

成因矿物学与找矿矿物学研究进展 (2010—2020)

申俊峰¹, 李胜荣¹, 黄绍锋², 卿敏³, 张华锋¹, 许博⁴

1. 中国地质大学(北京) 地球科学与资源学院, 北京 100083; 2. 中国黄金集团 香港有限公司, 北京 100011;

3. 中国黄金集团 资源公司, 北京 100011; 4. 中国地质大学(北京) 珠宝学院, 北京 100083

摘要: 成因矿物学与找矿矿物学在我国 70 多年的发展中已逐渐形成一套兼具理论和应用的学科体系。近十年来, 原位微区分析技术推动矿物成分标型理论及其应用取得长足进步, 在成岩成矿过程精细刻画、热液成矿规律与找矿潜力评价、成矿类型甄别与划分等方面表现出巨大潜力, 尤其是黄铁矿、石英、磁铁矿、绿泥石、磷灰石、石榴子石等若干典型矿物成分标型在成矿理论与找矿实践表现出独特优势。可以推测, 矿物成分标型必然在未来成矿规律研究与找矿评价中体现出巨大指导价值, 同时也从一个侧面证实成因矿物学与找矿矿物学学科体系在地球系统科学领域具有强大的生命力。展望未来, 成因矿物学还将在环境与生命过程等其他诸多领域有很大的应用前景, 特别是在矿物晶体生长、矿物相转变、矿物温压计、宇宙矿物学、深部矿物学、矿物晶体化学与综合物性、生物矿物交互作用等领域均有可能取得突破性进展。另外, 采用统计学和大数据集成方法以及矿物标型定量模型, 深度解析矿物学“基因”信息, 发展矿物学“基因编辑”技术, 将有可能为解决地球科学面临的矿产资源需求和人类健康等作出巨大贡献。

关键词: 成因矿物学; 找矿矿物学; 成分标型; 信息载体

中图分类号: P571 **文章编号:** 1007-2802(2021)03-0610-14 **doi:** 10.19658/j.issn.1007-2802.2021.40.036

The Decennary New Advances on the Genetic Mineralogy and Prospecting Mineralogy (2010–2020)

SHEN Jun-feng¹, LI Sheng-rong¹, HUANG Shao-feng², QING Min³, ZHANG Hua-feng¹, XU Bo⁴

1. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China;

2. China National Gold Group Hong Kong Limited, Beijing 100011, China; 3. China Gold Group Resources Co., LTD, Beijing 100011, China; 4. School of Gemmology, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China

Abstract: The genetic mineralogy and prospecting mineralogy have been gradually established as a set of theoretical and application subject system in more than 70 years of research and development in China. In recent decennium, the *in-situ* microanalysis technology has greatly promoted the step forward in theory and application of the mineral composition typomorph. It also has great application potentials in research fields such as the fine characterization of diagenetic and metallogenic processes, the evaluation of hydrothermal metallogenic regularity and prospective potential, and the identification and classification of metallogenic types, etc. The composition typomorphs of various typical minerals, such as pyrite, quartz, magnetite, chlorite, apatite and garnets, have shown their unique advantages in researches of metallogenic theory and prospecting practice, especially. It can be predicted that the mineral composition typomorph will play very important guiding role in the research of metallogenic regularity and the evaluation of geological prospecting in the future. At the same time, it is also proved from one side that the discipline system of genetic mineralogy and prospecting mineralogy has strong vitality in the field of earth systems science. In the future, it can be prospectively expected that the development of genetic mineralogy should promote the progresses not only in researches of geological process and mineral resources but also in other fields such as environment and life science, etc.. Especially, promising breakthrough could be achieved in the research fields including the mineral crystal growth, mineral phase transformation, mineral thermobarometer, cosmological mineralogy, deep mineralogy, mineral crystal chemistry and comprehensive physical properties, bio-mineral interaction.

收稿编号: 2020-090, 2020-06-22 收到, 2020-12-31 改回

基金项目: 国家重点研发计划项目 (2016YF600106)

第一作者简介: 申俊峰 (1962–), 博士, 教授, 研究方向: 成因矿物学与找矿矿物学. E-mail: shenjif@cugb.edu.cn.

tion, etc. Additionally, to deeply analyze mineralogical "gene" information and to develop mineralogical "gene editing" technology by using the statistic method, big data integration, and mineral typomorph quantitative models could be hopefully potential to solve problems in fields of the mineral resource demand and human health faced by the earth science.

Key words: genetic mineralogy; prospecting mineralogy; composition typomorph; information carrier

0 引言

在岩石圈演化过程中,矿物作为地质作用的产物展示并表征地壳的时空格局变化,是良好的记录上述变化的信息载体。也就是说,地质作用过程中的任何变化特征无不通过矿物留下深刻烙印。成因矿物学理论自诞生以来即赋予其基于矿物学现象来提取与地质作用发生发展关联的成因信息,甄别和解析地质演化规律,为深刻理解地质作用过程和成因提供科学依据的使命。因此成因矿物学思想在基础地质理论研究和地质应用领域显示出强大的生命力,特别是在地质找矿领域展现出强大的应用前景,因而衍伸出找矿矿物学分支学科。目前,我国成因矿物学与找矿矿物学理论体系伴随其70余年的实践和发展,不断积累和完善,已逐渐形成一套相对完整的学科体系(李胜荣等,2020),可以预测在未来的发展历程中必将发挥出应有的作用。

我国的成因矿物学与找矿矿物学学科框架体系在20世纪末就已形成了较为完善的以矿物发生史、矿物标型学、矿物温压计、矿物共生分析、矿物成因分类和矿物成因信息应用为主要内容的学科体系(陈光远等,1987;薛君治等,1991;李胜荣和陈光远,2001;李胜荣等,2020)。特别是历经多年发展和实践检验后逐渐在如下七个方面突显出矿物学标志在矿床学应用方面的学术应用价值(李胜荣,2013;李胜荣等,2020),如判识区域地质或地球动力学背景;表征成矿物质富集规律和成矿系统结构;限定矿床形成时限,指示物质来源、运移路径和定位富集环境;刻画矿床形成过程、形成条件和形成机理;反映矿床形成后的保存与变化,研判矿体剥蚀程度;追踪矿床深部变化趋势,扩大找矿远景;判断找矿方向、找矿矿种和找矿潜力等。

进入21世纪以来,矿物微区微量测试技术、同位素原位测试技术、高温高压矿物生长和矿物-流体反应实验技术的不断完善,为成因矿物学理论的发展和应用提供了新的动力,使得基于矿物学信息的成岩成矿过程理解更加深化、细化和精确化(李胜荣等,2006)。特别是采用了如激光剥蚀电感耦合等离子体质谱(LA-ICP-MS)和多接收电感耦合等

离子体质谱(LA-MC-ICP-MS)等微区微量测试技术以来,矿物晶体微量元素的赋存规律和分布特点得以清楚揭示,基于矿物晶体生长过程所留下的环带构造,采用剖面成分连续测试可以清楚地了解矿物形成过程的物化环境变化,尤其是结合原位X射线衍射(XRD)技术已能够详细解析晶体生长过程中内部结构的变化规律和重要元素赋存位置。另外,通过矿物晶体生长过程的精细剖析,可以进一步推测成矿过程的物理化学条件变化,使得各种地质作用过程能够借助矿物学信息进行清晰地定性或半定量表征与描述。这样一来,传统的全岩地球化学勘查用于寻找隐伏矿床的技术,由于强烈的测试“干扰”导致异常多解而受到极大挑战或显示出滞后性(Cooke et al., 2020),也明确预示未来采用矿物化学特征(也称矿物成分标型)是用于盲矿体勘查的重要技术工具之一。比如,利用地质体副矿物锆石、磷灰石、独居石等矿物的裂变径迹分析技术对造山带隆升历史和矿产的保存利用提供新的依据;随着矿床开采深度不断加大,对于大纵深矿化富集规律的认识可以凭借矿物学信息进行标识(也称矿物标型特征)并得以充分描述或精细解析(申俊峰等,2013);对于大型矿集区大型-超大型矿床的成矿物质超常富集规律和强矿化作用标志,以及矿床形成后的剥蚀与保存等矿床学重要内容,均可以采用矿物定量化模型展示(李胜荣,2013)。

可以看出,成因矿物学与找矿矿物学学科体系在地质学诸多领域愈发显示出其重要的理论价值和广泛的应用价值(罗照华等,2013;蔡佳等,2013;李胜荣等,2020)。

1 矿物微区微量分析技术推动矿物成分标型理论及其应用取得长足进步

众所周知,矿物和矿物组合是标识成岩成矿特点、解析成岩成矿过程和提供成岩成矿物理化学条件信息的重要载体,也是进行矿床勘查的重要宏观标志。特别是矿物原位微区微量元素和同位素组成,已成为找矿研究的重要工具之一(Cooke et al., 2014, 2020; Cook et al., 2016; Román et al., 2019)。赵振华和严爽(2019)认为,矿物之所以能够体现上述重要功能,主要是矿物类质同象现象记

录的微量元素组合及其变化规律可以揭示成岩成矿过程,进而可以精细刻画成岩成矿地球化学规律,为矿产资源寻找提供重要信息。因此,矿物微量元素组合确定是提取找矿信息的重要途径之一。

近年来,成因矿物学非常重要的发展内容之一,是先进的微区微量分析技术方法的应用,使得矿物微量元素赋存形式及其分布特点非常容易地进行半定量或定量识别与表征,这为揭示成矿元素由流体析出的沉淀结晶过程以及对于复杂条件下矿物晶体结晶时原子(离子)排列过程的理解提供了基础信息。如扫描电镜、透射电镜、电子探针及其能谱/波谱学分析技术的广泛应用,特别是 LA-ICP-MS 和 LA-MC-ICP-MS 测试技术和离子探针质谱的普遍应用,包括一些如短波红外光谱(SWIR)、傅里叶红外光谱和热红外光谱等便携式谱学测试技术,以及阴极发光成像技术等显微光学甄别技术,原位 X 射线衍射技术和同步辐射测试技术的联合应用,使得充分挖掘矿物晶体化学特点,深刻揭示矿物晶体成分标型并应用于解释客观地球化学现象表现出独特优势。

目前,很多金属矿物如磁铁矿、黄铁矿、辉钼矿、锡石、白钨矿、赤铁矿等,以及脉石或副矿物如石英、方解石、绿泥石、绿帘石、石榴子石、磷灰石、锆石、金红石、独居石、榍石等已经成为矿床学和矿床地球化学的重要研究对象(赵振华和严爽,2019)。因为这些矿物的化学组成特点清楚地记录了矿床的形成过程和物理化学条件,也对成矿物质来源、矿化类型具有示踪意义,特别是一些矿物的同位素(如 Sr、Pb、S、C、O 等传统同位素和 Fe、Cu、Mo、Ca、Mg、Zn 等非传统同位素)组成能够为合理解释成岩成矿作用过程(Gregory et al., 2015)和建立正确的找矿标志(Gao et al., 2018)提供可靠依据,意味着未来会有更多矿物的化学组成可以具有标型意义,抑或一些矿物的成分标型完全可以作为直接找矿标志(张素荣等,2014; Wilkinson et al., 2017; Neal et al., 2018; 赵振华和严爽,2019; Wells et al., 2020)。此外,矿床中一些矿物的微量元素组合差异恰恰是不同矿床类型的主要差别,尤其是含有变价元素(如 Fe、V、Mn、Ce、Eu)的矿物(如磁铁矿、磷灰石等),其变价元素含量或比值的变化规律能够敏感地反映成矿过程中氧化还原条件和酸碱度等物化环境的变化。还有,矿物的震荡环带结构中微量元素或同位素变化特点,在有效记录晶体生长过程的同时,还可用于示踪成矿流体的来源和性质。所以,矿物及其成分标型在成矿理论

研究和找矿勘查实践中已不是简单的“组成”意义,而是越来越显示出强大的“标识”功能。

我们知道,矿床矿物学研究的最大意义在于能够为找矿勘查提供指示信息。最新的研究结果(Cooke et al., 2020)显示,矿物成分标型正在找矿勘查领域挑战传统的全岩地球化学标志,已在斑岩成矿系统勘查领域显示出巨大的优势和潜力(罗照华等,2018)。比如,广泛存在于岩浆体系的锆石(Loader et al., 2017)、磷灰石(Mao et al., 2016)、磁铁矿(Dupuis and Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2015)和斜长石(Cao et al., 2011)等,其化学成分变化规律在判定斑岩体系是否致矿具有良好的指示效果,当数据量足够大时甚至可以编制矿化所表现出的热液蚀变系统空间结构模型。显然,这样的结构模型对于理解成矿过程和进行矿床勘查均具有不可替代的作用(Parsapoor et al., 2015)。还有,常常广泛出现于斑岩成矿系统的热液成因矿物如绿泥石、绿帘石和明矾石等,其微量元素分布特点同样能够很好地揭示斑岩成矿系统的赋矿规律,对于指示斑岩系统的成矿潜力也有独特的标识意义。勘查实践表明,基于出现于地表露头的蚀变成因绿泥石和绿帘石,采用 LA-ICP-MS 测试技术提取其成分标型并进行空间对比,完全可以将严重剥蚀的矿床蚀变空间模型予以充分还原。当然,结合地球物理和地球化学勘查方法,还可以对隐伏斑岩系统给出合理判断。因此,基于地表或钻孔样品的矿物化学信息,建立矿物成分标型以寻找盲矿的方法在未来找矿实践中极有可能取得重大突破。对于一些特定矿床来说甚至可以有效推定强矿化中心及其埋深、估算矿化规模等(Wilkinson et al., 2015)。Cooke 等(2020)采用 LA-ICP-MS 和短波红外(SWIR)数据耦合方法,辅以阴极发光图像识别技术,已经将矿物化学作为新型勘查工具在斑岩型矿床勘查方面进行了有益的探索,特别是在成矿潜力区进行定位预测方面取得重要进展,正在不断应用于环太平洋多个地区的斑岩和浅成热液成矿系统的矿床勘查实践(Cooke et al., 2014; Wilkinson et al., 2015)。总之,矿物成分标型对于热液成矿系统的评价已显示出明显的优势和潜力。

2 若干典型矿物成分标型在成矿与找矿研究方面具有独特优势

2.1 黄铁矿成分标型及其指示意义

黄铁矿是金属矿床最常见的矿物之一,其标型特征很早就被人们所关注。由于微量组分具有显

著标型意义(陈光远等, 1987; 薛建玲等, 2013; 李小宁等, 2015), 也由于 90% 以上的金矿床中黄铁矿是主要的载金矿物, 因此其微量元素赋存特征及其分析测试技术越来越受重视 (Cook et al., 2016; George et al., 2018)。

已有研究显示, 黄铁矿成分标型不仅能够详细记录金成矿流体的演化过程 (严育通和李胜荣, 2011; Reich et al., 2013; Genna and Gaboury, 2015; Gregory et al., 2016), 而且能够精确表征流体物理化学条件及其变化 (Peterson and Mavrogenes, 2014; Mills et al., 2015; Román et al., 2019), 因而在各类金成矿系统中常表现出强大的指示意义 (Barker et al., 2009; Muntean et al., 2011; Cook et al., 2013; Reich et al., 2013; Genna and Gaboury, 2015; Belousov et al., 2016; Hazarika et al., 2017; Augustin and Gaboury, 2019)。比如, 热液型金矿床中黄铁矿的 As、Te 和 Se 含量对于 Au 的富集显示出强烈的标型指示意义 (Reich et al., 2013; Deditius et al., 2014), 可以有效指导找矿勘查。一些研究结果 (Deditius et al., 2014; Morishita et al., 2018; Kusebauch et al., 2018) 也证实, 黄铁矿中的 Au 和 As 常出现同步异常, 暗示在较为宽泛的物理化学条件下 Au 与 As 存在一致的地球化学行为, 尤其是在黄铁矿结晶过程其一致性更为突出并具有指示意义 (Cook and Chrysosoulis, 1990; Simmons et al., 2016; Morishita et al., 2018; Kusebauch et al., 2018)。抑或是 As 的地球化学行为强烈地影响黄铁矿结晶和 Au 沉淀的物理化学条件 (Reich et al., 2005; Deditius et al., 2014), 所以黄铁矿中的 As 异常通常是判别黄铁矿含金性的重要参数。尽管目前还不十分清楚 As 与 Au 伴随黄铁矿结晶而沉淀的机制 (Román et al., 2019), 但在相对还原条件下 As 替代 S 占据黄铁矿晶格位置是毋庸置疑的。更有可能是 As 在宽泛的温度范围内会强烈影响 Au 在流体与黄铁矿之间的分配 (Deditius et al., 2014), 所以多种类型金矿床之黄铁矿中 As 与 Au 的含量呈显著正相关关系 (Reich et al., 2005), 而且在不同类型金矿床中二者还有着显著不同的差异性分配 (Deditius et al., 2014)。从图 1 可以看出, 低温热液矿床中的黄铁矿比斑岩型矿床黄铁矿的 Au、As 含量要相对高些, 说明高温不利于 Au、As 进入黄铁矿结晶体系, 只有当流体向浅部运移并降温到足够低时 Au、As 才会被分配进入黄铁矿结晶体系。同理, Te 和 Se 也可以替代 S 进入黄铁矿晶格, 因此一些金矿的黄铁矿会出现富 Te 现象

(Bi et al., 2011; Ciobanu et al., 2012), 同时黄铁矿中的 Au、Ag 含量也显著增加。综上说明, As、Te 和 Se 等大半径离子一旦进入黄铁矿晶格并替代 S 离子, 必然引起晶体结构发生严重畸变, 因而需要大量的其他金属阳离子 (如 Cu、Co、Au、Ag 等) 同步替代黄铁矿结构中的 Fe 离子或填充由于结构畸变造成的晶格缺陷以平衡黄铁矿晶格体系, 所以黄铁矿中 As、Te、Se 和 Cu、Co、Au、Ag 等常出现有规律的同时变化, 也说明流体成分的变化会强烈影响金属元素选择性进入黄铁矿晶格 (Tardani et al., 2017)。

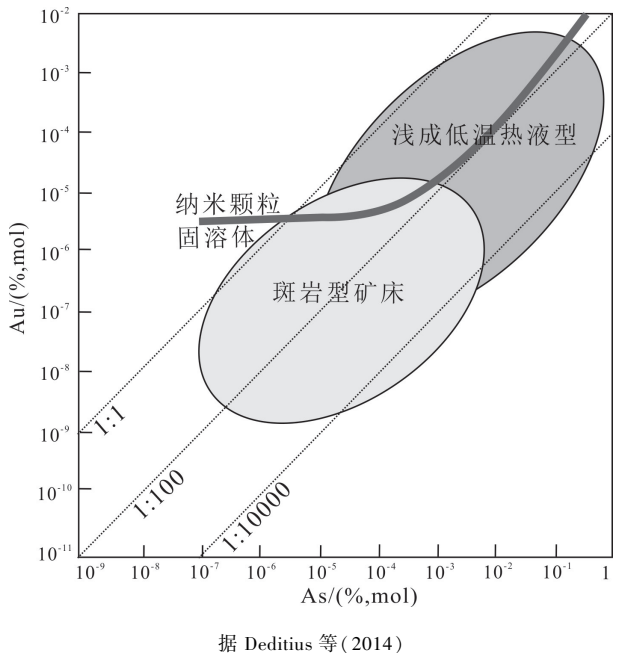


图 1 斑岩型和浅成低温热液型矿床中黄铁矿的 Au、As 含量存在显著差异

Fig. 1 The obvious difference of Au and As contents in pyrites of porphyry and epithermal deposits

事实上, 黄铁矿的微量元素对于指示 Pb、Zn 和 Ag 的富集规律也有特殊意义。Mukherjee 和 Large (2017) 在调查澳大利亚北部中元古代麦克阿瑟盆地超大型 SEDEX 型 Zn-Pb-Ag 矿床时, 对采集的 248 件黄铁矿样品进行了 14 种微量元素 (Co、Ni、Cu、Zn、As、Se、Mo、Ag、Sb、Tl、Pb、Bi) 含量的统计分析, 结果发现矿床附近约 1 km 的沉积型黄铁矿强烈富集 Zn 和 Tl, 其含量高于全球沉积型黄铁矿中该元素含量平均值的 1~2 个数量级, 同时 Cu、Pb、Ag 含量也相对较高。相反, 在该矿床 60 km 外的沉积型黄铁矿则 Zn 和 Tl 含量近或低于全球沉积黄铁矿平均值。说明矿床附近的黄铁矿沉淀结晶时, 同时受到热液作用和吸附作用的影响, 因此富集 Zn、Tl 和 Cu、Pb、Ag、Au, 而远离矿床的黄铁矿结晶时仅存

在吸附作用,因此只富集 Co、Ni、Cu、As、Se、Mo。

大量的实验矿物学研究(Mycroft et al., 1995)表明,Au 元素之所以能够依附于黄铁矿等硫化物沉淀富集,很大程度上归因于硫化物表面较低的氧化还原电位。也就是说溶解状态下的高价态金离子(通常以类似 AuCl_4^- 等络合形式存在,金为 Au^{3+}) 在靠近具有较低氧化还原电位的硫化物晶格时容易被快速还原为零价态的单质金,导致金发生沉淀。这一结果暗示黄铁矿等硫化物矿物表面富金的“还原-沉淀”机制与其形态标型特征之间存在一定内在联系。Xian 等(2019)的最新研究表明,黄铁矿晶格的不同取向与流体发生的“界面”反应存在显著的差异,因此黄铁矿不同面网方向是金富集的重要影响因素之一。这进一步明确,相对于立方体和八面体而言,五角十二面体的 $\{210\}$ 结晶方向对溶液中离子态金具有最快的还原-沉淀速率,说明“界面”反应的差异性受控于不同结晶方向的原子排列形式,因而影响矿物表面的氧化-还原电位。此外他们还注意到,黄铁矿聚形晶的离子态金的界面还原-沉淀速率显著高于其单形晶,暗示聚形晶的表面电势差改变了晶体表面的电荷分布,因而促进了金的还原-沉淀反应。可见五角十二面体黄铁矿较立方体黄铁矿的载金能力强,聚形晶较单形晶载金能力强。所以金矿床中细粒五角十二面体晶形或聚形晶黄铁矿对富金矿段具有指示意义。当然,黄铁矿晶体生长过程也会受到硫逸度、温度、压力等多重因素的影响,但结晶习性对晶体表面电荷分布、表面能、氧化还原电位以及“界面”反应性和还原-沉淀速率的影响不可忽视。所以,只有多因素耦合作用于含矿流体时才能促进金离子快速沉淀,富集成矿。

总之,解析黄铁矿中微量元素的赋存特征和结构特点对于获取金矿化过程信息是非常重要的(Tanner et al., 2016; Román et al., 2019),特别是对于了解黄铁矿沉淀的物理化学条件和溶解过程的信息(George et al., 2018; Román et al., 2019)非常有帮助。因此,今后对于黄铁矿成分标型等多种微观矿物学标型特征,对成矿和找矿研究的指示意义必将受到更多的重视。

2.2 石英的成分标型及其指示意义

石英的晶体结构中常含有大量微量元素,特别是在成矿环境下晶出的石英,其赋存的微量元素种类和数量更多。一般来说,微量元素在石英晶格中多以类质同象替代 Si^{4+} 形式存在,如 Al^{3+} 、 Fe^{3+} 、 B^{3+} 、

Ti^{4+} 、 Ge^{4+} 、 P^{5+} 等,也有一些元素以晶格填隙的方式存在,如 Li^+ 、 K^+ 、 Na^+ 、 H^+ 、 Fe^{2+} 等,二者通常在晶格体系中具有电价补偿平衡作用。

目前,利用 LA-ICP-MS 测试技术可以在石英晶体中同时检测出 30 多种元素,常见的杂质元素有 Al、Mg、Fe、Mn、Ti 等,其次有 B、Be、Na、K、Ca、Li 等,还有少量的 Pb、Bi、Ag、Zn、Cr、Cu、Sn、Rb、Cs、Ba 等。其中,Al 的含量可高达几千 ppm,其次是 Ti、Li、K、Sb、Fe、Ca、Na、P 等。由于 Al、Mg、Fe、Mn、Ti 等元素在任何成因条件下均可在石英中存在,所以被称作固定杂质元素(Rusk, 2012)。

石英中的微量元素含量主要受控于形成环境和结晶速率。含矿脉石英中的 Mo、As、Pb、Bi、Ag、Zn、Cu、Y、Yb 等含量常随共生矿物而发生变化,说明形成环境对石英成分的影响较大(Acosta et al., 2020)。在岩浆和伟晶岩中,石英微量元素还受母岩结晶程度的制约,而热液成因石英主要受流体化学成分和酸碱度的影响(Jourdan et al., 2009)。

有研究表明,低温热液矿床中石英的 Al 含量通常较高,而且当 Al 含量升高时, Li、K、Na、H 等也随之升高,因此石英中 Al 的含量对其他元素含量起着重要的约束和指示作用(Thomas et al., 2011)。有学者(Wark and Watson, 2006; Thomas et al., 2011; Huang and Audetat, 2012)注意到,石英中 Ti 的含量明显受温度控制,而压力的影响则相对较小,因此石英中的 Ti 含量可作为估算石英形成温度的温度计。但 Ti 在石英中的含量还与结晶速度有关,结晶速度越快,进入晶格的 Ti 越多,石英 Ti 含量就越高。所以,快速冷却结晶条件下,石英的 Ti 温度计不适用。

有意思的是,石英的 Ti、Al 含量在不同成因类型的矿床中存在明显差异(图 2),因此可据此判断成矿类型。另外,由于自然金常与含 As 黄铁矿、方铅矿、黄铜矿、毒砂等共生,故与金沉淀有关的热液石英中的微量元素 Fe、Cu、Pb、Zn、As 等也明显较高,所以石英的 Fe、Cu、Pb、Zn、As 含量也可作为金沉淀的标志。

值得注意的是,中酸性岩体的石英成分也可作为判识岩浆作用与成矿作用关系的标型特征(Rusk, 2006)。最近,Breiter 等(2019)根据石英的微量组分对俄罗斯东特兰斯贝加里亚与 Orlovka 稀有金属矿床有关的花岗岩进行了垂直分带,并证明岩浆成因之石英对岩浆成矿作用具有明确的指示意义。他们采用 LA-ICP-MS 测定了不同空间花岗岩的石英微量组分,并结合矿物自动分析系统(TI-

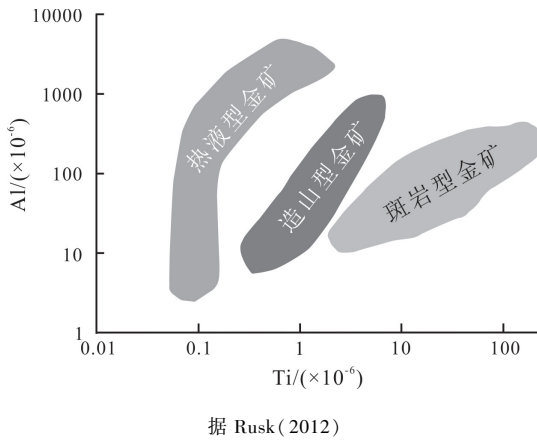


图2 不同类型矿床中热液石英 Ti 和 Al 含量分布特征
Fig.2 The distribution characteristics of Ti and Al contents in quartz sampels of various types of deposits

MA)和阴极发光(CL)图像建立了花岗岩垂直分带与矿床成因之间的关系。结果表明,侵位较深的黑云母花岗岩中石英相对富 Ti 和 Li(含量分别高达 95×10^{-6} 和 33×10^{-6}),石英以半自形-自形晶为主,不发育包裹体,CL 图像中环带结构清晰;侵位较浅的锂云母花岗岩顶部之石英则富集 Al 和 Ge(分别高达 350×10^{-6} 和 4.8×10^{-6}),晶形呈“雪球”状集合体,CL 图像不清晰,含带状分布的钠长石包裹体。由此推测深部的黑云母花岗岩中的石英经历了复杂的结晶与溶解循环作用,但是未与流体发生太多反应。而锂云母花岗岩顶部的石英则是在岩浆分异过程中与残余熔体发生了强烈的相互作用,因而成矿作用与此密切相关。因此,作为最常见的非金属矿物石英,其成分标型必然会引起广泛重视。

2.3 磁铁矿成分标型及其指示意义

磁铁矿是地壳中普遍存在于各类岩/矿石中的金属氧化物,也是重要的重砂矿物,其微量元素含量常被用作物源(Grigsby, 1990; Dare et al., 2014; 陈道前等, 2015)和成矿类型判别的标型,也常作为找矿的直接指示标志(Dupuis and Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2012; 张聚全等, 2013, 2018a)。大量基于岩浆体系晶出磁铁矿的成分研究结果(Whalen and Chappel, 1988; Frost and Lindsley, 1991; Nadoll et al., 2014; Hensler et al., 2015)显示,磁铁矿微量成分的变化受多种因素影响,如岩浆和流体成分、温度和压力条件、冷却速率、氧逸度(f_{O_2})、硫逸度(f_{S_2})和硅活度(α_{SiO_2})等,其成因意义非常重要。

LA-ICP-MS 分析结果表明,磁铁矿含有 Mg、Al、Si、P、Ca、Sc、Ti、V、Cr、Mn、Co、Ni、Cu、Zn、Ga、Ge、Y、

Zr、Nb、Mo、Sn、Hf、Ta、W、Pb 等 20 多种微量元素(Deditius et al., 2018; 赵振华和严爽, 2019),而且这些微量元素含量在不同成因类型的磁铁矿中明显不同,特别是 Ti、V、Cr、Al、Mn、Mg、Co、Ni 等会表现出较大差异。如,与火山作用相关的磁铁矿,其 Ti 和 V 的含量明显高于热液成因的磁铁矿;岩浆成因磁铁矿的 Ti 含量相对较高,而 Ni/Cr 值较小,但热液成因的磁铁矿则正好相反(Nadoll et al., 2014; Knipping et al., 2015),所以可以采用 Ti 和 Ni/Cr 二元图解区分岩浆型和热液型磁铁矿(Dare et al., 2014)。Dupuis 和 Beaudoin(2011)对全球 111 个不同类型矿床的磁铁矿微量元素含量的统计分析表明,不同成因矿床中磁铁矿的 Ni、Cr、Mg、Al、Si、Ca、Ti、V、Mn 存在明显差异,其中铜镍矿床具有(Ni+Cr)含量高和(Si+Mg)含量显著偏低的特点,因此可以利用(Si+Mg)与(Ni+Cr)二元成分图解清楚地识别含有铂族元素的 Ni-Cu 矿床。类似地,采用 Ni/(Cr+Mn)与(Ti+V)二元成分图解以及(Ca+Al+Mn)与(Ti+V)二元成分图解还可以有效区分 IOGC 矿床、斑岩型铜矿床、BIF 型铁矿床和矽卡岩型钛-钒磁铁矿床等。另外,Nadoll 等(2014,2015)在综合多个斑岩和矽卡岩矿床的 177 件磁铁矿微量成分变化特征后发现,从高温岩浆矿床到低温热液矿床,磁铁矿中 Ga、Sn、(Ti+V)和(Al+Mn)含量是逐渐降低的;而(Ti+V)和(Al+Mn)含量在 BIF 型矿床磁铁矿中含量是比较低的。所以,磁铁矿的(Al+Mn)与(Ti+V)成分图解也能有效区分矽卡岩型和斑岩型矿床(Nadoll et al., 2015)。

磁铁矿成分除了可以作为判别和划分矿床类型外,还可以对成矿过程的物理化学条件给出重要信息。Sun 等(2011)注意到岛弧岩浆带 Cu-Au 矿床中的磁铁矿可以反映氧逸度的变化。因为一般岩浆体系中 Fe^{3+} 仅占总铁量的三分之一左右,但岛弧岩浆带 Cu-Au 斑岩矿床中磁铁矿有三分之二的晶格位置被 Fe^{3+} 占据,说明磁铁矿从岩浆体系晶出时大量消耗了岩浆中的 Fe^{3+} ,使岩浆体系氧逸度降低,致使 Cu、Au 在磁铁矿结晶也发生大量沉淀。同时,磁铁矿结晶还会造成氧化性岩浆中的硫酸根被还原为硫酸氢根,进而将 Cu、Au 等元素以硫酸氢根络合物形式萃取到流体相中,形成含矿热液。所以,在俯冲带发生部分熔融而形成的具有高初始 Cu、Au 含量的氧化性岩浆,极有可能形成斑岩型铜、金矿床(Sun et al., 2013; 孙卫东等, 2015)。

当然,磁铁矿的微量元素含量还可以精细表征矿化过程。Sun 等(2017)研究了云南北衙金多金属

矿不同矽卡岩阶段磁铁矿的微量元素后发现,从早阶段到中段,磁铁矿的 V 含量有所降低,暗示热液流体的氧逸度有所增加;从中阶段到晚阶段,磁铁矿的 V 含量有所增加,指示热液流体的氧逸度有所降低。此外,该矿床的矿物组合显示在磁铁矿晶出的中晚阶段硫化物矿物含量明显增加,也佐证了这一规律,可见磁铁矿成分具有指示含矿热液氧逸度变化的意义。Ding 等(2018)对湖南黄沙坪 W-Mo-Pb-Zn 多金属矿的研究也表明,矿石中磁铁矿根据微量元素特点可明显分为两组,其中一组含有较高的 Mg、Al、Ti、V、Zn、Ni、Co 和较低的 Na、K、Ca、Si、Ge、Sn、W,暗示该组磁铁矿成因与流体作用于下伏富 Zn 地层有关,高含量 Mg、Al、Zn 主要源自流体对下伏地层的萃取,而 Ti、V、Ni 含量较高主要归因于较低的氧逸度;另一组磁铁矿则含有较高的 Na、K、Ca、Si、Ge、Sn、W,但 Mg、Al、Ti、Zn、Ni、Co 含量较低,说明磁铁矿形成主要受到岩浆热液的影响。显然磁铁矿的成分标型也具有解析矿床成因意义。此外,磁铁矿的环带构造,特别是 Si、Ca、Na、V、Ti 和 Ni 等微量元素从核部到边缘呈规律性变化时,完全可以反映晶出磁铁矿的热液流体成分的变化规律(Dare et al., 2014)。

磁铁矿成分特征还可作为找矿标型应用于找矿勘查。比如,Acosta-Góngora 等(2014)对加拿大 Great Bear 岩浆带的 IOCG 矿床和铁氧化物-磷灰石矿床的研究发现,成矿区域磁铁矿的 Co/Ni 值非常高,说明矿床的成矿后期叠加了热液矿化作用,并且由于 Co 比 Ni 更易于进入富铁流体,因此导致了高 Co/Ni 值磁铁矿的形成。另外,他们还发现无矿区域磁铁矿的 Cr/Co 值高于矿石磁铁矿,并且二者的 V/Ni 值也存在差异,可见磁铁矿的微量元素特征完全可以用来评价成矿潜力。

综合看来,磁铁矿的成分标型(特别是微量成分标型)具有很大的矿床成因、矿化类型和找矿勘查标识意义。特别是热液成因磁铁矿,由于流体性质直接影响磁铁矿与流体之间元素的分配,因而导致磁铁矿微量组分有规律的变化。当然,流体性质主要受控于温度、压力、酸碱度和流体组分等主要因素,因此磁铁矿的成分标型完全可以示踪热液流体源并表征流体的演化规律。

需要注意的是,磁铁矿成分标型往往与结构标型或形态标型组合出现,因而更具成因意义。丁俊和张术根(2012)在研究印尼塔里亚布铁矿床的磁铁矿时注意到,岩浆型磁铁矿晶粒较细小,Fe 含量

为 66.08% ~ 68.01%,晶胞参数 a_0 为 0.8392 ~ 0.8399 nm;接触交代型磁铁矿多出现菱形十二面体和立方体单形,含有较多的 SiO_2 和 Mg, a_0 值偏大,为 0.8398 ~ 0.8402 nm;热液脉型磁铁矿晶粒较粗大, Mn 含量高达 4.78% ~ 6.22%, a_0 值高达 0.8401 ~ 0.8407 nm。

2.4 绿泥石成分标型及其指示意义

绿泥石可在多种地质条件下产出,并且稳定存在的温度范围较宽(赵振华和严爽,2019),其成分变化能够很好地记录形成时的物理化学条件,因而显示强烈的成岩成矿标型意义。对于热液蚀变形成的绿泥石来说,其成分标型还可以指示流体演化趋势,抑或能为判别成矿作用提供重要信息(Wilkinson et al., 2015; 刘焱平等,2016)。刘焱平等(2018)通过研究山西东腰庄绿岩带型金矿后发现,矿区内有三种不同成因的绿泥石:早期区域变质成因的绿泥石(C1)、早阶段热液蚀变成因的绿泥石(C2)和成矿阶段的热液绿泥石(C3),分别表现为相对富镁、相对富铁和富集铁质,空间上表现出自围岩至矿体其 $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ 值呈逐渐升高趋势。他们同时还测得这三期绿泥石的形成温度分别为 348 ~ 464 °C (均值为 398 °C)、288 ~ 490 °C (均值为 380 °C) 和 145 ~ 259 °C (均值为 215 °C),呈明显降低趋势,且氧逸度也存在同步降低趋势。这一规律充分揭示了早期区域变质作用叠加晚期热液作用导致金富集的成矿机制,为该区进一步找矿提供了重要线索。

非常有意义的是,绿泥石作为斑岩成矿系统的前缘蚀变晕的代表性矿物被认为能够明确给出矿化信息并对深部成矿潜力有很好的指示意义(Wilkinson et al., 2015),特别是其微量元素在斑岩成矿系统中的规律性变化(Wilkinson et al., 2015, 2017; Cooke et al., 2020)。Wilkinson 等(2015)认为,斑岩矿床青磐岩化带的绿泥石的 Mg、Ti、V 含量具有随远离矿化中心而明显降低的趋势,而其它元素则呈增高趋势。显然,可以依据绿泥石的微量元素特征进行斑岩型矿化蚀变分带,进而指导斑岩矿床的勘查(Wilkinson et al., 2015, 2017; Cooke et al., 2020)。Cooke 等(2020)发现,斑岩矿床青磐岩化带绿泥石的 Sr-Ca-As 含量具有从中心向外逐渐增高的趋势,而 Ti/Sr、Ti/Li、Mg/Ca 和 V/Ni 值则具有逐渐降低趋势。另外,青磐岩化带外边缘绿泥石的 Mn-Fe-Zn-B 含量呈最高值,但向内向外则均呈显著降低趋势。另在一些斑岩型 Cu、Au 矿床中还发现

绿泥石的 $(\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Fe}^{2+}) / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 值与 Cu、Au 品位呈正相关,由此可以指示富矿段(杨超等, 2015)。

最新的研究成果(Cooke et al., 2020)表明,绿泥石和绿帘石的化学成分特征可以提供斑岩型铜-钼矿床周围及深部隐藏的地球化学信息,对隐伏斑岩矿床的矿化具有强烈的指示意义,特别是结合岩相学、蚀变岩地球化学和短波红外光谱特征其指示性更加明确,可以有效指导隐伏斑岩矿化区的圈定。此外,绿泥石的微量元素特征还可以和绿帘石、明矾石等蚀变矿物共同指示矿化中心方向,一定程度上可以预测距离矿化中心的大致距离(Huang et al., 2018; Xiao et al., 2018)。

与上述绿泥石类似,成岩-成矿过程中形成的许多暗色矿物都具有很好的矿物学指示意义,这些矿物的 Mg/Fe 值可以有效标识成岩成矿过程。张聚全等(2018b)对邯邢矽卡岩型铁矿化区岩浆-热液成矿系统中角闪石的成分、结构等特征的系统分析,对成矿过程中 Fe 质富集规律及其影响因素给出了明确合理的解释。他认为高氧逸度富铁成矿流体交代富 Mg 的碳酸盐围岩时消耗较少的 Fe 质,有利于成矿,并基于该观点建立了邯邢式铁矿的成矿模型。

2.5 磷灰石成分标型及其指示意义

磷灰石可以存在于各类岩石中,其阳离子主要是 Ca 和 Sr、Pb、Na、REE、Ba、Mn 等,磷酸根中心磷离子常被 Si^{4+} 、 S^{6+} 、 As^{5+} 、 V^{5+} 等替代,并多含有附加阴离子 F^- 、 Cl^- 和 OH^- 等,所以其矿物种属或亚种类型较多。由于该矿物非常容易发生类质同象替代并导致较大的晶体结构畸变且矿物相仍能稳定存在,所以通常微量元素在该矿物与熔体和流体之间的分配系数变化较大,也因此对形成环境具有显著的示踪作用(Belousova et al., 2002; Prowatke and Klemme, 2006; 赵振华和严爽, 2019; Xu et al., 2020),同时可以据此进行不同类型矿化的识别。

Mao 等(2016)采用电子探针和激光等离子体质谱分析技术对全球 59 个不同类型矿床和未矿化地质体的 922 件磷灰石样品进行了微量元素分析,他们发现 Mg、V、Mn、Sr、Y、La、Ce、Eu、Dy、Yb、Pb、Th、U 等元素含量在不同类型矿床中的含量和组合明显不同。其中,碳酸岩型矿床的磷灰石明显富集轻稀土元素(LREE),而且 V、Sr、B 和 Nb 含量较高;碱性斑岩 Cu-Au 矿床中的磷灰石具有 V、S 和 Ce 含量高且异常范围大的特点;钙碱性斑岩 Cu-Au-Mo 矿床的磷灰石 Mn 含量高, Eu 异常变化大;IOCG 铜矿床及铁氧化物-磷灰石矿床的磷灰石 Mn 含量较低且 Eu 异常变化较大;造山型 Ni-Cu 矿床、矽卡岩

型 Cu 矿床、Au-Co 矿床和 Pb-Zn 矿床中的磷灰石则杂质阳离子含量较低。这说明引起磷灰石微量组分变化的类质同象发生明显受控于不同温度条件的矿化类型,可见磷灰石成分对多种矿化类型具有明确的指示意义。

一般来说,岩浆体系中磷灰石的化学成分常伴随岩浆演化而发生明显的变化(Xu et al., 2020)。比如,在诸多斑岩型成矿系统之斑岩体中,自形斑状磷灰石晶体的 S 含量相对较高,且主要以 S^{6+} 形式存在,一般是替代 P 占据晶格位置(Xu et al., 2020),说明斑岩体成岩过程具有较高的氧逸度,因此是斑岩型成矿的重要识别标志(Parat et al., 2011)。智利 Elteniente 超大型斑岩 Cu-Mo 矿床、菲律宾南 Mindanao Cotobato 斑岩 Cu 矿和斐济斑岩 Cu 矿中,其磷灰石的 SO_3 含量分别达到了 0.34% ~ 0.69%、0.5% 和 0.31% ~ 0.57% (赵振华和严爽, 2019)。但是,日本岛弧带的多个新生代中-酸性岩体中磷灰石的 SO_3 含量则多不足 0.1% (Imai, 2004),明显低于上述斑岩型 Cu-Mo 或 Cu 矿床的 S 含量,暗示该地区新生代岩浆作用过程属于相对还原条件(Hattori, 2018),所以日本岛弧带基本没有斑岩型 Cu-Mo 矿床。这些案例充分说明磷灰石中的 S 可以作为判别斑岩成矿与否的重要标志。实际上,成矿与不成矿斑岩的磷灰石其它组分也有明显差异。如张红等(2018)对于西藏玉龙地区斑岩体之磷灰石研究后发现,含矿斑岩体的磷灰石其 Sr、Ba、Th、Pb 和 Zr 含量明显高,稀土元素显著富集(除 Y 含量较低外),而且轻重稀土分馏明显, Ce 强烈显示正异常。此外,含矿斑岩体磷灰石较不含矿斑岩其 Sr/Eu 值、Sr/Ce 值、Sr/Y 值和 Th/U 值均相对较低,而 Ce/Pb 值和 Lu/Hf 值则较高。此外,韩丽等(2016)在研究江西大湖塘狮尾洞钨矿区花岗岩时发现,矿区内花岗岩中的磷灰石成分变化非常大,但是蚀变岩和矿石中的磷灰石则显著富集 Fe 和 Mn 等元素,同时蚀变岩和矿石含有较多磷灰石。进一步研究认为,早期岩浆作用阶段 Mn 是以高价 Mn^{5+} 置换 P^{5+} 赋存于磷灰石晶格,晚期流体作用阶段则 Mn 呈低价 Mn^{2+} 置换 Ca^{2+} 进入磷灰石晶格。这说明流体作用较岩浆作用阶段氧逸度有所降低,加之降温使得大量 Mn^{2+} 和 Fe^{2+} 与 WO_4^{2-} 结合形成黑钨矿,导致了石英脉型黑钨矿的产出。所以,富 Fe、Mn 磷灰石具有找矿指示意义。

值得注意的是,磷灰石中的 Cl 元素含量也可以反映成矿体系挥发分的演化特征并对成矿作用有指示作用(Williams-Jones et al., 2012)。最近的研

究表明(Xu et al., 2020),在典型的后碰撞环境斑岩系统(如伊朗、西藏和云南等)中,相比于不含矿斑岩,含矿斑岩具有明显高的S和Cl含量。同时,磷灰石中的 $Cl/F(>0.19)$, $V/Y(>0.008)$ 和 $(Ce/Pb)(>2138)$ 高比值也说明S和Cl元素有利于成矿金属元素的迁移。结合Sr同位素数据认为,这些挥发分可能来自早期的大洋俯冲作用,在后碰撞环境下被再次激活,因而可以形成陆-陆碰撞斑岩系统。

有意思的是,阴极发光特征可以强化展示磷灰石的成分差异,对指导勘查更具实际意义。Bouzari等(2016)对比研究了斑岩型成矿系统的蚀变岩与未蚀变地质体中的磷灰石阴极发光特征,发现二者的阴极发光特征有明显差别:钾化蚀变斑岩体中磷灰石通常显示绿色,绢英岩蚀变带中的磷灰石显示灰色,而未蚀变岩石中的磷灰石则显示黄、黄-褐或褐色。对照LA-ICP-MS成分分析可知,钾化蚀变斑岩体中磷灰石 Mn/Fe 比值低(小于1),Cl、S和Na含量也较低;绢英岩蚀变带中磷灰石 Mn 、Na、S、Cl、REE含量均较低;未蚀变岩石中显示黄色的磷灰石 Mn 含量高, Mn/Fe 值也高(大于1),显示褐色的磷灰石则 Mn 含量低,但S和 $REE+Y$ 含量高。可见,基于阴极发光特征揭示磷灰石的成分变化规律在勘查实践中进行斑岩成矿体系的蚀变分带具有显著的高效便捷性。

2.6 石榴子石成分标型及其指示意义

石榴子石因其化学组成复杂,常依据端元组分进一步划分为镁铝榴石、铁铝榴石、锰铝榴石、钙铝榴石、钙铁榴石、钙铬榴石、钙钒榴石和钙铅榴石等类质同象端元矿物种属。也由于石榴子石的岛状结构特点,在“硅氧骨干”间晶格位置能够广泛接纳不同半径和电价的多种阳离子进行晶格占位,进而造成石榴子石化学成分变化较大。以前的学者(Van Westrenen et al., 2001)注意到岩浆作用和变质作用成因的石榴子石对稀土元素具有选择性接纳,因此导致稀土元素发生分异。同样地,在流体体系中晶出的石榴子石,特别是在矽卡岩化作用体系的石榴子石晶出时,会因成矿种类、热液条件和成矿过程的差异而明显不同(朱乔乔等, 2014; Deng et al., 2017)。所以,石榴子石成分的差异性应该与流体成分、结晶温度、结晶速率、晶体表面作用、共结矿物组合、水岩反应等诸多因素有关(Smith et al., 2004)。

众所周知,石榴子石多发育清晰的环带结构,能够精细记录结晶过程的体系组成和物化条件变化,对于示踪成矿流体和物质来源、揭示成矿过程

的物理化学条件变化具有独特优势。尤其是Al、Fe、Mn等元素含量常随环带发育而有规律的变化(赵振华和严爽, 2019),所以石榴子石具有很强的成分标型意义。一些学者(D'Errico et al., 2012)还注意到矽卡岩中石榴子石环带的氧同位素组成存在规律性变化。比如,美国Sierra Nevada岩浆弧矽卡岩中石榴子石的 $\delta^{18}O$ 值由核部的3.5‰降到了边缘的-4.5‰,暗示流体演化至晚期不断有大气降水加入。因此认为随环带不同的 $\delta^{18}O$ 值变化是成矿过程中流体性质变化的反映。南非Wesellton金伯利岩中石榴子石由核部向边缘其 $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ 值呈逐渐增加趋势,也说明流体演化到晚期氧逸度有所增加(Berry et al., 2013)。

总之,在矽卡岩化条件下晶出的石榴子石,其成分通常会表现出规律性变化,一般在环带核部Al含量较高,形成钙铝榴石系列,并富集HREE,显示弱的Eu异常;在环带边缘则Fe含量较高,形成铁铝榴石系列,并富集LREE,显示Eu正异常(赵振华和严爽, 2019)。

2.7 绿帘石成分标型及其指示意义

绿帘石是斑岩系统蚀变带的常见矿物之一,常作为青磐岩化带矿物组合的重要成员,对判识斑岩体的成矿潜力具有重要意义。斑岩成矿系统的绿帘石常含有As、Sb、Zn、Pb、Au、Ag等成矿指示元素(赵振华和严爽, 2019),以此来区别成矿与非成矿地质事件,而且在斑岩型Cu-Mo和Cu-Au矿床中,不同空间绿帘石的As、Sb含量存在明显差异(Wilkinson et al., 2017),因此是鉴别成矿与否并区分矿化类型的重要标型特征。一些典型的斑岩矿床甚至可以依据绿帘石中的As、Sb、Pb、Zn、Mn等元素的富集程度进行矿化定位预测,因为很多情况下矿化带绿帘石中As、Sb、Pb含量比斑岩体本身要高出2个数量级(Cooke et al., 2014, 2020)。所以,绿帘石的微量元素含量可作为斑岩成矿系统定位成矿预测的重要工具(Cooke et al., 2020)。

2.8 锆石成分标型及其指示意义

不同地质条件下形成的锆石其成分标型显著不同。研究表明(Nardi et al., 2013),花岗岩中锆石的微量元素特征是判别岩体矿化的重要标志。热液锆石由于常含有较多的高场强元素(如Ti、Nb、Hf等),且稀土(特别是轻稀土)含量较高(Hoskin, 2005),因此能够提供明确的矿床成因信息(Ballard et al., 2002;赵振华和严爽, 2019)。对于花岗岩来说,当锆石的Th/U值达到1~10、Y/Ho<20、Sm/Nd>0.5,且Nb/Y>0.8时,通常暗示该花岗岩具有较

大的成矿潜力 (Nardi et al., 2013; Pizarro et al., 2020)。大量的研究 (Qiu et al., 2013; Shen et al., 2015; Zhang et al., 2017; Meng et al., 2018) 还表明, 锆石的 Ce 异常对成矿体系的氧逸度具有指示意义, 有时还可作为评价成矿规模甚至判别斑岩成矿与否的重要标志。比如, 有学者 (Shen et al., 2015) 注意到, 中亚造山带超大规模矿床的 Ce^{4+}/Ce^{3+} 值高, 氧逸度也明显高; 而中等规模矿床的 Ce^{4+}/Ce^{3+} 值低, 氧逸度也明显低。另外, 西藏玉龙斑岩铜矿区成矿岩体的 Ce^{4+}/Ce^{3+} 平均值达到了 210~334; 而不成矿斑岩体的 Ce^{4+}/Ce^{3+} 平均值则仅为 93~112 (Liang et al., 2006)。伊朗的 Sungun 含矿斑岩锆石 Ce^{4+}/Ce^{3+} 平均值为 296, 同时存在大量石膏 ($CaSO_4$), 说明矿床形成于强氧化环境 (赵振华和严爽, 2019)。

2.9 榍石成分标型及其指示意义

榍石是岩浆岩和变质岩中常见的副矿物 (王汝成等, 2011), 热液环境也有晶出。由于不同环境下晶出的榍石其化学成分不尽相同, 因此榍石的成分变化具有成岩成矿指示意义 (李华伟等, 2020)。一般来说, 榍石中微量和稀土元素含量较高, 但成因不同其微量元素和稀土元素含量有显著差异。一些学者早就注意到 (Frost et al., 2001), U、Th、Pb 和 REE 等易于替代 Ca 进入榍石晶体结构, 而 Sn、Zr、Nb、Ta、Al 和 Fe^{3+} 等则易于替代 Ti 进入榍石晶体结构。当然, 也常见 F、OH、Cl 等替代附加阴离子 O 的现象 (Li et al., 2010)。岩浆榍石多形成于晚期岩浆结晶阶段, 热液榍石主要源自热液蚀变过程。热液榍石多呈细粒 (粒径一般小于 100 μm) 它形产出, 深褐色至褐黑色, 常形成于蚀变暗色矿物的裂隙或其他含 Ti 矿物的交代边缘。通常情况下岩浆成因榍石的轻、重稀土有明显分异, 并呈显著右倾的配分模式, 但不具或仅为弱的 Eu 负异常; 热液榍石的轻、重稀土分异不明显, Eu 异常变化范围较大。此外, 岩浆成因榍石和热液成因榍石在如下方面还存在明显不同, 前者一般具有高的 Th/U 值, 但 Zr/Hf 和 Nb/Ta 值则通常变化范围较小; 后者具有较低的 Th/U 值 (多小于 1), 而 Zr/Hf 和 Nb/Ta 值变化范围较大 (赵振华和严爽, 2019)。

从上述典型矿物黄铁矿、石英、磁铁矿、磷灰石、绿泥石、绿帘石、石榴子石、锆石和榍石的成分标型及其指示意义可以看出, 近十年来矿物成分标型在成矿与找矿研究方面具有独特优势和十分重要的意义, 在未来地质找矿和成矿规律研究中必将越来越表现出巨大的指导价值。这从一个侧面证

实成因矿物学与找矿物学在地质与找矿理论研究和实践应用方面具有强大的生命力。

3 展望

纵观所有自然科学的诞生与发展历程可以发现, 学科只有当其能够为解决人类重大需求提供理论或技术支撑时才能显示其强大的生命力和发展潜力。成因矿物学与找矿矿物学的诞生与发展过程也不例外, 尤其是在我国地球科学的发展中, 更是表现出最大限度地适应国民经济建设, 不断满足我国对多种矿产资源供给的更高需求, 因而在我国得以快速发展和完善。

21 世纪, 应是成因矿物学与找矿矿物学又一重要发展期 (李胜荣等, 2020), 因为该学科在我国近 70 年实践过程中, 其不仅紧密结合国家需求在理论和技术方法方面不断创新, 而且在地质过程和矿产资源以及环境与生命等诸多领域得以广泛的应用, 意味着该学科不仅具有扎实的理论根基, 而且存在巨大的拓展空间。

我们期望成因矿物学与找矿矿物学科能够与时俱进, 不断学习并吸收相关学科先进的理论和方法, 充分挖掘并发挥自身潜在的独特优势, 进一步加强以实验矿物学为基础的矿物生长、矿物相转变、矿物温压计、宇宙矿物、矿物晶体化学与综合物性、生物矿物交互作用等研究, 逐步加大成因矿物族的综合研究力度, 进一步改进和完善微区微量测试技术、高温高压实验技术和计算模拟与人工智能技术, 提高矿物标型信息提取的精度和信息量, 以大数据和统计学思维开展矿物学定量填图, 注重挖掘新的矿物标型并总结其时空规律, 深度理解矿物学“基因”信息, 发展矿物学“基因编辑”技术, 必将在不久的将来能够为解决地球科学面临的地质过程、矿产资源、环境优化、防灾减灾、人类健康等方面做出巨大贡献。

我们也期望将成因矿物学基本理论立足我国独特的地质构造和地质环境单元, 有计划并针对性地选择若干重点区域、瞄准关键矿产资源和突出环境问题开展成因矿物学研究, 为发展具有我国特色的成因矿物学理论, 并使其优质服务于人类健康和社会发展。

参考文献 (References):

- Acosta M D, Watkins J M, Reed M H, Donovan J J, DePaolo D J.
2020. Ti-in-quartz: Evaluating the role of kinetics in high temperature crystal growth experiments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*,

- 281; 149–167
- Acosta-Góngora P, Gleeson S A, Samson I M, Otes L, Corriveau L. 2014. Trace element geochemistry of magnetite and its relationship to Cu-Bi-Co-Au-Ag-U-W mineralization in the great Bear magmatic zone, NWT, Canada. *Economic Geology*, 109(7): 1901–1928
- Augustin J, Gaboury D. 2019. Multi-stage and multi-sourced fluid and gold in the formation of orogenic gold deposits in the world-class Mana district of Burkina Faso-Revealed by LA-ICP-MS analysis of pyrites and arsenopyrites. *Ore Geology Reviews*, 104: 495–521
- Ballard J R, Palin M J, Campbell I H. 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce (IV)/Ce (III) in zircon: Application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(3): 347–364
- Barker S L L, Hickey K A, Cline J S, Dipple G M, Kilburn M R, Vaughan J R, Longo A A. 2009. Uncloaking invisible gold: Use of nano-SIMS to evaluate gold, trace elements, and sulfur isotopes in pyrite from Carlin-type gold deposits. *Economic Geology*, 104(7): 897–904
- Belousova E A, Griffin W L, O'Reilly S Y, Fisher N I. 2002. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type. *Journal of Geochemical Exploration*, 76: 45–69
- Belousov I, Large R R, Meffre S, Danyushevsky L V, Steadman J, Beardmore T. 2016. Pyrite compositions from VHMS and orogenic Au deposits in the Yilgarn Craton, Western Australia: Implications for gold and copper exploration. *Ore Geology Reviews*, 79: 474–499
- Berry A J, Yaxley G M, Hanger B J, Woodland A B, de Jonge M D, Howard D L, Paterson D, Kamenetsky V S. 2013. Quantitative mapping of the oxidative effects of mantle metasomatism. *Geology*, 41(6): 683–686
- Bi S J, Li J W, Zhou M F, Li Z K. 2011. Gold distribution in As-deficient pyrite and telluride mineralogy of the Yangzhaiyu gold deposit, Xiaoqinling district, southern North China Craton. *Mineralium Deposita*, 46(8): 925–941
- Bouzari F, Hart C J R, Bissig T, Barker S. 2016. Hydrothermal alteration revealed by apatite luminescence and chemistry: A potential indicator mineral for exploring covered porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 111(6): 1397–1410
- Breiter K, Badanina E, Ďurišová J, Dosbaba M, Syritso L. 2019. Chemistry of quartz-A new insight into the origin of the Orlovka Ta-Li deposit, Eastern Transbaikalia, Russia. *Lithos*, 348 – 349: 105206
- Cao Y, Li S R, Zhang H F, Liu X B, Li Z Z, Ao C, Yao M J. 2011. Significance of zircon trace element geochemistry, the Shihu gold deposit, western Hebei Province, North China. *Journal of Rare Earths*, 29(3): 277–286
- Ciobanu C L, Cook N J, Utsunomiya S, Kogagwa M, Green L, Gilbert S, Wade B. 2012. Gold-telluride nanoparticles revealed in arsenic-free pyrite. *American Mineralogist*, 97(8–9): 1515–1518
- Cook N J, Chrysosoulis S L. 1990. Concentrations of “invisible gold” in the common sulfides. *Canadian Mineralogist*, 28(1): 1–16
- Cook N J, Ciobanu C L, Meria D, Silcock D, Wade B. 2013. Arseno-pyrite-pyrite association in an orogenic gold ore: Tracing mineralization history from textures and trace elements. *Economic Geology*, 108(6): 1273–1283
- Cook N J, Ciobanu C L, George L, Zhu Z Y, Wade B, Ehrig K. 2016. Trace element analysis of minerals in magmatic-hydrothermal ores by laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry: Approaches and opportunities. *Minerals*, 6(4): 111
- Cooke D R, Baker M, Hollings P, Sweet G, Chang Z S, Danyushevsky L, Gilbert S, Zhou T F, White N C, Gemmell J B, Inglis S. 2014. New advances in detecting the distal geochemical footprints of porphyry systems-epidote mineral chemistry as a tool for vectoring and fertility assessments. In: Kelley K D, Golden H C, eds. *Building Exploration Capability for the 21st Century*. Boulder, CO, USA: Society of Economic Geologists, 127–152
- Cooke D R, Wilkinson J J, Baker M, Agnew P, Phillips J, Chang Z S, Chen H Y, Wilkinson C C, Inglis S, Hollings P, Zhang L J; Gemmell J B, White N C, Danyushevsky L, Martin H. 2020. Using mineral chemistry to aid exploration: A case study from the resolution porphyry Cu-Mo deposit, Arizona. *Economic Geology*, 115(4): 813–840
- Dare S A S, Barnes S J, Beaudoin G, Méric J, Boutroy E, Potvin-Doucet C. 2014. Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators. *Mineralium Deposita*, 49(7): 785–796
- Deditius A P, Reich M, Kesler S E, Utsunomiya S, Chrysosoulis S L, Walshe J, Ewing R C. 2014. The coupled geochemistry of Au and As in pyrite from hydrothermal ore deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 140: 644–670
- Deditius A P, Reich M, Simon A C, Suvorova A, Knipping J, Roberts M P, Rubanov S, Dodd A, Saunders M. 2018. Nano-geochemistry of hydrothermal magnetite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173(6): 46
- Deng X D, Li J W, Luo T, Wang H Q. 2017. Dating magmatic and hydrothermal processes using andradite-rich garnet U-Pb geochronometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172(9): 71
- D'Errico M E, Lackey J S, Surpless B E, Loewy S L, Wooden J L, Barnes J D, Strickland A, Valley J W. 2012. A detailed record of shallow hydrothermal fluid flow in the Sierra Nevada magmatic arc from low- $\delta^{18}\text{O}$ skarn garnets. *Geology*, 40(8): 763–766
- Ding T, Ma D S, Lu J J, Zhang R Q. 2018. Magnetite as an indicator of mixed sources for W-Mo-Pb-Zn mineralization in the Huangshaping polymetallic deposit, Southern Hunan Province, China. *Ore Geology Reviews*, 95: 65–78
- Dupuis C, Beaudoin G. 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralium Deposita*, 46(4): 319–335
- Frost B R, Lindsley D H. 1991. Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 25(1): 433–468
- Frost B R, Chamberlain K R, Schumacher J C. 2001. Sphene (titanite): Phase relations and role as a geochronometer. *Chemical Geology*, 172(1–2): 131–148
- Gao Z F, Zhu X K, Sun J, Luo Z H, Bao C, Tang C, Ma J X. 2018. Spatial evolution of Zn-Fe-Pb isotopes of sphalerite within a single

- ore body: A case study from the Dongshengmiao ore deposit, Inner Mongolia, China. *Mineralium Deposita*, 53(1): 55–65
- Genna D, Gaboury D. 2015. Deciphering the hydrothermal evolution of a VMS system by LA-ICP-MS using trace elements in pyrite: An example from the Bracemac-McLeod Deposits, Abitibi, Canada, and implications for exploration. *Economic Geology*, 110(8): 2087–2108
- George L L, Biagioni C, D’Orazio M, Cook N J. 2018. Textural and trace element evolution of pyrite during greenschist facies metamorphic recrystallization in the southern Apuan Alps (Tuscany, Italy): Influence on the formation of Ti-rich sulfosalt melt. *Ore Geology Reviews*, 102: 59–105
- Gregory D D, Large R R, Halpin J A, Steadman J A, Hickman A H, Ireland T R, Holden P. 2015. The chemical conditions of the Late Archean Hamersley basin inferred from whole rock and pyrite geochemistry with $\Delta^{33}\text{S}$ and $\delta^{34}\text{S}$ isotope analyses. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 149: 223–250
- Gregory D D, Large R R, Bath A B, Steadman J A, Wu S, Danyush-evsky L, Bull S W, Holden P, Ireland T R. 2016. Trace element content of pyrite from the Kapai Slate, St. Ives Gold District, Western Australia. *Economic Geology*, 111(6): 1297–1320
- Grigsby J D. 1990. Detrital magnetite as a provenance indicator. *Journal of Sedimentary Research*, 60(6): 940–951
- Hattori K. 2018. Porphyry copper potential in Japan based on magmatic oxidation state. *Resource Geology*, 68(2): 126–137
- Hazarika P, Mishra B, Pruseth K L. 2017. Trace-element geochemistry of pyrite and arsenopyrite: Ore genetic implications for late Archean orogenic gold deposits in southern India. *Mineralogical Magazine*, 81(3): 661–678
- Hensler A S, Hagemann G S, Rosière A C, Angerer T, Gilbert S. 2015. Hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction associated with hypogene “hard” iron ore mineralisation in the Quadrilátero Ferrífero, Brazil: Implications from in-situ laser ablation ICP-MS iron oxide chemistry. *Ore Geology Reviews*, 325–351
- Hoskin P W O. 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(3): 637–648
- Huang J H, Chen H Y, Han J S, Deng X H, Lu W J, Zhu R L. 2018. Alteration zonation and short wavelength infrared (SWIR) characteristics of the Honghai VMS Cu-Zn deposit, Eastern Tianshan, NW China. *Ore Geology Reviews*, 100: 263–279
- Huang R F and Audreas A. 2012. The titanium-in-quartz (TitaniQ) thermometer: A critical examination and re-calibration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 84: 75–89
- Imai A. 2004. Variation of Cl and SO_3 contents of microphenocrystic apatite in intermediate to silicic igneous rocks of Cenozoic Japanese island arcs: Implications for porphyry Cu metallogenesis in the Western Pacific island arcs. *Resource Geology*, 54(3): 357–372
- Jourdan F, Bertrand H, Féraud G, Le Gall B, Watkeys M K. 2009. Lithospheric mantle evolution monitored by overlapping large igneous provinces: Case study in southern Africa. *Lithos*, 107(3–4): 257–268
- Knipping J L, Bilenker L D, Simon A C, Reich M, Barra R, Deditius A P, W?lle M, Heinrich C A, Holtz F, Munizaga R. 2015. Trace elements in magnetite from massive iron oxide-apatite deposits indicate a combined formation by igneous and magmatic-hydrothermal processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 171: 15–38
- Kusebauch C, Oelze M, Gleeson S A. 2018. Partitioning of arsenic between hydrothermal fluid and pyrite during experimental siderite replacement. *Chemical Geology*, 500: 136–147
- Li J W, Deng X D, Zhou M F, Liu Y S, Zhao X F, Guo J L. 2010. Laser ablation ICP-MS titanite U-Th-Pb dating of hydrothermal ore deposits: A case study of the Tonglushan Cu-Fe-Au skarn deposit, SE Hubei Province, China. *Chemical Geology*, 270(1–4): 56–67
- Liang H Y, Campbell I H, Allen C, Sun W D, Liu C Q, Yu H X, Xie Y W, Zhang Y Q. 2006. Zircon $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ ratios and ages for Yulong ore-bearing porphyries in eastern Tibet. *Mineralium Deposita*, 41(2): 152–159
- Loader M A, Wilkinson J J, Armstrong R N. 2017. The effect of titanite crystallisation on Eu and Ce anomalies in zircon and its implications for the assessment of porphyry Cu deposit fertility. *Earth and Planetary Science Letters*, 472: 107–119
- Mao M, Rukhlov A S, Rowins S M, Spence J, Coogan L A. 2016. Apatite trace element compositions: A robust new tool for mineral exploration. *Economic Geology*, 111(5): 1187–1222
- Meng X Y, Mao J W, Zhang C Q, Zhang D Y, Liu H. 2018. Melt recharge, f_{O_2} - T conditions, and metal fertility of felsic magmas: Zircon trace element chemistry of Cu-Au porphyries in the Sanjiang orogenic belt, southwest China. *Mineralium Deposita*, 53(5): 649–663
- Mills S E, Tomkins A G, Weinberg R F, Fan H R. 2015. Implications of pyrite geochemistry for gold mineralisation and remobilisation in the Jiaodong gold district, northeast China. *Ore Geology Reviews*, 71: 150–168
- Morishita Y, Shimada N, Shimada K. 2018. Invisible gold in arsenian pyrite from the high-grade Hishikari gold deposit, Japan: Significance of variation and distribution of Au/As ratios in pyrite. *Ore Geology Reviews*, 95: 79–93
- Mukherjee I, Large R. 2017. Application of pyrite trace element chemistry to exploration for SEDEX style Zn-Pb deposits: McArthur Basin, Northern Territory, Australia. *Ore Geology Reviews*, 82: 1249–1270
- Muntean J L, Cline J S, Simon A C, Longo A A. 2011. Magmatic-hydrothermal origin of Nevada’s Carlin-type gold deposits. *Nature Geoscience*, 4(2): 122–127
- Mycroft J R, Bancroft G M, McIntyre N S, Lorimer J W. 1995. Spontaneous deposition of gold on pyrite from solutions containing Au (III) and Au (I) chlorides. Part I: A surface study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 3351–3365
- Nadoll P, Mauk J L, Hayes T S, Koenig A E, Box S E. 2012. Geochemistry of magnetite from hydrothermal ore deposits and host rocks of the mesoproterozoic belt supergroup, United States. *Economic Geology*, 107(6): 1275–1292
- Nadoll P, Angerer T, Mauk J L, French D, Walshe J. 2014. The chemistry of hydrothermal magnetite: A review. *Ore Geology Reviews*, 61: 1–32

- Nadoll P, Mauk J L, Leveille R A, Koenig A E. 2015. Geochemistry of magnetite from porphyry Cu and skarn deposits in the southwestern United States. *Mineralium Deposita*, 50(4): 492–515
- Nardi L V S, Formoso M L L, Müller I F, Fontana E, Jarvis K, Lamarão C. 2013. Zircon/rock partition coefficients of REEs, Y, Th, U, Nb, and Ta in granitic rocks: Uses for provenance and mineral exploration purposes. *Chemical Geology*, 335: 1–7
- Neal L C, Wilkinson J J, Mason P J, Chang Z S. 2018. Spectral characteristics of propylitic alteration minerals as a vectoring tool for porphyry copper deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 184: 179–198
- Parat F, Holtz F, Klugel A. 2011. S-rich apatite-hosted glass inclusions in xenoliths from La Palma: Constraints on the volatile partitioning in evolved alkaline magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(3): 463–478
- Parsapoor A, Khalili M, Tepley F, Maghami M. 2015. Mineral chemistry and isotopic composition of magmatic, re-equilibrated and hydrothermal biotites from Darreh-Zar porphyry copper deposit, Kerman (Southeast of Iran). *Ore Geology Reviews*, 66: 200–218
- Peterson E C, Mavrogenes J A. 2014. Linking high-grade gold mineralization to earthquake-induced fault-valve processes in the Porgera gold deposit, Papua New Guinea. *Geology*, 42(5): 383–386
- Pizarro H, Campos E, Bouzari F, Rouse S, Bissig T, Gregoire M, Riquelme R. 2020. Porphyry indicator zircons (PIZs): Application to exploration of porphyry copper deposits. *Ore Geology Reviews*, 126: 103771
- Prowatke S, Klemme S. 2006. Trace element partitioning between apatite and silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(17): 4513–4527
- Qiu J T, Yu X Q, Santosh M, Zhang D H, Chen S Q, Li P J. 2013. Geochronology and magmatic oxygen fugacity of the Tongcun molybdenum deposit, Northwest Zhejiang, SE China. *Mineralium Deposita*, 48(5): 545–556
- Reich M, Kesler S E, Utsunomiya S, Palenik C S, Chrysosoulis S L, Ewing R C. 2005. Solubility of gold in arsenian pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(11): 2781–2796
- Reich M, Deditius A P, Chrysosoulis S, Li J W, Ma C Q, Parada M A, Barra F, Mittermayr F. 2013. Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper system: A SIMS/EMPA trace element study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 104: 42–62
- Román N, Reich M, Leisen M, Morata D, Barra F, Deditius A P. 2019. Geochemical and micro-textural fingerprints of boiling in pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 246: 60–85
- Rusk B G, Reed M H, Dilles J H, Kent A J R. 2006. Intensity of quartz cathodoluminescence and trace-element content in quartz from the porphyry copper deposit at Butte, Montana. *American Mineralogist*, 91(8–9): 1300–1312
- Rusk B. 2012. Cathodoluminescent textures and trace elements in hydrothermal quartz. In: Götze J, Möckel R (eds.). *Quartz: Deposits, Mineralogy and Analytics*. Berlin, Heidelberg: Springer, 307–329
- Shen P, Hattori K, Pan H D, 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. *Economic Geology*, 110(7): 1861–1878
- Simmons S F, Brown K L, Tutolo B M. 2016. Hydrothermal transport of Ag, Au, Cu, Pb, Te, Zn, and other metals and metalloids in New Zealand geothermal systems: Spatial patterns, fluid-mineral equilibria, and implications for epithermal mineralization. *Economic Geology*, 111(3): 589–618
- Smith M P, Henderson P, Jeffries T E R, Long J, Williams C T. 2004. The rare earth elements and uranium in garnets from the Beinn an Dubhaich Aureole, Skye, Scotland, UK: Constraints on processes in a dynamic hydrothermal system. *Journal of Petrology*, 45(3): 457–484
- Sun W D, Liang H Y, Ling M X, Zhan M Z, Ding X, Zhang H, Yang X Y, Li Y L, Ireland T R, Wei Q R, Fan W M. 2013. The link between reduced porphyry copper deposits and oxidized magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 103: 263–275
- Sun W D, Zhang H, Ling M X, Ding X, Chung S L, Zhou J B, Yang X Y, Fan W M. 2011. The genetic association of adakites and Cu-Au ore deposits. *International Geology Review*, 53(5–6): 691–703
- Sun X M, Lin H, Fu Y, Li D F, Hollings P, Yang T J, Liu Z R. 2017. Trace element geochemistry of magnetite from the giant Beiya gold-polymetallic deposit in Yunnan Province, Southwest China and its implications for the ore forming processes. *Ore Geology Reviews*, 91: 477–490
- Tanner D, Henley R W, Mavrogenes J A, Holden P. 2016. Sulfur isotope and trace element systematics of zoned pyrite crystals from the El Indio Au-Cu-Ag deposit, Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171(4): 33
- Tardani D, Reich M, Deditius A P, Chrysosoulis S, Sánchez-Alfaro P, Wrange J, Roberts M P. 2017. Copper-arsenic decoupling in an active geothermal system: A link between pyrite and fluid composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 204: 179–204
- Thomas H V, Large R R, Bull S W, Maslennikov V, Berry R F, Fraser R, Froud S, Moye R. 2011. Pyrite and pyrrhotite textures and composition in sediments, laminated quartz veins, and reefs at Bendigo gold mine, Australia: Insights for ore genesis. *Economic Geology*, 106: 1–31
- Wark D A, Watson E B. 2006. A titanium-in-quartz geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152(6): 743–754
- Wells T J, Meffre S, Cooke D R, Steadman J A, Hoyer J L. 2020. Porphyry fertility in the Northparkes district: Indicators from whole-rock geochemistry. *Australian Journal of Earth Sciences*, 67(5): 717–738
- Westrenen Van W, Wood B J, Blundy J D. 2001. A predictive thermodynamic model of garnet-melt trace element partitioning. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142(2): 219–234
- Whalen J B, Chappell B W. 1988. Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S-type granites of the Lachlan fold belt, Southeast Australia. *American Mineralogist*, 73(3–4): 281–296
- Wilkinson J J, Chang Z S, Cooke D R, Baker M J, Wilkinson C C, Inglis S, Chen H Y, Gemmell J B. 2015. The chlorite proximitor: A new tool for detecting porphyry ore deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 152: 10–26
- Wilkinson J J, Cooke D R, Baker M J, Chang Z, Wilkinson C C, Chen

H, Fox N, Hollings P, White N C, Gemmell J B, Loader M A, Pacey A, Sievwright R H, Hart L A, Brugge E R. 2017. Porphyry indicator minerals and their mineral chemistry as vectoring and fertility tools. In: McClenaghan M B, Layton-Matthews D (eds.). Application of Indicator Mineral Methods to Bedrock and Sediments. Toronto: Geological Survey of Canada, 67–77

Williams-Jones A E, Migdisov A A, Samson I M. 2012. Hydrothermal mobilisation of the rare earth elements—A tale of “Ceria” and “Yttria”. *Elements*, 8(5): 355–360

Xian H Y, He H P, Zhu J X, Du R X, Wu X, Tang H M, Tan W, Liang X L, Zhu R L, Teng H H. 2019. Crystal habit-directed gold deposition on pyrite: Surface chemical interpretation of the pyrite morphology indicative of gold enrichment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 264: 191–204

Xiao B, Chen H Y, Wang Y F, Han J S, Xu C, Yang J T. 2018. Chlorite and epidote chemistry of the Yandong Cu deposit, NW China: Metallogenic and exploration implications for Paleozoic porphyry Cu systems in the Eastern Tianshan. *Ore Geology Reviews*, 100: 168–182

Xu B, Kou G Y, Etschmann B, Liu D Y, Brugger J. 2020. Spectroscopic, Raman, EMPA, micro-XRF and micro-XANES analyses of sulphur concentration and oxidation state of natural apatite crystals. *Crystals*, 10(11): 1032–1043

Zhang C C, Sun W D, Wang J T, Zhang L P, Sun S J, Wu K. 2017. Oxygen fugacity and porphyry mineralization: A zircon perspective of Dexing porphyry Cu deposit, China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 206: 343–363

蔡佳, 刘平华, 刘福来, 刘建辉, 王舫, 施建荣. 2013. 大青山-乌拉山变质杂岩带石拐地区富铝片麻岩成因矿物学与变质演化. *岩石学报*, 29(2): 437–461

陈道前, 孙传敏, 吴道, 侯兰杰. 鲜海洋. 2015. 四川里伍铜矿床磁黄铁矿成因矿物学研究. *沉积与特提斯地质*, 35(3): 75–80

陈光远, 孙岱生, 张立, 臧维生, 王健, 鲁安怀. 1987. 黄铁矿成因形态学. *现代地质*, 1(1): 60–76

陈光远, 孙岱生, 殷辉安. 1987. 成因矿物学与找矿矿物学. 重庆: 重庆出版社

丁俊, 张术根. 2012. 印度尼西亚塔里亚布铁矿床的磁铁矿成因矿物学特征. *中南大学学报(自然科学版)*, 43(12): 4778–4787

韩丽, 黄小龙, 李洁, 贺鹏丽, 姚军明. 2016. 江西大湖塘钨花岗岩的磷灰石特征及其氧逸度变化指示. *岩石学报*, 32(3): 746–758

李华伟, 董国臣, 董朋生, 汤家辉, 王树树. 2020. 滇西北中甸弧成矿岩体中榍石化学成分特征及其成岩成矿标识. *地球科学*, 45(6): 1999–2010

李胜荣, 陈光远. 2001. 现代矿物学的学科体系刍议. *现代地质*, 15(2): 157–160

李胜荣, 孙丽, 张华锋. 2006. 西藏曲水碰撞花岗岩的混合成因: 来自成因矿物学证据. *岩石学报*, 22(4): 884–894

李胜荣. 2013. 成因矿物学在中国的传播与发展. *地学前缘*, 20(3): 46–54

李胜荣, 申俊峰, 董国臣, 张华峰, 李林, 杜瑾雪, 杨宗锋, 李小伟. 2020. 成因矿物学: 原理方法应用, 北京: 科学出版社

李小宁, 王翠芝, 包宝同, 巫伟霞. 2015. 福建紫金山金铜矿黄铁矿成因矿物学特征研究. *有色金属*, 67(2): 36–41

刘赓平, 张少颖, 张华锋. 2016. 绿泥石的成因矿物学研究综述. *地球科学前沿*, 6(3): 264–282

刘赓平, 陈静, 张华锋, 王春亮. 2018. 山西五台山东腰庄金矿绿泥石成因矿物学研究. *矿物学报*, 38(5): 514–529

罗照华, 杨宗锋, 代耕, 程黎鹿, 周久龙. 2013. 火成岩的晶体群与成因矿物学展望. *中国地质*, 40(1): 176–181

罗照华, 郭晶, 黑慧欣, 王秉璋, 王涛. 2018. 东昆仑造山带家琪式斑岩型 Cu-Mo 矿床中花岗闪长岩的斜长石晶体群及其成矿意义. *矿物岩石地球化学通报*, 37(2): 214–228

申俊峰, 李胜荣, 马广钢, 刘艳, 于洪军, 刘海明. 2013. 玲珑金矿黄铁矿标型特征及其大纵深变化规律与找矿意义. *地学前缘*, 20(3): 55–75

孙卫东, 李贺, 凌明星, 丁兴, 李聪颖. 2015. 磁铁矿危机与铜金热液成矿. *矿物岩石地球化学通报*, 34(5): 895–901

王汝成, 谢磊, 陈骏, 于阿朋, 王禄斌, 陆建军, 朱金初. 2011. 南岭中段花岗岩岩中榍石对锡成矿能力的指示意义. *高校地质学报*, 17(3): 368–380

薛建玲, 李胜荣, 孙文燕, 张运强, 张旭. 2013. 胶东邓格庄金矿黄铁矿成因矿物学特征及其找矿意义. *中国科学: 地球科学*, 43(11): 1857–1873

薛君治, 白学让, 陈武. 1991. 成因矿物学. 2 版. 武汉: 中国地质大学出版社

严育通, 李胜荣. 2011. 胶东流口金矿黄铁矿成因矿物学及稳定同位素研究. *矿物岩石*, 31(4): 58–66

杨超, 唐菊兴, 宋俊龙, 张志, 李玉彬, 孙兴国, 王勤, 丁帅, 方向, 李彦波, 卫鲁杰, 王艺云, 杨欢欢, 高轲, 宋扬, 林彬. 2015. 西藏拿若斑岩型铜(金)矿床绿泥石特征及其地质意义. *地质学报*, 89(5): 856–872

张红, 梁华英, 赵燕, 凌明星, 孙卫东. 2018. 藏东玉龙斑岩铜矿带磷灰石微量元素地球化学特征研究. *地球化学*, 47(1): 14–32

张聚全, 李胜荣, 王吉中, 白明, 卢静, 魏宏飞, 聂潇, 刘海明. 2013. 冀南邯邢地区白涧和西石门夕卡岩型铁矿磁铁矿成因矿物学研究. *地学前缘*, 20(3): 76–87

张素荣, 张琳, 张大可, 贺福清, 聂仁祥. 2014. 成因矿物学研究在重砂测量找矿中的意义. *地质通报*, 33(12): 1956–1960

张聚全, 李胜荣, 卢静. 2018a. 中酸性侵入岩的氧逸度计算. *矿物学报*, 38(1): 1–14

张聚全, 王吉中, 李胜荣, 申俊峰, 卢静. 2018b. 南太行邯邢地区夕卡岩型铁矿成矿过程的成因矿物学解析. *矿物岩石地球化学通报*, 37(2): 205–213

赵振华, 严爽. 2019. 矿物—成矿与找矿. *岩石学报*, 35(1): 31–68

朱乔乔, 谢桂青, 李伟, 张帆, 王建, 张平, 于炳飞. 2014. 湖北金山店大型砂卡岩型铁矿石石榴石原位微区分析及其地质意义. *中国地质*, 41(6): 1944–1963

(本文责任编辑:刘莹;英文审校:张兴春)