



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**



# **DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**“A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DO DEPÓSITO CÓRREGO  
DO SÍTIO E SUA RELAÇÃO COM O ENXAME DE DIQUES  
METAMÁFICOS NO CORPO CACHORRO BRAVO –  
QUADRILÁTERO FERRÍFERO – MG”**

**AUTORA: Cecília Germano Porto**

**ORIENTAÇÃO: Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Lydia Maria Lobato**

**CO-ORIENTAÇÃO: Geol. Dr. Armando José Massucatto**

Nº 91

**BELO HORIZONTE  
22 de fevereiro de 2008**

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**“A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DO DEPÓSITO CÓRREGO  
DO SÍTIO E SUA RELAÇÃO COM O ENXAME DE DIQUES  
METAMÁFICOS NO CORPO CACHORRO BRAVO –  
QUADRILÁTERO FERRÍFERO – MG”**

Autora:

Cecília Germano Porto

Banca Examinadora:

Hardy Jost – Prof. Dr. UNB

Friedrich E. Renger – Prof. Dr. UFMG

Lydia M. Lobato – Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. UFMG (orientadora)

Armando José Massucatto – Geol. Dr. (co-orientador)

Dissertação de Mestrado apresentada junto ao Colegiado de Pós-graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geologia.

Área de concentração: Geologia Econômica

Belo Horizonte, 22 de fevereiro de 2008.

Dissertação de mestrado intitulada “A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA do DEPÓSITO CÓRREGO DO SÍTIO e sua relação com o enxame de diques metamáficos NO CORPO CACHORRO BRAVO – QUADRILÁTERO FERRÍFERO – MG”, de Autoria de Cecília Germano Porto, apresentada ao programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial à obtenção de título de Mestre em Geologia, aprovada pela banca examinadora constituída pelos seguintes professores:

---

Lydia M. Lobato – Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. UFMG - Orientadora

---

Armando José Massucatto – Geol. Dr. - Coorientador

---

Hardy Jost – Prof. Dr. UNB

---

Friedrich E. Renger – Prof. Dr. UFMG

Belo horizonte, 22 de Fevereiro de 2008.

*A coisa mais macia da terra  
vence a mais dura.  
O que não existe penetra até mesmo  
no que não tem frestas.*

*Lao Tzu (Tao Te King)*

*Ao Jan, por todos os caminhos  
que seguimos e seguiremos*

*Aos meus pais, Marino e Angélica,  
por terem me ensinado a caminhar*

## Agradecimentos

À professora Lydia Maria Lobato, por sua dedicação, entusiasmo e amor à ciência e à pesquisa. Minha eterna admiração. À amiga Lydiá, pela enorme paciência e apoio em meus momentos difíceis, meu carinho e agradecimento.

Ao amigo e co-orientador Armando José Massucatto, pelo compromisso, correções, paciência e conselhos amigos.

À AngloGold Ashanti Brasil Mineração Ltda. pela oportunidade e financiamento para a realização deste trabalho.

Aos geólogos Jean-Marc Lopez, Mike Schmulian e Marco Aurélio da Costa, meus incentivadores iniciais. Sem vocês este trabalho não teria sido realizado.

Aos geólogos e professores Carlos Alberto Rosière, Franciscus Baars, Friedrich Renger e Hardy Jost pela inspiração, incentivo e valiosas sugestões. Vocês têm a minha admiração.

Ao geólogo e amigo, Leonardo Henrique de Souza, obrigada pela confiança, oportunidades e amizade. Você também tem a minha admiração.

Aos geólogos 'anglogoldianos' Armando José Massucatto, Luiz Cláudio Lima, Luís Camilo Pinto, José Wilson Soares, Sérgio Kolling, Marcos Antônio da Mata, Eric Ferreira e Ulisses Penha que tanto contribuíram com suas observações, discussões, correções e maravilhosas elocubrações geológicas! E aos geólogos JEDI (Whouhm)!

Aos amigos Luís Carlos, Ulisses, Biota, Rosaline e Alessandro (Frangão), pela amizade, incentivo, haicais, emails, ensinamentos petrográficos, geoestatísticos e de vida! À Larissa que chegou no "finalzinho" mas tanto contribuiu com a amizade e apoio.

À toda equipe de exploração de Córrego do Sítio e da Gerência de Recursos Minerais: Paulo de Tarso, Pablo Noriega, Élio, Hebert, Fred, Fernando Rosa, Alexandre Santiago (valeu o mapa!), Marcela, Olívia, Cida, Nádia, Casarin, Evanildo, Hélder, Douglas, Wagner, José Evelin, Toninho e Rezende. Aos amostradores Ricardo, Marcinho, Toninho, Ednei, Gedeon, Marco Aurélio, José Célio, Moisés, José Maria, Gilcimar, Denner, Walington, José Geraldo e Erbem por tantas caixas e amostras carregadas. Obrigada pelo esforço e amizade.

Ao Fernando, por tantas lâminas, sempre prestativo. E à Vale, através de Henry Galbiatti, Elba Caldeira e Patrícia Procópio que gentilmente identificaram e cederam uma amostra de dique metamáfico em sondagem realizada na mina de Brucutu.

À minha família que tanto amo: meus pais, minha irmã Maria Teresa (Popi), minhas tias e primos. Obrigada pela paciência, incentivo e compreensão na minha ausência. Por terem se cansado de ouvir: " - não posso, tô fazendo mestrado..." Ah...e aos meus totós! : ) Pura alegria!

Às minhas amigas Claudinha e Lucília. Pelo incentivo, força e companheirismo. Amizade que vale a vida!

Aos amigos de sempre e sempre muito queridos: Carol, Juliano, Juliana, Iarinha, Giovana, Jucota, Val e Andréa.

Ao JAN, por tudo o que fomos, somos e seremos. Meu beijo e carinho eterno.

Enfim, a todos aqueles que por falha minha não mencionei, mas que de coração agradeço. A todos os seres que contribuíram para a realização deste trabalho, à energia criadora do Universo e em especial à Gaia, nossa Mãe-Terra, a quem devemos a existência. Sua beleza e mistério é que nos torna geólogos...

**OBRIGADA!**

## RESUMO

O lineamento Córrego do Sítio localiza-se no *greenstone belt* Rio das Velhas (GBRV), Quadrilátero Ferrífero e tem o corpo Cachorro Bravo como seu principal alvo mineralizado. É um depósito aurífero do tipo orogênico, no sentido de Groves *et al.* (1998). Os corpos mineralizados (*lodes*) são de origem hidrotermal, caracterizados por veios de quartzo e carbonato com sulfetação disseminada no contato com as encaixantes, em uma complexa estruturação local. Os corpos mineralizados estão alojados em rochas metassedimentares clásticas turbidíticas, de porções superiores do GBRV. Esta pesquisa desenvolve-se no corpo Cachorro Bravo no qual a mineralização está hospedada em rochas metassedimentares entre enxames de diques metamáficos. A mineralização apresenta distintas associações mineralógicas se próximas ou afastadas desses diques. A alteração hidrotermal é descontínua nos níveis metassedimentares com o predomínio de carbonatação no halo intermediário e sericitização no halo proximal. Nas zonas mineralizadas junto aos *lodes* de quartzo ocorre sulfetação de arsenopirita e pirita arsênica, principalmente. Próximo aos diques metamáficos, a alteração hidrotermal é dos tipos cloritização, carbonatação e sericitização, com rutilo e titanita hidrotermais. O principal sulfeto, arsenopirita, é formado a partir do consumo da pirrotita. O ouro ocorre associado à arsenopirita. Minerais de antimônio (berthierita e estibinita) fazem parte da paragênese da alteração hidrotermal e da mineralização, o que sugere que a mineralização foi de ambiente mais raso, na transição entre o mesozonal e epizonal, ainda não registrado para depósitos auríferos, no Grupo Nova Lima, GBRV. Ocorrem três principais famílias de estruturas no corpo Cachorro Bravo. O acamamento dos litotipos metassedimentares ( $S_0$ ) é o primeiro elemento planar, facilmente observado. Toda a seqüência metassedimentar está deformada por um dobramento ( $F_n$ ) que imprimiu uma foliação ( $S_n$ ), plano-axial, a principal foliação local. Sobrepondo-se a foliação  $S_n$  ocorre uma clivagem de crenulação espaçada ( $S_{n+1}$ ). Um terceiro plano de foliação é observado e sua ordem cronológica anterior ou posterior a  $S_{n+1}$  ainda é dúbia. Algumas rochas do lineamento foram submetidas a intensos processos de alteração hidrotermal que causaram a obliteração completa de seus protólitos e produziram uma associação hidrotermal a quartzo, carbonato, mica branca e clorita. Após análise multielementar foi possível definir os elementos Cr, Ni e P como bons marcadores de seus distintos protólitos, metassedimentares e ígneos.

## ABSTRACT

Córrego do Sítio lineament is located in the Rio das Velhas greenstone belt (GBRV), Quadrilátero Ferrífero, Brazil and Cachorro Bravo is its principal orebody. It is an orogenic gold deposit as defined by Groves *et al.* (1998). The gold-only lodes are of hydrothermal origin and is characterized by quartz-carbonate veins with sulphidation in the wall rocks contact. The orebodies are hosted by clastic and turbiditic metasedimentary rocks of the upper portions of the GBRV. This research is developed at Cachorro Bravo orebody and its mineralization occurs in the metasedimentary sequences between mafic dykes swarms. There are two different mineralogical associations if near or far from these dykes. Hydrothermal alteration is discontinuous in metasedimentary sequences prevailing carbonatization in distal halos and sericitization in proximal halos. Sulphides of the lodes are mainly arsenic-pyrite and arsenopyrite. Near to the dyke contacts, hydrothermal alteration is represented by chloritization, carbonatization, sericitization and hydrothermal rutile and titanite. Arsenopyrite formed after pyrrhotite. On both styles, gold is associated to arsenopyrite. The presence of antimonious minerals (berthierite and stibnite) suggests that the mineralization at Córrego do Sítio took place in a shallow environment, transition from mesozonal to epizonal, so far not registered in the Rio da Velhas greenstone belt. Local structures are a complex and there are three main structure families in Cachorro Bravo orebody. Bedding ( $S_0$ ) is easily observed in the metasedimentary sequences and underwent a deformation folding event ( $F_n$ ) which prints an axial-planar foliation ( $S_n$ ). Overprinting  $S_n$  occurs a spaced crenulation clivage ( $S_{n+1}$ ). Another foliation plan is observed but its cronology before or after  $S_{n+1}$  is not understood yet. Some of the rocks in Corrego do Sítio were submitted to intense hydrothermal alteration and transformed into a quartz-carbonate-white mica-chlorite association. Their protolites became unclear but by multi-elementar analysis it was possible to define Cr, Ni and P as guide of their metasedimentary and igneous origin.



## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** – Localização da área (montagem em imagem IKONOS e fotografias aéreas)..... 19
- Figura 2** – Localização da área e principais vias de acesso. Cuiabá e Córrego do Sítio, em destaque, são minas da AngloGold Ashanti Brasil Mineração Ltda. no Quadrilátero Ferrífero, MG. ... 24
- Figura 3** – Representação esquemática dos ambientes crustais de depósitos auríferos hidrotermais. Do lado direito da figura, os ambientes orogênicos, típicos de depósitos auríferos em Gb. Do lado esquerdo estão caracterizados os depósitos auríferos em ambientes distensionais (*in Groves et al., 1998*). ..... 26
- Figura 4** – Cronologia dos eventos magmáticos registrados no greenstone belt Rio das Velhas baseado em idades U-Pb. As linhas contínuas representam o intervalo de tempo entre as idades mais antigas e mais novas, as tracejadas os erros das idades. (Modificado de Lobato *et al.*, 2007) ..... 31
- Figura 5** – Mapa Geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero (Modificado de Dorr (1969), Ladeira (1980), Renger et al (1994). O lineamento Córrego do Sítio está localizado na porção NE, no 10. .... 32
- Figura 6** – Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero que mostra a distribuição das associações de litofácies do Supergrupo Rio das Velhas (GBRV). Modificado de Zuchetti et al (1998). ..... 34
- Figura 7** – Coluna estratigráfica idealizada para o greenstone belt Rio das Velhas (Zucchetti et al, 1998) ..... 35
- Figura 8** – Coluna Estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (modificada de Alkmim & Marshak, 1998). ..... 36
- Figura 9** – Ambiência geotectônica e ciclos estratigráficos associados (modificado de Baltazar & Zuchetti, 2007). ..... 38
- Figura 10** – Porção nordeste do Quadrilátero Ferrífero (modificado de Lobato et al, 2001 a)..... 40
- Figura 11** – Mapa geológico do lineamento de Córrego do Sítio e proximidades. O lineamento é composto pelos alvos mineralizados de sul (Grotta Funda) a norte (Bocaina). Mapa base de Pinto (1989) e de Zuchetti et al (1998), modificado por Costa (2004), Lopez (2005) e Porto & Lima (2006). Interno/AGABM. .... 44
- Figura 12** – Estereogramas polares do acamamento S0 do domínio do lineamento Córrego do Sítio. *Software Georient.* ..... 52
- Figura 13** – Estereograma polar de medidas de foliação Sn da área do corpo Cachorro Bravo, Córrego do Sítio. *Software Georient.* ..... 54
- Figura 14** – Estereograma polar de medidas de crenulação Sn+1 da região de Córrego do Sítio. *Software Georient.* ..... 56
- Figura 15** – Seção esquemática NW-SE do corpo Cachorro Bravo. As lentes mineralizadas ocorrem preferencialmente na capa (série 300) e entre os diques metamáficos (série 200). Algumas lentes menos expressivas ocorrem na lapa do dique..... 58
- Figura 16** – Perfil esquemático dos dois furos de sondagem amostrados. Notar que o furo FCS628 está mineralizado entre os diques metamáficos (proximal). O furo FCS814 não contém mineralização neste intervalo (distal). ..... 71

- Figura 17** – Fluxograma esquemático da origem da formação de arsenopirita nos litotipos metassedimentares próximos ou afastados dos diques metamáficos, a partir da pirrotita e da pirita, respectivamente. O fluxograma exemplifica também a seqüência da 1ª geração (arsenopirita euhédrica a subhédrica) e da 2ª geração (arsenopirita acicular ou prismática, fina, euhédrica e límpida). ..... 86
- Figura 18** – *a e b*: Padrões de ETR normalizados ao condrito dos metapelitos e metapsamitos do corpo Cachorro Bravo, no depósito Córrego do Sítio. Amostras alteradas são próximas das zonas mineralizadas e as inalteradas, afastadas. *c*: Padrões de ETR normalizados ao condrito para as rochas metassedimentares do *Greenstone belt* neoarqueano de Yellowknife, Canadá (*in* Taylor & McLennan, 1985). ..... 95
- Figura 19** – Diagrama de classificação de rochas vulcânicas de Cox *et al.* (1979) para as amostras de diques metamáficos do corpo Cachorro Bravo, lineamento de Córrego do Sítio. Não foi feita distinção de amostras próximas ou afastadas das zonas mineralizadas para este diagrama. .... 97
- Figura 20** – Padrões de ETR normalizados ao condrito, dos diferentes diques metamáficos do lineamento Córrego do Sítio. Destacadas em círculo vermelho as amostras de diques DB3 que apresentam intensa alteração hidrotermal. .... 98
- Figura 21** – Padrões de ETR normalizados ao condrito, dos diques metamáficos em diferentes áreas do Quadrilátero Ferrífero. .... 99
- Figura 22** – Concentração de Cr, Ni e P em amostras interpretadas como diques DB3. As amostras 969, 970 e 971 sugerem protólito metassedimentar e as demais, protólito ígneo máfico. .... 101
- Figura 23** – Gráficos de correlação de Au vs As, S, Sb, Hg, Ba e Cu. Note que 10.000 ppm é o limite superior de detecção de As pelo método analítico utilizado. .... 102
- Figura 24** – Correlação dos teores de As com a porcentagem de arsenopirita nas amostras mineralizadas. Teores de As > 6.000 ppm correspondem a porcentagem de Aspy > 4%. (10.000 ppm de As é o limite superior de detecção do método analítico utilizado). .... 103
- Figura 25** – Gráficos de correlação de Au vs Mg, F, P e Ti. Todos elementos apresentam correlação negativa. .... 103
- Figura 26** – Perfil geoquímico dos elementos As, Ni, Cu, Sb, P, Cr e S ao longo da sondagem diamantada FCS628. MG – metagrauvaca, RP – metapelito, RPP – metarritmito pelítico-psamítico, ZTP – zona de transição pelítica, DB1 – dique metamáfico, DB3 – dique com protólito alterado hidrotermalmente. .... 104
- Figura 27** – Principais halos de alteração hidrotermal no corpo Cachorro Bravo, lineamento de Córrego do Sítio. Notar que vários halos são intermitentes/descontínuos nas rochas metassedimentares. *a* caracteriza a alteração hidrotermal e a mineralização no contexto das rochas metassedimentares. *b* caracteriza a alteração hidrotermal e a mineralização no contexto das rochas metassedimentares entre os diques metamáficos. Figura esquemática, sem escala. .... 106
- Figura 28** – Distribuição dos minerais de alteração (exceto matéria carbonosa, que é mineral constituinte original) nas rochas hospedeiras metassedimentares em halos distais, intermediários e proximais à mineralização. Halos distais e intermediários são mais raros e ocorrem preferencialmente quando a mineralização está hospedada em metagrauvaca. Outros sulfetos são esfalerita, calcopirita, tetraedrita e galena, principalmente. Arsenopirita subh (subédrica), arsenopirita euh (euédrica). ... 111
- Figura 29** – Tipos de alteração hidrotermal em zonas mineralizadas nos litotipos metassedimentares próximos a diques metamáficos. A cloritização e a carbonatação são mais expressivas e ocorre turmalina e minerais de titânio. .... 113

**Figura 30** – Comportamento das paragênese de alteração hidrotermal e originais em zonas mineralizadas nos litotipos metassedimentares entre diques metamáficos, ou no contato com esses. Outros sulfetos são esfalerita, calcopirita, tetraedrita e galena, principalmente. Arsenopirita subh (subédrica), arsenopirita euh (euédrica). RP = metapelito e MG = metagrauvaca. .... 114

## LISTA DE FOTOS

- Foto 1** – Fotografias de testemunhos de sondagem exemplificando os litotipos predominantes da Unidade Santa Quitéria na área do Lineamento de Córrego do Sítio. (a e b) xistos cloríticos de granulação fina, (b) o 1 xisto apresenta biotita. (c e d) formação ferrífera bandada (*Bif*) do tipo algoma com magnetita. (c) horizontes de *metachert* intercalados com metapelito carbonoso. (d) *metachert* com níveis de *Bif* a magnetita na charneira da dobra. .... 45
- Foto 2** – Fotografias de testemunhos de sondagem exemplificando os litotipos predominantes da Unidade Córrego do Sítio na área do depósito homônimo. (a e c) intercalações de metapelitos e metassiltitos carbonosos. (b e d) intervalo métrico de metagrauvaca com menor contribuição carbonosa. .... 46
- Foto 3** – Fotografias de testemunhos de sondagem exemplificando as feições primárias preservadas, como acamamento gradacional em metaturbiditos centimétricos. (a) porção psamítica predominante. A seqüência está invertida. (b) predomina material pelítico e carbonoso. As setas na escala indicam o sentido do furo de sondagem, em profundidade. .... 47
- Foto 4** – Fotografias dos quatro tipos de diques metamáficos em testemunhos de sondagem. a – dique DB1, b – dique DB2, c – dique DB3, d – dique DB4. Os diques DB1 e DB4 estão mais preservados e consistem de plagioclásio, clorita, anfibólio e minerais de titânio. Os diques DB2 e DB3 possuem intensa alteração hidrotermal, com substituição dos minerais primários e metamórficos por carbonato, mica branca e quartzo. .... 48
- Foto 5** – Vista NNE do talude de estrada que expõe o típico padrão estrutural do lineamento Córrego do Sítio (S0 dobrado pelo dobramento Fn), a vergência é para NW. Cada bancada do talude tem aproximadamente 5 m. .... 50
- Foto 6** – Principais elementos estruturais da área de Córrego do Sítio. S0 – acamamento; Fn – dobra, Sn – foliação plano-axial do dobramento Fn; Sn+1 – clivagem de crenulação. (a e b) afloramentos de metarritmito pelítico-psamítico em superfície. (c, d, e e f) testemunhos de sondagem diamantada em metapelito e metapsamito. (e) amostra de galeria de veio de quartzo mineralizado. (f) dobra Fn em testemunho de metaturbidito com inversão do sentido de grandecrescência indicado pelas setas ..... 51
- Foto 7** – (a): exemplo de transposição do acamamento em arenito bandado (*in* McClay, 1987) e (b): transposição do acamamento em metarritmito mineralizado (filito carbonoso, arsenopirita, veio de quartzo), do corpo Cachorro Bravo, Córrego do Sítio. .... 54
- Foto 8** – Foliação S-C em metapelito carbonoso. Fotomicrografia da amostra MC-28. Objetiva 5x, nicóis cruzados. .... 55
- Foto 9** – Inversão da foliação Sn (linha pontilhada) cava de Cachorro Bravo. Fotografia de Eugênio Espada. .... 57
- Foto 10** – Fotografias dos tipos de mineralização do lineamento Córrego do Sítio. a – Tipo 1: veios de quartzo fumê e ankerita hospedados em níveis metapelitos carbonosos com sulfetação de arsenopirita. b – Tipo 2: Mineralização em rochas metassedimentares na zona de contato com os diques metamáficos DB1, com sericitização e arsenopirita como sulfeto principal. c – Tipo 3: Veios de quartzo cinza a branco decimétrico a métrico com massas de berthierita e ouro livre associado. d – Tipo 4: Mineralização disseminada em metagrauvas com arsenopirita e pirrotita e halo de sericitização e cloritização e estrutura em *stockwork*. .... 60
- Foto 11** – a, c e d: Fotomicrografias de metapelitos e metassiltitos; b: Imagem escaneada da lâmina delgada. a – Contato brusco entre metapelito carbonoso e metapsamito definindo o acamamento S0. Objetiva 2.5x, nicóis paralelos. b – acamamento gradacional em nível metaturbidítico centimétrico. O sinal Y indica a variação da granulação da mais grossa para a mais fina. c – Microestratificação

cruzada em metassilito carbonoso. Objetiva 2,5x, nicóis paralelos. *d* – Metapelito carbonoso cortado por Sn e Sn+1. Microvenulações em Sn. Objetiva 2,5x, nicóis paralelos. .... 63

**Foto 12** – Fotomicrografias de metapelitos e metassilitos em estágios variados de alteração hidrotermal. *a* e *b* – Micro-venulações de quartzo, carbonato, clorita (clo) e sulfetos. Objetiva 5x, nicóis paralelos (*a*), nicóis cruzados (*b*). *c* – Micro-venulações de quartzo (qz) e carbonato (cb). Objetiva 2,5x, nicóis paralelos. *d* – Metapelito mineralizado com arsenopirita (aspy) e subordinada pirrotita (po). Objetiva 2,5x, luz refletida. .... 65

**Foto 13** – Fotomicrografias de metapsamitos (metagravacas). *a* e *f* – Metagrauvaca com predomínio de matriz e com clastos subangulosos. Objetiva 5x, nicóis cruzados. *b* – Matriz recristalizada. Objetiva 10x, nicóis cruzados. *c* – Metagrauvaca imatura com predomínio de clastos subarredondados a angulosos sobre a matriz. Orientação mineral incipiente. Objetiva 5x, nicóis paralelos. *d* – Clasto de quartzo de provável origem vulcânica, apresentando bordas de corrosão. Objetiva 20x, nicóis cruzados. *e* – Clasto de quartzo cominuído e com sombra de pressão. Todas as fotomicrografias em luz transmitida. .... 67

**Foto 14** – Fotomicrografias de metapsamitos (metagravacas) em diversos estágios de alteração hidrotermal. *a* – Venulação no contato entre metagrauvaca e metapelito carbonoso, orientada segundo S0. Clivagem de crenulação descontínua no nível metapsamítico. Objetiva 10x, nicóis paralelos. *b* – Venulação descontínua com contatos difusos com a rocha encaixante. Objetiva 10x, nicóis cruzados. *c* e *d* – Venulação quartzo-carbonática com mica branca, sulfetos e clorita subordinados. Contatos difusos e penetração do carbonato do veio para a matriz da metagrauvaca. *c* – Objetiva 10x, nicóis cruzados. *d* – Objetiva 20x, nicóis cruzados. Todas as fotomicrografias em luz transmitida. .... 69

**Foto 15** – Fotomicrografias do dique DB1 em suas porções de núcleo. *a* – Matriz de dique DB1, textura ofítica modificada, anfibólio alterado para clorita e plagioclásio saussuritizado, trama isotrópica, sem orientação mineral; *b* – Matriz de dique DB1, textura subofítica com cristais esqueletais de ilmenita com intercrescimento de titanita. Orientação mineral incipiente; *a* e *b* - Objetiva 5x, nicóis paralelos. *c* – Matriz de plagioclásio saussuritizado com alteração incipiente (quartzo e carbonato). Textura ofítica preservada. Objetiva 5x, nicóis cruzados. *d* – Anfibólio alterado para clorita. Objetiva 20x, nicóis cruzados. .... 72

**Foto 16** – Fotomicrografias do dique DB1 em suas porções mais alteradas. *a* e *b* – Matriz de dique DB1 totalmente modificada por clorita, quartzo e mica branca, textura lepidoblástica. Objetiva 2,5x, nicóis paralelo e cruzado, respectivamente. *c* – Vênula de albita hidrotermal. Objetiva 20x, nicóis cruzados. *d* – Dique intrusivo na Formação Cauê, da mina de Brucutu (Vale), de matriz fina com clorita e epidoto, textura lepidoblástica, foliação anastomosada. Objetiva 2,5x, nicóis cruzados. .... 74

**Foto 17** – Fotomicrografias do dique DB1 em suas porções mais alteradas exibindo intensa carbonatação. *a* e *b* – Matriz de dique DB1 modificada por quartzo, carbonato, clorita, e titanita. A textura é granoblástica. Objetiva 2,5x, nicóis paralelo e cruzado, respectivamente. *c* e *d* – cristal esqueletal de ilmenita com o desenvolvimento de titanita, leucoxênio. Objetiva 5x, nicóis paralelo e cruzado, respectivamente. .... 75

**Foto 18** – Fotomicrografias do dique DB2. *a* – Matriz modificada por alteração para quartzo, albita, clorita e carbonato. A trama é isotrópica. Objetiva 5x, nicóis cruzados. *b* – Detalhe de porfiroblasto de carbonato romboédrico neoformado, que consumiu a geração anterior, anédrica (núcleo do cristal). Objetiva 5x, nicóis cruzados. .... 76

**Foto 19** – Fotomicrografias de zonas de transição (ZTB) dos diques DB1. *a* – Aspecto geral do contato entre banda ricas em carbonática (cor clara) e rutilo (marrom). Objetiva 5x, nicóis cruzados. *b* – Detalhe da fotomicrografia *a*, onde a matriz é composta por rutilo, quartzo e carbonato. Lentas claras são aglomerados de quartzo. Objetiva 10x, nicóis paralelos. *c* – Contato entre banda carbonática e clorítica. Objetiva 2,5x, nicóis cruzados. *d* – Detalhe de matriz clorítica com romboedros de carbonato e cristais de albita pós-tectônicos, sem orientação. Objetiva 2,5x, nicóis cruzados. .... 78

**Foto 20** – Fotomicrografias de zonas de transição entre diques DB1 e rochas metassedimentares ZTP. *a* – Matriz micácea com venulações de quartzo (bandas claras). Objetiva 5x, nicóis paralelos. *b* – Detalhe da matriz com cristal de turmalina textura “*pull-apart*”. Objetiva 10x, nicóis paralelos.; *c* – Contato entre banda carbonática e banda quartzo-micácea. Objetiva 5x, nicóis cruzados. *d* – ZTP deformada com matriz de mica branca orientada e vênula de quartzo recristalizado dobrada com espessamento na charneira. Objetiva 20x, nicóis cruzados. *e* e *f* – Porfiroblasto de turmalina com sombra de pressão de clorita e carbonato. Objetiva 10x (*e* – luz natural, *f* – luz transmitida) *g* – cristais de titanita hidrotermal em ZTP mineralizada, opacos são de arsenopirita. Objetiva 50x, nicóis paralelos. *h* – cristais de rutilo hidrotermal em ZTP mineralizada. Opacos são de arsenopirita, objetiva 50x, nicóis paralelos. .... 81

**Foto 21** – Amostras de mão dos tipos de veio de quartzo e carbonato das zonas mineralizadas. *a* – veios em estágio intermediário de recristalização. Apresentam quartzo recristalizado, branco, e quartzo fumê, com carbonato subordinado. O mineral opaco na amostra é berthierita; *b* – veio de quartzo branco, recristalizado, com porções cloríticas; *c* – veio de quartzo fumê, deformado e carbonato. .... 82

**Foto 22** – Fotomicrografias dos veios e vênulas das zonas mineralizadas. *a* e *b* – Veios de quartzo fumê. Cristais de quartzo deformados com bordas lobadas e extinção ondulante e cristais de carbonato associados. Objetiva 10x e 5x, respectivamente, nicóis cruzados. *c* e *d* – Veios de quartzo branco acinzentado. Estágios intermediários de recristalização. Objetiva 5x e 10x, respectivamente, nicóis cruzados. Na foto *c* são observados cristais de carbonato em forma de pente ou cocarda; *e* e *f* – Veios de quartzo branco. Estágios avançados de recristalização, textura poligonal, extinção reta. Objetiva 5x, nicóis cruzados. .... 83

**Foto 23** – Fotomicrografias das zonas mineralizadas no corpo Cachorro Bravo. *a* – Arsenopirita formada a partir do consumo de pirrotita. A arsenopirita é subhédrica e preserva a porosidade da pirrotita anterior. Objetiva 20x, luz refletida. *b* – Arsenopirita formada pelo consumo de pirita e/ou pirita arsênica. Objetiva 20x, luz refletida. *c* – Cristais de arsenopirita da 2ª geração, euhédrica, límpida, acicular e/ou prismática. Objetiva 20x, luz refletida. .... 85

**Foto 24** – Fotomicrografias das zonas mineralizadas. Em todas as fotomicrografias a arsenopirita é o sulfeto predominante. *a* e *b* – cristais de arsenopirita orientados na foliação principal Sn, em bandas sericiticas. Objetiva 5x, nicóis cruzado e paralelos, respectivamente. *c* e *d* – Arsenopirita em borda de veio (associação po+aspy. Objetiva 2,5x, luz transmitida e refletida. *e* e *f* – aspecto geral das zonas mineralizadas (associação 3py+aspy). Objetiva 2,5x, luz refletida. *g* e *h* – Rutilo e titanita hidrotermais associados à mineralização, opacos são arsenopirita. Objetiva 50x e 2,5x, respectivamente, nicóis paralelos. .... 87

**Foto 25** – Fotomicrografias da associação pirrotita + arsenopirita, característico das lentes mineralizadas próximas a diques metamáficos DB1. As amostras são das lentes da série 200 e uma da série 100. Pintas de ouro em cristais subhédricos a anédricos de arsenopirita da 1ª geração, formada a partir do consumo de pirrotita. Observa-se restos de pirrotita nos cristais e várias porosidades, herdadas da pirrotita original. *a*, *b*, *e*, *f*, *g*, e *h* com objetiva 20x, luz refletida. *b* e *c* com objetiva 50x, luz refletida. .... 89

**Foto 26** – Fotomicrografias em zonas mineralizadas em litotipos metassedimentares distantes dos diques metamáficos com a associação de pirita/pirita arsênica + arsenopirita. Nesta associação o ouro é “invisível”, pois não contém pintas de ouro, embora as amostras apresentem alto teor em análise geoquímica. Pirita arsênica em (*d* e *e*) e berthierita em (*h*). Os sulfetos estão orientados na foliação Sn (*b*). Em (*c*) observa-se a reorganização dos sulfetos ao longo de Sn+1. .... 90

**Foto 27** – Principal estilo de mineralização no lineamento Córrego do Sítio. *Lode* mineralizado com sulfetação no contato com a hospedeira, sem halos de alteração hidrotermal laterais. Observar que o *lode* se aloja no contato entre a metagrauvaca e o metassilito carbonoso. .... 108

**Foto 28** – *Lode* mineralizado com halos de alteração hidrotermal laterais, na rocha encaixante, formados por carbonatação, sericitização e sulfetação. Os halos são estreitos, raramente ultrapassam

3 m. A mineralização está encaixada em metagrauvaca que é mais permeável e porosa que o metapelito. .... 110

## LISTA DE TABELAS

- Tabela 1** – Recursos Minerais Oxidados – Mina Córrego do Sítio Declaração pública de recursos de dezembro de 2006 (<http://www.anglogoldashanti.com.br>)..... 20
- Tabela 2** – Recursos Minerais Sulfetados – Projeto Córrego do Sítio Tabela 2 – Recursos Minerais Sulfetados – Projeto Córrego do Sítio. Declaração pública de recursos de dezembro de 2006 (<http://www.anglogoldashanti.com.br>) ..... 20
- Tabela 3** – Dados de análise geoquímica para Cr e Ni (ppm) em amostras de litotipos metassedimentares do Corpo Cachorro Bravo. RP – metapelito; MG – metagrauvaca; RPP – ritmito pelítico-psamítico. .... 96
- Tabela 4** – Valores de referência para Cr e Ni (ppm) em rochas ígneas (Rollinson, 1993)..... 96



# SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>APRESENTAÇÃO.....</b>	<b>18</b>
<b>2</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>19</b>
2.1	Objetivos e Justificativa.....	21
2.2	Métodos de Trabalho .....	23
2.3	Localização e Acessos.....	23
<b>3</b>	<b>MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS EM <i>GREENSTONE BELTS</i> ARQUEANOS E EM SEQÜÊNCIAS METATURBIDÍTIICAS PALEOZÓICAS.....</b>	<b>25</b>
3.1	Aspectos Sedimentares em <i>Greenstone belts</i> .....	25
3.2	Mineralizações Auríferas em <i>Greenstone Belts</i> .....	26
3.3	Mineralizações Auríferas em Seqüências Metaturbitíticas .....	27
3.4	Mineralizações Auríferas no Quadrilátero Ferrífero .....	29
<b>4</b>	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO.....</b>	<b>32</b>
4.1	Geologia Regional – Quadrilátero Ferrífero .....	32
4.2	Geologia Local – Porção Nordeste do Quadrilátero Ferrífero .....	39
<b>5</b>	<b>GEOLOGIA DO LINEAMENTO DE CÓRREGO DO SÍTIO COM ÊNFASE NO CORPO CACHORRO BRAVO .....</b>	<b>43</b>
5.1	Introdução.....	43
5.2	Geologia Estrutural.....	49
5.3	Mineralização .....	57
5.4	Petrografia .....	61
5.4.1	Litotipos Metassedimentares clásticos .....	61
5.4.2	Diques Metamáficos .....	69
5.4.3	Zonas de Transição .....	77
5.4.4	Zonas Mineralizadas do Corpo Cachorro Bravo .....	82
5.5	Discussões e interpretações .....	91
<b>6</b>	<b>Geoquímica .....</b>	<b>94</b>
6.1	Litotipos metassedimentares.....	94
6.2	Diques metamáficos.....	97
6.3	Diques DB3 .....	100
6.4	Zonas mineralizadas .....	101
<b>7</b>	<b>MODELO HIDROTHERMAL DA MINERALIZAÇÃO.....</b>	<b>105</b>
7.1	Alteração hidrotermal no corpo Cachorro Bravo.....	105
7.1.1	Alteração hidrotermal nos litotipos metassedimentares .....	107
7.1.2	Alteração hidrotermal nos diques metamáficos .....	112
7.2	A mineralização do lineamento Córrego do Sítio no contexto geotectônico do greenstone belt Rio das Velhas .....	115
<b>8</b>	<b>CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....</b>	<b>119</b>

<b>9</b>	<b>BIBLIOGRAFIA.....</b>	<b>121</b>
<b>10</b>	<b>APÊNDICE .....</b>	<b>130</b>
10.1	Amostragem.....	130
10.2	Descrição Petrográfica Microscópica .....	133
10.2.1	Lâmina CS26.....	1
10.2.2	Lâmina MC12 .....	2
10.2.3	Lâmina MC13 .....	3
10.2.4	Lâmina MC14 .....	4
10.2.5	Lâmina MC15 .....	5
10.2.6	Lâmina MC17 .....	6
10.2.7	Lâmina MC18 .....	7
10.2.8	Lâmina MC20 .....	8
10.2.9	Lâmina MC21 .....	9
10.2.10	Lâmina MC22 .....	10
10.2.11	Lâmina MC23 .....	11
10.2.12	Lâmina MC24 .....	12
10.2.13	Lâmina MC31 .....	13
10.2.14	Lâmina MC32 .....	14

## 1 APRESENTAÇÃO

Depósitos auríferos no Quadrilátero Ferrífero (QF) são pesquisados e explorados desde o século XVIII, em aluviões, metaconglomerados e, principalmente, em formações ferríferas bandadas. Por não pertencer a nenhum dos contextos citados, o lineamento aurífero de Córrego do Sítio, localizado em Santa Bárbara, a sul do depósito de São Bento, passou despercebido pelos exploradores até o início da década de 1980. Os corpos mineralizados estão alojados em rochas metassedimentares clásticas, turbidíticas, dos terrenos arqueanos superiores do *greenstone belt* Rio das Velhas (GBRV).

Córrego do Sítio é um depósito aurífero do tipo orogênico, no sentido de Groves *et al.* (1998), e engloba diversos corpos mineralizados (*lodes*) de origem hidrotermal, caracterizados por veios de quartzo com sulfetação disseminada no contato com as encaixantes, em uma complexa estruturação local. Outros depósitos auríferos hospedados preferencialmente em metaturbiditos são conhecidos na Austrália, Província de Vitória, no cinturão de dobramento de Lachlan (Bierlein *et al.*, 1998; Ramsay *et al.*, 1998), como Bendingo (Li *et al.*, 1998) e Wattle Gully (Bierlein *et al.*, 1998, Cox *et al.*, 1995), dentre outros depósitos mundiais, todos em terrenos mais jovens.

A autora desta dissertação está matriculada no Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Recursos Minerais do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais. A área de concentração é Geologia Econômica e Aplicada, sob orientação da Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Lydia Maria Lobato e co-orientação do Geólogo Dr. Armando José Massucatto, que fez parte da equipe da AngloGold Ashanti Brasil Mineração Ltda (AGABM) até outubro de 2007. A AGABM apóia e financia este projeto de Mestrado, em parceria com a Universidade Federal de Minas Gerais e o CNPq.

## 2 INTRODUÇÃO

No início da década de 1980, em trabalho de reconhecimento, a equipe de exploração da extinta Unigeo detectou anomalias geoquímicas significativas de ouro e arsênio em dois *trends* paralelos de direção NE-SW, que definiram o alinhamento de diversos alvos mineralizados (Figura 1). Desde então, o lineamento Córrego do Sítio vem sendo objeto de pesquisas, primeiramente em sua mineralização oxidada e mais recentemente em seu potencial primário.

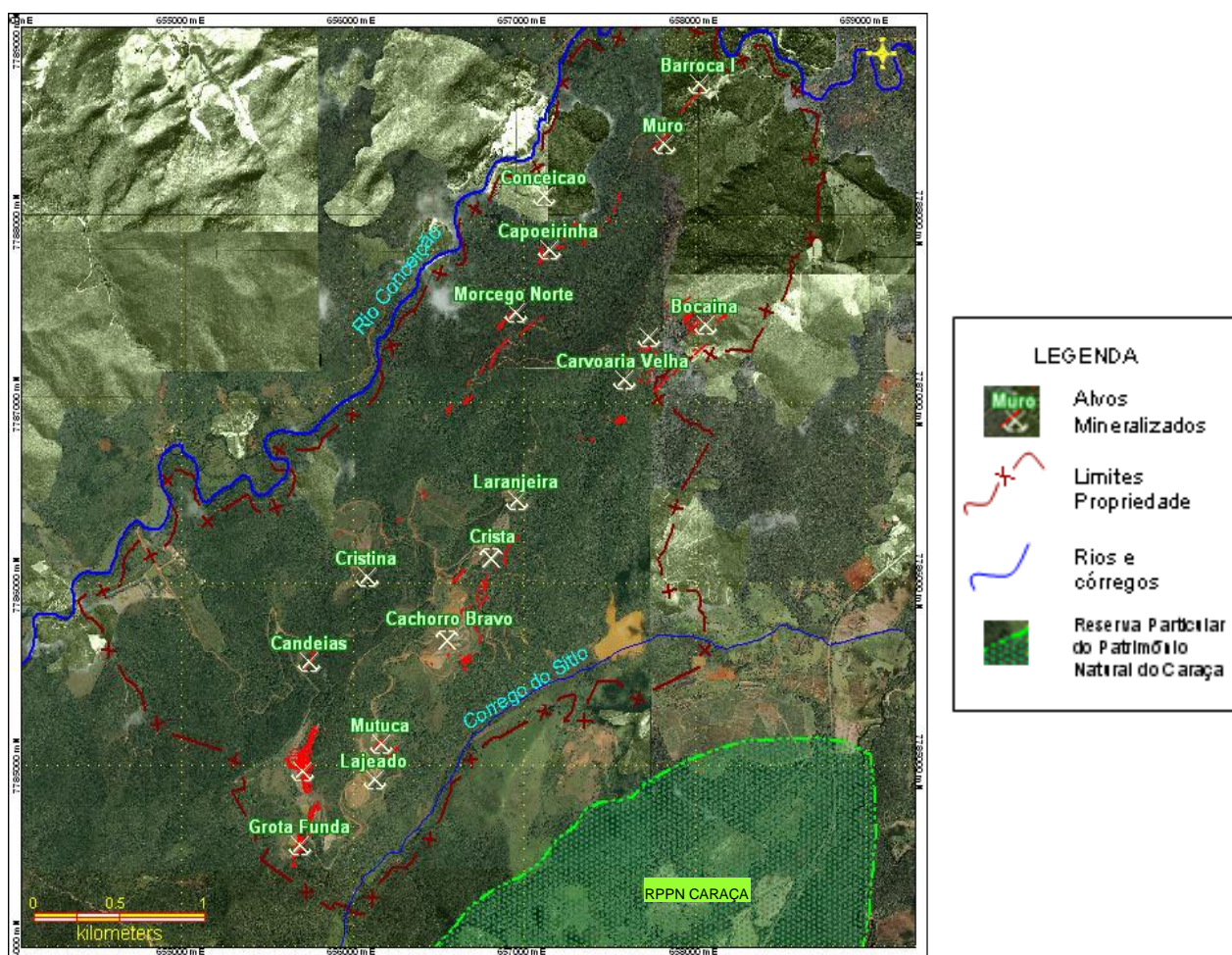


Figura 1 – Localização da área (montagem em imagem IKONOS e fotografias aéreas).

Com os direitos minerários adquiridos pela Mineração Morro Velho, a área transformou-se na Mineração Itajobi, hoje Mina Córrego do Sítio. O minério oxidado é explotado em diversas cavas a céu aberto desde 1990, com uma paralização entre 1999 e 2001. A produção anual é de pequena escala, da ordem de 01 tonelada de ouro/ano. Desde o início da operação até o ano corrente foram extraídos cerca de 09 t

de ouro. O minério britado é tratado em pilhas de lixiviação com 87% de recuperação metalúrgica. Até o ano de 2006 os recursos minerais oxidados somavam 14 t de ouro (Tabela 1).

Tabela 1 - Recursos Minerais Oxidados – Mina Córrego do Sítio  
Declaração pública de recursos de dezembro de 2006 (<http://www.anglogoldashanti.com.br>)

Categoria do Recurso	Tonelagem	Teor (g/t)	Ouro contido	
			Kg	Onças
Medido	1.021.000	4,49	4.582	147.000
Indicado	724.000	4,78	3.461	111.000
Inferido	1.213.000	4,91	5.950	191.000
<b>Total</b>	<b>2.958.000</b>	<b>4,73</b>	<b>13.994</b>	<b>450.000</b>

Após a aquisição daquela empresa pela AngloGold Ashanti Brasil Mineração Ltda. (AGABM) em 2003, iniciaram-se os trabalhos de pesquisa do minério primário, acessado por meio de uma rampa exploratória em subsolo. Atualmente, o projeto Córrego do Sítio Sulfetado está em fase de estudos de viabilidade econômica e a expectativa é de produzir 1,4 milhões de onças em 14 anos de operação. Os recursos minerais sulfetados são da ordem de 64 t de ouro (Tabela 2).

Tabela 2 – Recursos Minerais Sulfetados – Projeto Córrego do Sítio  
Declaração pública de recursos de dezembro de 2006 (<http://www.anglogoldashanti.com.br>)

Categoria do Recurso	Tonelagem	Teor (g/t)	Ouro contido	
			Kg	Onças
Medido	301.000	10,92	3.282	106.000
Indicado	4.367.000	6,93	30.254	973.000
Inferido	4.234.000	7,27	30.788	990.000
<b>Total</b>	<b>8.902.000</b>	<b>7,23</b>	<b>64.325</b>	<b>2.068.000</b>

Trabalhos anteriores, como os de Takai *et al.* (1991), Canale (1997 a, b, c) e Canale (1999), enfatizam a porção oxidada do depósito, enquanto o de Lobato *et al.* (2004) enfatiza seu contexto estrutural. David (2006) realizou um estudo da composição isotópica Pb, Sr e Nd da mineralização de Córrego do Sítio, no corpo Cachorro Bravo. Vial *et al.* (2007 b) exemplificam Córrego do Sítio como um dos pequenos depósitos auríferos do *greenstone belt* Rio das Velhas com estilo de mineralização de sulfetos disseminados em venulações de quartzo.

A abertura da rampa exploratória e o adensamento da malha de sondagem expuseram os corpos mineralizados ao longo do caimento e das rochas encaixantes e permitiram melhorar a compreensão das relações estruturais e do zoneamento hidrotermal da mineralização.

O desenvolvimento desta Dissertação possibilitou entender as relações entre a mineralização e os diques e *sills* metamáficos. A mineralização está hospedada em rochas metassedimentares e apresenta distintas associações mineralógicas se próximas ou afastadas dos diques metamáficos.

A alteração hidrotermal é descontínua nos níveis metassedimentares com o predomínio de carbonatação no halo intermediário e sericitização no halo proximal. Nas zonas mineralizadas junto aos *lodes* de quartzo ocorre sulfetação de arsenopirita e pirita arsênica, principalmente. Próximo aos diques metamáficos, a alteração hidrotermal apresenta cloritização além da carbonatação e sericitização, e com rutilo e titanita hidrotermais. O principal sulfeto, arsenopirita, é formado a partir do consumo da pirrotita.

Via de regra o ouro ocorre associado à arsenopirita. Na associação pirita arsênica + arsenopirita, o ouro é invisível. Na associação pirrotita + arsenopirita, o ouro, embora incluso na arsenopirita, apresenta pintas maiores observáveis em microscópio.

## **2.1 Objetivos e Justificativa**

O objetivo desta Dissertação de Mestrado é o estudo da mineralização aurífera no corpo Cachorro Bravo, o principal alvo mineralizado de Córrego do Sítio (Figura 1), e sua relação com os diques e *sills* metamáficos que ocorrem associados à mineralização. O enfoque é no entendimento dos processos da alteração hidrotermal, pela observação, descrição e interpretação das características mineralógicas, geoquímicas e estruturais da área.

Este trabalho resulta da experiência da autora durante os 3,5 anos de trabalho em Córrego do Sítio, como geóloga de exploração e avaliação da empresa AngloGold Ashanti Brasil Mineração Ltda. Durante o período, a autora e outros geólogos colaboradores da equipe vêm realizando trabalhos de mapeamento geológico e análise estrutural de superfície, em macroescala, e de subsolo, em microescala, nas zonas mineralizadas. Adicionalmente, foram efetuadas descrições dos litotipos de todo

o lineamento Córrego do Sítio em mais de 100.000 metros de testemunhos de sondagem diamantada, além da interpretação geológica de seções transversais e horizontais.

A descrição macroscópica e análise estrutural suscitaram grande interesse e necessidade de aprofundar os conhecimentos petrográficos microscópicos e de geoquímica para aprimorar o entendimento e a interpretação do contexto geológico e do processo mineralizador, culminando com a realização desta dissertação.

## **2.2 Métodos de Trabalho**

As principais etapas e atividades compreenderam:

- 1- Pesquisa bibliográfica;
- 2- Amostragem e mapeamento geológico-estrutural em subsolo;
- 3- Amostragem e estudo detalhado da mineralização e rochas encaixantes mediante a descrição de testemunhos de sondagem;
- 4- Estudo petrográfico em seções delgadas e polidas das rochas metassedimentares encaixantes e dos diques metamáficos, em seus diferentes graus de alteração hidrotermal e da mineralização aurífera e sulfetos;
- 5- Amostragem e interpretação geoquímica de rocha total, traços e ETR analisadas pelo Laboratório ALS-Chemex;
- 6- Integração, tratamento e interpretação dos dados coletados.

## **2.3 Localização e Acessos**

A área pesquisada localiza-se no município de Santa Bárbara, Estado de Minas Gerais, a noroeste da Reserva Particular do Patrimônio Natural do Caraça (RPPN Caraça), conjunto de grande expressão topográfica e cultural da região.

O lineamento Córrego do Sítio sustenta as cristas de serra circundadas pelo rio Conceição, a norte e oeste, e pelo seu afluente córrego do Sítio, a leste (Figura 1).

A principal via de acesso, a partir de Belo Horizonte, é a rodovia federal BR- 381/262, sentido Vitória até o trevo da rodovia estadual MG-436, sentido Santa Bárbara/Barão de Cocais. No trevo da MG-436 com a rodovia Pe. Jerônimo, 6 km após a cidade de Barão de Cocais, segue-se à direita, sentido Brumal e Caraça, por 3 km até uma ponte estreita. A partir daí, segue-se à direita por estrada não pavimentada por 10 km até a entrada da mina de Córrego do Sítio. O percurso completo perfaz cerca de 115 km (Figura 2). Outras estradas não pavimentadas conectam a mina aos municípios de Barão de Cocais, Rio Acima e Itabirito.



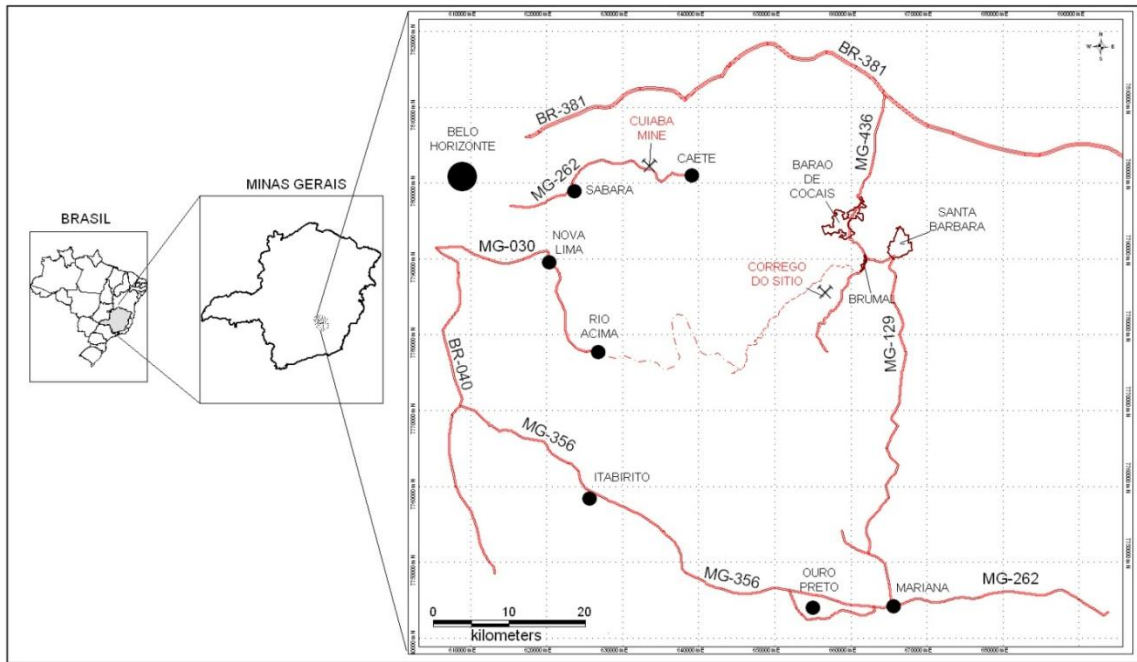


Figura 2 – Localização da área e principais vias de acesso. Cuiabá e Córrego do Sítio, em destaque, são minas da AngloGold Ashanti Brasil Mineração Ltda. no Quadrilátero Ferrífero, MG.

### **3 MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS EM *GREENSTONE BELTS* ARQUEANOS E EM SEQÜÊNCIAS METATURBIDÍICAS PALEOZÓICAS**

#### **3.1 Aspectos Sedimentares em *Greenstone Belts***

Os *greenstone belts* (GB) são seqüências metavulcanossedimentares resultantes de ambientes de arco e retro-arco (de Wit & Ashwal, 1997). Os dois períodos geológicos de seu maior desenvolvimento são o Paleoarqueano, entre 3,6 e 3,2 Ba, e o Neoarqueano, entre 2,8 e 2,6 Ba (Taylor & McLennan, 1985). O *greenstone belt* Rio das Velhas (GBRV) foi formado no Neoarqueano, como demonstram os trabalhos de datação geocronológica no Quadrilátero Ferrífero - QF (Machado *et al.*, 1992; Noce *et al.*, 2005). Outros GB deste período são Yellowknife (Slave Province, Canadá) e Kalgoorlie (Yilgarn Block, Austrália) (Condie, 1981).

Embora as contribuições vulcânicas, principalmente máficas e ultramáficas, sejam fundamentais na estratigrafia e evolução de um GB, a contribuição das seqüências sedimentares imprime características singulares em diferentes GB e pode variar entre 10% e 90% do registro estratigráfico. Nestes casos, os *greenstone belts* podem ser denominados cinturões sedimentares (Sylvester *et al.*, 1997), como o GB Yellowknife, com 80% de contribuição clástica e 20% vulcânica (Taylor & McLennan, 1985). No GBRV também ocorre expressiva contribuição sedimentar.

As principais características das seqüências sedimentares em GB foram estudadas por Taylor & McLennan (1985), dos quais foi extraída e compilada a descrição que se segue.

As rochas sedimentares em GB ocorrem em duas sucessões principais: (i) intercamadas em rochas vulcânicas das porções basais, como vulcanoclásticas e químicas; e (ii) em espessos depósitos clásticos, subordinadamente vulcanoclásticos, no topo das seqüências vulcânicas.

Os *greenstone belts* paleoarqueanos apresentam tipicamente uma única e espessa seqüência vulcânica na base, seguida de uma sucessão clástica, enquanto que os neoarqueanos normalmente apresentam mais de um ciclo de vulcanismo, separados por sedimentação clástica. Em ambos a sedimentação química é subordinada. Devido

à alternância de ciclos, é mais difícil distinguir as seqüências vulcânicas das seqüências sedimentares clásticas nos neoarqueanos.

As seqüências sedimentares ocorrem no topo dos ciclos vulcânicos e sua espessura varia entre 1.000 a 5.000 m, podendo ser duplicada por tectonismo. Uma característica comum das seqüências de topo, independente da idade do GB, é a ampla contribuição de componente terrígena e a rápida variação faciológica entre arenitos flúvio-aluviais e turbiditos de águas profundas, não sendo comum o desenvolvimento de plataformas. Uma característica típica das seqüências sedimentares neoarqueanas é o maior desenvolvimento de sucessões turbidíticas grauvaquianas a pelíticas e menor desenvolvimento de arcóseos, conglomerados e sedimentos químicos. Formações ferríferas acumularam-se em períodos de recesso da contribuição clástica.

### 3.2 Mineralizações Auríferas em *Greenstone Belts*

Os principais depósitos produtores de ouro em GB apresentam idade neoarqueana, entre 2,8 e 2,6 Ba (Hodgson, 1993; Groves & Foster, 1993). Estes depósitos são orogênicos (Groves *et al.*, 1998), caracterizados pela origem hidrotermal dos fluidos mineralizadores em ouro, liberados durante o metamorfismo que ocorre em ambientes tectônicos compressoriais (Figura 3, lado direito).

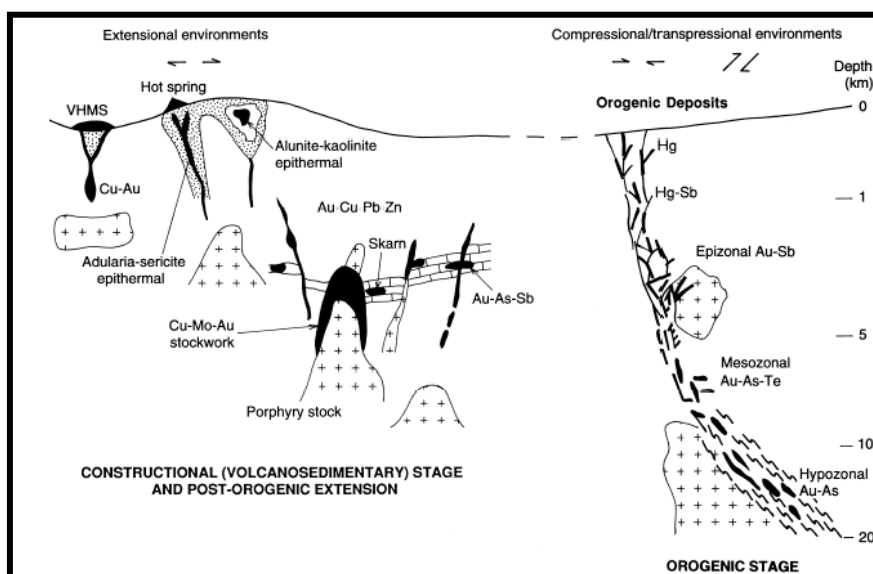


Figura 3 – Representação esquemática dos ambientes crustais de depósitos auríferos hidrotermais. Do lado direito da figura, os ambientes orogênicos, típicos de depósitos auríferos em Gb. Do lado esquerdo estão caracterizados os depósitos auríferos em ambientes distensionais (*in Groves et al.*, 1998).

Anteriormente à definição de Groves *et al.* (1998), estes depósitos eram mundialmente conhecidos como do tipo mesotermal, termo proposto por Lindgren em 1911 (*in* Hodgson, 1993). São caracterizados por mineralizações relacionadas a veios de quartzo (*lodes*), *gold-only*, com carbonatação das rochas hospedeiras. São característicos de terrenos de baixo a médio grau metamórfico e ocorrem em cinturões supracrustais deformados de todas as idades geológicas (Hodgson, 1993).

Uma das principais distinções destes depósitos é a alta razão Au/Ag e a grande continuidade vertical, opostas às dos depósitos de ouro do tipo epitermal.

Os maiores e mais produtivos depósitos de ouro orogênico (tipo *lode-gold*) ocorrem nas províncias Superior (*GB* Abitibi), Slave (*GB* Yellowknife) e Churchill no Canadá; no Yilgarn Block (*GB* Kalgoorlie) na Austrália e no Cráton do Zimbábue, representando mais de 67% de toda produção e reservas mundiais (Hodgson, 1993).

Embora a sedimentação clástica seja predominante em muitos dos *greenstone belts* arqueanos, a maioria dos depósitos auríferos associa-se às formações ferríferas bandadas (*Bif*) ou às seqüências máficas das fácies xisto verde de baixo grau (Groves & Foster, 1993; Eilu *et al.*, 1999). Dentre os depósitos de classe mundial, o de Homestake (EUA) ocorre em *Bif* fácies silicato (Sawkins, 1990) e Golden Mile (Kalgoorlie, AUS), em rochas máficas (Groves & Foster, 1993). Em alguns depósitos, como o de Lupin (Canadá), a mineralização aurífera ocorre em *Bif* situada no contato entre turbiditos grauvaquianos e pelíticos (Sawkins, 1990).

Na bibliografia consultada, localizou-se apenas um depósito aurífero orogênico do tipo *lode gold* em *greenstone belt* arqueano hospedado em rochas metassedimentares. Trata-se do depósito de New Holland, no *greenstone belt* Norsemann-Wiluna, Yilgarn Block (Aus) hospedado em arcóseos e conglomerados (Inwood, 1998).

### **3.3 Mineralizações Auríferas em Seqüências Metaturbitíticas**

Embora incomuns nos terrenos arqueanos, depósitos auríferos em seqüências metaturbidíticas são comuns nos cinturões paleozóicos, como é o caso do Lachlan Fold Belt, província de Vitória, Austrália, que abriga inúmeros depósitos, incluindo o de Bendingo, o 2º maior produtor de ouro da Austrália (Li *et al.*, 1998).

Por terem sido bem estudados e documentados na literatura, os depósitos do Lachlan Fold Belt foram escolhidos para a revisão bibliográfica desta dissertação, para aprofundar o conhecimento e entendimento deste tipo de mineralização. Não se esgotando a abrangência mundial, outros depósitos de ouro hospedados em turbiditos ocorrem em: Otago Goldfield (Nova Zelândia), Salsigne (França), Cariboo District e Meguma Terrane (Canadá), Sabie-Pilgrim's Rest Goldfield, Transval (África do Sul), Muruntau (Uzbequistão) e Clontibret (Irlanda) (Bierlein *et al.*, 1998).

Nas seqüências turbidíticas do Lachlan Fold Belt ocorrem dois tipos característicos de depósitos mesotermiais: (i) em zona de cisalhamento e (ii) em zona de dilatação com controle estrutural (Ramsay *et al.*, 1998).

No primeiro caso, característico da província metalogenética de Stawell, os depósitos são de provável idade cambriana e foram formados por fluidos metamórficos, em múltiplos estágios de cisalhamento e mineralização, durante o tectonismo de encurtamento crustal (orogênico). Há uma associação com metabasitos e derivados vulcanoclásticos e um grande percentual de sulfetos de ganga com baixo teor de Sb.

Os depósitos formados em zona de dilatação predominam na Província metalogenética de Bendigo-Ballararat (Austrália) e estão hospedados em rochas sedimentares clásticas do Ordoviciano ao Devoniano. São controlados por um fraturamento rúptil, se caracterizam por alta razão fluido/rocha ( $\gg 1$ ) e desenvolvidos durante período distensional imediatamente após encurtamento e espessamento crustal, tardi-metamórficos.

Em geral, estes depósitos em seqüências metaturbidíticas apresentam baixo conteúdo de sulfetos (~2%) e uma típica associação: pirita  $\pm$  arsenopirita  $\pm$  esfalerita  $\pm$  galena  $\pm$  calcopirita  $\pm$  pirrotita. O ouro geralmente é livre e recuperado após moagem.

O contato entre os veios de quartzo dos *lodes* mineralizados e as rochas hospedeiras (pelitos, argilitos e grauvacas) geralmente são bruscos. Os halos de alteração são estreitos, fracos, ausentes ou imperceptíveis, limitando-se mesoscopicamente aos veios e venulações quartzo-carbonáticas e a halos de pirita e/ou arsenopirita. A invisibilidade aparente da alteração hidrotermal nos turbiditos deve-se à composição química pouco reativa dos pelitos aluminosos e grauvacas silicáticas e às características sedimentares rítmicas do acamamento (pelito/grauvaca/pelito/grauvaca...). O pacote sedimentar apresenta diferenças de permeabilidade e porosidade que geram halos de alteração hidrotermal descontínuos

e menos penetrativos, com larguras variáveis. Naturalmente, os halos de alteração são ainda menos pronunciados nos pelitos do que nas grauvacas devido a menor permeabilidade.

Ainda assim, os halos de alteração também podem ser penetrativos e formam envelopes centimétricos a métricos alveados (*bleached*) de sericitização e carbonatação nas rochas hospedeiras. Em alguns depósitos como o de Wattle Gully, na província de Bendigo-Ballarat, halos de carbonatação atingem algumas dezenas de metros (Bierlein *et al.*, 1998).

Uma característica não visual da alteração é o consistente enriquecimento em  $K_2O$ ,  $CO_2$ , S e As, com valores anômalos que pode alcançar até 1 km de distância da mineralização (Cox *et al.*, 1995).

A origem do ouro nesses depósitos é controversa. Os turbiditos e arenitos metamorfisados não teriam ouro suficiente para ser liberado durante o metamorfismo e gerar os depósitos. Os autores citam uma possível contribuição vulcânica máfica dos *greenstones belts* cambrianos ou um protólito máfico mesoproterozóico. Sugerem também que a sedimentação intercalada às seqüências vulcânicas meso-oceânicas, do Cambriano, tenham sido enriquecidas em Au por exalação de sulfetos singenéticos e serem a fonte do metal que reagiu com fluidos ricos em  $CO_2$  desenvolvidos durante o metamorfismo e magmatismo regional siluro-devoniano para gerar as mineralizações nas seqüências sedimentares posteriores (Ramsay *et al.*, 1998).

### **3.4 Mineralizações Auríferas no Quadrilátero Ferrífero**

O Quadrilátero Ferrífero (QF) é um distrito mineral mundialmente reconhecido, no qual destacam-se várias ocorrências e depósitos auríferos em diferentes ambientes geológicos, tais como em metaconglomerados e formações ferríferas bandadas do tipo Lago Superior das sucessões proterozóicas (Garayp *et al.*, 1991) e em *metacherts* e formações ferríferas bandadas do tipo Algoma, seqüências vulcanoclásticas e metassedimentares clásticas do *Greenstone Belt* Rio das Velhas (GBRV), de idade neoarquena (Lobato *et al.*, 2001a; Vial *et al.*, 2007b).

Depósitos auríferos das formações ferríferas bandadas do tipo Lago Superior são conhecidos como jacutinga (Henwood, 1871; Hussak, 1907 *in* Galbiatti *et al.*, 2007) e estudados, entre outros autores, por Galbiatti (1999, 2007) na mina de Cauê,

Município de Itabira. Outros exemplos históricos são os depósitos do tipo Jacutinga na mina de Gongo Soco, em Barão de Cocais e na mina de Pitangui, em Catas Altas.

Depósitos auríferos nos metaconglomerados proterozóicos do QF foram estudados por Garayp *et al.* (1991) no Sinclinal Ouro Fino e definidos como do tipo *paleo-placer*.

Atualmente no QF só há minas em atividade nos depósitos auríferos arqueanos do GBRV. Descrições destes depósitos estão resumidas em Lobato *et al.* (1998 e 2001 b). Em uma compilação de dados históricos, Lobato *et al.* (2001 b) relatam que cerca de 47% dos depósitos auríferos estão alojados em formações ferríferas bandadas metamorfisadas (*Bif*) e 49% na unidade conhecida como Lapa Seca (Ladeira, 1980; Vial, 1987; Vieira, 1991). Outros depósitos, alojados em rochas metavulcânicas máficas, ultramáficas e metassedimentares perfazem menos de 5% do conteúdo de ouro do GBRV.

Os principais depósitos hospedados em *Bif* são os depósitos de Cuiabá, São Bento, Raposos, Pilar (Brumal) e Lamego. Estes foram estudados por Ribeiro-Rodrigues (1998; 2007), Martins Pereira (1995), Martins Pereira *et al.* (2007), Vial (1980) Vial *et al.* (2007 a), Junqueira *et al.* (2007), Vieira (1987 e 1991), Passos (1999) e Silva (2007), dentre outros.

Morro Velho foi a principal mina produtora de ouro no QF com mais 450 t de ouro extraídas (Lobato *et al.* 2001b) e está entre os maiores depósitos auríferos mundiais. O depósito de Morro Velho está hospedado em uma rocha conhecida por Lapa Seca (Ladeira, 1988). O termo é atribuído a uma rocha bege-acinzentada, maciça a finamente foliada e composta de carbonatos, quartzo, albita e mica branca subordinada. Ladeira (1980) a interpreta como de origem sedimentar química. Vial (1987), Vial *et al.* (2007a) e Vieira (1991) como de origem hidrotermal.

Outros depósitos menores no GBRV são Santana e Descoberto da Serra Piedade, alojados em seqüências vulcânicas ultramáficas, Juca Vieira em seqüências vulcânicas máficas, Engenho d'Água em seqüências vulcanoclásticas e Córrego do Sítio em seqüências metassedimentares clásticas (Lobato *et al.*, 2001b; Vial, 2007b).

Lobato *et al.* (2007) mostra resultados de datação de cristais de monazita hidrotermal associadas às mineralizações do depósito de Morro Velho e de Cuiabá, o quais indicam a idade de  $2672 \pm 14$  Ma. No contexto evolutivo do *greenstone belt* Rio das Velhas estão associadas aos seus estágios finais da evolução (Figura 4).

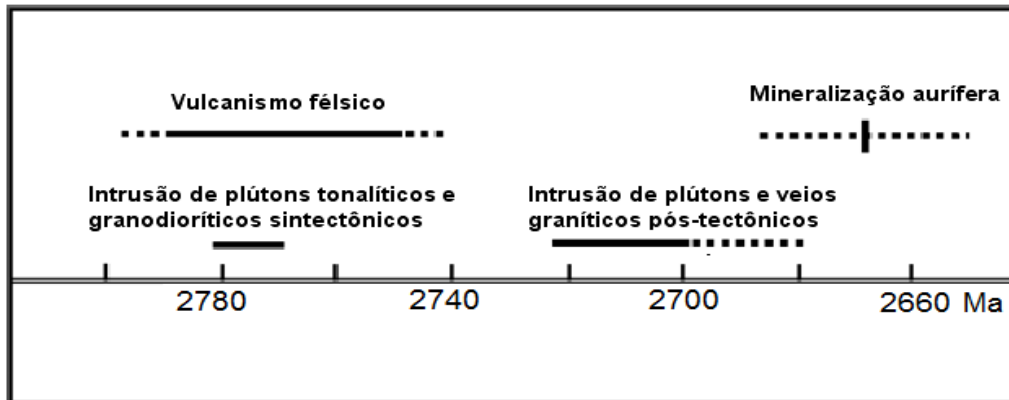


Figura 4– Cronologia dos eventos magmáticos registrados no greenstone belt Rio das Velhas baseado em idades U-Pb. As linhas contínuas representam o intervalo de tempo entre as idades mais antigas e mais novas, as tracejadas os erros das idades. (Modificado de Lobato *et al.*, 2007)



## 4 CONTEXTO GEOLÓGICO

### 4.1 Geologia Regional – Quadrilátero Ferrífero

O Quadrilátero Ferrífero (QF) é uma província metalogenética que abriga grandes depósitos auríferos e ferrosos, além de gemas e minerais industriais, dentre outros.

Localizado no extremo sudeste do Cráton do São Francisco, sua história geológica remonta ao Arqueano e Proterozóico, em que foram gerados e retrabalhados os três grandes domínios tectono-estratigráficos que o compõem, a saber: terrenos granito-gnáissicos, uma seqüência do tipo *Greenstone Belt* (Supergrupo Rio das Velhas) e uma seqüência supracrustal de rochas sedimentares químicas e clásticas (Supergrupo Minas) (Figura 5).

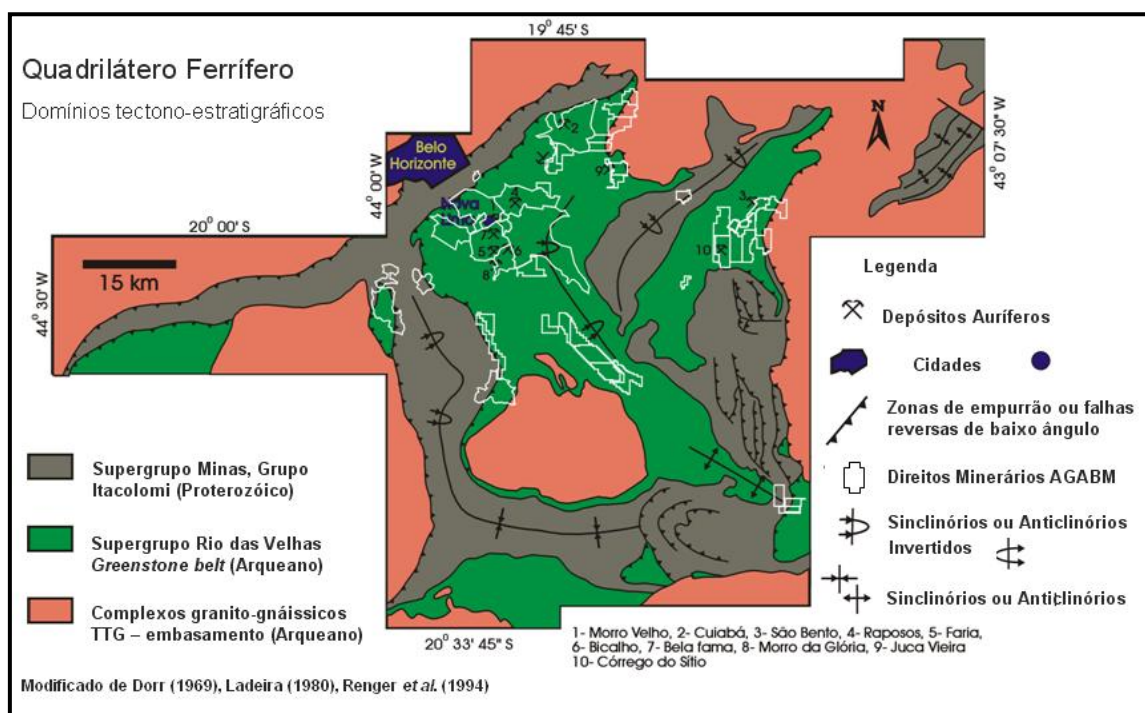


Figura 5 – Mapa Geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero (Modificado de Dorr (1969), Ladeira (1980), Renger et al (1994). O lineamento Córrego do Sítio está localizado na porção NE, no 10.

Os terrenos gnáissicos formam o embasamento arqueano do QF e seus arredores (Renger et al., 1994). São constituídos por complexos gnáissico-migmatíticos do tipo TTG (tonalito-trondhjemito-granodiorito), cujos protólitos ígneos têm idades mais

antigas que 2.920 Ma (Noce *et al.*, 2005). Diversas gerações de plútons tonalíticos a graníticos com idades entre 2.780 e 2.600 Ma, intrudem os gnaisses e migmatitos mais antigos (Machado & Carneiro, 1992; Machado *et al.*, 1992; Noce *et al.*, 1998).

A espessa seqüência metavulcanossedimentar neoarqueana representada pelo Supergrupo Rio das Velhas (Dorr, 1969) é interpretada como do tipo *greenstone belt* (Almeida, 1976; Schorscher, 1976, 1978), e é constituída, da base para o topo, por rochas vulcânicas máficas toleíticas e komatiitos e, formações ferríferas bandadas do tipo Algoma, xistos e filitos metavulcanoclásticos e seqüências clásticas terrígenas, todas metamorfasadas em fácies xisto verde a anfíbolito.

Dados geocronológicos de rochas metavulcânicas félsicas do GBRV registram idades de 2.792 a 2.751 Ma (Noce *et al.*, 2005), indicando que este evento eruptivo é contemporâneo às intrusões de plútons tonalíticos e granodioríticos (Machado *et al.*, 1992).

Subdivisões estratigráficas do Supergrupo Rio das Velhas foram propostas em diversos trabalhos. Dorr (1969) o divide nos grupos: Nova Lima (inferior) e Maquiné (superior). Schorscher (1976, 1978) inclui o Grupo Quebra Osso como seqüência basal, e Ladeira (1980) subdivide o Grupo Nova Lima em unidades Metavulcânica Basal, Intermediária e Clástica Superior.

O Projeto Rio das Velhas de mapeamento geológico, resultado do convênio informal DNPM/CPRM (Zucchetti *et al.* 1996, 1998) propõe uma coluna estratigráfica subdividindo o Grupo Nova Lima em unidades relacionadas à ambiência deposicional (Figuras 6 e 7).

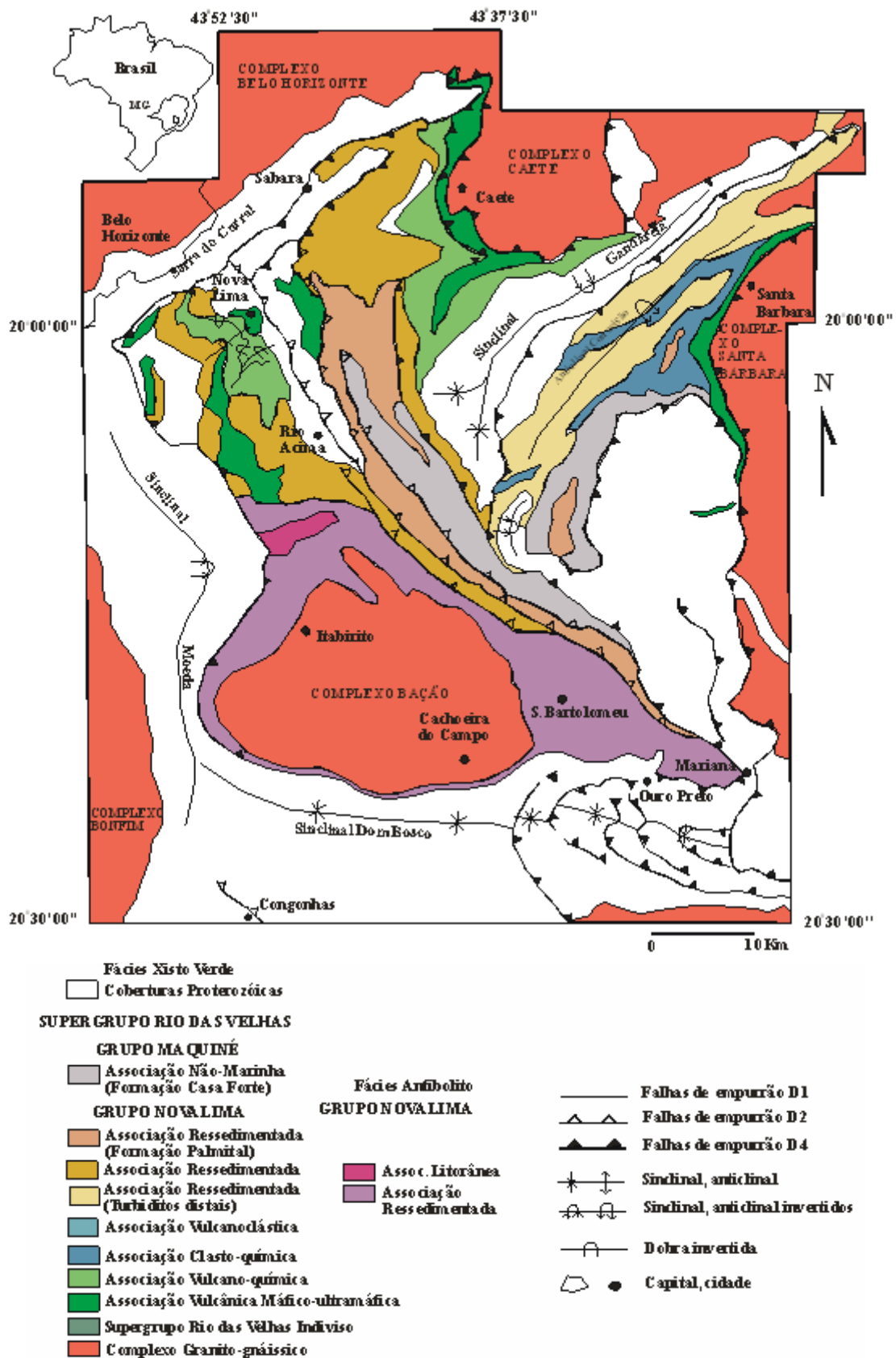


Figura 6 – Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero que mostra a distribuição das associações de litofácies do Supergrupo Rio das Velhas (GBRV). Modificado de Zuchetti et al (1998).

		Ambiência	Formação/Unidade		Litótipo	
SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS	GRUPO MAQUINÉ	Associação metassedimentar clástica não marinha (litorânea e fluvial)	Casa Forte ~~~~~D~~~~~ Palmital		quartzito, conglomerado ~~~~~ quartzo xisto	
	LIMA	Associação metassedimentar clástica marinha (ressedimentada)	Mindá	Cór. da Paina	Metaturbiditos arenosos e argilosos  Metagrauvacas, calcissilicáticas	
				Faz. Velha Pau d'Óleo		
	NOVA	Associação metavulcano-sedimentar clástica	Mestre Caetano	Cór. do Sítio	Catarina Mendes	Metagrauvacas, metavulcano-clásticas  Metavulcano-clásticas, metaturbiditos
					Ribeirão Vermelho	
	GRUPO		Associação metassedimentar química-pelítica	Santa Quitéria		Metapelitos e BIF's
			Associação metavulcano-sedimentar química	Morro Vermelho		Metavulcânicas, metapelitos, BIF's
		Associação metavulcânica plutônica	Ouro Fino		Metavulcânicas básicas e ultrabásicas	
	máfica-ultramáfica	Quebra Ossos	Complexo Cór. dos Boiadeiros	Metavulcânicas ultrabásicas	Sill básico-ultrabásico	

Figura 7– Coluna estratigráfica idealizada para o greenstone belt Rio das Velhas (Zucchetti et al, 1998)

O terceiro domínio do QF abrange as seqüências metassedimentares paleoproterozóicas do Supergrupo Minas (SGM) e do Grupo Itacolomi (Dorr, 1969). A coluna estratigráfica proposta por Alkmim & Marshak (1998) resume o contexto geológico regional do Quadrilátero Ferrífero (Figura 8). As rochas do SGM constituem as exuberantes serras que delinham o Quadrilátero Ferrífero, circundadas pelas rochas menos resistentes, com formas de relevo mais suaves, de altitudes menores, pertencentes ao SGRV e ao embasamento.

O SGM é dividido em quatro grupos: Grupo Caraça, unidade basal clástica; Grupo Itabira, unidade química intermediária composta por espessas formações ferríferas bandadas do tipo Lago Superior e dolomitos; Grupo Piracicaba, unidade clástica; e

Grupo Sabará, unidade sedimentar sin-orogênia associada ao evento transamazônico (Renger *et al.*, 1994).

A sedimentação da seqüência basal do SGM está balizada entre 2.650 Ma, idade de cristais de zircão detríticos da Formação Moeda do Grupo Caraça (Renger *et al.*, 1994), e 2.420 Ma, idade de sedimentação do topo da Formação Gandarela do Grupo Itabira (Babinski *et al.*, 1993, In: Renger *et al.*, 1994). Datações em cristais de zircão detrítico do Grupo Sabará registram a idade de 2.125 Ma (Machado *et al.*, 1992), considerada a idade máxima de deposição deste grupo.

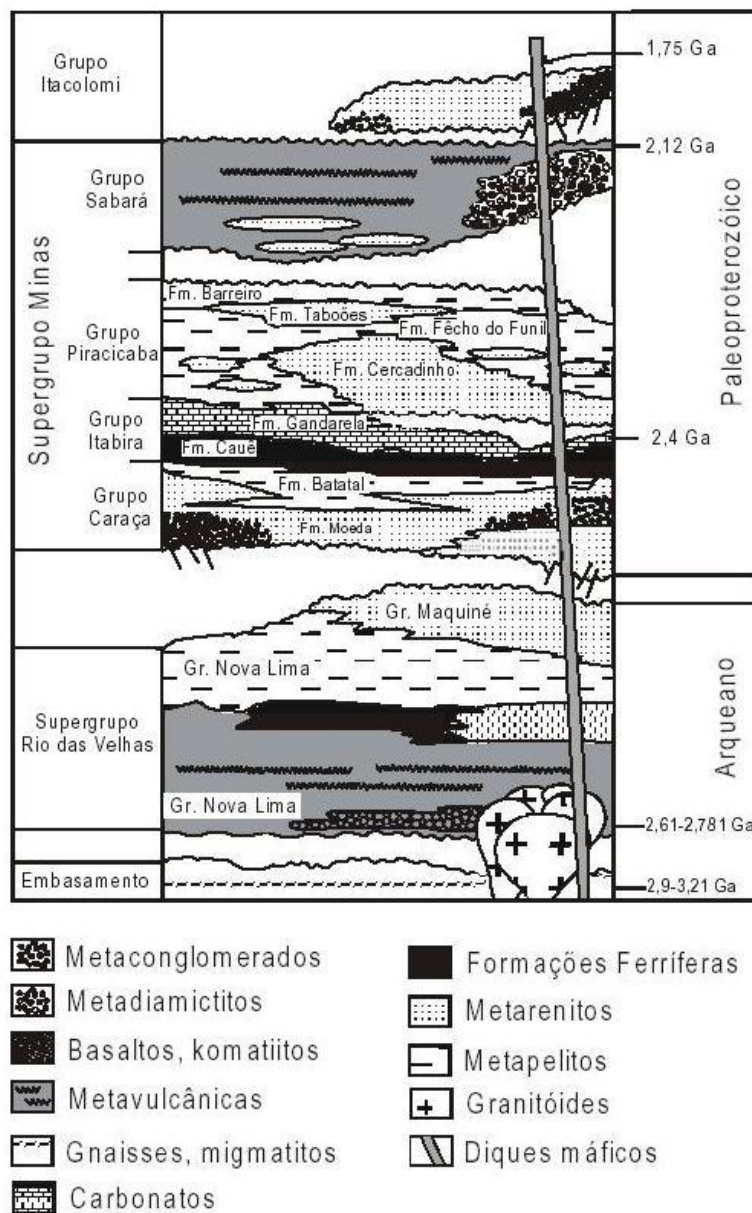


Figura 8 – Coluna Estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (modificada de Alkmim & Marshak, 1998).

Diques e *sills* de diversas idades são abundantes. Por fim, depósitos terciários e quaternários cobrem pequenas áreas do QF.

O metamorfismo regional é da fácies xisto verde predominante, a anfibolito, com o aumento do grau metamórfico de oeste para leste (Dorr, 1969; Marshak & Alkmim, 1989).

O QF tem uma longa e complexa evolução tectônica resultante de ciclos tectono-deformacionais do Neoarqueano ao Neoproterozóico. Os trabalhos pioneiros nos estudos estruturais do QF devem-se a Derby (1906), Harder & Chamberlain (1915), Guimarães (1931) e Barbosa (1949), dentre outros autores.

Após a década de 1960, com o mapeamento geológico desenvolvido pelo convênio DNPM/USGS, várias interpretações da evolução tectônica do QF foram propostas por diversos autores. Destacam-se Barbosa (1961), Guimarães (1966), Dorr (1969), Ladeira (1980), Ladeira & Viveiros (1984), Vieira & Oliveira (1988), Marshak & Alkmim (1989), Chemale Jr. *et al.* (1991, 1994), Corrêa Neto & Baltazar (1995), Endo & Machado (1997), Alkmim & Marshak (1998).

Corrêa Neto & Baltazar (1995) propõem três principais eventos deformacionais que são correlacionáveis ao (i) Ciclo Jequié ou Rio das Velhas (neoarqueano), de regime compressional e responsável pela consolidação do *greenstone belt* Rio das Velhas; (ii) o Ciclo Transamazônico (Paleoproterozóico), de regime distensional, responsável pela estruturação atual do Quadrilátero Ferrífero com o soerguimento das seqüências supracrustais do Supergrupo Minas em sinclinais regionais; e (iii) o Ciclo Brasileiro (Neoproterozóico), compressivo, responsável pelos empurrões de E para W.

À luz dos novos conceitos em tectônica de placas, Zucchetti *et al.* (1998) e Baltazar e Zucchetti (2007) propõem que a evolução do *greenstone belt* Rio das Velhas (GBRV) ocorreu em ciclos tectono-estratigráficos e formação de associações de litofácies (Figura 9). Esta será importante para o entendimento do Capítulo 6, na proposta do modelo hidrotermal e evolutivo da mineralização do lineamento de Córrego do Sítio, corpo Cachorro Bravo.

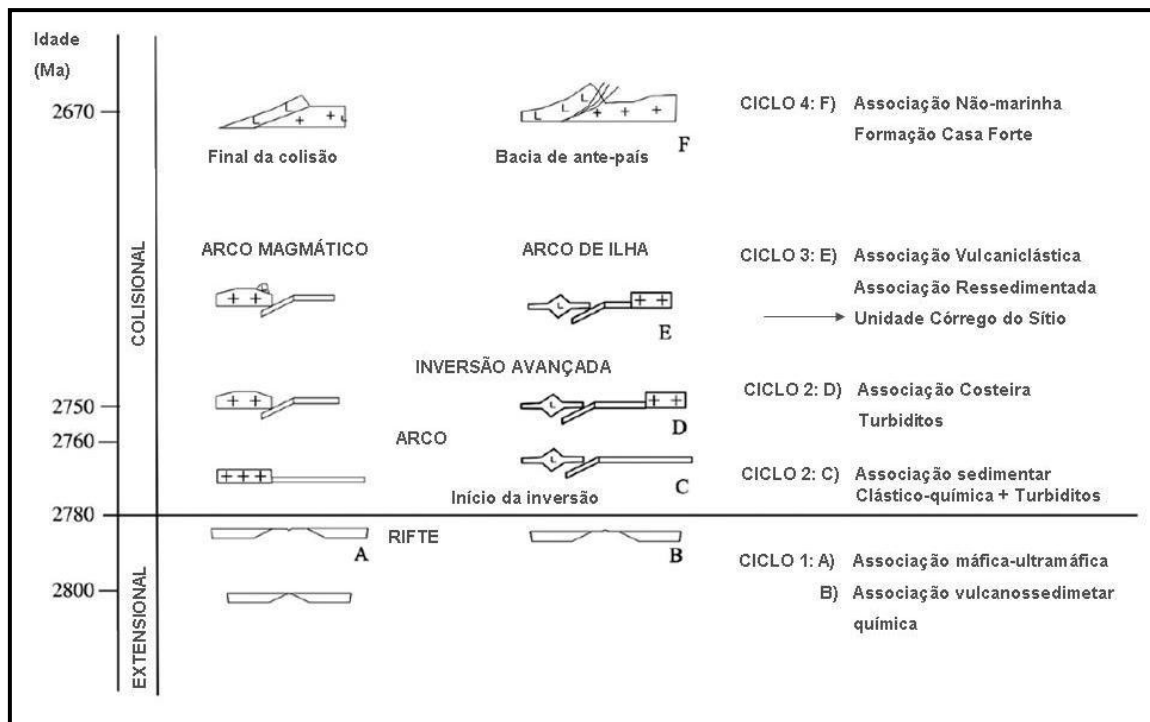


Figura 9 – Ambiência geotectônica e ciclos estratigráficos associados (modificado de Baltazar & Zucchetti, 2007).

- (i) 2,8 – 2,78 Ba: fase distensional, rifteamento, derrames basálticos e komatiíticos e desenvolvimento do assoalho oceânico.
- (ii) 2,78 – 2,76 Ba: início da subducção e vulcanismo félsico. Evento Rio das Velhas, granitogênese e formação dos Complexos Caeté e Bonfim.
- (iii) 2,76 – 2,75 Ba: continuação da subducção com deposição de arenitos em margem continental estável distal e deposição de turbiditos próximos às zonas de subducção.
- (iv) 2,75 – 2,67 Ba: fase de subducção avançada e colisão. Deposição de turbiditos em trincheiras e bacias de retro-arco. Deposição de sedimentos fluviais em bacias de ante-país. Mineralização aurífera. Posicionamento do Complexo Belo Horizonte.
- (v) 2,60 – 2,67 Ba: posicionamento dos corpos graníticos e granodioríticos em torno do QF, representando o último episódio de magmatismo no Neoarqueano.

## 4.2 Geologia Local – Porção Nordeste do Quadrilátero Ferrífero

A área em estudo está inserida na porção nordeste do QF (Figura 10). Os municípios em torno, Santa Bárbara e Barão de Cocais têm sua economia calcada, hoje e historicamente, na indústria mineira. Destacam-se as grandes minas de minério de ferro operadas pela VALE (ex-Companhia Vale do Rio Doce) e as minas de ouro São Bento, da Eldorado Corporation; Pilar (Brumal), da MSOL/Jaguar e Córrego do Sítio, da AngloGold Ashanti Brasil Mineração Ltda. (AGABM), objeto deste estudo de mestrado. Inúmeras escavações auríferas abandonadas ocorrem em toda região e são citadas na bibliografia desde o século XVIII. Estão também presentes minerações de menor porte de dunito, dolomita, areias e pedreiras.

No extremo leste do QF, numa faixa de norte a sul, afloram as rochas do embasamento granito-gnáissico do Complexo Santa Bárbara (Figura 10), caracterizado por gnaisses tonalíticos-trondjemíticos com migmatização e granitos com metassomatismo que gerou leucogranitos (Malouf & Raposo, 1996). Formam um relevo típico de morros baixos e arredondados com perfil de intemperismo profundo e solo pobre, de coloração rosa claro.

O Complexo Santa Bárbara está em contato tectônico com rochas do Supergrupo Rio das Velhas (SGRV) e do Supergrupo Minas (SGM), e o mesmo é interpretado como produto de um empurrão de leste para oeste, com o cavalgamento do embasamento sobre o SGRV e SGM (Malouf & Raposo, 1996). Nas proximidades do contato as rochas estão muito deformadas e apresentam foliação milonítica. Lascas de rochas granito-gnáissicas ocorrem a cerca de 500 m do contato no SGRV (Passos, 1999).

O SGRV apresenta, nesta porção leste do QF, a mais expressiva exposição das rochas metavulcânicas ultramáficas de sua porção basal, Unidade Quebra Osso (Grupo Quebra Osso de Schorscher, 1978). Exceto pela seqüência metavulcânica, esta porção do QF caracteriza-se pelo predomínio das unidades metassedimentares, principalmente clásticas e vulcanoclásticas das unidades Santa Quitéria, Córrego do Sítio e Mindá (Zucchetti *et al.*, 1998) do Grupo Nova Lima e unidades do Grupo Maquiné, essencialmente clásticas, que ocorrem nas proximidades da Serra do Caraça (Figura 10).



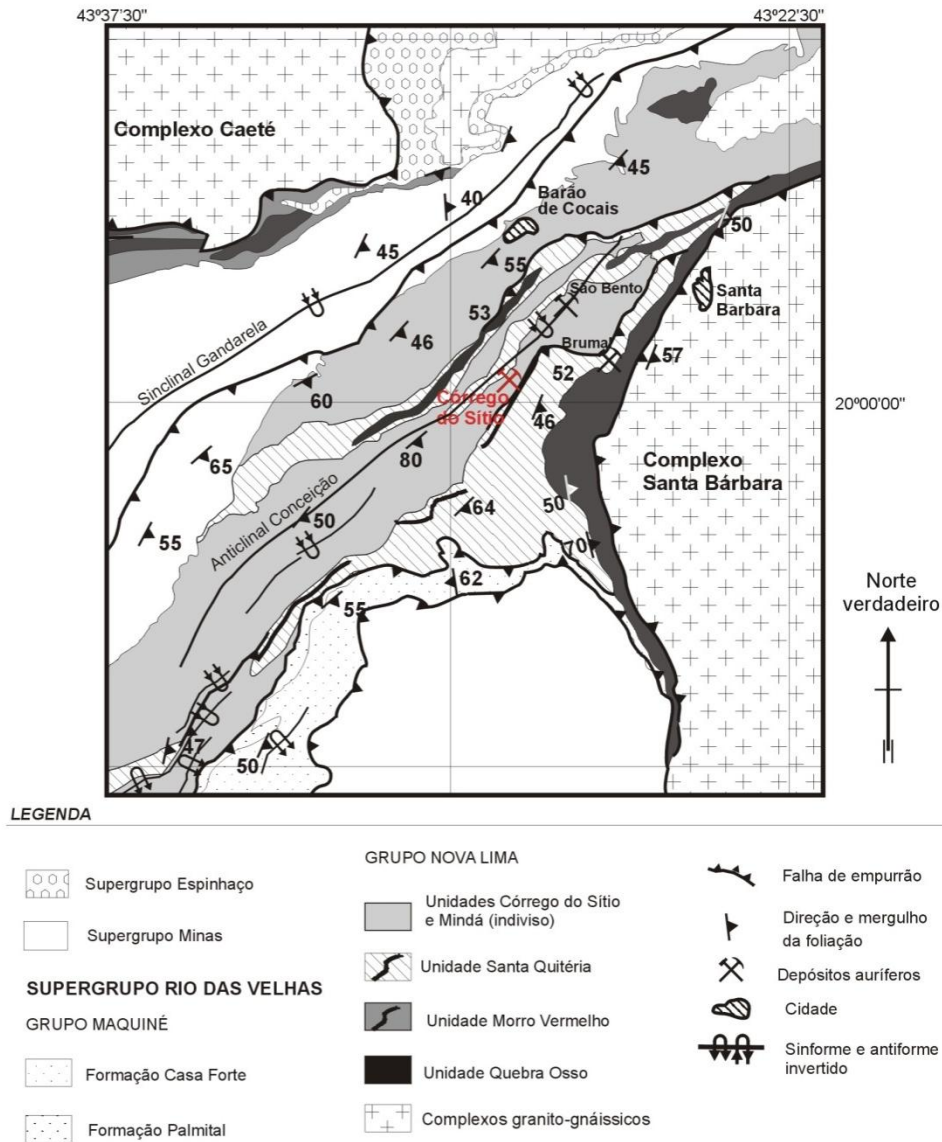


Figura 10 – Porção nordeste do Quadrilátero Ferrífero (modificado de Lobato et al, 2001 a).

Quando não referenciada, a descrição das unidades litofaciológicas do SGRV abaixo citadas provém do texto explicativo do Projeto Rio das Velhas, convênio DNPM/CPRM (Zucchetti *et al.*, 1998).

A Unidade Quebra Osso ocorre na parte nordeste em contato tectônico com o Complexo Santa Bárbara, a leste e com as outras unidades mais novas do Grupo Nova Lima a oeste. No sul, sua direção inflete para NNW-SSE e ocorre em contato tectônico com quartzitos do Grupo Maquiné e quartzitos do Grupo Caraça. É constituída por xistos com talco, talco-clorita, serpentina-tremolita, e serpentinitos, turmalinitos e dunitos que representam derrames vulcânicos ultramáficos e máficos

komatiíticos e peridotíticos metamorfisados e hidrotermalizados. Schorscher (1978) e Baltazar & Pedreira (1998) correlacionam estes litotipos a derrames subaquáticos, maciços e almofadados, localmente brechados, com textura *spinifex* e cumulática. Subordinadamente ocorrem níveis delgados de formação ferrífera bandada, *metachert* e filito carbonoso. Podem representar depósitos sedimentares clasto-químicos de quiescência do vulcanismo ultramáfico, preservados em núcleos de dobras apertadas.

A Unidade Santa Quitéria, cuja denominação provém da mina homônima, no município de Santa Bárbara, está em contato tectônico por falha de empurrão com outras unidades do SGRV. Em algumas áreas, os contatos entre a Unidade Santa Quitéria e as unidades Córrego do Sítio e Mindá (estratigraficamente superiores) têm aspecto gradacional. Caracteriza-se por conter xistos sericíticos e cloríticos de granulação fina com intercalações de metapelitos carbonosos ou não, e faixas estreitas e contínuas de formações ferríferas bandadas onde situam-se as minas Pilar (Brumal), São Bento e Santa Quitéria. Onde o contato é gradacional, os níveis de formação ferrífera bandada diminuem de freqüência e predominam metaturbiditos com metapelitos e metagrauvas preservados na Unidade Córrego do Sítio, enquanto que na Unidade Santa Quitéria há o predomínio de xistos finos, sericíticos e cloríticos.

A Unidade Córrego do Sítio, definida na mina homônima é a unidade com maior distribuição do Grupo Nova Lima em todo Quadrilátero Ferrífero, caracteriza-se por filitos sericíticos ± carbonosos e quartzo-mica branca xistos ± carbonosos e carbonáticos. Estes litotipos constituem uma espessa seqüência turbidítica com acamamento gradacional entre metapelitos e metagrauvas.

A Unidade Mindá foi mapeada em porção restrita no alto curso do rio Conceição. Os litotipos predominantes, quartzo-clorita-mica xistos, formações ferríferas bandadas e filitos carbonosos, são similares aos litotipos da Unidade Córrego do Sítio, porém de granulação mais grossa (Malouf e Correa Neto, 1996).

Além da ampla distribuição das seqüências metassedimentares clásticas e químicas do Grupo Nova Lima na região, ocorre o Grupo Maquiné, topo do Supergrupo Rio das Velhas, em contato tectônico com os quartzitos da serra do Caraça, SGM, nas porções norte e oeste da serra.

O Supergrupo Minas também abrange grande parte da porção nordeste do QF, sendo representado pelos quartzitos da serra do Caraça (Grupo Caraça), espessas seqüências químicas de formações ferríferas bandadas metamorfisadas da Formação

Cauê e nos dolomitos da Formação Gandarela (Grupo Itabira), (Dorr, 1969). Os grupos Sabará e Itacolomi não afloram nesta porção do QF.

No leste do QF, o SGRV e o SGM são estruturalmente controlados pelo Sinclinal Gandarela e Anticlinal Conceição (Dorr, 1969), e são cortados pelos sistemas de falha do Fundão e da Água Quente (Baltazar & Silva, 1996).

Em perfil lito-estrutural é possível reconstituir quase todas as seqüências do SGRV e do SGM, entre os complexos de Caeté e Santa Bárbara, ao longo das estradas não pavimentadas que ligam os municípios de Barão de Cocais a Caeté.

A norte de Barão de Cocais, a Serra das Cambotas é um alto topográfico sustentado por quartzitos cujo posicionamento estratigráfico é correlacionável ao Supergrupo Espinhaço (Crocco-Rodrigues, 1991; Baltazar & Silva, 1996).

## 5 GEOLOGIA DO LINEAMENTO DE CÓRREGO DO SÍTIO COM ÊNFASE NO CORPO CACHORRO BRAVO

### 5.1 Introdução

Em consonância com os dados de geologia regional e local apresentados no Capítulo 3, este capítulo apresenta a geologia da área do Lineamento de Córrego do Sítio com base nas informações de mapeamento geológico e de sondagem da equipe técnica da AGABM, incluindo a autora. Grande parte do conhecimento também foi adquirido durante a pesquisa para esta dissertação. Algumas descrições expressam a interpretação da autora e podem divergir da literatura consultada no Capítulo 3.

O Lineamento de Córrego do Sítio está estratigraficamente inserido no Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas e corta as unidades Córrego do Sítio, que abrange mais de 60% da área homônima e Santa Quitéria, em menor proporção. Além destas unidades, ocorrem inúmeros diques e alguns *sills* metamáficos de idade incerta e uma espessa cobertura laterítica recente em sua porção noroeste. Os diferentes grupos de diques metamáficos na área estudada são denominados, para fins de identificação, DB1, DB2, DB3 e DB4, sem nenhuma conotação cronológica (Figura 11).

Seguindo a proposta estratigráfica de Zucchetti *et al.* (1998), a Unidade Santa Quitéria é a unidade basal na área e ocorre em sua porção norte, em duas faixas, a leste e oeste, litologicamente distintas. No extremo nordeste afloram clorita-mica xistos finos, intemperizados, vermelhos com raras intercalações de sedimentos químicos (*Bif* e *metachert*). Em testemunhos de sondagem são xistos cinza esverdeados, finos a muito finos e foliação penetrativa (Foto 1). Apresentam proporções variáveis de quartzo, clorita e mica branca, como constituintes principais, e biotita, carbonato e opacos secundariamente. Nesta faixa a nordeste do lineamento, o contato entre a Unidade Santa Quitéria e a Unidade Córrego do Sítio é bem definido pela intrusão de um espesso dique dolerítico de direção NNW-SSE, que representa uma zona de fraqueza e um provável contato tectônico entre estas unidades (Figura 11).

Na faixa a oeste, a Unidade Santa Quitéria ocorre abaixo da cobertura laterítica em contato gradacional com a Unidade Córrego do Sítio (Figura 11) e apresentam rochas metassedimentares químicas em abundância. Os níveis metapsamíticos se tornam

menos comuns havendo o predomínio de metapelitos carbonosos intercalados com espessas seqüências de *metacherts* e formações ferríferas bandadas (Foto 1, **c** e **d**).

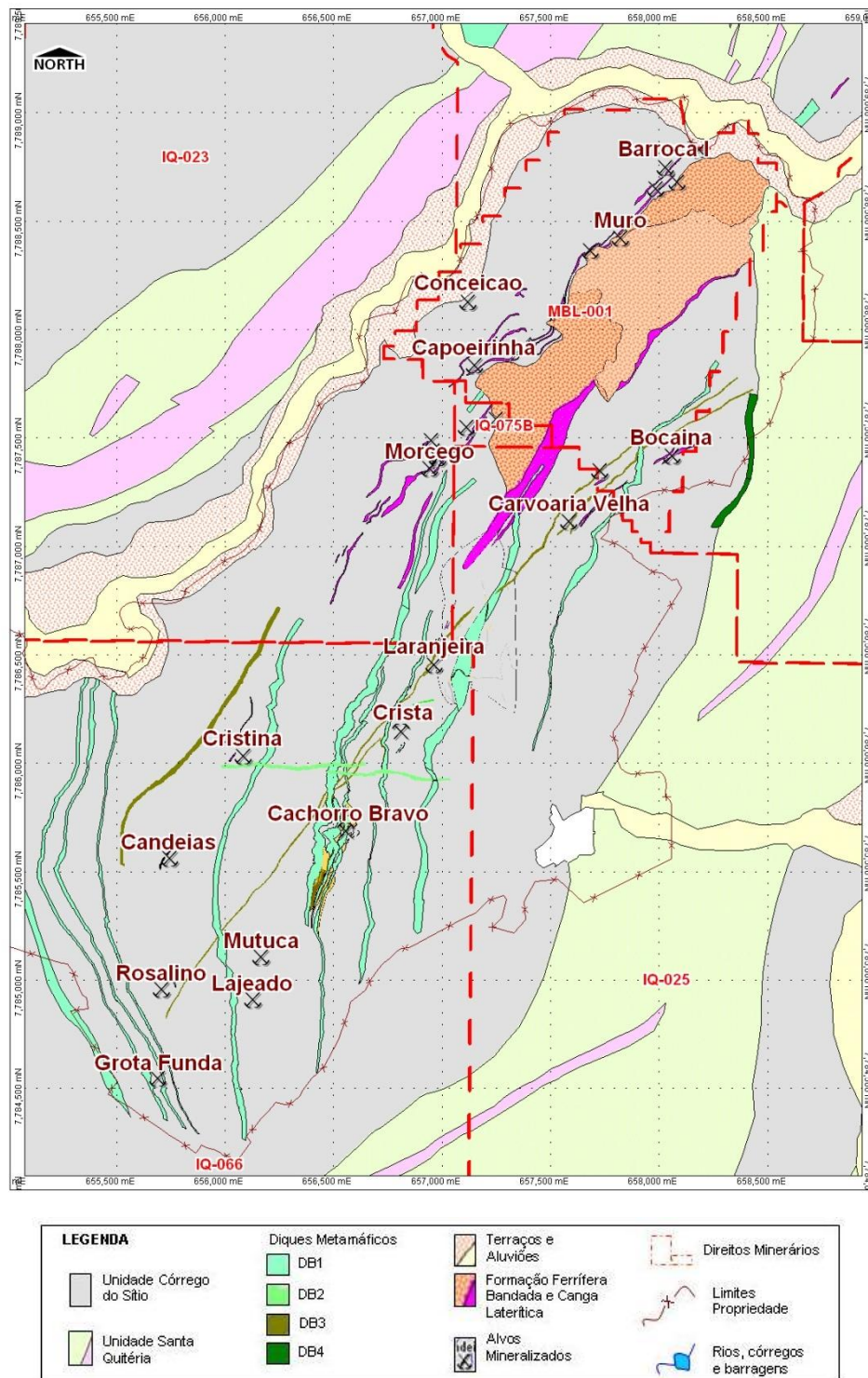


Figura 11 – Mapa geológico do lineamento de Córrego do Sítio e proximidades. O lineamento é composto pelos alvos mineralizados de sul (Grota Funda) a norte (Bocaina). Mapa base de Pinto (1989) e de Zucchetti et al (1998), modificado por Costa (2004), Lopez (2005) e Porto & Lima (2006). Interno/AGABM.



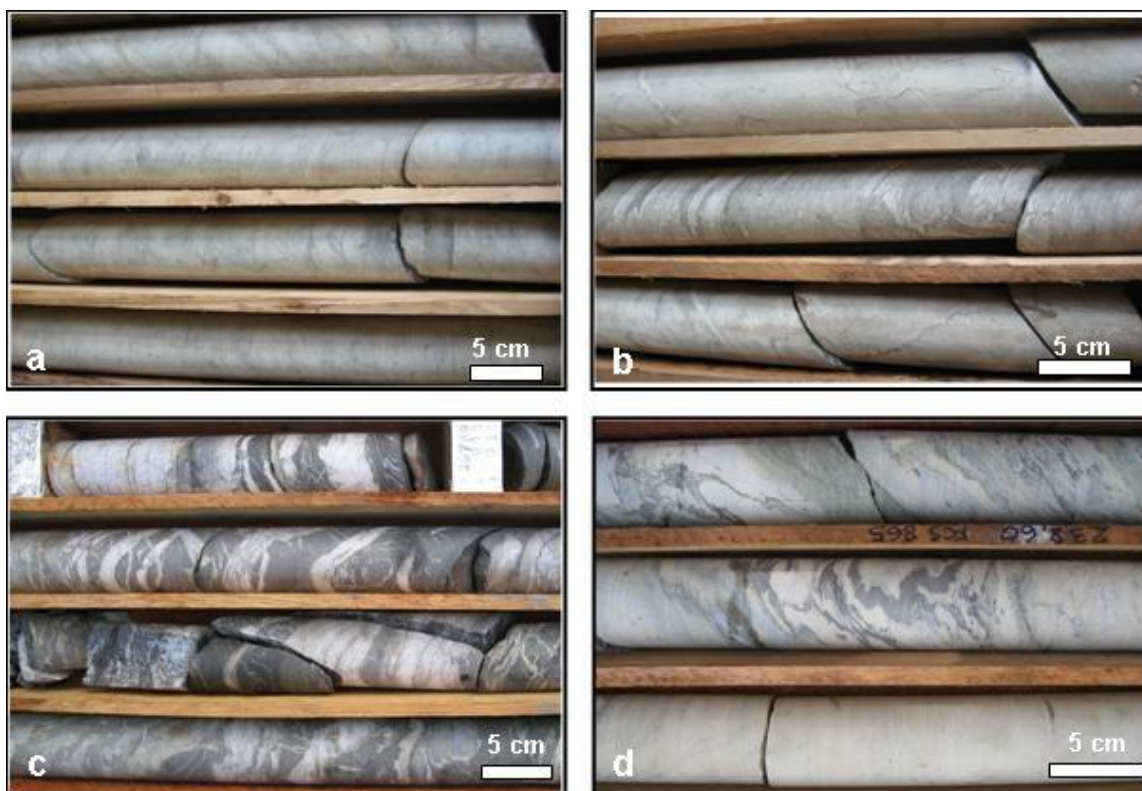


Foto 1 – Fotografias de testemunhos de sondagem exemplificando os litotipos predominantes da Unidade Santa Quitéria na área do Lineamento de Córrego do Sítio. (a e b) xistos cloríticos de granulação fina, (b) o 1 xisto apresenta biotita. (c e d) formação ferrífera bandada (*Bif*) do tipo algoma com magnetita. (c) horizontes de *metachert* intercalados com *metapelito* carbonoso. (d) *metachert* com níveis de *Bif* a magnetita na charneira da dobra.

A Unidade Mindá (Zucchetti *et al.* 1998), caracterizada por xistos mais grossos, não foi mapeada na área do Lineamento de Córrego do Sítio. Embora o mapa geológico de Malouf e Correa Neto (1996) apresente um contato entre as unidades Mindá e Córrego do Sítio na porção sudeste do depósito, em campo e em testemunhos de sondagem ainda não foram observadas características para distinguir essas duas unidades, cujos litotipos descritos são semelhantes, não estando individualizados no mapa geológico local (Figura 11).

A Unidade Córrego do Sítio caracteriza-se por espesso e monótono conjunto de filitos sericíticos, carbonosos, subordinadamente cloríticos, intercalados a uma variedade de xistos com quartzo, mica branca e carbonato. Estes litotipos são produtos metamórficos, da fácies xisto verde baixo, de seqüências sedimentares clásticas com contribuição vulcanoclástica originalmente compostas por turbiditos, ritmitos laminados e pacotes de grauvacas, siltitos, pelitos interdigitados e, localmente, arenitos e conglomerados intraformacionais, como mostram os testemunhos de sondagem da Foto 2.



Foto 2 – Fotografias de testemunhos de sondagem exemplificando os litotipos predominantes da Unidade Córrego do Sítio na área do depósito homônimo. (a e c) intercalações de metapelitos e metassiltitos carbonosos. (b e d) intervalo métrico de metagrauvaca com menor contribuição carbonosa.

De modo geral, a contribuição carbonosa é mais comum nos metapelitos e metassiltitos, que apresentam granulação muito fina (Foto 2 e 3). A presença de matéria carbonosa nas metagrauvacas é variável podendo ser abundante ou ausente. Raramente ocorrem níveis de metapelito cinza claro, sem contribuição carbonosa.

Os aspectos estruturais destas rochas estão bastante preservados (Foto 3) sendo comum o acamamento, como granodecrescência, laminação e localmente estratificações cruzadas de pequena escala. O acamamento gradacional é característico das rochas sedimentares arqueanas formadas por correntes de turbidez em águas profundas (Pettijohn, 1975). Por apresentarem as características sedimentares preservadas, os litotipos são denominados, nesta dissertação, pelo nome da rocha primária, seguidos do prefixo 'meta'.

A contribuição vulcânica na Unidade Córrego do Sítio é observada apenas em lâmina delgada pela presença de cristais de quartzo de origem vulcânica. Macroscopicamente não foram encontradas características que permitissem definir horizontes vulcânicos.

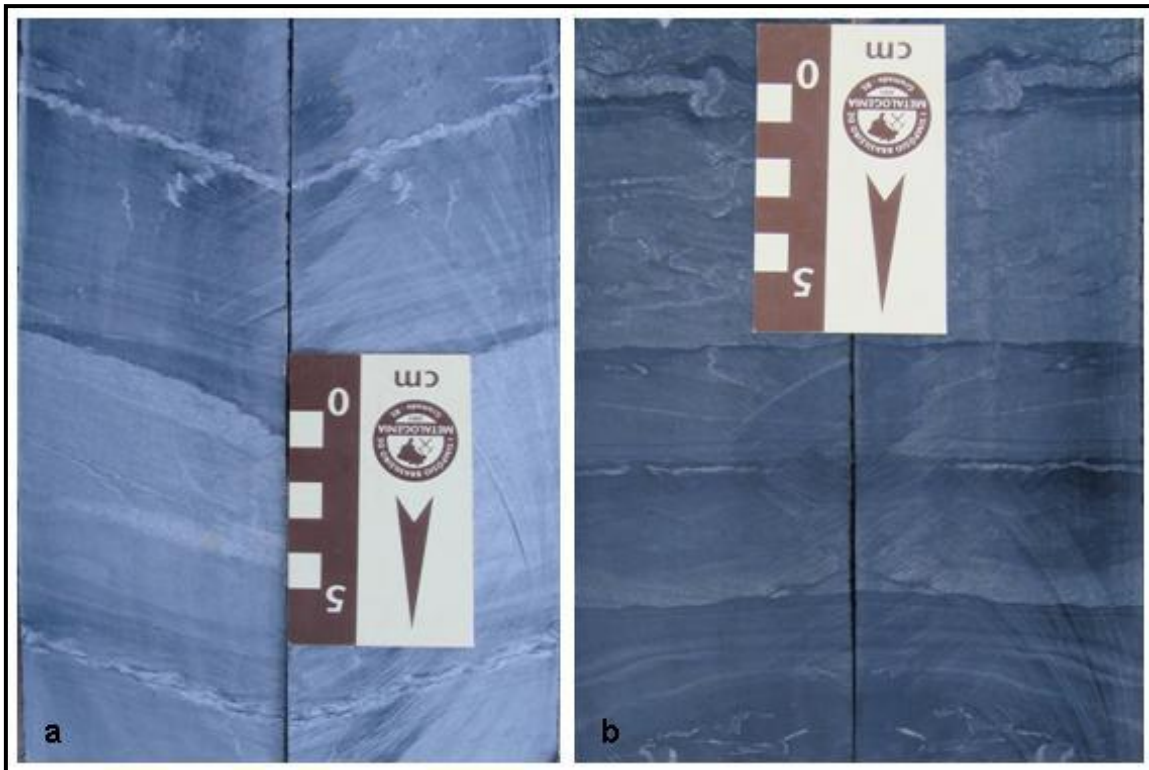


Foto 3 – Fotografias de testemunhos de sondagem exemplificando as feições primárias preservadas, como acamamento gradacional em metaturbiditos centimétricos. (a) porção psamítica predominante. A seqüência está invertida. (b) predomina material pelítico e carbonoso. As setas na escala indicam o sentido do furo de sondagem, em profundidade.

O termo vulcanoclástico é aplicável para descrever e englobar toda e qualquer rocha vulcânica fragmentária independente do mecanismo de origem, ambiente de sedimentação e mistura com outros materiais não-vulcânicos, incluindo-se aí as epiclásticas (Pettijohn, 1975). O autor descreve ainda a dificuldade de reconhecer materiais vulcânicos submetidos a diagênese e, principalmente, após o metamorfismo, quando as características originais são obscurecidas, e sugere que sedimentos derivados de fontes vulcânicas antigas, ou epiclásticos, sejam descritos com os mesmo termos texturais de qualquer outro sedimento clástico.

Como as feições sedimentares são marcantes na Unidade Córrego do Sítio e, tendo em vista a dificuldade de se reconhecer as rochas vulcanoclásticas arqueanas, todos os litotipos da Unidade Córrego do Sítio são aqui descritos como metassedimentares clásticos ou vulcanoclásticos, embora não se descarte a possibilidade de existirem horizontes essencialmente vulcânicos, de origem hidroclástica, que comumente são transportados por correntes de turbidez e fluxos de lama transformados em produtos sedimentares, comumente grauvacas.



Lentes de formação ferrífera bandada (*Bif*) de 0,50 a 3 m de espessura ocorrem localmente intercaladas na Unidade Córrego do Sítio. Na porção oeste da área, ocorrem lentes expressivas de *Bif* intercaladas em *metacherts*, com grande contribuição carbonosa da Unidade Santa Quitéria. Estes litotipos não foram objeto de estudo para esta dissertação.

Os diques de rocha metamáfica da área são guias de prospecção em meio à monótona seqüência metassedimentar da região do lineamento Córrego do Sítio. Possuem orientações diversas, predominando a direção NE-SW com mergulho para SE, em geral subparalelos à seqüência metassedimentar. São corpos tabulares de espessura métrica a decamétrica e continuidade quilométrica (Figura 11). São informalmente denominados de DB1, DB2, DB3 e DB4. Esta nomenclatura não tem nenhuma conotação com idades de intrusão, apenas define as características petrográficas macroscópicas e/ou de posição espacial (Foto 4).

Diques metamáficos também ocorrem nas áreas das minas de São Bento (Martins Pereira *et al.*, 2006) e Pilar (Brumal) (Silva, 2007), mas a possível continuidade e correlação entre eles nos três depósitos ainda não foi mapeada.

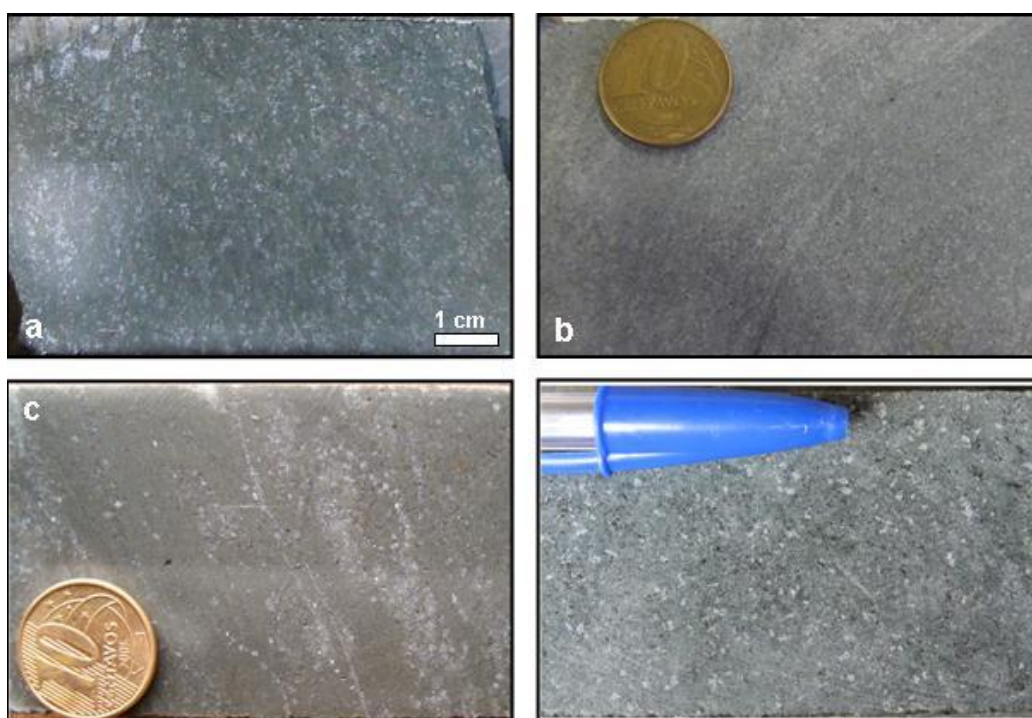


Foto 4 – Fotografias dos quatro tipos de diques metamáficos em testemunhos de sondagem. a – dique DB1, b – dique DB2, c – dique DB3, d – dique DB4. Os diques DB1 e DB4 estão mais preservados e consistem de plagioclásio, clorita, anfibólio e minerais de titânio. Os diques DB2 e DB3 possuem intensa alteração hidrotermal, com substituição dos minerais primários e metamórficos por carbonato, mica branca e quartzo.

## 5.2 Geologia Estrutural

Este item do capítulo tem por objetivo descrever as principais estruturas do corpo Cachorro Bravo, na porção leste da área do lineamento Córrego do Sítio (Figura 11).

Segundo Turner & Weiss (1963), pode-se dividir a análise estrutural em três formas: (i) análise descritiva, que abrange o reconhecimento da geometria e orientação espacial das estruturas; (ii) análise cinemática, a identificação e a interpretação dos movimentos que geraram as estruturas reconhecidas na etapa anterior e (iii) análise dinâmica: a interpretação dos esforços que geraram as estruturas.

De acordo com os objetivos principais desta dissertação, não será abordada a análise dinâmica das estruturas do lineamento. Será dada ênfase à análise descritiva com algumas considerações a respeito da análise cinemática.

Seguindo a notação sintetizada em Mosher & Helper (1988), as estruturas são agrupadas em famílias que correspondem a diferentes fases de deformação em um dado intervalo de tempo e dadas pela letra “F”, as foliações são designadas por “S” com o índice “n” que indica a geração da família.

São três as principais famílias de estruturas presentes no corpo Cachorro Bravo. O acamamento S0 dos litotipos metassedimentares é o primeiro elemento planar, proeminente nos testemunhos de sondagem ou em subsolo. Toda a seqüência metassedimentar está deformada por um dobramento F<sub>n</sub> que imprime uma foliação S<sub>n</sub> plano-axial, a principal foliação local. Sobreposto a este dobramento ocorre uma clivagem de crenulação espaçada, S<sub>n+1</sub>. Estes elementos estruturais principais são apresentados nas fotos 5 e 6.



Foto 5 – Vista NNE do talude de estrada que expõe o típico padrão estrutural do lineamento Córrego do Sítio (S0 dobrado pelo dobramento F<sub>n</sub>), a vergência é para NW. Cada bancada do talude tem aproximadamente 5 m.



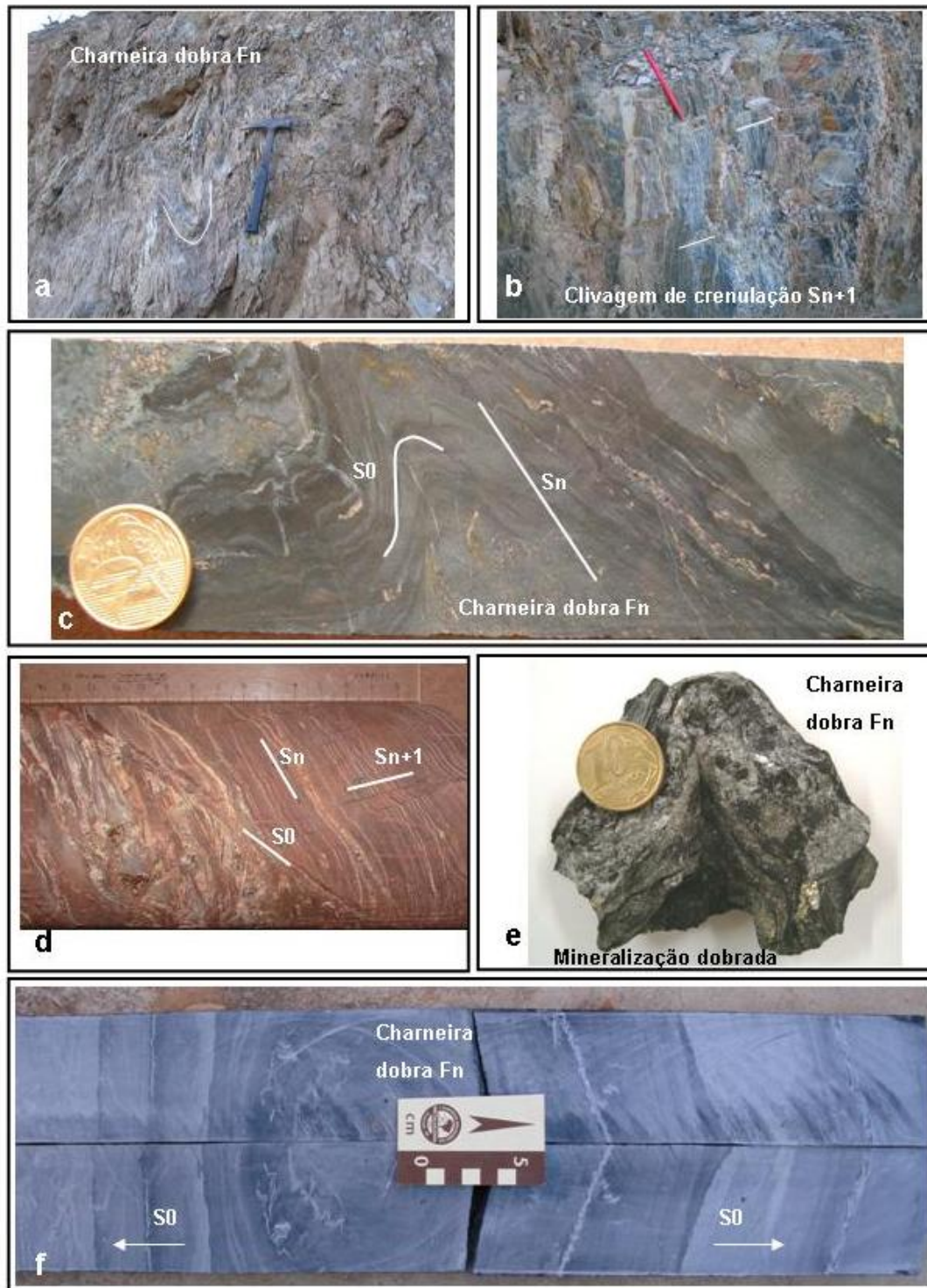


Foto 6 – Principais elementos estruturais da área de Córrego do Sítio. **S0** – acamamento; **Fn** – dobra, **Sn** – foliação plano-axial do dobramento Fn; **Sn+1** – clivagem de crenulação. (a e b) afloramentos de metarritmito pelítico-psamítico em superfície. (c, d, e f) testemunhos de sondagem diamantada em metapelito e metapsamito. (e) amostra de galeria de veio de quartzo mineralizado. (f) dobra Fn em testemunho de metaturbidito com inversão do sentido de grandecrescência indicado pelas setas

## Acamamento (S0)

Embora o terreno seja de idade arqueana e inserido no complexo domínio geotectônico do QF, feições de acamamento como granodecrescência, laminação, acamamento plano paralelo e, localmente, estratificações cruzadas de pequena escala, são comuns e não foram totalmente obliteradas por deformação posterior.

O acamamento tem direção média N24°E/59°SE e foi dobrado por Fn, constituindo os flancos das dobras. Ambos têm direção NE com mergulho SE (Figura 12).

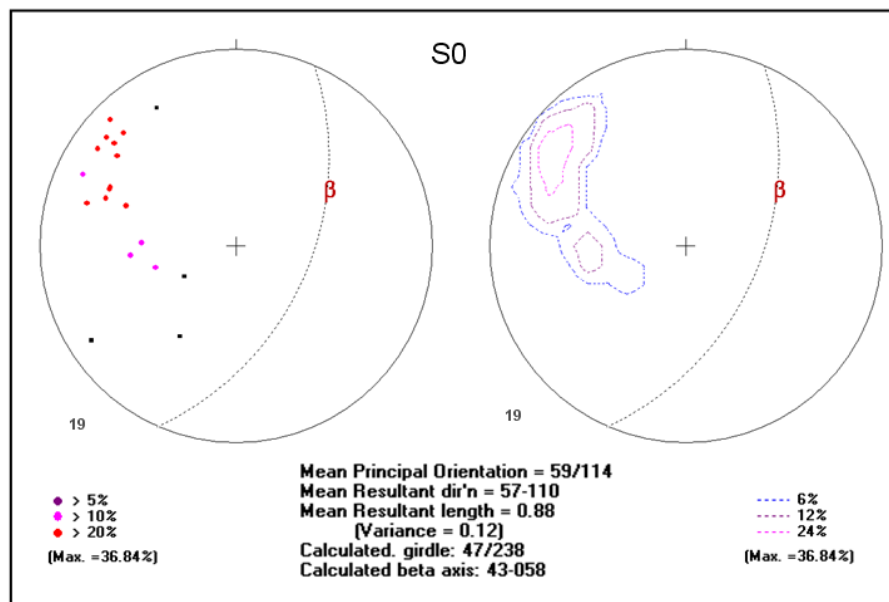


Figura 12 – Estereogramas polares do acamamento S0 do domínio do lineamento Córrego do Sítio. *Software Georient.*

## Dobras (Fn) e Foliação (Sn)

Um evento deformacional com vergência para NW imprimiu dobras Fn em toda a área do depósito. As dobras são assimétricas e as camadas podem estar espessadas nas charneiras e adelgadas nos flancos, por vezes com rompimento. As dobras são desarmônicas e variam de métricas ou decamétricas, o que dificulta sua observação nos testemunhos de sondagem. A melhor ferramenta de identificação das dobras em testemunhos é a determinação do sentido do topo dado por estruturas primárias. É facilmente observada a inversão do sentido de gradação granulométrica (Foto 6, f).

O eixo de dobra tem direção variável entre N25°-60°E e caimento de 20° a 50° NE. As medidas de acamamento da Figura 12 indicam eixo calculado N58°E com caimento 43°.

A foliação principal  $S_n$  é uma clivagem plano-axial, penetrativa, de direção predominante N15-25°E e mergulho 60°SE (Figura 13). A foliação é marcada pela reorientação dos clastos sedimentares e/ou geração de mica branca nos litotipos metassedimentares e clorita nos diques metamáficos.

Os metapelitos rítmicos e os metaturbiditos de pulsos milimétricos ou centimétricos são facilmente dobrados e podem apresentar localmente o acamamento transposto por  $S_n$ , com a mudança da orientação dos minerais. A impressão da foliação  $S_n$  varia com a intensidade da deformação e com a reologia das rochas.

Em pacotes decamétricos de metagrauvas ou nos diques metamáficos,  $S_n$  é menos penetrativa. Nos diques é facilmente observada nas bordas, mas não adentra o núcleo dos corpos mais espessos. Nos horizontes mais espessos de metagrauvas, a orientação mineral é observada apenas em filmes micáceos da matriz.

As venulações são menos competentes e nos pacotes metassedimentares homogêneos, as vênulas dobradas são os melhores indicadores do evento deformacional que imprimiu as dobras  $F_n$  em toda a sequência. Nas charneiras das dobras  $F_n$  ocorre espessamento, o que implica aumento da largura dos veios e zonas mineralizadas em até 5x, como observado mesoscopicamente.

A transposição do acamamento ( $S_{nt}$ ) é um importante elemento estrutural relacionado a  $F_n$ . Localmente, zonas afetadas por maior intensidade de deformação produziram uma foliação milonítica, anastomosada, subparalela à direção de  $F_n$ , evidenciando a transposição do acamamento com reorientação mineral (Foto 7). Interpreta-se que estas regiões correspondam a zonas de cisalhamento intraflanco ou zonas de charneira em locais de maior deformação.

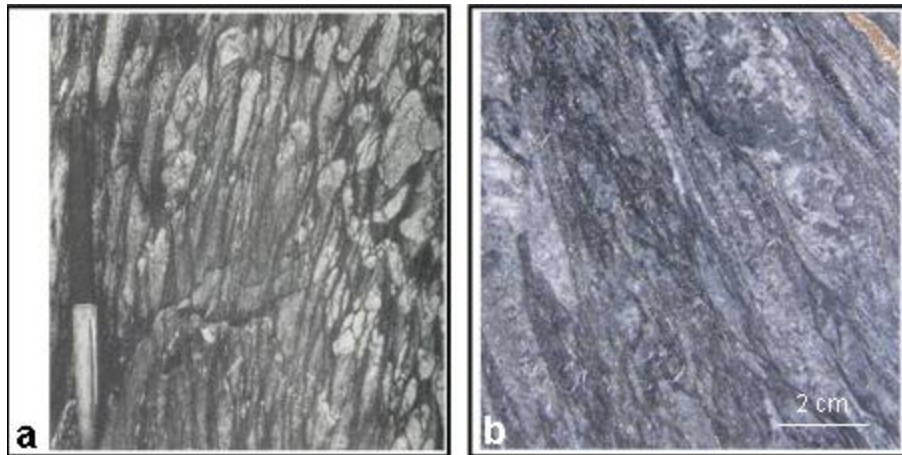


Foto 7 – (a): exemplo de transposição do acamamento em arenito bandado (*in* McClay, 1987) e (b): transposição do acamamento em metarritmito mineralizado (filito carbonoso, arsenopirita, veio de quartzo), do corpo Cachorro Bravo, Córrego do Sítio.

Embora não sejam de fácil observação em campo, zonas de cisalhamento ocorrem no lineamento Córrego do Sítio, principalmente nas regiões de intrusão de diques máficos. No corpo Cachorro Bravo, o pacote metassedimentar está bastante deformado entre dois principais diques metamáficos (Figura 15) e o plano de acamamento S0 está mais transposto. A análise microscópica de algumas seções delgadas evidenciam foliação S-C (Foto 8), interpretada como zonas de cisalhamento associadas a Fn.

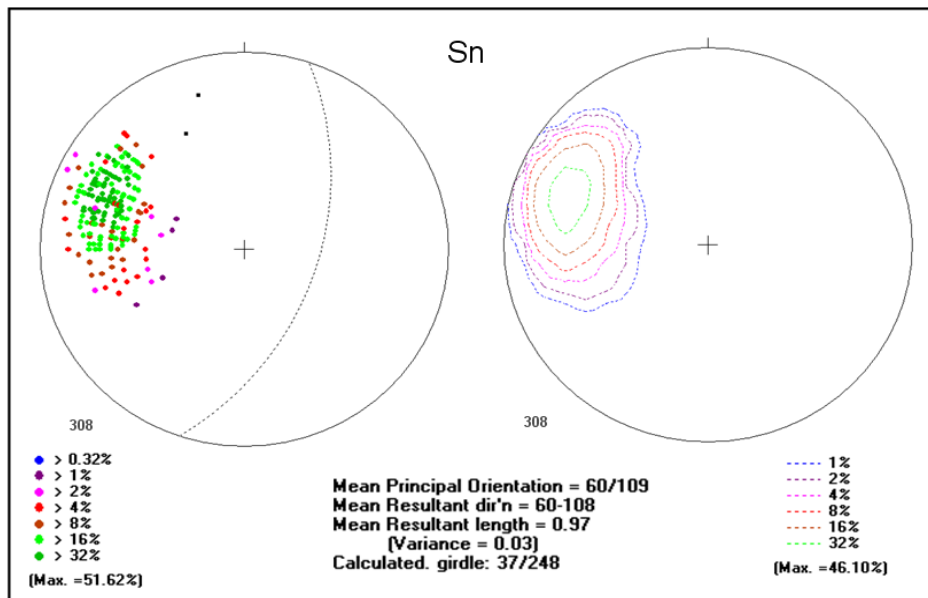


Figura 13 – Estereograma polar de medidas de foliação Sn da área do corpo Cachorro Bravo, Córrego do Sítio. Software Georient.

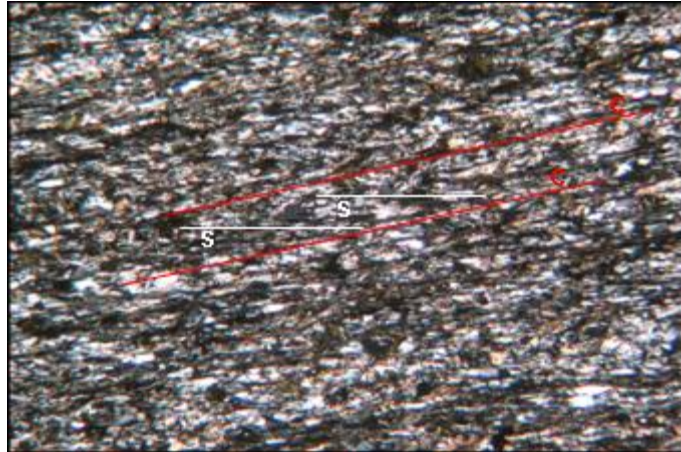


Foto 8 – Foliação S-C em metapelite carbonosa. Fotomicrografia da amostra MC-28. Objetiva 5x, nicóis cruzados.

### **Clivagem de Crenulação ( $S_{n+1}$ )**

Uma fase de deformação posterior gerou a clivagem de crenulação  $S_{n+1}$ , descontínua e espaçada, em toda área do depósito. Tem direção N16°E e mergulho suave 41°NW (Figura 14), oposto à foliação  $S_n$ . Sua direção é subparalela à da foliação principal  $S_n$ , com mergulho oposto e muitas vezes ambos planos são ortogonais. Em geral, sua superfície é marcada pela concentração de matéria carbonosa (Foto 6, **b** e **e**), o que facilita sua identificação. É mais penetrativa nos metapelitos e quase ausente nos metapsamitos, principalmente os mais grossos. Ainda não foi observada nos diques metamáficos.

Embora não seja de fácil visualização nas metagrauvacas, esta deformação foi intensa o suficiente para promover re-orientação mineral, inclusive dos sulfetos (item 5.3 deste capítulo). As dobras  $F_{n+1}$  são pouco evidentes, mas em subsolo foram mapeadas e dobram localmente as lentes mineralizadas e as superfícies de foliação  $S_n$ .

### **Outras estruturas**

Dobras abertas localizadas em algumas porções do lineamento invertem a atitude da foliação  $S_n$  e da clivagem de crenulação  $S_{n+1}$  (Foto 9). Estas dobras possuem maior expressão próximo à superfície e são observadas na lavra oxidada da cava do Cachorro Bravo. Parece diminuir de intensidade em cotas inferiores, ainda não tendo sido observadas em subsolo até 180 metros de profundidade. Uma interpretação possível é que estas dobras possam estar associadas às frentes de empurrão



regionais que afetaram a região NE do Quadrilátero Ferrífero em um último evento deformacional. Aparentemente estas frentes de empurrão são rasas e não afetaram as rochas em profundidade.

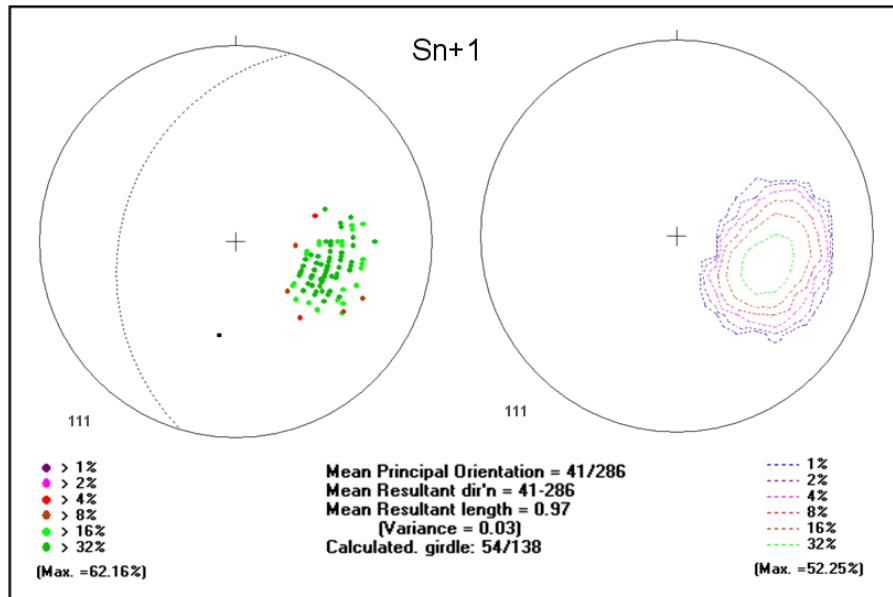


Figura 14 – Estereograma polar de medidas de crenulação Sn+1 da região de Córrego do Sítio. Software Georient.



Foto 9 – Inversão da foliação Sn (linha pontilhada) cava de Cachorro Bravo. Fotografia de Eugênio Espada.

### 5.3 Mineralização

Uma seção típica do corpo Cachorro Bravo (Figura 15), de direção NW-SE, mostra os três principais conjuntos de lentes mineralizadas, as quais, para fins de identificação, são designadas, da lapa para a capa, por série 100, série 200 e série 300. Existem dois diques metamáficos DB1 especialmente associados à mineralização do corpo Cachorro Bravo e envelopam as lentes mineralizadas da série 200. São denominados DB1 de capa e DB1 de lapa (Figura 15).

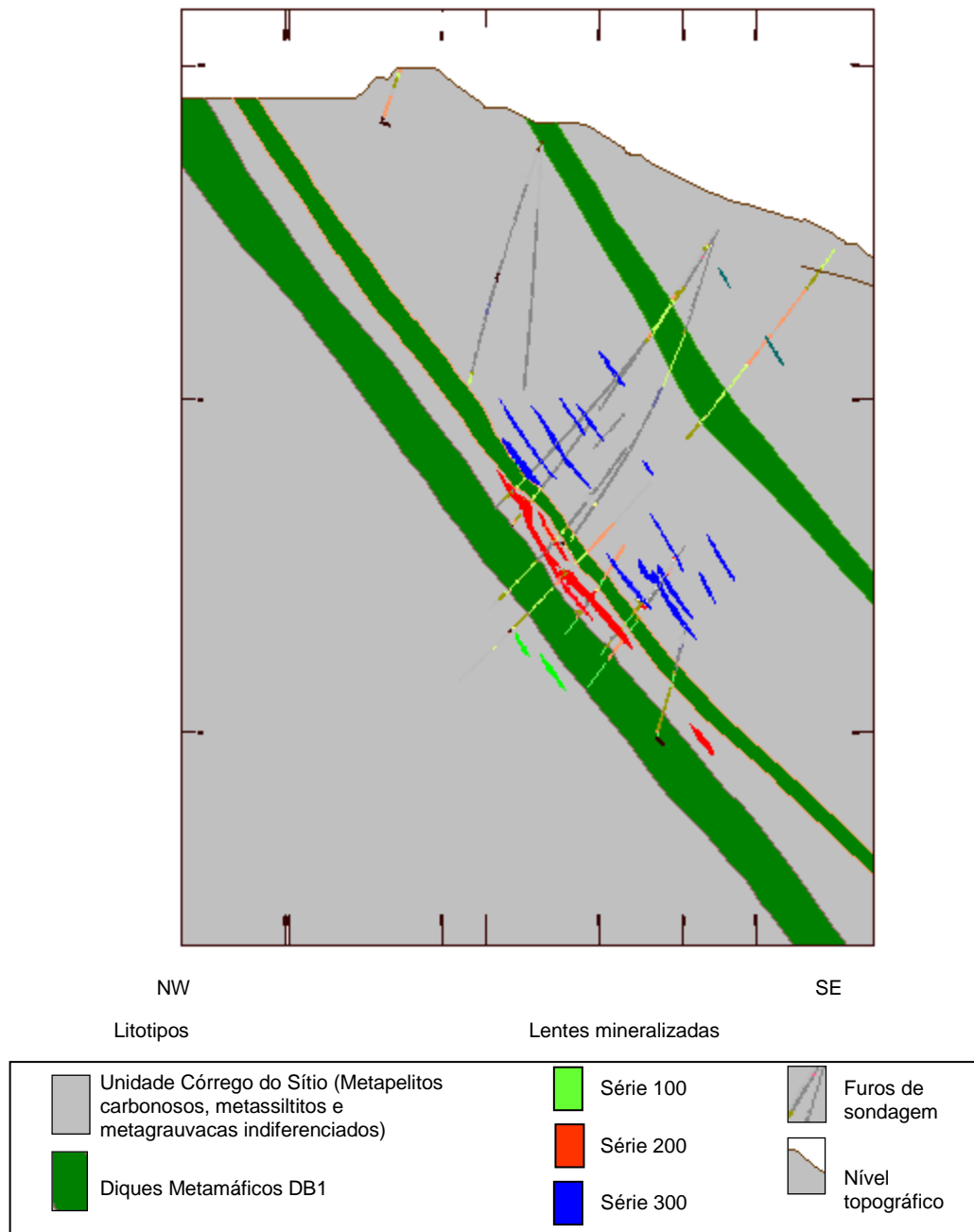


Figura 15 – Seção esquemática NW-SE do corpo Cachorro Bravo. As lentes mineralizadas ocorrem preferencialmente na capa (série 300) e entre os diques metamáficos (série 200). Algumas lentes menos expressivas ocorrem na lapa do dique.

Os *lodes* mineralizados são estreitos e alongados, lenticulares, *boudinados* e, localmente, rompidos. Têm de direção 20°-40°NE com caimento entre 20° e 30° para NE e mergulho entre 60° e 70° para SE. Estão dobrados por F<sub>n</sub> principalmente e, localmente, por F<sub>n+1</sub>.

De modo geral, as lentes mineralizadas compreendem zonas sericíticas sulfetadas e venulações de quartzo e carbonato (Foto 10). O sulfeto predominante é a arsenopirita,

em cristais aciculares milimétricos. O ouro ocorre como inclusões microscópicas e submicroscópicas na arsenopirita e também nas suas bordas. Outros sulfetos e sulfossais presentes compreendem pirrotita, berthierita, estibinita e pirita e traços de calcopirita e esfalerita.

O depósito do Córrego do Sítio contém quatro tipos mesoscópicos de mineralização (Foto 10):

- TIPO 1: Veios e venulações de quartzo fumê com carbonato subordinado hospedados em metapelitos carbonosos. Arsenopirita é o sulfeto principal proveniente de pirita arsênica e ocorre disseminado no metapelito, próximo ao contato com veios e venulações. Pirrotita e esfalerita são acessórios. Localmente ocorrem massas de berthierita e estibinita nos veios. A alteração hidrotermal é estreita, limitada à zona do minério, e compreende silicificação, sulfetação e sericitização moderada a fraca. A carbonatação é discreta, pouco perceptível ao olho nu. Este é o principal estilo de mineralização de Córrego do Sítio e ocorre em diversas lentes com espessura decimétrica a métrica, tipicamente nas lentes da série 300. Veios com espessuras superiores a três metros indicam, em geral, uma espessura duplicada por dobramento.
- TIPO 2: Mineralização em metapelitos e metapsamitos na zona de contato com os diques metamáficos DB1. A alteração hidrotermal sericítica, carbonática e clorítica é mais expressiva e ocorre em halos gradacionais nos diques metamáficos. A arsenopirita é o principal sulfeto, seguido de pirrotita. Ao contrário do Tipo 1, a pirita é pouco comum. Os veios de quartzo são cinza a branco, com espessura de 50 cm a 6 m, nestes casos indicando espessamento por dobras. Este estilo de mineralização é típico das lentes entre os diques metamáficos de capa e lapa da série 200 (Figura 15).
- TIPO 3: Veios de quartzo cinza a branco de espessura decimétrica a métrica com expressivas massas de berthierita e ouro livre. Arsenopirita é subordinada e pode estar ausente. A zona mineralizada está encaixada em metapelitos e/ou metapsamitos que apresentam halos de alteração hidrotermal sericítica e carbonática. São corpos expressivos, porém isolados, muito contínuos ao longo do caimento e com alto teor de ouro.
- TIPO 4: Mineralização disseminada em metagrauvas maciças ou com foliação incipiente, localmente com estrutura brechada (*stockwork*). A rocha

hospedeira está recristalizada e exibe intensa alteração hidrotermal, cloritização, carbonatação, sericitização, silicificação e sulfetação. Os principais sulfetos são pirrotita e arsenopirita, com traços de berthierita, pirita e esfalerita.

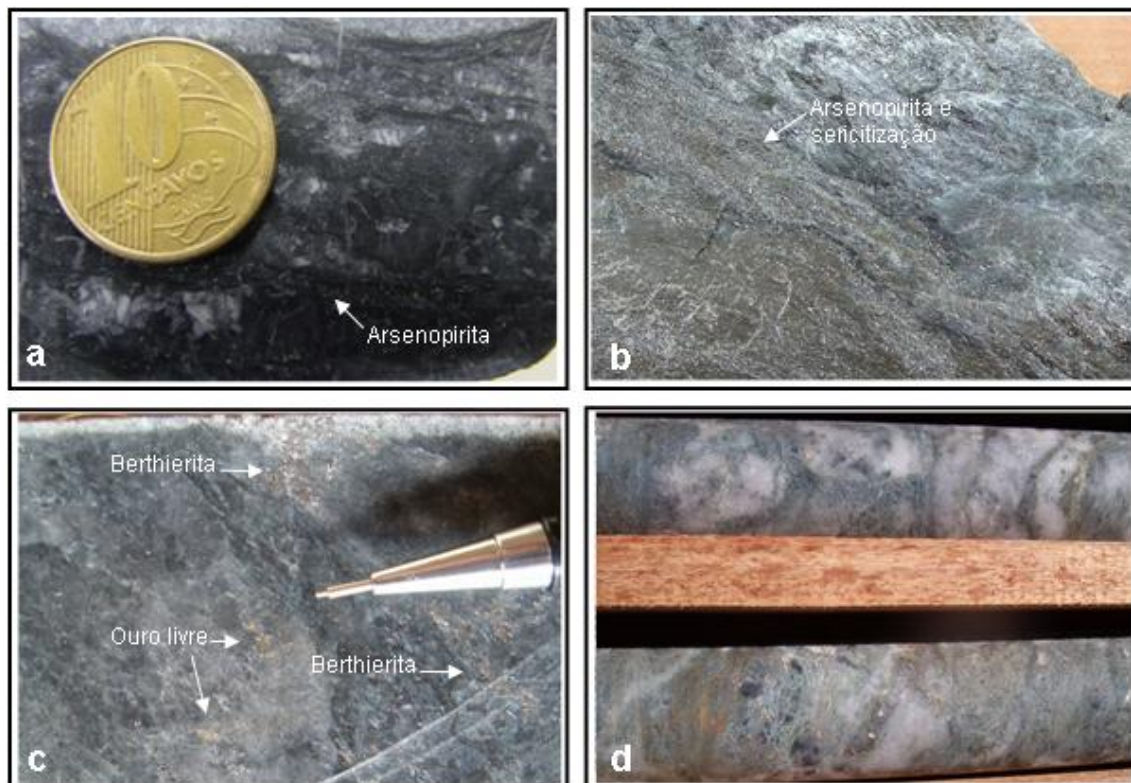


Foto 10 – Fotografias dos tipos de mineralização do lineamento Córrego do Sítio. **a** – Tipo 1: veios de quartzo fumê e ankerita hospedados em níveis metapelitos carbonosos com sulfetação de arsenopirita. **b** – Tipo 2: Mineralização em rochas metassedimentares na zona de contato com os diques metamáficos DB1, com sericitização e arsenopirita como sulfeto principal. **c** – Tipo 3: Veios de quartzo cinza a branco decimétrico a métrico com massas de berthierita e ouro livre associado. **d** – Tipo 4: Mineralização disseminada em metagrauvas com arsenopirita e pirrotita e halo de sericitização e cloritização e estrutura em *stockwork*.

A mineralização do tipo 4 é característica dos corpos Carvoaria Velha e Bocaina e ocorre localmente no corpo Laranjeiras. A do tipo 3 só foi interceptada em algumas lentes do corpo Laranjeiras (Figura 11). Nenhum destes tipos (3 e 4) foi observado no corpo Cachorro Bravo e não são objeto de estudo desta dissertação.

## **5.4 Petrografia**

A unidade Córrego do Sítio abrange a totalidade dos litotipos metassedimentares na área do Corpo Cachorro Bravo (Figura 11), cujas intercalações de metapelitos e metapsamitos não apresentam horizontes guias prospectivos. Os diques metamáficos que ocorrem em enxame no lineamento de Córrego do Sítio são os guias que permitem delimitar compartimentos de pesquisa mineral.

Para melhor caracterizar e interpretar o conjunto de litotipos, suas feições primárias, condições de metamorfismo, alteração hidrotermal e suas relações com a mineralização, os diferentes litotipos metassedimentares, diques metamáficos, zonas de contato com as encaixantes e a mineralização foram estudados petrograficamente. Seguem abaixo as principais observações e caracterizações obtidas por este trabalho.

### **5.4.1 Litotipos Metassedimentares Clásticos**

A descrição petrográfica microscópica dos litotipos metassedimentares foi realizada pela autora através das seções delgadas MC-14, MC-28, MC-28A, MC-43, MC-44, MC-45, SBL-72A, CS-01 e CS-08. A localização destas amostras encontra-se na tabela do Apêndice. A seção delgada MC-14 tem sua ficha descritiva no Apêndice.

#### **Metapelitos e metassiltitos**

Os níveis de metapelitos e metassiltitos são cinza escuro e de granulação muito fina. Ocorrem em intervalos de variadas espessuras, sendo comuns pacotes métricos e monótonos bem como intervalos centimétricos em níveis turbidíticos ou rítmicos (Fotos 2 e 3).

Em lâmina delgada seus constituintes principais compreendem mica branca (30-70%), quartzo (30-50%) e matéria carbonosa (20-50%), e subordinados plagioclásio, carbonato, epidoto, clorita, rutilo e raros sulfetos.

A mica branca é muito fina, ocorre em agregados e forma uma matriz de lamelas orientadas cobertas por uma fina camada de matéria carbonosa microcristalina disseminada, razão pela qual apresentam cores de interferência empalidecidas e obscurecidas. A matéria carbonosa também ocorre concentrada em filetes negros orientados segundo o plano de foliação principal. O quartzo é fino ou muito fino,

anédrico, alongado e comumente apresenta extinção reta. O plagioclásio é muito fino e difícil de distinguir do quartzo. Epidoto e rutilo são acessórios e estão orientados no plano de foliação  $S_n$ . Diminutos sulfetos subhédricos, pirrotita principalmente, ocorrem em algumas lâminas, em outras são ausentes.

As amostras possuem textura lepidoblástica dada pela orientação dos minerais micáceos segundo a foliação  $S_n$ . O acamamento  $S_0$  é bem definido (Foto 11, **a** e **b**). Micro-estratificações cruzadas também ocorrem, embora sejam pouco comuns (Foto 11, **c**).

O ângulo que o plano de  $S_n$  faz com o plano de acamamento  $S_0$  é variável e depende do posicionamento da amostra em relação ao dobramento. Amostras em flancos de dobras  $F_n$  apresentam o plano de foliação  $S_n$  paralelo ou subparalelo ao acamamento. Amostras em charneiras de dobras  $F_n$  apresentam o plano de foliação  $S_n$  perpendicular ao plano de acamamento  $S_0$  (Foto 6, **c**).

A clivagem de crenulação  $S_{n+1}$  é espaçada e descontínua, porém sempre presente nos níveis metapelíticos. É bem característica e facilmente observada pela concentração de matéria carbonosa (Foto 11, **d**). A reorientação mineral nos planos  $S_{n+1}$  é incipiente.



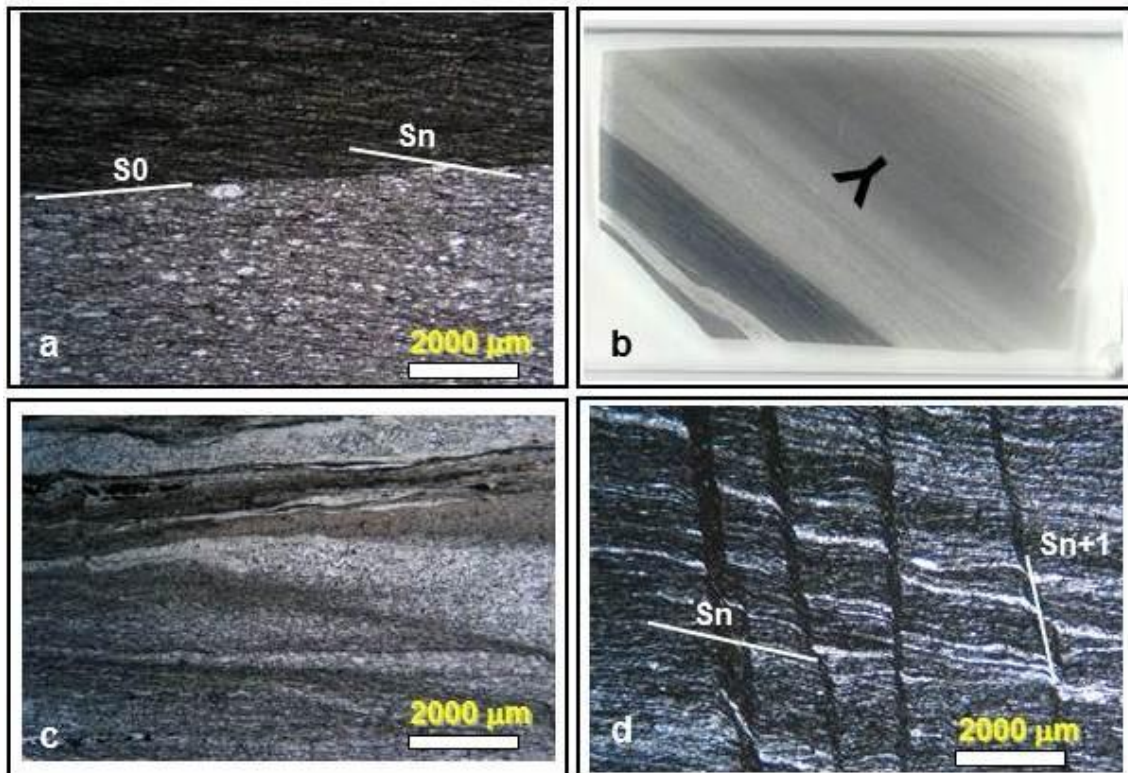


Foto 11 – **a**, **c** e **d**: Fotomicrografias de metapelitos e metassiltitos; **b**: Imagem escaneada da lâmina delgada. **a** – Contato brusco entre metapelito carbonoso e metapsamito definindo o acamamento S0. Objetiva 2.5x, nicóis paralelos. **b** – acamamento gradacional em nível metaturbidítico centimétrico. O sinal Y indica a variação da granulação da mais grossa para a mais fina. **c** – Microestratificação cruzada em metassiltito carbonoso. Objetiva 2.5x, nicóis paralelos. **d** – Metapelito carbonoso cortado por Sn e Sn+1. Microvenulações em Sn. Objetiva 2.5x, nicóis paralelos.

Venulações de 0,5 a 2 mm ocorrem em todas rochas metapelíticas descritas, mesmo nas porções mais afastadas das lentes mineralizadas. As venulações são de quartzo e carbonato, com clorita, mica branca e sulfetos subordinados. O quartzo e o carbonato são muito finos e as lamelas de mica branca e clorita são maiores, normalmente localizadas nas bordas das venulações. Sulfetos, quando ocorrem, são pirita, pirrotita e calcopirita.

Os contatos entre os níveis de metapelito e metapsamito podem ser bruscos ou gradacionais (Foto 11, **a** e **b**). Onde gradacionais, além da granocrescência do quartzo, há diminuição da quantidade de mica branca e de matéria carbonosa na matriz.

Onde hidrotermalmente alterados, os principais constituintes minerais dos metapelitos são mantidos e tratam-se de mica branca (30-70%), quartzo (30-50%) e matéria



carbonosa (20-50%), nas mesmas proporções dos litotipos distantes das zonas mineralizadas.

A principal característica distintiva dos metapelitos hidrotermalmente alterados é a maior abundância de veios e venulações. As venulações são milimétricas a centimétricas e constituídas de carbonato, quartzo, clorita, mica branca e sulfetos. O quartzo é fino, subhédrico, de granulação maior que o da matriz. O carbonato é fino e observa-se a sua migração a partir do veio para a matriz da rocha, ainda que de maneira discreta e incipiente. As lamelas de clorita são maiores, de pleocroísmo fraco e cor de interferência em tons de verde musgo, sugestiva da variedade magnesiana.

Além do aumento das venulações, outra distinção entre os níveis alterados e não alterados é o aumento da quantidade dos sulfetos, principalmente de pirrotita. Embora perfaçam menos que 1% da rocha e de tamanho diminuto, entre 400 e 100  $\mu\text{m}$ , os sulfetos ocorrem disseminados na matriz, em proporção 2 a 3 vezes superior aos sulfetos encontrados nos litotipos inalterados.

Em amostras mineralizadas, a proporção de sulfetos atinge até 15%, principalmente arsenopirita, seguidos por pirrotita e pirita. Nas venulações, pirrotita é o principal sulfeto e pirita e calcopirita são subordinadas. A arsenopirita ocorre preferencialmente na matriz do metapelito carbonoso bordejando as venulações (Foto 12, *d*).

Localmente, os metapelitos hidrotermalmente alterados estão alvejados, o que sugere o consumo da matéria carbonosa da matriz rochosa e a precipitação de mica branca e carbonato hidrotermal. Embora comum no corpo Laranjeiras (Figura 11), o alveamento do metapelito não é comum no corpo Cachorro Bravo.

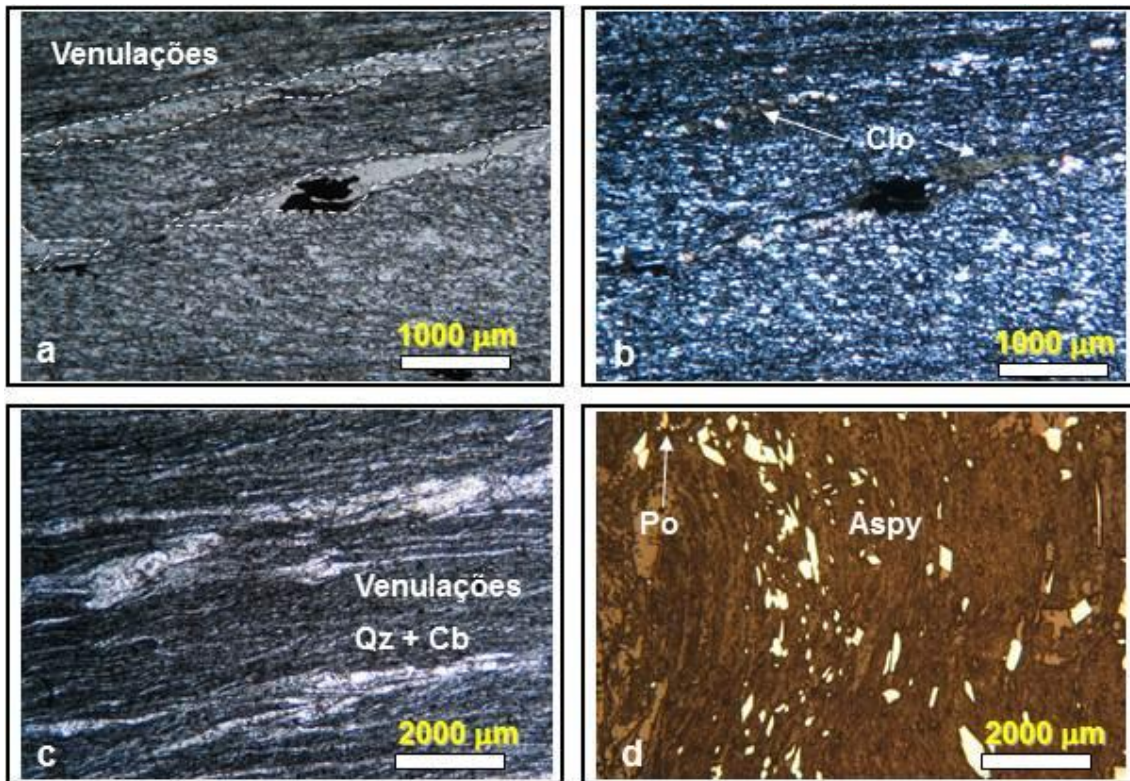


Foto 12 – Fotomicrografias de metapelitos e metassiltitos em estágios variados de alteração hidrotermal. **a** e **b** – Micro-venulações de quartzo, carbonato, clorita (clo) e sulfetos. Objetiva 5x, nicóis paralelos (**a**), nicóis cruzados (**b**). **c** – Micro-venulações de quartzo (qz) e carbonato (cb). Objetiva 2,5x, nicóis paralelos. **d** – Metapelite mineralizado com arsenopirita (aspy) e subordinada pirrotita (po). Objetiva 2.5x, luz refletida.

### Metapsamitos e metagrauvas

Os metapsamitos e metagrauvas são compostos por quartzo (40-60%), carbonato (10-30%), plagioclásio (10-20%), mica branca (20-50%) e matéria carbonosa (05-30%). Epidoto, rutilo, zircão e sulfetos são constituintes menores. Nas metagrauvas, além da matriz psamítica, porfiroclastos de quartzo e plagioclásio perfazem 40 a 70% da rocha.

Segundo Pettijohn (1975), as metagrauvas podem ser agrupadas em duas classes, as feldspáticas e as líticas, dependendo da abundância relativa de feldspato e fragmentos líticos, respectivamente. Nas amostras estudadas, os fragmentos líticos são raros e os clastos feldspáticos chegam a 20%, enquadrando estes litotipos como grauvas feldspáticas. A matriz perfaz de 25% a 60% da rocha (Foto 13, **a**), o que é característico de grauvas arqueanas, transportadas por correntes de turbidez de alta densidade, nas quais a argila em suspensão é capaz de transportar clastos de fração

areia até sua deposição em bacias de águas profundas (Pettijohn, 1975; Henderson, 1977).

Metamorfisada na fácies xisto verde de baixo grau, a matriz é composta por mica branca, matéria carbonosa, carbonato e quartzo fino a muito fino (Foto 13, **a**, **b**). O quartzo é anédrico e alongado, e, localmente, está recristalizado em agregados poligonais de granulação média. Plagioclásio e albita são menos abundantes, maiores que o quartzo, anédricos e apresentam saussuritização incipiente. Quando de granulação muito fina e não geminados é difícil a distinção entre o feldspato e o quartzo.

O carbonato da matriz é fino e anédrico. A mica branca ocorre em palhetas orientadas segundo a foliação principal e está intercalada entre o quartzo. Clorita é rara e, quando presente, está associada às venulações ou forma pequenos aglomerados sem orientação mineral. A cor de interferência verde escuro é sugestiva da variedade magnésiana. Esparsos porfiroblastos de carbonato euhédrico ocorrem sobrecrecidos na matriz de uma das amostras. Sulfetos são raros e menos comuns que nos metapelitos. Rutilo é comum e ocorre disseminado na matriz e o zircão é raro.

Porfiroclastos de quartzo, plagioclásio e raros fragmentos líticos ocorrem disseminados pela matriz e possuem formas diversas, em geral subangulosas. O quartzo é o clasto mais abundante, seguido do plagioclásio e os fragmentos líticos são raros e aparentam ser de metarenitos.

Os porfiroclastos de quartzo apresentam feições variadas, alguns subarredondados e outros subangulosos. Vários clastos apresentam feições que sugerem derivação de rochas vulcânicas, como contornos amebóides (Foto 13, **d**). A extinção é reta a ondulante, alguns grãos possuem sombras de pressão e estão cominuídos (Foto 13, **e**). Em geral predomina matriz (Foto 13, **a**) e há raros contatos clasto-clasto (Foto 13, **f**). Os clastos estão orientados segundo a foliação da matriz. Quando a granulação é mais grossa e a matriz é subordinada, a orientação mineral é incipiente e os porfiroclastos não exibem orientação preferencial (Foto 13, **c**).

Clastos de feldspato também são subarredondados a angulosos. Apresentam alteração para epidoto e mica branca, o que facilita sua identificação se não maclados.

A textura das metagrauvas é granoblástica. A orientação dos minerais lamelares e o alongamento do quartzo e do feldspato definem a foliação principal Sn. A foliação é



menos evidente nos metapsamitos do que nos metapelitos e algumas vezes não ocorre, tanto em amostra de mão quanto em lâmina delgada. A clivagem de crenulação  $S_{n+1}$  é pouco presente nos metapsamitos, raramente observada e, quando ocorre, é descontínua. Ocorre nos horizontes gradacionais de metapelitos e está ausente nos metapsamitos (Foto 14, a).

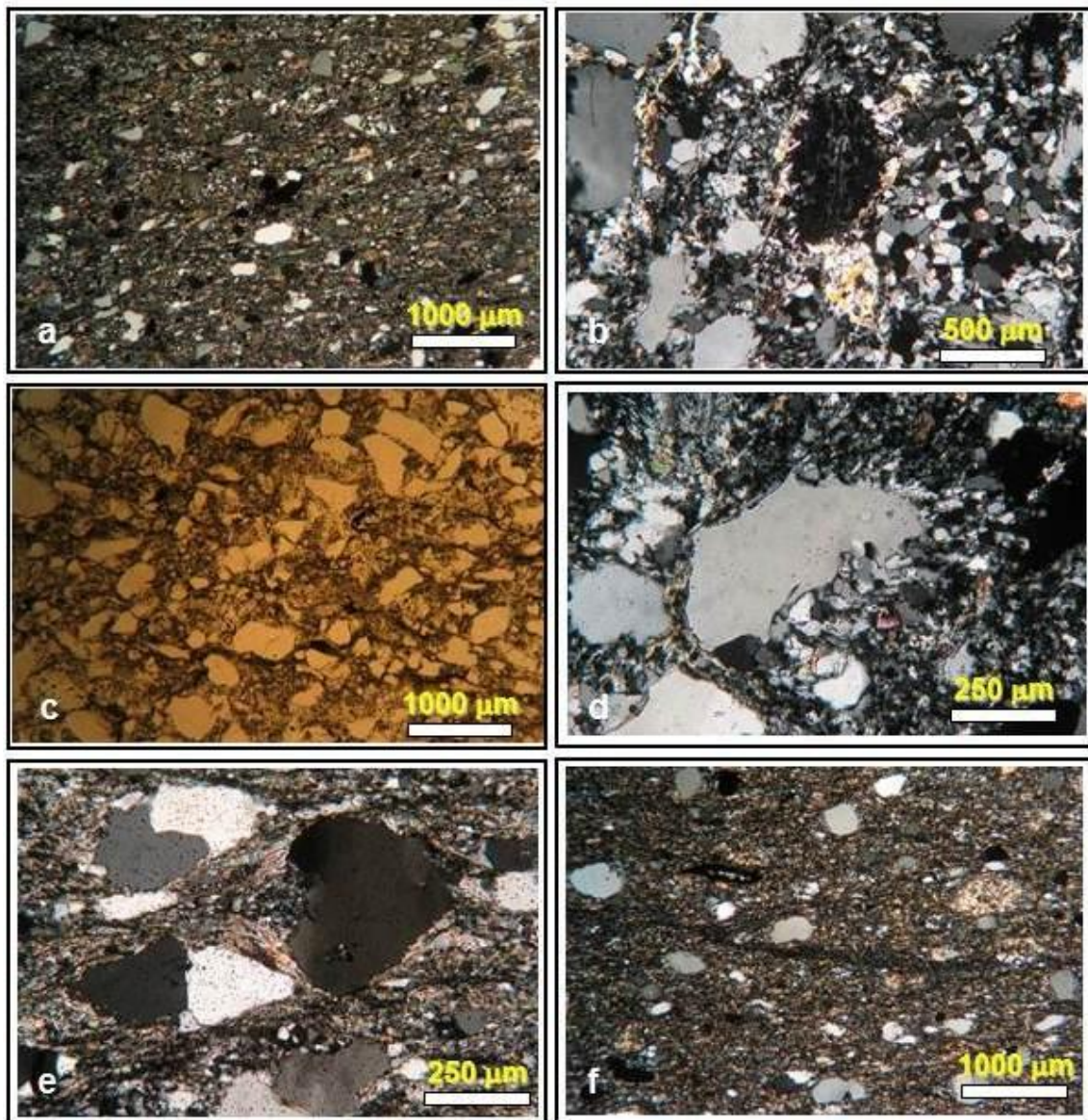


Foto 13 – Fotomicrografias de metapsamitos (metagravacas). **a** e **f** – Metagravaca com predomínio de matriz e com clastos subangulosos. Objetiva 5x, nicóis cruzados. **b** – Matriz recristalizada. Objetiva 10x, nicóis cruzados. **c** – Metagravaca imatura com predomínio de clastos subarredondados a angulosos sobre a matriz. Orientação mineral incipiente. Objetiva 5x, nicóis paralelos. **d** – Clasto de quartzo de provável origem vulcânica, apresentando bordas de corrosão. Objetiva 20x nicóis cruzados. **e** – Clasto de quartzo cominuído e com sombra de pressão. Todas as fotomicrografias em luz transmitida.

Venulações milimétricas são comuns (Foto 14, **a** e **b**) embora não tão abundantes quanto nos metapelitos. Constituem-se por quartzo e carbonato com clorita, mica branca e sulfetos subordinados. A espessura varia de 1 a 5 mm e os contatos são difusos.

Nos metapsamitos e metagrauvas hidrotermalmente alterados ocorre aumento da granulação que é fina a média, eventualmente grossa (Foto 14, **b**). Constituídos por quartzo (40-70%), carbonato (30-50%), mica branca (10-30%) e venulações mais expressivas. Restos de matéria carbonosa, plagioclásio, ilmenita e pirrotita ocorrem na matriz, sendo, contudo raros. Quando hidrotermalmente alterado, o quartzo da matriz apresenta porções recristalizadas e o carbonato se torna um mineral constituinte importante na matriz da metagrauva (Foto 14, **c**), mica branca é subordinada, fina, de cores de interferência fortes e ocorre em agregados retilíneos entre o quartzo e o carbonato da matriz (Foto 14, **d**). Clorita é rara, ocorrendo em palhetas maiores, isoladas, de cor de interferência em tons de verde pálido, magnésiana. A textura é granoblástica.



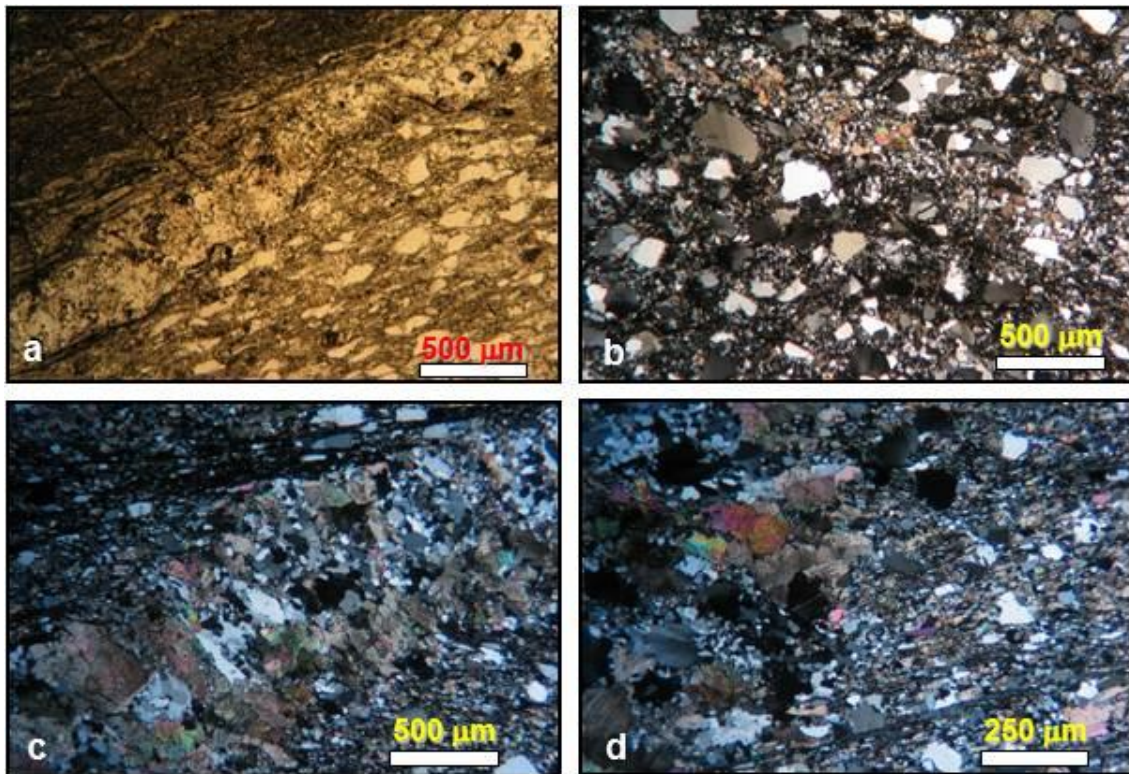


Foto 14 – Fotomicrografias de metapsamitos (metagrauvacas) em diversos estágios de alteração hidrotermal. **a** – Venulação no contato entre metagrauvaca e metapelito carbonoso, orientada segundo S0. Clivagem de crenulação descontínua no nível metapsamítico. Objetiva 10x, nicóis paralelos. **b** – Venulação descontínua com contatos difusos com a rocha encaixante. Objetiva 10x, nicóis cruzados. **c** e **d** – Venulação quartzo-carbonática com mica branca, sulfetos e clorita subordinados. Contatos difusos e penetração do carbonato do veio para a matriz da metagrauvaca. **c** – Objetiva 10x, nicóis cruzados. **d** – Objetiva 20x, nicóis cruzados. Todas as fotomicrografias em luz transmitida.

As venulações são constituídas por quartzo e carbonato, com clorita, mica branca e sulfetos subordinados. Os contatos com a matriz são difusos e ocorre penetração do carbonato e da clorita a partir do veio para a matriz (Foto 14 **c**, **d**).

#### 5.4.2 Diques Metamáficos

A descrição petrográfica microscópica dos diques metamáficos foi realizada pela autora através das seções delgadas MC-02, MC-07A, MC-17, MC-21, MC-22, MC-27, MC-38 e CS-29. A localização destas amostras encontra-se na tabela do Apêndice. No Apêndice constam também as fichas descritivas MC-17, MC-21 e MC-22.

## Diques DB1

Os diques metamáficos DB1 têm direção predominante N10-30°E, 50° SE e, na porção sudoeste da área, direção N10-30°W. Apresentam largura variável entre 10 e 50 m, podendo alcançar localmente 100 m. Esporádicas interseções com espessuras de 1 a 3 m sugerem apófises dos diques principais.

Em superfície estão intemperizados, apresentam cor vermelha, composição argilosa e textura isotrópica pouco foliada, destoante do conjunto metassedimentar de tons ocre, foliado. As bordas estão xistificadas e os núcleos mais preservados e com textura diabásica. São compostos por plagioclásio saussuritizado, clorita, ilmenita, epidoto, carbonato e traços de anfibólio. São os diques mais expressivos do depósito Córrego do Sítio.

Na região do corpo Cachorro Bravo, os diques do tipo DB1 apresentam uma relação espacial muito próxima à mineralização aurífera, principalmente na série 200 (Figura 15). São clorita xistos e metagabros. As bordas apresentam granulação fina e foliação, os núcleos são pouco foliados, isotrópicos e de granulação média. As características de borda ou núcleo variam com a largura dos diques.

A amostragem nos diques DB1 foi orientada para se obter amostras com e sem alteração hidrotermal para comparação. Para tal, esta foi realizada em dois diques que envelopam as lentes da série 200, principal mineralização do corpo Cachorro Bravo. As amostras foram coletadas em porções próximas do minério (furo de sondagem FCS628) e distantes (furo de sondagem FCS814), (Figura 16 e Apêndice).

Embora tenham sido selecionadas amostras dos diques em trechos onde não ocorre a mineralização (furo FCS814), observou-se que todas as amostras apresentam alteração hidrotermal com variadas intensidades. Das sete amostras de diques DB1 estudadas apenas uma delas está mais preservada, embora já apresente sinais de alteração hidrotermal incipiente dada pela presença de quartzo e carbonato. A amostra possui anfibólio, biotita e plagioclásio e representa o que mais se aproxima da textura e composição mineral original ou metamórfica destes diques.

Em amostras de mão são rochas de cor verde escuro, granulação média, textura isotrópica, pintalgada de pontos marrons e brancos de ilmenita e titanita, respectivamente (Foto 4, **a e b**).

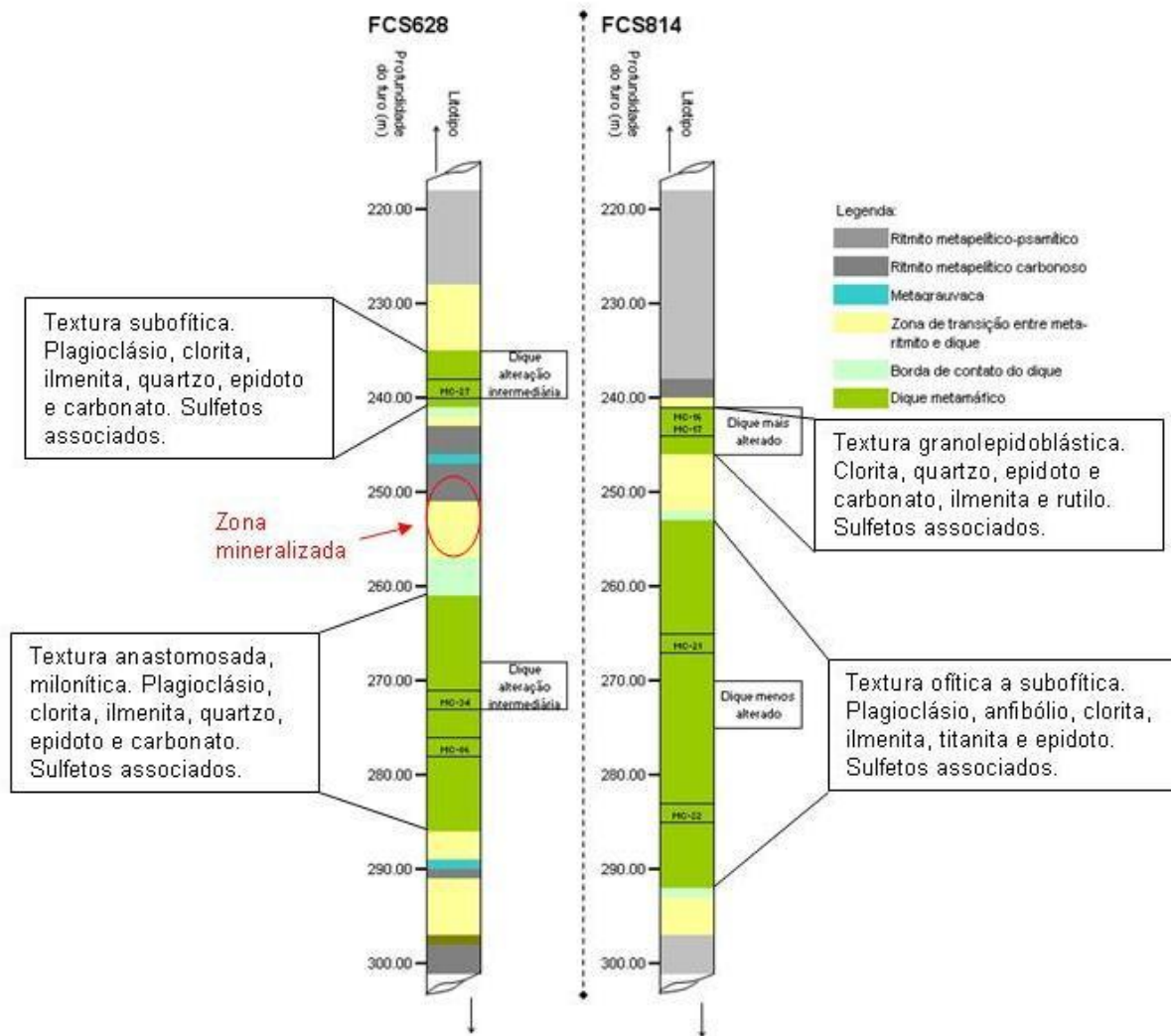


Figura 16 – Perfil esquemático dos dois furos de sondagem amostrados. Notar que o furo FCS628 está mineralizado entre os diques metamórficos (proximal). O furo FCS814 não contém mineralização neste intervalo (distal).

Quanto mais estreitos, entre de 10 a 15 metros, mais foliados estão os diques. Nos mais espessos, entre 25 a 50 m, as bordas estão xistificadas e os núcleos podem estar xistificados ou preservados.

No furo FCS628, a mineralização ocorre no contato com o dique de lapa e, mesmo espesso, as características do dique são de alteração e deformação, com textura milonítica anastomosada e intensa quantidade de quartzo e carbonato. Este mesmo dique, no furo FCS814, está mais preservado. Distante da mineralização, possui espessura maior e textura ofítica a subofítica com alteração incipiente (Figura 16).



Os diques metamáficos mais preservados constituem-se por plagioclásio (25-30%), anfibólio (20-25%), biotita (~05%), clorita (05-10%), tremolita-actinolita (~5%), epidoto (05-10%) e ilmenita/titanita (10-20%). Sulfetos são traços e, predominantemente, pirrotita, pirita e calcopirita. Quartzo, carbonato e albita compõem veios e alteram parte da matriz. As amostras dos núcleos têm foliação incipiente e ainda preservam parcialmente a textura ofítica a sub-ofítica caracterizada pela presença de grandes cristais de anfibólio envoltos em matriz de plagioclásio prismático saussuritizado (Foto 15 **c, d**).

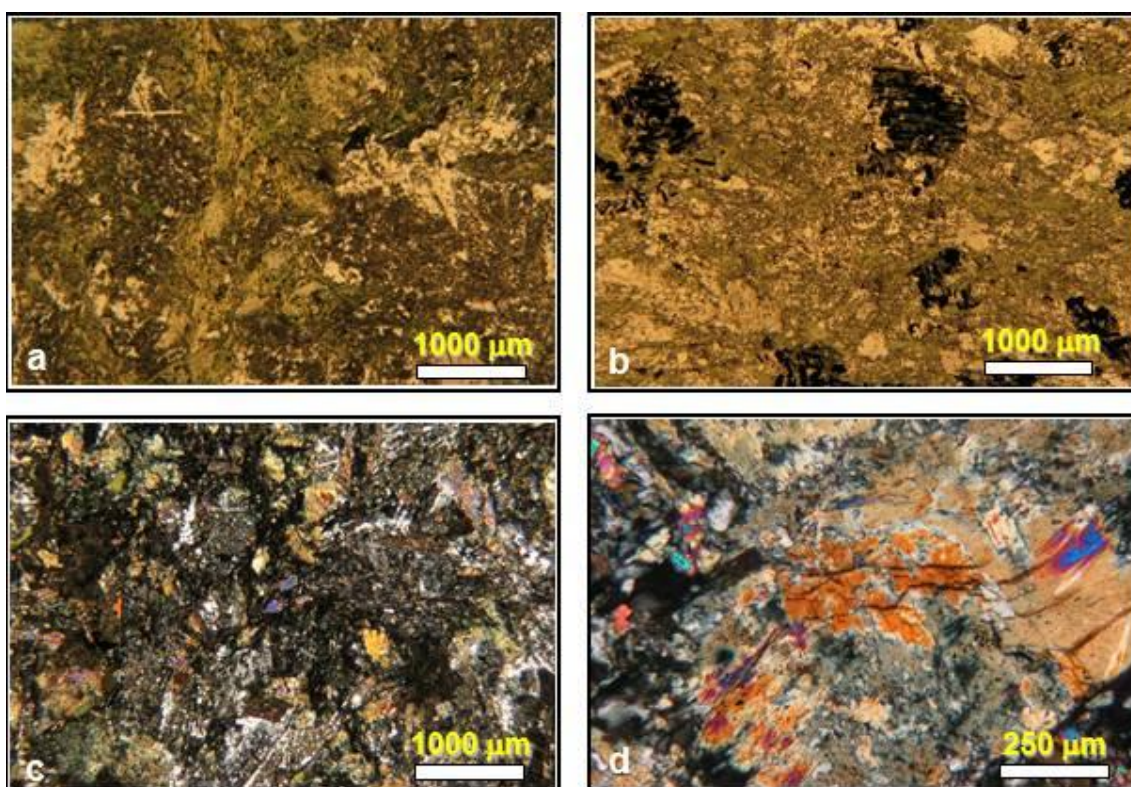


Foto 15 – Fotomicrografias do dique DB1 em suas porções de núcleo. **a** – Matriz de dique DB1, textura ofítica modificada, anfibólio alterado para clorita e plagioclásio saussuritizado, trama isótropa, sem orientação mineral; **b** – Matriz de dique DB1, textura subofítica com cristais esqueléticos de ilmenita com intercrescimento de titanita. Orientação mineral incipiente; **a** e **b** - Objetiva 5x, nicóis paralelos. **c** – Matriz de plagioclásio saussuritizado com alteração incipiente (quartzo e carbonato). Textura ofítica preservada. Objetiva 5x nicóis cruzados. **d** – Anfibólio alterado para clorita. Objetiva 20x, nicóis cruzados.

O plagioclásio é tabular e está saussuritizado (Foto 15 **c**). Geralmente exibe geminação pela Lei da Albita e macla de Carlsbad. O anfibólio exibe cor de pleocroísmo verde oliva a marrom e está modificado para clorita. Biotita apresenta cor de pleocroísmo verde e também se modifica para clorita. A titanita é o mineral de titânio predominante e ocorre sempre associado à ilmenita, ambos em forma

esqueletal (Foto 15, **b**). Estas características são observadas nos núcleos dos diques mais espessos (metagabros).

Os diques metamáficos hidrotermalmente alterados constituem-se por clorita (25-40%), plagioclásio (10-30%), quartzo (10-20%), ilmenita/titanita/rutilo (10-20%), tremolita-actinolita (5-15%), carbonato (10-20%), epidoto (10-20%), biotita (05-10%), muscovita (05-10%) e sulfetos acessórios. Anfibólio é raro, já totalmente alterado para clorita. Venulações de albita, quartzo e carbonato ocorrem moderadamente.

O plagioclásio tem aspecto sujo e está em estágio avançado de saussuritização, contudo preserva sua forma tabular. A clorita define a orientação mineral na matriz lepidoblástica, composta por clorita, quartzo e carbonato (Foto 16, **a, b**). O quartzo e o carbonato têm granulação fina, e são anédricos ou subhédricos. Agulhas de tremolita-actinolita sugerem origem hidrotermal, bem como vênulas de albita neoformada e límpida (Foto 16, **c**).

Ilmenita, titanita e rutilo ocorrem em proporções variadas, sempre associados entre si, na forma de leucóxênio (titanita e rutilo em cristais esqueletais pseudomorfos da ilmenita ígnea). É comum o crescimento de ferro-clorita, de cor de interferência azul, preenchendo os espaços vazios entre os minerais de titânio (Foto 17, **b e d**). O rutilo ocorre nas bordas dos diques e ilmenita e titanita nos núcleos. Também próximo às bordas ou por todo o dique de pouca espessura ocorrem romboedros de carbonato euhédrico sobreimpressos na matriz da rocha. A muscovita, ao contrário das palhetas de clorita, não está orientada no plano da foliação principal e também parece sobreimpressa na rocha (Foto 16, **b**).

Nos diques metamáficos hidrotermalmente alterados, a granulação, em borda ou núcleo é fina a média. Em algumas amostras a textura é lepidoblástica e a foliação anastomosada com aglomerados de quartzo maior em formato amendoado. Uma das amostras é milonítica e o quartzo ocorre estirado e deformado. As amostras descritas são clorita xistos, quartzo-clorita xistos e carbonato-quartzo-clorita xistos (Fotos 16 e 17, **a**).

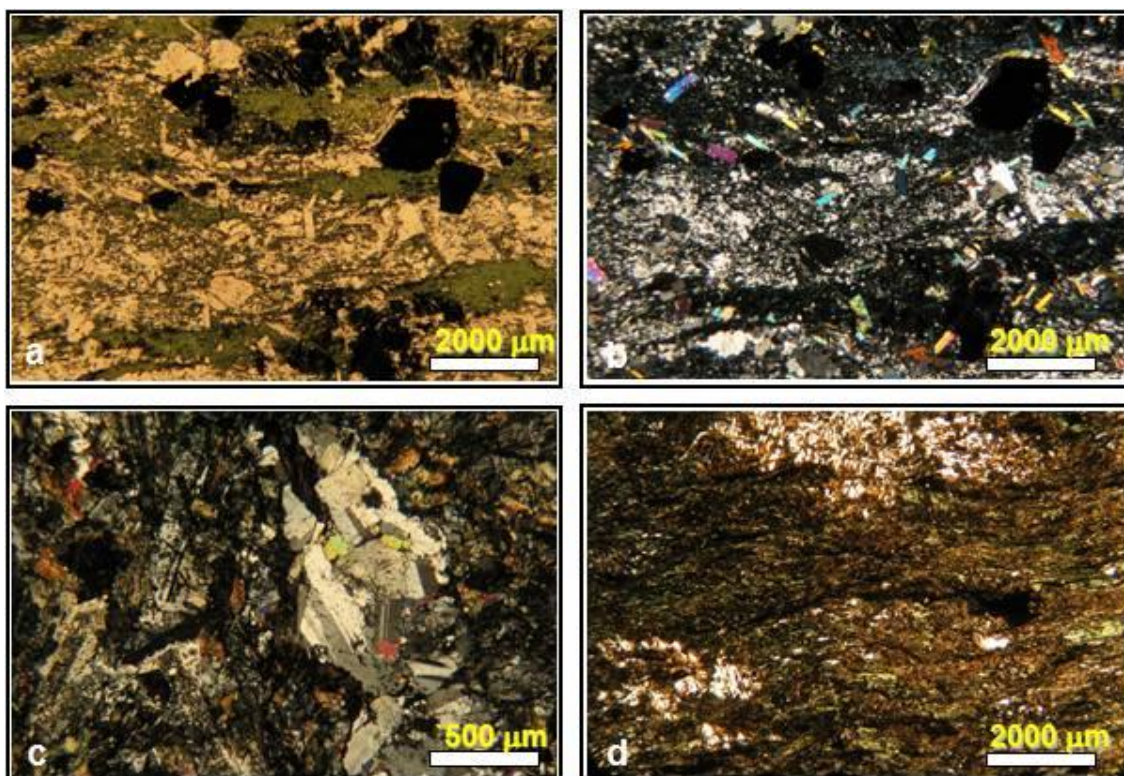


Foto 16 – Fotomicrografias do dique DB1 em suas porções mais alteradas. **a** e **b** – Matriz de dique DB1 totalmente modificada por clorita, quartzo e mica branca, textura lepidoblástica. Objetiva 2,5x, nicóis paralelo e cruzado, respectivamente. **c** – Vênula de albita hidrotermal. Objetiva 20x, nicóis cruzados. **d** – Dique intrusivo na Formação Cauê, da mina de Brucutu (Vale), de matriz fina com clorita e epidoto, textura lepidoblástica, foliação anastomosada. Objetiva 2,5x, nicóis cruzados

Uma amostra de dique que intrude a Formação Cauê, do Supergrupo Minas, na mina de ferro de Brucutu, localizada na porção NE do Sinclinal Gandarela, QF (Figura 6) foi coletada para comparação mineral e textural com os diques DB1, do lineamento Córrego do Sítio. A amostra está xistificada (Foto 16, **d**) e trata-se de quartzo-epidoto-clorita xisto, textura lepidoblástica e granulação muito fina. As características texturais e composicionais ígneas foram obliteradas por alteração. As amostras dos diques DB1, de Córrego do Sítio, apresentam mineralogia e textura distintas da amostra de dique da Mina de Brucutu.



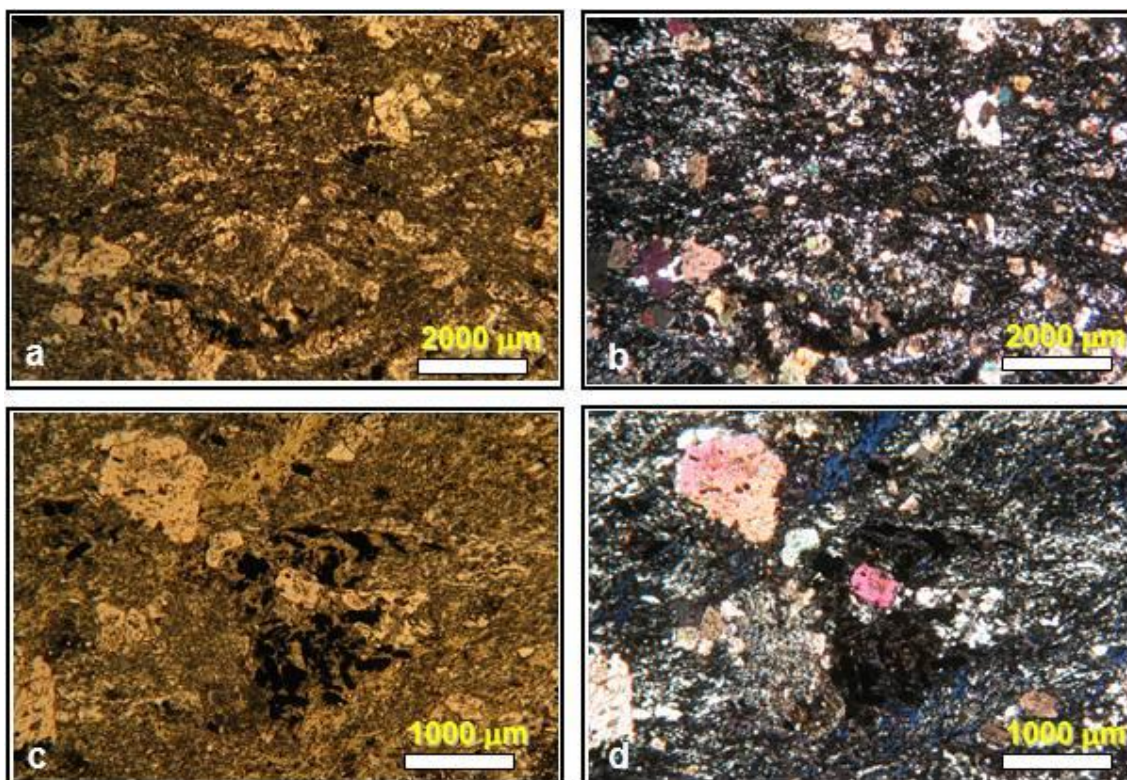


Foto 17 – Fotomicrografias do dique DB1 em suas porções mais alteradas exibindo intensa carbonatação. **a e b** – Matriz de dique DB1 modificada por quartzo, carbonato, clorita, e titanita. A textura é granoblástica. Objetiva 2,5x, nicóis paralelo e cruzado, respectivamente. **c e d** – cristal esquelético de ilmenita com o desenvolvimento de titanita, leucoxênio. Objetiva 5x, nicóis paralelo e cruzado, respectivamente.

### Diques DB2 e DB3

Os diques DB2 e DB3 possuem largura entre 3 a 10 m e são maciços ou com foliação incipiente nas bordas, bege esverdeado ou castanho (Foto 4, **b e c**). Possuem características similares, mas têm posicionamento distinto (Figura 11) podendo ser algumas vezes interpretados como *sills*.

Os diques e/ou *sills* DB2 são dois corpos que ocorrem somente no corpo Cachorro Bravo, têm direção W-E, transversal à dos diques DB1. Estão alterados, mas a matriz ainda preserva plagioclásio alterado para mica branca e epidoto. Os constituintes principais são quartzo, carbonato e clorita. Mica branca, epidoto e albita são constituintes secundários. A textura é granoblástica (Foto 18, **a**) e muitos minerais apresentam duas ou três gerações, indicando várias etapas de alteração. A clorita apresenta cor de interferência azul, que sugere ser rica em ferro. São observadas três gerações de carbonato, uma ocorre na matriz, fino, anédrico, produto da alteração do plagioclásio. Uma segunda geração de carbonato apresenta granulação um pouco

maior e está sobrecrecida na matriz ou, comumente, em núcleos de uma terceira geração caracterizada por romboedros euhédricos (Foto 18, **b**). Esta terceira geração de carbonato consome as duas gerações anteriores. Albita também é um mineral de alteração que está, por sua vez, alterada para mica branca e epidoto. Sulfetos são raros, locamente foi observada pirita fina.

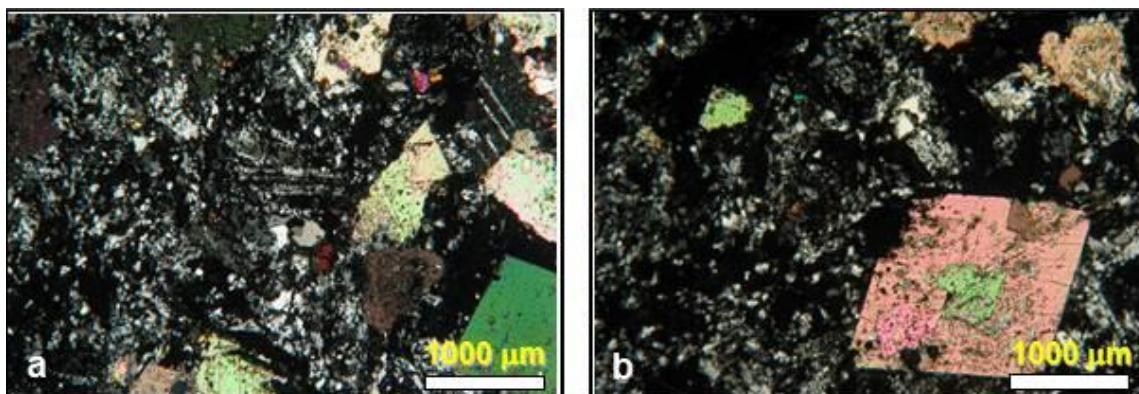


Foto 18 – Fotomicrografias do dique DB2. **a** – Matriz modificada por alteração para quartzo, albita, clorita e carbonato. A trama é isótropa. Objetiva 5x, nicóis cruzados. **b** – Detalhe de porfiroblasto de carbonato romboédrico neoformado, que consumiu a geração anterior, anédrica (núcleo do cristal). Objetiva 5x, nicóis cruzados.

Os diques e/ou *sills* DB3 ocorrem em enxame, principalmente no corpo Laranjeiras. São mais estreitos que os DB2, mas apresentam grande continuidade longitudinal, segundo SSW-NNE, oblíquos aos diques DB1. Seu protólito é indefinido, pois seus minerais originais foram completamente transformados em clorita, mica branca, quartzo e carbonato.

#### Diques DB4

No extremo nordeste da área, no contato entre as unidades Santa Quitéria e Córrego do Sítio, ocorre o dique denominado DB4. Sua direção é distinta, segundo NW-SE e sua largura tem cerca de 60 m. Dos quatro conjuntos de diques descritos no lineamento (DB1, DB2, DB3 e DB4), o DB4 é o mais preservado e interpretado como o mais recente.

Apesar da textura ser lepidoblástica, preservam-se vários cristais de anfibólio, de granulação grossa, em matriz de plagioclásio fino, o que caracteriza textura ofítica reliquiar parcialmente modificada pela presença de clorita. A clorita aparenta ter duas gerações, uma gerada a partir do anfibólio e outra que permeia os cristais e gera a textura lepidoblástica, anastomosada. Imenita e titanita perfazem de 07 a 15% das

amostras.

### 5.4.3 Zonas de Transição

Os contatos entre os diques DB1 e os litotipos metassedimentares são bem definidos e marcados. Suas bordas são significativamente alteradas em relação aos núcleos dos diques e às rochas metassedimentares distantes alguns metros do contato. Estas bordas de alteração possuem uma denominação local de mina e são conhecidas como 'zonas de transição' (ZT). As ZT possuem características distintas nas rochas metassedimentares onde são denominadas *zonas de transição pelítica* (ZTP), e, nas bordas dos diques, onde denominadas *zonas de transição básica* (ZTB).

Zonas de alteração com clorita, carbonato, quartzo e rutilo são características das ZTB e zonas de alteração com clorita, carbonato, mica branca e turmalina são características das ZTP. Em ambas a granulação é fina a muito fina. Mineralizações econômicas ocorrem nas ZTP, embora não em todos intervalos. As ZTB apresentam sulfetação localizada e, em sua maioria, sem teores econômicos.

As fichas de descrição petrográfica microscópica das zonas de transição constam do Anexo II (lâminas MC-15, MC-18, MC-19, MC-20, MC-23, MC-24, MC-25, MC-26, MC-32 e MC-33).

#### **Zonas de transição em borda de dique (ZTB)**

Nas bordas dos diques a ZTB é de granulação fina e composta por clorita (15-25%), quartzo (10-20%), carbonato (20-30%), mica branca (15-20%) e titanita/rutilo (02-10%). As ZTB se assemelham ao aspecto foliado dos diques alterados, embora raramente apresentem plagioclásio. A foliação é penetrativa num intervalo de 5 a 10 m, dependente da largura do dique.

A clorita é o mineral predominante e imprime a orientação mineral principal (Foto 19, **d**). Ocorrem vários intervalos centimétricos, bandas ora ricas em clorita, ora em carbonato. Em uma das amostras, a matriz é composta por 40% de rutilo (Foto 19, **a** e **b**); nas demais amostras, os minerais de titânio não ultrapassam 10%.

As bandas ricas em clorita apresentam granulação fina e textura lepidoblástica. Mica branca, quartzo e sulfetos são subordinados, também orientados na foliação. A clorita



tem cor de interferência azul, devendo tratar-se de ferro clorita. O quartzo é fino com extinção reta ou levemente ondulante e ocorre em microvênulas com sulfetos, dentre os quais predomina a pirrotita (Foto 19, **b**).

Em algumas amostras, localmente ocorre albita, clorita e muscovita neoformadas que crescem sem orientação mineral (Foto 19, **d**). A muscovita também é observada mesoscopicamente em testemunhos de sondagem, em alguns trechos de ZTB.

Aglomerados tabulares de mica branca, albita e quartzo são comuns e prováveis produtos da alteração do plagioclásio, pois preservam sua forma relictas. Localmente ocorrem aglomerados de minerais diminutos, provável rutilo.

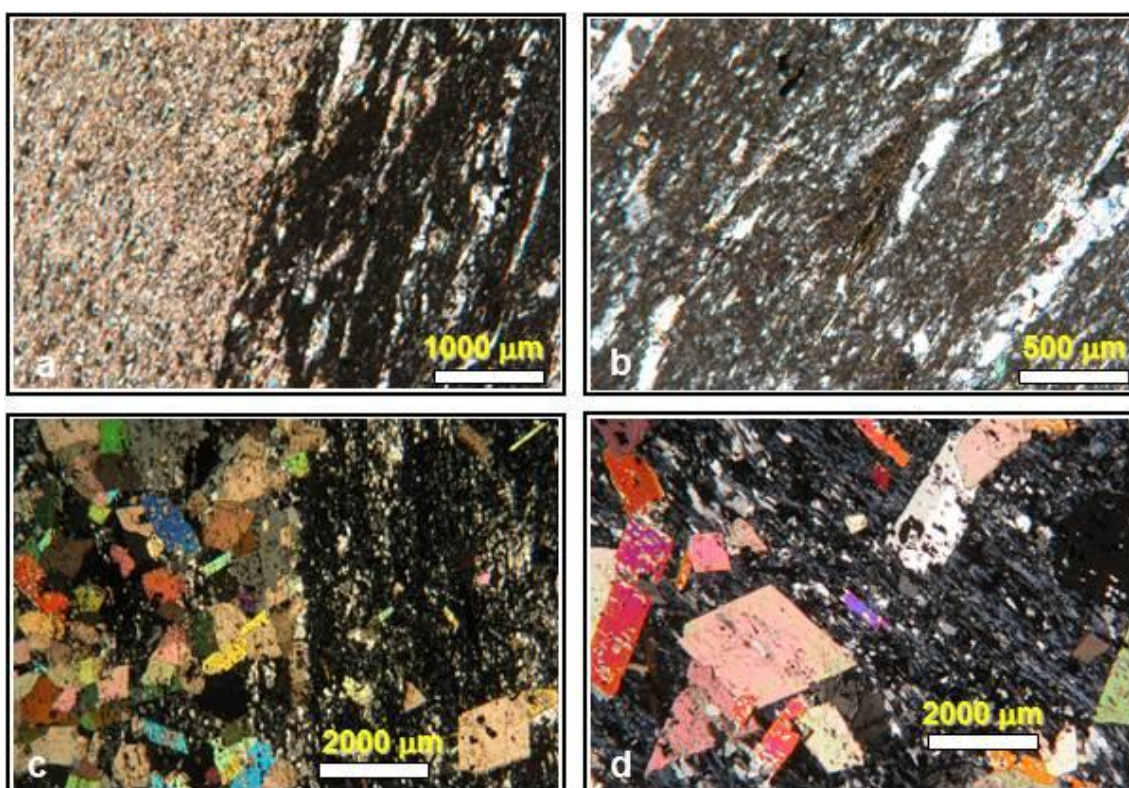


Foto 19 – Fotomicrografias de zonas de transição (ZTB) dos diques DB1. **a** – Aspecto geral do contato entre banda ricas em carbonática (cor clara) e rutilo (marrom). Objetiva 5x, nicóis cruzados. **b** – Detalhe da fotomicrografia **a**, onde a matriz é composta por rutilo, quartzo e carbonato. Lentes claras são aglomerados de quartzo. Objetiva 10x, nicóis paralelos. **c** – Contato entre banda carbonática e clorítica. Objetiva 2,5x, nicóis cruzados. **d** – Detalhe de matriz clorítica com romboedros de carbonato e cristais de albita pós-tectônicos, sem orientação. Objetiva 2,5x, nicóis cruzados.

As bandas ricas em carbonato são mais claras e de textura granoblástica. O carbonato ocorre tanto na matriz, em cristais finos, anédricos e orientados, quanto romboédricos, neoformados, pós-tectônicos (Foto 19, **a** e **c**). Nas zonas onde predomina o carbonato

romboédrico, o carbonato fino na matriz é raro ou ausente (Foto 19, **c** e **d**). A sulfetação é incipiente, predominando pirrotita e pirita com traços de calcopirita. Venulações de quartzo, carbonato, clorita e mica branca são comuns, mas milimétricas.

Plagioclásio, epidoto, titanita, ilmenita e magnetita ocorrem em proporções menores e não estão presentes em todas as amostras.

### **Zonas de transição em rochas metassedimentares (ZTP)**

As zonas de transição nas rochas metassedimentares em contato com os diques, ZTP, têm como principais minerais mica branca (20-45%), quartzo (15-30%) e carbonato (05-25%). Matéria carbonosa, turmalina, clorita, rutilo, titanita e sulfetos são constituintes menores. Nas zonas mineralizadas, os sulfetos podem atingir até 15%.

Comumente as ZTP são bandadas, com bandas lepidoblásticas e granoblásticas intercaladas e em contato com venulações de quartzo, carbonato, clorita, mica branca e sulfetos (Foto 20, **a** e **c**). As estruturas são foliadas e comumente anastomosadas. A mica branca é muito fina com cores de interferência em tons bege e marrom. Nas bandas granoblásticas o quartzo é fino, com extinção ondulante e ocorre associado à clorita (Foto 20, **c**). Nestas bandas o quartzo ocorre em agregados amendoados imprimindo uma estrutura anastomosada. Ocorre também em porfiroclastos estirados, relictos dos níveis de metagrauvaca modificados pela intrusão dos diques, nas ZTP.

Turmalina apresenta forte pleocroísmo em tons de bege ou castanho e extinção reta. A maioria dos cristais está orientada segundo a foliação, são finos, apresentam sombras de pressão com quartzo e clorita e estão envoltos pela matriz de mica branca imprimindo uma estrutura anastomosada (Foto 20, **b**, **e** e **f**). Alguns cristais não estão orientados. A turmalina ocorre em todas as amostras estudadas das zonas de transição metapelíticas e é, portanto, um mineral característico das ZTP. Alguns cristais estão fraturados exibindo textura “*pull-apart*”, sugerindo que estas rochas passaram por deformação rúptil-dúctil nos contatos com os diques. A presença de alguma matéria carbonosa também é distintiva e ao contrário das ZTB, clorita é subordinada. Nas ZTP, a mica branca é o mineral típico e mais abundante, seguido por quartzo e carbonato.



Em algumas amostras ocorrem inúmeros e diminutos cristais subhédricos a euhédricos de titanita e rutilo e estão, em sua maioria, orientados no plano de foliação. Foram interpretados como produtos de alteração hidrotermal.

Venulações são comuns e podem perfazer 60% das amostras. A maioria dos veios e vênulas é de quartzo com carbonato subordinado e clorita magnésiana principalmente nas bordas. Nas ZTP, o contato das vênulas com a rocha é brusco, ao contrário do que ocorre com as vênulas em metagrauvas fora das ZTP (Foto 14, **b** e **c**), cujo contato é difuso.

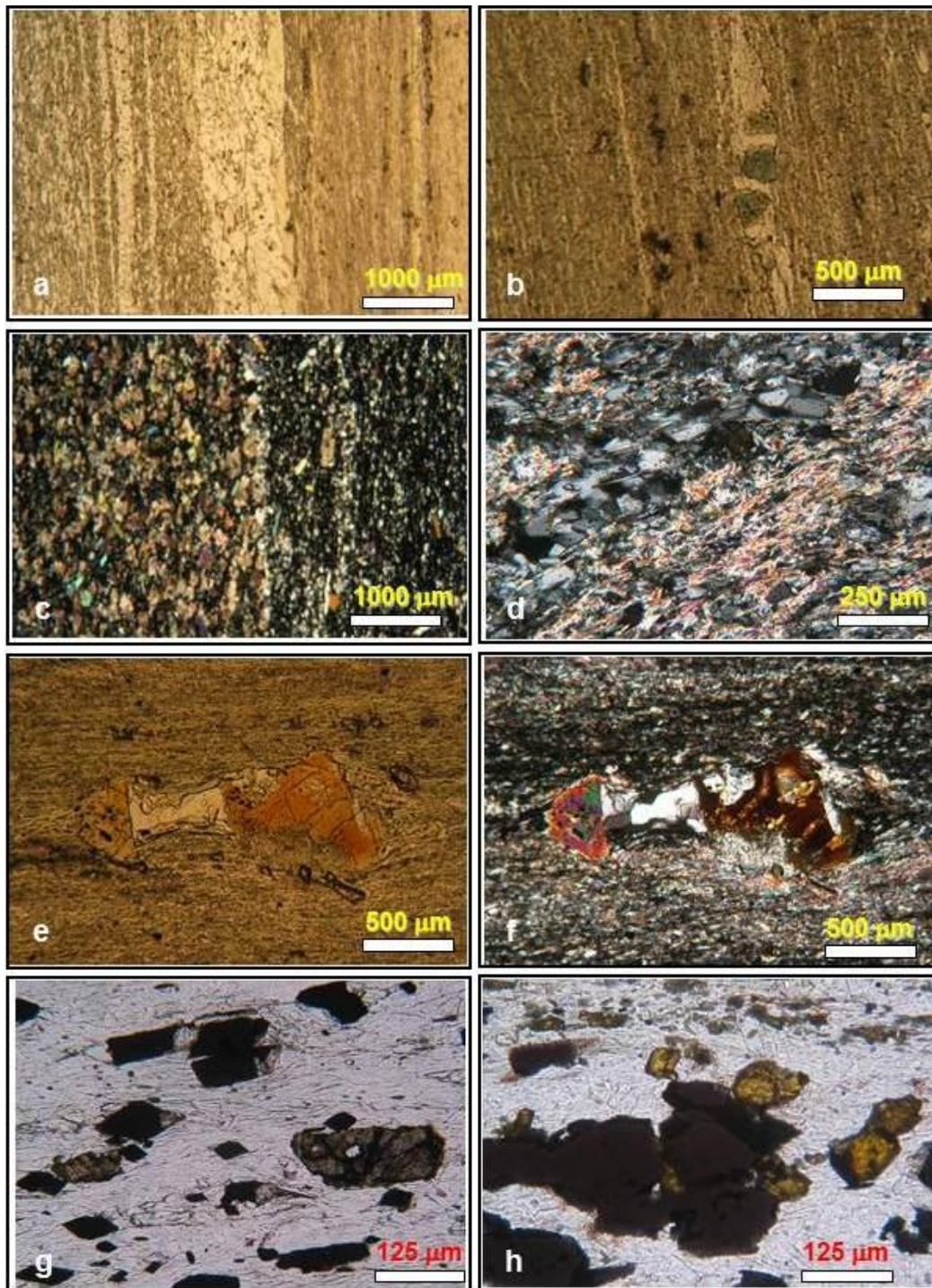


Foto 20 – Fotomicrografias de zonas de transição entre diques DB1 e rochas metassedimentares ZTP. *a* – Matriz micácea com venulações de quartzo (bandas claras). Objetiva 5x, nicóis paralelos. *b* – Detalhe da matriz com cristal de turmalina textura “*pull-apart*”. Objetiva 10x, nicóis paralelos.; *c* – Contato entre banda carbonática e banda quartzo-micácea. Objetiva 5x, nicóis cruzados. *d* – ZTP deformada com matriz de mica branca orientada e vênula de quartzo recristalizado dobrada com espessamento na charneira. Objetiva 20x, nicóis cruzados. *e* e *f* – Porfiroblasto de turmalina com sombra de pressão de clorita e carbonato. Objetiva 10x (*e* – luz natural, *f* – luz transmitida) *g* – cristais de titanita hidrotermal em ZTP mineralizada, opacos são de arsenopirita. Objetiva 50x, nicóis paralelos. *h* – cristais de rutilo hidrotermal em ZTP mineralizada. Opacos são de arsenopirita, objetiva 50x, nicóis paralelos.

O quartzo em veio ocorre em cristais milimétricos, maiores que o da matriz, alguns apresentam extinção ondulante e outros, recristalizados, extinção reta (Foto 20, **d**). O carbonato ocorre em cristais finos e anédricos, associados ao quartzo deformado (Foto 20, **c**). Em locais de estreitamento das vênulas por boudinagem, o carbonato ocorre recristalizado em cristais maiores, subhédricos a euhédricos.

#### 5.4.4 Zonas Mineralizadas do Corpo Cachorro Bravo

As zonas mineralizadas ocorrem tanto em ZTP quanto nas rochas metassedimentares distantes de diques metamáficos. Localmente é observada sulfetação nos diques, mas são níveis descontínuos e/ou não econômicos.

A descrição petrográfica microscópica das zonas mineralizadas foi realizada pela autora através das seções delgadas MC-12, MC-13, MC-29, MC-29A, MC-30, MC-31, MC-39, MC-39A, MC-40, MC-41, MC-41A e MC-42. A localização destas amostras encontra-se na tabela do Apêndice. No Apêndice constam também as fichas descritivas MC-12, MC-13 e MC-31.

As zonas mineralizadas são de mineralogia simples, compostas por veios de quartzo, carbonato, clorita, mica branca, sulfetos e sulfossais e bandas de mica branca, localmente clorita, com sulfetos e minerais de titânio (Foto 24, **g** e **h**) encaixados em rocha metassedimentar carbonosa também sulfetada. Os sulfetos perfazem de 5% a 15% das amostras mineralizadas, porém de um modo geral não ultrapassam 4% do volume total da rocha (Foto 24).

Os veios de quartzo são brancos, branco acinzentados ou fumê escuro (Foto 21).



Foto 21 – Amostras de mão dos tipos de veio de quartzo e carbonato das zonas mineralizadas. **a** – veios em estágio intermediário de recristalização. Apresentam quartzo recristalizado, branco, e quartzo fumê, com carbonato subordinado. O mineral opaco na amostra é berthierita; **b** – veio de quartzo branco, recristalizado, com porções cloríticas; **c** – veio de quartzo fumê, deformado e carbonato.



Os veios de quartzo fumê (Foto 22, **a** e **b**) possuem quartzo anédrico, com bordas lobadas e extinção ondulante. Ocorrem associados a cristais de quartzo menores, subhédricos e poligonais, de extinção reta, ora ondulante, produto da recristalização incipiente do quartzo fumê deformado. Carbonato é mais abundante nos veios de quartzo fumê, quando de granulação fina é anédrico e ocorre com o quartzo poligonal. Quando de granulação grossa, os cristais são subhédricos a euhédrico e crescem perpendiculares aos veios, em forma de pente ou cocarda (Foto 22, **c**). Os veios de quartzo branco acinzentado (Foto 21, **a**) representam estágios intermediários de recristalização do quartzo fumê deformado e quartzo branco recristalizado e poligonal (Foto 22, **d** e **e**).

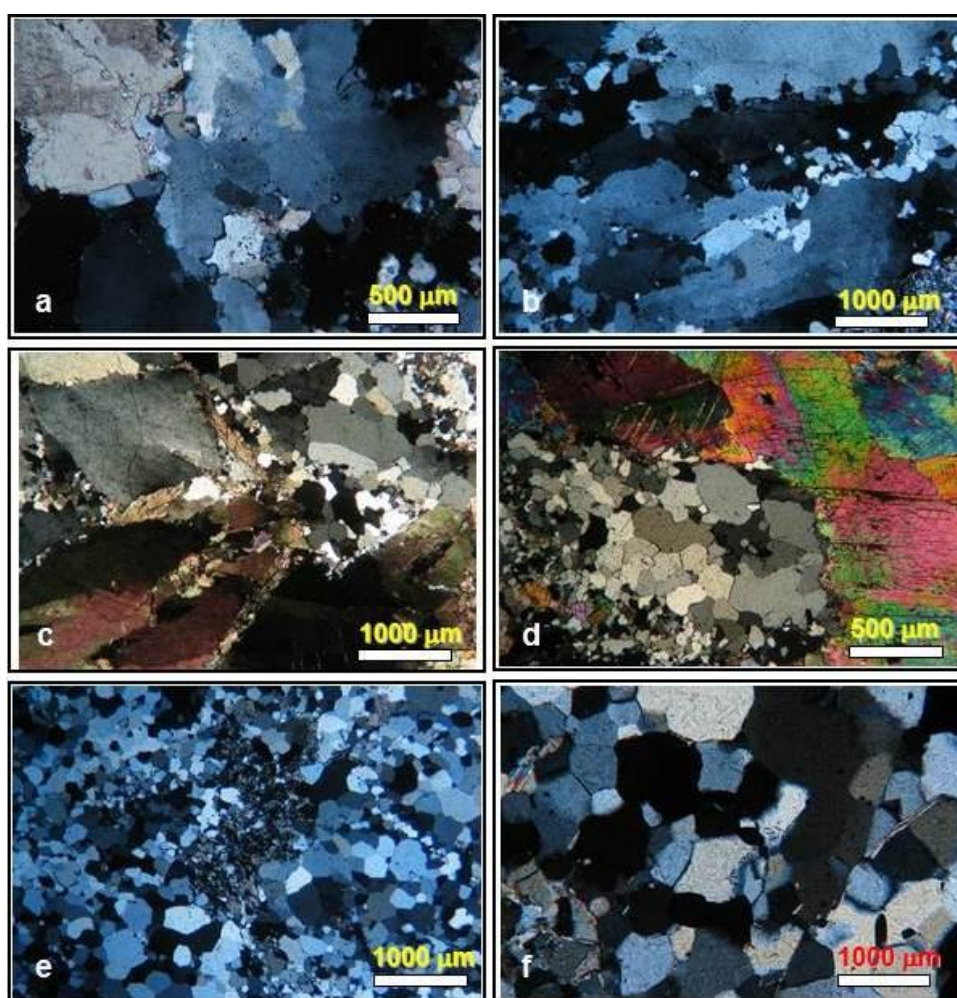


Foto 22 – Fotomicrografias dos veios e vênulas das zonas mineralizadas. **a** e **b** – Veios de quartzo fumê. Cristais de quartzo deformados com bordas lobadas e extinção ondulante e cristais de carbonato associados. Objetiva 10x e 5x, respectivamente, nicóis cruzados. **c** e **d** – Veios de quartzo branco acinzentado. Estágios intermediários de recristalização. Objetiva 5x e 10x, respectivamente, nicóis cruzados. Na foto **c** são observados cristais de carbonato em forma de pente ou cocarda; **e** e **f** – Veios de quartzo branco. Estágios avançados de recristalização, textura poligonal, extinção reta. Objetiva 5x, nicóis cruzados.

Nos veios brancos (Foto 22, **f**), o quartzo está recristalizado e constitui 60 a 70% dos mesmos. Ocorre em cristais grossos, poligonais, subhédricos, com textura mosaico e extinção reta e em cristais menores, também em trama poligonal, associados a carbonato fino, anédrico, remanescentes. O carbonato também ocorre incluso nos cristais maiores de quartzo e em massas isoladas, subhédrico, recristalizado.

Os sulfetos nos veios ocorrem principalmente nas bordas, em proporção inferior a 5%, sendo predominante pirita e/ou pirrotita. Não foi observada arsenopirita nos veios, somente se associada a filmes carbonosos que aparentam ser lascas do metapelito carbonoso dentro dos veios. A pirita é subhédrica a anédrica e muito clara, sugerindo se tratar de pirita arsênica. Em alguns veios, se mais amarelada, é muito fina, prismática, euhédrica e com porosidade. A pirrotita é subhédrica, também com porosidade e os cristais são maiores com forte cor de interferência marrom a rosa.

A arsenopirita é o sulfeto predominante (Foto 24, **a** e **b**) e mais de 60% do ouro está incluso nela. Ocorre preferencialmente na matriz metapelítica ou nas porções de mica branca hidrotermal, em diminutos cristais orientados na foliação principal Sn, e nos contatos de vênulas e veios (Foto 24, **c** e **d**).

Sob microscópio, há duas variedades de arsenopirita que podem refletir origens e gerações diferentes (Foto 23 e Figura 17). Quanto à origem, (i) se forma a partir da pirita, em zonas mineralizadas nos litotipos metassedimentares distantes dos diques metamáficos (Foto 23, **b**) ou, (ii) se forma a partir da pirrotita, quando a mineralização ocorre nas zonas de transição ou entre diques metamáficos (Foto 23, **a**).

Quanto às gerações, ora são (i) cristais euhédricos a subhédricos em losângos, prismas ou acículas, límpidos, muito finos (Foto 23, **c**) e ora (ii) cristais anédricos a subhédricos formados às custas de pirrotita ou pirita arsênica, mas preservando seu hábito e porosidade que lhe conferem aspecto sujo (Foto 23, **a** e **b**).

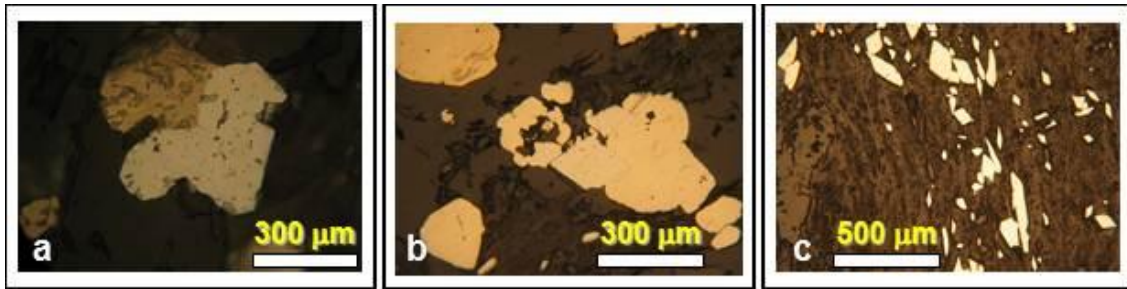


Foto 23 – Fotomicrografias das zonas mineralizadas no corpo Cachorro Bravo. *a* – Arsenopirita formada a partir do consumo de pirrotita. A arsenopirita é subhédrica e preserva a porosidade da pirrotita anterior. Objetiva 20x, luz refletida. *b* – Arsenopirita formada pelo consumo de pirita e/ou pirita arsênica. Objetiva 20x, luz refletida. *c* – Cristais de arsenopirita da 2<sup>a</sup> geração, euhédrica, límpida, acicular e/ou prismática. Objetiva 20x, luz refletida.

Pintas de ouro são facilmente reconhecidas nos cristais subhédricos de arsenopirita formados a partir da pirrotita (Foto 25). Nos cristais formados a partir da pirita arsênica, o ouro é de difícil visualização em microscópio, tendo sido observada apenas uma pinta inferior a 10 micra e como as análises químicas destas amostras registram altos teores em ouro, trata-se de “ouro invisível” (Foto 26). A pirita arsênica é caracterizada pela cor clara e aspecto manchado em tons de amarelo mais forte (Foto 26).

Os cristais límpidos e aciculares de arsenopirita são neoformados, a partir da arsenopirita subhédrica, originada tanto da pirita quanto da pirrotita. A transformação desses cristais subhédricos nos cristais euhédricos é observada em diversas lâminas delgadas e polidas em diferentes estágios de transformação (Fotos 25 e 26, **g**). Não foram observadas pintas de ouro associadas a esta geração. Em observações de mapeamento e amostragem de detalhe em frentes mineralizadas no subsolo, sabe-se que algumas amostras apresentam baixos teores de ouro, embora apresentem boa porcentagem de arsenopirita. Pode-se supor que esta arsenopirita neoformada (2<sup>a</sup> geração) carrega ouro minoritariamente em relação à arsenopirita subhédrica.

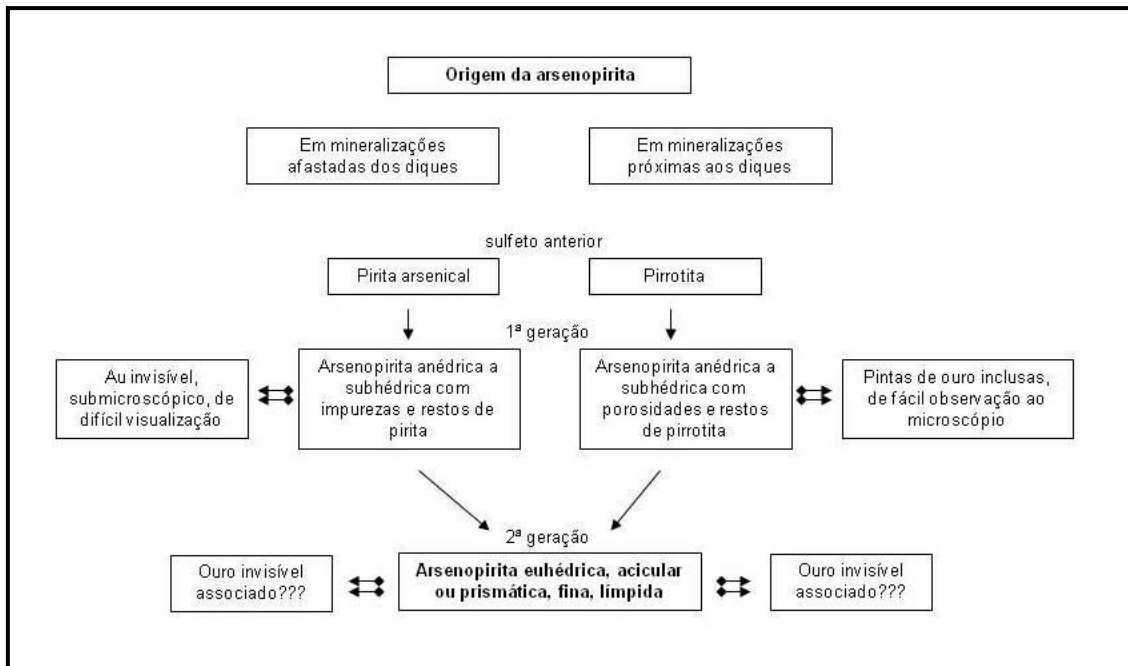


Figura 17 – Fluxograma esquemático da origem da formação de arsenopirita nos litotipos metassedimentares próximos ou afastados dos diques metamáficos, a partir da pirrotita e da pirita, respectivamente. O fluxograma exemplifica também a seqüência da 1ª geração (arsenopirita euhédrica a subhédrica) e da 2ª geração (arsenopirita acicular ou prismática, fina, euhédrica e límpida).



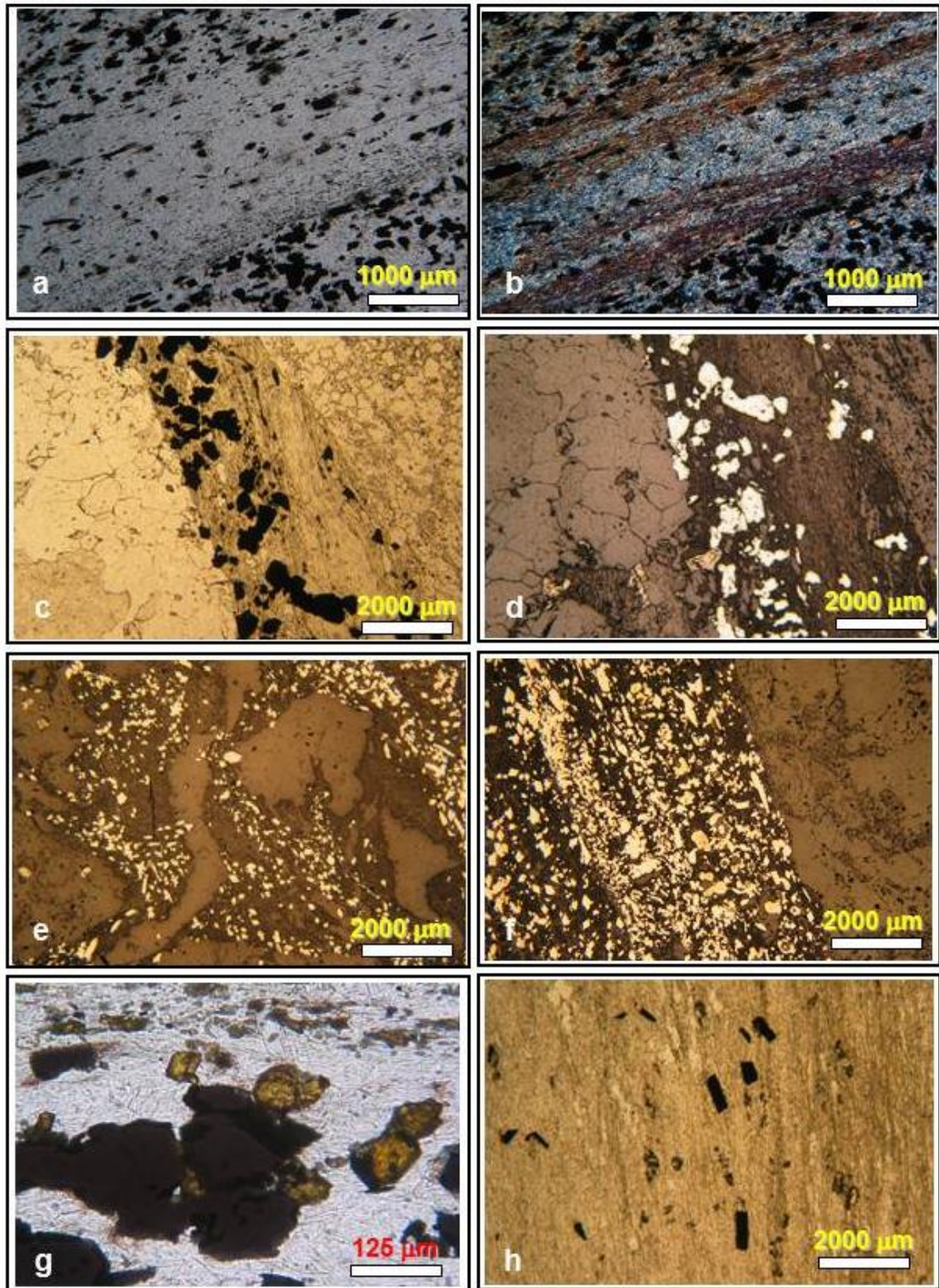


Foto 24 – Fotomicrografias das zonas mineralizadas. Em todas as fotomicrografias a arsenopirita é o sulfeto predominante. *a* e *b* – cristais de arsenopirita orientados na foliação principal Sn, em bandas sercíticas. Objetiva 5x, nicóis cruzado e paralelos, respectivamente. *c* e *d* – Arsenopirita em borda de veio (associação po+aspy. Objetiva 2,5x, luz transmitida e refletida. *e* e *f* – aspecto geral das zonas mineralizadas (associação py+aspy). Objetiva 2,5x, luz refletida. *g* e *h* – Rutilo e titanita hidrotermais associados à mineralização, opacos são arsenopirita. Objetiva 50x e 2,5x, respectivamente, nicóis paralelos.



A estibinita ou antimonita ( $\text{Sb}_2\text{S}_3$ ) e a berthierita ( $\text{FeSb}_2\text{S}_4$ ) são comuns nos veios mineralizados no lineamento Córrego do Sítio, principalmente do corpo Laranjeiras. No corpo Cachorro Bravo sua ocorrência é restrita e na maioria das vezes associados às lentes da série 300 (Figura 15), em veios encaixados nos litotipos metassedimentares distantes dos diques metamáficos. Sempre ocorrem nos veios, em massas xenomórficas intersticiais ao quartzo. Os cristais são subhédricos e apresentam distintiva cor de interferência azul (Foto 26). Muitas vezes é difícil a distinção microscópica da berthierita para a estibinita quando ocorrem simultaneamente, mas foram confirmadas por análise em microsonda eletrônica (Rios, 2007, em comunicação verbal). A estibinita ocorre também em massas de cristais prismáticos em veios de quartzo branco associados às dobras  $\text{Fn}+1$ , posteriores à mineralização.

Em trabalhos de microscopia eletrônica de varredura, David (2006) relata a presença de traços de ullmannita ( $\text{NiSbS}$ ), gersdorffita ( $\text{NiAsS}$ ), tetraedrita ( $(\text{Cu}, \text{Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ ), pentlandita ( $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$ ), cubanita ( $\text{CuFe}_2\text{S}_3$ ), boulangerita ( $\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$ ) e galena ( $\text{PbS}$ ) nas zonas mineralizadas. Silva (2007) também relata a presença de esfalerita e magnetita.

Rutilo e titanita estão relacionados à sulfetação quando associados à mica branca ou clorita hidrotermal, nas lentes mineralizadas em ZTP, próximas aos diques metamáficos. Os cristais de rutilo são diminutos, âmbar, subhédricos, losangulares (Foto 24, **g**). Titanita ocorre em cristais subhédricos e multifacetados (Foto 20, **g**) ou em diminutos cristais orientados segundo a foliação principal (Foto 24, **h**). Por vezes, as características óticas não são suficientes para determinação do mineral de titânio, podendo ser titanita, rutilo, anatásio ou outro mineral. Minerais de titânio não ocorrem associados à mineralização quando essa está hospedada em litotipos metassedimentares ricos em matriz de mica branca e matéria carbonosa, afastados dos diques metamáficos.

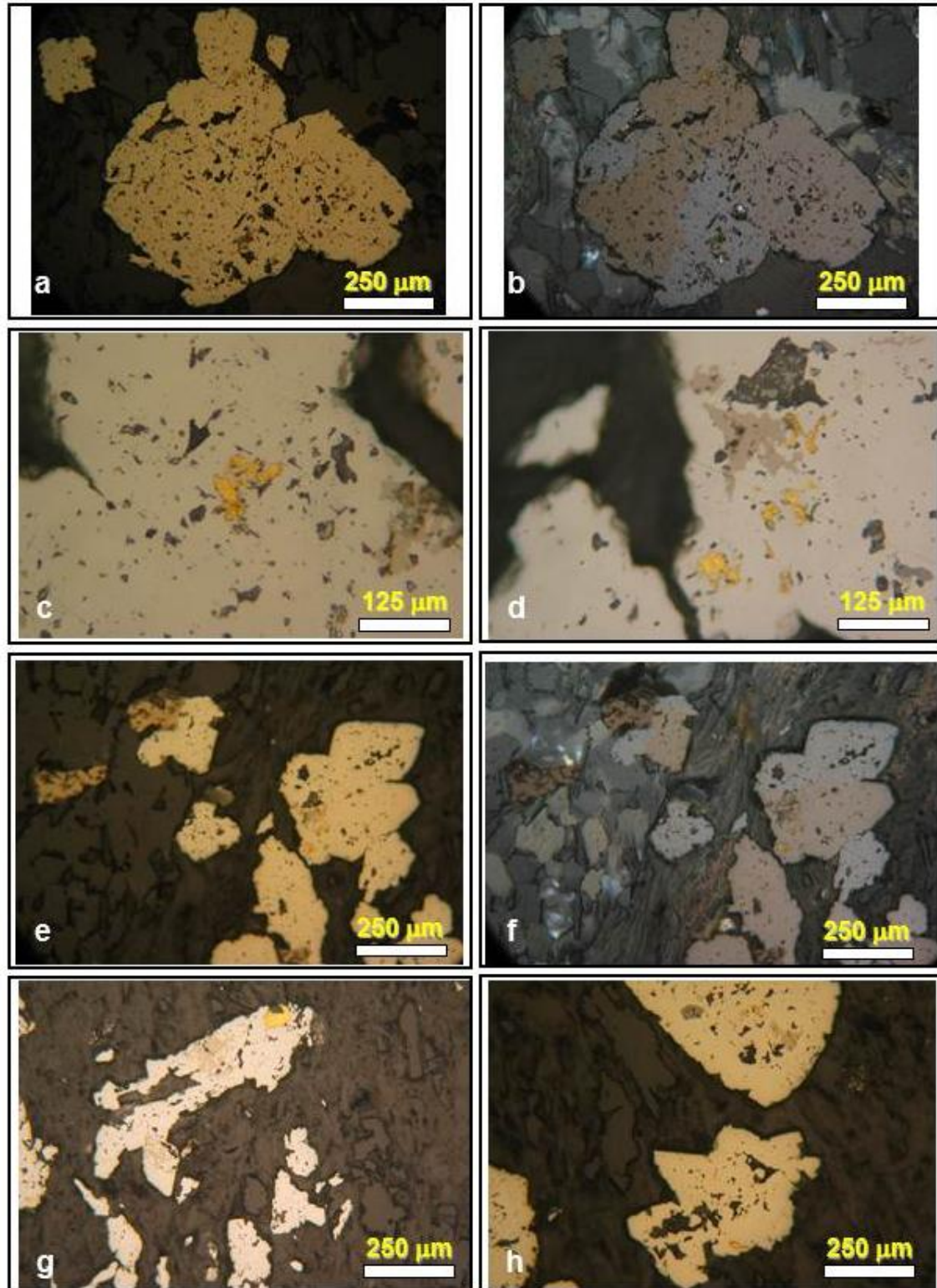


Foto 25 – Fotomicrografias da associação pirrotita + arsenopirita, característico das lentes mineralizadas próximas a diques metamáficos DB1. As amostras são das lentes da série 200 e uma da série 100. Pintas de ouro em cristais subhédricos a anédricos de arsenopirita da 1ª geração, formada a partir do consumo de pirrotita. Observa-se restos de pirrotita nos cristais e várias porosidades, herdadas da pirrotita original. **a, b, e, f, g, e h** com objetiva 20x, luz refletida. **b e c** com objetiva 50x, luz refletida.



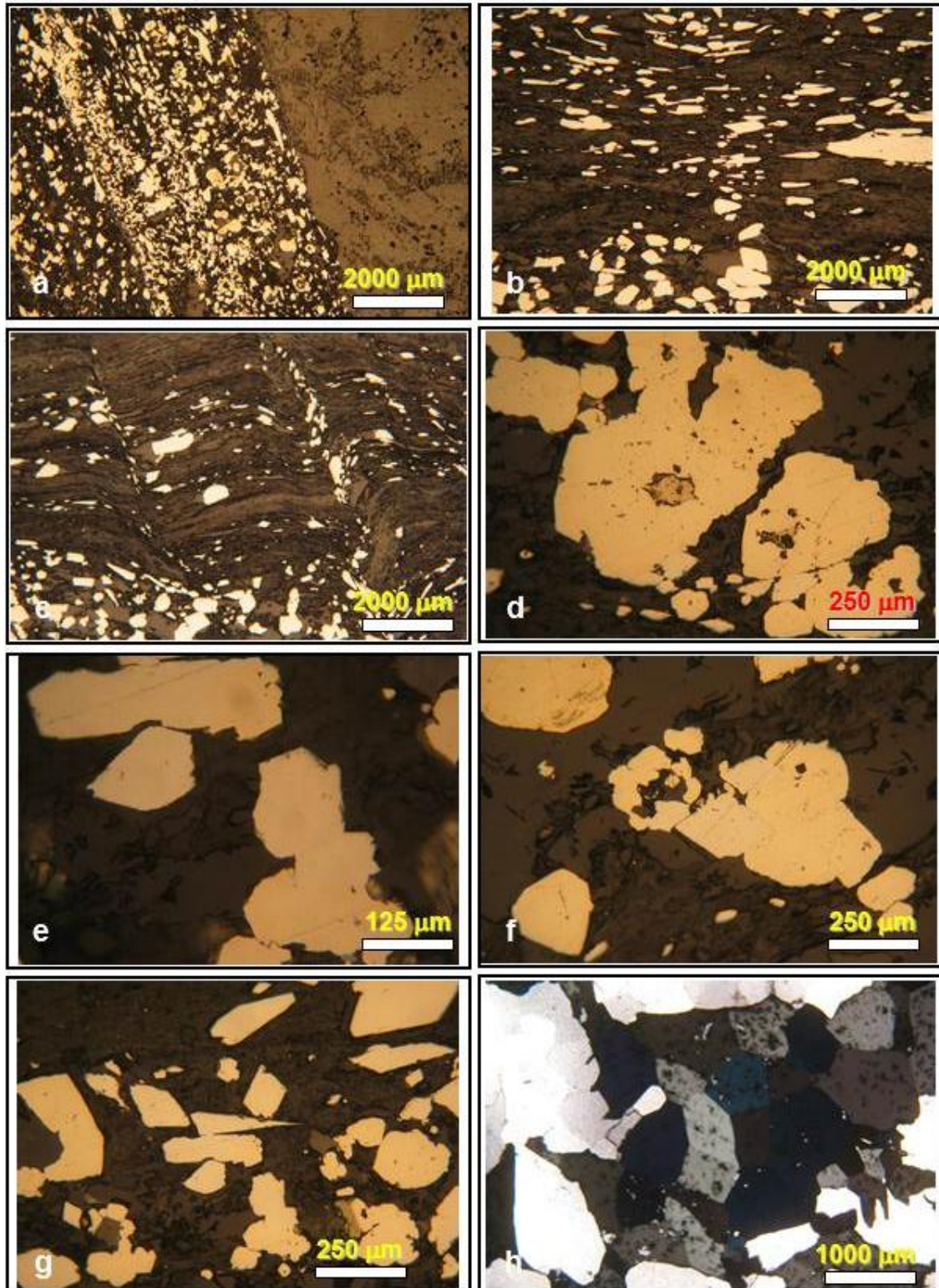


Foto 26 – Fotomicrografias em zonas mineralizadas em litotipos metassedimentares distantes dos diques metamáficos com a associação de pirita/pirita arsênica + arsenopirita. Nesta associação o ouro é “invisível”, pois não contém pintas de ouro, embora as amostras apresentem alto teor em análise geoquímica. Pirita arsênica em (d e e) e berthierita em (h). Os sulfetos estão orientados na foliação Sn (b). Em (c) observa-se a reorganização dos sulfetos ao longo de Sn+1.

## 5.5 Discussões e interpretações

As presentes interpretações resultam dos trabalhos de mapeamento geológico e descrição de testemunhos de sondagem complementados por pesquisa bibliográfica, análise estrutural e estudos petrográficos dos litotipos e zonas mineralizadas do corpo Cachorro Bravo, expostas nos itens 5.1 a 5.4 deste capítulo e serão complementadas com as discussões geoquímicas no capítulo seguinte.

As características petrográficas distintas dos metapelitos e metapsamitos alterados sugerem que a alteração hidrotermal, na forma de carbonatação e silicificação, é mais expressiva e mais penetrativa nas porções psamíticas da encaixante. Este fato reflete a maior porosidade e permeabilidade destes litotipos.

A composição química aluminosa e silicática dos metapelitos e metapsamitos é pouco reativa. Desta forma, mesmo quando alterados hidrotermalmente, estes litotipos preservam suas texturas principais e, comumente, não apresentam variações mineralógicas observáveis macroscopicamente. Além dessas características, as feições sedimentares de acamamento (pelito/psamito/pelito/psamito) geram condições de permeabilidade e porosidade variável.

Tanto nos litotipos metassedimentares próximos quanto afastados das zonas mineralizadas há a presença generalizada de venulações milimétricas o que sugere que houve alteração hidrotermal, ainda que incipiente, por toda a área do depósito (Foto 12, **d**). Jost (2005) sugere que estas venulações milimétricas se formaram por escape de fluidos durante a diagênese e compactação. Segundo o autor, esta interpretação é corroborada pelo diminuto tamanho dos cristais de quartzo e carbonato das venulações e pela presença de clastos pelíticos venulados em metagrauvas conglomeráticas, indicando que as venulações são anteriores à erosão do leito pelítico que foi re-sedimentado em níveis conglomeráticos intraformacionais. Estas venulações milimétricas não estão associadas aos níveis mineralizados aparentemente.

Em relação aos diques metamáficos, principalmente os DB1, o metamorfismo regional de fácies xisto verde recristalizou as fases originais para oligoclásio e anfibólio, do tipo actinolita. Por sua vez, as características da alteração hidrotermal estão impressas nas amostras pelo desenvolvimento de cristais aciculares de tremolita-actinolita, pela cloritização e carbonatação oriunda de venulações e pelo desenvolvimento de titanita e rutilo na forma de leucoxênio.

O desenvolvimento de leucoxênio e rutilo a partir da ilmenita e magnetita titanífera é uma característica das zonas de alteração hidrotermal distais em rochas máficas em sistemas auríferos orogênicos (Eilu *et al.*, 1999).

Uma característica distinta dos diques DB1 refere-se à sua largura, pois quanto mais estreitos, maior a alteração, mesmo que o seu posicionamento seja distante das zonas mineralizadas. O espaçamento entre os diques metamáficos parece ser fator condicionante e facilitador na concentração dos fluidos hidrotermais mineralizadores, visto que os corpos da série 200 estão alojados entre dois diques muito próximos, com a associação mineral singular: pirrotita + arsenopirita anédrica a subhédrica porosa + arsenopirita euhédrica límpida, nesta ordem de formação.

Nas zonas de transição (ZT) ocorrem bandas de carbonato fino (Foto 19, **a**) e bandas onde predomina o carbonato romboédrico. Nas de carbonato romboédrico, o carbonato fino na matriz é raro ou ausente (Foto 19, **c** e **d**), sugerindo que o carbonato da matriz foi consumido e recristalizado como ocorre nos diques DB2 (Foto 19, **a**).

Nas amostras de diques DB3, descritas nesta pesquisa e em outras amostras estudadas por Jost (2005 a), não foram observados minerais relictos que possam indicar seu protólito, que é, desta forma, dúvida. Contudo, as relações de contato comumente são bruscas e apresentam metassomatismo sobre as encaixantes metassedimentares. Além disso, as características mineralógicas macroscópicas e texturais são similares aos diques metamáficos DB2. Assim, os diques DB2 são correlacionáveis aos DB3. Entretanto, características geoquímicas discutidas no capítulo seguinte indicam dois protólitos diferentes para estas rochas.

Nas zonas mineralizadas, a associação mineralógica pirita arsênica + arsenopirita é típica da mineralização em litotipos metassedimentares afastados dos diques metamáficos. Nessas, “ouro invisível” é característico. Estudos mineralógicos realizados por Fleet & Mumin (1997), em amostras do depósito Deep Star, Carlin Trend (EUA), indicam que o “ouro invisível” se correlaciona com concentrações anômalas de As e deficiência em Fe em arsenopirita e pirita arsênica. Raciocínio similar pode ser aplicado ao depósito de Córrego do Sítio, uma vez que litotipos encaixantes metassedimentares são pobres em Fe e ricos em As. Por outro lado, em zonas mineralizadas próximas aos diques metamáficos, onde a abundância de minerais portadores de Fe é maior, o ouro é facilmente observado nos cristais de arsenopirita subhédrica formada a partir da pirrotita. Se mantidas as mesmas

condições de atividade de S, a formação de pirita e pirita arsênica nas rochas metassedimentares implica em temperaturas inferiores (Mikucki & Ridley, 1993) em relação à pirrotita próxima aos diques metamáficos.

Estudos nos depósitos de Wiluna (Inwood, 1998), no Yilgarn Block (AUS), indicam que a precipitação de estibinita ocorre por queda da temperatura dos fluidos devido a descompressão em zonas de falhas (resfriamento adiabático). Para o caso de Wiluna, segundo os autores, a descompressão do fluido hidrotermal causou queda de temperatura com resultante aumento na saturação de Sb que formou estibinita, por precipitação. Como o mecanismo de descompressão está intimamente relacionado à formação de veios de quartzo, isto explica porque a presença de minerais de antimônio ocorre associada aos veios e não nas encaixantes mineralizadas com sulfetos disseminados. Isto ocorre tanto em Wiluna como em Córrego do Sítio.

## 6 GEOQUÍMICA

As amostras separadas para análises químicas visaram a identificação das variabilidades nos litotipos metassedimentares e diques metamáficos próximos (alterados) e afastados (não alterados) nas zonas mineralizadas.

Amostras de diques DB2 e DB3 foram utilizadas para identificar seus protólitos e compará-las aos diques DB1. Também foram analisadas amostras mineralizadas para correlacionar teores de Au com outros elementos químicos.

As análises químicas foram realizadas pelo laboratório ALS Chemex que possui uma unidade de preparação em Vespasiano (MG) para envio das alíquotas pulverizadas ao seu laboratório analítico em Vancouver (Canadá). Foram realizadas análises de rocha total para óxidos de elementos maiores, análises multi-elementos e elementos terras raras (ETR).

### 6.1 Litotipos metassedimentares

As rochas metassedimentares do corpo Cachorro Bravo apresentam padrões de ETR semelhantes aos das rochas metassedimentares arqueanas (Figura 18, **a** e **b**). A alta razão La/Yb indica contribuição de rochas vulcânicas máficas como fonte de sedimentos (Taylor & McLennan, 1985). Segundo os autores, uma característica dos sedimentos arqueanos é a ausência de anomalia negativa de Eu, por vezes com leve anomalia positiva, ao contrário dos sedimentos fanerozóicos que tipicamente apresentam pronunciada anomalia negativa de Eu.

Nos metapelitos, não há diferença no padrão de ETR entre os litotipos não alterados, afastados das zonas mineralizadas, e alterados, próximos às zonas mineralizadas (Figura 18, **a**). Ambos possuem o mesmo fracionamento de ETRL quando próximas ou afastadas da mineralização. O mesmo ocorreu em metagrauvas inalteradas e alteradas e o padrão destas é semelhante ao dos metapelitos.

Como os padrões dos metapelitos e metagrauvas não se modificam nas amostras próximas ou afastadas da mineralização, o fracionamento dos ETRL pode representar a fonte sedimentar, que deveria ser rica em ETRL e não ser resultante da alteração hidrotermal associada à mineralização.

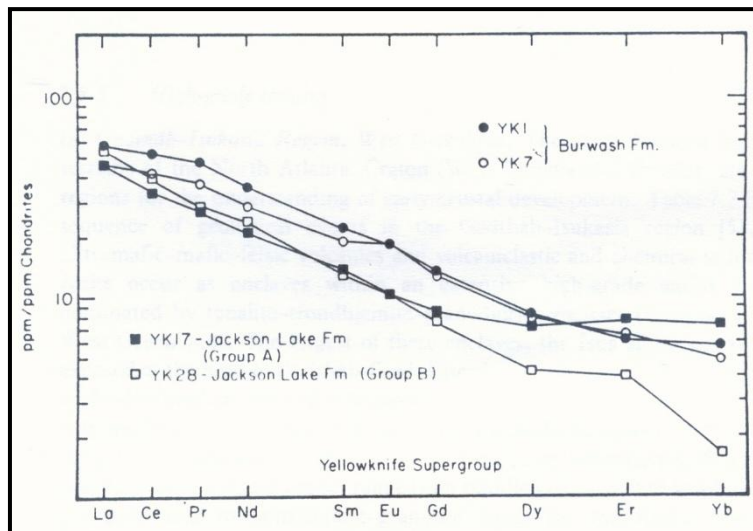
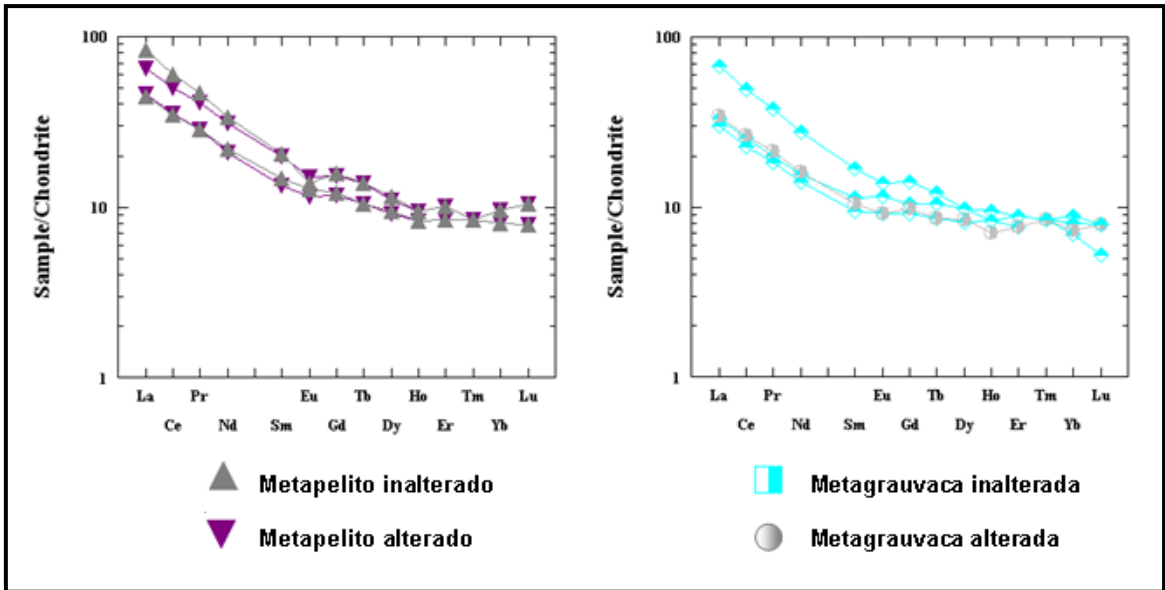


Figura 18 – **a e b**: Padrões de ETR normalizados ao condrito dos metapelitos e metapsamitos do corpo Cachorro Bravo, no depósito Córrego do Sítio. Amostras alteradas são próximas das zonas mineralizadas e as inalteradas, afastadas. **c**: Padrões de ETR normalizados ao condrito para as rochas metassedimentares do *Greenstone belt* neoarqueano de Yellowknife, Canadá (in Taylor & McLennan, 1985).

Comparativamente aos padrões de ETR de rochas metassedimentares do *greenstone belt* neoarqueano de Yellowknife (Canadá) (in Taylor & McLennan, 1985), os padrões são similares, embora os ETRP sejam mais fracionados em Yellowknife (Figura 18).

Uma característica dos metaturbiditos presentes no Corpo Cachorro Bravo são os valores elevados de Cr e Ni, principalmente nos metapelitos (Tabela 3), fato este já detectado por Canale (1999). Além disto, a alta razão La/Yb nos ETR indica contribuição vulcânica máfica (Taylor & McLennan, 1985). Pode-se então deduzir que



houve mistura de detritos de rochas máfica e ultramáficas como fonte de sedimentos dos metaturbiditos, de acordo com os valores de referência (Tabela 4) para abundância destes metais em rochas ígneas (Rollinson, 1993).

Tabela 3 – Dados de análise geoquímica para Cr e Ni (ppm) em amostras de litotipos metassedimentares do Corpo Cachorro Bravo. RP – metapelito; MG – metagrauvaca; RPP – ritmito pelítico-psamítico.

TIPO	Cr	Ni
AMOSTRA	ppm	ppm
RP628-938	687	249
RP628-934	536	385
RP303-917	652	429
RP303-919	419	288
MG696-924	501	319
MG628-937	421	270
MG303-920	411	289
MG628-935	356	181
MG303-918	242	163.5
RPP1053-973	317	206

Tabela 4 – Valores de referência para Cr e Ni (ppm) em rochas ígneas (Rollinson, 1993).

Elemento	Rochas Ultramáficas	Rochas Máficas	Rochas Intermediárias	Rochas Graníticas	Rochas Sieníticas
Cr	1800	180	36	15	2
Ni	2000	146	35	7	4

VALOR MÍNIMO
VALOR MÁXIMO

## 6.2 Diques metamáficos

Embora as amostras de diques tenham sua composição mineral original modificada, foi utilizado o diagrama de rochas vulcânicas de Cox *et al.* (1979) para classificar os diques da área estudada. Todas as amostras situam-se no campo dos basaltos (Figura 19) com baixas concentrações de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ .

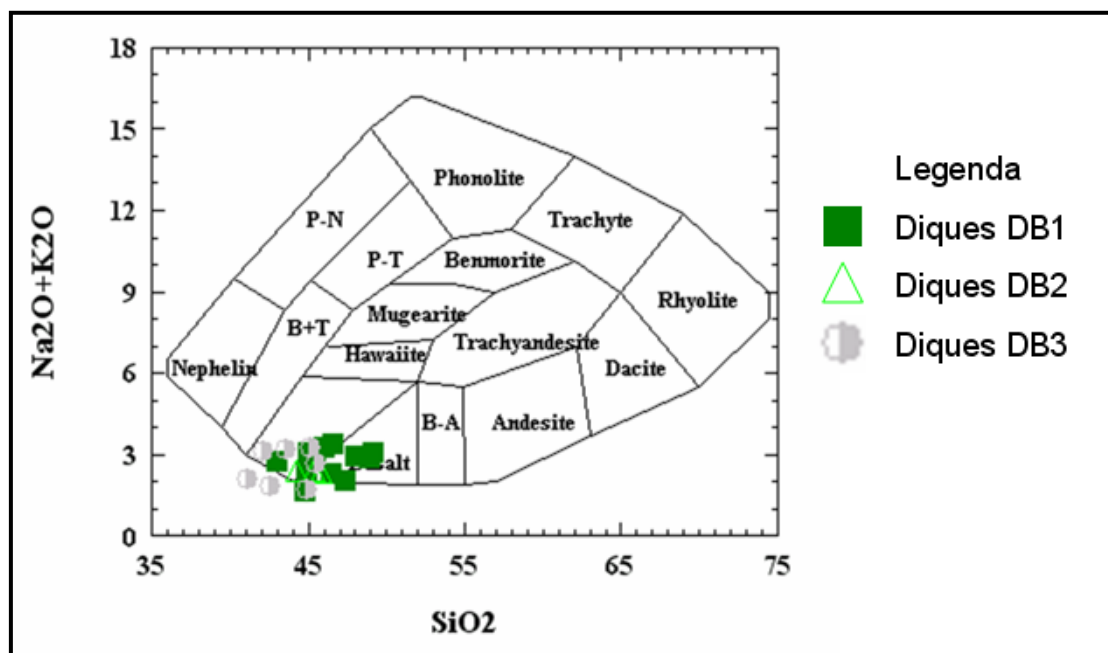


Figura 19 – Diagrama de classificação de rochas vulcânicas de Cox *et al.* (1979) para as amostras de diques metamáficos do corpo Cachorro Bravo, lineamento de Córrego do Sítio. Não foi feita distinção de amostras próximas ou afastadas das zonas mineralizadas para este diagrama.

Os dados de ETR normalizados ao condrito mostram que os diques DB1 e DB2 (Figura 20) são da ordem de 100 a 300 vezes mais ricos que o condrito, principalmente em ETRL, o que sugere forte contaminação crustal (Rollinson, 1993).

Duas amostras de dique DB3 seguem o mesmo padrão de ETR dos diques DB1 e DB2. As demais estão empobrecidas em ETR, principalmente os leves e três amostras de dique DB3 apresentam comportamento distinto, com anomalia positiva em Eu (Figura 20). O empobrecimento em ETRL nestas amostras de DB3 pode ser devido à abundância de carbonato de alteração nestas amostras, o que pode ter provocado a solubilização destes elementos visto que os carbonatos não concentram ETRL (Rollinson, 1993).

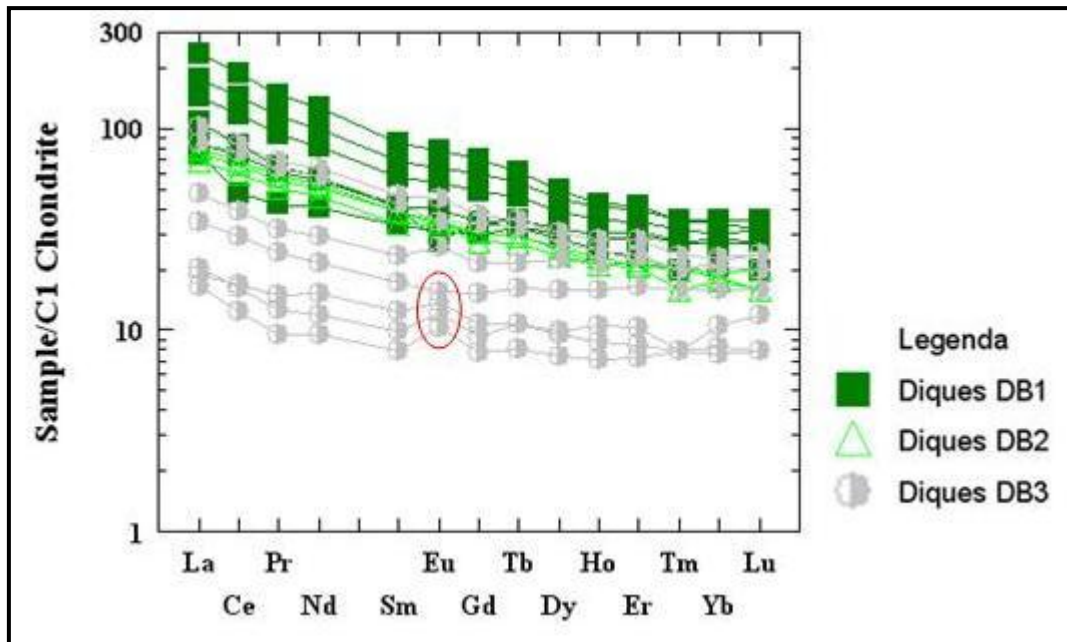


Figura 20 – Padrões de ETR normalizados ao condrito, dos diferentes diques metamáficos do lineamento Córrego do Sítio. Destacadas em círculo vermelho as amostras de diques DB3 que apresentam intensa alteração hidrotermal.

Silva (1992) e Silva *et al.* (1995) realizaram um estudo nos vários enxames de diques no QF e na Serra do Espinhaço classificando-os nos tipos I, II, III e IV. De acordo com esta classificação, os diques de ocorrência nas minas de São Bento e Raposos, na serra do Caraça e nas minas de Timbopeba e Capanema se enquadram no tipo II, descritos pelos autores como metagabros. Segundo os autores, estes se correlacionam com o metadiabásio da região de Pedro Lessa, no Espinhaço, cuja idade é de  $906 \pm 2$  Ma (Machado *et al.*, 1989 *in* Silva, 1992).

Pelo contexto regional e características mineralógicas, os diques do lineamento Córrego do Sítio pertenceriam ao tipo II desta classificação. Neste estudo foram utilizados os dados de ETR de Silva (1992) obtidos em amostras de diques dos depósitos minerais auríferos de São Bento, Raposos (Figura 5) e do depósito de ferro da mina de Timbopeba, localizada a sul da área de estudo, no Supergrupo Minas (Figura 6), para compará-los com os diques do lineamento Córrego do Sítio (Figura 21). O diagrama também inclui a amostra de dique metamáfico que corta as seqüências do Supergrupo Minas, na mina de Brucutu, cujas características petrográficas são comentadas no item 5.4.2.

Foram selecionadas as três amostras mais preservadas dos diques DB1 do corpo Cachorro Bravo e plotadas com os dados de Silva (1992) e os dados do dique da mina

de Brucutu. Os padrões de ETR dos DB1 se aproximam melhor dos padrões de ETR do dique da mina de Timbopeba, mas este apresenta anomalia negativa de Eu, ausente nos diques DB1. Os padrões de ETR do dique da mina de Brucutu apresentam menor razão entre ETRL e ETRP. Os padrões de ETR de Raposos apresentam anomalia negativa de cério, o que pode ser um problema analítico ou representar um processo de oxidação que retirou o Ce do sistema magmático.

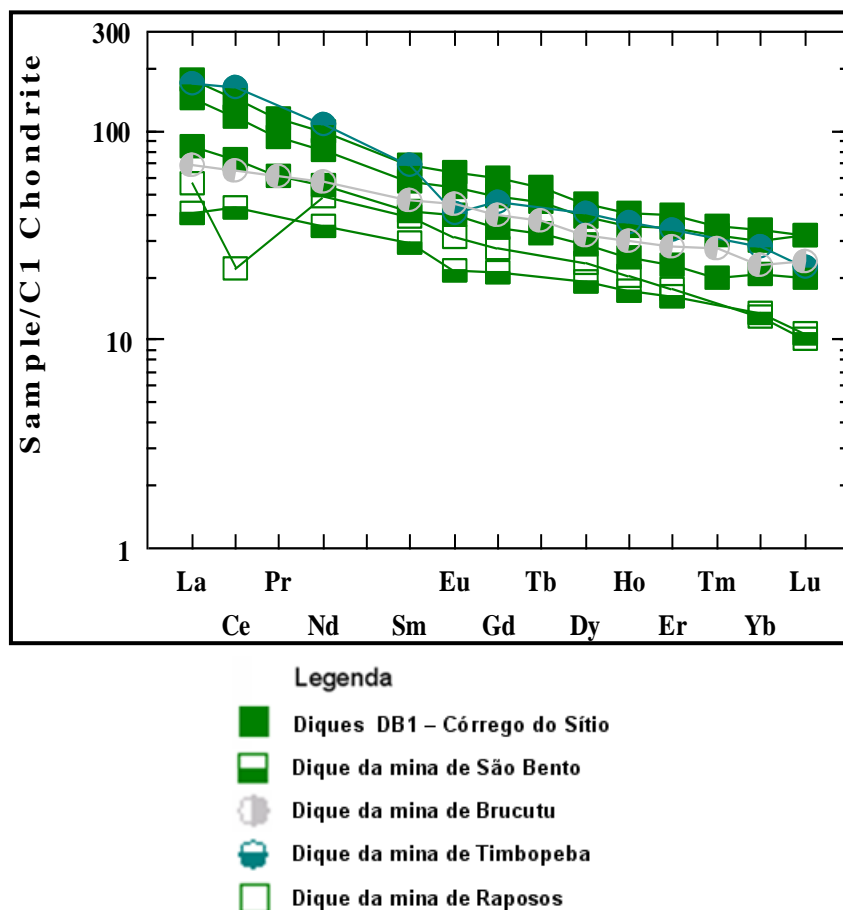


Figura 21 – Padrões de ETR normalizados ao condrito dos diques metamáficos em diferentes áreas do Quadrilátero Ferrífero. As amostras de São Bento, Timbopeba e Raposos são de Silva (1992).

A amostra de dique da mina de São Bento é a que tem maior correlação regional com os diques DB1 por sua proximidade e contexto geológico. Segundo Lobato (em comunicação verbal), as características petrográficas são similares aos diques DB1, entretanto os padrões de ETR (Figura 21) mostram que o dique da mina de São Bento é mais fracionado e empobrecido em ETR que os diques DB1.

Todas as amostras possuem um mesmo padrão de fracionamento e diferem no enriquecimento em ETR. Isto pode ser um reflexo de diferentes porcentagens de fusão mantélica, caso tenham a mesma fonte. Entretanto diques máficos de diferentes idades podem apresentar os mesmos padrões de ETR e desta forma a comparação não foi conclusiva na tentativa de se elucidar a idade dos diques DB1.

### 6.3 Diques DB3

Como exposto no capítulo anterior, os diques e/ou *sills* DB3 têm sido descritos e mapeados equipe técnica da AGABM como diques metamáficos com intensa alteração hidrotermal devido às suas relações de contato, características mineralógicas macroscópicas e texturais, similares aos diques e/ou *sills* metamáficos DB2.

Tentativas de identificação do protólito original destas amostras foram realizadas inicialmente com análises geoquímicas para V, Ti, Cr e Co, mas os resultados não são conclusivos. Após análise multielementar foi possível definir que Cr, Ni e P distinguem os diques das rochas metassedimentares e ígneas. Os elementos Cr e Ni ocorrem em concentrações elevadas e anômalas nas rochas metassedimentares do lineamento Córrego do Sítio, ao passo que nos diques metamáficos as suas concentrações são inferiores a 100 ppm. Já o P ocorre nos diques metamáficos em concentrações superiores a 1.000 ppm, enquanto que nas rochas metassedimentares são inferiores a 500 ppm.

Nas amostras de DB3, P, Cr e Ni indicam que há dois protólitos, um de origem ígnea, com concentrações similares aos diques DB1 e DB2 e outro, de origem sedimentar, com concentrações elevadas de Cr e Ni e baixas de P (Figura 22). O protólito sedimentar pode explicar o comportamento distinto nos padrões de ETR para estas amostras descritas como diques DB3 (Figura 20) que apresentam anomalias positivas de Eu, tratando-se das mesmas amostras com teores elevados de Cr, Ni e baixos de P. Embora as concentrações de SiO<sub>2</sub> sejam baixas para todas amostras de diques analisadas (Figura 19), nestas amostras de DB3 pode ter ocorrido lixiviação da sílica devido a intensa alteração hidrotermal, da qual prevalecem as fases carbonato, clorita e mica branca.

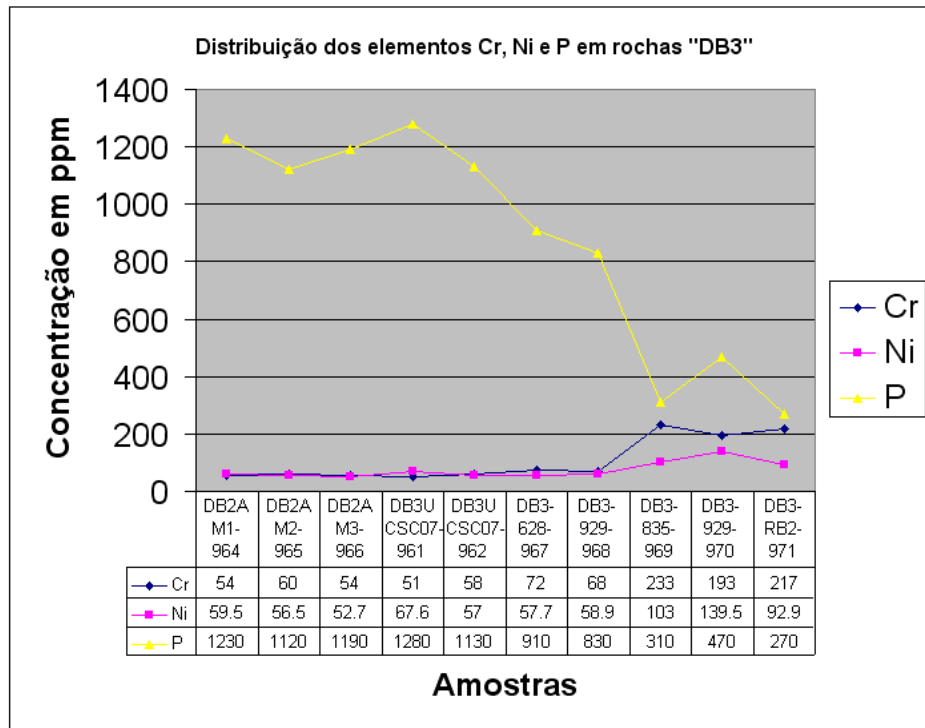


Figura 22 – Concentração de Cr, Ni e P em amostras interpretadas como diques DB3. As amostras 969, 970 e 971 sugerem protólito metassedimentar e as demais, protólito ígneo máfico.

#### 6.4 Zonas mineralizadas

Quarenta e cinco amostras das frentes mineralizadas em subsolo, situadas entre os níveis de cota 726 m e 696 m, foram selecionadas para análises de rocha total para se conhecer o comportamento químico do Au em relação a outros elementos associados.

Gráficos de Au versus outros elementos (Figura 23) indicam correlação positiva do Au com S, As, Sb e Hg. Para Ba e Cu, as correlações são suaves e indicam que os teores de Au independem destes elementos. Na figura 23 a (Au x As), três amostras circuladas em vermelho apresentam correlações negativas com Au e correspondem a veios de quartzo branco, recristalizado próximo ao contato com diques metamáficos. Os baixos teores de As em comparação aos teores de Au podem indicar a remobilização de Au e/ou Au livre.

Amostras com teores superiores a 6.000 ppm de As correspondem a presença de arsenopirita > 4% do volume da amostra, mesoscopicamente determinada (Figura 24).

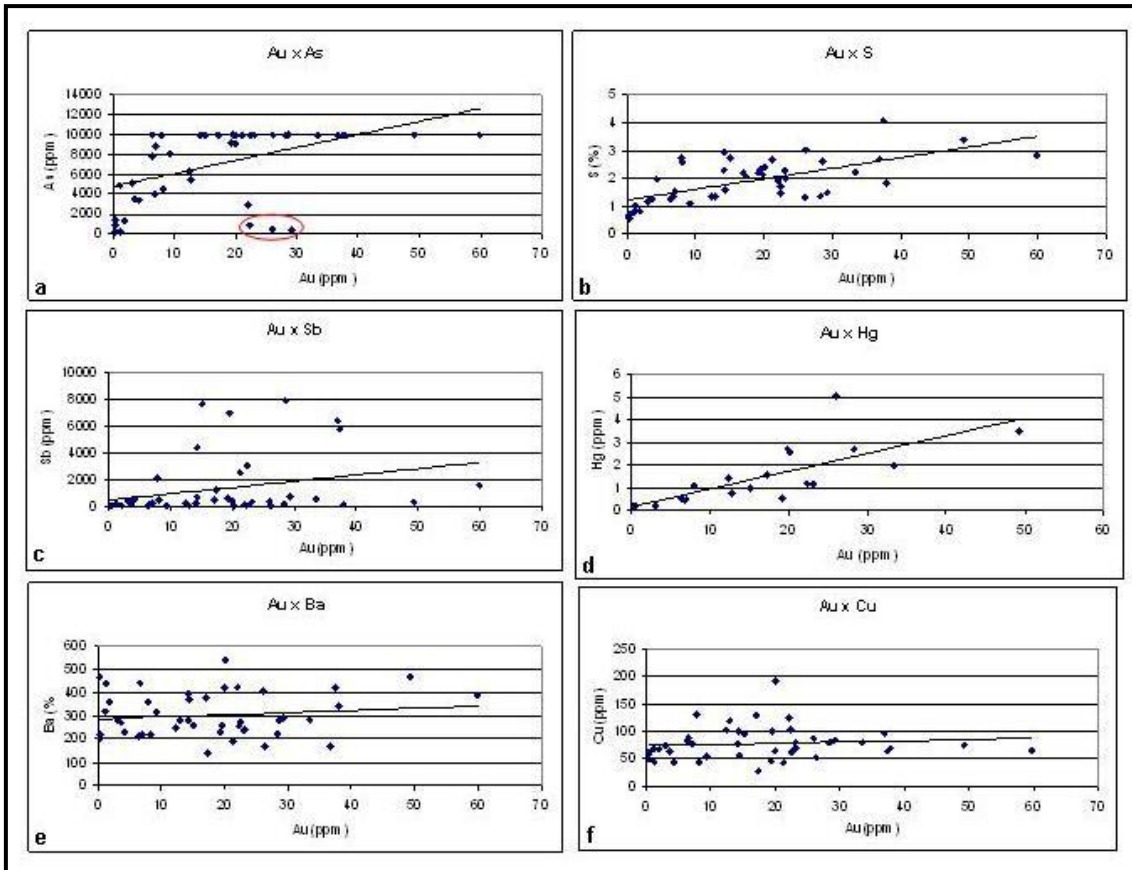


Figura 23 – Gráficos de correlação de Au vs As, S, Sb, Hg, Ba e Cu. Note que 10.000 ppm é o limite superior de detecção de As pelo método analítico utilizado.

As amostras com anomalias de Sb > 5000 ppm (Figura 23, **c**) possuem berthierita e/ou estibinita nas descrições macroscópicas e estão relacionadas à mineralização em metaturbiditos carbonosos não associados às bordas de contato com os diques metamáficos.

Correlações negativas de Au ocorrem com Mg, F, P e Ti (Figura 25).



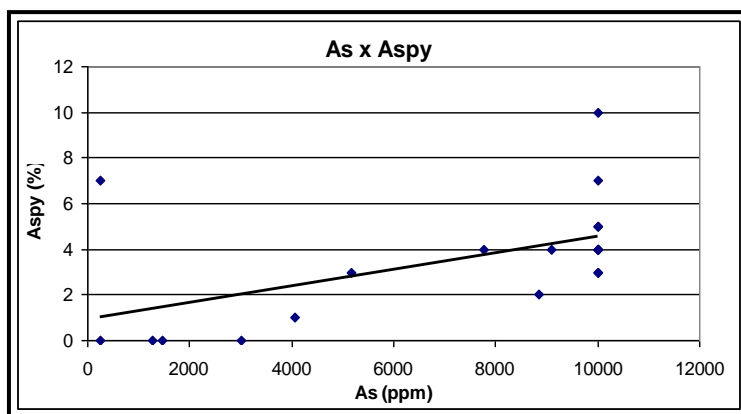


Figura 24 – Correlação dos teores de As com a percentagem de arsenopirita nas amostras mineralizadas. Teores de As > 6.000 ppm correspondem a percentagem de Aspy > 4%. (10.000 ppm de As é o limite superior de detecção do método analítico utilizado).

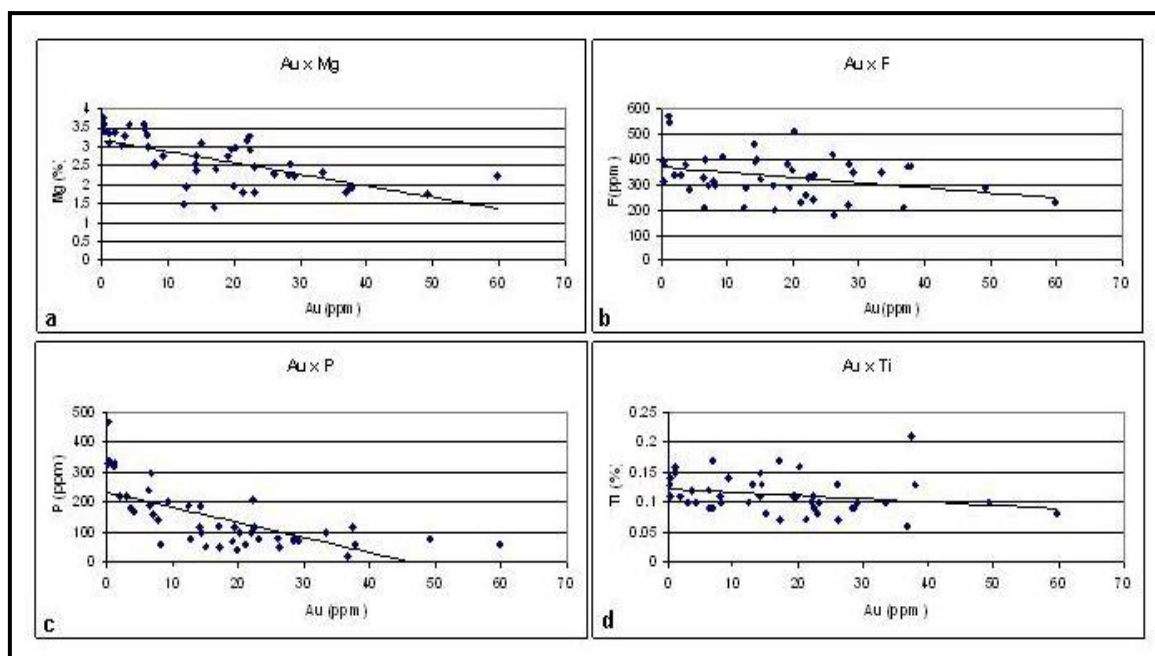


Figura 25 – Gráficos de correlação de Au vs Mg, F, P e Ti. Todos elementos apresentam correlação negativa.

Ao longo do perfil do testemunho de sondagem diamantada FCS628 foram analisadas 25 amostras para rocha total (Figura 26), muitas correspondentes às amostras utilizadas na petrografia. Foram selecionados os elementos As, Sb, S e Cu para avaliar o seu comportamento com a alteração hidrotermal. Os elementos Ni, Cr e P foram analisados para avaliar o comportamento dos elementos marcadores das rochas metassedimentares e diques máficos.

O perfil de alteração demonstra o enriquecimento de As, Sb e S e o empobrecimento em P nas zonas mineralizadas. Cr, Ni e P mantêm correlação negativa entre as rochas metassedimentares (alto Ni e Cr, baixo P) e os diques metamáficos (alto P e baixo Ni e Cr). Ni e Cr são imóveis nas zonas mineralizadas, não alterando suas proporções.

Os elementos Cr, Ni e P são bons marcadores da rocha primária também nas zonas de contato ou transição, ZTP e ZTB, entre rochas metassedimentares e diques, respectivamente. As concentrações de Ni e Cr mantêm os valores anômalos nas ZTP indicando a sua origem metassedimentar.

Valores anômalos de S nos diques metamáficos indicam a presença de sulfetos não relacionados à mineralização, pois apresentam baixos conteúdos de As e Sb.

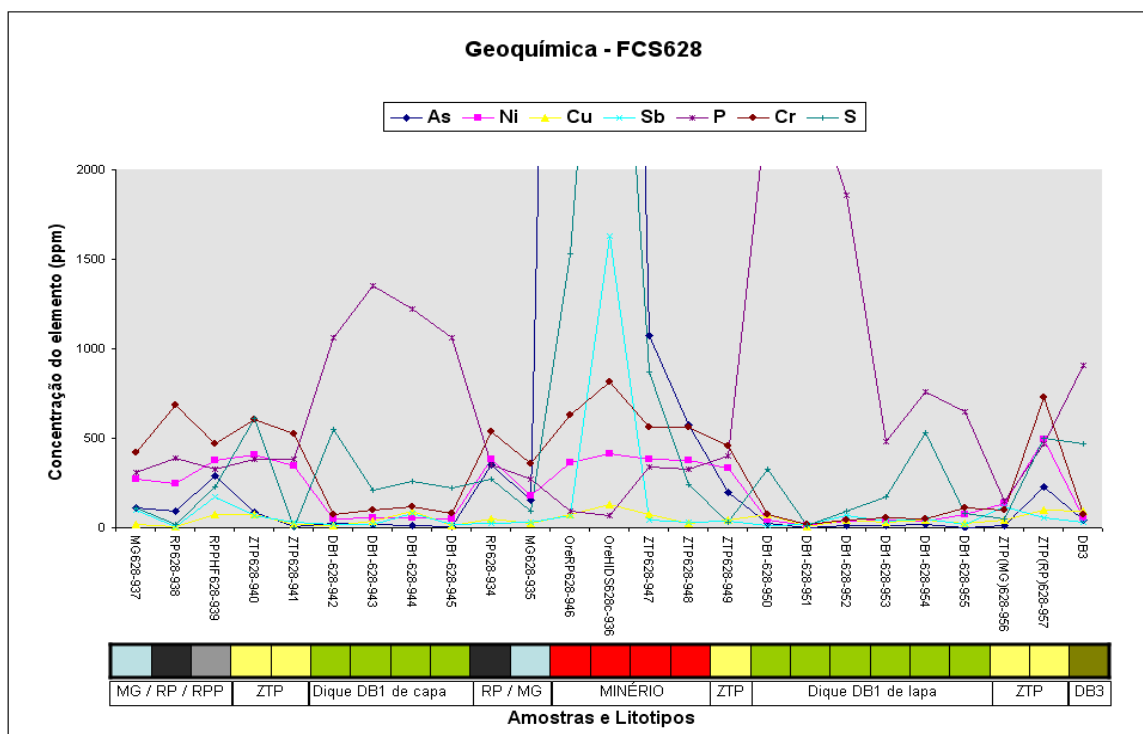


Figura 26 – Perfil geoquímico dos elementos As, Ni, Cu, Sb, P, Cr e S ao longo da sondagem diamantada FCS628. MG – metagrauvaca, RP – metapelito, RPP – metarritmito pelítico-psamítico, ZTP – zona de transição pelítica, DB1 – dique metamáfico, DB3 – dique com protólito alterado hidrotermalmente.

## 7 MODELO HIDROTERMAL DA MINERALIZAÇÃO

### 7.1 Alteração hidrotermal no corpo Cachorro Bravo

Há duas características distintas na alteração hidrotermal do corpo Cachorro Bravo em Córrego do Sítio (Figura 27). Uma é a alteração relacionada à deposição do ouro com sulfetos nas hospedeiras metassedimentares, como as lentes mineralizadas da série 300 (Figura 27 **a**). Outra é a alteração relacionada com a deposição do ouro em sulfetos no contato entre as hospedeiras metassedimentares e os diques metamáficos, como as lentes mineralizadas da série 200 (Figura 27 **b**). Esta relação pode ser observada também na seção da Figura 15.

Assim como em outros depósitos auríferos hospedados em rochas metassedimentares clásticas, tais como Bendingo e Wattle Gully (Bierlein *et al.*, 1998), em Vitória Central, Austrália, os halos de alteração hidrotermal no corpo Cachorro Bravo são estreitos, discretos ou aparentemente ausentes e os contatos entre a zona mineralizada e a hospedeira são bruscos, embora nem sempre de fácil visualização devido ao diminuto tamanho dos sulfetos (Foto 27). Localmente podem ser observados e mapeados halos de alteração sericítica e carbonática que provocam o alveijamento da rocha, principalmente em metagrauvascas (Foto 28).

Como exposto na petrografia, na mineralização do corpo Cachorro Bravo a arsenopirita é formada a partir da pirrotita ou pirita, sendo que a originada da pirrotita só ocorre nas lentes mineralizadas próximas aos diques metamáficos, principalmente da série 200 e algumas da série 100 (Figura 15). Essa associação pirrotita + arsenopirita junto aos diques sugere condições locais de temperatura mais alta (Mikucki, 1993).

A arsenopirita originada da pirita só ocorre nas lentes mineralizadas em rochas metassedimentares distantes dos diques metamáficos, onde predominam veios de quartzo fumê com berthierita e estibinita e a pirita é o sulfeto principal, embora não tenha ouro associado. Esta associação sugere condições de temperatura mais baixas.

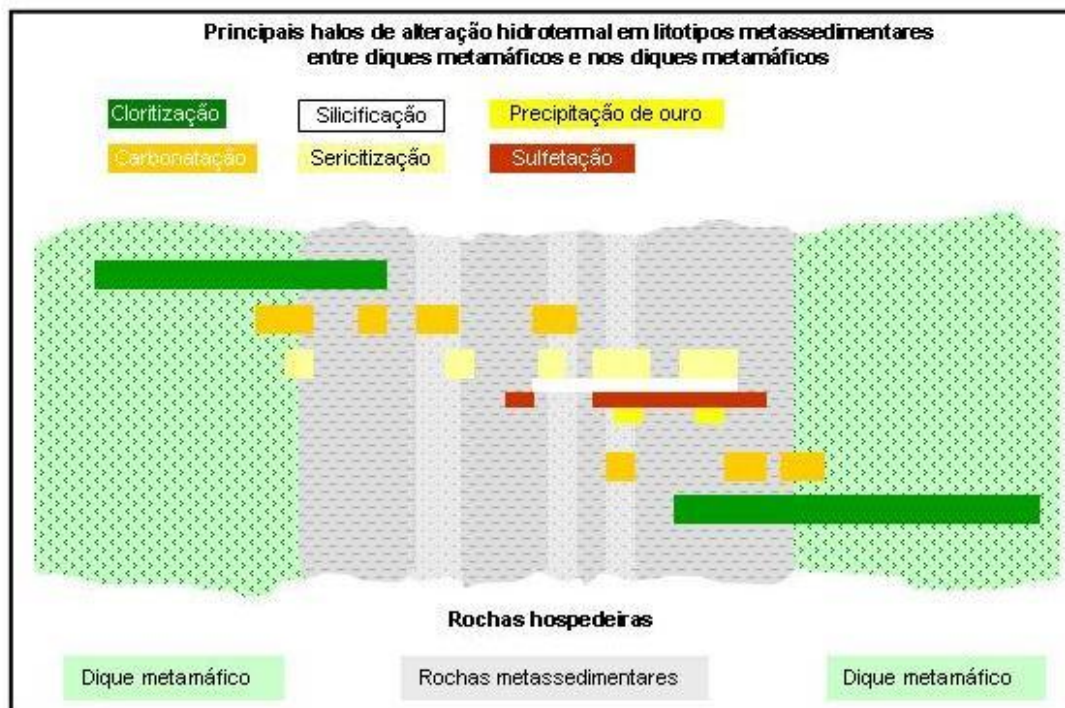
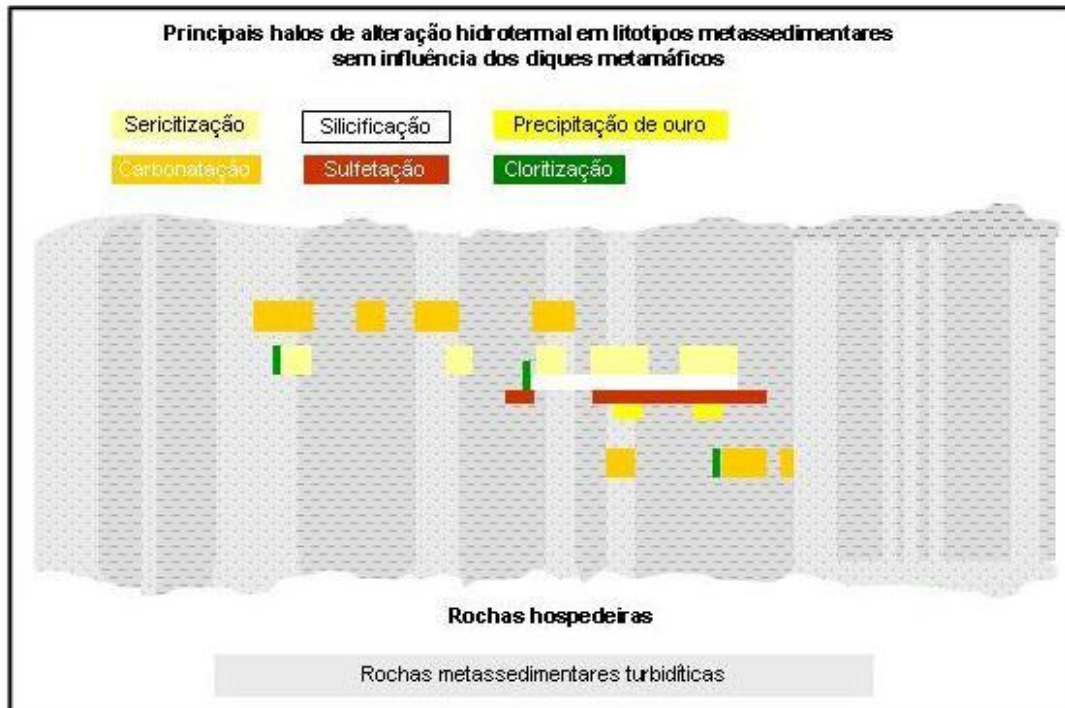


Figura 27 – Principais halos de alteração hidrotermal no corpo Cachorro Bravo, lineamento de Córrego do Sítio. Notar que vários halos são intermitentes/descontínuos nas rochas metassedimentares. *a* caracteriza a alteração hidrotermal e a mineralização no contexto das rochas metassedimentares. *b* caracteriza a alteração hidrotermal e a mineralização no contexto das rochas metassedimentares entre os diques metamáficos. Figura esquemática, sem escala.

### **7.1.1 Alteração hidrotermal nos litotipos metassedimentares**

As características petroquímicas e texturais permitem inferir que o principal estilo de mineralização nos litotipos metassedimentares são os *lodes* formados a partir da precipitação por percolação no canal de fluxo do fluido. A mineralização apresenta um veio ou um conjunto de venulações, representando o canal de percolação e a sulfetação ocorre no contato do veio com os litotipos metassedimentares carbonosos, sem halos de alteração visuais (Foto 27). A difusão lateral da alteração hidrotermal na rocha hospedeira é fraca ou ausente, composta por mica branca e carbonato com rara clorita. O plano de acamamento é importante zona de fraqueza para a percolação dos fluidos, pois os *lodes* mineralizados ocorrem no contato entre metagrauvaca e metassiltito ou metapelito (Fotos 27 e 28). Esta situação é frequente, mas os *lodes* não estão contidos nos planos de acamamento, apenas se utilizaram desses planos como zonas de fraqueza no percurso dos fluidos, estando ora no plano de acamamento e ora discordante.

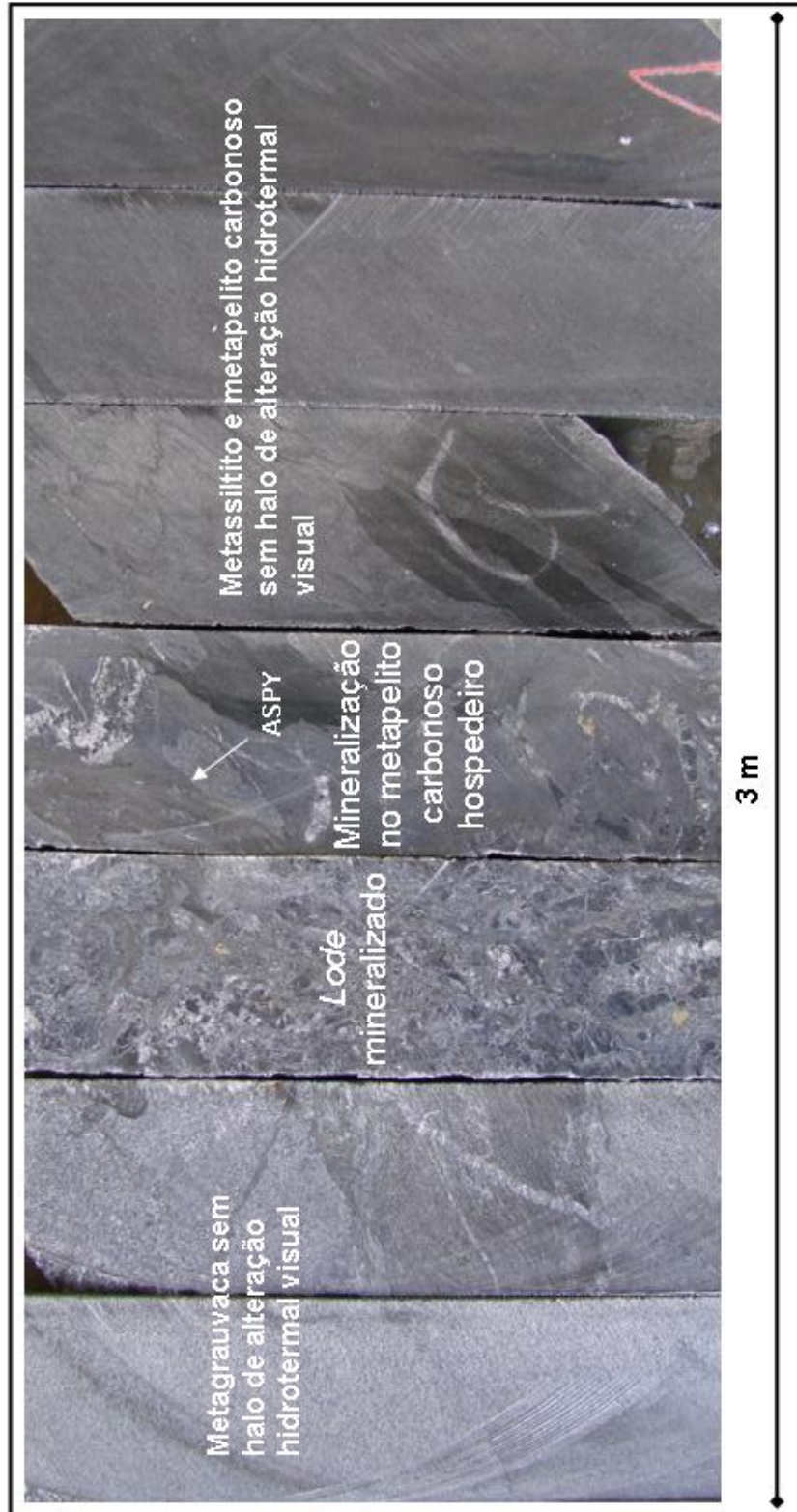
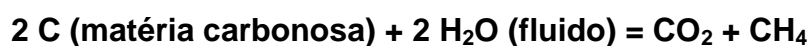


Foto 27 – Principal estilo de mineralização no lineamento Córrego do Sítio. *Lode* mineralizado com sulfetação no contato com a hospedeira, sem halos de alteração hidrotermal laterais. Observar que o *lode* se aloja no contato entre a metagrauvaca e o metassilito carbonoso.

Embora este seja o estilo principal, quando os fluidos hidrotermais percolaram metagrauvas, os halos de alteração são visíveis, com carbonatação nos halos mais distais, sericitização nos halos proximais e silicificação e sulfetação junto à zona mineralizada (Foto 28). Os halos são curtos, têm entre 0,5 e 3 m de largura até o contato com os *lodes* mineralizados.

Nas porções pelíticas, siltosas e mais carbonosas a carbonatação é incipiente, imperceptível mesoscopicamente. É provável que isto esteja diretamente relacionado à maior permeabilidade e porosidade das metagrauvas em relação aos metapelitos e metassiltitos. A ocorrência de cristais de carbonato que rompem as paredes das venulações e adentram a matriz da rocha (Foto 14 **c** e **d**) indica que houve precipitação a partir do fluido com migração para a matriz e não a substituição de um mineral da matriz pelo carbonato. O alveamento da rocha é consequência da lixiviação da matéria carbonosa pelo fluido, de acordo com a seguinte reação:



A geração de CO<sub>2</sub> possibilita a formação de carbonato e o componente CH<sub>4</sub> segue no fluido, tornando-o mais redutor, o que facilita a precipitação de Au .





Foto 28 – *Lode* mineralizado com halos de alteração hidrotermal laterais, na rocha encaixante, formados por carbonatação, sericitização e sulfetação. Os halos são estreitos, raramente ultrapassam 3 m. A mineralização está encaixada em metagrauvaca que é mais permeável e porosa que o metapelite.

A clorita é um mineral de alteração que ocorre nas venulações, mas a sua presença na matriz dos metaturbiditos do corpo Cachorro Bravo é incipiente ou ausente. É válido ressaltar que no corpo Laranjeiras, a nordeste da área de estudo, há ocorrência de mineralização em metagrauvaca com intensa alteração fílica e clorítica. Este tipo de mineralização não é comum no corpo Cachorro Bravo.

A distribuição dos minerais nas rochas metassedimentares hospedeiras ao longo do perfil de alteração distal, intermediário e proximal à mineralização, varia de acordo com as características acima citadas. Destaca-se o quartzo dos veios e vênulas, a sulfetação de arsenopirita e pirita predominantes, berthierita e estibinita. Minerais de titânio e turmalina são ausentes, clorita é rara (Figura 28).

ZONAMENTO HIDROTHERMAL – Rochas Metassedimentares Clásticas				
Minerais	Distal	Intermediária	Proximal	Mineralização
Matéria Carbonosa	—————	—————	—————	—————
Clorita	-----	-----	-----	-----
Carbonato	-----	—————	—————	—————
Mica branca	-----	-----	—————	—————
Quartzo	-----	-----	—————	—————
Minerais de titânio			-----	
Turmalina				
Pirita		—————	—————	—————
Pirrotita		-----	—————	—————
Arsenopirita subh.			-----	—————
Arsenopirita euh.			-----	—————
Ouro			-----	—————
Bertierita / Estibinita				—————
Outros sulfetos			-----	-----

Figura 28 – Distribuição dos minerais de alteração (exceto matéria carbonosa, que é mineral constituinte original) nas rochas hospedeiras metassedimentares em halos distais, intermediários e proximais à mineralização. Halos distais e intermediários são mais raros e ocorrem preferencialmente quando a mineralização está hospedada em metagrauvaca. Outros sulfetos são esfalerita, calcopirita, tetraedrita e galena, principalmente. Arsenopirita subh (subédrica), arsenopirita euh (euédrica).

### 7.1.2 Alteração hidrotermal nos diques metamáficos

A alteração hidrotermal é mais expressiva nos contatos dos metaturbiditos com os diques metamáficos. O mecanismo de precipitação por difusão foi mais intenso e gerou halos de carbonatação e cloritização mais amplos, tanto no metaturbidito quanto no dique (Figura 29).

O estilo de alteração indica que o componente aquo-carbônico do fluido hidrotermal foi preferencialmente fixado nos diques, sugerindo que o posicionamento dos diques teve importante papel na concentração dos fluidos hidrotermais mineralizadores (Porto *et al.*, 2006).

Em várias amostras observa-se que o carbonato migrou das bordas externas das vênulas para as encaixantes, sugerindo que as vênulas foram os condutos do fluido.

O perfil de alteração hidrotermal varia nas 'zonas de transição'. Apresenta halos distintos nas ZTB, (diques) e nas ZTP (rochas metassedimentares). Observa-se que os minerais de alteração foram controlados pela rocha hospedeira, sem distribuição por halos (distais, intermediários e proximais), mas sim pelo litotipo de encaixante que foi hidrotermalizado (Figuras 29 e 30).

Turmalina é típica das ZTP e o consumo de matéria carbonosa é quase total. Minerais de titânio e carbonatação são mais expressivos nas ZTB. A cloritização e a carbonatação adentram os diques metamáficos. Predomina a sulfetação com pirrotita +arsenopirita e berthierita e estibinita são mais raros (Figura 30).





ZONEAMENTO HIDROTHERMAL ENTRE DIQUES

Minerais / Litotipo	Dique	ZTB	ZTP	RP	MG	Minério	ZTP	ZTB	Dique
Matéria Carbonosa			---	---					
Clorita	---	---							
Carbonato	---	---							
Mica branca	---	---							
Quartzo	---	---							
Imenita	---	---		---					
Titanita	---	---							
Rutilo	---	---							
Turmalina			---						
Pirita	---	---							
Pirrotita	---	---							
Arsenopirita subh.						---			
Arsenopirita euh.						---			
Ouro						---			
Bertierita / Estibnita						---			
Outros sulfetos			---			---			

Figura 30 – Comportamento das paragêneses de alteração hidrotermal e originais em zonas mineralizadas nos litotipos metassedimentares entre diques metamáficos, ou no contato com esses. Outros sulfetos são esfalerita, calcopirita, tetraedrita e galena, principalmente. Arsenopirita subh (subédrica), arsenopirita euh (euédrica). RP = metapelito e MG = metagrauvaca.

## 7.2 A mineralização do lineamento Córrego do Sítio no contexto geotectônico do *greenstone belt* Rio das Velhas

Ao longo do texto desta dissertação são expostas e descritas várias características estruturais, mineralógicas e geoquímicas dos litotipos e da mineralização do corpo Cachorro Bravo, principal corpo mineralizado do lineamento Córrego do Sítio. Também são apresentados hipóteses, modelos evolutivos e datações geocronológicas relacionadas à evolução do *greenstone belt* Rio das Velhas (GBRV) que representam a evolução do conhecimento em décadas de contínuo estudo de pesquisadores na região.

Das características estudadas sobre os litotipos e a mineralização do corpo Cachorro Bravo, ressalta-se que:

- A sulfetação e venulação quartzo-carbonática utilizaram o acamamento (S0) como descontinuidade natural para a percolação de fluidos, mas não estão restritos a esse;
- A sulfetação e venulação também ocorrem na foliação principal Sn e está por esta dobrada (Foto 6 **c** e **e**);
- Berthierita e estibinita fazem parte da paragênese da alteração hidrotermal e da mineralização;
- Os diques DB1 estão foliados nas bordas, alterados hidrotermalmente e associados à mineralização;
- Nas regiões com maior espaçamento dos diques metamáficos ocorrem dobras Fn abertas no pacote metassedimentar com preservação de S0.
- Nas regiões com menor espaçamento dos diques metamáficos, como os diques da capa e lapa da série 200, há um predomínio de transposição do acamamento por Sn, indicando aumento da deformação.

Dos estudos realizados por diversos autores no GBRV ressalta-se que:



- Datação de monazita hidrotermal dos depósitos de Morro Velho e Cuiabá indicam que a mineralização aurífera no GBRV é de idade de  $2,672 \pm 14$  Ga (Lobato *et al.*, 2007).
- Dados geocronológicos em rochas metavulcânicas félsicas registram que o evento vulcânico félsico data de 2,792 a 2,751 Ga (Noce *et al.*, 2005), contemporâneo com os plútons tonalíticos e granodioríticos intrusivos nos TTG's (Machado *et al.*, 1992).
- A proposta tectono-evolutiva de Baltazar & Zucchetti (2007) para o GBRV indica que estes dois eventos estão relacionados aos estágios finais de consolidação do *greenstone belt*.
- Estudos realizados por Pinese *et al.* (1995) no enxame de diques máficos de direção NW-SE no interior do Quadrilátero Ferrífero in Delgado *et al.* (2003) indicam idade isocrônica Sm-Nd de 2,65 Ga. Delgado *et al.* (2003) interpretam estas intrusões como os primeiros registros de um evento distensional.
- Datações em zircões ígneos dos diques DB2 de Córrego do Sítio (David, 2006), pelo método Pb-Pb, indicam que a idade destes é de 2,694 Ga.
- Estudos petrográficos (Lobato *et al.*, 2006) de diques metamáficos da mina São Bento indicam que o seu metamorfismo ocorreu simultaneamente com a alteração hidrotermal.

Dos estudos realizados por diversos autores em diferentes *greenstone belt* e mineralizações auríferas arqueanas, ressalta-se que:

- Depósitos auríferos orogênicos em diversos *greenstone belt* neoarqueanos mundiais são sintetamamórficos e sua idade de pico de mineralização se situa entre 2,7 e 2,5 Ga (Goldfarb *et al.*, 2001).
- Existem enxames de diques metamáficos arqueanos em *greenstone belt* (Condie, 1993 e 1997) e (White *et al.*, 2000).
- Embora não sejam de idade arqueana, depósitos da Província Metalogenética de Bendigo-Ballarat (Austrália) ocorrem em zonas de dilatação e foram

desenvolvidos durante período distensional imediatamente após encurtamento e espessamento crustal, tardi-metamórficos (Ramsay *et al.*, 1998).

- Groves *et al.* (1993) indicam que a presença de minerais de antimônio é típica de ambiente crustal epizonal.

Considerando estes aspectos, sugere-se que:

- Assim como em outros depósitos auríferos orogênicos em *greenstone belt*no mundo (Golfdarb *et al.*, 2001), a mineralização no depósito Córrego do Sítio é tardi-metamórfica, uma vez que os minerais hidrotermais substituem os metamórficos. Nesses depósitos, a mineralização aurífera associa-se ao relaxamento crustal, após o pico de encurtamento, fechamento e consolidação do *greenstone belt*.
- As características dos diques metamáficos DB1, indicam que sua intrusão deve ter ocorrido durante um episódio de “relaxamento distensional”. Por outro lado, os diques possuem bordas foliadas e as lentes de minérios estão dobradas por Fn. Isso sugere que o sistema como foi submetido à uma compressão subsequente, à qual também associa-se nova etapa de precipitação aurífera com concentração de ouro nas charneiras de dobras Fn.
- O ambiente da mineralização é raso, da transição entre os ambientes mesozonal e epizonal, mais raso que o ambiente de outros depósitos minerais no GBRV, como os de São Bento e Cuiabá. Além de se alojar em rochas em níveis estratigraficamente superiores, a presença de berthierita e estibinita e de veios com estrutura em pente sugerem ambiente epizonal, de mais baixa pressão e temperatura, favorável à precipitação de minerais de Sb.
- O processo mineralizador teve condicionamento diferente nas zonas metassedimentares entre diques metamáficos e nas zonas metassedimentares distantes dos diques.
- As zonas de fraqueza criadas pela intrusão dos diques ao longo das superfícies da deformação Dn aparentemente serviram de corredor de percolação preferencial dos fluidos mineralizadores, uma vez que o grande volume de rochas hidrotermalmente alteradas e a mineralização expressiva da

série 200 se concentram ao longo do contato diques-hospedeiras metassedimentares. A interação entre os fluidos e as rochas máficas deve ter sido de mais alta temperatura, originando a paragênese Po+Aspy1+Aspy2+Au visível, sericitização, carbonatação e cloritização, em contraste com a interação fluidos/rochas metassedimentares.

- Na interação fluidos/rochas metassedimentares distantes dos diques, os fluidos utilizaram outras zonas de fraqueza como o acamamento e zonas de cisalhamento intra-flanquiiais. Nestas situações, a sulfetação das rochas metassedimentares foi mais difusa e gerou delgadas lentes mineralizadas com a paragênese Py+Py arsênica+Aspy1+Aspy2+Au invisível, com sericitização e carbonatação de intensidade variável a ausente, dependente da permeabilidade e reatividade do horizonte metassedimentar. As lentes mineralizadas podem ter seu espessamento aumentado em mais de 5x pelas dobras Fn.

## 8 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Este estudo conclui que:

- Metaturbiditos das seqüências superiores do GBRV possuem mineralizações auríferas econômicas.
- Embora a maioria das mineralizações auríferas orogênicas estejam associadas a grandes zonas de cisalhamento, o elemento estrutural predominante no lineamento Córrego do Sítio é o dobramento com zonas de cisalhamento intra-flanquial localizadas.
- A alteração hidrotermal dos metaturbiditos é de difícil identificação e visualização. Microscopicamente observa-se que a alteração migra dos veios para as rochas hospedeiras, mas os halos são descontínuos, sendo portanto um difícil guia prospectivo.
- Diques metamáficos são importantes guias prospectivos para mineralizações auríferas no contexto do GBRV. O espaçamento menor que 20 m entre os diques parece ter sido importante fator da concentração dos fluidos hidrotermais.
- A presença dos diques metamáficos gerou um condicionamento diferente para a mineralização. Quando próximas dos diques, as fases sulfetadas são: pirrotita > arsenopirita anédrica a subédrica porosa > arsenopirita euédrica límpida. O ouro ocorre principalmente incluso na arsenopirita porosa. Há presença de veios com clorita e cloritização ocorre nos diques e nas rochas metassedimentares em zonas de contato. Há também expressiva ocorrência de rutilo e titanita subordinada. O consumo de matéria carbonosa é quase total.
- Quando longe dos diques, as fases sulfetadas são as seguintes: pirita > arsenopirita límpida subédrica > arsenopirita límpida euédrica (predominante) com ouro “invisível”. São raros os veios de clorita e não ocorrem minerais de titânio. Ainda ocorre bastante matéria carbonosa. Berthierita e estibinita são minerais comuns nos veios.
- A presença de berthierita e estibnita na mineralização em Córrego do Sítio sugere que a mesma ocorre na transição entre os ambientes mesozonal e epizonal, o que ainda não havia sido registrado em depósitos auríferos no Grupo Nova Lima.

- As dobras Fn são responsáveis pelo rompimento das lentes mineralizadas e aumento da espessura das mesmas em zonas de charneiras.
- A alteração hidrotermal atinge estágios avançados de carbonatação e sericitização em algumas rochas metassedimentares e diques estreitos. Ocorre o consumo total de minerais primários tornando-os similares mesoscopicamente. Desta forma, recomenda-se que todas as rochas descritas como diques DB3 sejam analisadas quimicamente para Cr, Ni e P. Estas análises permitirão definir se o protólito da rocha alterada é dique metamáfico ou rocha metassedimentar e trazer nova luz ao entendimento da geometria destes diques e dos halos de alteração hidrotermal relacionados à mineralização, principalmente no corpo Laranjeiras, onde estas rochas ocorrem de maneira expressiva e em maior abundância que no corpo Cachorro Bravo.
- A análise mineral pontual pelo método ICPMS-LASER das fases mineralógicas (arsenopirita, pirrotita, pirita arsenical, berthierita e estibinita) pode melhorar o entendimento da associação de cada fase com o ouro e as concentrações químicas que levam à precipitação de ouro submicroscópico, “ouro invisível”.
- A datação dos diques metamáficos e da mineralização se faz necessária para melhorar o entendimento da relação temporal entre eles.

## 9 BIBLIOGRAFIA

- ALKMIM, F.F. & Marshak, S. Tranzamazonian orogeny in the southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research* 90, p. 29-58, 1998.
- ALMEIDA, F.F.M. Estruturais do Pré-Cambriano Inferior Brasileiro. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 29., 1976, Ouro Preto. Resumos, Ouro Preto: SBG, 1976. p. 201-202.
- ALMEIDA, F.F.M. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências, Bahia*, v.7, n.4, p. 349-364, ago.1977.
- BALTAZAR, O.F. & SILVA, S.L. 1996. Mapa Geológico Integrado do Supergrupo Rio das Velhas, escala 1:100.000. Projeto Rio das Velhas – 1ª ed. Belo Horizonte, DNPM/CPRM.
- \_\_\_\_\_. 1998. Geologia Estrutural. In: M. Zucchetti & O.F. Baltazar (eds.). Projeto Rio das Velhas: Texto explicativo do mapa geológico integrado, escala 1:100.000. 2ª ed. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, p. 47-51.
- \_\_\_\_\_ & PEDREIRA, A.J. 1998. Associações litofaciológicas. In: Projeto Rio das Velhas: Texto explicativo do mapa geológico integrado, escala 1:100.000. 2ª ed. Belo Horizonte, DNPM/CPRM. p. 42-46.
- \_\_\_\_\_ & ZUCCHETTI, M. 2007. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. *Ore Geology Reviews*: (no prelo), 29 p.
- BARBOSA, O. 1949. Contribuição à geologia do centro de Minas Gerais. *Mineração e Metalurgia*, 14 (79): p. 3-19.
- BARBOSA, A.L.M. 1961. Tectônica do Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais. In: Semana de Estudos Geológicos e Econômicos do Quadrilátero Ferrífero, Ouro Preto. Boletim Ouro Preto, SICEG, v.1, p. 49-53.
- BARNES, H.L. 1997. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Barnes, H.L (ed.). 3<sup>rd</sup> ed., John Wiley & Sons, Inc.
- BIERLEIN, F.P.; FULLER, T.; STÜWE, K.; ARNE, D.C. & KEAYS, R.R. 1998. Wallrock alteration associated with turbidite hosted gold deposits. Examples from Paleozoic Lachlan Fold Belt in central Victoria, Australia. *Ore Geology Reviews*: 13, p. 345-380.
- CANALE, A.L.; CHEMALE JR., F. & PULZ, G.M. 1997 a. Caracterização do minério aurífero da Mina Córrego do Sítio, QF, MG. In: Marini, N.J. (Ed.) Caracterização de minérios e rejeitos de depósitos minerais brasileiros. DNPM/DIREX/PADCT/GTM. Brasília. DF. Resumos expandidos: p. 47-51.



- CANALE, A.L. & CHEMALE JR., F. 1997 b. Microtexturas do minério aurífero da Mina Córrego do Sítio, QF, MG: Implicações no controle da mineralização. VI SNET, SBG/Núcleo Brasília-UnB-IG. Pirenópolis, GO. Resumos expandidos: p. 189-192.
- CANALE, A.L. & CHEMALE JR., F. 1997 c. Geologia, mineralogia e química mineral do depósito aurífero da Mina Córrego do Sítio, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. 9º Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Ouro Preto. SBG, Anais: 125-126.
- CANALE, A.L. 1999. Geologia do Depósito Córrego do Sítio, Quadrilátero Ferrífero (MG), e Caracterização Mineralógica do Minério Sulfetado. Universidade Federal de Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado, p.142.
- CHEMALE JR., ROSIÈRE, C.A. & ENDO, I. 1991. Evolução Tectônica do Quadrilátero Ferrífero – Um modelo. UFRGS. Pesquisas, 18 (2) p. 104-127.
- CHEMALE JR., ROSIÈRE, C.A. & ENDO, I. 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero. Minas Gerais, Brazil. Precambrian Research, 65 p. 25-54.
- CONDIE, K.C. 1981. *Archean Grenstone belts*. Amsterdam, Elsevier, 433p.
- CONDIE, K.C. 1993. Plate tectonics and Crustal Evolution. 3ª ed. Pergamon Press, p. 283-335.
- CONDIE, K.C. 1997. Plate tectonics and Crustal Evolution. 4ª ed. Butterworth Heinemann, p. 69-109 e 144-180.
- CÔRREA NETO, A.V. & BALTAZAR, O.F. 1995. Compartimentação estrutural do Greenstone Belt Rio das Velhas no interior do Quadrilátero Ferrífero (MG). In: Simp. Nac. Est. Tec., 5, Gramado, 1995, Anais..., Gramado, SBG, p. 15-17.
- COSTA, M.C. 2004. Revisão do mapa geológico do depósito Córrego do Sítio. 1:5.000. Mapa interno da AGABM.
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHUSRT, R.J.1979. The interpretation of igneous rocks. London, Allen and Unwin. 450 p.
- COX, S.F.; SUN, S.S.; ETHERIDGE, M.A.; WALL, V.J. & POTTER, T.F. 1995. Structural and Geochemical Controls on the Development of Turbidite-Hosted Gold Quartz Vein Deposits, Wattle Gully Mine, Central Victoria, Australia. Economic Geology, vol. 90, p. 1722-1746.
- CROCCO-RODRIGUES, F.A. 1991. Sistemas de cavalgamento e geologia estrutural da Serra das Cambotas, Quadrilátero Ferrífero, MG. Dissertação de Mestrado, UnB.
- DARDENNE, M.A. & SCHOBENHAUS, C. 2001. Metalogênese do Brasil. Brasília, Editora Universidade de Brasília, 329 p.
- DAVID, M.E.V. 2006. Composição Isotópica de Pb – Sr e Nd da Mineralização de Ouro do Depósito Córrego do Sítio, Quadrilátero Ferrífero (M.G.): implicações na modelagem conceitual. IGC-USP. Dissertação de Mestrado. 76 p.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUZMAN, J. 1992. An Introduction o the Rock-Forming Minerals. 2ª ed. Longman.

DELGADO, I.M.; SOUZA, J.D.; SILVA, L.C.; SILVEIRA FILHO, N.C.; *et al.* Geotectônica do Escudo Atlântico. In: L.A. Bizzi; C. Schobbenhaus; R.M. Vidotti & J.H. Gonçalves (eds.) Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM, Brasília, p. 227-246.

DERBY, O.A. 1906. The Serra do Espinhaço, Brazil. J. Geol., Chicago, 14 (5), p. 374-401.

DORR II, J.V.N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geological Survey Professional Paper 641-A, 110 p.

EILU, P.K.; MATHISON, C.I.; GROVES, D.I & ALLARDYCE, W.J. 1999. Atlas of alteration assemblages, styles and zoning in orogenic lode-gold deposits in a variety of host rock and metamorphic settings. The University of Western Australia Publication No. 30, p. 41.

ENDO, I. & MACHADO, R. 1997. Regimes tectônicos no segmento meridional do Cráton do São Francisco: Região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Ouro Preto, MG. Anais do 9º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, SBG. P. 58-59.

FLEET, M.E. & MUMIN, H. 1997. Gold bearing arsenian pyrite and marcasite and arsenopyrite from Carlin Trend gold deposits and laboratory synthesis. American Mineralogist: 82, p. 182-193.

GARAYP, E.; MINTER, W.E.L.; RENGER, F.E.; SIEGERS, A. 1991. Moeda Placer gold deposits in the Ouro Fino syncline, Quadrilatero Ferrífero, Brazil. In: E.A. Ladeira (Ed.) Brazil Gold'91 The economics, geology, geochemistry and genesis of gold deposits. Balkema, Rotterdam, p. 601-608.

GALBIATTI, H.F. 1999. Natureza e controle estrutural da mineralização aurífera (jacutinga) na mina do Cauê, Itabira, MG. Universidade Federal de Ouro Preto. Dissertação de Mestrado.

GALBIATTI, H.F.; FONSECA, M.A.; PEREIRA, M.C.; Polônia, J.C. 2007. Structural control of Au-Pd mineralization (Jacutinga): An example from the Cauê Mine, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. Ore Geology Reviews: (no prelo), 15 p.

GOLDFARB, R.J.; GROVES, D.I., GARDOLL, S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. Ore Geology Reviews 18, p. 1-75.

*Grenstone belts*. In: M. de Wit & L.D. Ashwal (Eds) *Grenstone belts*. Oxford, England, Clarendon Press, Preface.

GROVES, D.I. & FOSTER, R.P. 1993. Archean lode gold deposits. In: R.P. Foster (Ed.) Gold Metallogeny and Exploration. New York, Chapman & Hall, p. 63-103.

GROVES, D.I.;*et al.* 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the

context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*: 13, p.7-27.

GUIMARÃES, D. 1931. Contribuição à geologia do estado de Minas Gerais. *Boletim DNPM/SGMB*, 55, 36 p.

GUIMARÃES, D.; MELO, S.M.G.; MELO, E.A.V. 1966. O Complexo Bação. *Bol. Inst. Geol. Esc. Min. Ouro Preto*, 2 (1), p. 1-12.

HAGEMANN, G.S & LÜDERS, V. 2002. P-T-X conditions of hydrothermal fluids and precipitation mechanism of stibnite-gold mineralization at the Wiluna lode-gold deposits, Western Australia: conventional and infrared microthermometric constraints. *Mineralium Deposita* 38, p. 936-952.

HARDER, E.C. & CHAMBERLAIN, R.T.A. 1915. The geology of central Minas Gerais, Brazil. *J. Geol.*, 23 (4), p. 341-378, (5), p. 385-424.

HENDERSON, J.B. 1977. Archean Geology and Evidence of Ancient Life in the Slave Structural Province, Canada. In Ponnamperna, C. (Ed.) *Chemical Evolution of the Early Precambrian*. New York, Academic Press, p. 41-54.

HODGSON, C.J. 1993. Mesothermal Lode-gold Deposits. In: R.V. Krikham; W.D. Sinclair; R.I. Thorpe and J.M. Duke (eds.), *Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada, Special Paper 40*, p. 635-678.

INWOOD, N. A. 1998. New Holland, New Holland South and Genesis gold deposits, Lawlers. In: D.A. Berkman & D.H. Mackenzie (eds.). *Geology of Australian and Papua New Guinea Mineral Deposits*. The Australasian Institute of Mining and Metallurgy. Melbourne. p. 155-160.

JOST, H. 2005 a. Relatório de Resultados – Estudos Petrográficos – Lote 01: Diques. Relatório Interno da AGABM, 10 p.

JOST, H. 2005 b. Relatório de Resultados – Estudos Petrográficos de Veios e Alteração Hidrotermal. Relatório Interno da AGABM, 07 p.

JUNQUEIRA, P.A. *et al.* 2007. Structural control and hydrothermal alteration at the BIF-hosted Raposos lode-gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Ore Geology Reviews*: (no prelo), 22 p.

LADEIRA, E.A. 1980. Metallogeneses of gold at the Morro Velho mine and in the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. University of Western Ontario. Ph D. Thesis. London, Ontario, Canada, 272 p.

LADEIRA, E.A. & VIVEIROS, J.F.M. 1984. Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base em dados disponíveis. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo Minas Gerais*, 4: 1-14.

LI, X.; KWAK, T.A.P. & BROWN, R.W. 1998. Wallrock alteration in the Bendingo gold ore field, Victoria, Australia: Uses in exploration. *Ore Geology Reviews*: 13, p. 381-

406.

LOBATO, L.M. 1997. Processos de Mineralização e Alteração Hidrotermal. Apostila de Estudo. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. 60 p.

\_\_\_\_\_; *et al.* 1998. Styles of hydrothermal alteration and gold mineralizations associated with the Nova Lima Group of the Quadrilátero Ferrífero: Part I, description of selected gold deposits. *Revista Brasileira de Geociências*, 28 (3), p. 339-354.

\_\_\_\_\_; *et al.* 1999. Brazil's premier gold province. Part I: The tectonic, magmatic, and structural setting of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineralium Deposita*: 36, p. 228-248.

\_\_\_\_\_; *et al.* 2001. Brazil's premier gold province. Part II: geology and genesis of gold deposits in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineralium Deposita*: 36, p. 249-277.

\_\_\_\_\_; *et al.* 2004. Geology and Gold Mineralization in the Rio das Velhas *Greenstone Belt*, Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil). Field Trip Guide, Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral-SIMEXMIN, Ouro Preto, maio 2004, CD-Rom, ADIMB.

\_\_\_\_\_: *et al.* 2007. U-Pb SHRIMP monazite ages of the giant Morro Velho and Cuiabá gold deposits, Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geology Reviews*: (no prelo), 07 p.

LOPEZ, J.M. 2005. Revisão do mapa geológico do depósito Córrego do Sítio. 1:5.000. Mapa interno da AGABM.

MACHADO, N. & CARNEIRO, M.A. 1992. U-Pb evidence of late Archean tectonothermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Science*: 29, p. 2341-2346.

MACHADO, N.; NOCE, C.M.; LADEIRA, E.A. & BELO DE OLIVEIRA, O. 1992. U-Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*: 104 (9), p. 1221-1227.

MALOUF, R.F. & CORRÊA NETO, A.V. 1996. Projeto Rio das Velhas – Convênio DNPM/CPRM – Carta Geológica Conceição do Rio Acima. SF 23-X-A-III-2-NE. 1:25.000.

MALOUF, R.F. & E RAPOSO, F.O. 1996. Projeto Rio das Velhas – Convênio DNPM/CPRM – Carta Geológica Catas Altas. SF 23-X-B-I-1-NO. 1:25.000.

MARSHAK, S., & ALKMIM, F.F. 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics* 8, p. 555-571.

MARTINS PEREIRA, S.L. 1995. Controles Litoestruturais da Mineralização Aurífera

no Distrito de Santa Bárbara, Quadrilátero Ferrífero, MG: Mina São Bento. Universidade Federal de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, 158 p.

MARTINS PEREIRA, S.L. *et al.* 2006. The interruption of the Au-Mineralisation in the São Bento Mine Orebodies (Minas Gerais, Brazil) and the impact of an archean mafic dyke-sill swarm. Sessão Pôster – II Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral – SIMEXMIN, Ouro Preto, maio 2006. CD-Rom, ADIMB.

MARTINS PEREIRA, S.L.; *et al.* 2007. Nature and origin of the BIF-hosted São Bento gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil, with special emphasis on structural controls. *Ore Geology Reviews* (no prelo), 25 p.

MCCLAY, K.R. 1987. The mapping of geological structures. 1ª ed., reimpressão 1996. Geological Society of London Handbook. John Wiley & Sons.

MIKUCKI, E.J. & RIDLEY, J.R. 1993. The hydrothermal fluids of Archean lode-gold deposits at different metamorphic grades: compositional constraint from ore and wallrock alteration assemblages. *Mineralium Deposita*, 28, p. 469-481.

MIKUCKI, E.J. 1998. Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: A review. *Ore Geology Reviews* 13 (1998) p. 307-321.

MOSHER, S. & HELPER, H. 1988. Interpretation of poly-deformed terranes. In: S. Marshak & G. Mintra (eds.). *Basics methods of structural geology*. Prentice Hall, p. 361-364.

NOCE, C.M.; MACHADO, N. & TEIXEIRA, W. 1998. U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (southern São Francisco craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Rev. Bras. Geociências*: 28, p. 95-102.

NOCE, C.M. *et al.* 2005. Age of felsic volcanism and the role of ancient continental crust in the evolution of the Neoproterozoic Rio das Velhas Greestone belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil). U-Pb zircon dating of volcanoclastic graywackes. *Precambrian Research*: 141 (2005), p. 067-082.

PASSOS, R.V. 1999. Caracterização da geometria de zonas de alteração hidrotermal – estudo de caso no depósito aurífero de Brumal, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Universidade Estadual de Campinas – Unicamp. Dissertação de mestrado, 190p.

PETTIJOHN, F. J. 1975. *Sedimentary Rocks*. Harpers & Row, Publishers, Inc. 3ª ed., p 100-126; 195-314.

PICOT, P. & JOHAN, Z. 1982. *Atlas of ore minerals*. B.R.G.M, Elsevier.

PINTO, L.C. 1989. Mapa geológico do depósito Córrego do Sítio. 1:5.000. Mapa interno da AGABM.

PORTO, C.G. & LIMA, L.C. 2006. Revisão do mapa geológico do depósito Córrego do Sítio. 1:5.000. Mapa interno da AGABM.

PORTO, C.G.; LOBATO, L.M & MASSUCATTO, A.J. 2006. Caracterização da Mineralização Aurífera de Córrego do Sítio. Sessão Pôster – II Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral – SIMEXMIN, Ouro Preto, maio 2006. CD-Rom, ADIMB.

RAMSAY, W.R.H.; BIERLEIN, F.P.; ARNE, D.C.; VANDENBERG, A.H.M. 1998. Turbidite-hosted gold deposits of Central Victoria, Australia: their regional setting, mineralising styles, and some genetic constraints. *Ore Geology Reviews* 13, p.131-151.

RENGER, F.E.; NOCE, C.M; ROMANO, A.W. & MACHADO, N. 1994. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma. de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*: 2 (1), p.1-11.

RIBEIRO-RODRIGUES, L.C. 1998. Gold in Archean banded iron-formation of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil – The Cuiabá Mine. Tese de doutorado, Aachen University of Technology. Augustinus Verlag, Aachener Geowissenschaftliche Beitrage, Band 27, 264 p.

RIBEIRO-RODRIGUES, L.C.; Oliveira, C.G.; Gunther, F. 2007. The Archean BIF-hosted Cuiabá Gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geology Reviews*: (no prelo), 28 p.

ROBB, L.J. 2005. *Introduction to Ore Forming Process*. Blackwell, 373 p.

ROLLINSON, H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Group UK Limited, p. 1-213.

SAWKINS, F.J. 1990. *Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics*. 2<sup>nd</sup> Edition. Springer-Verlag. Cap. 4, p. 178-198.

SCHORSCHER, H.D. 1976. Polimetamorfismo do Pré-Cambriano na região de Itabira, Minas Gerais. In: 29<sup>o</sup> Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, 1976. Resumos SBG, p. 194-195.

SCHORSCHER, H.D. 1978. Komatiitos na estrutura greenstone belt Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Recife, PE. Anais do 30<sup>o</sup> Congresso Brasileiro de Geologia. Vol 1, p. 292-293.

SILVA, A.M. 1992. *Geologia e Petroquímica dos Enxames de Diques Máficos do Quadrilátero Ferrífero e Espinhaço Meridional, MG*. Universidade Federal de Brasília – UNB. Dissertação de Mestrado n<sup>o</sup> 79, 117p.

SILVA, A.M. 1995. Mafic Dike Swarms of Quadrilátero Ferrífero and Southern Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 25 (2), p. 124-137.



SILVA, L.C.; NOCE, C.M. & LOBATO, L.M. 2000. Dacitic volcanism in the course of the Rio das Velhas (2800-2690 Ma) Orogeny: A Brazilian Archean analogue (TTD) to the modern adakites. *Rev. Bras. Geociências*: 30, p. 384-387.

SILVA, L.C.F. 2007. Depósito Pilar: Contexto Geológico, Alteração Hidrotermal e Mineralização Aurífera. Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG. Dissertação de Mestrado, p. 117.

SILVA, R.C.F. 2007. Descrições Petrográficas Microscópicas – Relatório Interno da AGABM, 36 p.

SILVA, S.L & BALTAZAR, O.F. 1996. Projeto Rio das Velhas – Convênio DNPM/CPRM – Mapa Geológico Integrado do Supergrupo Rio das Velhas. 1:100.000.

SYLVESTER, P.J.; HARPER G.D.; BYERLY G.R. & THURSTON, P.C. 1997. Volcanic aspects in *Grenstone belts*. In: M.J. de Wit & L.D.Ashwal (Eds). *Grenstone belts*. Oxford, England, Clarendon Press, p. 54-90.

TAKAI, V.; PINTO, L.C. & DUCHINI JR., J. 1991. Córrego do Sítio Gold Deposit. In: E.A. Ladeira (Ed.) *Brazil Gold'91 The economics, geology, geochemistry and gênesis of gold deposits*. Balkema, Rotterdam, p. 811-816.

TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution. An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks*. Blackwell Scientific Publications. Cap.7 – The Archean Crust, p. 143-190.

TURNER, F.J. & WEISS, L. 1963. *Structural geology of metamorphic tectonites*. McGraw-Hill, 545 p.

VIAL, D.S. 1980. Geologia da mina de ouro de Raposos. 31º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Porto Alegre, vol. 3, p. 1851-1866.

\_\_\_\_\_. 1987. A lapa seca na mina de Morro Velho: metavulcanitos alterados hidrotermalmente. 4º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, SGB, Belo Horizonte, vol. 7, p. 369-390.

\_\_\_\_\_. 2007 a. The geology of the Morro Velho gold deposit in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Ore Geology Reviews*: (no prelo), 32 p.

\_\_\_\_\_; *et al.* 2007 b. Smaller gold deposits in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Ore Geology Reviews*: (no prelo), 23 p.

VIEIRA, F.W.R. 1987. Gênese das mineralizações auríferas da mina de Raposos. 4º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, SGB, Belo Horizonte, vol. 7, p. 358-368.

VIEIRA, F.W.R. 1991. Textures and processes of hydrothermal alteration and

mineralization in the Nova Lima Group, Minas Gerais, Brazil. In: E.A. Ladeira (ed.) Brazil Gold'91 The economics, geology, geochemistry and genesis of gold deposits. Balkema, Rotterdam, p. 319-325.

VIEIRA, F.W.R. & OLIVEIRA, G.I. 1988. Geologia do distrito aurífero de Nova Lima, Minas Gerais. In: C. Schobenhau-Filho; C.E.S. Coelho (eds) Metais básicos não ferrosos, ouro e alumínio. Principais depósitos minerais do Brasil 3. DNPM/CVRD, Brasília, Brasil, p. 377-391.

WHITE, R.V.; CROWLEY, J.L.; MYERS, J.S. Earth's oldest well-preserved mafic dyke swarms in the vicinity of the Isua greenstone belt, southern West Greenland. *Geology of Greenland Survey Bulletin* 186, p. 65-72.

WIT, M. & ASHWAL, L.D. 1997. Convergence Towards Divergent Models of *Greenstone belts*. In: M. de Wit & L.D. Ashwal (Eds) *Greenstone belts*. Oxford, England, Clarendon Press, Preface.

ZUCCHETTI, M. 1998. Geoquímica dos Metabasaltos do Grupo Nova Lima, Greenstone Belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG. Dissertação de Mestrado, 97 p.

ZUCCHETTI, M.; LOBATO, L. M. & BALTAZAR, O.F. 2000 a. Volcanic and volcanoclastic features in Archean rocks and their tectonic environment, Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero, MG. Brazil. *Rev. Bras. Geociências*: 30, p. 388-392.

ZUCCHETTI, M.; LOBATO, L.M. & BAARS, F. J. 2000 b – Genetically diverse basalt geochemical signatures developed in the Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*: 30, p. 397-402.

ZUCCHETTI, M. & BALTAZAR, O.F. (eds) 1996. Projeto Rio das Velhas- Texto explicativo do mapa geológico integrado, escala 1:100.000, 1ª ed. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, p.118.

ZUCCHETTI, M. & BALTAZAR, O.F. (EDS) 1998. Projeto Rio das Velhas- Texto explicativo do mapa geológico integrado, escala 1:100.000, 2ª ed. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, p.121.

## 10 APÊNDICE

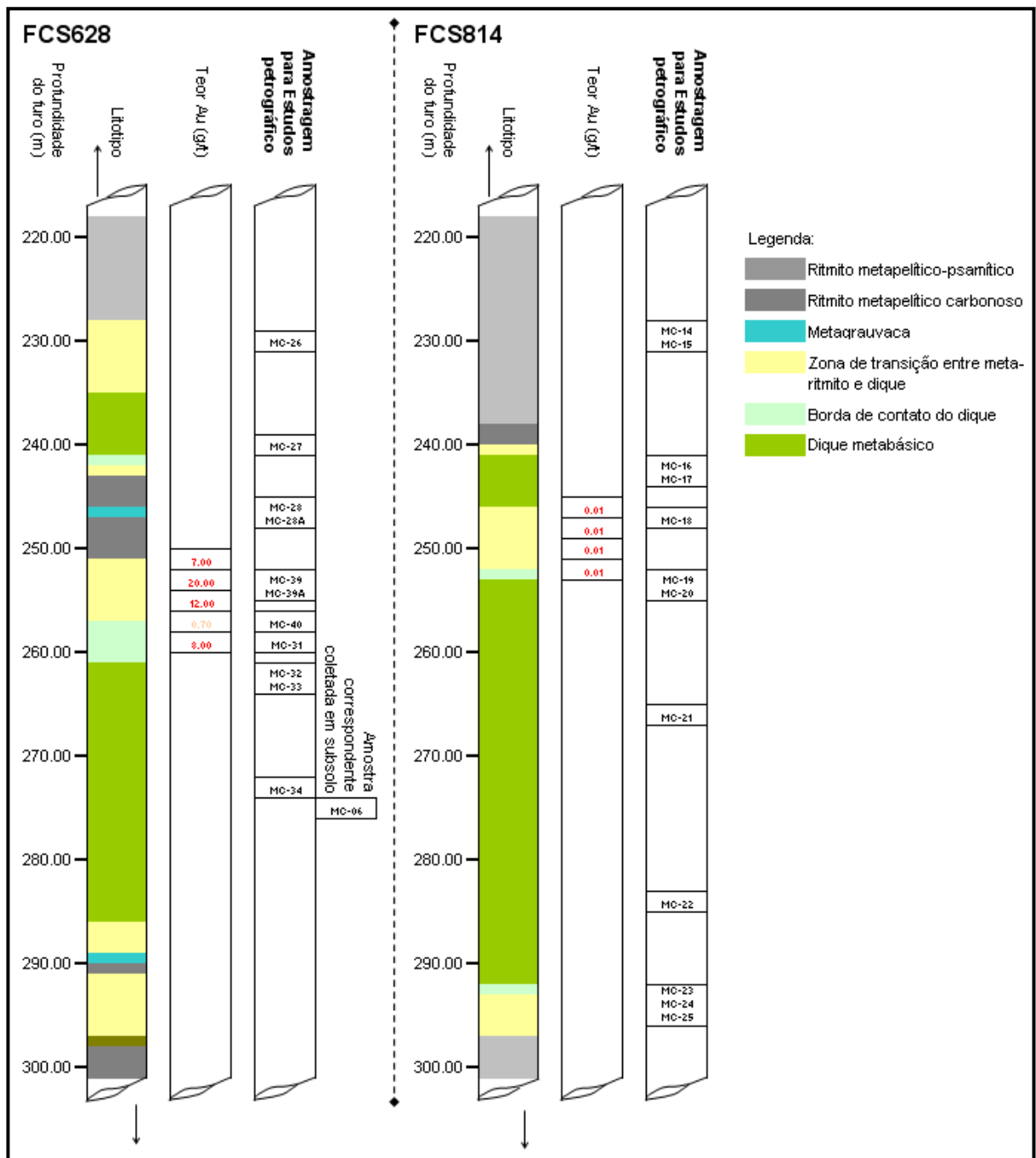
### 10.1 Amostragem

A partir do mapeamento lito-estrutural dos principais corpos mineralizados do corpo Cachorro Bravo em subsolo e da descrição macroscópica de testemunhos de sondagem diamantada foi definido um conjunto de amostras para estudos petrográficos, microscópicos e geoquímicos.

O primeiro enfoque foi a amostragem de dois perfis NW-SE, em testemunhos de sondagem diamantada, do conjunto de rochas metassedimentares entre 02 expressivos diques metamáficos. No primeiro perfil, a sul (furo diamantado FCS628), o conjunto litológico está mineralizado e o segundo perfil, a norte (furo diamantado FCS814), o mesmo conjunto litológico amostrado não está mineralizado (Fig. 11).

O objetivo desta amostragem foi o estudo dos litotipos metassedimentares e metamáficos com e sem alteração hidrotermal.

Abaixo, um croqui descritivo dos testemunhos de sondagem amostrados para os estudos:



Paralelamente ao estudo das seções transversais nos furos FCS628 e FCS814, foram também amostrados:

- Lentes mineralizadas em rochas metaturbidíticas afastadas do contato com os diques metamáficos, sem alteração clorítica e sericítica macroscópicas.
- Lentes mineralizadas na lapa e capa dos diques metamáficos do corpo Cachorro Bravo.
- Rochas metassedimentares afastadas das zonas mineralizadas para caracterização dos litotipos não afetados pelo hidrotermalismo.
- Diques localmente denominados DB2, DB3 e DB4 e zonas de transição a eles associadas para caracterização e estudos comparativos.

A localização e descritivo destas amostras encontram-se sumarizadas na tabela abaixo:

Lâmina	AMOSTRA DE MÃO	LOCAL	ALVO
MC-01	Metagrauvaca	Rampa do 2º Raise Bore	Laranjeiras
MC-02	Dique DB3	Rampa do 2º Raise Bore	Laranjeiras
MC-07A	Dique DB2	Rampa descendente principal, parede norte	Cachorro Bravo
MC-09	Zona de transição (ZT)	FCS814 - 143,80 m	Laranjeiras
MC-10	Zona de transição (ZT)	FCS814 - 144,15 m	Laranjeiras
MC-11	Dique DB3	FCS814 - 145,50 m	Laranjeiras
MC-12	Minério	AM41540 - Travessa 711	Cachorro Bravo
MC-13	Minério	711N200S04	Cachorro Bravo
MC-37	Zona de transição (ZT)	FCS893 - 111,15 m	Bocaina
MC-38	Dique DB4	FCS893 - 133,40 m	Bocaina
MC-41	Minério	FCS346 - 246,20 m	Cachorro Bravo
MC-41A	Minério	FCS346 - 246,20 m	Cachorro Bravo
MC-42	Minério	721N300N24	Cachorro Bravo
MC-43	Metaturbidito	FCS1053 - 148,00m	Carvoaria Velha
MC-44	Metagrauvaca	FCS866	Laranjeiras
MC-45	Metagrauvaca	FCS869	Laranjeiras
MC-46 BRU	Dique	Mina Brucutu - na Formação Cauê (SGM)	-
MC-47	Metagrauvaca	FCS744	Cachorro Bravo
MC-48	Minério	FCS744	Cachorro Bravo
MC-49	Metagrauvaca	FCS744	Cachorro Bravo
CS-01	Ritmito	FCS715 - 90,50 m	Cachorro Bravo
CS-08	Metapelito	FCS715 - 110,35 m	Cachorro Bravo
CS-17	Dique DB1	FCS715 - 193,30 m	Cachorro Bravo
CS-18	Dique DB1	FCS715 - 195,20 m	Cachorro Bravo
CS-24	Minério	FCS715 - 201,50 m	Cachorro Bravo
CS-26	Minério	FCS715 - 202,90 m	Cachorro Bravo
CS-29	Dique DB4	FCS830 - 95,00 m	Bocaina
CS-30	Dique	FCS830 - 102,00 m	Bocaina
SBL-72A	Metaturbidito	-	Cachorro Bravo

Além destas amostras, foram também estudadas descrições de seções delgadas e seções delgadas e polidas de outros trabalhos realizados pela AGABM (Silva, 2007; Hardy, 2005; Zucchetti, 1996; Saraiva, 1993, 1994 e 1996; Vieira, 1985 a 1989 e 1992 a 1995).

Algumas fichas descritivas das seções delgadas e seções delgadas e polidas estão abaixo exemplificadas:

Além destas amostras, foram também estudadas descrições de seções delgadas e seções delgadas e polidas de outros trabalhos realizados pela AGABM (Silva, 2007; Hardy, 2005; Zucchetti, 1996; Saraiva, 1993, 1994 e 1996; Vieira, 1985 a 1989 e 1992 a 1995).


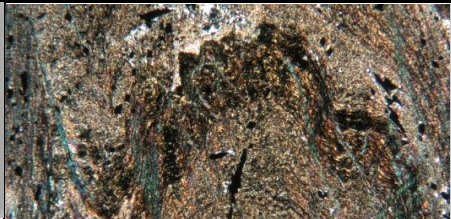
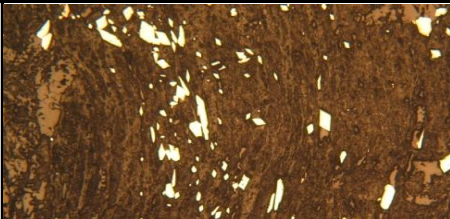
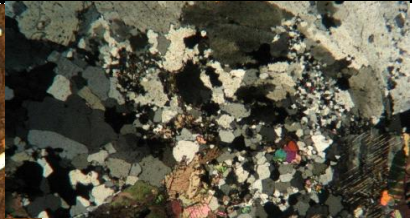
## **10.2 Descrição Petrográfica Microscópica**



## 10.2.1 Lâmina CS26

			
<p>Foto da lâmina escaneada</p>	<p>Fotomicrografia: Veio de quartzo-carbonato-ber-tierita. Qtz fino deformado e qtz recristalizado</p>	<p>Fotomicrografia: Bertierita, cor de interferência azul</p>	<p>Fotomicrografia: Pirrotita ao centro, sendo consumida por arsenopirita nas bordas</p>
<p><b>Lâmina:</b> CS26 (amostragem por Hjost, descrição por CGPorto)  <b>Localização:</b> Alvo Cachorro Bravo (FCS715, Minério)</p>			<p><b>Porcentagem mineral aproximada:</b></p>
<p><b>Descrição:</b> Minério. Rocha de mineralogia simples: quartzo de veio, carbonato, mica branca e sulfetos com rutilo como acessório. A maior parte da lâmina é composta por veios e venulações de quartzo de granulção variável. A maioria, de granulção média, extinção reta, formas poligonais em textura mosaico. Também se observa cristais de tamanho menor com extinção ondulante. Carbonato ocorre subordinado, em cristais anédricos e subhédricos. Circundando as porções venulares, ocorre mica branca muito fina com diminutos cristais de rutilo como acessório, localmente observa-se porções de mica branca de granulção maior, parece estar sobrecrecida à mica branca fina, uma segunda geração. Intensa sulfetação de arsenopirita ocorre sobrecrecida na mica branca fina, em cristais predominantemente losangulares, euhédricos e alguns aciculares, subhédricos, ambos muito límpidos. Estes cristais apresentam alguma orientação preferencial, no sentido das lamelas de mica branca, mas muitos estão dispersos em direções aleatórias. Localmente observam-se alguns cristais de pirrotita, também límpida com forte cor de interferência.</p> <p>A Po está sendo consumida para formação de arsenopirita. Não foram observadas pintas de ouro.</p> <p>A lâmina exibe deformação com vênulas dobradas e sulfetação contornando as pequenas charneiras, parece textura de fluxo (?).</p>			<ul style="list-style-type: none"> <li>- Quartzo: 35%</li> <li>- Mica branca: 22%</li> <li>- Carbonato: 15%</li> <li>- Arsenopirita: 7%</li> <li>- Pirrotita: 1%</li> <li>- Bertierita: 20%</li> <li>- Rutilo: tr</li> </ul>
<p>Na outra porção da lâmina, o quartzo do veio é muito grande, anédrico a subhédrico, poligonal, também de extinção reta. Nos interstícios, de forma "ameboidal", ocorrem massas de bertierita, sem associação com aspy ou po. Em luz refletida e nicóis cruzados, estas massas são compostas por cristais poligonais, subhédricos de bertierita. Só ocorre no veio de cristais grandes, enquanto que a aspy e po ocorre nas porções micáceas entre veios de cristais menores.</p> <p>Observa-se também pequenas porções de quartzo fino, muito deformado, anédrico e alongado com extinção ondulante. Os cristais grandes de quartzo do veio com bertierita parecem ser recristalizados destes. Nitidamente há 2 gerações de quartzo, uma antiga, mais fina, deformada, de extinção ondulante e uma mais nova, com cristais límpidos, poligonais, formados a partir do anterior. Nesta geração, a porção com bertierita é mais bem desenvolvida, com cristais grandes. Na outra porção a granulção do quartzo recristalizado é menor.</p>			<p><b>OBS.:</b> As características óticas do mineral interpretado como rutilo, são também similares às da titanita. As características óticas não foram conclusivas para a definição do mineral .</p>

## 10.2.2 Lâmina MC12


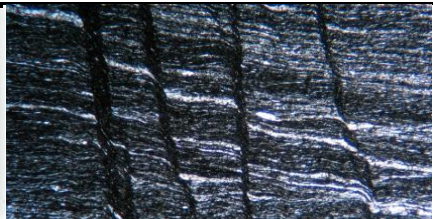
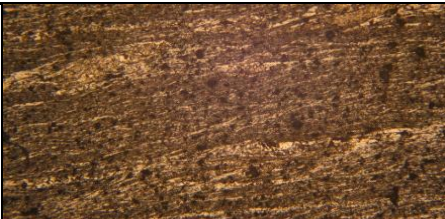
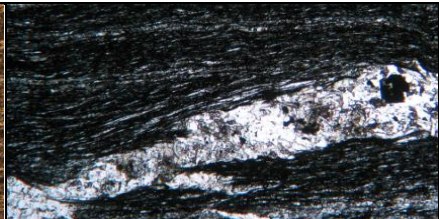
			
Foto da lâmina escaneada	Fotomicrografia: Aspecto geral metapelito dobrado	Fotomicrografia: Sulfetação dobrada	Fotomicrografia: Aspecto geral do veio
<p><b>Lâmina:</b> MC12 (amostragem e descrição por CGPorto)  <b>Localização:</b> Alvo Cachorro Bravo (N711 travessa, minério)</p>			<p><b>Porcentagem mineral aproximada:</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Quartzo: 35%</li> <li>- Carbonato: 15%</li> <li>- Mica branca: 22%</li> <li>- Matéria carbonosa: 15%</li> <li>- Arsenopirita: 7%</li> <li>- Pirrotita: 1%</li> <li>- Bertierita: 20%</li> <li>- Rutilo: tr</li> </ul> <p>Veio e vênulas: 55%</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Quartzo: 35%</li> <li>- Carbonato: 15%</li> <li>- Clorita: 05%</li> </ul>
<p><b>Descrição:</b> Minério.          Matéria carbonosa e mica branca com microvênulas dobradas por S2. Observa-se o que seria S1? Uma orientação mineral paralela ao acamamento (?). Na borda do veio o S0 já está transposto por S2, o veio funciona como uma barreira (?).          No veio, qtzo deformado e grandes cristais de carbonato que crescem em direção contrária a do veio (em cocarda ou pente). Raros sulfetos de po, py e aspy nas bordas, localmente há py entre carbonatos no meio do veio. Aspy ocorre em abundância nos níveis carbonosos e micáceos, é límpida, fina, euhédrica, acicular ou prismática. Não vi ouro. Po é subordinada e a aspy consome os cristais. Mineralização nitidamente dobrada por S2. Uma vênula única de clorita magnesianas, próximo e paralela ao veio.</p>			<p>OBS.: Corpo 201. Amostra original AM 41540</p>
<p>Observações: Não foi visto ouro.</p>			

### 10.2.3 Lâmina MC13


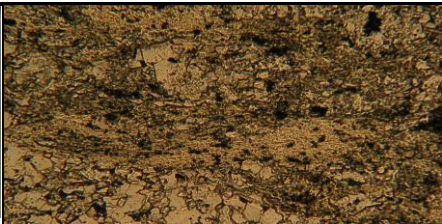
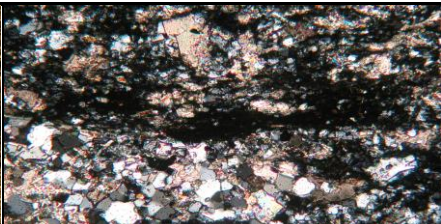
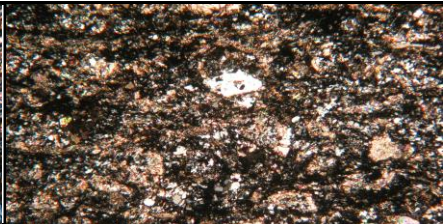
			
<p>Foto da lâmina escaneada</p>	<p>Fotomicrografia: Porção micácea com 2 bandas distintas de mica branca. Opaco é arsenopirita</p>	<p>Fotomicrografia: Veio de quartzo-carbonato. Fases distintas do quartzo</p>	<p>Fotomicrografia: Pintas de ouro em cristal de arsenopirita</p>
<p><b>Lâmina: MC13 (amostragem e descrição por CGPorto)</b>  <b>Localização: Alvo Cachorro Bravo (711N200S04, Minério)</b></p>			<p>Porcentagem mineral aproximada:</p>
<p><b>Descrição:</b> Minério. Rocha composta por quartzo de veio, carbonato, mica branca, clorita, arsenopirita, pirrotita, pirita, rutilo e titanita.          Cerca de 70% da lâmina perfaz um veio de quartzo. O quartzo ocorre em cristais grandes, poligonais, subhédricos, em textura mosaico e extinção reta e em cristais menores, também em trama poligonal, associados a carbonato fino, anédrico. O carbonato também ocorre incluso nos cristais maiores de quartzo e em massas isoladas, subhédrico, sobrecrecido, principalmente na borda do veio. Clorita é subordinada. No quartzo maior há inclusões de pirita fina euhédrica, prismática com porosidades e pirrotita subhédrica, também com porosidades. Py cresce às custas da pirrotita. Interpreta-se que há uma recristalização do quartzo anterior (veio ou matriz?) com o consumo também do carbonato. A porção micácea da lâmina é composta essencialmente por mica branca e arsenopirita. A mica branca ocorre bandada em dois tipos distintos, um mais fino, de cor de interferência cinza (com alguma contribuição de matéria carbonosa?) e outra em bandas mais estreitas de cor de interferência em tons de amarelo e marrom.          Pela amostra de mão pode se interpretar que a mica branca mais fina é a matriz metapelítica da rocha original e a outra é proveniente do hidrotermalismo. A arsenopirita ocorre em todas as bandas, mas preferencialmente na matriz metapelítica, orientada na direção das lamelas micáceas. Não foi observada no veio. Os cristais são euhédricos a subhédricos em losângos, prismas ou acículas, límpidos.          Alguns parecem estar parcialmente consumidos, preservando o habitus impresso na matriz. Em uma banda de sulfetação mais intensa, arsenopirita e pirrotita ocorrem associadas e nitidamente a arsenopirita se forma pelo consumo da pirrotita, preservando seu habitus anédrico a subhédrico e porosidades que lhe conferem um aspecto sujo. Pintas de ouro foram observadas inclusas na arsenopirita desta porção. Por toda porção micácea, cristais diminutos de rutilo estão associados à sulfetação, orientados segundo o plano principal da foliação. Localmente, em associação e interscrescimento com o rutilo, ocorre titanita em cristais maiores, subhédricos, multifacetados.</p>			<p>* Banda micácea: 30%          - Clorita: 15%          - Quartzo matriz: 15%          - Mica branca: 15%          - Arsenopirita: 12%          - Pirrotita: 3%          - Calcopirita: tr          - Ouro nativo: tr</p> <p>*Veio: 70%          - Quartzo: 70%          - Carbonato: 25%          - Clorita: 5%          - Sulfetos: tr</p>
			<p>OBS.:</p>




## 10.2.4 Lâmina MC14

			
Foto da lâmina escaneada	Aspecto geral da rocha. Crenulação	Matriz e cristais fantasmas	Venulação
<p><b>Lâmina: MC14 (amostragem e descrição por CGPorto)</b>  <b>Localização: Alvo Laranjeiras (FCS814, RP - metapelito carbonoso)</b></p>			<p>Porcentagem mineral aproximada:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Matéria carbonosa: 30%</li> <li>- Mica Branca: 35%</li> <li>- Quartzo/plagioclásio: 10%</li> <li>- Cristal fantasma (rutilo?): 15%</li> <li>- Sulfetos: tr</li> <li>- Venulação: 10%</li> <li style="padding-left: 20px;">Carbonato: 30%</li> <li style="padding-left: 20px;">Quartzo: 55%</li> <li style="padding-left: 20px;">Clorita: 5%</li> <li style="padding-left: 20px;">Mica Branca: 5%</li> <li style="padding-left: 20px;">Sulfetos: 5 %</li> </ul>
<p><b>Descrição:</b> Granulação extremamente fina com muita matéria carbonosa. Composto por matéria carbonosa, mica branca e quartzo muito fino (silte). É possível que ocorram cristais de albita, mas pela granulação e ausência de maclas não foi possível distingui-los do quartzo. Pode ser classificada como filito carbonoso. Diminutos sulfetos (Po?) ocorrem na matriz. A orientação mineral é bem marcada ao longo de uma foliação denominada como S2. A foliação perpendicular a esta concentra matéria carbonosa e é denominada S3. Há um terceiro plano de orientação mineral seria S0? S1?). Milimétricas vênulas são compostas por quartzo, carbonato, clorita, mica branca, pirita e calcopirita. As vênulas estão dobradas com plano axial paralelo à orientação mineral de S2. Os cristais de pirita nas vênulas são subhédricos, intercrescidos entre quartzo e carbonato ou ocorrem de forma anédrica dentro de cristais de carbonato, às vezes pseudomorfos aos planos de clivagem destes. Calcopirita é traço dentro do veio.</p> <p>Esta amostra localiza-se a 2 metros de um dique DB1 e está no contato com a ZTP. Interessante notar que não há alteração na matriz da rocha, apenas as venulações que apresentam sulfetos. A rocha é muito carbonosa indicando que não houve muita interação com fluidos hidrotermais que consumiriam esta matéria carbonosa, precipitando carbonato.</p>			
<p>DÚVIDAS: Verificar porcentagens minerais.          Verificar 3 plano de orientação mineral.          Os sulfetos na matriz teriam alguma correlação com os sulfetos das vênulas? Ocorre aspy?          Cristal fantasma?</p>			<p>OBS.:</p>

## 10.2.5 Lâmina MC15


			
Foto da lâmina escaneada	Aspecto geral, matriz e vênula N//	Aspecto geral, matriz e vênula NX	Aspecto geral, matriz NX
<p><b>Lâmina: MC15 (amostragem e descrição por CGPorto)</b>  <b>Localização: Alvo Laranjeiras (FCS814, ZTP)</b></p>			<p><b>Porcentagem mineral aproximada:</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Matéria carbonosa: %</li> <li>- Mica Branca: %</li> <li>- Quartzo: %</li> <li>- Sulfetos: %</li> <li>- Venulação: %             <ul style="list-style-type: none"> <li>Carbonato: %</li> <li>Quartzo: %</li> <li>Clorita: %</li> <li>Mica Branca: %</li> <li>Sulfetos: %</li> </ul> </li> </ul>
<p><b>Descrição:</b> Granulação fina. Composta por carbonato, quartzo, mica branca, clorita, pirita, matéria carbonosa, titanita e venulação quartzo-carbonática. Tem textura granolepidoblástica, predominando carbonato e quartzo na matriz. Estes minerais estão orientados, mas a foliação é discreta. Os minerais lamelares são clorita e mica branca e há pirita fina, subhédrica e fraturada disseminada na matriz. Alguns cristais são mais claros, podendo ser pirita arsênica. Além destes, há cristais de pirita grandes, de aspecto "framboedal", aparentemente tardios. Observa-se um pouco de matéria carbonosa não consumida e também restos de titanita. Esta amostra está a 50 cm do contato com o dique. A assembléia mineral é típica de alteração hidrotermal e pode ser denominada como uma "Associação carbonato-quartzo-mica branca-clorita-pirita". A venulação é quartzo-carbonática e os cristais de carbonato são maiores na vênula que na matriz da rocha. Observa-se que o carbonato migra das bordas externas da vênula para a matriz da rocha, sugerindo que as vênulas tenham sido os condutos de infiltração do fluido que, migrando para a matriz por difusão, consumiu a matéria carbonosa e precipitou o carbonato, pela seguinte reação de hidratação:  <math>C \text{ (matéria carbonosa)} + H_2O \text{ (fluido)} = CO_2 + CH_4.</math>  O <math>CH_4</math> segue no fluido.</p>			
<p><b>DÚVIDAS:</b> Verificar porcentagens minerais.  Verificar se a titanita é hidrotermal ou é um mineral do dique em contato com esta amostra.  Verificar a relação entre a pirita fina na matriz e a pirita grossa.  Há nucleação de quartzo na matriz?</p>			<p><b>OBS.:</b></p>

## 10.2.6 Lâmina MC17

			
Foto da lâmina escaneada	Fotomicrografia: Aspecto geral matriz. N//	Fotomicrografia: Aspecto geral matriz. NX	Fotomicrografia: Cb, Clo (Fe), Ilm e Tit. NX
<p><b>Lâmina:</b> MC17 (amostragem e descrição por CGPorto)  <b>Localização:</b> Alvo Laranjeiras (FCS814, Dique DB1)</p>			<p><b>Porcentagem mineral aproximada:</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Clorita: 40%</li> <li>- Quartzo matriz: 20%</li> <li>- Carbonato matriz: 22%</li> <li>- Ilmenita: 10%</li> <li>- Rutilo: 5%</li> <li>- Titanita: 2%</li> <li>- Epidoto: 1%</li> <li>- Sulfetos: traços</li> </ul>
<p><b>Descrição:</b> Xisto verde. Quartzo-carbonato-clorita xisto. Muito alterada em relação à textura e aos minerais ígneos originais. Apresenta ilmentia, titanita e rutilo (leucoxênio).</p>			


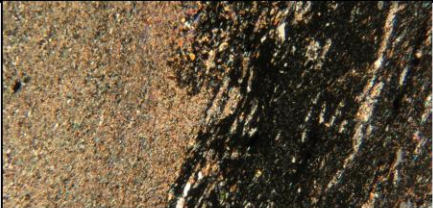
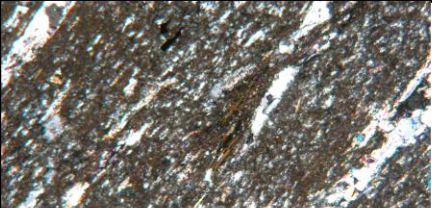
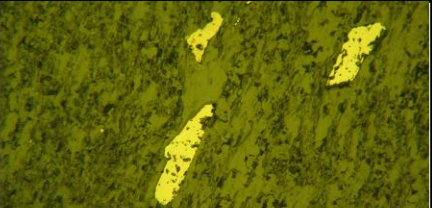


## 10.2.7 Lâmina MC18

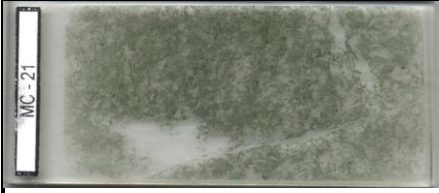
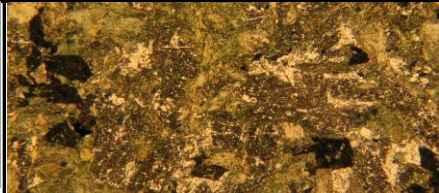
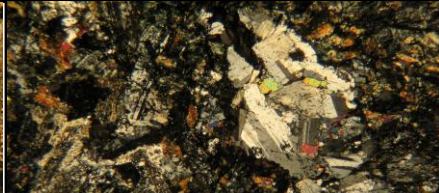
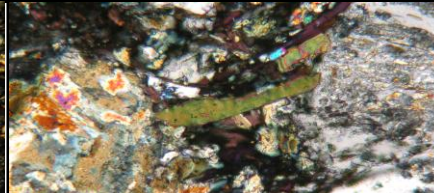
			
Foto da lâmina escaneada	Fotomicrografia: Aspecto geral matriz. N//	Fotomicrografia: Aspecto geral matriz. NX	Fotomicrografia: Qz com sombra de pressão
<p><b>Lâmina: MC18 (amostragem e descrição por CGPorto)</b>  <b>Localização: Alvo Laranjeiras (FCS814, ZTP)</b></p>			<p>Porcentagem mineral aproximada:</p>
<p><b>Descrição:</b> Amostra de mão típica de ZTP. Microscopicamente, textura granolepidoblástica com foliação anastomosada, aspecto bem deformado. Matriz de granulação fina com porfiroclastos de quartzo de granulação grossa. Cerca de 25% da lâmina é ocupada por um veio de quartzo com carbonato subordinado e clorita nas bordas. A matriz da ZTP é formada por mica branca e quartzo muito finos, com esparsos cristais de plagioclásio de granulação fina a média e clorita subordinada. Não há carbonato na matriz, só nos veios. Os porfiroclastos de quartzo parecem ser relictos da metagrauvaca alterada na ZTP. Alguns parecem recristalizados, límpidos, com apresentam extinção reta ou somente um pouco ondulante. Outros exibem cauda ou sombra de pressão e estão parcialmente consumidos, formando quartzo e mica branca da sombra de pressão. A deformação da matriz micácea em torno dá o aspecto anastomosado. Turmalina ocorre como traço.</p> <p>Apresenta sulfetos como acessórios e um material fino e escuro estirado. Pode ser rutilo, ilmenita ou sobras de matéria carbonosa? Muito fino, difícil de interpretar.</p> <p>Os sulfetos ocorrem preferencialmente na matriz, junto às porções mais granoblásticas.</p> <p>Também ocorre incluso no quartzo recristalizado. Parece haver duas gerações de sulfetos, uma na matriz e outra geração de sulfetos mais límpidos, habitus prismático/acicular. Parece ser Py (mais clara com baixa reflectância) com inclusões de Po (um pouco mais amarela, reflectância semelhante ou um pouco mais</p>			<ul style="list-style-type: none"> <li>- Mica Branca: 20%</li> <li>- Quartzo matriz: 15%</li> <li>- Porfiroclastos: 15%</li> <li>- Plagioclásio: 5%</li> <li>- Turmalina: tr</li> <li>- Rutilo: 3%</li> <li>- Sulfetos: 3% (+Po, -Py, Cpy tr)</li> <li>- Venulação: 25%</li> <li>Carbonato: 15%</li> <li>Quartzo: 70%</li> <li>Clorita: 15%</li> <li>Sulfetos(Po): tr</li> </ul>
<p><b>DÚVIDAS:</b> Verificar porcentagens minerais.          Conferir se é cauda ou sombra de pressão nos porfiroclastos de quartzo          Definir os sulfetos: Pirita / pirrotita e ou ullmanita          Falar mais dos veios</p>			<p>OBS.:</p>




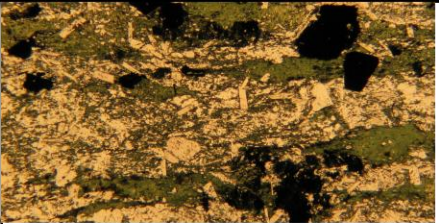
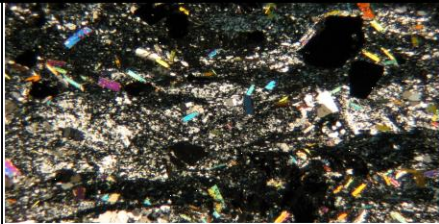
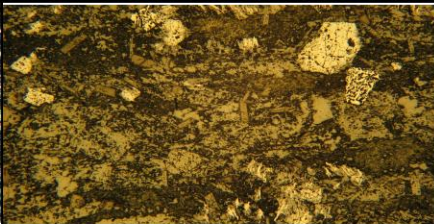
## 10.2.8 Lâmina MC20

			
<p>Foto da lâmina escaneada</p>	<p>Fotomicrografia: contato banda micácea e banda de rutilo</p>	<p>Fotomicrografia: banda de rutilo, aspecto de textura ofítica</p>	<p>Fotomicrografia: pirrotita na banda micácea</p>
<p><b>Lâmina: MC20 (amostragem e descrição por CGPorto)</b>  <b>Localização: Alvo Laranjeiras (FCS814, ZTP)</b></p>			<p><b>Porcentagem mineral aproximada:</b></p>
<p><b>Descrição:</b> A amostra se divide em 2 porções. Uma metade de granulação fina, lepidogranoblástica, composta por mica branca orientada e quartzo fino também orientado e segregado (?) em microvênulas. Nestas a extinção é reta ou levemente ondulante. Os sulfetos estão também orientados no mesmo plano micáceo e associados ao quartzo. Trata-se de pirrotita. Frequentemente ocorre um sulfeto mais claro dentro da Po. Localmente observa-se blastos de clorita que cresce em direção contária à orientação mineral, juntamente com alguns poucos cristais de mica branca. Parece ter aglomerados de rutilo também, muito diminutos, localizado. Porção interpretada como ZTP, de origem metassedimentar. A outra metade exibe um contato contrastante e bem marcado. A rocha apresenta textura ofítica, matriz muito fina de cor castanho escuro com cristais pequenos de cor cinza e aglomerados tabulares de mica branca, albita e quartzo. Estes prismas parecem ser cristais fantasmas, relictos de um plagioclásio original já consumido. A sulfetação é bem menor que na porção ZTP. A matriz é formada por rutilo e plagioclásio. Pouca clorita, carbonato não foi observado. Porção interpretada como ZTB, originalmente uma metamáfica alterada hidrotermalmente para uma associação rutilo, mica branca, quartzo, albita e clorita. Plagioclásio relictos.</p>			<p>ZTP</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Mica Branca: 45%</li> <li>- Quartzo matriz: 30%</li> <li>- Quartzo recrist (microvên.): 5%</li> <li>- Sulfetos: 5% (pirrotita)</li> <li>- Clorita: 2%</li> <li>- Rutilo: 3%</li> </ul> <p>ZTB</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Rutilo: 40%</li> <li>- Plagioclásio: 15%</li> <li>- Albita: 10%</li> <li>- Mica Branca: 30%</li> <li>- Clorita: 5%</li> <li>- Sulfetos: tr</li> </ul>
<p><b>Observações:</b> Das amostras do furo FCS814, esta é a que tem maior conteúdo em Ti, 2% elemental. 3,5% TiO<sub>2</sub> e 19% em Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Pouquíssimo conteúdo em CO<sub>2</sub> e C.</p>			

## 10.2.9 Lâmina MC21


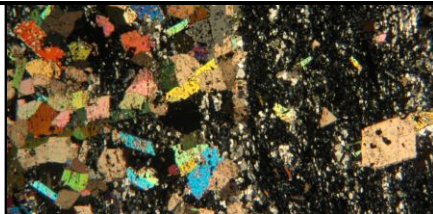
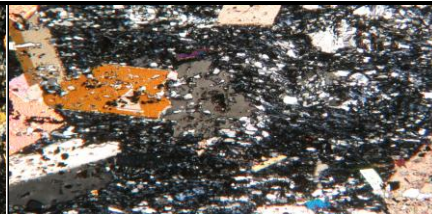
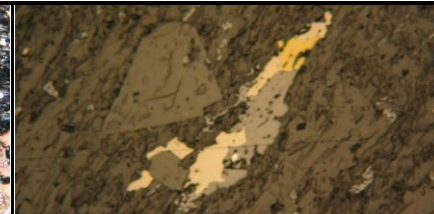
			
<p>Imagem da lâmina escaneada</p>	<p>Fotomicrografia: Aspecto geral do dique máfico.</p>	<p>Fotomicrografia: Veio de albita.</p>	<p>Fotomicrografia: Anfibólio, biotita e plagioclásio saussuritizado.</p>
<p><b>Lâmina: MC21 (amostragem e descrição por CGPorto)</b>  <b>Localização: Alvo Laranjeiras (FCS814, Dique DB1)</b></p>			<p><b>Porcentagem mineral aproximada:</b></p>
<p><b>Descrição:</b> Composta por plagioclásio, anfibólio, quartzo, clorita, biotita, tremolita-actinolita, titanita e ilmenita. Um veio de albite e um bucho de quartzo/carbonato cortam a matriz. A textura da rocha é "ofítica/sub-ofítica". O plagioclásio é cálcico e encontra-se muito saussuritizado (metamorfismo). O anfibólio de cor verde oliva-amarronzado (hornblenda, provavelmente) está alterado para clorita. A lâmina apresenta biotita de cor verde (?) alterando-se para clorita. A ilmenita está sendo consumida e formando titanita. Agulhas de tremolita-actinolita são de origem hidrotermal, bem como o veio de albite, neoformada, muito límpida, característica em diques máficos. Sulfetos são traços (Po, Py e Cpy). Há também um veio (bucho) de quartzo/carbonato.</p>			<ul style="list-style-type: none"> <li>- Anfibólio: 20-25%</li> <li>- Plagioclásio: 25-30%</li> <li>- Epidoto: 5%</li> <li>- Clorita: 10%</li> <li>- Biotita: 3%</li> <li>- Tremolita-actinolita: 3%</li> <li>- Quartzo matriz: 5%</li> <li>- Carbonato matriz: 3%</li> <li>- Titanita: 10%</li> <li>- Ilmenita: 2%</li> <li>- Sulfetos: traços</li> <li>- Veio1: 5%             <ul style="list-style-type: none"> <li>Albite: 5%</li> <li>Carbonato: 50%</li> <li>Quartzo: 35%</li> <li>Clorita: 10%</li> </ul> </li> <li>- Veio2: 3%             <ul style="list-style-type: none"> <li>Albite: 75%</li> <li>Carbonato: 5%</li> <li>Quartzo: 5%</li> <li>Clorita: 10%</li> <li>Mica Branca: 5%</li> </ul> </li> </ul>

10.2.10 Lâmina MC22


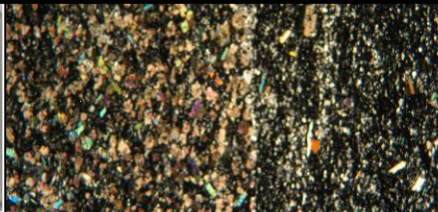
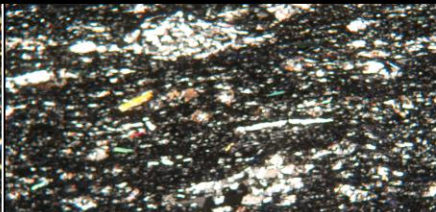

			
<p>Imagem da lâmina escaneada</p>	<p>Fotomicrografia: Aspecto geral da rocha.</p>	<p>Fotomicrografia: Aspecto geral da rocha.</p>	<p>Fotomicrografia: Aspecto geral da rocha.</p>
<p><b>Lâmina: MC22 (amostrado por CGPorto)</b>  <b>Localização: Alvo Laranjeiras (FCS814, Dique DB1)</b></p>			<p><b>Porcentagem mineral aproximada:</b></p>
<p><b>Descrição:</b> Rocha bem mais alterada que a lâmina MC-21, núcleo do mesmo dique. Textura xistosa, foliada. Formada por clorita, muscovita, quartzo, epidoto, titanita, ilmenita, magnetita e traços de zircão e sulfetos. Não há mais anfibólio, nem plagioclásio nesta amostra, muito mais alterada e xistificada que a MC-21. A ilmenita está muito alterada para titanita. Cristais de magnetita são euhédricos, posteriores, sobrecrescidos na matriz. Lâminas de mica branca são grandes, muscovita, também sobrecrescidos. A matriz é clorítica, com quartzo e epidoto.</p>			<ul style="list-style-type: none"> <li>- Clorita: 25-30%</li> <li>- Quartzo: 25-30%</li> <li>- Epidoto: 10%</li> <li>- Muscovita: 10%</li> <li>- Titanita: 15%</li> <li>- Ilmenita: 5%</li> <li>- Magnetita: 5%</li> <li>- Zircão: traço</li> <li>- Sulfetos: traços</li> </ul>
<p><b>DÚVIDAS:</b> Verificar se tem veio de quartzo, uma descrição cita a outra não.  Magnetita é hidrotermal?  O sulfeto (traços) é pirita ou pirrotita?</p>			<p><b>OBS.:</b></p>




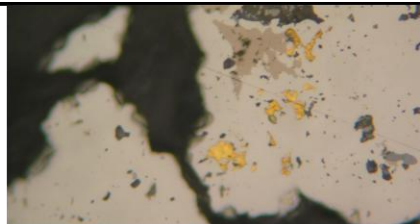
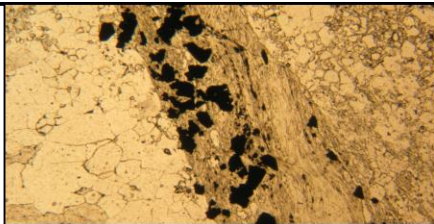
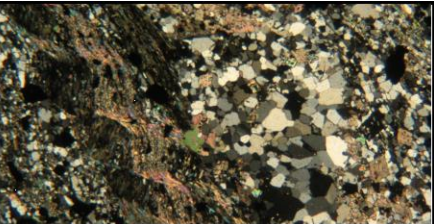
## 10.2.11 Lâmina MC23

			
<p>Imagem da lâmina escaneada</p>	<p>Fotomicrografia: Aspecto da banda rica em carbonato sobrecrecido</p>	<p>Fotomicrografia: Carbonato e albita sobrecrecidos na matriz quartzo clorítica</p>	<p>Fotomicrografia: Rutilo, pirrotita e calcopirita</p>
<p><b>Lâmina: MC23 (amostragem e descrição por CGPorto)</b>  <b>Localização: Alvo Laranjeiras (FCS814, ZTB)</b></p>			<p><b>Porcentagem mineral aproximada:</b></p>
<p><b>Descrição:</b> A amostra se divide em 2 porções com contato bem marcado. Uma metade apresenta coloração mais esverdeada e textura xistosa, granolepidoblástica, granulação grossa. A matriz apresenta quartzo, clorita e rutilo (ou titanita?). Os minerais da matriz estão estirados, bem orientados em uma direção, com aspecto "quase milonítico"? A clorita é fina e apresenta cor de anisotropia azul a cinzento. O quartzo é também fino, com extinção ondulante e localmente parece haver restos de plagioclásio já totalmente alterado. Epidoto é raro. O rutilo (ou titanita?) apresenta-se em cristais diminutos, separados ou formando pequenos agregados "esfarrapados" que podem ser esqueletais de titanita ou ilmenita. Na borda da lâmina ocorre um cristal grande de pirrotita estirada no mesmo plano de orientação da matriz. O cristal é irregular, "esfarrapado" e apresenta uma ou duas faces ipidiomórficas. Sobrecrecidos nesta matriz, há uma associação de carbonato (+++), muscovita (++) e albita (+) sem orientação preferencial. A albita é límpida com incipiente alteração para epidoto.</p>			<p>Zona da clorita em ZTB</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Clorita: 20-25%</li> <li>- Quartzo: 15-20%</li> <li>- Rutilo: 10%</li> <li>(ou titanita?)</li> <li>- Plagioclásio: tr</li> <li>- Sulfetos: 3% (pirrotita)</li> <li>- Carbonato: 20-25%</li> <li>- Albita: 5%</li> <li>- Mica Branca: 20%</li> </ul>
<p>A outra porção da lâmina apresenta a mesma matriz, com mais quartzo que clorita (granolepidoblástica). Há duas distinções, a abundância de carbonato sobreimpresso, o que confere à rocha uma coloração mais clara. E a sulfetação mais expressiva com pirrotita e calcopirita associada. Esta pirrotita é bem distinta da pirrotita xenomórfica e suja da outra porção. Os cristais são menores, límpidos e apresentam habitus "acicular" orientados no plano principal da matriz. Parecem-se com os cristais de aspy (habitus). Como a matriz parece a mesma, deve ser uma ZTB. Não há nada indicativo de que é uma porção de metapelite, pelo contrário, é um xisto verde. clorita-quartzo-mica branca-carbonato xisto</p>			<p>Zona do carbonato em ZT?</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Clorita: 10-15%</li> <li>- Quartzo: 15-20%</li> <li>- Carbonato: 30%</li> <li>- Mica Branca: 15%</li> <li>- Albita: 5-10%</li> <li>- Sulfetos: 5% (po), tr (cpy)</li> <li>- Rutilo: 2%</li> <li>- Titanita: 3%</li> </ul>

## 10.2.12 Lâmina MC24


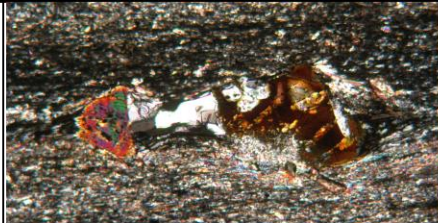

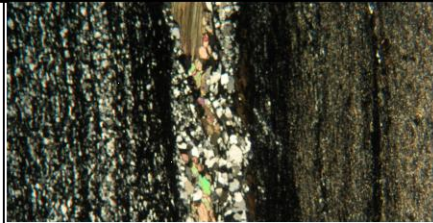
			
<p>Imagem da lâmina escaneada</p>	<p>Fotomicrografia: transição entre as duas zonas</p>	<p>Fotomicrografia: zona quartzo-clorítica</p>	<p>Fotomicrografia: Pirrotita, calcopirita e rutilo</p>
<p><b>Lâmina: MC24 (amostragem e descrição por CGPorto)</b>  <b>Localização: Alvo Laranjeiras (FCS814, ZTB)</b></p>			<p><b>Porcentagem mineral aproximada:</b></p>
<p><b>Descrição:</b> Transição da amostra anterior (MC23) saindo do dique para a ZTP. Ainda em ZTB pela amostra de mão.</p> <p>A porção mais esverdeada (com sulfetos) tem granulação mais grossa que a outra porção. Distintamente da MC23, esta matriz é clorita e carbonato fino, orientado. Não tem o carbonato sobrecrescido. Quartzo é subordinado e muito menos abundante. A mica branca também apresenta granulação menor que a MC23 e a maioria dos cristais está orientado, mas percebe-se que é a última fase impressa. Alguns são transversais. Apresenta titanita e rutilo (distintos) e pirrotita. 2 cristais da pirrotita esfarrapada, xenomórfica e os outros, disseminados, como Po límpida, de habitus mais prismático, "acicular". Plagioclásio traço na matriz e albita também não orientada (parece ser da mesma fase da mica branca). Trata-se de um clorita-carbonato xisto. Esta porção é continuidade da porção "zona do carbonato" da lâmina MC23, está a 40 cm de distância e não apresenta os romboedros sobrecrescidos. Na outra não tem carbonato na matriz.</p> <p>O contato com a porção mais clara e sem sulfetos é marcado por uma zona milimétrica de carbonatação intensa. Esta porção da lâmina parece a olho nú ser de menor granulação, mas não é.</p> <p>Apresenta um bandamento entre níveis de carbonatação e outros níveis cloríticos, onde predomina a matriz com clorita e quartzo. Nas bandas de carbonatação, o carbonato apresenta granulação um pouco maior, mas mantém-se orientado conforme a clorita da matriz. A banda de matriz clorita e quartzo apresenta textura anastomosada (milonítica?), há agregados de quartzo deformados como olhos.</p> <p>O contato é marcado por esta zona de carbonatação e uma microvênula de quartzo límpido. Percebe-se sutilmente que a orientação da clorita da matriz faz ângulo de baixo grau com este contato e com a vênula.</p>			<p>ZTB</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Clorita: 20-25%</li> <li>- Carbonato: 20-25%</li> <li>- Mica Branca: 15-20%</li> <li>- Quartzo: 5-10%</li> <li>- Rutilo: 2%</li> <li>- Titanita: 3%</li> <li>- Plagioclásio: tr</li> <li>- Sulfetos: 5-10% (pirrotita)</li> <li>- Albita: 5%</li> </ul> <p>Zona bandada em Clo e Cb</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Clorita: 20-25%</li> <li>- Quartzo: 10-15%</li> <li>- Mica Branca: 15%</li> <li>- Albita: 5-10%</li> <li>- Sulfetos: tr</li> <li>- Rutilo: 2%</li> <li>- Titanita: 3%</li> </ul>

### 10.2.13 Lâmina MC31

			
<p>Foto da lâmina escaneada</p>	<p>Fotomicrografia: Au nativo em cristal de Aspy c/ Po inclusa</p>	<p>Fotomicrografia: Aspecto geral, vênulas e bandas (Clo + Aspy + Po)</p>	<p>Fotomicrografia: Crenulação de S3, sobre matriz</p>
<p><b>Lâmina: MC31 (amostragem e descrição por CGPorto)</b>  <b>Localização: Alvo Cachorro Bravo (FCS628, minério em ZTP)</b></p>			<p><b>Porcentagem mineral aproximada:</b></p>
<p><b>Descrição:</b> Associação carbonato-mica branca-clorita-quartzo-sulfeto. Hidrotermalito composto por carbonato, mica branca, clorita, quartzo, sulfetos e ouro nativo. Veios e venulações de quartzo predominante, de granulação grossa, com extinção ondulante. Poucos sulfetos ocorrem dentro do veio. Nas bordas, principalmente nos níveis cloríticos há intensa sulfetação de arsenopirita, com pirrotita subordinada e traços de calcopirita e ouro nativo. A arsenopirita é ipidiomórfica, às vezes xenomórfica. Os cristais são amarelo muito claro e anisotropia azul claro e marrom. Estão sujos, não são cristais límpidos como ocorre a arsenopirita em outras lâminas. Ouro nativo foi identificado em 4 cristais de arsenopirita, totalmente incluso e de granulação extremamente fina. A matriz em torno aos veios e vênulas é composta por clorita de cor de anisotropia verde musgo e mica branca, muito fina. Quartzo diminuto, levemente estirado também ocorre na matriz, e é difuso em relação a microvênulas brechadas, parecendo ser uma silicificação na matriz.</p> <p>A rocha apresenta intensa orientação e deformação em um plano de estiramento principal ("S2"). Todos os sulfetos, minerais lamelares e veios seguem esta orientação. Observa-se a crenulação "S3" que atinge principalmente a matriz de mica branca e clorita.</p> <p>Apenas ondula os veios e não reorienta os sulfetos.</p>			<ul style="list-style-type: none"> <li>* Bandas micáceas: 60%</li> <li>- Clorita: 15%</li> <li>- Quartzo matriz: 15%</li> <li>- Mica branca: 15%</li> <li>- Arsenopirita: 12%</li> <li>- Pirrotita: 3%</li> <li>- Calcopirita: tr</li> <li>- Ouro nativo: tr</li> <li>* Venulações: 40%</li> <li>- Quartzo: 70%</li> <li>- Carbonato: 20%</li> <li>- Clorita: 10%</li> <li>- Sulfetos: tr</li> </ul>
<p><b>DÚVIDAS:</b> Qual o mineral de titânio? É titanita? É hidrotermal?</p>			<p>OBS.: Amostra com 20,25g/t Au Corresponde ao corpo 211</p>



## 10.2.14 Lâmina MC32

			
<p>Imagem da lâmina escaneada</p>	<p>Fotomicrografia: Microporfiroblasto de turmalina</p>	<p>Fotomicrografia: Aspecto geral vên, bandas qtz/mb</p>	<p>Fotomicrografia: Aspecto geral vên, bandas qtz/mb</p>
<p><b>Lâmina: MC32 (amostragem e descrição por Cecília Germano Porto)</b></p>			<p><b>Porcentagem mineral aproximada:</b></p>
<p><b>Localização: Alvo Cachorro Bravo (FCS628, ZTP após o minério)</b></p>			
<p><b>Descrição:</b> Quartzo-mica branca-clorita-xisto com turmalina e titanita, cortado por micro venulações quartzo-carbonáticas. A matriz é essencialmente quartzo-clorítica, com bandas lepidoblásticas e outras granolepidoblásticas. A clorita da matriz é muito fina, cor de anisotropia cinza esverdeado. Associada à clorita na matriz, ocorre mica branca em menor proporção, cor de interferência em tons de bege e colorido. O quartzo é fino, está estirado e apresenta extinção ondulante. Nesta matriz ocorrem inúmeros diminutos cristais de titanita que têm relevo destacado, hábito euhédrico e está na maioria das vezes orientada no plano de deformação, mas não exibe sombras de pressão. Também ocorrem vários cristais pequenos de turmalina, em porfiroblastos com sombra de pressão de clorita e quartzo. Cristais de ilmenita com hábito prismático, bem formada ocorrem como acessório. Não foi observado carbonato na matriz, nem sulfetos. A rocha apresenta intensa orientação e deformação em um plano de estiramento principal ("S2"). Uma clivagem de crenulação perpendicular ao "S2", marca o plano denominado ("S3"). As microvenulações estão orientadas no plano principal "S2", apresentam contatos retilíneos, bem definidos em relação à matriz. A maioria das vênulas é essencialmente quartzosa, com clorita e carbonato subordinados. O quartzo é fino a médio, cristais anédricos de extinção reta, às vezes ondulante, não está estirado como o quartzo da matriz. Algumas vênulas apresentam mais carbonato, na porção central, seguindo a mesma orientação do quartzo. A clorita do veio é maior e de cor de anisotropia verde musgo, ocorre principalmente nas bordas dos veios. O plano "S3" apenas ondula as vênulas, mas não</p>			<ul style="list-style-type: none"> <li>- Clorita: 30%</li> <li>- Quartzo matriz: 25%</li> <li>- Titanita: 3%</li> <li>- Turmalina: 3%</li> <li>- Ilmenita: tr</li> <li>- Venulações: 30%</li> <li>- Quartzo: 60%</li> <li>- Carbonato: 20%</li> <li>- Clorita: 20%</li> </ul>