Laojiezi Pb-Ag deposit.

另外在 Hark 图解上, I 类粗面斑岩脉除 Fe_2O_3 外的其余氧化物与 SiO_2 相关性不明显, 且投影点相对集中, 总体具有较低的 $w(\text{TiO}_2)$ 、 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{MgO})$ 、 $w(\text{CaO})$ 和 $w(\text{P}_2\text{O}_5)$, 数据点位于粗面岩和正长斑岩的端元区域。同时, 在原始地幔标准化蛛网图上, I 类显示了更为强烈的 Ba、Sr、P 和 Ti 的亏损, 暗示其可能在源区就经历了更为充分的结晶分异作用。长石中的 K/Rb 比值与 Cs、Li 等元素在对数尺度上的线性变化, 与结晶分异过程的变化一致^[88], 2 类粗面斑岩脉中透长石 K/Rb 与 Rb、Ga、Ba、Sr、ALK、 $\sum\text{REE}$ 的相关性图解 (图 15) 显示, 从 II 类 \rightarrow I 类, 透长石的 K/Rb 呈下降趋势, 而 $w(\text{Rb})$ 、 $w(\text{Ga})$ 、 $w(\text{Ba})$ 、 $w(\text{Sr})$ 、ALK、 $\sum\text{REE}$ 呈升高趋势, 也进一步说明 I 类粗面斑岩脉分异演化程度更高。

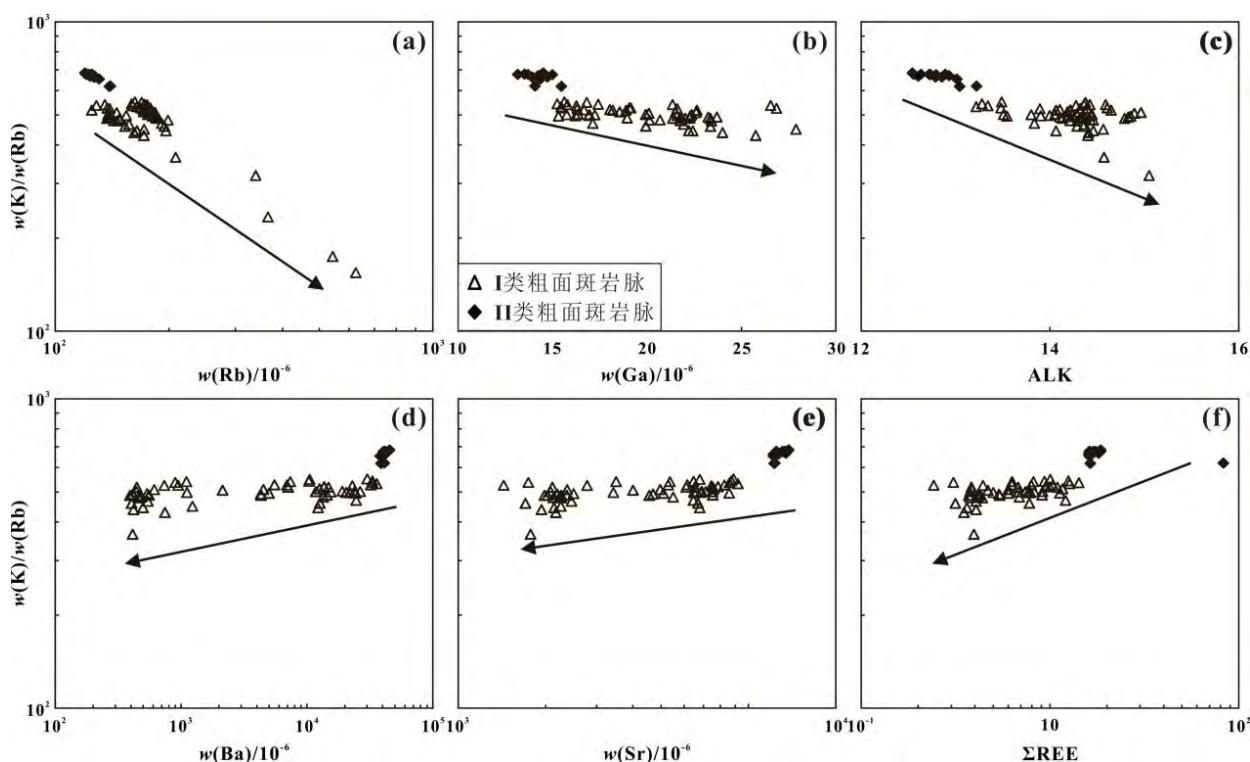


图 15 老街子 Pb-Ag 矿床粗面斑岩脉中透长石的 K/Rb 比值与 Rb、Ga、Ba、Sr、ALK、 Σ REE 相关图解 (待发表数据)

Fig. 15. Diagrams of K/Rb vs. Rb, Ga, Ba, Sr, ALK, Σ REE for sanidines from trachyte porphyry dikes of the Laojiezi Pb-Ag deposit.

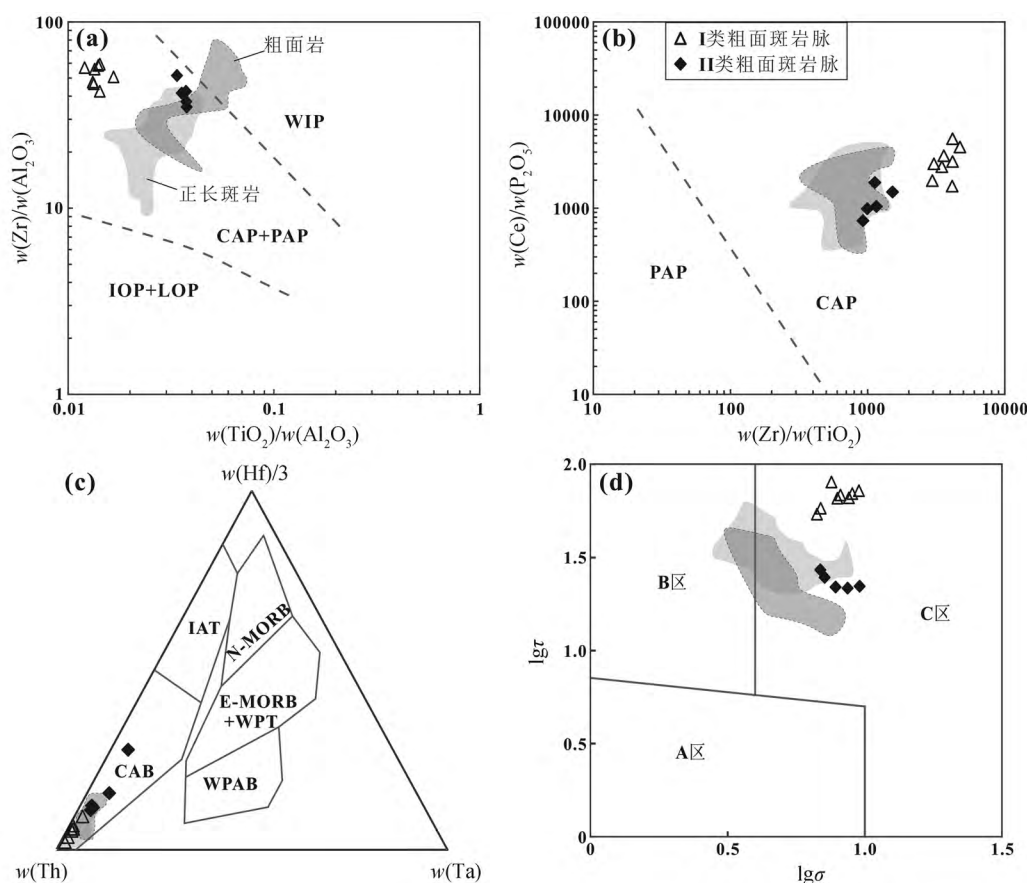
5.4 构造环境及成因机制

岩脉与张性构造总是相伴而生的^[89-90], 而关于区域上富碱斑岩的构造环境, 也通常认为是形成于裂谷作用的拉张条件下^[91-92]。本文粗面斑岩脉富钾且亏损高场强元素, 显示钾质火成岩特征, 根据该特性, 采用 $Zr/Al_2O_3-TiO_2/Al_2O_3$ 图解 (图 16a) 和 $Ce/P_2O_5-Zr/TiO_2$ 图解 (图 16b) 进行投图^[93], 指示其形成于大陆弧环境。在 $Hf/3-Th-Ta$ 图解上 (图 16c), 粗面斑岩脉数据点也落在大陆弧区域。在 $\log\sigma-\log\tau$ 构造判别图解上 (图 16d), 粗面斑岩脉数据点主要落于 C 区, 正长斑岩和粗面岩投影在 B-C 过渡区域, 表明粗面斑岩脉为造山带火山岩派生的富碱岩。

结合本区的构造演化历史, 新生代以来 (~ 65 Ma), 印度-欧亚板块俯冲碰撞过程中, 伴随青藏高原隆升, 导致岩石圈加厚以及金沙江-哀牢山大型断裂剪切带的形成^[23,94]; 在晚碰撞阶段 (40~26 Ma), 随着碰撞作用的持续加强, 为调节碰撞产生的挤压应力, 处于青藏高原东南缘的“三江”地区发生大规模左行走滑^[95], 派生出一系列次级断裂构造, 并伴随着大规模富碱岩浆活动以及铜 (金) 多金属成矿作用^[64,96]。粗面斑岩脉的成岩时代在 32 Ma, 与发生在晚碰撞阶段的陆内剪切走滑作用相对应, 在上述构造判别图解中, 粗面斑岩脉主要形成于大陆弧环境, 与印度-欧亚板块俯冲碰撞过程中的造山阶段对应, 推测可能是由于岩浆活动的“滞后效应”^[27-28,97], 使“成岩”应比“成源”晚了约 30 Ma。

综上所述, 认为老街子 Pb-Ag 矿床粗面斑岩脉的成因机制为: 印-亚大陆碰撞的动力学背景下, 可能有一部分海水或俯冲沉积物被带到地幔楔内, 含金云母地幔与俯冲流体发生交代形成富集地幔; 持续的碰撞造山作用下青藏高原隆升, 导致岩石圈增厚, 为调节重力异常, 引发山根拆沉和岩石圈减薄^[17], 致使上覆地幔楔部分熔融产生的幔源岩浆, 沿构造薄弱带向活动大陆边缘扩散, 底侵至加厚下地壳, 为地壳物质的部分熔融提供热源及少量地幔组分, 壳-幔相互作用下形成钾质岩浆房, 但由于混入地幔物质的比例不同、岩浆部分熔融和结晶分异作用的程度不同, 导致了物理和化学的分带现象。在陆内

剪切-走滑背景下, 派生出的一系列次级断裂构造, 诱发了岩浆的逐层上升侵位至地壳浅层, 最终形成化学组分和矿物组合具有一定差异性的 2 类粗面斑岩脉。



WIP. 板内; CAP. 大陆弧; PAP. 后碰撞弧; IOP. 初始洋弧; LOP. 晚期洋弧; IAT. 岛弧拉斑玄武岩; CAB. 大陆弧钙碱性玄武岩; WPAB. 板内碱性玄武岩; N-MORB. 正常洋中脊玄武岩; E-MORB. 富集洋中脊玄武岩; WPT. 板内拉斑玄武岩; A 区. 非造山带地区火山岩; B 区. 造山带地区火山岩; C 区. A 区、B 区派生的碱性、富碱岩

(a) $Zr/Al_2O_3-TiO_2/Al_2O_3$ 图解; (b) $Ce/P_2O_5-Zr/TiO_2$ 图解 (a, b, 底图据文献[98]); (c) $Hf-Th-Ta$ 图解 (底图据文献[99]); (d) $lg\sigma-lgr$ 图解 (底图据文献[100])

图 16 老街子 Pb-Ag 矿床粗面斑岩脉构造环境判别图解 (数据来源同图 8)

Fig. 16. Diagrams for discriminating tectonic settings of trachyte porphyry dikes from the Laojiezi Pb-Ag deposit.

6 结论

1) 滇中老街子 Pb-Ag 矿床广泛分布的粗面斑岩脉可分为斑晶以钠-透长石为主的 I 类和斑晶以透长石和黑云母为主的 II 类, 2 类岩脉 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄不具明显差别, 分别为 (32.32 ± 0.2) Ma 和 (32.43 ± 0.4) Ma, 与矿区粗面岩、正长斑岩成岩年龄以及 Pb-Ag 矿床成矿年龄一致。

2) 2 类粗面斑岩脉均属钾玄武岩系列岩石, 相对富集 LILE 和 LREE、亏损 HFSE, 极低的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值 $(-13.55 \sim -8.53)$, 这些特征与区内粗面岩和正长斑岩相似, 指示岩浆源区主要为加厚下地壳、不同程度的混入了少量富集地幔组分。

3) 印-亚板块俯冲背景下, 青藏高原隆升使岩石圈增厚引发拆沉作用, 加厚下地壳和少量富集地幔相互作用形成钾质岩浆, 晚碰撞阶段的剪切-走滑作用诱发岩浆上升侵位, 期间岩浆经历了不同程度的演化分异, 最终形成矿物组合和化学成分具有一定差异的 2 类粗面斑岩脉。

参 考 文 献:

- [1] BI X W, HU R Z, Cornell D H. 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*, 2004, 39(1): 21-30.
- [2] 毕献武, 胡瑞忠, Cornell D H. 姚安金矿床成矿流体形成演化的稀土元素地球化学[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 2000, 19(4): 263-265.
- [3] 毕献武, 胡瑞忠, Cornell D H. 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[J]. *地球化学*, 2001, 30(3): 264-272.
- [4] 毕献武, 胡瑞忠, 彭建堂, 等. 姚安和马厂箐富碱侵入岩体的地球化学特征[J]. *岩石学报*, 2005, 21(1): 113-124.
- [5] 曹志敏, 万运明. 含金建造新类型-姚安石英镜铁矿脉型金矿[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 1992, 11(4): 214-215.
- [6] 程锦, 夏斌, 张玉泉. 云南姚安碱性杂岩体的岩石学和地球化学特征[J]. *大地构造与成矿学*, 2007, 31(1): 118-125.
- [7] 葛良胜, 邹依林, 邢俊兵, 等. 滇西北地球富碱岩体(脉)地质学及岩石地球化学特征[J]. *矿产与地质*, 2002, 16(3): 147-153.
- [8] 江小均, 严清高, 李文昌, 等. 滇中老街子 Pb-Ag 多金属矿床的成矿时代及成矿动力学背景探讨: 来自硫化物 Re-Os 同位素证据[J]. *地质学报*, 2018, 92(6): 1280-1296.
- [9] 钱详贵, 李志伟, 柏坚. 滇中姚安金矿床地质地球化学特征[J]. *大地构造与成矿学*, 2000, S1(24): 31-36.
- [10] 谭喜生. 云南姚安金矿床成因及找矿标志[J]. *西南地质科技情报*, 1988, (2): 65-76.
- [11] 吴鹏, 杨航, 韩润生, 等. 滇中楚雄盆地老街子铅-银矿床镜铁矿特征及地质意义[J]. *岩石学报*, 2019, 35(5): 1489-1502.
- [12] 张良. 姚安老街子银铅矿床地质特征及银的赋存状态[J]. *西南矿产地质*, 1994, 3: 23-31.
- [13] 张准, 黄智龙, 许成. 云南姚安金矿床硫同位素地球化学[J]. *矿床地质*, 2002, A1: 1102-1105.
- [14] ZHOU H Y, SUN X M, WU Z W, et al. Hematite U-Pb geochronometer: Insights from monazite and hematite integrated chronology of the Yao'an gold deposit, Southwest China[J]. *Economic Geology*, 2017a, 112(8): 2023-2039.
- [15] ZHOU H Y, SUN X M, WU Z W, et al. Mineralogy of Bi-sulfosalts and tellurides from the Yaoan gold deposit, southwest China: Metallogenic implications [J]. *Ore Geology Reviews*, 2018, 98: 126-140.
- [16] LU Y J, Robert K, Peter A, et al. Zircon SHRIMP U-Pb geochronology of potassic felsic intrusions in western Yunnan, SW China: Constraints on the relationship of magmatism to the Jinsha suture[J]. *Gondwana Research*, 2012, 22: 737-747.
- [17] LU Y J, McCuaig T C, LI Z X. Paleogene post-collisional lamprophyres in western Yunnan, western Yangtze Craton: Mantle source and tectonic implications[J]. *Lithos*, 2015, 233: 139-161.
- [18] SUN C D, WU P, WANG D, et al. Geochemistry and Zircon U-Pb age of the Yao'an pseudoleucite porphyry, Yunnan Province, China[J]. *Acta Geochimica*, 2017, 36(2): 316-328.
- [19] 严清高, 江小均, 吴鹏, 等. 滇中姚安老街子板内富碱火山岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学及火山机构划分[J]. *地质学报*, 2017, 91(8): 1743-1759.
- [20] 严清高, 郭志林, 李超, 等. 滇中姚安干沟金矿床煌斑岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年代学及 Hf 同位素特征[J]. *矿床地质*, 2019, 38(3): 526-540.
- [21] ZHANG Y Q, XIE Y W. Geochronology of alkalic intrusive rocks in Ailaoshan-Jinshajiang region and its isotope characteristics of Nd and Sr[J]. *Science in China*, 1997, 27(4): 289-293.
- [22] Chung S L, Lo C H, Lee T Y, et al. Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago[J]. *Nature*, 1998, 394: 769-773.
- [23] WANG J, YIN A, Harrison T, et al. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 188(1): 123-133.
- [24] 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)*, 2004, 34(4): 345-349.
- [25] 王治华, 葛良胜, 郭晓东, 等. 云南马厂箐矿田浅成低温热液-斑岩型 Cu-Mo-Au 多金属成矿系统[J]. *岩石学报*, 2012, 28(5): 1425-1437.
- [26] 和文言, 莫宣学, 喻学惠, 等. 滇西北衙多金属矿床锆石 U-Pb 和辉钨矿 Re-Os 年龄及其地质意义[J]. *岩石学报*, 2013, 29(4): 1301-1310.
- [27] 邓万明, 黄莹. 滇西金沙江带北段的富碱斑岩及其与板内变形的关系[J]. *中国科学(D 辑)*, 1998, 28(2): 111-117.
- [28] 邓万明, 黄莹, 钟大赉. 滇西新生代富碱斑岩的岩石特征与成因[J]. *地质科学*, 1998, 33(4): 412-425.
- [29] 李献华, 周汉文, 韦刚健, 等. 滇西新生代超钾质煌斑岩的元素和 Sr-Nd 同位素特征及其对岩石圈地幔组成的制约[J]. *地球化学*, 2002, 31(1): 26-34.
- [30] 王建, 李建平, 王江海. 滇西大理-剑川地区钾玄质岩浆作用: 后碰撞走滑拉伸环境岛弧型岩浆作用的地球化学研究[J]. *岩石学报*, 2003, 19(1): 61-70.
- [31] LU Y J, Kerrich R, McCuaig T C, et al. Geochemical, 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*, 2013a, 54(7): 1309-1348.
- [32] 罗晨皓. 滇西姚安富碱斑岩年代学、地球化学特征及岩石成因[D]. 北京: 中国地质大学, 2018.
- [33] 罗晨皓, 周晔, 沈阳. 云南姚安 Au-Pb-Ag 矿床含矿富碱岩浆岩地球化学特征及岩石成因[J]. *地球科学*, 2019, 44(6): 2063-2083.
- [34] 杨航, 吴鹏, 韩润生, 等. 滇中楚雄盆地老街子 Pb-Ag 矿床和白马苴 Au(Cu)矿床赋矿岩体对比及成矿模式[J]. *地质学报*, 2020, 94(12): 3726-3745.

- [35] 杨宗良, 杨世坤, 王正常, 等. 云南姚安老街区铅矿地质及银的赋存状态[J]. 云南地质, 2007, 1: 106-111.
- [36] 李光斗, 念红, 张道红, 等. 扬子地台西缘富碱斑岩铜金多金属矿床成矿条件及找矿前景[M]. 北京: 地质出版社, 2010: 57-65.
- [37] 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]//花岗岩地质和成矿的关系[M]. 南京: 江苏科学出版社, 1984: 21-37.
- [38] 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, 2(1): 17-25.
- [39] QI L, HU J, Gregoire D C. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry[J]. Talanta, 2000, 51(3): 507-513.
- [40] HOU K J, LI Y H, TIAN Y R. In situ U-Pb zircon dating using laser ablation-multiion counting LA-ICP-MS[J]. Mineral Deposits, 2009, 28: 481-492.
- [41] LIU Y S, GAO S, HU Z C, et al. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths[J]. Journal of Petrology, 2010, 51: 537-571.
- [42] Ludwig K R. User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel[M]. Berkeley CA: Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 2003, 4: 1-71.
- [43] 侯可军, 李延河, 邹天人, 等. LA-MC- ICP-MS 锆石 Hf 同位素的分析方法及地质应用[J]. 岩石学报, 2007, 23(10): 2595-2604.
- [44] GENG J Z, QIU K F, GOU Z Y, et al. Tectonic regime switchover of Triassic Western Qinling Orogen: Constraints from LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope of Dangchuan intrusive complex in Gansu, China[J]. Chemie der Erde, 2017, 15: 1-12.
- [45] Blichert-Toft J, Chauvel C, Albarede F. Separation of Hf and Lu for high-precision isotope analysis of rock samples by magnetic sector-multiple collector ICP-MS[J]. Contributions to Mineralogy & Petrology, 1997, 127: 248-260.
- [46] Griffin W J, Pearson N J, Belousova E, et al. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LA-MC-ICP-MS analysis of zircon megacrysts in kimberlites[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2000, 64(1): 133-147.
- [47] Griffin W J, WANG X, Jackson S E, et al. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes[J]. Lithos, 2002, 61(3-4): 237-269.
- [48] Belousova E A, Griffin W L, Reilly S Y, et al. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2002, 143(5): 602-622.
- [49] Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism[J]. Chemical Geology, 2002, 184: 123-138.
- [50] Bingen Bernard, Austrheim Hakon, White House, et al. Trace element signature and U-Pb geochronology of eclogite-facies zircon, Bergen Arcs, Caledonides of W Norway[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2004, 147: 671-683.
- [51] Boynton W V. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies[J]. Developments in Geochemistry, 1984, 2: 63-114.
- [52] 吴福元, 李献华, 郑永飞, 等. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用[J]. 岩石学报, 2007, 23(2): 185-220.
- [53] 严清高. 滇中姚安板内富碱火山-侵入杂岩体时空演化序列及成岩-成矿机制研究[D]. 昆明: 昆明理工大学, 2018.
- [54] YAN Q G, JIANG X J, LI C, et al. Geodynamic background of intracontinental Cenozoic alkaline volcanic rocks in Laojiezi, Western Yangtze Craton: Constraints from Sr-Nd-Hf-O isotopes[J]. Acta Geologica Sinica (English Edition), 2018, 92(6): 2098-2119.
- [55] HUANG X L, XU Y G, LI X H, et al. Petrogenesis and tectonic implications of Neoproterozoic, highly fractionated A-type granites from Mianning, South China[J]. Precambrian Research, 2008, 165(3-4): 190-204.
- [56] HUANG X L, XU Y G, LAN J B, et al. Neoproterozoic adakitic rocks from Mopanshan in the western Yangtze Craton: Partial melts of a thickened lower crust[J]. Lithos, 2009, 112(3): 367-381.
- [57] ZHAO X F, ZHOU M F, LI J W, et al. Late Paleoproterozoic to early Mesoproterozoic Dongchuan Group in Yunnan, SW China: Implications for tectonic evolution of the Yangtze Block[J]. Precambrian Research, 2010, 182(1): 57-69.
- [58] ZHANG S B, ZHENG Y F, WU Y B, et al. Zircon isotope evidence for 3.5 Ga continental crust in the Yangtze craton of China [J]. Precambrian Research, 2006, 146(1): 16-34.
- [59] 孙春迪. 云南姚安富碱斑岩体岩石学、地球化学及其成矿效应[D]. 昆明: 昆明理工大学, 2017.
- [60] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). Magmatism in the Ocean Basins[M]. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42(1): 313-345.
- [61] 侯增谦, 吕庆田, 王安建, 等. 初论陆-陆碰撞与成矿作用——以青藏高原造山带为例[J]. 矿床地质, 2003, 22(4): 319-333.
- [62] LIANG H Y, Campbell I H, Allen C M, et al. The Age of the Potassic Alkaline Igneous Rocks along the Ailao Shan-Red River Shear Zone: Implications for the Onset Age of Left-Lateral Shear in[J]. The Journal of Geology, 2007, 115: 231-242.
- [63] 李勇, 莫宣学, 喻学惠, 等. 金沙江-哀牢山断裂带几个富碱斑岩体的锆石 U-Pb 定年及地质意义[J]. 现代地质, 2011, 25 (2) : 189-200.
- [64] 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), 1997, 27(04): 289-293.
- [65] 赵欣, 喻学惠, 莫宣学, 等. 滇西新生代富碱斑岩及其深源包体的岩石学和地球化学特征[J]. 现代地质, 2004, 18(2): 217-228.
- [66] Tchameni R, Mezger K, Nsifa N E, et al. Crustal origin of Early Proterozoic syenites in the Congo Craton (Ntem Complex), South Cameroon[J]. Lithos, 2001, 57(1): 23-42.
- [67] SUN L H, WANG Y J, FAN W M, et al. Post-collisional potassic magmatism in the Southern Awulale Mountain, western Tianshan Orogen: Petrogenetic and tectonic implications[J]. Gondwana Research, 2008, 14(3): 383-394.
- [68] Barberi F, Ferrara G, Santacrose R, et al. A Transitional Basalt-Pantellerite Sequence of Fractional Crystallization, the Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia)[J]. Journal of Petrology, 1975, 16: 22-56.

- [69] YANG J H, Chung S L, Wilde S A, et al. Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: Geochronological, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence[J]. *Chemical Geology*, 2005, 214(1-2): 99-125.
- [70] Holbig E S, Grove T L. Mantle melting beneath the Tibetan Plateau: Experimental constraints on ultrapotassic magmatism[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2008, 113(B4): B04210-.
- [71] 邓晋福, 罗照华, 苏尚国, 等. 岩石成因、构造环境与成矿作用[M]. 北京: 地质出版社, 2004: 1-381.
- [72] Williams H M, Turner S P, Pearce J A, et al. Nature of the source regions for post-collisional, potassic magmatism in southern and northern Tibet from geochemical variations and inverse element modeling[J]. *Journal of Petrology*, 2004, 45(3): 555-607.
- [73] Wendlandt R F, Eggler D H. The origins of potassic magmas; 2, stability of phlogopite in natural spinel lherzolite and in the system $KAlSiO_4$ -MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ at high pressures and high temperatures[J]. *American Journal of Science*, 1980, 280: 421-458.
- [74] Wyllie P J. Crustal anatexis: an experimental review[J]. *Tectonophysics*, 1977, 13: 41-71.
- [75] Wyllie P J. Constraints imposed by experimental petrology on possible and impossible magma sources and products[J]. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 1984, 310(1514): 453-456.
- [76] 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学, 等. 中国大陆根-柱构造-大陆动力学的钥匙[M]. 北京: 地质出版社, 1996: 1-110.
- [77] Atherton M P, Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly under plated basaltic crust[J]. *Nature*, 1993, 362: 144-146.
- [78] Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments[J]. *Lithos*, 1999, 46(3): 605-626.
- [79] Kerrich R, Polat A, Wyman D, et al. Trace Element Systematics of Mg-, to Fe-Tholeiitic Basalt Suites of the Superior Province: Implications for Archean Mantle Reservoirs and Greenstone Belt Genesis[J]. *Lithos*, 1999, 46(1): 163-187.
- [80] Bea F, Arzamastsev A, Montero P, et al. Anomalous alkaline rocks of Soustov, Kola: evidence of mantle-derived metasomatic fluids affecting crustal materials[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2001, 140(5): 554-566.
- [81] Wilson M. Igneous petrology; a global tectonic approach[M]. London: unwin hyman, 1989: 1-466.
- [82] LAI A Q, LI Z, LIU X L, et al. Petrogenesis and tectonic significance of the Xiuwacu two-period magmatism in Geza arc of Yunnan province: constraints from lithochemistry, zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic compositions[J]. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 2016, 90(2): 757-758.
- [83] Turner S, Arnaud N, LIU J, et al. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts[J]. *Journal of Petrology*, 1996, 37(1): 45-71.
- [84] Taylor S R, McLennan S M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution[M]. Blackwell Scientific, Oxford, 1985: 57-72.
- [85] Plank T, Langmuir C H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle[J]. *Chem. Geol.*, 1998, 145: 325-394.
- [86] Ferry J M, Watson E B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2007, 154(4): 429-437.
- [87] Trail D, Watson E B, Tailby N D. The oxidation state of Hadean magmas and implications for early Earth's atmosphere[J]. *Nature*, 2011, 480: 79-82.
- [88] London D. Pegmatites[M]. Special Publication 10. Canada: The Canadian Mineralogist, 2008: 1-347.
- [89] 贾大成, 胡瑞忠, 谢桂青. 湘东北中生代基性岩脉微量元素地球化学特征及岩石成因[J]. *地质地球化学*, 2002, 30(3): 33-39.
- [90] 王学成, 陈思松. 江苏宁镇花岗岩体中暗色岩脉的岩浆包裹体研究[J]. *岩石矿物学杂志*, 1991, 10(4): 323-329.
- [91] 涂光炽. 关于富碱侵入岩[J]. *矿产与地质*, 1989, 3(13): 1-4.
- [92] 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, 3(1): 17-26.
- [93] 赵振华. 关于岩石微量元素构造环境判别图解使用的有关问题[J]. *大地构造与成矿学*, 2007, 31(1): 92-103.
- [94] 莫宣学, 赵志丹, 邓晋福, 等. 印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应[J]. *地学前缘*, 2003, 10(3): 135-148.
- [95] 钟大赉, 丁林, 刘福田, 等. 造山带岩石层多向层架构造及其对新生代岩浆活动制约——以三江及邻区为例[J]. *中国科学(D 辑)*, 2000, 30(增刊): 1-9.
- [96] 任纪舜, 牛宝贵, 王军, 等. 1:500 万国际亚洲地质图[J]. *地球学报*, 2013, 34(1): 24-30.
- [97] 莫宣学. 我国西部造山带火山岩研究中的一些新问题[C]//岩石学论文集. 武汉: 中国地质大学出版社, 1992: 47-55.
- [98] Abdel-Rahman A F M. Nature of biotites from alkaline, calcalkaline, and peraluminous magmas[J]. *Journal of Petrology*, 1994, 35(2): 525-541.
- [99] Wood D A. Variably veined suboceanic uppermantle-genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence[J]. *Geology*, 1979, 7: 499-503.
- [100] Rittmann A. Stable mineral assemblages of igneous mountains[M]. Springer, Heideberg, 1973.