



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE**

**CONTROLE ESTRUTURAL DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA NA
MINA DE CUIABÁ, SETOR NOROESTE DO *GREENSTONE BELT*
RIO DAS VELHAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG.**

Catarina Labouré Benfica Toledo

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Este exemplar corresponde à
redação final da tese defendida
por Catarina Labouré Benfica Toledo
e aprovada pela Comissão Julgadora
em 27/08/97.

**CAMPINAS - SÃO PAULO
JULHO - 1997**

Orlando F. Silva
ORIENTADOR

T575c

31684/BC



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

**CONTROLE ESTRUTURAL DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA NA
MINA DE CUIABÁ, SETOR NOROESTE DO *GREENSTONE BELT*
RIO DAS VELHAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG.**

Catarina Labouré Benfica Toledo

Dissertação apresentada ao Instituto de
Geociências como requisito parcial para
obtenção do título de Mestre em
Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Alfonso Schrank^X - IG-UNICAMP

**CAMPINAS - SÃO PAULO
JULHO - 1997**



UNIDADE	BC
V. CHAMADA:	T/Unicamp
T575c	
V	Ex.
T. INT.	83/36684
P. C.	281/97
C	☐ D ☒
P. C. D.	281/97
DATA	18/09/97
N.º CPD	

CM-00101069-5

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA DO I.G. UNICAMP

Toledo, Catarina Laboure Benfica
T575c Controle estrutural da mineralização aurífera na mina de Cuibá,
setor noroeste "greenstone belt" Rio das Velhas, Quadrilátero
Ferrífero, MG. / Catarina Labouré Benfica Toledo.-
Campinas, SP.: [s.n.], 1997.

Orientador: Alfonso Schrank
Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas,
Instituto de Geociências.

1.Ouro- Quadrilátero Ferrífero (MG). 2. Geologia Estrutural. I.
Schrank, Alfonso. II. Universidade Estadual de Campinas, Instituto
de Geociências. III. Título.



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE**

**CONTROLE ESTRUTURAL DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA NA
MINA DE CUIABÁ, SETOR NOROESTE DO GREENSTONE BELT
RIO DAS VELHAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG.**

AUTOR: Catarina Labouré Benfica Toledo

ORIENTADOR: Prof. Dr. Alfonso Schrank

COMISSÃO EXAMINADORA

PRESIDENTE: Prof. Dr. Alfonso Schrank

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Carlos Roberto Souza Filho – IG-UNICAMP

Prof. Dr. Carlos Alberto Rosiere – IG- UFMG

CAMPINAS, JULHO DE 1997

À Raíza e Flora



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

RESUMO

**CONTROLE ESTRUTURAL DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA NA MINA DE CUIABÁ,
SETOR NOROESTE DO *GREENSTONE BELT* RIO DAS VELHAS, QUADRILÁTERO
FERRÍFERO, MG.**

Catarina Labouré Benfica Toledo

A Mina de Cuiabá localiza-se na porção norte do Quadrilátero Ferrífero e está inserida em uma sequência de rochas Arqueanas que compõem a base do *greenstone belt* Rio das Velhas. Esta pesquisa foi dedicada ao estudo detalhado, em escala 1:100, das estruturas tectônicas existentes neste depósito e tem como objetivo central apresentar a análise estrutural qualitativa destas estruturas e suas relações com os corpos mineralizados.

A sucessão litológica presente na mina é caracterizada por dois conjuntos distintos: (i) um conjunto basal constituído por derrames basálticos sub-aquáticos, com intercalações de filitos carbonosos e uma camada de formação ferrífera bandada e (ii) no topo, um conjunto essencialmente sedimentar caracterizado pela alternância de metapelitos carbonosos e metagrauvacas, compondo uma típica sequência turbidítica.

A deformação atuante na área teve caráter heterogêneo, não-coaxial e progressivo, tendo sido processada em diferentes níveis crustais e em três fases de deformação sucessivas. As estruturas pertencentes às fases D_1 e D_2 desenvolveram-se em regime crustal dútil a dútil-rúptil, sob atuação de esforços compressivos orientados na direção SE/NW. Estas duas fases mostram uma evolução coaxial e progressiva, com transporte tectônico orientado de SE para NW. As estruturas pertencentes à fase D_3 formaram-se em regime predominantemente rúptil-dútil e refletem a atuação de esforços compressivos, orientados na direção E/W. A estruturação geral do depósito é condicionada por uma grande dobra anticlinal (F_2), com flanco norte invertido, delineada pelo dobramento do acamamento primário. Esta dobra apresenta geometria tubular, com fechamento apical apontando para noroeste e eixo inclinado cerca de 30° para sudeste.

A mineralização aurífera está hospedada nas porções sulfetadas da camada de formação ferrífera bandada. O ouro ocorre incluso na pirita, que constitui o sulfeto mais abundante dentro dos corpos mineralizados. Estes corpos são concordantes com o acamamento primário e têm sua geometria controlada por falhas de empurrões e direcionais, desenvolvidas nos estágios avançados da fase D_2 . A dimensão maior dos corpos sulfetados é paralela à lineação de estiramento Le_2 e ao eixo da dobra tubular que controla a estruturação geral da mina.

As estruturas e texturas observadas nos corpos mineralizados revelaram que a existência da mineralização aurífera está relacionada em grande parte à processos epigenéticos, os quais implicam na sulfetação da formação ferrífera bandada adjacente à fraturas e/ou veios quartzo-carbonáticos. Neste contexto, duas gerações de sulfetos foram identificadas: (i) a primeira, pré a cedo D_1 , está relacionada à sistemas de fraturamento hidráulico, que além de facilitar o acesso de fluidos à formação ferrífera bandada também funcionaram como sítios para deposição de sulfetos e ouro; (ii) a segunda geração, sin D_2 , está relacionada a remobilização local da mineralização, que promoveu a concentração de sulfetos nas charneiras de dobras mesoscópicas F_2 ou em faixas paralelas a S_2 .



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

MASTER THESIS

ABSTRACT

**STRUCTURAL CONTROL OF THE GOLD MINERALIZATION AT THE CUIABÁ MINE,
NORTHWESTERN SECTOR OF THE RIO DAS VELHAS *GREENSTONE BELT*,
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG.**

Catarina Labouré Benfica Toledo

The Cuiabá Mine is located in the northern portion of the Quadrilátero Ferrífero, within a sequence of Archean rocks forming the base of the Rio das Velhas greenstone belt. This research focused on geological mapping at a scale of 1:100 and detailed studies of the tectonic structures observed in the Cuiabá Mine. Its main objective is to present the results of a qualitative structural analysis and its relationship to the ore bodies.

The lithological sequence exposed at the mine is characterized by two distinct groups: (i) a basal group comprising sub-aquatic basaltic flows with carbonaceous phyllites and one intercalated layer of banded iron formation and; (ii) an essentially sedimentary group of rocks at the top, characterized by the alternation of carbonaceous pelites and graywackes, composing a typical turbiditic sequence.

The deformation has a heterogeneous, non-coaxial and progressive character and occurred at different crustal levels, during three phases of successive deformation. The structures belonging to the D_1 and D_2 phases have developed in a ductile to ductile-brittle crustal regime, under compressive stress oriented in the SE-NW direction. Both phases show a coaxial and progressive evolution with tectonic transport from SE to the NW. D_3 structures were formed in a predominantly brittle-ductile regime and reflect the action of compressive stresses oriented in the E-W direction. The structural framework of the deposit is controlled by a large anticline (F_2), with an overturned northern limb, outlined by the folding of the primary bedding. This fold presents a tubular geometry with the apex closure pointing to the northwest direction and axis inclined at about 30° to the southeast.

The gold mineralization is hosted by the sulphidic zones in the banded iron formation layer. The gold is included in the pyrite crystals, which constitutes the most abundant sulphide in the ore bodies. These bodies are concordant to the primary bedding and their geometry is controlled by thrust and strike-slip faults developed during late stages of the D_2 phase. The orientation of the sulphidic bodies is parallel to the stretching lineation Le_2 and to the axis of the tubular fold which control the structural framework of the deposit.

Observation of the ore textures and structures revealed that the gold mineralization is mainly related to epigenetic processes, which include sulphidation of the banded iron formation around fractures and/or quartz-carbonate veins. In this context, two generations of sulphides could be established: (i) the first generation, pre- to early- D_1 , is related to hydraulic fracturing systems, which created permeability to the access to the fluid, reaction with the banded iron formation, and deposition of gold and sulphides; (ii) the second generation, sin- D_2 , is related to local remobilization of the mineralization, promoting sulphide concentrations in the hinge zones of mesoscopic folds (F_2).

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todas as pessoas que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho e em especial :

- Ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq) e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo apoio financeiro e pelas bolsas de estudo concedidas durante o período de realização deste trabalho.
- À Mineração Morro Velho, através de seu diretor e do geólogo Frederico W. Vieira, pelo apoio logístico que viabilizou esta pesquisa.
- Ao PADCT pelo apoio financeiro para realização dos trabalhos de campo.
- Ao orientador, Prof. Dr. Alfonso Schrank, pelo incentivo, contribuições e discussões científicas durante o desenvolvimento desta pesquisa.
- Aos geólogos da Mina de Cuiabá Edilberto, Luis Henrique e Paulo de Tarso pelas discussões técnicas importantes na realização deste trabalho. Ao técnico de mineração Geraldo Guilherme, ao topógrafo Ademir, ao desenhista Rodson e à equipe de amostragem pelo apoio e solicitude, que tornaram muito agradável a minha estadia nesta mina.
- Ao Prof. Dr. Asit Choudhuri pela sensibilidade incomum nas discussões geológicas e pela participação na banca de qualificação.
- Ao Prof. Dr. Carlos Roberto Souza Filho, também membro da banca de qualificação, pela leitura crítica e sugestões que contribuíram para a forma final desta dissertação.
- Ao Prof. Dr. Job J. Batista, coordenador do projeto PADCT- IG/UNICAMP, pelo suporte financeiro.
- Aos demais professores e funcionários do Instituto de Geociências da UNICAMP pela acolhida durante o curso de pós-graduação. Agradecimento especial à secretária Valdirene pela solicitude e amizade durante este período.
- Ao Centro de Pesquisa Manuel Teixeira da Costa (UFMG) pela utilização de seu laboratório de informática. Ao Prof. Dr. Carlos Rosiere, desta instituição, pelo interesse em discutir a geologia da área.

- Aos geólogos e amigos: Rogério, Carla, Marília, Dailto, José Renato, Cabral, Hector, Ronaldo, Guilherme, Gilberto, Vitalino e Carlos (UFMG) pela amizade, incentivo e pelas substanciais discussões científicas.
- À minha família, em nome de minha mãe Juracy e de minhas irmãs Margarida, Terezinha, e Goretti os meus sinceros agradecimentos pelo constante incentivo. E ainda, à Francisco, Daniel e Françoise pelo carinho durante minha estadia em Campinas.
- À Flora, Raiza e Rogério pela paciência e amor com que ajudaram a superar as dificuldades.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação e objetivos	1
1.2. Localização da área	2
1.3. Histórico da Mina de Cuiabá	2
1.4. Metodologia de trabalho	3
1.4.1. Cartografia subterrânea	3
1.4.2. Etapas e métodos de trabalho	5
1.5. Nomenclatura	7

CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA DO *GREENSTONE BELT* RIO DAS VELHAS

2.1. Contexto geológico	9
2.2. Litoestratigrafia do <i>greenstone belt</i> Rio das Velhas	13
2.3. Geologia estrutural e metamorfismo	18
2.4. As mineralizações de ouro do <i>greenstone belt</i> Rio das Velhas	27
2.5. Geologia da Mina de Cuiabá - Síntese dos trabalhos anteriores	33

CAPÍTULO 3 – DESCRIÇÃO LITOLÓGICA E ESTRATIGRAFIA DA MINA DE CUIABÁ

3.1. Descrição das unidades litológicas	34
3.2.1 Metabasaltos (Mb)	34
3.2.2. Formação ferrífera bandada (FFB)	47
3.2.3. Filito carbonoso (Fc)	57
3.2.4. Clorita-carbonato-quartzo-sericita filito com matéria carbonosa (X ₁)	58
3.2.5. Clorita-sericita-plagioclásio-carbonato-quartzo xisto (X _s)	61
3.2. Estratigrafia da Mina de Cuiabá	63

CAPÍTULO 4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL DA MINA DE CUIABÁ

4.1. Comentários preliminares	66
4.2. Estruturas pertencentes à D ₁	68
4.3. Estruturas pertencentes à D ₂	70
4.4. Estruturas pertencentes à D ₃	96
4.5. Fraturas	100
4.6. Fraturamento hidráulico	100
4.7. Síntese e evolução estrutural da Mina de Cuiabá	103
4.8. Posicionamento das estruturas tectônicas observadas na Mina de Cuiabá dentro do contexto tectônico regional.	115

CAPÍTULO 5. A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA NA MINA DE CUIABÁ

5.1. Corpos de minério- Aspectos descritivos	117
5.1.1. Distribuição, posicionamento, área e teores	117
5.1.2. Mineralogia e texturas	121
5.1.3. Texturas de deformação	126
5.1.4. Estruturas e texturas de substituição	130
5.2. Discussão e interpretação	141
5.2.1. Depósitos de ouro Arqueano - Principais modelos genéticos	141
5.2.2. Discussão	145
5.2.3. Considerações finais	149

CAPÍTULO 6. SUMÁRIO E CONCLUSÕES GERAIS	152
--	------------

CAPÍTULO 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	157
---	------------

ANEXOS:	167
----------------	------------

ANEXO 01. - Mapa geológico-estrutural do Corpo Fonte Grande Sul , Nível 7, escala 1:500.

ANEXO 02 - Mapa geológico-estrutural do Corpo Galinheiro , Nível 11, escala 1:500

ANEXO 03 - Mapa geológico-estrutural do Corpo Balancão , Nível 11, escala 1:500.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 01 - Acesso e localização da Mina de Cuiabá.	2
Figura 02 - Sistema utilizado na confecção de mapas geológicos de minas subterrâneas.	4
Figura 03 - Situação geotectônica do Quadrilátero Ferrífero.	10
Figura 04 - Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero, extraído de Dorr (1969).	12
Figura 05 - Estratigrafia do <i>greenstone belt</i> Rio das Velhas (Projeto Rio das Velhas).	15
Figura 06 - Compartimentação do <i>greenstone belt</i> Rio das Velhas segundo Corrêa Neto & Baltazar (1995).	25
Figura 07 - Mapa geológico da mina de Cuiabá, nível 3.	39
Figura 08 - Estruturas primárias observadas nos metabasaltos.	40
Figura 09 - Fotomicrografias de texturas associadas aos metabasaltos alterados.	45
Figura 10 - Estruturas e texturas da FFB estéril escura.	48
Figura 11 - Fotomicrografia de amostra de metagrauvaca intercalada dentro da FFB estéril escura.	50
Figura 12 - Fotografia mostrando da passagem da FFB estéril escura (tipo 1) para a FFB estéril clara (tipo2), adjacente a uma fratura sulfetada.	50
Figura 13 - Feições mesoscópicas da FFB sulfetada.	52
Figura 14 - Fotomicrografias de porbrioblastos grosseiros de pirita contidos em uma banda quartzo-carbonática.	54
Figura 15 - Fotografia mostrando a passagem, ao longo do acamamento, da FFB estéril escura (tipo 1) para FFB estéril clara (tipo 2) e FFB sulfetada (tipo 3).	56
Figura 16 - Aspectos meso e microscópicos de litotipos presentes na Mina de Cuiabá.	59
Figura 17 - Coluna estratigráfica esquemática da Mina de Cuiabá.	64
Figura 18 - Esboço estrutural simplificado da Mina de Cuiabá.	67
Figura 19 - Zona de cisalhamento interestratal, desenvolvida ao longo dos níveis pelíticos intercalados na formação ferrífera bandada	69
Figura 20 - Detalhe de uma zona de cisalhamento interestratais mostrando o caráter penetrativo da foliação S_{m1} .	69
Figura 21 - Diagrama estereográfico da projeção da lineação de estiramento L_{e1} .	70
Figura 22 - Fotomicrografias dos indicadores cinemáticos observados em faixas miloníticas paralelas ao acamamento.	72
Figura 23 - Diagramas estereográficos dos polos do acamamento primário (S_0).	73

Figura 24 - Dobra isoclinal (F_2) com charneira retilínea orientada paralela a L_{e2} .	75
Figura 25 - Dobras assimétricas (F_2).	75
Figura 26 - Bloco diagrama de uma dobra mesoscópica F_2 com eixos curvos e vergência para noroeste.	76
Figura 27 - Padrão de incongruência observado em cortes perpendiculares ao eixo de pequenas dobras em bainha.	77
Figura 28 - Dobra em bainha delineada pelo dobramento do acamamento S_0 e da foliação milonítica S_{m1} .	77
Figura 29 - Diagramas estereográficos das projeções dos eixos de dobras B_2 .	78
Figura 30 - Contato entre a formação ferrífera bandada e os metabasaltos alterados.	79
Figura 31 - Diagramas estereográficos dos polos da foliação S_2 nos diferentes domínios	81
Figura 32 - Diagramas estereográficos dos polos da foliação S_2 nos níveis 3, 7 e 11.	81
Figura 33 - Diagramas estereográficos da projeção da lineação de intersecção L_{i2} .	82
Figura 34 - Lineação de intersecção definida por <i>rods</i> de quartzo e dobramentos.	82
Figura 35 - Detalhe do mapa geológico do Corpo Galinheiro demonstrando o arranjo e geometria do sistema de empurrões.	84
Figura 36 - Bloco diagrama de um duplex de pequena escala observado no corpo Balancão	85
Figura 37 - Detalhe do mapa geológico do Corpo Balancão mostrando as relações entre falhamentos principais, falhas subsidiárias e falhas direcionais.	86
Figura 38 - Detalhe do mapa geológico do Corpo Balancão mostrando falhamentos direcionais dextrais.	87
Figura 39 - Dobras assimétricas indicando movimentação reversa, de SE para NW, ao longo das faixas miloníticas.	89
Figura 40 - Estrutura S-C observada no filito carbonoso.	89
Figura 41 - Sombra de pressão rotacionada indicando sentido sinistral para o cisalhamento.	90
Figura 42 - Veio de quartzo sigmoidal indicando sentido sinistral para o cisalhamento.	90
Figura 43 - Fragmentação das bandas competentes da formação ferrífera bandada por fraturas de cisalhamento sintéticas e fraturas de tração.	91
Figura 44 - Fotomicrografia de bandas de cisalhamento do tipo C.	91
Figura 45 - Fotomicrografia de sombras de pressão assimétricas desenvolvidas em torno cristais de pirita.	92
Figura 46 - Fotomicrografia de porfiroblastos sin tectônicos de carbonato rotacionados.	92

Figura 47 - Padrão anastomosado da foliação milonítica S_2 .	93
Figura 48 - Diagramas estereográficos dos polos da foliação milonítica S_{m2} .	94
Figura 49 - Lineação de estiramento L_{e2} , definida pela orientação preferencial de cloritas.	95
Figura 50 - Fotomicrografia de franja de deformação assimétrica, composta por clorita, envolvendo um cristal de arsenopirita.	95
Figura 51 - Diagramas estereográficos da lineação L_{e2} e do plano médio de $S_2 + S_{m2}$.	96
Figura 52 - Dobramentos suaves F_3 e clivagem S_3 paralela ao plano axial das dobras.	98
Figura 53 - Lineação de crenulação L_{c3} .	98
Figura 54 - Fotomicrografia mostrando clivagem de crenulação e/ou dissolução (S_3).	99
Figura 55 - Diagramas estereográficos dos polos da foliação S_3 e da lineação de crenulação L_{c3} .	99
Figura 56 - Diagramas estereográficos de estrias e plano médio de S_{m2} com projeção destas estrias.	100
Figura 57 - Diagramas estereográficos dos polos de fraturas.	101
Figura 58 - Veios de quartzo discordantes injetados na formação ferrífera bandada, próximo ao contato com o filito carbonoso.	102
Figura 59 - Dobras oblíquas formadas devido a atuação de movimentos diferenciais no plano de cisalhamento principal (Conward, 1984).	106
Figura 60 - Diagramas estereográficos das projeções dos eixos de dobras B_2 , da lineação de estiramento L_{e2} e a relação entre S_{m2} , L_{e2} e B_2 .	106
Figura 61 - Mapa conjunto dos níveis 3 e 11 da mina de Cuiabá.	109
Figura 62 - Diagramas estereográficos dos polos do acamamento primário nos níveis 3, 7 e 11.	111
Figura 63 - Classificação de dobras cônicas segundo Skjernaa (1989).	111
Figura 64 - Seção longitudinal paralela ao plano XY da estrutura cônica da Mina de Cuiabá.	112
Figura 65 - Modelo proposto por Skjernaa (1989) para o desenvolvimento de dobras tubulares.	113
Figura 66 - Distribuição dos corpos de minério hospedados na formação ferrífera bandada.	118
Figura 67 - Diagrama estereográfico mostrando as relações entre as atitudes dos corpos mineralizados, a projeção da lineação de estiramento L_{e2} , o eixo da estrutura tubular e a intersecção entre a foliação S_2 e o acamamento primário.	119
Figura 68 - Formação ferrífera sulfetada, com estrutura maciça.	122
Figura 69 - Formação ferrífera bandada sulfetada, Tipo 3, apresentando estrutura bandada e/ou laminada.	122

Figura 70 –Fotomicrografia de uma banda sulfetada da formação ferrífera bandada mostrando cristais de pirita euédricos a sub-euédricos e sem inclusões.	123
Figura 71 - Fotomicrografias de texturas observadas na formação ferrífera bandada.	124
Figura 72 - Fotomicrografias mostrando as formas de ocorrência do ouro.	125
Figura 73 - Microfraturas extensionais cortando porfiroblastos de pirita	127
Figura 74 - Fotomicrografia de cristais de pirita com microfraturas paralelas ao limite dos grãos	127
Figura 75 - Aspectos texturais da formação ferrífera sulfetada nos locais onde zonas de cisalhamento cortam o acamamento primário.	129
Figura 76 - Fotomicrografia de um cristal de pirrotita dobrado.	130
Figura 77 - Fotografia mostrando a sulfetação da formação ferrífera bandada adjacente a vênulas de quartzo discordantes.	131
Figura 78 - Amostra de formação ferrífera bandada , Tipo 2, apresentando halos de sulfetação em torno de veios de quartzo discordantes.	131
Figura 79 - Desenho de uma frente de lavra do Corpo Fonte Grande Sul mostrando veios e brechas encaixados no topo da FFB , próximo ao contato com o filito carbonoso	133
Figura 80 - Halos de oxidação de material carbonoso em torno de veios de quartzo sulfetados	135
Figura 81 - Bloco diagrama mostrando a sulfetação da formação ferrífera bandada adjacente à fraturas paralelas ao plano axial de dobras F_2 .	136
Figura 82 - Faixa intensamente sulfetada, discordante do acamamento primário e concordante com a foliação S_2 .	137
Figura 83 - Fotomicrografia onde se observa o intercrescimento complexo de pirita e carbonatos de ferro.	139
Figura 84 - Fotomicrografia de piritas com formas irregulares.	139
Figura 85 - Fotomicrografia mostrando piritas anedrais ocupando os espaços intersticiais entre grãos de carbonatos.	140
Figura 86 - Fotomicrografia de um porfiroblasto de pirita com inclusões de ouro e carbonato	140

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Divisões estratigráficas propostas para o Grupo Nova Lima durante a década de 80.	14
Tabela 2 – Reprodução do esquema estratigráfico formal proposto para o <i>greenstone belt</i> Rio das Velhas por Pinto e Silva (1996).	17
Tabela 3 – Correlação entre as principais colunas estratigráficas propostas para o Grupo Nova Lima.	18
Tabela 4 – Síntese comparativa entre os principais modelos tectônicos propostos para o Quadrilátero Ferrífero.	26
Tabela 5 – Tipos litológicos originados da alteração hidrotermal de rochas metavulcânicas e as prováveis reações diagnósticas para cada zona de alteração.	31
Tabela 6 – Plange médio dos corpos de minério nos níveis 3, 7, 11.	120
Tabela 7 – Área e teores dos corpos de minério hospedados na formação ferrífera bandada.	120

CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação e objetivos

As principais minas de ouro em atividade no Brasil estão hospedadas no *greenstone belt* Rio das Velhas e tem sido objeto de estudo de diversos pesquisadores desde o início do século (Harder & Chanberlin, 1915; Graton & Bjorge, 1929; Callaghan, 1958; Gair, 1958; Tolbert, 1962; Guimarães, 1970, entre outros)

Na década de 80 foram realizados vários estudos detalhados nessas minas procurando estabelecer a estratigrafia, estruturação geral e processos envolvidos na formação dos depósitos auríferos (Vial, 1980a, b, c; Ladeira 1980, 1985; Vieira 1987a, b; Oliveira *et al.*, 1983; Vieira, 1991a, b). Através dessas pesquisas delineou-se o panorama geral das mineralizações de ouro da região e foram estabelecidos planos de exploração e desenvolvimento para as principais minas. Novas hipóteses a respeito da gênese e controles da mineralização surgiram nessa época, mas a inexistência de mapeamento geológico básico e datações radiométricas dificultaram a compreensão do arcabouço tectônico e do posicionamento destas minas dentro do quadro evolutivo da região.

A Mina de Cuiabá, alvo desta pesquisa, é atualmente a maior produtora de ouro da região. A estruturação tectônica desta mina condiciona o posicionamento geral dos corpos mineralizados e tem sido observada em outras minas recentemente descobertas na região (e.g. Mina do Lamego). Apesar de ter sido estudada em detalhe nos níveis 3 e 4 (Vial, 1980 a; Vieira, 1992), esta mina apresenta variações estruturais em seus níveis mais profundos que comprometem a disposição projetada para os corpos mineralizados e dificulta os processos de extração do minério.

O presente trabalho foi dedicado ao estudo detalhado, em escala 1:100, das estruturas tectônicas existentes nos Corpos Fonte Grande Sul (Nível 7), Balancões e Galinheiros (Nível 11) da mina de Cuiabá e tem como objetivo central apresentar a análise estrutural qualitativa dessas estruturas e suas relações com os corpos mineralizados. Em segundo plano serão abordados aspectos gerais relacionados à estratigrafia observada na mina e às texturas presentes nos corpos mineralizados.

Pretende-se assim contribuir para o entendimento dos fatores que condicionam o posicionamento dos corpos mineralizados na região e também para a caracterização da deformação que afetou essa porção do Quadrilátero Ferrífero.

1.2. Localização da área

A Mina de Cuiabá está situada a 5,5 Km da cidade de Sabará, a sudeste da Serra da Piedade, na porção norte do Quadrilátero Ferrífero. O acesso a área é feito a partir de Belo Horizonte através da rodovia MG - 05, que liga Belo Horizonte a Caeté. A mina se encontra no trecho final desta ligação, entre as cidades de Sabará e Caeté (Fig. 1).

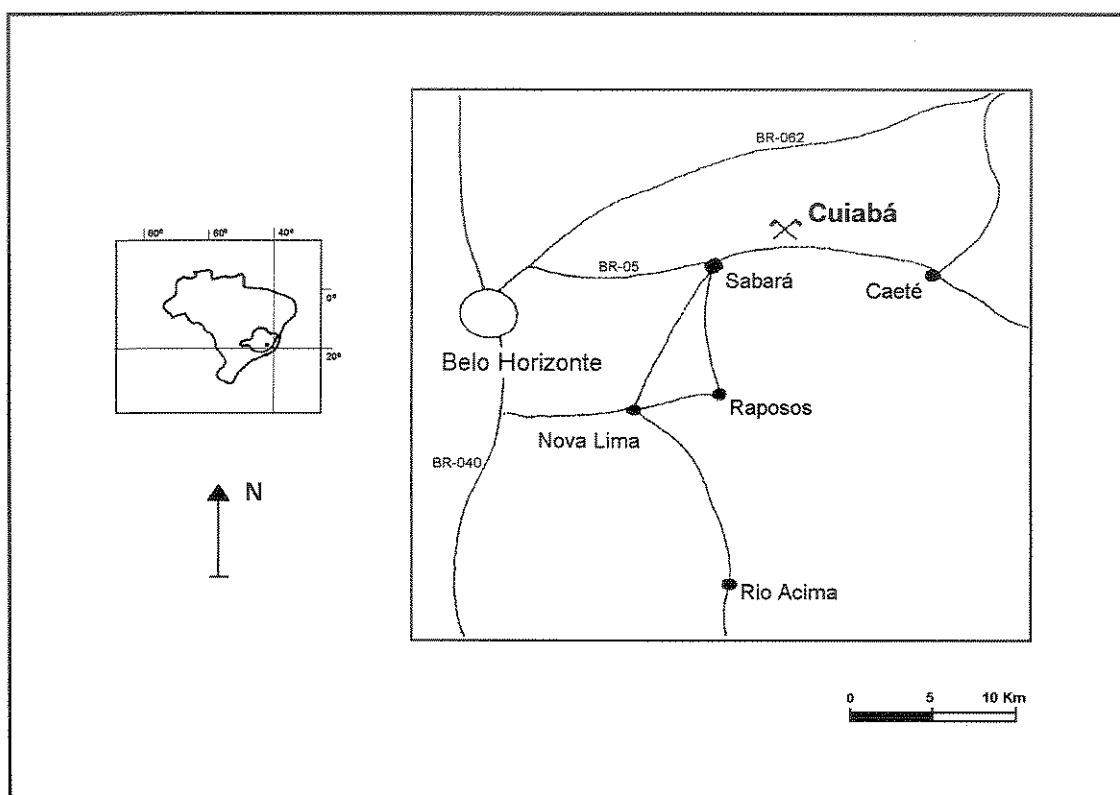


Figura 1. Acesso e localização da Mina de Cuiabá.

1.3. Histórico da Mina de Cuiabá

Os primeiros trabalhos garimpeiros realizados na região da Mina de Cuiabá datam de 1740. Em 1877 a mina foi comprada pela St. John Del Rey Mining Co. e operada até 1910.

Entre 1910 e 1940 ocorreram períodos esporádicos de produção. Por ocasião da segunda guerra mundial ocorreu a paralisação da lavra, que se estendeu até 1976.

A partir de 1977 foram reiniciados os trabalhos de reavaliação da mina pela Mineração Morro Velho. O nível 3 foi totalmente desenvolvido¹ e realizou-se o primeiro mapeamento geológico detalhado (Vial, 1980a). Nesta época foi delineada a estruturação geral da mina. A partir de 1985 foi iniciada lavra sistemática.

Atualmente, a Mina de Cuiabá produz cerca de 45.000 toneladas de minério por mês a um teor médio de ouro de 8,40 g/t (*in situ*). Os níveis 3, 4, 5, 6 e 7 estão quase totalmente desenvolvidos e em grande parte lavrados. Atualmente, estão sendo realizados trabalhos de desenvolvimento no nível 11 com o intuito de estudar a possibilidade de ampliação da mina até o nível 21. As reservas atuais, estimadas em cerca de 70t de Au, a posicionam como uma das mais importantes minas de ouro do Quadrilátero Ferrífero (Vial, 1988).

1.4. Metodologia de trabalho

1.4.1. Cartografia subterrânea

Esta pesquisa foi desenvolvida basicamente a partir dos dados estruturais levantados durante o mapeamento estrutural (escala 1:100) de 1960 m de galerias distribuídos nos níveis 7 e 11 da Mina de Cuiabá. Como base cartográfica foram utilizados os mapas litológicos produzidos pela equipe de topografia e amostragem da mina.

Esses mapas são construídos com base na projeção de pontos, segundo o *plunge*² local, em um plano horizontal imaginário posicionado a três metros do piso das galerias (Fig. 2a, b). Desta forma, para cada nível da mina obtém-se mapas de amostragem que representam a projeção horizontal (segundo o *plunge*) da trama geológica observada nas paredes das galerias (Fig. 2c).

¹ Entende-se por “desenvolvimento”, no jargão mineiro, o conjunto de trabalhos que resultam na exposição dos corpos mineralizados, na delimitação de seus volumes em função dos teores e na projeção desses volumes em três dimensões.

² No jargão mineiro, utiliza-se o termo *plunge* para significar a atitude espacial média dos corpos de minério mergulhantes. A palavra teve origem e é utilizada em todos os distritos mineiros explorados por companhias inglesas. A expressão “mergulho dos corpos mineralizados”, que traduz o significado da palavra *plunge*, não é utilizada com frequência.

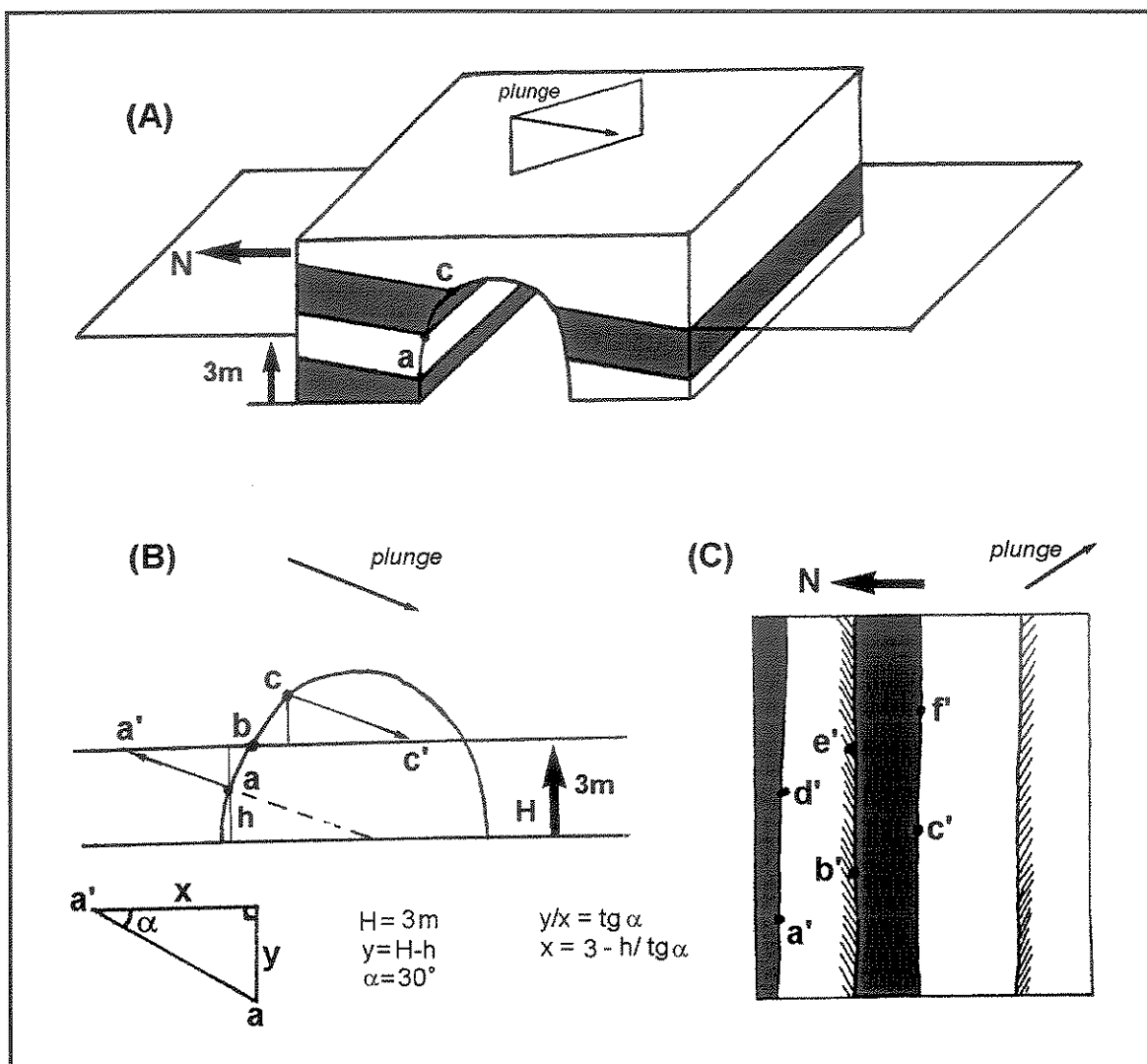


Figura 2. Sistema utilizado na confecção de mapas geológicos em minas subterrâneas. A projeção dos pontos é feita em uma superfície horizontal imaginária, posicionada a três metros do piso da galeria. (A) Os pontos *a*, *b*, e *c* estão localizados nos contatos geológicos e devem ser projetados na superfície imaginária. (B) Os pontos *a*, *b*, *c* são projetados segundo o *plunge* e passam a ocupar as posições *a'* e *c'*. O ponto *b* está posicionado a três metros do piso da galeria e portanto não precisa ser projetado. (C) Os contatos geológicos são traçados unindo-se os pontos projetados. Desta forma são construídos os mapas geológicos de cada nível.

A direção utilizada para projeção de cada ponto é a direção de mergulho dos corpos mineralizados. Projeções segundo essa direção mostram-se funcionais quando se trata da representação da posição dos corpos mineralizados e da macro-estrutura em profundidade. No entanto, algumas meso-estruturas, tais como crenulações e empurrões que foram tardiamente impostas aos corpos mineralizados, são distorcidas quando projetadas segundo o *plunge*, dificultando a compreensão e representação das mesmas em mapa. Desta forma, quando

necessário evitar esta distorção serão utilizados perfis geológicos verticais mostrando a reprodução real das paredes das galerias.

1.4.2. Etapas e métodos de trabalho

No sentido de atingir os objetivos propostos nessa pesquisa foram estabelecidas as seguintes etapas de trabalho:

Pesquisa bibliográfica

Foi iniciada com a análise da bibliografia disponível a respeito da evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero e das mineralizações auríferas do *greenstone belt* Rio das Velhas, objetivando compreender o contexto tectônico regional no qual está inserida a Mina de Cuiabá. Em seguida, foi direcionada para a obtenção de dados específicos sobre a geologia da mina. Como resultado foi elaborado o projeto de dissertação e planejadas as demais etapas de trabalho.

Treinamento em cartografia subterrânea

O treinamento foi realizado na Mina de Cuiabá e consistiu no acompanhamento da equipe de amostragem durante dezoito dias. Este período foi dedicado ao treinamento das técnicas de projeção descritas no item 1.4.1 e ao reconhecimento dos corpos mineralizados e de suas encaixantes.

Nesta etapa foram também escolhidos os principais alvos de estudo. Para o mapeamento estrutural sistemático foram escolhidas as áreas de desenvolvimento dos corpos Galinheiros e Balancões, no Nível 11, e Fonte Grande Sul no Nível 7. Nesses locais as condições ambientais eram menos insalubres e as paredes das galerias mais limpas e estáveis, facilitando a coleta de dados estruturais. Para observação de texturas e estruturas do minério foram selecionadas as áreas de produção (realce¹ do corpo Fonte Grande Sul níveis 6 e 7 e Serrotinho no nível 5), onde a lavra sistemática expõe diariamente novas feições dos corpos mineralizados, facilitando a visualização das estruturas, mas dificultando a realização de trabalhos sistemáticos.

¹ O termo realce, do jargão mineiro, significa o conjunto de operações que levam à exposição integral de um corpo mineralizado, através de galerias e rampas, de modo a planejar, facilitar e obter o melhor aproveitamento possível do minério durante a lavra.

Trabalhos de campo

Compreenderam a realização de perfis regionais e mapeamento sistemático das galerias em escala 1:100. Os perfis regionais foram realizados em várias partes do Quadrilátero Ferrífero e também nas regiões adjacentes à Mina de Cuiabá visando a compreensão dos traçados tectônicos regionais.

O mapeamento das galerias teve a duração de 80 dias. Inicialmente foram observados os principais elementos estruturais e descritos os padrões estruturais de cada corpo. Após esta etapa inicial foi realizado mapeamento sistemático dos alvos previamente escolhidos.

A metodologia utilizada foi a usual em terrenos metamórficos e envolveu a medição de elementos estruturais segundo o método de *dip direction* (Mcclay, 1987), descrição e análise cinemática das estruturas, descrições litológicas, confecção de perfis geológicos em várias direções, coletas de amostras orientadas e documentação das observações através de desenhos e fotografias.

Descrição de furos de sonda

Consistiu na descrição dos testemunhos de sondagem de dois furos, CA-2 e CA-16, e objetivou o estudo das diferentes litologias da mina e das relações de contato entre as mesmas.

Análise petrográfica

Foi realizada utilizando-se técnicas e critérios tradicionais de petrografia. Foram analisados ao microscópio 45 lâminas delgadas e 20 seções polidas confeccionadas a partir das amostras coletadas em campo e em testemunhos de sondagem. O enfoque principal foi para a análise qualitativa das rochas, enfatizando o estudo das microtexturas e microestruturas através de cortes perpendiculares e paralelos à lineação de estiramento. A análise cinemática da deformação foi feita através do estudo de amostras orientadas.

Trabalhos de gabinete

Compreenderam no tratamento dos dados obtidos nas etapas anteriores. Foram confeccionados mapas estruturais, perfis geológicos, blocos diagrama e tabelas. Foi também realizada pesquisa bibliográfica em torno dos temas específicos abordados na pesquisa. Essa etapa foi finalizada com integração e análise de todos os dados e redação dessa dissertação.

1.5. Nomenclatura adotada

A descrição e nomenclatura das rochas metamórficas foi baseada nos tratados de Winkler (1977).

As estruturas primárias observadas no metabasaltos foram descritas com base nas definições de Hargreaves & Ayres (1979), Trowell *et. al.* (1978) e Gelinas & Brooks (1974).

As estruturas observadas nos metaturbiditos foram definidas utilizando-se os critérios de fácies sedimentares de depósitos originados a partir de correntes de turbidez, definidos originalmente por Bouma (1962).

Para descrição e estudo dos processos envolvidos na formação de microtexturas e microestruturas foi utilizado o livro texto de Passchier & Trouw (1996).

A análise estrutural realizada neste trabalho teve caráter meramente qualitativo, restringindo-se à análise descritiva e cinemática dos elementos estruturais, seguindo os moldes sugeridos por Turner & Weiss (1963). Seguindo estes preceitos, foram individualizados grupos de estruturas geneticamente e temporalmente relacionados, que caracterizam determinada fase de deformação. Cada fase de deformação corresponde, portanto, ao intervalo de tempo em que tais estruturas foram geradas. A idade relativa destas estruturas foi estabelecida com base nos seguintes critérios: a) critérios clássicos de corte e superposição de estruturas (Hobbs, Means & Willians, 1976); b) campo de tensões nos quais estas estruturas foram geradas; c) níveis crustais de formação das mesmas.

Uma vez estabelecida a hierarquia entre as diferentes famílias de estruturas, a distinção entre os elementos estruturais foi feita utilizando-se a seguinte simbologia:

- **S₀** - Acamamento primário
- **S_n** - Foliação tectônica: clivagens e/ou xistosidade
- **S_m_n** - Foliação milonítica
- **Li_n** - Lineação de intersecção
- **Le_n** - Lineação de estiramento mineral
- **Lc_n** - Lineação de crenulação
- **F_n** - Dobras
- **B_n** - Eixos de dobras
- **β_n** - Eixos de dobras obtidos geometricamente através dos Diagramas π (Ramsay & Huber, 1987)

- D_n - Fases de deformação às quais as estruturas de índice “n” estão relacionadas

A designação cronológica através da utilização de subíndices “n” assume valores naturais, inteiros, que não necessariamente possuem o caráter absoluto dos eventos e produtos tectônicos. Desta forma S_1 corresponde a foliação tectônica associada à fase de deformação D_1 .

Para o tratamento estatístico dos dados estruturais, tanto planares como lineares, foi utilizada a rede de projeção estereográfica de Schmidt, hemisfério inferior. Os dados foram tratados pelo programa StereoNet versão 2.6.

CAPÍTULO 2. A GEOLOGIA DO *GREENSTONE BELT* RIO DAS VELHAS

O *greenstone belt* Rio das Velhas se estende por uma área de aproximadamente 4.000 Km², na porção centro-meridional do Estado de Minas Gerais, e representa uma das principais unidades da importante área do Pré-cambriano brasileiro, o Quadrilátero Ferrífero.

2.1. Contexto Geológico

O *greenstone belt* Rio das Velhas está inserido na porção sul do Cráton do São Francisco (Almeida, 1977, Fig. 3) e consiste em uma seqüência de rochas vulcano-sedimentares composta essencialmente por metavulcânicas máficas e ultramáficas, metavulcânicas félsicas e metassedimentos químicos e clásticos. Datações U-Pb executadas em zircões de rochas vulcânicas félsica existentes na base desta seqüência indicam idades em torno de 2776 Ma para sua deposição (Machado *et al.*, 1992). Os sedimentos do topo desta unidade são provenientes de áreas fontes mais antigas, cujas idades obtidas a partir de grãos detríticos variam entre 3500 e 2857 Ma (Schränk & Machado, 1996a). O *greenstone belt* Rio das Velhas é interpretado como uma bacia de retro-arco desenvolvida em margem continental passiva (Ladeira, 1988 e Machado *et al.*, 1996).

O *greenstone belt* Rio das Velhas encontra-se envolto por terrenos granito-gnáissicos compostos principalmente por gnaisses bandados, de composição tonalítica a granodiorítica, exibindo feições de migmatização e características químicas típicas das suítes arqueanas do tipo TTG (Carneiro, 1992; Noce, 1995). Estes terrenos apresentam idades arqueanas, variando entre 3.38 Ga e 2.86 Ga (Machado *et al.*, 1992; Machado & Carneiro, 1992; Machado & Schränk, 1989; Noce, 1995; Teixeira *et al.*, 1996) e foram as prováveis áreas fonte de material terrígeno para os metassedimentos do *greenstone belt* Rio das Velhas (Machado *et al.*, 1996).

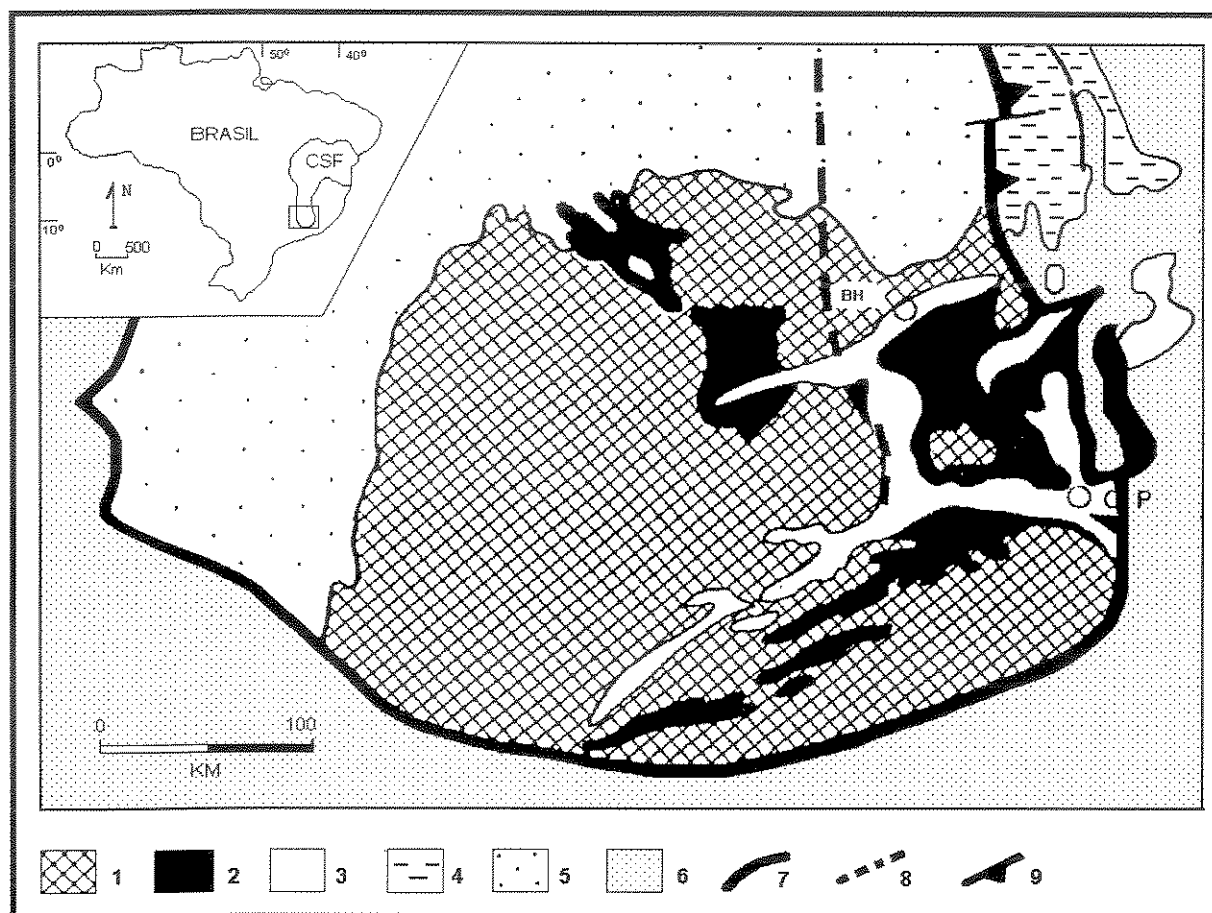


Figura 3. Situação geotectônica do Quadrilátero Ferrífero. 1. Terrenos granito-gnáissicos; 2. *Greenstone belt* Rio das Velhas; 3. Supergrupo Minas; 4. Supergrupo Espinhaço; 5. Grupo Bambuí (Supergrupo São Francisco); 6. Região fortemente remobilizada durante o evento Brasiliano; 7. Falhas normais; 8. Falhas de empurrão. CSF. Craton do São Francisco; BH. Belo Horizonte; OP. Ouro Preto (Extraído de Marshak *et al.*, 1992)

Os terrenos granito-*gnáissicos* estão distribuídos nos complexos Belo Horizonte, Bonfim, Caeté e Bação (Herz, 1970, Fig. 4) e seus contatos com o *greenstone belt* Rio das Velhas são geralmente tectônicos, marcados por falhas de cavalgamento ou normais. Corpos de granitóides intrusivos estão presentes nesses complexos e podem ser separados em três grupos:

- Grande parte dos granitóides observados são contemporâneos ao vulcanismo félsico do *greenstone belt* Rio das Velhas (Machado *et al.*, 1992; Machado & Carneiro, 1992), e foram formados durante o mais importante evento tectono-metamórfico e magmático Neoarqueano do Quadrilátero Ferrífero, em torno de 2780 - 2770 Ma (Noce *et al.*, 1996).
- Granitóides, volumetricamente menos expressivos, foram observados nos Complexos Bonfim e Belo Horizonte e registram idades de cristalização no intervalo entre 2720-2700 Ma

(Machado *et al.*, 1992; Machado & Carneiro, 1992; Noce *et al.*, 1996). Os granitóides existentes no Complexo Belo Horizonte apresentam feições deformacionais provavelmente relacionadas a um evento tectônico Arqueano, enquanto aqueles intrudidos no complexo Bonfim apresentam indícios de terem sido fracamente deformados, ou não deformados, durante este período. Assim, esta granitogênese marca a idade mínima para a última deformação Neoarqueana do Quadrilátero Ferrífero (Noce *et al.*, 1996).

- Manifestações isoladas de magmatismo foram registradas em aproximadamente 2612 Ma (Noce, 1995) e 2593 Ma (Romano, 1989). Estas são interpretadas como pertencente aos estágios finais de cratonização da região, antes da deposição da sequência Paleoproterozóica sobrejacente (Noce *et al.*, 1996).

Sobrepondo as rochas do *greenstone belt* Rio das Velhas e dos terrenos granito-gnáissicos e em nítida discordância angular e erosiva estão depositados os metassedimentos proterozóicos do Supergrupo Minas (Dorr, 1969). A evolução sedimentar do Supergrupo Minas se deu em dois períodos tectônicos distintos (Machado & Noce, 1993; Renger *et al.*, 1994; Machado *et al.*, 1996):

- Entre 2612 e 2420 Ma (Noce, 1995 e Babinski *et al.*, 1993) foram depositados os sedimentos clásticos e clasto-químicos dos Grupos Caraça e Itabira (Dorr, 1969). Esta sedimentação ocorreu em uma plataforma estável e está provavelmente relacionada a processos de relaxamento termal (Machado *et al.*, 1996).

- Os sedimentos superiores do Supergrupo Minas foram depositados em períodos de intensa atividade tectônica que promoveu o soerguimento de blocos do embasamento, com deposição dos sedimentos do tipo *flysch* da Formação Sabará e os sedimentos molássicos do Grupo Itacolomi (Dorr, 1969). Machado *et al.* (1996), baseados em idades U/Pb de grãos detríticos destes sedimentos, interpretam que a sedimentação é sin-tectônica e ocorreu em uma bacia do tipo *foreland* durante a orogênese Transamazônica, no período compreendido entre 2125 Ma e 2030 Ma.

A orogênese Transamazônica foi também registrada nas rochas dos complexos granito-gnáissicos, com ápice entre 2125-2060 Ma (Machado *et al.*, 1992), e nas rochas do *greenstone belt* Rio das Velhas com idades em torno de 2020 e 1989 Ma (Schränk & Machado, 1996a). As rochas do *greenstone belt* Rio das Velhas foram ainda reativadas em 1808 Ma e depois a 590 Ma, durante a Orogênese Brasileira (Schränk & Machado, 1996a).

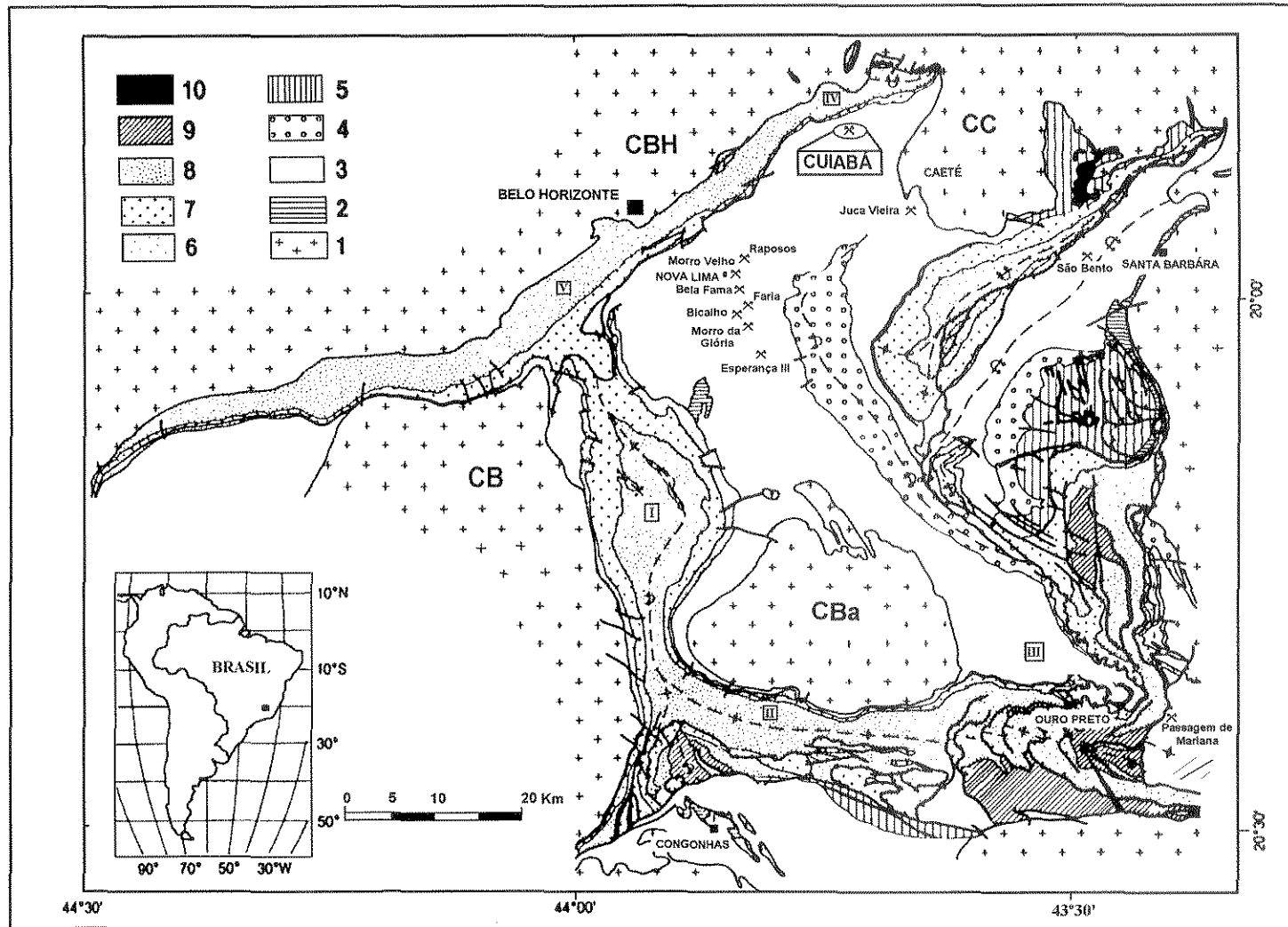


Figura 4. Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero, extraído de Dorr (1969). 1. Complexos granito-gnáissicos; 2. Rochas máfica e ultramáficas; 3. Grupo Nova Lima; 4. Grupo Maquiné; 5. Grupo Tamanduá; 6. Grupo Caraça; 7. Grupo Itabira; 8. Grupo Piracicaba; 9. Grupo Itacolomi; 10. Intrusões máficas. CB. Complexo Bonfim; CBH. Complexo Belo Horizonte; CC. Complexo Caeté; CBa. Complexo Bação. I. Sinclinal da Moeda; II. Sinclinal de Dom Bosco; III. Anticlinal de Mariana; IV. Serra da Piedade; V. Serra do Curral.

2.2. Litoestratigrafia do *greenstone belt* Rio das Velhas

O conjunto de rochas que compõem o *greenstone belt* Rio das Velhas foi definido originariamente como Série Rio das Velhas (Dorr *et al.*, 1957) e dividido em dois grupos: Grupo Nova Lima, basal, constituído por metavulcanitos e metassedimentos, e o Grupo Maquiné, no topo, composto por quartzitos, conglomerados e filitos. O último foi subdividido em Formações Palmital (O'Rourke, 1958) e Casa Forte (Gair, 1962). A elevação desta Série à categoria de Supergrupo foi proposta por Menezes Filho *et al.* (1977).

Coube inicialmente a Almeida (1976), Schorscher (1976) e Pires (1977) atribuir uma natureza do tipo *greenstone belt* para as rochas do Supergrupo Rio das Velhas. Schorscher (1979) denomina a seqüência komatiítica da região de Santa Bárbara de Grupo Quebra Osso, posicionando-a estratigraficamente abaixo do grupo Nova Lima. As rochas ultramáficas da porção oeste do Quadrilátero Ferrífero foram denominadas de formação Córrego dos Boiadeiros e posicionadas na base do Grupo Nova Lima (Padilha, 1984).

Algumas subdivisões estratigráficas informais foram propostas para o Grupo Nova Lima, durante a década de 80, por Ladeira (1980), Oliveira *et al.* (1983), Vieira & Oliveira (1988) e Oliveira (1986), e estão sintetizadas na Tabela 1. Estas colunas foram fundamentadas em levantamentos estratigráficos locais, dentro das minas de ouro da região ou em porções restritas do *greenstone belt* Rio das Velhas, e por isso dificultaram as correlações a nível regional.

Tendo em vista a importância econômica do *greenstone belt* Rio das Velhas e a escassez de informações acerca de sua evolução geológica, o DNPM em convênio com um conjunto de empresas mineradoras iniciaram, em 1992, o projeto Rio das Velhas. Este foi coordenado pela CPRM e consistiu no levantamento geológico e aero-geofísico, em escala 1:25.000, da porção do *greenstone belt* Rio das Velhas aflorante na parte interna do Quadrilátero Ferrífero.

Como resultado deste projeto foi proposta a subdivisão da região em quatro domínios tectono-estratigráficos (Fig. 5a): Domínios Nova Lima, Caeté, Santa Bárbara e São Bartolomeu. Tais domínios são separados por zonas de cisalhamento de baixo ângulo e consistem de várias unidades, que juntas compõem uma típica seqüência vulcano-sedimentar. No domínio Caeté está presente toda a pilha estratigráfica, enquanto nos demais domínios faltam uma ou mais unidades (Fig. 5b).

AUTOR	SUBDIVISÃO	DESCRIÇÃO	Espessura (metros)
Dorr (1969)	Indiviso	Filito clorítico, grauvaca, FFB carbonática, metavulcânica e subordinadamente quartzito, tilóides, conglomerado e dolomito	400
Ladeira (1980)	Unidade Clástica	Grauvacas, xistos carbonáticos, quartzitos imaturos, quartzo xistos e conglomerados	400 a 800
	U. Metassedimentar química	FFB, xistos tufáceos, xistos grafitosos, sedimentos químico carbonáticos, zonas de conglomerados intraformacional carbonático e chertoso, filito.	500 40 a 150
	U. Metavulcânica	Xistos verdes, xistos tufáceos, meta-ultramáficas (lavas e intrusivas)	3.000
Oliveira et al. (1983)	U. Superior	Metassedimentos pelíticos com intercalações de metavulcânicas e vulcanoclásticas ácidas de composição dacítico-riolítica e metassedimentos químicos (Lapa Seca)	1.100
	U. Média	Metavulcânicas ácidas, rochas vulcanoclásticas ácidas e filitos grafitosos. No topo meta-andesitos com uma camada de FFB.	600
	U. Inferior	Meta-andesitos com lavas almofadadas e subordinadamente metabasaltos andesíticos com intercalação de metassedimentos e metavulcanoclásticas ácidas. Camadas de FFB ocorrem nesta unidade.	3.200
Vieira & Oliveira (1988)	U. Superior	Metapelitos com intercalações de metatufo félsico, quartzitos silticos e conglomerados	1.500
		Metapelitos com níveis de metatufos félsicos e Lapa Seca	1.000
	U. Média	Meta-andesitos basálticos com intercalações de FFB	500
		Metatufos félsicos intercalados em metapelitos e filitos grafitosos	1.000
	U. Inferior	Meta-andesitos basálticos com intercalações de FFB, komatiitos, metapelito e metatufos félsicos	350
		Filitos grafitosos com níveis de metatufo félsico e FFB	200
		Meta-andesitos basálticos com eventuais intercalações de filitos grafitosos, metapelitos, FFB e Komatiitos	900
		Ultramáficas e basaltos komatiíticos.	500
Oliveira (1986)	U. Metassedimentar Psamítica	Sericita quartzitos com pirita.	
	U. Metassedimentar indivisa	Metapelitos com coloração variegadas e com contribuição de material carbonoso. Podem ocorrer metavulcânicas intermediárias e ácidas, com níveis de BIF.	
	U. Metavulcânica ácida / intermediária	Quartzo sericita xisto.	1.000
	U. Metassedimentar pelítica	Rocha sericítica com composição carbonosa com nível de FFB.	200
	U. Metavulcânica máfica e ultramáfica	Anfibolitos, anfibólio xistos, clorita xistos, meta-ultramáficas (talco-xistos e serpentinito). Ocasionalmente dolomitos.	1.500 a 2.000

Tabela 1. Divisões estratigráficas propostas para o Grupo Nova Lima durante a década de 80. Modificado de Vieira e Oliveira (1988).

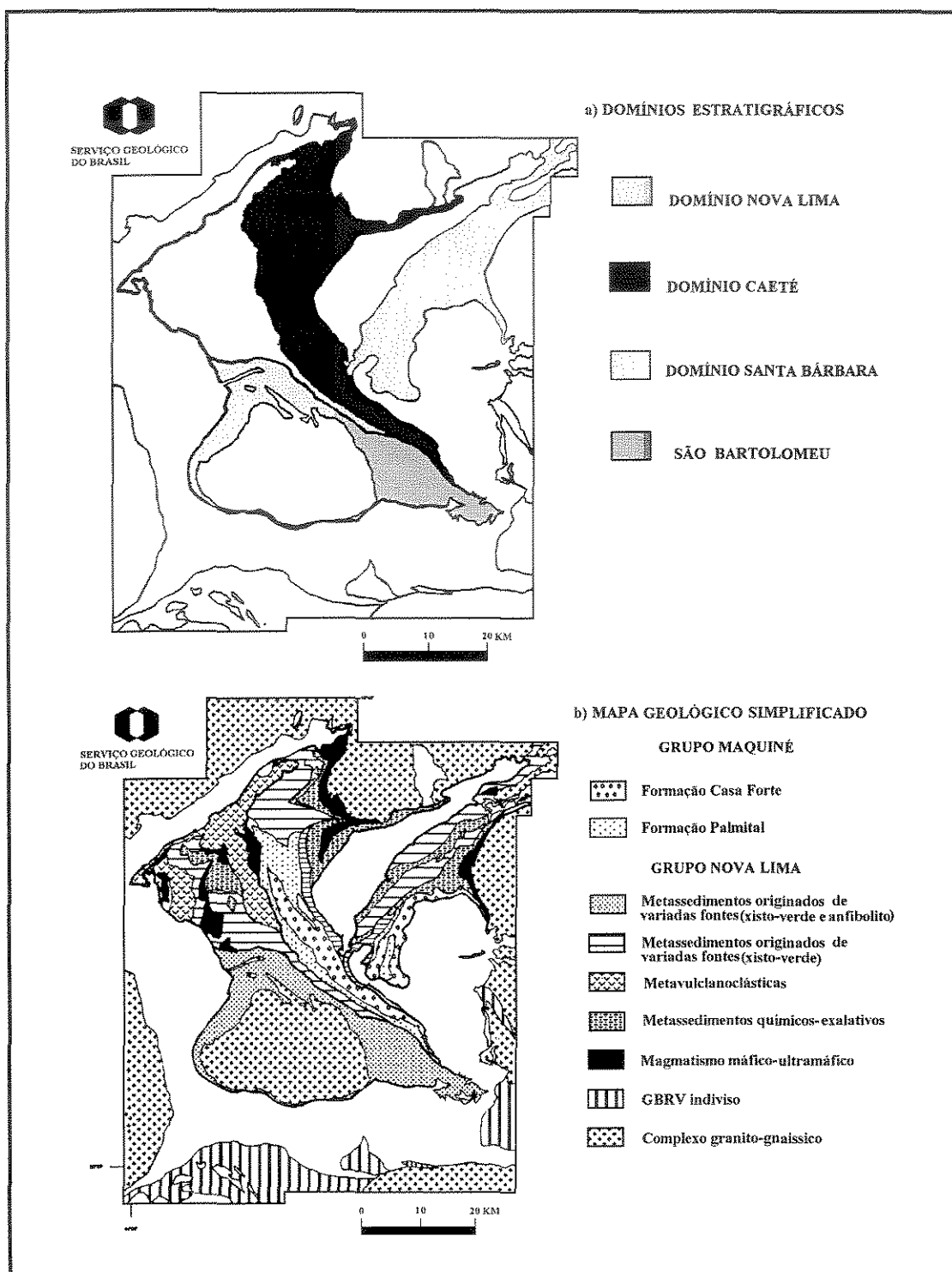


Figura 5. Estratigrafia do *greenstone belt* Rio das Velhas (Projeto Rio das Velhas, 1996).
a) Domínios estratigráficos. b) Mapa geológico simplificado.

Pinto e Silva (1996), integrantes do Projeto Rio das Velhas, propõem um esquema estratigráfico formal para *greenstone belt* Rio das Velhas (Tab. 2). Para estes autores o Grupo Nova Lima é caracterizado na base por rochas magmáticas vulcânicas a plutônicas, de composição tholeítica a komatiítica (representado pelas Unidades Quebra Osso, Ouro Fino e Córrego dos Boiadeiros), seguidas por uma seqüência de rochas metavulcânicas intercaladas com metassedimentos químicos exalativos (Unidades Morro Vermelho e Santa Quitéria) e uma seqüência de rochas metavulcanoclásticas e/ou epiclásticas (Unidades Santa Quitéria, Mestre Caetano e Ribeirão Vermelho). No topo estão depositados sedimentos marinhos derivados de áreas fontes diversas (Unidades Mindá, Córrego do Sítio, Córrego da Paina, Fazenda Velha, Pau D'óleo e Catarina Mendes).

O Grupo Maquiné consiste, na base, de sedimentos marinhos de águas rasas (quartzomica xistos com intercalação de quartzito micáceo - Formação Palmital) e no topo por sedimentos continentais (sericita quartzitos, metaconglomerados e metapelitos) representados pelos Membros Córrego do Engenho, Chica Dona, Jaguará e Capanema pertencentes à Formação Casa Forte.

Comentários

As propostas estratigráficas citadas nos parágrafos anteriores estão sumarizadas na Tabela 3. Todas descrevem a predominância de rochas máficas e ultramáficas na base e um aumento de contribuição sedimentar em direção ao topo do *greenstone belt* Rio das Velhas. No entanto, é possível que este *greenstone belt* seja composto por várias seqüências distintas (não correlacionáveis), e que muitas das unidades anteriormente descritas sejam produto de empilhamento tectônico e não representem sua estratigrafia original. Esta possibilidade é aventada tendo como base as seguintes observações:

- As rochas aflorantes na Mina de Morro Velho são interpretadas por todos autores supracitados como uma seqüência de rochas pertencentes ao Supergrupo Rio das Velhas. No entanto, datações U-Pb recentemente realizadas em monazitas e zircões indicam que as mesmas podem corresponder aos metassedimentos da Formação Sabará, localizados no topo do Supergrupo Minas (Schränk & Machado, 1996b).
- Analisando o Domínio Nova Lima (Fig. 5a), proposto pelo Projeto Rio das Velhas, observa-se que a estratigrafia se repete três vezes, e não está claro se esta repetição foi devido ao

SUPER GRUPO RIO DAS VELHAS		DOMÍNIO SÃO BARTOLOMEU				DOMÍNIO NOVA LIMA		DOMÍNIO CAETÉ			DOMÍNIO SANTA BARBARA			AMBIENTE GEOLÓGICO			
		MEMBRO FORMAÇÃO				MEMBRO	FORMAÇÃO		FORMAÇÃO		MEMBRO		FORMAÇÃO		MEMBRO	Sedimentos continentais	
							Casa Forte		Capanema		Casa Forte		Córrego do Engenho		Sedimentos marinhos rasos e continentais		
																	Chica Dona
GRUPO MAQUINÉ				Palmital				Andaime	Palmital		Rios das Pedras		Palmital				Rio das Pedras
GRUPO NOVA LIMA		Catarina Mendes	Pau D'Óleo	Fazenda Velha	Córrego da Paina	Córrego do Sítio		Córrego do Sítio	Mindá			Córrego do Sítio	Mindá	Santa Quitéria		Sedimentos marinhos	
						Mestre Caetano		Ribeirão Vermelho	Mestre Caetano			Morro Vermelho				Sedimentos vulcanoclásticos e epiclásticos	
						Morro Vermelho		Morro Vermelho									
						Ouro Fino	Córrego dos Boiadeiros	Ouro Fino				Quebra Osso	Ouro Fino	Magmatismo vulcânico e plutônico (tholeítico e komatítico)			

Tabela 2. Reprodução do esquema estratigráfico formal do *greenstone belt* Rio das Velhas, proposto por Pinto e Silva (1996).

empilhamento tectônico ou estratigráfico. Da mesma forma, no Domínio Caeté, onde estariam presentes todas as unidades estratigráficas do *greenstone belt* Rio das Velhas (Pinto & Silva, 1996), existem várias falhas de empurrão (Baltazar *et al.*, 1995, Fig. 1). A estratigrafia nesta região pode, portanto ser o resultado de empilhamento tectônico.

Desta forma, ainda são necessários trabalhos detalhados coadunando informações estruturais, estratigráficas e geocronológicas, para que se possa compreender com precisão a evolução estratigráfica do *greenstone belt* Rio das Velhas.

Door (1969)	Ladeira (1980)	Oliveira <i>et al.</i> (1983)	Oliveira (1986)		Projeto Rio das Velhas (1996)	
	Unidade Clástica	Unidade Superior	Unidade. metassedimentar psamíticas	Unidade metassedimentar indivisa	U. Mindá, Córrego do Sítio, Córrego da Palma, Fazenda Velha, Pau D'óleo, Catarina Mendes	
Indiviso	Unidade Metassedimentar química	Unidade Média	Unidade Metavulcânica ácida intermediária		U. Santa Quitéria, Mestre Caetano, Ribeirão Vermelho	
	Unidade Metavulcânica	Unidade Inferior	U. metassedimentar pelítica	U. metavulcânica máfica e ultramáfica	U. Santa Quitéria e Morro Vermelho	U. Ouro Fino, Quebra Osso, Córrego dos Boiadeiros

Tabela 3. Correlação entre as principais colunas estratigráficas propostas para o Grupo Nova Lima. Modificado de Vieira e Oliveira (1987)

2.3. Geologia estrutural e metamorfismo

Neste item serão apresentados os principais modelos tectono-estruturais propostos para o conjunto do Quadrilátero Ferrífero, já que a maior parte das análises estruturais disponíveis na literatura não se restringem ao *greenstone belt* Rio das Velhas. Inicialmente será feita uma breve descrição da evolução do conhecimento estrutural da região, enfocando os principais modelos evolutivos e no final serão comparados os modelos mais recentes.

Evolução do conhecimento tectono-estrutural no Quadrilátero Ferrífero - Principais modelos tectônicos.

As primeiras considerações acerca das feições estruturais do Quadrilátero Ferrífero foram feitas por Derby (1906), que descreve a dificuldade em estabelecer uma coluna estratigráfica para a Série Minas devido a repetições de camadas por falhamentos e dobramento. A partir de então, vários estudos vem contribuindo para o entendimento do arcabouço tectônico do Quadrilátero Ferrífero.

Coube inicialmente a Harder & Chamberlein (1915) delinear as principais estruturas do Quadrilátero Ferrífero. Esses autores caracterizam a deformação atuante na parte central de Minas Gerais como resultante de falhamentos de empurrão, acompanhados de dobramentos, com direções principais de esforços tectônicos vindos de sul e de leste. Eles atentam ainda, para existência de superposição de estruturas em alguns locais do Quadrilátero Ferrífero.

Guimarães (1931) foi o primeiro a relacionar a estruturação do Quadrilátero Ferrífero a duas fases tectônicas distintas: (i) a primeira, pré-Itacolomi, caracterizada por fraturamento e soerguimento das camadas da Série Minas e, (ii) a segunda, pós-Itacolomi, muito mais intensa e com vetores tectônicos vindos de leste e sul. Seguindo ainda este raciocínio, Barbosa (1949) estudando a região de Congonhas do Campo propõem pelo menos duas fases de deformação: (i) a fase inicial caracterizada por dobramentos e soerguimento da Série Minas com posterior sedimentação da Série Itacolomi e, (ii) a segunda representada pela amplificação dos dobramentos da série Minas.

A partir de 1946 foi iniciado o primeiro estudo sistemático do Quadrilátero Ferrífero, em escala 1:25.000, através do convênio entre o Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) e o United States Geological Survey (USGS). Como resultado foram elaborados mapas geológicos das quadrículas e foram publicados vários relatórios, que conduziram a inúmeros avanços na geologia estrutural do Quadrilátero Ferrífero. Entre os mais importantes trabalhos desta época caberia citar os relatórios (USGS/DNPM) de Guild (1957), Gair (1962), Johnson (1962), Pomerene (1964), Reeves (1966), entre outros.

Coube a Dorr, em 1969, sintetizar e interpretar todo o conhecimento geológico levantado pela equipe do USGS/DNPM e propor um esboço de evolução geológica para o Quadrilátero Ferrífero. Esse autor define três períodos evolutivos:

- O primeiro caracterizado pela Orogênia pós-Rio das Velhas que teria dobrado as rochas da Série Rio das Velhas antes da deposição da Série Minas. A intensidade desta deformação

decreceria de W para E, indicando que o centro desta orogênia estaria localizado a oeste e noroeste do Quadrilátero Ferrífero.

- O segundo período ocorreria após a sedimentação da Série Minas, mas antes da deposição da Série Itacolomi. Informações sobre este período são bastante vagas.
- O último período, pós-Itacolomi, teria afetado todas as rochas Pré-cambrianas e seria iniciado pelo soerguimento parcial do complexo Bação e outras áreas graníticas, e pela nucleação dos sinclinais Moedas e Dom Bosco. Ao final, ocorreria encurtamento crustal com intensificação de dobramentos e desenvolvimento de inúmeras falhas de empurrão com vergência tectônica para W-NW. O centro desta orogênia estaria posicionado à SE do Quadrilátero Ferrífero.

No princípio da década de 80 surge uma nova abordagem para a evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero. Neste sentido foram propostos vários modelos polifásicos baseados principalmente na simetria e superposição de dobramentos, bem como na análise de interferência em modelos tridimensionais. Destacam-se os trabalhos de Ladeira (1980), Ladeira & Viveiros (1984) e Vieira & Oliveira (1988).

Ladeira & Viveiros (1984), baseados na análise dos dados disponíveis na literatura, definem seis fases de deformação para as seqüências supracrustais do Quadrilátero Ferrífero. O evento mais antigo (D_1), restrito às rochas do *greenstone belt* Rio das Velhas, seria caracterizado por uma tectônica compressiva com vergência para nordeste. O segundo evento D_2 , de idade Transamazônica (pós-Minas), representaria um evento compressivo, penetrativo em todas as escalas, com direção de transporte tectônico para norte. Os eventos D_3 e D_4 seriam coaxiais e poderiam ser enquadrados em um mesmo período de encurtamento tectônico. D_5 teria produzido dobras abertas com eixo N-S e D_6 seria representada por fraturamento generalizado.

Vieira & Oliveira (1988), em uma síntese da geologia do distrito de Nova Lima advogam quatro eventos deformativos para as rochas da região. Os dois primeiros seriam coaxiais com dobras isoclinais e desenvolvimento de foliação tectônica relacionada ao metamorfismo. Enquanto o terceiro e o quarto estariam associados a níveis crustais mais rasos, sendo representados por dobras suaves e clivagem de crenulação discreta.

Oliveira (1986) e Oliveira & Vieira (1987), com base no mapeamento geológico e na análise tectônica e microtectônica da região de Caeté, definem um único evento deformacional compressivo afetando as rochas supracrustais e o embasamento. Este evento,

de caráter dúctil e progressivo, tem como feições estruturais principais as falhas de empurrão regionais com vergência tectônica de E/SE para W/NW, uma foliação penetrativa S_n e a lineação de estiramento L_n . Oliveira (1986) salienta que esta deformação, processada em níveis estruturais profundos, seria a última a agir sobre as rochas do Quadrilátero Ferrífero e atribui aos sistemas de falhas de empurrão a atual organização estratigráfica/estrutural da região de Caeté.

Vieira (1991a) sugere que a região Nova Lima apresenta indícios de ter sido afetada por pelo menos dois eventos deformacionais principais, os quais foram acompanhados de metamorfismo dinamotermal da fácies xisto-verde. O primeiro evento foi responsável pela formação de zonas de cisalhamento dúcteis, que na região de Nova Lima se comportam especificamente como zonas de transcorrência (direção E-W) e nas regiões a norte e a sul de Nova Lima como rampas de cavalgamento oblíquas (direções NE/SW e NW/SE, respectivamente). Grandes dobras normais, restritas às zonas de transcorrência e com eixos paralelos à lineação de estiramento, são também atribuídas a este evento. O segundo evento seria caracterizado por rampas de cavalgamento com mergulho para leste e horizontalizadas em profundidade, apresentando dobras inclinadas a recumbentes, de eixo paralelo ao estiramento. Esta fase representaria uma evolução progressiva do primeiro evento, ambos com direções de transporte tectônico para oeste.

O primeiro modelo tectônico envolvendo um regime extensional foi proposto por Marshak e Alkimim (1989). Estes autores apresentam um modelo polifásico, com quatro eventos tectônicos, para a região sul do Cráton do São Francisco (Tabela 4). O evento D_1 foi caracterizado pelo desenvolvimento de um *fold-thrust belt*, com sentido de transporte de SE para NW, condições metamórficas de fácies anfibolito inferior, originando as estruturas regionais com *trends* ESE-WNW. O segundo representaria uma manifestação do ciclo Uruaçuano nas rochas do Quadrilátero Ferrífero e se formou em níveis crustais mais rasos, como resposta à uma compressão norte-sul, nucleando os sinclinais Dom Bosco e Moeda. A terceira fase, de caráter extensional, ocasionou falhamentos normais, intrusão de diques máficos e formação de bacias sedimentares ao longo da margem leste do Cráton onde se depositariam as rochas do Supergrupo Espinhaço (pós-Uruaçuano). A última fase resultou do evento Brasileiro e desenvolveu um "*fold - thrust belt*" (vergente para oeste) em condições metamórficas de fácies xisto verde. Durante este evento blocos do embasamento teriam sido

envolvidos nos sistemas de empurrão gerando as estruturas aparentemente dômicas do Quadrilátero Ferrífero.

Na última década o conhecimento da geologia estrutural do Quadrilátero Ferrífero foi impulsionado devido a grande quantidade de dados geológico-estruturais e geocronológicos levantados. Além disso, a descoberta de zonas de cisalhamento extensionais nos contatos embasamento/supracrustais, caracterizando um importante evento extensional durante Proterozóico Inferior, levaram à elaboração de modelos estruturais mais simples, fundamentados principalmente na análise descritiva e cinemática das principais estruturas da região. Neste contexto, destacam-se os trabalhos de Chemale Jr. *et al.* (1992), Marshak *et al.* (1992), Chauvet *et al.* (1994) e Corrêa Neto & Baltazar (1995).

Marshak *et al.* (1992) sugerem que a estruturação em *dome-and-keel*, observada no Quadrilátero Ferrífero, foi gerada durante o Proterozóico Médio em um episódio de extensão crustal. Segundo este modelo as rochas quentes do embasamento foram transportadas para a base das seqüências supracrustais, através de um sistema de falhamentos normais transcrustal, formando auréolas metamórficas com associações minerais indicativas de temperaturas de até 600° C. O crescimento de porfiroblastos dentro destas auréolas foi sin a pós-tectônico com relação às zonas de cisalhamento extensionais. Estes autores admitem que as tramas extensionais e o metamorfismo observado nas bordas dos domos sobrepõem uma foliação tectônica anterior, desenvolvida em condições de fácies xisto-verde, e provavelmente relacionada a Orogênese Transamazônica (2.0 Ga). Datações K-Ar indicam idades em torno de 1.7 Ga para estas auréolas metamórficas, sugerindo que as estruturas do tipo *dome-and-keel* se formaram antes do Orogênese Brasileira e condicionaram a geometria dos falhamentos Brasileiros.

Em contraste com os modelos tectônicos supracitados, nos quais existe consenso em torno de uma deformação compressiva atuando durante o evento Transamazônico, Chemale Jr. *et al.* (1992) individualizaram dois grandes eventos deformacionais para o Quadrilátero Ferrífero, após a deposição do Supergrupo Minas. O primeiro, de caráter extensional, ocorreu entre 2100 a 1700 Ma (Transamazônico) e estaria relacionado a um mecanismo tipo *Metamorphic Core Complex*. O segundo, compressional com idades Brasileiras entre 650 e 470 Ma, consistiu na porção intermediária a distal de um cinturão de dobramentos com vergência para oeste.

Segundo estes autores o evento extensional provocou o soerguimento dos blocos do embasamento, formação de zonas de cisalhamento extensionais e nucleação dos megassinclinais interconectados do Quadrilátero Ferrífero (Fig. 4I, II, IV e V). Este evento atingiu condições de fácies xisto-verde, nas zonas de cisalhamento ao longo dos contatos supracrustais /embasamento, enquanto no interior dos megassinclinais a deformação e o metamorfismo seriam menos intensos. O segundo evento é caracterizado por um *fold-thrust belt*, com direção de transporte para W, desenvolvido em três etapas. A primeira ocorreu em regime dúctil a rúptil-dúctil (condições metamórficas variando de anquimetamorfismo a fácies anfibolito inferior) e as duas últimas em regime dúctil-rúptil (retrometamorfismo até a fácies xisto-verde inferior). Este último evento afetou principalmente a porção leste do Quadrilátero Ferrífero, amplificando os megassinclinais, reaproveitando e modificando as discontinuidades previamente formadas.

Chauvet *et al.* (1994) a partir da análise microtectônica e cinemática, na região de Ouro Preto, advogam que o estilo estrutural do Quadrilátero Ferrífero foi o resultado de dois eventos termo-tectônicos principais. O primeiro evento, de natureza extensional, desenvolveu-se sob condições metamórficas de fácies anfibolito, durante o Transamazônico (2.0 Ga), estando impresso no complexo Bação e nas supracrustais. Este evento é caracterizado pelo desenvolvimento de uma lineação de estiramento aproximadamente N-S e zonas de cisalhamento extensionais, que na borda meridional do Complexo Bação indicam movimentação para sul. Segundo esses autores a estruturação em *dome-and-keel* teria se formado a 2.0 Ga e seria o principal evento Paleoproterozóico da região, ocasionando nucleação do anticlinal de Mariana e do sinclinal Dom Bosco.

O segundo evento descrito pelos autores citados, está relacionado à orogênese Brasileira e caracterizado por um sistema de empurrões com vergência para oeste, desenvolvido sob condições de fácies xisto-verde a anfibolito baixo. Este evento se processou sobre superfícies previamente dobradas afetando tanto o embasamento quanto as supracrustais. Os autores ainda descrevem um último evento tectônico, bastante localizado, que gerou estruturas com senso de movimentação oposto àqueles descritos para os empurrões Brasileiros. Esse evento representaria um fenômeno de relaxamento da crosta após a compressão Brasileira (*gravity slip structures*).

Corrêa Neto *et al.* (1994) sugerem que a estruturação do *greenstone belt* Rio das Velhas está associada a dois eventos deformacionais compressivos. O primeiro (Dn),

exclusivo do *greenstone belt* Rio das Velhas, originou dobras isoclinais recumbentes com eixos E-W e empurrões com vergência para S/SW. O segundo (D_{n+1}), também impresso nas rochas do Supergrupo Minas, seria caracterizado por sistemas de empurrões constituídos por rampas frontais e laterais. Este evento gerou as estruturas penetrativas da área, tais como foliação milonítica e uma lineação de estiramento E/SE-W/NW indicativa de transporte para W/NW. As estruturas de D_n são mais claramente observadas a sudoeste de Nova Lima, onde as estruturas relacionadas a D_{n+1} são menos penetrativas.

Corrêa Neto & Baltazar, em 1995, propõem uma compartimentação estrutural para o *greenstone belt* Rio das Velhas e delimitam quatro domínios estruturais: D1, D2, D3 e D4 (Fig. 6). No domínio D1 predominam as estruturas mais antigas (Arqueanas), com direção aproximadamente E-W, representadas por falhas de empurrões com vergência para sul, lineação de estiramento Lx_1 e foliação S_1 . Este domínio foi dividido em dois subdomínios, D1S e D1N, conforme as variações de S_1 . O subdomínio D1N foi afetado por dobramentos (ausentes em D1S), promovendo a variação da atitude de S_1 . A estruturação dos domínios D2 e D3 resulta da reorientação da trama arqueana (S_1) ao redor do complexo Bação durante um segundo evento deformacional, que provavelmente estaria relacionado à ascensão de domos e formação de sinclinais marginais. Os autores sugerem que estas estruturas sejam equivalentes ao evento Transamazônico extensional, previamente proposto por Chemale Jr. *et al.* (1992) e Chauvet *et al.* (1994). As estruturas mais recentes se concentram no domínio D4, onde predomina a foliação S_2 , com direções NE, N-S, ou NW. Neste domínio rampas frontais, oblíquas ou laterais ditam as regras entre a lineação de estiramento Lx_2 e a direção de mergulho de S_2 , delimitando sete subdomínios (D4A-G).

Comentários

O estilo estrutural observado no Quadrilátero Ferrífero parece ser o resultado de uma complexa evolução tectônica policíclica, na qual no mínimo dois eventos tectono-metamórficos, um Paleo e o outro Neoproterozóico, afetaram as seqüências supracrustais e o embasamento cristalino. Uma breve análise da Tabela 4 indica a existência de dois pontos consensuais em todos os modelos:

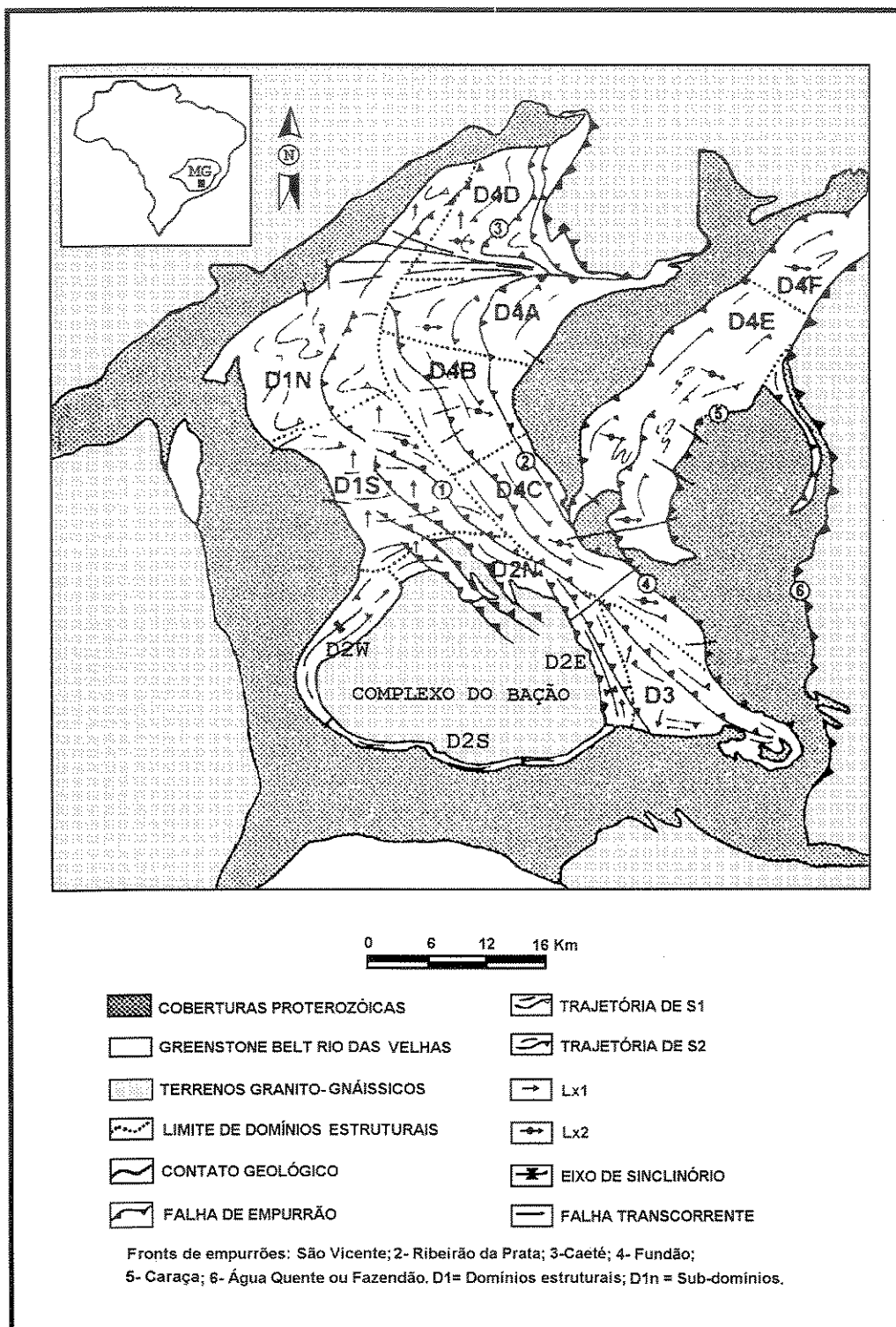


Figura 6. Compartimentação tectônica do *greenstone belt* Rio das Velhas segundo Corrêa Neto & Baltazar (1995).

Idades -Ga	2.7	2.0	1.7	10	0.6
Evento termo-tectônico	Transamazônico			Brasiliano	
Marshak & Alkimim (1989)	D1 Evento compressivo Vergência NW Fácies xisto verde a anfibolito	D2 Evento compressivo Vergência N	De Extensão	D3 Evento compressivo <i>Fold -thrust belt</i> Vergência W Fácies xisto verde	
Marshak et al.(1992)	D1 Evento compressivo Vergência NW Anfibolito a xisto verde	D2 Extensão <i>dome-and-keel</i> Xisto-verde		D3 Evento compressivo <i>Fold-thrust belt</i> Vergência W	
Chemale Jr. et al. (1992)	D1 Evento extensional Soerguimento de blocos do embasamento Formação dos sinclinais interconectados Auréolas metamórficas Transporte tectônico de WNW para ESE Anqui-metamorfismo a xisto verde			D2 Evento compressivo <i>Fold- thrust belt</i> Vergência W <i>Thrust</i> envolvendo o embasamento Reaproveitamento de estruturas prévias Anquimetamorfismo a anfibolito inferior	
Chauvet et al. (1994)	D1 Evento extensional Lineação N-S Zonas de cisalhamento extensionais Soerguimento do Complexo Bação Nucleação do anticlinal Mariana e sinclinal Dom Bosco Fácies anfibolito			D2 Evento compressivo Lineação E-W Vergência W Fácies xisto verde sup. a anfibolito inferior	D3 Relaxamento crustal <i>Gravity slip</i> Vergência E <i>Drag folds</i> Fácies xisto verde
Correa Neto et al. (1994)	D1 Evento compressivo Empurrões e dobras Vergência S Lineação N S			D2 Evento compressivo <i>Fold -thrust belt</i> Vergência W/NW Rampas frontais e laterais	
Corrêa Neto & Baltazar (1995)	D1 Evento compressivo Empurrões e dobramentos Vergência sul	D2 Evento provavelmente extensional Soerguimento do Complexo do Bação Formação de sinclinais marginais		D3 Evento compressivo <i>Fold -thrust belt</i> Vergência W/NW	

Tabela 4. Síntese comparativa dos modelos tectônicos propostos para o Quadrilátero Ferrífero.

- A última deformação que afetou o Quadrilátero Ferrífero é caracterizada por um sistema de empurrões e dobramentos, com vergência para W ou NW, bem pronunciado na porção leste do Quadrilátero Ferrífero. Os empurrões tem sua geometria controlada pelas estruturas anteriores, reativando superfícies pretéritas e muitas vezes envolvendo lascas do embasamento. Este evento se desenvolveu sob condições metamórficas variando de fácies xisto verde superior a anfibolito inferior. Esta deformação é atribuída ao evento Brasileiro por todos os autores, muito embora não existam datações radiométricas conclusivas que comprovem esta relação.

- Um importante evento de extensão crustal ocorreu durante o Paleoproterozóico e foi o principal responsável pela estruturação do Quadrilátero Ferrífero. Assim, durante esta fase foram formados os megassinclinais interconectados (Fig. 4,I, II, IV, V), o anticlinal de Mariana (Fig.4III) e ocorreu o soerguimento de blocos do embasamento. Esse evento processou-se em condições de fácies xisto verde (borda oeste e noroeste do Quadrilátero Ferrífero) e anfibolito (região do complexo Bação). Auréolas metamórficas, com associações minerais indicativas de temperaturas até 600 C° foram observadas nas supracrustais e estão relacionadas ao soerguimento dos blocos granito-gnáissicos.

Restam ainda muitas controvérsias com relação a idade deste evento extensional e a evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero durante o Paleoproterozóico e o Arqueano. Alguns autores postulam a existência de um evento compressivo, com vergência para NW, durante o Transamazônico, antes da instalação do evento extensional (Marshak & Alkimim, 1989; Marshak *et al.*, 1992; Alkimim *et al.*, 1994). Outros autores assumem que um único evento, de caráter extensional, teria afetado as rochas do Quadrilátero Ferrífero durante o Transamazônico (Chemale Jr. *et al.*, 1992; Chauvet *et al.*, 1994). Corrêa Neto & Baltazar (1995) descrevem um evento compressivo, Arqueano, restrito às rochas do *greenstone belt* Rio das Velhas, cuja vergência tectônica seria para sul.

2.4. As mineralizações auríferas do *greenstone belt* Rio das Velhas

Os principais depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero estão associados ao Grupo Nova Lima, na base do *greenstone belt* Rio das Velhas. Os mais importantes encontram-se no Distrito Aurífero de Nova Lima, a noroeste do Quadrilátero Ferrífero, destacando-se as minas de Morro Velho, Raposos, Faria, Morro da Glória, Juca Vieira, Bicalho e Bela Fama. Fora

deste domínio merecem destaque as Minas de Cuiabá e São Bento, situadas respectivamente nas porções norte e oeste do Quadrilátero Ferrífero (Fig. 4).

Rochas Hospedeiras

O ouro está associado a corpos sulfetados ou veios de quartzo hospedados nos metassedimentos químicos, ou nas rochas metavulcânicas alteradas hidrotermalmente ou ainda em Lapa Seca. A mineralização das minas de Cuiabá, Raposos, Faria e São Bento estão contidas principalmente em formações ferríferas bandadas (FFB) e subordinadamente em meta-vulcânicas, enquanto os depósitos de Morro Velho e Bicalho estão hospedados em Lapa Seca (Vieira, 1988).

Lapa Seca é um termo utilizado pelos mineiros para designar uma rocha maciça ou finamente bandada, de cor bege a cinza, muito fina, composta por ankerita, dolomita, quartzo e plagioclásio com desenvolvimento local de porfiroblastos de carbonato. O plagioclásio apresenta-se intensamente recristalizado e muitas vezes está alterado para carbonato, evidenciando intensa milonitização e alteração hidrotermal. A rocha ocorre em camadas descontínuas, de escala milimétrica a métrica, alternada com rochas metavulcânicas em graus variados de alteração hidrotermal, e também bordejando veios de quartzo (Vieira, 1991a). Ladeira (1980) descreve a presença bandamento composicional nesta rocha dado pela alternância de camadas centimétricas síltico-carbonáticas e níveis de filito grafitoso.

A origem desta rocha tem sido motivo de muita controvérsia. Graton & Bjorge (1929) caracterizaram-na como um dique de diabásio alterado hidrotermalmente. Ladeira (1980, 1988 e 1991), baseado na presença de bandamento composicional e dados isotópicos, propõem uma origem sedimentar química. Vial (1980b) define três fácies distintas: Lapa Seca carbonática (LSca), Lapa Seca quartzosa (LSqtz) e Lapa Seca micácea (LSmi) e conclui que a Lapa Seca resulta de processos vulcano-sedimentares. Vial *et al.* (1987) reinterpreta a LSca e a LSmi como produtos de alteração hidrotermal de rochas vulcânicas intermediárias/máficas e félsicas respectivamente, e a LSqtz como produto da silicificação e carbonatação da LSmi e LSca ou ainda da recristalização de veios quartzo-carbonáticos. Vieira (1991a, b) considera que a LSca e a LSmi sejam o resultado da alteração hidrotermal de rochas máficas.

A formação ferrífera bandada ocorre normalmente associada a derrames basálticos e metassedimentos carbonosos e é interpretada como sedimento químico (Ladeira, 1980, 1988, 1991). Esta rocha apresenta bandamento centimétrico a milimétrico, com alternância de

bandas quartzosas e bandas ricas em minerais de ferro. Fora das zonas mineralizadas os minerais de ferro são magnetita, siderita e ankerita, enquanto nas zonas mineralizadas são sulfetos de ferro. Vieira (1991b) interpreta as formações ferríferas do Grupo Nova Lima como inicialmente da fácies óxido, sendo que as fácies carbonato e sulfetos, descritas por Ladeira (1980), seriam o resultado de processos epigenéticos de alteração.

Corpos de minério

Os corpos de minério tem dimensões de 0.5 a 20m de espessura e 10 a 300m de extensão. Seu alcance ao longo do *plunge* não é conhecido e por isso as reservas estão abertas em profundidade. Normalmente eles ocupam a porção central de zonas de alteração hidrotermal representadas pela zona de sericitização, mais próxima ao corpo mineralizado, zona da carbonatação e da cloritização. Os corpos de minério são constituídos por sulfetos maciços, bandados ou disseminados, hospedados em formações ferríferas ou na Lapa Seca. Menos freqüentemente, eles consistem em veios de quartzo presentes em zonas de sericitização.

Vieira (1988, 1991a, b) individualiza dois tipos de minério. O minério do tipo 1 é constituído principalmente por pirrotita, com pirita e arsenopirita subordinadas e ocorrem associados a zonas de cisalhamento dúcteis, paralelas a sub-paralelas ao acamamento. Veios de quartzo são comuns nessas zonas associadas às direções P e C do modelo de Riedel e a *tension gashes*. O minério do tipo 2 é composto por pirita e arsenopirita e ocorre substituindo as bandas de minerais de ferro na FFB. Essa substituição acontece de modo simétrico e assimétrico com relação as fraturas canalizadoras de fluidos.

Na Lapa Seca predomina o minério do Tipo 1 devido à estruturação maciça desta rocha. O Tipo 2, quando presente, é caracterizado por veios de quartzo circundados por sulfetos.

Os veios de quartzo são os principais corpos de minério nas minas de Bela Fama, Paciência e Juca Vieira. Esses veios são compostos por quartzo e, subordinadamente, carbonato e sulfetos. Na parte central dos veios ocorre quartzo *fumê* e nas bordas quartzo branco muito recristalizado. Os veios mineralizados estão geralmente associados a zonas de cisalhamento dúcteis, ocupando a porção central de zonas de alteração hidrotermal. No contato da zona de sericitização com os veios de quartzo desenvolve-se normalmente uma estreita zona de sulfetação com ouro associado (Vieira 1988).

Aspectos estruturais dos depósitos auríferos

O posicionamento das mineralizações dentro do contexto tectônico do Quadrilátero Ferrífero ainda é bastante discutido devido à inexistência de cartografia geológica contínua no *greenstone belt* Rio das Velhas e à escassez de datações radiométricas das mineralizações. No entanto, parece consensual na literatura que em todas as minas os corpos mineralizados estão orientados segundo o eixo de dobras e a lineação de estiramento (mergulhando para E/SE)

Oliveira (1986) aponta a existência de intenso metassomatismo associado às falhas de empurrão do último evento e chama a atenção para o grande número de depósitos auríferos situados ao longo de empurrões de expressão regional. O autor propõe que a deformação dúctil e progressiva relacionada ao ciclo Brasileiro, foi a responsável pela formação dos depósitos auríferos do Quadrilátero Ferrífero.

Para Vieira (1991) as zonas de alteração e os corpos de minério foram formados durante o primeiro evento (Arqueano) e estão associados a zonas de cisalhamento transcorrentes. A remobilização ocorrida no segundo evento (Proterozóico) propiciou a concentração do minério nas zonas de charneiras e a remoção dos fluidos para as zonas de cisalhamento do segundo evento.

Cabe ainda ressaltar que nos últimos anos vários estudos vêm sendo realizados em diferentes depósitos auríferos do *greenstone belt* Rio das Velhas, enfocando os aspectos estruturais e a alteração hidrotermal presente nestes depósitos. Estes estudos incluem as seguintes teses de mestrado: Souza Filho (1991), Godoy (1994), Pereira (1996a) e Pereira (1996b).

Alteração Hidrotermal

As zonas de alteração hidrotermal descritas por Vieira (1988, 1991a, b) estão associadas às zonas de cisalhamento dúcteis, paralelas ao acamamento, relativas ao primeiro evento de deformação. Elas estão dispostas em torno dos corpos mineralizados e veios de quartzo formando um zonamento concêntrico representado pelas zonas de seritização (zona interna), carbonatação (zona intermediária) e cloritização (zona externa). As rochas mais atingidas por essa alteração foram as máficas e ultramáficas devido a sua composição extremamente reativa.

Segundo Vieira (1991a) as zonas de alteração hidrotermal diferem do metamorfismo regional por terem recebido maior aporte de K, CO₂ e H₂O. Fora das zonas de alteração a

paragênese observada é típica de baixo grau metamórfico e caracterizada por tremolita/actinolita, clinozoisita/epidoto e clorita, nas rochas máficas, e serpentina e clorita magnesiânica nas rochas ultramáficas. À medida que se adentra nas zonas de alteração essas rochas se tornam intensamente cisalhadas e sofrem mudanças químicas e mineralógicas consideráveis. Essas variações estão sintetizadas na Tabela 5.

Vieira (1991a) interpreta que a introdução de fluidos dentro das zonas de cisalhamento ocorreu em duas etapas distintas. No primeiro pulso houve a percolação de fluidos aquosos pobres em CO_2 , contemporaneamente à deformação, com desenvolvimento de clorita e carbonato. No segundo pulso o fluido é composto essencialmente por CO_2 , sendo caracterizado pela formação de carbonatos pós-cinemáticos na zona da cloritização, rotação de poiquiloblastos na zona de carbonatação e recristalização total de poiquiloblastos nas zonas de sericitização. Segundo este autor, a intensa recristalização estática que se processou nestas rochas evidencia que as temperaturas se mantiveram altas após o pico da deformação.

Zonas de alteração hidrotermal	Rochas máficas e intermediárias	Rochas ultramáficas
Zona de cloritização	Reação $\text{clinozoisita/plagioclásio} + \text{tremolita/actinolita} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{Clorita} + \text{calcita} + \text{quartzo} + \text{sericita} + \text{albita}$ Produto Clorita-plagioclásio-quartzo-calcita filito	Reação $\text{Serpentina} + \text{tremolita} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{Mg-clorita} + \text{talco} + \text{calcita} + \text{quartzo}$ Produto Mg-clorita-talco-calcita-quartzo filito
Zonas de carbonatação	Reação $\text{Clorita} + \text{calcita} + \text{CO}_2 + \text{K} = \text{Mg-clorita} + \text{ankerita} + \text{quartzo} + \text{sericita} + \text{H}_2\text{O}$ Produto Ankerita/calcita-quartzo-Mg-clorita-sericita filito	Reação $\text{Talco} + \text{calcita} + \text{CO}_2 = \text{ankerita/calcita} + \text{quartzo} + \text{H}_2\text{O}$ Produto Mg-clorita-ankerita/calcita-quartzo filito
Zona de sericitização	Reação $\text{Mg-clorita} + \text{ankerita/calcita} + \text{CO}_2 + \text{K} = \text{ankerita/calcita} + \text{sericita} + \text{quartzo} + \text{H}_2\text{O}$ Produto Ankerita/calcita-sericita-qt. filito	Reação $\text{Mg-clorita} + \text{ankerita/calcita} + \text{CO}_2 + \text{K} = \text{fuchcita} + \text{ankerita/calcita} + \text{quartzo} + \text{H}_2\text{O}$ Produto Ankerita/calcita-fuchcita-quartzo filito
Mobilidade dos elementos químicos	Elementos introduzidos K, S, CO_2 , Au, As, B, Ba	Elementos introduzidos K, S, CO_2 , Au, As, B, Ba, Ca, Mn, Sr, Sc Elementos lixiviados Mg, Cr, Ni, Co

Tabela 5. Tipos litológicos originados da alteração hidrotermal de rochas metavulcânicas e as prováveis reações diagnósticas para cada uma das zonas de alteração. Dados compilados de Vieira (1991a).

Modelos genéticos

Diferentes modelos genéticos vem sendo propostos para as mineralizações auríferas do *greenstone belt* Rio das Velhas. Graton & Bjorge (1929) e Tolbert (1962) apresentam um modelo hidrotermal com fluidos derivados de corpos graníticos. Ladeira (1980) e Vial (1980) defendem um modelo singenético exalativo. Guimarães (1931) e Vieira (1987a, 1988, 1991a, b) advogam um modelo epigenético com fluidos relacionados ao metamorfismo regional e à deformação.

Para Ladeira (1980, 1988, 1991) o caráter estratiforme e estratófilo da mineralização, aliado a presença de grande quantidade de rochas vulcânicas, sugere que a atividade vulcânica teria promovido o desenvolvimento de um grande sistema hidrotermal convectivo responsável pela lixiviação de Au e outros metais das rochas adjacentes. O encontro dessas soluções previamente aquecidas com a água do mar provocaria a precipitação química, em fundo oceânico, da Lapa Seca, das formações ferríferas e de camadas ricas em sulfeto bandado e maciço, portadores de ouro.

Vieira (1988, 1991a, b) defende o modelo epigenético e define as transcorrências verticais do primeiro evento como zonas de aporte anômalo de CO₂ durante o metamorfismo regional. O ouro seria transportado através destas zonas por tiosulfatos, que se desestabilizariam quando em presença de minerais de ferro, e de variações no pH e na fugacidade de oxigênio. O resultado deste processo seria a cristalização dos sulfetos e do ouro simultaneamente, a partir da substituição de minerais ricos em ferro presentes nas rochas hospedeiras. A pronunciada deformação do segundo evento teria remobilizado e recondicionado os sulfetos nas zonas de charneira.

Segundo o autor supracitado, o aumento crescente do teor de ouro à medida que se adentra nas zonas de alteração hidrotermal e o forte controle regional dado pela interceptação das transcorrências do primeiro evento com rochas ricas em ferro, indicam que os principais controles da mineralização são químico-estruturais.

Recentemente, Schrank *et al.* (1996) mencionam a existência de sistemas hidrodinâmicos nas minas de Cuiabá (*greenstone belt* Rio das Velhas) e Passagem de Mariana (Supergrupo Minas), que estariam relacionados a uma deformação rúptil, anterior à instalação da deformação dúctil. Os autores sugerem que as mineralizações de ouro sejam contemporâneas a um evento de descompressão adiabática ocorrido durante a orogênese

Transamazônica, na qual ocorreria intensa introdução de fluidos na crosta levando à formação dos sistemas hidrodinâmicos.

Idades das mineralizações auríferas

As primeiras tentativas de datação destas mineralizações foram feitas por Thorpe *et al.* (1984). Esses autores analisaram, pelo método Pb/Pb, galenas de diversas minas do *greenstone belt* Rio das Velhas. A idade mais antiga, 2710 Ma, foi obtida na mina de Bela Fama e é interpretada pelos autores como a idade de formação da galena. Nas minas de Bicalho, Cuiabá e Esperança foram encontradas idades variando no intervalo de 2575 a 2495 Ma, e na mina de Bela Fama foi obtida idade de 1935 Ma. Estas idades estariam relacionadas a processos de remobilização no final do Arqueano e tardi-Transamazônico.

Dewit *et al.* (1994) analisaram pelo método Pb-Pb sulfetos (arsenopirita e piritas) dos corpos mineralizados da Mina de São Bento e obtiveram idade mínima de 2.65 Ga, caracterizando uma idade Arqueana para a mineralização nesta mina.

Schrank & Machado (1996b) analisaram, pelo método U-Pb, zircões e monazitas detríticos da rocha hospedeira da mineralização na Mina de Morro Velho e obtiveram idade mínima de 2278 Ma. Esta idade é considerada pelos autores como a idade máxima para a mineralização na Mina de Morro Velho.

2.5. Geologia da Mina de Cuiabá - Síntese dos trabalhos anteriores

A Mina de Cuiabá está situada na parte noroeste do Quadrilátero Ferrífero, mais especificamente no Domínio Caeté definido por Pinto & Silva (1996) (vide Fig. 5a, neste Capítulo). Ela está encaixada em uma sequência de rochas metavulcânicas e metassedimentares que compõem a base do *greenstone belt* Rio das Velhas. Segundo Vieira & Oliveira (1988), as rochas aflorantes na mina são correlacionáveis a interface entre as Unidades Inferior e Média do Grupo Nova Lima, definidas por Oliveira *et al.* (1993).

Do ponto de vista estrutural, a mina está inserida em uma região largamente afetada por um sistema de empurrões e dobramentos com vergência para noroeste e compõem o Domínio Estrutural D4D, definido por Corrêa Neto & Baltazar (1995) (vide Fig. 6, neste Capítulo).

Apesar de sua importância, poucos trabalhos de mapeamento e pesquisa foram realizados na Mina de Cuiabá até então. Destacam-se entre estes os estudos realizados por Vial (1980a, 1988) e Vieira (1991a, b, 1992).

Vial (1980a) realizou a primeira pesquisa detalhada na Mina de Cuiabá. Este trabalho consistiu no mapeamento geológico do Nível 3, em escala 1:100, e resultou na delimitação das principais características deste depósito, incluindo a descrição da mineralização e das demais litologias, bem como a caracterização de seu arcabouço estrutural.

Vieira (1992) complementa e atualiza os mapas geológicos do nível 3 e subnível 4, reinterpretando e refinando os dados geológicos disponíveis. Este autor descreve detalhadamente as zonas de alteração, as estruturas dos corpos mineralizados e postula uma origem epigenética para a mineralização.

Recentemente, Rodrigues (1996a, b) apresenta um estudo detalhado da mineralogia e texturas do minério da mina de Cuiabá e tece considerações a respeito dos controles e gênese da mineralização aurífera.

Estratigrafia

Vial (1980a) estabelece a seguinte estratigrafia para a Mina de Cuiabá: Na base, rochas metavulcânicas de composição básica a intermediária (metabasaltos e meta-andesitos) com intercalações de filito grafitoso (Fg). Sobrepondo este conjunto ocorre um nível de tufos félsicos (X_2) com intercalações de filitos grafitosos. Uma camada de formação ferrífera bandada (hospedeira da mineralização), capeada por filito carbonoso, sobrepõem as litologias anteriores e é sobreposta por uma sequência de tufos félsicos alternados com metassedimentos pelítico carbonosos

Vieira (1992) reinterpreta uma parte dos tufos félsicos descritos por Vial (1980) como produtos de alteração hidrotermal de rochas vulcânicas (X_2) e a outra como tufitos félsicos (X_s), estabelecendo a seguinte estratigrafia para a mina: A base estratigráfica é marcada por uma sequência de metabasaltos/meta-andesitos com intercalações de níveis pelítico carbonosos (X_1). A sequência é capeada por uma camada de formação ferrífera bandada (FFB), que por sua vez é sotopostas por metabasaltos (Mba). Sobrepondo todo o conjunto ocorrem metatufitos félsicos (X_s) alternados com metapelitos carbonosos (X_1).

Vieira (1992) ressalta ainda que próximo à camada de formação ferrífera bandada, as rochas máficas estão alteradas para filitos ricos em clorita (manx), carbonatos (X_2Cl) e sericita (X_2),

caracterizando zonas de alteração concêntricas, paralelas ao acamamento. Todas as rochas presentes na Mina de Cuiabá foram metamorfizadas em condições de fácies xisto-verde.

Geologia estrutural

A principal estrutura da mina é uma grande dobra anticlinal, com flanco norte invertido e flanco sul em sequência normal. Esta estrutura apresenta forma fechada em planta e eixo de dobramento com atitude constante por volta de $S64^{\circ}E/35^{\circ}$ (Vial, 1980; Vieira, 1992).

Vial (1988) caracteriza três eventos de deformação para a Mina de Cuiabá, sendo os dois primeiros coaxiais. Na primeira fase desenvolveram-se dobras fechadas de grande amplitude e intensa transposição, com desenvolvimento local de zonas de cisalhamento paralelas ao acamamento. O segundo evento produziu as feições penetrativas da mina e é caracterizado por dobras isoclinais de menor amplitude, com eixo de dobramento paralelo a lineação principal ($S54^{\circ}-78^{\circ}/26^{\circ}-40^{\circ}$) e desenvolvimento de clivagem de transposição. Ainda neste evento se formaram dois sistemas de falhas principais: um com direção ENE e mergulho superior a 50° para SE e outro com direção WNW e mergulho superior a 50° para SW. O último evento formou uma clivagem de fratura, lineação de crenulação e fraturas. A grande dobra da mina teria se formado durante o primeiro evento de deformação.

Vieira (1992) define três eventos de deformação para a mina. O primeiro é caracterizado pelo desenvolvimento de foliação tectônica e zonas de cisalhamento paralelas ao acamamento. A direção de transporte ao longo dessas zonas seria perpendicular ao eixo da grande dobra anticlinal da mina. O segundo evento, o mais pronunciado, gerou dobras assimétricas, em todas as escalas, com desenvolvimento de intensa clivagem plano-axial (S_2). O eixo das dobras coincidem com uma lineação de estiramento, com direções aproximadamente E-W. Intenso processo de transposição estaria associado a esse evento com desenvolvimento de zonas de cisalhamento paralelas a S_2 . O transporte tectônico se processou de E para W. O último evento gerou feições pouco penetrativas sendo caracterizados por clivagem de crenulação (S_3), lineação de crenulação (I_3) e dobras suaves. Vieira (1991a) considera a estrutura anticlinal da mina como produto do segundo evento de deformação e avança a hipótese desta representar uma mega-dobra em bainha muito apertada, ou uma grande dobra tubular.

A mineralização

Os trabalhos exploratórios realizados até o presente momento na mina de Cuiabá detectaram a existência de quatorze corpos de minério. Doze destes corpos estão hospedados em uma camada de formação ferrífera bandada, com espessura aparente entre 5 e 15m (Vial, 1980) e os outros dois estão associados a veios de quartzo que cortam os metabasaltos e/ou à sulfetos de ferro disseminados nas zonas de sericitização próximo a estes veios (Vieira, 1992)

Os corpos mineralizados associados à formação ferrífera bandada podem ser maciços ou bandados. A pirita é o principal constituinte do minério, seguido de arsenopirita e pirrotita. Os minerais da ganga são quartzo e carbonato. As partículas de ouro têm diâmetro inferior a 60 micras e estão inclusas normalmente na pirita e excepcionalmente na arsenopirita (Vial, 1980). Vieira (1991a, b, 1992) descreve a existência de estruturas e texturas de substituição de carbonatos de ferro por sulfetos e sugere que a presença de sulfetos na formação ferrífera está intimamente relacionada a processos epigenéticos.

Nos veios de quartzo o ouro ocorre livre, associado a fraturas ou bordas de grãos de quartzo, ou ainda incluso em sulfetos. A sulfetação é mais proeminente na zona da sericitização rente ao contato com os veios, estando em menor proporção no interior destes. Os teores mais elevados são observados nos veios de quartzo fumê, ainda não recristalizado. Veios tardios que cortam todas as estruturas tectônicas são estéreis (Vieira, 1992). Um dos mais importantes veios de quartzo da mina de Cuiabá é o corpo Viana. Trata-se de um pequeno corpo de minério constituído por veio de quartzo sulfetado, situado em uma zona de cisalhamento que corta os metabasaltos

Vieira (1991b;1992) descreve o desenvolvimento de zonas de alteração hidrotermal concêntricas em torno dos veios e da camada de formação ferrífera bandada. A zona mais interna é a zona de sericitização, passando à zona de carbonatação e de cloritização. Os processos de alteração, as reações e produtos da alteração são os mesmos anteriormente descritos no item 2.4 deste Capítulo.

Vial (1980a) postula a contemporaneidade dos corpos sulfetados com a rocha hospedeira e sugere que o ouro já existia nos sedimentos originais, sendo que remobilizações ocorridas durante o metamorfismo e deformação teriam propiciado a concentração do ouro. Vieira (1992) defende um modelo epigenético com fluidos metamórficos hidrotermais originados das partes mais profundas do *greenstone belt*. Segundo este autor, a formação de zonas de cisalhamento paralelas ao acamamento, durante o primeiro evento, seriam

acompanhadas por intensa atividade hidrotermal responsável pela sulfetação da formação ferrífera bandada, alteração das rochas máficas adjacentes e geração de veios de quartzo auríferos. A pronunciada deformação do segundo evento teria recondicionado a mineralização utilizando fraturas e cisalhamentos como condutos ou *traps* para a mineralização.

CAPÍTULO 3. DESCRIÇÃO LITOLÓGICA E ESTRATIGRAFIA DA MINA DE CUIABÁ

Este capítulo será dedicado inicialmente à descrição mesoscópica e microscópica das litologias identificadas na Mina de Cuiabá. Em seguida serão feitas considerações sobre a estratigrafia da mina com base nos dados levantados nesta pesquisa e também em dados disponíveis nos relatórios internos da Mineração Morro Velho (Vial, 1980a, Vieira, 1992)

3.1. Descrição das unidades litológicas

Através das observações de campo e da descrição de testemunhos de sondagem foi possível individualizar basicamente cinco litotipos na Mina de Cuiabá, que serão descritos a seguir.

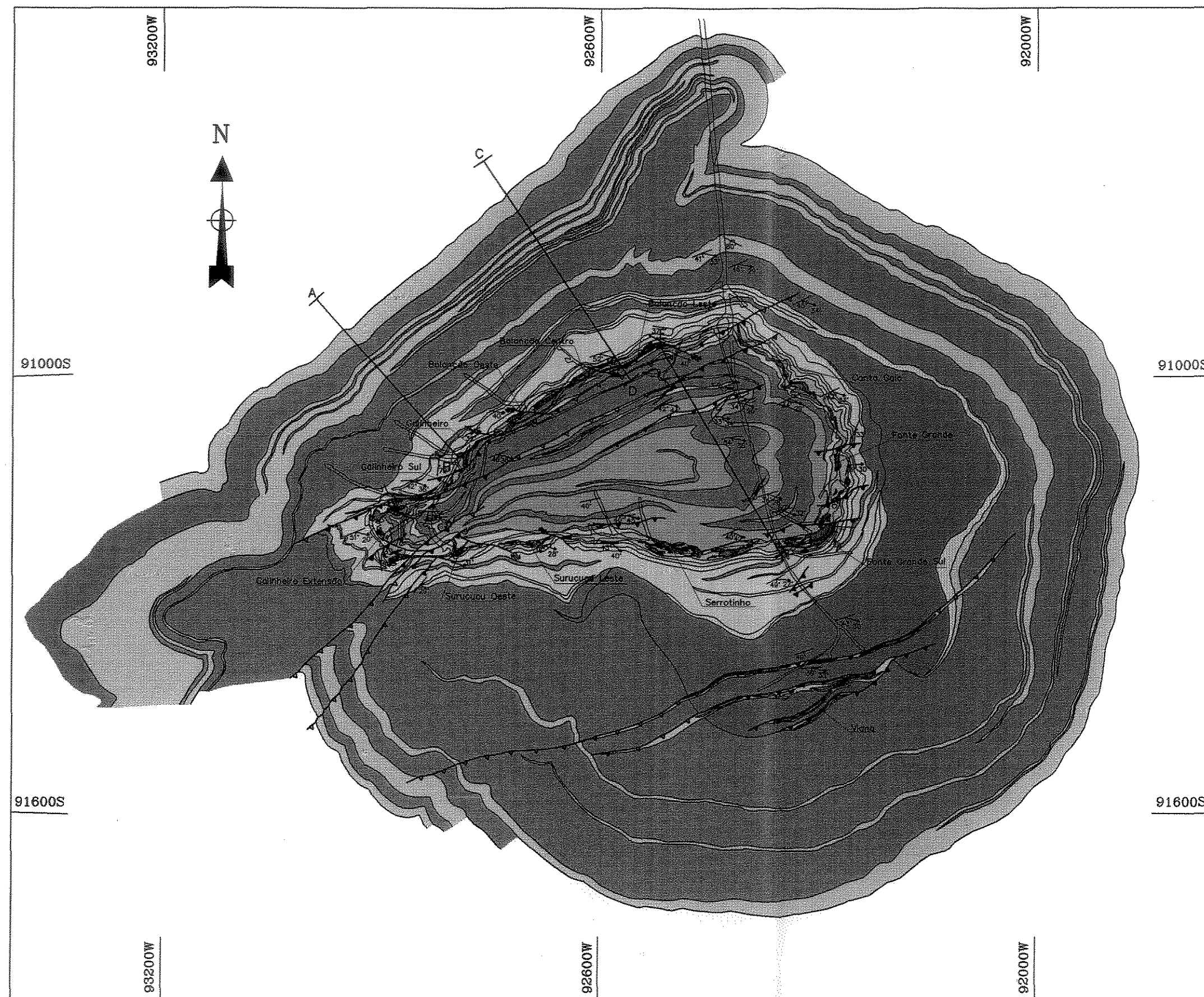
3.1.1. Metabasaltos

Distribuição e aspectos de campo

Os metabasaltos formam um pacote espesso de lavas com intercalações de níveis de formação ferrífera bandada e filitos carbonosos, constituindo a base estratigráfica na mina de Cuiabá (Fig. 7). A espessura desta seqüência de derrames não pôde ser avaliada uma vez que seu limite inferior não aflora na mina. A espessura mínima é de aproximadamente 200 metros, na parte norte, aumentando consideravelmente na porção sudeste.

Tratam-se de rochas verde escuras, com aspecto maciço, foliação tectônica incipiente e granulometria muito fina. São observados horizontes com morfologia maciça e horizontes com lavas almofadadas. As almofadas apresentam formas esféricas ou elípticas, interconectadas, com eixo maior variando entre 0,5 a 2,0 metros e feições primárias ainda preservadas (Fig. 8a).

Nos horizontes almofadados são observadas paleo-cavidades inter e intra-almofadas preenchidas por quartzo e carbonatos. As cavidades intra-almofadas apresentam forma plano-convexa e ocupam as porções centrais superiores das almofadas. Em algumas delas foram observadas até três destas cavidades superpostas (Fig. 8b).



LEGENDA

- Plagioclásio-clorita-sericita-carbonato-filito (metagrauvaca/Xs)
- Clorita-quartzo-carbonato-sericita-filito com matriz carbonosa (metassedimentos pelíticos/X1)
- Filito carbonoso
- Formação ferrífera bandada (Tipos 1 e 2)
- Formação ferrífera bandada sulfetada (Tipo 3)
- Sericita-plagioclásio-quartzo-carbonato-filitos (zona de carbonatização/X2Cl) e quartzo-sericita-carbonato-filitos (zona de sericitização/X2)
- Metabasaltos xistosos (zona de cloritização/Mbax)
- Metabasaltos (Mba)
- Veios de quartzo com zonas de sericitização
- Contatos geológicos
- Falha de empurrão observada
- Falha de empurrão inferida
- Falha transcorrente observada
- Acamamento primário
- Acamamento primário invertido
- Foliação tectônica principal (S2)
- Lineação de estiramento (Le2)
- AB: Perfil em superfície projetado
CD: Furo de sonda CA-166 (Nível 3)
DE: Furo de sonda CA-02 (Nível 3)
- Contorno das galerias
- 91400S Coordenadas estabelecidas pela
- 91800W St. John Del Rey Mining Company Ltda

MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DO NÍVEL 3 DA MINA DE CUIA (Compilado e modificado de Vial (1980) e Vieira (1982))

Referência: Mapa número 14067- Mineração Morro Velho S.A.
Elevação: 784,754m

Plunges:
S70E/34 (Fonte Grande e Santa galo)
S60E/34 (Balanço e Galinheiro)
S70E/32 (Surucucu e serrocinho)

0 100 200m

FIGURA 07

MAIO DE 1997

Digitalização e Edição:
Neivaldo A. Castro, Adriana D. de Araújo

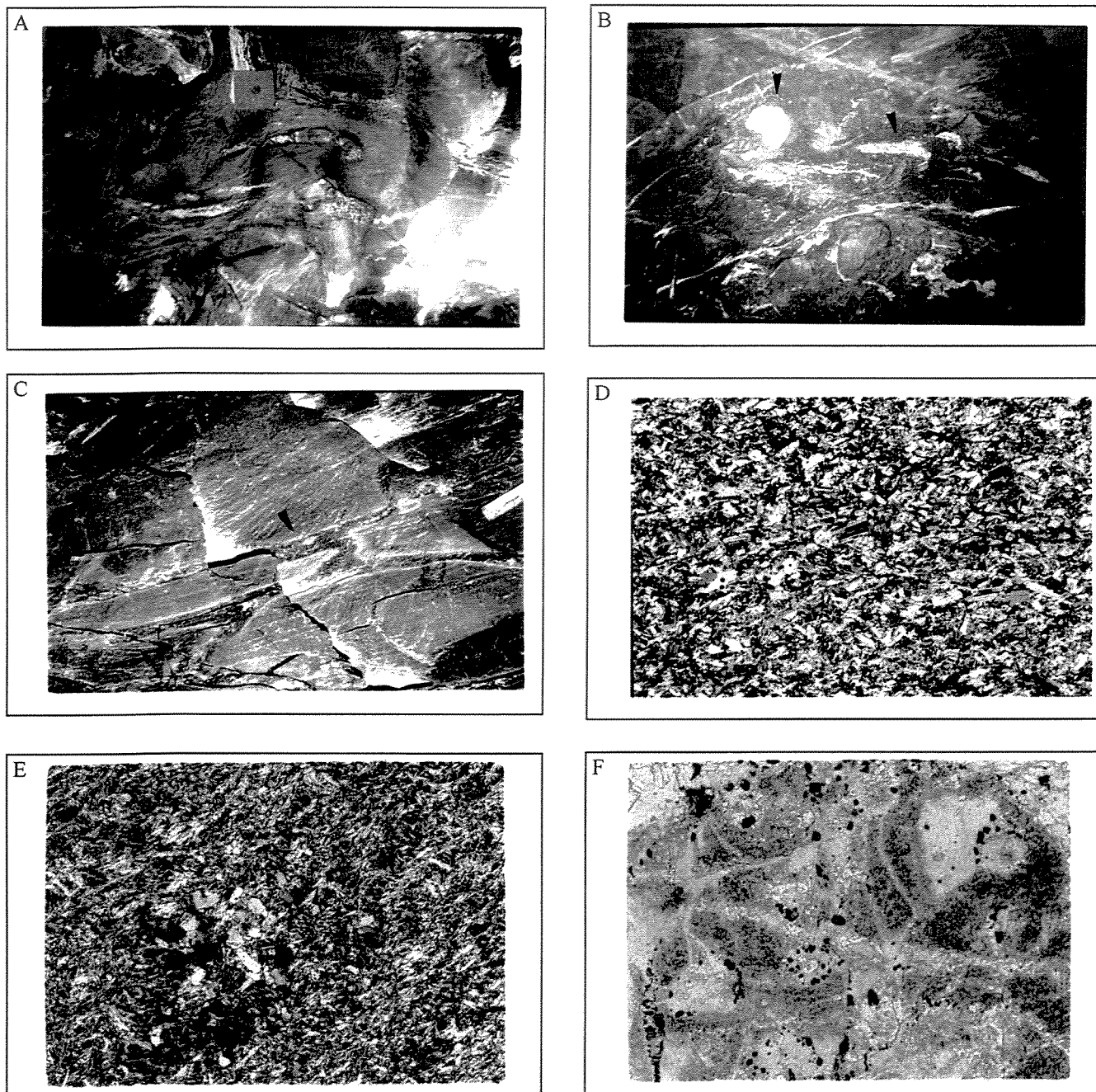


Figura 8. Estruturas primárias observadas nos metabasaltos. **A.** Almofada com cavidade intra-almofada preservada (Corpo Fonte Grande Sul, Nível, Ponto 25); **B.** Cavidades múltiplas observadas em derrame almofadado (Corpo Fonte Grande Sul, Nível 7, Ponto 210); **C.** Almofadas estiradas com bordas de alteração preservadas (Ponto 210); **D.** Fotomicrografia mostrando textura intersertal em metabasalto. Microfenocristais de piroxênio totalmente substituídos por tremolita, ocupam os espaços entre os sarrafos de plagioclásio, LP, 25x (Túnel de acesso, Nível 5); **E.** Fotomicrografia de amígdalas preenchidas por clinozoisita e quartzo. Na matriz sarrafos de plagioclásio em plumas estão intercrescidos com tremolita, LP, 25x (Amostra 201d, Corpo Fonte Grande Sul, Nível 7); **F.** Fotomicrografia de hialoclastito observado na borda de resfriamento de uma almofada, LN, 25x. (Amostra H / Furo CA-2).

As cavidades intra-almofadas são formadas na interface entre a borda vítrea superior da almofada e a parte interior ainda líquida e estão relacionadas com a diminuição momentânea no fluxo de lava. A presença de cavidades múltiplas pode representar hiatos sucessivos no suprimento de lavas, com ascensão de gases que são aprisionados pelas bordas cristalizadas das almofada (Hargreaves & Ayres, 1979). A base destas cavidades é por definição o plano horizontal no momento da extrusão, fazendo destas estruturas excelentes indicadores de topo para derrames almofadados. Esta base é normalmente paralela ao eixo maior da almofada e ao plano de fluxo. Além disso, em situações onde se possa medir o ângulo entre o eixo maior da almofada e a base das cavidades torna-se possível estabelecer o sentido do fluxo.

As almofadas apresentam invariavelmente zoneamento concêntrico caracterizado pela presença de bordas externas de coloração verde escura, com aproximadamente 2 cm de espessura, que passam internamente para uma camada milimétrica de coloração branca a verde clara com aspecto vítreo (Fig. 8c). Os contatos destas camadas com às porções internas e maciças das almofadas são abruptos. Tal zoneamento pode estar relacionado ao resfriamento brusco e/ou interações da parte externa da almofada com a água do mar. Esferulitos e/ou amígdalas são ocasionalmente observados imediatamente abaixo das bordas de resfriamento.

Localmente, a borda externa da almofada se apresenta bastante fragmentada formando níveis centimétricos de hialoclastitos, que consistem em autoclastos angulares de almofadas (até 1cm) dispersos em uma matriz. Os hialoclastitos são rochas autoclásticas formadas como resposta ao resfriamento brusco da lava quando em contato com a água do mar (*cf.* Lajoie & Stix, 1992).

Devido à dificuldade em se ter exposições contínuas ao longo dos metabasaltos, e à imposição da deformação heterogênea, não foi possível individualizar e estabelecer com certeza as relações entre derrames almofadados e maciços.

Descrição microscópica

Os metabasaltos são compostos basicamente por plagioclásios, tremolita/actinolita, epidoto, zoisita/clinozoisita, clorita e carbonatos. Como minerais acessórios são comuns clinopiroxênio, ilmenita, magnetita, titânita, leucóxênio, pirita, pirrotita, esfalerita e anastásio. Esta rocha apresenta foliação tectônica incipiente caracterizada pela orientação preferencial das cloritas, anfibólios e carbonatos.

As texturas de rochas vulcânicas podem estar preservadas e são do tipo intersertal e/ou intergranular, de fluxo ou de resfriamento brusco. Onde a textura é intersertal, ripas equidimensionais de plagioclásios estão envoltas em matriz recristalizada e transformada. Micro-fenocristais quadrados ou retangulares de piroxênios originais, substituídos indistintamente por tremolita/actinolita e ou clorita, também compõem esta estrutura (Fig. 8d). Localmente foram observados fenocristais maiores de piroxênios pseudomorfizados.

As feições típicas de resfriamento brusco são caracterizadas pela forma esquelética dos plagioclásios e dos pseudomorfos de piroxênio. Entre estas feições observa-se cristais em plumas (Fig. 8e) e cristais em "rabo de andorinha." As feições de fluxo são impressas pela orientação preferencial dos plagioclásios.

Os plagioclásios são albitas, An 7 (Vieira, 1992), associadas com carbonatos e epidoto, denotando a alteração de plagioclásios originalmente mais cálcicos. Os anfibólios são tremolita/actinolita e se apresentam como cristais tabulares ou ripiformes entremeados com os sarrafos de plagioclásio. Microfenocristais de clinopiroxênio zonados estão alterados para epidoto.

A análise de um perfil de lâminas delgadas através de uma almofada, demonstrou que a diminuição da granulometria do centro para as bordas é acompanhado pelo aumento na percentagem de clorita e epidoto e diminuição de tremolita e plagioclásio. Esta variação composicional provavelmente está relacionada com a alteração da borda da almofada, quando em contato com a água do mar. Micro-fraturas radiais, preenchidas por quartzo e carbonato, foram observadas e constituem o halo de coloração branca observados nas bordas das almofadas (Fig. 8c). Externamente a este halo é observado um nível centimétrico de coloração verde escuro composto predominantemente por clorita, quartzo e carbonatos. Este faz contatos abruptos com a almofada sobrejacente e representa a borda mais externa de resfriamento das almofadas.

Os esferulitos se apresentam como estruturas aproximadamente esféricas (até 3 mm), nas quais os minerais máficos estão mais concentrados e desenvolvidos que na matriz. As amígdalas apresentam diâmetro de até 1 mm e constituem agregados circulares de quartzo e/ou epidoto (Fig. 8e). Níveis milimétricos de hialoclastitos foram também observados nas partes externas das almofadas (Fig. 8f)

Nas amostras coletadas nos derrames do topo do pacote de metabasaltos (posicionados acima da camada de formação ferrífera bandada) a clorita é mais rica em ferro, o anfibólio é

Fe-actinolita e predomina epidoto sobre clinozoisita. Este enriquecimento em ferro foi descrito por Vieira (1992). Este autor, baseado em dados geoquímicos, interpretou os derrames do topo como metabasaltos e as da base como meta-andesitos. No entanto, visto o grau de alteração de todas as rochas metavulcânicas da Mina de Cuiabá, os dados geoquímicos devem ser tratados com mais cautela, quando considerados isoladamente. Ao nosso ver, os baixos teores em ferro observados nos derrames da base, podem ser resultantes da alteração submarina de basaltos tholeíticos, uma vez que as estruturas primárias, as texturas e composições mineralógicas não justificam a denominação de meta-andesitos para os vulcanitos inferiores.

Na formação Hooggenoeg (Barberton *greenstone belt*) Viljoen & Vieljoen (1969) consideraram existir uma alternância entre basaltos e andesitos. Mais tarde, de Wit *et al.* (1987) demonstraram que os vulcanitos classificados como andesitos eram produtos de alteração submarina sobre uma sucessão de basaltos tholeíticos, que ficaram mais tempo expostos à água do mar. Estes autores demonstraram também que, assim como na Mina de Cuiabá, os derrames interpretados como "andesitos" encontravam-se abaixo de sedimentos pelíticos e/ou químicos, depositados em períodos de quiescência vulcânica, e portanto tiveram mais tempo para reagir com a água do mar e modificar a sua composição química.

Além disso, as estruturas vulcânicas primárias observadas na Mina de Cuiabá, em locais preservados da deformação e alteração, são incompatíveis com composições andesíticas. Somente basaltos, devido a sua viscosidade relativamente baixa, são capazes de formar sucessões estratóides, com intercalações sedimentares contínuas como aquelas observadas nos vulcanitos inferiores. Essa baixa viscosidade além de permitir um escoamento laminar, formando derrames de baixa razão de aspecto ($< 1/100$) (Cas & Wright, 1987, pag. 61), ou seja derrames pouco espessos e contínuos, conduzem à frequente formação de lavas almofadadas.

Produtos da deformação e alteração hidrotermal dos metabasaltos

A deformação que afetou a área teve distribuição heterogênea, se concentrando em faixas de escala centimétricas a métricas e colocando rochas fortemente cisalhadas ao lado de rochas preservadas de deformação. As feições dos metabasaltos, anteriormente descritas, foram observadas em *pods* de deformação onde os protólitos, embora metamorfizados, ainda conservam suas estruturas primárias. Nos locais onde as zonas de cisalhamento cortam os

metabasaltos, foram observadas profundas modificações texturais, estruturais e mineralógicas, que apagam as feições primárias dando lugar a feições tipicamente miloníticas.

No campo, as zonas de cisalhamento são marcadas pelo desenvolvimento de foliação planar e regular, bem como pela presença de veios quartzo-carbonáticos com formas sigmoidais. Estruturas S-C (Tipo I - Lister & Snoke, 1984) e deflexões de foliação são também características dessas zonas. Observa-se intensa variação de coloração, que está intimamente relacionada com transformações mineralógicas. Normalmente, na parte mais externa da zona de cisalhamento o metabasalto apresenta aspecto foliado e cor verde escura marcada pelo aumento na quantidade de clorita. Gradualmente a cor vai mudando para verde amarronzado e bege, em direção ao centro das zonas de cisalhamento, em função do aumento na quantidade de carbonato e sericita. Esta variação composicional em direção ao centro das zonas de cisalhamento foi interpretada por Vieira (1991a, b; 1992) como zonas de cloritização, carbonatação e sericitização relacionadas a atividade hidrotermal sin-tectônica.

A análise microscópica de um perfil de lâminas delgadas realizado em uma dessas zonas cisalhamento (Corpo Viana) demonstrou que as zonas de cloritização, carbonatização e sericitização apresentam as seguintes características:

1) Na **zona de cloritização** o cisalhamento oblitera parcialmente as feições originais da rocha e gera uma foliação milonítica espaçada caracterizada pela alternância de camadas de clorita e/ou tremolita/actinolita com camadas de plagioclásio e/ou epidoto, quartzo e carbonatos. São comuns feições típicas de zonas de cisalhamento tais como bandas de cisalhamento do tipo C (Berthé *et al.*, 1979) e foliações oblíquas (Means, 1981), sendo as últimas caracterizadas pela forma levemente alongada do quartzo e carbonatos em direção oblíqua a orientação das cloritas (Figura 9a).

Os cristais de quartzo mostram evidências de deformação intracristalina (extinção ondulante e lamelas de deformação), recuperação e recristalização dinâmica. Localmente os agregados equidimensionais de quartzo apresentam contatos poligonizados indicando possivelmente processos de recristalização estática.

O plagioclásio ocorre como grãos xenoblásticos equidimensionais, com contatos irregulares e pouco definidos, evidenciando recristalização dinâmica. Raros sarrafos de plagioclásio comportam-se como porfiroclastos e estão rotacionados. O plagioclásio encontra-se amplamente convertido para carbonato (calcita) e a tremolita/actinolita para clorita (Fig. 9b). Os carbonatos estão orientados e estirados segundo a foliação principal.

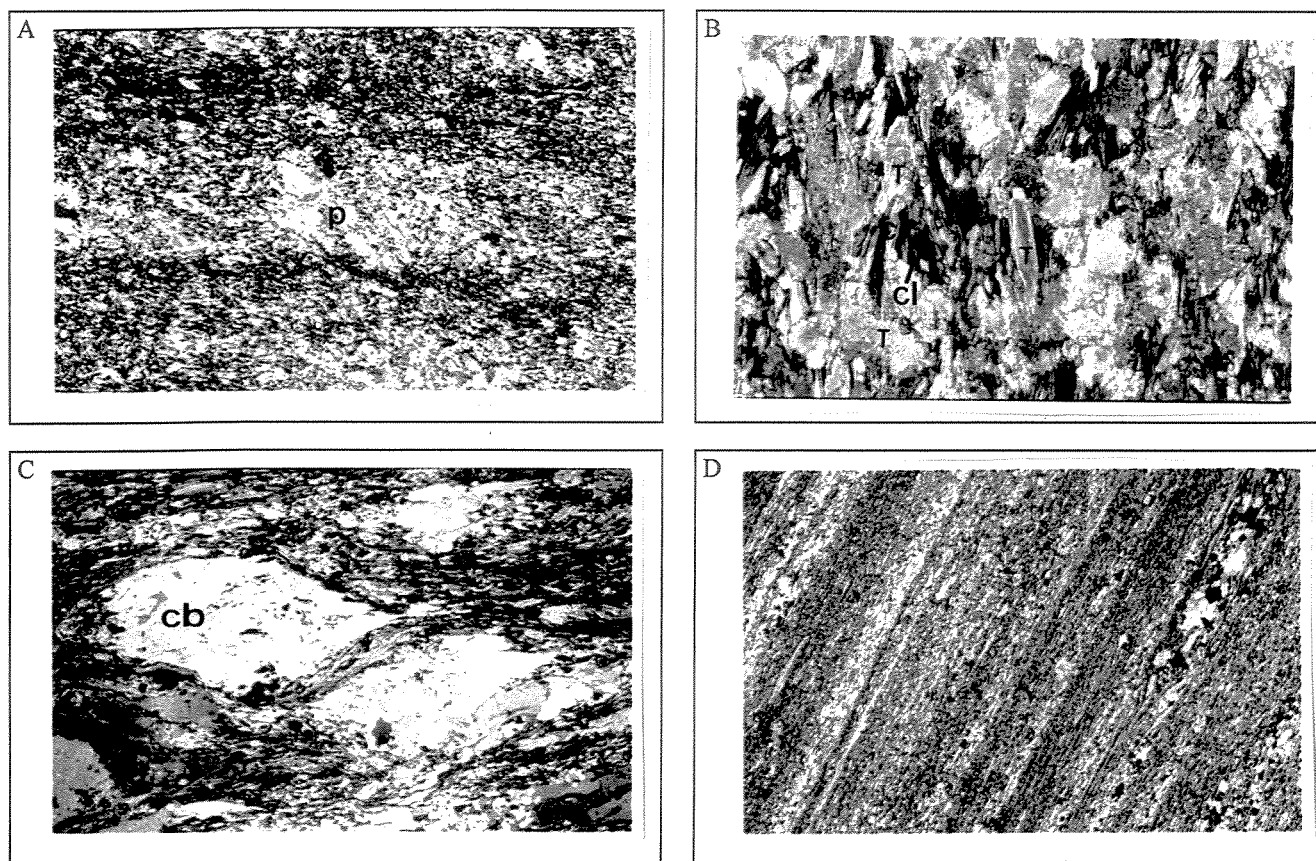


Figura 9. Fotomicrografias de texturas associadas aos metabasaltos alterados. **A.** Sarrafo de plagioclásio (p) recristalizado e orientado obliquamente à direção das micas, na zona de cloritização, LP, 25x (Amostra C, Corpo Viana); **B.** Tremolita (T) parcialmente convertida para clorita (Cl) na zona de cloritização, LP, 200x (Amostra 56c, Corpo Balancão, Nível 11); **C.** Poiquiloblastos de carbonato (cb) envoltos pela foliação principal na zona de carbonatação, LP, 25x (Amostra CA-166/15); **D.** Textura da zona de sericitização LP, 25x (Amostra CA-166/10).

Em relação aos metabasaltos observa-se, nas zonas de cloritização, o enriquecimento em clorita, carbonato e quartzo e o empobrecimento de plagioclásio, tremolita/actinolita e epidoto.

2) A passagem da zona de cloritização para a **zona da carbonatação** é marcada pela intensificação da deformação com desenvolvimento de *ribbons* de quartzo e recristalização dinâmica do plagioclásio. Este último aparece como finos grãos com discreta orientação preferencial e contatos irregulares, preservando localmente evidências de deformação intracristalina precoce. Os sarrafos de plagioclásio geminados não são mais observados. A rocha apresenta foliação tectônica espaçada com aspecto anastomosado, caracterizada por domínios micáceos que contornam poiquiloblastos de carbonato estirados segundo a foliação tectônica (Fig. 9c). Alguns cristais de carbonato mostram zonamento caracterizado por núcleos muito deformados e ricos em inclusões e bordas recristalizadas, sem inclusões.

Em termos da composição mineralógica a passagem da zona de cloritização para a zona de carbonatação é caracterizada pelo aparecimento da sericita e aumento significativo no percentual de carbonatos (Fe-carbonatos). Os percentuais de clorita e plagioclásio diminuem e ocorre o desaparecimento de titânita e leucóxênio dando lugar ao rutilo. Como minerais acessórios novos aparecem turmalina e escapolita.

3) Na **zona da sericitização** os minerais predominantes são sericita, carbonatos, quartzo e sulfetos. A granulometria da rocha diminui consideravelmente em função da intensa recristalização dinâmica do quartzo e dos carbonatos (Fig. 9d). São comuns *ribbons* destes minerais. Localmente observa-se o aumento de granulometria do quartzo e carbonato, com poligonização de seus contatos. Bandas de cisalhamento do tipo C e C' são bastante comuns. Nesta zona observa-se quantidade expressiva de veios e vênulas quartzo-carbonáticas, concordantes com a foliação milonítica.

Os sulfetos são pirita e pirrotita. Em torno das piritas existem franjas e sombras de deformação zonadas. As franjas são compostas essencialmente por quartzo e se desenvolvem em torno das piritas, enquanto as sombras de deformação são compostas por carbonatos e se desenvolvem nas extremidades da estrutura. Tal zonamento pode indicar que a introdução de fluidos se deu em períodos distintos no decorrer do mesmo evento de deformação, como já anteriormente proposto por Vieira (1991a, b). A pirrotita ocorre estirada e/ou dobrada dentro da foliação milonítica.

As faixas de alteração supracitadas apresentam espessura centimétrica a métrica com contatos gradacionais de difícil individualização no campo. Normalmente, observa-se a passagem lateral de zonas de sericitização para zonas de cloritização e carbonatação. As faixas mais espessas são mapeáveis em escala 1:100 e estão individualizadas nos mapas de amostragem como :

- Metabasalto xistoso (Manx) - Zona de cloritização
- Sericita -plagioclásio-quartzo-carbonato filito (X2CL) - Zona de carbonatação
- Quartzo-sericita -carbonato filito (X2) - Zona de sericitização

Portanto, os dados disponíveis indicam que existe uma íntima associação entre zonas de cisalhamento e alteração hidrotermal. É provável que as zonas de cisalhamento presentes na Mina de Cuiabá tenham favorecido a percolação de fluidos hidrotermais, provocando profundas transformações mineralógicas nas rochas de filiação basáltica. Adicionalmente, a presença de fluidos nestes zonas parece ter favorecido o desenvolvimento de feições

miloníticas nos metabasaltos (*strain softening*), que sem a presença de fluidos deveriam ter se comportado de forma rúptil.

3.1.2. Formação ferrífera bandada¹(FFB)

A formação ferrífera bandada constitui a rocha hospedeira da mineralização aurífera na Mina de Cuiabá. Ela ocorre como uma camada contínua, intercalada entre os derrames de metabasaltos e apresenta espessura aparente variando entre 5 e 15 metros (Fig. 7). A camada aflora por uma extensão de 1400 metros (nível 3) e normalmente se apresenta rompida e adelgada por falhamentos. Os contatos desta camada com os metabasaltos, na base, e com os filitos carbonosos, no topo, são abruptos.

A principal feição de campo observada nesta rocha é sua estrutura bandada e/ou laminada. Esta é caracterizada pela alternância de bandas predominantemente quartzosas e bandas compostas principalmente por minerais de ferro (carbonatos e/ou sulfetos de ferro). A espessura destas bandas varia de poucos milímetros a centímetros e os contatos entre as mesmas são planares.

Três tipos² de formação ferrífera foram reconhecidos com base na composição mineralógica das bandas que os compõem. São eles: FFB estéril escura (Tipo 1), FFB estéril clara (Tipo2) e FFB sulfetada (Tipo 3). Variações laterais e verticais de um tipo para o outro são amplamente observadas.

Tipo 1 - FFB estéril escura

Este tipo de formação ferrífera apresenta baixos teores de ouro e é observado com mais frequência fora dos corpos mineralizados, sendo caracterizado pela alternância de **bandas brancas, negras e ocre** (Fig. 10a).

¹ O termo "Formação Ferrífera" será utilizado no sentido recomendado por Gross (1991). Para este autor o termo inclui todas as unidades estratigráficas compostas por rochas apresentando estrutura acamadada e/ou laminada, que contenham 15% ou mais de ferro em sua composição química. Os minerais de ferro estão normalmente inter-bandados com quartzo, chert, óxidos, carbonatos e silicatos. A estrutura bandada desta rocha é concordante, em padrão e atitude, com aquelas observadas nos sedimentos e vulcânicas associadas.

² Seguindo as recomendações de Trendall (1983) o termo "facies", amplamente utilizado na literatura para designar as variações mineralógicas observadas na formação ferrífera bandada, não será utilizado neste trabalho uma vez que por definição as facies primárias oxido-silicato-carbonatos-sulfetos representam ambientes e processos deposicionais distintos (cf. James, 1954). Na Mina de Cuiabá, em particular, é preciso ter cautela na utilização de tal termo, pois possivelmente parte das variações mineralógicas observadas estão relacionadas ao metamorfismo e/ou alteração hidrotermal que atuaram sobre as "facies" deposicionais primárias.

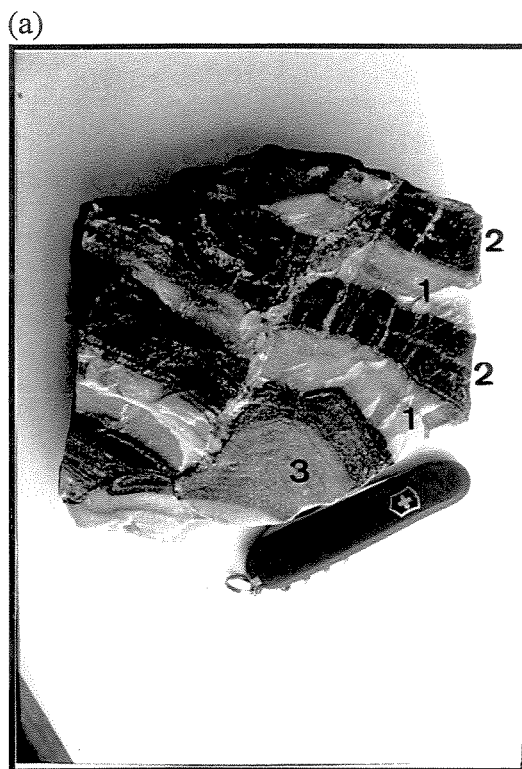
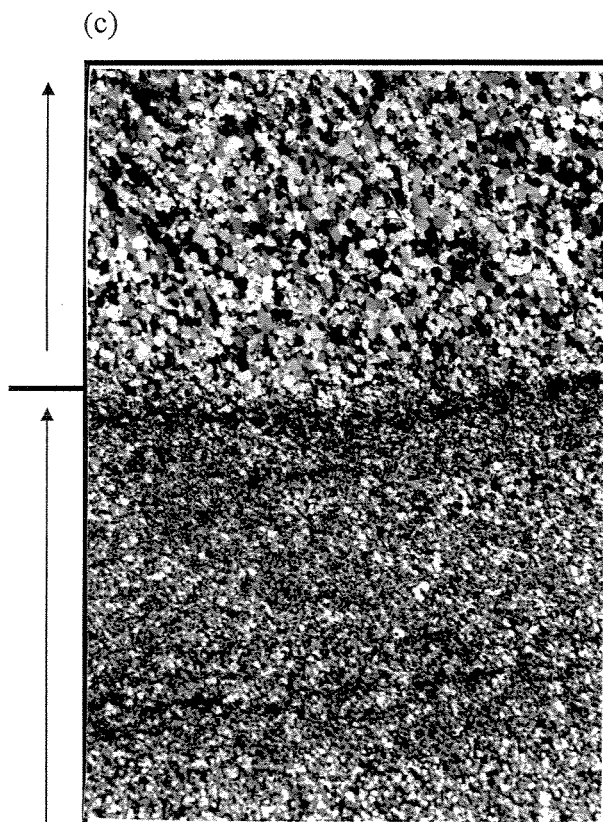
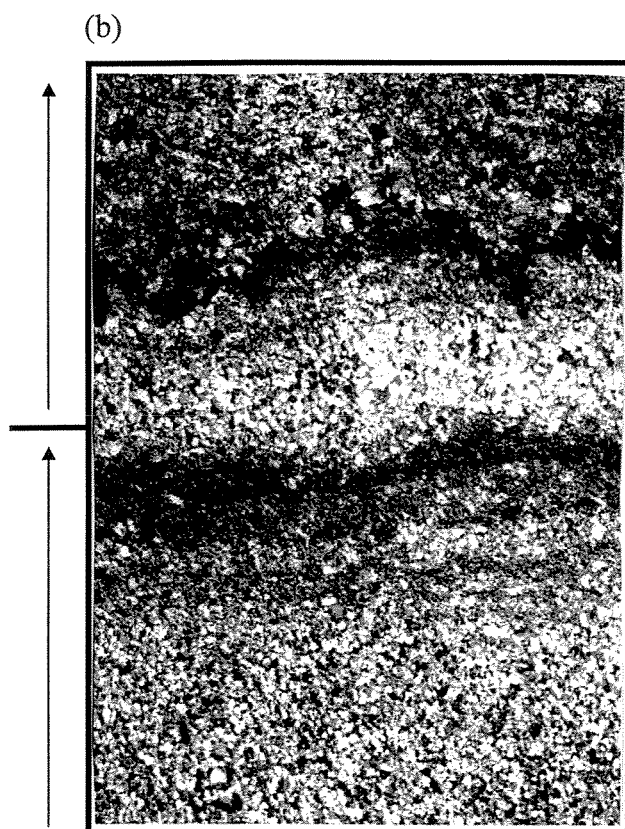


Figura 10. Estruturas e texturas da FFB estéril escura. (a) Estrutura bandada caracterizada pela alternância de bandas brancas (1), negras (2) e ocre (3). (b) Fotomicrografia mostrando a passagem gradual das bandas claras para as escuras. Observe que a diminuição da granulometria do quartzo é acompanhada pelo aumento da quantidade de material carbonoso (negro) e carbonatos (ocre) em direção ao topo de ciclos granodecrescentes LP, 25x. (c) Detalhe da fotomicrografia anterior mostrando o contato abrupto entre a banda carbonosa e a banda quartzosa sobrejacente, caracterizando o topo de um ciclo granodecrescente LP, 100x (Corpo Serrotinho - Nível 5 - Amostra 28)



As **bandas brancas** são constituídas essencialmente por quartzo (>90%) e subordinadamente carbonatos (<10%). O quartzo ocorre normalmente como cristais muito finos (50 μm), poligonizados conferindo textura equigranular poligonal à estas bandas. Os carbonatos, quando presentes, ocorrem como grãos xenomórficos (30 μm) ou como poiquiloblastos (100 μm) orientados paralelos à foliação tectônica.

As **bandas negras** são compostas por quartzo, carbonatos de ferro (siderita e Mn ankerita) e material carbonoso. O quartzo ocorre como grãos muito finos (10 μm), arredondados ou poligonizados, normalmente envoltos por filmes de material carbonoso. O carbonato ocorre como grãos xenomórficos muito finos (10 μm) dispostos em torno dos grãos do quartzo. A coloração escura destas bandas se deve à presença de material carbonoso, que aparece como filmes paralelos ao bandamento composicional ou ocupando os interstícios entre os grãos de quartzo. Clorita, biotita e sulfetos são minerais acessórios, e encontram-se orientados segundo a foliação tectônica.

As **bandas ocre**s são constituídas essencialmente por carbonatos de ferro (siderita e Mn-ankerita) e subordinadamente calcita. O carbonato ocorre como grãos xenomórficos (30 μm) conferindo a estas bandas textura granoblástica equigranular. Como minerais acessórios são comuns plagioclásio, biotita e quartzo.

Localmente, observa-se que a transição das bandas brancas para as bandas negras e/ou ocre é caracterizada pela diminuição da granulometria dos grãos de quartzo e aumento gradual de carbonatos e matéria carbonosa em direção às bandas escuras. Por sua vez, o contato desta banda escura com a banda clara subjacente é normalmente abrupto caracterizando pequenos ciclos granodecrescentes, nos quais as bandas claras ocupam a base do ciclo e as bandas carbonosas estão no topo (Fig. 10b, c).

Intercalada dentro deste tipo de formação ferrífera foi observado uma camada de metagrauvaca, com espessura variando entre 5 e 20 centímetros. Ela é constituída por grãos detríticos de quartzo e plagioclásio, arredondados a sub-arredondados, sustentados por matriz clorítica (Fig. 11). Zircões e monazitas detríticas aparecem subordinadamente. Esta camada é concordante com o bandamento composicional e varia lateralmente para filitos carbonosos e sericita-quartzo-carbonatos filitos. Normalmente a deformação tende a se concentrar nestas camadas, devido à diferença de competência entre ela e a FFB, favorecendo o desenvolvimento de zonas de cisalhamento paralelas ao bandamento. Nos corpos

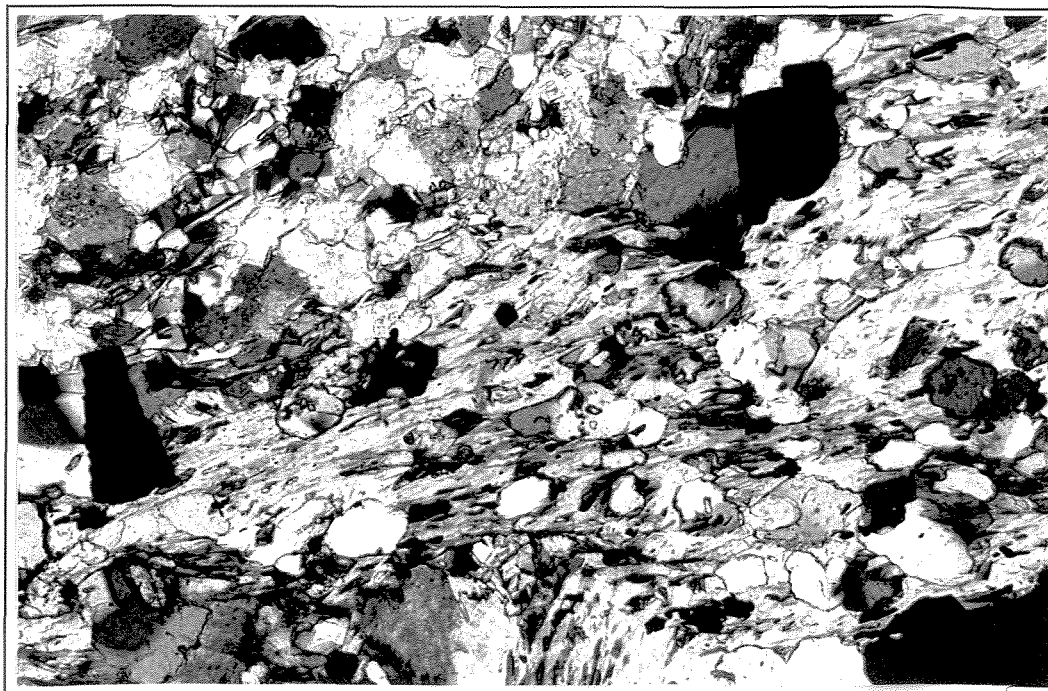


Figura 11. Fotomicrografia de amostra da metagrauvaca intercalada dentro da FFB estéril escura. Grãos detríticos de quartzo e plagioclásio são sustentados por matriz clorítica. No canto direito superior da foto observa-se um zircão detrítico - LP, 100x (Corpo Fonte Grande - Nível 7 - Ponto 72).

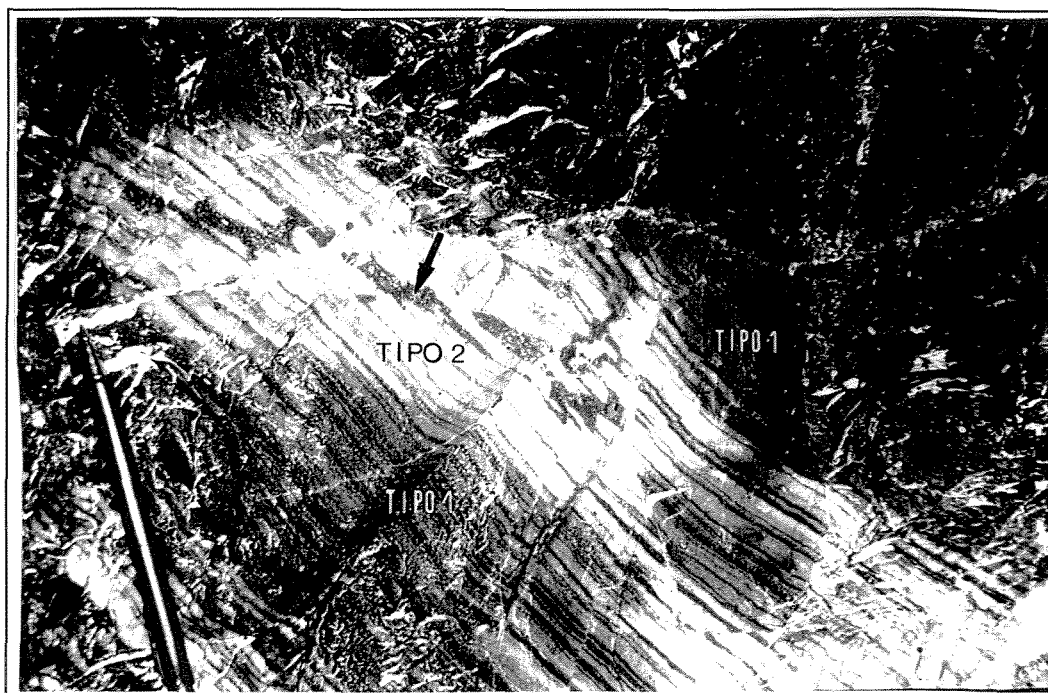


Figura 12. Fotografia mostrando a passagem da FFB estéril escura (Tipo 1) para a FFB estéril clara (Tipo 2), adjacente a uma fratura sulfetada. A matéria carbonosa presente nas bandas escuras é substituída por carbonatos de ferro formando halos de oxidação em torno das fraturas (Corpo Fonte Grande Sul - Nível 7 - Ponto 73).

mineralizados esta camada se encontra intensamente sulfetada e localmente separa a FFB sulfetada (Tipo3) da FFB estéril (Tipo 1 e 2).

Embora os processos de recristalização (dinâmica e estática) tenham obliterado a maior parte das feições primárias desta rocha, alguns critérios permitem a caracterização deste bandamento composicional como acamamento primário. São eles: 1) Presença de ciclos granodecrescentes; 2) Bandamento planar; 3) Inexistência de planos de simetria paralelos ao bandamento; 4) Variações nas espessuras das diferentes bandas; 5) Intercalações de metagrauvacas concordante com o bandamento; 6) Coincidência entre a atitude da estrutura bandada observada nesta rocha e aquelas observadas nos metassedimentos e metavulcanitos associados.

Tipo 2 - FFB estéril clara

Este tipo de formação ferrífera é caracterizado pela alternância de bandas **brancas e ocres**. As texturas e composição destas bandas são similares às aquelas observadas no Tipo1, diferindo deste último apenas pela ausência das bandas negras.

Este tipo de FFB é normalmente observado em torno de fraturas sulfetadas ou na periferia dos corpos mineralizados. A Figura 12 mostra uma fratura preenchida por quartzo e sulfetos de ferro. Em torno desta fratura a FFB, originalmente escura (Tipo 1), se torna clara (Tipo 2) em consequência do desaparecimento da matéria carbonosa. A matéria carbonosa presente nas bandas escuras parece ter sido oxidada e substituída por carbonatos de ferro, formando verdadeiros halos de oxidação em torno da fraturas sulfetada. Provavelmente, esta feição indica que este tipo de FFB (Tipo 2) se originou da interação entre fluidos ácidos e/ou oxidantes e a FFB originalmente escura (Tipo 1).

Tipo 3 - FFB sulfetada (mineralizada)

Este tipo de FFB é caracterizado pela alternância de bandas **amarelas, brancas e/ou negras** (Fig.13 a,b,c,d). As **bandas amarelas** são compostas predominantemente por sulfetos de ferro (40 a 90%) e carbonatos (10 até 30%). Entre os sulfetos a pirita é o mineral mais abundante. Subordinadamente ocorrem pirrotita, arsenopirita, calcopirita e esfalerita. Predominam os carbonatos de ferro (siderita e ankerita) e em menor quantidade calcita. O quartzo, quando presente, está associado a franjas de deformação desenvolvidas em torno dos porfiroblastos de pirita. Os minerais acessórios são plagioclásio, sericita e clorita.

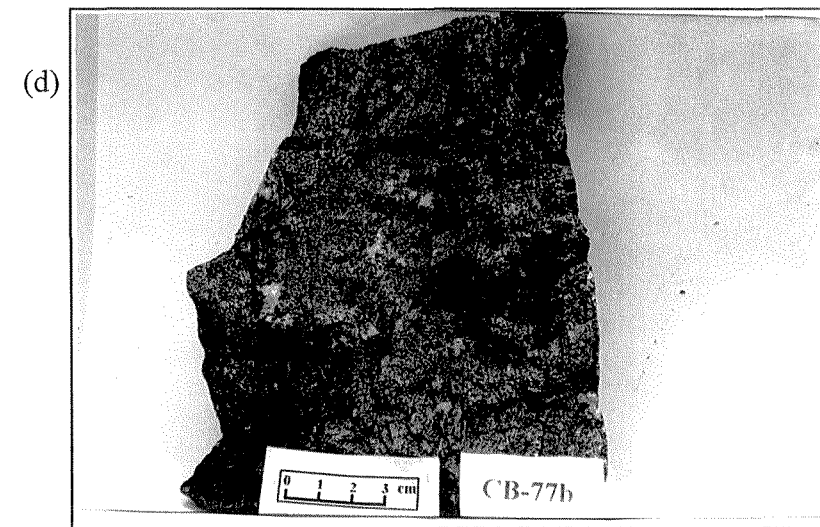
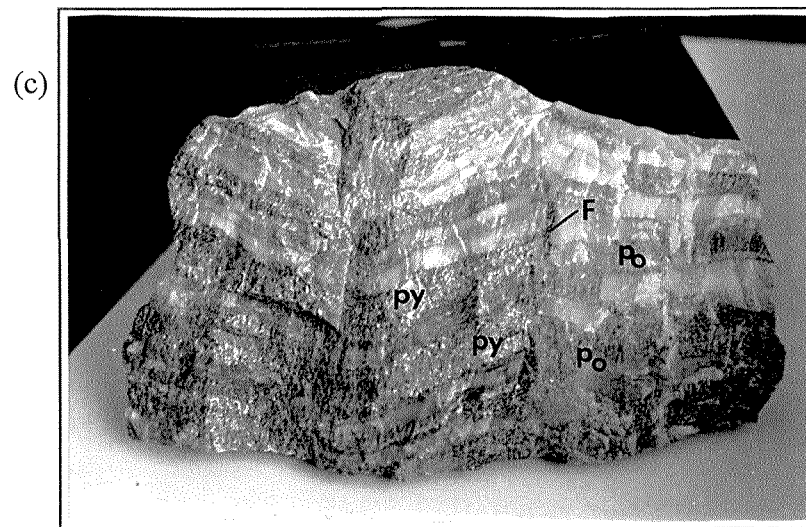
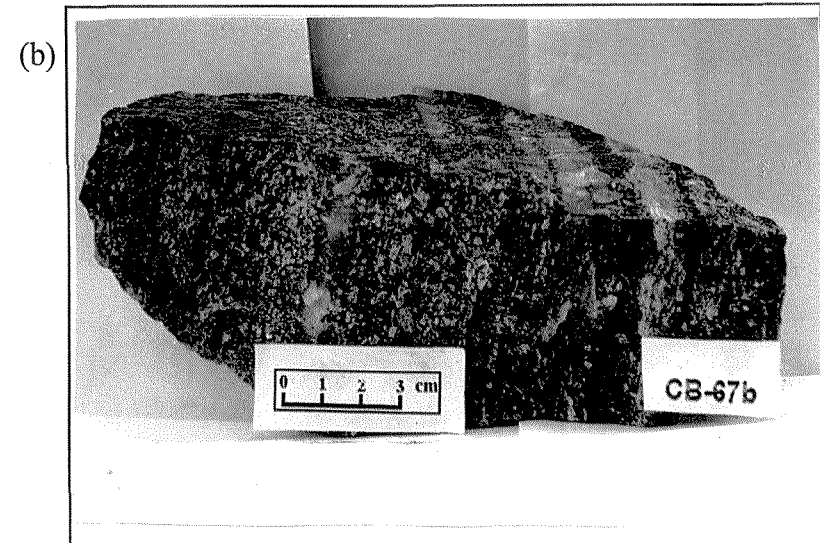
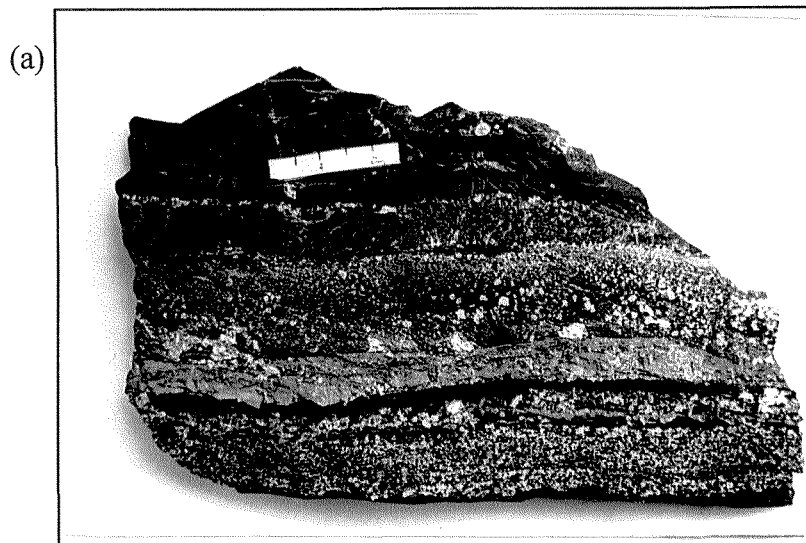


Figura 13. Feições macroscópicas da FFB sulfetada, Tipo 3. (a) e (b) Estrutura bandada caracterizada pela alternância de bandas amarelas sulfetadas, bandas negras quartzo-carbonato-carbonosas e/ou bandas brancas quartzosas. Nas bandas negras observam-se porfiroblastos de pirita com até 1cm de diâmetro; (c) No centro da foto observa-se uma fratura (F) vertical selada por quartzo. Do lado esquerdo desta fratura, as bandas sulfetadas são compostas por pirita (py) e do direito por pirrotita (po); d) Feições maciças.

As **bandas brancas** são compostas essencialmente por quartzo, podendo ocasionalmente apresentar até 30% de carbonatos de ferro. Neste caso estas bandas adquirem tonalidade bege. A textura destas bandas é equigranular poligonal. Os minerais acessórios são sulfetos e mica branca.

As **bandas negras** constituem-se de quartzo, carbonatos e material carbonoso. Este último ocorre como filmes dispostos paralelos ao acamamento. A textura destas bandas é granoblástica com quartzo poligonizado (50 μm) e carbonatos xenomórficos (30 a 100 μm).

Algumas destas bandas apresentam porfiroblastos de pirita com até 1 cm de diâmetro dispostos paralelos ao acamamento composicional. Dentro destes porfiroblastos são observadas porções destas bandas quartzosas que foram preservadas como inclusões (Fig. 14a). A textura destas inclusões são diferentes daquelas observadas fora dos porfiroblastos. Os grãos de quartzo são mais finos (10 μm), arredondados, envoltos por filmes de material carbonoso e não mostram evidências de deformação (Fig. 14b). Aparentemente esta textura representa a textura original destas bandas. Partindo-se do princípio que padrões de inclusões observados em porfiroblastos registram as texturas e estruturas presente na rocha no momento do seu crescimento (Passchier & Trouw: pg. 154) pode-se também concluir que estes porfiroblastos cresceram em cima de uma matriz não deformada e são portanto pré ou ceto-tectônicos. Tanto os porfiroblastos quanto as bandas quartzosas que os contém foram posteriormente deformados e recristalizados preservando em seu interior relíquias da textura original destas bandas

A maior parte da mineralização aurífera presente na Mina de Cuiabá esta associada à este tipo de formação ferrífera. O ouro ocorre como partículas de até 70 μm , normalmente incluso na pirita. Este tipo de formação ferrífera é, portanto, o principal constituinte dos corpos mineralizados.

Em todos os três tipos de FFB observou-se a presença de foliação tectônica insipiente caracterizada pela orientação preferencial de sulfetos, carbonatos, clorita, biotita e quartzo. Esta foliação aparece paralela ao acamamento primário ou cortando o acamamento a altos ângulos (zonas de charneira). Onde zonas de cisalhamento interceptam o acamamento primário observa-se que ele está obliterado e rompido, dando localmente lugar a uma foliação milonítica.

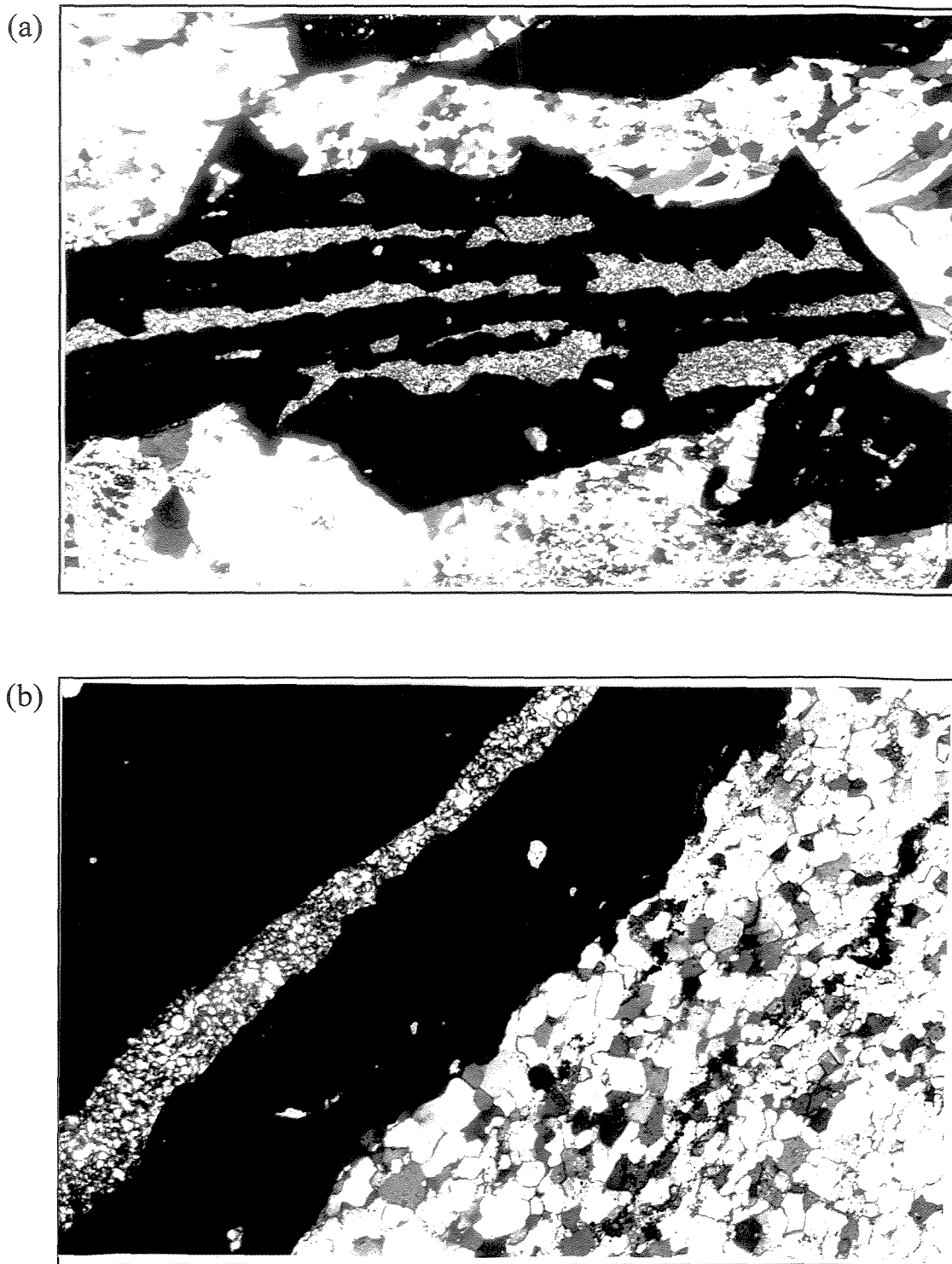


Figura 14. (a) Fotomicrografia de porfiroblastos grosseiros de pirita contidos em banda quartzo-carbonosa (negra). Os porfiroblastos estão orientados paralelos ao acamamento composicional e apresentam inclusões da banda quartzosa que os hospedam, LP, 25x. **(b)** A granulometria da banda quartzosa incluída na pirita é muito fina e contrasta com a matriz externa nitidamente recrystalizada. Nessa inclusão blindada observa-se ainda grãos sedimentares originais, angulosos e pobremente selecionados, que refletem a textura desta rocha no momento de formação do porfiroblasto, LP, 200x (Corpo Fonte Grande Sul - Nível 7 - Ponto 41).

Relações entre os diferentes tipos de formação ferrífera bandada e discussão sobre suas origens

A FFB **estéril escura (Tipo 1)** foi interpretada por Ladeira (1988) como precipitados químicos formados a partir da interação da água do mar com fluidos exalativos, propiciando a formação de dolomita ferroana, siderita, ankerita e sulfetos. Viera (1992) também interpreta esta rocha como sedimento químico. No entanto, a presença de níveis de metagrauvacas intercalados nestes sedimentos e também as feições de acamamento gradacional observadas em algumas bandas quartzosas indicam que este tipo de formação ferrífera recebeu contribuição clástica durante a sua deposição.

O acamamento gradacional observado neste tipo de FFB parece ter resultado da ação de correntes de turbidez. Cada corrente de turbidez teria sido responsável pela deposição de um ciclo granodecrescente, promovendo a classificação granulométrica destes sedimentos (Fig.10b, c). Ciclos granodecrescentes desta natureza não ocorrem em sedimentos químicos, mas sim em turbiditos. Além disso, a camada de grauvaca por si só indica um ambiente deposicional capaz de simultaneamente depositar argila e detritos mais grosseiros, indicando consequentemente uma origem por fluxos de detritos sub-aquosos para esses sedimentos. Desta forma, os sedimentos que compõem este tipo de FFB não podem ser interpretados indiscriminadamente como precipitados químicos, uma vez que níveis detríticos, provavelmente relacionados à ciclos turbidíticos, foram também observados dentro destes sedimentos.

Do exposto acima fica então pendente uma questão: representaria esta camada de formação ferrífera bandada uma unidade de rochas sedimentares de origem mista (contribuição clástica e química) ou seria apenas de origem clástica? Os dados disponíveis não permitem a elucidação de tal questão. Estudos mais detalhados, com aplicação de metodologia apropriada, são ainda necessários para se determinar a verdadeira natureza destes sedimentos.

Cabe ainda ressaltar que no *greenstone belt* de Piumhi as rochas sedimentares intercaladas entre os derrames basálticos são predominantemente detríticas (Schrack, 1992). Investigações recentemente realizadas acerca da origem destes sedimentos tem demonstrado que se tratam de metaturbiditos máficos e/ou carbonosos, caracterizados pela alternância de metarenitos finos com metargilitos carbonosos. Estes metassedimentos apresentam preservadas estruturas típicas de turbiditos tais como: acamamento gradacional, estruturas de corte e preenchimento e estruturas em chama (Lima, 1996: 17). As feições e composição dos

metassedimentos observados em Piumhi se assemelham em muito às observadas neste tipo de FFB da Mina de Cuiabá.

As relações entre os três tipos de formação ferrífera descritos anteriormente não são sempre claras devido a deformação imposta ao conjunto. No entanto, observa-se que ao longo do acamamento a **FFB estéril escura** (Tipo 1), passa lateralmente à **FFB estéril clara** (Tipo 2), dando finalmente lugar à **FFB mineralizada** (Fig. 15). Nas partes mais centrais da FFB mineralizada encontram-se porções de sulfeto maciço, nas quais as bandas quartzosas estão intensamente recrystalizadas e o bandamento composicional obliterado. Nestes locais, foram observados veios quartzo-carbonáticos-sulfetados orientados paralelos ao acamamento e interconectados com veios menores dispostos em direções variadas. Próximo a estes veios a FFB mineralizada se apresenta fragmentada formando brechas compostas por fragmentos angulares levemente rotacionados e envoltos pelos veios de quartzo.

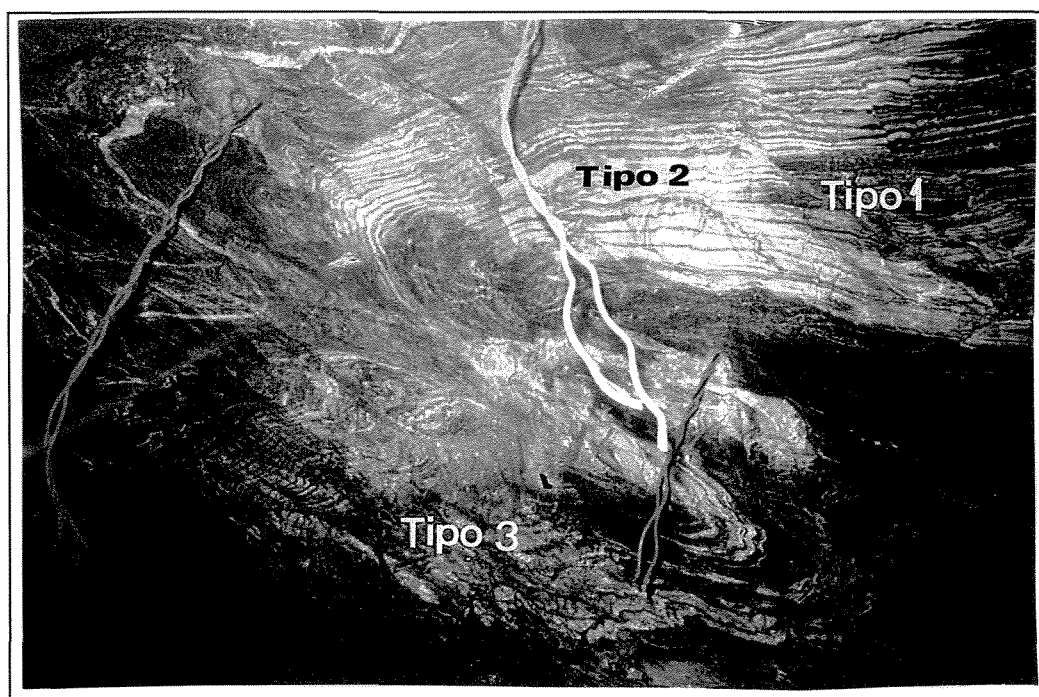


Figura 15. Fotografia mostrando a passagem, ao longo do acamamento, da FFB estéril escura (Tipo 1), para FFB estéril clara (Tipo2) e FFB sulfetada (Tipo3). Observe que o cisalhamento e dobramentos associados deformam todos os três tipos de FFB (Corpo Fonte grande Sul- Nivel 7).

As relações supramencionadas indicam, ao nosso ver, que provavelmente a **FFB mineralizada (Tipo 3)** e a **FFB estéril clara (Tipo 2)** sejam produto da alteração hidrotermal da FFB estéril escura (Tipo 1). Aparentemente processos mecânicos promoveram o fraturamento da formação ferrífera e permitiram a percolação de fluidos ao longo do acamamento. Estes fluidos interagiram com a formação ferrífera e modificaram a composição da mesma. Como consequência deste processo, observa-se ao longo do acamamento a passagem das bandas escuras (quartzo-carbonático-carbonosas), para bandas brancas ou ocreas (quartzo-carbonáticas) e finalmente para as bandas amarelas (bandas sulfetadas) (Fig. 15).

Portanto, neste trabalho a FFB estéril escura (Tipo 1) é interpretada como a porção menos alterada e mais próxima ao sedimento original. A FFB estéril clara (Tipo 2) representa o produto intermediário da alteração, formado a partir da oxidação da matéria carbonosa presente nas bandas escuras e substituição da mesma por carbonatos de ferro. O produto mais interno da alteração seria a FFB mineralizada (Tipo 3), originada pela substituição parcial ou total dos carbonatos de ferro por sulfetos. As evidências texturais e estruturais destas substituições serão apresentadas com mais detalhe no Capítulo 5.

3.1.3. Filitos carbonosos

Distribuição e aspectos de campo

Ocorre como lentes ou camadas descontínuas intercaladas nos metabasaltos. Merece menção especial uma camada contínua que capeia a formação ferrífera bandada, cuja espessura varia de poucos centímetros até 3m (Fig. 7). Os contatos com as encaixantes são abruptos.

Os filitos carbonosos consistem em rochas de coloração negra, granulometria muito fina, que sujam as mãos ao tato devido à grande quantidade de matéria carbonosa. Localmente, observa-se a existência de bandamento composicional milimétrico dado pela alternância de níveis quartzosos com níveis carbonosos. Na maioria das vezes este bandamento está transposto pela foliação tectônica.

Os filitos carbonosos encontram-se intensamente dobrados e cisalhados e apresentam foliação tectônica planar e laminar bastante desenvolvida. Associam-se a esta foliação feições típicas de zonas de cisalhamento (estruturas S-C, dobras intrafoliais...), bem como vênulas de quartzo-carbonáticas sulfetadas.

No contato com a formação sedimentar bandada o filito é fortemente sulfetado. Os sulfetos estão dispostos segundo o acamamento composicional, em níveis milimétricos a centimétricos, que se encontram dobrados e cisalhados. (Fig.16a).

Aspectos petrográficos

Os principais constituintes minerais dos filitos carbonosos são matéria carbonosa, sericita, quartzo e carbonatos. Subordinadamente estão presentes clinozoisita, plagioclásios, clorita e sulfetos.

A foliação tectônica é contínua e/ou espaçada zonal, sendo caracterizada por domínios compostos por sericita e matéria carbonosa, preferencialmente orientados, e domínios compostos por quartzo e carbonatos. O acamamento sedimentar, quando preservado, é caracterizado pela alternância de bandas milimétricas quartzo-carbonáticas e carbonosas.

O quartzo ocorre como grãos muito finos com contatos poligonizados. Os carbonatos aparecem como cristais xenoblásticos orientados e estirados segundo a foliação tectônica principal. Porfiroclastos de plagioclásios (albita) apresentam bordos recristalizados e são contornados pela foliação tectônica.

Os sulfetos são pirita e pirrotita e aparecem nas vênulas quartzo-carbonáticas ou como cristais hipidioblásticos orientados segundo a foliação tectônica e contornados por franjas de deformação. Alguns cristais de pirita cresceram sobre a foliação tectônica principal e são claramente pós-tectônicos (Fig. 16b).

3.1.4. Clorita-quartzo-carbonato-sericita filito com matéria carbonosa (X1)

Distribuição e aspectos de campo

Este litotipo aparece como camadas ou lentes descontínuas intercaladas dentro da sequência de metabasaltos, ou como camadas contínuas alternadas com os plagioclásio-clorita-sericita-quartzo filitos (Xs), compondo a sequência de metassedimentos aflorante no topo da mina de Cuiabá (Fig. 7).

As camadas ou lentes deste filito intercaladas dentro dos metabasaltos apresentam espessura aparente variando de 3 a 30 m e contatos abruptos. Por outro lado, as camadas que estão alternadas com o Xs podem atingir espessuras aparentes de até 60m, tendo seus contatos abruptos ou gradacionais.

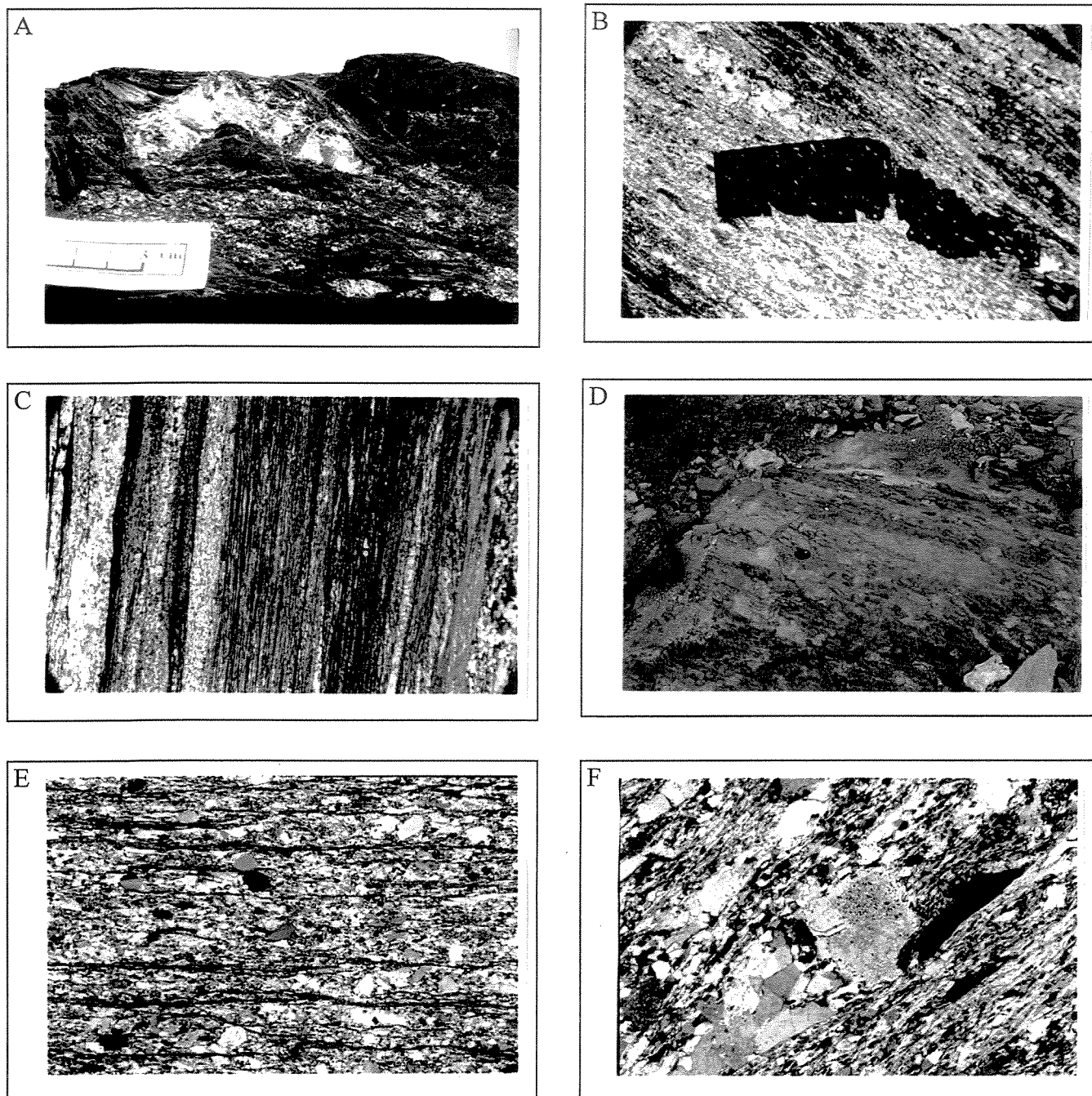


Figura 16. Aspectos meso e microscópicos de litotipos presentes na Mina de Cuiabá. **A.** Aspectos mesoscópicos do filito carbonoso (Ponto 40); **B.** Fotomicrografia de piritas pós-tectônicas observadas nos filitos carbonosos, LP, 25x (Amostra CA-166/14); **C.** Fotomicrografia de clivagem espaçada zonal, observada no clorita-quartzo-carbonato-sericita-filito (X1) LP, 100x (Amostra CA-166/20); **D.** Ciclos de deposição caracterizados por uma base maciça arenosa de coloração verde que grada para pelitos carbonosos em direção ao topo (Open pit); **E.** Fotomicrografia de metagrauvaca (Xs), com clastos angulares a sub-angulares sustentados por matriz quartzo-sericítica, LP, 25x (Amostra 90, Corpo Balancão, Nível 11); **F** Detalhe da fotomicrografia anterior mostrando litoclasto de rochas plutônica félsicas, LP, 200x.

Trata-se de um filito de coloração cinza a negra com bandamento composicional e granulométrico milimétrico caracterizado pela alternância de camadas quartzo carbonáticas (brancas) com camadas sericito-carbonosas (negras ou cinza). Localmente, foi observado acamamento gradacional centimétrico dado pela gradação de material branco quartzoso para camadas cinza quartzo-carbonáticas com granulometria mais fina e, no topo, material sericítico carbonoso escuro.

Normalmente, as falhas desenvolveram-se preferencialmente nestes níveis, gerando uma foliação milonítica e dificultando a identificação do bandamento composicional.

Aspectos petrográficos

Estes filitos são compostos basicamente por sericita, carbonato, quartzo, clorita matéria carbonosa e plagioclásios. Como acessórios podem ocorrer rutilo, zircão, turmalina e sulfetos.

Observa-se o desenvolvimento de uma foliação tectônica espaçada caracterizada pela alternância de domínios ricos em sericita, clorita e matéria carbonosa, preferencialmente orientadas, e domínios compostos por quartzo e/ou carbonatos (Fig. 16c).

O carbonato ocorre como grãos xenoblásticos (130 μm), ou como fitas estiradas segundo a foliação tectônica, apresentando extinção ondulante, bandas de deformação e formação de sub-grãos. O quartzo apresenta granulometria muito fina (20 a 60 μm) e esta normalmente poligonizado.

Franjas de deformação assimétricas compostas por quartzo, carbonatos e cloritas desenvolveram-se em torno dos cristais de pirita, pirrotita e arsenopirita. As fibras de quartzo e carbonatos em contato com os sulfetos apresentam leve extinção ondulante e as da periferia se mostram intensamente recrystalizadas, evidenciando o crescimento antitaxial e sin-deformacional destas fibras.

Nas zonas de cisalhamento estes filitos apresentam intensa foliação milonítica caracterizada pela alternância de bandas quartzo-carbonáticas, muito finas e recrystalizadas, com bandas sericito-carbonosas, nas quais se desenvolvem bandas de cisalhamento dos tipos C e C', bem como dobras intrafoliais sin-miloníticas.

3.1.5. Plagioclásio-clorita-sericita-carbonato-quartzo- filito (Xs)

Distribuição e aspectos de campo

Este litotipo ocorre como camadas de 5 a 20m de espessura alternadas com camadas de metassedimentos carbonosos (X1), compondo a seqüência metassedimentar que aflora no topo estratigráfico da Mina de Cuiabá e cuja espessura mínima é de 200m (Fig. 7). Os contatos entre estas camadas podem ser abrupto ou gradacional, sendo este último marcado pela diminuição de granulometria e aumento de material pelítico e carbonoso em direção aos metassedimentos carbonosos.

A principal feição de campo desta rocha é a presença de camadas verde acinzentadas maciças que gradam para níveis pelíticos carbonosos estratificados, definindo repetidos ciclos de deposição (Fig. 16d). A espessura destes ciclos varia entre 0,5 e 2m de espessura, sendo que as porções maciças são normalmente mais espessas que as camadas escuras e laminadas.

Cada ciclo é iniciado por uma camada maciça, que apresenta clastos de quartzo e plagioclásios visíveis a olho nu. A granulometria e quantidade desses clastos diminui gradualmente em direção ao topo de cada ciclo, sendo acompanhado pelo aumento de material pelítico e carbonoso que concedem a esta rocha coloração negra a cinza (Fig. 16d). As camadas pelíticas apresentam normalmente laminação planar. Localmente, observa-se a presença laminação cruzada, nos níveis sílticos localizados abaixo dos níveis pelíticos laminados. A passagem de um ciclo para o outro é marcada por contatos abruptos.

Estes ciclos são comparáveis às seqüências descritas por Bouma (1962, *in* Walker 1976) para depósitos turbidíticos. Tais depósitos são formados pela ação de correntes de turbidez e caracterizados pela diminuição gradual da granulometria dos sedimentos em direção ao topo da seqüência, sendo acompanhada por uma sucessão regular de estruturas que refletem mudanças no regime de fluxo. Nos ciclos observados neste litotipo estariam presentes principalmente as subdivisões a, d e e de Bouma.

A presença de ciclos de Bouma incompletos é descrita em várias partes do mundo e está relacionada com os seguintes fatores: concentração de sedimentos na corrente de turbidez, distância do ponto inicial de propagação da corrente, distância de fluxo, carga de sedimentos a cada ponto, velocidade da corrente e grau de expansão (Cas & Wright, 1988)

Aspectos petrográficos

Esta rocha é composta essencialmente por quartzo, plagioclásio, sericita, clorita e carbonatos. Subordinadamente encontra-se matéria carbonosa, mica branca, sulfetos, zircão, monazita rutilo e ortoclásio.

As porções mais maciças preservam a estruturação primária caracterizada pela presença de clastos angulares a sub-angulares, pobremente selecionados, suportados por uma matriz granular muito fina composta principalmente por quartzo, plagioclásio, carbonatos e sericita (Fig. 16e). A matriz perfaz cerca de 40 a 70% da rocha e os clastos são de quartzo e plagioclásio, sendo que predominam os primeiros.

Ocasionalmente, são observados litoclastos que podem ser de dois tipos: a) litoclastos compostos por ortoclásio, mica branca e quartzo provavelmente derivados de rochas plutônicas félsicas (Fig. 16f) e b) litoclastos compostos por quartzo e plagioclásio xenomórficos, com granulometria mais fina que a matriz. Litoclastos de rochas vulcânicas não foram observados.

A rocha apresenta foliação tectônica espaçada disjuntiva caracterizada pela presença de níveis ricos em sericita e clorita, preferencialmente orientadas, e camadas ricas em quartzo, plagioclásio e carbonatos.

Os clastos de quartzo apresentam extinção ondulante e bandas de deformação. Localmente, os mesmos são truncados pela foliação mostrando um acúmulo de minerais opacos no contato entre a foliação e o clasto, evidenciando a atuação de mecanismos de deformação do tipo *pressure solution* (cf. Passchier & Trouw, 1995).

Os plagioclásios são albita (Vieira, 1992) ocorrendo como grãos angulares, com geminação polissintética e ocasionalmente extinção ondulante. Na matriz, quartzo e plagioclásio mostram granulometria muito fina (inferior a 40µm) e *fabric* poligonizado. O carbonato é predominantemente ankerita (Vieira, 1992) e ocorre como grãos xenoblásticos ou poligonizados de até 90µm. A clorita apresenta pleocroísmo fraco e cor de interferência marron esverdeada, provavelmente uma variedade magnesiana. Os zircões são arredondados a sub-arredondados.

Baseado na quantidade de matriz (> 15%), na forma dos fragmentos (angulares a sub-angulares) e na má seleção dos clastos esta rocha pode ser classificada como uma metagrauvaca. Segundo Selley (1985) as areias turbidíticas depositadas em ambientes antigos são normalmente imaturas e petrograficamente caracterizadas como metagrauvacas.

Nas porções pelíticas observa-se um aumento considerável na quantidade de sericita, clorita e matéria carbonosa. A rocha mostra uma foliação tectônica contínua que dificulta a caracterização do acamamento sedimentar. A composição mineralógica e o *fabric* destes níveis são extremamente semelhantes ao X1.

3. 2. Litoestratigrafia da Mina de Cuiabá

Na Mina de Cuiabá são observadas duas seqüências distintas:

- 1) A seqüência da base composta essencialmente por basaltos submarinos intercalados com níveis de pelitos carbonosos e uma camada de formação ferrífera bandada.
- 2) A seqüência do topo constituída por metapelitos carbonosos alternados com metagrauvacas compondo uma típica seqüência turbidítica.

Uma coluna estratigráfica esquemática da Mina de Cuiabá é apresentada na Figura 17, representando a sucessão litológica e as principais estruturas primárias observadas. Esta coluna foi levantada com base na descrição dos perfis AB, CD e EF (plotados na Fig.7) e também em observações obtidas em outros locais da mina.

A seqüência de metabasaltos apresenta espessura mínima de aproximadamente 310m e é constituída por derrames maciços e derrames almofadados. Embora a continuidade lateral destes derrames não tenha sido avaliada, observa-se que os derrames almofadados são mais espessos e mais freqüentes na base, enquanto os derrames maciços predominam no topo da seqüência.

A alternância destes dois tipos de derrames é amplamente observada em outros *greenstone belts* arqueanos do mundo e pode refletir erupções derivadas de diferentes condutos vulcânicos, sendo os derrames almofadados derivados dos condutos mais distantes, ou erupções através do mesmo conduto. Nesta última hipótese a passagem de derrames maciços para derrames almofadados ocorre em função da diminuição da razão do fluxo de lavas, ou do aumento da viscosidade da lava (Hargreaves & Ayres, 1979).

As feições primárias observadas nas lavas almofadadas da Mina de Cuiabá assemelham-se à morfologia das almofadas formadas na cordilheira Meso-Atlântica (Wells *et al.*, 1979). A inexistência de brechas de almofadas na área pode ser indicativa de grandes profundidades da lâmina de água durante a erupção vulcânica (Dimroth *et al.*, 1978; Hargreaves & Aires, 1979). Por outro lado, a presença de amígdalas implica em profundidades da lâmina de água inferior a 2000m (*cf.* Jones, 1969). Somente em tais

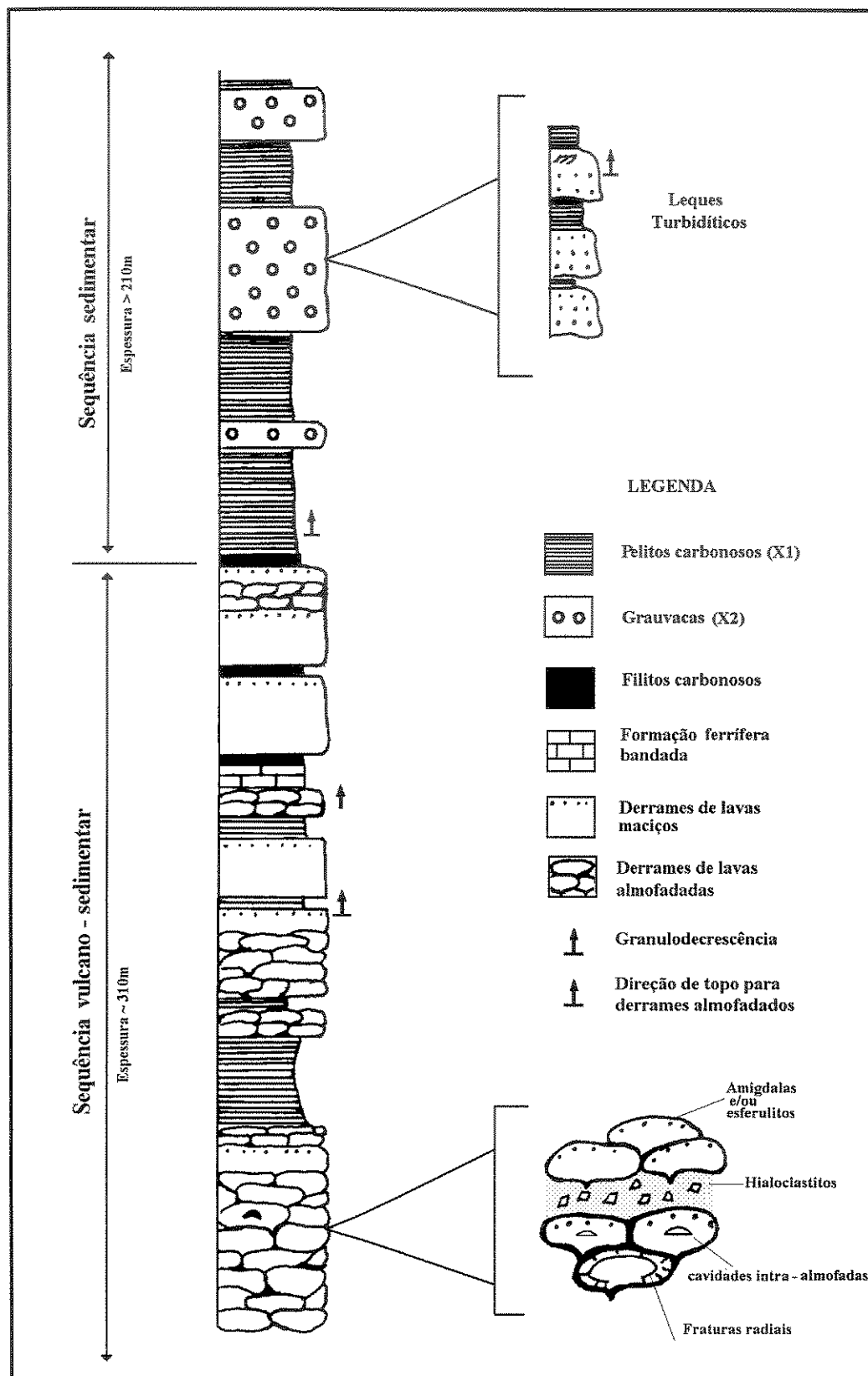


Figura 17. Coluna estratigráfica esquemática da Mina de Cuiabá, baseada nos perfis AB, CD, e EF (ver localização na Figura 7).

profundidades é possível ocorrer a desmistura de fases gasosas necessária para formar amígdalas. Cabe ainda ressaltar que o último episódio de vulcanismo sub-aquático da Mina de Cuiabá parece ter resultado em uma superfície topograficamente muito irregular, pelo que se depreende do seu importante espessamento a sul, demonstrado na Figura 7.

Os metassedimentos carbonosos (X1), os filitos carbonosos e a camada de formação ferrífera bandada, intercalados dentro dos derrames basálticos, foram provavelmente depositados durante períodos de quiescência vulcânica. A existência destas intercalações sedimentares entre os derrames permite supor que houveram pelo menos cinco episódios de efusão, alternados com hiatos, durante os quais se depositaram estes sedimentos (Fig.7).

O principal período de quiescência foi marcado pela deposição dos sedimentos detríticos e químicos (?), que compõem a camada de formação ferrífera bandada. As estruturas sedimentares observadas nestes sedimentos apontam uma origem por fluxo de detritos sub-aquosos para estes sedimentos, como já anteriormente discutido no item 3.1.2. A etapa final deste período foi marcada pela deposição de uma fina camada de filito carbonoso que encontra-se sobreposta por derrames basálticos, indicando o início de um último período de efusão sub-aquática.

A seqüência metassedimentar aflorante no topo da coluna estratigráfica da mina de Cuiabá é caracterizada pela alternância de metagrauvacas (Xs) e metapelitos carbonosos (X1), compondo uma típica sequência turbidítica (Fig. 17). A distribuição de campo, as feições petrográficas e os ciclos de Bouma incompletos associados às metagrauvacas permitem interpreta-las como leques turbidíticos distais depositados em ambiente marinho profundo, onde predominam sedimentos pelágicos (X1). O aumento gradual de metagrauvacas em direção ao topo da seqüência sugere a progradação dos leques turbidíticos e a passagem gradual de ambientes distais para ambientes proximais (*cf.* Selley, 1985).

Datações U/Pb de monazitas detríticas destas metagrauvacas fornecem idade mínima de 2857 Ma (Schränk & Machado, 1996a). Estas idades são compatíveis com o último episódio de metamorfismo dos terrenos granito-gnáissicos que circundam o *greenstone belt* Rio das Velhas. Desta forma, é bastante provável que a área fontes dos turbiditos sejam os terrenos granito-gnáissicos, e não as rochas vulcânicas subjacentes. A presença de fragmentos de rochas plutônicas félsicas e a ausência de litoclastos vulcânicos confirmam uma procedência continental para estes sedimentos.

CAPÍTULO 4. GEOLOGIA ESTRUTURAL DA MINA DE CUIABÁ

A estruturação geral da Mina de Cuiabá é condicionada por uma grande dobra anticlinal com flanco norte invertido, forma cônica e eixo inclinado para sudeste. Esta estrutura dobra o acamamento primário, que por sua vez também é cortado por um sistema complexo de falhas de empurrão e falhamentos direcionais associados (Fig. 18).

A investigação das meso-estruturas presentes nos corpos mineralizados e suas encaixantes demonstrou a existência de um acervo complexo de elementos estruturais geneticamente relacionados a macro-estrutura da mina. Através da análise descritiva e cinemática destes elementos foi possível individualizar três grupos de estruturas gerados durante três fases de deformação sucessivas, aqui designadas D_1 , D_2 e D_3 . O objetivo deste capítulo é descrever os elementos estruturais pertencentes às três fase de deformação supramencionadas e propor uma hipótese de evolução tectônica para a área em questão.

Cabe ressaltar que, como o significado de fases de deformação é dependente da escala de observação, as três fases aqui descritas tem conotação local e não equivalem necessariamente a eventos tectono-metamórficos de significado regional.

4.1. Comentários preliminares

Nesta pesquisa procurou-se compreender o arcabouço tectônico da mina através da análise das estruturas de pequena e média escala. Com este objetivo optou-se pela individualização de cinco domínios, nos quais foi efetuado o estudo dos principais elementos tectônicos. Estes domínios foram estabelecidos conforme as variações do acamamento primário (S_0), uma vez que a estruturação geral da mina é condicionada pelo dobramento do mesmo. Desta forma, os domínios 1 e 2 referem-se ao flanco norte do antiformal. Os domínios 3 e 4 equivalem às duas regiões de charneira e o domínio 5 engloba o flanco sul (Fig. 18).

Em cada domínio estudou-se a natureza das estruturas, a relação entre os elementos planares e lineares e efetuou-se o levantamento estatístico das atitudes dos mesmos. No decorrer deste capítulo serão apresentadas as atitudes médias de cada elemento tectônico nos diferentes domínios e também as atitudes médias totais.

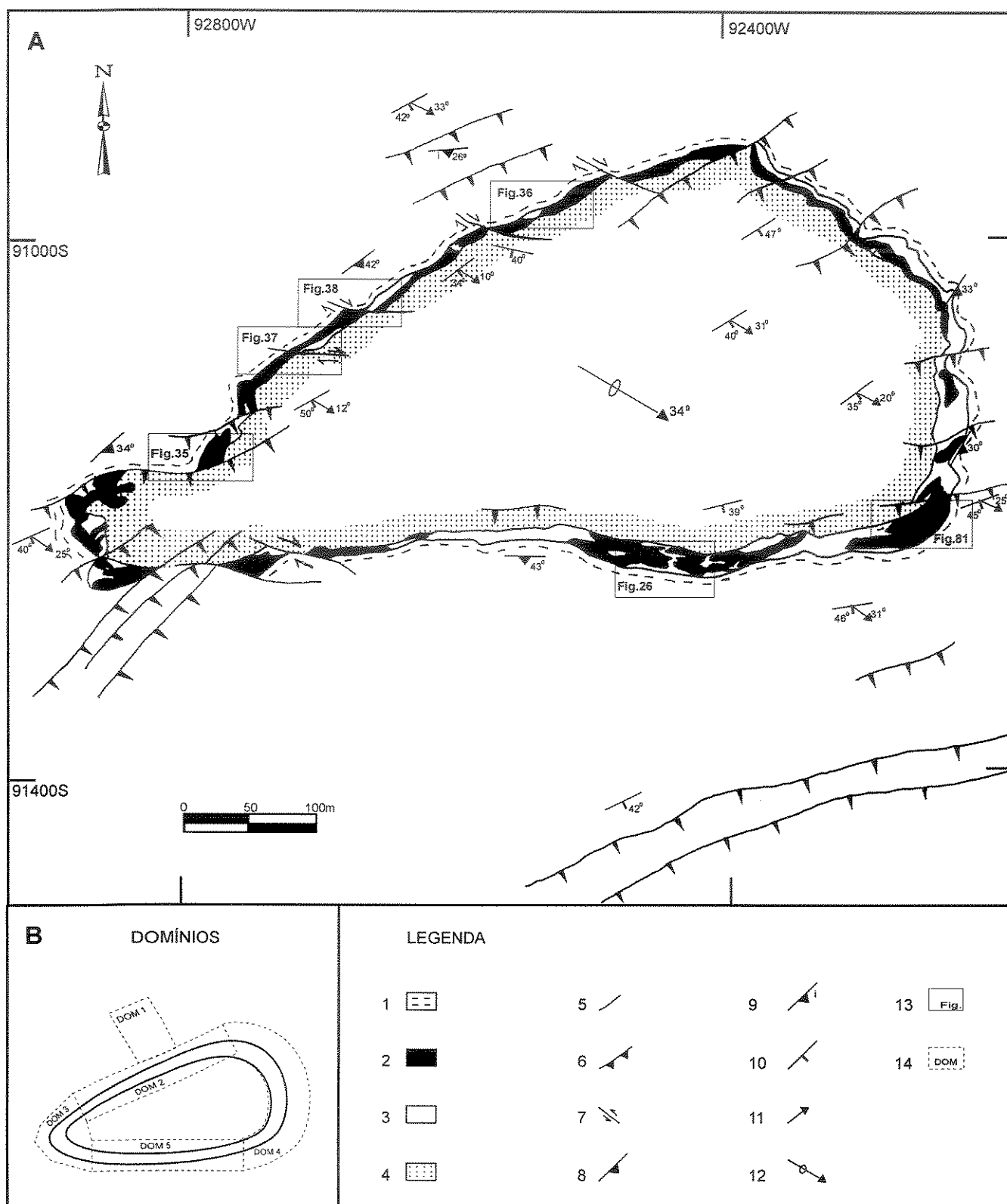


Figura 18. A) Esboço estrutural simplificado da Mina de Cuiabá. **B)** Domínios estudados. Legenda: 1. Filito carbonoso; 2. Corpos mineralizados; 3. Formação ferrífera bandada; 4. Metabasaltos alterados; 5. Contato geológico; 6. Falha de empurrão; 7. Falha direcional; 8. Acamamento primário; 9. Acamamento invertido; 10. Foliação tectônica S_2 ; 11. Lineação de estiramento Le_2 ; 12. Eixo de dobra tubular; 13. Localização de figuras utilizadas no texto; 14. Limites dos domínios estudados.

Cabe ressaltar que os domínios foram estudados em diferentes níveis da Mina de Cuiabá em função das áreas que estavam sendo desenvolvidas na época em que foram efetuados os trabalhos de campo. Os domínios 1, 2 e 3 foram estudados no nível 11 (Anexos 02, 03) e no *open pit*. O domínio 4 foi estudado no nível 7 (Anexo 01) e o domínio 5 foi parcialmente estudado no nível 5. Neste último foi realizado apenas o reconhecimento dos elementos tectônicos uma vez que a área se encontrava no estágio final de lavra.

Os dados estruturais referentes ao nível 3 foram extraídos dos relatórios internos da Mineração Morro Velho (Vial, 1980; Vieira, 1992). Estes foram reinterpretados e utilizados para comparação do comportamento das estruturas planares nos níveis 3, 7 e 11.

4.2. Estruturas pertencentes à fase D₁

Atribuídas à D₁ foram observados zonas de cisalhamento discretas, às quais estão associadas a foliação milonítica Sm₁ (Fig. 19) e a lineação de estiramento mineral Le₁. Estas estruturas não são penetrativas na área da mina e ocorrem preferencialmente ao longo dos níveis pelíticos existentes dentro da formação ferrífera bandada ou no contato entre camadas de competência distinta. Em afloramento elas são caracterizadas por faixas centimétricas a decimétricas, nas quais observa-se expressiva foliação milonítica (Fig. 20), orientadas paralela ou sub-paralelas ao acamamento primário.

Nos planos da foliação milonítica encontram-se impressas lineações de estiramento mineral (Le₁), caracterizadas pelo estiramento de grãos e agregados de quartzo e carbonatos. Esta lineação apresenta frequência máxima em 114°/24° e é interpretada como a direção de transporte tectônico (Fig. 21).

A foliação Sm₁ acompanha a trajetória do acamamento primário e encontra-se dobrada e reativada pelas fases de deformação subsequentes. No entanto, a lineação de estiramento mantém atitudes relativamente constantes dentro dos planos desta foliação (Fig. 21)

Os indicadores cinemáticos ao longo das faixas miloníticas foram observados somente em escala microscópica e atestam movimentação reversa de SE para NW. Estes incluem sombras de pressão assimétricas desenvolvidas em torno dos porfiroclastos de pirita e bandas de cisalhamento dos tipos C e C' (Fig. 22).



Figura 19. Zona de cisalhamento interestratal, desenvolvida ao longo dos níveis pelíticos intercalados na formação ferrífera bandada sulfetada (Corpo Fonte Grande -Nível 7- Ponto 41).



Sm₁

Figura 20. Detalhe da foto anterior mostrando o caráter penetrativo da foliação Sm₁ dentro destas zonas de cisalhamento (Secção paralela à lineação de estiramento e normal à foliação milonítica Sm₁).

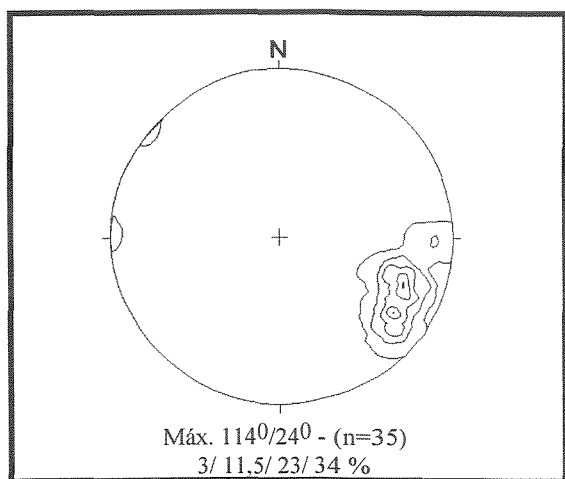


Figura 21. Diagrama estereográfico da projeção da lineação de estiramento Le_1 . Dados referentes ao domínio 4-nível 7.

4.3. Estruturas pertencentes à fase D_2

As estruturas pertencentes à fase D_2 constituem as estruturas mais penetrativas na Mina de Cuiabá. Elas foram geradas em regime dúctil a dúctil-rúptil e incluem dobramentos em todas as escalas (F_2), foliação plano axial (S_2), foliação milonítica (Sm_2), lineação de estiramento mineral (Le_2) e lineação de intersecção (Li_2). Aliado a estas feições foi ainda observado um complexo sistema de empurrões, ao qual estão associadas zonas de cisalhamento reversas e direcionais.

Dobras F_2

A estrutura da Mina de Cuiabá é dominada por uma dobra anticlinal fechada, com eixo mergulhando aproximadamente 30° para SE (Fig. 18). Esta estrutura dobra o acamamento primário e a foliação milonítica Sm_1 e foi provavelmente nucleada nos estágios iniciais da fase D_2 . Em planta esta dobra apresenta forma grosseiramente elíptica, sendo que as rochas mais antigas afloram no núcleo da estrutura. Além disso, as estruturas primárias observadas no flanco norte encontram-se em posição invertida enquanto aquelas observadas no flanco sul estão em sua posição original.

Na Figura 23 estão representados os estereogramas dos pólos do acamamento primário (So) nos domínios individualizados. Nestes diagramas observa-se a dispersão de So em torno de máximos, cujas posições variam de acordo com os domínios analisados, refletindo a configuração da grande estrutura anticlinal da mina. Os domínios 1 e 2 constituem o flanco norte da estrutura com máximo modal variando entre $163^\circ/26^\circ$ e $143^\circ/42^\circ$ (Figs. 23a, b). Os domínios 3 e 4 representam regiões de charneiras onde o acamamento está distribuído ao

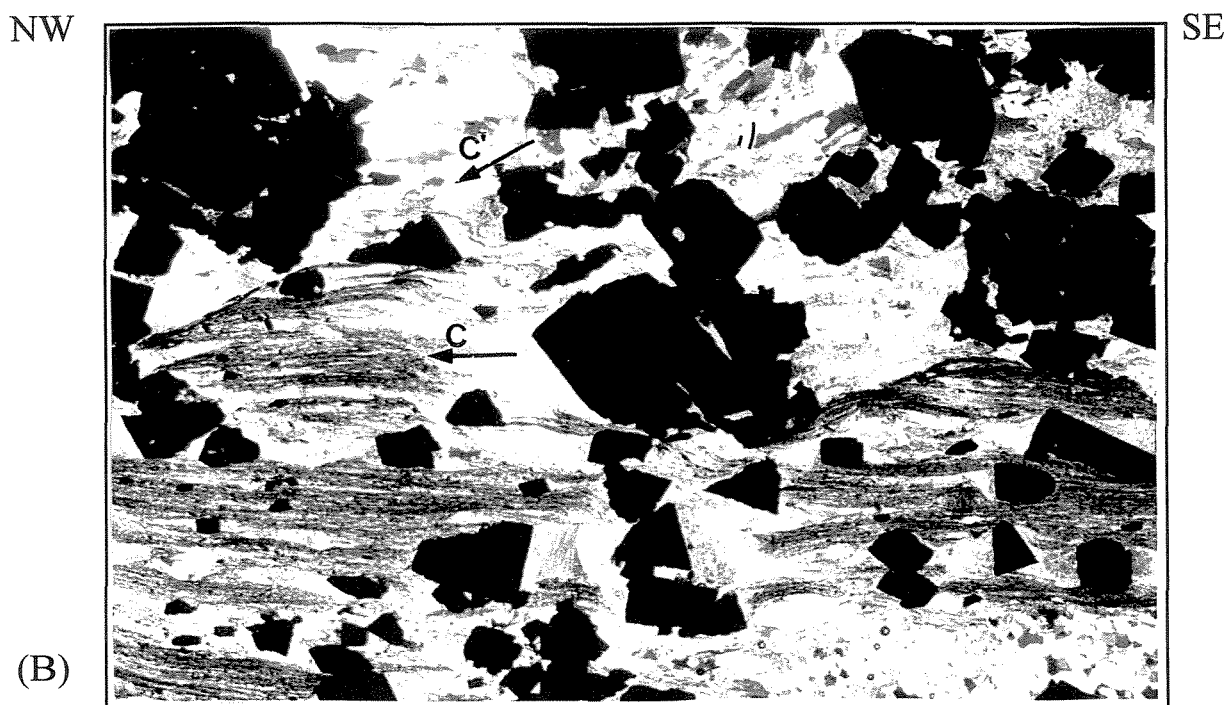
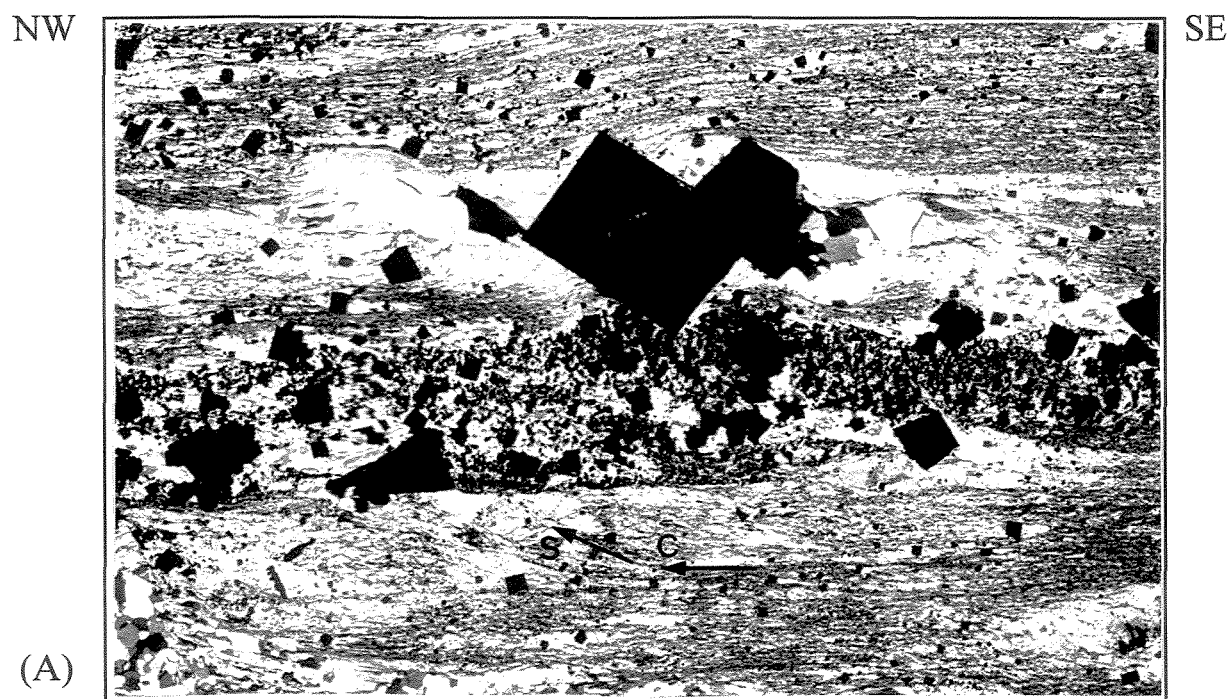


Figura 22. Fotomicrografias dos indicadores cinemáticos observados ao longo das faixas miloníticas paralelas ao acamamento. **(A).** Bandas de cisalhamento do tipo C indicando movimentação reversa de SE para NW. No centro da foto observa-se um cristal de pirita deslocado por micro-fraturas antitéticas - LP, 25x. **(B).** Bandas de cisalhamento do tipo C' indicando a mesma polaridade para NW - LP, 100x. Seção paralela à lineação de estiramento e normal ao plano da foliação Sm_1 . (Corpo Fonte grande - Nível 7 - Ponto 41).

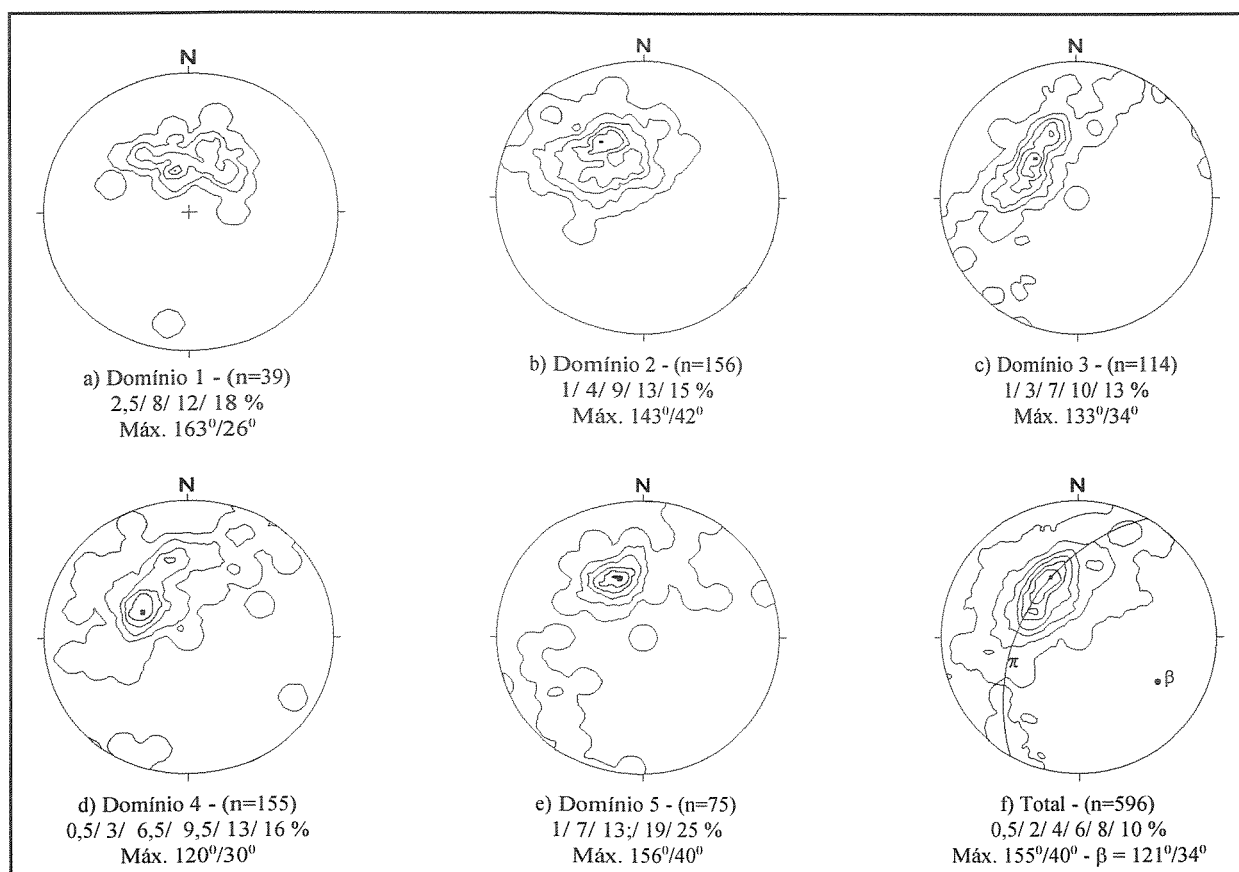


Figura 23. Diagramas estereográficos dos polos do acamamento primário (So).

longo de planos pobremente definidos com máximos em 133°/34° e 120°/30°, respectivamente (Figs. 23c, d). Nestes dois domínios o acamamento deveria mergulhar predominantemente para E no entanto, por constituírem domínios extremamente dobrados e/ou cisalhados, os máximos obtidos refletem a posição dos flancos das dobras mesoscópicas F_2 e não exatamente a posição de So. O domínio 5 constitui o flanco normal com atitude 156°/40° (Fig. 23e).

As atitudes totais do acamamento primário estão representadas na Figura 23f. Os pólos de So se acomodam em uma guirlanda bem definida. O polo β desta guirlanda pode ser considerado o eixo do anticlinal, com atitude 121°/34°. Observe que existe uma acentuada dispersão destes pólos perpendicular ao plano desta guirlanda (π -círculo principal). Dobras mostrando este padrão são classificadas como **dobras não cilíndricas** (Ramsay & Huber, 1987).

Dobras mesoscópicas F_2 com dimensões centimétricas a métricas foram também observadas na mina. Estas dobras, cuja superfície dobrada é o acamamento (S_0), são assimétricas e possuem flancos normais longos em relação aos flancos inversos mais curtos (Figs. 24, 25). Normalmente observa-se o adelgaçamento e rompimento dos flancos inversos, ou até mesmo dos dois flancos destas dobras. Tais dobramentos são mais amplamente observados na formação ferrífera bandada devido a sua maior competência relativa. Nos filitos carbonosos e sericita-quartzito filitos, que constituem as encaixantes da formação ferrífera, o acamamento primário apresenta-se normalmente transposto, dando lugar a foliação tectônica penetrativa S_2 paralela ao plano axial destas dobras.

De forma geral, as dobras mesoscópicas variam de abertas a isoclinais e são predominantemente similares. As dobras fechadas a isoclinais apresentam assimetrias em “S” e “Z” e linhas de charneira marcadamente lineares, orientadas paralelas à lineação de estiramento Le_2 (Fig. 24). Dobras abertas a apertadas são normalmente não-cilíndricas, apresentam vergência para NW e suas charneiras estão orientadas em ângulos variáveis com relação à lineação de estiramento Le_2 (Fig. 26). Estas últimas são menos comuns e predominam no domínio 5, onde aparentemente a deformação cisalhante foi menos intensa.

Em zonas de maior intensidade de deformação, próximo às zonas de cisalhamento reversas, foram observadas dobras em bainha e/ou tubulares em escala centimétrica a métrica (Figs. 27, 28). A ocorrência deste tipo de dobramento está confinada à formação ferrífera bandada. Elas apresentam formas cônicas com fechamento apontando sistematicamente para NW. A lineação de estiramento Le_2 é sub-paralela ao eixo central deste cone. Em cortes perpendiculares à Le_2 estas dobras apresentam formas grosseiramente elípticas ou padrão de assimetria incongruente, típico de dobras em bainha (*cf.* Park, 1989).

Na Figura 29 estão representados os diagramas estereográficos dos eixos de dobras B_2 . A frequência máxima obtida para B_2 é $125^\circ/26^\circ$ e coincide com o máximo modal da lineação de estiramento Le_2 $116^\circ/26^\circ$ (Fig. 29e). É evidente nestes diagramas a dispersão de B_2 ao longo de um plano que é aproximadamente paralelo à foliação plano axial S_2 e à foliação milonítica Sm_2 . A dispersão planar observada reflete provavelmente a ocorrência de dobras relativamente mais abertas, cujas charneiras estão dispostas a ângulos variados em relação a orientação da lineação de estiramento.

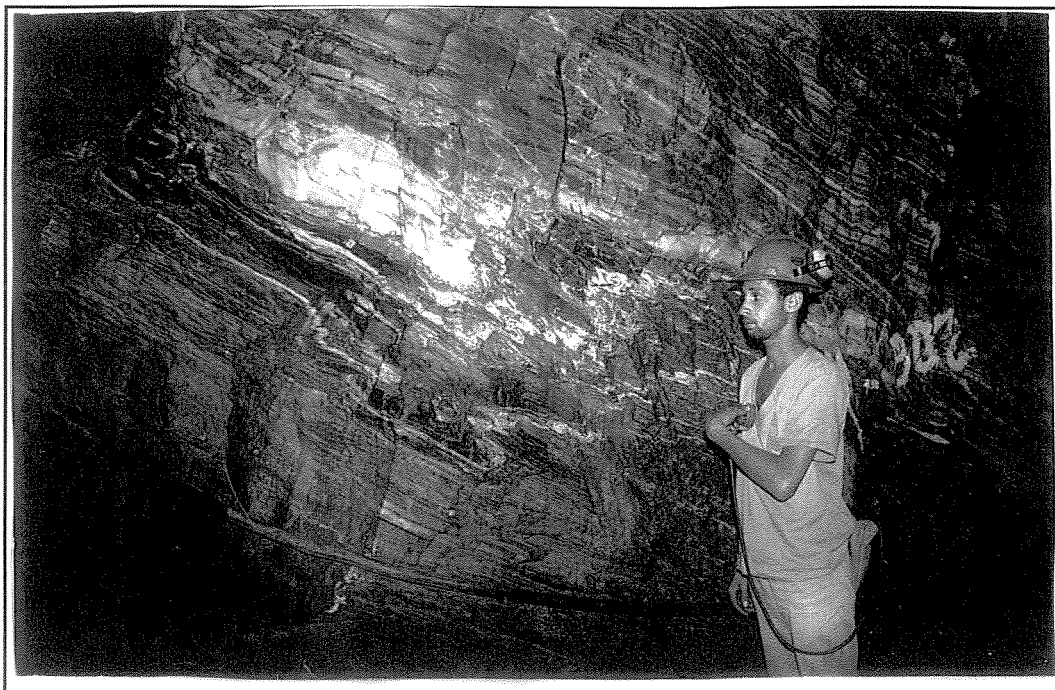


Figura 24. Dobra isoclinal (F_2) com charneira retilínea orientada paralela à lineação de estiramento (Le_2) (Corpo Fonte Grande Sul - Nível 7 - Ponto 54).



Figura 25. Dobras assimétricas menores observadas nos flancos da dobra isoclinal mostrada na foto anterior.

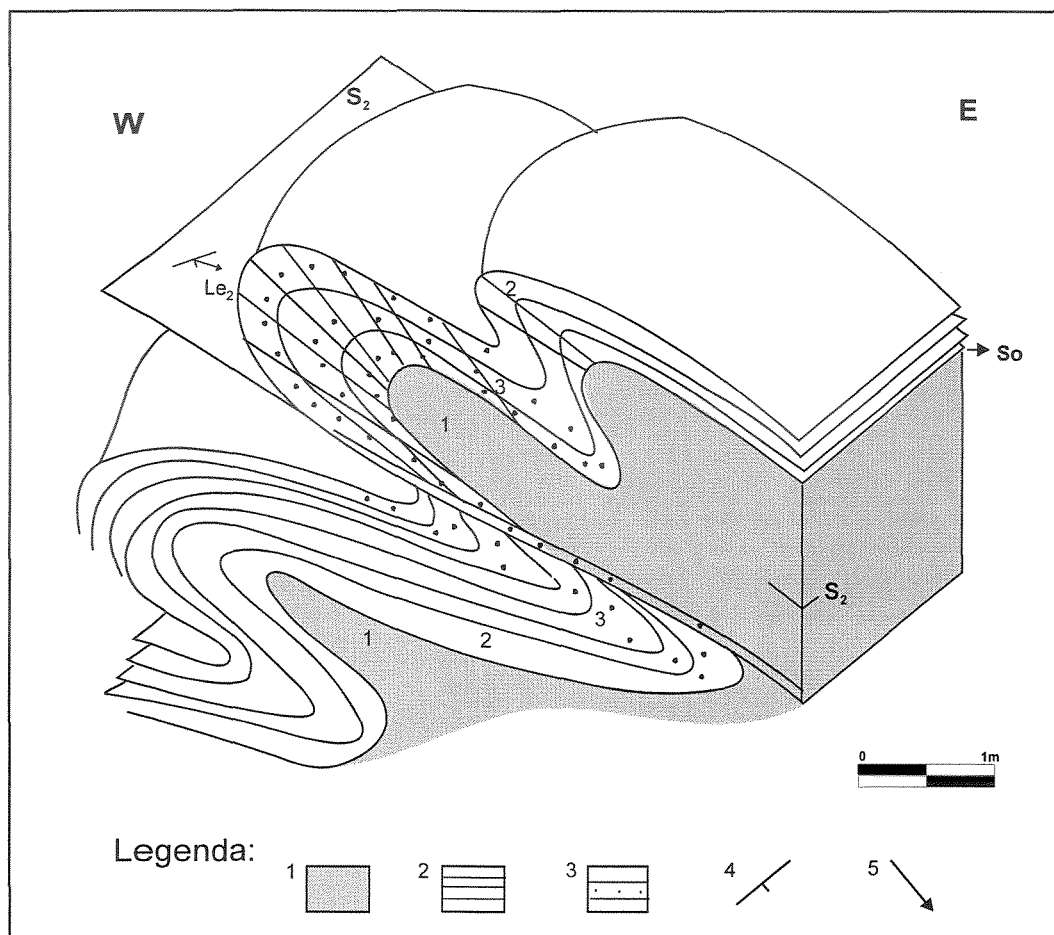


Figura 26. Bloco diagrama construído a partir de um afloramento, mostrando dobras mesoscópicas (F_2) com eixos curvos e vergência para noroeste. Observe que a foliação S_2 é paralela ao plano axial das dobras e, nas regiões de charneira, compõe leques de foliação na camada mais competente. Legenda: 1. Quartzo-sericita-carbonato-filito ; 2. Formação ferrífera bandada estéril; 3. Formação ferrífera sulfetada; 4. Foliação S_2 ; 5. Lineação de estiramento Le_2 . (Corpo Serrotinho - Nível 5, localização na figura 18).



Figura 27. Padrão de incongruência observado em cortes perpendiculares ao eixo de pequenas dobras em bainha (Corpo Fonte Grande - Nível 7 -Ponto 26)



Figura 28. Dobra em bainha delineada pelo dobramento do acamamento S_0 e da foliação milonítica S_{m1} . Seção perpendicular à lineação de estiramento (Corpo Fonte Grande - Nível 7 - Ponto 46).

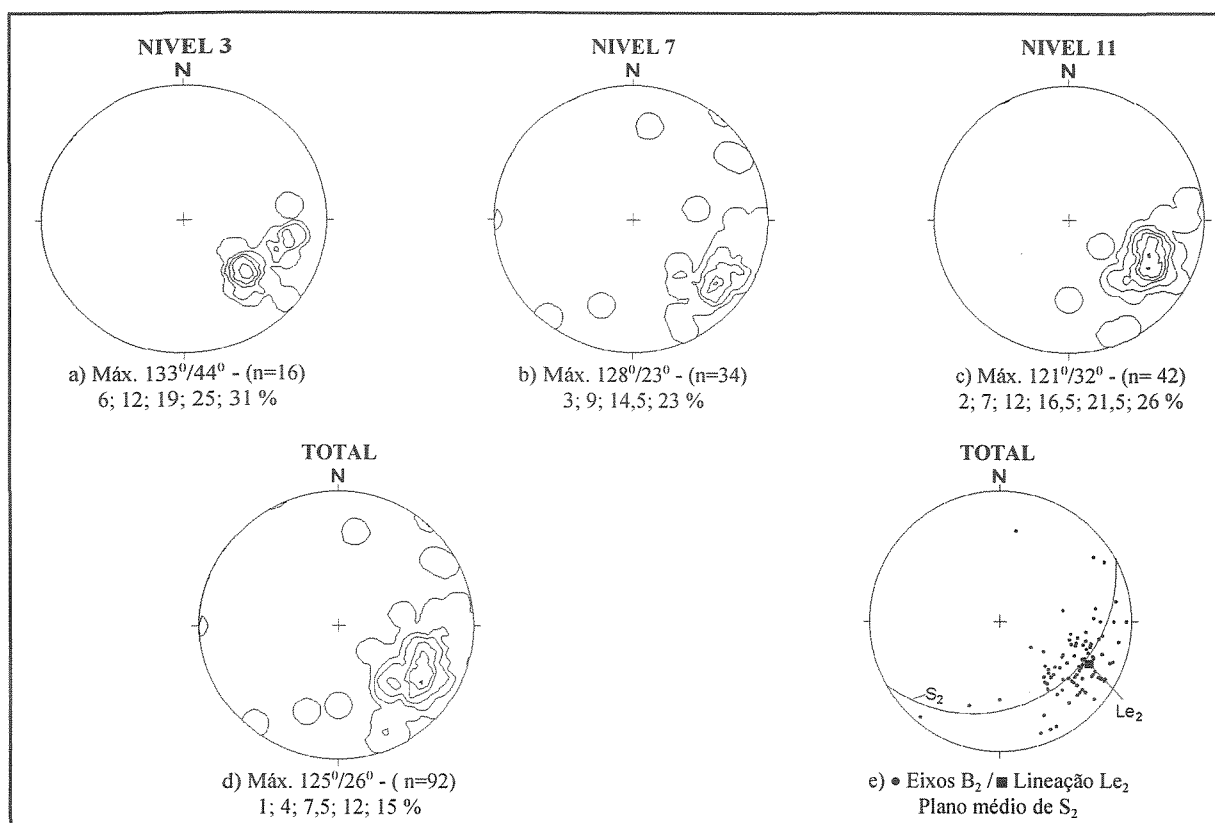


Figura 29. Diagramas estereográficos das projeções dos eixos de dobras mesoscópicas B₂ nos níveis 3 (a), 7 (b), 11(c) e total (d, e).

As variações na geometria e orientação das dobras F₂, relatadas nos parágrafos anteriores, sugerem rotações variáveis dos eixos de dobras na direção do transporte tectônico e simultânea modificação de sua geometria devido a cisalhamento simples progressivo (Williams, 1978; Mies, 1991).

Foliação tectônica S₂

A foliação tectônica S₂ constitui a feição planar predominante na mina, estando orientada preferencialmente paralela ao plano axial das dobras F₂. Nas charneiras de dobras mesoscópicas F₂ esta foliação encontra-se simetricamente arranjada em relação ao plano axial, formando leques de foliação (ver Fig. 26). Além disso, é bastante comum a refração da clivagem S₂ quando ela atravessa litologias com competências distintas. Leques de clivagem e refração de foliação podem ser o resultado da partição da deformação (Treagus, 1983) ou rotação passiva de camadas competentes nos flancos das dobras, durante os estágios iniciais de dobramento (*cf.* Passchier & Trouw, 1995).

A morfologia e natureza desta foliação varia de acordo com a litologia. Nos filitos carbonosos e metabasaltos alterados (Manx, X_2Cl) ela se manifesta como uma clivagem contínua, caracterizada pela orientação preferencial dos filossilicatos e anfibólios, transpondo totalmente o acamamento primário. Nas metagrauvacas (X_s) ela consiste em uma clivagem espaçada disjuntiva, marcada pela alternância de camadas milimétricas de sericita e clorita (domínio de clivagem) e camadas quartzo-feldspáticas, que definem os microlitons (ver Fig. 16e, Capítulo 3).

Na formação ferrífera bandada, que constitui a camada de maior competência relativa, a foliação S_2 se manifesta como uma clivagem descontínua e pouco penetrativa, definida por planos de fratura e/ou descontinuidades com espaçamentos variáveis (Fig. 30). Em escala microscópica, esta foliação é caracterizada pela orientação preferencial de quartzo, carbonatos, filossilicatos e sulfetos.

As associações minerais materializadas na foliação S_2 são indicativas de condições de fácies xisto verde. Nos metabasaltos ela é composta por tremolita/actinolita, epitodo/clinozoisita, albita, clorita e quartzo. Nos metassedimentos ela é definida por sericita, quartzo, carbonatos e clorita.



Figura 30. Contato entre a formação ferrífera bandada (esquerda) e os metabasaltos alterados (direita). Nos metabasaltos a foliação S_2 é penetrativa e transpõe totalmente o acamamento primário, enquanto na formação ferrífera bandada ela é caracterizada por uma clivagem de fratura espaçada (Corpo Fonte Grande Sul - Nível 7 - Ponto 79).

Na Figura 31 estão representados os estereogramas dos pólos da foliação S_2 . A orientação de S_2 é aproximadamente constante em todos os domínios e a frequência máxima total é $148^\circ/39^\circ$. Nos domínios 1, 2 e 5, a foliação S_2 e o acamamento So são aproximadamente paralelas. Já nos domínios 3 e 4, que constituem regiões de charneiras, estas duas superfícies fazem ângulo de aproximadamente 20° entre si. Também não foram constatadas variações significativas nas atitudes de S_2 nos níveis 3, 7, e 11 (Fig. 32).

Lineação de intersecção Li_2

Uma das principais feições lineares da área em questão é definida pela intersecção entre a foliação S_2 e o acamamento primário So ($//Sm_1$). Esta lineação é paralela aos eixos de dobras B_2 , com frequência máxima $112^\circ/33^\circ$ (Fig. 33). Em muitos locais foram observados *rods* de quartzo e/ou dobramentos orientados segundo esta lineação (Fig. 34).

Sistema de empurrões

Uma das características marcantes da estruturação da Mina de Cuiabá é a presença de um sistema de empurrões com vergência para noroeste (Fig. 18). Estes empurrões apresentam geometria complexa e estão inseridos em um contexto de rampas oblíquas, ou seja, o sentido do movimento se dá obliquamente à direção dos traços das falhas de empurrão (Butler, 1982). De forma geral, os empurrões cortam a estrutura anticlinal da mina e são mais expressivos no flanco norte invertido da estrutura (Domínios 1 e 2), onde aparentemente a deformação está mais concentrada.

O sistema é composto por uma série de empurrões, com direção NE-SW e mergulhos na ordem de 20° a 50° para sudeste. Eles delimitam fatias de rochas menos deformadas denominadas escamas ou lascas de empurrão. Embora não tenham sido observadas as terminações e junções destes empurrões em profundidade é possível que eles estejam conectados a um falhamento basal, de hierarquia maior, que limita a base do movimento de massas (*basal sole thrust*). Sistemas de empurrões mostrando este tipo de geometria são denominados sistemas de leques imbricados (Boyer & Elliot, 1982) e vêm sendo amplamente descritos em outras regiões do Quadrilátero Ferrífero (Rodrigues *et al.*, 1989; Chemale *et al.*, 1992; entre outros).

Além dos falhamentos principais observa-se ainda uma série de falhamentos subsidiários, ou *splays* de falhas, que na maioria das vezes conectam os falhamentos principais, conferindo a este sistema uma geometria bastante complexa.

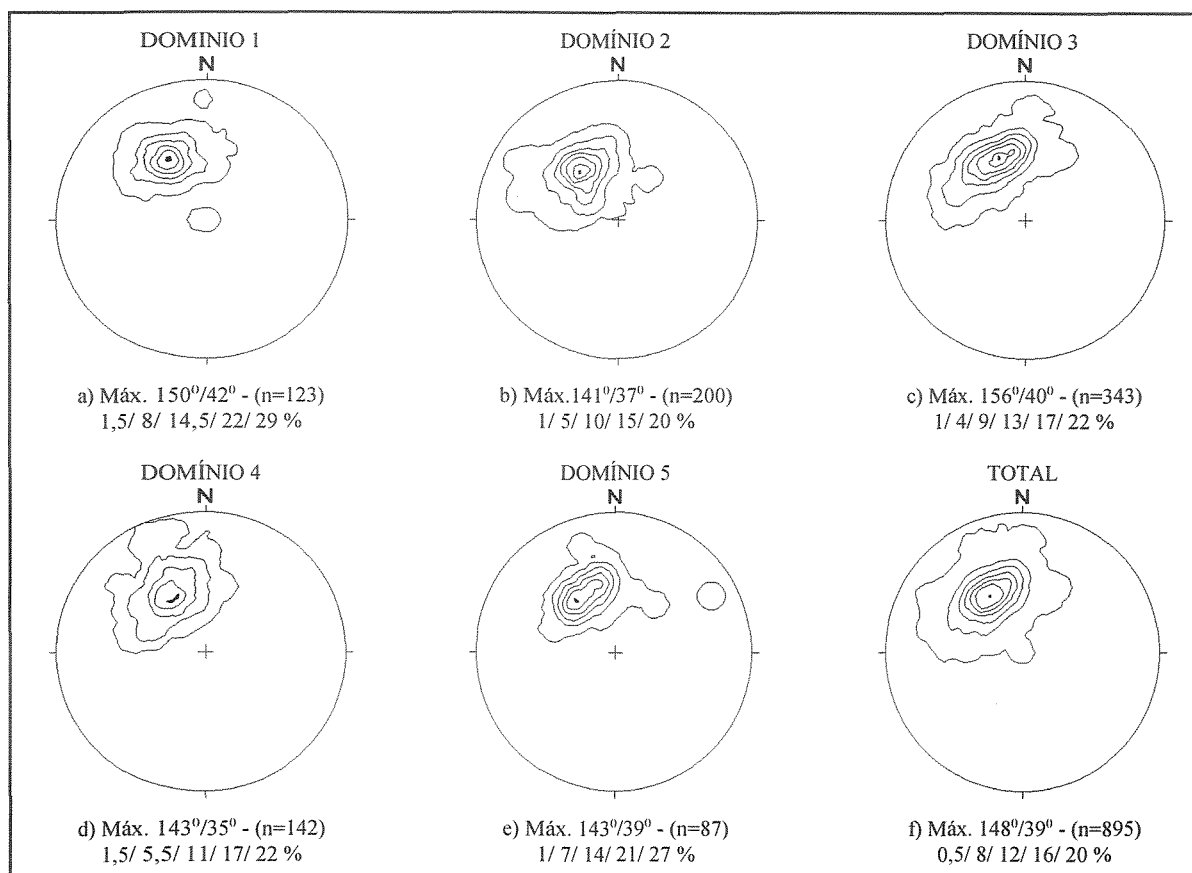


Figura 31. Diagramas estereográficos dos polos da foliação S_2 nos domínios 1 (a), 2 (b), 3 (c), 4 (d), 5 (e) e total (f).

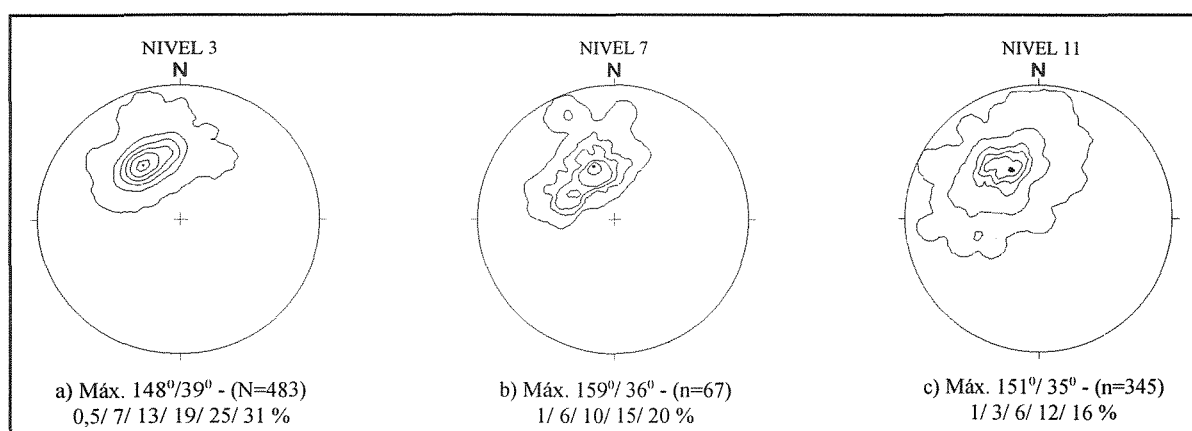


Figura 32. Diagramas estereográficos dos polos da foliação S_2 nos níveis 3 (a), 7 (b) e 11 (c).

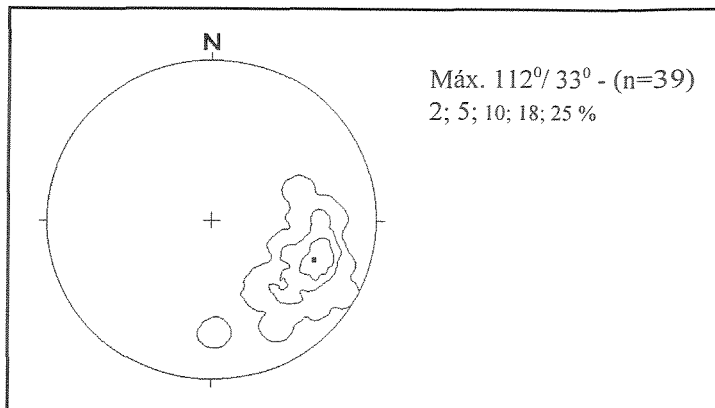


Figura 33. Diagrama estereográfico da projeção da lineação de intersecção Li_2 . Dados relativos ao nível 11.

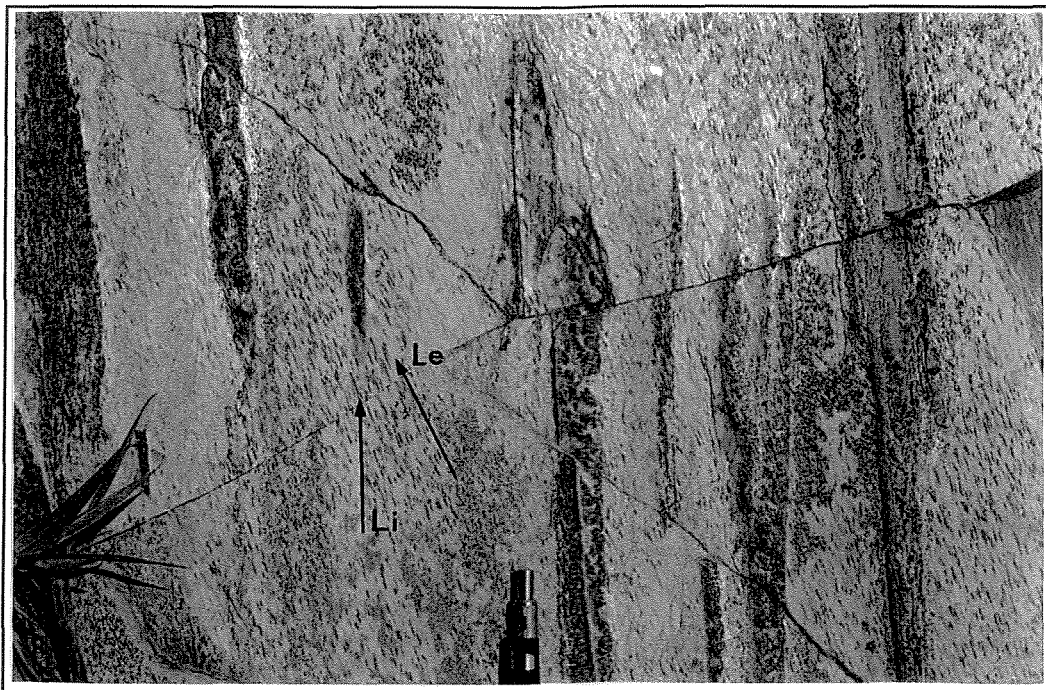


Figura 34. Lineação de intersecção Li_2 definida por *rods* de quartzo e/ou dobramentos. Observe que a lineação de estiramento Le_2 , caracterizada pelo alongamento de cloritas, faz um ângulo de aproximadamente 20° com a direção destes *rods* (Corpo Galinheiro - *Open pit*).

Na Figura 35 está representada a expressão em mapa e perfil destes empurrões. Observe que os falhamentos principais estão orientados paralelamente ao plano axial das dobras F_2 e delimitam porções de rochas menos deformadas, nas quais a estratigrafia original permanece preservada. Os falhamentos principais são interconectados por *splays* de falhas que se desenvolveram ao longo de descontinuidades físicas, tais como contatos geológicos.

Localmente, os falhamentos subsidiários se apresentam como uma série de empurrões frontais menores, com formas sigmoidais, que convergem no topo e na base para os falhamentos principais, configurando sistemas de *duplexes* de pequena escala (Fig. 36). Neste contexto são formadas fatias de rochas totalmente limitadas por falhamentos, denominadas *horses* (cf. Boyler & Elliot, 1982). A geometria destes empurrões atesta uma polaridade tectônica de SE para NW.

Os *duplexes* são melhor observados nas unidades mais competentes, ou seja, na formação ferrífera bandada. Os falhamentos principais desenvolveram-se ao longo dos contatos geológicos ou ao longo dos níveis pelíticos existentes dentro da formação ferrífera. Os falhamentos subsidiários cortam a formação ferrífera bandada e funcionam como zonas de transferências de deslocamentos entre as falhas basais e as falhas de topo (Fig. 36).

Duplexes de pequena escala, mostrando a geometria supradescrita, são componentes importantes de muitos cinturões de empurrões e dobramentos (Bowler, 1987; Mitra, 1986). Eles são denominados duplexes de segunda e/ou terceira ordem e são interpretados como um mecanismo eficiente de transferência de deslocamento durante a formação de sistemas de empurrões (Boyer & Elliot, 1982).

O sistema de empurrões descrito é composto ainda por falhamentos direcionais dextrais (Fig. 18). Estes falhamentos possuem direção NW-SE e mergulhos na ordem de 30° e 50° para sudoeste, sendo mais expressivos no flanco norte da estrutura (Domínio 2). Nas Figuras 37 e 38 estão representados em detalhe estes falhamentos direcionais. Observe que eles desenvolveram-se transversalmente às falhas de empurrão e permitem o escape lateral de massas, resultando no adelgaçamento e rompimento dos corpos mineralizados. O rejeito observado em mapa e a deflexão da foliação S_2 na direção destas falhas direcionais refletem o sentido dextral de movimentação.

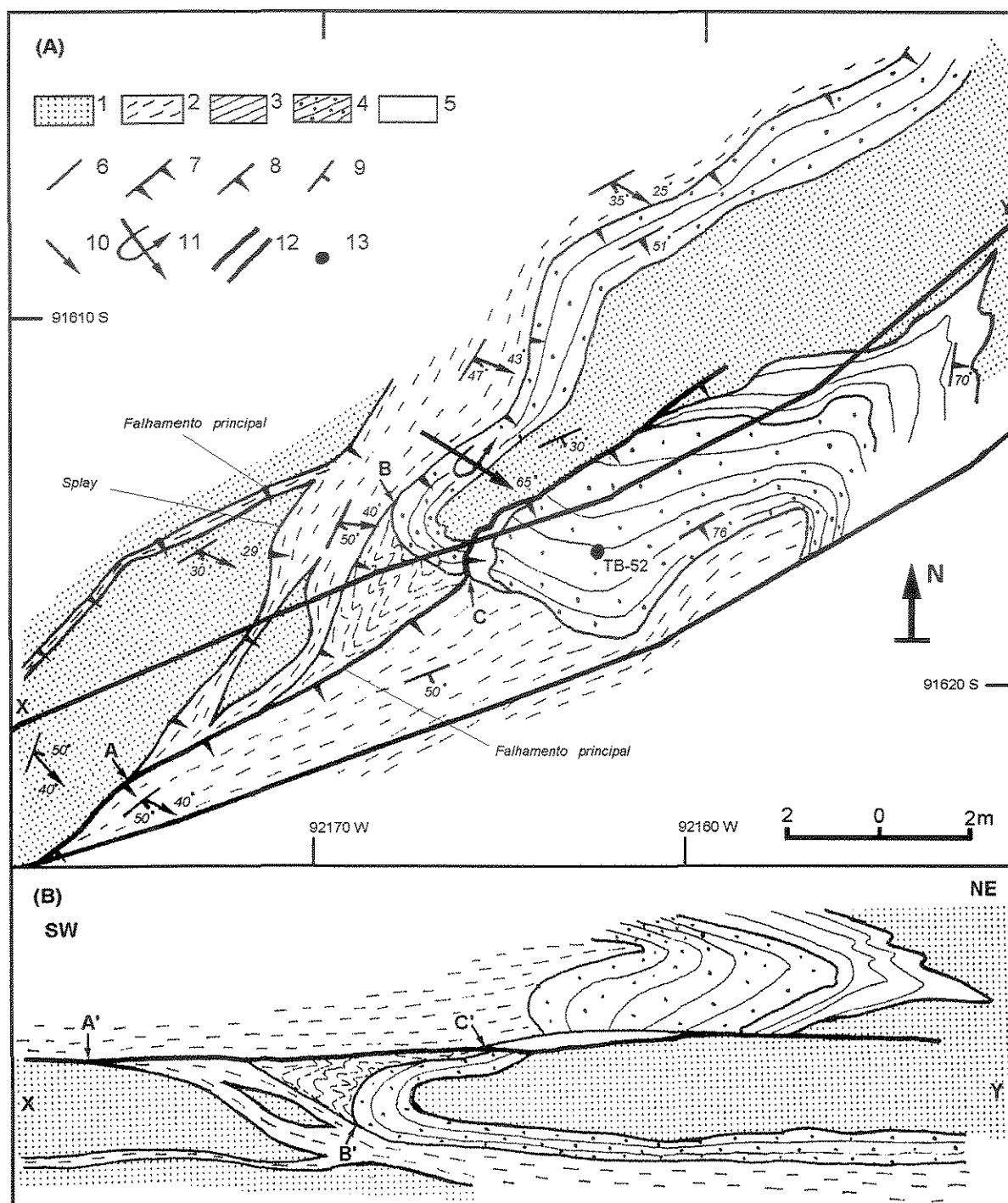


Figura 35. (A) Detalhe do mapa geológico (anexo 02) demonstrando o arranjo e geometria do sistema de empurrões no Corpo Galinheiro - Domínio 3 (para localização vide Figura 18). Os falhamentos principais desenvolvem-se paralelamente ao plano axial das dobras F_2 e são conectados por falhamentos subsidiários frontais (*splays*). **(B)** Perfil geológico, SW-NE, construído a partir da trama estrutural observada na parede norte da galeria. Os pontos A, B e C representam a projeção axiométrica dos pontos A', B' e C' plotados neste perfil. 1- quartzo-carbonato-sericita filito; 2- Filito carbonoso; 3- Formação ferrífera bandada; 4- Formação ferrífera bandada sulfetada; 5- Veios de quartzo; 6- Contato geológico; 7- Falha de empurrão; 8- Acamamento primário; 9- Foliação S_2/Sm_2 ; 10- Lineação de estiramento; 11- Eixos de dobras B_2 ; 12- Contorno da galeria; 13- Plug topográfico. (Nível 11 - Ponto 224).

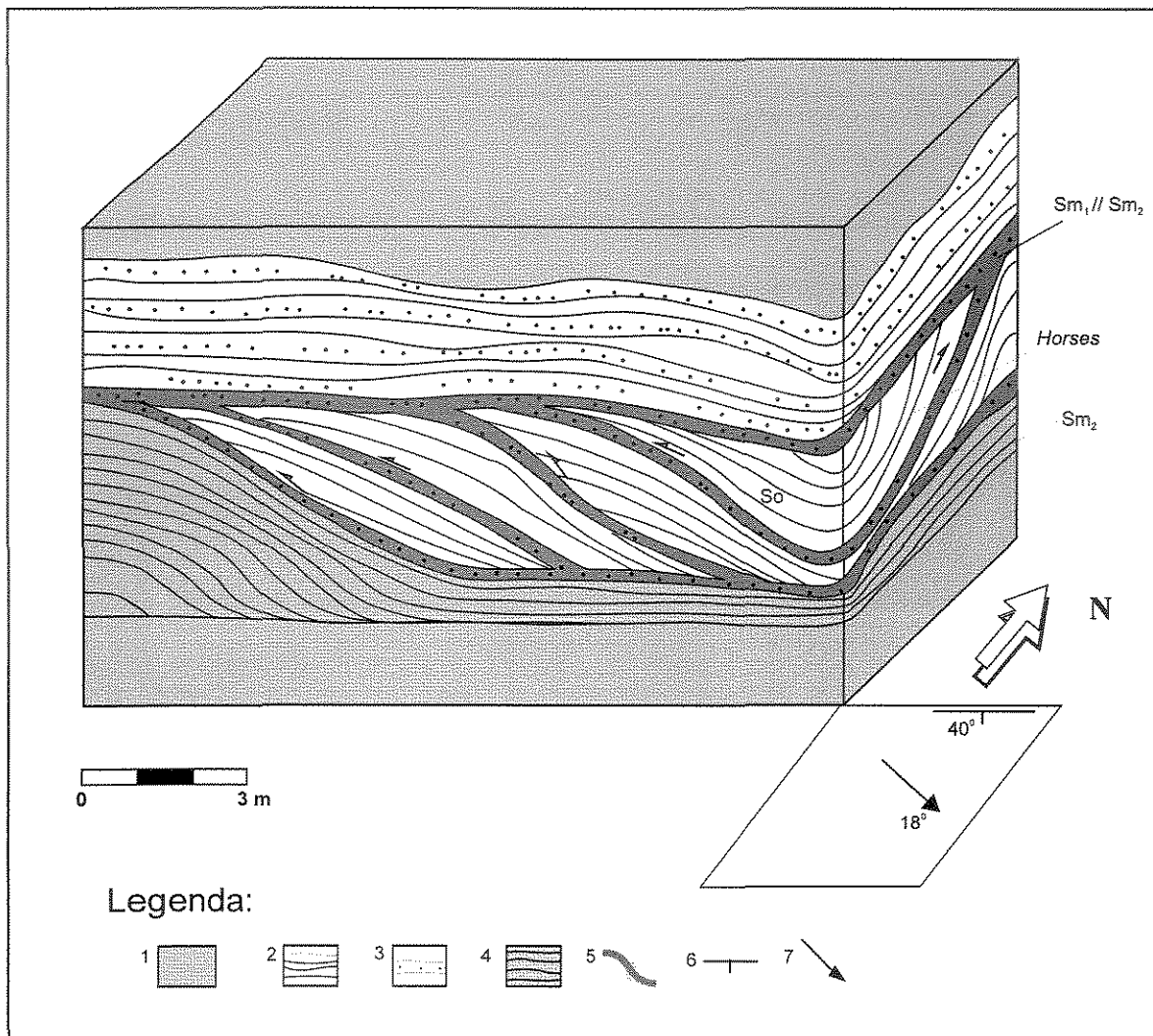


Figura 36. Bloco diagrama de um *duplex* de pequena escala observado no Corpo Balancão. Falhamentos frontais com formas sigmoidais convergem, no topo e na base, para os falhamentos principais. Legenda: 1. Filitos carbonosos; 2. Formação ferrífera bandada; 3. Formação ferrífera sulfetada; 4. Quartzo-sericita-carbonato filito; 5. Falha de empurrão; 6. Foliação milonítica; 7. Lineação de estiramento. A localização do afloramento encontra-se na Figura 18 (Corpo Balancão - Nível 11- Ponto 11).

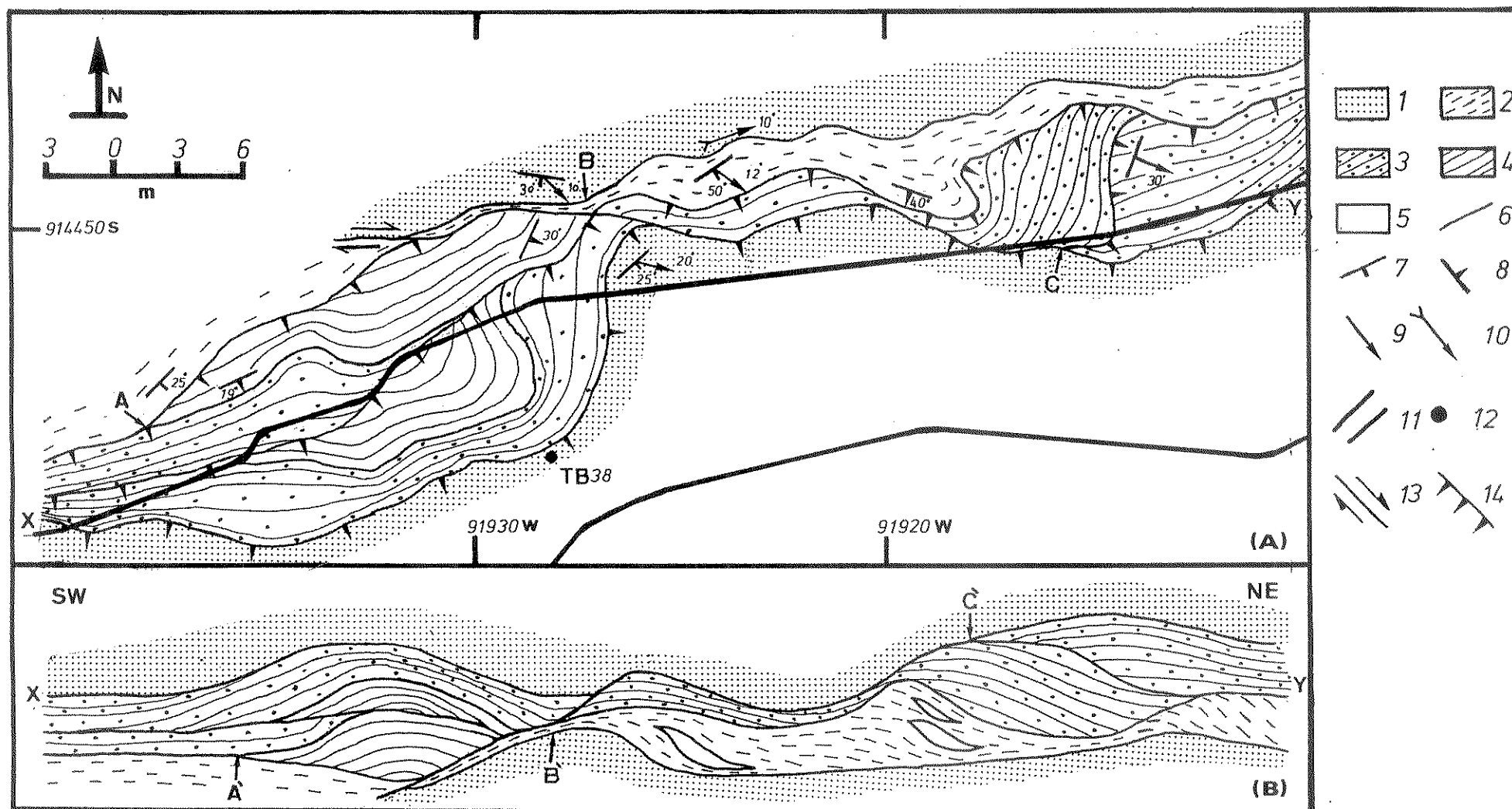


Figura 37. (A) Detalhe do mapa geológico demonstrando as relações entre falhamentos principais, falhas subsidiárias e falhas direcionais no Corpo Balancão - Domínio 2 (para localização vide Figura 18). (B) Perfil geológico, SW-NE, representando a trama estrutural observada na parede norte da galeria. Observe que as falhas subsidiárias convergem no topo e na base para os falhamentos principais, configurando *duplexes* de pequena escala. 1- Quartzo-sericita-carbonato filito; 2- Filito carbonoso; 3- Formação ferrífera bandada; 4- Formação ferrífera bandada sulfetada; 5- Veios de Quartzo; 6- Contato; 7- Foliação S_2/S_{m2} ; 8- Acamamento; 9- Lineação de estiramento; 10- Estrias; 11- Contorno da galeria; 12- Plug topográfico; 13- Falhas direcionais; 14- Falhas de empurrão (Nível 11 - Pontos -204 e 205).

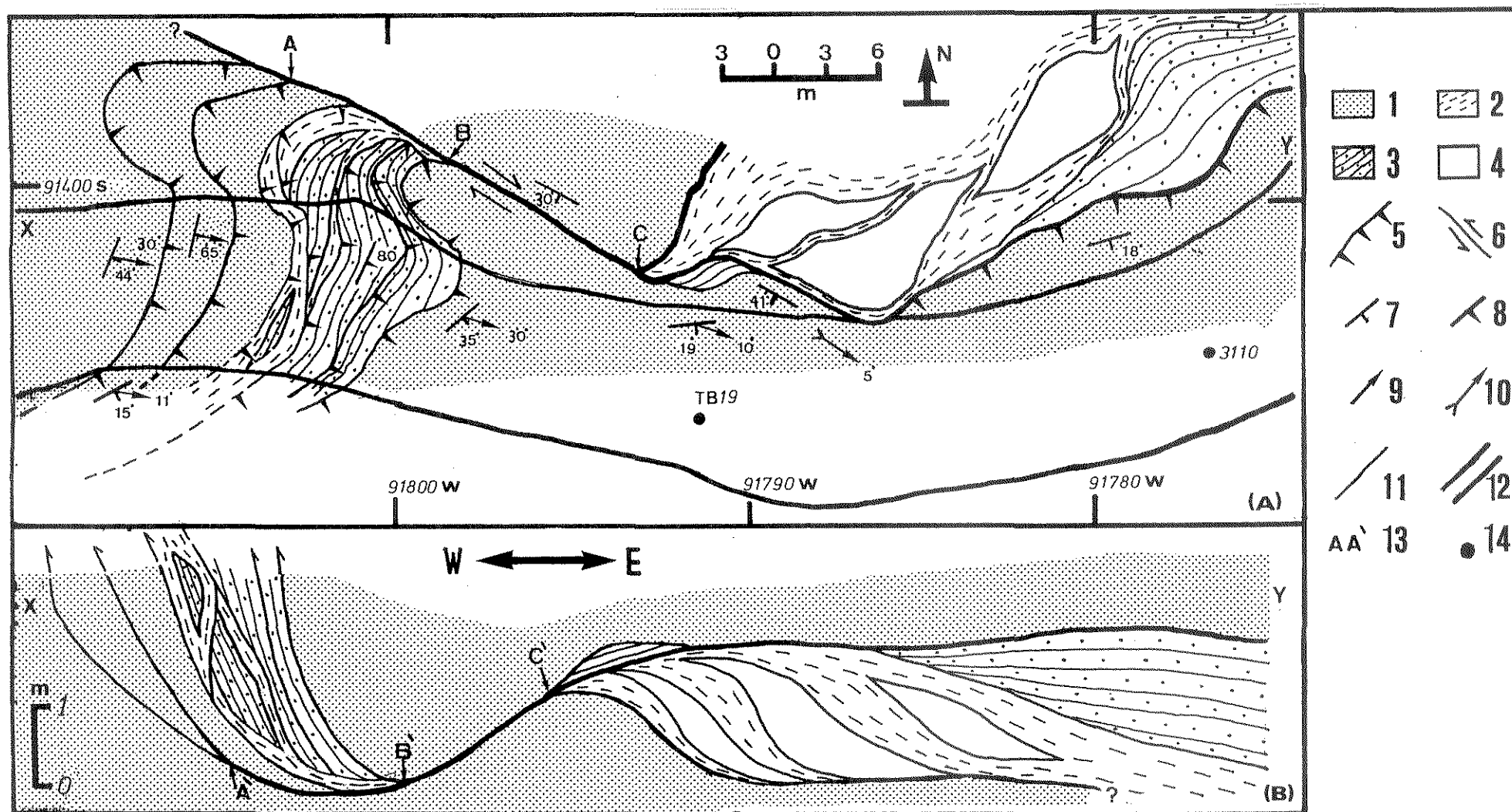


Figura 38. (A) Detalhe do mapa geológico do Corpo Balancão - Domínio 2 (para localização vide Figura 18). Observe que os falhamentos direcionais dextrais desenvolvem-se transversalmente aos falhamentos principais e permitem o escape lateral de massas dentro do sistema de empurrões. (B) A combinação dos dois tipos de falhamentos gera, em um perfil E-W, geometria bastante complexa, envolvendo um sistema de leques imbricados e um *duplex*. 1- Quartzo-sericita-carbonato filito; 2. Filito carbonoso; 3. Formação ferrífera bandada sulfetada; 4- Veio de quartzo; 5. Falha de empurrão; 6- Falha direcional; 7. Foliação S_2/S_{m2} ; 8- Acamamento; 9- Lineação de estiramento; 10- Estrias; 11- Contato; 12- Contorno da galeria; 13- Pontos projetados; 14- Plug topográfico (Nível 11 - Ponto 206).

Uma característica interessante destes falhamentos é que, aos moldes dos falhamentos subsidiários, eles funcionam como planos de transferência de deslocamentos. As falhas de empurrão passam ao longo de seu *strike* para falhamentos direcionais transversais em função da presença de anisotropias locais. Uma vez acomodada a deformação, os falhamentos direcionais simplesmente desaparecem ou são novamente incorporados ao sistema de empurrões permitindo a transferência de deslocamentos dentro do sistema (Fig. 38).

Desta forma, as falhas de empurrão principais, os falhamentos subsidiários e os falhamentos direcionais são interpretados neste trabalho como estruturas contemporâneas associadas a um sistema de empurrões regional do tipo leque imbricado, com vergência para noroeste.

Em afloramento estas falhas são caracterizados por zonas de cisalhamento dúcteis ou faixas miloníticas, com espessuras centimétricas a métricas. Nestas zonas desenvolveu-se a foliação milonítica Sm_2 e proeminente lineação de estiramento mineral Le_2 . Esta lineação está contida nos planos da foliação Sm_2 , apresenta direção SE-NW e é interpretada como representativa da direção do transporte tectônico.

Uma vasta gama de meso e micro-estruturas com simetria monoclinica foram observadas nas rochas miloníticas presentes nestas zonas de cisalhamento. Tais estruturas resultaram da deformação progressiva não-coaxial atuante nestas rochas e são indicativas do sentido de movimentação ao longo das zonas de cisalhamento.

Os indicadores cinemáticos analisados atestam movimentação reversa oblíqua para as falhas de empurrão e movimentação dextral para os falhamentos direcionais. Eles foram observados em cortes paralelos à lineação de estiramento Le_2 e incluem as seguintes estruturas: dobras em bainha apontando sistematicamente para NW; dobras assimétricas sin-miloníticas (Fig. 39); estruturas S-C. (Figs. 40, 41); veios de quartzo sigmoidais (Fig. 42); falhamentos sintéticos de camadas competentes (Fig. 43); bandas de cisalhamento dos tipos C e C' (Fig. 44); franjas de deformação assimétricas desenvolvidas em torno dos cristais de pirita (Fig. 45) e padrão de inclusões em porfiroblastos sin-tectônicos (Fig. 46).



Figura 39. Dobras assimétricas indicando movimentação reversa, de SE para NW, ao longo das faixas miloníticas. Seção paralela à lineação de estiramento Le₂ e normal à foliação milonítica Sm₂ (Corpo Fonte Grande Sul - Ponto 202).



Figura 40. Estrutura S-C (Tipo 1 - Lister & Snoke, 1984) observada no filito carbonoso, indicando movimentação reversa de SE para NW. Seção levemente oblíqua à lineação de estiramento Le₂ e normal à foliação milonítica Sm₂ (Corpo Galinheiro - *Open Pit*).



Figura 41. Sombra de pressão rotacionada indicando sentido sinistral para o cisalhamento. Topo para noroeste - Seção paralela à lineação de estiramento Le_2 e normal à foliação milonítica Sm_2 (Corpo Balancão -Nível 11- Ponto 22)

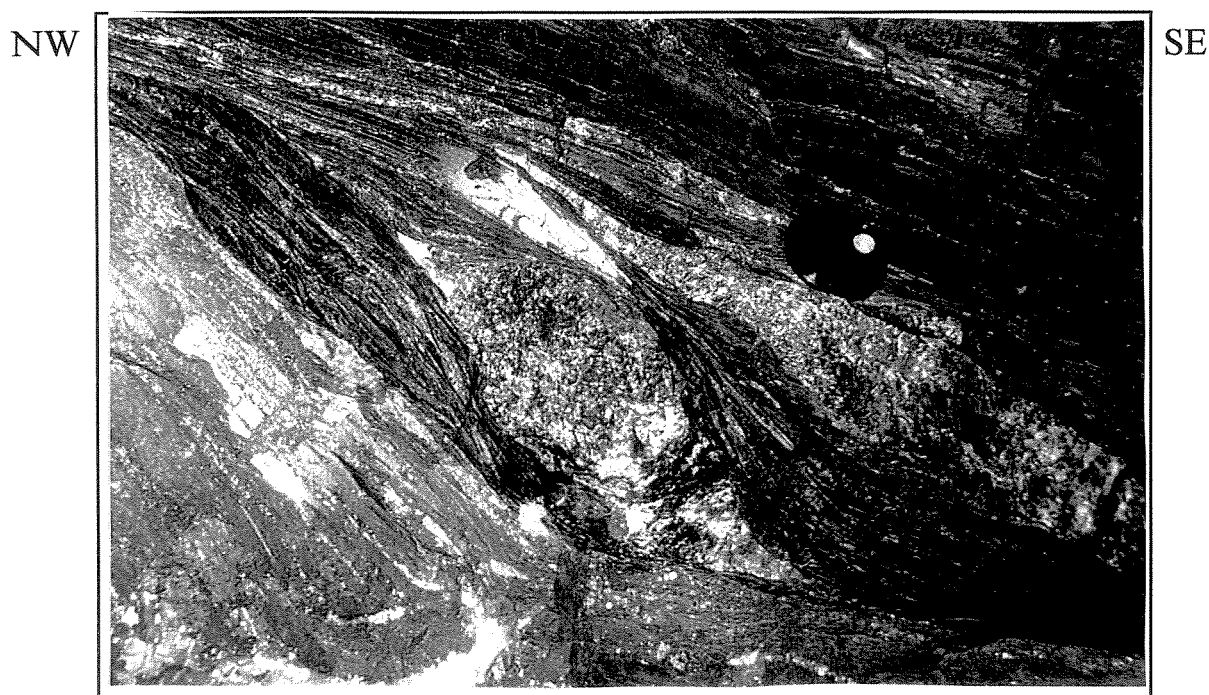


Figura 42. Veio de quartzo sigmoidal indicando sentido sinistral para o cisalhamento. Topo para noroeste - Seção paralela à lineação de estiramento Le_2 e normal à foliação milonítica Sm_2 (Corpo Balancão -Nível 7)

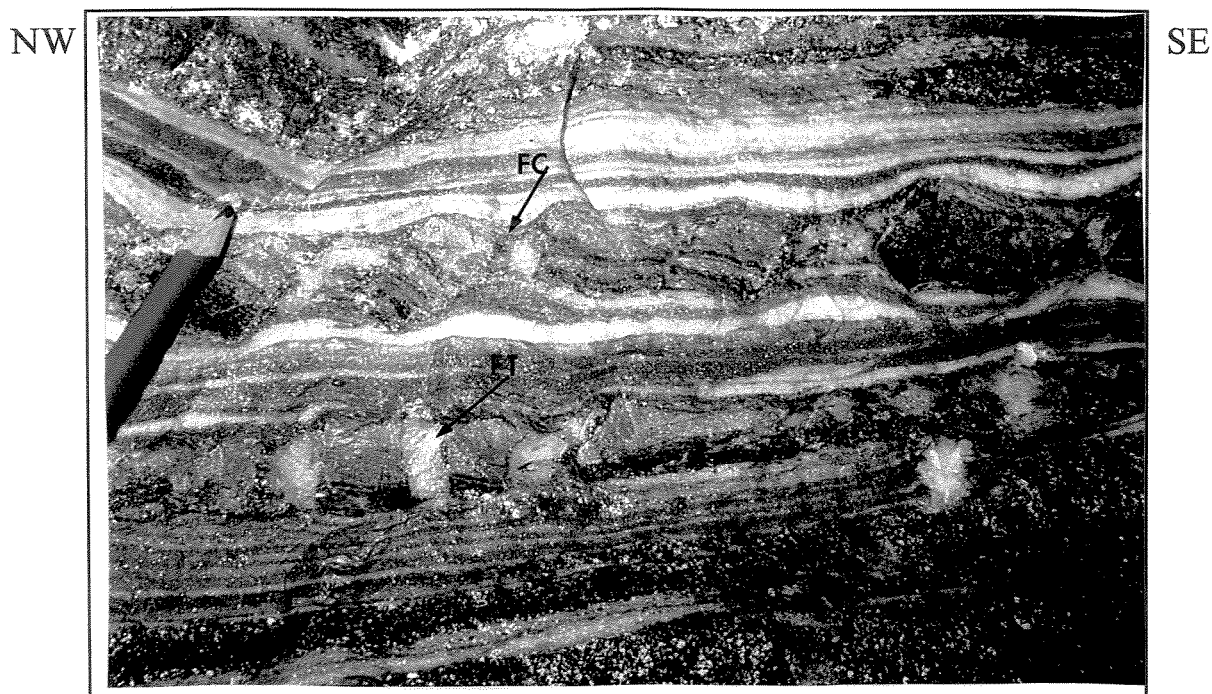


Figura 43. Fragmentação das bandas competentes da formação ferrífera sulfetada por fraturas de cisalhamento sintéticas (FC) e fraturas de tração (FT). Sentido sinistral de cisalhamento. Topo para NW - Seção paralela à lineação de estiramento Le₂ e normal à foliação (Corpo Fonte Grande Sul -Nível 7- Ponto 203)

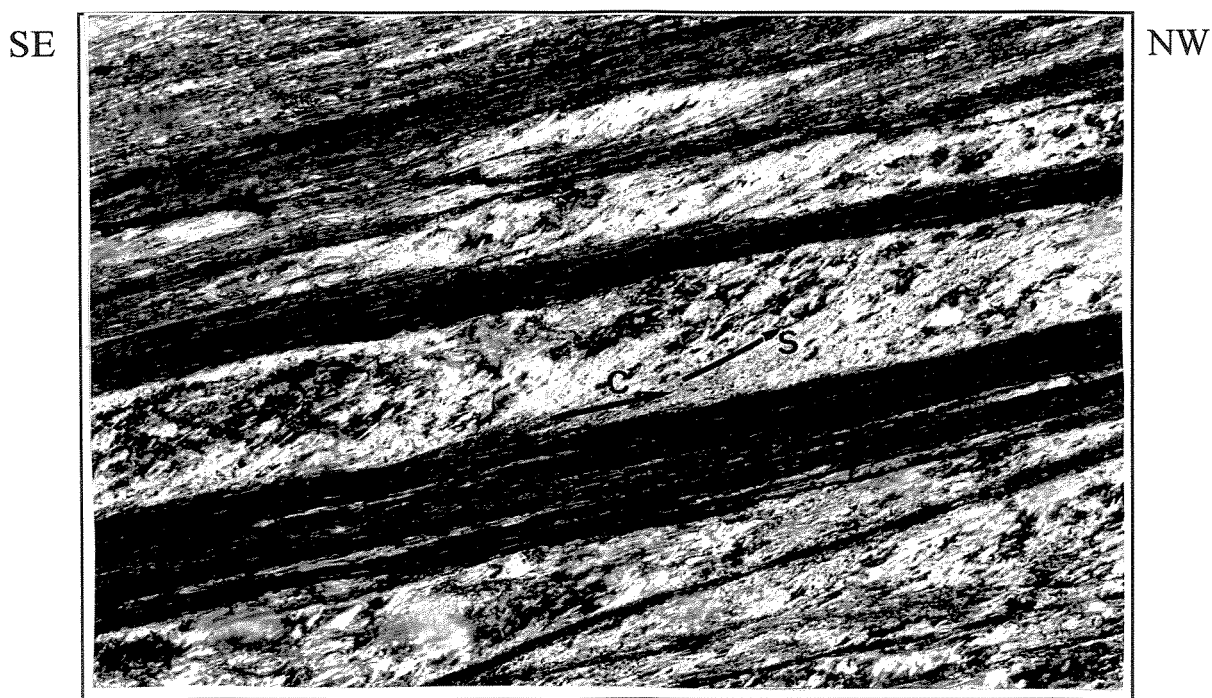


Figura 44. Fotomicrografia de bandas de cisalhamento do tipo C indicando sentido dextral para o cisalhamento - LP, 500x. Topo para NW - Seção paralela à lineação de estiramento Le₂ e normal à foliação milonítica Sm₂.

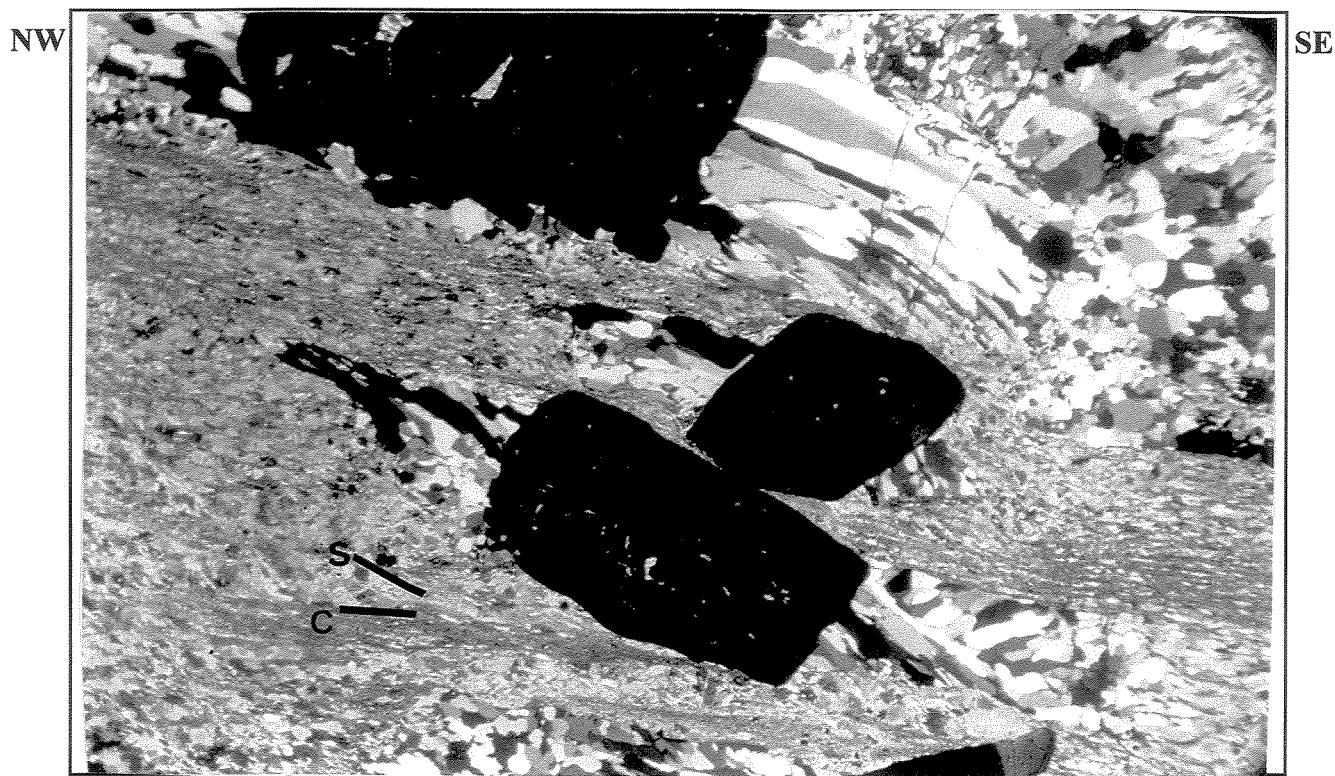


Figura 45. Fotomicrografia de sombras de pressão assimétricas desenvolvidas em torno de cristais de pirita, indicando sentido sinistral de cisalhamento, topo para NW - LP campo de visão 6 mm. - Seção paralela à lineação de estiramento Le_2 Corpo Fonte Grande Sul - Nível 7- Ponto 67).

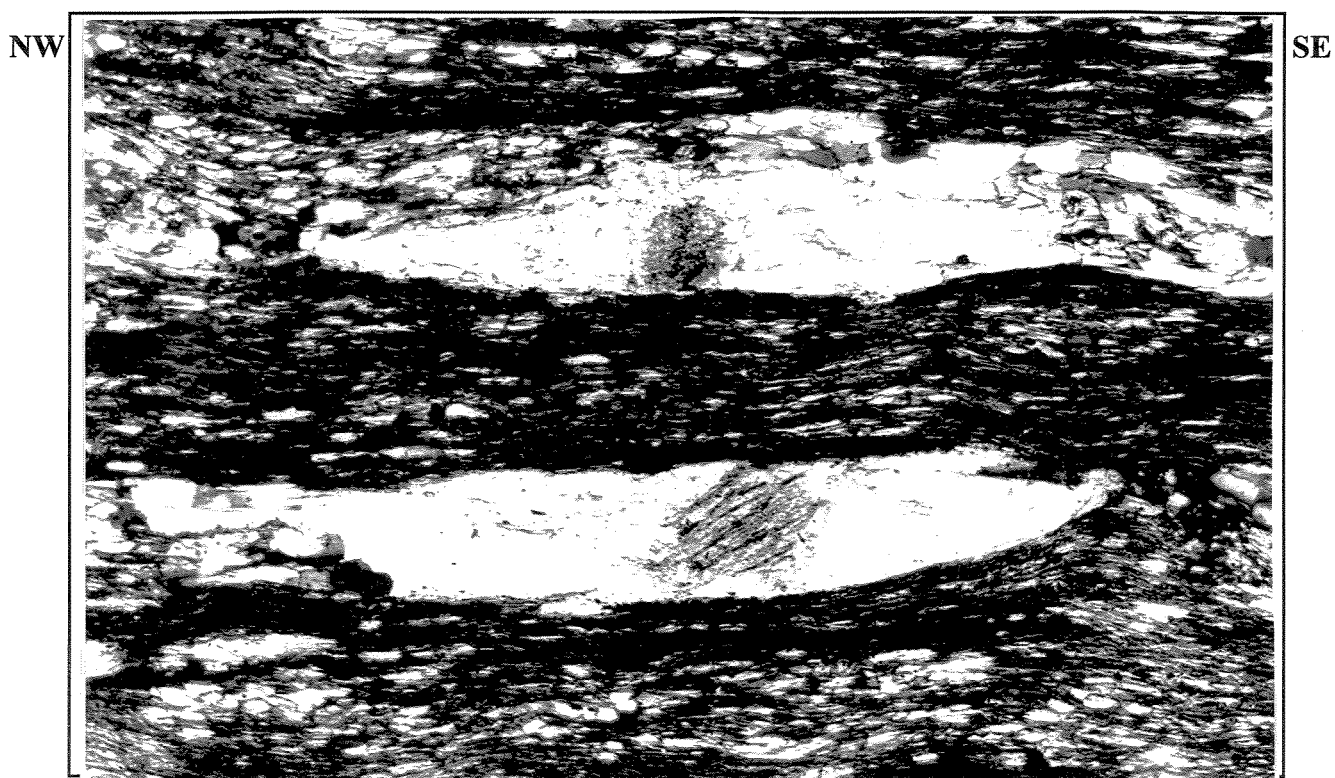


Figura 46. Fotomicrografia de porfiroblastos sin-tectônicos de carbonato rotacionados sinistralmente, topo para NW - LP, 500x.. - Seção paralela à lineação de estiramento Le_2 (Corpo Balancão - Nível 11- Ponto 91).

Foliação milonítica Sm_2

A foliação milonítica Sm_2 constitui a feição planar dominante nas faixas miloníticas associadas às falhas de empurrão. Ela difere da foliação S_2 devido ao considerável aumento de sua penetratividade, redução acentuada da granulometria das rochas envolvidas e principalmente pelo desenvolvimento de estruturas indicativas de deformação não coaxial, tais como estruturas S-C, dobras sin-miloníticas, sombras de pressão assimétrica, etc.

A foliação Sm_2 se apresenta melhor desenvolvida nos filitos carbonosos que na formação ferrífera bandada e metagrauvas. Nos metabasaltos ela é bastante expressiva sendo acompanhada por transformações minerais resultantes da alteração hidrotermal (vide Capítulo 3). Localmente esta foliação apresenta padrão anastomosado e contorna *pods* de rochas menos deformadas (Fig. 47).

A atitude média da foliação milonítica é $151^\circ/36^\circ$. Esta foliação normalmente transpõem o acamamento primário e é paralela à foliação plano axial S_2 (Fig. 48).

Lineação de estiramento Le_2

Esta lineação constitui a feição linear predominante nas faixas miloníticas associadas às falhas de empurrão. Ela está contida nos planos das foliações S_2 e Sm_2 e é caracterizada pela presença de grãos e/ou agregados estirados de quartzo e carbonatos, bem como pelo alinhamento e estiramento de palhetas de clorita (Fig. 49).

Nas rochas de filiação basáltica, submetidas à alteração hidrotermal, esta lineação é materializada pelo crescimento orientado de minerais sin-tectônicos (sericita, clorita e carbonatos). Nos corpos mineralizados observa-se também o estiramento de pirrotita e segundo esta direção.

A lineação de estiramento é também definida pelo desenvolvimento de franjas de deformação alongadas em torno dos cristais de pirita e arsenopirita (Figs. 49, 50). As franjas de deformação são compostas por agregados fibrosos sin tectônicos de quartzo, carbonatos e clorita. Elas são antitaxiais e têm sua geometria controlada pela forma do objeto rígido (pirita e arsenopirita) e pelo regime de fluxo presente na matriz. Além disso, o crescimento de suas fibras é controlado pela face do objeto rígido e/ou por deslocamentos (*cf.* Passchier & Trouw, 1996).

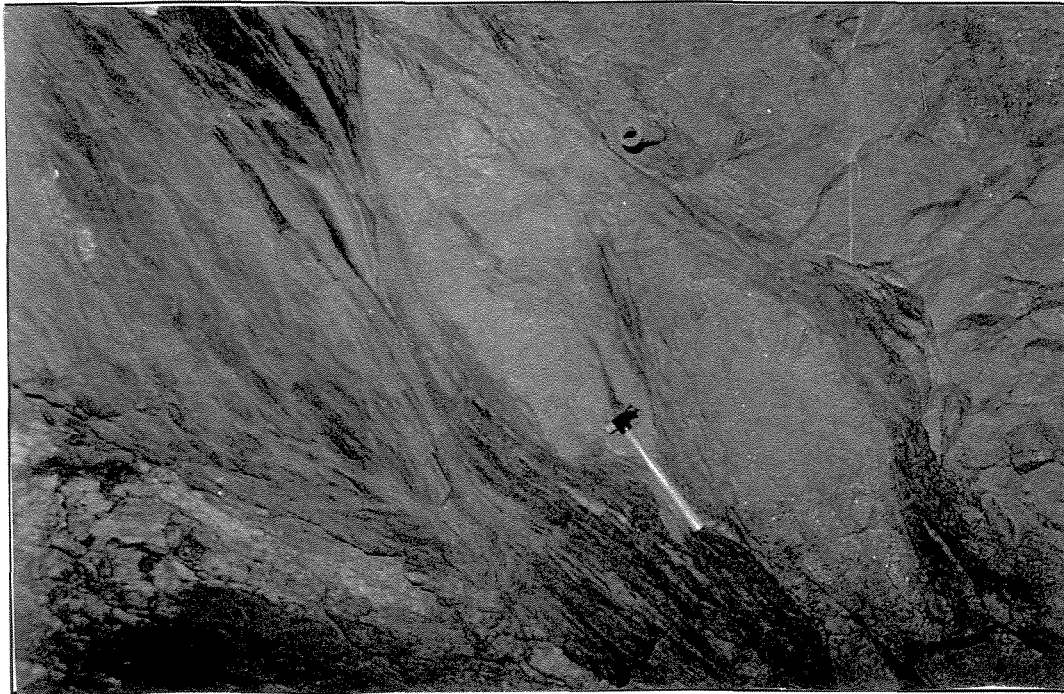


Figura 47. Padrão anastomosado da foliação milonítica Sm_2 (Corpo Balancão - Nível 11 - Ponto 206).

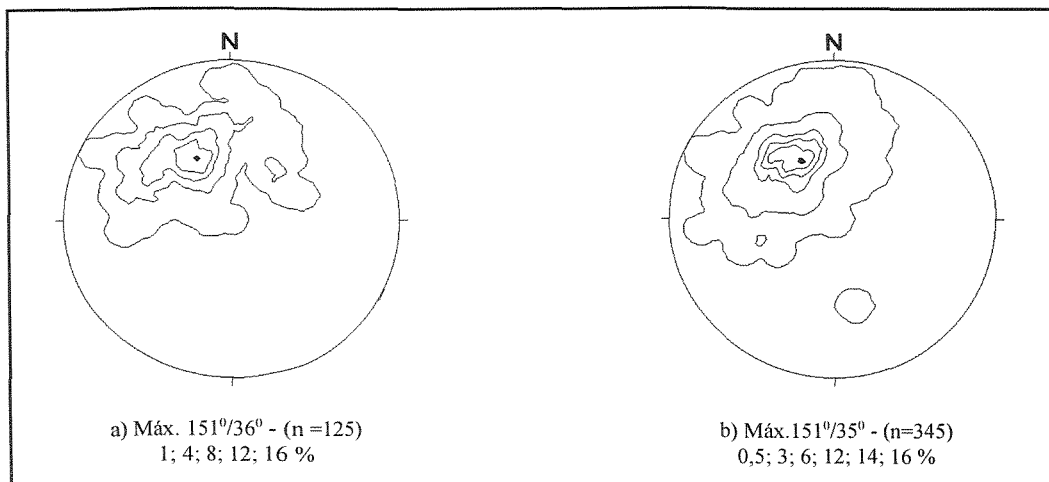


Figura 48. Diagramas estereográficos dos polos da foliação milonítica Sm_2 (a) e da foliação S_2 (b). Dados relativos ao nível 11.

Le₂



Figura 49. Lineação de estiramento Le₂ definida pela orientação preferencial de palhetas de clorita. Os ressaltos presentes nos planos da foliação constituem franjas de deformação alongadas, com eixos maiores orientados na direção de maior estiramento. (Corpo Galinheiro - *Open pit*).

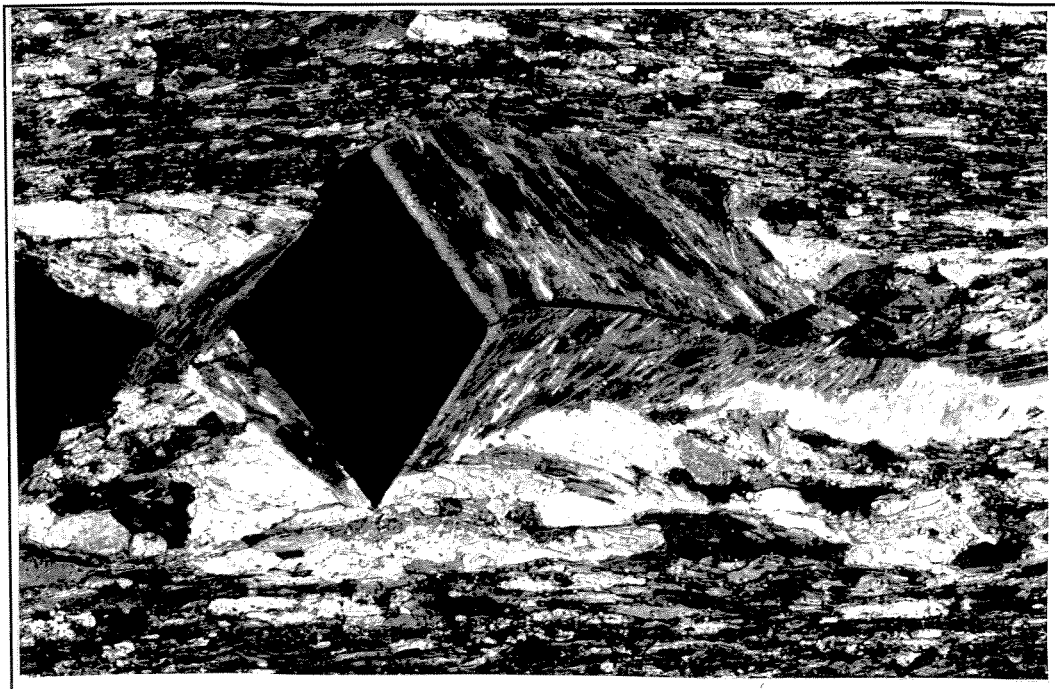


Figura 50. Fotomicrografia de franja de deformação assimétrica, composta por clorita, envolvendo um cristal de arsenopirita. Observe que embora a estrutura geométrica desta sombra de pressão seja condicionada pela forma do cristal de arsenopirita, o crescimento das fibras é controlado por deslocamentos sucessivos- LP, 200x. Seção paralela à lineação de estiramento e normal à foliação milonítica Sm₂ (Corpo galinheiro - Nível 11- Ponto 83).

As dimensões máximas e intermediárias destas franjas de deformação estão contidas na superfície da foliação (plano xy), enquanto a menor dimensão é perpendicular a este elemento planar. O eixo maior desta estrutura define a posição do eixo X do elipsóide de deformação finita, ou seja, define a direção de maior estiramento (Williams, 1978).

A frequência máxima obtida para Le_2 é $115^\circ/25^\circ$ (Fig. 51). Ela está orientada obliquamente à linha de mergulho máximo das foliações S_2 e Sm_2 , configurando condições de rampa oblíqua, na qual o transporte tectônico se procedeu de SE para NW. Variações significativas na orientação espacial de Le_2 e Sm_2 não foram observadas nos diferentes níveis e domínios da Mina de Cuiabá.

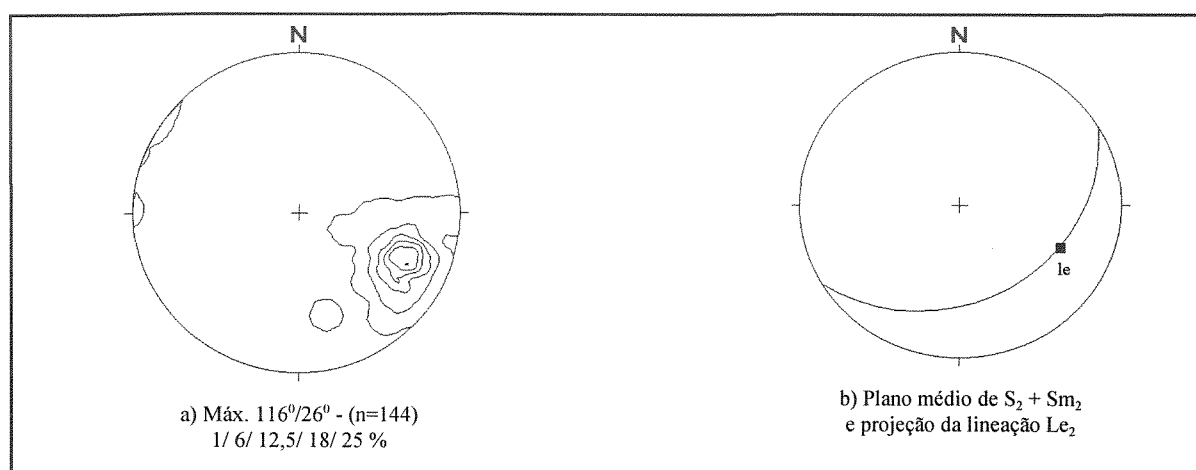


Figura 51. Diagramas estereográficos da lineação de estiramento Le_2 (a) e do plano médio de $S_2 + Sm_2$, com a projeção de Le_2 (b).

4.4. Estruturas pertencentes à fase D_3

As estruturas pertencentes à fase D_3 desenvolveram-se em níveis crustais mais rasos, em regime dúctil-rúptil a rúptil-dúctil. Elas deformaram e reativaram as estruturas planares e lineares preexistentes e incluem dobramentos suaves (F_3), clivagem de crenulação (S_3) e lineação de crenulação (Lc_3).

Dobras F_3

As dobras F_3 constituem ondulações suaves da foliação S_2 e/ou Sm_2 com planos axiais orientados paralelos à foliação (S_3) (Fig. 52). Elas apresentam dimensões centimétricas a milimétricas (crenulações) e possuem eixos paralelos à lineação de crenulação (Lc_3) (Fig. 53).

Foliação S_3

A foliação S_3 tem caráter pouco penetrativo e manifesta-se na área como uma clivagem espaçada ou clivagem de crenulação discreta (Passchier & Trouw, 1996). Ela é definida pela descontinuidade da trama planar preexistente (S_2 e/ou Sm_2), por fraturas ou microfalhas, que dividem a rocha em corpos tabulares ou microlitons (Fig. 52).

A foliação S_3 encontra-se melhor definida nas unidades mais plásticas, ricas em filossilicatos. No interior dos microlitons a foliação encontra-se crenulada ou define trajetórias sigmoidais. Em escala microscópica, há evidências de dissolução discreta ao longo dos planos de S_3 , com reorientação dos minerais micáceos segundo este plano (Fig. 54). Clivagens de crenulação diferenciadas ou zonais com domínios de clivagem bem definidos não foram observadas.

Nas litologias mais competentes S_3 é definida por fraturas ou microfalhas, ao longo das quais observa-se o deslocamento da trama planar afetada. Neste caso, a foliação presente dentro dos microlitons permanece inalterada, mantendo sua orientação original. O espaçamento entre os microlitons varia desde poucos milímetros até 3 cm.

A foliação S_3 é paralela ao plano axial das dobras F_3 e apresenta direção aproximadamente NS, com mergulhos na ordem de 20° a 80° para este. A frequência máxima obtida para esta foliação é $106^\circ/39^\circ$ (Fig. 55).

Lineação de crenulação Lc_3

A lineação Lc_3 é definida pela orientação preferencial das charneiras de microdobras ou crenulações F_3 . Ela é observada nos planos da foliação S_2 e/ou Sm_2 e está orientada na direção NS, com mergulhos suaves para sul (Fig. 53). A frequência máxima de Lc_3 é $170^\circ/28^\circ$ (Fig. 55).

Falhas

Durante a fase D_3 ocorreu a reativação das falhas de empurrão, principalmente daquelas desenvolvidas ao longo do contato entre o filito carbonoso e a formação ferrífera bandada. Os principais registros desta reativação foram observados nos Domínios 1 2 (flanco invertido) e consistem em estrias, orientadas preferencialmente na direção SW-NE.

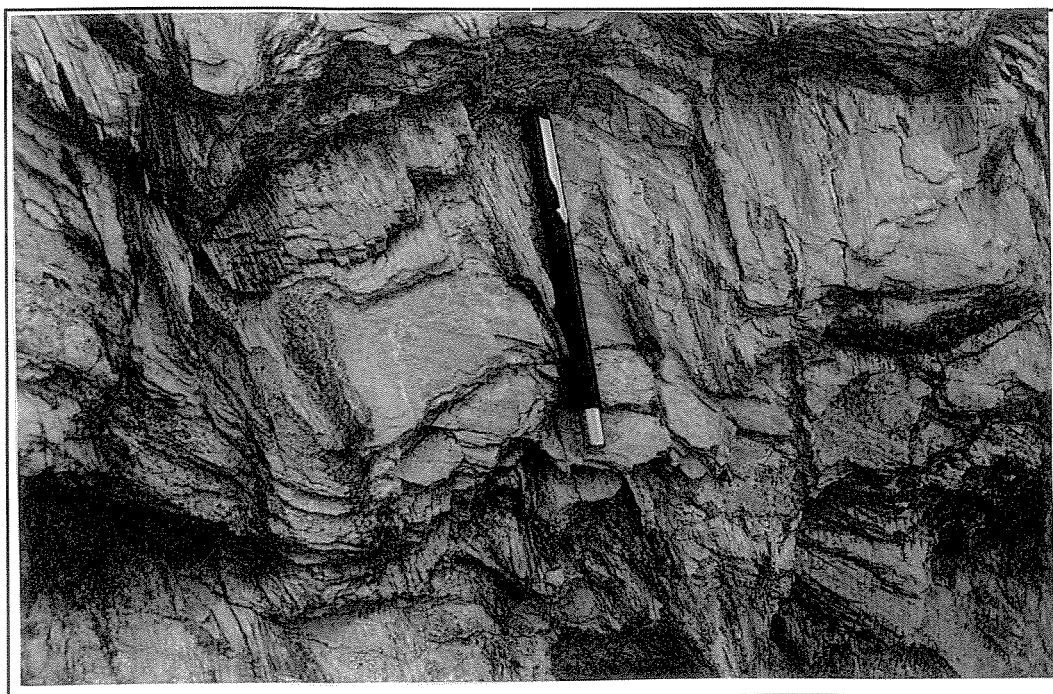


Figura 52. Dobramentos suaves F_3 e clivagem S_3 paralela ao plano axial das dobras (Corpo Galinheiro - *Open pit*).

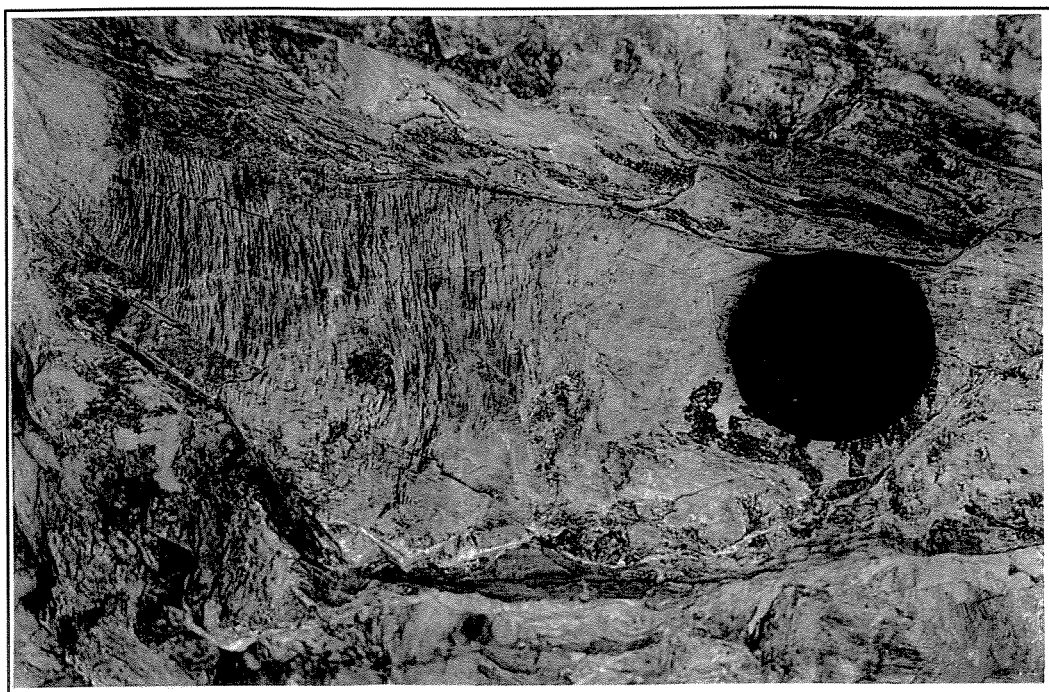


Figura 53. Lineação de crenulação Lc_3 (Corpo Galinheiro - *Open pit*).

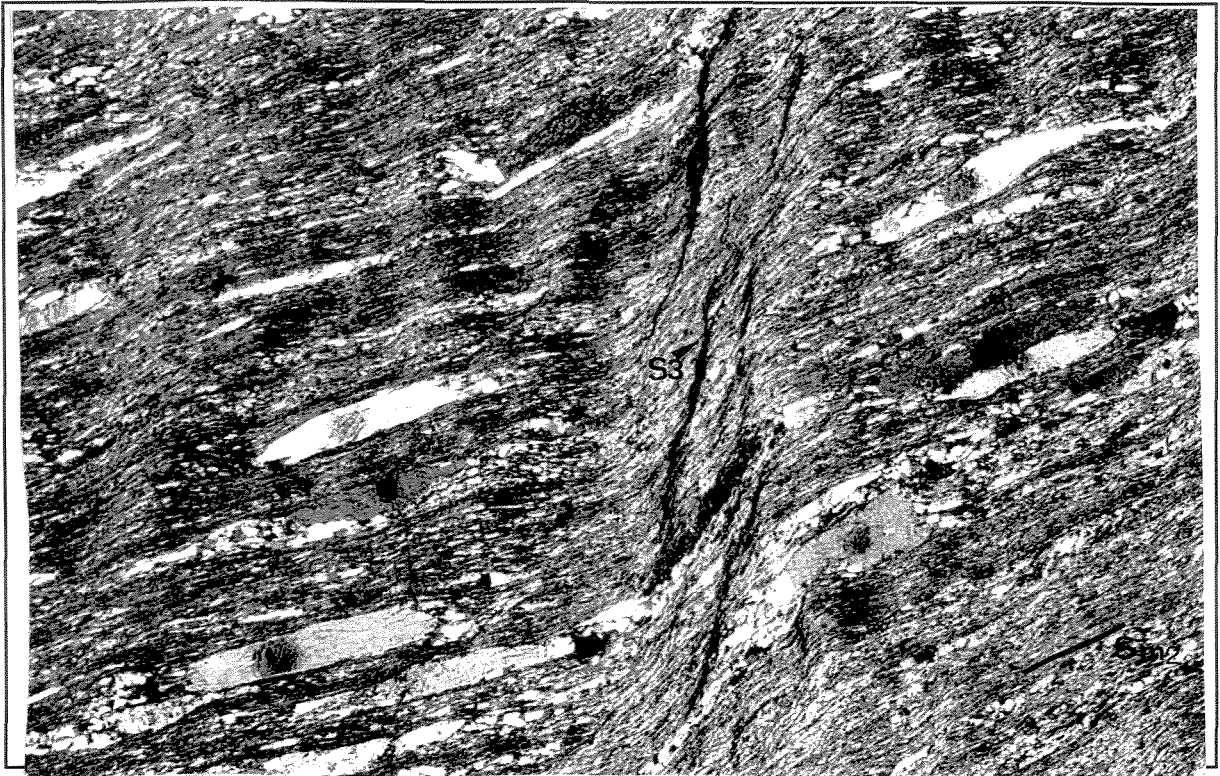


Figura 54. Fotomicrografia mostrando clivagem de crenulação e/ou dissolução (S3) truncando a foliação milonítica Sm₂ - LN, 200x (Corpo Balancão - Nível 11- Ponto 91).

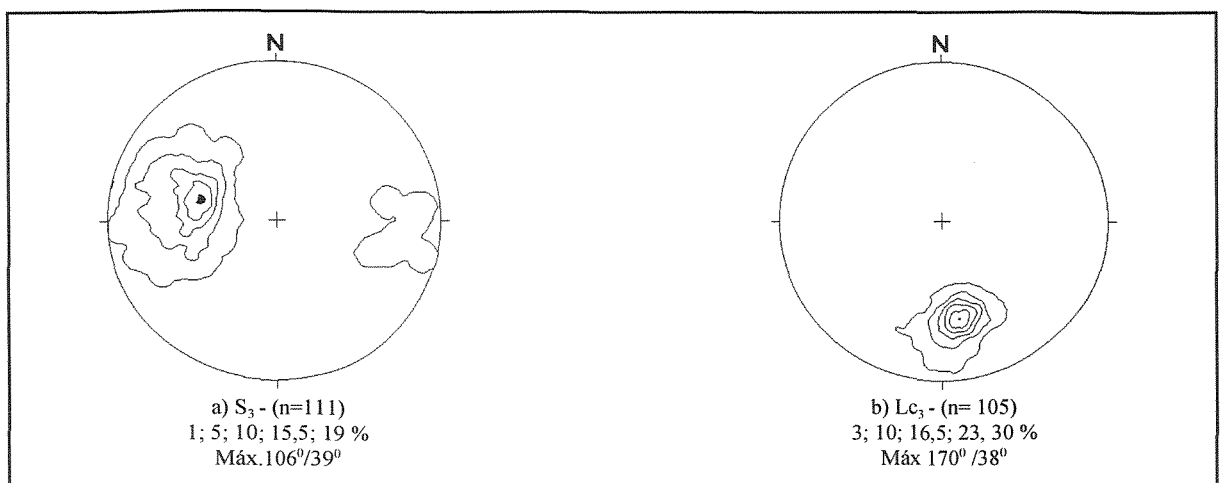


Figura 55. Diagramas estereográficos dos polos da foliação S₃ (a), e da lineação de crenulação Lc₃ (b). Dados relativos aos níveis 3 e 11.

Estas estrias estão impressas no filito carbonoso, exatamente no plano de contato entre este e a formação ferrífera bandada. Elas são paralelas ao *strike* das falhas de empurrão e provavelmente representam registros de movimentação tardia, preferencialmente direcional, ao longo destes planos. A atitude média destas estrias é $077^{\circ}/17^{\circ}$ (Fig. 56).

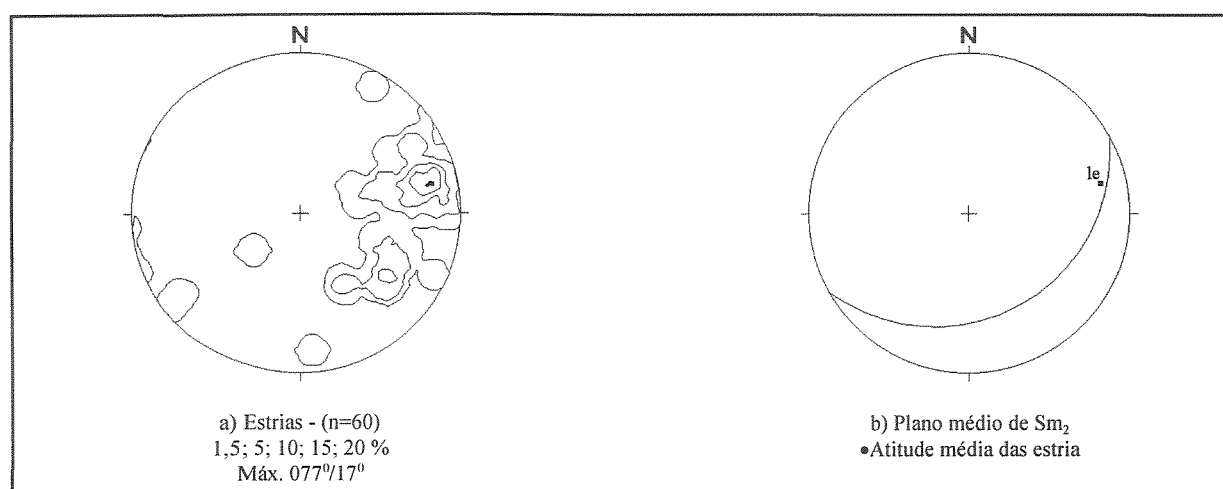


Figura 56. Diagramas estereográficos de estrias (a), e plano médio de Sm_2 com projeção destas estrias (b). Dados relativos ao nível 11.

4.5. Fraturas

Compondo o quadro estrutural da Mina de Cuiabá foram ainda observadas fraturas que estão mais bem impressas nas rochas competentes. Através do estudo estatístico destas estruturas observou-se que elas se concentram em três direções preferenciais: $061^{\circ}/87^{\circ}$, $002^{\circ}/45^{\circ}$ e $321^{\circ}/44^{\circ}$ (Fig. 57). As fraturas orientadas na direção NE-SW, cujo máximo estatístico é $321^{\circ}/44^{\circ}$, estão normalmente preenchidas por quartzo e carbonato, e provavelmente representam fraturas de tração (*tension gashes*).

4.6. Fraturamento hidráulico

Nas proximidades do contato entre a formação ferrífera bandada mineralizada e o filito carbonoso observa-se a existência de um complexo sistema de veios, bem como o fraturamento intenso da formação ferrífera bandada, formando zonas de brechação.

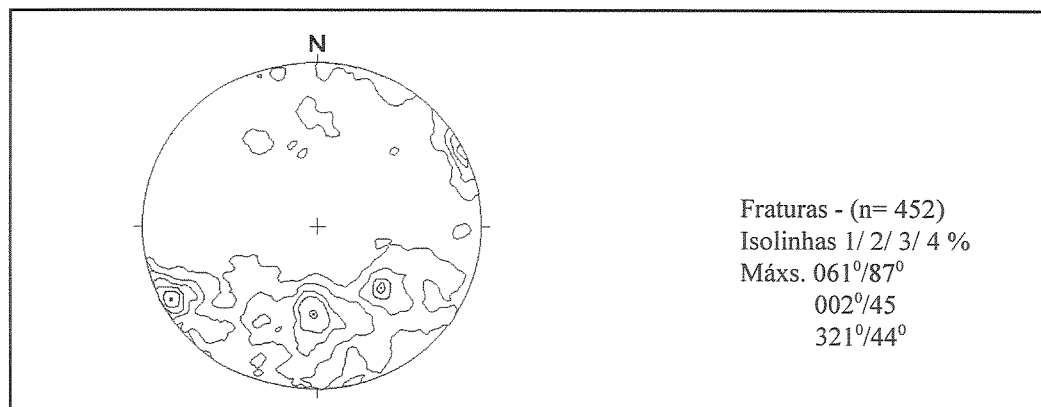


Figura 57. Diagrama estereográfico dos polos de fraturas. Dados referentes aos níveis 3 e 11.



Figura 58. Veios de quartzo discordantes injetados na formação ferrífera bandada (FFB), próximo ao contato desta com o filito carbonoso (FC). Observe que adjacente aos veios de quartzo a formação ferrífera encontra-se intensamente sulfetada (FFBS) (Corpo Fonte Grande Sul - Nível 7- Ponto 46).

Os veios são compostos por quartzo, carbonatos de ferro e sulfetos e podem ser separados em dois tipos: (1) veios com espessura de até 50 cm, encaixados na superfície de contato entre a formação ferrífera bandada e o filito carbonoso. A forma destes veios é grosseiramente tabular, sendo que o contato com o filito carbonoso é abrupto e o contato destes com a formação ferrífera é irregular e muitas vezes discordante do acamamento. No interior destes veios são observados com frequência fragmentos angulares de formação ferrífera bandada, que apresentam ou não a mesma orientação das encaixantes; (2) veios discordantes em forma de cunha, com dimensões centimétricas, que se apresentam injetados na formação ferrífera bandada com direção perpendicular ou oblíqua ao acamamento (Fig. 58). Embora não tenha sido feito um levantamento sistemático da atitude destes veios, observou-se que eles orientam-se na direção NE-SW com mergulhos na ordem de 10° e 30° para NW. Os dois tipos de veios estão normalmente conectados formando um sistema complexo.

Zonas de intensa brechação da formação ferrífera foram observadas na periferia destes sistemas de veios. Estas são caracterizadas pela presença de fragmentos angulares de formação ferrífera bandada, com dimensões centimétricas, envoltos por uma matriz composta por quartzo, carbonatos e sulfetos.

A geometria dos veios, a presença de brechas e a localização destas feições exatamente abaixo de uma camada impermeável (filito carbonoso) indicam que provavelmente estas estruturas foram formadas por fraturamento hidráulico instantâneo, ou seja, elas foram geradas quando a pressão de fluido local excedeu a pressão de confinamento por uma quantidade maior ou igual à tenacidade da rocha. Sob estas circunstâncias ocorreu a desagregação da formação ferrífera por fraturamentos, que foram preenchidos por material precipitado do próprio fluido, levando à formação de veios quartzo-carbonático sulfetados e a brechação da formação ferrífera bandada.

O significado destas estruturas dentro do contexto geológico da Mina de Cuiabá não é muito claro uma vez que poucas exposições das mesmas foram estudadas. No entanto, algumas considerações a respeito do posicionamento destas estruturas dentro da evolução estrutural da mina merecem destaque. São elas:

- Tais estruturas foram observadas somente no domínio 4 (vide Fig. 18), onde a deformação cisalhante foi menos intensa quando comparado com os demais domínios. Além disso, este

domínio constitui uma região de charneira sendo portanto um local propício para o fluxo de fluidos (Cox *et al.*, 1991; Cosgrove, 1993)

- Dentro deste domínio os veios e brechas estão localizados no topo da formação ferrífera bandada, próximo e no contato desta com o filito carbonoso. Este último constitui uma camada de baixa permeabilidade e portanto capaz de manter as altas pressões de fluidos, condição necessária para o desenvolvimento de fraturamento hidráulico.
- Os veios de quartzo estão normalmente recristalizados e freqüentemente são cortados por discretas zonas de cisalhamento reversas. Desta forma estes veios pré datam a deformação cisalhante.
- Devido à precariedade dos dados relativos à orientação destes veios e à complexidade da deformação cisalhante que atuou sobre os mesmos não ficou claro se os sistemas de fraturamento hidráulico foram gerados sob o mesmo campo de *stress* responsável pelo desenvolvimento dos dobramentos F_2 e clivagens associadas.

As observações supramencionadas permitem elaborar duas hipóteses para formação deste sistema de veios: (1) estes veios foram gerados por fraturamento hidráulico instantâneo nos estágios iniciais da deformação, durante a nucleação das dobras B_2 e antes da implantação dos sistemas de empurrões; (2) os veios, gerados por fraturamento hidráulico instantâneo, representam resquícios de algum tipo de tectônica rúptil anterior a fase D_1 .

Estes sistemas de veios desempenham papel importante na sulfetação da formação ferrífera e por isso serão descritos com mais detalhe no Capítulo 5

4.7. Síntese e evolução estrutural da Mina de Cuiabá

A deformação atuante nas rochas da Mina de Cuiabá teve caráter heterogêneo, não-coaxial e progressivo, tendo sido processada em diferentes níveis crustais e em três fase de deformação sucessivas. As estruturas referentes as duas primeiras fases, D_1 e D_2 , foram geradas em regime dúctil a dúctil-rúptil, enquanto aquelas pertencentes à fase D_3 formaram-se em regime predominantemente rúptil-dúctil.

A fase D_1

Durante a primeira fase de deformação D_1 foram geradas zonas de cisalhamento discretas, paralelas ao acamamento, às quais associam-se a foliação milonítica Sm_1 e a lineação de estiramento Le_1 . Estas zonas de cisalhamento provavelmente representam

escorregamentos intra e interestratais desenvolvidos nos estágios iniciais de deformação, durante nucleação das dobras F_2 . Esta interpretação têm como base as seguintes observações:

- As zonas de cisalhamento constituem feições pouco penetrativas na área da mina, sendo preferencialmente desenvolvidas nos contatos entre camadas de competência distinta.
- A foliação milonítica, presente nestas zonas, é paralela ao acamamento primário e se encontra dobrada pelas dobras F_2 .
- A lineação de estiramento (Le_1), contida nos planos da foliação milonítica (Sm_1), não está dobrada e apresenta orientação marcadamente constante, paralela aos eixos de dobras B_2 .

Um outro ponto fundamental que deve ser considerado na análise destas zonas de cisalhamento é a relação de paralelismo existente entre a lineação de estiramento Le_1 e a lineação de estiramento Le_2 (vide Figs.21 e 51). Esta relação indica que durante D_1 e D_2 a direção de transporte tectônico não se modificou, ou seja as duas fases são coaxiais. Além disso, os indicadores cinemáticos associados à essas zonas de cisalhamento indicam a mesma polaridade tectônica (de SE para NW) observada nas zonas de cisalhamento reversas desenvolvidas durante a fase D_2 , evocando uma evolução progressiva entre estas duas fases.

A fase D_2

Inicialmente foram geradas dobras em todas as escalas e foliação plano axial correlata, que consistem nas feições mais penetrativas da área. As dobras F_2 dobram o acamamento primário e a foliação milonítica Sm_1 , tendo sua geometria controlada pela competência do material envolvido e pela intensidade da deformação. Em locais de maior magnitude de deformação, predominam dobras fechadas a isoclinais ou até mesmo dobras em bainha, com charneiras orientadas paralelas a Le_2 . Nas regiões menos deformadas, as dobras são predominantemente apertadas, vergentes para noroeste e apresentam uma grande dispersão de seus eixos, que oscilam principalmente desde N50E até N160E.

A presença de eixos de dobras (B_2) orientados desde a posição oblíqua até paralela à lineação de estiramento pode ser indicativa de que estas dobras foram geradas com eixos dispostos obliquamente à direção do transporte tectônico. Posteriormente, com o aumento progressivo da deformação, as charneira foram rotacionadas passivamente até a posição de sub-paralelismo com a direção principal de cisalhamento. Esta interpretação é baseada no modelo de Coward (1984), onde a reorientação de charneiras, inicialmente oblíquas à direção do transporte tectônico, seria processada através de movimentos diferenciais no plano de

cisalhamento principal. Estes movimentos diferenciais são causados pela atuação de uma componente de cisalhamento lateral (*wrench shear*) nas falhas de empurrão (Fig. 59). Segundo Ridley (1986) efeito semelhante pode ser obtido através da atuação de cisalhamento simples sobre um plano de cisalhamento inclinado, ou seja, em situação de rampas oblíquas e/ou laterais.

Desta forma, tendo em vista que a Mina de Cuiabá está situada em um contexto de rampas oblíquas, é de se esperar que componentes de cisalhamento lateral tenham atuado junto às falhas de empurrão, promovendo movimentos diferenciais nos planos de cisalhamento e propiciando a reorientação das charneiras de dobras F_2 na direção do transporte tectônico.

Outra observação importante com relação às dobras mesoscópicas F_2 é o fato de seus eixos estarem distribuídos em uma guirlanda que é sub-paralela ao plano das foliações S_2 e Sm_2 (Fig. 60). Este fato também sugere que estas dobras foram nucleadas continuamente ou periodicamente durante a fase D_2 , tendo sido amplificadas, geometricamente modificadas e passivamente rotacionadas rumo à direção do transporte tectônico (*cf.* Mies, 1990)

O fenômeno de paralelismo entre eixos de dobras e a lineação de estiramento vêm sendo descrito em várias partes do Quadrilátero Ferrífero (Endo, 1988; Chemale Jr *et al.*, 1992, Pereira, 1996, entre outros) e consiste numa característica freqüente das rochas pertencentes à níveis profundos de terrenos orogênicos submetidos à deformação cisalhante intensa (Ridley, 1986).

Associado à fase D_2 desenvolveu-se ainda o sistema de empurrões, ao qual estão associadas zonas de cisalhamento reversas e direcionais. Este sistema é caracterizado por uma série de empurrões com traçado SW-NE ($N60^\circ E$) e mergulhos na ordem de 30° e 50° para SE. Os empurrões encontram-se normalmente conectados por falhamentos menores (*splays*), configurando *duplexes* de pequena escala. Compondo este sistema são observados falhamentos direcionais NW-SE que deslocam tanto o acamamento primário quanto a foliação S_2 .

Nas faixas miloníticas associadas aos empurrões, a foliação plano axial (S_2) evolui gradativamente para a foliação milonítica Sm_2 , com atitude média $151^\circ/33^\circ$. A lineação de estiramento (Le_2) contida neste plano está orientada obliquamente à direção de maior mergulho desta foliação, se mantendo aproximadamente constante em toda a área estudada. A relação de obliquidade entre a lineação de estiramento e a foliação milonítica traduz o

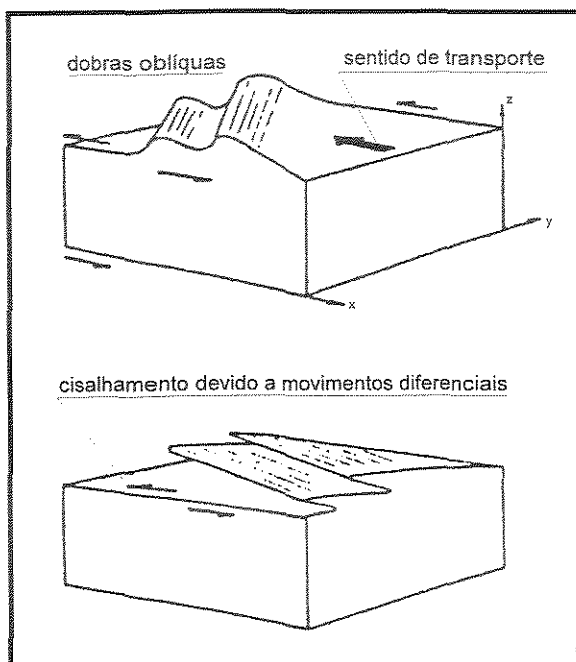


Figura 59. Dobras oblíquas formadas devido a atuação de movimentos diferenciais no plano de cisalhamento principal (conward, 1984)

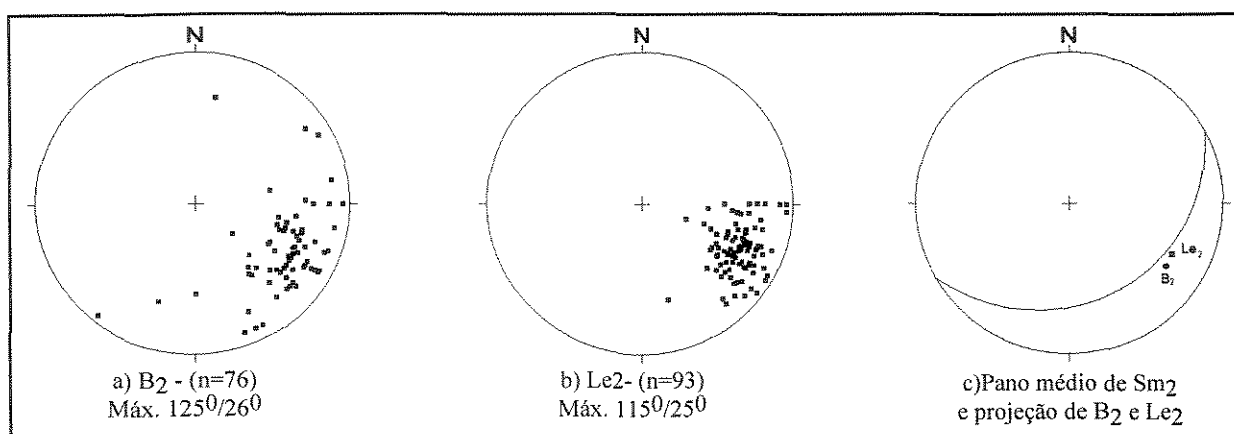


Figura 60. Diagramas estereográficos das projeções dos eixos de dobra B₂ (a); lineação de estiramento mineral Le₂ (b); e relação entre Sm₂, Le₂ e B₂ (c). Dados referentes aos níveis 7 e 11 .

desenvolvimento destes empurrões em um contexto de rampas oblíquas e implica na existência de componentes frontais e laterais nos planos principais de cisalhamento principais. Os indicadores cinemáticos analisados atestam movimentação reversa oblíqua, com topo para NW, nestas zonas de cisalhamento.

A análise das estruturas geradas durante a fase D_2 permite atribuir à esta fase um caráter compressivo, revelando uma deformação cisalhante com distribuição heterogênea, progressiva e não-coaxial. Neste contexto foram gerados empurrões e dobramentos de variadas magnitudes e estilos, atendendo às heterogeneidades reológicas locais. A vergência das dobras, os indicadores cinemáticos e a geometria do sistema de empurrões refletem esforços tectônicos de SE para NW e vetor tectônico operando segundo a direção N75W.

A fase D_3

A fase D_3 é caracterizada por um conjunto de estruturas de caráter compressivo e orientação geral NS. Os elementos estruturais pertencentes à esta fase consistem em dobramentos suaves com eixo NS, clivagem de crenulação discreta (S_3) e lineação de crenulação (Lc_3). Estas estruturas deformaram as feições planares e lineares preexistentes e foram geradas em níveis crustais mais rasos, sob a ação de esforços compressivos orientados na direção E-W.

A foliação S_3 , paralela ao plano axial das dobras F_3 , apresenta direção NS com mergulhos na ordem de 40° para E. No entanto, próximo às falhas de empurrão (geradas durante a fase D_2) observa-se a reorientação desta foliação na direção N60E. A deflexão de S_3 em direção às falhas de empurrão pode ser indicativa de reativação destas últimas durante a fase D_3 . Esta hipótese é ainda corroborada pela presença de estrias com direção média N77E nos planos de falhamentos. Estas considerações apontam para a recorrência de movimentação direcional tardia nos planos de empurrão, quando estes atingiram níveis crustais superiores.

As estruturas pertencentes à essas três fases de deformação podem ser enquadradas em um evento tectônico compressivo, de caráter progressivo e heterogêneo, com vetor de transporte tectônico na direção WNW-ESE e polaridade tectônica para NW. Nesta interpretação os seguintes fatores devem ser considerados:

1. Do ponto de vista regional a Mina de Cuiabá está inserida em uma região bastante afetada por um sistema de empurrões e dobramentos, vergentes para NW, mais precisamente em uma situação de rampas oblíquas (Corrêa Neto *et al.*, 1994). Neste contexto, a área em questão

compõem um pequeno volume de rochas, inserido dentro de uma lasca de empurrão, que foi transportada sobre uma rampa oblíqua. Desta forma, é de se esperar que várias gerações de estruturas tenham sido formadas no curso progressivo da deformação, produzindo relações de superposição, sem que ocorram mudanças significativas na orientação e magnitude do campo de *stress* regional.

2. Os grupos de estruturas identificados e descritos como pertencentes às fases D_1 , D_2 e D_3 foram geradas sob a atuação de esforços compressivos, que refletem o campo de tensões regionais.

3. A deformação se processou em níveis crustais distintos.

4. Durante as fases D_1 e D_2 o vetor de transporte tectônico operou na direção N75W, enquanto na fase D_3 este vetor passa a atuar na direção N90W.

A macro-estrutura da Mina de Cuiabá

A estruturação geral da Mina de Cuiabá é condicionada por uma dobra anticlinal fechada, não cilíndrica, delineada pelo dobramento do acamamento primário S_0 e da foliação milonítica Sm_1 . O eixo desta estrutura apresenta atitude média $121^\circ/34^\circ$, estando orientado aproximadamente paralelo aos eixos de dobras mesoscópicas B_2 e à lineação de estiramento Le_2 . Provavelmente, esta estrutura foi gerada durante a fase D_2 , sob a atuação de esforços tectônicos compressivos orientados na direção N75W.

De forma geral observa-se que a deformação está mais concentrada no flanco norte da estrutura, que se encontra em posição invertida. Neste flanco o acamamento primário foi totalmente transposto e observa-se o paralelismo entre a foliação milonítica Sm_1 e as foliações S_2/Sm_2 . Em direção ao flanco sul o acamamento primário se encontra intensamente dobrado e a feição planar dominante é a foliação S_2 , orientada preferencialmente paralela ao plano axial desta dobra. Zonas de cisalhamento reversas, associadas ao sistema de empurrões vergentes para NW, cortam o acamamento e estão posicionadas paralelas à foliação plano axial S_2 .

Pelo que se depreende do mapa conjunto dos níveis 3 e 11 (Fig. 61), a estrutura anticlinal apresenta forma grosseiramente elíptica em planta. A razão entre o eixo maior (y) e o eixo menor (z) desta elipse é de 2:1 no nível 3 e se mantém constante até o nível 11. No entanto, observa-se que as dimensões do eixo maior (y) variam de 560 m, no nível 3, para 920 m no nível 11. Esta amplificação da elipse em profundidade revela a **forma cônica** do anticlinal.

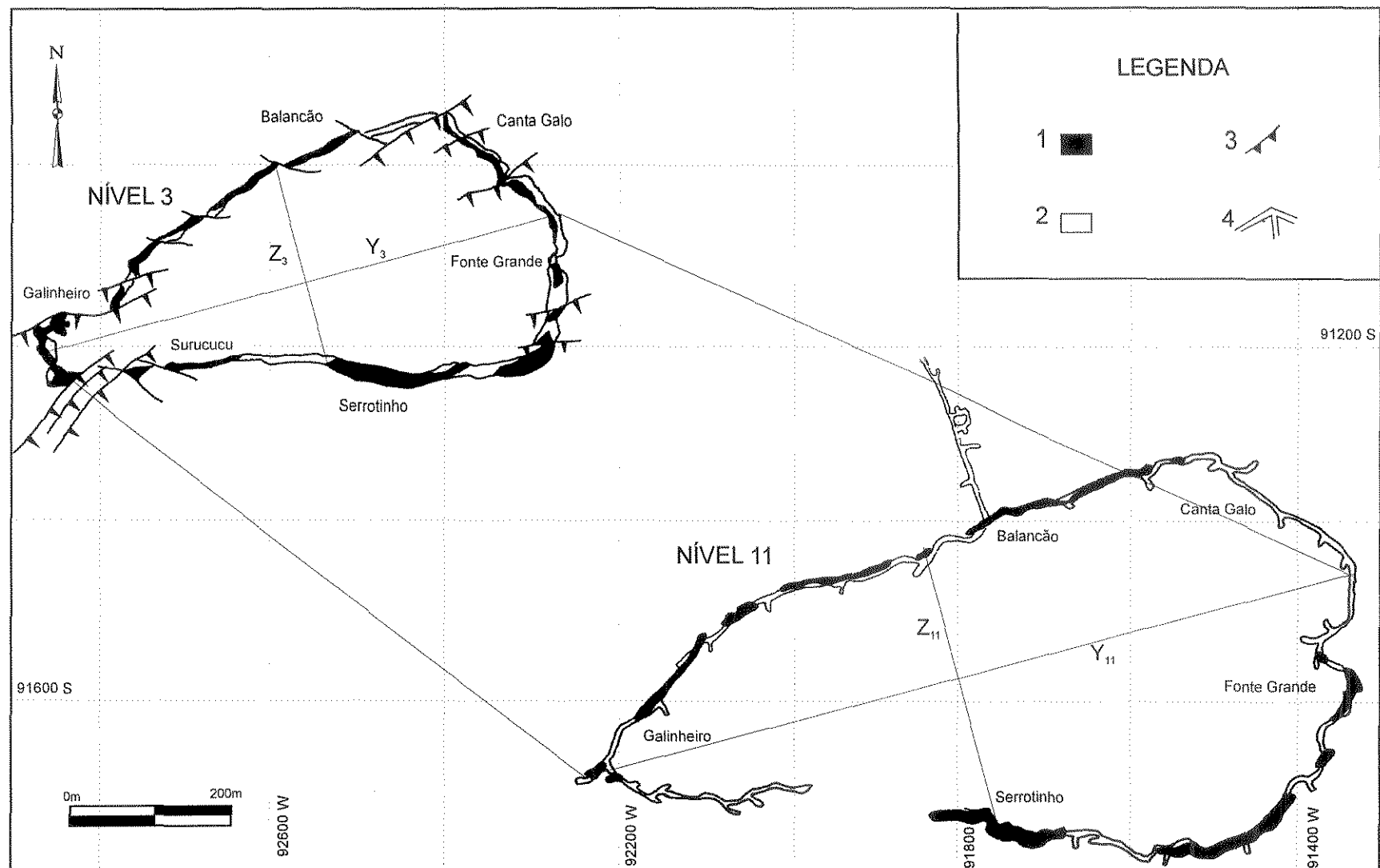


Figura 61. Mapa conjunto dos níveis 3 e 11 mostrando a amplificação da estrutura em profundidade. Legenda: 1. Corpos mineralizados; 2. Formação ferrífera bandada; 3. Falhas de empurrão; 4. Contorno das galerias. Y= eixo maior da elipse; Z= eixo menor da elipse

Quando se analisa a posição do eixo teórico (β) desta estrutura cônica nos níveis 3, 7 e 11 observa-se que, apesar da amplificação da estrutura em profundidade, o eixo do cone se mantém aproximadamente constante nos diferentes níveis (Fig. 62).

Skjernaa (1989) propôs uma classificação para dobras não-cilíndricas baseada em dois parâmetros geométricos: 1. O ângulo (ω) entre as linhas de charneira; 2. A razão entre o comprimento do eixo do cone (x) e a dimensão do eixo maior da elipse (y) na seção analisada (Fig. 63). Segundo esta classificação as dobras com $\omega < 20^\circ$ e $x:y > 1$ são denominadas dobras tubulares; dobras com $20^\circ < \omega < 90^\circ$ e $1 < x:y < 0,25$ são classificadas como dobras em bainha e dobras com $\omega > 90^\circ$ e $x:y < 0,25$ são classificadas como dobras não-cilíndricas.

Na Figura 64 estão demonstradas as posições geométricas dos eixos X , Z e do ângulo ω para a estrutura cônica da Mina de Cuiabá. O ângulo ω entre as linhas de charneira é de aproximadamente 10° e a razão mínima $x:y_{11} \gg 1$. Baseado na classificação de Skjernaa (1989) conclui-se que a estrutura é uma **dobra tubular com $\omega < 20^\circ$ e razão $x:y > 1$** . Desta forma, o mega anticlinal que caracteriza a Mina de Cuiabá pode ser classificado como uma dobra cônica, tubular, com fechamento apical apontando para NW. A geometria e vergência desta estrutura confirma a polaridade tectônica para NW, atribuída à fase D_2 .

Nas últimas décadas vários pesquisadores vêm se dedicando ao estudo dos mecanismos envolvidos na formação de dobras em bainha e/ou tubulares (Quinquis *et al.*, 1978; Cobbolt & Quinquis, 1980; Bell & Hammond, 1984; Skjernaa, 1989; entre outros). Em muitos casos parece existir uma íntima associação entre zonas de cisalhamento, ou zonas de alto *strain*, e a ocorrência destas dobras (Ramsay & Huber, 1987). Este fenômeno sugere que a formação de dobras em bainha e/ou dobras tubulares está relacionada à mecanismos de cisalhamento simples, operantes em ambientes de intensa deformação.

Segundo Cobbolt & Quinquis (1980) dobras em bainha se desenvolvem devido à atuação de cisalhamento simples generalizado sobre camadas contendo algum tipo de irregularidade ou deflexão inicial não-cilíndrica. Modelo similar foi proposto por Quinquis *et al.* (1978) e Ramsay & Huber (1987). Estes autores sugerem que as “irregularidades iniciais” foram geradas durante a deformação cisalhante e consistem em dobras levemente não-cilíndricas nucleadas em alto ângulo com a direção principal de cisalhamento. Com o aumento progressivo da deformação estas dobras seriam rotacionadas até alcançar o paralelismo com a lineação de estiramento, resultando nas dobras em bainha. Dobras em bainha podem ainda ser

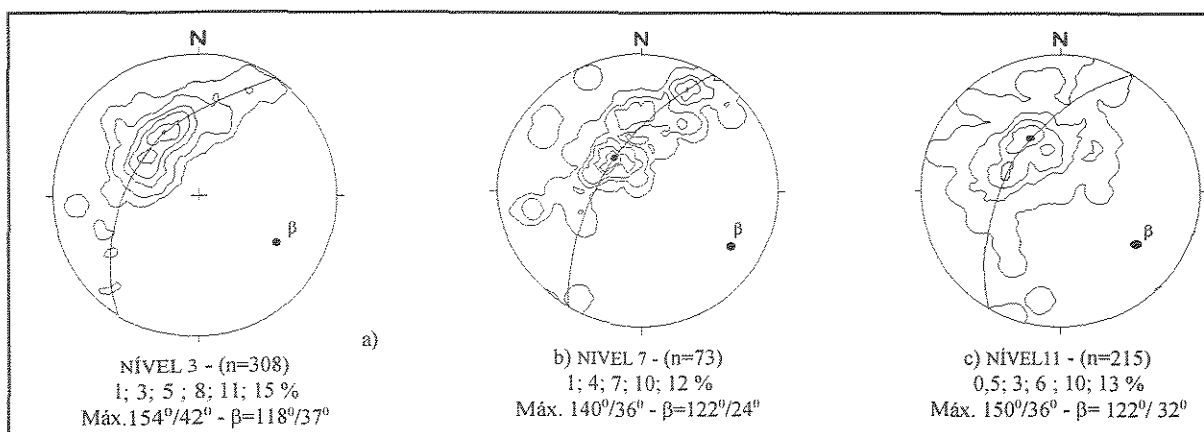


Figura 62. Diagrams estereográficos dos polos do acamamento primário nos níveis 3 (a), 7 (b) e 11(c). β representa o eixo teórico da estrutura cônica em cada nível.

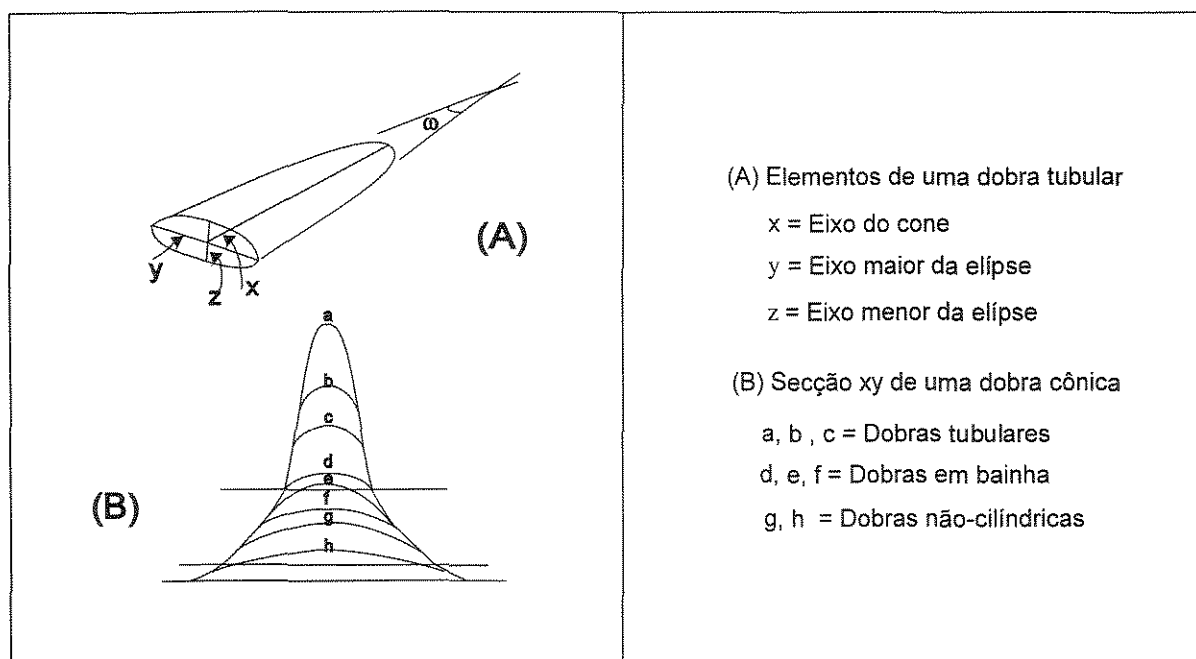


Figura 63. Classificação de dobras cônicas segundo Skjerna (1989). (A) Posições geométricas dos eixos x, y, z e do ângulo ω de uma dobra tubular. (B) Classificação: Dobras tubulares ($\omega < 20^\circ$ e $x:y > 1$); Dobras em bainha ($\omega < 90^\circ$ e $1 < x:y < 0,25$); Dobras não-cilíndricas ($\omega > 90^\circ$ e $x:y < 0,25$)

o resultado da atuação da deformação cisalhante heterogênea na porção superior de *pods* elipsoidais, gerados pelo anastomosamento da foliação milonítica (Bell & Hammond, 1984).

Todos os modelos supramencionados são satisfatórios para explicar a ocorrência de dobras não cilíndricas e dobras em bainha em zonas de cisalhamento. No entanto, a formação de dobras tubulares requer condições especiais e não podem ser explicadas através destes mecanismos. Skjernaa (1989) demonstrou que enquanto dobras em bainha podem se desenvolver pela superposição de cisalhamento simples em qualquer tipo de irregularidade inicial não cilíndrica, as dobras tubulares desenvolvem-se unicamente a partir de progenitores não cilíndricos com eixo maior paralelo ou sub-paralelo à última direção de cisalhamento. Os resultados obtidos por Skjernaa (*op cit.*) foram baseados em estudos experimentais e teóricos, nos quais irregularidades iniciais com formas e orientações distintas foram submetidas a diferentes valores de *shear strain* (γ), e também em exemplos naturais de dobras tubulares.

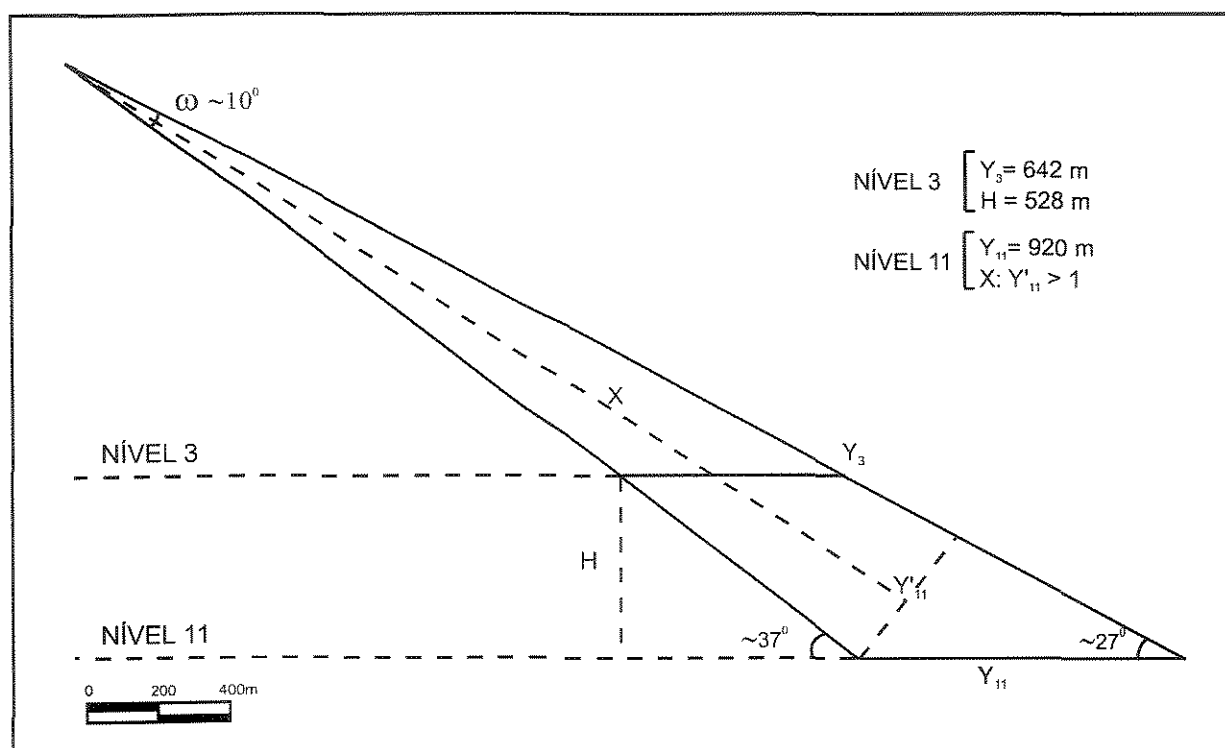


Figura 64. Seção longitudinal paralela ao plano XY da estrutura cônica da Mina de Cuiabá. Baseado na classificação de Skjernaa (1989) a estrutura consiste em uma dobra tubular com $\omega < 20^\circ$ e $X:Y > 1$. Parâmetros: ω = ângulo entre as linhas de charneira; X = eixo do cone; Y₃ = eixo da elipse no nível 3; Y₁₁ = eixo da elipse no nível 11.

Na Figura 65 está demonstrado o mecanismo proposto por Skjernaa (1989) para formação de dobras tubulares a partir da atuação de cisalhamento dextral em uma dobra previamente nucleada. Se a dobra progenitora é cilíndrica (a) a atuação de cisalhamento dextral paralelo (b) ou oblíquo (c) ao eixo da dobra irá ocasionar a amplificação desta ou variações na sua geometria, sem que ocorra mudança na orientação de seu eixo. Neste caso, expressiva lineação de estiramento desenvolve-se nos flancos destas dobras, obliquamente a seu eixo. Para altas taxas de cisalhamento ($\gamma = 20$) esta lineação torna-se sub-paralela ao eixo da dobra. No entanto, se a dobra progenitora é não cilíndrica (d) a atuação de cisalhamentos paralelos e oblíquos ao eixo desta dobra irá resultar na formação de dobras tubulares (e, f). No primeiro caso o eixo da dobra tubular será paralelo ao eixo da dobra progenitora (e) e no segundo será paralelo à lineação de estiramento (f).

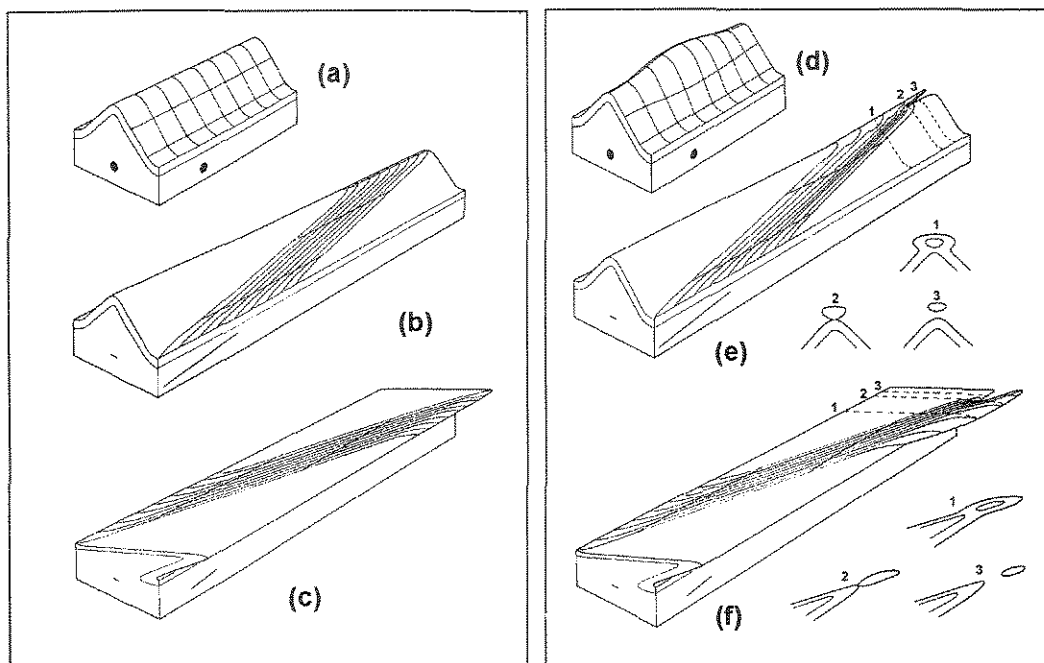


Figura 65. Desenvolvimento de dobras tubulares segundo Skjernaa (1989). (a) Dobras cilíndricas antes do cisalhamento. (b) Geometria da dobra após cisalhamento dextral paralelo à seu eixo. (c) Geometria da dobra após cisalhamento orientado a 15° de seu eixo. (d) Dobra não-cilíndrica antes do cisalhamento. (e, f) são semelhantes à (b, c). As dobras tubulares desenvolvem-se unicamente em (e) e (f). 1, 2 e 3 são perfis através das dobras tubulares.

As dobras progenitoras de dobras tubulares podem pré-datar os processos de cisalhamento ou podem ser geradas em diferentes períodos durante a evolução da deformação cisalhante. Em muitos casos os progenitores são nucleados em posições variadas com relação à direção principal de cisalhamento, sendo posteriormente rotacionados rumo a esta direção. Uma vez atingida a posição de paralelismo entre os eixos de dobras e a direção principal de cisalhamento, a deformação continua atuando nestas dobras levando à formação de dobras tubulares.

Um outro mecanismo de geração de dobras tubulares foi apresentado por Marques & Cobbold (1995). Estes autores demonstraram, através de exemplos experimentais e teóricos, que dobras altamente não cilíndricas podem ser formadas em torno de inclusões elipsoidais rígidas (*boudins*), em regime de cisalhamento simples. Eles obtiveram geometrias tubulares a partir de inclusões rígidas prolatas, que foram submetidas à cisalhamento simples homogêneo orientado paralelo ao eixo maior do *boudin* (Modelo 1). Neste modelo, os *boudins* funcionaram como obstáculos para o fluxo da matriz, gerando fluxos tridimensionais localizados e formando dobras tubulares com fechamento apical apontando em direções opostas. Este mecanismo de geração de dobras tubulares provavelmente não se aplica à Mina de Cuiabá uma vez que não foram observados com frequência *boudins* e muito menos dobras tubulares apontando em direções opostas.

Assim, se as afirmações de Skjervaa (1989) estão corretas e o pré-requisito básico para formação de dobras tubulares é a existência de dobras progenitoras com eixos paralelos a direção principal de transporte tectônico, pode-se presumir que a dobra tubular que condiciona a estruturação geral da Mina de Cuiabá teve sua geometria inicial fortemente modificada devido à ação contínua da deformação cisalhante, durante a fase D_2 . Em outras palavras, a geometria tubular atualmente observada foi adquirida nos estágios finais da fase D_2 devido à ação desta deformação em uma dobra de "eixo a" previamente nucleada.

Tendo como base a evolução das dobras mesoscópicas F_2 , é possível interpretar que esta grande estrutura tenha sido nucleada em posição oblíqua à direção de cisalhamento principal (N75W), sendo posteriormente rotacionada rumo a esta direção. No curso progressivo desta deformação a ação de cisalhamentos paralelos ou sub-paralelos ao eixo desta dobra modificou sua geometria, formando a estrutura tubular atualmente observada.

4.9. Posicionamento das estruturas tectônicas observadas na Mina de Cuiabá dentro do contexto tectônico regional

As características atribuídas às três fases de deformação individualizadas na Mina de Cuiabá refletem uma tectônica compressiva, vergente para NW/W, desenvolvida em níveis crustais distintos. As estruturas que compõem estas três fases se assemelham àquelas observadas nas rochas do Supergrupo Minas, onde também são observadas lineações de estiramento apontando sistematicamente para NW/W, eixos de dobras paralelos ou sub-paralelos à lineação de estiramento, indicadores cinemáticos evidenciando transporte tectônico de ESE para WNW, bem como uma clivagem de crenulação discreta, com direção aproximadamente NS, que afeta a foliação principal. Assim, o(s) evento(s) tectônico ao qual estão associadas as estruturas observadas na Mina de Cuiabá não são restritos ao *greenstone belt* Rio das Velhas e provavelmente afetaram também as rochas do Supergrupo Minas, depositadas no período entre 2.6 e 2.0 Ga.

Neste contexto, três hipóteses podem ser aventadas para explicar o posicionamento destas estruturas tectônicas dentro do quadro tectônico regional, previamente discutido no Capítulo 2 (item 2. 3):

1) Se considerarmos as três fases como pertencentes a um único evento deformacional, existem duas possibilidades de interpretação:

a. As estruturas encontradas estão relacionadas ao sistema de empurrões e dobramentos, vergentes para W, desenvolvido durante o último evento compressivo ocorrido no Quadrilátero Ferrífero, de idade Brasiliana. Neste caso, as três fase de deformação observadas na Mina de Cuiabá seriam correlacionáveis à primeira e terceira fases de deformação descritas por Chemale Jr. *et al.* (1992) para este evento compressivo.

b. Estas estruturas também são comparáveis e poderiam estar relacionadas ao evento compressivo Paleoproterozóico, vergente para noroeste, descrito por Romano (1989), Marshak *et al.* (1989, 1992) e Alkimim *et al.* (1994).

2) Se considerarmos estas fases como pertencentes a dois eventos tectônicos é possível que as estruturas da primeira e segunda fases tenham sido produzidas durante o Paleoproterozóico, em níveis crustais médios, sob a atuação de esforços compressivos orientados de SE para NW. Durante a orogênese Brasiliana, a atuação de esforços compressivos orientados de E para W

teria propiciado a reativação das estruturas anteriores e gerado novas estruturas com orientação geral NS, relativas à terceira fase.

Dado o universo restrito de trabalho, no qual está inserida a Mina de Cuiabá, e a inexistência de datações radiométrica que possibilitem precisar a idade da deformação principal atuante neste depósito, torna-se bastante difícil a opção por uma das hipóteses supramencionadas.

CAPÍTULO 5. A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA NA MINA DE CUIABÁ

Na Mina de Cuiabá a mineralização aurífera está associada principalmente a corpos sulfetados hospedados na camada de formação ferrífera bandada (FFB). De forma subordinada o ouro ocorre associado à veios de quartzo sulfetados situados em zonas de cisalhamento que cortam os metabasaltos, ou ainda, à sulfetos de ferro disseminados nas zonas de sericitização próximas a estes veios de quartzo (Vial, 1980a; Vieira 1992).

Neste capítulo serão descritos os principais aspectos de campo e petrográficos dos corpos mineralizados, particularmente daqueles hospedados na formação ferrífera bandada. Serão enfatizadas as feições texturais da mineralização, bem como as relações entre a mineralização e as estruturas tectônicas observadas na mina. Ao final, será apresentada uma discussão dos processos envolvidos na gênese da mineralização, com base nos resultados obtidos nesta pesquisa.

5.1. Corpos de minério - Aspectos descritivos

5.1.1. Distribuição, posicionamento, área e teores

Os principais corpos de minério presentes na Mina de Cuiabá estão hospedados na camada de formação ferrífera bandada e compreendem um total de 12 corpos: Canta Galo, Fonte Grande, Fonte Grande Sul, Serrotonho, Surucucu Oeste e Leste, Galinheiro, Galinheiro Extensão, Galinheiro Sul e Balancões Oeste, Centro e Leste (Fig. 66). Estes corpos constituem as porções sulfetadas da formação ferrífera bandada, sendo compostos principalmente por FFB sulfetada (Tipo 3).

Os corpos de minério apresentam formas irregulares em seção horizontal e de maneira geral são concordantes com o acamamento primário (Fig. 66). A espessura aparente destes corpos varia de poucos centímetros a 15 m e as rochas encaixantes são filitos carbonosos no topo e metabasaltos alterados na base (X2 e X2Cl). Os corpos de minério encontram-se deslocados e adelgaçados por falhas de empurrão e/ou direcionais, adquirindo formas lenticulares (vide Figs. 35, 37 e 38, Capítulo 4).

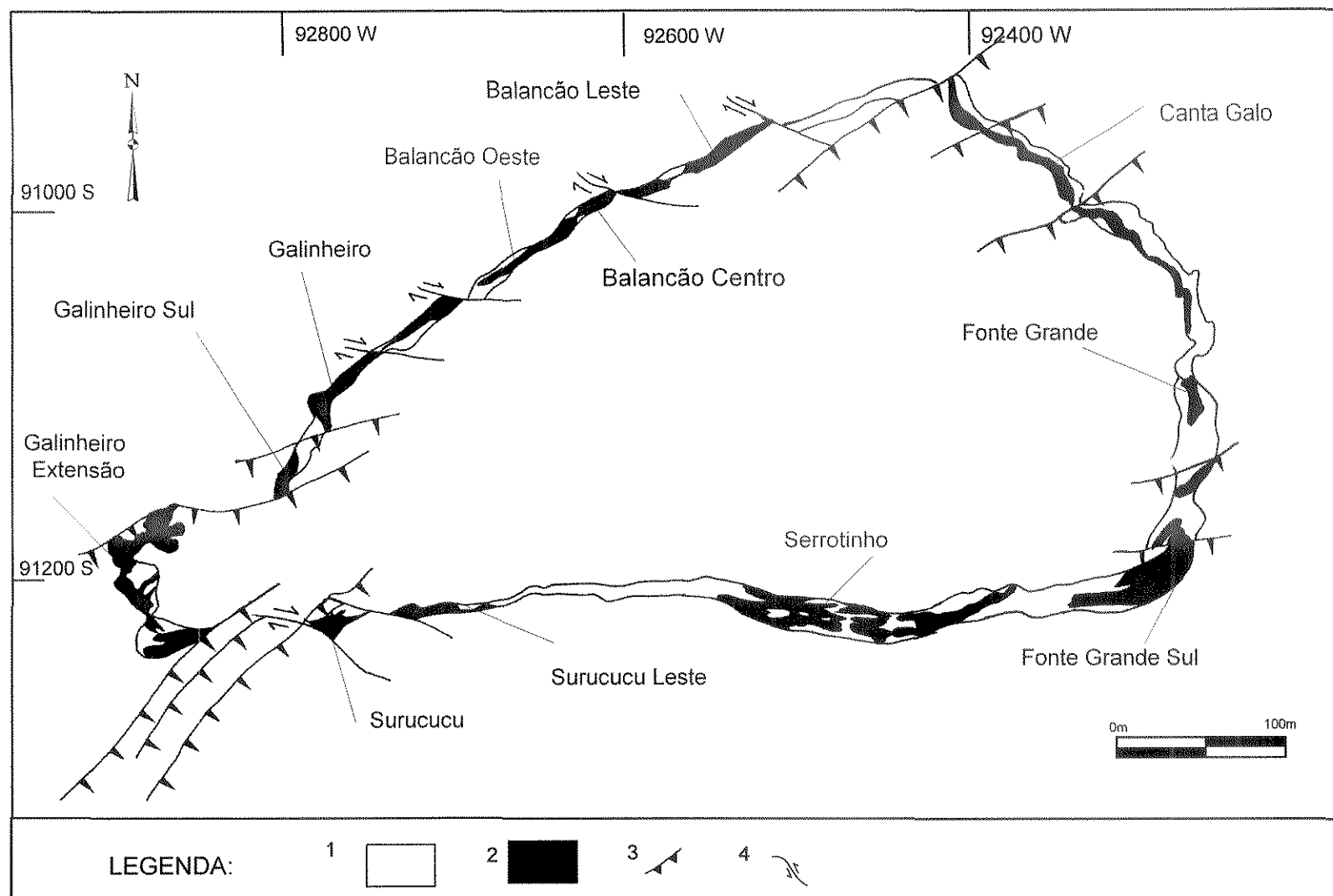


Figura 66. Distribuição dos corpos de minérios hospedados em formação ferrífera bandada (Nível 3 - compilado de Vial, 1980).
 Legenda: 1. Formação ferrífera bandada esteril; 2. Corpos de minério (FFB, Tipos 2 e 3); 3. Falhas de empurrão; 4. Falhas direcionais.

Estes corpos apresentam atitude média $N108^{\circ}-124^{\circ}E/22^{\circ}-40^{\circ}$, estando orientados sub-paralelos à lineação de estiramento Le_2 e ao eixo da dobra tubular que controla a estruturação da Mina de Cuiabá (Fig. 67). Na Tabela 6 estão representados os *plunges* médios dos corpos mineralizados nos níveis 3, 7 e 11. Observe que embora as atitudes destes corpos se mantenham aproximadamente constantes nos diferentes níveis, os mergulhos tendem a diminuir em direção ao nível 11.

A área ocupada por cada corpo varia de 40 a 900 m² no nível 3, como pode ser constatado na Tabela 7. Além disso, observa-se também variação da área destes corpos nos diferentes níveis da mina. O corpo Cantagalo, por exemplo, ocupa área de 570 m² no nível 3, passando a ocupar área de 330,5 m² no nível 7 e praticamente desaparece no nível 11 (51,7 m²). Os demais corpos apresentam um aumento considerável de suas áreas em direção ao nível 11.

O teor médio do depósito é 8,7 g/t. Quando se analisa os teores médios de ouro nos diferentes corpos observa-se que os corpos com teores mais elevados são o Corpo Fonte Grande Sul, Cantagalo e Galinheiro Sul, no nível 3, e Corpos Fonte Grande e Galinheiro nos níveis 7 e 11 (Tabela 7). Estes corpos estão posicionados nas regiões de charneira estrutura tubular que controla a estruturação geral da Mina de Cuiabá (Fig. 66).

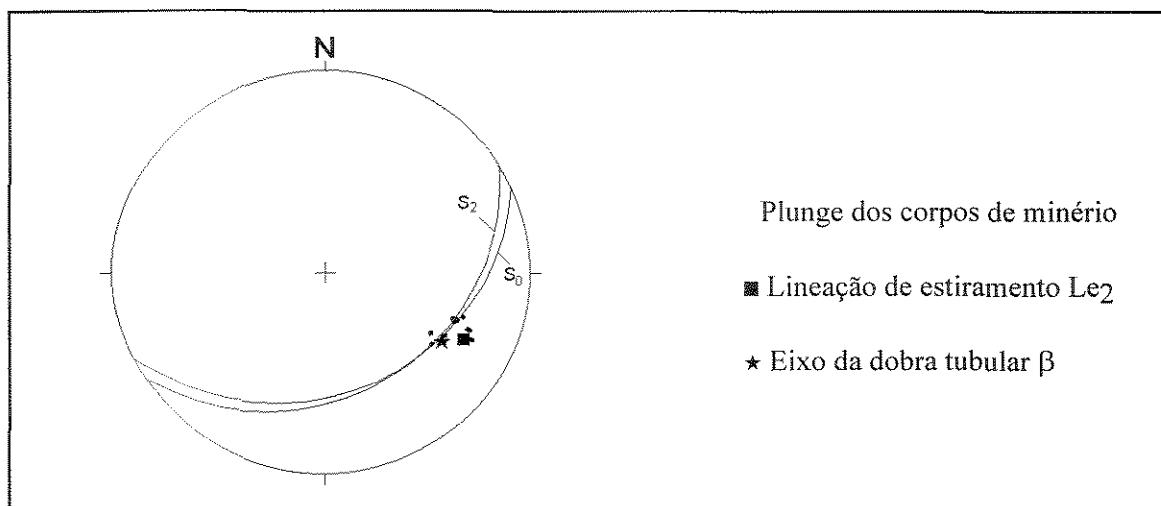


Figura 67. Diagrama estereográfico mostrando as relações entre as atitudes dos corpos de minério, a projeção da lineação de estiramento Le_2 , o eixo da estrutura tubular que controla a estruturação geral da mina (β) e a intersecção entre a foliação S_2 e o acamamento primário ($S_0 // Sm_1$).

Corpos de minério	Plunge médio dos corpos		
	Nível 3	Nível 7	Nível 11
Canta Galo	110 ⁰ /34 ⁰	112 ⁰ /25 ⁰	115 ⁰ /22 ⁰
Fonte Grande Sul + Fonte Grande	108 ⁰ /30 ⁰	112 ⁰ /26 ⁰	116 ⁰ /27 ⁰
Galinheiros	120 ⁰ /40 ⁰	124 ⁰ /37 ⁰	115 ⁰ /22 ⁰
Balancão Leste	111 ⁰ /33 ⁰	115 ⁰ /23 ⁰	115 ⁰ /22 ⁰
Balancão Centro	118 ⁰ /34 ⁰		
Balancão Oeste	121 ⁰ /33 ⁰		
Serrotinho	110 ⁰ /32 ⁰	-----	-----

Tabela 6. Tabela mostrando o *plunge* médio dos corpos de minério nos níveis 3, 7 e 11. Os dados do nível 3 foram extraídos de Vial (1980) e os dados referentes aos níveis 7 e 11 foram fornecidos pela equipe de geologia da Mina de Cuiabá.

CORPOS DE MINÉRIO	NÍVEL 3		NÍVEL 7		NÍVEL 11	
	Área (m ²)	Teor (g/t)	Área (m ²)	Teor (g/t)	Área (m ²)	Teor (g/t)
Canta Galo	570,0	11,4	330,5	6,8	51,7	3,6
Fonte Grande	235,0	6,7	4904,4	10,3	2908,7	9,8
Fonte Grande Sul	882,0	15,5				
Galinheiro	285,5	8,9	481,6	8,1	1162,8	8,1
Galinheiro Sul	191,4	9,8				
Galinheiro Extensão	40,0	6,7	508,3	6,6	270,5	8,5
Balancão Oeste	357,1	7,9	1345,8	6,7	1855,7	6,8
Balancão Centro	139,6	9,5				
Balancão Leste	234,6	7,2				
Surucucu	306,6	7,8	-----	-----	-----	-----
Serrotinho	238,0	6,0	2508,9	6,9	1898,4	6,8

Tabela 7. Área e teores dos corpos de minério hospedados na formação ferrífera bandada. Os números em negrito representam os teores mais elevados em cada nível. Os dados do nível 3 foram extraídos de Vial (1980) e os dados referentes aos níveis 7 e 11 foram fornecidos pela equipe de geologia da Mina de Cuiabá.

Dentro dos corpos mineralizados observa-se ainda intensa concentração de sulfetos, e consequentemente da mineralização aurífera, nas charneiras de dobras mesoscópicas F_2 . Em locais onde estas charneiras são oblíquas à lineação de estiramento (Le_2), os sulfetos orientam-se preferencialmente paralelos aos eixos destas dobras e à lineação de intersecção entre o acamamento primário ($So//Sm_1$) e a foliação S_2 , fazendo um ângulo de aproximadamente 15° com a lineação de estiramento (vide Fig. 26, Capítulo 4).

5.1.2. Mineralogia e texturas

Como já anteriormente mencionado, a maior parte da mineralização aurífera presente na Mina de Cuiabá está associada às porções sulfetadas da formação ferrífera bandada. Consequentemente o principal constituinte dos corpos de minério é a FFB sulfetada (Tipo 3). As formações ferríferas, Tipos 1 e 2, também estão presentes nestes corpos, porém em quantidades subordinadas.

A FFB sulfetada apresenta estrutura bandada ou maciça (Figs. 68, 69). As feições maciças, menos comuns, são observadas principalmente em regiões intensamente fraturadas e/ou cisalhadas. Nestes locais as feições bandadas passam a regiões fortemente sulfetadas, nas quais o bandamento composicional está total ou parcialmente obliterado (Fig. 68).

Dois tipos de piritas foram observadas dentro das bandas sulfetadas. O primeiro tipo refere-se a uma pirita fina, com granulometria variando de 50 até $200\mu m$, que ocorre como cristais euédricos a sub-euédricos normalmente sem inclusões (Fig. 70). O segundo tipo ocorre como porfiroblastos grosseiros, com granulometria de até 1 cm, sub-euédricos e ricos em inclusões de quartzo, carbonatos, pirrotita, calcopirita, esfalerita e ouro (Figs. 71a, b). Normalmente estes poiquiloblastos apresentam padrão de inclusões concêntricas caracterizado pela presença de núcleos ricos em inclusões, sobrecrecidos por bordas sem inclusões. Os dois tipos de pirita podem ocorrer juntos na mesma banda ou observa-se o predomínio de um ou outro tipo em uma banda individual.

A pirrotita ocorre como sulfeto secundário, usualmente em cristais xenomórficos muito finos (70 a $300\mu m$) inclusos na pirita ou como cristais alongados hipidiomórficos (até 2 mm) compondo as bandas sulfetadas (Fig. 71b, c). Em direção aos níveis mais profundos da mina, ela torna-se mais abundante, chegando localmente a predominar sobre a pirita. Esse mineral pode ainda predominar em zonas de cisalhamento, onde ocorre cristalizado ao longo dos planos de deslocamento tectônico.

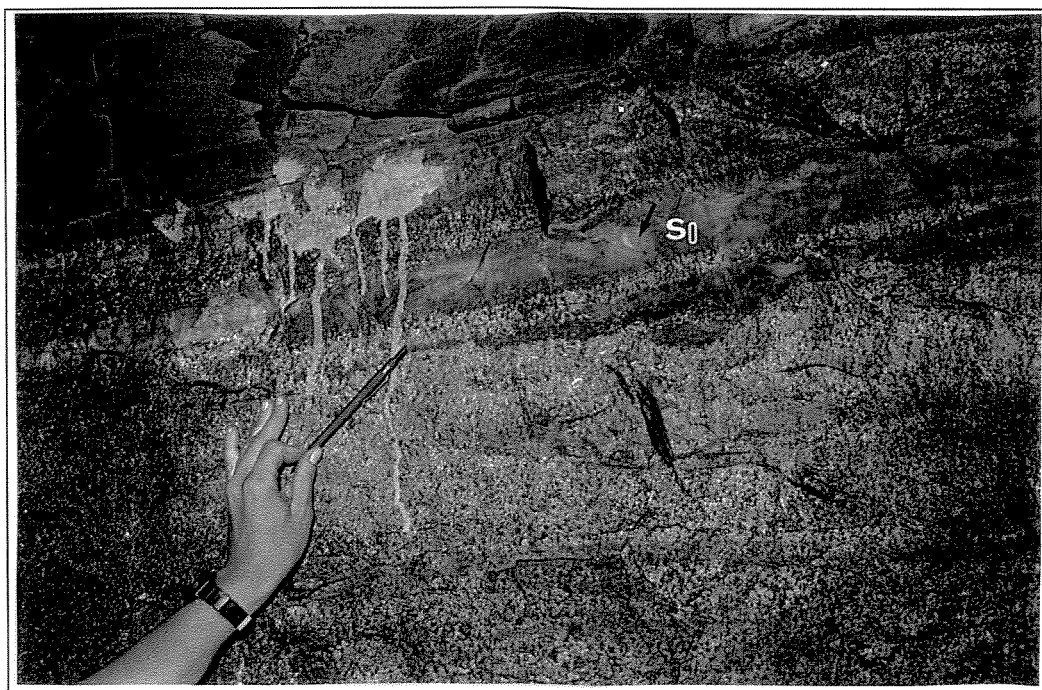


Figura 68. Formação ferrífera sulfetada, Tipo 3, com estrutura maciça (Corpo Balancão - Nível 11- Ponto 206).

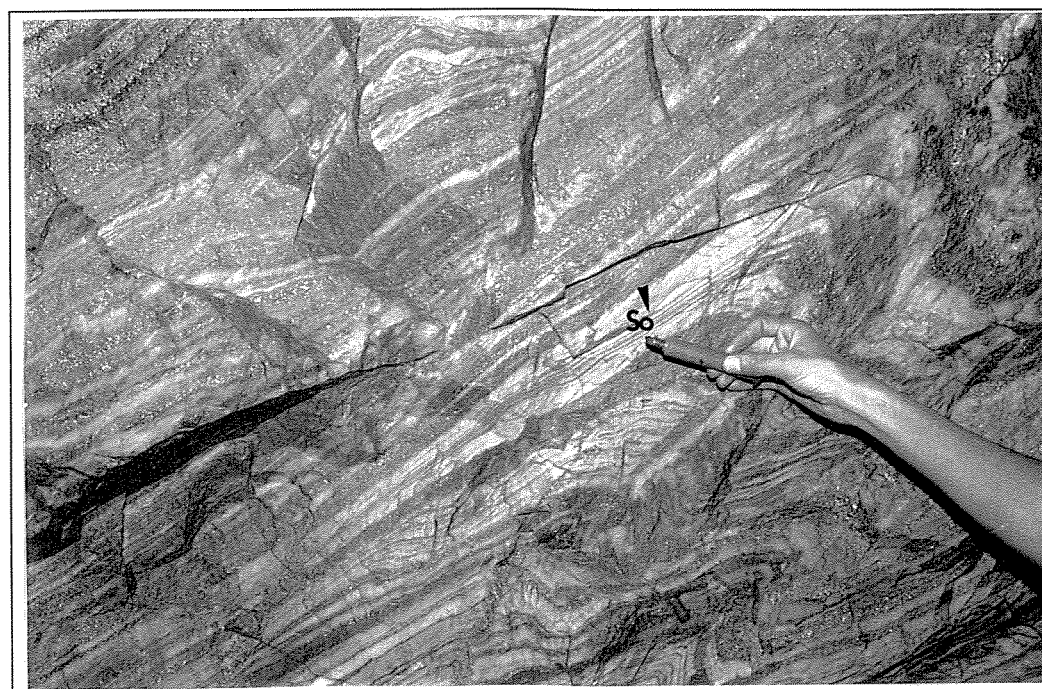


Figura 69. Formação ferrífera sulfetada, Tipo 3, apresentando estrutura bandada e/ou laminada. As bandas amarelas são compostas por sulfetos de ferro e carbonatos. As bandas bege são compostas por carbonatos de ferro e quartzo e as bandas brancas são compostas essencialmente por quartzo (Corpo Fonte Grande Sul - Nível 7- Ponto 49).

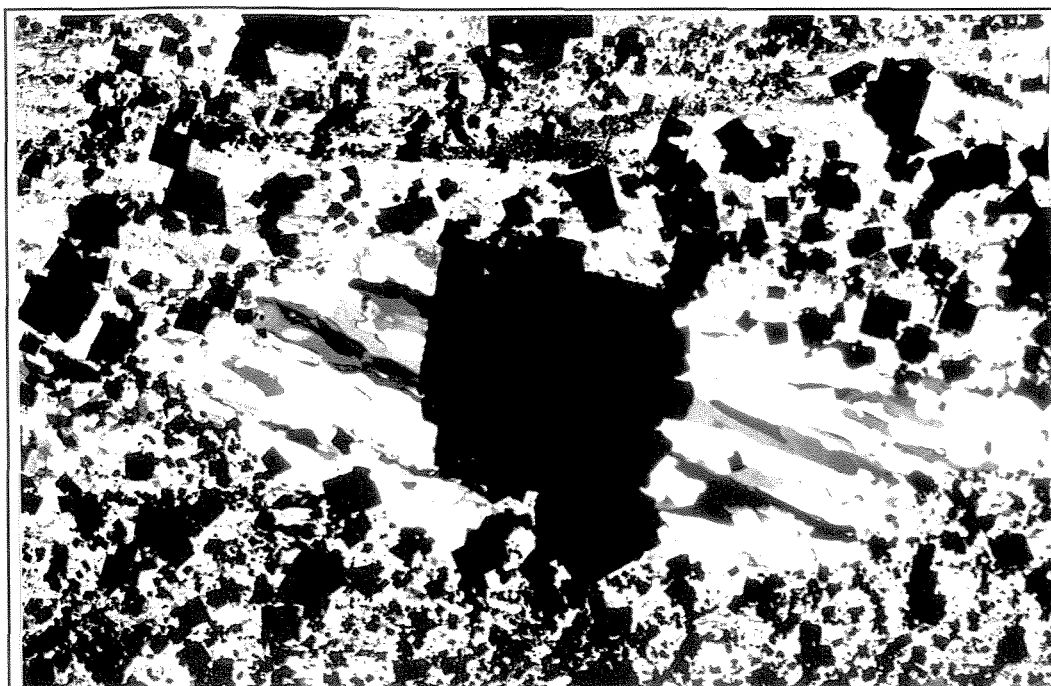


Figura 70. Fotomicrografia de uma banda sulfetada da formação ferrífera bandada Tipo 3, mostrando cristais de pirita euédricos a sub-euédricos, muito finos e sem inclusões. No centro da foto observa-se um porfiroblasto de pirita mais grosseiro, contornado por franjas de deformação antitaxiais, L.P, 200x (Corpo Fonte Grande Sul- Nível 7 - Amostra 41a).

A arsenopirita, calcopirita e esfalerita são minerais acessórios e ocorrem como pequeno cristais inclusos na pirita grosseira. A calcopirita e a esfalerita são xenomórficas e normalmente aparecem preenchendo fraturas ou aprisionadas entre os cristais de pirita, principalmente onde os contatos externos desses grãos são marcados por junções tríplices a 120° (Fig.

O ouro aparece como grãos xenomórficos com diâmetro de até $70\mu\text{m}$, formando com a prata electrum na proporção de 6:1 (Vial, 1980a). Ele ocorre preferencialmente como inclusões e/ou ao longo de fraturas dentro dos porfiroblastos de pirita, podendo estar nas porções internas ricas em inclusões ou nas bordas externas de sobrecrecimento (Figs. 72a, b). Nas fraturas, o ouro é normalmente acompanhado por calcopirita, esfalerita e pirrotita (Figs. 72c, d). Raramente as partículas de ouro aparecem inclusas na arsenopirita (Vial, 1980) ou ainda cristalizadas entre grãos de quartzo nas bandas quartzo-carbonáticas (Rodrigues *et al.*, 1996a). Estudos recentes mostram que na Mina de Cuiabá a Finura¹ do ouro é caracterizada por uma média de 840 e uma ampla variação entre 759-941 (Rodrigues *et al.*, 1996 a, b).

¹ Os grãos de ouro apresentam grande variação em sua composição, especialmente no que diz respeito ao seu conteúdo em prata. Assim, a composição do ouro é expressada por seu conteúdo de prata, ou seja, a pela Finura do ouro $[100 \times \text{Au} / (\text{Au} + \text{Ag})]$. Atualmente, a Finura do ouro vêm sendo utilizada como importante arma para checar a origem dos principais depósitos de ouro (Morrison *et al.*, 1991).

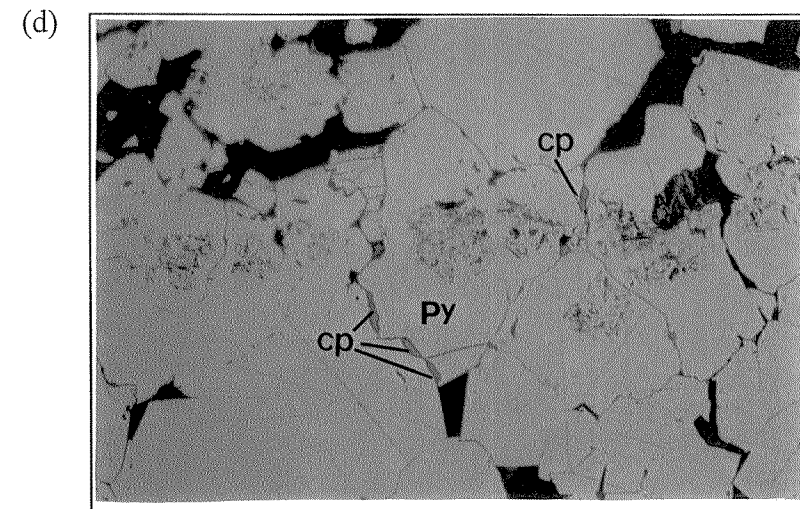
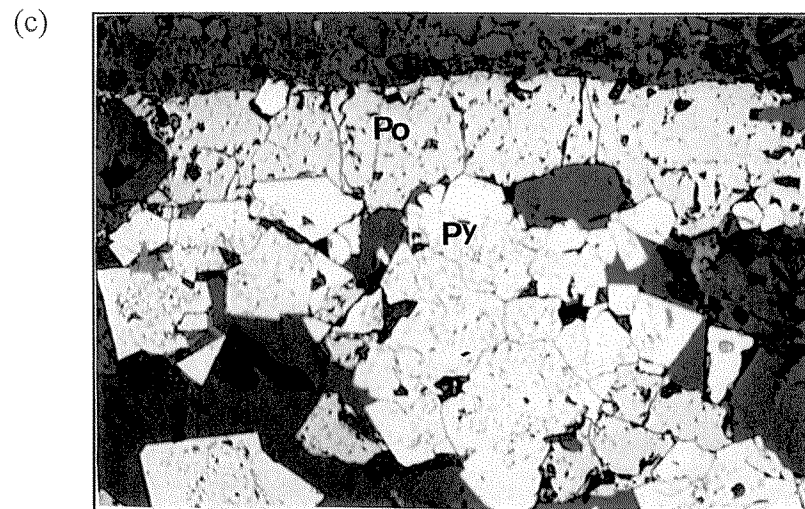
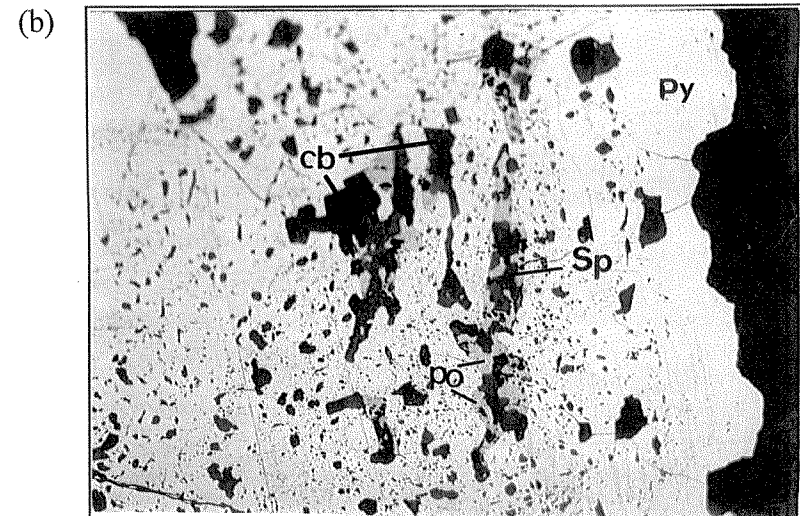
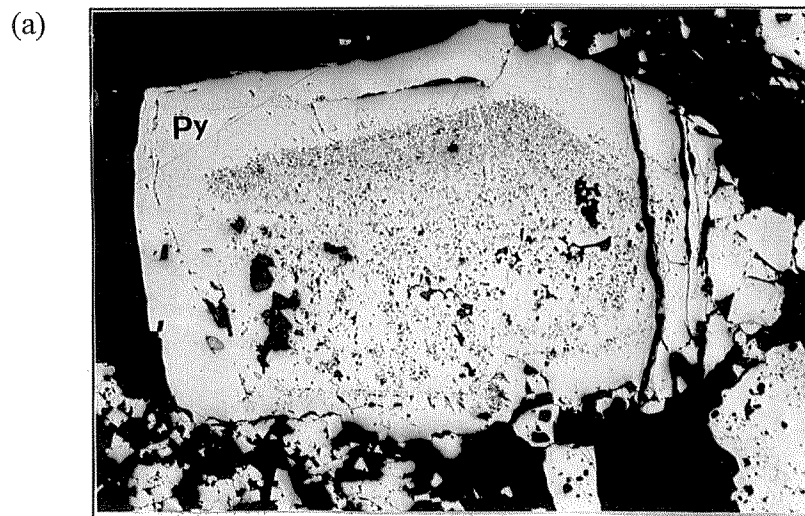


Figura 71. Fotomicrografias de texturas observadas na formação ferrífera bandada sulfetada. (a). Porfiroblasto grosseiro de pirita (py) apresentando núcleo poiquilítico e sobrecrecimento eudral sem inclusões, LR, 25x (Corpo Balancão - Nível 11 - Amostra 23); (b). Inclusões de pirrotita (po), carbonato (cb) e esfalerita (sp) em porfiroblastos de pirita, LR, 100x (Amostra 23); (c) Cristal alongado de pirrotita orientado segundo a foliação S_2 , LR, 100x (Corpo Fonte Grande - Nível 7- Amostra 72); (d) Porfiroblastos de pirita mostrando junções tríplices a 120° . A calcopirita (cp) ocupa os interstícios entre os grãos de pirita, LR, 200x (Amostra 23).

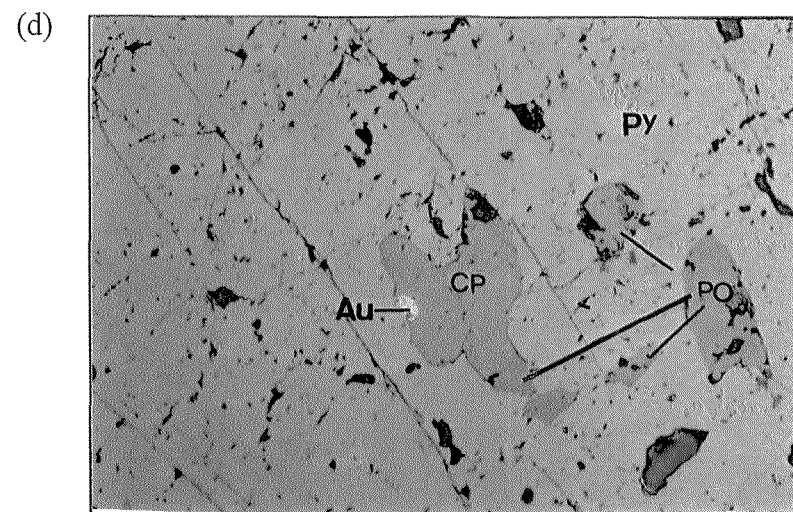
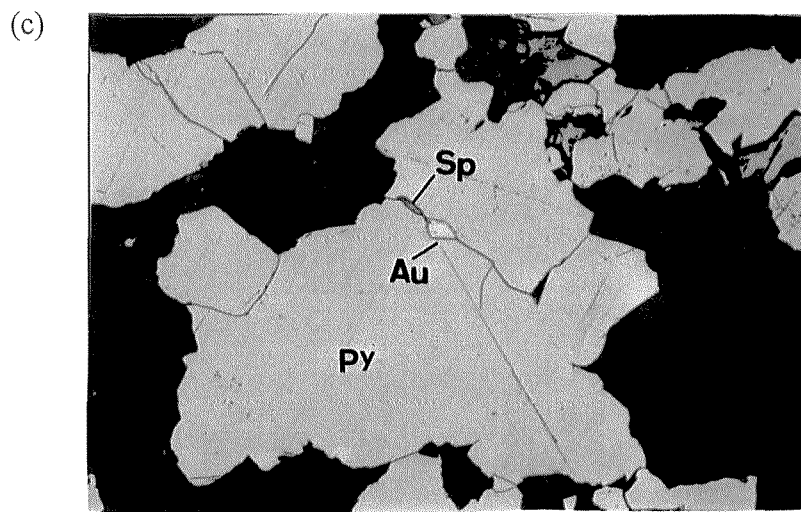
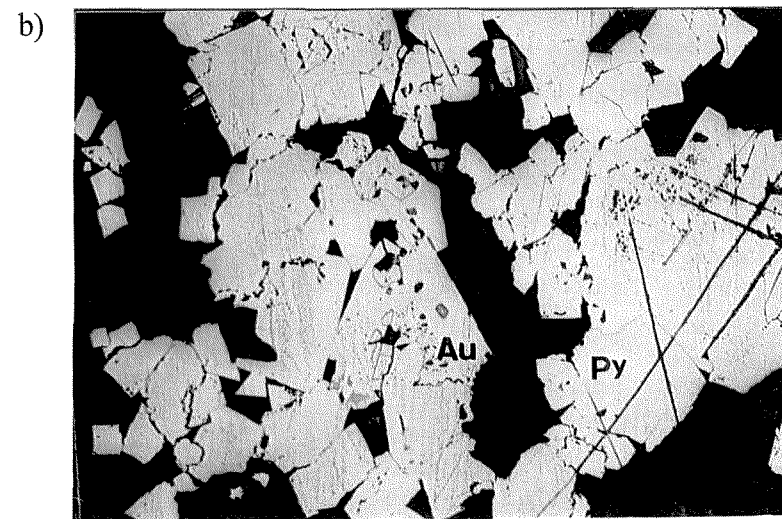
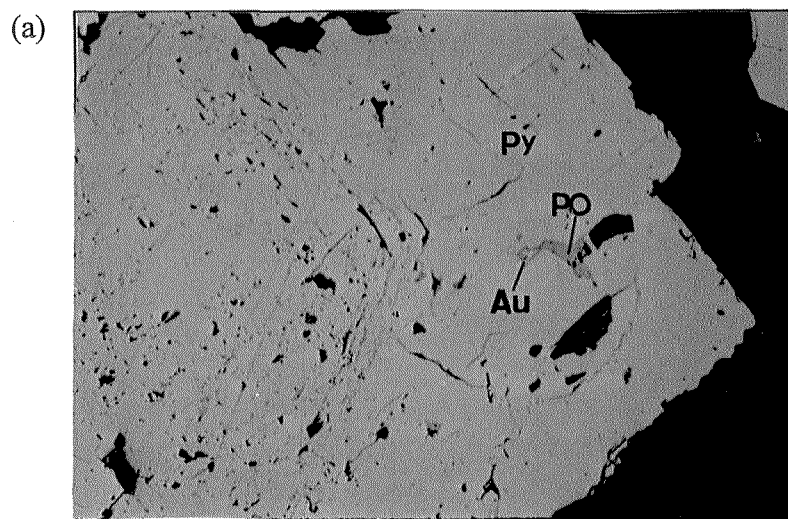


Figura 72. Fotomicrografias mostrando as formas de ocorrência de ouro. (a).Grão xenomórfico de ouro (Au) incluído em poiquiloblasto grosseiro de pirita (py), LR, 100x (Corpo Fonte Grande Sul -Nível 7- Amostra 67). (b).Grão de ouro incluído na borda de sobrecrecimento de um porfiroblasto de pirita, LR, 200x (Corpo Balancão -Nível - Amostra 23). (c). Ouro e esfalerita (sp) ao longo de fratura dentro da pirita, LR, 200x (Corpo Fonte Grande - Nível- Amostra 72). (d). Ouro, calcopirita (cp), e pirrotita (po) incluídos em poiquiloblastos de pirita, LR, 500x (Corpo Galinheiro -Nível 11- Amostra 245).

5.1.3. Texturas de deformação

Os corpos de minério são cortados por falhas de empurrão e falhas direcionais desenvolvidas nos estágios finais da fase D₂. Como resultado desta deformação estão impressas nos corpos mineralizados várias texturas de deformação que podem ser observadas em escala meso e microscópica. De maneira geral, a atuação desta deformação resultou na diminuição da granulometria dos sulfetos e consequentemente na modificação nas características texturais deste depósito.

Os cristais e agregados de pirita deformaram-se predominantemente por mecanismos de deformação rúptil (fluxo cataclástico). As texturas cataclásticas incluem feições como fraturamento dos cristais, deslocamento relativo dos limites dos grãos (*grain boundary sliding*) e zonas de cisalhamento rúpteis.

Fraturamento de cristais são as feições mais comuns, tendo sido observadas em quase todas as amostras analisadas independente da posição estrutural ocupada. Estas fraturas podem ser de três tipos:

- **Fraturas extensionais inter e intragranulares** (*tensional pull-apart*, segundo Cox, 1987) - Estas fraturas são normalmente observadas nos porfiroblastos de pirita mais grosseiros e são caracterizadas por uma série de microfraturas de extensão que cortam os porfiroblastos de pirita. Em muitos casos estas microfraturas são preenchidas por fibras de quartzo e carbonatos, que provavelmente se formaram pela deposição de material em solução durante o crescimento da microfratura (Fig. 73)
- ***Axial cracking*** - Estas consistem em microfraturas intragranulares observadas com mais frequência nos cristais de pirita grosseiros (Fig. 71a). Elas desenvolveram-se preferencialmente normais à foliação S₂ e podem estar preenchidas por outras fases minerais, tais como calcopirita, esfalerita e pirrotita e quartzo. Localmente, observa-se grãos de ouro ao longo destas fraturas. Segundo McClay & Ellis (1983) estas fraturas desenvolvem-se segundo as direções (001) e (110).
- **Microfraturas ao longo dos limites dos grãos** - Onde pequenos cristais de piritas se chocam uns contra os outros observou-se a existência de microfraturas paralelas aos limites dos grãos (Fig. 74). A presença deste tipo de microfraturas indicam que mecanismos de *grain boundary sliding* foram ativos durante a deformação (Brown & McClay, 1993).

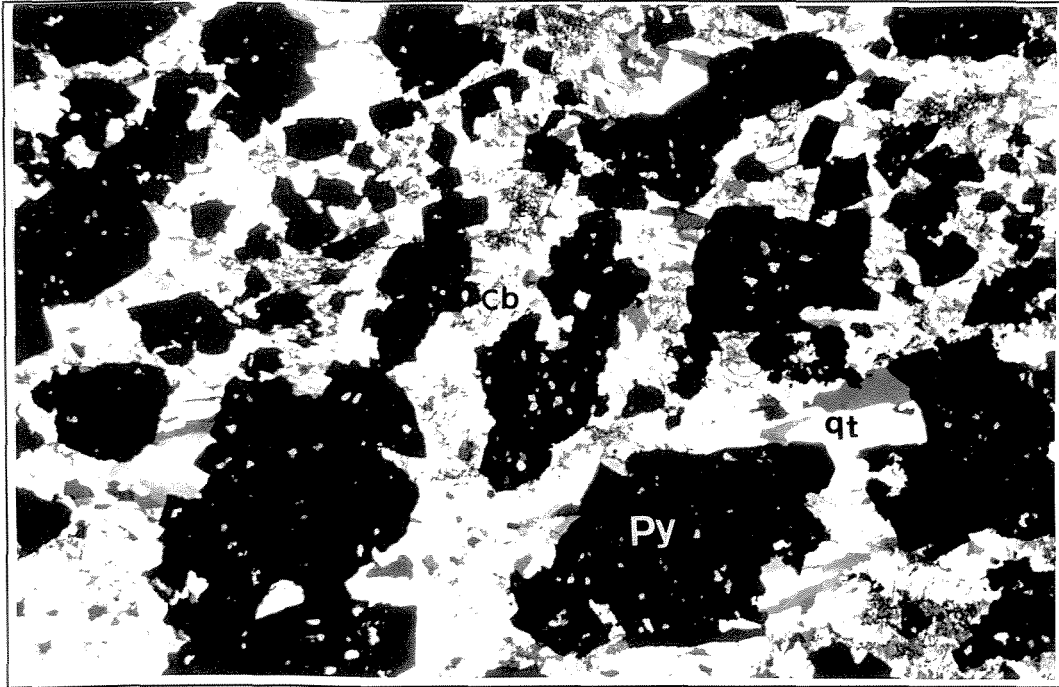


Figura 73. Microfraturas extensionais (*pull-apart extension fractures- pa*) cortando porfiroblastos de pirita (py) e preenchidas por fibras de quartzo (qt) e carbonatos (cb), LP, 25x (Corpo Fonte Grande - Nível 7- Ponto 41)

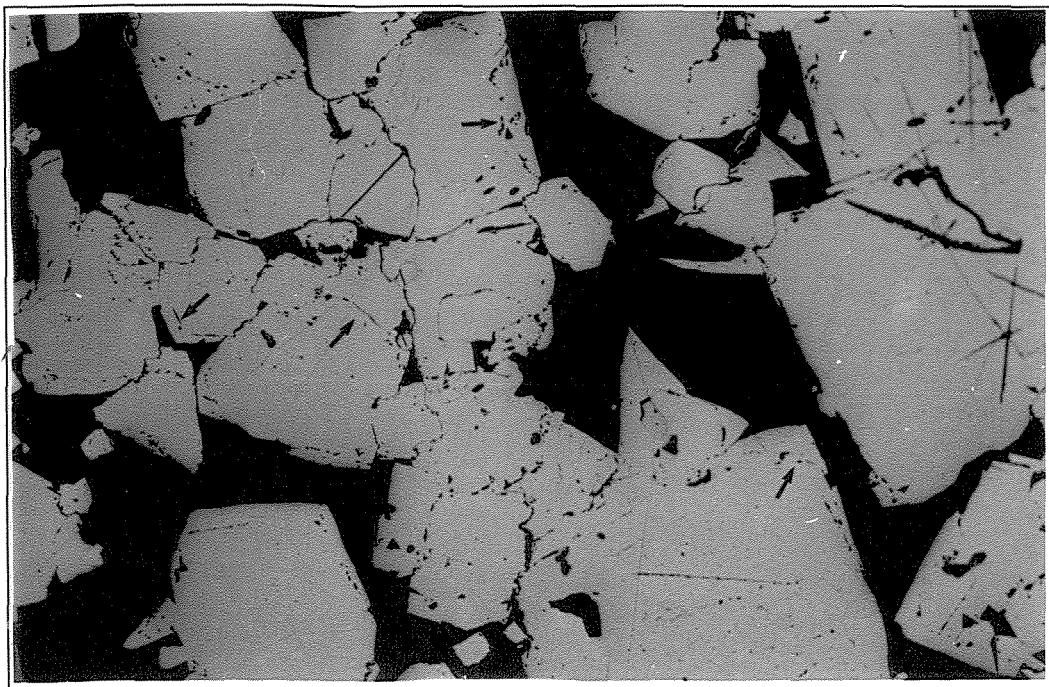


Figura 74. Fotomicrografia de cristais de pirita apresentando microfraturas sub-paralelas ao limites dos grãos LR, 100x (Corpo Balancão - Nível 7 - Amostra 23a).

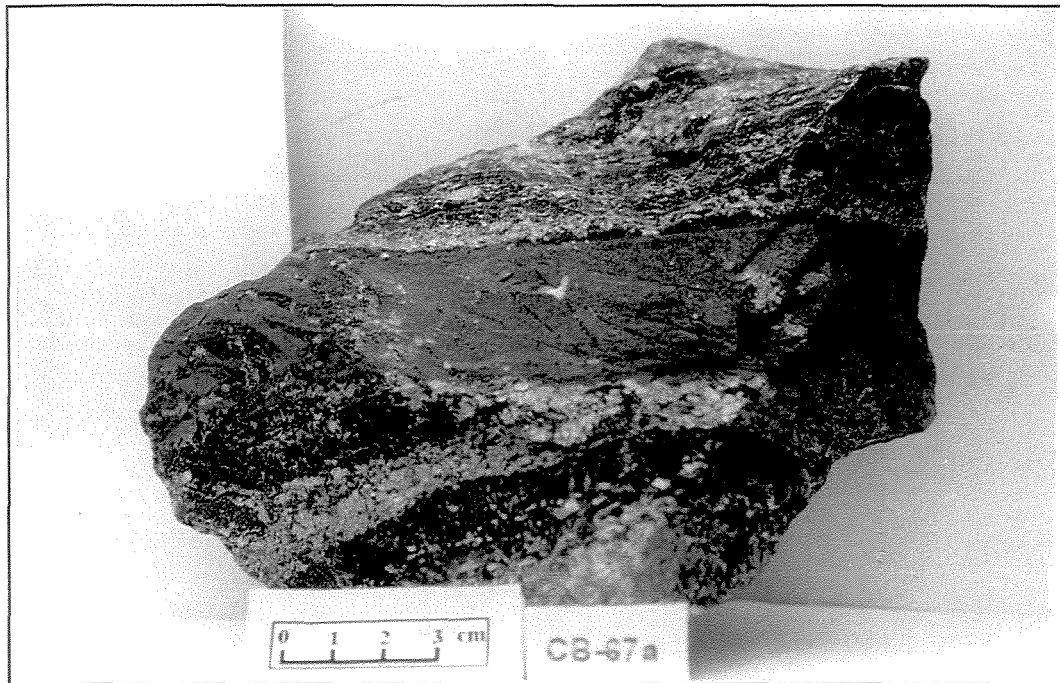
Nos locais onde zonas de cisalhamento cortam a formação ferrífera bandada são observadas estreitas faixas de sulfeto maciço muito fino, caracterizadas por intensa cominuição dos porfiroblastos de pirita (Fig. 75a). Em escala microscópica, estas faixas são compostas por agregados maciços de piritas angulares muito finas, selados por quartzo e carbonatos (Figs. 75b, c). Localmente, foram observadas pequenas fraturas de tração, preenchidas por pirita e quartzo, posicionadas à aproximadamente 45° com relação às zonas de cisalhamento.

Em áreas de alto gradiente de deformação, como nos flancos invertidos de dobras B₂, os porfiroblastos de piritas encontram-se alongados e preferencialmente orientados na direção de estiramento Le₂. Segundo MacClay & Ellis (1984), a formação de cristais alongados de pirita em condições de fácies xisto verde está relacionada à mecanismos de dissolução por pressão. Evidências da atuação de tal mecanismo foram observadas em uma única seção polida, sendo caracterizadas pela dissolução localizada de pirita e redeposição deste material adjacente ao cristal, gerando formas alongadas. Assim, é provável a pirita tenha se deformado também por mecanismos de deformação dúctil (*pressure solution*).

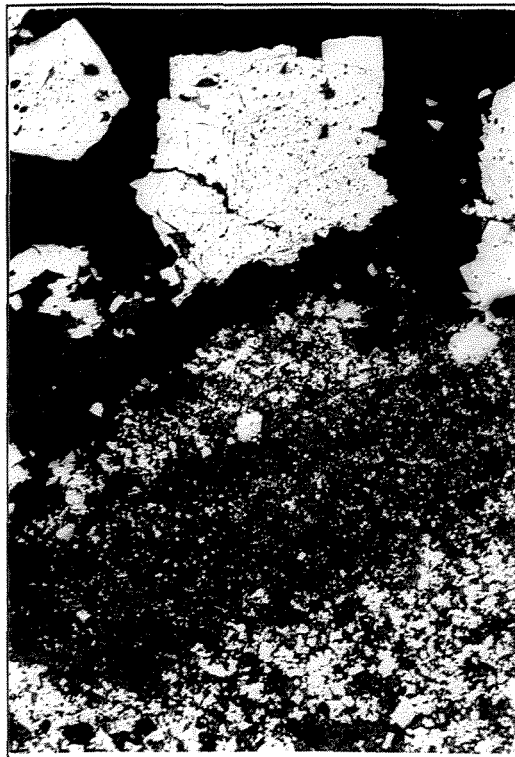
Assim como texturas de deformação a pirita apresenta também texturas do tipo “*growth zoning*” e “*annealing*”, provavelmente desenvolvidas durante o metamorfismo. Estas texturas são caracterizadas por padrões de inclusões concêntricas e junções tríplices a 120° (Figs. 71a, d). Ao contrário das feições geradas por deformação rúptil, estas texturas envolvem aumento da granulometria da pirita. A existência de inclusões concêntricas pode ser indicativa de múltiplas fases de crescimento destes porfiroblastos durante metamorfismo (*cf.* Brown & McClay, 1993).

Enquanto a pirita se deformou predominantemente por mecanismos de deformação rúptil, a pirrotita mostra grande plasticidade (Fig. 76). Este mineral encontra-se normalmente dobrado, ou estirado segundo a foliação S₂ e Sm₂. Localmente, ele compõem as franjas de deformação desenvolvidas em torno dos porfiroblastos de pirita, indicando que esta fase mineral foi remobilizada durante a deformação.

(a)



(b)



(c)

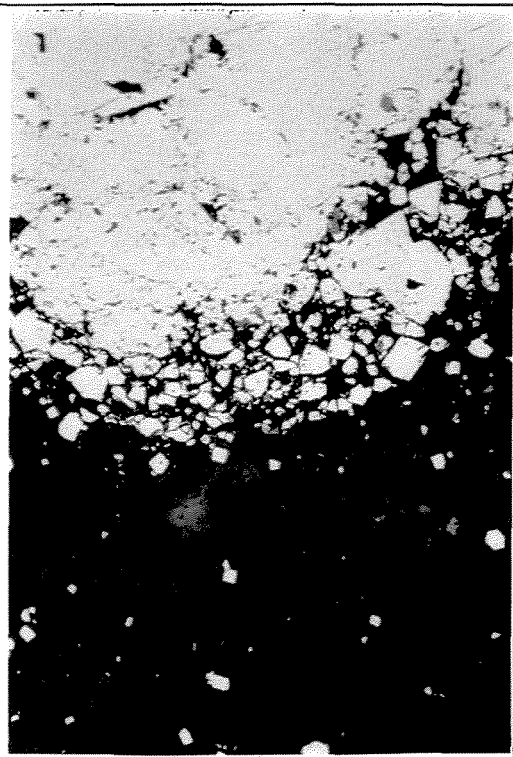


Figura 75. Aspectos texturais da formação ferrífera bandada sulfetada nos locais onde zonas de cisalhamento cortam o acamamento primário (Corpo Fonte Grande - Nível 7- Ponto 67). (a) Amostra de mão apresentando faixas de sulfeto maciço muito fino correspondente à zonas de cisalhamento formadas durante a fase D_2 . Pequenas fraturas de tração (FT), posicionadas à aproximadamente 45° do limite da zona de cisalhamento, estão preenchidas por sulfetos e quartzo. (b) Em escala microscópica estas zonas de cisalhamento rúpteis são caracterizadas por agregados maciços de piritas angulares muito finas, selados por quartzo e carbonatos, LR, 25x. (c) No limite das zonas de cisalhamento os porfiroblastos de pirita apresentam-se fortemente fraturados e com bordos cominuídos, LR, 200x.

Calcopirita e esfalerita, que constituem sulfetos de grande mobilidade, ocorrem preferencialmente preenchendo as fraturas dentro dos porfiroblastos de pirita. A inexistência de texturas indicativas de substituição de pirita por calcopirita adjacente a estas fraturas indica que a mobilização destes minerais ocorreu principalmente por processo mecânicos, envolvendo o fluxo plástico de minerais extremamente dúcteis durante a deformação (*cf.* Vokes & Craig, 1993).

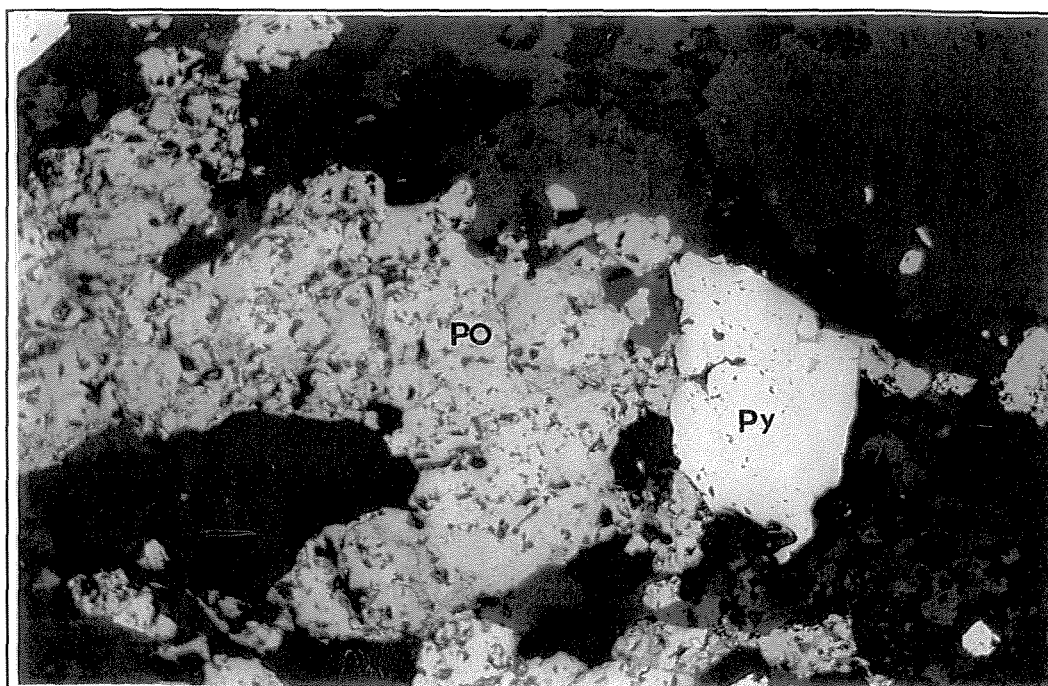


Figura 76. Fotomicrografia de cristal de pirrotita dobrado. Enquanto a pirrotita deforma-se por mecanismos de deformação dúctil, a pirita encontra-se fraturada, refletindo o comportamento refratário deste mineral, LR, 100x (Corpo Balancão - Nível 11- Amostra 25).

5.1.4. Estruturas e texturas de substituição

Embora os corpos mineralizados sejam do tipo *strabound* e *stratiform* e de maneira geral se apresentem concordantes com o acamamento primário, uma característica comum a todos os corpos é a presença de feições transgressivas. Essas feições ocorrem em meso e micro-escala e implicam na sulfetação das bandas carbonáticas presentes na formação ferrífera bandada a partir de fraturas e/ou veios quartzo-carbonáticos, devido à substituição dos carbonatos de ferro por sulfetos (Figs. 77,78).



Figura 77. Fotografia mostrando a sulfetação da formação ferrífera bandada adjacente à vênulas de quartzo discordantes do acamamento. A sulfetação ocorre preferencialmente ao longo das bandas carbonáticas (Corpo Fonte Grande Sul - Nível 7 - Ponto 202).

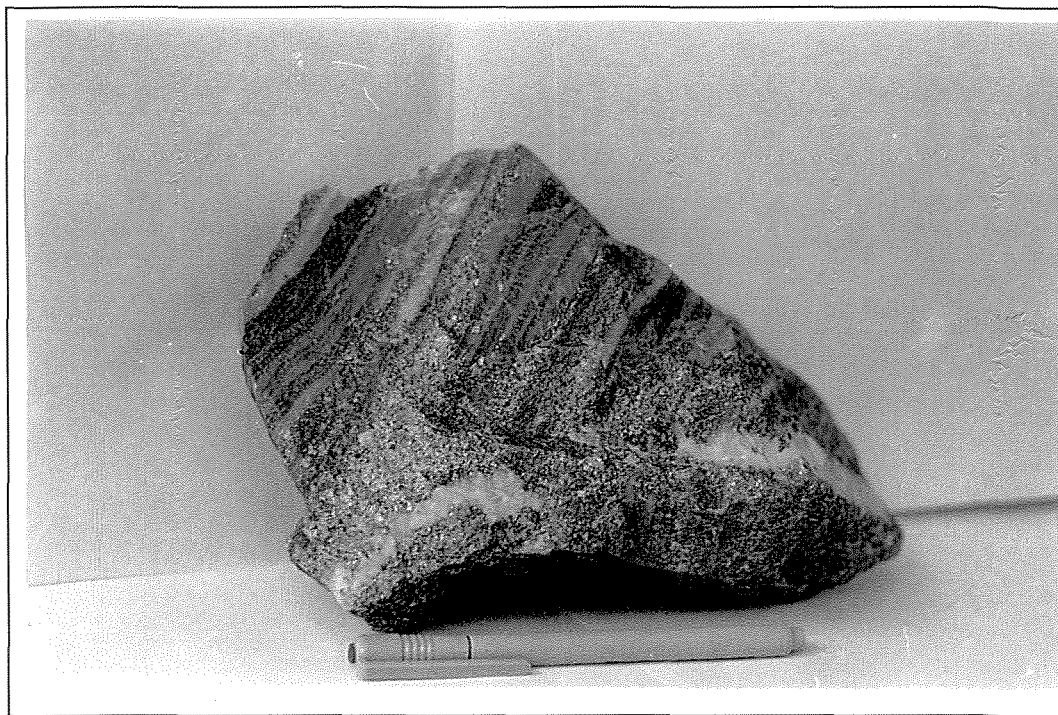


Figura 78. Amostra de formação ferrífera bandada Tipo 2 apresentando halos de sulfetação em torno de veios de quartzo discordantes do acamamento (Corpo Fonte Grande Sul -Nível 7- Amostra 202).

Feições mesoscópicas

Em escala mesoscópica observou-se que os processos de substituição são controlados por dois tipos de fraturas: (1) sistemas de fraturamento hidráulico e; (2) planos de clivagem S_2 .

Os sistemas de fraturamento hidráulico foram observados no corpo Fonte Grande Sul (nível 7), mais precisamente no topo da formação ferrífera sulfetada, próximo ao contato desta com o filito carbonoso. Estes sistemas consistem em regiões extremamente fraturada e cortadas por veios mineralizados compostos por quartzo, carbonatos e sulfetos. Os veios podem ser concordantes a progressivamente discordantes do acamamento primário e restringem-se à camada de formação ferrífera bandada. Zonas de alteração progridem ao longo do acamamento a partir destes sistemas, promovendo a carbonatação e sulfetação da formação ferrífera bandada estéril escura, Tipo 1 (Fig. 79).

Assim, cada sistema de fraturamento hidráulico está envolvido por envelopes de alteração simétricos que consistem das bordas para o centro em três zonas: (i) Nas zonas mais externas as bandas escuras, que compõem a formação ferrífera estéril (Tipo 1), tornam-se ócres devido à oxidação da matéria carbonosa presente nestas bandas e precipitação de carbonatos de ferro. Como consequência deste processo a formação ferrífera estéril escura (Tipo 1) passa ao longo do acamamento a formação ferrífera estéril clara (Tipo 2); (ii) Nas zonas intermediárias as bandas bege, compostas predominantemente por carbonatos de ferro, tornam-se amarelas em função da substituição dos carbonatos por sulfetos. Como consequência deste processo a FFB estéril clara (Tipo 2) passa ao longo do acamamento a FFB sulfetada (Tipo 3); (iii) O produto mais interno de alteração é caracterizado por sulfetos maciço. Nestas porções observa-se intensa brechação da formação ferrífera e grande quantidade de veios quartzo-carbonáticos sulfetados (Fig. 79).

As feições descritas nos parágrafos anteriores são indicativas de que estes sistemas de fraturamento hidráulico funcionaram como verdadeiros “sistemas hidrodinâmicos”, nos quais processos físicos e químicos interagiram para promover a sulfetação da FFB estéril, interpretada neste trabalho como a porção menos alterada e mais próxima ao sedimento original. Neste contexto, os processos mecânicos foram induzidos pela existência de zonas de pressões de fluido supralitostáticas, nas quais ocorreu a desagregação da FFB por fraturamento hidráulico. As micro e mesofraturas formadas por tal mecanismo promoveram o desenvolvimento de uma porosidade secundária na rocha, permitindo a migração de fluidos ao

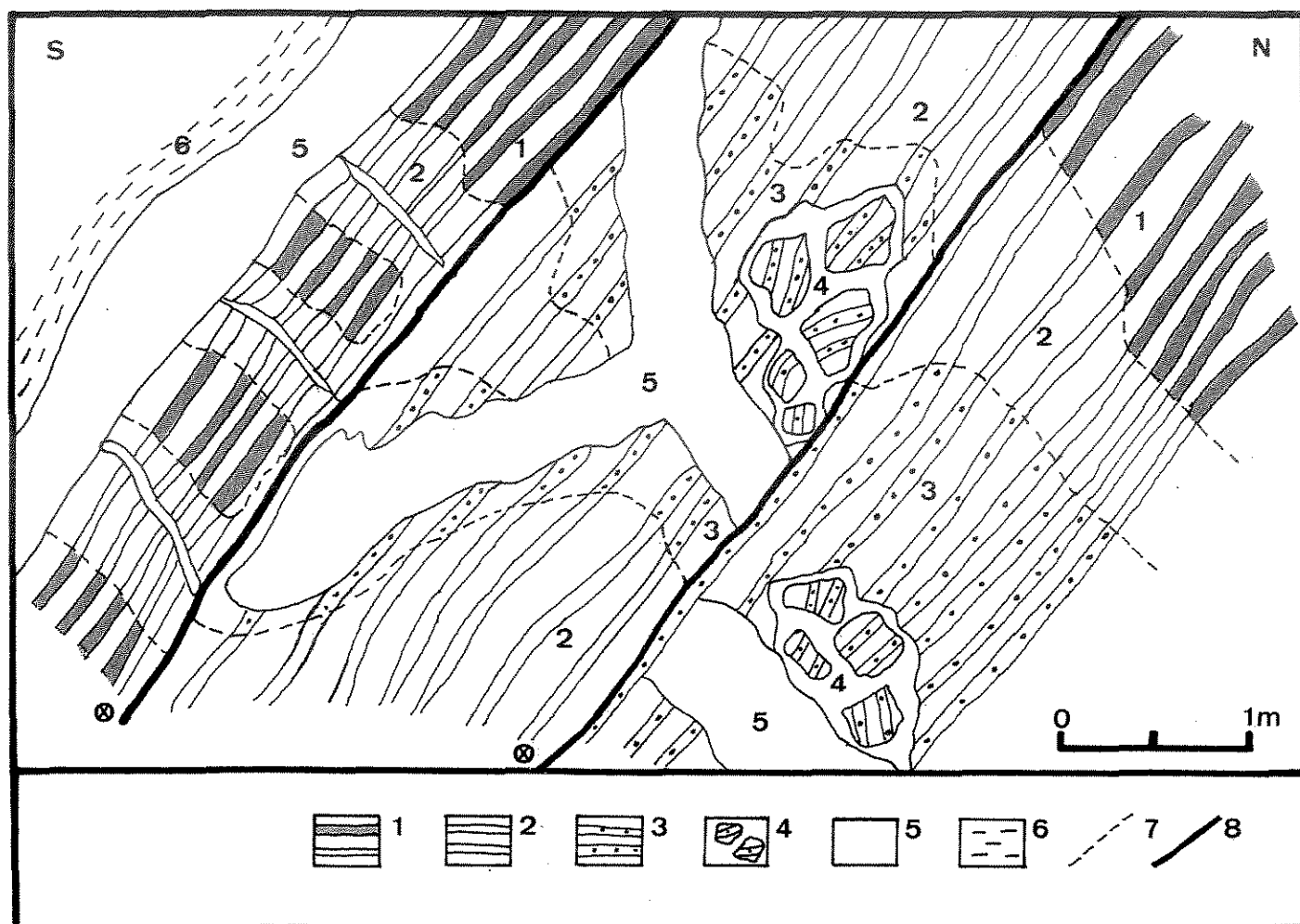


Figura 79. Desenho de uma frente de lavra do Corpo Fonte Grande Sul mostrando veios e brechas encaixados no topo da formação ferrífera bandada, próximo ao contato com o filito carbonoso. Adjacente aos veios, a formação ferrífera bandada estéril (Tipo 1) encontra-se intensamente alterada. O produto mais externo da alteração é caracterizado pela oxidação da matéria carbonosa e precipitação de carbonatos de ferro, ocasionando a transformação da FFB-Tipo 1 para FFB-Tipo 2. O produto mais interno é caracterizado pela sulfetação das bandas carbonáticas e transformação da FFB-Tipo 2 para FFB-Tipo 3. Zonas de cisalhamento paralelas ao acamamento deslocam e deformam os veios e as zonas de alteração à eles associadas. Legenda: 1. Formação ferrífera bandada estéril escura (Tipo 1); 2. Formação ferrífera bandada estéril clara (Tipo 2); 3. Formação ferrífera bandada sulfetada (Tipo 3); 4. Zonas de brechação; 5. Veios compostos por quartzo, carbonatos e sulfetos; 6. Filito carbonoso; 7. Limites das zonas de alteração; 8. Zonas de cisalhamento reversas (Ponto 73 - Nível 7- Seção NS, oblíqua à lineação de estiramento)

longo do acamamento. Os fluidos interagiram com a formação ferrífera resultando na oxidação da matéria carbonosa, precipitação de carbonatos de ferro e substituição dos carbonatos de ferro por sulfetos nas partes mais internas destes sistemas hidrodinâmicos.

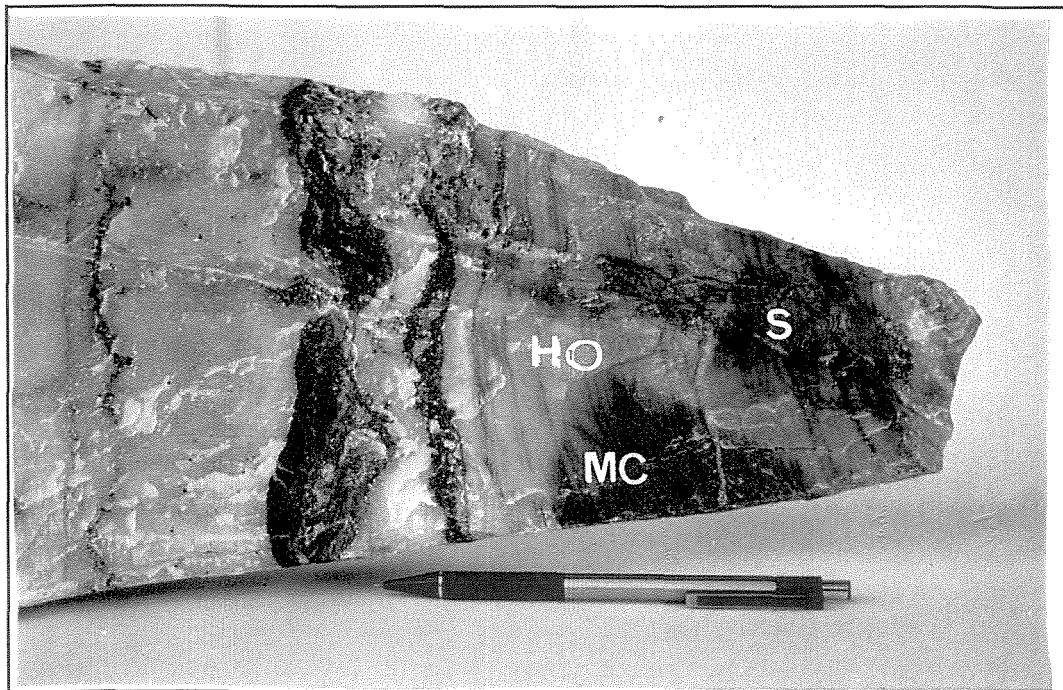
As dimensões das zonas de alteração associadas à estes sistemas hidrodinâmicos (carbonatação e sulfetação) são proporcionais às dimensões dos veios e/ou região fraturada, podendo ser observadas em uma simples amostra de mão (Fig. 80a, b) ou em escala de afloramento. Cabe ainda ressaltar que estas zonas de alteração encontram-se deformadas e até mesmo cortadas pelas zonas de cisalhamento formadas durante as fases D_1 e D_2 , indicando que estes sistemas hidrodinâmicos pré-datam ou se formaram nos estágios iniciais da fase D_1 .

Uma outra característica marcante na Mina de Cuiabá é a presença de sulfetos dispostos ao longo e adjacente à fraturas paralelas ao plano axial das dobras F_2 (Fig. 81). Estas feições foram observadas com frequência nos corpos Serrotonho e Fonte Grande Sul e indicam que, aos moldes das zonas dilatantes formadas por fraturamento hidráulico, estes planos também funcionaram como canais de percolação de fluidos mineralizantes, contribuindo para a sulfetação e conseqüente mineralização da formação ferrífera bandada.

A substituição a partir de planos de fraturas (S_2) ocorre de modo simétrico ou assimétrico. As fraturas são preenchidas por quartzo, carbonatos de ferro e sulfetos e as bandas carbonáticas adjacentes são substituídas por pirita e/ou pirrotita. As dimensões das zonas de sulfetação em torno das fraturas são proporcionais à dimensão das fratura e foram observadas tanto em meso quanto em micro-escala.

Algumas feições interessantes foram observadas no corpo Serrotonho. Aparentemente, os fluidos percolaram os planos de clivagem da FFB, dispostos em alto ângulo com o bandamento composicional, e sulfetaram as bandas carbonáticas adjacentes. Estas bandas são interrompidas por outras fraturas previamente seladas, indicando que elas funcionaram ora como barreiras e ora como canais para os fluidos mineralizantes. Em alguns casos, observa-se que de um lado da fratura selada as bandas sulfetadas são compostas predominantemente por pirita e do outro por bandas pirrotíticas, sugerindo variações locais da fugacidade do enxofre (vide Fig. 13c, Capítulo 3). Verifica-se ainda, a diminuição de pirita e aumento de pirrotita a medida que se afasta do conduto, indicando variação gradual da composição do fluido (diminuição da fugacidade S), a medida que estes fluidos interagiram com as bandas carbonáticas.

(a)



(b)

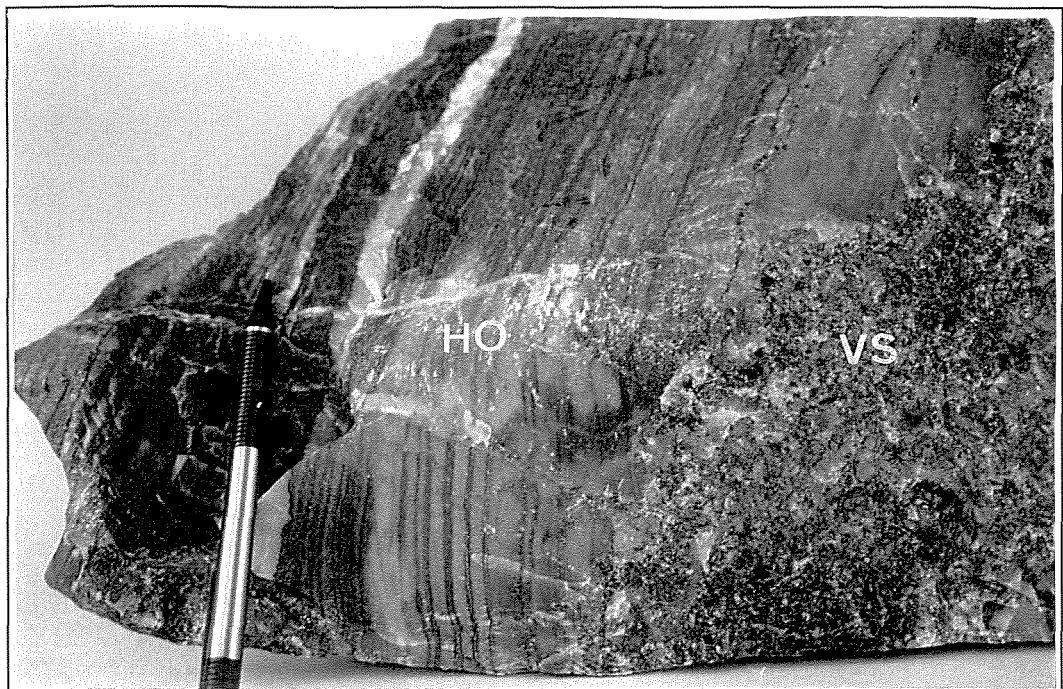


Figura 80. Amostra de mão da formação ferrífera bandada apresentado halos de oxidação (HO) de material carbonoso em torno de veios de quartzo sulfetados (VS). Em (a) observa-se ainda a sulfetação (S) das bandas carbonáticas adjacente aos veios de quartzo (Corpo Fonte Grande Sul -Nível 7- Ponto 203).

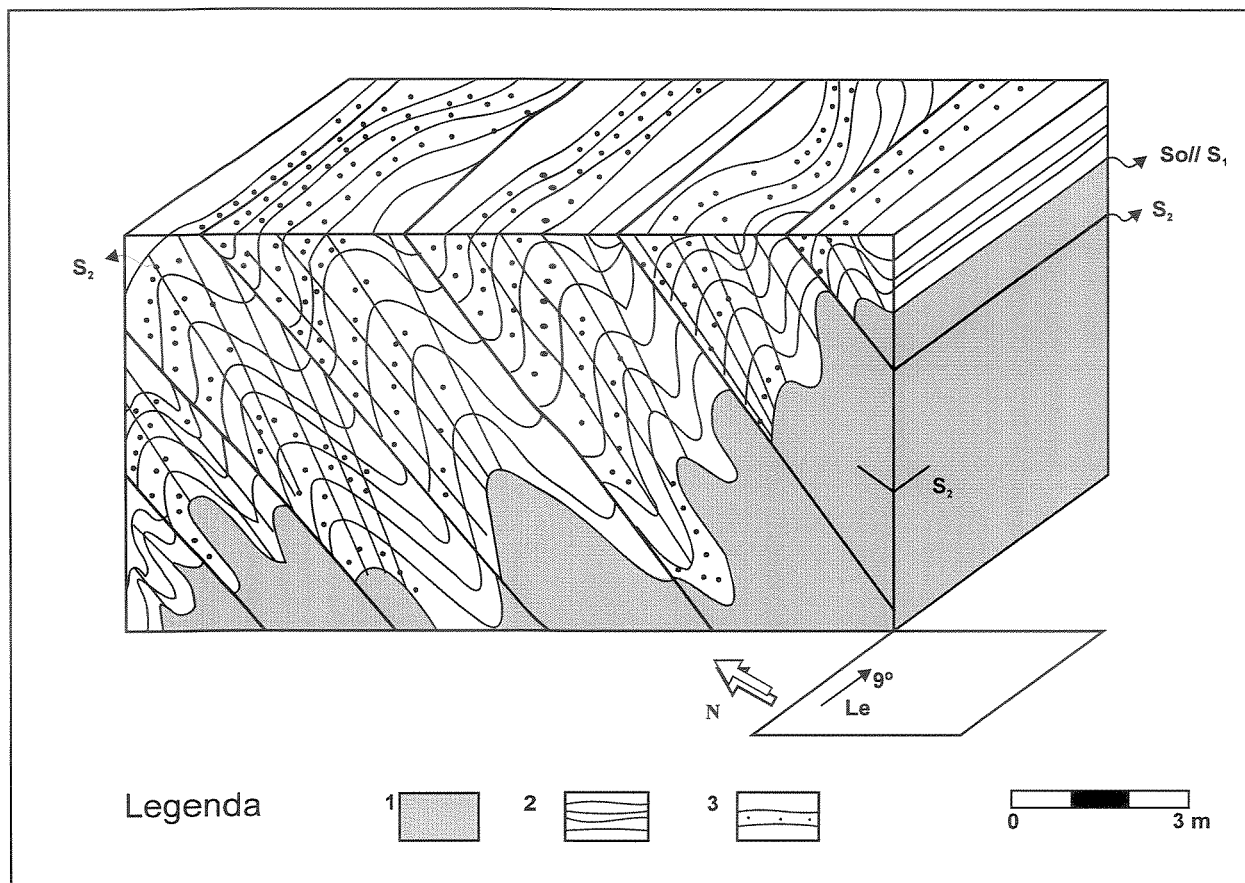


Figura 81. Bloco diagrama construído a partir de uma frente de lavra do Corpo Fonte Grande Sul, mostrando a sulfetação da formação ferrífera bandada adjacente à fraturas paralelas ao plano axial de dobras F_2 . Os sulfetos estão concentrados em faixas que correspondem às charneiras destas dobras e à intersecção entre a foliação S_2 e o acamamento primário ($S_0// S_1$). Em planta, estas faixas parecem ser concordantes com o acamamento primário, mas em perfil é evidente o caráter discordante da sulfetação. Legenda: 1. Metabasaltos alterados; 2. Formação ferrífera bandada estéril (Tipo 1 e 2); 3. Formação ferrífera sulfetada (Tipo 3) (Nível 7- Ponto 49)

Nos corpos Fonte Grande Sul e Galinheiro foram observadas faixas intensamente sulfetadas discordantes do acamamento e concordantes com a foliação S_2/Sm_2 (Fig. 82). Ao longo destas faixas o bandamento composicional está total ou parcialmente obliterado e os corpos sulfetados adquirem aspecto maciço. Neste locais os teores auríferos são elevados e oscilam entre 14,0 e 36,0 g/t.

Localmente, observa-se ainda a presença de sulfetos ao longo de pequenas fraturas de cisalhamento sintéticas e/ou antitéticas formadas nos estágios finais da fase D_2 (vide Fig. 43, Capítulo 4). No entanto, não foi observada sulfetação adjacente à esta fraturas ou adjacente a fraturas de tração (*tension gashes*).

(a)



(b)

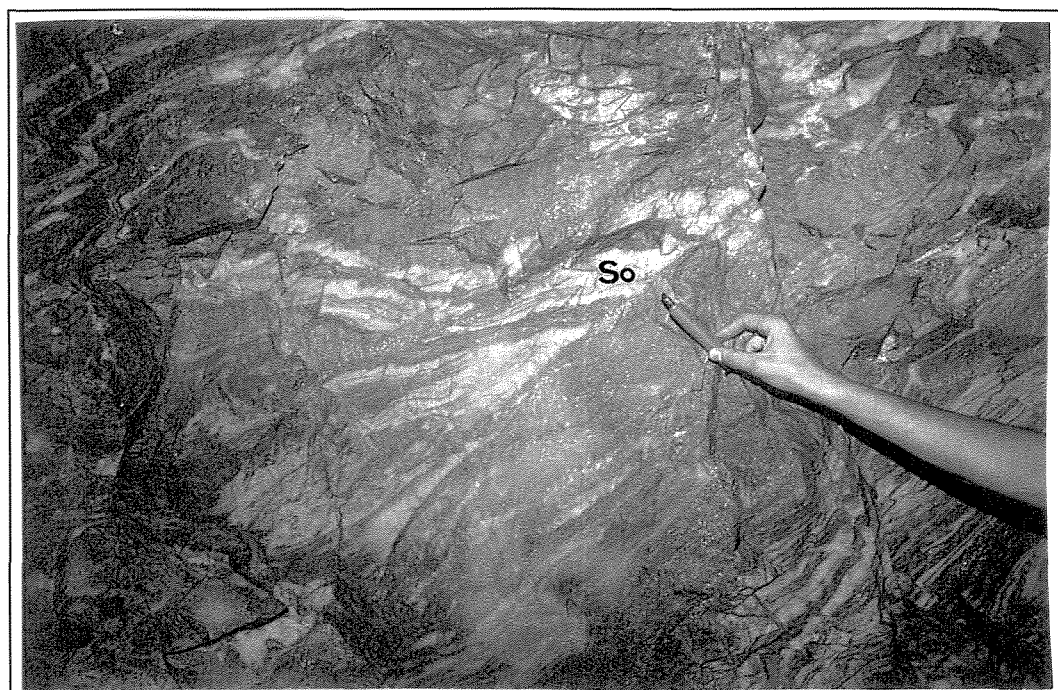


Figura 82. (a) Faixa intensamente sulfetada, discordante do acamamento primário e concordante com a foliação S₂. (b) Observe que dentro desta faixa o bandamento composicional da FFB está totalmente obliterado (Corpo Fonte Grande Sul - nível 7-Ponto 49).

Feições microscópicas

Além das feições mesoscópicas foram também observadas, em escala microscópica, várias evidências texturais da substituição de carbonatos de ferro por sulfetos. Estas feições incluem:

- (1) Ocorrência de pirita preferencialmente dentro das bandas carbonáticas ou no contato entre estas e as bandas quartzosas. Normalmente os porfiroblastos de pirita desenvolvidos nessa interface mostram superfícies de contatos irregulares e suturadas com as bandas carbonáticas, mas formas euedrais em contato com as bandas quartzosas.
- (5) Intercrescimento complexo de pirita e carbonatos de ferro mostrando diferentes estágios de desenvolvimento de pirita (Fig. 83).
- (2) Presença de piritas com formas irregulares (ameboidais) preenchendo fraturas dentro das bandas carbonáticas, ou dispostas ao longo dos contatos entre os grãos de carbonato (Fig. 84).
- (3) Ocorrência de pirita ocupando os espaços intersticiais entre os grãos de carbonato (Fig. 85). Esta feição indica que os fluidos percolaram os limites dos grãos de carbonato, promovendo a substituição de cimentos carbonáticos e/ou carbonosos existentes entre os grãos de carbonato.
- (4) Inclusões de pequenos grãos xenomórficos de carbonato em pirita e ausência de inclusões de pirita em carbonatos (Fig. 86).

As feições de substituição observadas em meso e micro escala sugerem que a ocorrência de sulfetos (e ouro) na formação ferrífera bandada está relacionada, em grande parte, à processos de sulfetação ou seja à substituição de carbonatos de ferro por sulfetos de ferro devido a percolação de fluidos mineralizantes através de locais estruturais favoráveis e interação destes fluidos com a formação ferrífera bandada. Adicionalmente, a presença de pirita ocupando os espaços intersticiais entre os grãos de carbonato é sugestiva de que a percolação de fluidos foi controlada não só pela existência de microfraturas (porosidade secundária), como também pela composição e textura original da formação ferrífera bandada (porosidade primária).

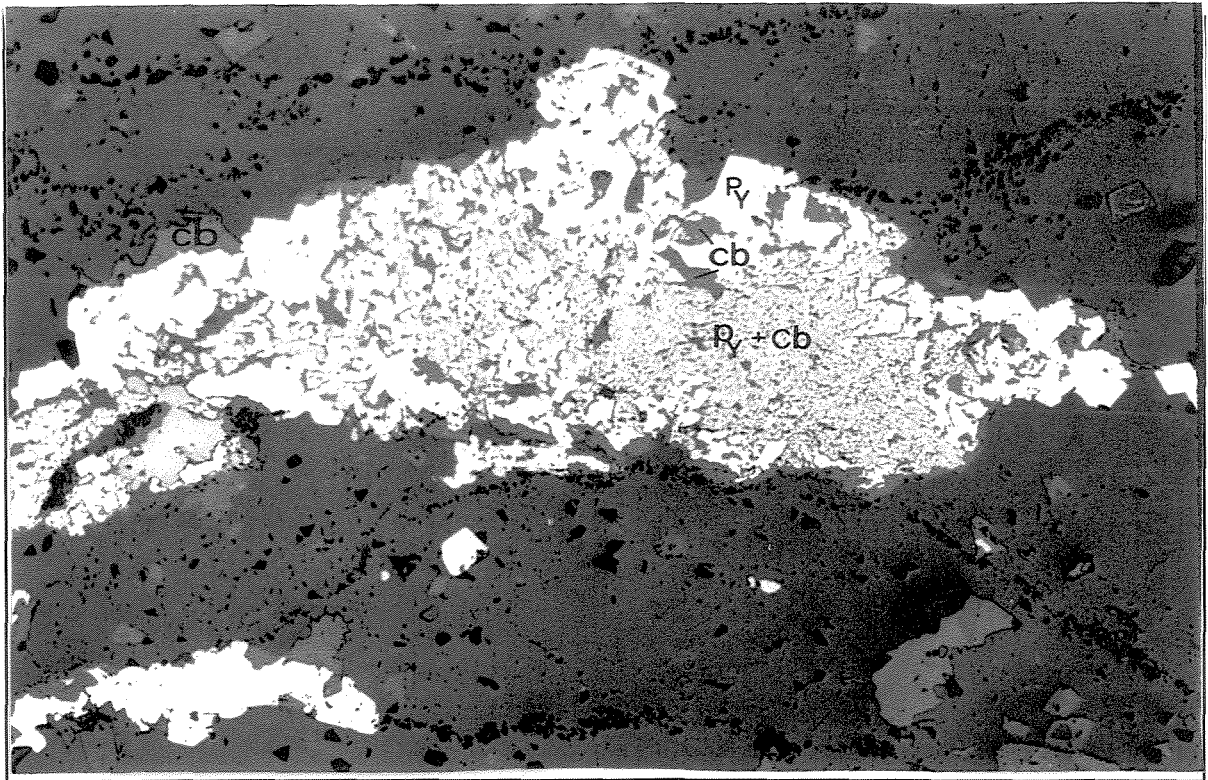


Figura 83. Fotomicrografia onde se observa o intercrescimento complexo de pirita (py) e carbonato de ferro (cb), com variados estágios de desenvolvimento de pirita. A ganga é composta predominantemente por quartzo, LR, 25x (Corpo Balancão - Nível 11- Amostra 23 a).

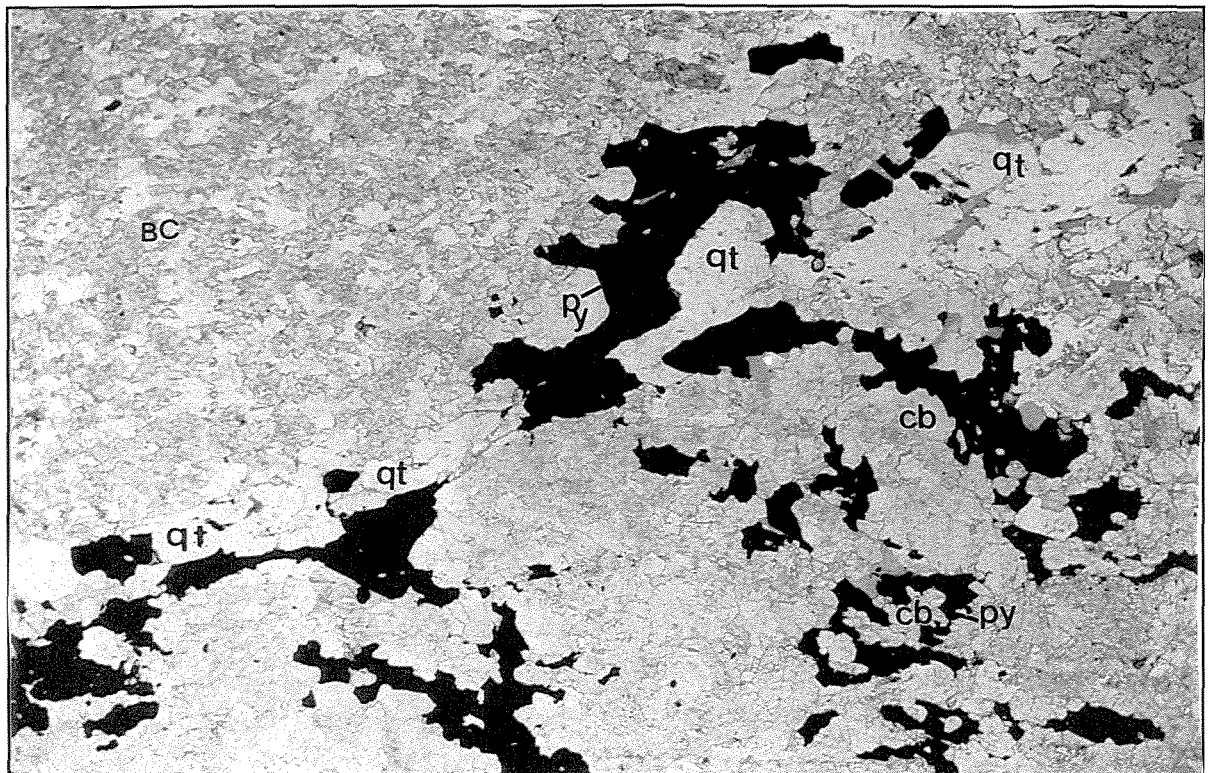


Figura. 84. Fotomicrografia de piritas (py) com formas irregulares preenchendo, juntamente com quartzo (qt), fraturas dentro das bandas carbonáticas (BC) da formação ferrífera bandada. Localmente, a pirita ocupa os espaços entre os grãos de carbonato (cb), indicando que a percolação de fluidos se deu também ao longo dos limites dos grãos. LN, 25x (Corpo Fonte Grande - Nível 7- Amostra 72b).

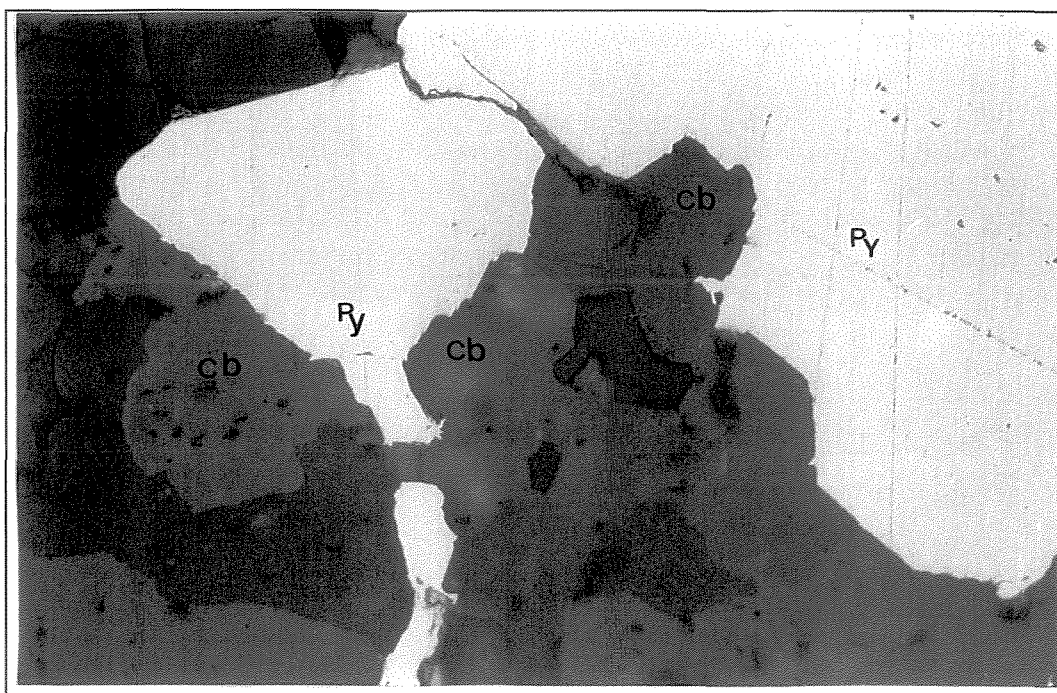


Figura 85. Detalhe da fotomicrografia anterior mostrando piritas (py) anedrais ocupando os espaços intersticiais entre os grãos de carbonatos (cb). LR,500x.

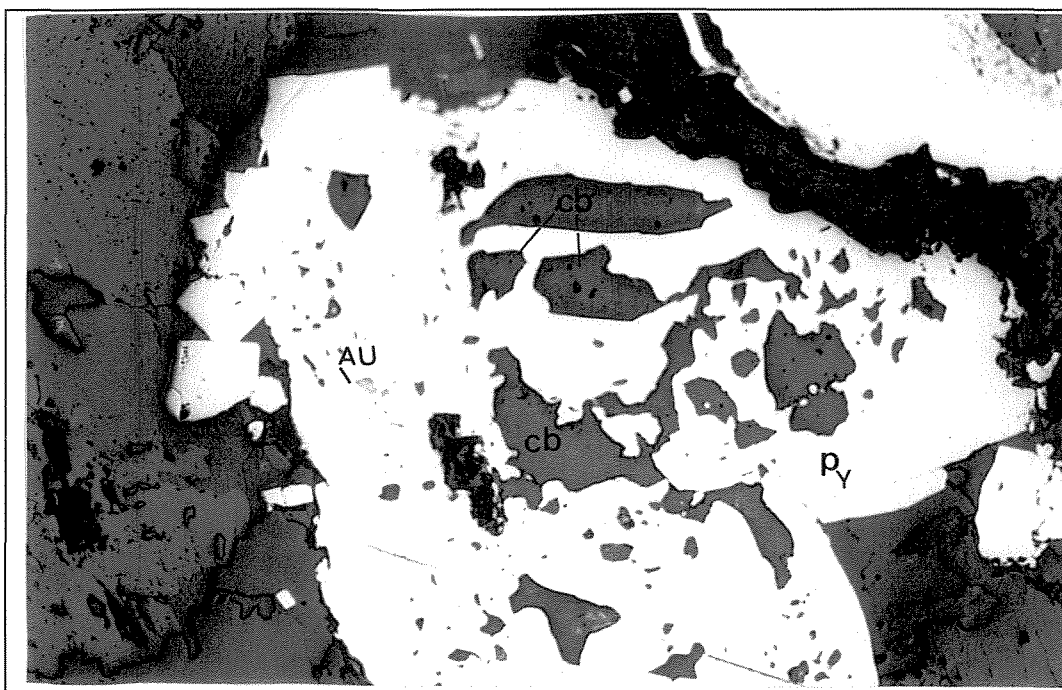


Figura 86. Fotomicrografia de um porfiroblasto de pirita com inclusões xenomórficas de carbonatos (cb) e ouro (Au). LR, 100x (Corpo Fonte Grande - Nível 7- Amostra 41b).

5.2. Discussão e interpretação

Embora esteja muito além do escopo desta pesquisa a apresentação de um modelo genético para a mineralização aurífera da Mina de Cuiabá, os resultados obtidos permitem discutir alguns aspectos sobre a gênese deste depósito, particularmente no que diz respeito à natureza e posicionamento das estruturas controladoras da mineralização. Assim, neste item serão apresentados inicialmente os principais modelos propostos para a gênese das mineralizações auríferas Arqueanas e ao final será feita uma discussão da aplicação destes modelos para o depósito de Cuiabá.

5.2.1. Depósitos de ouro Arqueanos - Principais modelos genéticos

Os *greenstone belts* arqueanos são mundialmente conhecidos por sua variada metalogênia e particularmente por hospedarem um grande número de depósitos de ouro. Dentro destas seqüências dois tipos de depósitos auríferos vêm sendo reconhecidos. Um tipo está associado à veios hospedados principalmente em rochas metavulcânicas (e.g., Eastern Goldfields province - Austrália; *greenstone belt* Rio das Velhas - Mina de Juca Vieira) e subordinadamente em rochas metassedimentares (e.g., Barberton, África do Sul). O outro tipo consiste em depósitos *stratabound e stratiform* hospedados em formação ferrífera do tipo Algoma (e.g. Minas de Cuiabá, São Bento, Morro Velho - *greenstone belt* Rio das Velhas; Mt. Morgans, Vubachikwe, Water Tank Hill e Nevória-Yilgarn Block, Austrália). Os dois tipos de depósitos podem estar espacialmente ou temporalmente separados, mas em muitos casos eles ocorrem em associação íntima (Phillips *et al.*, 1984).

Os depósitos de ouro hospedados em formação ferrífera bandada são os que despertam maiores controvérsias com relação à gênese de sua mineralização. As discussões decorrem principalmente da dificuldade em se definir as relações temporais da mineralização com o metamorfismo regional e a deformação penetrativa imposta a estas rochas. Estas dificuldades estão relacionadas com o fato de muitos depósitos de ouro Arqueanos ocorrerem em ambientes caracterizados por grande complexidade estrutural e, em particular, pela existência de vários episódios de fraturamento, incluindo falhas, fraturas relacionadas ao evento mineralizante e deformação pós-mineralização (Mason & Helmstaedt, 1992).

Além disso, muitas feições de campo interpretadas como elementos chaves para determinado modelo metalogenético podem também ser explicadas por outros processos, ou até mesmo pela combinação de vários processos mineralizantes. Um excelente exemplo foi

apresentado por Hutchinson (1993). Segundo este autor a interpretação de que a substituição de óxidos de ferro por sulfetos em formações ferríferas mineralizadas (fácies sulfeto) ocorre unicamente por processos epigenéticos *sin* a tardi-tectônicos é equivocada. Esta feição pode também representar a substituição diagenética em assoalho oceânico de sedimentos ferruginosos inconsolidados durante o fluxo contínuo de fluidos hidrotermais exalativos, em função de variações de Eh e atividade de enxofre. A distinção entre substituição diagenética em assoalho oceânico e substituição epigenética tardia é extremamente difícil uma vez que as feições texturais resultantes são similares e fortemente complicadas pelo metamorfismo e/ou deformação subsequente.

Entre os modelos metalogenéticos propostos para explicar a gênese da mineralização aurífera hospedada em formações ferríferas destacam-se três tipos: o singenético, o epigenético e o multi-processual ou polifásico.

Segundo o **modelo singenético** a deposição do ouro e dos sulfetos é sin-sedimentar associada à atividade vulcânica exalativa, em analogia aos depósitos vulcanogênicos de metais básicos e/ou atividade hidrotermal recente no assoalho oceânico (Fripp, 1976; Hutchinson, 1976). Este modelo implica em uma fonte localizada para o enxofre e condições de Eh e Ph favoráveis para a deposição de sulfetos (e ouro). Neste contexto, os contatos e relações entre formação ferrífera fácies sulfeto, óxido, carbonato e silicato devem ser gradacionais, refletindo ambientes e processos deposicionais distintos.

Um dos problemas da hipótese singenética está relacionado ao fato deste modelo não explicar a presença de feições transgressivas e/ou discordantes observadas em muitos depósitos auríferos hospedados em formações ferríferas Arqueanas. Além disso, segundo este modelo, os sulfetos deveriam ser afetados por todos os eventos tectônicos e metamórficos registrados nas encaixantes, o que parece não ser condizente com muitos depósitos, nos quais a mineralização aurífera é contemporânea ou tardia em relação à deformação regional. Como exemplos podem ser citadas as Minas de São Bento, (Pereira, 1995a), Mt. Morgans (Vielreicher *et al.*, 1993). e Water Tank Hill (Phillips *et al.*, 1984).

Outra questão problemática com relação à origem singenética foi levantada por Phillips (1984). Segundo este autor, em um modelo envolvendo circulação de água do mar e/ou exalação de outros fluidos em uma bacia deposicional marinha seria de se esperar que o transporte de ouro e metais base ocorresse por complexos de cloro, resultando no enriquecimento de metais base em relação ao ouro. No entanto, na maior parte dos depósitos

observa-se baixa concentração destes metais em relação ao ouro e íntima associação destes com sulfetos, sugerindo que o transporte de ouro se processou preferencialmente por complexos reduzidos de enxofre.

No **modelo epigenético** a gênese das mineralizações auríferas hospedadas em formações ferríferas é explicada pela canalização de fluidos metamórficos hidrotermais através de falhas e/ou zonas de cisalhamento regionais, que provavelmente representam feições estruturais de escala crustal (Groves *et al.* 1987). O ouro é transportado por complexos reduzidos de enxofre presente nos fluidos mineralizantes. A interação dos fluidos com litologias ricas em ferro promove a desestabilização destes complexos e precipitação de sulfetos e ouro simultaneamente. A infiltração dos fluidos ao longo da rocha hospedeira é controlada por estruturas tectônicas de segunda ordem, tais como fraturamentos hidráulicos e fraturas, seletivamente desenvolvidas nas rochas mais competentes. Neste contexto, os depósitos de ouro epigenéticos teriam sua formação iniciada via sulfetação local de rochas originalmente ricas em ferro (*traps* químicos) situadas em zonas estruturais heterogêneas, em níveis crustais relativamente profundos (Vielreicher *et al.*, 1993).

Phillips *et al.* (1984) destaca uma série de argumentos que suportam a origem epigenética para as mineralizações auríferas hospedadas em formação ferrífera. Estes argumentos incluem:

1. Os sulfetos e a mineralização aurífera são normalmente sin a tardi- tectônicos com relação ao metamorfismo e deformação principal.
2. Em escala macroscópica, a mineralização é controlada por estruturas tectônicas, tais como dobras, falhas ou zonas intensamente fraturadas.
3. Os altos teores auríferos estão relacionados à feições transgressivas ou os sulfetos são transgressivos em relação ao acamamento.
4. Os limites entre a formação ferrífera fácies óxidos, carbonatos e sulfeto são bruscos e relacionados às feições transgressivas.
5. Presença de feições texturais indicativas da substituição óxidos e/ou carbonatos de ferro por sulfetos.
6. A mineralização está invariavelmente associada com intensa alteração das rochas encaixantes (sericitização, carbonatação, cloritização e silicificação).

7. A composição da mineralização hospedada em formação ferrífera bandada é semelhante àquelas observadas em depósitos hospedados em outras litologias no mesmo terreno, refletindo uma fonte similar para os fluidos.

8. Em alguns terrenos arqueanos as idades (Pb-Pb) obtidas para os sulfetos hospedados em formação ferrífera bandada é similar àquelas obtidas para depósitos de ouro hospedadas em rochas vulcânicas e mais novas que depósitos de metais básicos singenéticos.

Dentro da corrente epigenética existe ainda bastante controvérsia com relação à origem dos fluidos mineralizantes, do nível crustal de formação dos depósitos e das relações temporais entre a sulfetação da rocha com metamorfismo e deformação regional. Neste contexto novas idéias vem surgindo nesta última década. Mason & Helmstaedt (1992) e Mason (1992), sugerem que um grande número dos depósitos de ouro Arqueanos, embora estruturalmente controlados, não são depósitos metamorfogênicos associados a zonas cisalhamento, mas representam análogos metaforizados de sistemas hidrotermais auríferos Cenozóicos. Estes autores baseiam sua interpretação no fato de que muitos depósitos existentes no Escudo Canadense estarem relacionados com estruturas rúpteis, associadas a vários episódios de magmatismo félsico, que pré datam a deformação e o metamorfismo regional.

Segundo os autores (*op. cit.*) no Escudo Canadense as estruturas associadas à mineralização são desenvolvidas na crosta superior e caracterizam-se por fraturas do tipo *stockworks*, veios, sistemas de veios e zonas de intensa brechação (*pipe-like breccia zones*). Além disso, adjacente a estas estruturas as rochas encaixantes exibem microfraturas que provocam o desenvolvimento de uma porosidade secundária e controlam a alteração das rochas encaixantes. O metamorfismo regional e a deformação penetrativa são estruturas posteriores à mineralização. Em muitos casos, os depósitos e as zonas de alteração hidrotermal a eles associadas encontram-se penetrativamente deformadas e metamorfoseadas. As zonas de cisalhamento desenvolveram-se preferencialmente ao longo de zonas de alteração filossilicáticas previamente formadas. Neste contexto, o ouro seria introduzido por uma fonte externa (profunda) e o principal controle na deposição de pirita e sílica seria a descompressão em níveis crustais superiores, sendo que a química da rocha hospedeira teria pouca influência na deposição do ouro (Mason, 1995).

Baseado nas dificuldades em se explicar através da hipótese singenética ou epigenética as variadas feições geológicas observadas nos depósitos auríferos arqueanos, Hutchinson

(1993) propõem um **modelo multi-processual e polifásico** para a formação destes depósitos. Este modelo coaduna as idéias de enriquecimento de ouro sin-deposicional, devido à atividade hidrotermal em assoalho oceânico, com mecanismo epigenéticos, incluindo processos de remobilização. Essencialmente, este modelo explica a formação dos depósitos de ouro arqueanos como o resultado de múltiplos períodos de enriquecimento de ouro, via repetida remobilização e (re)deposição, ao longo do tempo geológico. Sucessivamente estes estágios incluem: diagênese envolvendo compactação, litificação e desidratação; deformação sin-cinemática durante subsidência da bacia; intrusão de pequenos plutons porfiríticos sub-vulcânicos tardios, mas co-magmáticos com a evolução do *greenstone belt*; plutonismo orogênico que acompanha a granulitização dos cinturões e intrusões pós-orogênicas. Em todos estes estágios seriam formados veios e sistemas de veios ou *stockworks*, discordantes e epigenéticos, que cortariam todas as rochas presentes nos depósitos (e também uns aos outros), promovendo a mineralização da formação ferrífera e rochas adjacentes.

5.2.2. Discussão

A princípio, as características da mineralização aurífera na Mina de Cuiabá satisfazem os requisitos básicos para a origem singenética, ou seja, a mineralização está associada às porções sulfetadas da formação ferrífera bandada, os corpos de minério são concordantes com o acamamento primário e os sulfetos ocorrem ao longo do acamamento, definindo portanto o caráter *stratiform* e *stratabound* da mineralização. Além disso, o fato dos corpos sulfetados estarem congruientemente dobrados junto com as encaixantes e normalmente deslocados e/ou adelgaçados por falhamentos, desenvolvidos durante as fases D₁ e D₂, levou alguns autores a atribuírem uma origem singenética para a mineralização (Vial, 1980; Ladeira, 1986).

No entanto, a presença de feições transgressivas e/ou discordantes no interior dos corpos mineralizados, a intensa alteração hidrotermal associada à mineralização, bem como o fato dos altos teores auríferos estarem associados a determinadas estruturas tectônicas sugerem que a deformação teve papel importante, senão definitivo, na sulfetação e conseqüente mineralização da formação ferrífera bandada, como já anteriormente proposto por vários autores (Vieira, 1991a e b, 1992; Scarpelli, 1991; Toledo *et al.* 1995; Rodrigues *et al.*, 1996 a, b; Schrank *et al.* 1996).

Uma questão problemática, entretanto, está relacionada ao momento (*timing*) e a natureza das estruturas que controlam a sulfetação. Na maioria dos depósitos interpretados

como tipicamente epigenéticos (metamorfogênicos) a sulfetação está relacionada à veios de quartzo tardios dentro do contexto deformacional, ao contrário da Mina de Cuiabá onde há fortes evidências de que grande parte dos sulfetos foram deformados e metamorfizados durante as fases D_1 e D_2 . Além disso, a presença de sulfetos extremamente deformados apresentando inclusões de bandas quartzosas com a textura original ainda preservada sugere que a sulfetação da FFB foi iniciada antes da deformação principal responsável pelo desenvolvimento das feições tectônicas penetrativas observadas na mina.

Aparentemente, os processos mais antigos de substituição estão relacionados à percolação de fluidos mineralizantes em zonas intensamente fraturadas. Estas zonas são marcadas por veios, sistemas de veios sulfetados (com ouro) e intensa brechação da formação ferrífera bandada. Frentes de alteração progridem ao longo do acamamento a partir destes veios, promovendo a oxidação da matéria carbonosa, precipitação de carbonatos de ferro e substituição de carbonatos por sulfetos nas porções mais internas destes sistemas (Fig. 79). Tanto os veios quanto as zonas de alteração associadas a estes sistemas hidrodinâmicos encontram-se dobradas e cisalhadas, indicando que estas estruturas formaram-se antes ou nos estágios iniciais da deformação principal (Fases D_1 e D_2).

A origem e natureza destes sistemas hidrodinâmicos não pode ser claramente compreendida, uma vez que a deformação à eles sobrepostas tende a mascarar as relações originais. No entanto, algumas hipóteses plausíveis para a sua origem podem ser formuladas:

a. Durante a diagênese e associada a processos de compactação, desidratação e litificação.

Hutchinson (1993) relata a presença de veios de quartzo auríferos, recristalizados, que transectam sedimentos químicos na Mina de Dome (Timmins district, Ontário). Segundo o autor, esses veios formaram-se por secreção da sílica e do ouro, presentes nos estratos auríferos, em fraturas de dilatação formadas devido a compactação durante a diagênese. Assim como na Mina de Cuiabá, esses veios estão restritos ao estrato sedimentar e não penetram nas encaixantes menos competentes. É possível que os sistemas hidrodinâmicos observados na Mina de Cuiabá tenham sido formados por esse mecanismo, no entanto isso não explica a existência da intensa brechação da formação ferrífera bandada e as zonas de oxidação de material carbonoso adjacente a estes veios.

b. Durante um evento de deformação que pré-data a deformação principal.

Essa hipótese foi levantada por Schrank *et al.* (1996) para explicar a mineralização aurífera da Mina de Cuiabá. Esses autores consideram tais sistemas hidrodinâmicos como testemunhos de algum tipo de tectônica extensional relacionada a descompressão adiabática ocorrida durante o evento Transamazônico. Esta interpretação é baseada no fato de que as estruturas associadas à mineralização são predominantemente rúpteis e pré-datam a deformação principal, de natureza essencialmente dúctil. Além disso, a presença de sistemas hidrodinâmicos semelhantes na Mina de Passagem de Mariana, cuja mineralização apresenta idades entre 2.125 e 2.030 Ma, sugere que um período de mineralização ocorreu durante o evento Transamazônico e provavelmente está relacionado à introdução de fluidos na crosta durante a evolução dos *metamorphic core complex*.

Um problema com relação a esta hipótese é que não foram observadas na Mina de Cuiabá outras evidências, meso e microscópicas, da existência de um evento extensional que pré-date a deformação principal. Além disso, feições como fraturamentos e brechas (rúpteis) podem também ser formadas em níveis crustais relativamente profundos, quando rochas com competência e permeabilidade distintas são submetidas a compressão tectônica.

c. Relacionado aos estágios iniciais da deformação principal

É bastante comum em regiões que sofreram deformação compressiva o acúmulo de fluidos abaixo de camadas impermeáveis, promovendo o aumento local da pressão de fluidos e favorecendo o desenvolvimento de fraturamento hidráulico, a formação e/ou reativação de superfícies de escorregamento interestratais e a amplificação de dobramentos (Cosgrove, 1993; Cox *et al.*, 1991).

Quando seqüências de rochas compostas por camadas de competência e permeabilidade distintas são submetidas à compressão tectônica é comum a desagregação do meio por fraturamento hidráulico, em locais onde a pressão de fluido excede a pressão de confinamento por uma razão maior ou igual à tenacidade da rocha. Nestas circunstâncias, o aumento local da pressão de fluidos propicia não só a formação de fraturas e brechas nas rochas mais competentes, como também induz a formação e/ou reativação de *thrusts* paralelos ao acamamento e a amplificação de dobramentos.

Segundo Cosgrove (1993), a nucleação de grandes dobras em regiões onde existe baixa coesão entre os estratos é iniciada em locais onde fraturamento hidráulico desenvolve-se paralelo ao acamamento. Nestes locais, lentes de fluido irão se formar ao longo do plano de

acamamento dilatado, reduzindo o *stress* efetivo e possibilitando o escorregamento entre os estratos e a migração de fluidos dos flancos para as charneiras das dobras. Quando o fluido é expelido dos locais onde o fraturamento hidráulico foi iniciado, o escorregamento entre os estratos é interrompido e neste local o sistema é selado. Novos escorregamentos entre os estratos irão ocorrer quando os processos de deformação restabelecerem as pressões de fluido necessárias para regenerar os sistemas de fraturamento hidráulico. Assim, a amplificação de grandes dobras pode ser controlada por vários episódios de fraturamento hidráulico que irão gerar escorregamentos entre os estratos e a migração de fluidos dos flancos para a charneira das dobras. Em cada um destes pulsos serão formados veios e brechas que serão deformados nos pulsos subsequentes, devido à reativação de zonas de escorregamentos inter e intraestratais.

Desta forma, é possível que os sistemas hidrodinâmicos observados na Mina de Cuiabá representem sistemas de fraturamento hidráulico formados nos estágios iniciais de deformação (fase D_1), durante o desenvolvimento de zonas de escorregamentos interestratais e nucleação da grande dobra que controla a estruturação geral da mina. No decorrer da deformação os veios e brechas mineralizados e as zonas de alteração à eles associados foram deformadas e cisalhadas.

Os dados disponíveis nesta pesquisa são ainda insuficientes para se optar por uma destas três hipóteses. No entanto, o fato dos sistemas hidrodinâmicos ocorrerem principalmente nas regiões de charneira (próximo ao contato com a camada filito carbonoso) e dos corpos mineralizados estarem orientados paralelos ao eixo da dobra favorecem a última hipótese.

Finalmente, durante a fase D_2 desenvolveram-se as principais feições tectônicas da mina e ocorreu recristalização metamórfica da formação ferífera previamente sulfetada (e mineralizada) e das rochas encaixantes, em condições de fácies xisto verde. Um aspecto importante da deformação penetrativa e associada recristalização metamórfica foi a remobilização local da mineralização dentro dos corpos mineralizados. Aparentemente, os fluidos percolaram ao longo de discontinuidades definidas pela intersecção da foliação principal S_2 e o acamamento primário, promovendo a sulfetação das bandas carbonáticas adjacentes e a concentração de sulfetos (e ouro) nas charneiras das dobras mesoscópicas F_2 (Fig. 81). No curso progressivo da fase D_2 desenvolveram-se ainda falhas de empurrão e direcionais, que deformaram e deslocaram todas as rochas do depósito, inclusive os corpos

mineralizados. Adicionalmente, a atuação contínua de cisalhamentos sub-paralelos ao eixo da estrutura anticlinal da mina, previamente nucleada, promoveu a modificação da geometria desta dobra, gerando a forma tubular atualmente observada e a reorientação dos corpos de minério paralelamente à lineação de estiramento Le_2 .

5.2.3. Considerações finais

Os dados e discussões apresentadas neste capítulo permitem tecer as seguintes considerações acerca da mineralização aurífera:

- Na Mina de Cuiabá os altos teores auríferos estão diretamente relacionados à abundância de sulfetos e portanto qualquer relação associada ao momento de formação e gênese destes minerais são também aplicáveis para a deposição do ouro.
- A análise detalhada das meso e micro-estruturas presentes no interior dos corpos minério demonstrou que a ocorrência de sulfetos na formação ferrífera bandada está relacionada, em grande parte à feições transgressivas, ou seja, à substituição de carbonatos de ferro por sulfetos devido à percolação de fluidos mineralizantes em locais estruturais favoráveis e interação destes fluidos com a formação ferrífera bandada. Neste contexto, foi possível identificar duas gerações de pirita: a primeira pré ou cedo D_1 e a segunda sin D_2 .
- A primeira geração de piritas pré-data o desenvolvimento das feições tectônicas penetrativas da mina e também o metamorfismo principal. Ela está relacionada à sistemas de fraturamento hidráulico, que além de possibilitar o acesso de fluidos na formação ferrífera bandada também funcionaram como locais para deposição de quartzo, sulfetos e ouro. A origem destes sistemas é ainda incerta. Eles podem representar resquícios de algum tipo de tectônica rúptil anterior a deformação principal ou fraturamento hidráulico formado nos estágios iniciais de deformação (fase D_1). Devido à intensa deformação, recristalização e remobilização processada durante a deformação principal a natureza destes sistemas hidrodinâmicos permanece obscura. Além disso, a inexistência de datações radiométricas destes sulfetos dificulta a correlação dos mesmos e da mineralização de ouro associada, com os eventos tectônicos regionais.
- A segunda geração de piritas está relacionada à remobilização ocorrida durante a fase D_2 , quando foram desenvolvidas as feições tectônicas penetrativas da mina. As descontinuidades definidas pela intersecção entre o acamamento primário (S_1) e a foliação tectônica S_2 funcionaram como locais de percolação de fluidos metamórficos, promovendo novamente a

sulfetação da formação ferrífera bandada e concentração de sulfetos nas charneiras das dobras mesoscópicas F_2 ou em faixas paralelas a foliação S_2 .

- Apesar da inexistência de dados sobre a composição do fluido mineralizante, a íntima associação da mineralização com sulfetos indica que o ouro foi transportado por complexos reduzidos de enxofre. Adicionalmente, as características texturais do minério indicam que a precipitação de sulfetos e ouro foi fortemente condicionada pela existência de minerais ricos em Fe na rocha hospedeira. Vieira (1991b) sugere que a substituição de carbonatos por sulfetos e a deposição do ouro foi controlada pela reação: $Au(HS)^- + FeCO_3 = FeS_2 + H_2CO_3$.

- Cabe ainda ressaltar que embora a ocorrência de sulfetos na formação ferrífera bandada esteja intimamente relacionada às feições transgressivas, ou seja, aos processos epigenéticos, não pode ser descartada a hipótese de que parte destes sulfetos representem sulfetos sin-sedimentares ou diagenéticos. Esta afirmação é baseada em duas observações: (1) Na existência de bandas piríticas sem evidências mesoscópica e microscópica de substituição de carbonatos de ferro por sulfetos, que se encontram afetadas por todas as fases deformacionais atuantes no depósito; (2) Existência de cristais de pirita que, embora extremamente deformados, preservam no seu interior inclusões de bandas quartzosas não recrystalizadas e com a textura original ainda preservada. Estes sulfetos podem ter se formado devido à substituição diagenética de sedimentos ferruginosos inconsolidados, em assoalho oceânico (cf. Hutchinson, 1993).

- Assim, é possível que a gênese da mineralização aurífera na Mina de Cuiabá possa ser explicada pela combinação de vários períodos de sulfetação da formação ferrífera bandada durante a evolução geológica desta mina, aos moldes do modelo multi-processual e polifásico proposto por Hutchinson (1993). Aparentemente, os processos de enriquecimento epigenético foram condicionados não só pela existência de locais estruturais favoráveis para a percolação de fluidos mineralizantes e precipitação de sulfetos e ouro, como também pelas características químicas e texturais da rocha hospedeira. Além disso, o fato da mineralização aurífera estar preferencialmente contida na formação ferrífera bandada pode refletir uma pré-concentração de ouro desta rocha, como já anteriormente proposto por vários autores (Vial, 1980; Ladeira, 1986; Vieira, 1988; Rodrigues, 1996a, b).

- O posicionamento destes diferentes períodos de sulfetação dentro da evolução tectônica do *greenstone belt* Rio das Velhas é ainda obscuro e seu entendimento está muito além do escopo

desta pesquisa. Assim, visando o aprofundamento dos temas abordados nesta tese sugere-se que no futuro sejam realizados estudos geocronológicos, de inclusões fluidas e isótopos de enxofre, de forma que se possa caracterizar a cronologia relativa dos diferentes períodos de sulfetação e determinar a composição e temperatura dos fluidos mineralizantes em cada um destes períodos.

CAPÍTULO 6. SUMÁRIO E CONCLUSÕES GERAIS

O presente trabalho foi dedicado ao estudo detalhado das estruturas tectônicas existentes na Mina de Cuiabá e teve como objetivo central apresentar a análise estrutural qualitativa destas estruturas e suas relações com a mineralização aurífera. Com este objetivo, foi realizado o mapeamento estrutural em sub-superfície nos corpos Fonte Grande Sul (nível 7), Balancões e Galinheiro (nível 11), enfocando a caracterização da deformação atuante na mina e o estudo dos fatores que condicionaram a distribuição e o posicionamento dos corpos mineralizados. Em segundo plano, foram ainda abordados aspectos gerais relacionados à estratigrafia da mina e às texturas presentes nos corpos mineralizados, com base na análise petrográfica e nos dados levantados em sub-superfície. Os resultados obtidos nesta pesquisa permitem tecer as seguintes considerações:

- A sucessão estratigráfica observada na Mina de Cuiabá é caracterizada por duas seqüências de rochas distintas: (i) uma seqüência basal vulcano-sedimentar e; (ii) uma seqüência essencialmente sedimentar, no topo. A seqüência da base é composta por derrames basálticos, com morfologias maciças e almofadadas. Intercalados entre esses derrames ocorrem níveis de filitos carbonosos e uma camada de formação ferrífera bandada, caracterizando períodos de quiescência vulcânica. A seqüência do topo é constituída basicamente pela alternância de metapelitos carbonosos e metagrauvacas. As características associadas às metagrauvacas permitem interpreta-las como leques turbidíticos distais depositados em ambiente marinho profundo. A área fonte destes sedimentos foram provavelmente os terrenos granito-gnaissicos que circundam o *greenstone belt* Rio das Velhas.
- A mineralização aurífera está hospedada principalmente na camada de formação ferrífera bandada, intercalada entre os derrames basálticos. Dentro desta camada foram observados três tipos de formação ferrífera bandada: FFB estéril escura (Tipo 1); FFB estéril clara (Tipo 2) e FFB sulfetada (Tipo 3). A FFB Tipo 1 é interpretada neste trabalho como a porção menos alterada desta camada e mais próxima ao sedimento original. Os Tipos 2 e 3 são interpretados como produtos da alteração hidrotermal da formação ferrífera bandada Tipo 1. O ouro está intimamente relacionado à FFB Tipo 3, ou seja, às porções sulfetadas da camada de formação ferrífera bandada.

- A deformação atuante na área da mina de Cuiabá teve caráter heterogêneo, não-coaxial e progressivo, tendo sido processada em diferentes níveis crustais e em três fases de deformação sucessivas, aqui designadas D_1 , D_2 e D_3 . As estruturas pertencentes às fase D_1 e D_2 desenvolveram-se em regime crustal dúctil a dúctil rúptil, sob atuação de esforços compressivos orientados na direção N75W. As estruturas pertencentes à fase D_3 formaram-se em regime predominantemente rúptil-dúctil e também refletem a atuação de esforços compressivos, porém orientados na direção N90E.

- A fase D_1 é caracterizada por zonas de cisalhamento intra e interestratais, às quais associam-se a foliação milonítica Sm_1 e a lineação de estiramento Le_1 , com atitude média $114^\circ/25^\circ$. Os indicadores cinemáticos analisados atestam movimentação reversa para noroeste ao longo destas zonas de cisalhamento. O paralelismo entre as lineações de estiramento Le_1 e Le_2 refletem uma evolução coaxial e progressiva entre as fases D_1 e D_2 .

- Durante a fase D_2 foram geradas as feições tectônicas penetrativas da área. Os estágios iniciais desta fase foram marcados pelo desenvolvimento de dobramentos, de variadas magnitudes e estilos, e desenvolvimento de foliação plano axial correlata com atitude média $148^\circ/39^\circ$. No curso progressivo desta fase desenvolveram-se ainda zonas de cisalhamentos reversas e direcionais associadas a um sistema de empurrões com vergência para noroeste. Nas faixas miloníticas associadas a estes empurrões a foliação plano axial evolui para uma foliação milonítica. A lineação de estiramento (Le_2) contida nos planos da foliação milonítica está orientada obliquamente à direção de maior mergulho desta foliação ($116^\circ/26^\circ$), traduzindo o desenvolvimento destes empurrões em um contexto de rampas oblíquas. O paralelismo observado entre as charneira de dobras mesoscópicas F_2 e a lineação de estiramento pode ser explicado pela atuação de movimentos diferenciais nos planos de cisalhamentos, devido a atuação de componentes de cisalhamento laterais ao longo das falhas de empurrão. Os indicadores cinemáticos analisados e a geometria do sistema de empurrões refletem esforços tectônicos de SE para NW.

- A fase D_3 é caracterizada por um conjunto de estruturas de caráter compressivo e orientação geral N-S. Estas estruturas deformam as feições planares e lineares preexistentes e consistem em dobramentos suaves, clivagens de crenulação discretas e lineações de crenulação.

- As características atribuídas às três fases de deformação individualizadas na Mina de Cuiabá refletem uma tectônica compressiva, com vergência para WNW. Estas podem ser correlacionáveis ao último evento tectônico compressivo que afetou o Quadrilátero Ferrífero (Brasiliano) e/ou ao evento compressivo Paleoproterozoico parcialmente descrito por Romano (1989), Marshak *et al.*, (1989) e Alkimin *et al.* (1994).

- A estruturação geral da mina é condicionada por uma grande dobra tubular ($\omega > 20^\circ$ e $x:y > 1$) delineada pelo dobramento do acamamento e da foliação milonítica Sm_1 . O eixo desta estrutura apresenta atitude média $121^\circ/34^\circ$, estando orientado aproximadamente paralelo aos eixos das dobras mesoscópicas B_2 e à lineação de estiramento Le_2 . Possivelmente, esta dobra foi gerada nos estágios iniciais da fase D_2 , com eixo paralelo ou oblíquo à direção do transporte tectônico. No curso progressivo desta fase, a atuação contínua de cisalhamentos sub-paralelos ao seu eixo, modificou e amplificou a sua geometria, gerando a forma tubular atualmente observada.

- A mineralização aurífera está associada a 12 corpos de minério hospedados na camada de formação ferrífera bandada. Estes corpos são concordantes com o acamamento primário e apresentam formas irregulares, em que o comprimento (segundo o mergulho) é maior que a largura (segundo o acamamento) e muito maior que a espessura. A dimensão maior é paralela à lineação de estiramento Le_2 e ao eixo da dobra tubular que controla a estruturação geral da mina.

- Acompanhando a amplificação da estrutura tubular em profundidade, os corpos de minério tendem a aumentar sua área em direção ao nível 11 e diminuir os teores auríferos. Os corpos com teores auríferos mais elevados estão posicionados nas charneiras desta estrutura tubular (Corpo Fonte Grande, Cantagalo e Galinheiros). Além disso, observa-se uma tendência de diminuição dos mergulhos destes corpos em direção ao nível 11.

- Dentro dos corpos mineralizados os altos teores auríferos estão diretamente relacionados à presença de sulfetos. O ouro ocorre principalmente incluso na pirita, que constitui o sulfeto mais abundante.

- A análise detalhada das meso e micro-estruturas presentes no interior dos corpos minério demonstrou que a ocorrência de sulfetos na formação ferrífera bandada está relacionada em

grande parte à feições transgressivas, ou seja, à processos epigenéticos. Estes processos envolvem a substituição de carbonatos de ferro por sulfetos devido a percolação de fluidos mineralizantes em locais estruturais favoráveis e interação destes fluidos com a formação ferrífera bandada. Neste contexto, foi possível identificar duas gerações de pirita: a primeira pré ou cedo D_1 e a segunda sin D_2 .

- A primeira geração de piritas pré-data o desenvolvimento das feições tectônicas penetrativas da mina e também o metamorfismo principal. Ela está relacionada à sistemas de fraturamento hidráulico, que além de possibilitar o acesso de fluidos na formação ferrífera bandada também funcionaram como locais para deposição de quartzo, sulfetos e ouro. A origem destes sistemas hidrodinâmicos é ainda incerta. Eles podem representar resquícios de algum tipo de tectônica rúptil anterior a deformação principal ou fraturamento hidráulico formado nos estágios iniciais a fase D_1 . Devido a intensa deformação, recristalização e remobilização processada durante a deformação principal a natureza destas estrutura permanece obscura.

- A segunda geração de piritas está relacionada à remobilização ocorrida durante a fase D_2 , quando foram desenvolvidas as feições tectônicas penetrativas da mina. As discontinuidades definidas pela intersecção entre o acamamento primário (S_1) e a foliação tectônica S_2 funcionaram como locais de percolação de fluidos metamórficos, promovendo novamente a sulfetação da formação ferrífera bandada e a concentração de sulfetos nas charneiras das dobras mesoscópicas F_2 ou em faixas paralelas a foliação S_2 .

- Nos estágios finais da fase D_2 , desenvolveram-se zonas de cisalhamento reversas e direcionais, que deslocaram e deformaram os corpos mineralizados e as demais litologias do depósito. Estas estruturas foram as responsáveis pela geometria lenticular dos corpos mineralizados e também pela reorientação destes na direção principal de cisalhamento (paralela à lineação de estiramento Le_2).

Portanto, os resultados obtidos nesta pesquisa indicam que a existência da mineralização de ouro na Mina de Cuiabá foi condicionada pelos seguintes fatores:

1. A existência da camada de formação ferrífera bandada. Esta rocha, em função de suas características químicas (presença de ferro), texturais (porosidade primária, bandamento primário) e reológicas, favoreceram a percolação de fluidos mineralizantes e a funcionaram como *traps* químicos para a deposição de sulfetos e ouro.

2. Outro fator de extrema importância foi a existência de locais onde a pressão foi suficientemente alta para promover a desagregação da formação ferrífera bandada por fraturamento hidráulico. Nestes locais, o desenvolvimento de meso e micro-fraturas facilitaram o acesso de fluidos à formação ferrífera bandada e também funcionaram como sítios para a deposição de sulfetos e ouro. Neste contexto, três fatores parecem ter sido relevantes para manter as altas pressões de fluidos necessárias para formar os sistemas hidrodinâmicos: (i) a presença de uma camada de baixa permeabilidade (filito carbonoso), capeando a formação ferrífera bandada; (ii) a baixa coesão existente entre os estratos de competência distintas e; (iii) a existência dobra controladora da estruturação da mina que possivelmente favoreceu o acúmulo de fluidos mineralizantes nas regiões de charneiras nos estágios iniciais de sua nucleação.

3. Outro fator, não menos importante, parece ter sido a existência de descontinuidades definidas pela intersecção entre a foliação S_2 (paralela ao plano axial das dobras F_2) e o acamamento S_0 . Estas descontinuidades, formadas nos estágios mais avançados de deformação, parecem ter igualmente favorecido a percolação de fluidos na formação ferrífera bandada.

4. As zonas de cisalhamento reversas e direcionais, bem como a geometria tubular da grande dobra, não parecem ter sido fatores cruciais na sulfetação e conseqüente mineralização da formação ferrífera bandada. No entanto, estas feições estruturais foram importantes fatores condicionantes da forma e posicionamento dos corpos mineralizados.

CAPÍTULO 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKIMIN, F. F.; JORDT-EVANGELISTA, H.; MARSHAK, S. & BRUECKNER, H. 1994. Manifestações do evento Transamazônico no Quadrilátero Ferrífero. In: CONGR. BRAS. GEOL., 38, Camburiú, 1994. Anais... Camburiú, SBG. v.1, p.75-76.
- ALMEIDA, F. F. M. 1976. Estrutura do Pré-Cambriano Inferior brasileiro. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, 1976. Boletim de Resumos...,Ouro Preto, SBG. p. 201-202.
- ALMEIDA, F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7 (4): 349-364.
- BABINSKI, M.; CHEMALE JÚNIOR, F. & VANSCHMUS, W. R.1993.Geocronologia Pb/Pb em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: CONGR. BRA. GEOQUÍMICA., 3, São Paulo, 1991. Anais...São Paulo, SBG, v.1, p. 628-631.
- BALTAZAR, O. F., ROSIÈRE, C. A., CORREA NETO, A. V. & SILVA, J. N. 1995. Geologia estrutural do Grupo Maquiné, Supergrupo Rio das Velhas, na porção central do Quadrilátero Ferrífero (MG). In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, Gramado, 1995. Boletim de Resumos ... Gramado, p.11-13.
- BARBOSA, O. 1949. Contribuição à geologia do centro de Minas Gerais. *Mineração e Metalurgia*, 14(79), 3-19.
- BELL, T. H. & HAMMOND, R. L. 1984. On the internal geometry of mylonitic zones. *Journal of Structural Geology*, 92:667-686.
- BERTHÉ, D.; CHOUKRONE, P. & JEGOUZO, P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granite: the example of the South American Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1:31-42.
- BOWLER, S. 1987. Duplex geometry: an example from the Moine Thrust Belt. *Tectonophysics*, 135: 25-35.
- BOYER, S. E. & ELLIOT, D. 1982. Thrust System. *The American Association of Petroleum Geologists*, 66: 1196-1230.
- BROWN, D. & MCCLAY, K. R. 1993. Deformation textures in pyrite from the Vangorda Pb-Zn-Ag deposit, Yukon, Canada. *Mineralogical Magazine*, 57:55-56.
- BUTLER, R. W. H. 1980. The terminology of structures in thrust belts. *Journal of Structural Geology*, 4: 239-245.
- CALLAGHAN, E. 1958. Outside Gold Exploration Program. *Private Report to S^t John del Rey Company Ltd.* Mineração Morro Velho S. A. 14p.

- CARNEIRO, M. 1992. *O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano*. São Paulo. 233p. (Tese de Doutorado, IG - USP).
- CAS, R. A. F. & WRIGHT, J. V. 1988. *Volcanic succession, modern and ancient: A geological approach to processes products and successions*. London, Unwin Hyman. 487 p.
- CHAUVET, A.; FAURE, M.; DOSSIN, I. & CHARVET, J. 1994. A three-stage structural evolution of the Quadrilátero Ferrífero: consequences for the Neoproterozoic age and formation of gold concentration of the Ouro Preto area, Minas Gerais, Brazil, *Precambrian Research*, 68: 89-167.
- CHEMALE JÚNIOR, F.; ROSIÈRE, C. A. & ENDO, I. 1992. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - Um modelo. *Pesquisas*, 18: 104-127.
- COBBOLD, P. R. & QUINQUIS, H. 1980. Development of sheath folds in shear regimes. *Journal of Structural Geology*, 2: 119-126.
- CORRÊA NETO, A. V.; BALTAZAR, O. F. & SILVA, S. L. 1994. Evolução estrutural do setor setentrional do Greenstone belt Rio das Velhas (MG). In: CONGR. BRAS. GEOL., 38, Camboriú. *Boletim de resumos...* Camboriú, SBG. v.1, p. 69-70.
- CORRÊA NETO, A. V. & BALTAZAR, O. F. 1995. Compartimentação estrutural do Greenstone belt Rio das Velhas no interior do Quadrilátero Ferrífero. In: SIMP. NAC. EST. TECTÔNICOS, 5, Gramado (RS). *Boletim de resumos...* Gramado. p.15-17.,
- COWARD, M. P. 1984. Major shear zones in Precambrian crust; examples from NW Scotland and Southern Africa and their significance. In: KRÖNER, A. & GRAILING, R. eds. *Precambrian Tectonics Illustrated*. Stuttgart, Schweitzerbart'sche. p. 207- 253.
- COX, S. F. 1987. Flow mechanisms in sulfide minerals. *Ore Geology Reviews*, 2: 133-171.
- COX, S.F.; WALL, V. J.; ETHERIDGE, M.A. & POTTER, T.F. 1991. Deformational and metamorphic processes in the formation of mesothermal vein-hosted gold deposits - examples from the Lachlan Fold Belt in central Victoria, Australia. *Ore Geol. Reviews*, 6: 391-423.
- DERBY, O. A. 1906. The Serra do Espinhaço, Brazil. *J. Geol.*, 14(3): 374-401.
- DE WIT, M. J.; HART, R. A. & HART, R. J. J. The Jamestown ophiolitic complex, Barberton mountain belt; a section through 3.5 Ga oceanic crust. *Journal of African Earth Sciences*, 6(5): 681-730.
- DEWITT, E.; LANDIS, G. P.; ZARTMAN, R. E.; THORMAN, C. H.; GARAYP, E.; PEREIRA, S. M.; BUENO DO PRADO, M. G. & VIEIRA, F. W. R. 1994. Isotopic and fluid inclusion data on the age of the São Bento and Morro Velho gold deposits, Minas Gerais, Brazil. *USGS McKelvey Forum Abstracts*. Tucson, Arizona, 5p.

- DIMROTH, E.; COUSINEAU, P.; LEDUC, M. & SANSCHAGRIN, Y. 1978. Structure and organization of Archean sub-aqueous basalt flows, Rouyn - Noranda area, Quebec, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, **15**: 902-918.
- DORR II, J. V. N.; GAIR, J. E.; POMERENE, J. B. & REYNOLDS, G. A. 1957. Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero. Trad. A. L. M. Barbosa. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 33p. (avulso 81).
- DORR II, J. V. N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Washington, *US Geol. Surv. Prof. Pap.* **641-A**, 110 p.
- ENDO, I. 1988. *Análise estrutural qualitativa do minério de ferro e encaixantes na área de Timbopéba - Borda Leste do Quadrilátero Ferrífero, Mariana, MG*. Ouro Preto. 111p. (Tese de Mestrado, Departamento de Geologia - UFOP).
- FRIPP, R. E. P. 1976. Stratabound gold deposits in archean banded iron formation, Rhodesia. *Econ. Geol.*, **71** (1): 58-75.
- GAIR, J. E. 1958. Geology of ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima quadrangles, Minas Gerais, Brazil. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, **341-a**, 67p.
- GÉLINAS, L. & BROOKS, C. 1974. Archean Quench-Texture Tholeiites. *Can. Jour. Earth Sciences*, **2**: 324-340.
- GRATON, L. C. & BJORGE, G. N. 1929. Geology of the Morro Velho Mine. *Unpubl. Private Report to St. John Del Rey Mining Company Ltd*. Mineração Morro Velho S. A., Nova Lima. 251p.
- GROSS, G. A. 1991. Genetic concepts for iron-formation and associated metaliferous sediments. *Econ. Geol.*, **monograph 8**: 51-81.
- GUILD, P. W. 1957. Geology and mineral resources of the Congonhas district, Minas Gerais, Brazil. *US Geol. Survey, Prof. Paper*, **290**, 90p.
- GUIMARÃES, D. 1931. Contribuição à geologia do estado de Minas Gerais. *Serv. Geol. Min. do Brasil*, 36p. (Boletim 55).
- GUIMARÃES, D. 1970. Arqueogênese do Ouro na Região Central de Minas Gerais, Brasil. DNPM, Div. Fom. Prod. Miner., Rio De Janeiro. 51p. (Boletim 139).
- HARDER, E. C. & CHAMBERLIN, R. T. 1915. The geology of central Minas Gerais, Brazil. *Journal of Geology*, **23**: 341-378.
- HARGREAVES, R. & AYRES, L. D. 1979. Morphology of Archean metabasalt flows, Utik Lake, Manitoba. *Canad. Journ. Earth Sciences*, **6** (7): 1452-1466.
- HERZ, N. 1970. Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Washington, *US Geol. Surv., Prof. Pap.*, **641-B**, 58p.

- HOBBS, B. E.; MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F. 1976. *An outline of structural geology*. New York, John Wiley & Sons. 571p.
- HUTCHINSON, R. W. 1987. Metallogeny of Precambrian gold deposits: Space and time relationships. *Econ. Geol.*, **82**(8):1993-2007.
- HUTCHINSON, R. W. 1993. A multi-stage, multiprocess genetic hypothesis for greenstone hosted gold deposits. *Ore Geology Reviews*, **8**: 349-392.
- JAMES, H. L. 1954. Sedimentary facies of iron-formation. *Econ. Geol.*, **49**: 235-293.
- JOHNSON, R. F. 1962. Geology and ore deposits of the Cachoeira do Campo, Dom Bosco and Ouro Branco quadrangles, Minas Gerais, Brazil. *US Geol. Surv. Prof. Paper*, **341-b**, 39p.
- JONES, V.G. 1969. Pillow lavas as depth indicators. *American Jour. Sci.*, **267**:181-195.
- LADEIRA, L. A. 1980. Metallogenesis of Gold at the Morro Velho Mine and in the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. 272 p. (Ph. D. Thesis, Univ. of Western Ontario).
- LADEIRA, L.A. 1985. Metalogênese do ouro na Mina de Morro Velho no Distrito de Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais Brasil. In: Grossi Sadi, J. H. & Barcelos da Silva, A. *Contribuições à Geologia e à Petrologia*. Belo Horizonte, CBMM. p.95-151.(Volume dedicado à memória de Djalma Guimarães).
- LADEIRA, E. A. 1988. Metalogenia dos Depósitos de Ouro do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SCHOBENHAUS, C. & COELHO C. E. S., *Principais Depósitos Minerais do Brasil. Brasília*. DNPM-CVRD. p. 301-375.
- LADEIRA, E. A. 1991. Genesis of gold in Quadrilátero Ferrífero: a remarkable case of permanency, recycling and inheritance - a tribute to Djalma Guimarães, Pierre Routhier and Hans Ramberg. In: LADEIRA, E. A., ed., *Proceedings of Gold'91*, Rotterdam, A.A. Balkema, 11-32.
- LADEIRA, E. A. & VIVEIROS, J. F. M. 1984. Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. *Boletim especial SBG*, Núcleo Minas Gerais, 19p.(Boletim 4)
- LAJOIE, J. & STIX, J. 1992. Vulcanoclastic Rocks. In: Walker, R.G. & James, N. P.eds. *Facies models: response to sea level changes*. Geological Association of Canada. p. 101-118.
- LIMA, C. V. L. 1996. *Natureza composicional e perspectivas metalogenéticas de rochas metassedimentares intercaladas em basaltos komatiíticos do greenstone belt de Piumhi, Minas Gerais*. Campinas. 104p.(Dissertação de mestrado, UNICAMP)
- LISTER, G. S. & SNOKE, A. W.1984. S-C Mylonites. *Jour. Struc.l Geol.*, **6** (6):617-638.

- MACHADO, N. & SCHRANK, A. 1989. Geocronologia U-Pb no Massiço de Piumhi: resultados preliminares. In: *Simp. Geol. Minas Gerais, 5, Belo Horizonte, 1989. Anais... Belo Horizonte, SBG*, 45-79.
- MACHADO, N., NOCE, C. M.; OLIVEIRA, O. A. B. & LADEIRA, E. A. 1992. U/Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Can. J. Earth Sci.*, **29**: 2341-2346.
- MACHADO, N. & CARNEIRO, M. 1992. U-Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in southern São Francisco shield, Brazil. *Can. J. Earth Sci.*, **29**: 2341-2346.
- MACHADO, N. & NOCE, C. M., 1993. A evolução do Setor Sul do Cráton do São Francisco entre 3,1 e 0,5 Ga baseada em geocronologia U-Pb. In: SIMP. CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. Anais... Salvador, SBG. p. 100-102.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; NOCE, C. M. & GAUTHIER, G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: implications for greenstone belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, SE Brazil. *Earth Planet. Sci. Lett.*, in press.
- MARQUES, F. G. & COBBOLD, P.R. 1995. Development of highly non-cylindrical folds around rigid ellipsoidal inclusions in bulk simple shear regimes: natural examples and experimental modelling. *Journal of Structural Geology*, **4**: 589-602.
- MARSHAK, S. & ALKIMIN, F. F. 1989. Proterozoic extension/contraction tectonics of the southern São Francisco Craton and adjacent regions, Minas Gerais, Brazil: A kinematic model relating Quadrilátero Ferrífero, São Francisco Basin and Cordilheira do Espinhaço. *Tectonics*, **8**(3): 555-571.
- MARSHAK, S.; ALKIMIN, F. F. & JORDT-EVANGELISTA. 1992. Proterozoic crustal extension and generation of dome-and-keel structure in an Archean granite-greenstone terrane. *Nature*, **357**: 491-493.
- MASON, R. 1992. Felsic magmatism and hydrothermal gold deposits: A tectonic perspective. In BARTHOLOMEW, M.J. et al. *Basement Tectonics*, **8**: 679-687. Riedel Publishing.
- MASON, R. 1995. Precambrian gold deposits and hydrothermal alteration. (Gold Metallogeny, Seminar Notes, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada).
- MASON, R. & HELMSTAEDT, H. H. 1992. Structural controls during formation and deformation of Archean lode-gold deposits in the Canadian Shield. In Bartholomew, M.J. et al. *Basement Tectonics* **8**: 625-631. Riedel Publishing
- MCCLAY, K. R. & ELLIS, P.G. 1983. Deformation and recrystallization of pyrite. *Mineralogical Magazine*, **47**: 527-538.
- MCCLAY, K. R. & ELLIS, P.G. 1984. Deformation of pyrite. *Economic Geology*, **79**: 400-403..

- MENEZES FILHO, M. R. 1977. apud: SCHRANK, A. & SILVA, M G. 1993. Greenstone Belts do Cráton do São Francisco, Brasil. In : DOMINGUES, J. M. L. & MISI, A. eds. *O cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/ SMG/CNPQ, p.88.
- MIES, W. J. 1991. Planar dispersion of folds in ductile shear zones and kinematic interpretation of fold-hinge girdles. *Journal of Structural Geology*, **13** (3): 281-297.
- MITRA, S. 1986. Duplex Structures and Imbricate Systems: Geometry, Structural Position, and Hydrocarbon Potential. *The American Association of Petroleum Geologists*, **70** (9): 1087-1112.
- MORRISON, G. W.; WILLIAM J. R. & JAIRETH, S. 1991. Geological and geochemical controls on the silver content (fineness) of gold-silver deposits. *Ore Geology Reviews*, **6**: 333-364.
- NOCE, C. M. 1995. *Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. 78p. (Tese de Doutorado, IG-USP)
- NOCE, C. M.; CARNEIRO, A. M.; MACHADO, N. & TEIXEIRA, W. 1996. Late Archean granitoids of the Quadrilátero Ferrífero region: U-PB geochronology and implications on crustal evolution. In: SYMP. ARCHEAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICAN PLATAFORM. Ext. Abst... , Brasília, SBG.p. 60-61.
- OLIVEIRA, G. A. I.; CLEMENTE, P. L. C. & VIAL, D. S. 1983. Excursão à Mina de Ouro de Morro Velho. In: *Simp. Geol. Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, 1983, SBG. Anais... Belo Horizonte*, **3**, 497-505.
- OLIVEIRA, O. A. B. 1986. As falhas de empurrão e suas implicações na estratigrafia e metalogênese do Quadrilátero Ferrífero. In: CONG. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. Anais...Goiânia, SBG. v. 2, p.1074-1087.
- OLIVEIRA, O. A. B. & VIEIRA, M. B. H. 1987. Aspectos da deformação dúctil e progressiva no Quadrilátero ferrífero. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte, 1987. Anais...Belo Horizonte, SBG/NMG. p. 237-253.
- O'ROURKE, J. E. 1957. *The stratigraphy of metamorphic rocks of the Rio das Pedras and Candarela Quadrangles, Minas Gerais, Brazil*. 106p. (PHD Thesis, University of Wisconsin).
- PADILHA, A. V. 1984. Formação córrego dos Boiadeiros - Uma sequência komatiítica na base do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais...Rio de Janeiro, SBG. v. 6, p. 2668-2679.
- PARK, R. G. 1989. *Foundation of Structural Geology*. 2ed. New York, Blackie & Sons. 148p.
- PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. 1995. *Microtectonics*. Springer, Heidelberg, 300 p.

- PINTO, C. P. & SILVA, L. C. 1996. Contrasting tectono-stratigraphic domains in the Rio das Velhas Greenstone Belt (RVGB), MG, Brazil. In: SYMP. ARCHEAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICAN PLATAFORM. *Ext. Abstract...* Brasília. p.23-25.
- PEREIRA, E. L. S. 1996a. *Controles e evolução da mineralização aurífera da Mina de São Bento, Greenstone belt Rio das Velhas, MG*. Ouro Preto. 128p. (Dissertação de Mestrado, DEGEO - UFOP).
- PEREIRA, L. M. M. 1996b. Estudo da alteração hidrotermal do corpo SE-2, Nível 5, da Mina de ouro de Juca Vieira, Quadrilátero Ferrífero, MG. Belo Horizonte. 208p. (Dissertação de Mestrado, IG- UFMG)
- PIRES, F. R. M. 1977. *Geologia do distrito manganesífero de Conselheiro Lafaiete*. Rio de Janeiro. 344p. (Dissertação de Mestrado, UFRJ)
- PHILLIPS, G. N.; GROVES D. I. & MARTYN, J.E. 1984. An epigenetic origin for Archean banded iron-formations-hosted gold deposits. *Econ. Geol.*, **79**: 162-171.
- POMERENE, J. B. 1964. Geology and ore deposits of the Belo Horizonte, Ibirité and Macacos quadrangles, Minas Gerais, Brazil. *US Geol. Surv. Prof. Paper*, **341-D**, 84p.
- QUINQUIS, H.; AUDREN, C.; BRUN, J. P. & COBBOLD, P. R. 1978. Intense progressive shear in Ile de Groix blue shist and compatibility with subduction or obduction. *Nature*, **273**: 43-45.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. 1983. *The Technics of Modern Structural Geology. Volume 2: Folds and Fractures*. Academic Press, London. 307 p.
- REEVES, R. G. 1966. Geology and mineral resources of the Monlevade and Rio Piracicava quadrangles, Minas Gerais, Brazil. *US Geol. Surv. Prof. Paper*, **341-E**, 58p.
- RENGER, F. E.; NOCE, C. M.; ROMANO, A. W. & MACHADO, N. 1994. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas ; 500 Ma. de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, **2**(1): 1-11.
- RIDLEY, J. 1986. Parallel stretching lineations and fold axes oblique to a shear displacement diction - a model and observations. *Journal of Structural Geology*, **8** (6): 647-653.
- RODRIGUES, F. A. C. ; COSTA, A. F.; SOUZA, R. A. C. & ROSIÈRE, C. A. 1991. Sistemas de cavalgamento do nordeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. IN: SIMP. GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5, Belo Horizonte, 1991. Anais...Belo Horizonte SBG. v. 10, p. 6-10.
- RODRIGUES, L. C.; FRIEDRICH, G; OLIVEIRA, C. G.; VIEIRA, F. W. R.; BIASI, E. E. & CALLEGARI, L. C. 1996a. The Bif-hosted Cuiabá gold deposit, Iron Quadrangle, Minas Gerais Brazil: Characteristics, controls and genesis. In: CONGR. BRAS. GEOL., 39, Salvador, 1996. *Anais...* Salvador, SBG. p.224-228.
- RODRIGUES, L. C.; FRIEDRICH, G; OLIVEIRA, C. G.; VIEIRA, F. W. R.; BIASI, E. E. & CALLEGARI, L. C. 1996b. Ore textures and strcutures of the Archean banded iron

formation-hosted Cuiabá gold deposit, Iron Quadrangle, Minas Gerais, Brazil. *Zbl. Geol. Paläont., Teil I*: 627-642.

ROMANO, A. W. 1989. Évolution tectonique de la région NW du Quadrilatère Ferrifère - Minas Gerais- Brésil (Geochronologie du socle - Aspects géochimiques et pétrographiques des Supergroupes Rio da Velhas e Minas). Nancy. 259p. (Thèse Docteur, Université de Nancy I).

SCARPELI, W. 1991. Aspects of gold mineralization in the Iron Quadrangle, Brazil. In: LADEIRA, E. A. ed. *Proceedings of Gold'91*. Rotterdam, A.A. Balkema. p.151-158.

SCHORSCHER, H. D. 1976. Polimetamorfismo do Pré-Cambriano na região de Itabira, Minas Gerais, Brasil. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, 1976. *Bol.... Ouro Preto, SBG*. p.194-195.

SCHORSCHER, H. D. 1979. Evolução geotectônica e petrogenética do embasamento Arqueano do Quadrilátero Ferrífero. *An. Acad. Bras. Ciên.*, **51**: 767-768.

SCHRANK, A. 1992. Greenstone belt de Piumhi, Minas Gerais. Roteiro de Excursão. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. *Roteiros das Excursões...*São Paulo, SBG.v. 6, 8p.

SCHRANK, A. & MACHADO, N. 1996a. Idades U-Pb em monazitas e zircões do distrito Aurífero de Caete, da Mina de Cuiabá e do Depósito de Carrapato - Quadrilátero Ferrífero (MG). In: CONGR. BRAS. GEOL., 39, Salvador, 1996. *Anais....Salvador, SBG*. V. 6, p. 473-475.

SCHRANK, A. & MACHADO, N. 1996b. Idades U-Pb em monazitas e zircões das Minas de Morro Velho e Passagem de Mariana - Quadrilátero Ferrífero (MG). In: CONGR. BRAS. GEOL., 39, Salvador, 1996. *Anais...* Salvador, SBG.v.6, p. 470-472.

SCHRANK, A.; OLIVEIRA, F. R.; TOLEDO, C. L. B. & ABREU, F. R. 1996. The nature of hydrodynamic gold deposits related to Archean Rio das Velhas greenstone belt and overlying Paleoproterozoic Minas basin. In: SYMP. ARCHEAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICAN PLATAFORM. *Ext. Abst...*Brasília, SBG. p. 60-61.

SELLEY, R. C. 1985. *Ancient Sedimentary Environments and their sub-surface diagnosis*. Cornell Univ., Ithaca, 317p

SKJERNAA, L. 1989. Tubular folds and sheath folds: definition and conceptual models for their development, with examples from the Grapesvare area, northern Sweden. *Journal of Structural Geology*, **11** (6): 689-703.

SOUZA FILHO, C. R. 1991. *Metalogênese do ouro em zona de cisalhamento. área Tinguá, "Greenstone Belt" Rio das Velhas, MG*. Campinas. 254p. (Dissertação de Mestrado, DMG - UNICAMP)

TEIXEIRA, W.; CARNEIRO, M. A.; NOCE, C. M.; MACHADO, N.; SATO, K. & TAYLOR, P. N. 1996. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archean evolution of

- gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco craton, Brazil. *Precambrian Research*, in press.
- THORPE, R. I.; CUMMING, G. L. & KRSTIC, D. 1984. Lead isotope evidence regarding age of gold deposits in the Nova Lima district, Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 14(3): 147-152.
- TOLBERT, G. E. 1962. *Structure of ore deposits of the Raposos Mine, Minas Gerais, Brazil*. 137p. (Doctor thesis Harvard University Cambridge, Massachusetts)
- TOLEDO, C. L. B.; VIEIRA, F. W. R. & SCHRANK, A. 1995. A estruturação geral da Mina de Cuiabá e suas implicações na disposição e distribuição da mineralização aurífera, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, Gramado (RS), 1995. Boletim de Resumos Gramado, p. 364-366.
- TREAGUS, S. H. 1983. A theory of finite strain variation through contrasting layers and its bearing on cleavage refraction. *J. Struct. Geol.*, 5: 351-368.
- TRENDALL, A. F. 1983. Introduction. In: TRENDALL, A. F. & MORRIS, R. C, eds. *Iron formation: facts and problems*. Elsevier, Amsterdam. p.1-12
- TURNER, F. J. & WEISS, L. E. 1963. *Structural Analysis of metamorphic tectonites*. New York, McGraw-Hill. 545p.
- VIAL, D. S. 1980a. Mapeamento Geológico do Nível 03 da Mina de Cuiabá. *Relatório interno da Mineração Morro Velho S.A.*. 21p.
- VIAL, D. S. 1980b. Geologia da Mina de Ouro de Bicalho. In: CONGR. BRAS. GEOL.,31, Camburiú,1980. *Anais*..Camburiú, SBG. v. 3, p.1835-1850.
- VIAL, D. S. 1980c. Geologia da Mina de Ouro de Raposos. In: CONGR. BRAS. GEOL.,31, Camburiú,1980. *Anais*..Camburiú, SBG. v. 3, p.1851-1866.
- VIAL, D. S.; FERREIRA JR., M. G. & FERRARI, P. G. 1987. A Lapa Seca na Mina de Morro Velho: meta-vulcanitos alterados hidrotermalmente. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte,1987. *Anais*... Belo Horizonte, SBG. p.369-390.
- VIAL, D. S. 1988. Mina de Ouro de Cuiabá, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais; In: SCHBENHAUS, C. & COELHO C. E. S. eds. *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, v.3, p.420-443.
- VIEIRA, F. W. R. 1987a. Novo contexto geológico para a Mina de Ouro de Raposos. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte, 1987,. *Resumos*... Belo Horizonte, SBG. v. 7, p.343-357.
- VIEIRA, F. W. R. 1987b. Gênese das mineralizações auríferas da Mina de Raposos. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte, 1987. *Resumos*...Belo Horizonte, SBG. v. 7, 358-368.

- VIEIRA, F. W. R. 1988. Processos epigenéticos de formação dos depósitos auríferos e zonas de alteração hidrotermal do Grupo Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL.,35, Belém,1988. Anais... Belém, SBG, v.1, p. 76-87.
- VIEIRA, F. W. R. 1991a. Textures and processes of hydrothermal alteration and mineralisation in the Nova Lima Group, Minas Gerais, Brazil. In: LADEIRA, E.A. ed. *Proceedings of Gold 91*. Rotterdam, A.A. Balkema, 319-325.
- VIEIRA, F. W. R. 1991b. Gênese das mineralizações auríferas do setor oeste do greenstone belt Rio das Velhas. In: SIMPÓSIO INTER. DE GEOLOGIA DO GRUPO AMSA, Nova Lima, p.369-386.
- VIEIRA, F.W.R. 1991c. Petrologia e litogeoquímica do setor W do Greenstone Belt Rio das Velhas, MG., 130-154. In: SIMPÓSIO INTER. DE GEOLOGIA DO GRUPO AMSA, Nova Lima. p.130-154.
- VIEIRA, F. W. R. 1992. Geologia da Mina de Cuiabá, níveis 03 e 04. *Relatório Interno da Mineração Morro Velho S.A.* 23p.
- VIEIRA, F. W. R. & OLIVEIRA, G. A. I. 1988. Geologia do Distrito Aurífero de Nova Lima, Minas Gerais; In: SCHBBENHAUS, C. & COELHO C. E. S., *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM. v. 3, p. 377-391.
- VIELJOEN, R. P. & VILJOEN, H. J. 1969. The geological and geochemical significance of the upper Formations of the Onverwacht Group. In: UPPER MANTLE PROJECT. Geological society of South Africa, Special publication, 2: 113-152.
- VIELREICHER, R. M.; GROVES, D. I.; RIDLEY, J.R. & MCNAUGHTON, N. J. 1994. A replacement origin for the BIF-hosted gold deposit Mt. Morgans, Yilgarn Block, W.A. *Ore Geology Reviews*, 9:325-347.
- VOKES, F. M. & CRAIG, J. R. 1993. Post-recrystallisation mobilisation phenomena in metamorphosed stratabound sulphides ores. *Mineralogical Magazine*, 57:19-28.
- WALKER, R. G.1965. The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites. *Proc. Yorks. geol. Soc.*,35: 1-32.
- WELLS, G.;BRYAN, W. B. & PEARCE, T. H. 1979. Comparative morphology of ancient and modern pillow lavas. *Jour. Geol.*, 87: 427-440.
- WILLIAMS, G. D. 1978. Rotation of comtemporary folds into the X direction during overthrust processes in Laksefjord, Finnmark. *Tectonophysic*, 48: 29-40.
- WINKLER, H. G. F. 1977. *Petrogênese das Rochas Metamórficas*. 3^o ed. Porto Alegre, Edgard Blücher. 275p.