

# 广东河台金矿围岩磁组构特征、年代学及与金矿化关系

王历星<sup>1,2,3</sup>, 许可<sup>4</sup>, 许德如<sup>3,4\*</sup>, 陈根文<sup>3</sup>,  
朱昱桦<sup>5</sup>, 蔡建新<sup>6</sup>, 焦骞骞<sup>7</sup>

(1.自然资源部海底矿产资源重点实验室, 广东 广州 510760; 2.广州海洋地质调查局, 广东 广州 510760; 3.中国科学院 广州地球化学研究所 矿物学与成矿学重点实验室, 广东 广州 510640; 4.东华理工大学核资源与环境国家重点实验室, 江西 南昌 330013; 5.贵州省地质调查院 贵州 贵阳 550081; 6.中国科学院南海海洋研究所 边缘海与大洋地质重点实验室, 广东 广州 510301; 7.昆明理工大学 国土资源工程学院, 云南 昆明 650093)

**摘要:** 河台金矿田是目前粤西、桂东南已发现最大的金矿田, 大部分矿体产出在剪切带糜棱岩中, 是典型的与剪切带有关的金矿床。在构造研究上, 前人只注重糜棱岩的构造分析工作, 而忽视了同样作为矿体围岩的混合花岗岩和片岩的研究。目前为止, 矿体围岩的形成时代、变质变形特征以及与成矿之间的关系尚不清楚。我们在野外观测、显微构造分析的基础上, 对河台金矿的混合花岗岩和片岩展开了磁组构分析工作。岩石磁组构分析结果显示: 样品的平均磁化率  $K_m$  值总体较小, 顺磁性矿物主导了样品的磁组构; 磁化率各向异性度  $P$  值均  $>1.04$ , 范围在 1.044~1.648 之间; 磁化率椭球体形状参数  $T$  总体  $>0$ ; 扁率  $E$  值多  $>1$ , 或接近于 1; 在弗林图解中, 数据主要集中在压扁区, 少部分有剪切特征; 混合花岗岩最小磁化率轴的方位表明岩石受到的主压应力呈 NNW-SSE 或近 S-N 向; 片岩的磁面理呈 NE 向, 磁线理呈 NW 或 NNW 向近水平, 反映岩石受到左行走滑导致的挤压或者韧性拉长变形的特征。磁组构特征总体反映出河台地区的岩石磁化率椭球体以压扁型为主, 磁面理较磁线理发育, 经历了较强烈的近 SN 向弥散性的挤压作用和局部韧性剪切变形。此外, 河台金矿的混合花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为  $251.7 \pm 1.7$  Ma。在成矿过程中, 岩石校正后的磁各向异性度  $P_1$  值与金属元素 Au、Cu 含量呈弱的负相关关系, 说明岩石矿化蚀变作用晚于构造变形作用。结合各岩石的宏观片理、显微构造和前人的年代学工作, 推测河台地区地质事件的早晚顺序依次是混合岩化→剪切变形→金矿形成。

**关键词:** 河台金矿; 磁组构; 构造控矿分析; 锆石 U-Pb 年龄

中图分类号: P612 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2019)06-1169-017

## 0 引言

磁组构即磁化率各项异性(AMS, Anisotropy of Magnetic Susceptibility)是构造磁学的重要分支, 是

指岩石中磁性矿物颗粒或晶格的优选定向及它们的方向组合。磁组构主要由磁性矿物颗粒的形态优选方位(SPO)和晶格优选方位(LPO)引起(Tarling and Hrouda, 1993; 王开等, 2017)。一般情况下, 磁化率

收稿日期: 2018-03-19; 改回日期: 2018-05-22

项目资助: 国家自然科学基金重点项目(41930428)和国家重点研发计划项目(2016YFC0600401)联合资助。

第一作者简介: 王历星(1989-), 男, 博士研究生, 构造与成矿学专业。Email: wanglx@gig.ac.cn

通信作者: 许德如(1966-), 男, 研究员/教授, 主要从事构造成矿与资源预测研究。Email: xuderu@gig.ac.cn

椭球与应变椭球体对应的各轴相互平行, 最小磁化率主轴通常垂直于面理(磁面理), 而最大磁化率主轴常平行于拉伸线理(磁线理)。近年来因磁组构的分析方法理论体系逐步完善而广为应用(Rochette et al., 1992; Tarling and Hrouda, 1993; Borradaile and Henry, 1997; Borradaile and Jackson, 2010), 成为分析剪切带岩石组构和应变样式的一个重要方法(Borradaile et al., 1989; 马天林等, 2003; 梁文天等, 2009; 陈应涛等, 2013; Liang et al., 2013; Chen et al., 2016; 李阳等, 2017)。在弱变形花岗岩的研究中, AMS 分析方法也得到了广泛应用。例如可以用来揭示花岗质岩石形成时所受的应力状态和侵位机制(周伟新和万天丰, 1999; 杨坤光等, 2003; 郭秀峰等, 2009; 谢晋强等, 2010, 2014; Liang et al., 2015; Závada et al., 2017); 推断花岗岩所经历的构造变形历史及块体旋转(Esmacily et al., 2007; Lin et al., 2013; Lennox et al., 2016; Salazar et al., 2016)。因此, 磁化率各项异性分析在缺乏应变标志体, 应变分析及应力场研究困难的地区具有不可替代的优越性(潘永信和朱日祥, 1999)。

磁组构的主要影响因素是热动力学条件和构造应力作用, 因此根据不同岩石的磁组构特征(如磁各向异性度  $P$  值)可以判断岩石受到构造变形和热动力影响(如蚀变和矿化)的前后时序关系(陈柏林等, 1997)。已有研究表明, 岩石中已经形成的磁组构, 可因后期热液作用的影响而发生明显变化(相当于热退磁或者矿物相转变)(袁学诚和李普, 1991; 许顺山和陈柏林, 1998; 陈柏林等, 2007)。根据这一特点, 学者们常运用岩石磁组构特征结合变形分析来确定岩石变形与成矿作用的时序关系, 并将磁组构广泛地应用于与剪切带有关的金属矿床研究之中(陈柏林, 1999; 陈宣华等, 2001; 陈柏林等, 2002a, 2002b; 马天林等, 2003; 黄俊等, 2012)。

河台金矿位于广东省高要市境内, 是目前粤西、桂东南已发现最大的金矿田, 受多级韧性剪切带控制, 大部分矿体产出在剪切带糜棱岩中, 是典型的与剪切带有关的金矿床(刘继顺, 1996)。前人对矿田糜棱岩做了大量构造研究工作: 一些学者观察到大量右旋剪切运动标志, 认为它们是右旋走滑剪切的结果(徐霁君和段嘉瑞, 1990; 周建勋, 1990; 段嘉瑞等, 1992; 邱小平, 2004); 另外一些学者认为河台金矿早期存在 SE 向推覆, 后期转变为右旋走滑(张伯友和俞鸿年, 1992; 张伯友等, 1995)或早期的

左旋剪切转换为右旋剪切(Jiao et al., 2017)。而深层次推覆构造带长距离的水平位移或剪切作用使围岩发生熔融, 形成了河台地区广泛发育的混合花岗岩(张伯友和俞鸿年, 1992)。

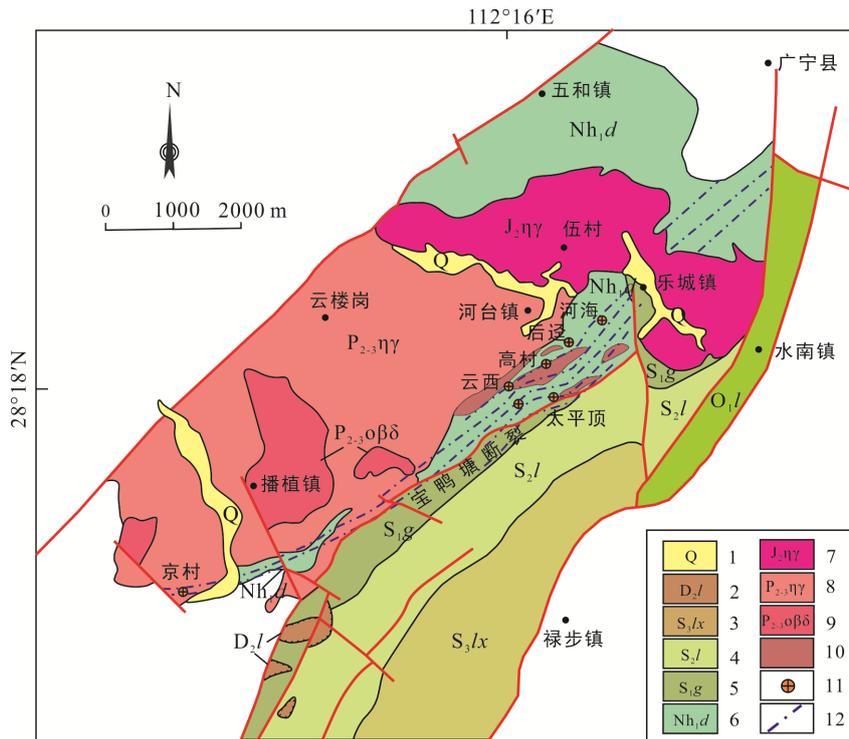
另外, 前人通过对白云母 Ar-Ar 定年和锆石 U-Pb 定年, 认为区域上广宁-博白韧性剪切带发生左旋剪切的时间为印支早期(约 240 Ma; Jiao et al., 2017), 而发生右旋的时间是印支晚期或燕山早期(187~213 Ma), 且剪切带南部发育早于北部, 并根据糜棱岩与金矿化的密切关系, 认为河台金矿是剪切作用形成的矿床(Zhang and Cai, 2009; 蔡建新, 2012)。然而, Zhang et al. (2001)对河台金矿矿石显微构造进行了详细的观察和研究, 认为成矿作用不是韧性剪切的结果, 而是后期热液在脆性破裂上的叠加成矿。总体上, 前人只注重了糜棱岩的构造分析工作, 而忽视了同样作为矿体围岩——混合花岗岩和片岩的研究。那么, 围岩的形成时代、变质变形特征可以反映什么样的成矿信息? 剪切变形、混合岩化作用与成矿的关系究竟是怎么样的? 在本次研究中, 我们尝试从围岩的磁组构特征与年代学工作中找寻这些问题的答案。

## 1 地质背景

### 1.1 区域地质

河台金矿田位于广东省西部肇庆市北西  $330^\circ$  方向约 60 km, 地理坐标为  $112^\circ15'00''\text{E}\sim112^\circ22'00''\text{E}$ ,  $23^\circ17'30''\text{N}\sim23^\circ20'00''\text{N}$ , 河台地区的地质概况见图 1。

河台金矿田位于钦杭成矿带西南段、广宁-罗定金成矿带与吴川-四会金成矿带夹持部位, 是华南地区最重要的大型金矿田之一。在该矿田上, 主要分布有高村和云西大型金矿床, 同时还存在多处小型金矿床和金矿化点, 如后迳、河海、太平顶、尚台和京村等(图 1)。区域上出露的地层主要有南华系、奥陶系、志留系、泥盆系。赋矿地层为南华系大绀山组, 岩性以二云母石英片岩为主, 局部遭受了强烈的韧性剪切作用而形成糜棱岩系列的岩石。矿田东南部出露有奥陶系-志留系的变质砂岩、变质粉砂岩、板岩、千枚岩等, 与北西矿田的大绀山组以宝鸭塘断裂为界(图 2)。区内构造复杂, 构造线主要呈 EW 向、SN 向、NE 向以及 NNE 向, 与成矿作用密切相关的是 NE 向和 NNE 向构造。NE 向构造以发育区域性大断层和韧性剪切带为特点; NNE 向



1. 第四系; 2. 中泥盆世老虎头组; 3. 晚志留世岭下组; 4. 中志留世连滩组; 5. 早志留世古墓组; 6. 早南华世大别山组; 7. 中侏罗世黑云母二长花岗岩; 8. 中晚二叠世黑云母二长花岗岩; 9. 中晚二叠世黑云母石英闪长岩; 10. 混合花岗岩; 11. 金矿床; 12. 韧性剪切带。

图 1 河台地区地质简图(据广东省地质局第五地质大队, 2013)  
Fig.1 Simplified geological map of the Hetai area

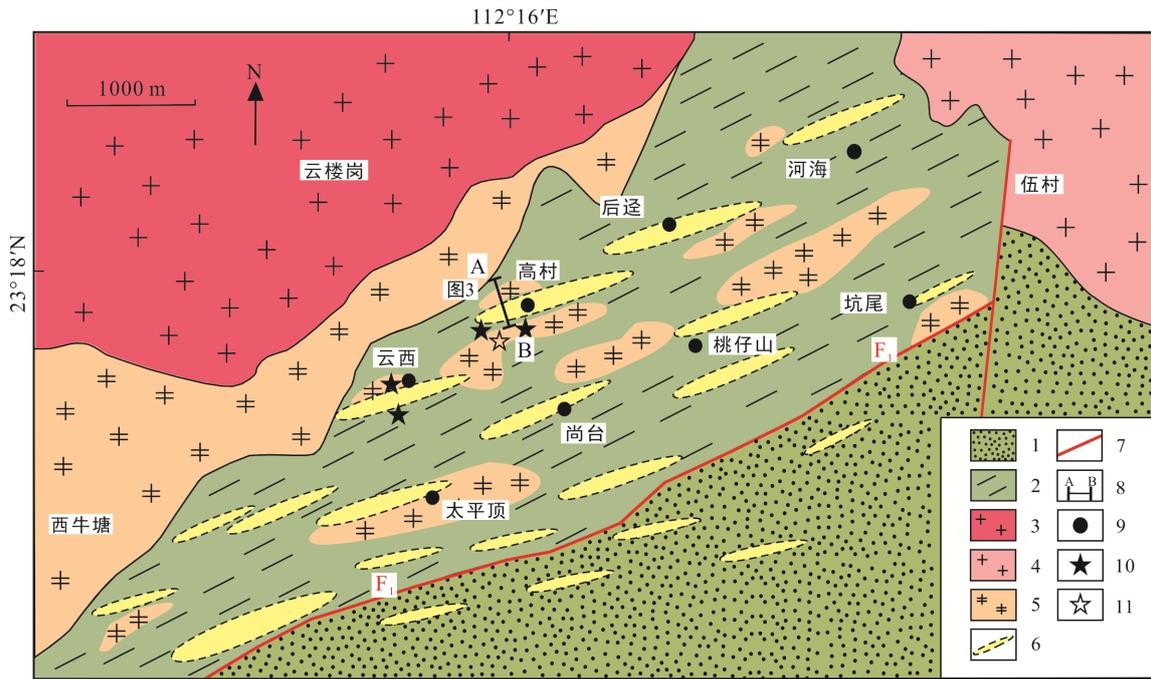
构造以断裂为主, 多为压剪性平移断层, 常切割早期形成的岩体、矿体、褶皱和断层。矿田西部出露印支期云楼岗中粒黑云母二长花岗岩、黑云母花岗岩, 矿田北东方向有燕山期伍村巨斑状黑云母花岗岩侵入。

### 1.2 剪切带与矿床地质

广宁-博白剪切带从北东方向的广宁县到南西方向的博白市绵延超过 500 km, 宽约 30~60 km(Cai, 2013)。韧性剪切带以发育各种长英质糜棱岩带和强片理化带为主要特征, 糜棱岩带宽数米至数十米, 长数十至上千米, 多呈长条状或透镜状产出(钟增球等, 1997), 产状稳定, 平面上略显斜列, 走向总体 NE45°(图 2)。糜棱岩发育 NE 走向的糜棱面理, 倾向 SE 或 NW, 倾角 60°~80°, 包含近水平的拉伸线理, 局部发育小规模剪切褶皱, 并残留大小不一的透镜状弱应变域。金矿主要分布于河台镇附近的高村、云西等地, 控矿糜棱岩走向 NE60°~80°, 倾向 NW, 倾角 80°左右(图 3); 矿脉厚度从几厘米到几十米不等, 平面上主要呈左行斜列产出, 在剖面上产状比较稳定; 除糜棱岩之外, 围岩还包括混合花岗岩和片岩(肖鸿群, 1990; 段嘉瑞等, 1992; 李新福等,

2006; 江明阳, 2007)。

在高村和云西矿段的坑道中, 可见大面积云染状或条带状的混合花岗岩, 其主要由浅色体和暗色体组成, 两者大多呈不规则状接触, 在少数地方浅色体呈脉状贯入到暗色体中。浅色体中常发育粗粒白云母、斜长石和电气石, 故有人称之为“伟晶岩脉”(叶伯丹等, 1989; 王联魁等, 2003)。局部混合花岗岩和片岩受到了糜棱岩化作用, 并发育矿物拉伸线理(图 4a、b)。虽然矿体的走向与糜棱岩面理大致平行, 但是我们也发现一些石英和硫化物热液脉切穿了片岩和混合花岗岩的糜棱面理(图 4a、b)。在显微镜下观察, 混合花岗岩的主要矿物由电气石、斜长石、白云母和自形镶嵌结构的石英(Q1)组成, 矿物内部裂隙或者晶粒间隙之间可以见到后期的黄铁矿充填(图 4c); 岩石局部发育一些显微尺度的变形条带, 变形区域主要由绢云母等细粒物质组成; 石英(Q2)多呈压扁拉长状, 同时伴随着少量的黄铁矿沿着石英拉长的方向发育(图 4d)。片岩主要由石英、云母和少量长石等矿物组成。相对于原岩混合花岗岩和片岩, 糜棱岩的细粒化程度较高, 可见到大量细小发生亚颗粒旋转重结晶的石英颗粒(Q3)和拉长



1. 早古生代浅变质沉积岩; 2. 南华系片岩; 3. 印支期黑云母花岗岩; 4. 燕山期斑状黑云母花岗岩; 5. 混合花岗岩; 6. 糜棱岩; 7. 断裂; 8. A-B 地质剖面; 9. 金矿床(点); 10. 磁组构样品采样位置; 11. 定年样品采样位置。

图 2 河台金矿田地质简图(据 Zhang et al., 2001 修改)

Fig.2 Simplified geologic map of the Hetai goldfield

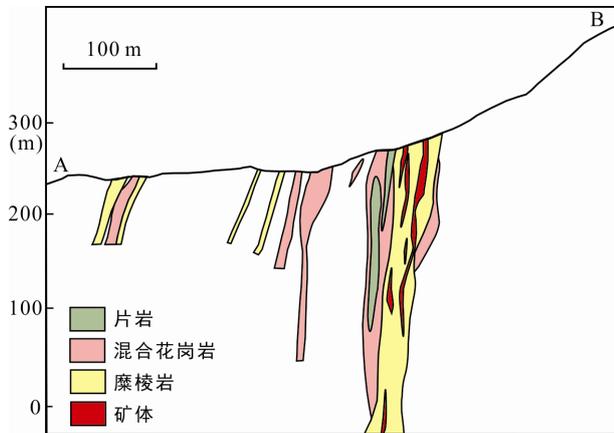


图 3 河台金矿高村矿段 A-B 剖面图

Fig.3 A-B section of the Gaocun gold deposit

状的石英(Q2), 定向排列的细粒云母条带也反应了强烈糜棱岩化的特征, 在糜棱岩的显微照片中, 也可以发现后期的硫化物石英(Q4)热液脉侵入或者穿插了早先形成的糜棱面理(图 4e、f)。以上不同类型的石英划分主要以矿物组合及石英形态为依据。

对河台金矿田的片岩、糜棱岩、热液脉的面理产状进行统计, 结果显示片岩的走向一致, 倾向 NNW330°左右, 倾角较陡, 表明其并没有受到强烈糜棱岩化作用的影响, 所以产状比较稳定。糜棱岩的走向大体是 NE 或 NNE 向, 但在宝鸭塘附近走向

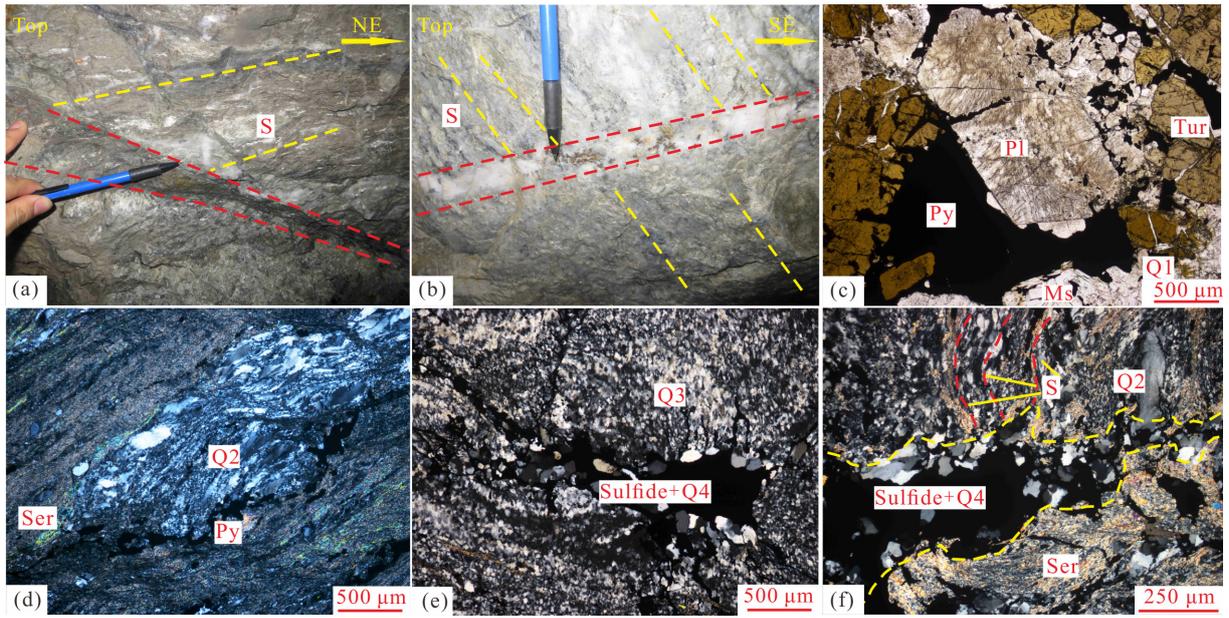
为 EW 向。前人对河台地区韧性剪切带走向的变化进行过专门讨论, 提出可以用伸展接替构造的理论来解释(Cluzel et al., 1991; 蔡建新, 2012)。而热液脉的走向变化较大, 主体是 NE 向的, 局部呈近 SN 向和 NWW 向(图 5), 热液脉的产状在宏观尺度上与糜棱岩面理不一致。

根据矿石中各种矿物的形态特征及其穿插关系, 将河台金矿的矿化分为三个期次五个阶段。三个期次分别为: 糜棱岩化动力变质期、热液期和表生期。而热液期又可以分为三个阶段: 金-石英阶段、金-硫化物-碲化物阶段、硫化物-碳酸盐阶段。河台金矿存在两种与石英共生的含金硫化物, 第一种是伴随拉长状石英的丝带状硫化物(图 4d), 另外一种是与热液过程形成的自形石英共生的硫化物(图 4f), 它们可能是糜棱岩化作用和热液叠加作用两个不同地质过程的产物, 这两个硫化物沉淀的过程分别被划分为糜棱岩化动力变质期和热液期成矿作用。

## 2 样品与测试方法

### 2.1 磁组构分析

我们在河台金矿坑道内使用便携式汽油钻钻取



(a), (b) 硫化物石英脉切穿糜棱面理; (c) 黄铁矿在混合花岗岩矿物裂隙中沉淀; (d) 少量的黄铁矿沿着石英拉长的方向发育; (e), (f) 硫化物石英细脉切穿糜棱面理。矿物代号: S. 糜棱面理; Py. 黄铁矿; Pl. 斜长石; Ms. 白云母; Tur. 电气石; Ser. 绢云母; Sulfide. 硫化物; Q1. 混合花岗岩中未变形的石英; Q2. 糜棱岩化作用形成的拉长的石英; Q3. 糜棱岩化作用形成的细粒化的石英; Q4. 与硫化物共生的石英。

图 4 河台金矿高村矿段-140 m 中段 90 线穿脉照片及岩石显微照片(所有显微照片的样品来自高村矿床的-140 m 中段矿体或其附近)

Fig.4 Photos of hand specimen and microphotographs of rocks from line 90 of -140 m tunnel in the Gaocun gold deposit

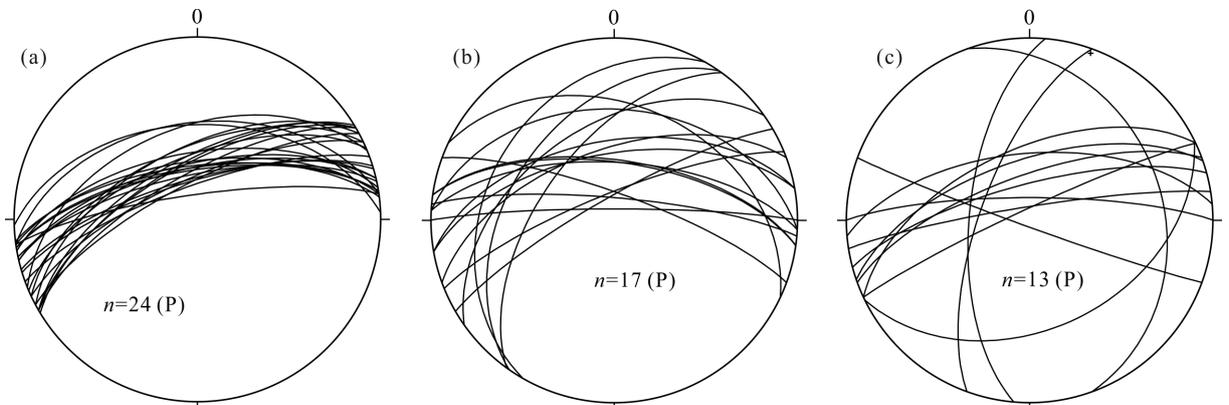


图 5 河台金矿坑道内片岩(a)、糜棱岩(b)、热液脉(c)的面理产状赤平投影图(吴氏网下半球投影)

Fig.5 The stereographic projection of foliations from schist (a), mylonite (b) and hydrothermal veins (c) in the Hetai goldfield

了 5 个采样点共 40 个磁组构样品(图 2)。所有样品最后都被处理成长 22 mm、直径 25.4 mm 的圆柱体。样品磁化率各向异性测试在中国科学院南海海洋研究所的边缘海与大洋地质重点实验室进行, 运用捷克 AGICO 的 Kappabridge 磁化率仪(KLY 4S, 测试场强 300 A/m, 工作频率 875 Hz, 检出限 0.02  $\mu$ SI, 测试精度 0.1%)对所有样品进行了 AMS 测试。AMS 测试程序为 SUFAR 1.2, 圆柱样品依次绕正交三轴旋转测试, 旋转角速度为 0.5 rad/s。其中平均磁化率椭球体主轴优势方位均利用 Jelínek (1977)的方法获

得, 所使用的数据处理软件为 Anisoft 4.2 (Chadima and Jelínek, 2009)。

岩石的体积磁化率以  $K_m$  表示, 为三个磁化率主轴大小的算术平均值  $K_m=(K_1+K_2+K_3)/3$ , 反映了样品中矿物磁化率的综合特征。 $K_1$  的集中分布定义磁线理(L)的方位, 代表了最大拉伸应变方向, 其大小为  $L=K_1/K_2$ , 它是构造运动学和古应力分析最直接的证据。另外一个重要的参数是磁面理(F)( $F=K_2/K_3$ ), 为  $K_1$  和  $K_2$  构成的面, 代表板、片状矿物的最大扁平面。各项异性度  $P=K_1/K_3$ , 表示岩石的磁各项异性发育

的强度(Hrouda, 1982; Borradaile and Henry, 1997)。

磁化率椭球的形状和各向异性度共同反映了岩石的应变特征和强度, 形状因子( $T$ 和 $Q$ )、校正的各向异性度( $P_j$ )以及扁率( $E$ )是描述磁化率椭球的形状及各向异性度的有效参数:  $T=(2\eta_2-\eta_1-\eta_3)/(\eta_1-\eta_3)$ ,  $Q=(K_1-K_2)/[(K_1+K_2)/2-K_3]$ ,  $P_j=\exp\{\sqrt{2\times((\eta_1-\eta_m)^2+(\eta_2-\eta_m)^2+(\eta_3-\eta_m)^2)}\}$ ,  $E=F/L=K_2^2/(K_1\times K_3)$ , 其中 $\eta_1=\ln K_1$ ,  $\eta_2=\ln K_2$ ,  $\eta_3=\ln K_3$ ,  $\eta_m=(\eta_1+\eta_2+\eta_3)/3$ (Jelinek, 1981; Hrouda, 1982; 王开等, 2017)。

## 2.2 光谱元素分析

由于采样地点离矿体较近, 样品都有不同程度的矿化蚀变。我们在各个采样地点选取 1~3 个, 总共 10 个样品进行光谱元素分析。金元素分析采用火试法, 之后用等离子光谱定量检测, Au 的检出限为(0.001~10  $\mu\text{g/g}$ )。其余样品采用四酸消解法, 用质谱/光谱仪综合定量分析铜、银等痕量元素。所有光谱元素分析测试都在澳实分析检测(广州)有限公司完成, 详细的实验方法见 <http://www.alsglobal.net.cn/index.asp>。

## 2.3 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年

用于锆石 U-Pb 年代学测试的样品采自高村矿床-140 m 中段 90 线, 岩性是以浅色体为主的混合花岗岩(159GC03)。样品先经过人工破碎成 40~60 目(0.3~0.45 mm), 将粉末用清水淘洗后得到重砂部分, 再经过电磁选分离出锆石, 在双目镜下挑选出晶形完整、无裂隙、透明度好的锆石, 粘于环氧树脂表面, 固化后打磨抛光至露出一个光洁平面然后进行透反射光和阴极发光(CL)照像, 结合这些图像选择适宜的点位进行测试。锆石的原位 U-Pb 定年分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国

家重点实验室利用激光剥蚀电感耦合等离子体质谱(LA-ICP-MS)完成, 仪器采用美国 Resonetics 公司生产的 RESOLUTION M-50 激光剥蚀系统和 Agilent7500a 型的 ICP-MS 联机系统。实验采用标准锆石 TEMORA(Black et al., 2003)作为测年外标, 激光束斑直径为 31  $\mu\text{m}$ , 频率为 8 Hz, 具体实验分析方法见涂湘林等(2011)。数据处理使用软件 ICPMSDataCal 10.1(Liu et al., 2010)。锆石的谐和年龄图绘制和年龄计算采用软件 Isoplot3.0(Ludwig, 2003)。

## 3 分析结果

### 3.1 磁组构分析和光谱元素分析

样品 AMS 测试得到混合花岗岩的平均体磁化率  $K_m$  介于 32~4088  $\mu\text{SI}$  之间, 片岩的平均体磁化率  $K_m$  分布介于 101~3219  $\mu\text{SI}$  之间。大部分数据集集中在 100~500  $\mu\text{SI}$  之间, 总体显示了较低的  $K_m$  值特征, 表现为弱的磁化率。数据校正后的各向异性度  $P_j$  处于 1.044~1.657 之间, 大部分 > 1.1, 显示了较高的各向异性度及变形强度。为了定义磁化率椭球的形状, 我们还得到了表征磁组构特征的各项参数: 磁线理  $L$ 、磁面理  $F$ 、椭球扁率  $E$  和形状参数  $T$ 、 $Q$ (表 1), 表中各项的值是由前述各公式计算得出的。河台金矿的矿化类型以金银铜为主(表 2)。为了更好地讨论磁组构与成矿元素含量的关系, 我们也在表 2 中列出了对应样品磁化率各项异性  $P_j$  的值。另外, 假如某一个进行磁组构分析的样品没有进行对应的光谱元素分析, 我们认为同一采样地点所有样品成矿元素的含量近似相等。

表 1 河台金矿岩石磁组构要素测定及参数计算结果  
Table 1 Magnetic data for samples from the Hetai goldfield

样号	岩性	采样地点	$K_m(\mu\text{SI})$	$P$	$P_j$	$L$	$F$	$E$	$T$	$Q$
HT01	混合花岗岩	高村-140 m 104线	318.2	1.198	1.199	1.111	1.079	0.971	-0.162	0.863
HT02	混合花岗岩	高村-140 m 104线	92.67	1.044	1.047	1.008	1.036	1.027	0.619	0.215
HT03	混合花岗岩	高村-140 m 104线	45.80	1.123	1.127	1.032	1.087	1.053	0.448	0.336
HT04	混合花岗岩	高村-140 m 90线	32.27	1.044	1.044	1.022	1.022	1.000	-0.001	0.677
HT05	混合花岗岩	高村-140 m 90线	108	1.082	1.087	1.015	1.066	1.050	0.616	0.220
HT06	混合花岗岩	高村-140 m 90线	107	1.089	1.094	1.017	1.071	1.052	0.600	0.231
HT07	混合花岗岩	高村-140 m 90线	139.8	1.092	1.097	1.021	1.070	1.048	0.528	0.278
HT08	混合花岗岩	高村-140 m 90线	113.2	1.084	1.086	1.026	1.056	1.029	0.355	0.397
HT09	混合花岗岩	高村-140 m 90线	121.2	1.095	1.095	1.038	1.054	1.016	0.170	0.541
HT10	混合花岗岩	高村-140 m 90线	106.4	1.087	1.088	1.034	1.052	1.017	0.205	0.512
HT11	混合花岗岩	高村-140 m 90线	2763	1.072	1.074	1.023	1.048	1.024	0.338	0.407
HT24	混合花岗岩	云西10 m 15-17线	567.7	1.375	1.377	1.148	1.198	1.043	0.133	0.619
HT25	混合花岗岩	云西10 m 15-17线	314.1	1.356	1.358	1.196	1.134	0.948	-0.174	0.906

续表 1:

样号	岩性	采样地点	$K_m(\mu SI)$	$P$	$P_j$	$L$	$F$	$E$	$T$	$Q$
HT26	混合花岗岩	云西10m 15-17线	4088	1.335	1.371	1.290	1.035	0.802	-0.761	1.621
HT27	混合花岗岩	云西10 m 15-17线	279.2	1.251	1.251	1.116	1.121	1.004	0.018	0.701
HT28	混合花岗岩	云西10 m 15-17线	188	1.183	1.192	1.042	1.136	1.091	0.516	0.296
HT29	混合花岗岩	云西10 m 15-17线	505.6	1.346	1.364	1.075	1.253	1.166	0.515	0.313
HT31	混合花岗岩	云西10 m 15-17线	860.8	1.473	1.480	1.279	1.152	0.901	-0.27	1.028
HT12	片岩	高村-140 m 140线	1834	1.465	1.477	1.128	1.299	1.151	0.369	0.436
HT13	片岩	高村-140 m 140线	1964	1.347	1.362	1.082	1.245	1.151	0.472	0.344
HT14	片岩	高村-140 m 140线	833.7	1.309	1.319	1.081	1.211	1.121	0.423	0.376
HT15	片岩	高村-140 m 140线	1124	1.271	1.300	1.029	1.236	1.201	0.762	0.141
HT17	片岩	高村-140 m 140线	3219	1.338	1.344	1.212	1.103	0.910	-0.325	1.064
HT18	片岩	高村-140 m 140线	1721	1.648	1.657	1.202	1.371	1.140	0.262	0.545
HT19	片岩	高村-140 m 140线	280.5	1.226	1.244	1.036	1.184	1.143	0.657	0.205
HT20	片岩	高村-140 m 140线	168	1.275	1.277	1.102	1.157	1.050	0.200	0.547
HT21	片岩	高村-140 m 140线	439.6	1.357	1.357	1.174	1.155	0.984	-0.054	0.787
HT22	片岩	高村-140 m 140线	475	1.383	1.391	1.239	1.116	0.901	-0.322	1.069
HT23	片岩	高村-140 m 140线	1697	1.578	1.582	1.311	1.204	0.918	-0.187	0.957
HT32	片岩	云西110 m CM3	101.3	1.098	1.108	1.010	1.087	1.077	0.796	0.112
HT33	片岩	云西110 m CM3	121.5	1.085	1.095	1.007	1.078	1.071	0.834	0.090
HT34	片岩	云西110 m CM3	214.6	1.095	1.103	1.012	1.081	1.068	0.729	0.152
HT35	片岩	云西110 m CM3	188.5	1.061	1.065	1.012	1.049	1.036	0.598	0.229
HT36	片岩	云西110 m CM3	154.3	1.096	1.102	1.017	1.077	1.059	0.624	0.216
HT37	片岩	云西110 m CM3	199.9	1.071	1.078	1.009	1.061	1.051	0.727	0.151
HT38	片岩	云西110 m CM3	149	1.074	1.079	1.013	1.060	1.047	0.640	0.204
HT39	片岩	云西110 m CM3	210.6	1.083	1.088	1.015	1.066	1.050	0.619	0.218
HT40	片岩	云西110 m CM3	199.6	1.109	1.119	1.014	1.094	1.079	0.737	0.148
HT41	片岩	云西110 m CM3	140.6	1.084	1.091	1.010	1.073	1.062	0.747	0.140
HT42	片岩	云西110 m CM3	185.4	1.070	1.075	1.013	1.057	1.043	0.625	0.213

表 2 部分样品磁组构  $P_j$  值和 Au、Cu、Ag 元素含量

Table 2 Magnetic data and contents of gold, copper and silver for samples from the Hetai goldfield

样号	HT001	HT002	HT003	HT010	HT011	HT012	HT023	HT025	HT033	HT042
岩性	混合花岗岩	混合花岗岩	混合花岗岩	混合花岗岩	混合花岗岩	片岩	片岩	混合花岗岩	片岩	片岩
磁各项异性 $P_j$ 值	1.199	1.047	1.127	1.088	1.074	1.477	1.582	1.358	1.095	1.075
Cu 含量( $\mu g/g$ )	1870	240	21	13	17	342	167	183	11	24
Au 含量( $\mu g/g$ )	1.190	0.077	0.099	0.005	0.018	0.198	0.115	0.088	0.004	0.003
Ag 含量( $\mu g/g$ )	0.8	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5

### 3.2 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄

本文对河台地区混合花岗岩(159GC03)进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄测定, 分析结果见表 3。混合花岗岩中锆石无色透明, 颗粒粗大(100~300  $\mu m$ ), 晶形呈柱状、浑圆状, 大多数锆石具有磨圆的特征。除少量发育振荡环带、结构均一的新生锆石之外, 大部分锆石阴极发光图像显示其具有继承性内核和后期生长边, 即核幔结构, 个别具有核幔边结构(图 6a)。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄测试结果表明, 继承性锆

石内核的年龄跨度很大, 变化于 333~2399 Ma 之间, 大部分集中于 850~1000 Ma 之间, 表明它们主要是来自新元古代的继承锆石, 其他锆石来源于不同时代的岩石或经历过多期岩浆和变质作用。20 个锆石新生边——暗色或浅色环带测点的 Th/U 值介于 0.01~0.47 之间, 大部分小于 0.1, 表明其为典型的热液成因(吴元保和郑永飞, 2004)。位于环带上的测点其  $^{206}Pb/^{238}U$  年龄变化于 243~255 Ma 之间, 加权平均年龄为  $251.7 \pm 1.7$  Ma(MSWD=0.52), 代表了混合花岗岩的形成年龄

表 3 混合花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测试结果  
Table 3 LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results of the migmatitic granite in the Hetai goldfield

测点	元素含量 (μg/g)		Th/U	同位素比值						同位素年龄(Ma)						谐和度
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		
				1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ		
159GC03-001	13	2953	0.00	0.05065	0.00117	0.28416	0.00676	0.04049	0.00057	233	52	254	5	256	4	99%
159GC03-004	33	1916	0.02	0.05002	0.00152	0.27555	0.00779	0.03958	0.00042	195	70	247	6	250	3	98%
159GC03-012	46	2691	0.02	0.04946	0.00094	0.27770	0.00546	0.04043	0.00052	169	44	249	4	255	3	97%
159GC03-022	39	167	0.23	0.04956	0.00217	0.27148	0.01212	0.03971	0.00066	176	97	244	10	251	4	97%
159GC03-025	79	279	0.28	0.05112	0.00185	0.27656	0.00997	0.03910	0.00073	256	83	248	8	247	5	99%
159GC03-036	57	3535	0.02	0.05286	0.00105	0.29492	0.00651	0.04029	0.00066	324	46	262	5	255	4	96%
159GC03-039	18	799	0.02	0.05036	0.00147	0.27816	0.00778	0.03972	0.00057	213	67	249	6	251	4	99%
159GC03-042	120	257	0.47	0.04914	0.00234	0.26945	0.01230	0.03950	0.00085	154	111	242	10	250	5	96%
159GC03-043	49	4462	0.01	0.05382	0.00148	0.29833	0.00778	0.03956	0.00052	365	66	265	6	250	3	94%
159GC03-045	158	475	0.33	0.05571	0.00274	0.30205	0.01665	0.03911	0.00116	443	109	268	13	247	7	91%
159GC03-053	14	891	0.02	0.05035	0.00196	0.26609	0.00945	0.03843	0.00075	209	91	240	8	243	5	98%
159GC03-065	9	2143	0.00	0.04635	0.00193	0.26073	0.01088	0.03983	0.00083	17	106	235	9	252	5	93%
159GC03-067	19	1063	0.02	0.04877	0.00195	0.27308	0.00974	0.04004	0.00058	200	94	245	8	253	4	96%
159GC03-068	38	1566	0.02	0.04591	0.00210	0.26539	0.00983	0.04003	0.00079		239	8	253	5	94%	
159GC03-074	49	207	0.24	0.05644	0.00265	0.31231	0.01339	0.04040	0.00110	478	106	276	10	255	7	92%
159GC03-075	33	1647	0.02	0.05092	0.00165	0.28734	0.00909	0.04009	0.00080	235	74	256	7	253	5	98%
159GC03-082	99	14808	0.01	0.05186	0.00096	0.28495	0.00959	0.03975	0.00120	280	43	255	8	251	7	98%
159GC03-084	30	5601	0.01	0.05095	0.00124	0.28156	0.00709	0.03983	0.00042	239	53	252	6	252	3	99%
159GC03-088	125	346	0.36	0.05462	0.00194	0.30230	0.01006	0.04004	0.00055	398	77	268	8	253	3	94%
159GC03-090	30	3011	0.01	0.04725	0.00209	0.25821	0.00951	0.03949	0.00067	61	104	233	8	250	4	93%

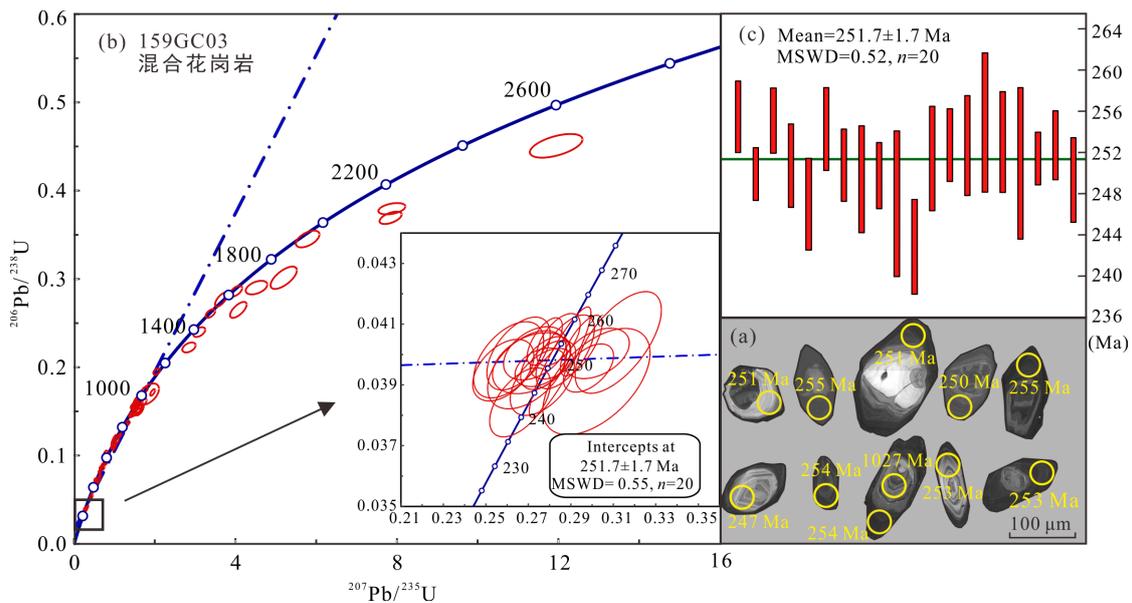


图 6 混合花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 CL 图像(a), U-Pb 年龄谐和图(b)和加权平均年龄图(c)

Fig.6 Cathodoluminescence (CL) images (a), U-Pb concordia diagram (b), and weighted mean age (c) of zircons from the migmatitic granite

(图 6b、c)。部分混合花岗岩的锆石外缘有一层薄边, 可能代表了混合花岗岩形成之后的又一次热液活动, 且很可能与成矿作用相关。但由于最新形成的锆石边太窄, 未对其进行测年分析。

## 4 讨论

### 4.1 磁组构特征研究

#### 4.1.1 平均磁化率特征

岩石样品中的平均磁化率反映了样品中矿物的综合磁性特征, 其值大小与磁性矿物的类型、含量、大小和分布等密切相关(侯贵廷等, 2010; 谢晋强等, 2010; 郎元强等, 2011; 梁文天等, 2015; Lennox et al., 2016)。通常情况下,  $K_m < 500 \mu\text{SI}$  的样品, 其磁化率主要由顺磁性矿物如角闪石、黑云母等铁镁矿物引起, 而  $K_m > 5000 \mu\text{SI}$  的样品则主要受控于铁磁性矿物如磁铁矿、赤铁矿等(Tarling and Hrouda, 1993)。此外, 由于变质变形过程中, 特别是在有热液参与的情况下, 常常有新的铁镁矿物尤其是铁磁性矿物形成, 且磁性矿物会重新定向排列, 因此, 原岩平均磁化率值会明显变化(陈宣华等, 2001)。

河台金矿大部分样品  $K_m$  集中在  $1000 \mu\text{SI}$  以下。混合花岗岩中只有 2 个样品大于  $1000 \mu\text{SI}$ ; 而片岩中有 6 个样品  $> 1000 \mu\text{SI}$ , 且位于同一采样地点(图 7)。这些岩石主要矿物组成为长石、石英及少量黑云母和白云母, 根据前人认识, 这种以抗磁性、顺磁性矿物为主的物质组成是磁化率较低的根本原因(陈应涛等, 2013)。少量混合花岗岩样品由于含有较多铁磁性物质, 如磁黄铁矿等具有较高的平均磁化率, 最大值为  $4088 \mu\text{SI}$ 。同样, 位于高村-140 m 中段 140 线的蚀变片岩大都具有较高的平均磁化率 ( $168 \sim 3219 \mu\text{SI}$ ), 可能是由于岩石中含有较多的磁黄铁矿等铁磁性矿物, 而该点位样品相对较高的金属

元素含量也支持了这一认识。其余地点的片岩样品都表现为弱的磁化率, 各采样点的平均磁化率  $K_m$  分布在  $101 \sim 210 \mu\text{SI}$  之间, 这说明顺磁性矿物主导了样品的磁组构。

#### 4.1.2 磁组构参数特征分析

岩石应变主要有压扁、平面和收缩应变等三个主要类型, 这些应变可以与磁化率椭球形态对应。当磁化率椭球体的扁率  $E > 1$  或  $0 < T < +1$  或  $0 < Q < 0.7$  时, 椭球体为压扁型, 变形岩石中面理较线理发育; 当  $E < 1$  或者  $-1 < T < 0$  或  $0.7 < Q < 2$  时, 椭球体为伸长型, 变形岩石中线理较面理发育(马天林等, 2003; 杨朝斌等, 2006; 黄俊等, 2011)。  $T=1$  或  $Q=0$  时磁化率椭球为单轴旋转压扁型, 只有磁面理;  $T=-1$  或  $Q=2$  时磁化率椭球为单轴旋转伸长型, 只有磁线理; 当  $T=0$  时, 磁面理和磁线理同等发育(Tarling and Hrouda, 1993)。

而磁化率各向异性度  $P$  值反映了磁性矿物的各向异性或者定向排列程度, 因此在一些情况下可以用来反映岩石的应变强度, 高应变岩石的  $P$  值也会相对较高(Tarling and Hrouda, 1993)。据前人分析,  $P \geq 1.05$ , 即反映所测岩石发生了韧性变形, 而  $P \geq 1.10$ , 反映岩石已经发生强韧性变形,  $P=1.05 \sim 1.09$ , 判断为弱韧性变形;  $P < 1.05$  时, 表明岩石变形较弱, 属于脆-韧性变形或脆性变形(余钦范和郑敏, 1992; 陈柏林等, 1997; 张伙带和谈晓冬, 2011; 梁文天等, 2015)。

由表 1 可见, 河台金矿围岩的  $E$  值多大于 1, 或接近于 1;  $P_j$  值均  $> 1.04$ , 范围在  $1.044 \sim 1.648$  之间。在  $T-P_j$  的图解中, 大部分混合花岗岩和片岩样品落在  $T > 0$  的区域(图 8a)。上述测试结果表明磁化率椭球体主要表现为磁面理较磁线理发育的压扁型椭球体, 反映河台地区的岩石经历了较强烈的挤压作用和局部韧性剪切变形。

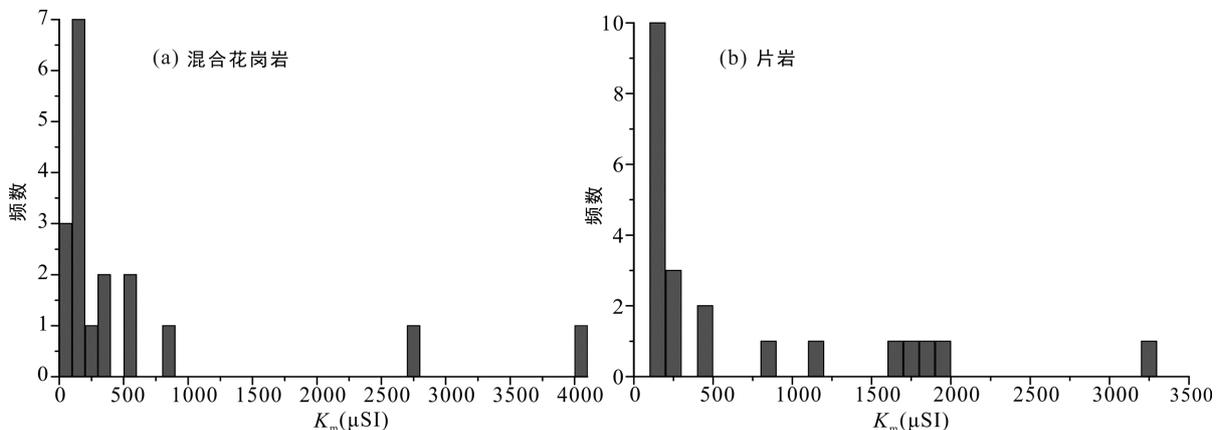


图 7 平均磁化率  $K_m$  频数直方图  
Fig.7 Frequency histograms of  $K_m$

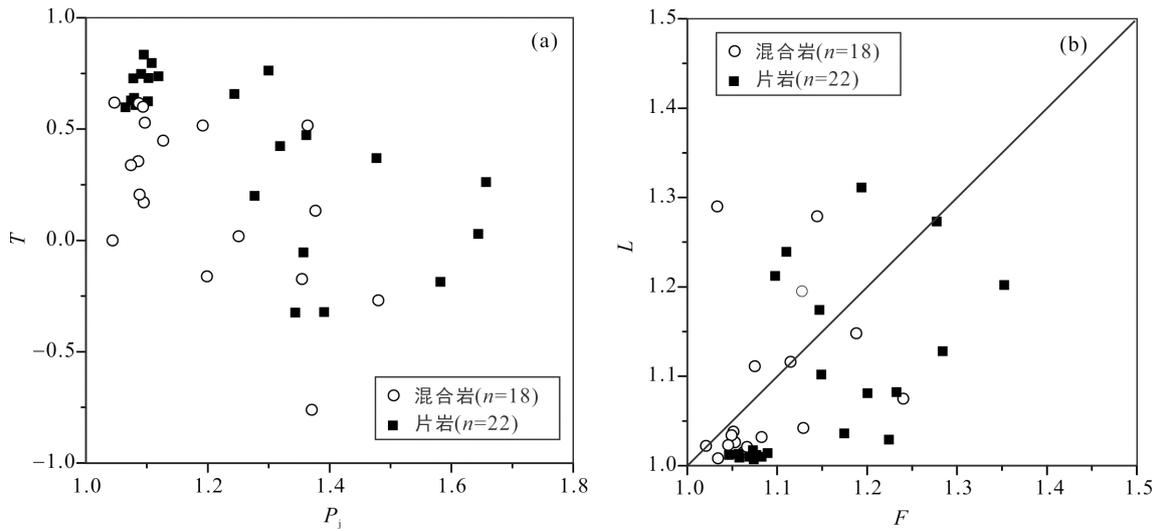


图 8 形状因素( $T$ )与磁化率各向异性度( $P_j$ )的关系(a)以及磁组构参数弗林图解(b)

Fig.8 Shape of susceptibility ellipsoid ( $T$ ) vs. anisotropy of susceptibility ( $P_j$ ) plot (a), and Flinn diagram of magnetic fabric (b)

以磁面理( $F$ )和磁线理( $L$ )为坐标轴所作的弗林图解更能直观地确定岩石的变形类型。该图以  $K=(L-1)/(F-1)$  ( $K=1$ ) 为界, 在其下方的压扁区内, 磁面理比磁线理发育, 其磁化率椭球为压扁型; 在其上方的拉伸区内, 磁线理较为发育, 其磁化率椭球为伸长型; 而沿  $K=1$  线分布的点所代表的岩石则以剪切应为主。本次工作测试的数据主要集中在压扁区, 少部分样品位于拉伸区和剪切区(图 8b), 表明磁面理比磁线理发育, 应变类型属于压扁型。因此, 认为河台金矿田内的岩石经历了挤压剪切的应力作用, 挤压作用是主要的, 剪切作用是次要的。

#### 4.1.3 磁化率椭球体主轴方位分析

在磁组构研究中, 利用磁组构的最小磁化率  $K_3$  (磁性椭球体短轴) 方位可以确定剪切带的剪切指向(Rathore et al., 1983; Borradaile et al., 1989)。在岩石应变机制中, 最小磁化率轴代表最大应变压缩轴。由此, 可以根据最小磁化率轴的方位角变化来判断主应力方向(Rochette et al., 1992)。

许多学者用最小磁化率的方位确定最大主压应力方向的方法来分析构造和成矿等地质问题。比如河北三家金矿区断层中构造岩的主应力方位分析(钱光谟等, 1993)、西秦岭巴西金矿在构造动力条件控制下矿液的运移势和流向的分析(杜子图等, 1998)、胶东东部的米山韧性剪切带(许顺山和陈柏林, 1998)以及阿尔泰山南缘东段萨尔布拉克-科克萨依等 5 条不同构造变形带的剪切指向判断(陈柏林等, 2007)。在宏观变形运动学不明显的条件下, 依据宏

观片理与磁面理的关系可以判断北京崎峰茶-琉璃庙地区不同走向断层相对盘的运动方向(陈柏林等, 1997)。另外, 由于岩浆侵入、冷凝过程中磁性矿物受力而按某个方向的优选方位排列, 产生磁化率各项异性, 因此也可以用侵入岩体的磁化率各项异性来研究岩浆的侵位过程和侵位机制。Olivier and Archanjo (1994) 通过研究巴西东北部 Emas 岩体的磁组构及岩浆构造, 认为该岩体的侵位受 NE-SW 向左行走滑带的控制。分析磁化率椭球体主轴方位在这些研究中都得到了成功应用。

我们对河台金矿混合花岗岩和片岩磁化率椭球三个轴的方位进行了投影, 可看出混合花岗岩磁化率椭球体三个轴的方位有一定规律性(图 9a、b), 最小磁化率主轴投影显示岩石受到的主压应力呈 NNW-SSE 向和 S-N 向, 磁面理统计产状大部分近直立, 少部分略向北倾。混合花岗岩不易受后期构造变形影响(张栓宏和周显强, 1999), 这种弥散性均匀的构造格局影响了整个岩体, 表明它侵位时的构造应力场为近 SN 向弱挤压环境。同样, 片岩的磁组构特征也反映了岩石的变形特点(图 9c、d)。图 9c 中数据较散乱但仍显示了一定的规律性, 片岩的磁面理较缓, 倾向北或北北东向; 而磁线理虽然误差较大, 但总体也是近水平, 低角度倾伏向北的。图 9d 中  $K_1$  近水平向南倾伏,  $K_2$  轴呈 NE 向近水平, 显示片岩的磁面理走向 NE, 倾角较缓; 而磁线理近水平, 低角度向南倾伏。总的来看, 片岩的磁面理都是 NE 向, 磁线理一般是 NW 或者 NNW 向近水平, 可以反映岩石受到左行走滑导致的挤压或者韧性拉长变形

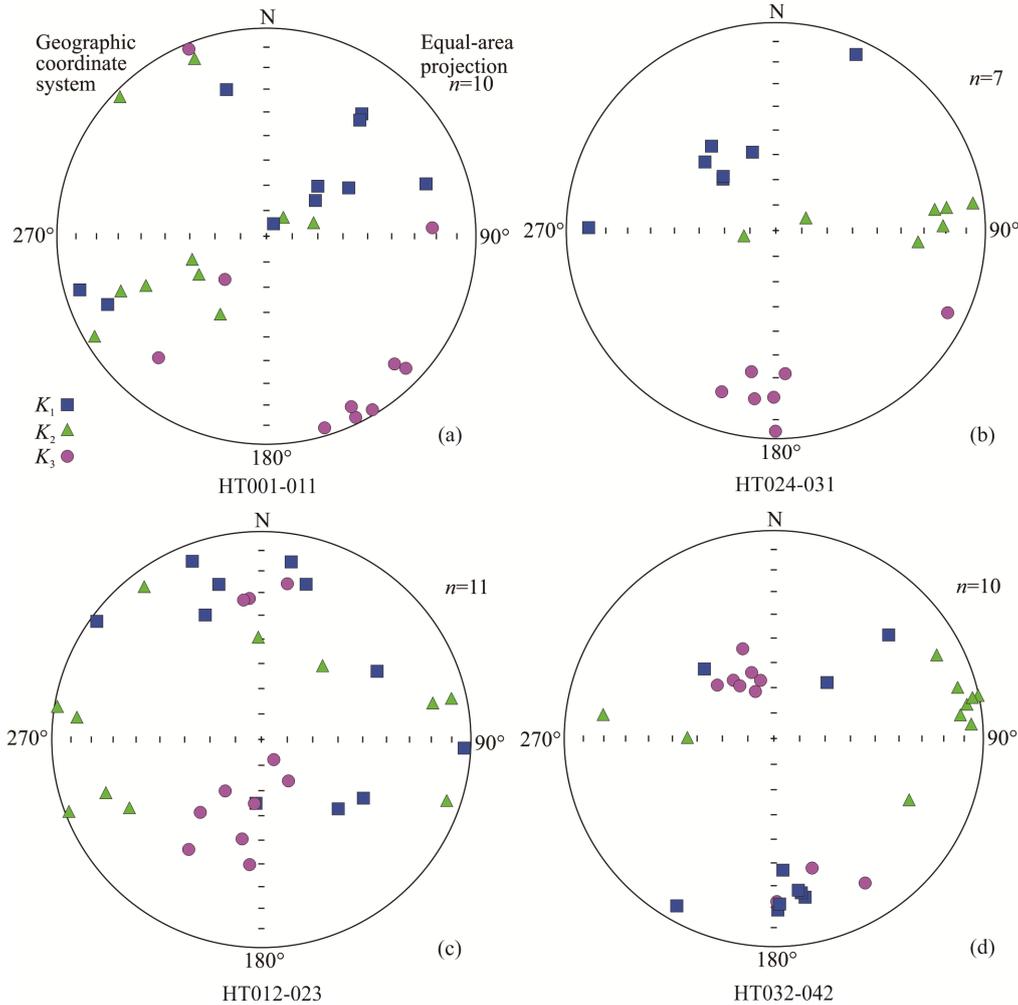


图 9 混合花岗岩(a, b)和片岩(c, d)磁化率主轴产状投影图(下半球投影)

Fig.9 Stereographic projection of anisotropy directional data of the migmatitic granite (a, b) and schist (c, d)

的特征。混合花岗岩和片岩的磁组构特征说明该区域所受到的主压应力呈 NNW-SSE 或近 S-N 向, 此主应力沿 NE 向的广宁-博白韧性剪切带走向分解, 将在断裂面两侧形成一对逆时针方向力偶, 促使韧性剪切带呈左行走滑运动, 所得结论与前人的构造分析结果一致(Wang et al., 2007; Jiao et al., 2017)。

#### 4.2 磁组构与成矿关系

陈柏林等(1997)指出, 热液作用可以影响岩石磁组构, 经受热液蚀变的岩石磁化率各项异性明显减少。许顺山和陈柏林(1998)通过对胶东东部米山断裂岩带的磁组构研究, 认为经过强烈热活动的地区, 可以消除或部分消除由变形作用引起的磁各向异性。湖南郴县枞树板铅锌矿的弱矿化部位成矿元素含量低, 但磁各向异性度  $P$  值较高; 在强矿化部位成矿元素含量高, 但  $P$  值较低, 两者呈负相关关系(许顺山和陈柏林, 1998)。张栓宏和周显强(1999)在

研究鲁西地区岩石磁组构时也发现, 凡镜下观察绢云母化明显的岩石, 即使有明显变形, 磁化率各项异性都不高, 这说明热蚀变确实能减弱岩石的磁化率各项异性。陈柏林等通过对含矿与不含矿构造岩磁组构特征的对比研究表明, 北京崎峰茶蚀变糜棱岩型金矿的构造变形相对较早, 矿化蚀变较晚(陈柏林等, 1997; 陈柏林, 1999), 这一认识对于糜棱岩型金矿形成机制和成矿机理的研究有重要意义。接着, 一些学者在甘肃北山南带、阿尔金北缘、阿尔泰山南缘东段等地区韧性剪切带型金矿床的研究中发现了同样的时序规律(陈柏林, 2000; 陈柏林等, 2002a, 2002b, 2007)。

对于河台金矿的矿化围岩而言, 从 Au、Cu 元素丰度与磁各向异性度  $P$  值的关系上来看, 发现两者关系可以分为两个阶段(图 10)。初始状态下, 成矿元素的含量和岩石磁各项异性度都很低, 处于原生沉积岩或普通花岗岩的范围(Parés et al., 1999; 张伙带

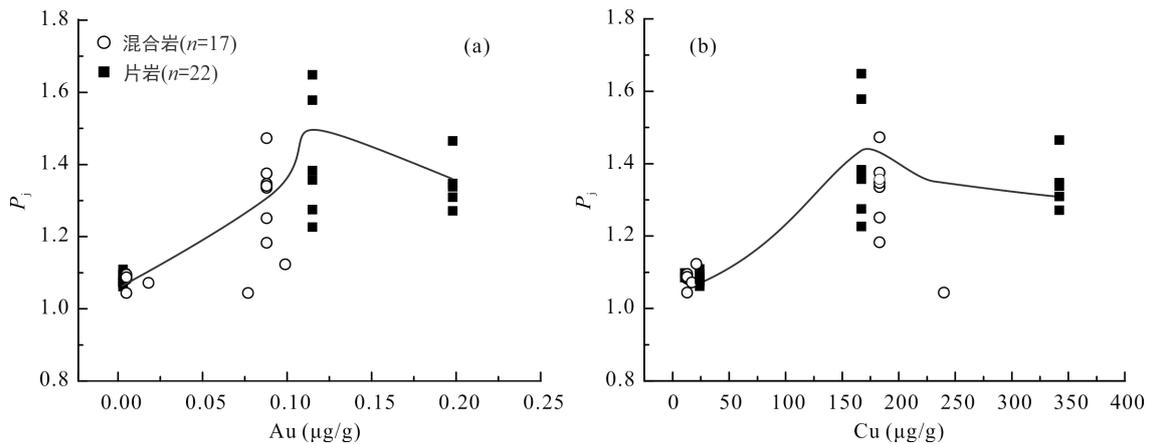


图 10 样品  $P_j$  值与 Au (a)、Cu (b) 元素含量关系图

Fig.10 Plot showing relation between  $P_j$  with the contents of Au (a) and Cu (b)

和谈晓冬, 2011; 陶威等, 2014; Lennox et al., 2016)。在第一个阶段即变形阶段, 成矿元素的含量随着岩石的磁各向异性度  $P_j$  值升高而升高, 这一阶段  $P_j$  值的升高是由于岩石在挤压或者剪切变形的过程中造成的。第一阶段成矿元素随变形增强升高的机制是糜棱岩化动力变质过程中形成了微弱的矿化, 这与我们在野外和镜下观察到蚀变糜棱岩型矿化的特征是一致的, 即伴随着糜棱岩化作用的发生, 有少量硫化物沿着糜棱岩面理的方向沉淀(图 4d)。在第二个阶段即热液期的成矿阶段, 成矿元素的含量越高, 磁各向异性度  $P_j$  值反而减小, 两者呈现负相关关系, 这表明含矿热液的蚀变矿化作用对岩石在变形时形成的磁各向异性度起到了均一化的作用。因此, 矿化的变形岩石尽管还保留有矿化蚀变前的结构构造特征, 但在磁组构特征上各向异性度不明显或很弱, 而且矿化蚀变越强, 保留的磁各向异性度越不明显(陈柏林, 1999)。第二阶段的岩石磁各向异性度  $P_j$  值与 Au、Cu 元素含量呈负相关关系也说明, 构造变形早于金矿化蚀变作用, 与前人的研究——河台金矿是剪切期后热液矿床这一结论是一致的(Wang et al., 1997; Zhang et al., 2001; Jiao et al., 2017)。

#### 4.3 混合花岗岩的成因

花岗质岩浆在接近塑性状态下侵位、冷凝过程中受到力的作用而使其中的磁性矿物显示出一定的优选排列方位, 表现为磁化率各向异性, 而岩体在完全冷凝固结之后, 磁组构就比较稳定, 在低温低压的脆性变形条件下较难改变, 故岩石磁组构主要形成于岩体侵位时的构造作用(余钦范和郑敏, 1992; 郭秀峰等, 2009)。但是 Lin et al. (2013)通过对医巫闾山地块详细的显微构造和磁组构研究, 发现超过

70%的样品磁各向异性值  $P_j > 1.2$ , 认为是岩体侵位后的变形引起的。Lennox et al. (2016)研究了花岗岩中黑云母微组构和糜棱岩化应力应变的关系, 发现石英和黑云母的线性排列与初始岩浆结构不一致。结合岩体侵入和变形事件的年龄, 认为其经历了绿片岩到角闪岩相条件下的固体状态韧性变形和动态重结晶。

通常情况下, 经历固态变形的花岗岩, 其各向异性度  $P_j$  值较高(通常  $> 1.2$ )。构造成因的磁各向异性度往往高于岩浆原生流动成因的磁组构(Hrouda, 1982; Tarling and Hrouda, 1993; 李阳等, 2017)。河台金矿混合花岗岩的磁各向异性值  $P_j$  大多  $< 1.2$ , 结合岩石低的平均磁化率和显微结构等特征, 我们认为混合花岗岩中的磁组构是岩浆原生流动过程中形成的, 且处于近 SN 向弥散性的挤压构造应力场中, 少部分样品受到了剪切作用的改造。因此, 河台金矿混合花岗岩岩体的内部组构特征可以用来约束岩体的侵位机制, 尤其是岩浆侵位与同岩浆期区域构造的关系。

晚古生代到早中生代时期, Pangea 超大陆形成(Rogers and Santosh, 2004)。在我国东部, 华南和华北板块在早中生代的大陆碰撞产生了大别-苏鲁超高压变质构造带这一世界上规模最大的超高压构造带(Liou et al., 2000)。大量的年代学研究表明, 大别山含榴花岗岩的同位素年龄在 240~220 Ma(张宏飞等, 2001), 而大别地区 UHP(Ultra High Pressure)变质岩形成时代早于 240 Ma(Hacker et al., 1998, 2000; Wan et al., 2005)。本次研究显示河台金矿的混合花岗岩形成于 251.7±1.7 Ma, 认为混合花岗岩磁组构反映的 SN 向挤压构造应力场对应了华南和华北板

块在此期间的汇聚过程。这一应力场在 NE 或 NEE 向钦杭结合带南段地区得到广泛响应, 发育了一系列 NE 走向的左旋韧性剪切带, 如广宁-博白韧性剪切带, 低耕-庞西垌韧性剪切带和防城-灵山韧性剪切带等。丁汝鑫等(2015)测得防城-灵山剪切带中绢云母  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  年龄为  $244.8 \pm 0.6$  Ma, 具有左旋特征; Jiao et al. (2017)测得河台金矿糜棱岩中热液锆石增生边加权平均年龄为  $240.1 \pm 4.1$  Ma, 认为其代表广宁-博白韧性剪切带左旋运动的时间; Wang et al. (2007)通过黑云母  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  定年在云开地区的韧性剪切带中获得大量 220~230 Ma 的年龄, 并将其作为这期变形的终结时间。因此这些左旋剪切带作用持续时间可能在 250~220 Ma 左右。

在晚三叠世, 印支板块开始往 NE 方向挤压华南板块, NE-SW 向的广宁-博白剪切带的构造性质发生了巨大变化, 剪切带由左旋转换为右旋剪切, 且活动时间被认为是 213~187 Ma(蔡建新, 2006; Zhang and Cai, 2009; 龚贵伦等, 2010; 蔡建新, 2012; Cai, 2013)。而目前河台金矿的成矿年龄虽然还没有统一, 但是主要集中在 153~175 Ma(翟伟等, 2005, 2006; 王成辉等, 2012)。河台地区地质事件的早晚顺序依次是混合岩化→剪切变形→金矿形成。

## 5 结 论

(1) 河台金矿围岩混合花岗岩和片岩在磁组构特征上总体表现为磁各向异性度  $P$  值  $> 1.1$ ; 样品平均磁化率  $K_m$  值较低, 大部分在  $1000 \mu\text{SI}$  以下; 磁化率椭球体形状参数  $T$  总体  $> 0$ ; 扁率  $E$  值多  $> 1$ , 或接近于 1; 在弗林图解中, 数据主要集中在压扁区, 少部分有剪切的特征。磁组构特征反映出河台地区的岩石磁化率椭球体以压扁型为主, 磁面理较磁线理发育, 经历了较强烈的近 SN 向弥散性的挤压作用和局部韧性剪切变形。

(2) 混合花岗岩的形成年龄为  $251.7 \pm 1.7$  Ma, 其磁组构是岩浆原生流动过程中形成的, 且形成于近 SN 向弥散性的挤压构造应力场中, 与同地区一系列 NE 走向左旋韧性剪切带的发育是近同时的。

(3) 在成矿过程中, 岩石的磁各向异性度  $P_j$  值与金属元素含量呈弱的负相关关系, 说明金矿化蚀变作用晚于构造变形作用。结合各岩石的宏观片理、显微构造和年代学工作, 河台地区地质事件的早晚顺序依次是混合岩化→剪切变形→金矿形成。

致谢: 广东金鼎黄金有限公司王斯亮经理在样品采集集中给予的大力帮助, 中国科学院南海海洋研究所韩玉林博士等给予实验工作很多指导和帮助, 西北大学梁文天博士和另外一名匿名审稿人对本文提出了建设性修改建议, 特此表示衷心感谢。

## 参考文献(References):

- 蔡建新. 2006. 粤桂边界合浦-河台韧性剪切带及其大地构造意义. 南京: 南京大学硕士学位论文: 38-40.
- 蔡建新. 2012. 广东河台右旋韧性剪切带及其对金矿的控制. 地质论评, 58(6): 1069-1080.
- 陈柏林. 1999. 应用磁组构方法研究构造变形与成矿作用的时序关系. 高校地质学报, 5(3): 269-274.
- 陈柏林. 2000. 糜棱岩型金矿金元素丰度与构造变形的关系. 矿床地质, 19(1): 17-25.
- 陈柏林, 陈宣华, 王小凤, 杨风, 桑少杰, 陈正乐. 2002b. 阿尔金北缘地区韧性剪切带型金矿床构造控矿解析. 地质学报, 76(2): 235-243.
- 陈柏林, 李中坚, 谢艳霞. 1997. 北京怀柔崎峰茶-琉璃庙地区岩石磁组构特征及其构造意义. 地球学报, 18(2): 134-141.
- 陈柏林, 杨农, 吴淦国, 叶得金, 刘晓春, 舒斌. 2002a. 甘肃北山南带韧性剪切带型金矿床构造控矿解析. 矿床地质, 21(2): 149-158.
- 陈柏林, 张招崇, 闫升好, 何立新, 周刚, 李丽. 2007. 阿尔泰山南缘东段变形岩石磁组构分析. 地学前缘, 14(3): 140-150.
- 陈宣华, 马天林, 孙立倩, 周建海, 张新利. 2001. 萨瓦亚尔顿金矿床磁组构特征及与金矿化关系. 地质力学学报, 7(3): 208-216.
- 陈应涛, 张国伟, 鲁如魁, 谢晋强, 郭泱泱. 2013. 青藏高原东缘鲜水河断裂带磁组构特征及构造意义. 岩石学报, 29(3): 977-989.
- 丁汝鑫, 邹和平, 劳妙姬, 杜晓东, 周永章, 曾长育. 2015. 钦-杭结合带南段韧性剪切带印支期活动记录: 以防城-灵山断裂带为例. 地学前缘, 22(2): 79-85.
- 杜子图, 吴淦国, 王义强. 1998. 微细粒浸染型金矿的构造动力成矿作用研究——以西秦岭巴西金矿为例. 现代地质, 12(1): 75-80.
- 段嘉瑞, 何绍勋, 周崇智, 徐霁君. 1992. 广东河台金矿构造特征及剪切带形金矿模式探讨. 中南矿冶学院学报, 23(3): 245-253.
- 龚贵伦, 陈广浩, 林舸, 曾乔松, 龚朝阳, 王斯亮, 黄栋林. 2010. 广东河台金矿构造应力场演化及构造控矿模式. 矿床地质, 29(S2): 16-26.
- 广东省地质局第五地质大队. 2013. 广东省河台金多金属

- 矿整装勘查区地质概况附图3.
- 郭秀峰, 张国伟, 梁文天, 程斌. 2009. 南秦岭金池院与张家坝岩体磁组构特征和构造意义. 地质论评, 55(3): 435-443.
- 侯贵廷, 王传成, 李乐. 2010. 华北南缘古元古代末岩墙群侵位的磁组构证据. 岩石学报, 26(1): 318-324.
- 黄俊, 鲁如魁, 褚志安, 张永强. 2011. 内蒙古察右后旗三道沟一带韧性剪切带磁组构特征及其构造意义. 中国地质, 38(3): 544-552.
- 黄俊, 鲁如魁, 吴家富, 夏立元. 2012. 内蒙古兵图-大泉子金矿区韧性剪切带磁组构特征及其与金矿的关系. 地质找矿论丛, 27(1): 49-54.
- 江明阳. 2007. 河台金矿高村矿床11号主矿体资源储量变化分析. 黄金科学技术, 15(4): 28-31.
- 郎元强, 胡大千, 刘畅, 张斌, 鲁宝亮, 王璞珺. 2011. 南海北部陆区岩石磁化率的矿物学研究. 地球物理学报, 54(2): 573-587.
- 李新福, 刘俊宏, 何亚清. 2006. 河台金矿19号糜棱岩带成矿预测与探矿实践. 黄金科学技术, 14(6): 36-41.
- 李阳, 梁文天, 靳春胜, 董云鹏, 袁洪林, 张国伟. 2017. 秦岭沙沟街韧性剪切带的岩石磁学、磁组构和运动学涡度分析. 岩石学报, 33(6): 1919-1933.
- 梁文天, 靳春胜, Prayath Nantasin, 张国伟. 2015. 秦岭造山带晚三叠世糜棱岩体的岩石磁学及磁组构可靠性约束. 地球物理学报, 58(3): 953-970.
- 梁文天, 张国伟, 鲁如魁, 裴先治, 靳春胜, 王建其. 2009. 秦祁接合带造山缝合带磁组构特征及其构造意义. 地球物理学报, 52(1): 140-149.
- 刘继顺. 1996. 韧性剪切带中金成矿研究的若干问题. 地质论评, 42(2): 123-138.
- 马天林, 王连庆, 孙立倩, 舒斌. 2003. 磁组构分析在韧性变形带研究中的应用. 地球学报, 24(5): 449-452.
- 潘永信, 朱日祥. 1998. 磁组构研究现状. 地球物理学进展, 13(1): 52-59.
- 钱光谟, 莫时旭, 王永和, 雷武明. 1993. 河北三家金矿区构造研究及找矿方向. 矿床地质, 12(2): 156-167.
- 邱小平. 2004. 两广云开大山地区开合旋回转换与金成矿作用的关系. 地质通报, 23(3): 272-278.
- 陶威, 梁文天, 张国伟. 2014. 南秦岭晚三叠世胭脂坝岩体的磁组构特征及意义. 吉林大学学报(地球科学版), 44(5): 1575-1586.
- 涂湘林, 张红, 邓文峰, 凌明星, 梁华英, 刘颖, 孙卫东. 2011. RESolution 激光剥蚀系统在微量元素原位微区分析中的应用. 地球化学, 40(1): 83-98.
- 王成辉, 张长青, 王永磊, 邱小平, 龚朝阳. 2012. 广东高要河台金矿同位素年代学研究. 大地构造与成矿学, 36(3): 427-433.
- 王开, 贾东, 罗良, 董树文. 2017. 磁组构与构造变形. 地球物理学报, 60(3): 1007-1026.
- 王联魁, 沙连堃, 徐文新, 邓高强, 张绍立, 梁跃龙. 2003. 论花岗岩建造与系列(以华南河台地区和粤西地区的花岗岩为例)——兼论花岗岩三级成因分类. 广州: 广东科技出版社: 15-17.
- 吴元保, 郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对U-Pb年龄解释的制约. 科学通报, 49(16): 1589-1604.
- 肖鸿群. 1990. 河台金矿区太平顶矿床地质特征. 广东地质, 5(3): 83-87.
- 谢晋强, 张国伟, 郭秀峰, 鲁如魁, 梁文天, 陈应涛等. 2014. 南大巴山前陆褶皱带荆竹坝-石窝剖面磁组构特征及其对构造演化的制约. 地球物理学报, 57(4): 1141-1154.
- 谢晋强, 张国伟, 鲁如魁, 郭秀峰, 程斌, 梁文天等. 2010. 西秦岭温泉岩体的磁组构特征及其侵位机制意义. 地球物理学报, 53(5): 1187-1195.
- 徐霭君, 段嘉瑞. 1990. 河台金矿花岗质糜棱岩的显微构造及C面理发育过程. 中南矿冶学院学报, 21(5): 453-459.
- 许顺山, 陈柏林. 1998. 应用岩石磁性组构研究动力变形作用. 地球学报, 19(1): 19-24.
- 杨朝斌, 朱大岗, 孟宪刚, 邵兆刚, 韩建恩, 余佳, 孟庆伟, 吕荣平. 2006. 西藏阿里雅鲁藏布江缝合带韧性剪切带的磁组构特征. 地学前缘, 13(4): 168-173.
- 杨坤光, 刘强, 刘育燕, 马昌前, 徐亚军, 杨奎锋. 2003. 大别山双河同构造花岗岩体显微构造与磁组构研究. 中国科学(D辑), 33(11): 1050-1056.
- 叶伯丹. 1989. 两广云开地区同位素地质年龄数据及其意义. 广东地质, 4(3): 39-55.
- 余钦范, 郑敏. 1992. 岩石磁组构分析及其在地学中的应用. 北京: 地质出版社: 58-85.
- 袁学诚, 李普. 1991. 古地磁学原理及其应用. 北京: 地质出版社: 1-230.
- 翟伟, 李兆麟, 孙晓明, 黄栋林, 梁金龙, 苗来成. 2006. 粤西河台金矿锆石SHRIMP年龄及其地质意义. 地质论评, 52(5): 690-699.
- 翟伟, 袁桂邦, 李兆麟, 黄栋林, 文拥军. 2005. 粤西河台金矿床富硫化物含金石英脉锆石U-Pb测年及成矿意义. 地质论评, 51(3): 340-346.
- 张伯友, 俞鸿年. 1992. 糜棱岩、混合岩、花岗岩三者成因联系. 地质论评, 38(5): 407-413.
- 张伯友, 赵振华, 夏斌, 石满全, 俞鸿年, 郭令智. 1995. 广宁深层次推覆构造前缘陡倾带变形构造研究. 地震地质, 17(4): 405-415.

- 张宏飞, 钟增球, 高山, 张本仁, 李惠民. 2001. 大别山西部面理化含榴花岗岩锆石U-Pb年龄. 科学通报, 46(10): 843-846.
- 张伙带, 谈晓冬. 2011. 海南岛早白垩世红层磁组构和古地磁新结果. 地球物理学报, 54(12): 3246-3257.
- 张拴宏, 周显强. 1999. 磁化率各向异性地学应用综述. 地质论评, 45(6): 613-620.
- 钟增球, 周汉文, 游振东. 1997. 云开隆起区剪切带阵列及其与金矿成矿关系. 地球科学, 22(2): 20-26.
- 周建勋. 1990. 粤西河台金矿糜棱岩中的微观韧性剪切指向标志. 黄金地质科技, 2(2): 33-36.
- 周伟新, 万天丰. 1999. 崔召花岗岩岩体的磁组构特征及其构造侵位意义. 岩石学报, 15(1): 83-88.
- Black L P, Kamo S L, Allen C M, Aleinikoff J N, Davis D W, Korsch R J and Foudoulis C. 2003. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 200(1): 155-170.
- Borradaile G J and Henry B. 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews*, 42(1): 49-93.
- Borradaile G J and Jackson M. 2010. Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). *Journal of Structural Geology*, 32(10): 1519-1551.
- Borradaile G, Tella S and McArthur J. 1989. Magnetic fabric as a kinematic indicator of faults: A test case. *Annals Tectonicae*, 3(1): 3-11.
- Cai J X. 2013. An early Jurassic dextral strike-slip system in southern South China and its tectonic significance. *Journal of Geodynamics*, 63: 27-44.
- Chadima M and Jelinek V. 2009. Anisoft 4.2: Anisotropy data browser for windows. Agico, Inc.
- Chen X Y, Liu J L, Weng S T, Kong Y L, Wu W B and Zhang L S. 2016. Structural geometry and kinematics of the Ailao shan shear zone: Insights from integrated structural, microstructural, and fabric studies of the Yao Shan complex, Yunnan, Southwest China. *International Geology Review*, 58(7): 849-873.
- Cluzel D, Lee B J and Cadet J P. 1991. Indosinian dextral ductile fault system and synkinematic plutonism in the southwest of the Ogcheon belt (South Korea). *Tectonophysics*, 194(1-2): 131-151.
- Esmaeily D, Bouchez J L and Siqueira R. 2007. Magnetic fabrics and microstructures of the Jurassic Shah-Kuh granite pluton (Lut Block, Eastern Iran) and geodynamic inference. *Tectonophysics*, 439(1): 149-170.
- Hacker B R, Ratschbacher L, Webb L, Ireland T, Walker D and Dong S. 1998. U/Pb zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qinling-Dabie orogen, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 161(1-4): 215-230.
- Hacker B R, Ratschbacher L, Webb L, McWilliams M O, Ireland T and Calvert A. 2000. Exhumation of ultrahigh-pressure continental crust in east central China: late Triassic-early Jurassic tectonic unroofing. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B6): 13339-13364.
- Hrouda F. 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys*, 5(1): 37-82.
- Jelinek V. 1977. The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application. Geofyzika, Brno: 1-88.
- Jiao Q Q, Deng T, Wang L X, Xu D R, Chi G X, Chen G W, Liu M, Chen Y S, Gao Y W and Zou S H. 2017. Geochronological and mineralogical constraints on mineralization of the Hetai goldfield in Guangdong Province, South China. *Ore Geology Reviews*, 88(1): 655-673.
- Lennox P G, Wall H D and Durney D W. 2016. Correlation between magnetic fabrics, strain and biotite microstructure with increasing mylonitisation in the pre-tectonic Wyangala granite, Australia. *Tectonophysics*, 676: 170-197.
- Liang W T, Zhang G W, Bai Y, Jin C S and Nantasin P. 2015. New insights into the emplacement mechanism of the late Triassic granite plutons in the Qinling orogen: A structural study of the Mishuling pluton. *Geological Society of America Bulletin*, 127(11-12): 1583-1603.
- Liang W T, Zhang G W, Lu R K and Nantasin P. 2013. Extrusion tectonics inferred from fabric study of the Guanzizhen ophiolitic mélange belt in the West Qinling orogen, Central China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 78: 345-357.
- Lin W, Nicolas C, Chen Y, Chen K, Michel F, Wu L, Wang F, Li Q L, Wang J and Wang Q C. 2013. Late Mesozoic compressional to extensional tectonics in the Yiwulushan massif, NE China and their bearing on the Yinshan-Yanshan orogenic belt: Part II: Anisotropy of magnetic susceptibility and gravity modeling. *Gondwana Research*, 23(1): 78-94.

- Liou J G, Zhang R Y and Jahn B M. 2000. Petrological and geochemical characteristics of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu terrane, east-central China. *International Geology Review*, 42(4): 328–352.
- Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, Gao C G, Gao S, Xu J and Chen H H. 2010. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICPMS. *Chinese Science Bulletin*, 55(15): 1535–1546.
- Ludwig K R. 2003. User's Manual for Isoplot/Ex Version 3.00 — A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4: 1–70.
- Olivier P and Archanjo C J. 1994. Magnetic and magmatic structures of the Emas granodioritic pluton (Cachoeirinha belt, NE Brazil). relationships with Pan-African strike-slip fault systems. *Tectonophysics*, 229(3–4): 239–250.
- Parés J M, Pluijm B A and Dinarès T J. 1999. Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of Mudrocks (Pyrenees, Northern Spain). *Tectonophysics*, 307(1): 1–14.
- Rathore J S, Courrioux G and Choukroune P. 1983. Study of ductile shear zones (Galicia, Spain) using texture goniometry and magnetic fabric methods. *Tectonophysics*, 98(1): 87–109.
- Rochette P, Jackson M and Aubourg C. 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, 30(3): 209–226.
- Rogers J J W and Santosh M. 2004. Continents and supercontinents. Oxford University Press, London: 1 – 653.
- Salazar C A, Bustamante C and Archanjo C J. 2016. Magnetic fabric (AMS, AAR) of the Santa Marta batholith (Northern Colombia) and the shear deformation along the Caribbean plate margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 70: 55–68.
- Tarling D H and Hrouda F. 1993. The Magnetic Anisotropy of Rocks. Chapman and Hall, London: 1 – 217.
- Wan Y S, Li R W, Wilde S A, Liu D Y, Chen Z Y, Yan L, Song T R and Yin X Y. 2005. UHP metamorphism and exhumation of the Dabie orogen, China: evidence from SHRIMP dating of zircon and monazite from a UHP granitic gneiss cobble from the Hefei basin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(17): 4333–4348.
- Wang H N, Chen J, Ji J F and Qu X M. 1997. Geological and Geochemical Characteristics of the Hetai Gold Deposit, South China: Gold Mineralization in an Auriferous Shear Zone. *International Geology Review*, 39(2): 181–190.
- Wang Y J, Fan W M, Cawood P A, Ji S C, Peng T P and Chen X Y. 2007. Indosinian high-strain deformation for the Yunkaidashan tectonic belt, South China: Kinematics and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological constraints. *Tectonics*, 26(6): TC6008. doi: 10.1029/2007TC002099
- Závada P, Calassou T, Schulmann K, Hrouda F, Štípská P and Hasalová P. 2017. Magnetic fabric transposition in folded granite sills in Variscan orogenic wedge. *Journal of Structural Geology*, 94: 166–183.
- Zhang G L, Boulter C A and Liang J C. 2001. Brittle origins for disseminated gold mineralization in mylonite: Gaocun gold deposit, Hetai goldfield, Guangdong Province, South China. *Economic Geology*, 96(1): 49–59.
- Zhang K J and Cai J X. 2009. NE-SW-trending Hepu-Hetai dextral shear zone in Southern China: Penetration of the Yunkai Promontory of South China into Indochina. *Journal of Structural Geology*, 31(7): 737–748.

# Geochronology, Magnetic Fabric of Rocks and its Relationship with Ore Mineralization in Hetai Goldfield, Guangdong Province

WANG Lixing<sup>1,2,3</sup>, XU Ke<sup>4</sup>, XU Deru<sup>3,4\*</sup>, CHEN Genwen<sup>3</sup>, ZHU Yuhua<sup>5</sup>,  
CAI Jianxin<sup>6</sup> and JIAO Qianqian<sup>7</sup>

(1. Key Laboratory of Marine Mineral Resources, Ministry of Natural Resources, Guangzhou 510760, Guangdong, China; 2. Guangzhou Marine Geological Survey, Guangzhou 510760, Guangdong, China; 3. Key Laboratory of Mineral and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 4. State Key Laboratory of Nuclear Resources and Environment, East China University of Technology, Nanchang 330013, Jiangxi, China; 5. Guizhou Geological Survey, Guiyang 550081, Guizhou, China; 6. Key Laboratory of Ocean and Marginal Sea Geology, South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301, Guangdong, China; 7. Faculty of Land Resources Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, Yunnan, China)

**Abstract:** The Hetai goldfield, one of the largest gold mining districts in South China, is located in Gaoyao country, western Guangdong province. The Hetai is a typical shear zone related gold deposit and most of the orebodies are hosted in mylonites within the shear zone. Previous tectonic studies mostly focused on tectonic analysis of mylonite, while other host rocks such as migmatitic granite and schist are largely ignored. The formation age, metamorphism and deformation characteristics of the host rocks remain unclear. Based on field observations and microstructural analysis, we carried out magnetic fabric analysis on the migmatitic granite and schist in the Hetai goldfield. Magnetic fabric analysis showed that the average  $K_m$  of magnetic susceptibility value is rather small, and paramagnetic minerals play a dominant role in the formation of the magnetic structure; all anisotropy of magnetic susceptibility  $P$  values are greater than 1.04, ranging from 1.044 to 1.648; the shape parameters  $T$  of magnetic susceptibility ellipsoid are commonly greater than 0;  $E$  values of flattening are greater than 1, or close to 1; in Flinn plot, the data are mainly concentrated in the oblate area, with a few shear features; the orientation of the minimum susceptibility axis of the migmatitic granite indicates that the direction of principal compressive stress is NNW-SSE or near S-N. The magnetic foliation of the schist is NE, and the magnetic lineation is generally NW or NNW of nearly horizontal. These characteristics imply that the schist suffered extrusion or ductile elongated deformation caused by the sinistral slip. Magnetic fabric features reflect the rocks in the Hetai area have flatten type susceptibility ellipsoid, and the magnetic foliation is better developed than magnetic lineage. The rocks experienced a moderate intense near-SN penetrative extruding and local ductile shear deformation. LA-ICP-MS U-Pb dating of zircon from the migmatitic granite in the Hetai goldfield yielded an age of  $251.7 \pm 1.7$  Ma. The weak negative correlation between rock magnetic anisotropy  $P_j$  (corrected) and metal element (gold and copper) contents show that gold mineralization is later than the deformation. Combined with the macroscopic foliation, microstructure and dating results of various rocks and ores in literature, the sequence of geological events in the Hetai area follow the order of migmatitization, shear deformation, and mineralization.

**Keywords:** Hetai goldfield; magnetic fabric; analysis of ore-controlling structure; zircon U-Pb dating