

# 应用热质输运-反应体系对 银山隐伏岩体预测

杨瑞琰<sup>1</sup>, 鲍征宇<sup>2</sup>

(1. 中国地质大学 数理学院, 武汉 430074; 2. 中国地质大学 地球科学学院, 武汉 430074)

**摘 要:** 利用热质流体输运动力学模型与石英溶解、沉淀的化学动力学模型, 以及多孔介质的本构关系建立了一个组分浓度、热质输运、反应动力学耦合模型。针对银山多金属矿床成因有关成矿模型, 假设银山多金属矿床形成除与浅部次火山岩岩枝的侵入有关外, 在其底部可能还存在一个大的隐伏岩体, 并模拟了成矿系统的温度场、孔隙流体组分(硅酸)浓度场、流场(流函数)和二氧化硅沉淀量。初步结论是: 对于银山多金属矿床这样大型、特大型矿床, 一种合理的情况是下部可能存在隐伏的大岩基, 其所提供的巨大热能和矿质驱使整个热液成矿系统的长期活动, 并使得大矿量聚集成为可能。

**关键词:** 热质输运-反应; 银山; 隐伏矿体; 预测

**中图分类号:** P611; P618.52 **文献标识码:** A **文章编号:** 1001-1412(2005)02-0087-06

热液成矿作用动力学在对典型热液矿床进行深入的地质-地球化学研究的基础上, 注意研究热液成矿作用过程中热液流动、成矿热液与围岩的蚀变反应及成矿物质结晶沉淀的速率与机制<sup>[1]</sup>。成矿作用动力学是地球化学动力学的一个重要分支学科, 它的研究内容非常广泛。近 20 年来在水-岩相互作用有关的动力学模型, 物质输运和化学反应, 成矿元素的输运与沉淀等方面的研究工作取得了大量的成果。如: Steefel 和 Lasaga<sup>[2]</sup>研究了单相热液体系中多化学物种的输运与沉淀、溶解反应的耦合; Wood 和 Hewett(1982)<sup>[3]</sup>等研究了在自然环境输运二氧化硅过程中溶解和沉淀的变化对多孔介质孔隙度的影响, 得到了流体组分溶解和沉淀对多孔介质孔隙度变化的认识。Phillips(1991)<sup>[4]</sup>提出流体在流动过程中水-岩交互作用对孔隙度和渗透率的影响, 并建立了在水-岩交互作用下, 流体组分的溶解和沉淀变化对孔隙度、渗透率影响的模型。不过, 包括控制成矿物质沉淀和溶解的动力学模型是最近几年才发展起来的。如: Martin 和 Meunier(1995)<sup>[5]</sup>给出了一维的控制石英沉淀和溶解的动力学模型。Wells 和 Ghiorso(1991)<sup>[6]</sup>在研究大洋中脊的热液系统时, 讨论了一维含硅质介质中石英的沉淀与溶解导致介质的渗透率改变。他们的工作被 Lowell, Can Cap-

ellen 和 Germanovich (1993)<sup>[7]</sup>推广到介质物质的热扩散, 研究了热流在上涌过程中, 介质中石英的溶解和沉淀对渗透率的影响。Soler 和 Lasaga (1996)<sup>[8]</sup>利用化学反应动力学研究了一维的多组分流体形成矾土的模型, Soler 和 Lasaga(1996)<sup>[9]</sup>将这个公式推广到流体与多孔介质的接触表面的二维情形, 建立了二维的多组分流体形成矾土的模型。Steefel 和 Lasaga(1992)<sup>[10]</sup>研究了水-岩相互作用的多矿动力学系统的热-质传送, 初步建立了水-岩相互作用反应动力学模型。

江西德兴银山多金属矿床的一个重要特征就是多种有用元素的高度富集, 铜、金、银、铅、锌、硫的储量都分别达到大型矿床的规模。由于银山的次火山岩规模和分布范围都较小, 因此, 如此大量的成矿物质从何处来便成为众所关心的问题。不少人根据银山矿所在的双桥山群地层中有较高的成矿元素含量, 提出地层提供部分成矿物质的设想。邱德同<sup>[11]</sup>认为双桥山群的有利地层层位及韧性剪切带的组合是银山矿床的主要控矿因素。华仁民等<sup>[12]</sup>通过对银山矿区外围 22.5 km<sup>2</sup> 范围内 213 个双桥山群地层样品的金含量分析, 获得了明显的围绕矿区展布的金地球化学降低场及其含量的梯度变化, 从而定量地证实双桥山群为银山矿床的金矿化提供了成矿物质。

张德会<sup>[13]</sup>认为, 矿区所有次火山岩及其有关的矿化, 都是深部隐伏岩体的分异物。作为隐伏岩体向上伸出的岩枝, 次火山岩起了次级热源的作用, 主要成矿物质源于深部隐伏岩体, 部分源于围岩。张遂泉<sup>[14]</sup>利用乐-德有色全国成矿带物探第二轮找矿信息 1/5 万大比例尺重力测量, 1/2.5 万高精度航测, 结合银山矿区地球物理模式研究的结果, 推断了银山矿下部隐伏中酸性岩体的存在。

本文通过流体动力学的热质输运-反应体系研究对此进行讨论。

## 1 动力学模型

多孔介质是指热液流动的介质环境(岩体和围岩)可近似地假设为一种被溶液饱和的多孔介质, 尽管在其内可以有不同的孔隙度和渗透率, 但其流体的流动基本是属于渗流<sup>[1]</sup>, 满足 Darcy 定律。介质中流体流动涉及到下列温度、流函数和组分浓度方程<sup>[1]</sup>。

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{1}{\sigma} \nabla \cdot [qT] = \lambda^* \nabla^2 T \quad (1)$$

$$\nabla^2 \Psi_4 + \frac{Y_z}{Y} \Psi_z + \frac{Y_x}{Y} \Psi_x = + \frac{\alpha g \rho_0}{Y} \left( \frac{\partial T}{\partial x} \right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial(\varphi U_j)}{\partial t} + \nabla \cdot (qU_j - \varphi D_j \nabla U_j) = R_j \quad (3)$$

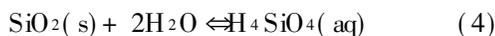
$$j = 1, 2, \dots, N_c$$

以上各式中变量含义和单位见参考文献[1]。

## 2 化学反应模型

为了便于地球化学反应动力学研究, 简化数学模型和进行数学模拟, 我们只考虑石英的溶解和沉淀反应过程。

石英(固相)和水发生溶解作用产生硅酸(液相), 当硅酸浓度达到一定程度时就发生石英沉淀, 其化学反应平衡式为(速度较慢):



在硅酸溶液中还发生着下列离子反应



以下我们只具体地考虑第 1 基本物种  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  (即  $j = 1$ ) 的总浓度。我们使用 Rimstidt, Barnes (1980)<sup>[15]</sup> 的石英溶解的动力学数据。于是得到

$\text{H}_4\text{SiO}_4$  的总反应速率为:

$$R_1 = \varphi \frac{A_f}{V_f} k_0 \frac{1}{1000} \quad (7)$$

$1/1000$  是 L 与  $\text{m}^3$  的单位换算值,  $\frac{A_f}{V_f}$  称为流体的体表面积值,  $A_f$  是固液相之间的表面积,  $V_f$  是  $\text{m}^3$  总体积中所含流体的体积,  $k_0$  是矿物交换的速率项 ( $\text{mol m}^{-2} / \text{s}$ ), 由下式表示:

$$k_0 = K_+^{RB} \left[ 1 - \frac{c_{\text{Si}}}{c_{\text{Si eq}}} \right] \quad (8)$$

$c_{\text{Si}}$  为  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  的总浓度,  $c_{\text{Si eq}}$  为反应平衡时  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  的浓度,  $K_+^{RB}$  为矿物溶解(反应)速率常数, 它是温度的函数<sup>[10]</sup>:

$$K_+^{RB} = 10^{(1.174 - 2.028 \times 0.001T - 4158./T)} \quad (9)$$

化学反应式(4)的反应平衡常数  $K_1$  可由下式表示<sup>[10]</sup>:

$$K_1 = 10^{(1.881 - 2.028 \times 0.001T - 1560./T)} \quad (10)$$

根据反应平衡常数  $K_1$  的定义,  $K_1$  为  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  浓度与  $\text{H}_2\text{O}$  和固相  $\text{SiO}_2$  浓度积的比值

$$K_1 = \frac{[\text{H}_4\text{SiO}_4]}{[\text{H}_2\text{O}][\text{SiO}_2]} \quad (11)$$

假设  $\text{H}_2\text{O}$  的反应浓度为 1, 因此反应平衡时  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  的浓度  $c_{\text{Si eq}}$  在数值上就等于  $K_1$ 。

## 3 多孔介质的本构模型

我们假设固相围岩中只包含单一的石英组分, 下面讨论的孔隙度和渗透率是基于球状颗粒紧密堆积的模型来计算的, 那么溶解和沉淀就只考虑发生在颗粒的表面。

假设初始紧密堆积球状颗粒的半径为  $R^0$ , 当反应开始时, 必定发生溶解或沉淀反应, 因此石英颗粒的半径会发生改变, 当溶液发生沉淀作用时, 颗粒半径就会增大, 相反颗粒半径减小。由于反应只发生在颗粒的表面, 因此假设颗粒大小的变化也只发生在颗粒的表面, 颗粒的中心不发生移动, 因而反应只发生在颗粒与颗粒之间的空隙处, 颗粒与颗粒的紧密接触处不发生反应, 这样就导致颗粒的形状不是球型。为了便于模型的讨论, 我们仍然将颗粒看成是球型结构, 其半径用一个有效的局部颗粒半径  $R_N$  (类似于平均颗粒半径的定义) 来代替<sup>[10]</sup>。

有效的局部颗粒半径  $R_N$  对时间的变化率为:

$$\frac{\partial R_N}{\partial t} = -\bar{V}_0 k_0 A_c \quad (12)$$

其中:  $\bar{V}_0$  为石英组分的摩尔体积数 ( $\text{m}^3/\text{mol}$ ),  $A_c$  是常数, 通常  $A_c$  称为加速因子。如果知道初始时刻球状颗粒的半径  $R_0'$  和利用 (8) 计算流体动力速率  $k_0$ , 就可以通过式 (12) 计算出任何时刻有效的局部颗粒半径  $R_N$  的值, 从而得出球状颗粒半径的演化情况。

我们定义一个实际接触的半径比  $\varepsilon = R_N/R_0'$  ( $1 \leq \varepsilon \leq 1.1547 = 2\sqrt{3}$ ), 和在此基础上定义的孔隙度因子<sup>[10]</sup>:

$$R(\varepsilon) = 8\sqrt{2} - \frac{8\pi}{3}\varepsilon^3 + 8\pi(\varepsilon - 1)^2(2\varepsilon + 1) \quad (13)$$

孔隙度的计算公式可由下式表示:

$$\varphi = \frac{R(\varepsilon)}{8\sqrt{2}} \quad (14)$$

渗透率可以使用 Weir 和 White (1996) 模型<sup>[16,17]</sup>, 该模型的渗透率公式为:

$$k = k_0 \left\{ 1 - \left[ 1 - \left( \frac{\varphi - \varphi_c}{\varphi_0 - \varphi_c} \right)^{1.58} \right] \right\}^{0.46} \quad (15)$$

式中,  $k_0$  是初始渗透率,  $\varphi_0$  是初始孔隙度,  $\varphi_c$  是渗透率为 0 时的临界孔隙度。

## 4 在银山矿的模拟结果

针对银山多金属矿床成因有关成矿模型<sup>[1]</sup>, 我们假设银山多金属矿床形成除了与浅部次火山岩岩枝的侵入有关外, 还可能与其底部存在一个大的隐伏岩体有关, 因此模拟的初始条件是在区域的中间和底部具有一个高温区域, 在高温区域中具有高温 ( $800^\circ\text{C}$ ) 溶液, 其介质具有较低的孔隙度 (1%), 在其他区域温度处于正常的地温梯度控制下, 孔隙流体溶质浓度达到饱和状态。区域上部边界的温度和浓度保持不变, 在其他 3 个边界则只能沿边界自由扩散, 即不能向区域以外的区域扩散, 且假设在区

域是整个边界保持流函数为 0, 即流体不向区域外流动, 只在区域内流动。

图 1 为空间某一特征点上温度、流体中硅酸的浓度、渗透率和二氧化硅沉淀量随时间的演化趋势。由于下部岩基热的输运, 所选点处的温度在岩基和岩枝侵位后的短时间内上升到  $250^\circ\text{C}$ , 并在所模拟的 1Ma 时段内持续振荡式地维持在一个较高的温度。与此相联系, 孔隙流体中硅酸组分的溶解浓度持续振荡, 振荡周期约为 250a。孔隙流体中组分浓度的振荡是一个重要发现, 表明热-质输运和反应动力学的非线性耦合所产生的反馈和滞后效应, 使得体系中组分的溶解、沉淀过程产生非线性响应, 即时间韵律结构。但有意思的是, 尽管孔隙流体中组分浓度持续振荡, 由于深部不断有组份物质的注入, 不断有二氧化硅沉淀, 沉淀量持续增加, 并导致该点处的孔隙度和渗透率降低。可以看出, 对于这样一个体系, 若成矿与硅化大致具同时性, 则所考察点处的主要成矿作用持续时间大致为 0.5 Ma, 此时该点处的二氧化硅沉淀量已达到  $250 \text{ kg/m}^3$  以上, 即约占介质 10% 的含量, 足以形成石英脉和广泛发育的硅化。在 0.5 Ma 以后, 该点处的二氧化硅沉淀量已基本不再增加, 孔隙度和渗透率已变得很小, 但该点处的温度和组分浓度仍较高, 可以想象整个系统的成矿作用仍在继续, 只是二氧化硅的沉淀区移至离侵入岩

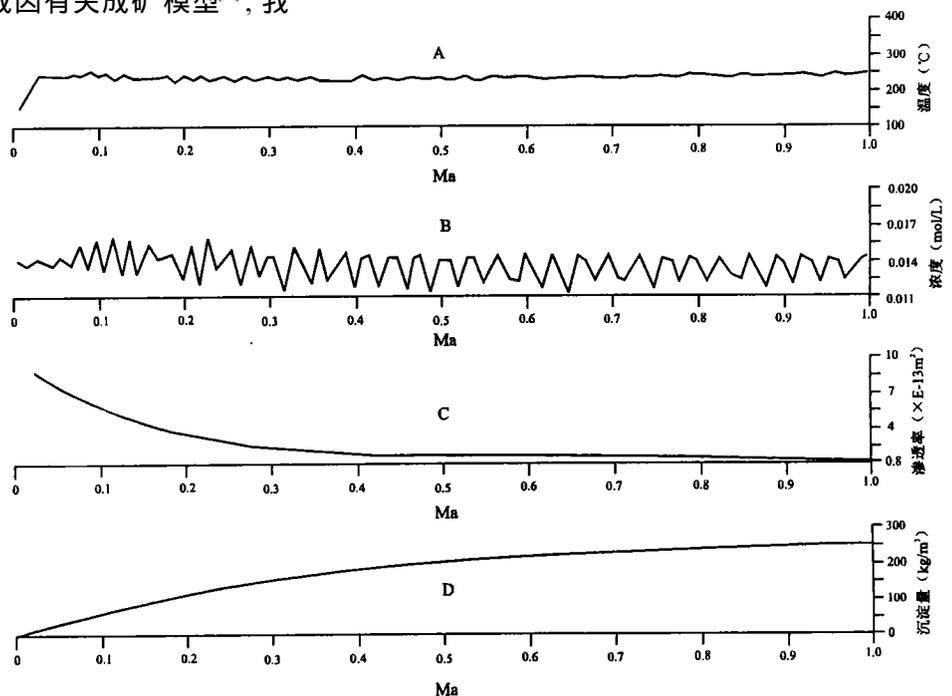


图 1 特征点的温度 (A)、浓度 (B)、渗透率 (C)、沉淀量 (D) 的变化

Fig. 1 Variation of temperature (A), concentration (B), permeability (C) and precipitation volume (D) at characteristic point

体较远的地方,也就是说成矿作用具有逐步向外推进的趋势。靠近侵入体的早期成矿阶段也并非不再受矿化活动的影响,而是由于矿质沉淀使孔隙度和渗透率变小。尽管其内孔隙流体中组分浓度还持续振荡,不断有矿质晶出,但此时孔隙中流体有限,对沉淀量的贡献也就有限了。另一方面,早期成矿区

域的孔隙度和渗透率的锐减也使得随后的成矿流体运移路径发生改变或运移速率减慢,热-质输运进展也将变慢,可使得系统的活动持续更长的时间。

图2为0.5 Ma和1 Ma成矿系统的温度场、孔隙流体组分(硅酸)浓度场、流场(流函数)和二氧化硅沉淀量。

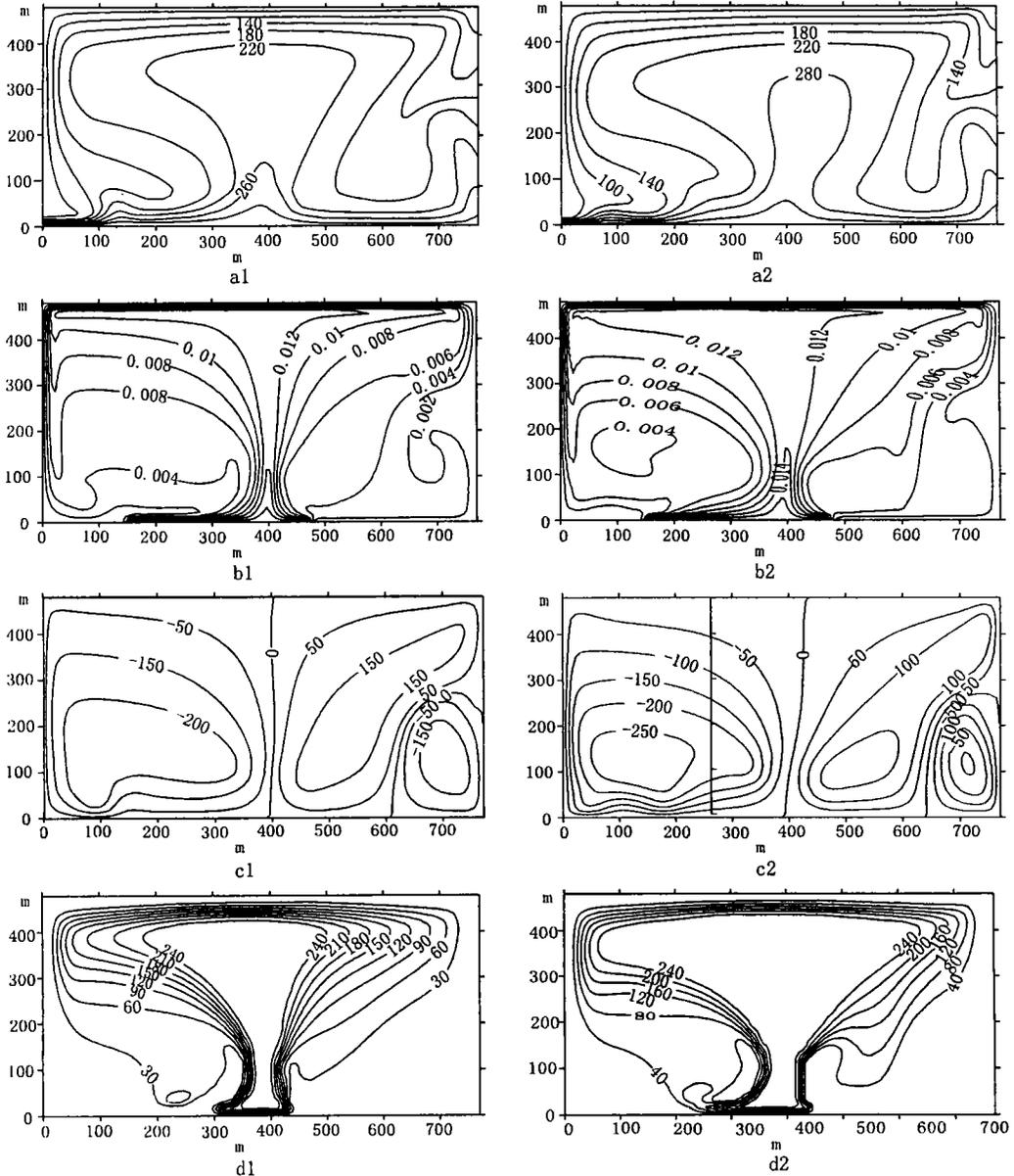


图2 模型的模拟结果图

Fig.2 The simulated plotting accord to the model

图中左边是0.5 Ma时的结果,右边是1 Ma的结果

a图是区域的温度(°C),b图是石英溶液的浓度(mol/L),

c图是区域的流函数( $m^2/a$ ),d图是石英在区域(介质)中的沉淀量(含量)( $kg/m^3$ )

首先,我们注意到,从0.5 Ma到1 Ma,系统的温度场、组分(硅酸)浓度场和流场变化不大,均表现为底部和中部维持较高的温度和流体组分浓度。下

部大岩基和上部岩枝的侵入使得围岩中孔隙流体产生对流循环,并导致二氧化硅的沉淀结晶。

图2a,在热致流体环流的作用下,较高温度的流

体从区域的底部逐渐向上运动, 较低温度的流体从区域的两侧向中间运移, 就好象在区域中有一个热质流体的通道一样, 流体只在这通道里流动, 由于流体沿着通道(岩枝)向上流动, 迫使通道两侧区域内较低温度的流体向中间流动, 然后流体热沿通道的两侧向外扩散。随着时间的进程, 可能会发生模型 II 的情况, 区域的中间部分的温度比两边的温度还低。

图 2b, 同样是环流的作用, 组分浓度场不同于体系的温度场, 在区域的上部边界出现了较高的浓度, 这可能是因为溶液在扩散和运移过程中, 随着大量的过饱和溶液从岩基区域向其他区域扩散的结果。

图 2c, 流函数几乎是以中心对称的, 在高温带的两边区域内形成两个环流。只是在图的右下角有一个逆时针的环流, 这个环流可能将在以后的时期里将逐步扩大并且不断地向左移动。

图 2d, 我们看到的是沉淀量与组分浓度场相类似。从区域的中间向两侧, 从上到下溶质的沉淀量逐渐减小。由于系统的温度场、组分浓度场和流场均不能很好地保存下来(但并不是说不能用其他方法来推算出来), 只有这个沉淀量才最终有可能保存下来(除了再发生运移)。

如果我们将图形旋转  $90^\circ$  (或  $180^\circ$ ), 上部的边界就变成了侧边(或底边), 此时, 靠近此侧边(或底边)边界区域, 二氧化硅的含量就越高。

可见在所模拟的 1Ma 时段内, 热液作用持续活跃, 可以预见整个成矿系统将会持续更长的时间, 这与前面讨论的模型 II 有明显的不同。对于只有小岩枝侵位的热液系统, 系统经历大致 7000 a 的演化后, 热液活动即趋于消亡, 而对于底部有火山岩基的侵位系统, 热液系统将持续更长的时间。

对比 0.5 Ma 和 1 Ma 时刻成矿系统的温度场、流场和二氧化硅的沉淀量, 我们还发现, 较高温度和较高孔隙流体组分浓度及二氧化硅区由中底部向外扩展, 特别是在近地表 100 m 左右的深度有较宽广的二氧化硅沉淀范围, 沉淀量可达  $200 \text{ kg/m}^3$  以上, 向下二氧化硅沉淀区则变窄。若视金属成矿与二氧化硅沉淀具时空相关性, 则可认为, 对于本模型所给定的成矿条件, 即底部岩基和顶部岩枝侵位导致的热液成矿系统, 其矿化区在地表以下 100~250 m 范围内最为广泛, 向下矿化范围则可能主要集中在侵位中心的两侧较窄的范围内。

## 5 结论

多孔介质的流体动力学, 特别是热质输运与反应动力学是目前国内外研究的热点, 对介质中的(深部与中深部)孔隙度和渗透率的研究是研究多孔介质性质的关键, 这是由于岩浆期后热液矿床大多为石英脉型矿床或与围岩的硅化关系密切, 成矿流体中二氧化硅的溶解与沉淀直接控制金属矿物的溶解和沉淀过程。通过研究并结合前人的研究结果表明, 我们初步认为, 仅由小岩枝的侵位是难以长时间维持成矿热液系统的活动, 矿质沉淀量也将十分有限。对于银山多金属矿床这样大型、特大型矿床, 一种更合理的情况是下部可能存在隐伏的大岩基, 其所提供的巨大热能和矿质驱使整个热液成矿系统的长期活动, 并使得大矿量聚集成成为可能。

## 参考文献:

- [1] 於崇文, 岑况, 鲍征宇, 等. 成矿作用动力学[M]. 北京: 地质出版社, 1998. 1-230.
- [2] Steefel C I, Lasaga A C. A coupled model for transport of multiple chemical species and kinetic precipitation, dissolution reactions with application to reactive flow in single phase hydrothermal system[J]. *Am. J. Sci.*, 1994, 294: 529-592.
- [3] Wood J R, Hewett T A. Fluid convection and mass transfer in porous sandstones — A theoretical model[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1982, 46: 1707-1713.
- [4] Phillips O M. *Flow and Reactions in Permeable Rocks*[M]. New York: Cambridge University Press, 1991. 1-285.
- [5] Martin M, Meunier J D. A model for porosity reduction in quartzite reservoirs by quartz cementation[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, 59: 699-709.
- [6] Wells J T, Ghiorso M S. Coupled fluid flow and reaction in mid-ocean ridge hydrothermal system: The behavior of silica [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1991, 55: 2467-2481.
- [7] Lowell R P, Can Cappellen P, Germanovich L N. Silica precipitation in fractures and the evolution of permeability in hydrothermal upflow zones[J]. *Science*, 1993, 260: 192-194.
- [8] Soler J M, Lasaga A C. A mass transfer model of bauxite formation[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, 60: 4913-4931.
- [9] Soler J M, Lasaga A C. Two-dimensional modeling of bauxite formation using the GIMRT software for reactive transport. Application to the "Los Pijibuaos" bauxite deposit (Venezuela) [A]. *Proceedings of the Fourth International Symposium on*

- the Geochemistry of the Earth's Surface[C]. 1996. 662-665.
- [10] Steefel C I, Lasaga A C. Putting transport into water-rock interaction models[J]. *Geology*, 1992, 20:212-225.
- [11] 邱德同. 江西银山矿床成矿构造及成因的新认识[J]. *地质与勘探*, 1991, 27(6): 8-10.
- [12] 华仁民, 陈克荣, 赵连泽. 江西银山外围地层中金的地球化学降低场及其成矿意义[J]. *矿床地质*, 1993, 12(4): 289-296.
- [13] 张德会, 於崇文, 鲍征宇, 等. 银山多金属矿床成矿分带的流体动力学计算模拟[J]. *地球科学——中国地质大学学报*, 1998, 23(3): 267-271.
- [14] 张遂泉. 从物探角度谈谈银山矿隐伏个酸性岩体的存在[J]. *江西地质科技*, 1990, 17(1): 34-42.
- [15] Barnes H L. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits: 3rd*[J]. New York: John Wiley and Sons, Inc, 1997. 1-972.
- [16] Weir G J, White S P. Surface deposition from fluid flow in a porous medium[J]. *Transport in Porous Media* 1996, 25: 79-96.
- [17] White S P, Mroczek E K. Permeability changes during the evolution of a geothermal field due to the dissolution and precipitation of Quartz[J]. *Transport in porous media*, 1998, 33: 81-101.

## FORECAST OF THE YINSHAN CONCEALED BATHOLITH BY HEAT AND MASS TRANSPORTATION AND CHEMICAL INTERACTION IN HYDROTHERMAL SYSTEM

YANG Rui-yan<sup>1</sup>, BAO Zheng-yu<sup>2</sup>

(1. School of Mathematics and Physics. Chins University of Geoscines, Wuhan 430074, China;

2. Faculty of Earth Sciences. Chins University of Geoscines, Wuhan 430074, China)

**Abstract:** We have made a dynamic model about the coupling of heat and mass transportation and chemical interaction, by the dynamic model of heat and mass transportation, chemical interaction in porous media, and the porosity and permeability models on a spherical close pack arrangement of grains. According as the model of the Yinshan polymetal deposit, a huge concealed intrusion may occur beneath the deposit and accordingly the temperature field of the metallogenic system, concentration field of interstitial fluid components (silicon acid), flow field (function) and precipitation volume of silica are simulated. The huge batholith would supply huge heat energy and ore materials and make hydrothermal system active in a long term and large volume accumulation of ore materials.

**Key words:** heat and mass transportation and chemical interaction; Yinshan; concealed ore-bodies; forecast