

UNICAMP

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

**CARACTERIZAÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA DO
DEPÓSITO AURÍFERO AMBRÓSIO, *GREENSTONE*
BELT DO RIO ITAPICURU - BAHIA.**

PAULO FERNANDO RAVACCI PIRES

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Este exemplar corresponde à
redação final da tese defendida
por *Paulo Fernando Ravacci Pires*
e aprovada pelo Conselho Julgador
em *03/25/96*.

[Signature]
ORIENTADOR

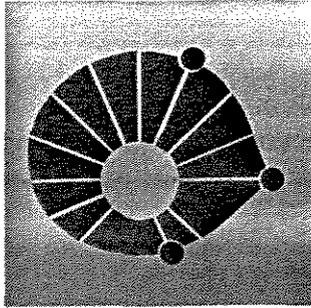
CAMPINAS - SÃO PAULO

MARÇO - 1996

P665c

28280/BC

UNICAMP
BIBLIOTECA CENTRAL



UNICAMP

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

**CARACTERIZAÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA DO DEPÓSITO
AURÍFERO AMBRÓSIO, *GREENSTONE BELT* DO RIO ITAPICURU-
BAHIA.**

PAULO FERNANDO RAVACCI PIRES

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

Orientador: Prof. Dr. JOB JESUS BATISTA - IG/UNICAMP

Co - Orientador: Prof. Dr. ROBERTO PEREZ XAVIER - IG/UNICAMP

CAMPINAS - SÃO PAULO

MARÇO - 1996



UNICAMP

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA DO I.G. - UNICAMP.

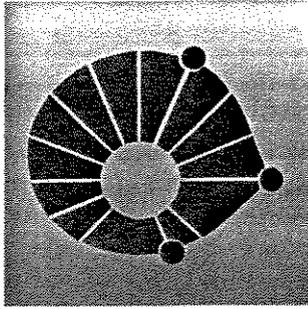
Pires, Paulo Fernando Ravacci

P665c Caracterização tectono-metamórfica do depósito aurífero
Ambrósio, Greestone Belt do Rio Itapicuru-BA. / Paulo
Fernando Ravacci Pires. Campinas, SP.: [s.n.], 1996.

Orientador: Job Jesus Batista.

Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas,
Instituto de Geociências.

1. Ouro - Metamorfismo (Geologia)-Bahia. 2. Geologia
Estrutural - Bahia I. Batista, Job Jesus. II. Universidade
Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. III. Título.



UNICAMP

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

**CARACTERIZAÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA DO DEPÓSITO
AURÍFERO AMBRÓSIO, GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU -
BAHIA.**

AUTOR : Paulo Fernando Ravacci Pires

ORIENTADOR: Prof. Dr. Job Jesus Batista - IG/UNICAMP

CO - ORIENTADOR: PROF. DR. ROBERTO PEREZ XAVIER - IG/UNICAMP

COMISSÃO EXAMINADORA

PRESIDENTE: Prof. Dr. Job Jesus Batista

EXAMINADORES : Prof. Dr. Alfonso Schrank

Prof. Dr. Fernando César Alves da Silva

CAMPINAS, março de 1996.

**Às pessoas que amo e admiro
Lú, Cecília, Amilton, Ike e Gui**

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Prof. Dr. Job Jesus Batista, pela orientação e incentivo na realização do trabalho e, pela amizade demonstrada. Ao Prof. Dr. Roberto Perez Xavier, pela co-orientação e discussões construtivas.

Ao CNPq e FAEP pelas bolsas de estudo.

À FAPESP pelo suporte financeiro do projeto de pesquisa (processo N° 93/4222).

À DOCEGEO pelo apoio logístico, nas pessoas de Walter Hirata e Gustavo C. de Abreu.

Aos professores Asit, Alfonso e Bernardino, pela pronta colaboração no transcorrer do trabalho.

Ao Dailto Silva (IG/UNICAMP) pela ajuda nos estudos de inclusões fluidas.

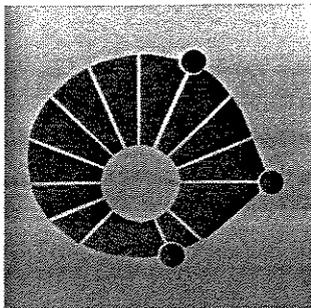
Ao Wagner A. Carvalho (IQ/UNICAMP) pelo auxílio na microscopia eletrônica.

Aos colegas de pós-graduação do IG/UNICAMP pelo elevado nível de discussões.

Aos demais professores e funcionários do IG/UNICAMP.

À Lúcia, pela compreensão, incentivo e carinho.

Aos meus familiares, pelo inestimável apoio.



UNICAMP

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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

RESUMO

CARACTERIZAÇÃO TECTONO - METAMÓRFICA DO DEPÓSITO AURÍFERO
AMBRÓSIO, GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU - BAHIA.

PAULO FERNANDO RAVACCI PIRES

O depósito aurífero Ambrósio situa-se no setor norte do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, de idade Proterozóica inferior (2.200 a 2.000 Ma), associado a uma estreita faixa de rochas supracrustais, intensamente deformada, entre dois domos sin-tectônicos (domos Ambrósio e Pedra Alta).

A mineralização encontra-se no contato entre metassedimentos clásticos e químicos / anfíbolitos, que fazem parte do Domínio Vulcânico Máfico, porção basal da seqüência litoestratigráfica deste *greenstone*.

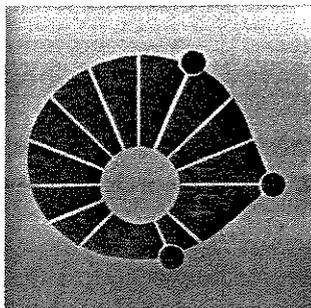
Os metassedimentos e anfíbolitos são a lapa e a capa da mineralização, respectivamente, sendo os primeiros representados por andaluzita-granada-biotita xistos e os últimos formados essencialmente por hornblenda e plagioclásio. Estes litotipos apresentam aspecto milonítico desenvolvido em fácies anfíbolito.

O controle estrutural do depósito está intimamente associado a estruturas geradas em função do desenvolvimento de um sistema de *duplexes* direcionais dúcteis, na região de recobrimento entre duas zonas de cisalhamento principais, situadas nas bordas dos domos granito-gnáissicos.

O ouro é encontrado em veios quartzo-sulfetados (arsenopirita, pirrotita e pirita), com biotita, plagioclásio e muscovita em menor quantidade. Os veios foram submetidos a intenso processo de recristalização, sendo controlados por: 1) zona transcorrente (NNE) e 2) dobras de arrasto com eixos subhorizontais na direção NNE. Estas estruturas mineralizadas estão relacionadas aos estágios iniciais da evolução deste sistema de *duplexes*, concomitantes ao metamorfismo regional.

Estudos de inclusões fluidas, nos veios mineralizados, revelam o predomínio de inclusões monofásicas ricas em CO₂ (a temperatura ambiente). Estas inclusões ricas em CO₂ aparecem restritas às trilhas intergranulares ou ao longo dos limites dos subgrãos. Dados de microtermometria e microsonda Raman demonstram que os fluidos carbônicos são compostos por CO₂ puro.

A caracterização do fluido e a petrografia no veio mineralizado sugerem que o ouro foi transportado por tiocomplexos, em um fluido original aquo-carbônico que, durante a formação do veio e posteriormente com a deformação, foi enriquecido em CO₂ pela perda de H₂O.



UNICAMP

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

MASTER DISSERTATION

ABSTRACT

**THE TECTONIC AND METAMORPHIC SETTING OF THE AMBRÓSIO LODGE GOLD
DEPOSIT, RIO ITAPICURU GREENSTONE BELT - BAHIA.**

PAULO FERNANDO RAVACCI PIRES

The Ambrósio lode gold deposit, located in the northern sector of the lower Proterozoic (2.200 to 2.000 Ma) Rio Itapicuru greenstone belt, northeast Brazil, is enclosed within a narrow belt of highly deformed supracrustals, tightly squeezed between two syn-tectonic granitic batholiths (Pedra Alta and Ambrósio domes).

The deposit is hosted at the contact of amphibolites and clastic-chemical metasediments, which represent part of the mafic volcanic domain at the basal portion of the greenstone belt sequence.

The metasediments and amphibolites comprise the footwall and hangingwall of mineralization, respectively. The former are represented by andalusite-garnet-biotite schist and the latter consists mainly of hornblende and plagioclase; these lithotypes show mylonite texture developed in amphibolites facies.

The deposit is closely associated with structures developed in a ductile strike-slip duplexes system, in the offset region between two main shear zones at the boundary of the granite-gneiss domes.

The gold mineralization occurs in centimetre-wide quartz veins containing disseminations of iron sulphides (arsenopyrite, pyrrhotite and pyrite), and subordinate amounts of biotite, plagioclase and muscovite. The veins were submitted to intense recrystallization processes and are controlled by: 1) transcurrent shear zone (NNE) and 2) drag folds with subhorizontal axis in the NNE direction. These mineralized structures are related to early stages of evolution of the duplexes system, and are broadly synchronous with regional metamorphism and granite intrusions.

CO₂ - rich inclusions, mostly monophasic at room temperature, are the dominant or virtually the only fluid inclusion type, in the quartz veins of the Ambrósio deposit. The CO₂ - rich inclusions appear restricted to intergranular trails, or along subgrain boundaries. Microthermometry and laser Raman microprobe data demonstrate that the carbonic fluids are composed of pure CO₂.

Fluid inclusions and petrographic studies suggest that gold was transported by tiocomplex in an original H₂O-CO₂ fluid, which was enriched in CO₂ by loss of H₂O during the vein formation and later deformation.

ÍNDICE

PARTE I - APRESENTAÇÃO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Objetivo.....	2
1.2. Localização e acesso.....	2
1.3. Fisiografia e aspectos sócio-econômicos.....	2
1.4. Etapas e métodos.....	4
CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA DO GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU(GBRI).....	5
2.1. Introdução.....	5
2.2. Litoestratigrafia e litoquímica.....	5
2.3. Metamorfismo.....	8
2.4. Magmatismo.....	8
2.5. Geologia estrutural.....	9
2.6. Controle estrutural das mineralizações auríferas.....	11
2.7. Aspectos hidrotermais.....	11
2.8. Inferências sobre o ambiente tectônico.....	13
2.9. Datações radiométricas.....	13

PARTE II - CONTEXTO GEOLÓGICO DO DEPÓSITO AURÍFERO AMBRÓSIO

CAPÍTULO 3 - UNIDADES LITOLÓGICAS.....	16
3.1. Granitos e granodioritos.....	17
3.2. Migmatitos.....	19
3.3. Anfibolitos.....	22
3.4. Granada-muscovita-quartzo xisto.....	24
3.5. Formação ferrífera.....	28
3.6. Tonalito.....	29

CAPÍTULO 4 - ANÁLISE ESTRUTURAL.....	31
4.1. Introdução.....	31
4.1.1. Metodologia.....	31
4.1.2. Nomenclatura.....	32
4.2. Estruturas primárias.....	32
4.3. Domínio I.....	33
4.3.1. Dn.....	33
4.3.2. Dn+1.....	33
4.4. Domínio II.....	34
4.4.1. Dn.....	34
4.4.2. Dn+1.....	38
4.5. Domínio III.....	38
4.5.1. Dn.....	38
4.5.2. Dn+1.....	41
4.6. Domínio IV.....	41
4.6.1. Dn.....	41
4.6.2. Dn+1.....	42
4.7. Domínio V.....	42
4.7.1. Dn.....	42
4.7.2. Dn+1.....	44
4.8. Considerações parciais.....	48
4.8.1. Correlação entre os domínios estruturais.....	48
4.8.2. Dn vs Dn+1.....	51
CAPÍTULO 5 - METAMORFISMO.....	52
5.1. Introdução.....	52
5.2. Mn.....	53
5.2.1. Metassedimentos.....	53
5.2.2. Anfibolitos.....	56
5.3. Mn+1.....	60
5.4. Considerações parciais.....	61
CAPÍTULO 6 - INCLUSÕES FLUIDAS.....	64
6.1. Introdução.....	64
6.2. Materiais estudados e métodos analíticos.....	64
6.3. Fluidos no veio mineralizado.....	65
6.4. Fluidos nos veios não mineralizados.....	69
6.5. Discussão: Processos de geração de fluidos carbônicos.....	69

CAPÍTULO 7 - MINERALIZAÇÃO.....	74
7.1. Mineralizações auríferas em terrenos granito-<i>greenstone</i>.....	74
7.2. Mineralizações auríferas em fácies anfibolito.....	75
7.3. Depósito aurífero Ambrósio.....	77
7.3.1. Encaixantes.....	77
7.3.2. Veios de quartzo sulfetados.....	77
7.3.3. Estrutura.....	82
7.3.4. Deformação no veio mineralizado.....	82
7.3.5. <i>Plunge</i>.....	82
7.3.6. Metalotectos.....	82
7.3.7. Implicações Prospectivas.....	85
7.4. Considerações parciais.....	86
CAPÍTULO 8 - CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	87
CAPÍTULO 9 - BIBLIOGRAFIA.....	89

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1.1 - Mapa de localização.....	3
FIGURA 2.1 - Posição do GBRI no Cráton São Francisco.....	6
FIGURA 2.2 - Mapa geológico regional.....	7
FIGURA 2.3 - Minerais hidrotermais na Mina Fazenda Brasileiro.....	12
FIGURA 2.4 - Evolução tectônica do Greenstone Belt do Rio Itapicuru	12
FIGURA 3.1 - Mapa geológico da região estudada.....	17
FIGURA 3.2 - Granodiorito do Domo Ambrósio.....	18
FIGURA 3.3 - Gnaisse bandado na borda do Domo Ambrósio.....	18
FIGURA 3.4 - Lente de anfibolito na borda do Domo Ambrósio.....	20
FIGURA 3.5 - Xenólito de biotita gnaisse	20
FIGURA 3.6 - Fotomicrografia do anfibolito.....	25
FIGURA 3.7 - Fotomicrografia do anfibolito milonítico.....	25
FIGURA 3.8 - Fotomicrografia do granada-muscovita-quartzo xisto.....	27
FIGURA 3.9 - Tonalito milonítico na borda oeste do Domo Pedra Alta.....	27
FIGURA 3.10 - Fotomicrografia do tonalito milonítico	30
FIGURA 4.1 - Zona de cisalhamento rúptil com movimentação normal.....	30
FIGURA 4.2 - Estereograma de Sn nos domínios I e II.....	35
FIGURA 4.3 - Estereograma da lineação de estiramento nos domínios I e II.....	35
FIGURA 4.4a - Estereograma de eixos de dobras nos migmatitos do domínio II...36	
FIGURA 4.4b - Estereograma de Sn no domínio IV.....	36
FIGURA 4.5 - Gnaisse bandado da borda leste do Domo Ambrósio.....	37
FIGURA 4.6 - <i>Tension Gashes</i> encontrados no Domínio II.....	37
FIGURA 4.7A e B - Dobra em bainha no leito do Rio Itapicuru.....	39
FIGURA 4.8 - Nível quartzoso budinado	40
FIGURA 4.9 - Agregado de magnetitas com aspecto sigmoidal	40
FIGURA 4.10 - Estereograma de Sn no Domínio V.....	43
FIGURA 4.11 - Estereograma da lineação mineral / estiramento no domínio V.....	43
FIGURA 4.12 - Mapa estrutural e geologia simplificada do Domínio V.....	45

FIGURA 4.13 - Estereograma de Sn na região mineralizada.....	46
FIGURA 4.14 - Estereograma da lineação na região mineralizada.....	46
FIGURA 4.15 - Fotomicrografia mostrando aspecto sigmoidal no <i>metachert</i>	47
FIGURA 4.16 - Porfiroblasto de andaluzita assimétrico.....	47
FIGURA 4.17 - Esquema de evolução de duplexes direcionais	50
FIGURA 4.18 - Bloco diagrama mostrando aspecto divergente da foliação.....	50
FIGURA 5.1- Fotomicrografia de granada com textura "bola de neve".....	54
FIGURA 5.2 - Fotomicrografia de porfiroblastos de estaurólita com a silimanita.....	54
FIGURA 5.3. - Fotomicrografia evidenciando milonitos S-C.....	57
FIGURA 5.4 - Química mineral na granada.....	57
FIGURA 5.5 Fotomicrografia da hornblenda passando para actinolita.....	58
FIGURA 5.6 - Fotomicrografia da cummingtonita e hornblenda.....	58
FIGURA 5.7 - Brecha hidráulica em anfibólitos.....	62
FIGURA 5.8 - Metassedimento carbonoso hidrotermalizado.....	62
FIGURA 6.1 - Fotomicrografia das inclusões no veio mineralizado.....	67
FIGURA 6.2 - Espectro Raman do CO ₂ (no veio mineralizado).....	67
FIGURA 6.3 - Histograma da ThCO ₂ no veio mineralizado.....	68
FIGURA 6.4 - ThCO ₂ vs TfCO ₂ no veio mineralizado.....	68
FIGURA 6.5 - Fotomicrografia das inclusões carbônicas (veio não mineralizado).....	70
FIGURA 6.6 - Espectro Raman do CH ₄ (veio não mineralizado).....	70
FIGURA 6.7 - Histograma da ThCO ₂ no veio não mineralizado.....	71
FIGURA 6.8 - ThCO ₂ vs TfCO ₂ no veio não mineralizado.....	71
FIGURA 7.1 - Veio mineralizado.....	78
FIGURA 7.2 - Fotomicrografia mostrando a pirrotita e a arsenopirita.....	78
FIGURA 7.3 - Fotomicrografia da passagem da arsenopirita para ghoetita.....	80
FIGURA 7.4 - Fotomicrografia de grão de ouro associado a ghoetita.....	80
FIGURA 7.5 - Fotomicrografia de grão de ouro	81
FIGURA 7.6 - Análise química do ouro.....	81
FIGURA 7.7 - Mapa de detalhe do sinforme mineralizado	83
FIGURA 7.8 - Fotomicrografia do veio mineralizado	83
FIGURA 7.9 - Seções indicando o mergulho do minério.....	84

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1 - Mineralogia associada ao metamorfismo e à deformação.....	60
Tabela 7.1 - Características dos depósitos auríferos em <i>greenstone belts</i>.....	75
Tabela 7.2 - Depósitos auríferos em fácies anfibolito.....	76

PARTE I - APRESENTAÇÃO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

Trabalhos de prospecção e pesquisa mineral na seqüência vulcano-sedimentar, do tipo Granito-*Greenstone*, do Rio Itapicuru, de idade paleoproterozóica, revelaram sua vocação para mineralizações auríferas. Atualmente encontram-se em atividade 3 minas de ouro, uma de grande porte, acima de 100 toneladas de ouro (Mina Fazenda Brasileiro, da Companhia Vale do Rio Doce - CVRD) e duas minas de pequeno porte, situadas no distrito aurífero Fazenda Maria Preta, onde a CVRD e a CBPM (Companhia Baiana de Pesquisa Mineral) mantêm suas instalações de exploração do minério.

Em toda a região do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (GBRI) existem numerosos alvos de prospecção mineral, os quais estão relacionados aos mais diversos controles estratigráficos, litológicos, estruturais e metamórficos. Dentre estes, o depósito aurífero Ambrósio destaca-se, por sua associação com rochas metamorfizadas em fácies anfibolito, peculiaridade esta singular, no que se refere ao GBRI.

A realização do trabalho, no referido depósito, foi viabilizada graças ao convênio existente entre a UNICAMP e a Rio Doce Geologia e Mineração S.A. (DOCEGEO), detentora do alvará de pesquisa.

Foram realizadas duas etapas de campo, sendo a primeira de 45 dias e a segunda de 15 dias, onde foram estudados 120 pontos. O material foi coletado a partir de trincheiras (em torno de 70), afloramentos e dos seis furos de sondagem rotativa presentes na área, servindo como base para a confecção de 60 lâminas delgadas, 10 lâminas delgadas-polidas, 7 seções polidas e 8 seções bipolidas.

1.1. OBJETIVO

O trabalho objetiva caracterizar os principais metalotectos associados ao depósito Ambrósio, bem como contribuir para o melhor entendimento da mineralização, no seu contexto tectono-metamórfico, colaborando para identificar novos alvos, que apresentem feições semelhantes às do depósito Ambrósio.

1.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A região estudada situa-se na porção nordeste do Estado da Bahia (BA), distando cerca de 40 km da cidade de Santa Luz, mais especificamente, entre as coordenadas 8.790.500 N / 8.779.000 N e 478.800 E / 472.250 E, abrangendo uma área de, aproximadamente, 75 km².

O acesso à área, partindo-se de Salvador, é feito pela BR-324 até Feira de Santana (BA), que é ligada à cidade de Serrinha pela BR-116. Após percurso por estradas asfaltadas, até Santa Luz, o acesso à área é viabilizado por estradas secundárias não pavimentadas, mas em boas condições de tráfego (FIG 1.1).

1.3. FISIOGRAFIA E ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS

Morfologicamente a região caracteriza-se por um relevo plano-ondulado, com serras estreitas alongadas na direção norte-sul, onde predominam as rochas granito-gnáissicas, com altitudes máximas não ultrapassando 400m.

O tipo de clima é semi-árido quente com índices pluviométricos não superiores a 800 mm anuais, com concentração das chuvas, no verão (CARVALHO, 1991).

A área encontra-se na bacia do Rio Itapicuru, tendo como principais afluentes o Rio do Peixe e o Rio Cariacá, apresentando um padrão dendrítico de baixa densidade, sob regime intermitente.

Com referência às atividades sócio-econômicas, a região de Santa Luz baseia-se no cultivo do sisal e na indústria mineral. Na pecuária destaca-se a criação de

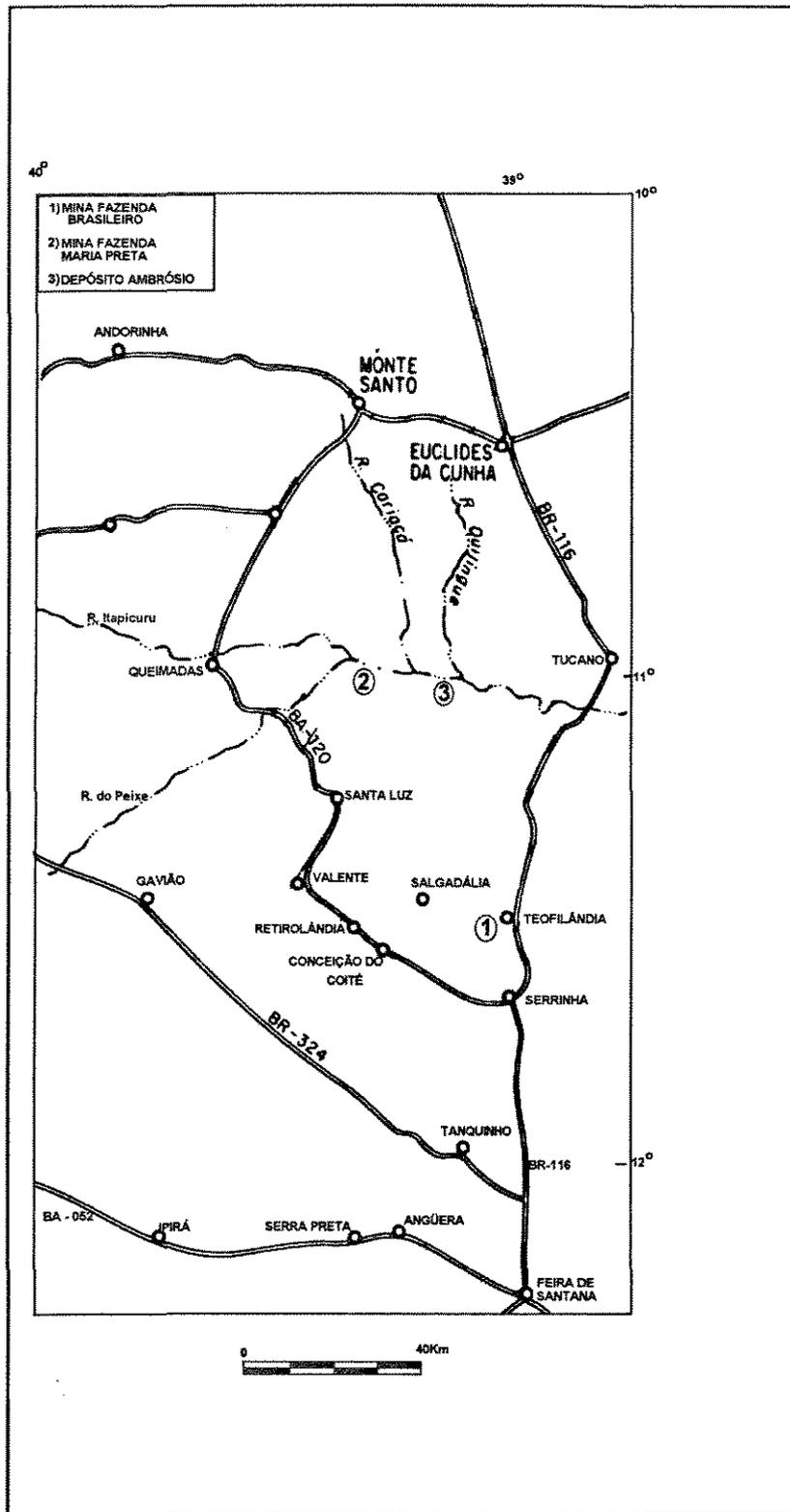


FIGURA 1.1 - Mapa de localização e principais vias de acesso a região estudada. (ROCHA NETO, 1994).

caprinos e subordinadamente bovinos.

A população enfrenta problemas seríssimos de abastecimento de água, devido às constantes e prolongadas secas, com reflexos no campo da saúde, entre outros.

1.4. ETAPAS E MÉTODOS

Para se alcançar os objetivos propostos, foram adotados os seguintes procedimentos:

- 1) Reunião da bibliografia e cartografia disponíveis sobre as áreas mineralizadas. Seleção de trabalhos enfocando mineralizações de ouro em terrenos granito-*greenstone*, do Brasil e do mundo, que apresentem semelhanças com a área, dando-se ênfase a artigos que versem sobre processos mineralizantes, dentro do enfoque do hidrotermalismo, geologia estrutural, inclusões fluidas e paragênese do minério;
- 2) Mapeamento geológico regional, na escala aproximada de 1:40 000, e de detalhe (escala 1:500) na área mineralizada, visando o estudo das exposições superficiais das litologias, com o propósito de levantar dados petrográficos e estruturais, além de propiciar a coleta de amostras para estudos laboratoriais;
- 3) Seleção de amostras, de testemunhos de sondagem ou afloramentos, para os estudos petrográficos e de química mineral;
- 4) Estudos petrográficos em seções delgadas, abrangendo a descrição mineralógica, caracterização textural e microestrutural dos tipos litológicos discriminados pelo mapeamento. Exames petrográficos também foram efetuados em seções polidas, objetivando tanto a determinação dos minerais opacos, como as suas relações paragenéticas, em amostras de superfície e de furos de sondagem;
- 5) Análise estrutural integrada de todas as feições lineares e planares identificadas no campo, buscando-se definir a geometria do corpo mineralizado e os metalotectos estruturais envolvidos nas mineralizações auríferas;
- 6) Estudos de inclusões fluidas, por microtermometria e espectrometria raman, objetivando a caracterização dos fluidos e as condições físico-químicas envolvidas no depósito em questão.

CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA DO *GREENSTONE BELT* DO RIO ITAPICURU (GBRI)

2.1. INTRODUÇÃO

O *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (GBRI) situa-se na porção nordeste do Cráton do São Francisco (FIG 2.1), entre o Cinturão Móvel Salvador - Curaçá e a Bacia Sedimentar de Tucano, região esta denominada por SEIXAS *et al.* (1975) de Cráton de Serrinha.

O *greenstone* ocupa uma grande estrutura, estendendo-se por mais de 100 km na direção N/S, com largura média de 40 km, na direção E/W (FIG 2.2). Apresenta um *trend* geral N/S com alguma inflexão E/W, como na porção sul da área, na denominada Faixa Weber.

O GBRI encontra-se inserido em um domínio gnáissico-migmatítico-granulítico, de idade arqueana, entendido como o embasamento da seqüência vulcano-sedimentar (SILVA *et al.*, 1995).

Sobre o GBRI e seu embasamento depositaram-se, a partir do Proterozóico superior, seqüências sedimentares representadas pelos grupos Miaba e Canudos e os sedimentos cretáceos que preenchem a Bacia de Tucano.

2.2. LITOESTRATIGRAFIA E LITOQUÍMICA

O arcabouço litoestratigráfico da seqüência supracrustal, definido inicialmente por KISHIDA (1979), consiste em três domínios principais: 1) Unidade Vulcânica Máfica (basal), representada por lavas (*pillows* e maciças) de composição tholeiítica; 2) sobrejacente a unidade máfica, encontra-se a Unidade Vulcânica Félsica, formada por andesitos maciços e lavas dacíticas, tufos e aglomerados vulcânicos de filiação calco-alcalina (SILVA, 1984; KISHIDA & RICCIO, 1980); 3) no topo da seqüência supracrustal encontram-se rochas sedimentares pelíticas e lentes de sedimentos químicos (*cherts* e formações ferríferas bandadas) pertencentes à Unidade Sedimentar.

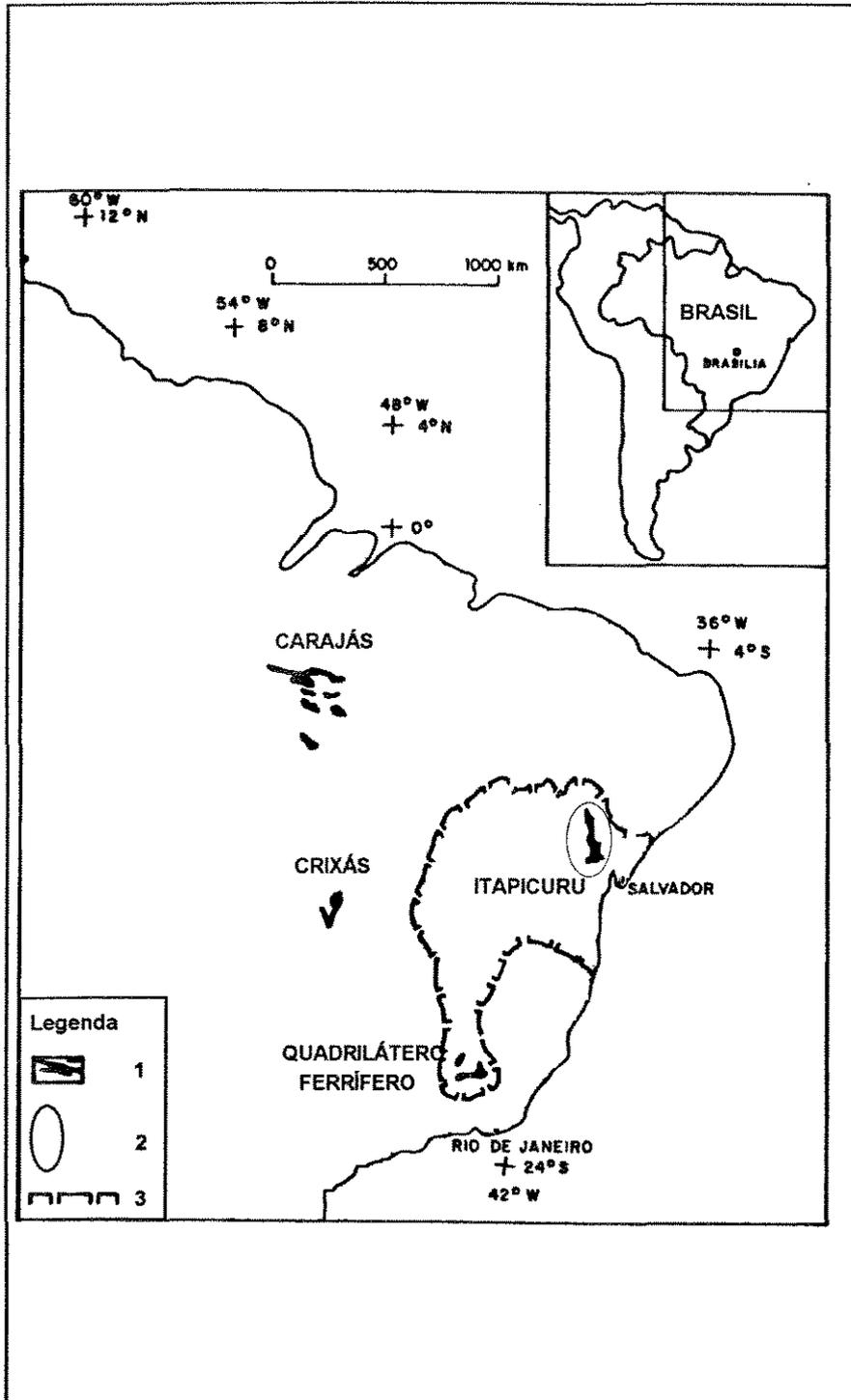


FIGURA 2.1 - Principais seqüências vulcanossedimentares auríferas do Brasil, destacando o Cráton São Francisco e o *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru. Legenda: 1) Seqüências vulcanossedimentares; 3) Limites do Cráton São Francisco; 2) *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (mod. REINHARDT & DAVISON, 1990).

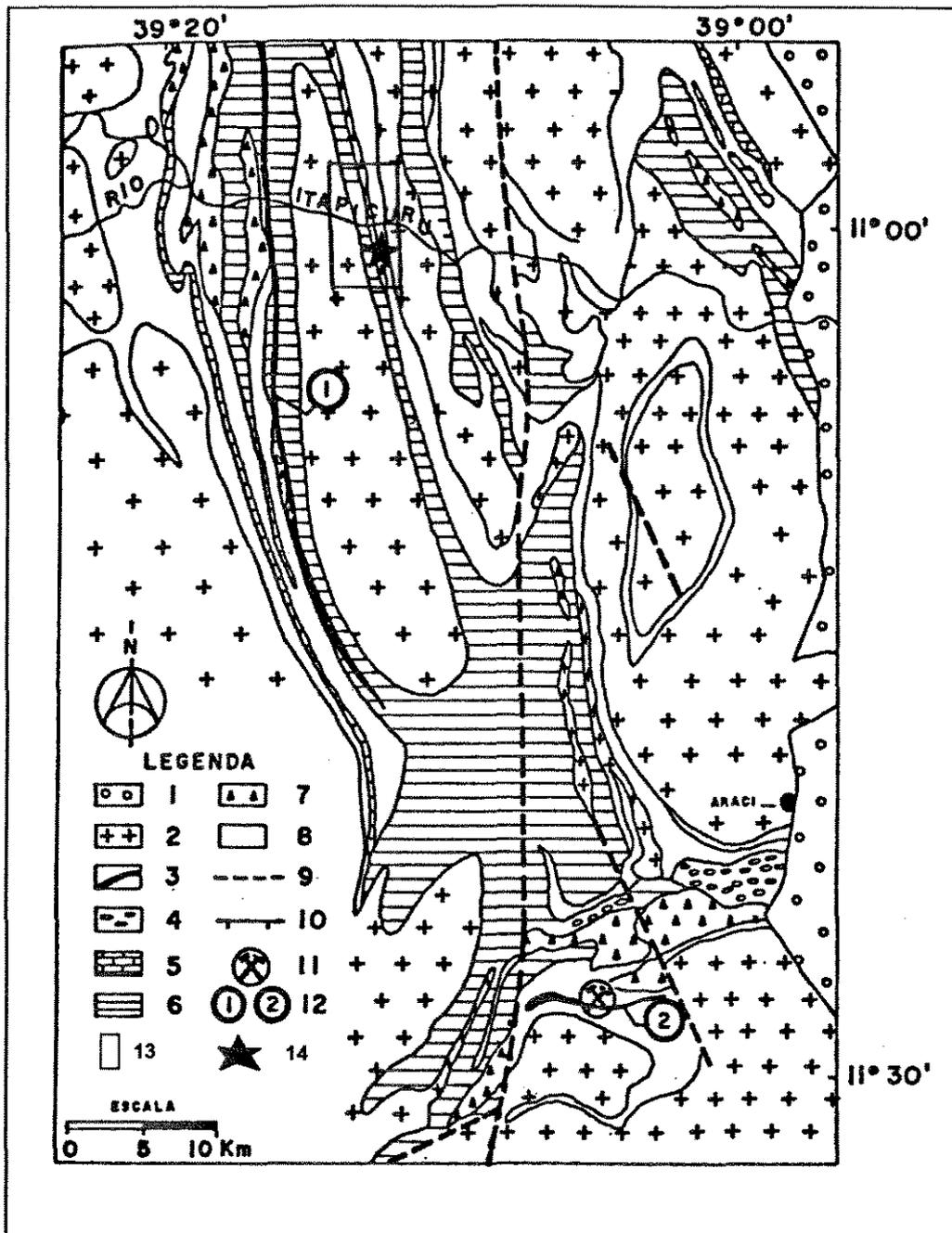


FIGURA 2.2 - Mapa geológico regional, setor centro-sul do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, com localização da região estudada: 1- Bacia de Tucano; 2 - Gnaisses, granitos e migmatitos; 3 - Intrusivas máficas; 4 - Metaconglomerados; 5 - Mármore dolomíticos; 6 - Domínio Sedimentar; 7 - Domínio Vulcânico Félsico; 8 - Domínio Vulcânico Máfico; 9 - Zona de falha; 10 - Falha normal; 11 - Mina Fazenda Brasileiro; 12 - (1) Faixa Mansinha (2) Faixa Weber; 13 - Área estudada; 14 - Depósito Ambrósio. (TEIXEIRA *et al.*, 1990)

Todo esse conjunto de supracrustais encontra-se intrudido por corpos granitóides de várias gerações. São caracterizados por granitos de filiação alcalina (MATOS & DAVISON, 1987), subvulcânicas de composição diorítica e dacítica (SILVA & MATOS, 1991) e corpos máficos de composição gabróica intrudidos nos metassedimentos.

2.3. METAMORFISMO

SILVA (1984,1987), com base nas relações de campo e em estudos petrográficos e petrológicos, definiu 3 eventos metamórficos distintos na seqüência supracrustal do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru. O primeiro (M1), corresponderia a um evento hidrotermal de fundo oceânico, responsável pela hidratação e oxidação das rochas vulcânicas, gerando espilitos, queratófiros e sedimentos químicos. O segundo (M2), de caráter regional, deu origem às paragêneses metamórficas progressivas dos fácies xisto verde a anfíbolito. O último evento (M3), de natureza termal, está relacionado à intrusão de pequenos corpos tardi-tectônicos, dando origem a uma auréola de contato em torno dos mesmos, na fácies hornblenda-*hornfels*.

No que se refere às rochas máficas, a paragênese mineral associada ao metamorfismo regional é actinolita-epidoto-albita-leucóxênio e clorita. Nas zonas de cisalhamento, clorita-carbonatos-quartzo são mais abundantes. Próximo aos domos as rochas máficas apresentam uma assembléia mineral de fácies anfíbolito, constituída por hornblenda-plagioclásio e ilmenita.

2.4. MAGMATISMO

As suítes granitóides intrusivas presentes no GBRI foram descritas, preliminarmente, por KISHIDA (1979), SILVA (1984), TEIXEIRA (1985), MATOS & DAVISON (1987), DAVISON *et al.* (1988), podendo ser agrupadas da seguinte maneira:

1. - Domos granito-gnáissicos constituídos de núcleos ígneos, com composição granítica a granodiorítica, texturalmente isotrópicos, com bordas gnáissicas de composição tonalítica. Além disso, no contato com a seqüência supracrustal ocorre

uma abundância de veios pegmatíticos quartzo-feldspáticos, ou então, uma profusão de agregados quartzo-feldspáticos, em geral de coloração rosada, colocados no interior das rochas vulcânicas e sedimentares metamorizadas da seqüência supracrustal.

2. - Granitóides isotrópicos tardios, circunscritos, representados principalmente por granodioritos, com termos tonalíticos subordinados, mostrando aspecto homogêneo, com ausência de enclaves e sem afetar, de modo perceptível, as rochas encaixantes através da atividade metassomática.

3. - Intrusões subvulcânicas, porfíricas, constituindo diques e *stocks* de composição quartzo-feldspática, encaixados tanto nas supracrustais quanto nos domos granito-gnáissicos. TEIXEIRA (1985) afirma que mineralizações de ouro, com sulfetos associados, freqüentemente estão relacionadas a essas intrusões, ao longo de seus contatos ou em zonas de cisalhamento que as interceptam. Esse parece ser o caso do depósito aurífero Lagoa do Gato (na Faixa Weber) e do corpo Antas III (no setor norte).

4. - Corpos subvulcânicos, de composição diorítica a quartzo-diorítica, que ocorrem mais comumente inseridos no domínio vulcânico félsico, próximo ao Rio Itapicuru (SILVA, 1984).

2.5. GEOLOGIA ESTRUTURAL

A complexidade intrínseca à deformação do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru deve-se, entre outras coisas, à difícil correlação geométrica entre os *trends* estruturais E/W (Faixa Weber) e N/S. Estes dois domínios diferem, principalmente, no que se refere ao tipo de deformação predominante: *trend* E/W (tectônica de lascas - REINHARTDT & DAVISON, 1990 e KISHIDA *et al.*, 1991) e *trend* N/S (tectônica transcorrente, SILVA & MATOS, 1991 e COELHO *et al.*, 1991).

Para a porção sul do *greenstone* (Faixa Weber), foram reconhecidas de 3 a 5 fases de deformação, de acordo com diversos autores: TEIXEIRA (1985), MATOS & DAVISON (1987) ou REINHARDT & DAVISON (1990). Contudo, existem coincidências em diversos pontos importantes, entre estes autores, conforme enfatizado em KISHIDA *et al.* (1991):

- desenvolvimento de um cisalhamento paralelo ao acamamento,

posteriormente dobrado com plano axial na direção E-W mergulhando para sul;

- TEIXEIRA (1985), REINHARDT & DAVISON (1990) e TEIXEIRA *et al.* (1990), baseados na gradação em grauvacas, acreditam que a Faixa Weber seria reflexo de um flanco invertido de uma dobra assimétrica maior;

- o cisalhamento paralelo ao acamamento seria gerado com movimentos cavalgantes, desenvolvendo-se estruturas do tipo *duplex*, evidenciada pela duplicação da unidade Fazenda Brasileiro, com movimento de S para N, devido à subida do Domo de Barrocas (REINHARDT & DAVISON, 1990);

Os trabalhos que abordam a geologia estrutural da porção média do GBRI, são mais recentes, entre os quais destacam-se:

DAVISON *et al.* (1988), caracterizam duas fases deformacionais, sendo a primeira responsável por um cisalhamento paralelo ao acamamento, e o segundo gerando grandes zonas de cisalhamento (com mais de 100km de extensão), ocupando importante papel na localização das mineralizações.

Com relação ao domo do Ambrósio, MATOS & DAVISON (1987) acreditam que este corpo subiu em forma de balão causando cisalhamento puro nas rochas adjacentes, arrastando consigo xenólitos do embasamento. Sua forma alongada é considerada como sendo resultado do sincronismo da compressão E/W com a subida do diápiro.

COELHO *et al.* (1991), nas proximidades do depósito Maria Preta, identificaram 2 fases deformacionais, com D1 desenvolvendo dobras sin-xistosidade com planos axiais na direção N\S mergulhando 60 graus para oeste e D2 associada a uma zona de cisalhamento rúptil-dúctil sinistral, sendo a geração dos veios auríferos: pré D1, sin D2 e pós D2. As maiores concentrações ocorrem durante D2, a partir de uma reserva pré-existente.

SILVA & MATOS (1991), identificaram duas fases de deformação, sendo a primeira subdividida em dois estágios (F1 e F2), onde, em F1 ter-se-ia o desenvolvimento de zonas de cisalhamento (Z.C.) paralelas aos contatos litológicos (de caráter tangencial) em regimes tectônicos distintos (regime rúptil/dúctil - Z.C.1 e Z.C.4, dúctil/rúptil - Z.C.2 e regime dúctil - Z.C.3). O segundo estágio (F2), seria fruto da continuidade do movimento tangencial (de F1) com soerguimentos de corpos

granitóides e aparecimento de uma série de sinclinais/anticlinais com vergência para E. Em D2 ocorreriam dobramentos de larga amplitude afetando o embasamento, crenulando os filitos e rochas de competência semelhante a estes.

2.6. CONTROLE ESTRUTURAL DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS

Do ponto de vista estrutural, SILVA & MATOS (1991) associam os tipos de veios, da Mina Fazenda Maria Preta, às várias zonas de cisalhamento (Z.C.), por eles discriminadas. Assim, estes autores acreditam que, segundo o modelo de Riedel e os planos cisalhantes S-C, os veios se dispõem da seguinte maneira:

- Z.C.1 (regime rúptil-dúctil) - os veios acham-se controlados por fraturas de extensão (T) ou pelos planos "S" ou "C".

- Z.C.2 (regime dúctil-rúptil) - os veios estariam controlados por "C", "P", "S" e "T".

- Z.C.3 (regime dúctil) - veios segundo "S" e "C".

- Z.C.4 (regime rúptil-dúctil) - veios segundo "S", "C" e "T".

COELHO *et al.* (1991) propõem, para Mina Fazenda Maria Preta, uma sucessão de 3 estágios de geração de veios. No primeiro, os veios seriam controlados por "R" (NW-SE); no segundo, estes veios seriam rotacionados (movimentação sinistral), podendo haver estiramento nas suas extremidades. O terceiro estágio, seria fruto da continuidade da deformação (com maior rotação) e aparecimento de novos veios, progressivamente deformados, produzindo uma assembléia de veios bastante complexa.

2.7. ASPECTOS HIDROTERMAIS

REINHARDT & DAVISON (1990) descrevem, na área da Mina Fazenda Brasileiro, uma série de veios com geometrias e composições mineralógicas distintas. O ouro é encontrado mais frequentemente em veios de quartzo-albita e sulfetos. Quando hospedados nos "xistos magnéticos", estes veios apresentam, localmente, um halo de alteração hidrotermal (FIG 2.3) cinza- esbranquiçado contrastando com a rocha

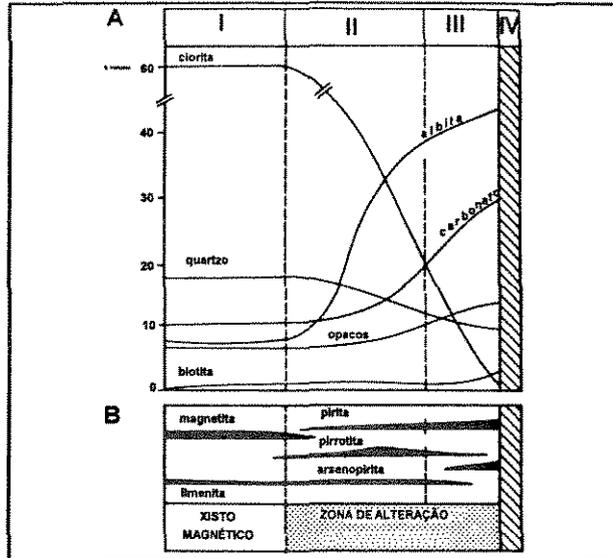


FIGURA 2.3 - **A** : distribuição semiquantitativa dos minerais envolvidos na alteração hidrotermal do xisto magnético na Fazenda Brasileiro. I - rocha-matriz; II - zona de alteração incipiente; III - zona de alteração avançada; IV - veio. **B** : zonas de ocorrência dos minerais opacos. (MARINON *et al.*, 1986)

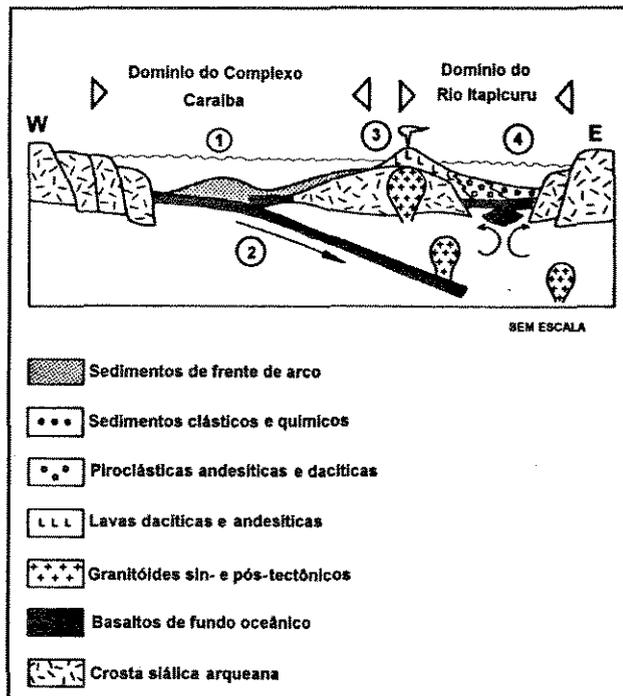


FIGURA 2.4 - Evolução tectônica do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (modelo proposto por SILVA, 1987) 1- margem continental ativa; 2- zona de subducção; 3 - arco de ilhas; 4 - bacia retroarco.

original que possui coloração verde-escura (MARIMON *et al.*, 1986). Nestas zonas a assembléia quartzo-clorita-magnetita (ilmenita) é substituída por carbonatos-albita-rutilo e sulfetos (pirita e arsenopirita), evidenciando um aporte de Na, CO₂, S e As ao longo das zonas brechadas onde se desenvolvem os veios.

A alteração hidrotermal e as concentrações de Au na Mina Fazenda Brasileiro ocorrem nos planos cisalhantes ou planos de empurrão. Assim sendo, a mineralização aurífera da Faixa Weber é resultado de atividades hidrotermais ao longo dos principais alinhamentos tectônicos. Como a alteração hidrotermal atua sobre a clorita, que marca a foliação milonítica, a mineralização é considerada como sendo posterior ao principal episódio cisalhante (MARIMON *et al.*, 1986 ; TEIXEIRA *et al.*, 1990; e REINHARDT & DAVISON, 1990).

2.8. INFERÊNCIAS SOBRE O AMBIENTE GEODINÂMICO

SILVA (1987) com base em investigações petrológicas e geoquímicas demonstra que o *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru se desenvolveu em uma bacia retroarco relacionada a uma colisão arco-continente na transição Arqueano / Proterozóico (FIG 2.4). Ainda segundo esta autora, a vergência tectônica associada a este processo indica movimentos de W para E (SILVA, 1987). Contudo, outros pesquisadores propõem sentidos inversos, tais como, FIGUEIREDO (1989) e SABATÉ (1990), colisão de E para W.

SILVA *et al.* (1995) devido à ausência de evidências de crosta oceânica propõem que a seqüência vulcanossedimentar foi depositada em uma fina crosta continental aberta em torno de 2.2 Ga.

2.9. DATAÇÕES RADIOMÉTRICAS

A existência de uma crosta continental mais antiga foi atestada por GAÁI *et al.* (1987), que através de dados U/Pb em zircões de um mega-xenólito de gnaisses migmatíticos, no interior do Domo Ambrósio, obtiveram o valor de 2.930 ± 32 Ma.

Em granitóides sin-tectônicos, GAÁI *et al.* (1987) obtiveram idades Rb-Sr

(rocha total) de 1.900 Ma (Domo Ambrósio) e 2.000 Ma (Domo de Nordestina). Para este último, SILVA *et al.* (1995) obtiveram idade mínima de cristalização de 2.100 ± 10 Ma, utilizando o método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, em zircões.

SILVA (1992), valendo-se dos métodos $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (rocha total) e Sm/Nd, em basaltos e andesitos chegou às idades de 2.209 ± 60 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em basaltos), 2.200 Ma (Sm/Nd em basaltos), 2.109 ± 80 Ma ($^{207}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}$ em andesitos) e 2.1 Ga (Sm/Nd em andesitos).

SILVA *et al.* (1995) dataram o granito (sin-tectônico) Barrocas, pelo método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões, e obtiveram valores 2.127 ± 13 Ma. Dados de $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ para os domos Barrocas (em biotitas) e Poço Grande (muscovitas) revelaram valores de 2.029 ± 13 Ma e 2.023 ± 13 Ma, refletindo a idade de resfriamento destes corpos.

Para o hidrotermalismo atuante na Mina Fazenda Brasileiro VASCONCELOS & BECKER (1992) chegaram, utilizando o método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (concentrado de biotitas), ao intervalo de 2.031 - 2.084 Ma, refletindo a idade da mineralização.

Com base em todos estes dados, SILVA *et al.* (1995) propõem a idade de abertura da crosta continental em torno de 2.200 Ma e idade de fechamento em torno de 2.130 Ma (baseado na datação da deformação, através dos granitos sin-tectônicos Barrocas e Nordestina).

PARTE II - CONTEXTO GEOLÓGICO DO DEPÓSITO AURÍFERO AMBRÓSIO

A área estudada abrange desde a porção leste do domo Ambrósio até o limite oeste do domo Pedra Alta, englobando a seqüência vulcanossedimentar entre estes dois domos, denominada por ROCHA NETO (1994) como Faixa da Fazenda Varginha (FIG 2.2). Os domos são caracterizados por rochas graníticas a granodioríticas pouco deformadas, nas regiões internas, migmatitos e biotita gnaisses nas bordas, onde a concentração da deformação é mais intensa.

As melhores exposições encontram-se no leito e nas proximidades do Rio Itapicuru (que corta a área na sua porção central) além das regiões dos domos granito-gnáissicos. Na seqüência vulcanossedimentar, na região pesquisada pela Rio Doce Geologia e Mineração S.A. (DOCEGEO), grande número de trincheiras expõem os litotipos, que apresentam como característica em comum a disposição na direção norte-sul, fato este bem marcado em fotografias aéreas.

Devido à intensa deformação impressa, o empilhamento estratigráfico é de difícil reconstituição, assim a proposta litoestratigráfica adotada será a de KISHIDA (1979). As litologias encontradas na seqüência supracrustal fazem parte do Domínio Vulcânico Máfico, muito embora nos mapas anteriores (FIG 2.2, por exemplo) apareçam inseridas no Domínio Sedimentar, sendo representadas por anfibolitos com intercalações de metassedimentos clásticos e químicos.

CAPÍTULO 3 - UNIDADES LITOLÓGICAS

Os trabalhos de campo permitiram agrupar as diversas litologias em seis associações litológicas, que foram denominadas de acordo com os litotipos predominantes: Granitos e Granodioritos, Migmatitos, Anfibolitos, Granada-muscovita-quartzo xisto, Formações Ferríferas e Tonalitos (FIG 3.1).

3.1. GRANITOS E GRANODIORITOS

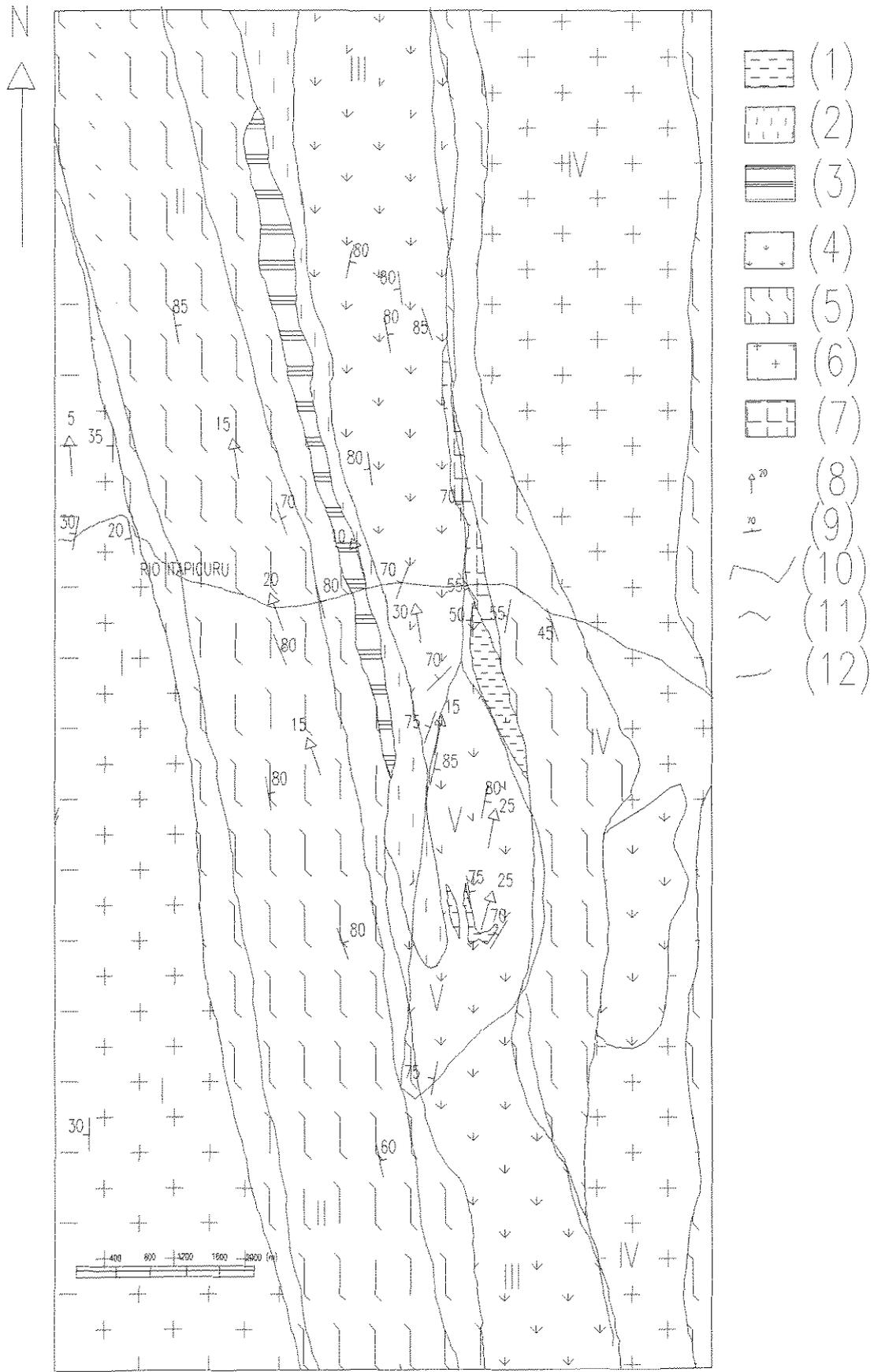
Encontram-se associados às porções centrais dos domos (granito-gnáissicos) Ambrósio e Pedra Alta. São caracterizados no campo, de maneira indiscriminada, como rochas granitóides de coloração cinza-esbranquiçada a rosada (FIG 3.2), aflorantes na forma de lagedos e matacões de dimensões reduzidas.

Tais rochas são formadas por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, além de biotita, responsável pelo aspecto foliado das rochas, que podem ser classificadas como granodioritos e granitos foliados. As porções graníticas são melhor representadas nos núcleos dos domos e os granodioritos nas bordas.

O contato desta unidade sempre se dá com migmatitos e é marcado pelo aumento de material anfibolítico, fato este comum tanto ao domo Ambrósio quanto ao domo Pedra Alta. Assim, esta passagem pode ser considerada gradacional, podendo refletir assimilação crescente, apesar da forte foliação impressa nas porções marginais dos domos.

A relação temporal com a deformação permite a distinção de feições que variam desde sin (SILVA *et al.*, 1995) a pós-tectônicas.

Além destas feições, observa-se grande quantidade de veios pegmatíticos formados por quartzo, feldspatos, turmalina e muscovita, cuja disposição pode ser paralela ou não em relação à foliação, que evidenciam o caráter tardio dos mesmos. Pegmatitos pré-deformacionais encontram-se dobrados, com os fenocristais de feldspatos intensamente recristalizados (temperaturas superiores a 500°C, durante a



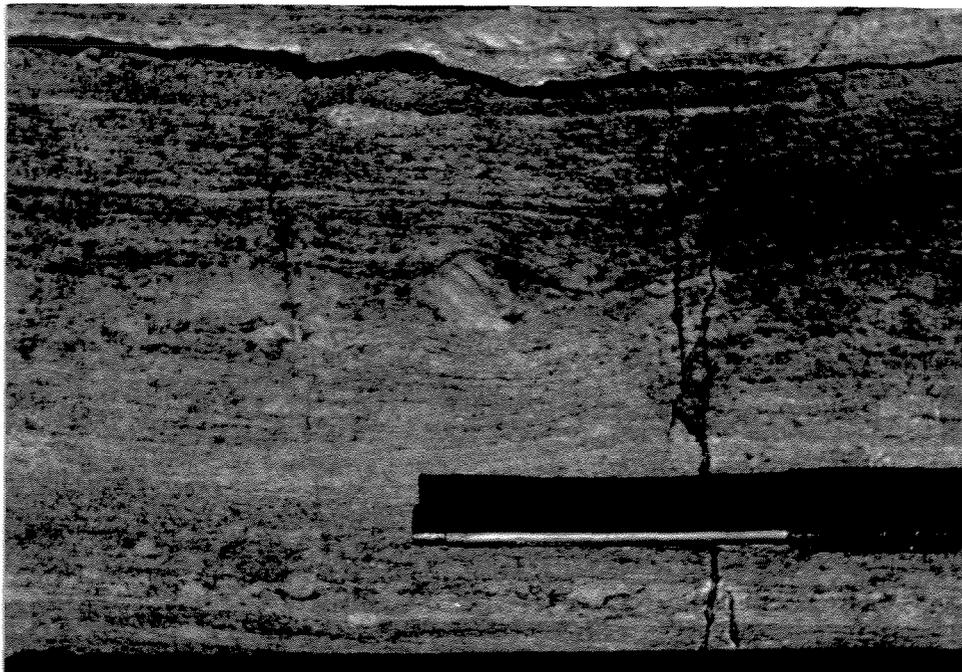


FIGURA 3.2 - Granodiorito associado às porções deformadas do Domo Ambrósio.

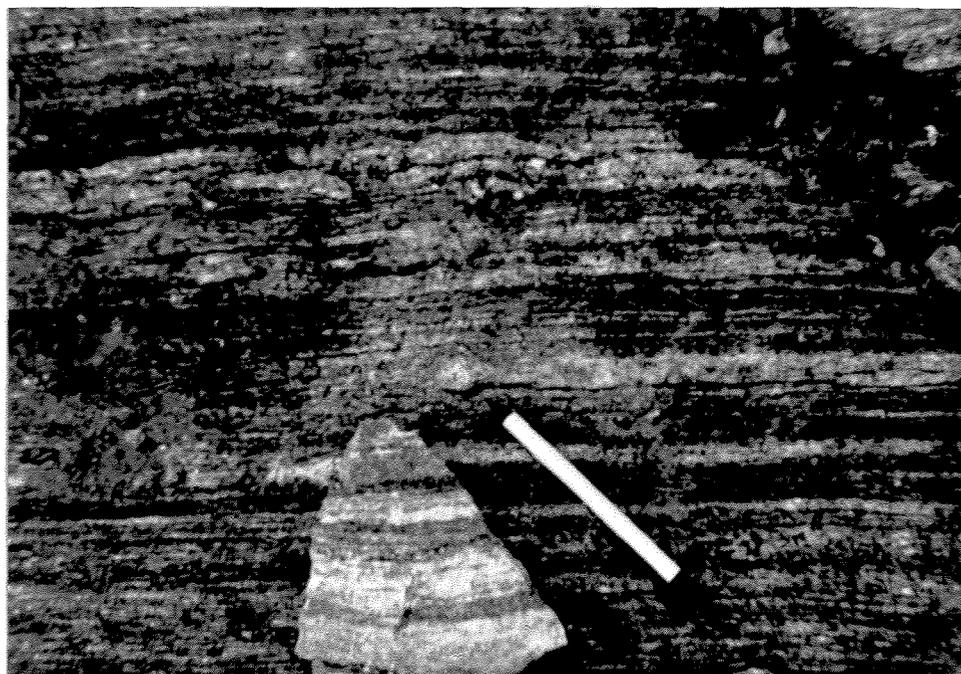


FIGURA 3.3 - Gnaiss bandado, com aspecto milonítico, encontrado na borda leste do Domo Ambrósio, próximo ao contato com as rochas supracrustais.

deformação), evidenciando a primeira geração de pegmatitos (MATOS & DAVISON, 1987).

PETROGRAFIA e MICROESTRUTURAS

Os granitos são formados por: 40% de microclínio, 35% de oligoclásio, 15% de quartzo e 10% de biotita. Como minerais acessórios destacam-se a apatita, zircão e os opacos. A textura inequigranular é marcante, com cristais subedrais de feldspatos imersos em uma matriz de filossilicatos e quartzo, de granulometria média.

O quartzo e os feldspatos apresentam feições de deformação, tais como extinção ondulante e bandas de deformação. O quartzo encontra-se, por vezes, recristalizado e os feldspatos caracterizam-se por um grande número de pertitas e antipertitas. Algumas das antipertitas não estão associadas aos planos cristalográficos dos plagioclásios, o que indica origem em função da deformação (DEBAT *et al.*, 1978).

A sericitização aparece como um processo tardio, restrito aos oligoclásios.

A biotita encontra-se orientada e representa o crescimento de grãos em função de um campo de esforço, corroborando o caráter sintectônico defendido por SILVA *et al.* (1995).

Os granodioritos apresentam as mesmas feições dos granitos, diferindo dos mesmos pela maior quantidade de plagioclásio.

Com base no que foi descrito, infere-se como principais processos associados à deformação destas rochas quartzo-feldspáticas, a recristalização dinâmica e a deformação plástica com mudança no formato dos grãos.

3.2. MIGMATITOS

Da mesma maneira que os granitos e granodioritos, esta unidade encontra-se disposta na direção norte-sul, ocorrendo nas bordas dos domos do Ambrósio e Pedra Alta. Além do contato (gradacional) com as rochas granitóides, esta unidade faz vizinhança com as rochas metamáficas, representadas por anfibolitos.

Caracterizam-se como migmatitos com estruturas predominantemente estromáticas e nebulíticas e gnaisses bandados (FIG 3.3). Apresentam uma variação marcada pela maior quantidade de níveis máficos (FIG 3.4), próximos aos anfibolitos,

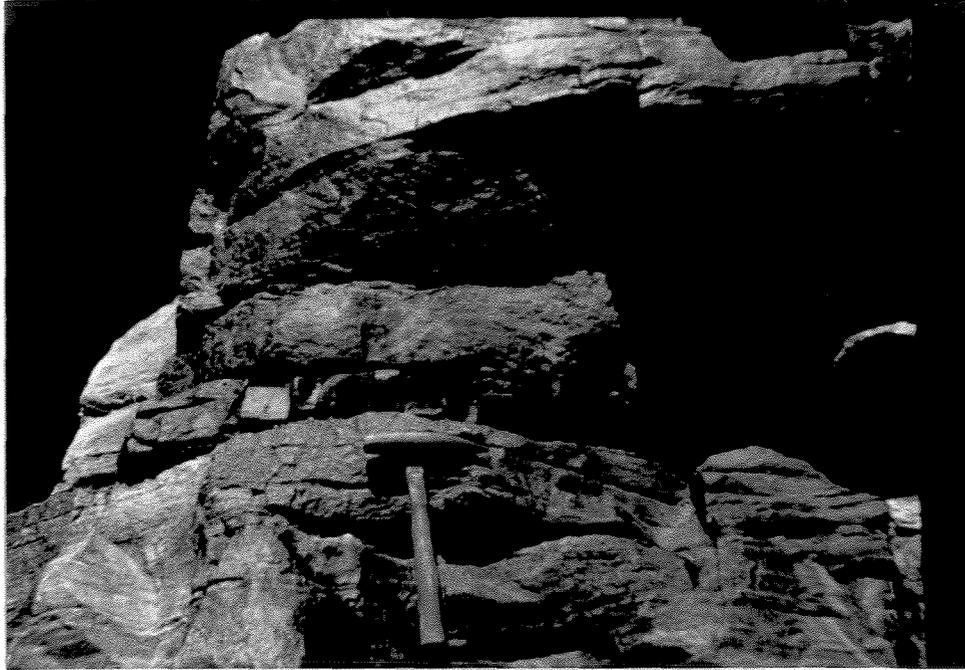


FIGURA 3.4 - Lente de anfibolito, representando porções das rochas supracrustais assimiladas, na borda do domo Ambrósio.

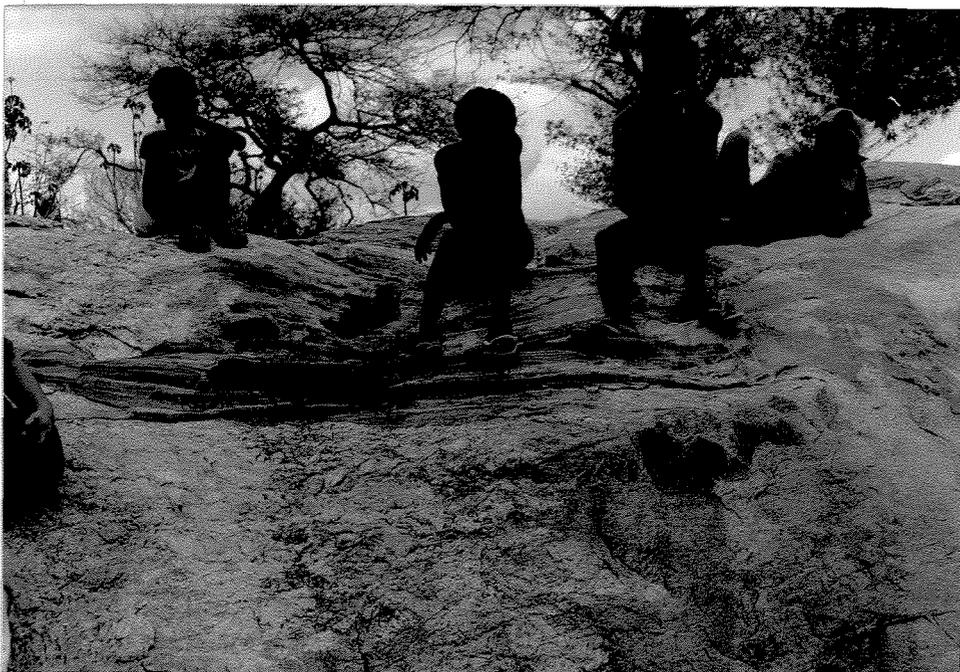


FIGURA 3.5 - Xenólito de biotita gnaiss parcialmente assimilado por líquido granítico nas porções centrais do domo Ambrósio

e pela maior quantidade de níveis félsicos, próximos aos granitos.

No contato com os anfibolitos, há desenvolvimento mais acentuado da foliação, que torna-se verticalizada, onde desenvolvem-se dobras apertadas de eixo subhorizontal para NNW, evidenciadas pelos níveis máficos.

No caso dos biotita gnaisses (FIG 3.5), a dúvida reside no fato destes: (1) serem rochas pertencentes ao embasamento, trazidas a um nível crustal mais raso pelo plutonismo associado, ou 2) serem rochas pertencentes a seqüência supracrustal (máficas ou ultramáficas) potassificadas, o que poderia representar um metassomatismo relacionado às intrusões.

Há ainda bolsões pegmatíticos discordantes da foliação, formados por quartzo, feldspatos e turmalina (centimétrica), que representam o estágio final do magmatismo. Também foram constatadas injeções quartzo-feldspáticas ao longo da foliação, conferindo à rocha uma estrutura ocelar, simétrica a levemente assimétrica (indicando movimentação tanto dextral, quanto sinistral), fato este colocado por alguns autores como evidência de um cisalhamento puro associado às margens dos domos (MATOS & DAVISON, 1987).

Devido a suas feições gerais, estas rochas podem ser interpretadas como originadas por migmatitização de injeção com diferentes graus de assimilação das rochas da seqüência vulcanossedimentar.

PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAS

Os níveis félsicos presentes nesta unidade são formados por quartzo, oligoclásio, microclínio e subordinadamente opacos, zircões, muscovita, clorita e apatita. Nestas porções, associadas ao aspecto foliado da rocha, caracterizam-se granitos e granodioritos inequigranulares a equigranulares foliados.

Cristais equidimensionais de biotita, que evidenciam a foliação, e níveis de quartzo recristalizado indicam a ação de um determinado esforço, durante ou mesmo após a cristalização destes minerais.

Texturas ígneas preservadas, devem-se principalmente a pertitas e antipertitas (nos planos cristalográficos) nos feldspatos, que por vezes ocorrem como porfiroclastos recristalizados nas bordas, o que lhes confere a textura mortar. Extinção ondulante e bandas de deformação nos feldspatos (sericitizados) evidenciam o processo de

recuperação e deformação plástica dos grãos.

Mesmo os grãos recristalizados de quartzo apresentam extinção ondulante e bandas de deformação, o que caracteriza a continuidade do processo de recristalização dinâmica.

Nas lentes de anfibolitos, a mineralogia é formada por hornblenda (80%), plagioclásios sericitizados (10%) e quartzo (10%), sendo os dois últimos minerais restritos a bandas paralelas à orientação geral da rocha, representando a foliação principal.

Injeções quartzosas tardias, chegam a arrastar alguns cristais de hornblenda, englobando-os nas porções periféricas dos veios.

Bandas de cisalhamento desenvolvem-se em porções restritas dos anfibolitos tendendo a paralelizar-se com a foliação principal (Sn). Quando afetados pelas bandas de cisalhamento, a hornblenda apresenta extinção em bandas, sugerindo comportamento dúctil frente à deformação. Estas estruturas aparecem como feições tardias associadas ao final da deformação principal em um contexto de deformação não-coaxial dúctil de caráter progressivo.

Como feições eminentemente tardias ocorrem estruturas rúpteis cortando tanto a foliação principal quanto as injeções quartzosas, sendo representadas nas lentes anfibolíticas pela mineralogia: quartzo, titanita, clorita e actinolita. Esta paragênese pode representar um evento metamórfico tardio.

Em alguns níveis anfibolíticos (com textura granoblástica), associados ao domo Pedra Alta, foi constatada a presença de clinopiroxênio, provavelmente diopsídio. Relacionada à presença de hornblenda e plagioclásio, tal associação sugere condições de mais elevada temperatura.

3.3. ANFIBOLITOS

Esta unidade caracteriza-se, essencialmente, por anfibolitos com intercalações de metassedimentos químicos (*metacherts* e BIFs), e psamo-pelíticos, cujo protólito é de difícil reconhecimento dada a intensidade da deformação atuante.

Encontra-se no domínio das rochas supracrustais, fazendo contato com os

migmatitos, tonalitos, granada-muscovita-quartzo xistos e formações ferríferas. Apresenta como característica principal a intercalação de *metacherts* ferruginosos, BIFs, xistos carbonosos, silimanita-estaurolita-granada-biotita xistos, granada-biotita xistos, silimanita-andaluzita-granada-biotita xistos e pegmatitos.

Todos os litotipos apresentam formas lenticulares (excetuando os *metacherts*, com formas acilíndricas) direção norte/sul com baixo ângulo de caimento para norte.

O anfibolito possui, macroscopicamente, texturas nemato\granoblásticas, de acordo com o corte de exposição, sendo a primeira observada paralelamente à direção norte-sul, e a segunda na direção leste-oeste, evidenciando uma lineação mineral apontada pelas hornblendas. A foliação presente na rocha é marcada pela orientação de níveis félsicos (quartzo e plagioclásio) e hornblenda. A associação hornblenda-plagioclásio e quartzo é predominante, ocorrendo subordinadamente actinolita e carbonato, provavelmente relacionados a um evento metamórfico posterior ou retrometamórfico.

Localmente, encontram-se anfibolitos ricos em magnetita, cujo anfibólio predominante é a cummingtonita.

Devido à intensidade da deformação bem como, ao grau metamórfico ao qual a rocha foi submetida, o protólito é de difícil reconhecimento, todavia, com base em dados de campo e petrográficos, tais anfibolitos podem ser interpretados como representantes de rochas máficas relacionadas às primeiras manifestações vulcânicas da seqüência supracrustal, situando-se na sua porção basal .

Os filitos carbonosos encontram-se normalmente em regiões afetadas por alteração hidrotermal, e não necessariamente associam-se à mineralização. A origem desta matéria carbonosa é ainda duvidosa, embora estudos isotópicos realizados na matéria carbonosa dos corpos mineralizados da Mina Fazenda Maria Preta, a W do depósito Ambrósio, tenham apontado origem biogênica (XAVIER *et al.*, 1994).

Os níveis de *metachert* ferruginoso encontram-se muito deformados, pelo comportamento mais plástico frente à deformação, e normalmente apresentam feições indicativas de dobras em bainha.

Os metassedimentos aluminosos são as rochas que mais registram a deformação; tanto a granada quanto a silimanita e a andalusita apresentam-se

rotacionadas e servem como bons indicadores cinemáticos, quando analisadas em seções orientadas. Além desta mineralogia, encontra-se em menor proporção a estaurólita, nos metassedimentos que bordejam o domo Pedra Alta. Na zona mineralizada (Ambrósio Sul), os metassedimentos representam a lapa da mineralização.

Os pegmatitos, como mencionado anteriormente, acham-se presentes em quase todas as unidades, e nos anfibolitos dispõem-se de maneira tardia, com cristais de turmalina (afrisita) bem desenvolvidos.

A foliação principal (Sn) impressa neste tipo litológico, apresenta-se anastomosada, com núcleos menos deformados envolvidos por material milonítico .

PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAS

Os anfibolitos são formados por 90% de hornblenda, com quartzo e plagioclásio melhor representados nos níveis félsicos, equivalendo aos 10% restantes.

Localmente, porfiroclastos de plagioclásio, evidenciando os minerais da rocha pretérita, aparecem intensamente recristalizados em aglomerados monominerálicos. A actinolita, quando ocorre, aparece substituindo a hornblenda.

Quando comparadas as texturas encontradas (grano-nematoblástica) nos núcleos menos deformados com as das porções mais intensamente deformadas, nota-se que nas últimas, os grãos apresentam dimensões bem menores, caracterizando a concentração da deformação nestas regiões (FIGs 3.6 e 3.7).

3.4. GRANADA-MUSCOVITA-QUARTZO XISTO

Encontra-se na porção mediana da seqüência supracrustal, fazendo contato a leste com os anfibolitos e a oeste com os migmatitos. Como as demais unidades esta apresenta-se disposta na direção norte-sul.

Nos xistos, encontra-se grande quantidade de turmalinas (milimétricas), que se dispõem caoticamente em meio a uma rocha com deformação pronunciada. Porções francamente pegmatíticas, com turmalinas alcançando dimensões subdecimétricas, são encontradas com freqüência. Estes pegmatitos (com textura grossa) acham-se presentes em todas as unidades mapeáveis, com exceção feita às formações

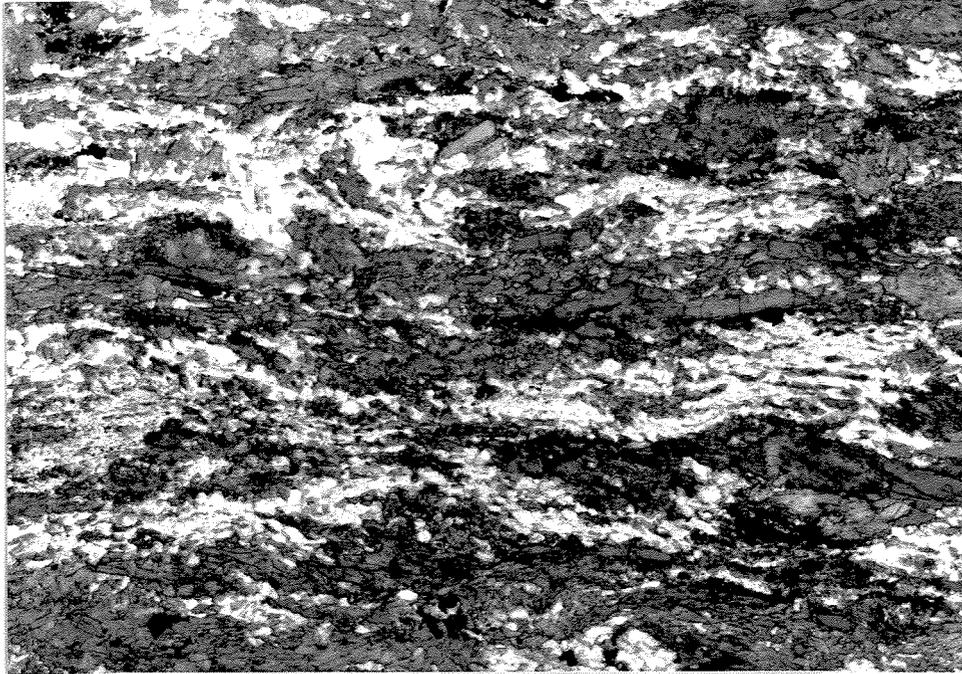


FIGURA 3.6 - Fotomicrografia do anfibolito associado aos núcleos menos deformados das amêndoas. Aum. 25x, nicóis paralelos.

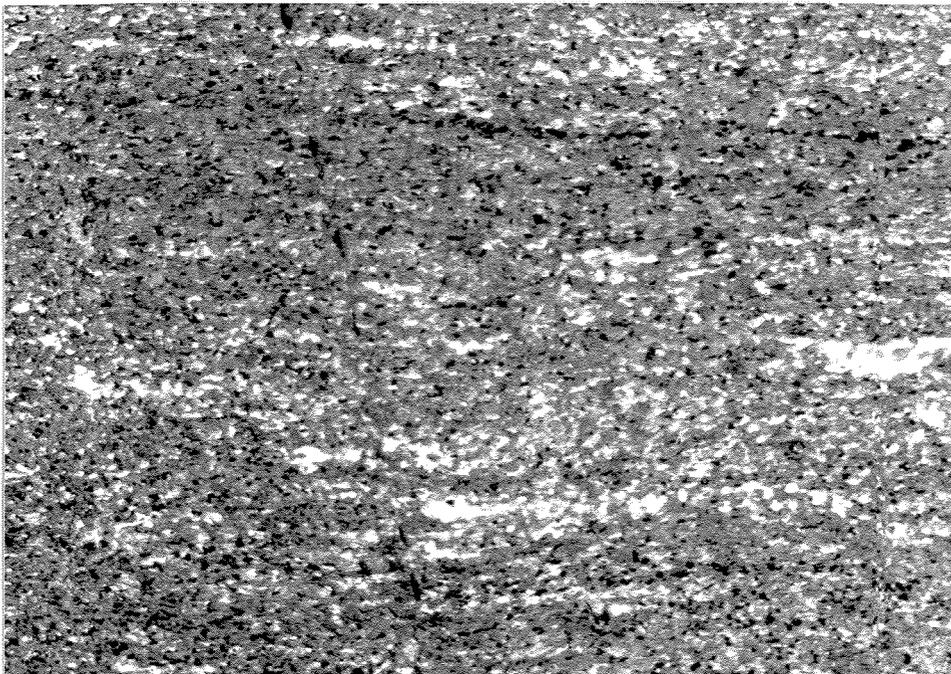


FIGURA 3.7 - Fotomicrografia do anfibolito milonítico nas bordas das amêndoas. Aum. 25x, nicóis paralelos.

ferríferas.

A muscovita ocorre na forma placóide, com dimensões centimétricas, contornando os cristais de quartzo, evidenciando sigmóides e conferindo a este litotipo uma estrutura xistosa.

Macroscopicamente, a granada apresenta-se equidimensional, com tamanho da ordem de três milímetros. Devido à sua maior competência frente a deformação é comum a formação de sigmóides ou estruturas S-C em decorrência da rotação dos grãos.

Esta unidade pode ser considerada como de origem ígnea (pegmatítica) afetada por zonas de maior deformação, o que confere à rocha textura milonítica marcante, sendo os pegmatitos típicos, representantes de porções não afetadas pela deformação ou injeções pós-tectônicas. Outra alternativa de interpretação deste protólito, seria caracterizá-lo como um metarcósio com injeções pegmatíticas tardias.

PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAS

Os pegmatitos são formados por plagioclásio (35%), quartzo (30%), microclínio (15%), muscovita (10%) e granada (5%). A rocha apresenta-se isenta de foliação, evidenciando arranjo caótico dos cristais equidimensionais. O contato entre os grãos são irregulares, excetuando as turmalinas, que apresentam contatos retos.

Embora sem uma foliação impressa, o quartzo e os feldspatos acham-se deformados apresentando extinção ondulante e bandas de deformação.

As granadas encontram-se fraturadas com preenchimento de biotita. Como inclusões, observam-se vários minerais, sendo mais freqüentes a muscovita, turmalina e quartzo.

A turmalina também está fraturada e dispõe-se caoticamente em toda a rocha. Já a muscovita ocorre nos interstícios entre os minerais ou como inclusões, não apresentando nenhuma evidência de deformação.

O granada-muscovita-quartzo xisto turmalinífero caracteriza-se pelo seu aspecto milonítico. O quartzo e plagioclásio acham-se intensamente recristalizados, tanto nos planos S, quanto nos planos C (FIG 3.8). A granada apresenta sombras de pressão constituídas por quartzo e muscovita. A muscovita desenvolve estrutura mica *fish*, sendo um ótimo indicador cinemático. Todas estas estruturas são típicas de milonitos

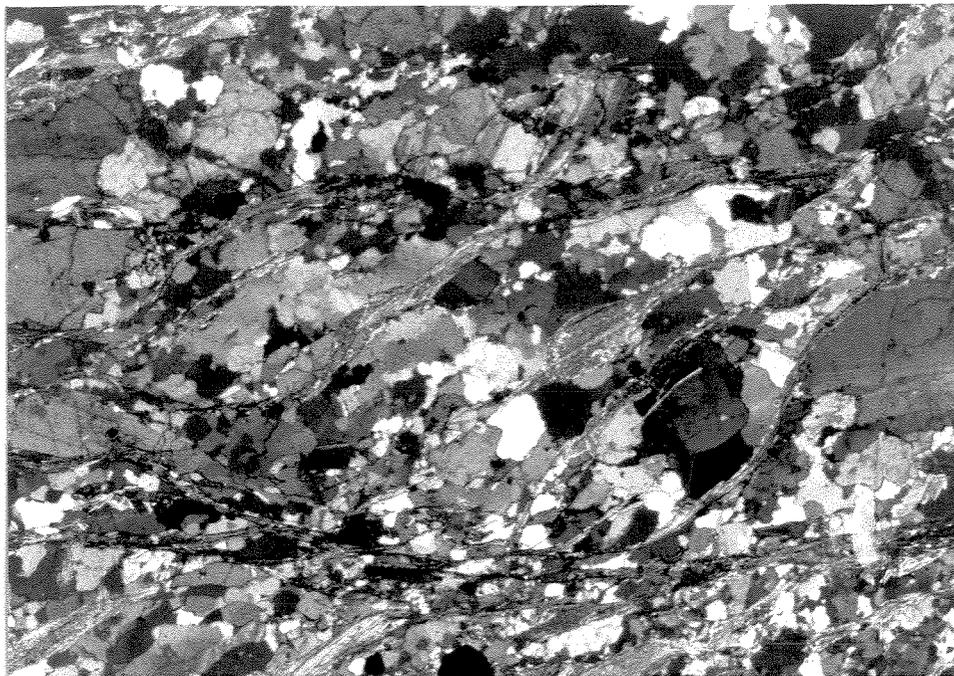


FIGURA 3.8 - Fotomicrografia do granada-muscovita-quartzo xisto evidenciando aspecto milonítico (estrutura S-C). Aum. 25x, nicóis cruzados. **Obs.** Esta lâmina não indica sentido de movimento pelo fato de não estar orientada.

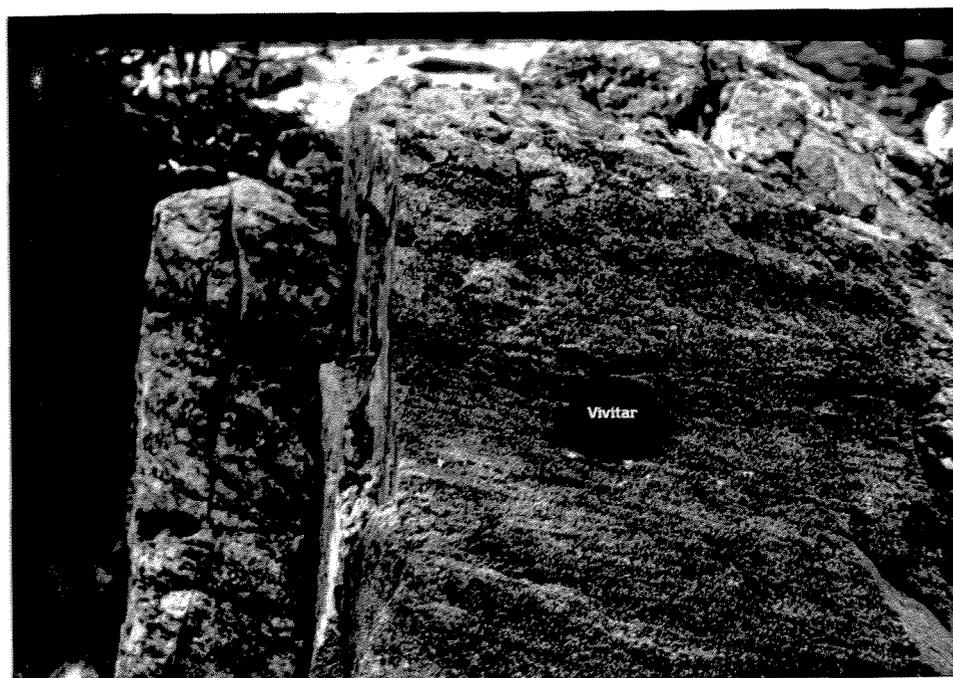


FIGURA 3.9 - Aspecto macroscópico do tonalito milonítico, na borda oeste do Domo Pedra Alta.

em zonas de cisalhamento dúcteis não-coaxiais.

3.5. FORMAÇÃO FERRÍFERA

Esta unidade é representada por formações ferríferas bandadas (*BIFs*), caracterizadas por níveis quartzosos alternados com bandas de óxidos, principalmente magnetita e *metacherts* ferruginosos. Encontram-se em contato com os anfibolitos e migmatitos tanto no lado leste do domo do Ambrósio, como no lado oeste do domo Pedra Alta, onde sua representação no mapa é apenas pontual.

Em escala regional, esta unidade apresenta formato lenticular. Quando observados em afloramento (por exemplo no leito do Rio Itapicuru), os litotipos apresentam estruturas de estiramento segundo o eixo X do elipsóide de deformação (*boudins*), além de veios de quartzo associados, desenharem dobras em bainha. Tais estruturas normalmente se desenvolvem devido ao comportamento plástico frente à deformação.

PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAS

Os *metacherts* ferruginosos apresentam alternância de níveis quartzosos com filmes de magnetita, diferindo das *BIFs* pela menor quantidade de óxidos.

Nos *metacherts*, o quartzo encontra-se intensamente deformado e evidencia processo de recuperação, onde se observam: extinção ondulante, bandas de deformação, desenvolvimento de sub-grãos e individualização de grãos, que representam os diferentes estágios do processo de recuperação.

Outra microestrutura importante, nos *metacherts*, deve-se à existência de foliações oblíquas, formando ângulos maiores que 45 graus em relação à foliação principal (paralela ao acamamento primário). Esta microestrutura representa um processo de recristalização contínua, de acordo com os vários incrementos deformacionais e difere dos planos cisalhantes S-C devido ao seu maior ângulo e sua maior constância (PASSCHIER & TROUW, 1995).

As *BIFs* comportam-se de maneira semelhante aos *metacherts*, porém devido a maior quantidade de magnetita, este mineral apresenta algumas estruturas interessantes, onde destaca-se a formação de porfiroclastos manteados, indicando

movimentação sinistral.

3.6. TONALITO

Encontra-se na porção oeste do domo Pedra Alta, dispendo-se de maneira lenticular, na direção N/S. Litologicamente, a unidade é representada por um tonalito de coloração cinza-escura, bastante deformado (FIG 3.9), cuja foliação é a mesma impressa na seqüência supracrustal, principalmente nos anfibólitos, ressalvadas as diferenças reológicas.

Macroscopicamente, a mineralogia é marcada por feldspato, quartzo e biotita, que ressaltam a foliação da rocha. Como estruturação tardia, observam-se fraturas preenchidas por epidoto, de direção E-W subverticais.

Diferentemente dos domos granito-gnáissicos esta rocha não apresenta xenólitos, como biotita gnáisses ou anfibólitos, e a deformação impressa caracterizam milonitos, sugerindo uma possível cogeneticidade com a seqüência supracrustal.

PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAS

O plagioclásio (oligoclásio), principal componente desta rocha, é caracterizado como porfiroclastos sericitizados, com formas oclares e contatos suturados (FIG 3.10). Encontram-se envolvidos por biotitas de coloração marrom-avermelhada e cristais de quartzo recuperados, de dimensões dez vezes menores que os plagioclásios. Aos plagioclásios normalmente associam-se sombras de pressão ocupadas por quartzo e clorita e feições de recuperação também são observadas, tais como: extinção ondulante e mudança na forma dos grãos.

O quartzo encontra-se deformado, constituindo, juntamente com os filossilicatos, a matriz da rocha. Observam-se os vários estágios de recuperação, e mesmo os grãos recuperados apresentam extinção ondulante e bandas de deformação, indicando a continuidade do processo de recuperação.

Relacionados às fraturas preenchidas, associadas à deformação tardia, de caráter rúptil encontram-se em associação: zoisita, clinozoisita, titanita e clorita.

As feições observadas nos diversos minerais evidenciam o aspecto milonítico da deformação, provavelmente desenvolvida em regime dúctil-rúptil ou dúctil.

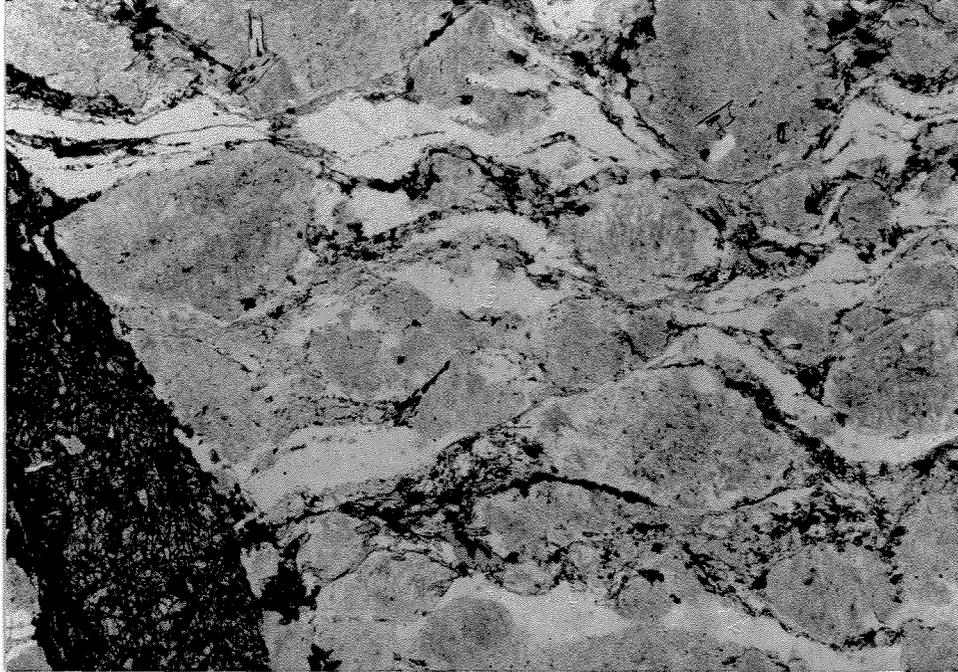


FIGURA 3.10 - Fotomicrografia mostrando aspecto milonítico do tonalito, com veio de zoisita e clinozoisita de caráter tardio. Aum. 25x, nicóis paralelos.



FIGURA 4.1 - Zona de cisalhamento rúptil (N50E/85NW) deslocando níveis máficos, indicando movimentação normal.

CAPÍTULO 4 - ANÁLISE ESTRUTURAL

4.1. INTRODUÇÃO

Neste subitem serão apresentadas: (a) metodologia proposta para o tratamento dos dados estruturais obtidos em escala macro, meso e microscópica; (b) nomenclatura utilizada para distinguir as diversas feições estruturais presentes na área investigada.

4.1.1. Metodologia

A análise estrutural dos elementos mesoscópicos teve como base as informações extraídas, durante os trabalhos de campo, em várias escalas: 1:40000 (através de perfis regionais e fotointerpretação); 1:12500 (mapa geológico da área pesquisada pela DOCEGEO) e 1:500 (detalhe da porção mineralizada situada na sequência supracrustal, na área denominada Ambrósio Sul).

Além disso foram confeccionadas seções delgadas, a partir de amostras orientadas, com o intuito de elucidar questões inerentes ao padrão cinemático vigente.

Em relação à quantidade de informações, dispõe-se de 400 elementos geométricos, dentre os quais 317 feições planares e 83 feições lineares. Estes dados foram tratados em microcomputador pelo programa GELLI-PC.

Com base nas diferentes relações observadas entre foliação (S) e lineação (L), a área estudada foi dividida em cinco domínios estruturais. Os critérios utilizados devem-se às variações no mergulho e direção dos elementos estruturais, além da disposição da lineação de estiramento (ou lineação mineral) no plano da foliação.

Esta associação pode caracterizar regiões com regimes tectônicos distintos, tais como: Direcionais, Compressivos e Distensivos.

Desta forma, serão descritas as principais feições estruturais contidas nos diferentes domínios e, conseqüentemente, suas implicações cinemáticas. Estas feições estruturais foram agrupadas de acordo com o comportamento frente à deformação e com as relações de campo observadas.

4.1.2. Nomenclatura

Em função da controvérsia existente com relação a algumas terminologias amplamente difundidas no meio geológico, procurou-se esclarecer alguns destes temas.

No presente trabalho, a terminologia "Domínio Estrutural" corresponde a pequenas áreas onde se observa uma uniformidade nas atitudes dos elementos estruturais, ou sua variação num padrão regular, consistente e passível de interpretação.

Em um domínio, por exemplo, podem ser reconhecidas uma ou mais "Fases de Deformação", que implica no agrupamento de estruturas de cunho puramente descritivo, podendo ou não estarem associadas a um "Evento Tectônico", definido por DAVIS (1984) como um conjunto de estruturas desenvolvidas durante uma deformação progressiva.

Neste sentido, deve-se agrupar estruturas com base nas suas características geométricas e, posteriormente, associá-las a um ou mais eventos.

O termo milonito será utilizado segundo a definição de MAWER (1986): "Milonitos ocorrem em zonas de cisalhamento desenvolvendo-se em resposta a processos de deformação dúctil. Normalmente apresentam-se com forte foliação e evidenciam redução no tamanho dos grãos quando comparados com a rocha hospedeira. Apresentam feições assimétricas, tais como porfiroclastos/blastos rotacionados e texturas S-C, que podem se desenvolver em várias escalas.

4.2. ESTRUTURAS PRIMÁRIAS

Devido à intensa deformação impressa às rochas, a identificação de estruturas nitidamente primárias é de difícil reconhecimento.

Contudo, o que pode representar vestígios destas estruturas encontram-se em porções restritas e caracterizam-se por:

- a) ritmicidade apresentada pelas formações ferríferas bandadas e *cherts* ferruginosos.
- b) porções menores dos granitos onde a orientação preferencial dos fenocristais de feldspato potássico é discordante das estruturas tectônicas, lembrando um fluxo

magmático (MATOS & DAVISON, 1987).

c) lentes de metassedimentos associadas à unidade anfibolítica, que podem representar a sedimentação na quiescência do vulcanismo.

4.3. DOMÍNIO I

Corresponde à porção centro-leste do domo do Ambrósio, abrangendo rochas de composição granítica a granodiorítica (foliadas) e os gnaisses migmatíticos a leste do domo.

4.3.1. Dn

Caracteriza-se por uma foliação (S_n), evidenciada pela orientação planar de biotitas (castanho-amarronadas) na direção norte-sul, com mergulhos suaves em torno de 20° para oeste e lineação de estiramento (L_n), evidenciada pelo quartzo, com baixo ângulo de mergulho (horizontal a 5°) para N 20 W.

Devido à quase ausência de feições lineares, desenvolve-se neste domínio um tectonito S, que corresponde ao plano XY, em relação ao elipsóide de deformação.

A intensidade da deformação, em relação às rochas adjacentes, pode ser considerada baixa e a relação lineação/foliação indica uma leve componente inversa relacionada à movimentação direcional sinistral predominante.

4.3.2 Dn+1

É representada por estruturas essencialmente rúpteis, dentre as quais destacam-se zonas de cisalhamento com direção N50E mergulhando 85° para NW, que deslocam níveis mais máficos, dentro dos granitóides, indicando movimentação normal (FIG 4.1).

Outra feição observada deve-se a existência de falhas com atitude N16W / 55SW, em cujo espelho notam-se ressaltos, que também evidenciam deslocamento normal.

4.4. DOMÍNIO II

Ocorre na porção leste do Domo do Ambrósio, sendo litologicamente representado por migmatitos e porções menores de anfibolitos e metassedimentos , mais ao sul da área.

4.4.1. Dn

Neste domínio, os litotipos pertencentes à unidade migmatítica encontram-se mais deformados do que os granitóides . Tal fato pode ser explicado pela concentração da deformação nas regiões de contraste de competência, dada pela presença de maior número de níveis anfibolíticos em contato com porções félsicas, ou mesmo por tratar-se da região que limita as rochas da seqüência supracrustal dos domos graníticos.

A principal feição observada deve-se a uma intensa foliação de caráter milonítico com direção em torno de N10-30W e mergulho de aproximadamente 80° para nordeste.

A presença subordinada da lineação de estiramento em relação à foliação milonítica caracteriza um tectonito SL. Esta lineação de estiramento é marcada pelo quartzo e feldspato e apresenta um caimento em torno de 15° para N5-20W.

A figura 4.2 mostra as concentrações referentes à foliação milonítica (Sn) nos domínios I e II e aponta a variação desta, nos flancos E e W do Domo do Ambrósio.

Já a figura 4.3 mostra a disposição da lineação de estiramento nos domínios I e II, que quando comparado com a figura 4.2, ressalta o aspecto direcional associado a estes domínios.

Devido às características gerais, tais como, diminuição no tamanho dos grãos, estruturas S-C e intensidade da deformação, infere-se no domínio II a existência de uma zona de cisalhamento dúctil de caráter direcional (transcorrência) sinistral.

Limitado às superfícies cisalhantes, nos migmatitos, aparecem dobras isoclinais de eixo subparalelo à lineação de estiramento (FIG 4.4a) e plano axial paralelo a Sn (FIG 4.5), possivelmente desenvolvidas num processo progressivo de deformação sinistral, associada a uma compressão.

Deve-se frizar, que a combinação - (1) Sn de direção N-S com mergulho em alto

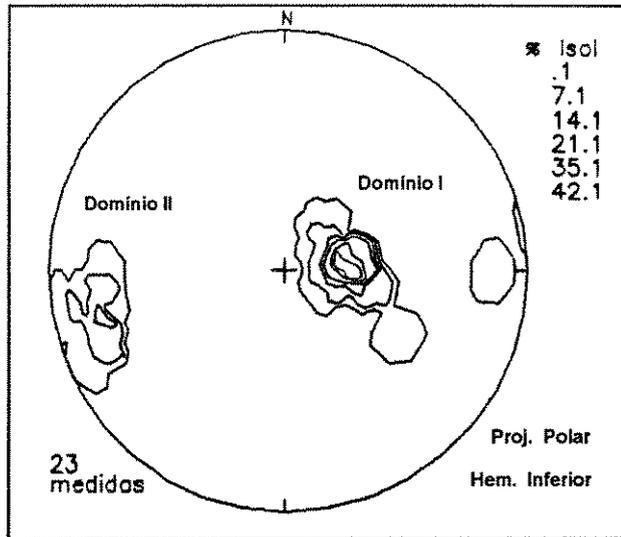


FIGURA 4.2 - Variação da foliação principal (Sn), nas bordas E e W do domo Ambrósio (Domínios I e II), indicando seu aspecto dômico.

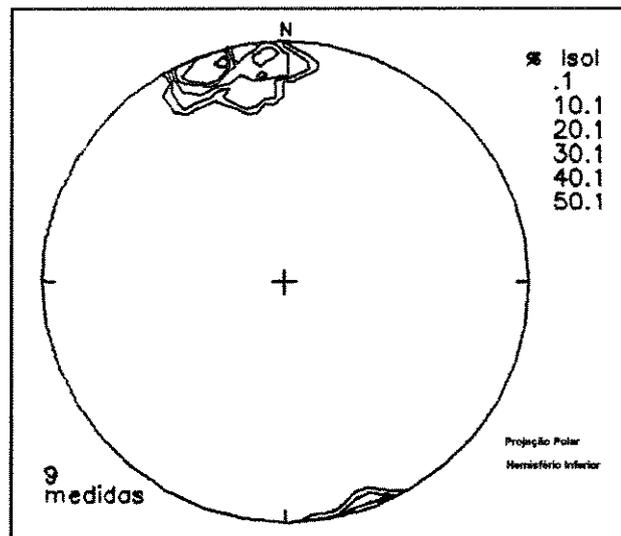


FIGURA 4.3 - Disposição da lineação mineral / estiramento, nos Domínios I e II, ressaltando o caráter direcional da deformação.

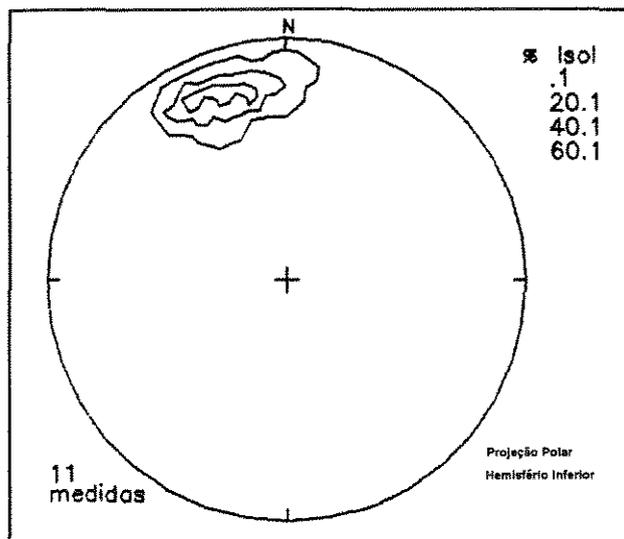


FIGURA 4.4a - Eixos de dobras nos migmatitos do Domínio II, paralelos a lineação mineral / estiramento.

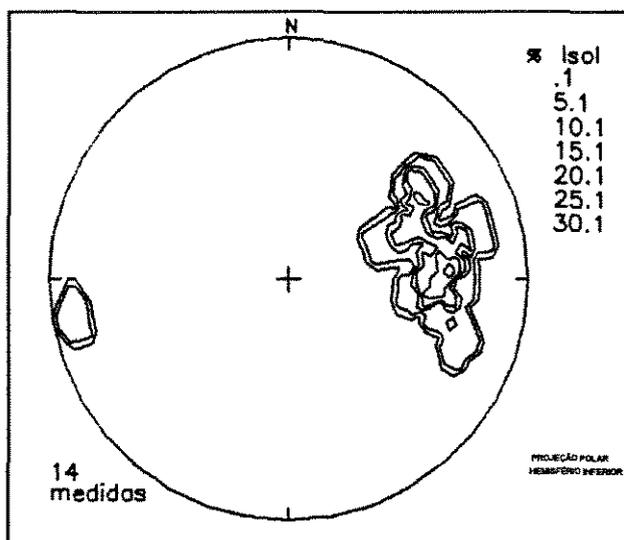


FIGURA 4.4b - Foliação milonítica (S_n) no Domínio IV, mostrando direção aproximada N-S, com mergulho em menor ângulo para W.



FIGURA 4.5 - Gnaiss bandado da borda leste do Domo Ambrósio, evidenciando dobras em zonas de cisalhamento com movimentação sinistral. Observada segundo o corte XZ.



FIGURA 4.6 - *Tension Gashes* encontrados no Domínio II, associados a D_{n+1} , reativando os planos S_n , em condições rúpteis, indicando movimentação sinistral.

ângulo para E; (2) lineação de estiramento N-S com caimento para N (baixo ângulo) e (3) cinemática sinistral - aponta um pequeno rejeito de mergulho, do tipo normal. Nesta região, nota-se grande quantidade de veios pegmatíticos dispostos paralelamente a Sn.

4.4.2. Dn+1

A deformação Dn+1 é marcada pelo aparecimento de zonas de cisalhamento de caráter rúptil-dúctil, com atitude N20W/70NE, dentro dos granitóides, onde encontram-se *tension gashes* (FIG 4.6) com arranjo *en echelon* (N40W/ 85NE) indicando movimentação sinistral. A existência destas zonas de cisalhamento pode refletir a reativação dos planos de Dn em um nível crustal mais raso.

4.5. DOMÍNIO III

O Domínio III apresenta-se na porção central das supracrustais, a norte e a sul do Domínio V (que será visto adiante), dispondo-se na direção N-S. Litologicamente é compreendida por anfibolitos, BIFs, metassedimentos e pegmatitos.

4.5.1. Dn

A passagem do domínio II para o domínio III é dada pela verticalização da foliação principal (Sn), nas proximidades da vila denominada Ambrósio, a partir da qual, a foliação Sn apresenta-se na direção N5-30E, mergulhando em alto ângulo para noroeste (em torno de 80°).

Quando bordeja alguns núcleos anfibolíticos menos deformados, Sn apresenta-se na direção NW com mergulho para NE e SW, evidenciando o caráter anastomosante da mesma.

Os níveis mais quartzosos, envoltos por material de menor competência, no caso anfibolitos magnéticos, comportam-se, frente à deformação, de maneira diferenciada (mais plástica), evidenciando dobras em bainha (FIGs 4.7a e 4.7b) e *boudins* (FIG 4.8) em resposta a um cisalhamento sinistral (feições assimétricas observadas nas magnetitas - FIG 4.9) de caráter compressivo.

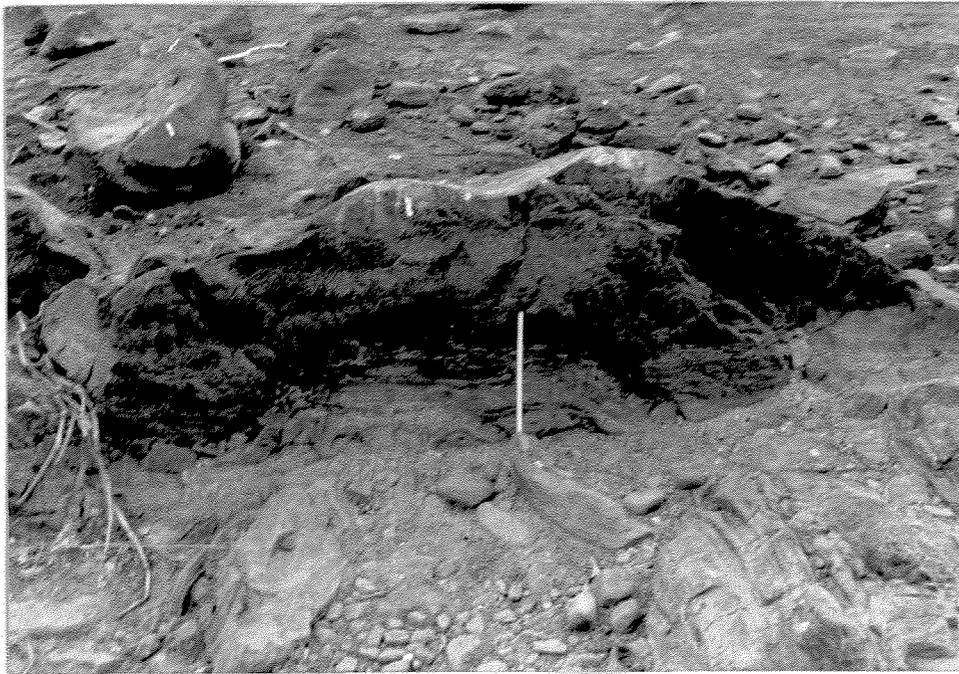


FIGURA 4.7A - Remobilizado quartzoso evidenciando dobramento segundo corte perpendicular à lineação de estirramento. Interpretada como uma dobra em bainha segundo seu plano YZ.



FIGURA 4.7B - Mesma rocha da foto anterior, agora observando-a paralela à lineação de estirramento, também evidenciando dobramento. Interpretada como uma dobra em bainha segundo seu plano XY.



FIGURA 4.8 - *Budins* de quartzo indicando a direção de estiramento (N-S).

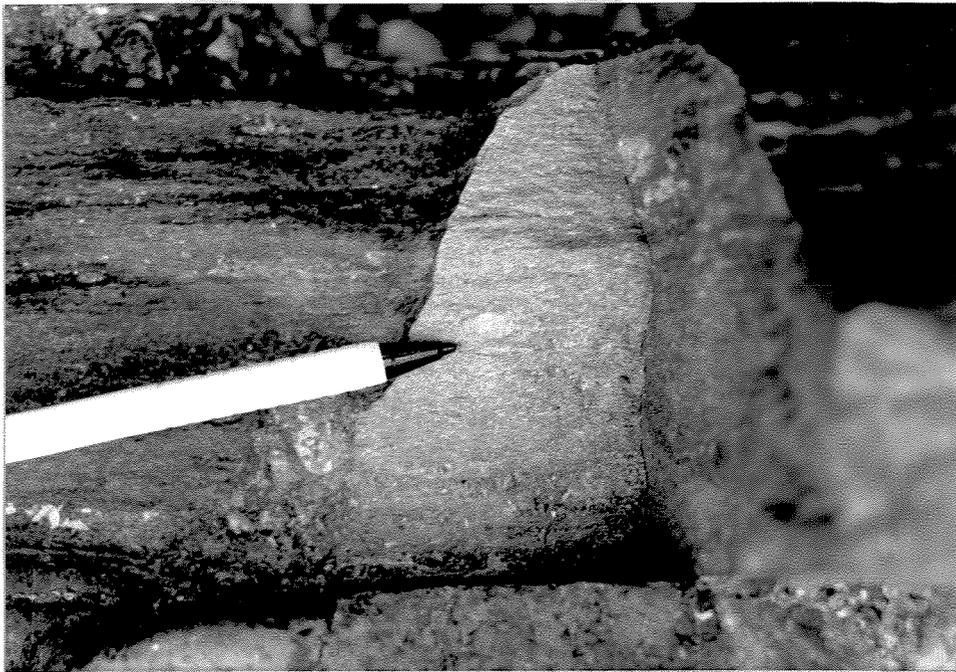


FIGURA 4.9 - Agregado de magnetitas com aspecto sigmoidal indicando movimentação sinistral. Visada segundo plano XZ.

A lineação de estiramento, com caimento em baixo ângulo para NNW, associada aos planos de deslocamento sinistrais, apontam o caráter transpressivo da deformação e sugerem a existência de um tectonito SL, originário do cisalhamento dúctil atuante.

4.5.2. Dn+1

Neste domínio, Dn+1 é representada pelo fraturamento paralelo a Sn, originário da deformação rúptil, que aproveitou superfícies pré-existentes para o seu desenvolvimento.

Observa-se, também, nos núcleos menos deformados dos anfibolitos, onde o fraturamento se desenvolve na direção E-W com mergulho médio de 85° para sul, estas fraturas podem estar preenchidas por quartzo ou carbonato, não estando vinculadas à mineralização, fato que não ocorre na Mina Fazanda Maria Preta, onde estes veios carbonáticos encontram-se com teores elevados, porém de espessura e frequência desprezíveis, como nos corpos Antas I e M11.

4.6. DOMÍNIO IV

Encontra-se na borda oeste do domo Pedra Alta, onde estão presentes: migmatitos, tonalitos, anfibolitos e metassedimentos clásticos, além de *metacherts* e formações ferríferas.

4.6.1. Dn

Apresenta, como feição marcante, uma foliação milonítica (Sn) de direção N-S mergulhando em torno de 60° para oeste (FIG 4.4b). Difere dos demais domínios pelo ângulo do mergulho característico da foliação principal. No entanto, os mesmos aspectos deformacionais presentes nos outros domínios também estão impressos neste domínio: intensidade da deformação, feições miloníticas, estruturas S-C e sentido de movimento sinistral.

Nos tonalitos, a foliação Sn apresenta-se com uma ligeira variação na direção (N 35W/ 55SW), que pode ser originária de uma refração da foliação, em virtude das

diferenças reológicas, ou em função da concentração da deformação ao longo do contato do anfibolito com o tonalito.

A lineação observada deve-se ao aspecto alongado dos anfibólios (hornblenda), bem como ao estiramento do quartzo e feldspato, sendo, ambas (lineação de estiramento e mineral) paralelas (N20W/15), fato este constante nos outros domínios.

Os indicadores cinemáticos, estruturas S-C e níveis quartzosos rotacionados, indicam movimentação sinistral. A relação foliação-lineação aponta para um tectonito SL desenvolvido num cisalhamento dúctil transcorrente, com algum rejeito de mergulho, no caso, indicando pequeno deslocamento inverso.

4.6.2. Dn+1

As feições rúpteis, aqui observadas, caracterizam-se pelo desenvolvimento de fraturas com atitudes em torno de N60E/85NW, orientação muito semelhante à das zonas de cisalhamento rúpteis encontradas no domínio I.

4.7. DOMÍNIO V

Situa-se na região central, dominada pelas rochas supracrustais, ao sul do Rio Itapicuru, sendo representado, essencialmente, por anfibolitos e metassedimentos aluminosos e carbonosos. Dentro deste domínio encontram-se quase todos os trabalhos de pesquisa e prospecção efetuados pela DOCEGEO no alvo Ambrósio, nesta porção do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru.

A área é caracterizada por um contexto estrutural bastante complicado, devido a grande e constante variação da foliação milonítica.

Encontra-se limitado por fortes alinhamentos estruturais, bem identificados pela fotointerpretação, evidenciando a forma de um paralelogramo.

4.7.1. Dn

A foliação milonítica, presente em toda região enfocada pelo trabalho, encontra, neste domínio, suas maiores variações como observado na figura 4.10, em cujos planos acham-se as lineações (mineral ou de estiramento - FIG 4.11) que apresentam uma

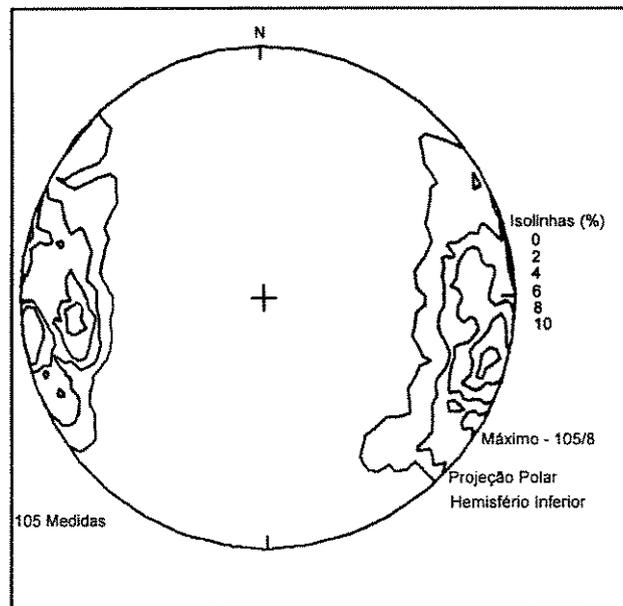


FIGURA 4.10 - Variação da foliação milonítica (Sn), no Domínio V, evidenciando seu caráter amendoado.

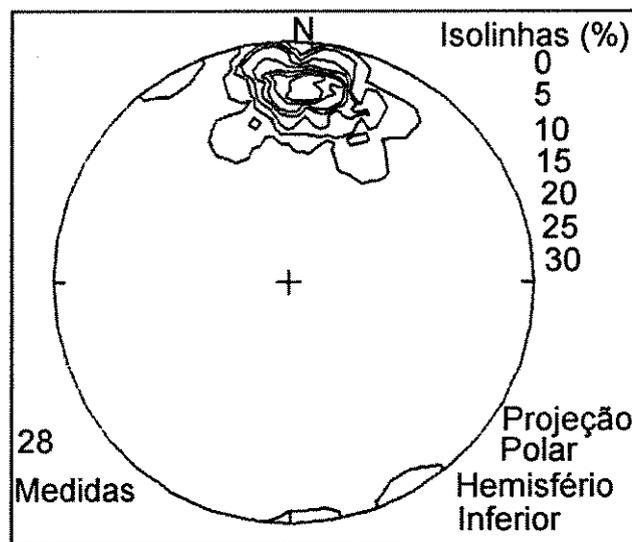


FIGURA 4.11 - Variação da lineação mineral / estiramento, nos planos miloníticos associados às amendoas.

variação de até 30° em torno do norte, com caimento de baixo ângulo para NNE ou NNW.

A figura 4.12 mostra o aspecto anastomosado da foliação milonítica, indicado pelos alinhamentos estruturais observados a partir da fotointerpretação, o que ressalta o padrão amendoado, responsável pelas variações na lineação e foliação.

A relação entre foliação milonítica e lineação de estiramento (ou mineral) evidencia o caráter direcional da deformação, com subordinada componente de mergulho, que associado ao movimento sinistral, sugere a existência de planos com movimentação (subordinada) normal ou inversa.

Além destas estruturas, também existe o desenvolvimento de dobras, que podem estar vinculadas às extremidades das amêndoas ou ao arrasto da foliação milonítica e acamamento em função do surgimento de planos de deslocamento associados à evolução do sistema transcorrente, com subordinada componente oblíqua.

Neste segundo caso, tem-se a inflexão da foliação S_n num processo progressivo de deformação, haja visto o fato da lineação de estiramento se dispor paralelamente à lineação nos planos de deslocamento (transcorrência N30E/75NW) responsáveis pelo arrasto. Estas feições, além de outras, indicam a movimentação sinistral vigente.

Indicadores cinemáticos encontrados na porção sul (área mineralizada) , onde há o arrasto de S_n e S_o (evidenciando um sinforme - FIG 4.13 - com eixo mergulhando para NNE, com baixo ângulo de caimento, paralelo à lineação de estiramento - FIG 4.14), apontam movimentação de topo para NNE (FIGs 4.15 e 4.16), indicando rejeito normal em um regime dúctil. Tal fato pode ser explicado pela heterogeneidade da deformação refletindo em velocidades de deslocamento maiores , da base da mineralização, o que evidencia um movimento relativo diferente da movimentação geral observada, mostrando, como dito anteriormente, movimentação normal em um regime dúctil.

4.7.2. D_{n+1}

A deformação rúptil encontrada neste domínio é marcada pelo desenvolvimento de uma zona de cisalhamento rúptil de direção E-W com mergulho, subvertical, para sul. Apresenta uma largura de aproximadamente 800 m, sendo observada, com mais

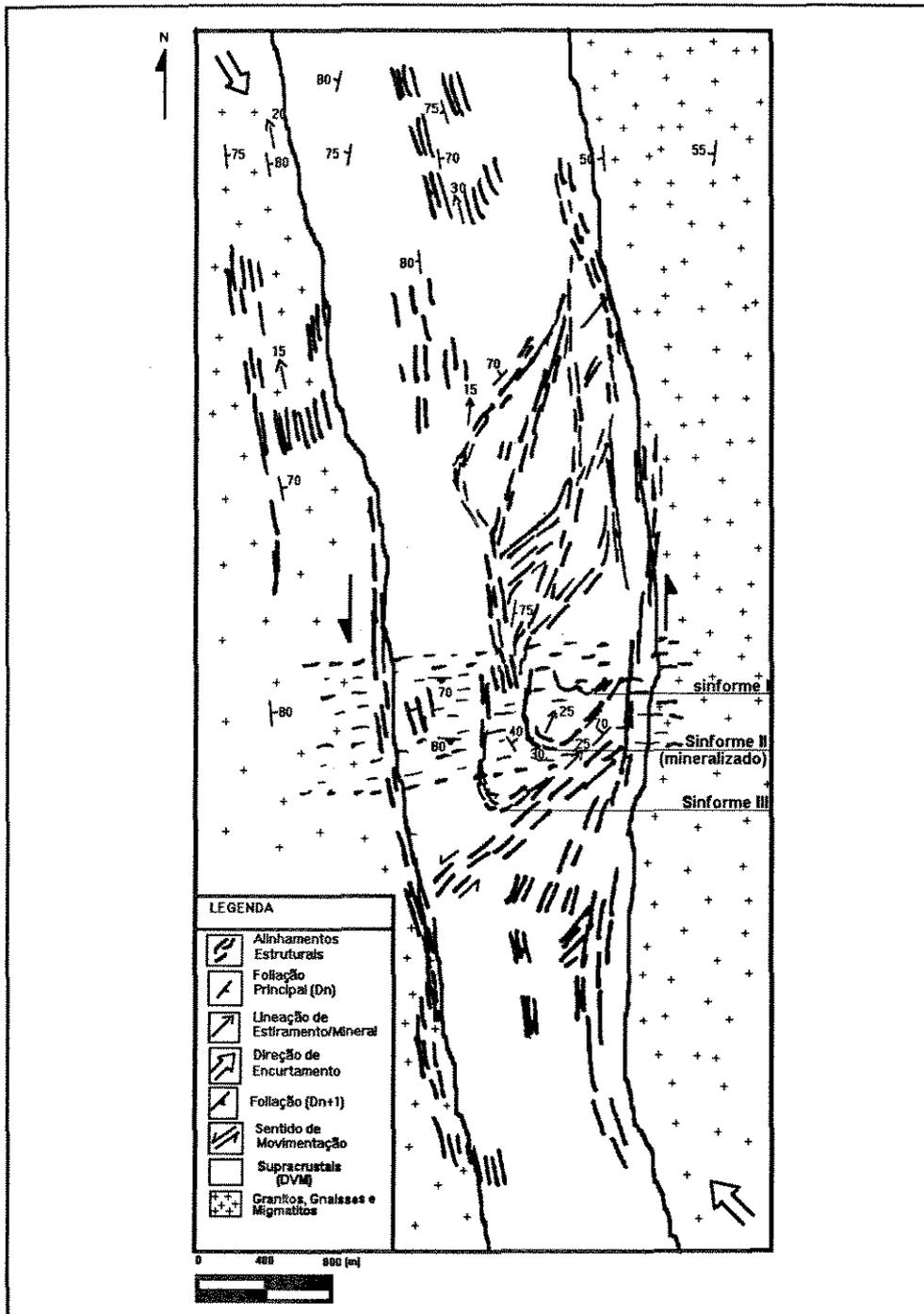


FIGURA 4.12 - Mapa estrutural e geologia simplificada do Domínio V, mostrando o aspecto amendoado da foliação principal, bem como os arrastos relacionados ao desenvolvimento da zona transcorrente NE-SW.

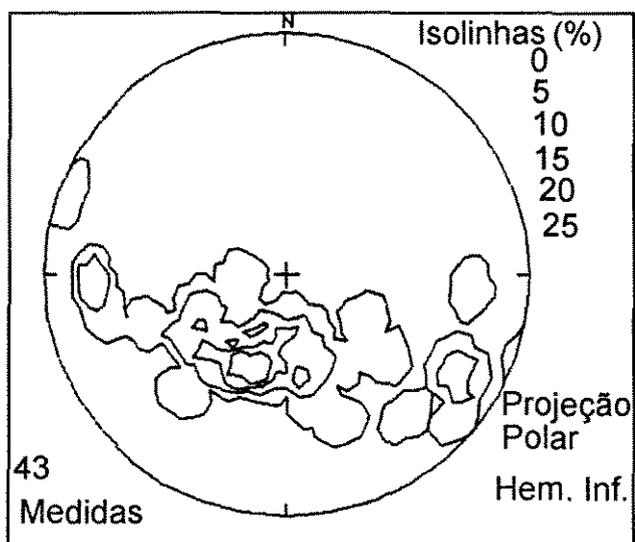


FIGURA 4.13 - Foliação milonítica (Sn) na região mineralizada, caracterizando o sinforme II.

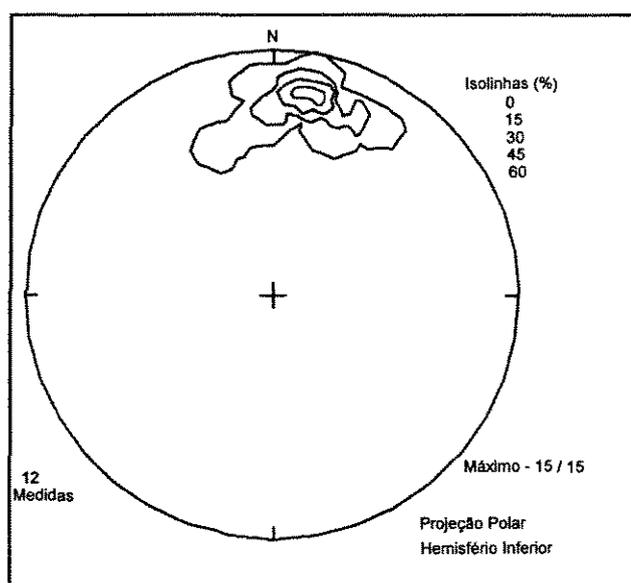


FIGURA 4.14 - Lineação de estiramento / mineral no sinforme mineralizado (sinforme II), subparalela ao seu eixo. Obs. Possível *plunge* da mineralização.



FIGURA 4.15 - Fotomicrografia mostrando foliação oblíqua com aspecto sigmoidal, desenvolvida em *metachert*, na região de charneira do sinforme mineralizado, indicando movimentação de topo para NNE, o que caracteriza um regime distensivo. Aum. 25x, nicóis cruzados.

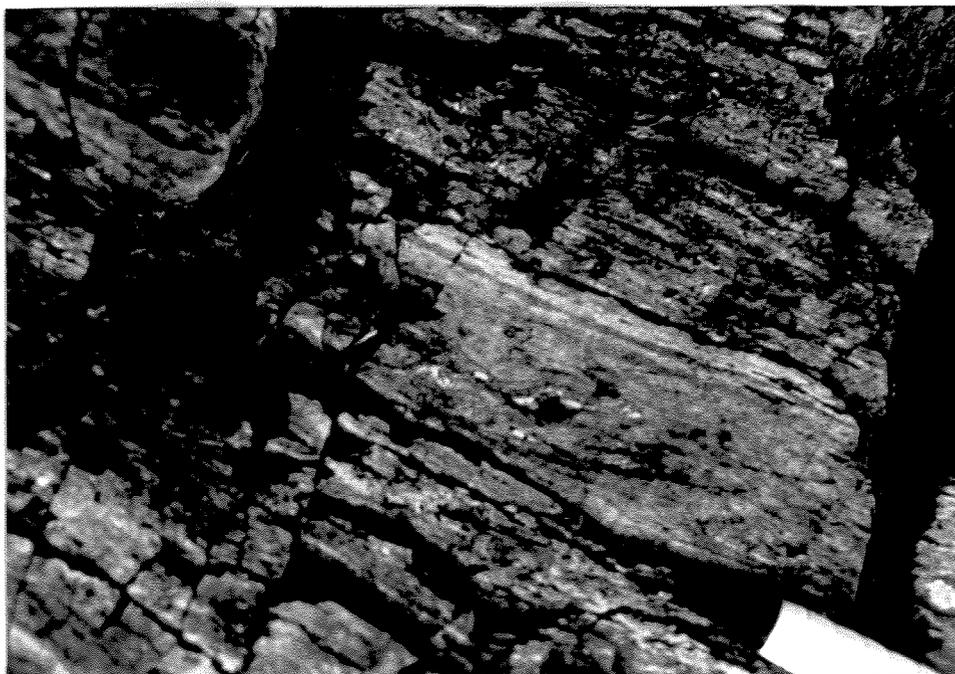


FIGURA 4.16 - Aspecto assimétrico de um porfiroblasto de andaluzita indicando movimentação normal, na zona de charneira do sinforme mineralizado.

intensidade, na porção sul da área (FIG 4.12), onde os planos encontram-se preenchidos por carbonato e quartzo .

Pela fotointerpretação, este caráter rúptil parece cortar não só os litotipos presentes no domínio V, como também porções dos domínios IV e II. É caracterizada, portanto, por uma relação temporal tardia, em relação ao tipo de deformação eminentemente dúctil.

4.8. CONSIDERAÇÃO PARCIAIS

4.8.1. Correlação entre os Domínios Estruturais

A divisão da área nestes diversos domínios estruturais teve como objetivo a caracterização do regime tectônico vigente, com o intuito de identificar qual o contexto tectônico associado à mineralização.

Assim, constatou-se que a mineralização encontra-se no domínio V associada à fase Dn, que é marcada pelo desenvolvimento de uma foliação milonítica com direção geral N-S e mergulhos em alto ângulo, ora para leste ora para oeste, conferindo-lhe um padrão amendoado. A lineação de estiramento (paralela à lineação mineral) apresenta mergulhos entre 10 e 30 graus em torno do N (de N30W a N30E), reflexo do aspecto amendoado de Sn.

A estrutura mineralizada é representada por uma dobra de arrasto (sinforme) desenvolvida em função de uma zona de cisalhamento de direção N30E/70NW. A lineação de estiramento na transcorrência coincide com a lineação no sinforme, que são paralelas ao eixo do mesmo, sendo, portanto, consideradas como contemporâneas e associadas à Dn.

O tipo e relação entre as estruturas planares e lineares, em todos os domínios, permitem caracterizar um sistema transcorrente dúctil relacionado à deformação não-coaxial. A observação de vários indicadores cinemáticos - porfiroblastos rotacionados, porfiroclastos manteados, assimetria de dobras, dobras de arrasto e estruturas S-C - permitiu caracterizar o sentido de movimentação sinistral, o qual se desenvolveu em função de uma compressão de direção NW-SE.

Como resultado deste encurtamento, há o aparecimento de zonas de maior

deformação no contato dos domos granito-gnáissicos com a seqüência de rochas supracrustais. Neste contato, as zonas de cisalhamento transcorrentes, dispostas na direção N-S, apresentam mergulhos em alto ângulo para E (Domínio II - contato domo Ambrósio / supracrustais) e para W (Domínio IV - contato domo Pedra Alta / supracrustais).

O padrão amendoado da foliação principal, bem como a transcorrência (NE-SW) e os arrastos associados, refletem o desenvolvimento de *duplexes* direcionais (assimétricos) de contração (Domínio V - FIG 4.17), segundo a classificação de WOODCOCK & FISCHER (1986). Estas estruturas originaram-se na região de recobrimento entre as zonas de cisalhamento que limitam as supracrustais dos domos granito-gnáissicos.

A transcorrência (NE-SW) e o sinforme são estruturas geradas em um estágio inicial da evolução destes *duplexes* e tendem a evoluir para amêndoas, observadas a norte, com a progressividade da deformação. Estas feições evidenciam o aspecto assimétrico dos *duplexes* que, neste caso, evoluem de norte para sul.

Em relação ao *trend* geral N-S, a transcorrência NE-SW representaria uma estrutura subsidiária ou de segunda ordem, que segundo EISENLOHR *et al.* (1989), normalmente são as estruturas mineralizadas.

A geometria interna dos planos de deslocamento dos *duplexes* contracionais tendem a convergir em profundidade em uma única zona de cisalhamento, sendo que tal feição quando observada em seções verticais denuncia estruturação em flor, em transcorrências WOODCOCK & FISCHER (1986) e HARDING (1985).

Em um perfil E-W realizado ao longo do Rio Itapicuru (FIG 4.18), o qual corta a estruturação regional de maneira perpendicular e onde há maior número de afloramentos, observou-se o aspecto divergente da foliação principal, interpretada pela quase totalidade dos autores como um sinforme.

Contudo, no que se refere a região estudada, ao observar a figura 4.18 e levando-se em conta a existência de forte deformação de caráter eminentemente dúctil, em um regime transcorrente, sugere-se, para tal aspecto divergente, uma estruturação em flor que ter-se-ia desenvolvido sob condições compressivas e representada na área, pela sua raiz.

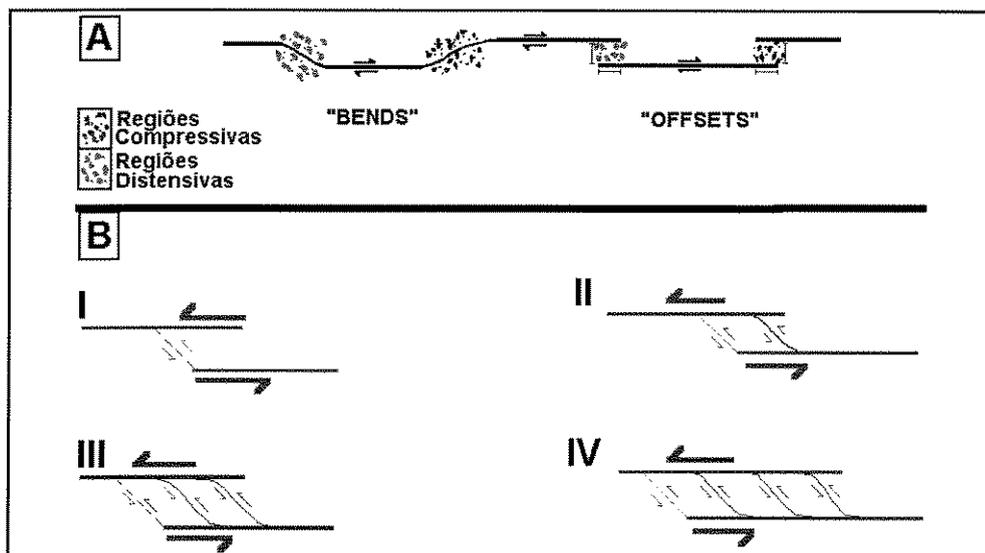


FIGURA 4.17 - **A:** Geometria das zonas de cisalhamento transcorrentes às quais associam-se regiões compressivas e distensivas, onde se desenvolvem os duplexes direcionais compressivos e distensivos. **B:** Esquema de evolução de duplexes direcionais compressivos assimétricos, em região de recobrimento. (modificado de WOODCOCK & FISCHER, 1986)

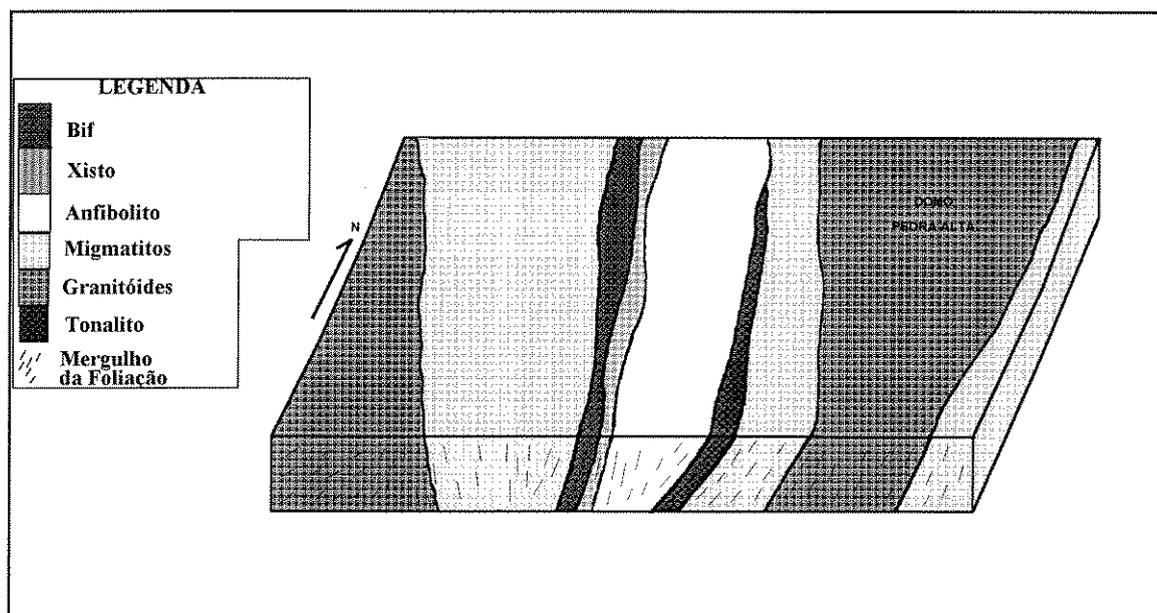


FIGURA 4.18 - Bloco diagrama esquemático, realizado a partir de perfil ao longo do Rio Itapicuru, mostrando o aspecto divergente da foliação em corte perpendicular à lineação de estiramento / mineral.

4.8.2. D_n vs D_{n+1}

A fase D_n corresponde a D2 de SILVA *et al.* (1995), que através de estudos isotópicos associa a idade de 2.100 ± 10 Ma para a mesma.

D_n desenvolveu-se como reflexo de uma compressão NW-SE, em um nível crustal mais profundo que D_{n+1}, em condições dúcteis, sob influência de uma deformação heterogênea e não coaxial.

D_{n+1} caracteriza-se por feições mais rúpteis, que tem relação temporal tardia em relação a D_n, sendo portanto associada a um nível crustal mais raso e em um estágio de relaxamento do campo de esforços, haja visto o caráter distensivo observado em quase todos os domínios.

Tais diferenças podem ser interpretadas num contexto de deformação progressiva, através da exposição de rochas, deformadas em um determinado nível crustal, e levadas a um nível crustal mais raso em um único Evento Deformacional.

CAPÍTULO 5 - METAMORFISMO

5.1. INTRODUÇÃO

A dúvida referente ao metamorfismo da área estudada, deve-se à dificuldade na correlação das assembléias minerais observadas em relação às regiões adjacentes ao depósito Ambrósio, bem como ao tipo de metamorfismo atuante.

Na Mina Fazenda Maria Preta, os litotipos encontram-se fortemente alterados hidrotermalmente, com desenvolvimento de halos marcados pela sericitização e carbonatação, além de forte silicificação, com a qual o ouro está geralmente associado. Toda esta alteração reflete condições de P e T relacionadas à fácies xisto-verde, ou transição xisto-verde / anfíbolito, fato este comum em mineralizações auríferas mesotermiais em seqüências do tipo *greenstone*.

No caso da seqüência de rochas supracrustais, às quais encontra-se associado o depósito Ambrósio, as condições metamórficas apontam em direção à fácies anfíbolito, já às assembléias minerais das Minas Fazenda Brasileiro e Fazenda Maria Preta indicam fácies xisto-verde.

A presença dos domos Pedra Alta e Ambrósio, adjacentes à seqüência supracrustal, induz, no primeiro instante, a existência de uma contribuição termal associada a este magmatismo, considerado por SILVA *et al.* (1995) como de caráter sin-tectônico, metamorfizando as rochas em condições de fácies anfíbolito. Todavia, tal aspecto não é suficiente para caracterizar o metamorfismo como sendo de natureza termal, haja visto a superposição de minerais existentes tanto no metamorfismo de contato quanto no metamorfismo regional de baixa pressão (MIYASHIRO, 1975; YARDLEY, 1989). Tal mineralogia encontra-se presente na região, dificultando a caracterização imediata do metamorfismo.

Assim, para elucidar estas questões tentou-se vincular as diversas associações mineralógicas com a deformação e em termos da sua proximidade aos domos granito-gnáissicos.

Dentre a bibliografia básica adotada, na tentativa de solucionar os problemas emergentes no decorrer do trabalho, destacam-se as clássicas compilações de

MIYASHIRO (1975), WINKLER (1977) e YARDLEY (1989).

No que se refere à relação de crescimento dos cristais com a deformação, utilizou-se os trabalhos de BARKER (1992) e PASSCHIER & TROUW (1995).

Foram identificadas 2 eventos metamórficos M_n e M_{n+1} , os quais serão caracterizados a seguir.

5.2. M_n

Associado à superfície planar desenvolvida durante a fase D_n existem várias associações minerais, tanto nos metassedimentos quanto nos anfibolitos, que estão descritas abaixo.

5.2.1. Metassedimentos

- Associação Granada - Biotita - Turmalina

Ocorre nos metassedimentos da borda do domo Pedra Alta e na porção central das rochas supracrustais.

A granada encontra-se como porfiroblastos rotacionados, com inclusões em trilhas de opacos e biotita. Estas trilhas evidenciam a rotação dos grãos, dispondo-se de maneira assimétrica, caracterizando os porfiroblastos como sin-tectônicos, desenvolvendo textura "bola de neve" (FIG 5.1).

A biotita encontra-se na matriz, contornando os cristais de granada "bola de neve" marcando a xistosidade da rocha. O crescimento deste mineral é considerado como sin-tectônico, em função de um campo de esforços atuante durante seu desenvolvimento.

A turmalina encontra-se disposta ao longo da foliação, sendo sua origem considerada como sin-tectônica, à semelhança da biotita, a partir de sedimentos ricos em boro.

- Associação Estauroлита - Silimanita - Biotita - Turmalina

Esta associação ocorre estritamente na borda do domo Pedra Alta, diferindo

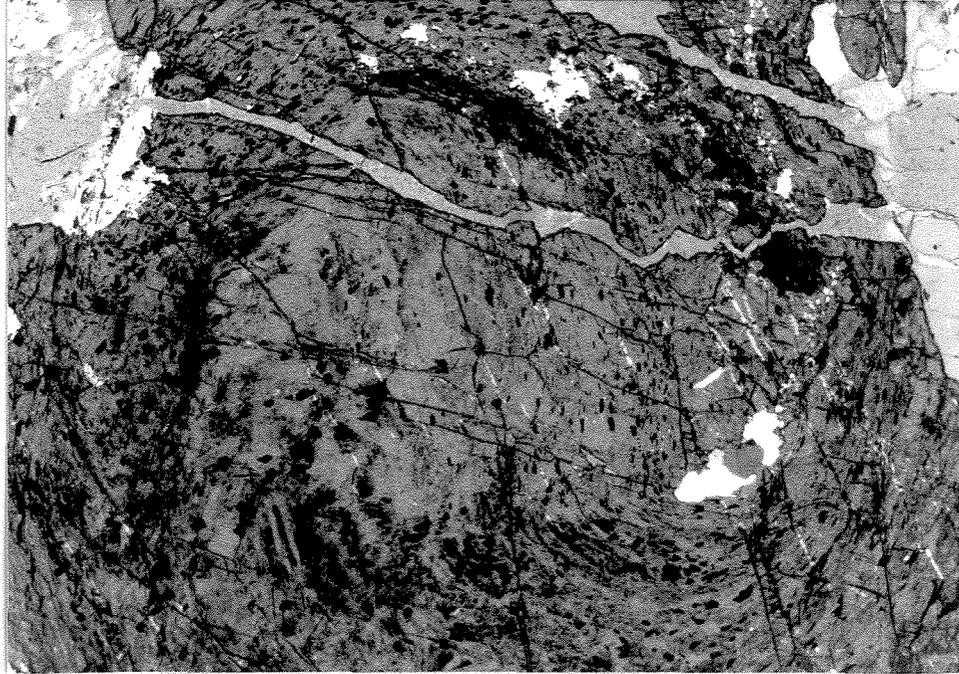


FIGURA 5.1- Fotomicrografia de granada com inclusões (opacos) rotacionadas, evidenciando textura "bola de neve". Aum. 25x, nicóis cruzados.



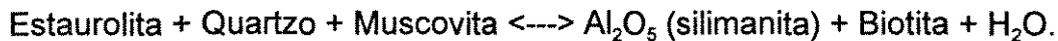
FIGURA 5.2 - Fotomicrografia mostrando associação de porfiroblastos de estaurolita com a silimanita e biotita. Aum 100x, nicóis paralelos.

das demais pela presença da estauroлита e silimanita, que são importantes indicadores da fácies anfíbolito (YARDLEY, 1989).

A estauroлита ocorre como porfiroblastos sempre em contato com a silimanita e biotita (FIG 5.2). Esta paragênese pode ocorrer em metassedimentos pelíticos característicos de metamorfismo de grau médio (WINKLER, 1977).

Todavia, a presença desta paragênese pode ser explicada de várias formas:

1) desaparecimento da estauroлита pela seguinte reação:



Tal reação deve-se à elevação da temperatura levando à decomposição da estauroлита dentro do campo de estabilidade da silimanita.

2) a presença da estauroлита pode estar relacionada à presença de um sedimento originalmente rico em ferro, onde este mineral coexistiria com a silimanita e biotita.

3) metamorfismo de mais elevada temperatura levando à formação da silimanita a partir da biotita + fluido (YARDLEY, 1989) em um sedimento original rico em ferro. As condições térmicas mais elevadas seriam oriundas da concentração da deformação nestas regiões de contraste reológico, ou seja nos contatos domos / supracrustais.

Diante do arcabouço geológico a terceira opção merece mais destaque.

Também associada aos planos Sn encontram-se outros minerais, possivelmente oriundos do retrometamorfismo da estauroлита e biotita, tais como a sericita e clorita, respectivamente.

A turmalina pode representar tanto um sedimento original rico em boro, quanto um metassomatismo.

- Associação Andaluzita - Granada - Biotita

Tal associação foi encontrada em furos de sondagem na lapa da mineralização, portanto nas porções mais internas da seqüência supracrustal.

A andaluzita e granada apresentam-se como porfiroblastos, ricos em inclusões de biotita e opacos, com desenvolvimento de sombras de pressão ocupadas pelos mesmos minerais.

Estas inclusões encontram-se orientadas e oblíquas à foliação, por vezes evidenciando rotação dos grãos e caracterizando os porfiroblastos como sin-tectônicos.

A foliação é definida principalmente por biotita, quartzo estirado em processo de recuperação, opacos e turmalina. A biotita e o quartzo evidenciam estruturas S-C (FIG 5.3), que juntamente com as feições apresentadas pelos porfiroblastos indicam caráter milonítico.

O estudo de química mineral qualitativa, através de microscopia eletrônica - EDS-, foi de fundamental importância para a caracterização das fases minerais, principalmente dos porfiroblastos.

A figura 5.4 mostra os picos dos elementos encontrados na granada, bem como a porcentagem relativa dos óxidos, onde destaca-se a presença de MnO com valores em torno de 12%, caracterizando a granada como uma almandina.

5.2.2. Anfibolitos

- Associação Hornblenda - Plagioclásio

Esta associação é predominante nos anfibolitos, ocorrendo tanto nos núcleos menos deformados, quanto nas bordas das amêndoas.

Nas bordas das amêndoas, o tamanho dos anfibólios é mais reduzido conferindo à rocha um aspecto milonítico. Bandas félsicas aparecem com frequência, paralelas à foliação, onde predominam quartzo e plagioclásio intensamente recristalizados. Também são observados outros níveis félsicos paralelos a Sn, contudo os cristais de quartzo e plagioclásio (subedrais) são mais grossos e encontram-se associadas clorita e hornblenda. Na borda destes níveis mais grossos, a hornblenda está em desequilíbrio passando para actinolita, indicando uma possível alteração pós Mn (FIG 5.5).

Nas porções menos deformadas das amêndoas, o material quartzo-feldspático apresenta-se em lentes, diferentemente do observado nas bordas das amêndoas, onde há a disposição em bandas, implicando em maior taxa de deformação. Nestas lentes, o plagioclásio aparece como porfiroclastos recristalizados e o quartzo encontra-se intensamente estirado. O anfibólio, principal constituinte da rocha, evidencia textura



Figura 5.3. - Fotomicrografia do granada-andaluzita xisto, metassedimento encaixante da mineralização, evidenciando milonitos S-C (amostra não orientada). Aum 100x, nicóis cruzados.

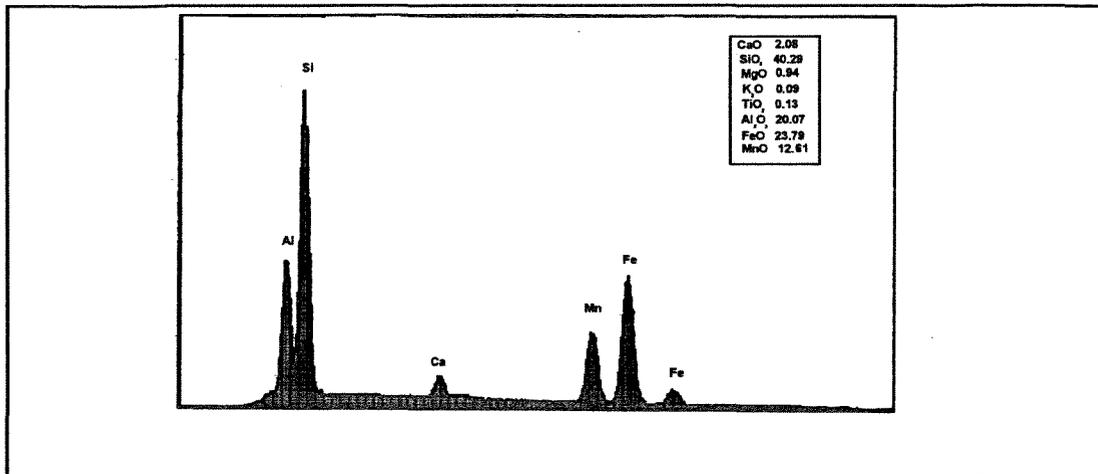


FIGURA 5.4 - Dados obtidos através de microscopia eletrônica, com EDS acoplado, caracterizando a granada como manganésifera, possivelmente almandina.

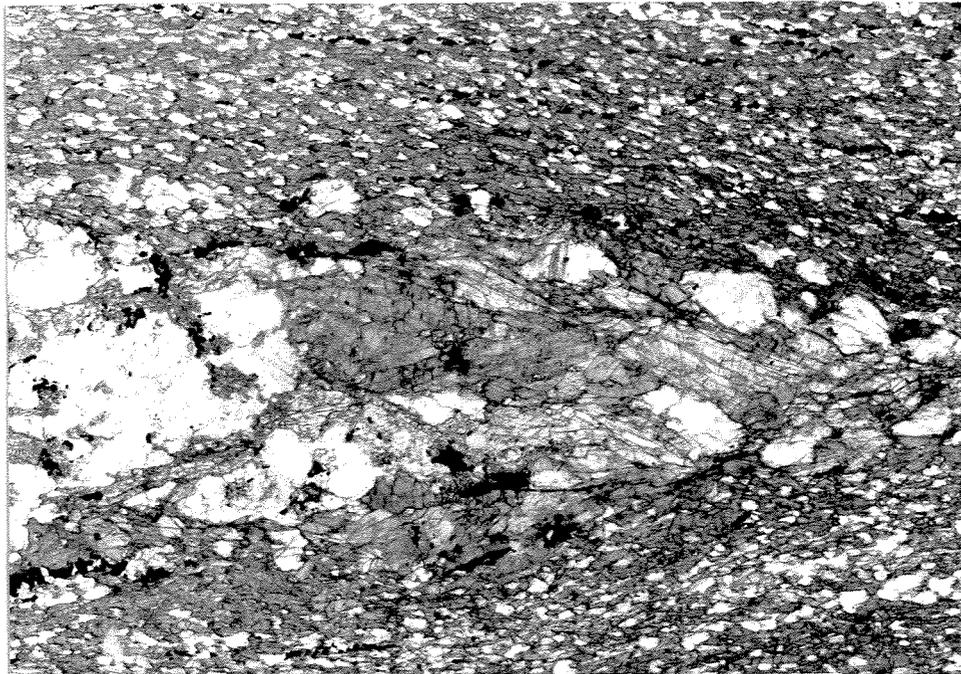


FIGURA 5.5 Fotomicrografia mostrando a alteração da hornblenda para actinolita, associada a fluidos retrometamórficos ao longo da foliação (Sn). Aum 100x, nicóis paralelos.

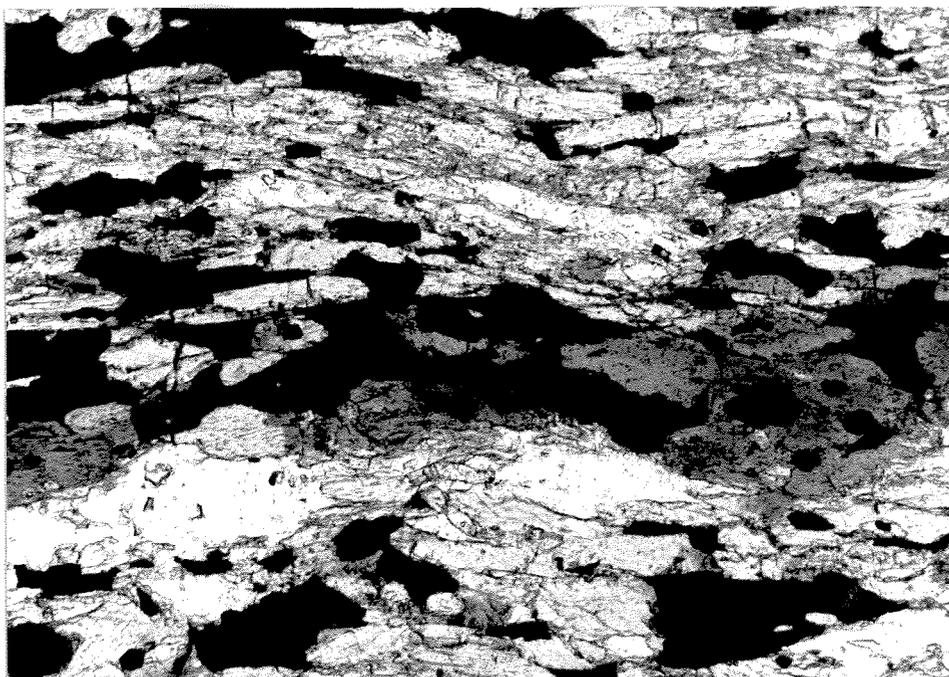


FIGURA 5.6 - Fotomicrografia mostrando anfibolito formado (essencialmente) por cummingtonita, com a hornblenda restrita a níveis, associada com magnetita. Aum 100x, nicóis paralelos.

nematoblástica.

Na borda leste do domo Ambrósio, o plagioclásio mostra-se fortemente sericitizado e a hornblenda evidencia textura nematoblástica. Já a oeste do domo Pedra Alta ocorre a substituição da hornblenda por actinolita, em função da alteração hidrotermal pós - Mn.

- Associação Hornblenda - Plagioclásio - Clinopiroxênio

Encontrada exclusivamente nas lentes máficas da porção migmatítica do domo Pedra Alta. Os minerais apresentam contatos retos, bem definidos, além de desenvolvimento de textura granoblástica.

A presença do clinopiroxênio (diopsídio) indica condições metamórficas mais elevadas, em relação às outras associações minerais nos anfibolitos, evidenciando que o grau atingiu fácies anfibolito alto.

- Associação Hornblenda - Plagioclásio - Cummingtonita

Tal associação é exposta no leito do Rio Itapicuru, bem como é observada nos testemunhos de sondagem da porção mineralizada.

A cummingtonita ocorre como cristais subedrais com geminação polissintética característica do mineral. Sua relação de contato com a hornblenda não evidencia feições de substituição ou desequilíbrio, o que pressupõe a coexistência destes dois anfibólios sob as mesmas condições metamórficas.

Localmente, a cummingtonita ocorre como o principal anfibólio, sendo a hornblenda restrita a pequenos níveis, paralelos à foliação principal (FIG 5.6). Normalmente, a magnetita ocorre em proporções consideráveis, superior a 5%.

A presença de cummingtonita é característica marcante de metabasitos de baixa pressão, tal fato é explicado pela pouca substituição do Fe e do Mg por Al nos sítios octaédricos da hornblenda (YARDLEY, 1989). Outro fato característico associado a metamorfismo de pressões baixas, deve-se a maior quantidade modal de plagioclásio, consumindo Ca e Al da rocha original, tornando insuficiente a disponibilidade destes elementos para combinar com Mg e Fe (como hornblenda), assim formando anfibólios ricos em Fe-Mg, como a cummingtonita, por exemplo

(YARDLEY, 1989).

5.3. Mn+1

As associações minerais relacionadas ao evento Mn+1, em relação a Mn, indicam condições de P e T características de fácies xisto-verde.

Nos anfibolitos, o exemplo disto é dado pela passagem de hornblenda para actinolita, tal fato é observado na foliação principal (Sn) e, principalmente, em Sn+1. Além da actinolita é comum a presença de clorita, carbonato, titanita e sericita, que também podem estar associados a planos paralelos a Sn, reativados durante a fase Dn+1, como na borda oeste do domo Pedra Alta.

Brechas hidráulicas são indicativas de elevada pressão de fluidos (FIG 5.7), cuja matriz carbonática ressalta agregados de galena. Quando a matriz é sericítica ou clorítica, o sulfeto predominante é a pirita.

Nos metassedimentos há o predomínio da carbonatação (FIG 5.8) e, subordinadamente, sericitização e cloritização. Já nos tonalitos, os planos perpendiculares a Sn são preenchidos por zoisita, clinozoisita, clorita e sericita.

A presença de vários minerais cálcicos, tais como a actinolita, zoisita, clinozoisita, carbonatos e titanita podem indicar um fluido hidrotermal rico em Ca.

A Tabela 5.1 sumariza as paragêneses minerais em relação à deformação e ao metamorfismo.

Mineral	Mn			Mn +1
	Dn			Dn+1
	Pré	Sin	Pós	
actinolita			****	*****
carbonato				*****
sericita			****	*****
clorita	?**		****	*****
titanita		*****		*****
plagioclásio	****	*****	?****	*****

diopsídio		*****		
andaluzita		*****		
silimanita		*****		
biotita		*****		
granada		*****		
hornblenda		*****		
cummingtonita		*****		
muscovita	??	*****		
estaurolita	****	****		

Tabela 5.1 - Relação das paragêneses minerais com a deformação e o metamorfismo.

5.4. CONSIDERAÇÕES PARCIAIS

Como enfatizado anteriormente, as assembléias minerais desenvolvidas durante o evento Mn, na região estudada, são características tanto de metamorfismo de contato (fácies hornblenda *hornfels*), quanto de metamorfismo regional de baixa pressão (fácies anfíbolito).

A distribuição das diversas associações minerais em relação aos domos granito-gnáissicos, bem como a contribuição de outros autores no âmbito do metamorfismo do GBRI, permitiu-nos caracterizar o metamorfismo (Mn) como sendo de caráter regional, de baixa pressão, em fácies anfíbolito.

Para tanto, seguem as seguintes argumentações:

- Ausência de texturas típicas de metamorfismo de contato;
- relação sintectônica das assembléias minerais;
- a inexistência de rochas metamorfizadas em fácies anfíbolito na borda oeste do domo Ambrósio, onde os litotipos, à semelhança da Mina Fazenda Maria Preta, acham-se metamorfizados em fácies xisto-verde. Como exemplo, destaca-se o depósito Mari, a oeste do domo Ambrósio, metamorfizado em fácies xisto-verde;
- a faixa de rochas metamorfizadas em fácies anfíbolito não se retringe às bordas dos



FIGURA 5.7 - Fragmentos angulosos de anfibolito imersos em veio carbonático, indicando elevada pressão de fluidos.



FIGURA 5.8 - Metassedimento carbonoso com profusão de vênulas carbonáticas, características do metamorfismo $Mn+1$.

domos, possuindo uma distribuição regional a partir da borda leste do domo Ambrósio até a borda leste do domo Pedra Alta.

Assim, acredita-se que o não desenvolvimento de auréolas termais, nas bordas dos domos supracitados, deve-se à ausência de contraste térmico entre as encaixantes e as intrusões, ou seja as condições metamórficas das rochas encaixantes (supracrustais) já se encontravam elevadas no momento da colocação destes corpos granitóides.

A diferença de condições metamórficas, a leste (fácies anfíbolito) e a oeste (fácies xisto-verde) do domo Ambrósio, pode caracterizar a existência de uma isógrada metamórfica. Contudo, é interessante frisar que tectônica também pode gerar tais feições, colocando, lado a lado, rochas de níveis crustais distintos, por basculamento de blocos originalmente de níveis crustais diferentes..

Desta maneira, acredita-se que a porção leste do GBRI (à partir da borda leste do domo Ambrósio) tenha sido submetida a condições metamórficas indicativas de fácies anfíbolito, no mesmo evento metamórfico responsável pela intensa alteração hidrotermal presente nos domínios da Mina Fazenda Maria Preta (fácies xisto-verde).

No que se refere ao evento M_{n+1} , sua associação com estruturas desenvolvidas durante D_{n+1} e o grau metamórfico representado pelos minerais que o caracterizam (fácies xisto-verde), evidenciam seu caráter hidrotermal, em níveis crustais mais rasos.

Em relação à alteração hidrotermal apresentada na Mina Fazenda Maria Preta (fácies xisto-verde) durante M_n , o evento M_{n+1} se desenvolve com pouca expressividade, sendo de difícil identificação devido às mesmas condições metamórficas, o que não ocorre nas proximidades do depósito aurífero Ambrósio, onde as diferenças entre as associações minerais ressaltam sua existência.

Pelo fato da mineralização estar intimamente controlada por estruturas D_n e esta ter se desenvolvido em condições metamórficas associadas a M_n , acredita-se que a mineralização seja de sin- a pós- pico metamórfico, em condições de fácies anfíbolito.

CAPÍTULO 6 - INCLUSÕES FLUIDAS

6.1. INTRODUÇÃO

Estudos de inclusões fluidas (i.f.) em depósitos auríferos mesotermiais associados a terrenos granito-*greenstone* têm demonstrado que, do ponto de vista composicional, predominam fluidos aquosos de baixa salinidade (< 6% eq. peso NaCl), ricos em CO₂ (10 - 30 mol %) e quantidades variáveis de N₂, CH₄ e H₂. No entanto, estes estudos restringem-se a veios de quartzo auríferos hospedados em rochas metamorizadas em fácies xisto-verde. Nestas condições metamórficas, a combinação de isócoras representativas dos fluidos aquo-carbônicos e geotermômetros independentes indicam temperaturas variando de 250 - 400°C e pressão entre 0,5 -3 kbar (GROVES, 1990).

Comparativamente, pouco se sabe sobre as características dos fluidos em depósitos auríferos hospedados em rochas metamorizadas em fácies anfibolito ou granulito (ROBERT *et al.*, 1990), exceto que a razão H₂O / CO₂ varia de acordo com o grau metamórfico, tendendo a fluidos com CO₂ puro em direção às fácies anfibolito e granulito (TOURET, 1981).

Assim, o estudo de inclusões fluidas foi realizado com o objetivo de caracterizar os tipos de fluidos associados ao depósito Ambrósio, na tentativa de contribuir para o melhor entendimento de mineralizações auríferas hospedadas em rochas metamorizadas em fácies anfibolito.

6.2. MATERIAIS ESTUDADOS E MÉTODOS ANALÍTICOS

Foram analisados os veios mineralizados, encontrados no contato de lentes de metassedimentos com os anfibolitos, e não mineralizados, encaixados nos anfibolitos.

Um fator restritivo, deste estudo, deve-se ao tamanho reduzido das inclusões (< 10 μm), tanto no veio mineralizado quanto nos veios não mineralizados. Desta maneira foram estudadas apenas as inclusões passíveis de observação, consideradas

como predominantes e representativas destes referidos veios.

As medidas microtermométricas, tanto de alta quanto de baixa temperatura, foram realizadas em um aparelho Linkam com platina THMSG600 acoplado a microscópico Carl Zeiss - Jenapol e controlador de temperatura TMS92. As temperaturas de transição de fases, registradas no fluido das inclusões durante a microtermometria, foram as de fusão do CO₂ (TfCO₂) e homogeneização do CO₂ (ThCO₂). A calibração das temperaturas de fusão do CO₂ foi feita utilizando-se como padrão inclusões de CO₂ puro em veio de quartzo proveniente da Mina Mil Oitavas, Diamantina - MG (amostra DTA-180; ABREU, 1991). A precisão destas medidas encontram-se em torno de ± 0.5 °C para a TfCO₂ e ± 1 °C para ThCO₂.

A análise composicional da fase carbônica das inclusões foi realizada em um sistema de espectroscopia micro-Raman a laser Jobin Yvon T64000 com detector CCD multicanal e uma fonte de laser de Argônio. A potência do laser incidente nas inclusões analisadas foi de aproximadamente 600mW.

A fase carbônica das inclusões foi analisada para CO₂, CH₄, N₂ e H₂S. Na quantificação relativa das substâncias presentes utilizou-se a equação de PLACKZEK (1934), considerando os seguintes valores como constantes da atividade Raman (Relative Raman Cross-Sections; σ) em relação ao N₂ ($\sigma=1$): 2 - 5 para os picos $2\gamma_2 + \gamma_1$ do CO₂ (1388cm⁻¹ e 1285cm⁻¹) e 7,57 para o pico do CH₄ (2917cm⁻¹). Devido à configuração ótica do equipamento, um fator instrumental de 0,75 foi determinado para o intervalo do espectro do CO₂, com base na análise de padrões sintéticos internacionais fornecidos pelo Prof. Dr. A.M. van den Kerkhof do Institute of Geology and Dynamic of the Lithosphere, University of Göttingen, Alemanha. Como conseqüência, σ CO₂ para $2\gamma_1 + \gamma_2$, torna-se 1,87 (2,5 x 0,75) no cálculo da quantificação das substâncias da fase carbônica das inclusões investigadas.

6.3. FLUIDOS NO VEIO MINERALIZADO

Para o estudo de inclusões fluidas no veio mineralizado foram amostrados intervalos de testemunhos de sondagem com teores de ouro superiores a 10 g/t e veios de quartzo aflorantes nas trincheiras.

Dentre os sulfetos presentes, a arsenopirita destaca-se como o principal mineral, com pirrotita e pirita subordinadas. O quartzo encontra-se bastante deformado mostrando evidências bem marcadas do processo de recristalização dinâmica, tais como, extinção ondulante, bandas de deformação, desenvolvimento de subgrãos e geração de novos grãos.

Devido à intensa deformação, a grande maioria das inclusões encontra-se disposta nos limites dos grãos ou subgrãos e associada a arranjos planares.

Foram distinguidos dois tipos de inclusões:

1) Inclusões monofásicas carbônicas - são as predominantes no veio mineralizado. Suas dimensões variam de 5 - 15 μm , ocorrendo em planos que cortam os limites dos sub-grãos e grãos, porém restritos entre duas superfícies onde a deformação é mais intensa (FIG 6.1.). Estas feições indicam que estes fluidos foram aprisionados após a recristalização do quartzo.

A temperatura de fusão do CO_2 varia de -57.3 a -56.8 $^\circ\text{C}$, indicando que estes fluidos são formados praticamente por CO_2 puro, o que é corroborado pela análise por espectroscopia micro-Raman a laser (FIG 6.2.).

Pelo fato das inclusões serem monofásicas carbônicas, a ThCO_2 coincide com a homogeneização total, que ocorre para o estado crítico. A ThCO_2 varia de $+10.2$ a $+30.1$ $^\circ\text{C}$, com maiores concentrações entre $+26$ e $+30$ $^\circ\text{C}$ (FIG 6.3). Estas temperaturas indicam que a densidade do fluido carbônico varia de 0.85 a 0.57 g/cm^3 , com maior frequência entre 0.57 e 0.65 g/cm^3 . A figura 6.4 mostra a grande variação na ThCO_2 em relação a TfCO_2 , tal fato reflete o reequilíbrio da densidade do CO_2 durante a formação do veio e posteriormente durante a deformação.

2) Inclusões aquosas - dispõem-se em trilhas, com aspecto tardio em relação às inclusões carbônicas. Devido a suas dimensões reduzidas (< 5 μm), não foi possível observar com precisão transições de fases durante a microtermometria destas inclusões.

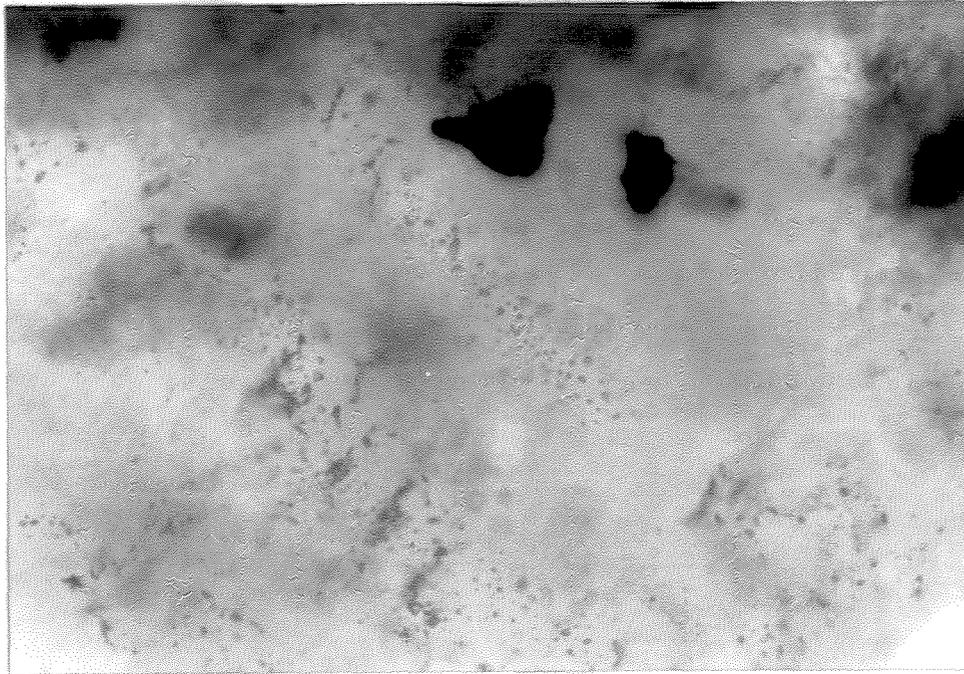


FIGURA 6.1 - Disposição das inclusões carbônicas associadas ao veio mineralizado. Aum. 40x, nicóis paralelos.

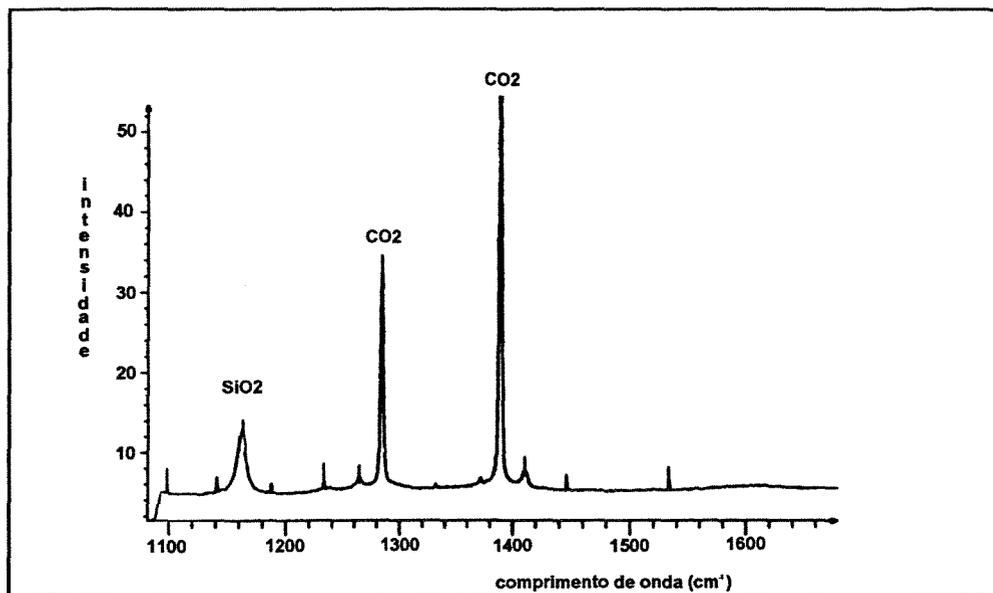


FIGURA 6.2 - Espectro Raman obtido na análise das inclusões no veio mineralizado, indicando, somente, presença de CO₂.

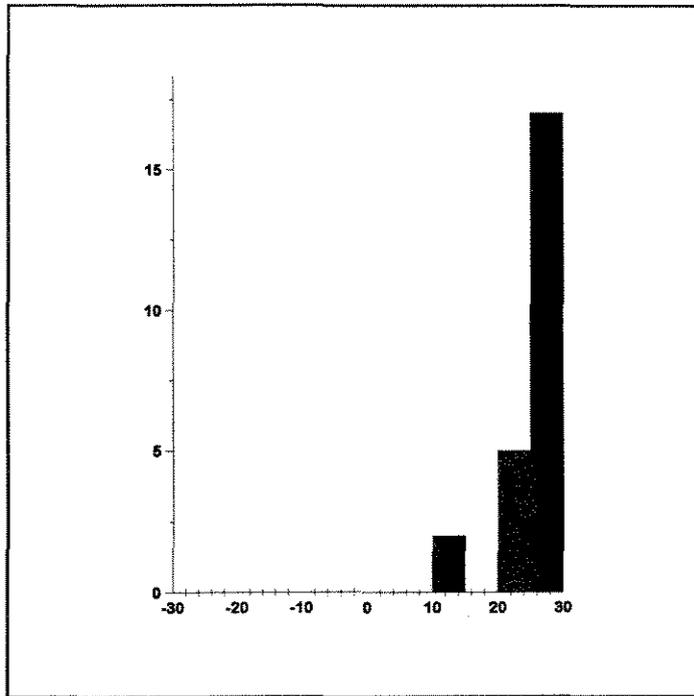


FIGURA 6.3 - Histograma mostrando a variação da ThCO₂, no veio mineralizado - 28 medidas.

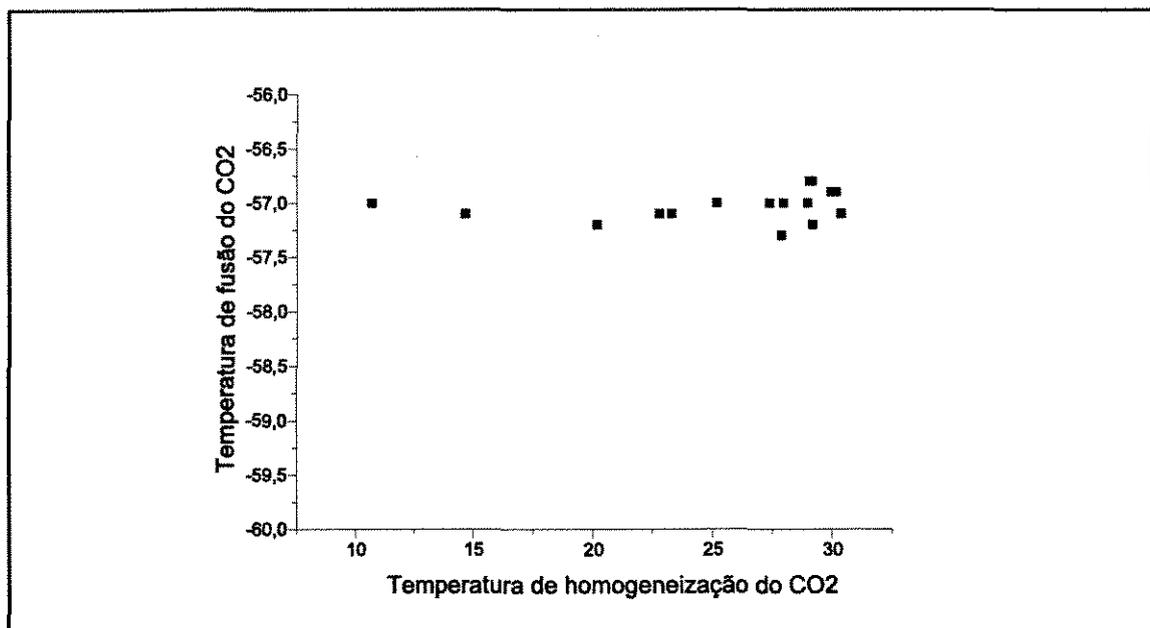


FIGURA 6.4 - ThCO₂ vs TfCO₂, evidenciando maior variação da ThCO₂, em relação à temperatura de fusão (veio mineralizado).

6.4. FLUIDOS NOS VEIOS NÃO MINERALIZADOS

O veio amostrado encontra-se nas porções menos deformadas dos anfibolitos, nas proximidades da área mineralizada. Este veio de quartzo preenche estruturas tardias, em relação à mineralização, e de caráter eminentemente rúptil (foliação S_{n+1}).

O quartzo apresenta-se deformado, porém não de forma tão intensa como no veio mineralizado, onde os processos de recuperação e recristalização são facilmente observados. A ausência de sulfetos e óxidos, bem como de filossilicatos, também o distinguem do veio mineralizado.

Com relação aos tipos de inclusões, predominam as inclusões carbônicas e subordinadamente as aquosas. Estas últimas apresentam as mesmas características das inclusões aquosas do veio mineralizado e também não foram analisadas.

Inclusões monofásicas carbônicas - ocorrem em grupos nas porções centrais dos grãos, com dimensões variando de 10 a 20 μm (FIG 6.5).

Dados microtermométricos mostram a variação da $T_f\text{CO}_2$ entre -58.8 e -57.8 °C. A diferença destas temperaturas com relação à $T_f\text{CO}_2$ para o CO_2 puro indica que este fluido não é formado somente por CO_2 . Análises de espectroscopia micro-Raman a laser demonstram a existência de CH_4 dissolvido na fase carbônica em quantidades que não ultrapassam 2 mol% (FIG 6.6)

A $T_h\text{CO}_2$ varia entre -5 e +23.9 °C para o estado líquido, com maior frequência entre +5 e +10 °C (FIG 6.7) e densidade variando de 0.95 a 0.72g/cm³, com maiores concentrações entre 0.91 e 0.87 g/cm³. Semelhante aos dados obtidos no veio mineralizado, a $T_h\text{CO}_2$ mostra maior variação em relação à $T_f\text{CO}_2$ (FIG 6.8).

6.5. DISCUSSÃO: Processos de geração de fluidos carbônicos

A presença de fluidos ricos em CO_2 é uma característica marcante dos veios quartzo-sulfetados do depósito aurífero Ambrósio, que difere dos demais depósitos auríferos mesotermiais onde há o predomínio de fluidos aquosos com CO_2 . Fluidos constituídos essencialmente por CO_2 , pobres em água, não possuem a capacidade de transportar sílica (WALTHERN & ORVILLE, 1983). Conseqüentemente os fluidos devem

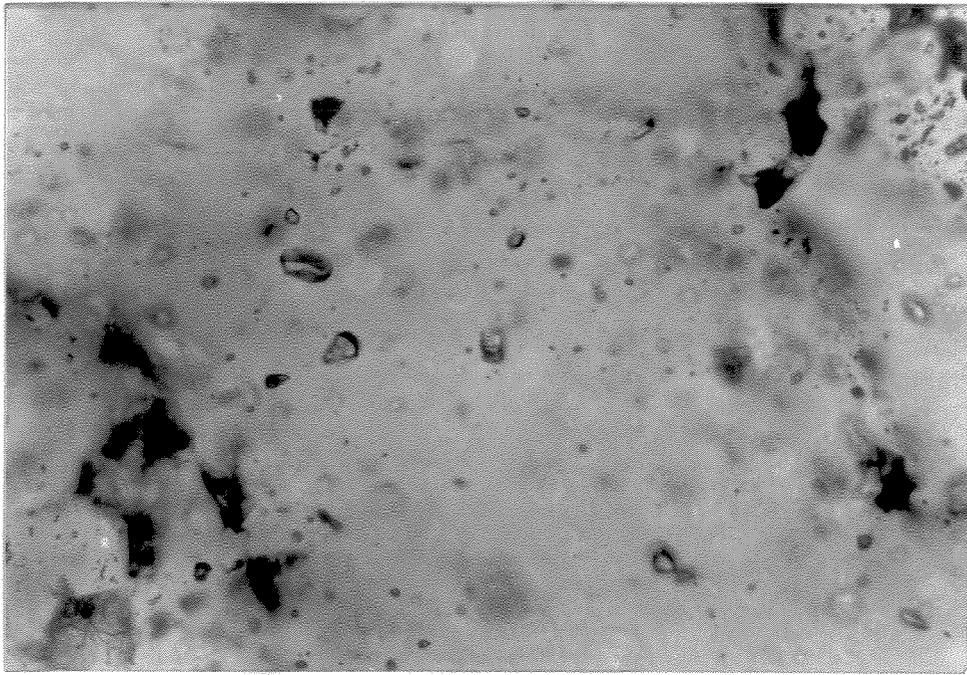


FIGURA 6.5 - Modo de ocorrência das inclusões carbônicas no veio não mineralizado. Aum. 40x, nicóis paralelos.

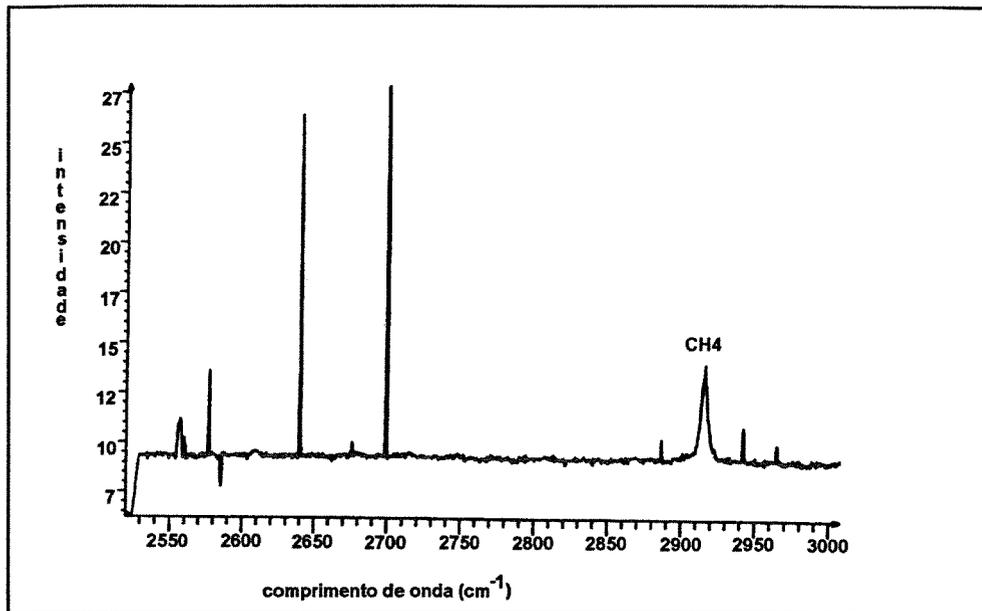


FIGURA 6.6 - Espectro Raman obtido em inclusão carbônica, no veio não mineralizado, indicando presença de CH₄.

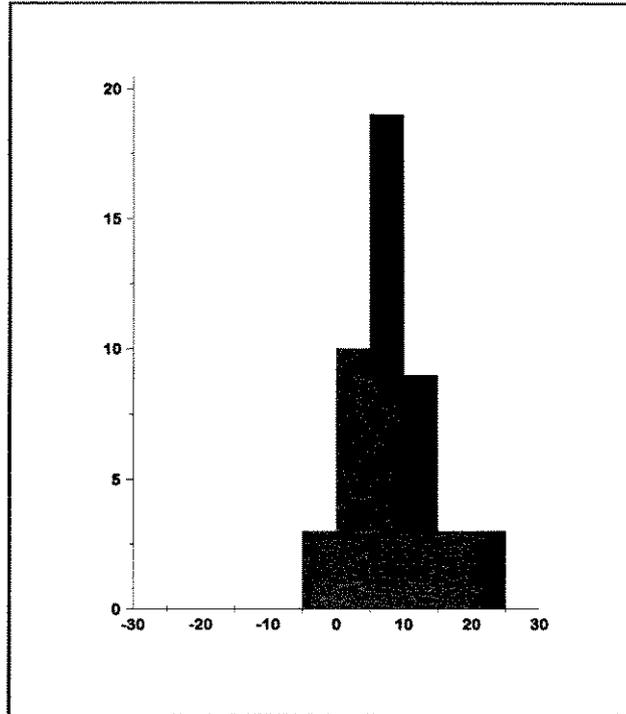


FIGURA 6.7 - Histograma mostrando a variação na ThCO2 no veio não mineralizado - 47 medidas.

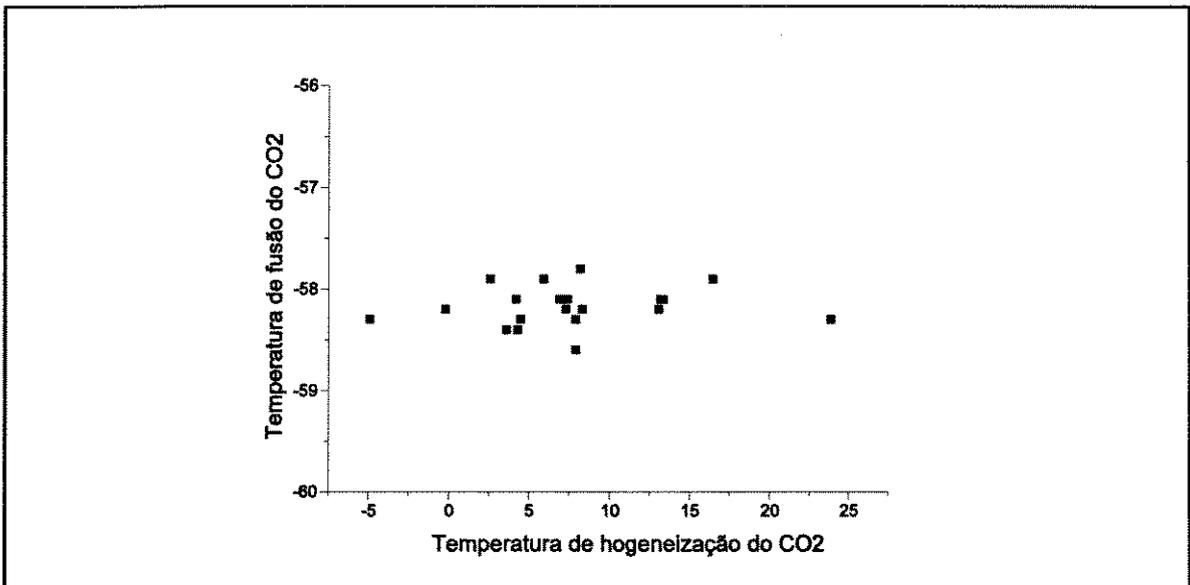


FIGURA 6.8 - ThCO2 vs TfCO2 mostrando maior espalhamento da ThCO2 em relação à temperatura de fusão (veio não mineralizado)

ter sido originalmente aquosos e durante sua circulação nas zonas de cisalhamento teriam perdido água com enriquecimento em CO₂. Processo semelhante é sugerido para a mineralização na Mina Fazenda Maria Preta (XAVIER, 1991).

Surge então uma questão, como explicar a grande quantidade de CO₂ e a inexistência de fluidos aquo-carbônicos no depósito Ambrósio?

Uma alternativa para esta questão leva em consideração as características dos fluidos na Mina Fazenda Maria Preta, onde os veios encontram-se pouco deformados, e no depósito Ambrósio onde a deformação foi mais intensa:

1) Na Mina Fazenda Maria Preta foram identificadas inclusões, em grupos, de H₂O-CO₂ em grãos de quartzo onde o processo de recristalização foi incipiente e existem evidências de imiscibilidade. Tais inclusões representariam o fluido primário responsável pelo transporte e deposição dos veios e do ouro (XAVIER, 1991).

2) A imiscibilidade é um importante processo relacionado à deposição dos veios e do ouro. Pela imiscibilidade dos fluidos aquo-carbônicos a parte vapor seria constituída principalmente por CO₂, CH₄, N₂ e H₂S, sendo o líquido constituído por água. Nesta separação de fases os tiocomplexos se desestabilizariam, liberando ouro e formando os sulfetos e a água migraria para os limites dos grãos de quartzo interagindo com as rochas encaixantes, gerando as assembléias minerais hidratadas, já a parte vapor, dada a sua baixa capacidade de migração (WATSON & BRENAN, 1987), permaneceria no interior dos grãos. Esta combinação de processos seria responsável pelo grande consumo de água e conseqüente enriquecimento relativo de CO₂ durante a formação do veio (WATSON & BRENAN, 1987; CRAW & NORRIS, 1993 e JOHNSON & HOLLISTER, 1995).

3) No depósito Ambrósio estes fluidos aquo-carbônicos não são encontrados e o grau de recristalização do quartzo é intenso.

4) Durante o processo de recristalização dinâmica estas inclusões carbônicas, que equivalem a porções reliquiares do fluido original sofrem reequilíbrio (evidência esta dada pela grande variação na densidade do fluido) e possíveis inclusões aquo-carbônicas representantes do fluido original tenderiam a perder sua água pela migração dos limites dos grãos (HOLLISTER, 1990 ; JOHNSON & HOLLISTER, 1995).

A presença da água é tida como indispensável para a formação de veios e a

sua ausência nos veios mineralizados do depósito Ambrósio pode ser explicada pela combinação de vários fatores, entre os quais destacam-se : a) A existência de um campo de *stress* vigente durante a formação do veio, b) migração e perda de água durante este processo, c) incorporação desta água nas fases minerais hidratadas, através da interação com a rocha hospedeira e conseqüente sulfetação e deposição do ouro e d) com a continuidade da deformação, recristalização do quartzo reequilibrando as inclusões carbônicas e perda de água de possíveis inclusões aquo-carbônicas reliquiares, por recristalização do quartzo com migração dos limites dos grãos.

CAPÍTULO 7 - MINERALIZAÇÃO

7.1. MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS EM TERRENOS GRANITO-GREENSTONE

Dentro do quadro mundial de produção de ouro, os depósitos localizados em seqüências vulcanossedimentares do tipo *Greenstone Belt* ocupam posição privilegiada (cerca de 25%), só perdendo para os depósitos de pláceres antigos e modernos (GROVES & PHILLIPS, 1987).

Estes terrenos, segundo GROVES *et al.* (1989), apresentam uma série de características gerais:

a maioria das mineralizações ocorrem ao longo de zonas de cisalhamento rúpteis - dúcteis (em falhas e fraturas subordinadas) onde as condições de P e T indicam transição de fácies xisto - verde / anfíbolito.

os tipos litológicos que se destacam como hospedeiras são rochas máficas ou rochas com razões Fe/ Fe+Mg elevadas, além de metassedimentos ricos em ferro e carbono.

a natureza da alteração hidrotermal varia de acordo com a rocha hospedeira, no caso das rochas máficas em condições de fácies xisto-verde, por exemplo, os minerais de alteração são, essencialmente, sulfetos de ferro, micas potássicas, feldspatos sódicos e carbonatos ferro/magnesianos.

muitos dos depósitos ocorrem em sítios extensionais onde fraturas hidráulicas (conjunto de veios de quartzo), veios laminados (*crack seal*) e brechas são desenvolvidas.

as estruturas mineralizadas podem ser de rejeito oblíquo, normal ou inverso existindo poucas mineralizações em estruturas puramente transcorrentes.

A tabela 7.1 aponta os principais mecanismos e condições de transporte e deposição do ouro.

Condição de Deposição	Mecanismo de Transporte	Mecanismo de Deposição
T = 250 - 350° C	Complexos Sulfurosos Reduzidos	Decréscimo da Temperatura (nenhuma rocha específica)
Fluidos = H ₂ O / CO ₂		Decréscimo da ΣS (sulfetação de rochas ricas em Fe)
Pf = < 2 Kbars		Decréscimo na fO ₂ (redução do fluido pela interação com litotipos carbonosos). Acréscimo na fO ₂ (imiscibilidade ou mistura de fluidos)
CO ₂ = 15 moles%		Decréscimo no pH pela reação com rochas dacíticas, por exemplo
Na / K (molar) = 10 a 89		
Log fO ₂ = -33 a -29,7		
Log H ₂ S = -33 a -0,6		
pH = neutro a levemente alcalino		
Densidade do Fluido = 0,9 g /cm ³		

Tabela 7.1 - Sumário dos principais parâmetros associados ao transporte e deposição dos depósitos auríferos do tipo *greenstone*. (mod. GROVES *et al.*, 1989).

7.2. MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS EM FÁCIES ANFIBOLITO

Embora a maioria dos depósitos auríferos estejam associados à transição de fácies xisto-verde / anfibolito, a presença de depósitos de grande porte em condições de mais alta temperatura demonstra que nem sempre o ouro é perdido durante o metamorfismo de médio ou alto grau.

Depósitos situados em domínios de mais elevada temperatura, tais como: Depósito de Hemlo no Canadá (acima de 600 t de Au), Big Bell na Austrália (acima de 100 t de Au), Renco no Zimbawe (30 t de Au) e Consort na África do Sul (50 t de Au), são os exemplos mais importantes (PHILLIPS & de NOOY, 1988).

Estes mesmos autores supracitados apontam algumas feições comuns para tais mineralizações: a) escassez de alteração carbonática; b) ambiente de deformação de moderada a alta; c) ausência de texturas pré-metamórficas; d) proximidade a margens de corpos granitóides e f) ausência de espessos veios de quartzo.

No que se refere a este tema, destacam-se os trabalhos realizados na Austrália (nos blocos de Yilgaarn e Pilbara, com maior número de publicações) e no Canadá (na Província Superior, *Greenstone Belt* de Eastmain River).

Neste sentido, a tabela 7.2 tenta discriminar as principais características

FIGURA 7.2. - Legenda:

(1) lineação de estiramento em zonas de cisalhamento dúctil; (2) flanco de dobras abertas mesoscópicas e ao longo de falhas reversas; (3) intersecção de zonas de cisalhamento ou ao longo de contatos litológicos cisalhados; (4) zona de cisalhamento dúctil no contato dos granitóides com supracrustais; (5) zonas de cisalhamento dúcteis; (6) zonas de alta deformação, paralelas à lineação de estiramento; (7) conjunto de veios de quartzo situados nos flancos de dobras ao longo de um trend NE de deformação; (8) e (9) zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteis no contato de komatiitos/sills gabróicos; (10) níveis quartzosos paralelos a zonas de cisalhamento oblíquas-sinistrais.

(A) biotita-diopsídio-anfibólio-calcita e cordierita; (B) biotita-quartzo-diopsídio e grenalita; (C) clinopiroxênio-calcita-microclínio-anfibólio cálcico e biotita; (D) quartzo-diopsídio-plagioclásio-calcita-biotita-tremolita e actinolita; (E) microclínio-muscovita-andaluzita-silimanita e plagioclásio; (F) granada-hornblenda-biotita e plagioclásio; (G) hornblenda-granada--plagioclásio-calcita-quartzo com traços de biotita-clorita e titanita; (H) hornblenda-plagioclásio-biotita-granada-calcita-quartzo e clorita; (J) biotita-anfibólio cálcico-plagioclásio-calcita-clorita magnésiana e quartzo; (K) anfibólio cálcico-biotita-plagioclásio-calcita-quartzo-talco e titanita.

(I) pirrotita-calcopirita-galena e pirita; (II) pirrotita-arsenopirita-lollingita-calcopirita e esfalerita; (III) pirrotita e pirita; (IV) pirrotita-pirita-calcopirita-arsenopirita e galena; (V) pirita-pirrotita-molibdenita e arsenopirita; (VI) pirrotita-calcopirita-pirita-arsenopirita e esfalerita; (VII) arsenopirita-pirrotita-calcopirita-galena e esfalerita; (VIII) pirrotita-esfalerita-calcopirita e pirita; (IX) arsenopirita-pirrotita-pirita e molibdenita; (X) arsenopirita-pirrotita-pirita-calcopirita-galena e esfalerita.

intrínsecas às mineralizações auríferas em fácies anfibolito, servindo como parâmetro para o estudo do Depósito do Ambrósio, no *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru.

Província/ Distrito	Depósito/ Produção	Hospedeira	Controle Estrutural	Alteração	Sulfetos/ Óxido	Referências
Yilgaarn/ Southern Cross	Fraser's / 9474 Kg (até 1988)	Metaultramá ficas	(1)	(A)	(I)	Barnicaot (1991)
Pilbara / Mt. York	Main Hill e Breccia Hill	BIFs - grunerita magnetita	(2)	(B)	(II)	Neumair <i>et al</i> (1993)
Pilbara / Mt. York	Zakanaka e Iron Stirrup	Anfibolito	(3)	(C)	(III)	Neumair <i>et al.</i> (1993)
Yilgaarn / SouthernCr oss	Corinthia e Hopes Hill (5711 kg até 1988)	máficas e ultramáfi- cas (indiferen- ciadas)	(4)	(D)	(IV)	Bloem <i>et al.</i> (1994)
Yilgaarn / Murchi- son	Big Bell (22776 kg até 1988)	Metaba- saltos tholeiíti- cos	(5)	(E)	(V)	Phillips & de Nooy (1988)
Superior/Ea stmain River	Eastmain River (15 t de Au- reserva estimada em 1986)	Rochas Máficas	(6)	(F)	(VI)	Couture & Guha (1990)
Yilgaarn / Coolgar- die	Three Mile Hill (3877 kg até maio de 1993)	Sill de gabro rico em quartzo	(7)	(G)	(VII)	Knight <i>et al.</i> (1993)
Yilgaarn / Coolgar- die	Tindals Group (4350 kg até maio de 1993)	Komatitito com pequenas intrusões de pórfiros, doleritos e gabros	(8)	(H)	(VIII)	Knight <i>et al.</i> (1993)
Yilgaarn / Coolgar- die	Barbara- Surprise Group (5642 Kg fim de 1988)	Komatit- itos	(9)	(J)	(IX)	Knight <i>et al.</i> (1993)
Yilgaarn / Coolgar- die	Bayleys (8700 Kg até abril de 1991)	quartzo feldspa- to pórfiro	(10)	(K)	(X)	Knight <i>et al.</i> (1993)

Tabela 7.2 - Principais depósitos auríferos, cujas mineralizações acham-se hospedadas em rochas metamorizadas em fácies anfibolito.

7.3. DEPÓSITO AURÍFERO AMBRÓSIO

7.3.1. Encaixantes

O ouro ocorre em veios de quartzo sulfetados ao longo do contato metassedimentos / anfibolitos (FIG 7.1).

A capa da mineralização é representada por anfibolitos miloníticos formados por hornblenda, plagioclásio e quartzo. Lentes félsicas são observadas com freqüência, representando minerais reliquiares bastante recristalizados. Quando a intensidade da deformação é maior, estas lentes mudam sua forma, dispondo-se em bandas bem mais deformadas.

A lapa é representada por metassedimentos pelíticos, intensamente cisalhados, onde desenvolvem-se estruturas S-C, sombras de pressão e rotação dos porfiroblastos.

A assembléia mineral é constituída por quartzo, biotita, andaluzita e granada.

Tanto nos metassedimentos, quanto nos anfibolitos, os minerais são indicativos de metamorfismo regional de baixa pressão, em fácies anfibolito.

7.3.2. Veios de Quartzo Sulfetados

A assembléia sulfetada encontrada nos veios caracteriza-se essencialmente por arsenopirita, pirita e pirrotita, representando cerca de 5% dos minerais constituintes dos veios mineralizados. Dentre estes, a arsenopirita destaca-se, correspondendo a mais de 90%.

A arsenopirita ocorre como cristais euhedrais, normalmente associados aos níveis filossilicatados (biotita e muscovita), que imprimem aos veios um aspecto laminado ou cristais anedrais em contato com a pirrotita. Como os demais minerais de minério, apresenta dimensões submilimétricas.

A pirrotita ocorre esporadicamente, porém sempre em equilíbrio com a arsenopirita (FIG 7.2), fato este não observado com a pirita, que encontra-se dispersa na ganga (quartzo, carbonato, biotita, sericita e plagioclásio).

Todos estes sulfetos parecem estar relacionados ao metamorfismo Mn, sendo responsáveis pela mineralização, encontrados concordantes com a foliação principal



FIGURA 7.1 - Aspecto macroscópico do veio mineralizado, no contato metassedimentos / anfibolitos.

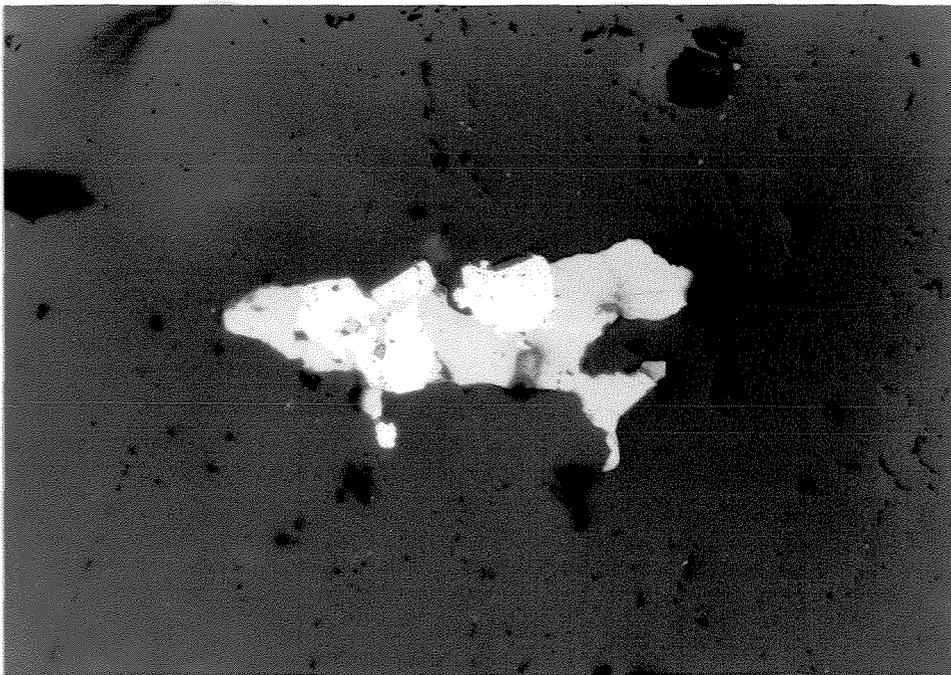


FIGURA 7.2 - Fotomicrografia mostrando a pirrotita e a arsenopirita, em equilíbrio, no veio mineralizado. Aum 400x.

(Sn).

Em função do intemperismo, a ghoetita surge como uma fase mineral tardia, desenvolvida, principalmente, pela oxidação da arsenopirita (FIG 7.3), estando, o ouro situado nas porções periféricas deste óxido, possivelmente fruto de uma pepitização.

Além de estar associado com a ghoetita (FIG 7.4), o ouro também é encontrado (na forma livre) associado ao quartzo (FIG 7.5), principal constituinte da ganga, onde, em ambas as associações a prata se faz presente, com porcentagens variando de 5% a 12% (FIG 7.6), dados estes obtidos através de microscopia eletrônica de varredura (EDS).

Outro fato que chamou a atenção, deve-se a existência de brechas hidráulicas (observadas nos testemunhos de sondagem) com fragmentos de anfibolito imersos em matriz carbonática, onde se destacam porções ricas em galena, que podem representar um evento hidrotermal, associado a Mn+1, de caráter tardio em relação à mineralização (FIG 5.7).

No que se refere ao mecanismo de transporte do ouro, a interação do fluido mineralizante com rochas de elevada razão Fe/Fe+Mg (com formação de sulfetos, tais como arsenopirita, pirita e pirrotita), a íntima associação ouro/ghoetita e ghoetita/arsenopirita, bem como ouro/arsênio (amplamente difundida, tanto no meio científico, quanto no meio mineiro) pode sugerir como principal mecanismo de transporte os complexos sulfurosos reduzidos, ou tiocomplexos.

O fato da mineralização achar-se no contato anfibolitos/metassedimentos levanta a hipótese de que o fluido mineralizante teria reagido com as "metabásicas" (anfibolitos - rochas com elevada razão Fe/Fe+Mg) e migrado para os metassedimentos, devido a maior porosidade dos mesmos.

Associado aos metassedimentos, mineralizados ou não, é encontrada quantidade significativa de material carbonoso, caracterizado como de origem biogênica (XAVIER *et al.*, 1994). Tal fato corrobora a idéia de que o mesmo não perde suas características isotópicas com o aumento do grau metamórfico (DISSANAYAKE, 1994).

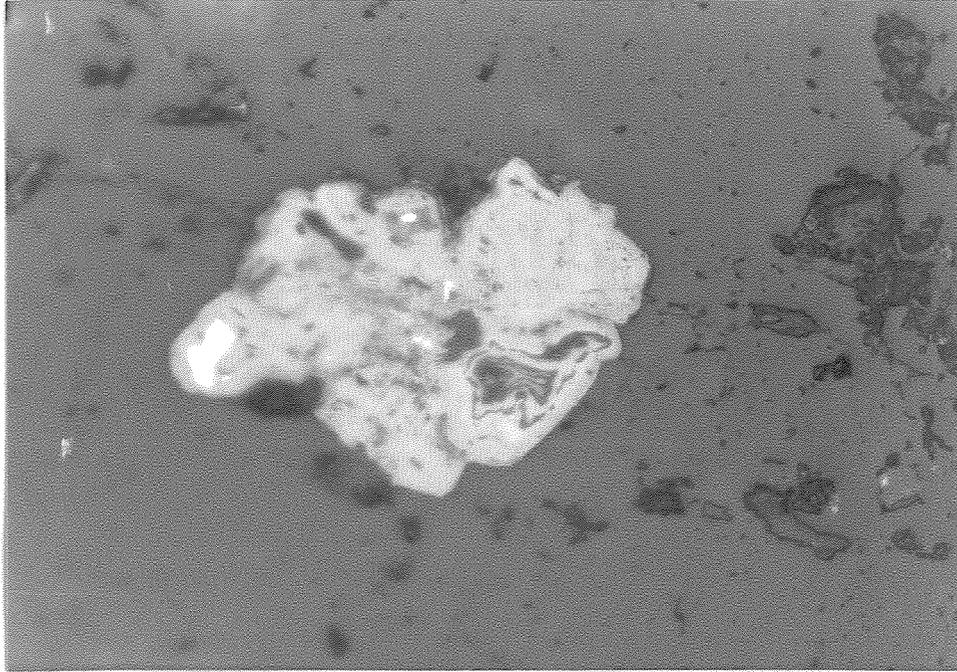


FIGURA 7.3 - Fotomicrografia apontando a passagem da arsenopirita para ghoetita, em função da oxidação do sulfeto. Aum 400x.

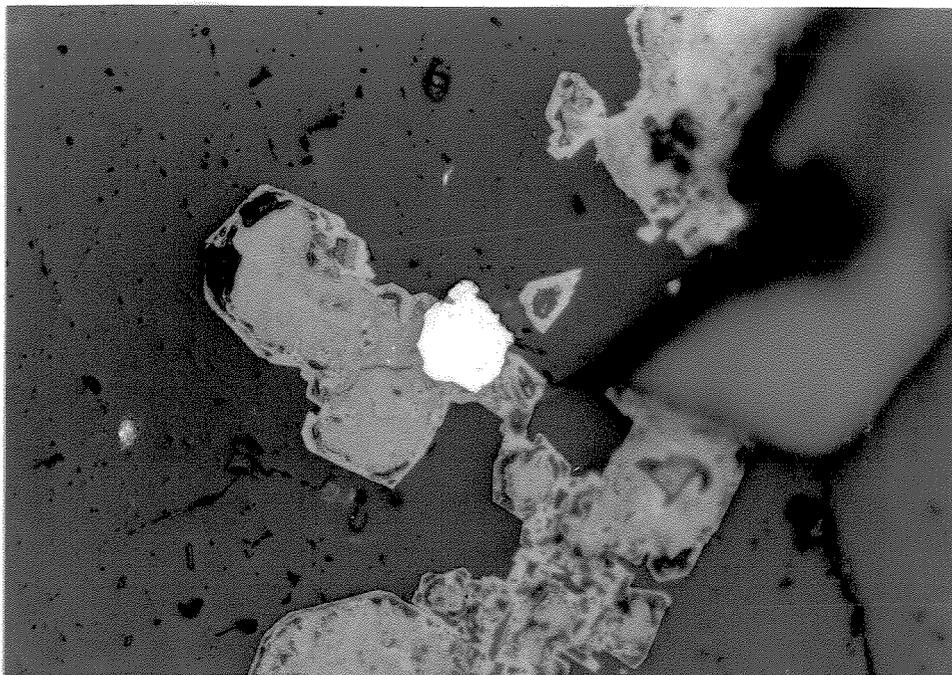


FIGURA 7.4 - Fotomicrografia mostrando grão de ouro associado a ghoetita. Aum 400x.

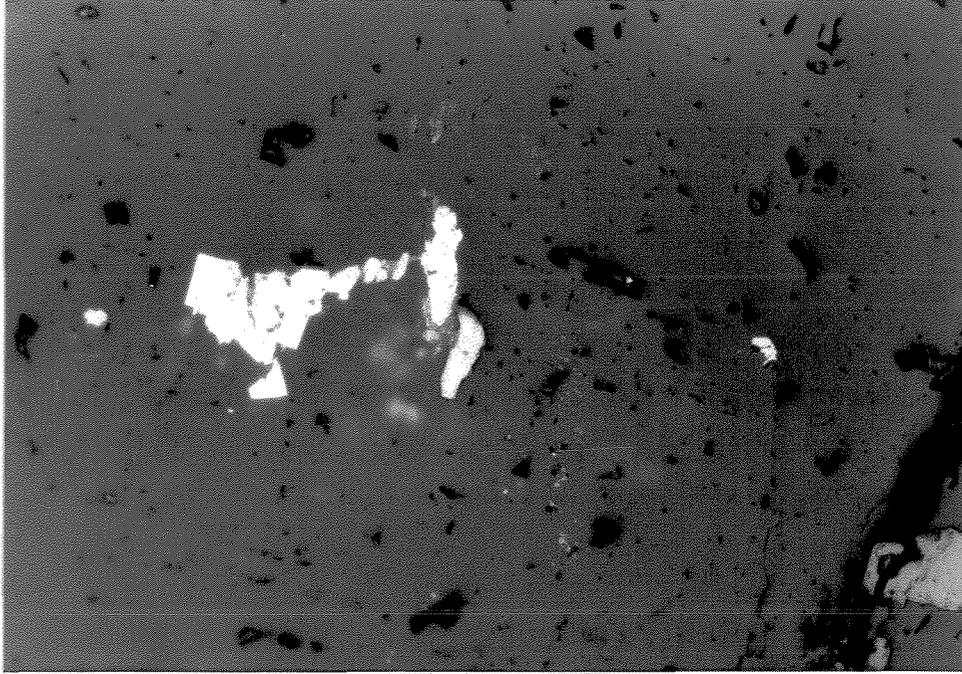


FIGURA 7.5 - Fotomicrografia mostrando grão de ouro associado à ganga quartzosa, próximo à pirita. Aum. 400x.

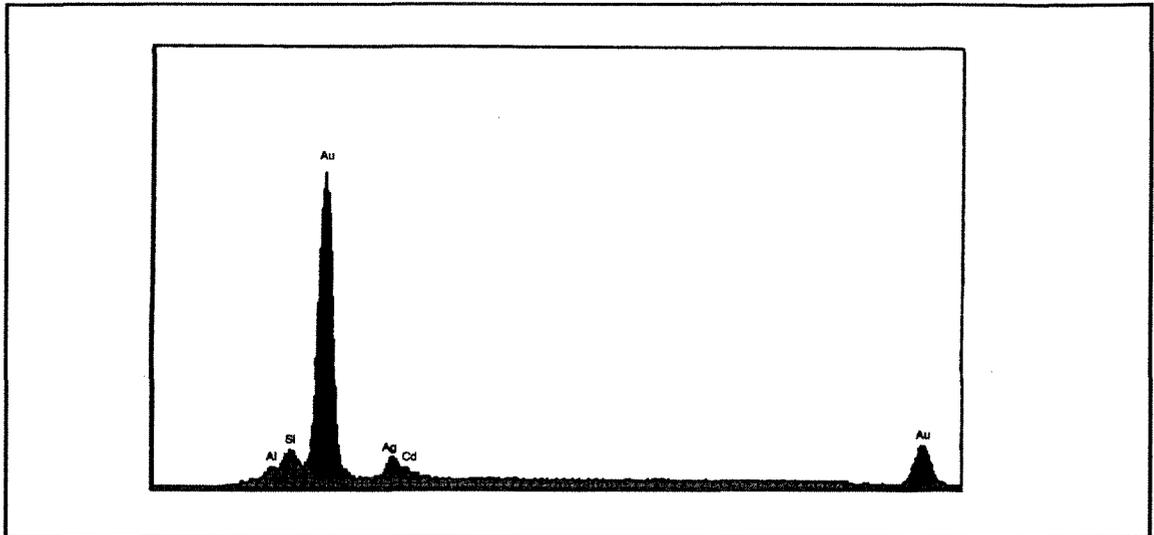


FIGURA 7.6 - Análise semiquantitativa do ouro associado a goetita, mostrando pico referente à prata, que varia, em porcentagem, de 5 a 12%.

7.3.3. Estrutura

A estrutura responsável pela mineralização é uma dobra de arrasto (sinforme, FIG 7.7) gerada em função do desenvolvimento de uma estrutura de segunda ordem, representada por uma zona de cisalhamento sinistral (NE-SW) em condições dúcteis.

Tal estrutura, surge em decorrência do desenvolvimento de um duplex direcional compressivo, sob um regime de tensão de direção NW - SE, que é inferido não somente para a região estudada, como também para todo o *greenstone belt* do Rio Itapicuru (SILVA & MATOS, 1991; COELHO *et al.*, 1991).

7.3.4. Deformação no veio mineralizado

Em escala microscópica o veio mineralizado encontra-se intensamente deformado evidenciando o processo de recristalização dinâmica. Observa-se uma relação oblíqua entre os níveis filossilicáticos (onde o quartzo está mais intensamente recristalizado) e os níveis quartzosos (FIG 7.8). Tal aspecto representa, em escala microscópica, a estrutura geral da mineralização, sendo os níveis filossilicáticos correlacionados à transcorrência NE-SW e os níveis quartzosos à dobra de arrasto.

7.3.5. Plunge

Ao observar as seções (FIG 7.9), discriminadas na figura 7.7, nota-se que o minério aparece em maior profundidade em direção ao norte. Tal fato associado ao eixo do sinforme mineralizado e às lineações minerais e de estiramento observadas, neste sinforme, sugerem que o corpo de minério mergulha em baixo ângulo na direção NNE, que representaria o *plunge* da mineralização.

7.3.6. Metalotectos

Dentro deste contexto, alguns metalotectos salientam-se como controladores da mineralização:

Metalotecto Estrutural - a mineralização está associada a uma dobra de arrasto da foliação principal (sinforme), resultante do desenvolvimento de uma transcorrência (N30E/70NW), com lineação de estiramento, N10-20E/20-30, paralela ao eixo do sinforme. Esta lineação é a mesma, tanto no sinforme quanto na transcorrência (ambos

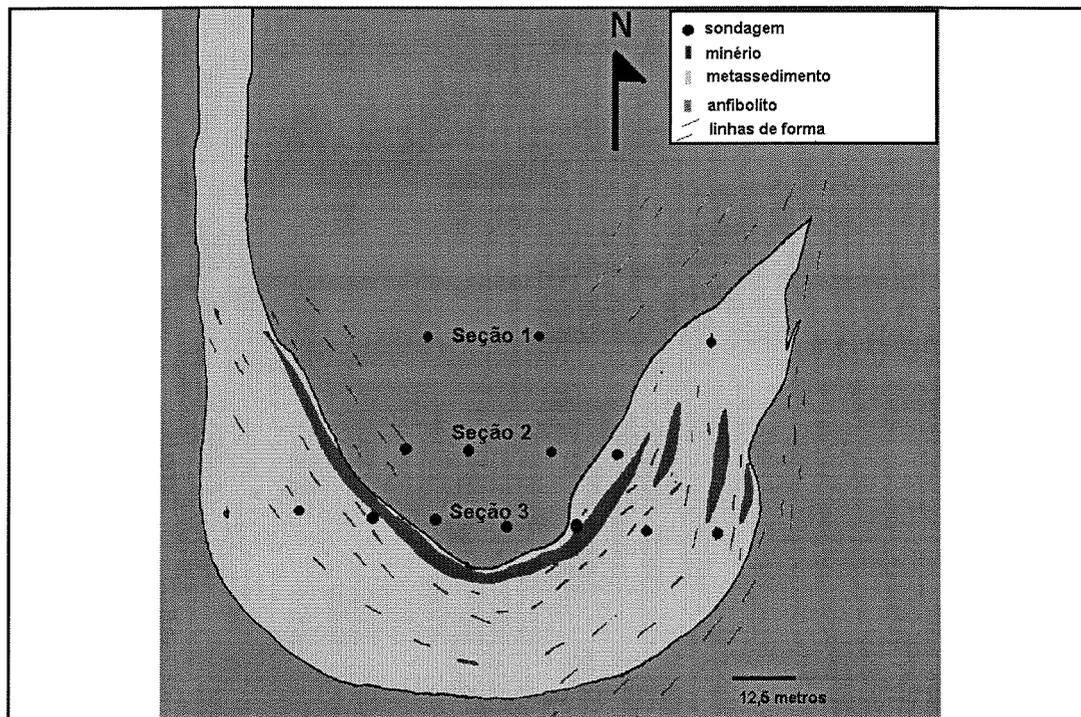


FIGURA 7.7 - Mapa de detalhe do sinforme mineralizado (sinforme II), indicando as sondagens realizadas pela DOCEGEO.

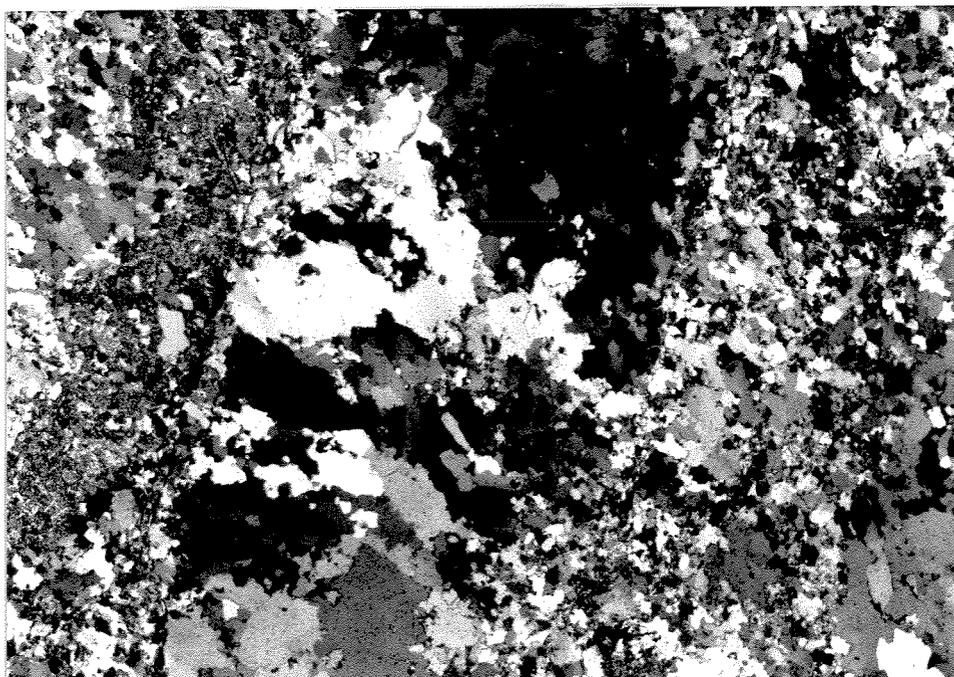
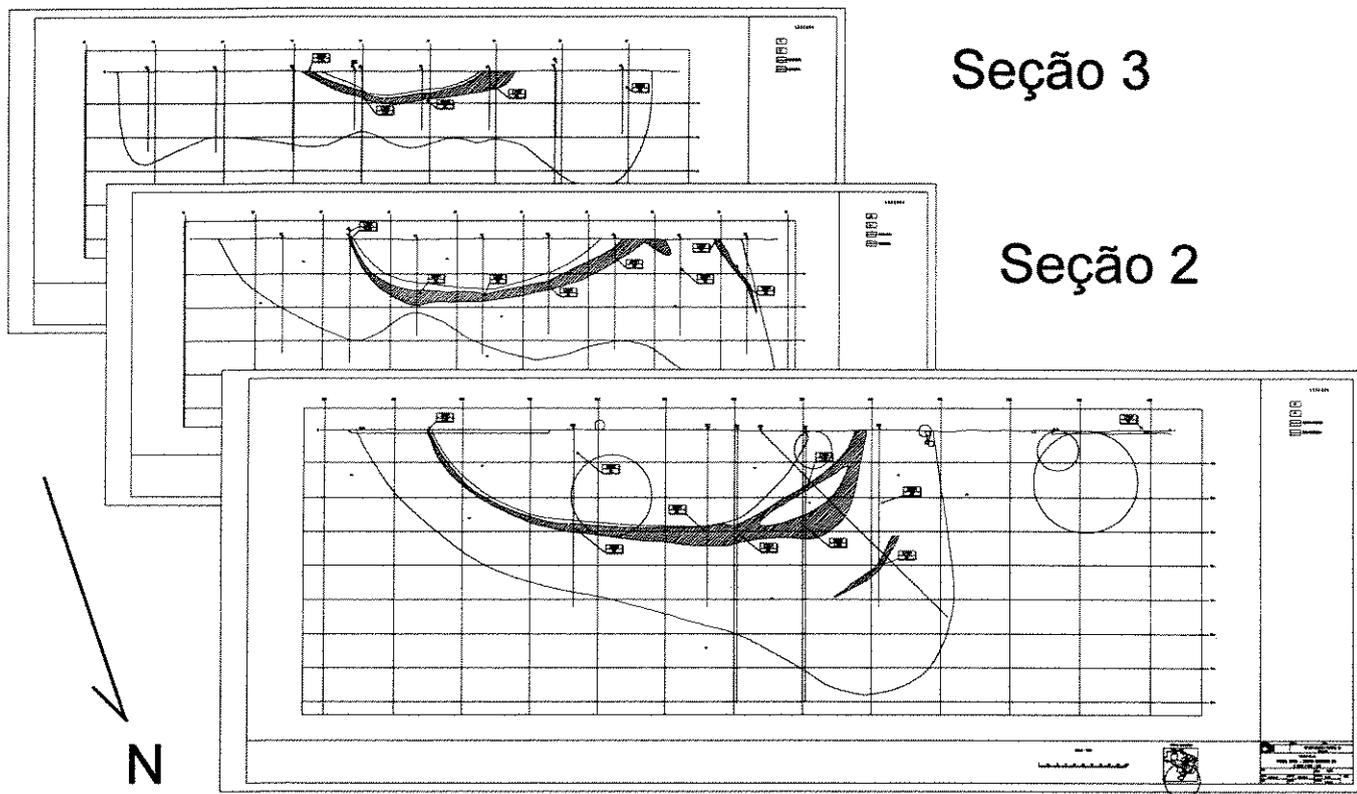


FIGURA 7.8 - Fotomicrografia do veio mineralizado destacando relação oblíqua entre as porções mais recristalizadas, associadas aos filossilicatos e aos níveis quartzosos.

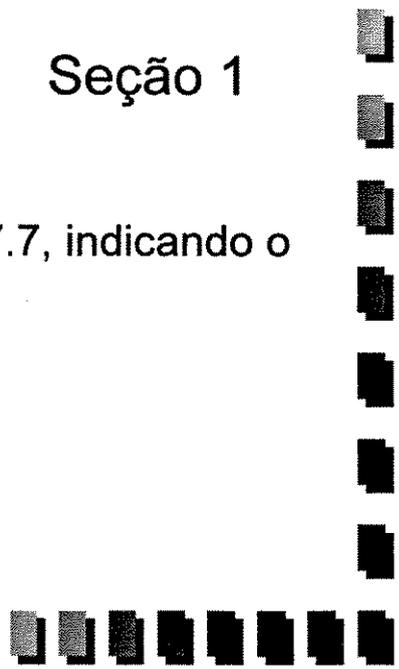


Seção 3

Seção 2

Seção 1

FIGURA 7.9 - Seções discriminadas na Fig 7.7, indicando o mergulho do minério.



sinforme. Esta lineação é a mesma, tanto no sinforme quanto na transcorrência (ambos mineralizados), caracterizando a simultaneidade destas estruturas.

Metalotectos Lito-estratigráficos - lito-estratigraficamente a mineralização encontram-se no Domínio Vulcânico Máfico (KISHIDA, 1979), particularmente no contato entre metassedimentos e anfibolitos, metamorfizados em fácies anfibolito, constituindo, respectivamente, a lapa e a capa da mineralização. O contato entre estes dois litotipos, de contrastes reológicos distintos, favorece a percolação de fluidos, que tendem a migrar em direção às lentes de metassedimentos, devido a sua maior permeabilidade.

Metalotectos Mineralógicos - Relacionada aos veios quartzosos tem-se o aparecimento de minerais sulfetados, onde destacam-se a arsenopirita e subordinadamente a pirita e pirrotita, fato este que condiciona a mineralização. A assembléia silicatada, nos veios, é marcada, em ordem decrescente, por: quartzo, biotita, sericita, carbonatos e plagioclásio, sendo os filossilicatos responsáveis pelo aspecto laminado dos veios.

Metalotectos Químicos - referem-se: (1) à natureza das rochas encaixantes; rochas com razões Fe/Fe+Mg elevadas (GROVES *et al.*, 1989), no caso específico, rochas máficas hoje metamorfizadas em fácies anfibolito; (2) ao tipo de fluido predominante nos veios mineralizados, inclusões carbônicas; 3) assembléia sulfetada (arsenopirita 95%, pirita 3% e pirrotita 2%) caracterizando um ambiente redutor. Estes aspectos apontam como principal mecanismo de transporte do ouro os tiocomplexos, mais estáveis (em relação aos complexos ricos em Cl) em ambientes redutores.

7.3.7. Implicações Prospectivas

Conforme observado na Figura 4.12, onde encontra-se destacada a zona mineralizada, a estruturação responsável pelo controle do minério repete-se tanto para NNE, quanto para SSW, na direção aproximada de N30E.

Este alinhamento reflete o desenvolvimento da zona transcorrente (N30E/70NW) e conseqüente arrasto da foliação principal gerando sinformes I, II, III. A lineação de estiramento associada (N10 - 20E/20 -30) é a mesma na transcorrência e no sinforme, também coincidindo com o eixo do mesmo (possível *plunge* da mineralização).

Levando-se em consideração que a mineralização encontra-se no sinforme (II)

e na transcorrência, as regiões I e III mostram-se favoráveis para a mineralização, embora carentes de informações. Possíveis investigações deve-se levar em conta estas estruturas, que recomendam a abertura de trincheiras, além de sondagens preliminares para SSW (nos sinformes) e para ESE (na transcorrência).

7.4. CONSIDERAÇÕES PARCIAIS

Quando comparado com as demais mineralizações auríferas do GBRI, o Depósito Ambrósio apresenta mais diferenças do que semelhanças. As semelhanças restringem-se, em relação à Mina Fazenda Brasileiro, ao tipo de sulfeto predominante (arsenopirita) e ao domínio litoestratigráfico ao qual as mineralizações estão associadas (Domínio Vulcânico Máfico), além do tipo de inclusões (fluidos carbônicos).

No que se refere à mina Fazenda Maria Preta, as diferenças são maiores, exceção feita ao tipo de fluidos encontrados na porção mineralizada.

As características distintivas entre o Depósito Ambrósio e estas mineralizações são:

- ausência de intensa alteração hidrotermal relacionada ao evento metamórfico mineralizante;
- grau metamórfico em condições mais elevadas (fácies anfibolito);
- comportamento mais plástico dos litotipos frente à deformação (regime dúctil);
- ausência de espessos veios;

Em relação às mineralizações auríferas, em fácies anfibolito, ao se observar a Tabela 7.2 e as considerações de PHILLIPS & de NOOY (1988), nota-se que o depósito em questão apresenta semelhanças no que diz respeito a:

- escassez de alteração carbonática relacionada ao evento mineralizante;
- controle estrutural condicionado por estruturas dúcteis;
- ausência de texturas pré-metamórficas;
- proximidade a margens de corpos granitóides;
- ausência de espessos veios de quartzo;
- rochas hospedeiras da mineralização;
- sulfetos associados (arsenopirita, pirita e pirrotita).

CAPÍTULO 8 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

Pelas informações presentes neste trabalho, algumas hipóteses podem ser levantadas, tais como :

I) O Depósito Ambrósio encontra-se associado, do ponto de vista litoestratigráfico, ao Domínio Vulcânico Máfico, e não ao Domínio Sedimentar, como representado na maioria dos mapas da região.

II) A mineralização está condicionada a uma deformação dúctil de caráter progressivo, mais especificamente relacionada a estágios iniciais da evolução de um sistema transpressivo sinistral, no qual desenvolveu-se um sistema de *duplexes* direcionais.

III) A transcorrência NE-SW representa uma estrutura de segunda ordem, em relação ao *trend* cisalhante principal (N-S), fato este que corrobora a hipótese de que o ouro normalmente está associado a estruturas subsidiárias.

IV) A relação da mineralização com o metamorfismo e a deformação, aponta a cogeneticidade desta, com os fases Mn e Dn.

V) Mn caracteriza-se por um metamorfismo regional de baixa pressão, em fácies anfibolito, ao qual a mineralização está vinculada.

VI) Mn+1 pode ser caracterizado como de caráter hidrotermal, relacionado a estruturas rúpteis (Dn+1), onde os fluidos retrometamórficos foram canalizados desenvolvendo uma assembléia mineral em fácies xisto-verde.

VII) A correlação entre os domínios estruturais sugere que durante Dn, nas regiões inter-domos, desenvolveu-se um sistema transpressivo, representado em planta, por um sistema de *duplexes* direcionais e em perfil por estruturas em flor. Descartando os

supostos sinformes associados a estas regiões, inter-domos.

VIII) A mineralização é controlada por vários metalotectos dentre os quais destacam-se: 1) Metalotectos estruturais; 2) metalotectos litoestratigráficos; 3) metalotectos mineralógicos; 4) metalotectos químicos.

IX) Do ponto de vista prospectivo, novos alvos se fazem presentes, principalmente levando-se em contato o aspecto estrutural, tais como os sinformes I e III, vide Figura 4.12.

9. BIBLIOGRAFIA

- ABREU, F.R. Estudo das mineralizações auríferas filonianas da região da cidade de Diamantina / MG. Dissertação de Mestrado, 85 p. IG - UNICAMP, 1991.
- BARKER, A.J. **Introduction to metamorphic texture and microstructures**. New York, Chapman & Hall, 170 p., 1990.
- BARNICOAT, A.C.; FARE, R.J.; GROVES, D.I. & MCNAUGHTON, N.J. Synmetamorphic lode-gold deposits in high-grade Archean settings. **Geology** 19:921-924, 1991.
- BLOEM, E.J.M.; DALSTRA, H.J.; GROVES, D.I. & RIDLEY, J.R. Metamorphic and structural setting of Archean amphibolite-hosted gold deposits near Southern Cross, Southern Cross Province, Yilgaarn Block, Western Australia. **Ore Geology Reviews** 9:183-208, 1994.
- CARVALHO, E.D.R. Caracterização Petrográfica e Geoquímica das Litologias na Mina de Ouro Fazenda Maria Preta no Greenstone Belt do Rio Itapicuru - BA. Dissertação de Mestrado - IG UNICAMP, 88p, 1991.
- COELHO, C.E.; TOURAY, J.C.; FAURE, M. & PROST, A.E.P. Kinematic study of the Fazenda Maria Preta gold deposit, Bahia, Brasil: Metallogenic implications. In: Ladeira, E.A. (ed), **Proceedings of Brazil Gold 91: Economics, Geology, Geochemistry and Genesis of Gold deposits**. Balkema, Rotterdam, p. 657-660, 1991.
- COUTURE, J.F. & GUHA, J. Relative timing of emplacement of an Archean lode-gold deposit in an amphibolite terrane: the Eastmain River deposit, northern Quebec. **Can. J. Earth Sci.** 27:1621-1636, 1990.
- CRAW, D. & NORRIS, R.J. Grain boundary migration of water and carbon dioxide

during uplift of garnet-zone Alpine Schist, New Zeland. **Journal of Metamorphic Geology**, Oxford, v.11, p.371-378, 1993

DAVIS, G.H. **Structural geology of rocks and regions**. New York, John Wwiley. 341 p, 1984

DAVISON, I., TEIXEIRA, J.B.C., SILVA, M.G., NETO, M.B.R. & MATOS, F.M.V. The Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: structure and stratigraphical outline. **Precambrian Research**, v.42: p.1-17, 1988

DEBAT, P. et al. Optical studies of natural deformation of microstructures in feldspars (gnaisses and pegmatites from occitania Southern France). **Lithos**, vol 11, p 133-145, 1978.

DISSANAYAKE, C.D. Origin of vein graphite in high-grade metamorphic terrains. Role of organic matter and sedimentsubduction. **Mineral. Deposita** 29, 57-67 p, 1994.

EISENLOHR, B.N.; GROVES, D.I.; PARTINGTON, G.A. Crustal-scale shear zone and their significance to Archaean gold mineralization in Western Australia. **Mineral. Deposita**. 24, 1-8p, 1989.

FIGUEIREDO, M.C.H. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: A probable early Proterozoic subduction related magmatic arc. **Journ. of South Americ. Earth Sci.**, v.21: p. 291-306, 1989.

GROVES, D.I. Structural setting and control of gold deposits. In: Robert, F.; Sheahan, P.A. and Green, S.B. (eds). **Greenstone Gold and Crustal Evolution**. NUMA Conference. Geological Association of Canada. p.78-85, 1990.

GROVES, D.I.; BARLEY, M.E. & HO, S.E. The nature, genesis and tectonic setting of

- mesothermal gold mineralization in the Yilgarn Block, Western Australia. **Econ. Geol. Monog.** 6: 71-85, 1989.
- GROVES, D.I. & PHILLIPS, G.N. The genesis and tectonic control on Archean gold deposits of the Western Australian Shield - a metamorphic replacement model. **Ore Geology Rev.**, v.2:287-322, 1987.
- HARDING, T.P. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures and positive structural inversion. **Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.** 69, 582-600, 1985.
- HOLLISTER, L.S. Enrichment of CO₂ in fluid inclusions in quartz by removal of H₂O during crystal-plastic deformation. **Journal of Structural Geology**, London, v.12, p.895-901, 1990.
- JOHNSON, E.L. & HOLLISTER, L.S. Syndeformational fluid trapping in quartz: determining the pressure-temperature conditions of deformational from fluid inclusions and formation of pure CO₂ fluid inclusions during grain-boundary migration. **Journal of Metamorphic Geology**, Oxford, v.13, p.239-249, 1995 .
- KISHIDA, A. Caracterização geológica e geoquímica das seqüências vulcanossedimentares do médio Rio Itapicuru, Bahia. Tese de Mestrado (UFBA), Salvador, 98 p, 1979 .
- KISHIDA, A. & RICCIO, L. Chemostratigraphic of lava sequences from the Itapicuru greenstone belt, Bahia - Brazil. **Precambrian Res.**, 11:161-178, 1980.
- KISHIDA, A.; SENA, F.O. & SILVA, F.C. - Rio Itapicuru greenstone belt: Geology and gold mineralization. In: Ladeira, E.A. (ed.), **Proceedings of Brazil Gold'91: The Economics, Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits.** Balkema,

Rotterdam, p.49-59, 1991.

KNIGHT, J.T.; GROVES, D.I. & RIDLEY, J.R. The Coolgardie, Western Australia: district-scale controls on an Archaean gold camp in an amphibolite facies terrane
Mineral. Deposita 28:436-456, 1993 .

MARIMON, M.P.C.; KISHIDA, A. & TEIXEIRA, J.B.G. Estudo da alteração hidrotermal relacionada à mineralização aurífera na Fazenda Brasileiro (BA): XXXIV Cong.Bras.Geol., Goiânia, **Anais**, v.3, p.1556-1570, 1986.

MATOS, F.M.V. & DAVISON, I. - Basement or intrusion? The Ambrosio dome, Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. Intern.Symp. on Granites and Assoc. Mineralizations (**ISGAM**), Salvador, Bahia, Brazil. Extended Abst., p.133-135, 1987.

MAWER, C.K. What is a Mylonite ? **Geoscience Canada**, vol. 13, nº 1, 33-34p, 1986 .

MIYASHIRO, A. **Metamorphism and metamorphic belts**. London, George Allen & Unwin. 429p, 1975.

NEUMAYER, P.; GROVES, D.I.; RIDLEY, J.R. & KONING, C.D. Syn-amphibolite facies Archaean lode gold mineralisation in the Mt. York District, Pilbara Block, Western Australia. **Mineral. Deposita** 28:457-468, 1993 .

PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A. **Microtectonics**. Ed. Springer Verlag , 1995.

PHILLIPS, G.N. & de NOOY, D. High-grade metamorphic processes which influence Archaean gold deposits, with particular reference to Big Bell, Australia. **J. Metamorphic Geology**, 6:95-114, 1988.

PLACKZEK, G. Rayleigh-Streuung und Raman effekt, in Marx, E. (ed), **Handbuch der**

radiologie, v.6, Akademische Verlagsgesellschaft Leipzig, p.205-374, 1934.

REINHARDT, M.T. & DAVISON, I. Structural and lithologic controls on gold deposition in the shear zone-hosted Fazenda Brasileiro mine, Bahia State, Northeast Brazil. **Econ.Geol.**, v. 85: p.952-967, 1990.

ROBERT, F.; PHILLIPS, G. and KESLER, S.E. Greenstone gold and crustal evolution: Scope and results of the conference. In: Robert, F.; Sheahan, P.A. and Green, S.B. (eds). **Greenstone Gold and Crustal Evolution**. NUMA Conference Volume. Geological Association of Canada. p.2-7, 1990.

ROCHA NETO, M.B. Geologia e Recursos Minerais do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia. **Série Arquivos Abertos 4**, CBPM, Salvador, 1994.

SABATÉ, P.; MARINHO, M.M., VIDAL; P. & CACH-VACHETTE, M. Continental collision affinities of the lower Proterozoic peraluminous granitic of the São Francisco craton, Brazil. (in press), 1990.

SEIXAS, S.R.N.; MARINHO, M.M.; MORAES FILHO, O.M.; AWDZIEJ, J. Projeto Bahia II: geologia das folhas de Itaberaba e Serrinha, relatório final. Salvador: CPRM. Convênio DNPM-CPRM 1975 .

SILVA, F.C.A. & MATOS, F.M.V. Economic geology and structural controls of the orebodies from the Medium Itapicuru gold district: Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. In Ladeira, E.A.(ed), **Proceedings of Brazil Gold'91: The Economics, Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits**. Balkema, Rotterdam, p.629-635, 1991.

SILVA, F.C.A.; CHAUVET, M.; FAURE, M.; GUERROT. Structural and geochronological constraints on the paleoproterozoic evolution of the Rio Itapicuru Greenstone Belt

(Bahia, Brazil): A combination between archaic (vertical) and modern-type (horizontal) tectonics styles. **Tectonics** (in press), 1995.

SILVA, M.G. A sequência vulcano-sedimentar do médio Rio Itapicuru, Bahia: caracterização petrográfica, considerações petrogenéticas preliminares e zoneografia metamórfica. In: Sá, P.V.S.V. & DUARTE, F.B. (eds.), *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos*. SME, Salvador, 5: 6-42, 1984.

SILVA, M.G. *Geochemie, Petrologie und tektonische Entwicklung eines proterozoischen Grunstengurtels: Rio Itapicuru, Bahia, Brasilien*. Ph.D. Thesis, Univ. Albert Ludwig, Freiburg, West Germany, 1987.

SILVA, M.G. - Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de crescimento crustal Transamazônico, no craton do São Francisco, Bahia. **Boletim de Resumos Expandidos do XXXVII Cong. Bras. Geol.**, São Paulo. V.2, p.81-82, 1992.

TEIXEIRA, J.B.G. - Geologia e controles da mineralização aurífera da Fazenda Brasileiro, Serrinha (Ba). In: Sá, P.V.S.V. & DUARTE, F.B. (Eds.), *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos*, SME, Salvador, 6: 9-49, 1985.

TEIXEIRA, J.B.G.; KISHIDA, A.; MARIMON, M.P.C.; XAVIER, R.P. & McREATH The Fazenda Brasileiro gold deposit, Bahia: Geology, hydrothermal alteration, and fluid inclusion studies. **Econ. Geol.**, v.85, p.990-1009, 1990 .

TOURET, J. Fluid inclusions in high grade metamorphic rocks. In: Hollister, L.S. and Crawford, M.L. (eds). *Short course in fluid inclusions: applications in petrology*. **Mineralogical Association of Canada**, p. 182-208, 1981.

WALTHER, J.W. & ORVILLE, P.M. The extraction-quench technique for the determination

- of the thermodynamic properties of solute complexes: application to quartz solubility in fluid mixtures. **American Mineralogist**, 68, 731-741, 1983 .
- WATSON, E.B. & BRENAN, J.M. Fluids in lithosphere1. Experimentally determined wetting characteristics of CO₂-H₂O fluids and their implications for fluid transport, host-rock physical properties and fluid inclusion formation. **Earth Planetary Science Letter**, 85, 497-515, 1987.
- WINKLER, H.G.F. **Petrogênese das rochas metamórficas**. Edgard Blucher, Porto Alegre. 275p, 1977.
- WOODCOCK, N.H. & FISCHER, M. Strike - Slip Duplexes. **Journal of Structural Geology**, 8 (7) , 725 - 735 pp, 1986.
- XAVIER, R.P. The role of microstructural and fluid processes in the genesis of gold-bearing shear zones: Fazenda Maria Preta mine, Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil. PhD. Thesis, University of Southampton, U.K. , 241p, 1991.
- XAVIER, R.P.; FOSTER, R.P.; FALLICK, A.E.; ALDERTON, D.H. Potencial fluid reservoirs for mesothermal gold deposits in the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. **Comunicaciones**, nº 45, p. 13-22, 1994.
- YARDLEY, B.W.D. **An Introduction to Metamorphic Petrology**, New York, Wiley & Sons. 248 p, 1989.