

岩浆成矿体系的热演化和剥露史的数字模拟

傅清平¹, Brent I. A. McInnes², Peter J. Davies¹

1. 悉尼大学地球科学系, 新南威尔士州 2006, 澳大利亚

2. CSIRO 勘探与矿业分部, 西澳大利亚州珀斯 6151, 澳大利亚

摘要: 通过对岩浆冷却过程的数字模拟研究, 揭示出岩浆在冷却成矿过程中的温度分布和变化规律及影响因素. 在此基础上, 进一步应用高精度的温龄计组合来限定岩浆成矿体系的热演化和剥露历史, 精确地计算出岩浆的初始侵位时间和深度、矿物结晶时间、冷却速率、冷却和暴露地表时间, 以及剥露和剥蚀速率等重要参数, 并将模拟结果应用于斑岩铜矿床的成矿研究中. 研究表明, 将精确的年龄测试手段与计算机模拟技术相结合, 可为定量研究岩浆矿床的热演化和剥露史、深入了解矿床的成因机制提供一种有效方法.

关键词: 数字模拟; 岩浆冷却; 剥露史; 岩浆矿床.

中图分类号: P617.9; P597

文章编号: 1000-2383(2004)05-0555-08

收稿日期: 2004-06-15

Numerical Modelling of Thermal and Exhumation Histories of Magmatic Ore Deposits

FU Qing-ping¹, Brent I. A. McInnes², Peter J. Davies¹

1. School of Geosciences, University of Sydney, NSW 2006, Australia

2. CSIRO Exploration and Mining, Perth, WA 6151, Australia

Abstract: The purpose of this paper is to quantify the thermal and exhumation histories of magmatic ore deposits by combining U-Th-He thermochronometrical data with computer modelling techniques. The numerical modelling of magmatic cooling has been first attempted and then integrated with the exhumation cooling to produce a digitized cooling curve which is further constrained by U-Th-He thermochronometer. The modelling results indicate that the magmatic cooling of igneous bodies is complicated. The cooling history of an igneous body can be divided into two distinct stages. In the first stage, the igneous body cools rapidly while the ambient country rock is heated simultaneously. In the second stage, the temperature of the igneous body is slightly higher than or close to that of the country rock, but the geothermal gradient in the vicinity is still higher than the initial thermal conditions, and thus both the igneous and country rocks cool slowly until both reach a final thermal equilibration under the normal thermal conditions. The cooling of the igneous body is affected by many factors, among which the size and the emplacement depth are the principal factors controlling the cooling rates and the durations of the two cooling stages. The complete thermal history requires an understanding of the exhumation history and this is achieved by the combined modelling of thermal and exhumation cooling resulting in a temperature-age curve constrained by the apatite U-Th-He, zircon U-Th-He, and zircon U-Pb age data. The validity of this curve was successfully tested against data obtained from porphyry copper deposits in Iran. The digitized temperature-age curve defines the time and depth of emplacement, crystallization age of economic minerals, cooling rate, cooled and exposure ages, and exhumation/erosion rates for the porphyry copper deposit. Therefore, the combination of highly precise age dating and computer modelling techniques can not only quantify the thermal and exhumation histories of ore systems, but also provide an insight into the genesis of the ore deposits.

Key words: numerical modelling; magmatic cooling; exhumation history; magmatic ore deposits.

基金项目: 悉尼大学科学与工程学院和澳大利亚 CSIRO 共同资助.

作者简介: 傅清平(1965—), 男, 现在悉尼大学攻读博士学位, 主要研究方向为温龄学应用与计算机模拟.

E-mail: qifu6346@mail.usyd.edu.au

近年来,铀—钍—氦温龄测量学(U-Th-He thermochronology)作为放射性测年学领域中的一门新兴分科,以其低闭合温度而引起人们的注意.利用放射性成因氦作为地质年龄计的概念早在 20 世纪初就已提出,但直到 20 世纪 80 年代末,Zeitler *et al.* (1987)对这一方法进行了重新审视后,认为该技术可作为一种潜在的低温温龄计,特别是在 Farley *et al.* (1998)和 Farley (2002)成功地对氦扩散误差进行定量校正后,该技术才趋于成熟.

与其他年龄测定方法的意义不同,铀—钍—氦温龄计(thermochronometer,又译热年计)并不直接反映岩石的实际形成年龄,而是记录岩石在冷却和剥露过程中最新一次进入相应的闭合温度的时间.目前该技术可应用于磷灰石、锆石和榍石等矿物,其中以磷灰石氦温龄测量技术最为成熟,应用最广.原因在于它的闭合温度是目前最低的,仅(75 ± 5) $^{\circ}\text{C}$ (Wolf *et al.*, 1996),比磷灰石裂变径迹的闭合温度(115 ± 5) $^{\circ}\text{C}$ (Gleadow and Duddy, 1981)还要低,而且不受矿物化学成分的影响;另外它对地壳浅层热异常和地貌变化也特别敏感,因此磷灰石氦温龄计被广泛地应用于地貌学、地球动力学、构造、矿床和石油等领域中(Lippolt *et al.*, 1994; House *et al.*, 1997; McInnes *et al.*, 1999; Ehlers and Farley, 2003).

岩浆冷却过程的研究始于 19 世纪,大量文献见于 20 世纪四五十年代.人们通过野外现场调查(Lovering, 1955; Reilly, 1958; Jaeger, 1959)、室内测试和实验(Yoder and Tilley, 1962),甚至利用计算机模拟手段(Crank and Nicolson, 1947),对岩浆传导冷却过程中的温度分布和变化规律进行了大量的系统研究,提出了一些经典性的岩浆传导冷却的理论和计算公式(Carslaw and Jaeger, 1959; Jaeger, 1968).但在这一阶段,对岩浆冷却方式的认识主要基于传导冷却模式,数字模拟的对象主要集中在岩墙、岩床等席状岩体和地表熔岩上.直到最近 20 余年来,地下水热循环对岩浆冷却的作用才逐渐得到重视.一些研究表明循环水能加速厚岩浆体的冷却(Hardee, 1982; Spera, 1982).然而,Webber *et al.* (1997)认为,在许多地质背景下,对小型岩浆体而言,传导作用仍然是最重要的热传递机制.目前普遍接受的认识是,岩浆侵入体主要通过热传导和地下水热循环 2 种方式冷却(Turcotte and Schubert, 2002).

目前,计算机模拟技术已发展到可以将精确的放射性年龄、复杂的岩浆侵入型式和其他地质信息并入模型的新阶段.这些数字模型在建立和验证成矿过程的成因联系中特别有效(Stein and Cathles, 1997).本文将计算机模拟技术与精确的年龄测试手段相结合,通过对岩浆侵入体的冷却和剥露过程进行数字模拟,研究岩浆的传导性冷却过程,试图定量地揭示出岩浆型矿床的热演化和剥露史,以期获得对岩浆成矿规律及其影响因素的更深入的认识.

1 岩浆冷却模拟

在本文中,岩浆“已冷却”(cooled)是指在正常地温梯度下,岩浆体与等深围岩的温度相同,此时 2 者处于地热均衡状态.显然,这是一个相对的概念.岩浆冷却(magmatic cooling)是指发生在侵位后至“冷却”前这段时间内的岩浆降温过程.剥露作用在岩浆体的整个冷却过程中一直存在.在岩浆“冷却”之前,剥露作用对岩浆冷却的贡献相对较小,故只能作为一个影响因素加以考虑;“冷却”后的岩浆体主要是在剥露作用下与围岩一起缓慢冷却,这一阶段的降温过程称为剥露冷却(exhumation cooling).因此,一个完整的岩浆热演化史应包括岩浆冷却和剥露冷却 2 个过程.

1.1 主要参数和边界条件的设置

岩浆的温度一般介于 800~1400 $^{\circ}\text{C}$ 之间.考虑到本研究应用的最高闭合温度为(750 ± 50) $^{\circ}\text{C}$ (锆石铅温龄计),本文将岩体的初始侵位温度设为 1000 $^{\circ}\text{C}$ (表 1),并假定岩浆在侵位后不再有明显的流动和迁移(岩体内部的对流除外).因此,本文仅研究岩浆温度从 1000 $^{\circ}\text{C}$ 以后的冷却历史.

表 1 列出了本文中一些主要参数(包括常量和

表 1 主要参数及其初始值

Table 1 Main parameters and their initial values used in the modelling

参数	符号	初始值或常数
地表温度	T_s	10 $^{\circ}\text{C}$
地温梯度	dT/dz	30 $^{\circ}\text{C}/\text{km}$
岩浆侵位温度	T_m	1000 $^{\circ}\text{C}$
热扩散率	κ	$1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$
剥露速率	v	0.0 mm/a
岩浆结晶潜能	L	419 J/g
底部地热流	Q	65 mW/m 2

变量)及其赋值。不同岩石的热扩散率无明显差别,一般在 $0.5 \times 10^{-6} \sim 1.5 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ (Delaney, 1998),本文取其标准值 $1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ 。远离构造活动带的大陆区平均地温梯度为 $25 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$ 左右,板块俯冲带的地温梯度可低至 $5 \sim 10 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$,而在岩浆活动区,如造山带、岛弧和洋中脊,则高达 $30 \sim 50 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$,或更高。本文的研究范围属于后者,故在岩浆冷却模拟中将地温梯度设为 $30 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$ 。

此外,本文设定了恒定的地表温度($10 \text{ }^\circ\text{C}$)的上部边界条件和恒定的地热流的底部边界条件。

1.2 岩浆热传导公式

Fourier 的热传导公式是热流体研究与模拟中最重要的概念之一,所有涉及到热流体传递问题的解决方案都必须满足该公式(Philpotts, 1990):

$$dT/dt = \kappa(\partial^2 T/\partial x^2 + \partial^2 T/\partial y^2 + \partial^2 T/\partial z^2). \quad (1)$$

根据该公式,在某一物质中,温度随时间的变化(dT/dt)是由该物质的热扩散率(κ)与地热梯度($\partial T/\partial x$)对距离的导数的乘积决定。

对岩浆侵入体而言,其形状和大小等因素都会影响到温度在冷却过程中在岩浆体内的分布和变化。为了与实例分析中的斑岩铜矿床一致,本文选择斑岩体作为模拟研究对象。在许多研究实例中,此类富铜的或与铜矿体富集密切相关的斑岩体主要为圆柱形的岩株。因此,本文以圆柱状的侵入体为例,对岩浆的冷却过程进行二维模拟分析。对此,Carslaw and Jaeger(1959)由公式(1)推导出了一个方程式来计算在传导冷却过程中,温度在圆柱状岩浆体内的分布和随时间的变化:

$$\frac{T - T_c}{T_m - T_c} = \left(\frac{1}{2} \operatorname{erf} \frac{r+x}{2\sqrt{\kappa t}} + \frac{1}{2} \operatorname{erf} \frac{r-x}{2\sqrt{\kappa t}} \right) \times \left(\frac{1}{2} \operatorname{erf} \frac{h+y}{2\sqrt{\kappa t}} + \frac{1}{2} \operatorname{erf} \frac{h-y}{2\sqrt{\kappa t}} \right). \quad (2)$$

其中, $\operatorname{erf}(x)$ 是指在热传导研究中被广泛应用的误差函数(error function),其公式为: $\operatorname{erf}(x) = 2/\sqrt{\pi} \times \int_0^x e^{-\mu^2} d\mu$; T 为求解的温度变量; T_m 为岩浆的初始温度; T_c 为围岩的初始温度; r 为圆柱体半径; $2h$ 为圆柱体高; x 为距圆柱体中心轴线的水平距离; y 为距圆柱体中心的垂直距离。其他参数见表 2。

应当指出,本研究并不局限于圆柱状侵入体,但不同形状的侵入体,所用的计算公式是不同的。在实际应用中,还需对公式(2)作进一步的推导和简化。

1.3 岩浆传导性冷却过程模拟

本文对一直径 2 km 、高 2 km 的圆柱状岩浆侵

表 2 SC 斑岩的放射性年龄数据

Table 2 Sar Cheshmeh porphyry radiometric age data

测试方法	年龄/Ma	误差
锆石铀—铅	13.6 ± 0.1	2σ
锆石铀—钍—氦	10.9 ± 0.1	2σ
磷灰石铀—钍—氦	6.8 ± 0.2	2σ

据 McInnes *et al.*, 2003, 内部科研报告。

入体进行岩浆冷却模拟分析,并假设其侵位深度为 4 km 。在模拟过程中,若岩浆已“冷却”,模拟程序将会自动停止运行。

图 1 展示的是侵入体和围岩在不同阶段的热扩散和温度分布状况。图中背景条纹为等温线,黑色正方形指示岩浆体的位置。如图 1a 所示,在最初的数千年内,岩浆体核部的温度基本无变化,冷却作用只发生在岩浆体的边缘,对围岩的影响仅局限于接触界面附近。而后,岩浆体快速冷却,造成邻近围岩温度快速上升,形成局部的高地温梯度区,但影响范围仍然有限(图 1b)。随着岩浆体的进一步冷却,岩浆体内的高温区向底部迁移,顶部的温度已与围岩逐渐接近,等温线仍大致环绕岩浆体(图 1c),与此同时,热扩散波及的范围继续扩大,可达数千米。 $10 \times 10^4 \text{ a}$ 时,岩浆体与邻近围岩的温度差别进一步缩小,高温区已移至岩浆体底部的岩层中(图 1d); $15 \times 10^4 \text{ a}$ 时,岩浆体与邻近围岩的温度基本相同,等温线趋于平缓(图 1e),热扩散波及的范围可达十多千米;至 $20 \times 10^4 \text{ a}$ 时,等温线已无明显起伏(图 1f),岩浆体与围岩已达成局部的地热均衡。对比图 1f 和图 1a,可以看出,即使是 $20 \times 10^4 \text{ a}$ 时的平均地温梯度(约 $41 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$) 仍然明显高于正常地温梯度($30 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$)。因此,这种均衡状态是暂时的、不稳定的。岩浆体与被加热的围岩一起将继续缓慢冷却,直到完全“冷却”为止。

以上为岩浆体和围岩的宏观冷却过程。本文着重于岩浆体内部的温度变化规律。图 2 记录了岩浆体核部温度随时间变化的细节,图中的实线为岩浆体核部的温度—时间变化曲线,斜线充填的直方图反映的是温度在每 $5 \times 10^4 \text{ a}$ 的间隔内下降的幅度。

模拟结果表明,岩浆的冷却过程非常复杂,冷却速率的变化极不均一。总的来说,其冷却速率随时间而递减(图 2)。岩浆体在 $64.8 \times 10^4 \text{ a}$ 的时间内冷却下来,达到冷却状态时的温度为 $160 \text{ }^\circ\text{C}$ 左右,在此期间温度总共下降了 $840 \text{ }^\circ\text{C}$,平均冷却速率约为 $1.30 \text{ }^\circ\text{C}/\text{ka}$ 。温度在最初的 $15 \times 10^4 \text{ a}$ 内从 $1000 \text{ }^\circ\text{C}$

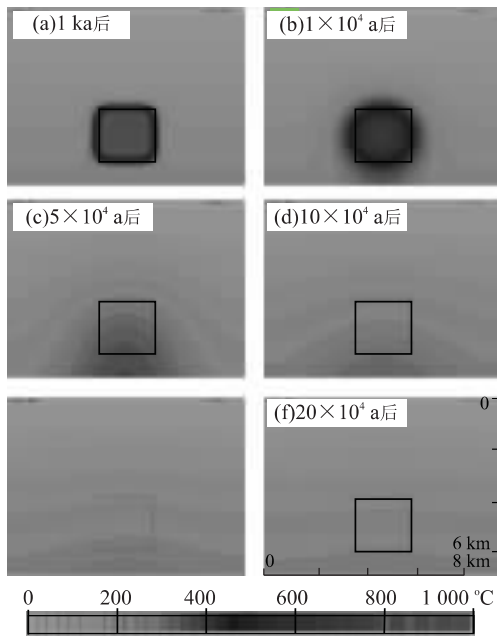


图 1 圆柱状岩浆体在传导冷却过程中的垂向温度分布及随时间的变化

Fig. 1 Vertical variations of isotherms with time during the conductive cooling of the cylindrical igneous body

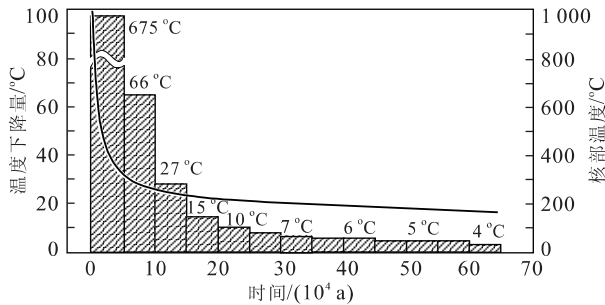


图 2 岩浆体核部的温度随时间的变化关系

Fig. 2 Changes in temperatures with time at the core of the cylindrical igneous body

冷却至 $232\text{ }^{\circ}\text{C}$, 温度下降幅度占整个冷却过程的 90% 以上, 平均冷却速率为 $5.12\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{ka}$ 。其中, 在第一个 $5 \times 10^4\text{ a}$ 内, 温度从 $1000\text{ }^{\circ}\text{C}$ 冷却至 $325\text{ }^{\circ}\text{C}$, 冷却速率高达 $13.5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{ka}$ 。而在随后的近 $50 \times 10^4\text{ a}$ 的漫长时间内, 温度仅下降了 $72\text{ }^{\circ}\text{C}$, 平均冷却速率仅为 $0.145\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{ka}$ 。因此, 严格地说, 岩浆体在侵位后的 $15 \times 10^4\text{ a}$ 内已接近冷却, 岩浆体内的矿物结晶作用也主要发生在这段时间内。随后岩浆体主要是与被加热的围岩一起通过传导扩散作用而缓慢降温。

综上所述, 本文将岩浆侵位后的冷却过程大致分为 2 个阶段: 第一阶段为岩浆快速冷却和围岩持

续加热期。该阶段的特点是: 岩浆体的温度明显高于围岩, 地层等温线环绕岩浆体, 或向上凸起; 岩浆冷却速率高(平均为 $5.12\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{ka}$), 温度下降幅度大($>90\%$); 围岩被持续加热升温, 波及范围不断扩大。这一阶段的持续时间较短, 如在上例中, 持续时间约为 $15 \times 10^4\text{ a}$, 占整个冷却过程的 $1/4$ 。第二阶段为岩浆体和围岩缓慢冷却期。该阶段的特点是: 岩浆体和等深围岩的温度无明显差异, 等温线近于平行, 或向上稍微隆起, 地温梯度仍偏高; 岩浆体和围岩作为一个整体共同缓慢冷却, 冷却速率低(平均为 $0.145\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{ka}$), 热扩散范围不再增大。这一阶段的持续时间较长, 约为 $50 \times 10^4\text{ a}$, 占整个冷却过程的 $3/4$ 。

定量划分出岩浆冷却过程中的 2 个阶段, 不仅有助于提高对岩浆冷却规律及其对围岩影响的认识, 而且还可对岩浆热液成矿作用和地球热演化等方面的研究提供依据。例如, 岩浆热液成矿作用、地下水循环作用和大多数经济矿物的结晶作用主要发生在第一阶段的较短时间内; 在岩浆侵入频繁的构造活动带, 第二阶段的缓慢冷却作用可能是导致地温梯度居高不下的主要原因之一。

1.4 影响岩浆冷却的因素

岩浆体主要通过与其围岩的接触界面向外部(主要是围岩、地下水和空气)传递热量, 因此其表面积的大小将直接影响到岩浆的冷却速率。对同等体积的岩浆而言, 岩浆体的表面积与岩体的形状有关。因而形状对岩浆冷却的影响显而易见。对直径为圆柱状的岩浆体来说, 岩浆冷却速率与直径成反比, 直径越小, 冷却速率越大, 达到冷却状态的时间就越短; 反之则冷却速率小, 冷却时间长。

岩浆初始侵位温度与接触围岩温度的差值是控制岩浆冷却速率的一个重要因素。岩浆冷却速率与初始侵位深度成反比。初始侵位深度越大, 邻近围岩的温度就越高, 两者之间的温差则越小, 从而导致岩浆的冷却速率变小。剥露速率是控制岩浆冷却速率的另一个重要因素, 增加剥露速率将导致岩浆体冷却速率的增大。由于岩浆体在第一阶段的冷却时间较短, 剥露作用的影响有限; 进入第二阶段的缓慢冷却过程后, 剥露速率对冷却速率的影响随着时间的推移而逐渐增大。总的来说, 岩浆冷却速率与剥露速率呈正比例关系。

地温梯度对岩浆冷却的影响比较复杂。地温梯度增大, 冷却速率变小, 而冷却时间却缩短。在正常情况下, 地下岩石的温度由其埋深和地温梯度决定。

当岩石的埋深一定时,如果地温梯度变大,围岩的温度也就随之增高,结果岩浆与围岩之间的温差减小,导致岩浆的冷却速率变小;在另一方面,由于围岩的温度增高,岩浆冷却至该温度的时间也就相应地缩短.因此,地温梯度对岩浆冷却的影响最终表现在围岩的温度变化上.

此外,岩浆的结晶潜能和地下水热循环作用也会影响岩浆冷却速率.

2 热演化和剥露史模拟

2.1 模拟条件设定与算法

为简单起见,我们假设某一岩矿体已暴露地表并遭受剥蚀.其残存体的形状为圆柱状,直径为 2 km,高 1 km,围岩以沉积岩为主.岩样取自该岩矿体的中部,它的 3 种年龄值分别为:8.0 Ma(锆石铅年龄)、6.0 Ma(锆石氩年龄)和 3.0 Ma(磷灰石氩年龄).其他初始条件见表 1.

剥蚀(剥露)速率的计算是基于以下 2 个假设:

(1)自岩浆侵位起,一直存在着地表的风化剥蚀作用;(2)在相同条件下,不同岩性的岩石其剥蚀速率是不同的.一般地说,岩浆岩的剥蚀速率要比沉积岩(石英岩等除外)和变质岩低.据此,如图 3 所示,可以分别计算出上覆岩层的剥蚀速率 v_c 和岩浆侵入体的剥蚀速率 v_m :

$$v_c = D / (t_0 - t_1), \quad (3)$$

$$v_m = H / t_1. \quad (4)$$

式中各参数的意义见图 3.

如果岩矿体还未暴露地表,那么剥蚀速率的计算就更简单.公式(3),(4)可以合并为:

$$v_c = (D - H) / t_0. \quad (5)$$

公式(5)中的 H 值应为岩矿体现在的埋深.

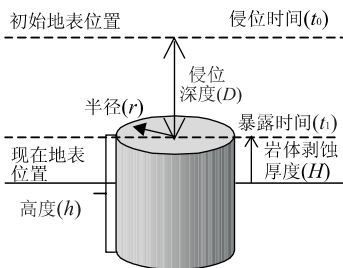


图 3 剥蚀速率计算方法

Fig. 3 Algorithm for calculating the exhumation and erosion rates of an intrusive igneous body

从以上的假设和计算公式可知,岩浆的初始侵位深度(D)是一个待求解的未知数,是问题的核心.另外,遭受过剥蚀的岩浆体的初始形状和大小也是需要恢复的变量,但有时还很难对它们进行直接的恢复.对出露于地表的残存岩体进行深入研究,并结合地球物理资料,将有助于最大程度地限定它们的初始形状和大小范围,从而提高模拟结果的准确性.

2.2 模拟结果与解释

本文采取正演与拟合相结合的方法进行模拟.先对未知参数赋初值,然后对岩浆冷却、剥露和剥蚀的整个过程进行模拟计算,可得到一个数字化的温度-年龄曲线.如果该曲线与已知的 3 个温龄值相吻合,那么可认为该次模拟获得成功,未知参数的初值是合理的;反之,则根据模拟情况对各项变量作相应调整,重新计算.

在实际应用中,这样的模拟计算往往需要运行 10 余次,甚至数十次.图 4 展示了模拟过程中的几种情况,其中图 4a 和 4b 分别为初始侵位深度值偏大和偏小的情况下,所获得的温度-年龄曲线绕过锆石氩温龄值,因此模拟失败.图 4c 的模拟曲线与已知的 3 个温龄数据完全吻合,表明模拟获得成功,岩浆体的初始侵位深度应为 6.5 km.

如图 4c 所示,岩浆体于 8.005 Ma 左右侵位到深度为 6.5 km 的岩层中,其初始温度为 1 000 °C.在经历了早期快速冷却和晚期缓慢降温的过程后,岩浆体于 7.505 Ma 左右冷却下来,与围岩达成正常地温梯度下的地热均衡状态.此时,岩浆体核部温度为 219.0 °C.之后,岩浆体因剥露作用而继续向地表逼近,最终于 1.9 Ma 暴露地表,遭受风化剥蚀至今.岩浆体在暴露地表以前,剥露速率为 1.066 mm/a,暴露后的剥蚀速率为 0.525 mm/a.因此,大约有 1 km 厚的岩浆岩被剥蚀掉.

由上可知,应用本文所定义的模拟方法而获得的模拟结果是一个由温龄计组合限定的、数字化的温度-年龄关系曲线,它能提供有关岩浆体冷却和剥露过程中的许多具体信息.

3 实例应用

笔者将以上模拟方法和结果应用于伊朗 Kerman 岩浆岩成矿带的斑岩铜矿床. Kerman 成矿带位于伊朗东南部,呈北西-南东向展布,是位于欧亚板块与非洲-阿拉伯陆块之间的新特提斯洋在新近

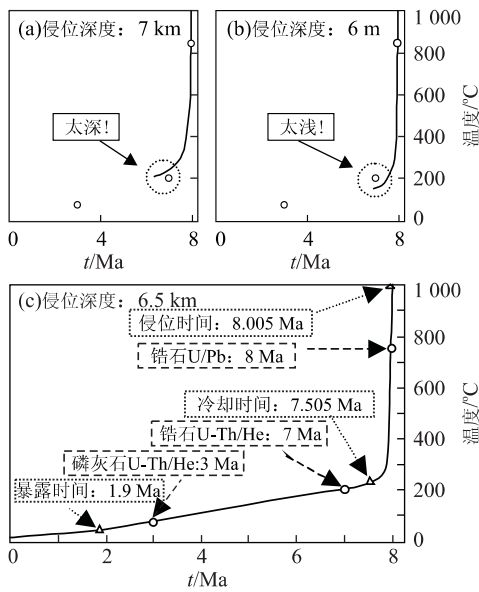


图 4 模拟计算方案及温度—年龄模拟曲线

Fig. 4 Modelling strategy and resultant temperature-age curve with important ages indicated

纪中新世(约 7~12 Ma)关闭的产物(Sengor *et al.*, 1979). 与这次构造运动有关的区域隆升和剥蚀作用造成了该区相对较高的剥露速率, 最终导致 Kerman 成矿带上的岩浆岩体先后于中新世晚期暴露地表.

该成矿带上发育数个斑岩金、铜矿床, 待模拟的 SC 斑岩体是一个形状为椭圆柱状的岩株体, 长轴为 2.2 km, 短轴 1.0 km, 高度不详. 一般认为这种斑岩体垂向上可延深达 8.0 km(Sillitoe, 1973). 考虑到研究区处于构造活动带, 岩浆侵入和火山作用非常强烈, 故将地温梯度设为 50.0 °C/km, 其他参数见表 2.

图 5 为在上述条件下的模拟结果, 其中, 实线为岩样的实测温度—年龄曲线, 虚线为岩体核部的温度—年龄变化曲线. 图中的小圆圈代表 3 个已知的温龄值(参见图 4), 小三角形为模拟计算出来的年龄值. 模拟结果表明, SC 斑岩体的侵位深度为 4.8 km, 侵位时间为 13.615 Ma, 岩浆体于 13.025 Ma 冷却下来, 此时岩浆体核部的温度为 295.2 °C, 与围岩达成正常地温梯度下的地热均衡; 此后, 岩浆体的温度变化主要由地表剥蚀作用控制, 岩浆体于 5.41 Ma 暴露地表后, 开始遭受风化剥蚀.

在岩浆体冷却过程中, 第一阶段的持续时间为 10×10^4 a, 平均冷却速率为 5.94 °C/ka; 第二阶段的延续时间约 49×10^4 a, 平均冷却速率为 0.23 °C/ka.

在“冷却”后的 761.5×10^4 a(13.025~5.41 Ma)里, 平均冷却速率仅为 0.04 °C/ka.

对岩浆体的剥露和剥蚀历史的模拟结果还表明, 研究区的平均剥蚀速率为 0.39 mm/a, 但岩浆体和上覆围岩的剥蚀速率明显不同. 上覆围岩的剥蚀速率为 0.58 mm/a, 而岩浆体的剥蚀速率仅为 0.06 mm/a, 据此可推算出, 大约有 300 m 厚的 SC 斑岩被剥蚀掉, 进一步的计算可求得在 5.41 Ma 内被剥蚀掉的铜含量. 铜壳体的平均厚度为 100 m, 斑岩的密度取 2700 kg/m³, 那么被剥蚀掉的铜矿石总量为 810×10^6 t. 考虑到 SC 斑岩和其上的铜壳体后期均被贫铜的角闪石斑岩岩墙(岩脉)穿插切割的事实, 这些岩墙(岩脉)大约占铜壳体总体积的 1/3, 在减去岩墙(岩脉)的质量后, 被剥蚀掉的铜矿石的实际总质量应为 540×10^6 t. 因此, 大约有 3.46×10^6 t 的铜被剥蚀掉了(铜品位为 0.64%), 这相当于 1998 年矿业公司公布的铜储量的一半.

通常认为, 铜的搬运和沉淀作用主要发生在 300~500 °C 的温度区间内. 对 SC 斑岩来说, 对应的年龄区间为 13.18~13.55 Ma, 持续时间约 37×10^4 a, 平均冷却速率为 0.54 °C/ka. 对 Kerman 成矿带上的其他斑岩铜矿床和斑岩体进行同样的模拟分析后发现, 在 300~500 °C 的温度区间内, 富铜斑岩矿床的平均冷却速率大于 0.50 °C/ka, 而贫/低铜斑岩体的平均冷却速率一般小于 0.40 °C/ka. 据此, 可以获得这样一个认识: 高冷却速率有利于硫化铜矿物的快速沉淀.

温度是控制岩浆热液成矿体系中铜溶解性的一个重要参数. 对 SC 斑岩早期冷却阶段的温度分布

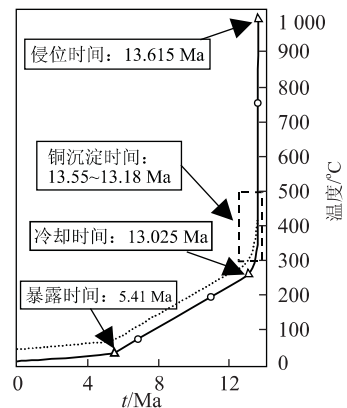


图 5 SC 斑岩的温度—年龄模拟曲线

Fig. 5 Modelled temperature-age curve of Sar Cheshmeh porphyry

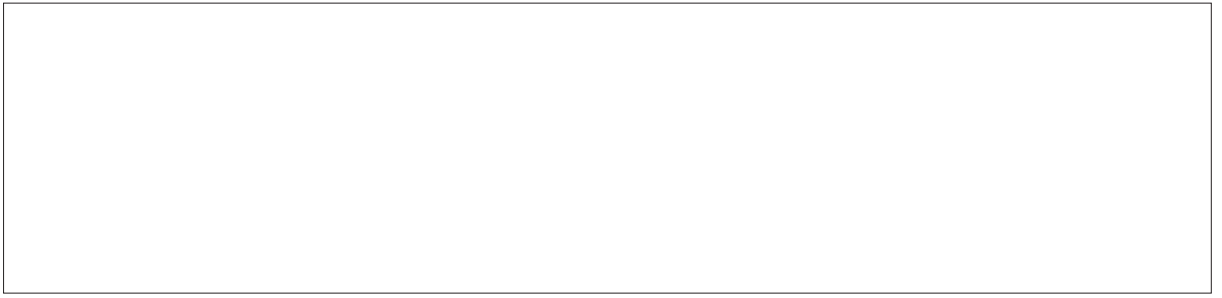


图 6 300~500 °C 温度区和推导出的 SC 铜壳体的分布

Fig. 6 The distributions of the isotherm zones between 300 °C and 500 °C and the copper shell deduced from the modelling of the cooling of SC porphyry stock

和变化的模拟分析能为岩浆热液成矿作用的研究提供依据。图 6a, 6b, 6c 分别为 300~500 °C 温度区在 SC 斑岩早期冷却阶段的分布和变化情况。该等温区在 1 ka 时仅环绕着斑岩体(图 6a), 并受地温梯度控制; 在 20 ka 时 300 °C 等温线向上扩展到最大范围(图 6b), 随后不断下移收缩。在 40 ka 时 500 °C 等温线已下移接近岩体中部(图 6c)。考虑到含铜岩浆热液的流动方向以向上为主, 如果将 300~500 °C 温度区在 40 ka 间的叠加区间与岩浆热液流的可能流动范围相耦合, 那么可以推导出铜的主要沉淀区间, 即为图 6d 所示的壳体。该壳体与实际的 SC 铜壳体一致, 说明 SC 铜壳体的形成主要受控于岩浆热液成矿作用。基于以上分析, 可以作出以下推论: 岩浆早期冷却阶段的高温差能加速含铜热液从岩浆房流出, 而高冷却速率能导致硫化铜矿物在环绕斑岩体的狭窄区域内快速沉淀, 从而有可能形成高品位的深成热液型铜壳体。

4 结语

(1) 将精确的年龄测试手段与计算机模拟技术相结合, 可为定量研究岩浆矿床的热演化和剥露史、深入了解矿床成因机制提供一种有效手段。(2) 岩浆冷却模拟研究表明, 岩浆的冷却过程非常复杂, 冷却速率的变化极其不均一。总的来说, 冷却速率随时间而递减。岩浆冷却过程可大致分为 2 个阶段: 第一阶段为岩浆快速冷却和围岩持续加热期; 第二阶段为岩浆和围岩缓慢冷却期。定量划分出岩浆冷却过程中的 2 个阶段, 不仅有助于提高对岩浆冷却规律及其对围岩影响的认识, 而且还可为岩浆热液成矿作用和地球热演化等方面的研究提供依据。(3) 岩浆冷却受多种因素的影响, 其中, 岩浆体的大小和侵位深

度是控制岩浆冷却速率和 2 个冷却阶段的持续时间的首要因素, 也是本文将通过模拟分析来求解的参数。其他因素如物理性质(如热扩散系数、结晶潜能和渗透率), 或是与地质—构造背景相关的参数(如地温梯度和地表温度), 虽然不同程度地影响着岩浆冷却过程, 但是它们的赋值范围可通过详细的地质和构造研究来予以限定。对这些参数的正确赋值, 能极大地提高模拟效率和精度。(4) 应用本文所定义的模拟方法而获得的模拟结果是一条由温龄计组合限定的数字化的温度—年龄关系曲线。该曲线揭示的是包括岩浆冷却和剥露冷却在内的、完整的热演化和剥露历史, 它包含了有关岩浆冷却、结晶成矿、剥露和剥蚀过程中的许多具体信息。这些数据将有助于岩浆矿床的勘探和成矿规律研究。(5) 模拟方法和结果成功地应用于伊朗斑岩铜矿床的研究。研究成果揭示了斑岩铜矿床的热演化和剥露历史, 精确地计算出该矿床的初始侵位时间和深度、经济矿物的结晶时间、冷却速率、冷却时间和温度、剥露和剥蚀速率, 以及暴露地表时间和遭受剥蚀的程度, 并估算出铜矿石和铜的剥蚀量。因此, 该模拟方法可有效地应用于与岩浆活动有关的热液成矿作用过程研究及矿床预测。

悉尼大学的 Patrice Rey 高级讲师和 CSIRO 勘探与矿业分部的 Noreen Evans 博士等在研究过程中与笔者进行过多次有益讨论, 中国地质大学李思田教授和解习农教授审阅了全文并提出许多宝贵意见, 在此一并致谢。

References

- Carslaw, H. S., Jaeger, J. C., 1959. Conduction of heat in solids, 2nd ed. Oxford Science Publications, New York.
Crank, J., Nicolson, P., 1947. A practical method for numeri-

- cal evaluation of solutions of partial differential equations of the heat-conduction type. *Proc. Cambridge Philos. Soc.*, 43:50—67.
- Delaney, P. T., 1988. Fortran 77 programs for conductive cooling of dikes with temperature-dependent thermal properties and heat of crystallization. *Computers & Geosciences*, 12(2):181—212.
- Ehlers, T. A., Farley, K. A., 2003. Apatite (U-Th)/He thermochronology: Methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 206:1—14.
- Farley, K. A., House, M. A., Kohn, B. P., 1998. Laboratory and natural diffusivity calibrations for apatite (U-Th)/He thermochronology. *Mineralogical Magazine*, 62A:436—437.
- Farley, K. A., 2002. (U-Th)/He dating: Techniques, calibration, and applications. In: Porcelli, D., Ballentine, C. J., Wieler, R., eds., Noble gases in geochemistry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47:819—843.
- Gleadow, A. J. W., Duddy, I. R., 1981. A natural long-term track annealing experiment for apatite. *Nuclear Tracks*, 5:169—174.
- Hardee, H. C., 1982. Permeable convection above magma bodies. *Tectonophysics*, 84:179—195.
- House, M. A., Wernicke, B. P., Farley, K. A., et al., 1997. Cenozoic thermal evolution of the central Sierra Nevada, California, from (U-Th)/He thermochronometry. *Earth & Planetary Science Letters*, 151:167—179.
- Jaeger, J. C., 1968. Cooling and solidification of igneous rocks. In: Hess, H. H., Poldervaart, A., eds., *Basalts* 2. Interscience Publishers, New York, 503—536.
- Jaeger, J. C., 1959. Temperatures outside of a cooling intrusive sheet. *American Journal of Science*, 257:44—54.
- Lippolt, H. J., Leitz, M., Wernicke, R. S., et al., 1994. (U-Th)/He dating of apatite experience with samples from different geochemical environments. *Chemical Geology*, 112 (1—2):179—191.
- Lovering, T. S., 1955. Temperatures in and near intrusions. *Economic Geology*, 50:249—281.
- McInnes, B. I. A., Farley, K. A., Sillitoe, R. H., et al., 1999. Application of (U-Th)/He dating to the estimation of the sense and amount of vertical fault displacement at the Chuquicamata Mine, Chile. *Economic Geology*, 94:937—948.
- Philpotts, A. R., 1990. Principles of igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, Englewood Cliffs.
- Reilly, W. I., 1958. Temperature distribution about a cooling volcanic intrusion. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 1:364—374.
- Reiners, P. W., Farley, K. A., Hickes, H. J., 2002. He diffusion and (U-Th)/He thermochronometry of zircon: Initial results from Fish Canyon Tuff and Gold Butte. *Tectonophysics*, 349:297—308.
- Sengor, A. M. C., Kidd, W. S. F., 1979. Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55:361—376.
- Sillitoe, R. H., 1973. The top and bottoms of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 68:799—815.
- Spera, F. J., 1982. Thermal evolution of plutons: A parameterized approach. *Science*, 207:299—301.
- Stein, H. J., Cathles, L. M., 1997. The timing and duration of hydrothermal events. *Economic Geology*, 92(7/8):763—765.
- Turcotte, D. L., Schubert, G., 2002. Geodynamics. 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge.
- Webber, K. L., Falster, A. U., Simmons, W. B., et al., 1997. The role of diffusion-controlled oscillatory nucleation of line rock in pegmatite-aplite dikes. *Journal of Petrology*, 38:1777—1791.
- Wolf, R. A., Farley, K. A., Silver, L. T., 1996. Helium diffusion and low temperature thermochronometry of apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(21):4231—4240.
- Yoder, H. S., Tilley, C. E., 1962. Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, 3:342—532.
- Zeitler, P. K., Herczeg, A. L., McDougall, I., et al., 1987. U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51:2865—2868.