

滇西新生代赋矿斑岩及花岗岩包体的锆石年代和 稀土特征的地质意义

楚亚婷^{1,2}, 刘显凡¹, 赵甫峰¹, 杨雨凡¹, 郑 杰¹, 李 娜¹

(1. 成都理工大学 地球科学学院, 成都 610059; 2. 中节能建设工程设计研究院有限公司, 成都 610052)

[摘要] 滇西地区沿金沙江—哀牢山断裂带广泛发育新生代富碱斑岩及相关多金属矿床。以六合正长斑岩中与暗色深源包体共存花岗岩包体和马厂箐赋矿斑状花岗岩为研究对象, 开展岩相学和 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学研究及锆石稀土元素分析。研究表明, 六合花岗岩浆活动起始时间约为 (42.8 ± 1.6) Ma B. P., 包体结晶成岩时间与主岩(正长斑岩)年龄一致 $(38.63 \text{ Ma B. P.} \pm 0.52 \text{ Ma B. P.})$; 马厂箐含矿富碱岩浆起始活动时间约为 (38.51 ± 0.52) Ma B. P., 结晶成岩时间为 (35.80 ± 0.20) Ma B. P.。结合花岗岩包体的液态不混溶现象和锆石稀土元素特征分析, 初步揭示研究区富碱岩浆起源、演化及成岩成矿作用过程为: 来自交代富集地幔源区的硅不饱和富碱岩浆伴随互不混溶含矿地幔流体同步上升运移; 该富碱岩浆以其底劈作用和地幔流体交代作用引发地壳深熔形成长英质岩浆。此后的 2 类岩浆过程分为 2 部分: 一是富碱岩浆直接捕获少量长英质岩浆以不混溶方式继续同步运移至地壳结晶成岩, 形成含花岗岩包体的硅不饱和富碱斑岩; 二是富碱岩浆与长英质岩浆发生同化混染形成混合岩浆运移至地壳, 其中所含不混溶含矿地幔流体伴随其结晶成岩进行自交代蚀变, 形成硅过饱和的赋矿斑状花岗岩。

[关键词] 滇西; 新生代; 富碱斑岩; 花岗岩包体; 锆石 U-Pb 年龄; 成岩成矿机制

[分类号] P588.12

[文献标志码] A

Geological significance for age and REE characteristic of zircons in the Cenozoic ore-bearing porphyry and granitic xenoliths in western Yunnan, China

CHU Ya-ting^{1,2}, LIU Xian-fan¹, ZHAO Fu-feng¹, YANG Yu-fan¹,
ZHENG Jie¹, LI Na¹

1. College of Earth Science, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China;

2. Cecep Construction Engineering Design Institute Limited Company, Chengdu 610052, China

Abstract: Polymetallic deposits in a series of Cenozoic alkaline rocks occur along the Jinshajiang-Ailaoshan Fault. The granitic xenoliths associated with dark xenoliths of deep origins in the Liuhe syenite porphyry and ore-bearing porphyry in the Machangqing area studied by means of petrography,

[收稿日期] 2016-03-29。

[基金项目] 国家自然科学基金项目(41403025; 40773031)。

[第一作者] 楚亚婷(1983—), 女, 博士研究生, 研究方向: 矿物学、岩石学、矿床学, E-mail: chuyating@163.com。

[通信作者] 赵甫峰(1983—), 博士, 讲师, 从事岩石地球化学、包裹体地球化学研究, E-mail: zff33601118@163.com。

LA-ICP-MS U-Pb dating and REE analysis of zircon so as to determine their crystallization ages and origins. In agreement with its host, magmatism related to granitic xenoliths was initialized at (42.8 ± 1.6) Ma B. P. and finalized at (38.63 ± 0.52) Ma B. P.. U-Pb zircon ages of Machangqing ore-bearing porphyry indicates that alkaline magmatism started at (38.51 ± 0.52) Ma B. P. and crystallized at (35.80 ± 0.20) Ma B. P.. Phenomenon of liquid immiscibility and characteristics of REE suggest the co-evolution of alkaline magmatism and ore-bearing mantle fluids. Silica-unsaturated alkaline magmas is derived from enriched mantle sources transported upward with immiscible ore-bearing mantle fluids. Parcels of felsic melts, on the one hand, is carried to the surface with overprinting silica-unsaturated alkaline magmas which crystallized synchronously; on the other hand, through the interaction between felsic melts and alkaline magmas, alkaline magmas evolves to be silica-oversaturated which facilitates the formation of polymetallic deposits.

Key words: Yunnan; Cenozoic; alkali porphyry; granitic xenoliths; zircon U-Pb dating; petrogenic and metallogenic mechanism

金沙江—哀牢山富碱火成岩带是中国西部的一条呈北西向延伸、规模宏大的新生代富碱钾质岩浆岩带,南起云南金平,经大理、沱沱河等,一直延展到新疆塔什库尔干一带,形成了一条长达 3 700 km 的巨型富碱火成岩带。该岩带在滇西境内延长约 700 km,以产出富碱斑岩为主和与之相关的系列钼铜金等多金属矿床而彰显其特殊性^[1-9]。根据岩体的产出位置和聚集规模,将滇西富碱斑岩划分为剑川—石头、六合—北衙、弥渡—宾川 3 个岩群(图 1)。这些岩体主要以小岩株、岩墙或岩脉的形式产出,单个岩体的出露面积不大,一般不超过 1 km²。富碱斑岩多数为钾玄岩系列,部分为高钾钙碱性系列,以富碱高钾为特征。主要岩石类型分为 2 种:硅不饱和的正长斑岩和二长斑岩等,普遍发育各类深源包体;硅过饱和的花岗斑岩、斑状花岗岩和二长花岗斑岩等,多具不同程度的矿化,包体较少,多为暗色镁铁质团粒或微粒^[2,10,11]。深源包体来源于上地幔(或壳幔混合层)87~95 km 深处或加厚地壳底部 45~55 km 深处^[2,12];其所表征的深部地质过程,对于富碱岩浆的形成和演化及与之相关多金属矿床的形成有重要的约束作用。富碱岩浆源区目前被一致认定为与古俯冲板片流交代作用有关的 EM II 型富集地幔^[2,10];赵甫峰认为古俯冲板片流就是地幔流体前身^[13];刘显凡等认为,该地幔流体以不混溶态独立于富碱岩浆体系存在,并在与岩浆耦合运移和解耦分离过程中参与成岩成矿^[14]。

正长斑岩除发育暗色包体外,还发育有浅色长英质的花岗岩包体。赵甫峰等曾对六合花岗岩

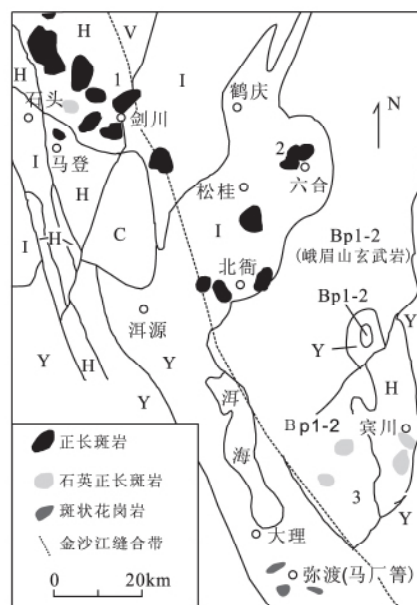


图 1 滇西地区地质略图

Fig. 1 Geological sketch map in western Yunnan
(底图据文献[5], 本文略改)

H. 喜马拉雅期构造层; Y. 燕山期构造层; I. 印支期构造层; V. 华力西期构造层; C. 加里东期构造层。1. 剑川—石头岩群; 2. 六合—北衙岩群; 3. 弥渡—宾川岩群

包体进行了锆石 U-Pb 年龄研究, 获得成岩年龄 (39.2 ± 2) Ma, 但 MSWD 值太大(9.6), 无法准确表达包体成岩时代和花岗质岩浆演化过程^[15]。本文在已有研究基础上, 通过对六合正长斑岩中花岗岩包体和马厂箐赋矿斑状花岗岩的锆石 U-Pb 同位素测龄和原位稀土元素研究, 分析确定了两者的形成年代和岩浆作用时限, 结合岩相学分析, 探讨滇西地区新生代深部地质过程中地幔流体作用和富碱岩浆演化及其对成岩成矿的制

约关系。

1 岩体地质特征

六合正长斑岩和马厂箐赋矿斑状花岗岩是滇西新生代富碱斑岩带中的贫硅和富硅的代表性岩体。六合正长斑岩虽无明显矿化,但因发育大量不同深度来源的包体而受到特别关注;而马厂箐斑状花岗岩是富碱斑岩带中典型含矿岩体之一,产出具有典型意义的斑岩型钼铜(金)多金属矿床^[16-18]。六合岩体归属六合—北衙富碱斑岩群(图1),位于丽江—剑川—洱海弧形断裂带东侧的北东向断陷盆地内,主要以小岩枝侵位于松桂组与北衙组构成的复式向斜中;岩性主要为正长斑岩,并遭受不同程度的硅化作用^[14]。马厂箐岩体归属弥渡—宾川岩群(图1),位于扬子板块西缘与金沙江—哀牢山深大断裂东侧的交汇部位,以复式岩体产出,呈岩株、岩枝、岩脉等侵位于向阳组中;岩性主要为斑状花岗岩、花岗斑岩和少量正长斑岩及煌斑岩脉,其中斑状花岗岩是主要的赋矿岩石。值得一提的是,郭晓东等在马厂箐赋矿斑状花岗岩中发现有与矿化密切相关的闪长质—辉长质暗色团粒(包体),并获得了暗色团粒的锆石 U-Pb 年龄为 $(35.13 \pm 0.23) \text{ Ma}$,与寄主斑岩基本一致,认为成矿物质来源于地幔岩浆的注入^[11,19]。前人已对包括六合和马厂箐岩体在内的金沙江—哀牢山富碱斑岩带中的代表性岩体开展了全面的年代学研究。成果显示,富碱斑岩的成岩年龄主要集中于 $40 \sim 30 \text{ Ma}$,属于印度—亚欧板块碰撞的晚碰撞期($40 \sim 20 \text{ Ma B. P.}$)^[2],该成岩时限同时也与多金属成矿时限重叠^[10],显示了成矿与新生代富碱岩浆活动的密切相关性。

2 花岗岩包体和赋矿斑状花岗岩岩相学特征

六合正长斑岩中花岗岩包体为肉红色,呈浑圆状,长径为 $10 \sim 50 \text{ cm}$,以 $10 \sim 20 \text{ cm}$ 为主;分布杂乱,与暗色镁铁质包体共存于正长斑岩中(图2-A),但出露数量较少。花岗岩包体具半自形中粗粒结构,块状构造,石英(面积分数)约占35%,钾长石约占20%,酸性斜长石约占35%,云母约占5%(或无)。酸性斜长石自形程度较好,多呈板状,可见聚片双晶纹,部分具绢云母化。花岗岩包体与主岩接触界面清晰,呈较明显的犬牙交错

状(图2-A)、相互穿插和包裹的港湾状接触关系,界面两侧未见冷凝和烘烤边;包体中还可见到分布不均的细小浑圆状暗色微粒或团粒,大小为 $3 \sim 8 \text{ mm}$,与主岩中发育的暗色微粒类似。值得注意的是,花岗岩包体内部穿插有脉状的主岩基质,呈褐灰色区别于花岗岩(图2-B);局部可见包体的钾长石和石英被主岩基质分割或包裹(图2-C),甚至还可见到不规则浑圆状的主岩基质团块被包体石英所包裹(图2-D)。

马厂箐赋矿斑状花岗岩呈浅肉红色,似斑状结构,似斑晶(面积分数)约占35%,主要由巨粒钾长石组成;长石斑晶表面已黏土化,黑云母多已退色;石英斑晶呈浑圆状,具有熔蚀特征。似基质(面积分数)约占65%,由细粒—微晶长英质矿物组成,可见辉钼矿和黄铜矿(或黄铁矿)呈浸染状或脉状赋存于斑状花岗岩中。辉钼矿化主要赋存于岩体内和接触带内侧,黄铜矿化主要发育在接触带和其内侧,二者矿化可叠加。伴随铜钼矿化的相关蚀变主要为硅化、角闪石化和碳酸盐化。矿化蚀变分为3期,早期为稀疏浸染状硅化的微晶石英,并叠加泥晶碳酸盐化、浸染黄铜矿和辉钼矿化;中期为稠密浸染状硅化的细粒石英叠加角闪石化和强辉钼矿化;晚期呈细脉状硅化,叠加弱黄铜矿化和黄铁矿化。铜钼矿化强度与硅化程度明显呈正比关系,稠密浸染状硅化多呈细粒聚晶状石英包绕辉钼矿聚晶呈团块状出现在硅化似基质中(图2-E,F),表现为强钼矿化;稀疏浸染状硅化或细脉状石英只见零星辉钼矿、黄铜矿化(图2-G,H)。值得注意的是,角闪石化与稠密浸染状硅化同期并与矿化作用密切相关,表现为黑云母的角闪石化并叠加强黄铜矿化(图2-E,F);其特征明显区别于暗化边和出溶结构。不规则状细粒黄铜矿并不是集中于颗粒边部或解理缝,而是不均匀非定向分布于交代角闪石内部或整个颗粒。中期强硅化作用甚至将整个长石似斑晶硅化呈细粒石英而保留板状晶形的集合体形态,其间还可见筛状的碳酸盐化残余(图2-I)。

3 样品制备与分析方法

本文选取六合正长斑岩中单个花岗岩包体(质量约8 kg)和马厂箐赋矿斑状花岗岩样品(质量约20 kg)。锆石挑选在四川省地勘局华阳地矿检测中心完成;锆石的靶样制作、阴极发光照相

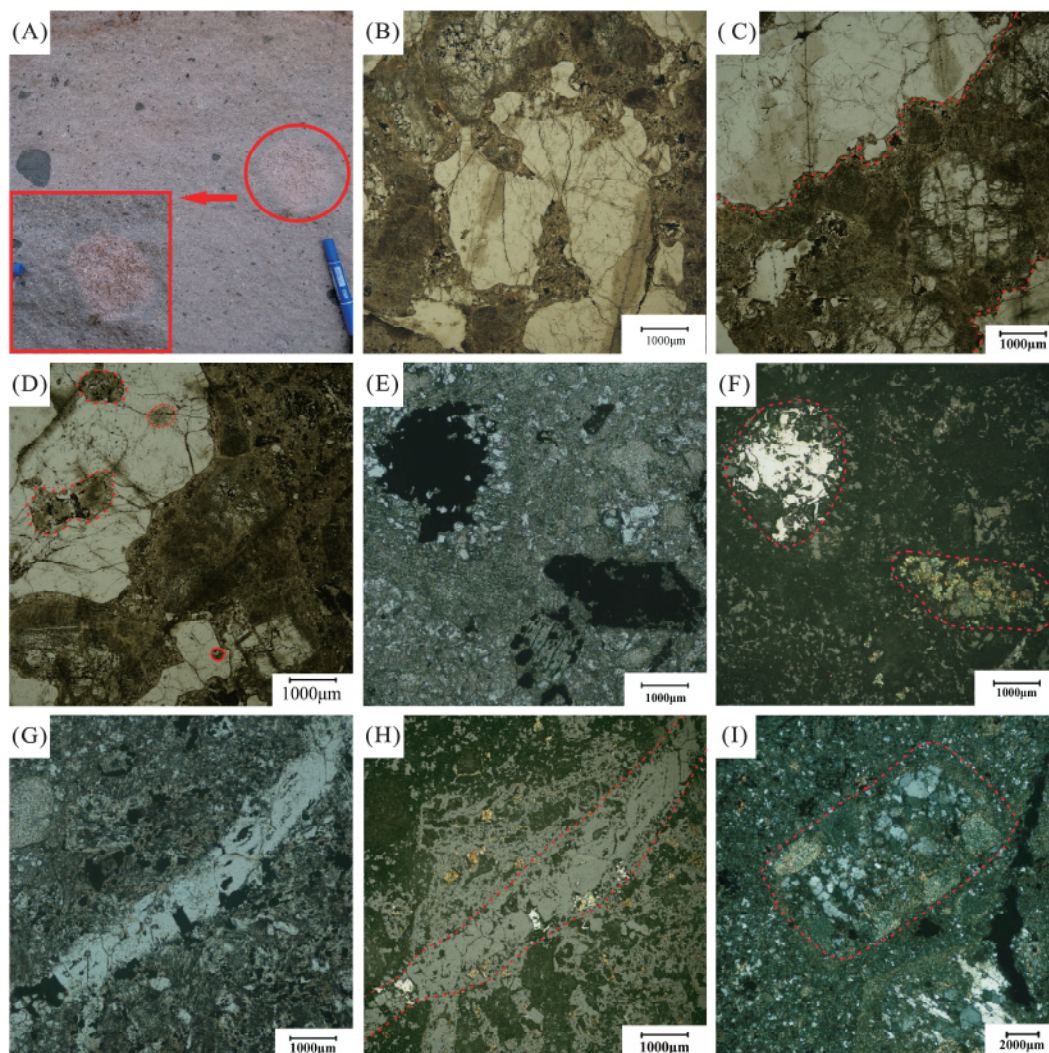


图 2 花岗岩包体和斑状花岗岩照片

Fig. 2 Field and microphotographs of granite xenolith and porphyritic granite

(A)花岗岩包体犬牙交错界线,并与暗色包体共生或伴生(野外照片);(B)主岩基质呈脉状穿插入花岗岩包体中,(-);(C)花岗岩包体中钾长石和石英被富碱斑岩基质所分割或包裹,(-);(D)花岗岩包体石英中的主岩基质团块,(-);(E)矿化斑状花岗岩中硅化聚晶状石英包绕辉钼矿聚晶或细粒集合体呈团块状出现在硅化似基质中,黑云母的角闪石化并叠加黄铜矿化,(-);(F)同(E),图中虚线圈处为对应硅化矿化团块和角闪石化黑云母,反光,(-);(G)矿化斑状花岗岩中伴随黄铜矿和黄铁矿化的细脉浸染状硅化,(-);(H)同(G),图中虚线为硅化脉,反光,(-);(I)斑状花岗岩中细粒硅化长石似斑晶(虚线框),其间可见筛状的碳酸盐化残余,(+)

和 LA-ICP-MS 分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成。使用的 ICP-MS 为 Elan 6100 DRC,激光剥蚀系统为德国 Lamda Physik 公司的 GeoLas 200 M 深紫外(DUV)193 nm ArF 准分子激光剥蚀系统;激光束斑为 32 μm ,以 ^{29}Si 作外标,哈佛大学标准锆石 91500 作外标校正。采用 GLITTER(4.0版)处理数据,加权平均年龄计算及谐和图绘制采用 ISO-PLOT 软件^[20],单个数据点误差为 1σ ,加权平均值误差为 2σ ,平均年龄值选用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄,其

加权平均值为 95% 置信度。具体仪器参数及数据处理方法见文献^[21]。为了准确确定成岩年龄和岩浆活动时限,对具有内核和环带结构的锆石进行了内核外壳不同位置的双点原位测试。

4 测试结果

4.1 锆石阴极发光特征和成因分类

花岗岩包体和赋矿斑状花岗岩中锆石无色透明,多呈自形一半自形短柱状,自形为主;在花岗岩包体中还可见到部分浑圆状锆石颗粒。前者锆

石粒径较后者小,前者长轴为 50~300 μm ,后者为 100~400 μm 。部分颗粒含磷灰石等矿物包裹体或裂隙。本次在花岗岩包体和赋矿斑状花岗岩中分别挑选了 15 粒和 17 粒锆石进行了 29 点和 30 点的原位测试;锆石的部分阴极发光图像和测试点位见图 3。根据锆石在阴极发光下的环带和内部结构特征,可分为发育规则韵律环带的岩浆锆石、具有核幔结构的复合型岩浆锆石和变质交代成因锆石 3 种类型(图 3)。

花岗岩包体中锆石类型复杂(图 3-A),上述 3

种类型均有出现,并以复合型岩浆锆石为主。其中,岩浆锆石和复合型岩浆锆石老核环带密集程度较差、反差不明显,表现弱的震荡环带,并不具备典型花岗岩锆石环带特点^[22]。此外,复合型岩浆锆石在阴极发光下均显示了厚度不等的暗色外壳(或边部),部分边部与制样树脂发光强度一致的颗粒只有通过二次电子图像才可辨别整个锆石形态(如点 L5 等),部分粗厚暗色锆石外壳中包含有大量矿物包裹体(如点 L1 和 L2)或裂隙,而部分外壳极薄,无法准确测龄(如点 L8 和 L9)。

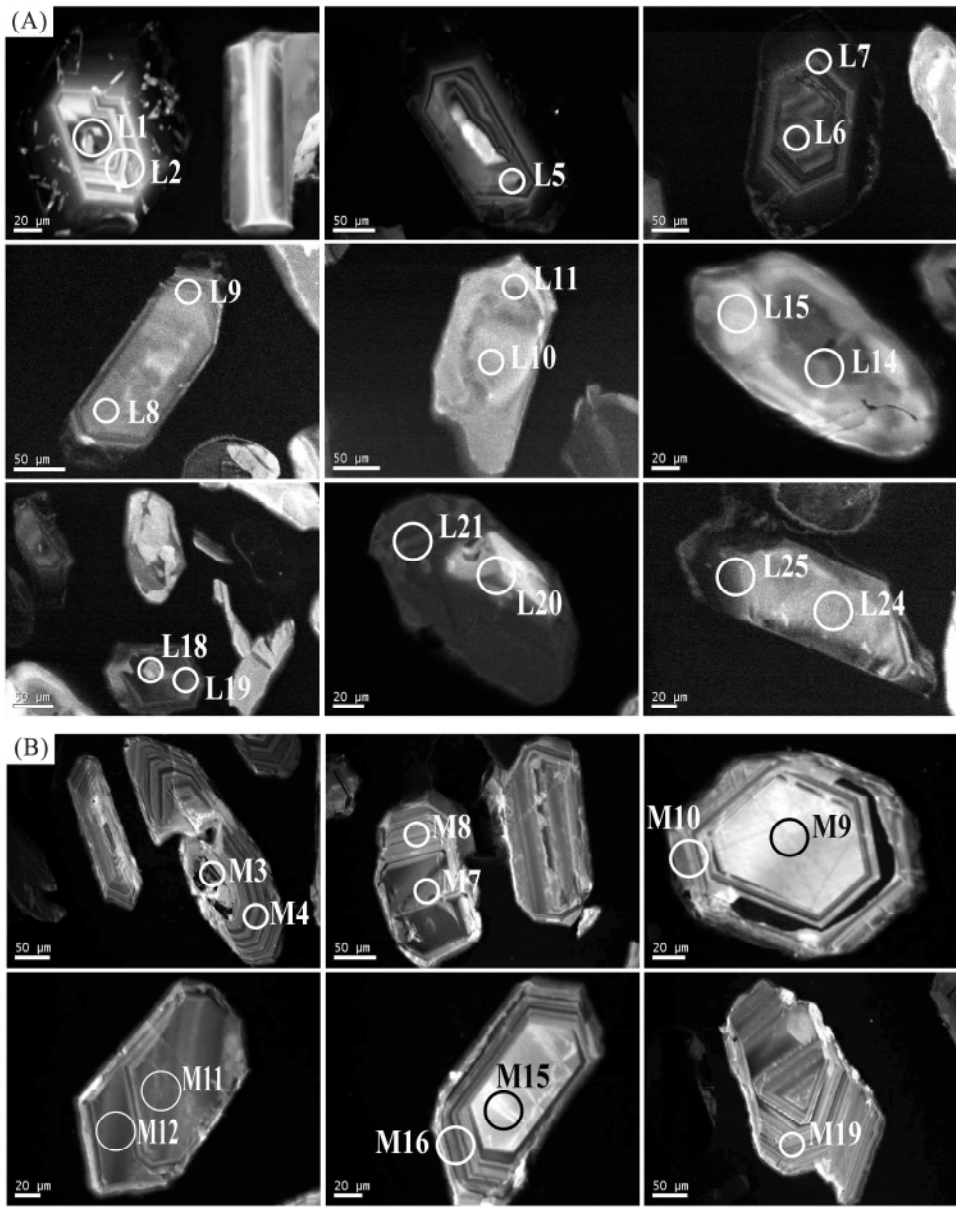


图 3 花岗岩包体和斑状花岗岩锆石 CL 照片

Fig. 3 CL images of zircons from granite xenolith and porphyritic granite
(A)六合花岗岩包体锆石; (B)马厂箐斑状花岗岩锆石

变质成因锆石不显与环带有关的任何特征,而反映出斑状、团块状、云雾状的发光特点(如点 L10 和 L11)。

赋矿斑状花岗岩中锆石(图 3-B)均具明显震荡环带;且环带密集,宽窄不一、反差明显,与典型岩浆锆石特征一致;其中未见复合与变质锆石。值得注意的是,部分锆石在晶体边部出现较为密集的震荡环带;而晶体内部阴极发光强度均匀,未见任何环带迹象。岩浆锆石的韵律环带通常是由岩浆结晶过程中锆石晶体和熔体界面处痕量元素含量的变化造成的贫化或富集所致^[23]。在高温条件下,由于痕量元素的扩散速率相对较快,晶体和熔体界面处的痕量元素含量不易发生高低起伏的变化,此时无法形成环带或只能形成较宽的环带,且发光反差较弱;低温条件下,痕量元素的扩散速率较低,晶体与熔体界面处的痕量元素含量会发生相对较快变化,进而形成较密集且发光反差较大的韵律环带。赋矿斑状花岗岩中锆石不均匀的环带特征应是岩浆结晶时环境温度由高至低演化的反映。

4.2 锆石 U-Pb 年龄

4.2.1 花岗岩包体锆石 U-Pb 年龄

花岗岩包体锆石 LA-ICP-MS 分析数据列于表 1(点号 L),年龄谐和图见图 4。由表 1 和图 4 看出,所测 29 点数据在谐和图中较为分散,有 11 个点(L3、L4、L6、L12、L13、L16、L19、L21、L22、L23、L28)偏离一致线或与一致线上点无相聚关系,它们因为放射性铅丢失偏离一致线,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄没有年代学意义;其他各点均在一致线上或附近,并具有相聚关系。将 18 个有地质

意义的点按其谐和图中的相聚关系分别做加权平均年龄,获得 6 组年龄。3 组相对较老的年龄分别是 $(826.1 \pm 8.6)\text{Ma}$ (测点 L14、L29)、 $755 \pm 15\text{Ma}$ (测点 L8、L15、L24、L27)、 $(670 \pm 24)\text{Ma}$ (测点 L17、L18、L26);其中后 2 组年龄的可信度较差,再将数据筛选后加权可得到 $(751 \pm 8.5)\text{Ma}$ (测点 L8、L24、L27)和 $(677 \pm 6.1)\text{Ma}$ (测点 L18、L26)2 组可信年龄(如图 4-B),但与原值相差不大,这说明确存在该年龄范围的锆石。2 组较小的年龄为 270.9Ma ($1\sigma=5.15$,点 L20 单点数据)和 $(99.6 \pm 1.5)\text{Ma}$ (点 L10、L11),后者反映了古变质交代发生的时间,该锆石具有极小的 $w_{\text{Th}}/w_{\text{U}}$ 比值(0.007)。除变质锆石外,不同年龄锆石的 U 含量和 $w_{\text{Th}}/w_{\text{U}}$ 比值与年龄有一定相关性,表现出年龄由老至新, U 含量大致递增, $w_{\text{Th}}/w_{\text{U}}$ 比值减小的趋势。花岗岩包体中存在以上不同年龄的锆石可能来自岩浆源区残余或中途运移捕获,表明六合地区深部的基底岩石类型复杂。

能反映花岗岩包体成岩年龄的仅有 6 个点,它们为复合型岩浆锆石内核和靠近内核的中外部(测点 L1、L2、L5)以及外壳(测点 L7、L9、L25)。虽然测点较少,但数据点均在一致线上或附近,并具有明显的相聚关系。Th 的质量分数(w_{Th})为 $(73.0 \sim 175.4) \times 10^{-6}$, U 的质量分数(w_{U})为 $(671.0 \sim 1642.4) \times 10^{-6}$,但 $w_{\text{Th}}/w_{\text{U}}$ 值明显与其他锆石不同,趋于一致,为 0.107~0.129。6 个点数据加权平均年龄为 $(39.2 \pm 2.0)\text{Ma}$, MSWD=9.6(图 4-A)。但该年龄可信度较差,数据经过筛选再加权得到 2 组可信年龄分别为: $(38.63 \pm$

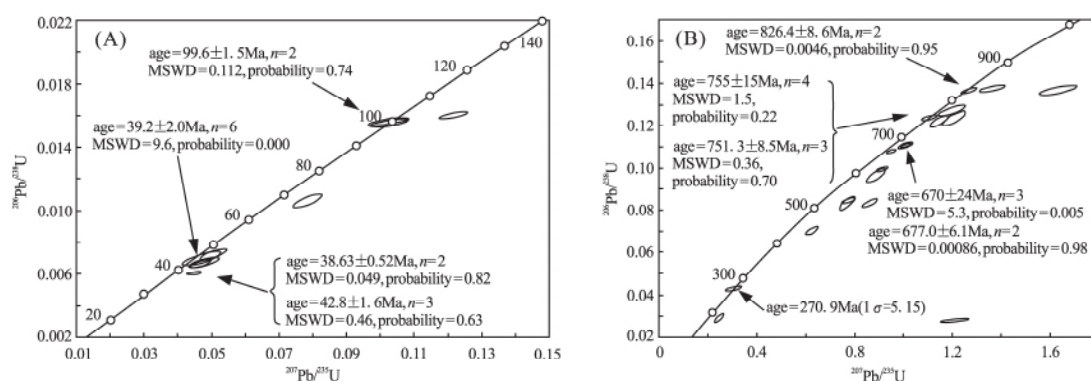


图 4 花岗岩包体中锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 4 Concordia plot of zircons U-Pb dating for granite xenolith
(A) 20~160 Ma; (B) 160~1100 Ma

0.52) Ma, MSWD = 0.049, probability = 0.82 (点 L7、L25); (42.8 ± 1.6) Ma, MSWD = 0.46, probability = 0.63 (点 L1、L5、L9)。较小年龄的加权点均位于锆石颗粒边部,其加权平均年龄与6个点加权年龄相差不大,但具有更高的可信度。(38.63 ± 0.52) Ma 代表了花岗岩包体的实际结晶年龄;而(42.8 ± 1.6) Ma 数据点处于锆石内核,它记录了花岗质岩浆早阶段或开始活动的时间。

4.2.2 赋矿斑状花岗岩锆石 U-Pb 年龄

马厂箐赋矿斑状花岗岩锆石 LA-ICP-MS 分析结果列于表1(点号 M), 年龄谐和图见图5。由表1和图5看出, 所测30点数据在谐和图中较为集中, 均在一致线上或附近, 具较好的相聚关系。Th 的质量分数为 $(279.6 \sim 3464.9) \times 10^{-6}$, U 的质量分数为 $(398.1 \sim 2309.7) \times 10^{-6}$; $w_{Th}/w_U > 0.4$, 为 0.451 ~ 1.890, 符合通常认定的岩浆成因锆石特征^[24]。同一颗锆石的中心和边部年龄相似, 或中心略大, 指示所测锆石均为同期岩浆结晶产物。本次测试中, 尚未见到继承老核锆石。虽然所测数据在谐和图中趋于集中, 但它们的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄存在一定差异, 部分锆石的中心部位所测得的年龄在 38 Ma 左右, 部分锆石边部测点数据年龄偏小, 在 35 Ma 左右。如果将全部30个点数据加权平均, 所得到的年龄为 $(36.35 \pm 0.35) \text{Ma}$ (MSWD = 4.9), 其可信度太低, 无法准确反映赋矿斑状花岗岩的成岩年龄。

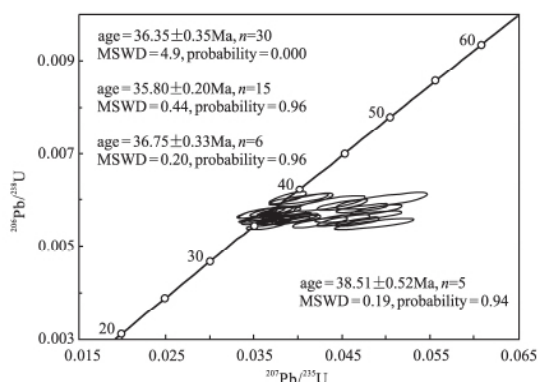


图5 斑状花岗岩锆石 U-Pb 年龄谐和图
Fig. 5 Concordia plot of zircons U-Pb dating for porphyritic granite

因此, 本文根据测点位置和谐和图中数据相聚关系的不同进行筛选, 最后得到3组可信度较高的年龄(图5), 分别为15个点数据加权年龄

$(35.80 \pm 0.20) \text{Ma}$ (MSWD = 0.44, probability = 0.96 (点号 M1、M2、M4、M8、M10、M11、M12、M13、M14、M15、M19、M21、M24、M25、M28)), 6个点数据加权年龄 $(36.75 \pm 0.33) \text{Ma}$ (MSWD = 0.20, probability = 0.96, 点号 M18、M23、M26、M27、M29、M30) 和5个点数据加权年龄 $(38.51 \pm 0.52) \text{Ma}$ (MSWD = 0.19, probability = 0.94, 点号 M3、M5、M16、M17、M22)。(38.51 ± 0.52) Ma 的测点为锆石中心部位, 更接近含矿岩浆活动的初始时间; $(35.80 \pm 0.20) \text{Ma}$ 则为岩浆侵位结晶年龄, 也代表了赋矿斑状花岗岩的成岩年龄。

4.3 锆石稀土元素

花岗岩包体和斑状花岗岩中锆石原位稀土元素含量和配分模式见表2和图6, 可以看出: 除个别测点外(测点 L22、L23、L29、M20), 各测点均表现出 HREE 富集的配分曲线, 并同时显示强正 Ce 和弱负 Eu 异常。反映花岗岩包体成岩年龄的6个测点(测点 L1、L2、L5、L7、L9、L25, 图6-A 中红色曲线)稀土配分模式基本一致, 总稀土质量分数($w_{\Sigma\text{REE}}$)为 $(673.4 \sim 1658.7) \times 10^{-6}$, 平均为 1114.3×10^{-6} ; 轻重稀土含量虽有不同, 但是 $w_{\text{LREE}}/w_{\text{HREE}}$ 值趋近一致, 为 0.017 ~ 0.022, 均值为 0.020; 强正 Ce 异常(54.64 ~ 649.39, 均值为 280.39)和相对较弱的负 Eu 异常(0.22 ~ 0.36, 均值为 0.31)。而花岗岩包体中不同年龄阶段的继承锆石稀土配分曲线在保持大致相似的模式下, Eu、Ce 异常和 HREE 富集程度有明显差别(图6-B), 这反映了继承锆石原岩性质存在差异或后期地质事件的扰动。赋矿斑状花岗岩中锆石均为同期结晶产物, 除1个测点(M20)显示不协调的配分曲线外, 剩余29个点配分曲线表现出较好的一致性; 其总稀土质量分数为 $(464.8 \sim 3511.3) \times 10^{-6}$, 平均为 1063.1×10^{-6} , $w_{\text{LREE}}/w_{\text{HREE}}$ 为 0.061 ~ 0.541 (均值为 0.120), 强正 Ce 异常(1.34 ~ 305.76, 平均为 78.20), 极弱负 Eu 异常(0.37 ~ 0.69, 平均为 0.47)。花岗岩包体和斑状花岗岩锆石具有相同的稀土配分曲线, 其特征类似于正长岩捕虏体、金伯利岩和碳酸岩中无或弱负 Eu 异常、正 Ce 异常、HREE 相对平缓的左倾配分曲线的锆石配分曲线^[25,26], 暗示锆石的形成均与起源于富集地幔源区的富碱岩浆作用密切相关。

表 1 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分析结果
Table 1 LA-ICP-MS zircons U-Pb dating results

颗粒号	测点号	同位素比值				表面年龄/Ma				$w/10^{-6}$		w_{Th}/w_U	
		$^{207}Pb/^{206}Pb$	1 σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1 σ	$^{206}Pb/^{238}Pb$	1 σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1 σ	^{232}Th	^{238}U		
1	L1	0.05147	0.00179	0.04660	0.00205	0.00658	0.00018	261.18	74.99	42.27	131.1	1015.0	0.129
1	L2	0.05080	0.00208	0.05037	0.00256	0.00719	0.00023	231.55	62.03	46.17	111.6	903.2	0.124
2	L3	0.06640	0.00137	0.77483	0.01806	0.08438	0.00090	820.37	42.59	522.19	42.4	563.7	0.075
2	L4	0.06445	0.00102	0.62688	0.01594	0.07025	0.00141	766.67	33.33	437.65	39.8	1129.7	0.035
3	L5	0.04909	0.00345	0.04690	0.00375	0.00692	0.00031	153.79	155.53	44.46	73.0	671.0	0.109
4	L6	0.06089	0.00122	0.24668	0.01272	0.02921	0.00135	635.20	44.44	185.62	408.6	895.6	0.456
4	L7	0.04810	0.00159	0.03982	0.00131	0.00602	0.00006	105.65	77.77	38.70	175.4	1642.4	0.107
5	L8	0.06794	0.00115	1.14611	0.02486	0.12223	0.00182	866.35	35.19	743.39	106.5	342.6	0.311
5	L9	0.05181	0.00284	0.04754	0.00297	0.00667	0.00021	275.99	125.91	42.84	113.7	899.1	0.126
6	L10	0.04813	0.00204	0.10227	0.00404	0.01561	0.00017	105.65	95.43	99.84	3.1	455.1	0.007
6	L11	0.04823	0.00186	0.10270	0.00397	0.01553	0.00017	109.35	90.73	99.32	3.0	447.9	0.007
7	L12	0.06770	0.00141	0.76836	0.02012	0.08321	0.00206	861.11	42.59	515.26	88.9	371.7	0.239
7	L13	0.05336	0.00119	0.07817	0.00287	0.01057	0.00029	342.65	47.22	67.77	1.88	434.5	0.284
8	L14	0.08669	0.00271	1.63081	0.05048	0.13687	0.00144	1353.70	60.34	826.92	8.19	76.2	0.711
8	L15	0.06880	0.00208	1.19843	0.03714	0.12733	0.00178	894.45	62.96	772.62	10.17	47.5	0.533
9	L16	0.06657	0.00114	0.88753	0.02493	0.09646	0.00220	833.33	37.03	593.65	12.92	242.1	0.523
9	L17	0.06379	0.00098	0.95035	0.01367	0.10801	0.00064	744.45	32.25	661.18	3.72	414.5	0.897
10	L18	0.06618	0.00102	1.01202	0.01526	0.11075	0.00062	812.96	27.62	677.07	3.63	256.9	0.721
10	L19	0.06656	0.00107	0.91266	0.01519	0.09339	0.00076	833.33	33.33	610.80	4.43	266.8	0.639
11	L20	0.05208	0.00390	0.30482	0.02235	0.04293	0.00083	300.06	170.35	270.96	5.15	33.5	0.493
11	L21	0.31701	0.01210	1.20860	0.03941	0.02793	0.00063	3555.25	58.95	177.55	3.97	24.2	0.181
12	L22	0.07424	0.00112	0.86203	0.02148	0.08336	0.00138	1047.84	31.48	516.15	8.18	79.1	0.066
12	L23	0.05499	0.00122	0.12135	0.00272	0.01602	0.00015	413.01	50.00	102.47	0.92	223.8	0.119
13	L24	0.07059	0.00114	1.20606	0.03063	0.12350	0.00229	946.29	33.34	750.70	13.13	216.1	0.532
13	L25	0.05399	0.00176	0.04468	0.00150	0.00600	0.00006	372.28	74.07	38.58	0.36	156.5	0.109
14	L26	0.06591	0.00123	1.00658	0.01978	0.11071	0.00107	803.39	38.89	676.86	6.23	188.2	0.682
14	L27	0.06486	0.00131	1.10711	0.02191	0.12395	0.00089	768.52	42.59	753.25	5.13	78.1	0.358
15	L28	0.07188	0.00184	1.36404	0.03506	0.13770	0.00113	983.34	52.94	831.62	6.42	40.3	0.340
15	L29	0.06717	0.00110	1.26784	0.02132	0.13675	0.00092	842.59	33.33	826.26	5.22	128.8	0.577

(续表 1)

颗粒号	测点号	同位素比值				表面年龄/Ma				$w/10^{-6}$		w_{Th}/w_U
		$^{207}Pb/^{235}U$	1 σ	$^{206}Pb/^{238}Pb$	1 σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1 σ	$^{206}Pb/^{238}Pb$	1 σ	^{232}Th	^{238}U	
1	M1	0.04724	0.00272	0.03627	0.00199	0.00558	0.00004	61.21	133.32	3464.9	2309.7	1.500
1	M2	0.05182	0.00200	0.04012	0.00163	0.00558	0.00006	275.99	88.88	732.5	995.0	0.736
2	M3	0.05009	0.00258	0.04098	0.00205	0.00599	0.00009	198.23	123.13	279.6	487.0	0.574
2	M4	0.04668	0.00166	0.03620	0.00129	0.00564	0.00006	31.58	85.18	506.1	1092.4	0.463
3	M5	0.05370	0.00320	0.04363	0.00265	0.00592	0.00011	366.72	135.17	412.3	398.1	1.036
3	M6	0.04890	0.00207	0.03643	0.00147	0.00545	0.00006	142.68	99.99	447.0	844.8	0.529
4	M7	0.05866	0.00224	0.04725	0.00192	0.00582	0.00006	553.74	78.69	1914.6	1013.0	1.890
4	M8	0.05152	0.00179	0.03933	0.00133	0.00555	0.00005	264.88	79.62	1046.0	1035.8	1.010
5	M9	0.06093	0.00218	0.04898	0.00196	0.00578	0.00007	636.74	77.77	961.3	926.6	1.038
5	M10	0.06150	0.00221	0.04677	0.00168	0.00553	0.00006	657.42	71.29	490.2	850.3	0.577
6	M11	0.04942	0.00198	0.03790	0.00153	0.00557	0.00007	168.60	89.80	697.6	944.5	0.739
6	M12	0.04880	0.00212	0.03710	0.00163	0.00553	0.00006	138.98	103.69	614.5	948.2	0.648
7	M13	0.06527	0.00405	0.04868	0.00297	0.00548	0.00008	783.34	126.85	642.0	586.3	1.095
7	M14	0.05518	0.00232	0.04255	0.00205	0.00551	0.00007	420.42	92.59	1244.1	841.7	1.478
8	M15	0.06046	0.00437	0.04693	0.00329	0.00564	0.00008	620.39	155.54	580.5	669.5	0.867
8	M16	0.04723	0.00177	0.03886	0.00142	0.00604	0.00008	61.21	85.18	631.8	889.8	0.710
9	M17	0.04826	0.00265	0.04010	0.00223	0.00600	0.00008	122.31	112.94	915.0	661.4	1.383
9	M18	0.04756	0.00176	0.03742	0.00133	0.00574	0.00006	76.02	85.18	681.1	1023.0	0.666
10	M19	0.05221	0.00250	0.03968	0.00175	0.00560	0.00007	294.51	138.87	424.0	685.6	0.619
11	M20	0.05483	0.00207	0.04504	0.00191	0.00589	0.00008	405.61	85.18	2091.7	1389.6	1.505
11	M21	0.04964	0.00182	0.03775	0.00131	0.00556	0.00006	188.97	80.54	607.8	1156.8	0.525
12	M22	0.05881	0.00366	0.04954	0.00344	0.00597	0.00011	561.15	141.65	435.6	646.9	0.673
12	M23	0.04529	0.00180	0.03530	0.00136	0.00571	0.00007			491.3	1029.4	0.477
13	M24	0.05925	0.00261	0.04518	0.00198	0.00556	0.00008	575.96	128.69	469.2	722.0	0.650
14	M25	0.04683	0.00200	0.03585	0.00150	0.00557	0.00007	38.99	99.99	341.6	758.0	0.451
14	M26	0.04832	0.00203	0.03795	0.00155	0.00574	0.00007	122.31	99.99	474.6	958.6	0.495
15	M27	0.04505	0.00197	0.03539	0.00151	0.00571	0.00007			789.3	795.4	0.992
15	M28	0.05112	0.00226	0.03915	0.00162	0.00562	0.00006	255.62	101.84	474.7	922.7	0.514
16	M29	0.04954	0.00193	0.03862	0.00147	0.00568	0.00005	172.31	90.73	1734.0	1305.1	1.329
17	M30	0.04632	0.00164	0.03659	0.00130	0.00574	0.00007	13.06	85.18	500.7	925.2	0.541

点号 L 开头为六合花岗岩包体中锆石, M 开头为马厂箐斑状花岗岩中锆石, 表中六合花岗岩包体数据引自文献[15]。

表 2 锆石稀土元素含量($w/10^{-6}$)

Table 2 REE contents of zircons

样品号	LREE	HREE	$\frac{LREE}{HREE}$	ΣREE	δCe	δEu	样品号	LREE	HREE	$\frac{LREE}{HREE}$	ΣREE	δCe	δEu
L1	14.70	658.74	0.022	673.4	649.39	0.32	M1	254.69	3256.63	0.078	3511.3	35.81	0.69
L2	16.30	957.68	0.017	974.0	197.21	0.33	M2	62.06	848.40	0.073	910.5	70.98	0.60
L3	2.76	398.21	0.007	401.0	40.31	0.02	M3	27.69	437.07	0.063	464.8	30.10	0.37
L4	2.81	477.35	0.006	480.2	21.24	0.10	M4	33.99	559.35	0.061	593.3	194.12	0.41
L5	19.16	1031.96	0.019	1051.1	100.42	0.34	M5	106.67	670.11	0.159	776.8	4.80	0.68
L6	77.46	968.10	0.080	1045.6	74.96	0.66	M6	40.00	478.74	0.084	518.7	171.78	0.45
L7	31.08	1627.58	0.019	1658.7	430.22	0.22	M7	416.26	2049.84	0.203	2466.1	33.00	0.53
L8	32.58	1217.39	0.027	1250.0	27.03	0.10	M8	148.94	836.33	0.178	985.3	132.10	0.49
L9	28.18	1359.07	0.021	1387.2	250.45	0.36	M9	116.04	929.01	0.125	1045.1	87.76	0.42
L10	0.88	442.02	0.002	442.9	58.96	0.27	M10	47.89	569.88	0.084	617.8	77.32	0.38
L11	0.86	441.10	0.002	442.0	804.81	0.44	M11	107.80	940.99	0.115	1048.8	4.12	0.44
L12	17.41	310.47	0.056	327.9	38.84	0.57	M12	65.61	865.29	0.076	930.9	14.99	0.44
L13	39.80	942.10	0.042	981.9	97.02	0.50	M13	161.52	1326.82	0.122	1488.3	10.90	0.48
L14	19.98	478.80	0.042	498.8	27.68	0.37	M14	300.67	2227.28	0.135	2527.9	12.01	0.48
L15	16.64	439.48	0.038	456.1	90.56	0.34	M15	93.30	895.76	0.104	989.1	56.75	0.54
L16	67.21	833.24	0.081	900.5	84.12	0.42	M16	82.10	732.72	0.112	814.8	144.16	0.46
L17	82.74	1137.38	0.073	1220.1	45.14	0.45	M17	220.54	1342.03	0.164	1562.6	7.13	0.47
L18	28.39	371.42	0.076	399.8	16.59	0.31	M18	63.28	637.04	0.099	700.3	185.41	0.43
L19	25.22	554.30	0.046	579.5	23.66	0.31	M19	68.59	766.54	0.089	835.1	206.30	0.42
L20	15.78	891.80	0.018	907.6	16.07	0.10	M20	422.46	781.13	0.541	1203.6	1.34	0.61
L21	8.80	427.57	0.021	436.4	59.55	0.09	M21	51.60	663.39	0.078	715.0	9.88	0.46
L22	28.11	346.24	0.081	374.4	0.46	0.53	M22	70.23	790.43	0.089	860.7	32.27	0.47
L23	173.97	1553.22	0.112	1727.2	1.02	0.44	M23	55.27	772.13	0.072	827.4	103.05	0.42
L24	23.50	504.41	0.047	527.9	64.28	0.12	M24	80.05	694.41	0.115	774.5	9.67	0.46
L25	19.65	921.63	0.021	941.3	54.64	0.27	M25	40.15	557.43	0.072	597.6	15.34	0.45
L26	13.19	412.51	0.032	425.7	113.11	0.30	M26	51.35	738.55	0.070	789.9	305.76	0.43
L27	9.09	432.61	0.021	441.7	112.01	0.27	M27	138.43	1127.54	0.123	1266.0	76.80	0.48
L28	7.13	506.62	0.014	513.7	29.71	0.06	M28	46.78	622.55	0.075	669.3	194.48	0.45
L29	69.87	1347.41	0.052	1417.3	1.64	0.03	M29	130.64	790.30	0.165	920.9	157.53	0.41
							M30	37.97	444.05	0.086	482.0	230.25	0.43

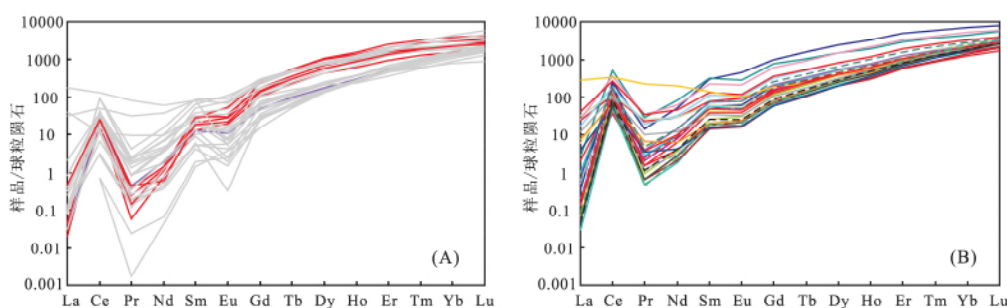


图 6 锆石稀土元素配分模式

Fig. 6 REE patterns of zircons

(A)六合花岗岩包体; (B)马厂菁斑状花岗岩

对比发现,虽配分曲线相同,但二者在 Eu、Ce 异常和 w_{LREE}/w_{HREE} 值上有一定差异,表现为花岗岩包体(前者)中原生锆石 w_{LREE}/w_{HREE} 值相对较

小(前者 0.017~0.022,后者 0.061~0.541), HREE 相对亏损,而斑状花岗岩锆石 HREE 部分更显陡倾;负 Eu 异常程度(前者 0.22~0.36,后

者 0.37~0.69) 较斑状花岗岩锆石明显; 正 Ce 异常也大致较强(前者 54.64~649.39, 后者 1.34~305.76)。

5 讨论

5.1 花岗岩包体不混溶特征分析及流体交代特征

岩相学研究发现, 花岗岩包体与主岩呈特殊包裹、分割、穿插状、港湾状接触关系并非由熔蚀所致, 而是富碱岩浆与长英质岩浆液态不混溶的结果, 主要依据有: 其一, 被熔蚀的矿物(或岩石)必须早于岩浆固结成岩成矿, 熔蚀部位必须是与岩浆接触的矿物(或岩石)边部, 不会见到呈孤立团块的主岩被包体石英包裹的现象(图 2-D); 其二, 如果花岗岩早已固结, 更不会见到, 主岩基质与主岩分离, 在包体内部显示一种类似于脉体而插入于石英中(图 2-B)或呈独立团块切割包体石英和长石(图 2-C)的现象; 其三, 花岗岩包体边部如果受到富碱岩浆烘烤, 势必会对包体进行急速加温而在包体接触带处形成烘烤边或冷凝边, 而实际并不存在。因此, 包体与主岩呈港湾状的接触关系, 显示了花岗岩包体被富碱岩浆捕获时并未完全固结成岩, 而处于一种熔融或半固结的塑性流动状态, 该推断同时也得到了年代学研究的有力支撑。

马厂箐赋矿斑状花岗岩普遍发育与多金属矿化有关的角闪石化、硅化、碳酸盐化是地幔流体交代作用的重要表现^[13,14]; 图 2-I 所反映的长石似斑晶被细粒硅化的特征, 类似于宋祥峰等在六合正长斑岩中发现的硅化正长石斑晶^[27], 暗示二者遭受同类型的地幔流体交代蚀变, 即: 幔源富硅碱和 CO₂ 的流体伴随岩浆结晶成岩过程对斑状花岗岩的自交代蚀变, 显示多金属矿化与地幔流体作用密切相关。

5.2 花岗岩包体与赋矿斑状花岗岩的成岩时代

锆石 U-Pb 分析表明, 六合正长斑岩中花岗岩包体锆石记录了较为宽泛的岩浆活动时限, 为 (38.63±0.52)~(42.8±1.6) Ma B. P., 晚期年龄与主岩(正长斑岩)的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄(38.0±1.5) Ma^[28] 基本一致。结合包体与主岩特殊的港湾状接触关系所反映的不混溶现象, 可以认定花岗岩包体被捕获时处于熔融(或半固结)状态。由此表明, 主岩和包体的形成在时间和

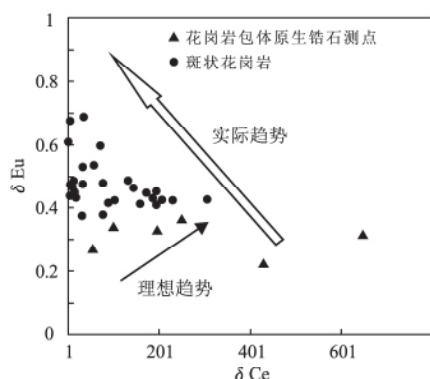
空间上是共生关系。锆石内核外壳年龄的细微差异, 近似反映了岩浆从熔融形成至冷却结晶的时间差。在无法确定源区熔融开始时间的条件下, 本文将 (42.8±1.6) Ma B. P. 近似为六合地区花岗质岩浆初始形成的时期; 在其形成后又被富碱岩浆裹挟与之同步结晶成岩 (38.63 Ma B. P. ±0.52 Ma B. P.)。硅不饱和富碱岩浆的上侵和地幔流体的高热应是六合花岗质岩浆的形成原因^[15]。

马厂箐赋矿斑状花岗岩锆石同样记录了富碱含矿岩浆活动的大致初始时间为 (38.51±0.52) Ma B. P., 结晶成岩的时间为 (35.80±0.20) Ma B. P.。虽然两者岩浆活动时限有一定差异, 但均属于喜马拉雅早期, 与滇西新生代富碱岩浆活动的峰值范围 40~30 Ma B. P.^[29,30] 吻合, 反映了岩带中不同位置不同岩性的富碱岩石的成因统一受制于深部流体作用。作者同时测得的马厂箐辉钼矿 Re-Os 模式年龄为 (35.1±0.5) Ma 和 (34.7±0.6) Ma^[31], 与其他学者所测数据基本一致^[32,33]; 同时也与金沙江—哀牢山多金属成矿带成矿年龄峰值范围吻合^[10]。这表明成矿元素的卸载与含矿富碱岩浆结晶成岩是同步进行的, 成矿作用与富碱岩浆活动密切相关。

5.3 锆石稀土元素特征分析

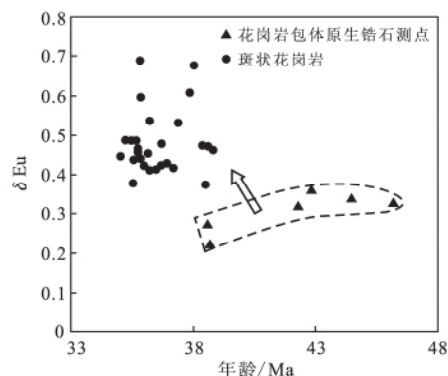
HREE 和 Zr⁴⁺ 离子半径相近, 而相对 LREE 更易进入锆石中, 以至于锆石均有类似的 HREE 富集配分曲线; 但不同生长环境的锆石 $w_{\text{LREE}}/w_{\text{HREE}}$ 值存在一定差异^[25,26]。 $w_{\text{LREE}}/w_{\text{HREE}}$ 值的差异可能与岩浆源区中石榴石、辉石等富 HREE 矿物的含量和岩浆结晶过程中富 HREE 矿物的晶出有关^[25,34]。斑状花岗岩锆石相对陡倾的重稀土元素配分形式, 可能与来自富石榴石、辉石相地幔物质的混入有关, 这与马厂箐赋矿斑状花岗岩中发现有暗色团粒(包体)的事实相符^[11]。与流体交代蚀变有关的锆石通常具有较小的 $w_{\text{Th}}/w_{\text{U}}$ 值, 花岗岩包体原生锆石 $w_{\text{Th}}/w_{\text{U}}$ 值 (0.107~0.129) 明显小于斑状花岗岩锆石 $w_{\text{Th}}/w_{\text{U}}$ 值 (0.451~1.890), 且趋于一致, 暗示花岗岩包体初始岩浆的形成与地幔流体交代作用密切相关, 进而造成包体锆石 $w_{\text{Th}}/w_{\text{U}}$ 比值偏离经典岩浆锆石比值 (>0.4)^[35]; 而斑状花岗岩锆石 $w_{\text{Th}}/w_{\text{U}}$ 值虽符合岩浆锆石特征, 但范围较宽, 可能记录了地幔物质不均匀混染过程。

锆石中普遍出现的正 Ce 异常和负 Eu 异常可以从具有相应异常特征的熔体中继承,还与熔体的氧逸度有关^[25,26]。 Ce^{4+} 和 Zr^{4+} 电价相同、半径相似,在高氧逸度环境下,部分 Ce 以 Ce^{4+} 形式存在,而优先进入锆石形成正 Ce 异常。虽然高氧逸度条件下有利于 Eu^{3+} 的存在;但相对氧逸度条件下,部分 Eu 以 Eu^{2+} 形式稳定存在,并随氧逸度增高 Eu^{2+} 含量随之减少。而 Eu^{2+} 与 Zr^{4+} 电价和半径相差太大,不易进入锆石晶格而形成负 Eu 异常。 Ce^{4+} 和 Eu^{2+} 与其他 3 价 REE 共存实际是岩浆氧化-还原相互协调的结果。大量的研究成果已经证实滇西新生代富碱斑岩带中不同岩体具有统一的稀土配分模式,即 LREE 富集,弱负 Eu 异常和极弱(或无)负 Ce 异常的右倾配分曲线^[2,10]。该模式与典型的亮源花岗岩的根本区别就是不具强负 Eu 异常,表明富碱岩浆形成未经斜长石的分离结晶;相反,暗示了富碱岩浆是相对富集 Eu 的。如果锆石继承富碱岩浆的稀土特征,形成的锆石不应出现强烈的正 Ce 和负 Eu 异常,那么,本文锆石的 Ce、Eu 异常就可能与熔体的氧化-还原条件有关。当锆石 Ce、Eu 异常仅受熔体氧逸度变化控制时,锆石的正 Ce 和负 Eu 异常强度(异常值偏离 1 的程度)应呈反比。当氧逸度较高时,熔体 Ce^{4+} 浓度增加,而 Eu^{2+} 含量趋近于无,进而造成晶出的锆石具强正 Ce 异常和无或极弱负 Eu 异常;反之,则形成弱正 Ce 异常和强负 Eu 异常(图 7 中理想趋势)。

图 7 锆石 δCe - δEu 关系图解Fig. 7 The diagram of δCe - δEu for zircon

锆石 δCe - δEu 关系图解(图 7)显示,斑状花岗岩锆石 Ce、Eu 异常存在一定斜率或曲率的负相关性趋势,但表现出正 Ce 异常和负 Eu 异常强度呈正比(图 7 中实际趋势);但花岗岩包体原生

锆石并未因为 Ce 异常的改变,而发生 Eu 异常重大改变。显然,两者锆石图解特征与理想趋势是矛盾的。而在锆石年龄- δEu 和 δCe 关系图解(图 8 和图 9)中也不难看出,岩浆有着向更弱的正 Ce 和负 Eu 异常所代表的更还原和更氧化态演化的矛盾趋势。已有研究指出^[25],如果岩浆中锆石与强富集 Eu 的长石同时结晶时,会导致共生锆石形成负 Eu 异常;而 Ce 无论处于何种价态,均不会受到斜长石分离结晶或共生平衡生长的干扰。该过程晶出锆石的年龄与 Eu 异常具有一定演化关系^[36]。如果岩浆在锆石结晶过程中受到外来物质的混染或注入,将会改变其常规的演化过程而发生氧逸度、 Eu^{2+} 和 Ce^{4+} 浓度、温度等条件的改变,进而造成该阶段结晶的不同锆石的微量元素特征不同^[35];锆石正 Ce 异常的强度可以大致代表熔体氧逸度的高低,强正 Ce 异常往往形成于高氧逸度环境,反之亦然^[36]。在锆石年龄- δEu 关系图解(图 8)中,斑状花岗岩和花岗岩包体锆石并未显示出 Eu 异常与年龄有任何线性关系的趋势。锆石年龄- δCe 关系图解(图 9)也未表现两者锆石具有线性关系的趋势。由此表明,锆石结晶过程中发生过外来熔体的不均匀混染。Ce 异常不易受其他矿物晶出的影响,主要记录着岩浆混染过程中氧逸度的变化;而 Eu 异常受到了以斜长石平衡生长为主的多重因素制约,则侧重反映了混染过程中化学成分的变化。图 8 和图 9 显示斑状花岗岩锆石负 Eu 异常和正 Ce 异常程度宽泛,且均弱于花岗岩包体,说明含矿斑状花岗岩初始岩浆在经历还原性幔源物质混染下,氧逸度降低,而形成相对较弱的正 Ce 异常;同时又不可避免地与地壳发生混染,同化了地壳富 Eu 斜长

图 8 锆石年龄- δEu 关系图解Fig. 8 The diagram of age- δEu for zircon

石而出现相对较弱的负 Eu 异常。而花岗岩包体宽泛的年龄,代表其形成与早期地幔物质注入和地幔流体交代作用引发的地壳物质熔融有关;并在壳幔物质混染过程中,继承了壳源特征,而出现相对明显的负 Eu 和正 Ce 异常。由此显示出富硅长英质岩浆进一步受到幔源岩浆和地幔流体混染的演化过程,即由早期花岗岩包体的弱混染到晚期斑状花岗岩的强混染;同时暗示成矿物质来自地幔。

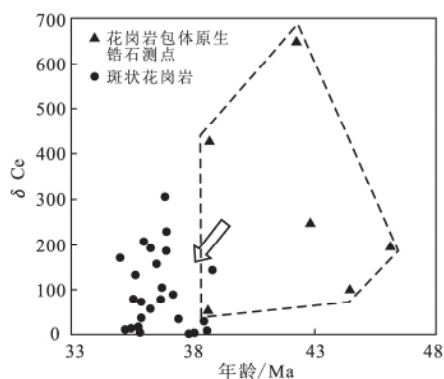


图9 锆石年龄- δCe 关系图解

Fig. 9 The diagram of age- δCe for zircon

5.4 成岩成矿机制

众多研究表明,滇西三江地区新生代富碱斑岩形成于统一的富集地幔源区和剪切走滑构造背景^[2,10];而源区的形成和熔融与地幔流体的交代作用及带入的挥发分和高热密不可分^[13,19]。研究指出,地幔流体对下地壳交代作用会引发地壳深熔产生花岗质岩浆,并为其提供必要的硅碱质、挥发分和热能^[37-39]。基于与暗色包体共存和被捕获的液态事实,六合花岗岩包体锆石相对强的正 Ce 异常和负 Eu 异常,以及偏小的 $w_{\text{Th}}/w_{\text{U}}$ 值,显示了花岗质岩浆的形成与富碱岩浆上涌引发的地壳深部长英质物质熔融以及地幔流体交代作用有关;花岗岩包体本身代表了深熔地壳在硅不饱和和富碱岩浆中残余熔融物质,并过多地继承了下地壳性质。马厂箐赋矿斑状花岗岩锆石相对弱的正 Ce 异常和负 Eu 异常、宽泛的 $w_{\text{Th}}/w_{\text{U}}$ 值和 HREE 较高富集程度,显示岩浆经历了强烈的壳幔混染作用;而在斑状花岗岩中的确发现了与矿化有关的暗色团粒或微粒(包体)^[11],这是硅过饱和和混合岩浆具备含矿性的重要前提条件^[40,41]。其中暗色团粒为辉长质-闪长质成分,与六合正长斑岩中的暗色包体物质组成是类似的^[11,42],由此

暗示马厂箐含矿花岗质岩浆形成于相同性质地幔物质引发的地壳深熔,且同化了大量的地幔成矿物质。

花岗岩包体的结晶年龄($38.63 \text{ Ma} \pm 0.52 \text{ Ma}$)与主岩年龄一致,且原生锆石又记录了更早的岩浆活动时间($42.8 \text{ Ma B. P.} \pm 1.6 \text{ Ma B. P.}$);较老的年龄大致代表了地壳深熔形成的长英质岩浆初始活动时间,而地壳深熔开始的时间必定在(42.8 ± 1.6)Ma B. P.。不同地区深熔发生的时间存在一定差异,马厂箐深熔长英质岩浆与上涌硅不饱和富碱岩浆及相伴含矿地幔流体混合形成硅过饱和含矿花岗质岩浆($38.51 \text{ Ma B. P.} \pm 0.52 \text{ Ma B. P.}$),在运移过程中进行成矿元素再分配,伴随地幔流体自交代作用,于适宜部位成岩成矿($35.80 \text{ Ma B. P.} \pm 0.20 \text{ Ma B. P.}$)。

综上所述,作者认为,滇西新生代硅不饱和和硅过饱和两类富碱岩石的岩浆起源、演化和相伴成矿作用及其成因联系表现为:来自交代富集地幔源区的硅不饱和富碱岩浆及相伴含矿地幔流体同步运移,其岩浆底劈作用和相伴地幔流体交代作用引发地壳深熔形成硅过饱和和长英质岩浆;此后的2类岩浆过程分为2部分:一是富碱岩浆直接捕获少量长英质岩浆以不混溶方式继续同步运移至地壳结晶成岩,形成含花岗岩包体的硅不饱和和富碱斑岩;二是硅不饱和的富碱岩浆与长英质岩浆发生同化混染形成混合岩浆运移至地壳,其中所含不混溶含矿地幔流体伴随其结晶成岩进行自交代蚀变,形成硅过饱和的赋矿斑状花岗岩。

6 结论

a. 六合花岗质岩浆活动初始时间约为(42.8 ± 1.6)Ma B. P., 结晶成岩时间与主岩一致,为(38.63 ± 0.52)Ma B. P.; 马厂箐含矿富碱岩浆初始活动时间约为(38.51 ± 0.52)Ma B. P., 结晶成岩时间为(35.80 ± 0.20)Ma B. P.。

b. 结合富碱岩浆与花岗质岩浆在固结成岩之前呈液态不混溶的特殊岩相学关系,认为滇西新生代硅过饱和的花岗质岩浆的形成是硅不饱和富碱岩浆与相伴地幔流体上涌引发地壳深部长英质物质熔融所致。

c. 富碱岩浆与相伴地幔流体作用演化关系表现为:来自交代富集地幔源区的硅不饱和富碱岩浆伴随互不混溶含矿地幔流体同步运移,其岩浆

底劈和地幔流体交代作用引发地壳深熔形成长英质岩浆。此后的 2 类岩浆过程分为 2 部分:一是硅不饱和富碱岩浆直接捕获少量长英质岩浆以不混溶方式继续同步运移至地壳结晶成岩,形成含花岗岩包体的硅不饱和富碱斑岩;二是硅不饱和富碱岩浆与长英质岩浆发生同化混染形成混合岩浆运移至地壳,其中所含不混溶含矿地幔流体伴随其结晶成岩进行自交代蚀变,形成硅过饱和赋矿斑状花岗岩。

[参 考 文 献]

- [1] Hou Z Q, Xie Y L, Xu W Y, *et al.* Yulong deposit, Ease Tibet: A high-sulfidation Cu-Au porphyry copper deposit in the eastern Indo-Asian collision zone [J]. *International Geology Reviews*, 2006, 48: 1—24.
- [2] 莫宣学,赵志丹,喻学惠,等. 青藏高原新生代碰撞—后碰撞火成岩[M]. 北京:地质出版社,2009:1—396.
Mo X X, Zhao Z D, Yu X H, *et al.* Cenozoic Collisional-Postcollisional Igneous Rocks in the Tibetan Plateau[M]. Beijing: Geological Publishing House Beijing, 2009: 1—396. (In Chinese)
- [3] Hoke L, Lamb S, Hilton D R. Southern limit of mantle-derived geothermal helium emissions in Tibet: implications for lithospheric structure[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 180: 297—308.
- [4] Unsworth M J, Jones A G, Wei W B, *et al.* Crustal rheology of the Himalaya and southern Tibet inferred from magnetotelluric data[J]. *Nature*, 2005, 438: 78—81.
- [5] 魏启荣,王江海. 青藏东缘六合—香多镁铁质深源包体的岩石学和矿物学研究[J]. *矿物岩石*, 2004, 24(1): 17—28.
Wei Q R, Wang H J. Study on petrology and mineralogy of mafic deep-derived enclaves in Liuhe-Xiangduo area, eastern Tibet[J]. *Mineral Petrol*, 2004, 24(1): 17—28. (In Chinese)
- [6] Chung S S, Lee T L, Lo C H, *et al.* Interplate extension prior to continental extrusion along the Ailaoshan-Ren River shear zone[J]. *Geology*, 1997, 25: 311—314.
- [7] Hou Z Q, Zaw K, Pan G T, *et al.* Sanjiang Tethyan metallogenesis in S. W. China: Tectonic setting, metallogenic epochs and deposit types[J]. *Ore Geology Reviews*, 2007, 31: 48—87.
- [8] 夏斌,刘立文,张玉泉,等. 云南马厂箐钾质碱性花岗岩特征和锆石 U-Pb 年龄[J]. *大地构造与成矿学*, 2011, 35(3): 452—456.
- Xia B, Liu L W, Zhang Y Q, *et al.* Geochemical characteristics and zircon SHRIMP U-Pb age of the Machangqing kaligranite in Yunnan Province [J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 2011, 35(3): 452—456. (In Chinese)
- [9] 贾丽琼,莫宣学,董国臣,等. 滇西马厂箐煌斑岩成因: 地球化学、年代学及 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素约束[J]. *岩石学报*, 2013, 29(4): 1247—1260.
Jia L Q, Mo X X, Dong G C, *et al.* Genesis of lamprophyres from Machangqing, western Yunnan: Constraints from geochemistry, geochronology and Sr-Nd-Pb-Hf isotopes [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2013, 29(4): 1247—1260. (In Chinese)
- [10] 侯增谦,王二七,莫宣学,等. 青藏高原碰撞造山与成矿作用[M]. 北京:地质出版社,2008:1—980.
Hou Z Q, Wang E Q, Mo X X, *et al.* Collisional Orogeny and Metallogenesis of the Tibetan Plateau [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2008: 1—980. (In Chinese)
- [11] 郭晓东,牛翠祎,王治华,等. 滇西马厂箐岩体及其中深源包体地球化学特征[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2011, 41(增刊 1): 141—153.
Guo X D, Niu C Y, Wang Z H, *et al.* Geochemical characteristics of Machangqing intrusive and its deep-derived enclaves, Western Yunnan Province [J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 2011, 41(Sup 1): 141—153. (In Chinese)
- [12] 赵欣,莫宣学,喻学惠,等. 滇西六合地区新生代正长斑岩中深源包体的矿物学特征与成因意义[J]. *地学前缘*, 2003, 10(3): 93—104.
Zhao X, Mo X X, Yu X H, *et al.* Mineralogical characteristics and petrogenesis of deep-derived xenoliths in Cenozoic syenite-porphyry in Liuhe, western Yunnan Province [J]. *Earth Science Frontiers*, 2003, 10(3): 93—104. (In Chinese)
- [13] 赵甫峰. 滇西新生代富碱岩浆与地幔流体演化及其成矿效应研究[D]. 成都:成都理工大学档案馆, 2012.
Zhao F F. Evolution of Cenozoic Alkaline-Rich Magma and Mantle Fluid from Western Yunnan Province and the Related Metallogenic Effect [D]. Chengdu: The Archive of Chengdu University of Technology, 2012. (In Chinese)
- [14] 刘显凡,蔡永文,卢秋霞,等. 滇西地区富碱斑岩中地幔流体作用踪迹及其成矿作用意义[J]. *地学前缘*, 2010, 17(1): 114—136.

- Liu X F, Cai Y W, Lu Q X, *et al.* Actual traces of mantle fluid from alkali-rich porphyries in western Yunnan, and associated implications to metallogenesis[J]. *Earth Science Frontiers*, 2010, 17(1): 114—136. (In Chinese)
- [15] 赵甫峰,刘显凡,卢秋霞,等. 云南六合正长斑岩中花岗岩包体锆石 U-Pb 定年及其地质意义[J]. *地质学报*, 2011, 85(10): 1574—1584.
- Zhao F F, Liu X F, Lu Q X. The zircon U-Pb dating and geologic significance of granite xenolith in syenite porphyry from Liuhe, Yunnan [J]. *Acta geologica Sinica*, 2011, 85(10): 1574—1584. (In Chinese)
- [16] 彭建堂,毕献武,胡瑞忠,等. 滇西马厂箐斑岩铜(钼)矿床成岩成矿时限的厘定[J]. *矿物学报*, 2005, 25(1): 69—74.
- Peng J T, Bi X W, Hu R Z, *et al.* Determination of ore- and rock-forming time of the Machangqing porphyry Cu(Mo) deposit, western Yunnan Province [J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 2005, 25(1): 69—74. (In Chinese)
- [17] 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.
- Bi X W, Hu R Z, Peng J T, *et al.* Geochemical characteristics of the Yao'an and Machangqing alkaline-rich intrusions[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2005, 21(1): 113—124. (In Chinese)
- [18] 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.
- Wang Z H, Ge L S, Guo X D, *et al.* Epithermal-porphyry Cu-Mo-Au polymetal metallogenic system in Machangqing ore field, Yunnan [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2012, 28(5): 1425—1437. (In Chinese)
- [19] 郭晓东,葛良胜,王梁,等. 云南马厂箐岩体中深源包体特征及其锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄[J]. *岩石学报*, 2012, 28(5): 1413—1424.
- Guo X D, Ge L S, Wang L, *et al.* Characteristics of deep-derived enclave and its zircon LA-ICP-MS U-Pb age of Machangqing complex, Yunnan Province [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2012, 28(5): 1413—1424. (In Chinese)
- [20] Ludwig K R. User's Manual for A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel [CP]. Berkeley Geochronology Centre Spec. Pub. 1a, Berkeley, CA, USA, 2003.
- [21] Yuan H L, Gao S, Liu X M, *et al.* Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry[J]. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 2004, 28(3): 353—370.
- [22] 吴元保,郑永飞. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约[J]. *科学通报*, 2004, 49(16): 1589—1604.
- Wu Y B, Zheng Y F. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2004, 49(16): 1589—1604. (In Chinese)
- [23] Rubatto D, Gebauer D. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: Some examples from the Western Alps [C]// *Cathodoluminescence in Geosciences*. Berlin: Springer, Heidelberg, 2000: 373—400.
- [24] Corfu F, Hancher J M, Hoskin P W O, *et al.* Atlas of zircon textures[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2003, 53: 469—500.
- [25] Hoskin Paul W O, Ireland Trevor R. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator[J]. *Geology*, 2000, 28: 627—630.
- [26] Hoskin Paul W O, Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2003, 53: 27—62.
- [27] 宋祥峰,刘显凡,陶专,等. 滇西富碱斑岩及其中包体岩石的深部地质过程探讨[J]. *矿床地质*, 2006, 25(S1): 99—102.
- Song X F, Liu X F, Tao Z, *et al.* Deep geological processes of alkali-rich porphyries and their xenoliths in western Yunnan [J]. *Mineral Deposits*, 2006, 25(S1): 99—102. (In Chinese)
- [28] 夏斌,耿庆荣,张玉泉. 滇西鹤庆地区六合透辉石正长斑岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其意义[J]. *地质通报*, 2007, 26(6): 692—697.
- Xia B, Geng Q R, Zhang Y Q. Zircon SHRIMP U-Pb age of diopside syenite-porphyry at Liuhe, Heqing, western Yunnan, China [J]. *Geological Bulletin of China*, 2007, 26(6): 692—697. (In Chinese)
- [29] 刀艳,李峰,王蓉,等. 滇西九顶山铜钼矿花岗斑岩成因: LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄、岩石地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素制约[J]. *中国地质*, 2015, 42(1): 134—148.

- Dao Y, Li F, Wang R, *et al.* Petrogenesis of the granite porphyry related to the Jiudingshan Cu-Mo deposit in western Yunnan: Constraints from LA-ICP-MS zircon U-Pb chronology, Sr-Nd-Hf isotopes and petrogeochemistry[J]. *Geology in China*, 2015, 42(1): 134—148. (In Chinese)
- [30] 徐恒, 崔银亮, 周家喜, 等. 云南大理笔架山铜矿区斑岩成因与动力学背景: 年代学和地球化学制约[J]. *矿物学报*, 2015, 35(4): 439—446.
- Xu H, Cui Y L, Zhou J X, *et al.* Petrogenesis and dynamic background of porphyry in Bijiaoshan Cu deposit, Yunnan Province, China: geochemistry and geochronology constraints [J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 2015, 35(4): 439—446. (In Chinese)
- [31] 楚亚婷, 刘显凡, 赵甫峰, 等. 滇西马厂箐钼铜金矿床中赋矿斑状花岗岩定年及其地质意义[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2013, 43(5): 1377—1392.
- Chu Y T, Liu X F, Zhao F F, *et al.* Dating of ore-bearing porphyritic granite from the Machangqing Mo-Cu-Au deposit in western Yunnan Province and its geologic significance[J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 2013, 43(5): 1377—1392. (In Chinese)
- [32] 曾普胜, 侯增谦, 高永峰, 等. 印度-亚洲碰撞带东段喜马拉雅铜-钼-金矿床 Re-Os 年龄及成矿作用[J]. *地质论评*, 2006, 52(1): 72—84.
- Zeng P S, Hou Z Q, Gao Y F, *et al.* The Himalayan Cu-Mo-Au mineralization in the eastern Indo-Asian collision zone: constraints from Re-Os dating of molybdenite[J]. *Geological Review*, 2006, 52(1): 72—84. (In Chinese)
- [33] 和文言, 莫宣学, 喻学惠, 等. 滇西马厂箐斑岩型铜钼(金)矿床成岩成矿时代研究[J]. *地学前缘*, 2011, 18(1): 207—215.
- He W Y, Mo X X, Yu X H, *et al.* Geochronological study of magmatic intrusions and mineralization of Machangqing porphyry Cu-Mo-Au deposit, western Yunnan Province[J]. *Earth Science Frontiers*, 2011, 18(1): 207—215. (In Chinese)
- [34] Belousova E, Griffin W, O'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.
- [35] 周建雄, 陈振宇. 电子探针下锆石阴极发光的研究[M]. 成都: 电子科技大学出版社, 2007: 1—104.
- Zhou J X, Chen Z Y. Study on Zircon CL with EPMA[M]. Chengdu: University of Electronic Science and Technology of China Press, 2007: 1—104. (In Chinese)
- [36] Ballard J R, Palin M J, Campbell I H. 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*, 2002, 144(3): 347—364.
- [37] 杜乐天. 幔汁(HACONS Fluid)地球内动因素探索[J]. *地球学报*, 2009, 30(6): 739—748.
- Du L T. Mantle ichor (HACONS fluids): the interior crucial factor of geodynamics[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 2009, 30(6): 739—748. (In Chinese)
- [38] 丁清峰, 孙丰月. 地幔流体研究进展[J]. *地质科技情报*, 2001, 20(3): 21—26.
- Ding Q F, Sun F Y. Some progresses in mantle fluid studies[J]. *Geological Science and Technology Information*, 2001, 20(3): 21—26. (In Chinese)
- [39] 孙丰月, 石准立. 试论幔源 C-H-O 流体与大陆板内某些地质作用[J]. *地学前缘*, 1995, 2(1/2): 167—174.
- Sun F Y, Shi Z L. On the mantle-derived C-H-O fluid system and its significance to some geologic processes within continental plate[J]. *Earth Science Frontiers*, 1995, 2(1/2): 167—174. (In Chinese)
- [40] 张民, 刘显凡, 赵甫峰, 等. 滇西马厂箐埃达克质富碱斑岩特征、成因与成矿意义[J]. *成都理工大学学报(自然科学版)*, 2014, 41(2): 217—226.
- Zhang M, Liu X F, Zhao F F, *et al.* Characteristics genesis and metallogenic significance of Machangqing adakite porphyry rich in alkali from West Yunnan, China[J]. *Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition)*, 2014, 41(2): 217—226. (In Chinese)
- [41] 王梁, 郭晓东, 贾丽琼, 等. 滇西马厂箐岩体暗色包体成因研究[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 2012, 31(5): 479—488.
- Wang L, Guo X D, Jia L Q, *et al.* Genesis study on dark enclaves in the Machangqing complex, West Yunnan[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 2012, 31(5): 479—488. (In Chinese)
- [42] 楚亚婷, 刘显凡, 赵甫峰, 等. 云南六合富碱斑岩和包体岩石的显微岩相学与地幔流体作用示踪研究[J]. *地球化学*, 2012, 41(5): 466—481.
- Chu Y T, Liu X F, Zhao F F, *et al.* Micro-petrography and mantle fluid process traces for alkalic-rich porphyry and deep xenoliths in Liuhe, Yunnan[J]. *Geochemistry*, 2012, 41(5): 466—481. (In Chinese)