

低温热年代学方法及其在矿床学研究中的应用

黄勇^{1,2}, 付山岭^{1*}, 赵成海¹, 高伟¹

1. 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; 2. 中国科学院大学, 北京 100049

摘要: 低温热年代学方法主要包括裂变径迹法和 (U-Th)/He 法, 二者分别利用矿物中 ^{238}U 裂变产生径迹的积累和矿物中 U、Th 衰变产生 ^4He 的积累对矿物进行定年。由于低温热年代学方法的封闭温度低且对温度变化敏感, 可用于定量确定地壳浅部所经历热事件和侵蚀事件的时间、幅度、速率及空间分布特征。目前低温热年代学方法在矿床学研究中的应用主要包括: 间接或直接测定矿床的形成时代、恢复岩浆-热液成矿体系的热演化历史、约束成矿热液活动的持续时间、计算矿床的剥露速率和剥露量、估算矿床的形成深度、评价矿床的保存潜力、定量研究成矿后断层的位移、寻找古地热异常来指导找矿等。本文重点介绍这些应用的原理、方法和实例, 并对部分应用的前提条件和注意事项作了说明。此外还指出低温热年代学方法还存在分析误差较大和成本较高等问题, 分析技术的革新将进一步促进其在矿床学及其它领域中的应用。

关键词: 低温热年代学; 裂变径迹; (U-Th)/He; 矿床学; 应用

中图分类号: P597 文章编号: 1007-2802(2021)04-0958-16 doi: 10.19658/j.issn.1007-2802.2021.40.029

Low-temperature Thermochronology and its Applications for Studying Ore Deposits

HUANG Yong^{1,2}, FU Shan-ling^{1*}, ZHAO Cheng-hai¹, GAO Wei¹

1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract: Low-temperature thermochronology mainly includes the fission track and (U-Th)/He dating methods which are based on relationship between the time and accumulated tracks produced by ^{238}U fission and the time and accumulated ^4He contents produced by the U and Th decay in some minerals, respectively. Because the low-temperature thermochronology methods are characterized with low closure temperature and are sensitive to the temperature change, they can be used to quantitatively determine the time, amplitude, rate and spatial distribution of thermal events and erosion events occurred in the shallow level of crust. Currently, applications of low-temperature thermochronology in researches of ore deposits include to indirectly or directly determine mineralization age, to reconstruct the thermal evolution history of magmatic-hydrothermal metallogenic system, to constrain the duration of the metallogenic fluid activity, to calculate the exhumation rate and amount of orebodies in the ore deposit, to estimate the formation depth of orebodies in the ore deposit, to evaluate the preservation potential of ore deposit, to quantitatively determine the displacement distance of fault after the mineralization, and to identify paleogeothermal anomalies for guiding the ore prospecting. In this paper, the principles, methods, and examples of these applications have been mainly introduced, the preconditions and precautions for some of these applications have been especially instructed. At present, relatively large errors of analytical data and high analytical costs are still existed problems of the low-temperature thermochronology. The innovation of analytical technology will further promote the application of low-temperature thermochronology in researches of ore deposits and other fields.

Key words: low-temperature thermochronology; fission track; (U-Th)/He; ore deposit; application

收稿编号: 2020-202 2020-12-02 收到 2021-01-03 改回

基金项目: 国家自然科学基金项目(41830432, U1812402, 41703044); 国家重点基础研究发展计划项目(2014CB440900)

第一作者简介: 黄勇(1987-), 男, 博士研究生, 研究方向: 矿床地球化学. E-mail: 976385971@qq.com

* 通信作者简介: 付山岭(1986-), 男, 副研究员, 研究方向: 矿床学和矿床地球化学. E-mail: fushanling@mail.gyig.ac.cn.

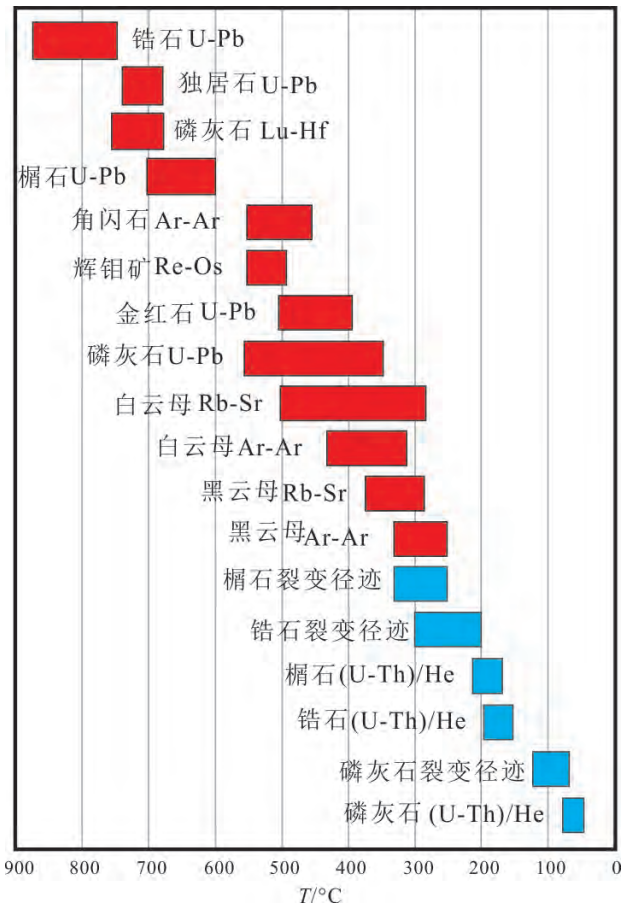
0 引言

低温热年代学是同位素地质年代学的重要分支和前沿领域,主要方法包括裂变径迹法和(U-Th)/He法。低温热年代学体系的封闭温度大约在300℃以下(图1),该体系与常规年代学体系(如锆石U-Pb法、辉钼矿Re-Os法等)的基本原理相同,都是利用放射性同位素衰变(或裂变)引起的母体与子体同位素(或径迹)含量的变化来获得矿物的年龄,二者的主要区别在于常规年代学主要是用于确定矿物的形成年龄,而低温热年代学主要是用于确定矿物在经历某一温度或某些温度时的时间,进而重建所在地质体的热演化历史。由于封闭温度低,低温热年代学可用于研究地壳浅部所经历热事件(升温)和侵蚀事件(冷却)的时间、幅度、速率及空间分布特征(周祖翼,2014),尤其是在构造地质学中的应用最为广泛,包括定量研究造山带的隆升剥露、地形地貌演化、沉积盆地演化、断层活动等(周祖翼,2014)。事实上,矿床学研究中经常涉及到成矿热事件的发生时间、持续长短及其影响范围,矿床及成矿岩体侵位深度,矿床形成后的抬升剥露等等,这些过程多与低温热历史有关,因此低温热年代学方法在矿床学研究中也可扮演重要的角色。目前,低温热年代学方法在矿床学中的应用仍处于探索与起步阶段,但学者们已经针对这一应用领域开展了诸多有意义的尝试。本文在简要介绍裂变径迹和(U-Th)/He这两种低温热年代学方法原理和研究进展的基础上,系统总结了这两种方法在矿床学中的应用(涉及应用原理、方法、实例、前提条件、注意事项等),并就存在的不足与未来发展趋势进行探讨,以期引起更多学者关注这一领域并开展相关研究。

1 低温热年代学方法概述

1.1 裂变径迹法

1.1.1 基本原理 矿物中的²³⁸U除了放射性衰变生成Pb和He以外,还可自发裂变,即一个²³⁸U重核自发碎裂成两个中等质量的新原子核,两个新原子核具有较大动能并向相反方向高速运动,最终在矿物晶格中留下一条长约20 μm、宽约10 nm的狭长的辐射损伤(Paul and Fitzgerald,1992),即自发裂变径迹,每一条自发径迹代表了一次²³⁸U裂变,自发径迹密度(F_s)与²³⁸U含量之间存在如下关系(Tagami and O'Sullivan,2005):



蓝色表示低温热年代学体系,红色表示其它年代学体系。

据 Chew 和 Spinkings(2015) 修改

图1 低温热年代学体系和其它年代学体系封闭温度图

Fig.1 The diagram of closure temperatures of various low-temperature thermochronological systems and other chronological systems

$$F_s = {}^{238}\text{U} (e^{\lambda_f t} - 1) (\lambda_f / \lambda_\alpha) \quad (1)$$

式中 λ_f 为²³⁸U裂变常数, λ_α 为²³⁸U衰变常数, t 为裂变径迹年龄。将矿物抛光后用酸或碱进行化学蚀刻,径迹宽度变大,从而可在光学显微镜下观察统计出自发径迹密度(F_s)。随后,将矿物表面盖上白云母片(外探测器)送入反应堆辐照,诱发矿物中²³⁵U发生裂变并在白云母片中留下诱发裂变径迹,将云母片蚀刻后在显微镜下统计出诱发径迹密度(F_i),在已知中子通量等参数情况下求出²³⁵U的含量,由于现今²³⁸U/²³⁵U值为定值(137.88),因而可求得²³⁸U含量(Tagami and O'Sullivan,2005)。在获得 F_s 与²³⁸U含量后,即可根据公式(1)计算出矿物裂变径迹年龄(t)。实际操作中,为了降低 λ_f 的不确定性、中子通量等参数误差、实验条件差异及人为误差等因素对年龄准确度的影响,通常采用已知年龄的标准样品标定一个校准因子——Zeta常

数,并用于计算待测样品的年龄(Hurford and Green, 1983)。

裂变径迹形成后,在高温下容易发生愈合,使径迹长度变短,直至消失,该过程称为退火。若矿物以较快的速率从较高温度冷却到较低温度,当温度低于某一数值后,裂变径迹退火减弱到一定程度,此时裂变径迹“时钟”开始计时,这时对应的温度即为封闭温度(Dodson, 1973; 常远和周祖翼, 2010)。常用矿物磷灰石、锆石的裂变径迹封闭温度分别为 $\sim 110\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Ketcham et al., 1999)和 $\sim 240\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Brandon et al., 1998)(图1)。在这样单调快速冷却的情况下,裂变径迹年龄可以直接记录热事件的冷却年龄。当然,矿物也可能经历缓慢冷却或复杂的热历史。比如,当矿物长期滞留在封闭温度附近的温度范围内,就会造成矿物内的裂变径迹无法完全保留也不全部消失的状况,矿物只失去部分径迹而发生部分退火(此温度范围称为部分退火带; Wagner et al., 1989; 常远和周祖翼, 2010);或者矿物冷却至封闭温度以下后再次被某一高温热事件干扰,造成体系部分重置。这样情况下获得的裂变径迹年龄是一个没有明确地质意义的表观年龄。然而,由于不同热历史情况下矿物的径迹年龄、径迹长度分布情况不同并且是有规律的,因而可以根据矿物的径迹年龄和径迹长度分布特征来反演模拟矿物经历的热历史。目前用于反演模拟的矿物主要是磷灰石,模拟前除了应测得样品的磷灰石裂变径迹年龄和径迹长度分布外,还需测得各磷灰石颗粒的 D_{par} 值(平行c轴径迹蚀刻坑直径的平均值)或Cl含量等退火动力学参数。此外,研究者还须对研究区地质背景信息(如地层时代、岩浆活动、构造活动、镜质体反射率等)有足够了解,这些信息是模拟过程中设置热历史约束条件的重要依据。可用的模拟软件有AFTsolve(Ketcham et al., 2000)、HeFTy(Ketcham, 2005)、QTQt(Gallagher, 2012)及Low-T Thermo(Ding, 2017)等。

1.1.2 研究进展 裂变径迹方法自问世以来一直在不断改进和完善之中,近年来主要有以下几方面的进展:

(1) LA-ICPMS分析U含量:在对矿物进行蚀刻和自发径迹统计之后,采用LA-ICPMS方法直接分析矿物的 ^{238}U 含量,用于年龄计算。该方法省去了云母片安装、样品辐照、云母片蚀刻及诱发径迹统计等传统 ^{238}U 含量测量过程,极大地缩短了分析周期,避免了放射性废物的处理,降低了人为因素的影响,且节约成本,操作简便,因而可能会成为裂变

径迹分析的主流方法(Hasebe et al., 2004; 李天义等, 2013; Abdullin et al., 2016)。当然,矿物中U分布不均匀、样品与标样间的差异等问题可能会影响该方法的准确性(李天义等, 2013),因而测试时要尽量选择矿物自发径迹均匀的部位进行径迹密度统计,并在对应位置进行激光U含量分析,且尽量选择化学成分和结构与样品一致的标样作为U含量测试的标样。

(2) 电子探针裂变径迹分析:对于锆石等高U矿物而言,如果裂变径迹年龄偏老,会导致自发径迹密度过大,光学显微镜下径迹重叠严重,无法准确统计。Gombosi等(2014)采用电子探针测量锆石的U含量(需大于 100×10^{-6}),然后对锆石蚀刻后的抛光面进行背散射照相,在背散射图像中识别径迹与抛光面的交点并统计出自发径迹的数目(或密度),这样即可求出锆石的裂变径迹年龄。该方法无需进行样品辐照,测试周期短,对高径迹密度样品尤为适用,可作为传统外探测器法的补充。类似地,Ohishi和Hasebe(2012)提出用原子力显微镜来观察统计蚀刻后锆石的自发裂变径迹,以解决高径迹密度问题。

(3) 径迹自动测试技术:传统的径迹分析测试依靠人工在显微镜下进行,繁琐而艰苦,实验周期长,且对操作人员的要求很高。目前,科学家们已经开发出了自动径迹测试系统,如Autosan系统和TrackStudio系统,这些系统首先利用高分辨率显微成像技术获取蚀刻后样品的表面图像,然后利用计算机软件的图像分析技术和自动辨识技术对径迹相关信息(如自发径迹数、诱发径迹数、径迹长度、测试面积、 D_{par} 值等)进行统计分析,从而实现径迹的自动测试(王修喜等, 2016)。当然,由于计算机对矿物表面径迹和非径迹(抛光划痕、灰尘等)的识别还存在一定困难,自动测试的结果通常还需人工复核和校正,这又增加了实验人员的工作量,有待进一步改进(Enkelmann et al., 2012; 王修喜等, 2016)。

(4) 无标样绝对年龄测定:目前常用的裂变径迹年龄校准方法需要用已知年龄(K-Ar、Ar-Ar或Rb-Sr年龄)的标准样品来标定Zeta常数,这使裂变径迹方法失去了独立性,获得的年龄为一相对年龄,而且将裂变径迹年龄标准化为其它不同封闭温度测年方法测得的年龄显然也不完全合理(Danhara and Iwano, 2013)。近年来,随着 λ_f 的精确测定,中子通量测试问题的解决和考虑可蚀刻长度与径迹初始长度之间差异后对几何因子的重新确定,使裂

变径迹的年龄计算可以完全基于物理常数和测量值,无需依赖已知年龄的标样,从而使裂变径迹定年成为绝对定年(Danbara and Iwano, 2013; Jonckheere et al., 2015; Iwano et al., 2018)。

1.2 (U-Th)/He 法

1.2.1 基本原理 矿物中的 U、Th 在发生 α 衰变时除了产生子体 Pb 外,还会产生 α 粒子(即 ^4He)。 ^4He 在较低温条件下可以保留在矿物内并逐渐积累。传统分析方法将矿物单颗粒加热熔融,使其释放出 ^4He 后测定其 ^4He 含量,又将熔融后的矿物经酸溶解测定其 ^{238}U 、 ^{235}U 和 ^{232}Th 含量,然后利用放射性衰变公式计算出矿物未经校正的 (U-Th)/He 年龄。由于衰变产生的 α 粒子有一定初始动能,运动一段距离(11~34 μm) 后才能停止,这会导致矿物晶体边缘丢失部分 ^4He ,因此需要对年龄进行校正,公式为: $t_{\text{校正年龄}} = t_{\text{未校正年龄}} / F_i$, F_i 为校正参数,与晶体大小、形状和 U、Th 成分环带等因素有关(蒋毅和常宏, 2012)。

矿物晶体内的 ^4He 在高温下会发生热扩散而丢失,若矿物以较快的速率从较高温度冷却到较低温度,则当温度低于某一数值后, ^4He 的扩散速率降低到一定程度,在地质时间尺度内能够有效地在矿物内保存,此时 (U-Th)/He 体系开始计时,该温度值即为矿物的 He 封闭温度(常远和周祖翼, 2010)。磷灰石和锆石的 He 封闭温度分别为 ~70 $^{\circ}\text{C}$ (Farley, 2000) 和 170~190 $^{\circ}\text{C}$ (Reiners, 2005) (图 1)。与裂变径迹方法类似,矿物在单调快速冷却情况下,其 (U-Th)/He 年龄可以直接代表热事件的冷却年龄,但若矿物经历了缓慢冷却或复杂的热历史,则其 (U-Th)/He 年龄只是一个表观年龄。由于 ^4He 在矿物晶体中的空间分布与岩石所经历的热历史紧密相关,因此在已知矿物晶体中 ^4He 的空间分布特征和 (U-Th)/He 年龄的情况下,结合矿物热扩散系数及研究区地质背景信息,就可以对矿物进行热历史反演模拟,从而揭示其缓慢冷却史或复杂的热历史(Shuster and Farley, 2004, 2005; 周祖翼, 2014)。遗憾的是,由于目前矿物的 ^4He 空间分布特征获得难度较大,而仅依靠 (U-Th)/He 年龄进行热历史模拟的可靠性又较低,因此 (U-Th)/He 数据更多的是作为一个约束条件被用于裂变径迹法的热历史模拟中,两种方法的结合可以模拟出更可靠的热历史。

与裂变径迹法相比, (U-Th)/He 法具有精度高、分析速度快、人工误差小等优势,但是裂变径迹方法在热历史模拟中的应用更加成熟和广泛。此

外, (U-Th)/He 法与裂变径迹法具有不同的封闭温度(图 1),它们可分别反映样品不同温度阶段的热历史。因此,这两种方法各有优势,配合使用可相互补充,共同揭示样品更完整的低温热历史信息。

1.2.2 研究进展 (U-Th)/He 方法近年来的研究进展主要包括以下几个方面:

(1) 原位 (U-Th)/He 分析方法: 该方法采用激光剥蚀矿物颗粒抛光的内表面,通过与激光系统连接的稀有气体质谱和电感耦合等离子体质谱分别测定剥蚀区的 ^4He 含量和 ^{238}U 、 ^{235}U 和 ^{232}Th 含量,从而求得矿物的 (U-Th)/He 年龄(Boyce et al., 2006; Tripathy et al., 2010; Evans et al., 2015; 付山岭和赵成海, 2017)。该方法可以很好地避免传统 (U-Th)/He 分析方法中要求矿物自形程度高且不含包裹体、实验周期长、需进行 α 粒子射出效应校正等问题,对 U、Th 分布不均匀的矿物也可以尽量选择相对均匀的微观区域进行测试,还能同时获得锆石等矿物的 U-Pb 年龄,因此具有广阔的应用前景。当然,该方法还存在剥蚀坑体积测量误差大、需考虑对剥蚀坑周围区域的侧向加热效应、标样缺乏等问题,研究者们仍在对其进行改进和完善(Vermeesch et al., 2012; 田云涛和 Vermeesch, 2017; 付山岭和赵成海, 2017)。

(2) 矿物 ^4He 空间分布研究新方法—— ^4He 面扫描: 为了对矿物进行 (U-Th)/He 法的热历史模拟, Shuster 和 Farley (2004, 2005) 曾提出一种间接的方法来获得矿物中 ^4He 的空间分布,即先对矿物颗粒进行质子照射,使矿物内形成均匀分布的 ^3He ,然后对矿物进行阶段加热,得到 $^4\text{He}/^3\text{He}$ 值图谱,该图谱可反映矿物中 ^4He 的空间分布,这种方法也被称为 $^4\text{He}/^3\text{He}$ 热年代学。该方法的缺点是需要对样品进行辐照,而且较大的核质量差异可能引起 ^4He 与 ^3He 的扩散分异。最近, Danišik 等 (2017) 提出了一种直接获得矿物中 ^4He 空间分布的方法,即通过激光显微取样系统与稀有气体质谱仪联用,对抛光的矿物内表面进行 ^4He 面扫描,从而直接获得矿物中 ^4He 的二维分布图像,该图像不仅可作为 (U-Th)/He 法热史模拟的重要参数,同时还有助于判断异常 (U-Th)/He 年龄产生的原因。

(3) 新的 (U-Th)/He 法适用矿物的开发: (U-Th)/He 法适用的矿物主要是锆石和磷灰石,近年来,有研究者积极探索将该方法应用到其它矿物中,如磁铁矿(Blackburn et al., 2007)、针铁矿(Heim et al., 2006)、赤铁矿(Farley and McKeon, 2015)、自然金(Cabral et al., 2013; Yakubovich et

al., 2014)、独居石(Boyce et al., 2006)、榍石(Reiners and Farley, 1999)、萤石(Pi et al., 2005; Wolff et al., 2015)、石榴子石和绿帘石(Nicolescu and Reiners, 2005)等,这极大的拓宽了(U-Th)/He法的适用范围和应用领域,尤其是针对金属矿物的(U-Th)/He定年方法的建立,为其在矿床学中的直接应用创造了条件。

(4) 单个矿物颗粒的三重定年: 随着分析技术的进步, 研究者们不仅可以获得同一岩石样品不同定年体系的年龄, 而且已探索出获得单个矿物颗粒不同定年体系年龄的方法。该方法针对同一个矿物颗粒, 首先采用传统方法进行裂变径迹定年, 随后对颗粒抛光面进行 LA-ICPMS U-Pb 定年, 最后将矿物颗粒从树脂靶上取出后进行(U-Th)/He定年, 从而在同一矿物颗粒上获得三种不同封闭温度体系的年龄。这种方法对于研究沉积物中具有不同来源的碎屑颗粒十分有用, 颗粒的 U-Pb 年龄可用于确定沉积物物源和约束地层沉积年龄, 而其裂变径迹和(U-Th)/He年龄可用于探究相应源区地体的隆升剥露过程(Reiners et al., 2004; Carrapa et al., 2009; Danišik et al., 2010)。

2 低温热年代学方法在矿床学研究中的应用

2.1 成矿时代研究

矿床成矿时代的确定是探讨成矿动力学背景和建立矿床成因模式的关键, 在某些情况下, 低温热年代学方法可用于确定或约束矿床的成矿时代, 根据所定年矿物是否为相应矿床的矿石矿物, 可进一步分为间接定年和直接定年。

2.1.1 矿床间接定年 很多矿床的成矿事件同时也是热事件, 若成矿热事件温度足够高、持续时间足够长、成矿后快速冷却且后期未受明显热扰动, 则成矿热事件可以重置矿床内先前存在锆石、磷灰石等矿物的低温热年代学体系。成矿结束后, 由于温度下降, 这些矿物的低温热年代学体系重新开始计时, 记录下成矿热事件的冷却年龄, 从而间接获得成矿年龄。以下是一些应用实例。

(1) 低温热液矿床定年: 低温热液矿床通常矿物组成简单, 缺乏适合传统法定年的矿物, 定年难度较大。黔西南地区卡林型金矿成矿温度达 270 °C, 高于锆石裂变径迹和(U-Th)/He体系的封闭温度, Huang等(2019)对该地区5个金矿中矿化围岩内的碎屑锆石进行了低温热年代学分析, 结果显示大部分锆石裂变径迹年龄和全部锆石(U-Th)/He

年龄主要为 132 ~ 160 Ma, 结合野外地质关系, 认为该组年龄代表了区内卡林型金矿的成矿年龄, 这一结果与前人采用热液方解石 Sm-Nd 等方法获得的成矿年龄(134 ~ 148 Ma; Su et al., 2009)一致。与此类似, 湘中盆地内板溪锑矿的成矿温度达 330 °C, 高于锆石(U-Th)/He的封闭温度, Fu等(2019)测得该矿床蚀变围岩中碎屑锆石的(U-Th)/He年龄为 129 ~ 121 Ma, 与前人采用热液硫化物 Rb-Sr 和 Sm-Nd 法获得的直接成矿年龄(~130 Ma; Li et al., 2018)一致。上述研究表明, 采用低温热年代学方法对低温热液金、锑等矿床定年是可行的。

(2) 金刚石矿床的定年: 含金刚石的金伯利岩筒或钾镁煌斑岩筒形成时温度很高, 可以重置矿物的低温热年代学体系, 但由于岩筒常呈浅成、超浅成相产出, 温度会快速降低, 导致低温热年代学体系快速封闭, 从而记录下岩筒和金刚石矿床的形成年龄。Blackburn等(2008)获得美国堪萨斯州 Riley 地区 Tuttle、Stockdale 和 Baldwin Creek 三个金伯利岩筒的锆石、榍石或磷灰石的(U-Th)/He年龄为(108.6±9.6) Ma、(106.4±3.1) Ma 和(85.3±2.3) Ma, McInnes等(2009)测得澳大利亚北部 Merlin 地区 Sacramore 金伯利岩筒中锆石的(U-Th)/He年龄(368±4) Ma, Evans等(2013)测得澳大利亚西部含金刚石的 Ellendale 9 钾镁煌斑岩筒中锆石(U-Th)/He年龄为(20.6±2.8) Ma, 这些(U-Th)/He年龄均与相应岩筒中金云母的 Rb-Sr 或⁴⁰Ar/³⁹Ar年龄十分一致, 因而可代表岩筒的侵入年龄, 表明用(U-Th)/He法对含金刚石的岩筒定年是可行的, 这为确定金刚石矿床形成年龄提供了新途径。

此外, 也有学者采用上述方法对不同类型矿床进行了定年(Chakurian et al., 2003; Li and Song, 2006; Yuan et al., 2007; Deng et al., 2014; Wolff et al., 2015)。研究表明, 利用低温热年代学方法定年热事件从而实现对矿床间接定年的方法有几个前提条件: ①成矿热事件温度足够高、持续时间足够长, 可以重置拟采用的某种或几种低温热年代学体系; ②成矿后温度快速冷却至拟采用低温热年代学体系封闭温度以下, 这就要求成矿深度应小于该体系封闭温度对应的深度(即封闭深度), 例如, 采用锆石(U-Th)/He法对矿床定年, 要求其成矿深度应小于约 6 km(体系封闭温度 170 ~ 190 °C, 假设地温梯度为 30 °C/km); ③成矿后未受明显热扰动, 拟采用的低温热年代学体系未被后期热事件部分或完全重置。另外, 此方法中的低温热年代学年龄直接代表的是热事件年龄, 热事件年龄是否代表成

矿年龄则具有多解性,尤其是在出现多组年龄结果的情况下。由于存在这些前提和问题,采用该方法时应注意以下几点:①开展详细的基础地质研究,确定矿床大致的成矿时代及成矿后的叠加改造情况;②矿床年龄不能太老(以显生宙以来为宜),且所在区域内构造、岩浆、变质活动微弱,以避免或降低成矿后热事件的干扰;③根据成矿温度等特征选择合适的矿物低温热年代学体系,首先要选择封闭温度低于成矿温度的体系,这其中又优先选择封闭温度更高的体系,因为体系的封闭温度越高抵御成矿后热扰动的能力越强;④可以采集远离矿床中心(一般大于几千米)相同岩性的围岩作为对比样,对其进行相同的低温热年代学分析,该对比样可以帮助鉴别某些年龄是否为成矿年龄;⑤与其它同位素年代学工作相结合,相互佐证。

2.1.2 矿床直接定年 大部分金属矿物都含有微量的 U、Th,而 U、Th 衰变产物 He 又可保存在针铁矿、自然金、磁铁矿、赤铁矿等金属矿物中,因此可以利用这些矿物的 (U-Th)/He 法对金属矿床直接定年。

Heim 等(2006)和 Vasconcelos 等(2013)通过 $^4\text{He}/^3\text{He}$ 法校正因扩散丢失的 He 分别对西澳 Yandi 和 Lynn Peak 河道型铁矿开展了针铁矿 (U-Th)/He 定年研究,获得了准确的针铁矿 (U-Th)/He 年龄。Heim 等(2006)测试了古河道剖面的一系列样品,结果表明随着深度的增大,针铁矿年龄从 18 Ma 减小到 5 Ma,由于针铁矿常作为铁质胶结物形成于地下水与大气界面附近,因此认为铁矿的形成与新近纪西澳干旱导致的潜水面持续下降有关。Vasconcelos 等(2013)测定了地表的多个样品,获得最老自生针铁矿 (U-Th)/He 年龄约 33 Ma,据此提出早在 33 Ma 时针铁矿就开始形成并胶结碎屑物质。Cabral 等(2013)测得巴西 Diamantina 金矿床中两个自然金样品的平均 (U-Th)/He 年龄(515±55) Ma,同时获得与金共生的金红石的 U-Pb 年龄(524±16) Ma,二者十分一致。Yakubovich 等(2014)的实验表明自然金具有很好的 He 保存能力,他们采用自然金 (U-Th)/He 法对南非 Witwatersrand 金矿和卡累利阿 Pedrolampi 金矿定年也取得了可靠的结果。此外,磁铁矿 (U-Th)/He 定年方法已较为成熟,并被应用于火山岩定年(Blackburn et al., 2007),采用其对含磁铁矿矿床定年值得尝试。

除金属矿物外,一些非金属矿床的矿石矿物也可进行 (U-Th)/He 定年。Pi 等(2005)采集了墨西哥 La Azul 萤石矿床中的萤石样品,测得其 U 含量

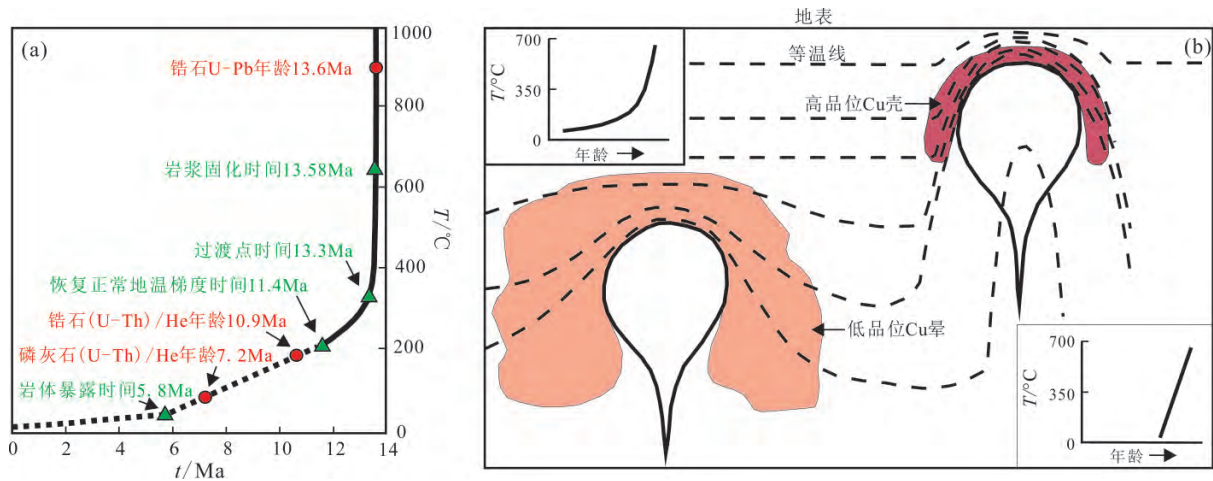
为 $4 \times 10^{-6} \sim 94 \times 10^{-6}$, (U-Th)/He 年龄为 30 ~ 33 Ma,该年龄被认为是萤石形成年龄,且该年龄与区内其它萤石矿床年龄和为成矿提供物源的火山岩地层年龄一致,因而认为可用 U、Th 含量高的萤石对萤石矿床进行 (U-Th)/He 法直接定年。

2.2 恢复岩浆-热液成矿体系的热演化历史

对于岩浆-热液成矿体系,从岩体侵位到热液成矿,再到成矿后剥露至地表,温度总体呈下降趋势。由于不同的定年体系具有不同的封闭温度(图 1),可以分别记录成矿体系演化到不同温度的时间,因此当低温热年代学方法与其它年代学方法联用时,可以揭露岩浆-热液成矿体系从岩体侵位到成矿后剥露至地表的超过 800 °C 温度区间的热历史(McInnes et al., 2005)。具体应用时,根据各年代学和低温热年代学体系的年龄和封闭温度作出一条时间-温度曲线,该曲线可粗略代表岩浆-热液体系的热演化历史。

随着计算机技术的发展,一些研究者尝试采用数值模拟的方法来精细反演岩浆-热液成矿体系的热演化历史(傅清平等, 2004; Fu et al., 2010),采用的软件如 4DTherm 等。该方法以各种年代学和低温热年代学数据为基础,考虑与岩体冷却有关的各种参数(地温梯度、初始岩浆温度、热扩散系数、结晶潜热、岩浆体内热对流等),然后对成矿体系从高温到低温的整个热演化历史进行计算机模拟,模拟结果不仅可以获得更精细的时间-温度曲线(图 2a),还可以定量估计岩体侵位深度以及岩体结晶固化、恢复正常地温梯度、岩体暴露地表等关键节点的时间(图 2a 中绿色三角)。此外,对于成矿体系 200 °C 以下低温阶段的热演化历史,还可根据磷灰石等矿物的裂变径迹年龄和径迹长度分布特征,或 (U-Th)/He 年龄和晶体内 ^4He 的空间分布特征,结合研究区地质背景信息,采用 HeFTy 等软件对体系的热历史进行计算机反演模拟,从而获得低温阶段的时间-温度曲线。

尽管岩浆-热液成矿体系的热历史受多种因素影响,但一般都可分为两个阶段(McInnes et al., 2005):阶段 1 为岩浆-热液冷却阶段,即从岩体侵入到恢复正常地温梯度,由于此阶段岩体与围岩之间或岩体围岩与周围环境之间存在温度差,因此冷却较快(图 2a 中实线);阶段 2 为剥露冷却阶段,即从恢复正常地温梯度到现今,这一阶段的冷却是由于剥露使岩体埋深减小因而地温不断下降,一般冷却很慢(图 2a 中虚线)。若对成矿体系进行了热史模拟,则可直接根据时间-温度曲线求出阶段 1 和阶



(a) 伊朗 Sar Cheshmeh 斑岩成矿体系的热演化历史 (Fu et al., 2010) 由 4DTherm 软件模拟 图中红色圈代表岩体样品的年代学和低温热年代学数据, 绿色三角代表一些关键节点的计算机模拟结果, 实线代表阶段 1 岩浆-热液冷却阶段, 虚线代表阶段 2 剥露冷却阶段; (b) 阶段 1 岩浆-热液冷却阶段的冷却速率与岩体侵位深度及成矿潜力的关系 (McInnes et al., 2005) 左侧表示岩体侵位深、冷却速率慢、成矿品位低, 右侧表示岩体侵位浅、冷却速率快、成矿品位高

图 2 岩浆-热液成矿体系热历史恢复及热历史对成矿潜力的影响示意图

Fig. 2 Schematic diagrams for the restoration of thermal evolution history of magmatic hydrothermal metallogenic system and its influence on the metallogenic potential

段 2 的冷却速率。若未进行热史模拟, 则可利用式 (2) (3) 粗略地求出阶段 1、2 的冷却速率:

$$R_1 = (T_{c-ZPb} - T_{c-ZHe}) / (t_{ZPb} - t_{ZHe}) \text{ 或}$$

$$R_1 = (T_{c-ZPb} - T_{c-ZFT}) / (t_{ZPb} - t_{ZFT}) \quad (2)$$

$$R_2 = (T_{c-AHe} - T_{\text{现今}}) / t_{AHe} \text{ 或 } R_2 = (T_{c-AFT} - T_{\text{现今}}) / t_{AFT} \quad (3)$$

式中 R_1 、 R_2 分别代表阶段 1、2 的冷却速率; T_{c-ZPb} 、 T_{c-ZHe} 、 T_{c-ZFT} 、 T_{c-AHe} 、 T_{c-AFT} 分别代表锆石 U-Pb、锆石 (U-Th)/He、锆石裂变径迹、磷灰石 (U-Th)/He、磷灰石裂变径迹体系的封闭温度; t_{ZPb} 、 t_{ZHe} 、 t_{ZFT} 、 t_{AHe} 、 t_{AFT} 分别代表岩体样品经上述 5 种体系测得的年龄; $T_{\text{现今}}$ 代表现今样品的温度。对于尺寸和形状相近的成矿斑岩体, 阶段 1 冷却速率更快常意味着岩体侵位更浅, 这有利于形成高品位矿体, 反之则更容易形成低品位矿体 (McInnes et al., 2005) (图 2b), 因此阶段 1 的冷却速率可用于评价岩体的成矿潜力和成矿品质。阶段 2 的冷却速率可用于评价岩体和矿体的剥露和保存情况, 将在后文介绍。

2.3 约束成矿热液活动的持续时间

热液成矿过程究竟持续多长时间一直是矿床学家关注的一个重要问题。对于与岩体有关的矿床, 以斑岩铜矿为例, 其岩浆-热液活动的温度范围为 750 ~ 200 °C (McInnes et al., 2005), 锆石 U-Pb 体系和锆石 (U-Th)/He 体系的封闭温度 (>800 °C 和 170 ~ 190 °C) 涵盖了这一温度区间, 因而矿化岩体样品的锆石 U-Pb 和 (U-Th)/He 年龄差值可作为成矿热液活动持续时间的最大估计值。McInnes 等

(2005) 据此估计了伊朗 Sar Cheshmeh、Abdar 和 Miduk 矿床的成矿热液活动时间最长为 3、0.5 和 0.5 Ma。此外, 由于斑岩铜矿中的黄铜矿主要沉淀温度区间为 500 ~ 300 °C (Liu and McPhail, 2005), 如果从上文中计算机模拟的精细热历史曲线 (图 2a) 上截取该温度区间对应的时间段, 则可获得更精确的成矿热液活动持续时间, McInnes 等 (2005) 用该方法得到 Sar Cheshmeh 矿床的成矿持续时间为 270 ka。

Hickey 等 (2014) 提出了一种利用磷灰石裂变径迹估算成矿热液活动持续时间的方法。在内华达 Betze-Post 卡林型金矿床中, 金矿化环绕渗透性较差的 Goldstrike 岩体发生, 因而成矿时热液流体从周围以热传导方式向岩体内部传递热量, 使岩体内部不同位置样品的磷灰石裂变径迹发生不同程度的退火。基于这一模式, 采集岩体内部某个样品进行磷灰石裂变径迹分析, 然后在已知岩石热扩散速率、岩体外围初始温度、成矿流体加热温度、样品与边界距离、成矿年龄等参数的前提下, 给予不同的热液持续时间, 对相应位置样品的裂变径迹年龄和径迹长度分布进行计算机正演模拟, 当正演获得结果与实测结果相近时, 该热液持续时间可近似代表真实热液活动时间。Hickey 等 (2014) 用此方法估计出 Betze-Post 矿床主成矿阶段热液活动持续时间上限为小于 15 ~ 45 ka。

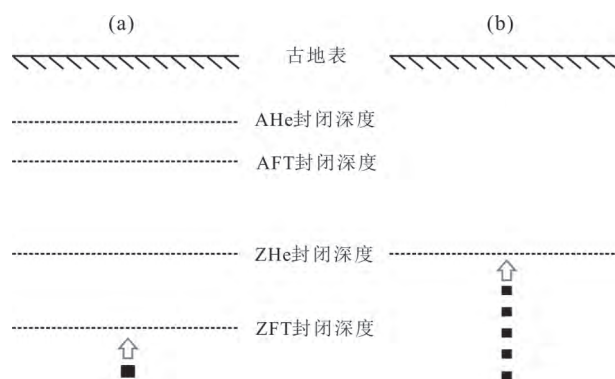
2.4 计算矿床的剥露速率和剥露量

多数矿床都形成于地壳中的一定深度,矿床形成后,构造剥蚀或地表的风化侵蚀会使矿床不断向地表剥露,剥露速率和剥露量可用于评价矿床的保存潜力和估算矿床的形成深度。

利用低温热年代学技术定量限定岩石剥露速率的方法在造山带演化和古地貌重建等领域已较为成熟,常远和周祖翼(2010)总结了4种具体的计算方法,这些方法也可用于矿床的剥露研究。

(1) 年龄-封闭温度法:如前文所述,对于单调快速的冷却,所测得的低温热年代学年龄代表了样品通过体系封闭温度(深度)至今的时间。因此,可采集矿床中或其附近的1个样品,用某一种热年代学体系测得一个年龄值,则有剥露速率=(封闭温度-样品现今温度)/(地温梯度×年龄值),所求出的剥露速率是样品从该年龄至今的平均剥露速率。该方法简单易行,但存在一些局限性:一是被测矿物的封闭温度有时难以准确测定,而且古地温梯度的估计值也通常变化较大,它们都会导致结果存在较大误差;二是要求样品以较快的速率冷却至体系封闭温度以下,且冷却过程相对简单;三是结果粗略不精细,若获得的年龄值远小于成矿年龄,则所反映的成矿后剥露的时间范围十分有限。

(2) 矿物对法:不同热年代学体系具有不同的封闭温度,在一定地温梯度下,封闭温度对应的深度即为封闭深度,岩石在剥露至地表的过程中,会依次通过这些封闭深度(图3a),各热年代学体系则



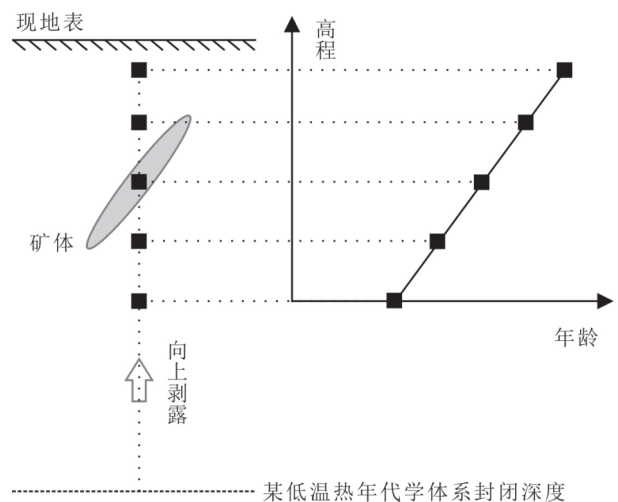
(a) 矿物对法:表示同一个样品先后通过不同低温热年代学体系的封闭深度;(b) 年龄-高程法:表示不同高程样品先后通过同一低温热年代学体系的封闭深度。AHe 为磷灰石(U-Th)/He, AFT 为磷灰石裂变径迹, ZHe 为锆石(U-Th)/He, ZFT 为锆石裂变径迹, 黑色正方形表示样品

图3 矿物对法(a)和年龄-高程法(b)原理示意图

Fig. 3 Schematic diagrams of the Mineral Assemblage Method (a) and the Age-Elevation Method (b)

分别记录下岩石通过各自封闭深度的时间,矿物对法即是利用岩石中不同封闭温度的体系所记录的年龄差异来计算剥露速率(常远和周祖翼,2010)。因此,采集矿床中或其附近的1个样品,用多种矿物的不同热年代学体系测得多个年龄值,则任意两个年龄之间的剥露速率=(封闭温度A-封闭温度B)/[(年龄A-年龄B)×地温梯度],可用该方法求出不同年龄阶段的剥露速率,而最年轻年龄至今的剥露速率也可通过上文中的年龄-封闭温度法求出。可见,矿物对法相对年龄-封闭温度法精细程度更高,所能反映的时间范围也更宽,但仍然受到封闭温度不确定和古地温梯度难以准确估计等因素的限制。

(3) 年龄-高程法:在剥露过程中,近于垂直剖面上的一系列样品会依次通过某种低温热年代学体系的封闭深度(图3b),各样品的热年代学年龄代表其通过该深度的时间,而任意两个样品之间的高程差代表二者年龄之间的剥露量,因此可以根据年龄与高程的关系求得剥露速率。在矿床研究中,可采集矿区范围内不同高程的一系列样品,测得某种热年代学体系的年龄值,然后根据年龄与高程的关系绘制年龄-高程图(图4),图中线段的斜率就代表相应年龄阶段的剥露速率。该方法最大的优点是无需假设古地温梯度,且只要各样品的封闭温度一致,封闭温度的具体值也无需知道,从而避免了由于古地温梯度和封闭温度不确定性引起的误差。为了使年龄-高程法反映的时间范围更大,一种方法是尽量加大采样剖面的高差,另一种方法是对剖



直接根据垂直剖面上各样品的年龄和高程值绘制年龄-高程图,图中线段的斜率即为样品对应时间段的剥露速率。据常远和周祖翼(2010)修改

图4 年龄-高程图的作法与内涵

Fig. 4 Principle of the Age-Elevation method

面上每个样品进行多种热年代学体系定年,对各体系分别绘制年龄-高程图,因不同体系获得的年龄范围不同而扩大了该方法反映的时间范围。为了提高年龄-高程法结果的可靠性,应以一定垂直间距在剖面上采集足够数量的样品,且样品的水平距离范围应尽可能小(常远和周祖翼,2010)。可见,年龄-高程法在采样位置和样品数量这两个方面都加大了采样的难度,这是该方法的缺点。

(4) 热史模拟法:如前文所述,热史模拟方法包括针对岩浆相关矿床、从高温到低温、年代学热年代学相结合的模拟方法(采用4DTherm等软件)和仅针对矿床的低温阶段、主要依靠低温热年代学数据的模拟方法(采用HeFTy等软件),这里仅介绍后者。采集矿床中或其附近的1个样品,测得其磷灰石裂变径迹年龄和径迹长度分布(或者测得其磷灰石(U-Th)/He年龄并通过一定方式获得磷灰石中He的空间分布特征)等参数,然后结合研究区地质背景信息设置热历史约束条件,通过HeFTy等软件对样品的热历史进行反演模拟,即可获得样品低温阶段的时间-温度曲线。条件允许时,还可以把裂变径迹和(U-Th)/He两种体系结合起来模拟(Joseph et al., 2008),这样可提高结果的可靠性。在获得的时间-温度曲线上,某点的斜率与古地温梯度的比值即为样品在该时间点的剥露速率。相比年龄-封闭温度法,热史模拟法提供了更精细详尽的热历史信息,且对缓慢冷却或冷却过程复杂的样品同样适用。然而,热史反演模拟也存在一定缺陷:一是结果通常具有多解性,即符合给定数据和条件的热历史曲线通常不止一条;二是人为主观因素设置的约束条件对热历史结果影响很大;三是在计算剥露速率时仍然会用到古地温梯度,给结果带来了较大误差。

在采用上述4种方法研究矿床剥露速率时,还应满足以下两个条件:①成矿后采样范围内应没有受到明显热扰动,样品温度的变化主要是由剥露导致样品埋深减小而引起;②样品或采样剖面在成矿时应位于拟采用低温热年代学体系的封闭深度以下(由于样品多采自矿体附近,因此也可以说成矿深度应大于拟采用体系的封闭深度,这与应用低温热年代学对矿床间接定年中要求成矿深度应小于体系封闭深度的前提正好相反),而现今则位于该深度以上,因为只有当样品在成矿后有一个通过该封闭深度的过程才能记录下成矿后的剥露信息。此外还需注意的是,受采样高程范围或所用体系的限制,获得的低温热年代学数据有时并不能完整地

反映成矿后剥露过程,而仅能揭示过程的一个片段,对于其完整性,研究者可通过样品的热年代学年龄值进行大致判断:对于只获得一个年龄值的年龄-封闭温度法和热史模拟法,热年代学年龄应小于但接近成矿年龄才能较完整地反映成矿后剥露过程;对于获得多个年龄值的矿物对法和年龄-高程法,其最老年龄应小于但接近成矿年龄且最新年龄应接近于零,才能较完整地反映成矿后剥露过程。若获得的热年代学数据不满足上述特征,则应考虑增加热年代学体系或扩大采样剖面的高程范围。

在求得剥露速率后,可以用某段时间的平均剥露速率乘以时间长度求得该时段的剥露量。当然,剥露量有时也可通过特定温度差与地温梯度的比值直接求得,或通过样品高程差直接求得,从而无需事先求出剥露速率。如上述矿物对法中,年龄A与年龄B之间的剥露量=(封闭温度A-封闭温度B)/地温梯度;而年龄-高程法中,某两个样品年龄之间的剥露量直接为这两个样品的高程差。成矿以来的剥露量即是把自成矿年龄至今各时间段的剥露量累加起来。

Liu等(2017)采用低温热年代学方法研究了胶东三山岛金矿成矿后的剥露历史,对矿区近于垂直剖面上多个样品的锆石(U-Th)/He结果作年龄-高程图,从图中的三个线段可以清楚的辨别出~100、100~75和75~55 Ma三个剥露阶段,线段的斜率表明三个阶段的平均剥露速率分别为340、22、69.8 m/Ma。同时,该研究对相同剖面上多个样品的磷灰石(U-Th)/He结果也作了年龄-高程图,所有磷灰石数据近线性排列于55~0 Ma区间,表明该时段经历了相对稳定的剥露,线段斜率表明剥露速率恒定为54.3 m/Ma。根据样品高程差或采用剥露速率乘以时间长度的方法很容易求得上述4个阶段的剥露量分别为0.7、0.5、1.4、3.0 km,因此三山岛金矿成矿(120 Ma)后剥露量大约为5~6 km。

2.5 估算矿床的形成深度

估算矿床的形成深度是探究矿床成因和产状的一个方面,由于浅成环境中温度对深度的指示作用要比压力更为灵敏(刘文浩等,2012),因而采用低温热年代学估算浅成矿床形成深度的方法可能比地质压力计方法更为有效。利用低温热年代学估算成矿深度的具体方法有如下几种:

(1) 利用不同热年代学体系的年龄、封闭温度及地温梯度半定量分析成矿深度。在成矿后未发生明显热扰动的情况下,若矿体中磷灰石(U-Th)/

He 年龄、锆石 (U-Th) /He 年龄及成矿年龄一致,表明成矿深度小于 2 km(假定地表温度 10 °C,地温梯度 30 °C/km,磷灰石和锆石 (U-Th) /He 封闭温度分别为 70 °C 和 170 ~ 190 °C,下同);若矿体中磷灰石 (U-Th) /He 年龄 < 锆石 (U-Th) /He 年龄 = 成矿年龄,则表明成矿深度为 2 ~ 6 km;若矿体中磷灰石 (U-Th) /He 年龄 < 锆石 (U-Th) /He 年龄 < 成矿年龄,则成矿深度应大于 6 km。该方法简单易行,利用裂变径迹方法也可以开展类似研究,然而由于成矿后热扰动情况有时难以准确判断,一定程度上限制了该方法的运用。

(2) 对于已知埋深的矿床,现今埋藏深度+成矿以来剥露量=成矿深度,利用前文介绍的方法可以计算出成矿以来的剥露量,从而求得成矿深度。Liu 等(2017)采用锆石和磷灰石(U-Th)/He 的年龄-高程法估算出三山岛金矿成矿后剥露量大约为 5 ~ 6 km,由于矿床现今埋藏深度 0 ~ 2.6 km,因而成矿深度约为 5 ~ 8 km,与 Fan 等(2003)采用流体包裹体方法获得的成矿深度 4 ~ 8 km 相吻合。在美国 Northern Carlin Trend 卡林型金矿分布区,Cline 等(2005)对金矿床附近一定距离外、未受成矿热事件影响的地表样品进行磷灰石裂变径迹热历史模拟,读取热历史曲线上成矿年龄时间段(42 ~ 38 Ma)对应的温度值,假定地表温度为 10 °C,地温梯度 30 °C/km,求出现今地表位于成矿时期古地表之下 1 ~ 2 km,即成矿以来剥露量为 1 ~ 2 km,结合现今矿床埋深,推测成矿深度应在 0.3 ~ 3 km 左右。

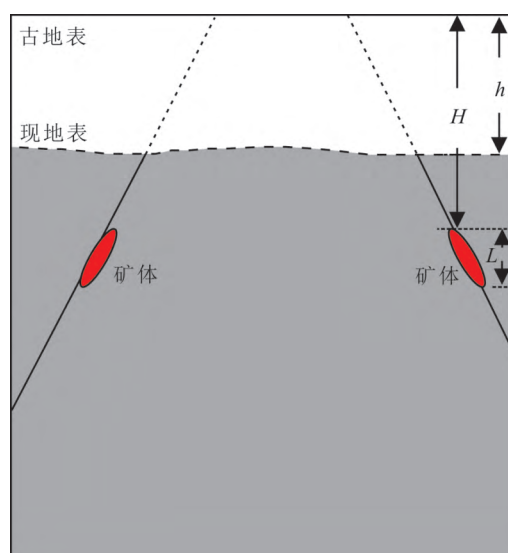
(3) 如前文所述,岩浆热液矿床(或其它热液矿床)在成矿作用结束后,由于热源的消失,将经历阶段 1 快速冷却和阶段 2 缓慢冷却,两个阶段的拐点为恢复正常地温梯度的时间(图 2a),采用热历史模拟的方法可以获得拐点的温度值。由于阶段 1 时间很短,期间的剥露量可以忽略,因而拐点温度可被认为是矿体侵位深度对应的正常地温值,这样就可求得成矿深度=(拐点温度-地表温度)/地温梯度。刘文浩等(2012)采用热历史模拟的方法求得宁芜、庐枞盆地中 4 个玢岩铁矿的拐点温度为 105 ~ 110 °C,取地温梯度 50 °C/km,估算出成矿深度为 2 km 左右。

2.6 评价矿床的保存潜力

由于低温热年代学方法可以求出剥露量、成矿深度等重要信息,这使得利用低温热年代学方法定量评价矿床的保存潜力成为可能,具体应用时可分两种情况:①对于某种类型矿床集中产出的矿集区

而言,可通过部分已知矿床的低温热年代学、流体包裹体压力计、矿物压力计等方法求出该类型矿床的成矿深度 H ,然后用低温热年代学方法求出各未知区域自成矿时代以来的剥露量 h ,通过比较 H 与 h 的大小,就可以定量地评价矿集区内各未知区域对该类型矿床的保存条件(图 5),从而为区域矿产资源潜力评价和找矿预测工作提供科学依据(王建平等 2008)。②对于已经发现的单个矿床而言,想要对矿床的深部找矿潜力做出有效评价,除了考虑剥露量 h 与成矿深度 H 之间的关系外,还应重点考虑相应类型矿床的理论垂向最大矿化范围 L ,当 $h < (H+L)$ 时,根据 $(H+L) - h$ 差值的大小判断矿床的深部找矿潜力(图 5)。如 Liu 等(2017)用低温热年代学方法估算出三山岛金矿成矿后剥露量 h 约为 5 ~ 6 km,前人流体包裹体研究表明成矿深度 $H > 4$ km (Fan et al., 2003),造山带断裂控制型金矿床的理论垂向最大矿化范围 L 可达数千米(Groves et al., 1998),因而认为有部分矿体已经被剥蚀掉了,但是大部分的金矿体仍然保存于地下,深部找矿潜力巨大。

上述采用低温热年代学方法定量评价矿床保存潜力的方法还存在如下一些问题:①采用流体包裹体压力计、矿物压力计等方法计算出的成矿深度 H 误差较大(刘文浩 2017);②目前裂变径迹和(U-Th)/He 法的数据结果通常存在较大误差,这些误差会传递给剥露量 h ;③在计算成矿以来剥露量 h



H -成矿深度; h -成矿以来剥露量; L -理论垂向矿化范围。
据王建平等(2008)修改

图 5 矿床保存潜力评价示意图

Fig. 5 Schematic diagram for the potential evaluation of preserved ores in the ore deposit

时,除年龄-高程法外,其余方法都需要假定古地温梯度,部分方法还需要用到封闭温度,古地温梯度和封闭温度的不确定性会对剥露量结果造成很大误差;④除造山型金矿等矿床的理论垂向最大矿化范围 L 比较清楚外,其余大多数矿床的理论垂向最大矿化范围研究程度很低(刘文浩 2017)。上述问题都会导致利用低温热年代学定量评价矿床保存潜力的可靠性较低。

为了避免上述问题,刘文浩(2017)认为一种有效的方法是选择时空相近的两个对象(矿集区或矿床),采用同种低温热年代学方法对它们进行剥露量的对比分析,然后对二者进行矿床保存潜力的相对评价。例如,Liu等(2014)采用(U-Th)/He法对比研究了距离相近且同时形成的德兴斑岩铜矿和银山多金属矿,结果表明德兴斑岩铜矿具有更大的成矿后剥露量,因而银山多金属矿具有更好的保存条件,结合地质地球化学特征,认为银山多金属矿的深部可能存在与德兴铜矿类似的斑岩型矿化。

2.7 定量研究成矿后断层的位移

成矿后断层常常切断矿体,位移量大者甚至造成矿体的缺失,低温热年代学方法可以定量确定断层的垂直位移量,从而为寻找缺失矿体提供指示。

上文介绍了年龄-高程法在计算矿床成矿后剥露速率和剥露量中的应用,该方法在对比断层两侧剥露量差异和分析断层垂直位移量方面也十分有

效。在断层两侧对应垂直剖面上分别取不同高程的一系列样品(图6)进行某种低温热年代学分析,若断层没有垂直方向的位移,则两侧样品的年龄-高程曲线应当一致。若断层在某时刻(如图6中 t_6)发生了 ΔH 的垂直位移,则对当时位于该热年代学体系封闭深度以上的部分,会导致断层两侧具有相同低温热年代学年龄的样品产生 ΔH 的高程差,而对当时位于封闭深度以下的部分,由于相应热年代学体系未封闭,年龄均为零值。类似地,若断层在此后的 t_3 时刻又发生了相同方向的垂直位移 ΔH (图6),也会使当时位于封闭深度以上的部分断层两侧相同热年代学年龄的样品产生 ΔH 的高程差(图6),而当时位于封闭深度以下的部分,热年代学年龄均为零值。因此,对于 $t_8 \sim t_6$ 年龄范围的样品,由于受到两次断层垂向位移,断层两侧相同年龄的样品将具有 $2\Delta H$ 的高程差(图6);对于 $t_6 \sim t_3$ 年龄范围的样品,仅受到一次断层垂向位移,断层两侧相同年龄的样品将具有 ΔH 的高程差(图6);对于 $t_3 \sim 0$ 年龄范围的样品,由于两次断层作用时均位于封闭深度以下,后续的剥露作用会使断层两侧样品具有一致的年龄-高程曲线,即断层两侧相同年龄的样品不具有高程差(图6)。

根据上述原理,在断层两侧样品的年龄-高程图中,两侧具有相同低温热年代学年龄样品的高程差可以代表该年龄之后断层的多期垂直位移之和,

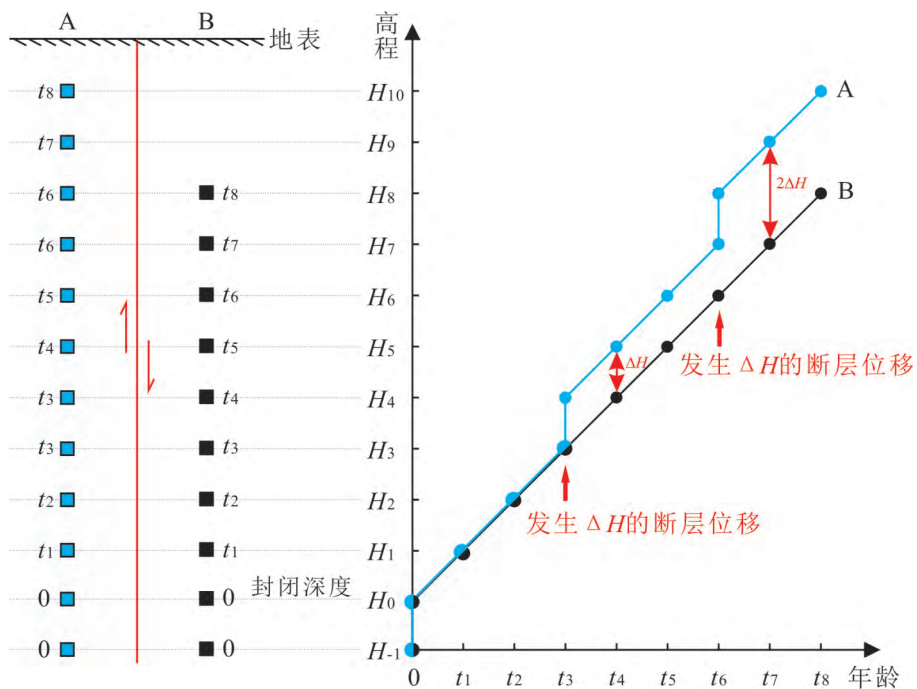


图6 年龄-高程法定量研究断层两侧垂向位移量原理图

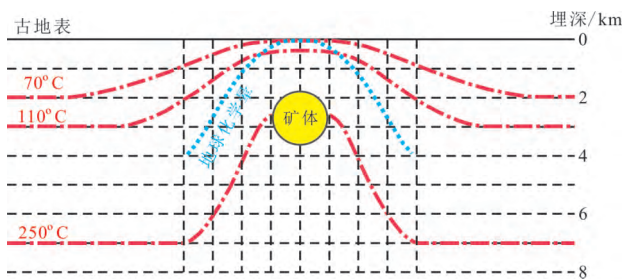
Fig.6 Schematic diagram of the principle for calculating vertical displacement distance of fault by using the Age-Elevation Method

而不能反映该年龄之前断层引起的垂直位移。如图 6 所示,如果成矿发生在 t_7 ,由于断层两侧低温热年代学年龄为 t_7 的样品的高程差为 $2\Delta H$,因此成矿后断层的垂直位移为 $2\Delta H$,同理,若成矿发生在 t_4 或 t_2 ,则成矿后断层垂直位移分别为 ΔH 和 0。

智利 Chuquicamata 巨型斑岩铜矿被南北走向的 West Fault 断裂切穿,目前的矿体位于断裂东部,而西部矿体缺失。McInnes 等(1999)对采集于断裂两侧对应剖面上不同高程的样品进行了系统的磷灰石裂变径迹和 (U-Th)/He 分析,从年龄-高程图上可直接看出断层两侧相同年龄样品的高程差为 (600 ± 100) m,表明断层西边未矿化侵入体相对东边矿化蚀变体抬升了 (600 ± 100) m,若西边矿体还在,应该位于现今约 3 600 m 海拔位置,由于附近的断层西边并没有如此高海拔的部分,因而推测断层西边矿体已经被剥蚀掉了。

2.8 寻找古地热异常来指导找矿

勘探地质学家常通过识别与成矿有关但比矿体本身更大的各种异常范围来圈定找矿靶区,如蚀变矿物分带、元素地球化学异常等。热液矿床的成矿过程会通过平流(热流体的流动)和扩散(流体或岩体的热传导)作用引起一定范围的热异常,已有研究表明,这种古地热异常通常比蚀变分带和地球化学异常的范围更大(图 7)。低温热年代学方法对热十分敏感,理论上讲,在没有后期差异剥露和热扰动的情况下,成矿作用引起的热异常自矿床中心向外围逐渐减弱,对低温热年代体系的重置程度相应地可以由完全重置→部分重置→未重置,低温热年代学年龄也可对应地变化为:成矿年龄→部分重置年龄→成矿前热事件冷却年龄。因此,采用低温热年代学方法填图可以有效识别出完全重置和部分重置的范围,即古地热异常的范围,且低温热年



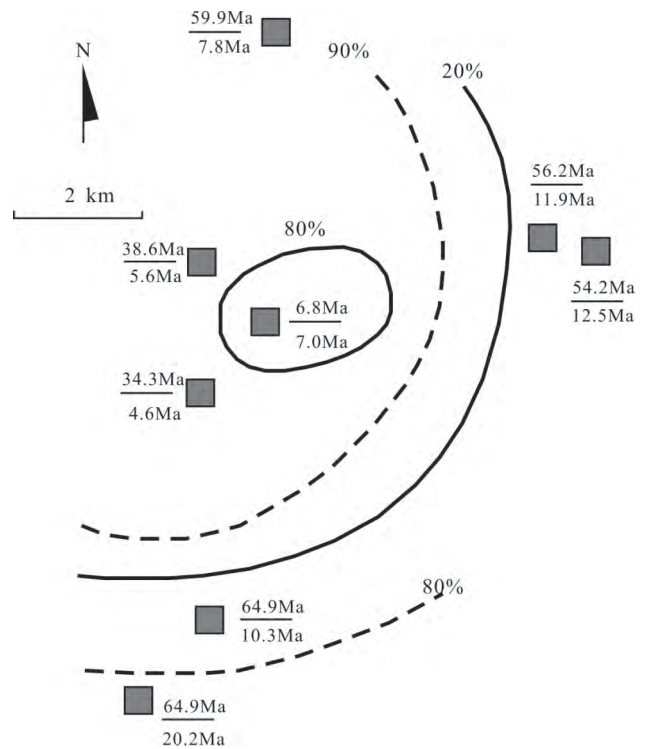
成矿温度 250 °C,方格边长为 1km。据 Arehart 和 Donelick(2006)

图 7 热液矿床矿体周围热异常与地球化学异常示意图

Fig. 7 Schematic diagram of thermal anomaly and geochemical anomaly around the ore body of hydrothermal deposit

代学体系的封闭温度越低,可以记录的古地热异常范围越大。在此基础上,可以利用古地热异常范围圈定找矿靶区,这种方法在蚀变分带和地球化学异常范围以外的区域仍然有效,对缺乏蚀变分带和地球化学异常的隐伏矿体的圈定也能发挥重要作用。

Naeser 等(1980)沿近似南北向的剖面采集了美国科罗拉多 Rico 地区 65 Ma 角闪安粗斑岩的多个样品,剖面长度大于 10 km(图 8),对样品中锆石和磷灰石进行裂变径迹分析发现,自剖面中心向两端,锆石裂变径迹年龄从 6.8 Ma 变化到 64.9 Ma,磷灰石裂变径迹年龄从 4.6 Ma 变化到 20.2 Ma(图 8),认为裂变径迹年龄小于成岩年龄是因为成岩后的热异常引起了裂变径迹的部分重置(退火),裂变径迹年龄自中心向外围逐渐增大反映了热异常自中心向外围的减弱,结合地质背景,作者推测在热异常的中心之下可能存在隐伏的矿化斑岩体,并圈定靶心。随后,矿业公司在靶心附近地表以下 1.2 km 处发现了成矿时代为 4 Ma 的 Silver Creek 钼矿



灰色正方形表示采样位置,短线上方为锆石裂变径迹年龄,下方为磷灰石裂变径迹年龄,粗实曲线表示锆石裂变径迹重置程度等值线,粗虚曲线表示磷灰石裂变径迹重置程度等值线,曲线旁百分数表示重置程度。据 Larson 等(1994)修改

图 8 低温热年代学方法确定的 Silver Creek 钼矿床周围环形古地热异常图

Fig. 8 Annular paleogeothermal anomaly around the Silver Creek molybdenum deposit determined by using the low temperature thermochronology

床(Larson et al., 1994)。Larson等(1994)通过补充采样分析进一步确定了Silver Creek钼矿床周围环形古地热异常的存在,并圈定出退火程度等值线(图8)。Cunningham等(2004)对美国犹他州Bingham Canyon斑岩型Cu-Au-Mo矿床及附近区域的低温热年代学研究表明,距矿床中心6 km范围内的磷灰石裂变径迹完全退火,记录了成矿年龄。Arehart和Donelick(2006)对美国内华达州Pipeline卡林型金矿及外围区域进行了磷灰石裂变径迹和(U-Th)/He分析,结果显示低温热年代学年龄值总体上具有自矿床中心向外围逐渐增大的趋势,可揭露的热异常范围可达距矿体5~6 km,明显大于地球化学异常范围(距矿体1~3 km)和矿物蚀变范围(距矿体1 km以内)。以上实例表明,利用低温热年代学方法寻找古地热异常来指导找矿是可行的。

此外,McInnes等(2009)提出了另外一种利用古地热异常找矿的方法:上文介绍了金伯利岩筒中的锆石(U-Th)/He年龄可代表金伯利岩的形成年龄,这类锆石被称为“热锆石”,而远离金伯利岩筒的上地壳岩石中锆石具有显著更老的(U-Th)/He年龄,这类锆石被称为“冷锆石”,侵蚀作用可以将“热锆石”带入金伯利岩筒周围的水系中,使水系沉积物中出现一组(U-Th)/He年龄显著年轻的“热锆石”,且距离上游岩筒的距离越近,其中热/冷锆石的比值越高,因而可以利用该比值指导寻找金伯利岩筒及相应的金刚石矿床,该方法对化学风化强烈、缺乏金伯利岩指示矿物(铬铁矿、镁钛铁矿、铬透辉石等)、植被覆盖强烈的热带地区尤为适用。

3 结语

综上所述,尽管裂变径迹和(U-Th)/He这两种低温热年代学方法在矿床研究中的应用仍处于起步阶段,但已展现出重要的应用价值和广泛的应用前景。它们既可以用于测定矿床的成矿时代,促进对矿床成因的理解;又可以恢复岩浆热液成矿体系的热演化历史、求解各演化阶段的冷却速率及约束热液体系的持续时间,以重现矿床的成矿过程;还可以定量计算矿床的成矿深度、成矿后剥露速率和剥露量、断层位移量等,来评价矿床的保存潜力和定位缺失矿体;更可以通过揭露古地热异常来圈定找矿靶区,从而直接指导找矿勘探。

当然,低温热年代学方法在矿床学研究中的应用也还面临一些问题:①两种方法目前获得的年龄数据的误差仍然较大。就裂变径迹法而言,径迹数量主要依靠人工统计获得,其精度不及常规年代学

方法的同位素质谱测试。就(U-Th)/He法而言,尽管测试过程可以获得较高精度数据,但是矿物内元素分带、周围He植入、矿物内含有包裹体、晶体辐射损伤等因素时常导致同一个样品中同种矿物颗粒的年龄分散,因此经多个颗粒年龄加权平均求出的样品年龄具有较大误差。较大的年龄误差对于成矿时代、冷却速率、持续时间、剥露速率和剥露量等诸多问题的讨论均带来不确定性。②两种方法目前的测试成本仍然偏高。由于方法的误差较大,针对原理上仅需要一个样品的应用(如成矿时代研究、矿物对法计算剥露速率等),研究者通常希望分析多个平行样以获得统计上更可靠的年龄数据;针对原理上需要多个样品的应用(如年龄-高程法计算剥露速率、低温热年代学填图确定古地热异常范围等),研究者也希望通过加大采样密度来获得更明显的规律。然而测试成本较高阻碍了大量样品的分析。③部分矿床研究者在应用低温热年代学方法时对该方法缺乏深入的了解。由于低温热年代学方法在原理、分析技术和数据处理等方面相对常规年代学方法更为复杂,还涉及封闭温度理论、部分退火(保留)带、热史模拟等诸多问题,导致深入了解该方法需要一定的时间和过程。然而,如果对低温热年代学方法缺乏深入的了解,既不能准确把握应用该方法的前提并制定合理的采样策略,导致测出数据的意义大打折扣,也无法对数据进行客观评价、有效模拟和科学解释。

尽管有如上问题,低温热年代学方法在矿床学研究中的应用仍然十分广泛,还存在大量的研究空白区,有待研究者们积极开展相关工作,在解决实际矿床问题的基础上,拓展低温热年代学的应用范围。当然,改进低温热年代学方法的分析测试技术仍然是今后长期的努力方向,包括完善原位分析方法、缩短实验周期、降低实验成本、提高分析测试精度、加强对退火动力学和扩散动力学的理解、提升热史模拟可靠性等,这些技术的改进将会进一步促进低温热年代学在矿床研究及其它领域的应用。

致谢: 成文过程与中山大学丁汝鑫副教授、中国地质调查局成都地质调查中心刘俊博士进行过深入讨论,中国科学院地球化学研究所毕献武研究员给予了诸多指导和帮助,在此一并表示衷心感谢!

参考文献(References):

Abdullin F, Solé J, de Jesús Meneses-Rocha J, Solari L, Shechetnikova V, Ortega-Obregón C. 2016. LA-ICP-MS-based apatite fission

- track dating of the Todos Santos Formation sandstones from the Sierra de Chiapas (SE Mexico) and its tectonic significance. *International Geology Review*, 58(1): 32–48
- Arehart G B, Donelick R A. 2006. Thermal and isotopic profiling of the Pipeline hydrothermal system: Application to exploration for Carlin-type gold deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 91(1–3): 27–40
- Blackburn T J, Stockli D F, Walker J D. 2007. Magnetite (U-Th)/He dating and its application to the geochronology of intermediate to mafic volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 259(3–4): 360–371
- Blackburn T J, Stockli D F, Carlson R W, Berendsen P. 2008. (U-Th)/He dating of kimberlites—A case study from north-eastern Kansas. *Earth and Planetary Science Letters*, 275(1–2): 111–120
- Boyce J W, Hodges K V, Olszewski W J, Jercinovic M J, Carpenter B D, Reiners P W. 2006. Laser microprobe (U-Th)/He geochronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(12): 3031–3039
- Brandon M T, Roden-Tice M K, Garver J I. 1998. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State. *Geological Society of America Bulletin*, 110(8): 985–1009
- Cabral A R, Eugster O, Brauns M, Lehmann B, Rösel D, Zack T, De Abreu F R, Pernicka E, Barth M. 2013. Direct dating of gold by radiogenic helium: Testing the method on gold from Diamantina, Minas Gerais, Brazil. *Geology*, 41(2): 163–166
- Carrapa B, DeCelles P G, Reiners P W, Gehrels G E, Sudo M. 2009. Apatite triple dating and white mica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of syntectonic detritus in the Central Andes: A multiphase tectonothermal history. *Geology*, 37(5): 407–410
- Chakurian A M, Arehart G B, Donelick R A, Zhang X, Reiners P W. 2003. Timing constraints of gold mineralization along the Carlin trend utilizing apatite fission-track, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, and apatite (U-Th)/He methods. *Economic Geology*, 98(6): 1159–1171
- Chew D M, Spikings R A. 2015. Geochronology and thermochronology using apatite: Time and temperature, lower crust to surface. *Elements*, 11(3): 189–194
- Cline J S, Hofstra A H, Muntean J L, Tosdal R M, Hickey K A. 2005. Carlin-type gold deposits in Nevada: Critical geologic characteristics and viable models. In: *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. Littleton: Society of Economic Geologists, Inc., 451–484
- Cunningham C G, Austin G W, Naeser C W, Rye R O, Ballantyne G H, Stamm R G, Barker C E. 2004. Formation of a paleothermal anomaly and disseminated gold deposits associated with the Bingham Canyon porphyry Cu–Au–Mo system, Utah. *Economic Geology*, 99(4): 789–806
- Danhara T, Iwano H. 2013. A review of the present state of the absolute calibration for zircon fission track geochronometry using the external detector method. *Island Arc*, 22(3): 264–279
- Danišik M, Pfaff K, Evans N J, Manoloukos C, Staude S, McDonald B J, Markl G. 2010. Tectonothermal history of the Schwarzwald Ore District (Germany): An apatite triple dating approach. *Chemical Geology*, 278(1–2): 58–69
- Danišik M, McInnes B I A, Kirkland C L, McDonald B J, Evans N J, Becker T. 2017. Seeing is believing: Visualization of He distribution in zircon and implications for thermal history reconstruction on single crystals. *Science Advances*, 3(2): e1601121
- Deng J, Yuan W M, Carranza E J M, Yang L Q, Wang C M, Yang L Y, Hao N N. 2014. Geochronology and thermochronometry of the Jiapigou gold belt, northeastern China: New evidence for multiple episodes of mineralization. *Journal of Asian Earth Sciences*, 89: 10–27
- Ding R X. 2017. Low temperature thermal history reconstruction using apatite fission-track length distribution and apatite U-Th/He age. arXiv: 1706.03663
- Dodson M H. 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40(3): 259–274
- Enkelmann E, Ehlers T A, Buck G, Schatz A K. 2012. Advantages and challenges of automated apatite fission track counting. *Chemical Geology*, 322–323: 278–289
- Evans N J, McInnes B I A, McDonald B, Danišik M, Jourdan F, Mayers C, Thern E, Corbett D. 2013. Emplacement age and thermal footprint of the diamondiferous ellendale E9 lamproite pipe, Western Australia. *Mineralium Deposita*, 48(3): 413–421
- Evans N J, McInnes B I A, McDonald B, Danišik M, Becker T, Vermeesch P, Shelley M, Marillo-Sialer E, Patterson D B. 2015. An *in situ* technique for (U-Th-Sm)/He and U-Pb double dating. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 30(7): 1636–1645
- Fan H R, Zhai M G, Xie Y H, Yang J H. 2003. Ore-forming fluids associated with granite-hosted gold mineralization at the Sanshandao deposit, Jiaodong gold province, China. *Mineralium Deposita*, 38(6): 739–750
- Farley K A. 2000. Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal Geophysical Research*, 105(B2): 2903–2914
- Farley K A, McKeon R E. 2015. Radiometric dating and temperature history of banded iron formation-associated hematite, Gogebic iron range, Michigan, USA. *Geology*, 43(12): 1083–1086
- Fu F Q, McInnes B I A, Evans N J, Davies P J. 2010. Numerical modeling of magmatic-hydrothermal systems constrained by U-Th-Pb-He time-temperature histories. *Journal of Geochemical Exploration*, 106(1–3): 90–109
- Fu S L, Hu R Z, Yan J, Lan Q, Gao W. 2019. The mineralization age of the Banxi Sb deposit in Xiangzhong metallogenic province in southern China. *Ore Geology Reviews*, 112: 103033
- Gallagher K. 2012. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology. *Journal of Geophysical Research*, 117(B2): B02408
- Gombosi D J, Garver J I, Baldwin S L. 2014. On the development of electron microprobe zircon fission-track geochronology. *Chemical Geology*, 363: 312–321
- Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Mariam M, Hagemann S G, Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13(1–5): 7–27
- Hasebe N, Barbarand J, Jarvis K, Carter A, Hurford A J. 2004. Apatite

- fission-track chronometry using laser ablation ICP-MS. *Chemical Geology*, 207(3-4): 135-145
- Heim J A, Vasconcelos P M, Shuster D L, Farley K A, Broadbent G. 2006. Dating paleochannel iron ore by (U-Th)/He analysis of supergene goethite, Hamersley province, Australia. *Geology*, 34(3): 173-176
- Hickey K A, Barker S L L, Dipple G M, Arehart G B, Donelick R A. 2014. The brevity of hydrothermal fluid flow revealed by thermal halos around giant gold deposits: Implications for carlin-type gold systems. *Economic Geology*, 109(5): 1461-1487
- Huang Y, Hu R Z, Bi X W, Fu S L, Peng K Q, Gao W, Oyebamiji A, Zhaanbaeva A. 2019. Low-temperature thermochronology of the Carlin-type gold deposits in southwestern Guizhou, China: Implications for mineralization age and geological thermal events. *Ore Geology Reviews*, 115: 103178
- Hurford A J, Green P F. 1983. The zeta age calibration of fission-track dating. *Chemical Geology*, 41: 285-317
- Iwano H, Danhara T, Hirata T. 2018. Standardless fission-track ages of the IUGS age standards. *Chemical Geology*, 488: 87-104
- Jonckheere R, Van den Haute P, Ratschbacher L. 2015. Standardless fission-track dating of the Durango apatite age standard. *Chemical Geology*, 417: 44-57
- Joseph P C, Shuster D L, Reiners P W. 2008. Two-Phase Neogene extension in the northwestern Basin and Range recorded in a single thermochronology sample. *Geology*, 36(8): 631-634
- Ketcham R A, Donelick R A, Carlson W D. 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist*, 84: 1235-1255
- Ketcham R A, Donelick R A, Donelick M B. 2000. AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data. *Geological Materials Research*, 2(1): 1-32
- Ketcham R A. 2005. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1): 275-314
- Larson P B, Cunningham C G, Naeser C W. 1994. Large-scale alteration effects in the Rico paleothermal anomaly, southwest Colorado. *Economic Geology*, 89(8): 1769-1779
- Li H, Wu Q H, Evans N J, Zhou Z K, Kong H, Xi X S, Lin Z W. 2018. Geochemistry and geochronology of the Banxi Sb deposit: Implications for fluid origin and the evolution of Sb mineralization in central-western Hunan, South China. *Gondwana Research*, 55: 112-134
- Li X M, Song Y G. 2006. Cenozoic evolution of tectono-fluid and metallogenic process in Lanping Basin, western Yunnan Province, Southwest China: Constraints from apatite fission track data. *Chinese Journal of Geochemistry*, 25(4): 396-401
- Liu W H, McPhail D C. 2005. Thermodynamic properties of copper chloride complexes and copper transport in magmatic-hydrothermal solutions. *Chemical Geology*, 221(1-2): 21-39
- Liu X, Fan H R, Evans N J, Batt G E, McInnes B I A, Yang K F, Qin K Z. 2014. Cooling and exhumation of the mid-jurassic porphyry copper systems in Dexing city, SE China: Insights from geo- and thermochronology. *Mineralium Deposita*, 49(7): 809-819
- Liu X, Fan H R, Evans N J, Yang K F, Danišik M, McInnes B I, Qin K Z, Yu X F. 2017. Exhumation history of the Sanshandao Au deposit, Jiaodong: Constraints from structural analysis and (U-Th)/He thermochronology. *Scientific Reports*, 7(1): 7787
- McInnes B I A, Farley K A, Sillitoe R H, Kohn B P. 1999. Application of apatite (U-Th)/He thermochronometry to the determination of the sense and amount of vertical fault displacement at the Chuquicamata porphyry copper deposit, Chile. *Economic Geology*, 94(6): 937-947
- McInnes B I A, Evans N J, Fu F Q. 2005. Application of thermochronology to hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58: 467-498
- McInnes B I A, Evans N J, McDonald B J, Kinny P D, Jakimowicz J. 2009. Zircon U-Th-Pb-He double dating of the Merlin kimberlite field, Northern Territory, Australia. *Lithos*, 112(S1): 592-599
- Naeser C W, Cunningham C G, Marvin R F, Obradovich J D. 1980. Pliocene intrusive rocks and mineralization near Rico, Colorado. *Economic Geology*, 75(1): 122-127
- Nicolescu S, Reiners P W. 2005. (U-Th)/He dating of epidote and andradite garnet. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 23
- Ohishi S, Hasebe N. 2012. Observations of fission-tracks in zircons by atomic force microscope. *Radiation Measurements*, 47(7): 548-556
- Paul T A, Fitzgerald P G. 1992. Transmission electron microscopic investigation of fission tracks in fluorapatite. *American Mineralogist*, 77(3-4): 336-344
- Pi T, Solé J, Taran Y. 2005. (U-Th)/He dating of fluorite: Application to the La Azul fluorite deposit in the Taxco mining district, Mexico. *Mineralium Deposita*, 39(8): 976-982
- Reiners P W, Farley K A. 1999. Helium diffusion and (U-Th)/He thermochronometry of titanite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(22): 3845-3859
- Reiners P W, Campbell I H, Nicolescu S, Allen C M, Garver J I, Hourigan J K, Cowan D S. 2004. Double and triple-dating of single detrital zircons with (U-Th)/He, fission-track, and U/Pb systems, and examples from modern and ancient sediments of the western U.S. AGU
- Reiners P W. 2005. Zircon (U-Th)/He thermochronometry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58: 151-179
- Shuster D L, Farley K A. 2004. ⁴He/³He thermochronometry. *Earth and Planetary Science Letters*, 217(1-2): 1-17
- Shuster D L, Farley K A. 2005. ⁴He/³He thermochronometry: Theory, practice, and potential complications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58: 181-203
- Su W C, Hu R Z, Xia B, Xia Y, Liu Y P. 2009. Calcite Sm-Nd isochron age of the Shuiyindong Carlin-type gold deposit, Guizhou, China. *Chemical Geology*, 258(3-4): 269-274
- Tagami T, O'Sullivan P B. 2005. Fundamentals of fission-track thermochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1): 19-47
- Tripathy A, Monteleone B D, Van Soest M C, Hodges K, Hourigan J K. 2010. In situ detrital zircon (U-Th)/He thermochronology. In Thermo 2010-12th International Conference on Thermochron-

- ology, Glasgow
- Vasconcelos P M, Heim J A, Farley K A, Monteiro H, Waltenberg K. 2013. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U-Th)/He- $^4\text{He}/^3\text{He}$ geochronology of landscape evolution and channel iron deposit genesis at Lynn peak, western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 117: 283-312
- Vermeesch P, Sherlock S C, Roberts N M W, Carter A. 2012. A simple method for in-situ U-Th-He dating. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 79: 140-147
- Wagner G A, Gleadow A J W, Fitzgerald P G. 1989. The significance of the partial annealing zone in apatite fission-track analysis: Projected track length measurements and uplift chronology of the transantarctic mountains. *Chemical Geology: Isotope Geoscience*, 79(4): 295-305
- Wolff R, Dunkl I, Kempe U, von Eynatten H. 2015. The age of the latest thermal overprint of tin and polymetallic deposits in the Erzgebirge, Germany: Constraints from fluorite (U-Th-Sm)/He thermochronology. *Economic Geology*, 110(8): 2025-2040
- Yakovlev O V, Shukolyukov Y A, Kotov A B, Brauns M, Samsonov A V, Komarov A N, Yakovleva S Z, Sal'nikova E B, Gorokhovskii B M. 2014. U-Th-He dating of native gold: First results, problems, and outlooks. *Petrology*, 22(5): 429-437
- Yuan W M, Bao Z K, Dong J Q, Guo Z J, Deng J. 2007. Zircon and apatite fission track analyses on mineralization ages and tectonic activities of Tuwu-Yandong porphyry copper deposit in northern Xinjiang, China. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 50(12): 1787-1795
- 常远,周祖翼. 2010. 利用低温热年代学数据计算剥露速率的基本方法. *科技导报*, 28(21): 86-94
- 傅清平, McInnes B I A, Davies P J. 2004. 岩浆成矿体系的热演化和剥露史的数字模拟. *地球科学-中国地质大学学报*, 29(5): 555-562
- 付山岭,赵成海. 2017. 原位 U-Th/He 同位素定年技术研究进展及其低温矿床学应用前景. *岩矿测试*, 36(1): 1-13
- 蒋毅,常宏. 2012. 磷灰石 (U-Th)/He 定年方法综述. *岩石矿物学杂志*, 31(5): 757-766
- 李天义,周雁,方石,何生,何治亮,樊德华. 2013. 磷灰石裂变径迹年龄测试分析新方法: 激光剥蚀-ICPMS 法. *石油与天然气地质*, 34(4): 550-557
- 刘文浩,张均,李婉婷,孙腾,江满容,王健,吴建阳,陈曹军. 2012. 宁芜-庐枞盆地玢岩铁矿成矿深度及成矿后抬升、剥蚀情况: 来自磷灰石裂变径迹的证据. *地球科学-中国地质大学学报*, 37(5): 966-980
- 刘文浩. 2017. 利用热年代学方法评价金属矿床保存潜力的可靠性分析. 见: 2017 中国地球科学联合学术年会论文集(十八)——专题 38: 地球内部挥发分的迁移与作用、专题 39: 同位素热年代学理论、方法与应用. 北京, 1188-1189
- 田云涛, Vermeesch P. 2017. 原位 U-Th-He 定年新方法: $^4\text{He}/^3\text{He}$ 激光微区分析. 见: 2017 中国地球科学联合学术年会论文集(十八)——专题 38: 地球内部挥发分的迁移与作用. 专题 39: 同位素热年代学理论、方法与应用. 北京
- 王建平,翟裕生,刘家军,柳振江,刘俊. 2008. 矿床变化与保存研究的裂变径迹新途径. *地球科学进展*, 23(4): 421-427
- 王修喜,陈述,何鹏举,宋艾,王强强. 2016. 裂变径迹热年代学自动测试技术研究进展及实例分析. *兰州大学学报(自然科学版)*, 52(1): 11-17
- 周祖翼. 2014. 低温年代学: 原理与应用. 北京: 科学出版社

(本文责任编辑: 龚超颖; 英文审校: 张兴春)

• 亮点速读 •

太古代是否存在更古老的超大陆

目前公认的最古老超大陆为中元古代的哥伦比亚超大陆,在此之前是否存在更古老的超大陆一直未得到解答。根据许多太古宙克拉通古元古代裂谷的记录,部分研究推测目前分离的一些克拉通在古元古代之前就曾形成一个被称为肯诺兰的超大陆(Kenorland),而另一部分研究则表明不同的克拉通存在着不同的克拉通化

时间,因此认为太古代并不存在统一的古老超大陆,而仅仅是存在着几个独立超级克拉通。

针对这个问题,来自科廷大学的刘也博博士及其合作者通过对西澳伊尔冈克拉通的太古代 Yandinilling 岩墙群(2615 ± 6 Ma)进行了高精度的古地磁研究。他们从 15 个岩脉中收集了 123 个标准岩心,并对其进行了岩石磁

学和古地磁分析。通过与全球其他克拉通古地磁和地质对比,作者发现横跨太古代-元古代过渡期或者存在着两个连续但短暂的超大陆,或者存在两个长寿的超级克拉通(即 Superia 和 Scavia)。这两种解释都不支持单一的、长期的超大陆的存在,这表明太古代地球动力学与受超大陆旋回影响的后太古代时期有着根本的不同。

[以上成果发表在国际著名地学期刊 *Geology* 上: Liu Y B, Mitchell R N, Li Z X, Kirscher U, Pisarevsky S A, Wang C. 2021. Archean geodynamics: Ephemeral supercontinents or long-lived supercratons. *Geology*, <https://doi.org/10.1130/G48575.1>]

(袁超 编译)