

海南抱伦金矿床控矿构造特征 及其对金矿化的控制作用

陈柏林¹ 李中坚¹ 董 诚¹ 丁式江²
舒 斌¹ 廖香俊² 董法先¹ 傅杨荣²

(1. 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081;
2. 海南综合地质勘察院, 海南 海口 570001)

摘要: 抱伦金矿床是海南省新近发现的大型金矿床之一, 属于成生于印支期受构造控制的岩浆热液型金矿床。矿区出露下志留统陀烈组浅变质岩系与白垩系红色碎屑岩, 西北侧分布印支期花岗岩。北北东向豪岗岭断裂与其上盘的北北西向断裂破碎带组成矿区基本构造格架。磁组构分析显示矿区千枚岩以压扁变形占绝对优势, 主压应力近东西向, 矿化热事件前的构造变形较强, 矿化之后的构造变形较弱。矿化期构造应力场为近东西向拉伸(主压应力近南北向)。北北西向断裂破碎带是主要赋矿(含矿)构造, 对矿体的空间分布、形态产状起重要的控制作用。

关键词: 构造特征; 控矿作用; 抱伦金矿床; 海南

中图分类号: P618.51 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-3657(2004)02-0139-08

抱伦金矿床位于乐东县城西南约 19 km 处, 是海南省新近发现的大型金矿床之一, 矿区面积达 7.1 km²。矿床产于海南褶皱系南缘琼中复背斜的西南端, 东西向尖峰岭—大吊罗断裂、九所—陵水断裂与北东向临高—望楼断裂、老城—岭头断裂的交接复合部位^[1]。

抱伦金矿矿区出露下志留统陀烈组浅变质岩系与白垩系红色碎屑岩, 西北侧分布印支期花岗岩。北北东向豪岗岭断裂(F₁)与其上盘的北北西向断裂破碎带组成矿区基本构造格架。赋矿围岩为陀烈组下段石英绢云母千枚岩, 矿体定位于北北西向断裂破碎带内(图 1)。

抱伦金矿床是受构造控制的岩浆热液型金矿床^[2], 金矿化类型以含金石英脉型为主, 少数蚀变片岩型。与矿化密切相关的蚀变主要有硅化、绢云母化、绿泥石化、碳酸盐化、黄铁矿化及白云母化等, 偶见钠长石化。金矿物具有成色高、颗粒大的特点, 并且大量发育铋矿物和含铋矿物, 反映出成矿作用与岩浆热液的密切关系^[3]。

成矿流体包裹体特征和氢氧同位素研究表明, 成矿流体以岩浆水为主, 有少量变质水的参与, 大气降水影响很小;

成矿元素地球化学背景、硫同位素、稀土元素、初始铍比值等反映成矿物质来源虽然以变质岩为主, 但有部分来源于岩浆岩; 同位素年代学研究表明成矿时代为印支期(金矿化年龄为 210~230 Ma)^[2]。成矿物质和成矿流体来源反映出成矿作用与岩浆活动的密切关系, 而且成矿作用与三叠纪提斯构造演化特点相吻合^[3]。

1 矿区控矿构造特征

1.1 豪岗岭断裂

豪岗岭断裂斜贯抱伦金矿区东南部(图 1 中 F₁), 区域上为临高—望楼断裂带^[1-3]西南段组成部分, 也是矿区内的主干构造。临高—望楼断裂带在区域上控制印支期构造变形和侵入岩, 也控制燕山期花岗岩和白垩纪断陷盆地的展布, 说明该断裂在印支早期就已形成, 燕山期又有强烈的活动^[1-3]。

区内豪岗岭断裂平面上呈弧形展布, 断裂南西段走向北东 30°~35°, 倾角 35°左右; 中段及北东段走向北东 20°, 断面倾向北西, 倾角较陡, 一般 80°~85°。断裂出露于下志留统陀烈组与白垩系之间, 两者分别组成其上、下盘。断裂带内岩石

收稿日期: 2003-03-10; 改回日期: 2003-10-25

基金项目: 原地质矿产部定向研究基金项目(地科定 97-16)资助。

作者简介: 陈柏林, 男, 1962 年生, 博士, 研究员, 从事区域构造、矿田构造、金矿地质和成矿预测研究; E-mail: cblh6299@263.net。

①地质力学研究所, 海南省乐东九所—抱伦地区金、银、钼多金属矿控矿构造及成矿规律研究(研究报告), 2000。

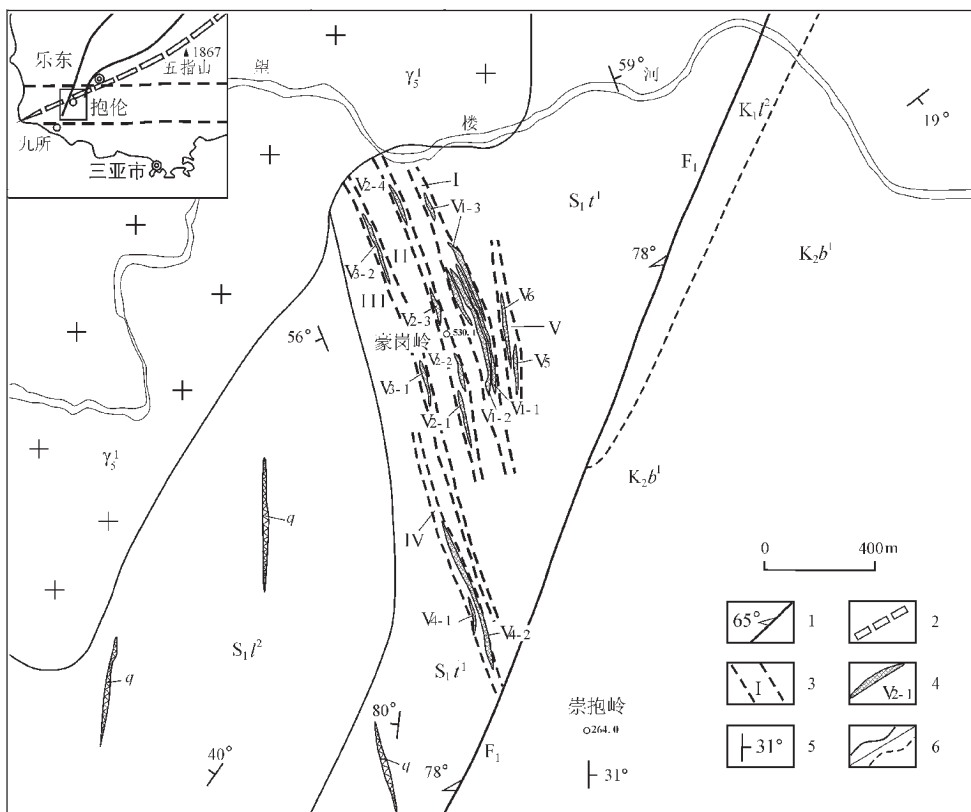


图 1 海南抱伦金矿区地质简图

K_2b^1 —上白垩统报万组下段; K_1l^1 —下白垩统鹿母湾组上段; S_1t^2 —下志留统陀烈组中段; S_1t^1 —下志留统陀烈组下段; γ_5^1 —印支花岗岩; q —石英脉;1—压扭性断裂及产状;2—区域性背斜;3—矿化破碎带及编号;4—金矿体及编号;5—地层产状;6—实/推测地质界线

Fig. 1 Geological sketch map of the Baolun gold deposit, Hainan

K_2b^1 —lower member of the Upper Cretaceous Baowan Formation; K_1l^1 —upper member of the Lower Cretaceous Lumuwang Formation; S_1t^2 —middle member of the Lower Silurian Tuolie Formation; S_1t^1 —lower member of the Lower Silurian Tuolie Formation; γ_5^1 —Indosinian granite; q —quartz vein; 1—Compresso-shear fault; 2—Anticline; 3—Mineralized fracture zone and its No.; 4—Gold ore body and its No.; 5—Attitude; 6—Geological boundary, measured/inferred

破碎,常发育碎裂岩、断层角砾岩、断层泥、硅化千枚岩等。挤压片理、构造透镜体也较常见(图2—A)。断裂近侧特别是上盘地层还往往出现小型褶曲或揉皱,根据这种褶曲或揉皱的两翼不对称性,可判别出断裂两盘相对运动方向为右行(图2—B)。另外,在断裂下盘一些次级断面上发育倾斜擦痕,其倾向向230°,倾向角20°,亦指示上盘曾有右行斜冲活动。总之,上述现象说明,豪岗岭断裂具有右行压扭性活动特征。

1.2 北北西向断裂破碎带

北北西向断裂破碎带集中发育于豪岗岭断裂之西北侧,即上盘的早志留统陀烈组中。首先,北北西向断裂破碎带仅发育于北北东向豪岗岭断裂(F_1)西北侧,呈斜接关系,与分支构造仅发育在主干构造的一侧,决不越过主干构造的特征相吻合;第二,在力学性质上,北北西向断裂破碎带具有压性特征,与北北东向豪岗岭断裂印支早期右行压扭性活动可以匹配;同时,北北西向断裂破碎带比北北东向豪岗岭断裂的规模要小。所以,可以认为北北西向断裂破碎带是北北东向

豪岗岭断裂(F_1)早期活动所派生的分支构造,两者构成入字型。

北北西向断裂破碎带可划分出5个带,彼此斜列平行展布。其走向340°~350°,倾向南西,倾向角较陡,为65°~85°。各破碎带延长超过1000m,波及宽度30~50m,控制延深大于300m。断面一般呈舒缓波状,某些区段较平直。带内普遍发育碎裂岩、压碎岩、挤压片理、构造透镜体等(图2—C)。挤压片理走向多与主断面平行,但也有的呈小角度斜交。上述特征表明,破碎带断面具有压—压扭性的力学性质。同时,该带的显著特征是发育含金石英脉,并伴以硅化、绢云母化、绿泥石化、黄铁矿化、碳酸盐化等蚀变,是区内最重要的赋矿构造。含金石英脉已构成工业矿体,石英脉内发育横张裂隙与X扭裂隙,说明破碎带在石英脉充填后又有了新的活动。

1.3 褶皱构造

抱伦金矿位于加里东期形成的琼中复背斜西南端,矿区的构造背景为一背斜,轴向东北,卷入地层为陀烈组,以发育层内无根褶皱、置换面理、石香肠构造为特征,形成固态流

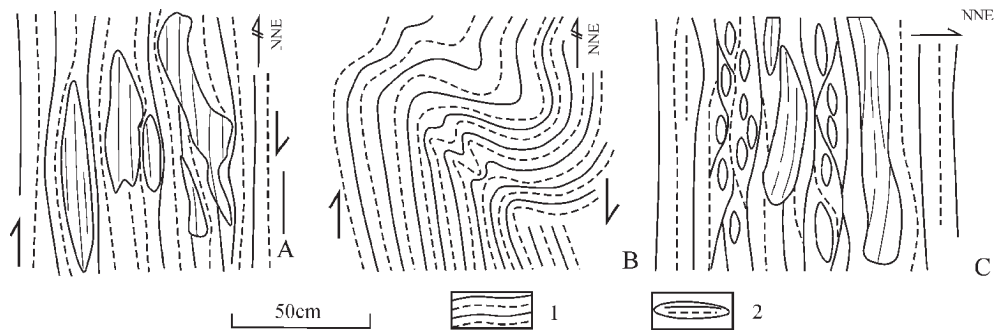


图 2 断裂破碎带素描

A—豪岗岭断裂带(平面);B—豪岗岭断裂旁侧(平面);C—NNW 向断裂破碎带(剖面);1—千枚岩;2—构造透镜体

Fig. 2 Sketch showing the fault fracture zone

A—Plan view of the Haogangling fault; B—lan view of the side of the Haogangling fault; C—section of the NNW-trending fracture belt; 1—Phyllite; 2—Structural lens

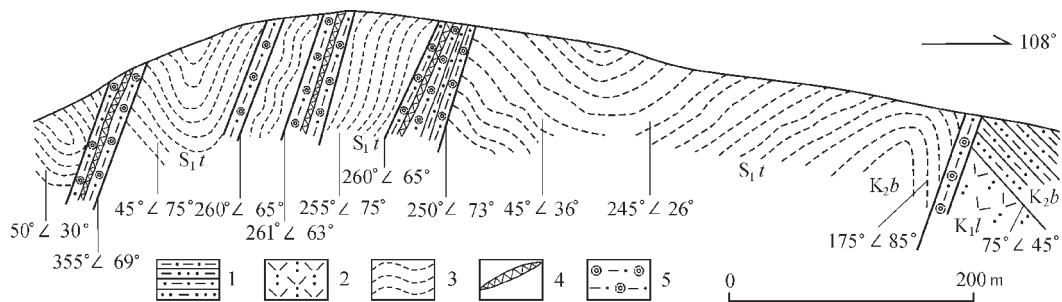


图 3 豪岗岭断裂及其派生构造剖面素描^①

K_2b —上白垩统报万组; K_1l —下白垩统鹿母湾组; S_1t —下志留统陀烈组;
1—泥质粉砂岩;2—凝灰岩;3—千枚岩;4—石英脉;5—硅化挤压破碎带

Fig. 3 Sketch showing the Haogangling fault and its derivative structures

K_2b —Upper Cretaceous Baowan Formation; K_1l —Lower Cretaceous Lumuwang Formation; S_1t —Lower Silurian Tuolie Formation; 1—Pelitic siltstone; 2—Tuff; 3—Phyllite; 4—Quartz vein; 5—Silicified fracturing zone

变构造。而在矿区中心部位的豪岗岭一带,地质界线和岩层产状发生了明显的变化(图 1),构造形式表现为宽缓的次级褶皱,其轴向为北北西或北西(图 3)。这是豪岗岭断裂的活动所派生的次级构造,是叠加在原有的北东向褶皱构造之上的。该背斜轴向 345° ,向南南东倾伏,西翼倾向南西,倾角 $60^\circ\sim 80^\circ$;东翼倾向南东,倾角较缓,为 $30^\circ\sim 60^\circ$ 。褶皱两翼还普遍出现小型褶曲或流动构造,褶曲两翼往往不对称,长短翼之比 $2:1\sim 3:1$,据此可判别高一级的北东向构造变形带有北西盘上升、南东盘下降的相对运动方向。

前述北北西向断裂破碎带有的即发育于这种宽缓型背斜的核部,并沿次级褶皱的核部延伸,说明北北西向断裂破碎带和北北西向次级褶皱具有成生联系,均属于同一期构造应力场作用下北北东向豪岗岭断裂的右行压扭性活动所派生的。

所以,本区构造变形(岩浆活动及成矿作用)的时间演化

序列是:加里东期北北东向褶皱→印支早期北东向豪岗岭断裂的右行压扭性活动(派生北北西向压性断裂和次级褶皱)→印支中—晚期岩浆活动及期后成矿作用→燕山期区域性伸展形成白垩纪盆地及北东向豪岗岭断裂的正断裂活动。

2 岩石磁组构及其反映的构造变形特点

为了分析构造变形特点,对抱伦金矿区内不同岩石进行了岩石磁组构测定(表 1)。磁组构测试结果所反映的构造变形特点如下。

(1) 区内各类岩石的主磁化率值变化较大,结合镜下观察鉴定,各类千枚岩和金属硫化物含量高的石英脉的磁化率较高,而金属矿物含量低的石英脉表现为逆磁性。

(2) 千枚岩磁化率各向异性度 P 值最大,晚期侵入岩(花

①海南地质综合勘察院.1:5 万黄流市幅、千家幅区调报告,1997.

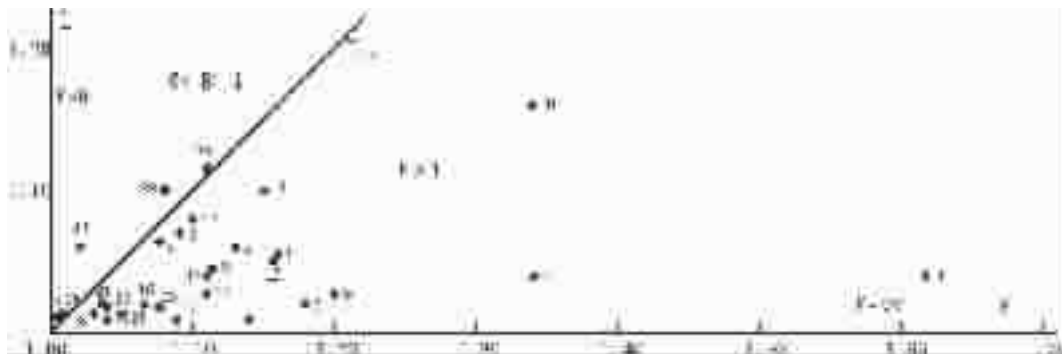


图4 海南乐东九所—抱伦地区磁面理(F)-磁线理(L)类付林图解

Fig. 4 Flinn diagram of magnetic schistosity (F) to lineation (L) in the Baolun area, Hainan

岗岩和花岗细晶岩)最小,石英脉矿石及近矿千枚岩磁化率各向异性度 P 值比较大,但变化较大,反映矿化热事件前构造变形较强,矿化之后构造变形较弱,特别是晚期侵入岩侵位之后,变形就更弱。

(3) 在以磁面理(F)和磁线理(L)作坐标的 $F-L$ 类付林图解(图4)中可见,总共29个样品中有24个样品落在磁椭扁率 $E > 1$ 的范围,仅有5个样品落在 $E < 1$ 的范围内,这反映变形以压扁变形占绝对优势。其中4号样品 E 值为1.3041,反映压扁最明显,这与宏观标本上的面理明显的事实相一致。1号样品磁各向异性(P)也非常大,为1.5539,但反映的是生长结晶组构。

(4) 从磁化率椭球形状因素 T 值看,有10个样品 $-1 < T < 0$, 6个样品 $0 < T < 1$, 反映本区岩石在磁组构上的表现为磁

面理绝对占优势,而磁线理发育很弱。结合样品的岩性,千枚岩样品磁面理比较发育。

(5) 最小磁化率轴代表应变压缩轴,也就是最大压应力方向。将各样品的最小磁化率轴产状投影成图(图5),可以发现不同样品的最小磁化率轴投影点各不相同,但同类岩石样品有占优势的趋势。千枚岩类岩石的最小磁化率轴投影点大多为东西向;而石英脉矿石类的最小磁化率轴走向以南北向为主。这反映了早期(加里东期)^[14]区域性变质变形的最大主压应力(σ_1)为东西向,而成矿期(印支中—晚期)^[15]的主压应力(σ_1)为近南北向。从宏观地质上分析,变质岩中发育北北西向(近南北向)片理构造,以及北北西向压扭性断裂构造,均反映早期近东西向的变形主压应力方向;而沿北北西向断裂充填发育的含金石英脉具有明显的结晶生长组构,说明成矿作用时期主压应力为近南北向。所以从磁组构得出的结论与由地质资料和其他测试分析所取得的认识是一致的。

(6) 虽然本区的构造变形不算太弱,但变形标志体极不明显,岩石应变测量很困难。笔者依据磁化率椭球的形状与应变椭球的形状之关系,即 $K_1/K_3 = (L_1/L_3)^a$ (式中 K_1 为最大磁化率、 K_3 为最小磁化率, L_1 和 L_3 分别为应变椭球体的长轴和短轴, a 为幂指数),来估算本区的岩石应变,式中幂指数 a 值依据有关文献^[14-16]进行取值,即对千枚岩取 $1/a=8$,对石英脉矿石取 $1/a=6$,据此可由磁组构的磁化率椭球轴比 K_1/K_3 (即 P 值)求得应变椭球轴比 K_{xz} (即 L_1/L_3)。

由求得应变椭球轴比 K_{xz} 显示,区内岩石变形较强,但变化较大, K_{xz} 为1.11~30.66。从不同岩类来看,晚期侵入岩(花岗岩和花岗细晶岩)的应变较小, K_{xz} 为1.21;千枚岩变形最强,平均 K_{xz} (去掉2个最大值和2个最小值)为3.32;石英脉矿石的 P 值较大,换算的平均 K_{xz} (去掉1个最大值和1个最小值)为2.89。这一结果表明,晚期花岗岩侵位后几乎未有变形;石英脉矿石的 P 值较大,结合显微镜下观察分析,未曾发生明显的变形,但石英脉结晶颗粒定向比较明显,而且石英脉与千枚岩磁组构最小磁化率投影点有明显不同,所以,它反映的是矿化石英脉结晶组构特征;而千枚岩类岩石在经历褶皱变形和区域变质变形过程中发生了相当量的变形。当然这是褶皱变形引起的地层厚度的变形,而褶皱引

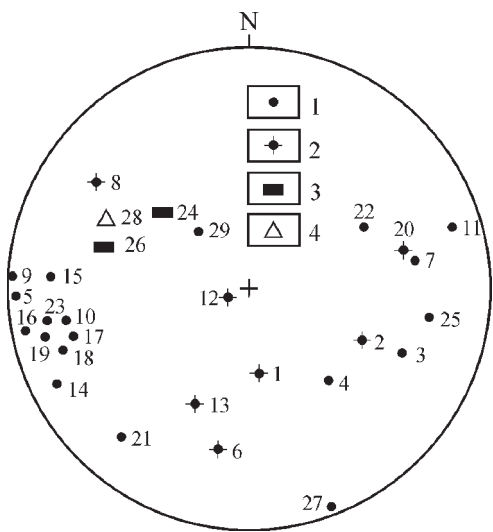


图5 最小磁化率轴产状投影(下半球投影)

1—千枚岩类;2—石英脉矿石;3—侵入岩;4—变形古石英脉

Fig. 5 Lower-hemisphere projection of minimum magnetic susceptibility

1-Phyllite; 2-Quartz vein ore; 3-Intrusive rocks; 4-Deformed quartz vein

表 1 海南乐东九所—抱伦地区岩石磁组构参数
Table 1 Summary of the magnetic fabric parameters in the Jiushuo-Baolun area, Ledong county, Hainan

序 号	样品 野外 编号	岩 性	最大磁化 率 $K_1(\times 10^3)$	中间磁化率 $K_2(\times 10^3)$	最小磁化率 $K_3(\times 10^3)$	磁各向异性 程度 (I)	扁率 (F)	磁畴球形 因素 (η)	磁面理 因子 (L)	最大磁化率产状 $(^\circ)$ 倾向 (D_1)	中间磁化率产状 $(^\circ)$ 倾向 (D_2)	最小磁化率产状 $(^\circ)$ 倾向 (D_3)	宏观面理产状 $(^\circ)$ 倾向	倾向	倾向	倾向				
1	B03-1	石英脉矿石	-0.1040	-0.1002	-0.0621	1.6738	1.5539	0.8557	1.6128	1.0378	281.3	14.2	21.2	34.0	172.2	52.2	352.2	37.7	260	70
2	B06-1	石英脉矿石	7.529	7.116	6.293	1.1964	1.0687	0.3706	1.1308	1.0580	22.2	4.4	286.2	53.9	115.5	35.7	295.4	54.2	125	77
3	B06-3	硅化千枚岩	51.51	50.50	42.89	1.2010	1.1544	0.7841	1.1775	1.0199	0.0	45.8	220.2	36.5	113.5	21.2	293.5	68.7	240	75
4	B06-4	千枚岩	16.78	16.35	12.22	1.3733	1.3041	0.8371	1.3383	1.0261	298.8	50.8	41.6	10.3	139.7	37.2	319.6	52.7	170	90
5	B07-1	千枚岩	7.936	7.846	7.838	1.0125	0.9896	-0.8386	1.0010	1.0115	150.8	65.6	339.5	24.0	268.1	3.2	68.1	86.7	313	90
6	B08-1	硅化千枚岩	3.745	3.522	3.267	1.1464	1.0138	0.1005	1.0780	1.0633	2.1	67.1	100.0	3.2	191.3	22.6	11.3	67.3	225	65
7	B08-2	千枚岩	90.29	84.43	76.85	1.1749	1.0273	0.1674	1.0986	1.0694	296.5	65.9	175.7	12.8	80.8	19.9	260.8	70.0	245	58
8	B08-3	石英脉矿石	490.9	470.2	417.0	1.1770	1.0797	0.4706	1.1273	1.0440	159.0	71.8	39.1	9.2	306.6	15.4	126.5	74.5	140	77
9	B08-5	千枚岩	4.729	4.633	3.861	1.2247	1.1756	0.7980	1.1999	1.0206	3.4	44.6	183.0	45.3	273.2	0.2	93.2	89.7	225	65
10	B09-1	千枚岩	2.205	2.184	2.006	1.0994	1.0788	0.8002	1.0890	1.0095	2.7	38.3	153.4	47.7	260.4	15.0	80.4	74.9	250	84
11	B09-2	千枚岩	2.300	2.277	2.045	1.1246	1.1030	0.8345	1.1137	1.0097	315.1	76.6	164.7	11.6	73.3	6.4	253.3	83.5	67	90
12	B09-3	石英脉矿石	0.3818	0.3525	0.3211	1.1889	1.0134	0.0773	1.0977	1.0831	70.4	9.7	340.3	1.1	243.5	80.1	63.5	9.8	75	88
13	B11-2	石英脉矿石	30.36	28.95	25.06	1.2113	1.1012	0.5030	1.1550	1.0448	313.0	23.4	69.4	45.7	205.2	34.9	25.2	55.0	85	70
14	B11-5	千枚岩	10.28	9.756	8.406	1.2237	1.1007	0.4766	1.1606	1.0543	359.6	73.0	152.7	15.2	244.6	7.3	64.6	82.6	205	90
15	B11-7	近矿千枚岩	4.433	4.321	3.886	1.1406	1.0837	0.6106	1.1118	1.0259	42.7	71.4	179.9	13.7	273.0	12.0	92.9	77.9	90	85
16	B11-9	千枚岩	4.632	4.531	4.251	1.0896	1.0424	0.4844	1.0657	1.0223	355.4	49.1	167.5	40.5	260.8	3.8	80.8	86.1	82	85
17	B11-11	硅化千枚岩	3.213	3.090	2.765	1.1620	1.0749	0.4814	1.1176	1.0396	94.7	73.0	347.5	5.1	255.9	16.0	75.9	73.9	110	73
18	B11-12	硅质岩	2.338	2.009	1.524	1.5340	1.1333	0.2924	1.3185	1.1634	344.3	2.5	87.2	78.6	253.7	11.0	73.7	78.9	90	76
19	B11-13	千枚岩	9.140	8.281	7.183	1.2724	1.0445	0.1809	1.1528	1.1036	80.7	81.3	338.7	1.8	258.3	8.4	68.3	81.5	102	80
20	B13-1	石英脉矿石	-0.1010	-0.0994	-0.0956	1.0576	1.0223	0.3941	1.0398	1.0171	209.6	59.3	337.0	19.7	75.4	22.4	255.4	67.5	240	77
21	B13-2	千枚岩	1.249	1.225	1.182	1.0569	1.0167	0.3003	1.0366	1.0195	321.1	36.5	115.6	50.6	221.4	12.7	41.4	77.2	40	90
22	B14-1	千枚岩	0.1247	0.1134	0.1046	1.1917	0.9865	-0.0772	1.0843	1.0990	331.3	3.6	235.9	55.1	63.7	34.6	243.7	55.3	90	30
23	B15-1	千枚岩	0.3924	0.3889	0.3739	1.0493	1.0305	0.6259	1.0398	1.0090	171.2	0.5	77.9	79.7	261.3	10.2	81.3	79.7	355	25
24	B16-4	花岗细晶岩	2.923	2.896	2.808	1.0407	1.0215	0.5340	1.0311	1.0093	97.6	44.7	207.6	19.0	313.9	39.1	133.9	50.8	230	60
25	B17-3	石英片岩	19.53	19.27	18.38	1.0625	1.0346	0.5608	1.0485	1.0134	357.1	33.9	208.0	51.8	97.6	15.2	277.6	74.7	245	75
26	B21-2	花岗岩	0.3325	0.3281	0.3247	1.0239	0.9972	-0.1165	1.0105	1.0133	19.8	19.4	175.4	68.7	286.9	8.0	106.9	81.9	270	86
27	B26-1	千枚岩	1.632	1.603	1.487	1.0979	1.0584	0.6076	1.0780	1.0184	254.0	66.8	67.6	23.0	158.2	2.3	338.6	87.6	130	88
28	B27-4	古石英脉	-0.1083	-0.0970	-0.0952	1.1377	0.9123	-0.7108	1.1088	1.1167	115.0	66.5	206.8	0.7	297.1	23.4	117.1	66.5	230	58
29	B32-1	硅化岩	47.32	44.43	43.51	1.0876	0.9587	0.5021	1.0211	1.0651	69.0	11.9	166.2	30.8	320.5	56.4	140.4	33.5	248	70

注: $P=K_1/K_3$; $L=K_1/K_2$; $F=K_2/K_3$; $F=(2\eta_2-\eta_1-\eta_3)/(\eta_1-\eta_3)$; η_1, η_2, η_3 分别为 K_1, K_2, K_3 取自然对数后的值, 由中国地质大学(北京)古地磁实验室侯国良测试。

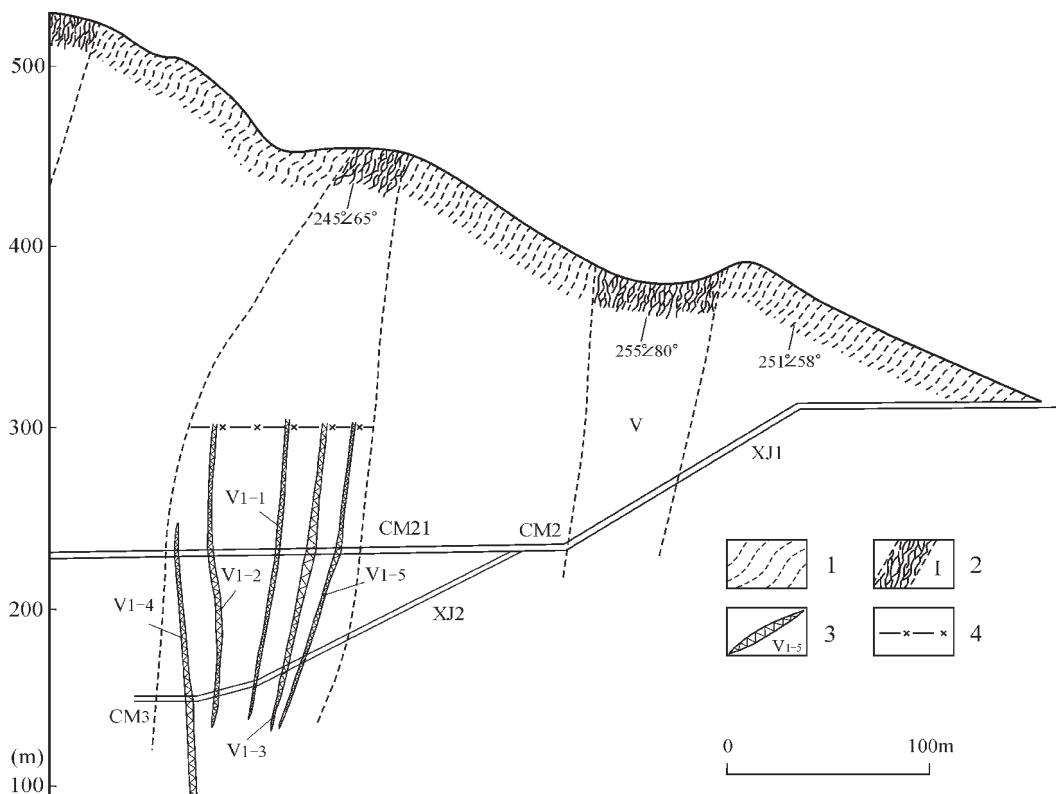


图6 抱伦金矿床 CM21 坑道剖面图

CM21—穿脉坑道及编号; XJ2—斜井及编号; 1—陀烈组千枚岩; 2—矿化碎裂带及编号; 3—金矿体及编号; 4—推测采空区底界

Fig. 6 Section of tunnel CM21 in the Baolun gold deposit

CM21—transverse drift and its No.; XJ2—inclined shaft and its No.; 1—Phyllite of the Lower Silurian Tuolie Formation;
2—Mineralized cataclasite zone; 3—Gold orebody; 4—Inferred lower boundary of mined-out area

起的整个地壳的缩短比此值要大得多。

3 构造对金矿的控制作用

抱伦金矿属内生热液型金矿,其矿化类型以石英脉型为主,次为破碎带蚀变岩型或蚀变片岩型。两种类型往往伴随相伴,石英脉型居中,两侧为蚀变岩型。

据海南地质综合勘察院资料^①,抱伦金矿区目前已发现并经查证的矿体 16 个,各矿体规模大小不等,一般长度为 80~120m,个别可达 520m,厚度 0.20~3.60m。矿体出露标高为 +415~+520m,坑道工程标高 +145~+230m。

构造对金矿的控制作用主要表现在两个方面,一是宏观上对矿体的空间分布、形态产状的控制;二是微观形变对矿化形式的制约。笔者主要讨论构造对金矿的宏观控制作用,构造微观形变对矿化形式的制约将另文讨论。

3.1 构造对矿体分布的控制

从矿区内 16 个矿体的空间分布特征看,它们无一例外

地集中发育在北北西向断裂破碎带内。如前所述,该破碎带可分为 5 个带,与此相对应,由矿体组成的矿化带也表现为 5 个带, I 号带由 6 个矿体组成, II 号带由 4 个矿体组成,其余 3 个带各有 2 个矿体。各带彼此平行,大致等间距分布(图 1)。带内矿体之间或相互平行展布(如 I 号带中各矿体),或断续相连、尖灭再现(如 II 号带的 V2~3、V2~4 矿体, III 号带中的 V3~1、V3~2 矿体),或尖灭侧现而呈“多”字型斜列(如 II 号带的 V2~1、V2~2 矿体, V 号带中的 V5、V6 矿体)。矿体的这些多样性组合展布特点显然是由含矿构造的发育特征所决定的,即与北北西向断裂破碎带的压扭性活动密切相关。

3.2 构造对矿体形态、产状的控制

北北西向断裂破碎带具压扭性特征,断面陡倾,破碎带较狭窄,延深较大,因此产于其内的矿体形态比较简单,多呈规则的脉状及狭长的透镜状,且矿化比较连续与稳定,矿体厚度变化小,向下延深较大(图 6)。在矿脉旁侧有时由于低序次分支裂隙的存在而出现矿脉分支复合现象。矿体产状受构造的控制也十分明显,矿体一般走向 330°~340°,倾向南西,

①海南省地质综合勘察院.海南省乐东县抱伦金矿普查地质报告,1999.

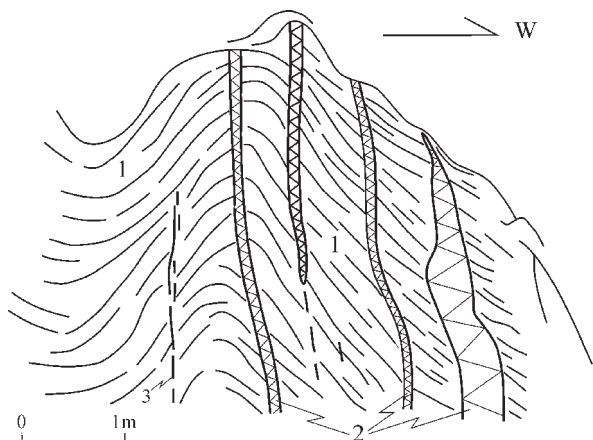


图 7 V_4 矿带中千枚岩与矿化石英脉的关系素描

1—千枚岩;2—矿化石英脉;3—裂隙、断裂

Fig. 7 Sketch showing the relationship between mineralization and phyllite in ore belt V_4

1—Phyllite;2—Mineralized quartz vein;3—Fracture and fault

倾角 $65^\circ\sim 85^\circ$, 与其所处部位的断裂产状基本相一致。当断面沿走向或倾向呈现舒缓波状时, 矿体产状也随之变化。总之, 矿体的产出状态与控制它们的断裂发育特征呈现出非常好的协调性。

另外, 这里需要特别指出的是, 矿区内控制矿体产出的北北西向断裂破碎带有一些多位于北北西向次级褶皱构造的轴部或其近侧, 这从 V_4 矿体的地表露头即可清楚地观察到(图 7)。因为在早期变形时期, 北北东向豪岗岭断裂右行活动过程中形成北北西向次级褶皱, 而沿着褶皱轴部较易产生低序次的纵张断裂, 由于压应力的持续作用, 致使断裂性质由张性向压扭性转化, 呈现出目前所见的控矿构造形变特征。正是这组断裂构造为后期成矿提供了有利的空间条件。

4 结论

北北东向豪岗岭断裂与其上盘的北北西向断裂破碎带组成矿区基本构造格架, 豪岗岭断裂和北北西向断裂破碎带具有压扭性的力学性质, 是重要的控矿构造。抱伦金矿区岩石变形明显, 千枚岩以压扁变形占绝对优势, 主压应力近东

西向, 说明矿化热事件前的构造变形较强, 相反矿化之后的构造变形很弱; 而矿化蚀变岩和含金石英脉的磁各向异性度变化比较大, 部分表现为生长组构, 反映矿化期构造应力场为近东西向拉伸(主压应力近南北向)。矿区构造控矿作用明显, 矿体定位于北北西向断裂破碎带内, 北北西向断裂破碎带对矿体的空间分布、形态产状起控制作用。

参考文献(References):

- [1] 广东省地质矿产局. 广东省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1988.
Bureau of Geology and Mineral Resources of Guangdong. Regional Geology of Guangdong Province [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1988 (in Chinese with English abstract).
- [2] 陈柏林, 丁式江, 李中坚, 等. 海南抱伦金矿床成矿时代研究[J]. 地球化学, 2001, 30(6): 525~532.
Chen Bailin, Ding Shijiang, Li Zhongjian, et al. Study on the metallogenic age of Baolun gold deposit, Hainan Province [J]. Geochimica, 2001, 30 (6): 525~532 (in Chinese with English abstract).
- [3] 地质矿产部宜昌地质矿产研究所, 海南省地质矿产局. 海南岛地质[M]. 北京: 地质出版社, 1991.
Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, CAGS, Hainan Bureau of Geology and Mineral Resources. Geology of Hainan Island [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1991 (in Chinese with English abstract).
- [4] Rathore J S. The magnetic fabrics of some slates from the Borrowdale volcanic group in the English Lake rocks[J]. Tectonophysics, 1981, 77:151~168.
- [5] 陈柏林, 李中坚, 谢艳霞. 北京崎峰茶—琉璃庙地区岩石磁组构特征及其构造意义[J]. 地球学报, 1997, 18(2): 134~141.
Chen Bailin, Li Zhongjian, Xie Yanxia. Analysis of the magnetic fabric, deformation and kinematics in the Qifengcha-Liulimiao area, Huairou county, Beijing[J]. Acta Geoscientia Sinica, 1997, 18 (2): 134~141 (in Chinese with English abstract).
- [6] 阎桂林. 岩石磁化率各向异性在地学中的应用[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1996.
Yan Guilin. Application of Magnetic Susceptibility Anisotropy to Geosciences [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1996 (in Chinese).

Ore-controlling structure and its control over gold mineralization in the Baolun gold deposit, Hainan

CHEN Bai-lin¹, LI Zhong-jian¹, DONG Cheng¹, DING Shi-jiang²,
SU Bin¹, LIAO Xiang-jun², DONG Fa-xian¹, FU Yang-rong²

(1. *Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China;*

2. *Hainan Institute of Geology and Exploitation, Haikou 570001, Hainan, China*)

Abstract: The Baolun gold deposit, as one of the large gold deposits found in Hainan Province recently, is a structurally controlled, magmatic-hydrothermal gold deposit formed in the Indosinian. In the gold district there outcrop the Lower Silurian Tuolie Formation low-grade metamorphic series and Indosinian red clastic rocks, and in addition Indosinian granite is distributed on its northwest side. The NNE-trending Haogangling fault and the NNW-trending fracture zone in the hanging wall of the fault form the basic structural framework of the ore district. Magnetic fabric analysis indicates that: flattening deformation predominates in phyllite of the district; the principal compressive stress is oriented in a nearly E-W direction; the structural deformation was stronger before the mineralization thermal event and weaker after mineralization. The structural stress field in the mineralization stage is featured by E-W extension (the principal compressive stress was oriented in a N-S direction). The NNW-trending fracture zone is the main ore-hosting (ore-bearing) structure, which exerts an important controlling effect on the shape, attitude, scale and special distribution of the gold orebodies.

Key words: tectonic characteristics; structural control over mineralization; Baolun gold deposit; Hainan Province

《中国地质》被俄罗斯《文摘杂志》收录

《中国地质》被世界六大著名检索系统之一的俄罗斯《文摘杂志》收录。这是本刊从中国科学技术期刊编辑学会外事工作委员会发来的电子邮件通知中获悉的。据悉,截至2003年底,俄罗斯《文摘杂志》共收录了中国(未含港台)较有影响的568种学术期刊。

众所周知,美国的SCI(《科学引文索引》)、EI(《工程索引》)、CA(《化学文摘》)、英国的SA(《科学文摘》)、俄罗斯的РЖ(《文摘杂志》)和日本的CBST(《科学技术文献速报》)统称为世界六大著名检索系统。《中国地质》在改刊后的短短两年时间内,已先后被美国的《化学文摘》(2002年8月)和俄罗斯的《文摘杂志》(2003年)收录,这表明《中国地质》杂志的学术水平已逐渐被国际学术界所认可。