

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

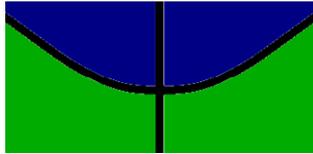
**GEOLOGIA E CONTROLE ESTRUTURAL DOS VEIOS
MINERALIZADOS EM OURO DOS DEPÓSITOS COCAL E OURO
FINO, GRUPOS PARANOÁ E SERRA DA MESA, NORTE DE GOIÁS**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 401

RICARDO LUIZ DE MORAIS LOBO

BRASÍLIA - DF

2017



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**GEOLOGIA E CONTROLE ESTRUTURAL DOS VEIOS MINERALIZADOS EM
OURO DOS DEPÓSITOS COCAL E OURO FINO, GRUPOS PARANOÁ E SERRA
DA MESA, NORTE DE GOIÁS**

Ricardo Luiz de Moraes Lobo

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, como requisito para obtenção do título de Mestre em Geociências, área de concentração Geologia Econômica e Prospecção Mineral.

Orientador: Prof. Dr. Valmir da Silva Souza

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Valmir da Silva Souza (UnB)

Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro (UFPA)

Prof. Dr. Luis Gustavo Ferreira Viegas (UnB)

Data da Aprovação: 29/09/2017

AGRADECIMENTOS	13
RESUMO	15
ABSTRACT	16
1. APRESENTAÇÃO	17
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	17
1.3 MOTIVAÇÃO DA PESQUISA E OBJETIVOS.....	18
1.4 SISTEMÁTICA DE TRABALHO.....	18
1.5 PROCEDIMENTOS ANALITICOS.....	19
1.6 CONTEXTO GEOLÓGICO	22
1.6.1 GRUPO SERRA DA MESA	26
1.6.2 GRUPO PARANOÁ	26
1.7 ROCHAS/PETROGRAFIA.....	37
1.7.1 Petrografia dos Filitos.....	37
1.7.2 Petrografia dos quartzitos	46
1.7.3 Petrografia dos calcários	47
1.7.4 Petrografia dos diabásios	49
1.7.5 Petrografia dos opacos.....	49
1.7.6 Microtectônica.....	51
1.7.7 Rochas do Depósito Ouro Fino	55
2. GEOLOGIA ESTRUTURAL	57
2.1 DEPÓSITO COCAL.....	58
2.1.1 Deformação Dúctil- Rúptil.....	58
2.1.2 Deformação Rúptil - Dúctil.....	68
2.1.3 Deformação Rúptil.....	70
3. GEOMETRIA DOS VEIOS DE QUARTZO	73
3.1 DEPÓSITO COCAL.....	73
3.1.1 Veios e Venulações de Quartzo Sintectônicas (VST)	73
3.2 VEIOS TARDITECTÔNICOS (SISTEMA VTT)	74
3.2 DEPÓSITO OURO FINO	82
3.2.1 Deformação Dúctil - Rúptil.....	82
3.2.2 Geometria dos Veios de Quartzo do Depósito Ouro Fino	84
4. ESTUDO DE ISÓTOPOS	89
4.1 ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO	90
4.2 ISÓTOPOS DE ENXOFRE	91

5. ALTERAÇÃO HIDROTERMAL.....	91
6. MINERALIZAÇÃO DE OURO.....	93
7. DISCUSSÃO.....	100
7.1 DEFORMAÇÃO DÚCTIL - RÚPTIL.....	100
7.2 DEFORMAÇÃO RÚPTIL - DÚCTIL.....	102
7.3 DEFORMAÇÃO RÚPTIL.....	103
7.1 ANÁLISE COMPARATIVA.....	118
8. CONCLUSÕES.....	123
9. BIBLIOGRAFIA.....	126

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localização dos depósitos de ouro Cocal e Ouro Fino. Escala indicada (modificado de Cordeiro <i>et al.</i> 2014).....	17
Figura 2. Faixa Brasília e seus domínios geotectônicos; ZE - Zona Externa; ZI - Zona Interna; AM - Arco Magmático; FRB - Falha do Rio dos Bois; FRM - Falha do Rio Maranhão. Depósitos Cocal e Ouro Fino indicados. (Modificado de D'el-Rey Silva <i>et al.</i> , 2008).....	23
Figura 3. Subdivisão tectônica das unidades supracrustais da Faixa Brasília de acordo com seus principais ambientes deposicionais e localização dos depósitos auríferos estudados. Modificado de Pimentel <i>et al.</i> ,2011.....	24
Figura 4. Distribuição do Grupo Paranoá na Faixa Brasília e localização dos Depósitos Cocal e Ouro Fino. Modificado de Campos <i>et al.</i> , 2013. Escala indicada.	28
Figura 5. Coluna estratigráfica do Grupo Paranoá com o posicionamento estratigráfico do Depósito Cocal. Modificado de Campos <i>et al.</i> , 2013.	29
Figura 6. Mapa litoestrutural da região onde se insere o Depósitos Cocal, com a Falha do Rio Maranhão e as rampas frontal e laterais (em vermelho) interpretadas por Del Rey Silva <i>et al.</i> ,2008. BA=Complexo Máfico-ultramáfico de Barro Alto; NQ= Complexo Máfico-Ultramáfico de Niquelândia;FRM= Falha do Rio Maranhão; RLN=Rampa lateral de Niquelândia; RLT=Rampa Lateral de Taveiras; RFN= Rampa frontal de Niquelândia; Depósito Cocal indicado. Modificado de Del Rey Silva <i>et al.</i> ,2008.	32
Figura 7. Distribuição estatística das superfícies e foliações S_0 , S_1 , S_2 , lineações L_x e L_{2-0} e famílias p , r e s de veios de quartzo no Domínio Central da Falha do Rio Maranhão (projeção estereográfica Schmidh-Lambert hemisfério inferior). Modificado de D'el-Rey Silva, 2008.	34

Figura 8. Mapa geológico-estrutural do Depósito Cocal com seus subdomínios e principais estruturas mostradas nos estereogramas (Rêde Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) de polos da foliação S_1 , Lineação de interseção $Li_{(S_1/S_2)}$, família de veios de quartzo auríferos (VTT_1) e diagrama de fraturas. Escala indicada.....	39
Figura 9. Mapa geológico-estrutural do Depósito Ouro Fino com as principais estruturas mostradas nos estereogramas (Rêde Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) de polos da foliação S_1 , Lineação de interseção $Li_{(S_1/S_2)}$ e família de veios de quartzo auríferos (VTT_2). Escala indicada.....	40
Figura 10. Tabelas de classificação morfológica de foliações (A) e lineações (B) segundo Cray 1977, Powell 1979 (in: Twiss e Moores, 2007).	58
Figura 11. Depósito Cocal. Distribuição estatística das atitudes da foliação S_1 – foliação contínua nos filitos e disjuntiva em quartzitos. Rede Schmidt- Lambert – hemisfério inferior – Diagrama de planos e contorno da frequência de polos.....	60
Figura 12. De cima para baixo: garimpos Morro do Avião, Getúlio e Branca. Distribuição estatística das atitudes da foliação S_1 – foliação contínua nos filitos e disjuntiva em quartzitos (Rede Schmidt-Lambert – hemisfério inferior) – Diagrama de planos e contorno da frequência de polos.	61
Figura 13. Depósito Cocal. Distribuição estatística da lineação de grão mineral L_x (A) e de lineação de interseção $Li_{(S_1/S_2)}$ (B) em filitos e quartzitos. Rêde Schmidt-Lambert, hemisfério inferior - Diagrama de contorno de frequência.	65
Figura 14. Distribuição estatística dos planos (em A) e contornos para os respectivos polos (em B) da foliação S_3 . Rêde Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.	68
Figura 15. Depósito Cocal. Distribuição estatística dos planos de fraturas. Rêde Schmidt-Lambert, hemisfério inferior e Diagrama de roseta.....	70
Figura 16. Depósito Cocal. Distribuição estatística dos planos (A) e de contorno dos polos (B) da família de veios de quartzo tarditectônicos (VTT_1). Rêde Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.	79
Figura 17. Seção geológica (Seção CD na Figura 9) do Depósito Cocal, garimpos Getúlio e Morro do Avião, mostrando as relações geométricas entre a foliação S_1 , veios sintectônicos (VST), veios tarditectônicos (VTT_1) e zona de alteração do Garimpo do Getúlio. Escala indicada.	80
Figura 18. Seção integrada geologia – geoquímica - sondagem (Seção AB na Figura 9) do Subdomínio Morro do Avião mostrando as relações geométricas entre as famílias VTT_1 / VST, foliação S_1 e teores de ouro em sondagem rotativa a diamante. Na porção direita dique de diabásio interceptado em sondagem Modificado de Silva, 1996. Escala indicada.	81
Figura 19. Enxame de veios de quartzo auríferos (Família VTT_2 - traços amarelos) do Depósito Ouro Fino e área de estudo (polígono branco) sobre imagem Google. Escala indicada. Fonte: Google Earth, 2017 (modificada).	83

Figura 20. . Depósito Ouro Fino. Distribuição estatística dos planos e de contorno dos polos da Foliação S_1 e família de veios de quartzo sintectônicos (VST). Rêde Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.....	85
Figura 21. Depósito Ouro Fino. Distribuição estatística dos planos (A) e de contorno dos polos (B) da família de veios de quartzo tarditectônicos (VTT_2). Rêde Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.	86
Figura 22. Seção geológica (Seção AB na Figura 10) do Depósito Ouro Fino , mostrando as relações geométricas entre a foliação S_1 , veios sintectônicos (VST), veios tarditectônicos (VTT_2). Escala indicada.	88
Figura 23. Variação de razão isotópica para carbono, oxigênio e enxofre em rochas do Depósito Cocal	89
Figura 24. Depósitos de ouro no Grupo Paranoá e Serra da Mesa. Mostra os agrupamentos de mineralizações auríferas dos distritos auríferos de Niquelândia (a sul) e Rio do Carmo (a norte). Escala original 1:500.000 (modificado de Moreira <i>et al</i> , 2008).	96
Figura 25. Variação da composição química de ouro associado à pirita e livre, em veio de quartzo. Enriquecimento em prata na fase sulfetada. Análise em microsonda eletrônica. Fotos extraídas do texto. Depósito Cocal.	98
Figura 26. Depósito Cocal. Vista 3D em perfil EW dos garimpos Getúlio e Morro do Avião, representação esquemática da geometria da foliação S_1 (setas amarelas e estereograma) e possíveis rampas frontais de cisalhamento. Mirada para norte. Imagem Google modificada. Escala vertical exagerada (2x).	101
Figura 27. Depósito Ouro Fino. A) Anomalias magnéticas regionais (sinal analítico do campo magnético total) relacionadas a diques básicos no (Modificado de LASA, 2006. B) Dique básico decamétrico (vide Foto 13 – item Petrografia). Em amarelo, veios de quartzo auríferos. Grade em UTM SIRGAS2000 Z22.	103
Figura 28 Modelo esquemático que mostra a geometria das famílias sintectônica (VST) e tarditectônica (VTT_1 e VTT_2) de veios e suas relações com os principais elementos estruturais identificados nas rochas (filitos, quartzitos, calcários) dos Domínios Cocal e Ouro Fino. Em A, B, C e D, E, F respectivamente, tratamento estatístico da foliação S_1 , lineação de interseção $Li_{(S1/S2)}$ e Veios de quartzo tarditectônicos / foliação S_3 nos dois domínios.	105
Figura 29. Domínio geotectônico dos depósitos de ouro orogênico em orógenos colisionais. (modificado de Mitchell & Garson, 1981 in: Robb, 2005).	107
Figura 30. Cinturão de ouro orogênico que ornamenta a Falha do Rio Maranhão entre os distritos auríferos de Niquelândia e Rio do Carmo. Escala original 1:500.000 (modificado de Moreira <i>et al</i> , 2008).	108
Figura 31. Historia deformacional dos Depósitos Cocal e Ouro Fino durante os 3 momentos deformacionais principais reconhecidos, envolvendo a capa (Grupo Serra da Mesa) e lapa (Grupo	

Paranoá) da Falha do Rio Maranhão. Em [A] estruturação dos sistemas de falhas e empurrões da Faixa Brasília desenvolvido em regime compressivo EW, com transporte de massa em direção ao Cráton São Francisco – geração da foliação S_1 e veios de quartzo sintectônicos (VST) e mineralização aurífera em zona de cisalhamento de baixo ângulo (GE). . Em [B] continuidade da compressão EW e geração dos veios de quartzo extensionais auríferos (VTT ₁ e VTT ₂) e foliação S_3 . Em [C] deformação descontínua com geração de fraturas, algumas profundas, preenchidas por diques de diabásio (DB) magnéticos.....	110
Figura 32. Geometria da região dos Depósitos Cocal e Ouro Fino ressaltada em imagem [A] Srtm, [B] Ternário (K-Th-U) e [C] Mag - sinal analítico.....	112
Figura 33. Geometria da região dos Depósitos Cocal e Ouro Fino em imagem SRTM interpretada e provável vetor de tensão principal, gerador da foliação S_1 (WNW-ESE). Tracejado em preto e amarelo estruturas regionais (acamamento S_0 / Foliação S_1), em vermelho anomalias magnéticas associadas a diques de diabásio nos depósitos Cocal e Ouro Fino. PA=Grupo Paranoá; SM= Grupo Serra da Mesa; NI= Complexo Máfico- Ultramáfico de Niquelândia; BA= Complexo Máfico- Ultramáfico de Barro Alto.....	113
Figura 34. Traços estruturais desenvolvidos em orógenos compressoriais obtidos a partir de modelamento físico adaptado a região estudada. Depósitos auríferos indicados; BA= Complexo Máfico- Ultramáfico de Barro Alto = BF = Bloco Fixo; BM = Bloco Móvel; F3, F4 empurrões, F1, F2 retrompurrões. Modificado de Silva & Oliveira (2009).....	114
Figura 35. Veios conjugados <i>en-échelon</i> e orientação dos vetores de tensão máxima e mínima. Os veios Tipo II poderiam explicar a geração e geometria das famílias de veios de quartzo auríferos dos	114
Figura 36. Distribuição de valores de $\delta^{18}O$ para os grandes reservatórios terrestres mais comuns. Variação observada no Depósito Cocal indicada. Modificado de Campbel & Larson, 1998.	116
Figura 37. Variação isotópica de $\delta^{34}S$ em depósitos orogênicos hospedados em sedimentos (Depósito Cocal indicado) e a curva de variação de $\delta^{34}S$ em sulfatos na água do mar através do tempo geológico. Modificado de Chang et al., 2008.	117
Figura 38. Quadro comparativo Depósito Cocal x Domínio Ouro Fino. Na coluna da esquerda distribuição estatística do polos dos Veios de quartzo tarditectônicos (VTT), Foliação S_1 e Lineação de intersecção ($Li_{(S1/Sc)}$) no Depósito Cocal e na coluna da direita as correspondentes estruturas no Depósito Ouro Fino.....	120
Figura 39. Modelo evolutivo das zonas estruturais Bendigo e Stawell no orógeno Lachlan, Província aurífera Victoria, sudeste da Austrália (modificado de Willman <i>et al.</i> , 2010).....	121

ÍNDICE DE FOTOS

Foto 1. Aspecto em afloramento dos filitos do Depósito Cocal. (UTM 742.882E/8.387.829N). Mirada para sul.	38
Foto 2. Pintalgações de carbonato nos filitos do Depósito Cocal (UTM 742.905E/8.387.622N). Lapiseira aponta para Az. 270° (Face XY).....	41
Foto 3. Veios de quartzo auríferos (VTT ₁) encaixados nos filitos do Depósito Cocal. Cava de garimpo no Morro do Avião. UTM 743.023E/8.387.258N. Mirada para norte.	42
Foto 4. Amostra RL-CO-T4 (fragmento de testemunho de sondagem coletado em pilha de rejeito). Lente de quartzo - carbonato paralela à foliação principal. Poiquiloblasto de carbonato na extremidade esquerda. Acamamento heterolítico ainda parcialmente preservado. Foto-montagem.	44
Foto 5. Aspectos texturais e mineralógicos em amostra de filito do Depósito Cocal. Face XZ. Fragmento de testemunho de sondagem coletado em rejeito. Morro do Avião. Fotomontagem.	46
Foto 6. Acamamento e laminações em calcários na região do entorno do Depósito Cocal. Vista para sul. RL-CO-106 (UTM 742.939E/8.386.655N).	48
Foto 7. Amostra RL-CO-GET - Cristais de pirita em fácies de alteração quartzo-carbonato-sericita avançado. Garimpo do Getúlio. UTM 742.359E/8.387.656N. Foto-montagem.	50
Foto 8. Lente de quartzo paralela a foliação principal - Extinção ondulante e migração de bordas em quartzo. Notar limites irregulares dos grãos. RL-CO-65 - Face XZ (UTM 743.008E/8.387.266N). ...	52
Foto 9. . Subgrãos em quartzo (vertical) - veio de quartzo. Encaixantes são filitos do Morro do Avião. RL-CO-75B (UTM 742.949E/ 8.387.539N).	53
Foto 10. RL-CO-T4 - Subgrãos em quartzo sugerindo textura tipo “tabuleiro de xadrez” (Paschier&Trouw, 2005). Lente de quartzo – Morro do Avião. Amostra de testemunho de sondagem coletada em pilha de rejeito.....	53
Foto 11. Migração de grão em borda a baixa temperatura ((Baily and Hirsch 1962; Drury et al. 1985; Shigematsu 1999; Stipp et al. 2002 in: Paschier & Trouw, 2005). Recristalização de pequenos grãos de quartzo independentes na borda de grãos maiores. Lente de quartzo sintectônica (VST) em filito – Morro do Avião. RL-CO-53A (UTM 742.698E/ 8.387.860N).	54
Foto 12. Estiramento (boudinage) em lente de quartzo sintectônica em filito. F1-26,00m - Face XZ (UTM 743.015E/8.387.198N).	54
Foto 13. Dique de diabásio decamétrico no leito do Córrego Baú (UTM 722.209E / 8.384.626N).....	56
Foto 14. Nível de quartzito intercalado em pacote de clorita-sericita-quartzo xistos. Notar veios de quartzo tardios. UTM 722.774E/ 8.383.478N.	56
Foto 15. Venulações de quartzo exibindo dobras isoclinais com flancos rompidos. Encaixantes são filitos. UTM 743.007E/8.387.266N– Plano XZ - mirada para sul.....	63

Foto 16. Amostra F1-26B - Clivagem de crenulação discreta (S_2) em filitos do Morro do Avião – Face YZ - UTM 743.015E/8.387.198N.....	63
Foto 17. Amostra RLCOA2 - Clivagem de crenulação discreta (S_2) com microdobramentos relativamente simétricos em filitos do Morro do Avião – Face YZ - Cata do Albino , Morro do Avião – amostra no rejeito. UTM 742.807 E/ 8.387.267.....	64
Foto 18. Clivagem de crenulação zonal (S_2) e provável eixo de compressão local em filitos do Córrego Ponte Alta. Cinemática sinistral. Face YZ – mirada para oeste - UTM 746.986E/ 8.387.067N.....	64
Foto 19. Subdomínio Branca – lineação construtiva de interseção ($L_{i(S_1/S_2)}$) em quartzitos.....	65
Foto 20. Moldes da família de veios tarditectônicos (VTT_1) em cavas de garimpo no Subdomínio Morro do Avião (setas brancas). Imagem Google 17/06/2011. UTM 742.944E/8.387.219N no centro da imagem. Escala indicada. Fonte: Google Earth, 2016.....	75
Foto 21. Subdomínio Morro do Avião. Veio de quartzo tarditectônico (VTT_1) exibe crescimento de cristais de quartzo quase perpendiculares às paredes do veio. UTM 742.910E/ 8.387.704N.....	77
Foto 22. Clivagem ou foliação (S_1) contínua em clorita-sericita-quartzo xistos do Depósito Cocal. UTM 722.518E / 8.384.923N.....	83
Foto 23. Halo de alteração clorítico (+ magnetita) em veio de quartzo do Morro do Avião. Encaixantes são filitos. Foto montagem. UTM 742.725E/8.387.841N.....	93
Foto 24. Pseudomorfos de pirita + ouro em veio de quartzo (0,70m@9,30ppm Au) da família tarditectônica – VTT_2 . Depósito Ouro Fino. UTM 722.459E / 8.385.137N SIRGAS2000 Z22.	98

ÍNDICE DE PRANCHAS

Prancha 1. A) Pirita euédrica em metapelito/metamarga(?) alterado; B) Pseudomorfo de pirita com núcleo parcialmente preservado (escala em cm).....	41
Prancha 2. A) Filitos do Morro do Avião exibindo domínios F (filosilicatos) e Q (quartzo); B) Grãos de quartzo achatados – textura em fita; C) Subgrãos em cristal de quartzo; D) Extinção ondulante em cristal de quartzo. (F1 UTM 743.051E/8.387.198N; RL-CO-65 - UTM 743.008E/8.387.266N); RL-CO-T6 – fragmento de testemunho coletado em pilha de rejeito).	43
Prancha 3. A) Porfiroblastos tardios ou pós tectônicos de carbonato; B) Idem A; C) Massa de carbonato em lente de quartzo; D) Porfiroblasto sintectônico de carbonato rotacionado (levógiro) em filito.....	45
Prancha 4. A) Lineação de grão mineral em turmalina – Face XZ; B) Lineação de grão mineral em opacos.....	45
Prancha 5. A) Aspecto em afloramento do quartzito do Garimpo da Branca – Face YZ; B) Quartzito do garimpo da Branca. Amostra RL-CO-105 – Face YZ (UTM 741.454E/8.388.496N).....	47

Prancha 6. A) Calcário com forte anisotropia (lineação de grão mineral); B) Bandamento composicional (acamamento) em lamina polida . Amostra RL-CO-66A (UTM 742.487E/8.387.552N)	48
Prancha 7. (A) Aspecto do diabásio em amostra de mão; (B) lamina polida mostrando o arranjo textural sub - ofítico ressaltado por lamina de labradorita sobre cristais de olivina – Amostra RL-CO-63A (UTM 743.016/ 8.387.492N).....	49
Prancha 8. A) Pseudomorfo de pirita em veio de quartzo aurífero; B) Detalhe de A – Filetes de ouro em pseudomorfo de pirita; C) Grão de ouro em pseudomorfo de pirita; D) Ouro em veio de quartzo junto a pseudomorfo de pirita (amostra cedida por garimpeiro – Morro do Avião).	51
Prancha 9. (A e B) Clorita-sericita-quartzo xisto com forte venulação de quartzo paralela a foliação principal. Em A, veio de quartzo aurífero discordante da foliação principal.....	55
Prancha 10. . Foliação S_1 . A e B) Foliação contínua em filitos, Subdomínio Morro do Avião; C e D) Foliação espaçada disjuntiva, tendendo a anostomótica em C, paralela em D, em quartzitos, Subdomínio Branca. Todos face XZ.	59
Prancha 11. . Subdomínio Branca: A) Boudin simétrico em quartzitos; B) Zonas com concentração de deformação em quartzitos micáceos; C) Veios escalonados oblíquos em quartzitos indicando cinemática dextral; D) Subdomínio Getúlio: Veios de calcita em calcários (sombras de pressão sugerem movimentação dextral). Todos face XZ.	62
Prancha 12. Em A venulações de quartzo.– Face XZ. Em B, lentes de quartzo estiradas - Face YZ. Ambos em filitos/margas (?) no Subdomínio Getúlio.....	62
Prancha 13 Subdomínio Morro do Avião. A, B) Rompimento e transposição dos planos S_0 (?) e S_1 ; C) Lineação de interseção $L_{i(S_1/S_2)}$; D) Clivagem de crenulação discreta em filito, lapiseira segundo $L_{i(S_1/S_2)}$	66
Prancha 14. Dobras de crenulação do segundo momento deformacional. A e B - filitos do Subdomínio Morro do Avião; C e D filitos do Subdomínio Getúlio.	67
Prancha 15. Dobras do terceiro momento deformacional. A e B) Filitos Subdomínio Morro do Avião exibem ondulações da foliação S_1 e das lineações L_x e $L_{i(S_1/S_2)}$. Em B preenchimento do plano S_3 por veio de quartzo; C e D) Quartzitos micáceos do Subdomínio Branca, igualmente mostrando ondulações da foliação S_1 (e das lineações L_x e $L_{i(S_1/S_2)}$).	69
Prancha 16. A) Família de fraturas (144/85) em quartzitos do Subdomínio Branca; B) Fraturas em filitos, Subdomínio Morro do Avião.	71
Prancha 17. A) Kink-bands em filitos do Subdomínio Morro do Avião. B) Planos de fraturas da dobra forçada exibida em A. Rêde Schmidt-Lambert, hemisfério inferior	71
Prancha 18. Subdomínio Getúlio: A) Falhas direcionais de rejeito milimétrico-centimétrico deslocando veio de quartzo-carbonato em filitos; B) Figura esquemática que destaca a geometria,	

cinemática das falhas direcionais e estereograma de roseta. Lineação de interseção $Li_{(S1/Sc)}$ indicada pela seta na parte esquerda inferior.	72
Prancha 19. Subdomínio Morro do Avião: A e B) veios de quartzo lenticulares em filitos, paralelos à foliação S_1 ; C) Veio de quartzo-carbonato paralelo à foliação S_1 . Encaixantes são filitos; D) Veios de quartzo carbonato auríferos concordantes com a foliação S_1 – Garimpo do Getulio.....	74
Prancha 20. Subdomínio Morro do Avião. A) Veios de quartzo tarditectônicos (VTT_1) em trincheira de garimpo; B) Veios de quartzo tarditectônicos (VTT_1) escalonados; C) Veio de quartzo tarditectônico mineralizado em ouro (notar oxidação de sulfetos); D) Traço em superfície de veio de quartzo tarditectônico (VTT_1). Encaixantes são filitos.	76
Prancha 21. Subdomínio Morro do Avião. A) Família de veios tarditectônicos (VTT_1) mineralizados em ouro; B) Relações geométricas entre os veios/lentes sintectônicos (VST) e veio tarditectônico (VTT_1). Encaixante são filitos. Escala em cm.....	77
Prancha 22. Subdomínio Branca, família de veios tarditectônicos: A, B) veios de quartzo tabulares; C) detalhe de C; D) vênulas de quartzo; E e F) veios zonados com suturas e halos de silicificação nas encaixantes (ponta da lapiseira).	78
Prancha 23. Subdomínio Branca. A) Veio de quartzo extensional com geometria sigmoidal; B) Detalhe da foto em A. Encaixantes são filitos quartzosos.	79
Prancha 24. Depósito Ouro Fino – Família de veios de quartzo sintectônicos (VST). A) Relação geométrica das lentes de quartzo sintectônicas (VST) com veio tarditectônico (VTT_2); B) Venulações e lentes sintectônicas. Encaixantes são clorita sericita quartzo xistos.....	84
Prancha 25. Depósito Ouro Fino – Família de veios de quartzo auríferos tarditectônicos (VTT_2). A, B, D e F) Veios de quartzo auríferos expostos em cavas de garimpos; C) Enxame de veios de quartzo auríferos; E) Veio de quartzo aurífero com cubos de pirita.	87
Prancha 26. Depósito Cocal. A) Garimpo Getúlio, geometria da rampa frontal de cisalhamento em filitos com alteração quartzo-carbonato; B) Morro do Avião, geometria da rampa frontal de cisalhamento em filitos.....	101
Prancha 27. (A) Família de veios de quartzo auríferos (VTT_1) no Depósito Cocal e B) no Depósito Ouro Fino (VTT_2). Fotos exibidas neste documento também nas Pranchas 22 e 30 e aqui novamente para comparação didática. Afloramentos separados por aproximadamente 20 km na direção EW....	106
Prancha 28. A) Aspecto textural de veio de quartzo aurífero do Depósito Ouro Fino; B) Aspecto textural de veio de quartzo aurífero da Província Aurífera Victoria (Austrália). Modificado de Cox, 2015.....	109

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1. Dados Sm-Nd das rochas da capa, lapa e traço da Falha do Rio Maranhão. Modificado de (Del Rey Silva, 2008).....	35
Tabela 2. Valores de razão isotópica para carbono, oxigênio e enxofre em rochas do Depósito Cocal.	89
Tabela 3. Valores de razão isotópica para carbono e oxigênio em calcários do Depósito Cocal.....	90
Tabela 4. Valores de razão isotópica para carbono e oxigênio em calcita remobilizada do Depósito Cocal.	91
Tabela 5. Valores de razão isotópica para enxofre em piratas do Depósito Cocal.	91
Tabela 6. Depósito Ouro Fino. Matriz de correlação de Au + 29 elementos (1=100%). Valores em ppm (valores em % indicados). Determinações por fusão (Au) e digestão multiácida (multielementos). Fonte: Lobo, 2017.	99
Tabela 7. Isótopos de carbono e oxigênio em calcários e dolomitos do Grupo Paranoá. Modificado de Alvarenga et al., 2007.	115

AGRADECIMENTOS

Agradecimentos ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, todos seus professores e funcionários, que permitiu e deu suporte para a realização desta pesquisa.

Ao professor orientador Valmir da Silva Souza, bem como ao professor Claudinei Gouveia de Oliveira, pelas discussões que contribuíram enormemente para a concepção desta dissertação. Reforço minha gratidão ao professor orientador, por seu apoio e amizade incondicional em todos os momentos. Aos meus colegas da UnB durante esse período acadêmico, todos de imensa gentileza e atenção.

À minha família, principalmente minha irmã Claudia, colega dos tempos de graduação na UnB, pelo carinho e suporte financeiro que me possibilitaram seguir e concluir esse trabalho. Meus pais, irmãos, esposa, filhos e minha netinha Luisa, a todos pela sua existência que me faz viver.

Às empresas Cocal Gold Mining e Ouro Fino de Goiás Mineração, nas pessoas do Raimundo e Maciel, pelo acesso as áreas e oportunidades de trabalho, o que possibilitaram a execução desta pesquisa.

Ao geólogo Luis Grass pelas valiosas informações e discussões durante as etapas de campo.

Ao colega Tunico e ao Igor (Vila Rica Consultoria) pelo apoio na arte final das figuras e desenhos desta dissertação. Ao amigo Brian Waters pelo auxílio nas traduções.

Ao caro Nonato pelo apoio quando da minha passagem pela Colina.

Enfim, a todos que, por pensamento, palavras e obras estiveram comigo nessa empreitada.

A certeza é o primeiro sintoma da burrice.

RESUMO

Os depósitos Cocal e Ouro Fino são constituídos por um sistema de veios de quartzo auríferos controlados estruturalmente, situados na lapa e capa, respectivamente da Falha do Rio Maranhão. Estão hospedados em sequências sedimentares metamorfisadas dos grupos Paranoá e Serra da Mesa. São parte integrante de um importante orógeno acrescionário representado pela Província Tocantins – Faixa Brasília, construído de forma contínua, progressivamente, ao longo do final da Orogenia Brasileira. As rochas identificadas nas áreas são representadas por xistos, filitos, quartzitos e calcários, as três primeiras hospedeiras do sistema mineralizado. Essas rochas foram metamorfisadas na fácies xisto verde, zonas da clorita e biotita. Os veios de quartzo auríferos foram objeto de exploração desde o século XVIII e alguns locais são minerados por garimpeiros até hoje. Empresas de mineração desenvolvem atualmente trabalhos de pesquisa nas áreas e reportam teores de até 45 g/t de ouro. Foram identificados três momentos principais de deformação nos depósitos estudados. O primeiro, um momento compressivo na direção EW desenvolvido em litosfera predominantemente dúctil, gerador da foliação S_1 , de caráter regional, pervasivo, com geração de venulações de quartzo-carbonato, mineralização aurífera em zona de cisalhamento de baixo ângulo, dobramentos isoclinais, achatamento e estiramento das estruturas em regimes coaxial a não coaxial. Um segundo momento de deformação em condições de litosfera rúptil – dúctil, com geração de fraturas extensionais onde ficaram alojados os veios de quartzo (\pm carbonato) auríferos, reativando também estruturas antigas. Um terceiro momento, marcado por deformação rúptil, que gerou fraturas e falhas, algumas profundas, preenchidas por diques básicos magnéticos. Foram identificadas três famílias principais de venulações e veios de quartzo (\pm carbonato). Uma sintectônica ao primeiro momento de deformação (S_1), aqui denominada Veios Sintectônicos (VST), com mineralização aurífera associada localmente. Um sistema formado por duas famílias associadas à formação de fraturas extensionais no segundo momento de deformação, mineralizada a ouro, denominadas Veios Tarditectônicos VTT_1 (Cocal) e VTT_2 (Ouro Fino). No Depósito Cocal o ouro ocorre livre e/ou incluso em massas ou cristais subédricos de pirita com porcentagens de prata entre 4,87 e 17,69%. Alteração hidrotermal provocou enriquecimento nas rochas em Si (quartzo), Ca (carbonatos), K (micas), B (turmalinas), S (sulfetos), Fe (pirita, magnetita), ouro e prata. A geoquímica de isótopos de carbono, oxigênio e enxofre do Depósito Cocal parece excluir a possibilidade dos metais e fluidos mineralizantes serem originados da crosta inferior (ou manto) ou carbono orgânico em sedimentos e sugerem a sua derivação de fontes na crosta superior, especialmente de sedimentos químicos (calcários marinhos). A concentração regional de mineralizações auríferas no grupo Paranoá e Serra da Mesa, próximas ao traço da Falha do Rio Maranhão, permite traçar um Cinturão de Ouro Orogênico, pelo menos no setor setentrional da Faixa Brasília. Os depósitos Cocal e Ouro Fino apresentam controles litológicos e estruturais que permitem enquadrá-los nos Depósitos de Ouro Orogênico descritos por Mitchell & Garson, (1981) e Groves *et al.* (1998).

Palavras Chave: geologia estrutural, ouro orogênico, veios de quartzo, ouro.

ABSTRACT

The Cocal and Ouro Fino deposits are comprised of a system of structurally controlled gold bearing quartz veins situated in the footwall and hangingwall respectively of the Rio Maranhão Fault. These deposits are hosted by the metamorphosed sediments of the Paranoá e Serra da Mesa Groups. These Groups are an important part of the Brasília Belt collisional accretionary orogen of the Tocantins Province and formed progressively in the concluding stages of the Brasiliano Orogeny. Rock types identified within the area are schists, phyllites, quartzites and carbonates with the first three hosting the mineralised system. These rocks were metamorphosed to greenschist facies, chlorite and biotite zones. The gold bearing quartz veins have been worked since the 18th Century and some areas are still being worked by informal miners ('*Garimpeiros*'). Several Mining Companies have conducted exploration work within the area and have reported grades of up to 45 grams/Tonne of gold. Three principal phases of deformation have been identified in the deposits studied. The first phase was a compressive event in an E-W direction developed in a principally ductile lithosphere and generating the S_1 foliation with a regional and pervasive character and generating veinlets of quartz-carbonate, gold mineralisation in low angle shear zones, isoclinal folds, flattening and stretching in coaxial or non-coaxial regimes. A second phase of deformation under brittle-ductile lithospheric conditions generated extensional fractures which host veins of gold bearing quartz (\pm carbonate), and also reactivated older structures. A third phase of brittle deformation generated fractures and faults, some quite deep, and intruded by basic magnetic dykes. Three principal families of quartz (\pm carbonate) veins and veinlets have been identified. The first family is syn-tectonic with S_1 deformation and is locally gold bearing and is designated as Syn-tectonic Veining (VST). A system made up of two vein families with gold mineralisation is associated with the generation of extensional fractures during the second phase of deformation, and is denominated as Late Tectonic Veining VTT₁ (Cocal) and VTT₂ (Ouro Fino). In the Cocal Deposit gold occurs free and/or as inclusions in masses or within subhedral crystals of pyrite and with silver contents from 4.87 to 17.69%. Hydrothermal alteration has resulted in enrichment of the rocks in Si. (quartz), Ca. (carbonates), K. (micas), B. (tourmalines), S. (sulphides), Fe. (pyrite, magnetite), gold and silver. Preliminary isotope geochemistry of carbon, oxygen and sulphur from the Cocal Deposit seems to exclude the possibility that mineralising fluids originated in the lower crust (or mantle) or from organic carbon in sediments and suggest the fluids originated in the upper crust and especially from chemical sediments (marine limestones). The regional concentration of gold mineralisation within the Paranoá and Serra da Mesa Groups along the trace of the Rio Maranhão Fault allows the definition of an Orogenic Gold Belt at least in the northern part of the Brasília Belt. The Cocal and Ouro Fino deposits show lithological and structural controls which allow them to be classed as Orogenic Gold Deposits as described by Mitchell & Garson (1981) and Groves *et al.* (1998).

Key words: structural geology, orogenic gold, quartz veins, gold.

1. APRESENTAÇÃO.

Esta pesquisa é apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, sob a forma de uma Dissertação, inserida na área de Geologia Econômica e Prospecção, como requisito básico à obtenção do título de Mestre em Geologia. Sua abordagem é a respeito da geometria, e controle estrutural de veios de quartzo auríferos nos depósitos Cocal e Ouro Fino, localizados na região nordeste do Estado de Goiás.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO.

A área de pesquisa está situada no norte goiano. Contempla dois depósitos auríferos, Cocal e Ouro Fino, hospedados em rochas dos Grupo Paranoá e Serra da Mesa respectivamente, no domínio de uma zona de cisalhamento de baixo ângulo com transporte tectônico de NW para SE. O domínio estrutural é conhecido como Falha do Rio Maranhão, cartografada e interpretada como limite entre as zonas externa e interna da Faixa Brasília e contato entre os grupos Paranoá e Serra da Mesa (**Figura 1**).

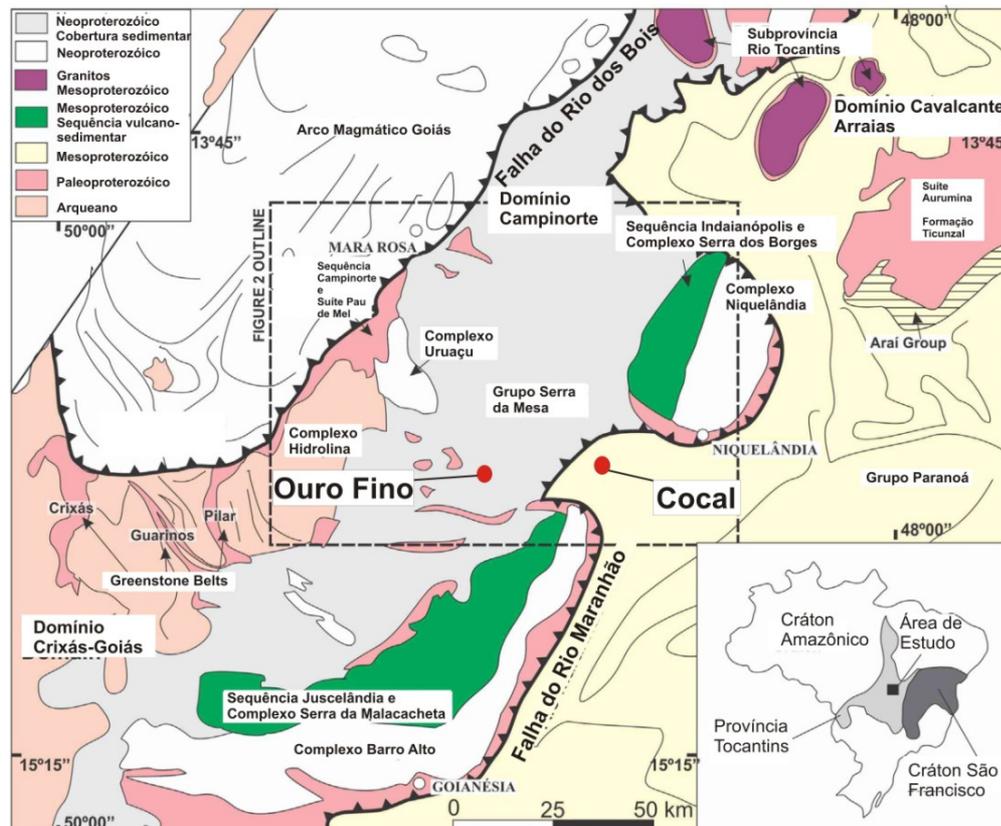


Figura 1. Localização dos depósitos de ouro Cocal e Ouro Fino. Escala indicada (modificado de Cordeiro *et al.* 2014)

1.3 MOTIVAÇÃO DA PESQUISA E OBJETIVOS

O estudo e caracterização das mineralizações auríferas nos grupos Paranoá e Serra da Mesa ainda são escassas. Assim como o conhecimento da evolução tectônica do domínio geotectônico conhecido como Falha do Rio Maranhão, construído durante a orogenia Brasileira. Também persistem ainda nessa região dados conflitantes sobre os limites entre as zonas externa e interna da Faixa Brasília, bem como o contato entre os grupos Paranoá e Serra da Mesa. O trabalho aqui realizado, apesar de focado nos domínios dos depósitos auríferos Cocal e Ouro Fino, acrescenta algumas considerações e abordagens de caráter mais regional. Todavia, se faz necessário avançar nos estudos de Geologia Estrutural em escala regional, bem como na obtenção e integração de dados geofísicos, isotópicos, geocronológicos, entre outros, a fim de esclarecer a arquitetura final desse domínio estrutural.

Esta pesquisa tem como objetivo caracterizar o contexto lito-estrutural e geométrico do sistema de veios auríferos na área dos depósitos Cocal e Ouro Fino, além de propor um modelo geológico-metalogenético para a área em estudo. O trabalho foi realizado adotando os conceitos atuais de Geologia Estrutural, suportado por dados de laboratório. As etapas adotadas para a consecução desses objetivos foram:

- i- Interpretação de imagens de sensoriamento remoto e geofísica
- ii- Relações estruturais veios mineralizados / encaixantes;
- iii- Análise estrutural geométrica macro e mesoscópica. Estudo do tamanho, forma e orientação das estruturas;
- iv- Análise petrográfica;
- v- Distribuição das mineralizações auríferas;
- vi- Geometria das principais famílias de veios de quartzo;
- vii- Alteração hidrotermal;
- viii- Isótopos de carbono

1.4 SISTEMÁTICA DE TRABALHO.

A pesquisa envolveu quatro etapas básicas de trabalho: pré-campo, campo, laboratório e escritório.

- **Pré-campo-** Essa etapa envolveu pesquisa bibliográfica sobre o estágio de conhecimento geológico regional, bem como na aquisição de conhecimento teórico sobre os depósitos de ouro associados a veios de quartzo em regiões submetidas à

orogênese. Também foram realizados trabalho de fotointerpretação com auxílio de produtos de sensores remotos (fotografias aéreas e imagens landsat, SRTM), a fim de se extrair os principais elementos estruturais e geomorfológicos da área em estudo;

- **Campo** -Essa etapa envolveu quatro períodos de trabalhos de campo, nos quais foi possível aquisição de dados lito-estruturais das unidades geológicas, bem como o controle geométrico do sistema de veios de quartzo auríferos. Essa etapa também contou com coleta sistemática de amostras de rochas orientadas ao longo das faces XZ, YZ e XY do elipsoide de deformação.
- **Laboratório**. Etapa que tomou maior carga de tempo e envolveu as seguintes atividades: a) seleção de amostras para estudo petrográfico; c) tratamento de dados estruturais no *software Stereonet*; f) tratamento, atualização e elaboração de mapas e perfis geológicos com base nos dados de campo e estudo de isótopos de carbono, oxigênio e enxofre;
- **Escritório** – Tratamento, interpretação e discussão dos dados obtidos na pesquisa, apresentados sob a forma dessa dissertação de mestrado e artigo científico.

1.5 PROCEDIMENTOS ANALITICOS

Todos os trabalhos de pesquisa foram processados com apoio de *softwares* aplicados a geologia, como ArcGis, MapInfo, TrackMaker, Stereonet, entre outros. Os trabalhos foram georreferenciados com equipamento GPS portátil, modelo Garmin GPS map 60CSx. A base cartográfica está compatível com os Datum WGS84 (*World Geodetic System 1984*) e SIRGAS2000 (Sistema de Referencia Geocêntrico para as Américas) e é apresentada em coordenadas UTM.

Análise estrutural geométrica

Ênfase da dissertação foi realizada a partir da descrição geométrica e análise das estruturas existentes na área de pesquisa. Foi feita a partir de caminhamentos na área de pesquisa, visita a afloramentos e observação de testemunhos de sondagem rotativa a diamante. Foram tomadas sistematicamente atitudes de acamamento, planos de foliação, lineações, fraturas, *kink-bands*, veios mineralizados e estéreis. Essas medidas de atitudes estão apresentadas em projeções estereográficas e possibilitaram a caracterização da geometria e deformação ao nível do depósito e sua conexão com a estruturação regional do orógeno colisional acrescionário em que se localiza;

Estudo petrográfico

Estudo de lâminas delgadas e seções polidas em amostras de rocha orientadas para análise de textura, deformação, paragênese mineral primária e de alteração em veios e rochas encaixantes. O estudo foi realizado no Laboratório de Microscopia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB), utilizando microscópios Olympus BX60 e Olympus BX41, com objetivas de 1,25, 4, 10 e 40x e *softwares* Axion Vision e Olympus LCmicro para aquisição de fotografias. Na caracterização e documentação fotográfica das amostras de veio de quartzo aurífero foi utilizado o estereomicroscópico Zeiss Discovery.V20 associado ao *software* Zeiss AxioVision Rel. 4.7 do Laboratório de Microsonda Eletrônica de Varredura da UnB;

Investigação por microscopia eletrônica de varredura (MEV)

Realizado em lâminas e seções polidas no laboratório de microscopia eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB). Utilizou-se o equipamento da marca FEI QUANTA, modelo QUANTA 450. Para a obtenção das imagens por elétrons retroespalhados (*backscattered electrons* ou BKS) e por elétrons secundários (*secondary electrons* ou SEM) utilizou-se aceleração de voltagem de 20 kV, distância de trabalho (WD) entre 10.8 e 12.8 mm e *spot* de 6.0. As micro-análises foram realizadas através de detector EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*) marca EDAX, acoplado ao MEV, cujas análises foram feitas utilizando o *software* *Texture & Elemental Analytical Microscopy*;

Análise de química mineral

Realizada em lâminas delgadas polidas e seções polidas por meio da microsonda eletrônica para sulfetos e ouro. As análises foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB), sob a supervisão do professor Nilson F. Botelho. Utilizou-se o equipamento da marca JEOL, modelo Superprobe JXA-8230, acoplado com 5 espectrômetros e detector EDS (*Energy Dispersive spectrometer*). Para a obtenção de imagens por elétrons retroespalhados (*backscattered electrons* ou BSE) utilizou-se aceleração de voltagem variando de 15 (silicatos) e 20 kV (sulfetos).

Isótopos de Carbono, oxigênio e enxofre

Os trabalhos foram realizados em amostras de calcários, remobilizados e piritas separadas mecanicamente. Para determinação de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em carbonatos foi utilizada a técnica de Espectrometria de Massa de Razão Isotópica em um espectrômetro de massa de fluxo contínuo e fonte gasosa em setor magnético (Thermo® Delta V Plus + Thermo® GasBench II). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ são apresentados em per mil (‰) com base nos padrões *Vienna Pee Dee Belemnite* e *Vienna Standard Mean Ocean Water*. Para determinação de $\delta^{34}\text{S}$ em piritas também foi utilizada a técnica de Espectrometria de Massa de Razão Isotópica em um espectrômetro de massa de fluxo contínuo e fonte gasosa em setor magnético (Thermo® Scientific MAT 253 IRMS + Thermo® Scientific MAS 200R + Thermo® Scientific Flash 2000). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ são apresentados em per mil (‰) com base nos padrões *Vienna Pee Dee Belemnite* e *Vienna Standard Mean Ocean Water*. Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ são apresentados em per mil (‰) com base no padrão *Vienna Canon del Diablo Troilite*. Para o processamento dos dados e controle do espectrômetro de massa foi utilizado o software Isodat 3.0. Todos os trabalhos foram supervisionados pelo Dr. Luis Henrique Mancini no Laboratório de Isótopos Estáveis – Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

1.6 CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo está inserida no domínio geotectônico da Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1977), no compartimento setentrional da Faixa Brasília (Almeida, 1967). Essa província é parte do supercontinente Gondwana Ocidental, formado quando os crátons Amazônico, São Francisco-Congo, Kalahari, Rio de La Plata, o metacráton do Sahara e os fragmentos cratônicos do Paranapanema, Parnaíba e Luiz Alves foram amalgamados nos eventos da Orogenia Brasileira-Pan-Africana. Esse processo geotectônico esteve ativo entre o Neoproterozóico e o início do Paleozoico, com duração de aproximadamente 400 Ma, relacionado com o fechamento do Oceano Goiás-Farusiano (Cordani *et al.*, 2013).

A Província Tocantins foi compartimentada em quatro domínios geotectônicos principais (Fuck *et al.*, 1993 & Fuck, 1994):

1- Cinturão de dobras e empurrões (Zona Externa), englobando sequências sedimentares de margem passiva, depositadas e deformadas ao longo da margem oeste do Cráton São Francisco, subdividida em zonas externa e interna;

2- Maciço de Goiás (Zona Interna), interpretado como um microcontinente acrescido durante a colisão neoproterozóica (*greenstone belts* e TTG).

3- Núcleo metamórfico (Zona Interna) de alto grau (Anápolis-Itaçu e Uruaçu (Della Giustina *et al.*, 2009))

4- Arco Magmático de Goiás (Pimentel & Fuck, 1992), com magmatismo típico de arco intra-oceânico, de caráter juvenil - Arco de Arenópolis na porção meridional da Faixa Brasília e Arco de Mara Rosa na porção setentrional.

O segmento setentrional da Faixa Brasília abrange desde o norte do Distrito Federal até o Estado de Tocantins, ao longo de uma extensão superior a 500 km (**Figura 2**).

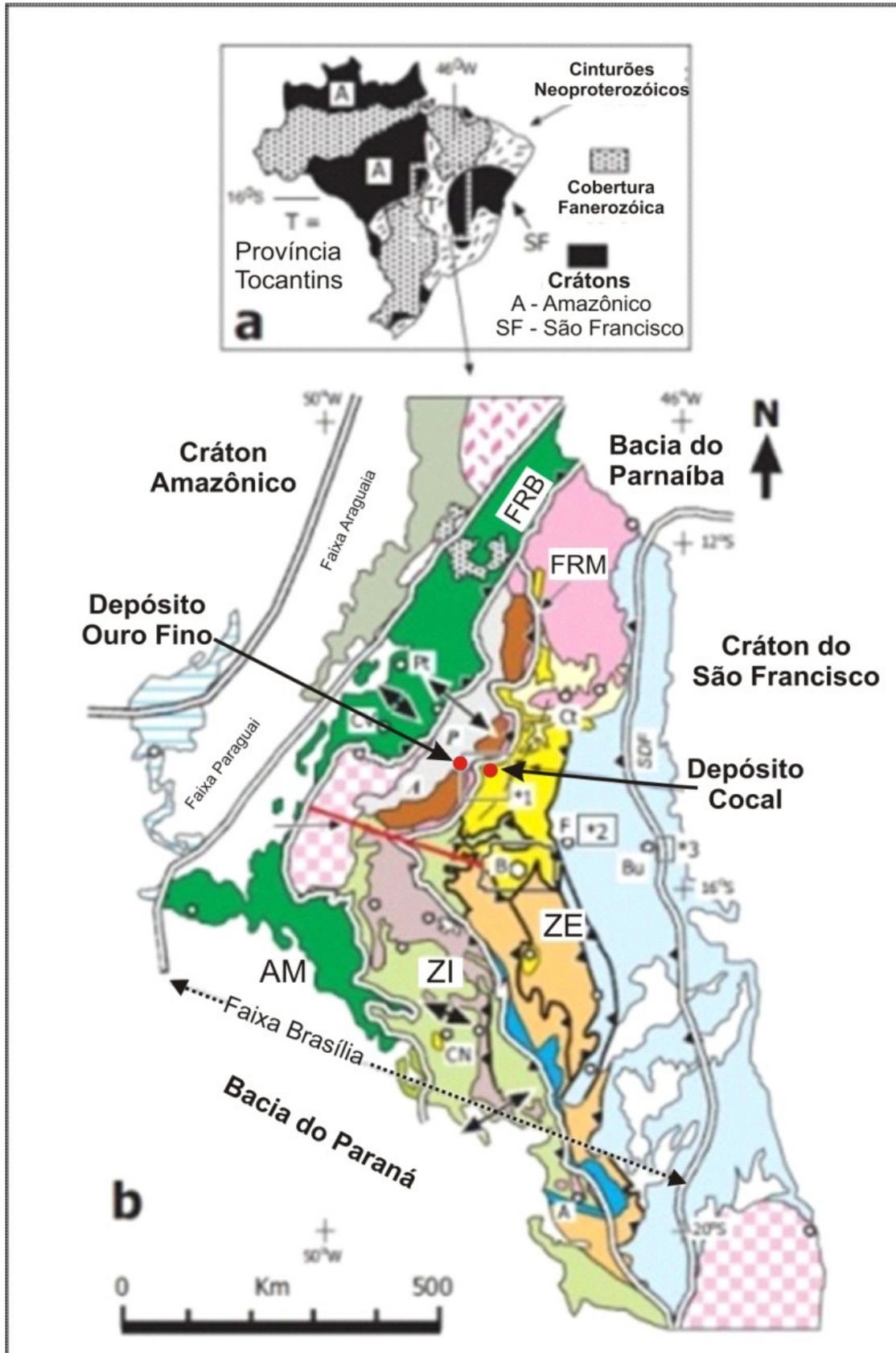


Figura 2. Faixa Brasília e seus domínios geotectônicos; ZE - Zona Externa; ZI - Zona Interna; AM - Arco Magmático; FRB - Falha do Rio dos Bois; FRM - Falha do Rio Maranhão. Depósitos Cocal e Ouro Fino indicados. (Modificado de D'el-Rey Silva *et al.*, 2008)

Mais recentemente, Pimentel *et al.* (2011), propõem uma subdivisão geotectônica baseada em novos dados de idades de proveniência obtidas em datações U-Pb em zircão detrítico (**Figura 3**).

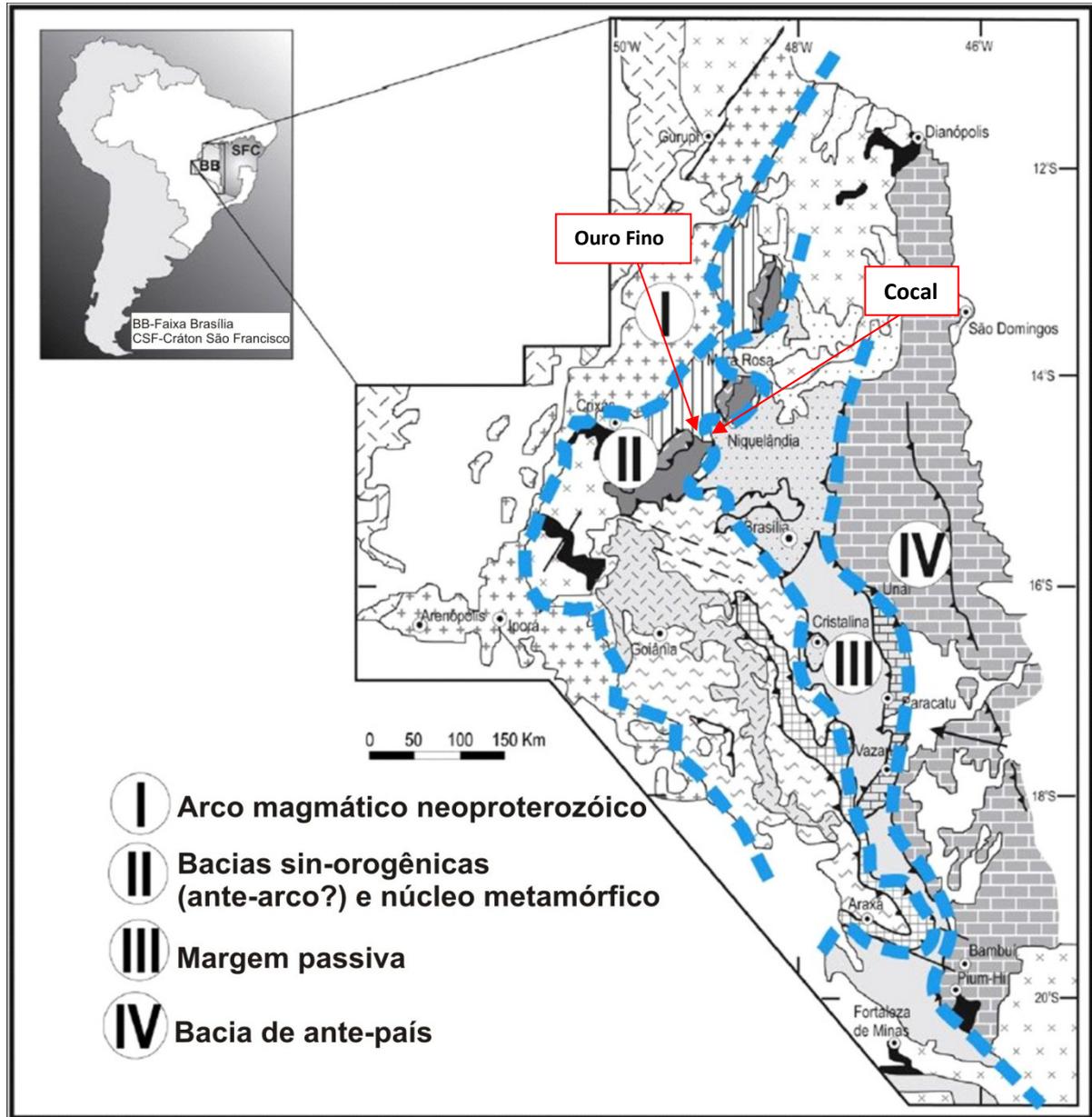


Figura 3. Subdivisão tectônica das unidades supracrustais da Faixa Brasília de acordo com seus principais ambientes deposicionais e localização dos depósitos auríferos estudados. Modificado de Pimentel *et al.*,2011.

Segundo Pimentel *et al.* (2011) a Faixa Brasília pode ser dividida nas seguintes unidades geotectônicas:

1 – **Arco magmático neoproterozóico** com sequências vulcano-sedimentares, nas quais os sedimentos detríticos são quase totalmente derivados de erosão do próprio arco (I- Figura 3). Rochas meta-ígneas do arco apresentam idades modelo entre 0,9 e 1,2 Ga (Pimentel & Fuck, 1992; Dantas *et al.*, 2001; Junges *et al.*, 2002; Laux *et al.*, 2005 in: Pimentel *et al.*, 2011).

2 – **Bacias sin-orogênicas**, compreendendo os grupos Araxá, Ibiá e provavelmente **Serra da Mesa**, que circunscrevem o núcleo metamórfico do orógeno representado pelos complexos granulíticos Anápolis–Itaçu e Uruaçu. Todos esses sedimentos metamorfisados e deformados entre ca. 650 e 630 Ma (II- Figura 3). Na porção meridional da Faixa Brasília as rochas sedimentares dos grupos Araxá e Ibiá mostram clara característica bimodal, sendo uma com idades modelo entre 0,9 e 1,4 Ga e outra entre 1,7 e 2,1 Ga, o que indica claramente fontes mais novas na origem desses sedimentos. A fonte mais nova poderia ser representada por rochas do Arco Mágmató Neoproterozóico de Goiás onde rochas meta-ígneas apresentam tipicamente idades modelo entre 0,9 e 1,2 Ga (Pimentel *et al.* 2001).

3 – As **sequências de margem passiva**, representadas principalmente pelos grupos **Paranoá**, Canastra e Vazante e possivelmente pelos setores meridionais dos grupos Araxá e Ibiá todos com idades deposicionais ainda indefinidas, mas possivelmente mais novas que 1.0 Ga (III- Figura 3). Os estudos de proveniência (Sm-Nd) apresentaram idades modelo entre 2,0 e 2,5 Ga, compatíveis com fontes dos terrenos paleoproterozoicos do Cráton do São Francisco- Congo.

4 – **Bacia de ante-país**, depositada depois de 0,62 Ga, representada pela maior parte do Grupo Bambuí na porção leste do cinturão, recobrimdo grandes áreas do Cráton do São Francisco (IV - Figura 3). Os padrões de proveniência do Grupo Bambuí, com idades modelo entre 1,4 e 1,9 Ga são intermediários entre fontes do Arco Mágmató de Goiás e do Cráton do São Francisco e indica uma mistura de fontes que contribuíram para as diferentes bacias da Faixa Brasília.

Mais recentemente, Frasca (2015), reconhece duas fases acrescionárias no Arco magmático de Goiás, uma, entre 900 – 800 Ma, com uma assembléia petrotectônica que marca fontes juvenis, típicas de arco de ilhas, relacionada ao Arco de Mara Rosa e outra, sugerindo desenvolvimento de uma margem continental ativa em 660 Ma, com magmatismo estendendo-se ate 540 Ma.

Assim a história evolutiva da Faixa Brasília inicia-se entre 900 e 850 Ma, com o fechamento do Oceano Goiás, a partir da convergência dos crátons São Francisco,

Parapanema e Amazônico. Além desses elementos, tem ainda como atores os arcos intra-oceânicos de Arenópolis e Mara Rosa e um provável remanescente de um sistema de *rift*, o Maciço de Goiás. A arquitetura final desse orógeno colisional acrescionário é em sua maior parte consolidada em torno de 500 Ma, com a aglutinação desses elementos, possibilitada pela existência de duas zonas principais de subducção. Após o fechamento passa a atuar a tectônica associada ao Sistema Transbrasiliano, notavelmente ativo até os dias atuais.

1.6.1 GRUPO SERRA DA MESA

O Depósito Ouro Fino está hospedado em rochas do Grupo Serra da Mesa (Marini *et al.*, 1977; Fuck & Marini, 1979, 1981; Schobbenhaus, 1993), tectonicamente posicionado na capa da Falha do Rio Maranhão, zona interna da Faixa Brasília. O grupo, conforme a proposta de Lacerda Filho (1999), também adotada por Moreira *et al.* (2008) no Mapa Geológico de Goiás e Distrito Federal escala 1:500.000, é dividido nas unidades A, quartzítica e B, metapsamo- pelítica. Mármore, xistos a clorita, granada, grafita, estauroлита e cianita são rochas da sequência, reportadas por esses autores. Com relação à idade, Kitajima, (2002) efetuou datações nas alcalinas de Peixe, intrusivas no Grupo Serra da Mesa e obteve valores de 1.503 ± 5 Ma (U-Pb em zircão). Vários autores questionam a separação entre grupos Serra da Mesa e Paranoá na região entre Niquelândia e Uruaçu, com base na Falha do Rio Maranhão (Marini & Fuck, 1981, Del Rey Silva *et al.*, 2008). Com relação à deformação do Grupo Serra da Mesa, existem poucas abordagens.

1.6.2 GRUPO PARANOÁ

A área do Depósito Cocal está inserida em rochas do Grupo Paranoá (Dardenne, 1974), lapa da Falha do Rio Maranhão e próxima ao limite cartografado das zonas externa e interna da Faixa Brasília (**Figuras 1, 2 e 4**).

O Grupo Paranoá compreende uma pilha sedimentar de rochas siliciclásticas com lentes subordinadas de rochas carbonáticas.

Segundo a denominação proposta por Campos *et al.* (2013), o Grupo Paranoá é constituído, da base para o topo, pelas formações Ribeirão São Miguel, Córrego Cordovil, Serra da Boa Vista, Serra Almécegas, Serra do Paranã, Ribeirão Piçarrão, Ribeirão do Torto, Serra da Meia Noite, Ribeirão Contagem, Córrego do Sansão e **Córrego do Barreiro**. Essa última, a hospedeira das mineralizações auríferas do Depósito Cocal (**Figuras 4 e 5**).

1.6.2.1 Formação Córrego do Barreiro

Litologicamente é representada por metalamitos siltosos de coloração cinza prateada a rosada finamente laminados, podendo mostrar foliações e, por vezes, aspecto sedoso ao tato devido à abundante presença de filossilicatos. Ocorrem ainda associadas, rochas carbonáticas e quartzíticas. O ambiente deposicional dessa unidade, ao contrário das demais unidades do Grupo Paranoá, sofreu forte influência da paleogeografia de fundo do ambiente deposicional, correspondendo ao final do preenchimento da Bacia Paranoá. Os sedimentos carbonáticos foram depositados nos altos estruturais, sob condições de águas rasas, quentes e limpas, A presença dos estromatólitos indica uma lâmina d'água de até 20 m para o crescimento das formas cônicas ou ainda mais rasas para o crescimento das formas colunares. Por outro lado, os pelitos sedimentavam nas águas mais profundas e abaixo da atuação de base de ondas. A grande proporção de pelitos evidencia áreas fontes já bastante arrasadas e deposição em águas mais profundas equivalente a condições de inframaré. Os quartzitos são interpretados como canais que recortavam a plataforma mista (siliciclástica/carbonática) em direções variadas.

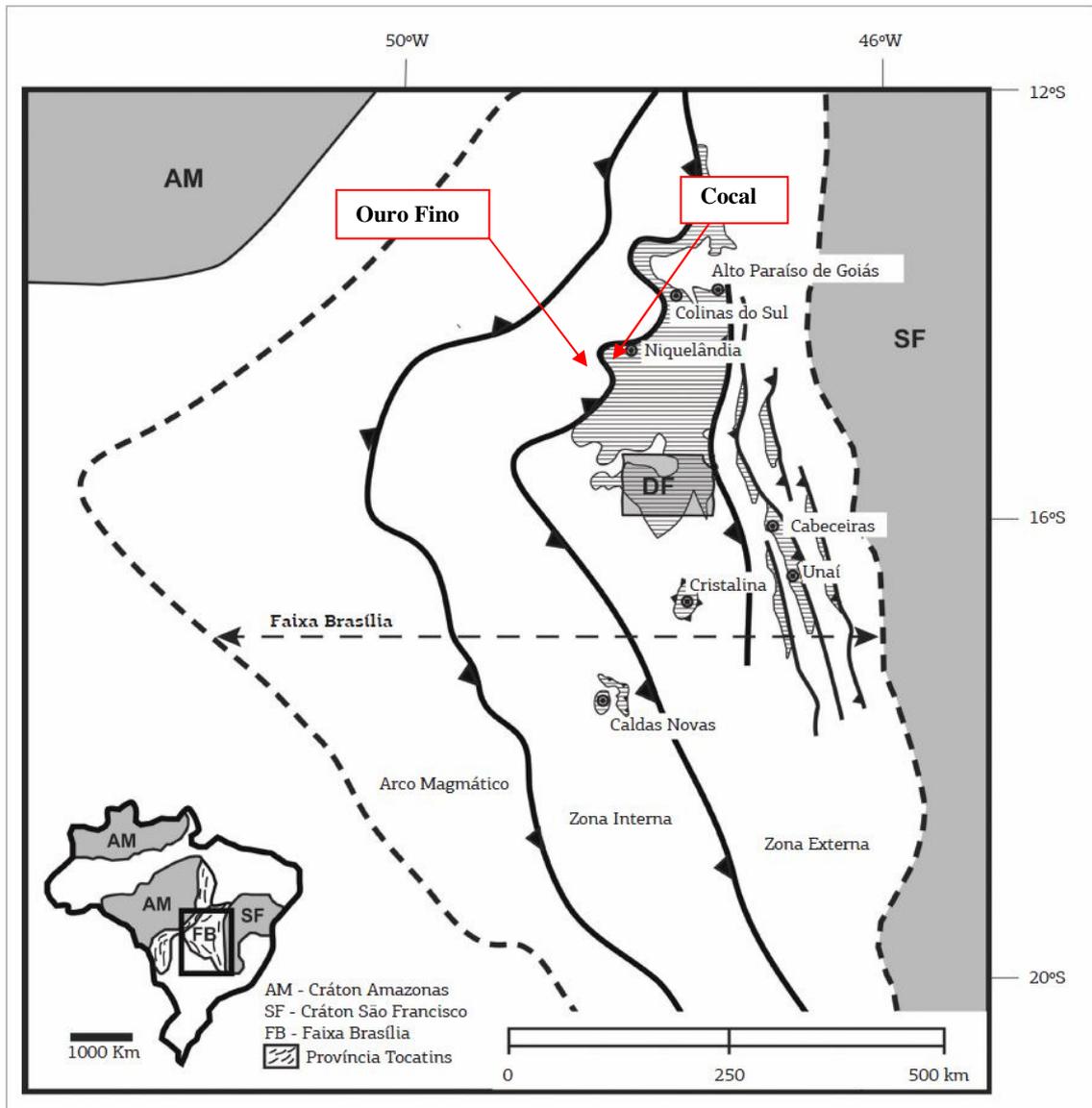


Figura 4. Distribuição do Grupo Paranoá na Faixa Brasília e localização dos Depósitos Cocal e Ouro Fino. Modificado de Campos *et al.*, 2013. Escala indicada.

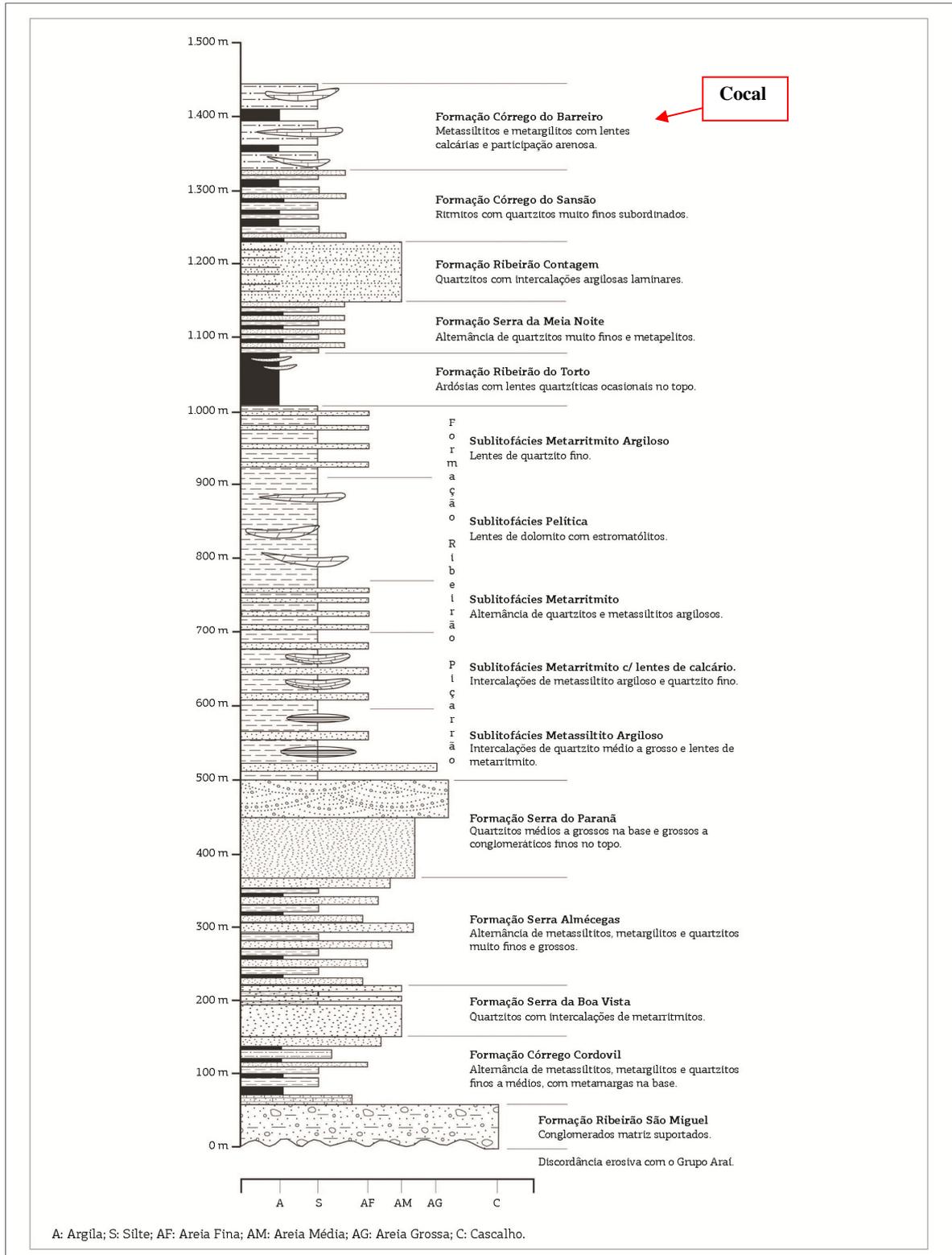


Figura 5. Coluna estratigráfica do Grupo Paranoá com o posicionamento estratigráfico do Depósito Cocal. Modificado de Campos *et al.*, 2013.

No limite das faixas interna e externa da Faixa Brasília, região de Quebra Linha-Niquelândia, Fuck *et al.*, 1988 (in: Campos *et al.*, 2013), identificaram três unidades ricas em rochas carbonáticas (lentes de metacalcários e metadolomitos) inseridas nas unidades F, G, H e I. Toda essa sucessão corresponde à Formação Córrego do Barreiro, sendo que seu desenvolvimento mais amplo é interpretado como condicionado à presença de altos de relevo na paleogeografia de fundo da bacia.

A análise conjunta das várias litofácies mostra deposição em condições plataformais com constantes variações de profundidade da lâmina d'água, depois da sedimentação em ambiente continental associado a leques aluvionares. O controle tectônico sin-deposição é limitado, o que resulta em uma bacia de margem passiva de mar epicontinental (substrato representado por crosta continental) e subsidência flexural predominante. Falhas sin-deposicionais ocorrem apenas na etapa inicial da deposição, funcionando como controle para a formação dos leques aluvionares responsáveis pela sedimentação da Formação Ribeirão São Miguel. A deposição do Grupo Paranoá ocorreu em uma bacia de margem passiva, sob subsidência flexural, com forte influência de processos marinhos em regimes ora retrogradacionais, ora progradacionais e resulta em um preenchimento sedimentar com ampla continuidade lateral (Campos *et al.*, 2013).

1.6.2.2 Idade do Grupo Paranoá

A idade do Grupo Paranoá foi estabelecida em função das relações estratigráficas com os grupos Araí e Bambuí (respectivamente correspondentes à sua base e topo), por correlações regionais e principalmente em função das estruturas estromatolíticas, presentes nas rochas carbonáticas. Os estromatólitos (colunares e *conophyton*) e os dados isotópicos disponíveis indicam idade para a sedimentação entre 1.000 e 1.300 Ma, o que posiciona a unidade no Mesoproterozoico (Dardenne *et al.* 1972, Cloud & Dardenne 1973, Dardenne 1979, Matteini *et al.* 2012). Seu contato superior com o Grupo Bambuí é separado por uma inconformidade marcada por diamictitos glaciais da Formação Jequitaí. A datação recente de dolomitos da base da Formação Sete Lagoas obteve idades de Ca. 740 Ma (isócronas de Pb-Pb em carbonatos – Babinsky *et al.*, 2007 in: Pimentel *et al.*, 2011) que associadas a dados isotópicos de C e Sr para os carbonatos, suportam uma idade Sturtiana (Neoproterozoico – Criogeniano – 720 – 660 Ma) para a glaciação Jequitaí (Pimentel *et al.*, 2011)

Informações isotópicas Sm/Nd (Santos *et al.* 2000, 2004 in: Pimentel *et al.*, 2011; Pimentel *et al.*, 2001) indicam que as idades modelo para as diferentes unidades do Grupo Paranoá variam entre 1,81 e 2,27 Ga, o que mostra que as fontes dos detritos têm idade principalmente paleoproterozóica.

Matteini *et al.* (2012), a partir de estudos isotópicos U-Pb e Hf sobre zircão detrítico, concluem que a idade mínima de deposição do Grupo Paranoá é de 1.042 Ma, baseado em sobrecrecimento diagenético de xenotima em zircão detrítico e idade máxima de 1.542 Ma em função da população de zircão mais jovem.

1.6.2.3 Arcabouço Estrutural

Com relação ao arcabouço estrutural regional da área de estudo, os trabalhos mais recentes foram conduzidos por D`el Rey Silva *et al.* (2008) e também por D`el Rey Silva *et al.* (1996 e 1997). O contexto estrutural mais amplo da porção setentrional da Faixa Brasília foi discutido por Fonseca & Dardenne (1994), Fonseca *et al.*, (1995) e Fonseca (1996).

Especificamente na Falha do Rio Maranhão (Barbosa *et al.*, 1969; Fonseca, 1996), cartografada e interpretada como limite entre as zonas externa e interna da Faixa Brasília, D`el Rey Silva *et al.* (2008) identificaram uma zona de falha de cavalgamento de baixo ângulo. Caracterizam cinco eventos de deformação (D₁ a D₅), em três domínios principais, Central, Oriental e Austral, representados por uma rampa frontal e duas rampas laterais, com transporte tectônico de noroeste para sudeste (**Figura 6**). Os eventos D₁, D₂, D₃ e D₅ são eventos compressivos recorrentes na direção WNW-ESE. O evento D₄ representa um encurtamento na direção NNE-SSW.

No Domínio Central, onde se situa o Depósito Cocal, o primeiro evento de deformação (D₁), afeta tanto rochas da lapa como da capa da Falha do Rio Maranhão. Tem como principal marcador cinemático uma foliação penetrativa (S₁), que deforma o acamamento (S₀) e responsável pelas dobras F₁. Essa foliação é sub-paralela ou de baixo ângulo com o acamamento, sendo definida pelo alinhamento de minerais de argila e mica branca. Essa foliação também é caracterizada pelo par S₁/C₁, com C paralela ao acamamento, definida por minerais micáceos muito finos e S definida por micas nos domínios da foliação e minerais granulares, como granadas, nos domínios sem foliação. As dobras F₁ são isoclinais, assimétricas, dimensões decimétricas a métricas, com vergência para leste e sub-paralelas ao eixo das dobras F₂. São observadas na capa e lapa da Falha do Rio Maranhão.

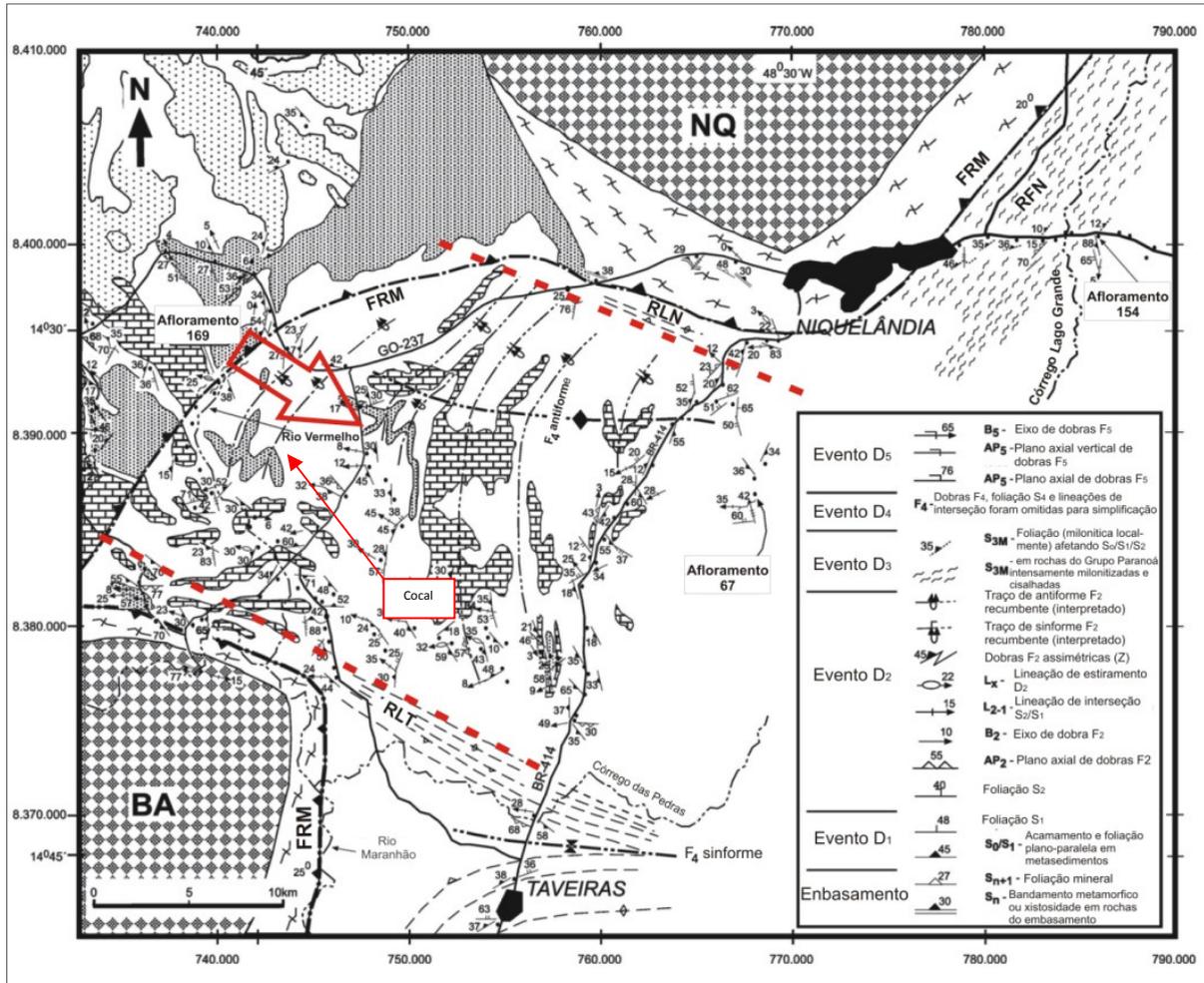


Figura 6. Mapa litoestrutural da região onde se insere o Depósito Cocal, com a Falha do Rio Maranhão e as rampas frontal e laterais (em vermelho) interpretadas por Del Rey Silva *et al.*, 2008. BA=Complexo Máfico-ultramáfico de Barro Alto; NQ= Complexo Máfico-Ultramáfico de Niquelândia;FRM= Falha do Rio Maranhão; RLN=Rampa lateral de Niquelândia; RLT=Rampa Lateral de Taveiras; RFN= Rampa frontal de Niquelândia; Depósito Cocal indicado. Modificado de Del Rey Silva *et al.*, 2008.

O fluxo dúctil é responsável pelo desenvolvimento de uma foliação de estiramento (L_x ; máximo em $21^\circ/308^\circ$), observada notadamente no Domínio Central, na capa da Falha do Rio Maranhão.

As atitudes da superfície e foliações S_0/S_1 , S_2 , estilo das dobras F_2 , sua assimetria e vergência, atitude da lineação de estiramento (L_x) levaram aos autores a admitir um regime de rampa frontal para o Domínio Central, com o vetor de tensão máximo σ_1 na direção aproximada $290^\circ\text{--}300^\circ/110^\circ\text{--}120^\circ$, vetor intermediário σ_2 sub-horizontal e mínimo σ_3 subvertical.

O segundo evento de deformação (D_2) no Domínio Central é caracterizado por dobramentos F_2 e tem como marcador cinemático principal uma foliação de plano axial

penetrativa. Essa foliação define uma forte lineação de interseção com o acamamento S_0 (L_{2-0}), sub ou paralela a menos evidente também lineação de interseção definida por S_1/S_0 (L_{1-0}).

As dobras F_2 são tipicamente assimétricas, predominantemente fechadas, escala normalmente métrica, podendo assumir dimensões de escala centimétrica a kilométrica. Seus eixos, juntamente com a lineação de interseção $L_{2-0/1}$, rotacionam a partir de seu *trend* NS original até um *plunge* máximo de 25° WNW. Segundo os autores claros exemplos de interferência de dobras coaxiais, tipo 3 de Ramsay (1967), são observadas. Os eixos B_1 e B_2 são subparalelos neste domínio.

O terceiro evento (D_3) é responsável pelo terceiro pulso de encurtamento na direção EW e seus marcadores cinemáticos estão ausentes no Domínio Central. É caracterizado por duas estruturas planares (F_{3V} e F_{3H}), representadas por uma clivagem espaçada (dm-cm) e veios de quartzo de largura milimétrica a decimétrica. Essa foliação aparece comumente como foliação de plano axial de dobras F_{3V} deformando estruturas pretéritas. As dobras F_3 são suaves a abertas, tem escala decimétricas a métrica. Os autores comentam também que esse evento seria responsável pelo embainhamento das dobras D_2 .

O quarto evento (D_4) é responsável pelo encurtamento na direção NNE-SSW, representado no Domínio Central pelas dobras F_4 e clivagem de plano axial S_4 . As dobras F_4 são abertas, com dimensões decimétricas até quilométricas (anticlinal no Domínio Central). A clivagem S_4 apresenta mergulhos altos para ENE e SSW.

O quinto evento (D_5), no Domínio Central, é responsável por novo encurtamento na direção EW. Tem como marcador cinemático uma clivagem espaçada (dm a m). Esse evento provocou ondulações suaves em escala métrica a decamétrica, com eixos NNE-SSW e planos axiais verticais.

Identificaram quatro famílias de veios preenchendo fraturas de extensão. A família mais frequente, denominada *p*, é constituída por veios subverticais, paralelos ao eixo máximo de esforço horizontal σ_1 (120° - 300°). Os veios denominados *q* e *r* são paralelos à direção de D_4 (NNE-SSW). Os veios *s*, menos frequentes, com direções próximas a EW, são bem representados em camadas de quartzito espessas do Grupo Paranoá.

O tratamento estatístico das superfícies e foliações S_0 e S_1 , lineações de estiramento L_x e intersecção L_2 e famílias de veios de quartzo no Domínio Central pode ser visualizada na **Figura 7**.

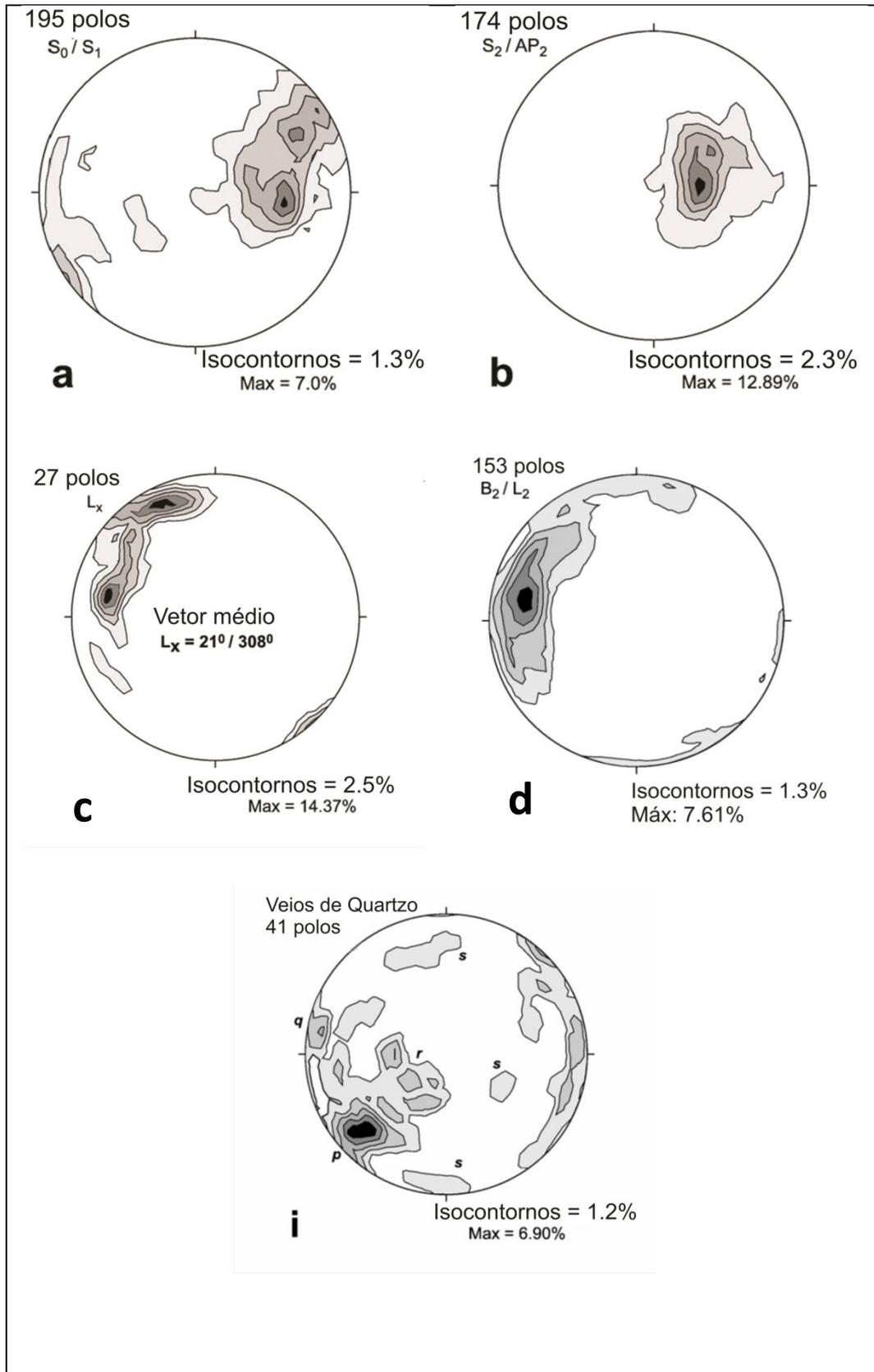


Figura 7. Distribuição estatística das superfícies e foliações S_0 , S_1 , S_2 , lineações L_x e L_{2-0} e famílias p , r e s de veios de quartzo no Domínio Central da Falha do Rio Maranhão (projeção estereográfica Schmidh-Lambert hemisfério inferior). Modificado de D’el-Rey Silva, 2008.

A Falha do Rio Maranhão é definida ao longo das margens leste dos complexos maficos-ultramáficos de Barro Alto e Niquelândia sendo suas principais feições representadas por milonitos com par S/C ($270^{\circ}/35^{\circ}$), lineação de interseção Li-s/c ($04^{\circ}/187^{\circ}$) e lineação de estiramento Lx ($30^{\circ}/270^{\circ}$) e veios de quartzo extensionais segundo $295^{\circ}/58^{\circ}$.

Amostras coletadas por Del Rey Silva *et al.* (2008) na capa e lapa da Falha do Rio Maranhão apresentaram idade modelo entre de 2,22 a 1,94 Ga e sugerem áreas fontes predominantemente paleoproterozóicas. Duas dessas amostras apresentaram idades modelo de 1,97 e 1,56 Ga, o que indica a contribuição de fontes mesoproterozóicas (embasamento ou rochas ígneas do Grupo Araí). Outras duas amostras coletadas, uma na capa, outra no traço da FRM, apresentaram idade modelo de 2,69 e 2,68 Ga respectivamente, sugerindo área fonte contendo crosta continental arqueana (**Tabela 1**).

Sm-Nd em amostras de rochas metassedimentares em afloramentos na capa e lapa da Falha do Rio Maranhão (amostra 196 coletada na falha)									
Amostra	Tipo de Rocha	UTM_E	UTM_N	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{(t)}$	T_{DM} (Gy)
4F	Metapelito	758.786	8.398.090	4.724	27.895	0,1024	0,511417±5	(-23,83)	2,22
5F	Metapelito	747.189	8.393.937	6.648	38.138	0,1054	0,511657±8	(-23,59)	1,94
6M H	Metapelito	742.365	8.398.800	5.938	32.149	0,1117	0,511566±6	(-20,91)	2,19
6Q H	Quartzito	742.365	8.398.800	6.010	32.666	0,1112	0,511609±6	(-20,07)	2,12
8H	Measiltito	743.486	8.396.042	5.832	30.876	0,1142	0,511650±14	(-19,27)	2,12
14H	Quartzito milonítico	744.158	8.404.597	0.983	4.046	0,1469	0,511865±7	(-15,09)	2,69
16H	Metacarbonato	733.180	8.393.249	0.861	4.176	0,1247	0,511834±9	(-15,67)	2,06
28A F	Metapelito	747.098	8.387.209	5.129	27.178	0,1141	0,511710±7	(-18,11)	2,03
33F	Metabasito	739.603	8.378.001	8.272	37.206	0,1344	0,511996±5	(-12,52)	2,00
38F	Metacarbonato	757.279	8.379.278	0.411	2.125	0,1168	0,511742±9	(-17,47)	2,03
100F	Quartzito	754.032	8.355.300	2.239	11.775	0,115	0,511702±7	(-18,27)	2,06
131A F	Quartzito	804.818	8.397.892	1.115	6.958	0,0969	0,511526±12	(-21,69)	1,97
131B F	Metapelito siltoso	804.818	8.397.892	5.442	47.514	0,0692	0,511555±24	(-21,13)	1,56
156F	Metapelito cizalhado	785.184	8.400.950	6.149	34.487	0,1078	0,511491±12	(-22,37)	2,22
169MRT	Mica-quartzo milonito	740.778	8.393.492	6.219	27.064	0,1389	0,511127±16	(-17,76)	2,68

Tabela 1. Dados Sm-Nd das rochas da capa, lapa e traço da Falha do Rio Maranhão. Modificado de (Del Rey Silva, 2008).

Ausência de contraste isotópico, dados de litologia e fácies metamórfica, obtidas no traço, capa e lapa da Falha do Rio Maranhão, levou os autores (como também já sugerido por Marini & Fuck, 1981) a concluir que a falha foi desenvolvida sobre rochas do Grupo Paranoá, tratando-se de uma feição intraplaca. Concluíram também que a falha foi responsável pela

exumação dos complexos máfico-ultramáficos de Barro Alto e Niquelândia, em função de processo de rápida subducção.

Em trabalhos de mapeamento de detalhe Olivo (1989), descreve quatro fases de dobramentos na área do depósito aurífero Santa Rita (Grupo Paranoá - Leste de Niquelândia). A primeira fase, identificada apenas como remanescentes de uma xistosidade S_1 é observada em raros afloramentos e lâminas delgadas. A segunda fase, plano paralela ao acamamento S_0 , marcada pela orientação de filossilicatos, com mergulhos predominantemente de ângulo médio para oeste (sentido geral). A foliação S_2 é a única possível de ser medida em escala de afloramento. A terceira fase, representada por uma clivagem de crenulação, gerou micro, meso e mega dobras apertadas, de flanco invertido. Essas dobras podem ser observadas em afloramento e fotos aéreas. A fase F_4 gerou dobras suaves, abertas, com eixo $5-20^\circ/WNW$. Identificou duas lineações de interseção, L_3 e L_4 , geradas pela superimposição das fases F_3 e F_4 à segunda fase de deformação (S_3/S_2 e S_4/S_2). A lineação L_3 apresenta caimentos de baixo ângulo para os quadrantes SSE e NW. A lineação L_4 apresenta uma predominância de caimentos de médio ângulo para oeste. Duas famílias de fraturas, NNW e NE, com mergulhos de alto ângulo, podem ou não estar mineralizadas a quartzo. Falhas normais e fraturas WNW foram geradas tardiamente. Os veios mineralizados em ouro no Depósito Santa Rita estão alojados em falhas e fraturas de direção WNW-ESE, segundo a autora pertencente à mesma família das falhas normais/fraturas WNW.

1.7 ROCHAS/PETROGRAFIA

Podem ser identificados pelo menos três conjuntos principais de rochas no Depósito Cocal, um predominantemente metapelítico na base, outro com predominância de metapsamitos e um, intercalado nos metapelitos, representado por uma lente de calcário calcítico.

A porção norte é constituída predominantemente por quartzitos esbranquiçados, finos, foliados, às vezes silicificados ou friáveis. Esse conjunto passa, por contato gradacional, para uma sequência predominantemente pelítica (filitos) que aflora na porção sul da área de pesquisa. Intercalado na sequência metapelítica ocorre lente de calcário calcítico e sua transição com os pelitos provavelmente é marcada por margas (?). Lentes de calcário ocorrem também, mais regionalmente, a oeste da área de pesquisa. Rocha básica intrusiva (diques) é observada localmente no pacote de filitos (**Figura 8**).

No Depósito Ouro Fino essa sucessão de repete em sua quase totalidade, as lentes calcárias vão ser observadas apenas regionalmente. Predominam clorita-sericita-quartzo xistos e intrusivas básicas. Quartzitos ocorrem na porção sul do conjunto, já praticamente fora da área estudada (**Figura 9**).

Os trabalhos de petrografia estiveram concentrados nas rochas do Depósito Cocal, uma vez que a abordagem no Depósito Ouro Fino foi realizada já no final da dissertação. Assim as descrições que se seguem referem-se ao Depósito Cocal. Rochas do Depósito Ouro Fino são comentadas no final do capítulo.

1.7.1 Petrografia dos Filitos

Os metapelitos, macroscopicamente, apresentam cor acinzentada, amarelada ou marrom avermelhada quando intemperizados, granulometria fina, fortemente anisotrópicos. Localmente apresentam microbandamento, com alternância entre níveis cinza e esbranquiçados e tipicamente lentes de quartzo paralelas à foliação principal (**Foto 1**). A anisotropia da rocha é marcada pelo acamamento heterolítico e pelo crescimento das micas e quartzo.



Foto 1. Aspecto em afloramento dos filitos do Depósito Cocal. (UTM 742.882E/8.387.829N). Mirada para sul.

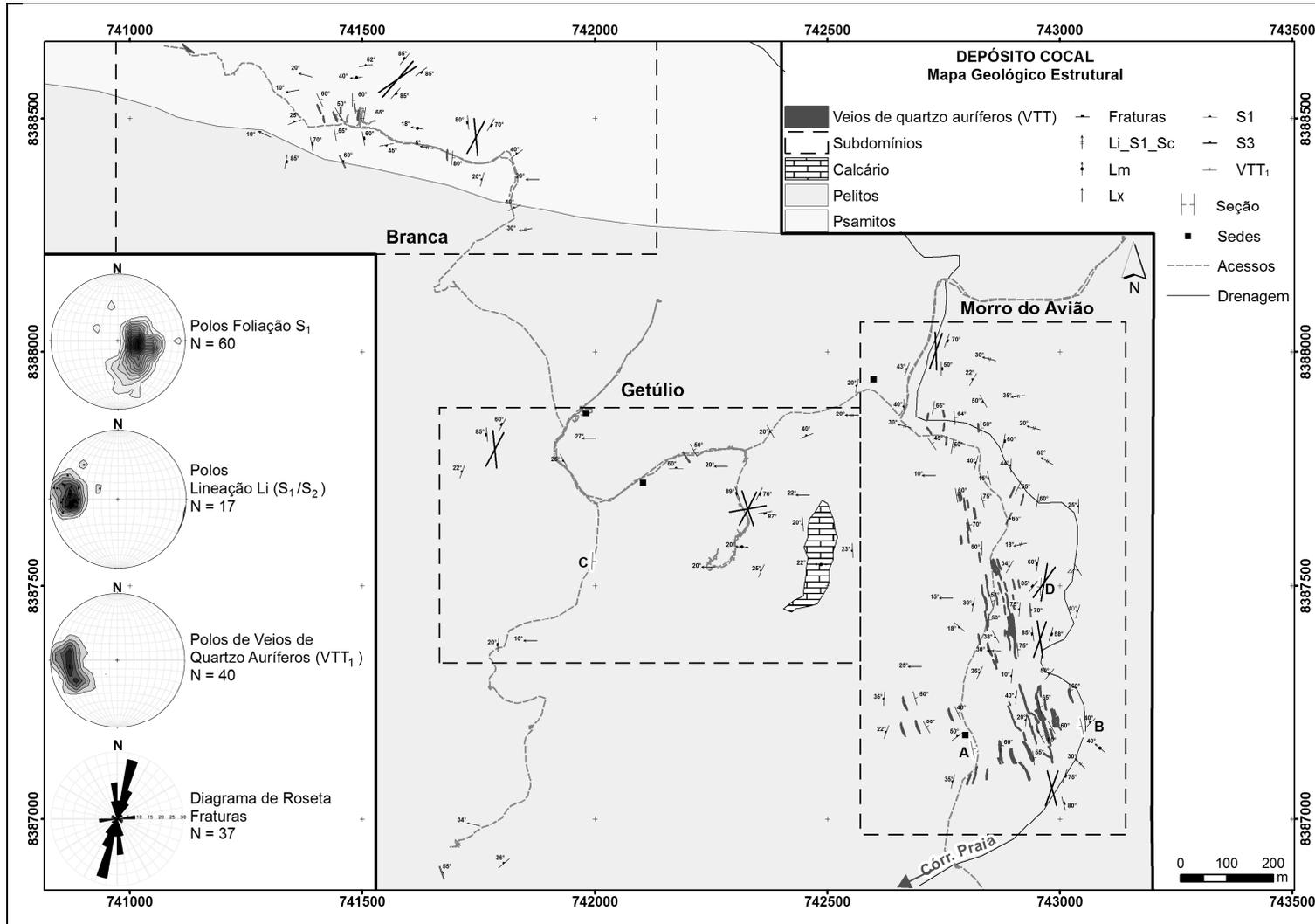


Figura 8. Mapa geológico-estrutural do Depósito Cocal com seus subdomínios e principais estruturas mostradas nos estereogramas (Rêde Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) de polos da foliação S₁, Lineação de interseção Li(S₁/S₂), família de veios de quartzo auríferos (VTT₁) e diagrama de fraturas. Escala indicada.

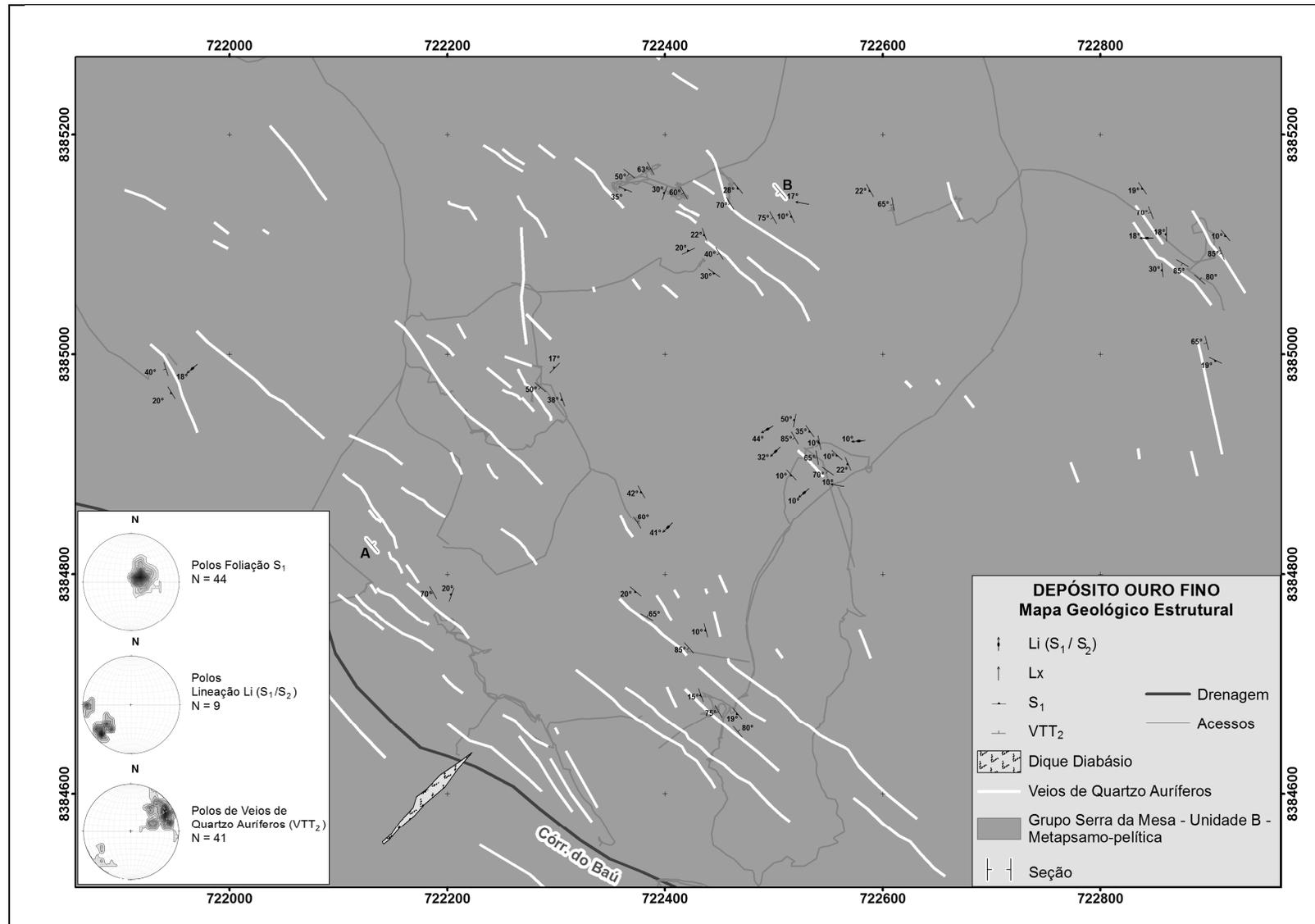
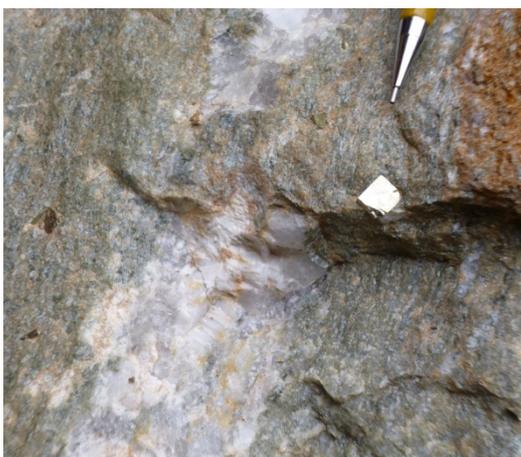


Figura 9. Mapa geológico-estrutural do Depósito Ouro Fino com as principais estruturas mostradas nos estereogramas (Rêde Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) de polos da foliação S₁, Lineação de interseção Li(S₁/S₂) e família de veios de quartzo auríferos (VTT₂). Escala indicada.

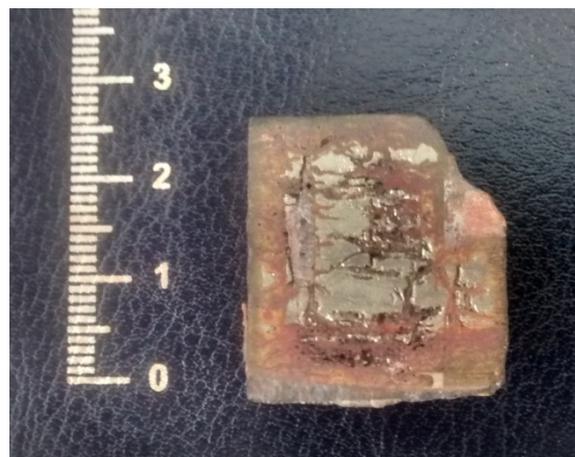
Ocorrência de carbonato é marcada em amostras de mão e afloramentos, pelo aparecimento de cristais milimétricos romboédricos de dimensões milimétricas, normalmente intemperizados (**Foto 2**). Da mesma forma é marcante a ocorrência de pirita euédrica, que aparece em cristais de dimensões até centimétricas, sendo em alguns locais frequentes no elúvio (**Prancha 1 – A e B**). A sequência pelítica tem, principalmente no pacote sobreposto aos calcários, a textura e composição original obliterada e/ou destruída por alteração hidrotermal, principalmente carbonatização e silicificação superimpostas.



Foto 2. Pintalgações de carbonato nos filitos do Depósito Cocal (UTM 742.905E/8.387.622N). Lapiseira aponta para Az. 270° (Face XY).



A) UTM 742.359E/8.387.657N



B) UTM 741.832E/8.388.066N (rolados)

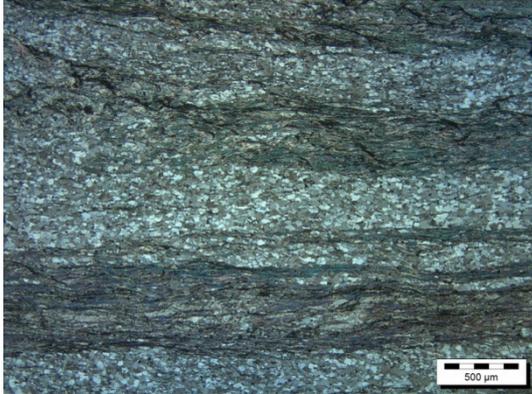
Prancha 1. A) Pirita euédrica em metapelito/metamarga(?) alterado; B) Pseudomorfo de pirita com núcleo parcialmente preservado (escala em cm).

Além das venulações paralelas a foliação, uma família principal de veios de quartzo de geometria tabular e/ou lenticular, largura entre centimétrica a métrica, está hospedada com frequência variável na sequência pelítica. Macroscopicamente apresentam cor branca, localmente rosados, tingidos por óxidos e aspecto maciço. Muitos deles, mais possantes, uma vez que são portadores de ouro, estão registrados apenas pelo molde de cavas de garimpo antigas (**Foto 3**).

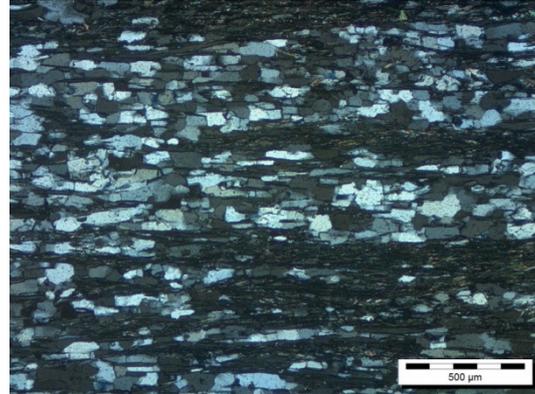


Foto 3. Veios de quartzo auríferos (VTT₁) encaixados nos filitos do Depósito Cocal. Cava de garimpo no Morro do Avião. UTM 743.023E/8.387.258N. Mirada para norte.

Microscopicamente os metapelitos são compostos por níveis milimétricos micáceos e quartzosos alternados (domínios F e Q – **Prancha 2 - A**), definindo o acamamento S₀ e compondo também uma assembleia metamórfica representada por micas brancas (ou fengitas - Rieder *et al.*, 1998; Tischendorf *et al.*, 2007) e quartzo, cujo crescimento define a principal foliação tectônica (S₁) da rocha. Apresenta um arranjo textural granolepdoblástico ressaltado pelo bandamento heterolítico. As micas ocorrem em finas palhetas fortemente orientadas segundo a foliação principal, num arranjo lepidoblástico. Apresentam cores brancas a esverdeadas e fraco pleocroísmo. Mostram características cores intensas de interferência. O quartzo ocorre em níveis ou lentes milimétricas a submilimétricas, como agregados de cristais subédricos de granulometria muito fina, em uma textura poligonal granoblástica, relacionados ao acamamento primário S₀. Com deformação superimposta alguns grãos adquirem formas de ripas, hábito alongado, constituem textura em fita (*ribbon* – **Prancha 2 - B**), geração de subgrãos e extinção ondulante (**Prancha 2 – C e D**).



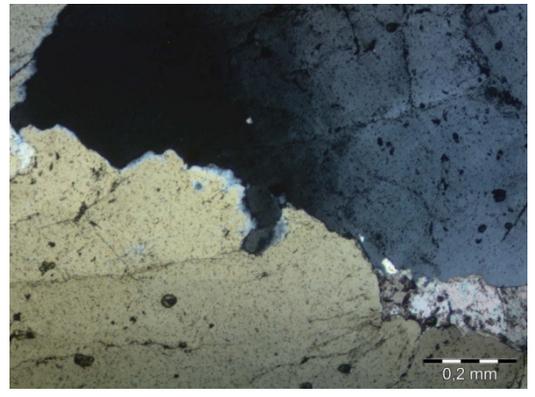
A) F1-80,50m - Face XZ - NX - 1,25x



B) F1-26,00m - Face XZ - NX - 4x



C) RL-CO-65 - FACE XZ - NX - 4x



D) RL-CO-T6 - FACE XZ - NX - 4x

Prancha 2. A) Filitos do Morro do Avião exibindo domínios F (filosilicatos) e Q (quartzo); B) Grãos de quartzo achatados – textura em fita; C) Subgrãos em cristal de quartzo; D) Extinção ondulante em cristal de quartzo. (F1 UTM 743.051E/8.387.198N; RL-CO-65 - UTM 743.008E/8.387.266N); RL-CO-T6 – fragmento de testemunho coletado em pilha de rejeito).

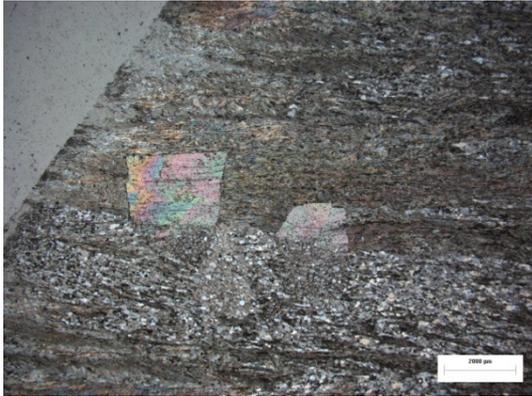
Quartzo também ocorre secundariamente na forma de lentes e veios. As lentes exibem normalmente formas sigmoidais, paralelas à foliação milonítica e ocorrem em espessura milimétrica a centimétrica (**Foto 4**). Apresentam granulometria relativa mais grossa que a matriz da rocha, com grãos subédricos dispostos em arranjo granoblástico poligonal. Nos veios de quartzo extensionais, o quartzo apresenta granulometria grossa, grãos subédricos em arranjo granoblástico poligonal.



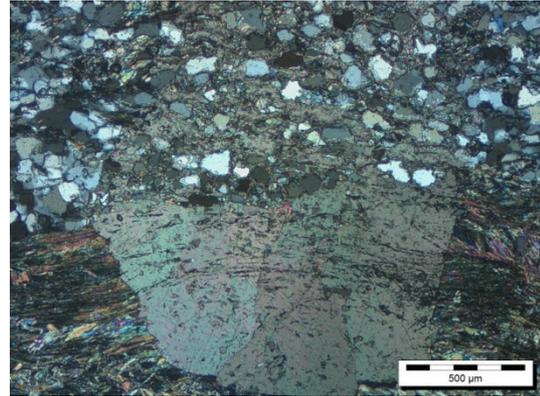
Foto 4. Amostra RL-CO-T4 (fragmento de testemunho de sondagem coletado em pilha de rejeito). Lente de quartzo - carbonato paralela à foliação principal. Poiquiloblasto de carbonato na extremidade esquerda. Acamamento heterolítico ainda parcialmente preservado. Foto-montagem.

Carbonato, na fácies de alteração correspondente, ocorre caracteristicamente como porfiroblastos sin a tarditectônicos, às vezes rotacionados (**Prancha 3 – D**), ou pós-tectônicos e forma grãos euédricos a subédricos, ocorrendo também em massas ou agregados associados à paragênese de alteração. Os cristais mostram grande quantidade de inclusões conferindo um aspecto “sujo” ao mineral e definindo uma textura caracteristicamente poiquilítica para essa geração de carbonatos. A maioria pode ser caracterizada como poiquiloblastos (**Prancha 3 – A e B**).

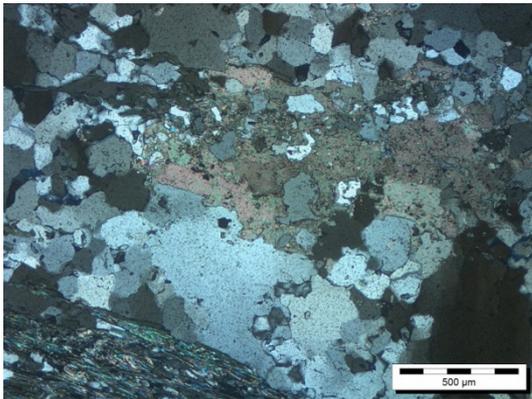
Turmalina tem ocorrência frequente, principalmente associada aos níveis quartzosos, como finos cristais, de coloração esverdeada. Juntamente com a mica, quartzo estirado e opacos, define uma clara lineação de grão mineral, com cristais fortemente alinhados, paralelos a foliação principal da rocha (**Prancha 4 -A**).



A) RL-CO-T2 - Face XZ - NX - 1,25X



B) RL-CO-T2 - Face XZ - NX - 4X

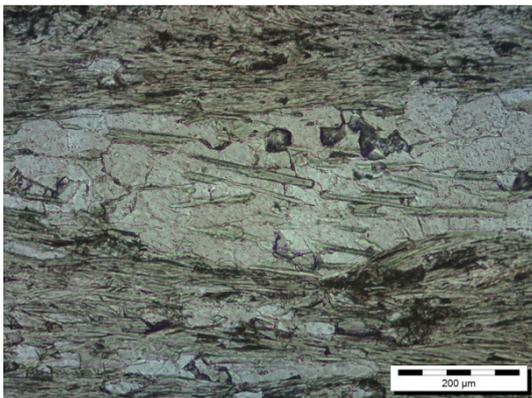


C) RL-CO-F1-26,00m - Face XZ - NX - 4X

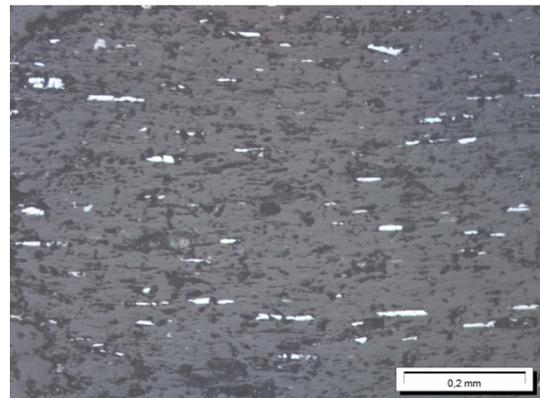


D) RL-CO-04-A1 - Face XZ - NX - 10x

Prancha 3. A) Porfiroblastos tardios ou pós tectônicos de carbonato; B) Idem A; C) Massa de carbonato em lente de quartzo; D) Porfiroblasto sintectônico de carbonato rotacionado (levógiro) em filito.



A) Amostra RL-CO_26XZi - luz natural - 10x



B) Amostra RL-CO-T4 - luz refletida - 10x

Prancha 4. A) Lineação de grão mineral em turmalina - Face XZ; B) Lineação de grão mineral em opacos.

A **Foto 5** mostra em visão panorâmica os aspectos texturais e mineralógicos dos filitos do Depósito Cocal.

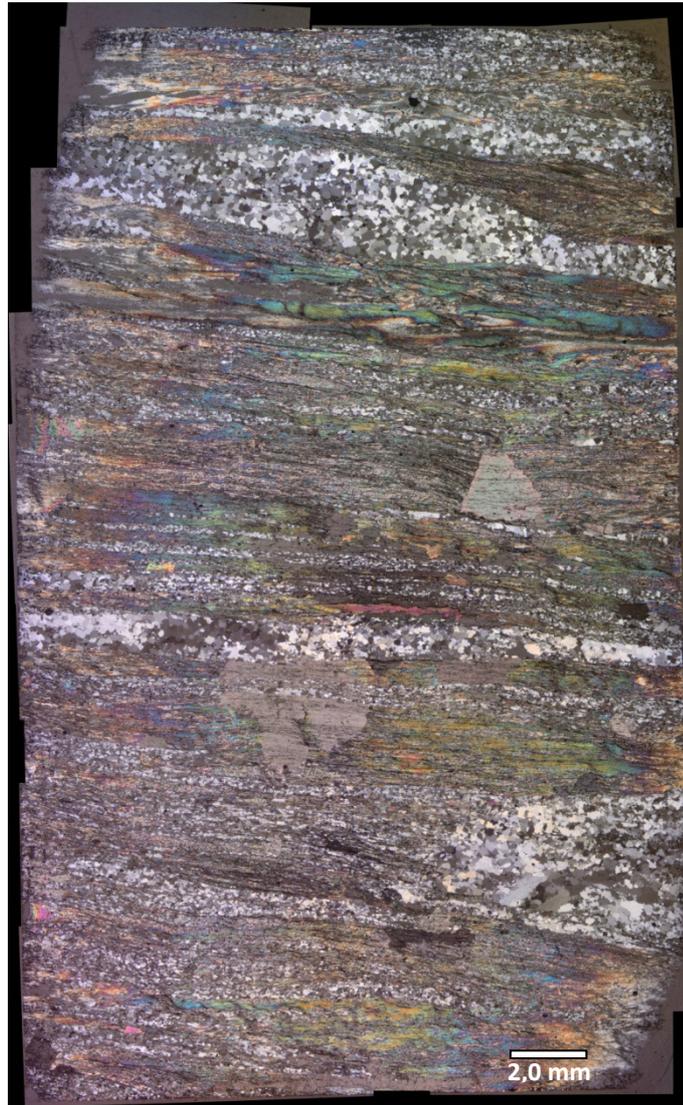


Foto 5. Aspectos texturais e mineralógicos em amostra de filito do Depósito Cocal. Face XZ. Fragmento de testemunho de sondagem coletado em rejeito. Morro do Avião. Fotomontagem.

1.7.2 Petrografia dos quartzitos

Os quartzitos macroscopicamente apresentam cores esbranquiçadas a levemente amareladas, granulometria fina e anisotropia marcada por bandamento composicional, foliação disjuntiva anostomosada (e paralela) e lineação construtiva (**Prancha 5**). Podem ser friáveis ou silicificados localmente. São compostos basicamente por quartzo e mica. Carbonato ocorre como mineral acessório em algumas fácies.

Apresenta arranjo textural predominantemente granoblástico estruturado por arranjo de grãos anédricos de quartzo (e carbonato) e subordinadamente lepidoblástico, ressaltado por finas palhetas de mica branca, alinhadas segundo uma direção preferencial.



A) Face YZ - Mirada para oeste



B) Face YZ

Prancha 5. A) Aspecto em afloramento do quartzito do Garimpo da Branca – Face YZ; B) Quartzito do garimpo da Branca. Amostra RL-CO-105 – Face YZ (UTM 741.454E/8.388.496N).

1.7.3 Petrografia dos calcários

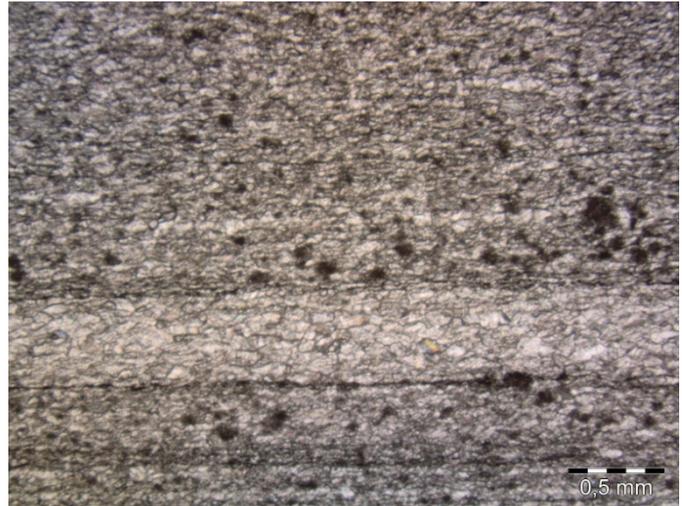
Em afloramento o calcário tem cor cinza médio a cinza escuro, granulometria fina e anisotropia marcada por bandamento composicional e foliação milonítica. Conspícua lineação de interseção (lineação construtiva) também é observada (**Prancha 6 – A**). Apresenta forte reação ao teste com ácido clorídrico diluído (10%), evidenciando seu caráter calcítico.

Ao microscópio o arranjo textural é do tipo granoblástico, estruturado por agregados de cristais anédricos e subédricos de calcita, os quais exibem contatos poligonizados, com discreto estiramento (achatamento?) em uma direção preferencial (Plano XZ), configurando uma sutil lineação de grão mineral. Comumente, desenvolvem-se níveis milimétricos intercalados exibindo variação de granulação, além de geminações (**Prancha 6 – B**).

Os planos de foliação são marcados por material opaco muito fino. Veios de calcita com halos de mica branca boudinados são observados localmente, assim como veios de mármore rosado. Pirita em cristais subédricos a anédricos ocorre disseminada, em maior porcentagem em alguns veios tardios de calcita.



A) Face XY



B) Face XZ

Prancha 6. A) Calcário com forte anisotropia (lineação de grão mineral); B) Bandamento composicional (acumamento) em lamina polida . Amostra RL-CO-66A (UTM 742.487E/8.387.552N)

Fora do domínio da zona de cisalhamento do Cocal os calcários mostram acumamento preservado. Possuem cor cinza claro, laminados, com fraturas preenchidas por carbonato remobilizado (**Foto 7**).

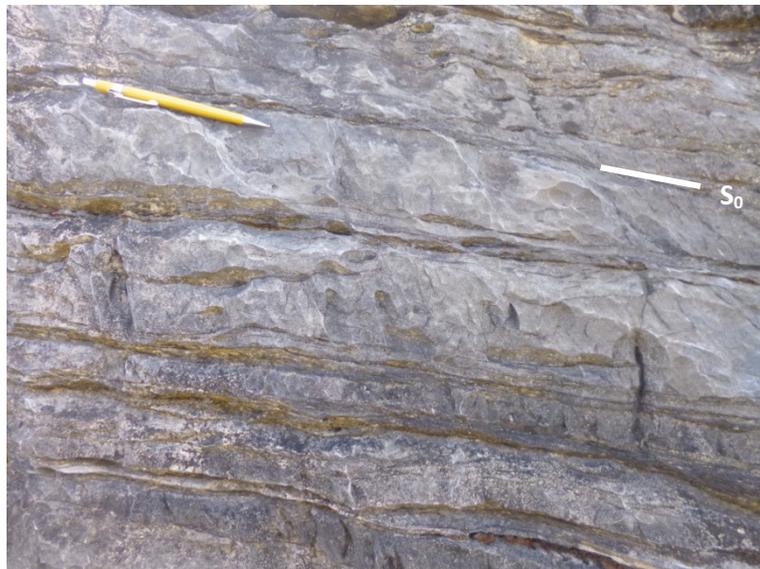
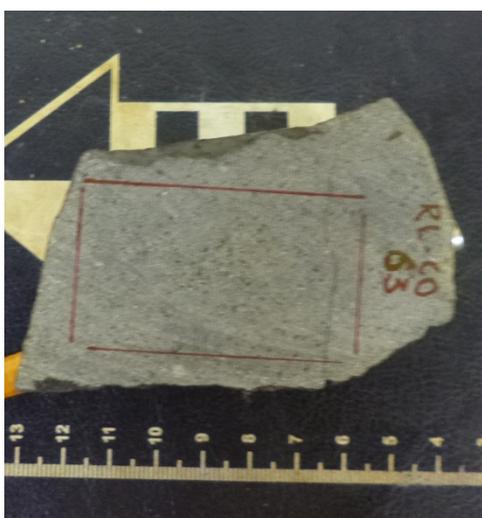


Foto 6. Acumamento e laminações em calcários na região do entorno do Depósito Cocal. Vista para sul. RL-CO-106 (UTM 742.939E/8.386.655N).

1.7.4 Petrografia dos diabásios

Macroscopicamente o diabásio tem cor cinza escura, granulometria fina, isotrópicos (**Prancha 8 – A**). Destacam-se na matriz fina cristais milimétricos cinza escuro (magnetita?). Apresenta pronunciado magnetismo (teste com ímã de mão).

Apresenta arranjo textural ofítico a subofítico, ressaltado por finas lamina de labradorita imersas em uma massa fina de olivina e piroxênio (?). Plagioclásio ocorre em finas ripas dispostas aleatoriamente, com características geminações Calsbad e Albita-Calsbad em finas lamelas e processos de sausuritização superimpostos. Olivina ocorre como fenocristais euédricos a subédricos imersos na matriz fina, com cor marrom e bordas corroídas de cor mais clara. Magnetita ocorre em cristais euédricos a subédricos imersos na matriz ou como alteração nas olivinas. Carbonato ocorre como acessórios (**Prancha 7 – B**).



A)



B)

Prancha 7. (A) Aspecto do diabásio em amostra de mão; (B) lamina polida mostrando o arranjo textural sub - ofítico ressaltado por lamina de labradorita sobre cristais de olivina – Amostra RL-CO-63A (UTM 743.016/ 8.387.492N).

1.7.5 Petrografia dos opacos

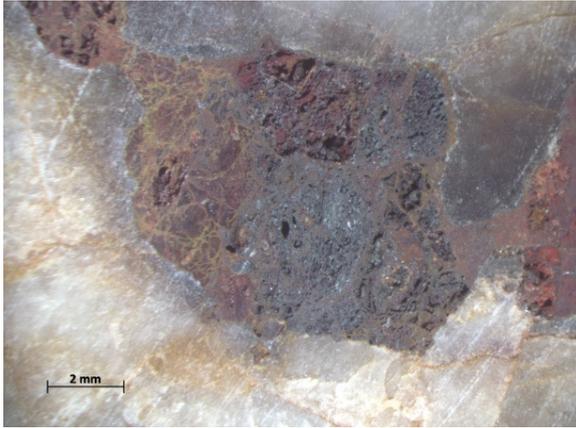
Opacos estão representados principalmente por óxidos de Ti e Fe (ilmenita/rutilo, hematita), além de magnetita, pirita e ouro. Os óxidos de Ti ocorrem em cristais subédricos em formas de ripa ou menos frequentemente placóides. Estão distribuídos no acamamento primário do filito, acompanhando as modificações causadas nessa superfície por deformação ou alteração hidrotermal superimposta. Localmente exhibe lineação de grão mineral (**Prancha**

4 - B). A pirita ocorre como cristais cúbicos euédricos a subédricos (**Foto 6**) e também em massas distribuídas na foliação da rocha. Já hematita e magnetita ocorrem disseminados sob a forma subédrica e/ou em halos de alteração.

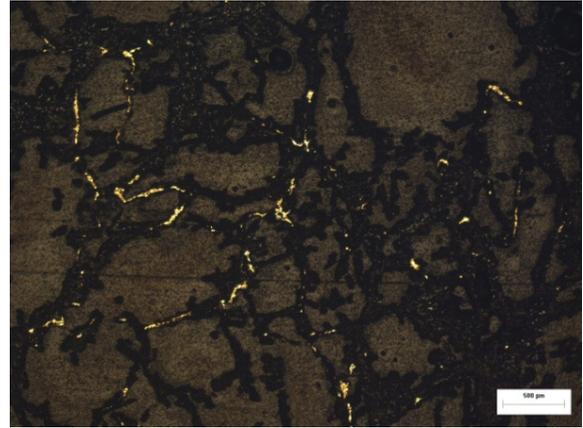


Foto 7. Amostra RL-CO-GET - Cristais de pirita em fácies de alteração quartzo-carbonato-sericita avançado. Garimpo do Getúlio. UTM 742.359E/8.387.656N. Foto-montagem.

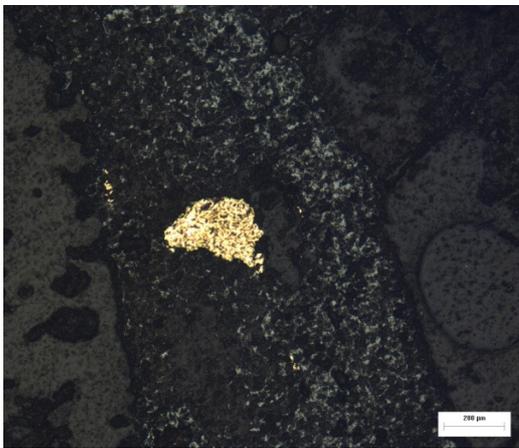
Ouro, por sua vez, ocorre como grãos subédricos ou massas anédricas, normalmente submilimétricos disseminados na rocha ou associado a massas de pirita em veios de quartzo. (**Prancha 8**).



A) Amostra RL-CO-08.



B) Amostra RL-CO-8 – LF – 4X



C) Amostra RL-CO-08 – LF – 10x



D) Ouro em veio de quartzo.

Prancha 8. A) Pseudomorfo de pirita em veio de quartzo aurífero; B) Detalhe de A – Filetes de ouro em pseudomorfo de pirita; C) Grão de ouro em pseudomorfo de pirita; D) Ouro em veio de quartzo junto a pseudomorfo de pirita (amostra cedida por garimpeiro – Morro do Avião).

A composição modal dos filitos estimada é: micas brancas 58%; quartzo 40%; acessórios 1%; opacos 1%.

1.7.6 Microtectônica

Várias microestruturas podem ser observadas em nível cristalino nas rochas do Depósito Cocal, como achatamento de cristais (deformação intracristalina), extinção ondulante, migração de bordas (**Fotos 8 e 11**), subgrãos (**Fotos 9 e 10**), recristalização dinâmica, entre outras, que corroboram a atuação de mecanismos de deformação nessas rochas. Essas microestruturas estão bem caracterizadas nos trabalhos de Blenkinsop (2000) e Paschier & Trouw (2005).

Texturas típicas de achatamento de cristais (textura em fita – *ribbon texture*) ou boudinage (**Foto 12**) são amplamente observadas em lentes de quartzo sintectônicas do Depósito Cocal. Podem ser observadas na face XZ de lentes de quartzo em filitos do Morro do Avião como mostra a foto da **Prancha 2 - B**.

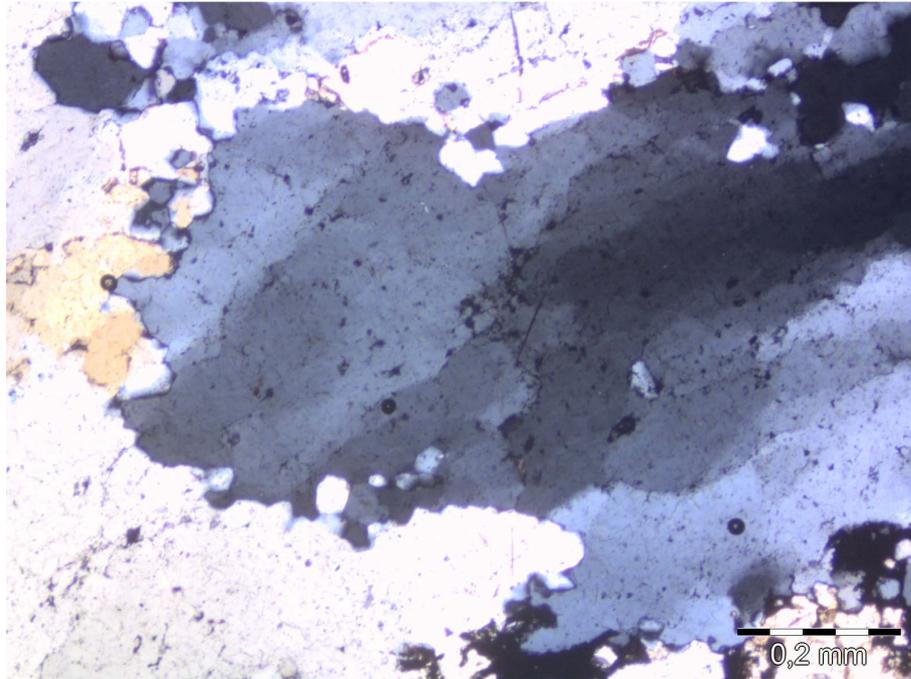


Foto 8. Lente de quartzo paralela a foliação principal - Extinção ondulante e migração de bordas em quartzo. Notar limites irregulares dos grãos. RL-CO-65 - Face XZ (UTM 743.008E/8.387.266N).

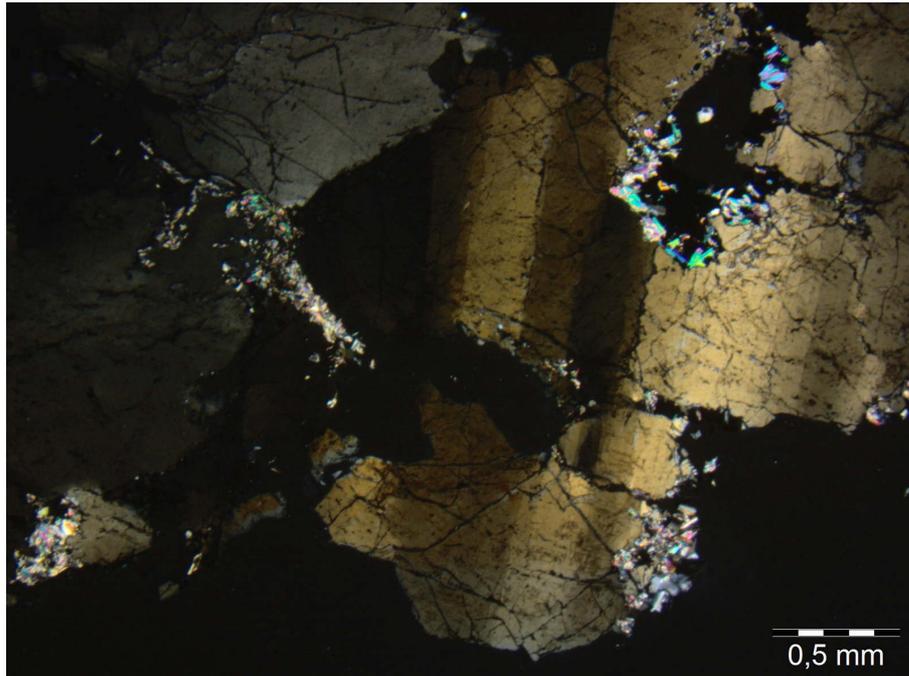


Foto 9. . Subgrãos em quartzo (vertical) - veio de quartzo. Encaixantes são filitos do Morro do Avião. RL-CO-75B (UTM 742.949E/ 8.387.539N).

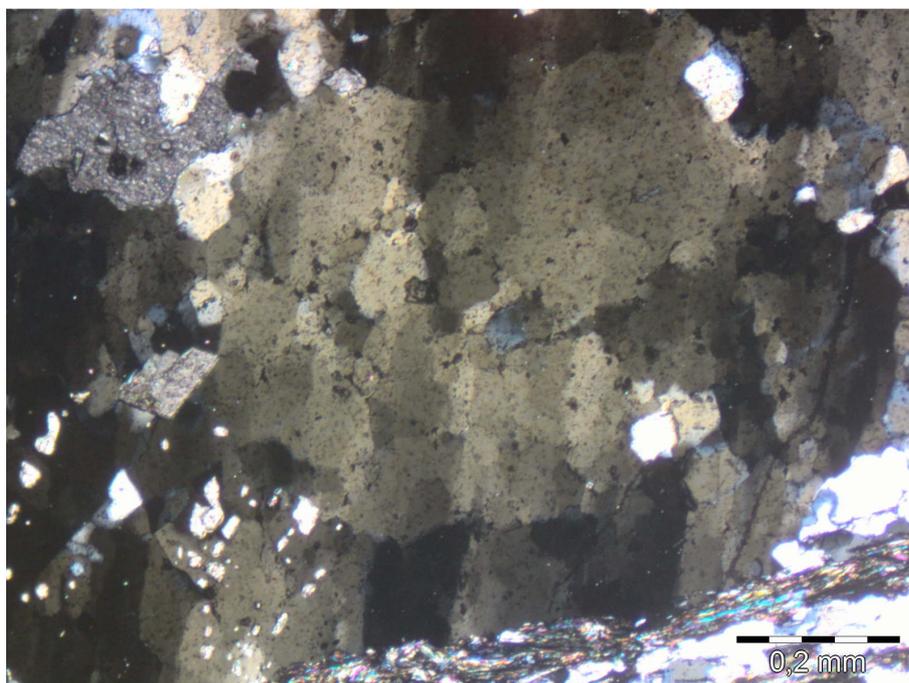


Foto 10. RL-CO-T4 - Subgrãos em quartzo sugerindo textura tipo “tabuleiro de xadrez” (Paschier&Trouw, 2005). Lente de quartzo – Morro do Avião. Amostra de testemunho de sondagem coletada em pilha de rejeito.

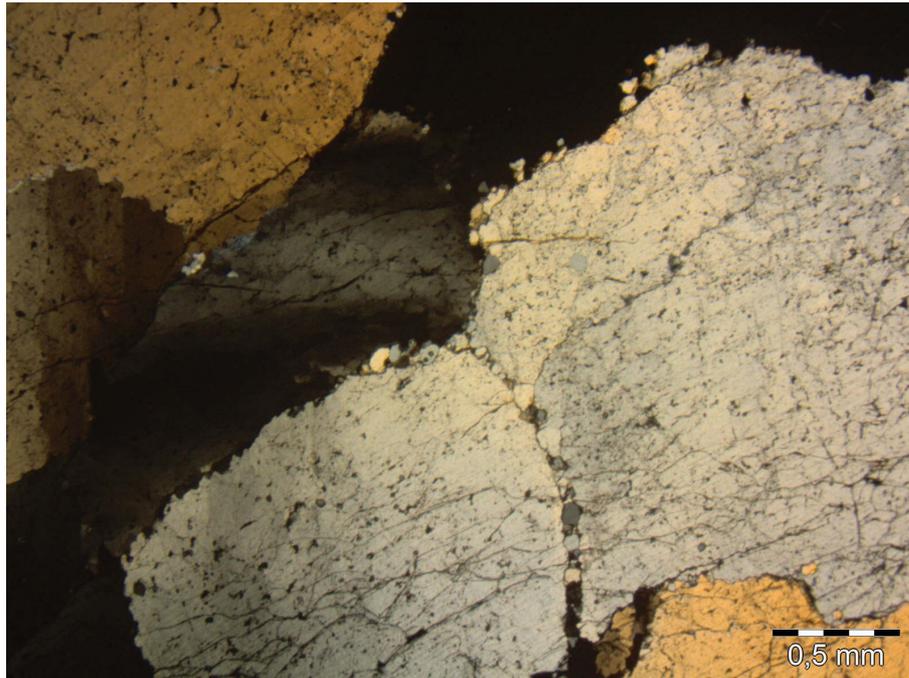


Foto 11. Migração de grão em borda a baixa temperatura ((Baily and Hirsch 1962; Drury et al. 1985; Shigematsu 1999; Stipp et al. 2002 in: Paschier & Trouw, 2005). Recristalização de pequenos grãos de quartzo independentes na borda de grãos maiores. Lente de quartzo sintectônica (VST) em filito – Morro do Avião. RL-CO-53A (UTM 742.698E/ 8.387.860N).

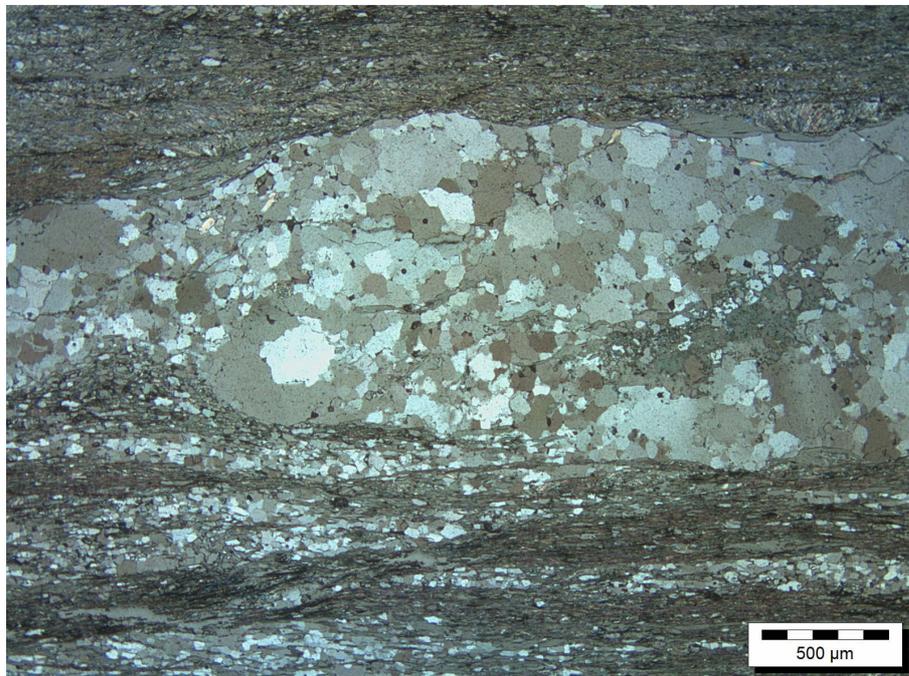


Foto 12. Estiramento (boudinage) em lente de quartzo sintectônica em filito. F1-26,00m - Face XZ (UTM 743.015E/8.387.198N).

1.7.7 Rochas do Depósito Ouro Fino

A área do Depósito Ouro Fino apresenta uma sequência basicamente composta por metapelitos representados por clorita(?)-sericita xistos e localmente intercalações de níveis psamíticos representados por bancos centimétricos a decimétricos de quartzitos.

O clorita-sericita-quartzo xisto tem cores esverdeadas, com matizes mais intensos nos halos de alteração hidrotermal, granulometria fina, com anisotropia principal representada pela foliação milonítica. Lentes e níveis de quartzo milimétricos a decimétricos, paralelas a foliação principal são amplamente observadas no pacote de rochas. O pacote de clorita-sericita-quartzo representa a principal hospedeira dos veios de quartzo auríferos (**Prancha 20**).

Diques de diabásio, fortemente magnéticos, com larguras até decamétricas, são observados na porção média da área, aflorantes principalmente no leito e margens do Córrego Baú (**Foto 13**).



A) UTM 722.459E/ 8.385.137N



B) UTM 722.525E/8.384.919N

Prancha 9. (A e B) Clorita-sericita-quartzo xisto com forte venulação de quartzo paralela a foliação principal. Em A, veio de quartzo aurífero discordante da foliação principal.



Foto 13. Dique de diabásio decamétrico no leito do Córrego Baú (UTM 722.209E / 8.384.626N).

Os quartzitos ocorrem localizadamente na área de pesquisa, sendo mais importantes na porção sul do Depósito Ouro Fino. Apresentam coloração esbranquiçada, granulométrica fina, alguns friáveis (**Foto 14**).



Foto 14. Nível de quartzito intercalado em pacote de clorita-sericita-quartzo xistos. Notar veios de quartzo tardios. UTM 722.774E/ 8.383.478N.

2. GEOLOGIA ESTRUTURAL

O arranjo estrutural dos Domínios Cocal e Ouro Fino foi construído a partir do desenvolvimento de uma sucessão de rampas de cisalhamento na lapa e capa da Falha do Rio Maranhão. Toda sua anatomia está em conformidade com o fechamento do orógeno acrescionário durante o final do Ciclo Brasileiro, que acomodou a deformação em uma sucessão de dobramentos e empurrões com vergência para o Cráton São Francisco (Fuck *et al.*, 1993; Fuck, 1994; Fonseca *et al.*, 1995; Freitas Silva, 1996). Os eventos colisionais na faixa de Dobramentos Brasília ocorreram entre ca. 790 – 610 Ma (Dardenne, 2000; Delgado *et al.*, 2003; Pisarevsky *et al.*, 2008 in: Pires *et al.*, 2016). Segundo Frasca (2015) essa orogenia envolveu colagem de domínios oceânicos, núcleos e fragmentos continentais e arcos acrescionários entre 900 a 540 Ma.

Esses dois depósitos, Cocal e Ouro Fino, possuem até a presente data, enquadramento geotectônico diverso. A cartografia atual da Faixa Brasília os situa em unidades geotectônicas e litológicas distintas, Zona Externa – Grupo Paranoá (Domínio Cocal) e Zona Interna – Grupo Serra da Mesa (Domínio Ouro Fino), embasada, principalmente em dados de gravimetria, fácies metamórfica e estratigrafia. A similaridade dessas unidades litológicas, na região estudada, já foi proposta em trabalhos anteriores (Marini & Fuck, 1981; Del Rey Silva *et al.*, 2008).

A análise estrutural aqui apresentada permitiu a caracterização e organização das principais estruturas tectônicas presentes nos depósitos estudados. Os trabalhos foram mais detalhados no Depósito Cocal onde as estruturas estudadas, por ordem de importância relativa são: foliação milonítica, clivagem de crenulação, lineações de interseção, estiramento, mineral, dobras e fraturas. Estruturas primárias, como o acamamento heterolítico podem localmente ser observadas no pacote sedimentar deformado. O Depósito Cocal abrange os garimpos Morro do Avião, Getúlio e Branca (**Figura 8**). No Depósito Ouro Fino os trabalhos estiveram concentrados na geometria dos veios de quartzo auríferos.

. No Depósito Ouro Fino os trabalhos estiveram concentrados na geometria dos veios de quartzo auríferos.

A classificação das estruturas foi feita em função do nível crustal que possivelmente as originaram, considerando o estado contínuo da deformação durante o evento colisional

Brasiliiano. A nomenclatura utilizada para a classificação morfológica das estruturas em escala mesoscópica é aquela proposta por Twiss & Moore, 2007 (**Figura 10**).

Foliação e Clivagem	Espaçada	Composicional	Difusa	Lineações em Rochas Deformadas (superficial ou penetrativa)	Estrutural	Discreta	Seixos
			Bandada				Oóides
		Disjuntiva	Estiolítica			Construtiva	Fósseis
			Anostomótica				Manchas de Alteração
			Irregular			Linhas de Charneira	
	Crenulação	Regular	Linhas de interseção				
		Zonal	Linhas de Boudins				
	Contínua	Fina	Discreta		Mullions		
			Microcrenulação		Slickensides		
		Grossa	Microdisjuntiva		Policristalina	Bastão	
Microcontínua			Minerais difusos (agregados)				
				Slickenlines			
		Sobrecrescimento não fibroso					
		Grão Mineral	Grão de hábito acicular				
			Grãos alongados				
			Minerais fibrosos				
			Preenchimento fibroso do veio				
			Slickenfibers				
			Sobrecrescimentos fibrosos				

Figura 10. Tabelas de classificação morfológica de foliações (A) e lineações (B) segundo Cray 1977, Powell 1979 (in: Twiss e Moores, 2007).

2.1 DEPÓSITO COCAL

O Depósito Cocal está posicionado na Zona Externa da Faixa Brasília, na lapa da Falha do Rio Maranhão. Foram identificadas três foliações principais (S_1 , S_2 e S_3) nas rochas (filitos, quartzitos, calcários) deste domínio. As intrusivas básicas (diques) não registram quaisquer estruturas secundárias.

2.1.1 Deformação Dúctil- Rúptil

2.1.1.1 Foliação S_1

A foliação S_1 marca o primeiro momento de deformação no Depósito de Ouro Cocal. É definida por uma foliação ou clivagem contínua (Twiss & Moore, 2007) no domínio dos filitos (**Prancha 10 – A e B**), adquirindo características de foliação espaçada disjuntiva, localmente anostomótica (Twiss & Moore, 2007) no domínio dos quartzitos (**Prancha 10 – C e D**).

O tratamento em conjunto das atitudes dos planos de foliação S_1 do Depósito Cocal (**Figura 11**) indica uma maior frequência da atitude 297/27 (Azimute do mergulho/mergulho).



A) UTM 742.833E/ 8.387.836N – mirada para norte.



B) UTM 742.910E/8.387.704N – mirada para norte.



C) UTM 741.495E/8.388.504– mirada para norte.



D) UTM 741.495E/8.388.504– mirada para norte..

Prancha 10. . Foliação S_1 . A e B) Foliação contínua em filitos, Subdomínio Morro do Avião; C e D) Foliação espaçada disjuntiva, tendendo a anostomótica em C, paralela em D, em quartzitos, Subdomínio Branca. Todos face XZ.

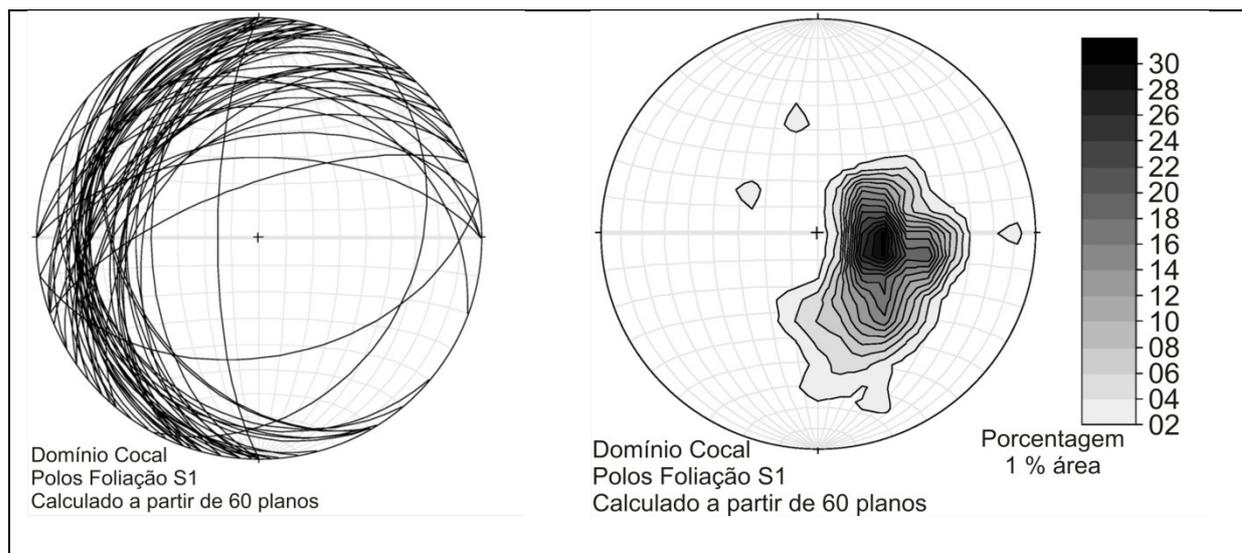


Figura 11. Depósito Cocal. Distribuição estatística das atitudes da foliação S_1 – foliação contínua nos filitos e disjuntiva em quartzitos. Rede Schmidt- Lambert – hemisfério inferior – Diagrama de planos e contorno da frequência de polos.

No tratamento estatístico em separado dos garimpos Morro do Avião e Getúlio, a foliação S_1 apresenta mergulhos de baixo ângulo para oeste. No Subdomínio Branca apresenta variações locais, com mergulhos de baixo ângulo para oeste e norte (**Figura 12**).

Outras estruturas macroscópicas associadas ao evento gerador de S_1 (**Prancha 11**) estão representadas por *boudins* em quartzitos e calcários, normalmente simétricos e veios de quartzo escalonados/oblíquos (Hodgson, 1989).

A deformação dúctil geradora da foliação S_1 também é caracterizada por lineação de grão mineral em turmalinas, observáveis apenas em microscópio ótico (**Prancha 4 - A**), pelo estiramento de lentes e grãos de quartzo e rotação de porfiroblastos (**Prancha 2 – B, Prancha 12 e Prancha 3-D respectivamente**). O tratamento estatístico da lineação de estiramento L_x apresentou uma frequência maior em torno de 19/276 (mergulho/azimute do mergulho - **Figura 13 – A**).

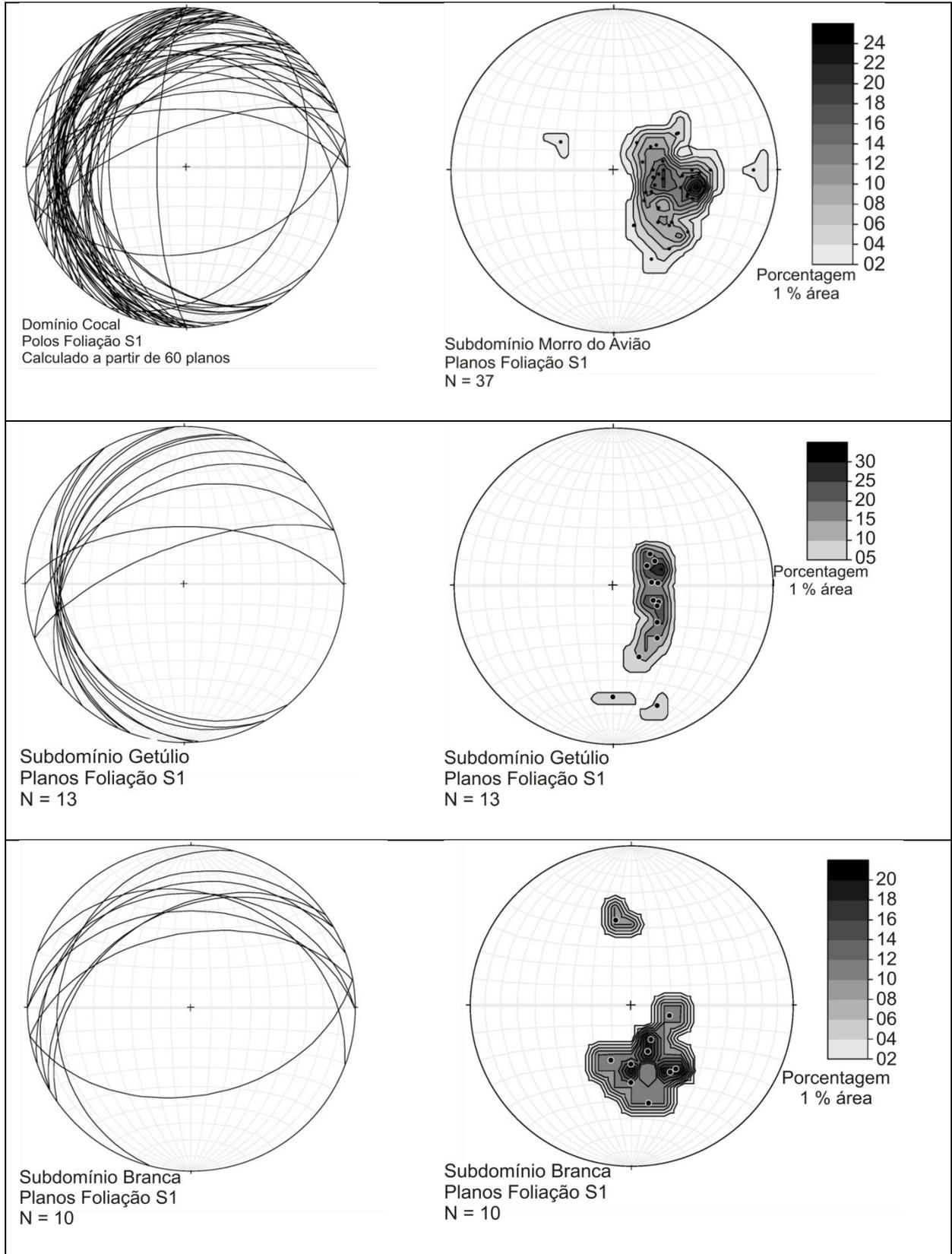


Figura 12. De cima para baixo: garimpos Morro do Avião, Getúlio e Branca. Distribuição estatística das atitudes da foliação S_1 – foliação contínua nos filitos e disjuntiva em quartzitos (Rede Schmidt-Lambert – hemisfério inferior) – Diagrama de planos e contorno da frequência de polos.



A) UTM 741.472E/8.388.543N – mirada para norte.



B) UTM 741.540E/8.388.554N – mirada para sul.



C) UTM 741.540E/8.388.554N – mirada para norte.



D) UTM 742.336E/ 8.387.580– mirada para norte.

Prancha 11. . Subdomínio Branca: A) Boudin simétrico em quartzitos; B) Zonas com concentração de deformação em quartzitos micáceos; C) Veios escalonados oblíquos em quartzitos indicando cinemática dextral; D) Subdomínio Getúlio: Veios de calcita em calcários (sombras de pressão sugerem movimentação dextral). Todos face XZ.



A) UTM 742.346E/ 8.387.575N



B) UTM 742.346E/ 8.387.575N

Prancha 12. Em A venulações de quartzo.– Face XZ. Em B, lentes de quartzo estiradas - Face YZ. Ambos em filitos/margas (?) no Subdomínio Getúlio.

As dobras do primeiro momento de deformação possuem registros em escala mesoscópica escassos na área, ocorrendo normalmente em isoclinais assimétricos, escala centimétrica a decimétrica, vergência para leste (**Foto 15**).



Foto 15. Venulações de quartzo exibindo dobras isoclinais com flancos rompidos. Encaixantes são filitos. UTM 743.007E/8.387.266N– Plano XZ - mirada para sul

A foliação S_1 é localmente deformada pela superimposição de uma clivagem de crenulação (S_2) discreta a zonal. É notada localmente em escala de lamina polida e difícil de ser caracterizada em escala mesoscópica (**Fotos 16, 17 e 18**).

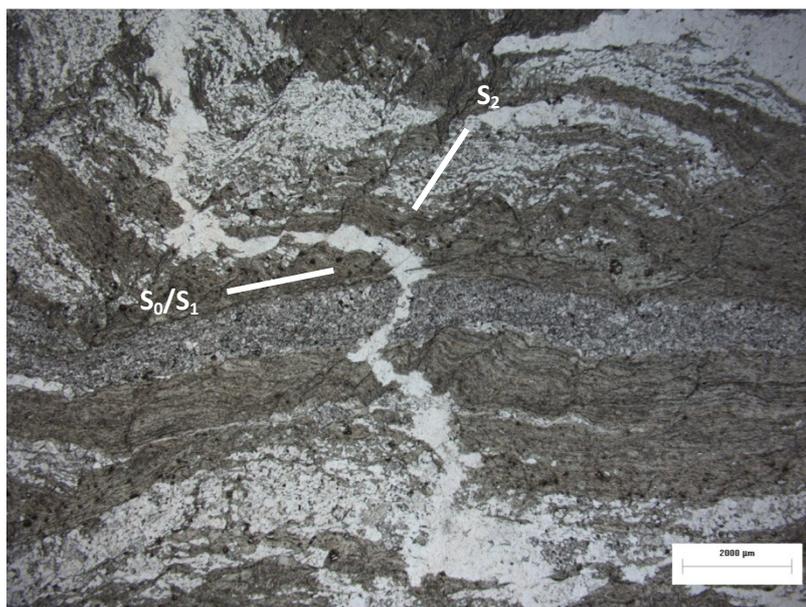


Foto 16. Amostra F1-26B - Clivagem de crenulação discreta (S_2) em filitos do Morro do Avião – Face YZ - UTM 743.015E/8.387.198N

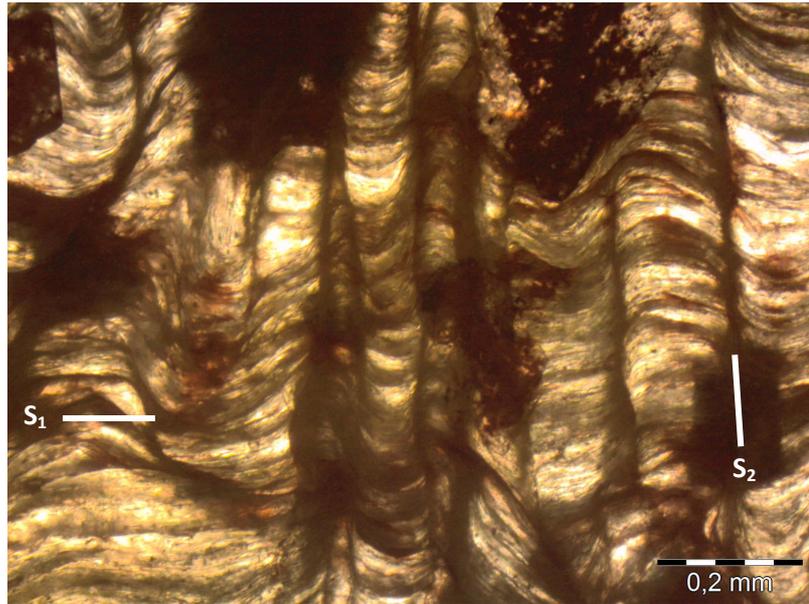


Foto 17. Amostra RLCOA2 - Clivagem de crenulação discreta (S_2) com microdobramentos relativamente simétricos em filitos do Morro do Avião – Face YZ - Cata do Albino , Morro do Avião – amostra no rejeito. UTM 742.807 E/ 8.387.267

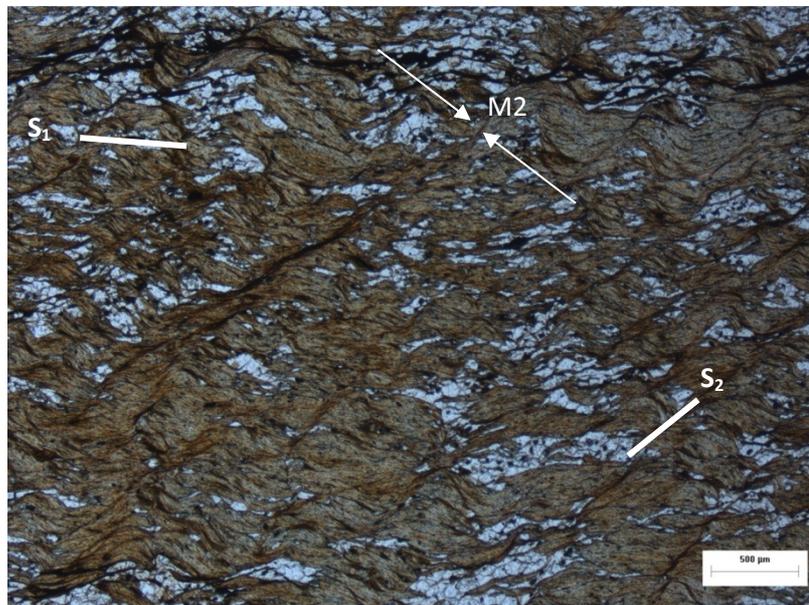


Foto 18. Clivagem de crenulação zonal (S_2) e provável eixo de compressão local em filitos do Córrego Ponte Alta. Cinemática sinistral. Face YZ – mirada para oeste - UTM 746.986E/ 8.387.067N.

A clivagem de crenulação é muito mais ressaltada por uma lineação construtiva (**Foto 19**) formada provavelmente pela interseção das foliações S_1 e S_2 ($Li_{(S1/S2)}$). A lineação construtiva de interseção $Li_{(S1/S2)}$ é praticamente paralela com lineação de grão mineral (Lx).

As duas estruturas apresentam atitudes bastante similares em todo o domínio estudado (**Figura 13 – A e B**).



UTM 741.435E/8.388.563N– mirada para oeste.

Foto 19. Subdomínio Branca – lineação construtiva de interseção ($Li_{(s1/s2)}$) em quartzitos.

O tratamento das atitudes da lineação construtiva de interseção $Li_{(s1/s2)}$ indicou uma maior frequência em torno de 30/276 (mergulho/azimute do mergulho - **Figura 13 - B**).

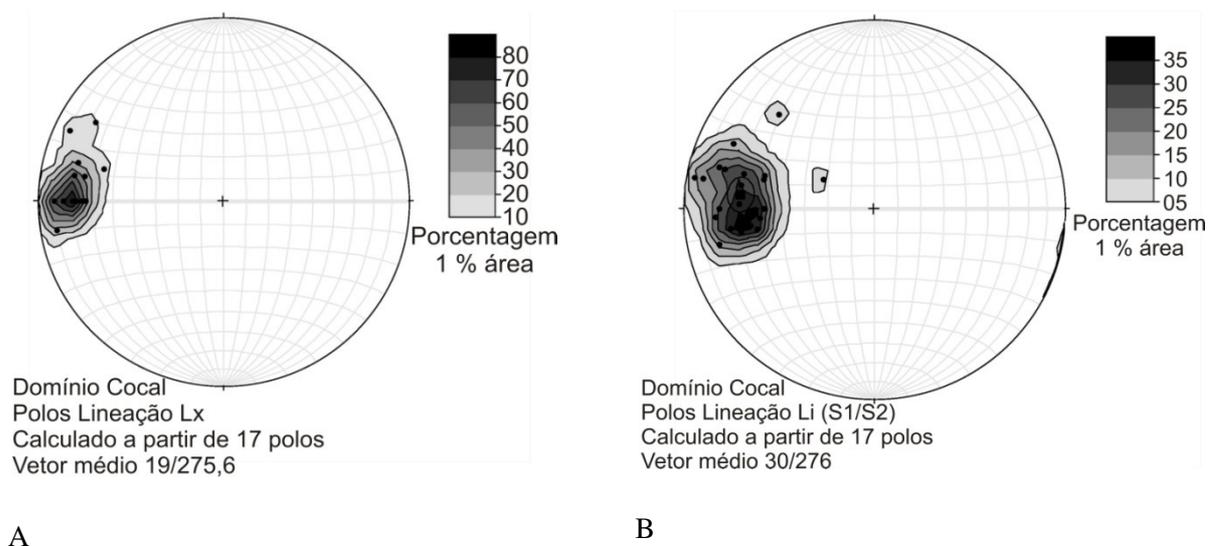


Figura 13. Depósito Cocal. Distribuição estatística da lineação de grão mineral Lx (A) e de lineação de interseção $Li_{(s1/s2)}$ (B) em filitos e quartzitos. Rêde Schmidt-Lambert, hemisfério inferior - Diagrama de contorno de frequência.

Localmente observa-se a foliação de crenulação discreta, com planos subparalelos à foliação S_1 , que provoca o rompimento e transposição de S_0 e S_1 . Foi observada apenas em amostras de rejeito do garimpo de ouro do Morro do Avião (**Prancha 13 – A, B e C**). Também localmente, em afloramento é observada uma foliação de crenulação discreta segundo 140/85 que trunca S_2 (**Prancha 13 – D**).



A) UTM 742.872E/8.387.320N – amostra de filito rolada - plano XZ.



B) UTM 742.872E/8.387.320N – amostra de filito rolada - plano XZ.



C) UTM 742.872E/8.387.320N – amostra de filito rolada - plano XY.



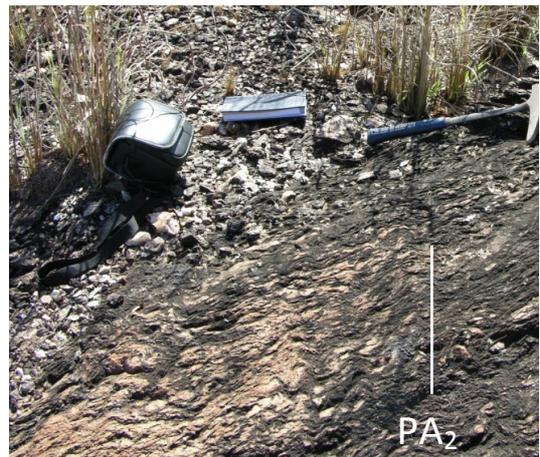
D) UTM 742.905E/8.387.358N – amostra de filito rolada - plano XY.

Prancha 13 Subdomínio Morro do Avião. A, B) Rompimento e transposição dos planos S_0 (?) e S_1 ; C) Lineação de interseção $Li_{(S1/SC)}$; D) Clivagem de crenulação discreta em filito, lapiseira segundo $Li_{(S1/S2)}$.

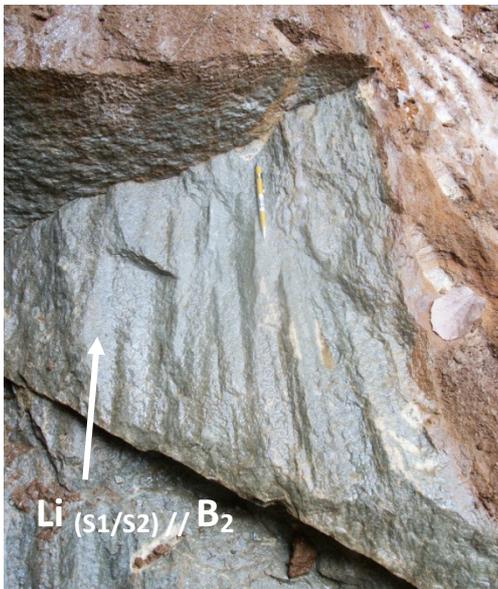
Em escala de afloramento essa deformação é também marcada por dobras de crenulação abertas simétricas a assimétricas (Ramsay, 1967), com comprimento e amplitude desde milimétrica até decimétrica, isópacas. É observada mais frequentemente no Depósito Cocal (no Depósito Ouro Fino ocorrem mais discretamente), apresentam planos axiais predominantemente subverticais, com mergulhos para NNE e SSW e seu eixo geométrico (B_2), representado pela lineação de interseção entre as foliações S_1 e S_2 , mostra caimentos de baixo ângulo para W, WNW e WSW (**Prancha 14**).



A) UTM 742.853E/8.387.808N – plano YZ – mirada para oeste



B) UTM 743.011E/8.387.226N – plano YZ – mirada para oeste



C) UTM 742.359E/8.387.656N – mirada para oeste.



D) UTM 741.828N/8.387.353N – plano YZ

Prancha 14. Dobras de crenulação do segundo momento deformacional. A e B - filitos do Subdomínio Morro do Avião; C e D filitos do Subdomínio Getúlio.

2.1.2 Deformação Rúptil - Dúctil

2.1.2.1 Foliação S_3

A terceira foliação identificada na área, denominada S_3 , foi gerada em regime de deformação rúptil-dúctil e deforma as estruturas anteriores (S_0/S_1 e lineações). Pode ser caracterizada como uma clivagem de fratura discreta, com planos ocorrendo em espaçamento decimétrico a métrico. Provoca ondulações em escala decimétrica a métrica e rupturas nas foliações S_1 e S_2 e nas lineações L_x e $L_{i(S_1/S_2)}$ (**Prancha 15**). Apresenta planos com mergulhos de alto ângulo para ENE, com variações locais para ESE. O tratamento estatístico dos planos da foliação S_3 (**Figura 14**) indica maior frequência de planos com atitudes próximas à 087/63 (Azimute do mergulho/mergulho).

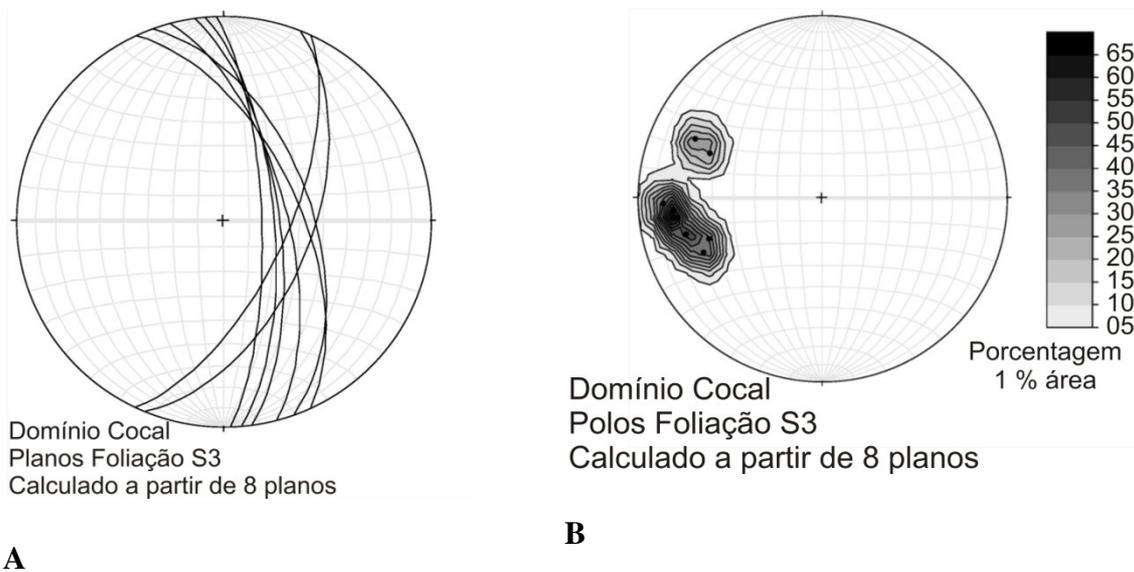
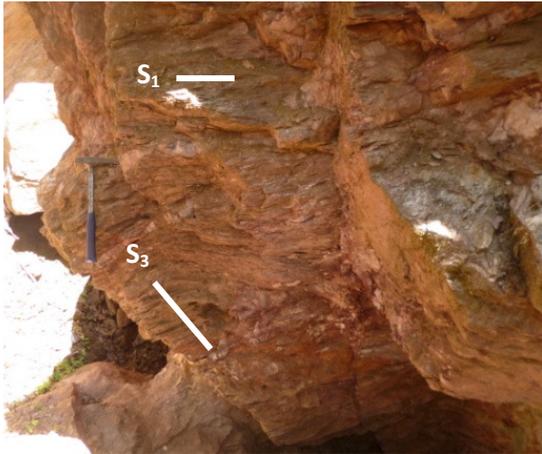


Figura 14. Distribuição estatística dos planos (em A) e contornos para os respectivos polos (em B) da foliação S_3 . Rêde Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.



A) UTM 742.807E/8.387.266N – mirada para norte



B) UTM 742.882N/8.387.828N – mirada para sul



C) UTM 741.423N/ 8.388.509N – mirada para norte



D) UTM 741.540N/8.388.554N – mirada para norte

Prancha 15. Dobras do terceiro momento deformacional. A e B) Filitos Subdomínio Morro do Avião exibem ondulações da foliação S_1 e das lineações L_x e $Li_{(S_1/S_2)}$. Em B preenchimento do plano S_3 por veio de quartzo; C e D) Quartzitos micáceos do Subdomínio Branca, igualmente mostrando ondulações da foliação S_1 (e das lineações L_x e $Li_{(S_1/S_2)}$).

As dobras associadas ao terceiro momento de deformação tem amplitude normalmente métrica, são abertas e isópacas.

2.1.3 Deformação Rúptil

2.1.3.1 Fraturas e Falhas

2.1.3.1.1 Fraturas

As fraturas são estruturas planares e representam um dos indicadores de deformação descontínua na área estudada. O padrão de fraturamento mais regular observado ocorre predominantemente nos domínios dos quartzitos (**Prancha 16 - A**). Na área mapeada, em geral são estruturas com mergulhos de alto ângulo, predominantemente descontínuas. Mostram predominantemente planos subverticais, com direções principais NNE (predominantes) e NNW (**Figura 15 e Prancha 16**).

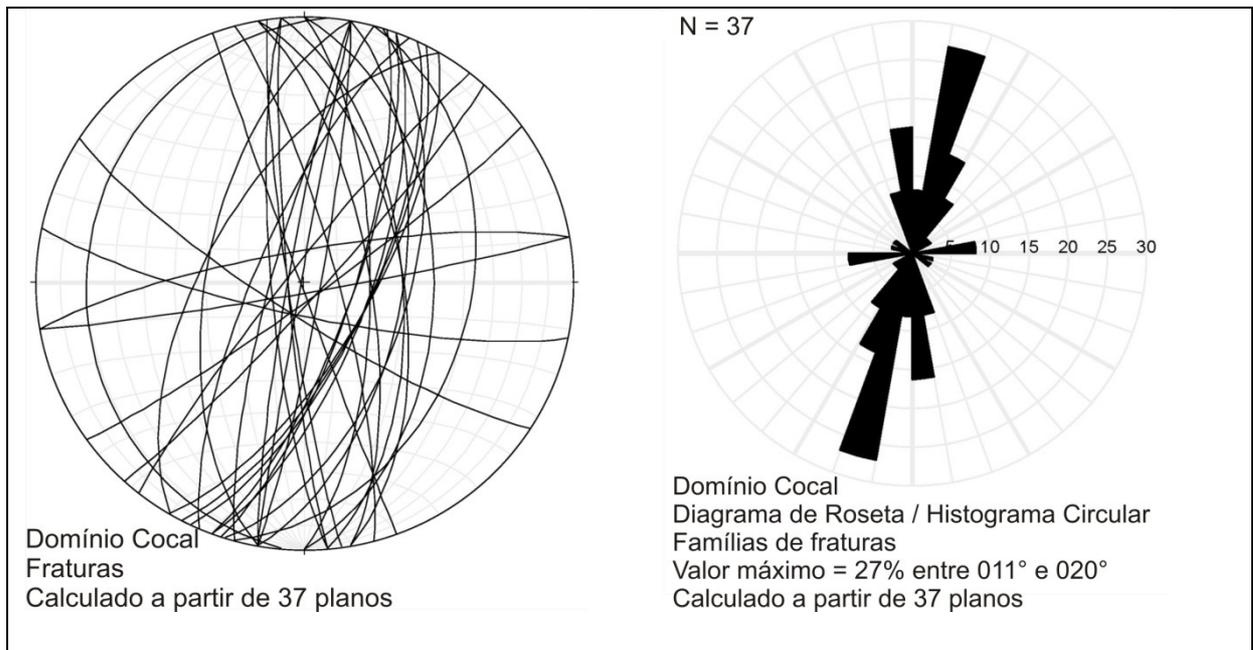


Figura 15. Depósito Cocal. Distribuição estatística dos planos de fraturas. Rêde Schmidt-Lambert, hemisfério inferior e Diagrama de roseta.



A) UTM 741.501E / 8.388.525N – mirada para norte



A) UTM 742.946E/ 8.838.7136N – mirada para leste

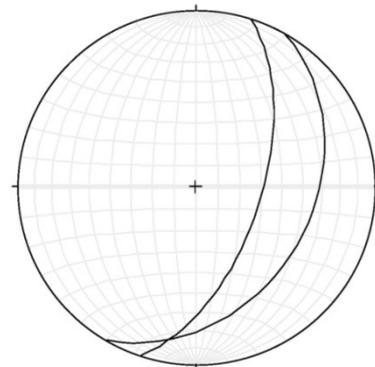
Prancha 16. A) Família de fraturas (144/85) em quartzitos do Subdomínio Branca; B) Fraturas em filitos, Subdomínio Morro do Avião.

2.1.3.1.2 Dobras forçadas (kink-bands)

Kink-bands ocorrem localmente, como estruturas isoladas, de escala centimétrica a decimétrica, principalmente nos filitos. Apresentam flancos retos e charneiras angulosas e são estruturadas a partir de pares conjugados de fraturas (**Prancha 16 - A e B**).



A) UTM 742.910E/8.38.7704N– mirada para norte



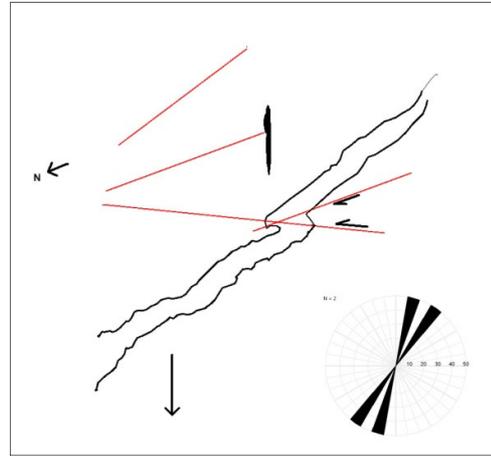
Subdomínio Morro do Avião
Planos de fraturas - Kink-band (dobra forçada)
Linha de interseção: 13/190

B) Kink-band – planos de fraturas

Prancha 17. A) Kink-bands em filitos do Subdomínio Morro do Avião. B) Planos de fraturas da dobra forçada exibida em A. Rêde Schmidt-Lambert, hemisfério inferior

2.1.3.1.3 Falhas

As falhas são observadas localmente, são predominante direcionais, com rejeitos em escala milimétrica a centimétrica, representantes de deformação descontínua no domínio estudado (**Prancha 18**).



A) UTM 741.501E / 8.388.525N – norte à esquerda

B) UTM 741.501E / 8.388.525N – norte indicado

Prancha 18. Subdomínio Getúlio: A) Falhas direcionais de rejeito milimétrico-centimétrico deslocando veio de quartzo-carbonato em filitos; B) Figura esquemática que destaca a geometria, cinemática das falhas direcionais e estereograma de roseta. Lineação de interseção $Li_{(S1/S_c)}$ indicada pela seta na parte esquerda inferior.

3. GEOMETRIA DOS VEIOS DE QUARTZO

Com base na Geometria, Estruturas Associadas e Mineralogia foram caracterizadas quatro famílias de veios de quartzo (\pm carbonato) principais: (i) veios / venulações sintectônicas (VST); (ii) um sistema formado por duas famílias, denominadas veios tardi-tectônicos VTT₁ no Depósito Cocal e veios tardi-tectônicos VTT₂ no Depósito Ouro Fino e (iii) veios tardios (VT).

3.1 DEPÓSITO COCAL

3.1.1 Veios e Venulações de Quartzo Sintectônicas (VST)

Os veios e venulações dessa família são amplamente distribuídos nos filitos e xistos do depósitos Cocal e Ouro Fino. São predominantemente lenticulares e ocorrem em escalas desde milimétrica até decimétrica, concordantes com a foliação de baixo ângulo S₁. Em escala micro e mesoscópica são estruturas sigmoidais com eixo maior paralelo à foliação S₁. No geral sua geometria é simétrica. Apresentam mineralogia básica a quartzo e carbonato, são estéreis (**Fotos 5 e 12, Pranchas 19 e 26, Figuras 17 e 18**). Essa família encontra-se mineralizada no Garimpo do Getulio – Depósitos Cocal (**Prancha 19 – D**).

As atitudes da família de veios sintectônicos VST (concordantes com a foliação S₁), pode ser representada no estereograma da foliação S₁ (**Figura 11**). As relações geométricas da Família VST com a família VTT₁ e a foliação S₁ estão demonstradas nas figuras 18 e 19.



Prancha 19. Subdomínio Morro do Avião: A e B) veios de quartzo lenticulares em filitos, paralelos à foliação S_1 ; C) Veio de quartzo-carbonato paralelo à foliação S_1 . Encaixantes são filitos; D) Veios de quartzo carbonato auríferos concordantes com a foliação S_1 – Garimpo do Getulio.

3.2 VEIOS TARDITECTÔNICOS (SISTEMA VTT)

O sistema de veios tarditectônicos é composto por duas famílias mineralizadas em ouro, uma no Depósito Cocal (VTT₁) e outra em Ouro Fino (VTT₂). São maciços e apresentam contatos bruscos com as encaixantes. O quartzo normalmente ocorre em grãos equidimensionais (Paschier & Trouw, 2005).

No Depósito Cocal, são notadamente presentes no **Subdomínio** Morro do Avião (**Foto 20**), em menor escala no Subdomínio Branca, ausentes no Subdomínio Getúlio. Trata-

se de uma família de veios tabulares a sigmoidais, normalmente simétricos (discretamente assimétricos localmente), com larguras desde centimétrica a métrica, extensão longitudinal até decamétrica. São reportados veios de até 8 m de largura em relatórios de pesquisa efetuados por empresas de mineração (Processo DNPM 861.953/1993 - Seção 325N, furo F-04 e Seção 75N, furo F-01). Esses veios formam ângulos altos com a foliação S_1 e cortam a família de veios sintectônica - VST (**Pranchas 20 e 21**). Localmente exibem arranjos escalonados (*em echelon*), raramente com discreta assimetria, compatível com a cinemática regional (transporte de massa $W \rightarrow E$ - **Prancha 20 - B**). Localmente ocorre forte venulação de quartzo periférica (halo), ramificada, distribuída ao longo da foliação S_1 .



Foto 20. Moldes da família de veios tarditectônicos (VTT_1) em cavas de garimpo no Subdomínio Morro do Avião (setas brancas). Imagem Google 17/06/2011. UTM 742.944E/8.387.219N no centro da imagem. Escala indicada. Fonte: Google Earth, 2016.

Texturalmente, a maioria é maciça e apresentam uma única fase de quartzo, podendo às vezes mostrar suturas preenchidas por carbonato. A mineralogia básica dos veios VTT_1 é composta por quartzo, carbonato, óxidos (hematita, magnetita--) e apresentam halos de alteração hidrotermal restritos.



A) UTM 743.022E/8.387.257N – mirada para norte.



B) UTM 742.772E/8.387.869N – mirada para sul

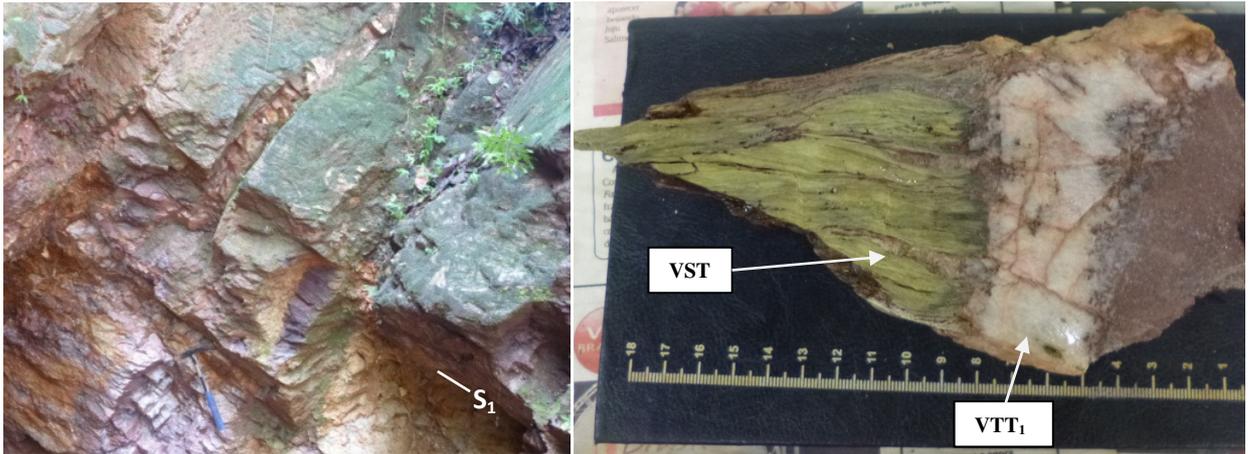


C) UTM 742.807E/8.387.266N – mirada para sul



D) UTM 743.022E/8.387.257N – mirada para leste

Prancha 20. Subdomínio Morro do Avião. A) Veios de quartzo tarditectônicos (VTT_1) em trincheira de garimpo; B) Veios de quartzo tarditectônicos (VTT_1) escalonados; C) Veio de quartzo tarditectônico mineralizado em ouro (notar oxidação de sulfetos); D) Traço em superfície de veio de quartzo tarditectônico (VTT_1). Encaixantes são filitos.



A) UTM 742.807E/8.387.266N – mirada para sul.

B) UTM 742.949E/8.387.538N – amostra rolada

Prancha 21. Subdomínio Morro do Avião. A) Família de veios tarditectônicos (VTT_1) mineralizados em ouro; B) Relações geométricas entre os veios/lentes sintectônicos (VST) e veio tarditectônico (VTT_1). Encaixante são filitos. Escala em cm.

Apresentam localmente crescimento do quartzo perpendicular ou sub, às paredes do veio (**Foto 21**).



Foto 21. Subdomínio Morro do Avião. Veio de quartzo tarditectônico (VTT_1) exibe crescimento de cristais de quartzo quase perpendiculares às paredes do veio. UTM 742.910E/ 8.387.704N.

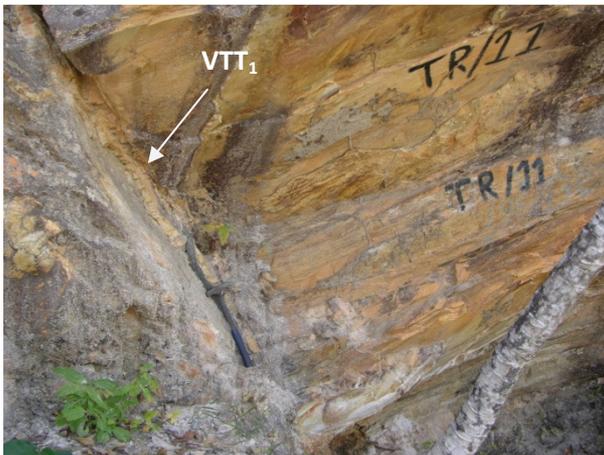
No Subdomínio Branca, a família VTT_1 ocorre hospedada em quartzitos, como veios maciços (**Prancha 22 – A, B e C**), vênulas (**Prancha 22 – D**), ou zonados com suturas preenchidas por carbonato e óxidos (**Prancha 22 – E**), com halos de silicificação (**Prancha 22 – F**).



A) UTM 741.481E/8.388.547N – mirada para nordeste.



B) UTM 741.487E/8.388.523N – mirada para norte.



C) UTM 741.487E/8.388.523N – mirada para norte.



D) UTM 741.457E/8.388.517N – mirada para sul.



E) UTM 741.371E/8.388.551N – bloco no rejeito



F) UTM 741.372E/8.388.552N – bloco no rejeito

Prancha 22. Subdomínio Branca, família de veios tarditectônicos: A, B) veios de quartzo tabulares; C) detalhe de C; D) vênulas de quartzo; E e F) veios zonados com suturas e halos de silicificação nas encaixantes (ponta da lapiseira).

No Subdomínio Branca notam-se localmente veios com geometria sigmoidal, largura máxima de até 40 centímetros (**Prancha 23**).



A) UTM 741.167E/8.388.692N – mirada para noroeste

B) UTM 741.167E/8.388.692N – mirada para noroeste

Prancha 23. Subdomínio Branca. A) Veio de quartzo extensional com geometria sigmoidal; B) Detalhe da foto em A. Encaixantes são filitos quartzosos.

O tratamento estatístico dessa família de veios tarditectônicos (VTT_1), representado no estereograma da **Figura 16**, mostra planos com maior frequência em torno da atitude média 082/59 (Azimute do mergulho/mergulho).

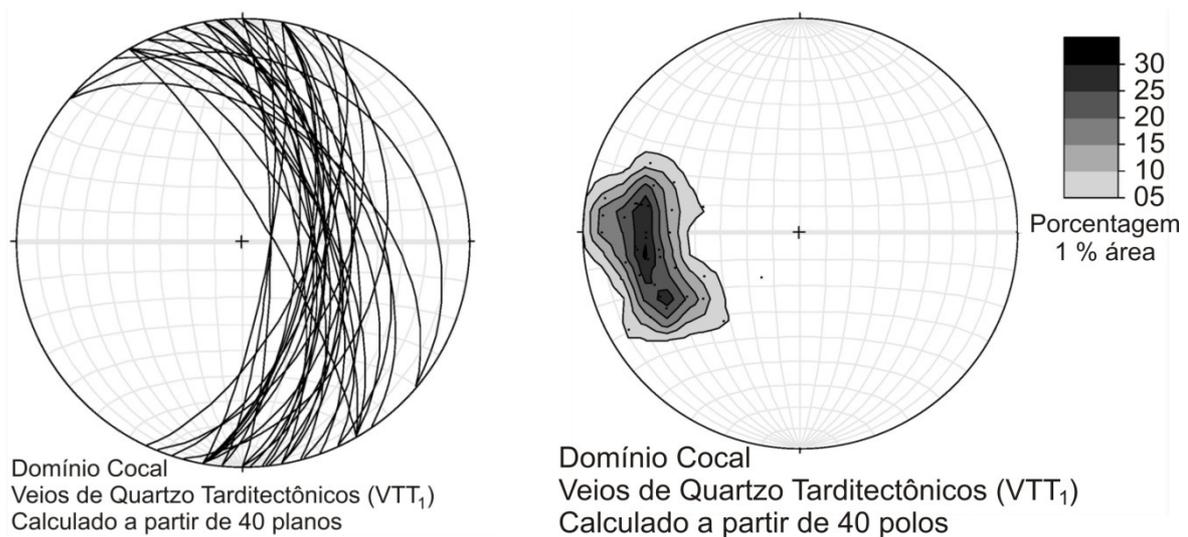


Figura 16. Depósito Cocal. Distribuição estatística dos planos (A) e de contorno dos polos (B) da família de veios de quartzo tarditectônicos (VTT_1). Rêde Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.

As relações geométricas da Família VTT_1 com a família VST e a foliação S_1 estão demonstradas nas **Figuras 17 e 18**.

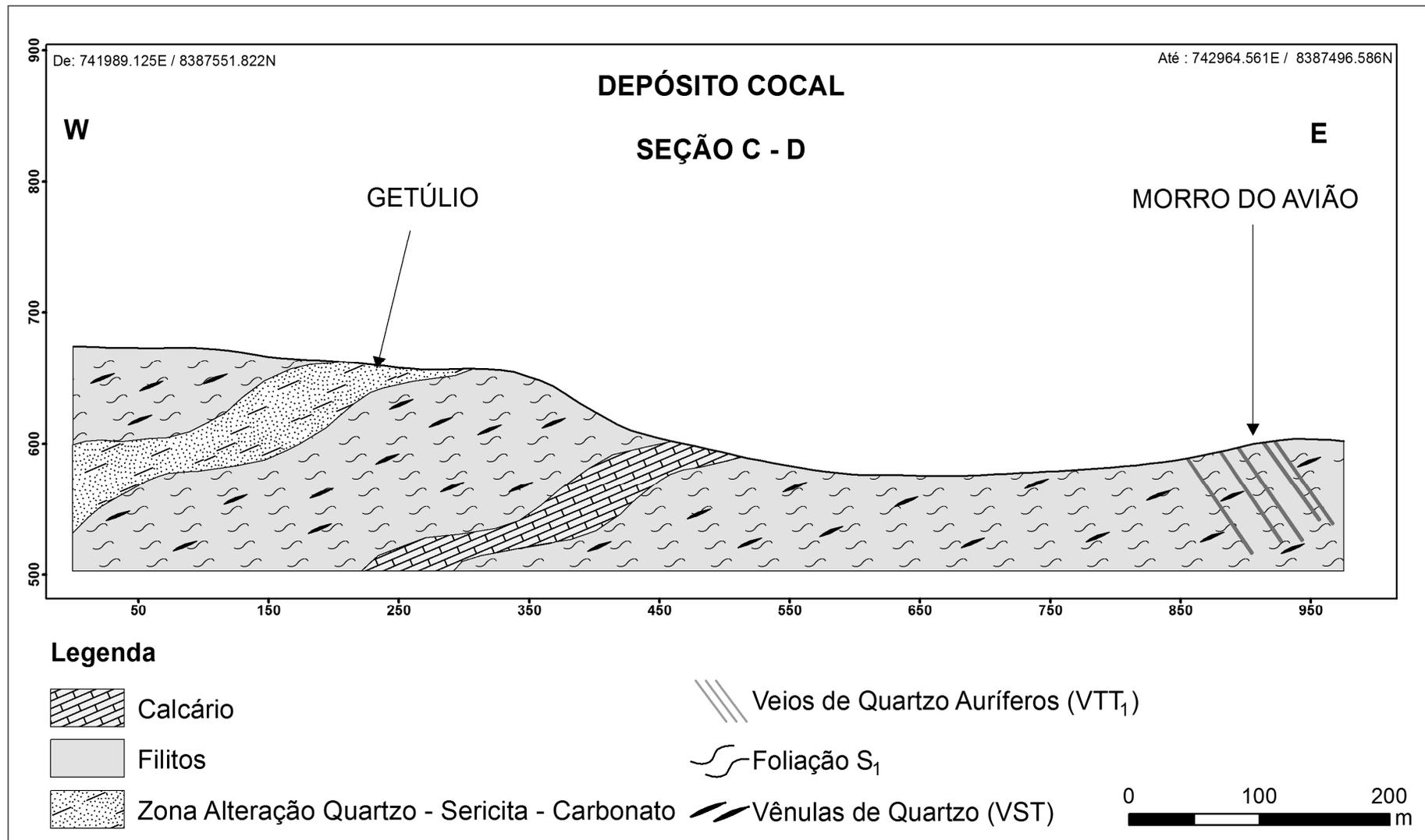


Figura 17. Seção geológica (Seção CD na Figura 9) do Depósito Cocal, garimpos Getúlio e Morro do Avião, mostrando as relações geométricas entre a foliação S₁, veios sintectônicos (VST), veios tarditectônicos (VTT₁) e zona de alteração do Garimpo do Getúlio. Escala indicada.

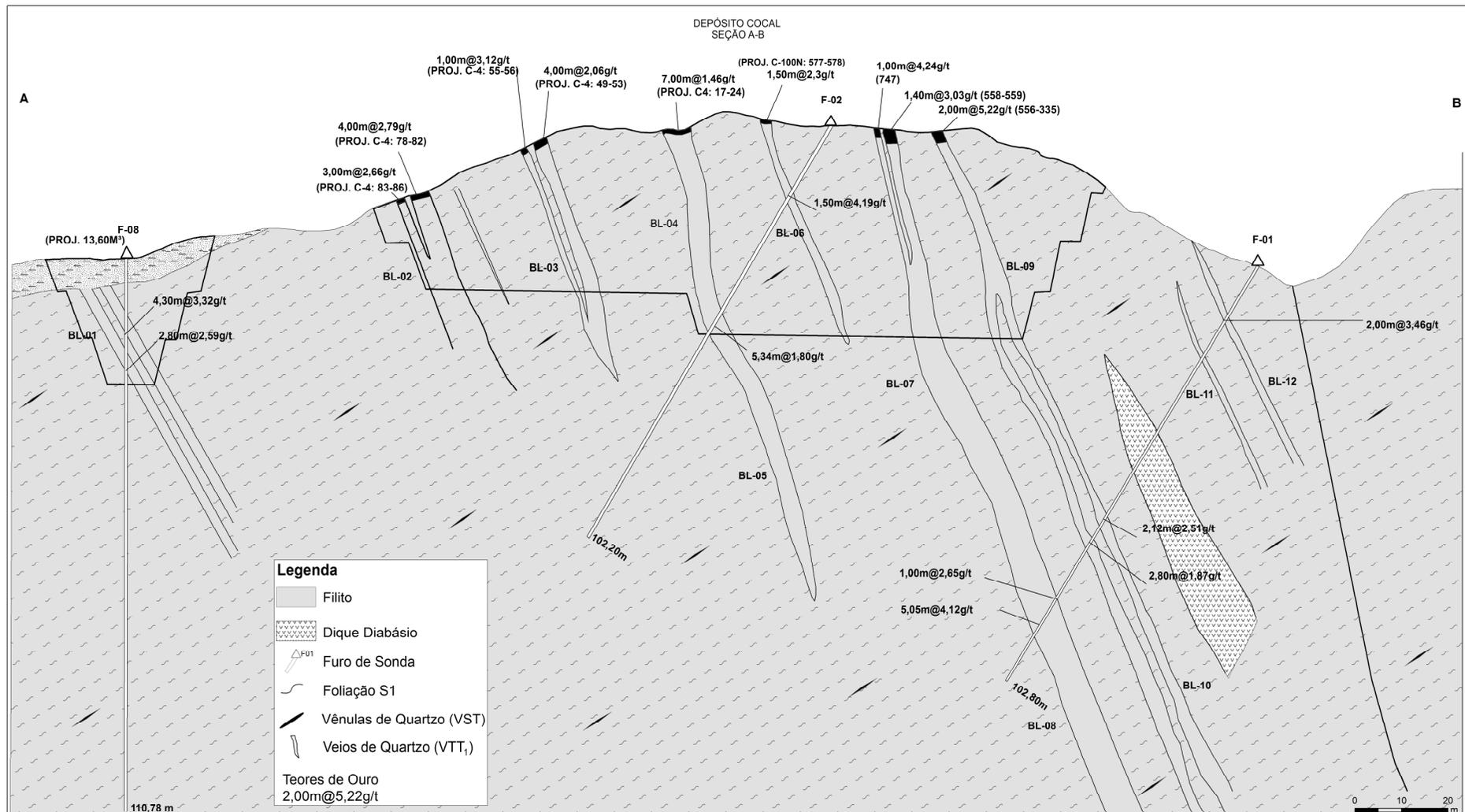


Figura 18. Seção integrada geologia – geoquímica - sondagem (Seção AB na Figura 9) do Subdomínio Morro do Avião mostrando as relações geométricas entre as famílias VTT₁ / VST, foliação S₁ e teores de ouro em sondagem rotativa a diamante. Na porção direita dique de diabásio interceptado em sondagem Modificado de Silva, 1996. Escala indicada.

3.2 DEPÓSITO OURO FINO

O Depósito Ouro Fino está posicionado na Zona Interna da Faixa Brasília, na capa da Falha do Rio Maranhão. Como ocorre no Depósito Cocal, podem ser identificadas três foliações principais (S_1 , S_2 e S_3) nos xistos (e quartzitos) nesse domínio. As intrusivas básicas (diques de diabásio), aqui também não registram quaisquer estruturas secundárias.

O Depósito Ouro Fino está hospedado em rochas do Grupo Serra da Mesa e na escala do prospecto compõem um enxame de veios de quartzo auríferos segundo um *trend* NW, com maior concentração numa área aproximada de 4 km de comprimento por 1,5 km de largura (**Figura 19**). Seu enquadramento geotectônico é interpretado como Zona Interna da Faixa Brasília e capa da Falha do Rio Maranhão.

Esse enxame de veios auríferos, juntamente com os veios auríferos do Depósito Cocal forma um Sistema e por essa razão foram aqui também denominados veios tarditectônicos (VTT_2). Esses domínios estruturais estão separados por aproximadamente 20 km (direção leste-nordeste). Neste capítulo estão descritas sua geometria e suas relações com a foliação S_1 , que, a exemplo do Depósito Cocal, representa a principal foliação tectônica impressa durante o transporte de massa regional (Oeste \rightarrow Leste).

3.2.1 Deformação Dúctil - Rúptil

3.2.1.1 Foliação S_1

A foliação S_1 , como no Depósito Cocal, aqui também é representada por uma clivagem ou foliação contínua, cuja trama está principalmente estruturada pelo crescimento das micas brancas e clorita e secundariamente por grãos de quartzo (**Foto 22**).

O tratamento estatístico da foliação S_1 (**Figura 20**) indica planos com maior frequência próximos a atitude 242/21 (azimute do mergulho/mergulho).

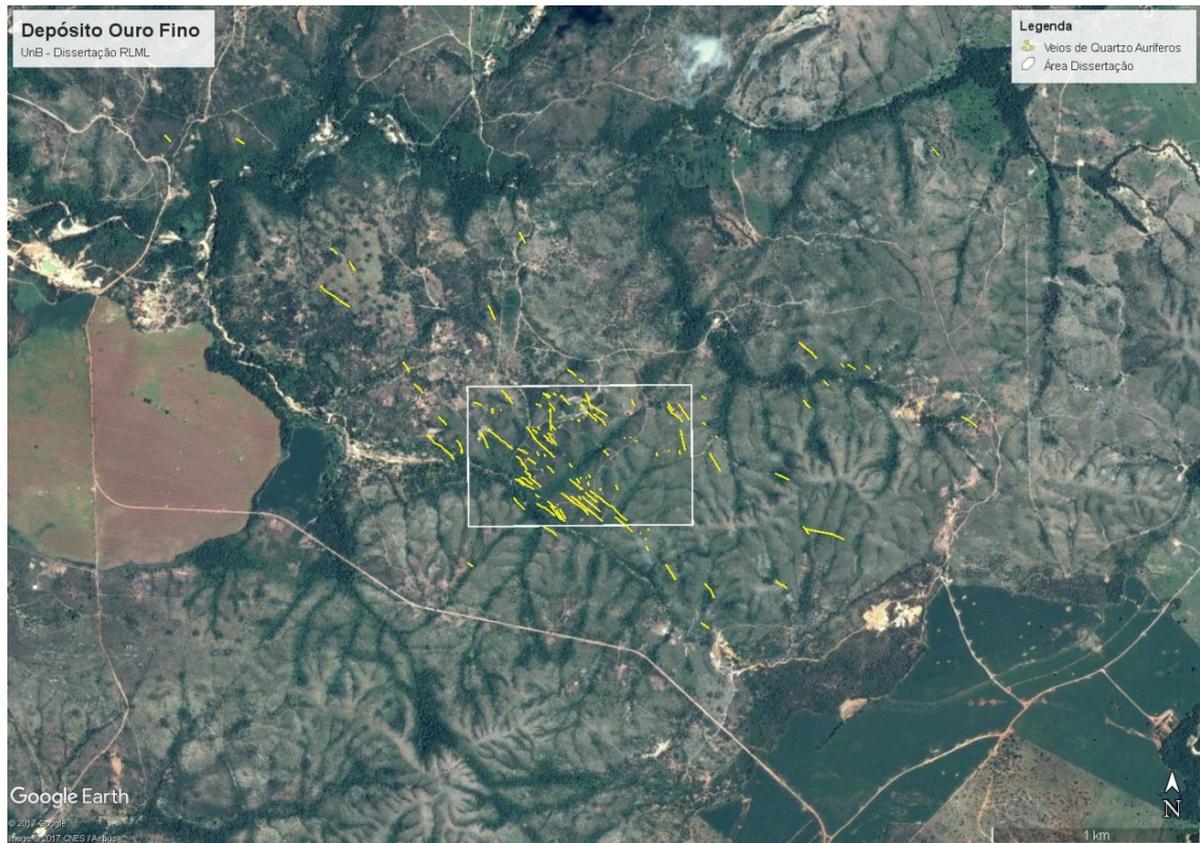


Figura 19. Enxame de veios de quartzo auríferos (Família VTT₂ - traços amarelos) do Depósito Ouro Fino e área de estudo (polígono branco) sobre imagem Google. Escala indicada. Fonte: Google Earth, 2017 (modificada).



Foto 22. Clivagem ou foliação (S₁) contínua em clorita-sericita-quartzo xistos do Depósito Cocal. UTM 722.518E / 8.384.923N.

3.2.2 Geometria dos Veios de Quartzo do Depósito Ouro Fino

3.2.2.1 Veios Sintectônicos (VST)

A família de veios sintectônicos do Depósito Ouro Fino, formada por lentes de quartzo concordantes com a foliação S_1 . É caracterizada por lentes de espessura e eixo maior em escala milimétrica a centimétrica. Tem geometria normalmente simétrica, raramente assimétrica, mineralogia básica a quartzo-carbonato, são estéreis. Corresponde a família de veios sintectônicos (VST) do Depósito Cocal (**Prancha 24**).



A) UTM 722.459E/ 8.385.137N (mirada p/ norte)

B) UTM 722.285E/ 8.384.969N (mirada p/ sul)

Prancha 24. Depósito Ouro Fino – Família de veios de quartzo sintectônicos (VST). A) Relação geométrica das lentes de quartzo sintectônicas (VST) com veio tarditectônico (VTT₂); B) Venulações e lentes sintectônicas. Encaixantes são clorita sericita quartzo xistos.

As atitudes da família de veios sintectônicos, uma vez que são concordantes com a foliação S_1 , pode ser estimada a partir do tratamento estatístico dessa foliação, mostrada na **Figura 20**, ou seja, maior frequência em torno da atitude 242/21 (azimute do mergulho/mergulho).

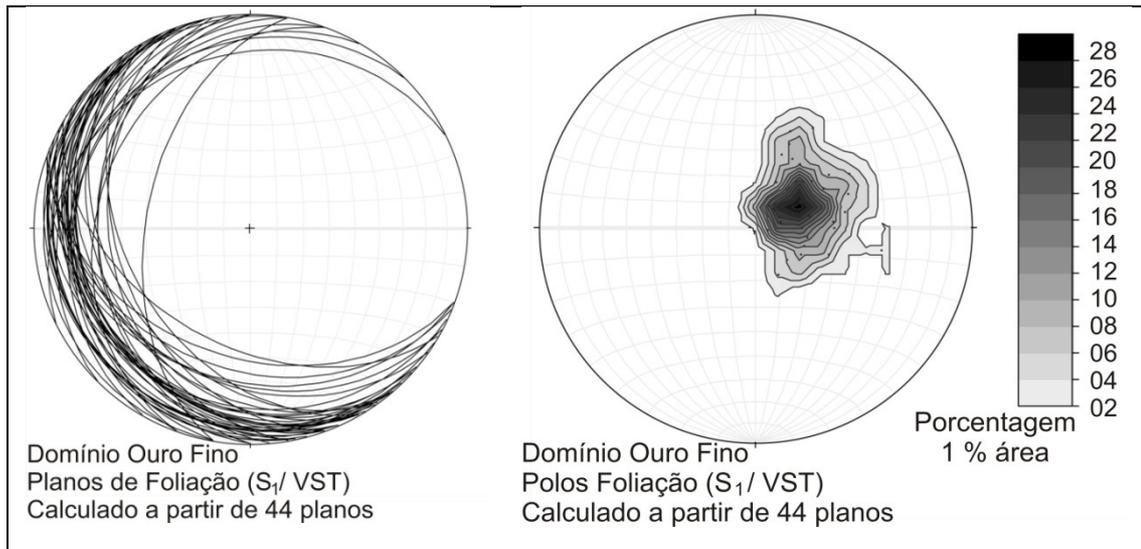


Figura 20. . Depósito Ouro Fino. Distribuição estatística dos planos e de contorno dos polos da Foliação S_1 e família de veios de quartzo sintectônicos (VST). Rêde Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.

3.2.2.2 Veios Tarditectônicos (VTT₂)

Essa família aqui denominada, a exemplo do Depósitos Cocal, Veios de Quartzo Tarditectônicos, também representam a principal família mineralizada em ouro (VTT₂) do Depósito Ouro Fino.

São veios tabulares a sigmoidais, normalmente simétricos, de largura variável, decimétrica até métrica e comprimentos que podem exceder 200 m. Formam ângulos médios com a foliação S_1 , cortam a família de veios sintectônicos (VST) e localmente exibem ramificações (**Prancha 25**). Texturalmente são maciços, com uma única fase de quartzo e intenso fraturamento perpendicular às paredes (encaixantes). Sua frequência local é variável, mas ocorrem concentrados (enxame) em escala de prospecto (**Figura 19**).

A família de veios de quartzo tarditectônicos apresenta direção média em torno de N40W e mergulhos de alto a médio ângulo para o quadrante SW. Raras inversões no quadrante do mergulho (NE) são observadas. O tratamento estatístico da família de veios VTT₂, Depósito Ouro Fino, representado nos estereogramas da **Figura 21**, mostra planos com maior frequência em torno da atitude 240/57 (Azimute do mergulho/mergulho).

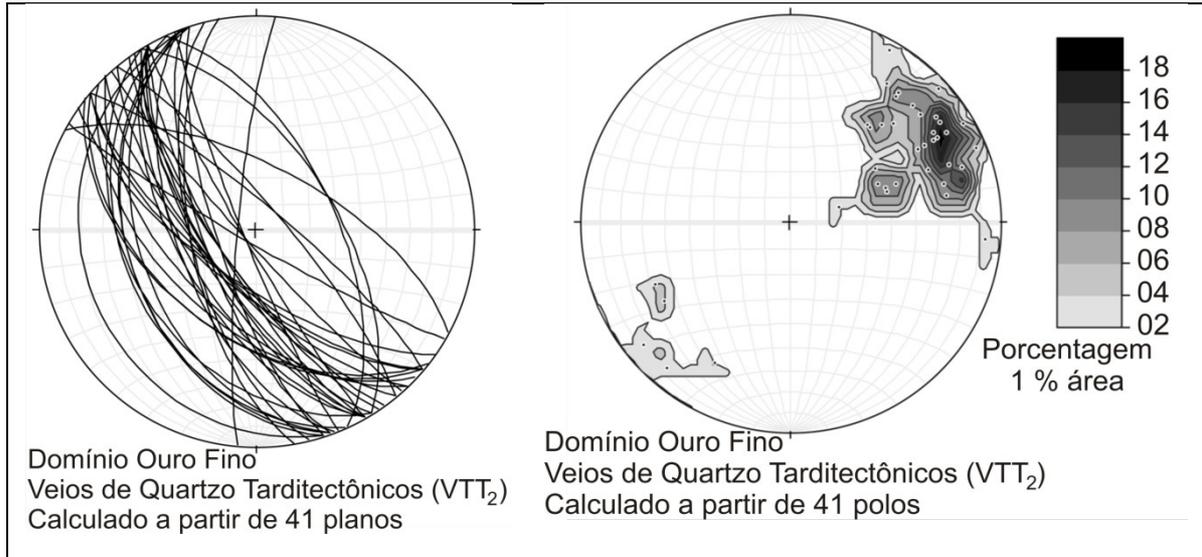
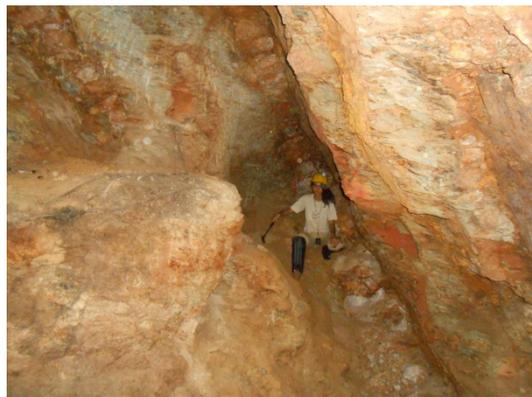


Figura 21. Depósito Ouro Fino. Distribuição estatística dos planos (A) e de contorno dos polos (B) da família de veios de quartzo tarditectônicos (VTT₂). Rêde Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.

As relações geométricas da família VTT₂ com a foliação S₁ e a família de veios sintectônicos (VST), ambas encaixadas no pacote de clorita-sericita-quartzo xistos, estão demonstradas na **Figura 22**.



A) UTM 722.608E/ 8.385.136N (mirada p/ N)



B) UTM 722.548E/ 8.384.893N (mirada p/ S)



C) UTM 722.449E/ 8.385.091N (mirada p/ S)



D) UTM 722.896E/ 8.385.010N (mirada p/ N)



E) UTM 722.459E/ 8.385.137N (mirada p/ S)



F) UTM 722.608E/ 8.385.136N (mirada p/ S)

Prancha 25. Depósito Ouro Fino – Família de veios de quartzo auríferos tarditectônicos (VTT₂). A, B, D e F) Veios de quartzo auríferos expostos em cavas de garimpos; C) Enxame de veios de quartzo auríferos; E) Veio de quartzo aurífero com cubos de pirita.

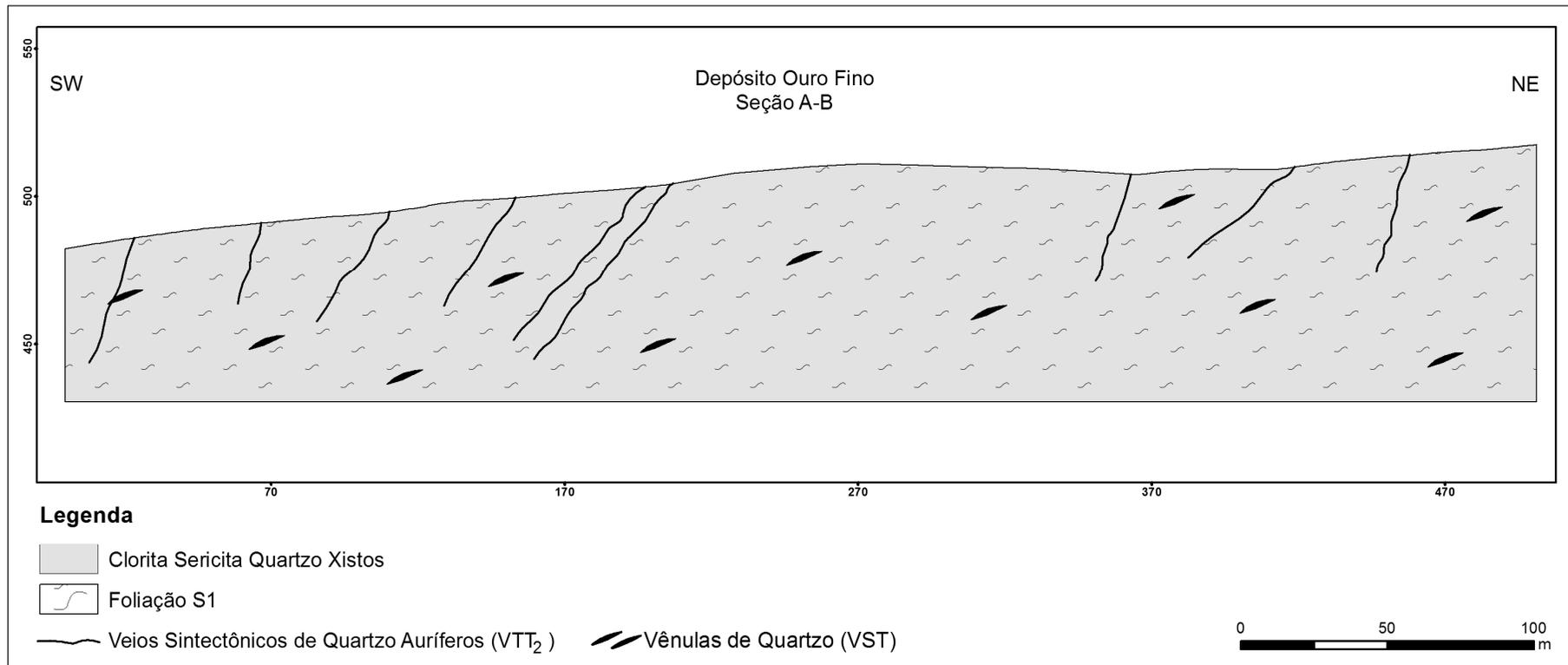


Figura 22. Seção geológica (Seção AB na Figura 10) do Depósito Ouro Fino, mostrando as relações geométricas entre a foliação S₁, veios sintectônicos (VST), veios tarditectônicos (VTT₂). Escala indicada.

4. ESTUDO DE ISÓTOPOS

Tendo como objetivo iniciar uma investigação da origem dos fluidos mineralizantes dos depósitos estudados, foi realizado estudo de isótopos estáveis em lentes de calcário, veios de quartzo-carbonato auríferos e piritas do Depósito Cocal. As análises de isótopos estáveis de carbono e oxigênio foram realizadas em 11 (onze) amostras de calcário e veios de calcita, abrangendo encaixantes fora da zona de cisalhamento do Depósito Cocal e rochas inseridas no domínio da zona de cisalhamento do garimpo do Getúlio. As Análises de isótopos estáveis de enxofre em pirita foram realizadas em 3 (três) amostras de pirita euédrica em veios quartzo – carbonato (\pm Au), também no domínio da zona de cisalhamento do Subdomínio Getúlio. A **Tabela 2** mostra a relação dessas amostras, valores obtidos, seu contexto no depósito e localização. A **Figura 23** sintetiza a variação da razão isotópica observada nas amostras estudadas.

Material	Carbonato			Enxofre	Observação	UTM_E	UTM_N
	V-PDB	V-PDB	V-SMOW	V-CDT			
Amostra	$\delta^{13}\text{C}\%$	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^{34}\text{S}\%$			
RL-CO-06B	1,98	-2,08	28,71		Calcita em veio quartzo - carbonato (Getúlio)	742.359	8.387.657
RL-CO-66A	3,17	-7,89	22,73		Calcário calcítico (lente na base do garimpo do Getúlio)	742.487	8.387.552
RL-CO-66B	2,71	-8,04	22,58		Calcário calcítico (lente na base do garimpo do Getúlio)	742.487	8.387.552
RL-CO-66C	2,69	-8,24	22,36		Calcita em veio carbonato ((lente de calcário na base do garimpo do Getúlio)	742.487	8.387.552
RL-CO-06B1	-2,45	-12,07	18,42		Calcita em veio quartzo - carbonato (Getúlio)	742.359	8.387.657
RL-CO-106RE	0,65	-11,37	19,14		Veio de calcita em calcário calcítico (sul do Morro do Avião)	742.939	8.386.655
RL-CO-106A	1,66	-8,01	22,6		Calcário calcítico (sul do Morro do Avião)	742.939	8.386.655
RL-CO-106B	2,59	-6,07	24,61		Calcário calcítico (sul do Morro do Avião)	742.939	8.386.655
RL-CO-106C	2,1	-6,93	23,72		Calcário calcítico (sul do Morro do Avião)	742.939	8.386.655
RL-CO-106D	2,04	-6,63	24,03		Calcário calcítico (sul do Morro do Avião)	742.939	8.386.655
RL-CO-106E	2,46	-5,9	24,78		Calcário calcítico (sul do Morro do Avião)	742.939	8.386.655
Cocal Py 1				13,02	Pirita em veio quartzo - carbonato (Getúlio)	742.359	8.387.657
Cocal Py 2				13,95	Pirita em veio quartzo - carbonato (Getúlio)	742.359	8.387.657
Cocal Py 3				12,62	Pirita em veio quartzo - carbonato (Getúlio)	742.359	8.387.657

Tabela 2. Valores de razão isotópica para carbono, oxigênio e enxofre em rochas do Depósito Cocal.

$\delta^{13}\text{C}\%$ V-PBD	-2,45	3,17
$\delta^{18}\text{O}\%$ V-PBD	-12,07	-2,08
$\delta^{18}\text{O}\%$ V-SMOW	18,42	28,71
$\delta^{34}\text{S}\%$ V-CDT	12,62	13,95

Figura 23. Variação de razão isotópica para carbono, oxigênio e enxofre em rochas do Depósito Cocal

4.1 ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO

A razão isotópica do $\delta^{13}\text{C}$ variou entre -2,45 e 3,17 $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$. Apenas uma amostra de calcita apresentou valor negativo (-2,45 $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$), sendo que as demais (calcários e veios) estão situadas entre +0,65 e +3,17 $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ V-PDB. Os valores de $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ nos calcários da zona externa (fora da zona de cisalhamento) mostraram valores entre +1,66 e +2,50 $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ e uma amostra de veio de calcita nesse pacote apresentou valor de +0,65 $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ V-PDB. Uma lente de calcário, na base da zona de cisalhamento do Domínio Getúlio apresentou valores de +2,71 e +3,17 $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ V-PDB. As amostras de calcita em veios quartzo – carbonato (\pm Au) no Domínio Getúlio apresentaram valores entre -2,45 e +2,69 $\text{C}\text{‰}$ V-PDB.

Para a razão isotópica $\delta^{18}\text{O}$ os valores se situaram no intervalo -12,07 e -2,08 V-PDB e entre +18,42 e +28,71 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ V-SMOW. Os valores de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ nos calcários da zona externa mostraram valores entre -8,01 e -5,90 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ V-PDB (+22,60 a +24,78 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ V-SMOW) e uma amostra de veio de calcita nesse pacote apresentou valor de -11,37 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ V-PDB (+19,14 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ V-SMOW). Duas amostras da lente de calcário, na base da zona de cisalhamento do garimpo do Getúlio apresentou valores de -8,04 e -7,89 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ V-PDB (+22,58 e +22,73 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ V-SMOW). As duas amostras de calcita em veios quartzo – carbonato (\pm Au) no garimpo do Getúlio apresentaram valores de -12,07 e -2,08 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ V-PDB (+18,42 e +28,71 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ V-SMOW). Uma amostra de carbonato remobilizado (veio de calcita) na lente de calcário da base da zona de cisalhamento do Getúlio apresentou valor de -8,24 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ V-PDB (+22,36 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ V-SMOW).

A **Tabela 3** mostra a variação da razão isotópica de carbono e oxigênio em lentes de calcário do Depósito Cocal e imediações.

Material	Carbonato			Observação	UTM_E	UTM_N
	V-PDB	V-PDB	V-SMOW			
Amostra	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$			
RL-CO-66A	3,17	-7,89	22,73	Calcário calcítico (lente na base do garimpo do Getúlio)	742.487	8.387.552
RL-CO-66B	2,71	-8,04	22,58	Calcário calcítico (lente na base do garimpo do Getúlio)	742.487	8.387.552
RL-CO-106A	1,66	-8,01	22,6	Calcário calcítico (sul do Morro do Avião)	742.939	8.386.655
RL-CO-106B	2,59	-6,07	24,61	Calcário calcítico (sul do Morro do Avião)	742.939	8.386.655
RL-CO-106C	2,1	-6,93	23,72	Calcário calcítico (sul do Morro do Avião)	742.939	8.386.655
RL-CO-106D	2,04	-6,63	24,03	Calcário calcítico (sul do Morro do Avião)	742.939	8.386.655
RL-CO-106E	2,46	-5,9	24,78	Calcário calcítico (sul do Morro do Avião)	742.939	8.386.655

Tabela 3. Valores de razão isotópica para carbono e oxigênio em calcários do Depósito Cocal.

A **Tabela 4** mostra a variação da razão isotópica de carbono e oxigênio em veios quartzo-carbonato do Depósito Cocal e em veio de calcita fora da zona mineralizada.

Material	Carbonato			Observação	UTM_E	UTM_N
	V-PDB	V-PDB	V-SMOW			
Amostra	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$			
RL-CO-06B	1,98	-2,08	28,71	Calcita em veio quartzo - carbonato (Getúlio)	742.359	8.387.657
RL-CO-66C	2,69	-8,24	22,36	Calcita em veio carbonato ((lente de calcário na base do garimpo do Getúlio)	742.487	8.387.552
RL-CO-06B1	-2,45	-12,07	18,42	Calcita em veio quartzo - carbonato (Getúlio)	742.359	8.387.657
RL-CO-106RE	0,65	-11,37	19,14	Veio de calcita em calcário calcítico (sul do Morro do Avião)	742.939	8.386.655

Tabela 4. Valores de razão isotópica para carbono e oxigênio em calcita remobilizada do Depósito Cocal.

4.2 ISÓTOPOS DE ENXOFRE

Com relação à razão isotópica $\delta^{34}\text{S}$ em piratas euédricas de veios quartzo- carbonato do Depósito Cocal, todas as amostras apresentaram valores positivos, entre +13,95 e +12,62 $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$, com uma média de 13,20 $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ V-CDT (**Tabela 5**).

Material	Enxofre	Observação	UTM_E	UTM_N
	V-CDT			
Amostra	$\delta^{34}\text{S}\text{‰}$			
Cocal Py 1	13,02	Pirita em veio quartzo - carbonato (Getúlio)	742.359	8.387.657
Cocal Py 2	13,95	Pirita em veio quartzo - carbonato (Getúlio)	742.359	8.387.657
Cocal Py 3	12,62	Pirita em veio quartzo - carbonato (Getúlio)	742.359	8.387.657

Tabela 5. Valores de razão isotópica para enxofre em piratas do Depósito Cocal.

5. ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

Alteração carbonato-sericita-quartzo é generalizadamente, em maior ou menor intensidade, notada nos domínios estudados. É claramente associada ao processo de deformação dúctil e dúctil - rúptil imposto aos pacotes de filitos, quartzitos e rochas carbonáticas (calcários calcíticos e possivelmente margas). Ocorre tanto de forma pervasiva, principalmente no garimpo do Getúlio, como controlada por estruturas, caso dos domínios Morro do Avião e Ouro Fino. O principal enriquecimento em elementos abrange Si (quartzo), Ca (carbonatos), K (micas), B (turmalinas), S (sulfetos), Fe (pirita, magnetita), ouro e prata. Visualmente, em escala de afloramento, os halos de alteração são ressaltados pela presença de

porfiroblastos de carbonato, cristais euédricos de pirita e venulação de quartzo (\pm carbonato) e normalmente estão restritos ao contato veio / encaixante. No Depósito Cocal ocorre localmente mineralização aurífera em halos mais desenvolvidos (Luis Grass - comunicação verbal), em escala decimétrica a partir do contato veio / encaixante.

Alteração quartzo-mica branca-carbonato (+turmalina) pervasiva é observada notadamente no garimpo do Getúlio, caracterizada desde a ocorrência de poiquiloblastos isolados de carbonato nos fácies menos desenvolvidos, até texturalmente destrutiva, que oblitera totalmente a textura anisotrópica original do filito e/ou marga (?). Esse efeito tanto pode ser observado em escala de microscópio ótico, até macroscopicamente, em escala de afloramento.

No garimpo da Branca também ocorre de forma pervasiva, com fácies quartzo-mica branca-carbonato e fácies com evidente silicificação secundária nos quartzitos. Níveis cloríticos podem ser localmente observados.

No Morro do Avião (Cocal) ocorre uma faixa preferencial com alteração quartzo-mica branca-carbonato pervasiva, caracterizada pela ocorrência de poiquiloblastos romboédricos de carbonato nos filitos. Alteração quartzo-mica branca-carbonato controlada por estruturas é observada nos veios de quartzo mineralizados a ouro, notadamente na lapa destes e zonas proximais (halos assimétricos). Alguns veios de quartzo exibem halos de alteração a clorita (**Foto 23**).

No Depósito Ouro Fino é marcante a presença de magnetita nos halos de alteração da família de veios de quartzo auríferos. Neste depósito podem ser observados níveis de magnetita maciça com largura até decimétrica (a métrica ?).



Foto 23. Halo de alteração clorítico (+ magnetita) em veio de quartzo do Morro do Avião. Encaixantes são filitos. Foto montagem. UTM 742.725E/8.387.841N.

6. MINERALIZAÇÃO DE OURO

Grande parte das ocorrências minerais de ouro na porção setentrional da Faixa Brasília foi descoberta no século XVIII, em torno do ano de 1724, por bandeirantes e posteriormente mineradas por garimpeiros, principalmente na década de 1980. Algumas dessas são objeto de garimpagem até os dias atuais.

Trabalhos de caracterização das mineralizações auríferas no Grupo Paranoá foram realizados por Silva e Leão de Sá (1984), Lacerda (1986, 1988, 1990, 2005), Olivo & Marini (1988), Olivo (1989) e Giuliani *et al.* (1993). Essas investigações tiveram maior aprofundamento em Olivo (1989) e Giuliani *et al.* (1993), que enfatizam o depósito de ouro Santa Rita no que se refere à distribuição, controle litoestratigráfico e estrutural, fonte térmica e origem dos fluidos responsáveis pela mineralização. Segundo Olivo (1989), as ocorrências auríferas do Grupo Paranoá estão restritas a área de exposição das rochas da Sequência Psamo-pelito-carbonática e topo da Unidade E da Sequência Psamo-pelítica (Formação Serra do Paranã, de Campos, 2013). Essas rochas foram metamorfisadas no fácies xisto verde, zona da biotita, cujas mineralizações são controladas por falhas e fraturas de direção variada,

resultantes de reativação de falhas NE-SW regionais. As ocorrências primárias estão agrupadas em dois tipos principais, (i) veios de quartzo sulfetados encaixados em rochas psamo-pelíticas das Unidades E e G (Formação Ribeirão Piçarrão, de Campos, 2013) e, (ii) veios quartzo-carbonáticos-sulfetados encaixados em rochas da Unidade F (base da Formação Ribeirão Piçarrão, de Campos, 2013).

Esses depósitos estão agrupados em dois distritos auríferos: Rio do Carmo e Niquelândia. No primeiro são conhecidos os depósitos de Córrego Vermelho, Fofoca, Garimpinho e Rio do Carmo. No distrito de Niquelândia estão os depósitos de Cachoeira, Cafundó, Chapadinha, Cafundózinho, Divino, Muquém, Santa Rita e incluímos aqui o Depósito do Cocal, objeto dessa pesquisa (**Figura 24**). Segundo Olivo (1989), no depósito Santa Rita a mineralização é do tipo hidrotermal, ocorrendo em veios quartzo-carbonáticos sulfetados alojados nos sedimentos psamo-pelíticos, formados em fase distensiva no final da orogênese Brasileira. O gradiente geotérmico regional, segundo a autora, foi responsável pela circulação dos fluidos mineralizantes, os quais são carbônicos, saturados em sais e alcançam temperaturas de homogeneização superiores a 400°C. Adicionalmente, Giuliani *et al.* (1993), concluem que os veios de quartzo auríferos foram gerados a partir de processos de alteração hidrotermal, envolvendo albitização, carbonatização, silicificação, sericitização e piritização, com as zonas hidrotermais enriquecidas em Co, Ni e As. Pirita é o sulfeto principal, com raras inclusões de calcopirita e pirrotita.

Os principais depósitos minerais de ouro no Grupo Serra da Mesa compreendem, Ouro Fino (Ouro Fino de Goiás), Lavrinha (EDEM) e Castelão (BRI), com destaque para Ouro Fino, historicamente o mais importante deles (**Figura 24**).

Lacerda (1990) classifica esses depósitos como “Depósitos auríferos filonianos em metassedimentos detríticos” e cita vários outros na região de Uruaçu-Niquelândia, encaixados nos Grupos Serra da Mesa e Paranoá, como Gambá, Serra do Cantagalo, Morro do Avião, Rio Castelão, Morro do Mateus, São João, Córrego Criminoso, Chapadinha, Muquém e Divino (Campos *et al.* 1985, Lacerda 1986a, Lacerda & Pereira 1988, Olivo & Marini 1988 in: Lacerda, 1990).

No depósito do Córrego Baú (Ouro Fino), na época do garimpo mais recente, Lacerda & Pereira (1988) fazem uma detalhada descrição dos veios de quartzo auríferos. Segundo esses autores a rocha encaixante é um sericita-quartzo xisto com magnetita, pirita e carbonato subordinados. A foliação principal do sericita-quartzo xisto é subhorizontal na área

do depósito. Ocorrem ainda na área diques de diabásio de largura métrica. Enquadram os veios auríferos em duas categorias; (i) a primeira categoria, cada corpo mineralizado é constituído por um único veio de quartzo subvertical, com direção N10-45 W, discordante da foliação da rocha encaixante, com comprimento de até 300 m e largura de no máximo 15 cm. O contato encaixante/veio é plano e brusco. Os veios são constituídos por quartzo branco contendo subordinadamente pirita e carbonato, concentrados geralmente junto às bordas. A paragênese é essencialmente a ouro+pirita, e o ouro ocorre livre e como inclusões no sulfeto. Estes veios parecem apresentar os maiores teores de ouro, pois são intensamente explotados e apresentam teores entre 0,10 e 22,14 g/t Au em amostras de fragmentos; (ii) na segunda categoria, os corpos mineralizados podem ser descritos como filões compostos, discordantes da foliação da encaixante, constituídos por um a três veios de quartzo com direção N10-45W e mergulho de 45° a 75° para sudoeste, aos quais se associam veios menores de mesma direção, porém verticais. O comprimento dos corpos mineralizados atinge 300m. A largura total dos corpos, veios de quartzo mais a encaixante intercalada, pode atingir 3 metros e a largura dos veios varia entre 20 centímetros e 1 metro. O contato veio/encaixante é brusco e geralmente irregular, e o veio engloba porções decimétricas da rocha encaixante. Feições tipo *drag* são frequentes, que indica que os corpos estão posicionados em pequenas falhas normais. Os veios são constituídos por quartzo branco contendo pirita limonitizada, concentrada nas bordas e disseminada nos veios. Estes corpos parecem apresentar menores teores de ouro (entre menos que 0,10 e 0,40 g/t em amostras de fragmentos), pois são pouco explotados.

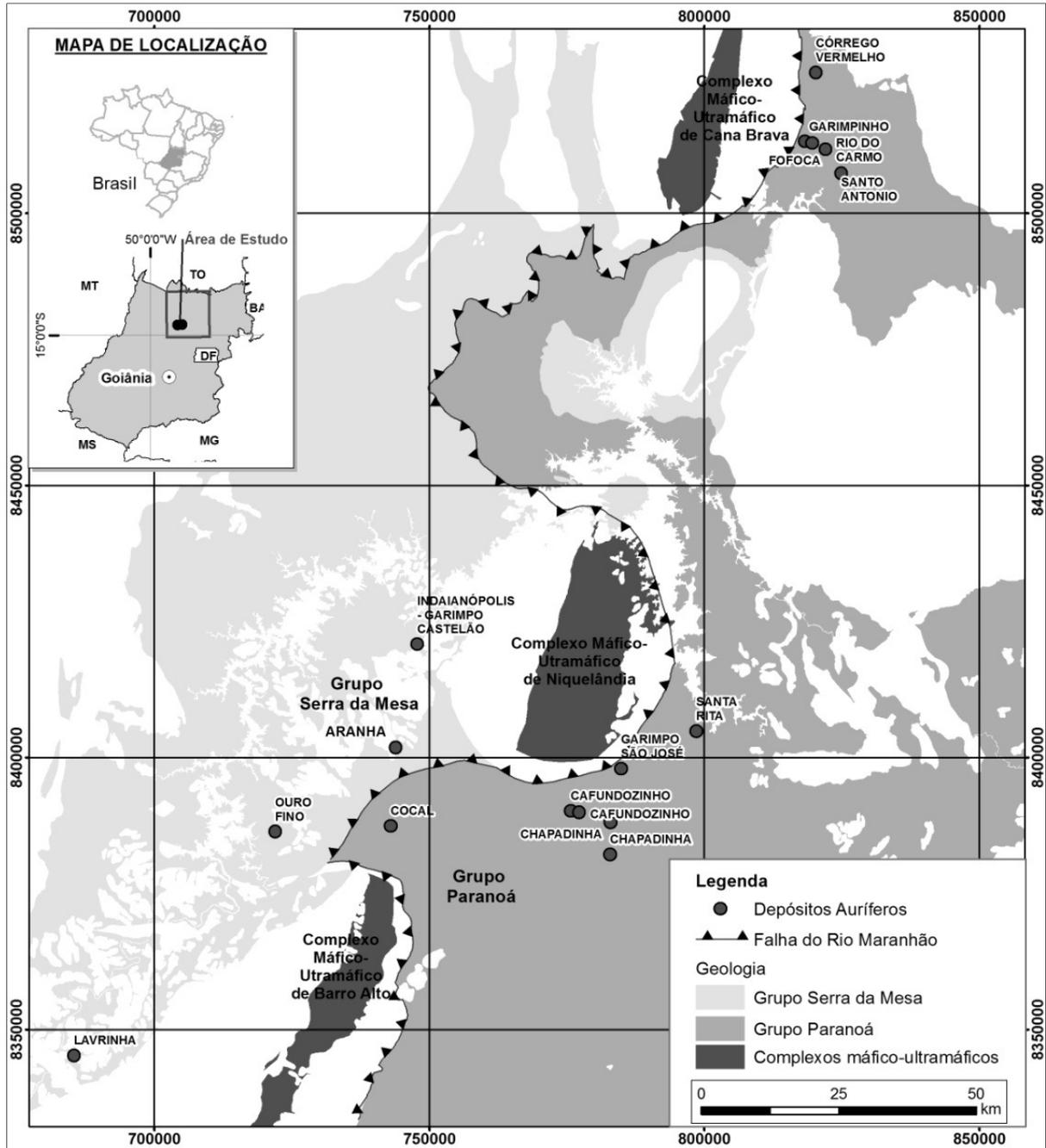


Figura 24. Depósitos de ouro no Grupo Paranoá e Serra da Mesa. Mostra os agrupamentos de mineralizações auríferas dos distritos auríferos de Niquelândia (a sul) e Rio do Carmo (a norte). Escala original 1:500.000 (modificado de Moreira *et al*, 2008).

Entre as ocorrências mais conhecidas no Grupo Paranoá, com estilo de mineralização semelhante ao Cocal (Morro do Avião) e Ouro Fino, podem ser citadas Cafundó, São José, Cachoeira, Garimpinho, Carmo e Santo Antônio.

A mineralização de ouro nos Depósitos Cocal e Ouro Fino ocorre em dois estilos. O principal está associado aos veios de quartzo tarditectônicos (VTT), representado por um

sistema formado por duas famílias de veios de quartzo (\pm carbonato), conforme apresentado nesta dissertação. O segundo estilo de mineralização é restrito ao Depósito Cocal, Subdomínio Getúlio. Neste local a mineralização de ouro está associada a um corpo tabular (?), com caimento e baixo ângulo, numa zona de intensa alteração quartzo-sericita-carbonato pervasiva (**Figura 17**).

No Depósito Cocal, Silva (1996) reporta interseções em veios de quartzo auríferos da família VTT₁ de até **5,05m@4,12 g/t Au** (**Figura 19**). No Depósito Ouro Fino, durante trabalhos de amostragem geoquímica de rocha em canaletas, foram obtidos teores pontuais de ouro de até **29,9 g/t Au** e intervalos de **3m@21,3 g/t Au** em veios da família VTT₂. Amostras em veios de quartzo apresentaram teores de até **45,9 g/t Au** (Lobo, 2017).

No Depósito Cocal o ouro ocorre associado à pirita e quartzo. A pirita ocorre em duas fases principais, a mais notável em cristais perfeitamente euédricos, de dimensões até centimétricas, disseminada em zonas de alteração quartzo-carbonato-mica branca. Observações em afloramentos e seções polidas não revelaram presença de ouro nessa fase. Apesar disso, relatos de garimpeiros indicam a ocorrência de ouro associado a essa fase. A outra fase de pirita se apresenta em massas e cristais subédricos associados a veios de quartzo. Ouro nessa fase ocorre incluso em massas ou cristais subédricos de pirita (**Prancha 5 e Figura 30**). Análises de microsonda eletrônica revelaram composições com proporções de ouro e prata entre 75,42 – 77,91% e 17,57 – 17,69% respectivamente. Ouro nativo (ouro livre) é observado em veios de quartzo, onde análise de microsonda eletrônica de varredura mostraram proporções de prata menores que na fase sulfetada, com porcentagens de ouro e prata entre 80,32 – 93,22% e 4,87 – 13,51% respectivamente (**Figura 25**).

No Depósito Ouro Fino não foram realizadas análises de microsonda eletrônica nas piritas, mas nesse caso é flagrante a associação da mineralização aurífera com essa fase sulfetada, que fica patente na observação de ouro visível em pseudomorfos de pirita. Os cristais de pirita são euédricos a subédricos, em dimensões milimétricas a centimétricas, frequentemente com geminações (**Foto 24**).

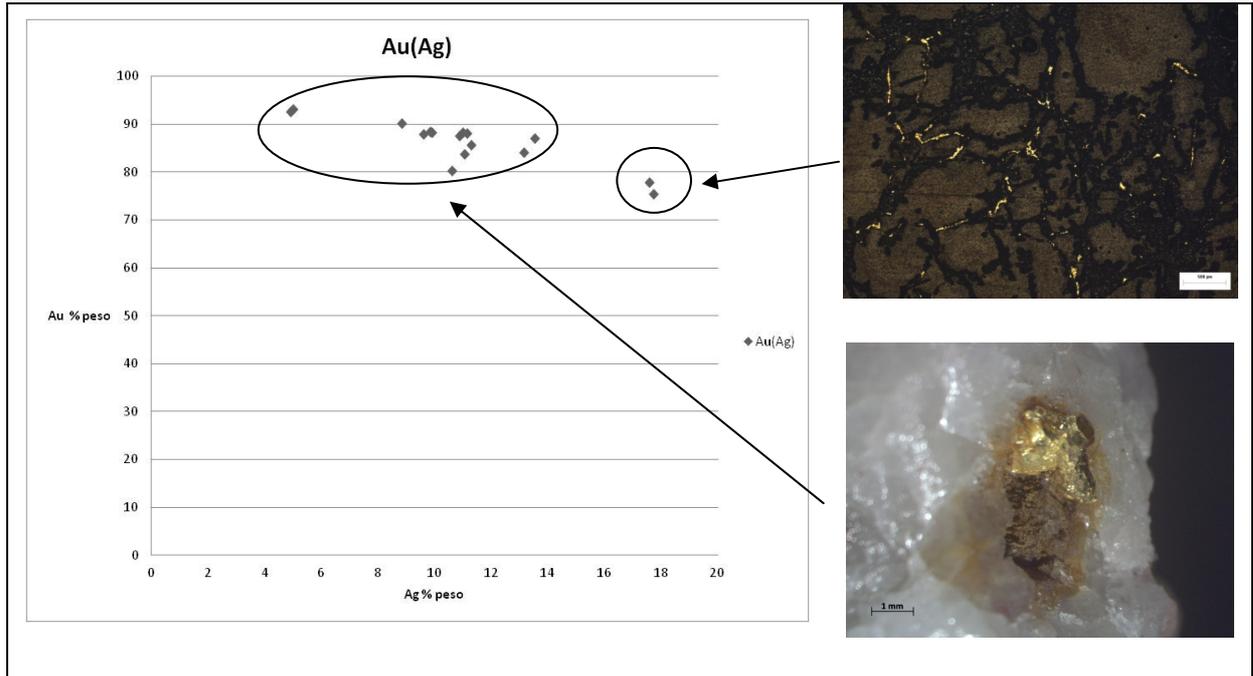


Figura 25. Variação da composição química de ouro associado à pirita e livre, em veio de quartzo. Enriquecimento em prata na fase sulfetada. Análise em microsonda eletrônica. Fotos extraídas do texto. Depósito Cocal.



Foto 24. Pseudomorfos de pirita + ouro em veio de quartzo (0,70m@9,30ppm Au) da família tarditectônica – VTT₂. Depósito Ouro Fino. UTM 722.459E / 8.385.137N SIRGAS2000 Z22.

Análise multielementar, realizada em amostras de veios auríferos e encaixantes do Depósito Ouro Fino, mostra uma relação positiva do ouro com Ag, Co, Cu, Mn, Mo, P e Sb (Ver matriz de correlação – **Tabela 6**).

elemento	Au	Ag	Al %	As	Ba	Be	Ca %	Co	Cr	Cu	Fe %	K	La	Li	Mg %	Mn	Mo	Na %	Ni	P %	Pb	Sb	Sc	Sr	Th	Ti %	V	Y	Zn	Zr
Au	1	0,43	-0,376	-0,108	-0,279	-0,07	-0,053	0,307	-0,361	0,157	-0,04	-0,355	-0,084	-0,319	-0,402	0,394	0,116	-0,282	-0,037	0,105	-0,102	0,058	-0,307	-0,018	-0,062	-0,392	-0,27	-0,246	-0,208	-0,375
Ag	0,43	1	-0,116	-0,044	-0,067	-0,044	0,037	0,013	-0,078	-0,019	0,173	-0,098	-0,097	-0,137	-0,134	0,404	-0,018	-0,006	0,036	0,349	-0,046	-0,018	-0,033	0,111	-0,024	-0,159	-0,096	-0,063	0,054	-0,14
Al %	-0,376	-0,116	1	0,122	0,888	0,241	-0,05	-0,111	0,891	-0,174	0,408	0,931	0,247	0,875	0,941	-0,003	-0,166	0,749	0,44	0,152	0,06	-0,196	0,836	0,21	0,158	0,893	0,786	0,64	0,786	0,875
As	-0,108	-0,044	0,122	1	0,12	0,362	0,055	-0,067	0,201	0,013	0,197	0,104	0,151	0,055	0,131	-0,107	-0,026	0,095	0,24	0,142	0,11	-0,026	0,277	0,222	0,106	0,137	0,247	0,245	0,131	0,173
Ba	-0,279	-0,067	0,888	0,12	1	0,37	0,063	-0,067	0,815	-0,114	0,34	0,927	0,348	0,826	0,856	0,163	-0,148	0,867	0,41	0,127	0,051	-0,173	0,784	0,295	0,197	0,88	0,759	0,599	0,806	0,833
Be	-0,07	-0,044	0,241	0,362	0,37	1	0,028	-0,023	0,398	0,096	0,18	0,313	0,306	0,245	0,256	-0,011	-0,026	0,305	0,208	0,111	-0,026	-0,026	0,469	0,058	-0,035	0,321	0,386	0,354	0,346	0,35
Ca %	-0,053	0,037	-0,05	0,055	0,063	0,028	1	-0,086	0,018	-0,046	0,125	0,022	0,111	-0,05	-0,033	-0,048	-0,056	0,207	0,042	0,046	0,014	-0,056	-0,066	0,313	-0,051	0,004	0,035	-0,03	-0,018	-0,006
Co	0,307	0,013	-0,111	-0,067	-0,067	-0,023	-0,086	1	-0,11	0,665	-0,054	-0,111	-0,033	0,085	-0,161	0,351	0,701	-0,073	0,377	-0,054	-0,043	-0,037	-0,154	-0,112	-0,007	-0,15	-0,059	-0,036	0,01	-0,115
Cr	-0,361	-0,078	0,891	0,201	0,815	0,398	0,018	-0,11	1	-0,072	0,592	0,862	0,356	0,82	0,864	-0,009	-0,113	0,75	0,579	0,32	0,021	-0,206	0,853	0,272	0,139	0,84	0,838	0,668	0,779	0,841
Cu	0,157	-0,019	-0,174	0,013	-0,114	0,096	-0,046	0,665	-0,072	1	0,072	-0,156	-0,018	0,091	-0,146	0,26	0,832	-0,112	0,435	0,082	0,096	-0,054	-0,123	-0,099	0,029	-0,163	-0,016	-0,037	0,068	-0,109
Fe %	-0,04	0,173	0,408	0,197	0,34	0,18	0,125	-0,054	0,592	0,072	1	0,345	0,221	0,268	0,315	0,224	-0,057	0,324	0,713	0,829	0,098	-0,092	0,407	0,014	-0,002	0,24	0,59	0,515	0,633	0,334
K	-0,355	-0,098	0,931	0,104	0,927	0,313	0,022	-0,111	0,862	-0,156	0,345	1	0,356	0,915	0,94	-0,018	-0,153	0,887	0,442	0,118	0,047	-0,169	0,816	0,293	0,219	0,957	0,831	0,634	0,778	0,927
La	-0,084	-0,097	0,247	0,151	0,348	0,306	0,111	-0,033	0,356	-0,018	0,221	0,356	1	0,26	0,212	-0,053	-0,061	0,353	0,185	0,127	-0,059	0,326	0,282	0,054	0,525	0,279	0,393	0,491	0,329	0,309
Li	-0,319	-0,137	0,875	0,055	0,826	0,245	-0,05	0,085	0,82	0,091	0,268	0,915	0,26	1	0,948	0,005	0,069	0,777	0,498	0,028	0,107	-0,171	0,761	0,319	0,201	0,929	0,762	0,548	0,694	0,894
Mg %	-0,402	-0,134	0,941	0,131	0,856	0,256	-0,033	-0,161	0,864	-0,146	0,315	0,94	0,212	0,948	1	-0,062	-0,15	0,771	0,419	0,063	0,099	-0,177	0,836	0,325	0,131	0,956	0,78	0,582	0,703	0,918
Mn	0,394	0,404	-0,003	-0,107	0,163	-0,011	-0,048	0,351	-0,009	0,26	0,224	-0,018	-0,053	0,005	-0,062	1	0,205	0,018	0,215	0,309	0,018	-0,033	0,081	0,189	-0,018	-0,098	0,027	0,018	0,237	-0,095
Mo	0,116	-0,018	-0,166	-0,026	-0,148	-0,026	-0,056	0,701	-0,113	0,832	-0,057	-0,153	-0,061	0,069	-0,15	0,205	1	-0,13	0,374	-0,066	-0,027	-0,01	-0,114	-0,09	-0,014	-0,15	-0,138	-0,099	-0,071	-0,149
Na %	-0,282	-0,006	0,749	0,095	0,867	0,305	0,207	-0,073	0,75	-0,112	0,324	0,887	0,353	0,777	0,771	0,018	-0,13	1	0,434	0,158	0,054	-0,13	0,662	0,395	0,171	0,84	0,765	0,481	0,679	0,81
Ni	-0,037	0,036	0,44	0,24	0,41	0,208	0,042	0,377	0,579	0,435	0,713	0,442	0,185	0,498	0,419	0,215	0,374	0,434	1	0,545	0,152	-0,1	0,443	0,07	0,099	0,36	0,69	0,548	0,63	0,477
P %	0,105	0,349	0,152	0,142	0,127	0,111	0,046	-0,054	0,32	0,082	0,829	0,118	0,127	0,028	0,063	0,309	-0,066	0,158	0,545	1	0,084	0,022	0,175	-0,037	-0,01	-0,013	0,336	0,292	0,456	0,094
Pb	-0,102	-0,046	0,06	0,11	0,051	-0,026	0,014	-0,043	0,021	0,096	0,098	0,047	-0,059	0,107	0,099	0,018	-0,027	0,054	0,152	0,084	1	-0,027	0,145	0,053	0,374	0,055	0,093	0,018	0,073	0,075
Sb	0,058	-0,018	-0,196	-0,026	-0,173	-0,026	-0,056	-0,037	-0,206	-0,054	-0,092	-0,169	0,326	-0,171	-0,177	-0,033	-0,01	-0,13	-0,1	0,022	-0,027	1	-0,114	-0,09	-0,014	-0,176	-0,138	-0,099	-0,142	-0,166
Sc	-0,307	-0,033	0,836	0,277	0,784	0,469	-0,066	-0,154	0,853	-0,123	0,407	0,816	0,282	0,761	0,836	0,081	-0,114	0,662	0,443	0,175	0,145	-0,114	1	0,285	0,203	0,804	0,727	0,637	0,718	0,781
Sr	-0,018	0,111	0,21	0,222	0,295	0,058	0,313	-0,112	0,272	-0,099	0,014	0,293	0,054	0,319	0,325	0,189	-0,09	0,395	0,07	-0,037	0,053	-0,09	0,285	1	0,003	0,352	0,235	-0,015	0,065	0,257
Th	-0,062	-0,024	0,158	0,106	0,197	-0,035	-0,051	-0,007	0,139	0,029	-0,002	0,219	0,525	0,201	0,131	-0,018	-0,014	0,171	0,099	-0,01	0,374	-0,014	0,203	0,003	1	0,181	0,157	0,276	0,164	0,201
Ti %	-0,392	-0,159	0,893	0,137	0,88	0,321	0,004	-0,15	0,84	-0,163	0,24	0,957	0,279	0,929	0,956	-0,098	-0,15	0,84	0,36	-0,013	0,055	-0,176	0,804	0,352	0,181	1	0,76	0,548	0,664	0,927
V	-0,27	-0,096	0,786	0,247	0,759	0,386	0,035	-0,059	0,838	-0,016	0,59	0,831	0,393	0,762	0,78	0,027	-0,138	0,765	0,69	0,336	0,093	-0,138	0,727	0,235	0,157	0,76	1	0,698	0,812	0,835
Y	-0,246	-0,063	0,64	0,245	0,599	0,354	-0,03	-0,036	0,668	-0,037	0,515	0,634	0,491	0,548	0,582	0,018	-0,099	0,481	0,548	0,292	0,018	-0,099	0,637	-0,015	0,276	0,548	0,698	1	0,772	0,665
Zn	-0,208	0,054	0,786	0,131	0,806	0,346	-0,018	0,01	0,779	0,068	0,633	0,778	0,329	0,694	0,703	0,237	-0,071	0,679	0,63	0,456	0,073	-0,142	0,718	0,065	0,164	0,664	0,812	0,772	1	0,731
Zr	-0,375	-0,14	0,875	0,173	0,833	0,35	-0,006	-0,115	0,841	-0,109	0,334	0,927	0,309	0,894	0,918	-0,095	-0,149	0,81	0,477	0,094	0,075	-0,166	0,781	0,257	0,201	0,927	0,835	0,665	0,731	1

Tabela 6. Depósito Ouro Fino. Matriz de correlação de Au + 29 elementos (1=100%). Valores em ppm (valores em % indicados). Determinações por fusão (Au) e digestão multiácida (multielementos). Fonte: Lobo, 2017.

7. DISCUSSÃO

A análise estrutural geométrica das rochas dos domínios estruturais considerados nesta dissertação enfoca a parte descritiva e/ou qualitativa das estruturas observadas, no que diz respeito às dimensões, forma e orientação. Excetuando-se tratamento em estereogramas, não foram executados tratamentos matemáticos dos dados para possibilitar a análise cinemática, descrição quantitativa, mais acurada dos domínios estudados. Também não foi feita interpretação aprofundada sobre as tensões responsáveis pelo arranjo espacial considerado (análise dinâmica). Dessa forma apenas considerações gerais são feitas sobre esses dois últimos aspectos

A análise estrutural geométrica dos Domínios Cocal e Ouro Fino está fundamentada nas informações coletadas durante os trabalhos de mapeamento geológico e laboratório, inclui estudo da foliação, clivagens, lineações e veios. Permitiu a caracterização e organização das principais estruturas tectônicas e individualizar quatro momentos deformacionais.

Pode-se admitir que a geometria dos domínios estudados é decorrente de um processo de deformação progressiva, em momentos ou etapas sucessivas por deformação progressiva incremental (Passchier & Trouw, 2005), provavelmente submetidos às mesmas tensões regionais que permaneceram atuantes na dinâmica de convergência da Placa São Franciscana. Esse processo estabeleceu a geometria final (deformação finita) das rochas do domínio pesquisado, com estruturas compatíveis com a tectônica de fechamento do orógeno acrescionário em que se encontram, onde predominam regimes compressivos.

7.1 DEFORMAÇÃO DÚCTIL - RÚPTIL

O primeiro momento deformacional, gerador da foliação S_1 , desenvolvido em regime compressivo em domínio litosférico predominantemente dúctil, é o mais antigo identificado na área. Marcado pela foliação S_1 é responsável pela geometria das rampas frontais de cisalhamento (Ramsay & Huber, 1987) de baixo ângulo do Depósito Cocal (**Figura 26 e Prancha 26**) e Ouro Fino. Nesse momento de deformação, o transporte tectônico das rochas (xistos, filitos, quartzitos, calcários) ocorreu de oeste para leste, gerou dobras e transposição das estruturas primárias (acamamento S_0). A foliação S_1 no Depósito Cocal assumiu direções NNE-SSW com mergulhos rasos (27°) para WNW. No Depósito Ouro Fino sofre um “basculamento” e adota direções NW e mergulhos com ângulos igualmente baixos para o quadrante SW (**Figura 33**).

Associado a esse evento foi gerada intensa venulação de quartzo branco + carbonato concordante com a foliação (veios sintectônicos -VST) e possivelmente mineralização aurífera associada a zona de cisalhamento de baixo ângulo (rampa) no garimpo do Getúlio.

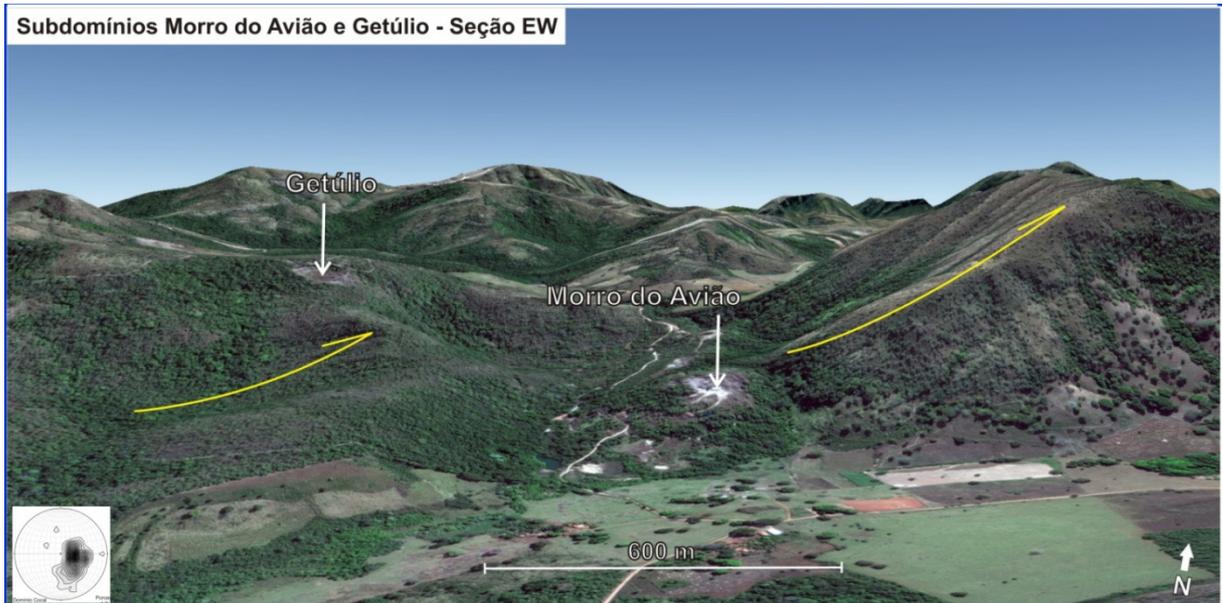


Figura 26. Depósito Cocal. Vista 3D em perfil EW dos garimpos Getúlio e Morro do Avião, representação esquemática da geometria da foliação S_1 (setas amarelas e estereograma) e possíveis rampas frontais de cisalhamento. Mirada para norte. Imagem Google modificada. Escala vertical exagerada (2x).



A) UTM 742.359E/8.387.656N – mirada para norte.



B) UTM 742.833 E/8.387.836 N – mirada para norte.

Prancha 26. Depósito Cocal. A) Garimpo Getúlio, geometria da rampa frontal de cisalhamento em filitos com alteração quartzo-carbonato; B) Morro do Avião, geometria da rampa frontal de cisalhamento em filitos.

As feições lineares de crescimento e/ou estiramento de micas, quartzo e turmalina nos filitos, bem como de quartzo nos quartzitos e calcita nos calcários, são registros do primeiro momento de deformação em escala microscópica no Depósito Cocal.

As estruturas existentes, representadas pela foliação S_1 , simetria de *boudins*, lentes de quartzo, apresentam características de deformação dúctil a dúctil-frágil, e sugerem sua formação em regime de cisalhamento puro e subsimples, com vorticidade¹ (W_k) próxima ou igual à zero.

Assimetria nas estruturas é notada no pacote de filitos na base da sequência de filitos do Morro do Avião, onde os marcadores cinemáticos indicam movimentação dextral, de oeste para leste.

7.2 DEFORMAÇÃO RÚPTIL - DÚCTIL

O momento de deformação gerador da clivagem espaçada de fratura (ou clivagem espaçada disjuntiva) S_3 , ocorre em condições de litosfera rúptil – dúctil, provavelmente a partir da continuidade das tensões regionais que atuaram no fechamento do orógeno. Representa também, como o momento 1, um momento de compressão (seguido de relaxamento?) na direção geral E-W.

Em escala de afloramento, esse evento causou rompimento e ondulações de comprimento e amplitude decimétrica a métrica na foliação S_1 (**Prancha 15**) e pequenos deslocamentos no contato encaixante / veio (famílias VTT). Essas estruturas podem ter sido formadas a partir de reativação de estruturas anteriores (Twiss & Moore (2007)).

A atuação deste evento compressivo na geração dos veios auríferos em fraturas extensionais (veios de tensão) seria uma das possibilidades que poderia explicar os veios auríferos do Depósito Cocal e de Ouro Fino. Se essa hipótese for correta, pode-se sugerir que essa família de veios foi gerada durante as fases finais desse evento, em regime compressivo, compatível com a cinemática regional (transporte $W \rightarrow E$) e formação de fraturas extensionais /veios de tensão (**Figuras 33 e 37**).

A geometria do sistema de veios tarditectônicos (VTT_1 e VTT_2) sugere sua formação em regime de deformação coaxial e permaneceu inalterada desde o terceiro momento

¹ De acordo com a definição, vorticidade é uma medida da rotação interna durante a deformação ou a quantidade relativa de rotação que um fluido possui (Passchier & Trouw, 2005; Fossen, 2012).

deformacional, pelo menos no tocante a deformações contínuas no domínio estudado. No contato veio encaixante notam-se localmente perturbações na foliação que Lacerda & Pereira (1988) interpretaram com *drags* de falhas normais.

7.3 DEFORMACAO RÚPTIL

Os derradeiros momentos de deformação, caracterizado por deformação descontínua, representados pelas fraturas e falhas, ocorreram em níveis estruturais rasos, domínio litosférico rúptil, e estão registrados por famílias de fraturas NNE-SSW, NNW-SSE e WSW-ENE e, sendo a primeira a principal (**Figura 15**). Afetam todas as estruturas pretéritas, registrado também por intenso fraturamento nos veios de quartzo auríferos (Sistema VTT).

A presença de intrusivas básicas nas rochas do Depósitos Cocal (Grupo Paranoá) e Ouro Fino (Grupo Serra da mesa), algumas claramente associadas a anomalias magnéticas regionais (**Figura 27**), registram um evento de quebra / fraturamento importante em nível crustal nestes domínios.

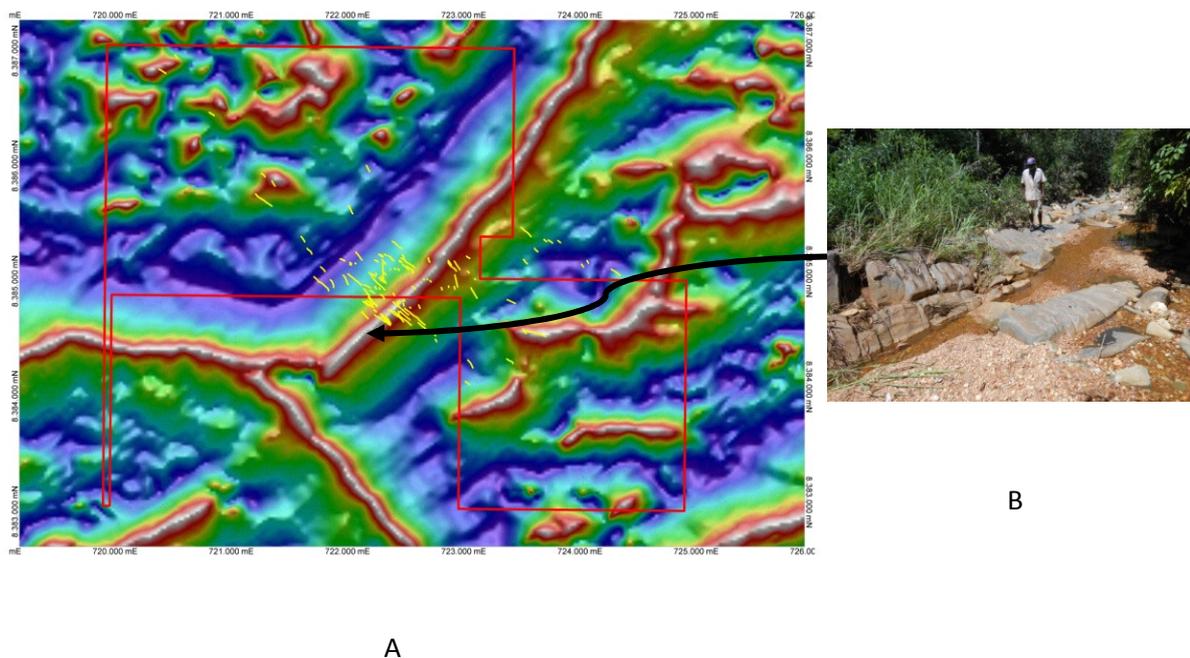


Figura 27. Depósito Ouro Fino. A) Anomalias magnéticas regionais (sinal analítico do campo magnético total) relacionadas a diques básicos no (Modificado de LASA, 2006. B) Dique básico decamétrico (vide Foto 13 – item Petrografia). Em amarelo, veios de quartzo auríferos. Grade em UTM SIRGAS2000 Z22.

A **Figura 28** ilustra, de forma sintética, o modelo esquemático das relações entre as principais estruturas dos depósitos Cocal e Ouro Fino e a **Prancha 27** mostra as famílias de veios de quartzo auríferos nos dois domínios.

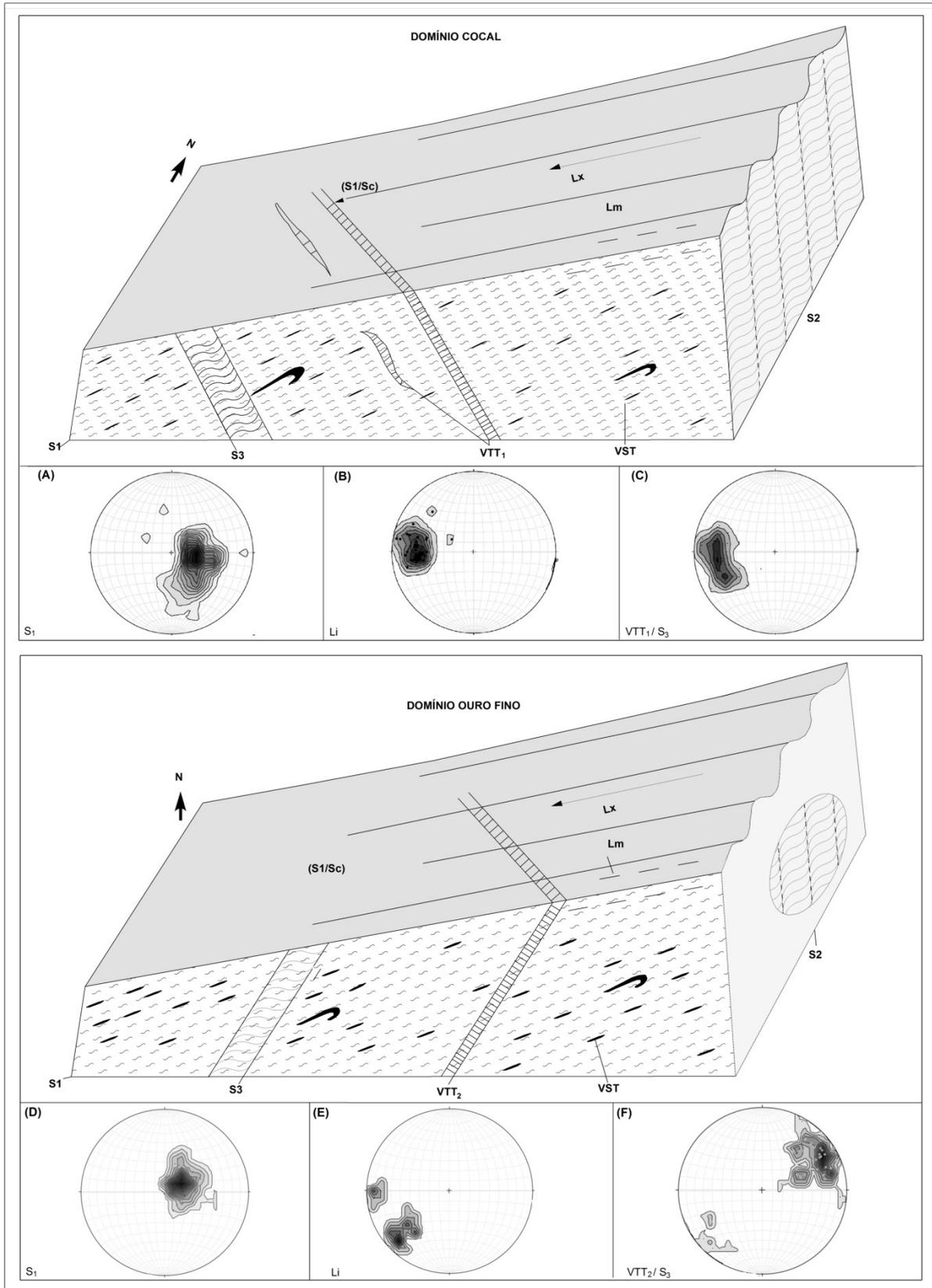
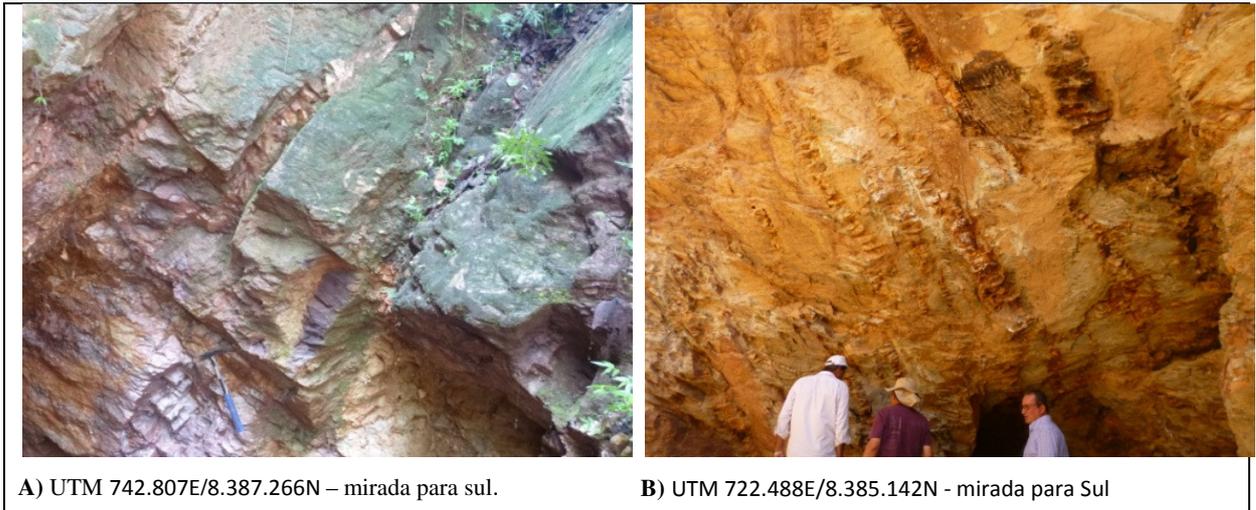


Figura 28 Modelo esquemático que mostra a geometria das famílias sintectônica (VST) e tarditectônica (VTT₁ e VTT₂) de veios e suas relações com os principais elementos estruturais identificados nas rochas (filitos, quartzitos, calcários) dos Domínios Cocal e Ouro Fino. Em A, B, C e D, E, F respectivamente, tratamento estatístico da foliação S₁, lineação de interseção Li_(S1/S2) e Veios de quartzo tarditectônicos / foliação S₃ nos dois domínios.



Prancha 27. (A) Família de veios de quartzo auríferos (VTT₁) no Depósito Cocal e (B) no Depósito Ouro Fino (VTT₂). Fotos exibidas neste documento também nas Pranchas 22 e 30 e aqui novamente para comparação didática. Afloramentos separados por aproximadamente 20 km na direção EW.

A arquitetura do domínio da Falha do Rio Maranhão, limite interpretado entre as Zonas Externa e Interna da Faixa Brasília, ainda é em grande parte especulativo. Não existem dados, imprescindíveis, de sísmica de reflexão, que mostrem sua estruturação com mais detalhe e possam permitir uma maior aproximação na sua interpretação geométrica. Interpretação que possa, por exemplo, estar em acordo com a anomalia gravimétrica (descontinuidade, sutura?) no limite das Zonas Externa e Interna da Faixa Brasília (Lesquer *et al.*, 1981; Feininger *et al.*, 1991; Strieder and Nilson, 1994; Marangoni *et al.*, 1995 in: Soares *et al.*, 2016), enquadrar geotectonicamente desde os complexos básico – ultrabásicos, ali presentes, como também o papel das coberturas sedimentares dos Grupos Paranoá e Serra da Mesa. Para resolver isso tudo, tem-se que buscar instrumentos que possibilitem sair do campo puramente especulativo. A concentração regional de mineralizações auríferas no grupo Paranoá, Serra da Mesa (e Canastra) próximas ao traço da Falha do Rio Maranhão permite esboçar um cinturão de ouro orogênico, pelo menos no setor setentrional da Faixa Brasília. Esse domínio geotectônico ainda poderia ser estendido para norte englobando os depósitos do Buracão e Fartura (Grupo Araí) e para sul (depósitos auríferos de Luziânia -GO e Morro do Ouro -MG hospedados em rochas do Grupo Canastra) e pode representar um importante **elemento prospectivo** para mineralizações auríferas. Pode ser consequência do metamorfismo (barroviano) gerado pelo fechamento do orógeno colisional acrescionário e do mecanismo de falhamentos associados. É o ambiente geotectônico dos depósitos de ouro orogênico de Mitchell & Garson, 1981 e Groves *et al.*, 1998 (**Figura 29**).

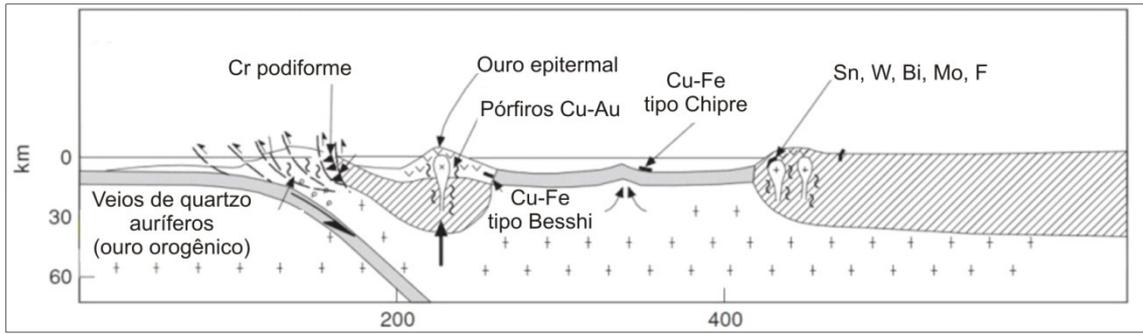


Figura 29. Domínio geotectônico dos depósitos de ouro orogênico em orógenos colisionais. (modificado de Mitchell & Garson, 1981 in: Robb, 2005).

Dessa forma, esse conjunto de depósitos auríferos, distribuídos ao longo da lapa e capa da Falha do Rio Maranhão, forma o que aqui denominamos “Cinturão de Ouro Orogrênico da Falha do Rio Maranhão” (**Figura 30**).

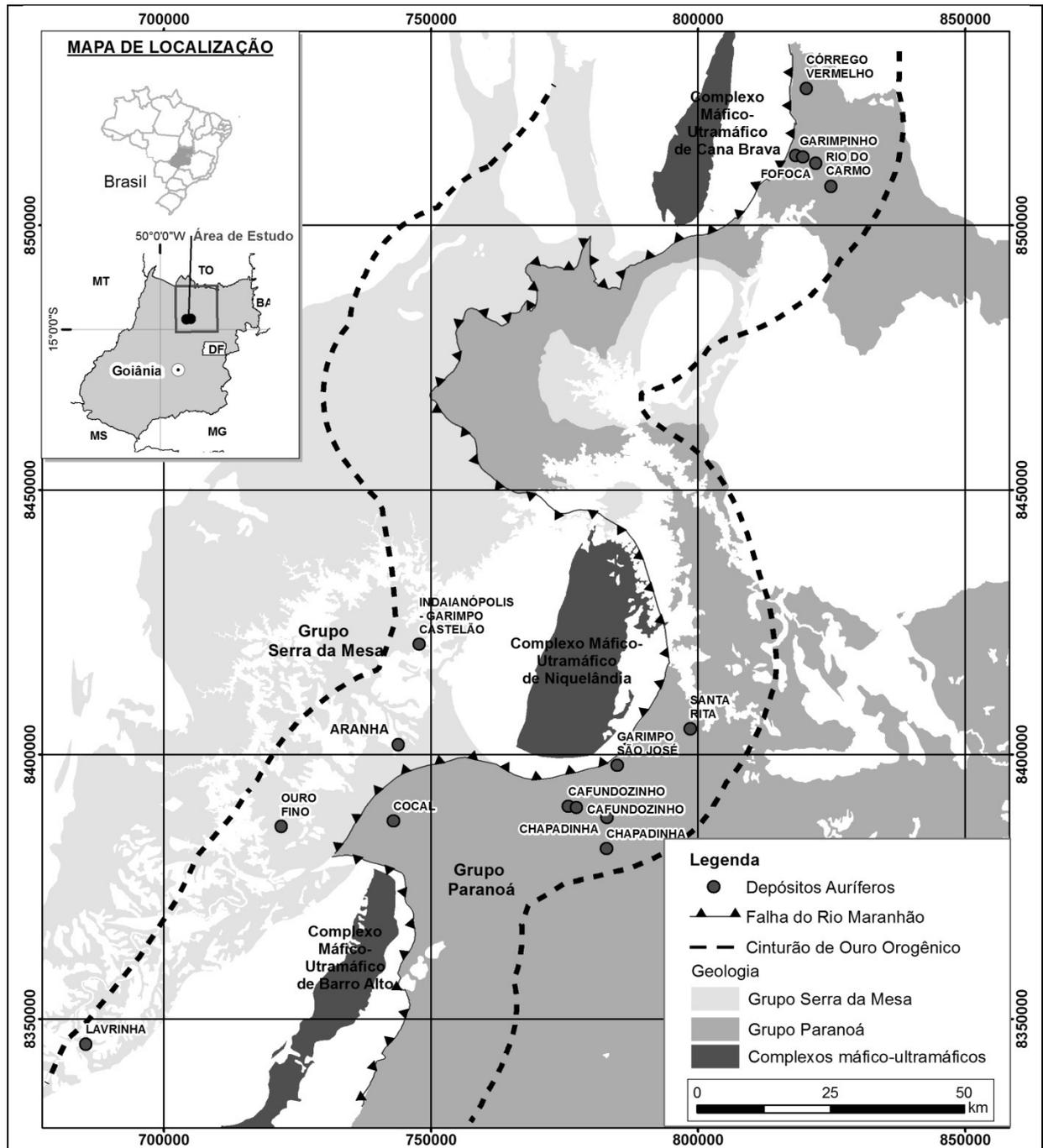
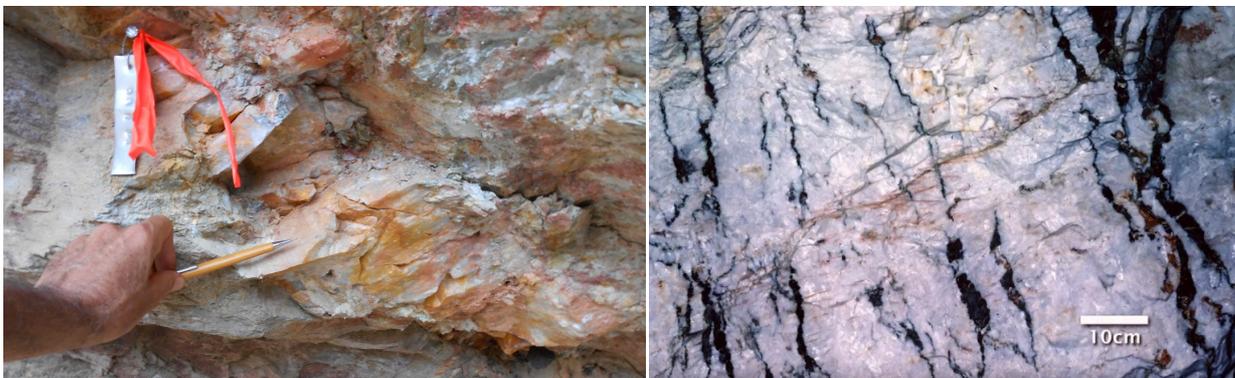


Figura 30. Cinturão de ouro orogênico que ornamenta a Falha do Rio Maranhão entre os distritos auríferos de Niquelândia e Rio do Carmo. Escala original 1:500.000 (modificado de Moreira *et al*, 2008).

Já a geometria e estrutura dos veios de quartzo auríferos aponta para um sistema, que teve sua gênese marcada por um evento de mineralização e a partir daí foi estabilizado. Isso pode explicar, entre outros aspectos, a diferença de possança das mineralizações da Faixa Brasília com outros orógenos correlatos, por exemplo, a Província Victoria (Austrália). Nesse último a multiplicidade de eventos sísmicos proporcionou a amplificação da possança dos

veios de quartzo mineralizados a ouro. No Cocal e Ouro Fino esse evento sísmico parece único. Esse aspecto é também refletido nos padrões texturais dos veios de quartzo que registram esse aspecto de entrada de fluidos episódico (**Prancha 28**).



Prancha 28. A) Aspecto textural de veio de quartzo aurífero do Depósito Ouro Fino; B) Aspecto textural de veio de quartzo aurífero da Província Aurífera Victoria (Austrália). Modificado de Cox, 2015.

Na escala dos prospectos, em todos os momentos de deformação a reologia da rocha parece ter sido determinante na acomodação da deformação. Nos filitos do Depósito Cocal e nos xistos do Depósito Ouro Fino a rocha permitiu a formação de fraturas extensionais, com alta frequência relativa (escala de prospecto) e seu preenchimento com veios de quartzo (veios de tensão) mineralizados em ouro. No garimpo da Branca (Cocal), nos quartzitos micáceos, se destaca a regularidade dos padrões de faturamento. No garimpo Getúlio (Cocal), o contato entre filitos e calcários acomodou a deformação preferencialmente zonas de cisalhamento de baixo ângulo com mineralização aurífera associada. No Depósito Ouro Fino a partição da deformação foi praticamente semelhante ao Depósito Cocal e mais favorável na estruturação da família de veios tarditectônicos auríferos (VTT₂). Ali a possança e principalmente a frequência desses veios é bem mais significativa. Um verdadeiro enxame de veios de quartzo ocorre na área do depósito aurífero.

A **Figura 31** sintetiza a história deformacional dos domínios estudados, que possibilitou a formação dos depósitos auríferos estudados.

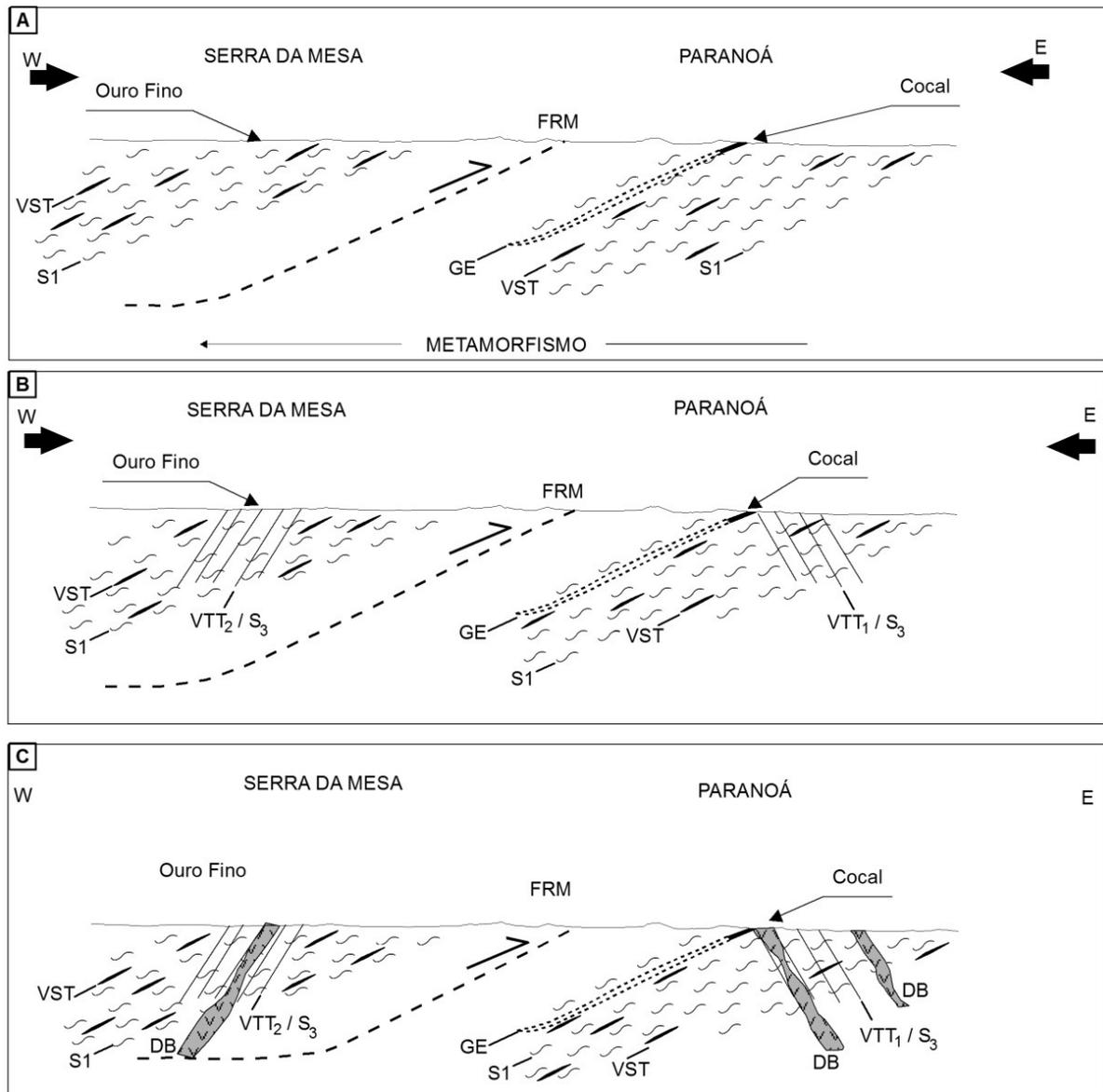


Figura 31. História deformacional dos Depósitos Cocal e Ouro Fino durante os 3 momentos deformacionais principais reconhecidos, envolvendo a capa (Grupo Serra da Mesa) e lapa (Grupo Paranoá) da Falha do Rio Maranhão. Em [A] estruturação dos sistemas de falhas e empurrões da Faixa Brasília desenvolvido em regime compressivo EW, com transporte de massa em direção ao Cráton São Francisco – geração da foliação S_1 e veios de quartzo sintectônicos (VST) e mineralização aurífera em zona de cisalhamento de baixo ângulo (GE). Em [B] continuidade da compressão EW e geração dos veios de quartzo extensionais auríferos (VTT₁ e VTT₂) e foliação S_3 . Em [C] deformação descontínua com geração de fraturas, algumas profundas, preenchidas por diques de diabásio (DB) magnéticos.

A arquitetura observada nos Depósitos Cocal e Ouro Fino está intimamente associada ao traço da Falha do Rio Maranhão, tendo esta caráter intraplaca (D`el Rey Silva *et al.*, 2008) ou zona de sutura (em profundidade - vide padrão de anomalia gravimétrica Bouguer).

No domínio situado da lapa da Falha do Rio Maranhão, região confinada pelos Complexos Máfico – Ultramáficos de Barro Alto e Niquelândia é possível observar dobras em escala kilométrica, que representam um possível sinclínório nesse setor ou arquitetura bacinal (depocentro, etc.). São desenhadas provavelmente pelo traço da superfície S_0 das rochas do Grupo Paranoá e da foliação S_1 impressa nesse pacote (**Figura 32 - A e B**). Anomalias magnéticas regionais (**Figura 32 - C**) também foram observadas na escala dos prospectos e representam quebra / fraturamento crustal, reativados por tectônica mais recente (mesocenozóico?).

Numa Análise inicial integrada das feições regionais ressaltadas pelas imagens de satélite, magnetometria e radiometria é possível fazer uma interpretação preliminar dos vetores de tensão regionais atuantes no domínio estudado, compatível com a geometria da saliência ali observada (**Figura 33**). Em estudos de saliências e reentrâncias com modelamento físico de estruturas compressionais Silva & Oliveira (2009) demonstraram aspectos geométricos dos traços estruturais desenvolvidos em orógenos compressionais compatíveis com o domínio aqui estudado. Uma das situações observadas pelos autores deixa claro, por analogia, o papel dos complexos máfico-ultramáficos como obstáculos/anteparos na estruturação da saliência desenvolvida entre os Complexos de Barro Alto e Niquelândia. Também resulta num sistema de empurrões + falhas transcorrentes (compatível com a Falha do Rio Maranhão e as rampas laterais de Del Rey Silva, 2008) e retro-empurrões e estruturas tipo *pop-up*. Essas duas últimas estruturas não foram identificadas e/ou caracterizadas nos depósitos estudados, mas a distribuição das tensões resultantes pode também explicar a geometria das duas famílias (sistema) de veios auríferos observados (**Figuras 34 e 35**).

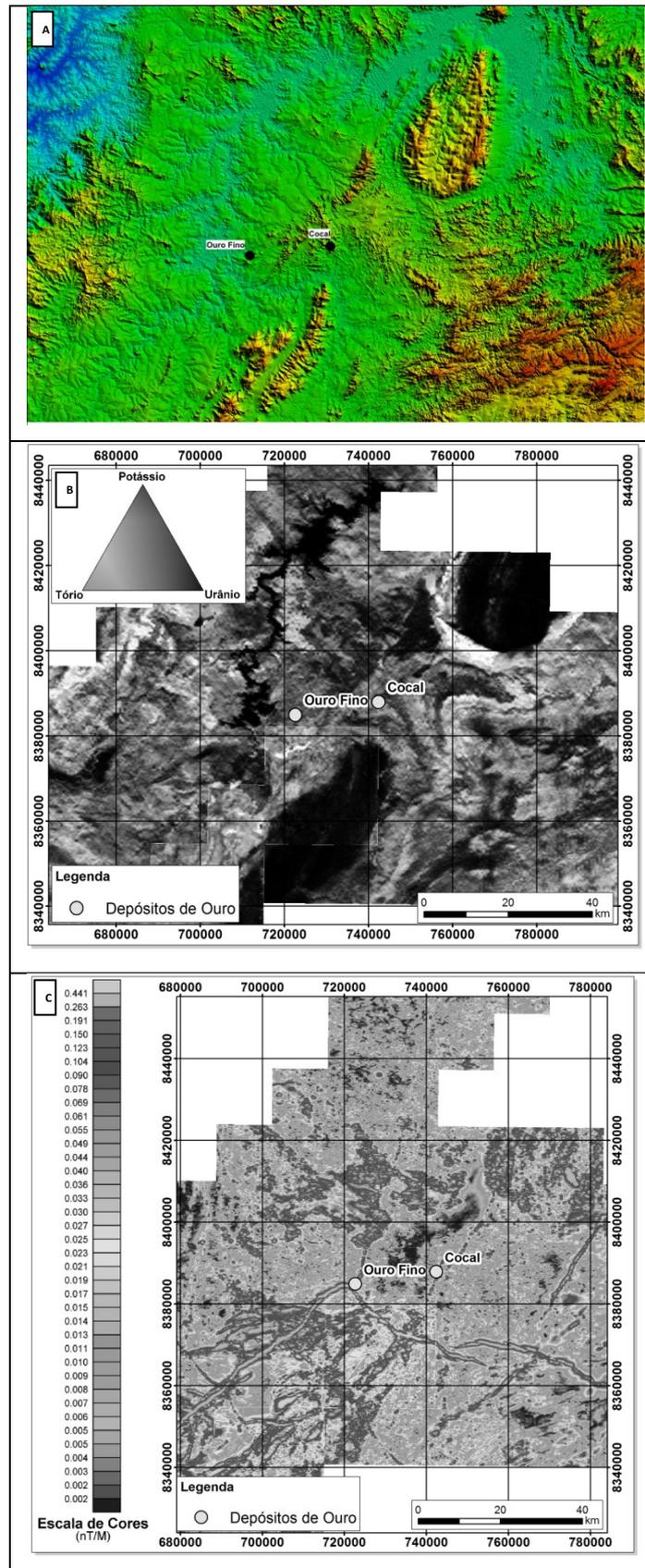


Figura 32. Geometria da região dos Depósitos Cocal e Ouro Fino ressaltada em imagem [A] Srtm, [B] Ternário (K-Th-U) e [C] Mag - sinal analítico.

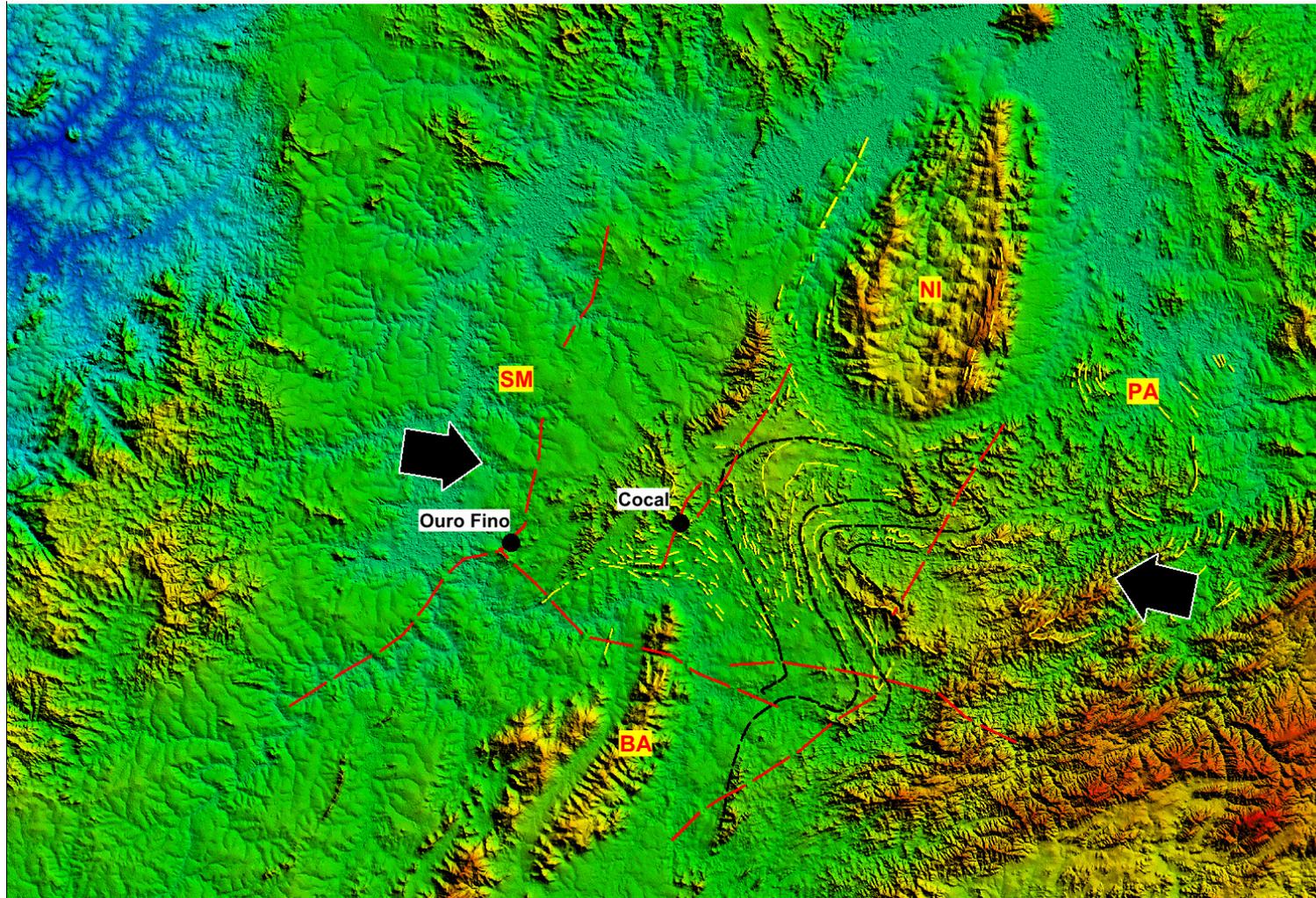


Figura 33. Geometria da região dos Depósitos Cocal e Ouro Fino em imagem SRTM interpretada e provável vetor de tensão principal, gerador da foliação S_1 (WNW-ESE). Tracejado em preto e amarelo estruturas regionais (acambamento S_0 / Foliação S_1), em vermelho anomalias magnéticas associadas a diques de diabásio nos depósitos Cocal e Ouro Fino. PA=Grupo Paranoá; SM= Grupo Serra da Mesa; NI= Complexo Máfico- Ultramáfico de Niquelândia; BA= Complexo Máfico- Ultramáfico de Barro Alto.

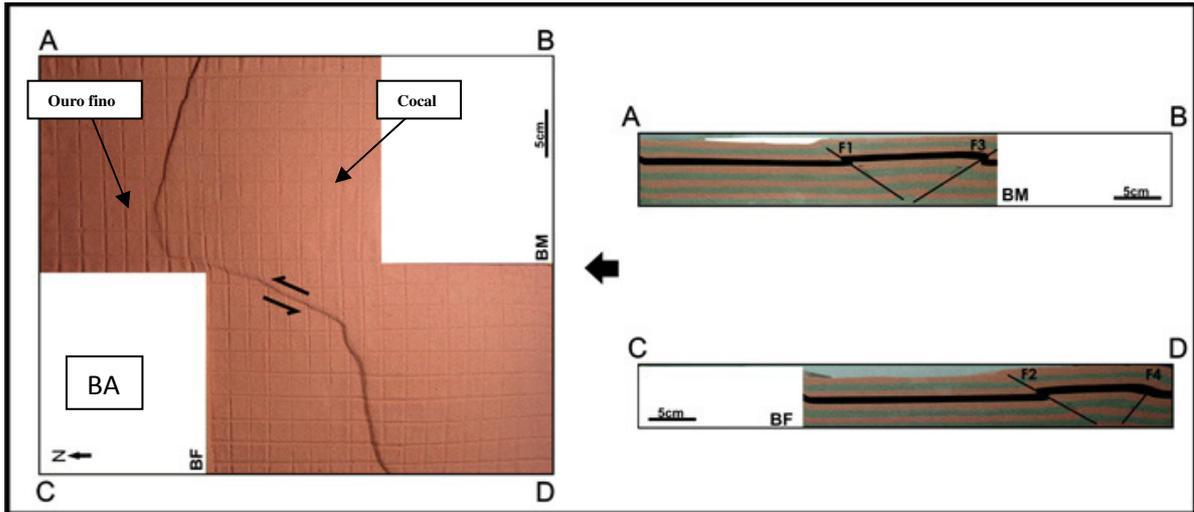


Figura 34. Traços estruturais desenvolvidos em orógenos compressionais obtidos a partir de modelamento físico adaptado a região estudada. Depósitos auríferos indicados; BA= Complexo Máfico- Ultramáfico de Barro Alto = BF = Bloco Fixo; BM = Bloco Móvel; F3, F4 empurrões, F1, F2 retrompurrões. Modificado de Silva & Oliveira (2009).

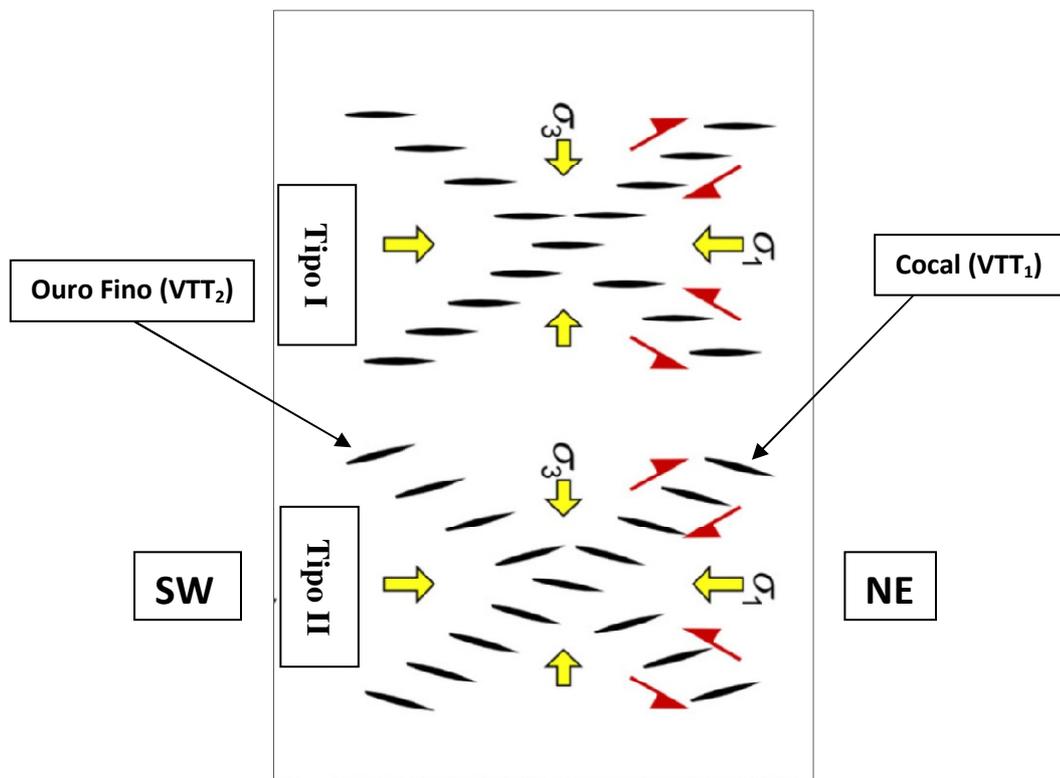


Figura 35. Veios conjugados *en-échelon* e orientação dos vetores de tensão máxima e mínima. Os veios Tipo II poderiam explicar a geração e geometria das famílias de veios de quartzo auríferos dos

Os momentos deformacionais geradores das foliações S_1 e S_3 podem ser correlacionados ao evento regional compressivo com rampas de cisalhamento frontais já previamente descrito por Del Rey Silva *et al.* (2008). O evento gerador de S_2 , um encurtamento na direção NNE-SSW descrito pelos mesmos autores.

Carbonatos marinhos tem valores de $\delta^{13}\text{C}$ próximos a $0^0/_{00}$. Em sedimentos com carbono reduzido ou orgânico apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ menores que $-15^0/_{00}$. Carbonatos depositados em estágios iniciais em fluidos hidrotermais tem valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre $-6^0/_{00}$ e $-9^0/_{00}$. Carbonatos tardios mostram um aumento nos valores de $\delta^{13}\text{C}$. Nos depósitos hidrotermais a primeira geração de carbonatos é invariavelmente formada por carbonato romboédrico (com temperaturas típicas de deposição entre 100 e 350°C). Carbonatos hidrotermais são extremamente resistentes a trocas isotópicas. Seus valores de $\delta^{13}\text{C}$ são congelados quando os carbonatos cristalizam e não são alterados por fluidos hidrotermais tardios (Rye & Ohmoto, 1974).

Alvarenga et al. (2007) em análises em carbonatos do topo do Grupo Paranoá, na região de Bezerra – Formosa, obtiveram valores de $\delta^{13}\text{C}$ - PDB positivos entre +0,8 e +2,7‰ e de $\delta^{18}\text{O}$ PDB variando em sua maior parte entre -9,0 e -4,7‰ (**Tabela 7**).

Seção	Unidade Estratigráfica	Amostra	Litologia	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (PDB)
JK	GRUPO PARANOÁ	JK9	Calcário	2,7	-4,7
		JK8A	Calcário	1,4	-7,7
		JK8A	Calcário	1,5	-7,6
		JK7	Calcário	1,9	-6,9
		JK6	Calcário	1,2	-12,3
		JK3B	Dolomito	0,7	-9,0
		JK1	Dolomito	0,8	7,3

Tabela 7. Isótopos de carbono e oxigênio em calcários e dolomitos do Grupo Paranoá. Modificado de Alvarenga et al., 2007.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ encontrados no Depósito Cocal e rochas encaixantes são levemente positivos, compatíveis com valores encontrados normalmente em calcários marinhos. Segundo Campbel & Larson (1998) os valores de $\delta^{18}\text{O}$ para calcários antigos varia entre $20^0/_{00}$ e $30^0/_{00}$ V-SMOW. Os equivalentes metamórficos apresentam valores tipicamente próximos aos protólitos, à exceção daqueles que sofreram extensiva desvolatilização ou interação com fluidos externos, processos que podem baixar significativamente seus valores originais. A **Figura 36** mostra a variação isotópica para $\delta^{18}\text{O}$ V-SMOW obtida no Depósito Cocal em comparação com os grandes reservatórios terrestres.

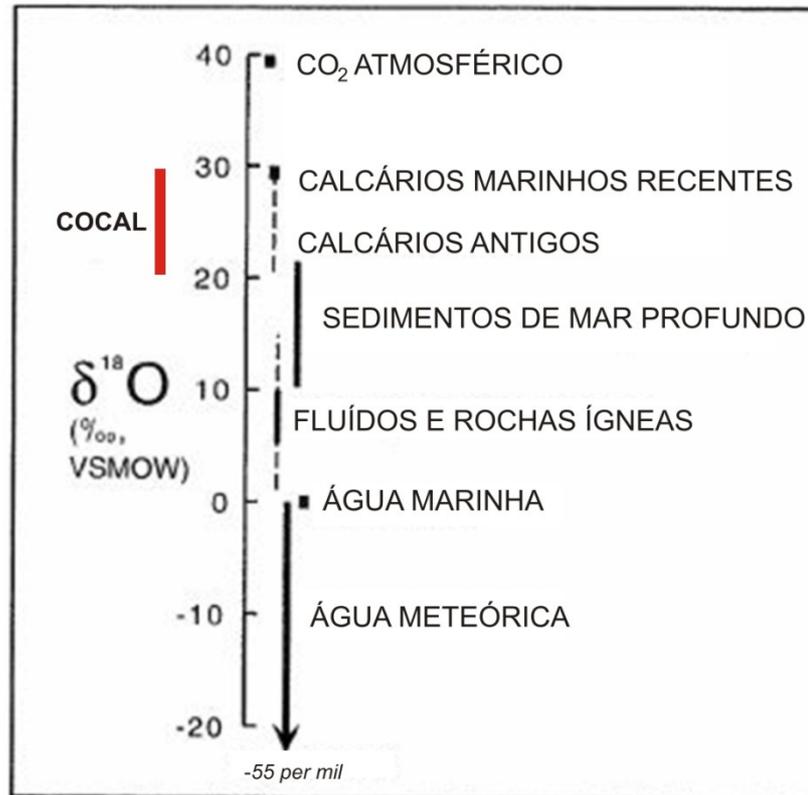


Figura 36. Distribuição de valores de $\delta^{18}\text{O}$ para os grandes reservatórios terrestres mais comuns. Variação observada no Depósito Cocal indicada. Modificado de Campbel & Larson, 1998.

As fontes importantes de enxofre em depósitos minerais são representadas por fontes profundas, manto ou crosta homogeneizada, rochas encaixantes ou evaporitos marinhos (Rye & Ohmoto, 1974). Em estudos realizados no depósito de ouro orogênico Sukhoi Log (Rússia) e comparação com outros depósitos de ouro orogênico em sedimentos de várias idades, Chang *et al.*, (2008), concluíram que a composição isotópica de $\delta^{34}\text{S}$ em sulfetos desses depósitos mostra um padrão geral paralelo a curva de $\delta^{34}\text{S}$ em sulfatos da água do mar no tempo geológico (**Figura 37**), sugerindo que o enxofre nesses depósitos é provavelmente originado da redução de sulfatos da água do mar. Goldfarb *et al.*, 1997 (*in*: Chang *et al.*, 2008), reportam que os valores de $\delta^{34}\text{S}$ em sulfetos em depósitos de ouro orogênico no Alaska tem um padrão de variação temporal similar à da variação de sulfato na água do mar e propõe que o reservatório fonte de enxofre desses depósitos foram os sedimentos encaixantes.

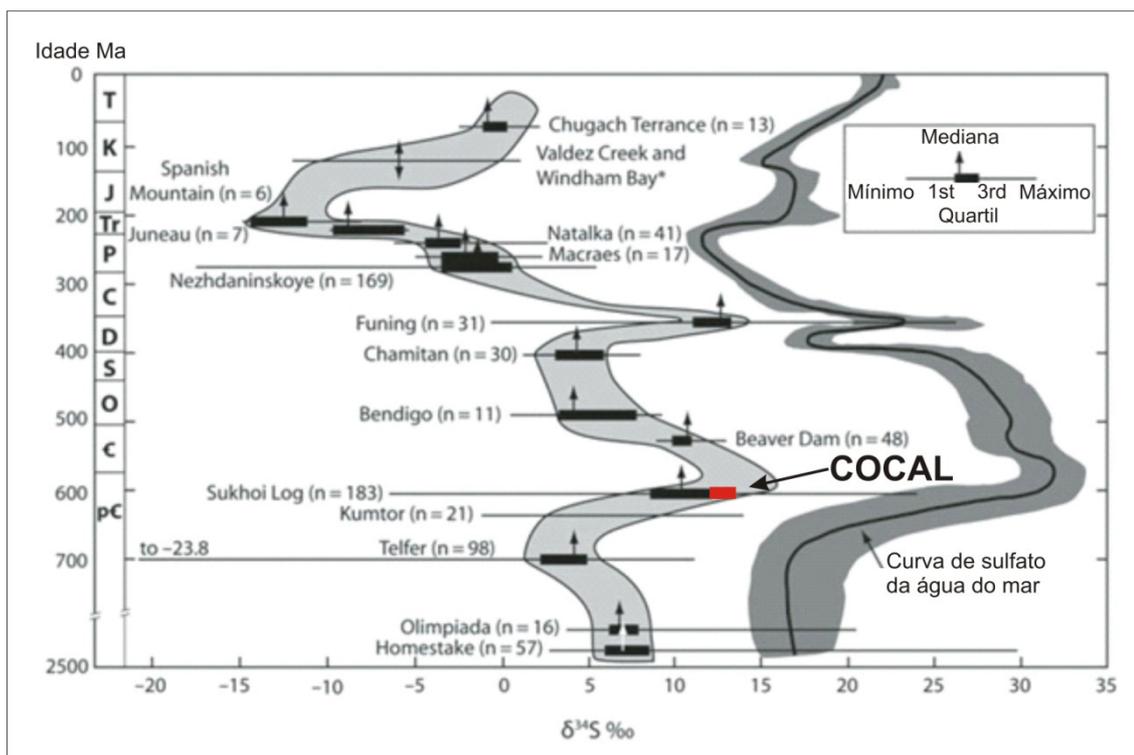


Figura 37. Variação isotópica de $\delta^{34}\text{S}$ em depósitos orogênicos hospedados em sedimentos (Depósito Cocal indicado) e a curva de variação de $\delta^{34}\text{S}$ em sulfatos na água do mar através do tempo geológico. Modificado de Chang et al., 2008.

Estudos de isótopos de carbono, realizados nesta pesquisa, sugerem que o carbonato (CO_2) foi obtido a partir da devolatilização das rochas carbonáticas (calcários marinhos) intercaladas na sequência estudada. Os valores encontrados para razões isotópicas de oxigênio também são compatíveis com calcários marinhos antigos. As razões isotópicas de enxofre se enquadram em padrões de reservatórios marinhos (enxofre obtido a partir da redução da água do mar).

Dessa forma, a geoquímica de isótopos de carbono, oxigênio e enxofre do Depósito Cocal parece excluir a possibilidade dos metais e fluidos mineralizantes serem originados da crosta inferior (ou manto) ou carbono orgânico em sedimentos e sugerem a sua derivação de fontes na crosta superior, especialmente de sedimentos químicos (calcários marinhos). A Formação Córrego do Barreiro (e a Unidade B do Grupo Serra da Mesa) poderia prover suficiente fluidos com a composição isotópica verificada no Depósito Cocal, a partir das inúmeras lentes de calcário ali presentes na coluna sedimentar, remobilizados nos episódios (ou episódio) sísmicos que afetaram o volume de rochas do domínio considerado.

Alteração hidrotermal é consequência da interação entre fluidos mineralizantes e rochas encaixantes. Leva a modificações petrológicas e geoquímicas e resulta no desenvolvimento de halos de alteração. Pode ocorrer de forma pervasiva ou controlada por estruturas (Bierlein *et al.*, 2004). A extensão dos halos depende da proporção fluido/rocha e da reatividade das rochas percoladas. Perfis geoquímicos realizados em halos de alteração em depósitos de ouro orogênico na Província Victoria (Austrália) indicam perda de Na₂O e ganho de CO₂, H₂O, K₂O, S, As, Au e possivelmente Sb (Binns & Eames 1989; Gao & Kwak 1995, 1997; Bierlein *et al.* 1998, 2000 in: Bierlein *et al.*, 2004). O maior enriquecimento de elementos em quase todos os depósitos auríferos hospedados em turbiditos inclui Si (principalmente em quartzo), Fe (em pirita e arsenopirita), B (em turmalina) e Au e Ag em ouro nativo (Boyle, 1986).

Os padrões e paragenese de alteração hidrotermal observados nos Depósitos Cocal e ouro Fino não divergem da daqueles encontrados na grande maioria dos depósitos de ouro orogênico da Faixa Brasília e mesmo mundiais. A associação quartzito-carbonato-sericita (+ sulfetos de Fe + Au + Ag) é quase universal neste ambiente geotectônico e caracteriza bem os depósitos estudados nesta dissertação.

A partir de estudos de inclusões fluidas no Depósito Santa Rita, Olivo (1989) conclui que os fluidos envolvidos no processo de mineralização aurífera ali presente evoluíram num estágio precoce com fluidos carbônicos (XH₂O 49%, XCO₂ 43%, XCH₄ 6,3%) e salgados, que evolui para fluidos mais ricos em água e relativamente mais empobrecidos em CO₂ e CH₄ (XH₂O 91-92%, XCO₂ 5-6%, XCH₄ 1%) e salgados. Observações preliminares em inclusões fluidas em veios de quartzo do Depósito Cocal indicam fluidos predominantemente aquosos, com inclusões fluidas mono e bifásicas. Entretanto, essa fase de estudo será desenvolvida no futuro, a qual poderá trazer informações adicionais sobre a evolução e trapeamento desses fluidos mineralizadores.

7.1 ANÁLISE COMPARATIVA

Conforme já sugerido por outros autores, os mecanismos de deformação e geometria do domínio onde se inserem os depósitos Cocal e Ouro Fino, domínio da Falha do Rio Maranhão, foram configurados e estabelecidos a partir da movimentação da placa tectônica responsável pelo fechamento e amalgamação da Faixa Brasília (Pimentel & Fuck, 1992; Fuck *et al.*, 1993; Fuck, 1994; Fonseca, 1996; Laux *et al.*, 2005; Del Rey Silva *et al.* 2008).

Essa evolução tectônica envolveu movimento da placa de leste para oeste, empurrando rochas (vergência W \rightarrow E) no sentido do Cráton São Francisco, que caracteriza o

arranjo estrutural dos Domínios Cocal e Ouro Fino e toda a vergência da Zona Externa da Faixa Brasília em seu cinturão de dobras e empurrões. Deve ser entendido como um processo de deformação construído de forma contínua, progressivamente, ao longo do final da Orogenia Brasileira.

O modelo do Depósito Cocal se reproduz em diversas áreas mineralizadas nos Grupos Paranoá, Serra da Mesa e Araí. No Grupo Paranoá, o estilo estrutural é semelhante nas ocorrências a leste de Minaçu, incluindo Garimpinho, Carmo, Santo Antônio, entre outras. No Grupo Araí, as ocorrências do Buracão e Fatura também ocorrem em fraturas extensionais ao longo de zonas de cisalhamento. A diferença do Cocal com essas áreas está na ocorrência de ouro ao longo das rampas frontais de cisalhamento – Garimpo Getulio, Depósito Cocal. Na maioria das áreas citadas, isso está restrito aos veios de tensão.

No Grupo Serra da Mesa, no domínio da capa da Falha do Rio Maranhão, em Ouro Fino, as mineralizações auríferas apresentam grande semelhança com o Depósito Cocal. Nesse setor, a mineralização em ouro é claramente controlada por uma família de veios de quartzo de tensão encaixados em clorita/sericita xistos.

A **Figura 38** faz uma comparação de algumas estruturas entre os domínios Cocal e Ouro Fino. Mostra um basculamento na foliação S_1 , que passa de norte-nordeste no Depósito Cocal (mergulhos para oeste-noroeste) para norte-noroeste no Depósito Ouro Fino (mergulhos para sudoeste). Essa mudança de atitude de S_1 também é acompanhada pela modificação na atitude da lineação construtiva de interseção $L_{i(S_1/S_2)}$, que apresenta caimentos para oeste no Cocal, com um basculamento (?) para o quadrante SW no Depósito Ouro Fino.

Em escala mundial, a Província Aurífera Victoria localizada no Orógeno Lachlan Ocidental, no sudeste da Austrália é referida como uma clássica província do tipo “ouro orogênico” onde os fluidos mineralizantes foram gerados principalmente por desidratação (desvolatização) metamórfica em profundidade na crosta (Powell et al, 1991 ; Cox *et al.*, 1995 ; Phillips and Hughes, 1996 ; Bierlein and Crowe, 2000 ; Phillips *et al.*, 2003 ; Goldfarb *et al.*, 2005 ; Elmer *et al.*, 2008 in: Willman *et al.*, 2010 – **Figura 39**). A deposição do ouro foi contemporânea ao metamorfismo regional, num orógeno acrescionário, próximo a uma margem de placa convergente, similar a outras províncias de ouro orogênico (Groves *et al.*, 1998 ; Goldfarb *et al.*, 2001 in: Willman *et al.*, 2010). Estudos de inclusões fluidas e isótopos indicaram que o metamorfismo produziu fluidos de baixa salinidade, mineralizados em ouro,

com temperaturas em torno de $300^{\circ}\text{C} \pm 50^{\circ}\text{C}$ (Cox *et al.*, 1995 ; Bierlein & Crowe, 2000 in:Willman *et al.*, 2010).

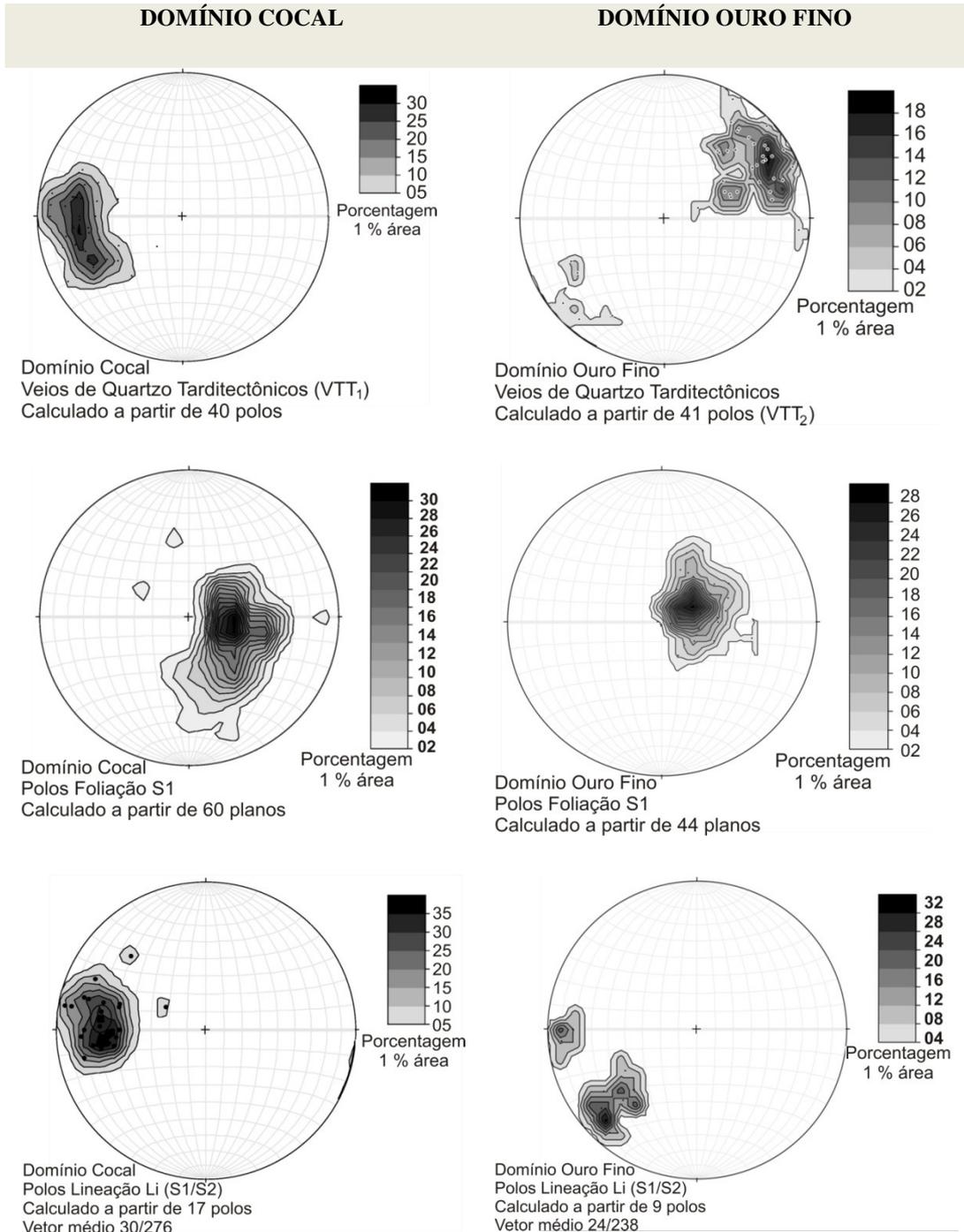


Figura 38. Quadro comparativo Depósito Cocal x Domínio Ouro Fino. Na coluna da esquerda distribuição estatística do polos dos Veios de quartzo tarditectônicos (VTT), Foliação S₁ e Lineação de intersecção (Li_(S1/S2)) no Depósito Cocal e na coluna da direita as correspondentes estruturas no Depósito Ouro Fino.

O modelo evolutivo e a geometria da Província Aurífera Victoria parece adequado ao domínio geotectônico do Cocal e Ouro Fino. Podemos reproduzir na **Figura 39** a evolução da Faixa Brasília em seu compartimento oriental. Diferenças nesse modelo estão relacionadas à inclinação das falhas de primeira ordem (não conhecemos na totalidade a geometria dessas falhas nos domínios Cocal e Ouro Fino) e o controle da mineralização fortemente associado a estruturas de dobramento conectadas aos falhamentos e associação com folhelhos carbonosos.

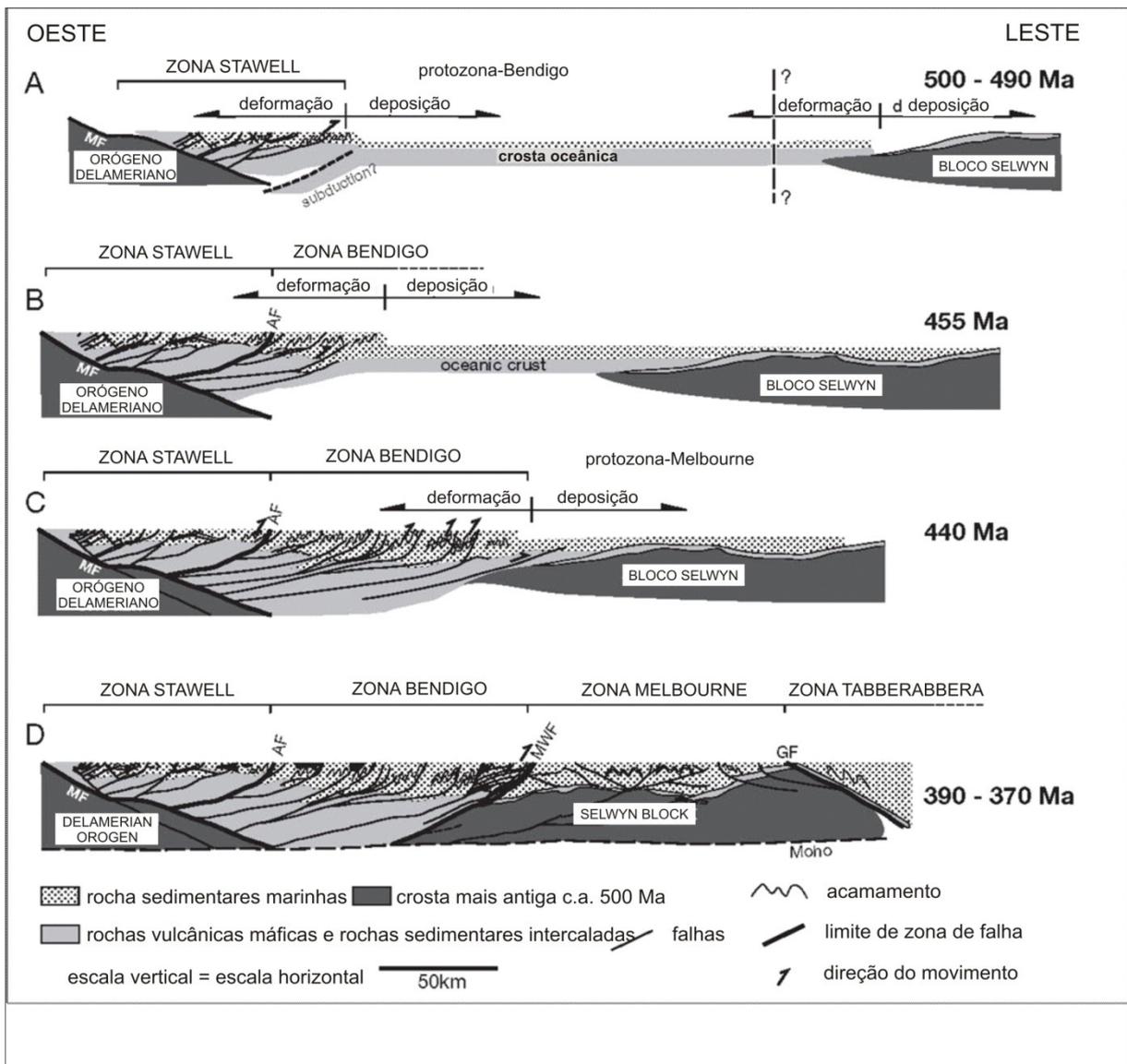


Figura 39. Modelo evolutivo das zonas estruturais Bendigo e Stawell no orógeno Lachlan, Província aurífera Victoria, sudeste da Austrália (modificado de Willman *et al.*, 2010).

Entre outros depósitos importantes de ouro orogênico associados a rochas sedimentares metamorfisadas na Faixa Brasília podem ser citados Morro do Ouro (Kinross) em Paracatu (MG) e Luziânia, ambos no Grupo Canastra, região de Niquelândia (Santa Rita e outros), leste de Minaçu (Grupo Paranoá) e Buracão (Grupo Araí).

8. CONCLUSÕES

Com base nos trabalhos de campo, petrografia e trabalhos anteriores em escala regional é possível enquadrar, em princípio, a sucessão sedimentar descrita na área de estudo, Depósitos Cocal e Ouro Fino, em uma única unidade geológica (Grupo Paranoá?). A composição siliciclástica similar do pacote, a evolução estrutural semelhante, aliada às observações de Marini Marini & Fuck, 1981 e aos estudos de Del Rey Silva *et al.* (2008) propondo a uniformidade litoestratigráfica na lapa e capa da Falha do Rio Maranhão, apontam nesse sentido. Os filitos e quartzitos do Depósito Cocal são traduzidos em clorita sericitizada em Ouro Fino, onde a clorita (e biotita) representaria o pico do metamorfismo Barroviano, zona da clorita (biotita xisto foi observado localmente). A similaridade nos dois depósitos da família de veios e venulações sintectônicas (VST) e da mineralização de ouro associada ao mesmo sistema de veios de quartzo tarditectônica (VTT). As intrusivas básicas magnéticas (diabásios) ocorrem em ambos. O primeiro, segundo e terceiro eventos deformacionais que afetam as rochas no Cocal, também estão impressas em Ouro Fino. Esses eventos são a resposta às tensões presentes no fechamento do orógeno acrescionário da Faixa Brasília e que afetaram de forma semelhante os domínios estudados.

Admitindo isso a Formação Córrego do Barreiro (Grupo Paranoá) e a Unidade B, metapsamo-pelítica do Grupo Serra da Mesa (Moreira *et al.* (2008), nos domínios estudados, seriam correlatas. Ressalta-se que não foram realizados estudos petrográficos nas rochas do Depósito Ouro Fino e as amostras analisadas por Del Rey Silva *et al.* (2008), no domínio mapeado como Grupo Serra da Mesa, parecem situadas muito próximas do “traço” da Falha do Rio Maranhão. Talvez amostras coletadas fora da zona de dano da Falha do Rio Maranhão, no Grupo Serra da Mesa pudessem ser mais conclusivas nesse sentido. Ressalta-se aqui, que no nosso entendimento, a Falha do Rio Maranhão não pode ser caracterizada por seu “traço”, mas por uma zona de falha ou de cisalhamento.

Foram identificados três momentos principais de deformação nos depósitos estudados. O primeiro, um momento compressivo na direção EW desenvolvido em litosfera predominantemente dúctil, gerador da foliação S_1 , de caráter regional, pervasivo, com geração de venulações de quartzo-carbonato, mineralização aurífera em zona de cisalhamento de baixo ângulo, dobramentos isoclinais, achatamento e estiramento das estruturas em regimes coaxial a não coaxial. No segundo momento, em condições de litosfera rúptil – dúctil, ocorre a geração de fraturas extensionais onde ficaram alojados os veios de quartzo (\pm carbonato)

auríferos, reativando também estruturas antigas e gerador localmente da foliação S_3 e ondulações nas estruturas anteriores. O terceiro momento, marcado por deformação rúptil, gerou fraturas e falhas, algumas profundas, preenchidas por diques básicos magnéticos.

Foram identificadas três famílias principais de venulações e veios de quartzo (\pm carbonato). Uma sintectônica ao primeiro momento de deformação (S_1), aqui denominada Veios Sintectônicos (VST), com mineralização aurífera associada localmente. Um sistema formado por duas famílias associadas à formação de fraturas extensionais no terceiro momento de deformação (S_3), mineralizada a ouro, denominadas Veios Tarditectônicos VTT₁ e VTT₂.

A mineralização de ouro nos Depósitos Cocal e Ouro Fino ocorre em dois estilos principais. Um restrito ao Depósito Cocal, garimpo Getúlio, onde a mineralização de ouro está associada a um corpo tabular, concordante com a foliação S_1 e outro representado pelos veios de quartzo tarditectônicos, um sistema formado por duas famílias (conjugadas?) de veios de quartzo (\pm carbonato), uma com mergulhos para o quadrante NE (VTT₁ - Cocal) e a outra, com mergulhos para SW (VTT₂ - Ouro Fino). A mineralização observada no garimpo Getulio é também concordante com a família de veios sintectônicos (VST) e poderia ser justificada por fatores reológicos e/ou reatividade do pacote considerado (margas?). Isso explicaria o caráter estéril das venulações sintectônicas (VST) no pacote de filitos. Cabe ressaltar que a interpretação da geometria do garimpo Getulio não conta com dados de amostragem geoquímica sistemática em superfície, nem tampouco dados de sondagem, que possam corroborar a distribuição da mineralização aurífera em profundidade.

No Depósito Cocal o ouro ocorre livre e/ou incluso em massas ou cristais subédricos de pirita com porcentagens de prata entre 4,87 e 17,69% e mostra uma correlação positiva com Ag, Co, Cu, Mn, Mo, P e Sb. No Depósito Ouro Fino é clara a mineralização de ouro associada a fase de pirita euédrica.

Alteração hidrotermal provocou enriquecimento nas rochas em Si (quartzo), Ca (carbonatos), K (micas), B (turmalinas), S (sulfetos), Fe (pirita, magnetita), ouro e prata.

Estudos de isótopos de carbono, realizados nesta pesquisa, indicam que o carbonato (CO_2) foi obtido a partir da devolatilização das rochas carbonáticas (calcários marinhos) intercaladas na sequência estudada. Os valores encontrados para razões isotópicas de oxigênio também são compatíveis com calcários marinhos antigos. As razões isotópicas de enxofre se

enquadram em padrões de reservatórios marinhos (enxofre obtido a partir da redução da água do mar). Dessa forma, a geoquímica de isótopos de carbono, oxigênio e enxofre do Depósito Cocal parece excluir a possibilidade dos metais e fluidos mineralizantes serem originados da crosta inferior (ou manto) ou carbono orgânico em sedimentos e sugerem a sua derivação de fontes na crosta superior, especialmente de sedimentos químicos (calcários marinhos).

Pode-se então, com base na paragênese de alteração hidrotermal e nas razões isotópicas de carbono, oxigênio e enxofre obtidas, sugerir que os fluidos mineralizantes do Depósito Cocal tiveram sua origem em parte a partir da devolatilização dos calcários e metamorfismo dos filitos e quartzitos da Formação Córrego do Barreiro, remobilizados nos episódios (ou episódio) sísmicos que afetaram o volume de rochas do domínio considerado.

A concentração regional de mineralizações auríferas no grupo Paranoá e Serra da Mesa, próximas ao traço da Falha do Rio Maranhão, permite traçar um Cinturão de Ouro Orogênico, pelo menos no setor setentrional da Faixa Brasília, desde a região de Pirenópolis ao sul até os depósitos do Buracão e Fartura a norte de Minaçu. Esse domínio geotectônico ainda poderia ser estendido para sul (vide depósitos auríferos hospedados em rochas do Grupo Canastra de Luziânia -GO e Morro do Ouro -MG) e pode representar um importante elemento prospectivo para mineralizações auríferas.

Os Depósitos Cocal e Ouro Fino apresentam controles litológicos e estruturais que permitem enquadrá-los nos depósitos de ouro orogênico descritos por Mitchell & Garson, (1981) e Groves *et al.* (1998).

9. BIBLIOGRAFIA

Almeida F.F.M., Hasui Y., Neves B.B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, v.8, Campina Grande, 1977. *Atas...* Campina Grande, SBG. P. 363-391.

Almeida, F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. D.N.P.M, 36 p. (Boletim 241).

Alvarenga C.J.S. de , Della Giustina M.E.S. , Silva N.G.C.S. , Santos R.V. , Gioia S.M.C.L. , Guimarães E.M. , Dardenne M.A. , Sial A.N., Ferreira V.P 2007. Variações dos isótopos de C e Sr em carbonatos pré e pós-glaciação Jequitá (esturtiano) na região de Bezerra-Formosa, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4 - suplemento): 999-1007, dezembro de 2007.

Barbosa, O. *et al.* Projeto Brasília – Goiás: geologia e inventário dos recursos minerais. Goiânia: DNPM, 1969. 225p Inédito.

Bierlein F.P., Arne D.C., Cartwright I. 2004. Stable isotope (C, O, S) systematics in alteration haloes associated with orogenic gold mineralization in the Victorian gold province, SE Australia. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, Vol. 4 2004, pp. 191–211

Blenkinsop T. G. 2000. Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks. Kluwer Academic Publishers, USA, 150 p.

Bons P.D.; Elburg M.A.; Rivas E.G. 2012. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of Structural Geology*, v. 43, p. 33-62.

Boyle, R.W. 1986. Gold Deposits in Turbidite Sequences: Their Geology, Geochemistry and History of the Theories of Their Origin. Keppie J.D., Boyle, R.W. and Hauynes, S.J. Geological Association of Canada – Special Paper 32, 1986. P. 1-13

Campbel A.R., Larson P.B. 1998. Introduction to stable isotope application in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology*, (1998) 10: 173-193. DOI: 10.5382/Rev.10.08

Campos J.E.G.; Dardenne M.A.; Freitas-Silva F.H.; Martins-Ferreira M.A.C. 2013. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. *Braz. J. Geol.*, São Paulo, v. 43(3): p. 461-476, September 2013

Chang Z., Large R.R., Maslennikov V. 2008. Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source. *The Geological Society of America – GSA*. December 2008; v. 36; no. 12; p. 971–974; doi: 10.1130/G25001A.1

Cloud P. & Dardenne M.A. 1973. Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 84:673-676.

Cordeiro P.F.de O., Oliveira C. G de, Della Giustina M.E S., Dantas E.L., Santos R.V. dos, 2014 - The Paleoproterozoic Campinorte Arc: Tectonic evolution of a Central Brazil pre-Columbia orogeny. *Precambrian Research*, v. 251, p. 49–61.

Cosgrove, J.W., 1995. The expression of hydraulic fracturing in rocks and sediments. In: Ameen, M.S. (Ed.), *Fractography: Fracture Topography as a Tool in Fracture Mechanics and Stress Analysis*. Geol. Soc., London, Spec. Publ. 92. 187-196.

Cox, S., 2015. Gold bearing fluids Part 2. Geology Films. Clive Willman/Davide Michielin, Austrália. Disponível em <https://www.youtube.com/watch?v=a2iEjXIUJEI>.

Dardenne M.A., Mello S.M.G. & Moeri E. 1972. Conophyton: um fóssil index do Precambriano no Grupo Bambuí. *Ciência e Cultura*, 23(2):199-203.

D'el-Rey Silva, L.J.H., Ferreira Filho, C.F., Nilson, A.A., Oliveira de, A.C., Silva Jr., C.G., Silva, C.B., Medeiros, E.S., Campos, G.S., Cruz, H.P., Zoby, J.L.G., Almeida, J.C.M., Pinelli, M.P., Mongim, R.M., Algarte, R.D., Bispo, R.S., Souza, R.S., Silva, V.V., 1997. Uplift of the Barro Alto mafic– ultramafic intrusion by underthrusting in the Northern Segment of the Brasília Belt, Brazil. VI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Pirenópolis-Go. Anais SBG, pp. 53–56.

D'el-Rey Silva, L.J.H., Fuck, R.A., Ferreira Filho, C.F., Nilson, A.A., 1996. The Niquelândia layered intrusion and underthrusting in the Brasília Fold Belt. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia. Simpósios, 6. Anais SBG, Salvador, pp. 87–91.

D'el-Rey Silva, L.J.H., Vasconcelos, M.A.R. de, V.G. Silva D.V.G., 2008 - Timing and role of the Maranhão River Thrust in the evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt and Tocantins Province, central Brazil. *Gondwana Research* v. 13, p. 352–374

DellaGiustina, M.E.S., Oliveira, C.G., Pimentel, M.M., Buhn, B., 2009b. Neoproterozoic magmatism and high-grade metamorphism in the Goiás Massif: new LA-MC-ICMPS U–Pb and Sm–Nd data and implications for collisional history of the Brasília Belt. *Precambrian Research*, v. 172, p. 67–79.

Faria A. 1995. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança-Alto Paraíso de Goiás. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 199 p.

Fonseca, M.A. Estilos estruturais e o arcabouço Tectônico do Segmento Setentrional da Faixa Brasília. 1996. 172p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1996.

Fonseca, M.A.; Dardenne, M.A. Compartimentação estrutural da parte da zona externa da Faixa de Dobramentos Brasília ao norte da Inflexão dos Pirineus. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4, 1994, Brasília. Ata ... Brasília: SBG, 1994. p.181-183.

Fonseca, M.A.; Dardenne, M.A.; Uhlein, A.A. Faixa Brasília, Setor Setentrional: Estilos Estruturais e Arcabouço Tectônico. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.25, n.4, p.267-278, 1995.

Fossen, H. – Geologia Estrutural. Tradução Andrade, F.R.D., São Paulo, Oficina de Textos, 2012.

Frasca. A.A.S. 2015. Amálgamas do W-Gondwana na Província Tocantins, 172p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2015.

Freitas-Silva, F.H. Metalogênese do Depósito do Morro do Ouro, Paracatu-MG. 1996. 338p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UnB, Brasília, 1996.

Fuck, R. A. A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica na Província Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4, 1994, Brasília. 1994. Atas ... Brasília:SBG, 1994. p.184 - 187.

Fuck, R. A.; Jardim de Sá, E. F.; Pimentel, M. M.; Dardenne, M. A. ; Pedrosa Soares, A. C. As Faixas de Dobramentos Marginais do Cráton do São Francisco: Síntese dos conhecimentos. In: Dominguez, J. M. I. & Misi, A. (eds). *O Cráton do São Francisco*. Salvador: SBG/SGM/CNPq, 1993. p. 161-185.

Fuck, R.A.; Marini, O.J. Projeto São Félix: Geologia da Folha Córrego São Bento. Brasília: FUB/Eletronorte, 1979. 49 p. (Convênio FUB/ELETRONORTE). Relatório Inédito.

Fuck.R.A. & Marini,O. J. 1981. O Grupo Araxá e unidades homotaxiais. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIIS, 1. Salvador, 1981, *Anais...* Salvador, SBG, p 118-130.

Giuliani G., Olivo G.R. ,Marini O.J., Michel D. 1993. The Santa Rita gold deposit in the Proterozoic Paranoá Group, Goiás, Brazil: An example of fluid mixing during ore deposition. *Ore Geology Reviews*, 8 (1993) p. 503-523.

Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Marian, H., Hagemann, S.G., Robert, F. – Orogenic Gold Deposits. A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationships to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews* (1998) 7-27.

Hodgson C.J. 1989. The structure of shear related vein type gold deposits: a review. *Ore Geol. Rev.* 4:231-273

Kitajima, L.F.W. Mineralogia e petrologia do Complexo Alcalino de Peixe, Tocantins. 2002. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2002.

Lacerda Filho J.V. *et al.* Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e do Distrito Federal – Relatório do Mapa Geológico do Estado de Goiás – Escala 1:500.000. Goiânia: CPRM/METAGO/UnB, 1999.

Lacerda, H. 1986a. Geologia das mineralizações auríferas da área do rio Castelão. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. v.5, p. 938-945.

Lacerda, H. & Pereira, A.A. 1988. Contribuição à tipologia das mineralizações auríferas da região de Uruaçu-Niquelândia, Goiás. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 35, Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. v. 1, p. 107-115.

Lacerda, H. 1990 - Contribuição a Tipologia dos Depósitos Auríferos da Região Central do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 20(1-4), p.32-45, março/dezembro de 1990.

Lacerda, H. 2005 – Distrito Aurífero Leste de Minaçu (GO). Goiânia: Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM, 6º Distrito, relatório inédito.

LASA 2006. Relatório Final do Levantamento e Processamento dos Dados Magnetométricos e Gamaespectrométricos - Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás - 3ª Etapa - Área 5. CONVÊNIO SGM / MME / CPRM - SIC / SGM / FUNMINERAL. 138p.

Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Junges S.L. 2004. Two neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 18 (2005) 183–198. 2004. doi:10.1016/j.jsames.2004.09.003

Lobo, R.L.M. de (2017). Relatório Parcial de Pesquisa, Processo DNPM 861.628/2013. Ouro Fino de Goiás Mineração Ltda. Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM, Goiânia.

Marini O.J., Fuck R.A., Dardenne M.A. & Faria A. 1977. Contribuição a Geologia da Porção Central de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 304–324.

Matteini M., Dantas E.L., Pimentel M.M., Alvarenga C.J.S. & Dardenne M.A. 2012. U-Pb and Hf isotope study on detrital zircons from the Paranoá Group, Brasília Belt Brazil:

constraints on depositional age at Mesoproterozoic-Neoproterozoic transition and tectono-magmatic events in the São Francisco craton. *Precambrian Research*, 206-207:168-181.

Mitchell, A.H.G., Garson, M.S. – Mineral Deposits and Global Tectonic Settings. London Academic Press, 1981. 405p: ill.

Moreira, M.O., Moreton, L.C., Araújo, V.A.de, Lacerda Filho, J.V. de, Costa, H.F. da, 2008 - Geologia do Estado de Goiás e do Distrito Federal. Escala 1:500.000, 143 p. Il.; + mapa, Goiânia - CPRM/SIC-FUNMINERAL.

Olivo, G.R. & Marini, O J. 1988. Ouro no Grupo Paranoá: distribuição, tipos e controle das ocorrências. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. v. 1, p. 93-106

Olivo, G.R., 1989. Controle litoestratigráfico e gênese das ocorrências auríferas da sequencia psamo-pelito-carbonática do Grupo Paranoá, Goiás. Tese de mestrado, Universidade de Brasília, Brasília, 296 pp.

Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J.; 1996. *Microtectonics*, 289 p.

Pimentel M.M., Rodrigues J.B.R., Della Giustina M.E.S., Junges S., Matteini M., Armstrong R., 2011 - The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U e Pb sedimentary provenance data: A review *Journal of South American Earth Sciences* v. 31, p. 345-357.

Pimentel, M. M.; Fuck, R. A.; Gioia, S. M. C. L. The neoproterozoic Goiás magmatic arc, central Brazil: A review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, v.2, n.30, p.35-39, 2000b.

Pimentel, M.M., Dardenne, M.A., Fuck, R.A., Viana, M.G., Fischel, D.P., 2001. Nd isotopes and the provenance of sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt. *Jour. South Am. Earth Sci.* 14, 571 - 585.

Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Geology* v. 20, p. 375–379.

Pires G.L.C., Bongiolo E.M., Renac C., Nascimento D. B., Prado M. 2016. Structural and lithological controls of gold-bearing veins associated with the Brasiliano-Pan African Orogeny: An example from the Buracao Area, Araí Group (Brasília Fold Belt, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* 66, pp 180-195

Ramsay, J. G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. MacGraw-Hill, New York, 568 pp.

Ramsay, G.J. & Huber, M.I., 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*. Vol 2. Folds and Fractures. Oxford, Academic Press. 700p.

Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Yu.S., Frank- Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval', P.V., Muller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z. and Wones, D.R. (1998) Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*, 36, 905-912.

Robb, L.J.- Introduction to ore-forming processes - Blackwell Publishing - UK 2005, 373 p.

Rye R. O., Ohmoto H. 1974. Sulfur and Carbon Isotopes and Ore Genesis - A Review. *Economic Geology* Vol. 69, 1974, pp. 826-842

Schobbenhaus Filho.C. 1993. O Proterozóico Médio no Brasil com ênfase na região Centro-leste: uma ré visão. Freiburg, 166p. (Tese de Doutorado, Universidade de Freiburg).

Silva, F.C.A da; Oliveira, F.J.da S. 2009. Desenvolvimento de traços estruturais curvilíneos em cinturões de empurrões: visualização em modelagem física. *Revista Brasileira de Geociências* 39(1): p.138-150, março de 2009(Arquivo digital disponível on-line no site www.sbgeo.org.br).

Silva, J.C.B da, 1996. Relatório Final de Pesquisa, processo DNPM 861.953/1993, Alvará de Pesquisa 2.236 de 29/09/1994. João Carlos Basílio da Silva, Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM, Arquivo morto, Goiânia.

Silva, H.M. & Sá, E.L. 1984. Prospecção de ouro no Proterozóico Superior na região de Niquelândia (GO). In: ENCONTRO REGIONAL DO OURO DE GOIÁS, 1, Goiânia, 1984. *Anais...Goiânia, SBG*. p. 112-121.

Soares, J. E., J. Berrocal, R. A. Fuck, W. D. Mooney, and D. B. R. Ventura (2006), Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: A deep seismic refraction study, *J. Geophys. Res.*, 111, B12302, doi:10.1029/2005JB003769.

Tischendorf, G., Forster, Gottesmann B. and Rieder M. 2007. True and brittle micas: composition and solid-solution series. *Mineralogical Magazine*, 71(3), pp.285-320.

Twiss, R.J. and Moores, E.M., 1992. *Structural Geology*. Freeman & Company, New York, 532p.

Willman, C.E., Korsch, R.J., Moore, D.H., Cayley, R.A., Litisin, V.A., Rawling, T.J., Morand, V.J., and O'Shea, P.J., 2010 - Crustal-scale fluid pathway sand source rocks in the Victorian gold province, Australia: Insights from deep seismic reflection profiles: *Economic Geology* ,v. 105, p. 895–915.