

Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DA BORDA SUDESTE DO SISTEMA TRANSCORRENTE CARAJÁS COM ÊNFASE NAS ROCHAS DO TERRENO GRANÍTICO-GNÁISSICO

TESE APRESENTADA POR

JUNNY KYLEY MASTOP DE OLIVEIRA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação: **05 / 04 / 2002**

Comitê de Tese:

ROBERTO VIZEU LIMA PINHEIRO (Orientador)

JOÃO BATISTA SENA COSTA

FERNANDO JACQUES ALTHOFF

Belém

A Deus sobre todas as coisas;

a minha querida mãezinha (Renildes Mastop), a quem devo toda a minha dedicação e minha vida; ao meu pai, irmãos, sobrinhos e meus grandes amigos.

AGRADECIMENTOS

O desenvolvimento do presente trabalho foi possível graças à colaboração recebida de instituições e pessoas, a quem torno público os meus sinceros agradecimentos:

- Ao corpo técnico-administrativo do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará – UFPA e Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, pelo suporte material, técnico e laboratorial oferecido, permitindo a execução desse trabalho;

- À Universidade Federal do Pará através do Programa Integrado de Apoio ao Ensino, Pesquisa e Extensão (PROINT), pelo suporte financeiro que viabilizou a realização desse trabalho;

-Ao professor, orientador e amigo Prof. Dr. Roberto Vizeu Lima Pinheiro, pela orientação em todas as etapas deste trabalho e no contínuo processo de aprendizagem, desde minha integração ao Grupo de Geologia Estrutural (GES);

- A CAPES pelo apoio financeiro através da concessão de bolsa de estudo durante o período de realização desta pesquisa;

- Aos Geólogos e colegas Osmar Guedes (técnico do Laboratório de Computação Aplicada a Geociências - COMAP), Francisco e Fábio Henrique pelo apoio na digitalização dos mapas e suporte técnico para a impressão desta dissertação.

- Aos professores Carlos Eduardo de Mesquita Barros, Roberto Dall´agnol e João Batista Sena Costa, que com suas disciplinas no curso de pós-graduação deram suporte para o avanço dos conhecimentos em algumas discussões abordadas.

- À empresa DOCEGEO/CVRD (Rio Doce Geologia e Mineração S/A), através do Projeto 118, pela infra-estrutura e concessão de imagens de satélite, RADAR e fotografias aéreas que contribuíram bastante para o avanço do trabalho. Agradeço principalmente aos geólogos Marcelo Albuquerque e Clóvis Mauriti, aos técnicos em Mineração Carlos Altamira e Zé Luis, ao Motorista Carlos Henrique e ao Auxiliar de Enfermagem Hélio de Jesus;

- Ao caro amigo Carlos Alberto Dias, que nos conduziu ao campo e que sempre esteve disponível para qualquer eventualidade;

- Aos meus especiais amigos, que moram no meu coração, Fabrizio Dias Lima, Roberto Vizeu, Marivaldo Nascimento, Susane Rabelo, Dirlene Gomes, Vladimir Távora e Rodrigo Dias Lima;

- A meus irmãos (Rosilane, Jeanny Berla, Jannaya Juday, Junio Reverson e Jean Rivera), meus sobrinhos (Fábio e Josane Ferreira), meu pai Raimundo Edson e a minha mãezinha Renildes Mastop pelo grande afeto e compreensão;

- À Deus, luz da minha caminhada e um grande amigo em todos os segundos da minha vida.

"Sabedoria significa ver o coração das coisas ...onde não há bom ou mau, certo ou errado. Significa ver o ser humano como animal que é, lutando para conseguir segurança e ainda ser livre, ser produtivo mas também conhecer a dor, ansiar pela transcendência e não obstante contestar-se por estar contido num corpo finito."

Alexander Lowen

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA i

AGRADECIMENTOS ii

LISTA DE ILUSTRAÇÕES viii

RESUMO 1

ABSTRACT 3

CAPÍTULO 1

1-A SERRA DOS CARAJÁS 5

1.1- INTRODUÇÃO 5

1.2- BREVES OBSERVAÇÕES SOBRE A GEOGRAFIA DA REGIÃO 7

1.3- ASPECTOS GEO-ECONÔMICOS 10

1.4- RELEVÂNCIA E OBJETIVOS DA PESQUISA 12

1.5- METODOLOGIA E ATIVIDADES REALIZADAS 13

1.6- DEFINIÇÃO DE TERMOS E CONCEITOS APLICADOS 15

1.6.1- Foliações 15

1.6.2- Lineações 17

1.6.3- Zonas de cisalhamento 18

1.6.4- Milonitos e Cataclasitos 18

CAPÍTULO 2

2-GEOLOGIA DA REGIÃO DA SERRA DOS CARAJÁS 22

2.1- TRABALHOS ANTERIORMENTE DESENVOLVIDOS 22

2.2- SÍNTESE DA GEOLOGIA REGIONAL 23

2.3- MODELOS TECTÔNICOS PARA A REGIÃO DA SERRA DOS CARAJÁS 28

2.4- RESUMO DA GEOLOGIA DA SERRA DO RABO E ADJACÊNCIAS 29

CAPÍTULO 3

3- GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA 33

3.1- CONSIDERAÇÕES GERAIS 33

3.2- DISTRIBUIÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA PARA AS ROCHAS EXPOSTAS NA ÁREA 34

3.2.1- Rochas do Terreno Granítico-Gnáissico de Alto Grau 34

3.2.1.1- Complexo Pium 34

3.2.1.2- Complexo Xingu 36

3.2.1.3- Suite Plaquê 46

3.2.2- Seqüências Vulcânicas e Sedimentares de Baixo Grau 48

3.2.2.1- SuperGrupo Itacaiúnas (Grão-Pará) 48

3.2.3- Corpos intrusivos plutônicos do Proterozóico 52

3.2.4- Diques e corpos máficos a ultramáficos 54

3.3- DISCUSSÕES E COMENTÁRIOS FINAIS 56

CAPÍTULO 4

4- ANÁLISE DE PRODUTOS DE SENSORES REMOTOS 62

4.1- INTRODUÇÃO 62

4.2- INTERPRETAÇÃO DE FOTOGRAFIAS AÉREAS E IMAGENS DE SATÉLITE E RADAR 63

4.3- RELAÇÃO ESPACIAL E CINEMÁTICA DOS LINEAMENTOS E LINEAÇÕES OBSERVADOS 65

4.4- DISCUSSÕES E COMENTÁRIOS FINAIS 67

CAPÍTULO 5

5- ASPECTOS ESTRUTURAIS DAS ROCHAS AFLORANTES 72

5.1- CONSIDERAÇÕES GERAIS 72

5.2- GEOLOGIA ESTRUTURAL 72

5.2.1- Complexo Pium 72

5.2.1.1- Foliações 72

5.2.1.2- Fraturas e veios 73

5.2.2- Complexo Xingu 76

5.2.2.1- Foliação dúctil e sua lineação 76

5.2.2.2- Foliação rúptil e sua lineação..... 78
5.2.2.3- Fraturas e veios/vênulas..... 84
5.2.2.4- Bandamento..... ..88
5.2.2.5- Mesodobras..... 89
5.2.2.6- Bandas de cisalhamento dúctil..... 89
5.2.3- Suíte Plaquê..... 91
5.2.3.1- Foliação dúctil e sua lineação..... 92
5.2.3.2- Foliação rúptil..... 93
5.2.3.3- Fraturas e veios.....93
5.2.4- Grupo Grão-Pará..... .96
5.2.4.1- Foliação dúctil e sua lineação..... 96
5.2.4.2- Foliação rúptil..... 97
5.2.4.3- Fraturas e veios..... 98
5.2.5- Corpos Intrusivos Plutônicos do Proterozóico 101
5.3- DESCRIÇÃO DETALHADA DE AFLORAMENTOS SELECIONADOS EM PAINÉIS..... 103
5.3.1- Painel 01..... 104
5.3.2- Painel 02..... 105
5.3.3- Painel 03..... 109
5.3.4- Painel 04..... 111
5.3.5- Painel 05..... 112
5.4- DISCUSSÕES E COMENTÁRIOS FINAIS..... 115

CAPÍTULO 6

6- CONCLUSÕES..... 124

CAPÍTULO 7

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... 129

ANEXOS

ANEXO 1– MAPA DE LINEAMENTOS

ANEXO 2- MAPA GEOLÓGICO

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1.1- O Cinturão Itacaiúnas e os seus principais domínios tectônicos (modificado de Pinheiro, 1997). A área de estudo encontra-se indicada pelo retângulo destacado no mapa (borda sul do Sistema Transcorrente Carajás)..... 6

Figura 1.2- Mapa de localização e acesso à área de estudo em diversas escalas. O retângulo desenhado no mapa mais baixo na figura mostra a área pesquisada em maior detalhe..... 8

Figura 1.3- Esboço geomorfológico regional adaptado do Projeto RADAM, 1974 (*in* Araújo & Maia, 1991). A área escolhida para estudo encontra-se marcada na figura. Vide comentários no texto..... 10

Figura 1.4- Quadro para classificação morfológica de foliações em rochas deformadas. (modificado de Twiss & Moores, 1992)..... 16

Figura 1.5- Quadro para classificação morfológica de lineações (Twiss & Moores, 1992)..... 18

Figura 1.6- Modelo conceitual de uma zona de cisalhamento reversa, em diversas profundidades, passando do tipo rúptil para dúctil (Sibson, 1977)..... 19

Figura 1.7- Classificação textural de rochas originadas por falhas (modificado de Sibson, 1977)..... 20

Figura 1.8- Diagrama relacionando a taxa de recuperação com a taxa de deformação das rochas, indicando a terminologia relacionada. (Wise *et al.*, 1984)..... 20

Figura 1.9- Terminologia para rochas relacionadas a falhas. Escalas horizontais e verticais são variáveis dependendo da composição, tamanho dos grãos e fluidos (modificado de Wise *et al.*, 1984)..... 21

Figura 2.1 Mapa Geológico da porção sudeste do Escudo Brasil Central onde está localizada a região da Serra dos Carajás , mostrando a distribuição das principais unidades litológicas (*DOCEGEO, 1988; Araújo, 1994; Pinheiro, 1997; Modificado de Pinheiro 1997*..... 27

Figura 2.2- Sumário da história geológica sugerida para os sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento na região de Serra dos Carajás de acrodo com Pinheiro, 1997..... 29

Figura 2.3- Mapa Geológico e quadro tectono-estratigráfico para a Região de Carajás (PA). *Modificado de Pinheiro (1997).* 32

Figura 3.1- Mapa de localização dos principais pontos visitados na área de estudo..... 35

Figura 3.2- Rochas aflorantes a sudeste do Sistema Transcorrente Carajás: (A) Rocha granulítica do Complexo Pium; (B) Rocha tonalítica aparentemente pouco deformada do Complexo Xingu; (C) Rocha granodiorítica do Complexo Xingu, onde se observam cristais de quartzo formando verdadeiras massas que envolvem cristais de feldspatos e anfibólio, caracterizando zoneamento intracristalino, dando a rocha um aspecto de protobrecha; (D) Rocha tonalítica fortemente milonitizada do Complexo Xingu; (E) Rocha anfibolítica com incipiente foliação presente no domínio do Complexo Xingu; (E) Rocha Biotita-granito da Suíte Plaquê..... 38

Figura 3.3- Rocha granitóide com porções anfibolíticas nos domínios do Complexo Xingu. Afloramento localizado a aproximadamente 2,0 Km da Fazenda Longá (Fig. 3.1; P-114)..... 39

Figura 3.4- Rocha anfibolítica pertencente ao Complexo Xingu. Nota-se que a mesma apresenta uma proeminente trama rúptil marcada por fraturas e vênulas. Afloramento localizado próximo da Vila Feitosa (**Fig. 3.1**; P-17)..... 40

Figura 3.5- Aspectos meso e microestruturais de rochas tonalíticas do Complexo Xingu: (A) Foliação milonítica marcada pela orientação de minerais máficos e félsicos, envolvendo cristais maiores rotacionados; (B) e (C) Fotomicrografia (nicóis X) de rocha fortemente deformada; observam-se porfiroclastos alongados e globulares de feldspatos (plagioclásio e microclina) e quartzo, envolvidos por cristais fitados policristalinos de quartzo e cristais máficos (anfibólio e biotita) orientados; ainda nesse contexto, vale ressaltar a intensa cominuição e recristalização nessa rocha; (D) Fotomicrografia (nicóis X), destaque para os cristais de quartzo fitados (*ribbon*) definindo a foliação dúctil; (E) Fotomicrografia (nicóis X), mostrando subgrãos em quartzo..... 41

Figura 3.6- Aspectos meso e microestruturais de rochas tonalíticas do Complexo Xingu: (A) Foliação milonítica definida pela orientação de minerais máficos (anfibólio e biotita) e félsicos (feldspatos e quartzo); (B) Fotomicrografia (nicóis X) mostrando rocha em estágio milonítico com porfiroclastos alongados e globulares de feldspatos com caudas de recristalização, envolvidos por cristais fitados de quartzo orientados; ainda nesse contexto, vale ressaltar a intensa cominuição e recristalização nessa rocha; (C) Fotomicrografia (nicóis X) mostrando a foliação marcada pela orientação de cristais policristalinos de quartzo e anfibólio com textura granonematoblástica; (D) Fotomicrografia (nicóis X), subgrãos em quartzo e neoblastos; (E) Fotomicrografia (nicóis X) mostrando textura granoblástica..... 44

Figura 3.7 Aspectos microestruturais de rocha anfibolítica do Complexo Xingu: (A) e (B) Fotomicrografia (nicóis X) onde se observa a rocha em estágio protomilonítica. A Foliação dúctil é marcada pela orientação incipiente de minerais máficos (principalmente anfibólio) e félsicos (quartzo e feldspatos); presença de cristais policristalinos e neoblastos de quartzo; (C) Fotomicrografia (nicóis X) onde se observa em detalhe, cristal de feldspato deformado e cristal de quartzo policritalino em fita (*ribbon*); (D) Fotomicrografia (nicóis X), destaque de subgrãos em quartzo presente nessa rocha..... 45

Figura 3.8- Rocha granitóide pertencente à Suíte Plaquê. A foliação encontra-se aparentemente apagada pelo intemperismo persistente em alguns afloramentos. Afloramento localizado a 1 Km da estrada para a Fazenda Vitória, aproximadamente 5,5 Km em linha reta desta fazenda. (**Fig. 3.1**; P-112)..... 57

Figura 3.9- Rocha vulcânica alterada com foliação incipiente. Vale ressaltar como feição rúptil, espessos veios geometricamente compostos, apresentando uma direção principal e vênulas oblíquas a perpendiculares subordinadas. Afloramento localizado às proximidades do Alvo 118. 50

Figura 3.10- Estruturas em *pillow*-lavas registradas em rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará. Afloramento localizado na fazenda Guimarães (**Fig. 3.1**; P-91)..... 51

Figura 3.11- : Rocha quartzítica do Grupo Grão Pará. Afloramento localizado na Fazenda Guimarães (**Fig. 3.1**; P-90)..... 52

Figura 3.12- Rocha granítica do Proterozóico, existente na área de trabalho. (**Fig. 3.1;** P-71)..... 54

Figura 3.13- Modelo relativo ao tempo Arqueano, quando da implantação do "Rift" do Supergrupo Itacaiúnas sobre os Terrenos Granito-"Greenstones" (DOCEGEO, 1988).....60

Figura 4.1- Imagem de Satélite (LANDSAT, ano de 1998) da Região de Carajás. A área de estudo encontra-se indicada pelo retângulo destacado na imagem..... 70

Figura 4.2- Principais lineamentos regionais observados na porção leste do Sistema Transcorrente Carajás com base em imagem de satélite –LANDSAT TM5, 1984. A área de estudo encontra-se indicada pelo retângulo destacado no mapa..... 71

Figura 5.1- Aspectos meso e microestruturais de rochas granulíticas do Complexo Pium: (A) Foliação milonítica definida pela orientação de minerais máficos (anfibólio e biotita) e félsicos (feldspatos e quartzo); (B) Fotomicrografia (nicóis X) mostrando rocha em estágio milonítico com porfiroclasto globular de feldspato deformado com intensa borda de cominuição e recristalização; (C), (D) e (E) Fotomicrografia (nicóis X) mostrando a microfoliação rúptil do tipo clivagem disjuntiva, que apresenta-se interceptada por fraturas do tipo extensional..... 74

Figura 5.2- Estereogramas representando pólos de foliações, fraturas e veios no Complexo Pium; (A) Foliações dúcteis e rúpteis; (B) Fraturas e vênulas. (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior)..... 75

Figura 5.3- Fraturas por vezes preenchidas (vênulas), pouco espaçadas com *trend* N-S. Afloramento localizado a aproximadamente 4,5 km do CEDEREIII (Fig. 4.1, **P-109**)..... 75

Figura 5.4- Estereogramas representando os *trends* da foliação dúctil e suas respectivas lineações no Complexo Xingu; (A) Estereograma de contorno para foliação dúctil, onde se observa a mesma disposta em três direções preferenciais (E-W, WNW-ESE e N-S); (B) Lineação disposta na foliação. (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior)..... 77

Figura 5.5- Foliação rúptil em rochas granitóides do Complexo Xingu: (A) Bandas de cisalhamento rúptil anastomóticas, centimétricas, definidas por bandas de concentração de minerais hidrotermais; (B) e (C) Clivagem do tipo disjuntiva, pouco espaçada, sobrepondo a foliação dúctil antiga;(D) e (E) Foliação rúptil desenvolvida em bandas cloritizadas obliterando parcialmente a foliação milonítica impressa na rocha..... 80

Figura 5.6- (A), (B), (C) e (D): Foliação rúptil do tipo cataclástica, impressa em rochas granitóides do Complexo Xingu. Essa foliação contorna fragmentos milimétricos a centimétricos originando feições semelhantes a protobrechas nessas rochas. A foliação dúctil milonítica pretérita está parcialmente obliterada por essa foliação..... 81

Figura 5.7– Aspectos meso e microestruturais da foliação rúptil em rochas granitóides do Complexo Xingu: (A) Bandas de cisalhamento rúptil definidas por concentração de minerais hidrotermais. Observa-se que a banda de cisalhamento com orientação NW-SE desloca com cinemática destral aquela com orientação NE-SW (PAINEL 5); (B) Agregados de cristais de quartzo alongados, anfibólio e bandas de concentração de epídoto e clorita, definem essa foliação em escala mesoscópica; (C) Lineaçôes do tipo *slikenline* são identificadas nos planos dessa foliação; (D) Fotomicrografia (nicóis X) ilustra a foliação rúptil definida por microvênulas de quartzo e anfibólio, bem como por agregados policristalinos de quartzo e cristais de clorita/epídoto fortemente orientados. 82

Figura 5.8- Aspectos microestruturais da foliação rúptil em rochas granitóides do Complexo Xingu: (A) e (B) A Fotomicrografia (nicóis X) ilustra a foliação fortemente marcada pela orientação de cristais

policristalinos de quartzo, bem como epídoto, clorita e anfibólio. Esses cristais milimétricos desenham o domínio microlítico. Vale ressaltar a ocorrência de porfiroclastos de anfibólio com caudas de recristalização envolvidos pelos cristais orientados de quartzo, epídoto e clorita que definem uma textura milonítica local nessas bandas de cisalhamento rúptil anastomóticas.(C) Fotomicrografia (nicóis X) ilustra a ocorrência de microvênulas de quartzo (padrão sintaxial) e epidoto frequentemente associados a essas bandas..... 83

Figura 5.9– Estereogramas representando a foliação rúptil e sua respectiva lineação, presentes no Complexo Xingu; (A) Estereograma de contorno para foliação rúptil, onde se observa a orientação predominantemente para NW-SE (B) Lineação presente na foliação. (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior)..... 84

Figura 5.10- Estereogramas de contorno para fraturas e veios (vênulas) impressas em rochas do Complexo Xingu (A) Mostra a distribuição geral de todas as fraturas verificadas, algumas de orientações preferenciais; (B) Ilustra a distribuição geral dos veios observados, destacando suas orientações preferenciais com aparente dispersão dessas orientações. (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior..... 88

Figura 5.11- Fraturas e Veios em rochas nos domínios do Complexo Xingu: (A) Falhas N-S deslocando com cinemática destral bandas anastomóticas esverdeadas com *trend* NW-SE; (B) Falhas NW-SE desenvolvem cinemática sinistral ao deslocarem vênulas com direções NE-SW; (C) Veio quartzo-feldspático centimétrico em padrão sintaxial, associados a bandas de cisalhamento rúptil; (D) Vênulas definindo um padrão em *stockworking* nessas rochas..... 86

Figura 5.12- Fraturas e veios (vênulas) em rochas do Complexo Xingu (A) Vênulas em arranjo *en echelon* ao longo de bandas de cisalhamento; (B), (C) e (D) Fotomicrografia (nicóis X) mostrando microvênulas (quartzo, sericita, anfibólio, epidoto e clorita) em arranjo subparalelo, milimetricamente espaçadas, relacionadas a incipiente banda de cisalhamento..... 87

Figura 5.13- Aspectos estruturais do Complexo Xingu: (A) Bandamento Composicional levemente ondulado de orientação NE-SW; (B) e (C) Bandamento composicional dobrado com desenvolvimento de uma incipiente foliação plano axial (D) Banda de cisalhamento gerando dobra de arrasto ENE 90

Figura 5.14- Estereogramas representando pólos de bandamento e eixos de mesodobras existentes em rochas do Complexo Xingu: (**A**) Mostra a distribuição dos pólos definindo uma dobra suave com eixo **Beta** mergulhando para **SE**; (**B**) Ilustra a distribuição dos eixos de mesodobras. O cálculo da média desses eixos resulta em um eixo principal mergulhando também para **SE**. (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério
inferior)..... 89

Figura 5.15- Estereograma mostrando pólos de bandas de cisalhamento dúctil, impressas nas rochas granitóides do Complexo Xingu. (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior)..... 91

Figura 5.16- Aspectos estruturais de rochas biotita-granitos da Suíte Plaque: (A) Rocha com foliação dúctil do tipo milonítica em mesoescala; (B) Incipiente foliação S-C (C, orientada preferencialmente no *trend* E-W; e S, preferencialmente na direção 70° Az); (C) Bandas de cisalhamento rúptil preenchidas por epidoto e clorita, interrompidas por fraturas tardias em par cisalhante..... 95

Figura 5.17- Estereograma representando pólos de foliação dúctil e sua respectiva lineação em rochas da Suíte Plaquê. Observa-se que a foliação apresenta-se predominantemente **E-W** com algumas variações laterais, com lineação aparentemente oblíqua. (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior)..... 93

Figura 5.18- Estereogramas representando pólos de fraturas e veios (vênulas) impressos em rochas da Suíte Plaquê: (**A**) Mostra a distribuição geral de todas as fraturas verificadas no campo, essas predominantemente dispostas no *trend* **NW-SE**; (**B**) Ilustra a distribuição geral dos veios observados, com aparente dispersão dessas orientações. (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior)..... 94

Figura 5.19- Aspectos estruturais de rochas do Grupo Grão Pará: (A) Dobras com uma fina e descontínua foliação plano axial em rochas basálticas; (B) Fotomicrografia (nicóis X) mostrando a foliação dúctil marcada pela orientação preferencial dos cristais de quartzo em quartzito;(C) Rocha quartzítica fortemente foliada. A foliação é grossa, espaçada e anastomótica; (D) Fotomicrografia (nicóis X) mostrando a microfoliação rúptil anastomótica, marcada pelo espaçamento microlítico; (E) Vênulas de quartzo e feldspato encaixados concordantemente aos planos da foliação..... 100

Figura 5.20- Estereogramas representando os *trends* da foliação dúctil e suas respectivas lineações no Grupo Grão Pará: (**A**) Estereograma de contorno para Foliação dúctil com *trend* para **WNW-ESE**(**B**) Lineação disposta de forma frontal a oblíqua na foliação. (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior)..... 97

Figura 5.21- : Estereograma representando pólos de foliação rúptil impressas nas rochas metavulcânicas e quartzíticas do Grupo Grão-Pará. (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior)..... 99

Figura 5.22- Estereogramas representando pólos de fraturas e veios (vênulas) registrados em rochas do Grupo Grão Pará: (**A**) distribuição geral das fraturas observadas nas rochas dessa unidade, com aparente dispersão dos mesmos; (**B**) distribuição geral dos veios observados, destacando-se suas orientações preferenciais para aproximadamente **N-S** e **WNW-ESE** (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior)..... 101

Figura 5.23- Estereogramas representando pólos de foliação primária e fraturas/veios (vênulas) registradas em rochas graníticas proterozóicas: (**A**) distribuição geral da foliação primária, com nítida dispersão de pólos; (**B**) distribuição geral de fraturas/veios (vênulas), destacando-se suas orientações também francamente dispersas (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior)..... 103

Figura 5.24- Painel 01 107

Figura 5.25- Painel 02..... 108

Figura 5.26- Painel 03..... 111

Figura 5.27- Painel 04..... 116

Figura 5.28- Painel 05..... 117

Figura 5.29- Quadro das principais tramas impressas nas rochas aflorantes na área de estudo 123

RESUMO

O Cinturão Itacaiúnas está localizado na borda leste do Craton Amazônico, sendo dividido em dois domínios tectônicos maiores: (1) os sistemas tectônicos Carajás e Cinzento que expõem rochas vulcano-sedimentares arqueanas e proterozóicas; e (2) diversos conjuntos de leques de cavalgamentos dúcteis imbricados cobrindo uma ampla área do embasamento regional.

O Sistema Transcorrente Carajás (STCa) é formado por conjuntos de lineamentos anastomóticos orientados na direção E-W, onde ocorrem rochas vulcânicas ácidas e básicas juntamente com formações ferríferas, quartzitos (Grupo Grão Pará), arenitos e argilitos (Formação Águas Claras) e conglomerados (Formação Gorotire), alojadas em estruturas do tipo *dilational jogs*. Essas rochas encontram-se recobrindo as rochas graníticas e gnáissicas do embasamento arqueano. Granitos proterozóicos cortam muitas dessas rochas, formando plútons. O STCa é afetado pela Falha Carajás que representa a mais importante feição tectônica particular associada à evolução arqueana da região.

O embasamento regional, exposto a sul do STCa, foi afetado por um evento transpressivo dúctil sinistral capaz de desenvolver uma foliação pervasiva em suas rochas. Um evento deformacional tardio, de caráter dúctil-rúptil (milonítico) foi superposto à essa deformação dúctil, desenvolvendo uma nova trama relacionada com processos de alterações hidrotermais que tomaram lugar na região em diferentes pulsos.

O principal objetivo desta pesquisa está relacionado à trama planar e linear desenvolvida sobre a trama dúctil milonítica anteriormente formada sobre as rochas do embasamento regional. A ocorrência, idade e papel dessa trama tardia na evolução da região não são bem conhecidos até o momento. Estudos prévios têm mostrado a relação íntima entre essa feição tectônica e a presença de importantes depósitos minerais na área (Au e Cu).

A área estudada está localizada na borda SE do STCa, nos domínios do embasamento, e está geograficamente limitada pelas coordenadas 6° 19′ 56″S; 6°

35'08"S e 49° 49'13"W; 50° 16'36"W. Essa área foi mapeada em escala 1: 50.000 a partir de trabalhos de campo e sensoriamento remoto, dirigidos para a análise geométrica e cinemática das estruturas tectônicas presentes. Estudos de detalhes, na escala 1:100, de áreas selecionadas, foram também realizados.

O mapeamento geológico revelou a presença de rochas do Complexo Pium (granulitos; 3.0Ga); Complexo Xingu (gnaisses, granitóides, anfibolitos e migmatitos; 2.8Ga); Suíte Plaque (biotita-granitos; 2.7Ga); Grupo Grão Pará (basaltos, anfibolitos, quartzitos e formações ferríferas; 2.7Ga); e granitos proterozóicos (2.0-1.8Ga).

O Complexo Pium, o Complexo Xingu e as rochas da Suite Plaque estão marcadas pela presença de uma importante foliação milonítica orientada nos *trends* E-W, WNW-ESE e N-S sempre com mergulhos altos (>70°). A foliação com direção E-W é a mais importante. Essa trama está representada por uma foliação espaçada, disjuntiva, anastomótica, algumas vezes fina, intimamente relacionada com feições miloníticas. Essa foliação se formou sob transpressão dúctil particionada, em cinemática sinistral (mais importante) e destral.

Uma segunda trama deformacional planar e linear, não penetrativa, é observada superpondo-se a trama milonítica anteriormente formada. Essa feição está presente tanto nas rochas do embasamento quanto nas rochas supracrustais (Grupo Grão Pará), enquanto que a trama milonítica se restringe às rochas cristalinas. A foliação secundária é do tipo clivagem cataclástica que se desenvolve em diferentes estágios, em associação com brechas ao longo de zonas de falhas até uma clivagem disjuntiva espaçada (desde clivagem de fratura até uma clivagem ardosiana) ao longo de bandas de deformação. Essa foliação pode ser reconhecida por trazer associada uma lineação estrutural do tipo *construída* (*slickenlines* e *slickensides*). A orientação geral deste conjunto de foliações está em torno de NW-SE (mais freqüente) e NE-SW. Essa trama está associada com um evento transpressivo sinistral-destral capaz de reativar parte da trama milonítica anteriormente formada. Essa trama é suposta ter sido formada por fluxo cataclástico durante altas pressões de fluidos ao longo de condutos hidrotermais relacionados a reativações da Falha Carajás desde sua formação em torno de 2.7Ga.

ABSTRACT

The Itacaiúnas Belts is placed in the east board of the Amazonian Craton. It is dividid into two main tectonic domains: (1) the Carajás and Cinzento Strike Slip systems that expose Archaean and Proterozoic volcano-sedimentary rocks; and (2) several sets of imbricated thurst fans covering the large basement area.

The Carajás Strike Slip System (CSSS) is formed by sets of interrupted, anastomosed lineament, trending around the E-W direction, where both acid and basic volcanic rocks together with ironstones, quartzites (Grão Pará Group); sandstones, mudstones (Águas Claras Formation) and conglomerates (Gorotire Formation) are present inside a kilometer-scale *dilational jog*. These rocks cover the granitic-gneissic rocks of the Archaean basement. Proterozoic granites are intruded in almost all these rocks forming several plutons. The CSSS is cut by the Carajás Fault representing the most important particular structural feature associated to the Archaean tectonic evolution of the region.

The basement of the region, exposed to the south of the CSSS is affected by an early ductile sinistral transpressional event of deformation able to develop a foliation on the rocks. A later ductile-brittle deformational event is overprinting the early mylonitic fabric. This feature has been related to an important hydrothermal episode of alteration including several pulses.

On the basis of this general tectonic setting was defined the main aim of this research is which related to the presence of the later planar and linear ductile-brittle fabrics that overprint the early ductile foliation of the basement rocks. The occurrence, age and role of this earlier fabric in the tectonic evolution of the region is not well known. Previous studies have shown the close relation between this deformational feature and the presence of important ore deposits (mainly Au and Cu) distributed along the area.

The studied area is located in the SE board of the CSSS, in the basement terrain and is geographically limited by the coordinates 6° 19'56"S; 6° 35'08"S and 49° 49'13"W; 50° 16'36"W. This study was developed by 1:50.000 scale geological mapping,

supported by remote sensing techniques, focusing the geometry and kinematics of the related structures, and also detail scale mapping (1:100) of selected areas and outcrops.

The mapping revealed the presence of rocks from the Pium Complex (granolites; about 3.0Ga); Xingu Complex (gneisses, granitoids, amphibolites and migmatites; 2.8Ga); Plaque Suite (biotite – granites; 2.7Ga); Grão Pará Group (basalts, amphilolites, quatzites and ironstones; 2.7 Ga); Proterozoic Granites (2.0-1.8Ga).

The Pium and Xingu complexes and Plaque Suite rocks are marked by the presence of an important milonitc foliation trending about the E-W, WNW-ESE and N-S directions always stepling dipping (>70°). The E-W trendding foliation is the most important. This fabric is better represented by a spaced, disjunctive, anastomosing, sometimes smooth foliation closely associated to several milonitic features. This foliation is associated to a partitioned ductile transpressional episode of deformation developed under both sinistral (more important) and destral displacements.

A second non-pervasive planar-linear deformational fabric is observed overprinting the early milonitic one. This features are present in both basement and supracrustal rocks (mainly the Grão Pará Group) where this early fabric may be not present. This new foliation is a brittle cleavage that can reach different stages of development from a coarse brechia placed along fault zones to a spaced disjunctive cleavage (from a typical fracture cleavage to a slaty cleavage) along shear bands. This foliation may be accompanied for a structural constructed lineation (slickenlines and slickensides). The general orientation of this set of foliation places around the NW-SE and NE-SW directions, most of them along the first trend. This fabric is associated to a sinistral-dextral transpressional deformational event, able to reativate part of the early milonitic one. Hydrothermal mineral assemblages forming veins fills the shear bands and associated features. This fabric is supposed to be formed by cataclastic flow during high fluid-pressure along tectonic conducts related to the Carajás Fault reactivation during its nucleation about 2.7Ga.

Capítulo 1

1– A SERRA DOS CARAJÁS

1.1 -INTRODUÇÃO

O Cinturão Itacaiúnas (p.e. Araújo *et al.*, 1988; Pinheiro & Holdsworth, 1997), situado na região E do Cráton Amazônico (Figura 1.1), é representado por dois domínios tectônicos principais: (1) Sistemas transcorrentes Cinzento e Carajás, a norte, envolvendo diversas seqüências vulcânicas e sedimentares arqueanas e proterozóicas; e (2) Sistema de leques imbricados de cavalgamentos, a sul, estruturando rochas do embasamento.

O Sistema Transcorrente Carajás, neste contexto, corresponde a um conjunto de lineamentos descontínuos, anastomóticos, com direção geral E-W, posicionado a sul do Sistema Transcorrente Cinzento (Araújo & Maia, 1991; Pinheiro, 1997). A Falha Carajás, em particular, representa uma das mais proeminentes estruturas associadas com esse sistema estrutural, disposto de modo oblíquo a esse conjunto principal de lineamentos.

As seqüências vulcânicas e sedimentares arqueanas e protetorzóicas preservadas no interior das zonas anastomóticas, definidas pelos lineamentos maiores, encontram-se tectonicamente sobrepostas às rochas graníticas e gnáissicas do embasamento arqueano que afloram nas adjacências dessa estrutura sigmoidal. Rochas graníticas proterozóicas (2.0-1.8 Ga) e enxame de diques máficos datados do proterozóico (diabásios e gabros; Silva *et al.*, 1974) cortam indiscriminadamente esses conjuntos.

A área escolhida para o desenvolvimento dessa pesquisa encontra-se inserida, na maior parte, no contexto dos terrenos do embasamento, imediatamente a sul do contato dessas rochas com as rochas supracrustais acima mencionadas (Figura 1.1). Essa área tem sido geograficamente descrita como adjacente à Região da Serra do Rabo.

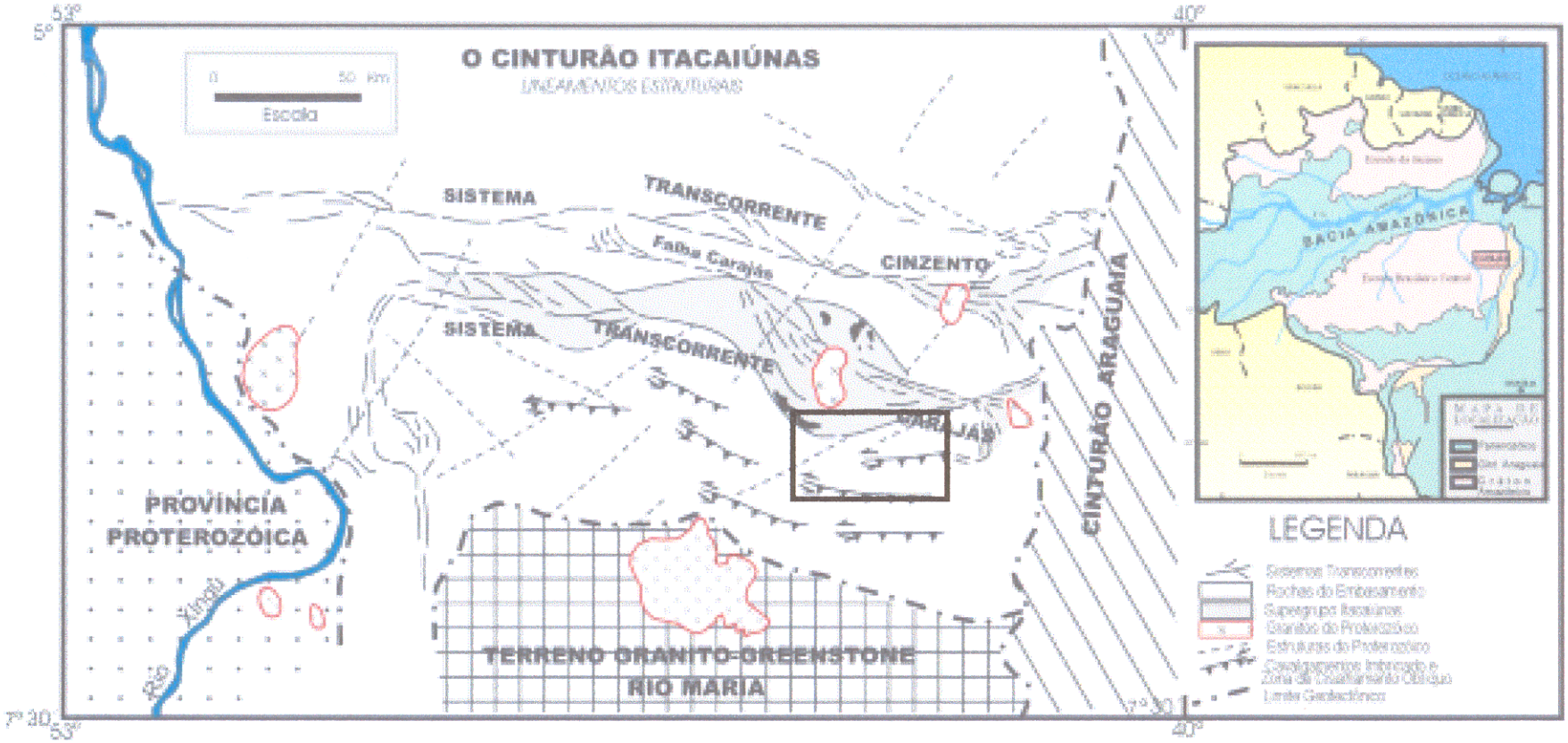


Figura 1.1: O Cinturão Itacaiúnas e os seus principais domínios tectônicos (modificado de Araújo & Maia, 1991; Costa et *al.*, 1997 e Pinheiro, 1997). A área de estudo encontra-se indicada pelo retângulo destacado no mapa (borda sul do Sistema Transcorrente Carajás).

Estudos anteriores têm sugerido uma estruturação para as rochas dessa área compreendendo a sul leques de cavalgamentos oblíquos sinistrais dúcteis (Araújo & Maia, 1991) que se articulam aos sistemas transcorrentes a norte, em um arranjo semelhante à zona de colisão do tipo himalaiana.

Pinheiro (1997) refere-se às rochas da região como tendo sido organizadas tectonicamente por um evento dúctil transpressivo sinistral, particionado, gerando tramas planares parcialmente obliteradas por reativações rúpteis sob forte influência de fluidos hidrotermais. Essas tramas, segundo Pinheiro (1997), não foram até o momento estudadas de modo detalhado, sob o ponto de vista estrutural e tectônico.

Essa dissertação concentrou-se na investigação específica dessa área, tomando-se como base estudos de campo em escala de semidetalhe (1:50.000), conduzidos a partir de análise da geometria e cinemática das estruturas impressas nas rochas, para alcançar o modelo capaz de responder pelos diversos arranjos e episódios tectônicos que compõe a história evolutiva tectônica dessa região.

1.2- BREVES COMENTÁRIOS SOBRE A GEOGRAFIA DA REGIÃO

A área estudada está localizada a sul da Serra do Rabo, no contexto da região da Serra dos Carajás (Figura 1.2). Apresenta cerca de 1.400 km^2, cobrindo partes das folhas SB.22-Z-A-II-(Serra dos Carajás), SB.22-Z-A-III (Rio Verde), SB.22-Z-A-IV (Água Fria) e SB.22-Z-A-V (Rio Parauapebas). Desenha em mapa um retângulo definido pelas coordenadas de latitudes 6°19'56"S e 6°35'08" S e longitudes 49°49'13"W e 50°16'36"W. O Rio Parauapebas e alguns de seus afluentes (p.e. o Rio Plaquê) atravessam a região em sua porção central (Figura 1.2).

O acesso à área tem como principais pontos de partida as cidades de Parauapebas e Marabá. As mesmas podem ser alcançadas a partir de Belém, utilizando-se transporte rodoviário e/ou aéreo.

No que concerne à geomorfologia da região, Boaventura (1974) refere-se à presença de dois conjuntos de relevo principais: (1) a Depressão Periférica do Sul do Pará; e (2) o Planalto Dissecado do Sul do Pará (Figura 1.3).

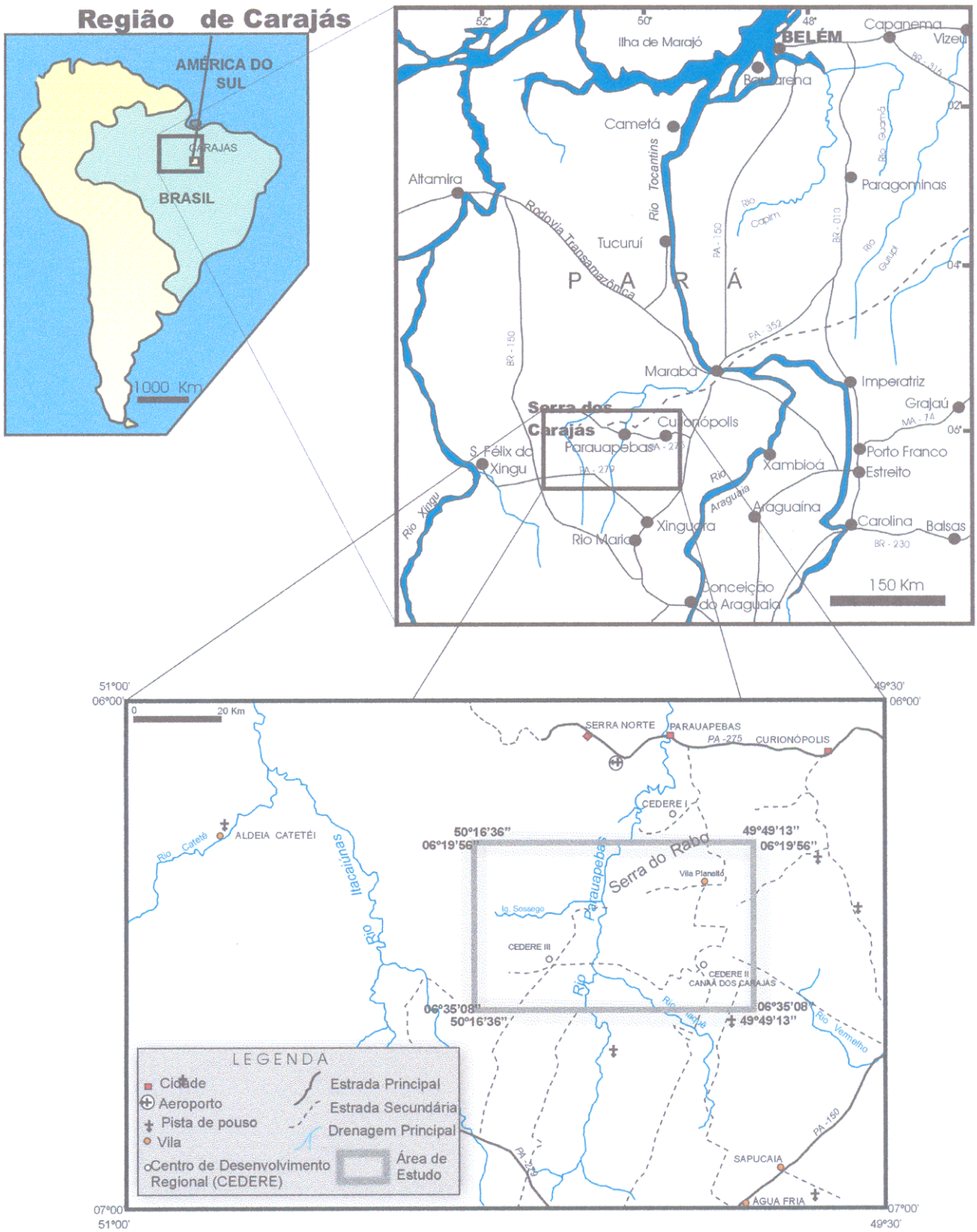


Figura 1.2: Mapa de localização e acesso à área de estudo em diversas escalas. O retângulo desenhado no mapa mais baixo na figura mostra a área pesquisada em maior detalhe.

A *Depressão Periférica do Sul do Pará* é marcada por feições de relevo relacionadas às regiões topograficamente mais rebaixadas, incluindo pequenos morros e colinas ao nível de 200 m que representam a base do relevo. Esse conjunto tem sido descrito como resultante da atuação de processos erosivos Pós-Pliocênicos (Boaventura, 1974).

O *Planalto Dissecado do Sul do Pará* compreende o conjunto de elementos de relevo com cotas topográficas mais elevadas da área, compondo serras que raramente ultrapassam 700 m de altitude.

Costa & Araújo (1994), utilizando-se do conceito de sistemas de relevo, descreveram para a região o *Sistema de Relevo Residual* e o *Sistema de Relevo de Degradação* que correspondem, respectivamente, ao *Planalto Dissecado do Sul do Pará* e à *Depressão Periférica do Sul do Pará*, conforme descritos por Boaventura (1974).

O *Sistema de Relevo Residual*, de acordo com os autores anteriormente mencionados, é representado por unidades morfológicas de grandes amplitudes de relevo e altas declividades. Tem cotas que variam de 300 a 700 m de altitude, constituindo: (1) *serras alongadas*, de topos extensos; aplainadas associadas às redes de drenagens de baixa densidade e (2) *serras de topos angulosos,* relacionadas às áreas de drenagens de média a alta densidade.

Segundo os autores mencionados acima, o desenvolvimento desse arranjo de relevo está fortemente condicionado ao tipo litológico aflorante (quartzitos, formações ferríferas, xistos, metarenitos, metabasaltos, etc.), bem como às estruturas tectônicas associadas. As serras de Redenção, Sereno, Leste, Esquecida, Paredão, Misteriosa e Cururu, associam-se ao *Domínio do Sistema de Relevo Residual*.

O *Sistema de Relevo de Degradação* é representado por uma superfície colinosa aplainada, desenvolvida e modelada sobre litotipos do Complexo Xingu, Granito Plaquê, entre outros (Vide Cap. II). A amplitude de relevo associada a esse sistema é da ordem de 300 m, apresentando declividades baixas, geralmente formando morros que em conjunto mostram-se suavemente ondulados. Na área de estudo predomina essa unidade geomorfológica.

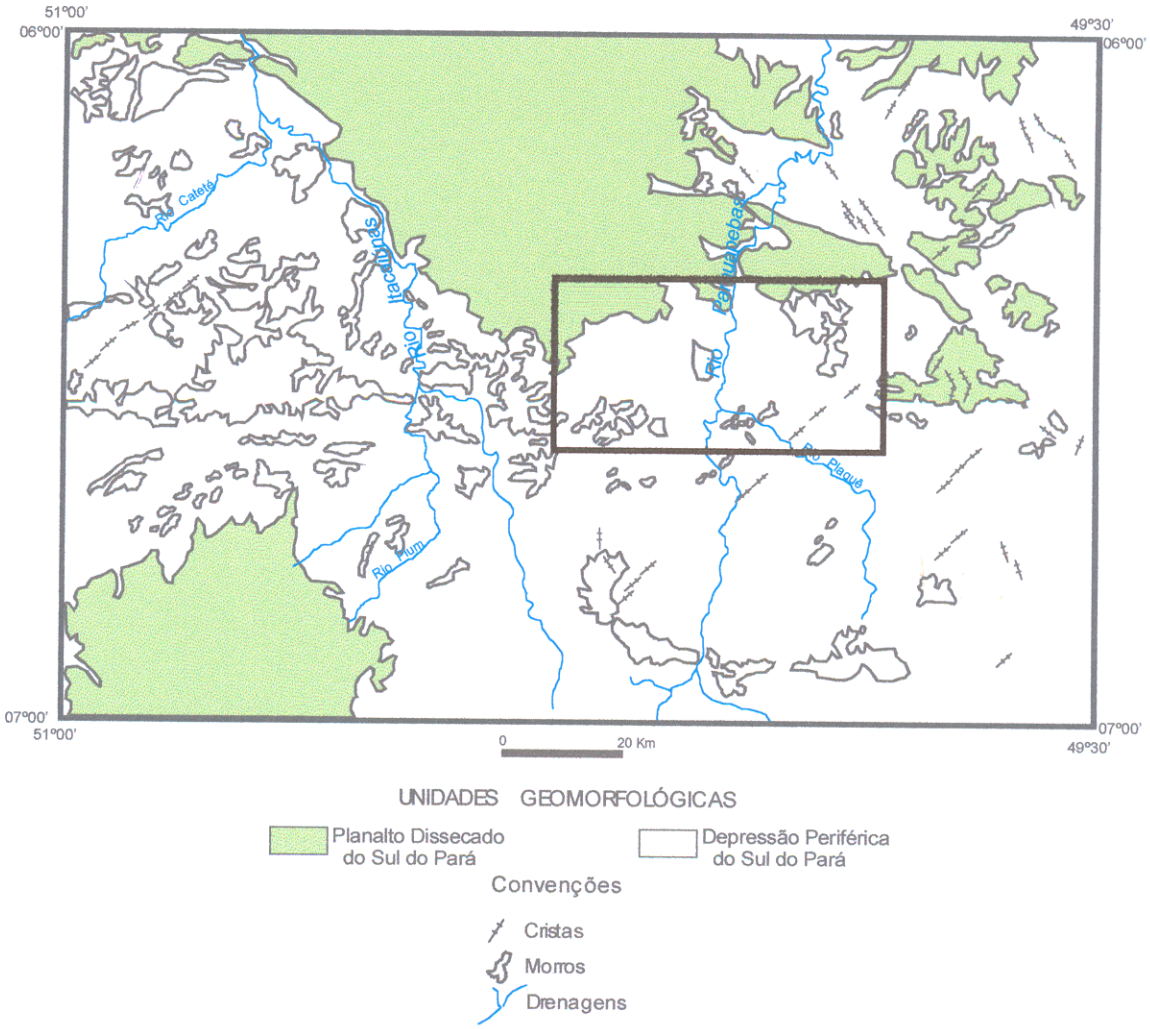


Figura 1.3: Esboço geomorfológico regional adaptado do Projeto RADAM, 1974 (*in* Araújo & Maia, 1991). A área escolhida para estudo encontra-se marcada na figura. Vide comentários no texto.

1.3- ASPECTOS GEO-ECONÔMICOS

A Província Metalogenética de Carajás, sob gerenciamento da Companhia Vale do Rio Doce, é caracterizada pela grande diversidade e alto valor econômico dos depósitos minerais que a compõem. Atualmente, é a mais importante província mineral do Brasil.

Até o início da década de 60, a "Serra dos Carajás" era apenas o nome de uma distante região na floresta amazônica, no Estado do Pará. Em 31 de julho de 1967, uma

equipe de geólogos da Companhia Meridional de Minerações – subsidiária da U.S.Steel – realizava sobrevôo na região Sul do estado, quando descobria as clareiras de vegetação rasteira que interrompem a mata alta, deixando à amostra as coberturas de minério de ferro.

As pesquisas geológicas iniciais estimaram reservas de 18 bilhões de toneladas de minério de ferro de alto teor, sendo 13 bilhões de toneladas dessas lavráveis. Trata-se da maior jazida do mundo, suficiente para garantir uma produção por 250 anos. Também foram encontradas reservas de manganês, ouro, cobre, níquel e outros bens minerais subordinados (CVRD, 1999).

As pesquisas continuaram até 1977, quando a CVRD comprou a parte da empresa americana (US Steel) e tornou-se a condutora do maior empreendimento econômico do momento: o Projeto Ferro Carajás.

Em Julho de 1978, a CVRD iniciou a construção da Estrada de Ferro, ligando essa província mineral ao Terminal Marítimo de Ponta da Madeira, no Maranhão.

O minério de ferro é o principal produto atualmente extraído, beneficiado, transportado e exportado pela Vale do Rio Doce, através do chamado Sistema Norte. A CVRD também explora, em Carajás, ouro/cobre na mina do Igarapé Bahia e manganês na mina do Igarapé Azul.

A jazida de manganês do Igarapé Azul foi descoberta em setembro de 1971. Em 1997, a reserva lavrável foi estimada em 30,2 milhões de toneladas de minério de manganês, sendo 24,3 milhões de toneladas de minério metalúrgico e 5,9 milhões de toneladas de óxido de manganês.

Em 1985, especialistas iniciaram pesquisas geológicas e tecnológicas para avaliar o potencial das jazidas de ouro existentes em Carajás, destacando-se as áreas do Salobo, Pojuca e Igarapé Bahia. Os estudos realizados a partir do convênio de crédito com o Banco Nacional de Desenvolvimento Econômico e Social – BNDES, duraram três anos e confirmaram o potencial de exploração de ouro a 100 quilômetros a oeste do Núcleo Urbano de Carajás, nas adjacências do Igarapé Bahia (CVRD 1996,1999).

A região contém uma reserva lavrável de 29 milhões de toneladas de minério aurífero com 2,90 g/t de ouro, o que corresponde a um total de 72.900 kg de ouro. A

unidade industrial do Igarapé Bahia começou a operar em 1991 com a produção anual de mais de 10 toneladas de ouro refinado e 500 kg de prata (CVRD, 1999). No ano de 1999, encontrava-se em fase de implantação o Projeto Serra Leste, no município de Curionópolis, também com afinidades para o ouro. A jazida possui reservas avaliadas em 150 toneladas desse metal e atualmente está em operação, com produção anual prevista, para 1999, de 15 toneladas.

Atualmente, em Carajás, a CVRD extrai e beneficia aproximadamente 50 milhões de toneladas de minério de ferro, 1,5 milhões de toneladas de manganês e 10 toneladas de ouro por ano e desenvolve projetos para iniciar a produção de cobre, níquel e outros minerais nesse milênio (CVRD, 1999, ICEE-1998).

A área escolhida para o desenvolvimento dessa pesquisa mostra-se promissora para a ocorrência de Cu, Au e Ni. Esse potencial está sendo pesquisado pela DOCEGEO e CVRD que com a Phelps Dodge do Brasil realizam pesquisa no depósito do Sossego (Cu, Au), Alvo 118 (Cu, Au) e no Projeto Vermelho (Ni).

1.4- RELEVÂNCIA E OBJETIVOS DA PESQUISA

A Região da Serra dos Carajás, por tratar-se de uma área em fase crescente de aquisição de conhecimentos geológicos e por representar um importante pólo metalogenético nacional, tem sido alvo de muitas pesquisas abordando principalmente a Geologia Econômica, Petrologia, Geocronologia, Geoquímica, e Geologia Estrutural, dentre outros aspectos.

A compreensão integrada desse conhecimento tem sido feita ainda de modo não integralizado, tornando as propostas evolutivas regionais quase sempre controvertidas. Por essa razão, estudos geológicos em escalas de semi-detalhe, tal como apresentado nesta pesquisa, são importantes e necessários para se alcançar, no futuro, o melhor entendimento do quadro evolutivo geotectônico dessa região.

Para preencher algumas dessas lacunas, essa dissertação tem como objetivo principal estudar, sob o ponto de vista geométrico e cinemático, as principais tramas impressas nas rochas do embasamento (Complexo Xingu, Suíte Plaquê, entre outras)

aflorantes a sul da Serra do Rabo (Figura 1.2). Visa ainda a integração das informações obtidas sobre a presença e disposição dessas estruturas em relação ao quadro geométrico-cinemático regional, buscando uma organização seqüencial dos eventos responsáveis por suas ocorrências.

1.5- METODOLOGIA E ATIVIDADES REALIZADAS

O escopo desta pesquisa pauta-se, fundamentalmente, em procedimentos técnicos rotineiros de mapeamento geológico básico em áreas deformadas. Para isso, foram aplicados os métodos e desenvolvidas as atividades descritas, a seguir:

- Fase preliminar:

(1) Atualização do banco de dados referentes ao acervo bibliográfico e cartográfico da região.

Esse procedimento foi desenvolvido ao longo de todo o período de realização desse trabalho. Desde março/2000 (fase pré-campo do estudo) iniciou-se o levantamento do acervo bibliográfico e cartográfico disponível para a região e compilação dos dados existentes sobre a geologia geral da área. Os dados bibliográficos foram sintetizados na forma de texto com tabelas resumidas. Os mapas foram analisados sob o ponto de vista de suas finalidades/objetivos e em função de suas escalas, sendo posteriormente integrados de modo a serem utilizados em campo e como auxílio nos trabalhos de fotointerpretação e análise de sensores remotos (Vide abaixo).

(2) Identificação de lineamentos e lineações fotogeológicas com base em fotografias aéreas na escala 1:45000 e 1:20000, e interpretação visual com base em sensores remotos, utilizando imagens de satélite LANDSAT TM 5 (RGB 457) e RADAR (banda X), nas escalas de 1:50.000, 1:100.000, 1:250.000 e 1:300.000.

Esse estudo obedeceu à metodologia rotineira sugerida por Soares & Fiori (1976) para análise visual de elementos fotogeológicos, e Veneziani & Dos Anjos (1982) para a análise visual de produtos de sensores remotos.

Com base nessas interpretações foi possível elaborar os mapas dos principais lineamentos e lineações fotogeológicas (relevo e drenagem) existentes nas imagens da área de estudo. Os mapas obtidos foram posteriormente digitalizados no *software* Autocad 2000, com sua editoração final no *software* CorelDraw 10.

Finalmente, os resultados obtidos foram integralizados digitalmente com cartas planialtimétricas na escala de 1:100.000 do IBGE-Exército (Folhas Rio Verde, Água Fria, Carajás e Parauapebas; todas referentes ao ano de 1981) e mapas de estradas cedidos pela DOCEGEO, todos em meio magnético.

- Fase Efetiva:

(1) Trabalhos de campo envolvendo as seguintes atividades:

(a) mapeamento geológico com ênfase nos domínios das rochas do embasamento expostas na região;

(b) estudo detalhado dos elementos tectônicos planares, lineares e seus respectivos indicadores cinemáticos, impressos nas rochas aflorantes; culminando com a análise geométrica e cinemática de suas estruturas deformacionais. Esse estudo foi realizado em escala mesoscópica e macroscópica.

Em escala mesoscópica, foram visitados todos os afloramentos disponíveis, onde foram feitas descrições completas das rochas, coleta sistemática de medidas de atitudes de foliações e lineações registradas nas mesmas. Em afloramentos, onde a complexidade das estruturas exigia o detalhamento de coleta de informações (e onde as exposições permitiam), foram aplicadas as técnicas de elaboração de painéis em malhas. Esse procedimento consiste na montagem de quadros orientados com dimensões preferenciais de 3m x 3m, dispostos em planta baixa nos afloramentos selecionados. Os diversos quadros foram articulados em mosaicos integrados para visualização mais completa das estruturas presentes nas diversas escalas.

Em escala macroscópica foi realizada a descrição detalhada das rochas compreendendo a sua composição mineralógica, denominações de campo e feições estruturais. Os indicadores cinemáticos foram cuidadosamente observados no campo, buscando-se exposições em planos próximos aos eixos deformacionais XZ, orientados paralelamente às estruturas lineares e perpendicularmente aos planos de foliação. Os dados coletados foram processados de acordo com métodos de mapeamento geológico para terrenos deformados (p. e.: McClay, 1987; *Passchier et al.*, 1990). As orientações das estruturas foram registradas e processadas em programas específicos(p.e: *Georient* versão 7.2 e/ou StereoNet versão 2.0), gerando-se estereogramas utilizados para posteriores interpretações.

(2) Tratamento dos dados em laboratório e escritório: Estudo microscópico da rocha.

O estudo microscópico envolveu a análise petrográfica dos litotipos observados em campo, dando-se ênfase particularmente à análise de tramas deformacionais e seus arranjos. Para a descrição microscópica das rochas foram utilizados as classificações e conceitos sugeridos por Barker (1990), Passchier & Trouw (1996) e Snoke *et al.* (1998).

(3) Confecção de mapa geológico final sintetizando de forma gráfica as informações adquiridas no decorrer dessa pesquisa. Esse procedimento seguiu os mesmos passos da confecção do mapa base de campo, envolvendo a preparação de um croqui inicial sobreposto ao mapa de campo digitalizado e, posteriormente, remodelado com a inclusão dos dados de campo e dados interpretados tais como os contatos geológicos e definição dos traços de falhas e outras descontinuidades.

1.6- DEFINIÇÃO DE TERMOS E CONCEITOS APLICADOS

Para ajudar na compreensão do escopo dessa dissertação, são apresentados de forma resumida, os principais conceitos e definições de termos utilizados no decorrer dessa pesquisa.

1.6.1- Foliações: dizem respeito às estruturas planares penetrativas distribuídas nas rochas (Passchier & Trouw, 1996). Podem ser classificadas morfologicamente de acordo com (1) as características de seus domínios (espaçado ou contínuo); (2) pelo modo como os minerais planares se arranjam mutuamente; ou (3) por sua composição (Figura 1.4; Twiss & Moores, 1992).

O termo **Clivagem** (*sensu-strictu*) é usado aqui para descrever as tramas das rochas que mostram tendências de fraturar ao longo de superfícies controladas por qualquer orientação específica estabelecida (Twiss & Moores, 1992). A morfologia de ambas, foliações e clivagens, em rochas deformadas, tem sido descrita com base na forma ou arranjo dos componentes das rochas onde estas encontram-se impressas (Figura 1.4).

Foliação e Clivagem	**Espaçada**	*Composicional*	Difusa
			Bandada
		Disjuntiva	Estilolítica
			Anastomótica
			Irregular
			Regular
		Crenulação	Zonal
			Discreta
	Contínua	*Fina*	Microcrenulação
			Microdisjuntiva
			Microcontínua
		Grossa	

Figura 1.4: Quadro para classificação morfológica de foliações em rochas deformadas. (modificado de Twiss & Moores, 1992)

Algumas feições planares (ou tabulares) podem ser marcadas pela sucessão de bandas ou camadas com composição mineralógica ou microestruturais distintas, independentemente de sua origem (sedimentar, magmática ou metamórfica). Nesse caso são referidas aqui como **bandamento** (Passchier & Trouw, 1996).

Dentro de zonas de cisalhamento dúcteis desenvolvem-se diversas estruturas planares particulares devido à progressão do cisalhamento simples até o estado finito. Essas estruturas são quase sempre assimétricas e podem ser exemplificadas pelas **foliações S-C** que correspondem a duas estruturas planares conjugadas formadas quase sempre simultaneamente (Allmendinger, 1999).

Vale ressaltar, ainda nesse contexto, as foliações primárias desenvolvidas por fluxo magmático, em seus diferentes estágios. Essas estruturas correspondem a orientação de fases minerais (principalmente feldspatos) que não sofrem deformação intracristalina.

Quanto aos diferentes estágios de progressão da cristalização do magma, pode-se fazer referências a três principais (Hutton 1988, Paterson *et al.* 1989; e Vernon, 2000):

(a) Estágio magmático: A trama é marcada pela orientação preferencial de minerais primários sem evidências de deformação plástica e de recristalização; a rocha apresenta texturas ígneas evidentes. Este tipo de trama tem sido denominada por Hutton (1988) *como pré-full crystalization fabric.*

(b) Estágio sub-magmático: Nesse estágio a trama é marcada pela orientação preferencial de minerais (p.e. quartzo, feldspato e micas) submetidos à deformação plástica e recristalização.

(c) Estágio *subsolidus*: Nesse estágio a trama é marcada pela orientação preferencial de minerais (p.e. quartzo, feldspatos e micas) submetidos à deformação em estado sólido (em alta, média ou baixa temperatura). Este tipo de trama tem sido denominada por Hutton (1988) de *cristal plastic strain fabrics*.

A deformação do tipo "estado sólido" (*solid state*) corresponde ao tipo de deformação envolvendo condições diferentes das acima referidas para a geração de estruturas primárias, nos estágios acima referidos, e será preferencialmente referida aqui sob a nomenclatura geral de "foliação".

1.6.2- Lineações: correspondem a estruturas lineares que ocorrem penetrativamente em rochas, sob escala mesoscópica (Passchier & Trouw, 1996). Neste texto as descrições dessas feições obedecerão à classificação baseada em suas características morfológicas (Figura 1.5) descritas por Twiss & Moores (1992).

Lineação em rochas deformadas (superficial ou penetrativa)	**Estrutural**	*Discreta*	Seixo Oóides Fóssil Manchas de Alteração ?
		Construtiva	Linhas de charneiras Linhas de interseção Linhas de *boudins* *Mullions* *Slickenlines*
	Mineral	*Policristalina*	Bastão Minerais difusos (*clusters*) *Slickenlines* Sobrecrescimento não-fibroso
		Grão mineral	Grãos de hábito acicular Grãos alongados Minerais fibrosos Preenchimentos fibrosos de veios *Slickenfibers* Sobrecrescimento Fibrosos

Figura 1.5: Quadro para classificação morfológica de lineações (Twiss & Moores, 1992).

1.6.3- Zonas de cisalhamento: dizem respeito à concentração de deformação em zonas planares que acomodam movimentos de blocos relativamente rígidos. A deformação em tais zonas usualmente contém uma componente de rotação, refletindo em deslocamentos laterais relativos dos blocos envolvidos (Passchier & Trouw, 1996). Essas zonas apresentam espessuras variáveis, de milimétricas a dezenas de quilômetros; extensões submilimétricas a centena de quilômetros e podem ser **rúpteis** ou **dúcteis**. Aquelas visíveis ao microscópio, em amostras e pequenos afloramentos e de espessuras discretas, são referidas aqui como **bandas de cisalhamento** seguindo as sugestões de Hasui &Costa (1991) e IBGE (1999).

1.6.4- Milonitos e Cataclasitos: duas propostas distintas para a denominação de rochas deformadas foram utilizadas neste texto. A primeira corresponde àquela apresentada por Sibson (1977) relacionando os diversos tipos de rochas com as diferentes profundidades de deformação (Figuras 1.6 e 1.7). Esse autor refere-se à **zona rúptil**, estendendo-se da superfície até cerca de 10-15 km de profundidade, onde aparecem rochas pulverizadas (*gouge*) e brechadas incoesas, entre 1-4 km; e coesas, em maiores profundidades. A **zona rúptil** passa transicionalmente à **zona dúctil** em torno de 15 km de profundidade, envolvendo temperaturas da ordem de 250° - 300° C, podendo promover transformações metamórficas subordinadas.

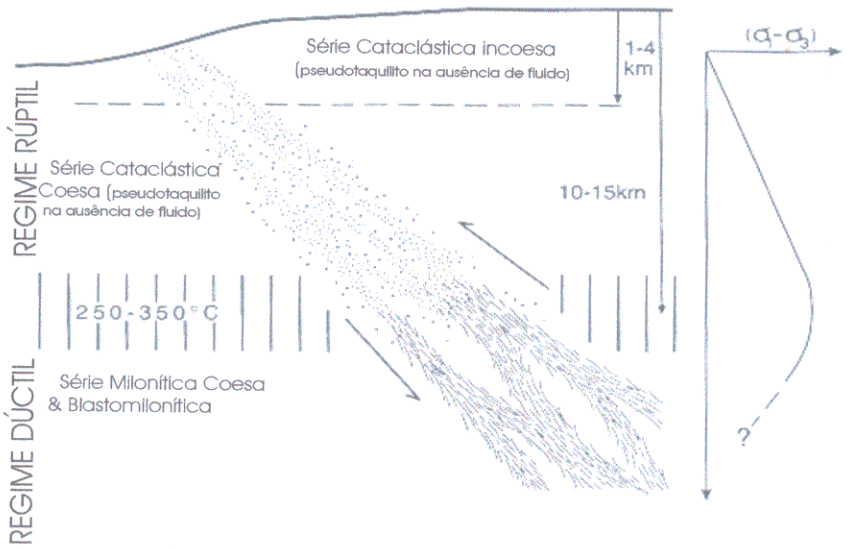


Figura 1.6: Modelo conceitual de uma zona de cisalhamento reversa, em diversas profundidades, passando do tipo rúptil para dúctil (Sibson, 1977).

O segundo modelo considerado aqui é aquele apresentado por Wise *et al.* (1984), relacionando a taxa de deformação (*rate of strain*) com a taxa de recuperação (*rate of recovery*) dos principais elementos da trama que compõem as rochas desde o seu estado não deformado até o estado de deformação extrema (Figuras. 1.8 e 1.9).

	Trama "não foliada"	Trama Foliada		
Incoesas	*Brecha de falha* (fragmentos visíveis >30%) *Pó de falha* (fragmentos visíveis < 30%)			
Coesas	*Brecha* (fragmentos <0,5 cm) *Brecha fina* (fragmentos 0,1 – 0,5 cm) *Microbrecha* (fragmentos < 0,1cm)		0 – 10 %	**Proporção de Matriz**
	Protocataclasito	*Protomilonito*	10 – 50 %	
	Cataclasito	*Milonito*	50 – 90 %	
	Ultracataclasito	*Ultramilonito*	90 –100 %	
	?	*Blastomilonito*		

Figura 1.7: Classificação textural de rochas originadas por falhas (modificado de Sibson, 1977).

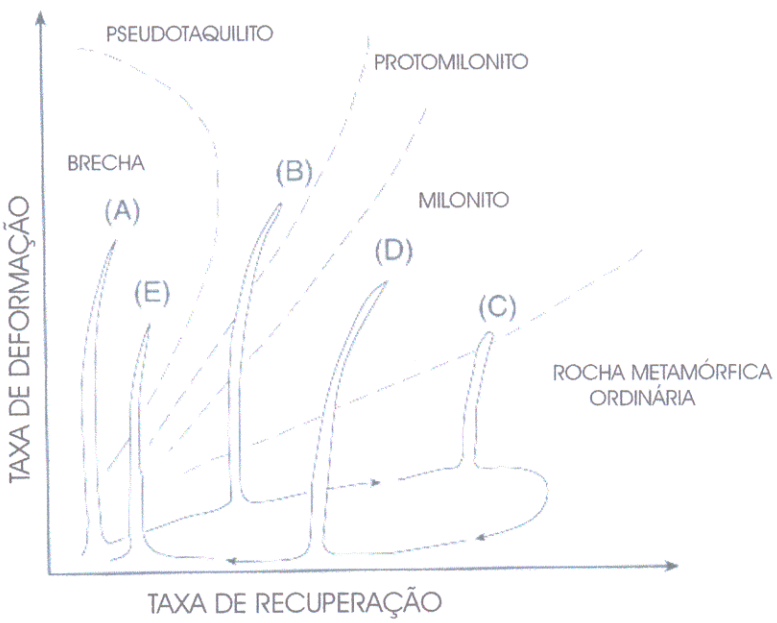


Figura 1.8: Diagrama relacionando a taxa de recuperação com a taxa de deformação das rochas, indicando a terminologia relacionada. (Wise *et al.*, 1984).

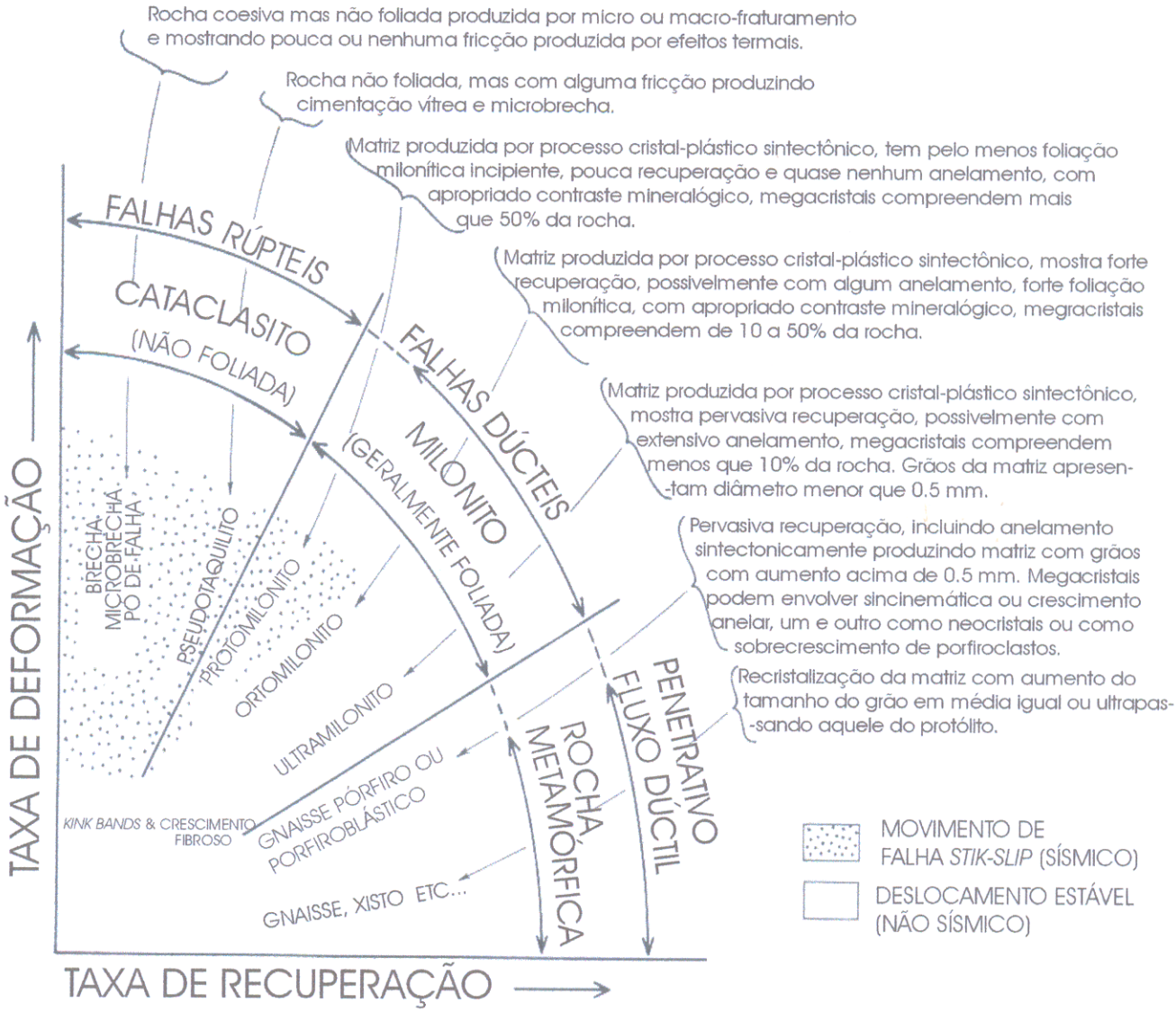


Figura 1.9: Terminologia para rochas relacionadas a falhas. Escalas horizontais e verticais são variáveis dependendo da composição, tamanho dos grãos e fluidos (modificado de Wise *et al.*, 1984).

Capítulo 2

2– GEOLOGIA DA REGIÃO DA SERRA DOS CARAJÁS

2.1- TRABALHOS ANTERIORMENTE DESENVOLVIDOS

As primeiras pesquisas geológicas realizadas na região, na década de 60, são de de responsabilidade de Barbosa *et al.* (1966), Ramos (1967), Almeida *et al.* (1968), dentre outros. Esses trabalhos abordaram prioritariamente a descrição de litotipos e a elaboração de propostas estratigráficas que foram muito úteis para o entendimento do quadro geológico regional.

Na década de 70, os trabalhos de Knup (1971), Puty *et al.* (1972), Beisiegel *et al.* (1973), Silva *et al.* (1974), Amaral (1974), Basei (1974), Gomes *et al.* (1975) e Isler (1977) entre outros, contribuíram para o avanço do conhecimento sobre a geologia da região, com enfoque na descrição das rochas, empilhamentos estratigráficos e suas possíveis correlações. Ainda nessa década, trabalhos como os de Suszczynski (1972), Rezende & Barbosa (1972), Anderson *et al.* (1974) e Beisiegel & Farias (1978) elaboraram as primeiras sugestões sobre a gênese das principais ocorrências minerais da Província de Carajás.

Inúmeros trabalhos foram desenvolvidos na década de 80, ressaltando-se aqueles de Almeida (1980), Lindenmayer (1981), Martins *et al.* (1982), Hirata *et al.* (1982), Figueiras & Villas (1984), Dall'Agnol (1982), Cordani & Brito Neves (1982), Montalvão *et al.* (1984), Araújo *et al.* (1988) e DOCEGEO (1988) entre outros. Nesses trabalhos foram discutidos basicamente aspectos litológicos e interpretações geotectônicas baseadas em dados geocronológicos, eventualmente complementadas por informações geofísicas.

Hasui *et al.* (1984) e Hasui & Haralyi (1985) visualizaram a estruturação antiga da Amazônia Oriental a partir da articulação de blocos crustais. Esses autores referem-se à região da Serra dos Carajás como zona limítrofe entre os blocos tectônicos Belém e Araguacema.

Trabalhos como os de Lindenmayer (1990), Araújo & Maia (1991), Costa *et al.* (1993), Barros (1995 e 1997) e Pinheiro & Holdsworth (1995), deram atenção ao entendimento do quadro geológico regional da Serra dos Carajás.

Trabalhos apresentados por Pinheiro & Holdsworth (1997) e Pinheiro (1997) sugerem para a região de Carajás uma evolução baseada em mecanismos de reativações de estruturas dúcteis, retrabalhadas como estruturas rúpteis tardias, envolvendo diversos episódios alternados de deformação transpressional e transtensional.

Trabalhos mais recentes têm dado ênfase à evolução tectonoestratigráfica, petrogênese, metalogênese e principalmente a geocronologia das rochas da Província Mineral de Carajás (p.e. Pinheiro & Holdsworth, 2000; Leite, 2000; Althoff *et al.*, 2000; Pidgeon, 2000; Barros *et al.*, 2001; Macambira *et al.*, 2001; Barbosa *et al.*, 2001; e Villas & Toro, 2001 entre outros).

2.2- O QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL

A Serra dos Carajás localiza-se na região leste do Escudo Brasil Central, nos domínios do Cráton-Amazônico, estando adjacente ao Cinturão Araguaia (Figura 1.1).

Reconhecem-se na região rochas arqueanas e proterozóicas abrigadas nos (Figura 2.1): (1) **Terreno Granito-Gnáissico de Alto Grau**; (2) **Terreno Granito-*Greenstone*** e (3) **Seqüências Vulcano-Sedimentares Supracrustais de Baixo Grau** (Araújo & Maia, 1991; Pinheiro, 1997). Cada uma dessas unidades tectônicas será descrita sucintamente a seguir.

(1) Terreno Granito-Gnáissico de Alto Grau

O Terreno Granito – Gnáissico de Alto Grau está representado por rochas dos complexos Xingu e Pium e granitóides da Suíte Plaquê.

O termo **Complexo Xingu** foi sugerido originalmente por Silva *et al.* (1974), referindo-se às rochas infracrustrais ocorrentes em praticamente todo o Cráton Amazônico. É formado principalmente por gnaisses bandados/foliados de composição

tonalítica a granodiorítica, além de anfibolitos e migmatitos (*sensu lato*). Essas rochas foram datadas em 2.859 ± 2 Ma por Machado *et al.* (1991), através do método U/Pb em zircões provenientes de gnaisses.

A derivação dessas rochas tem sido atribuída em parte ao retrabalhamento de granitóides do *terreno granito-Greenstone* (vide abaixo), particularmente às rochas anfibolíticas e migmatíticas (Araújo *et al.*, 1988; Costa *et al.*, 1995).

O **Complexo Pium** compreende rochas básicas e ultrabásicas estratificadas (Hirata *et al.*, 1982) expostas em lentes orientadas na direção E-W aflorantes, principalmente, a sul da chamada Serra Sul (borda sul do Sistema Transcorrente Carajás). Está representada por rochas granulíticas de composições variadas, (ortoderivadas, tipo charnockitos/enderbitos/mangeritos; e paraderivadas, tais como gnaisses kinzigíticos; Costa & Hasuí, 1996). Araújo & Maia (1991) admitem que, em geral, as rochas desse complexo estão em contato concordante com os gnaisses do Complexo Xingu, sendo marcado por importantes zonas de cisalhamento dúcteis.

Rodrigues *et al.* (1992), com base no método Pb-Pb em rocha total, obtiveram idades, para essa unidade, de 3.050±114 Ma. Pidgeon *et al.* (2000) obtiveram duas idades pelo método U-Pb (SHRIMP), uma com valores quase correspondentes àquela obtida por Rodrigues et al (1992) de 3.002 ± 14 Ma (cristalização do protólito ígneo do granulito) e uma outra mais nova de 2.859 ± 9 Ma que deve corresponder ao metamorfismo de fáceis granulito.

A **Suite Plaquê**, definida por Araújo *et al.* (1988), corresponde ao grupo de granitóides aflorantes em lentes com direção geral E-W, expostos concordantemente em associação com as rochas do Complexo Xingu (Araújo *et al.*, 1991). Apresenta idade com base no método Pb-Pb em torno de 2.727 ± 29 Ma (Avelar, 1996) e 2.972 ± 29 Ma (Avelar *et al.*, 1999). Um exemplo desse tipo de granito é o Granito Planalto (2.747±2Ma, Pb-Pb em zircão; Huhn *et al.*, 1999) aflorante nas adjacências da Serra do Rabo.

São identificados ainda nos domínios geográficos das rochas do embasamento outros granitóides arqueanos distintos, ressaltando-se o **Granito Old Salobo**, localizado nas adjacências da área do Igarapé Salobo (Lindnmayer & Fyfe, 1991;

Lindenmayer *et al.*, 1994) com idade em torno de 2.573 ± 3 Ma (U-Pb em zircão; Machado *et al.*, 1991), **Granito Itacaiúnas** com idade de 2.560 Ma (Pb-Pb em zircão;Souza *et al.*, 1996), **Granito Rancho Alegre** (Pinheiro, 1997) com idade de 2.743 Ma (U-Pb zircão; Sardinha *et al.*, 2001), ***Stock* Granítico Geladinho** com idade de 2.688 ± 11 Ma (Pb-Pb por evaporação de zircão; Barbosa *et al.*, 2001) e o **Complexo Granítico Estrela** (Barros, 1997) aflorante à leste da região de Carajás, preliminarmente datado por Rb/Sr em 2.527±34 Ma (Barros, 1991), e mais recentemente, com idade de cerca de 2.763±7 Ma por Pb/Pb em zircão (Barros, 2001).

Muitos desses granitos estavam anteriormente vinculados ao Complexo Xingu e, mais recentemente, a partir de estudos detalhados de suas relações de contato, passaram a ser individualizados, ganhando nomes e posições estratigráficas próprias.

(2) Terreno Granito-*Greenstone*

As rochas do Terreno Granito – *Greenstone* correspondem àquelas de idade arqueana, expostas na região a sul da Serra dos Carajás, aflorando a cerca de 100 km da área selecionada para estudos nessa pesquisa.

É constituído pelas seguintes unidades estratigráficas: **Granodiorito Rio Maria** (Medeiros & Dall'Agnol, 1988; Souza *et al.*, 1990), **Trondjhemito Mogno** (DOCEGEO, 1988); **Tonalito Parazônia** (DOCEGEO, 1988), e rochas metavulcânicas e metassedimentos do **Supergrupo Andorinhas** (DOCEGEO, 1988).

Para maiores detalhes sobre esses litotipos vide DOCEGEO (1988), Dall´Agnol *et al.* (1996), Leite & Dall´Agnol (1997) e Leite (2000), dentre outros.

(3) Sequências Vulcânicas e Sedimentares de Baixo Grau

As rochas vulcânicas e sedimentares aflorantes na região estão distribuídas em grande parte no interior de estruturas limitadas por lineamentos maiores que definem as estruturas transcorrentes, associadas ao **Supergrupo Itacaiúnas**. Essa unidade está representada pelo **Grupo Igarapé Salobo** (gnaisses, anfibolitos, xistos, quartzitos e formações ferríferas); **Grupo Igarapé Pojuca** (xistos, quartzitos e formações ferríferas, segundo DOCEGEO, 1988, com idade de 2.732±3 Ma obtida pelo método U-

Pb, zircão - Machado *et al.*, 1991); **Grupo Grão Pará** (rochas vulcânicas básicas da *Formação Parauapebas* intercaladas por níveis de formações ferríferas bandadas da *Formação Carajás*, com riolitos datados em 2.758 ± 39 Ma (U-Pb em zircões; Machado *et al.*, 1991) e vulcânicas félsicas datadas em torno de 2.757±2 Ma (U-Pb em zircões; Gibbs, 1996); **Formação Águas Claras** (sugerida por Araújo *et al.*, 1988 e descrita por Nogueira, 1995; anteriormente correlacionada por DOCEGEO, 1988, ao Grupo Rio Fresco), compreendendo rochas sedimentares marinhas a fluviais cortadas por sills e diques de rochas máficas (Soares *et al.*, 1994); A **Formação Gorotire** (Pinheiro, 1997; Lima & Pinheiro, 1998) constitui uma seqüência clástica imatura (arenitos e conglomerados com seixos de litotipos diversificados), não deformada, aflorante a leste do Rio Parauapebas e em áreas restritas às zonas de relevo baixo, recobrindo as rochas supracrustais na qual o Sistema Transcorrente Carajás encontra-se instalado (Lima & Pinheiro, 1998, 1999 e 2001; Pinheiro & Holdsworth, 2000). Estudo isotópicos em arenitos dessa unidade revelaram idade de 2.737 ± 4 Ma como a idade máxima de deposição pelo método de evaporação de zircão (Macambira *et al.*, 2001).

Diversos plútons de granitos anorogênicos ocorrem na região, com idades relacionadas ao Proterozóico Inferior/Médio. Destacam-se pela proximidade geográfica com a área estudada, o **Granito Central Carajás** com idade de 1.880±2 Ma segundo Machado *et al.* (1988) obtida pelo método U-Pb em zircão; e o **Granito Cigano** (1.883±2 Ma em zircão U/Pb), além de outros menores, ainda pouco conhecidos (p.e. Granito "Rio Branco",localizado na porção central da área estudada).

Diques e corpos máficos (diabásio e gabros; Silva *et al.*, 1974) e ultramáficos (metasserpentinitos e metapiroxenitos; Bernadelli & Alves, 1988; Araújo *et al.*, 1991) de idades consideradas do Proterozóico, ocorrem cortando as unidades arqueanas e, por vezes, corpos graníticos proterozóicos (Gastal *et al.*, 1987, Leite & Dall'Agnol, 1994).

Coberturas fanerozóicas são registradas como as unidades mais jovens aflorantes na porção norte da região de Carajás e constituem seqüências sedimentares correlacionáveis ao Grupo Serra Grande (Caputo & Lima, 1984).

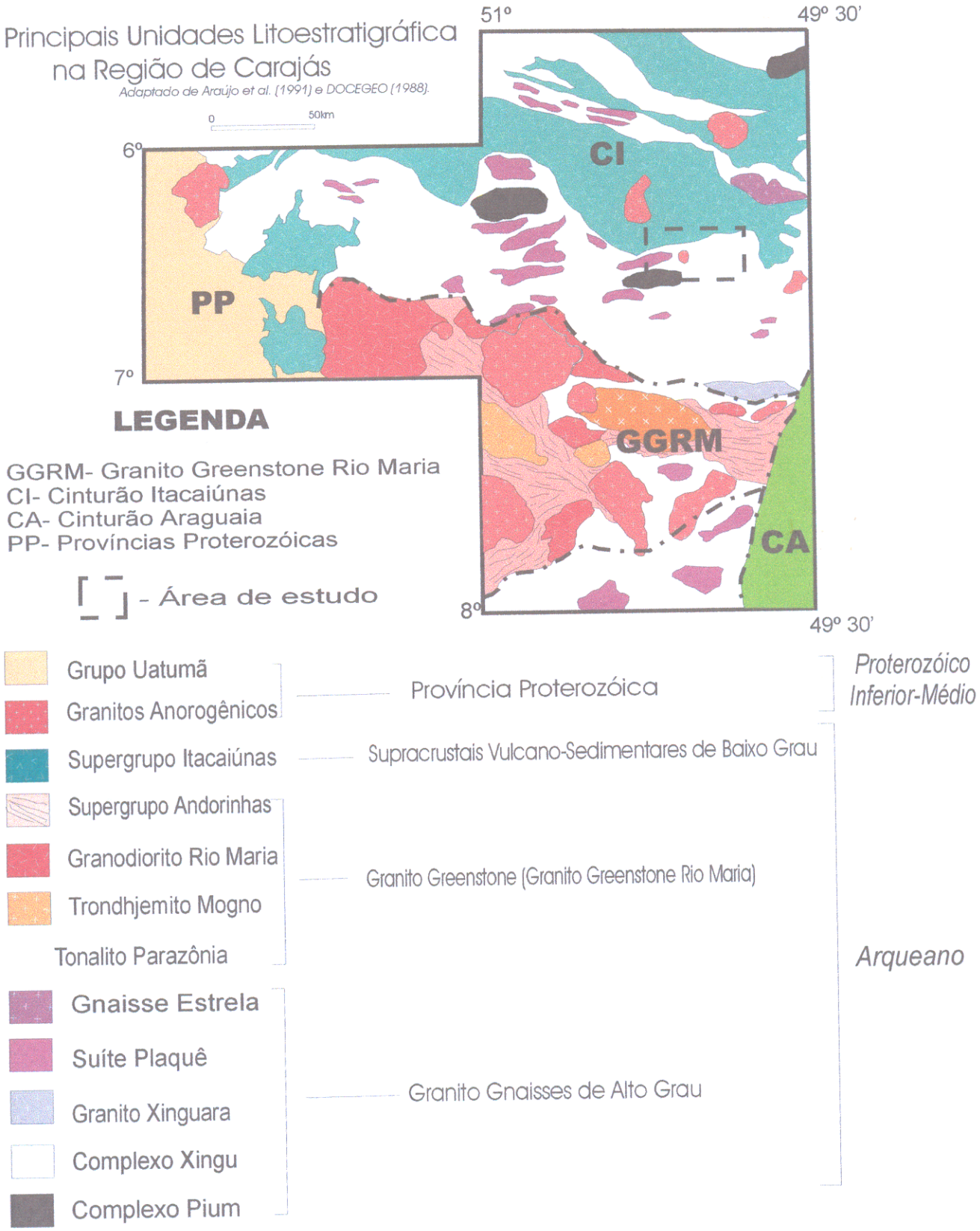


Figura 2.1: Mapa Geológico da porção sudeste do Escudo Brasil Central onde está localizada a região da Serra dos Carajás , mostrando a distribuição das principais unidades litológicas (*DOCEGEO, 1988; Araújo, 1994; Pinheiro, 1997; Modificado de Pinheiro 1997).*

2.3- MODELOS TECTÔNICOS PARA A REGIÃO DA SERRA DOS CARAJÁS

Como foi mencionado anteriormente, existem duas propostas de modelos tectônicos principais para a região de Carajás.

O modelo apresentado por Araújo & Maia (1991) destaca a evolução crustal da área sugerindo um evento de colisão oblíqua entre segmentos continentais, dando origem ao Cinturão Itacaiúnas, no final do Arqueano. Em decorrência deste episódio foram gerados sistemas imbricados articulados a sistemas transcorrentes em diferentes domínios regionais. Esse evento envolveu retrabalhamento das rochas presentes nos terrenos granito-*greenstones* e condicionou a deposição de rochas supracrustais ao longo dos sistemas transcorrentes. Em seguida, no Proterozóico Inferior vários segmentos rochosos foram permeados por corpos graníticos e máfico-ultramáficos devido à atuação de uma componente extensional de direção NE-SW. Esse evento foi acompanhado pela instalação de bacias transtensivas preenchidas por rochas vulcânicas e/ou sedimentares. No Mesozóico e Cenozóico a evolução se encerra com a instalação de sistemas de relevos e drenagem controlados a partir das estruturas pretéritas. Em resumo, segundo esses autores, a estruturação das rochas da região de Carajás é organizada por cavalgamentos oblíquos, de caráter rúptil-dúctil, decorrentes do evento transpressivo sinistral responsável pela inversão fraca das bacias transtensivas anteriormente formadas.

Pinheiro (1997) propõe que no primeiro estágio evolutivo regional (Arqueano, aproximadamente 2.8 Ga) houve transpressão sinistral dúctil afetando o embasamento na chamada Zona de Cisalhamento Itacaiúnas. Posteriormente, ocorreu um evento transpressivo sinistral que ocasionou deformação e metamorfismo das rochas do Grupo Igarapé Pojuca. Por volta de 2.7 Ga houve a formação de uma bacia extensa (intracratônica), acompanhada de deposição, e vulcanismo do Grupo Grão Pará. Em aproximadamente 2.6 Ga a região foi submetida à movimentação transtensional dextral que ocasionou o desenvolvimento dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento. Nesse estágio houve a nucleação de Falha Carajás. Entre 2.6 e 1.9 Ga (Proterozóico

Inferior) houve inversão tectônica dada pela reativação por transpressão sinistral particularmente da Falha Carajás (Figura 2.2).

SUMÁRIO DA HISTÓRIA GEOLÓGICA PARA A REGIÃO DE CARAJÁS (PA)		
Idade (Ga)	**Evento**	**Cinemática**
	Reativação dos sistemas de falhas registrada Por atividades sísmicas de baixa intensidade.	**Desconhecida**
0.24-0.15	Reativação dos sistemas de falhas durante a Abertura do Proto-Atlântico, no Mesozóico	**Extensão**
	Deposição de rochas paleozóicas (Siluro-Ordoviciano)	**Extensional (Bacia do Parnaíba)**
1.9	Intrusão de plútons graníticos e diques	**Extensão (ou Transtensão)**
	Inversão tectônica fraca por reativação de Falhas. Deformação moderada a forte das Rochas adjacente à Falha Carajás.	**Transpressão Sinistral** (FALHAS TRANSCORRENTES, INVERSAS E DOBRAMENTOS)
2.6	Desenvolvimento dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento. Seqüências supracrustais Falhadas e preservadas em zonas de Subsidência ao longo dos sistemas de falhas. Nucleação da Falha Carajás.	**Transtensão destral** FALHAS TRANSCORRENTES E-W E NW-SE E FALHAS NORMAIS CONTORNANDO BLOCOS LOSANGULARES.
	Deposição da Formação Águas Claras.	
2.7	Deposição e derrames das rochas vulcânicas e ferríferas do Grupo Grão Pará, afetadas Posteriormente por metamorfismo e/ou Hidrotermalismo em grau muito baixo (após 2.76Ga).	**Extensão** AMPLA BACIA INTRACRATÔNICA
	Rochas do Grupo Igarapé Pojuca foram Afetadas por metamorfismo e deformação Dúctil de temperatura média a baixa.	**Transpressão Sinistral** (ZONAS DE CISALHAMENTO SINISTRAIS E DOBRAMENTOS)
2.8	Zona de Cisalhamento Itacaiúnas. Deformação Dúctil de temperatura alta afetando as rochas da Assembléia do Embasamento.	**Transpressão Sinistral** (FORTE PARTIÇÃO DA DEFORMAÇÃO)

Figura 2.2: Sumário da história geológica sugerida para os sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento na região de Serra dos Carajás de acrodo com Pinheiro, 1997.

2.4– RESUMO DA GEOLOGIA DA SERRA DO RABO E ADJACÊNCIAS

Os mapas geológicos previamente publicados sobre a região da Serra do Rabo, onde parte dessa pesquisa foi desenvolvida, têm mostrado sistematicamente a presença de sequências vulcânicas e sedimentares, destacando-se formações ferríferas bandadas que sustentam o relevo e serras, além de granitóides diversos, gnaisses, anfibolitos, granulitos e xistos (Silva *et al.* 1974; Araújo & Maia 1991; Barros, 1997). Essas rochas têm sido correlacionadas aos complexos Pium e Xingu, Grupo Igarapé Pojuca e/ou Grupo Grão Pará (Figura 2.3).

Os granulitos do Complexo Pium ocorrem sob a forma de lentes quilométricas, orientadas na direção E-W, em concordância com a posição espacial das rochas aflorantes. Apresentam idades em torno de 3.05Ga, representando, portanto, as rochas mais antigas da região.

As rochas graníticas e gnáissicas atribuídas ao Complexo Xingu (Machado *et al.*, 1991), afloram principalmente ao sul do Sistema Transcorrente Carajás e em diversas janelas na área adjacente aos traços da Falha Carajás, na Serra do Rabo (Figura 1.2) onde muitas vezes são confundidas com granitos tardios de idades em torno de 2.7Ga.

O Complexo Granítico Estrela (Figura 2.3) está exposto em uma área relativamente ampla (cerca de 200 km^2) a norte da terminação E da Falha Carajás, sendo representado por monzogranitos e pegmatitos deformados por zonas de cisalhamento dúcteis (Barros, 1991 e 1997). Esse granito arqueano do tipo A está em contato com anfibolitos do Grupo Grão Pará, onde desenvolve uma importante auréola de contato (Barros & Dall'Agnol, 1993).

Outras rochas graníticas que se destacam na região correspondem a muscovita-biotita leucogranitos formando corpos alongados E-W, atribuídos à Suíte Plaquê (Jorge João & Araújo, 1992), de idade em torno de 2.7Ga (Avelar, 1996 e Avelar *et al.*, 1999). Essas rochas estão heterogeneamente deformadas por cisalhamento dúctil e têm sido entendidas como granitos do tipo estratóides. Foram intrudidas sintectonicamente durante um dos episódios de deformação por cavalgamentos oblíquos dúcteis E-W articulados em leques imbricados (Jorge João, 1988; Araújo & Maia, 1991).

O Grupo Grão Pará (Figura 2.3), nas adjacências da área escolhida para estudo, está representado por rochas metavulcânicas, anfibolitos, xistos, formações ferríferas, quartzitos e rochas metassedimentares que afloram em faixas E-W e/ou NW-SE, encaixadas de modo concordantes nas rochas cristalinas do embasamento. Mostram metamorfismo variando de xisto-verde baixo até anfibolito (Araújo & Maia, 1991).

As rochas vulcânicas e sedimentares que apresentam graus mais altos de metamorfismo (anfibolito) têm sido correlacionadas, de modo incerto, àquelas do Grupo Igarapé Pojuca (p.e. DOCEGEO, 1988) ou associadas a metamorfismo de contato nas

adjacências de intrusões, tal como ocorre próximo ao Complexo Granítico Estrela e ao Granito Old Salobo (Barros, 1997; Lindenmayer, 1990).

Basaltos toleíticos e vulcânicas ácidas que mostram metamorfismo xisto-verde de grau muito baixo (até quase ausente) a médio têm sido incontestavelmente atribuídos ao Grupo Grão Pará (p.e. Meireles *et al.* 1984; Wirth, 1986, Araújo & Maia, 1991; Pinheiro, 1997). DOCEGEO (1988) refere-se a essas rochas como pertencentes à Formação Parauapebas, como parte do Grupo Grão Pará, cuja idade radiométrica (U/Pb, zircão) foi determinada por Wirth *et al.* (1986) e Machado *et al.* (1991), como em torno de 2.75 Ga.

A Falha Carajás é a principal feição estrutural que corta as rochas da região (terminação E) em *splay* de falhas ou "rabo-de-cavalo".

Na região da Serra do Rabo a terminação da Falha Carajás desenha uma estrutura com *trend* geral E-W, que se ramifica para S em feixes NW-SE (Lima & Pinheiro, 1999). Essa estrutura, em particular, esta sendo estudada em projeto e tese de mestrado por Lima (2002).

Na porção a SW da terminação da Falha Carajás, onde está situada a área enfocada neste estudo, nota-se um conjunto de lineamentos com *trends* preferenciais NE-SW, e por vezes, E-W. Vale ressaltar ainda, a presença de proeminentes traços de lineamentos contínuos com *trend* preferencial NW-SE. Nitidamente, nota-se que esses lineamentos NW-SE truncam, por vezes deslocando, àqueles E-W e NE-SW. (vide descrição mais detalhada no Cap. 4, mapa Anexo 01).

A cinemática desses lineamentos é bastante complexa, não apenas pelo fato de tratar-se de zona de terminação de falha *strike-slip* reativada, mas ainda por essa falha ter sido reativada sob cinemática distinta em diferentes momentos da história tectônica regional (Pinheiro,1997).

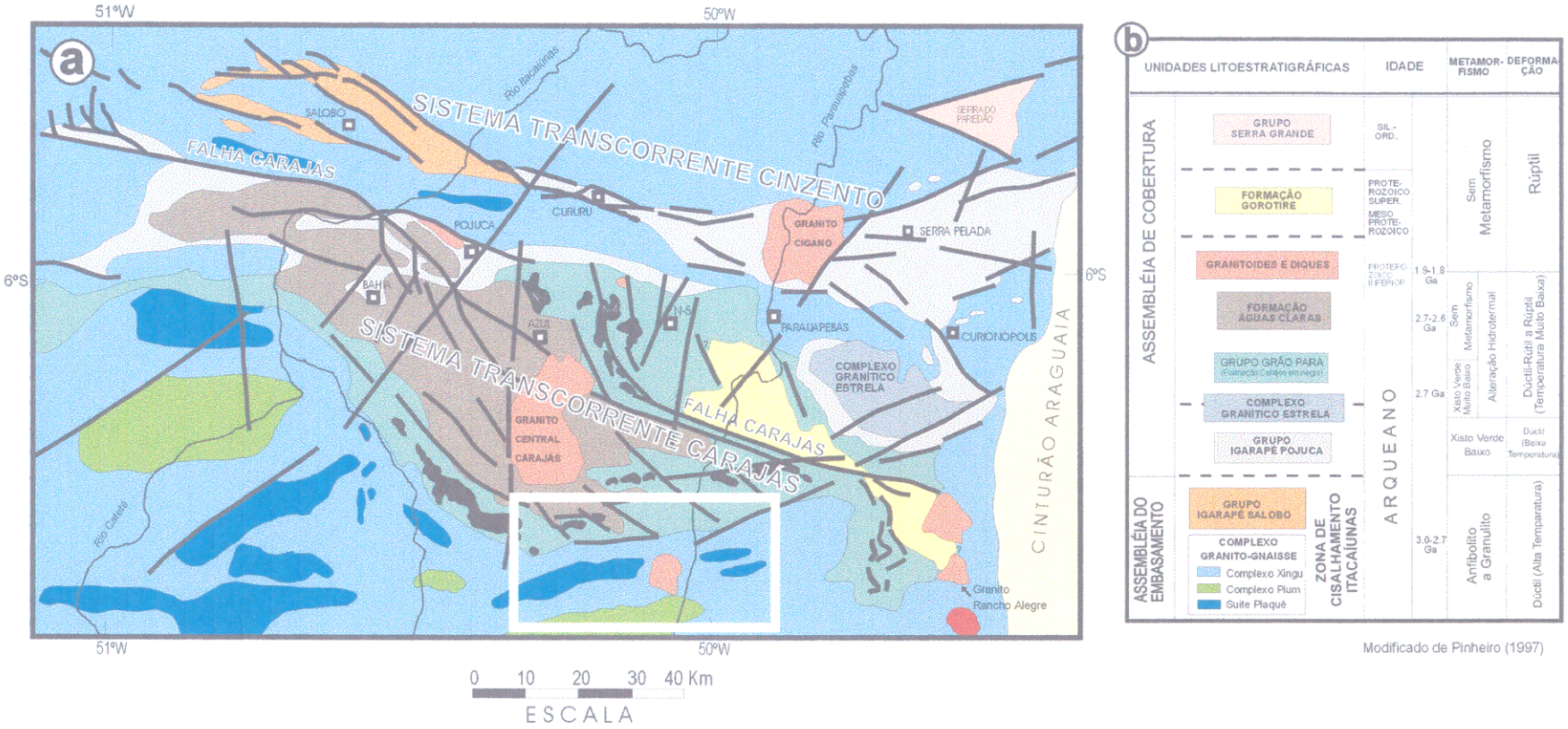


Figura 2.3: Mapa Geológico e quadro tectono-estratigráfico para a Região de Carajás (PA). *Modificado de Pinheiro (1997).*

Capítulo 3

3- GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

3.1- CONSIDERAÇÕES GERAIS

Durante o mapeamento geológico executado na porção sul da região da Serra do Rabo foram reconhecidas diversas unidades rochosas arqueanas e proterozóicas, predominando particularmente aquelas ditas granítico-gnáissicas do embasamento (Complexo Xingu, Complexo Pium e Suíte Plaquê).

Para a realização do mapeamento propriamente dito foi necessária a execução do levantamento cartográfico disponível sobre a região, bem como interpretações de fotografias aéreas, imagens de satélites e de radar (vide Capítulo 4) buscando a elaboração de bases cartográficas para os trabalhos de campo.

Esse procedimento foi necessário também para se ter uma visão ampla das principais feições estruturais existentes na área de estudo, definindo com isso prioridades na investigação de campo.

No decorrer do mapeamento foi priorizado o estudo detalhado dos elementos tectônicos planares, lineares e seus respectivos indicadores cinemáticos através da análise geométrica e cinemática das estruturas deformacionais (Capítulo 5).

O estudo foi realizado principalmente em escala mesoscópica e macroscópica (maiores informações, vide Capítulo 1) e, em afloramentos adequados (afloramentos representativos das rochas aflorantes, dispostos em lajedos *in situ*) foram coletadas amostras orientadas para estudos petrográficos e microestruturais.

O mapa geológico aqui apresentado (Anexo 2) é produto de compilações de mapas já existentes para a área (DOCEGEO, 1988; Araújo & Maia, 1991) com modificações de ordem variável em função da disponibilidade de novos dados. Assim sendo, uma nova proposta cartográfica está sendo sugerida como um dos produtos finais dessa dissertação.

3.2- DISTRIBUIÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA PARA AS ROCHAS EXPOSTAS NA ÁREA

Os mapas geológicos previamente publicados sobre a região da Serra do Rabo têm mostrado, principalmente na sua porção sul (onde essa pesquisa foi desenvolvida), a presença de seqüências vulcânicas e sedimentares, além de granitóides diversos, gnaisses, anfibolitos, granulitos, quartzitos e xistos (p.e. Silva *et al.* 1974; Araújo & Maia 1991; Barros, 1997). Essas rochas têm sido correlacionadas aos complexos Pium e Xingu, Suite Plaquê e SuperGrupo Itacaiúnas (ver comentários no Capítulo 2 referente à Geologia Regional).

A seguir será apresentada a descrição das principais características geológicas das unidades representadas no mapa.

3.2.1- Rochas dos Terrenos Graníticos-Gnáissicos de Alto Grau

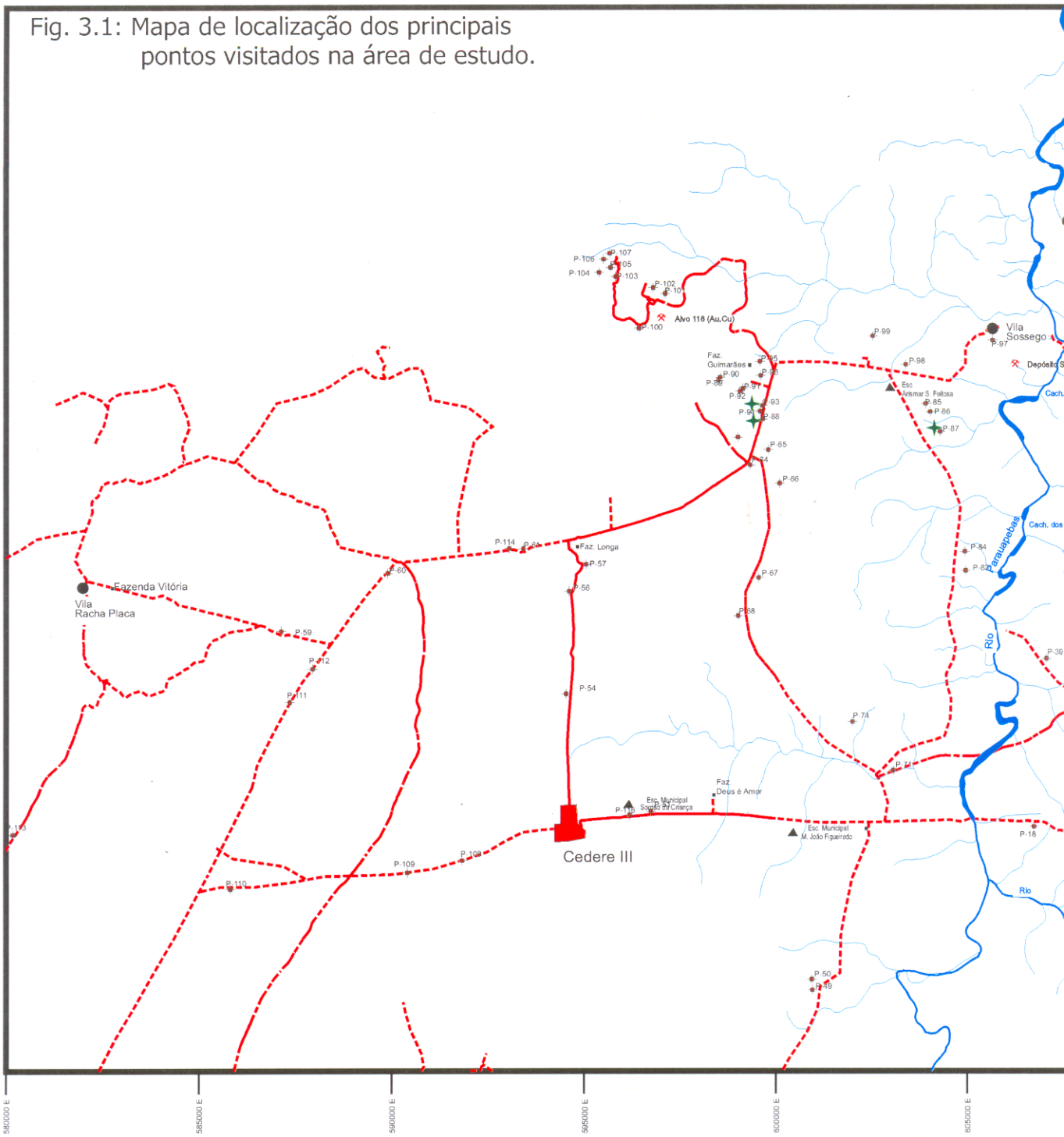
3.2.1.1- Complexo Pium

Essa unidade, na área mapeada, ocorre de modo restrito à borda inferior (porção sudoeste; Anexo 2) do mapa, onde expõe-se de forma alongada na direção leste-oeste, com aproximadamente 25 km de comprimento e mais de 6 km de largura. Os seus contatos cartográficos foram estabelecidos com base em mapas geológicos já existentes (principalmente DOCEGEO, 1988; Araújo *et al.*, 1991) complementados com dados de campo.

Essa ocorrência apresenta relação de contato conformável com as rochas do Complexo Xingu. Diversos lineamentos observados em sensores coincidem parcialmente com o contato entre as rochas dessa unidade com aquelas do Complexo Xingu.

Em escala mesoscópica essa unidade foi pouco observada no campo devido à baixa densidade de exposição da mesma na área de estudo. Em geral, nos pontos visitados (49, 50, 108 e 109; Figura 3.1) encontra-se exposto na forma de blocos rolados ou pequenos lajedos, aflorando em altitudes que variam de 230 a 300 metros.

Fig. 3.1: Mapa de localização dos principais pontos visitados na área de estudo.

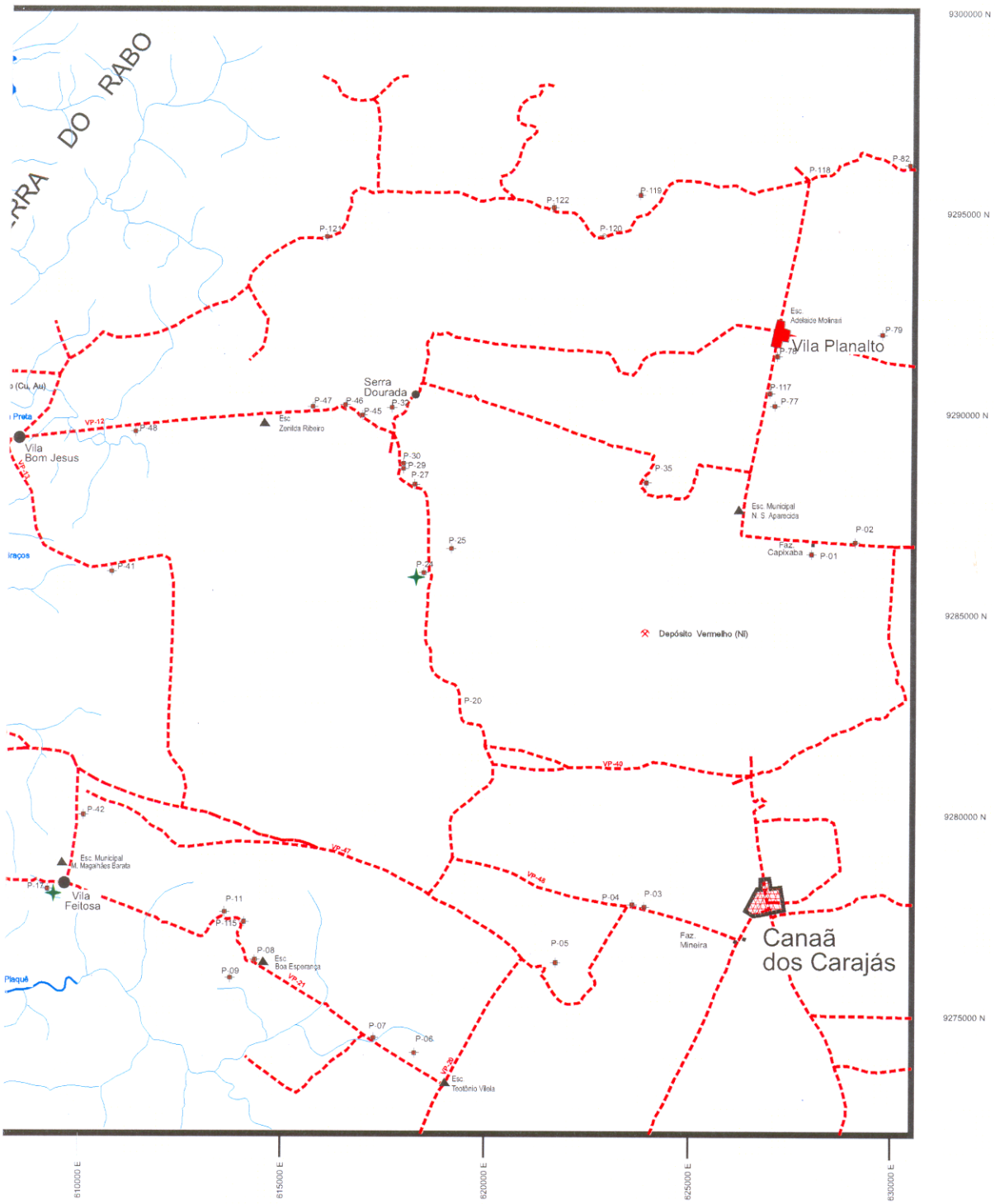


CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- ESTRADA (VIA PRIMÁRIA)
- CIDADE
- DRENAGEM
- FAZENDA
- ESCOLA
- PONTOS VISITADOS
- VILAREJO
- DEPÓSITO MINERAL
- VILA
- PAINÉIS

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS

SERRA DOS CARAJAS MI - 1025	RIO VERDE MI - 1026
RIO PARAUPEBAS MI - 1104	ÁGUA FRIA MI - 1105



0 1 2 3 4 5 km

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

2002

Datum vertical: marégrafo Imbituba 45° W, SC

Datum horizontal: Córrego Alegre, MG

Declinação magnética no centro da folha

1999

A declinação magnética cresce 8' anualmente

LOCALIZAÇÃO DAS FOLHAS NO ESTADO



Universidade Federal do Pará	Grupo de Geologia Estrutural
Centro de Geociências	Mapa de Pontos (Serra dos Carajás-PA)
Autora: Junny Kyley Mastop de Oliveira	
Orientador: Roberto Vizeu Lima Pinheiro	Março/2002

Em geral, são rochas de coloração cinza-escuro, constituídas mineralogicamente por anfibólio, quartzo e feldspatos (plagioclásio e/ou álcali feldspatos?); faneríticas médias, inequigranulares a equigranulares melanocráticas, holocristalinas. Aparentemente estão deformadas, marcadas por uma foliação milonítica discreta (Figura 3.2A). Microscopicamente, observam-se feições de deformação dúctil e rúptil que estão ilustradas no Capítulo 5.

Trabalhos que abordaram estudos mais aprofundados (petrografia, geoquímica etc.) dessa unidade (p.e. Araújo & Maia, 1991; Costa *et al.*, 1995; Pidgeon *et al.*, 2000) descrevem, no geral, granulitos ácidos (p.e. charnoquitos e enderbitos) que apresentam diferentes estados de anisotropia estrutural e; os básicos (p.e. piriclasitos) que apresentam aparente isotropismo estrutural.

De acordo com os dados obtidos no campo, pode-se enquadrar as rochas descritas em escala mesoscópica àquelas do tipo granulito básico, como referida anteriormente.

Nessas rochas são impressas estruturas planares (foliações e juntas) que serão abordadas posteriormente nessa dissertação (Capítulo 5)

3.2.1.2- Complexo Xingu

Essa unidade é a de maior distribuição na área mapeada, ocorrendo praticamente em todos os seus quadrantes (Anexo 2). Exibe excelentes exposições nas áreas que compreendem os arredores da Fazenda Capixaba, arredores da Vila Feitosa, Serra Dourada, no ramal que sai do CEDERE III em direção à Fazenda Longá (e proximidades da mesma), às adjacências da Escola Arismar S. Feitosa e, na estrada que segue para norte bifurcando-se em direção à Fazenda Guimarães (Alvo 118 da DOCEGEO) e Vila do Sossego (Figura 3.1).

Os contatos das rochas representativas dessa unidade, da forma como encontra-se ilustrada no mapa (Anexo 2), foram estabelecidos com base em mapas geológicos pré-existentes (principalmente DOCEGEO, 1988; Araújo *et al.*, 1991), bem como em interpretações obtidas a partir das imagens de satélites e RADAR, nesse caso

correlacionados às áreas topograficamente mais rebaixadas, contornadas por linhas de ruptura (quebras) negativas e positivas de relevo.

As rochas dessa unidade estão em contato com todas as demais rochas ocorrentes na área do mapa, dispondo-se de forma concordante. Esse contato pode ser definido por traços retilíneos quando correspondendo a lineamentos (p.e. com o Grupo Grão Pará e Suíte Plaquê), estando cortada por corpos vulcano-plutônicos considerados por vários autores como relacionados ao Proterozóico Médio (Granitos e diques máficos/ultramáficos; p.e. Bernadelli & Alves, 1988; Araújo *et al.*, 1991).

Em escala mesoscópica essa unidade foi a mais observada no campo devido a sua importante extensão em superfície. A ocorrência da mesma foi verificada principalmente em áreas de relevo arrasado, aflorando em lajedos ou mesmo em blocos rolados isolados às margens das vias primárias em altitudes que variam de 230 a 320 metros.

No geral, essa unidade é composta por rochas de tipos graníticas (por vezes com porções migmatíticas, gnáissicas) e anfibolíticas (Figuras 3.2E, 3.3, 3.4). Nessas rochas são verificados diferentes graus de anisotropia estrutural (Figuras 3.2B, C e D). Abaixo segue a descrição generalizada dessas rochas e do modo como elas afloram na área de estudo:

As **rochas granitóides** (*senso latu*) são as mais abundantes verificadas na área. No geral, são rochas de composição tonalítica (a granodiorítica ou granítica) de colorações que variam de acinzentadas, cinza-esbranquiçadas, cinza-avermelhadas, esbranquiçadas ou cinza-esverdeadas escura (quando fortemente alteradas por fluidos hidrotermais ou mesmo por ações intempéricas). São constituídas mineralogicamente por quartzo, feldspato plagioclásio (alterando principalmente para epídoto), álcali feldspato, anfibólio e biotita. De granulação média a grossa, são inequigranulares a equigranulares, holocristalinas, e em sua maioria leucocráticas. Algumas dessas rochas apresentam textura comumente inequigranular, com porfiroclastos de quartzo e feldspato em ocelos envolvidos por matriz geralmente granolepidoblástica (Figuras 3.5 e 3.6).



Figura 3.2: Rochas aflorantes a sudeste do Sistema Transcorrente Carajás: (A) Rocha granulítica do Complexo Pium; (B) Rocha tonalítica aparentemente pouco deformada do Complexo Xingu; (C) Rocha granodiorítica do Complexo Xingu, onde se observam cristais de quartzo formando verdadeiras massas que envolvem cristais de feldspatos e anfibólio, caracterizando zoneamento intracristalino, dando a rocha um aspecto de protobrecha; (D) Rocha tonalítica fortemente milonitizada do Complexo Xingu; (E) Rocha anfibolítica com incipiente foliação presente no domínio do Complexo Xingu; (E) Biotita-granito da Suíte Plaquê.

Texturas brechadas podem também ser observadas nas rochas granitóides, podendo variar de brechas verdadeiras até protobrechas. Quase todos os tipos brechados apresentam como característica, estreita relação com processos metassomáticos a hidrotermais, podendo-se observar clastos graníticos imersos ou separados por fraturas de tensão ou hidráulicas, preenchidas por quartzo e/ou microclina, por vezes definindo zoneamentos internos, onde o quartzo aparece quase sempre bordejando o feldspato (Figura 3.2C). Muitas vezes os próprios clastos estão fortemente metassomatizados, formando massas geralmente quartzo-feldspáticas.



Figura 3.3: Rocha granitóide com porções anfibolíticas nos domínios do Complexo Xingu. Afloramento localizado a aproximadamente 2,0 Km da Fazenda Longá (Figura 3.1; P-114).

Essas rochas apresentam estruturas migmatíticas (observam-se porções distintas da rocha original acompanhada geralmente por pegmatitos, aplitos e granitos) ou

mesmo na forma de gnaisses (definidos pelo bandamento centimétrico a milimétrico de minerais félsicos e máficos), algumas vezes dobrados (Capítulo 5).

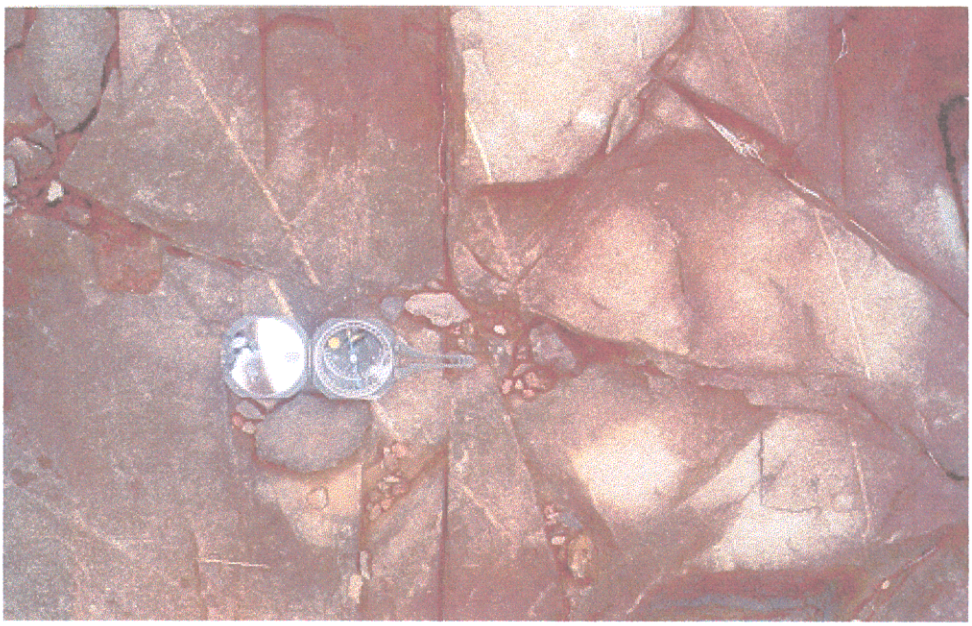
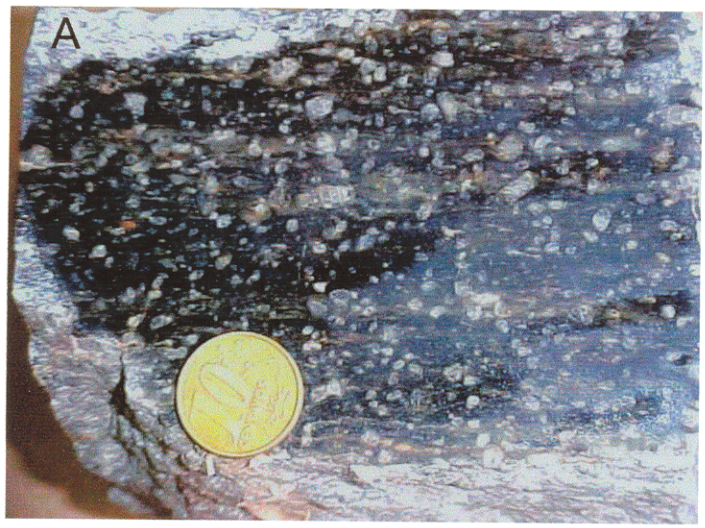
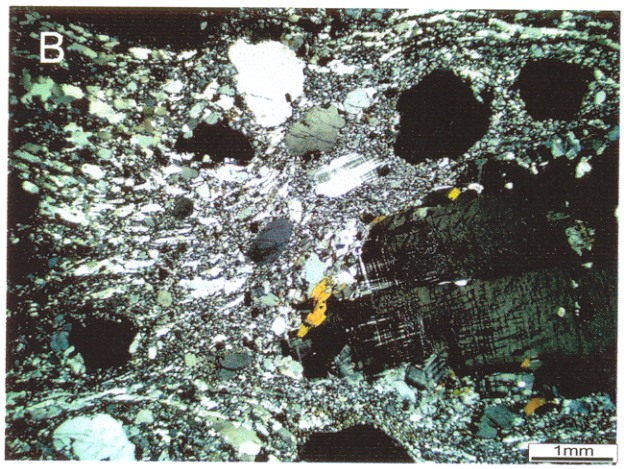


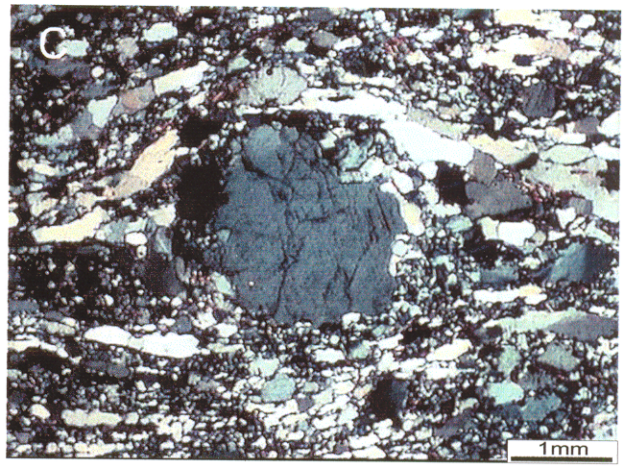
Figura 3.4: Rocha anfibolítica pertencente ao Complexo Xingu. Nota-se que a mesma apresenta uma proeminente trama rúptil marcada por fraturas e vênulas. Afloramento localizado aos arredores da Vila Feitosa (Figura 3.1; P-17).

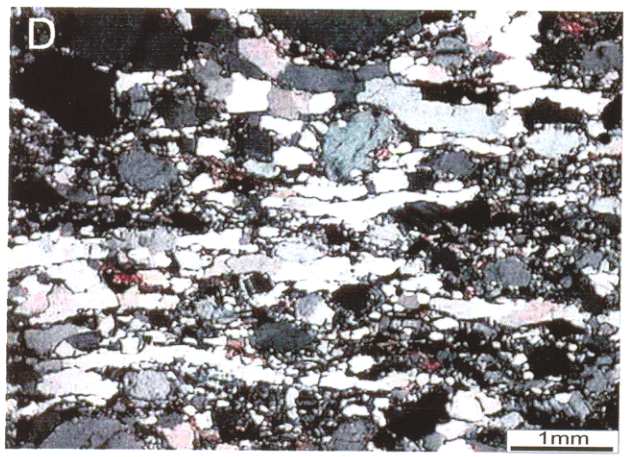
Nota-se na área investigada uma variação na taxa de deformação das rochas aflorantes. Isto é evidenciado pela existência de rochas pouco deformadas (fraca orientação dos minerais) ou mesmo rochas de moderada a forte anisotropia estrutural, marcada pela presença de rochas em estágios cataclásticos ou mesmo protomiloníticos a miloníticos (cristais de biotita e anfibólio, no geral, dispondo-se segundo uma orientação preferencial marcada pela foliação milonítica dominante) Figura 4.5. Vale ressaltar que as estruturas deformacionais impressas nessas rochas serão detalhadamente abordadas no Capítulo 5.

Microscopicamente, os granitóides dessa unidade são compostos essencialmente por plagioclásio, quartzo, microclina, biotita, hornblenda e, subordinadamente por opacos, zircão, apatita, alanita, titanita, clorita, sericita e carbonato (?).









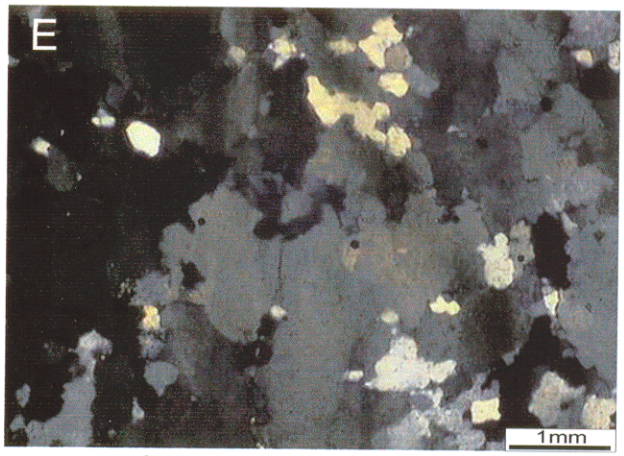


Figura 3.5: Aspectos meso e microestruturais de rochas tonalíticas do Complexo Xingu: (A) Foliação milonítica marcada pela orientação de minerais máficos e félsicos, envolvendo cristais maioires rotacionados; (B) e (C) Fotomicrografia (nicóis X) de rocha fortemente deformada; observam-se porfiroclastos alongados e globulares de feldspatos (plagioclásio e microclina) e quartzo, envolvidos por critais fitados policristalinos de quartzo e cristais máficos (anfibólio e bioita) orientados; ainda nesse contexto, vale ressaltar a intensa cominuição e recristalização nessa rocha; (D) Fotomicrografia (nicóis X), destaque para os cristais de quartzo fitados (" *ribbon*") definindo a foliação dúctil; (E) Fotomicrografia (nicóis X), mostrando subgrãos em quartzo.

O feldspato plagioclásio encontra-se em maior proporção na rocha, constituindo uma fase mineral essencial. Ocorre como cristais tabulares mostrando geminação polissintética simples do tipo albita e/ou combinada do tipo albita-periclina. Apresenta-se desde diminutos cristais anedrais a subeudrais, a porfiroclastos anedrais. Os diminutos cristais anedrais a subeudrais apresentam contato entre os minerais do tipo retilíneo em junções tríplices (Figura 3.6F) ou mesmo irregular (serrilhada). Os porfiroclastos de plagioclásio encontram-se globulares anedrais a alongados subeudrais (Figuras 3.5 e 3.6). Observa-se pontualmente zoneamento concêntrico em alguns desses cristais. Alterações para argilo-minerais, sericita, epídoto, carbonato e escapolita são evidenciadas.

O feldspato potássico é do tipo microclina ocorrendo com percentual inferior ao do plagioclásio. Apresenta-se na forma de cristais anedrais a subeudrais diminutos a porfiroclastos anedrais, por vezes, alongados (Figura 3.5). Nota-se que eles apresentam maclamento xadrez. Esses maclamentos apresentam-se deformados, em algumas porções observam-se feições do tipo *em chama*.

O quartzo ocorre comumente como grãos xenoblásticos, em diminutos cristais anedrais a porfiroclastos anedrais ou alongados (na maior parte) dispostos em fitas ("*ribbons*", Figuras 3.5B, C e D; Fig. 3.7B), mono a policristalinos, exibindo efeitos deformacionais com intensidades variáveis. Apresentam extinção ondulante e podem formar agregados policristalinos com desenvolvimento de subgrãos (Figuras 3.5E e 3.6E). O contato entre os cristais é do tipo irregular (serrilhado), por vezes, em algumas porções os cristais diminutos apresentam contato retilíneo em junções tríplices. Nos tipos fortemente milonitizados, os cristais de quartzo experimentam intensa cominuição e recristalização com anelação e poligonização (Figuras 3.5B, C e D; Figuras 3.6C e F; Figuras 3.7A e B).

O anfibólio (hornblenda) ocorre em maior proporção que a biotita. Geralmente, mostra uma orientação preferencial realçando a foliação milonítica (Figura 3.7A). A biotita constitui uma fase mineral varietal de ocorrência generalizada e pervasiva, na forma subeudral e de tamanho mediano, em quantidades variáveis. Encontra-se por vezes se alterando para clorita. Os cristais de anfibólio (hornblenda) são de tamanho

mediano, apresentam formas anedrais a tabulares subeudrais, na maioria das vezes alterados. Essa alteração é evidenciada pela substituição desse mineral por minerais como clorita e epídoto. A apatita, zircão, titanita, alanita e opacos são os acessórios mais comuns.

As **rochas anfibolíticas** ocorrem na forma de corpos rochosos métricos em contato com as rochas granitóides ou mesmo como meso-enclaves de dimensões e formas variadas. Podem estar em lentes métricas a decamétricas intercaladas com granitóides do embasamento.

No geral, são rochas de coloração cinza-escura, faneríticas finas a médias, holocristalinas, equigranulares, por vezes inequigranulares, melanocráticas, aparentemente pouco deformadas (Figuras 3.2F, 3.3, 3.4).

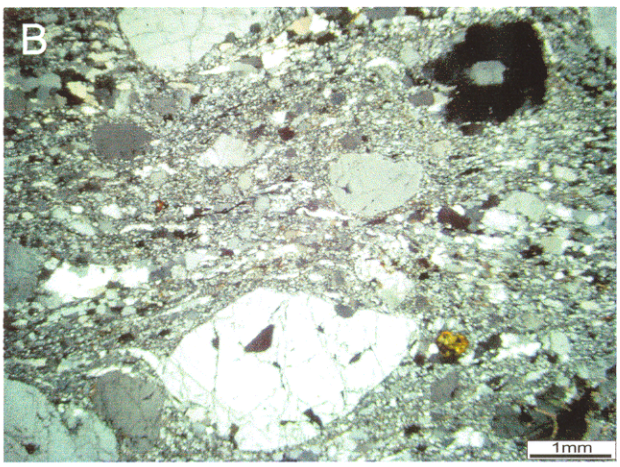
Microscopicamente, essas rochas são constituídas por anfibólios, feldspato plagioclásio, quartzo e biotita (Figura 3.7). Ocorrem como acessórios cristais de zircão, apatita e opacos.

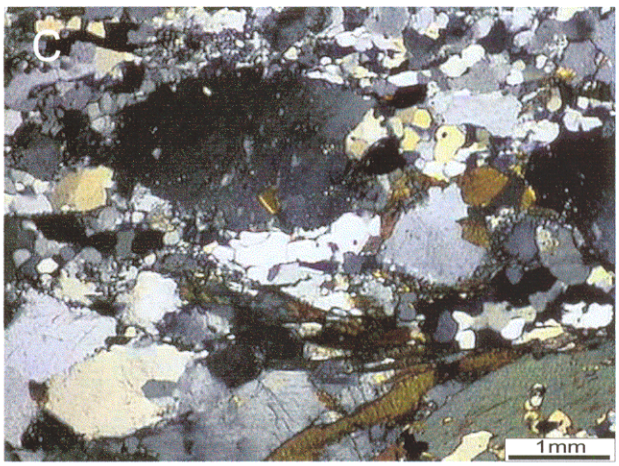
Os anfibólios encontram-se em maior proporção na rocha, constituindo uma fase mineral essencial e ocorre como cristais anedrais a subeudrais, ocasionalmente em neoblastos, com alguns apresentando geminação simples. Observa-se comumente uma forte extinção ondulante. O contato entre os cristais é do tipo irregular, por vezes retilíneo. Altera-se geralmente para clorita e epídoto.

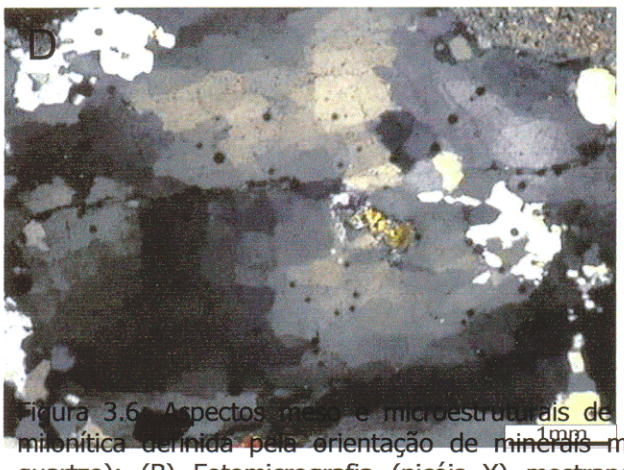
Os cristais de feldspato plagioclásio apresentam-se em diminutos a medianos grãos de contato ondulante, anedrais a subeudrais. Alguns desses apresentam geminação simples a polissintética, ou mesmo do tipo albita-calsbard. Observa-se zoneamento concêntrico em alguns grãos, podendo mostrar, por vezes, forte extinção ondulante e encontram-se eventualmente deformados ("*kink bands*"). Alteram-se para argilo-minerais e sericita.

Os cristais de quartzo encontram-se em baixos percentuais, apresentando-se na forma de monocristais a policristais anedrais (Figura 3.7C); também em neoblastos com forte extinção ondulante e apresentando contato do tipo serrilhado irregular. São eventualmente encontradas feições em subgrãos (Figura 3.7D).









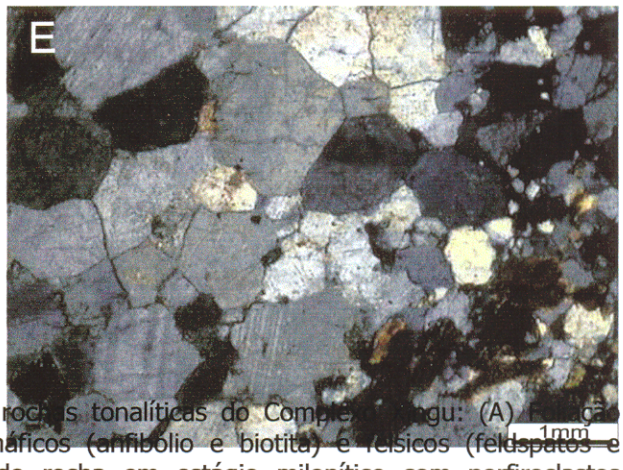


Figura 3.6 - Aspectos meso e microestruturais de rochas tonalíticas do Complexo Jaraguá: (A) Foliação milonítica definida pela orientação de minerais máficos (anfibólio e biotita) e félsicos (feldspatos e quartzo); (B) Fotomicrografia (nicóis X) mostrando rocha em estágio milonítico com porfiroclastos alongados e globulares de feldspatos com caudas de recristalização, envolvidos por cristais fitados de quartzo orientados; ainda nesse contexto, vale ressaltar a intensa cominuição e recristalização nessa rocha; (C) Fotomicrografia (nicóis X) mostrando a foliação marcada pela orientação de cristais policristalinos de quartzo e anfibólio com textura granonematoblástica; (D) Fotomicrografia (nicóis X), subgrãos em quartzo e neoblastos; (E) Fotomicrografia (nicóis X) mostrando textura granoblástica com recristalização de feldspato.

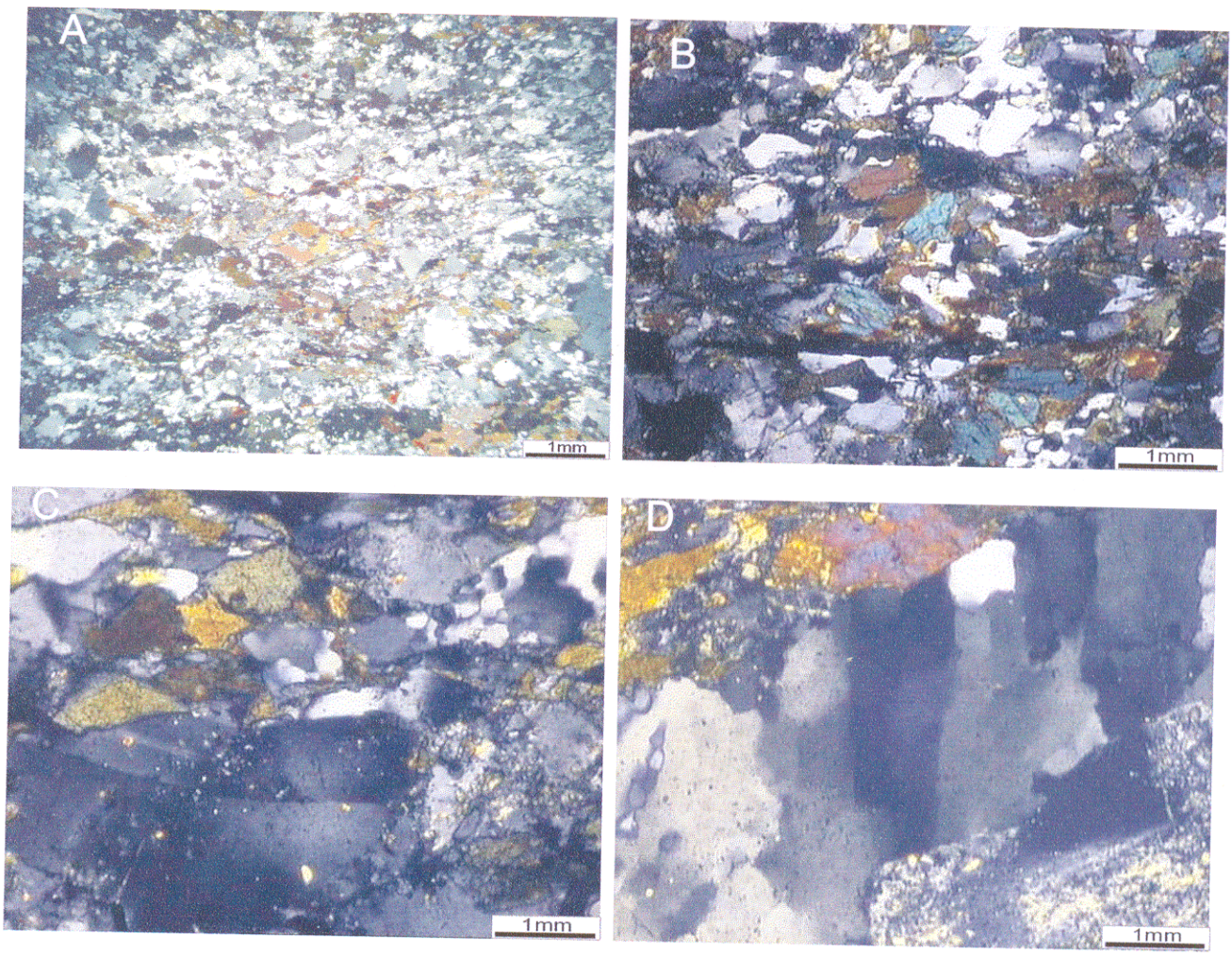


Figura 3.7: Aspectos microestruturais de rocha anfibolítica do Complexo Xingu: (A) e (B) Fotomicrografia (nicóis X) onde se observa a rocha em estágio protomilonítico. A Foliação dúctil é marcada pela orientação incipiente de minerais máficos (principalmente anfibólio) e félsicos (quartzo e feldspatos); presença de cristais policristalinos e neoblastos de quartzo; (C) Fotomicrografia (nicóis X) onde se observa em detalhe, cristal de feldspato deformado e cristal de quartzo policritalino em fita (*ribbon*); (D) Fotomicrografia (nicóis X), destaque de subgrãos em quartzo presente nessa rocha.

4.2.1.3- Suite Plaquê

Essa unidade está exposta em corpos alongados orientados na direção leste-oeste, de comprimento e largura da ordem de dezenas de quilômetros, encontrados na parte oeste, centro-leste e borda sudeste da área investigada (Anexo 2).

Exibe boas exposições aos arredores da Escola Boa Esperança; proximidades da Cidade de Canaã dos Carajás; nas adjacências do Rio Parauapebas (porção a leste) e Vila Racha Placa (Figura 3.1).

Os contatos dessa unidade com as rochas adjacentes (Anexo 2), foram estabelecidos com base em mapeamentos geológicos previamente existentes (principalmente DOCEGEO, 1988; Araújo *et al.*, 1991), bem como em interpretações obtidas a partir das imagens de satélite e RADAR para a área. Nas imagens sensoriais analisadas observam-se os contatos de forma realçadas, marcados por relevo topograficamente expressivo na forma de morros e morrotes de topos abaulados, que compõem conjuntos de serras orientados preferencialmente na direção leste-oeste.

Nesse contexto, essa unidade apresenta relação de contato conformável com as rochas do Complexo Xingu. Diversos lineamentos observados em sensores (obtidos pela quebra de relevo positivas e negativas) coincidem parcialmente com o contato entre as rochas dessa unidade com aquelas do Complexo Xingu.

Em escala mesoscópica essa unidade foi moderadamente observada no campo devido a sua relativamente fraca exposição na área. A ocorrência da mesma foi verificada principalmente em associação com relevo onde predominam morros e morrotes isolados em altitudes que variam de 230 a 350 metros. Ocorrem principalmente na forma de blocos rolados, isolados às adjacências das vias primárias, bem como, nas encostas de morrotes.

Ainda na área investigada, as rochas dessa unidade são de composições essencialmente graníticas (tipo biotita-granitos) de coloração róseo clara, cinza-rosada a róseo-avermelhada (Figuras 3.2F e 3.8). Apresentam granulação média a grossa, holocristalina, equigranulares a inequigranulares, leucocráticas, sendo constituída mineralogicamente por feldspato potássico, biotita, quartzo, feldspato plagioclásio e anfibólio; com ocorrência localizada de magnetita (forma maciça e disseminadas) em

algumas dessas rochas. Vale ressaltar que as estruturas deformacionais impressas nessas rochas serão abordadas posteriormente (Capítulo 5).

As rochas dessa unidade são constituídas microscopicamente por microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda e, acessoriamente por zircão, epídoto, titanita, alanita, clorita, bem como opacos disseminados. Apresentam textura de um modo geral granolepidoblástica equigranular a inequigranular.

O feldspato potássico (microclina) encontra-se tanto em diminutos cristais quanto em cristais maiores, xenoblásticos a subdioblásticos com contatos do tipo irregular cerrilhado e, eventualmente apresentando geminação (tanto em xadrez quanto em pertitas), bem como, zoneamento concêntrico. Por vezes, esses cristais ocorrem como grãos ocelares, porfiroclásticos reliquiares, exibindo efeitos de deformação. O intercrescimento mirmequítico pode ocorrer (observado pontualmente em alguns contatos desses cristais com aqueles de plagioclásio).



Figura 3.8: Rocha granitóide pertencente à Suíte Plaquê. A foliação encontra-se aparentemente apagada pelo intemperismo persistente em alguns afloramentos. Afloramento localizado a 1 Km da estrada que segue para Fazenda Vitória, aproximadamente 5,5 Km em linha reta desta fazenda. (Figura 3.1; P-112).

O feldspato plagioclásio ocorre em pequenos cristais na forma xenoblástica a neoblástica subeudral ou mesmo em tipos maiores, monocristalinos a policristalinos, com contatos do tipo junções tríplices (entre os neoblastos) e em contato irregular (entre os cristais maiores). Por vezes, esses cristais ocorrem como grãos ocelares reliquiares. Apresentam geminação polissintética simples (albita) e do tipo albita-calsbard. Esses cristais apresentam, por vezes, feições do tipo *"kink bands"*. Altera-se para argilo-minerais, sericita e clorita.

O quartzo ocorre na forma de cristais xenoblásticos ou mesmo neoblastos, a agregados policristalinos com forte extinção ondulante e com formação de subgrãos. O contato entre os cristais é do tipo irregular a retilíneo (junções tríplices) entre os cristais menores e, principalmente, irregular ondulante entre os cristais maiores.

A biotita é o mineral varietal dominante, disposta segundo uma orientação preferencial e formando ou constituindo níveis ou planos que ocasionalmente marcam a foliação. Nota-se que alguns desses cristais altera-se para clorita e epídoto (?).

Os cristais de anfibólio (hornblenda) ocorrem com tamanhos médios, tabulares subeudrais, na maioria das vezes alterados, por vezes apresentado geminação simples. Sua alteração é evidenciada pela substituição desse mineral por clorita e epídoto. Eventualmente, observa-se simplectitos.

3.2.2- Sequências vulcânicas e sedimentares de baixo grau

3.2.2.1- SuperGrupo Itacaiúnas (Grupo Grão-Pará)

As rochas dessa unidade têm a segunda maior distribuição na área mapeada, ocorrendo restritamente ao longo de toda a borda norte, ocupando cerca de 25% da superfície total do mapa.

Em campo foram observadas em melhores exposições dessas rochas nas áreas que compreendem os arredores da Vila do Sossego; na estrada que segue para norte em direção à Fazenda Guimarães, Alvo 118 (DOCEGEO-CVRD) e Vila do Sossego; na estrada que segue para leste em direção a Vila do Sossego e nas adjacências do Alvo 118 (Figura 3.1).

O contato dessa unidade, da forma como encontra-se representada no mapa do Anexo 2, foi estabelecido com base em cartas geológicas pré-existentes (principalmente DOCEGEO, 1988; Araújo *et al.*, 1991), bem como em interpretações obtidas a partir das imagens de satélites e RADAR. Neste caso, encontram-se bem realçados nos sensores analisados, visto que os mesmo marcam, no geral, relevos topograficamente elevados com serras de cristas. O seu contato com unidades adjacentes foi definido, algumas vezes, pelas linhas de ruptura (quebras negativas e positivas de relevo) observadas nas fotografias aéreas.

Esta unidade mantém contato discordante com o Complexo Xingu, podendo ser definido por traços geralmente retilíneos, podendo coincidir com lineamentos projetados nos sensores. É cortada discordantemente a leste por rochas plutônicas (ver detalhes na seção 3.2.3 Corpos Intrusivos Plutônicos, mais adiante).

Poucos afloramentos dessa unidade foram visitados no campo considerando-se que os objetivos do trabalho concentraram-se nas rochas cristalinas do embasamento.

Observa-se uma correspondência entre as áreas de ocorrência dessas rochas com as áreas de relevo mais elevadas, em morrotes, morros e serras. Os melhores afloramentos estão nos cortes das estradas que avançam em direção ao topo das serras, bem como, no piso das estradas e praças de sondagens do Alvo 118 (DOCEGEO-CVRD). Estão em altitudes que variam de 260 a 450 metros.

Em geral, na área investigada, essas rochas são vulcânicas (metavulcânicas) e quartzitos. Apresentam-se eventualmente deformadas (foliadas) e mostram-se geralmente alteradas por intemperismo, dificultando seu estudo a nível petrográfico e estrutural.

Quando menos alteradas, as **rochas vulcânicas** a **metavulcânicas** são as mais freqüentes em exposição na área. Apresentam em geral coloração cinza escura, de composições essencialmente anfibolítica, por vezes foliada. (p.e. próximo ao P-92; Figura 3.1).

Quando alteradas mostram-se avermelhadas, com granulação fina-média. Essas rochas por vezes apresentam texturas primárias, mostrando-se aparentemente isotrópicas, ou ainda foliadas como mencionada acima (Figura 3.9). Quando mais

intensamente deformadas, a foliação está presente de modo penetrativo, assemelhando-se a rochas do tipo clorita-xistos ou filitos.



Figura 3.9: Rocha vulcânica alterada com foliação incipiente. Vale ressaltar como feição rúptil, espessos veios geometricamente compostos, apresentando uma direção principal e vênulas oblíquas a perpendiculares subordinadas. Afloramento localizado às proximidades do Alvo 118.

Localmente, no ponto 91 (Figura 3.1), são observadas rochas de composição basáltica, afaníticas, de cor verde médio, em que as estruturas tipo almofada (*pillow-lavas*) são destacáveis. Essas almofadas definem formas ovaladas com diâmetros variáveis (de 5 cm a 40 cm ou superior), e estão interligadas por material *interpillow* verde escuro a preto-acinzentado, micro a criptocristalino (Figura 3.10). Apresentam-se aparentemente deformadas, achatadas e marcadas pela presença de uma incipiente foliação. Apesar de relativamente bem expostas no afloramento, essas estruturas não permitem interpretação segura com respeito à posição de topo e base do derrame, possivelmente devido à orientação do corte. Pode-se, no entanto, observar que o pacote onde essa estrutura se encontra está rotacionado para a posição subvertical. Suspeita-

se da possibilidade do pacote onde essas estruturas estão expostas, se apresentar dobrado com uma fina e descontínua foliação em posição plano axial.

O contato brusco entre essas rochas metavulcânicas e rochas graníticas do embasamento pode ser observado em campo, nos pontos 89 e 90 (Figura 3.1), nas adjacências da Fazenda Guimarães. As rochas metavulcânicas afloram a nordeste em contato brusco concordante com granitóides expostos a sudoeste. Esse contato mantém direção NW-SE (Anexo 2).

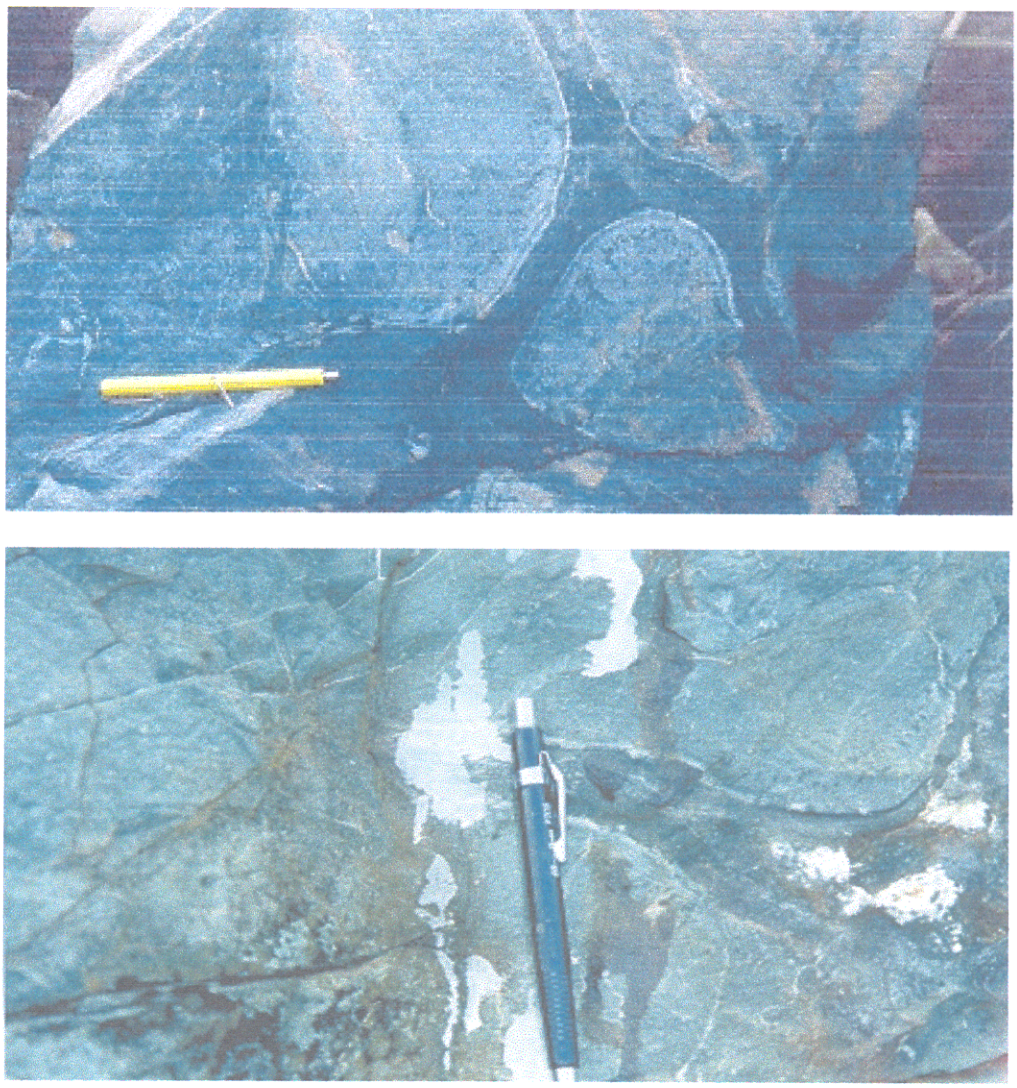


Figura 3.10: Estruturas em *pillow* registradas em rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará. Afloramento localizado na fazenda Guimarães (Figura 3.1; P-91).

As **rochas quartzíticas** foram observadas apenas localmente na área mapeada (Ponto 92 e arredores). Em geral, são rochas de coloração esbranquiçadas, granulação média a grossa, constituída essencialmente por quartzo (por vezes com presença incipiente de micas - muscovita?), mostrando-se fortemente deformadas (Figura 3.11). O pacote onde essas rochas estão expostas encontra-se verticalizado e apresenta espessura aflorante de > 200 metros, estando em contato com as metavulcânicas anterormente descritas e rochas granitóides do Complexo Xingu. Esse pacote segue o *trend* aproximado leste-oeste.

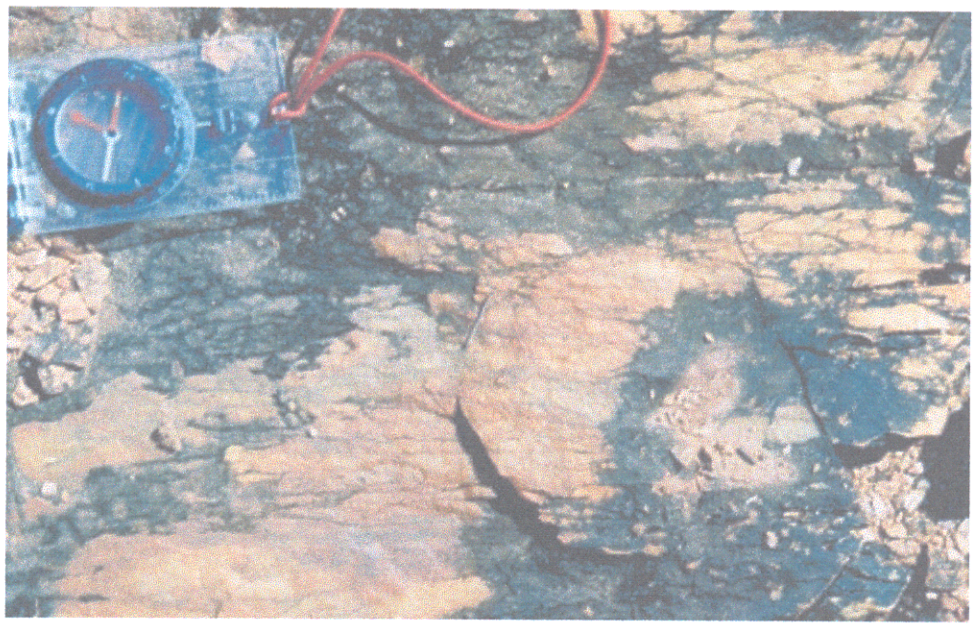


Figura 3.11: Rocha quartzítica do Grupo Grão Pará. Afloramento localizado na Fazenda Guimarães (Figura 3.1; P-90).

3.2.3- Corpos intrusivos plutônicos do Proterozóico

Essas rochas são verificadas localmente na área investigada. Apresentam-se dispostas praticamente na porção central da área (margem oeste do Rio Parauapebas), com aproximadamente 7 km de comprimento e 6 km de largura, e serão abordadas aqui como **Corpo A**. Um outro corpo rochoso localiza-se na porção nordeste disposto com uma discreta orientação na direção nordeste-sudoeste, com aproximadamente 5 km de

comprimento e 2 km de largura e será tratado aqui como **Corpo B**. O primeiro foi delimitado com base nos mapas geológicos preexistentes (principalmente DOCEGEO, 1988; Araújo *et al.*, 1991), bem como em interpretações obtidas a partir das imagens de satélite e RADAR. O segundo, foi delimitado apenas com base em interpretações obtidas a partir de imagens de satélite e RADAR, não existindo até o momento referência a ele na literatura.

Esses corpos encontram-se moderadamente realçados nas imagens de satélite e RADAR analisadas, visto que os mesmo constituem, no geral, relevos topograficamente acidentados, na forma de morros e morrotes, em que suas cristas algumas vezes compõem conjuntos orientados preferencialmente na direção leste-oeste (que é o caso do **Corpo A**). O contato desses corpos foram delimitados principalmente pelas quebras de relevo positivas e negativas analisadas pelos sensores. Nesse contexto, esses corpos mantêm relações espaciais e de contato intrusivo discordante com as unidades mapeadas. Assim, o **Corpo A** apresenta relação de contato com rochas do Complexo Xingu e o **Corpo B** aparentemente com rochas do grupo Grão Pará.

O **Corpo A** exibe boas exposições na sua porção extremo sul (P-71 e P-74, Figura 3.1) e borda nordeste (P-84). Esses afloramentos podem ser conferidos na estrada que sai da VP-21 e segue para norte em direção a Escola Arismar S. Feitosa, a aproximadamente 1,5 km (P-71) e ainda no km 13 (P-84) desta via secundária. Sua ocorrência é verificada principalmente em áreas de morrotes, aflorando em lajedos de grande extensão ou grandes blocos, em altitudes que variam de 225 a 255 metros.

O **Corpo B** foi identificado apenas em um ponto (P-121), estando exposto em um lajedo, a uma altitude de 294 metros, localizado na única estrada que segue da Vila Bom Jesus (VP-12, Figura 3.1) para nordeste, a aproximadamente 12 quilômetros dessa.

Na área investigada comumente essas rochas são de composições essencialmente graníticas (*senso latu*) de coloração rosa-cinza a cinza-esbranquiçada, fanerítica média a grossa, holocristalinas, leucocráticas, moderadamente inequigranulares, constituídas mineralogicamente por quartzo, feldspato, anfibólio e algumas vezes biotita (Figura 3.12).



Figura 3.12: Rocha granítica do Proterozóico, existente na área de trabalho. (Figura 3.1; P-71).

Essas rochas apresentam-se por vezes alteradas (feldspato alterando para epídoto ou argilo-minerais). A trama das mesmas é marcada por fortes feições rúpteis como será discutido posteriormente nessa dissertação (Capítulo 5).

No geral, apresentam marcante isotropismo estrutural, no entanto, observa-se que em alguns dos pontos visitados essas rochas exibem uma discreta foliação primária (magmática) marcada pela orientação incipiente dos minerais.

3.2.4- Diques e corpos máficos a ultramáficos

Os **corpos máficos** a **ultramáficos** identificados na área investigada se referem àqueles de ocorrência restrita na parte leste (onde se situa o Depósito do Vermelho, DOCEGEO-CVRD) e borda sudeste do mapa.

Apresentam em média cerca de 5 km de comprimento e mais que 1 km, até 4 km de largura e estão dispostos com uma orientação preferencial nordeste-sudoeste ou mesmo em torno de leste-oeste (Anexo 2).

O corpo de maior área aflorante (ver no mapa, Anexo 2) foi delimitado a partir do agrupamento de três corpos menores que se encontram realçados nas imagens de

satélite e RADAR analisadas. Associam-se, no geral, a relevos topograficamente acentuados com serras de topos aplainados.

Os contatos entre essas rochas foram delimitados principalmente pelas quebras de relevo positivas e negativas analisadas pelos sensores, bem como, com base nos mapas geológicos preexistentes (principalmente DOCEGEO, 1988; Araújo *et al.*, 1991). Nesse contexto, esses maciços apresentam contato intrusivo com as rochas do Complexo Xingu.

As rochas relacionadas a esses corpos não foram verificadas no campo, não sendo possível se apresentar aqui uma abordagem mais detalhada a nível mesoscópico ou microscópico de suas tramas. No entanto, com a análise visual dos sensores foi possível se identificar principalmente no corpo maior (Depósito do Vermelho) um conjunto de lineações fotogeológicas e lineamentos que podem estar associados a alguma possível deformação nessas rochas.

Os **diques** observados na área foram localizados com dificuldade devido suas dimensões e pouca expressividade em campo. Muitas vezes, devido a forte alteração intempérica existente, essa identificação tornou-se limitada, estando as rochas expostas em blocos pequenos, isolados e rolados; não apresentando expressão morfológica e nem representatividade cartográfica.

Na parte oeste do mapa, nos pontos 88 e 93, nas adjacências da Fazenda Guimarães, foram descritos diques gabróicos, com direção praticamente N-S, encaixados em rochas do Complexo Xingu (Anexo 2). São rochas de coloração cinza-escura e composição gabróica, melanocráticas, de granulação fina a média, holocristalinas, moderadamente equigranulares e compostas essencialmente por feldspato plagioclásio e piroxênios.

Essas rochas quando alteradas por processos intempéricos, mostram coloração cinza esbranquiçada a avermelhada (alteração do feldspato para argilo-minerais), com feições do tipo esfoliação esferoidal. Apresentam, aparentemente, isotropismo estrutural mostrando apenas feições rúpteis (fraturas) isoladas.

3.3- DISCUSSÕES E COMENTÁRIOS SOBRE OS DADOS APRESENTADOS

Na área de estudo são reconhecidas rochas pertencentes aos Terrenos Granítico-Gnaíssicos de Alto Grau (Arqueano), Seqüências Vulcânicas e Sedimentares de Baixo Grau (Arqueano), Corpos Intrusivos Plutônicos (Proterozóico) e Diques & Corpos Máficos a Ultramáficos (Proterozóico e Fanerozóico).

As rochas do Terreno Granítico-Gnáissico de Alto Grau compreendem três unidades principais que corresponde ao embasamento cristalino da borda sudeste do Sistema Transcorrente Carajás:

(a) Rochas granulíticas básicas (p.e. Araújo & Maia, 1991; Costa *et al.*, 1995; Pidgeon *et al.*, 2000), localmente deformadas (em mesoescala) correlacionadas ao **Complexo Pium**. Essas rochas são consideradas as mais antigas aflorantes na área de estudo (ver detalhes no Capítulo 2), apresentando relações de contato concordantes com as rochas do Complexo Xingu. Ocorrem de modo restrito, localizado, refletindo na quase ausência de afloramentos disponíveis na área.

(b) Rochas granitóides, por vezes com porções migmatíticas e gnáissicas, com diferentes graus de anisotropia estrutural (rochas pouco deformadas a rochas em estágios de cataclase ou mesmo protomiloníticas a miloníticas) e anfibolíticas aparentemente pouco deformadas ao se observar em amostras de mão, apresentam-se alteradas por hidrotermalismo. Essas rochas acima descritas são correlacionadas, nesse contexto, ao **Complexo Xingu**.

Essa unidade é a de maior distribuição na área mapeada e tem contato brusco e conformável com as demais rochas expostas na região (p.e. com o Grupo Grão Pará e Suíte Plaquê), truncadas por corpos intrusivos vulcano-plutônicos relacionados ao Proterozóico Médio (Granitos e diques máficos/ultramáficos; p.e. Bernadelli & Alves, 1988; Araújo *et al.*, 1991).

(c) Rochas essencialmente graníticas (tipo biotita-granitos), pouco a moderadamente deformadas, pertencentes à **Suíte Plaquê**. As rochas dessa unidade estão disposta em corpos alongados na direção E-W; aparentemente apresentam baixas exposições na área de estudo e encontram-se em contato conformável com as rochas do Complexo Xingu, conforme já foi mencionado acima.

Uma significativa parte dos litotipos que constituem o Complexo Xingu tem sido mais recentemente reavaliado sob o ponto de vista estratigráfico, geocronológico e cartográfico. Rochas graníticas anteriormente assumidas como pertencentes a esse complexo, tem mostrado relações de intrusão e limites cartográficos próprios, recebendo, portanto, denominações e posicionamento estratigráfico diferenciados e particulares.

As rochas granolíticas do Complexo Pium, por exemplo, anteriormente eram consideradas como pertencentes ao Complexo Xingu (Hirata *et al.* 1982), antes de terem sido reconhecidas como fatias da crosta inferior alçadas tectonicamente ao longo de zonas de cisalhamento (Araújo *et al.* 1988).

Outros exemplos de rochas que anteriormente estavam associadas ao Complexo Xingu e que podem aqui ser mencionadas, referem-se às rochas granitóides da Suíte Plaquê (2.7 G.a), Complexo Granítico Estrela (2.7 G.a) e Granito Planalto (2.7 G.a).

De acordo com o mapeamento realizado nesta pesquisa, foi possível de se identificar, na porção oeste do mapa, nos domínios cartográficos do Complexo Xingu, rochas graníticas com aspectos texturais e mineralógicos semelhantes àqueles identificados em granitos arqueanos que foram desmembrados desse complexo (p.e. Complexo Granítico Estrela). Pode-se, dessa forma, suspeitar da existência de outros corpos ainda desconhecidos e não cartografados na região. Considerando-se a escala e objetivos do mapeamento aqui executado, o registro dessa ocorrência ficou limitado aos pontos visitados. Sugere-se que estudos complementares de natureza petrológica e radiométrica sejam realizados buscando uma completa identificação dessa rocha, e de outras que por ventura estejam presentes na região.

As rochas possivelmente correlacionáveis às **Seqüências Vulcânicas e Sedimentares de Baixo Grau** compreendem, na área de estudo, os basaltos,

anfibolitos e metavulcânicas em geral, incluindo aquelas onde aparecem estruturas em *pillow*, eventualmente deformadas, bem como quartzitos fortemente deformados.

Os estudos aqui realizados e mapas geológicos preexistentes (p.e. DOCEGEO, 1988; Araújo & Maia, 1991) sobre a região, têm contextualizado as rochas vulcânicas/metavulcânicas e quartzíticas presentes na área como pertencentes ao Supergrupo Itacaiúnas. No entanto, até o momento não se observam referências na literatura sobre a existência de estrutura em *pillow* nas rochas vulcânicas dessa unidade.

A ocorrência de metavulcânicas com estruturas em *pillow* tem sido abordado na literatura, dentro do contexto dos terrenos *greenstones* existentes na porção mais a sul da Serra dos Carajás, aflorando a cerca de 100 km da área mapeada, na região de Rio Maria, e relacionadas estratigraficamente ao Supergrupo Andorinhas.

O Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO, 1988) é formado pelo Grupo Igarapé Salobo (gnaisses, anfibolitos, xistos, quartzitos e formações ferríferas); Grupo Igarapé Pojuca (xistos quartzitos e formações ferríferas) e Grupo Grão Pará (rochas vulcânicas básicas da *Formação Parauapebas* intercaladas por níveis de formações ferríferas bandadas da *Formação Carajás*).

Apesar dessas unidades litoestratigráficas serem conhecidas a mais de 15 anos, até o momento, não foi realizado um estudo faciológico mais completo dessas seqüências rochosas, capaz de fornecer bases seguras para identificação e correlação dos seus diferentes litotipos. Torna-se, em conseqüência, impossível no momento a definição dos possíveis limites estratigráficos que separam essas rochas.

Pode-se considerar que a presença de metabasaltos com estrutura em *pillow* esteja relacionada a uma fácies, até então, desconhecido das seqüências metavulcânicas do Supergrupo Itacaiúnas, mais provavelmente correlacionados à Formação Parauapebas (Grupo Grão Pará - Arqueano).

Essa opinião é alcançada a partir dos dados e observações aqui levantadas, considerando-se principalmente a posição estratigráfica das rochas vulcânicas mencionadas. Pode-se admitir que essas rochas tenham sido depositadas em uma única bacia vulcânica onde, possivelmente, tiveram lugar diferentes episódios magmáticos.

Esses episódicos, comuns em terrenos vulcânicos, ainda não foram identificados de maneira plausível na região de Carajás, onde as diversas seqüências vulcânicas aparentemente se misturam espacialmente, estratigraficamente e temporalmente. A ferramenta do mapeamento geológico complementado pela geocronologia e geoquímica deve ser a melhor solução para a questão, ressaltando-se que a área em foco apresenta excelentes condições para se avançar na solução desse assunto.

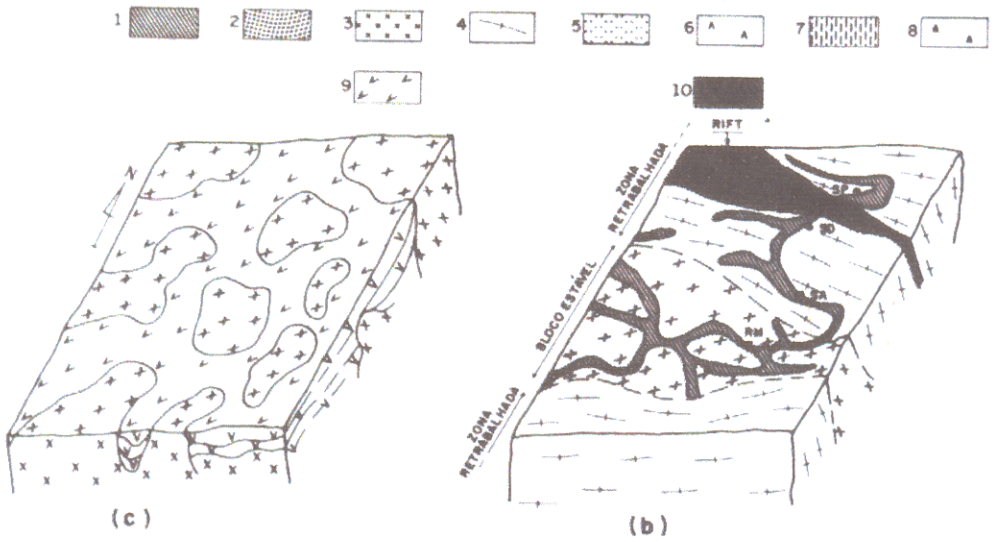
Por outro lado, parece pouco provável que essas rochas sejam correlacionadas aos terrenos *greenstone* (Supergrupo Andorinhas). Os terrenos *greenstone,* conforme foram reconhecidos por DOCEGEO (1988) mostram ampla distribuição na região, formando faixas que contornam terrenos graníticos e têm sido referido como tendo sido retrabalhados tardiamente por deformação. Mais especificamente na área estudada e adjacências, tem sido reconhecidas *rochas verdes* associadas ao Grupo Rio Novo (Costa *et al.* 1990; Seqüência Rio Novo de Hirata *et al.* 1982).

DOCEGEO (1988) admite que a disposição espacial das rochas do Supergrupo Andorinhas, antes do período de implantação do *"rift"* onde estão alojadas as sequências do Supergrupo Itacaiúnas, mostra-se pouco evidente já que as relações de contato entre as rochas desses supergrupos são de difícil identificação no campo (Figura 3.13). Segundo ainda o modelo elaborado por esses autores, enquanto evoluía a bacia do Supergrupo Itacaiúnas, as rochas do Supergrupo Andorinhas já se encontravam intrudidas, ou sofrendo intrusões dos granitóides arqueanos.

Assim, ao se admitir que as seqüências metavulcano-sedimentares pudessem ser correlacionadas ao Supergrupo Andorinhas, elas teriam que se enquadrar a um contexto geotectônico particular, diferente daquele de bacias intracratônicas vislumbrado para o ambiente de deposição do Grupo Grão Pará. Estariam, portanto relacionadas aos embaciamentos dos *greenstones* de idades mais antigas retrabalhados, em que restos dos mesmos estariam preservados nesse contexto.

Com relação à presença de rochas vulcânicas na área estudada, correlatas ao Grupo Grão-Pará, deve-se discutir ainda a possibilidade de correlação dessas com aquelas do Grupo Igarapé Pojuca, considerando-se principalmente a presença de hidrotermalismo em partes das rochas aflorantes. Outro ponto importante dessa

discussão, diz respeito à associação estratigráfica dessas rochas com quartzitos, tal como ocorre no Grupo Igarapé Pojuca descrito, por exemplo, no Garimpo Rouxinol, na Serra do Cururu (Oliveira, 1999), e ainda na região de Serra Leste, ambos no contexto do Sistema Transcorrente Cinzento.



(b) Provável implantação do Rift do Supergrupo Itacaiunas;
(c) Primórdios da Evolução dos Terrenos Granito - "Greenstones";
1 — Supergrupo Andorinhas; 2 — Supergrupo Itacaiunas; 3 — Granitóides; 4 — Foliação Gnáissica; 5 — Grupo Rio Fresco; 6 — Corpos Ultramáficos; 7 — Supergrupo Baixo Araguaia; 8 — Gabro; 9 — Vulcânicas Básicas - Ultrabásicas, Sedimentos, Vulcânicas Félsicas; 10 — "Rift" do Supergrupo Itacaiunas.

Fig. 3.13: Modelo relativo ao tempo Arqueano, quando da implantação do "Rift" do Supergrupo Itacaiúnas sobre os Terrenos Granito-"Greenstones" (DOCEGEO, 1988).

Os corpos máficos a ultramáficos (Proterozóico) ocorrem restritamente na região. Um exemplo refere-se àquele que corresponde ao Depósito do Vermelho. Esses se apresentam dispostos com uma orientação preferencialmente nordeste-sudoeste, e mantêm contato intrusivo com as rochas do Complexo Xingu. Um conjunto de lineações

fotogeológicas e lineamentos observados com base em análise visual dos sensores (Capítulo 2), pode retratar alguma possível deformação nessas rochas.

Os diques máficos (provavelmente do Mesozóico; Araújo & Maia, 1991) de composição basicamente gabróica e com forte isotropismo estrutural são observados em algumas localidades da região, conforme descrito nesse texto. Encontram-se dispostos com direções em torno da linha N-S, encaixados discordantemente em rochas do Complexo Xingu.

Capítulo 4

4- ANÁLISE DE PRODUTOS DE SENSORES REMOTOS

4.1- INTRODUÇÃO

Este capítulo aborda os resultados obtidos através de interpretação de fotografias aéreas, imagens de satélite e de radar da área estudada, sob a forma de uma síntese integrada das informações.

A análise visual dos elementos adquiridos com as interpretações em diferentes escalas utilizando diferentes sensores, tem como objetivo principal a localização e visualização ampla dos possíveis lineamentos e lineações estruturais dispostos na área de estudo. Considerando-se a relativa escassez de bons afloramentos, com rochas *in situ*, o estudo dos sensores remotos torna-se ferramenta imprescindível.

Dessa forma, a interpretação e análise dos sensores aqui realizada baseou-se na metodologia divulgada por Soares & Fiori (1976) no que diz respeito aos estudos fotogeológicos, bem como por Veneziani & Dos Anjos (1982) para a análise visual de sensores remotos (vide Capítulo I – Metodologia).

Foram estudadas as fotografias aéreas em escala de 1:45.000 e 1:20.000, imagens dos satélites LANDSAT TM5-RGB 457 em escala 1:300.000 e INTERSAT em escala 1:100.000, e imagem de RADAR INTERA- banda X em escala de 1:50.000. Com base na interpretação realizada sobre essas imagens, obteve-se um mapa destacando os principais alinhamentos e lineações de relevo e drenagem. Confeccionou-se ainda, a partir desse procedimento, um mapa com a localização das estradas observadas na área. Esse mapa foi aprimorado com o auxílio das cartas plani-altimétricas do IBGE-Exército (Folhas Rio Verde, Água Fria, Carajás e Parauapebas) e foi usado como mapa-base para os trabalhos de campo (Anexo 1).

4.2- INTERPRETAÇÃO DE FOTOGRAFIAS AÉREAS E IMAGENS DE SATÉLITE E RADAR

Nos vários sensores analisados foi observada a presença de diversos conjuntos de traços estruturais, representados por **lineamentos** e **lineações** de relevo e drenagem. Os principais traços de relevo utilizados na interpretação consistiram de linhas de crista de relevo e linhas de ruptura de relevo (quebras positivas e negativas). Os elementos de drenagem utilizados foram principalmente os traços de drenagem e a análise dos seus sistemas. Com base nessa ótica, foram distinguidos dois conjuntos maiores de elementos de interpretação, consistindo nas lineações (traços curtos; <2.0 km) e lineamentos (traços > 2.5 km). As lineações fotogeológicas apresentam-se de modo mais aleatório e com espaçamentos variáveis, formando padrões de fundo no mapa elaborado. Os lineamentos, por sua vez, representam traços mais contínuos, organizando-se em feixes, com espaçamento da ordem de 1 a 4 km.

Os principais conjuntos de lineações e lineamentos evidenciados mostram-se orientados nos *trends* N-S, E-W, NE-SW e NW-SE.

Os **lineamentos** compõem um conjunto de feixes anastomóticos, por vezes entrelaçados, comumente curvos ou arqueados, contínuos, com traços retilíneos (traços mais retilíneos tendem a seguir a orientação aproximada N-S). Apresentam-se com densidades relativamente altas, de forma geral. Abaixo segue uma descrição resumida sobre a disposição desse elemento de interpretação na área de estudo:

(1) as linhas com *trend* N-S são aparentemente as de menor densidade na área de estudo. No geral, esses traços desenham estruturas contínuas e retilíneas, algumas vezes interrompidas, com comprimentos que variam de 0,7 km a 2,3 km, chegando até quase 4 km; em sua maioria espaçados em torno de 2,9 km. Encontram-se distribuídos homogeneamente e de forma regular na área investigada.

(2) Os lineamentos seguindo o *trend* NE-SW são traços com densidade relativa alta e ampla distribuição na área de estudo. No geral, esses traços desenham estruturas contínuas a descontínuas, regularmente distribuídas na área, fortemente anastomóticas e entrelaçadas, relativamente pouco espaçadas, com alguns feixes divergentes quanto a

direção, saindo do eixo NE-SW e aproximando-se do N-S. Apresentam comprimentos que variam de 0,35 km a até pelo menos 2,5 km ou mais, com espaçamentos com variação de 0,2 km a maior que 3 km.

Observando-se o mapa de lineamentos obtido nota-se a presença de duas zonas anastomóticas maiores, entrelaçadas e relativamente largas (aproximadamente 5 km) seguindo a direção NE-SW. Essas zonas atravessam toda a área de estudo, separadas em aproximadamente 15 km, ocupando posição central na área do mapa.

(3) Os lineamentos com *trend* E-W mostram-se igualmente densos na área de estudo. Seus traços desenham estruturas relativamente curtas, permeando toda a área do mapa, mostrando-se descontínuas, entrelaçadas, por vezes curvas, eventualmente infletido, de modo suave, para ENE-WSW e WNW-ESE.

Apresentam comprimentos que variam de 0,2 km até cerca de 3,5 km, com espaçamentos entre 0,15 km a 2,5 km aproximadamente.

(4) O *trend* NW-SE corresponde a lineamentos de alta densidade e ampla distribuição na área de estudo. No geral, esses traços desenham estruturas curvas, contínuas, anastomóticas, relativamente bem mais irregulares quanto a suas direções, mostrando-se por vezes entrelaçados e raramente retilíneos. Os traços relativamente mais contínuos mostram-se espaçados com distâncias aparentemente mais constantes da ordem de 4 km. No geral têm comprimentos que variam de 0,3 km até 5 km, mostram-se regularmente espaçados com variações de 0,2 km a 5 km. Alguns feixes sofrem deflexão para SE, agrupando-se inicialmente na direção próxima ao eixo E-W. Encontram-se distribuídos homogeneamente ao longo de toda a área investigada.

As **lineações** fotogeológicas, representadas pela trama definida por elementos de relevo e drenagem, desenham o padrão de fundo do mapa. Esse padrão fotogeológico mostra-se com orientações e densidades variáveis na área. Apresentam-se como traços curtos (<1.5 km), podendo agrupar-se preferencialmente nos *trends* E-W e NW-SE, secundariamente no NE-SW e raramente N-S.

A distribuição dos padrões das lineações é bem diferenciada: o padrão E-W está amplamente distribuído no mapa; os padrões secundários NE-SW e N-S, de modo geral, encontram-se mais dispersos; o padrão NW-SE pode ser encontrado em várias regiões do mapa, sempre com alta concentração de traços.

4.3- RELAÇÃO ESPACIAL E CINEMÁTICA DOS LINEAMENTOS E LINEAÇÕES OBSERVADOS

A partir dos dados obtidos pela fotointerpretação realizada, pode-se estabelecer a relação espacial e temporal entre alguns conjuntos de **lineamentos** estruturais. Essa análise será apresentada a seguir.

De forma geral pode-se verificar que:

- Os traços mais contínuos com *trends* N-S, NW-SE e NE-SW truncam e, por vezes, deslocam aqueles orientados na direção E-W;
- Os lineamentos com padrão NW-SE e NE-SW apresentam relações de truncamento e deslocamento aparentemente recíprocas;
- Os lineamentos N-S aparentam ser os mais contínuos, apresentando relações generalizadas de truncamento com os demais padrões (NE-SW e NW-SE).

Essas conclusões serão discutidas a seguir, buscando um entendimento mais completo do quadro geométrico e cinemático dessas feições.

(a) Relação entre os *trends* N-S e E-W: os traços com padrão N-S que se mostram mais contínuos no mapa, em geral, encontram-se truncando os E-W, sem evidências aparentes de qualquer deslocamento significativo. Esse fato dificulta a dedução do arranjo cinemático relacionado ao mesmo. Particularmente, em poucos locais do mapa, como por exemplo na sua parte leste, os lineamentos E-W truncam aqueles N-S, gerando deslocamentos aparentes do tipo direcional - sinistral.

(b) Relação entre os *trends* NE-SW e E-W: os lineamentos NE-SW mostram relativa continuidade ao longo de seus traços e apresentam-se com alta

densidade no mapa. Esses aspectos possivelmente têm relação ao fato de que esse padrão encontra-se truncando os E-W. Na porção leste do mapa está bem exemplificada a relação entre esses dois sistemas de lineamentos, onde aqueles lineamentos de padrão NE-SW truncam e deslocam os de padrão E-W denotando aparentemente uma cinemática de domínio direcional sinistral.

(c) Relações entre os *trends* NW-SE e E-W: os lineamentos de padrão NW-SE apresentam os mesmos aspectos dos NE-SW no que diz respeito à continuidade dos seus traços e densidade em área. Aparentemente mostram as mesmas relações de truncamento e deslocamento daqueles de padrão E-W. Quanto à sua cinemática não se pode estabelecer caráter dominante, observando-se que os lineamentos NW-SE por vezes deslocam os E-W destralmente ou mesmo de modo sinistral.

(d) Relação dos *trends* NW-SE e NE-SW: os lineamentos NW-SE e NE-SW, como dito anteriormente, apresentam grande continuidade relativa de seus traços e alta densidade no mapa. Esses aspectos implicam em uma aparente reciprocidade de truncamento e deslocamento entre esses padrões. Mas, particularmente na borda sudoeste e porção norte-nordeste do mapa, traços contínuos NW-SE truncam e deslocam aqueles de padrão NE-SW com domínio de uma cinemática relativa destral.

(e) Relação dos *trends* N-S com os NW-SE e NE-SW: os lineamentos N-S, NW-SE e NE-SW, representando traços importantes com relação as suas continuidades no mapa. Observa-se que os NW-SE e NE-SW têm maior densidade, enquanto que os N-S mostram maior continuidade e retilineidade. Observa-se em geral que os lineamentos de padrão N-S truncam aqueles de direção NE-SW e NW-SE. Em alguns locais do mapa observa-se possíveis relações de deslocamento entre esses padrões. Um exemplo encontra-se na região

nordeste do mapa, onde observam-se lineamentos N-S deslocando aqueles de direção NE-SW, sugerindo cinemática sinistral, aparente.

As relações espaciais e temporais entre os conjuntos de **lineações** observadas nos sensores examinados, nem sempre são claras. Aparentemente, observa-se que os conjuntos de lineações presentes estão sendo truncados por todos os lineamentos principais, algumas vezes produzindo deslocamentos nestes. Esse deslocamento pode mostrar-se tanto destral quanto sinistral, sendo difícil de se estabelecer alguma relação estatística na predominância de uma ou outra cinemática aparente.

4.4- DISCUSSÕES E COMENTÁRIOS FINAIS

- Com base nos sensores analisados foram identificados os conjuntos de lineamentos e lineações orientados nos *trends* **N-S, E-W, NE-SW** e **NW-SE**.

- Esses conjuntos mostram densidades relativamente altas, comprimentos (lineações - traços curtos, em geral <2.0 km e lineamentos – traços maiores, em geral > 2.5 km) e espaçamentos variáveis. O padrão geométrico dos lineamentos principais, em geral, apresentam-se em feixes anastomóticos por vezes entrelaçados (principalmente os **NE-SW**), comumente curvos ou arqueados (principalmente **NW-SE** e **E-W**), contínuos (**N-S, NE-SW** e **NW-SE**), com traços eventualmente retilíneos (principalmente os **N-S**).

É importante salientar que o padrão curvado evidenciado por traços **E-W** e **NW-SE** permite a inferência do sentido do mergulho de algumas dessas estruturas, principalmente para **S** (ou para **N**) e para **SW**, respectivamente. É importante salientar a presença de uma trama penetrativa de lineações de relevo/drenagem desenhando o padrão de fundo da trama dos lineamentos maiores acima mencionados. Esse padrão define-se por traços curtos orientados nos *trends* **E-W, NE-SW, NW-SE** e **N-S**. As relações de truncamento desses traços são ambíguas e de difícil interpretação a partir dos resultados alcançados.

- De forma geral os traços mais contínuos com *trends* **N-S**, **NW-SE** e **NE-SW** truncam e, por vezes, deslocam aqueles de direção **E-W**; os lineamentos com padrão **NW-SE** e **NE-SW** apresentam relações de truncamento e deslocamento aparentemente mútuas; os lineamentos **N-S** são aparentemente os mais contínuos, apresentando situações de truncamentos generalizadas com os demais padrões (**NE-SW, E-W** e **NW-SE**).

Com base nessa relação espacial pode-se supor que os conjuntos de traços com padrão **E-W** são os mais antigos e representam os mais penetrativos da área investigada; entre os **NW-SE** e **NE-SW** a relação mostra-se confusa já que existe uma reciprocidade de truncamentos e deslocamentos entre ambos. Ao se tentar quantificar essas relações de truncamento, observa-se que os traços **NW-SE** cortam e deslocam mais freqüentemente os **NE-SW**, podendo-se inferir que aquele seja aparentemente mais novo que esse; os de padrão **N-S** possivelmente são os mais novos já que truncam e deslocam todos os outros sistemas (**E-W**, **NE-SW** e **NW-SE**). Vale ressaltar que em raros locais do mapa foram identificados traços com *trend* **E-W** truncando (por vezes deslocando) os **N-S**. Essa observação, no entanto não pode ser generalizada já que a mesma não se mostra absolutamente constante no mapa.

- A cinemática desses conjuntos foi interpretada a partir das relações de deslocamentos aparentes dos lineamentos e lineações observados no mapa. A cinemática nem sempre foi possível de se estabelecer, por nem sempre se mostrar evidente; outras vezes não apresenta caráter dominante mostrando dupla interpretação. Aquelas possíveis de serem interpretadas estão discutidas abaixo.

(a) - Na porção leste do mapa observam-se lineamentos **NE-SW** truncando e deslocando aqueles **E-W**, denotando aparentemente uma cinemática de domínio direcional sinistral.

(b) - Para a relação cinemática entre os sistemas **NW-SE** e **E-W** não foi possível se estabelecer um caráter dominante, pois no geral, observam-se os lineamentos **NW-SE** deslocando aparentemente àqueles **E-W** com cinemática direcional destral ou mesmo sinistral.

(c) - Na borda sudoeste e porção norte-nordeste do mapa pode-se observar aparentemente que traços contínuos de padrão **NW-SE** truncam e deslocam aqueles de padrão **NE-SW** com domínio de cinemática direcional destral.

(d) - Lineamentos de padrão **N-S**, no geral, são observados truncando e deslocando lineamentos de padrões **NW-SE**, **E-W** e **NE-SW**. Um exemplo encontra-se na área nordeste do mapa, onde observam-se lineamentos **N-S** deslocando aqueles de direção **NE-SW**, imprimindo aparentemente uma cinemática direcional sinistral. Vale ressaltar uma particularidade existente em poucos locais do mapa (p.e. no leste) onde observam-se traços de lineamento **N-S** truncados por aqueles **E-W**, gerando deslocamentos aparentes do tipo direcional sinistral.

- A área de estudo encontra-se localizada na borda sul do Sistema Transcorrente Carajás (Figura 4.1) onde é observado um importante contato litológico e tectônico entre as rochas da chamada Estrutura de Carajás e o embasamento cristalino. A análise dessa área no contexto regional (Figura 4.2), mostra que essa borda é marcada por importantes descontinuidades geológicas.

O traço principal que sugere essa descontinuidade tem direção aproximada **E-W**, marcando o contato supracrustais/embasamento. Dados de sensores sugerem uma forte tendência de mergulho para sul das principais estruturas planares internas das rochas condicionadas à geometria com padrão **E-W**, principalmente aquelas do embasamento (Figura 4.2 e Anexo 1). No geral, traços que compõem os lineamentos de padrão **E-W** que marcam o limite dessa estrutura, encontram-se aparentemente deslocados por traços de lineamentos mais contínuos, anastomóticos e anastomótico-encurvados que se dispõem nas direções principais **NE-SW** e **NW-SE**, respectivamente.

Esses por sua vez apresentam uma grande representatividade no quadro regional, onde os feixes encurvados de padrão **NW-SE** são observados se estendendo além do Alvo Águas Claras, e os de feixes anastomóticos de padrão **NE-SW** são destacados por dois lineamentos maiores **NE-SW**, compartimentando as rochas localizadas na área de estudo (Figura 4.2). Como já foi descrito anteriormente, linhas **N-S** importantes, truncam indiscriminadamente todos os demais lineamentos. Esses traços

apresentam-se pervasivos, contínuos e se estendem além do Granito Central de Carajás (Figura 4.2).

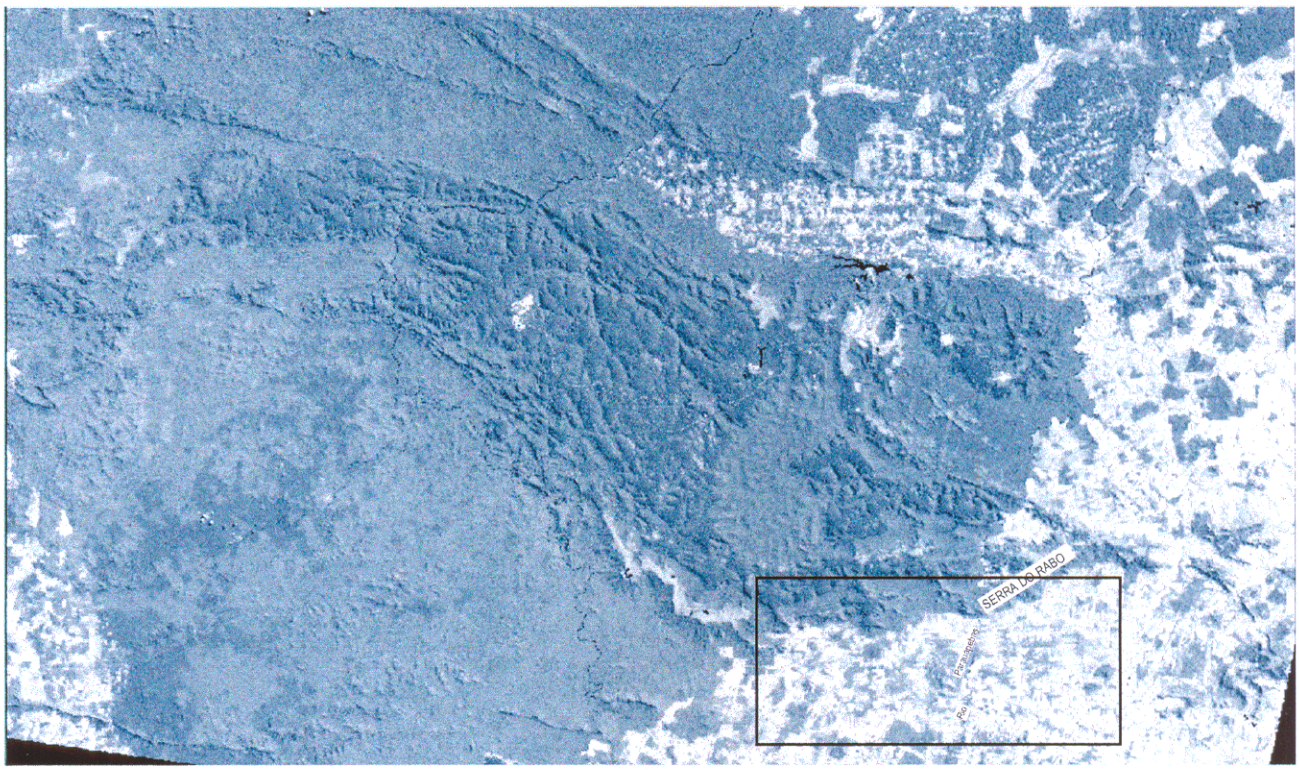


Figura 4.1: Imagem do Satélite LANDSAT, ano de 1998, da Região de Carajás. A área de estudo encontra-se indicada pelo retângulo destacado na imagem.

- Possivelmente, os traços identificados como grandes feixes anastomóticos, encurvados, retilíneos e penetrativos (**NW-SE, NE-SW, E-W** e **N-S**), na área de estudo, podem ser interpretados como feições rúpteis regionais (p.e. fraturas, veios e falhas) ou mesmo lineamentos indicativos de estruturas planares com mergulhos indicativos, podendo tratar-se de estruturas penetrativas (p.e. foliação e/ou traços de acamamento/aleitamento). As lineações que representam o padrão de fundo da área *investigada (principalmente aquelas com padrões* ***E-W*** *e* ***NW-SE****) podem estar* relacionadas a feições dúcteis (p.e. foliações ou lineações etc.).

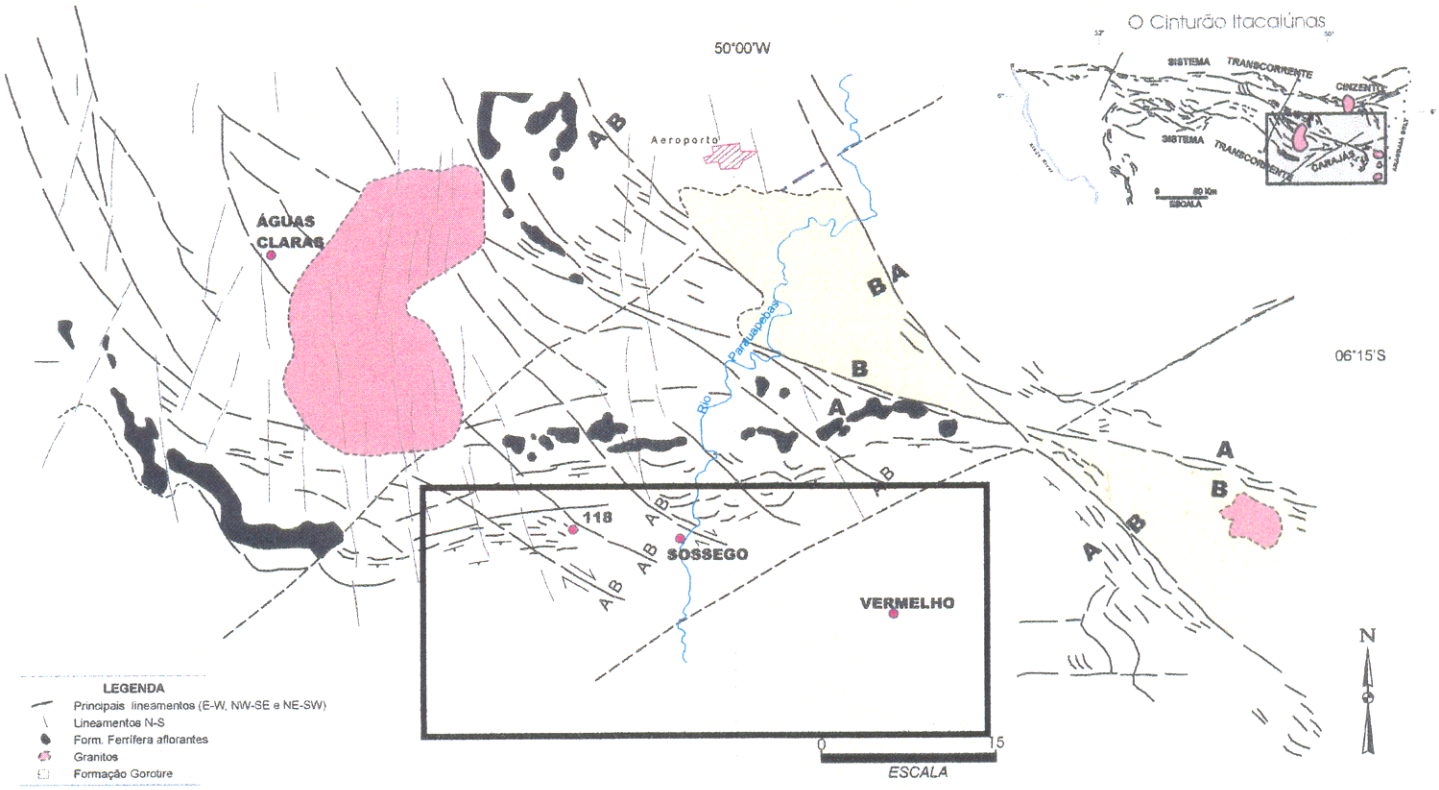


Figura 4.2: Principais lineamentos regionais observados na porção leste do Sistema Transcorrente Carajás com base em imagem do satélite LANDSAT TM5, 1984. A área de estudo encontra-se indicada pelo retângulo destacado no mapa.

Capítulo 5

5- ASPECTOS ESTRUTURAIS DAS ROCHAS AFLORANTES

5.1- CONSIDERAÇÕES GERAIS

Neste capítulo é apresentada a caracterização das principais estruturas registradas nas rochas encontradas durante o mapeamento geológico realizado. Foi priorizado o estudo detalhado dos elementos tectônicos planares, lineares e indicadores cinemáticos associados, seguindo a metodologia relativa à análise geométrica e cinemática das estruturas deformacionais tectônicas.

Em afloramentos, onde a complexidade das estruturas exigia o detalhamento de coleta de informações, foram aplicadas as técnicas de elaboração de painéis em malhas (maiores informações, vide Capítulo 1) as quais serão descritas e discutidas de forma integrada, nesse contexto.

5.2- GEOLOGIA ESTRUTURAL

5.2.1- Complexo Pium

As principais estruturas identificadas em rochas granulíticas dessa unidade foram as foliações (dúcteis e rúpteis), além de fraturas e veios. Apesar dos poucos dados disponíveis e representados nos estereogramas mostrados abaixo, devido à baixa densidade de exposições *in situ* das rochas relacionadas a essa unidade na área de estudo, vale ressaltar que os mesmos são de grande representatividade na mesma, como será discutido logo abaixo:

5.2.1.1- Foliações

Dois tipos diferentes de foliações foram observados nas rochas dessa unidade: a **foliação de caráter dúctil** (1) é do tipo disjuntiva, milonítica, espaçada, anastomótica, marcada principalmente pela orientação dos minerais máficos (anfibólios e biotita) e

quartzo contornando porfiroclastos globulares de feldspatos onde observa-se intensa borda de cominuição e rescristalização na borda desses profiroclastos (Figuras 5.1A e B). A **foliação de caráter rúptil** (2) é caracterizada por bandas anastomóticas milimétricas a centimétricas, com espaçamento variável, por vezes preenchidos por epídoto e clorita entre outros, cortando indiscriminadamente diversos litotipos dessa unidade. Microscopicamente ela mostra-se pouco espaçada (milimétrica), do tipo clivagem disjuntiva, eventualmente preenchida por clorita (Figuras 5.1C e E).

O comportamento geral dessas foliações é mostrado no diagrama (Figura 5.2A), indicando uma orientação geral **NW-SE** para a foliação dúctil, com mergulhos subverticais. A foliação rúptil, por sua vez, apresenta uma variação significativa tanto de direção quanto de mergulho, a partir dos poucos dados obtidos no campo, sem indicar qualquer predominância estatística.

A lineação mostra-se pouco expressiva nas rochas da área, dificultando dessa forma a sua caracterização.

5.2.1.2- Fraturas e veios

As fraturas observadas nas rochas apresentam-se contínuas e irregulares, por vezes preenchidas por clorita, epídoto (vênulas) e são pouco espaçadas (4 a 5 cm), quando penetrativas e sistemáticas (Figura 5.3). Estão em um *trend* **N-S** que são as mais representativas das rochas aflorantes (Figura 5.2B).

Ao microscópio, observa-se que essas fraturas apresentam-se centimétricas a milimetricamente espaçadas, contínuas, algumas vezes dispondo-se em *en echelon*. Essas fraturas aparentemente apresentam-se truncando a microfoliação rúptil (Figura 5.1E). De modo geral, tratam-se de fraturas do tipo extensional, formadas em associação com fluidos hidrotermais (Figuras 5.1C e D).

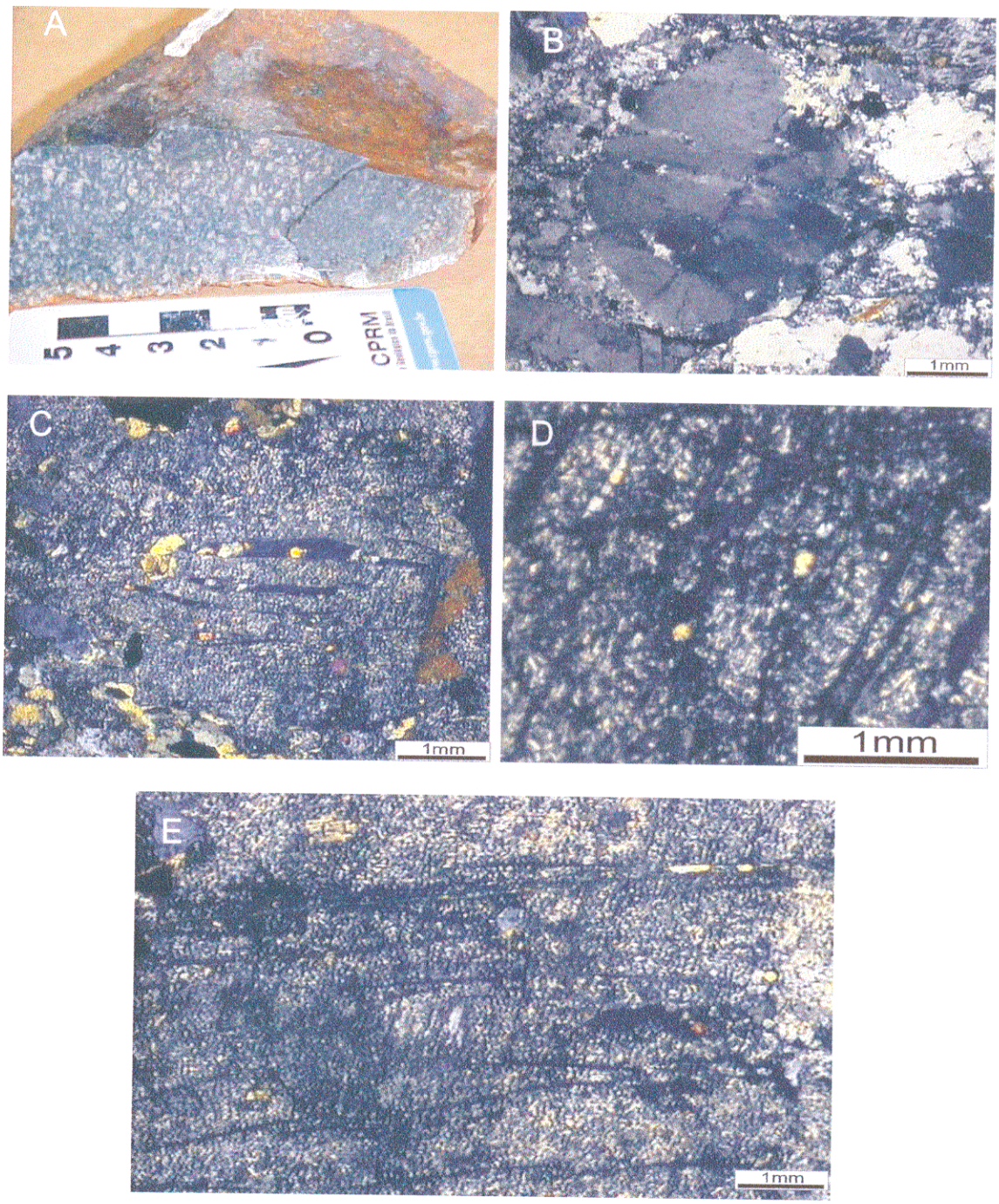


Figura 5.1: Aspectos meso e microestruturais de rochas granolíticas do Complexo Pium: (A) Foliação milonítica definida pela orientação de minerais máficos (anfibólio e biotita) e félsicos (feldspatos e quartzo); (B) Fotomicrografia (nicóis X) mostrando rocha em estágio milonítico com porfiroclasto globular de feldspato deformado com intensa borda de cominuição e recristalização; (C), (D) e (E) Fotomicrografia (nicóis X) mostrando a microfoliação rúptil do tipo clivagem disjuntiva, que se apresenta interceptada por fraturas do tipo extensionais.

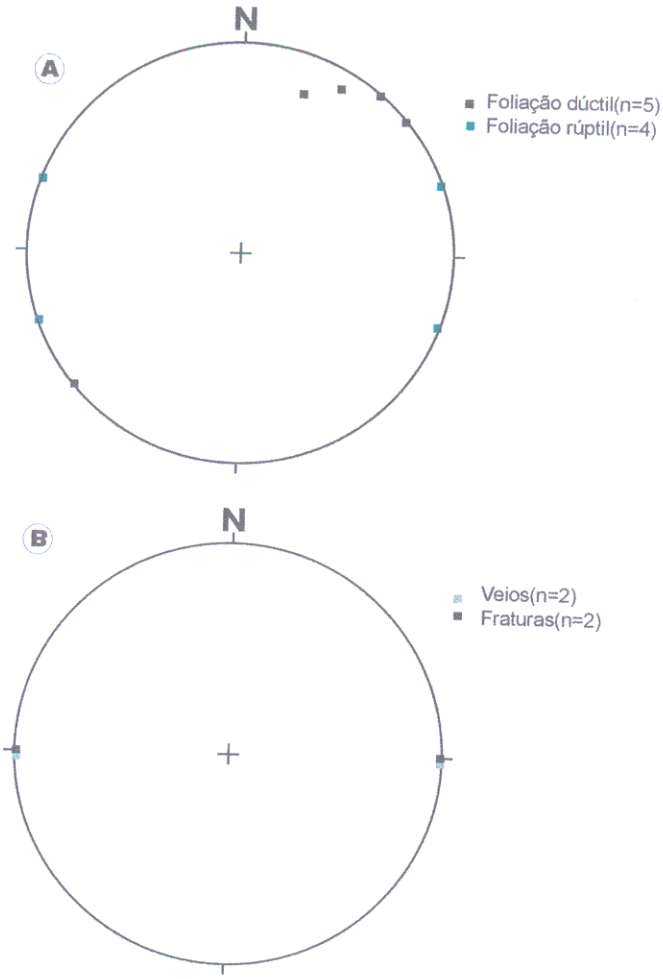


Figura 5.2: Estereogramas representando pólos de foliações, fraturas e veios no Complexo Pium; (**A**) Foliações dúcteis e rúpteis; (**B**) Fraturas e vênulas. (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior).



Figura 5.3: Fraturas por vezes preenchidas (vênulas), pouco espaçadas com *trend* N-S. Afloramento localizado a aproximadamente 4,5 km do CEDEREIII (Figura 3.1, P-109).

5.2.2- Complexo Xingu

A estrutura tectônica mais expressiva presente nos granitóides (principalmente tonalitos a granodioritos) do Complexo Xingu é a foliação de caráter dúctil, disposta de modo concordante ao *trend* das principais estruturas regionais. Essa foliação encontra-se, na área de estudo, muitas vezes sobreposta, ou mesmo obliterada, por um segundo conjunto de foliações, desta feita de caráter rúptil (foliação cataclástica, bandas de cisalhamento rúptil, clivagem disjuntiva), orientadas de modo discordante ou aproximadamente paralelo ao *trend* da foliação dúctil mencionada.

Outras estruturas impressas, tardias, dizem respeito a bandas de cisalhamento dúctil, fraturas, veios e vênulas. Particularmente, são observadas mesodobras e bandamento do tipo composicional.

Nas rochas anfibolíticas representantes dessa unidade, as foliações dúctil e rúptil apresentam-se discretas (Figura 3.7D). As fraturas e vênulas observadas nessas rochas, por outro lado, mostram-se bem mais persistentes (Figura 3.4).

5.2.2.1- Foliação Dúctil e sua Lineação.

A foliação dúctil no geral é do tipo disjuntiva, espaçada, penetrativa, anastomótica, marcada principalmente pela orientação dos minerais máficos. Algumas vezes essa foliação é desenhada pelo arranjo anastomótico de porfiroclastos ocelares de feldspatos (plagioclásio ou potássico) e quartzo, contornados por *ribbons* de quartzo policristalinos e por minerais máficos (biotita ou mesmo anfibólio) definindo uma foliação milonítica que varia de média a moderadamente grossa (Figuras 3.5 e 3.6). Alguns desses porfiroclastos apresentam caldas de recristalização, sombras de pressão ou feições de manto e núcleo (Figuras 3.5D e 3.6C).

Além da foliação milonítica (definida acima) foram identificadas, em meso-escala, as foliações S e C (p.e. P-17, arredores da Vila Feitosa) impressas em rochas dessa unidade. Esses planos de foliações foram definidos pelos minerais máficos (biotita e hornblenda) bem como por agregados de cristais de quartzo. A superfície C está orientada em aproximadamente 95° Az com mergulhos subverticais, enquanto que a

foliação S tem direção 125° Az, com mergulhos subverticais, denotando localmente deformação por cisalhamento dúctil não coaxial sinistral.

O comportamento geral da foliação dúctil é mostrado no diagrama da figura abaixo (Figura 5.4A). A orientação da foliação dúctil apresenta-se predominantemente nas direções **E-W** com variações para **WNW-ESE**, se espalhando até **N-S** com altos ângulos de mergulho (>75°), no geral, subverticais.

Foi identificada nos planos de foliação dúctil, uma lineação do tipo mineral relacionada a grãos alongados (feldspato, quartzo, anfibólio e biotita, predominantemente).

Essa lineação apresenta uma variação significativa no seu ângulo de caimento (30° a 85°), preferencialmente para **E** ou **W**, **S** e **WNW** (Figura 5.4B). Vale ressaltar, localmente, a existência de lineações com caimento para **NE** relacionadas à foliação **NW-SE** (55/**NE**) identificada em um lajedo localizado aos arredores da Vila Feitosa.

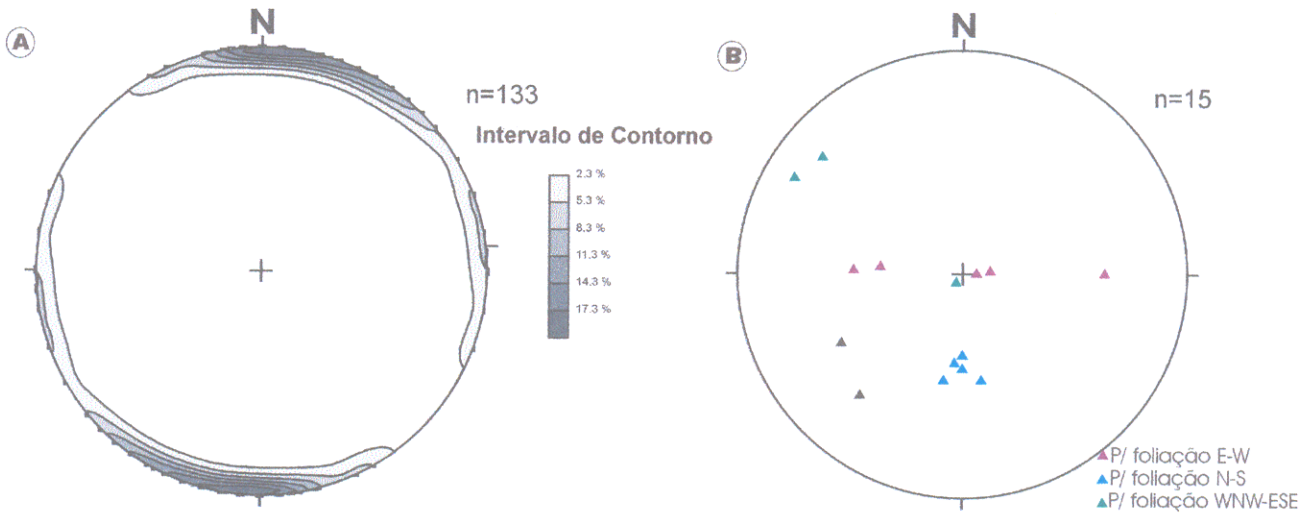


Figura 5.4: Estereogramas representando os *trends* da foliação dúctil e suas respectivas lineações no Complexo Xingu; (**A**) Estereograma de contorno para foliação dúctil, onde se observa a mesma disposta em três direções preferenciais (**E-W, WNW-ESE e N-S**); (**B**) Lineação disposta na foliação. (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior).

A análise integrada da foliação, em confronto com sua respectiva lineação e indicadores cinemáticos identificados em mesoescala (principalmente porfiroclastos

rotacionados, assimetria de porfiroclastos sigmóides de micas, assimetria de sombra de pressão) em planos próximos aos eixos X-Z, denotam a seguinte cinemática nessa unidade:

- Foliação **E-W** associada com cinemática do tipo oblíqua (destral e sinistral) a frontal.
- Foliação **WNW-ESE** apresenta uma cinemática do tipo direcional sinistral a frontal.
- Foliação **N-S** (menos significativa) mostra uma cinemática oblíqua sinistral.

5.2.2.2- Foliação Rúptil e sua Lineação

A foliação rúptil é referente a estruturas planares, particulares, formadas em estado dúctil-rúptil a rúptil, destacando-se a **clivagem** do tipo disjuntiva (Figuras 5.5B, C e D), **foliação cataclástica** (Figuras 5.6A-D) ou mesmo **bandas de cisalhamento rúptil** (Figuras 5.5A, D e E), todas impressas nos granitóides expostos nos domínios do Complexo Xingu, presentes na área enfocada.

A **clivagem** do tipo disjuntiva, espaçada, é caracterizada por ser moderadamente penetrativa, apresentando eventualmente uma lineação superficial associada, sem penetratividade, na forma de estriações, tratando-se de uma lineação estrutural construtiva do tipo *slikenline.*

A **foliação cataclástica** é representada por uma clivagem do tipo disjuntiva espaçada média, constituída por níveis milimétricos ou mesmo centimétricos no domínio da clivagem compostos por cristais milimétricos, desenhando o domínio microlítico. Em mesoescala essa clivagem (foliação cataclástica) pode mostrar-se anastomótica. Cristais de anfibólio, clorita, quartzo e epídoto bem desenvolvidos definem essa mineralogicamente essa feição. Pode mostrar-se ainda como uma "clivagem de solução de pressão" (*pressure solution*) desenhada por fragmentos milimétricos a centimétricos de rocha orientados em zonas centimétricas acompanhando por vezes a orientação principal da matriz.

A foliação cataclástica contorna fragmentos maiores, eventualmente presentes, podendo originar feições semelhantes a protobrechas (Figura 5.6). Algumas vezes esse

tipo de foliação está concentrado em **bandas de cisalhamento rúptil** centimétricas, geralmente anastomóticas (no geral, 3cm-30 cm, Figuras 5.7A, B e D), espaçadas entre si em torno de 10-20cm (P-86, Figuras 5.5D e E) ou até mesmo superior a 50 cm (P-88 e P-93, correspondentes aos painéis 4 e 5), bastante variável em distribuição nos diversos pontos visitados, podendo ser definida por bandas de concentração de minerais hidrotermais (clorita+epidoto+quarzto+feldspato+anfibólio). Microscopicamente, essas bandas são melhores definidas por microvênulas (por vezes sintaxiais) de quartzo ou mesmo de anfibólio (Figuras 5.7D e 5.8C).

Quando observadas de modo particular, essas bandas exibem uma textura aparentemente semelhante a do tipo milonítica, caracterizada pela presença de porfiroclastos de anfibólio com caudas de recristalização, envolvidos por cristais de quartzo, clorita e epidoto (Figuras 5.8A e B). No entanto, essa particularidade não a descaracteriza como uma foliação rúptil.

Os diversos tipos de feições rúpteis descritos acima parecem truncar de modo penetrativo a foliação dúctil mais antiga. Em alguns pontos verificados no campo elas apresentam-se pervasivas e sobrepondo-se ou praticamente obliterando a trama dúctil presente nas rochas granitóides do Complexo Xingu (Figura 5.5E).

A foliação rúptil apresenta-se predominantemente com direção **NW-SE,** algumas vezes nas direções **E-W** e eventualmente registradas no *trend* **NE-SW** (Figura 5.9A).

A lineação identificada nos planos da foliação rúptil de *trend* **NW-SE** é do tipo *slikenline* (Figura 5.7C) e apresenta-se com caimentos de 30° a 65°, dispondo-se preferencialmente para **SE** (Figura 5.9B). Essa lineação em relação a foliação (**NW-SE**) e indicadores cinemáticos (principalmente assimetria de porfiroclastos sigmóides de micas, observados em planos próximos aos eixos X-Z), traduz uma cinemática do tipo direcional e oblíqua predominantemente destral a frontal.

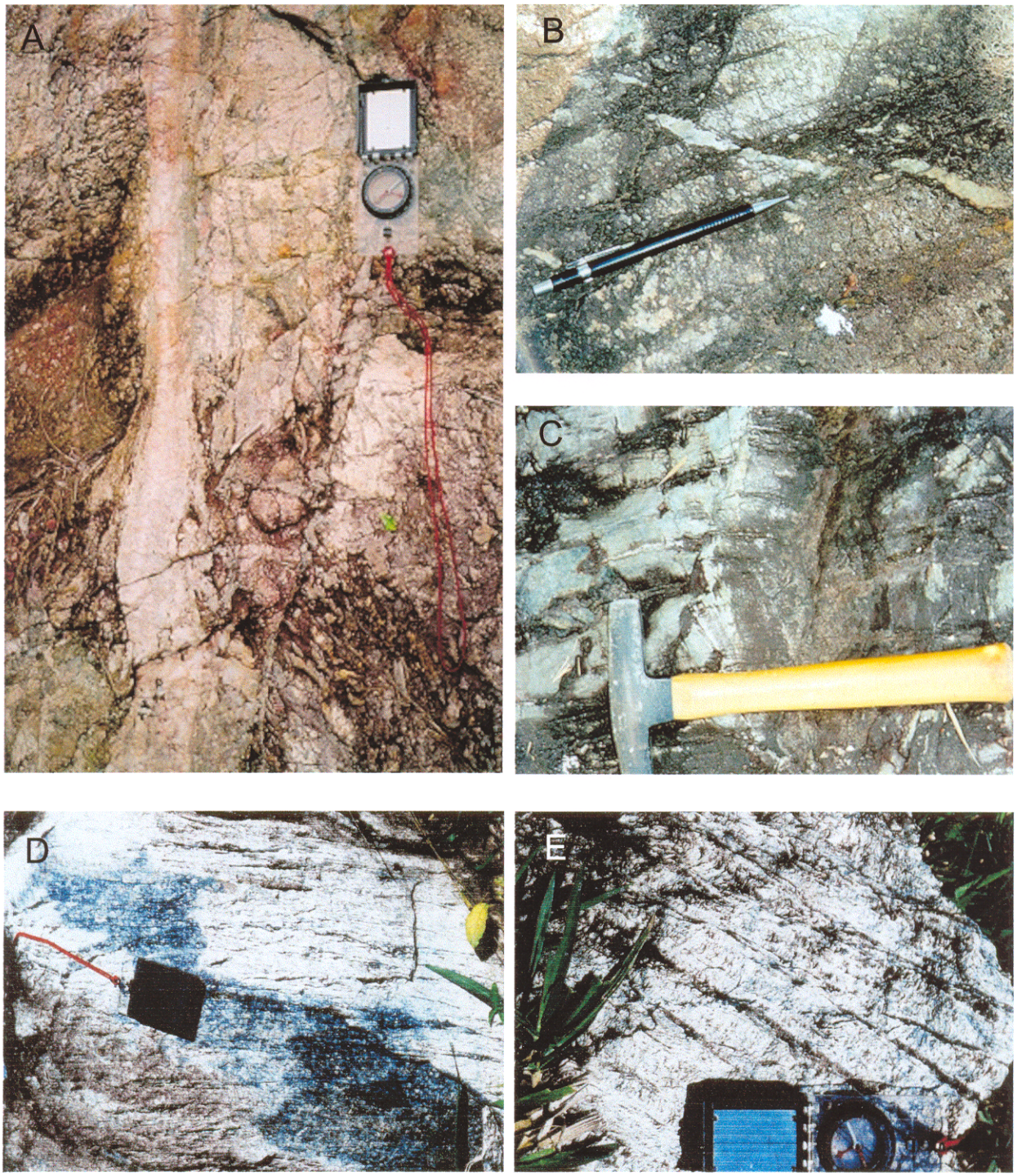


Figura 5.5: Foliação rúptil em rochas granitóides do Complexo Xingu: (A) Bandas de cisalhamento rúptil anastomóticas, centimétricas, definidas por bandas de concentração de minerais hidrotermais; (B) e (C) Clivagem do tipo disjuntiva, pouco espaçada, sobrepondo-se a foliação dúctil antiga;(D) e (E) Foliação rúptil desenvolvida em bandas cloritizadas obliterando parcialmente a foliação milonítica impressa na rocha.



Figura 5.6 (A), (B), (C) e (D): Foliação rúptil do tipo cataclástica, impressa em rochas granitóides do Complexo Xingu. Essa foliação contorna fragmentos milimétricos a centimétricos originando feições semelhantes a protobrechas nessas rochas. A foliação dúctil milonítica pretérita está parcialmente obliterada por essa foliação.

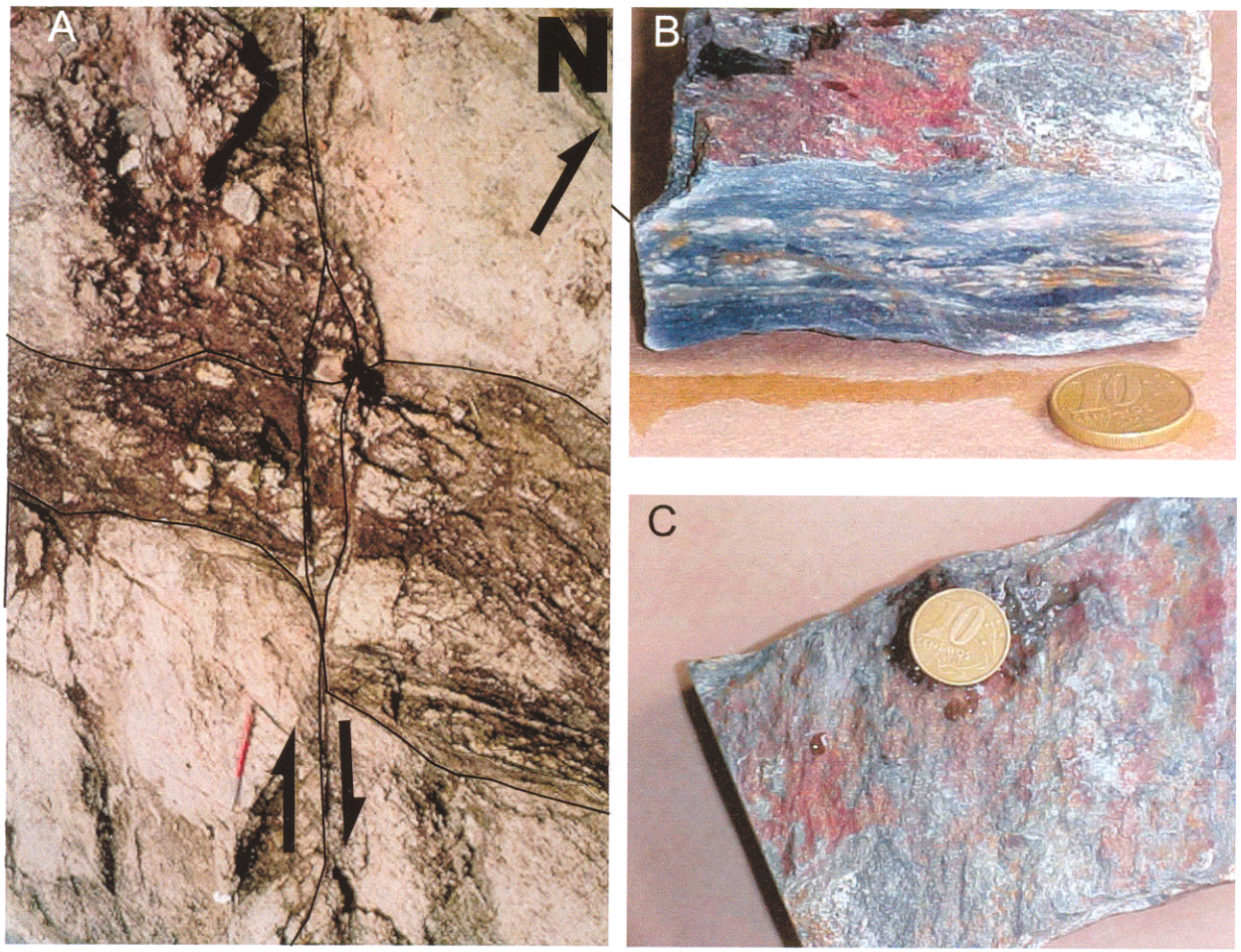


Figura 5.7: Aspectos meso- e microscópicos da foliação rúptil em rochas granitoides do Complexo Xingu: (A) Bandas de cisalhamento rúptil definidas por concentração de minerais hidrotermais. Observa-se que a banda de cisalhamento com orientação NW-SE desloca com cinemática destral aquela com orientação NE-SW (PAINEL 5); (B) Agregados de cristais de quartzo alongados, anfibólio e bandas de concentração de epídoto e clorita, definem essa foliação em escala mesoscópica; (C) Lineações do tipo *slikenline* são identificadas nos planos dessa foliação; (D) Fotomicrografia (nicóis X) ilustra a foliação rúptil definida por microvênulas de quartzo e anfibólio, bem como por agregados policristalinos de quartzo e cristais de clorita/epídoto fortemente orientados.

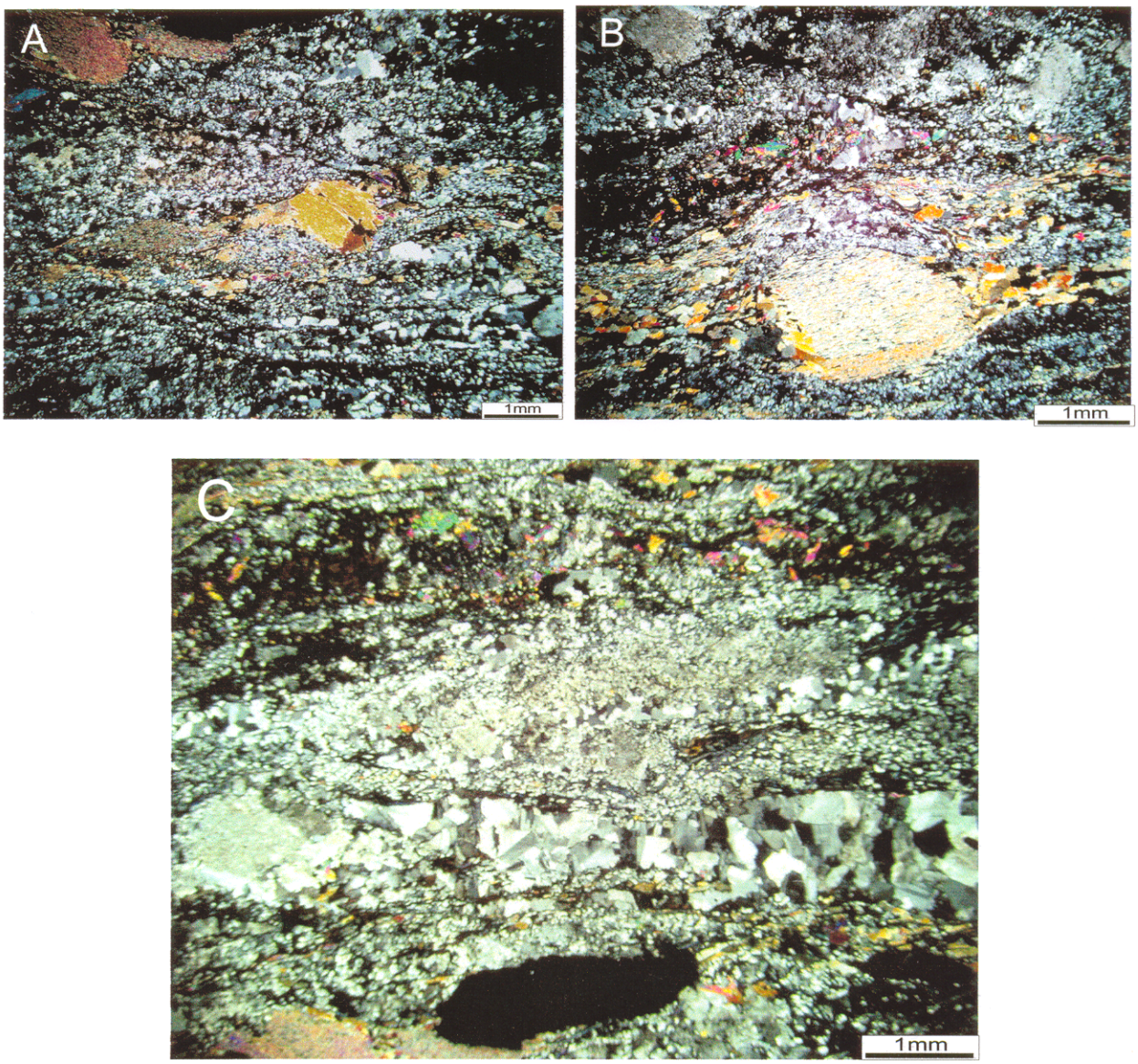


Figura 5.8: Aspectos microestruturais da foliação rúptil em rochas granitóides do Complexo Xingu: (A) e (B) A Fotomicrografia (nicóis X) ilustra a foliação fortemente marcada pela orientação de cristais policristalinos de quartzo, bem como epídoto, clorita e anfibólio. Esses cristais milimétricos desenham o domínio microlítico. Vale ressaltar a ocorrência de porfiroclastos de anfibólio com caudas de recristalização envolvidos pelos cristais orientados de quartzo, epídoto e clorita que definem uma textura milonítica local nessas bandas de cisalhamento rúptil anastomótica.(C) Fotomicrografia (nicóis X) ilustra a ocorrência de microvênulas de quartzo (padrão sintaxial) e epidoto frequentemente associados a essas bandas.

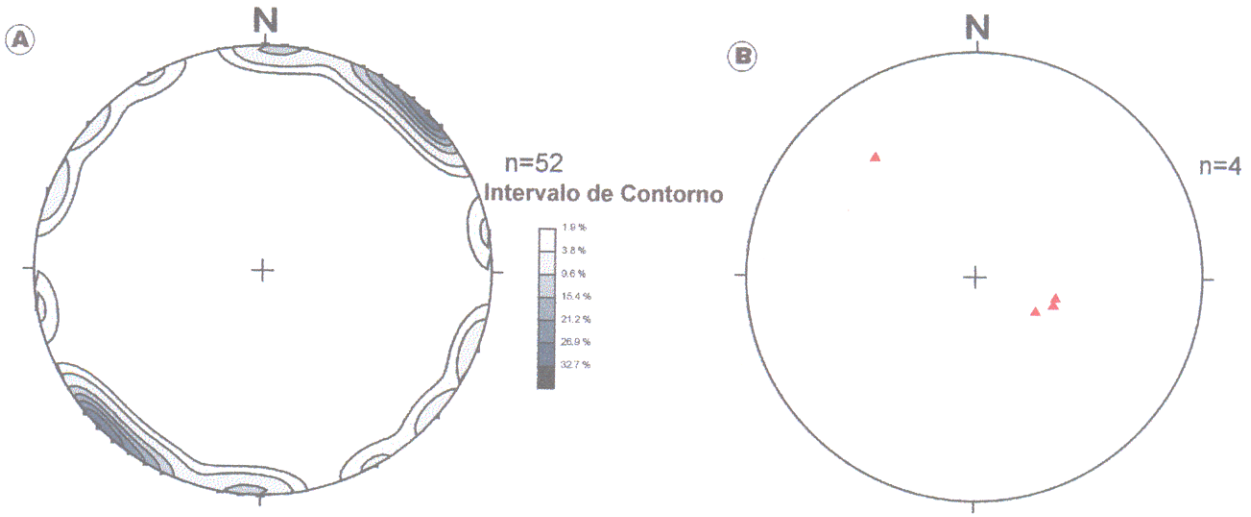


Figura 5.9: Estereogramas representando a foliação rúptil e sua respectiva lineação, presentes no Complexo Xingu; (**A**) Estereograma de contorno para foliação rúptil, onde se observa a orientação predominantemente para **NW-SE** (**B**) Lineação presente na foliação. (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior).

5.2.2.3- Fraturas e veios/vênulas

O quadro de **fraturas** observado nas rochas granitóides do Complexo Xingu mostra predomínio de três padrões sistemáticos. Estes estão representados por conjuntos de juntas sub-paralelas, observadas de modo isolado ou em conjuntos ou *sets* espaçados em escalas centimétricas a métricas.

Ao serem analisadas como pólos em projeção estereográfica de contornos (Figura 5.10A) essas fraturas mostram um relativo espalhamento de orientações. Pode-se, no entanto, comprovar a presença de *famílias* de juntas dispostas preferencialmente em torno das direções **N-S**, **NE-SW** e **NW-SE** espalhando-se para **E-W**, além de outras menos significativas. Todas apresentam mergulhos subverticais preferencialmente.

No campo, a cinemática eventualmente associada com essas estruturas é de difícil definição, mas aparentemente verificou-se que algumas fraturas com *trend* **N-S** desenvolveu uma cinemática destral (p.e. no P-17 e P-88, Figura 5.11A e painéis 1 e 4), as com *trend* **NW-SE** uma cinemática sinistral (p.e. na Fazenda Guimarães, P-89, Figura 5.11B).

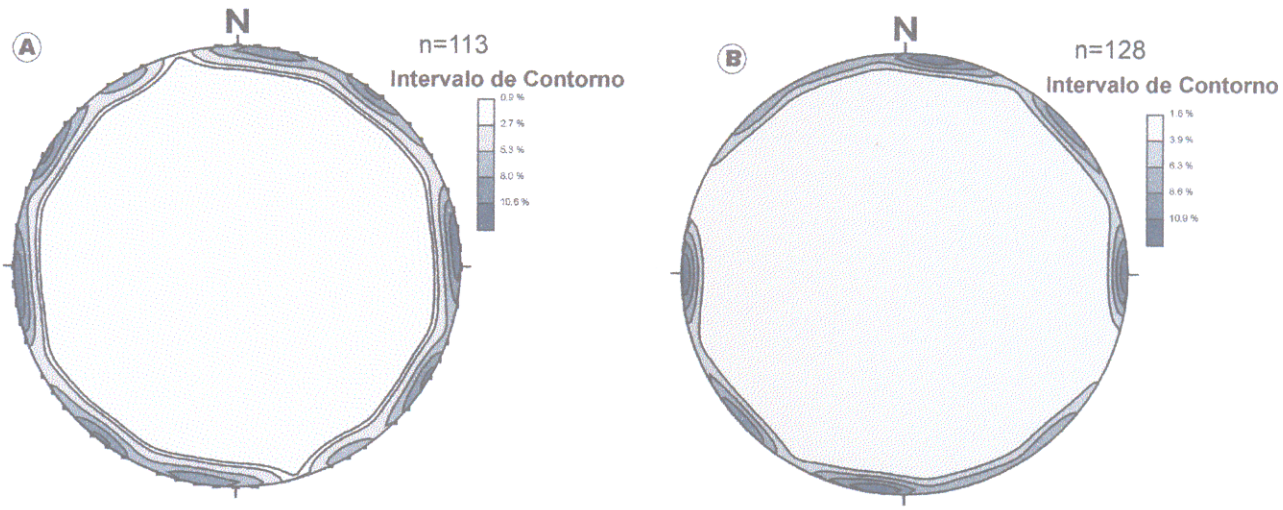


Figura 5.10: Estereogramas de contorno para fraturas e veios (vênulas) impressas em rochas do Complexo Xingu (**A**) Mostra a distribuição geral de todas as fraturas verificadas, algumas de orientações preferenciais; (**B**) Ilustra a distribuição geral dos veios observados, destacando suas orientações preferenciais com aparente dispersão dessas orientações. (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior).

Os **veios** observados nessas rochas são predominantemente centimétricos (5cm a 20 cm) a milimétricos (**vênulas-**2mm a 5mm), com poucos mostrando espessuras maiores que 40cm (Figura 5.11C). São preenchidos no geral por quartzo, epídoto, clorita, turmalina, anfibólio, feldspato plagioclásio, carbonato e apresentam por vezes um padrão sintaxial, com cristais subédricos dispostos perpendicularmente às paredes dos mesmos (Figura 5.11C). Vale ressaltar a presença desses veios associados algumas vezes com bandas de cisalhamento rúptil, já discutidas anteriormente.

Quase sempre os veios estão dispostos de forma concordantes (ou pelo menos sub-concordantes) às principais estruturas tectônicas presentes nas rochas. O controle da orientação dos veios pode se dar pela presença da foliação.

De modo geral, os veios apresentam-se pouco contínuos, com 5 cm a 30cm chegando algumas vezes a 1m de comprimento. Eventualmente, formam padrões em *stockwork* (Figura 5.11D), sendo mais comuns os veios isolados ou em padrão sub-paralelo.



Figura 5.11: Fraturas e Veios em rochas nos domínios do Complexo Xingu: (A) Fraturas N-S deslocando com cinemática destral bandas anastomóticas esverdeadas com *trend* NW-SE; (B) Fraturas NW-SE desenvolvem cinemática sinistral ao deslocarem vênulas com direções NE-SW; (C) Veio quartzo-feldspático centimétrico em padrão sintaxial, associado a bandas de cisalhamento rúptil; (D) Vênulas definindo um padrão em *stockwork* nessas rochas.

Quando estudados em projeção estereográfica através de seus pólos plotados em estereograma de contorno (Figura 5.10B), nota-se a existência de veios com direções bastante variadas. Alguns desses veios, no entanto, concentram-se predominantemente nas direções **N-S, E-W** e ainda **NW-SE**, com um espalhamento menos significativo para **NE-SW**. Quase sempre apresentam mergulhos altos, sub-verticais.

São observadas localmente ao longo de bandas de cisalhamento com *trend* E-W, **vênulas** em arranjo *en echelon* preenchidas principalmente por clorita e epídoto (Figura 5.12A).

Os veios/vênulas, nessas rochas, têm grande representatividade em escala microscópica, onde é comum a presença de conjuntos de microvênulas, subparalelas milimétricamente espaçadas composta mineralogicamente por carbonato/sericita (Figura 5.12B), anfibólio/epidoto (Figura 5.12C) e clorita (Figura 5.12D).

Analisando as fraturas e veios acima discutidos, observa-se que principalmente as fraturas **N-S** e **NW-SE** se encontram preenchidas, isso é confirmado confrontando-se o estereograma de contorno para pólos dos veios.

5.2.2.4- Bandamento

Em alguns pontos (p.e. P-01, P-20, P-48, P-51, P-67, P-113, P-114; Figura 3.1) verificados na área de estudo, foi evidenciada a presença de bandas individualizando feições planares milimétricas a centimétricas de deformação onde se concentram alternadamente minerais máficos (principalmente anfibólio e biotita) e félsicos (principalmente quartzo e feldspatos). Essas feições definem um bandamento composicional em rochas do Complexo Xingu (Figura 5.13A).

Esse bandamento dispõe-se preferencialmente na direção **NE-SW**, mergulhando para **SE** com variações no mergulho (30° a 60°, chegando até subverticais). Algumas vezes se distribui no *trend* **NW-SE** a **N-S**, no geral, subverticais.

A distribuição dos pólos de bandamento totais, mostrada no estereograma da figura 5.14A, desenha uma guirlanda incipiente de onde foi gerado um pólo *Beta* possivelmente relacionado à presença de dobras regionais com eixos caindo em torno de 50° para 160° Az (~50/SE, Figura 5.14A). Essa possível dobra, no entanto, pode

aparentemente ser comprovada com a existência de mesodobras que estão descritas adiante.

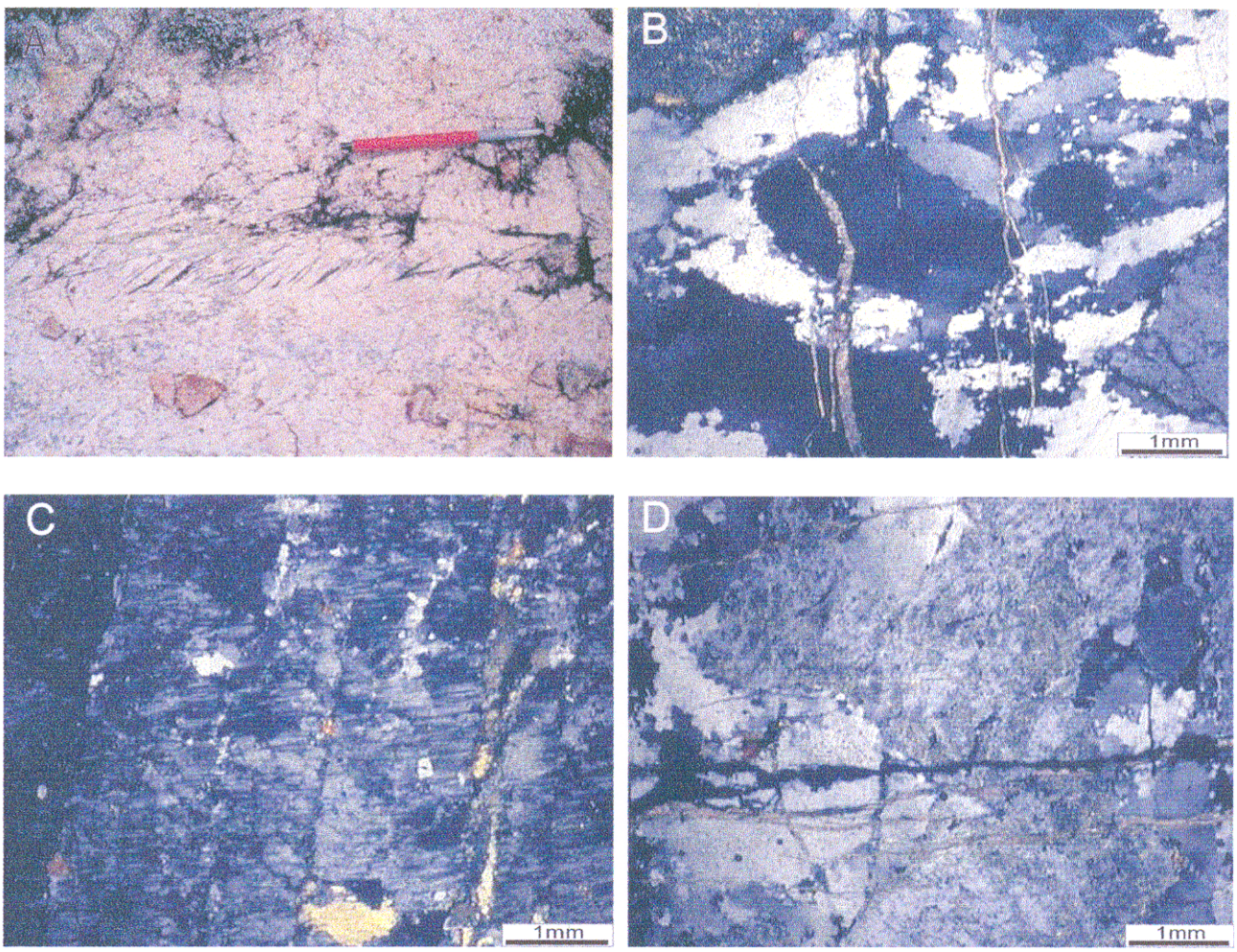


Figura 5.12: Fraturas e veios (vênulas) em rochas do Complexo Xingu (A) Vênulas em arranjo *en echelon* ao longo de bandas de cisalhamento; (B), (C) e (D) Fotomicrografia (nicóis X) mostrando microvênulas (quartzo, sericita, anfibólio, epidoto e clorita) em arranjo subparalelo, milimetricamente espaçadas, relacionadas a incipiente banda de cisalhamento.



Figura 5.13: Aspectos estruturais do Complexo Xingu: (A) Bandamento Composicional levemente ondulado de orientação NE-SW; (B) e (C) Bandamento composicional dobrado com desenvolvimento de uma incipiente foliação plano axial (D) Banda de cisalhamento gerando dobra de arrasto.

5.2.2.5- Mesodobras

Na porção oeste da área (principalmente nos pontos, P-113 e P-114; Figura 3.1), o bandamento composicional nas rochas graníticas encontra-se dobrado (Figuras 5.13B e 13C). As dobras identificadas são de escala centimétrica e variam quanto à sua geometria, de suaves a abertas, com eixo médio calculado caindo em torno de 50 ° para 115° Az (~50/SE) como visto no estereograma (Figura 5.14B). Mostram espessamento apical variável (mais comum do tipo Ic, tipo II e tipo III) e se articulam a partir de dobras menores em arranjos parasíticos. Apresentam quase sempre uma incipiente foliação plano axial, definida pela orientação de minerais micáceos.

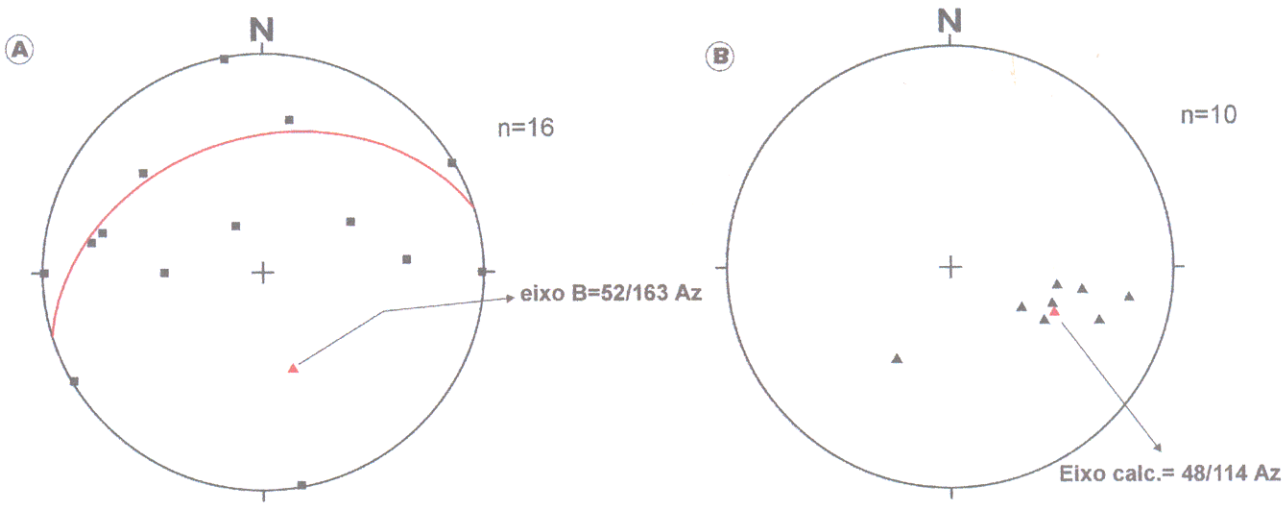


Figura 5.14: Estereogramas representando pólos de bandamento e eixos de mesodobras existentes em rochas do Complexo Xingu: (**A**) Mostra a distribuição dos pólos definindo uma dobra suave com eixo **Beta** mergulhando para **SE**; (**B**) Ilustra a distribuição dos eixos de mesodobras. O cálculo médio desses eixos resulta em um eixo principal mergulhando também para **SE**. (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior).

5.2.2.6- Bandas de cisalhamento dúctil

Bandas de cisalhamento dúctil apresentam-se eventualmente cortando a foliação dúctil ou bandamento registrado nas rochas do Complexo Xingu. Essas bandas podem ser observadas em alguns afloramentos estudados (p.e. P-17, P-20 e P-110, Figura 3.1).

O comportamento geral dessas bandas de cisalhamento é mostrado no diagrama da figura 5.15. A orientação apresenta-se predominantemente nas direções **NW-SE** e **NE-SW** praticamente subverticais.

Essas bandas apresentam-se deslocando tanto a foliação quanto o bandamento produzindo uma cinemática ora destral ora sinistral. Por vezes, as mesmas definem mesodobras de arrasto no bandamento (Figura 5.13D).

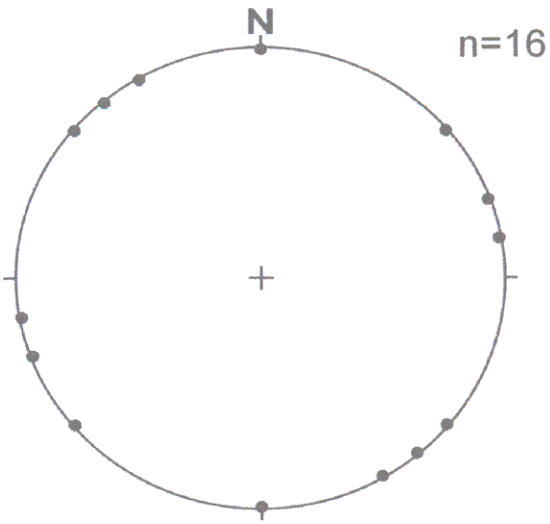


Figura 5.15: Estereograma mostrando pólos de bandas de cisalhamento dúctil, impressas nas rochas granitóides do Complexo Xingu. (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior).

5.2.3- Suíte Plaquê

Foram identificadas como principais feições tectônicas em rochas graníticas (biotita-granito) da Suíte Plaquê, estruturas planares tais como: foliação dúctil, foliação rúptil, fraturas e veios.

A foliação dúctil está disposta de modo concordante em relação ao *trend* das principais estruturas regionais. Até onde foi possível de se verificar em afloramentos dessa unidade na área de trabalho, pôde-se notar que essa foliação encontra-se, parcialmente sobreposta, por um segundo conjunto de foliação de caráter dúctil-rúptil a rúptil (clivagem disjuntiva), orientado de modo aproximadamente concordante, paralelo ao *trend* da foliação dúctil mencionada. As fraturas e veios (vênulas) completam o

quadro de feições tectônicas presentes nas rochas dessa unidade. Essas estruturas e suas interrelações serão descritas particularmente a seguir.

5.2.3.1- Foliação dúctil e sua Lineação

A foliação dúctil no geral é do tipo espaçada, moderadamente penetrativa, marcada principalmente pela orientação dos minerais placosos (principalmente biotita) envolvendo cristais de quartzo e feldspatos, apresentando textura grossa (Figura 5.16A). Alguns desses grãos minerais apresentam feições em *"kink bands"* (p.e o feldspato plagioclásio), neoblastos e subgrãos. Por vezes, apresentam porfiroclásticos reliquiares, exibindo efeitos de deformação.

Além da foliação espaçada, foram identificadas em meso-escala as foliações S-C, impressas nessas rochas (Figura 5.16B). Esses planos de foliações estão definidos pelos minerais máficos (principalmente biotita) bem como por agregados de cristais de feldspato potássico/plagioclásio e quartzo. A superfície C está orientada a aproximadamente 100° Az ou mesmo E-W, com mergulhos subverticais, enquanto que a foliação S tem direção 120° Az ou mesmo 70° Az, com mergulhos subverticais, denotando localmente deformação por cisalhamento dúctil com caráter sinistral ou destral.

O comportamento geral da foliação dúctil presente nessas rochas está mostrado no estereograma da figura 5.17. A orientação da foliação dúctil apresenta-se predominantemente com direções **E-W** com altos ângulos de mergulho (>85°).

Em planos de foliação dúctil foi identificada uma lineação do tipo mineral definida principalmente por grãos planares subeudrais (p.e. biotita) ou mesmo por agregados de grãos de feldspatos e quartzo. Essa lineação apresenta variações no seu ângulo de caimento (50° a 75°), mostrando-se preferencialmente para **E** a **ESE** e **WNW** (Figura 5.17).

A análise integrada da foliação, da respectiva lineação e de indicadores cinemáticos identificados em mesoescala (principalmente porfiroclastos rotacionados e assimetria de porfiroclastos sigmoidais de micas) em planos próximos aos eixos X-Z,

denotam uma cinemática oblíqua ora destral ora sinistral. Estatisticamente a cinemática sinistral é dominante.



Figura 5.16: Aspectos estruturais de rochas biotita-granitos da Suíte Plaque: (A) Rocha com foliação dúctil do tipo milonítica em mesoescala; (B) Incipiente foliação S-C (C, orientada preferencialmente no *trend* E-W; e S, preferencialmente na direção 70° Az); (C) Bandas de cisalhamento rúptil preenchidas por epidoto e clorita, interrompidas por fraturas tardias em par conjugado.

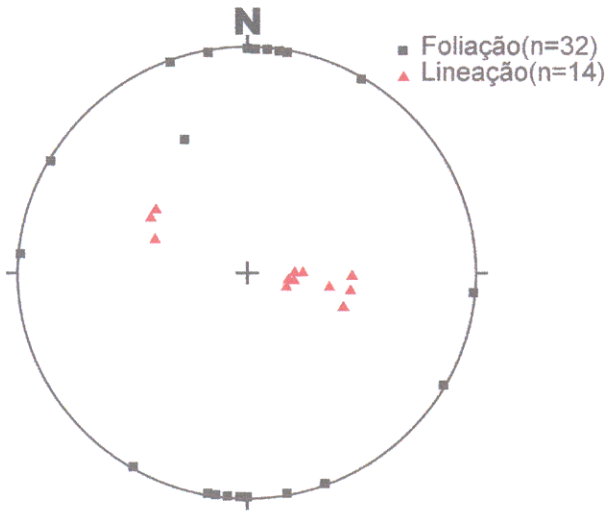


Figura 5.17: Estereograma representando pólos de foliação dúctil e sua respectiva lineação em rochas da Suíte Plaquê. Observa-se que a foliação apresenta-se predominantemente **E-W** com algumas variações, com lineação aparentemente oblíqua. (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior).

5.2.3.2- Foliação rúptil

Em rochas granitóides da Suíte Plaquê, estudadas na área, essa foliação não se mostra aparentemente tão penetrativa quanto em rochas granitóides do Complexo Xingu. Essa observação está refletida na pequena quantidade de dados disponíveis para essa foliação, impossibilitando a preparação de estereogramas. Entretanto, vale ressaltar, que nos pontos P-03 e P-115, essa foliação é do tipo *bandas de cisalhamento rúptil*, milimétricas, esverdeadas, anastomóticas, geralmente preenchidas por clorita, epídoto e quartzo (Figura 5.16C). Nesse contexto, elas apresentam-se com *trend* **E-W**, subverticais, sobrepondo-se à foliação dúctil antiga, sub-paralela.

5.2.3.3- Fraturas e veios

O quadro de **fraturas** observado nas rochas granitóides da Suíte Plaquê mostra predomínio de dois padrões sistemáticos, com espalhamento não muito significativo. Estes estão representados por famílias de juntas sub-paralelas, observadas de modo isolado ou algumas vezes em conjuntos espaçados, em escala centimétricas (15 a 40 cm) a métricas (>0,50 m). Essas fraturas definem pares cisalhantes (Figura 5.16C) com espaçamento de 30 cm a 1 m.

Ao serem analisadas através de seus pólos em projeção estereográfica (Figura 5.18A) essas fraturas mostram-se dispostas preferencialmente em torno das direções **NW-SE** se espalhando para **E-W** e apresentando mergulhos preferencialmente subverticais.

Os **veios** observados nessas rochas são predominantemente milimétricos (**vênulas** – 3 mm a 5 mm) a centimétricos (2 cm), com poucos mostrando espessuras maiores que 5cm, Apresentam-se pouco contínuos, com espaçamentos variáveis (3 cm a 60 cm). São preenchidos no geral por quartzo, epídoto, clorita e feldspato plagioclásio. Algumas dessas vênulas encontram-se associadas a bandas de cisalhamento rúptil milimétricas.

Quando estudados em projeção estereográfica através de seus pólos (Figura 5.18B), nota-se a existência de veios com direções bastante variadas. Alguns desses veios, no entanto, concentram-se predominantemente nas direções **NE-SW** e ainda **NW-SE** se espalhando para **E-W**, quase sempre subverticais.

Analisando as fraturas e veios acima discutidos, observa-se que principalmente as fraturas **NW-SE** que se espalham para **E-W** encontram-se preenchidas, isso é confirmado ao se observar conjuntamente o estereograma para pólos dos veios.

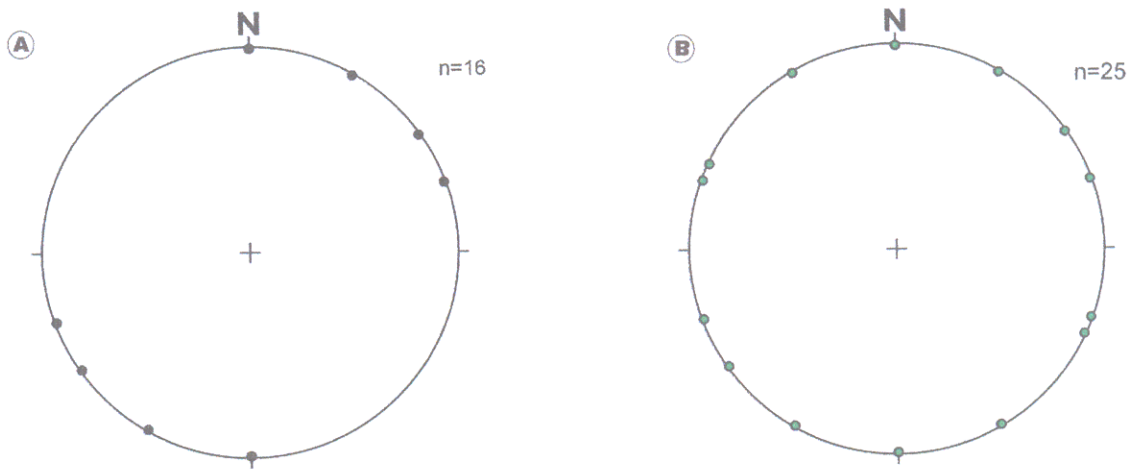


Figura 5.18: Estereogramas representando pólos de fraturas e veios (vênulas) impressos em rochas da Suíte Plaquê: (**A**) Mostra a distribuição geral de todas as fraturas verificadas no campo, essas predominantemente dispostas no *trend* **NW-SE**; (**B**) Ilustra a distribuição geral dos veios observados, com aparente dispersão dessas orientações. (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior).

5.2.4- Grupo Grão Pará

Foram identificadas como principais feições tectônicas presentes nas rochas metavulcânicas (anfibolitos) e quartzíticas dos domínios do Grupo Grão-Pará, estruturas planares tais como: foliação dúctil, foliação rúptil, fraturas e veios.

A foliação dúctil observada nas rochas da área estudada acompanha de modo relativamente concordante o *trend* das principais estruturas regionais reconhecidas em mapa.

Mesmo considerando-se a relativa escassez de exposições de rochas dessa unidade na área, pôde-se notar que essa foliação encontra-se, muitas vezes, sobreposta por um segundo conjunto de foliação de caráter rúptil-dúctil a rúptil (foliação cataclástica), orientado de modo concordante, paralelo ao *trend* da foliação dúctil mencionada.

Outras estruturas registradas nessas rochas, que completam o quadro tectônico dessa unidade, dizem respeito a fraturas e veios, bem como, dobras com uma fina e descontínua foliação em posição plano axial, identificada localmente em rochas de composição basáltica com estruturas tipo almofada (Figura 5.19A).

5.2.4.1- Foliação dúctil e sua lineação

A foliação dúctil no geral é do tipo contínua (fina a grossa), por vezes espaçada, disjuntiva, definida pelo subparalelismo principalmente das micas (biotita, clorita) e anfibólios. Nos quartzitos essa foliação é marcada pela orientação dos cristais de quartzo (Figura 5.19B).

Onde as rochas vulcânicas apresentam-se menos alteradas observou-se a presença de uma foliação contínua fina (xistosidade) definida pela orientação de cristais prismáticos aciculares de anfibólio.

O comportamento geral da foliação dúctil presente nessas rochas está mostrado no diagrama abaixo (Figura 5.20A). Nesse diagrama essa estrutura mostra orientação predominante na direção **WNW-ESE**, com mergulhos altos (45° a 75°), no geral, subverticais.

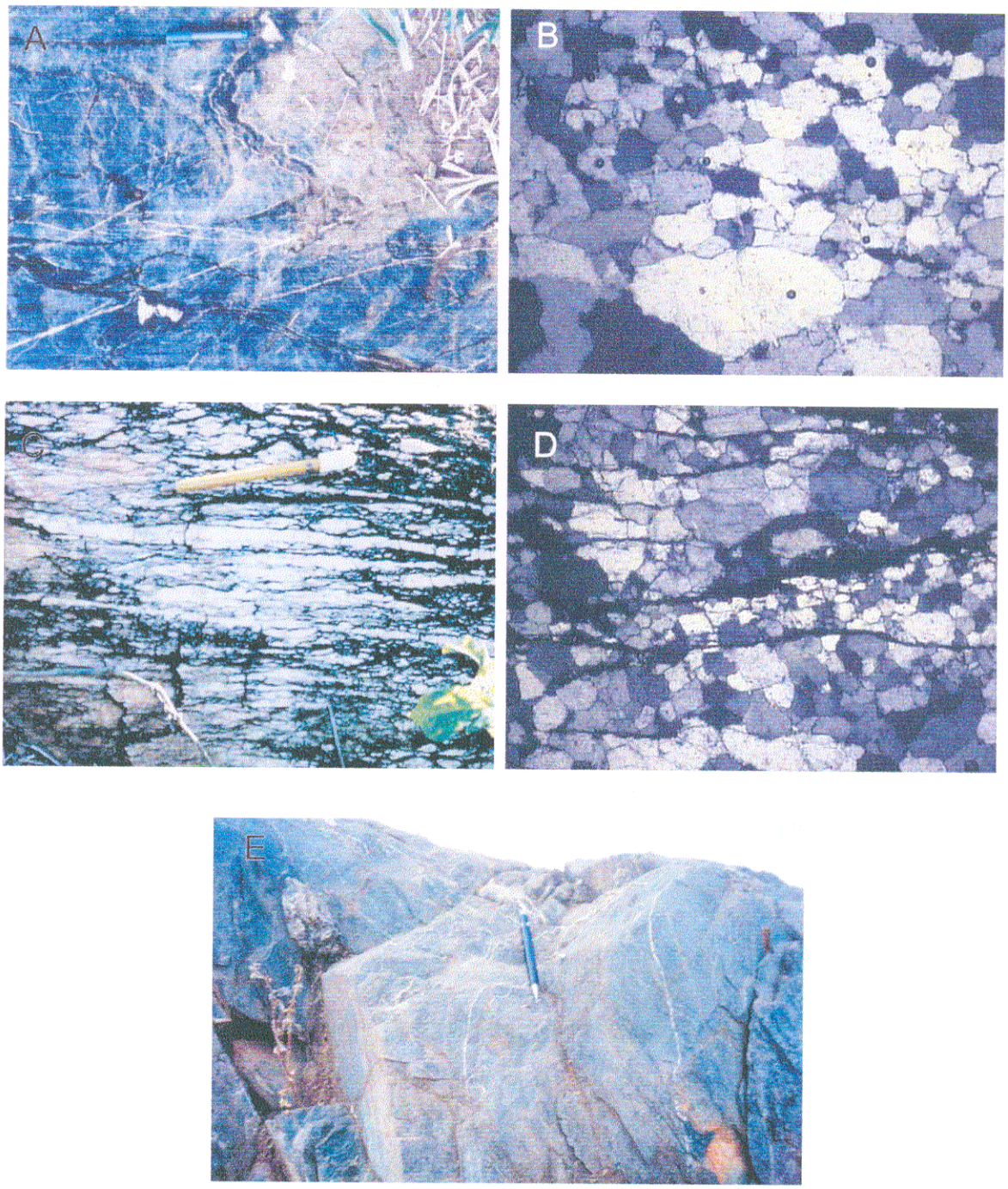


Figura 5.19: Aspectos estruturais de rochas do Grupo Grão Pará: (A) Dobras com uma fina e descontínua foliação plano axial em rochas basálticas; (B) Fotomicrografia (nicóis X) mostrando a foliação dúctil marcada pela orientação preferencial dos cristais de quartzo em quartzito;(C) Rocha quartzítica fortemente foliada. A foliação é grossa, espaçada e anastomótica; (D) Fotomicrografia (nicóis X) mostrando a microfoliação rúptil anastomótica, marcada pelo espaçamento microlítico; (E) Vênulas de quartzo e feldspato encaixados concordantemente aos planos da foliação.

Em alguns poucos planos da foliação dúctil, expostos em campo, foi possível se identificar uma lineação do tipo mineral policristalina em bastão ou com grãos alongados (menos freqüentes). Essa lineação apresenta-se de modo frontal a oblíquo, com caimentos entre 20° a 55°, ou até mesmo subverticais, para **SE**, **NW** e **SW** (Figura 5.20B).

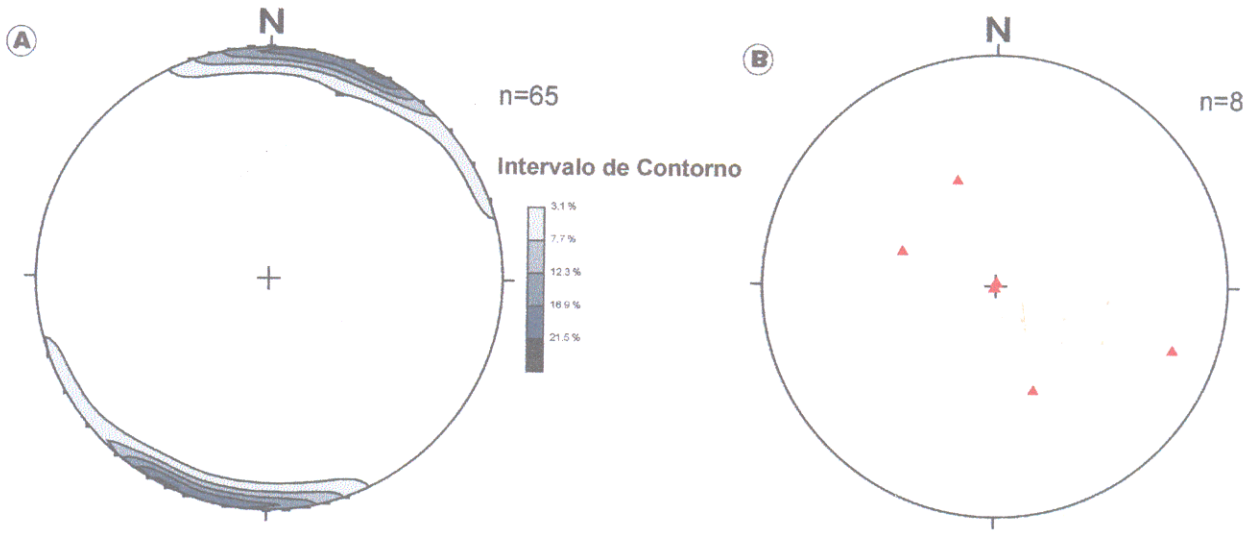


Figura 5.20: Estereogramas representando os *trends* da foliação dúctil e suas respectivas lineações no Grupo Grão Pará: (**A**) Estereograma de contorno para Foliação dúctil com *trend* para **WNW-ESE**(**B**) Lineação disposta de forma frontal a oblíqua na foliação. (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior).

Não foi possível a observação quanto à cinemática relativa ao desenvolvimento dessas estruturas dúcteis registradas nessas rochas. Este fato é dado, principalmente, pela impossibilidade de se identificar com veemência cortes de afloramentos perpendiculares aos planos de foliação e próximos ao eixo X-Z do elipsóide de deformação. No entanto, a foliação, em associação com a lineação, traduz uma movimentação frontal a oblíqua destral e/ou sinistral.

5.2.4.2- Foliação rúptil e sua lineação

A foliação rúptil observada em rochas vulcânicas do Grão Pará apresenta-se de modo espaçado, disjuntiva, penetrativa, anastomótica, fina (clivagem) a média (definindo uma foliação cataclástica) ou mesmo do tipo contínua, fina, definindo uma foliação do tipo ardosiana. Nos quartzitos essa foliação apresenta-se contínua,

espaçada, grosseira, anastomótica, desenhada por feixes de microfraturas sinuosas com micrólitos da ordem de <1,5 mm até 3 mm (Figuras 5.19C e 5.19D).

Eventualmente, foram identificados os seguintes tipos de lineações associadas aos planos dessa foliação rúptil: (1) estrutural construtiva do tipo *slikenline*, sem penetratividade, na forma de estriações, geralmente associadas às rochas vulcânicas; e (2) lineação mineral policristalina do tipo bastão, geralmente relacionadas às rochas quartzíticas.

A foliação rúptil impressa nas rochas quartzíticas e vulcânicas do Grupo Grão-Pará apresenta-se predominantemente com direção **WNW-ESE**, coincidindo aproximadamente com a foliação dúctil mais antiga anteriormente discutida (Figura 5.21).

A quantidade de dados relativos as lineações identificadas nos planos da foliação rúptil não foi suficiente para a plotagem de estereograma. No entanto, vale ressaltar a ocorrência de lineação com alto ângulo de caimento associada à foliação de *trend* **WNW-ESE**, subvertical, localmente registrada em rochas quartzíticas.

Da mesma forma, devido à ausência de bons afloramentos, as informações relativas à cinemática envolvida no processo de deformação dessas rochas ficaram prejudicadas.

5.2.4.3- Fraturas e veios

O quadro de **fraturas** observado nas rochas vulcânicas e quartzíticas do Grupo Grão-Pará mostra predomínio de dois padrões sistemáticos. Estes estão representados por conjuntos de juntas sub-paralelas, penetrativas, observadas de modo isolado ou em *sets* espaçados na escala centimétrica (3 cm) a métricas (1m).

Ao serem analisadas como pólos em projeção estereográfica (Figura 5.22A) essas fraturas mostram um relativo espalhamento de orientações. Pode-se, no entanto, comprovar a presença de *famílias* de juntas dispostas preferencialmente em torno das direções **E-W** e **N-S** com algumas variações. As fraturas com direções N-S, por vezes apresentam-se mergulhando para SE com ângulos entre 50° a 70°. No geral, predominam aquelas com mergulhos subverticais.

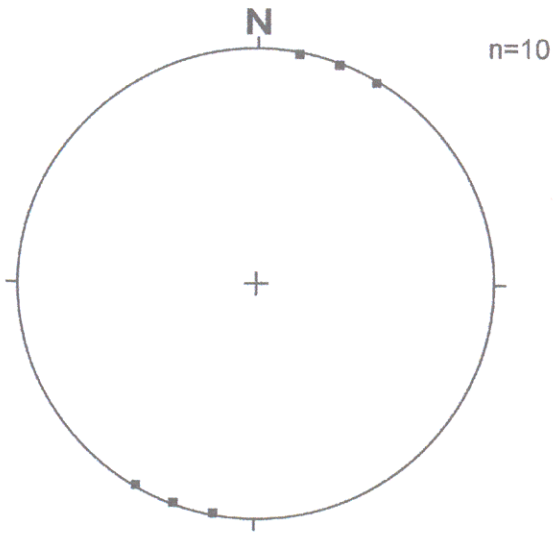


Figura 5.21: Estereograma representando pólos de foliação rúptil impressas nas rochas metavulcânicas e quartzíticas do Grupo Grão-Pará. (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior).

Os **veios** observados nessas rochas são predominantemente centimétricos (5cm a 10 cm) a milimétricos (**vênulas –** 2mm a 5mm) quanto a largura. Estão preenchidos por quartzo, epídoto, clorita, turmalina (?), anfibólio e feldspato plagioclásio, apresentando, por vezes, padrão sintaxial.

Eventualmente, os veios mostram-se geometricamente compostos, apresentando vênulas oblíquas a perpendiculares subordinadas (Figura 3.9). Podem ainda formar padrões em *stockwork*.

Vênulas de quartzo e feldspato (plagioclásio) encontram-se muitas vezes encaixadas discordantemente e concordantemente à foliação das rochas metavulcânicas (anfibolíticas) do Grupo Grão-Pará (Figura 5.19E). Isto pode ser confirmado ao se analisar conjuntamente os estereogramas de pólos de foliações e veios.

De modo geral, os veios apresentam-se curtos, centimétricos, quando relacionados às fraturas, e relativamente mais longos quando encaixados ao longo de planos de foliação.

Quando estudados em projeção estereográfica através de seus pólos (Figura 5.22B), observam-se concentrações predominantes nas direções **N-S e E-W** (**WNW-ESE**) com mergulhos praticamente subverticais.

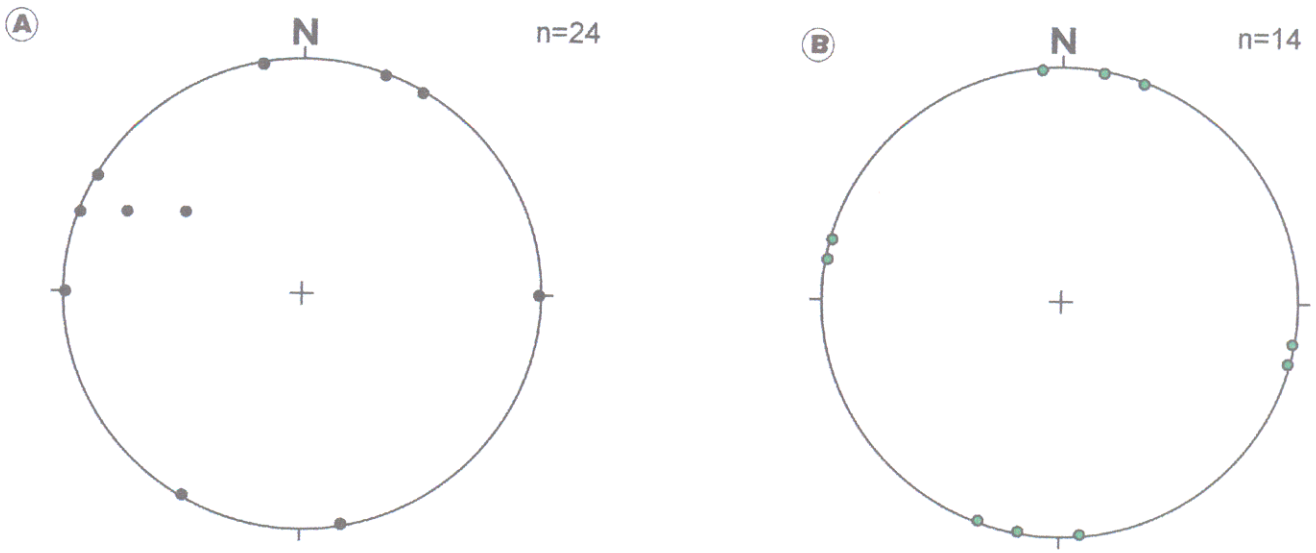


Figura 5.22: Estereogramas representando pólos de fraturas e veios (vênulas) registrados em rochas do Grupo Grão Pará: (**A**) distribuição geral das fraturas observadas nas rochas dessa unidade, com aparente dispersão dos mesmos; (**B**) distribuição geral dos veios observados, destacando-se suas orientações preferenciais para aproximadamente **N-S** e **WNW-ESE** (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior).

5.2.5- Corpos Intrusivos Plutônicos Proterozóicos

Os corpos de rochas ígneas intrusivas presentes na área estudada foram relativamente pouco investigados durante o mapeamento. Nos pontos onde os mesmos foram verificados, estão representados por rochas graníticas (*senso latu*) praticamente isotrópicas com poucas estruturas tectônicas planares presentes, com exceção para fraturas e veios.

Vale ressaltar que em alguns locais visitados (p.e. P-66, P-71, P-74, P-83, P-121), uma foliação incipiente, pouco penetrativa, marcada pela orientação dos cristais euédricos (biotita, quartzo, feldspatos e anfibólio), pode estar presente nessas rochas, em escala mesoscópica. Esse tipo de foliação pode apresentar, em um mesmo afloramento, duas ou mais orientações preferenciais.

Ao se observar o comportamento geométrico e distribuição espacial dessas feições em projeção estereográfica (Figura 5.23A), pode-se observar que esta não apresenta afinidades e correlações orientacionais em relação à foliação dúctil registrada

nas rochas granulíticas (Complexo Pium), granitóides (Complexo Xingu e Suíte Plaquê) e metavulcânicas e quartzitos (Grupo Grão-Pará).

Por outro lado, ao se observar as características físicas das tramas presentes nessas rochas, verifica-se que as mesmas aproximam-se mais de feições do tipo primária (magmática).

O quadro de **fraturas** observado nessas rochas graníticas no campo, mostra predomínio de dois padrões sistemáticos com direções quase **N-S** e **E-W**. Estes estão representados por conjuntos de juntas sub-paralelas, observadas de modo isolado ou em conjuntos ou *sets* espaçados em escalas centimétricas (3 cm – 50 cm) a métricas (1m).

Quando analisadas através de seus pólos em projeção estereográfica (Figura 5.23B) essas fraturas mostram variações significativas de orientações. Pode-se, no entanto, comprovar a presença de *famílias* de juntas dispostas preferencialmente em torno das direções **NW-SE** com variações laterais para **N-S** e **E-W**, todas apresentando mergulhos subverticais, preferencialmente.

Os **veios** observados nessas rochas são predominantemente centimétricos (2cm a 4 cm) a milimétricos (**vênulas** – 3mm a 5mm) em espessura, de modo geral contínuos, sub-paralelos, com comprimentos de até 10 metros. Estão eventualmente preenchidos por quartzo e feldspatos e apresentam, no geral, um padrão sintaxial.

Quase sempre esses veios estão dispostos de forma concordantes às principais estruturas tectônicas (principalmente juntas de tensão) presentes nessas rochas.

Quando estudados em projeção estereográfica através de seus pólos plotados em estereograma (Figura 5.23B), nota-se a existência de veios com direções bastante variadas. Observa-se um padrão geral preferencial **NW-SE** com espalhamento para aproximadamente **N-S** (15 Az); com mergulhos altos, sub-verticais.

Analisando as fraturas e veios acima discutidos, observa-se que principalmente as fraturas **NW-SE** e algumas em torno de **N-S** (15° a 25° Az) encontram-se preenchidas, isso pode ser confirmado ao se comparar os estereogramas para pólos dos veios e juntas de tensão observadas.

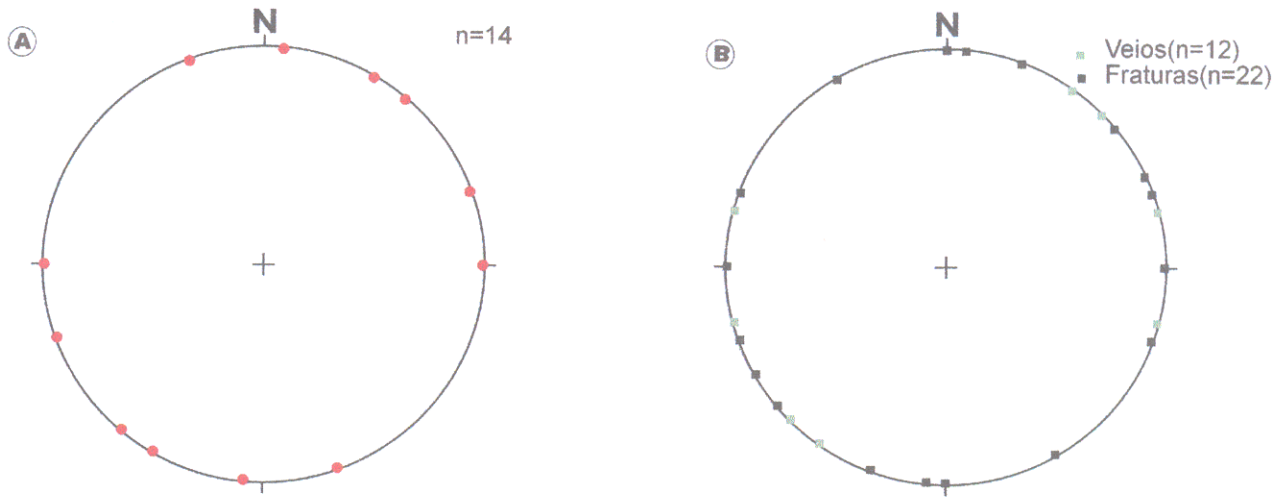


Figura 5.23: Estereogramas representando pólos de foliação primária e fraturas/veios (vênulas) registradas em rochas graníticas proterozóicas: (**A**) distribuição geral da foliação primária, com nítida dispersão de pólos; (**B**) distribuição geral de fraturas/veios (vênulas), destacando-se suas orientações também francamente dispersas (Rede de Schmit-Lambert, hemisfério inferior).

5.3- DESCRIÇÃO DETALHADA DE AFLORAMENTOS SELECIONADOS EM PAINÉIS

A seguir será apresentada a descrição do quadro estrutural detalhado de afloramentos selecionados que expõem de modo excepcional, informações sobre a trama tectônica presente em rochas da região, permitindo uma melhor compreensão da complexidade da deformação a que essas rochas foram submetidas.

Os afloramentos levantados através de painéis (veja metodologia no Capítulo 1), aqui descritos, estão posicionados nos domínios de rochas granitóides do Complexo Xingu. As rochas dessa unidade litoestratigráfica expõem bons afloramentos, apresentando informações importantes, de interesse direto para o assunto investigado nessa dissertação.

O objetivo da elaboração e estudo desses painéis é, principalmente, buscar respostas de campo sobre a relação entre as diferentes tramas tectônicas observadas nas rochas aflorantes na área sob investigação, e reforçar os dados coletados em outros afloramentos menos favorecidos em termos de exposição, além de permitir a comparação dessas informações com os dados obtidos pelos sensores remotos.

5.3.1- Painel 01

O afloramento onde se desenhou o painel 01 está localizado nas proximidades da Vila Feitosa, margem direta da VP-21, no sentido Vila Feitosa-CEDERE III (Figura 3.1; P-17).

Compreende um afloramento em forma de lajedo, com área de aproximadamente 12x15 m (Figura 5.24), constituído principalmente por rochas granitóides (composição tonalítica), metabásica (anfibolito), bem como bolsões e veios pegmatóides de constituição quartzo-feldspática e veios (ou vênulas) de quartzo.

A rocha granitóide exposta apresenta-se anisotrópica, de constituição predominantemente tonalítica, composta por quartzo, feldspato plagioclásio com percentual menos significativos de feldspato potássico, e porcentagens bastante variáveis de máficos (destacando-se o anfibólio). Ocorrem como acessórios a titanita, zircão e opacos; como produto de alteração do feldspato plagioclásio e anfibólio, ocorrem clorita, epidoto, sericita e argilo minerais.

Os cristais de anfibólio e quartzo, alongados e em "fita", respectivamente, encontram-se fortemente orientados envolvendo porfiroclastos de feldspato e quartzo, definindo nessa rocha a foliação milonítica (Figuras 3.5C e D), do tipo disjuntiva, anastomótica, pouco espaçada, relativamente contínua, estando disposta preferencialmente na direção **E-W e NW-SE**.

A rocha metabásica (anfibolítica) é constituída essencialmente por anfibólio (por vezes alterado para clorita e epidoto), feldspato plagioclásio (alterado para argilo-mierais e sericita), quartzo e biotita; como acessório são observados cristais de zircão, apatita e opacos. Apresenta uma textura no geral, fanerítica fina, moderadamente equigranular com discreta foliação relativamente contínua e pouco espaçada, marcada pela orientação dos minerais máficos (principalmente anfibólio).

De modo geral, o que se observa, particularmente nesse afloramento, é a rocha granitóide envolvendo frações centimétricos a métricos, angulosos a subangulosos, da rocha metabásica, localmente caracterizando uma protobrecha. Essas frações mostram-se algumas vezes alongados e orientados na direção **E-W** e **WNW-ESE**. Seguindo este

mesmo *trend*, observa-se uma foliação de caráter rúptil definida como uma clivagem do tipo disjuntiva, espaçada, parcialmente preenchida por minerais de clorita e epídoto (natureza hidrotermal). Pode ser caracterizada no geral como moderadamente penetrativa definindo nesse contexto uma foliação cataclástica. Essa foliação está notadamente sobreposta àquela de caráter dúctil descrita anteriormente. (Figura 5.24).

Complementarmente, observa-se que as rochas nesse afloramento encontram-se pervasivamente fraturada, predominando conjuntos com direções:

(A) **NE-SW**, dispostas na porção sudeste do painel, pouco contínuas, subverticais, por vezes mergulhando com ângulos de 40° para NW; aparentemente não produzem deslocamentos;

(B) **N-S**, presente ao longo de todo o afloramento, são relativamente mais contínuas, subverticais, por vezes mergulhando com ângulo de 80° para **E**; deslocam a foliação rúptil de modo sinistral e encontram-se eventualmente preenchidas por epídoto e clorita;

(C) **E-W**, encontram-se dispostas na porção central e deslocam vênulas de quartzo com direção **N-S,** com cinemáticas destral e sinistral.

Os veios e vênulas registrados nessas rochas (Figura 5.24), com direções preferenciais **E-W** e **N-S**, completam o quadro estrutural representativo desse afloramento.

5.3.2- Painel 02

Esse painel está localizado a aproximadamente 4 km em linha reta na direção sul da Vila Serra Dourada (Figura 3.1; P-24).

Corresponde a um afloramento no piso do terreno, com área de aproximadamente 18 m^2 (Figura 5.25), constituído principalmente por rocha granitóide com mesoenclaves básicos e veios/vênulas esverdeados a esbranquiçados compostos por epídoto, clorita e quartzo. Algumas dessas microvênulas apresentam-se preenchidas por sericita e carbonato.

Mapa Estrutura

Localização(Coordenadas: 609295/9278269)

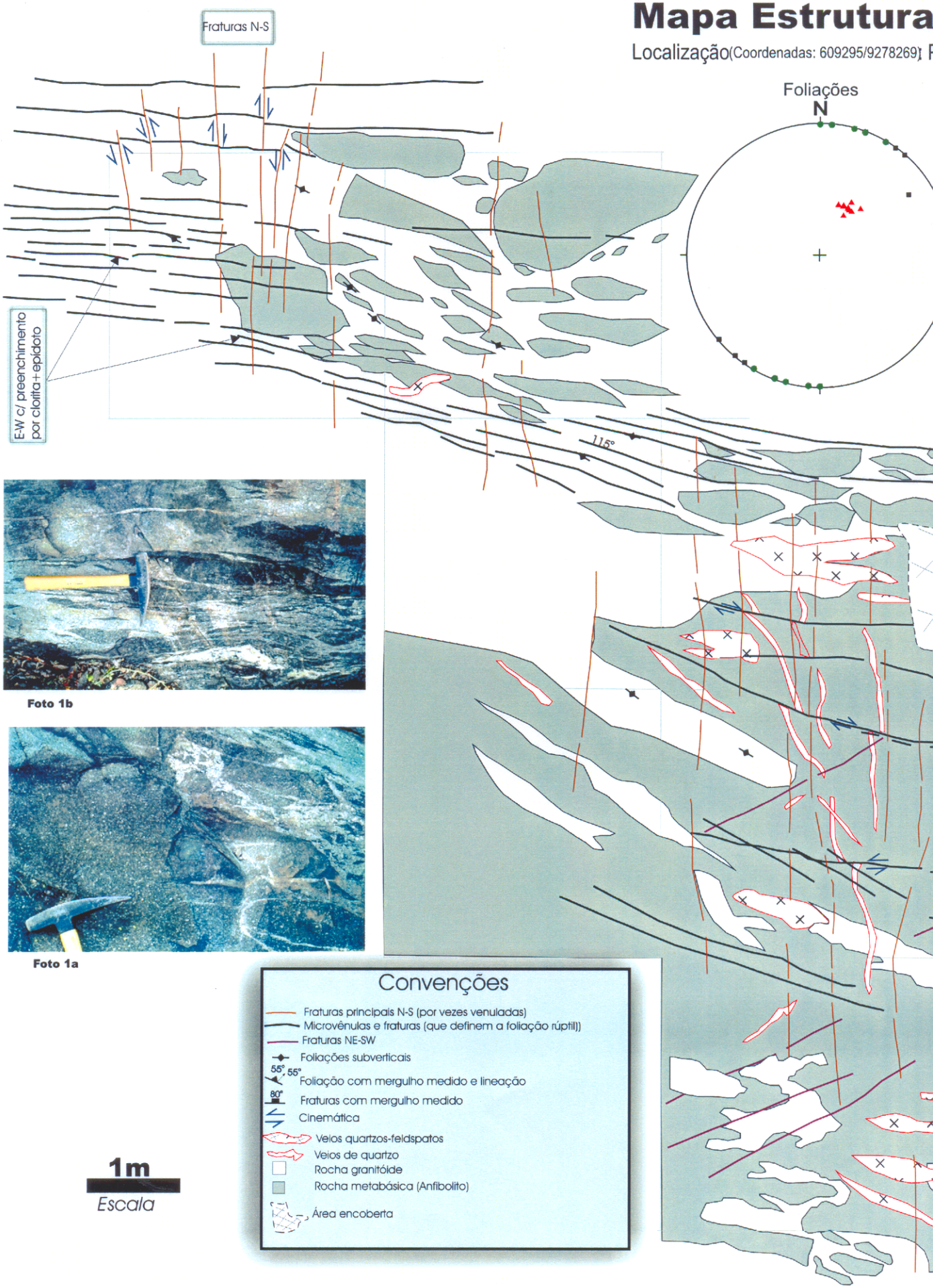


Foto 1b

Foto 1a

Convenções

- Fraturas principais N-S (por vezes venuladas)
- Microvênulas e fraturas (que definem a foliação rúptil)
- Fraturas NE-SW
- Foliações subverticais
- 55°, 55° Foliação com mergulho medido e lineação
- 80° Fraturas com mergulho medido
- Cinemática
- Veios quartzos-feldspatos
- Veios de quartzo
- Rocha granitóide
- Rocha metabásica (Anfibolito)
- Área encoberta

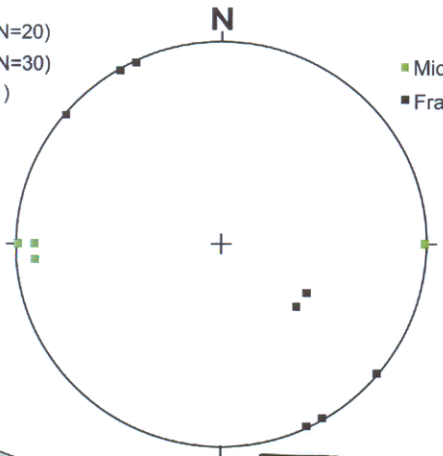
1m

Escala

de Detalhe - Painel 1 (Fig. 5.24)

ximidades da Vila Feitosa

oliação rúptil(N=20)
oliação dúctil(N=30)
ineação (N=11)



Microvênulasl(N=28)
Fraturas(N=28)

Vênulas e veios

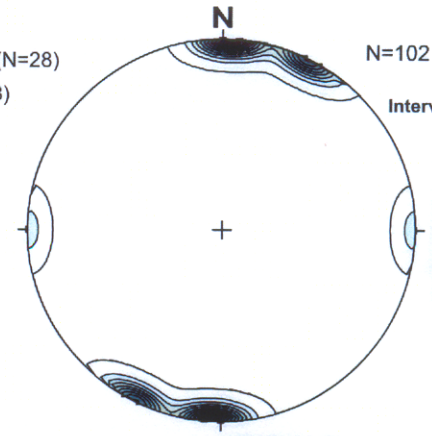






Foto 1c

A rocha granitóide apresenta-se anisotrópica, intempericamente alterada, de constituição tonalítica a granodiorítica, composta por quartzo, feldspato plagioclásio, feldspato potássico e máficos (destacando-se o anfibólio e biotita). Ocorrem ainda, como produtos de alteração, epidoto, clorita e argilo minerais.

A rocha apresenta-se marcada pela presença de uma foliação discreta do tipo milonítica, disjuntiva, espaçada, definida pela orientação incipiente de cristais alongados de anfibólio e biotita que envolvem por vezes clastos de quartzo e feldspatos. Essa foliação encontra-se disposta em um *trend* **E-W** com algumas variações para **WNW-ESE** (Figura 5.25).

Observa-se nessa rocha freqüente zoneamento interno entre os cristais, caracterizado pela presença do quartzo formando agregados que aparece quase sempre bordejando os clastos de feldspatos (Figura 3.2C), semelhantes aqueles derivados de processos metassomáticos.

Os mesoenclaves de composição metabásica, encaixados na rocha granitóide, são milimétricos a centimétricos e dispõem-se no geral em um *trend* **E-W**, acompanhando a mesma direção da foliação dúctil impressa na rocha.

A foliação rúptil identificada nessa rocha está caracterizada por uma clivagem disjuntiva, pouco espaçada, melhor observada na área a nordeste do afloramento; e bandas anastomóticas, centimétricas, espaçadas, preenchidas por minerais possivelmente de caráter hidrotermal (clorita+epidoto+carbonato) que se apresenta de modo pervasivo ao longo de praticamente todo o afloramento, obliterando parcialmente a foliação dúctil mais antiga. Essa foliação tardia dispõe-se em um *trend* preferencial **WNW-ESE**, podendo, no entanto, ocorrer de modo localizado como bandas anastomóticas com orientação **ENE-WSW**.

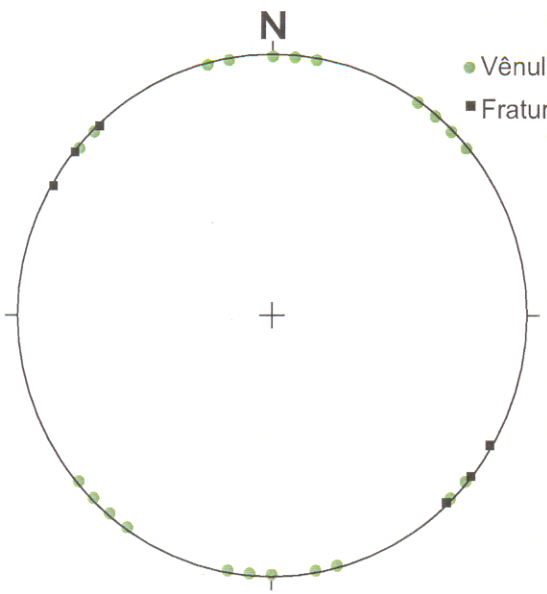
Observa-se que as rochas nesse afloramento encontram-se fraturadas, predominando conjuntos com as seguintes direções:

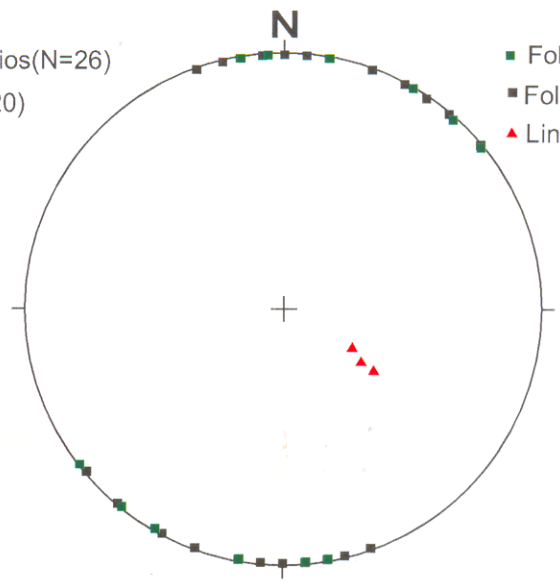
(A) **NW-SE**, pouco espaçadas, subverticais, que aparentemente não produzem deslocamentos;

(B) praticamente **N-S**, dispostas ao longo de todo o afloramento, contínuas, pouco espaçadas, subverticais; aparentemente não produzem deslocamentos.

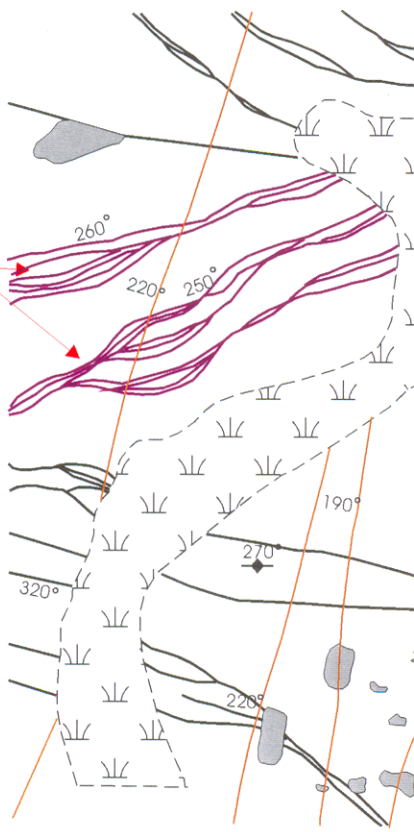
Mapa Estrutural de Detalhe - Painel

Localização : Proximidades de Serra Dou





Foliação rúptil (bandas de cisalhamento rúpteis com vênulas-epídoto+clorita entre outros)



Convenções

- Fraturas principais N-S (por vezes venuladas)
- Microvênulas e fraturas
- Foliações subverticais
- Bandas anostomóticas (NW-SE)
- Bandas anostomóticas (NE-SW)
- Veios(epídoto+clorita+qzto+anfibólio?)
- Rocha granitóide
- Rocha metabásica (Anfibolito)
- Área encoberta

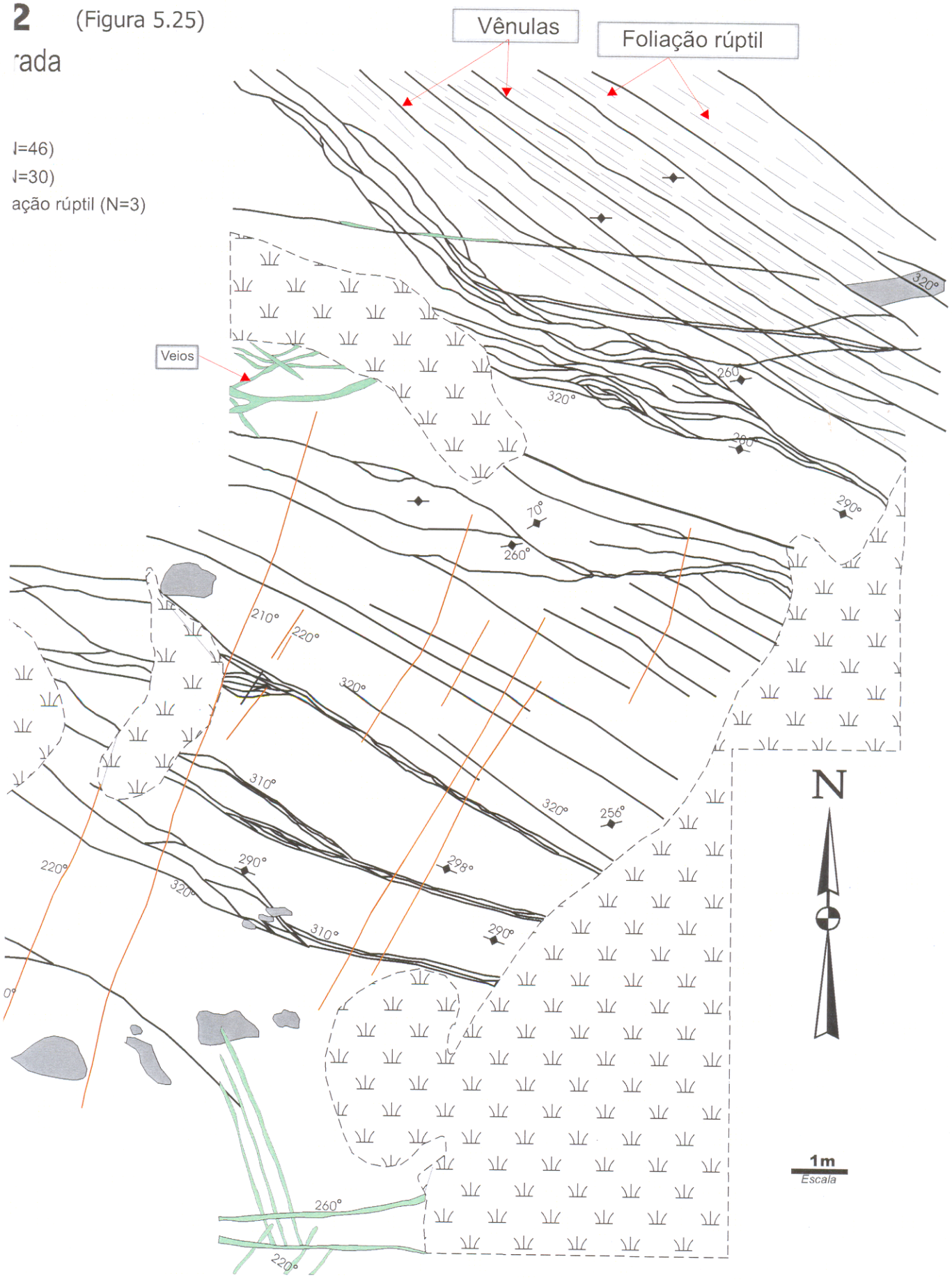
2 (Figura 5.25)

ada

I=46)

I=30)

ação rúptil (N=3)



5.3.3- Painel 03

Esse painel está localizado a aproximadamente 2 km em linha reta na direção sudeste da Escola Arismar S. Feitosa (Figura 3.1; P-87).

Compreende um afloramento em forma de blocos e lajedos. O painel apresentado na figura 5.26 foi desenhado a partir de um pequeno lajedo, com área de aproximadamente 3x1,80 m, constituído principalmente por rocha granitóide fortemente anisotrópico com poucas vênulas de quartzo.

A rocha granitóide predominante é composta essencialmente por quartzo, feldspato e anfibólio. Essa rocha apresenta cor cinza-esverdeado escuro a cinza-esbranquiçado devido, em parte, à alteração intempérica.

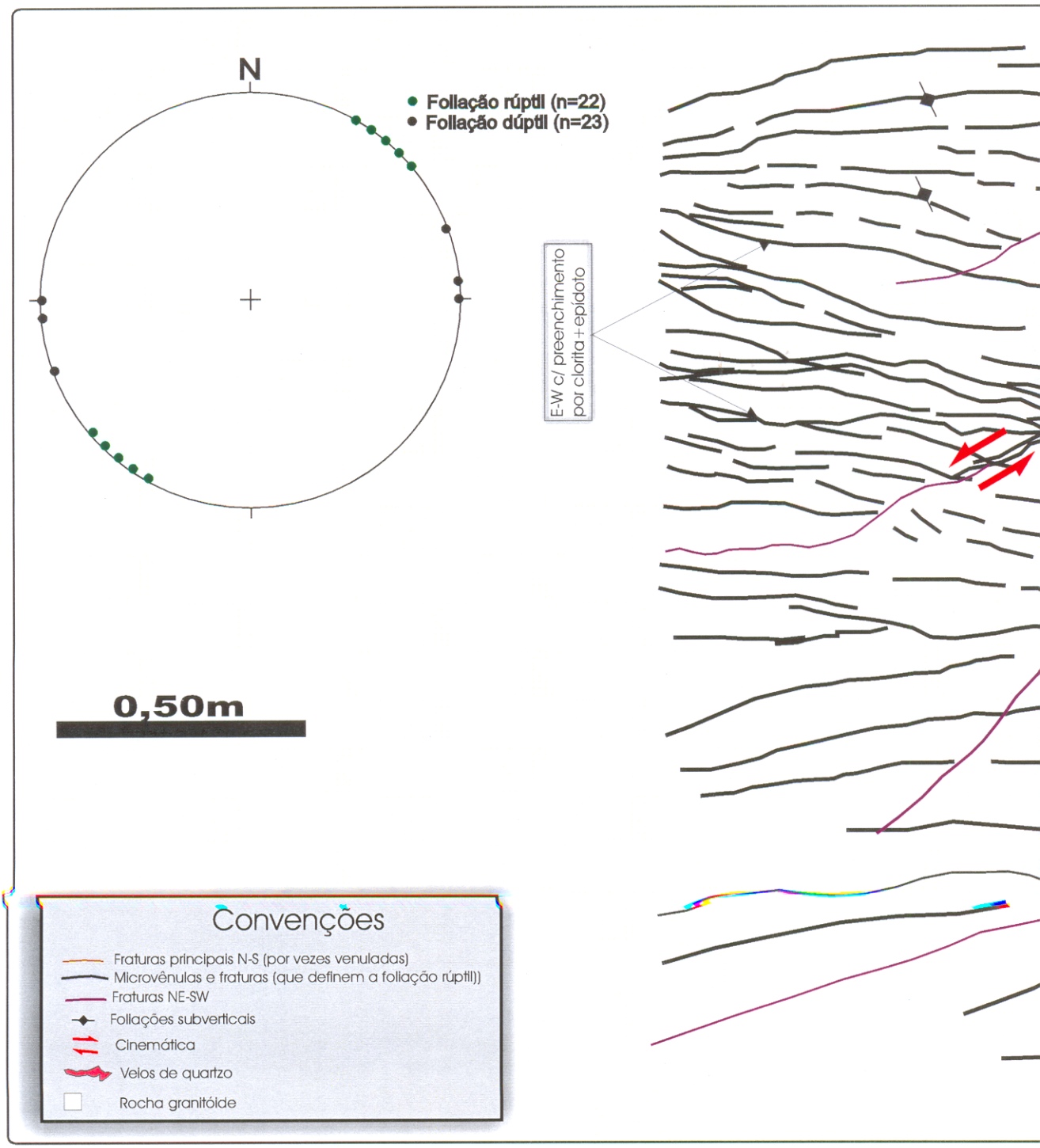
Pode-se identificar uma foliação do tipo milonítica dúctil, disjuntiva, pouco espaçada, definida pela orientação dos cristais alongados de anfibólio que envolvem, por vezes, clastos e profiroclastos de quartzo e feldspato. Essa foliação está disposta em um *trend* praticamente **N-S** e, encontra-se fortemente obliterada por outra foliação de caráter rúptil, penetrativa, constituída por bandas de cisalhamento milimétricas a centimétricas anastomóticas, cataclástica, pouco espaçada, dispostas em conjuntos subparalelizados. Podem eventualmente se encontrar preenchidas por minerais de natureza hidrotermal (anfibólio+epidoto+clorita+quartzo).

Essa foliação tardia dispõe-se em um *trend* preferivelmente **NW-SE** e apresenta evidências de deslocamentos ora sinistrais ora destrais, verificados em vênulas de quartzo que acompanham a mesma direção da foliação dúctil antiga (340° Az).

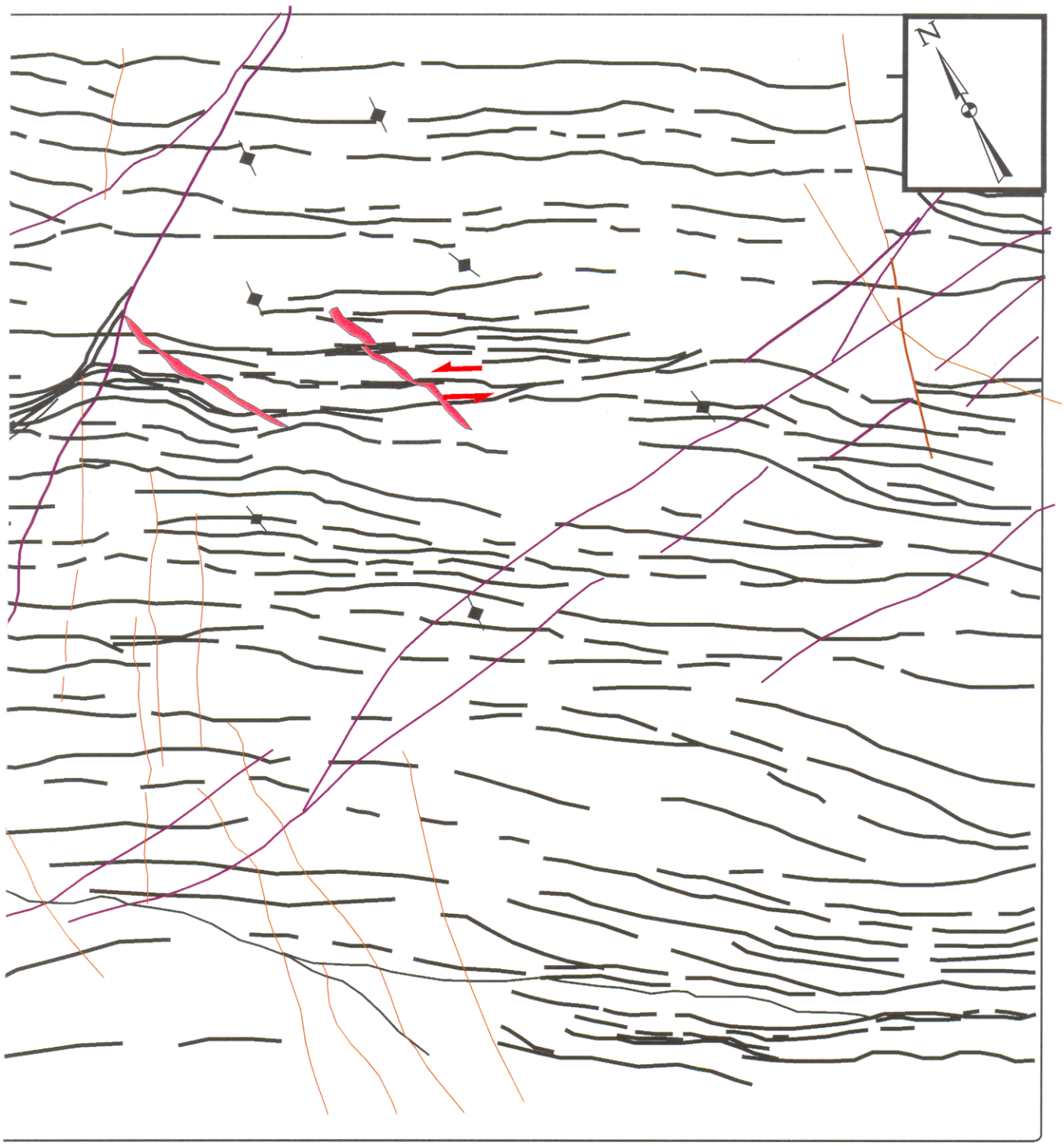
Bandas secundárias de cisalhamento que também se apresentam preenchidas por anfibólio e epidoto, atravessam de modo discordante as bandas subparalelas descritas acima e têm orientação em torno de 240° Az (**NE-SW**), por vezes desenvolvendo uma cinemática do tipo sinistral, em relação às bandas de cisalhamento **NW-SE**.

Fraturas extensionais orientam-se subparalelas às bandas de cisalhamento (foliação rúptil) ou ainda no *trend* **N-S**, mostrando-se contínuas, espaçadas, truncando as feições tectônicas anteriormente descritas, produzindo uma cinemática sinistral de modo localizado, em relação às bandas de cisalhamento rúptil (foliação rúptil).

Mapa Estrutural de Deta



ıe - Painel 3 (Figura 5.26)



5.3.4- Painel 04

Esse afloramento está localizado a aproximadamente 1,5 km em linha reta na direção sudeste da Fazenda Guimarães (Figura 3.1; P-88).

Compreende um afloramento em lajedo, com área de aproximadamente 3x20 m (Figura 5.27), sendo constituído principalmente por rochas granitóides com porções aplíticas e pegmatíticas com mesoenclaves centimétricos de constituição básica e veios/vênulas compostos por quartzo, feldspato, epidoto, clorita e possivelmente carbonato (?).

A rocha granitóide apresenta-se fortemente anisotrópica e alterada por hidrotermalismo, de constituição tonalítica, composta por quartzo, feldspatos (plagioclásio e potássico) e máficos (destacando-se o anfibólio). Ocorre ainda como produto de alteração, epidoto, clorita e argilo minerais.

No referido ponto é identificada uma foliação de caráter dúctil discreta do tipo disjuntiva, espaçada, definida pela orientação incipiente de cristais de anfibólio e quartzo que envolvem, por vezes, clastos de quartzo e feldspatos; aparentemente definindo uma foliação milonítica. Essa foliação encontra-se disposta no *trend* NW-SE com algumas variações para WNW-ESE.

A verificação da foliação dúctil (milonítica) nessa rocha é dificultada pela presença de uma segunda trama de caráter dúctil-rúptil (foliação rúptil) penetrativa, pervasiva que sobrepõe ou oblitera parcialmente a foliação dúctil antiga (milonítica). Na (**Fig. 5.27**) observa-se que a trama dúctil - rúptil ocupa toda a extensão do afloramento, dificultando em parte a verificação de indícios da foliação milonítica.

A trama de caráter dúctil-rúptil, apresentada acima, diz respeito à foliação rúptil. Essa foliação é caracterizada principalmente por bandas anastomóticas, centimétricas, espaçadas, definindo bandas de concentração de minerais hidrotermais (clorita+epidoto+quarzto+feldspato+carbonato). Por vezes, veios possantes ou mesmo vênulas de composição quartzo-feldspática encontram-se relacionados a essas bandas de cisalhamento. Essa foliação dispõe-se nos *trends* **NW-SE** e **NE-SW** com algumas variações em direção ao rumo **E-W**.

Os mesoenclaves de composição básica ocorrem espalhados na rocha granitóide. São milimétricos a centimétricos e dispõem-se no geral em um *trend* **E-W**, acompanhando o mesmo *trend* da foliação dúctil.

Observa-se que as rochas nesse afloramento encontram-se fortemente fraturadas, predominando conjuntos com direções:

(A) **N-S**, dispostas ao longo de todo o afloramento, contínuas, relativamente pouco espaçadas, subverticais, produzindo deslocamentos com cinemática destral em bandas anastomóticas. Parece sobrepor todas as feições de deformação discutidas acima;

(B) **ENE-WSW**, subverticais, com espaçamento da ordem de poucos centímentros;

Os veios e vênulas, com já discutidos acima, apresentam íntima associação com as bandas anastomóticas rúpteis ou com fraturas de caráter extensionais. Esses veios apresentam continuidade centimétricas a métricas ao longo da direção e dispõem-se preferencialmente nas direções **NW-SE** e **NE-SW** além de **N-S**.

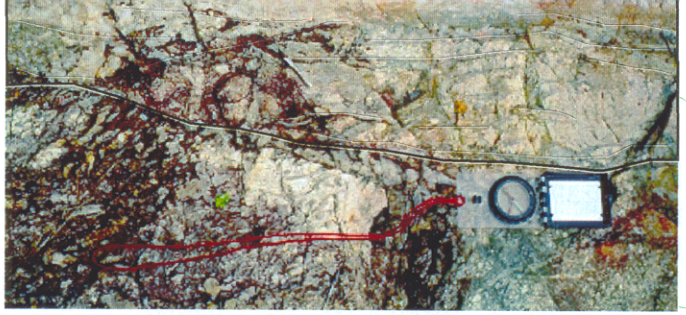
5.3.5- Painel 05

Esse afloramento está localizado a aproximadamente 500m em linha reta do painel 04, na direção norte (Figura 3.1; P-93).

Compreende um afloramento em amplo lajedo ocupando mais de 70m^2 (Figura 5.28), sendo constituído principalmente por rochas granitóides com porções aplíticas e pegmatíticas além de mesoenclaves centimétricos e veios/vênulas compostos por quartzo, feldspato, epidoto, clorita, carbonato (?).

Nesse local observa-se uma rocha bastante anisotrópica, de constituição predominantemente quartzo-feldspática com presença de máficos (destacando-se o anfibólio parcialmente cloritizado). Como produto de alteração ocorrem epidoto, clorita e argilo minerais.

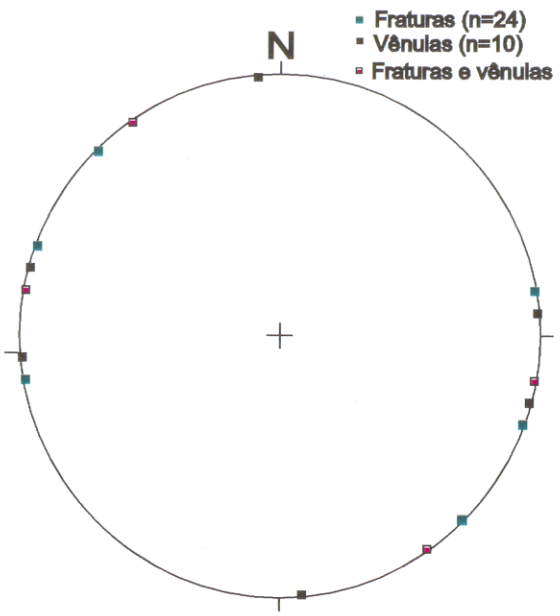
Essa rocha apresenta-se finamente foliada com uma clivagem espaçada disjuntiva, grosseira, semelhante a uma foliação milonítica não penetrativa (definida por











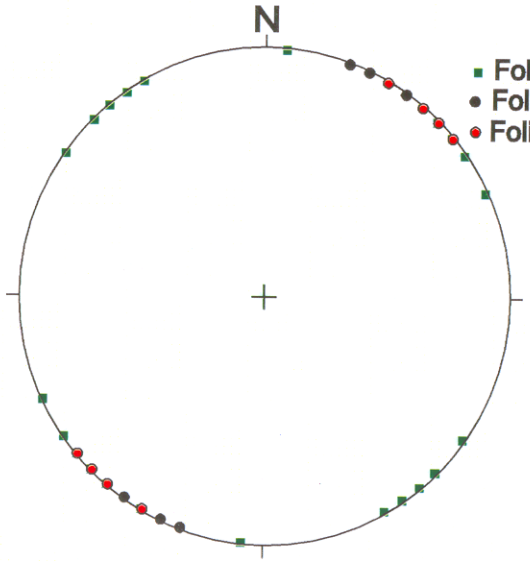
Convenções

- Fraturas N-S
- foliação rúptil- NW-SE e NWW-SEE
- Foliação rúptil - NE-SW
- Foliações dúcteis subverticais
- Cinemática
- Veios quartzos-feldspatos
- Veios de quartzo
- Rocha granitóide com porções aplíticas e pegmatíticas
- Área encoberta

Bandas anostomóticas rúpteis com veios

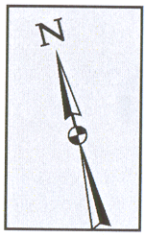
Mapa Estrutural de Detalhe - Painel 4 (Figura 5.27)

Localização : Proximidades da Fazenda Guimarães



- Foliação rúptil (n=34)
- Foliação dúptil (n=28)
- Foliações rúptil e dúctil

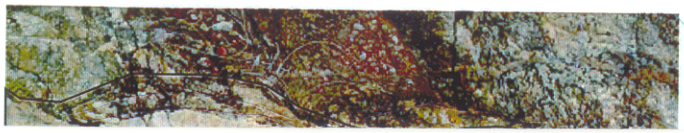


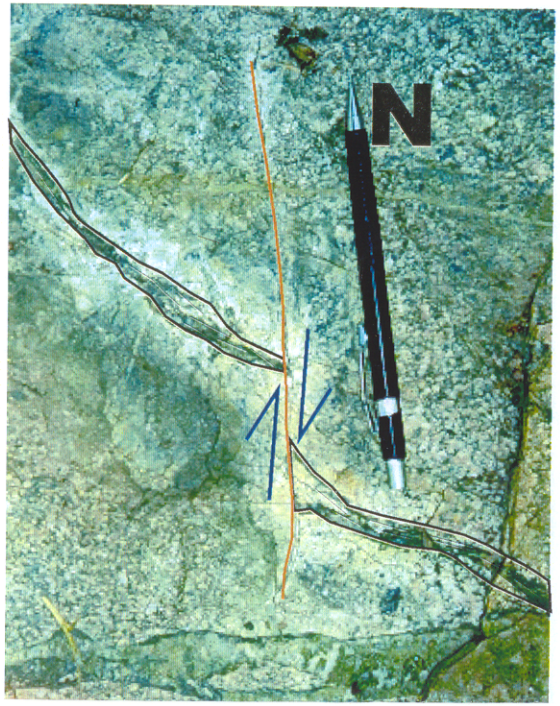


1m

Escala

Veios de epídoto+clorita





clastos de máficos e quartzo alinhados). Essa foliação encontra-se disposta em um *trend* **E-W**.

Os mesoenclaves de composição básica ocorrem espalhados de modo homogêneo na rocha granitóide, sendo milimétricos a centimétricos e dispondo-se subparalelamente à foliação.

As porções pegmatíticas e aplíticas distribuem-se em manchas irregulares ocupando áreas de cerca de 30 a 50 m^2 interrompidas por porções granitóides (tonalíticas) isotrópicas de granulação média ou ainda por faixas estreitas (2-3m) de rochas foliadas.

De um modo geral a trama dúctil antiga (foliação milonítica) está pervasivamente sobreposta ou mesmo praticamente obliterada por uma outra trama de caráter dúctil-rúptil definida por conjuntos de foliações rúpteis. Essas foliações são caracterizadas por uma clivagem do tipo disjuntiva, espaçada ou mesmo em bandas de cisalhamento rúptil centimétricas, geralmente anastomóticas, espaçadas, definindo eventualmente bandas de concentração de minerais hidrotermais (clorita+epidoto+turmalina+quarzto+feldspato+carbonato?). Essas foliações apresentam-se predominantemente com direções **NW-SE**, **NE-SW** e eventualmente registradas no *trend* **E-W** (sobrepondo a foliação dúctil preexistente).

Eventulamente a foliação rúptil de *trend* **NW-SE** desenvolve deslocamentos com cinemática destral na foliação rúptil de *trend* **NE-SW**. Esta, por sua vez, parece deslocar a foliação dúctil **E-W** (preexistente) com cinemática sinistral.

As fraturas com *trend* **N-S** aparentemente formam a trama mais nova disposta nessa rocha. Essas fraturas ocorrem ao longo de todo o afloramento de forma contínua, subvertical, pouco espaçada e parece truncar e deslocar todas as outras feições estruturais preexistentes. Produz deslocamentos aparentes destrais relacionados a veios aplíticos tabulares presentes.

Veios e vênulas de caráter hidrotermal são persistentes nessas rochas, geralmente estão associados aos planos das foliações rúpteis ou mesmo das fraturas extensionais. Esses veios e vênulas são esverdeados, esbranquiçados ou mesmo

acinzentados, constituídos principalmente por clorita, epidoto, quartzo, feldspato, turmalina e carbonato(?).

5.4- DISCUSSÕES E COMENTÁRIOS FINAIS

Nas rochas aflorantes na área de estudo, no que diz respeito mais especificamente às rochas do Arqueano relacionadas aos Terrenos Graníticos-Gnaíssicos de Alto Grau (complexos Pium/Xingu e Suíte Plaquê) e Seqüências Vulcânicas e Sedimentares de Baixo Grau (Supergrupo Itacaiúnas), foram identificadas distintas tramas planares e lineares, assim caracterizadas:

(1) **Trama dúctil** relacionada a diferentes tipos de foliações, destacando-se a do tipo disjuntiva espaçada, disjuntiva anastomótica (algumas vezes definindo planos de foliações em S-C); disjuntiva do tipo milonítica e disjuntiva contínua (fina a grossa).

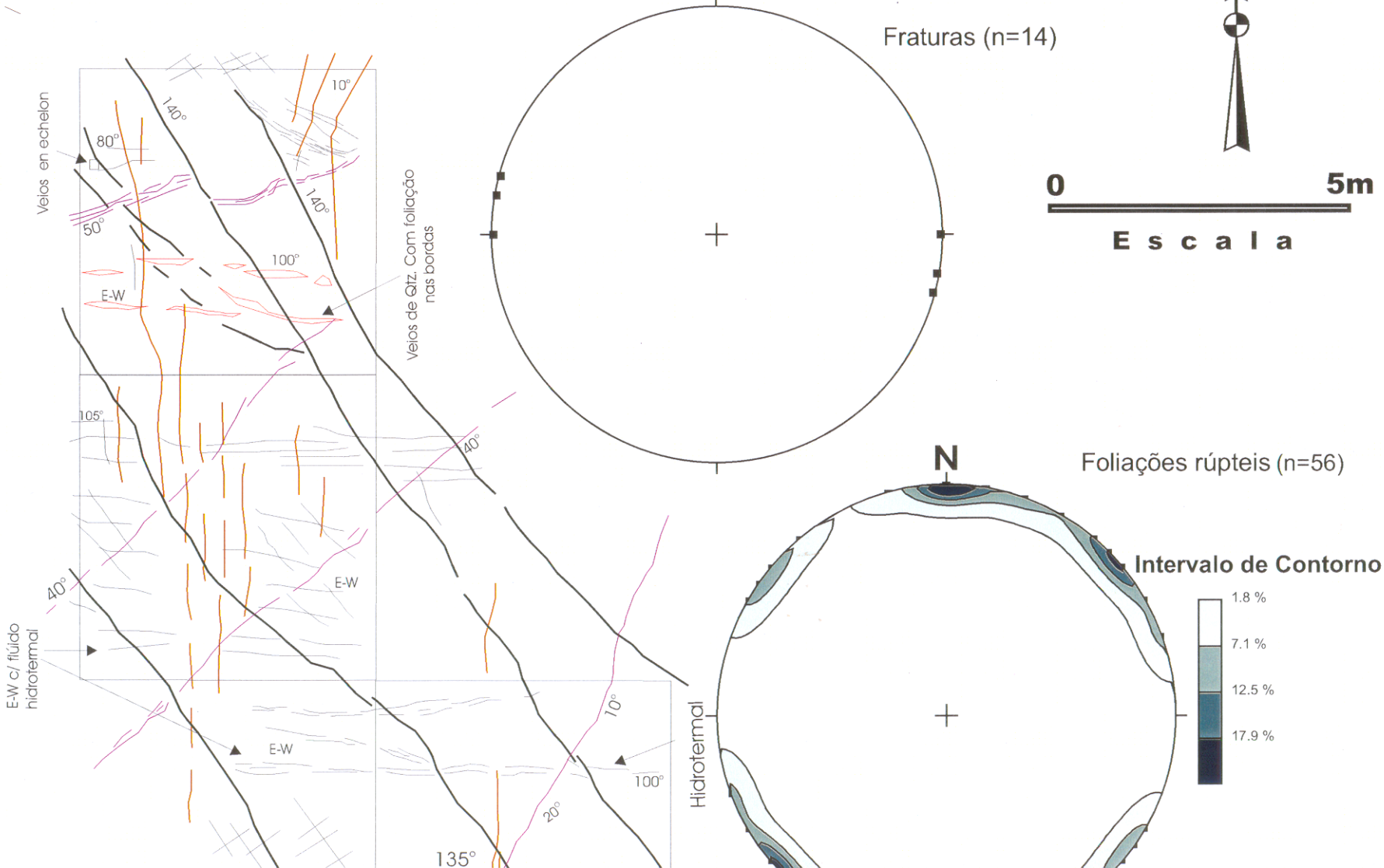
Nos plano dessas foliações, no geral, foi observada a presença de lineação do tipo mineral relacionada a: (a) grãos alongados (p.e. quartzo, feldspato, anfibólio); (b) grãos planares subeudrais (p.e. biotita); (c) agregados de grãos (feldspatos e quartzo); e (d) grãos policristalinos em bastão.

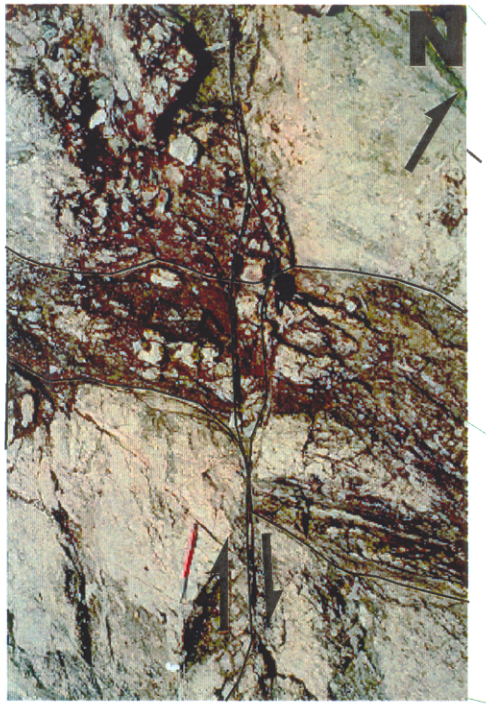
A foliação dúctil do tipo disjuntiva espaçada, no geral anastomótica, é bastante comum nas rochas granulíticas (Complexo Pium), granitóides (Complexo Xingu e Plaquê) e vulcânicas/quartzíticas (Supergrupo Itacaiúnas); enquanto que a foliação milonítica e S-C são constantes em rochas granitóides do Complexo Xingu e Plaquê. A foliação disjuntiva contínua fina a grossa está principalmente associada às rochas das seqüências vulcânicas e sedimentares (Supergrupo Itacaiúnas).

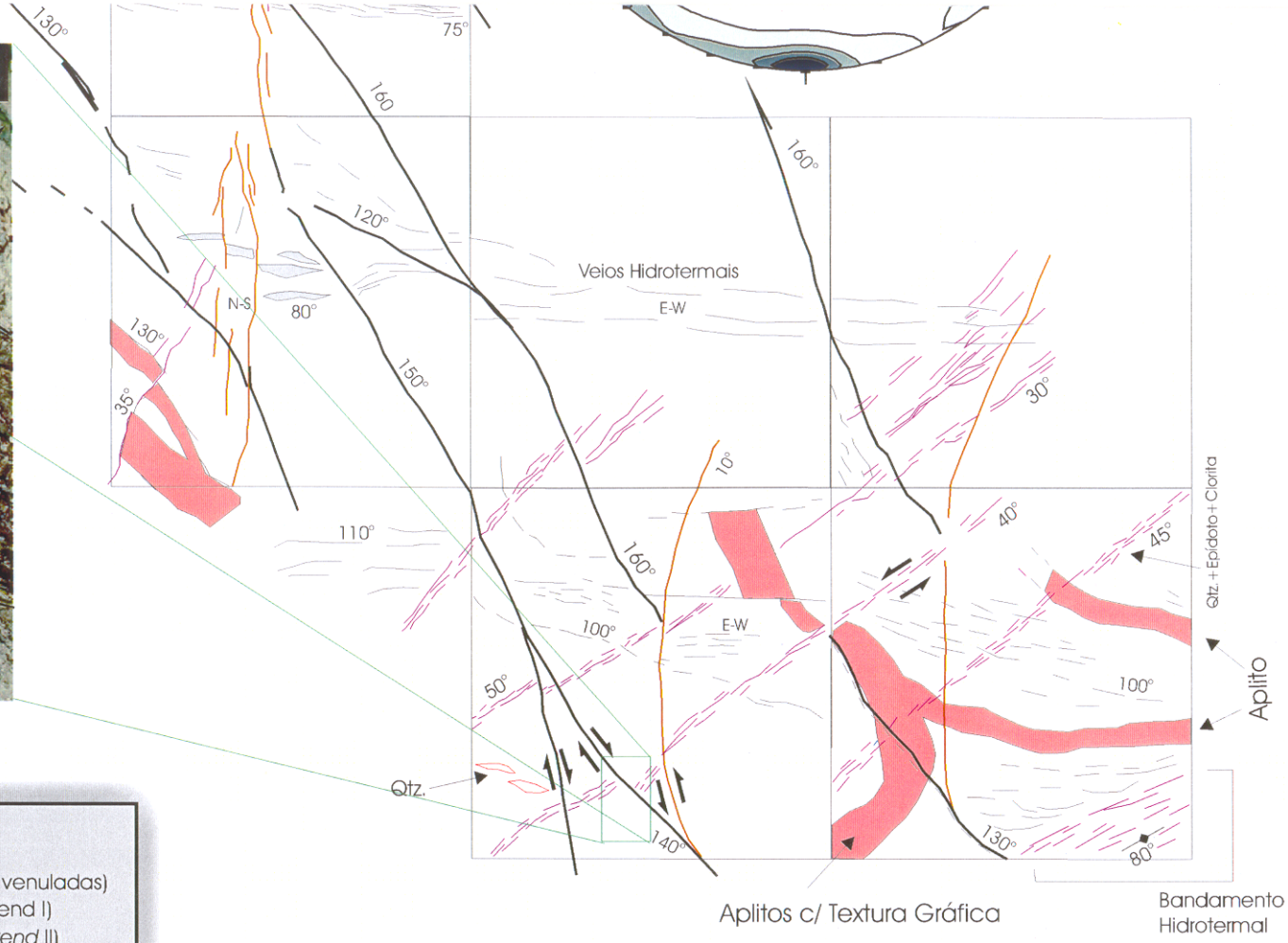
A lineação do tipo mineral encontra-se freqüentemente em todos os planos da foliação dúctil presentes nas rochas dos Terrenos graníticos-gnáissicos de alto grau e das seqüências vulcânicas e sedimentares.

(2) **Trama dúctil-rúctil a rúptil**, relacionada à foliação rúptil que, dependendo de sua espessura (espaço microlítico) ou mesmo de suas características morfológicas,

Mapa Estrutural de Detalhe - Painel 5 (Figura 5.28)







Convenções

- Fraturas principais N-S (por vezes venuladas)
- Bandas de cisalhamento rúptil(Trend I)
- Bandas de cisalhamento rúptil (*trend* II)
- Cinemática
- Aplitos
- Veios de quartzo
- Rocha granitóide
- Mesoenclaves de metabásica (Anfibolito)
- Área encoberta

podem ser enquadradas em vários tipos distintos: (a) clivagem disjuntiva; (b) foliação cataclástica; (c) bandas anastomóticas rúpteis ou bandas de cisalhamento rúptil; (d) foliação ardosiana (contínua fina).

Nas rochas estudadas, nem sempre foi possível de se visualizar a lineação relacionada à foliação rúptil, sendo, no entanto, mais comum a lineação estrutural construtiva do tipo *slikenline* ou mesmo a lineação mineral policristalina do tipo bastão.

A foliação rúptil do tipo clivagem disjuntiva e bandas de cisalhamento rúptil anastomóticas (milimétricas a centimétricas) estão registradas em praticamente todas as rochas dos terrenos graníticos-gnáissicos e seqüências vulcânicas sedimentares; enquanto que a foliação cataclástica foi melhor visualizada em rochas granitóides do Complexo Xingu e eventualmente em rochas vulcânicas e quartzíticas do Supergrupo Itacaiúnas (Gupo Grão-Pará). Vale ressaltar que essa foliação apresenta um comportamento diferenciado de acordo com as propriedades reológicas das rochas envolvidas. Um exemplo envolvendo essa situação está relacionado às rochas vulcânicas do Grupo Grão-Pará que apresenta uma foliação distinta caracterizada por ser mais fina, definindo localmente uma foliação do tipo ardosiana.

A foliação cataclástica, evidenciada em campo apenas em rochas do Complexo Xingu e Grupo Grão-Pará, pode também estar presente nos granulitos do Complexo Pium e granitóides da Suíte Plaquê, onde esta se mostrou aparentemente ausente. Essa eventual ausência da foliação pode ser devido ao pequeno número de afloramentos visitados dessas rochas.

A análise integrada da foliação dúctil, em conjunto com sua respectiva lineação e indicadores cinemáticos identificados em mesoescala (principalmente porfiroclastos rotacionados, assimetria de porfiroclastos sigmóides de micas, assimetria de sombra de pressão) definem as seguintes propriedades cinemáticas para a deformação afetando as principais unidades aflorantes a sudeste do Sistema Transcorrente Carajás:

(1) No Complexo Xingu a foliação dúctil dispõe-se em três principais *trends*: (a) **E-W** que mostra uma cinemática do tipo oblíqua (destral e sinistral) a frontal, implicando em uma deformação total ou transpressão (cisalhamento puro e simples particionado); (b) **WNW-ESE** apresenta uma cinemática do tipo

direcional sinistral a frontal sob cisalhamento simples; e (c) **N-S** (menos significativa) mostra cinemática oblíqua sinistral também relacionada à deformação por cisalhamento simples.

(2) Na Suíte Plaquê a foliação dispõe-se em um *trend* **E-W**, com cinemática oblíqua sinistral predominante, gerada sob deformação total ou transpressão (cisalhamento puro e simples particionado).

(3) A foliação dúctil no Grupo Grão Pará, dispõe-se em um *trend* **WNW-ESE** que mostra movimentação frontal à oblíqua destral e/ou sinistral, também relacionada à deformação total (transpressão).

A análise integrada da foliação rúptil juntamente com sua respectiva lineação e indicadores cinemáticos identificados em mesoescala (principalmente assimetria de porfiroclastos e sigmóides de micas), pode ser melhor elaborada em afloramentos de rochas granitóides do Complexo Xingu, principalmente em planos de foliação com o *trend* **NW-SE**. Essa foliação associa-se a uma cinemática do tipo direcional a oblíqua predominantemente destral a frontal, implicando em um estado de deformação total (possivelmente transpressional particionado).

Além de importantes feições planares e lineares, já discutidas acima, outras feições tectônicas presentes nas rochas estudadas dizem respeito a fraturas e veios (vênulas) que ocorrem de forma penetrativa e indiscriminadamente em todas as unidades aflorantes na área investigada:

(1) As **fraturas** apresentam-se de modo geral sistemáticas e estão representadas por conjuntos de juntas subparalelas, observadas de modo isolado ou em conjuntos ou *sets* espaçados em escala centimétricas a métricas. Essas fraturas mostram um relativo espalhamento de orientações com presença de *famílias* de juntas dispostas preferencialmente em torno das direções **N-S**, **NE-SW** e **NW-SE**, variando para **E-W**, além de outras menos significativas. Todas apresentam mergulhos subverticais, preferencialmente. No campo a cinemática eventualmente associada com essas estruturas é de difícil definição. Em rochas granitóides do Complexo Xingu, no entanto, as fraturas com *trend* **N-S** apresentam cinemática destral (p.e. no P-17, ver

painel 1) enquanto que aquelas **NW-SE** mostram deslocamento sinistral (p.e. na Fazenda Guimarães, P-89).

(2) Os **veios** observados nas rochas dessas unidades quase sempre estão dispostos de forma concordante às principais estruturas tectônicas presentes nas mesmas (planos da foliação ou ainda por conjuntos de juntas de tensão). São predominantemente centimétricos a milimétricos (vênulas) com alguns mostrando espessuras centimétricas até cerca de 50 cm. Geralmente são constituídos por quartzo, epídoto, clorita, turmalina, anfibólio, feldspato plagioclásio e carbonato (?) e podem apresentar padrões em *stockworking* ou sintaxial. O padrão do tipo sintaxial é evidenciado principalmente em rochas granitóides do Complexo Xingu, rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará e rochas graníticas relacionadas a corpos intrusivos relacionados à suíte proterozóica. É constante a presença desses veios associados por vezes com bandas de cisalhamento rúptil. Eventualmente esses veios mostram-se geometricamente compostos, apresentando vênulas oblíquas a perpendiculares subordinadas em rochas vulcânicas do Grupo Grão Pará.

Vênulas em arranjo *en echelon* ocorrem eventualmente em rochas granitóides do Complexo Xingu e Complexo Pium.

Esses veios concentram-se predominantemente nas direções **N-S, E-W** e ainda **NW-SE**, com um espalhamento menos significativo para **NE-SW**. Quase sempre apresentam mergulhos altos, subverticais.

De modo geral, ao se analisar as fraturas descritas acima, pode-se concluir que as mesmas são em geral do tipo extensional (*tipo I*), algumas formadas em associação com fluidos hidrotermais capazes de formar veios e vênulas.

Feições primárias (magmáticas) são particularmente evidenciadas em rochas granitóides associadas ao Complexo Xingu (bandamento composicional) e rochas graníticas relacionadas a corpos intrusivos plutônicos do Proterozóico (foliação primária).

A foliação primária eventualmente evidenciada nas rochas graníticas relacionadas a corpos intrusivos plutônicos do Proterozóico, trata-se de uma foliação incipiente, pouco penetrativa, marcada pela orientação dos cristais euédricos (biotita, quartzo,

feldspatos e anfibólio) em escala mesoscópica. Esse tipo de trama, até onde essas rochas foram verificadas, pode ser enquadrada como *pré-full crystalization fabric* conforme classificação relacionada aos diferentes estágios de progressão da cristalização magmática (Hutton 1988, Paterson *et al.* 1989; e Vernon, 2000).

O bandamento composicional verificado em rochas granitóides associadas ao Complexo Xingu (p.e. pontos 01, 20, 48, 51, 67, 113, 114), dispõe-se preferencialmente na direção **NE-SW**, mergulhando para **SE** com ângulos em torno de 30° a 60°, podendo chegar até subverticais, estando eventualmente dobrado.

As dobras, além de observadas no campo, como foi comentado anteriormente, podem ser identificadas com base nos dados do bandamento que, em estereograma, desenham guirlandas cujos pólos (eixos *Beta*) coincidem com os eixos das dobras regionais, caindo em torno de 50° para 160° Az.

Essas dobras, no geral, apresentam-se em escala centimétrica e variam quanto à geometria, de suaves a abertas, com eixos caindo em torno de 50° para 115° Az (~50/SE). Essas dobras mostram espessamento apical variável (mais comum do tipo Ic, tipo II e tipo III) e se articulam a partir de dobras menores em arranjos parasíticos. Apresentam quase sempre uma incipiente foliação plano axial definida pela orientação de minerais micáceos.

Existe a possibilidade da trama magmática (bandamento composicional) impressa em rochas granitóides do Complexo Xingu (descrita acima) estar relacionada a corpos intrusivos tardios que ainda não foram desmembrados cartograficamente dessa unidade. Os dados levantados durante o mapeamento não se mostram suficientes para que se possa fazer a individualização de algum novo corpo magmático. Para que isso possa ser feito de modo seguro sugere-se um estudo petrológico e radiométrico mais detalhado buscando esses objetivos.

A foliação incipiente observada em rochas graníticas relacionadas a corpos intrusivos do Proterozóico pode também ser discutida como feição de origem primária (magmática). Essa foliação é do tipo pouco penetrativa, marcada pela orientação dos cristais euédricos (biotita, quartzo, feldspatos e anfibólio) presentes na rocha. A foliação

pode apresentar, em um mesmo afloramento, duas ou mais orientações preferenciais (p.e. pontos 66, 71, 74, 83, 121).

Bandas de cisalhamento dúctil observadas nas rochas do Complexo Xingu apresentam-se localizadas (p.e. ponto 17, 20 e 110) cortando a foliação dúctil ou o bandamento composicional (definindo mesodobras de arrasto) registrados nessas rochas. Estão orientadas predominantemente nas direções **NW-SE** e **NE-SW** com mergulhos praticamente sub-verticais.

Mais abaixo se apresenta um quadro (Figura 5.29) que sintetiza as tramas presentes nas rochas aflorantes a sudeste do Sistema Transcorrente Carajás.

As tramas de caráter dúctil (foliação dúctil), dúctil-rúptil (foliação rúptil) e rúptil (fraturas/veios) registradas nas rochas estudadas, já discutidas neste capítulo, apresentam correlações com os dados obtidos pela interpretação de sensores remotos (RADAR, imagem de satélite e fotografias aéreas) apresentados no Capítulo 4.

Ao se estabelecer essa análise comparativa pode-se propor uma organização temporal e cinemática para algumas dessas feições (tanto foliações quanto lineamentos):

- Lineações e lineamentos fotogeológicos, comumente curvos ou arqueados, com *trends* **E-W**, **NW-SE**, coincidem com a posição da trama dúctil antiga definida principalmente pela foliação milonítica regitradas nas rochas do embasamento.
- Os feixes de lineamentos anastomóticos, por vezes entrelaçados, comumente curvos ou arqueados definidos por lineamentos e alinhamentos estruturais com *trends* **E-W**, **NW-SE** e **NE-SW**, correspondem em posição espacial às tramas de caráter dúctil-rúptil (foliação rúptil - clivagem disjuntiva, foliação cataclástica e bandas de cisalhamento rúptil) e rúptil (fraturas e veios). A trama dúctil-rúptil encontra-se disposta nas rochas dos terrenos graníticos-gnáissicos e seqüências vulcânicas e sedimentares; e a rúptil está disposta pervasivamente em todas as rochas aflorantes a sudeste do Sistema Transcorrente Carajás.

Os feixes com *trends* **E-W**, **NW-SE** e **NE-SW** podem ser considerados tardios em relação aqueles **E-W** (trama dúctil), conforme foram interpretados pelos sensores e no campo, apresentando relações de truncamento (os feixes E-W, NW-SE e NE-SW,

considerados tardios, truncam e deslocam aqueles E-W, interpretados como mais antigos) definindo cinemática ora destral ora sinistral.

- O conjunto de lineamentos de *trend* **N-S** pode ser considerado, na hierarquia temporal, o sistema mais tardio e corresponde a fraturas e veios que se dispõem de modo penetrativo e espalhado em praticamente todas as rochas aflorantes na área pesquisada. Ele é aparentemente o mais contínuo e apresenta situações de truncamentos e deslocamentos generalizadas com os demais sistemas (**NW-SE NE-SW** e **E-W**) descritos anteriormente (tramas dúctil e dúctil-rúptil).

A presença de fluidos hidrotermais durante a deformação teve papel decisivo no controle do desenvolvimento das tramas observadas nas rochas estudadas, destacando-se aquelas mais tardias que podem ter associação com alguns dos principais episódios hidrotermais. A pressão de fluido durante alguns desses episódios hidrotermais parece ter envolvido alta pressão de fluido e temperaturas também relativamente altas, considerando-se a presença de fraturas hidráulicas nas rochas da região. Esse processo envolvendo aporte de fluido e fraturamento obedeceu às diferenças reológicas impostas pelos diferentes litotipos presentes. Essas diferenças conduziram ao aparecimento de tramas variando desde francamente foliadas (tramas de fluxo cataclástico - rúptil) o aparecimento de veios e vênulas encaixados principalmente nas bandas de cisalhamento rúptil e acompanhando os planos de foliação dúctil. Esse mecanismo afetando as rochas terrestres tem sido descrito principalmente por Sibson (1987, 1992, 1994 e 1996).

			Dúctil	Dúctil/Rúptil a Rúptil
TRAMAS	**Tectônicas**	*Planares*	**Foliação dúctil** **Tipo disjuntiva, espaçada, anastomótica (ex: milonítica):** *Complexo Pium* (NW-SE) e *Complexo Xingu* (E-W, WNW-ESE e N-S) **Tipo foliação S-C:** *Complexo Xingu* S=125, C=275 *Suíte Plaquê* (E-W) – S= 120Az e C= 100 Az **Tipo contínua (Xistosidade) ou mesmo disjuntiva** *Grão-Pará* (WNW-ESE)	**Foliação rúptil** **Tipo Fluxo cataclástico** *Complexo Xingu* (NW-SE, E-W e eventualmente NE-SW) **Tipo bandas de cisalhamento rúpteis e clivagem** *Complexo Xingu* (NW-SE, E-W e eventualmente NE-SW) *Grão-Pará* (WNW-ESE) **Fraturas e veios** Fraturas extensionais *Complexo Pium (N-S)* *Complexo Xingu* (N-S e NW-SE) Suíte Plaquê (E-W a NW-SE) *Grão-Pará* (NW-SE)
		Lineares	**Lineação** **Tipo estrutural (lentes de boudins):** Complexo Xingu (obliqua destral, sinistral, frontal e direcional sinistral) **Tipo lineação mineral(grãos alongados)** Complexo Xingu (obliqua destral, sinistral, frontal e direcional sinistral) Suite Plaque (dominantemente sinistral, por vezes destral) Grão Pará (Oblíqua destral ou sinistral?+frontal)	**Lineação** **Tipo Estrutural construtiva *("slikenlines"):*** Complexo Xingu (predominamentente destral)
	Magmáticas	*Planares*	Foliação magmática e bandamento	

Figura 5.29: Quadro das principais tramas impressas nas rochas aflorantes na área de estudo.

Capítulo 6

6- CONCLUSÕES

Os resultados obtidos nesta dissertação permitem se alcançar as seguintes conclusões:

- A sudeste do Sistema Transcorrente Carajás ocorrem rochas arqueanas dos tipos granulíticas básicas (Complexo Pium), rochas tonalíticas a granodioríticas (com porções migmatíticas e gnáissicas) e anfibolíticas(Complexo Xingu), biotita-granitos (Suíte Plaquê), rochas basálticas/anfibolíticas e quartzíticas (Supergrupo Itacaiúnas – Grupo Grão Pará); bem como, rochas graníticas (*senso latu*)/máficas do Proterozóico e rochas gabróicas do Mesozóico (Araújo & Maia, 1991).

- A correlação dessas rochas com as unidades litoestratigráficas conhecidas para a região se faz de modo discutível em função da inexistência de um quadro estratigráfico seguro, que obedeça às regras necessárias para a organização temporal-espacial dessas rochas. As propostas estratigráficas existentes refletem as limitações de informações disponíveis sobre a geologia da região, impostas, em grande parte, pelas exposições pouco favoráveis.

- As rochas do Terreno Granítico-Gnáissico de Alto Grau (Complexo Pium, Xingu e Suíte Plaquê) estão marcadas por uma importante trama deformacional antiga (~3.0 Ga a 2.8Ga. Machado et al.,1991; Rodrigues *et al.* 1992), geradas sob regime dúctil, dispostas em três arranjos distintos, sempre com altos ângulos de mergulho (>70° a verticais):

(a) **E-W** (predominante) mostra relação com cinemática do tipo particionada em tipo oblíqua destral e sinistral, frontal com o transporte tectônico se dando prioritariamente de N para S;

(b) **WNW-ESE** associada com cinemática do tipo direcional sinistral a frontal;

(c) **N-S** (menos significativa) com cinemática oblíqua sinistral.

Essa deformação de temperatura média a alta, foi suficiente para provocar recristalização dinâmica em cristais de quartzo e feldspato, que mostram feição de cominuição e recuperação. Esse tipo de deformação possibilitou a geração de foliações (dúcteis, disjuntiva espaçada fina, disjuntiva anastomótica, disjuntiva do tipo milonítica, conjugada S-C), contínuas ou não, penetrativas na maioria dos casos, com deslocamentos e rotações de cristais e definição de ocelos de recuperação.

Essa deformação se deu principalmente por transpressão dúctil, com importante partição geométrica e cinemática, que permitiu o desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais e destrais, predominando as primeiras, e de cavalgamentos oblíquos. Esse padrão deformacional é semelhante àquele encontrado em rochas similares expostas em outros locais na região da Serra dos Carajás (p.e. Serra Leste, Rio Itacaiúnas; Pinheiro, 1997) e aproxima-se substancialmente dos modelos apresentados por Robin & Cruden, 1994).

- Uma segunda trama deformacional gerada sob regime dúctil-rúptil a rúptil (temperatura de deformação relativamente mais baixa), até então sem referências detalhadas em trabalhos anteriormente desenvolvidos na região (p.e Araújo & Maia 1991; Pinheiro, 1997), encontra-se disposta nessas rochas, sobrepondo, ou mesmo obliterando totalmente, a trama dúctil milonítica pretérita. Esse conjunto de feições dispõe-se preferencialmente nos *trends* **NW-SE** (mais importante) e **NE-SW** com alguma variação tendendo ao rumo **E-W**. Essa trama secundária corresponde a uma foliação rúptil que dependendo do seu espaço microlítico, ou mesmo de suas características morfológicas relacionadas às diferentes condições reológicas existentes, podem ser enquadradas em quatro tipos distintos:

(a) clivagem do tipo disjuntiva espaçada moderadamente penetrativa;

(b) foliação cataclástica, também disjuntiva, constituída por níveis milimétricos ou mesmo centimétricos (domínio da clivagem) compostos por cristais sub-milimétricos, desenhando o domínio microlítico, ou podendo se mostrar como uma "clivagem de solução de pressão" (*pressure solution*), neste caso,

desenhada por fragmentos milimétricos a centimétricos de rocha orientados dispostos em bandas centimétricas acompanhando a orientação principal da matriz;

(c) bandas anastomóticas rúpteis ou bandas de cisalhamento rúptil;

(d) foliação ardosiana (contínua fina).

Essa trama (discutida acima) formado pelo conjunto dessas diferentes feições, se encontra associada com vênulas e veios com minerais hidrotermais (clorita + epidoto + quarzto + feldspato + carbonato) ou mesmo quartzo e feldspato.

Essa trama deforma, de modo pervasivo, praticamente todas as rochas do domínio supracrustal (vulcânicas e quartzíticas atribuídas ao Grupo Grão Pará), denotando reativação geométrica e cinemática controlada pela trama dúctil anterior (**E-W**).

É importante ressaltar que a trama rúptil pode ser confundida com a trama dúctil de temperaturas altas (p.e. miloníticas) quando observadas de modo isolado, sem considerar seus padrões mecânicos e mesmo a sua associação com os produtos hidrotermais tardios. As características geométricas da estrutura não podem ser usadas isoladamente como indicadoras das condições mecânicas da deformação presente nas rochas, já que a participação dos fluidos hidrotermais durante o desenvolvimento dessa trama impôs condições propícias à sua formação.

Esse processo parece ter se dado de modo pervasivo em todas as rochas dos terrenos graníticos-gnaissicos e das seqüências vulcânicas e sedimentares, não sendo portanto restrito às proximidades de grandes falhas ou descontinuidades. O processo por fraturamento hidráulico se encaixa bem ao estilo deformacional das rochas nas adjacências dessas grandes descontinuidades.

A trama linear, eventualmente associada com esse conjunto de feições planares, tem a característica de ser não-penetrativa, sendo descrita como *slickenlines* produzidos em planos de fraturas, concordando portanto com as condições de baixo fluxo tectônico, dominante em condições crustais mais rasas.

- A presença do complexo arranjo geométrico-cinemático tanto dúctil quanto rúptil nas rochas expostas na área de pesquisa, é consistente com deslocamentos de fluxo sob regime transpressional (deformação total) quer seja destral ou sinistral, com intensa partição temporal, geométrica e cinemática da deformação, semelhante a outras zonas transpressivas descritas em outras regiões do planeta (Fossen & Tikoff, 1993). Essa trama, entretanto, não se encontra associada com as rochas intrusivas mais tardias atribuídas ao Proterozóico.

- Feições primárias (magmáticas), como o bandamento composicional, estão particularmente presentes em rochas granitóides associadas ao Complexo Xingu e eventualmente em rochas da Suite Plaquê. No caso do Complexo Xingu, existe a possibilidade dessa trama magmática estar relacionada a corpos intrusivos tardios ainda não cartografados nos domínios dessa unidade. Os dados levantados durante o mapeamento não se mostram suficientes para que se possa fazer a individualização desses prováveis corpos magmáticos. Sugere-se um estudo petrológico e radiométrico mais detalhado buscando esses objetivos.

- A área de estudo encontra-se localizada na borda sul do Sistema Transcorrente Carajás onde é observado um importante contato litológico e tectônico entre as rochas do chamado Sistema Trancorrente Carajás e seu embasamento. Uma análise dessa área no contexto regional, mostra que essa borda é fortemente afetada por importantes descontinuidades geológicas. O traço principal que sugere essa descontinuidade tem direção aproximada **E-W**, estando deslocados por traços **NW-SE**, subparalelos à trama rúptil observada nas rochas da região.

- Dados de sensores sugerem uma forte tendência de mergulho das principais estruturas planares internas das rochas condicionadas à geometria com padrão **E-W**, para sul, principalmente aquelas do embasamento. No geral, traços que compõem os lineamentos de padrão **E-W** que marcam o limite dessa estrutura, encontram-se aparentemente deslocados por traços de lineamentos mais contínuos, anastomóticos e

anastomótico-encurvados que se dispõem nas direções principais **NW-SE** e **NE-SW**, respectivamente.

Os feixes encurvados **NW-SE** estendem-se continuamente para dentro do Sistema Transcorrente Carajás, estando intimamente relacionada com a nucleação da Falha Carajás.

Os feixes anastomóticos **NE-SW** são destacados por dois lineamentos maiores **NE-SW**, compartimentando as rochas localizadas na área de estudo. E linhas **N-S** importantes truncam indiscriminadamente todos os demais lineamentos. Esse traços apresentam-se pervasivos, contínuos e se estendem além do Granito Central de Carajás.

- Portanto, na área de estudo, além da trama **E-W**, ocorrem feições importantes **NW-SE**, controladas por processos rúpteis tardios, seguindo prolongamentos de traços da Falha Carajás, coincidindo com condutos hidrotermais mineralizados importantes (Alvos 118 e Sossego, bem como outros alvos de pesquisas que encontram-se definidos nesses *trends*).

- Fica estabelecida a íntima relação entre fluidos e deformação no processo de desenvolvimento dessa trama tardia de caráter dúctil-rúptil a rúptil, que deve ter significado regional relacionado à Falha Carajás, cuja idade de nucleação deve estar em torno de 2.7Ga (Pinheiro, 1997 e Pinheiro & Holdsworth, 1997). A presença dessa trama tem controle espacial francamente correlato às direções impostas pela referida falha.

- As rochas existentes na borda sudeste do Sistema Transcorrente Carajás, além de terem sido deformadas por cisalhamento dúctil durante o(s) evento(s) principal(is) condicionado(s) à Zona de Cisalhamento Itacaiúnas, foram grandemente afetadas pela nucleação e reativação da Falha Carajás como elemento particular no contexto regional.

Capítulo 7

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, R.C.C. 1980. *Contribuição à petrologia do Granito Central da Serra dos Carajás*. Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Belém, 84p.

ALMEIDA, F. F; MELCHER, R. C.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. & VANDOROS, 1: 1968. Radiometric age determinations from Northern Brazil. Bol. SBG. São Paulo, 17 (1): 3-14.

ALLMENDINGER, R. W. 1999. Introduction to Structural Geology, CORNEL UNIVERSITY, Ithaca , NY (rdwal@cornell.edu)

ALTHOFF, F.J.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). *Precambrian Researc*h, 104: p. 187-206.

AMARAL, G. 1974. *Geologia pré-cambriana da região Amamzônica*. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, p. 212. (Unpublished dissertation)

ANDERSON, W.L.; DYER, R.C.; TORRES, D.D. 1974. Ocorrências de manganês na bacia do Rio Itacaiúnas, centro-leste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre. *Anais*...SBG. (6). p. 149-164.

ARAÚJO, O.J.B. de, & MAIA, R.G.N. 1991. *Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás; Subprojeto Recursos Minerais; Folha SB.22-Z-A Serra dos Carajás - Estado do Pará*. DNPM/CPRM, Brasilia, 136p.

ARAÚJO, O.J.B. de; MAIA, R.G.N.; JORGE JOÃO, X. da S. and COSTA, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 1., *Anais...*, Belém. p. 324-338.

AVELAR, V. G.de; LAFON, J.M.; SCHELLER, T.; ARAÚJO, O.J.B. de; MACAMBIRA, E.M.B. 1994. Geocronologia Pb/Pb por evaporação de zircão e Rb/Sr em rocha total do Granito Seringa, Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., *Anais....*, Camboriú. p. 387-388.

AVELAR, V.G; 1996. *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região deTucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia oriental. UFPA*, Belém, 149 p. (Dissertação de Mestrado).

AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; CORREIA JR., F.C.; MACAMBIRA, E.M.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã – Provínica Mineral de Carajás: Novos dados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(4): 453-460.

BARBOSA, O.; RAMOS, J.R.de A.; GOMES, F. de A.; HELMBOLD, R. 1966. *Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia"*. Monografia da DGM, unpublished, Rio de Janeiro, 94p.

BARBOSA, J. P. O; BARROS, C. E. M.; MACAMBIRA; M. B.; VALE, A. G., 2001. Geologia e Geocronologia do Stock Granítico Geladinho, região de Parauapebas, Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 7., Belém, SBG-NO. CD-ROM.

BARKER, A.J., 1990. *Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures*. Blackie Ed., 162p.

BARROS, C.E. de M., 1991. *Evolução petrológica e estrutural do Gnaisse Estrela, Curionópolis, PA*. Universidade Federal do Pará, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Belém, 134p. (Unpublished MSc. Dissertation)

BARROS, C.E. de M. & DALL'AGNOL, R., 1993. Deformação de rochas granitóides em regime dúctil: o exemplo do Gnaisse Estrela, região de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(2).

BARROS, C.E. de M.; DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E. A. P.; MAGALHÃES, M.S. 1995. Granito Serra dos Carajás: avaliação do potencial metalogenético para estanho com base em estudos da borda oeste do corpo. *Boletim do Museu Emílio Goeldi, sér. Ciências da Terra*, 7: 93-123.

BARROS, C. E. M, 1997. Pétrologie et struture du Complexe Granitique Estrela (2.5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajás, Brésil), 316 p. (Tese de Doutorado)

BARROS, C. E. M.; MACAMBIRA, M.J.B.; BARBEY, P. 2001. Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Mineral de Carajás. . In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 7., Belém, SBG-NO. CD-ROM.

BASEI, M.A.S., 1974. Estudo geocronológico do magmatismo da Amazônia. In: CONG. BRAS. DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre. *Anais* .....SBG. (6). p. 287-296.

BEISIEGEL, V. de R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMMOND, N.F.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 3, p. 215-242.

BEISIEGEL, V. de R. & FARIAS, N.F., 1978. Ocorrência de cobre na Serra dos Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife. *Anais* ....SBG. (4). p. 1419-1430.

BOAVENTURA, R. S., 1974. "Geomorfologia da Folha SB.22 Araguaia e parte da folha SC.22 Tocantins". In: Projeto RADAM (DNPM), vol. 4: "Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC. 22 Tocantins". Rio de Janeiro, PIN.

CAPUTO, M.V. & LIMA, E.C., 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande - Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro. *Anais*....SBG.(8). p. 740-753.

CORDANI, U.G. & NEVES, B.B. de B. 1982. Geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1-3), p. 79-88.

COSTA, J.B.S.; TEIXEIRA, N.P.; PINHEIRO, R.V.L. and BEMERGUY, R.L., 1990. Os sistemas estruturais transcorrentes do Cinturão Itacaiúnas na região de Curionópolis, leste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal. *Anais*...SBG. (5). p. 2345-57.

COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BEMERGUY,R.L.; BORGES, M. da S.; COSTA, A.R.; TRAVASSOS, W.; MIOTO, J.A.; IGREJA, H.L.S. da 1993. Aspectos fundamentais da neotectônica na Amazônia Brasileira. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA, Manaus. *Resumos e Contribuições Científicas*. p. 103-106.

COSTA, E. J. S. & ARAÚJO, O. J. B. de 1994. Projeto Especial. Mapas de recursos minerais de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás; Subprograma mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais (Cap. 2). Folha SB-22-X-C, Serra Pelada – Estado do Pará. Brasília, CPRM, 1994.

COSTA J. B. S.; ARAÚJO, O. J. B. de; SANTOS, A. dos; JORGE JOÃO, X. da S.; MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M., 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Bol. do Museu Paraense Emílio Goeldi, Sér. Ciências da Terra* 7. p. 199-235.

COSTA, J. B. S. & HASUÍ, 1996. Evolução geológica da Amazônia. *In* COSTA, M. L. & ANGÉLICA, R. S.; 1997. *Contribuições à geologia da Amazônia*. 15-90 p.

CVRD, 1996. Relatório Anual do ano de 1996. *Companhia Vale do Rio Doce, Sistema Norte*. 260p.

CVRD, 1999. Relatório Anual do ano de 1999. *Companhia Vale do Rio Doce, Sistema Norte*. 200p.

DALL'AGNOL, R. 1982. Os granitos anorogênicos da Amazônia brasileira. Suas analogias com os "younger granitos" do oeste da África. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA,5., Buenos Aires. (2). p. 113-131.

DALL'AGNOL, R.; MAGALHÃES, M. S.; MACAMBIRA, M. J. B., 1997. Archean granitoids as magmas sources for the anorogenic paleoproteroic Jamon and Musa granites (eastern Amazonian craton): new contraints based on geochemical and Sm-Nd isotopic data. In: SOUTH AMER. SYMP. ISTO. GEOL. Campos do Jordão, 1997. *Extended abstracts*.

DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z. S.; ALTHOFF, F. J.; MACAMBIRA, M. J. B.; LEITE, A. A. S. 1996. Geology and geochemistry of the Archean Rio Maria Granite-Greenstone Terrain, Carajás province, Amazonian craton. In: SYMP. ARCHEAN TERR. SOUTH AMER. PLATAFORM. Brasília, 1996, *Extended abstracts*, Brasília, SBG, p. 29-30.

DOCEGEO, 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,35. Belém. *Anais*.....SBG. p. 10-54. (anexo)

FIGUEIRAS, A.J.M. & VILLAS, R.N.N, 1984. Estudo petrológico e sedimentológico da sequência clástica (pós grupo Grão-Pará) da Serra dos Carajás, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Rio de Janeiro. *Anais*...SBG. (2). p. 832-846.

FOSSEN, H. & TIKOFF, B. 1993. The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transtension tectonics. *Journal of Structural Geology*, 15(2-5), p. 413-422.

GOMES, C.B.; CORDANI, U.G. and BASEI, M.A.S. 1975. Radiometric ages from the Serra dos Carajás Area, northern Brazil. *Geological Society of American Bulletin*, 86, p. 939-942.

GASTAL, M. C. J.; MACAMBIRA, M. J. B.; MEDEIROS, M.; DALL' AGNOL, R. , 1987. Idades e geoquímica isotópica Rb-Sr do Granito Musa e do Granodiorito Rio Maria. Amazônia Oriental. *Geoch. Brasiliensis*, 1(2): p. 247-259.

GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI Jr., W.J., 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(2), 201-211.

HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E. ; SCHOBBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SIMPOSIUM AMAZÔNICO,2., Manaus. *Acta*..... p. 129-145.

HASUI, Y. & HARALYI, N.L.E. 1985. Integração de informações geofísicas e geológicas na definição de estruturas crustais brasileiras. In: SIMPÓSIO GEOLÓGICO CENTRO-OESTE, 2., Goiânia. *Atas*.... SBG.

HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. 1991. Zonas e Cinturões de Cisalhamento. Belém, UFPA, 1991. 114p.

HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E. de M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, p. 100-108.

HUHN, S.B.; MACAMBIRA, M.J.B; DALL'AGNOL, R. 1999. Geologia e Geocronologia Pb/Pb do Granito Alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás – PA. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 6. Manaus, *Anais*...SBG.(1). p. 463-466.

HUTTON, D.H.W., 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences,* 79, 245-255.

IBGE. 1999. Glossário Geológico. Rio de Janeiro. 214p.

ICEE-98 – Internacional Conference on Engineering Education, In Rio de Janeiro. Copyright © 1997 – CTC Centro Técnico-Científico da PUC-Rio

ISSLER, R. S; 1977. Esboço geológico tectônico do cráton do Guaporé. *Rev. Bras. Geoc.* , 3: 177-211.

JORGE JOÃO, X. da S. & ARAÚJO, O.J.B. de. 1992. Magmatismo granítico sin-cisalhamento Itacaiúnas no sudoeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., *Boletim de resumos expandidos*. São Paulo. p. 36-38.

KNUP, P.E. 1971. Reconhecimento Geológico na região dos rios Itacaiúnas e Tocantins, estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., S.Paulo. *Anais*...SBG.

LEITE, A. da S. & DALL'AGNOL, R. 1994. Estratigrafia e aspectos geológicos da região de ocorrência do Granito Xinguara (SE do Pará). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., *Boletim de resumos expandidos*, Belém, p. 325-327.

LEITE, A. da S. & DALL'AGNOL, R., 1997. Geoquímica e aspecto petrogenético do Granito Xinguara (SE do Pará). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., *Boletim de resumos expandidos*, Belém, p. 325-327.

LEITE, A. A. da S. 2001. Geoquímica, petrogenese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 2001. 330 p. (Tese de Doutorado).

LIMA, F. D. & PINHEIRO, R. V. L. 1998. Geometria e cinemática da terminação leste da falha Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., Belo Horizonte, 1998. *Anais*..., Belo Horizonte, Minas Gerais, p. 406.

LIMA, F.D. & PINHEIRO, R.V.L. 1999. As rochas Mesoproterozóicas na terminação leste da Falha Carajás, Serra dos Carajás-Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus. *Anais*... p. 274-277

LIMA, F. D. & PINHEIRO, R. V. L. 2001. Formação Gorotire: Consideração sobre uma unidade siliciclástica particular da Serra dos Carajás-PA. In: REIS, N.J. & MONTEIRO, M. A. S. Contribuição à Geologia da Amazônia. Manaus. SBG, Núcleo Norte. v.2, p. 205-229.

LIMA, F. D., 2002. *Evolução tectonoestratigráfica da terminação leste da falha Carajás, Serra dos Carajás-PA*. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, *no prelo*. (Tese de Mestrado)

LINDENMAYER, Z. G. 1981. Aspectos geológicos da Província Mineral de Carajás, Rio de Janeiro, DOCEGEO, 1981, 12 p.

LINDENMAYER, Z.G. 1990. *Salobo Sequence, Carajás, Brasil: geology, geochemistry and metamorphism*. Unpublished D. Phil. thesis, University of Western Ontario, Canadá, 407p.

LINDENMAYER, Z.G. & FYFE, W. S. 1991. Metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão no depósito de cobre do Salobo: evidência do rift continental arqueano no Cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., *Anais*... SBG. Belém. p. 36-48.

LINDENMAYER, Z.G.; FYFE, W.S.; BOCALON, V.L.S. 1994. Nota preliminar sobre as intrusões granitóides do depósito de cobre do Salobo, Carajás. *Acta Geológica Leopoldensia*, 17 (40): 153-184.

MACAMBIRA, M. J. B.; LIMA, L. M.; Roberto Vizeu L. PINHEIRO, R. V. L.; LIMA, F. D. 2001. Idades de Cristais Detríticos de Zircão da Serra dos Carajás, Pará; Evidências sobre a Formação da Crosta. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 7., *Boletim de resumos expandidos*, Belém. *Anais*... SBG. p. 72-75.

MACHADO, N.; LINDENMAYER, D.; LINDENMAYER, Z., 1988, Geocronologia U-Pb da Província Metalogenética de Carajás, Pará: resultados preliminares. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA,7., *Anais*..... Belém. v. 1, p. 339-347.

MACHADO, W.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás área, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49, p. 329-354.

MARTINS, L.P.B. *et. al.* 1982. Aspectos Petrográficos das principais litologias da sequência Salobo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. p. 253-262.

McCLAY, K., 1987. *The Mapping of Geological Structures*. Geological Society of London Handbook, Handbook Series (ed. Cox, K.), pp.161. John Wiley & Sons, Chichester.

MEDEIROS, H. de & DALL'AGNOL, R. 1988. Petrologia da porção leste do Batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém. *Anais*....SBG. (3).p. 1488-1486.

MEIRELES, E. de M.; HIRATA, W.K.; AMARAL, A.F. do; MEDEIROS FILHO, C.A.; GATO, W. da C. 1984. Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Rio de Janeiro. *Anais*....SBG. (5). p. 2164-2174.

MONTALVÃO, R.M.G. de; TASSINARI, C.G.; BEZERRA, P.E.L., 1984. Geocronologia dos granitóides e gnaisses das regiões de Rio Maria: Fazenda Mata Geral e Rio Itacaiúnas, sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro. *Anais*....v. 6, p. 2757-2766.

NOGUEIRA, A.C.R. 1995. *Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, Região Central da Serra dos Carajás - Pará*. Universidade Federal do Pará, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Belém, 167p. (Unpublished MSc. Dissertation).

OLIVEIRA, J. K. M. 1999. Mapeamento Estrutural com ênfase na geometria dos veios de ametista de Alto Bonito, Serra dos Carajás – PA. Trabalho de Conclusão de curso. Centro de Geociências, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Pará (UFPA). 69 p. (TCC).

PASSCHIER, C.W.; MYERS, J.S.; KRÖNER, A. 1990. *Field Geology of High-Grade Gneiss Terrains*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 188p.

PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. (1996). Microtectonics, 289 p.

PATERSON, S.R.; VERNON, R.H.; TOBISCH, O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*. 3(9), p. 349-63.

PIDGEON, R. T.; MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from na enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*. 166 (2000), 159-171.

PINHEIRO, R.V.L. & HOLDSWORTH, R.E., 1995. Significado tectônico da clivagem transversa (transecting cleavage) em dobras na Mina de Serra Pelada, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7, p. 259-278.

PINHEIRO, R.V.L., 1997. *Reactivation history of the Carajás and Cinzento Strike-Slip System, Amazon, Brazil.* University of Durham, Durham, Inglaterra, 408p.(Tese de Doutorado)

PINHEIRO, R.V.L. & HOLDSWORTH, R.E. 1997. Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society*, London, 154, 99-103.

PINHEIRO, R.V.L. & HOLDSWORTH, R.E., 2000. Evolução Tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (4): 597-606.

PUTY, C.O.F.; MARTINS, R.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; JORGE JOÃO, X.S.; CARREIRA.J.M.; SILVA, G.H.; NEVES, A.P. GILFFONI, L.E.; LOURENÇO, R.S.; FRIZZO, S.J. 1972. *Projeto Marabá*. DNPM/CPRM, Unpublished report, Belém, 1, p. 124.

RAMOS, J. R. 1967. Estratigrafia da região do Xingu-Tocantins. Simpósio sobre a biota amazônica. Atas. Belém, 1966. Rio de Janeiro, CNPq, 1: 373-388. Geologia.

REZENDE, N.P. de & BARBOSA, A. L. de M. 1972. Relatório de pesquisa de minério de ferro, distrito ferrífero da Serra dos Carajás – Estado do Pará. Relatório Final de Pesquisa, Belém, AMZA.

ROBIN, P.Y.F. & CRUDEN, A.R. 1994. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology*, 16(4), 447-466.

RODRIGUES, E.S.; LAFON, J.M. SCHELLER, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., *Boletim de resumos expandidos*, São Paulo, v. 2, p. 183-184.

SARDINHA, A. S.; C. E. M., BARROS;Krymski, R.; MACAMBIRA, M. J.B. Petrografia e Geocronologia U-Pb em zircão do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás, Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 7., Belém, SBG-NO. CD-ROM.

SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks of the Moine Thrust Zone. Texture and microestructures. *Journal of the Geological Society, London*, 133, 191-213.

SIBSON, R.H. 1987. Earthquake rupturing as a hydrothermal agent. *Geology*, 13, 701-704.

SIBSON, R.H. 1992. Earthquake faulting, inducing fluid flow, and fault-hosted gold-quartz mineralization. In Ed. Bartholomew; M.J. Hyndman, D.W.; Mogk, D.W. and Mason, R. *Characterization and Comparation of Ancient and Mesozoic Continental Margins. Proceedings of the Eighth International Conference on Basement Tectonics, Montana, USA, August 1988.* Kluwer Academic Publisher, (8) p. 603-614.

SIBSON, R.H. 1994. Crustal stress, faulting and fluid flow. In *Geofluids: origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins,* (Ed. Parnell, J.), Geological Society Special Publication, 78, 69-84.

SIBSON, R.H. 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology*, 18(8), 1031-1042.

SILVA, G.G.; LIMA, M.J.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. Geologia das folhas SB-22 Araguaia e parte SC-22 Tocantins, *Projeto RADAMBRASIL, geologia, geomorfologia, solos e uso potencial da terra,* Levantamento de Recursos Naturais (4), Rio de Janeiro, 143p.

SNOKE, A. W.; TULLIS, J.; and TODD, V. R. 1998. *Fault-related rocks-A photographic Atlas*. 617p.

SOARES, P.C. & FIORI, A.P. 1976. Lógica e Sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Notas Geomorfológicas,* Campinas, 16(32), p. 71-104.

SOARES, A.V.; SANTOS, A.B.; VIEIRA, E.A.; BELLA, V.M.; MARTINS, L.P.B. 1994. Área Águas Claras contexto geológico e mineralizações. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., *Boletim de resumos expandidos*, Belém, 379-382.

SOUZA, Z.S. de; MEDEIROS, H.; ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R. 1990. Geologia do Terreno "Granito-Greenstone" da região de Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, *Anais...SBG*, v. 6, p. 2913-2928.

SOUZA, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; SHELLER, T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA); implicações estratigráficas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 5., Belém, SBG-NO, 380-383.

SUSZCZYNSKI, E. 1972. A origem vulcânica do minério de ferro primário Serra dos Carajás - Estado do Pará - Região Amazônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém, v. 1, p. 103-120.

TWISS, R. J. & MOORE, E.M. 1992. *Structural Geology*. Freeman & Company, New York, 532 p.

WIRTH, K.R. 1986. *The geology and geochemistry of the Grão Pará Group, Serra dos Carajás, Pará, Brazil.*, Cornell, Ithaca, New York, 284p. (Unpublished Msc. Dissertation)

WISE, D. V.; DUNN, D.E.; ENGELDER, J.T.; GEISER, P.A.; HATCHER, R.D.; KISH, S.A.; ODOM, S.A.; SCHAMEL, S. 1984. Fault related rocks:suggestion for terminology. *Geology*,12, p. 391-394.

VENEZIANI, P. & ANJOS, C.E. dos, 1982. *Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicação em geologia*. INPE-2227-MD/014, São José dos Campos, p.14.

VILLAS, R. N.& TORO, M. A. G. 2001. As Brechas Hidrotermais do Depósito Igarapé Bahia, Carajás: Dados Geoquímicos e de Isótopos Estáveis de Carbono e Enxofre. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 7., Belém, SBG-NO. CD-ROM.