

含矿流体混合反应与成矿作用的动力平衡模拟研究*

林舸¹ C B ZHAO^{1,2} 王岳军¹ B E HOBBS² 龚纪文¹
LIN Ge¹, C B ZHAO^{1,2}, WANG YueJun¹, B E HOBBS^{1,2} and GONG JiWen¹

1. 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510650

1. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. CSIRO Division of Exploration and Mining, Bentley, WA6102, Australia

2002-04-04 收稿, 2003-02-25 改回.

Lin G, Zhao CB, Wang YJ, Hobbs BE and Gong JW. 2003. The numerical modelling of the reactive fluids mixing and the dynamic equilibrium of mineralization. *Acta Petrologica Sinica*, 19(2):275--282.

Abstract We have deduced the concept of mineralization rate of a mineral in a hydrothermal system from the strict scientific point of view. The mineralization rate of a mineral is defined as the variation in the mineral weight per unit volume rock at per unit time during the mineralization. The mineralization rate of a mineral is a function of the equilibrium concentration of the mineral. In order to maintain the dynamic equilibrium state of a mineral in a pore-fluid flow regime, the precipitation and/or dissolution of the mineral must take place in the hydrothermal system. From this point of view, the dynamic equilibrium theory presented here is the core part of the modern mineralization theory in hydrothermal system. This is the major contribution of this study. Also presented in this study is the finite element simulations of reactive mineral-carrying fluids mixing and mineralization in pore-fluid saturated hydrothermal system. Particular consideration is given to explore the mixing of reactive sulfide and sulfate fluids and the relevant patterns of mineralization for lead, zinc and iron minerals in the regime of temperature-gradient-driven convective flow. We have modelled the distribution of the pore-fluid velocity, streamline and temperature as well as the distribution of the precipitation/dissolution of the aqueous minerals under different geological situations. Through applying the present mineralization theory to three examples in hydrothermal system, the related numerical results have demonstrated that: (1) The present mineralization rate is useful for the prediction of the precipitation and dissolution regions of a mineral in hydrothermal systems. (2) The mixing of fluids is one of the effective mechanisms for the mineralization of lead, zinc and iron minerals in the hydrothermal system. (3) The locations of both the injected reactive fluids and geological structures can significantly affect the distributions of pore-fluid flow and temperature as well as the zonation of minerals in hydrothermal systems. Therefore, geological structures need to be considered as an important constraint to control the ore body formation and mineralization.

Key words Reactive fluids mixing, Mineralization rate, The model of dynamical equilibrium

摘要 本文在约定热液体系中成矿元素成矿速率(成矿过程中单位时间内单位体积所含成矿元素重量的变化)的基础上,借助于物质-热-化学-成矿四重全耦合的研究思路,构建了均匀热液体系、层状热液体系、岩浆侵入热液体系下成矿元素的迁移、富集、溶解与沉淀作用数值模型。模拟结果表明:(1)硫化物(H_2S)和硫酸盐(SO_4^{2-})流体的混合反应是成矿热液体系中铅、锌、铁成矿元素成矿的重要控制因素;(2)均匀介质、岩浆侵入或地质构造的存在,对成矿元素在成矿流体运移的速度、流线、温度分布和成矿元素的溶解与沉淀分布都有着各自的特征,不同的成矿环境或成矿背景制约了成矿元素的迁移与富集以及矿体的产出定位。暗示成矿环境及成矿速率对热液体系中成矿元素的沉淀与溶解具有重要作用;成矿流体的混合反应是成矿作用发生的重要机制之一。在成矿理论研究中必须充分考虑不同地质构造因素的约束。

关键词 流体混合反应;成矿速率;动力平衡模型

中图分类号 P611.5

* 本文是中国科学院知识创新工程项目(KZCX2-113)的成果之一。

第一作者简介:林舸,男,1948年生,研究员,大地构造与成矿学专业。

1 引言

对成矿理论研究,首先引起人们兴趣的是成矿物质的来源,它所回答的是形成矿床的矿物质是从哪里来的。随着现代成矿理论的发展,它不仅要回答成矿物质的来源,而且要求回答为什么和怎样来的。由于流体是能携带矿质、矿物从地壳中某一位置迁移搬运至另一位置的主要载体,热水系统中含矿流体的流动和混合反应在地壳成矿过程中具有重要的地位,因而地壳中流体作用与成矿关系也越来越引起人们的关注。Fyfe(1978,1985)首先注意到地壳中大规模流体迁移与成矿的关系,随后并着重讨论了流体运移所产生的许多重要现象;Kerrick(1992)提出了板块和地体碰撞带中大范围流体运移与石英脉系统的成因模式。国内研究者在研究中国矿床成因时也特别关注流体与成矿作用的相互关系(Chen,1982; Tu *et al.*, 1984; Xu *et al.*, 1984; Du, 1989; Hu *et al.*, 1990; Mao *et al.*, 1997),强调了中低温热液矿床中成矿物质的溶解、运移、富集与沉淀作用过程与大规模流体运动密切相关(Ma *et al.*, 1997; Zhai *et al.*, 1999; Hua *et al.*, 1999; Tu *et al.*, 1999)。

在成矿理论的研究和发展过程中许多地球化学成矿作用模式被提出,这些模式都比较注重成矿物质的来源;并假设成矿物质化学反应的组成仅仅是某个地质体系的一部分,含水矿物的溶解是处于平衡或近似平衡状态中(Phillips, 1991)。基于研究目的和这种假设,常规的地球化学成矿作用模型主要是分析地质体中矿质、矿物的成分与含量,从而用以预测成矿元素的聚集区域;但这种预测对矿床的定量定位及其运移机制的研究尚显不足,对成矿元素在成矿体系中的化学反应动力学则缺乏深入理解。

本文利用有限元方法,建立了含矿流体间成矿元素混合反应的数值模型,模拟了热水体系中含矿流体的混合反应及其相关的成矿作用过程。以解决热水系统中饱和流体的化学反应、物质交换、能量传递、流体运移、沉淀成矿等诸多因素的全耦合作用,以理解流体成矿作用的地球化学动力学模型。

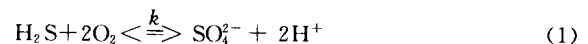
2 流体成矿作用数值模拟的原理与方法

流体在地壳中的流动,既是一种复杂的物理现象,也是一种复杂的化学现象。机械过程、热动力学过程、化学过程或是它们的联合过程都可能导致流体流动。但在不同的过程中,流体流动受驱动的机制互有差异。如机械过程中,压力梯度是流体流动的驱动力,它既可以是地质体的地形起伏,也可以是地壳构造运动形成的压力梯度。热动力学过程则与多孔岩石中温度梯度的驱动作用有关(Nield *et al.*, 1992; Zhao *et al.*, 1997; Horton *et al.*, 1945)。需要强调

的是:热水系统中的温度梯度必须等于或大于临界温度梯度。由热水系统中临界或超临界温度梯度驱动的流体通常呈对流流体(Horton *et al.*, 1945; Lapwood, 1948; Zhao *et al.*, 1999a; Zhao, 1999b),这种对流流体在热水系统内的循环流动运移,其流体消耗量最小,既可以维持对流流体延续相当长一段时间,也能有效地影响系统内不同矿质流体的充分混合,有利于成矿作用发生。另外,这种对流流体的流动也可诱发系统内局部高温区的出现,增大局部温度梯度,从而有利于大型-超大型矿集区的形成。而在化学过程中,物质浓度梯度则是流体运移的驱动力,由于矿质流体浓度在流体中通常都很小,浓度梯度接近于零,除非浓度对流体与特殊成矿元素的成矿作用影响显著,通常浓度梯度的流体驱动常被忽略不计。

模拟一个盆地尺度规模的流体流动与成矿作用发生的地球化学动力学过程,首先必须建立一系列的混合反应方程式,并遵循其反应的规律或定律。在本文的数值模拟分析中,多孔岩石中的流体流动遵循 Darcy 定律;分别用 Fourier 定律和 Fick 定律来约束多孔岩石中的热传递和物质传输;利用 Boussinesq 假设描述流体温度变化对流体密度的影响。藉此建立了二维多孔岩石中稳态流体流动、热传递和物质传输方程式(Zhao *et al.*, 2000)。

本文以硫化物和硫酸盐两种流体的混合反应为例,建立数值模拟相对应的化学方程式:



其中 k 是该化学反应的反应速度。值得注意的是,硫化物与硫酸盐流体的混合反应是通过方程式两边的硫同位素交换来进行的。对于方程式中硫酸盐流体(自 $^{32}\text{SO}_4^{2-}$ 到 $^{34}\text{SO}_4^{2-}$)和硫化物(从 H_2^{34}S 到 H_2^{32}S)之间的硫同位素交换反应的经验速度可用下式表达(Ohmoto and Lasaga, 1982):

$$R = K C_1 C_2 \quad (2)$$

其中 K 是硫化物和硫酸盐流体间混合反应的经验反应常数; C_1 和 C_2 分别是硫化物和硫酸盐的浓度。

为了建立流体与成矿作用地球化学动力学模型,在此假定成矿过程中单位时间内单位体积的矿物质质量的变化称之为热水系统中成矿物质的成矿速率。成矿速率为正值表示热水系统内这种矿物处于溶解状态;反之如果成矿速率为负值,则反映热水系统内该成矿物质处于沉淀汇集状态。假设某种成矿物质(q)处于平衡状态和流体流动格局中,该成矿物质(q)的传输方程式如下:

$$U_j C_{q,j} = (D_{e,j} C_{q,j}) + \Phi R_q \quad (3)$$

这里 U_j 是 X_j 方向的速度分量, $C_{q,j}$ 是成矿物质 q 的平衡浓度, Φ 是多孔岩石的孔隙率, $D_{e,j}$ 为多孔岩石的二阶扩散张量, R_q 是源/汇项。

在成矿元素汇聚成矿过程中,方程式(3)右边的扩散张量通常较小,方程可近似表示为:

$$\text{MR}_q = \Phi R_q = U_j C_{q,j} \quad (4)$$

这里 MR_q 即为矿物质 q 的成矿速率, 并可用数学式表示为:

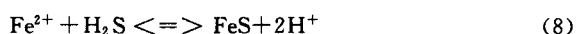
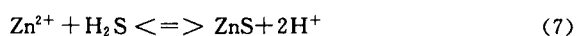
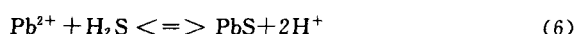
$$MR_q = U * \nabla C_q \quad (5)$$

方程(5)表示成矿物质 q 的成矿速率的物理意义可简述为: 矿物的平衡浓度主要受控于局部温度变化, 热水系统中的温度变化可为成矿作用的发生提供了适宜的成矿环境。以 NaCl 为例, 它在水中的溶解随温度而变化, 即 NaCl 的平衡浓度随温度的增加而增加。假若饱和 NaCl 溶液在热水系统内经过对流或扩散, 从高温区迁移到低温区, NaCl 溶液将处于超饱和状态, NaCl 将从热水系统中的多孔岩石中沉淀出来; 反之, 如果饱和溶液从低温区向高温区迁移, NaCl 溶液将变成不饱和溶液, 而从多孔岩石中溶解(萃取) NaCl, 以维持系统的动态平衡。方程式(5)说明了流体流动在热水系统成矿过程中的主导作用。如果系统中没有流体流动, 流速为零, 则系统中的成矿速率为零。为了维持热水系统中流体运动格局的动力平衡状态, 矿物质的沉淀和溶解总是在不断地发生。

3 热水系统中成矿物质溶解沉淀的数值模拟

本文以热水系统中铅、锌、铁的溶解与沉淀作为流体成矿作用的动力平衡模拟实验研究的实例。

成矿流体体系中成矿元素铅、锌、铁的成矿作用动力学化学反应方程式如下:



利用上述化学反应方程式中的相关化学反应平衡常数, 对应的成矿元素平衡浓度可以确定为:

$$C_{Pb^{2+}} = C_3 / K_{Pb} C_1 \quad (9)$$

$$C_{Zn^{2+}} = C_3 / K_{Zn} C_1 \quad (10)$$

$$C_{Fe^{2+}} = C_3 / K_{Fe} C_1 \quad (11)$$

式中 $C_{Pb^{2+}}$ 、 $C_{Zn^{2+}}$ 和 $C_{Fe^{2+}}$ 分别为成矿元素铅、锌、铁的平衡浓度; K_{Pb} 、 K_{Zn} 、 K_{Fe} 分别是反应方程式(6)、(7)、(8)所描述的化学反应平衡常数; C_3 、 C_1 为热水体系中 H^+ 和 H_2S 的浓度。化学平衡反应常数主要与温度、压力相关, 其值可通过相关热力学参数加以确定。

设计一个二维的 10×10 km, 以 2500 个四结点节参元组成的正方形实验模型开展成矿流体体系中成矿作用发生的数值模拟研究。里面充填的成矿元素有铅、锌、铁, 还原流体(H_2S)和氧化流体(SO_4^{2-}), 其浓度均为 0.1 kmol/m^3 , 分别以不同情况注入实验模型中。数值模拟采用的实验参数如表 1。该实验模型的顶、底边界温度设定为 25°C 和 325°C , 假设热水体系底部被均匀加热。模拟了多种状态和条件的实验情形。

表 1 热水系统物质的实验参数表

Table 1

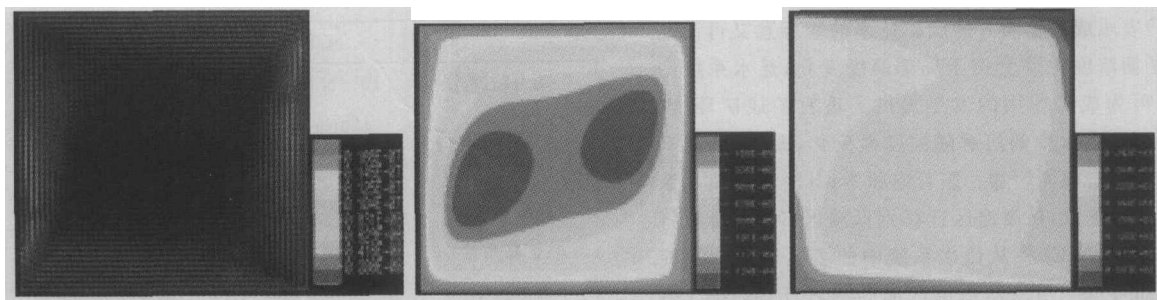
	流体	多孔岩石与介质
动力粘度	10^{-3} N S/m^2	
密度	100 Kg/m^3	
比热	$4185 \text{ J/(Kg}^\circ\text{C)}$	$815 \text{ J/(Kg}^\circ\text{C)}$
热传导率	$0.6 \text{ W/(m}^\circ\text{C)}$	$3.25 \text{ W/(m}^\circ\text{C)}$
热膨胀系数	$2.07(10^{-4}/^\circ\text{C)}$	
可渗透率		$10^{-13} / \text{m}^2$
孔隙率		0.1

3.1 均匀热液系统

均匀热液系统是一种理想的地质模型, 该模型主要研究的是在最简单的地质状态下, 模拟含矿流体的混合反应与成矿物质的成矿速率的变化过程。简单的几何状态是数值模拟常采用的方法, 能有效地解决一些基本的科学问题, 如温度场的改变, 导致流体的对流及含矿热液系统化学反应的发生, 再现成矿物质的溶解与沉淀过程。该模型说明了成矿物质的成矿速率是维持成矿作用的动力平衡的主要因素。实验将还原流体(H_2S)和氧化流体(SO_4^{2-})分别从模型底部边界左、右各 $1/4$ 处注入系统中(图 1)。由于热水系统中 Rayleigh 数是超临界的, 实验结果可以清楚地观察到成矿流体在系统中以对流方式运移(图版 1-1, 1-2), 且成矿流体的对流导致了系统中局部高温区的出现(图版 1-3), 这种局部高温区的存在为系统局部成矿作用的发生提供了良好的成矿环境。图版 1-4, 1-5, 1-6 分别是 H_2S 、 SO_4^{2-} 和 H^+ 的浓度分布的实验结果, 表明不同介质的分布区域存在一定差异, 这种差异为成矿作用的发生和成矿元素的富集提供了有利区域。成矿体系中铅、锌、铁的成矿速率分布如图版 1-7, 8, 9 所示, 图中兰色代表成矿速率负值区, 红色则代表了成矿速率正值区。由于矿物的成矿速率负值表示成矿元素的富集沉淀, 正值表示成矿元素的溶解, 因此兰色区和红色区则分别代表了热液体系中铅、锌、铁的富集沉淀区和溶解分散区。该模型的实验结果表明铅、锌应具有相似的沉淀类型与沉淀区域, 这与自然界中铅锌共生的地质事实相吻合; 而铁则有着与铅、锌明显不同的沉淀类型与分布区域, 这也暗示成矿元素自身的化学行为仍是控制热液体系成矿元素分布与矿体定位的关键因素。

3.2 层状热液系统

层状热液系统主要针对层控矿床的成矿作用过程。也是在相对简单的状态下, 模拟层控矿床的成矿作用过程中含矿流体的对流方式及混合反应。为了观察分析地质构造对热液体系中成矿作用的响应, 我们在均匀热液体系正方形实验模型的中上部设计了一层 2 km 厚弱渗透层, 渗透系数为



图版 1-1 (流速)

图版 1-2(流线)

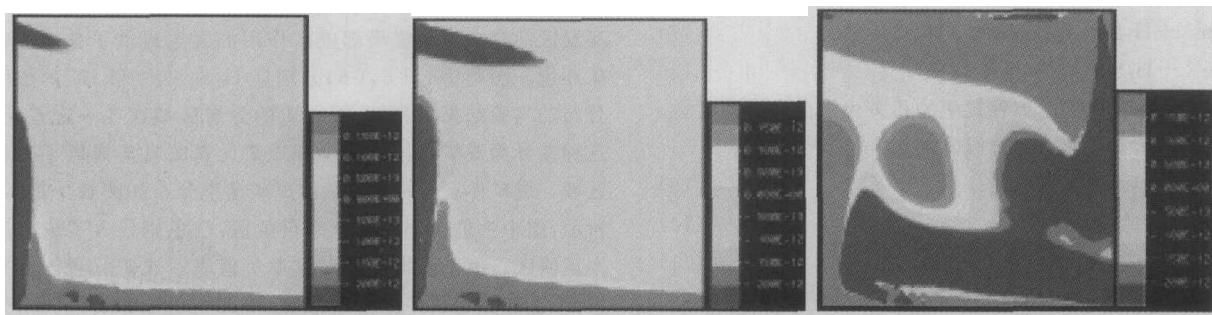
图版 1-3 (温度)



图版 1-4(H₂S 浓度)

图版 1-5 (SO₄ 浓度)

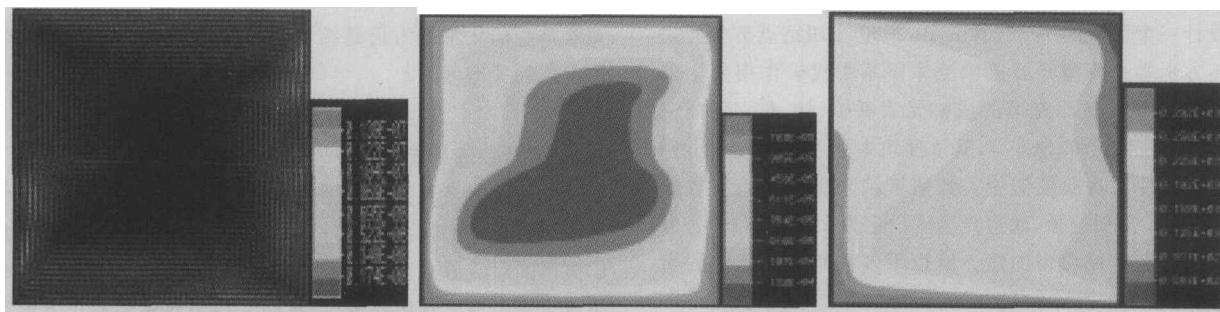
图版 1-6 (H⁺ 浓度)



图版 1-7 (铅的沉淀作用)

图版 1-8 (锌的沉淀作用)

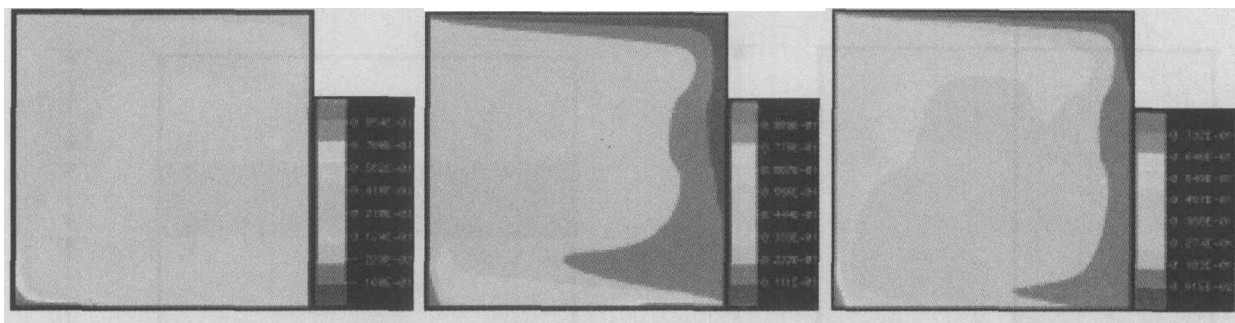
图版 1-9(铁的沉淀作用)



图版 2-1 (流速)

图版 2-2 (流线)

图版 2-3(温度))



图版 2-4 (H₂S 浓度)

图版 2-5 (SO₄ 浓度)

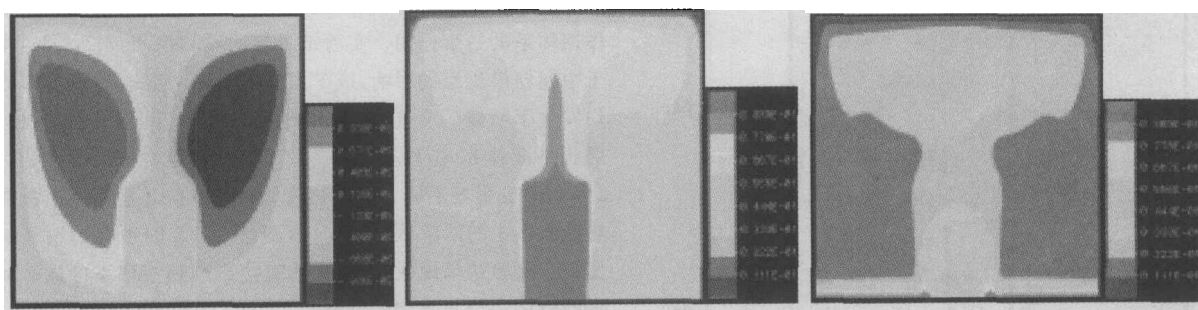
图版 2-6 (H 浓度)



图版 2-7 (铅的沉淀作用)

图版 2-8 ((锌的沉淀作用)

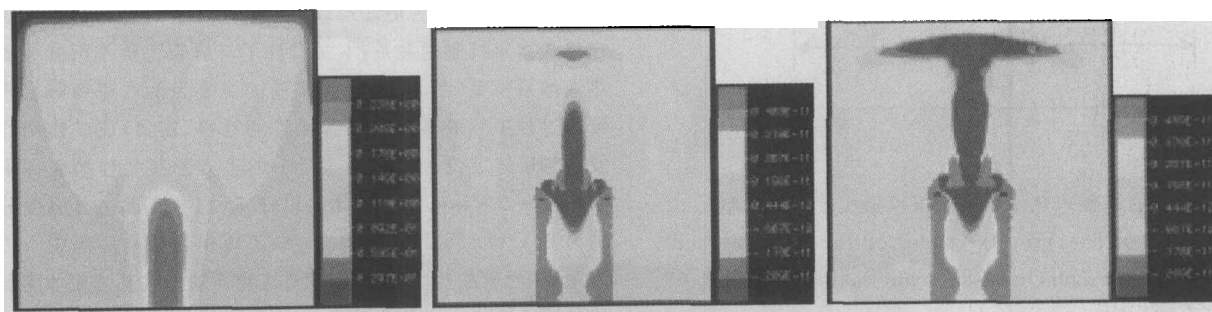
图版 3-1 (流速)



图版 3-2 (流线)

图版 3-3 (H₂S 浓度)

图版 3-4 (SO₄ 浓度)



图版 3-5 (H 浓度)

图版 3-6 (铅的沉淀作用)

图版 3-7 (锌的沉淀作用)

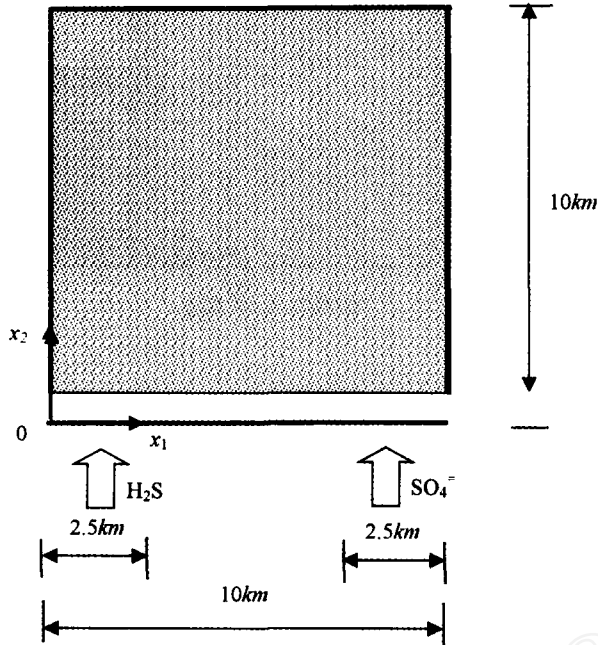


图1 均匀热液体系数值模拟实验初始模型
Fig. 1 The primary model of the reactive fluid mixing in homogeneous hydrothermal system

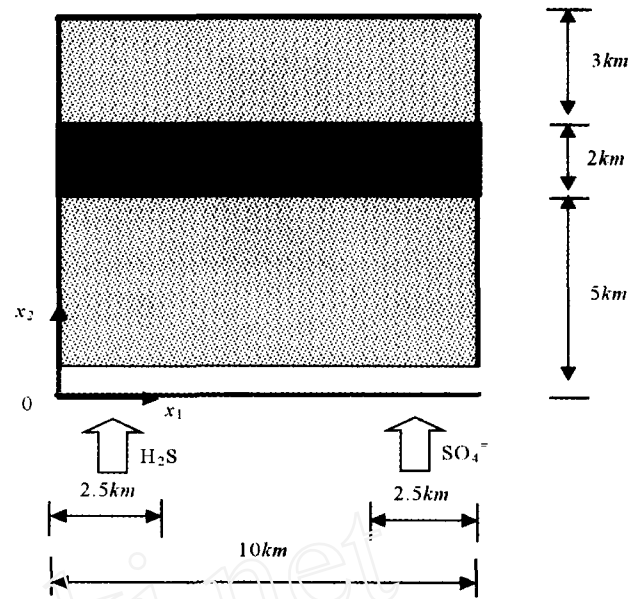


图2 层状热液体系数值模拟实验初始模型
Fig. 2 The primary model of the reactive fluid mixing in layered hydrothermal system

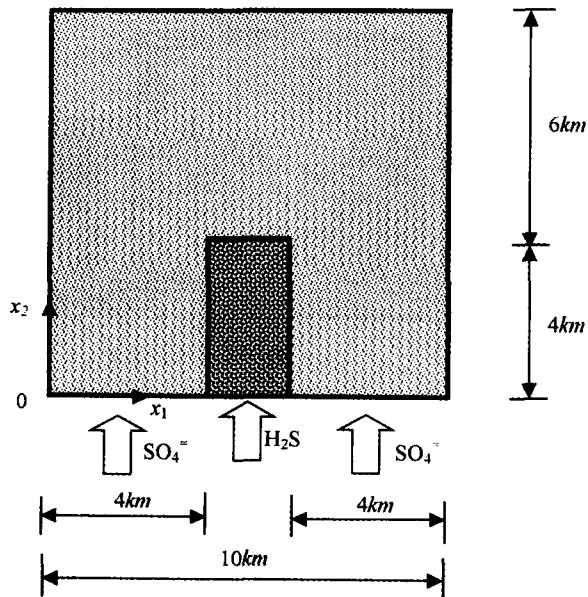


图3 岩浆侵入热液体系数值模拟实验初始模型
Fig. 3 The primary model of the reactive fluid mixing in magma intrusion hydrothermal system

个很简单的模拟,但其模拟结果清楚地表明地质构造对成矿作用体系的约束作用。实验结果表明(图版 2-1, 2-2, 2-3),由于中间弱渗透层的影响,成矿流体的流速、流线、温度分布等均发生了明显的变化,特别是在中间弱渗透层区域。同样,层状热液体系中 H_2S 、 SO_4^{2-} 和 H^+ 的浓度分布(图版 2-4, 2-5, 2-6)也明显不同于均匀热液体系。成矿元素铅、锌、铁在热液体系中的溶解区与沉淀区(图版 2-7, 2-8)也有了明显的变化。实验结果说明,地质构造直接影响热液体系中成矿元素的沉淀类型与分布区域。

3.3 岩浆侵入热液系统

考虑到许多中低温热液矿床的形成常与侵入岩浆有着密切的成因联系,为更好地理解岩浆动力学行为与成矿物质迁移和富集机制的关系,本文设计与岩浆底侵作用有关的热液体系模型(图3),该模拟实验的主要目的在于理解岩浆侵入过程中热液体系中成矿元素的迁移、富集,成矿作用的发生与矿体定位等。在图3所示的正方形实验模型底部中心加入一 2×4 km 的岩浆体。设计实验顶、底部边界温度分别为 $25^\circ C$ 和 $325^\circ C$,硫化物(H_2S)流体由岩浆从底部中心带入系统,而硫酸盐(SO_4^{2-})流体则从实验模型底部岩浆体两侧均匀注入系统中。其它实验条件与实验参数如图1所示的均匀热液体系模型。图版 3-1, 3-2 所示结果表明岩浆侵入热液体系中,无论是流速、流线、或温度分布类型与均匀热液体

$10^{-14}/m^2$ 。其它模拟实验条件和参数同均匀热液体系的情形(图2)。对比图版2与图版1的实验结果,尽管这只是一

系和层状热液体系差异明显。流速高速区分布在岩浆侵入体的顶部及两侧,而温度则以岩体为中心形成“烛光”状温度分布;而 H_2S 、 SO_4^{2-} 和 H^+ 的浓度分布则以岩体为轴心呈对称状分布(图版 3-3,3-4,3-5);成矿元素铅、锌、铁的沉淀与溶解也与侵入岩浆特征密切相关(图版 3-6,3-7)。

上述模型的数值模拟实验结果表明,岩浆侵入或不同的地质构造特征,不仅控制了热液体系中成矿流体的流速、流线和温度分布,而且制约着成矿元素的沉淀与溶解区域,直接指示矿体的定位产出。

4 问题与讨论

学数值模拟实验研究,不是单纯的数据处理和图像分析,它涉及到采用数学物理方法对相关地质学问题的科学描述,及采用理论分析和数值模拟实验方法,对所建立的描述相关的地质学过程进行定量化求解的问题。由此可见,对能充分反映岩石圈及地壳变形的基本物理化学过程(如流体流动过程,热传递过程,介质变形过程,热液流体的混合化学反应过程和水岩化学反应过程等)及其相关的一些具有简单几何构形的基本科学问题的知识积累和基本认识,是探讨复杂地质学问题的基本前提条件。由于地质学问题的复杂性,特别是含矿流体的混合反应与成矿作用是一个复杂的地质过程。即使对这些具有简单几何构形和简单的地质状态,但能充分反映影响地壳变形与成矿作用的基本科学问题的求解,采用纯数学分析的方法常常也是不太可能的。因此,研究和发 展高级数值计算方法,及数值模拟技能的积累,无疑也是为完成对上述的这些基本科学问题进行求解,和探讨热液流体的混合化学反应过程和水岩化学反应过程等而不可缺少的研究内容。

有限元方法可以成功地模拟热液体系中成矿流体的混合反应与成矿作用发生,以指示成矿作用地球化学动力学过程。为了认识和建立这种动力学模型,本文在约定热液体系中成矿元素成矿速率(成矿过程中单位时间内单位体积所含成矿元素重量的变化)的基础上,借助于物质-热-化学-成矿四重全耦合的研究思路,构建了均匀热液体系、层状热液体系、岩浆侵入热液体系下成矿元素的迁移、富集、溶解与沉淀作用数值模型。模拟结果表明:(1) 硫化物(H_2S)和硫酸盐(SO_4^{2-})流体的混合反应是成矿热液体系中铅、锌、铁成矿元素矿的重要控制因素;(2) 均匀介质、岩浆侵入或地质构造的存在,对成矿元素在成矿流体运移的速度、流线、温度分布和成矿元素的溶解与沉淀分布都有着各自的特征,不同的成矿环境或成矿背景制约了成矿元素的迁移与富集以及矿体的产出定位。在成矿理论研究中必须充分考虑不同地质构造因素的约束。

该项研究仅仅是数值模拟实验的初步探讨。成矿作用地球化学动力学过程的数值模拟实验还有待更一步的研究和发展。

本文作者感谢中国科学院和澳大利亚科工贸组织(CAS/CSIRO)的支持。

References

- Chen Guoda. 1982. Polygenetic compound ore deposits and their origin in the context of crustal evolution regularities. *Geotectonica et Metallogenia*, 6(1):1-33
- Du Letian. 1989. The great significance of the mantle icher, H-A-C-O-N-S fluid. *Geotectonica et Metallogenia*, 13(1):91-98 (in Chinese)
- Fyfe W S, Price N J and Thompson A B. 1978. *Fluids in the earth's Crust*, Elsevier, Amsterdam, 1-383
- Fyfe W S and Kerrich R. 1985. Fluids and thrusting. *Chem. Geol.*, 49: 353-362
- Hu Ruizhong, Jin Jingfu. 1990. Mechanism of the migration and deposition of uranium in a ascending hydrothermal solutions-evidence from the Xiwang Uranium Deposit. *Geological Review*, 36(4):317-325 (in Chinese)
- Hua Reamin, Mao Jingwen. 1999. A preliminary discussion on the Mesozoic tectonic-allogenic explosion in east China. *Mineral Deposits*, 18(4):300-308 (in Chinese with English abstract)
- Horton C W and Rogers F T. 1945. Convection currents in a porous medium. *J. Appl. Phys.*, 16: 270-367
- Lapwood E R. 1948. Convection of a fluid in a porous medium. *Proc. Cambridge Philos. Soc.*, 144:508-521
- Kerrich R and Feng R. 1992. Archean geodynamics and Abitibi-Pontiac Collision implication for advection of fluids at transpressive collisional boundaries and origin of giant quartz vein system. *Earth Sci. Rev.*, 32: 33-60
- Mao Jingwen, Li Hangyan. 1997. Research on genesis of the gold deposits in the Jiannan Terrain. *Geochimica*, 26(5):71-80 (in Chinese with English abstract)
- Ma Tongsheng, Liu Yinjun. 1997. Treaces of large-scale movement of the fluid in the cruse—A case of geochemical research on the low-to-moderate temperature hydrothermal ore deposits in the Jiangnan area. *Journal of Nanjing University*, 33(1):1-10 (in Chinese with English abstract)
- Nield D A and Bejan A. 1992. *Convection in Porous Media*. Springer-Verlag, New York
- Ohmoto H and Lasage A C. 1982. Kinetics of reactions between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 1727-1745
- Phillips O M. 1991. *Flow and Reactions in Permeable Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge
- Tu Guangzhi, Hu Ruizhong. 1999. Characteristic features of the vast low-temperature mineralization province in southwestern China. *Chin. Sci. Bullet.*, 44(Sup. 2): 260-261(in Chinese)
- Xu Keqin, Tu Guangzhi. 1984. *The geology of granitoid and the relationship between granitoid and metallogenesis*. Nanjing: Jiangsu Science and Technology Press (in Chinese)
- Xu Xiaochun, Yue Shucang, Pan Chengrong, Xie Qiaoqin. 2001. The magmatic dynamics of the Laowan granite and its relations with mineralization in Tongbai, Henan. *Acta Petrologica Sinica*, 17(2):245-253 (in Chinese with English abstract)

- Zhai Yusheng, Deng Jun, Peng Runmin. 1999. Problems pertaining to regional metallogeny of China. *Mineral Deposits*, 18(4):323-332 (in Chinese with English abstract)
- Zhao C, Muhlhaus H B and Hobbs B E. 1997. Finite element analysis of steady-state natural convection problems in fluid-saturated porous media heated from below. *Int. J. Num. Analy. Meth. Geomech.*, 21:863-881
- Zhao C, Hobbs B E and Muhlhaus H B. 1999a. Theoretical and numerical analyses of convective instability in porous media with upward through flow. *Int. J. Num. Analy. Meth. Geomech.*, 23: 629-646
- Zhao C, Hobbs B E and Muhlhaus H B. 1999b. Theoretical and numerical analyses of convective instability in porous media with upward through flow. *Int. J. Num. Analy. Meth. Geomech.*, 23: 629-646
- Zhao C, Hobbs B E and Muhlhaus H B. 2000. Finite element analysis of heat transfer and mineralization in layered hydrothermal systems with upward throughflow. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 186:49-64
- 附中文参考文献**
- 杜乐天. 1989. 幔汁(ACOHNS)流体的重大意义. *大地构造与成矿学*, 13(1):91-98
- 胡瑞忠, 金景福. 1990. 上升热液浸取成矿过程中铀的迁移沉淀机制探讨——以希望铀矿床为例. *地质论评*, 36(4):317-325
- 华仁民, 毛景文. 1999. 试论中国东部中生代大规模成矿大爆发. *矿床地质*, 18(4):300-308
- 马东升, 刘英俊. 1991. 江南金矿带层控金矿的地质地球化学特征和成因研究. *中国科学*, (4):424-433
- 马东升. 1997. 地壳大规模流体运移的成矿现象和地球化学示踪:以江南地区低温热液矿床地球化学研究为例. *南京大学报*, 33(1):1-10
- 毛景文, 李红艳. 1997. 江南古陆某些金矿的成因讨论. *地球化学*, 26(5):71-80
- 涂光炽, 王秀璋, 陈先沛. 1984. *中国层控矿床地球化学(第一卷)*. 北京: 科学出版社
- 徐克勤, 涂光炽主编. 1984. *花岗岩地质和成矿关系*. 南京: 江苏科学技术出版社
- 徐晓春, 岳书仓, 潘成荣, 谢巧勤. 2001. 河南桐柏老弯花岗岩岩浆动力学与成矿. *岩石学报*, 17(2):245-253
- 翟裕生, 邓军, 彭润民. 1999. 中国区域成矿若干问题探讨. *矿床地质*, 18(4):323-332