

UNICAMP

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

Ricardo Aurélio Albernaz Hortensi

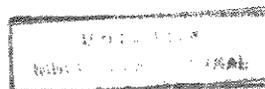
O CONTEXTO LITO-ESTRUTURAL DAS MINERALIZAÇÕES
AURÍFERAS NA REGIÃO DE POCONÉ - MT.

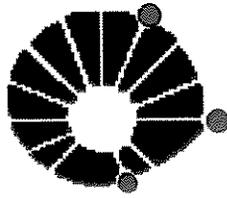
DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Esta dissertação corresponde ao
redação
por Ricardo A. A. Hortensi
e co-
em 26 03 1999
Mtl

CAMPINAS - SÃO PAULO

Fevereiro – 1999





UNICAMP

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

Ricardo Aurélio Albernaz Hortensi

**O CONTEXTO LITO-ESTRUTURAL DAS MINERALIZAÇÕES
AURÍFERAS NA REGIÃO DE POCONÉ - MT.**

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

Orientador: Prof. Dr. Job Jesus Batista

CAMPINAS - SÃO PAULO

Fevereiro - 1999

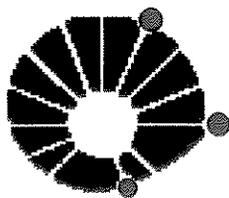
9912562

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA
PELA BIBLIOTECA I.G. - UNICAMP

H789c Hortensi, Ricardo Aurélio Albernaz
O contexto lito-estrutural das mineralizações auríferas na região de
Poconé-MT / Ricardo Aurélio Albernaz Hortensi.- Campinas,SP.:
[s.n.], 1999.

Orientador: Job Jesus Batista
Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de
Geociências

1. Ouro – Poconé-MT. 1. Mapeamento Geológico – Poconé-MT. 3.
Geologia Estrutural. 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 DE METALOGÊNESE

O CONTEXTO LITO-ESTRUTURAL DAS MINERALIZAÇÕES
AURÍFERAS NA REGIÃO DE POCONÉ-MT.

RESUMO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Ricardo Aurélio Albernaz Hortensi

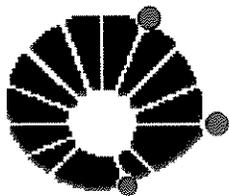
A região de Poconé representa um importante distrito aurífero para o Estado de Mato Grosso e está inserida numa seqüência metassedimentar neoproterozóica que compõe as rochas do Grupo Cuiabá. Esta pesquisa foi dedicada ao estudo detalhado das estruturas tectônicas existentes nesta região, tendo como principal objetivo apresentar a análise estrutural descritiva e qualitativa destas estruturas e suas relações com veios de quartzo mineralizados a ouro dispostos ao longo de cavas abertas pelos garimpeiros.

A sucessão litológica presente nas cavas mapeadas é caracterizada por um conjunto essencialmente metassedimentar representado pela alternância de litotipos pséfíticos e psamíticos com presença de clastos “seixos pingados” compondo uma típica seqüência turbidítica com aporte de geleiras.

A deformação atuante na área teve caráter heterogêneo, não-coaxial e progressivo, tendo sido processada em diferentes níveis crustais e em quatro fases de deformação. As estruturas pertencentes a D_1 e D_2 desenvolveram-se em regime crustal dúctil a dúctil-rúptil, sob atuação de esforços compressivos orientados segundo a direção NW/SE. Estas duas fases mostram uma evolução coaxial e progressiva com transporte tectônico de NW para SE. As estruturas pertencentes a fase D_3 formaram-se em regime rúptil à rúptil-dúctil e refletem a atuação de esforços compressivos orientados na direção NE/SW. Já a fase D_4 formou-se em regime tectônico eminentemente rúptil de caráter distensivo e disposto ortogonalmente às demais fases.

A estruturação geral das mineralizações é condicionada a veios de quartzo sub-verticalizados instalados em planos S_3 e S_4 dispostos segundo direções $15^0 - 35^0$ e $280^0 - 310^0$ respectivamente encaixados nos metassedimentos. O ouro ocorre nos veios, como também disseminado nos halos de alteração hidrotermal que bordejam tais vênulas. A intersecção destas duas famílias de veios representam excelentes depósitos minerais tipo “Bonanzas”.

As estruturas e texturas observadas nos veios mineralizados revelam que a mineralização aurífera está intimamente relacionada a sulfetação, sendo a pirita o sulfeto mais abundante na região



UNICAMP

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

**O CONTEXTO LITO-ESTRUTURAL DAS MINERALIZAÇÕES
AURÍFERAS NA REGIÃO DE POCONÉ-MT.**

ABSTRACT

MASTER DISSERTATION

Ricardo Aurélio Albernaz Hortensi

The Poconé region represents an important gold province located in the Mato Grosso State. This province is hosted in a Neoproterozoic metasedimentary sequence, which constitute the Cuiabá Group. This research is dedicated to a detailed study of the tectonic structures of this region, and the main target is to present a descriptive and qualitative structural analysis of these structures and their relationships with the gold mineralization. The gold bearing quartz-veins are exposed on open pits, made by gold-washers.

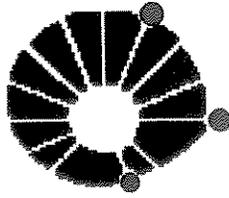
The Cuiabá Group is characterized by a psamitic and pselititic intercalations with dropstones, interpreted as a typical turbiditic sequence fed by glacial debris.

The deformation had a heterogeneous, non-coaxial and progressive character. It has been developed at different crustal levels, during four distinct phases. The D1 and D2 structures were developed in a ductile to ductile-brittle crustal regime, caused by compressive stress-field oriented in a NW/SE direction. These two phases show coaxial and progressive evolution. The D3 structures were formed in a brittle to brittle-ductile regime and reflect a compressive stress-field oriented in a NE/SW direction. During D4, a proeminant brittle tectonic regime was formed, with an extensional character, which was disposed in a perpendicular direction in relation to the other deformation phase structures.

The structural framework of the gold-mineralization is controlled by sub-vertical quartz veins, parallel to the S3 and S4 planes. The gold occurs within the quartz-veins and also disseminated in hydrothermal alteration halos at the veins margins. The intersection of these two groups of veins represents an excellent mineral "Bonanza" type deposits.

The observed structures and textures in the mineralized veins reveal that gold mineralization is closely related to sulphide percolation, mainly pyrite.

*A meu sobrinho Vinícius, e a todos
aqueles que acreditam num ideal...*



UNICAMP

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

AUTOR: Ricardo Aurélio Albernaz Hortensi

**O CONTEXTO LITO-ESTRUTURAL DAS MINERALIZAÇÕES
AURÍFERAS NA REGIÃO DE POCONÉ – MT.**

Orientador : Prof. Dr. Job Jesus Batista

Aprovada em: ____/____/____

PRESIDENTE : Prof. Dr. Job Jesus Batista

EXAMINADORES :

Prof. Dr. Job Jesus Batista - IG/UNICAMP

Prof. Dr. Ardemírio de Barros Silva - IG/UNICAMP

Prof. Dr. Raul Minas Kuyumjian - IG-UNB

Campinas, Fevereiro de 1999.

AGRADECIMENTOS

Se fosse colocar o nome de todas as pessoas queridas que me auxiliaram neste trabalho, certamente teria que redigir um volume espesso como uma bíblia. Porém, não posso deixar de agradecer:

- Ao Professor Job, pela atenção dispensada no decorrer desses anos;
- Aos Professores Roberto Xavier e Ardemírio Barros, membros da banca de qualificação, pelas sugestões apresentadas;
- Aos colegas Ronaldo Gaúcho (Báh Tchê!) e Cezar Baiano (Hó Chente!), membros da banca informal, pelas sugestões apresentadas e pelo apoio;
- A todos professores e funcionários do IG-UNICAMP pela paciência ao longo dos anos em que estive por estas bandas. Especialmente a gata que possui um coração equivalente à sua altura: VAAAAAALLLLLLL!!!!!!;
- Aos colegas da pós-graduação que sempre aturaram minhas brincadeiras e mumunhas por todo esse tempo. HAJA PACIÊNCIA!!!!
- A Karine V. Ribeiro, que tem iluminado meu caminho;
- Ao Sr. José Manoel (Zé Mané) pelas discussões ao longo da viagem;
- Aos meus pais e irmãos;
- A FEMA e a COOPERAURUM pelo suporte técnico nas etapas de campo;
- Ao CNPq pelo apoio financeiro durante dois anos;
- Especialmente ao Wagner (Baratinha), *in memoriam*;
- Ahh!!! A tarântula da limpeza "Tudo Bem"...

MUITO OBRIGADO!!!

SUMÁRIO

Dedicatória	i
Agradecimentos	ii
Sumário	iii
Lista de figuras	v
Lista de tabelas	vii
Resumo	viii
Abstract	ix

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação	2
1.2. Objetivo	3
1.3. Métodos e materiais	3
1.4. Localização e acesso	4
1.5. Aspectos fisiográficos	4

CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA REGIONAL : Trabalhos Anteriores

2.1. Apresentação	9
2.2. Contexto geotectônico e estrutural	11
2.3. Estratigrafia	13
2.4. Metamorfismo	16
2.5. Magmatismo	17
2.6. Geocronologia	18
2.7. Controle estrutural das mineralizações auríferas	19

CAPÍTULO 3 – GEOLOGIA LOCAL

3.1. Apresentação	22
3.2. Nomenclatura	23
3.3. Principais litotipos	23
3.4. Descrição das frentes de lavra	34
3.4.1. Garimpo da Juraci	34
3.4.2. Garimpo do Walter	34
3.4.3. Garimpo do Fernandão	38
3.4.4. Garimpo do Sérgio França	41
3.5. Considerações litoestratigráficas	41

CAPÍTULO 4 - ANÁLISE ESTRUTURAL

4.1. Considerações	50
4.1.1. Métodos utilizados	50
4.2. Fases deformacionais	51
4.2.1. Características pertencentes a fase D ₁	51
4.2.2. Características pertencentes a fase D ₂	53
4.2.3. Características pertencentes a fase D ₃	54
4.2.4. Características pertencentes a fase D ₄	56
4.3. Síntese das fases deformacionais	58
4.4. Posicionamento dos elementos estruturais observados na região de Poconé dentro do contexto tectônico regional	61

CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES GERAIS

CAPÍTULO 6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANEXO I - MAPA LITO-ESTRUTURAL DAS CAVAS MAPEADAS

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de localização e acesso	05
Figura 1.2 - Mapa geomorfológico do Estado de Mato Grosso	07
Figura 2.1 - Mapa geológico simplificado da Faixa Paraguai	10
Figura 2.2 - Perfil geol. entre a zona cratônica até a zona interna e coluna strat. da Faixa Paraguai	14
Figura 3.1 - Amostra de mão representando contato abrupto entre filito hematítico e filito sericítico	23
Figura 3.2 - Fotomicrografia com níveis de filossilicatos e quartzo, evidenciando textura milonítica	23
Figura 3.3 - Fotomicrografia destacando o contato entre nível quartzoso e nível sericítico com magnetitas tardias, idiomórficas e distribuídas de maneira caótica	25
Figura 3.4 - Fotomicrografia apresentando filmes de magnetita dobrados e fraturas tardias preenchidas por quartzo	25
Figura 3.5 - Amostra de mão do filito sericítico com tonalidade rosada	26
Figura 3.6 - Fotomicrografia com seixo de metassilito imerso em matriz sericítica	26
Figura 3.7 - Fotomicrografia da seção polida, mostrando quartzito com venulação preenchida por pirita	28
Figura 3.8 - Fotomicrografia com quartzito policristalino	28
Figura 3.9 - Amostra de mão mostrando estrutura primária (S_0) preservada no quartzo-sericita-xisto	29
Figura 3.10 - Fotomicrografia mostrando pirita idiomórfica limonitizada imersa no quartzo-sericita xisto	29
Figura 3.11 - Dique de rocha básica bastante alterado	31
Figura 3.12 - Fotomicrografia mostrando textura sub-óptica do dique básico	31
Figura 3.13 - Seção do garimpo do Fernandão, mostrando metaritmio deformado	32
Figura 3.14 - Microfoto mostrando contato entre filmes de filossilicatos e níveis quartzosos do metaritmio	32
Figura 3.15 - Visada NW da cava da Juraci (Ponto 1)	34
Figura 3.16 - Vista parcial da parede da cava da Juraci (visada NE), mostrando filito sericítico cinza-claro e cinza-escuro no topo do afloramento	34
Figura 3.17 - Mapa geológico do Garimpo da Juraci	35
Figura 3.18 - Veio de quartzo centimétrico mineralizado a ouro disposto segundo direção $280^{\circ}/80^{\circ}$ NE	36
Figura 3.19 - Amostra de mão de veio de quartzo com halo de alteração bastante deformado e rico em clorita	36
Figura 3.20 - Mapa geológico do Garimpo do Walter (Ponto 2)	38
Figura 3.21 - Perfil da parede da cava no Ponto 2, mostrando padrão de dobramento apertado em "Z", evidenciando transporte tectônico com vergência para SE	39
Figura 3.22 - Mapa geológico do Garimpo do Fernandão (Ponto 3)	41
Figura 3.23 - Veio de quartzo intensamente deformado (Visada NE)	42
Figura 3.24 - Det. da fotogr. anterior, onde pode-se dest. um expr. halo de alt. na borda do v. de quartzo	42

Figura 3.25 - Perfil da cava do Garimpo do Fernandão destacando dobra isoclinal sinforme	43
Figura 3.26 - Perfil da cava do Garimpo do Fernandão destacando dobra isoclinal sinforme e tension gashes indicando movimento reverso	43
Figura 3.27 - Detalhe da cava do Fernandão mostrando sigmoide com sombra de pressão indicando movimento reverso	44
Figura 3.28 - Mapa geológico do Garimpo do Sérgio França	45
Figura 3.29 - Fotografia da parede da cava no Garimpo do Sérgio França mostrando macrodobra recumbente intrafolial no contato entre filito sericitico e filito hematítico (Visada SW)	46
Figura 3.30 - Detalhe da fotografia anterior, mostrando planos de foliação S_2 e S_3	46
Figura 4.1 - Bloco-diagrama esquemático da fase D1, dúctil	52
Figura 4.2 - Bloco-diagrama esquemático da fase D2, dúctil	53
Figura 4.3 - Bloco-diagrama esquemático da fase D3, rúptil-dúctil	55
Figura 4.4 - Bloco-diagrama esquemático da fase D4, rúptil	56
Figura 4.5 - Síntese das fases de deformação para a área estudada	60
Figura 4.6 - Modelo esquemático para o controle das mineralizações auríferas na região de Poconé	65
Figura 4.7 – Imagem de radar de parte da Província Serrana, próximo ao anticlinal Marzagão, destacando lineamentos NE e transcorrências com padrão sinistral	62

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 - Tabela com atitudes coletadas nos trabalhos de campo	50
Tabela 4.2 – Tabela de frequência de lineação de estiramento mineral e fraturas	57

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação

Poconé existe desde 1770 quando os Bandeirantes começaram a explorar a região em busca de pepitas de ouro, até a atividade entrar em declínio a partir de 1850.

Em 1981, o preço do ouro disparou no mercado internacional e a febre voltou tão intensa que os garimpeiros deste século reaproveitaram os caminhos dos Bandeirantes e passaram a cavar desenfreadamente, como devastadoras formigas, tudo o que encontravam pela frente. Utilizando equipamentos pesados tais como tratores e retro-escavadeiras, os trabalhos de garimpagem consistiram, via de regra, na lavra da cobertura eluvionar até aflorar a rocha, e daí, com a exposição dos veios de quartzo mineralizados a ouro, prosseguiram através de aberturas de cavas¹ que vão a profundidades em que os riscos inerentes ao processo impedem o seu andamento.

Atualmente existe cerca de sessenta garimpos dispostos na região de Poconé, onde os garimpeiros predominantemente explotam o ouro de origem primária, a partir de "frentes de lavra" instaladas ao longo de veios de quartzo que cortam toda a região. A idéia de se desenvolver estudos nesta região, vinculados ao tema da dissertação do mestrado, deveu-se sobretudo ao pouco conhecimento que se tem acerca das mineralizações auríferas na região, visto que os trabalhos disponíveis abordam a questão enfocando basicamente aspectos regionais.

O presente trabalho sintetiza os conhecimentos e informações adquiridas a partir do mapeamento geológico detalhado em quatro cavas abertas pelos garimpeiros da região, numa área de aproximadamente 35km², englobando tanto a área urbana de Poconé, como também seu entorno. O critério de seleção das cavas deve-se principalmente à qualidade das exposições de rochas, visto que a maioria das cavas encontram-se submersas e/ou soterradas por rejeito da própria lavra garimpeira.

A citada região constitui parte de um distrito aurífero da Baixada Cuiabana que, por sua vez, é responsável por significativa produção de ouro no Estado de Mato Grosso.

¹O termo cava é utilizado em regiões garimpeiras para denominar frentes de lavra abertas pelos garimpeiros. Geralmente este termo vem acompanhado do nome do dono do garimpo. Ex: Cava do João Bala. É necessário salientar que tais frentes de lavra não obedecem nenhuma norma técnica de exploração e muito menos de segurança.

1.2. Objetivo

O presente trabalho tem como principal objetivo estudar o contexto lito-estrutural das mineralizações auríferas presentes na região de Poconé, bem como caracterizar a evolução estrutural das famílias de veios que afloram na região.

1.3. Métodos e materiais

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

- Revisão cartográfica disponível para a área em questão;
- Compilação bibliográfica nacional e internacional;
- Confecção de mapa-base destacando a área urbana e as vias de acesso às lavras. Este mapa foi confeccionado a partir de imagem de satélite LANDSAT-TM 226/071 com passagem em 10/02/97 na escala 1:30.000, utilizando-se os programas *MGE* e *Microstation-95*;
- Etapas de campo (aproximadamente 45 dias), com o intuito de levantar dados petrográficos e estruturais, além de viabilizar a coleta de amostras para estudos laboratoriais;
- Caracterização da evolução estrutural das famílias de veios que afloram na região estudada.
- Confecção de mapa lito-estrutural detalhado das frentes de lavra descritas;
- Confecção de perfis detalhados das frentes de lavra descritas neste trabalho;
- Análise lito-estrutural (macro e microescala) das rochas encaixantes das venulações fertilizadas a ouro;
- Estudo petrográfico em seções delgadas, abrangendo a descrição mineralógica, textural e microestrutural, a partir de amostras orientadas dos litotipos descritos no

mapeamento. Exames petrográficos também foram efetuados em seções polidas, objetivando a determinação dos minerais opacos;

- Análise estrutural integrada de todas feições lineares e planares identificadas no campo, utilizando o software *stereonet*, buscando definir parâmetros geométricos ligados às deformações das rochas encaixantes dos veios;

1.4. Localização e acesso

A área objeto desta dissertação, situa-se na porção sul do Estado de Mato Grosso, abrangendo a área urbana de Poconé. O principal acesso rodoviário partindo-se de Cuiabá, se dá pela rodovia pavimentada BR-070 até o entroncamento com a MT-060, depois percorrendo cerca de 80 km até a cidade de Poconé-MT (Figura 1.1).

1.5. Aspectos fisiográficos

Em termos geomorfológicos a área pesquisada está situada no domínio de uma unidade denominada de Baixada Cuiabana (Almeida, 1964a). A designação da Província, não implica em ser baixa por toda sua extensão, pois, localmente pode-se flagrar cristas monoclinais e morrotes isolados, que se destacam do aplainamento predominante na região. Uma feição estrutural que podemos destacar na região, é o anticlinal do Bento Gomes que se localiza a cerca de 100 km a noroeste da cidade de Poconé (Figura 2.1).

Barros *et alii*, (1982) ao abordarem a geomorfologia da região, colocaram a área em foco como pertencente ao limite entre a unidade geomorfológica do Pantanal Matogrossense e a Baixada Cuiabana; e que corresponde a uma área rebaixada compreendida entre o Planalto dos Guimarães e a Província Serrana (Figura 1.2).

Baseado na classificação de Köpen (1948; *in*: Silva *et alii*, 1980), que individualizou as regiões climáticas com base na distribuição do tipo de vegetação, o clima dessa região está classificado como (AW), sendo típico das savanas tropicais.

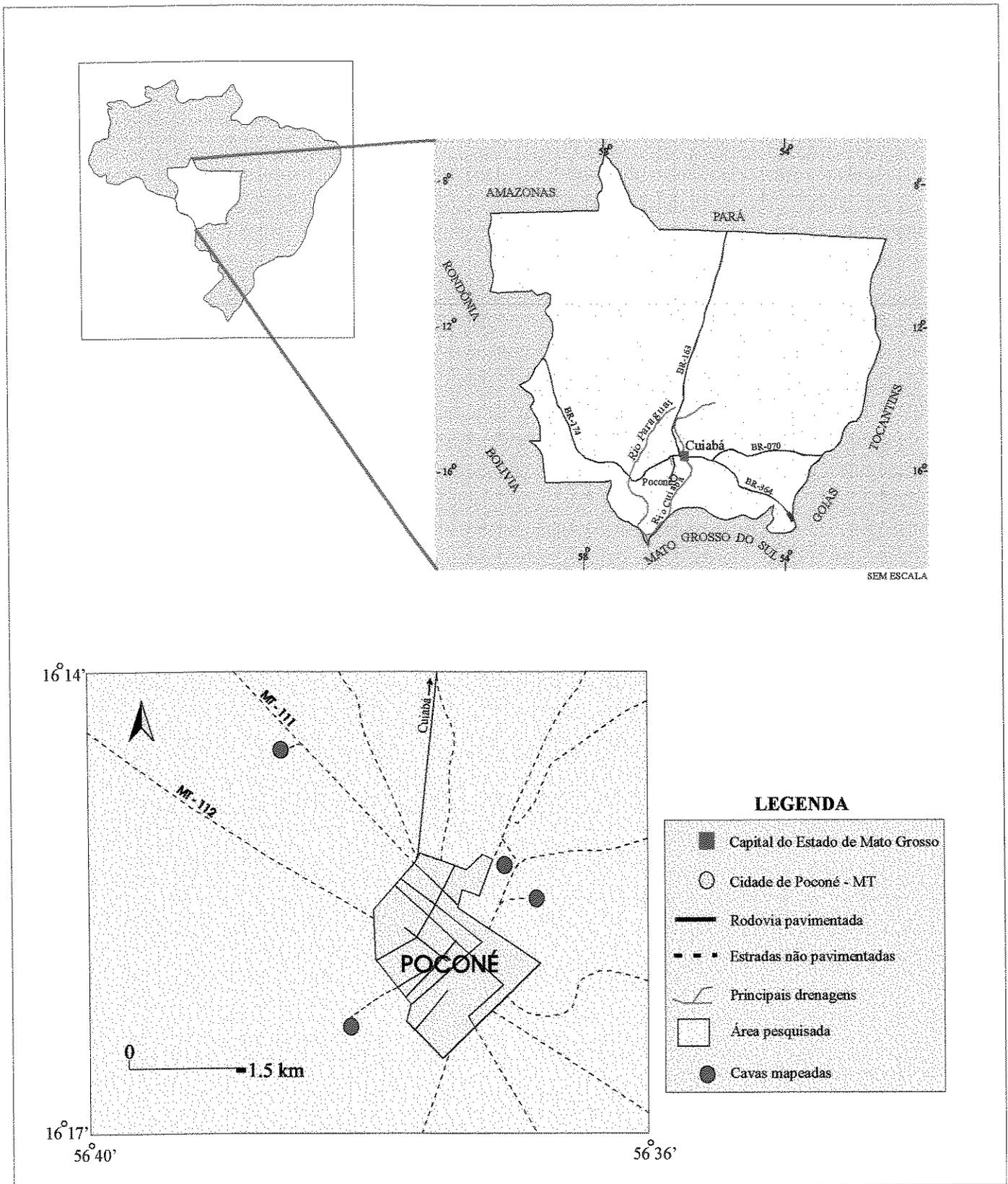


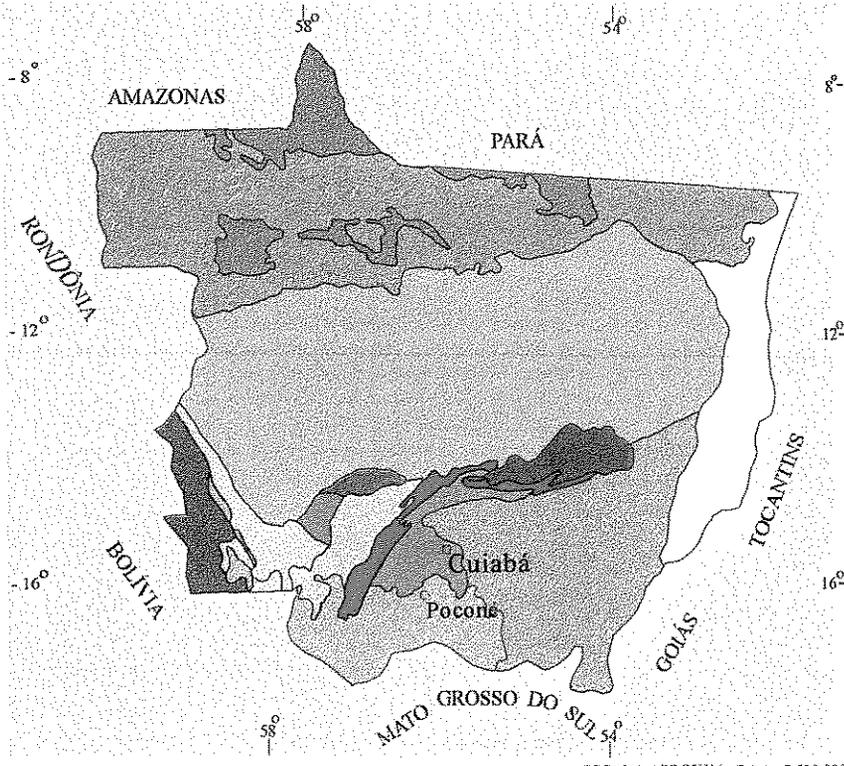
Figura 1.1 - Mapa de localização e acesso.

Segundo a classificação climatológica elaborada por Nimer (1988; *in*: Gonçalves *et alii*, 1994) a temperatura na região pode variar entre 24° e 36°C, enquanto que o regime pluviométrico varia entre 1250 - 1500 mm anualmente, tendo em vista que existe um período úmido entre os meses de novembro a março e um período seco entre os meses de abril a outubro.

Quanto à formação vegetal predominante na região, destaca-se o cerrado, pois, esta vegetação é típica das áreas de clima tropical. Veloso (1979; *in*: Silva, 1991) dividiu a citada vegetação em savana arbórea densa (cerradão) e savana arbórea aberta (campo cerrado). Contudo, a cobertura vegetal não se limita apenas ao cerrado, pois o município de Poconé encontra-se em uma zona de transição entre Cerrado e Complexo do Pantanal. A denominação Complexo se dá pela diversidade vegetal, onde se pode observar mata ciliar ao longo das drenagens, palmeiras e principalmente plantas aquáticas (Souza, 1981).

Poconé tem sua hidrografia inserida na Bacia do Rio Paraguai, tendo como principais afluentes o Rio Cuiabá, e o Rio Bento Gomes, que serpenteiam a região peneplanizada, proporcionando uma hidrografia complexa devido às inundações e ao grande número de braços laterais que os rios conformam, principalmente entre os meses de dezembro e janeiro.

As drenagens que cortam a região apresentam um padrão retangular-dendrítico e com nítido controle estrutural Franco e Pinheiro(1982; *in*: Silva, 1991). A maioria destas drenagens possuem caráter intermitente, secando no período da estiagem e readquirindo características torrenciais no período chuvoso.



Fonte : Projeto RADAMBRASIL e
Projetos DNPM / CPRM

ESCALA APROXIMADA 1 : 7.500.000

LEGENDA

Superfície Cristalina Guaporé	DOMÍNIO GUAPORÉ	Pantanal Matogrossense	DOMÍNIO DAS PLANÍCIES
Provincia Serrana do Alto Guaporé		Pantanal do Guaporé	
Serra do Roncador e Rio Branco		Planalto dos Guimarães	DOMÍNIO DOS PLANALTOS
Serra do Tapirapuã		Planalto dos Parecis	
Provincia Serrana	DOMÍNIO FAIXA PARAGUAI / ARAGUAIA	Depressão do Araguaia	DOMÍNIO AMAZÔNICO
Baixada Cuiabana		Depressão interplanáltica da Amazônia Meridional	
Depressão do Alto Paraguai		Planaltos Residuais do Norte de Mato Grosso	
Depressão de Paranatinga			

Figura 1.2 – Mapa geomorfológico do Estado de Mato Grosso.

CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA REGIONAL

Trabalhos Anteriores

2.1. Apresentação

Neste capítulo, far-se-á referências ao Grupo Cuiabá como um todo, e não apenas ao segmento crustal que ocorre nas imediações da cidade de Poconé, tendo em vista que é necessário um entendimento global sobre esta entidade, embora a pesquisa aborde uma área relativamente pequena.

As rochas do Grupo Cuiabá sempre despertaram interesse no meio científico. sob este aspecto, as primeiras observações pertencem ao Conde Francis de Castelnau (1850; *apud* Evans, 1894) que observou ardósias altamente inclinadas com calcário, no rio Miranda, a sudeste de Mato Grosso. No entanto, foi Evans (1894) o pioneiro a estudar estas rochas, definindo-as de *Cuyaba Slates*.

As considerações aqui expostas representam uma síntese bibliográfica que procuram traduzir o panorama do arcabouço geológico regional. Sempre que possível, procurou-se selecionar trabalhos mais recentes, deixando de lado trabalhos antigos, visto que, seus conteúdos quando coerentes, encontram-se consagrados e conseqüentemente englobados nos atuais.

Genericamente os metassedimentos Neoproterozóicos do Grupo Cuiabá encontram-se intensamente deformados, sofreram metamorfismo de baixo grau (fácies xisto verde), estando colocados na zona mais interna da Faixa Paraguai.

Este grupo estabelece contato norte/noroeste, através de falhamentos inversos, com sedimentos do Grupo Alto Paraguai; a leste, o contato se faz com arenito da Formação Furnas, Grupo Paraná; e em toda a faixa meridional, as rochas Pré-cambrianas do Grupo Cuiabá, encontram-se recobertas por depósitos aluvionares e coluvionares, areno-argilosos inconsolidados de idade Quaternária (Figura 2.1).

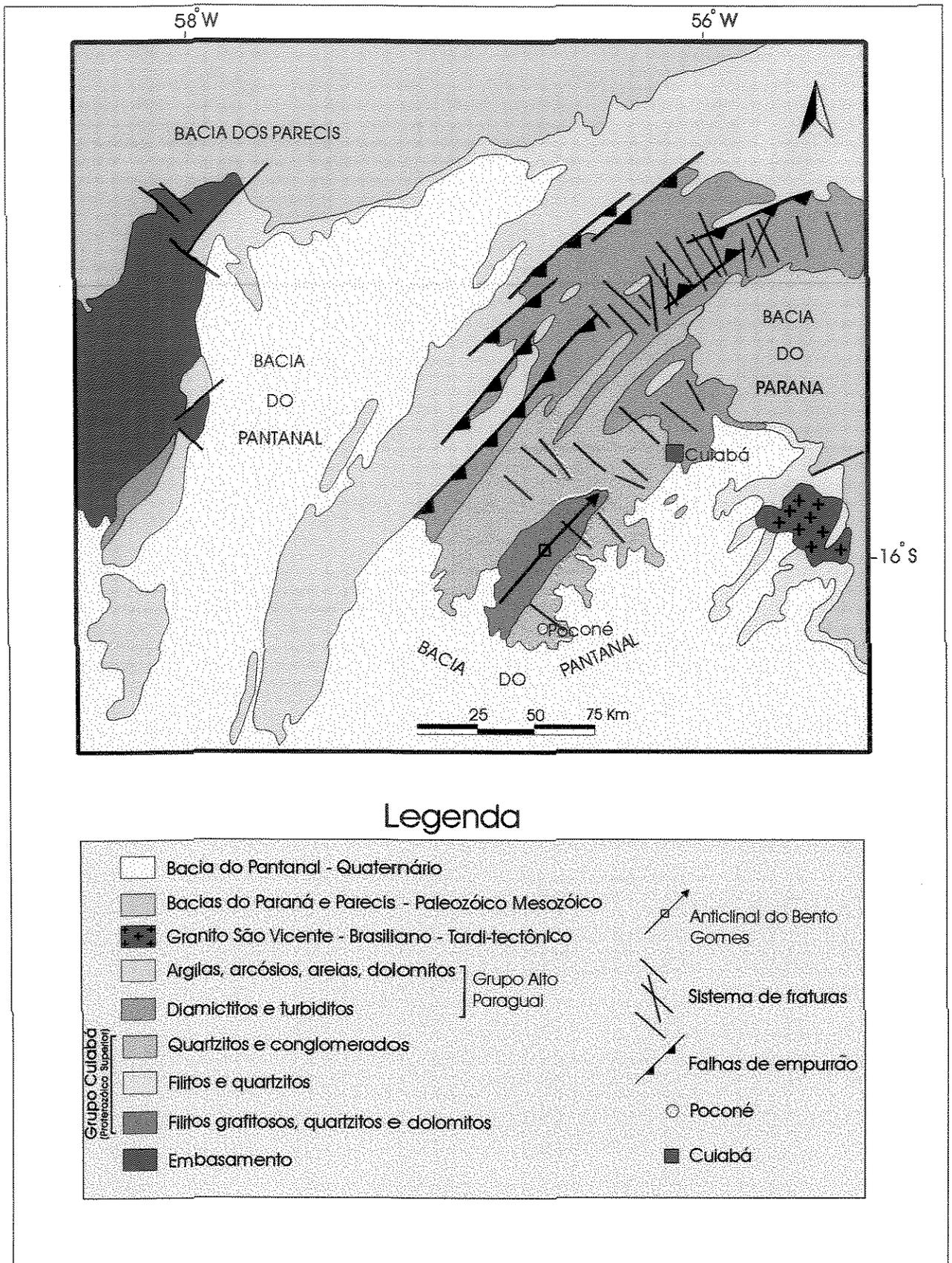


Figura 2.1 - Mapa geológico simplificado da Faixa Paraguai (Modificado de Alvarenga 1988 e Pires *et al.*, 1986 *in*: Silva 1990).

2.2. Contexto geotectônico e estrutural

A área objeto desta dissertação situa-se, no âmbito geotectônico, na zona interna da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia, definida por Almeida (1964). O mesmo autor individualizou a Faixa Paraguai em três zonas tectônicas; (Brasilides metamórficas, Brasilides não-metamórficas e Coberturas Brasileiras) cujo tectonismo, metamorfismo, são crescente de NW para SE. Toda zona ortotectônica das Brasilides sofreu intensos dobramentos, sendo marcada principalmente por dobramentos holomórficos, onde os mesmos apresentam-se em várias escalas, simétricos e assimétricos, constituindo braquissinclinais, braquianticlinais, e isoclinais, por vezes recumbentes que podem alcançar dezenas de quilômetros de extensão.

No estudo do sistema tectônico marginal do Cráton do Guaporé, Almeida (1974) coloca o Grupo Cuiabá como representando o estágio inicial de um desenvolvimento do geossinclíneo Paraguai-Araguaia. No mesmo ano, Figueiredo *et alii* (1974) constataram o contato superior do Grupo Cuiabá com as rochas do Grupo Alto Paraguai, o qual dar-se-ia por falhas inversas, onde seus metassedimentos seriam colocados sobre os metaparaconglomerados da Formação Puga.

Dois anos depois, Olivatti e Ribeiro Filho (1976) observaram duas fases de deformação nas rochas do Grupo Cuiabá, sendo que, ao sul do Mato Grosso do Sul constataram três fases de deformação para esta entidade. Concordando com esta proposta, Nogueira e Oliveira (1978) e Corrêa *et alii* (1979) também apontaram três fases de deformação coaxiais com vergência para o cráton, nesta unidade. Essas mesmas três fases deformacionais são indicadas por Souza (1981) e Pires *et alii* (1986) que, todavia, descrevem ainda a presença de fortes lineamentos de direção NE.

Na área que se estende de Cuiabá para SW, mapeada em escala 1:50.000, Luz *et alii*, (1980) apontaram três fases de deformação, onde verificou-se que a primeira fase se desenvolveu concomitante ao metamorfismo regional do grupo, produzindo grandes dobramentos holomórficos, a segunda produziu novos dobramentos holomórficos na região, isoclinais, assimétricos, recumbentes e principais lineações observadas. A terceira e última fase, menos intensa, desenvolveu clivagem de crenulação nas rochas mais plásticas.

As estruturas neste caso indicam vergência oposta ao cráton na segunda fase e em direção ao mesmo nas outras duas fases.

Já, Alvarenga (1986) propõe quatro eventos deformacionais para as rochas do Grupo Cuiabá. As três primeiras são consideradas como deformação progressiva coaxial, com eixo orientado para NE, vergindo para NW, enquanto que, a quarta e última fase, apresenta-se ortogonal às três primeiras. Dobras abertas de grande amplitude originadas nesta última fase, causou deformação nas estruturas anteriores e duplo caimento em seus eixos.

Pimentel (1985), Pimentel e Fuck (1986, 1987) propuseram para a citada região (Extremo leste da Faixa) um modelo geotectônico tipo zona de subducção que evoluiu e culminou com um choque de duas massas continentais representadas pelos Cráton Amazonas e o Maciço Central de Goiás.

Posteriormente, Silva (1990) trabalhando em áreas mineralizadas a ouro, no Grupo Cuiabá a leste da cidade homônima, conclui que há uma evolução tectônica progressiva, monocíclica e sugere transporte tectônico associado a *thrust* e *back-thrusting*.

Segundo Alvarenga (1990), a Faixa Paraguai mostra um sistema de dobramentos (D_1) que à medida que se torna mais intenso em direção às zonas internas, apresenta dobras assimétricas, isoclinais, com nítida vergência para as áreas internas da faixa dobrada e, conseqüentemente, em sentido oposto ao cráton.

Dentro de um contexto geotectônico mais amplo, Alvarenga e Trompette (1992) descartam a possibilidade da evolução da Faixa Paraguai se enquadrar dentro dos clássicos modelos geossinclinais e através de estudo sedimentar deste grupo e de seus equivalentes cratônicos, mostram uma evolução lateral de sedimentação que pode ser interpretada tanto como característica de uma margem passiva, desenvolvida na borda oeste de um oceano brasileiro, como de acumulação em borda de aulacógeno ou de um *rift* intra-continental.

Embora exista muita controvérsia entre os diversos autores, principalmente no que diz respeito à evolução geotectônica e ao número de fases de deformação dessa zona estrutural, há um consenso entre os mesmos, de que tais fases certamente são atribuídas ao Ciclo Brasileiro.

2.3. Estratigrafia

Para que haja maior clareza quanto ao posicionamento litoestratigráfico do Grupo Cuiabá, faz-se necessário uma breve descrição das rochas de parte da Faixa Paraguai.

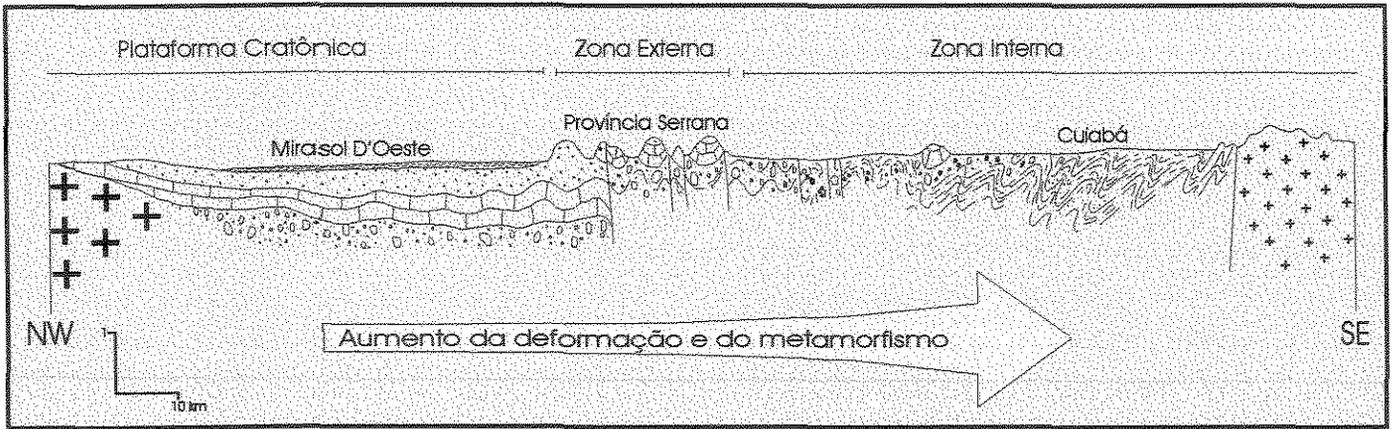
Na borda sudeste do Cráton Amazônico afloram sedimentos da Faixa Paraguai que, em direção a leste, gradualmente passam aos metassedimentos Neoproterozóicos representados pelo Grupo Cuiabá, que foram intensamente deformados durante a orogênese Brasileira.

Alvarenga (1990) traçando um perfil da borda sudeste do cráton Amazônico até as proximidades da capital do Estado de Mato Grosso, pôde destacar (partindo-se da zona externa para a zona interna da Faixa de Dobramentos), as seguintes unidades litoestratigráficas (Figura 2.2):

- 1- Arenitos e arcósios da Formação Diamantino e Raizama;
- 2- Calcários e dolomitos da Formação Araras;
- 3- Conglomerados, quartzitos, filitos, siltitos, arenitos e diamictitos da Formação Puga/Bauxi;
- 4- Diamictitos, filito grafitoso, filito sericítico, conglomerados, quartzitos, dolomitos do Grupo Cuiabá;
- 5- Granito tardi-tectônico de São Vicente.

A área objeto deste trabalho compõe-se essencialmente pelos metassedimentos do Grupo Cuiabá, que genericamente apresentam litologias bastante variadas, ocorrendo mica-xistos, filitos, quartzitos, metarcósios, metagrauvas, diamictitos, metaconglomerados e calcários.

Embora as áreas de mais extensos afloramentos do Grupo Cuiabá sejam separadas pelas coberturas da Bacia do Paraná e do Pantanal, estreitas faixas de afloramentos junto à borda dos sedimentos Paleozóicos daquela bacia permitem comprovar a continuidade geográfica do grupo, sendo que, as maiores áreas onde estão expostas as rochas deste grupo situam-se nas altas bacias dos rios Miranda e Aquidauana; na Baixada Cuiabana e nos confins da bacia do rio Araguaia em Mato Grosso, com ocorrências isoladas estendendo-se a Goiás.



Unidades Litoestratigráficas	Faixa Paraguai		
	Mirasol D'Oeste - Provincia Serrana - Cuiabá		
	ZONA EXTERNA	ZONA INTERNA	
Granito Tardi-tectônico		Granito São Vicente	
Unidade Superior	Formação Diamantino Formação Raizama	Grupo Alto Paraguai	
Unidade Média	Formação Araras	Fácies Guia	
Unidade Inferior	Formação Puga / Bauxi	Diamiclitos Filitos, Quartzitos e Conglomerados Filito Grafítico, Filitos e Dolomitos	Grupo Cuiabá
Embasamento	Cráton Amazônico		

Figura 2.2 - Perfil geológico entre a zona cratônica e a zona interna, e o posicionamento estratigráfico do Grupo Cuiabá na Faixa Paraguai (Modificado de Alvarenga, 1990).

A parte mais bem conhecida do grupo localiza-se a sudoeste de Cuiabá. Trata-se de uma área com cerca de 4.500 km² que foi mapeada na escala 1:50.000 por Luz *et alii* (1980), onde os autores individualizaram sete unidades lito-estratigráficas, porém sem ocorrência do topo e base do referido grupo na área mapeada. Nas partes mais inferiores deste grupo predominam metapelitos, metapsamitos, e raros metaconglomerados com pequenos seixos de quartzo. Para o alto do mesmo, e próximo ao cráton, tornam-se freqüentes os filitos e metagrauvacas conglomeráticas, com seixos e blocos de variadas dimensões, por vezes decimétricas, deformados plasticamente. Vários autores correlacionam tais blocos a um período glácio-marinho durante a deposição das rochas do Grupo Cuiabá (Almeida 1984; Alvarenga 1988; Gonçalves 1994).

Alvarenga (1988) dedicando-se aos estudos relacionados a turbiditos e à glaciação do final do Proterozóico Superior no Cinturão Paraguai, divide o mesmo em: Unidade Inferior, Unidade Média Turbidítica Glaciogenética, Unidade Carbonatada e Unidade Superior. Tal divisão foi estabelecida com base nas variações de fácies laterais entre as unidades basais da Faixa Paraguai.

Gonçalves *et alii* (1994), em trabalho de mapeamento realizado na área urbana do município de Poconé, destacaram a presença de filitos hematíticos presentes na região, apresentando acumulações de óxidos de ferro e “chert” (quartzo); caracterizando BIF (Banded Iron Formation) de espessuras decimétricas a métricas.

2.4. Metamorfismo

Referências quanto à presença de metamorfismo nas rochas do Grupo Cuiabá vem sendo feitas desde trabalhos pioneiros que se dedicaram à geologia de Mato Grosso.

Almeida (1948) reconheceu baixo grau metamórfico nas rochas da então “Série Cuiabá” e salientou ainda, que estas rochas apresentam-se cortadas por veios de quartzo que, segundo o autor, estão “ligados à atividade magmática responsável pelos batólitos graníticos das serras de São Vicente”.

Oliveira (1964a; *apud* Barros *et alii*, 1982) faz referências às rochas do Grupo Cuiabá e reconhece nestas, um metamorfismo de baixo grau pertencente à fácies xisto verde, os quais localmente podem atingir metamorfismo de grau mais elevado.

Almeida (1964) em seu trabalho sobre a geologia do Centro-Oeste matogrossense, concluiu que na Baixada Cuiabana, todas as rochas encontram-se metamorfozadas regionalmente, em fácies xisto verde (aceitando-se o limite proposto por F.J. Turner e J. Vehoogen, 1951), com intensidade crescente para as mais antigas, que se apresentam mais intensamente recristalizadas.

Localmente é possível identificar metamorfismo de contato originando *hornfels* nas bordas dos granitos intrusivos descritos no sub-ítem magmatismo e particularmente na auréola de contato do São Vicente, próximo à capital do estado de Mato Grosso (Almeida, 1984).

2.5. Magmatismo

Quanto ao magmatismo no Grupo Cuiabá, este destaca-se por apresentar um plúton de composição granítica e dimensões batolíticas, parcialmente coberto pela Formação Furnas sendo típico corpo intrusivo pós-tectônico, denominado Granito São Vicente Almeida (1984). Este granito foi datado pelo método K/Ar obtendo-se a idade de 504 ± 12 M.a. (Hasui e Almeida, 1970; *in* Almeida, 1984).

Alguns autores ainda, descrevem metabasitos dispersos na área do Grupo Cuiabá em Mato Grosso do Sul, e afirmam que estes correspondem a atividade vulcano-sedimentar de baixa intensidade, natureza básica, e se atenua em direção ao alto do Grupo (Nogueira & Oliveira, 1978 *apud* Almeida, 1984).

2.6. Geocronologia

No Grupo Cuiabá foi datado um xisto em contato com pegmatito, obtendo-se em muscovita fina, de recristalização, a idade de 549 Ma.

O tempo durante o qual depositaram-se os sedimentos que viriam a constituir o Grupo Cuiabá ainda é controvertido. Almeida (1965 a) o incluiu no Proterozóico Superior, e relaciona-o ao Ciclo Brasileiro.

Hasui e Almeida (1970) e Fragomeni e Costa (1976), utilizando o método K/Ar, apontaram idades mínimas para as rochas do Grupo Cuiabá entre o Proterozóico Superior e o Cambriano, que devem refletir fenômenos metamórficos e que afetaram a sedimentação.

Mitchell e O'Connor (1979, *in*: Hasui e Almeida, 1985) verificaram que sobre o Cráton Amazônico, na Bolívia, existem coberturas de plataforma, não-metamórficas, de idade Neoproterozóicas, referentes ao Grupo Boqui, que os autores acreditam ser o equivalente a parte do Grupo Cuiabá.

Corroborando com Hasui e Almeida, (1985), parece muito provável que todas as rochas anteriores a deposição das seqüências carbonatadas participaram de um conjunto único de sedimentação, porém dispostos em ambientes tectônicos diferentes, em condições geossinclinais a leste, em território brasileiro, e em bacias marginais sobre o cráton consolidado há cerca de 950 Ma. Tais bacias teriam sido formadas a partir de acúmulo de sedimentos em depressões tafrogênicas, das fases mais antigas da deformação que afetou toda Faixa de Dobramentos.

2.7. Controle estrutural das mineralizações auríferas

O ouro no Grupo Cuiabá apresenta-se em um grande número de ocorrências, podendo ser caracterizadas como: eluvionares, coluvionares, detríticas, e de remobilização (filonianos ou disseminados). Neste ítem serão enfatizados trabalhos relacionados às ocorrências de ouro em veio de quartzo (primário), associado ao tectonismo polifásico que estrutura todo o grupo.

Segundo Santos (1984), o ouro no Grupo Cuiabá está diretamente vinculado à sedimentação clástica e química, aos fluidos hidrotermais durante a fase de metamorfismo e por fim, ao processo de laterização dos metassedimentos.

Os vários autores que estudaram esta unidade destacam como proeminentes as ocorrências de famílias de veios de quartzo, admitindo a existência de no mínimo, duas gerações: a primeira concordante e a segunda discordante às estruturas regionais, vinculando esta última às intrusões graníticas (Pires *et alii*, 1986; Campos *et alii*, 1987).

Toda a seqüência é cortada por veios de quartzo com possanças variadas e orientações diversas, constituindo zonas de preenchimento de fraturas.

A partir de uma análise global da Faixa Paraguai, Silva (1990) sugere uma evolução tectônica monocíclica progressiva para a instalação das mineralizações auríferas do Grupo Cuiabá. Segundo o autor, tal evolução causou uma dilatação generalizada nos litotipos, permitindo a implantação dos veios de quartzo e a fixação do ouro.

Fagundes e Veiga (1991) afirmam que os depósitos auríferos do Grupo Cuiabá apresentam um forte controle estrutural resultante da intensa deformação cisalhante que marca os filitos deste grupo, onde importantes remobilizações de fluidos hidrotermais resultam em expressivos depósitos auríferos condicionados principalmente a veios de quartzo.

No mesmo ano, Silva (1991) apresenta estudos de análise estrutural buscando os controles estruturais dos veios de quartzo auríferos. Segundo ele, os veios são verticais, orientam-se conforme a direção geral 300° e cortam todas as estruturas e rochas do Grupo Cuiabá. Tal análise caracteriza um regime progressivo de cisalhamento simples em baixo ângulo, responsável por três fases de dobramentos co-axiais. Com o fechamento do sistema de dobras, a progressão do esforço gerou dobras abertas mesoscópicas, *kinks*, crenulação de pequena escala e a dilatação generalizada que permitiu a implantação dos veios de quartzo e a fixação do ouro.

Alvarenga *et alii*, (1991), através de estudo sistemático em inclusões fluidas, vinculado ao estudo estatístico de marcadores estruturais realizados em veios de quartzo do Grupo Cuiabá, concluíram que os fluidos mineralizantes foram controlados por três diferentes guias estruturais. O primeiro é marcado pela presença de veios de quartzo dispostos segundo a orientação $N60^{\circ}$ concordantes com o acamamento, o segundo obedece

o *trend* N45⁰/50⁰NW e no terceiro os veios encontram-se subverticalizados com orientação N125⁰.

Cinco anos depois, Barros *et alii* (1996) destacam que o controle macroestrutural dos principais garimpos da região de Poconé estão dispostos segundo dois *trends* mineralizados; um denominado lineamento Cangas-Poconé e o outro, alinhamento Praia Grande-Salinas. Estes estão orientados segundo direção N35⁰-40⁰E e portanto concordantes com a macroestruturação do Grupo Cuiabá.

De maneira geral, a história metalogenética do grupo parece estar vinculada às fases de deformação, ao metamorfismo, e posterior geração dos veios de quartzo.

CAPÍTULO 3 - GEOLOGIA LOCAL

3.1. Apresentação

A cavas estudadas estão contidas numa área com aproximadamente 35 km², tem sua geologia inserida no Grupo Cuiabá, estando posicionada nos limites da Planície do Pantanal (Figura 1.2), englobando a cidade de Poconé e alguns dos principais garimpos da região. Esta área encontra-se recoberta por coberturas detrítico-lateríticas e areno-argilosas inconsolidadas de idade Quaternária.

As únicas exposições de rochas nesta área encontram-se em avançado processo de alteração e só podem ser observadas através de cavas abertas pelos garimpeiros que explotam os veios de quartzo mineralizados a ouro. Tais cavas podem atingir cerca de 200 metros de comprimento por 30 metros de profundidade, sendo que, a maioria dessas possuem vida útil limitada, pois, freqüentemente os garimpeiros recobrem essas exposições, orientados por técnicos da FEMA (Fundação Estadual do Meio Ambiente), na tentativa de minimizar os impactos ambientais causados por esse tipo de exploração.

Neste capítulo foram abordados principalmente aspectos relacionados a descrição petrográfica dos litotipos observados em quatro cavas da região, com intuito de contribuir para um melhor entendimento acerca da composição mineralógica, textura e da história deformacional impressa nas encaixantes das venulações. Dessa forma, mesmo incorrendo no risco de conclusões generalizadas, foi possível individualizar seis unidades lito-estratigráficas, conforme descrição e empilhamentos propostos em cada frente de lavra a seguir (Anexo I).

3.2 - Nomenclatura

Para a distinção dos elementos estruturais descritos neste trabalho, utilizou-se a seguinte simbologia:

S₀ – Acamamento primário;

S_n – Foliação tectônica : clivagem e/ou xistosidade;

Le_n – Lineação de estiramento mineral;

F_n – Dobras;

A_n – Eixo de dobras;

D_n – Fase de deformação.

A hierarquia dos eventos com a utilização de sub-índices “n” assume valores naturais, inteiros, que não necessariamente possuem caráter absoluto dos eventos e produtos tectônicos. Sendo assim, S_1 corresponde a foliação tectônica associada à fase de deformação D_1 .

3.3 - Principais litotipos

- **Filito hematítico**

Este litotipo encontram-se nas cavas 1 e 4 da área estudada, e caracteriza-se no campo por apresentar coloração cinza-escura, espessura métrica, aflorando sob a forma de camadas sub-horizontalizadas, deformadas e com alto grau de intemperismo. Tal rocha é composta por níveis quartzosos intercalados a filossilicatos e filmes de magnetita-hematita com granulação fina e espessuras variadas. Os níveis de quartzo e filossilicatos apresentam uma foliação tectônica marcante, plano-paralela ao acamamento. Em algumas porções é possível identificar cisalhamento de caráter dúctil e clivagem de crenulação subverticalizadas cortando foliações pretéritas apresentando micrólitos centimétricos nos níveis mais pelíticos. O contato desta rocha com outros litotipos geralmente se dá de forma abrupta, onde também pode-se destacar a presença de veios de quartzo concordantes e/ou discordantes ao acamamento (Figura 3.1). As venulações plano-paralelas ao acamamento, geralmente encontram-se bastante deformadas entre horizontes que apresentam competências distintas. Em lâmina, esta rocha é formada por níveis ricos em magnetita-hematita quartzo, sericita e clorita, que se alternam com espessuras variadas. Esses níveis encontram-se intensamente deformados e evidenciando processos de recuperação nas porções mais quartzosas onde observa-se extinção ondulante em alguns grãos. Localmente pode-se notar trama de sub-grãos com textura poligonal, estiramentos de

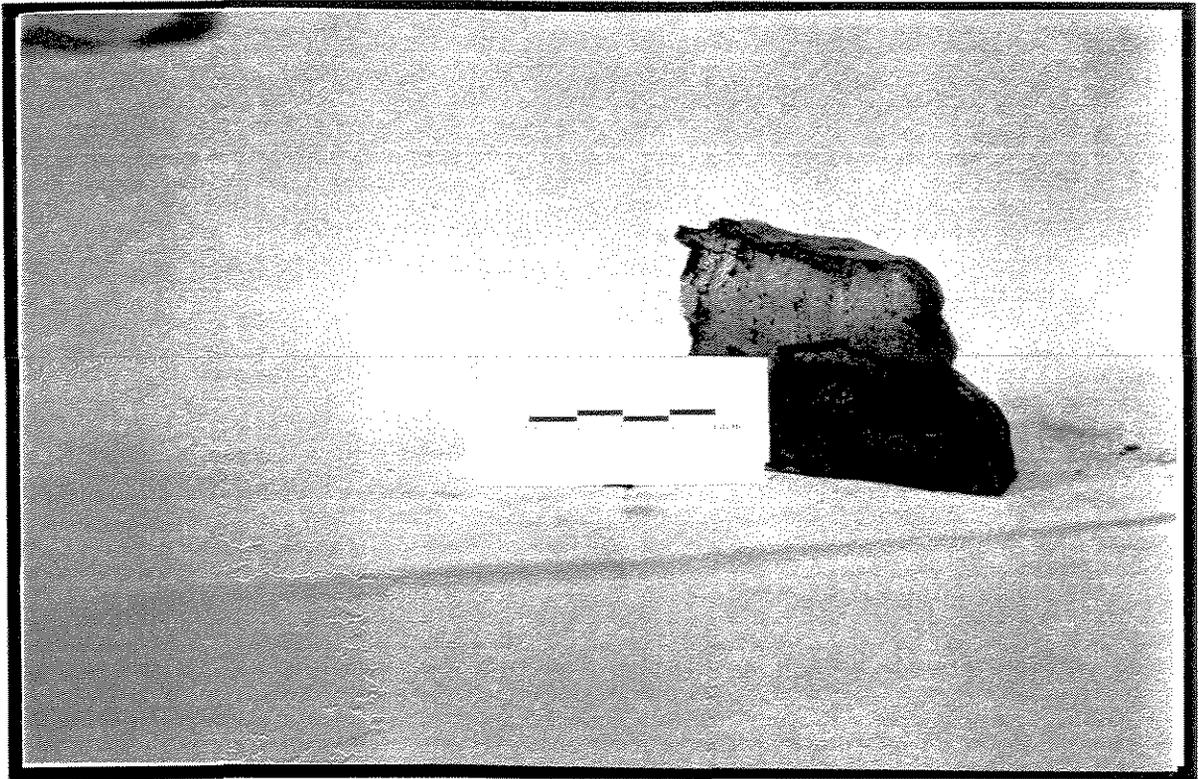


Figura 3.1 - Amostra de mão representando contato abrupto entre filito hematítico e filito sericítico.



Figura 3.2 - Fotomicrografia com níveis de filossilicatos e quartzo, evidenciando textura milonítica. Aum. 25x, nicóis cruzados.

inequigranulares apresentando planos S-C (Figura 3.2), indicando cisalhamento dúctil entre os níveis, bem como, microfaturas tardias preenchidas por quartzo.

A magnetita-hematita apresenta-se em maior quantidade como filmes dobrados. Por vezes esta ocorre como grãos idiomórficos distribuídos de maneira caótica, imersos nos níveis de quartzo e de filossilicatos (Figura 3.3 e 3.4).

- **Filito sericítico**

Este litotipo encontra-se nas cavas 1, 2 e 4 da área estudada. No campo é caracterizada como rocha de coloração cinza-clara e cinza-escura, por vezes com tonalidades rosadas, espessura métrica, aflorando sob a forma de camadas sub-horizontalizadas, deformadas e com alto grau de intemperismo (Figura 3.5).

Esta rocha é formada por bandamentos de contato gradacional entre níveis grafitosos, sericíticos, arenosos de granulação fina onde também observam-se porfiroclastos centimétricos de hidróxidos de ferro distribuídos de forma caótica.

O contato desta rocha com outros litotipos geralmente se dá de forma abrupta.

Este litotipo também é marcado por planos de foliação S_1 plano-paralela ao acamamento S_0 e clivagem de fratura S_3 pouco penetrativa.

É comum a presença de clastos de granitos, metassiltitos, quartzitos em macro e micro-escala, com variados tamanhos, imersos neste litotipo (Figura 3.6). Muitas vezes estes encontram-se rotacionados, representando excelentes indicadores cinemáticos.

Em lâmina esta rocha é composta predominantemente por sericita, quartzo e filmes opacos representados pelos níveis grafitosos. Os grãos de quartzo e sericita apresentam-se estirados segundo o plano de foliação S_1 e por toda a lâmina é possível observar manchas escuras compostas por hidróxidos de ferro.

- **Quartzito**

Este litotipo encontra-se somente na cava 3 da área estudada e, caracteriza-se em campo por apresentar cor amarelada, granulação média, espessura decimétrica, aflorando sob a forma de camadas sub-horizontalizadas deformadas com baixo grau de intemperismo quando comparado a outros litotipos bem mais friáveis.

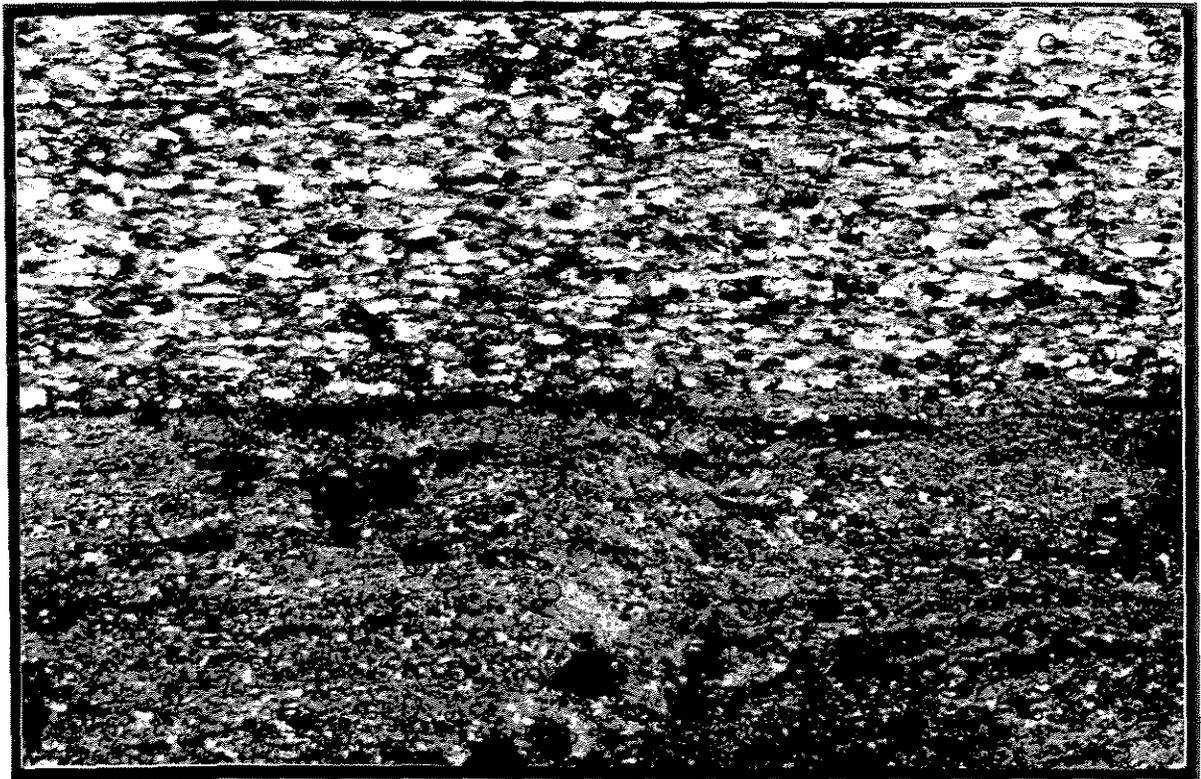


Figura 3.3 - Fotomicrografia destacando o contato entre nível quartzoso e nível sericítico com magnetitas tardias, idiomórficas e distribuídas de forma caótica. Aum. 25x, nicóis cruzados.



Figura 3.4 - Fotomicrografia apresentando filmes de magnetita dobrados e fraturas tardias preenchidas por quartzo. Aum 25x, nicóis cruzados.

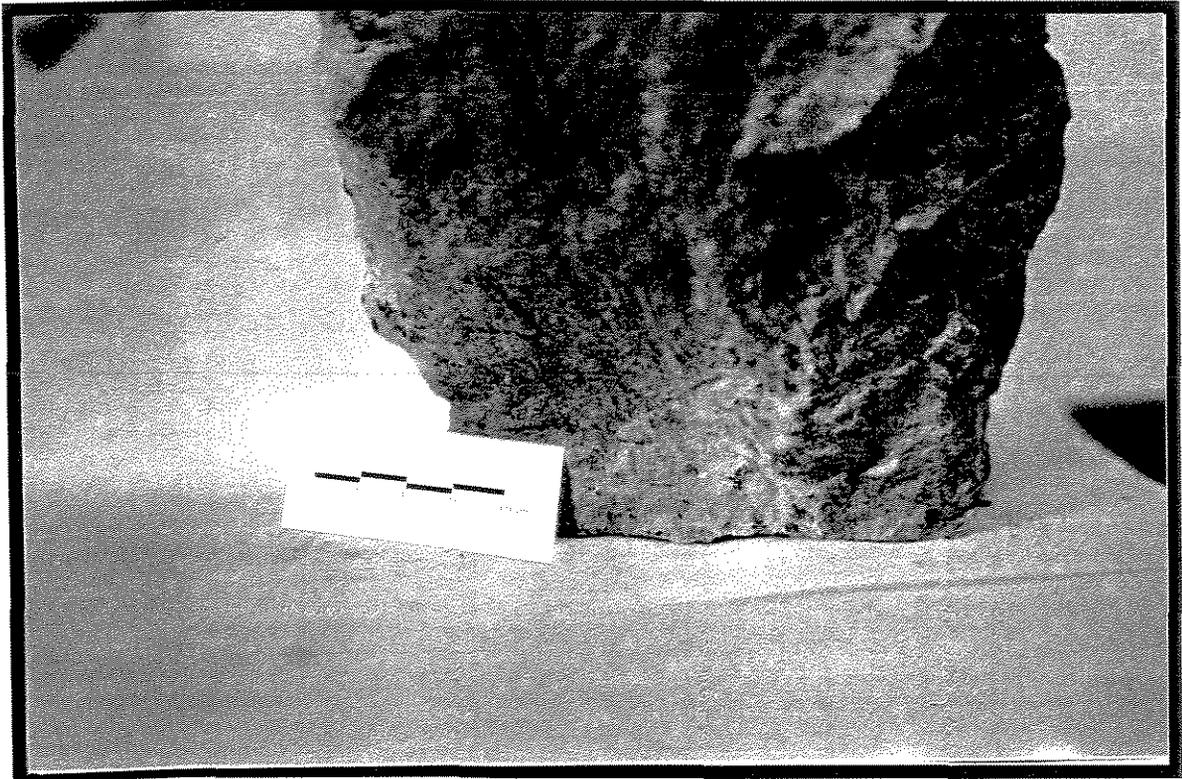


Figura 3.5 - Amostra de mão do filito sercítico com tonalidade rosada.

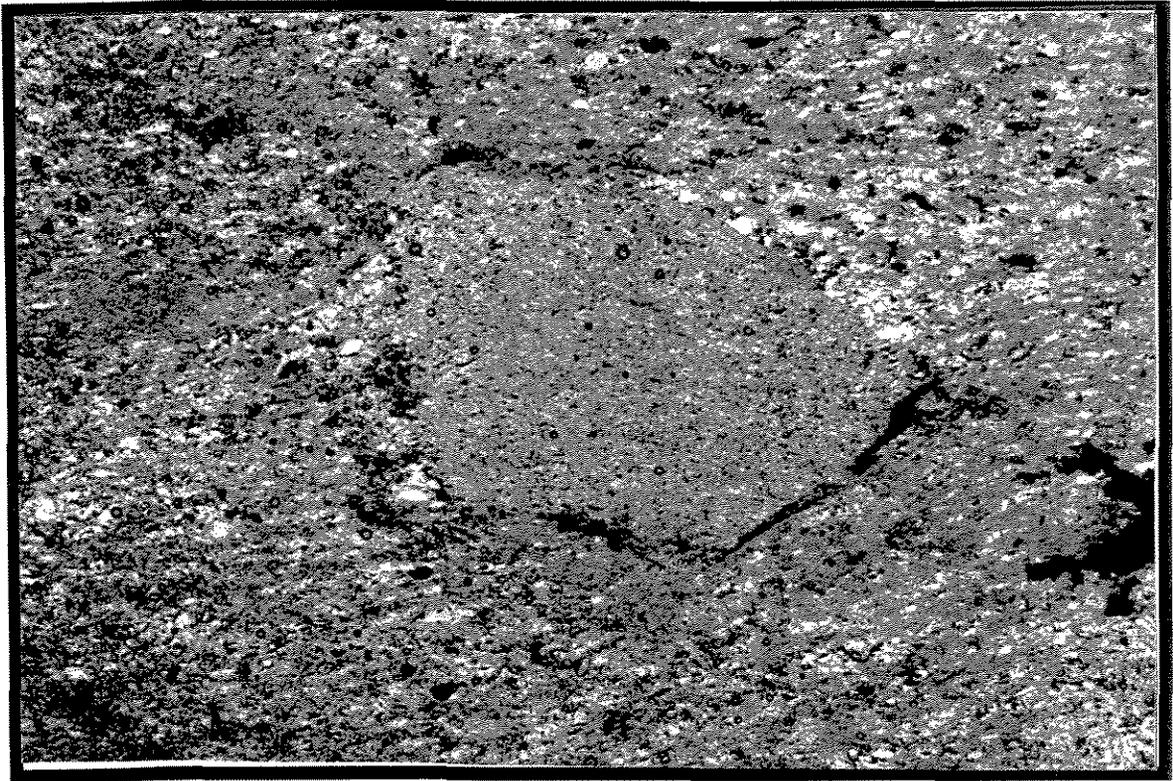


Figura 3.6 - Fotomicrografia com clasto de diamictito imerso em matriz sercítica. Aum.25x, nicóis cruzados.

Tal rocha é composta predominantemente por quartzo, sendo que, localmente pode-se flagrar vênulas com espessura centimétrica preenchidas por piritas (Figura 3.7).

O contato desta rocha com outros litotipos é brusco.

Em lâmina, esta rocha é composta por grãos de quartzo inequigranulares policristalinos, formando bandamentos com extinção ondulante, grãos irregulares, recuperados, e localmente grãos de quartzo preenchendo microvenulações, evidenciando um processo de migração (Figura 3.8).

- **Quartzo-sericita-xisto**

Este litotipo encontra-se somente na cava 3 da área estudada. Caracteriza-se no campo pela cor amarelada e/ou avermelhada, espessura centimétrica, muito intemperizado, aflorando sob a forma de horizontes bem definidos e com variado grau de mergulho. A cor avermelhada é marcada principalmente pela presença de óxidos de ferro.

Esta rocha é formada basicamente por quartzo, óxidos amorfos de ferro e níveis com material pelítico intercalados onde pode-se observar o acamamento preservado como estrutura primária (Figura 3.9).

O contato desta rocha com outros litotipos dá-se de maneira bruscata.

Em lâmina esta rocha é composta por microbandas com textura fina, composta por quartzo, sericita e óxidos amorfos de ferro distribuídos aleatoriamente por toda a seção. Localmente pode-se constatar a presença de piritas idiomórficas limonitizadas (Figura 3.10).

- **Dique de rocha básica**

Encontra-se nas cavas 2 e 4 da área estudada. Caracteriza-se no campo por apresentar coloração cinza-esverdeada, por vezes tonalidades roxa a marron-avermelhada, com espessura métrica, granulação fina e avançado grau de intemperismo.

Este litotipo aflora sob a forma de diques subverticalizados, estabelecendo contato abrupto com a encaixante (Figura 3.11).

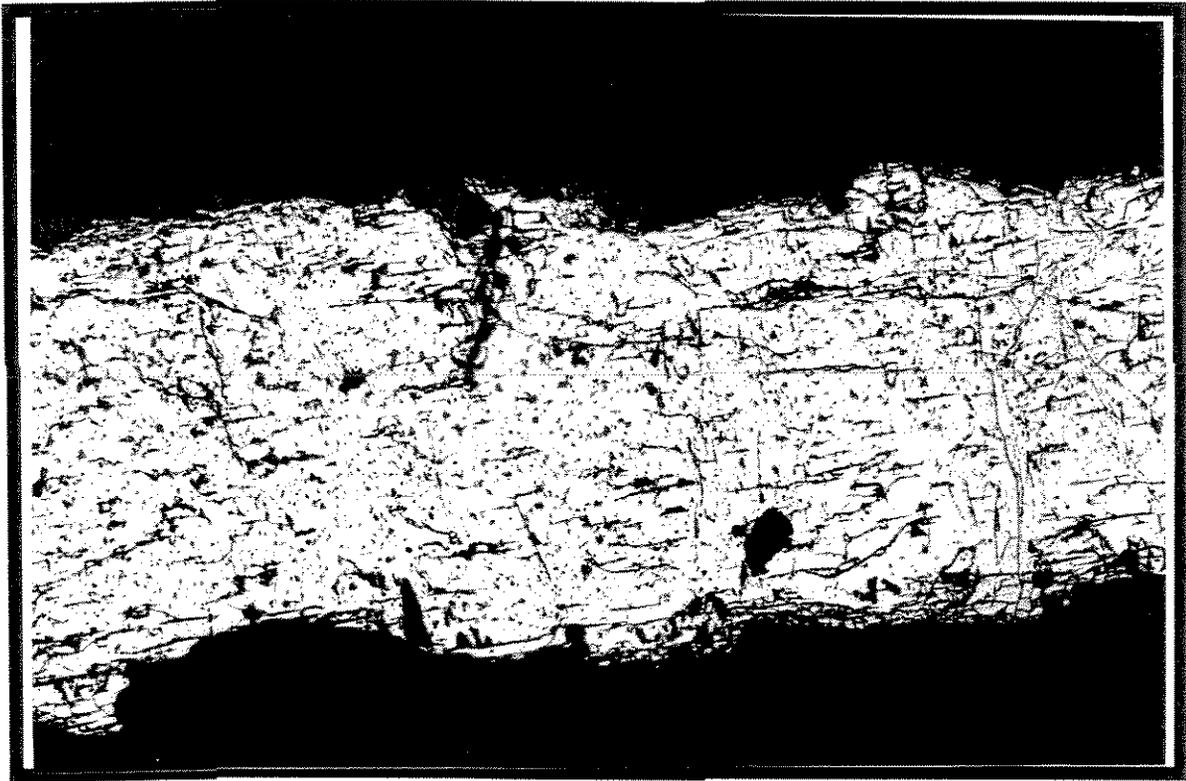


Figura 3.7 - Fotomicrografia de seção polida, mostrando quartzito com venulação preenchida por pirita.

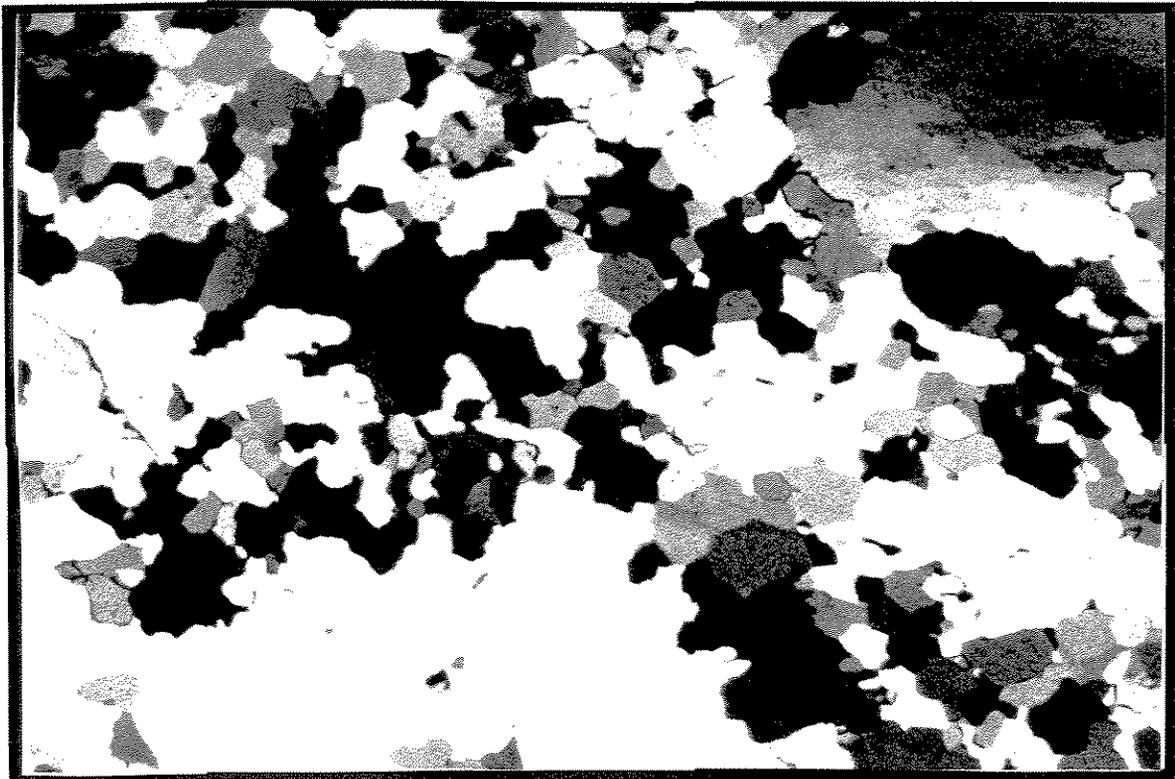


Figura 3.8 - Fotomicrografia de quartzito policristalino mostrando grão de quartzo poligranular. Aum. 20x, nicóis cruzados.

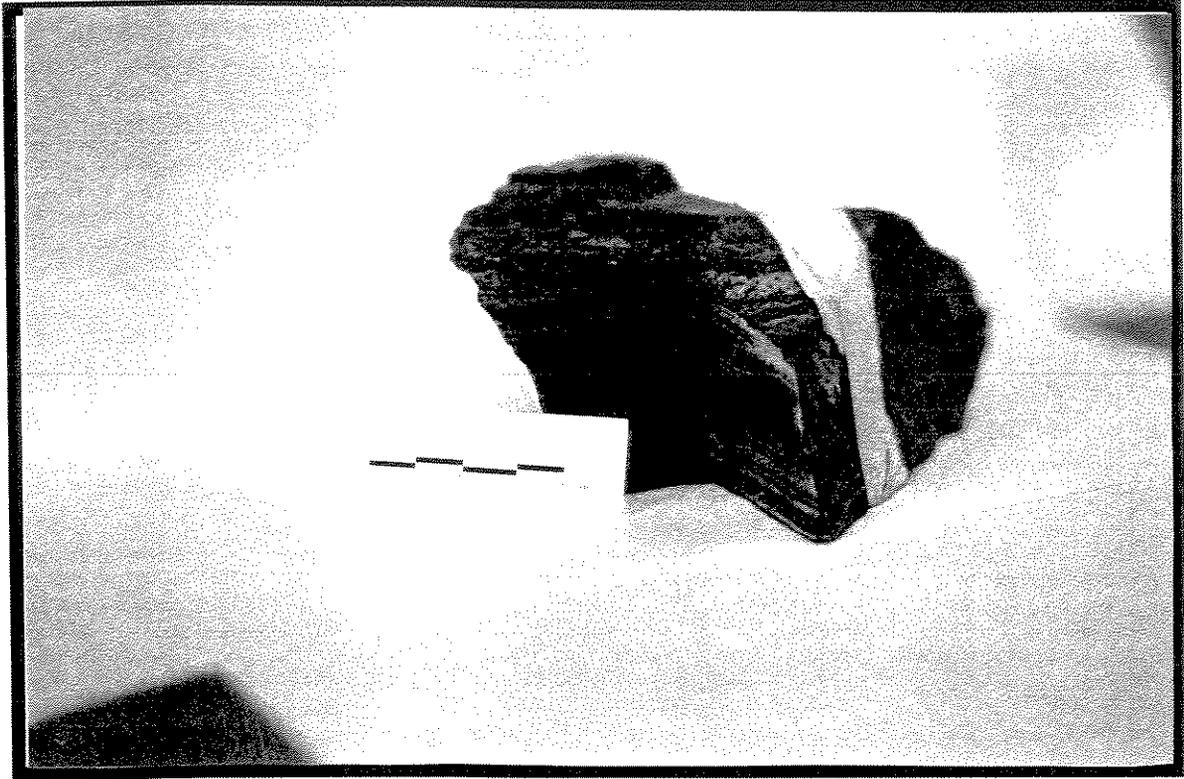


Figura 3.9 - Amostra de mão mostrando acamamento preservado no quartzo-sericita-xisto.

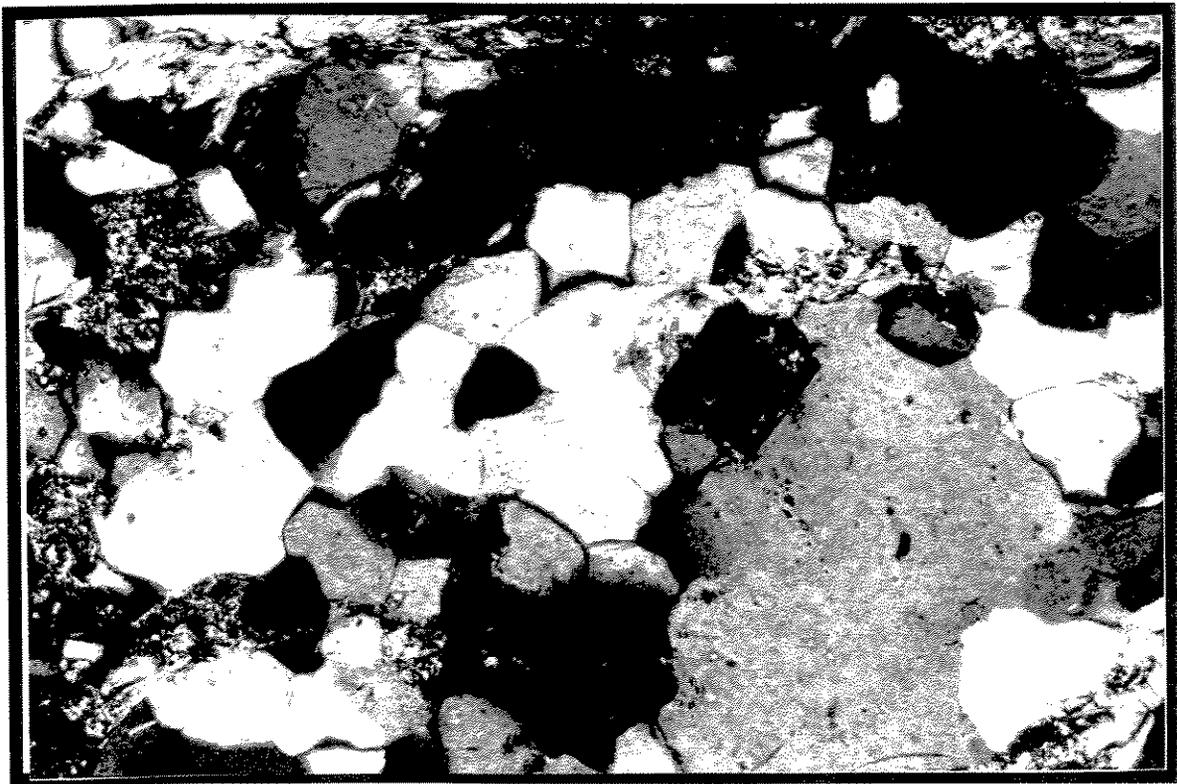


Figura 3.10 - Fotomicrografia mostrando pirita tardia limonitizada, imersa no quartzo-sericita-xisto. Aum 25x, nicóis cruzados.

Tal rocha apresenta-se com inúmeras famílias de fraturas geralmente preenchidas por cristais centimétricos de epidoto.

Apesar do acelerado grau de alteração, em lâmina pode-se observar que esta rocha apresenta textura sub-óptica composta predominantemente por ripas de plagioclásios. Em menor proporção pode-se constatar a presença de ilmenita e serpentinas (Figura 3.12).

- **Metaritmito**

Este litotipo encontra-se nas cavas 2, 3 e nas proximidades da cava 4 da área estudada. Caracteriza-se no campo por apresentar coloração variando entre cinza-clara, cinza-escura, e bandas amareladas.

Possui espessura métrica, textura fina e aflora sob a forma de camadas sub-horizontalizadas bastante deformadas e, no caso específico da cava 2, encontra-se bastante silicificado e pouco intemperizada (Figura 3.13).

Este litotipo é composto por alternância em níveis de grafita, filossilicatos e níveis quartzosos. É marcada por uma foliação plano-paralela ao acamamento e clivagem de crenulação bastante penetrativa.

O contato desta rocha com outros litotipos se dá de forma gradacional onde localmente pode-se constatar a presença de veios de quartzo deformados concordantes ao acamamento.

Em lâmina esta rocha é composta predominantemente por quartzo, níveis de filossilicatos e filmes de coloração escura representados pela grafita (Figura 3.14). Grãos de quartzo encontram-se estirados, plano-paralelos ao acamamento, que por sua vez mostra-se cortado por planos de clivagem de crenulação mergulhando em alto ângulo para SE, marcados principalmente nos níveis de filossilicatos.

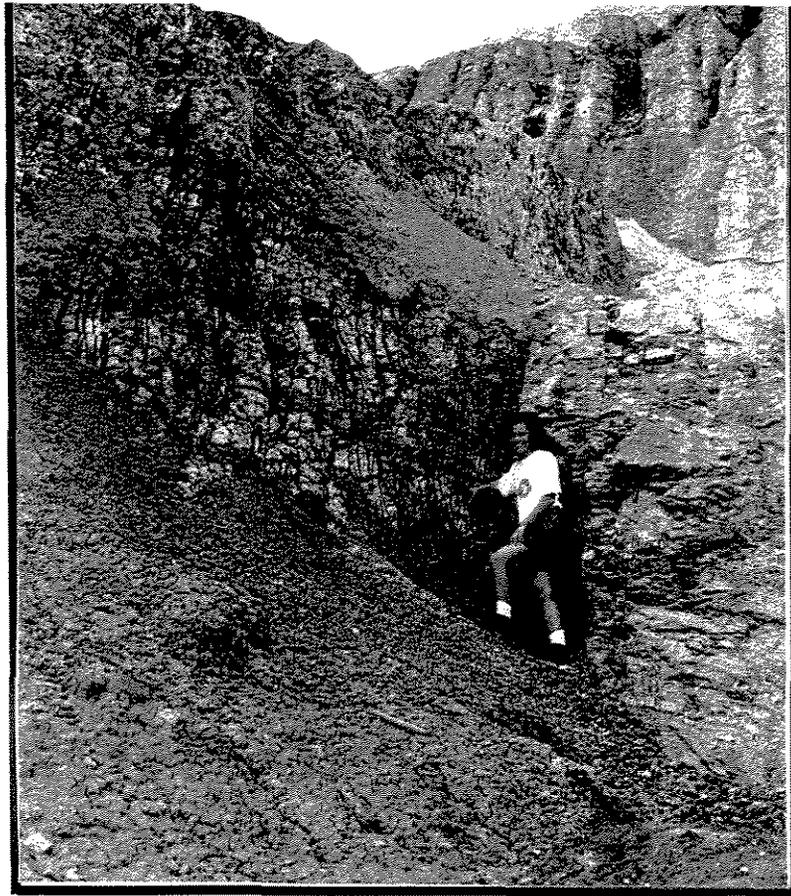


Figura 3.11 - Fotografia do dique básico bastante alterada.

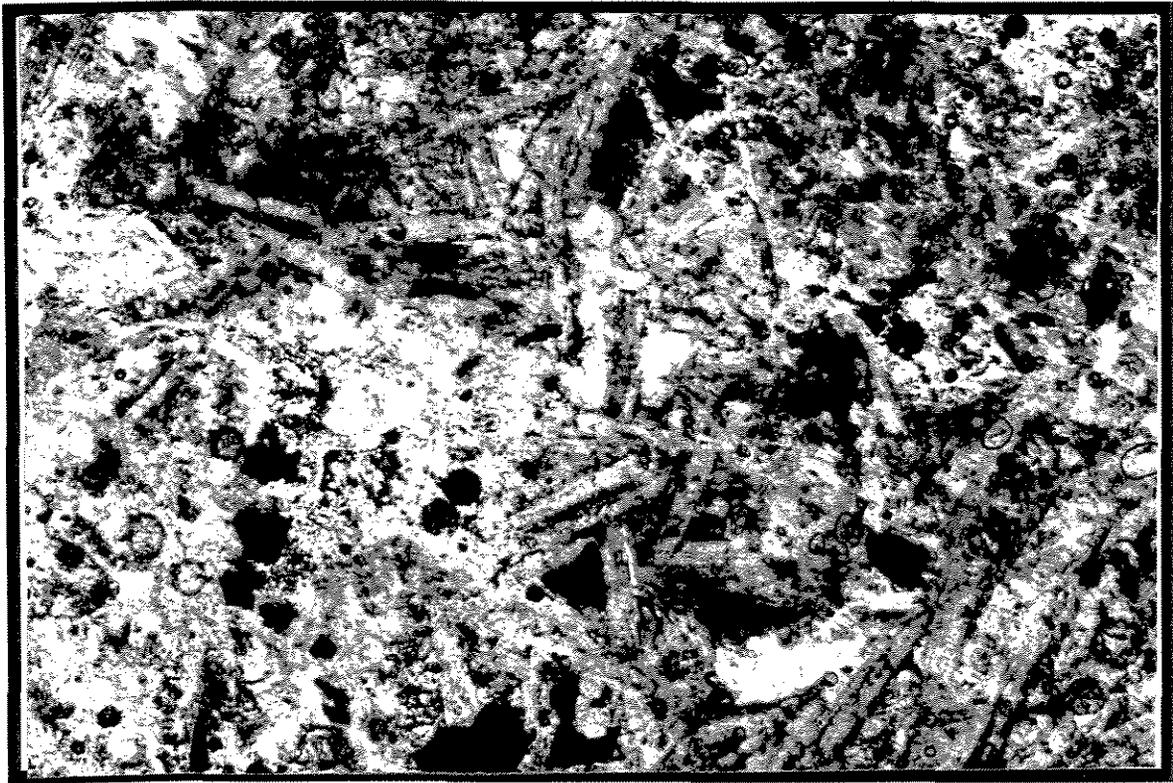


Figura 3.12 - Fotomicrografia mostrando textura sub-oftica do dique básico da fotografia anterior. Aum 25x, nicóis cruzados.



Figura 3.13 - Seção no Garimpo do Fernandão mostrando metaritmite deformado.



Figura 3.14 - Fotomicrografia mostrando contato entre filmes de filossilicatos e níveis quartzosos do metaritmite. Aum. 25x, nicóis cruzados.

3.4 - Descrição das frentes de lavra

Nos trabalhos de campo foi possível fazer mapeamento nas quatro cavas descritas neste trabalho, bem como perfis detalhados das mesmas. Tais perfis ilustram parte deste capítulo, destacando as relações entre famílias de veios de quartzo e principais estruturas impressas nas rochas da região.

3.4.1. Garimpo da Juraci

Este garimpo constitui-se de uma cava a céu aberto com cerca de 100 metros de extensão, 15 metros de largura, e aproximadamente 15 metros de profundidade (Figuras 3.15 e 3.16). Nesta cava foi possível individualizar duas unidades lito-estratigráficas que apesar do adiantado processo de alteração, revelam um contato nítido entre filito hematítico e filito sericítico, com níveis grafitosos variando em tonalidades de cinza-clara e cinza-escura respectivamente da base para o topo do afloramento (Figura 3.17). Tais litotipos apresentam o acamamento como estrutura primária, mergulhando suavemente para NW, sendo que localmente ocorrem macrodobras suaves a abertas com eixos segundo a atitude preferencial $35^{\circ}/10$.

Neste afloramento ainda podem-se destacar três famílias de veios encaixadas nos metassedimentos, dispostas segundo direções gerais 30° sub-horizontalizadas, plano-paralelas à encaixante (concordantes); $30^{\circ}/85^{\circ}$ SE discordante a encaixante, e $280^{\circ}/80^{\circ}$ NE também discordante e encaixadas em fraturas extensionais, sendo esta última, a família predominantemente explorada pelos garimpeiros da região (Figura 3.18).

O minério é do tipo veio de quartzo leitoso com espessura centimétrica, fraturado, impregnado por hidróxidos de ferro, sendo que, localmente observa-se limonitas centimétricas. Nas bordas desses veios observa-se um expressivo halo de alteração ($\cong 40$ cm) de cor esverdeada rico em clorita, sericita e hidróxido de ferro (Figura 3.19).

3.4.2. Garimpo do Walter

Este garimpo constitui-se de duas cavas a céu aberto, abandonadas e parcialmente submersas, que juntas cobrem uma área de aproximadamente 9.000 m².

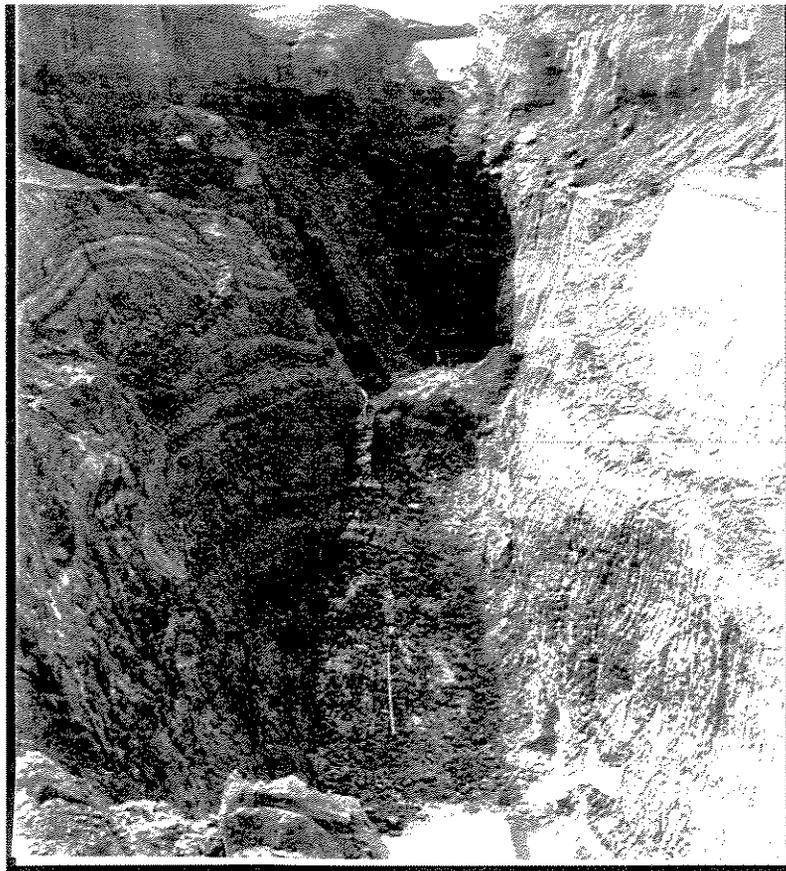


Figura 3.15 - Visada NW da cava da Juraci.



Figura 3.16 - Vista parcial da parede da cava da Juraci (Visada NE), mostrando filito sericítico cinza-claro e cinza-escuro no topo do afloramento. Aum 25x, nicóis cruzados.

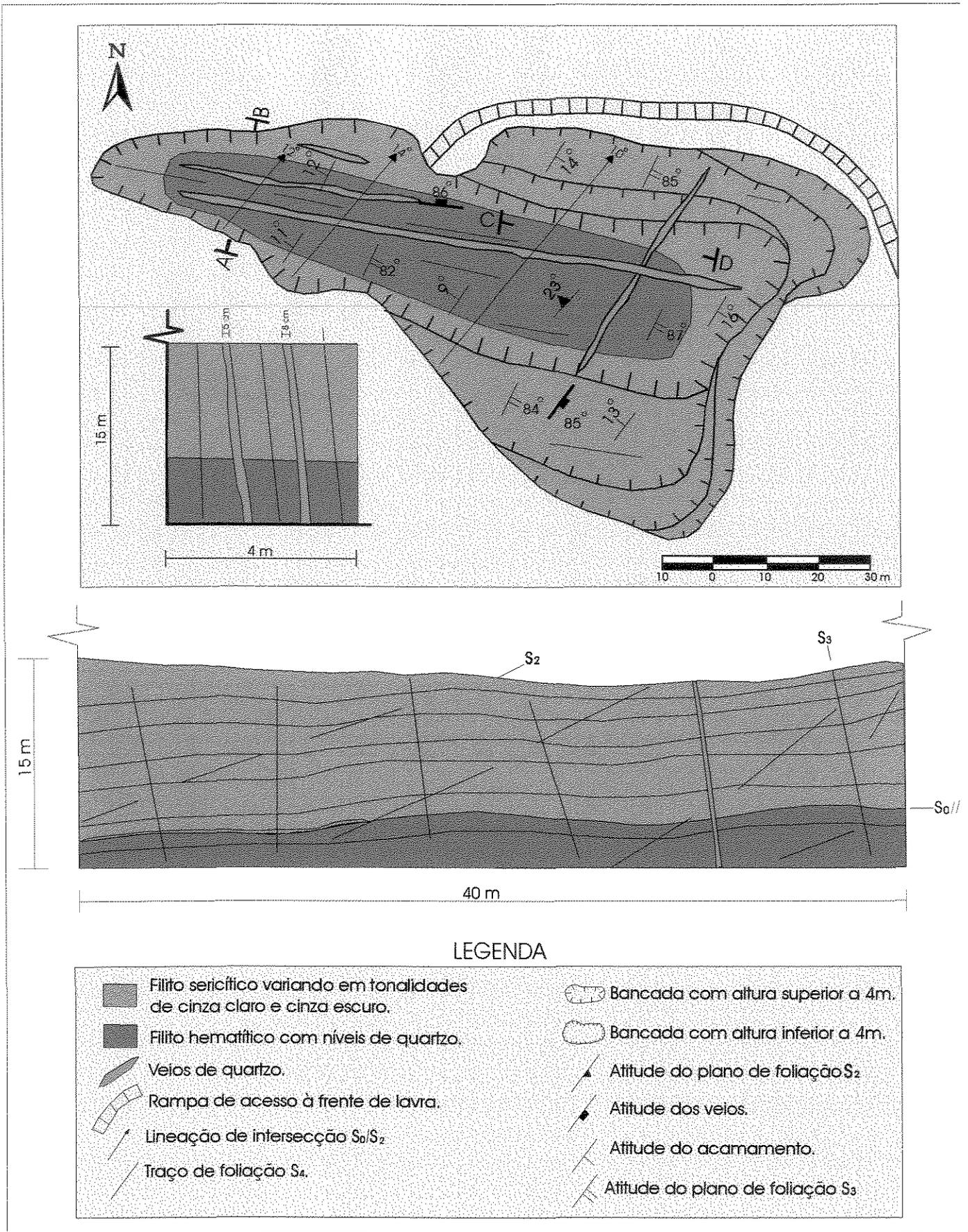


Figura 3.17 - Mapa geológico do Garimpo da Juraci.



Figura 3.18 - Veio de quartzo centimétrico mineralizado a ouro disposto segundo o *trend* 280/80° NE na cava da Juraci.

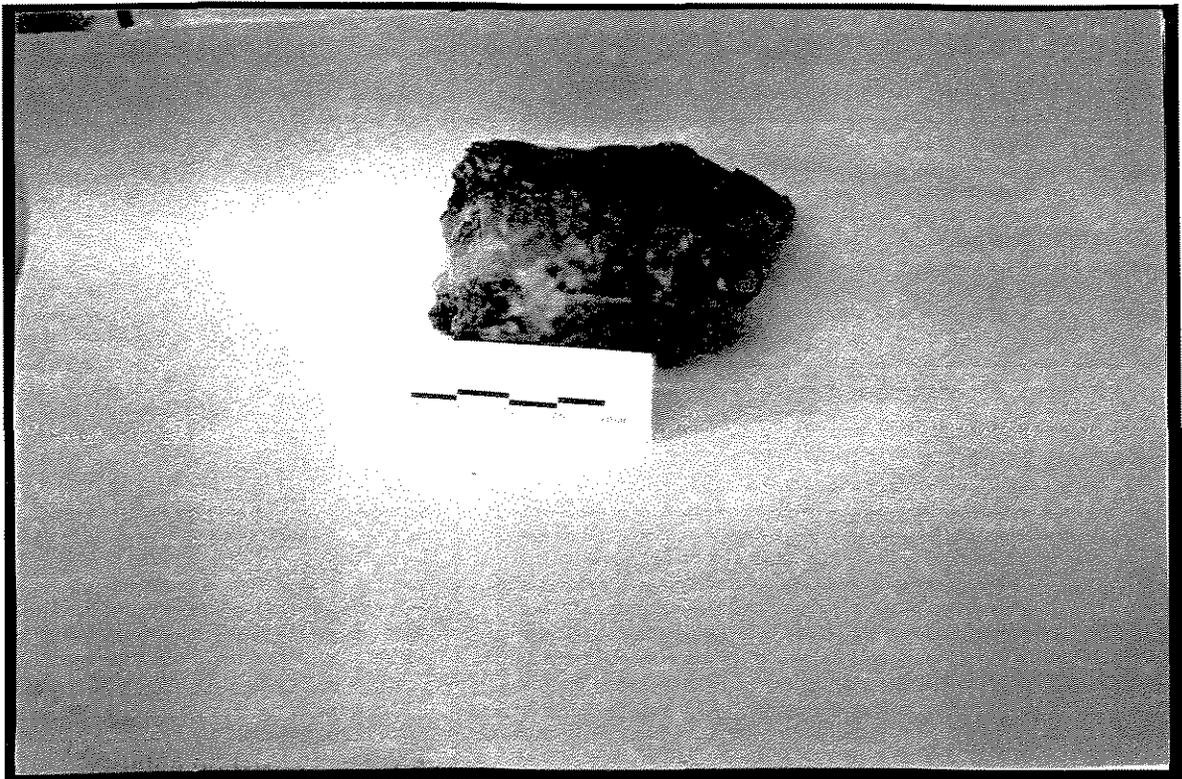


Figura 3.19 - Amostra de mão de veio de quartzo apresentando halo de alteração bastante deformado e rico em clorita.

Embora atualmente desativado, este garimpo destaca-se principalmente pela presença de um dique de rocha básica, que até então não fôra descrito em nenhum trabalho científico desenvolvido na região. Esse corpo intrusivo possui cerca de 90m de comprimento por 5m de largura e encontra-se segmentando as duas cavas supra citadas.

As relações estruturais entre o corpo intrusivo e a encaixante, revelam que o mesmo encontra-se encaixado em fratura extensional segundo a direção 280°/84°NE, caracterizando assim, um regime tectônico distensivo quanto à sua colocação, pois, paralelamente ao corpo é possível constatar a presença de veios de quartzo apresentando cristalização ortogonal ao plano de fratura S₄ (Figura 3.20). Tais vênulas são compostas por cristais centimétricos, translúcidos e formando drusas denteadas em formato de “pente”.

Apesar do grande volume d’água contida nas cavas ter dificultado a descrição dos litotipos expostos, ainda pôde-se observar pelo menos duas famílias de veios de quartzo encaixados em planos S₃ e S₄ da encaixante, e ainda individualizar duas unidades litoestratigráficas no topo da parede de uma das cavas, que estão representadas por contato gradacional entre metarritmito e quartzo-sericita-xisto (Figura 3.21).

Essas rochas possuem alto grau de alteração e os metassedimentos encontram-se bastante deformados, apresentando cisalhamento dúctil-rúptil, evidenciado por macro-dobra apertada, indicando transporte tectônico de NW para SE.

É necessário ressaltar que o dique é um corpo intrusivo tardi-tectônico em relação aos veios e outras estruturas pretéritas, pois o mesmo encontra-se seccionando veios pré-existentes sin-tectônicos.

3.4.3. Garimpo do Fernandão (Ponto 3)

Este garimpo constitui-se de uma cava a céu aberto com 55m de comprimento por 10 metros de largura e 10m de profundidade, atualmente sendo explorada (Figura 3.22).

Esta cava destaca-se por apresentar cisalhamento dúctil-rúptil marcado por macrodobras apertadas em “Z”, isoclinais, com vergência para SE. Apesar do avançado estágio de alteração dos litotipos presentes nesta cava, foi possível identificar e individualizar três litotipos que estão apresentam contato gradacional entre quartzo-sericita-xisto, metarritmito e quartzito. Estas rochas ainda preservam o acamamento como estrutura

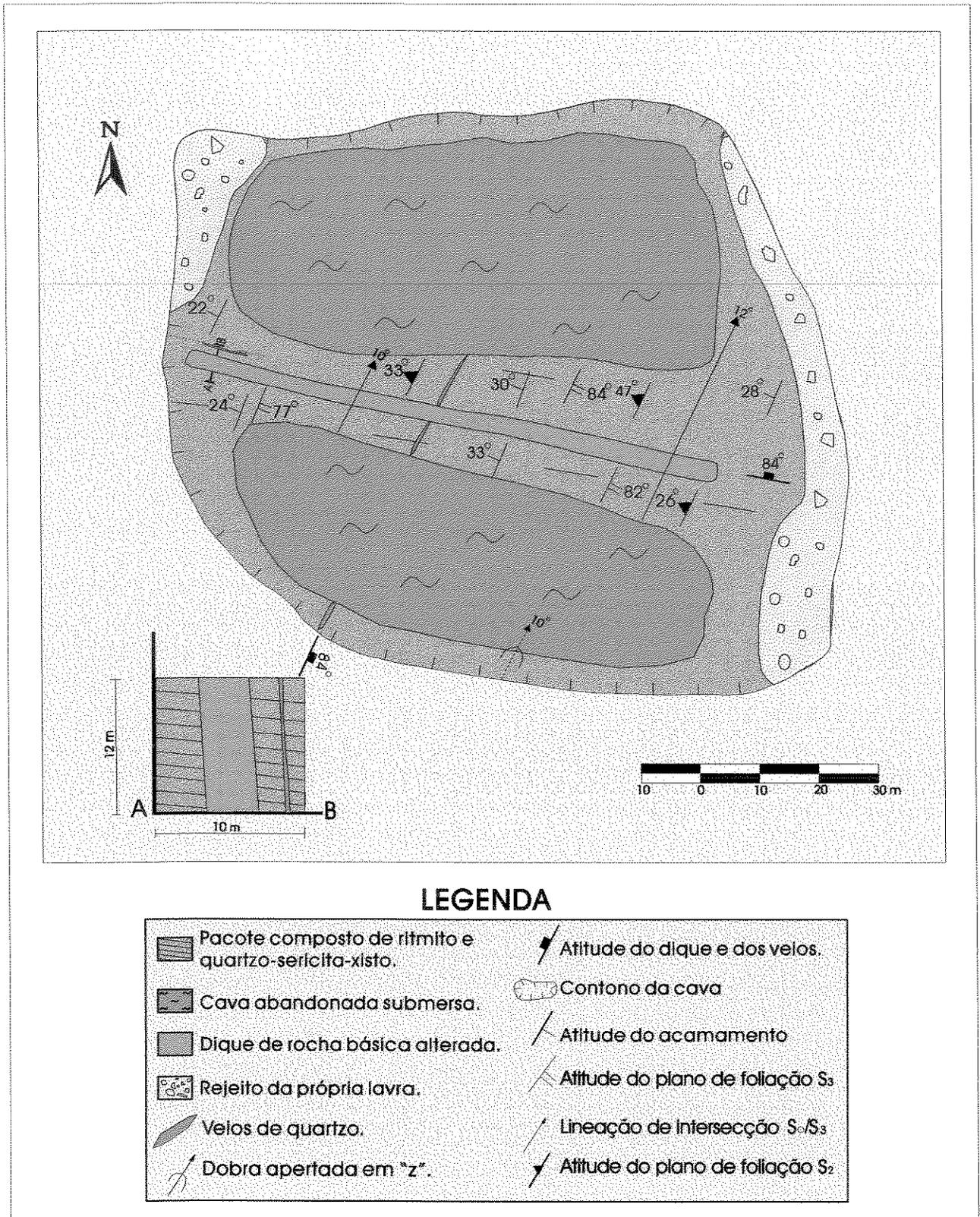


Figura 3.20 - Mapa geológico do Garimpo do Walter.



Figura 3.21 - Parede da cava do Garimpo do Walter (Visada NE), mostrando padrão de dobramento apertado, e cavalgamento evidenciando transporte tectônico com vergência para SE.

primária e nos litotipos mais pelíticos pode-se notar foliação (S_1) marcante, plano-paralela ao acamamento (S_0), bem como clivagem de crenulação (S_3) bastante penetrativa.

Encaixadas nos metassedimentos foi possível distinguir três famílias de veios, sendo que, os veios concordantes com o acamamento encontram-se intensamente deformados (Figura 3.23 e 3.24).

O minério é do tipo veio de quartzo leitoso, fraturado, impregnado por hidróxido de ferro, com espessuras centimétricas e encontra disposto segundo direções gerais 20° com mergulho plano-paralelo ao acamamento (concordante); $27^\circ/83^\circ\text{SE}$, discordante a encaixante; e $290^\circ/86^\circ\text{NE}$ também discordante e encaixado em planos de fraturas S_4 . Nas bordas desses veios observa-se um expressivo halo de alteração ($\cong 30\text{cm}$) de coloração esverdeada, rico em sericita e localmente pirita limonitizadas. Às vezes os veios apresentam-se como excelentes indicadores cinemáticos (*tension gashes*, veios sigmoidais com sombras de pressão, etc.) (Figura 3.25, 3.26 e 3.27).

3.3.4. Garimpo do Sérgio França (Ponto 4)

Este garimpo é composto de uma cava abandonada que se assemelha muito com a cava descrita no garimpo do Walter, pois, embora desativada, destaca-se também pela presença de um dique básico com características mineralógicas e estruturais idênticas às descritas anteriormente (Figura 3.28).

Neste garimpo foi possível identificar dois litotipos distintos que, como no garimpo da Juraci, são compostos por filito hematítico e filito sericítico da base para o topo do perfil, respectivamente. Estes encontram-se intensamente deformados, principalmente o filito sericítico que chega a apresentar uma macrodobra recumbente intrafolial que provavelmente foi nucleada na fase D_2 de deformação, favorecida por diferença de competência entre os litotipos, fato este que provavelmente tenha facilitado um deslizamento inter-estratal entre os mesmos (Figuras 3.29 e 3.30).

Pôde-se verificar a presença de pelo menos duas famílias de veios de quartzo, encaixadas nos metassedimentos, obedecendo as mesmas características descritas nos

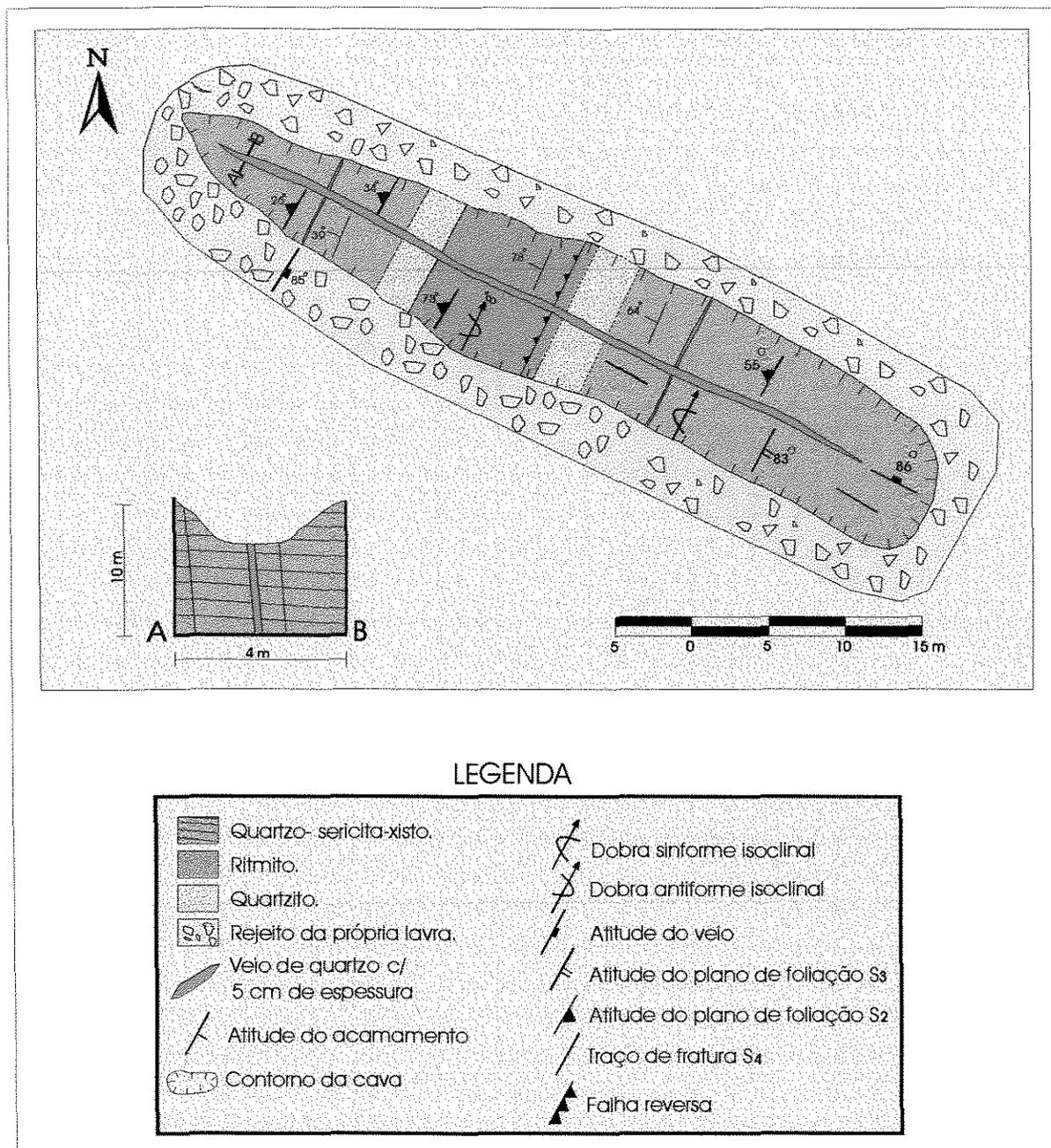


Figura 3.22 - Mapa geológico do Garimpo do Fernandão.

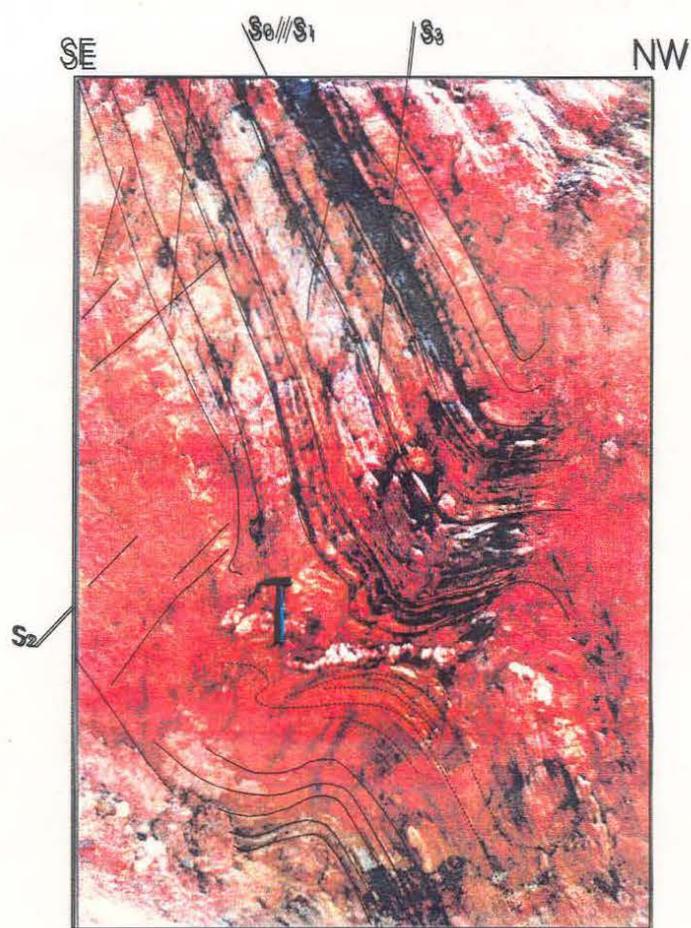


Figura 3.23 - Veio de quartzo intensamente deformado Garimpo do Fernandão (visada NE)

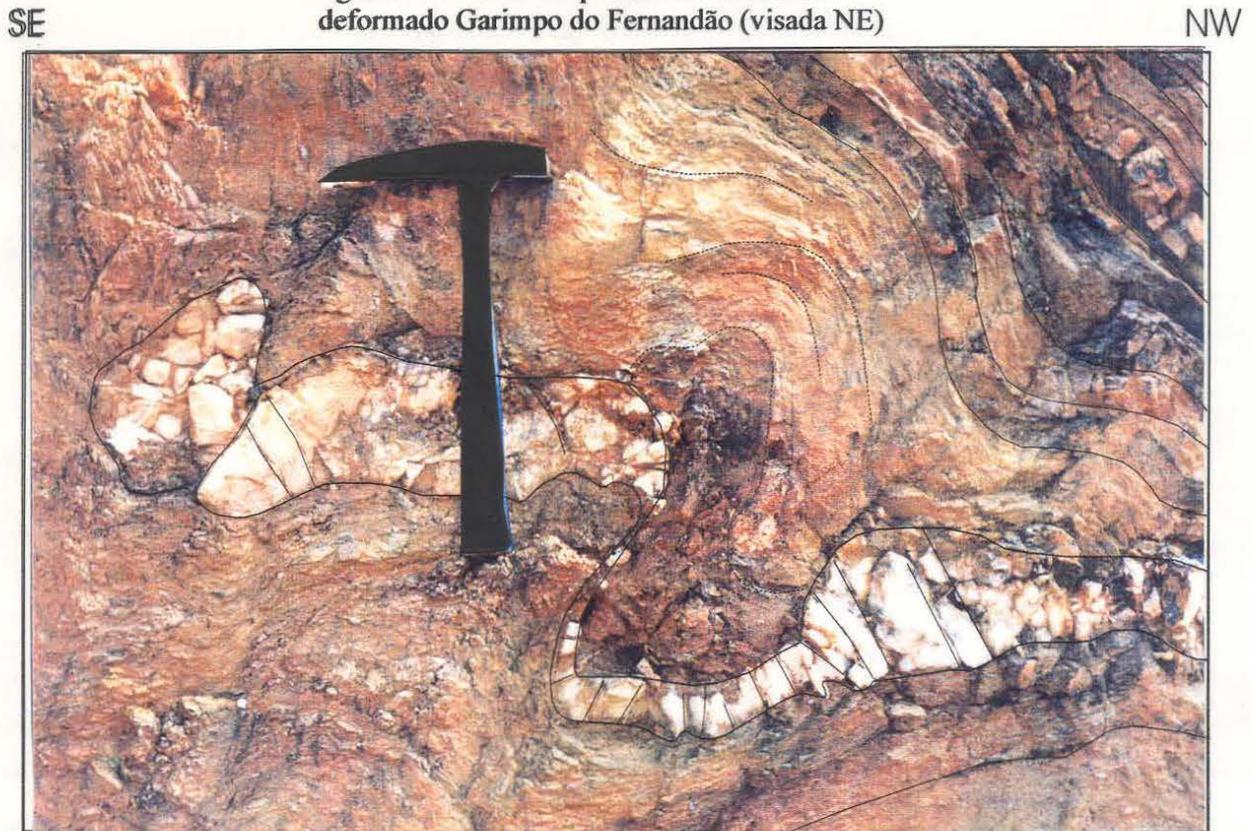


Figura 3.24 - Detalhe da fotografia anterior, onde se pode destacar um expressivo halo de alteração na borda do veio de quartzo concordante.

SE

NW

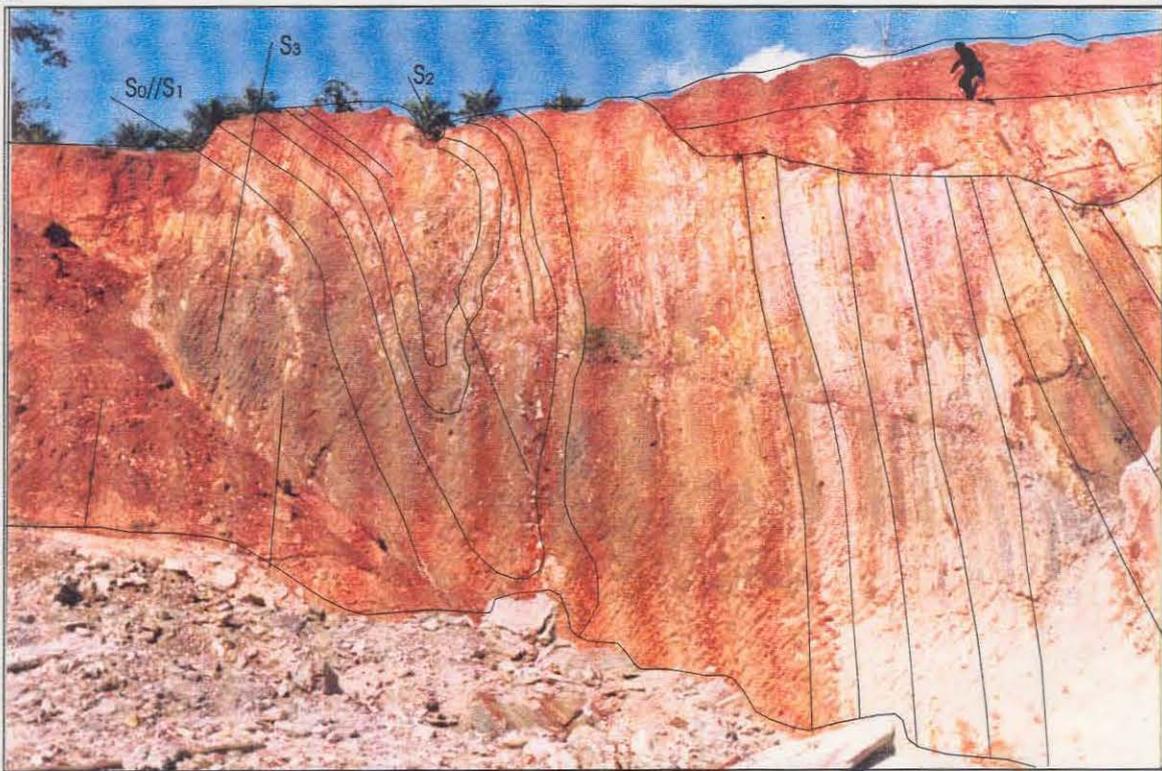


Figura 3.25 - Parede da cava do Garimpo do Fernandão, destacando dobra isoclinal sinforme.

SE

S₃

NW

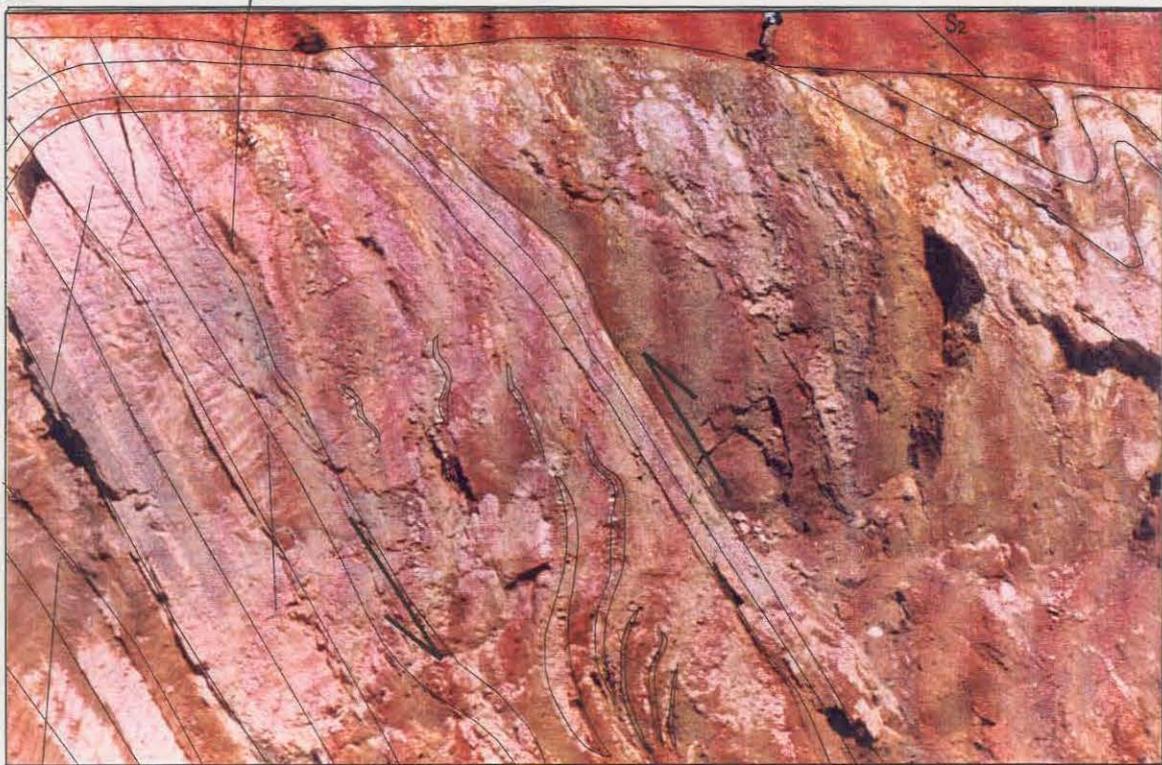
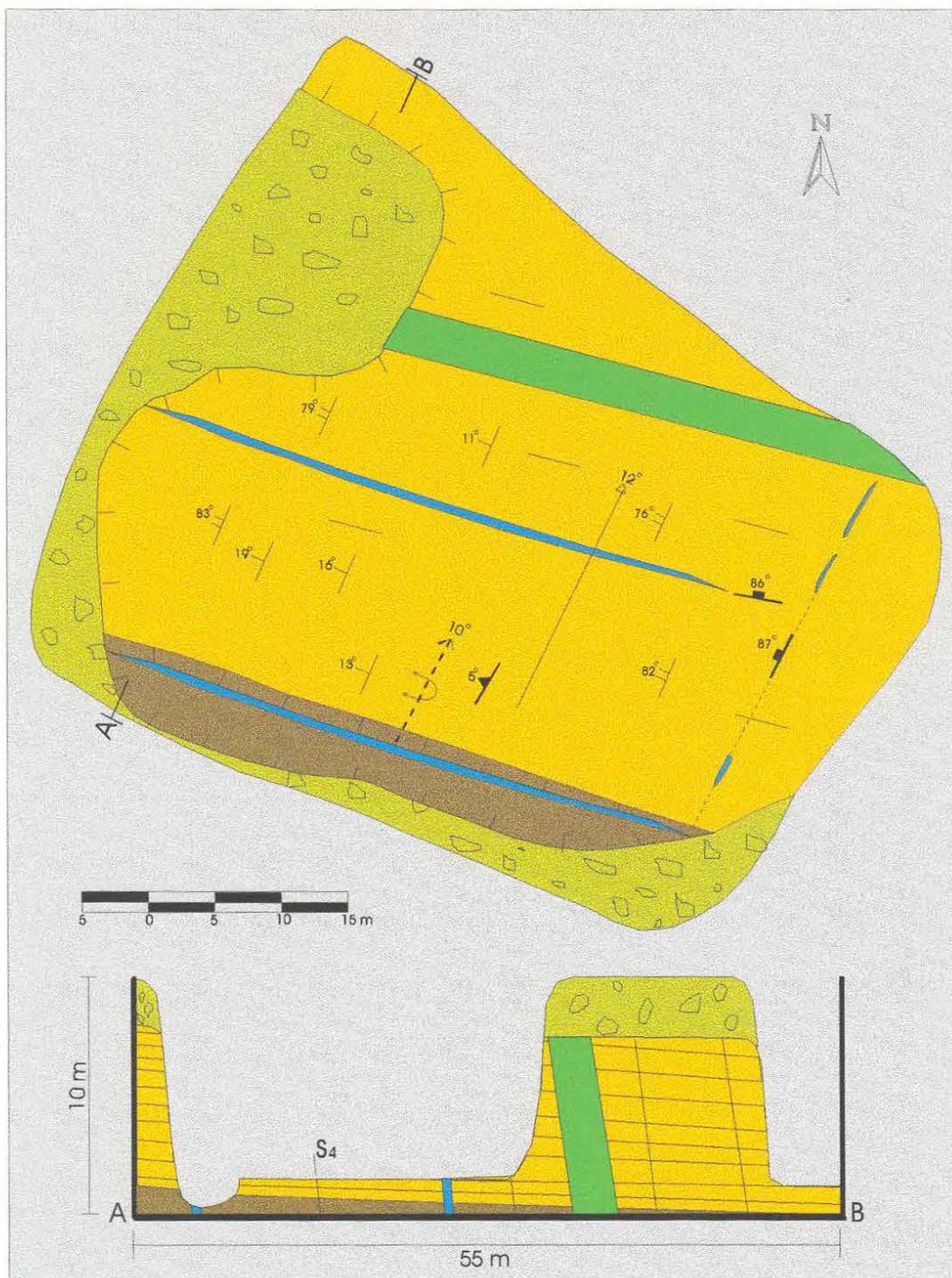


Figura 3.26 - Parede da cava do Garimpo do Fernandão, destacando dobra isoclinal antifforme, e veios sigmoidais indicando movimento reverse com vergência para SE.



Figura 3.27 - Detalhe da cavada de Fernando mostrando sigmóide com sombra de pressão indicando movimento reverso.



LEGENDA

Filito sericítico.	Atitude do dique e dos velos.
Filito hematítico.	Contorno da cava.
Dique de rocha básica alterada.	Atitude do acamamento.
Rejeito da própria lava.	Atitude do plano de foliação S ₃ .
Velos de quartzo.	Lineação de intersecção S ₀ -S ₃ .
Atitude do plano de foliação S ₂ .	Dobra recumbente Intrafolial.

Figura 3.28 - Mapa geológico do Garimpo do Sérgio França.

SE

NW

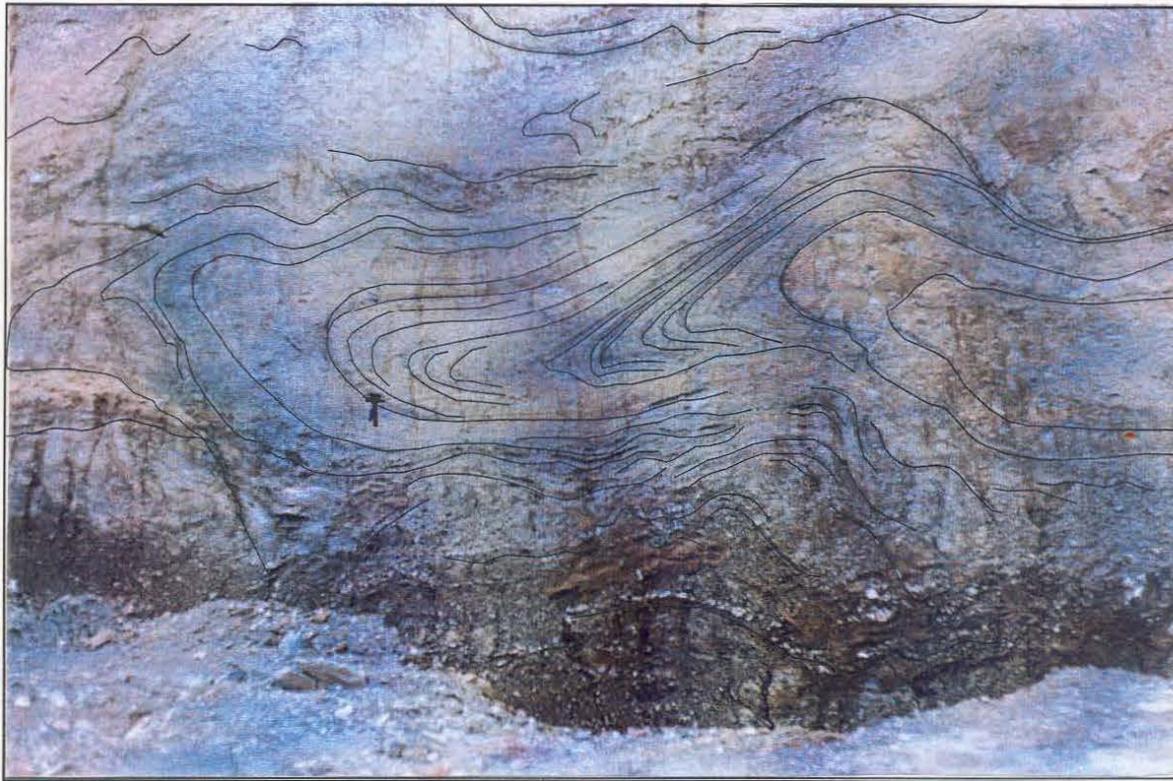


Figura 3.29 - Parede da cava do Garimpo do Sérgio França (Visada SW), mostrando macrodobra recumbente intrafolial no contato entre filito sericítico e filito hematítico.

SE

S₃

NW

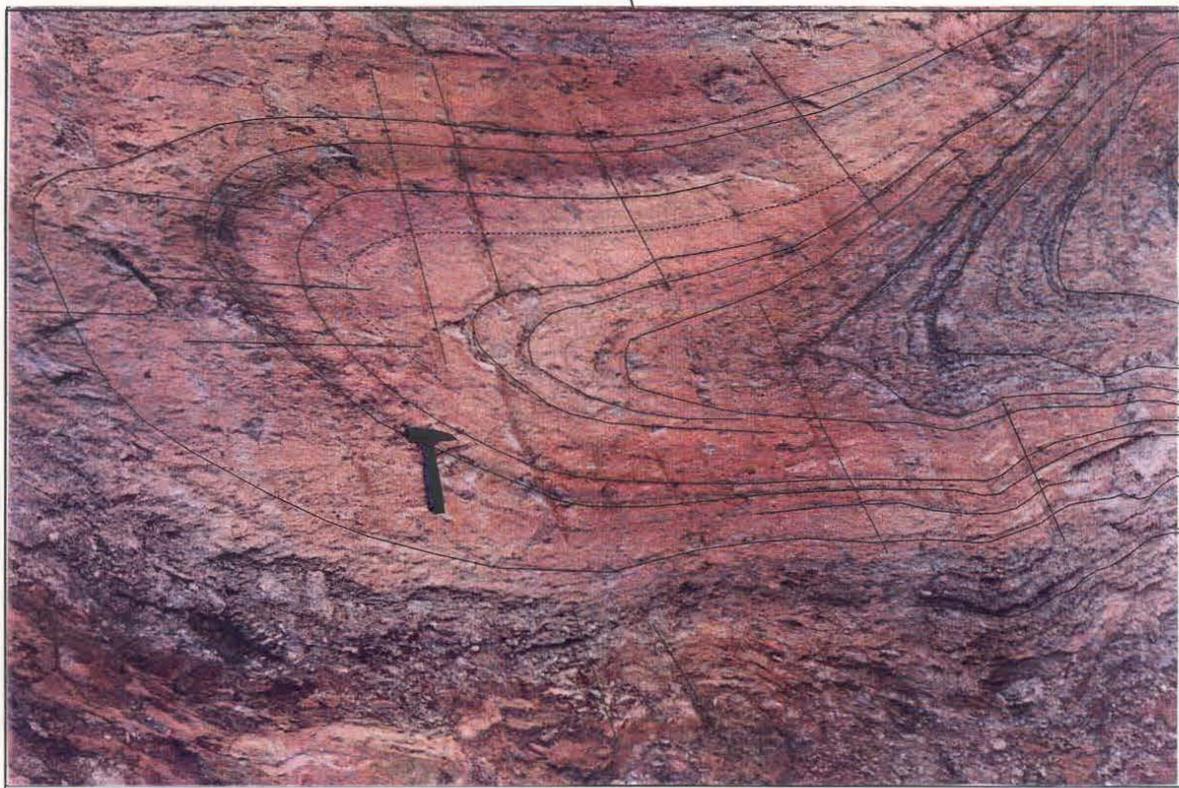
S₂

Figura 3.30 - Detalhe da fotografia anterior, destacando planos de foliação S₂ e S₃

garimpos anteriores, sendo que, nesta cava particularmente os veios com direção NE encontram-se encaixados nos planos de foliação S_3 e mergulhando para NW.

3.5 - Considerações litoestratigráficas

Com base na descrição dos cinco litotipos supracitados, com exceção do dique básico podemos concluir que os mesmos caracterizam-se por apresentar composição predominantemente pelítica, intercalada à porções quartzosas e hematíticas.

Os perfis estratigráficos para cada garimpo estudado estão esboçados nos mapas geológicos de cada cava descrita. É necessário salientar a dificuldade em correlacionar tais cavas, em virtude da intensa deformação sofrida pelas rochas da região, e principalmente pela carência de afloramentos entre as cavas descritas. Mesmo assim, podemos tecer algumas considerações acerca da evolução lito-estratigráfica:

- A sucessão litológica observada na área é caracterizada por apresentar alternância rítmica entre estratos psamíticos e psefíticos, onde apesar da intensa deformação, ainda preserva o acamamento como estrutura primária. Esta sucessão provavelmente corresponda aos leques submarinos descritos por Alvarenga (1988);
- Os níveis pelíticos estão relacionados a um período de quiescência tectônica da bacia, durante o qual a sedimentação principal ocorreu por decantação de argila, ou seja, por acreção vertical. Nestas porções também é possível observar clastos de tamanhos variados que aparecem como forte indicador de aporte de geleira. Neste caso, os clastos são interpretados como "seixos pingados", corroborando com a descrição de Alvarenga (1988), que ainda menciona retrabalhamento destes seixos, por correntes gravitacionais na borda do Cráton Amazônico;
- O hidrotermalismo neste litotipos está relacionado à intensa sericitização e cloritização presente nos halos de alteração nas bordas dos veios de quartzo.

Estes halos comumente estão sempre enriquecidos por pirita, magnetita, principalmente nas zonas de charneiras das dobras F_2 ;

- A presença de magnetita-hematita dispostas em níveis dobrados e por vezes como grãos idiomórficos ao longo dos halos de alteração e/ou ao longo de planos de fratura, indica que provavelmente houve um hiato entre as fases de deformação dúcteis e rúpteis, ou seja, o hidrotermalismo neste caso pode ser interpretado como de origem sin a tardi-tectônico;
- As venulações concordantes ao acamamento, certamente estão relacionadas à fase inicial de deformação dessas rochas (D_1 e D_2), onde provavelmente um escamamento tangencial inter-estratral facilitou a migração de fluidos metamórficos e precipitação de pirita, magnetita e ouro. Roberts (1987) pondera que corpos desse tipo sugerem que o fraturamento e a redução dos grãos associados aos planos de cisalhamento promovem um incremento na permeabilidade da rocha, evidenciando a formação de “ore shoots”;
- Em zonas de charneiras das dobras F_2 é possível observar a presença de bolsões de quartzo translúcidos, recristalizados e geralmente enriquecidos em pirita e magnetita dispostos ao longo dos planos axiais. Segundo relato de garimpeiros, localmente estes bolsões apresentam concentrações de ouro que podem alcançar uma média de 20 g/t;
- A intersecção das famílias de veios relacionadas à fase D_4 com as famílias relacionadas à D_3 , também forma bolsões de quartzo com espessura métrica apresentando significativa concentração aurífera. Neste caso, tais “bonanzas” podem ser interpretadas como um metalotecto estrutural.
- Levando-se em consideração a presença dos diques básicos na região, podemos considerar pelo menos duas hipóteses para a colocação dos corpos:
 - a - Que os diques são cronocorrelatos aos veios de quartzo mineralizados dispostos segundo a direção NW, logo, possuem a mesma idade desta mineralização;
 - b - Que os diques foram colocados num regime pós-tectônico, a partir de uma reativação de estruturas pretéritas, onde estes aproveitaram zonas de fraqueza ao longo dos planos S_4 relativos a última fase de deformação (D_4).

CAPÍTULO 4 – ANÁLISE ESTRUTURAL

4.1 – Considerações

No tratamento dos dados estruturais obtidos neste trabalho, em escala macro, meso e microscópica, procurou-se compreender a hierarquia das feições estruturais existentes na área estudada, bem como a relação destas com a mineralização aurífera.

Segundo Davis (1984), a análise descritiva auxilia para o reconhecimento e descrição das estruturas, com medidas e suas orientações (caráter geométrico); já na análise cinemática, destaca-se a interpretação dos movimentos responsáveis pela geração de tais estruturas e, finalmente, a análise dinâmica culmina com a interpretação dos movimentos deformacionais em termos de esforços geradores das estruturas.

Nestes termos, de acordo com a distribuição, freqüência e natureza dos elementos estruturais, esta pesquisa enfatizou apenas a análise descritiva e cinemática, não atendo à quantificação dos esforços.

4.1.1 – Métodos utilizados

As análises estruturais das feições observadas em campo, foram feitas para cada cava descrita, a partir de escalas que variam entre 1:30.000 (mapa-base de localização da área descrito no capítulo 1, sub-ítem 1.3) e 1:8 nas porções detalhadas, documentadas fotograficamente.

Ainda na etapa de campo, foram coletadas atitudes planares e lineares, identificadas na tabela abaixo:

MEDIDAS	S ₀	S ₂	S ₃	Le ₁	Le ₂	Fraturas
G. da Juraci	79	15	87	10	12	61
G. do Walter	80	13	62	10	11	
G. do Fernandão	51	19	87	11	12	
G. do Sérgio França	81	15	87	14	12	

Tabela 4.1 – Tabela das atitudes coletadas nos trabalhos de campo.

Tais medidas foram tratadas estatisticamente pelo programa *StereoNet*, assumindo o hemisfério inferior da rede estereográfica de Schmidt.

Todos os dados extraídos na área estudada, possibilitaram a divisão de quatro fases deformacionais (D_1 , D_2 , D_3 e D_4), que estão diretamente vinculadas às variações da intensidade de deformação.

Também em escala microscópica, foram analisadas seções delgadas, delgadas-polidas e polidas, sempre buscando investigar aspectos texturais, estruturais e mineralógicos, relevantes para a caracterização lito-estrutural das rochas que afloram nas frentes de lavra descritas.

Enlaçado ao que fôra supracitado, ao longo deste capítulo encontram-se descritas feições estruturais lineares e planares peculiares a cada fase de deformação, bem como as relações destas com os veios de quartzo, e as implicações cinemáticas vigentes para a área, buscando melhor definir o controle estrutural das mineralizações auríferas.

4.2 - Fases deformacionais

Baseado na descrição das quatro fases de deformação adotadas para a área, pode-se sugerir que as deformações atuantes nas rochas da área apresentam caráter heterogêneo, não-coaxial, progressivo, e desenvolveram-se em níveis crustais distintos. Nestes termos, os elementos estruturais descritos nas fases D_1 e D_2 , foram gerados em regime dúctil a dúctil-rúptil, na fase D_3 rúptil a rúptil-dúctil, enquanto que na fase D_4 o regime foi eminentemente rúptil e ortogonal às demais.

4.2.1 - Características pertencentes a fase D_1

A fase D_1 é marcada por ambiente deformacional dúctil. Caracteriza-se por apresentar dobras (F_1) tipo *Kinks* em microescalas e deslizamentos inter-estratais, os quais estão associados a uma foliação tectônica (S_1) sub-paralela ao acamamento (S_0) (Figura 4.1) e à lineação de estiramento mineral (Le_1). Tais estruturas mostram-se mais penetrativas nas porções pelíticas e no contato entre litotipos de competência distintas, sendo que, quando o contato se faz entre rochas mais quartzosas localmente é possível observar, em escala

microscópica, grãos de quartzo com foliação S-C evidenciando bandas de cisalhamento plano-paralelas à S_0 e S_1 indicando cisalhamento reverso.

As lineações de estiramento mineral Le_1 encontram-se impressas nos planos de foliação S_1 , caracterizadas pelo estiramento de grãos de quartzo e orientação dos filossilicatos nos níveis mais pelíticos, que mantém-se relativamente constante frente à deformação segundo a direção máxima de 280° .

As dobras F_1 foram analisadas ao microscópio, sendo representadas por dobras isoclinais suaves apertadas com vergência para SE, oriundas do escamamento tangencial entre estratos com competência distintas.

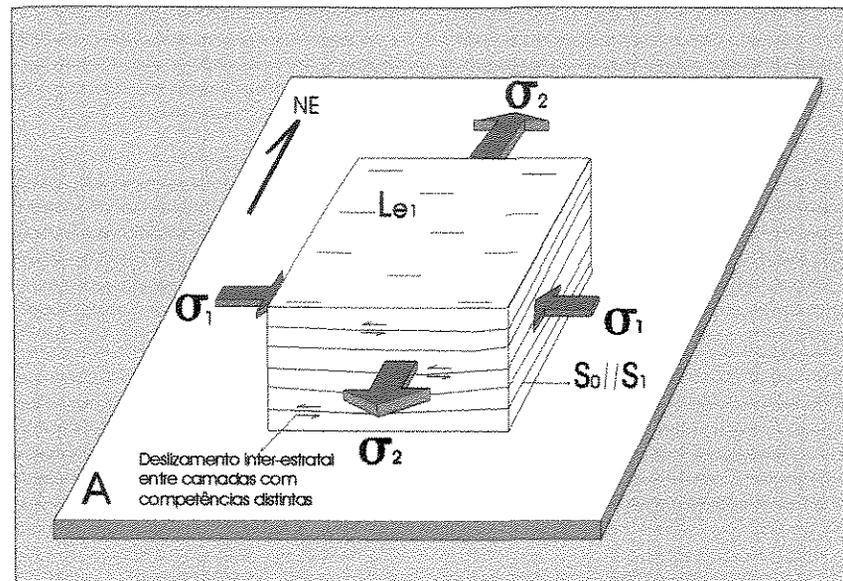


Figura 4.1 - Bloco-diagrama esquemático da fase D_1 , dúcil.

É necessário salientar que ainda nesta fase deformacional ocorreu a injeção de fluidos metamórficos, gerando veios de quartzo leitoso com espessura decimétrica, plano-paralelos ao acamamento S_0 e conseqüentemente à foliação S_1 .

Neste caso, com base na análise da freqüência máxima das lineações de estiramento minerais Le_1 e nos padrões de dobramentos em microescala, os indicadores cinemáticos para esta fase indicam que o transporte tectônico ocorreu de NW para SE, logo a vergência dos esforços mostra-se em direção oposta ao Cráton Amazônico.

4.2.2 - Características pertencentes a fase D_2

A fase D_2 constitui-se de estruturas geradas em ambiente deformacional dúctil a dúctil-rúptil. Dentre elas, destacam-se dobras em várias escalas (F_2), foliação plano axial (S_2) e lineação de estiramento mineral (Le_2) disposta no plano de foliação S_2 (figura 4.2).

Nesta fase as feições estruturais estão representadas por dobras mesoscópicas que variam de abertas a isoclinais, monoclinais, por vezes recumbentes, sempre vergindo de NW para SE e com eixos B_2 sub-horizontalizados declinados para NE. Alguns afloramentos apresentam dobras apertadas com assimetrias em “S”, podendo ser interpretadas como possível flanco superior de uma dobra de cunho regional. Tais estruturas dobram o acamamento primário e a foliação pretérita S_1 que provavelmente teve sua nucleação nos estágios iniciais da fase D_2 .

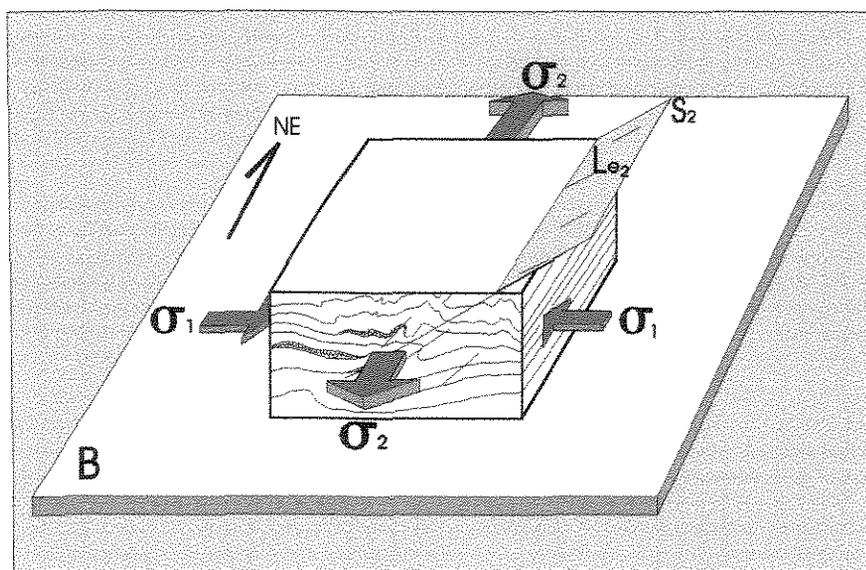


Figura 4.2 - Bloco-diagrama esquemático da fase D_2 , dúcil.

A variação do mergulho dos flancos destas dobras tornam-se mais acentuados a medida em que avançamos rumo à zonas mais deformada. Tal afirmação pode ser claramente observada através dos esterogramas da variação do mergulho de S_0 (Tabela 4.2).

Aliada às variações das intensidades de deformação, a diferença de competência entre os principais litotipos encontrados na área estudada mostra-se como um fator

importantíssimo na compreensão dos fatores relacionados à instalação dos planos de foliação S_2 e das lineações de estiramento mineral Le_2 .

Os planos S_2 , plano axiais às dobras F_2 , encontram-se mergulhando para NW, sendo que, nas porções mais deformadas estes planos encontram-se sub-verticalizados. Nos litotipos mais competentes tais planos mostram-se mais penetrativos, chegando a formar leques de foliações nas zonas de charneiras, fator este, que facilita a visualização do eixo da dobra B_2 , assinalada pelo contato entre os planos $S_0//S_1$ e os planos S_2 .

Em algumas porções onde predominam o regime dúctil-rúptil, localmente pode-se constatar o desenvolvimento de planos de falhas com rejeitos centimétricos reversos, dispostos ao longo dos planos de foliação S_2 , e veios sigmoidais indicando movimentação reversa, sugerindo caráter compressivo para esta fase de deformação, com transporte tectônico de NW para SE. Estas falhas originam-se a partir do ponto de saturação da plasticidade do material rochoso, nos estágios finais de nucleação das dobras F_2 .

As lineações de estiramento contidas nos planos de foliação S_2 caracterizam-se pela presença de grãos e/ou agregados de quartzo estirados, bem como pelo alinhamento e estiramento de minerais sin-tectônicos, oriundos de alteração hidrotermal, relacionados à colocação e deformação dos veios de quartzo (sericita, clorita). Tais lineações assumem frequências máximas entre 280^0 e 290^0 , enquanto que o eixos das dobras F_2 permanecem praticamente sub-horizontalizados, declinando em baixo ângulo para o quadrante NE.

Os veios de quartzo instalados durante a fase D_1 encontram-se deformados pela fase D_2 e localmente pode-se observar o espessamento destes, nas zonas de charneiras das dobras F_2 . Estas zonas são marcadas por halos de alteração hidrotermal compostos por clorita, sericita, que geralmente encontram-se enriquecidos por pirritas limonitizadas.

4.2.3 - Características pertencentes a fase D_3

Os elementos estruturais pertencentes a fase D_3 diferem dos descritos nas fases anteriores por desenvolverem-se em regime rúptil-dúctil e estarem confinados em níveis crustais mais rasos. Tais elementos deformaram as fases anteriores (D_1 e D_2) e são

compostos predominantemente por clivagens de fratura e/ou crenulação S_3 , e suaves ondulações ao longo da foliação S_2 .

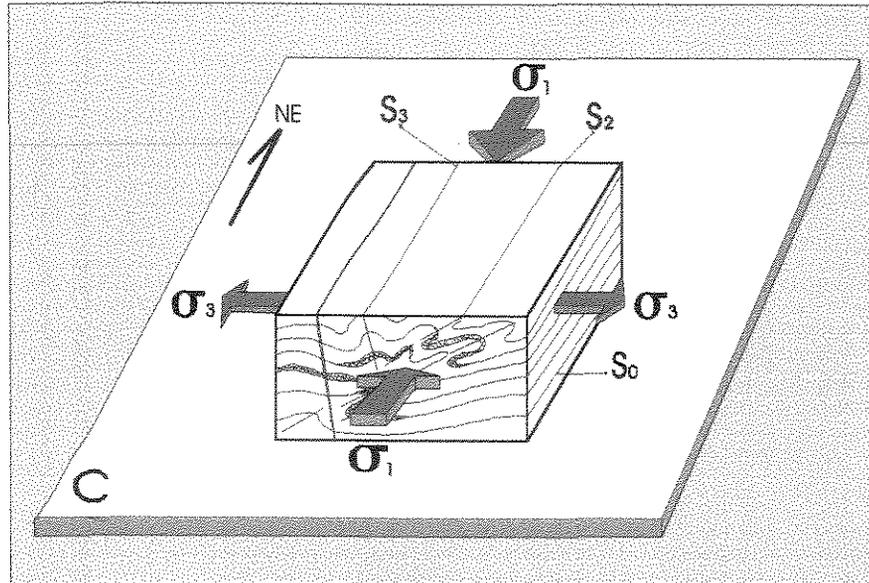


Figura 4.3 - Bloco-diagrama esquemático da fase D_3 (para maior detalhe ver texto), rúptil-dúctil.

As dobras F_3 caracterizam-se por suaves ondulações da foliação S_2 , apresentando planos axiais bastante penetrativos orientados segundo a foliação S_3 . Nos litotipos mais competentes, a foliação manifesta-se como clivagens de fratura espaçadas enquanto que, nas rochas mais plásticas estas são definidas por clivagens de crenulação com presença de micrólitos centimétricos.

Os planos de foliação S_3 encontram-se subverticalizados segundo a direção NE, mergulhando ora para NW, ora para SE, sendo que, em algumas porções, os planos S_3 encontram-se superpostos aos planos de foliação S_2 , dificultando a distinção dos mesmos.

É necessário salientar que tais planos destacam-se principalmente por estarem espaçadamente preenchidos por veios de quartzo leitoso mineralizados a ouro, denominados de travessões.

4.2.4 - Características pertencentes a fase D₄

Descrito como o último evento deformacional para a área estudada, a fase D₄ destaca-se por apresentar um padrão de fraturamento S₄ cortando as rochas da região segundo direções variando entre 310°-280° sub-verticalizados, mergulhando para NE.

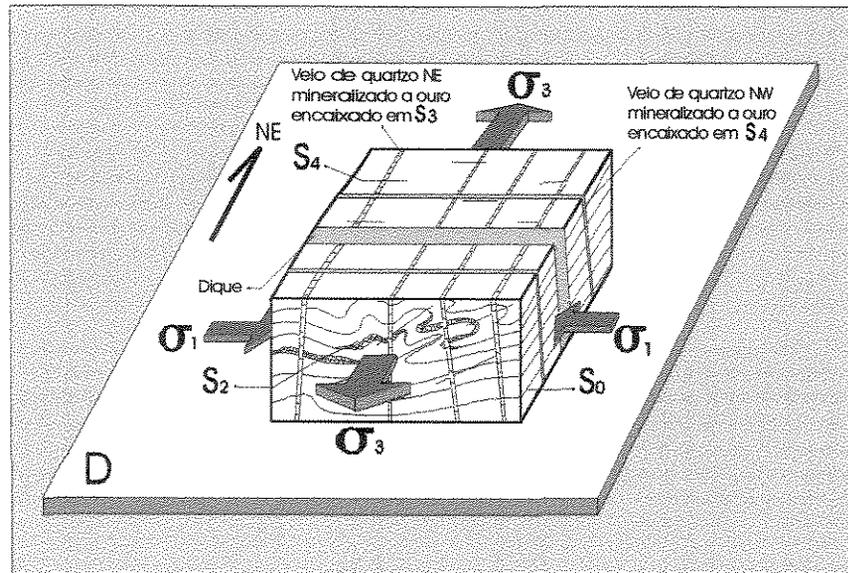


Figura 4.4 - Bloco-diagrama esquemático da fase D₄, rúptil.

Os planos de fraturas S₄ além de estarem posicionados ortogonalmente aos demais planos descritos até então, encontram-se espaçadamente preenchidos por veios de quartzo com espessuras que variam entre 4 a 10 cm mineralizados a ouro. Localmente tais planos também alojam diques de rocha básica.

Os veios de quartzo gerados nesta fase encontram-se encaixados em estruturas eminentemente rúpteis cortando a foliação principal e as famílias de veios de quartzo pretéritas. Desta forma, infere-se que tais estruturas foram geradas em níveis crustais rasos e regime tectônico tipicamente distensivo. Este fato ainda é corroborado pela presença dos diques de rocha básica.

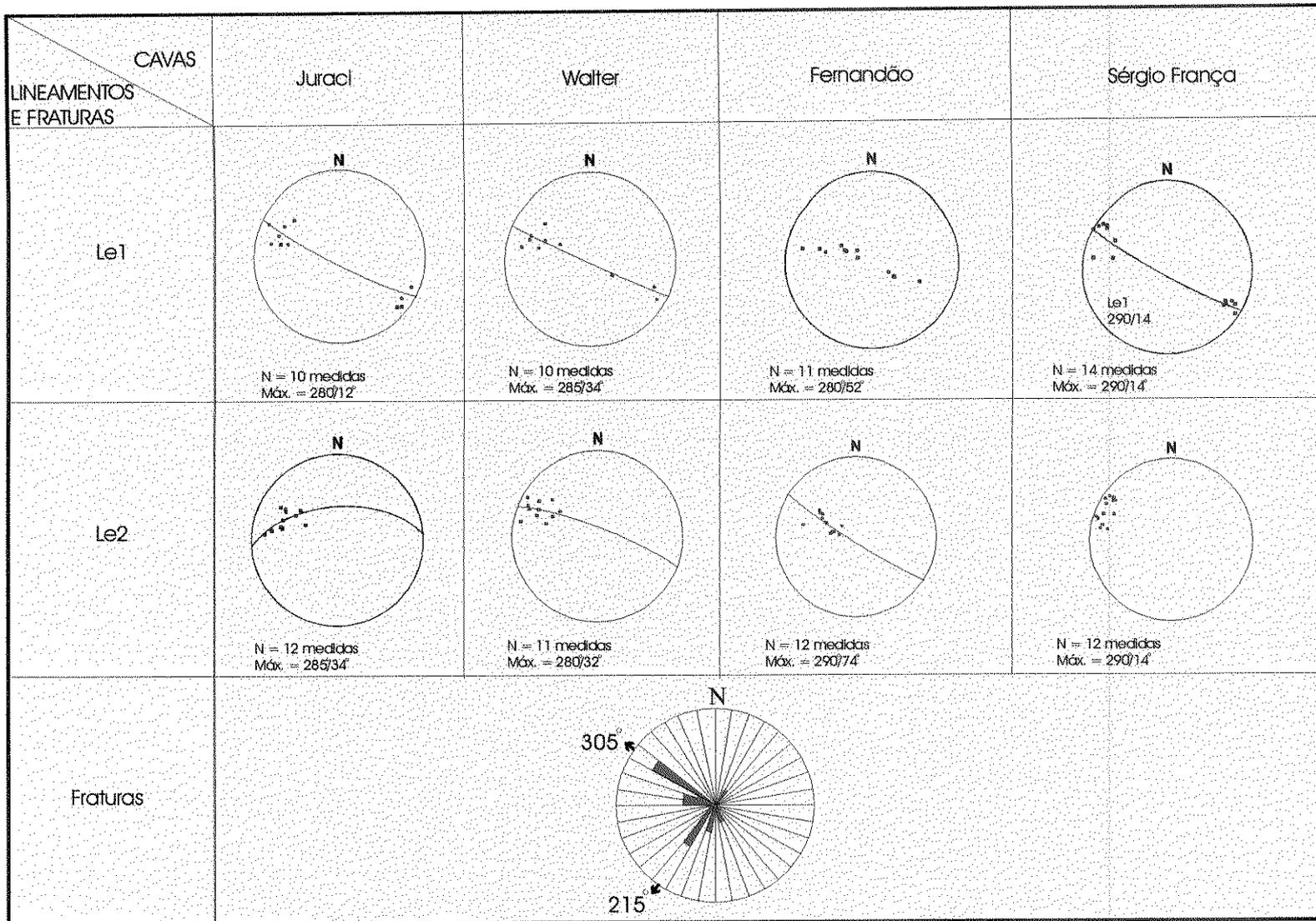


Tabela 4.2 - Tabela de freqüência de lineção de estiramento mineral e fraturas.

4.3 – Síntese das fases deformacionais

Durante a primeira fase de deformação D1 foram geradas discretas zonas de cisalhamentos plano-paralelas ao acamamento marcadas por planos de foliação S-C e lineação de estiramento Le_1 (ver figura 4.5 A). Estas zonas revelam escorregamentos inter-estratais desenvolvidos nos estágios iniciais de deformação, que culminou com a nucleação das dobras F_2 . Esta interpretação é baseada na observação de foliações S_1 dobradas pelas F_2 e grãos de quartzo com estiramento mineral do tipo (x), não deformados por F_2 e dispostos na mesma direção das lineações de estiramento Le_2 contidas nos planos axiais das dobras F_2 (tabela 4.2). Esta relação estrutural indica que durante a fase D₁ e D₂ predominou um ambiente tectônico dúctil onde o transporte tectônico não se modificou, ou seja, as duas fases são coaxiais. Além disso, os indicadores cinemáticos associados à essas zonas de cisalhamento indicam a mesma polaridade tectônica (de NW para SE) observadas nas zonas de cisalhamento reversas desenvolvidas durante o final do desenvolvimento da fase D₂, evidenciando uma evolução progressiva entre estas fases.

É muito provável que os veios de quartzo dispostos plano-paralelos ao acamamento e em zonas de charneiras das dobras F_2 tenham sido gerados nesta fase de deformação. Hodgson (1989) ainda realça que os processos inerentes à deformação heterogênea cisalhante são fundamentais para o entendimento dos depósitos tipo veios, uma vez que muitas das estruturas geradas em contexto sin-deformacionais são significativas para a disposição geométrica dos sistemas de veios.

Na fase D₂ foram geradas dobras em várias escalas (micro a macroscópica) e foliação plano-axial S_2 (ver figura 4.5 B). As dobras F_2 , dobram o acamamento primário e a foliação S_1 , onde sua geometria é controlada pela competência dos litotipos envolvidos e pela intensidade de deformação. Segundo Ramsay e Graham (1970) o cisalhamento dúctil caracteriza-se por três mecanismos fundamentais em nível de deformação mineral:

1. Fluxo plástico: desenvolve-se a partir da rotação intercrystalina de minerais orientados segundo o plano xy do elipsóide;
2. Deslizamento intergranulares: ocorre à partir do deslocamento ao longo das superfícies dos estratos;

3. Dissolução e recristalização por pressão: afeta principalmente determinados minerais como o quartzo e a calcita, que sob pressões elevadas sofrem dissolução das fácies sujeitas a compressão (σ_1), para as zonas de menor tensão (σ_3).

Em porções onde a deformação alcança maior magnitude, predominam dobras apertadas, recumbentes e os planos de foliação S_2 aparecem como bissetrizes das zonas de charneira e por vezes mostram-se em leques bastante penetrativos e/ou sub-horizontizados (ver tabela 4.2). Associado a esta fase, desenvolveu-se um sistema de empurrões relacionados a cisalhamentos reversos onde os componentes estruturais indicam transporte tectônico de NW para SE, deslocando tanto o acamamento primário quanto a foliação S_2 .

Outra observação importante é que a lineação de estiramento mineral Le_2 , contida neste plano (S_2), mostram-se como componentes frontais nos principais planos de cisalhamento, mantendo-se com direção constante em todas as cavas mapeadas.

A análise das estruturas geradas durante a fase D_2 reflete um caráter compressivo, revelando uma deformação cisalhante com distribuição heterogênea e progressiva. Nesta fase os indicadores cinemáticos e a geometria do sistema de empurrão refletem transporte tectônico de NW para SE, sendo que o vetor tectônico opera segundo a direção geral 290° .

A fase D_3 é caracterizada por apresentar um conjunto de estruturas de caráter compressivo representadas por clivagens de fratura S_3 que encontram-se preenchidas por veios de quartzo mineralizados a ouro e orientadas segundo a direção $N30^0-40^0E$ (ver figura 4.5 C). Esta interpretação tem como base a presença dos veios de quartzo e por esses planos localmente exibirem clivagens de crenulação com presença de micrólitos nos litotipos mais pelíticos. O vetor compressivo (σ_1) neste caso, sofreu uma rotação e passou a atuar segundo a direção NE/SW e o vetor distensivo (σ) passou a atuar segundo a direção NW/SE.

Embora não fôra observado nas etapas de campo nenhum componente estrutural que indicasse transcorrência entre tais planos, é muito provável que existam porções em zonas de fraqueza, que apresentem faixas de transcorrências na região. Esta hipótese é reforçada principalmente pela presença de fortes lineamento que controlam a macro-estrutuação regional. Tais feições são bem visualizadas nas proximidades da Província Serrana (Figura 4.7).

A última fase de deformação proposta para este trabalho, D_4 , caracteriza-se principalmente por apresentar um caráter eminentemente rúptil, marcada pela presença de

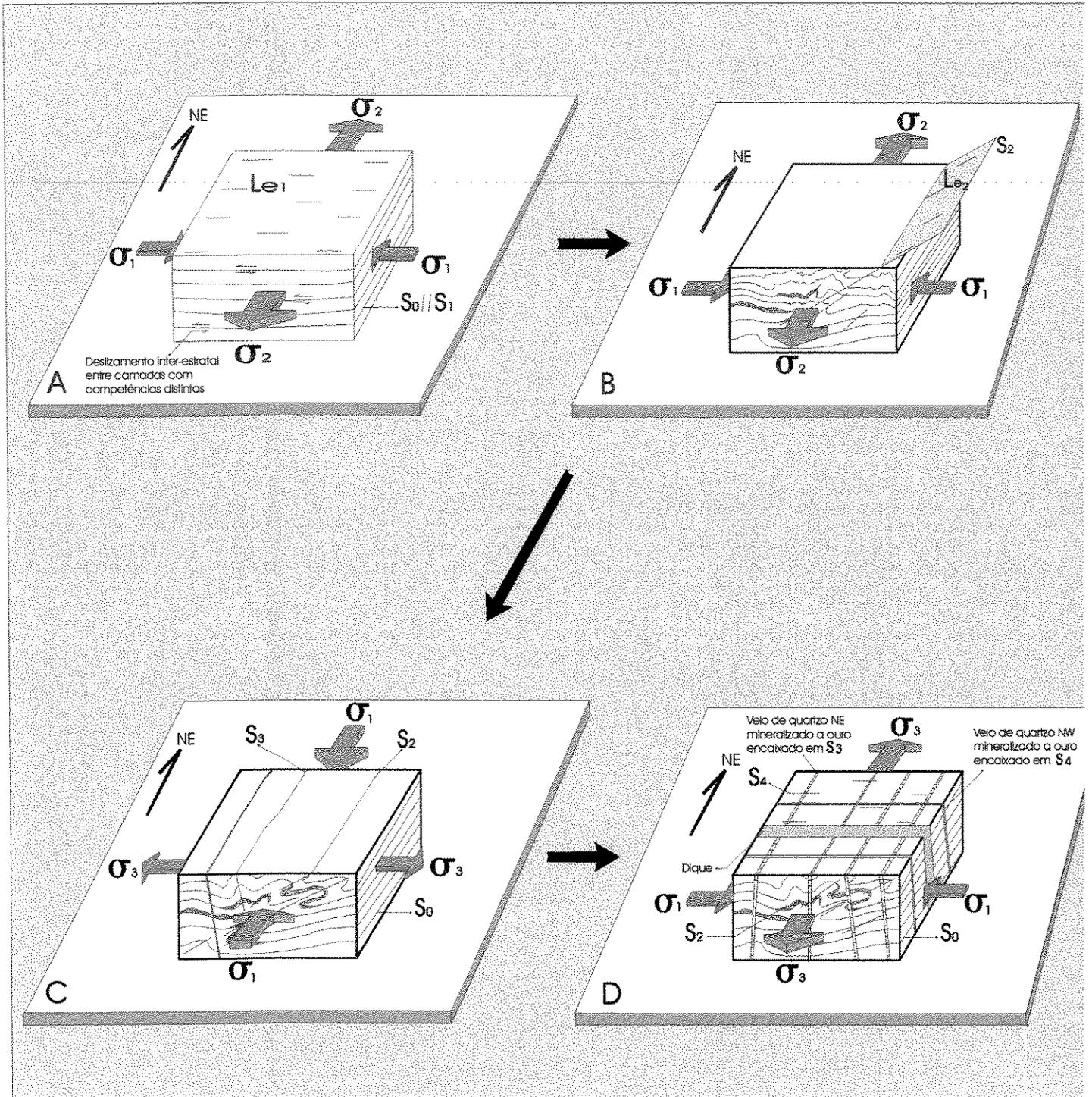


Figura 4.5 - Síntese das fases de deformação para a área estudada.

planos de fratura S_4 que estão dispostos segundo a direção geral $N280^0-310^0W$ com caráter tectônico distensivo. Esta interpretação se deve pela presença de veios de quartzo mineralizados a ouro instalados nesses planos e por estes localmente exibirem cristais translúcidos, bem formados com crescimento ortogonal a parede dos planos de fratura S_4 . Esta hipótese ainda é reforçada pela presença de espessos diques de rocha básica também instalados nos planos S_4 (ver figura 4.5 D). Neste caso, a magnitude do vetor de compressão (σ_1) torna a rotacionar e atuar segundo a direção NW/SE.

4.4 - Posicionamento dos elementos estruturais observados na região de Poconé dentro do contexto tectônico regional

As estruturas que compõem as duas primeiras fases de deformação individualizadas para a área estudada, refletem uma tectônica compressiva nos estágios iniciais de deformação, com polaridade compressiva desenvolvida segundo a direção NW/SE. Já as estruturas geradas na terceira fase de deformação parecem estar vinculadas a macro-estruturação regional, que é representada por fortes lineamentos segundo a direção NE. Já a fase D_4 , a última fase de deformação proposta neste trabalho, está vinculada a um regime tectônico distensivo, desenvolvido em ambiente eminentemente rúptil composta por planos de fraturas sub-verticalizados dispostos segundo a direção NW, que encontram-se seccionando estruturas relacionadas às fases anteriores de deformação.

Embora tais feições tenham sido descritas em escala de detalhe, parecem não diferir muito das observações citadas em trabalhos de cunho regional, previamente discutidos no capítulo 2. Desta forma, os eventos tectônicos aos quais estão associadas as estruturas observadas a região de Poconé parecem estar intimamente vinculados aos controles estruturais regionais. Assim, algumas hipóteses podem ser levantadas na tentativa de posicionar os elementos estruturais observados nas frentes de lavra na região de Poconé, principalmente ao que tange aspectos relacionados ao controle estrutural das mineralizações auríferas:



Figura 4.7 - Imagem de radar de parte da Província Serrana, próximo ao anticlinal Marzagão, destacando lineamentos NE e transcorrências com padrão sinistral. (Fonte: Projeto RADAMBRASIL/Folha Cuiabá SD-21)

- Relacionando as quatro fases a um único evento deformacional, pode-se interpretar que as feições descritas estão relacionadas a um sistema de empurrão em baixo ângulo

vergingo para SE, caracterizando um regime progressivo de deformação, onde os eixos de dobras, a intersecção de planos de foliação, são responsáveis pela presença das estruturas regionais segundo direção NE/SW. Num nível crustal mais raso, provavelmente tal regime teria apresentado um estágio de relaxamento, dilatando os litotipos e gerando planos de fratura segundo a direção NW, que facilitaram a percolação de fluidos, culminando com a colocação dos veios de quartzo mineralizados e diques de rocha básica. Neste caso, as quatro fases observadas na região de Poconé podem ser correlacionáveis às fases D₂ e D₃ descritas por Silva (1990).

- Relacionando as quatro fases a dois eventos deformacionais distintos, pode-se interpretar que as estruturas geradas nas duas primeiras fases (D₁ e D₂) são coaxiais, compressivas, estando relacionadas a um regime progressivo de deformação desenvolvidas em níveis crustais médios. O metamorfismo característico da região (fácies xisto verde) provavelmente esteja relacionado a estas fases de deformação, pois, os veios de quartzo gerados nestas fases possuem halos de alteração marcados por processos de sericitização e cloritização. Já os dois últimos eventos (D₃ e D₄) apresentam caráter distensivos com feições ortogonais entre si, desenvolvidas em níveis crustais raso-médio e raso respectivamente. Ambas fases são compostas por planos sub-verticalizados, preenchidos por veios de quartzo mineralizados a ouro, sendo que, as vênulas dispostas segundo a direção NW/SE são as que apresentam concentrações maiores. Este fato se deve provavelmente pelo incremento da permeabilidade desenvolvida nos planos S₄, em níveis crustais predominantemente rúptil. Groves, (1993) em trabalho desenvolvido no oeste da Austrália (Ylgarn) descreve os modelos de mineralizações do tipo “lode” como sendo um grupo genético coerente, onde estes são representados de acordo com a profundidade crustal, o que por sua vez estão diretamente vinculados às condições de temperatura e pressão. O autor descreve que estilo estrutural que apresenta-se mais rúptil e ambientes telescopados, são dominados pela fácies sub-xisto verde; de rúptil à rúptil-dúctil, são dominados pela fácies xisto verde e ambientes que apresentam estilo estrutural dúctil, são dominados por fácies granulito-anfibolito.

Campos *et. alii*, (1987) através de estudo microtermométrico das inclusões fluidas em veios auríferos da Baixada Cuiabana, interpretaram (com base nos dados referentes a temperatura de homogeneização total e salinidade dos fluidos) que os veios possuem salinidade baixa (< 10% equivalente de NaCl).

Desta forma, ressaltando o universo restrito deste trabalho, podemos inferir que as mineralizações auríferas filonianas da região de Poconé assemelham-se com mineralizações do tipo “lode” em níveis crustais rasos.

3 - Levando-se em consideração a presença dos diques de rocha básica, localizados nos garimpos do Walter e do Sérgio França, podemos considerar duas hipóteses para colocação dos corpos:

- a. Que os diques são cronocorrelatos aos veios de quartzo disposto segundo a direção NW. Logo, possuem a mesma idade desta mineralização;
- b. Que os diques foram colocados num regime pós-tectônico, a partir de uma reativação de estruturas anteriores, onde estes aproveitaram as estruturas com orientação geral NW, relativas à quarta fase de deformação.

4 - Na tentativa de se compreender melhor os aspectos tectônicos para a área estudada, foi elaborado um modelo estrutural com base na geomorfologia da região, nas famílias de veios de quartzo mineralizados a ouro e nas relações destas com o arcabouço tectônico regional.

Este modelo está embasado em um perfil esquemático partindo-se do Anticlinal do Bento Gomes (NW de Poconé) até o município de Poconé, onde pôde-se subdividir a região em dois domínios distintos: O Domínio Antiformal e o Domínio Sinformal (Figura 4.6). Assim, podemos destacar as principais características destes domínios:

1 - Os dois domínios estruturais possivelmente apresentem dobras ora vergindo para NW, ora vergindo para SE, neste caso, as vergências de dobras não podem ser utilizadas como indicadores cinemáticos;

2 - A partir de fotografias aéreas da região, é possível observar as feições que contornam o Anticlinal do Bento Gomes. Provavelmente isso se deve por este apresentar litotipos que resistem mais a abrasão promovida pelos agentes erosivos externos, enquanto que no Domínio Antiformal a superfície encontra-se totalmente arrasada;

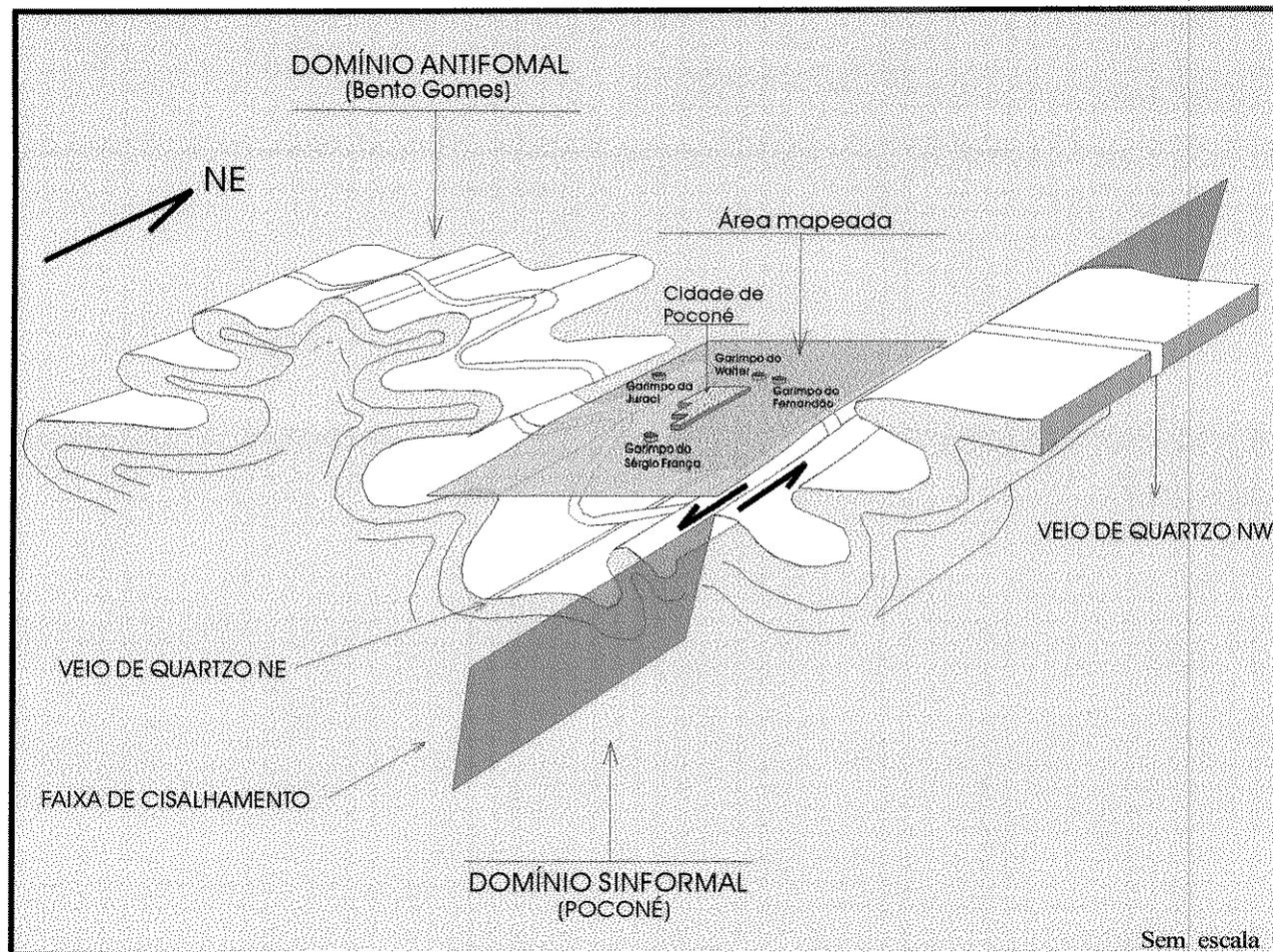


Figura 4.6 - Modelo esquemático para o controle das mineralizações auríferas na região de Poconé.

3 – É possível que as mineralizações auríferas instaladas nos veios de quartzo segundo a direção NE/SW estejam associadas a zonas de cisalhamento sinistral, pois, analisando as macro-estruturas interpretadas na figura 4.7, pode-se constatar uma predominância de tranccorrências do tipo sinistral nas Proximidades da Província Serrana. Neste caso, acreditasse que existam faixas de cisalhamento distais desenvolvidas em zonas de fraqueza. Esta hipótese ainda é reforçada por Barros *et. alii*(1996) que destaca que as mineralizações auríferas na região de Poconé estão controladas por dois *trends* mineralizados denominados; lineamento Cangas-Poconé e Alinhamento Praia Grande-Salinas.

CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES GERAIS

O presente trabalho teve como principal objetivo realizar mapeamento detalhado em cavas abertas por garimpeiros, com o intuito de se apresentar a análise estrutural qualitativa dessas estruturas, bem como a relação destas com a mineralização aurífera. Dentro destes aspectos, pode-se tecer algumas considerações:

1 - A sucessão estratigráfica observada nas cavas permite interpretá-las como típicas de leques turbidíticos distais com influência de aporte de geleiras;

2 - Foi possível individualizar quatro fases de deformação para a área estuda onde as fases D_1 e D_2 são coaxiais, progressivas e compressiva desenvolveram-se segundo a direção NW/SE, em ambiente tectônico dúctil a dúctil rúptil. A D_3 se desenvolveu em ambiente rúptil a rúptil-dúctil e caracteriza-se por apresentar planos de fraturas preenchidos por veios de quartzo auríferos dispostos segundo a direção NE/SW. A fase D_4 se desenvolveu em ambiente eminentemente rúptil e caracteriza-se por apresentar planos subverticalizados preenchidos por veios de quartzo mineralizados a ouro dispostos segundo a direção NW/SE e em regime tectônico distensivo;

3 - A mineralização aurífera na região está controlada tanto pelos veios com direções NW como também por aqueles dispostos segundo a direção NE;

4 - A intersecção dos planos S_4 e S_3 , representa excelente metalotecto para a locação de “ore shoots”;

5 - Os veios concordantes com o acamamento parecem Ter migrado nos estágios iniciais de deformação, fases D_1 e D_2 ;

6 - Os diques de rocha básica podem ter a mesma idade da mineralização associadas aos veios de quartzo dispostos segundo a direção NW, ou podem Ter sido colocados posteriormente num processo de reativação em zonas de fraqueza;

7 - Pôde-se individualizar dois domínios estruturais (Domínio Antiformal e Domínio Sinformal) com base na geomorfologia, nas famílias de veios mineralizados e no caráter estrutural regional;

8 – Pôde-se confeccionar um mapa com as cavas descritas destacando os aspectos lito-estruturais da área.

**CAPÍTULO 6 – REFERÊNCIAS
BIBLIOGRÁFICAS**

Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F. F. M. 1945. **Geologia do sudoeste matogrossense**. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 118 p. (Boletim 116).
- ALMEIDA, F. F. M. 1948. Contribuição à geologia dos estados de Goiás e Mato Grosso. Nota Prel. e Est. de DMG/DNPM, 46:1-15, Rio de Janeiro.
- ALMEIDA, F. F. M. 1954. **Geologia do centro-leste matogrossense**. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 97 p. (Boletim 150).
- ALMEIDA, F. F. M. 1964a. **Geologia do centro-oeste matogrossense**. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 137 p. (Boletim 215).
- ALMEIDA, F. F. M. 1964b. **Glaciação Eocambriana em Mato Grosso**. Rio de Janeiro, DNPM/NPE. 10 p. (Boletim 117).
- ALMEIDA, F. F. M. 1965a. Geossinclíneo Paraguai. *In: Semana Debates Geológicos*, 1, Porto Alegre, 1965. Centro Acad. Est. Geol., Univ. Fed. Rio Grande Sul, p. 87-101.
- ALMEIDA, F. F. M. 1965b. **Geologia da Serra da Bodoquena - MT**. Rio de Janeiro, DGMDNPM, 96 p. (Bol.219).
- ALMEIDA, F.F.M. 1968. Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior. **Academia Brasileira de Ciências. Anais... 40** (suplemento): 285-293.
- ALMEIDA, F.F.M. 1974. Sistema tectônico marginal do Cráton do Guaporé. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 28, Porto Alegre, 1974. **Anais... Porto Alegre, SBG**, v. 4, p. 11-17.
- ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revis. Bras. Geociências*. **7(4)**, p. 349-364. São Paulo.
- ALMEIDA, F.F.M. 1984. Província Tocantins-setor sudoeste. *In: ALMEIDA, F. F. M. de, and HASUI, Y. eds. O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Blücher. p.265-281.
- ALMEIDA, F.F.M. 1985. Alguns problemas das relações geológicas entre o Cráton Amazônico e as faixas de dobramentos marginais a leste. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE*, 2, Goiânia, 1986, **Atas... Goiânia, SBG**. p. 3-14.
- ALVARENGA, C. J. S. 1984. Dobramentos da Faixa Paraguai na borda sudeste do Cráton Amazônico. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, Rio de Janeiro, 1984, **Anais... Rio de Janeiro, SBG**. v. 7, p. 3258-3271.

- ALVARENGA, C.J.S. 1986. Evolução das deformações polifásicas brasileiras na Faixa Paraguai, região de Cuiabá, MT. In Anais 34 Congr. Brasileiro Geol., SBG. Goiânia 3: 1170 – 1175.
- ALVARENGA, C.J.S. 1990. Phénomènes sédimentaires, structuraux et circulation de fluides développées à la transition chaîne-craton (exemple de la chaîne Paraguai d'âge protérozoïque supérieur, Mato Grosso, Brésil). Thèse Doot. Sci., Univ. Aix-Marseille, 177 p.
- ALVARENGA, C.J.S.; de CATHELINÉAU, M. and DUBESSY, J. 1990-. Chronology and H₂O-rich fluid-inclusion trails in intrametamorphic quartz veins from the Cuiabá gold district, Brazil. Mineral. Mag. 54: 245-255.
- ALVARENGA, C. J. S. 1988. Turbiditos e Glaciação do final do Proterozóico Superior no Cinturão Paraguai, Mato Grosso. *Rev. Bras. Geoc.* . 18: p. 323-327.
- BARROS, A. M.; SILVA, R.H. da; CARDOSO, O.R.F.A.; FREIRE, F.A; SOUZA, J.J.Jr.; RIVETTI, M.; LUZ, D.S.; PALMEIRA, R.C.B.; TASSINARI, C.C.G. 1982. Geologia. In: Brasil MME/Projeto RADAMBRASIL. Folha SE.21 Cuiabá. Giânia, GO (Lev. Rec. Nat., 26).
- BARROS, A. M.; SILVA, G.D. da; OLIVEIRA, L.J. de; BARRETO, L.B.; RODRIGUES, M.D. 1996. Estágio atual da exploração mineral e das práticas de controle ambiental nos garimpos de ouro da região de Poconé. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996, *Anais...* Salvador, SBG.
- CAMPOS, E. G. ; XAVIER, R. P. ; OLIVEIRA, S. M. B. 1987. Caracterização dos fluidos mineralizantes relacionados aos veios de quartzo auríferos do Grupo Cuiabá. In: CONGR. BRAS. GEOQ., 1, Porto Alegre, 1987. *Anais...* Porto Alegre, SBG. v. 1, p. 417-435.
- CARVALHO, B.J.; RAO, B.A. 1991. Cobertura laterítica atípica para Baixada Cuiabana. In: III Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. Cuiabá-MT. Outubro, 1991, pg. 52-62.
- CORRÊA, J.A. *et alii*. 1979. Geologia das regiões centro e oeste de Mato Grosso do Sul. Projeto Bodoquena. Série Geol. Básica 3, Dep. Nac. Prod. Min. Brasília.
- DEL'ARCO, J. O. *et alii*. inédito. Geologia. In: RADAMBRASIL. Folha SE. Corumbá e parte da Folha SE.20.(Levantamento de Recursos Naturais).
- EVANS, J.W. 1894.The Geology of Mato Grosso. *Geol. Soc. Lond. Quat. J.* 50(2): 85-104.

- FAGUNDES, P.R.; VEIGA, A. T. D. 1991. Diretrizes para prospecção e pesquisa de mineralizações auríferas na Baixada Cuiabana-MT. III Simpósio de Geologia do Centro-Oeste. Cuiabá-MT. Outubro, 1991, pg. 73-83.
- FIGUEIREDO, A. J. A.; OLIVATTI, O. 1974. **Projeto Alto Guporé**. Goiânia, DNPM/CPRM. v. 11, 173p. (Rel. Final).
- FRAGOMENI, P.R.P.; & COSTA, S.A. de G. 1976. Complexo vulcanossedimentar de Bom Lardim de Goiás - base do Grupo Cuiabá. Bol. Esp. 1:11, XXIX Congr. Bras. Geol. Ouro Preto.
- GROVES, D.I. 1993. The crustal continuum model for late-Archean lode-gold deposits of the Ylgarn Block, Western Australia. *Mineral. Deposita* 28:366-374.
- GONÇALVES, L.S.; BROGGI Jr. J.; LOTUFO, L.S. 1994. Contribuição ao conhecimento geológico da Área Urbana de Poconé. Trabalho de Graduação. UFMT. Cuiabá-MT. 72p.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. 1970. Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 19(1) : 5-26.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. 1984. The central Brazil shield reviewed. *Episodes*, 8(1) : 29-37.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S. Zonas e cinturões de cisalhamento. Belém, UFPA, 1990. 144 p. il.
- HENNIES, W.T. 1966. Geologia do centro-norte matogrossense. Tese Dr., Esc. Polit. Univ. São Paulo, São Paulo, 65p.
- HODGSON, C.J. 1989. The structure of shear – related, vein type gold deposits: A review. *Ore Geol. Ver.* 4: 231 – 273.
- LISBOA, M.A.R. 1909. Oeste de São Paulo, sul de Mato Grosso; geologia, indústria mineral, clima, vegetação, solo agrícola, indústria pastoril. Typ. do Jornal do Comércio, Rio de Janeiro.
- LUZ, J.S.; OLIVEIRA, M.; SOUZA, J.; MOTTA, J.F.M.; TANNO, L.C.; CARMO, L.S.; SOUZA, N.B. 1980. **Projeto Coxipó**. Goiânia, DNPM/CPRM. v.1, 136p. (Rel. Final).
- MARTINELLI, C. D. & BATISTA, J.J.; 1990. O contexto geológico na área do garimpo de ouro dos Araés. Anais, v. Cong. Brasil. Geologia, Natal, RN, p.
- NOGUEIRA, V.L.; OLIVEIRA, C. C. 1978. **Projeto Bonito-Aquidauana**. Goiânia, DNPM/CPRM. v. 1, (Rel. Final).

- OLIVATTI, O.; RIBEIRO F.W. 1976. **Revisão da Geologia do Centro-Norte de Mato Grosso: Projetos Centro-Oeste de Mato Grosso, Alto Guaporé e Serra Azul.** Convênio DNPM/CPRM.
- OLIVEIRA, A. I.; LEONARDOS, H. 1943. **Geologia do Brasil.** 2ª ed. Rev. Serv. de Inf. Agric., Rio e Janeiro.
- OLIVEIRA, M.O. 1991. Revisão sobre as Principais Formas de Mobilização do ouro no Meio Supérgeno. *Anais III Simpósio de Geologia do Centro-Oeste.* Cuiabá-MT, Outubro 1991, pg. 47-51.
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1986. Geologia da Sequência Vulcano-sedimentar de Arenópolis, Goiás. *Rev. Bras. Geociênc.*, 16:217-223.
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1987. Late Proterozoic granitic magmatism in southwestern Goiás, Brazil. *Rev. Bras. Geociênc.*, 17:415-425.
- PIRES, F.R.M.; GONÇALVES, F.T.T.; RIBEIRO, L.A.S. e SIQUEIRA, A.J.B. 1986. Controle das mineralizações auríferas do Grupo Cuiabá, Mato Grosso. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, 34, Goiânia, 1986, *Anais...* Goiânia, SBG. v. 5, p. 2383-2395.
- RADAMBRASIL. **Levantamento de Recursos Naturais.** Rio de Janeiro, v. 26, p. 25-192.
- RIBEIRO, F. W.; LUZ, J. S.; ABREU FILHO, W. 1975. **Projeto Serra Azul.** Goiânia, DNPM/CPRM. v. 1, 104p. (Rel. Final).
- ROBERTS, R.G. 1987. Archean lode gold deposits. *Geoscience Canadá.* V. 14, nº 1, p. 1 - 19.
- SANTOS, J.F. 1984. O ouro elúvio-laterítico do depósito de Jatobá-MT. *In: CONGR. BRAS. GEOLOGIA*, 34, *Anais*, 4.012-4.023.
- SILVA, L.J.H.D. 1990. Ouro no grupo Cuiabá, Mato Grosso: controles estruturais e implicações tectônicas. *In: CONGR. BRAS. GEOLOGIA*, 36, *Anais*, v.6.
- SILVA, L.J.H.D. 1991. Coberturas metassedimentares do Proterozóico Médio no Sul do Cráton Amazônico e suas Mineralizações auríferas. *Anais... III Simpósio de Geologia do Centro-Oeste.* Cuiabá-MT. Outubro, 1991, p. 39-46.
- SOUZA, N.B. 1981. **O Grupo Cuiabá na área do Projeto Coxipó - Estratigrafia e Potencialidade Econômica.** *In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE*, 1, *Atas...* Goiânia, SBG. p. 226-2391981.

TASSINARI, C.C.G. 1981. Comentários sobre a Geocronologia da Folha SD.21.(Cuiabá).
RADAMBRASIL, 1 vol., Goiânia.

TURNER, F. J. ; VEHOOGEN, J. 1963. *Petrologia ígnea y metamórfica*. Barcelona:
Ediciones Omega. 706p.

VIEIRA, A . J. 1965. Geologia do Centro-Oeste de Mato Grosso.
Petrobrás/DEBSP. 58p. (Rel. Téc. 303).

**ANEXO I - MAPA LITO-ESTRUTURAL
DAS CAVAS MAPEADAS**