

华南南岭地区石英脉型钨矿床蚀变晕形成机制

刘向冲^{1,2,3}, 邢会林⁴, 张德会⁵

LIU Xiangchong^{1,2,3}, XING Huilin⁴, ZHANG Dehai⁵

1. 中国地质科学院地质力学研究所,北京 100081;
2. 中国地质科学院地质力学研究所动力成岩成矿实验室,北京 100081;
3. 自然资源部古地磁与古构造重建重点实验室,北京 100081;
4. 澳大利亚昆士兰大学,布里斯班 4072;
5. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院,北京 100083

1. Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China;
2. The Laboratory of Dynamic Diagenesis and Metallogenesis, Institute of Geomechanics, CAGS, Beijing 100081, China;
3. Key Laboratory of Paleomagnetism and Tectonic Reconstruction, Ministry of Natural Resources, Beijing 100081, China;
4. The University of Queensland, Brisbane 4072, QLD, Australia;
5. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China

摘要:中国地质工作者在20世纪80年代已发现南岭地区许多石英脉型钨矿床的蚀变晕宽度随深度递减,然而这一蚀变特征的形成机制至今仍未得到较好的解释。通过模拟热液运移和硅从裂隙带向邻近围岩的扩散过程,发现流体温度和围岩孔隙度是影响石英脉型钨矿床蚀变特征的重要变量。高温和高孔隙度会加速硅从裂隙向邻近围岩扩散,从而形成较宽的蚀变。在围岩孔隙度均一分布的情况下,由于深部温度高于浅部,深部围岩蚀变宽于浅部蚀变。围岩孔隙度随深度递减会抵消温度对硅扩散速率的影响,使深部围岩形成较窄的蚀变。围岩孔隙度随深度递减可能是形成石英脉型钨矿床蚀变宽度随深度减小的有效机制。前人将钨矿蚀变特征归因于岩浆热液过渡性流体不均一的物理性质,该研究为这一科学问题提供新的解释。

关键词:钨矿;蚀变晕;热液运移;孔隙度;扩散系数;南岭

中图分类号:P618.67 文献标志码:A 文章编号:1671-2552(2019)09-1556-08

Liu X C, Xing H L, Zhang D H. The mechanisms for the formation of the alteration halos in tungsten deposits of Nanling Mountains, South China. Geological Bulletin of China, 2019, 38(9):1556–1563

Abstract: Geologists discovered in the 1980s that alteration halos decrease with increasing depth in many tungsten deposits of the Nanling Mountains. However, the mechanism for the formation of the alteration characteristics remains poorly understood. In this paper, the authors investigated hydrothermal flow and silica diffusion from fractures to adjacent wallrock at these tungsten deposits by using finite element based numerical experiments. The authors have found that fluid temperature and wallrock porosity exert a strong influence on silica diffusion from fractures to adjacent wallrock. Both high temperature and high porosity favor silica diffusion from fractures to adjacent wallrock and form wide alteration halos. Constant-porosity wallrock forms wider alteration halos at deeper levels, which is inconsistent with alteration characteristics of the tungsten deposits in the Nanling Mountains. Wallrock porosity that decreases with increasing depth forms alteration halos like those in those the tungsten deposits. The wall rock lithology and fracture distribution those tungsten deposits favor the formation of depth-dependent porosity and permeability. Evaluation of these two

收稿日期:2018-01-08; 修订日期:2018-02-28

资助项目:国家自然科学基金项目《石英脉型黑钨矿床热液运移模拟与黑钨矿沉淀机制》(批准号:41602088)、中央级公益性科研院所基本科研业务费《构造体系与成矿作用的耦合与衍生:以中国东部地区为例》(编号:JYYWF20180602)和中国地质调查局项目《右江成矿带锡金多金属矿集区矿田构造调查与找矿预测》(编号:DD20190161)

作者简介:刘向冲(1987-),男,副研究员,从事成矿动力学和数学地质研究。E-mail:xcliu@cags.ac.cn

factors may help the exploration. Aqueous NaCl solutions were used in the numerical experiments. It is therefore concluded that inhomogeneous magmatic hydrothermal fluids are unnecessary in explaining the alteration characteristics at these tungsten deposits.

Key words: tungsten deposits; alteration halos; fluid flow; porosity; diffusion coefficient; Nanling

石英脉型黑钨矿床是重要的钨矿床类型之一,主要分布于南岭成矿带的赣南、湘南、粤北、桂北等地^[1-2]。钨矿脉主要分布在碱长花岗岩顶部接触带附近^[3]。大多数钨矿脉近垂直产出,垂向延伸可达1000m^[2]。石英型黑钨矿床矿脉围岩蚀变呈带状分布在矿脉两侧,围岩蚀变宽度随深度递减,且这种变化趋势不受岩性影响^[4-5]。多位学者认为,形成黑钨矿石英脉的成矿流体不是纯热水溶液,而是富含SiO₂和挥发分的岩浆热液过渡性流体^[4-7]。这种岩浆热液过渡性流体比水溶液具有更高的粘度和密度。形成钨矿脉的过渡性流体在深部偏向熔体,在浅部偏向热液,因而蚀变宽度上宽下窄。Audébat等^[8]的实验表明,只有当熔体的摩尔分数很高时,含水熔体的粘度才会显著高于纯水的粘度。然而,除常海亮等^[9]在西华山钨矿脉的绿柱石中发现熔体包裹体外,大多数矿石矿物和脉石矿物的流体包裹体研究结果表明,钨成矿流体是NaCl-H₂O±CO₂体系^[10-22]。因而,形成上述蚀变特征可能另有他因。岩浆热液矿床的形成涉及复杂的化学反应和热液运移过程^[23-25]。前人研究多偏重于前者,对热液运移过程的研究较少^[26-28]。本文利用有限元方法模拟热液运移和化学组分从裂隙向邻近围岩扩散过程,发现围岩孔隙度随深度增加而递减可能是钨矿床形成上述蚀变特征的有效机制。

1 石英脉型钨矿床地质和地球化学特征

中国石英脉型钨矿床主要分布于南岭成矿带

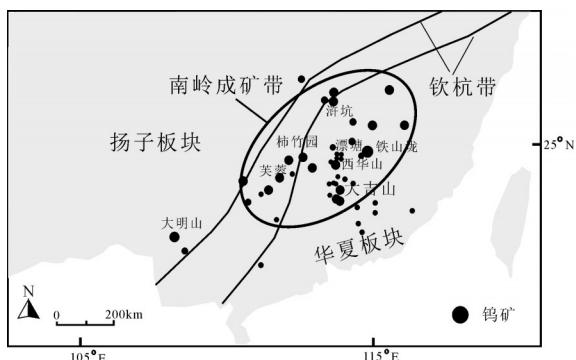


图1 南岭成矿带钨矿分布示意图^[29]

Fig. 1 Distribution of tungsten deposits in the Nanling Mountains, South China

的赣南、湘南、粤北、桂北等地(图1)。南岭地区大规模钨成矿作用与燕山早期的花岗岩岩浆活动有关,成矿年龄大多集中在中晚侏罗世(165~150Ma)^[29]。该类矿床常产在碱长花岗岩顶上带附近^[3]。主要的矿石矿物为黑钨矿、白钨矿、锡石等,脉石矿物有石英、长石、萤石、黄铁矿等^[1]。

钨成矿流体主要属于中高温、中低盐度的NaCl-H₂O±CO₂体系^[30]。首先,成矿流体成分以H₂O为主,CO₂含量低,少量CO、CH₄、N₂、H₂。在主成矿阶段成矿流体主要来自岩浆水,在成矿晚期成矿流体中混有大量大气降水。其次,寄主矿物(石英、黑钨矿、绿柱石、锡石等)捕获的流体包裹体在常温下以富液相的气液两相包裹体为主,纯气相和含CO₂的三相包裹体少见,表明溶液不曾沸腾或局部沸腾,压力可达90~160MPa。流体包裹体的均一温度一般为160~390°C,矿石矿物(黑钨矿、锡石等)的均一温度比石英的高40~100°C。最后,成矿流体盐度较低,成矿早期流体盐度一般为7%~10%NaCl,晚期逐渐降低至1%^[1-2,10-22,31-35]。

钨矿床围岩类型以寒武系和奥陶系居多,岩性以沉积(变质)碎屑岩为主^[2,36]。蚀变类型包括云英岩化、硅化、黑云母化、电气石化等^[2]。含钨石英脉的围岩蚀变有以下特点^[1]:①围岩蚀变呈带状分布在矿脉两侧(图2),蚀变带宽几毫米至几十厘米,带状分布特点不受岩性影响;②围岩蚀变宽度上宽下窄,蚀变宽度变化趋势不受岩性影响;③矿脉以石英为主,但石英脉体两侧的硅化较弱,且上部硅化比下部强。

反应性流体(如成矿热液)流经岩石裂隙或孔隙时,会改变邻近围岩的化学成分,形成蚀变晕^[37]。蚀变晕的宽度与岩石、流体的物理化学性质、反应速率、反应时间等参数密切相关^[37-39]。本文利用热液运移数值模拟研究化学组分从裂隙向邻近围岩扩散过程,为解释石英脉型钨矿床蚀变特征提供新思路。

2 热液运移数值模拟

2.1 数学理论

多孔介质流体流动和热传输用流体连续性方

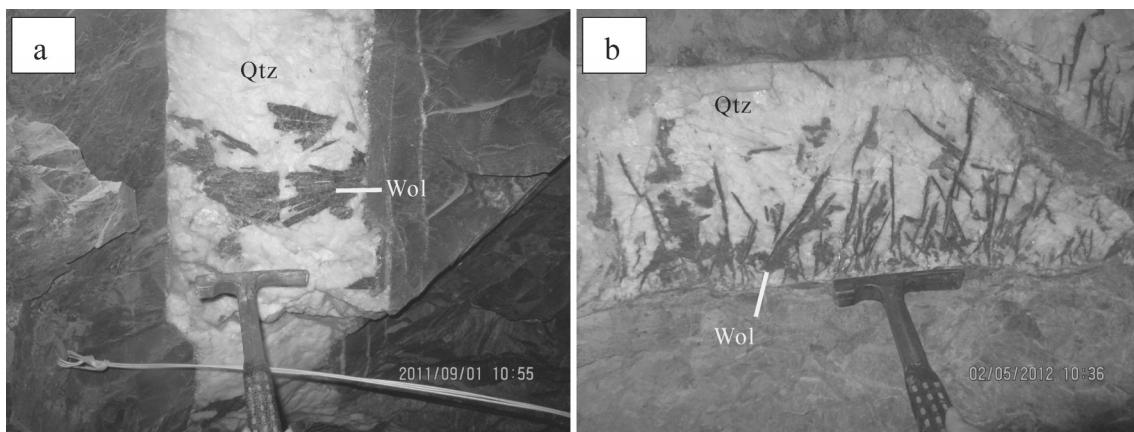


图2 南岭地区石英脉型钨矿典型矿脉

Fig. 2 Typical veins at deeper levels of tungsten deposits in the Nanling Mountains

a—江西大吉山钨矿深部脉体,标高417m,脉体走向为近东西向,陡倾,向上拍摄;b—江西漂塘钨矿

深部大脉,标高268m,脉体走向为近东西向,陡倾,向上拍摄。Qtz—石英;Wol—黑钨矿

程、达西定律和热传输方程定量描述,这些偏微分方程组用邢会林教授开发的PANDAS (Parallel Adaptive Nonlinear Deformation Analysis System) 来求解。PANDAS是一套基于有限元方法(FEM)和格子Boltzmann方法(LBM)开发的创新性软件平台,已经成功用于模拟地下含裂隙非均质孔隙材料/地层中“应力变形/破坏–流体流动–热传导–化学反应”等多物理场高度非线性耦合的问题,解决从微孔隙尺度到实验室及油气田尺度,甚至全球等多尺度的地球科学和地质资源工程中的主要科学问题和工程技术挑战^[40–49]。

NaCl 水溶液的密度和粘度与温度、压力和盐度有关。Batzle等提出的盐水密度模型在热液条件下精度较高^[50],因而本文的模拟计算使用了该密度模型。笔者提出一个适于大规模数值计算的盐水粘度模型^[43],用于计算热液的粘度。

某一组分在多孔介质的有效扩散速率 D_e 与该组分在水溶液的扩散速率 D_s 和孔隙度 ϕ 有关^[51]:

$$D_e = D_s \phi^2 \quad (1)$$

扩散速率 D_s 服从 Stokes–Einstein 方程^[52–53]。

Cathles 等^[37]提出垂直于脉体的蚀变晕宽度计算公式:

$$Z(t) = \sqrt{\frac{2D_e t}{G}} \quad (2)$$

其中, Z 为时间 t 内形成的蚀变晕宽度, G 是一个无量纲数,其值为改变 1m^3 岩石所需要的流体体积。本文

利用 Péclet 数(Pe)表征流体传输机制^[54],当 $Pe < 1$ 时,流体流动的扩散比例较高,流体内的化学反应以反应–扩散过程为主;当 $Pe > 1$ 时,流体流动的对流比例升高,化学反应以反应–扩散–对流过程为主^[55]。

2.2 热液运移模型

本文主要根据以下背景资料建立热液运移模型:①流体包裹体测温研究表明,钨成矿流体的压力较高,可达到 90~160MPa,平均值为 125MPa;②钨成矿热液来自深部含水岩浆房,岩浆顶上带与围岩接触部位发育大量的裂隙,这些裂隙为热液运移提供构造通道和成矿空间^[56–58]。

根据石英脉型钨矿床的地质地球化学特征,本文建立了二维热液运移模型(图 3)。 Z 轴代表重力方向, X 轴为垂直脉带的水平方向。为了减少网格数量和计算时间,本文模型只截取深度 3.8~5.0km 的部分,模型尺寸为 $1.2\text{km} \times 1.2\text{km}$ 。模型包含裂隙区和围岩 2 个单元,石英脉型钨矿床脉带宽度从几十米至几百米不等^[2],模型中裂隙区宽度为 20m。选取 2 条剖面用于研究裂隙带及其紧邻围岩的热液运移,其中一条剖面在 4.9km,另一条剖面在 4.1km 处。

设定模型底部边界条件为压力 125MPa 和温度 400°C,顶部边界条件为压力 38MPa 和温度 114°C。根据现今地热储库观测数据^[59],设定初始温度梯度为 30°C/km,初始压力梯度为 10MPa/km,模型中热液盐度为 10% NaCl。硅化是南岭石英脉钨矿床较普遍的蚀变类型之一,本文将硅从裂隙到邻近围岩的扩

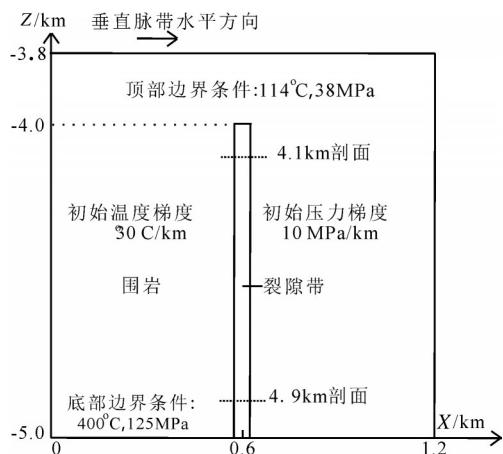


图3 石英脉型钨矿床热液运移数值模型

Fig. 3 Numerical model of hydrothermal flow at the tungsten deposits in the Nangling Mountains

散作为研究对象。硅在25°C稀溶液的扩散系数约为 $1.0 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ ^[60]。

本文设计2个数值实验,2个实验中裂隙带比围岩拥有更高的孔隙度和渗透率。在实验1中,围岩和裂隙带的孔隙度和渗透率均一分布,裂隙带孔隙度为10%,渗透率为 $1.0 \times 10^{-12} \text{ m}^2$;围岩孔隙度为0.01,渗透率为 $1.0 \times 10^{-16} \text{ m}^2$ 。在实验2中,围岩的孔隙度和渗透率与深度呈负指数关系^[61],渗透率在模型截取的深度范围内变化约一个数量级。

3 模拟结果

3.1 数值实验1

在数值实验1中,围岩的孔隙度和渗透率均一

分布。4.9km剖面和4.1km剖面的初始温度分别为147°C和123°C。热液运移1a后,裂隙带的温度显著高于邻近围岩的温度,但远离裂隙带的围岩温度变化较小(图4),在4.9km剖面上,紧邻裂隙带的围岩温度达到340°C;在4.1km剖面上,紧邻裂隙带的围岩温度为320°C。在2条剖面中,裂隙带内的Péclet数为1.7~1.8,围岩的Péclet数远低于1。

由于4.9km剖面的初始温度高于4.1km剖面的初始温度,前者的初始有效扩散系数高于后者。在紧邻裂隙的围岩内,硅有效扩散系数在热液运移1a后有显著提升:在4.9km剖面最大值达 $2.3 \times 10^{-13} \text{ m}^2/\text{s}$,在4.1km剖面最大值为 $2.1 \times 10^{-13} \text{ m}^2/\text{s}$ (图5)。热液运移2a后,围岩在4.1km剖面的有效扩散系数仍然低于围岩在4.9km的有效扩散系数。

3.2 数值实验2

在数值实验2中,围岩的孔隙度和渗透率随深度增加而按指数规律递减,其他参数与数值实验1一致。在该实验中,围岩孔隙度从3.8km的1.17%降至5.0km的0.58%,对应的渗透率由 $10^{-15.8} \text{ m}^2$ 降至 $10^{-16.7} \text{ m}^2$ 。围岩在4.9km的孔隙度为0.64%,渗透率为 $10^{-16.6} \text{ m}^2$ 。围岩在4.1km的孔隙度为0.99%,渗透率为 $10^{-16.0} \text{ m}^2$ 。

热液运移1a后,紧邻裂隙带的围岩在4.9km的温度达到315°C,而相应的温度在4.1km为230°C(图6)。显著低于数值实验1中紧邻裂隙带的围岩温度,裂隙带的Péclet数为1.8~2.0,围岩的Péclet数低于1,说明实验2中热液运移的流体传输机制与实验1相似。

该实验的初始有效扩散系数与实验1有明显区

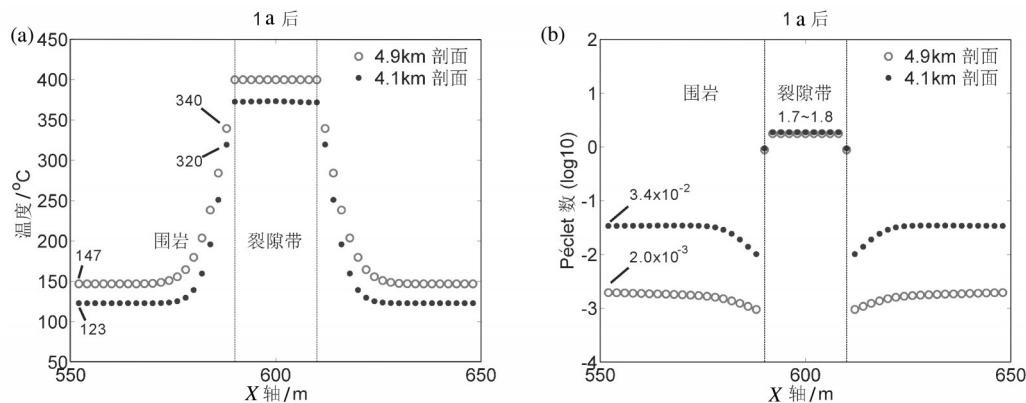


图4 数值实验1温度(a)和Péclet数(b)的分布

Fig. 4 The temperature (a) and Péclet number (b) in the first numerical experiment

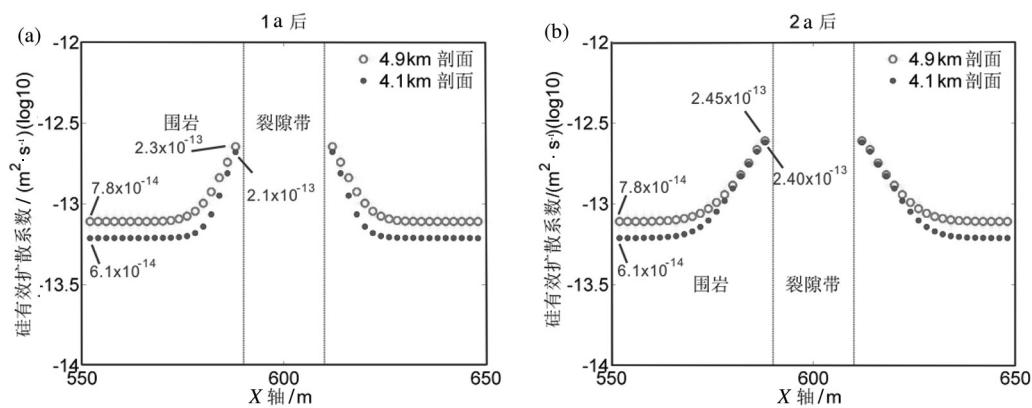


图 5 数值实验 1 热液运移 1a 后(a)和 2a 后(b)硅有效扩散系数在裂隙带附近的分布

Fig. 5 The effective diffusion coefficients of silica in the wallrock adjacent to fracture zones after one year (a) and two years (b) in the first numerical experiment

别。围岩在 4.9km 的初始有效扩散系数为 $3.2 \times 10^{-14} \text{m}^2/\text{s}$, 约为 4.1km 剖面的初始有效扩散系数 ($6.0 \times 10^{-14} \text{m}^2/\text{s}$) 的一半。热液运移 1a 后, 围岩在 4.1km 的有效扩散系数最大值为 $1.4 \times 10^{-13} \text{m}^2/\text{s}$, 是 4.9km 剖面对应值的 1.7 倍(图 7)。热液运移 2a 后, 围岩在 4.1km 的有效扩散系数最大值升高至 $2.2 \times 10^{-13} \text{m}^2/\text{s}$, 是 4.9km 剖面对应值的 2.4 倍。

4 讨 论

前人在 20 世纪 80 年代发现南岭地区石英脉型钨矿床蚀变宽度呈上宽下窄的特征^[1]。本文利用方程(2)对比不同深度下的蚀变宽度, 讨论蚀变宽度上宽下窄的形成机制。由于成矿流体主要来自深部岩浆, 假设方程(2)的参数 G 是一个常数, 在给定时间内垂直脉体的硅化宽度与硅的有效扩散系数

呈正比例关系。

在数值实验 1 中, 热液运移在紧邻裂隙带的围岩内以扩散为主, 反应-扩散过程在化学反应中占主导地位。由于围岩的孔隙度和渗透率是均一分布的常数, 硅在围岩的有效扩散系数只决定于硅在水溶液的扩散系数(见公式 1)。围岩在深部的温度高于浅部, 因而硅在深部围岩中有更高的有效扩散系数, 深部易形成较宽的硅化, 这显然与石英脉型钨矿床蚀变特征相反。事实上, 前人的数值模拟也得到类似的结论: 蚀变宽度随着热液运移远离流体源头而递减^[37,39]。然而, 这与南岭地区石英脉型钨矿和某些斑岩型铜矿的蚀变特征不符^[38]。通过数值实验 1, 认为石英脉型钨矿在 1km 垂直范围内围岩孔隙度可能不是均一分布的。

在数值实验 2 中, 围岩孔隙度和渗透率随深度

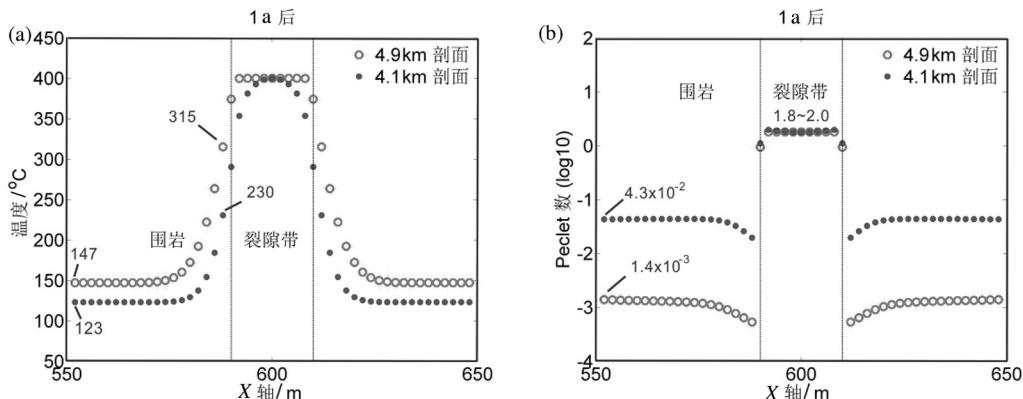


图 6 数值实验 2 温度(a)和 Péclet 数(b)的分布

Fig. 6 The temperature (a) and Péclet number (b) in the second numerical experiment

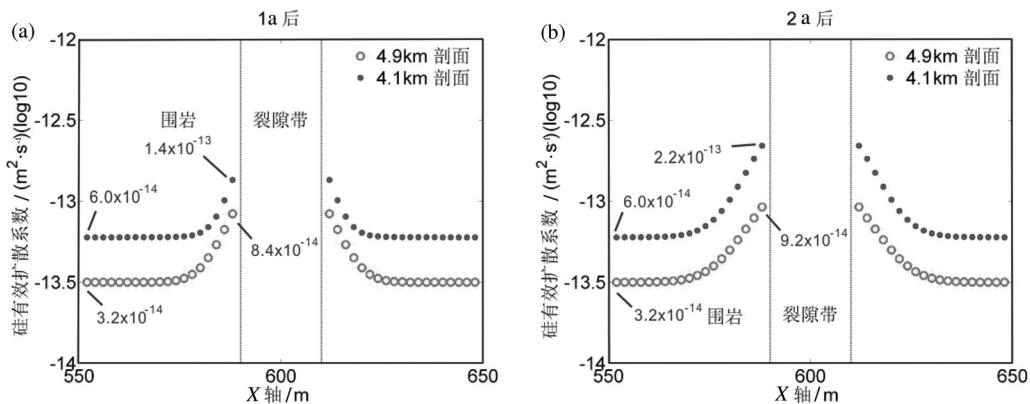


图7 数值实验2中热液运移1a后(a)和2a后(b)硅有效扩散系数在裂隙带邻近围岩的分布

Fig. 7 The effective diffusion coefficients of silica in the wallrock adjacent to fracture zones after one year (a) and two years (b) in the second numerical experiment

增大呈指数递减。尽管深部围岩的温度依然高于浅部,由于硅有效扩散系数与孔隙度的平方成正比,随深度递减的孔隙度抵消了温度对于硅有效扩散系数的影响,因而浅部围岩中硅的有效扩散系数高于深部。在这种情况下,裂隙带周围可能形成与南岭石英脉型钨矿床类似的蚀变特征。

本文数值模拟实验的运行时间远小于岩浆热液系统演化的时间尺度,后者可能在数个百万年甚至几十个百万年的时间尺度保持活跃状态^[62-63]。热液矿床成矿动力学过程涉及多时空尺度相互作用的热液流动、岩石变形和化学反应。受岩石变形、化学反应等过程的影响,与矿床形成相关的高渗透率具有局部性、短暂性、周期性等特征^[64-66]。多方面证据表明,上地壳高渗透会在1~1000a内发生显著衰减^[67]。故本文的模拟实验可看作成矿裂隙渗透率近似不变时部分热液充填过程。另外,在本文模型边界条件的控制下,延长模拟实验运行时间会提高围岩整体的温度和硅的扩散速率,但不会改变这2个变量在深部与浅部的相对大小。故数值模拟实验运行时间虽短,但对理解钨矿床蚀变带形成机制仍具有一定的启发。

石英脉型钨矿床的围岩岩性可能有利于形成随深度递减的孔隙度和渗透率,南岭地区石英脉型钨矿床围岩岩性以沉积(变质)碎屑岩为主^[2,29]。这些围岩较致密,孔隙度也较低。实验表明,由于微小裂隙的闭合,低孔隙度结晶岩石的渗透率随着压力的增加而呈指数规律减小;而高孔隙度沉积岩对压力的敏感性较弱^[68-69]。因而,石英脉型钨矿床围岩

岩性可能有利于形成随深度递减的孔隙度和渗透率。野外证据表明,石英脉型钨矿床围岩的裂隙发育程度随深度增加而递减^[56-57],这可能是围岩孔隙度和渗透率随深度递减的另一个原因。

5 结 论

通过热液运移和组分扩散数值模拟实验,研究硅从裂隙带向邻近围岩的扩散过程。数值模拟实验使用的流体是NaCl水溶液,其密度和粘度与温度、压力和盐度有关。本文的数值模拟实验为石英脉型钨矿床蚀变宽度垂直分带形成机制提供如下启示。

(1) 温度和孔隙度在垂向上的空间分布是影响石英脉型钨矿床蚀变特征的重要变量,高温和高孔隙度有利于硅从裂隙带向邻近围岩扩散,从而形成较宽的蚀变。

(2) 在围岩孔隙度均一分布的情况下,由于深部温度高于浅部,深部围岩蚀变比浅部宽,这与石英脉型钨矿床的蚀变特征相反。

(3) 围岩孔隙度随深度递减会抵消温度对硅扩散的影响,可使深部围岩形成较窄的蚀变,围岩孔隙度随深度递减可能是形成石英脉型钨矿床蚀变宽度随深度减小的有效机制。相对于前人提出的岩浆热液过渡性流体假说,本文热液运移模拟为理解石英脉型钨矿床的蚀变形成过程提供了新的启示。

致谢:本文数值实验在澳大利亚昆士兰大学超级计算机Savanna上完成,审稿专家提出了详细的修改意见,在此一并致谢。

参考文献

- [1]陈毓川,裴荣富,张宏良,等.南岭地区与中生代花岗岩类有关的有色及稀有金属矿床地质[M].北京:地质出版社,1989: 507.
- [2]朱焱龄,李崇佑,林运淮.赣南钨矿地质[M].南昌:江西人民出版社,1981: 440.
- [3]祝新友,王京彬,王艳丽,等.南岭锡钨多金属矿区碱长花岗岩的厘定及其意义[J].中国地质,2012,39(2): 359–381.
- [4]阙梅登,夏卫华.江西大吉山脉钨矿床矿化富集特征及其机理初探[J].地球科学——中国地质大学学报,1988,13(2): 177–185.
- [5]林新多,张德会,章传玲.湖南宜章瑶岗仙黑钨矿石英脉成矿流体性质的探讨[J].地球科学,1986,11(2): 153–160.
- [6]张德会.石英脉型黑钨矿床成矿流体性质的进一步探讨[J].地球科学,1987,12(2): 185–192.
- [7]祝新友,王京彬,王艳丽,等.论石英脉型钨矿成矿系统的相对封闭性——以湖南瑶岗仙脉型钨矿床为例[J].地质学报,2014,88(5): 825–835.
- [8]Audétat A, Keppler H. Viscosity of fluids in subduction zones[J]. Science, 2004, 303(56/57): 513–516.
- [9]常海亮,黄惠兰.西华山黑钨矿石英脉绿柱石中熔融包裹体的发现及其意义[J].华南地质与矿产,2001,2: 21–27.
- [10]Ni P, Wang X D, Wang G G, et al. An infrared microthermometric study of fluid inclusions in coexisting quartz and wolframite from Late Mesozoic tungsten deposits in the Gannan metallogenic belt, South China[J]. Ore Geology Reviews, 2015, 65(4): 1062–1077.
- [11]Wei W F, Hu R I, Bi X W. Infrared microthermometric and stable isotopic study of fluid inclusions in wolframite at the Xihuashan tungsten deposit, Jiangxi province, China[J]. Mineralium Deposita, 2012, 47(6): 589–605.
- [12]曹晓峰,吕新彪,何谋春,等.共生黑钨矿与石英中流体包裹体红外显微对比研究——以瑶岗仙石英脉型钨矿床为例[J].矿床地质,2009,28(5): 611–620.
- [13]董少花,毕献武,胡瑞忠,等.湖南瑶岗仙石英脉型黑钨矿床成矿流体特征[J].矿物岩石,2011,31(2): 54–60.
- [14]宋生琼,胡瑞忠,毕献武,等.赣南淘锡坑钨矿床流体包裹体地球化学研究[J].地球化学,2011,40(3): 237–248.
- [15]宋生琼,胡瑞忠,毕献武,等.赣南崇义淘锡坑钨矿床氢、氧、硫同位素地球化学研究[J].矿床地质,2011,30(1): 1–10.
- [16]王巧云,胡瑞忠,彭建堂,等.湖南瑶岗仙钨矿床流体包裹体特征及其意义[J].岩石学报,2007,9: 2263–2273.
- [17]王旭东,倪培,蒋少涌,等.赣南漂塘钨矿流体包裹体研究[J].岩石学报,2008,24(9): 2163–2170.
- [18]王旭东,倪培,张伯声,等.江西盘古山石英脉型钨矿床流体包裹体研究[J].岩石矿物学杂志,2012,29(5): 539–550.
- [19]王旭东,倪培,袁顺达,等.江西黄沙石英脉型钨矿床流体包裹体研究[J].岩石学报,2012,28(1): 122–132.
- [20]王旭东,倪培,袁顺达,等.赣南漂塘钨矿锡石及共生石英中流体包裹体研究[J].地质学报,2013,87(6): 850–859.
- [21]席斌斌,张德会,周利敏,等.江西省全南县大吉山钨矿成矿流体演化特征[J].地质学报,2008,82(7): 956–966.
- [22]赵波.江西漂塘石英脉型黑钨矿床成矿深度估算[D].中国农业大学(北京)硕士学位论文:2013.
- [23]Hayba D O, Ingebritsen S E. Multiphase groundwater flow near cooling plutons[J]. Journal of Geophysical Research, 1997, 102(B6): 12235–12252.
- [24]Zhao C B, Reid L B, Regenauer-Lieb K. Some fundamental issues in computational hydrodynamics of mineralization: A review[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2012, 112: 21–34.
- [25]Ingebritsen S E, Appold M S. The physical hydrogeology of ore deposits[J]. Economic Geology, 2012, 107: 559–584.
- [26]池国祥,薛春纪.成矿流体动力学的原理、研究方法及应用[J].地学前缘,2011,18(5): 1–18.
- [27]邓军,王庆飞,黄定华.成矿流体输运物理机制研究的关键难题与方法体系[J].地球科学进展,2004,19(3): 393–398.
- [28]周利敏,张德会,席斌斌.岩石中的渗透率、流体流动及热液成矿作用[J].地学前缘,2008,15(3): 299–310.
- [29]毛景文,谢桂青,郭春丽,等.南岭地区大规模钨锡多金属成矿作用—成矿时限及地球动力学背景[J].岩石学报,2007,23(10): 2329–2338.
- [30]王碟,卢焕章,毕献武.与花岗质岩浆系统有关的石英脉型钨矿和斑岩型铜矿成矿流体特征比较[J].地学前缘,2011,18(5): 121–131.
- [31]黄惠兰,常海亮,付建明,等.西华山钨矿床的形成压力及有关花岗岩的侵位深度[J].矿床地质,2006,25(5): 562–571.
- [32]穆治国,黄福生,陈成业,等.漂塘—西华山石英脉型钨矿床碳、氢和氧稳定同位素研究[C]//余鸿彰.钨矿地质讨论会论文集.北京:地质出版社,1984: 153–169.
- [33]张国新,谢越宁,虞福基,等.江西大吉山钨矿床不同成矿阶段稳定同位素地球化学[J].地球学报,1997,18(增刊): 197–199.
- [34]张理刚,庄龙池,钱雅倩.江西西华山—漂塘地区花岗岩及其钨锡矿床的稳定同位素地球化学[C]//余鸿彰.钨矿地质讨论会论文集.北京:地质出版社,1984: 325–338.
- [35]庄龙池,林伟圣,谢廷焕.大吉山钨矿的稳定同位素地球化学[C]//中国地质科学院宜昌地质矿产研究所文集,1991: 16.
- [36]古菊云.华南隐伏—半隐伏脉钨矿床的地表标志带[J].矿床地质,1984,3(1): 67–76.
- [37]Cathles, L M, Shannon R. How potassium silicate alteration suggests the formation of porphyry ore deposits begins with the nearly explosive but barren expulsion of large volumes of magmatic water[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2007, 262(1/2): 92–108.
- [38]Geiger S, Haggerty R, Dilles J H, et al. New insights from reactive transport modelling: the formation of the sericitic vein envelopes during early hydrothermal alteration at Butte, Montana[J]. Geofluids, 2002, 2(3): 185–201.
- [39]Steefel C I, Lichtner P C. Multicomponent reactive transport in discrete fractures: I. Controls on reaction front geometry[J]. Journal of Hydrology, 1998, 209(1/4): 186–199.
- [40]Li Q, Xing H. Numerical analysis of the material parameter effects

- on the initiation of hydraulic fracture in a near wellbore region [J]. Journal of Natural Gas Science and Engineering, 2015, 2(3): 1597–1608.
- [41]Liu X, Xing H, Zhang D. Fluid focusing and its link to vertical morphological zonation at the Dajishan vein-type tungsten deposit, South China [J]. Ore Geology Reviews, 2014, 62(1): 245–258.
- [42]Liu X, Xing H, Zhang D. The mechanisms of the infill textures and its implications for the five-floor zonation at the Dajishan vein-type tungsten deposit, China [J]. Ore Geology Reviews, 2015, 65, Part 1(0): 365–374.
- [43]Liu X, Xing H, Zhang D. Influences of fluid properties on the hydrothermal fluid flow and alteration halos at the Dajishan tungsten deposit, China [J]. Journal of Geochemical Exploration, 2016, 163: 53–69.
- [44]Xing H. Finite element simulation of transient geothermal flow in extremely heterogeneous fractured porous media [J]. Journal of Geochemical Exploration, 2014, 144: 168–178.
- [45]Xing H, Yu W, Zhang J. 3D Mesh Generation in Geocomputing, Advances in Geocomputing [M]. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer Berlin Heidelberg, 2009: 27–64.
- [46]Xing H L, Ding R W, Yuen D A. Tsunami Hazards along the Eastern Australian Coast from Potential Earthquakes: Results from Numerical Simulations [J]. Pure and Applied Geophysics, 2014: 1–29.
- [47]Xing H L, Makinouchi A. Three dimensional finite element modeling of thermomechanical frictional contact between finite deformation bodies using R–minimum strategy [J]. Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering, 2002, 191(37/38): 4193–4214.
- [48]Xing H L, Makinouchi A, Mora P. Finite element modeling of interacting fault systems [J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2007, 163(1/4): 106–121.
- [49]Xing H L, Zhang J, Gao J F, et al. PANDAS and its New Applications in Geothermal Modelling [C]//Australian Geothermal Energy Conference, Melbourne. 2011.
- [50]Batzle M L, Wang Z. Seismic properties of pore fluids [J]. Geophysics, 1992, 57(11): 1396–1408.
- [51]Van Loon L R, Mibus J. A modified version of Archie's law to estimate effective diffusion coefficients of radionuclides in argillaceous rocks and its application in safety analysis studies [J]. Applied Geochemistry, 2015, 59: 85–94.
- [52]Li Y, Gregory S. Diffusion of ions in sea water and in deep-sea sediments [J]. Geochimica et cosmochimica acta, 1974, 38(5): 703–714.
- [53]Rimstidt D. Geochemical Rate Models [M]. Cambridge University Press, New York, 2014: 232.
- [54]Huysmans M, Dassargues A. Review of the use of Péclet numbers to determine the relative importance of advection and diffusion in low permeability environments [J]. Hydrogeology Journal, 2005, 13(5): 895–904.
- [55]Lester D R, Ord A, Hobbs B E. The mechanics of hydrothermal systems: II. Fluid mixing and chemical reactions [J]. Ore Geology Reviews, 2012, 49(0): 45–71.
- [56]陈尊达, 胡立燧. 黄沙脉钨矿床地质特征及原生分带 [C]//余鸿彰. 钨矿地质讨论会论文集. 北京: 地质出版社, 1984: 25–34.
- [57]刘向冲. 江西大青山石英脉型黑钨矿床“五层楼”垂直形态分带动力学机制 [D]. 中国地质大学(北京)博士学位论文, 2015: 114.
- [58]周利敏. 江西省全南县大吉山钨矿构造应力场数值模拟与成矿预测 [D]. 中国地质大学(北京)硕士学位论文, 2009: 67.
- [59]Genter A, Evans K, Cuenot N, et al. Contribution of the exploration of deep crystalline fractured reservoir of Soultz to the knowledge of enhanced geothermal systems (EGS) [J]. Comptes Rendus Geoscience, 2010, 342(7/8): 502–516.
- [60]Rebreanu L, Vanderborght J P, Chou L. The diffusion coefficient of dissolved silica revisited [J]. Marine Chemistry, 2008, 112(3): 230–233.
- [61]Ingebretsen S E, Manning C E. Permeability of the continental crust: dynamic variations inferred from seismicity and metamorphism [J]. Geofluids, 2010, 10: 193–205.
- [62]Stein H J, Cathles L M. A special issue on the timing and duration of hydrothermal events—preface [J]. Economic Geology, 1997, 92(7/8): 763–765.
- [63]Cathles L M, Erendi A H J, Barrie T. How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusive event [J]? Economic Geology, 1997, 92(7/8): 766–771.
- [64]Cox S F. Coupling between deformation, fluid pressures, and fluid flow in ore-producing hydrothermal systems at depth in the crust [C]//Hedenquist J W, Thompson J F H, Goldfarb R J, et al. Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume. Society of Economic Geologists, Litteton, Colorado, 2005: 39–76.
- [65]Henley R W, Berger B R. Self-ordering and complexity in epizonal mineral deposits [J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2000, 28: 669–719.
- [66]Ingebretsen S E, Appold M S. The physical hydrogeology of ore deposits [J]. Economic Geology, 2012, 107: 559–584.
- [67]Ingebretsen S E, Manning C E. Permeability of the continental crust: dynamic variations inferred from seismicity and metamorphism [J]. Geofluids, 2010, 10: 193–205.
- [68]David C, Wong T F, Zhu W, et al. Laboratory measurement of compaction-induced permeability change in porous rocks: implications for the generation and maintenance of pore pressure excess in the crust [J]. Pure and Applied Geophysics, 1994, 143(1/3): 425–456.
- [69]Heiland J. Laboratory testing of coupled hydro-mechanical processes during rock deformation [J]. Hydrogeology Journal, 2003, 11(1): 122–141.