



**Universidade de Brasília**

**Instituto de Geociências – IG/UnB**

**O DEPÓSITO DE Au-Cu LAVRA VELHA, CHAPADA  
DIAMANTINA OCIDENTAL: UM EXEMPLO DE DEPÓSITO DA  
CLASSE IOCG ASSOCIADO AOS TERRENOS  
PALEOPROTEROZOICOS DO BLOCO GAVIÃO**

**Dissertação de mestrado em geologia n° 317**

**LEANDRO DUARTE CAMPOS**

**Orientador: Prof. Dr. CLAUDINEI GOUVEIA DE OLIVEIRA**

**Brasília, 2013**



Universidade de Brasília

Instituto de Geociências – IG/UnB

**O DEPÓSITO DE Au-Cu LAVRA VELHA, CHAPADA  
DIAMANTINA OCIDENTAL: UM EXEMPLO DE DEPÓSITO DA  
CLASSE IOCG ASSOCIADO AOS TERRENOS  
PALEOPROTEROZOICOS DO BLOCO GAVIÃO**

**LEANDRO DUARTE CAMPOS**

**Orientador**

**Claudinei Gouveia de Oliveira**

**Banca examinadora:**

**Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira**

**Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho – UnB**

**Prof. Dr. Simone Serqueira Pereira Cruz – UFBA**

**Prof. Dr. Marcia Abraão Moura – UnB (Suplente)**

**Brasília, 2013**

## Sumário

AGRADECIMENTOS.....	5
LISTA DE FIGURAS.....	6
LISTA DE TABELAS.....	8
RESUMO .....	9
ABSTRACT.....	10
Capítulo 1 – Introdução.....	10
1.1 Apresentação .....	10
1.2 Objetivos .....	11
1.3 Metodologia de trabalho .....	12
1.3.1 Levantamento e revisão bibliográfica.....	12
1.3.2 Trabalhos de campo .....	12
1.3.3 Trabalhos de laboratório .....	12
1.4 Localização e acesso.....	15
Capítulo 2 – Contexto Geológico regional.....	16
2.1 O Aulacógeno do Paramirim .....	21
2.2 Compartimentação do Supergrupo Espinhaço na borda oeste da Chapada Diamantina Ocidental .....	23
2.2.1 Embasamento.....	23
2.2.2 Supergrupo Espinhaço.....	25
Capítulo 3 – Geologia do Depósito Lavra Velha .....	30
3.1 Introdução.....	30
3.2 Unidades Geológicas .....	31
3.2.1 Granito Ibitiara.....	31
3.2.2 Formação Novo Horizonte.....	35
3.2.3 Formação Ouricuri do Ouro .....	36
3.2.5 Intrusivas máficas .....	37
3.2.6 Brechas Hidrotermais .....	40
3.3 Geologia Estrutural.....	43
3.4 Geocronologia .....	50
Capítulo 4 – Zoneamento e tipologia das brechas hidrotermais.....	62
4.1 Introdução.....	62
4.2 Zoneamento das brechas hidrotermais .....	63
4.3 Petrografia das brechas hidrotermais.....	64
4.3.1 Brecha Calcio-silicática .....	64

4.3.2 Brecha Sulfetada.....	68
4.3.3 Brecha Hematítica .....	75
4.3.4 Brecha Sericítica.....	82
4.4 Química Mineral.....	88
4.4.1 Sulfetos .....	88
4.4.2 Óxidos de Ferro.....	88
4.3 Filossilicatos .....	89
4.5 Geoquímica de elementos traço .....	93
4.6 Geoquímica Isotópica de C e O .....	96
4.7 Geoquímica Isotópica de S .....	98
Capítulo 5 – Gênese e controle da mineralização de Au e Cu .....	100
Capítulo 6 – Discussões e Conclusões .....	106

## AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira pelo apoio, orientação, discussões e incansáveis revisões do presente trabalho.

A Yamana Gold Inc pela disponibilização do tempo e dos dados necessários para o desenvolvimento deste trabalho.

A Susanne pelo companheirismo, incentivo e apoio durante todas as etapas deste trabalho, além da ajuda na confecção dos gráficos e diagramas estatísticos. A Maya, que veio iluminar nossas vidas com seu incomparável sorriso todos os dias pela manhã.

Aos meus pais por todo o esforço que fizeram para minha formação pessoal e profissional.

Aos colegas do projeto Lavra Velha, aos antigos e aos novos, Danilo Carvalho, Wagner Pocay, Igor Pimentel, Rodolfo Rodrigues, Wilson Lopes, Orlando Paiva e Jorge Andrade, pela amizade, discussões e empenho durante as etapas iniciais de implantação do projeto.

Aos companheiros de labuta que ainda não foram mencionados, Tiago Elói, Leandro Oliveira, Alexandre Souza e André Oliveira pelas infinitas discussões sobre geologia e exploração, e pela amizade que torna os dias que passamos longe de casa mais agradáveis.

Aos muitos amigos espalhados pelo Brasil, pelo incentivo e apoio mesmo que distantes.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília pelo suporte técnico durante os trabalhos realizados. Aos laboratórios de laminação, geocronologia, microsonda e microscopia, que tornaram possível a aquisição dos dados utilizados neste trabalho.

Por fim, a todos os amigos, professores e funcionários do Instituto de Geociências da UnB que participaram de forma direta ou indireta da realização desta dissertação.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1:** Localização e acesso. Notar que o depósito Lavra Velha está localizado a mais de 60 km a leste da borda do Parque Nacional Chapada Diamantina.....7
- Figura 2.1:** Compartimentação do Craton São Francisco. Em detalhe a reconstrução do limite entre a América do Sul e a África. O cráton São Francisco corresponde a uma extremidade do craton africano do Congo.....10
- Figura 2.2:** Embasamento do Craton São Francisco no estado da Bahia. Os blocos Serrinha e Gavião são os segmentos crustais mais antigos da porção norte do cráton São Francisco. Notar a disposição dos greenstone belts Contendas do Sincorá (CSGB) e Mundo Novo (MNGB).....11
- Figura 2.3:** Arcabouço geológico do Aulacógeno do Paramirim. O aulacógeno é representados por duas bacias distintas: CD – Chapada Diamantina e ES – Espinhaço setentrional. CDOc – Chapada Diamantina Ocidental; CDOo – Chapada Diamantina Oriental; Lineamento Barra do Mendes – João Correia.....12
- Figura 2.4:** Coluna para-estratigráfica do embasamento do Bloco Paramirim na região da Chapada Diamantina Ocidental (adaptado de Guimarães *et al* 2005).....14
- Figura 2.5:** Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço na região da Chapada Diamantina Ocidental. O supergrupo Espinhaço apresenta localmente conglomerados de borda de falha e rochas vulcânicas ácidas na base, formados durante estágio inicial de rifteamento e a abertura da bacia da Chapada Diamantina (adaptado de Guimarães *et al.* 2005).....17
- Figura 3.1:** Mapa geológico da região de Ibitiara. A porção norte do granito Ibitiara apresenta valores anômalos de U.....21
- Figura 3.2:** Afloramento do granito Ibitiara. Notar tom esverdeado devido a forte cloritização e epidotização. O granito é recortado por uma série de fraturas preenchidas por magnetita. Na porção superior um é possível observar o contato do tonalito fino com o granodiorito de granulometria grossa.....23
- Figura 3.3:** Afloramento de tonalito equigranular próximo a cidade de Ibitiara. Detalhe de vênula com calcita, magnetita e calcopirita hospedado pelo granito Ibitiara com forte epidotização.....23
- Figura 3.4:** Granito Ibitiara. Notar enclave métrico de gnaisse bandado em meio ao tonalito equigranular. Os enclaves de rochas gnáissicas encontrados no granito Ibitiara são interpretados como xenólitos do complexo Paramirim incorporados durante a colocação do granito.....24
- Figura 3.5:** Turmalina granito. Notar a presença de finos cristais aciculares de turmalina disseminados.....24
- Figura 3.6:** Turmalina granito porfirítico. Na porção central do depósito ocorrem diques de turmalina granito com textura porfirítica. Notar a presença de porfiroclastos de feldspato fortemente saussuritizados e finos cristais de turmalina disseminada.....25
- Figura 3.7:** Fácies subvulcânica do granito Ibitiara. Afloramento na região do depósito Lavra Velha. Notar forte sericitização e alteração rica em hematita e turmalina nas bordas das vênulas preenchidas por óxido de ferro.....25
- Figura 3.8:** Formação Novo Horizonte. Rocha vulcânica fina de composição riolítica. Notar a presença de fina foliação mineral.....26

<b>Figura 3.9:</b> Formação Novo Horizonte. Afloramento de ignibrito de granulometria grossa. Trata-se de ignibrito formado por fragmentos de vidro vulcânico e pumices em meio a matriz cinerítica. Nota ausência de foliação milonítica pronunciada.....	27
<b>Figura 3.10:</b> Formação Ouricuri do Ouro. Arenitos arcoseanos, conglomeráticos apresentam estruturas sedimentares preservadas do tipo <i>riple marks</i> .....	28
<b>Figura 3.11:</b> Dique de diabásio. Notar ausência de foliação e característica isotrópica da rocha intrusiva máfica. Estes diques encontram-se frequentemente magnéticos e pouco alterados.....	29
<b>Figura 3.12:</b> Metagabro foliado. Dique de intrusiva máfica interceptado por sondagem na porção central do depósito. Notar forte cloritização e a presença de pronunciada foliação mineral.....	30
<b>Figura 3.13:</b> Afloramento de brecha hidrotermal. As brechas afloram na forma de corpos lenticulares estreitos de direção N15-30E. Observa-se a presença de veios de quartzo entrecortantes.....	32
<b>Figura 3.14:</b> Bloco de brecha hidrotermal. No núcleo dos corpos alforantes são encontrados blocos compostos predominantemente por material hidrotermal, dificultando a observação de estruturas típicas de brechas. Ocorrem veios epitermais associado a muscovita verde, rica em Bário.....	32
<b>Figura 3.15:</b> Brecha hidrotermal. <i>Crackle breccia</i> formada por clastos angulosos de rocha granítica cloritizada e matriz formada predominantemente por magnetita e hematita.....	33
<b>Figura 3.16:</b> Brecha hidrotermal sulfetada. Destaque para os clastos subangulosos e levemente achatados, formados de material de alteração hidrotermal em meio a matriz formada por pirita, magnetita e hematita.....	33
<b>Figura 3.17:</b> Arcabouço estrutural da região de Ibitiara – Ibiajara e do depósito Lavra Velha. Notar o denso arranjo de estruturas de primeira e segunda ordem desenvolvido entre as zonas de cisalhamento Ibitiara e Ibiajara durante o último evento compressivo responsável pela formação do Corredor do Paramirim. (a) Produto obtido a partir do sinal analítico (AS) dos dados magnéticos. (b) Interpretação das estruturas a partir do produto magnético apresentado.....	35
<b>Figura 3.18:</b> Estrutura extensional formada em Dn. Notar a formação de microfalhas com deslocamento normal cortando veio de quartzo com bordas ricas em hematita e turmalina....	36
<b>Figura 3.19:</b> Anticlinal de Ibitiara. Notar a exposição do granito Ibitiara na região central circundado por rochas vulcânicas da formação Novo Horizonte (FNH), que forma uma quebra positiva de relevo nas adjacências do núcleo da estrutura anticlinal. No canto superior direito apresenta-se a projeção estereográfica isométrica do hemisfério inferior dos polos e contorno de Sn, polos dos eixos de dobra e a representação planar de Sn+1. Imagem de satélite com rotação oblíqua obtida a partir do programa <i>Google Earth 7</i> .....	38
<b>Figura 3.20:</b> Foliação Sn+1. Amostra obtida em testemunho de sondagem evidenciando os planos da foliação Sn+1 cortando veios de quartzo-hematita (Qz+Hm), fragmentos e matriz de brecha hidrotermal. Notar a foliação envolvendo e rotacionando pequenos cristais sub-édridos de magnetita (Mg).....	39
<b>Figura 3.21:</b> Diagrama de rosetas mostrando a distribuição de falhas conjugadas e clivagem espaçada na região de Lavra Velha. Maiores frequências entre 28 e 25% das estruturas com mergulho para 045° e 315°, respectivamente.....	39

<b>Figura 3.22:</b> Modelo tridimensional do depósito Lavra Velha. O sistema de brechas hidrotermais aflora na encosta da serra de Lavra Velha, associado a rochas subvulcânicas atribuídas ao granito Ibitiara. O sistema apresenta-se na forma de corpos lensóides de direção N10-30E e mergulho leve para NNW. O modelo topográfico é restrito às vizinhanças do depósito e não é adequado para ilustração da sequencia vulcânica que sobrepõe o granito nas proximidades do depósito.....	40
<b>Figura 3.23:</b> Diagramas de idades U-Pb obtidas em zircões. (A) Turmalina granito; (B) Turmalina granito porfirítico; (C) Biotita granito; (D) Dacito porfirítico; (E) Encaixante da mineralização; (F) Metagabro foliado.....	43
<b>Figura 3.24:</b> Resultados de U-Pb em zircão para a brecha mineralizada. O intercepto superior foi interpretado como a idade de formação das brechas.....	44
<b>Figura 3.25:</b> Resultados de idade Ar-Ar em sericita. A idade <i>plateau</i> foi interpretada como idade do último evento de deformação.....	44
<b>Figura 4.1:</b> Zoneamento das brechas que compõem o sistema de Lavra Velha. A seção A-B mostra zoneamento concêntrico da brecha sericítica, hematítica e sulfetada e o posicionamento da brecha cálcio-silicática como raiz do sistema.....	54
<b>Figura 4.2:</b> Afloramento de brecha cálcio-silicática. Notar a presença de clastos angulosos do granito Ibitiara fortemente cloritizado.....	56
<b>Figura 4.3:</b> Brecha cálcio-silicática. Notar a matriz composta principalmente por quartzo e carboato além de finos cristais aciculares de turmalina.....	56
<b>Figura 4.4:</b> Brecha cálcio-silicática. Notar a agregados centimétricos de pirita e clorita, juntamente com matriz predominantemente formada por calcita.....	57
<b>Figura 4.5:</b> Detalhe mostrando matriz da brecha cálcio-silicática. Notar disseminações sub-paralelas de magnetita em meio a matriz formada por quartzo e calcita.....	57
<b>Figura 4.6:</b> Rocha granítica fortemente metassomatizada nas bordas de brecha cálcio-silicática. Destaque para presença de epidoto ocorre na forma de veios e disseminações.....	58
<b>Figura 4.7:</b> Brecha cálcio-silicática. Destaque para a associação calcita(Cal), epidoto (Ep) e clorita(Chl) formando a matriz da brecha.....	58
<b>Figura 4.8:</b> Brecha Sulfetada. Destaque para matriz formada predominantemente por pirita suportando clastos subangulosos ligeiramente alongados por foliação pós-mineral.....	60
<b>Figura 4.9:</b> Brecha sulfetada. Destaque para clastos angulosos e fragmentados de quartzo branco, além de cavidades formadas pela lixiviação parcial dos sulfetos.....	61
<b>Figura 4.10:</b> Brecha sulfetada. Agregados de macroestrutura maciça de pirita em equilíbrio com magnetita.....	61
<b>Figura 4.11:</b> Brecha Sulfetada. Detalhe para os agregados minerais de pirita, calcopirita e bornita em meio a matriz hidrotermal formada por turmalina e quartzo. Brechas ricas em bornita chega a retornar 8% de Cu.....	62
<b>Figura 4.12:</b> Brecha Sulfetada. Destaque para estagio avançado de alteração de magnetita para hematita em meio a planos de fragmentação em agregado maciço de pirita e magnetita.....	62
<b>Figura 4.13:</b> Fotomicrografia da matriz de brecha sulfetada. Destaque para clasto de quartzo (Qz) e turmalina(Tur) com bordas corroídas e cristais idiomórficos de magnetita(Mag). LT, N//.....	63

<b>Figura 4.14:</b> Fotomicrografia de brecha sulfetada. Destaque para associação silicática formada por quartzo e turmalina. Ocorrem cristais subédricos de turmalina (Turm) incluso nos agregados maciços de pirita (Py). LT, N//.....	63
<b>Figura 4.15:</b> Fotomicrografia de brecha sulfetada. Destaque para hematita (Hem) apresentando núcleos reliquiais de magnetita (Mag) e inclusões de pirita (Py) nas bordas. LR, N//.....	64
<b>Figura 4.16:</b> Fotomicrografia de brecha sulfetada. Destaque para cristais corroídos de calcopirita (Cpy) com porções alterados para covelita(Cov). LR, N//.....	64
<b>Figura 4.17:</b> Fotomicrografia de brecha sulfetada. Destaque para o crescimento de turmalina(Turm) a partir da borda de calcopirita (Cpy). LT, N//.....	65
<b>Figura 4.18:</b> Fotomicrografia de brecha sulfetada. Destaque para pseudomorfo subédrico de magnetita (Mag) fragmentado por veio de turmalina (Turm) e quartzo (Qz). LT, NX.....	65
<b>Figura 4.19:</b> Brecha hematítica. Destaque para as vesículas com tons amarelados e para as cavidades (vugs) preenchidas por sílica.....	67
<b>Figura 4.20:</b> Brecha hematítica. Destaque para agregados de macroestrutura maciça de hematita formados a partir de agregados e cristais euédricos de magnetita.....	68
<b>Figura 4.21:</b> Brecha hematítica. Destaque para associação hematita-turmalina formando a matriz de brechas com clastos lensoides de quartzo branco e rosa hidrotermal....	68
<b>Figura 4.22:</b> Brecha hematítica. Destaque para clastos irregulares e de bordas enturvecidas apresentam-se completamente alterados e mostram intensa silicificação e turmalinização...69	
<b>Figura 4.23:</b> Brecha hematítica. Destaque para associação hematita-magnetita-turmalina. A Hematita ocorre como cristais lamelares e vênulas em meio a matriz hidrotermal e a Magnetita na forma de cristais idiomórficos parcialmente alterados para hematita (martita)..	69
<b>Figura 4.24:</b> Brecha hematítica. Destaque para fragmentos de agregados granulares de quartzo(Qz) e turmalina(Turm) em meio a uma matriz neoformada rica em turmalina. LT, N//.....	70
<b>Figura 4.25:</b> Brecha hematítica. Destaque para o sistema denso de veios e vênulas de quartzo entrelaçados (stockworks) em uma matriz rica em turmalina (Turm) (Amostra LV-5). LT, aumento 40x-N//.....	70
<b>Figura 4.26:</b> Brecha hematítica. Ocorrem veios e fraturas preenchidos por magnetita (Mag) parcialmente substituída por hematita (Hem) e goetita (Go). LR, N//.....	71
<b>Figura 4.27:</b> Fratura preenchida por hematita parcialmente substituída por goetita (Go). Destaque para a textura coliforme (botrioidal) gerada nessa transformação. LR, NX.....	71
<b>Figura 4.28:</b> Brecha hematítica. Detalhe de um minúsculo grão de ouro em uma cavidade constituída por quartzo e sericita. LR, N//.....	72
<b>Figura 4.29:</b> Brecha Sericítica. Destaque para a presença de veios e vênulas de turmalina e hematita.....	74
<b>Figura 4.30:</b> Brecha Sericítica. Destaque fragmentos de quartzo hidrotermal em meio a matriz rica em sericita (Ser) formando padrão anastomosado. Ocorrem também veios e cristais disseminados de turmalina (Turm).....	74
<b>Figura 4.31:</b> Brecha sericítica. Destaque para veios e agregados de bário-muscovita (BaMs) associado a veios de turmalina e hematita terrosa de coloração marrom escura.....	75
<b>Figura 4.32:</b> Brecha sericítica. Destaque para vênula de hematita (Hem) com impressão de forte ferro-metassomatismo na brecha encaixante.....	75

- Figura 4.33:** Brecha sericítica. Destaque para agregado de magnetita maciça associado a disseminações e veios de hematita e magneitita parcialmente martitzada ao longo dos planos preferências de planos subparalelos.....76
- Figura 4.34:** Brecha sericítica com matriz completamente alterada para hematita especular são encontrados como zonas estéreis dentro das brechas sericíticas. Destaque para clastos rosados angulosos, completamente hematitizados.....76
- Figura 4.35:** Fotomicrografia de brecha sericítica. Destaque para a presença de muscovita muito fina (Ser) e lamelas bem formadas de Ba-muscovita (BaMs) em interstícios de agregados de cristais idiomórficos de magnetita. LT, NX.....77
- Figura 4.36:** Diagrama com a relação entre a mineralogia das brechas hidrotermais e mineralização de Au e Cu. As linhas sólidas indicam ocorrência comum, enquanto linhas pontilhadas indicam menor frequência. A mineralização de ouro ocorre tanto nas brechas sulfetadas quanto nas brechas hematíticas. A mineralização de cobre, no entanto, encontra-se restrita à brecha sulfetada. Mg=magnetita, Hem=hematita, Cpy=calcopirita, Bo=bornita, Tem=tenantita, Py=pirita, Ep=epidoto, Cal=calcita, Chl=clorita, BaMs=Ba-muscovita, Ser=sericita, Turm=turmalina, Sil=sílica.....78
- Figura 4.37:** Diagrama discriminante Ni/(Cr+Mn) vs. Ti+V com os resultados plotados para os óxidos de Fe de Lavra Velha. Resultados apresentam algum espalhamento mas a maioria plota no campo dos depósitos IOCG. Adaptado de Dupois & Beaudoin (2011).....81
- Figura 4.38:** Diagrama discriminante Ca+Al+Mn vs. Ti+V com os resultados plotados para os óxidos de Fe de Lavra Velha. Resultados apresentam maior espalhamento, mas alguns plotam nos campos dos depósitos IOCG e Kiruna. Adaptado de Dupois & Beaudoin (2011).....81
- Figura 4.39:** Fotomicrografia da muscovita rica em bário (BaMs) em equilíbrio com óxidos de ferro na transição da alteração sericítica para a alteração hematítica-magnetítica.....82
- Figura 4.40:** Perfil ao longo do furo por sondagem FLV-22. Notar variação dos elementos que formam a mineralização e associação hidrotermal de Lavra Velha. A mineralização é formada pela associação Au-Cu-As-Co-Bi-ETR(Ce-La)-(±Ag-U).....85
- Figura 4.41:** Diagrama de correlação (dendograma) com principais elementos associados à mineralização do depósito Lavra Velha. Os níveis de correlação decrescem da esquerda para a direita.....86
- Figura 4.42:** Diagrama de  $\delta^{13}\text{C}$  vs  $\delta^{18}\text{O}$  apresentando amostras do presente trabalho em relação aos reservatórios continental, marinho, além de carbonatitos e os depósitos de Olympic Dam e Igarapé Bahia (Oreskes & Einaldi 1992, Tazava & Oliveira 2000). Os resultados agrupam-se em torno de  $-2\text{ }^{13}\text{C}\text{‰}$ , próximo ao campo de Olympic Dam.....88
- Figura 4.43:** Composição isotópica de enxofre ( $\delta^{34}\text{S}$ ) para os depósitos de Lavra Velha em comparação com: Salobo (Réquia & Fontboté 2001), Igarapé Bahia (Tazava & Oliveira 2000) e Sossego (Monteiro *et al.* 2008), Carajás; Candelária (Marschik & Fontboté 2001), Chile; Eloise (Rotherham *et al.* 1998), Conclurry; West Peko (Skirrow & Walshe 2002), Tenant Creek; Olympic Dam (Brastakov & Skirrow 2007), Gawler craton.....90
- Figura 5.1:** Diagrama de classificação de depósitos da classe IOCG, adaptado de Williams (2010). O depósito Lavra Velha apresenta características semelhante aos depósitos IOCG sensu strito do Grupo da magnetita e aos depósitos de ouro com cobalto, arsênio e baixo cobre.....93
- Figura 5.2:** Modelo metalogenético para o sistema magmático-hidrotermal e mineralização de Au-Cu de Lavra Velha. A zona mineralizada se forma associada às brechas sulfetadas na transição da alteração magnetítica e hematítica. Detalhe para a superfície erosiva paleoproterozóica sobre a qual está depositado o supergrupo Espinhaço, na região do depósito. Cal=calcita, Ep=epidoto, Mg=magnetita, Hem=hematita, Ser=sericita.....96

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 3.1:</b> Dados químicos de elementos traço para os diques de diabásio e metagabro foliado. Destaque para os valores de As, Ba, Cu, U, Ce e La.....	30
<b>Tabela 3.2:</b> Resultados para as análises de U-Pb em zircão utilizando LA-ICP-MS para a amostra IBI-01.....	45
<b>Tabela 3.3:</b> Resultados para as análises de U-Pb em zircão utilizando LA-ICP-MS para a amostra IBI-03. ....	46
<b>Tabela 3.4:</b> Resultados para as análises de U-Pb em zircão utilizando LA-ICP-MS para a amostra FFP-05.....	47
<b>Tabela 3.5:</b> Resultados para as análises de U-Pb em zircão utilizando LA-ICP-MS para a amostra REG-04.....	47
<b>Tabela 3.6:</b> Resultados para as análises de U-Pb em zircão utilizando LA-ICP-MS para a amostra REG-09.....	48
<b>Tabela 3.7:</b> Resultados para as análises de U-Pb em zircão utilizando LA-ICP-MS para a amostra LV-DM.....	49
<b>Tabela 3.8:</b> Resultados para as análises de U-Pb em zircão utilizando LA-ICP-MS para a amostra REG-07A.....	50
<b>Tabela 3.9:</b> Resultados para as análises de Ar-Ar em sericita para a amostra LV-10.....	51
<b>Tabela 3.10:</b> Resultados geocronológicos para a região do depósito Lavra Velha (idades em Ga). ...	52
<b>Tabela 4.1:</b> Wt% médio dos principais sulfetos do depósito. Notar enriquecimento em cobalto nas piritas e em bismuto na tenantita....	80
<b>Tabela 4.2:</b> Composição química dos óxidos de ferro de Lavra Velha.....	82
<b>Tabela 4.3:</b> Composição química de elementos maiores das muscovitas de Lavra Velha.....	83
<b>Tabela 4.4:</b> Composição química de elementos maiores das sericitas de Lavra Velha.....	83
<b>Tabela 4.5:</b> Resultado da análises de isótopo de C e O realizado em veios de carbonato com diversas associações ao longo de toda a área do depósito....	87
<b>Tabela 4.6:</b> Análises de sulfeto de enxofre em piritas e calcopiritas de Lavra Velha.....	90
<b>Tabela 5.1:</b> Comparação de algumas características dos membros reduzidos dos depósitos da classe IOCG da região de Tenant Creek, Australia (Skirrow & Walshe 2002) com o depósito Lavra Velha.....	95

## RESUMO

Lavra Velha é um depósito de ouro e cobre em veios e brechas hidrotermais da classe IOCG desenvolvidas sobre fácies sub-vulcânicas atribuídas ao granito Ibitiara, do Riacyano (2,1Ga). O depósito está localizado na porção norte da anticlinal de Ibitiara, em uma janela estrutural que expõe embasamento em meio às vulcânicas e sedimentos do supergrupo Espinhaço.

O embasamento arqueano-paleoproterozóico da região é formado pelos complexos Paramirim e Ibiajara, além do granito Ibitiara e diques máficos. Uma discordância erosiva marca a base da deposição do supergrupo Espinhaço. Na região do depósito, as rochas vulcânicas da formação Novo Horizonte encontram-se diretamente depositadas sobre rochas alteradas do granito Ibitiara e sobre a mineralização.

A brecha mineralizada foi datada em  $2.161 \pm 50$  Ma pelo método U-Pb LA-MC-ICP-MS em zircão. Esta idade é equivalente às das rochas graníticas e máficas do Riacyano, formadas a partir de fusão de manto superior em ambiente de arco magmático. Milonitos que cortam o depósito foram datados pelo método Ar-Ar em sericita e retornaram idade *plateau* de  $516,19 \pm 2,73$  Ma, considerada a idade para a inversão da bacia Espinhaço e a formação do Corredor do Paramirim.

As brechas classificadas como cálcio-silicáticas, sulfetadas, hematíticas e sericíticas apresentam um zoneamento da base para o topo como resultado da evolução das características físico-químicas ao longo da formação do depósito. Os resultados químicos indicam que juntamente com a mineralização de ouro e cobre ocorre valores anômalos de prata, arsênio, cobalto, bismuto, urânio, bário, manganês, cério e lantânio.

Estudos isotópicos de carbono e oxigênio em carbonatos indicaram que os fluidos mineralizantes tiveram origem em depósito magmático, e sofreram mistura com fluidos de temperaturas distintas ( $\delta^{13}\text{C} \sim -2\%$  e  $\delta^{18}\text{O}$  entre  $+9,95$  e  $+15,3\%$ ). A composição isotópica de enxofre em calcopirita e pirita indicou que o fluido mineralizante foi derivado de fonte magmática, porém sofreu leve contaminação por fluidos ou rochas relativamente oxidantes ( $\delta^{34}\text{S}$  entre  $+2,22$  e  $+3,89\%$ ).

Lavra Velha está classificado como um depósito da classe IOCG, membro hidrotermal-magmático (Barton e Johnson 2000, Richards e Mumin 2013), associado a ambiente colisional e granitogênese cálcio-alcálica. O depósito também se enquadra à subclasse dos depósitos de alto teor de ouro e cobre associado a brechas hidrotermais ricas em óxido de ferro de Groves et al (2010), e à classe IOCG *stritu senso* – grupo da magnetita de Williams (2010).

**Palavras-chave:** Ouro, Cobre, IOCG, Lavra Velha, Chapada Diamantina Ocidental, Paleoproterozóico, Cráton São Francisco.

## ***ABSTRACT***

Lavra Velha is an IOCG deposit with high gold and copper grades hosted by hydrothermal vein and breccias system, associated with sub-volcanic and granitic rocks of Riaccian age (2,1Ga). The deposit is located at the northern hinge of Ibitiara anticline, a structural window that exposed Archean-Paleoproterozoic basement within volcanic and sedimentary rocks from the Espinhaço Supergroup.

Archean-paleoproterozoic basement is composed by Paramirim and Ibiajara complexes, the Ibitiara granite and mafic sills and dikes. Erosive unconformity marks the deposition of Espinhaço volcanic and sedimentary rocks. At the deposit, felsic volcanic rocks from Novo Horizonte formation directly overlay the Ibitiara granite and mineralization.

U-Pb LA-MC-ICPMS zircon dating of mineralized breccias returned  $2.161 \pm 50$  Ma. This age correlates breccias formation with the emplacement of syn- to post-orogenic granitic bodies. Crosscutting mylonites and related penetrative mineral foliation returned Ar-Ar sericite *plateau* age of  $516,19 \pm 2,73$  Ma, considered deformation age during Neoproterozoic compressive cycle, the Corredor do Paramirim.

Gold and copper bearing and barren hydrothermal breccias are grouped as: calcic-silicate, sulfide, hematite and sericite breccias. Breccia system displays mineral zoning from the base to the top of the deposit. Zoning took place due chemical and temperature changes during deposit formation. Silver, arsenic, cobalt, bismuth, uranium, barium, manganese, cerium and lanthanum are strongly correlated and associated with gold and copper mineralization.

Isotopic compositions of carbon from carbonates indicated that mineralizing fluids derived from single magmatic reservoir, although oxygen isotopic composition indicate mixing with lower temperature fluids ( $\delta^{13}\text{C} \sim -2\%$  and  $\delta^{18}\text{O}$  from +9,95 to +15,3‰). Sulfur isotopic compositions of chalcopyrite and pyrite demonstrate that sulfur from the mineralized breccias derived from cooling magmas and suffered weak contamination with more oxidized fluids or host rocks ( $\delta^{34}\text{S}$  from +2,22 to +3,89‰).

Lavra Velha was included at the magmatic-hydrothermal IOCG class defined by Barton and Johnson (2000) and Richards and Mumin (2013), associated to magmatic arc environment. It was also classified as high gold and copper grade IOCG magmatic-hydrothermal breccia deposit, after Groves et al (2010) and referred to the IOCG *stritu senso* class, magnetite group, after Williams (2005).

**Keywords:** Gold, Copper, IOCG, Lavra Velha, Chapada Diamantina Ocidental, Paleoproterozoic, São Francisco Craton.

# Capítulo 1 – Introdução

## 1.1 Apresentação

A região do vale do rio Paramirim, afluente do rio São Francisco, está localizada na porção centro-oeste do Estado da Bahia. O vale é delimitado a oeste pela serra de Espinhaço Setentrional e a leste pela Chapada Diamantina Ocidental. A Chapada Diamantina Ocidental corresponde a um corredor norte-sul que vai desde o município de Paramirim até Gentio do Ouro, BA. A Chapada Diamantina Ocidental apresenta um histórico de pesquisa e produção mineral de mais de 300 anos, época em que a região foi a principal produtora de ouro da Bahia (Guimarães *et al.* 2005). A vila de Ibiajara, anteriormente denominada Santa Maria do Ouro, serviu como base de exploradores bandeirantes para a produção de ouro na região.

Mais recentemente, a existência de mineralizações associadas à sequências supracrustais arqueanas e paleoproterozóicas, como o chumbo de Boquirá e o ouro de Baixa Funda, bem como ocorrências de ouro, estanho e bário nas rochas vulcânicas e sedimentares do supergrupo Espinhaço, motivou o desenvolvimento de convênios entre a CPRM – Serviço Geológico do Brasil e a CBPM – Companhia Baiana de Pesquisa Mineral para a realização de trabalhos de geologia básica e prospecção geoquímica na forma de dois projetos: Projeto Vale do Paramirim (Arcanjo *et al.* 2000) e Ibitiara-Rio de Contas (Guimarães *et al.* 2005).

Durante o final da década de 70, a Billinton Metais S.A. iniciou trabalhos de prospecção para metais base na região de Ibiajara. Sob os trabalhos de sua subsidiária Unagem Mineração e Metalurgia, definiram reservas de ouro e prata na mina Baixa Funda. Somente na década de 90, entre 94 e 96, a mina Baixa Funda produziu parte da reserva lavrável de 276.327 Ton de minério ao teor de 3,32 g/t de ouro (~27,600 Oz) (Cota 1994 in Arcanjo *et al.* 2000). Na época a profundidade atingida pela cava e problemas de recuperação do ouro resultou no fechamento da mina (Arcanjo *et al.* 2000). Os autores interpretaram que, devido ao tipo de mineralização, Au+Cu e associação do minério com óxidos de ferro e feições de alteração hidrotermal da mineralização, o sistema de Baixa Funda se assemelharia aos depósitos paleoproterozóicos de Cu-Au-U-ETR (Hitzman *et al.* 1992), atualmente agrupados na classe IOCG – *Iron Oxide Copper Gold*.

Desde o início da década de 2000, motivadas pelos altos preços das *commodities* e pelo cenário econômico mundial favorável, empresas de exploração mineral, grandes e pequenas, requereram junto ao DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral, uma série de áreas para pesquisa mineral na região. Os requerimentos na área se intensificaram na segunda metade

da década passada, após a publicação do projeto Ibitiara-Rio de Contas (CPRM/CBPM), o qual foi acompanhado de levantamento geofísico aéreo com linhas de vôo de 500 metros de espaçamento.

A Yamana Gold iniciou trabalhos de pesquisa regional e generativa na área entre 2008 e 2009, que resultou no fechamento de acordo com a empresa detentora dos direitos de um alvará específico, no qual se encontrava uma ocorrência de ouro, iniciando assim o projeto Lavra Velha.

O projeto Lavra Velha possui atualmente recurso inferido de 3,934MTon ao teor de 4,29 g/t de ouro (~543 KOz)([www.yamana.com/operations/reservesandresources](http://www.yamana.com/operations/reservesandresources)).

## **1.2 Objetivos**

O presente trabalho teve como objetivo principal caracterizar em detalhe o sistema de brechas hidrotermais mineralizadas e associadas a óxidos de ferro, bem como propor um modelo genético para o depósito de ouro e cobre Lavra Velha. A caracterização do depósito foi desenvolvida da seguinte forma:

- i) Descrição macroscópica e petrográfica das brechas hidrotermais com o objetivo de caracterizar as associações mineralógicas e o zoneamento das brechas no sistema.
- ii) Datar as brechas hidrotermais e rochas encaixantes com o objetivo de situar a formação do depósito na evolução geológica da região.
- iii) Caracterizar química e isotopicamente os minerais envolvidos na mineralização com o objetivo de obter informação sobre origem dos fluidos e estabelecer analogias com outros depósitos da mesma classe.
- iv) Propor modelo genético e de evolução do depósito Lavra Velha.

## **1.3 Metodologia de trabalho**

O trabalho desenvolvido seguiu as seguintes etapas:

### **1.3.1 Levantamento e revisão bibliográfica**

Inicialmente foi realizada revisão bibliográfica da geologia e tectônica da região do vale do Paramirim, Chapada Diamantina Ocidental, Espinhaço Setentrional e os blocos Gavião. Esta etapa, que teve início juntamente com a implantação do projeto Lavra Velha pela Yamana Gold, também compreendeu uma compilação de dados gerados pelos projetos da CPRM/CBPM, como mapas regionais, cadastro mineiro e de ocorrências, além da aquisição e processamento de parte do levantamento aerogeofísico do projeto Ibitiara-Rio de Contas.

### **1.3.2 Trabalhos de campo**

Os trabalhos de campo foram realizados durante os dois primeiros anos de operação do projeto Lavra Velha, entre novembro de 2009 e fevereiro de 2012. O mapeamento do depósito ocorreu durante o início de 2010 e foi seguido por uma campanha de sondagem exploratória, que até o início do ano de 2012 totalizara aproximadamente 12,000 metros perfurados. Durante esse período, foram realizados constantes revisões do mapeamento geológico e das seções de sondagem. Foram realizados duas etapas de campo com o orientador do trabalho, para a seleção de amostras para laminação, geoquímica isotópica e datação nos laboratórios da Universidade de Brasília.

### **1.3.3 Trabalhos de laboratório**

Foram selecionadas um total de 39 amostras para laminação e descrição petrográfica, confeccionadas no laboratório de laminação do IG-UnB. Dentre as lâminas confeccionadas, 14 foram selecionadas para estudos de química mineral em sulfetos, filossilicatos e óxidos de ferro. Foram separadas 12 amostras para estudos de geoquímica isotópica de C e O e 9 amostras para geoquímica isotópica de S em sulfetos. Para o estudo geoquímico de elementos traço foram selecionadas 293 amostras pertencentes a um furo por sondagem realizado na porção central do depósito. Por fim, foram coletadas 8 amostras para estudos geocronológicos, 7 amostras foram analisadas pelo método U-Pb em zircão e 1 amostra analisada pelo método Ar-Ar em sericita.

Os estudos de química mineral foram realizados na forma de análises pontuais em lâminas polidas com o uso da microsonda eletrônica Geol JXA 8230 do IG/UnB. As análises foram conduzidas sob condições de voltagem de aceleração de 15Kv, corrente de 25nA. O tempo de contagem utilizado foi ajustado para a metade do tempo de contagem dos picos. Durante a análise foram utilizados padrões sintéticos e naturais com resultados monitorados durante a seção analítica

As análises isotópicas de carbono e oxigênio foram realizadas no laboratório de geocronologia do IG/UnB. Após pulverizadas, as amostras tiveram o CO<sub>2</sub> extraído em linha de alto vácuo após reação com ácido ortofosfórico (100%) a 25°C por 24 horas. O CO<sub>2</sub> liberado nesta reação, após criogenicamente purificado, foi analisado em ICP-MS com multi-coletor, usando gás de referencia do próprio laboratório. O sistema foi calibrado segundo padrões internacionais (NBS-18, NBS-19 e NBS-20). Os erros associados são inferiores a 0,1‰ para o carbono e 0,2‰ para o oxigênio. Os resultados foram normatizados a PDB e SMOW (Castro et al 2005).

O estudo de geoquímica isotópica de enxofre foi realizado no laboratório de geocronologia do IG/UnB utilizando o sistema multi-coletor ICP-MS Thermo Neptune, acoplado a um sistema de *Laser Ablation* com comprimento de onda de 213 µm. Foi utilizado padrão de pirita do próprio laboratório, previamente calibrado segundo os padrões internacionais S1 (sulfeto de prata), S2 (sulfeto de prata) e NBS 123 (esfalerita), fornecidos pelo IAEA de Viena, Áustria. O método utiliza o envolvimento de padrões e brancos intercalados a cada três amostras. Uma única análise consiste em blocos de 40 ciclos de 1 segundo cada. O laser foi acionado em modo de aquisição linear, com um tamanho de amostragem de 80 µm, frequência de 10 Hz, velocidade de scanerização de 2 µm/s e energia de 3.0 J/cm<sup>3</sup>. Os isótopos <sup>32</sup>S e <sup>34</sup>S foram detectados em copos Faraday, com gerador de energia RF de 1000 W, 0.91 L/min. Ar (plasma) e 0.40 L/min. He (câmara de laser). Com essas configurações, a intensidade dos isótopos de enxofre <sup>32</sup>S e <sup>34</sup>S são entre 10-14 V e 500-600 mV para a pirita, e 2-4 V e 100-200 mV para calcopirita. A redução dos dados foi realizada com tabela criada pelo laboratório, a qual considera a intensidade dos brancos, e valores *theta* ( $\theta$ ) correspondente ao tempo decorrido entre duas análises de padrões e brancos (Albarède *et al.*, 2004).

As análises de elementos traço foram realizadas para ouro e 35 elementos, pelo método ICP-41 e AA-16 no laboratório da ALS Chemex (Vespasiano, MG e Lima, Peru). Estas análises foram executadas no ano de 2011 durante trabalhos exploratórios da Yamana Gold. O método ICP-41 consiste na digestão por água régia de alíquota obtida a partir da amostra do testemunho, e leitura de 35 elementos através de ICP-MS. As análises de ouro (AA-16) são feitas por ICP-AES, após fusão por *fire assay* e coleção por chumbo. Os resultados foram tratados nos

softwares Excel, da *Microsoft*, Statistica, da *Stasoft*, ArcGIS, da *ESRI* e a extensão *Target for ArcGIS*, da *Geosoft*.

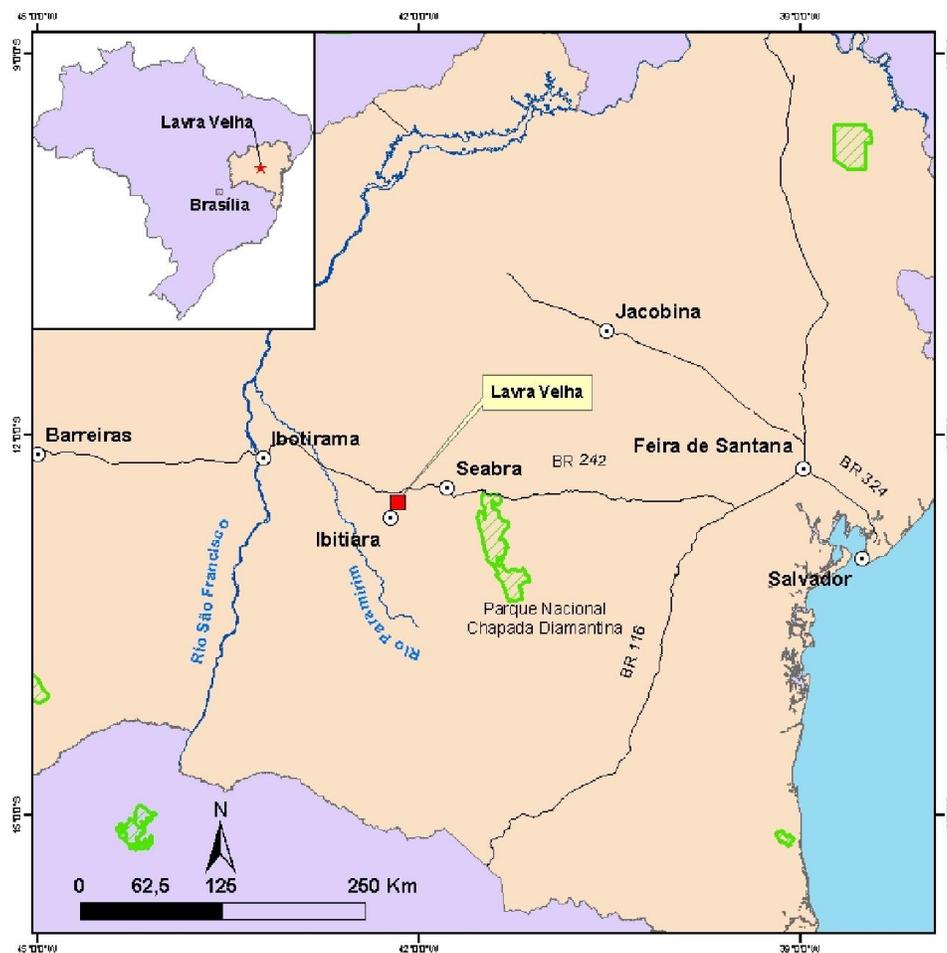
As amostras escolhidas para estudo geocronológico, pelo método U-Pb, foram preparadas e analisadas no laboratório de geocronologia do IG/UnB, utilizando o *New Wave UP213 Nd:YAG laser* ( $\lambda = 213$  nm) que estava ligado a um *Thermo Finnigan Neptune Multi-collector ICPMS*. Os cristais de zircão foram selecionados manualmente utilizando uma lupa binocular. A seleção dos cristais foi feita de modo a se obter populações de igual tamanho, formato e cor. Os zircões são então montados em blocos de *epoxy* polidos. Os blocos montados são limpos a cada procedimento com (ca. 2%)  $\text{HNO}_3$  diluído. Hélio foi utilizado como o gás carregador, misturado com argônio antes de entrar no ICP. O laser foi acionado com um tamanho de amostragem de 30  $\mu\text{m}$ , frequência de 10 Hz, velocidade de scanerização de 2  $\mu\text{m/s}$  e energia de  $\sim 100$   $\text{mJ/cm}^2$ . As análises U-Pb LA-ICPMS seguiram os padrões descritos por Buhn *et al.* (2009). Foi utilizado o padrão internacional GJ-1 (Jackson *et al.* 2004) como referencia primária. O Fator de correção para cada amostra, considera a sua posição relativa em relação a grupo de 4 análises, balizadas por dois padrões e dois brancos (Albarède *et al.* 2004).

A análise geocronológica  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  foi realizada no laboratório de geologia isotópica da Queen's University, Department of the Geological Sciences & Geological Engineering, Ontário (Canadá). Foi aplicada em amostras de sericita em brechas hidrotermais, as quais foram irradiadas por cerca de 40 horas em um reator nuclear do tipo McMaster, na cidade de Hamilton, Ontário, Canadá. Foi empregado um laser de íon específico (Ar) de 8w tipo Lexel 3500, um espectrômetro de massa do tipo MAP 216, com fonte Signer Baur e um multi-coletor de elétrons. As medidas dos isótopos de argônio são normalizadas à razão atmosférica  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  usando as razões propostas por Roddick (1983). As idades e os erros foram corrigidos usando as fórmulas propostas por Steiger & Jäger (1977) e Dalrymple *et al.* (1981). As idades e erros apresentados representam uma precisão analítica de 0,5%, adequados ao espectro de variação para forma de platô (McDougall & Harrison 1988). As idades obtidas foram referenciadas para o padrão Hb3Gr (hornblenda) em 1072 Ma (Roddick 1983).

## 1.4 Localização e acesso

O depósito Lavra Velha está localizado na porção centro-oeste do Estado da Bahia, no município de Ibitiara.

A área de estudo está localizada a aproximadamente 500 km a oeste de Salvador e 350 km a leste de Barreiras. O acesso à área do depósito Lavra Velha é feito, a partir de Salvador, através das rodovias BR-324, BR-116 e BR242, passando por Feira de Santana, Seabra e o Parque Nacional Chapada Diamantina. O acesso a partir de Barreiras pode ser feito através da BR-242 passando por Ibotirama (Figura 1.1).



**Figura 1.1:** Localização e acesso da área de estudo. Notar que o depósito Lavra Velha está localizado a mais de 60 km a leste da borda do Parque Nacional Chapada Diamantina.

## Capítulo 2 – Contexto Geológico regional

O depósito Lavra Velha situa-se no contexto geológico regional do Bloco Paramirim, e da Chapada Diamantina Ocidental, na porção norte do Cráton São Francisco, na Bahia. O Cráton São Francisco (CSF) ocorre ao longo de uma grande área na porção central-leste do Brasil e aflora em duas regiões principais, ao norte compreendendo quase a totalidade do Estado da Bahia, e ao sul, na região central-norte do Estado de Minas Gerais.

O CSF corresponde à extremidade oeste do cráton africano do Congo. Apresenta ampla cobertura de sedimentos Proterozóicos e Fanerozóicos depositados em duas bacias principais, o Aulacógeno Paramirim e Bacia do São Francisco. O cráton São Francisco é limitado ao leste pelo oceano atlântico e pela Faixa Araçuaí, ao oeste pela Faixa Brasília, e pelas faixas Rio Preto e Sergipana, ao norte. (**Figura 2.1**).

Na porção norte do CSF, os núcleos arqueanos podem ser divididos em quatro segmentos principais, denominados, blocos Gavião, Serrinha, Jequié, o cinturão Itabuna-Salvador-Curaça, além de sequências supracrustais do tipo *greenstone belts* (Barbosa & Sabaté 2002). O CSF é truncado em sua porção central por uma bacia vulcano-sedimentar polifásica do tipo rift-senécise, representada pelos supergrupos Espinhaço e São Francisco, que se desenvolveu desde o final do Paleoproterozóico (~1.7Ga) até o início do Neoproterozóico. (Alckmin *et al.* 1993, Schobbenhauss 1996, Cruz & Alckmin 2006).

O Bloco Gavião é composto principalmente de ortognaisses tonalítico-granodioríticos e associações gnáissico-anfibolíticas, por vezes migmatizadas (Cordani *et al.* 1985, 1992, Marinho *et al.* 1991, Nutman & Cordani 1993, Santos Pinho *et al.* 1998, Bastos Leal 1998, Bastos Leal *et al.* 1998, 200, Cruz *et al.* 2009). Além dessas litologias, maciços TTG com zircões antigos foram datados entre 3,4 e 3,1 Ga e com idades-modelo Sm-Nd de 3,6 Ga, o que permitiu caracterizar essas rochas como as mais antigas da América do Sul (Martin *et al.* 1997, Santos Pinho *et al.* 1998). Diversos *greenstone belts* estão localizados nesse bloco, a maioria de idade arqueana, como o belt de Mundo Novo e Boquirá. Também ocorrem sequências vulcanossedimentares do tipo *greenstone belt* de idade paleoproterozóica como o belt Contendas-Mirante.

O Bloco Gavião corresponde à porção do embasamento arqueano a oeste do lineamento Contendas do Mirante-Jacobina, sendo formado por corpos plutônicos de associação tonalítico-trondjemítica-granítica, reconhecido como as rochas mais antigas da América do Sul (Cordani *et al.* 2000). O Bloco Gavião se formou essencialmente pela acreção de típicos terrenos TTG (3,4 a 3,2Ga) e *greenstone belts* arqueanos (3,2 a 2,9Ga) entre 2,8 e 2,9 Ga (Barbosa & Sabaté 2002).

A sub-unidade denominada Bloco Paramirim é representada pelo alto do embasamento justaposto tectonicamente entre o Espinhaço Setentrional e a Chapada Diamantina Ocidental (**Figura 2.2**).

O Bloco Jequié, composto por granulitos de alto grau, aflora a sudeste do lineamento Contendas do Mirante-Jacobina e a oeste do cinturão Salvador-Itabuna-Curaçá. É representado principalmente por charnokitos e enderbitos que intrudem rochas ortoderivadas, supracrustais, corpos graníticos migmatizados e granulitos máficos. (Barbosa 1990). O Bloco Jequié pode ser considerado como uma massa continental construída entre 2.9 e 2.6 Ga a partir de acreção de rochas plutônicas derivadas de magmatismo cálcio-alcálico (Cordani *et al.* 2000).

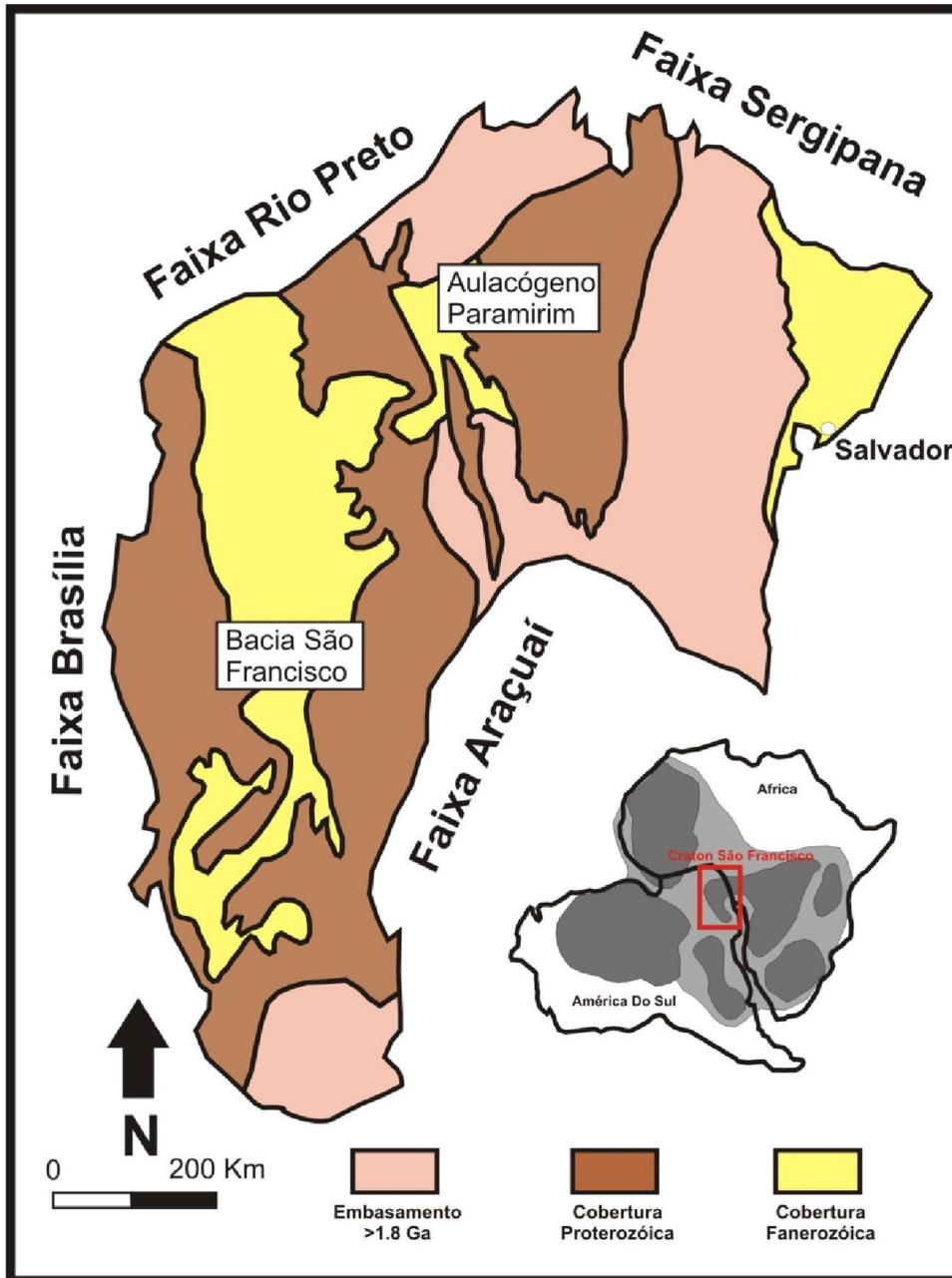
O Bloco Serrinha está em contato a leste com a Bacia do Tucano (Mesozoico-Cenozoico) e a oeste com o cinturão Salvador-Itabuna-Curaçá. O Bloco Serrinha é composto por gnaisses migmatíticos de médio grau, em sua maioria metamorfisados em fácies anfíbolito. Os gnaisses do Bloco Serrinha são classificados como ortognaisses porfíricos tonalíticos de idade entre 2,9 a 3,05 Ga. O Bloco forma o embasamento para os *greenstone belts* do Rio Itapicuru e Rio Campim, os quais apresentam idades U-Pb entre 2,0 e 2,1 Ga (Barbosa & Sabaté 2004).

O Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, que se estende do sudeste ao nordeste do estado da Bahia, constitui um cinturão essencialmente magmático em contato com o Bloco Jequié e o lineamento Contendas-Mirante, a sul, e com os Blocos Gavião e Serrinha, a norte. As rochas do cinturão encontram-se metamorfizadas à fácies granulito sob condições de pressão entre 5 e 7 Kbar e temperaturas em torno de 850°C (Barbosa 1990, Barbosa & Sabaté 2004). O Cinturão é composto por pelo menos três grupos de rochas tonalíticas/dacíticas e trondjemíticas/riolíticas com idades Pb-Pb de 2.6 Ga (Barbosa & Sabaté 2004). O cinturão possui estruturação de leste para oeste variando de rochas típicas de arco toleítico sucedidas por shoshonitos. Principalmente na sua porção sul, o cinturão Salvador-Itabuna-Curaçá é geoquimicamente equiparável aos arcos vulcânicos modernos e associações magmáticas de margem continental ativa (Barbosa & Sabaté 2002, 2004).

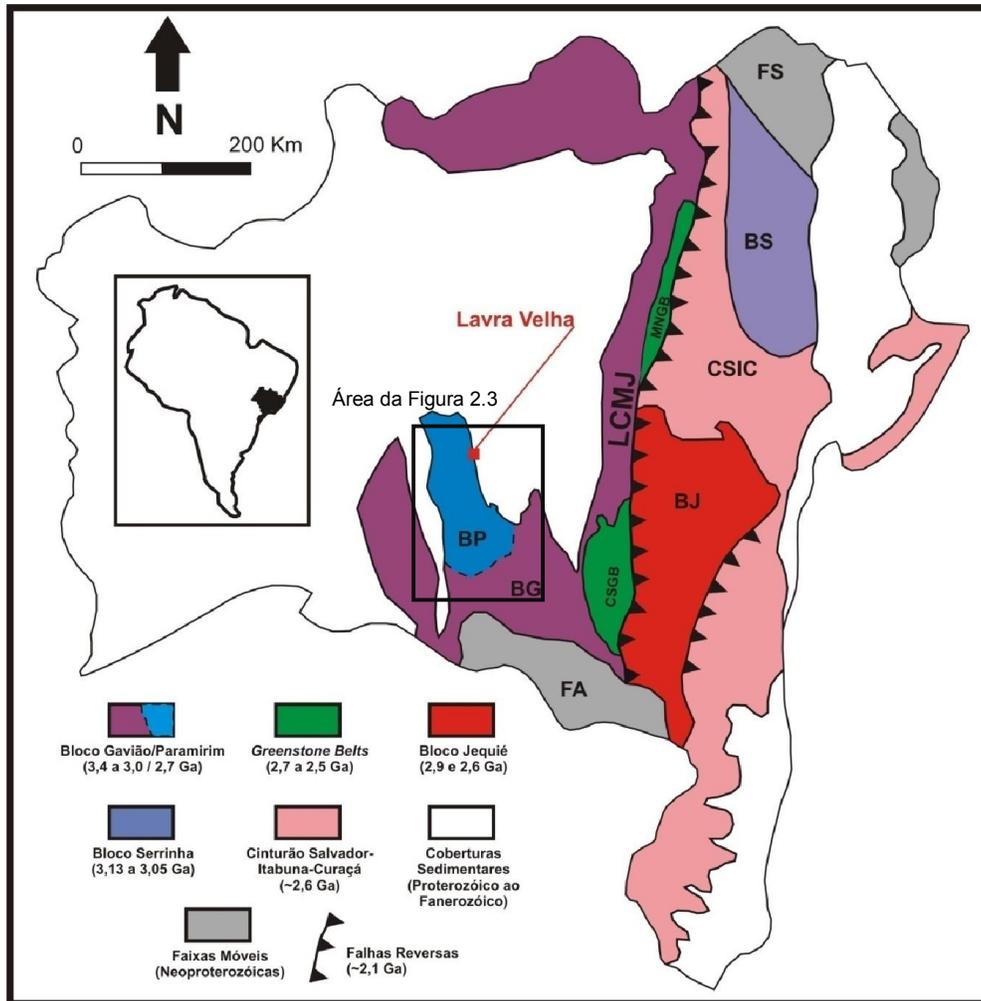
O Lineamento Contendas-Mirante-Jacobina representa uma região de sutura de direção Norte-Sul ao longo dos contatos do Bloco Gavião com o Cinturão Salvador-Itabuna-Curaçá, a norte, e com Bloco Jequié, ao sul. A sutura estende-se por mais de 500 km ao longo da borda leste do bloco Gavião. A abertura das bacias de Contendas do Mirante, ao sul, e de Jacobina, ao norte do lineamento (2,7 a 2,5 Ga), marcam o início da colisão do Bloco Gavião com os segmentos crustais vizinhos. A edificação de um cinturão colisional ao longo do Lineamento Contendas-Mirante-Jacobina ocorreu durante o Ciclo Transamazônico – 2.3 a 1.9 Ga (Barbosa & Sabaté, 2004). Segundo os autores, ao longo de todo o lineamento Contendas-Mirante-

Jacobina é possível observar um verdadeiro mosaico de unidades lito-tectônicas e uma sucessão de falhas de empurrão e zonas de cisalhamento.

As rochas graníticas colisionais formadas durante a evolução do lineamento tiveram como substrato o Bloco Gavião e os *greenstones belts* de idade arqueana. Estes corpos graníticos apresentam feições magmáticas superimpostas por estruturas de deformação dúctil, com idades em cerca de 2,1 Ga (Barbosa & Sabaté 2004).



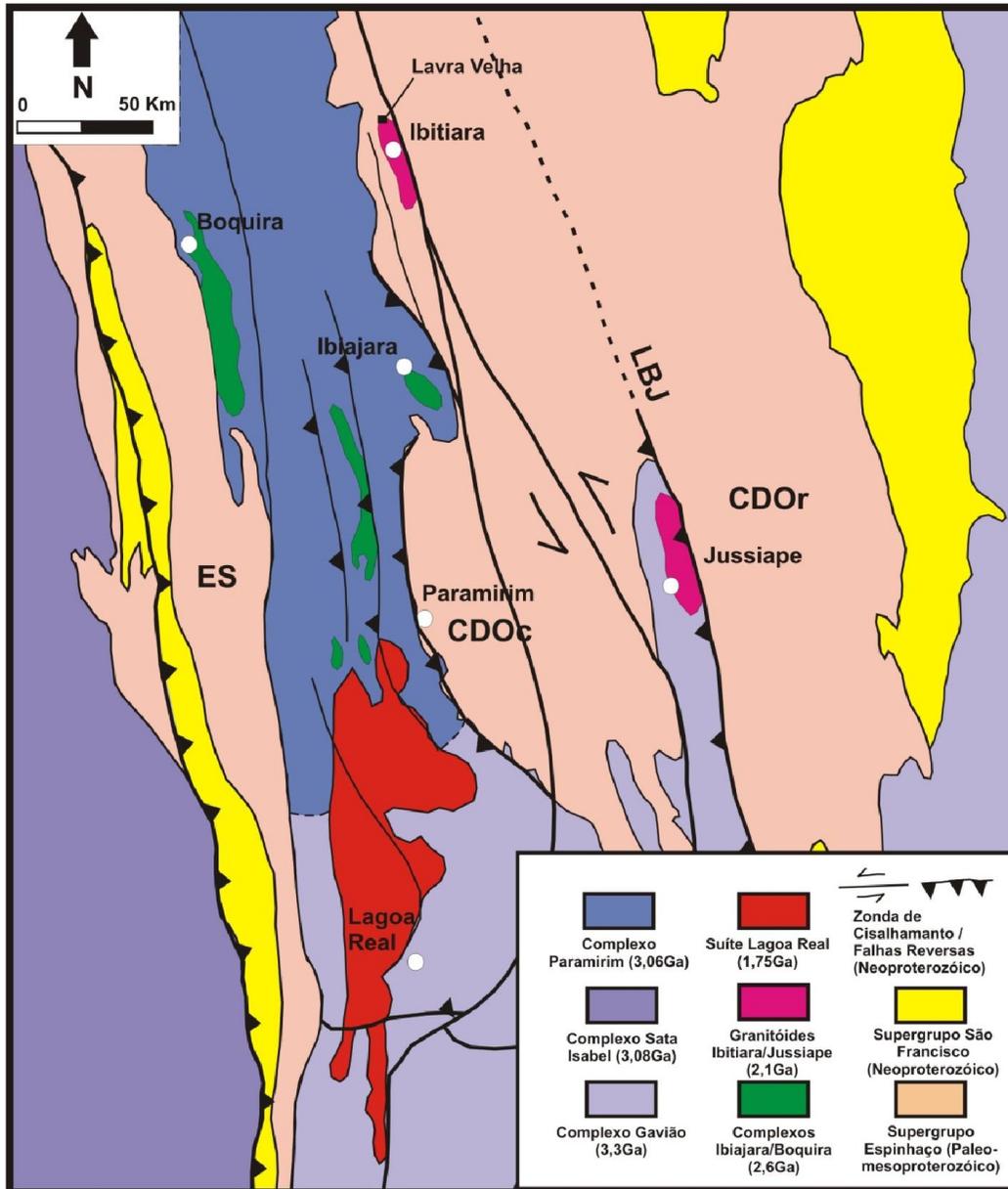
**Figura 2.1:** Compartimentação do Cráton São Francisco. Em detalhe a reconstrução do limite entre a América do Sul e a África. O cráton São Francisco corresponde a uma extremidade do cráton africano do Congo. Adaptado de Cordani et al. 2000)



**Figura 2.2:** Embasamento do Craton São Francisco no estado da Bahia. Os blocos Serrinha e Gavião são os segmentos crustais mais antigos da porção norte do cráton São Francisco. Notar a disposição dos greenstone belts Contendas do Sincorá (CSGB) e Mundo Novo (MNGB). Modificado de Barbosa & Sabaté 2004 a partir do mapa apresentado por Guimarães et al. 2005.

## 2.10 Aulacógeno do Paramirim

A região denominada de Aulacógeno do Paramirim está relacionada com a ocorrência dos litotipos do Supergrupo Espinhaço, no estado da Bahia, que aflora segmentado em duas distintas bacias denominadas Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina (Figura 2.3).



**Figura 2.3:** Arcabouço geológico do Aulacógeno do Paramirim. O aulacógeno é representado por duas bacias distintas: CD – Chapada Diamantina e ES – Espinhaço setentrional. CDOc – Chapada Diamantina Ocidental; CDOo – Chapada Diamantina Oriental; LBJ – Lineamento Barra do Mendes – João Correia. Adaptado de Cruz & Alckmin 2006 a partir de Arcanjo et al. 2000 e Guimarães et al. 2005.

O Espinhaço Setentrional é constituído pelas formações Pajeú, Bom Retiro, Fazendinha e Serra da Vereda, que integram o grupo Oliveira dos Brejinhos (Paleoproterozóico) e pelo Grupo Santo Onofre (Neoproterozóico), definido por uma unidade basal de brechas e arcóseo e uma superior de quartzitos e filitos (Schobbenhaus 1993). Segundo esse autor, a acumulação dos sedimentos desses dois grupos se deu em dois riftes superpostos, estruturados nas direções NS e NW-SSE.

A Chapada Diamantina compreende dois domínios (Ocidental e Oriental) separados pelo Lineamento Barra do Mendes-João Correia (Sá *et al.* 1976). Enquanto no Domínio Ocidental os dobramentos são apertados e o vulcanismo intenso, no Oriental, as dobras são suaves e o magmatismo restrito principalmente a intrusões básicas. Segundo Guimarães *et al.* 2005 a Chapada Diamantina é formada pelos supergrupos Espinhaço (Paleo-Mesoproterozóico) e São Francisco (Neoproterozóico)

O início da evolução de um sistema de riftes intracratônicos a partir de cerca de 1,7Ga é marcado por extensos derrames vulcânicos de caráter potássico, datados pelo método U-Pb em zircão em 1,748Ga e 1,752 Ga, respectivamente por Babinsky *et al.* (1994) e Schobbenhaus *et al.* (1994). Existem controvérsias existentes no que se refere ao número de deformações que afetaram a região após o vulcanismo: se são duas, relativas aos ciclos Espinhaço e Brasileiro (Sá *et al.* 1976, Neves *et al.* 1980, Sá 1981; Costa & Inda, 1982; Cordani *et al.* 1992) ou apenas uma, ocorrida em torno de 600Ma, relacionada ao ciclo Brasileiro (Caby & Arthaud 1987, Trompette *et al.* 1992, Schobbenhaus 1993, Uhlein & Trompette 1997, Arcanjo *et al.* 2000, Cruz & Alckmin 2006).

Cruz & Alckmin (2006) concluíram que esse aulacógeno evoluiu a partir de riftes intracratônicos abortados, de idade Estateriana-Toniana, parcialmente invertidos durante o Brasileiro. Os autores também individualizaram, dentro do aulacógeno, uma zona de máxima deformação denominada Corredor do Paramirim que abrange parte do Bloco Gavião, do Bloco Paramirim e das rochas dos supergrupos Espinhaço e São Francisco nas bacias do Espinhaço Setentrional e da Chapada Diamantina Ocidental (Alckmin *et al.* 1993)

Segundo Alckmin (1993), o Corredor do Paramirim serviu como um canal de alívio, desenvolvido no interior do Cráton São Francisco, para as tensões da deformação ocorrida durante a orogenia Brasileira, nas faixas Araçuaí e Brasília. Sua formação é associada ao embriamento ou entalhamento de cunhas do embasamento sob as rochas supracrustais ao longo do eixo do rift. Entretanto, Cruz & Alckmin (2006) concluem que a inversão do Aulacógeno foi consequência de um encurtamento WSW-ENE devido à interação tectônica com a Faixa Araçuaí e a colisão dos crátons Amazônico e São Francisco durante o Brasileiro. Os autores descartam a possibilidade de separação do cráton São Francisco em dois crátons, por indicarem

a presença de estruturas extensionais preservadas na porção norte do Aulacógeno. No entanto, descrevem o envolvimento do Bloco Paramirim na deformação Brasileira e sugerem a definição de um novo limite para o contato do Cráton São Francisco e da Faixa Araçuai, próximo ao paralelo -13° S.

## 2.2 Compartimentação do embasamento e do Supergrupo Espinhaço na borda oeste da Chapada Diamantina Ocidental

### 2.2.1 Embasamento

O embasamento do Supergrupo Espinhaço na região da Chapada Diamantina Ocidental é constituído pelas rochas arqueanas e paleoproterozóicas do Bloco Paramirim. Segundo Guimarães *et al.* (2005), o Bloco Paramirim na região da Chapada Diamantina ocidental é composto por ortognaisses e migmatitos cálcio-alcálicos, dos complexos Gavião e Paramirim, e por sequências vulcanossedimentares do tipo *greenstone belt*, dos complexos Boquira e Ibiajara. Na região o embasamento também é composto por granitóides intrusivos, metaluminosos a peraluminosos, sin-orogênicos a pós-orogênicos, cálcio-alcálicos a alcálicos, representados pelos granitóides Ibitiara e Jussiape. Na região de Lavra Velha o embasamento é formado pelo complexo Paramirim e pelo Granito Ibitiara (**Figura 2.4**).

Eon	Era / Período		Litoestratigrafia		Qumismo
Proterozóico	Paleo Proterozóico	Riáciano	Granitóides	Ibitiara (2,09 Ga)	Cálcio-Alcalino Sódico Orogênico
				Jussiape (2,11 Ga)	Alcalino Potássico Pós-orogênico
Arqueano	Neo	Complexos	Complexos	Boquira e Ibiajara (2,64 Ga)	Greenstone Belt
	Meso			Paramirim/ Sta Isabel (3,06Ga)	Cálcio-Alcalino normal
	Paleo				Gavião (3,3Ga)

**Figura 2.4:** Coluna para-estratigráfica do embasamento do Bloco Paramirim na região da Chapada Diamantina Ocidental (adaptado de Guimarães *et al* 2005).

### ***Complexo Paramirim***

O Complexo Paramirim (Sá *et al* 1976), predominantemente formado por ortognaisses e migmatitos, constitui a maior parte do Bloco Paramirim. As rochas gnáissicas do complexo são atribuídas ao paleo-mesoarqueano, cerca de 3,06 Ga (Arcanjo *et al.*, 2000). Os autores dividiram as rochas do Complexo Paramirim em seis associações gnáissicas ortoderivadas, das quais duas se aplicam regionalmente à área do estudo: ortognaisses migmatíticos e ortognaisses granodioríticos. Os ortognaisses migmatíticos apresentam foliação orientada NW-SE e N-S com forte mergulho para sudoeste e oeste. A depender da intensidade da anatexia, apresentam-se como migmatitos bandados ou nebulíticos, sendo possível identificar localmente granitos anatéticos que cortam o bandamento gnáissico. Os ortognaisses granodioríticos formam corpos inexpressivos na escala regional, tratando-se de rochas de granulação média e orientadas com mergulho forte para sudoeste (Guimarães *et al* 2005).

Os gnaisses graníticos do Complexo Paramirim, que predominam na porção leste e norte do vale do rio Paramirim, são metaluminosos e potássicos. As características químicas exibidas por estes gnaisses, e seu caráter alcalino são compatíveis com granitos tardi, pós-anorogênicos (Teixeira 2000).

A transição do regime tectônico ao longo do contato do Complexo Paramirim com a base do Supergrupo Espinhaço pode ser observado próximo à cidade de Ibiajara. Enquanto ao sul, na cidade de Paramirim é possível observar cunhas tectônicas do Complexo Paramirim empurradas sobre as rochas da Formação Serra da Gameleira e Rio dos Remédios, ao norte, próximo à vila do Mocambo, município de Ibitiara, é possível observar os conglomerados polimíticos da Formação Serra da Gameleira depositada diretamente em discondância erosiva, sobre os gnaisses graníticos.

O evento responsável pela colocação tectônica do embasamento sobre a base do supergrupo espinhaço foi datado por Guimarães *et al* (2005), que obtiveram idade *plateau* Ar-Ar de  $486 \pm 7$  Ma em sericita de ortognaisse milonítico, próximo ao município de Paramirim, aproximadamente 70 quilômetros ao sul da área de estudo.

### ***Granitóide Ibitiara***

O Granitóide Ibitiara, ou Granito Ibitiara, aflora em uma janela estrutural, no núcleo de uma grande estrutura antiformal circundada pelas rochas vulcânicas da base do Supergrupo Espinhaço. O corpo de rocha granítica não possui limites definidos, e é considerado parte do

embasamento associado ao bloco do gavião (Barreto *et al.* 1975). O granitóide apresenta composição tonalítica e granodiorítica. Trata-se de tonalitos cinzaesverdeado e granulação fina e granodioritos de granulação grossa geralmente porfirítica com plagioclásio saussuritizado e forte epidotização. O conjunto apresenta evidências da atuação de acentuada alteração hidrotermal, via processos de epidotização e sericitização. O granitoide também apresenta xenólitos de biotitagnais finamente granulados (Guimarães *et al.* 2005).

Estudos geocronológicos no granitóide Ibitiara concluíram que o corpo magmático apresenta idade U-Pb de  $2.091 \pm 6,6$  Ma (Guimarães *et al.* 2005). A caracterização geoquímica do Granito Ibitiara indica afinidade cálcio-alcálica, peraluminosa e sódica. Estudos em elementos traço e terras raras indicam que sua geração se deu a partir de fusão parcial do manto, metassomatizado pela ação de fluidos hidrotermais, acima da cunha de subdução. Desta forma, os dados sugerem rochas formadas em ambiente de arco magmático (Teixeira, 2005).

Em meio ao complexo Paramirim, são encontradas uma série de rochas graníticas deformadas, por vezes ricas em magnetita com biotita ou clorita associada. Próximo à vila de Ibiajara, borda oeste da Chapada Diamantina, foi encontrado afloramento de biotita granito rico em magnetita, o qual apresentou idade  $2.184 \pm 51$  Ma. Este resultado, ainda que de forma preliminar, indica ocorrência de granitos de idade Riáciana ao longo do distrito, além dos corpos regionalmente mapeados.

### 2.2.2 Supergrupo Espinhaço

A deposição das sequências vulcânicas e sedimentares do supergrupo Espinhaço na região da Chapada Diamantina Ocidental pode ser dividida em duas fases ou bacias intracratônicas, superpostas e diacrônicas que evoluíram entre o final do Paleoproterozóico e o Mesoproterozóico. A primeira fase de deposição do Supergrupo Espinhaço na região evoluiu como uma bacia rift, dividida nos estágios pré-rift, sin-rift e pós-rift representados respectivamente pela Formação Serra da Gameleira, pelo Grupo Rio dos Remédios e pelo Grupo Paraguaçu. A segunda fase de deposição corresponde a uma bacia do tipo sinéclise controlada por uma subsidência flexural do Cráton São Francisco dando origem a sedimentação continental e marinha rasa do Grupo Chapada Diamantina (Guimarães *et al.* 2005).

Guimarães *et al.* (2005) utilizaram conceitos de estratigrafia de sequências e sugeriram modelo de evolução para a bacia, além de uma nova classificação tectono-estratigráfica e nomenclatura para os grupos e formações que constituem o Supergrupo Espinhaço da região da Chapada Diamantina Ocidental (**Figura 3.5**).

Eon	Era	Período	Super-Grupo	Grupo	Formação	Litoestratigrafia
Proterozóico	Mesoproterozóico	Calimiano	Espinhaço	Chapada Diamantina	Cabloco	Sedimento plataformal
					Tombador	Sedimento eólico-fluvial
	Paleoproterozóico	Estateriano		Paraguaçu	Açuruá	Sedimento marinho raso
					Mangabeira	Sedimento eólicos
				Rio dos Remédios	Ouricuri do Ouro	Sedimento aluvial
					Lagoa de Dentro	Sedimento lacures
					Novo Horizonte	Vulcanica ácida
				Serra da Gameleira	Conglomerado	

**Figura 2.5:** Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço na região da Chapada Diamantina Ocidental. O supergrupo Espinhaço apresenta localmente conglomerados de borda de falha e rochas vulcânicas ácidas na base, formados durante estágio inicial de rifteamento e a abertura da bacia da Chapada Diamantina (adaptado de Guimarães *et al.* 2005).

### ***Formação Serra da Gameleira (Fase Pré-rift)***

A Formação Serra da Gameleira é composta por sedimentos siliciclásticos continentais depositados em ambiente desértico com predominância de processos eólicos, representados por metaquartzarenitos bimodais, metarcóseos e metagrauvacas que intercalam, localmente, com metaconglomerados polimíticos e oligomíticos. A deposição da Formação Serra da Gameleira foi atribuída por Guimarães *et al.*(2005) ao processo inicial da abertura do bacia da Chapada Diamantina Ocidental gerada por uma subsidência flexural da crosta a qual formou depressões isoladas e rasas e precedeu o rifteamento Estateriano.

### ***Grupo Rio dos Remédios (Fase Syn-rift)***

O Grupo Rio dos Remédios (formações Novo Horizonte, Ouricuri do Ouro e Lagoa de Dentro) compreende as rochas de origem vulcânica e rochas plutônicas associadas juntamente

com os depósitos sedimentares imediatamente sobrepostos, acumulados durante a fase de subsidência mecânica da Bacia da Chapada Diamantina Ocidental (Guimarães *et al* 2005).

#### *Formação Novo Horizonte*

Formação Novo Horizonte é composta por dacitos, riolitos, quartzo pórfiro e fenoandesitos datados pelo método U-Pb em zircão em  $1.752 \pm 4\text{Ma}$  (Schobbenhaus *et al.* 1994) e  $1.748 \pm 4\text{Ma}$  (Babinski *et al.* 1994). As rochas vulcânicas da Formação Novo Horizonte apresentam vários padrões de alteração hidrotermal como potassificação, sericitização e hematitização. É comum a presença de sericitaxistos miloníticos formados pela deformação durante a inversão da bacia. Idades Ar-Ar de  $404 \pm 3\text{Ma}$  e  $499 \pm 2\text{Ma}$  em muscovita de metarriolitos miloníticos atestam o reaquecimento do sistema durante a inversão da bacia no Brasileiro (Guimarães *et al.* 2005).

Estudos geoquímicos permitiram concluir que as vulcânicas da Formação Novo Horizonte fazem parte de um magmatismo alcalino a metaluminoso, sub-alcalino, com baixo sódio. anorogênico, compatível com o ambiente tectônico sobre o qual se desenvolveu o rifteamento Paleoproterozóico. Entretanto, a distinção entre M A, I e S torna-se problemática quando se analisa termos vulcânicos mais evoluídos. Por outro lado, a análise dos elementos traço permitiram a classificação das vulcânicas da base do supergrupo Espinhaço como pertencentes a magmatismo potássico do tipo A, frequentemente peraluminoso (Teixeira 2005).

#### *Formações Ouricuri do Ouro e Lagoa de Dentro*

As formações Ouricuri do Ouro e Lagoa de Dentro, que representam o final do primeiro ciclo de preenchimento da bacia da Chapada Diamantina, correspondem aos sedimentos que repousam diretamente sobre as rochas vulcânicas e plutônicas da Formação Novo Horizonte. A Formação Ouricuri do Ouro é formada por metaconglomerados, metarenitos líticos e conglomeráticos, metarcóeos e metagrauvas que repousam em contato abrupto e erosivo sobre as rochas vulcânicas da Formação Novo Horizonte e interdigitam-se lateralmente com os sedimentos rítmicos e lacustres da Formação Lagoa de Dentro. A Formação Lagoa de Dentro é composta por metassiltitos e metargilitos com restritas lentes de sedimentos psamíticos. A Formação Ouricuri do Ouro apresenta apenas uma clivagem, certamente devido à característica mais competente quando comparado com as rochas vulcânicas, motivo pelo qual encontram-se facilmente estruturas sedimentares primárias preservadas (Guimarães *et al.* 2005).

### ***Grupo Paraguaçu (Pós-rift)***

Na região da Chapada Diamantina Ocidental as rochas sedimentares do Grupo Paraguaçu (formações Mangabeiras e Araçuaí) representam o final dos sistemas aluviais controlados pelas estruturas extensionais ativas e a transição para uma bacia passiva, rasa e desértica, que extrapola os limites das bordas da bacia rift.

#### *Formações Mangabeiras e Araçuaí*

A sequência de rochas que representam as formações Mangabeiras e Araçuaí é composta por rochas de baixo grau de metamorfismo e deformação. A Formação Mangabeiras é formada por metaquartzarenitos, metarenitos impuros, metarenitos grossos e metassiltitos depositados em um ambiente desértico costeiro com depósitos fluviais efêmeros. A Formação Araçuaí é formada por intercalações rítmicas de metarenitos e metapelitos impuros, metagrauvacas e lentes de metassilito depositada em ambiente litorâneo raso localmente retrabalhado por ondas (Guimarães *et al.* 2005).

### ***Grupo Chapada Diamantina (Sinéclise)***

O Grupo Chapada Diamantina (formações Caboclo e Tombador) representou outro evento intracratônico de formação de bacia na porção central da Bahia justapondo os sedimentos que preenchiam o rift abortado e avançando sobre o embasamento arqueano e paloproterozóico.

#### *Formações Caboclo e Tombador*

As formações Caboclo e Tombador representam as unidades sedimentares que compõem o Grupo Chapada Diamantina na região da Chapada Diamantina Ocidental. A deposição destas formações ocorreu em ambientes desértico-costeiro e fluvial de baixo gradiente, formados por quartzarenitos, arenitos mal selecionados e conglomerados, depositados em ambientes litorâneos rasos. As formações do Grupo Chapada Diamantina são representadas por sedimentos psamo-pelíticos que variam de arenitos argilosos a argilitos caracterizando uma subida progressiva do nível relativo do mar (Guimarães *et al.* 2005).

### ***Rochas intrusivas máficas***

Ao longo de toda a área da Chapada Diamantina Ocidental ocorrem diques e sills de rochas gabróicas intrusivas no Supergrupo Espinhaço com direção preferencial NNW. Foram identificadas duas gerações associadas ao mesmo conjunto de intrusivas. São compostas por

leucogbaros, cinza a esverdeados finos e foliados e por gabros isotrópicos de granulação grossa com cristais de até um centímetro de plagioclásio. A composição das rochas máficas intrusivas indica filiação de natureza toleítica continental típica, com características de contaminação crustal, normais em rochas colocadas em ambiente de intraplaca (Teixeira 2005). Análise radiométrica pelo método U-Pb em zircões de gabro isotrópico amostrado na localidade de Lagoa do Dionísio, revelou idade de  $1496 \pm 3.2$  Ma (Guimarães *et al* 2005).

## Capítulo 3 – Geologia do Depósito Lavra Velha

### 3.1 Introdução

O depósito de ouro e cobre Lavra Velha é representado por uma associação de brechas hidrotermais alojadas em rochas subvulcânicas ácidas a intermediárias recortada por um sistema de veios e vênulas constituídos predominantemente por associação hidrotermal composta por hematita, turmalina, quartzo e sericita.

As brechas afloram no limite norte do granito Ibitiara. O granito Ibitiara forma um corpo dômico exposto em meio às vulcânicas da formação Novo Horizonte. Contornando o domo granítico afloram os diversos litotipos vulcânicos e vulcanoclásticos ácidos a intermediários da Formação Novo Horizonte, sobrepostos pelos sedimentos siliciclásticos da Formação Ouricuri do Ouro. Ao longo de toda a área ocorrem *sills* e diques máficos de mineralogia e textura variadas. (Figura 3.1).

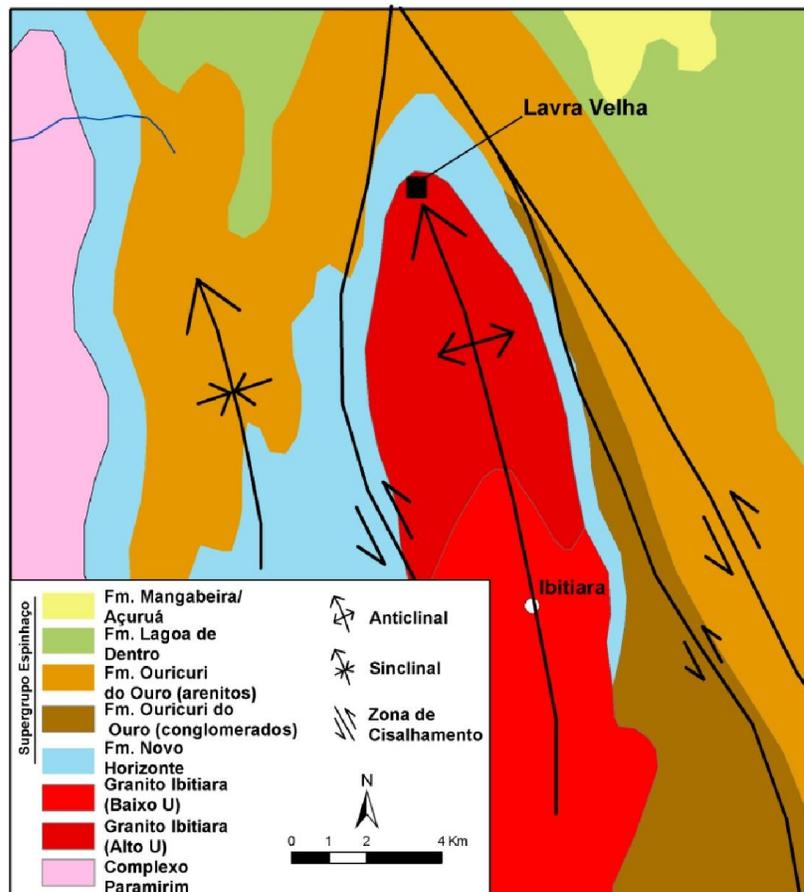


Figura 3.1: Mapa geológico da região de Ibitiara. A porção norte do granito Ibitiara apresenta valores anômalos de U.

## 3.2 Unidades Geológicas

### 3.2.1 Granito Ibitiara

O Granito Ibitiara foi mapeado regionalmente como um corpo indiferenciado de aproximadamente 30 km de largura e 5 km de espessura, de geometria elipsóide e alongado na direção NNW, exposto no núcleo de janela erosiva em meio às rochas do supergrupo Espinhaço (Guimarães *et al.* 2005). Entretanto, os dados magnéticos e gammaespectrométricos sugerem uma interpretação mais detalhada. É possível observar que o granito é contornado por uma série de zonas de cisalhamento de forte componente lateral, e cinemática sinistral, além de apresentar forte enriquecimento em urânio (**Figura 3.1**).

O Granito Ibitiara apresenta composição e textura variada. Ocorrem desde tonalitos finos a granodioritos de granulação grossa, com feldspato potássico e plagioclásio (**Figura 3.2**). Apresenta coloração cinza a cinza esverdeado devido a forte cloritização e epidotização, além de enclaves de biotita *augen* gnaises fortemente deformados (**Figura 3.3**). Em vários pontos ao redor da cidade de Ibitiara, o granito apresenta zonas ricas em magnetita caracterizada por cristais idiomórficos disseminados, veios e vênulas de magnetita maciça, calcita-magnetita, e calcopirita com direção preferencial N10-30E (**Figura 3.4**).

Ao norte de Ibitiara, o granito apresenta-se fortemente sericitizado, mostrando brechas hidrotermais e disseminações de turmalina na forma euédrica e acicular (**Figura 3.5**). Na região do depósito Lavra Velha, por vezes entrecortando o sistema de brechas hidrotermais, ocorrem diques com textura subvulcânica de turmalina granito porfírico (**Figura 3.6**).

Fácies subvulcânicas hidrotermalizadas do granito Ibitiara hospedam a ampla maioria das brechas hidrotermais que formam o depósito de Lavra Velha. As subvulcânicas encaixantes mostram-se amplamente afetadas por alteração hidrotermal de intensidade variada que localmente transformam os minerais primários das associações ígneas em assembléias compostas por minerais secundários, obliterando assim as principais características texturais das rochas estudadas. Isto dificulta, ou mesmo impede, uma classificação petrográfica precisa dos protolitos alterados. Esporadicamente, são encontrados núcleos reliquiares diagnosticados por cristaloclastos angulosos de plagioclásio, em associação com matriz dominada por grãos xenomórficos a cristais idiomórficos de quartzo, que por vezes exibem golfos de corrosão, imersos em matriz sericitizada.

Estas evidências permitem inferir aos protolitos prováveis origens subvulcânica/granítica, respectivamente, e natureza química ácida para ambos. As rochas graníticas hidrotermalizadas apresentam forte sericitização e ferro-metassomatismo, diagnosticadas pela completa transformação da matriz em sericita fina e pela presença de cristais idiomórficos de magnetita, por vezes martitizada, e vênulas de hematita (**Figura 3.7**).



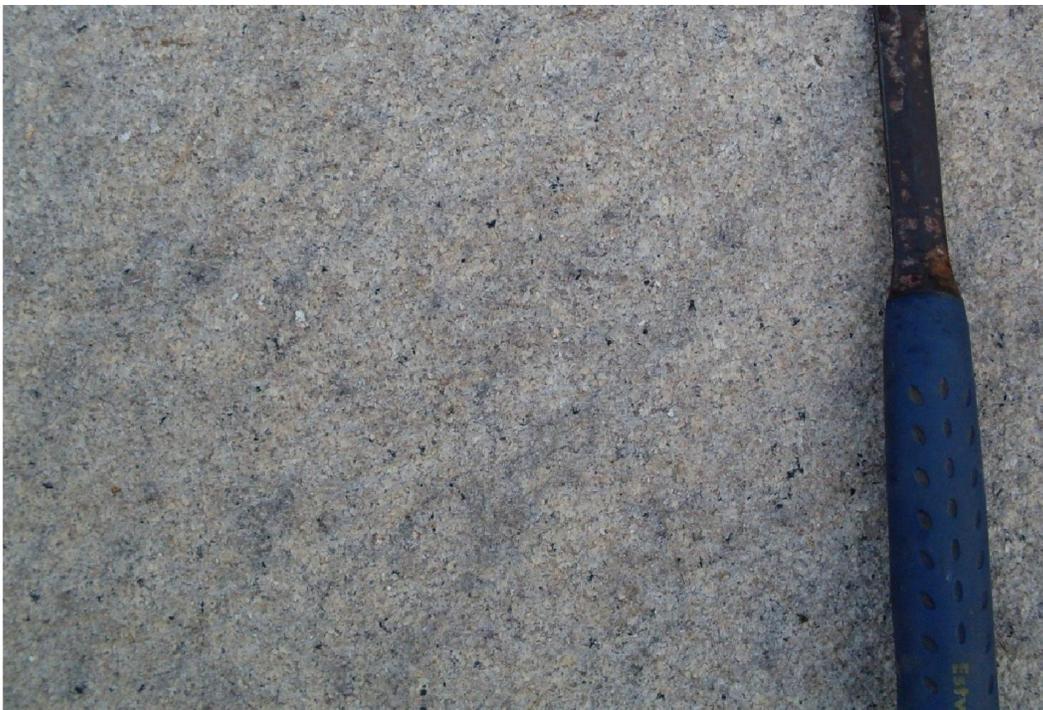
**Figura 3.2:** Afloramento de granodiorito próximo ao povoado Aguada. Notar tom esverdeado devido a forte cloritização e epidotização. Destaque para o contato do tonalito fino com o granodiorito de granulometria grossa.



**Figura 3.3:** Afloramento de tonalito equigranular próximo a cidade de Ibitiara. Detalhe de vênula com calcita, magnetita e calcopirita associada à forte epidotização.



**Figura 3.4:** Granito Ibitiara. Notar enclave métrico de gnaiss bandado em meio ao tonalito equigranular. Os enclaves de rochas gnáissicas encontrados no granito Ibitiara são interpretados como xenólitos do complexo Paramirim incorporados durante a colocação do granito.



**Figura 3.5:** Turmalina granito. Notar a presença de cristais aciculares de turmalina disseminados.



**Figura 3.6:** Turmalina granito porfírico. Na porção central do depósito ocorrem diques de turmalina granito com textura porfírica. Notar a presença de porfiroclastos de feldspato fortemente saussuritizados e turmalina disseminada.



**Figura 3.7:** Fácies subvulcânica do granito Ibitiara. Afloramento na região do depósito Lavra Velha. Notar forte sericitização e alteração rica em hematita e turmalina nas bordas das vênulas preenchidas por óxido de ferro.

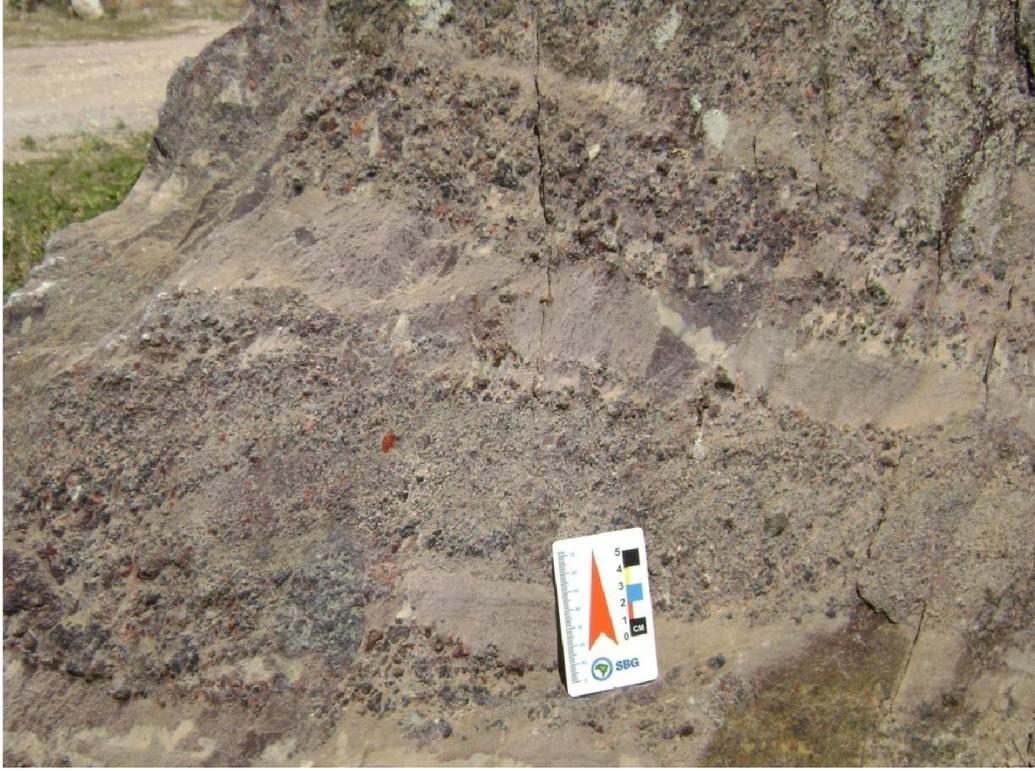
### 3.2.2 Formação Novo Horizonte

As rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da Formação Novo Horizonte que afloram na região do depósito apresentam composição variando de riolítica a riodacítica. Os riolitos, riodacitos, tufos e ignibritos, ácidos a intermediários, foram depositados diretamente sobre embasamento, o granito Ibitiara, formando uma inconformidade que marca o início da deposição do Supergrupo Espinhaço e do vulcanismo alcalino intracratônico. Na região, não se encontram, por exemplo, os conglomerados da formação Serra da Gameleira.

No âmbito do depósito, a base da sequência vulcânica é representada por um derrame riolítico sobreposto por rochas vulcanoclásticas. Seus representantes vulcânicos apresentam coloração rósea a avermelhada, além de granulação fina e raramente porfirítica (**Figura 3.8**). As vulcanoclásticas, representadas por tufos e ignibritos, apresentam grande variação textural e granulométrica ao longo da distribuição lateral e horizontal do pacote vulcânico. Apresentam-se desde tufos finos cineríticos a leitos ignibríticos de granulação grossa intercalados com tufos finos na forma de dunas e anti-dunas (**Figura 3.9**). O ambiente de deposição é equivalente ao de núcleos e arredores de caldeiras vulcânicas formadas em rifteamentos intracratônicos.



**Figura 3.8:** Formação Novo Horizonte. Rocha vulcânica fina de composição riolítica. Notar a presença de fina foliação mineral.



**Figura 3.9:** Formação Novo Horizonte. Afloramento de ignibrito de granulometria grossa. Trata-se de ignibrito formado por fragmentos de vidro vulcânico e pumices em meio a matriz cinerítica. Nota ausência de foliação milonítica pronunciada.

### 3.2.3 Formação Ouricuri do Ouro

A Formação Ouricuri do Ouro ocorre na extremidade norte e nordeste da área, sendo composta por conglomerados polimíticos e clasto suportados, além de arenitos grossos impuros e conglomeráticos. Apresentam estruturas sedimentares preservadas como estratificação cruzada e marcas onduladas (**Figura 3.10**) e encontra-se em contato discordante e erosivo sobre as rochas da Formação Novo Horizonte.

São encontradas lentes de espessura métricas a decamétrica de conglomerados polimíticos em meio aos arenitos grossos, o que indica que foram depositados na forma de canais entrelaçados e planícies aluvionares. Marcam a fase de evolução da bacia Espinhaço que sucede o magmatismo efusivo, enquanto estruturas extensionais e falhas normais ainda estavam ativas.



**Figura 3.10:** Formação Ouricuri do Ouro. Arenitos arcoseanos, conglomeráticos apresentam estruturas sedimentares preservadas do tipo *ripple marks*.

### 3.2.5 Intrusivas máficas

Na área do depósito, as rochas intrusivas máficas ocorrem como um conjunto de sills e diques de espessura centimétrica a métrica. Regionalmente, trata-se de corpos de dimensões variadas que intrudem de forma discordante o Granito Ibitiara e toda sequência do Supergrupo Espinhaço, podendo formar corpos kilométricos com centenas de metros de espessura.. São compostas por diabásios, gabros e leucogabros. Apresentam forte cloritização devido ao metamorfismo regional. São fortemente foliados nas bordas, porém em corpos mais espessos é possível observar uma macroestrutura granular grossa com foliação incipiente.

Durante campanha de sondagem, foi possível separar dois tipos de rochas máficas presentes no depósito: diabásios equigranulares e isotrópicos e metagabros fortemente foliados e hidrotermalizados(**Figuras3.11 e 3.12**). Esta relação textural, é um indício de que possam existir pelo menos duas gerações de rochas máficas ao longo da história de evolução da área.

Geoquimicamente, o metagabro foliado apresenta-se anômalo em uma série de elementos como arsênio, bário, cobre, cromo, cobalto, manganês, níquel, fósforo, urânio, cério e lantânio. Apresentam também valores baixos de sílica quando comparado ao diabásio isotrópico(Tabela 3.1).

Em detalhe, pode-se observar que os diques e *sill* do metagabro foliados cortam e são cortados pelas brechas hidrotermais mineralizadas. Este fato, aliado a assinatura geoquímica, pode indicar ao menos um sincronismo entre a formação deste grupo de intrusivas máficas e a formação das brechas hidrotermais.



**Figura 3.11:** Dique de diabásio. Notar ausência de foliação e característica isotrópica da rocha intrusiva máfica. Estes diques encontram-se frequentemente magnéticos e pouco alterados



**Figura 3.12:** Metagabro foliado. Dique de intrusiva máfica interceptado por sondagem na porção central do depósito. Notar forte cloritização e a presença de pronunciada foliação mineral.

**Tabela 3.1:** Dados químicos de elementos traço para os diques de diabásio e metagabro foliado. Destaque para os valores de As, Ba, Cu, U, Ce e La. Enriquecimento em U, Ce e La são atribuídos a hidrotermalismo. n = número de amostras.

Rocha	Elemento (ppm)	As	Ba	Co	Cr	Cu	Mn	Ni	P	U	Ce	La
Diabásio (n=111)	Média	30,58	64,05	39,51	31,39	71,06	474,55	69,86	418,56	5,00	8,92	5,00
	Max	539,0	180,00	350,00	99,00	168,00	821,00	104,00	590,00	5,00	10,00	5,00
	Min	1,0	10,00	30,00	9,00	38,00	353,00	41,00	310,00	5,00	5,00	5,00
Metagabro (n=29)	Média	115,9	141,72	56,69	499,34	311,83	1110,41	164,17	509,31	12,07	26,90	15,86
	Max	1360,0	510,00	109,00	1925,00	2790,00	2880,00	482,00	1980,00	30,00	60,00	30,00
	Min	22,00	30,00	23,00	9,00	3,00	375,00	31,00	110,00	10,00	10,00	10,00

### 3.2.6 Brechas Hidrotermais

As brechas hidrotermais afloram na forma de corpos lenticulares de direção N10-30E e mergulho sub-horizontal para NNW, na extremidade norte da janela erosiva do granito Ibitiara, a apenas algumas dezenas de metros do contato com a Formação Novo Horizonte. Os corpos aflorantes apresentam formato de lentes tabulares, com atitude N30E/05-15NW. Estes corpos, que afloram na forma de brechas difusas ricas em óxidos e hidróxidos de ferro, representam os núcleos de zonas de brechação e alteração hidrotermal intensa que mergulham suavemente para norte (**Figura 3.13**). Encontram-se hospedadas por rochas félsicas a intermediárias, foliadas e cloritizadas, atribuídas a fácies aplítica do granito Ibitiara.

As brechas são predominantemente matriz suportadas e apresentam porções onde o volume da rocha é totalmente representado por associações de minerais hidrotermais, tornando o reconhecimento de texturas típicas de brechas hidrotermais, à primeira vista, não muito óbvias (**Figura 3.14**). O material de preenchimento da matriz apresenta cor escura, formado por associações de minerais hidrotermais. Na matriz predominam associações com quartzo, turmalina, hematita, magnetita, sericita e sulfetos de cobre e ferro. Em alguns casos, a matriz das brechas é formada por associações com calcita, clorita, magnetita, além de pirita e calcopirita. Nota-se nas rochas encaixantes um progressivo aumento, em direção às brechas, de disseminações de minerais das associações hidrotermais que compõem a matriz. Esta variação será discutida no próximo capítulo sobre a tipologia e o zoneamento das brechas.

Os clastos são geralmente subarredondados a angulosos e com tamanho variando de 1 a 15 centímetros. São formados principalmente por fragmentos de rochas graníticas dos arredores do depósito (**Figura 3.15**). Ocorrem também, clastos totalmente formados por produtos de alteração hidrotermal, composto por quartzo, turmalina e hematita, de coloração branca a cinza escura (**Figura 3.16**). Estes são mais comuns na porção central do depósito. Os clastos frequentemente apresentam bordas corroídas pela alteração hidrotermal e encontram-se fracamente estirados pela deformação regional.



**Figura 3.13:** Afloramento de brecha hidrotermal. As brechas afloram na forma de corpos lenticulares estreitos de direção N15-30E. Observa-se a presença de veios de quartzo entrecortantes.



**Figura 3.14:** Bloco de brecha hidrotermal. No núcleo dos corpos alforantes são encontrados blocos compostos predominantemente por material hidrotermal, dificultando a observação de estruturas típicas de brechas. Ocorrem veios epitermais associado a muscovita verde, rica em Bário.



**Figura 3.15:** Brecha hidrotermal. *Crackle breccia* formada por clastos angulosos de rocha granítica cloritizada e matriz formada predominantemente por magnetita e hematita.



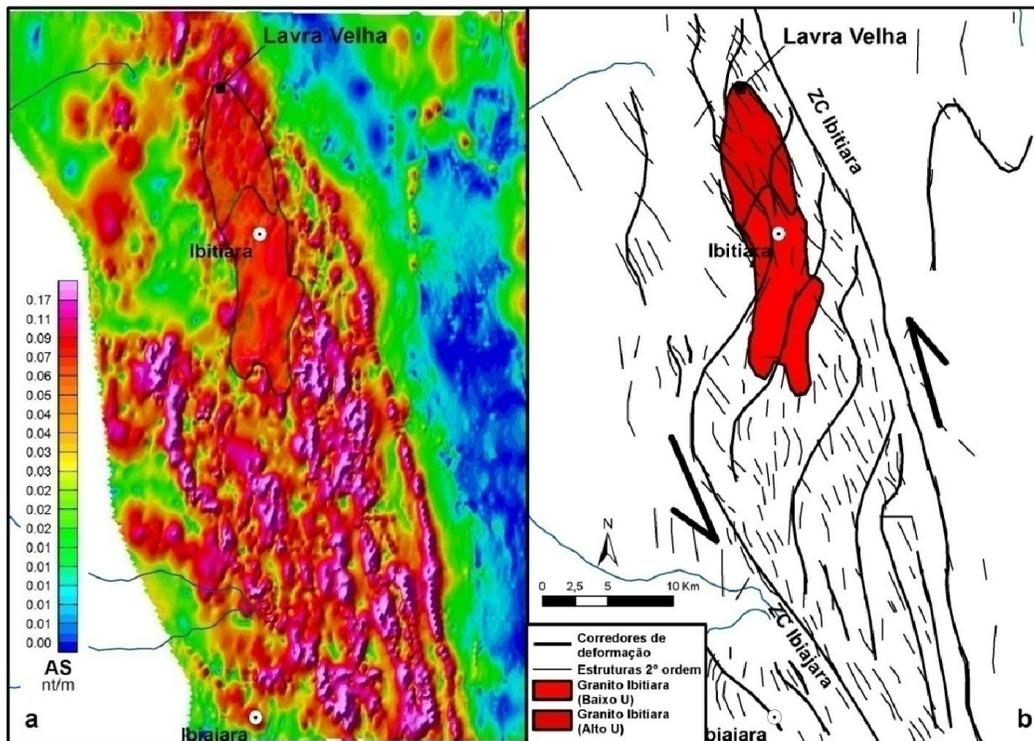
**Figura 3.16:** Brecha hidrotermal sulfetada. Destaque para os clastos subangulosos e levemente achatados, formados de material de alteração hidrotermal em meio a matriz formada por pirita, magnetita e hematita.

### 3.3 Geologia Estrutural

Lavra Velha encontra-se inserido no contexto do Corredor do Paramirim (Cruz & Alckmin 2006, Alckmin *et al.* 1993), onde zonas de cisalhamento e estruturas compressivas se desenvolveram em função de interação tectônica com a Faixa Araçuaí e a colisão dos crátons São Francisco e Amazônico, durante o Brasiliano. O Corredor do Paramirim é uma faixa de deformação de direção NW-SE que envolve a borda oeste da Chapada Diamantina Ocidental, o Espinhaço Setentrional, e o todo o conjunto de rochas arqueanas e paleoproterozóicas que formam o Bloco Paramirim. O corredor é delimitado pelas faixas Rio Preto, ao norte, e Araçuaí ao sul.

O Arcabouço estrutural do depósito é formado por falhas reversas, zonas de cisalhamento sinistral e dobras regionais. Estas zonas de cisalhamento representam ramificações de grandes corredores deformacionais que se estendem até os limites do Cráton São Francisco. O mapa do sinal analítico, produto obtido através da redução ao pólo do campo magnético, permite a identificação de corredores deformacionais de primeira e segunda ordem. Na área do depósito, são evidentes duas zonas de cisalhamento principais conectadas por zonas secundárias. As principais estruturas regionais são: a zona de cisalhamento Ibitiara (Cruz 2004) e a zona de cisalhamento Ibiajara (Guimarães *et al.* 2005). Estas zonas de cisalhamento ramificadas apresentam um padrão anastomático e cinemática sinistral (**Figura 3.17**). Os autores destacam a importância do padrão ramificado das zonas de cisalhamento no soerguimento do Granito Ibitiara e a formação da Anticlinal de Ibitiara.

A evolução estruturas do conjunto de rochas que compõem a região do depósito Lavra Velha podem ser divididas em três eventos deformacionais: En-1, En e En+1, caracterizados respectivamente por tectônica compressiva, extensiva e compressiva.



**Figura 3.17:** Arcabouço estrutural da região de Ibitiara – Ibiajara e do depósito Lavra Velha. Notar o denso arranjo de estruturas de primeira e segunda ordem desenvolvido entre as zonas de cisalhamento Ibitiara e Ibiajara durante o último evento compressivo responsável pela formação do Corredor do Paramirim. (a) Produto obtido a partir do sinal analítico (AS) dos dados magnéticos. (b) Interpretação das estruturas a partir do produto magnético apresentado.

O primeiro evento da evolução estrutural, En-1, é representado pelas foliações encontradas nos ortognaisses do complexo Paramirim. Durante este evento ocorre a formação de foliação milonítica de direção NW-SE e mergulho subvertical a forte para SW, decorrente de deformação tangencial com vergência para WSW, promovida durante orogênese paleoproterozóica. Avaliado apenas localmente, En-1 na região de estudo representa parte de uma complexa história de evolução de um regime tectônico tangencial e transpressional na porção sul do Bloco Gavião.

En-1 também é marcado pela colocação de granitos sin-orogênicos entre 2,0 e 2,2 Ga. Na região do depósito esta fase é representada pelo Granito Ibitiara, formado a partir de fusão parcial de manto sub-litosférico, porção inferior da crosta siálica (Teixeira 2005). Esta fase é marcada por geração de magmatismo híbrido, produzindo granitos sin-orogênicos, metaluminosos, calcioalcalinos de alto potássio (granitos Boquira e Veredinha, Arcanjo *et al.* 2000) e peraluminosos, calcioalcalinos de alto sódio (granitos Ibitiara e Queimada Nova, Teixeira 2005).

En representa a tectônica extensiva e a formação do Aulacógeno Paramirim durante o Estateriano, em torno de 1,75 Ga. O Aulacógeno se desenvolveu a partir da reativação das estruturas NW-SE, formando as bacias Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional (Schobbenhaus 1993) sobre as rochas do Bloco Paramirim. Este evento extensional também foi responsável pelos corpos graníticos que compõem a suíte Lagoa Real, e pelas rochas vulcânicas da Formação Novo Horizonte, gerados a partir de magmatismo cálcio-alcálico, metaluminoso de alto potássio (Teixeira 2000). No âmbito do depósito Lavra Velha, ocorrem raras estruturas extensionais que cortam e deslocam veios do sistema de brechas hidrotermais ricas em quartzo, óxido de ferro e turmalina (**Figura 3.18**).



**Figura 3.18:** Estrutura extensional formada em Dn. Notar a formação de microfalhas com deslocamento normal cortando veio de quartzo com bordas ricas em hematita e turmalina. Foto em seção.

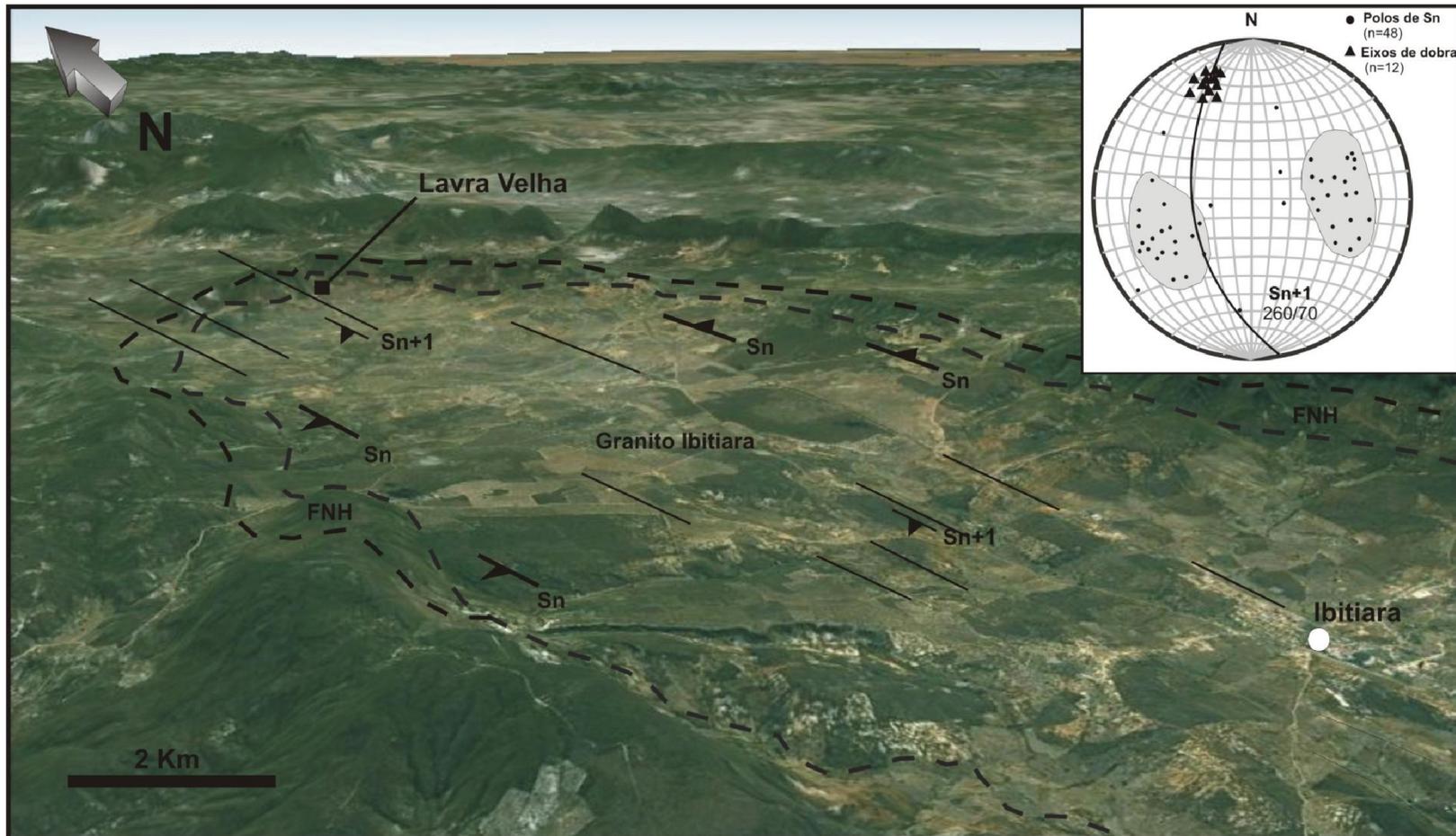
En+1 representa o último evento compressivo, e é responsável pela inversão das estruturas extensionais, o fechamento das bacias, e o soerguimento de todo o Bloco Paramirim e do Granito Ibitiara, durante o final do Neoproterozóico (550 a 500 Ma). Esta última fase é responsável pela estruturação atual do Corredor do Paramirim e a formação de longas zonas de cisalhamento e dobramentos abertos de larga escala. Na região do depósito destaca-se a formação de uma ampla dobra aberta, com vergência para ENE, e eixo sub-horizontal, denominada Anticlinal de Ibitiara (Guimarães 2005).

Em Lavra Velha, a estrutura principal,  $S_{n+1}$ , apresenta disposição geral  $250^{\circ}$ - $270^{\circ}/70^{\circ}$ .  $S_{n+1}$  é paralela à foliação plano axial da Anticlinal de Ibitiara. A Anticlinal apresenta-se como uma dobra aberta, levemente assimétrica com vergência para leste, eixo aproximado na direção N-S, com mergulho suave para NNW. O dobramento pode ser evidenciado pelo comportamento do acamamento vulcânico e sedimentar,  $S_n$ , das rochas das formações Novo Horizonte e Ouricuri do Ouro (**Figura 3.19**). A formação da anticlinal favoreceu o soerguimento do granito Ibitiara, situado em seu núcleo, além do desenvolvimento de uma janela erosiva na borda oeste da Chapada Diamantina Ocidental e da exumação do depósito inicialmente localizado na porção apical do granito.

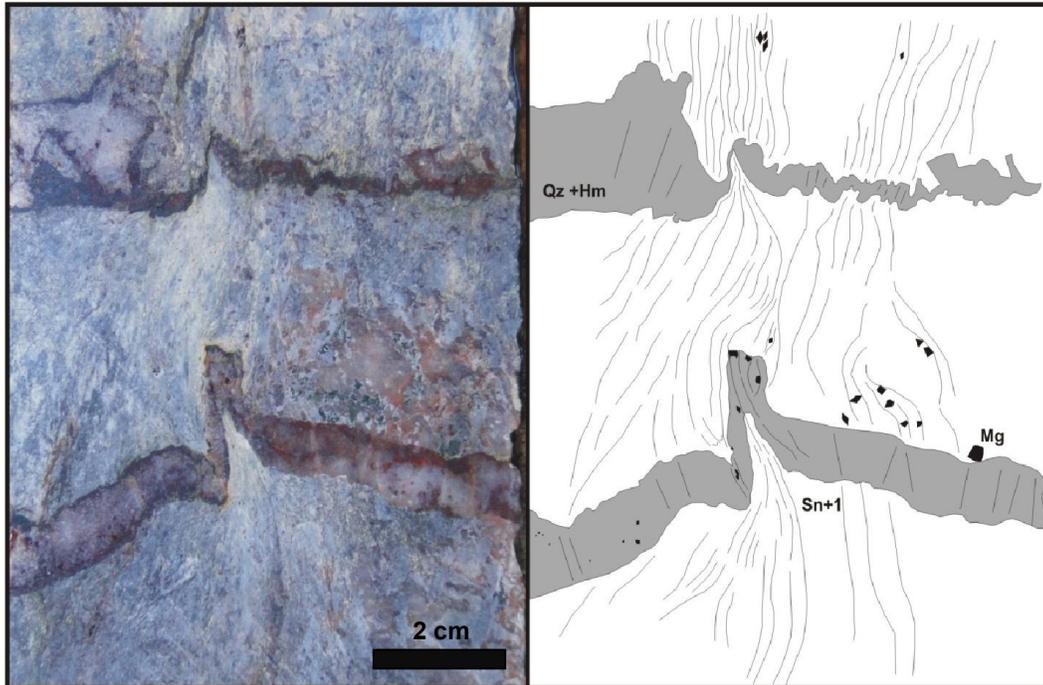
No âmbito do depósito, a alteração hidrotermal oblitera completamente as estruturas compressivas de  $D_{n-1}$ . Em contrapartida, é possível notar que a foliação  $S_{n+1}$  trunca os veios de quartzo e turmalina formando pequenas dobras e falhas reversas. Os planos da foliação  $S_{n+1}$  também envelopam e envolvem os cristais euédricos de magnetita (**Figura 3.20**).

Um sistema de par conjugado de falhas de direção  $N30-50^{\circ}E$  e  $N30-50^{\circ}W$  ocorrem ao longo de todo o distrito (**Figura 3.21**). São formados por conjuntos de falhas normais e reversas de alto ângulo, por vezes com componentes direcionais, que seccionam os limites da mineralização de Lavra Velha. Estas estruturas, que cortam as cristas dos flancos da Anticlinal de Ibitiara, mostram-se muito evidentes no mapa topográfico e são percebidas em escala de afloramento como clivagens espaçadas.

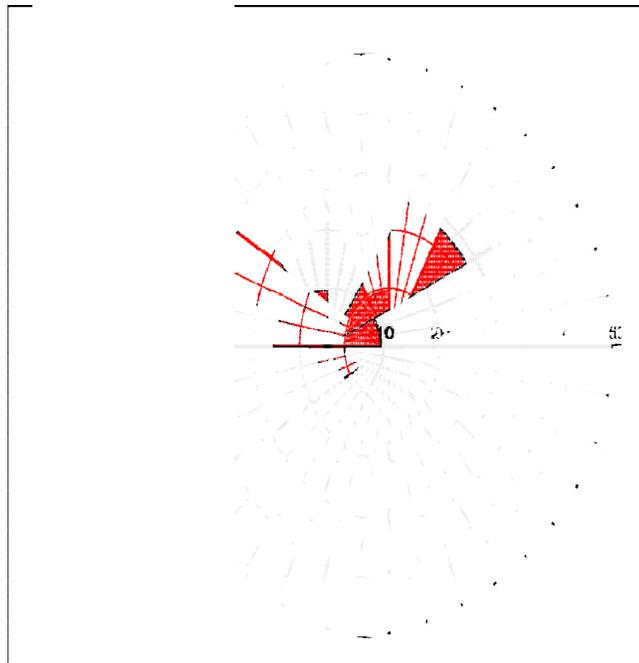
O sistema de brechas mineralizadas é controlado predominantemente por fraturamento hidráulico, em maior escala desenvolvido preferencialmente ao longo de planos de fraturas sub-horizontais e subverticais no Granito Ibitiara, próximo ao contato com as vulcânicas da Formação Novo Horizonte. O corpo mineralizado é subhorizontal, com mergulho suave para NNW (**Figura 3.22**).



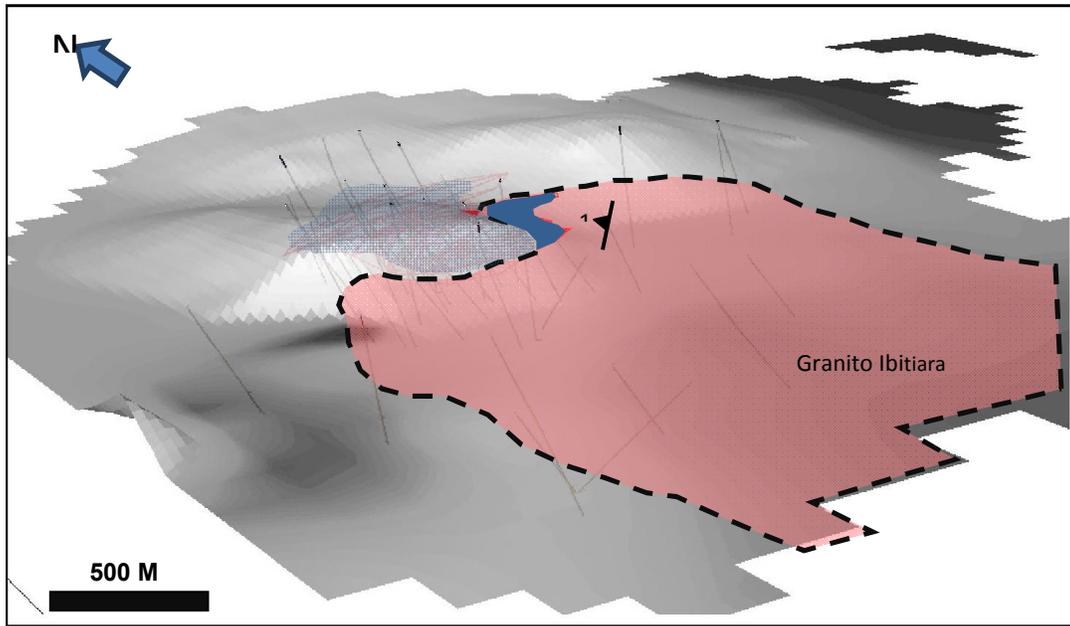
**Figura 3.19:** Anticlinal de Ibitiara. Notar a exposição do granito Ibitiara na região central circundado por rochas vulcânicas da formação Novo Horizonte (FNH), que forma uma quebra positiva de relevo nas adjacências do núcleo da estrutura anticlinal. No canto superior direito apresenta-se a projeção estereográfica isométrica do hemisfério inferior dos pólos e contorno de Sn, pólos dos eixos de dobra e a representação planar de Sn+1. Imagem de satélite com rotação oblíqua obtida a partir do programa *Google Earth 7*.



**Figura 3.20:** Foliação Sn+1. Amostra obtida em testemunho de sondagem evidenciando os planos da foliação Sn+1 cortando veios de quartzo-hematita (Qz+Hm), fragmentos e matriz de brecha hidrotermal. Notar a foliação envolvendo e rotacionando pequenos cristais sub-édridos de magnetita (Mg).



**Figura 3.21:** Diagrama de rosetas mostrando a distribuição de falhas conjugadas e clivagem espaçada na região de Lavra Velha. Maiores frequências entre 28 e 25% das estruturas com mergulho para 045° e 315°, respectivamente.



**Figura 3.22:** Modelo tridimensional do depósito Lavra Velha. O sistema de brechas hidrotermais aflora na encosta da serra de Lavra Velha, associado a rochas subvulcânicas atribuídas ao granito Ibitiara. O sistema apresenta-se na forma de corpos lensóides de direção N10-30E e mergulho fraco para NNW. O modelo topográfico é restrito às vizinhanças do depósito e não é adequado para ilustração da sequência vulcânica que sobrepõe o granito nas proximidades do depósito.

### 3.4 Geocronologia

Neste trabalho foi utilizado o método U-Pb em zircão e Ar-Ar em sericita. Sete amostras foram selecionadas para a datação U-Pb em zircão e uma para Ar-Ar em sericita. Foram analisados zircões de amostras de turmalina granito (IBI-01), dique de turmalina granito porfirítico (IBI-03), biotita granito (FPP-05), dacito porfirítico (REG-04), metagabro (LV-DM), subvulcânica encaixante (REG-09) e brecha mineralizada (REG-07A). Os resultados para as análises de U-Pb encontram-se nas tabelas 3.2 a 3.8, e estão dispostos nas Figuras 3.23 e 3.24. A amostra selecionada para datação Ar-Ar provém de parte aflorante de brecha sericítica (LV-10), na região central do depósito. Os resultados para as análises de Ar-Ar encontram-se na tabela 3.9 e Figura 3.25.

Para a amostra IBI-01 (turmalina granito), os resultados se alinham em uma reta discórdia formada por 29 pontos. Os dados apresentaram um espalhamento moderado (MSWD=0,95) e intercepto superior em  $2.174 \pm 17/-15$  Ma, interpretado como idade de formação do granito. A amostra IBI-03 (diqe de turmalina granito porfirítico) apresentou resultados que se alinham em reta discórdia formada por 26 pontos com espalhamento moderado (MSWD=1,5). A amostra apresenta intercepto superior da discórdia em  $2.112 \pm 15$  Ma, interpretado como idade de colocação dos diques. A amostra FPP-05 (biotita granito) foi coletada próximo à vila de Ibiajara, borda oeste da Chapada Diamantina. Os dados apresentaram um espalhamento alto e intercepto superior em  $2184 \pm 51$  Ma, obtido através de reta discórdia formada por 9 pontos. As idades obtidas para o turmalina granito, turmalina granito porfirítico e biotita granito, na região do depósito, apresentam-se muito próximas a idade obtida por Guimarães *et al.* (2005) para o granito Ibitiara,  $2.091 \pm 6,6$  Ma e para o granito Jussiape,  $2.121 \pm 2,2$  Ma. Os resultados obtidos posicionam as rochas graníticas ricas em turmalina da região de Lavra Velha como sincrônicas à formação dos granitóides de idade Riacciana.

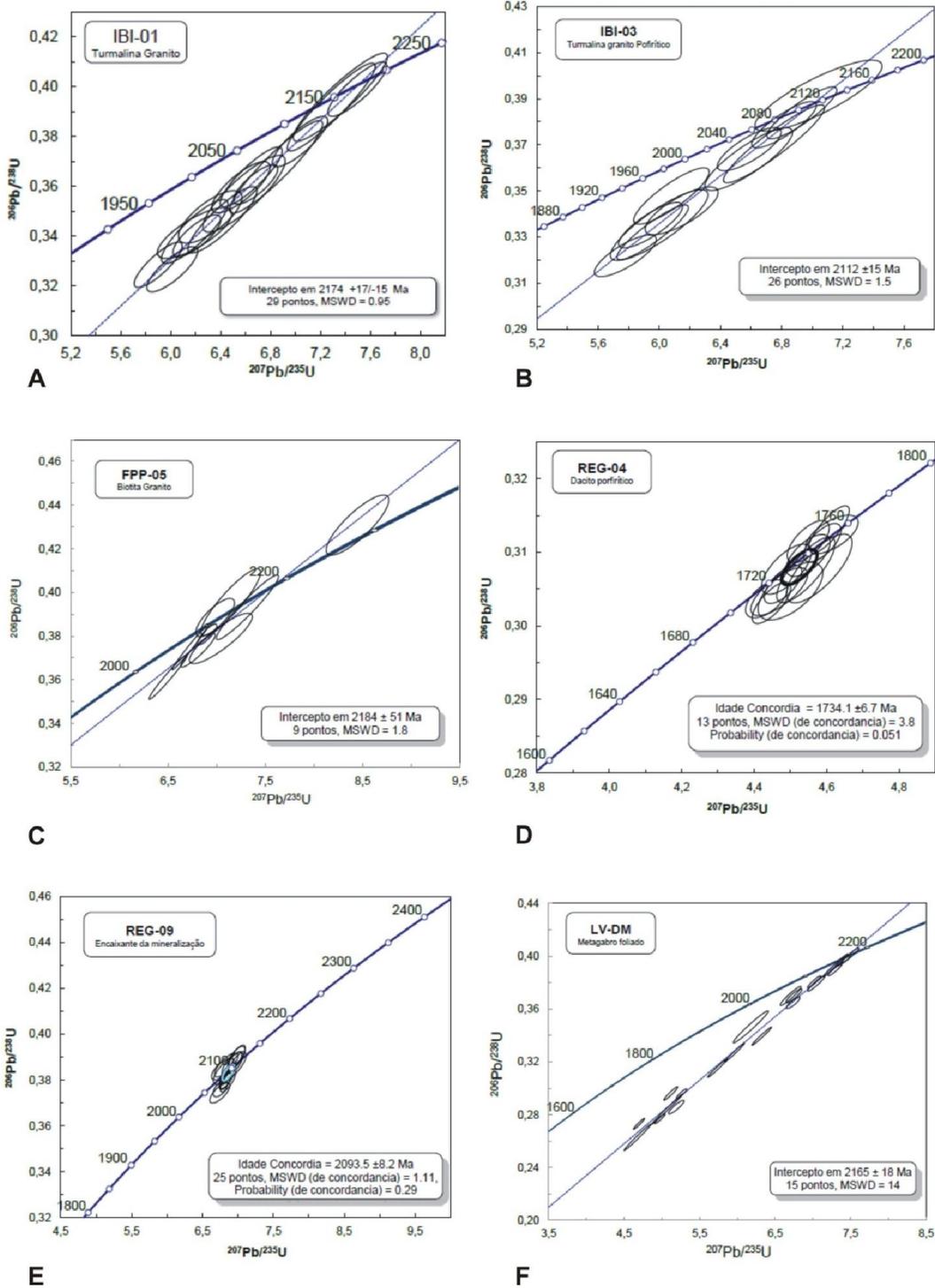
A amostra REG-04 (dacito porfirítico) foi coletada na região central- oeste da Anticlinal de Ibitiara, próximo a Vila dos Remédios. Os dados apresentaram resultados na forma de uma reta concórdia com 13 pontos. Apresentaram espalhamento muito baixo e idade concórdia de  $1734.1 \pm 6.7$  Ma. O resultado foi interpretado como a idade do vulcanismo gerado durante os estágios iniciais de evolução do supergrupo Espinhaço. Esta idade é coerente com os resultados obtidos para as vulcânicas da base do supergrupo Espinhaço,  $1752 \pm 4$  Ma e  $1748 \pm 4$  Ma (U – Pb em zircão) obtidas, respectivamente, por Schobbenhaus *et al.*, (1994) e Babinski *et al.* (1994), próximo à cidades de Paramirim e Érico Cardoso. A idade ligeiramente mais jovem obtida no presente trabalho foi obtida em amostra localizada na porção norte da Chapada Diamantina

Ocidental, e pode indicar recorrência de vários episódios vulcânicos durante a fase inicial de abertura do rift Espinhaço.

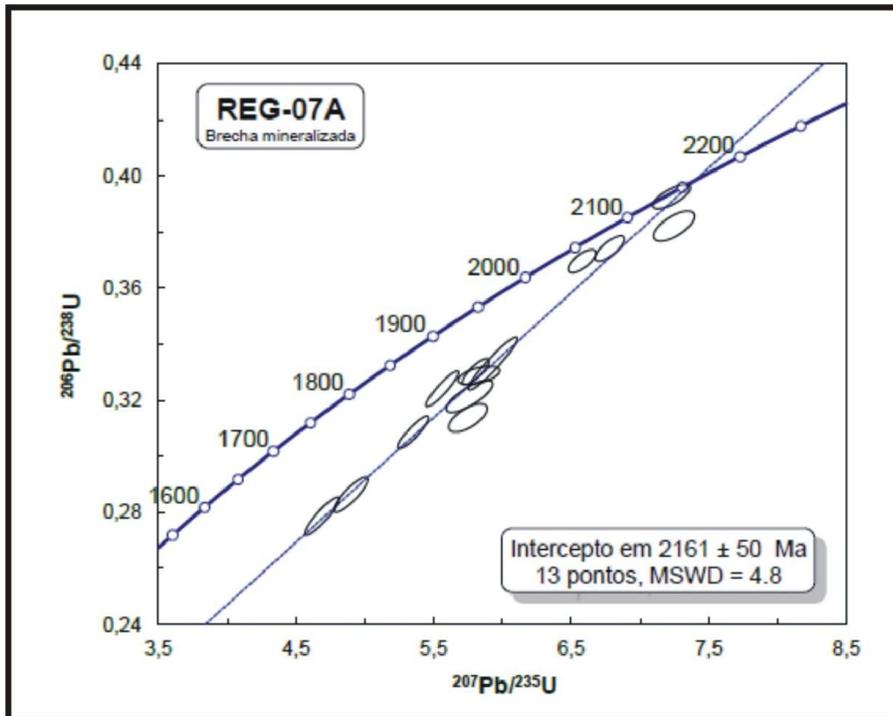
A amostra LV-DM (metagabro foliado) apresentou dados que se alinham em reta discórdia formada por 15 pontos com grande dispersão (MSWD=14). A idade de formação dos metagabros foliados foi obtida através do intercepto superior de reta discórdia, e estimada em  $2165 \pm 18$  Ma. Para a amostra REG-09 (subvulcânica encaixante da mineralização), os resultados se alinharam em reta concórdia formada por 25 pontos e pouca dispersão. Os dados apresentaram idade concórdia de  $2.093,5 \pm 8,2$  Ma. Foram analisados zircões de brecha mineralizada (REG-07A). A amostra utilizada para análise foi coletada na porção central do depósito, onde ocorre um afloramento de brecha ligeiramente intemperizada. Os zircões encontrados na brecha sulfetada apresentam morfologia única dentre as outras amostras analisadas, caracterizam-se por serem raros, subédricos e alaranjados. Os resultados da amostra REG-07A se alinharam em uma reta discórdia formada por 13 pontos. Os resultados mostraram moderada dispersão (MSWD=1,4) e intercepto superior em  $2.161 \pm 50$  Ma, interpretada com idade de formação das brechas mineralizadas.

As idades obtidas tanto para os diques de metagabro foliado, rocha encaixante e brecha mineralizada são coincidentes com a idade do magmatismo responsável pela geração do granito Ibitiara, do turmalina granito e do turmalina granito porfírico, indicando relação ao menos sincrônica, da mineralização e da formação do sistema de brechas hidrotermais de Lavra Velha, com a colocação dos granitos em torno de 2,1 Ga. Apesar de os resultados indicarem uma idade relativa confiável para a formação do sistema de brechas hidrotermais, estudos geoquímicos detalhados e métodos diretos de datação de sulfetos podem ser utilizados para melhorar a precisão do modelo sugerido no presente trabalho.

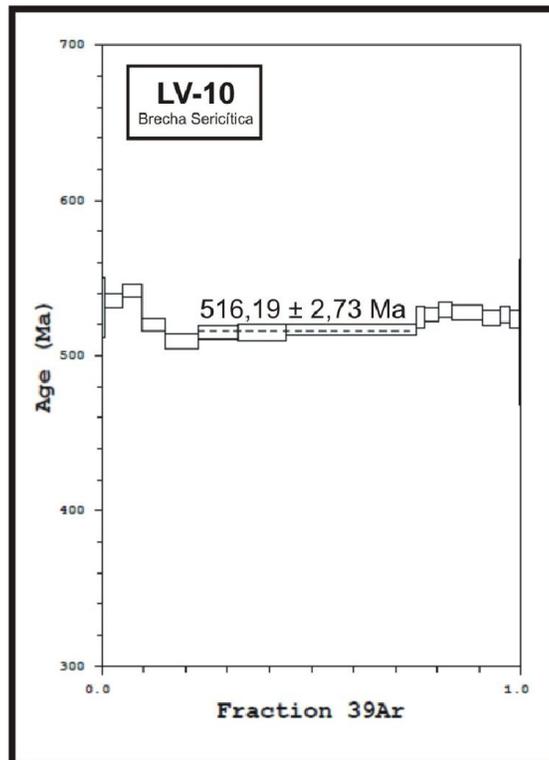
A brecha sericítica de Lavra Velha foi datada pelo método Ar-Ar, em sericita. A amostra LV-10 apresentou idade *plateau* de  $516,19 \pm 2,73$  Ma (**Figura 2**). Esta idade foi interpretada com o registro do último evento térmico que afetou a área do depósito, confirmando a idade Brasileira do sistema de inversão da bacia rift Espinhaço. A **Tabela 3.10** relaciona os resultados obtidos no presente trabalho com alguns dados obtidos através de referências, além de permitir sua comparação com as unidades geológicas regionais e mapeadas com os eventos deformacionais descritos para a região do depósito.



**Figura 3.23:** Diagramas de idades U-Pb obtidas em zircões das amostras coletadas na área de trabalho. (A) Turmalina granito; (B) Turmalina granito porfírico; (C) Biotita granito; (D) Dacito porfírico; (E) Encaixante da mineralização; (F) Metagabro foliado.



**Figura 3.24:** Resultados de U-Pb em zircão para a brecha mineralizada. O intercepto superior foi interpretado como a idade de formação das brechas.



**Figura 3.25:** Resultados de idade Ar-Ar em sericita. A idade *plateau* foi interpretada como idade do último evento de deformação.

**Tabela 3.2:** Resultados para as análises de U-Pb em zircão utilizando LA-ICP-MS para a amostra IBI-01.

IBI-01 Ponto	Razões Isotópicas						Idades							
	206Pb/204Pb	207Pb/206Pb	1Delta	206Pb/238U	1Delta	207Pb/235U	1Delta	207Pb/206Pb	1Delta	206Pb/238U	1Delta	207Pb/235U	1Delta	Rho
4	105518,343	0,131132	0,66	0,213237	2,12	3,855423	2,22	2113,179	11,65	1246,039	24,00	1604,403	17,90	0,95
5	7589,379	0,126800	1,16	0,226865	1,39	3,966304	1,81	2054,067	20,41	1318,047	16,59	1627,330	14,67	0,84
6	19274,686	0,125245	0,87	0,233907	0,87	4,039276	1,23	2032,257	15,44	1354,944	10,65	1642,141	10,04	0,68
7	80603,174	0,127150	1,27	0,238150	2,08	4,175112	2,43	2058,934	22,38	1377,075	25,76	1669,149	19,94	0,93
8	131500,276	0,122002	0,69	0,258332	0,93	4,345552	1,16	1985,705	12,34	1481,300	12,36	1702,051	9,60	0,79
9	16607,853	0,123600	0,95	0,263686	1,67	4,493725	1,92	2008,830	16,92	1508,673	22,45	1729,813	15,97	0,86
10	10643,369	0,131179	0,88	0,252674	1,18	4,570112	1,47	2113,808	15,52	1452,253	15,34	1743,834	12,29	0,79
11	11356,595	0,127047	0,74	0,283798	2,29	4,971364	2,41	2057,508	13,05	1610,464	32,67	1814,464	20,36	0,95
12	10603,568	0,128784	0,87	0,289572	2,11	5,141863	2,28	2081,443	15,24	1639,389	30,54	1843,050	19,39	0,92
13	297799,085	0,125777	0,73	0,303363	1,01	5,260977	1,25	2039,767	12,94	1707,963	15,13	1862,554	10,63	0,80
14	19712,317	0,131673	0,93	0,290990	1,26	5,282923	1,57	2120,391	16,21	1646,473	18,34	1866,107	13,36	0,80
15	117963,366	0,132881	1,16	0,300835	1,27	5,511785	1,72	2136,381	20,36	1695,449	18,98	1902,436	14,82	0,83
16	84203,509	0,131043	2,06	0,312687	1,28	5,649668	2,42	2111,983	36,08	1753,914	19,69	1923,711	20,91	0,73
17	9432,178	0,130237	0,71	0,328514	1,13	5,899138	1,33	2101,160	12,41	1831,173	18,02	1961,107	11,58	0,84
18	94534,473	0,133455	0,79	0,326735	1,14	6,012155	1,39	2143,914	13,80	1822,536	18,10	1977,606	12,07	0,81
19	77145,529	0,131581	1,55	0,341291	1,22	6,191822	1,97	2119,168	27,13	1892,877	19,97	2003,294	17,22	0,77
20	98291,172	0,131338	0,87	0,341943	1,53	6,192222	1,77	2115,934	15,32	1896,012	25,20	2003,351	15,43	0,86
21	106873,585	0,132373	0,76	0,340187	1,01	6,208950	1,26	2129,683	13,24	1887,568	16,57	2005,710	11,05	0,79
22	102802,117	0,131711	1,08	0,347782	1,24	6,315809	1,64	2120,897	18,98	1923,998	20,57	2020,651	14,41	0,74
23	196517,070	0,134212	0,82	0,346604	1,57	6,413955	1,77	2153,800	14,27	1918,360	26,03	2034,182	15,54	0,88
24	256436,950	0,132299	0,86	0,359726	1,17	6,561908	1,45	2128,704	15,13	1980,875	19,91	2054,245	12,80	0,79
25	69215,455	0,133779	1,04	0,357088	1,76	6,586632	2,05	2148,154	18,12	1968,354	29,94	2057,560	18,05	0,86
26	175324,850	0,132443	0,72	0,363816	1,35	6,643728	1,53	2130,604	12,64	2000,238	23,22	2065,173	13,52	0,88
27	177981,533	0,134255	0,63	0,360820	0,90	6,679181	1,09	2154,363	10,97	1986,059	15,32	2069,871	9,67	0,80
28	114342,596	0,134946	0,82	0,367845	2,07	6,844256	2,23	2163,315	14,28	2019,254	35,89	2091,467	19,72	0,93
29	302274,202	0,134981	0,68	0,378022	1,09	7,035439	1,29	2163,769	11,94	2067,037	19,31	2115,918	11,46	0,84
30	161286,923	0,134836	0,71	0,391923	1,84	7,286323	1,98	2161,898	12,42	2131,738	33,47	2147,135	17,65	0,93
31	97172,748	0,134817	1,03	0,395854	1,83	7,358382	2,10	2161,651	17,90	2149,922	33,40	2155,927	18,73	0,92
32	264901,560	0,136193	0,64	0,399068	1,12	7,493831	1,29	2179,347	11,12	2164,745	20,61	2172,250	11,56	0,86

**Tabela 3.3:** Resultados para as análises de U-Pb em zircão utilizando LA-ICP-MS para a amostra IBI-03.

IBI-03	Razões Isotópicas							Idades						
	Ponto	206Pb/204Pb	207Pb/206Pb	1Delta	206Pb/238U	1Delta	207Pb/235U	1Delta	207Pb/206Pb	1Delta	206Pb/238U	1Delta	207Pb/235U	1Delta
1	2180,393	0,127693	0,61	0,096250	1,42	1,694609	1,54	2066,454	10,70	592,395	8,01	1006,502	9,83	0,92
2	4338,794	0,127507	2,08	0,101995	2,59	1,793134	3,32	2063,884	36,68	626,088	15,43	1042,965	21,64	0,91
3	7699,505	0,123185	1,30	0,170617	3,01	2,897900	3,28	2002,866	23,16	1015,512	28,27	1381,366	24,76	0,97
4	3556,763	0,114988	0,57	0,198420	1,48	3,145856	1,59	1879,697	10,35	1166,826	15,78	1443,986	12,22	0,93
5	12777,161	0,113000	0,62	0,215016	0,91	3,350045	1,10	1848,214	11,13	1255,486	10,34	1492,802	8,57	0,81
6	15561,051	0,116774	0,60	0,219670	0,94	3,536868	1,11	1907,425	10,79	1280,130	10,90	1535,500	8,82	0,83
7	2287,585	0,116989	1,18	0,229923	2,63	3,708759	2,89	1910,722	21,20	1334,096	31,73	1573,259	23,08	0,95
8	21943,035	0,119160	0,72	0,243905	1,41	4,007319	1,58	1943,670	12,88	1406,968	17,80	1635,681	12,85	0,89
9	10327,671	0,123877	0,93	0,236055	1,96	4,031835	2,17	2012,797	16,55	1366,153	24,14	1640,640	17,67	0,90
10	49784,470	0,128403	0,71	0,239469	1,26	4,239603	1,44	2076,221	12,49	1383,936	15,66	1681,724	11,86	0,86
11	124987,324	0,125191	1,01	0,285116	1,28	4,921484	1,63	2031,503	17,89	1617,074	18,30	1805,947	13,76	0,86
12	4357,224	0,126515	1,26	0,282794	1,68	4,933027	2,10	2050,102	22,34	1605,417	23,82	1807,925	17,72	0,79
13	36083,244	0,125264	1,02	0,300584	1,47	5,191515	1,79	2032,536	17,98	1694,202	21,87	1851,226	15,20	0,82
14	260318,643	0,130556	0,97	0,300114	1,81	5,402348	2,06	2105,451	17,07	1691,872	26,99	1885,226	17,63	0,94
15	22711,204	0,130225	0,86	0,321789	1,15	5,777853	1,43	2100,997	15,05	1798,461	18,01	1943,098	12,40	0,79
16	160994,756	0,128625	0,79	0,335122	1,20	5,943311	1,44	2079,261	13,97	1863,159	19,46	1967,588	12,53	0,83
17	45956,767	0,130135	0,67	0,331987	1,46	5,956860	1,61	2099,790	11,70	1848,005	23,49	1969,567	13,97	0,91
18	73321,444	0,129845	1,11	0,335114	1,87	5,999567	2,18	2095,873	19,43	1863,119	30,34	1975,781	18,95	0,86
19	9417,093	0,126795	0,84	0,347744	1,44	6,079453	1,66	2054,008	14,75	1923,819	23,92	1987,304	14,50	0,86
20	189684,285	0,130596	1,00	0,341338	1,24	6,146315	1,59	2105,992	17,47	1893,101	20,31	1996,849	13,87	0,77
21	109654,913	0,131290	0,91	0,363769	1,53	6,585040	1,78	2115,290	15,92	2000,014	26,31	2057,347	15,68	0,86
22	110081,237	0,129826	0,78	0,368073	1,04	6,588668	1,30	2095,611	13,62	2020,328	18,04	2057,832	11,44	0,79
23	180333,435	0,132187	0,74	0,370386	1,87	6,750626	2,01	2127,216	12,88	2031,219	32,51	2079,275	17,73	0,93
24	218868,644	0,130538	0,66	0,378703	1,09	6,816098	1,27	2105,209	11,63	2070,223	19,23	2087,816	11,26	0,84
25	28827,804	0,126979	2,18	0,390028	2,18	6,828586	3,08	2056,570	38,49	2122,959	39,41	2089,437	27,30	0,70
26	215363,869	0,131002	0,62	0,383806	1,20	6,932539	1,35	2111,445	10,81	2094,039	21,45	2102,831	11,97	0,88

**Tabela 3.4:** Resultados para as análises de U-Pb em zircão utilizando LA-ICP-MS para a amostra FFP-05.

Ponto	Razões Isotópicas							Idades						
	206Pb/204Pb	207Pb/206Pb	1Delta	206Pb/238U	1Delta	207Pb/235U	1Delta	207Pb/206Pb	1Delta	206Pb/238U	1Delta	207Pb/235U	1Delta	Rho
1	221641,438	0,130488	0,72	0,361425	1,87	6,502650	2,00	2104,544	12,63	1988,924	31,97	2046,257	17,62	0,978
2	2389,578	0,134803	2,27	0,379251	2,01	7,049020	3,04	2161,470	39,11	2072,785	35,76	2117,632	26,70	0,865
3	9208,797	0,132236	1,06	0,373609	1,35	6,811924	1,72	2127,874	18,63	2046,361	23,65	2087,273	15,21	0,921
4	300502,481	0,130203	0,29	0,374994	1,82	6,732057	1,85	2100,708	5,02	2052,857	32,05	2076,839	16,31	0,988
5	698230,449	0,131486	0,50	0,380846	0,83	6,904476	0,96	2117,909	8,68	2080,233	14,68	2099,232	8,54	0,840
6	53830,491	0,135008	1,49	0,393448	2,48	7,323991	2,90	2164,115	26,05	2138,800	45,17	2151,741	25,88	0,955
7	769957,913	0,130387	1,17	0,388819	1,48	6,990121	1,89	2103,187	20,53	2117,351	26,73	2110,175	16,76	0,778
8	37358,157	0,131008	1,26	0,395848	2,55	7,150366	2,85	2111,522	22,12	2149,894	46,69	2130,337	25,37	0,895
9	29063,222	0,142291	1,38	0,431173	2,11	8,459209	2,52	2255,273	23,83	2311,002	41,00	2281,554	22,90	0,834

**Tabela 3.5:** Resultados para as análises de U-Pb em zircão utilizando LA-ICP-MS para a amostra REG-04.

Ponto	Razões Isotópicas							Idades						
	206Pb/204Pb	207Pb/206Pb	1Delta	206Pb/238U	1Delta	207Pb/235U	1Delta	207Pb/206Pb	1Delta	206Pb/238U	1Delta	207Pb/235U	1Delta	Rho
1	216322,193	0,105906	0,66	0,303662	0,56	4,434173	0,87	1730,097	12,05	1709,444	8,46	1718,746	7,17	0,58
2	184250,333	0,106417	0,49	0,303109	0,61	4,447443	0,79	1738,920	9,05	1706,709	9,22	1721,223	6,54	0,73
3	155383,008	0,106404	0,93	0,304630	0,70	4,469246	1,16	1738,710	16,97	1714,229	10,58	1725,279	9,64	0,74
4	217558,951	0,106298	0,52	0,305639	0,56	4,479543	0,77	1736,868	9,51	1719,211	8,51	1727,189	6,36	0,67
5	137918,931	0,105817	0,70	0,307690	0,73	4,489231	1,01	1728,561	12,85	1729,330	11,04	1728,982	8,39	0,68
6	177051,303	0,107108	1,00	0,304708	0,85	4,499938	1,31	1750,780	18,27	1714,612	12,79	1730,961	10,89	0,62
7	199627,027	0,107113	0,68	0,307605	0,96	4,542932	1,17	1750,865	12,37	1728,911	14,51	1738,868	9,75	0,80
8	169714,661	0,106585	0,64	0,309538	0,61	4,548946	0,88	1741,816	11,66	1738,432	9,27	1739,969	7,33	0,63
9	782642,743	0,105938	0,58	0,311438	0,61	4,549089	0,84	1730,653	10,72	1747,777	9,28	1739,995	7,01	0,66
10	73681,963	0,107917	0,84	0,307785	1,00	4,579699	1,31	1764,536	15,35	1729,798	15,21	1745,580	10,90	0,75
11	39621,040	0,106893	0,51	0,311288	0,55	4,587914	0,75	1747,110	9,30	1747,044	8,47	1747,074	6,26	0,67
12	212039,764	0,106700	0,44	0,313044	0,69	4,605454	0,81	1743,800	7,98	1755,668	10,58	1750,256	6,80	0,82
13	324577,401	0,107134	0,88	0,312402	0,56	4,614698	1,04	1751,228	16,04	1752,517	8,52	1751,929	8,66	0,63

**Tabela 3.6:** Resultados para as análises de U-Pb em zircão utilizando LA-ICP-MS para a amostra REG-09.

REG-09	Razões Isotópicas							Idades						
	Ponto	206Pb/204Pb	207Pb/206Pb	1Delta	206Pb/238U	1Delta	207Pb/235U	1Delta	207Pb/206Pb	1Delta	206Pb/238U	1Delta	207Pb/235U	1Delta
1	165944,975	0,130812	0,64	0,368930	0,75	6,654176	0,99	2108,898	11,23	2024,365	13,02	2066,560	8,70	0,73
2	158873,355	0,130663	1,15	0,374293	0,78	6,743184	1,39	2106,894	20,18	2049,567	13,71	2078,299	12,29	0,73
3	233410,254	0,130151	0,77	0,376104	0,62	6,749284	0,99	2100,004	13,48	2058,060	10,89	2079,099	8,72	0,57
4	193956,881	0,130799	0,65	0,374575	0,68	6,755300	0,94	2108,718	11,33	2050,894	11,95	2079,887	8,30	0,68
5	1357415,778	0,127961	1,35	0,384739	0,80	6,788044	1,58	2070,148	23,88	2098,383	14,40	2084,165	13,94	0,69
6	131355,582	0,131974	0,91	0,374892	0,81	6,821772	1,22	2124,401	15,93	2052,380	14,23	2088,553	10,78	0,79
7	71026,939	0,132983	1,01	0,372219	0,82	6,824872	1,30	2137,720	17,62	2039,834	14,31	2088,955	11,50	0,78
8	93527,142	0,130529	0,54	0,379276	0,64	6,825969	0,83	2105,096	9,39	2072,901	11,35	2089,097	7,39	0,72
9	155926,173	0,128247	1,32	0,386466	0,89	6,833733	1,60	2074,077	23,34	2106,416	15,98	2090,104	14,13	0,76
10	92429,967	0,130352	0,65	0,380447	0,76	6,837751	1,00	2102,713	11,33	2078,371	13,51	2090,625	8,83	0,73
11	92525,266	0,131547	0,68	0,377281	0,76	6,842988	1,02	2118,715	11,97	2063,568	13,41	2091,303	9,05	0,71
12	175182,305	0,128758	0,45	0,385890	0,60	6,850749	0,75	2081,078	7,92	2103,741	10,74	2092,307	6,63	0,75
13	99329,405	0,129923	0,73	0,382587	0,81	6,853583	1,09	2096,924	12,88	2088,356	14,47	2092,674	9,69	0,71
14	92214,898	0,131096	0,63	0,379476	0,83	6,859248	1,05	2112,704	11,10	2073,835	14,76	2093,406	9,27	0,77
15	126659,631	0,131208	0,68	0,379312	0,70	6,862114	0,97	2114,192	11,84	2073,071	12,43	2093,776	8,63	0,68
16	107278,679	0,129647	1,86	0,385135	1,23	6,884589	2,23	2093,190	32,72	2100,226	22,03	2096,675	19,78	0,77
17	258005,274	0,129916	0,64	0,388232	0,69	6,954294	0,94	2096,821	11,17	2114,621	12,40	2105,612	8,31	0,69
18	128503,953	0,130604	0,55	0,387281	0,76	6,974023	0,94	2106,101	9,65	2110,204	13,71	2108,127	8,34	0,78
19	67971,583	0,129838	0,80	0,389770	0,83	6,977717	1,15	2095,779	14,01	2121,763	14,96	2108,598	10,21	0,69
20	126076,567	0,129867	0,71	0,390292	0,82	6,988582	1,09	2096,163	12,47	2124,181	14,87	2109,980	9,64	0,73
21	129960,022	0,129104	0,58	0,394366	0,73	7,020082	0,93	2085,812	10,18	2143,045	13,26	2113,975	8,26	0,75
22	783122,304	0,130339	0,56	0,391540	0,82	7,036414	0,99	2102,533	9,81	2129,969	14,85	2116,041	8,81	0,80
23	124855,435	0,129716	0,61	0,393955	0,71	7,045977	0,93	2094,118	10,70	2141,146	12,85	2117,249	8,29	0,72
24	270137,460	0,129427	0,69	0,395755	0,58	7,062393	0,90	2090,196	12,09	2149,464	10,63	2119,318	8,01	0,58
25	191474,772	0,129000	0,51	0,398667	0,59	7,090916	0,78	2084,392	8,90	2162,898	10,85	2122,904	6,92	0,70

**Tabela 3.7:** Resultados para as análises de U-Pb em zircão utilizando LA-ICP-MS para a amostra LV-DM.

LV-DM	Razões Isotópicas							Idades						
	Ponto	206Pb/204Pb	207Pb/206Pb	1Delta	206Pb/238U	1Delta	207Pb/235U	1Delta	207Pb/206Pb	1Delta	206Pb/238U	1Delta	207Pb/235U	1Delta
1	186323,268	0,134094	0,42	0,364856	0,78	6,745762	0,88	2152,260	7,28	2005,150	13,39	2078,637	7,80	0,86
2	38178,380	0,135427	0,50	0,396769	0,71	7,408757	0,87	2169,522	8,71	2154,145	13,00	2162,028	7,77	0,90
3	196294,994	0,132383	0,44	0,370191	0,94	6,757115	1,04	2129,820	7,65	2030,301	16,36	2080,124	9,16	0,90
4	541616,415	0,133815	0,24	0,380731	0,79	7,024665	0,83	2148,631	4,27	2079,699	14,08	2114,555	7,37	0,95
5	51542,793	0,129074	0,34	0,263134	2,51	4,682908	2,54	2085,390	6,06	1505,857	33,74	1764,191	21,22	0,99
6	117388,546	0,130283	0,29	0,277257	0,89	4,980491	0,94	2101,787	5,15	1577,531	12,44	1816,015	7,92	0,94
7	16340,163	0,129367	0,92	0,346657	2,32	6,183371	2,50	2089,389	16,21	1918,613	38,57	2002,101	21,86	0,98
8	511085,060	0,131583	0,42	0,370071	1,30	6,714058	1,37	2119,195	7,43	2029,733	22,59	2074,473	12,06	0,95
9	6091,285	0,135168	0,24	0,339642	1,35	6,329882	1,37	2166,178	4,10	1884,947	22,08	2022,602	12,02	0,98
10	5613,926	0,132037	0,34	0,315510	1,47	5,743938	1,51	2125,232	6,03	1767,764	22,72	1938,005	13,05	0,99
11	11770,142	0,128961	0,32	0,296206	0,81	5,266895	0,87	2083,861	5,56	1672,467	11,92	1863,513	7,41	0,92
12	4048,284	0,125417	0,33	0,296340	1,15	5,124484	1,20	2034,697	5,79	1673,136	17,01	1840,173	10,16	0,96
13	9670,202	0,129432	0,25	0,284535	2,68	5,077833	2,69	2090,268	4,46	1614,160	38,26	1832,409	22,83	1,00
14	135933,540	0,135841	0,41	0,400844	0,91	7,507681	0,99	2174,831	7,17	2172,922	16,70	2173,904	8,91	0,96
15	1127132,448	0,135787	0,29	0,390082	0,82	7,303231	0,86	2174,141	4,98	2123,210	14,75	2149,205	7,72	0,94

**Tabela 3.8:** Resultados para as análises de U-Pb em zircão utilizando LA-ICP-MS para a amostra REG-07A.

REG-07A	Razões Isotópicas							Idades							
	Ponto	206Pb/204Pb	207Pb/206Pb	1Delta	206Pb/238U	1Delta	207Pb/235U	1Delta	207Pb/206Pb	1Delta	206Pb/238U	1Delta	207Pb/235U	1Delta	Rho
	1	4677,525	0,122004	0,74	0,278622	1,61	4,686934	1,77	1985,732	13,14	1584,417	22,59	1764,910	14,81	0,91
	2	6356,358	0,124085	0,83	0,286334	1,47	4,898843	1,68	2015,780	14,69	1623,183	21,04	1802,057	14,20	0,87
	3	11282,422	0,132920	1,19	0,313728	1,07	5,749690	1,60	2136,894	20,85	1759,027	16,51	1938,871	13,87	0,65
	4	9281,216	0,125841	0,61	0,308537	1,25	5,353405	1,39	2040,656	10,85	1733,505	19,02	1877,434	11,92	0,89
	5	56542,525	0,129998	1,54	0,321392	1,18	5,760676	1,94	2097,936	27,01	1796,525	18,48	1940,522	16,76	0,78
	6	10711,414	0,128534	1,62	0,328886	0,65	5,828627	1,75	2078,024	28,51	1832,981	10,43	1950,676	15,13	0,52
	7	13030,505	0,129129	0,62	0,333065	1,88	5,929971	1,98	2086,140	10,93	1853,220	30,28	1965,635	17,20	0,95
	8	70002,060	0,127534	0,61	0,330179	0,94	5,806021	1,12	2064,262	10,68	1839,251	15,07	1947,309	9,70	0,83
	9	17765,198	0,124498	0,54	0,324045	1,30	5,562481	1,40	2021,666	9,59	1809,454	20,44	1910,310	12,08	0,92
	10	6262,939	0,137614	0,99	0,382027	0,92	7,248660	1,35	2197,391	17,16	2085,747	16,46	2142,510	12,06	0,66
	11	2693,627	0,131511	0,65	0,374015	0,81	6,781909	1,04	2118,236	11,39	2048,267	14,14	2083,365	9,16	0,75
	12	17450,171	0,129151	0,69	0,369536	0,74	6,580463	1,01	2086,448	12,05	2027,217	12,84	2056,734	8,88	0,70
	13	42884,071	0,133582	1,02	0,392503	0,72	7,229222	1,25	2145,579	17,90	2134,427	13,10	2140,114	11,17	0,72

**Tabela 3.9:** Resultados para as análises de Ar-Ar em sericita para a amostra LV-10.

Power	36Ar/40Ar		39Ar/40Ar		r	Ca/K	%40Atm	%39Ar	40Ar*/39K		Idade
1.80	0.000423 ±	0.000373	0.059076 ±	0.001334	0.002	0.157	12.45	0.24	14.82 ±	1.90	402.6 ± 46.3
2.00>	0.000063 ±	0.000124	0.048394 ±	0.000862	-0.000	0.045	1.87	0.51	20.28 ±	0.84	530.9 ± 19.1
2.30>	0.000025 ±	0.000019	0.048489 ±	0.000408	0.000	0.009	0.73	4.25	20.47 ±	0.21	535.3 ± 4.7
2.40>	0.000011 ±	0.000017	0.047978 ±	0.000356	0.000	0.002	0.31	4.37	20.78 ±	0.19	542.2 ± 4.2
2.50>	0.000002 ±	0.000017	0.050514 ±	0.000340	-0.000	0.009	0.06	5.69	19.78 ±	0.17	519.7 ± 3.9
2.60>	0.000003 ±	0.000017	0.051682 ±	0.000471	0.000	0.004	0.09	7.92	19.33 ±	0.20	509.3 ± 4.6
2.70>	0.000002 ±	0.000016	0.051010 ±	0.000397	0.000	0.008	0.06	9.47	19.59 ±	0.18	515.3 ± 4.1
2.80>	0.000001 ±	0.000021	0.051071 ±	0.000457	0.000	0.028	0.02	11.50	19.58 ±	0.21	514.9 ± 4.9
2.90>	0.000007 ±	0.000016	0.050746 ±	0.000335	0.000	0.014	0.21	31.13	19.66 ±	0.16	516.9 ± 3.7
3.00>	0.000001 ±	0.000038	0.049990 ±	0.000504	-0.000	0.009	0.02	1.82	20.00 ±	0.30	524.6 ± 6.9
3.10>	0.000010 ±	0.000019	0.049624 ±	0.000417	-0.000	0.006	0.30	3.29	20.09 ±	0.21	526.7 ± 4.7
3.20>	0.000010 ±	0.000021	0.049301 ±	0.000368	-0.000	0.010	0.28	3.49	20.23 ±	0.20	529.7 ± 4.5
3.30>	0.000010 ±	0.000018	0.049499 ±	0.000425	0.000	0.020	0.30	7.18	20.14 ±	0.20	527.8 ± 4.6
3.40>	0.000008 ±	0.000021	0.049945 ±	0.000427	-0.000	0.005	0.23	4.13	19.98 ±	0.21	524.0 ± 4.8
3.50>	0.000011 ±	0.000027	0.049644 ±	0.000436	-0.000	0.014	0.34	2.20	20.08 ±	0.24	526.3 ± 5.4
3.70>	0.000017 ±	0.000030	0.049849 ±	0.000435	-0.000	0.030	0.50	2.33	19.96 ±	0.25	523.7 ± 5.7
4.00>	0.000192 ±	0.000279	0.048650 ±	0.001639	0.002	0.190	5.67	0.22	19.39 ±	1.83	510.6 ± 42.0
6.00>	0.000099 ±	0.000301	0.049360 ±	0.001760	-0.000	0.124	2.91	0.26	19.67 ±	1.95	517.0 ± 44.5

**Tabela 3.10:** Resultados geocronológicos para a região do depósito Lavra Velha (idades em Ga).

Evento Deformacional	Unidade Geológica	U-Pb (zircão)	Ar-Ar	Pb-Pb	Sm/Nd (TDM)	Referências
Dn-1	Complexo Paramirim				3,06	1
	Biotita granito	2,18				3
	Turmalina Granito	2,17				3
	Metagabro Foliado	2,16				3
	Brecha Mineralizada	2,16				3
	Dique porfírico	2,11				3
	Granito Ibitiara	2,09				2
	Subvulcânica Encaixante	2,09				3
Dn	Vulcanismo Rio dos Remédios	1,74				4
	Suite Lagoa Real	1,75		1,74		5, 6
	Dacito porfírico	1,73				3
Dn+1	Brecha Sericítica		0,51			3
	Formação Novo Horizonte		0,49			2
	Complexo Paramirim		0,48			2

Referências: 1- Arcanjo *et al.* (2000); 2- Guimarães *et al.* (2005); 3- Presente trabalho; 4- Babinski (1994); 5- Cordani *et al.* (1992); 6- Cruz *et al.* (2007).

## Capítulo 4 – Zoneamento e tipologia das brechas hidrotermais

### 4.1 Introdução

As brechas hidrotermais compreendem todas as rochas mineralizadas e alteradas que formam o depósito Lavra Velha. Taylor (2000) sugere o uso do termo “brechas” para todo o tipo de rochas fraturadas ou fragmentadas, independentemente da formação de matriz, seja ela hidrotermal ou tectônica, da natureza dos clastos e de sua origem genética. Em geral, as brechas podem ser classificadas pela intensidade do fraturamento, proporção de matriz em relação aos fragmentos, pela composição da matriz, pelo regime de deformação (rúptil, rúptil-ductil ou dúctil), e pela associação mineral de alteração hidrotermal.

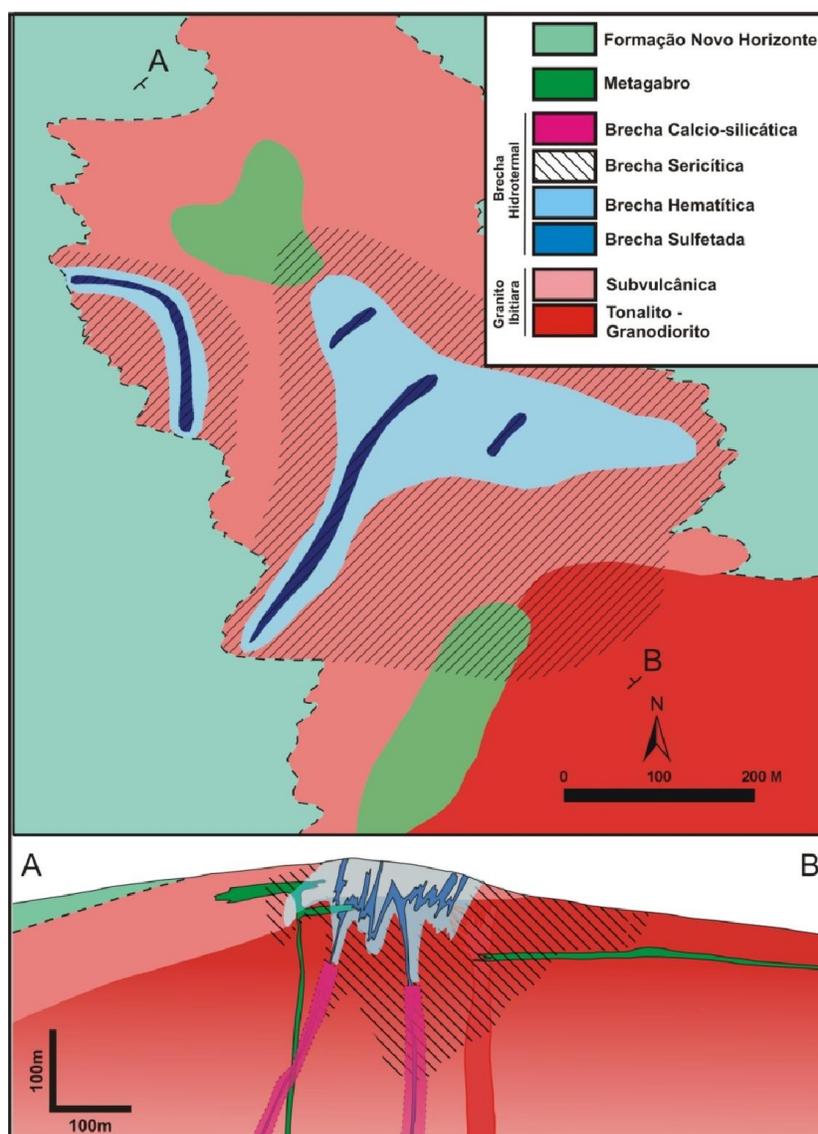
As brechas hidrotermais de Lavra Velha apresentam uma quantidade variável de matriz. Trata-se de brechas desde clasto suportadas a matriz suportadas, formadas em regime rúptil a rúptil-dúctil de deformação. A matriz das brechas é composta por quatro tipos de associação hidrotermal onde predominam clorita, calcita, epidoto, magnetita, calcopirita, pirita, hematita e sericita. Os clastos são angulosos a sub-arredondados, formados tanto por fragmentos das rochas graníticas encaixantes como por produtos de alteração hidrotermal (silicificação? e turmalinização?).

As brechas foram classificadas, da base para o topo em: (i) brecha cálcio-silicática, (ii) brecha sulfetada, (iii) brecha hematítica e (iv) brecha sericítica, de acordo com associações de minerais hidrotermais da matriz.

- i) Brecha cálcio-silicática (alteração local e na borda dos veios): Representa a raiz do sistema hidrotermal do depósito, formada principalmente no Granito Ibitiara. Diagnosticada pela associação calcita-magnetita-calcopirita-(±epidoto-clorita).
- ii) Brecha Sulfetada (alteração local e na matriz hidrotermal das brechas): Representa a principal zona mineralizada. Diagnosticada pelas associações calcopirita-pirita-magnetita-hematita-(±turmalina-clorita).
- iii) Brecha Hematítica (alteração local e pervasiva): Representa produto avançado de ferro-metassomatismo, e a transformação de magnetita para martita. Diagnosticada pela associação hematita-magnetita-turmalina-(±sericita).
- iv) Brecha Sericítica (alteração pervasiva hidrolítica): Representa o topo do sistema hidrotermal de Lavra Velha. Diagnosticada pela associação sericita-hematita-turmalina-(±martita).

## 4.2 Zoneamento das brechas hidrotermais

As brechas afloram na forma de lentilhas e zonas de alteração de direção N10-50E e mergulho suave para norte. O Zoneamento é caracterizado por uma forte alteração hidrolítica e oxidação nas porções superiores e externas do depósito (brechas hematíticas e sericíticas). As brechas sulfetadas formam o núcleo da alteração, enquanto as brechas calcio-silicáticas estão presentes nas porções mais profundas, raízes dos condutos de fluidos hidrotermais. Em planta também se observa forte alteração hidrolítica e aumento da oxidação em direção às brechas mineralizadas (Figura 4.1).



**Figura 4.1:** Zoneamento das brechas que compõem o sistema de Lavra Velha. A seção A-B mostra zoneamento concêntrico da brecha sericítica, hematítica e sulfetada e o posicionamento da brecha cálcio-silicática como raiz do sistema.

## 4.3 Petrografia das brechas hidrotermais

### 4.3.1 Brecha Calcio-silicática

As brechas cálcio-silicáticas ocorrem ao longo de quase toda a borda do Granito Ibitiara. Trata-se de brechas matriz suportadas com clastos angulosos formados principalmente por fragmentos cloritizados do Granito Ibitiara (**Figura 4.2**).

São diagnosticadas pela associação calcita-magnetita-calcopirita-(±epidoto-clorita). A matriz das brechas é composta por carbonato, magnetita, clorita e por vezes, calcopirita e pirita (**Figura 4.3**). Localmente, pirita e calcopirita ocorrem na forma de agregados centimétricos de macroestrutura maciça (**Figura 4.4**).

No âmbito das brechas ocorrem veios e disseminações de magnetita sub-paralelos (**Figura 4.5**). A borda das brechas apresentam forte metassomatismo, diagnosticado pelos veios de por epidoto e calcita (**Figura 4.6**). As brechas estão predominantemente encaixadas no granito ibitiara e nas gnáissicas do embasamento. Na região do depósito, são encontradas principalmente em profundidade e são relacionadas a fortes anomalias magnéticas.

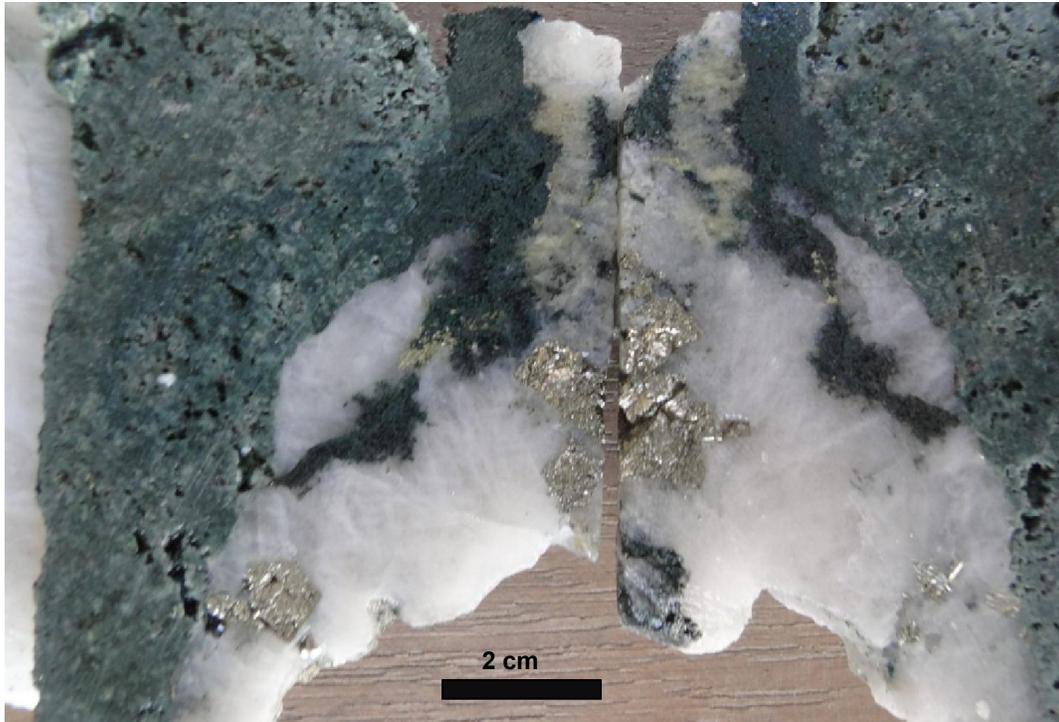
Ao microscópio, o carbonato ocupa 60 a 65% da matriz que também é composta por finos cristais de epidoto, clorita e quartzo (**Figura 4.7**). Localmente ocorrem cristais bem formados de magnetita euédrica e cristais subédricos de turmalina. A calcita ocorre na forma de agregados de granulação grossa com contatos retilíneos. A clorita ocorre na forma de lamelas ao longo do contato dos cristais de calcita formando uma foliação incipiente, enquanto o epidoto ocorre na forma de grãos euédricos a subédricos tanto em contato com clorita e calcita, quanto incluso na calcita.



**Figura 4.2:** Afloramento de brecha cálcio-silicática. Notar a presença de clastos angulosos do granito Ibitiara fortemente cloritizado.



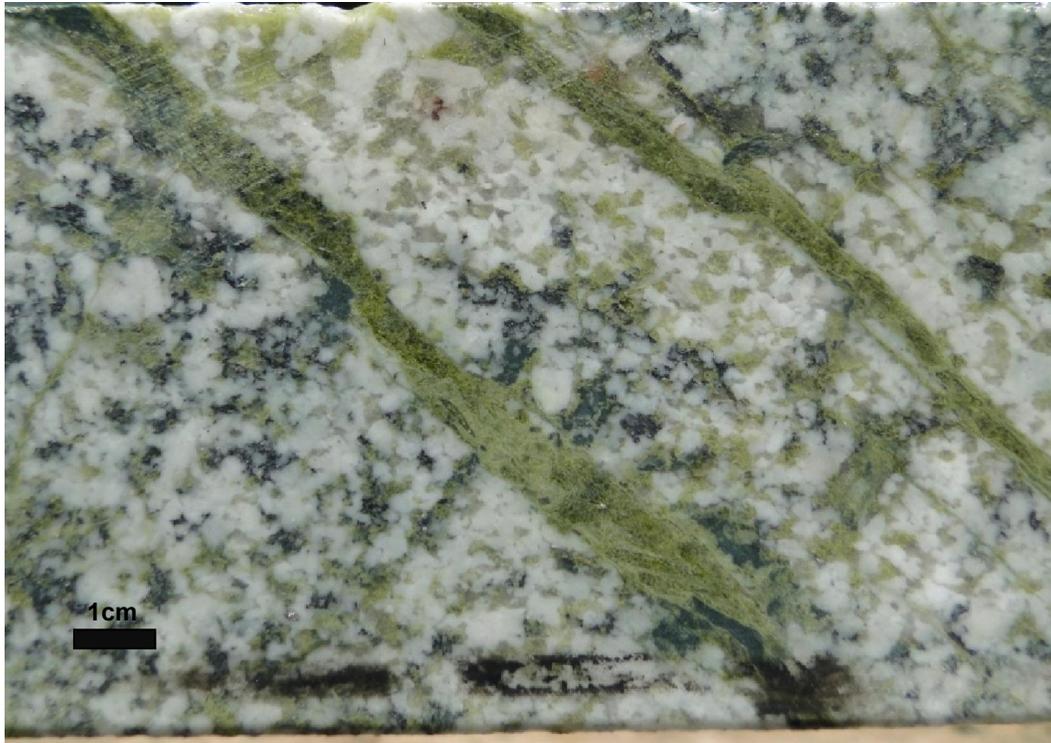
**Figura 4.3:** Brecha cálcio-silicática. Notar a matriz composta principalmente por quartzo e carbonato além de finos cristais aciculares de turmalina.



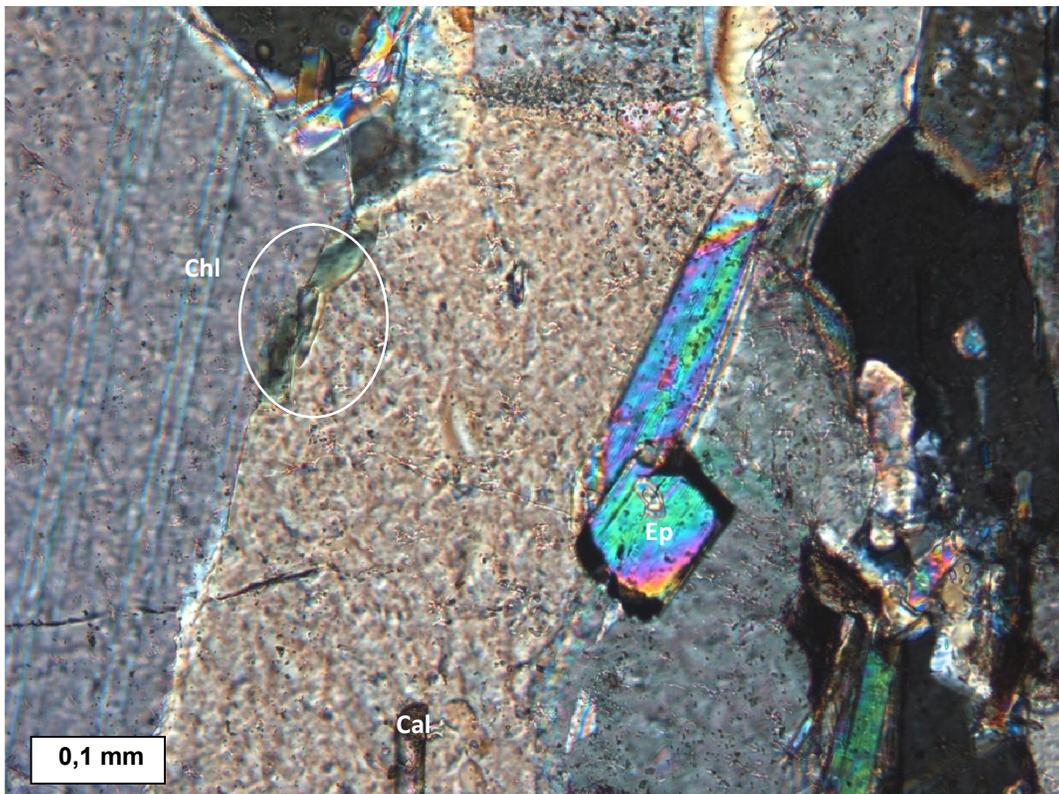
**Figura 4.4:** Brecha cálcio-silicática. Notar a agregados centimétricos de pirita e clorita, juntamente com matriz predominantemente formada por calcita.



**Figura 4.5:** Detalhe mostrando matriz da brecha cálcio-silicática. Notar disseminações sub-paralelas de magnetita em meio a matriz formada por quartzo e calcita.



**Figura 4.6:** Rocha granítica fortemente metassomatizada nas bordas de brecha cálcio-silicática. Destaque para presença de epidoto ocorre na forma de veios e disseminações.



**Figura 4.7:** Brecha cálcio-silicática. Destaque para a associação calcita(Cal), epidoto (Ep) e clorita(Chl) formando a matriz da brecha.

### 4.3.2 Brecha Sulfetada

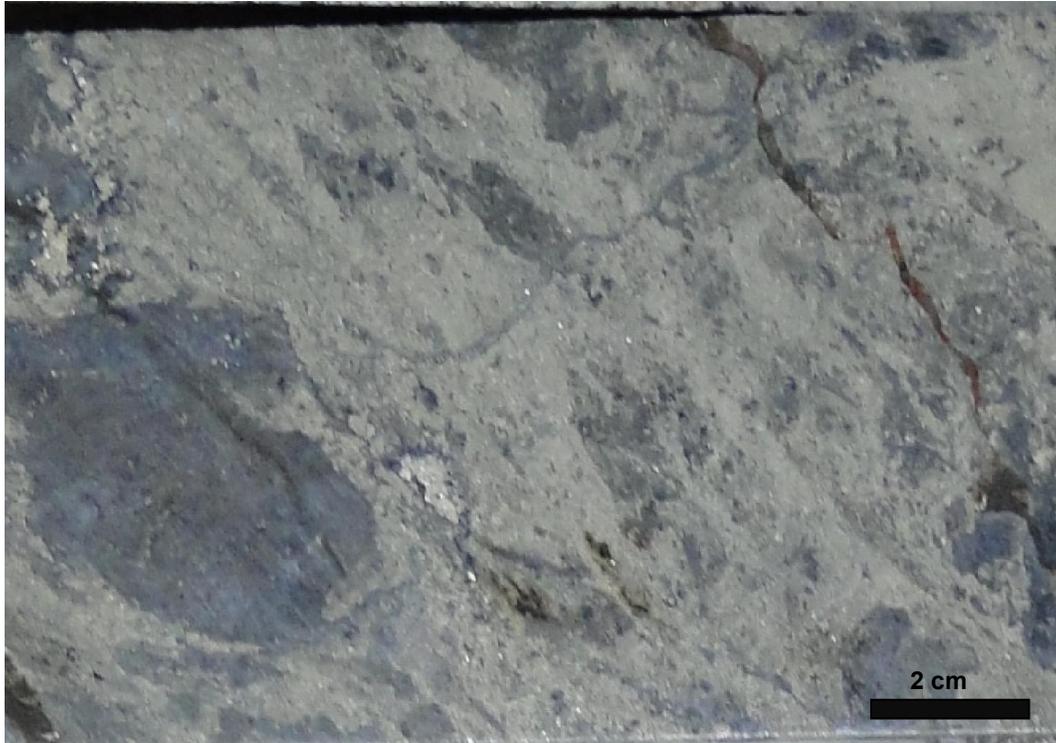
As brechas sulfetadas apresentam em geral 20 a até 80% da matriz composta por sulfetos. As brechas são formadas por uma matriz heterogênea composta por sulfeto, quartzo, turmalina e clorita. Os clastos apresentam formatos lensóides e sub-arredondados, levemente achatados e alongados, são formados principalmente por material de alteração hidrotermal, ricos em turmalina, quartzo e hematita (**Figura 4.8**). Porções mais rasas do depósito apresentam comumente uma série de cavidades resultantes de oxidação e lixiviação de sulfeto pelo intemperismo (**Figura 4.9**).

Em detalhe, as brechas sulfetadas são diagnosticadas pela associação pirita-(±calcopirita)-magnetita-hematita-(±turmalina-clorita). Pirita é o sulfeto mais abundante, seguido pela calcopirita, enquanto em menores proporções ocorrem bornita, arsenopirita e tenantita. A pirita ocorre na forma de agregados de granulação grossa de macrotextura maciça em equilíbrio com magnetita (**Figura 4.10**). A calcopirita ocorre em associação com bornita na forma de agregados de cristais controlados por zonas de microfraturas, apresentando-se em equilíbrio com a pirita, sugerindo estágios recorrentes de deposição e alteração hidrotermal (**Figura 4.11**). Observa-se estágio avançado de alteração de magnetita para hematita preenchendo os interstícios de agregados de pirita fragmentados (**Figura 4.12**).

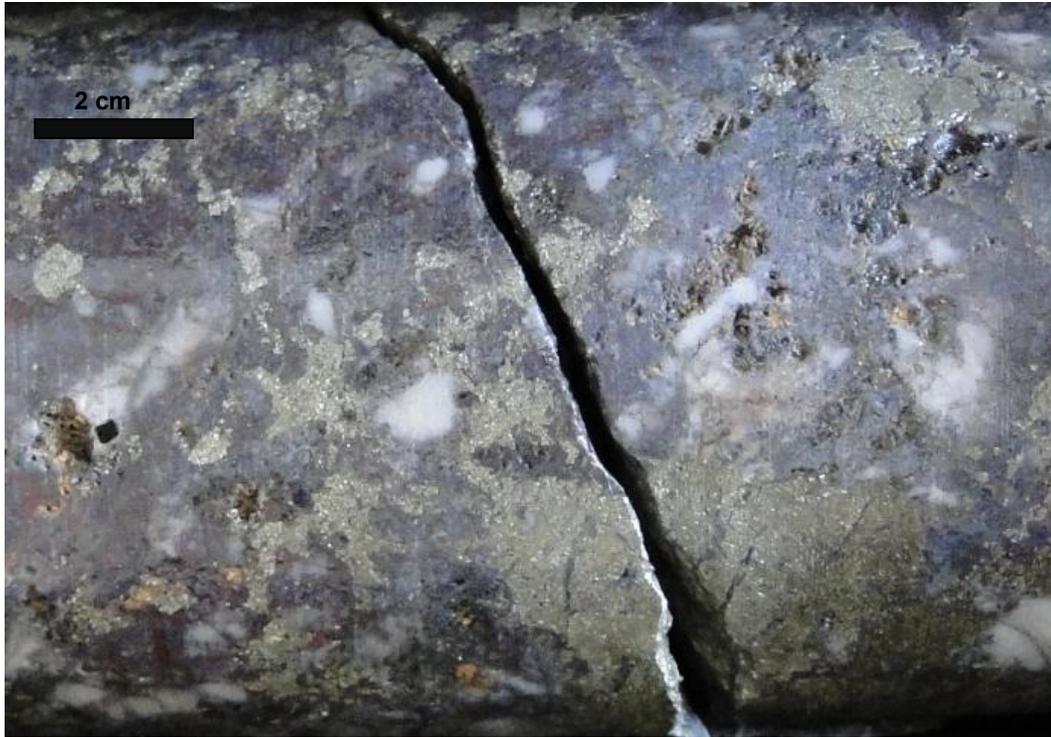
Ao microscópio é possível notar que os clastos de material hidrotermal apresentam bordas corroídas com forte turmalinização e silicificação, além de cristais idiomórficos de magnetita. Cristaloclastos de magnetita idiomórficos também estão presentes em meio a matriz formada por quartzo hidrotermal, sericita fina e pequenas agulhas de turmalina (**Figura 4.13**). A pirita ocorre na forma de agregados cristalinos com inclusões de turmalina e clorita (**Figura 4.14**). A calcopirita encontra-se localmente alterada para covelita (**Figura 4.15**). A magnetita encontra-se em diferentes estágios de alteração para hematita (martita). A hematita apresenta núcleos reliquiais de magnetita e inclusões de pirita nas bordas (**Figura 4.16**). Também pode ser observado o crescimento de cristais neoformados de turmalina a partir das bordas dos cristais de calcopirita, alterada para covelita (**Figura 4.17**). O último estágio de fraturamento e formação da brecha sulfetada é marcado por veio de turmalina e quartzo que corta a assembléia formada pelos sulfetos e os óxidos de ferro (**Figura 4.18**).

A brecha sulfetada hospeda a mineralização de ouro e cobre do sistema de Lavra Velha e apresenta os maiores teores do sistema. Os teores de ouro variam de 5 a 50 ppm, enquanto os teores de cobre podem variar de 0,2% em zonas com calcopirita disseminada, a 8% nas zonas mais ricas em bornita. Os sulfetos de cobre e ferro apresentam zoneamento incipiente. Percebe-se no núcleo da mineralização sulfetada o aumento dos teores de cobre e ouro associados a zonas nas quais predominam calcopirita e bornita (2 a 8% Cu). O teor de cobre diminui do

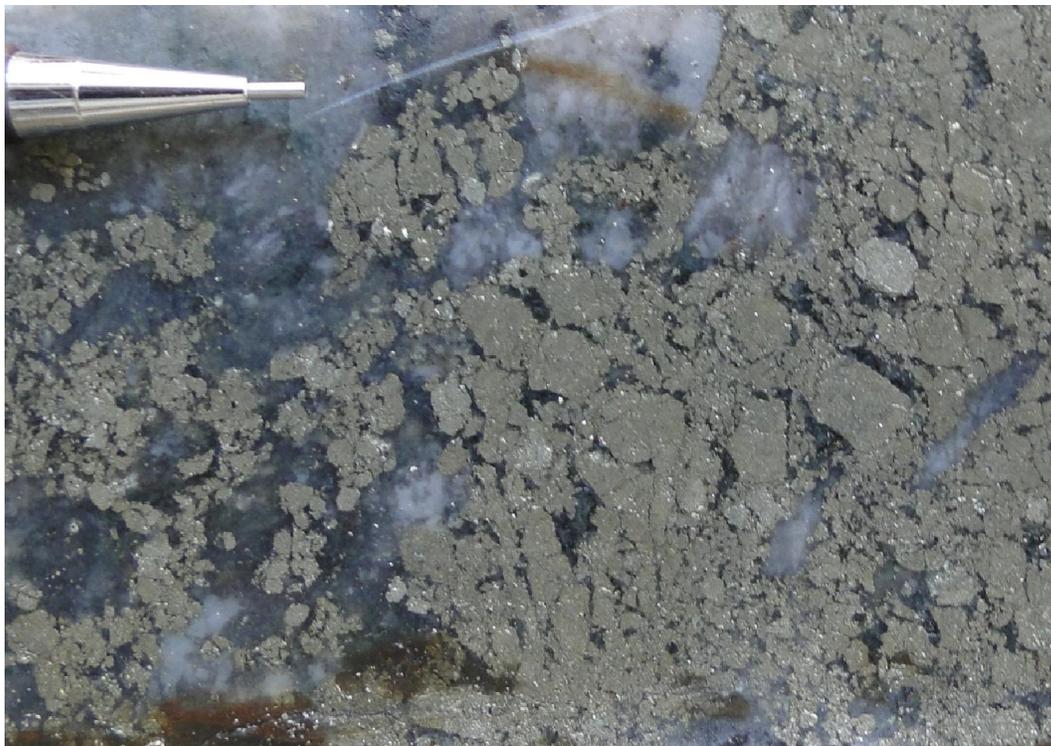
centro para as bordas das brechas sulfetadas na direção de zonas onde predominam a associação pirita-calcopirita até zona externa onde ocorre somente pirita.



**Figura 4.8:** Brecha Sulfetada. Destaque para matriz formada predominantemente por pirita suportando clastos subangulosos ligeiramente alongados por foliação pós-mineralização.



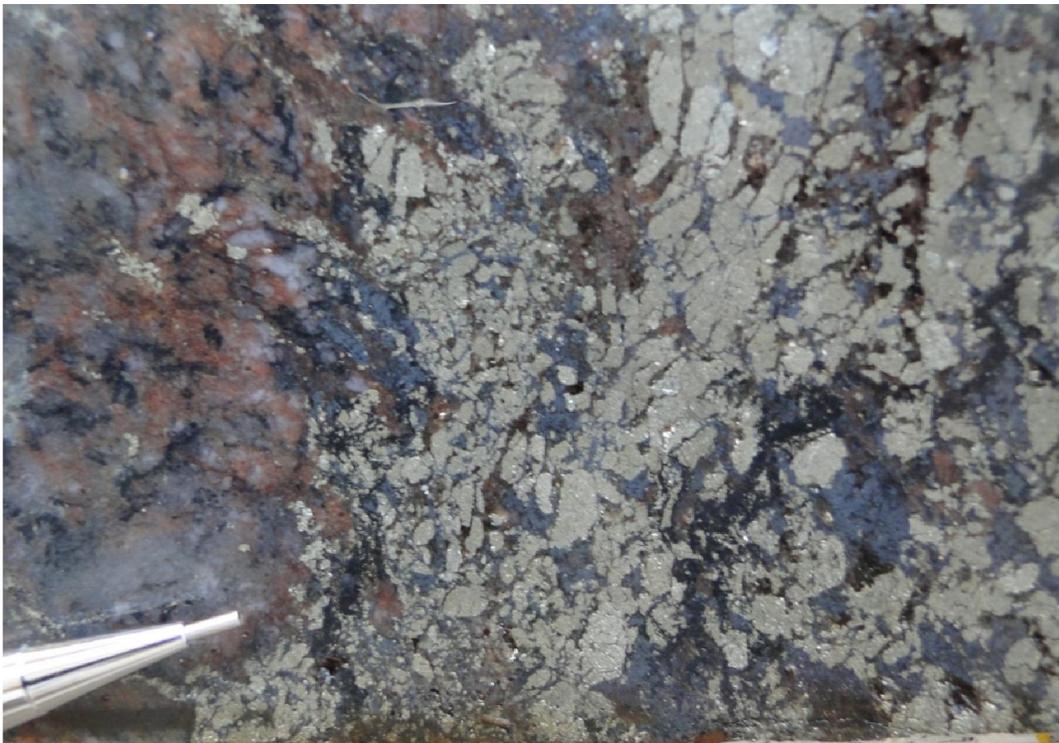
**Figura 4.9:** Brecha sulfetada. Destaque para clastos angulosos e fragmentados de quartzo branco, além de cavidades formadas pela lixiviação parcial dos sulfetos.



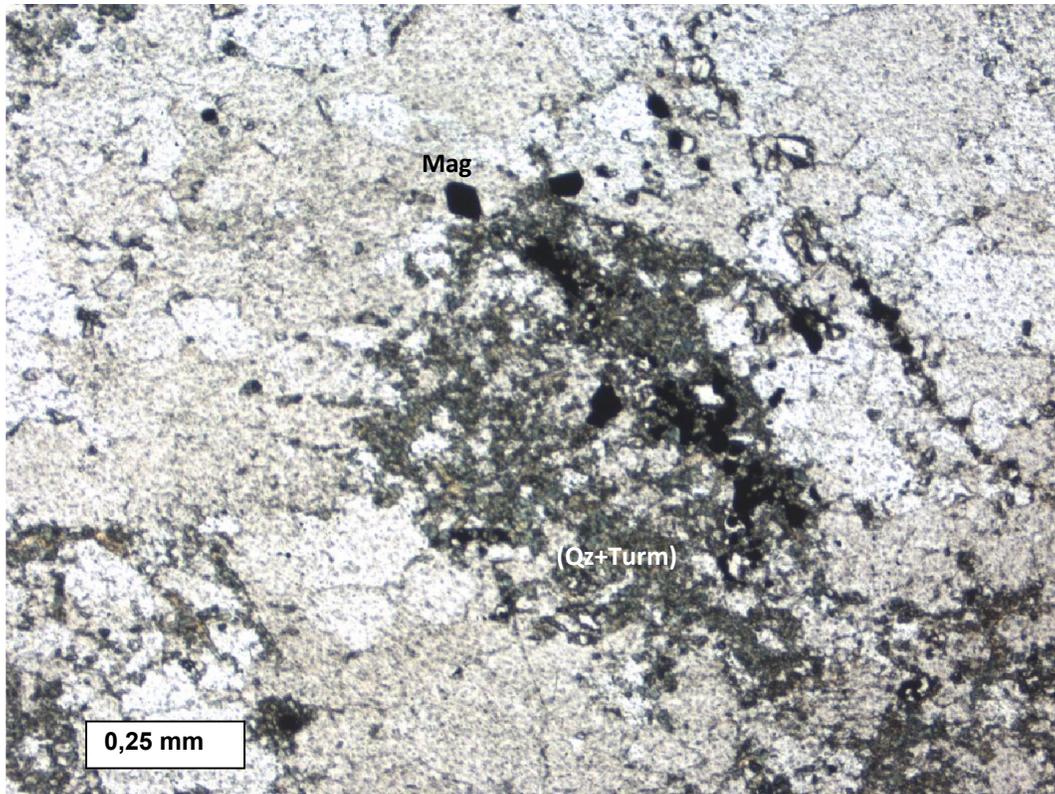
**Figura 4.10:** Brecha sulfetada. Agregados de macroestrutura maciça de pirita em equilíbrio com magnetita.



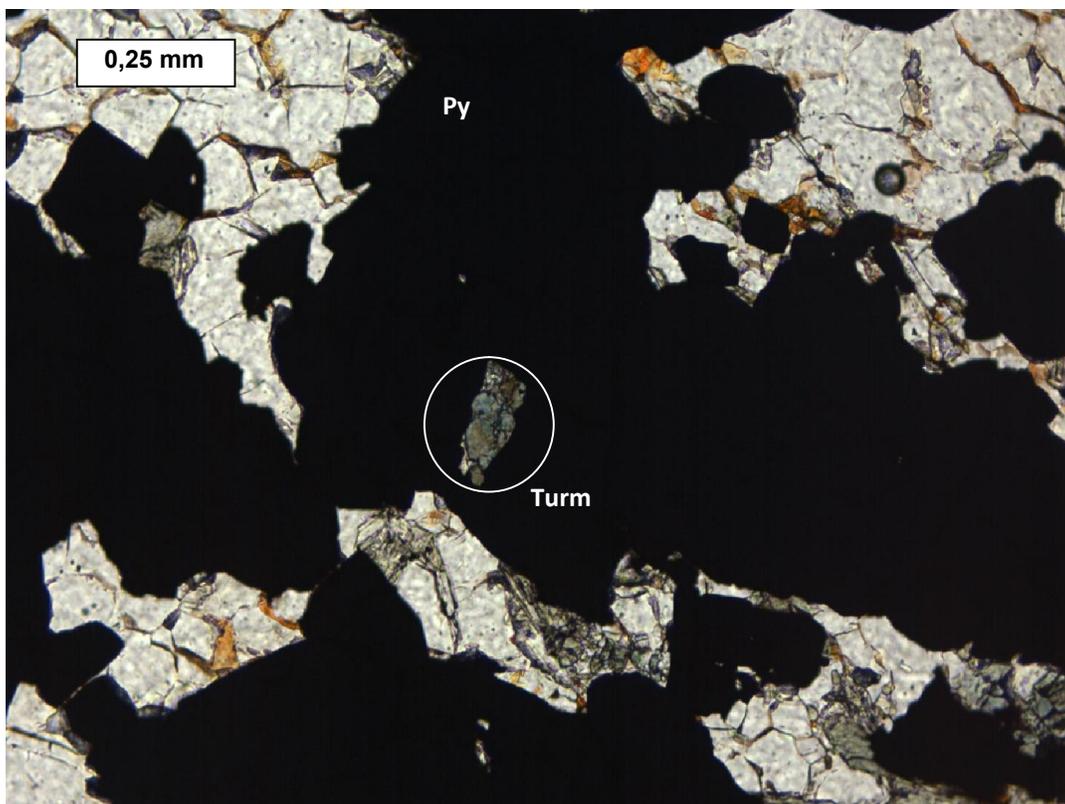
**Figura 4.11:** Brecha Sulfetada. Detalhe para os agregados minerais de pirita, calcopirita e bornita em meio a matriz hidrotermal formada por turmalina e quartzo. Brechas ricas em bornita chegam a retornar 8% de Cu.



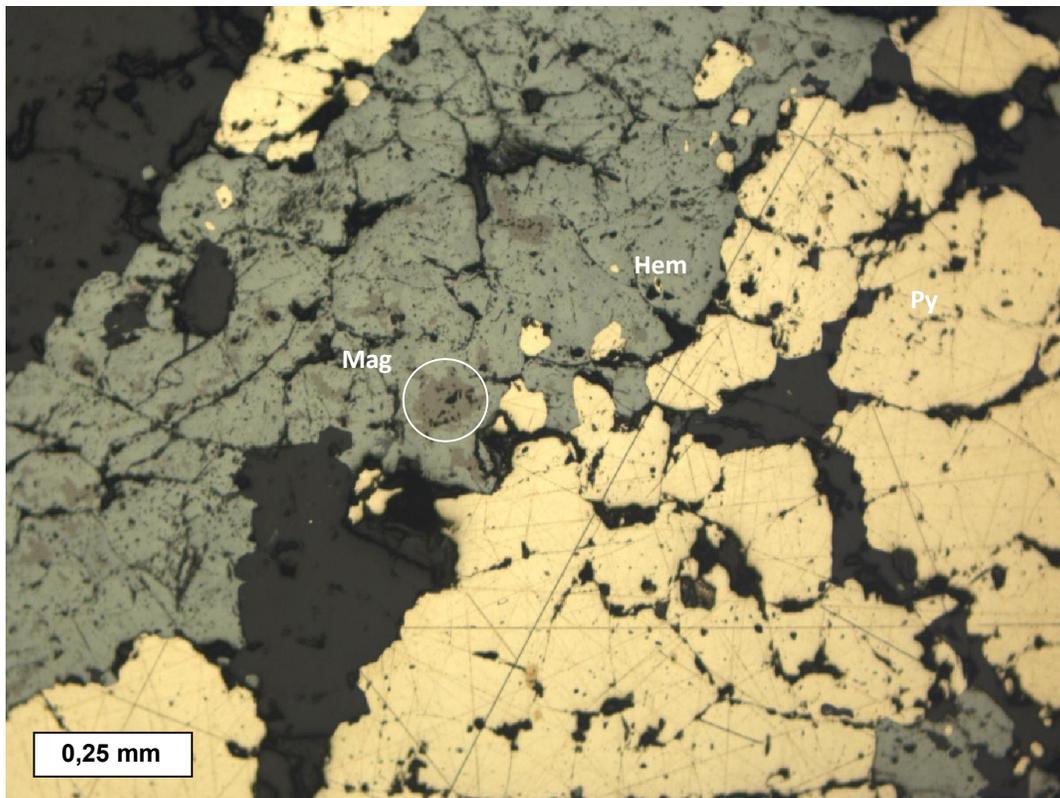
**Figura 4.12:** Brecha Sulfetada. Destaque para estagio avançado de alteração de magnetita para hematita em meio a planos de fragmentação em agregado maciço de pirita e magnetita.



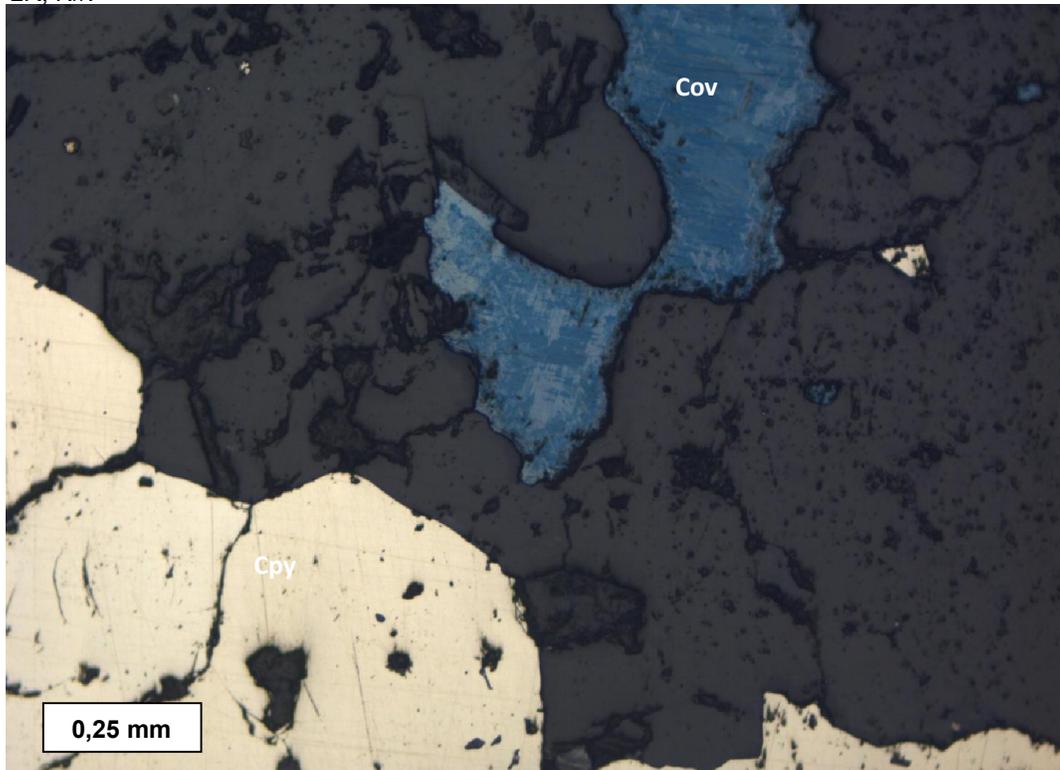
**Figura 4.13:** Fotomicrografia da matriz de brecha sulfetada. Destaque para clasto de quartzo (Qz) e turmalina (Tur) com bordas corroídas e cristais idiomórficos de magnetita (Mag). LT, N//.



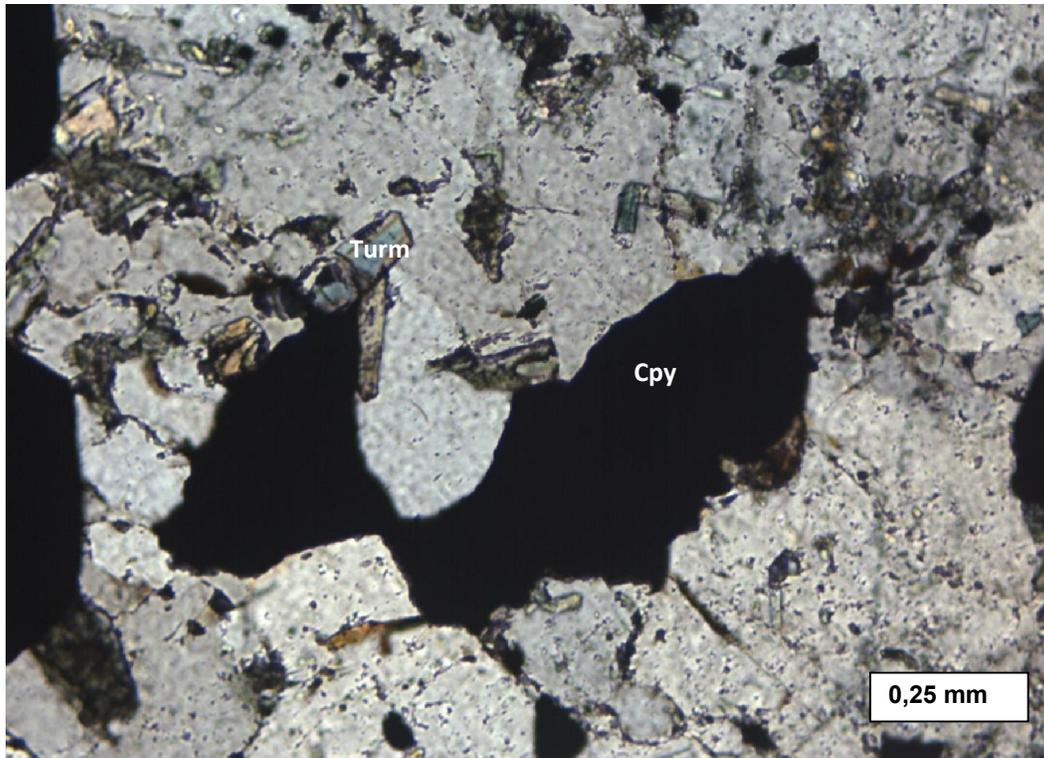
**Figura 4.14:** Fotomicrografia de brecha sulfetada. Destaque para associação silicática formada por quartzo e turmalina. Ocorrem cristais subédricos de turmalina (Turm) incluso nos agregados maciços de pirita (Py). LT, N//.



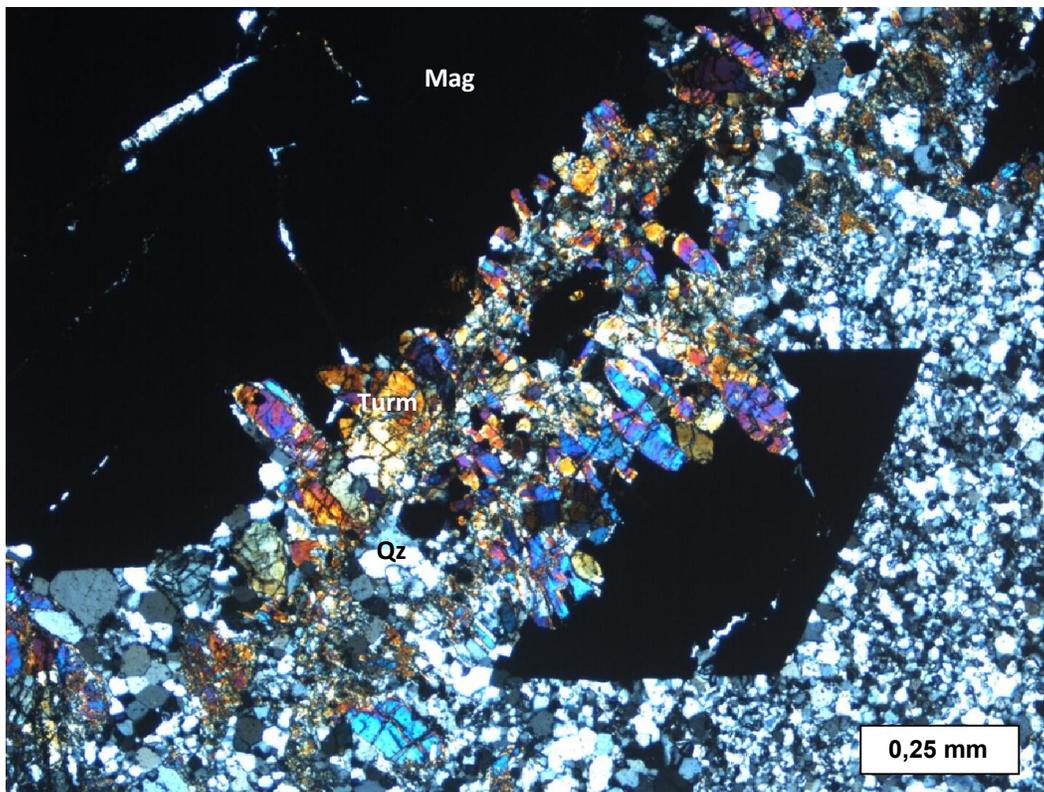
**Figura 4.15:** Fotomicrografia de brecha sulfetada. Destaque para hematita (Hem) apresentando núcleos reliquiares de magnetita (Mag) e inclusões de pirita (Py) nas bordas. LR, N//.



**Figura 4.16:** Fotomicrografia de brecha sulfetada. Destaque para cristais corroídos de calcopirita (Cpy) com porções alterados para covelita(Cov). LR, N//.



**Figura 4.17:** Fotomicrografia de brecha sulfetada. Destaque para o crescimento de turmalina (Turm) na borda de calcopirita (Cpy). LT, N//.



**Figura 4.18:** Fotomicrografia de brecha sulfetada. Destaque para magnetita (Mag) fragmentado por veio de turmalina (Turm) e quartzo (Qz). LT, NX.

### 4.3.3 Brecha Hematítica

As brechas hematíticas apresentam tonalidade cinza escuro a esverdeado e macroestrutura formada por brechação intensa e polifásica com matriz composta principalmente por quantidades variáveis de hematita, turmalina, além de magnetita completamente alterada para hematita. Apresentam clastos lenticulares, angulosos e fragmentados, os quais mostram, por muitas vezes, bordas corroídas e obliteradas pela alteração hidrotermal intensa. A intensa recorrência de eventos de alteração hidrotermal muitas vezes dificulta a identificação precisa do que se equivale a clastos da encaixante intensamente alterada, ou ao próprio preenchimento hidrotermal. A brecha hematítica caracteriza-se também pela formação de microfraturamentos e cavidades disformes (*vugs*) (**Figura 4.19**). As brechas hematíticas ocorrem como um sistema de veios ramificados e conectados na forma de *stockworks* de dimensões métricas a decimétricas. Estas ocorrem principalmente envolvendo as brechas sulfetadas em contato transicional, e localizam-se nas porções superior a intermediária do depósito. São diagnosticadas através de duas principais associações de minerais hidrotermais: hematita-turmalina e hematita-turmalina-(±magnetita).

A associação hematita-turmalina representa o estágio avançado de alteração hematítica. Por vezes, a associação hematita-turmalina caracteriza-se por disseminação de agregados de granulação média a grossa com macroestrutura maciça, formados a partir da alteração completa de magnetita para hematita, entremeados por matriz heterogranular composta por quartzo róseo sacaróide e turmalina (**Figura 4.20**). Ocorrem veios e vênulas ramificadas e caracteriza-se pela presença de clastos lensóides a arredondados formados principalmente por quartzo branco e róseo hidrotermal (**Figura 4.21**).

A associação hematita-turmalina-(±magnetita) representa a transição com as brechas sulfetadas. Formada por um conjunto de brechas e veios irregulares constituídos em proporções variáveis por quartzo, hematita, magnetita e turmalina, as brechas da associação hematita-turmalina-(±magnetita) são caracterizadas por serem dominadas por matriz hidrotermal. Os clastos irregulares e de bordas corroídas apresentam-se completamente alterados, mostrando intensa silicificação e turmalinização. A matriz hidrotermal é composta por hematita, turmalina e quartzo sacaróide (**Figura 4.22**). A hematita ocorre como lamelas irregulares na matriz das brechas, juntamente com agregados de cristais prismáticos de turmalina preenchendo vênulas e fraturas planares. A magnetita ocorre disseminada na forma de cristais bipiramidais e está parcialmente alterada para hematita (**Figura 4.23**).

Ao microscópio, as brechas que integram esse grupo exibem um sistema denso de veios e vênulas de várias gerações que se entrecortam em uma matriz que se destaca por fragmentos de agregados granulares de quartzo e de turmalinitos (**Figura 4.24**), cristais xenomórficos a idiomórficos de quartzo, que por vezes exibem golfos de corrosão (**Figura 4.25**), e escassos

cristaloclastos xenomórficos a hipidiomórficos de plagioclásio. Os fenocristais e cristaloclastos de quartzo e plagioclásio ocorrem em uma massa constituída por turmalina muito fina e lamelas de hematita neoformadas (**Figura 4.26**). Em meio a essa massa fina, ocorre grande volume de *vugs* disformes de quartzo, turmalina e magnetita/hematita. A magnetita, que se mostra em estágio avançado de transformação para hematita e, em menor proporção, para goetita, é comum e ocorre preenchendo fraturas e cavidades (*vugs*), e/ou substituindo minerais da matriz (**Figuras 4.26 e 4.27**).

A associação hematita-turmalina-(±magnetita), que corresponde a 90% da brecha hematítica, hospeda grande parte da mineralização aurífera do sistema de brechas de Lavra Velha. O ouro é freqüentemente descrito nessa paragênese, em que aparece com granulação muito fina em meio a cavidades (*vugs*) quartzosas sacaróides, com teores que variam em sua maioria, entre 1 e 5 ppm (**Figura 4.28**).



**Figura 4.19:** Brecha hematítica. Destaque para as vesículas com tons amarelados e para as cavidades (*vugs*) preenchidas por sílica.



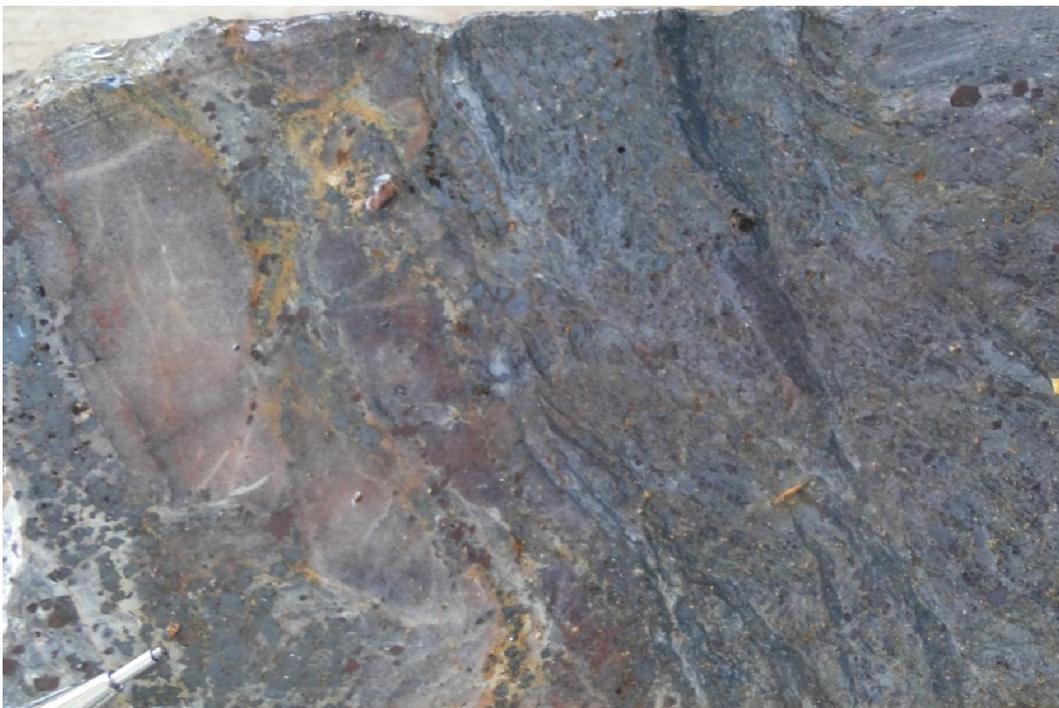
**Figura 4.20:** Brecha hematítica. Destaque para agregados de macroestrutura maciça de hematita formados a partir de agregados e cristais euédricos de magnetita.



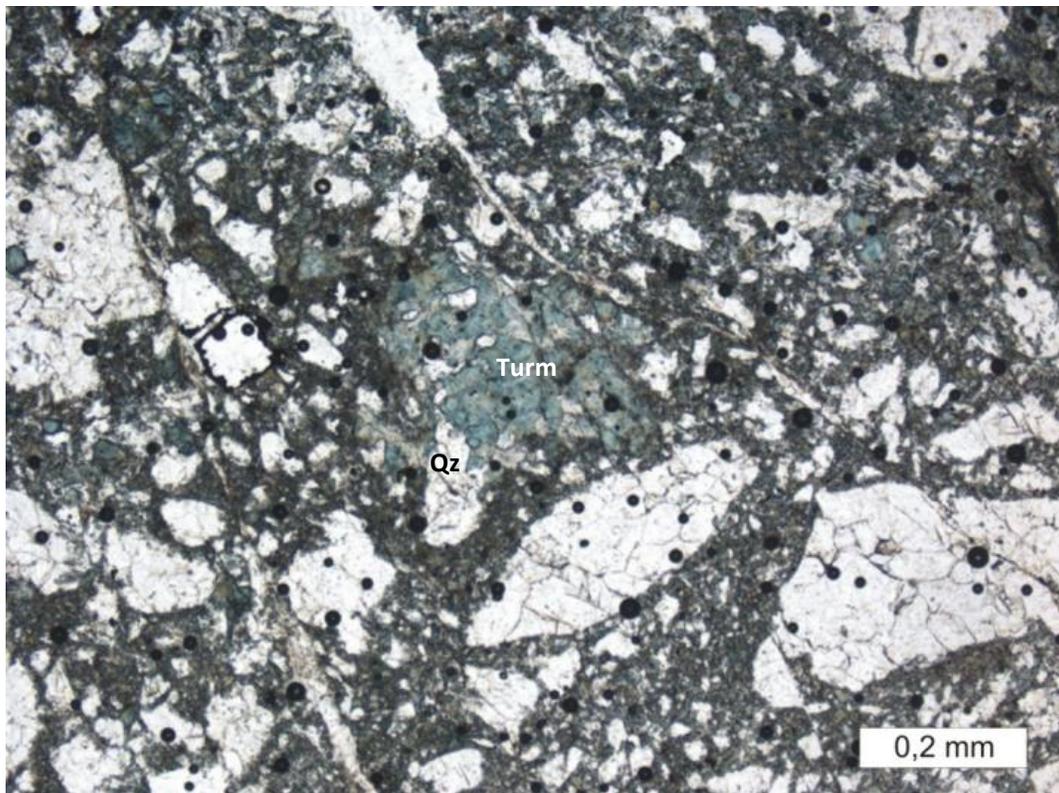
**Figura 4.21:** Brecha hematítica. Destaque para associação hematita-turmalina formando a matriz de brechas com clastos lensoides de quartzo branco e rosa hidrotermal.



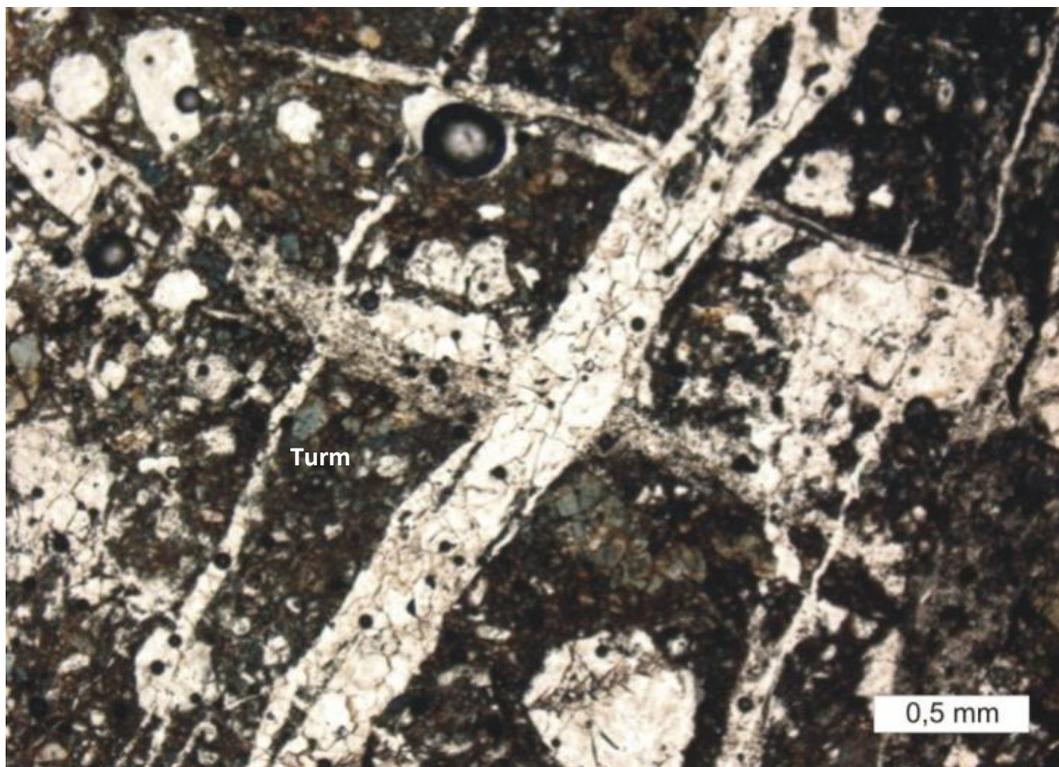
**Figura 4.22:** Brecha hematítica. Destaque para clastos irregulares e de bordas enturvecidas apresentam-se completamente alterados e mostram intensa silicificação e turmalinização.



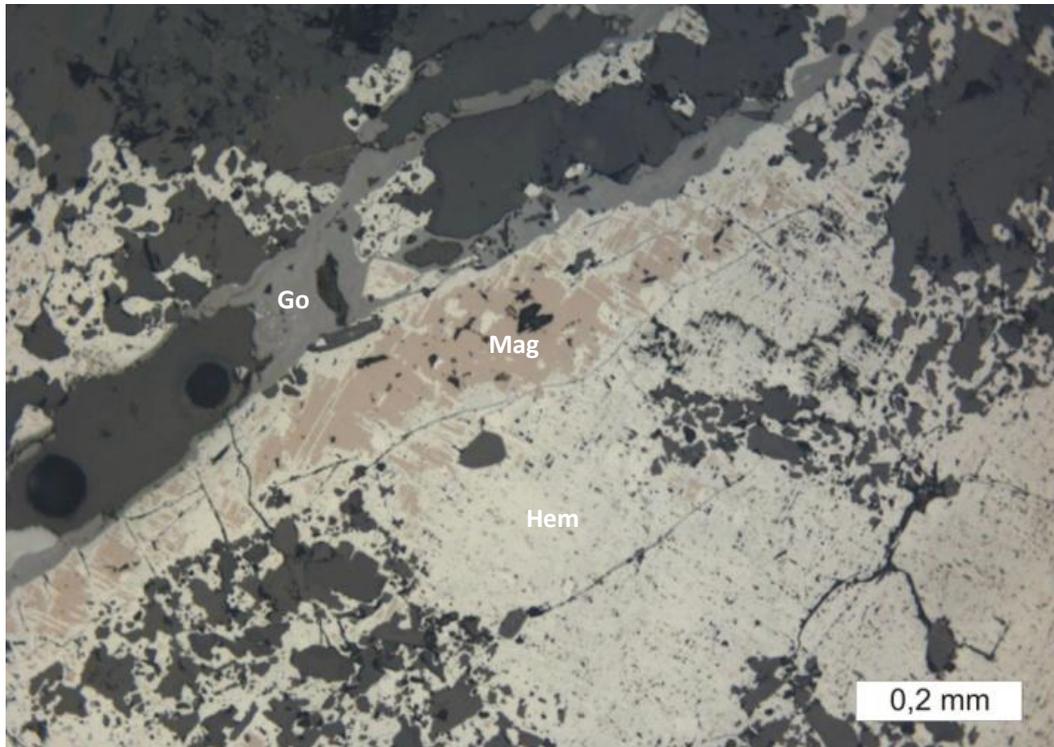
**Figura 4.23:** Brecha hematítica. Destaque para associação hematita-magnetita-turmalina. A Hematita ocorre como cristais lamelares e vênulas em meio a matriz hidrotermal e a Magnetita na forma de cristais idiomórficos parcialmente alterados para hematita (martita).



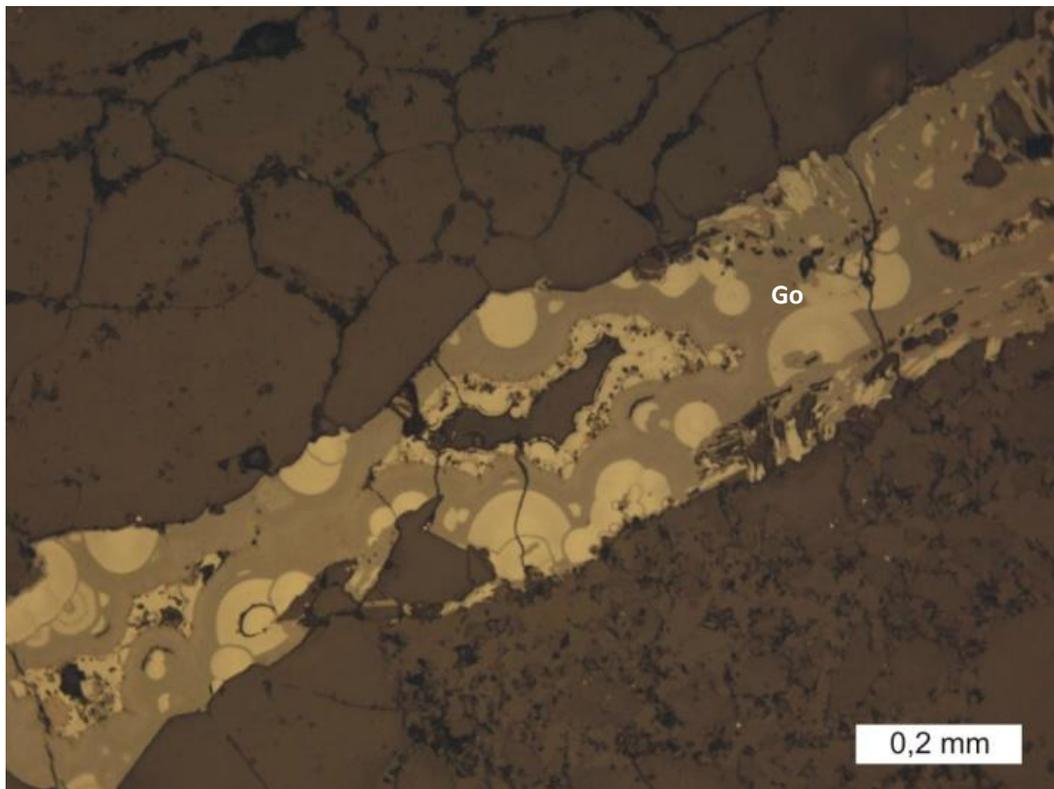
**Figura 4.24:** Brecha hematítica. Destaque para fragmentos de agregados granulares de quartzo(Qz)e turmalina(Turm) em meio a uma matriz neoformada rica em turmalina. LT, N//.



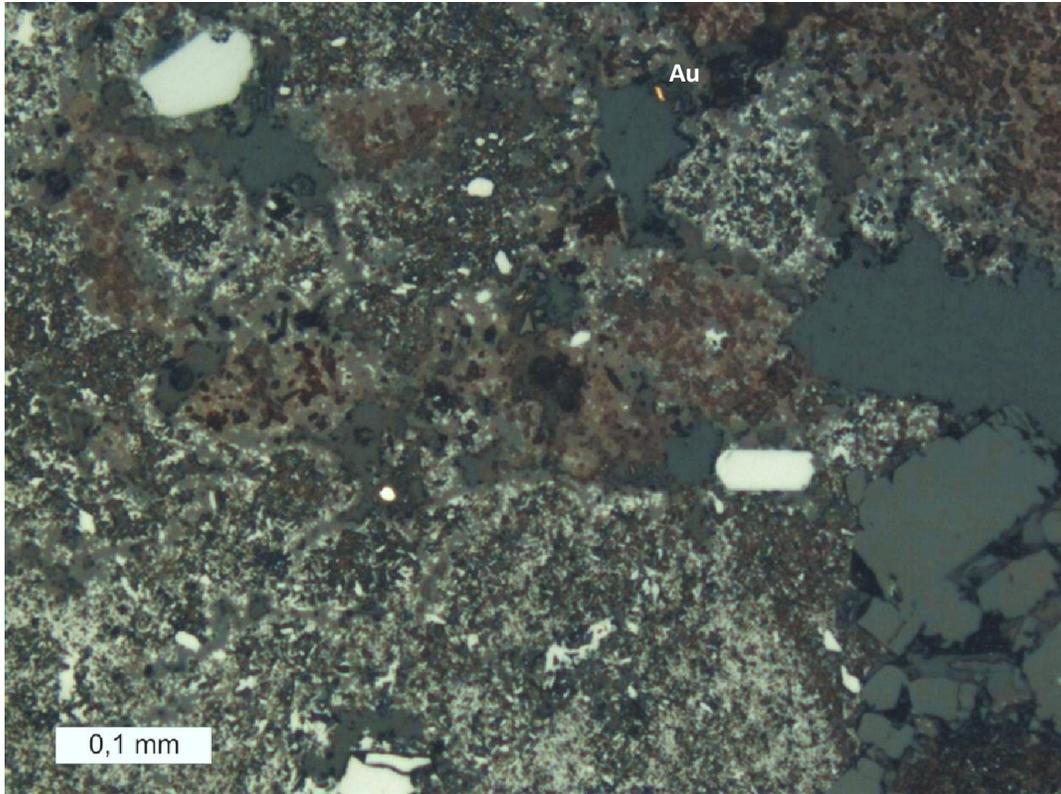
**Figura 4.25:** Brecha hematítica. Destaque para o sistema denso de veios e vênulas de quartzo entrelaçados (stockworks) em uma matriz rica em turmalina (Turm) (Amostra LV-5). LT, aumento 40x-N//.



**Figura 4.26:** Brecha hematítica. Ocorrem veios e fraturas preenchidos por magnetita (Mag) parcialmente substituída por hematita (Hem) e goetita (Go). LR, N//.



**Figura 4.27:** Fratura preenchida por hematita parcialmente substituída por goetita (Go). Destaque para a textura coliforme (botrioidal) gerada nessa transformação. LR, NX.



**Figura 4.28:** Brecha hematítica. Detalhe de um minúsculo grão de ouro em uma cavidade constituída por quartzo e sericita. LR, N//.

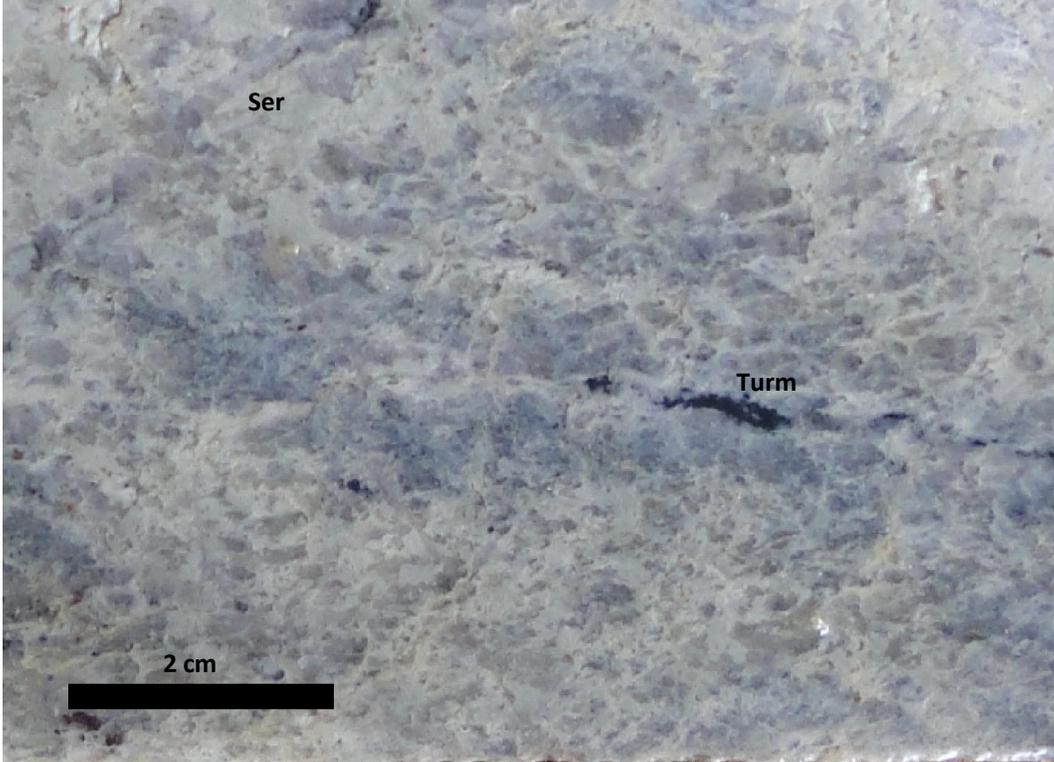
#### 4.3.4 Brecha Sericítica

A brecha sericítica corresponde ao produto de alteração hidrolítica avançada das rochas sub-vulcânicas e graníticas ao longo da zona mineralizada. Foi formada a partir de fraturamento hidráulico e percolação pervasiva de fluidos e apresenta um conjunto de veios e vênulas de hematita e turmalina (**Figura 4.29**). Localiza-se principalmente na porção superior do depósito e forma o halo externo da mineralização. Na brecha ocorre a associação sericita-turmalina-hematita com disseminações de cristais idiomórficos de magnetita, invariavelmente martitizada. A sericita forma um padrão anastomático interligado de pequenas vênulas e agregados de minerais finos a lamelares, os quais representam os microcanais de circulação de fluido (**Figura 4.30**). Também ocorrem agregados micáceos lamelares de coloração verde, diagnosticada como Ba-muscovita (**Figura 4.31**). Cortando o padrão anastomático da sericitização avançada ocorrem veios de hematita que imprimem forte ferro-metassomatismo nas suas bordas (**Figura 4.32**). São encontrados estágios avançados de substituição de sericita por hematita, os quais são completamente estéreis (**Figura 4.33**).

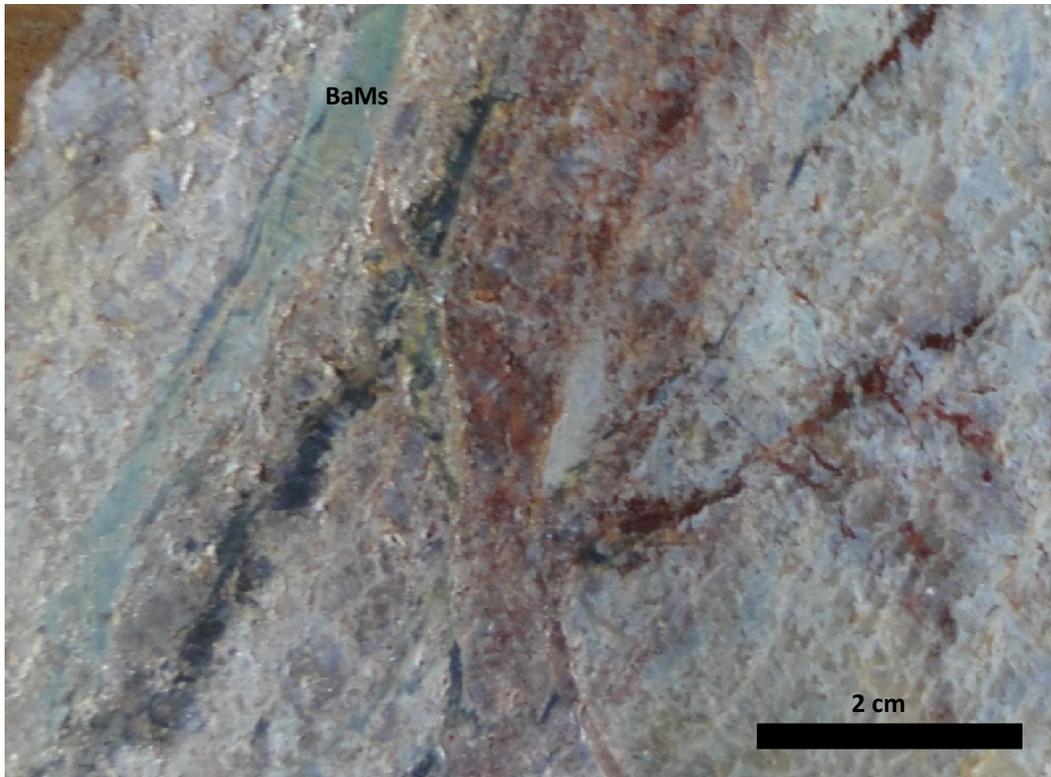
A associação hidrotermal avançada diagnosticada pela associação sericita-martita-turmalina apresenta granulação média, macroestrutura maciça ou bandada e tons amarelo esverdeados emprestados pela sericita. Enquanto os produtos maciços apresentam aspecto mosqueado realçado por cristais idiomórficos de magnetita entremeados em uma matriz fina a muito fina constituída essencialmente por seiricita, os produtos bandados se diferenciam pela alternância discreta de bandas constituídas em maior proporção por magnetita ou sericita (**Figura 4.34**). Ao microscópio, percebe-se que ocorrem na interface com os cristais de hematita (martita) e no interior de cavidades disformes (*vugs*), onde Ba-muscovita aparece sob a forma de agregados lamelares de granulação média (**Figuras 4.35**). A brecha sericítica apresenta em geral baixos teores de ouro, menores do que 0,5 ppm.



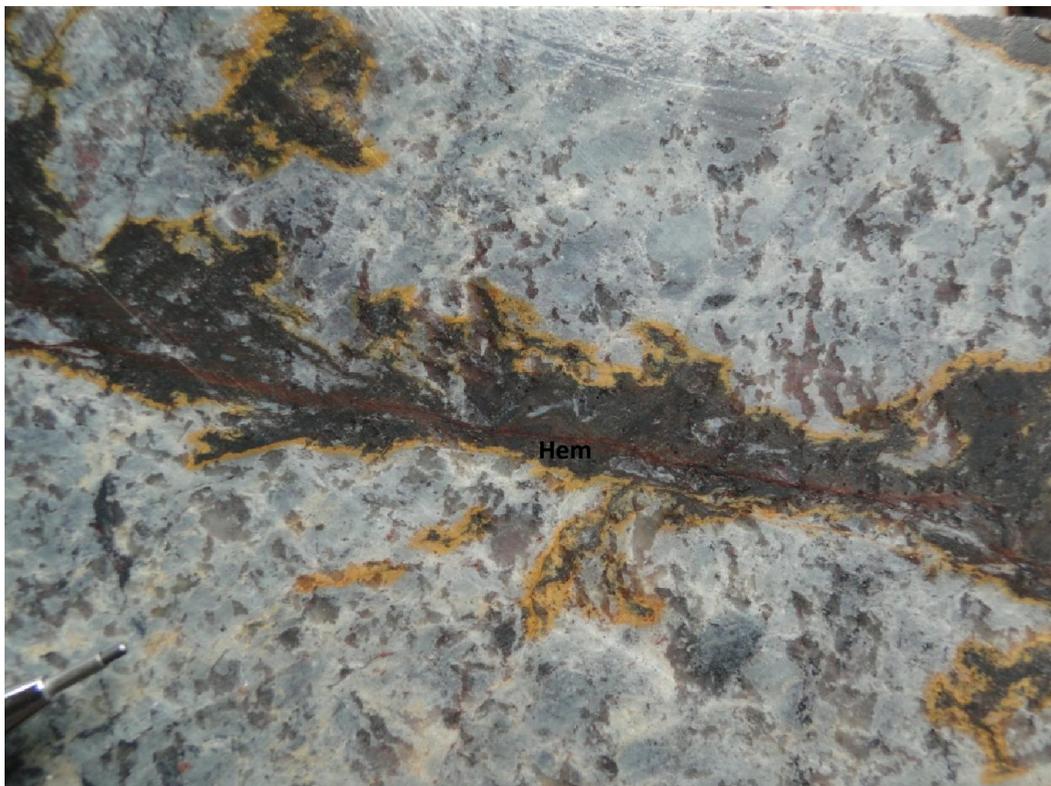
**Figura 4.29:** Brecha Sericítica. Destaque para a presença de veios e vênulas de turmalina e hematita.



**Figura 4.30:** Brecha Sericítica. Destaque fragmentos de quartzo hidrotermal em meio a matriz rica em sericita (Ser) formando padrão anastomosado. Ocorrem também veios e cristais disseminados de turmalina (Turm).



**Figura 4.31:** Brecha sericítica. Destaque para veios e agregados de bário-muscovita (BaMs) associado a veios de turmalina e hematita terrosa de coloração marrom escura.



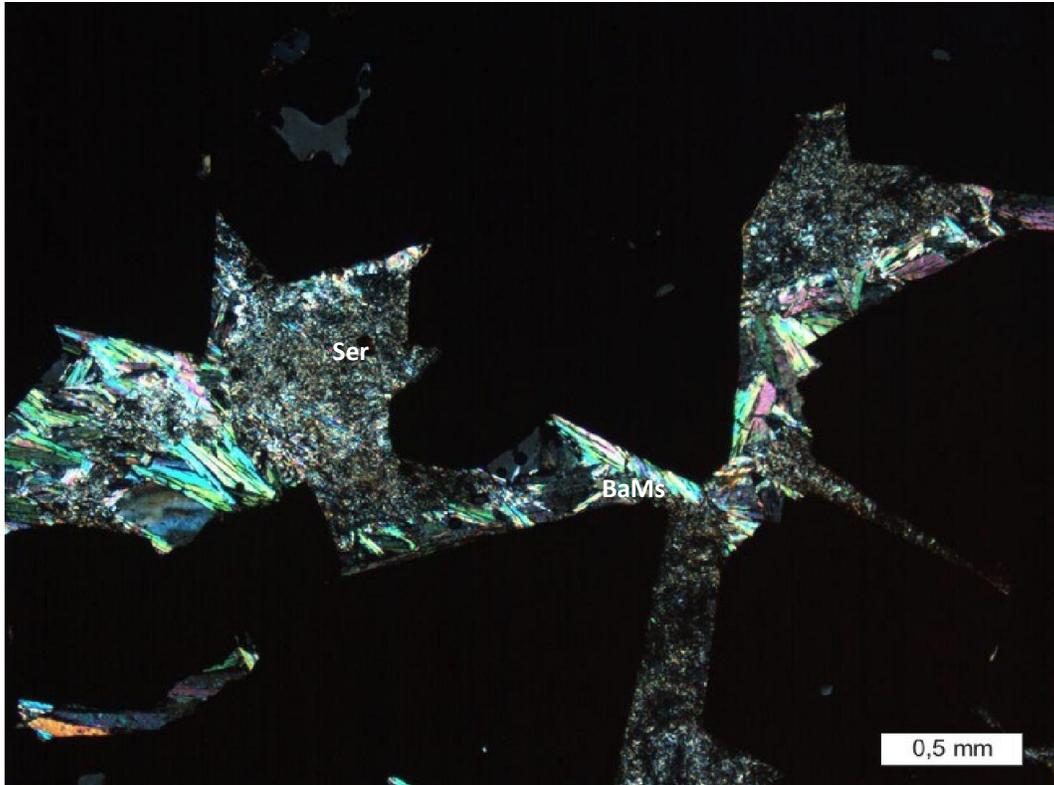
**Figura 4.32:** Brecha sericítica. Destaque para vênula de hematita (Hem) com impressão de forte ferro-metassomatismo na brecha encaixante.



**Figura 4.33:** Brecha sericítica. Destaque para agregado de magnetita maciça associado a disseminações e veios de hematita e magnetita parcialmente martitzada ao longo de planos subparalelos.



**Figura 4.34:** Brecha sericítica com matriz completamente alterada para hematita especular são encontrados como zonas estéreis dentro das brechas sericíticas. Destaque para clastos rosados angulosos, completamente hematitizados.



**Figura 4.35:** Fotomicrografia de brecha sericítica. Destaque para a presença de muscovita muito fina (Ser) e lamelas bem formadas de Ba-muscovita (BaMs) em interstícios de agregados de cristais idiomórficos de magnetita. LT, NX.

A **figura 4.36** apresenta em forma de diagrama a relação entre as brechas hidrotermais de Lavra Velha e a mineralogia encontrada, além de sua relação com a mineralização de ouro e cobre ao longo da evolução do sistema hidrotermal.

Estagio	Brecha (associação)	Mineralogia	Mineralização
iv	Sericítica (sericita-hematita)		
iii	Hematítica (hematita-turmalina -martita)	Martita	
ii	Sulfetada (pirita-magnetita ±hematita)		
i	Calcio-silicática (epidoto-calcita- clorita-magnetita)		
		Mg Hem Cpy Bo Ten Py Apy Ep Cal Chl BaMs Ser Turm Sil	Au Cu

**Figura 4.36:** Diagrama com a relação entre a mineralogia das brechas hidrotermais e mineralização de Au e Cu. As linhas sólidas indicam ocorrência comum, enquanto linhas pontilhadas indicam menor frequência. A mineralização de ouro ocorre tanto nas brechas sulfetadas quanto nas brechas hematíticas. A mineralização de cobre, no entanto, encontra-se restrita à brecha sulfetada. Mg=magnetita, Hem=hematita, Cpy=calcopirita, Bo=bornita, Tem=tenantita, Py=pirita, Ep=epidoto, Cal=calcita, Chl=clorita, BaMs=Ba-muscovita, Ser=sericita, Turm=turmalina, Sil=sílica.

## 4.4 Química Mineral

As análises por microsonda eletrônica executadas tiveram como objetivo determinar a composição química de minerais de alteração hidrotermal, associados aos diversos tipos de brechas que ocorrem no âmbito do depósito de Lavra Velha. Neste estudo foram analisados principalmente sulfetos, óxidos de ferro e filossilicatos.

### 4.4.1 Sulfetos

O minério do sistema Lavra Velha apresenta uma associação de minerais rica em enxofre, ferro, cobre, ouro, arsênio cobalto e bismuto, representada principalmente por pirita, calcopirita, covelita, arsenopirita e tenantita (**Tabela 4.1**). O cobre está associado principalmente à calcopirita e à covelita, enquanto o ouro está principalmente ligado à pirita, além de arsenopirita e tenantita. A pirita apresenta localmente enriquecimento em cobalto (>1%), sendo classificada como pirita cobaltífera, podendo apresentar valores até em torno de 3% de Co. O principal mineral portador de bismuto encontrado foi a tenantita, sulfoarsenato de cobre e ferro  $(\text{Cu,Fe})_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$ , que apresenta em média, 2,38% de Bi.

### 4.4.2 Óxidos de Ferro

Os óxidos de ferro ocorrem, em diversas proporções, em rochas magmáticas, sedimentares e metamórficas. Além de formarem depósitos de ferro sedimentar e hidrotermal, os óxidos de ferro também são abundantes em depósitos de metais preciosos e metais base como os da classe IOCG, Cu-Au porfirítico, diversos tipos de *skarns*, além de alguns depósitos de sulfeto maciço vulcanogênico (VMS).

A magnetita e a hematita são os óxidos de ferro mais abundantes nas brechas hidrotermais mineralizadas de Lavra Velha, apresentam como principal característica baixos valores de titânio e vanádio. Os resultados para os óxidos de ferro analisados são apresentados na **tabela 4.2**. Dupois & Beaudoin (2011) sugeriram diagramas discriminantes para um conjunto de depósitos aos quais os óxidos de ferro estão associados. Os autores indicam que a composição química de hematita e magnetita mostra diferenças que podem ser relacionadas aos tipos de depósito mineral, e podem ser utilizadas para a confecção de diagramas determinantes que separam diferentes estilos de mineralização. No presente trabalho foram utilizados os diagramas  $\text{Ni}/(\text{Cr}+\text{Mn})$  vs.  $\text{Ti}+\text{V}$  e  $\text{Ca}+\text{Al}+\text{Mn}$  vs.  $\text{Ti}+\text{V}$ , utilizados para discriminar depósitos do tipo IOCG, Kiruna, Cu porfirítico, BIF(Fe), skarn, e Fe-Ti-V.

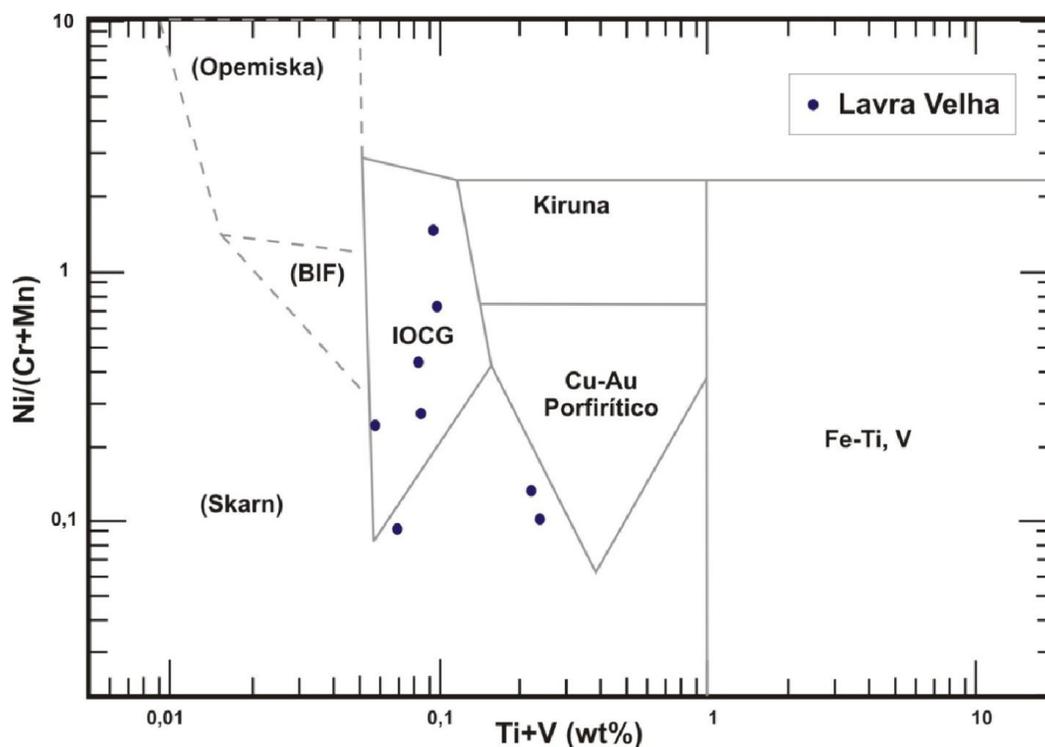
Enquanto baixos valores de Ti são considerados característicos dos depósitos da classe IOCG, Dupois & Beaudoin 2011 notaram que esta também é uma característica de depósitos do tipo *skarn* e BIF. Estes tipos de depósito apresentam valores ainda mais baixos de Ti do que os valores encontrados nos depósitos da classe IOCG, porém apresentam variações no conteúdo de Ca e Al que permitem sua discriminação. Depósitos do tipo Kiruna e Cu porfírico apresentam valores de V e Ti mais altos do que os da classe IOCG (Dupois & Beaudoin 2011). Os dados obtidos a partir das análises nos óxidos de ferro de Lavra Velha plotam aproximadamente ao longo do campo determinado para os depósitos da classe IOCG nos diagramas Ni/(Cr+Mn) vs Ti+V e Ca+Al+Mn vs. Ti+V (**Figuras 4.37 e 4.38**).

### 4.3 Filossilicatos

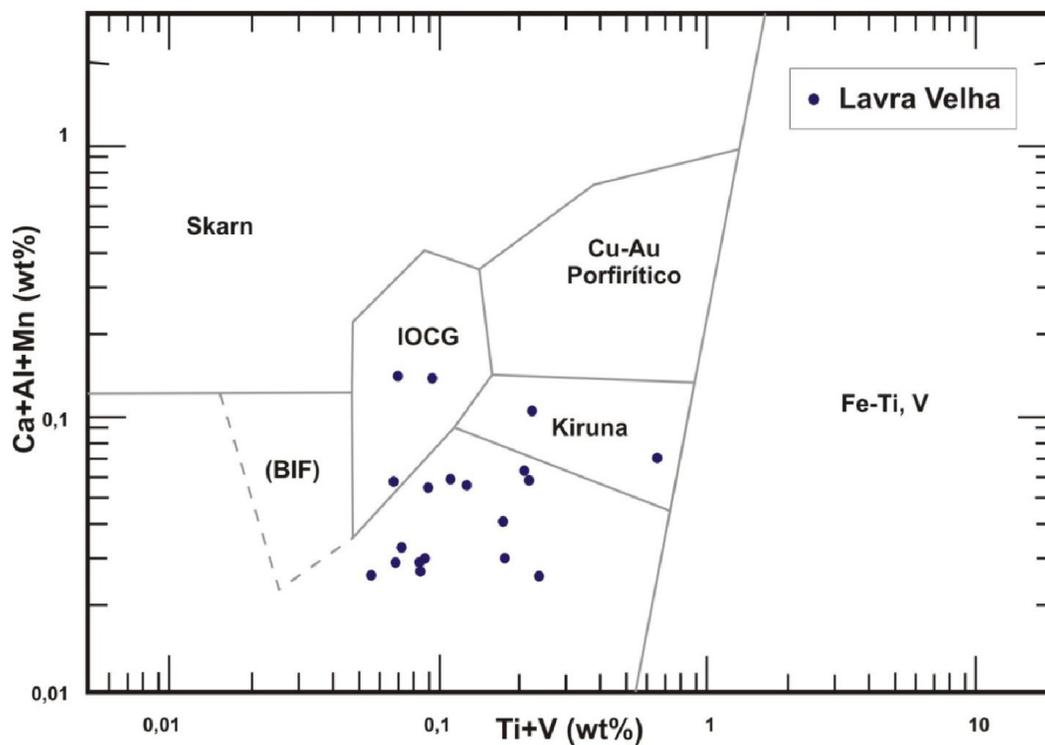
Na zona de transição entre as brechas hematíticas e sericiticas destacaram-se pelo menos duas gerações de filossilicatos diferenciados principalmente pelo hábito, textura e composição química, representadas por cristais bem formados de muscovita, identificado como Ba-muscovita, e agregados maciços de sericita (muscovita fina). A sericita ocorre na forma de agregados finos de microestrutura maciça e coloração branca, enquanto a muscovita apresenta-se na forma de cristais lamelares bem formados preferencialmente nas brechas hematíticas (**Figura 4.39**). A muscovita apresenta um forte enriquecimento em bário e enriquecimento moderado de ferro. A porcentagem média de BaO nas muscovitas neoformadas é de 1,42% enquanto nas sericitas os valores são próximos ao limite de detecção. Os resultados obtidos para as muscovitas e sericitas do depósito estão apresentados nas **tabelas 4.3 e 4.4**.

**Tabela 4.1:** Wt% médio dos principais sulfetos do depósito. Notar enriquecimento em cobalto nas piritas e em bismuto na tenantita.

Mineral		Cu%	Fe%	S%	As%	Bi%	Pb%	Zn%	Co%	Au%	Ag%	Total
Pirita (n=39)	Média	0,049	46,213	53,335	0,040	0,178	0,112	0,009	0,109	0,027	0,011	100,09
	Max	1,224	46,685	53,924	0,554	0,301	0,203	0,052	0,687	0,092	0,052	
	Min	0,000	45,015	51,586	0,000	0,052	0,005	0,000	0,026	0,000	0,000	
Pirita Cobaltífera (n=2)	Média	0,012	42,756	52,193	0,680	0,168	0,116	0,000	3,037	0,045	0,000	99,01
	Max	0,023	42,782	52,292	0,717	0,206	0,185	0,000	3,082	0,046	0,000	
	Min	0,000	42,729	52,093	0,643	0,130	0,046	0,000	2,991	0,043	0,000	
Calcopirita (n=3)	Média	33,680	29,350	35,199	0,000	0,151	0,098	0,032	0,029	0,000	0,007	98,56
	Max	33,839	29,532	35,434	0,000	0,160	0,172	0,035	0,043	0,000	0,021	
	Min	33,371	29,221	34,957	0,000	0,144	0,040	0,028	0,014	0,000	0,000	
Covelita (n=9)	Média	66,400	1,234	28,300	0,000	0,198	0,066	0,051	0,003	0,015	0,211	96,48
	Max	74,457	8,152	32,820	0,000	0,300	0,158	0,078	0,011	0,047	0,472	
	Min	53,528	0,000	22,537	0,000	0,090	0,000	0,027	0,000	0,000	0,072	
Arsenopirita (n=3)	Média	0,003	35,019	21,450	43,116	0,076	0,069	0,024	0,133	0,024	0,014	99,94
	Max	0,010	35,081	21,683	43,917	0,122	0,112	0,056	0,147	0,060	0,023	
	Min	0,000	34,902	21,044	42,639	0,015	0,014	0,000	0,120	0,000	0,000	
Tenantita (n=5)	Média	44,461	4,763	28,570	18,680	2,382	0,071	0,239	0,008	0,025	0,023	99,23
	Max	47,066	7,218	28,722	19,080	2,804	0,100	0,282	0,032	0,063	0,047	
	Min	41,571	2,645	28,416	18,303	2,241	0,038	0,184	0,000	0,000	0,000	



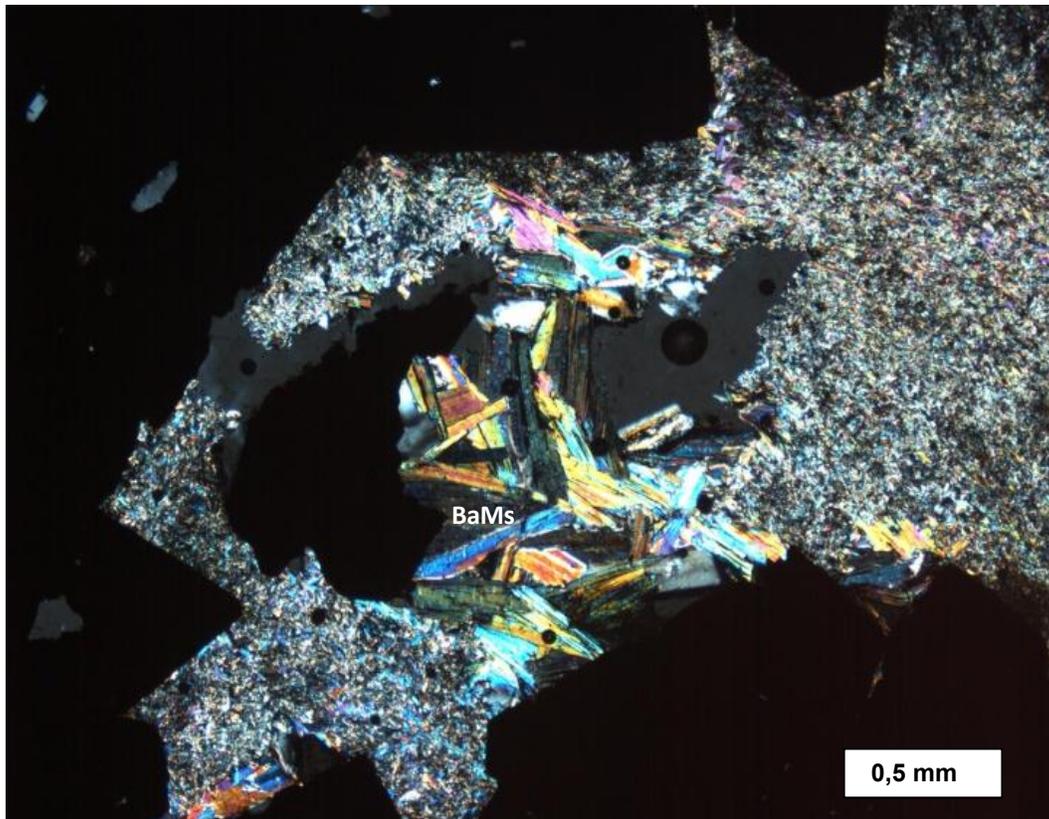
**Figura 4.37:** Diagrama discriminante  $Ni/(Cr+Mn)$  vs.  $Ti+V$  com os resultados plotados para os óxidos de Fe de Lavra Velha. Resultados apresentam algum espalhamento mas a maioria plota no campo dos depósitos IOCG. Adaptado de Dupois & Beaudoin (2011).



**Figura 4.38:** Diagrama discriminante  $Ca+Al+Mn$  vs.  $Ti+V$  com os resultados plotados para os óxidos de Fe de Lavra Velha. Resultados apresentam maior espalhamento, mas alguns plotam nos campos dos depósitos IOCG e Kiruna. Adaptado de Dupois & Beaudoin (2011).

**Tabela 4.2:** Composição química dos óxidos de ferro de Lavra Velha.

Amostra		Fe%	Ni %	Mn %	Cr %	V %	Ti %	K%	Ca%	Al%	Si%	Total
527 (n=8)	Média	68,209	0,005	0,027	0,090	0,199	0,006	0,002	0,011	0,006	0,024	68,577
	Min	67,080	0,000	0,007	0,040	0,176	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
	Max	70,576	0,023	0,063	0,176	0,239	0,030	0,012	0,037	0,021	0,047	
6481 (n=8)	Média	69,441	0,005	0,045	0,095	0,080	0,011	0,006	0,018	0,315	0,330	70,347
	Min	63,015	0,000	0,014	0,030	0,061	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
	Max	71,107	0,028	0,110	0,233	0,090	0,040	0,026	0,044	2,181	2,143	
LV10 (n=11)	Média	68,940	0,011	0,011	0,019	0,071	0,064	0,002	0,008	0,023	0,034	69,183
	Min	67,524	0,000	0,000	0,000	0,053	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
	Max	69,548	0,084	0,035	0,034	0,100	0,600	0,009	0,022	0,082	0,158	



**Figura 4.39:** Fotomicrografia da muscovita rica em bário (BaMs) em equilíbrio com óxidos de ferro na transição da alteração sericítica para a alteração hematítica-magnetítica.

**Tabela 4.3:** Composição química de elementos maiores das muscovitas de Lavra Velha.

Amostra	LV10								
SiO <sub>2</sub>	39,347	46,661	46,290	47,267	47,285	46,943	47,037	45,666	34,819
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,342	30,290	32,101	31,202	31,394	31,636	32,522	32,354	25,355
Na <sub>2</sub> O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO	1,081	1,675	1,337	1,385	1,535	1,469	1,257	0,001	0,001
K <sub>2</sub> O	8,787	9,772	9,849	9,977	10,062	9,717	9,943	8,889	9,236
FeO	3,569	4,621	4,179	4,694	4,479	4,653	4,469	3,540	4,286
BaO	1,315	1,164	1,420	1,456	1,154	1,881	1,378	1,346	1,709
(OH)	16,740	5,006	3,955	3,348	3,071	2,661	2,600	6,622	22,800
Total:	99,181	99,189	99,131	99,329	98,980	98,960	99,206	98,418	98,206

**Tabela 4.4:** Composição química de elementos maiores das sericitas de Lavra Velha.

Amostra	3951	LV10	LV10	LV10	3951	3951	3951	3948
SiO <sub>2</sub>	45,519	45,851	45,328	46,311	19,645	47,683	42,215	46,049
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36,051	33,071	33,556	31,175	16,559	36,817	31,867	30,354
Na <sub>2</sub> O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
MgO	0,001	0,001	0,001	1,383	0,000	0,001	0,001	1,736
K <sub>2</sub> O	10,061	9,775	9,508	9,970	9,823	10,677	9,128	9,428
FeO	0,001	3,671	3,513	4,478	1,074	0,000	1,078	3,869
BaO	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001
(OH)	5,974	5,370	6,019	5,220	51,683	2,347	13,423	6,649
Total:	97,607	97,740	97,926	98,538	98,785	97,526	97,713	98,086

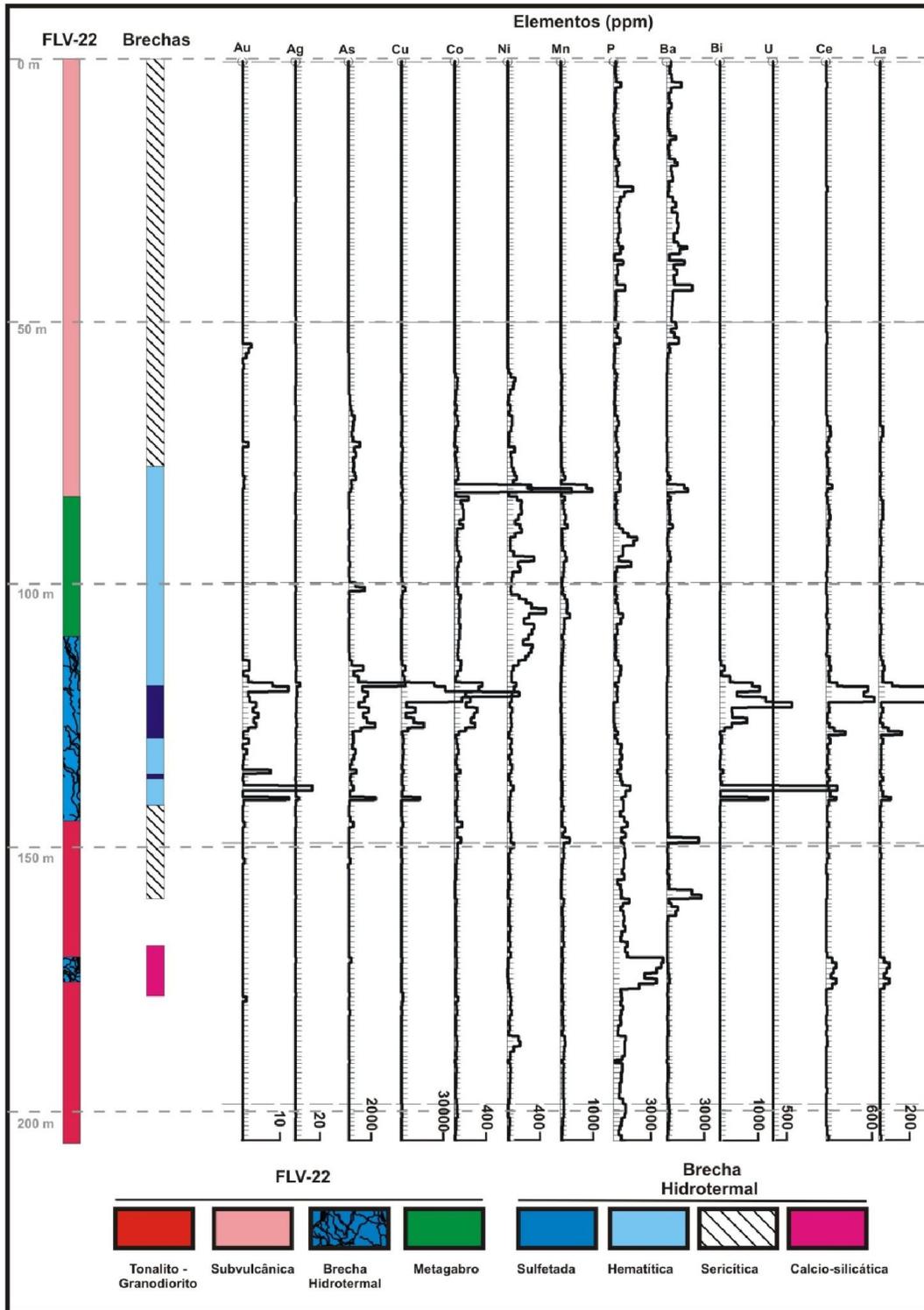
## 4.5 Geoquímica de elementos traço

São denominados elementos traço aqueles que apresentam teores abaixo de 0,1% da composição total da rocha, ou que não aparecem nas formas estequiométricas dos minerais. Por definição constituem apenas uma pequena porção do sistema de interesse, porém podem fornecer informações geológicas e geoquímicas importantes para a caracterização das rochas (White 2007). Entretanto, a definição de elementos traço pode ser também relativa, visto que cada tipo de sistema geoquímico apresenta características de concentração de elementos diferentes.

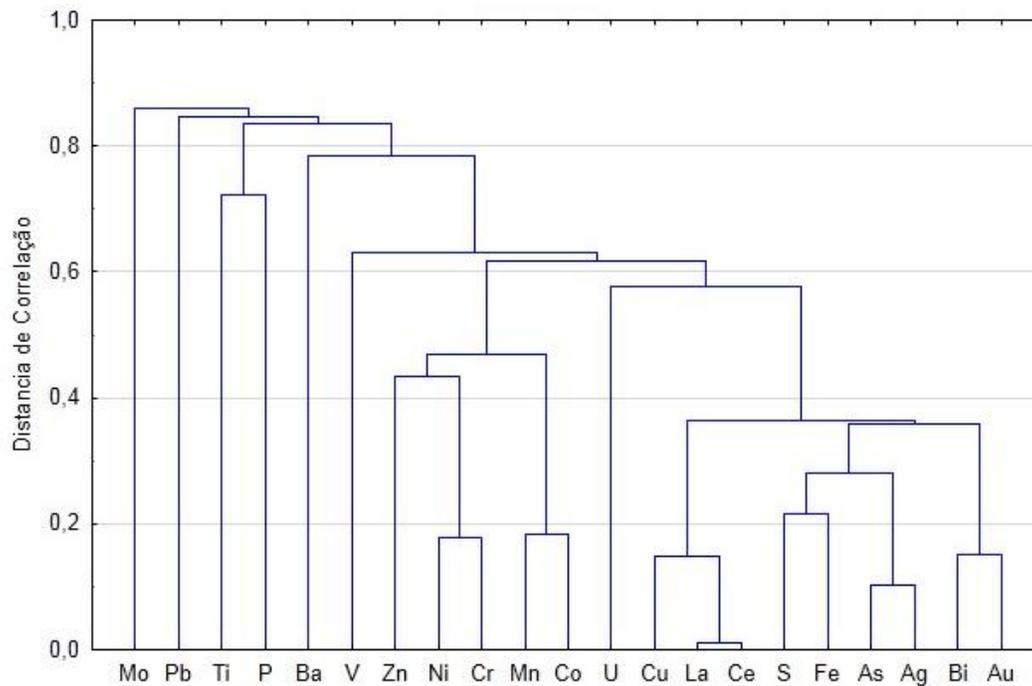
Neste trabalho, para a análise geoquímica dos elementos traço, foram utilizados resultados de furo por sondagem localizado na porção central do depósito (FLV-22). A comparação dos resultados ao longo do perfil de sondagem, *strip log*, permitiu uma correlação visual dos elementos químicos associados à mineralização de ouro e cobre e aos tipos de brecha hidrotermal (**Figuras 4.40**). A brecha sericitica se caracteriza por zonas de baixo teor de ouro (<1ppm) associadas a anomalias de urânio e elementos terras-raras, os valores de bário crescem em direção à transição para a brecha hematítica, devido a formação de Ba-muscovita. A brecha hematítica apresenta valores anômalos de cobalto, cobre, vanádio e teores econômicos de ouro (>1ppm). A brecha sulfetada apresenta os maiores teores de ouro (>5ppm) e cobre (>1%), além de arsênio, prata, cobalto, manganês, bismuto, urânio e elementos terras-raras (cério e lantânio). A brecha cálcio-silicática apresenta-se anômalas em fósforo, cério e lantânio.

A assinatura geoquímica da mineralização do depósito Lavra Velha foi obtida através de análise de diagrama de correlação (dendograma) utilizando-se o fator de correlação de Pearson (r). Utilizou-se o dendograma para a comparação dos valores de ouro com os principais elementos traço classificados como característicos para os depósitos da classe IOCG, como Fe, Cu, U, Au, Ag, Co, ETR's (Ce, La) ± (As, Bi, Ni, ZnMn, F e Ba), além de S, Pb e Mo (**Figura 3.41**). A correlação dos elementos traços com o ouro se encaixa no que se esperava em um depósito da classe IOCG. O diagrama sugere que a assinatura geoquímica do depósito é dada pela associação Au, Bi, Ag, As, Fe, S, Ce, La e Cu, além de U, em ordem decrescente de correlação. Existe um segundo grupo de menor correlação com a mineralização representado por Co, Mn, Cr, Ni e Zn.

Nos depósitos IOCG do sul da Austrália a mineralização de cobre apresenta correlação negativa com a mineralização aurífera (Oreskes & Einaudi 1992, Belperio *et al.* 2007). Entretanto, no depósito Lavra Velha e em alguns depósitos do tipo IOCG da região de Conclury e Tenant Creek, Austrália, os teores de cobre são diretamente proporcionais aos altos teores de ouro (>5ppm).



**Figura 4.40:** Perfil ao longo do furo por sondagem FLV-22. Notar variação dos elementos que formam a mineralização e associação hidrotermal de Lavra Velha. A mineralização é formada pela associação Au-Cu-As-Co-Bi-ETR(Ce-La)-(±Ag-U).



**Figura 4.41:** Diagrama de correlação (dendograma) com principais elementos associados à mineralização do depósito Lavra Velha. Os níveis de correlação decrescem da esquerda para a direita.

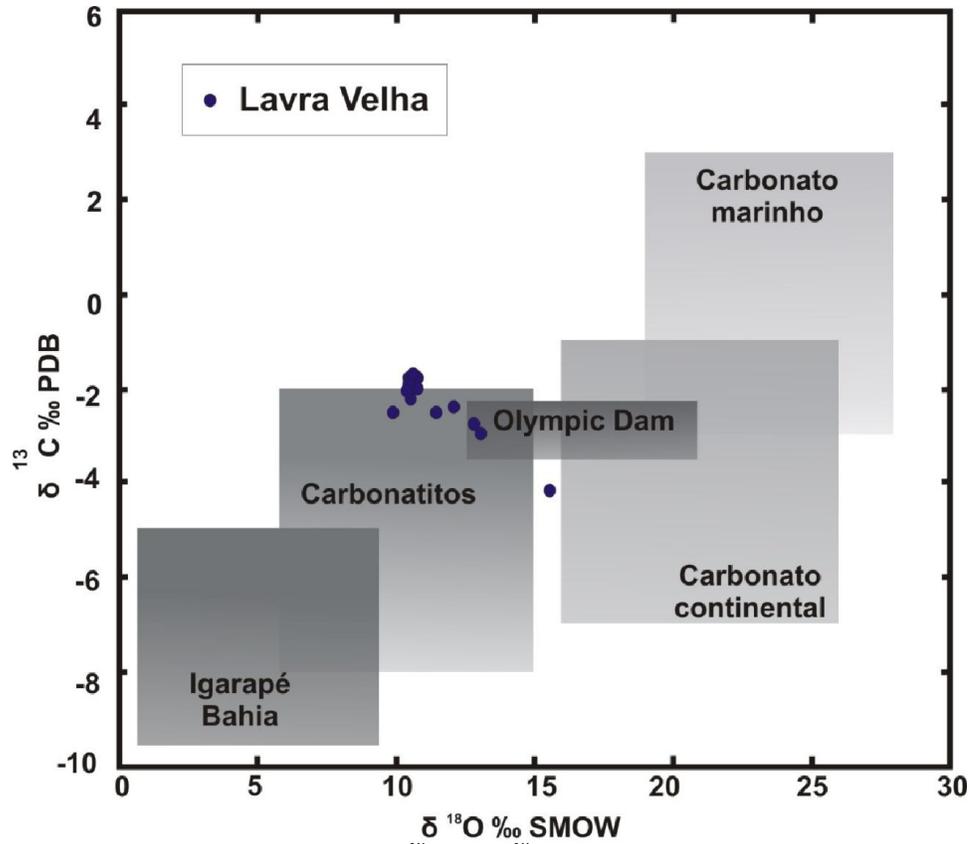
## 4.6 Geoquímica Isotópica de C e O

As razões isotópicas de carbono e oxigênio de carbonatos foram analisadas em 12 amostras de veios hidrotermais coletados ao longo de diferentes porções do depósito. Os valores para os isótopos de carbono e oxigênio foram normalizados para os padrões PDB e SMOW. Os resultados para o isótopo de C ( $\delta^{13}\text{C}$ ) apresentaram variação entre -4,17 e -1,77‰, enquanto os valores para isótopo de O ( $\delta^{18}\text{O}$ -SMOW) variam entre 9,95 e 15,3‰. Resultados médios obtidos para as 12 amostras foram,  $\delta^{13}\text{C} = -2,41$  e  $\delta^{18}\text{O} = +11,59$ ‰. Os resultados de carbono agrupam-se ao redor do valor da média com apenas uma amostra, IBI-6467 apresentando valores mais baixos de -4,17‰ (Tabela 4.5).

A Figura 4.42 ilustra os resultados do presente trabalho em relação aos valores de isótopos de carbono e oxigênio de depósitos de carbonatos sedimentares (Craig 1953, Keith & Weber 1964) e carbonatitos (Taylor *et al.* 1967; Deines & Gold, 1973; Pineau *et al.* 1973). A tabela também exibe campos para valores de isótopos de carbono e oxigênio dos depósitos de Olympic Dam, Austrália (Oreskes & Einaudi 1992) e Igarapé Bahia, Carajás (Tazava & Oliveira 2002). Os valores médios obtidos para ambos os isótopos plotam muito próximos ao campo correspondente ao depósito de Olympic Dam. Pequena variação observada nos valores de isótopo de C ( $\delta^{13}\text{C}$ ) indica origem de fluido em único reservatório, enquanto a variação nos valores de O ( $\delta^{18}\text{O}$ ) podem ser resultado de fracionamento do fluido ou mistura com fluidos de temperatura distinta durante resfriamento.

**Tabela 4.5:** Resultado da análises de isótopo de C e O realizado em veios de carbonato com diversas associações ao longo de toda a área do depósito.

Amostra	Veio	V-PDB $^{13}\text{C}$ ‰	V-PDB $^{18}\text{O}$ ‰	V-SMOW $^{18}\text{O}$ ‰
IBI-1001	calcita-clorita	-2	-19,63	10,62
IBI-1002	calcita-clorita	-1,89	-19,6	10,66
IBI-1003	calcita-clorita	-2,39	-18,16	12,14
IBI-1004	calcita-clorita	-1,94	-19,46	10,8
IBI-4620	calcita-calcopirita	-2,49	-18,74	11,54
IBI-4631	calcita-calcopirita	-2,95	-17,24	13,09
IBI-6450	calcita-magnetita	-1,77	-19,44	10,82
IBI-6457	calcita-clorita	-1,79	-19,72	10,53
IBI-6461	calcita-epidoto-clorita	-2,54	-20,28	9,95
IBI-6467	calcita-epidoto-clorita	-4,17	-14,88	15,53
IBI-6480	calcita-clorita	-2,22	-19,68	10,57
IBI-6488	calcita-magnetita-calcopirita	-2,76	-17,48	12,84



**Figura 4.42:** Diagrama de  $\delta^{13}\text{C}$  vs  $\delta^{18}\text{O}$  apresentando amostras do presente trabalho em relação aos reservatórios continental, marinho, além de carbonatitos e os depósitos de Olympic Dam e Igarapé Bahia (Oreskes & Einaldi 1992, Tazava & Oliveira 2000). Os resultados agrupam-se em torno de  $-2 \text{‰}^{13}\text{C}$ , próximo ao campo de Olympic Dam.

## 4.7 Geoquímica Isotópica de S

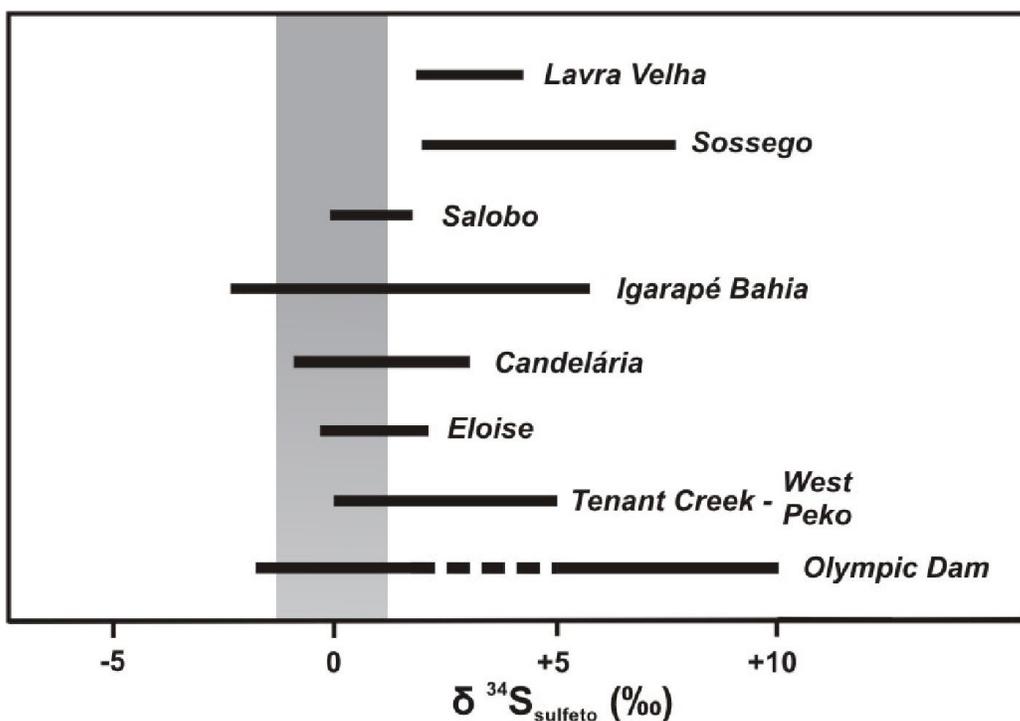
Neste trabalho foi analisada a composição isotópica do enxofre em nove amostras de brecha sulfetada mineralizada, sendo três amostras de calcopirita e seis amostras de pirita. A calcopirita analisada apresentou composição variando entre +3,21 e +3,89‰, enquanto a composição das piritas varia entre +2,22 e +3,70‰(Tabela 4.6). Em Lavra Velha a dispersão dos valores para ambos os sulfetos se sobrepõe, sendo ligeiramente maiores para a calcopirita.

Os resultados apresentaram em geral pouco espalhamento, em torno de 3,4‰. No âmbito das brechas sulfetadas analisadas é muito provável que os valores obtidos estejam ainda associados a fontes magmáticas, apesar dos resultados plotarem ligeiramente acima do que seria esperado para fluidos de origem em magmas( $\delta^{34}\text{S}=0\pm 1\text{‰}$ ; Eldridge *et al.*1991). É possível que fluidos continentais e/ou meteóricos, mais oxidados, possam estar envolvidos no sistema e sejam responsáveis pela formação das brechas hematíticas. De qualquer modo, a mistura de fluidos magmáticos e não-magmáticos é uma característica comum aos depósitos da classe IOCG. Em alguns exemplos de IOCG, valores superiores a +5‰ indicam a presença de fluidos não magmáticos (Barton & Johnson 2000). No distrito de Olympic Dam, segundo Brastakov & Skirrow (2007), a composição isotópica do enxofre ( $\delta^{34}\text{S}$ ) tem origem tanto em fontes magmáticas ( $\delta^{34}\text{S}$  entre -2 e +5‰), quanto de rochas sedimentares crustais ( $\delta^{34}\text{S}$  entre +5 e +10‰). Segundo os autores, os valores mais baixos estão relacionados a estágio inicial de mineralização com predomínio de magnetita, enquanto os valores isotópicos maiores de +5‰ estão relacionados a segundo estágio de mineralização diagnosticado por associações ricas hematita.

O comportamento da composição dos isótopos de Lavra Velha, portanto, se assemelha a uma série de depósitos conhecidos e que apresentam uma menor variação na composição de  $\delta^{34}\text{S}$ , com valores positivos e próximos aos índices de fonte magmática. A **figura 4.43** correlaciona os valores isotópicos de Lavra Velha com depósitos de classe mundial conhecidos: Olympic Dam, Gawler Sul; Eloise, Conclury; West Peko, Tenant Creek (Australia); Candelária, Copiapó (Chile); Igarapé Bahia, Salobo e Sossego, Carajás.

**Tabela 4.6:** Análises isotópicas de enxofre em piritas e calcopiritas de Lavra

Velha	Mineral	Ocorrência	Associação	$\delta^{34}\text{S} \text{‰ (CDT)}$
5525	Calcopirita	Matriz	Calcopirita-pirita-turmalina	3,894
6981	Calcopirita	Matriz	Calcopirita-pirita-turmalina	3,21
6721	Calcopirita	Disseminação	Calcopirita-bornita-pirita	3,731
3948	Pirita	Matriz	Pirita-turmalina	3,698
4617	Pirita	Disseminação	Pirita-turmalina	3,167
5536	Pirita	Matriz	Pirita-hematita-turmalina	2,222
6704	Pirita	Matriz	Pirita-turmalina	3,597
6679	Pirita	Matriz	Pirita-turmalina-albita	3,114
6941	Pirita	Veio	Pirita-turmalina	3,121



**Figura 4.43:** Composição isotópica de enxofre ( $\delta^{34}\text{S}$ ) para os depósitos de Lavra Velha em comparação com: Salobo (Réquia & Fontboté 2001), Igarapé Bahia (Tazava & Oliveira 2000) e Sossego (Monteiro *et al.* 2008), Carajás; Candelária (Marschik & Fontboté 2001), Chile; Eloise (Rotherham *et al.* 1998), Conclury; West Peko (Skirrow & Walshe 2002), Tenant Creek; Olympic Dam (Brastakov & Skirrow 2007), Gawler craton.

## Capítulo 5 – Gênese e controle da mineralização de Au e Cu

A mineralização de ouro e cobre em Lavra Velha ocorre principalmente associada às brechas sulfetadas e hematíticas. A evolução da formação das brechas e associações minerais, estabelecida para o depósito Lavra Velha se baseou em relações de corte e sobreposição de veios e minerais em afloramentos e em testemunhos por sondagem. O sistema de brechas que compõe o depósito foi provavelmente formado por episódios hidrotermais multifásicos, que de maneira geral podem ser compartimentados em 4 estágios:

- i) Primeiro estágio (Formação das brechas cálcio-silicáticas): As brechas diagnosticadas pela associação calcita-epidoto-clorita-magnetita, apresentam as associações de mais alta temperatura, formando-se nas porções mais profundas, ou nas raízes, do depósito. Os isótopos de C e O apresentam fortes indícios de origem magmática para os fluidos hidrotermais.
- ii) Segundo estágio (Formação das brechas sulfetadas e mineralização de ouro e cobre): A assembléia de sulfetos (pirita, calcopirita bornita, arsenopirita e tenantita) precipitou-se em equilíbrio com a magnetita durante a formação das brechas sulfetadas. O zoneamento dos sulfetos pode indicar deposição em condições progressivas de oxidação (do centro para a borda: bornita>calcipirita>pirita). No final deste estágio ocorre a transformação de magnetita para hematita (martita) e intenso fraturamento dos sulfetos com posterior preenchimento por hematita.
- iii) Terceiro estágio (Formação das brechas hematíticas e associações ricas em hematita): A formação das brechas hematítica indica forte mudança nas condições de oxidação do sistema de alteração de Lavra Velha. A alteração de magnetita para hematita é progressiva, do centro para o topo de depósito. A transformação avançada de magnetita para hematita também é acompanhada por formação de especularita, formando brechas estéreis completamente oxidadas.
- iv) Quarto Estágio (Formação das brechas sericíticas). O último estágio é marcado por forte alteração hidrolítica, diagnosticada pela associação sericita-turmalina-hematita. Em uma série de depósitos da classe IOCG, como depósitos de Carajás (Monteiro et al. 2007), de Olympic Dam (Oreskes & Einaudi 1992) e do Chile (Barton & Johnson, 2004), a mineralização sulfetada também é sobreposta localmente por forte alteração hidrolítica, sericítica ou argílica.

No âmbito do depósito é possível verificar que diques e sills de diabásio de idade paleoproterozóica entrecortam sistema de brechas. Adicionalmente, as relações de corte e sobreposição das brechas do sistema mineralizado em Lavra Velha permitem interpretar que a formação das brechas antecede a deformação ocorrida durante o Neoproterozóico.

Os resultados dos estudos químicos e as características texturais e mineralógicas das brechas e da mineralização de ouro e cobre em Lavra Velha são compatíveis com modelo de depósito da classe IOCG. A classe de depósitos IOCG foi introduzida por Hitzman et al. (1992),

com o intuito de agrupar alguns depósitos de cobre, ouro, ferro, urânio e elementos terra rara, associados a grande quantidade de óxidos de ferro. Esse espectro englobava o gigante Olympic Dam (Cu-Au-U-ETR), Candelária (Cu±Au), os depósitos de ferro do tipo Kiruna entre outros.

Segundo Williams *et al.*(2005), os depósitos da classe IOCG não são de fácil individualização e/ou agrupamento, e ocorrem amplamente distribuídos ao longo de toda a evolução do planeta. Porém, compartilham algumas características chave para sua classificação: (1) Presença de Cu, com ou sem Au, em nível econômico; (2) Forte controle estrutural de veios hidrotermais, brechas e/ou zonas de *replacement* que formam a zona mineralizada; (3) Magnetita ou hematita singenética à mineralização; (4) Óxidos de ferro que apresentam baixos valores de titânio, quando comparado com a média dos óxidos presentes nas rochas ígneas e (5) Ausência de clara relação espacial entre a mineralização com intrusões ígneas, como as que caracterizam os depósitos do tipo porfírico e *skarns*. Os depósitos normalmente são enriquecidos em elementos diversos, incluindo várias combinações de F, P, Co, Ni, As, Mo, Ag, Ba, ETR e U.

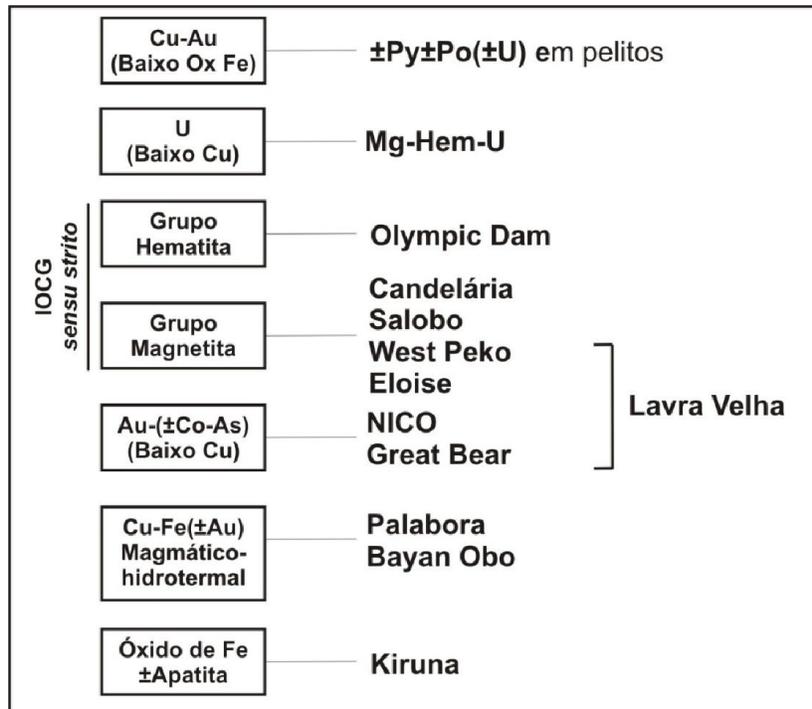
Enquanto Barton & Johnson (2004) propõem uma subdivisão à classe IOCG baseada na origem dos fluidos hidrotermais (magmáticos vs. n-magmáticos), Groves *et al.* (2010) propõe uma subdivisão mais descritiva, baseada na composição dos depósitos. Segundo os autores, os depósitos da classe IOCG incluem: (1) Depósitos ricos em óxido de Fe (com alto P); (2) Depósitos ricos em óxido de Fe (com alto F e ETR); (3) *Skarns* de Fe ou Cu-Au; (4) Depósitos de alto teor de Au±Cu hospedado em brechas ricas em óxido de ferro; e (5) Depósitos de Cu-ETR associados a carbonatitos ricos em flúor.

Williams(2010) ressalta que uma divisão mais coesa e baseada em comparações com depósitos análogos era necessária. Além dos depósitos IOCG *sensu stricto*, o autor classifica como depósitos afiliados à classe IOCG: (i) depósitos Cu-Au em pelitos com baixo óxido de ferro; (ii) depósitos urânio-ferro com baixo cobre; (iii) depósitos de ouro com cobalto, arsênio e baixo cobre; (iv) depósitos de cobre em veios magmático-hidrotermal; e (v) depósitos de ferro com apatita (**Figura 5.1**).

Os depósitos da classe IOCG ocorrem principalmente durante o Paleoproterozóico, porém existem depósitos desde o neoarqueano (Carajás) até o cretáceo (Chile-Peru). Esta classe também se caracteriza por formar-se em diversos tipos de ambientes tectônicos. Barton & Johnson (2004) ressaltam que depósitos da classe IOCG de filiação magmática tendem a formar-se em ambientes tanto de arcos convergentes como intracratônicos extensionais, com granitogênese específica. Segundo Groves *et al.* (2010), os depósitos da classe IOCG se formam predominantemente em ambiente intracratônico, anorogênico, próximo às bordas de crátons arqueanos ou paleoproterozóicos, além de outras descontinuidades litosféricas. Os autores

ressaltam que somente no Fanerozóico depósitos com conteúdos econômicos de cobre e ouro são desenvolvidos em ambientes de margem ativa. Richards & Mumin (2013) propõem que, durante o Paleoproterozóico, o conteúdo maior de sulfato nas águas dos oceanos e gradientes geotermais mais quentes, teria favorecido a formação de depósitos IOCG de filiação magmática a partir de fusão de fontes modificadas por subducção, em ambientes de arcos convergentes. Independentemente do ambiente tectônico e da idade da mineralização, Groves *et al.* (2010) postulam que fusões parciais ricas em voláteis desenvolvidas em porções enriquecidas em metais de manto litosférico subcontinental metassomatizado seja necessária para a formação dos depósitos do tipo IOCG.

Groves *et al.* (2010) indicam que os depósitos da classe IOCG estão relacionados com estruturas profundas e formam-se ao longo de toda a crosta. A transferência destes fluidos é favorecida pela ascensão de intrusões félsicas e máficas com origem no limite crosta-litosfera. Em porções mais profundas é comum a presença de minerais de alteração de temperatura mais alta, como anfibólios, albita e clorita (alteração cálcio-sódica). Segundo Barton & Johnson (2004), depósitos com pronunciada alteração hidrolítica são formados próximos à superfície e possui comumente a associação Ag-Co-U como halo externo da mineralização.



**Figura 5.1:** Diagrama de classificação de depósitos da classe IOCG, adaptado de Willians (2010). O depósito Lavra Velha apresenta características semelhante aos depósitos IOCG sensu stricto do Grupo da magnetita e aos depósitos de ouro com cobalto, arsênio e baixo cobre.

O depósito Lavra Velha apresenta uma série de características atribuídas aos depósitos da classe IOCG. Dentre estes destacam: resultados isotópicos de C e O que indicam fluidos de origem magmático-hidrotermal; apresentam ouro e cobre em teores econômicos; forte controle estrutural; associação com grande quantidade de brechas ricas em óxido de ferro; e enriquecimento em urânio, além de As, Co, Ag, Ni, Mn, Bi, Ce, La, P e Ba. Portanto, Lavra Velha pode ser inserido tanto na subdivisão (4) Depósitos de alto teor de Au ± Cu hospedado em brechas ricas em óxido de ferro proposta por Groves *et al.* (2010), quanto no modelo de classificação proposto por Williams (2010). Segundo classificação do autor, Lavra Velha divide características com ambas as classes IOCG *sensu stricto*, grupo da magnetita e a classe afiliada (iii) Au-(±Cu-Co-As-óxido de Fe).

Lavra Velha apresenta algumas particularidades que permitem uma interpretação mais detalhada de seu modelo genético. A forte alteração hidrolítica e avançada oxidação presente no depósito diagnosticada pela associação sericita-hematita nas brechas sericiticas e pela associação hematita (martita)-sericita nas brechas hematíticas, são características comuns a alguns depósitos da classe IOCG desenvolvidos em porções rasas da crosta.

Em Lavra Velha, a idade obtida a partir do método U-Pb em zircões coletados nas brechas hidrotermais mineralizadas ( $2,16 \pm 0,5$ Ga) foi aproximadamente coincidente com evento orogênico paleoproterozóico desenvolvido ao longo da borda do bloco Gavião. Este evento é marcado, na região do depósito, pela intrusão do Granito Ibitiara, além de rochas subvulcânicas associadas, as quais hospedam a mineralização de ouro e cobre.

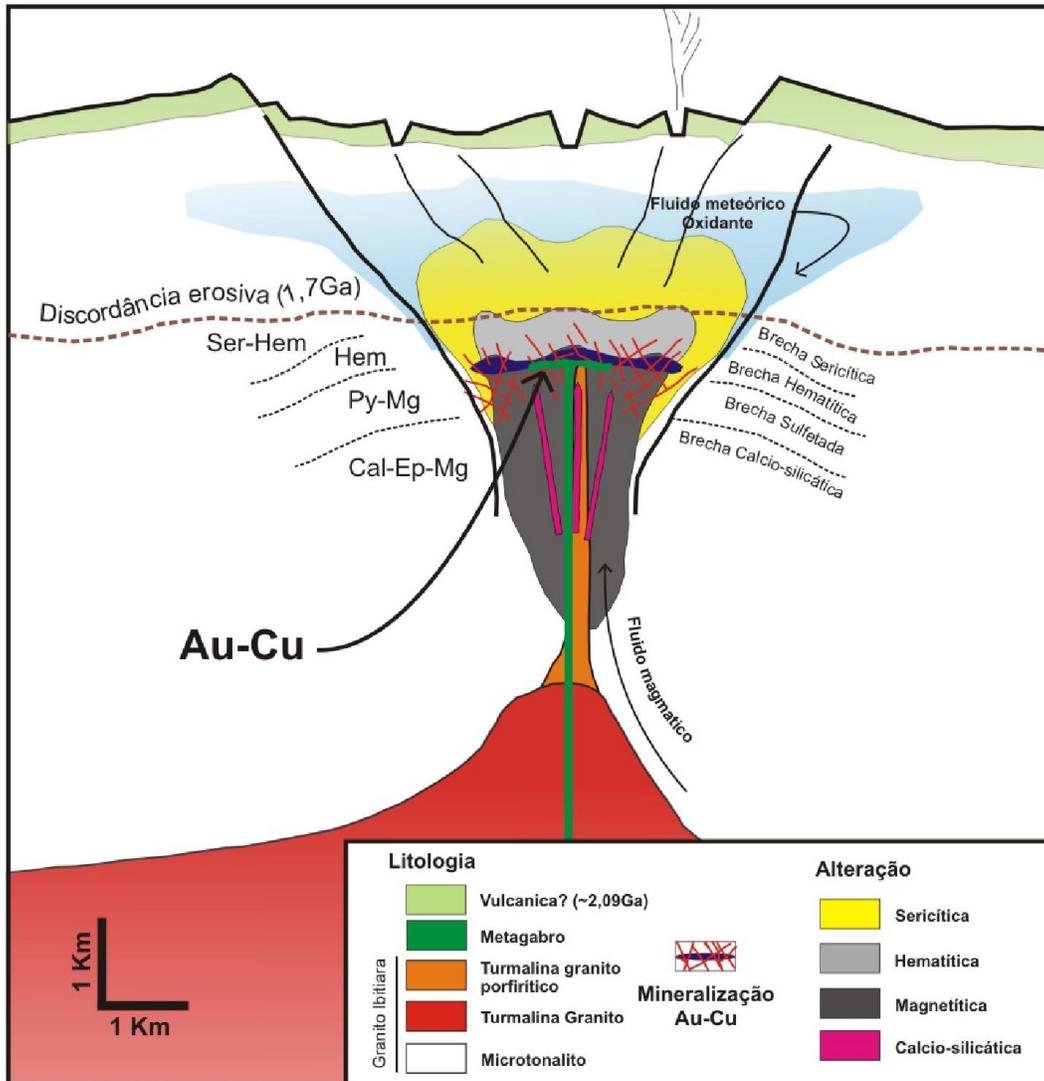
Depósitos da região de *Tenant Creek* fornecem exemplos de depósitos da classe IOCG formados em zonas transtensionais, durante eventos orogênicos, associados a granitos peraluminosos a metaluminosos com idades entre 1,86 e 1,84 Ga (Skirrow & Walshe 2002). Geoquimicamente Lavra Velha possui algumas semelhanças com os depósitos da região de *Tenant Creek*, na Austrália. Os depósitos dessa região são caracterizados por apresentar mineralização de Au+Cu±Bi, em brechas ricas em sulfetos como pirita, calcopirita, arsenopirita e magnetita. Estes depósitos apresentam zonas com altos teores de ouro e cobre (>5g/t de ouro e >5% de cobre), além de valores anômalos de Ag, Pb, Se, As, U, Mn e W (Skirrow & Walshe 2002). Na região ocorrem membros reduzidos, onde a sulfetação é abundante predomina a magnetita associada a mineralização, e membros oxidados, onde predomina hematita. A **Tabela 5.1** foi montada para comparação de Lavra Velha com *West Peko*, membro reduzido dos depósitos da região de *Tenant Creek*. É possível observar que *West Peko* apresenta composições isotópicas de S similares a Lavra Velha, apresentando um estreita variação entre 0 e +5‰. Em Lavra Velha se observa uma variação na composição isotópica de S entre +2,22 e +3,89 ‰. Algumas diferenças mineralógicas notadas na comparação com os membros reduzidos da

região de *Tenant Creek* são atribuídas à diferença entre as rochas encaixantes. Enquanto nessa região o depósito é hospedado em vulcânicas máficas, Lavra Velha encontra-se hospedado por intrusivas intermediárias.

O modelo genético proposto para o depósito Lavra Velha foi adaptado a partir dos modelos apresentados por Barton & Johnson (2004), Groves *et al.* (2010) e Richards & Mumin (2013). O depósito formou-se pela interação de fluidos de filiação magmática e fluidos oxidantes, em porções próximas a superfície, com pronunciada alteração hidrolítica e localizados em zonas convergentes com formação de arco magmático, com possível fusão de manto litosférico subcontinental metassomatizado (**Figura 5.2**).

**Tabela 5.1:** Comparação de algumas características dos membros reduzidos dos depósitos da classe IOCG da região de Tenant Creek, Australia (Skirrow & Walshe 2002) com o depósito Lavra Velha.

Característica	Tenant Creek - Subtipo membro reduzido	Lavra Velha
Rocha hospedeira	Vulcânica máfica	Intrusiva intermediária
Sulfetos de Fe e óxidos (mineralização)	Pirrotita, pirita, magnetita	Pirita, calcopirita, magnetita
Silicatos e carbonatos	Clorita, talco, siderita	Clorita, turmalina, muscovita, calcita
Conteúdo de S no minério	Alto	Alto
Minerais de minério	Calcopirita, pirita, arsenopirita, bismutinita	Calcopirita, pirita, arsenopirita, tenantita
Composição de Isótopo de S ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfeto}}$ )	~0 a +5 ‰	+2,22 a +3,89 ‰



**Figura 5.2:** Modelo metalogenético para o sistema magmático-hidrotermal e mineralização de Au-Cu de Lavra Velha. A zona mineralizada se forma associada às brechas sulfetadas na transição da alteração magnetítica e hematítica. Detalhe para a superfície erosiva paleoproterozóica sobre a qual está depositado o supergrupo Espinhaço, na região do depósito. Cal=calcita, Ep=epidoto, Mg=magnetita, Hem=hematita, Ser=sericita.

## Capítulo 6 – Discussões e Conclusões

### **Geologia regional e tectônica:**

Regionalmente, destaca-se a importância do desenvolvimento do Corredor do Paramirim através da reativação de estruturas desde a evolução do arco magmático Riacciano. Estas estruturas também serviram para a intrusão de diversas gerações de rochas máficas, além dos kimberlitos da Chapada Diamantina. A presença de estruturas profundas é ressaltada em todos os distritos IOCG do mundo. Estas são consideradas importantes por atuar como canal de percolação que permitiram a ascensão de magmas e de fluidos provenientes de fusões parciais da base da crosta terrestre.

As idades obtidas para a brecha hidrotermal mineralizada (ca 2,16 Ga) e para as rochas graníticas e subvulcânicas encaixantes (ca 2,1 Ga) correlacionam estas com os granitóides paleoproterozóicos da região de Ibitiara, formados a partir de fusão do manto litosférico. O Granito Ibitiara foi classificado por Teixeira (2005) como sódico, de linhagem calcio alcalina, gerados a partir de manto litosférico subcontinental metassomatizado em ambiente de arco magmático. A idade obtida para os metagabros (ca 2,16 Ga) indica a presença de magmatismo máfico durante o mesmo período. O ambiente de arco magmático é propício para a formação de estruturas transtensivas. Esta combinação de esforços compressivos e distensivos favoreceram a intrusão das rochas graníticas e máficas, além da percolação de fluidos hidrotermais durante o Riacciano.

As idades obtidas para o vulcanismo da formação Novo Horizonte (ca 1,73 Ga) e para a inversão (ca 516 Ma) da bacia paleo-neoproterozóica confirmaram os resultados encontrados na literatura. A abertura do aulacógeno do Paramirim ocorreu durante o Estateriano (ca 1,7 Ga), e a formação de cinturão de falhas e dobramentos, denominado Corredor do Paramirim, desenvolveu-se durante o final do Neoproterozóico, cerca de 500 Ma (Babinski 1994, Cordani *et al.* 1992; Cruz & Alckmin 2006, Guimarães *et al.* 2005; Cruz *et al.* 2008).

### **Zoneamento das brechas hidrotermais e geoquímica:**

As brechas que compõem o sistema hidrotermal de Lavra Velha apresentam zoneamento da raiz para o topo, indicando mudanças de condições físicas, químicas e composicionais de fluidos durante sua formação. A raiz do sistema é formada pelas brechas cálcio-silicáticas, as quais imprimem forte metassomatismo cálcico nas rochas encaixantes, indicando altas temperaturas. As brechas diagnosticadas pela associação sulfetada formou-se em equilíbrio com magnetita. A alteração de magnetita para hematita (especularita) na brecha hematítica indica evolução de um sistema redutor para oxidante, característica dos sistemas

IOCG. Extensiva alteração hidrolítica, diagnosticada pela brecha sericítica, indica que os fluidos provenientes do sistema hidrotermal de Lavra Velha atingiram profundidades epizonais na crosta, formando associações de mais baixa temperatura.

O depósito apresenta associação de sulfetos de cobre, ferro, arsênio, bismuto e cobalto. Dentre os sulfetos presentes destacam-se a calcopirita, pirita, (arsenopirita e tenantita). Teores de ouro, cobalto e bismuto estão associados à formação de pirita, arsenopirita e tenantita, enquanto teores de cobre associam-se, principalmente, a formação de calcopirita e covelita. Os óxidos de ferro apresentam, em geral, baixos valores de titânio e vanádio, quando comparados aos depósitos de cobre e ouro porfiríticos. Os diagramas discriminantes apresentados por Dupois & Beaudoin (2011) indicaram que a composição dos óxidos de ferro de Lavra Velha é semelhante à composição esperada para os depósitos da classe IOCG. Os filossilicados de Lavra Velha registraram enriquecimento em bário através da formação de Ba-muscovita em associação com os óxidos de ferro. O enriquecimento em Ba nas porções superiores do depósito também é característico dos depósitos da classe IOCG.

A deposição de cobre e ouro ocorreu principalmente durante a formação das brechas sulfetadas e hematíticas. Elementos como arsênio, prata, cobalto, bismuto, cério e lantânio apresentaram correlação direta com a mineralização de ouro e cobre enquanto bário e manganês formam halo externo da mineralização. Elementos como As, Ag, Co, ETR, Ba e P associados a sistemas mineralizados em ouro e cobre são característicos de depósitos da classe IOCG.

### **Geoquímica Isotópica**

Os dados isotópicos de carbono e oxigênio em carbonatos indicam que o fluido hidrotermal derivou-se de reservatório único, de filiação magmática, com provável interação com fluidos de temperatura distinta. Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  agruparam em torno de -2 ‰, enquanto os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  variaram entre 9,95 e 15,3‰.

Os dados de isótopo de enxofre em sulfetos indicaram que o fluido magmático-hidrotermal que formou as brechas mineralizadas sofreu leve contaminação com fluidos ou rochas levemente oxidadas durante a circulação. A pequena variação dos valores isotópicos ( $\delta^{34}\text{S}$  entre 2,22 e 3,89‰) pode indicar uma única fase de precipitação dos sulfetos.

Os resultados obtidos no trabalho sugerem que o sistema Lavra Velha formou-se em um ambiente de arco magmático com a geração de rochas graníticas e máficas ricas em magnetita, além de fluidos ricos em enxofre,  $\text{CO}_2$  e metais como Au, Cu, Co, Bi e ETR. É possível que a interação com fluidos superficiais (oxidados) sejam responsáveis pelos estágios finais de evolução do sistema com a formação de hematita e enriquecimento em Ba e P.

Os depósitos da classe IOCG apresentam um grande espectro de características e controvérsias quanto às tentativas de classificação e analogismo. A divisão abordada por Barton & Johnson (2004), juntamente com as observações de Richards & Mumin (2013), parece a mais clara por tratar essencialmente da origem dos fluidos mineralizantes diretamente responsáveis pela mineralização. O depósito de Lavra Velha foi caracterizado como depósito da classe IOCG. Isto sugere que os depósitos da classe IOCG, da Chapada Diamantina Ocidental, podem ter-se formado em ambiente de arco magmático, há cerca de 2,1 Ga, a partir de fluidos predominantemente magmático-hidrotermais e associações formada por sulfetos de cobre, ferro, arsênio e bismuto.

## REFERENCIAS

- Albarède F., Telouk P., Blichert-Toft J., Boyet M., Agraniér A., Nelson, B. 2004. Precise and accurate isotopic measurements using multiple collector ICPMS. *Geochim. Cosmochim. Acta* **68**:2725–2744.
- Alckmin F. F., Neves B. B. B., Alves, J. A. C. 1993. Arcabouço Tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. In: Misi, A.; Dominguez, J. M. L. (Ed.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador: SBG. p. 45-62.
- Arcanjo J. B. A., Varela P. H. L., Martins A. A. M., Loureiro H. S. C., Neves J. P. (Org.). 2000. *Projeto Vale do Paramirim*: Estado da Bahia. Salvador: CPRM. 105 p. il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Convênio CBPM/CPRM. Escala 1:200.000. Relatório interno.
- Babinski M., Neves B. B. B., Noce C. M. 1994. Problemas da Metodologia U/Pb com Zircões de Vulcânicas Continentais: Caso do Grupo Rio dos Remédios Supergrupo Espinhaço, no Estado da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 38, Balneário de Camboriú. *Anais...* Camboriú: SBG. **2**:409-410.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2002. Geological feature and the paleoproterozoic of four archaic crustal segments of the São Francisco craton, Bahia, Brazil: A synthesis. *Anais da Acad. Bras. Ciências* **2**:343–359.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2004. Archaic and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Prec. Res.* **113**:1-27.
- Barbosa J.S.F. 1990. The granulites of the Jequié complex and the Atlantic mobile belt, southern Bahia, Brazil: An expression of Archaic-proterozoic plate convergence. In: *Granulites and crustal evolution*, eds. D. Vielzeuf e Ph. Vidal Kluwer Academic Publishers, 195-221.
- Barreto L. A., Bruni D. C., Eulálio H. N., Neves J. P., Toledo L. A. A., Mourão, L. M. F., Silva L. C., Azevedo R. R., Melo R. C., Maluf R. F. 1975. Projeto Rochas Efusivas: geologia e prospecção geoquímica no Sudoeste da Chapada Diamantina, Ba, Salvador. CPRM.
- Barton M.D. & Johnson D.A. 2000. Alternative brine sources for Fe-oxide(-Cu-Au) systems: Implications for hydrothermal alteration and metals, *in* Porter, T.M., ed., *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*: Adelaide, Australian Mineral Foundation, p. 43–60.
- Barton M.D., & Johnson, D.A. 2004. Footprints of Fe-oxide(-Cu-Au) systems. Centre for Global Metallogeny, University of Western Australia Publication. **33**:112-116.
- Belperio A., Flint R., Freeman H. 2007. Prominent Hill: A hematite-dominated iron oxide-copper gold system. *Econ. Geol.* **102**:1499-1510.

- Buhn B., Pimentel M.M., Matteini M., Danta, E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais Acad. Brasil. Ciências*. **81**(1):1–16.
- Brastakov E.N. & Skirrow R.G. 2007. Fluid evolution and origins of iron oxide Cu-Au prospects in the Olympic Dam district, Gawler Craton, South Australia. *Econ. Geol.* **108**:1415-1440.
- Caby R. R., Arthaud M. 1987. Petrostructural evolution of the Lagoa Real subalkaline metaplutonic complex (Bahia, Brazil). *Rev. Bras. Geoci.*, **17**(4):636-1987.
- Castro G.L., Parente C.V., Veríssimo C.U.V., Sial A.N., Garcia M.G.M., Santos R.V., Melo R.C., Santos A.A. 2005. Isótopos de carbono e oxigênio dos mármores associados com o depósito de fósforo uranífero de Itatiaia, Ceará. *Rev. Bras. de Geoci.* **35**(2):199-208.
- Cordani U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Ed.). 2000. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: 31st Internacional Geological Congress, 853p.
- Cordani U.G., Iyer S. S., Taylor, P. N. 1992. Pb-Pb, Rb-Sr and K-Ar systematics of the Lagoa Real uranium province (South-Central Bahia, Brazil) and the Espinhaço Cycle (ca. 1.5 - 1.0 Ga). *J of S Am Earth Sci.* **5**(1):33-46.
- Costa L. A. M., Inda H. A. V. 1982. O aulacógeno do espinhaço. *Rev. Ciências da Terra.* **1**:13-18.
- Cota M. C. L. 1994. Plano de Aproveitamento Econômico. Belo Horizonte : Mineração Rio Pajeú Ltda. 80 p. DNPM 870454/85.
- Craig, H. 1953. The geochemistry of stable carbon isotopes. *Geochim. et Cosmochim. Acta.* **3**: 53-92.
- Cruz S. C. P. & Alkimim F. F. 2006. The tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco Craton region, Eastern Brazil. *Anais da Acad. Bras. Ciências.* **78**(1):151-173.
- Cruz, S.C.P., Miranda L.L.F., Oliveira P.M. 2008. Província Uranífera de Lagoa Real. Veiga\_Savador: CBPM. 68 p. (Série Arquivos Abertos; 29).
- Dalrymple G.B., Alexander, Jr., E.C., Lanphere, M.A. and Kraker, G.P. 1981. Irradiation of samples for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating using the Geological Survey TRIGA Reactor, U.S. Geological Survey. Professional Paper. 1176, 55 p.
- Deines P. & Gold D. P. 1973. The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep-seated carbon: *Geochim. Cosmochim. Acta.* **37**:1709-1733.
- Dupois C. & Beaudoin G. 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Miner Deposita*, **46**:319–335.
- Eldridge C.S., Compston W., Williams I.S., Harris J.W., Bristow J.W. 1991. Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation. *Nature.* **353**:649–653.

- Groves D.I., Bierlein F.P., Meinert L.D., Hitzman M.W. 2010. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through earth history: Implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Econ. Geol.* **105**:641-654.
- Guimarães J.T., Martins A. A. M., Andrade Filho E.L., Loureiro H. S. C., Arcanjo J. B. A., Neves J. P., Abram M.B., Silva, M.G., Bento R.V. (Org.). 2005. *Projeto Ibitiara-Rio de Contas*: Estado da Bahia. Salvador: CPRM. 193 p. il. Programa Recursos Minerais do Brasil. Convênio CBPM/CPRM. Escala 1:200.000. Relatório interno.
- Hitzman M. W., Oreskes N., Einaudi, M. T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research*, Amsterdam. **58**:241-287.
- Keith M. L. & Weber J. N. 1964. Carbon and isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochim. et Cosmochim. Acta.* **28**:1787-1816.
- Marschik R. & Fontboté L. 2001. The Candelaria–Punta del Cobre iron oxide Cu–Au (–Zn–Pb) deposits, Chile. *Econ. Geol.* **96**:1799–1826.
- McDougall I., Harrison M.T. 1988. *Geochronology and thermochronology by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method*. first edition: New York. Oxford University Press. 212 p.
- Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Carvalho E.R.C., Hitzman M.W., Johnson C.A., Souza Filho C.R., Torresi I. 2008. Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: paragenesis and stable isotope constrains. *Miner. Deposita.* **43**:129-159.
- Neves B. B. B., Cordani U. G., Torquato J. R. F. 1980. Evolução geocronológica do precambriano do Estado da Bahia: o ciclo do espinhaço. In: INDA, H. A. V.; DUARTE, F. B. (Org.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*: Textos Básicos. Salvador: SME/COM. **3**:51-56.
- Oreskes N. & Einaudi M. 1992. Origin of hydrothermal fluids at Olympic Dam: Preliminary results from fluid inclusion and stable isotopes. *Econ. Geol.* **87**:64-90.
- Pineau, F., Javoy, M., and Allegre, C. J., 1973, Etude systematique des isotopes de l'oxygene du carbon, et du strontium dans les carbonatites. *Geochim. et Cosmochim. Acta.* **37**:2363-2377.
- Réquia K. & Fontboté L. 2001. The Salobo iron oxide copper–gold hydrothermal system, Carajás mineral province, Brazil. *Geological Society of America, Abstract with Programs* **3**(6):2.
- Richards J.P. & Mumin A.H. 2013. Magmatic-hydrothermal processes within an evolving earth: Iron oxide-copper-gold and porphyry Cu±Mo±Au deposits. *Geology.* **41**(7):767-770.
- Roddick J.C. 1983. High precision of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  standards. *Geochemical et Cosmochimical Acta*, **47**:887-898.

- Rotherham J.F., Blake K.L., Cartwright I., Williams P.J. 1998. Stable isotope evidence for the origin of the Mesoproterozoic Starra Au–Cu deposit, Cloncurry district, northwest Queensland. *Econ. Geol.* **93**:1435–1449.
- Sá E. F. J., Bartels R. L., Neves, B. B. B. 1976. Geocronologia e modelo tectomagmático da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Ouro Preto. *Anais ...* Ouro Preto: SBG. **4**:205-227.
- Sá E. F. J. A. 1981. Chapada Diamantina e a Faixa Santo Onofre: um exemplo de tectônica intra-placa no Proterozóico Médio do Cráton São Francisco. In: INDA, H. A. V.; MARINHO, M. M.; DUARTE, F. B. (Ed.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: textos básicos*. Salvador: SME/COM. **4**:111-120.
- Schobbenhauss, C. 1993. *O Proterozóico Médio no Brasil com ênfase à Região Centro-Leste*. Freiburg im Breisgau, 166 p. Tese de Doutorado.
- Schobbenhauss C., Hoppe A., Bauamam A. 1994. Idade U/Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos...* Camboriú: SBG. (2): 397-398.
- Schobbenhaus C. 1996. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: revisão e novas propostas. *Rev. Bras. de Geoci.* **26**(4):265-276.
- Skirrow R.G. & Walshe J.L. 2002. Reduced and oxidized Au-Cu-Bi iron oxide deposits of the Tennant Creek inlier, Australia: An integrated geologic and chemical model. *Econ. Geol.* **97**:1167-1202.
- Steiger, R.H. & Jäger E. 1977. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth and Planetary Science Letters*. **36**:359-362.
- Taylor H. P., Frechen, J., Degens E. T. 1967. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See district, West Germany, and the Alno district, Sweden. *Geochim. et Cosmochim. Acta.* **31**:407-430.
- Tazava E. & Oliveira C.G. 2000. The Igarapé Bahia Au-Cu-(REE-U) deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil. In: TM Porter (ed) *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective*. Australia Mineral Foundation, Adelaide, pp 203–212.
- Teixeira L. R. 2000. *Projeto Vale do Paramirim: relatório temático de litogeoquímica*. Salvador: CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Relatório interno.
- Teixeira L. R. 2005. *Projeto Ibitiara - Rio de Contas: relatório temático de litogeoquímica*. Salvador: CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Relatório interno.
- Trompette R. 1997. Neoproterozoic (Aproximadamente 600 MA) Aggregation of Western Gondwana a Tentative Scenario. *Prec. Res.* **81**(1):101-112.

- Trompette R., Uhlein A., Silva M. E. 1992. The Brasiliano São Francisco Cráton Revisited (Central Brazil). *J. South Am. Earth Sci.***6**(1):49-57.
- Williams P.J., Barton M.D., Johnson D.A., Fontboté L., Haller A., Mark G., Oliver N.H.S., Marschik R. 2005. Iron oxide copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin. *Econ. Geol.* **100**:371-405.
- Williams P.J. 2010. Classifying IOCG Deposits. In: Corriveau, L. Mumin, H. (editors) *Exploring for Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Canada and Global Analogue*. Geological Association of Canada. Short Course Notes 20. p. 13-21.