

广东河台金矿糜棱岩化过程构造-流体成矿研究

朱江建^{1,5}, 陈广浩^{2,*}, 龚贵伦^{1,3,5}, 易金^{1,5}, 蔡建新², 龚朝阳⁴, 黄栋林⁴,
曾乔松¹, 林 舸¹

1. 中国科学院 矿物学与成矿学重点实验室; 广州地球化学研究所, 广东 广州 510640
2. 中国科学院 边缘海地质重点实验室; 南海海洋研究所, 广东 广州 510301
3. 中国人民武装警察部队 黄金第十一支队, 湖南 宁乡 410600
4. 广东高要河台金矿, 广东 肇庆 526127
5. 中国科学院 研究生院, 北京 100049

Zhu Jiangjian^{1,5}, Chen Guanghao^{2,*}, Gong Guilun^{1,3,5}, Yi Jin^{1,5}, Cai Jianxin², Gong Chaoyang⁴,
Huang Donglin⁴, Zeng Qiaosong¹, Lin Ge¹

1. Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny; Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China
2. Key Laboratory of Marginal Sea Geology; South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301, China
3. The 11th department of Gold Army of Chinese Armed Police Force, Ningxiang 410600, China
4. Gaoyao Hetai Gold Mine, Zhaoqing 526127, China
5. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Zhu Jiangjian, Chen Guanghao, Gong Guilun, et al. Structure-fluid related mineralization during the mylonitization process in the Hetai goldfield, Guangdong Province. *Earth Science Frontiers*, 2011, 18(5): 067-077

Abstract: A numerical modeling of the structure-fluid process during mylonitization was conducted in order to investigate the possibility of gold mineralization related to mylonitization. Based on stress analysis and micro-structural studies and comparison with modeling results, it is proposed that the study area was under compression in the direction of 108° during the formation of the mylonitized zones. The results of numerical modeling, together with previous studies, suggest that anomalous belts of volumetric strain increment are favorable for mylonitization and syn-mylonitization mineralization, and provide favorable site for later hydrothermal mineralization. It is proposed that mylonitization took place from 212 to 168 Ma at temperature from 300 to 500 °C, and the syn-mylonitization mineralization process occurred from 197 to 168 Ma at temperature from 300 to 340 °C. Uneconomic mineralization may have been produced during mylonitization, which was upgraded by later hydrothermal mineralization to form the Hetai gold deposit.

Key words: the Hetai goldfield; mylonitized zone; dynamic circumstance; numerical modeling; volumetric strain increment

摘 要:为了探讨糜棱岩化过程中的成矿作用,文章对广东河台金矿进行了构造流体过程的数值模拟研究。根据力的分解、显微构造及运动学涡度分析以及与模拟结果的对比,提出 108°方向的双向挤压作用可能是本区糜棱岩化带形成时的力学环境。数值模拟结果结合前人研究成果表明,体积应变增量异常带有利于糜棱岩化和流体的聚集以及糜棱岩化过程中成矿作用的进行,并为后期的热液成矿作用提供容矿构造。结合前人研究成果,限定糜棱岩化带形成时的温度为 300~500 °C,形成时代为 212~168 Ma,糜棱岩化过程中的成矿温

收稿日期:2011-06-10;修回日期:2011-08-09

基金项目:国家重点基础研究发展计划“973”项目(2007CB411402);中国科学院广州地球化学研究所创新项目(A15-030513)

作者简介:朱江建(1985—),男,博士研究生,主要从事构造与找矿预测研究。E-mail: zjj3xsjl@163.com

* 通讯作者简介:陈广浩(1964—),男,研究员,主要从事构造地质学、大地构造与成矿学研究。E-mail: chengh@gzb.ac.cn

度主要集中于 300~340 °C,成矿时代主要集中于 197~168 Ma。糜棱岩化作用可能形成未达到工业品位的含矿糜棱岩化带,在此基础上叠加后期热液成矿作用,形成了河台金矿床。

关键词:河台金矿;糜棱岩化带;动力环境;数值模拟;体积应变增量

中图分类号:P54;P618.51 文献标志码:A 文章编号:1005-2321(2011)05-0067-11

河台金矿构造上位于罗定—广宁和吴川—四会断裂带交汇部位(图 1A),为一典型的韧性剪切带控制的矿床^[1-2]。河台金矿糜棱岩化带长几十米至上千米,宽为数米到数十米^[3],产状稳定,平面上略显斜列,走向总体 NEE。糜棱岩发育走向 NEE 的糜棱面理,倾向 NNW 或 SSE,倾角 60°~80°,包含近于水平的拉伸线理,还见有规模较小的剪切褶皱,并残留大小不一的透镜状弱应变域。关于河台金矿糜棱岩化的时间^[4]、形成的温压条件^[4-5]、变形的运动学方向^[4]、差异应力^[4]、应变速率、剪切位移量^[1]、地球化学行为等^[6-8]都已有了很好的研究成果。龚贵伦等^[9]由区域构造演化结合里德尔(Riedel)简单剪切理论,较好地解释了河台金矿不同尺度的构造特征以及与成矿的关系。关于糜棱岩化过程与成矿的关系,钟增球等^[10]指出河台剪切带的成矿模式与 Bonnemaison 和 Marcoux^[11]总结的剪切带三阶段

金矿化模式相仿。一些学者支持糜棱岩化过程对成矿的贡献可能较大的观点^[6,12-13],但随着研究的不断深入,也有学者认为,糜棱岩化之后的热液成矿期是河台金矿的主要成矿期^[14-16]。Zhang 等^[14]认为韧性剪切变质作用阶段并不产生金的成矿,金成矿产生于完全脆性的环境,所以糜棱岩化过程是否产生金的矿化尚存在分歧。结合前人的研究成果,本文运用数值模拟实验方法,对河台金矿糜棱岩化过程中应力应变异常带的分布及流体运移方向与流量进行了研究,以探讨糜棱岩化过程中成矿作用的可能性。

1 河台金矿矿床地质特征

河台金矿由北往南依次出露震旦系、奥陶系、志留系地层。震旦系以片状石英云母岩、云母石英岩为主;奥陶系与志留系为薄层浅变质砂岩、粉砂岩及薄

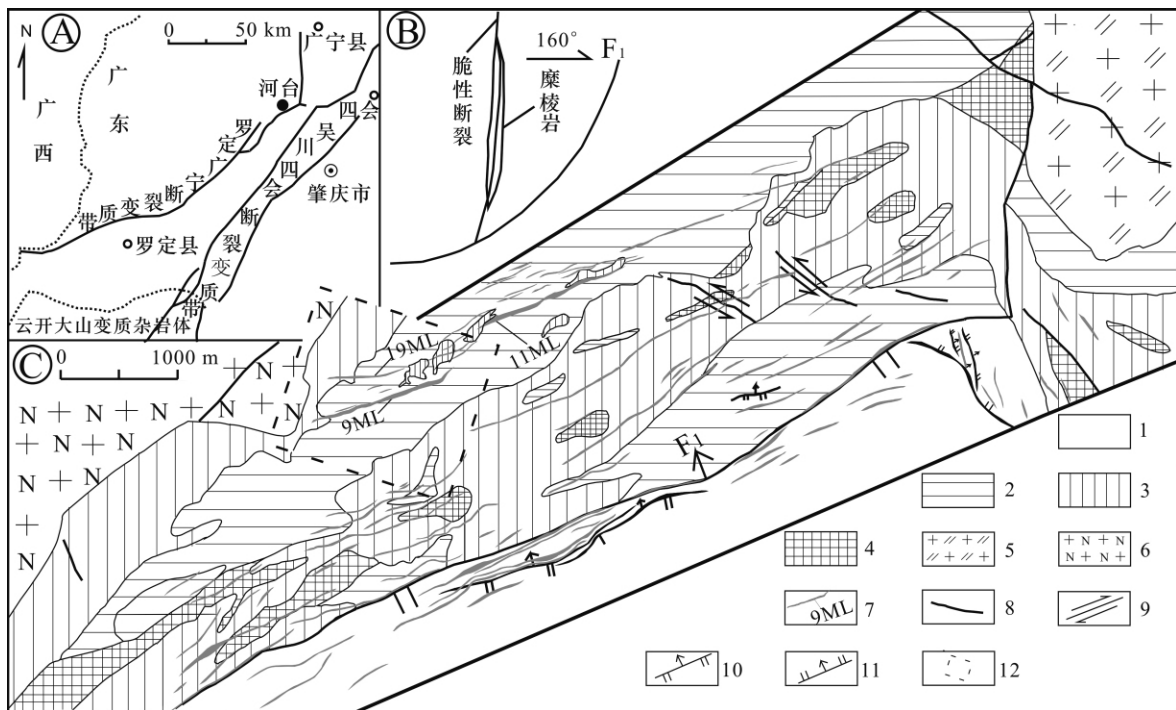


图 1 河台金矿区地质图及其构造位置

Fig.1 Geological map of the Hetai goldfield and its structural location

A—河台金矿区构造位置图(据文献^[17]改编);B—河台金矿区控矿构造示意剖面图(据文献^[18]改编);C—河台金矿区地质平面图(据文献^①改编)。1—中上奥陶统;2—震旦系云母石英片岩;3—震旦系混合岩、混合片麻岩;4—震旦系石英岩;5—伍村花岗岩;6—云楼花岗岩;7—糜棱岩化带及其编号;8—性质不明断层;9—走滑断层;10—逆断层;11—正断层;12—模拟区。

① 陈友东,王斯亮,龚朝阳,等.云西矿床金矿资源储量核实报告.广东高要:河台金矿,2006.

层板岩构成互层。矿区 F_1 断裂是主要的导矿构造之一,位于矿区南部,倾向北西,倾角 $55^\circ\sim 70^\circ$ 。含矿构造为糜棱岩化带及发育于其中的脆性断裂,其中糜棱岩化带倾向北西,局部反转,倾角 $60^\circ\sim 85^\circ$ [3]。导矿构造与含矿构造在剖面上呈“y”字形展布(图 1C)。矿区西部出露云楼岗黑云母斜长花岗岩;东部出露伍村巨斑状黑云母二长花岗岩(图 1C)。金矿体主要分布于河台矿区的云西、高村、后迳等地,赋金矿脉走向 $N60^\circ\sim 80^\circ E$,倾向 NW,倾角 70° 左右(图 1B)。矿脉厚度从几厘米到几十米不等,平面上主要呈左阶斜列产出,呈右旋走滑运动,在剖面上产状比较稳定[19]。金矿赋存于糜棱岩和混合岩中;伴生金属矿物主要包括黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿、菱铁矿、毒砂;非金属矿物主要有石英、绢云母;副矿物有电气石、磷钇石、锆石、榍石、独居石等[18]。矿石类型主要有:浸染状硅化千糜岩金矿石和具网脉状金属硫化物叠加的硅化千糜岩金矿石[3]。

2 河台金矿糜棱岩化带的形成时代及其力学环境

本区含矿韧性剪切带穿切云楼岗岩体[20],而5号糜棱岩化带的围岩为混合岩。云楼岗岩体的锆石 U-Pb 年龄为 $(241.9\pm 3.3)\text{Ma}$ [21],混合岩化的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 $(239.6\pm 3.9)\text{Ma}$ [16]。以上地质分析与同位素分析表明糜棱岩化发生于约 240 Ma 之后。石英与长石发生重结晶的起始温度分别为 300°C [22-23]与 500°C [24]。河台金矿石英发生重结晶,而长石基本上只发生脆性变形,明显缺少塑性变形痕迹,限定糜棱岩化带形成时的温度为 $300\sim 500^\circ\text{C}$ 。

将前人研究成果[4,16,21,25]绘制成地温-年代演化图,估计河台金矿糜棱岩化作用期为 $212\sim 168\text{Ma}$ (图 2)。

河台金矿剪切变形形成时的压力为 $420\sim 650\text{MPa}$ [26],糜棱岩化带形成时的差异应力为 $160\sim 210\text{MPa}$ [4],应变速率为 $(1.13\sim 3.72)\times 10^{-11}\text{s}^{-1}$ [1]。一般区域性应变速率为 $10^{-13}\sim 10^{-15}\text{s}^{-1}$ [27],说明河台金矿形成时的应变速率较快。

关于糜棱岩化带形成时的应力状态,龚贵伦等[9]认为河台 70° 左右的含矿糜棱岩化带相当于燕山期罗定—广宁韧性剪切带的里德尔(Reidel)剪破裂面 R(在脆性域可发生糜棱岩化的实验[28]支持这种解释的合理性),说明糜棱岩化带形成时对应的主压应力方向为 T(图 3,主压应力方向与张裂隙 T 重叠)。本区糜棱岩化带的总体方位为 70° ,取一般岩石的剪裂角为 30° ,得主压应力为 100° 方向上的双向挤压作用。脆性强的岩石剪切裂隙与主压力方向的夹角较小[29],脆性弱者则夹角较大。由于糜棱岩形成前本区温压较高,主压应力与剪切面的夹角应该大于 30° ,所以实际的主压应力方向应是略大于 100° 方位的双向挤压作用。

3 糜棱岩化过程及构造-流体成矿数值模拟实验

3.1 模拟方法原理

本文用 FLAC(Fast Lagrangian Analysis for Continuum)[30]对河台金矿糜棱岩化过程的应力应变异常带的分布及流体运移方向与流量进行流-固耦合数值模拟研究。

FLAC 即连续介质快速拉格朗日分析,它是基

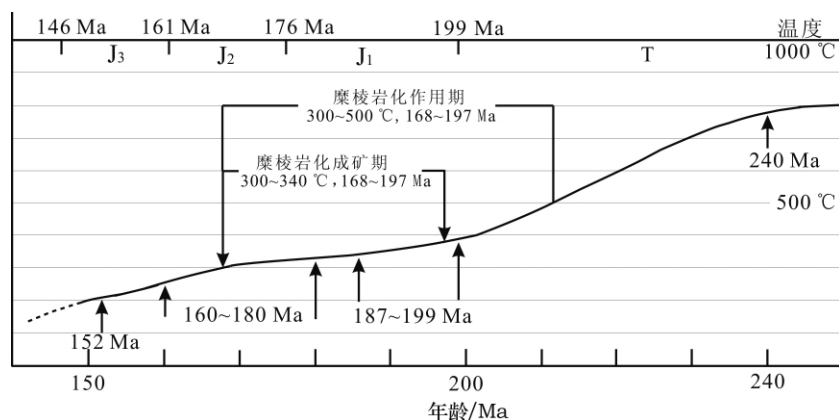


图 2 河台金矿地温-年代演化图
(年龄数据来源于文献[4,16,21,25])

Fig. 2 Geotherm-age evolution curve of the Hetai goldfield

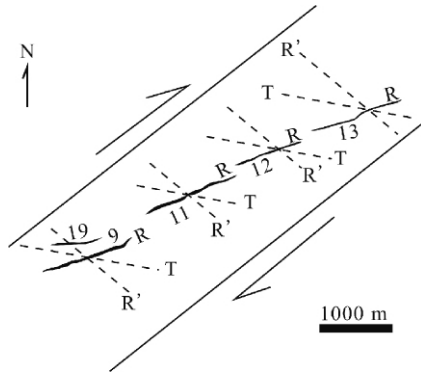


图3 河台金矿糜棱岩化带形成的力学环境分析

Fig.3 Stress analysis of mylonitized zones in the Hetai goldfield

注:图中数字代表河台金矿主要的含矿糜棱岩化带的编号。

于拉格朗日元法的显式有限差分程序。用户将固体分为四边形单元组成的有限差分网格。FLAC包含静力、动力、蠕变、渗流和温度5个主要计算模型,并可以进行多模型的耦合分析^[31],且对于复杂系统(如:非线性问题、大变形问题、物理不稳定性问题)是最适用的^[32]。

程序运行过程中所遵循的主要方程^[30-31]如下:

$$V_i = -k_{ij}k(s) \frac{\partial}{\partial x_j} (p - \rho_w g x_k) \quad (1)$$

其中式(1)是用达西定律描述的流体渗流方程(卢焕章等认为可以用达西定律描述成矿流体^[33],支持了该方程的适用性),方程中 V_i 是Darcy流动矢量, k_{ij} 是渗透系数张量, $k(s)$ 是与饱和度有关的相对渗透率, p 是流体压力, ρ_w 是流体密度, g 是重力加速度, x_j, x_k 是指定点位置。

$$f = \tau_m + \sigma_m \sin \phi - C \cos \phi \quad (2)$$

$$\sigma_{ij} = 2G \epsilon'_{ij} + (K - \frac{2}{3}G) \delta_{ij} \epsilon'_{kk} \quad (3)$$

$$g = \tau_m + \sigma_m \sin \Psi - C \cos \Psi \quad (4)$$

式(2)~(4)是Mohr-Coulomb弹塑性变形方程(在脆性域可发生糜棱岩化的实验^[28]及韧性剪切带中的塑性变形支持了该方程的适用性),当(2)中 $f < 0$ 时,物质处于弹性状态,运行方程(3);当 $f = 0$ 时,物质处于塑性状态,运行方程(4)。方程中 f 是屈服函数, τ_m 是最大剪切应力, σ_m 是平均应力, ϕ 是内摩擦角, C 是内聚力, σ_{ij} 是指定点的应力, $\epsilon'_{ij}, \epsilon'_{kk}$ 是指定点的弹性应变、体积应变, δ_{ij} 是Kronecker delta分量, G 是剪切模量, K 是体积模量, g 是塑性势能函数, Ψ 是扩容角。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\frac{\partial q_i}{\partial x_i} + q_v \quad (5)$$

式(5)是质量平衡方程,式中 ζ 是流体容量的变化量

(每单位体积孔隙介质中流体体积的变化量), t 是时间, q_i 是Darcy流动矢量, x_i 是指定点的位置, q_v 是流体源强度。

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + \rho g_i = \rho \frac{du_i}{dt} \quad (6)$$

式(6)是动量平衡方程, σ_{ij} 是指定点的应力, x_j 是指定点的位置, $\rho = (1-n)p_s + np_w$ 是岩石的密度, p_s 和 p_w 分别是固体与流体密度, n 是孔隙度, $g_i = 1, 2$ 是重力的两个组成部分, u_i 是动量, t 是时间。

$$K_w = -\Delta p / \epsilon_v \quad (7)$$

式(7)是变形与流体之间的耦合方程, K_w 是流体体积模量, Δp 是流体孔隙压力的变化, ϵ_v 是体积应变。

3.2 初始地质模型、网格划分、边界条件、初始条件及相关参数

前已述及实际的主压应力应是大于 100° 方位的双向挤压作用。经多次模拟实验发现, 108° 的双向挤压作用形成的体积应变异常带与本区实际的糜棱岩化带较为吻合。 108° 方位的双向挤压力作用于 70° 方位的糜棱岩化带,由力的分解得 70° 方位的糜棱岩化带应表现为右行压剪特征。镜下观察指示糜棱岩的运动学方位为右行剪切(图4A,与前人镜下观察的结果一致^[4,34])。结合最大有效力矩准则^[35]求得运动学涡度为: $W_k = \sin(2\xi) = \sin(2 \times 7^\circ) = 0.242$ (图4B),揭示了河台金矿的糜棱带具有压性特征。所以本次数值模拟采用 108° 方位的双向挤压作用。

选取受挤压边界及与之垂直的直线构成的矩形区域作为模拟区(图1C)。初始地质模型为212 Ma时,当时云楼岗岩体与混合岩已经形成,而未形成糜棱岩带(图5A,图1C中模拟区逆时针旋转 18° 而成)。该地质模型X方向(与 108° 平行的方向)长1605.3 m, Y方向(与 108° 垂直的方向)长1405.3 m。由初始地质模型建立了初始地质网格。在确保网格不破裂的情况下(以确保模拟的进行)确立X方向的网格数为268, Y方向的网格数为234。边界条件为上下边界Y方向固定, X方向不固定,左右边界施加 $2.425 \times 10^{-11} \text{ s}^{-1}$ (取前人研究成果(1.13~3.72) $\times 10^{-11} \text{ s}^{-1}$ ^[1]的平均值)的双向挤压(图5B)。流体密度取 10^3 kg/m^3 ,初始饱和度取1,体积模量取 $2 \times 10^9 \text{ Pa}$ 。

力学参数的选取主要根据河台金矿内部资料^①,部分参考国内外相关参数^[36-37](表1)。

① 广东省地质勘查局719地质队. 广东省高要市河台金矿区云西矿床地质勘探报告. 广东高要:河台金矿,1992.

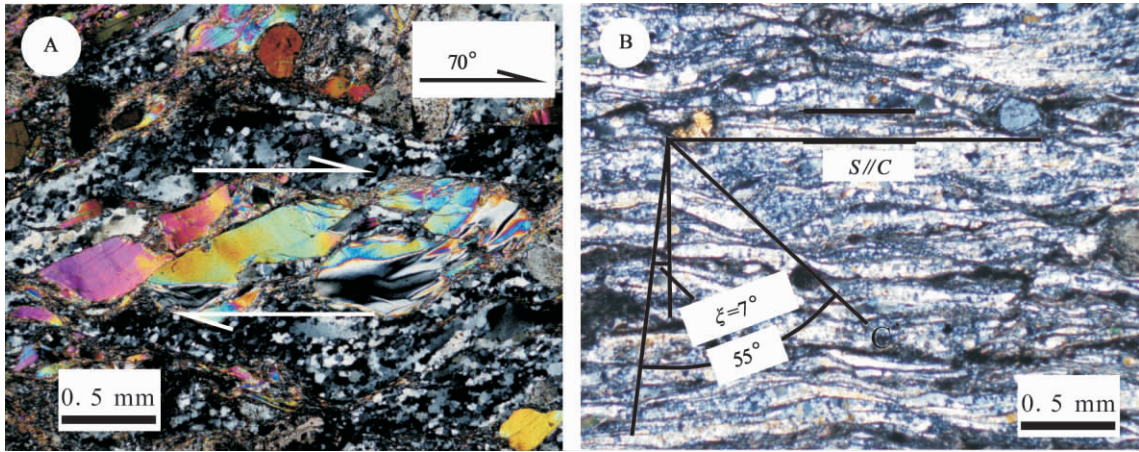


图4 剪切指向(A)与运动学涡度分析(B)

Fig. 4 Shear direction(A) and the analysis of kinematic vorticity(B)

A—近水平切面,云母斜构造和石英多晶,箭头指示右旋剪切变形;B—切面垂直于糜棱面理平行于糜棱面理上的线理,S面理(剪切带内面理)与C面理(糜棱面理)近于平行,C'是伸展褶劈理, ξ 是主压应力轴与剪切带边界法线的交角。

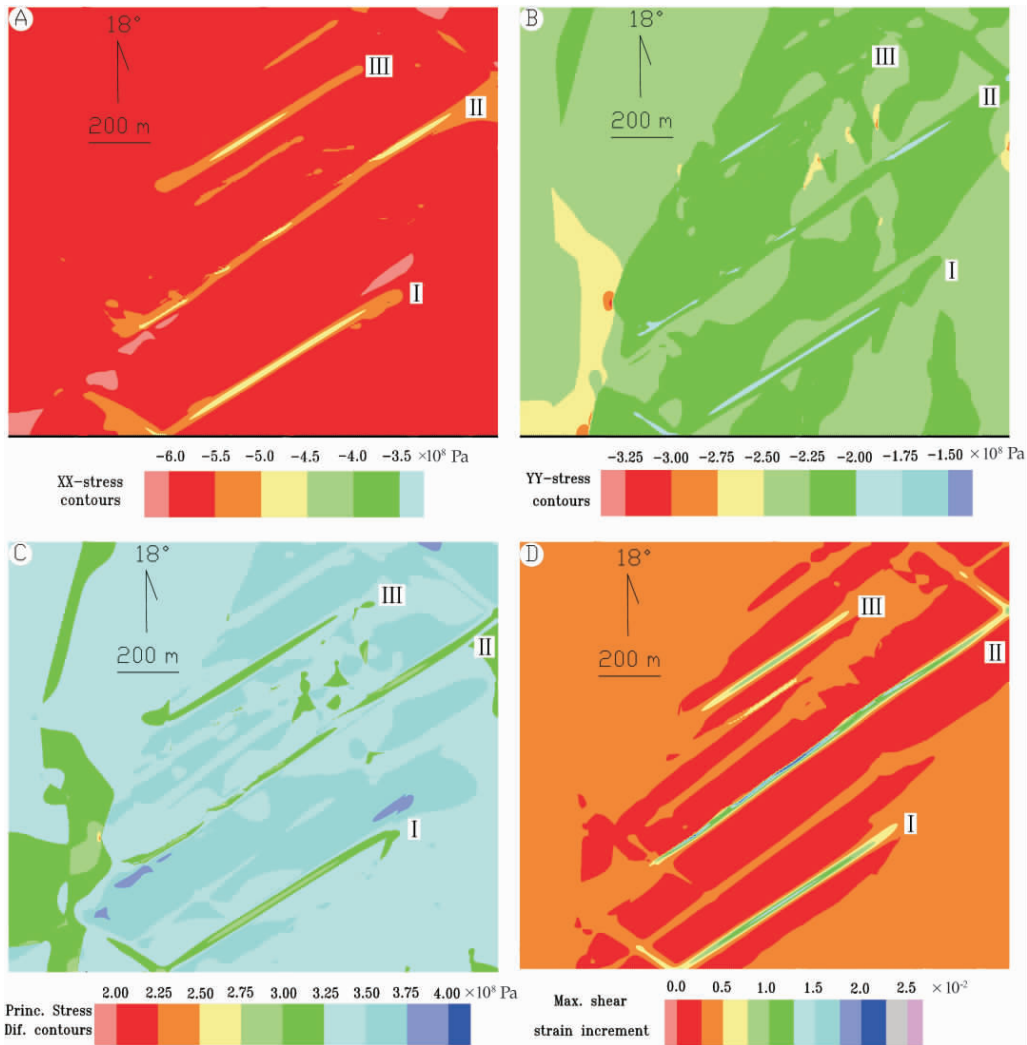


图6 应力、主应力差、最大剪切应变增量等值线图

Fig. 6 The contour plots of stress, principal stress, differential stress and maximal shear strain increment
A—X方向的应力等值线图;B—Y方向的应力等值线图;C—主应力差等值线图;D—剪切应变增量等值线图。

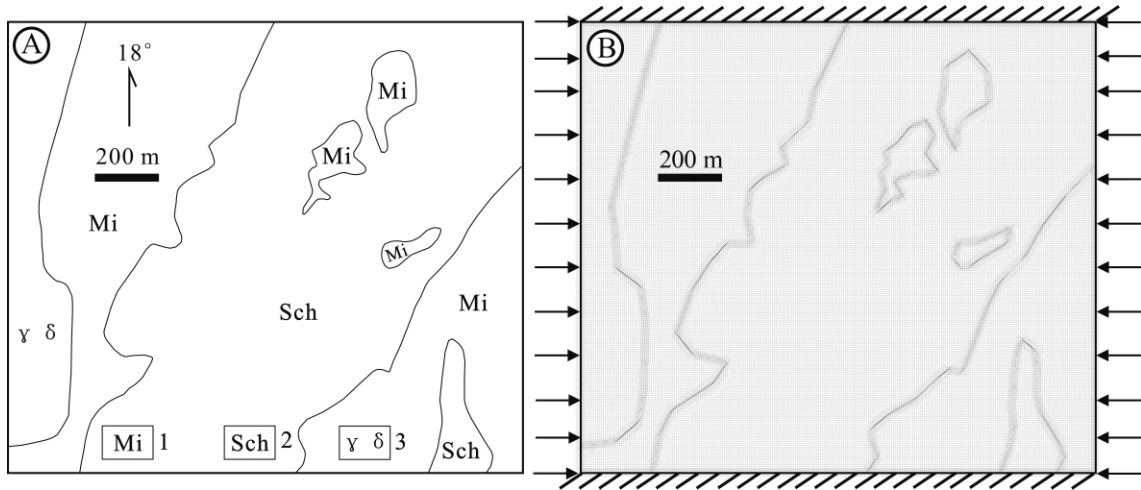


图5 模拟区初始地质模型(A)和初始网格及边界条件(B)
 Fig. 5 Initial geologic model(A) and initial grid and boundary conditions(B)
 1—混合岩;2—云母石英片岩;3—云楼岗岩体。

表1 河台金矿不同岩石相关参数表

Table 1 Parameters of different rocks in the Hetai goldfield

岩性	密度 /(kg·m ⁻³)	体积模量 /Pa	剪切模量 /Pa	内聚力 /Pa	抗拉强度 /Pa	内摩擦角 /(°)	渗透率 /m ²	扩容角 /(°)
云母石英片岩	2 755	4.93×10 ¹⁰	6.38×10 ¹⁰	0.96×10 ⁶	5.42×10 ⁶	29.35	0.10×10 ⁻¹³	3
混合岩	2 700	5.94×10 ¹⁰	3.03×10 ¹⁰	5.56×10 ⁶	5.15×10 ⁶	30.20	0.002 0×10 ⁻¹³	2
花岗岩	2 650	4.82×10 ¹⁰	2.77×10 ¹⁰	6.00×10 ⁶	10.00×10 ⁶	29.00	0.002 5×10 ⁻¹³	2

4 模拟结果

当体积应变异常带的应力值(483~650 MPa)与河台金矿糜棱岩化带形成时的压力 420~650 MPa^[4]一致时,X 方向的应力变化范围(图 6A)为-650~-300 MPa(注:“-”代表挤压作用),背景值为-600~-550 MPa。共有 3 条 NEE 方向平行排列的低值异常条带:其中 I 号异常带平直,异常值以-500~-450 MPa 为主,两端略大;II 号异常带连续但变化较大,异常值以-550~-500 MPa 为主,-500~-450 MPa 的次级条带呈斜列式不连续分布其中;III 号异常带平直,异常值以-550~-500 MPa 为主,-500~-450 MPa 分布在中部。Y 方向的应力变化范围(图 6B)为-350~-125 MPa,背景值为-250~-200 MPa,分布有 3 条 NEE 方向等间距平行排列的低值异常条带。异常带的长度与宽度相对 X 方向的较小。其中 II 号异常带由不连续的小异常带组成。主应力差(图 6C)变化范围为 200~400 MPa,背景值为 325~375 MPa,也分布有 3 条 NEE 方向等间距平行排列的异常条带,其特征和 X 方向的低值异常条带相

似。最大剪应变增量(图 6D)变化范围为 0.0~0.025 0,背景值为 0.0~0.005,分布有 3 条 NEE 方向的平行排列的高异常条带,其特征也和 X 方向的低值异常条带相似,以 II 号异常带值最大。

体积应变增量是指递进变形过程各个小阶段在已发生的体积应变基础上新增的应变。体积应变增量异常带(以下简称为体积应变异常带)变化范围为-0.006 5~-0.002,背景值为-0.006 5~-0.005。模拟区分布有 3 条 NEE 方向平行排列的低异常条带(图 7A),其特征和 X 方向的应力低值异常条带相似:I 号异常带平直,异常值为-0.004~-0.003 5 呈对称长条带状;II 号异常带连续但变化较大,异常值以-0.005~-0.004 为主,-0.004~-0.003 5,呈斜列式不连续分布其中;III 号异常带平直,异常值为 0.004 5~-0.004,呈对称长条带状。在流场中选取对应的 II 号和 III 号异常条带局部放大图,表明流体向异常带聚集,II 号异常带流体主要由东南向西北汇聚于异常带中,III 号异常带流体主要由西北向东南汇聚于异常带中(图 7B、C)。

应力应变异常条带的总体方位、总体长度、最大宽度如表 2 所示。

表 2 数值模拟结果统计表

Table 2 Statistical results of numerical modeling

研究对象	异常条带范围	从南到北编号	总体方位/(°)	总体长度/m	最大宽度/m
X 方向的应力 (图 6A)	-550~ -450 MPa	I	76	929	34
		II	73	1 502	38
		III	76	786	48
Y 方向的应力 (图 6B)	-175~ -200 MPa	I	76	658	19
		II	73	1 220	19
		III	75	230	15
主应力差 (图 6C)	275~ 325 MPa	I	75	903	29
		II	73	1 466	30
		III	75	680	26
最大剪应变 增量(图 6D)	0.005~ 0.022 5	I	74	872	48
		II	73	1 435	43
		III	74	585	41
体积应变增量 (图 7A)	-0.005 5~ -0.002	I	75	887	39
		II	73	1 557	42
		III	75	732	33

5 模拟结果地质解释与讨论

5.1 体积应变异常带与本区的糜棱岩化带

体积应变异常带处(图 7A)的差异应力为 275~350 MPa(图 6C),已达到河台金矿糜棱岩化带形成时的差异应力 160~210 MPa^[4]。差异应力可以使较活动的元素(按顺序 Si、Al、K、Na)分凝于低压带(图 6A、B)中,因而引起构造分异作用^[38]。说明构造-流体模拟产生的 I、II、III 异常带(图 6A、B)是硅化、钾化发生的有利场所。这与糜棱岩化带中硅化、绢云母化的地质实际相吻合。应力的改变引起了剪切应变异常带与体积应变异常带的产生(图 6D、7A),这些应力应变的改变影响着矿物生长的动力学^[39],为动态重结晶的产生提供了可能。分异与分凝作用的驱动力可能有两种:一是非均匀变形岩石的不同域之间体积应变的差异;二是两个域之间的应力差所引起的化学位梯度^[40]。模拟产生的 I、II、III 异常带(图 6C、7A)无疑是体积应变变化差异、应力差最大的区域,这有利于分异与分凝作用的进行,从而形成新的矿物组合及各种新的矿物配置关系^[41],这较好地解释了河台金矿 S-C 面理常常是由石英和绢云母相间排列而形成的现象。

流体向体积应变异常带聚集(图 7B、C),这与糜棱岩化带普遍发育大量与流体作用有关的蚀变相吻

合^[42-45]。这种流体的聚集作用可促使岩石软化^[46]、颗粒边界滑移^[47],从而发展为塑性变形构造带。另据 Ross 等^[48]研究,在大多数情况下,同一稳态流动应力在干的条件下试验,动态重结晶颗粒和亚晶粒度要比在湿的条件下试验的粒度大,说明了流体聚集形成相对湿的环境有利于稳态流动过程中细粒化的进行。以上分析表明,体积应变异常带可能发展为细粒化的塑性变形带。这与糜棱岩化带中存在动态重结晶亚颗粒及塑性变形的地质实际相吻合。剪切造成的细粒化反过来又会造成流体的进一步汇聚^[49-50]。这又说明了体积应变异常带可能代表了本区的糜棱岩化带。在缺乏流体的条件下,构造化学作用仍然能够发生,但化学作用的类型与强度要比存在流体时弱得多^[41],说明模拟产生的体积应变异常带(图 7A)有利于构造化学作用的进行。这较好地解释了糜棱岩化过程中长石向绢云母的转变(这种转变已经在岳石的模拟实验中得到验证^[51])。韧性剪切带实际上是一条变形变质带。模拟所产生的流体聚集促进了这种变形变质作用的进行。

模拟所产生的体积应变异常带与矿区的糜棱岩化带、地电化学异常带、伽马能谱异常带(地电化学异常带与伽马能谱异常带指示下方可能为糜棱岩化带)有较好的对应关系(图 8),进一步说明体积应变异常带有利于发展为糜棱岩化带。

5.2 糜棱岩化过程中的成矿作用

体积应变异常带(图 7A)的应力值(图 6A、B)

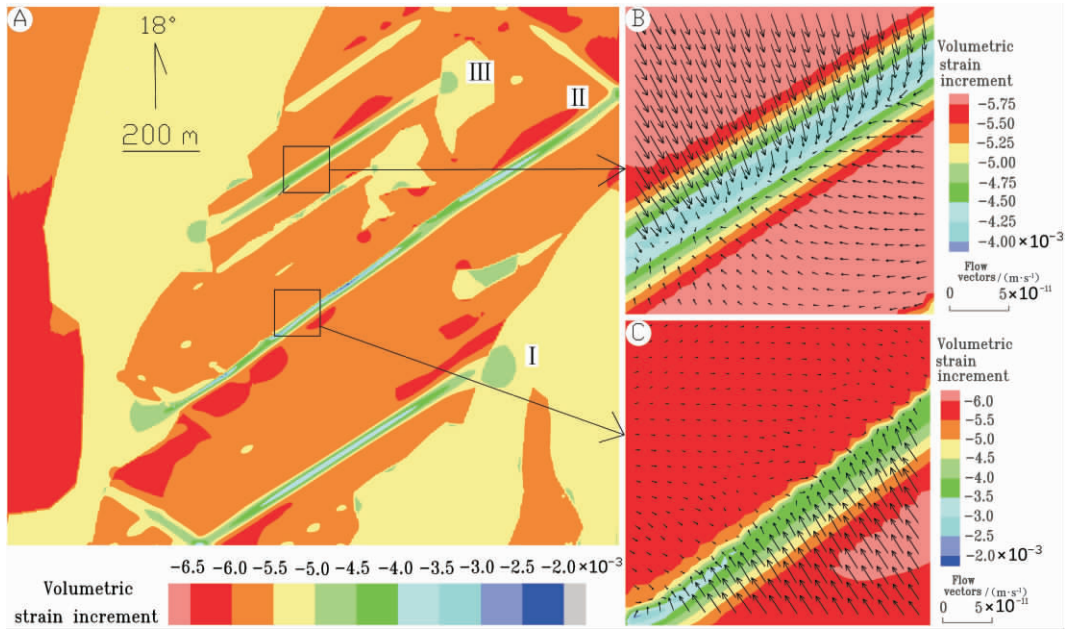


图 7 体积应变异常带及其中的流体运移图

Fig. 7 The anomalous belts of volumetric strain increment and fluid migration

A—体积应变增量等值线图;B—Ⅲ号体积应变异常带的流体运移图;C—Ⅱ号体积应变异常带的流体运移图。

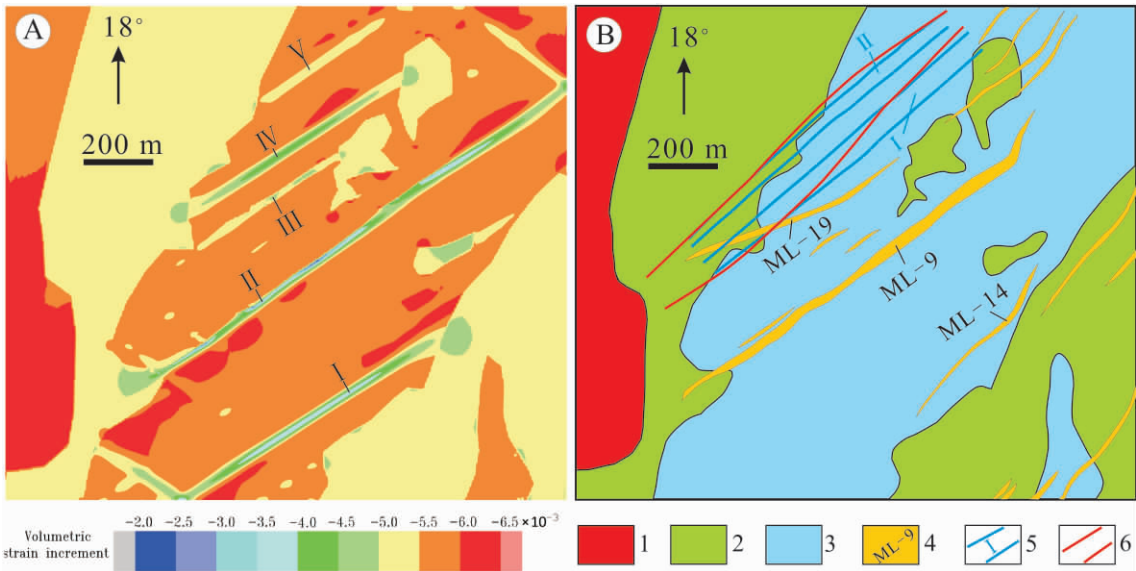


图 8 体积应变异常带(A)与已知糜棱岩化带、金地电化学异常带、伽马能谱异常带(B)对比图

Fig. 8 The anomalous belts of volumetric strain increment(A) compared with known mylonitized zones, anomalous high value belts of geo-electrochemical values and Gamma-ray spectrum(B)

1—云楼岗岩体;2—混合岩;3—云母石英片岩;4—已知糜棱岩化带及其编号;5—伽马能谱异常带及其编号;6—金地电化学异常带。

相对于其附近区域较小。这种相对低的应力有利于流体向其聚集(图 7B、C)。当流体向这种较低的应力区聚集时可能会有两种有利于成矿的方式:一是压力的降低有利于以硫化物络合物形式搬运的金的析出^[52-53];二是压力的降低有利于硫化物溶解度的降低^[52],而随着硫化物溶解度降低析出的黄铁矿对

金的吸附^[54]还原^[55-56]作用又进一步促进了金的富集成矿。因而,含矿流体可能因为成矿压力的降低而沉淀成矿。

同时流体的聚集导致体积应变异常带含水量较大,而流体的存在有利于含水蚀变矿物(如本区的硅化、绢云母化)的生成^[57-58],本区的硅化与金矿化密

切相关。其可能成于剪切过程中石英的压电效应促进了金沉淀的进行^[56],而金晶体在石英表面的分布可能受石英晶体中存在的线性缺陷控制^[59]。含金硅化岩中的石英基本上都是由动态重结晶作用形成的新颗粒^[6],且硅化岩的成矿流体主要为变质水和岩浆水^[5],表明含金硅化岩形成于糜棱岩化阶段且糜棱岩化阶段的流体是多来源的。说明了具有流体聚集特征的体积应变异常带可能代表了河台金矿糜棱岩化过程中不同流体的聚集部位。不同流体的聚集部位有利于其他物理化学条件(如温度、酸碱度、氧逸度、盐度、硫逸度等)发生改变,而这些条件的改变也有利于流体中含矿物质发生沉淀。

综上所述,数值模拟结果表明流体向体积应变异常带聚集(图7B、C)有利于糜棱岩化过程中成矿作用的进行。

另一方面,由这种体积应变异常带发展成的含矿糜棱岩化带可为后期的热液成矿作用^[14-16]提供容矿构造,所以体积应变异常带可能发展为糜棱岩化过程中成矿及热液期成矿的含矿糜棱岩化带。模拟结果也表明Ⅱ号和Ⅲ号体积应变异常带分别与本区已知的9号和19号含矿糜棱岩带(ML-9和ML-19)有较好的对应关系(图8)。

糜棱岩化过程中成矿流体包裹体的均一温度(350~600 °C)、压力(150~200 MPa)明显大于后期热液成矿期的均一温度(125~350 °C)和压力(20.5~120 MPa)^[5]。这种相对高的温压条件总的来说是不利于成矿作用进行的,但在河台韧性剪切带被不断抬升剥蚀的演化过程中,压力、温度不断下降(图2)。当温度为250~350 °C^[60],深度为2~10 km^[41](以云母石英片岩的密度2 755 kg/m³,*g*取9.8 N/kg对应的应力为54~270 MPa),则进入脆韧性剪切阶段。金矿沉淀温度为140~340 °C^[61],河台金矿热液成矿期的压力为20.5~120 MPa^[5]。说明当脆韧性变形过程演化到温度为250~340 °C、压力为54~120 MPa时有利于成矿作用的进行。前人研究^[61-65]也较好的支持了脆-韧性变形过程中成矿作用的进行。由于石英在300 °C以上就可发生动态重结晶作用^[20],所以脆韧性变形阶段石英的动态重结晶作用仍可进行。这可由河台金矿硅质岩沿脆性裂隙充填且发生动态重结晶作用得到证实。脆韧性变形阶段石英糜棱岩化过程中理论上应有3种金矿化特征。一是由动态重结晶形成过程中包裹于动态重结晶颗粒内的金矿化,二是沿S-C面理(糜

棱岩化过程中产生)产出的金矿化,三是沿动态重结晶颗粒之间产出的金矿化。由于在脆性变形过程中可产生沿节理分布的金矿化亦可沿先期S-C面理及动态重结晶颗粒之间产生金矿化(脆性变形过程中不产生动态重结晶作用,所以不会产生包裹于动态重结晶颗粒内的金矿化),所以糜棱岩化过程中发生金矿化最有利的证据是包裹于动态重结晶颗粒内的金矿化。周崇智等^[34]指出河台金矿的自然金是呈微粒状赋存于动态重结晶石英颗粒之间,或包裹于石英晶体中,有利地支持了糜棱岩化过程中成矿作用的进行。能说明糜棱岩化过程中可能产生金矿化的其他证据还有:据光片统计有51.6%的自然金嵌布于动态重结晶石英中且以晶隙金为主(裂隙金次之);自然金普遍有拉长现象;局部地方可见自然金沿千糜棱岩的片理方向定向分布^[13]。由石英在300 °C以上就可发生动态重结晶作用而金沉淀温度小于340 °C^[61],估计河台糜棱岩化过程中的成矿主要集中于300~340 °C,成矿时代为168~197 Ma(图2)。但韧性剪切作用期的 ΣS 及 Cl^-/F^- 含量较热液作用阶段低^[66],从元素迁移的角度看不利于金的迁移与富集。所以,糜棱岩化作用可能只是形成了未达到工业品位的含矿糜棱岩化带(小于1 g/t^[6],平均金含量为0.321 5 g/t^[12])。

6 结论

(1)由于模拟条件有地质依据且模拟结果与已有研究成果较为吻合,提出108°方向的双向挤压作用可能是本区糜棱岩化带形成时的力学环境。力的分解分析、镜下观察、运动学涡度分析支持了以上力学环境的合理性。

(2)数值模拟结果结合前人研究成果表明,体积应变异常带有利于发展为本区的糜棱岩化带。数值模拟结果(流体向体积应变异常带聚集)支持了糜棱岩化过程中成矿作用的进行。糜棱岩化带可为后期的热液成矿作用提供容矿构造,所以,体积应变异常带代表了糜棱岩化过程中成矿及热液期成矿的含矿糜棱岩化带。

(3)结合前人研究成果,限定糜棱岩化带形成时的温度为300~500 °C,形成时代为212~168 Ma,糜棱岩化过程中的成矿温度主要集中于300~340 °C,成矿时代主要集中于197~168 Ma。河台金矿糜棱岩化过程中流体的聚集、相对于围岩较低

的应力是成矿的有利因素,相对较高的温压条件及较低的 $\Sigma S, Cl^-/F^-$ 是成矿的不利因素,糜棱岩化作用最终可能形成未达到工业品位的含矿糜棱岩化带。后期热液成矿作用使之最终成为达到工业品位的矿体。

参考文献

- [1] 段嘉瑞,何绍勋,周崇智,等. 广东河台金矿构造特征及剪切带型金矿模式探讨[J]. 中南矿冶学院学报, 1992, 23(3): 245-253.
- [2] 何绍勋,段嘉瑞,周崇智,等. 一种新的金矿类型: 剪切带型金矿[J]. 中国有色金属学报, 1992, 2(2): 1-6.
- [3] 李新福,湛培任. 河台金矿田糜棱岩带含矿性分析[J]. 中国矿山工程, 2007, 36(1): 13-16.
- [4] 蔡建新. 华南不规则大陆边缘三叠纪楔合和复理石盆地充填[D]. 北京: 中国科学院研究生院, 2009.
- [5] 何文武,张文淮. 广东河台金矿成矿物理-化学条件及找矿方向[J]. 矿床地质, 1993, 12(2): 120-128.
- [6] 陈骏,王鹤年. 广东省河台含金矿剪切带中REE及其它微量元素的含量和分布特征[J]. 矿床地质, 1993, 12(3): 202-211.
- [7] 周永章,涂光焯, Chown E H, 等. 热液围岩蚀变过程中数学不变量的寻找及元素迁移的定量估计: 以广东河台金矿田为例[J]. 科学通报, 1994, 39(11): 1026-1028.
- [8] 杨凤根,王鹤年,华仁民. 河台金矿中稀土元素在韧性剪切过程中迁移行为的研究[J]. 中国稀土学报, 2004, 22(1): 164-170.
- [9] 龚贵伦,陈广浩,林舸,等. 广东河台金矿构造应力场演化及构造控矿模式[J]. 矿床地质, 2010, 29(增刊): 1-11.
- [10] 钟增球,周汉文,游振东. 云开隆起区剪切带阵列及其与金矿成矿关系[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 1997, 22(1): 20-26.
- [11] Bonnemaison M, Marcoux M. Auriferous mineralization in some shear zones: A three-stage model of metallogenesis[J]. Mineralium Deposita, 1990, 25: 96-104.
- [12] 姚德贤,陈晓明,杨荣勇. 河台金矿床金赋存状态研究[J]. 中山大学学报, 1995, 34(4): 82-87.
- [13] 韦永福,裘有守,余昌涛,等. 中国东部金矿地质[M]. 北京: 地质出版社, 1993.
- [14] Zhang G L, Boulter A C, Liang J C. Brittle origins for disseminated gold mineralization in mylonite: Gaocun gold deposit, Hetai goldfield, Guangdong Province, South China [J]. Economic Geology, 2001, 96: 49-59.
- [15] 刘伟. 广东河台金矿床成因及成矿规律研究[D]. 湖南长沙: 中南大学, 2004.
- [16] 翟伟,李兆麟,孙晓明,等. 粤西河台金矿锆石 SHRIMP 年龄及其地质意义[J]. 地质论评, 2006, 52(5): 690-699.
- [17] 夏永健,陈友东,王斯亮,等. 地电化学测量在河台金矿找矿中的试验研究[J]. 黄金, 2008, 29(9): 7-10.
- [18] 刘伟,戴塔根,黄满湘,等. 广东河台金矿体赋存规律及找矿前景[J]. 黄金, 2006, 27(3): 9-13.
- [19] 张伯友,赵振华,夏斌,等. 广宁深层次推覆构造前缘陡倾带变形构造研究[J]. 地震地质, 1995, 17(4): 405-415.
- [20] 鲍庆忠. 广宁—罗定金矿带金矿成矿条件及预测[J]. 地质与资源, 2002, 11(2): 88-95.
- [21] 张伯友,俞鸿年. 糜棱岩、混合岩、花岗岩三者成因联系[J]. 地质论评, 1992, 38(5): 407-413.
- [22] Stipp M, Stünitz H, Heilbronner R. The eastern Tonale fault zone: A "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C [J]. Journal of Structural Geology, 2002, 24: 1861-1884.
- [23] Faleiros F M, Campanha G A, Bello R M, et al. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil) [J]. Tectonophysics, 2010, 485: 193-214.
- [24] Pryer L L. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: The Grenville Front, Ontario, Canada [J]. Journal of Structural Geology, 1993, 15: 21-36.
- [25] 叶伯丹. 两广云开地区同位素地质年龄数据及其意义[J]. 广东地质, 1989, 4(3): 39-55.
- [26] Zhang K J, Cai J X. NE-trending Hepu-Hetai dextral shear zone in southern China: Penetration of the Yunkai promontory of South China into Indochina [J]. Journal of Structural Geology, 2009, 31: 737-748.
- [27] Pfiffner O A, Ramsay J G. Constraints on geological strain rates: Arguments from finite strain states of naturally deformed rocks [J]. Journal of Geophysical Research, 1982, 87: 311-321.
- [28] Kim J W, Ree J H, Han R, et al. Experimental evidence for the simultaneous formation of pseudotachylyte and mylonite in the brittle regime [J]. Geology, 2010, 38(12): 1143-1146.
- [29] 陈国达. 构造成矿研究法[M]. 北京: 地质出版社, 1985.
- [30] Itasca. FLAC: Fast Lagrangian Analysis of Continua, User Manual, Version 5.0 [M]. Minneapolis: Itasca Consulting Group, Inc, 2005.
- [31] 周叶. 挤压压力作用下的构造变形数值模拟研究: 以江西相山盆地研究为例[D]. 北京: 中国科学院研究生院, 2007.
- [32] 刘波,韩彦辉. FLAC原理、实例与应用指南[M]. 北京: 人民交通出版社, 2005.
- [33] 卢焕章,池国祥,王中钢. 典型金矿床的成因及构造环境[M]. 北京: 地质出版社, 1995.
- [34] 周崇智,段嘉瑞. 广东云西糜棱岩型金矿床控矿构造特征[J]. 矿产与地质, 1988, 2(3): 10-17.

- [35] 郑亚东,王涛,王新社. 最大有效力矩准则及其相关地质构造[J]. 地学前缘, 2007, 14(4): 49-60.
- [36] Liu L M, Peng S L. Prediction of hidden orebodies by synthesis of geological, geophysical and geochemical information based on dynamic model in Fenghuangshan ore field, Tongling district, China[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2003, 81: 81-98.
- [37] McLellan J G, Oliver N H S. Discrete element modelling applied to mineral prospectivity analysis in the eastern Mount Isa Inlier[J]. Precambrian Research, 2008, 163: 174-188.
- [38] Ramberg H. Chemical bonds and distribution of cations in silicates[J]. Journal of Geology, 1952, 60(4): 331-355.
- [39] Bell T H, Cuff C. Dissolution, solution transfer, diffusion versus fluid flow and volume loss during deformation/metamorphism[J]. Journal of Metamorphic Geology, 1989, 7: 425-477.
- [40] Vernon R H. Controls of mylonitic compositional layering during non-cataclastic ductile deformation [J]. Geological Magazine, 1974, 111: 121-123.
- [41] 何绍勋,段嘉瑞,刘继顺,等. 韧性剪切带与成矿[M]. 北京:地质出版社, 1996: 109-143.
- [42] O'Hara K. Volume-loss model for trace-element enrichments in mylonites[J]. Geology, 1989, 19(9): 893-896.
- [43] 钟增球,游振东. 剪切带的成分变异及体积亏损:以河台剪切带为例[J]. 科学通报, 1995, 40(10): 913.
- [44] 钟增球. 剪切带的流体-岩石相互作用[J]. 地学前缘, 1996, 3(4): 209-215.
- [45] Mancktelow N S. How ductile are ductile shear zones[J]? Geology, 2006, 34(5): 345-348.
- [46] Glazner A F, Bartley J M. Volume loss, fluid flow and state of strain in extensional mylonite from the central Mojave Desert, California[J]. Journal of Structural Geology, 1991, 13: 579-587.
- [47] Stanton R L. Ore Petrology[M]. New York: McGrawHill, 1972: 713.
- [48] Ross J V, Lallement A, Carter H L, et al. Neoblast and subgrain sizes in experimentally deformed olivine[J]. Eos, 1977, 58: 512.
- [49] Oliver N H S. Linking of regional and local hydrothermal systems in the mid-crust by shearing and faulting[J]. Tectonophysics, 2001, 335: 147-161.
- [50] Musumeci G. Sillimanite-bearing shear zones in syntectonic leucogranite: Fluid assisted brittle-ductile deformation under amphibolite facies conditions[J]. Journal of Structural Geology, 2002, 24(9): 1491-1505.
- [51] 岳石. 构造动力成岩成矿作用的实验研究[J]. 大地构造与成矿学, 1990, 14(4): 325-332.
- [52] 徐学纯. 内蒙古乌拉山区韧性剪切带型金矿地质特征及形成机理[J]. 地质与勘探, 1991, 27(7): 12-15.
- [53] Loucks R R, Mavrogenes J A. Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluid inclusions [J]. Science, 1999, 284: 2159-2163.
- [54] 张世柏,吴大清,谢先德. 不同类型黄铁矿对金的吸附实验[J]. 地球化学, 1996, 25(1): 84-92.
- [55] Hyland J M, Bancroft G M. An XPS study of gold deposition at low temperatures on sulphide minerals: Reducing agents [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1989, 53: 367-372.
- [56] 王玉明. 韧性剪切过程中金沉淀富集的新机制[J]. 地质论评, 1998, 44(6): 643-648.
- [57] 徐学纯. 变质流体研究新进展[J]. 地学前缘, 1996, 3(4): 200-206.
- [58] Engvik A K, Austrheim H, Erambert M. Interaction between fluid flow, fracturing and mineral growth during eclogitization, an example from the Sunnfjord area, Western Gneiss Region, Norway[J]. Lithos, 2001, 57: 111-141.
- [59] 曾贻善,杨昇. 金在石英表面沉淀的实验研究[J]. 地质论评, 1995, 41(3): 277-281.
- [60] Sibson R H. Fault rocks and faults mechanisms[J]. Journal of the Geological Society(London), 1977, 133(3): 191-213.
- [61] 刘忠明. 剪切带流体与蚀变和金矿成矿作用[J]. 地学前缘, 2001, 3(4): 271-275.
- [62] 吴学益,杨元根,肖化云,等. 赣东北断裂带铜、金成矿控制因素耦合作用及其模拟实验[J]. 大地构造与成矿, 1999, 23(1): 3-15.
- [63] Richard H S, Francois R K. High-angle reverse faults fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits[J]. Geology, 1988, 16: 551-555.
- [64] 邓军,翟裕生,杨立强,等. 构造演化与成矿系统动力学[J]. 地学前缘, 1999, 6(2): 315-323.
- [65] 王义天,毛景文,李晓峰,等. 与剪切带相关的金成矿作用[J]. 地学前缘, 2004, 11(2): 393-400.
- [66] 朱义年,刘成湛. 广东河台金矿成矿过程的地球化学研究[J]. 桂林冶金地质学院学报, 1990, 10(3): 291-298.