中国科学: 地球科学 2025 年 第 55 卷 第 3 期: 789 ~ 802
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

影响弧岩浆成矿潜力的因素: 来自台湾岛东部火山岩内熔体包裹体和锆石组成的指示

李建平[1,2], 张世涛[3], 初高斌[4], 陈华勇[1,5,6*]

1. 中国科学院广州地球化学研究所矿物学与成矿学重点实验室, 广州 510640
2. Department of Earth and Planetary Sciences, McGill University, 3450 University Street, Montreal, QC H3A0E8, Canada
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, 贵阳 550081
4. 广州拓岩分析技术有限公司, 广州 510600
5. 广东省矿物物理与材料重点实验室, 广州 510640
6. 中国科学院大学, 北京 100049
* 通讯作者, E-mail: huayongchen@gig.ac.cn

收稿日期: 2024-04-16; 收修改稿日期: 2024-12-09; 接受日期: 2024-12-18; 网络版发表日期: 2025-02-14
国家自然科学基金项目(41921003)、国家重点研发计划项目(2022YFC2903301)和国家自然科学基金项目(42003031)资助

摘要 俯冲相关的斑岩Cu(-Au)矿床代表了上地壳中金属和硫的巨量富集, 通常与弧岩浆密切相关. 然而, 形成这些矿床的富矿岩浆和贫矿岩浆之间的根本差异目前仍存在很大争议. 本研究报道了来自台湾岛东部贫矿弧火山岩内锆石和硅酸盐熔体包裹体(SMIs)的化学成分, 旨在增加对影响弧岩浆成矿潜力因素的认识. 锆石U-Pb年龄显示岩浆活动发生在距今约0.7Ma, 且安山质熔体在约900~950℃的还原环境中形成. 斜长石内的熔体包裹体显示母岩浆具有安山质组成特征和较高(且可变)的Cu含量, 经计算熔体的H_2O含量接近3~4wt.%. 以上证据表明, 岩浆氧化还原状态和H_2O含量可能是控制弧岩浆Cu(-Au)成矿潜力的关键因素, 文章认为还原且相对贫水的岩浆可能是导致台湾岛东部缺乏斑岩铜矿的潜在重要因素.

关键词 硅酸盐熔体包裹体, 锆石, 氧化还原状态, 弧岩浆, Cu(-Au)成矿潜力

1 引言

分布在俯冲带上方的岩浆-热液矿床, 如斑岩、矽卡岩和浅成低温热液Cu(±Mo)-Au矿床, 通常与钙碱性、中-酸性岩浆在时空上具有非常紧密的联系, 这些矿床同样也被认为是以上金属元素和硫的重要来源(Cooke等, 2005, 2014; Sillitoe, 2010; 李建平等, 2019; Li等, 2023; Park等, 2021; Hou等, 2023). 然而, 该类大型或超大型的矿床往往形成于特定的弧段和时间段内, 绝大多数弧岩浆为贫矿岩浆或仅显示微弱的矿化(Wilkinson, 2013; Richards, 2022). 例如, 在菲律宾、印度尼西亚和巴布亚新几内亚等西太平洋弧段发育大量的上新世-更新世大型斑岩-浅成低温热液型Cu(-Au)矿床(Cooke等, 2005; Sillitoe, 2010), 然而在西太

中文引用格式: 李建平, 张世涛, 初高斌, 陈华勇. 2025. 影响弧岩浆成矿潜力的因素: 来自台湾岛东部火山岩内熔体包裹体和锆石组成的指示. 中国科学: 地球科学, 55(3): 789–802, doi: 10.1360/N072024-0122
英文引用格式: Li J, Zhang S, Chu G, Chen H. 2025. The factors affecting mineralization potential of arc magma: Insights from silicate melt inclusions and zircon composition of igneous lava at Eastern Taiwan Island. Science China Earth Sciences, 68(3): 768–780, https://doi.org/10.1007/s11430-024-1491-1

© 2025 《中国科学》杂志社

平洋弧段更靠北的部分，如台湾岛、朝鲜半岛和日本地区, 发现的Cu-Au矿化较为稀少(Sillitoe, 2018).

弧岩浆相关的Cu-Au矿化分布表明，某些关键过程可能参与了这些矿床的形成. 目前主要有两种不同的假说涉及贫矿或富矿弧岩浆系统的形成，即产生斑岩矿床的主要控制因素是否在于致矿岩浆比普通弧岩浆含有更多的金属和硫(Richards, 2003; Jenner等, 2010), 或者是普通弧岩浆仅通过有利的演化、分异过程就可以形成此类矿床(Park等, 2013; Audétat, 2019; Audétat和Edmonds, 2020). 前人的研究还指示, 影响弧岩浆成矿潜力的因素还包括岩浆相对较高的氧逸度、高Sr/Y比值和富H_2O的特征(Richards, 2011; Sun等, 2013, 2015; Loucks, 2014), 这些因素促进了金属从硫化物中释放并进入出溶流体中. 因此, 只有同时研究两类不同的岩浆系统并积累足够的数据，我们才能够识别出影响贫矿和富矿岩浆系统形成的关键控制因素.

我们通过全岩地球化学数据只能获取有关弧岩浆成矿潜力的有限信息，这是因为成矿元素和挥发组分在岩浆固结期间或固结之后极易从未固结的岩浆中逃逸(Zhang和Audétat, 2017). 硅酸盐熔体包裹体(SMIs)是了解熔体成分和演化的理想窗口，它们记录了熔体中成矿金属和挥发份的初始含量，并且只要其宿主矿物保持稳定，这些信息并不会受到亚固相蚀变过程的影响(Audétat和Lowenstern, 2014; Chang和Audétat, 2021; Chang等, 2024; Zhang和Audétat, 2017, 2018; Chi等, 2024). 然而, 前人对斑岩系统SMIs的研究主要集中在成矿系统上，而从矿床学角度对贫矿系统进行系统的研究则相对较少(Stefanini和Williams-Jones, 1996; Audétat等, 2008; Lerchbaumer和Audétat, 2013; Liu等, 2010; Zhang和Audétat, 2018; Audétat, 2019; Grondahl和Zajacz, 2022), 从而导致我们对弧岩浆的演化及其成矿潜力无法建立一个更为全面的认识. 台湾岛东部位于吕宋岛弧系统的最北缘, 由一系列上新世-更新世火成岩组成(Shao等, 2015; Chu等, 2018). 来自台湾岛东部新鲜火山岩内的SMIs可作为研究贫矿弧岩浆系统的理想样品，并可以获得该区域内弧岩浆成矿潜力的信息. 此外，在岩浆温度条件下锆石内元素通过化学扩散的重平衡过程极为缓慢，而其化学成分对岩浆系统的氧化还原状态较为敏感(Cherniak和Watson, 2003), 因此锆石可以作为记录岩浆演化及其物化性质变化的理想示踪矿物(Loucks等, 2020).

本研究系统分析了台湾岛东部火山岩内硅酸盐熔体包裹体和岩浆锆石的化学成分，以此来揭示该地区贫矿弧岩浆的年龄、物理化学性质和演化. 我们的研究结果也有助于进一步扩充贫矿弧岩浆内熔体包裹体的研究数据, 并与东-西太平洋弧段同时代的成矿岩浆进行对比研究，进一步揭示控制弧岩浆成矿潜力的关键因素.

2 样品及岩相学特征

本研究选取的火山岩样品采自台湾岛东部上新世-更新世火山岩地层，属于吕宋岛弧的一部分(图1a和1b). 该岩石样品为新鲜的斑状安山岩，颜色呈灰白色. 该岩石主要由基质和矿物斑晶组成, 斑晶包含斜长石(约30~40vol.%)、角闪石(约10vol.%)、黑云母(约5vol.%)、石英(约5vol.%)及微量的磁铁矿(图2a). 基质主要由细粒斜长石和石英组成.

斜长石斑晶中含有大量近等轴的硅酸盐熔体包裹体，尺寸范围从10μm到50μm不等(图2b和2c). 大多数斜长石中的SMIs呈现一定程度的重结晶现象，并在斜长石中呈随机分布(图2b)或沿生长环带分布(图2c)，其他矿物斑晶中较少发现有SIMs分布.

3 分析方法

3.1 化学组成及年代学分析

全岩主量元素组成在ALS实验室集团(中国广州)完成, 通过X射线荧光光谱仪(XRF)在熔融玻璃珠上分析整个岩石样品的元素含量，分析结果的不确定性小于5%. 全岩微量元素组成在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成，通过感应耦合等离子体质谱仪(Q-ICP-MS)分析微量元素含量, 采用的仪器型号为Perkin-Elmer Sciex ELAN 6000. 分析过程中使用已知浓度的Rh溶液作为内标，以监测分析结果的精度和准确性. 稀土元素分析结果的不确定性小于3%，其他微量元素分析结果的不确定性小于5%.

在中国科学院广州地球化学研究所矿物学与成矿学重点实验室, 使用JEOL150 JXA-8230电子探针显微分析仪(EPMA)来测定硅酸盐矿物的主量元素含量. 使用的标样包括橄榄石测定Si和Mg含量，磁铁矿用于测

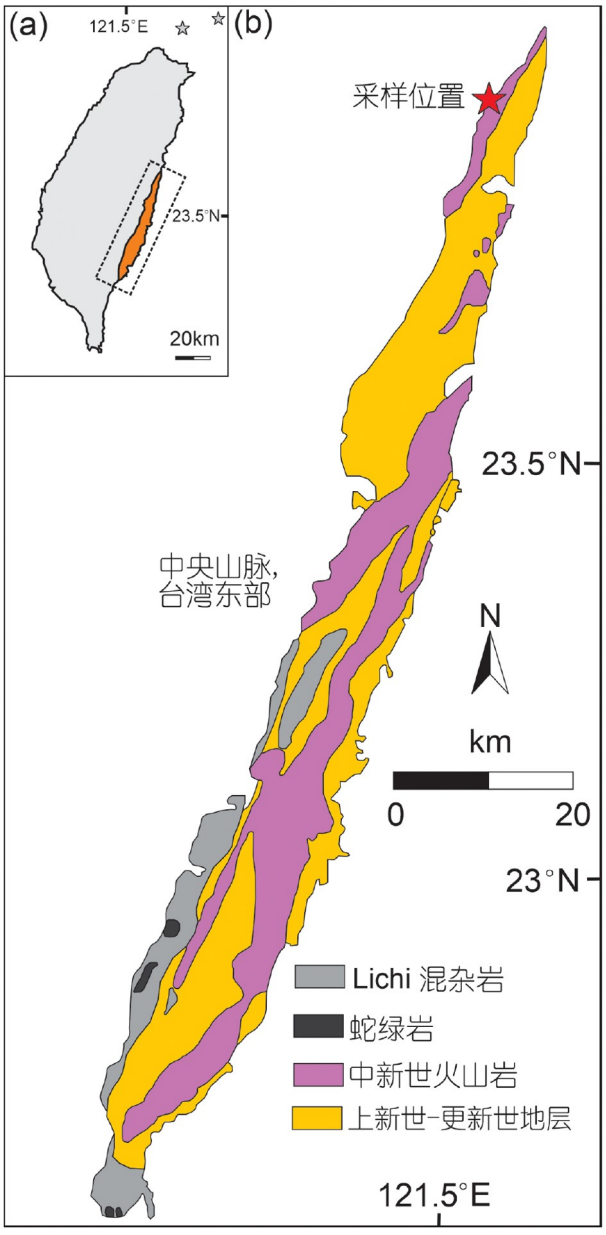

图 1　台湾岛东部海岸山脉地质图

修改自Shao等(2015). 采样位置为红星标记处, 图(a)中星形标记为钓鱼岛和赤尾峪等岛屿

定Fe含量, 透辉石用于测定Ca含量, 长石用于测定Na含量, 正长石用于测定K含量, 尖晶石用于测定Al含量. 所有测试元素的相对不确定性小于2%. 测试条件为15kV加速电压、5nA测试电流和3μm束斑直径. 测试过程中首先测定Na和K含量, 采用10s峰值和5s背景计数时间, 以减少Na和K在分析过程中可能的丢失; 其他元素则分别采用20s峰值和10s背景计数时间进行分析.

安山岩内斜长石和角闪石的微量元素含量通过LA-ICP-MS在中国科学院广州地球化学研究所矿物学与成矿学重点实验室完成. 显微镜下观察选取无熔体包裹体和晶体的区域, 采用60μm直径的激光束斑进行分析. 使用NIST-610和-612玻璃标样作为外标, 使用EPMA确定的Si含量作为内标来计算所有元素的绝对含量.

安山岩样品中锆石的原位U-Pb年龄和微量元素分析在广州拓研分析科技有限公司完成. 在显微镜、CL和SEM下仔细选择分析位置, 通过观察内部结构以避开裂隙和包裹体. 分析过程中使用60μm直径的激光束斑, 并对U-Th-Pb同位素比率的时间依赖漂移进行线性插值校正(随时间推移), 每10个样品点分析一次. 激光剥蚀频率为10Hz, 激光能量密度约为5J/cm^2, 并使用ICPMS DataCal软件完成数据处理工作(Liu等, 2010). 详细地分析流体参考Zhang等(2021).

3.2　SMIs成分分析

通过激光剥蚀感应耦合等离子体质谱法(LA-ICP-MS)对斜长石内的熔体包裹体进行分析, 以获取其主量和微量元素成分, 在此之前对包裹体并未进行加热均一化处理. 所有分析均使用193nm ArF准分子激光与四极质谱仪结合进行. 分析条件和程序详见Zhang和Audétat(2017)及Chi等(2024). 激光的频率为10Hz, 能量为5~10J/cm^2. 分析过程中样品舱用氦气以0.4L/min的速率进行冲洗, 以有效运输气溶胶到ICP-MS进行分析. 分析的同位素包括^{7}Li、^{23}Na、^{25}Mg、^{27}Al、^{29}Si、^{31}P、^{32}S、^{39}K、^{44}Ca、^{49}Ti、^{55}Mn、^{57}Fe、^{65}Cu、^{66}Zn、^{85}Rb、^{137}Ba、^{88}Sr、^{139}La、^{90}Zr、^{107}Ag、^{59}Co、^{60}Ni、^{197}Au、^{98}Mo、^{133}Cs和^{208}Pb. 大多数同位素的测量驻留时间为10毫秒, 而对于Cu、Fe、Mg、S, 则将驻留时间增加到20~50毫秒, 以降低检测限. 用于SMIs分析的激光束斑直径范围为30~50μm, 略大于目标包裹体的尺寸, 以确保能够完全剥蚀整个熔体包裹体.

在分析过程中, 整个熔体包裹体及其周围的寄主矿物同时被剥蚀, 因此在计算包裹体成分时需要扣除寄主矿物的信号(Halter等, 2002; Audétat和Pettke, 2003). 熔体包裹体定量分析过程中使用NIST-610和-612玻璃标样作为外标, 同时采用研究区共生火成岩的Si与Al含量变化趋势作为内标. 该套火成岩来自台

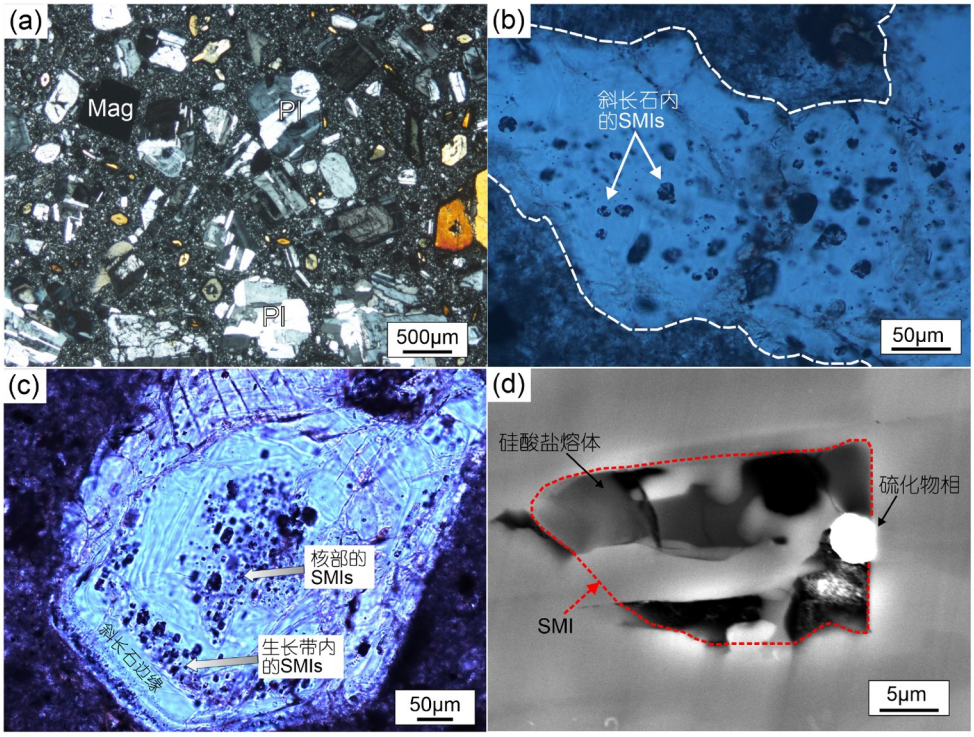

图 2　安山岩样品及斜长石内熔体包裹体(SMIs)显微照片

(a) 单偏光下安山岩中代表性矿物组合和斑状结构特征; (b), (c) 透射光下斜长石内随机分布和沿生长带分布的重结晶SMIs; (d) 剥蚀至表面的SMI扫描电子显微图像. Pl: 斜长石; Mag: 磁铁矿; SMIs: 硅酸盐熔体包裹体

湾岛东部和北部地区的火山岩地层，属于研究区及临近区的共生岩浆岩，该套岩石与本次研究的安山岩具有非常接近的年龄，并具有相似的主量和微量元素特征(Richards等, 1986; Wang等, 2004; Chu等, 2018; Lai等, 2017). 分析得到的SMIs主要氧化物总和被归一化为100wt.%(图3).

4　结果

4.1　全岩主量和微量元素含量

本次研究的火山岩样品SiO_2含量为59.5wt.%，中等含量的K_2O+Na_2O(4.7wt.%)，在TAS图中位于安山岩区域(图4a). 该安山岩K_2O含量较低(1.78wt.%)，属于低K钙碱性系列(图4b). 原始地幔标准化的微量元素图解显示富集大离子亲石元素(LILEs，如Rb、Th和U)和亏损高场强元素(HFSEs，如Nb和Ta; 图5a). 该岩石在球粒陨石标准化的稀土元素(REE)配分图中显示出轻稀土元素(LREE)轻微富集的特征(图5b)，其$(La/Yb)_N$=5.8，其中N表示球粒陨石标准化(Sun和McDonough, 1989).

该安山岩显示出与典型弧岩浆相似的REE和微量元素分布模式(图5a和5b). 安山岩的主量和微量元素特征表明其具有弧岩浆的特征(图4c和4d)，即属于正常弧安山岩-英安岩-流纹岩(ADR)，具有相对高的SiO_2(59.5wt%)、Al_2O_3(16.9wt%)和Y(15.3ppm)含量(1ppm=1μg/g)，低的Sr(300.6ppm)和La(13.09ppm)含量，以及低的$(La/Yb)_N$(5.8)和Sr/Y(19.7)比值(见表1).

4.2　锆石U-Pb年代学

LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄数据见网络版附表S1 (http://earthcn.scichina.com). 安山岩中所有锆石均为浅黄色至透明，呈自形至亚自形，有些呈圆形. 锆石颗粒长度为150~300μm，长宽比在2:1~3:1，锆石边缘到核部有明显的生长环带(图6a). 锆石的Th/U含量比值在0.33~0.50，以上证据均表明锆石具有岩浆来源的属性(Hoskin和Schaltegger, 2003). 我们对28个锆石颗粒进行分析得出的加权平均年龄为0.72 Ma(1σ, MSWD=1.9; 图6b)，该年龄为安山质岩浆的喷发和冷

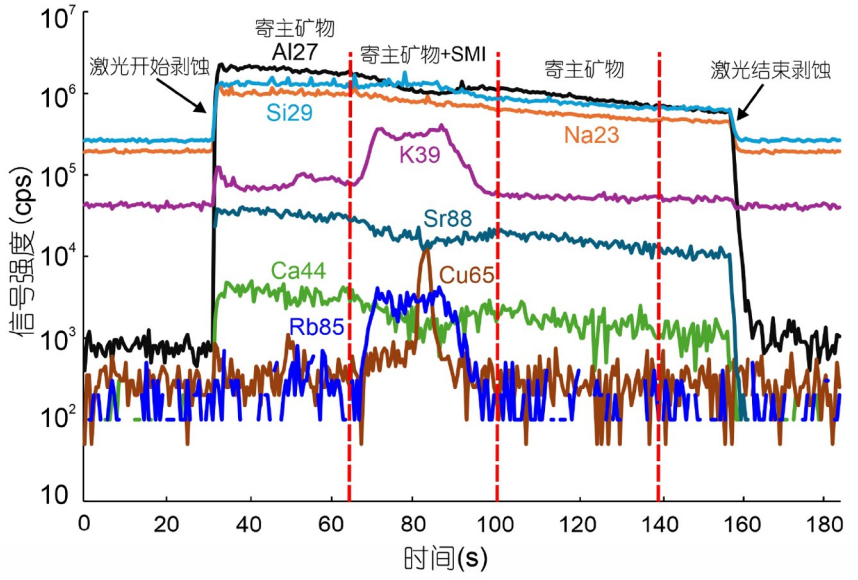

图 3　LA-ICP-MS剥蚀SMI过程中的不同元素信号

测试过程中整个SMI与其宿主矿物一起被剥蚀, 该时段内的剥蚀信号包含了包裹体和寄主矿物的贡献

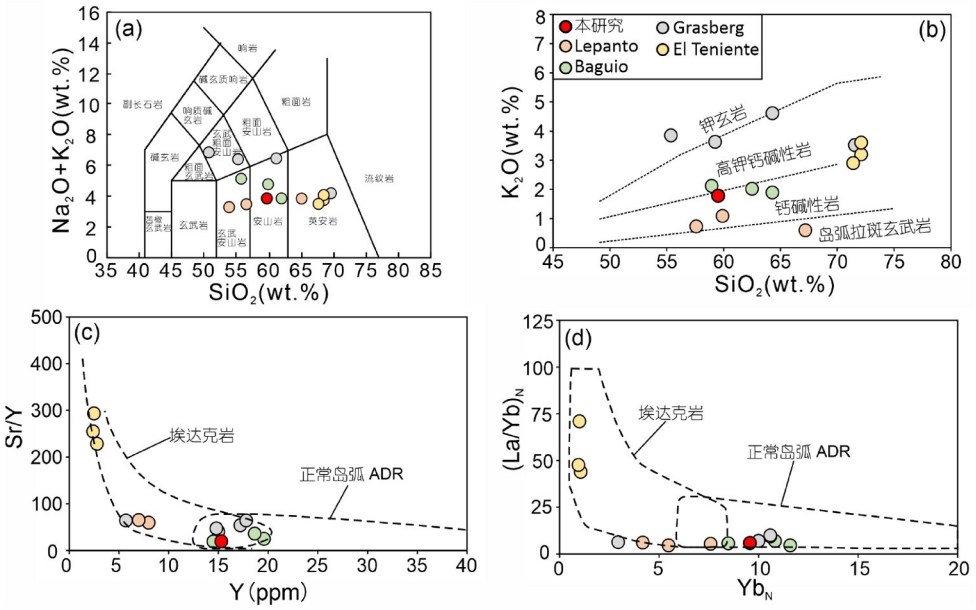

图 4　安山岩样品及东-西太平洋弧段上新世-更新世斑岩Cu-Au矿床致矿岩浆主量元素图解

(a), (b) SiO_2 vs. Na_2O+K_2O图解(TAS)和K_2O含量分类图解, 均基于全岩主量元素数据; (c) Y vs. Sr/Y; (d) Yb_N vs. $(La/Yb)_N$, 其中N表示球粒陨石标准化, 球粒陨石标准化数据来自Sun和McDonough(1989). ADR, 正常弧安山岩-英安岩-流纹岩

却年龄. 球粒陨石标准化的REE图显示, 所有锆石均富含重稀土元素(HREE), 并具有明显的正Ce异常和轻微的负Eu异常(图6c), 这与典型的岩浆锆石具有相似的特征(Belousova等, 2002).

4.3　SMIs和矿物斑晶成分

通过显微观察和背散射电子成像, 我们在一些SMIs中发现硫化物相与硅酸盐熔体相共存的现象(图

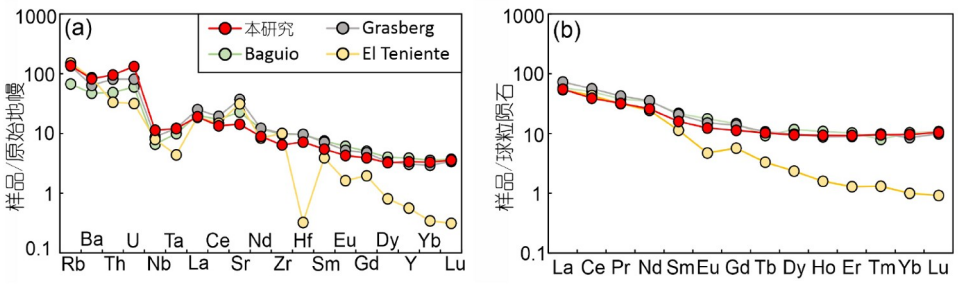

图 5　安山岩样品及东-西太平洋弧段上新世-更新世斑岩Cu-Au矿床致矿岩浆微量元素图解

(a) 原始地幔标准化蛛网图; (b) 球粒陨石标准化稀土元素图解; 球粒陨石和原始地幔标准化数据来自Sun和McDonough(1989)

表 1　安山岩样品主量和微量元素组成

主要氧化物	含量(wt.%)	微量元素	含量(ppm)
Al_2O_3	16.88	Rb	86.7
BaO	0.06	Ba	572.2
CaO	6.51	Cs	6.95
Cr_2O_3	0.01	Cu	41.16
TFe_2O_3	6.55	Mo	0.63
K_2O	1.78	Zn	65.20
MgO	3.97	Th	8.11
MnO	0.13	U	2.77
Na_2O	2.94	Nb	8.07
P_2O_5	0.15	Ta	0.49
SiO_2	59.52	La	13.09
SO_3	<0.01	Ce	23.86
SrO	0.03	Sr	300.60
TiO_2	0.56	Nd	12.070
合计	99.1	Zr	72.20
LOI	0.63	Hf	2.22
		Sm	2.43
		Eu	0.72
		Gd	2.32
		Dy	2.393
		Y	15.29
		Yb	1.626
		Lu	0.265

2d). 我们对这些硫化物相进行EPMA分析, 结果显示硫化物均为辉铜矿(Cu:S的摩尔含量比值约为1.82~2.04, 见表2).

对斜长石内的熔体包裹体(SMIs)进行的LA-ICP-MS分析结果显示(未进行均一化实验), 大多数SMIs的成分为安山质(SiO_2含量为55.6~63.5wt.%). FeO和MgO含量分别介于2.69~6.36wt.%和1.19~3.86wt.%. Na_2O和K_2O含量分别在2.29~4.33wt.%和1.7~2.65wt.%, 而CaO的含量在3.14~8.56wt.%, TiO_2含量范围为0.12~0.86wt.%. 斜长石内SMIs具有较高但变化范围较大的Cu含量(大多数Cu含量的分布范围为10~150ppm, 见附表S1), 介于成矿或贫矿弧岩浆的Cu含量范围之间(Zhang和Audétat, 2017). 至于其他成矿元素, Mo和Ag含量均分别低于1.2ppm和1ppm, 而Au含量低于LA-ICP-MS的检测限. SMIs分析结果显示, 随SiO_2含量增加, MgO、FeO、CaO和TiO_2含量均呈明显下降趋势, 而Na_2O和K_2O含量则增加(图7a~7f). 微量元素方面, Rb和Cs含量随SiO_2含量增加, 而Cu、Co和Ni含量则降低, 但是Cu数据点的分布范围较为分散. 斜长石内SMIs的主量和微量元素含量见附表S1.

我们还分析了斜长石和角闪石斑晶的主量和微量元素组成. 显微镜下观察, 我们发现一些斜长石斑晶显示出明显的环带特征. 从核心到边缘的EPMA分析显示, 斜长石牌号值(An)范围约为73~80, CaO和Na_2O的含量分别在12~13wt.%和3~4wt.%, 而K_2O、FeO和TiO_2的含量均低于约0.2wt.%. LA-ICP-MS分析结果显示, 斜长石中还含有相对较低浓度的Cu、Mo、Ag、Rb和Cs. 同样, 角闪石从核心到边缘也显示出较为均一的主量和微量元素组成. 斜长石和角闪石斑晶的代表性主量和微量元素成分见表3和附表S1.

5　讨论

5.1　台湾岛东部弧岩浆的性质和氧化还原状态

本次研究的安山岩样品代表了台湾岛东部海岸山

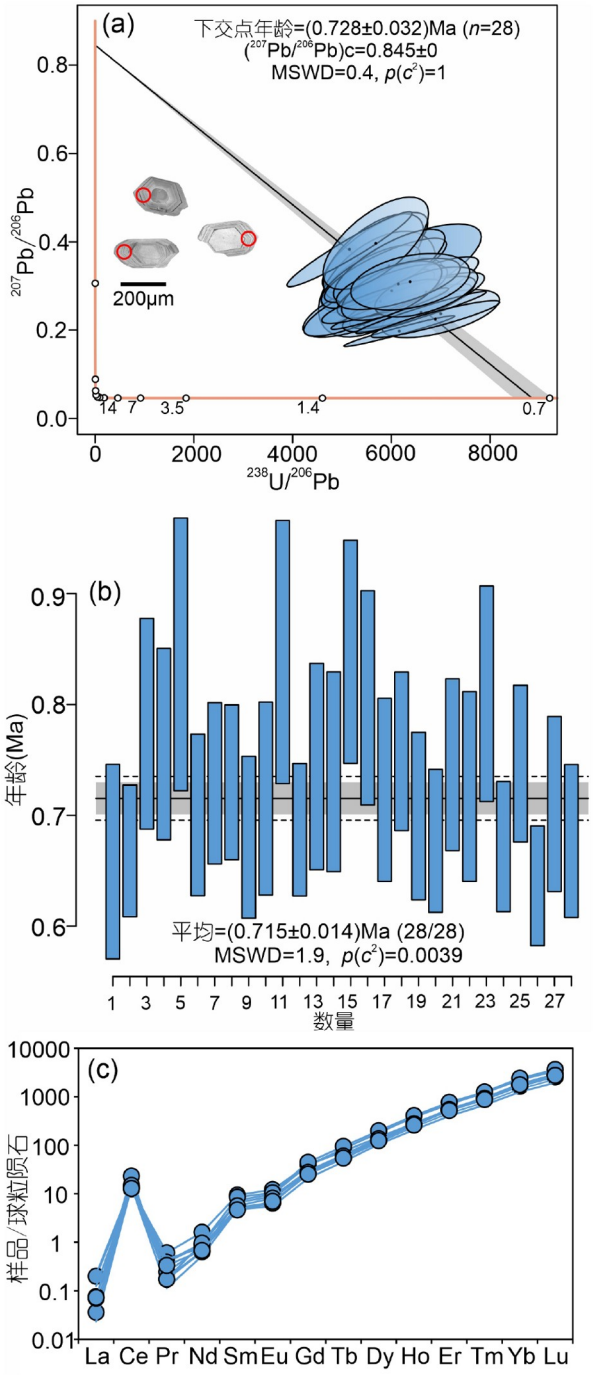

图 6　安山岩样品内锆石颗粒分析结果

(a) T-W年龄图解, 包括锆石的CL图像; (b) 锆石加权平均年龄图解; (c) 锆石稀土元素球粒陨石均一化图解, 均一化数据来自Sun和McDonough(1989)

脉中部主要出露的火成岩, 主要由中新世或上新世-更新世火山岩序列组成, 属于吕宋火山弧最北部的一部分(Shao等, 2015). 安山岩样品的$^{238}U/^{206}Pb$年龄表明, 火山作用发生在距今约0.7Ma, 这可能是上新世-更新世期间北台湾造山垮塌/或后碰撞伸展作用的结果(Chu等, 2018). 这一岩浆事件形成了位于台北盆地北部的Tatun火山群(TVG), 其U-Pb年龄数据介于0.2~2.8Ma, 主要集中在过去的0.8Ma内(Chu等, 2018). 这一阶段的岩浆事件在台湾岛东北部形成了金瓜石浅成低温热液Au-Cu矿床(形成时代约1Ma, Chen等, 1993), 然而台湾地区大部分上新世-更新世的弧岩浆并未形成相应的矿化. 相比之下, 上新世-更新世同期的岩浆作用在吕宋岛弧南部形成了世界级的Cu-(Au)矿化省, 例如Baguio(3~0.5Ma)和Lepanto地区(1.5Ma), 发育有许多大型和超大型的斑岩Cu-(Au)矿、矽卡岩和浅成低温热液Au-Ag矿(Hollings等, 2011; Waters等, 2011). 西太平洋南段的弧段发育有大规模的Cu-(Au)矿化省, 与之相比台湾地区的Cu-(Au)矿化并不显著, 这也是本项研究重点关注的问题之一, 即是何因素导致台湾岛东部地区普遍发育贫矿的弧岩浆.

$(La/Yb)_N$ vs. $(Yb)_N$以及Sr/Y vs. Y图解显示, 台湾岛东部安山岩并不具有典型的埃达克岩的地球化学特征(La/Yb>20和Sr/Y>20; Richards和Kerrich, 2007), 这与西太平洋火山弧段与矿化相关的斑岩Cu矿或热液Au-(Cu)矿床的致矿岩浆一致(图4c和4d), 如菲律宾的Baguio地区和Papua New Guinea的Grasberg矿床(数据来源于Hollings等, 2011; Waters等, 2011; Cocker, 2016). 然而, 安山岩的Sr/Y和$(La/Yb)_N$比值与上述西太平洋火山弧中的矿化岩浆相比最低, 这可能指示台湾岛东部的矿化潜力较低, 因为与矿化相关的弧岩浆通常具有高Sr/Y(和La/Yb)比值的特征(Richards, 2011). 相比之下, 位于东太平弧段的El Teniente斑岩Cu-Mo矿床的致矿岩浆则显示出典型的埃达克岩特征, 具有明显更高的La/Yb和Sr/Y比值(图4c和4d). 全岩微量元素趋势显示, 安山岩与西太平洋矿化相关的火山弧岩浆呈现相似的模式, 而与El Teniente的致矿岩浆则有所不同(图5a和5b). 这可能与El Teniente的致矿岩浆具有大陆弧亲缘性和来自于更加演化的岩浆系统有关. SMIs分析结果表明, 安山岩的母岩浆成分接近中性, 且具有较高(但变化范围较大)的Cu含量. 然而, 台湾岛东部缺乏斑岩Cu-(Au)矿床暗示了其明显不同于成矿岩浆的性质或演化过程.

我们使用Ti-in-zircon温度计计算了安山岩中锆石

表 2　斜长石SMIs内硫化物相成分[a)]

序号	Na	K	Si	Al	Ca	Cr	Fe	Mn	Cu	S	总计	Cu/S比值
01	0.76	0.02	11.53	6.10	3.40	1.40	1.05	0.00	50.84	24.91	100.00	2.04
02	1.23	0.09	25.31	7.97	4.12	0.20	0.97	0.00	38.77	21.34	100.00	1.82
03	0.76	0.03	11.16	6.01	3.30	0.91	1.05	0.00	50.87	25.91	100.00	1.96
04	0.62	0.13	7.39	2.23	1.05	0.09	0.08	0.01	58.20	30.20	100.00	1.93
05	0.42	0.09	7.92	2.52	1.12	0.17	0.08	0.03	57.74	29.92	100.00	1.93
06	0.38	0.15	8.77	2.50	1.08	0.07	0.09	0.02	57.31	29.64	100.00	1.93
07	0.36	0.07	8.42	2.62	1.13	0.15	0.09	0.03	57.76	29.37	100.00	1.97

a) 数据以摩尔百分比(mol%)表示, 其中Cu/S指摩尔含量比值

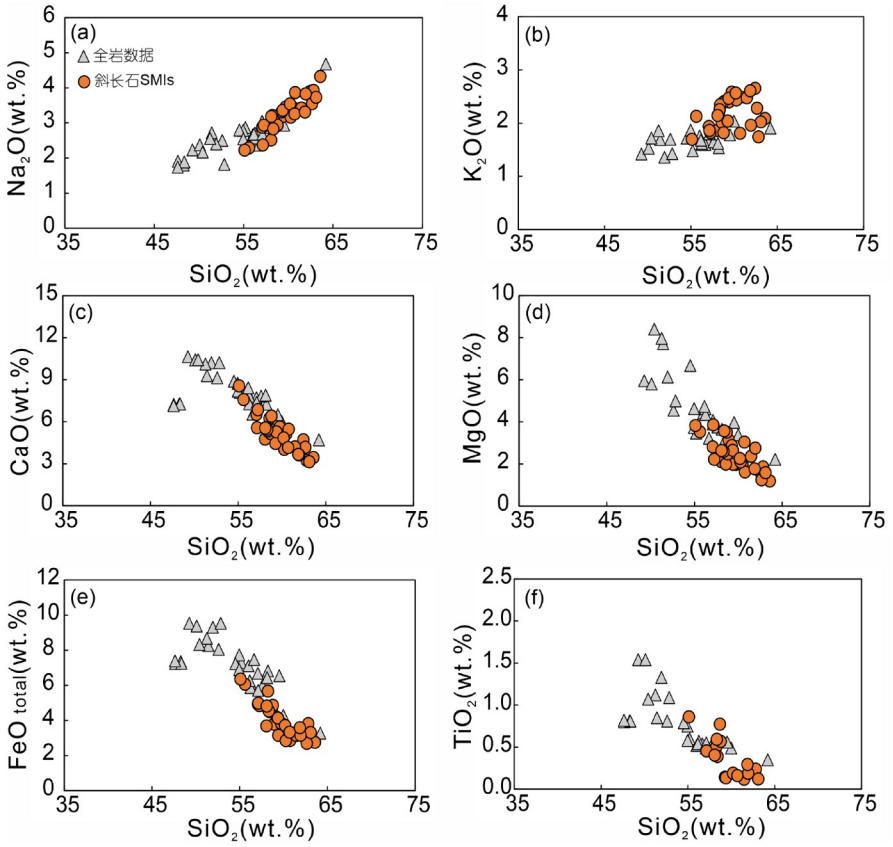

图 7　斜长石内SMIs和台湾岛东部火山岩全岩主量元素与SiO_2含量相关图解

SMIs数据来源于本次研究LA-ICP-MS分析的熔体包裹体, 分析前未进行均一化加热实验; 全岩地球化学数据来自Richards等(1986)、Wang等(2004)和Lai等(2017)

的结晶温度(Ferry和Watson, 2007; Shen等, 2015), 结果显示结晶温度约为900~950℃, 表明锆石在岩浆条件下形成. 此外, 我们根据Loucks等(2020)的方法计算了安山岩样品及东-西太平洋弧段上新世-更新世Cu-(Au±Mo)矿床致矿岩浆的氧逸度值(fO_2). 计算结果显示安山岩母岩浆fO_2值在ΔFMQ −0.8~+0.4, 明显低于东-西太平洋弧段上新世-更新世Cu-(Au±Mo)矿床致矿岩浆的fO_2值(表4), 例如巴布亚新几内亚的Ok Tedi矿床(ΔFMQ +0.4~+1.7)、印度尼西亚的Grasberg矿床(ΔFMQ +0.9~+1.7)以及智利的El Teniente矿床(ΔFMQ

表 3　EPMA分析得到的矿物斑晶代表性成分[a)]

编号	SiO_2	Al_2O_3	CaO	TiO_2	K_2O	Na_2O	MgO	FeO_t	合计	Spot	An	H_2O
P1	54.27	29.06	11.32	bdl	0.20	4.61	0.01	0.21	99.67	Rim	73.1	–
P2	53.52	29.83	12.28	0.01	0.09	4.64	bdl	0.16	100.53	Rim	74.6	–
P3	52.84	29.55	12.31	bdl	0.18	4.62	bdl	0.21	99.70	Rim	74.7	–
P4	51.60	30.29	12.59	bdl	0.13	4.04	0.01	0.22	98.89	Middle	77.5	–
P5	52.41	30.32	12.71	0.01	0.12	4.24	0.01	0.22	100.04	Middle	76.8	–
P6	51.42	30.69	13.28	bdl	0.14	3.99	0.01	0.21	99.74	Middle	78.6	–
P7	50.70	30.82	13.52	0.03	0.12	3.71	bdl	0.20	99.10	Core	80.1	–
P8	52.37	29.84	12.14	bdl	0.15	4.44	0.01	0.16	99.13	Core	75.2	–
P9	51.42	30.39	12.97	0.03	0.12	4.09	bdl	0.21	99.23	Core	77.9	–
H1	47.22	7.35	10.73	2.64	0.34	1.34	14.06	13.91	98.16	Rim	–	3.65
H2	44.59	8.22	11.50	3.71	1.24	1.91	14.90	10.77	97.38	Rim	–	3.48
H3	46.38	8.27	10.60	2.73	0.42	1.43	13.77	14.00	98.21	Rim	–	3.74
H4	47.88	6.93	10.71	2.52	0.37	1.17	14.31	13.96	98.40	Rim	–	4.01
H5	47.01	8.11	10.74	2.71	0.40	1.46	13.69	14.08	98.78	Middle	–	3.75
H6	47.25	7.74	10.63	2.67	0.33	1.34	13.72	13.98	98.20	Middle	–	3.79
H7	47.26	7.92	10.63	2.71	0.38	1.34	13.69	14.05	98.52	Middle	–	3.79
H8	47.00	8.01	10.73	2.39	0.41	1.26	13.82	13.80	98.04	Middle	–	3.97
H9	48.13	7.07	10.40	2.44	0.29	1.21	13.96	13.00	97.01	Middle	–	4.17
H10	46.92	7.84	10.45	2.71	0.30	1.38	13.41	13.90	97.45	Middle	–	3.88
H11	47.02	7.95	10.65	2.48	0.35	1.23	13.66	13.73	97.67	Core	–	3.97
H12	47.04	7.56	10.67	2.57	0.34	1.28	14.20	14.30	98.50	Core	–	4.09
H13	46.22	7.86	10.78	1.82	0.39	1.58	14.20	12.98	96.47	Core	–	4.16
H14	46.81	7.63	10.59	2.64	0.36	1.23	13.96	14.11	97.86	Core	–	3.88

a) P和H分别代表斜长石和角闪石. “Spot”指分析束斑在矿物斑晶上的位置, Rim指分析点位于矿物边缘, Middle指分析点位于矿物中部区域 , Core指分析点位于矿物中心. 斜长石牌号值(An)表示斜长石端元组成, H_2O值(wt.%)表示根据Ridolfi(2021)所计算的岩浆水含量; “bdl”表示低于EPMA检测限的数值. 我们分别对两颗斜长石和角闪石斑晶进行了边部到核部的EPMA分析

表 4　安山岩样品及东-西太平洋弧段上新世-更新世斑岩Cu-Au-(Mo)矿床的岩浆氧逸度范围及计算方法[a)]

位置	fO_2最小值	fO_2最大值	年龄(Ma)	计算方法(氧逸度计)
Andesite, 中国台湾东部	−0.8	0.4	0.72	锆石
Mankayan District, 菲律宾	1.5	2.2	2.87	角闪石
Dizon Districts, 菲律宾	2.07	2.66	2.5	Fe-Ti氧化物
Grasberg-Ertsberg, Papua, 印度尼西亚	0.9	1.7	4.8	锆石
Ok Tide, 巴布亚新几内亚	0.4	1.7	1.2	锆石
EI Teniente, 智利	1.4	2.2	3	锆石

a) fO_2值用ΔFMQ表示: 即fO_2相对于铁闪石-磁铁矿-石英氧逸度缓冲的对数偏差

+1.4~+2.2)(锆石数据来源于Munoz等, 2012; Cocker, 2016; Large等, 2018). 此外, 与菲律宾Southern Mankayan和Dizon mine矿区铜金矿化相关的致矿岩浆的fO_2值均在ΔFMQ+2以上(Midea等, 2021; Jabagat等, 2023).

此外, Shen等(2015)表明, 致矿岩浆的fO_2值与中亚造山带(CAOB)斑岩铜矿床的规模之间存在某种联系,

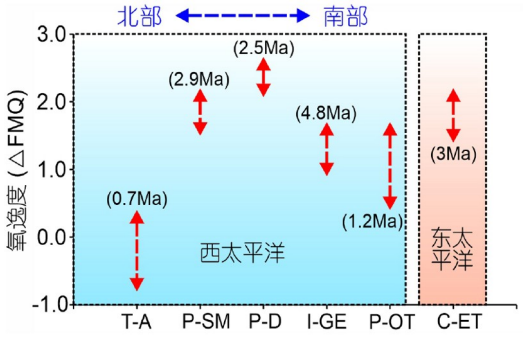

图 8　安山岩样品及东-西太平洋弧段上新世-更新世斑岩Cu-Au矿床致矿岩浆氧逸度值分布范围

T-A, 中国台湾安山岩样品; P-SM, 菲律宾Southern Mankayan矿区; P-D, 菲律宾Dizon矿区; I-GE, 印度尼西亚Grasberg-Ertsberg矿床; P-OT, 巴布亚新几内亚Ok Tedi矿床; C-ET, 智利El Teniente矿床; 箭头从左到右表示西太平洋弧段的北部到南部

并指出更高的fO_2值更有利于形成大型的斑岩铜矿. 本项研究结合前人研究结果表明, 相对高的fO_2值, 通常>ΔFMQ+1, 对于弧岩浆形成斑岩Cu-(Au)矿床至关重要(图8), 这可能主要受控于岩浆中硫的行为, 并且与世界范围内典型斑岩铜矿岩浆的fO_2值范围一致, 即ΔFMQ+1至ΔFMQ+3(Audétat和Simon, 2012).

Jugo等(2010)表明, 硅酸盐熔体的$S^{6+}/\sum S$比值是fO_2值的函数, 在ΔFMQ+1附近fO_2值的变化会对硫的种型产生显著的影响. 我们计算了上述岩浆/侵入体中不同硫种类的比例, 结果显示安山岩样品的母岩浆中还原硫($S^{2-}/\sum S$>80wt.%)占据主导, 而其他成矿岩浆中以氧化态的硫(S^{6+})为主. 岩浆的高氧逸度特性有利于硫化物相的分解使亲铜元素进入岩浆中, 并在岩浆演化过程中维持较高的Cu含量, 而岩浆低fO_2值通常会导致硫化物饱和, 以"锁住"亲铜元素而使其难以进入岩浆, 但该过程对岩浆成矿潜力具有复杂的影响, 具体取决于硫化物饱和的时机(Keith等, 1997; Müller等, 2001; Wilkinson, 2013; Park等, 2015).

我们对台湾岛东部安山岩内斜长石中的熔体包裹体(SMIs)进行分析, 结果表明岩浆中约含有10~150ppm的Cu, 仅有个别熔体包裹体具有极高含量的Cu(高达数百ppm). 前人研究表明, SMIs形成后可能会经历后期的改造过程, 这会改变其主要成分(Cannatelli等, 2016; Zhang和Audétat, 2017). 例如, 一些SMIs含有异常高的Cu含量, 可达数千ppm, 有研究解释这可能与外部阳离子发生交换扩散有关(Zhang和Audétat, 2017; Audétat等, 2018). 如果SMIs受到了明显的后期改造, 它们的成分会发生明显的变化, 可能导致如Cu、Li和Ag等元素的异常富集, 因为它们具有相同的价态和相似的离子半径(Audétat等, 2018). LA-ICP-MS分析结果显示, 安山岩中SMIs的Cu、Li和Ag含量并没有发生协同变化, 且没有显示异常高的Li和Ag含量, 这表明大多数本次分析的SMIs均未受到后期改造的影响.

本次分析的SMIs, 其Cu含量值略低于一些矿化岩浆内的含量, 例如, 在Bajo de la Alumbrera斑岩Cu-Mo-Au矿(Halter和Webster, 2004)中为100~200ppm, Bingham Canyon斑岩Cu-Au-Mo矿(Zhang和Audétat, 2017)中为150~280ppm. 然而, 近年来的SMIs研究表明, 岩浆中成矿金属的预富集并不是形成斑岩矿床的先决条件(Lerchbaumer和Audétat, 2013; Zhang和Audétat, 2017; Zhang和Audétat, 2018; Du和Audétat, 2020; Grondahl和Zajacz, 2022). 因此, 岩浆中的Cu含量可能并不是造成台湾岛东部缺乏斑岩矿床的主要原因. 尽管我们分析SMIs所得到Cu数据较为分散, 但随着SiO_2含量的增加, 显示出Cu含量整体下降的趋势(图9a). 此外, 其他亲铜元素, 如Co和Ni, 也显示出随SiO_2含量升高而下降的趋势(图9c和9d), 这表明台湾岛东部岩浆较为还原的性质, 不利于这些亲铜元素在岩浆中的富集. 由于我们仅在SMIs中发现了硫化物相(图2d), 没有在矿物斑晶中检测到任何单一相的硫化物包裹体, 因此我们无法判断这些亲铜元素的下降趋势是否与岩浆中硫化物的饱和直接相关.

5.2　岩浆H_2O含量及其对弧岩浆Cu(-Au)成矿潜力的影响

除了岩浆自身的性质外, 岩浆的演化和H_2O的富集也可能对岩浆成矿潜力产生显著影响. 诸多证据显示, 硅酸盐矿物的分离结晶在研究区岩浆的演化过程中发挥了重要作用: (1) SMIs成分在哈克图解(Harker diagrams)中具有线性变化趋势(图7); (2) 斜长石斑晶的不同环带显示出相对均一的化学组成和相似的An值(差值小于10, 表3); (3) 斜长石斑晶从核部到边缘的不同环带显示出均一的$^{87}Sr/^{86}Sr$同位素比值(变化范围介于0.705~0.706, 见附表S1). SMIs的CaO vs. SiO_2和MgO vs. SiO_2图解更是指示了矿物的结晶分离过程在岩浆演化过程中占据主导(图7d和7e), 因为在封闭体

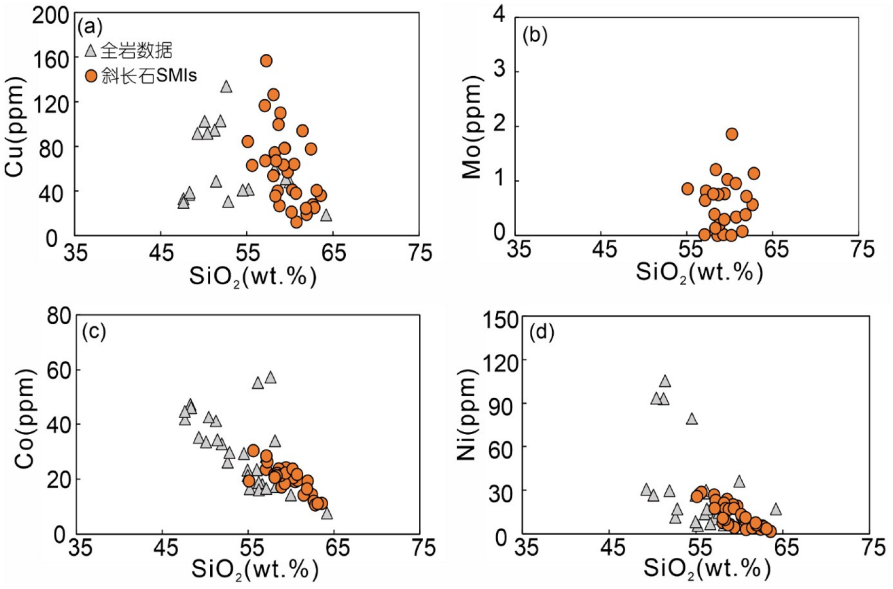

图 9　斜长石SMIs和台湾岛东部火山岩内的代表性金属元素与SiO_2含量相关图解

SMIs数据来源于本次研究LA-ICP-MS分析的熔体包裹体，分析前未进行均一化加热实验. 全岩地球化学数据来自Richards等(1986)、Wang等(2004)和Lai等(2017)

系内，弧岩浆的结晶分异会导致CaO和MgO含量随SiO_2含量的增加而迅速下降(Cassidy等，2015). 此外，斜长石斑晶边缘的SMIs显示出比核部更酸性的岩浆成分(见附表S1)，表明斜长石斑晶在生长过程中逐渐捕获了更加演化的岩浆. 岩浆上升过程中硅酸盐矿物的结晶会导致岩浆中的H_2O逐渐饱和，这一过程对于成矿金属从岩浆中萃取至关重要，因此富含H_2O的岩浆是成矿的关键.

根据角闪石温压计所计算的结果显示，安山岩样品的母岩浆含有约3~4wt.%的H_2O(表3)，该值低于典型矿化弧岩浆正常的H_2O含量范围(>4.5~5wt.% H_2O; Richards，2003，2011). 具有高La/Yb和Sr/Y比值的岩浆有利于斑岩铜矿的形成，这通常归因于大量的角闪石(±石榴石)的结晶分离，而由于岩浆富H_2O抑制了斜长石的结晶(Richards，2011)，因此安山岩样品较低的$(La/Yb)_N$和Sr/Y比值也暗示母岩浆可能含有较低的H_2O含量. 在岩浆上升和演化过程中，与流体具有强亲和力的Cu、Au和其他金属从硅酸盐熔体中析出进入流体，因而矿床中的金属总量通常受其萃取效率和析出的流体总量及岩浆房的总体积所控制. 因此，相对“贫水”的岩浆将阻碍成矿热液系统的形成，从而显著降低成矿金属进入流体中的效率.

大多数斑岩铜矿与弧岩浆紧密相关(Seedorff等，2005; Sillitoe，2010)，然而，全球只有很小比例的弧岩浆最终形成了重要的斑岩矿床(Hedenquist和Lowenstern，1994). 因此，斑岩矿床的形成可能涉及诸多关键的触发因素，特别是对于大型或超大型矿床的形成. 本项研究表明，岩浆氧化还原状态和H_2O含量可能是控制弧岩浆Cu-Au潜力的关键因素，而台湾岛东部在更新世时期存在低fO_2和相对贫H_2O的岩浆环境，这可能是造成台湾岛东部缺乏斑岩Cu(-Au)矿床的重要因素.

6　结论

本研究表明，锆石与硅酸盐熔体包裹体(SMIs)分析相结合的方法可作为揭示弧岩浆物理化学性质和成矿潜力的理想手段，例如可揭示岩浆形成的温度、氧化还原状态和成矿元素的丰度等. 台湾岛东部更新世火山岩表现出典型的弧岩浆地球化学特征，具有低的Sr/Y和$(La/Yb)_N$比值，锆石U-Pb年龄约为0.7Ma. 锆石化学分析表明，安山质岩浆在900~950℃且较还原条件下形成，fO_2范围为ΔFMQ −0.8~+0.4. SMIs和硅酸盐矿物的分析结果显示，母岩浆具有富Cu和贫H_2O的特征. 本研究表明，台湾岛东部缺乏斑岩Cu(-Au)矿床可能主

要是较还原且相对贫H_2O的岩浆所致, 从而显著降低了岩浆的成矿潜力. 因此, 尽管岩浆中含有较高的Cu含量, 我们认为台湾岛东部发现大型高品位斑岩Cu(-Au)矿床的可能性仍较低, 这与上述不利的成矿因素有关.

致谢 昌佳和潘君屹博士提出建设性建议, 责任编委和评审人给予宝贵的修改意见, 第一作者得到中国国家留学基金委(CSC)的资助, 在此一并致谢.

参考文献

李建平, 陈华勇, 苏龙, 肖兵, 王云峰. 2019. 斑岩型铜矿床高-中温蚀变过程实验研究及其地质意义. 中国科学: 地球科学, 49: 611–634

Audétat A. 2019. The metal content of magmatic-hydrothermal fluids and its relationship to mineralization potential. Econ Geol, 114: 1033–1056

Audétat A, Simon A C. 2012. Magmatic controls on porphyry copper genesis. Econ Geol Spec Publ, 16: 553–572

Audétat A, Lowenstern J B. 2014. Melt inclusions. In: Holland H D, Turekian K K, eds. Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier. 13: 143–173

Audétat A, Edmonds M. 2020. Magmatic-hydrothermal fluids. Elements, 16: 401–406

Audétat A, Pettke T. 2003. The magmatic-hydrothermal evolution of two barren granites: A melt and fluid inclusion study of the Rito del Medio and Cañada Pinabete plutons in northern New Mexico (USA). Geochim Cosmochim Acta, 67: 97–121

Audétat A, Pettke T, Heinrich C A, Bodnar R J. 2008. Special paper: The composition of magmatic-hydrothermal fluids in barren and mineralized intrusions. Econ Geol, 103: 877–908

Audétat A, Zhang L, Ni H. 2018. Copper and Li diffusion in plagioclase, pyroxenes, olivine and apatite, and consequences for the composition of melt inclusions. Geochim Cosmochim Acta, 243: 99–115

Belousova E A, Griffin W L, O'Reilly S Y, Fisher N I. 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. Contrib Miner Petrol, 143: 602–622

Cannatelli C, Doherty A L, Esposito R, Lima A, De Vivo B. 2016. Understanding a volcano through a droplet: A melt inclusion approach. J Geochem Explor, 171: 4–19

Cassidy M, Watt S F L, Talling P J, Palmer M R, Edmonds M, Jutzeler M, Wall-Palmer D, Manga M, Coussens M, Gernon T, Taylor R N, Michalik A, Inglis E, Breitkreuz C, Le Friant A, Ishizuka O, Boudon G, McCanta M C, Adachi T, Hornbach M J, Colas S L, Endo D, Fujinawa A, Kataoka K S, Maeno F, Tamura Y, Wang F. 2015. Rapid onset of mafic magmatism facilitated by volcanic edifice collapse. Geophys Res Lett, 42: 4778–4785

Chang J, Audétat A. 2021. LA-ICP-MS analysis of crystallized melt inclusions in olivine, plagioclase, apatite and pyroxene: Quantification strategies and effects of post-entrapment modifications. J Petrol, 62: egaa085

Chang J, Audétat A, Pettke T. 2024. The gold content of mafic to felsic potassic magmas. Nat Commun, 15: 6988

Chen C H, Tan L P, Tien R L, Chung S H, Liu T K. 1993. Fission track age dating of igneous rocks and silicified sandstones from the Chilung volcano group, northern Taiwan: Implication of mineralization events of the Chinkuashih gold-copper deposits. J Geol Soc, 36: 157–174

Cherniak D J, Watson E B. 2003. Diffusion in zircon. Rev Mineral Geochem, 53: 113–143

Chi Z, Pan J Y, Ni P. 2024. Magmatic-hydrothermal evolution at the barren Wushan Pluton, Southeast China: Insight into controls on mineralization potential. J Petrol, 65: egae047

Chu M F, Lai Y M, Li Q, Chen W S, Song S R, Lee H Y, Lin T H. 2018. Magmatic pulses of the Tatun Volcano Group, northern Taiwan, revisited: Constraints from zircon U-Pb ages and Hf isotopes. J Asian Earth Sci, 167: 209–217

Cocker H A. 2016. Platinum group elements: Indicators of sulfide saturation in intermediate to felsic magmatic systems and implications for porphyry deposit formation. Dissertation for Doctoral Degree. Canberra: The Australian National University

Cooke D R, Hollings P, Walshe J L. 2005. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls. Econ Geol, 100: 801–818

Cooke D R, Hollings P, Wilkinson J J, Tosdal R M, Turekian H D. 2014. Geochemistry of porphyry deposits. In: Holland H D, Turekian K K, eds. Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier. 13: 357–381

Du J, Audétat A. 2020. Early sulfide saturation is not detrimental to porphyry Cu-Au formation. Geology, 48: 519–524

Ferry J M, Watson E B. 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. Contrib Miner Petrol, 154: 429–437

Grondahl C, Zajacz Z. 2022. Sulfur and chlorine budgets control the ore fertility of arc magmas. Nat Commun, 13: 4218

Halter W E, Webster J D. 2004. The magmatic to hydrothermal transition and its bearing on ore-forming systems. Chem Geol, 210: 1–6

Halter W E, Pettke T, Heinrich C A, Rothen-Rutishauser B. 2002.

Major to trace element analysis of melt inclusions by laser-ablation ICP-MS: Methods of quantification. Chem Geol, 183: 63–86

Hedenquist J W, Lowenstern J B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. Nature, 370: 519–527

Hollings P, Cooke D R, Waters P J, Cousens B. 2011. Igneous geochemistry of mineralized rocks of the Baguio district, Philippines: Implications for tectonic evolution and the genesis of porphyry-style mineralization. Econ Geol, 106: 1317–1333

Hoskin P W, Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. Rev Mineral Geochem, 53: 27–62

Hou Z, Wang R, Zhang H, Zheng Y, Jin S, Thybo H, Weinberg R F, Xu B, Yang Z, Hao A W, Gao L, Zhang L. 2023. Formation of giant copper deposits in Tibet driven by tearing of the subducted Indian plate. Earth-Sci Rev, 243: 104482

Jabagat K D, Aira Gabo-Ratio J, Lee Y H, Soberano O B, Queaño K L, Andal E S, Yonezu K, Dimalanta C B, Yumul Jr G P. 2023. Multiple intrusions of barren and fertile magmas in a complex island arc system: Insights from igneous rocks in the Suyoc area, Southern Mankayan Mineral District, Philippines. J Asian Earth Sci, 257: 105852

Jenner F E, O'Neill H S C, Arculus R J, Mavrogenes J A. 2010. The magnetite crisis in the evolution of arc-related magmas and the initial concentration of Au, Ag and Cu. J Petrol, 51: 2445–2464

Jugo P J, Wilke M, Botcharnikov R E. 2010. Sulfur K-edge XANES analysis of natural and synthetic basaltic glasses: Implications for S speciation and S content as function of oxygen fugacity. Geochim Cosmochim Acta, 74: 5926–5938

Keith J D, Whitney J A, Hattori K, Ballantyne G H, Christiansen E H, Barr D L, Cannan T M, Hook C J. 1997. The role of magmatic sulfides and mafic alkaline magmas in the Bingham and Tintic mining districts, Utah. J Petrol, 38: 1679–1690

Lai Y M, Song S R, Lo C H, Lin T H, Chu M F, Chung S L. 2017. Age, geochemical and isotopic variations in volcanic rocks from the Coastal Range of Taiwan: Implications for magma generation in the Northern Luzon Arc. Lithos, 272-273: 92–115

Large S J E, Quadt A V, Wotzlaw J F, Guillong M, Heinrich C A. 2018. Magma evolution leading to porphyry Au-Cu mineralization at the Ok Tedi deposit, Papua New Guinea: Trace element geochemistry and high-precision geochronology of igneous zircon. Econ Geol, 113: 39–61

Lerchbaumer L, Audétat A. 2013. The metal content of silicate melts and aqueous fluids in subeconomically Mo mineralized granites: Implications for porphyry Mo genesis. Econ Geol, 108: 987–1013

Li J P, Liu W H, Su L, Li D F, Zhang S T, Chen H Y. 2023. Porphyry copper mineralization triggered by sulfate reduction and alkali metasomatism: Constraints from an experimental investigation. GSA Bull, 135: 2407–2427

Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, Gao C G, Gao S, Xu J, Chen H H. 2010. Reappraisement and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS. Chin Sci Bull, 55: 1535–1546

Loucks R R. 2014. Distinctive composition of copper-ore-forming arcmagmas. Aust J Earth Sci, 61: 5–16

Loucks R R, Fiorentini M L, Henríquez G J. 2020. New magmatic oxybarometer using trace elements in zircon. J Petrol, 61: egaa034

Midea W P, Hattori K, Valera G T V. 2021. Igneous rocks related to porphyry Cu-Au mineralization at the Dizon mine, Philippines. Resour Geol, 71: 392–408

Müller D, Franz L, Herzig P M, Hunt S. 2001. Potassic igneous rocks from the vicinity of epithermal gold mineralization, Lihir Island, Papua New Guinea. Lithos, 57: 163–186

Munoz M, Charrier R, Fanning C M, Maksaev V, Deckart K. 2012. Zircon trace element and O-Hf isotope analyses of mineralized intrusions from El Teniente ore deposit, Chilean Andes: Constraints on the source and magmatic evolution of porphyry Cu-Mo related magmas. J Petrol, 53: 1091–1122

Park J W, Campbell I H, Ickert R B, Allen C M. 2013. Chalcophile element geochemistry of the Boggy Plain zoned pluton, southeastern Australia: A S-saturated barren compositionally diverse magmatic system. Contrib Miner Petrol, 165: 217–236

Park J W, Campbell I H, Kim J, Moon J W. 2015. The role of late sulfide saturation in the formation of a Cu- and Au-rich magma: Insights from the platinum group element geochemistry of Niuatahi-Motutahi Lavas, Tonga Rear Arc. J Petrol, 56: 59–81

Park J W, Campbell I H, Chiaradia M, Hao H, Lee C T. 2021. Crustal magmatic controls on the formation of porphyry copper deposits. Nat Rev Earth Environ, 2: 542–557

Richards M, Bellon H, Maury R C, Barrier E, Wen-Shing J. 1986. Miocene to recent calc-alkalic volcanism in eastern Taiwan: K-Ar ages and petrography. Tectonophysics, 125: 87–102

Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. Econ Geol, 98: 1515–1533

Richards J P. 2011. High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu±Mo±Au deposits: Just add water. Econ Geol, 106: 1075–1081

Richards J P. 2022. Porphyry copper deposit formation in arcs: What are the odds? Geosphere, 18: 130–155

Richards J P, Kerrich R. 2007. Special paper: Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis. Econ Geol, 102: 537–576

Ridolfi F. 2021. Amp-TB2: An updated model for calcic amphibole thermobarometry. Minerals, 11: 324

Seedorff E, Dilles J H, Proffett J M, Einaudi M T, Zurcher L, Stavast W

J, Barton M D. 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. Econ Geol 100th Anniversary Volume. 251–298

Shao W Y, Chung S L, Chen W S, Lee H Y, Xie L W. 2015. Old continental zircons from a young oceanic arc, eastern Taiwan: Implications for Luzon subduction initiation and Asian accretionary orogeny. Geology, 43: 479–482

Shen P, Hattori K, Pan H, Jackson S, Seitmuratova E. 2015. Oxidation condition and metal fertility of granitic magmas: Zircon trace-element data from porphyry Cu deposits in the Central Asian orogenic belt. Econ Geol, 110: 1861–1878

Sillitoe R H. 2010. Porphyry copper systems. Econ Geol, 105: 3–41

Sillitoe R H. 2018. Why no porphyry copper deposits in Japan and South Korea? Resour Geol, 68: 107–125

Stefanini B, Williams-Jones A E. 1996. Hydrothermal evolution in the Calabona porphyry copper system (Sardinia, Italy); the path to an uneconomic deposit. Econ Geol, 91: 774–791

Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. Geol Soc Lond Spec Publ, 42: 313–345

Sun W D, Liang H Y, Ling M X, Zhan M Z, Ding X, Zhang H, Fan W M. 2013. The link between reduced porphyry copper deposits and oxidized magmas. Geochim Cosmochim Acta, 103: 263–275

Sun W, Huang R F, Li H, Hu Y B, Zhang C C, Sun S J, Ling M X. 2015. Porphyry deposits and oxidized magmas. Ore Geol Rev, 65: 97–131

Wang K L, Chung S L, O'Reilly S Y, Sun S S, Shinjo R, Chen C H. 2004. Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region. J Petrol, 45: 975–1011

Waters P J, Cooke D R, Gonzales R I, Phillips D. 2011. Porphyry and epithermal deposits and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of the Baguio district, Philippines. Econ Geol, 106: 1335–1363

Wilkinson J J. 2013. Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs. Nat Geosci, 6: 917–925

Zhang D, Audétat A. 2017. What caused the formation of the giant Bingham Canyon porphyry Cu-Mo-Au deposit? Insights from melt inclusions and magmatic sulfides. Econ Geol, 112: 221–244

Zhang D, Audétat A. 2018. Magmatic-hydrothermal evolution of the barren Huangshan pluton, Anhui Province, China: A melt and fluid inclusion study. Econ Geol, 113: 803–824

Zhang S, Ma Q, Chen H, Long X, Chu G, Cheng J, Xia X, Li R. 2021. Precambrian crust growth and reworking of the eastern Yangtze Craton: Insights from xenocrystic zircons in the lamprophyres from the Middle-Lower Yangtze Belt, China. Precambrian Res, 355: 106121

(责任编委: 李建威)