



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**PARTIÇÃO DA DEFORMAÇÃO NO LIMITE ENTRE O TERRENO
GRANITO-GREENSTONE DE RIO MARIA E O CINTURÃO ITACAIÚNAS,
CARAJÁS (PA)**

**Dissertação apresentada por:
LUÍS GUSTAVO FERREIRA VIEGAS**

**BELÉM
2009**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)
Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

V656 Viegas, Luís Gustavo Ferreira
p Partição da deformação no limite entre o terreno granito-
greenstone de Rio Maria e o Cinturão Itacaiúnas, Carajás (Pa)
/ Luís Gustavo Ferreira Viegas – 2009
vii, 156 f. : il.
Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-
Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de
Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2009.
Orientador; Roberto Vizeu Lima Pinheiro

1. Geologia estrutural. 2. Partição da deformação. 3.
Granitóides. 4. Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. 5.
Cinturão Itacaiúnas. 6. Pará. I. Universidade Federal do Pará.
II. Pinheiro, Roberto Vizeu Lima, Orient. III. Título.

CDD 20. ed.: 551.8098115



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**PARTIÇÃO DA DEFORMAÇÃO NO LIMITE ENTRE O
TERRENO GRANITO-GREENSTONE DE RIO MARIA E
O CINTURÃO ITACAIÚNAS, CARAJÁS (PA).**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

LUÍS GUSTAVO FERREIRA VIEGAS

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

Data de Aprovação: **22/05/2009**

Comitê de Dissertação:

Dr. ROBERTO VIZEU LIMA PINHEIRO (Orientador)

Dr. CARLOS EDUARDO DE MESQUITA BARROS

Dr. FERNANDO JACQUES ALTHOFF

Belém

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho contou com a ajuda e cooperação de diversas pessoas e instituições as quais gostaria de expressar meus sinceros agradecimentos.

- ✓ Em primeiro lugar, a Deus por iluminar meus passos e sempre estar presente em todos os momentos da minha vida.
- ✓ A meus pais e meu irmão pelo apoio e incentivo nas decisões tomadas com relação ao meu futuro profissional.
- ✓ Ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, pela oportunidade de ingressar no curso de Mestrado a partir do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica.
- ✓ Ao meu orientador Roberto Vizeu Lima Pinheiro, pela constante paciência, apoio e orientação durante as diversas etapas deste trabalho, assim como pela orientação desde o período de iniciação científica na graduação.
- ✓ Ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq) pela concessão da bolsa de estudo durante os meses de desenvolvimento desta pesquisa.
- ✓ Ao motorista e grande amigo Carlos Alberto Dias, pelo apoio logístico indispensável e pela companhia durante as campanhas de campo para a região de Xinguara.
- ✓ Ao companheiro Livaldo Santos pelo apoio durante parte das viagens de campo.
- ✓ Ao técnico e amigo Paulo José (LAIT-UFGA) pelo apoio indispensável na utilização do software ArcGis.
- ✓ Aos companheiros do GES pelo apoio e ajuda durante toda a realização deste trabalho.
- ✓ Aos membros da banca examinadora desta dissertação, Professores Carlos Eduardo de Mesquita Barros e Fernando Jacques Althoff, pelas valiosas críticas, sugestões e discussões que contribuíram significativamente para o desenvolvimento deste trabalho.

- ✓ Ao Professor Jean Michel Lafon pela cooperação durante a fase de finalização e conseqüente homologação da dissertação.
- ✓ À secretária Cleida Freitas pela orientação acerca dos procedimentos necessários para finalizar o documento junto ao PPGG.
- ✓ Às funcionárias da biblioteca do Instituto de Geociências pelo auxílio na formatação do documento final.
- ✓ A todos que contribuíram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho, ficam aqui registrados meus sinceros agradecimentos. Muito obrigado.

SUMÁRIO

	AGRADECIMENTOS	iv
	RESUMO	1
	ABSTRACT	3
1	INTRODUÇÃO	5
1.1	APRESENTAÇÃO	5
1.2	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ACESSOS	9
1.3	MATERIAIS E MÉTODOS	9
1.4	DEFINIÇÃO DE TERMOS E CONCEITOS APLICADOS	14
1.4.1	Vorticidade, Cisalhamento Puro e Cisalhamento Simples	14
1.4.2	Reativação Tectônica e Retrabalhamento Tectônico	16
1.4.3	Foliação	17
1.4.4	Lineações	18
1.4.5	Zonas de Cisalhamento	18
1.4.6	Milonitos e Cataclasitos	18
2	PRINCÍPIOS CONCEITUAIS SOBRE PARTIÇÃO DA DEFORMAÇÃO, TRANSPRESSÃO E FÁCIES DE DEFORMAÇÃO	21
2.1	INTRODUÇÃO	21
2.2	PARTIÇÃO DA DEFORMAÇÃO EM ZONAS TRANSPRESSIVAS	21
2.3	PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DA DEFORMAÇÃO TRANSPRESSIVA PARTICIONADA	25
2.4	LINEAÇÕES DE ESTIRAMENTO EM ZONAS TRANSPRESSIVAS	26
2.5	TRANSPORTE DE MAGMA EM ZONAS TRANSPRESSIVAS PARTICIONADAS	29
2.6	FÁCIES DE DEFORMAÇÃO	30
3	GEOLOGIA DA REGIÃO DE CARAJÁS	33
3.1	TRABALHOS ANTERIORMENTE DESENVOLVIDOS	33
3.2	SÍNTESE DA GEOLOGIA REGIONAL	34
3.3	MODELOS TECTÔNICOS SUGERIDOS PARA A REGIÃO DE CARAJÁS	40
3.4	DADOS GEOCRONOLÓGICOS REGIONAIS	43
3.5	ASPECTOS GEOLÓGICOS DO CINTURÃO ITACAIÚNAS	45
4	ASPECTOS PETROGRÁFICOS DAS ROCHAS AFLORANTES	49
4.1	GENERALIDADES	49
4.2	OCORRÊNCIA E DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS ROCHAS	50
4.3	GRANITÓIDES TTG	50
4.4	GRANITOS ALCALINOS	58
4.5	ROCHAS MÁFICAS	67
5	ANÁLISE GEOMÉTRICA	70
5.1	GENERALIDADES	70
5.2	DADOS DE SENSORES REMOTOS	70
5.3	ESTRUTURAS MESOSCÓPICAS	72
5.4	MICROESTRUTURAS	89
5.4.1	Microestruturas nos Granitóides TTG	91
5.4.2	Microestruturas nos Granitos Alcalinos	93
5.4.3	Microestruturas nas Rochas Máficas	95
6	ANÁLISE CINEMÁTICA	98

6.1	GENERALIDADES	98
6.2	TRAJETÓRIAS DA FOLIAÇÃO	99
6.3	ORIENTAÇÃO E CAIMENTO DA LINEAÇÃO	101
6.4	FÁCIES DE DEFORMAÇÃO	101
6.4.1	Domínio de Fácies I	102
6.4.2	Domínio de Fácies II	105
6.4.3	Domínio de Fácies III	108
6.4.4	Domínio de Fácies IV	111
6.4.5	Domínio de Fácies V	113
7	PARTIÇÃO DA DEFORMAÇÃO	116
7.1	GENERALIDADES	116
7.2	PARTIÇÃO DA DEFORMAÇÃO	116
7.2.1	Partição em Escala de Mapa: Deformação Macroscópica	117
7.2.1.1	Fácies I e II	117
7.2.1.2	Fácies III	118
7.2.1.3	Fácies IV	119
7.2.1.4	Fácies V	119
7.2.2	Partição em Escala de Afloramento: Deformação Mesoscópica	120
7.2.2.1	Bandamento Composicional e Foliação de Fluxo Magmático	120
7.2.2.2	Foliação milonítica	125
7.2.3	Partição em escala de grão: deformação microscópica	126
7.2.3.1	Bandamento composicional	126
7.2.3.2	Foliação de fluxo magmático	126
7.2.3.3	Foliação milonítica	127
7.3	DISCUSSÃO	129
7.3.1	Partição cinemática em escala macroscópica	131
8	EVOLUÇÃO GEOLÓGICA	133
8.1	EVOLUÇÃO ESTRUTURAL	133
8.2	IMPLICAÇÕES PARA O QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL	136
8.3	COMENTÁRIOS FINAIS	141
9	CONCLUSÕES	142
	REFERÊNCIAS	145

RESUMO

Esta pesquisa tem como objetivo estudar a evolução tectônica de um segmento crustal arqueano pertencente ao Cráton Amazônico, o qual compreende dois terrenos arqueanos distintos: o Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, a sul, e o Cinturão Itacaiúnas, a norte. Estes dois terrenos, embora com litologias similares e um curto intervalo de idades geocronológicas, possuem padrões estruturais significativamente diferentes. As rochas expostas no Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria compreendem principalmente a Suíte TTG (2.9 – 2.86 Ga), plútons alcalinos (2.86 Ga) e seqüências vulcano-sedimentares (2.9 Ga), as quais são mais antigas que as rochas encontradas no Cinturão Itacaiúnas. Um bandamento composicional pode ser visto nos tonalitos, trondhjemitos e granodioritos, além de uma foliação magmática de fluxo localmente observada nos monzogranitos e sienogranitos. Estas tramas orientam-se segundo a direção NW-SE a E-W com mergulhos rasos a médios para NE e SW. A trama linear associada com estas estruturas é vista localmente, com caimentos rasos para SE. A principal feição estrutural presente nas rochas do Cinturão Itacaiúnas é uma foliação milonítica grossa presente nos tonalitos, granodioritos e migmatitos associados ao Complexo Xingu (2.7 Ga) e nos sienogranitos e álcali-feldspato granitos da Suíte Plaquê (2.7 Ga). Esta foliação exhibe mergulhos altos a subverticais para N e S, orientada segundo o *trend* E-W a NW-SE. A lineação de estiramento presente nos planos da foliação milonítica exhibe caimentos rasos para NE, SE, NW e SW. Com base na análise de fácies de deformação, cinco domínios estruturais foram definidos. De norte a sul, os domínios de fácies exibem partição da deformação em componentes de compressão e cisalhamento, além de padrões de geração de tramas distintos. Os domínios de fácies V e IV, localizados na porção sul da área em estudo, são caracterizados por uma componente compressiva dominante de natureza frontal a oblíqua, associada a estruturas geradas por fluxo magmático a submagmático. A porção central da área é marcada pela fácies III, a qual representa união entre padrões estruturais e processos de geração de tramas diferentes. Este domínio de fácies exhibe uma associação entre deslocamentos compressivos e transcorrentes, além de tramas desenvolvidas tanto por fluxo magmático como por fluxo em estado sólido. A porção

norte compreende as fácies II e I, as quais contêm tramas derivadas de fluxo em estado sólido associadas com um alto grau de transposição planar. O padrão cinemático é predominantemente sinistral, com deslocamentos dextrais observados onde a componente compressiva da transpressão particionada é mais expressiva. As fácies I e II exibem cinemática sinistral, enquanto que as fácies III e IV mostram uma combinação de compressão com movimentação transcorrente. Indicadores cinemáticos sinistrais são vistos localmente na fácies V. A evolução geológica da área investigada se deu em dois estágios principais: i) um primeiro evento de colocação de granitos TTG em uma protocrosta arqueana localizada na região correspondente ao Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, e ii) um segundo evento marcado por nucleação de zonas de cisalhamento, geração de magmas e colocação de plútons em um contexto transpressivo particionado. A transpressão particionada foi responsável por nucleação de uma rede de zonas de cisalhamento regionais as quais particionaram a deformação ao longo da área. Nas fácies a norte da área, o padrão deformacional é caracterizado por transposição direcional das tramas planares formadas em condições de estado sólido. Ao sul, o fluxo magmático é dominante e a componente compressiva da transpressão é evidente. As zonas de cisalhamento regionais serviram de condutos para ascensão e colocação de magma (2.7 Ga) em níveis crustais superiores. Estes magmas foram derivados de fusão parcial dos granitos TTG e possuem caráter alcalino. O padrão estrutural observado na área entre o Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria e o Cinturão Itacaiúnas é interpretado com resultado de deformação progressiva por transpressão sinistral particionada. Este padrão estrutural compreendeu partição geométrica e cinemática em zonas transcorrentes e componentes compressivas, além de padrões de geração de tramas indo desde fluxo magmático até fluxo plástico. O Cinturão Itacaiúnas pode ser interpretado como um fragmento crustal associado com o Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, cuja evolução é marcada por eventos progressivos de retrabalhamento tectônico e colocação de granitos.

Palavras-chave: Partição da deformação. Transpressão. Granitóides. Microestruturas. Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. Cinturão Itacaiúnas.

ABSTRACT

This research is primarily concerned with the tectonic evolution of an Archaean crustal segment of the Amazonian Craton which is thought to encompass two distinct Archaean terranes: the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain, to the south, and the Itacaiúnas Belt, to the north. These two terranes show similar lithologies and a short range variation in geochronological ages, but their structural pattern differs significantly. The rocks exposed in the domains of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain comprise mainly TTG series (2.9 – 2.86 Ga), alkaline plutons (2.86 Ga) and greenstone belts (2.9 Ga), which display ages older than those found on the Itacaiúnas Belt. A compositional layering can be seen in the tonalites, trondhjemites and granodiorites, and a magmatic foliation is locally observed in the monzogranites and syenogranites. These fabrics strike NW-SE to E-W with medium to shallow dips to NE and SW. The linear fabrics associated with these structures are only locally developed, and generally show shallow plunges to SE. In the Itacaiúnas Belt the main structural feature is a coarse mylonitic foliation present in the tonalites, granodiorites and migmatites associated with the Xingu Complex (2.7 Ga), and also in the syenogranites and alkali-feldspar granites of the Plaquê Suite (2.7 Ga). This foliation is steeply dipping to N and S, trending E-W to NW-SE. The stretching lineation present in the mylonitic foliation planes shows shallow dips to NE, SE, NW and SW. Five structural domains were defined based on strain facies analysis method. From north to south, these facies show partition of displacement into compressional and strike-slip components and also distinct fabric generation patterns. Facies V and IV, located in the southern portion of the studied area, are characterized by a dominant compressional component of frontal to oblique nature associated with structures generated by magmatic to submagmatic flow. The central portion of the study area is marked by facies III, which represents a junction between different structural patterns and fabric generation processes. This facies shows interplay between compressional and strike-slip displacements, as well as fabrics developed either by magmatic flow and solid-state flow. The northern portion of the studied area comprises facies II and I, which contain fabrics derived mainly from plastic strain associated with a high degree of planar transposition. The overall kinematic pattern is

mainly sinistral, with dextral displacements observed where the compressional component of partitioned transpression is stronger. The two northern facies display sinistral displacement, while facies III and facies IV show a combination of compressional and transcurrent motion. Local shear sense indicators suggest sinistral displacement for facies V. The geological evolution of the studied area involved two main stages: i) a first stage of emplacement of TTG granitoids in an Archaean protocrust mainly located at the region of Rio Maria Granite Greenstone Terrain, and ii) a second stage marked by shear zone nucleation, magma generation and pluton emplacement in a partitioned transpressional setting. The partitioned transpression was responsible for nucleation of a regional scale set of shear zones which partitioned the deformation across the area. In the northern facies, the deformation pattern is mainly characterized by strike-slip transposition of planar fabrics formed under solid state conditions. To the south, magmatic flow is dominant and compressional components of transpression are evident. The regional shear zones also worked as conduits for magma ascension and emplacement at higher levels of the crust. These magmas were derived from partial melting of the TTG series and are mainly alkaline and/or migmatitic in composition. The structural pattern observed in the area between the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain and the Itacaiúnas Belt is interpreted as a result of progressive deformation in a sinistral partitioned transpressional setting. This strain pattern comprised geometric and kinematic partitioning in zones of strike-slip displacement and compressional components, and also distinct fabric generation patterns ranging from magmatic to solid-state flow. These characteristics suggest that these two terranes are involved in the same transpressional event and, as such, the Itacaiúnas Belt can be interpreted as a crustal fragment associated with the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain, which evolution is marked by progressive events of tectonic reworking and granite emplacement.

Keywords: Strain partitioning. Transpression. Granitoids. Microstructures. Rio Maria Granite-Greenstone Terrain. Itacaiúnas Belt.

1 INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

Os padrões deformacionais observados em terrenos arqueanos são alvo de debates há décadas (McGregor 1951; Anhaeusser et al. 1969; Gorman et al. 1978; Platt 1980; Windley 1984). Uma questão central diz respeito ao tipo de tectônica responsável pela configuração geométrica conhecida como “domos e bacias”, clássica e diagnóstica dos constituintes básicos dos crátons arqueanos: os terrenos granito-*greenstone* (McGregor 1951; Anhaeusser et al. 1969; Glikson 1979).

Diversos autores sugerem que a configuração geométrica típica dos terrenos granito-*greenstone* formou-se a partir de esforços horizontais, onde os continentes arqueanos rígidos foram envolvidos em colisões crustais semelhantes às observadas hoje nas grandes cadeias de montanhas. Os defensores dessa dinâmica crustal atribuem a origem de terrenos granito-*greenstone* à atuação de encurtamento crustal horizontal (Snowden & Bickle 1976; Snowden & Snowden 1979; Bickle et al. 1980; de Wit 1982; Snowden 1984; Myers & Watkins 1985; Ralser & Park 1992; Myers & Kroner 1994).

Por outro lado, tal geometria pode ser o resultado de esforços verticais gerados a partir de inversão gravitacional entre rochas do embasamento e sequências de cobertura, principalmente por meio de esforços diapíricos (Bouhallier et al. 1993; Jelsma et al. 1993; Choukroune 1995; Choukroune et al. 1995; Chardon et al. 1996; Choukroune et al. 1997; Chardon et al. 1998; Hippertt & Davis 2000).

Além desses processos, diversas etapas de retrabalhamento crustal são observadas no NeoArqueano (2.7-2.5 Ga), as quais, embora presentes em grande parte dos crátons atualmente conhecidos, podem exibir características particulares em determinados terrenos, principalmente em decorrência da dinâmica heterogênea da crosta arqueana (Choukroune et al. 1995; Jayananda et al. 2006).

O estudo das relações estruturais entre granitóides TTG, *greenstone belts* e granitos potássicos, constituintes básicos dos terrenos granito-*greenstone*, pode auxiliar no entendimento dos mecanismos responsáveis pela configuração geométrica, história cinemática e diferentes episódios de deformação e retrabalhamento que estes terrenos

podem ter sido submetidos (Windley & Bridgewater 1971; Sutton 1976; Gorman et al. 1978; Platt 1980; Park 1982; Chardon et al. 1996; Jayananda et al. 2006).

Na região de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico (Fig. 1.1), afloram rochas arqueanas compreendendo granitóides TTG, sequências metavulcano-sedimentares e granitos potássicos, as quais registram diversos episódios de magmatismo, deformação e metamorfismo (DOCEGEO 1988; Araújo & Maia 1991). A organização tectonoestratigráfica dessas rochas subdivide-se em domínios geotectônicos com características petrográficas, estruturais e geocronológicas distintas (Araújo & Maia 1991; Costa et al. 1995; Althoff et al. 2000; Dall’Agnol et al. 2006). No entanto, as relações de contato entre tais domínios permanecem ainda pouco entendidas, tendo em vista a superposição de eventos magmáticos e tectonometamórficos associados a sucessivos estágios deformacionais (Pinheiro 1997; Pinheiro & Holdsworth 1997).

Na região situada entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e o Cinturão Itacaiúnas (Fig. 1.2), as rochas expostas exibem padrões deformacionais que podem ser correlacionados tanto com a deformação gravitacional observada nos estágios iniciais da evolução de terrenos granito-*greenstone* (~3.0 – 2.8 Ga; Leite 2000; Leite et al. 2004; Dall’Agnol et al. 2006), quanto com a “tectônica horizontal” frequentemente associada a eventos tardios de retrabalhamento da crosta arqueana (~2.7 – 2.5 Ga; Araújo & Maia 1991; Costa et al. 1995; Dall’Agnol et al. 2006; Choukroune et al. 1995; Jayananda et al. 2006).

Adicionalmente, o caráter heterogêneo da deformação observado na referida área, com a presença de estruturas geradas ora em regimes dominados por cisalhamento puro, ora em contextos marcados por cisalhamento simples, sugere que os padrões deformacionais podem ser entendidos em um contexto de transpressão, com a presença de partição da deformação em diferentes escalas.

Esta pesquisa pretende estudar as relações de contato entre as rochas aflorantes no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e aquelas presentes no chamado Cinturão Itacaiúnas, com o objetivo de caracterizar e individualizar as estruturas geradas tanto por tectônica gravitacional quanto por meio de esforços subhorizontais. O possível envolvimento de regimes transpressivos particionados na

geração das estruturas e tramas tectônicas em diferentes níveis crustais será também investigado.



Fig. 1.1: Localização da região de Carajás no contexto geológico da região norte do Brasil (modificado de Pinheiro 1997). Ver texto para maiores detalhes.

O estudo irá focar principalmente os padrões deformacionais observados nos granitóides e nas sequências *greenstone*, os diferentes eventos tectonometamórficos atuantes na área, as relações geométricas e cinemáticas entre as rochas do embasamento e a sequência de cobertura, a influência da partição da deformação na

geração das estruturas e tramas tectônicas, e a consequente evolução tectonotermal da área. Para tanto será efetuado mapeamento estrutural detalhado das relações de contato entre as rochas expostas, além de análise estrutural das diferentes tramas tectônicas observadas e das condições de deformação associadas aos eventos tectonotermiais registrados.

Espera-se contribuir para uma melhor caracterização do limite tectonoestratigráfico entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e o Cinturão Itacaiúnas, assim como auxiliar na diferenciação e individualização das diferentes estruturas geradas em contextos tectônicos distintos, com ou sem envolvimento de partição da deformação. Tais dados poderão auxiliar no entendimento dos eventos magmáticos e tectonometamórficos atuantes na configuração geométrica e cinemática da área limítrofe entre estes dois terrenos, dentro do contexto da evolução de terrenos granito-*greenstone*.

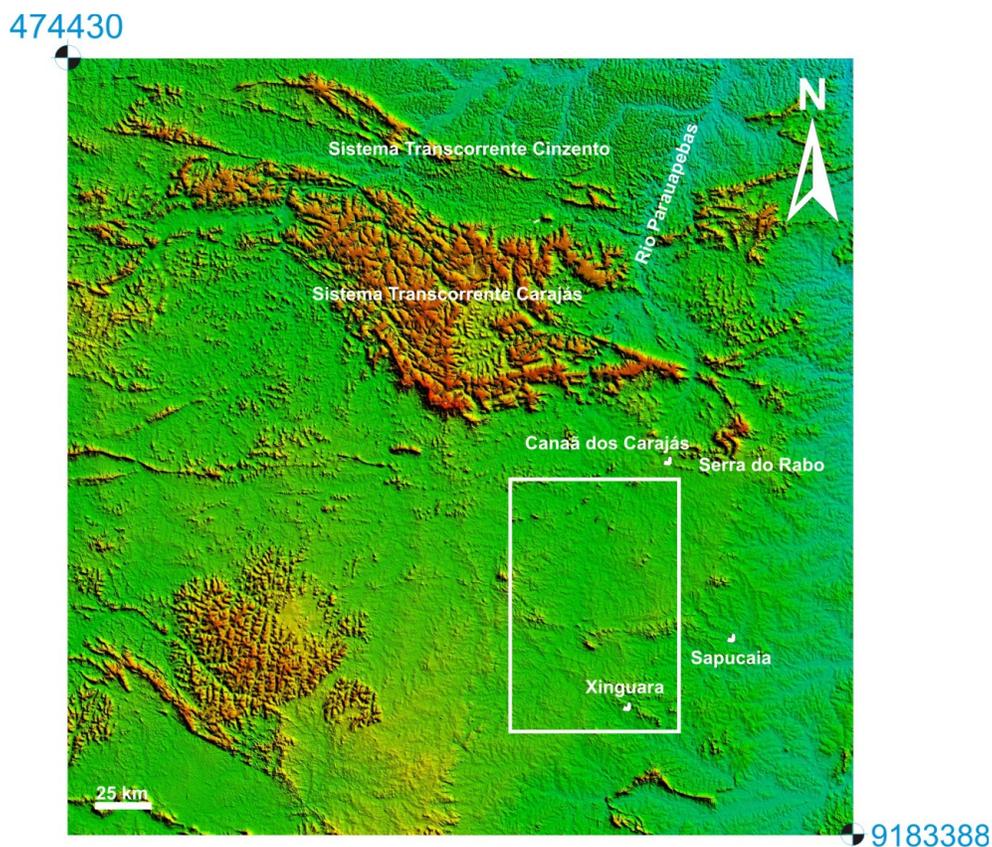


Fig. 1.2: Imagem de radar SRTM ilustrando os domínios da Serra dos Carajás, Cinturão Itacaiúnas e a porção sul do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria. O retângulo destaca a área escolhida para estudos.

1.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ACESSOS

A área escolhida para estudos localiza-se na porção sudeste do estado do Pará, a sul da Serra dos Carajás, entre as cidades de Xinguara e Canaã dos Carajás (Fig. 1.3).

Compreende a área limitada pelas coordenadas UTM 9210193, 9273103, 631035 e 587269 (Fig. 1.3).

A partir de Belém, pode-se chegar à área de trabalho por meio de transporte rodoviário, seguindo a rodovia principal PA-150. Pode-se também utilizar estradas vicinais, seguindo a direção S a partir da cidade de Canaã dos Carajás, ou N a partir da cidade de Xinguara.

1.3. MATERIAIS E MÉTODOS

Para a realização desta pesquisa serão utilizadas técnicas básicas de mapeamento geológico em áreas deformadas, auxiliadas por técnicas de mapeamento digital (McCaffrey et al. 2005), conforme discutido abaixo.

i – Fase pré-campo:

Esta etapa compreenderá as seguintes atividades:

a) Levantamento bibliográfico e cartográfico referente à região. As referências consultadas serão empregadas na elaboração de sínteses sobre a geologia regional do Cinturão Itacaiúnas e do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, sobre *greenstone belts* e sobre terrenos granito-*greenstone* arqueanos. A consulta de mapas temáticos empreenderá a coleta de informações acerca da distribuição espacial das unidades litoestratigráficas expostas na região.

b) Interpretação visual de imagens de satélite, radar e dados aerogeofísicos, nas escalas disponíveis (1:380.000, 1:250.000, 1:100.000) para a área estudada, a partir dos métodos apresentados por Veneziani e Dos Anjos (1982) e Paradella et al. (1998).

c) Interpretação digital de imagens LANDSAT, SRTM, imagens geofísicas e de Modelo Digital de Terreno, usando os *softwares Global Mapper V. 8.0, PCI GEOMATICA V. 10, ArcGIS 9.2 e Arcview GIS 3.3* para o processamento das imagens.

A partir do processamento das imagens LANDSAT, SRTM e dados geofísicos, será gerado um banco de dados digital contendo mapas de lineamentos fotogeológicos, bases logísticas contendo as principais estradas e vias de acesso à área de trabalho, além de tabelas para registro das estruturas observadas em campo, criadas com auxílio do *software Microsoft Excel*.

O mapa base para os trabalhos de campo será confeccionado originalmente nas escalas 1:100.000 e 1:50.000, a partir da fusão das imagens tratadas digitalmente com o auxílio dos *softwares Global Mapper, ArcGIS e ArcView*.

Posteriormente este mapa base será transferido, em formato digital, para um dispositivo portátil modelo *Palm Dell AXIM X51V*, o qual servirá de banco de dados digital para registro das estruturas mapeadas e posicionamento cartográfico das mesmas no mapa base, diretamente do campo (Fig. 1.4).

ii – Fase de campo

Nesta etapa serão realizados os trabalhos de campo, os quais envolverão: a) reconhecimento regional e mapeamento litoestratigráfico das principais unidades rochosas reconhecidas na região; (b) estudos detalhados das relações de contato entre os diferentes litotipos, bem como dos elementos tectônicos associados às rochas deformadas ou não, expostas na área enfocada.

A coleta dos dados estruturais obedecerá ao método de análise estrutural em três dimensões, onde será dada atenção especial à posição geométrica dos eixos cinemáticos e às diferentes fácies de deformação ou fácies de *strain*, de acordo com os conceitos e métodos sugeridos por Tikoff & Fossen (1999). Serão feitas descrições das estruturas por meio de compartimentos tectônicos, definidos através de faixas paralelas e contínuas ao longo do *trend* principal das estruturas.

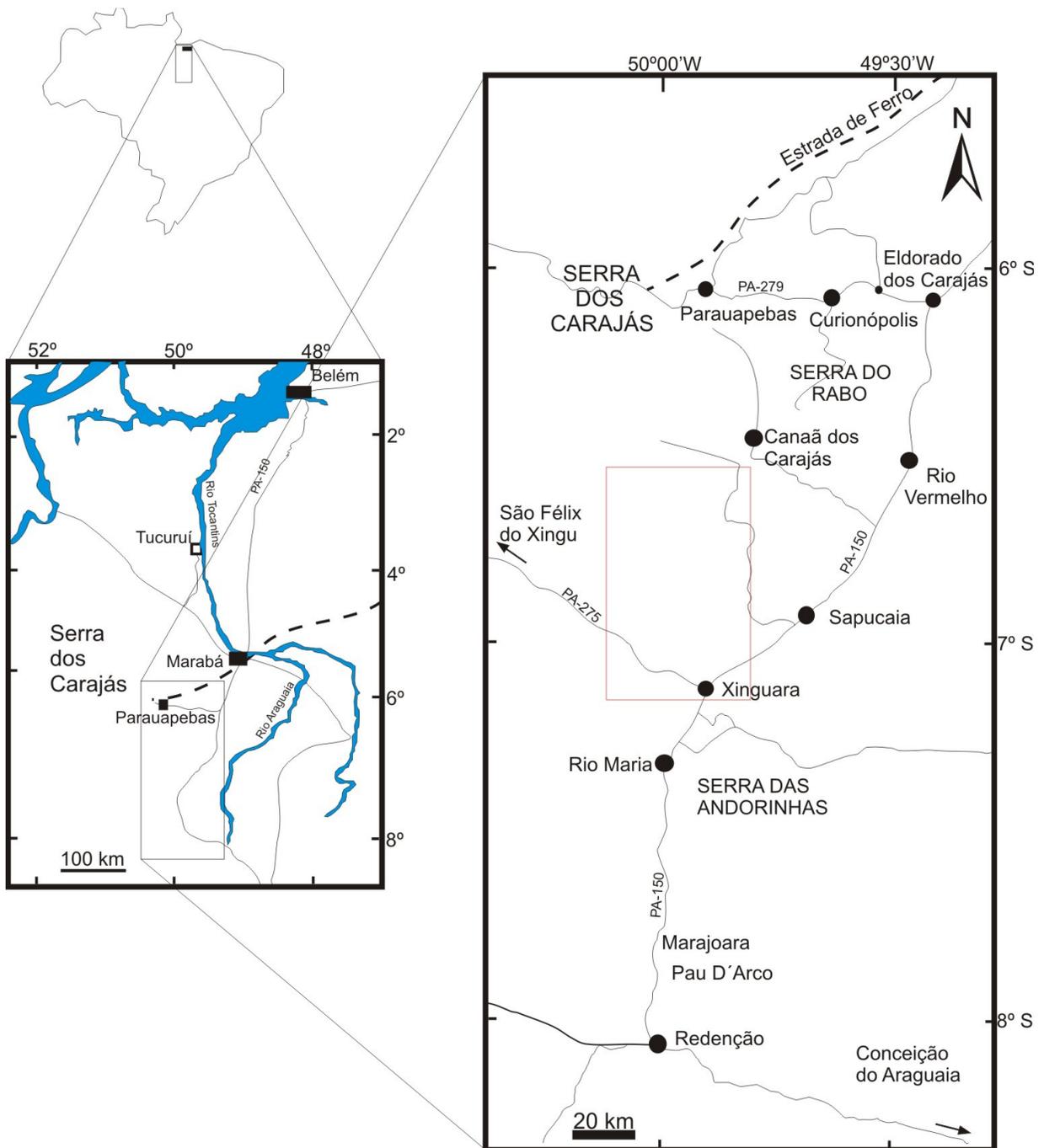


Fig. 1.3: Mapa de localização da área escolhida para estudos, com as principais vias de acesso (modificado de Leite 2000).

As variações ao referido *trend* serão estudadas com respeito à posição da borda da zona transpressiva, e os dados das diferentes intensidades de *strain* e vorticidade serão coletados preferencialmente nos *planos de perfil de vorticidade*, os quais contêm a direção de estiramento máximo, ou *eixo X*.

Para análise de microtrama e condições de deformação em escala microscópica, serão coletadas amostras orientadas para estudos microtectônicos com auxílio de microscópio de luz polarizada.

Os dados coletados serão armazenados diretamente no banco de dados digital do dispositivo móvel *Palm Dell AXIM X51V*, através da tecnologia *BLUETOOTH* (sem fio). A geometria dos corpos mapeados será representada no mapa a partir de polígonos georeferenciados desenhados diretamente no campo, com o auxílio da ferramenta de poligonalização do dispositivo móvel.

Essa ferramenta permite ao usuário do dispositivo móvel se deslocar através dos limites do afloramento, enquanto o dispositivo móvel se encarrega de desenhar e fechar o polígono que corresponde ao caminhamento feito pelo usuário. Dessa forma, ao se contornar o afloramento de uma extremidade à outra, o mesmo é desenhado na forma de um polígono devidamente georeferenciado no dispositivo móvel.

Para a coleta, organização e tratamento desses dados serão utilizadas as propostas formuladas por MacKenzie et al. (1995); Adams et al. (1984); Ramsay & Huber (1987); Yardley et al. (1990); Ameen (1995); Howell (1989); Passchier & Trouw, (1996); Twiss & Moores (1992); McCaffrey et al. (2005); entre outros.

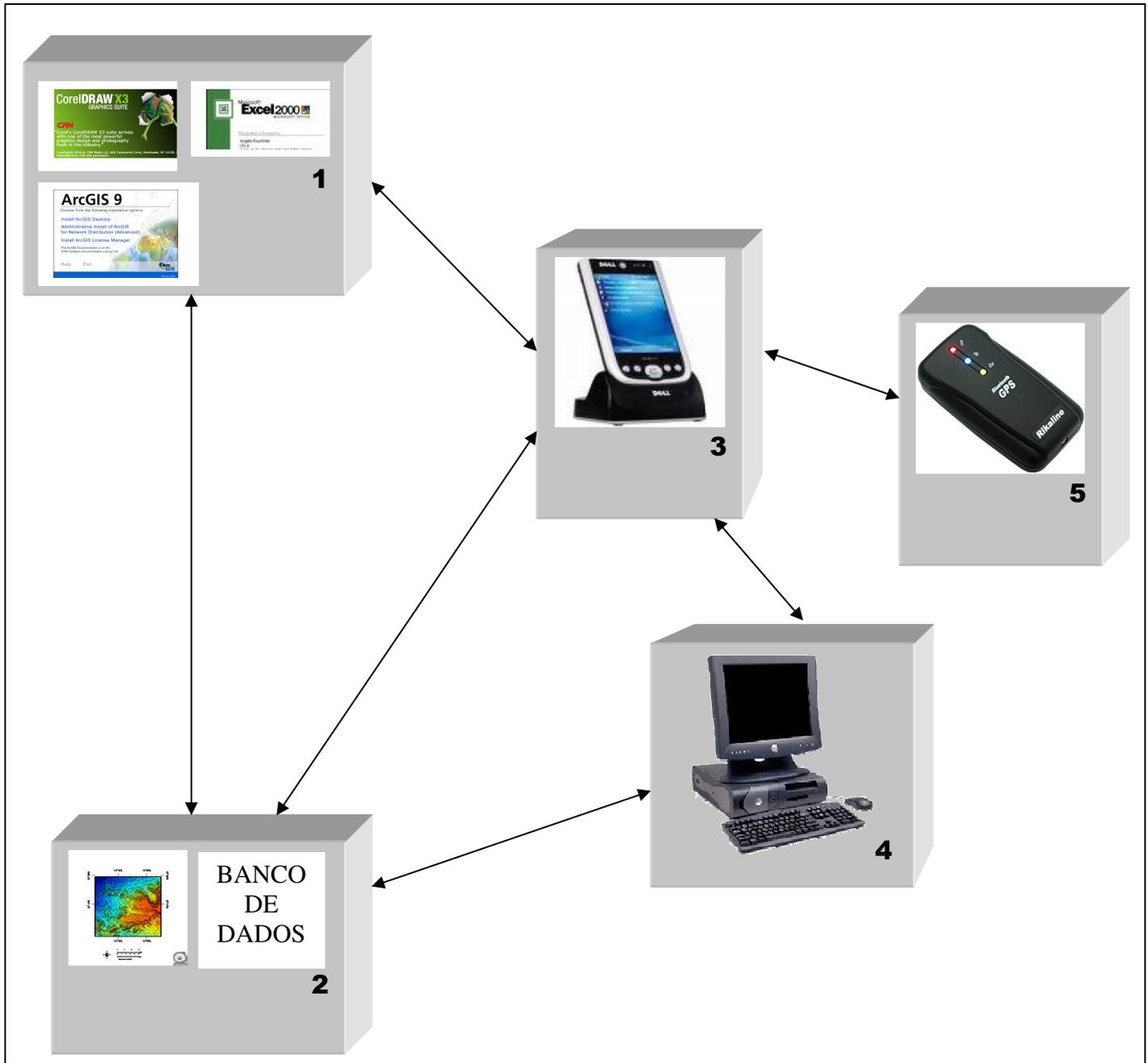


Fig. 1.4: Diferentes procedimentos adotados na preparação, coleta e armazenamento dos dados geológicos obtidos durante trabalhos de campo. Os números indicam as etapas que serão executadas durante o trabalho: (1) Uso de softwares para confeccionar os mapas base (2), e organizar os dados que serão exportados em formato digital para o dispositivo móvel (3). O dispositivo móvel armazena os produtos digitais (4), e é conectado diretamente a um GPS BLUETOOTH (5). Na fase pós-campo, os dados são novamente descarregados na estação-base digital (4), e processados de acordo com os softwares utilizados para confecção de mapas (1). Ver texto para maiores detalhes.

iii – Fase pós-campo

Esta etapa compreenderá o tratamento dos dados em laboratório e escritório. Serão confeccionadas lâminas delgadas das amostras coletadas, visando o estudo petroestrutural, priorizando a observação das tramas deformacionais, seus arranjos e condições de deformação, a partir do método sugerido por autores como Passchier & Trouw (1996), entre outros.

Os dados de campo serão tratados em ambiente digital, a partir da transferência dos dados coletados com o dispositivo móvel para uma estação computacional, com o auxílio de conectores *USB*. O refinamento dos dados coletados será realizado a partir da eliminação dos dados desnecessários e plotagem digital dos pontos amostrados, bem como dos dados estruturais e litológicos coletados em campo. Com o auxílio de *softwares* de editoração e desenho de imagens (*Corel Draw X3*), serão confeccionados os mapas geológicos e estruturais finais. Os dados estruturais serão tratados em *softwares* de projeção estereográfica (*StereoNet 4.3 for Windows*) para posterior análise.

1.4. DEFINIÇÃO DE TERMOS E CONCEITOS APLICADOS

A seguir são apresentadas as principais definições de conceitos básicos utilizados no decorrer desta pesquisa.

1.4.1. Vorticidade, Cisalhamento Puro e Cisalhamento Simples

De acordo com Passchier & Trouw (1996), o termo **vorticidade** (Fig. 1.5) é aplicado para definir a quantidade de rotação que um determinado tipo de fluxo possui (Means 1980). Este conceito é baseado na caracterização de fluxo tectônico, onde a intensidade de rotação é determinada pela velocidade de fluxo (Passchier & Trouw 1996).

Passchier et al. (1990) definem **cisalhamento puro** como um tipo de deformação onde não há rotação das linhas materiais que coincidem com os eixos principais de estiramento de fluxo homogêneo. Nestes casos, a vorticidade de fluxo é zero, caracterizando o mesmo como coaxial (Fig. 1.6).

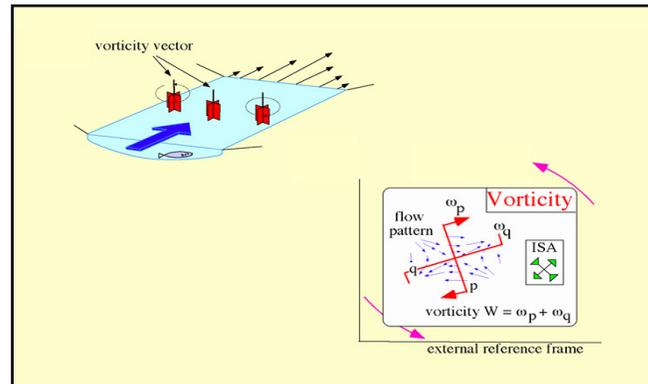


Fig. 1.5: Ilustração do conceito de vorticidade de acordo com Passchier & Trouw (1996). Na figura superior, o rio representa a direção de fluxo, e as palhetas caracterizam a rotação de estruturas sob atuação do dado fluxo. Se a velocidade do rio é maior no meio, as palhetas irão rotacionar em sentidos diferentes nas bordas do mesmo, enquanto que no centro do rio não ocorrerá rotação.

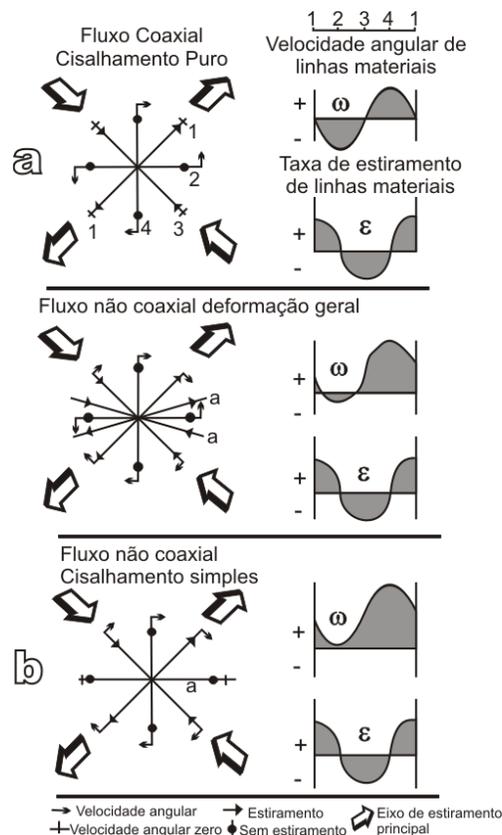


Fig. 1.6: Tipos de fluxo identificados pelo padrão de velocidade angular (ω) e taxa de estiramento (ϵ) de linhas materiais. As taxas de estiramento observadas são as mesmas para cisalhamento puro (a) e simples (b), sendo a diferença entre elas caracterizada pela velocidade angular (modificada de Passchier et al. 1990). In Pinheiro (1997).

O **cisalhamento simples** (Fig. 1.6) é observado quando há rotação das linhas materiais coincidentes com os eixos principais de estiramento em um fluxo não coaxial (Passchier et al. 1990). Nestes casos, a vorticidade de fluxo é representada por um número finito.

1.4.2. Reativação Tectônica e Retrabalhamento Tectônico

De acordo com Holdsworth et al. (2001), o termo **reativação** caracteriza modificações tectônicas de estruturas pré-existentes, com rejuvenescimento de estruturas discretas e sem alterações significativas em volume e orientação (Fig. 1.7).

Em terrenos antigos, a reativação relaciona-se com eventos que estão separados em intervalos de mais de 01 Ma (Holdsworth et al. 2001).

Os processos magmáticos, metamórficos e estruturais que modificam a crosta continental em escalas comparáveis aos orógenos (Fig. 1.7), são descritos sob o termo **retrabalhamento** (Holdsworth et al. 2001).

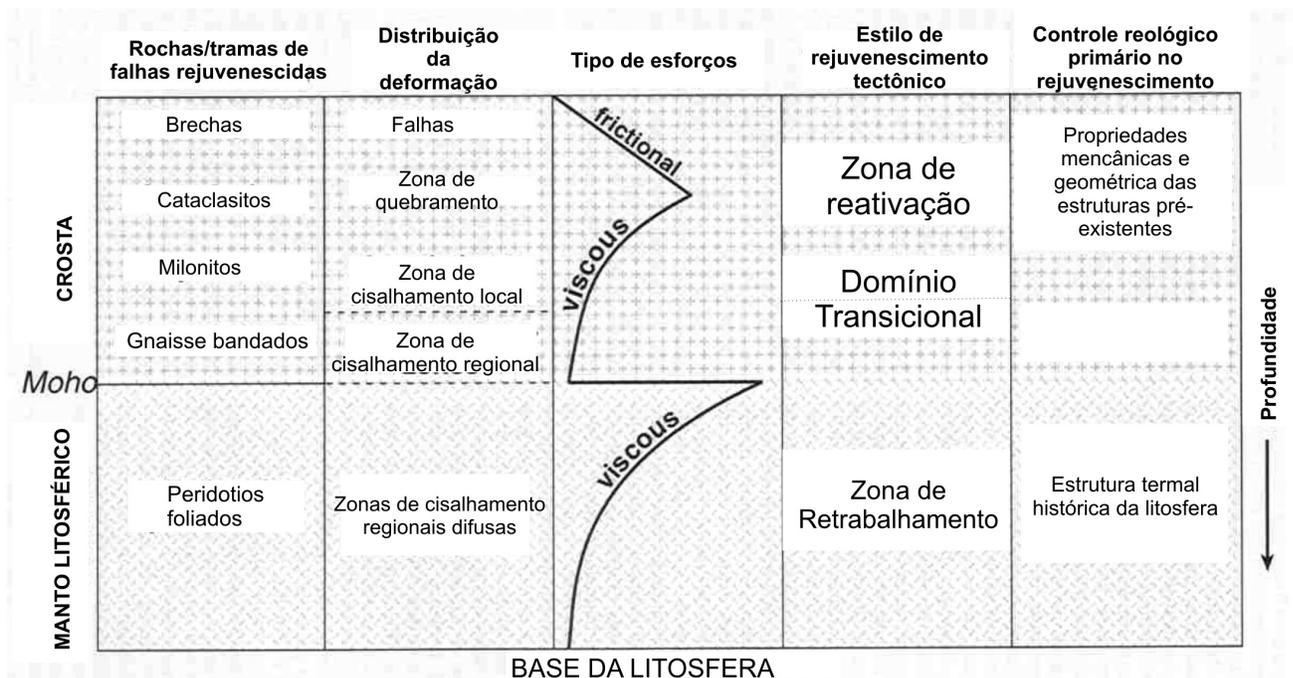


Fig. 1.7: Diagrama com os diferentes tipos de rochas, tramas, tipos de deformação, regimes de reativação e comportamento reológico das estruturas. O limite entre reativação e retrabalhamento é transicional (modificado de Holdsworth et al. 2001).

1.4.3. Foliação

Define-se como foliação o arranjo geométrico de minerais em superfícies planas gerado por incidência de deformação (Twiss & Moores, 1992).

Feições planares ou tabulares marcadas por sucessões de bandas ou camadas com composição mineralógica ou microestrutural distinta são aqui denominadas de **bandamento** (Passchier & Trouw, 1996).

Em rochas deformadas nos domínios de zonas de cisalhamento dúcteis, podem ser observadas estruturas planares geradas a partir da progressão da deformação cisalhante. Essas estruturas são em geral assimétricas, conjugadas e formadas quase sempre simultaneamente. Para a definição das mesmas será usada a terminologia de **Foliações S-C**, proposta por Almendinger (1999).

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

Fig. 1.8: Esquema ilustrando classificação morfológica de foliações (modificado de Twiss & Moores 1992).

1.4.4. Lineações

São estruturas lineares que ocorrem de forma penetrativa nas rochas, sob escala mesoscópica (Passchier & Trouw 1996). Nesta pesquisa as descrições dessas estruturas obedecerão à classificação morfológica sugerida por Twiss & Moores (1992) reproduzida na Fig. 1.9.

1.4.5. Zonas de Cisalhamento

O termo zona de cisalhamento é usado para definir zonas planares que acomodam movimentos de blocos relativamente rígidos onde há concentração da deformação. Esta deformação geralmente apresenta uma componente rotacional, refletida em deslocamentos laterais relativos dos blocos envolvidos (Passchier & Trouw 1996). As zonas de cisalhamento possuem espessuras variáveis, de milimétricas a dezenas de quilômetros; extensões submilimétricas a centenas de quilômetros e podem ser **rúpteis** ou **dúcteis**. As zonas de cisalhamento visíveis ao microscópio, em amostras e em afloramentos de espessuras razoáveis são denominadas **bandas de cisalhamento**, de acordo com Hasui & Costa (1991).

1.4.6. Milonitos e Cataclasitos

De acordo com Sibson (1977), a geração de milonitos e cataclasitos ocorre sob influência de diferentes gradientes térmicos e níveis crustais nos quais as rochas são deformadas (Fig. 1.10).

Pode-se perceber que este autor divide a crosta em **zona rúptil**, onde são gerados principalmente rochas de falha ou **cataclasitos**, e rochas finas pulverizadas (*gouge*).

Na zona dúctil, que se inicia a partir de aproximadamente 15 km de profundidade, a deformação ocorre por cominuição e associa-se a transformações metamórficas geradas a partir dos gradientes térmicos, os quais giram em torno de 250° - 300° C. Nesta zona são gerados os **milonitos**.

O modelo de Wise et al. (1984) relaciona a taxa de deformação das rochas com a taxa de recuperação dos elementos de trama que compõem as mesmas (Fig. 1.11).

Lineações em rochas deformadas (superficial ou penetrativa)	Estrutural	Discreta	Seixos Oóides Fósseis Manchas de Alteração
		Construtiva	Linhas de charneiras Linhas de intersecção Linhas de <i>boudins</i> <i>Mullions</i> <i>Slickenlines</i>
	Mineral	Policristalina	Bastão Minerais difusos (<i>clusters</i>) <i>Slickenlines</i> Sobrecrescimento não-fibroso
		Grão mineral	Grãos de hábito acicular Grãos alongados Minerais fibrosos Preenchimento fibroso de veios <i>Slickenfibers</i> Sobrecrescimentos fibrosos

Fig. 1.9: Esquema para classificação morfológica de lineações (modificado de Twiss & Moores 1992).

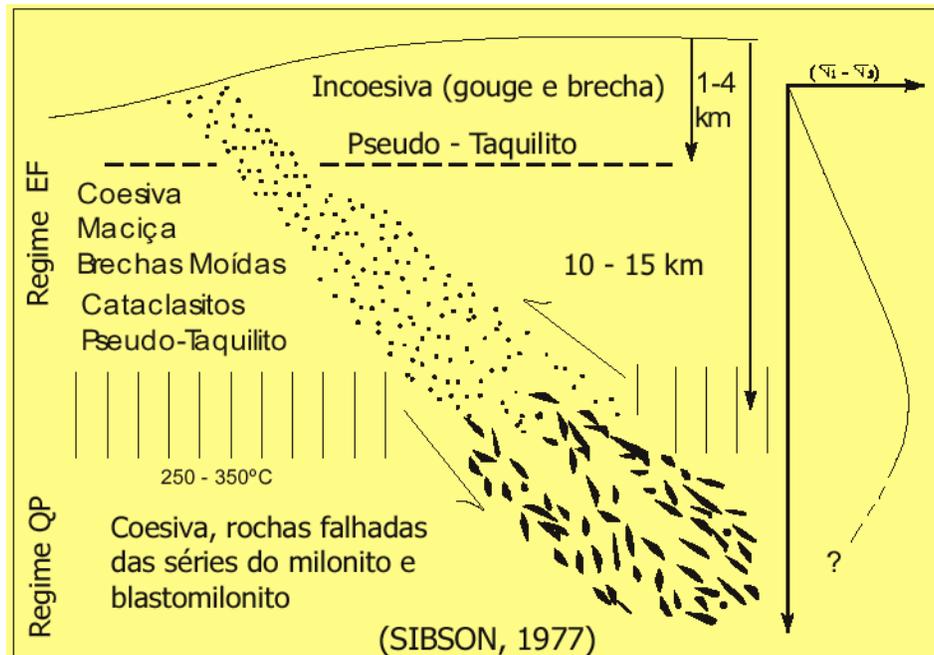


Fig. 1.10: Modelo proposto por Sibson (1977) para a geração de diferentes tipos de rochas de acordo com a relação zona de cisalhamento x nível crustal.

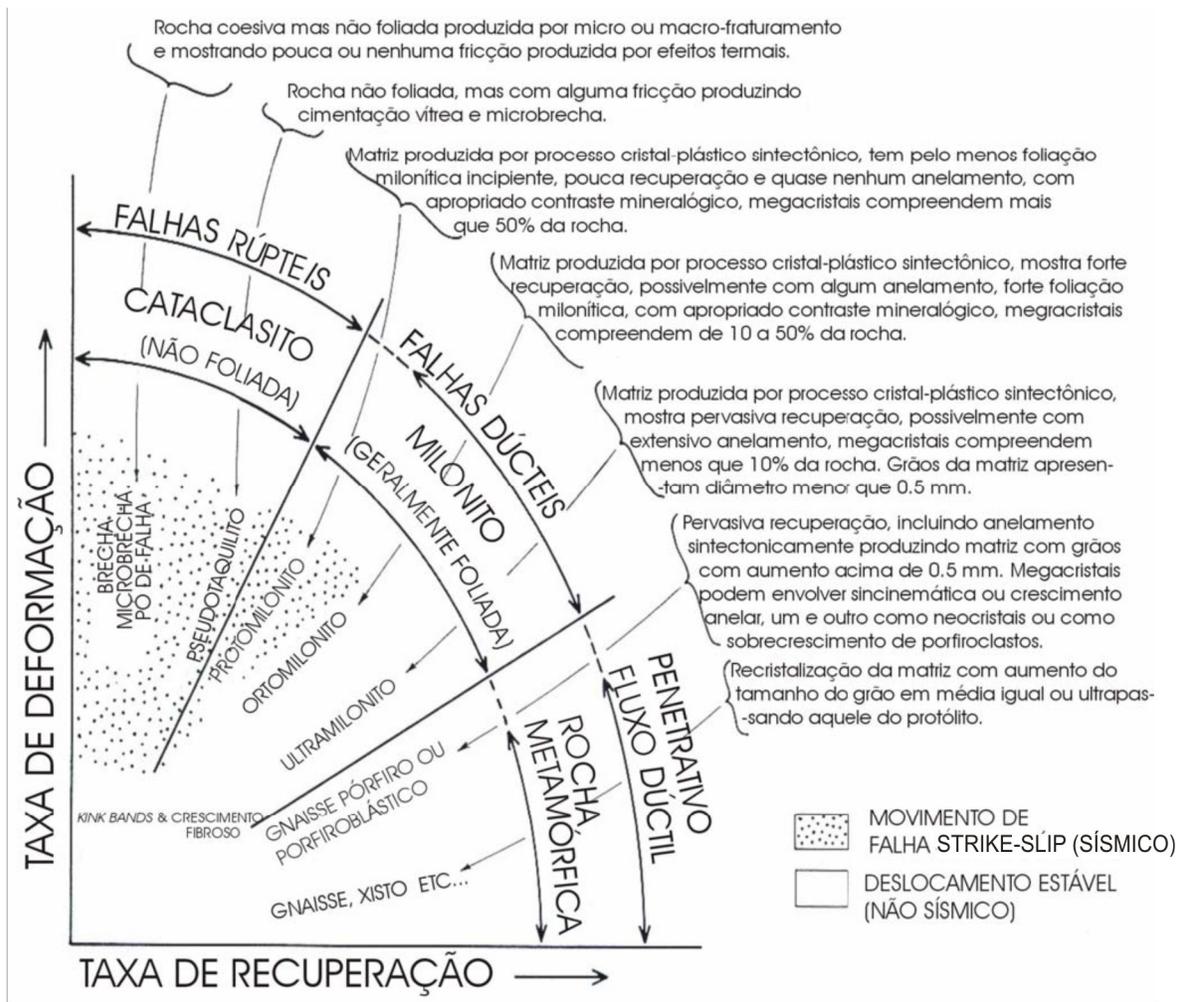


Fig. 1.11: Esquema ilustrando os tipos de rochas gerados em diferentes condições de pressão e temperatura (modificado de Wise et al. 1984). Os campos relativos aos diferentes tipos litológicos podem variar de acordo com as condições de temperatura, stress deviatório, mineralogia e nível crustal considerado. In Pinheiro (1997).

2 PRINCÍPIOS CONCEITUAIS SOBRE PARTIÇÃO DA DEFORMAÇÃO, TRANSPRESSÃO E FÁCIAS DE DEFORMAÇÃO

2.1. INTRODUÇÃO

Esta pesquisa se baseia no mapeamento de terrenos arqueanos onde são observadas estruturas e tramas tectônicas desenvolvidas em regimes tectônicos diversos. Por esta razão, os principais conceitos e terminologia envolvidos no estudo geométrico e cinemático destas feições são sumariamente apresentados a seguir.

2.2. PARTIÇÃO DA DEFORMAÇÃO EM ZONAS TRANSPRESSIVAS

O conceito de transpressão foi primeiramente utilizado por Harland (1971), com o objetivo de descrever movimentos de convergência oblíqua entre placas tectônicas.

De acordo com Robin & Cruden (1994), a transpressão pode ser entendida através de dois significados principais: **(i)** o primeiro, conhecido como **significado tectônico**, define transpressão como o deslocamento relativo de duas regiões da litosfera, onde o movimento entre as mesmas envolve uma combinação de deslocamentos convergentes e transcorrentes (Harland 1971). Como exemplo pode-se citar uma combinação de deslocamentos ao longo de cavalgamentos e transcorrências, ou movimentos oblíquos ao longo de falhas inversas, as quais não são nem horizontais, nem verticais.

O **(ii)** segundo significado também introduzido por Harland (1971) é conhecido como **significado estrutural**. Este define transpressão como o tipo de deformação que ocorre quando uma zona planar, em geral de alto ângulo, é submetida pelas suas bordas a achatamento (a componente “*press*” da transpressão) e cisalhamento simultâneos (a componente “*trans*” da transpressão). Nesse contexto gera-se um problema de espaço, com a zona transpressiva confinada na base e nas laterais. Dessa forma, a extrusão vertical do material para cima consiste em uma solução aparente para tal problema.

Sanderson & Marchini (1984) desenvolveram um modelo no qual a deformação transpressiva pode ser matematicamente representada pela atuação conjunta de cisalhamento puro compressivo com espessamento vertical e uma componente de

cisalhamento simples transcorrente (Fig. 2.1). Neste modelo, a transpressão é considerada como um tipo de deformação homogênea, onde as componentes de cisalhamento puro e cisalhamento simples atuam simultaneamente em uma zona de deformação vertical sem perda de volume (Fig. 2.1).

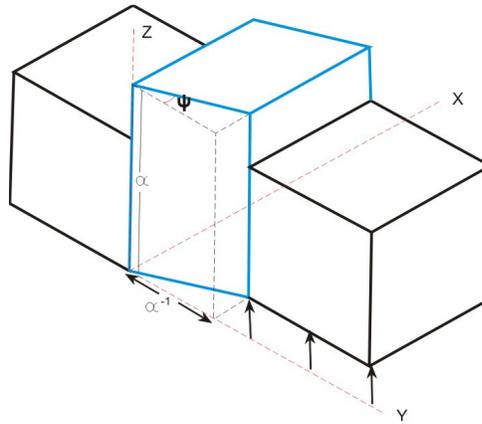


Fig. 2.1: Modelo de transpressão homogênea proposto por Sanderson & Marchini (1984). As componentes de cisalhamento puro e cisalhamento simples estão distribuídas de modo uniforme ao longo da zona. Parâmetros: α =estiramento vertical; α^{-1} =razão do comprimento entre as zonas deformada e não deformada; $y=\tan \psi$ é a deformação por cisalhamento simples; x , y e z são os eixos do elipsóide de deformação (modificado de Jones & Tanner 1995).

Diversos autores sugeriram modelos numéricos para explicar diferentes condições de transpressão observadas em rochas naturalmente deformadas. Como propostas principais têm-se os modelos de Fossen & Tikoff (1993), Robin & Cruden (1991), Robin & Cruden (1994), Tikoff & Teyssier (1994), dentre outros. A maioria destes modelos trata a deformação transpressiva a partir de formulações numéricas, e uma característica importante e comum a todos esses modelos é que, enquanto a orientação dos eixos de estiramento finitos muda com a progressão da deformação, o arcabouço cinemático externo permanece constante ao longo da deformação progressiva (Sullivan & Law 2007).

O modelo de Jones & Tanner (1995) merece destaque por se tratar de uma modificação do modelo de transpressão homogênea de Sanderson & Marchini (1984).

Nesta modificação, as componentes de cisalhamento puro e cisalhamento simples são particionadas em domínios separados dentro da zona transpressiva (Fig. 2.2).

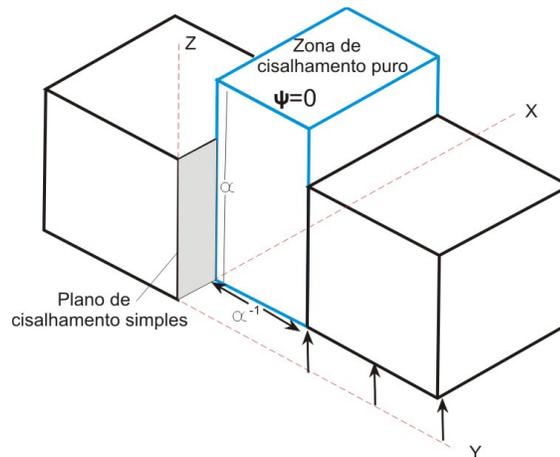


Fig. 2.2: Transpressão particionada onde a componente de cisalhamento puro é vista em um domínio central, enquanto que a componente de cisalhamento simples é particionada em um plano lateral na borda da zona transpressiva. Parâmetros como na figura 2.2 (modificado de Jones & Tanner 1995).

De acordo com Jones e Tanner (1995), a **partição da deformação** transpressiva requer a preexistência de uma ou mais zonas de fraqueza, ao longo das quais uma componente de cisalhamento simples pode ser preferencialmente acomodada (Fig. 2.3).

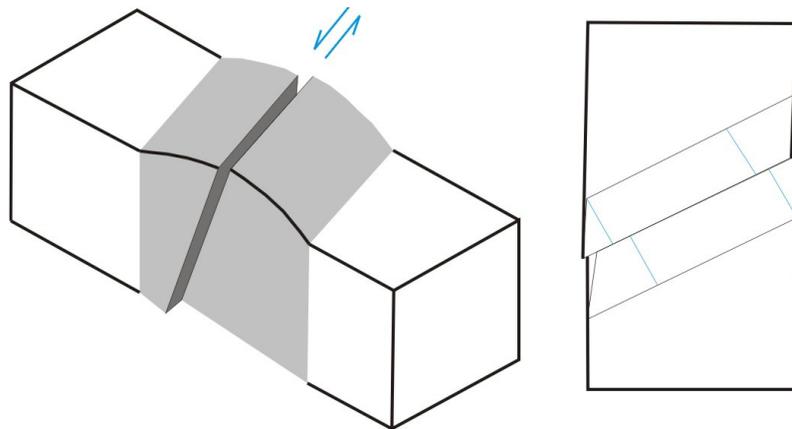


Fig. 2.3: Transpressão particionada no interior da zona, a qual pode ser representada por falhas regionais ou zonas de cisalhamento. Estas estruturas podem ser geradas durante os incrementos da deformação progressiva, ou podem resultar de reativação de estruturas pré-existentes (modificado de Jones & Tanner 1995).

A partição da deformação transpressiva não ocorre apenas em episódios de reativação de falhas, mas também durante deformação progressiva. Falhas menores ou zonas de cisalhamento que se desenvolvem durante os estágios iniciais de

transpressão homogênea podem subsequente desenvolver-se para formar uma descontinuidade maior capaz de acomodar, preferencialmente, a deformação por cisalhamento simples particionada (Jones & Tanner 1995; Fig. 2.3).

A quantidade de partição da deformação e a maneira na qual a deformação particionada é acomodada são dependentes da natureza e geometria tridimensional dos limites da zona e/ou das fraquezas intra-zona, das propriedades mecânicas e geológicas do material que compreende a zona de deformação, a orientação de qualquer anisotropia com respeito aos limites da zona e a extensão de anisotropias dentro da zona de deformação (Jones & Tanner 1995; Fig. 2.4).

As descontinuidades envolvidas no particionamento e localização da deformação podem variar de acordo com o nível crustal considerado. Na crosta superior, grandes falhas regionais são as principais estruturas responsáveis pela localização da deformação em domínios particionados. Em regimes dúcteis, essas falhas podem se conectar a sistemas de cisalhamento com o aumento da profundidade (Jones & Tanner 1995; Tikoff & Teyssier 1994; Fig. 2.4, Fig. 2.5).

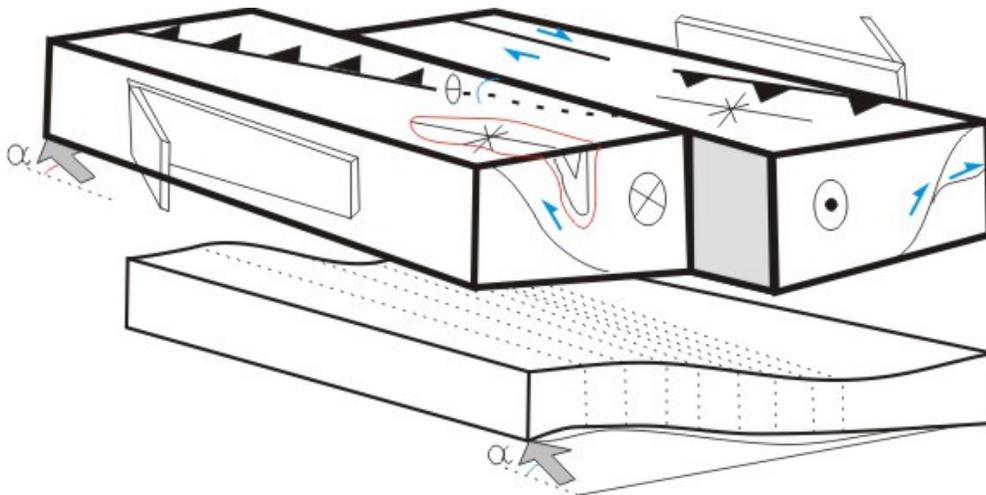


Fig. 2.4: Partição da deformação em uma zona transcorrente. As zonas de fraqueza são caracterizadas como falhas em sistemas transcorrentes nos níveis crustais superiores, enquanto que em profundidade estas falhas podem estar mecanicamente unidas em um tipo de deformação relativamente “homogênea” (modificado de Tikoff & Teyssier 1994).

Deve-se considerar transpressão e partição da deformação de acordo com a escala de análise geológica. Partição da deformação em uma escala de observação (em falhas transcorrentes, por exemplo) não necessariamente significa transpressão em uma escala regional (Jones & Tanner 1995).

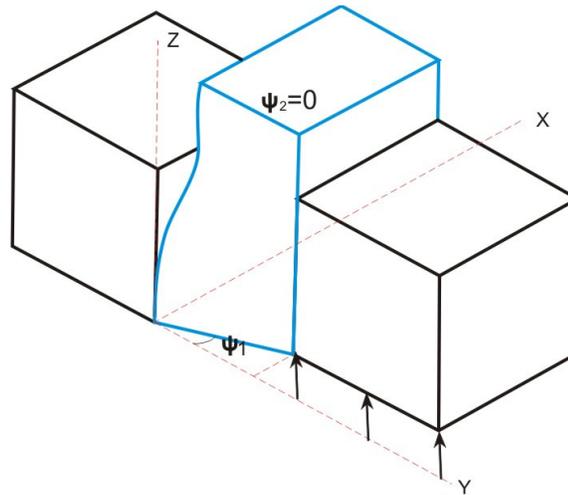


Fig. 2.5: Partição da deformação em função da profundidade. Descontinuidades em níveis superiores podem estar particionadas em deformação homogênea nos níveis mais profundos. Parâmetros como na figura 2.2 (modificado de Jones e Tanner 1995).

2.3. PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DA DEFORMAÇÃO TRANSPRESSIVA PARTICIONADA

A transpressão particionada, quando observada em rochas naturalmente deformadas, em geral exibe arranjos complexos com geração de tramas e orientação das estruturas muitas vezes concordantes ou discordantes ao *trend* regional de determinada área. Tal fato ocorre pelas mudanças na orientação dos eixos principais da deformação finita ao longo da deformação progressiva (Robin & Cruden 1994; Tikoff & Teyssier 1994; Jones & Tanner 1995).

A orientação dos eixos de deformação finita está associada com a orientação do **vetor vorticidade**, o qual se constitui em uma medida adimensional da quantidade de rotação em relação à taxa de estiramento (Truesdell 1953; Tikoff & Fossen 1995).

Durante deformação progressiva, o vetor vorticidade tende a mudar de posição de acordo com os incrementos da taxa de estiramento.

Dessa forma, as estruturas geradas podem exibir variações na orientação preferencial dentro de um mesmo estágio deformacional, ao invés de representar vários estágios deformacionais (Robin & Cruden 1994; Tikoff & Fossen 1995; Tikoff & Teyssier 1994; Fig. 2.6).

Os modelos de transpressão existentes (Fig. 2.6) fornecem padrões deformacionais tentativos que podem ser correlacionados com o estado de deformação natural das rochas (Robin & Cruden 1994; Fossen & Tikoff 1998; 1999). No entanto, a deformação natural das rochas, na maioria dos casos, se aproxima mais de uma combinação de um ou mais modelos, ao invés de exibir semelhanças recorrentes com um único modelo (Fig. 2.6).

2.4. LINEAÇÕES DE ESTIRAMENTO EM ZONAS TRANSPRESSIVAS

De acordo com Tikoff & Greene (1997), a ocorrência de lineações de estiramento horizontais e verticais em zonas transpressivas dominadas por cisalhamento simples está relacionada com a orientação do eixo maior do elipsóide de deformação finita, ou eixo X. No caso da transpressão dominada por cisalhamento simples, o ângulo de convergência (α), definido como a direção de compressão principal, é menor do que 20° . Dessa forma, as lineações que se desenvolvem nos estágios iniciais são horizontais, tornando-se verticais com a progressão da deformação (Fig. 2.7).

Isso ocorre porque o eixo x do elipsóide de deformação finita é inicialmente horizontal na transpressão dominada por cisalhamento simples, mas muda para a posição vertical com progressão da deformação (Fig. 2.7). Dessa forma, a orientação da lineação de estiramento na transpressão dominada por cisalhamento simples vai depender da quantidade de deformação para um dado conjunto de condições de limite, tais como ângulo de convergência constante (Tikoff & Greene 1997).

Na transpressão dominada por cisalhamento puro, $\alpha > 20^\circ$, o eixo maior do elipsóide de deformação finita é sempre vertical e, conseqüentemente, a lineação de estiramento também será vertical.

Para um dado valor de α na transpressão dominada por cisalhamento simples, lineações horizontais e verticais podem se desenvolver de acordo com a magnitude da deformação finita registrada na zona de cisalhamento.

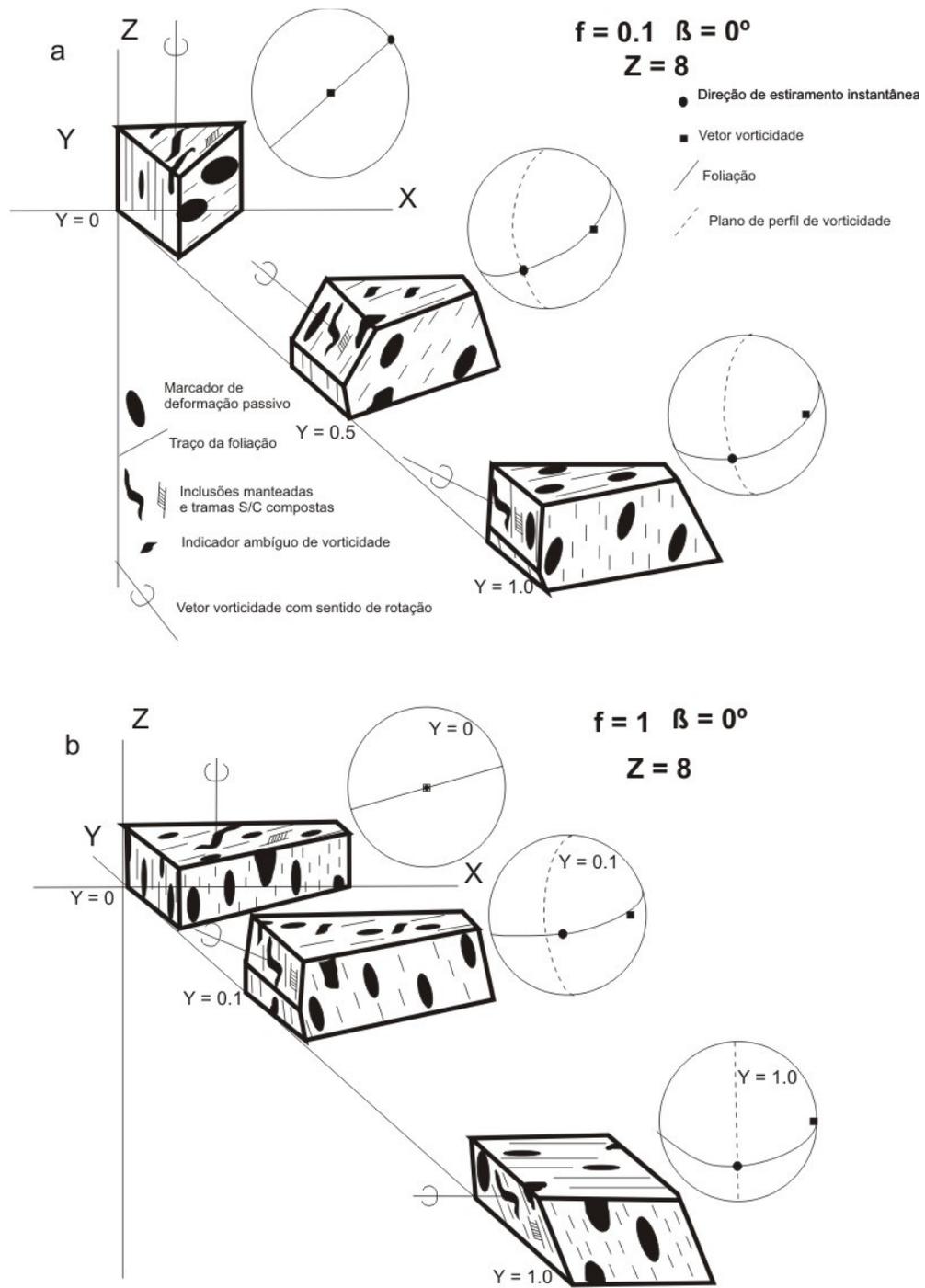


Fig. 2.6: Padrões deformacionais e de trama sugeridos por Robin & Cruden (1994) para diferentes estágios da deformação transpressiva. Parâmetros: f = razão entre as componentes “press” e “trans”; β = ângulo entre a direção de cisalhamento e a horizontal; Z = elevação (modificado de Robin & Cruden 1994).

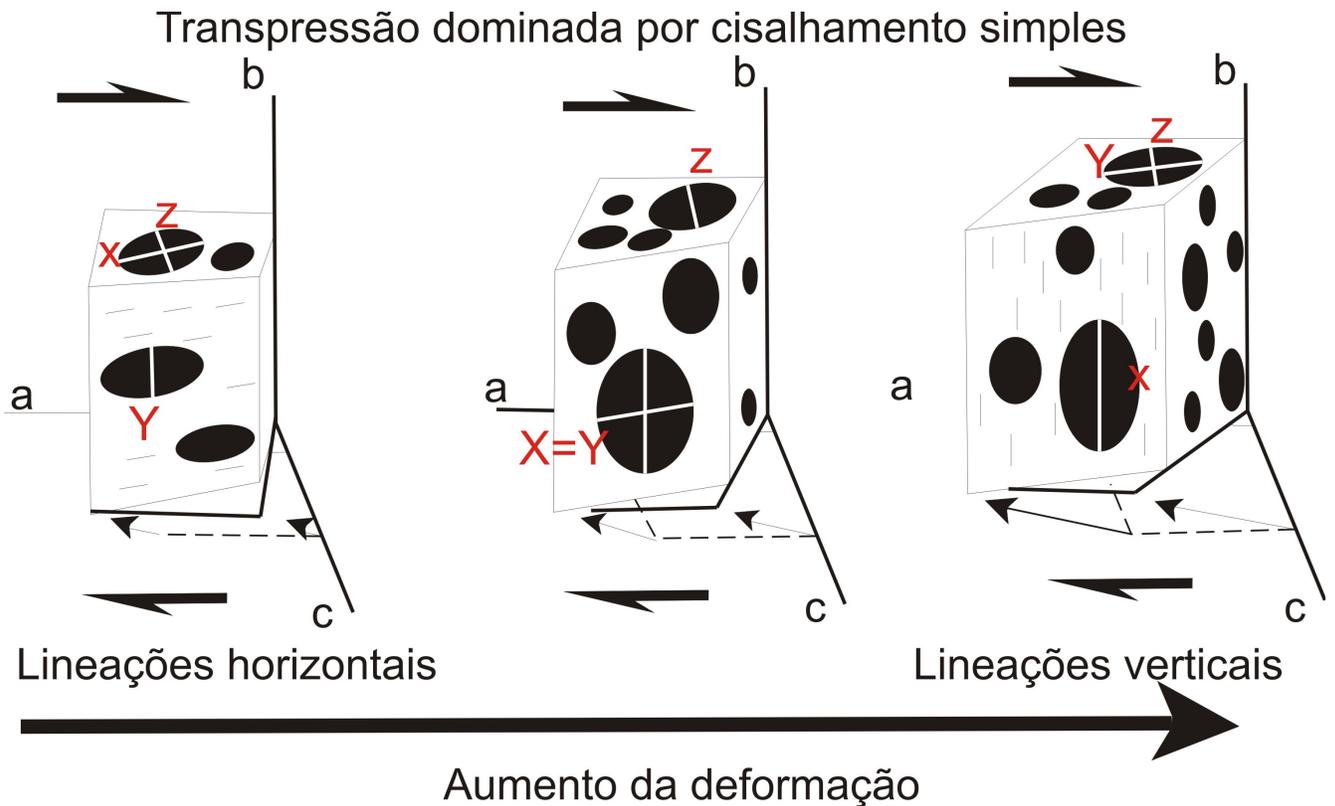


Fig. 2.7: Diferentes posições da lineação de estiramento com o aumento da deformação progressiva. A geração de lineações de estiramento verticais se dá na maioria das zonas de cisalhamento transpressivas de alta taxa de deformação (modificado de Tikoff & Greene 1997).

Em outras palavras, um ângulo de convergência (α) constante leva ao desenvolvimento sequencial de lineações de estiramento horizontais, achatamento puro e lineações verticais com a progressão da deformação.

As estruturas S-C são uma forma particularmente comum de partição da deformação que tendem a acumular uma porção maior da componente de cisalhamento simples em zonas discretas (Fig. 2.6).

Uma conclusão importante de Tikoff & Greene (1997) é que lineações de estiramento não necessariamente registram a direção de transporte tectônico em uma zona de cisalhamento, particularmente em zonas de alta deformação. O critério de assumir que a lineação se forma paralela à direção de movimento provém da aplicação de critérios de sentido de cisalhamento (Berthé et al. 1979, Simpson & Schimid 1983), e é válida em casos onde a deformação se aproxima das condições de cisalhamento simples plano. Entretanto, o desenvolvimento de lineações de estiramento em deformação tridimensional transpressiva pode ser complexo, potencialmente resultando

na formação simultânea de duas lineações ortogonais cinematicamente relacionadas. Em particular, a orientação da lineação de estiramento pode variar tanto ao longo do *strike* regional da estrutura em escala de mapa, ou em um mesmo afloramento, devido a variações na deformação finita acumulada e a quantidade de cisalhamento simples particionado dentro das bandas de cisalhamento.

2.5. TRANSPORTE DE MAGMA EM ZONAS TRANSPRESSIVAS PARTICIONADAS

De acordo com Vigneresse & Tikoff (1999), o transporte e migração de magmas graníticos pode sofrer influência da partição da deformação, a qual ocorre em virtude da presença de duas fases reologicamente contrastantes, a exemplo do líquido silicático fundido e o líquido com cristais em suspensão.

Em escala de grão, a partição da deformação é acomodada principalmente em bandas de cisalhamento, as quais localizam a deformação não-coaxial preferencialmente na fase líquida de menor viscosidade (Fig. 2.8). Esta localização da deformação é responsável por aumentar a vorticidade na fase líquida e contribuir para a geração de assimetrias no padrão de fluxo de partículas durante migração do magma.

Em escala regional, as evidências de transporte de magma em ambientes transpressivos particionados podem ser vistas em sentidos de cisalhamento opostos em cada lado de um dado maciço, por exemplo, além das diferenças nos padrões deformacionais observados em migmatitos: enquanto as camadas mais competentes são deformadas por influência de cisalhamento puro, a fase líquida de baixa viscosidade registra esforços não-coaxiais (Collins & Sawyer 1996).

A partição da deformação pode também ser observada durante a fusão ou transição de material sólido para líquido, bem como a cristalização ou transição de líquido para sólido.

Durante fusão parcial, após uma taxa de cerca de 8% de líquido fundido ser alcançada, a partição da deformação começa a atuar sob influência do contraste reológico entre as duas fases presentes, induzindo segregação do líquido em bandas de cisalhamento dúcteis. Com o progresso da fusão parcial, um volume de cerca de 20-25% de líquido produzido promove escape e migração do líquido e conseqüente geração de intrusões rasas. Vale ressaltar que sob grandes quantidades de localização

da deformação, a taxa mínima de líquido fundido necessária para escape e migração do magma é diminuída em decorrência da presença de zonas de cisalhamento em pequena escala, as quais atuam como condutos para escape do líquido fundido (Vigneresse & Tikoff 1999).

Durante cristalização de magmas félsicos, os cristais formados inicialmente, compondo cerca de 20% do volume de sólidos em suspensão no magma, rotacionam de forma independente e geram uma trama primária de origem magmática. À medida que a proporção de cristais aumenta com o progresso da cristalização, as partículas começam a imbricar e interagir entre si, até que um limite de rigidez é atingido, em cerca de 55% de volume de sólidos em suspensão no magma. A rotação de cristais, geração de tramas e a presença de zonas de cisalhamento constituem evidências de fluxo não coaxial durante cristalização do magma.

Em sistemas transpressivos, o fluxo de cisalhamento horizontal induz segregação incipiente de líquido silicático fundido em bandas de cisalhamento dúcteis (Fig. 2.8). A migração vertical do líquido é possibilitada pela componente compressiva da transpressão. Dessa forma, o fluxo horizontal de magma, predominante em um sistema transpressivo, é subseqüentemente transferido para condições de fluxo vertical, as quais possuem suas origens em condutos verticais induzidos por cisalhamento e gradientes de pressão verticais gerados por influência cinemática (Fig. 2.8).

2.6. FÁCIAS DE DEFORMAÇÃO

A primeira referência ao conceito de fácies de deformação deve-se a Hansen (1971), o qual utilizou o termo para distinguir a geometria de dobras resultantes de diferentes tipos de fluxo. Da mesma forma que nas fácies metamórficas e sedimentares, estes estados de deformação não foram considerados membros-finais da deformação, mas sim parte de um espectro contínuo de estilos de deformação (Fig. 2.9).

As deformações tridimensionais consistem em condições de limite tridimensional idealizadas, similares ao cisalhamento simples e cisalhamento puro em duas dimensões. Neste tipo de deformação uma componente de cisalhamento simples atua simultaneamente com uma componente coaxial tridimensional ortogonal da deformação. Assim, diferente do exemplo bidimensional, tanto um membro final coaxial

e um membro final de cisalhamento simples são parte de uma mesma deformação de referência (Hansen 1971; Tikoff & Fossen 1999).

Os eixos cinemáticos são definidos com base na componente de cisalhamento simples, e as deformações de referência são definidas pela orientação e tipo de componente coaxial (Tikoff & Fossen 1999).

O cálculo da deformação finita leva ao reconhecimento de seis padrões distintos de foliação e lineação, chamados de **fácies de deformação**. Tais fácies são descritas apenas pela geometria interna do fluxo e assim podem ser aplicadas a qualquer regime tectônico (Fig. 2.9).

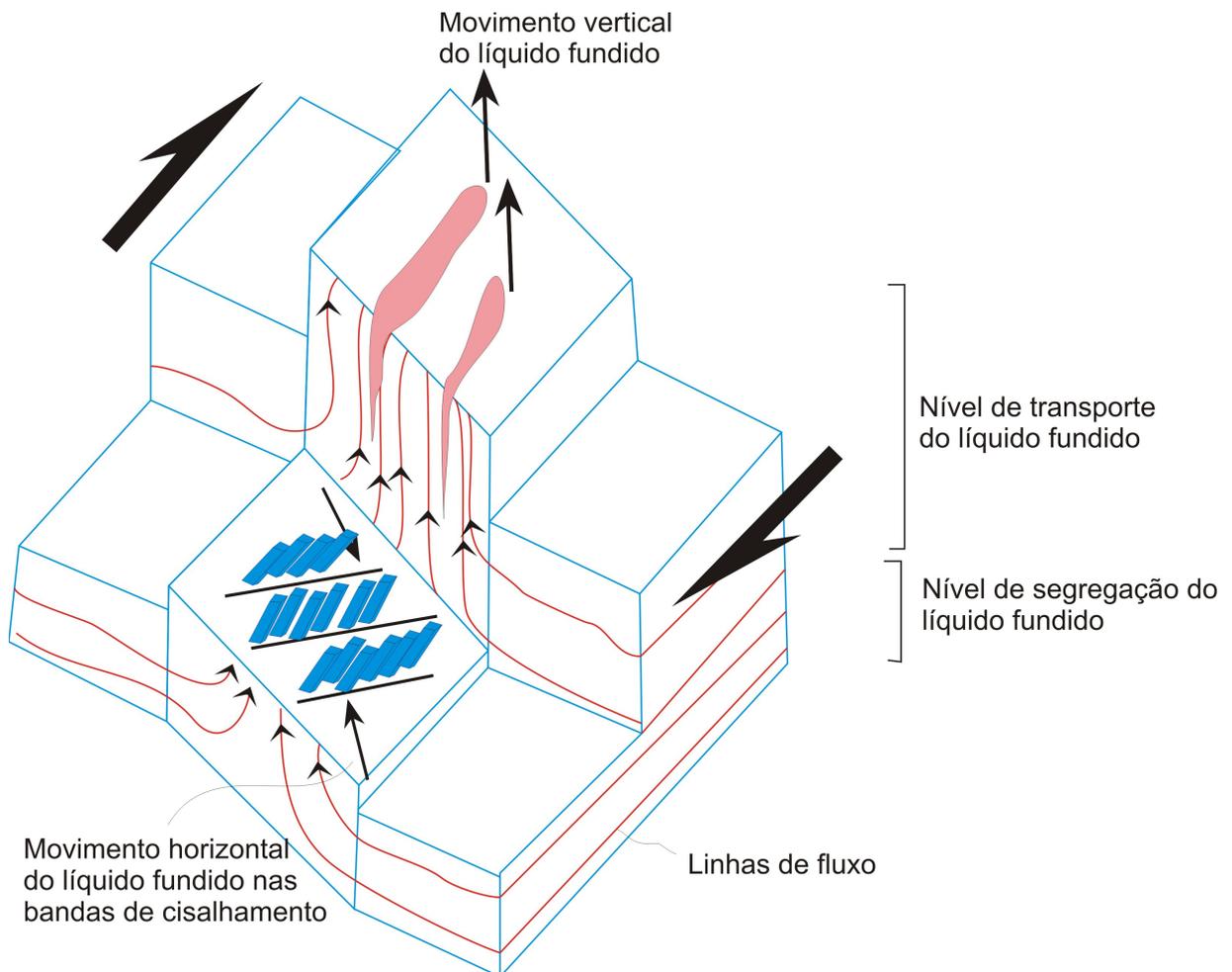


Fig. 2.8: Migração de líquido afetada por partição da deformação em sistemas transpressivos. Em níveis estruturais inferiores, tanto durante anatexia ou cristalização, a partição da deformação causa migração horizontal de líquido em bandas de cisalhamento. As bandas de cisalhamento atuam como condutos verticais para migração de magma em direção a níveis estruturais superiores, facilitada pela cinemática da deformação (modificado de Vigneresse e Tikoff 1999). Sem escala.

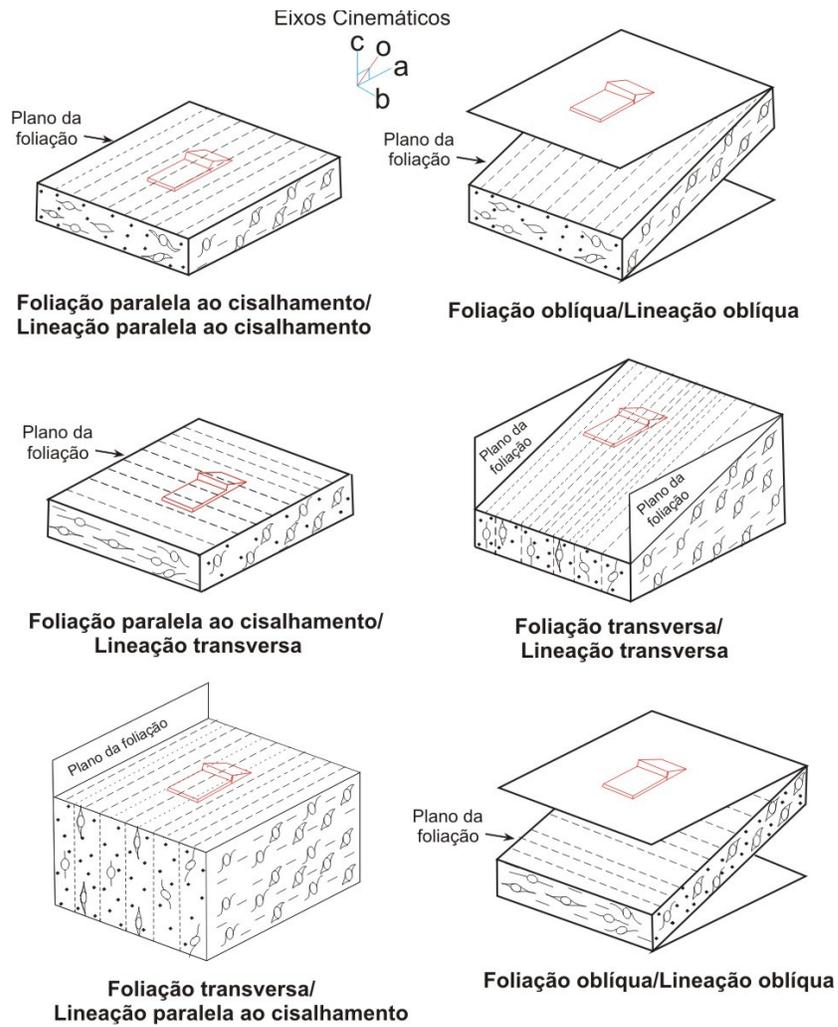


Fig. 2.9: As seis diferentes fácies de deformação e as respectivas geometrias da foliação e lineação (modificado de Tikoff & Fossen 1999).

3 GEOLOGIA DA REGIÃO DE CARAJÁS

3.1. TRABALHOS ANTERIORMENTE DESENVOLVIDOS

As primeiras pesquisas realizadas na região de Carajás, a partir da década de 60, tinham caráter predominantemente descritivo e abordavam características litológicas e estratigráficas, quase sempre voltadas para interesses prospectivos (Barbosa et al. 1966; Ramos 1967; Almeida et al. 1967).

Na década de 70 os trabalhos de cunho regional ganharam destaque, com ênfase na descrição de rochas e agrupamento em unidades (Knut 1971; Puty et al. 1972; Beisiegel et al. 1973; Silva et al. 1974; McCandles et al. 1975; Isler et al. 1977). Nos anos de 1974 e 1975, alguns autores tentaram estabelecer sucessões de eventos com base na informação geocronológica (Gomes et al. 1975; Amaral 1974; Basei 1974; Amaral & Halpern 1975).

A partir da década de 80, caracterizações petrogenéticas e geocronológicas foram desenvolvidas, além de trabalhos descritivos de depósitos minerais. Dentre outros, pode-se citar: Almeida (1980), Lindenmayer (1981), DOCEGEO (1981), Hirata (1982), Montalvão et al., (1984), Figueira & Villas (1984), Medeiros Neto & Villas (1985), Gibbs et al. (1986), Wirth et al. (1986), Dall'Agnol et al. (1986) e Huhn et al. (1987).

No final da década de 80 e início dos anos 90, as primeiras tentativas de organizar tectonoestratigraficamente as rochas da região foram propostas por DOCEGEO (1988), Costa et al. (1990) e Araújo & Maia (1991).

Do final da década de 90 em diante, os trabalhos publicados concentraram-se principalmente na petrologia, metalogênese, geologia regional, geocronologia e evolução geológica da região de Carajás, e dentre estes se destacam Pinheiro (1997), Leite (2001), Althoff et al. (2000), Barros et al. (2001), Macambira et al. (2001), Villas & Toro (2001), entre outros.

Os trabalhos mais recentes estão focados nas características petrográficas e no arranjo geométrico-cinemático das rochas aflorantes, além das relações tectônicas entre os diferentes terrenos arqueanos expostos na região (Lima 2002; Oliveira 2002; Sardinha 2002; Gomes 2003, Viegas 2007; Cavalcante 2007; Cavalcante et al. 2007).

3.2. SÍNTESE DA GEOLOGIA REGIONAL

A Província Mineral de Carajás está dividida em dois domínios tectônicos principais (Fig. 3.1): (1) o domínio representado pelo **Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria**, a sul, e (2) o domínio correspondente à **Serra dos Carajás**, a norte (Araújo & Maia 1991).

Estes terrenos apresentam características litológicas, tectônicas, estratigráficas e geocronológicas distintas, estabelecendo contato transicional com o **Cinturão Itacaiúnas** (Araújo & Maia 1991; Costa et al. 1995).

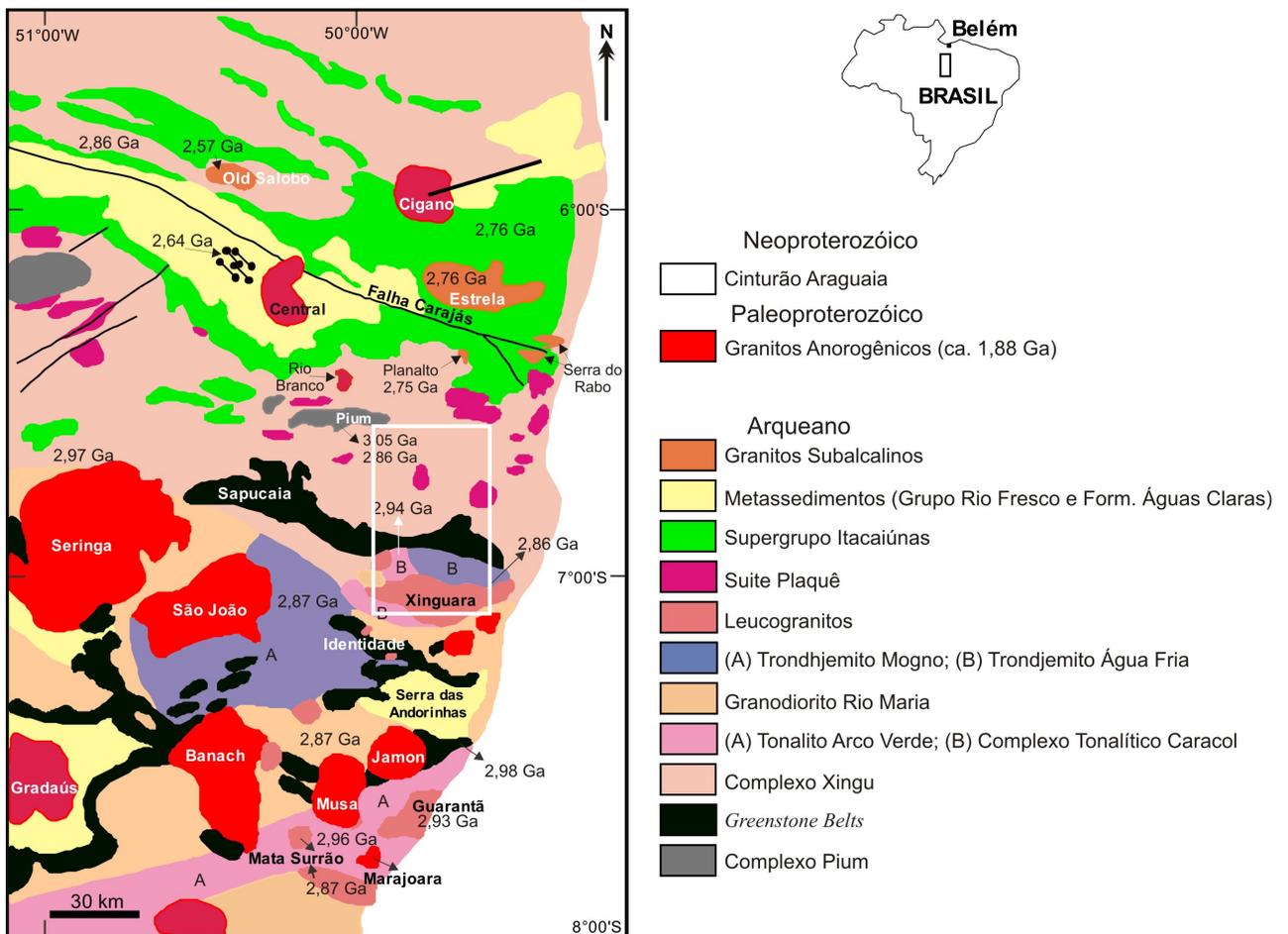


Fig. 3.1: Mapa Geológico da Província Mineral de Carajás, Destacando as regiões correspondentes ao domínio da Serra dos Carajás, a norte, e ao Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, a sul. O retângulo indica área escolhida para estudos (modificado de Leite 2001).

(1) Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria

Este terreno compreende faixas de rochas vulcânicas e sedimentares limitadas por granitóides e gnaisses (Fig. 3.1). Zonas de cisalhamento cortam as unidades e compõem feixes orientados nas direções E-W, NW-SE e NE-SW (Costa et al. 1995).

As principais unidades litológicas do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria podem ser divididas em *Greenstone Belts*, Suíte TTG e Leucogranitos Potássicos (DOCEGEO 1988; Araújo & Maia 1991; Dall’Agnol et al. 1997; Althoff et al. 2000; Leite et al. 2004).

Greenstone Belts

Estas rochas são representadas pelo **Supergrupo Andorinhas**, o qual compreende, na base, derrames ultramáficos komatiíticos (dunitos, peridotitos, piroxenitos) intercalados com formações ferríferas bandadas, metabasaltos, sedimentos químicos, metatufos e talco-xistos. Ocorrem estruturas do tipo *pillow lavas* nos basaltos (DOCEGEO 1988). A seqüência do topo do Supergrupo Andorinhas é composta de rochas metassedimentares clásticas (grauvacas, siltitos), formações ferríferas bandadas e seqüências metavulcânicas intermediárias a ácidas (andesitos, dacitos, riódacitos), além de metavulcânicas básicas. Estão datadas em $2904 \pm 29/-22$ Ma (Macambira & Lancelot 1992) e 2979 ± 5 Ma (Pimentel & Machado 1994) pelo método U/Pb em zircão.

Suíte TTG

Esta unidade engloba duas gerações de granitóides TTG: 1) Associação TTG antiga, composta pelo **Tonalito Arco Verde** (Althoff et al. 2000), com idade de $2957 \pm 25/-21$ Ma (U/Pb em zircão, Macambira & Lancelot 1991a; Macambira 1992), e pelo **Tonalito Caracol** (2948 ± 5 Ma, Pb-Pb em zircão; Leite 2001); e 2) Associação TTG jovem, a qual engloba o **Trondhjemito Mogno** (2871 Ma, U/Pb em titanita; Pimentel & Machado 1994) e o **Trondhjemito Água Fria** (2864 ± 21 Ma, Pb-Pb em zircão; Leite 2001).

Além dessas rochas, podem ser observadas ainda granodioritos e tonalitos derivados de magmas individuais, a exemplo do **Granodiorito Rio Maria** ($2874 \pm 9/-10$ Ma, U/Pb em zircão, Macambira & Lancelot 1991a; Macambira 1992; 2872 ± 5 Ma,

U/Pb em zircão, Pimentel & Machado 1994), e o **Tonalito Parazônia** (2858 Ma, U/Pb em titanita; Pimentel & Machado 1994).

O **Tonalito Arco Verde** é a unidade mais antiga da suíte e consiste de tonalitos e trondhjemitos cinzas, bandados, equigranulares, de granulação média a fina, com textura ígnea isotrópica a foliada (Althoff et al. 2000).

O **Tonalito Caracol** é constituído de gnaisses bandados com mergulhos altos a verticais. O bandamento dessas rochas é afetado por bandas de cisalhamento dúcteis dextrais, orientadas na direção NE-SW. As rochas exibem uma foliação milonítica marcante, acompanhada de uma lineação subhorizontal que mergulha Para NW (Leite 2001).

O **Granodiorito Rio Maria** é caracterizado por granodioritos e tonalitos formados por oligoclásio, microclina, quartzo, biotita, clinzoisita, allanita, zircão, apatita e opacos (Araújo & Maia 1991).

O **Trondhjemito Mogno** constitui extenso batólito composto de plagioclásio e quartzo, acessórios e biotita e hornblenda subordinadas. A natureza intrusiva deste batólito no Supergrupo Andorinhas é assumida pela presença de xenólitos de granodiorito e metabasalto (DOCEGEO 1988).

O **Trondhjemito Água Fria** apresenta um bandamento ondulado, orientado no *trend* NW-SE a WNW-ESE. Possui, localmente, enclaves métricos do Tonalito Caracol e é cortado por diques e veios leucograníticos relacionados ao Granito Xinguara (Leite 2001).

O **Tonalito Parazônia** engloba *stocks* e *sills* tonalíticos, compostos por plagioclásio, quartzo e biotita cloritizada. (DOCEGEO 1988).

Leucogranitos Potássicos

Estas rochas são abundantes no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, representadas pelos Granitos Guarantã, Mata Surrão e Granito Xinguara (Leite 2001; Leite et al. 2004).

O **Granito Guarantã** localiza-se a sul do Granito Jamon, exibindo idade de cristalização de cerca de 2,93 Ga (Althoff et al. 2000).

O **Granito Mata Surrão** é intrusivo no Tonalito Arco Verde e fornece idade de 2872 ± 10 Ma (Pb-Pb em rocha total, Macambira & Lafon 1995).

O **Granito Xinguara** tem forma alongada com eixo maior orientado no *trend* WNW-ESE e possui desde variedades porfíricas onde a foliação é praticamente ausente, até rochas finas fortemente foliadas, as quais são mais bem observadas no limite sul do plúton (Leite 2001; Leite et al. 2004).

A macroestruturação do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria é marcada por zonas de cisalhamento orientadas nas direções E-W, NW-SE e NE-SW, definidas como zonas de cisalhamento transcorrentes ao longo das quais se distinguem duplexes transpressivos que se ligam através de segmentos direcionais dextrais, de direção E-W (Costa et al. 1995). A colocação dos plútons arqueanos, a exemplo dos granitos da região de Marajoara, se deu a partir de encurtamento regional N-S. Nesse contexto, os referidos granitos foram colocados como intrusões sin-cinemáticas em uma crosta com anomalias termais e pouca influência de forças externas derivadas de convergência de placas (Althoff et al. 2000).

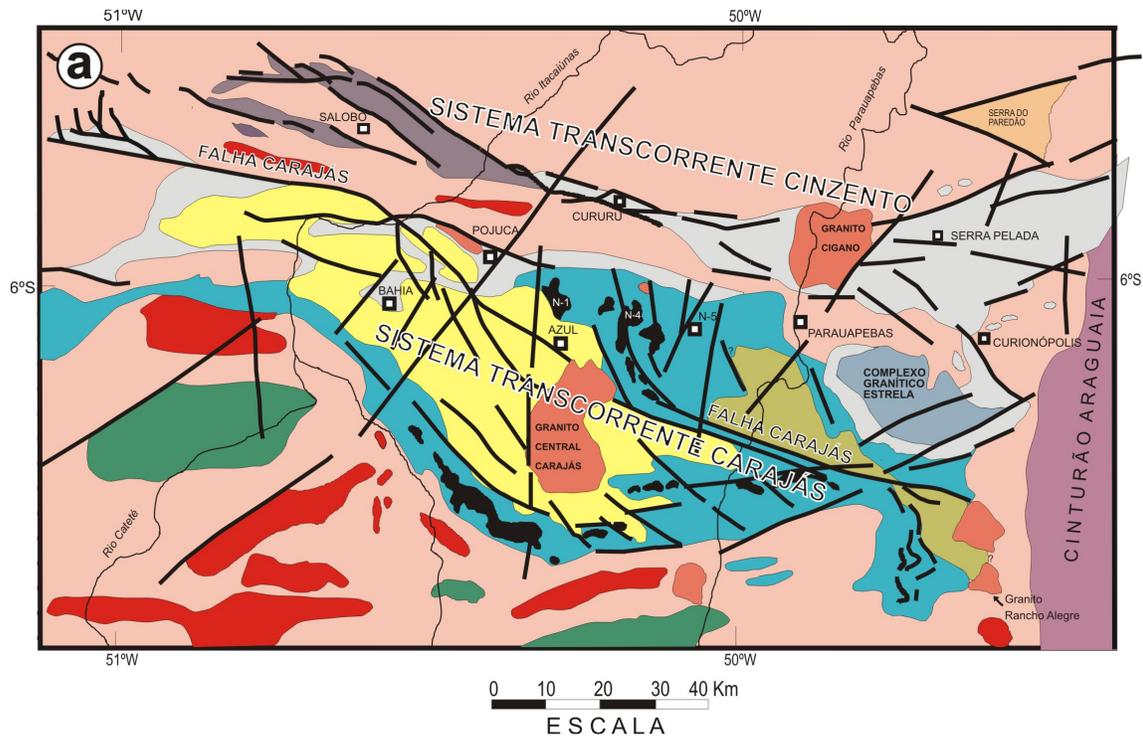
(2) A Serra dos Carajás

Nesta região afloram unidades arqueanas englobadas no **(a) Terreno Granítico-Gnáissico**; e **(b) Seqüências Vulcânicas e Sedimentares Supracrustais de Baixo Grau** (Araújo & Maia 1991; Pinheiro 1997).

(a) Terreno Granítico-Gnáissico

O Terreno Granítico-Gnáissico de Alto Grau compreende as rochas do Complexo Pium, Complexo Xingu e Suíte Plaquê.

O **Complexo Pium** (Fig. 3.2) é representado por rochas granulíticas máficas a félsicas, faneríticas, médias a grossas, coloração cinza-claro a cinza-escuro, equigranulares a inequigranulares, com anisotropias estruturais responsáveis por gerar rochas protomiloníticas a miloníticas (Araújo & Maia 1991). Foram datadas em 3002 ± 14 Ma (U/Pb SHRIMP, Pidgeon et al. 2000).



b

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS		IDADE	METAMORFISMO	DEFORMAÇÃO
ASSEMBLÉIA DE COBERTURA	GRUPO SERRA GRANDE	SIL.-ORD.	Sem Metamorfismo	Rúptil
	FORMAÇÃO GOROTIRE	PROTEROZOICO SUPER. MESO PROTEROZOICO		
	GRANITOIDES E DIQUES	PROTEROZOICO INFERIOR	1.9-1.8 Ga	Dúctil-Rúptil a Rúptil (Temperatura Muito Baixa)
	FORMAÇÃO ÁGUAS CLARAS		2.7-2.6 Ga	
	GRUPO GRÃO PARÁ (Formação Carajás em negro)		2.7 Ga	
	COMPLEXO GRANÍTICO ESTRELA	Alteração Hidrotermal		
GRUPO IGARAPÉ POJUÇA	ARQUEANO	Xisto Verde Muito Baixo	Dúctil (Baixa Temperatura)	
GRUPO IGARAPÉ SALOBO		Xisto Verde Baixo	Dúctil (Alta Temperatura)	
ASSEMBLÉIA DO EMBASAMENTO	COMPLEXO GRANITO-GNAISSE	3.0-2.7 Ga	Anfibolito a Granulito	Dúctil (Alta Temperatura)
	Complexo Xingu			
	Complexo Pium			
	Suíte Plaqué	ZONA DE CISALHAMENTO ITACAUNAS		

Modificado de Pinheiro (1997)

Fig. 3.2: Mapa geológico e coluna tectonoestratigráfica propostos por Pinheiro (1997) para a região de Carajás (modificado de Pinheiro 1997).

O **Complexo Xingu** (Fig. 3.2) é representado por gnaisses granodioríticos e tonalíticos indiferenciados (Silva et al. 1974; Araújo & Maia 1991), com idades em torno de 2859 ± 2 Ma e 2851 ± 4 Ma (U/Pb em zircão, Machado et al. 1991). Estas rochas são interpretadas como sendo produtos de retrabalhamento das rochas do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Araújo et al. 1988; Costa et al. 1995).

Os granitos da **Suíte Plaquê** (Fig. 3.2) são representados por plútons alongados, de coloração rosa-claro a rosa-avermelhado, de comprimento e largura variáveis e orientado na direção E-W.

As rochas podem ser pouco foliadas ou exibir variedades com forte foliação milonítica (Araújo e Maia 1991). A Suíte Plaquê corta as rochas do Complexo Xingu, e foi datada por Huhn et al. (1999) em 2747 ± 2 Ma, através do método Pb/Pb em zircão, e por Avelar (1996) em 2729 ± 29 Ma, pelo mesmo método.

Podem ser observados ainda outros granitóides arqueanos distintos, os quais eram relacionados às rochas granitóides indiferenciadas do Complexo Xingu. Estudos mais detalhados separaram estas rochas em unidades litoestratigráficas individuais, a exemplo do **Granito Old Salobo** (2573 ± 3 Ma, U-Pb em zircão; Machado et al. 1991) e **Complexo Granítico Estrela** (2.76 Ga, Pb-Pb em zircão, Barros et al. 2004). A evolução estrutural destes granitos é interpretada como colocação sintectônica sob condições de encurtamento regional N-S seguido de componentes direcionais sinistrais subordinadas (Barros 1997).

(b) Seqüências Vulcânicas e Sedimentares Supracrustais de Baixo Grau

Estas rochas estão localizadas no interior de estruturas limitadas por lineamentos maiores que definem as estruturas transcorrentes (Oliveira 2002), associadas ao **Supergrupo Itacaiúnas**. Compreendem as rochas do **Grupo Igarapé Salobo** (gnaisses, anfibolitos, xistos, quartzitos e formações ferríferas; Araújo & Maia 1991); **Grupo Igarapé Pojuca** (xistos, quartzitos e formações ferríferas, datadas em 2732 ± 3 Ma pelo método U-Pb em zircão; Machado et al. 1991); **Grupo Grão Pará** (rochas vulcânicas básicas intercaladas com formações ferríferas – 2758 ± 39 Ma, U-Pb em zircões em riolitos; Machado et al. 1991), **Formação Águas Claras** (depósitos marinhos a fluviais cortados por sills e diques de rochas máficas; Nogueira 1995), e

Formação Gorotire (seqüência clástica imatura, não deformada, datada em 2737 ± 4 Ma; Lima & Pinheiro 1999; Macambira et al. 2001).

Ocorrem na região diversos plútons graníticos classificados como **granitos anorogênicos** (Dall’Agnol et al. 1994). Esses granitos (Figs. 3.1 e 3.2) consistem de plútons monzograníticos e sienograníticos de cerca de 1,88 Ga (Seringa, Musa, Jamon, Cigano, Central de Carajás, Bannach, Velho Guilherme, Teles Pires, Redenção, etc.). Os isótopos Sr e Nd sugerem origem a partir de fusão parcial das rochas de 2,87 Ga, em sistemas distensivos, provavelmente provocada por *underplating* ou intrusão de magmas máficos derivados do manto (Cordani & Macambira 2004).

3.3. MODELOS TECTÔNICOS SUGERIDOS PARA A REGIÃO DE CARAJÁS

Três são as principais propostas apresentadas para explicar a evolução tectonoestratigráfica da Província Mineral de Carajás: (1) o modelo de Araújo & Maia (1991); (2) o modelo de Costa et al. (1995); e (3) o modelo de Pinheiro (1997).

O modelo de Araújo & Maia (1991) destaca a participação de eventos de colisão oblíqua entre segmentos continentais, ao final do Arqueano, que deram origem ao Cinturão Itacaiúnas. Sistemas imbricados articulados a sistemas transcorrentes em diferentes domínios regionais foram gerados em decorrência das colisões arqueanas. Este evento envolveu retrabalhamento das rochas dos terrenos granito-*greenstone* e condicionou a deposição de seqüências supracrustais ao longo dos sistemas transcorrentes. A partir do Proterozóico Inferior, um evento extensional de direção NE-SW foi responsável pela colocação de diversos plútons graníticos e intrusões máfico-ultramáficas, além de geração de bacias transtensivas, as quais foram preenchidas por rochas vulcânicas e sedimentares.

O modelo de Costa et al. (1995) sugere que a evolução tectonoestratigráfica da região de Carajás teria se dado a partir da atuação de três eventos termo-tectônicos durante o Pré-Cambriano.

O (i) evento mais antigo se caracterizaria pela propagação de zonas de cisalhamento tangenciais oblíquas de direção E-W, inclinadas para sul, associadas a metamorfismo de fácies anfíbolito. Esta movimentação estaria relacionada ao alçamento tectônico de rochas granulíticas da crosta continental inferior, além de

gnaissificação do embasamento antigo, composto de rochas granitóides. Em seguida, sistemas transcorrentes, como o Sistema Transcorrente Carajás e o Sistema Transcorrente Cinzento, seriam formados a partir de movimentos transtensivos, os quais seriam também responsáveis pelo desenvolvimento de várias bacias *pull-apart* preenchidas pelo material vulcano-sedimentar do Supergrupo Itacaiúnas. Um novo movimento transpressivo ocorre na região, ocasionando inversão das bacias transcorrentes e metamorfismo na fácies anfíbolito e xisto verde ao longo de zonas de cisalhamento, além de processos hidrotermais.

O (ii) segundo evento estaria associado a movimentos distensivos de direção NE-SW, relacionados aos segmentos extensionais do Proterozóico.

O (iii) terceiro evento teria gerado o Cinturão Araguaia.

Pinheiro (1997) propõe um modelo tectônico evolutivo para os sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento (Fig. 3.3) que pode ser entendido da seguinte forma: em 2.8 Ga, registra-se deformação transpressiva sinistral afetando as rochas do embasamento mais antigo (Cinturão Itacaiúnas). Esta deformação dúctil gerou tramas miloníticas E-W nas rochas do embasamento. Uma seqüência de rochas arqueanas mais jovens, chamada por Pinheiro (1997) de “Assembléia de Cobertura”, foi deformada em nova fase de transpressão sinistral, associada com metamorfismo na fácies xisto verde e retrogressão e retrabalhamento das tramas do embasamento. Sobre estas rochas repousam, de maneira discordante, seqüências vulcano-sedimentares não metamorfisadas a metamorfisadas na fácies xisto verde, depositadas no final do Arqueano – início do Proterozóico inferior.

Os sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento formaram-se durante transtensão dextral por volta de 2.6 – 2.7 Ga, com deposição de rochas da assembléia de cobertura em bacias extensionais tipo *pull-apart* ou *dilational jogs* (Pinheiro 1997).

Essas bacias transtensivas foram parcialmente invertidas sob transpressão sinistral de caráter tardio (> 1.9 Ga), produzindo falhas compressivas oblíquas e dobras, as quais são evidentes principalmente nas rochas de cobertura.

Por volta de 1.86 Ga houve a colocação de plútons graníticos, diques e fraturamentos, e deposição de arenitos e conglomerados imaturos em zonas controladas por falhas (Formação Gorotire).

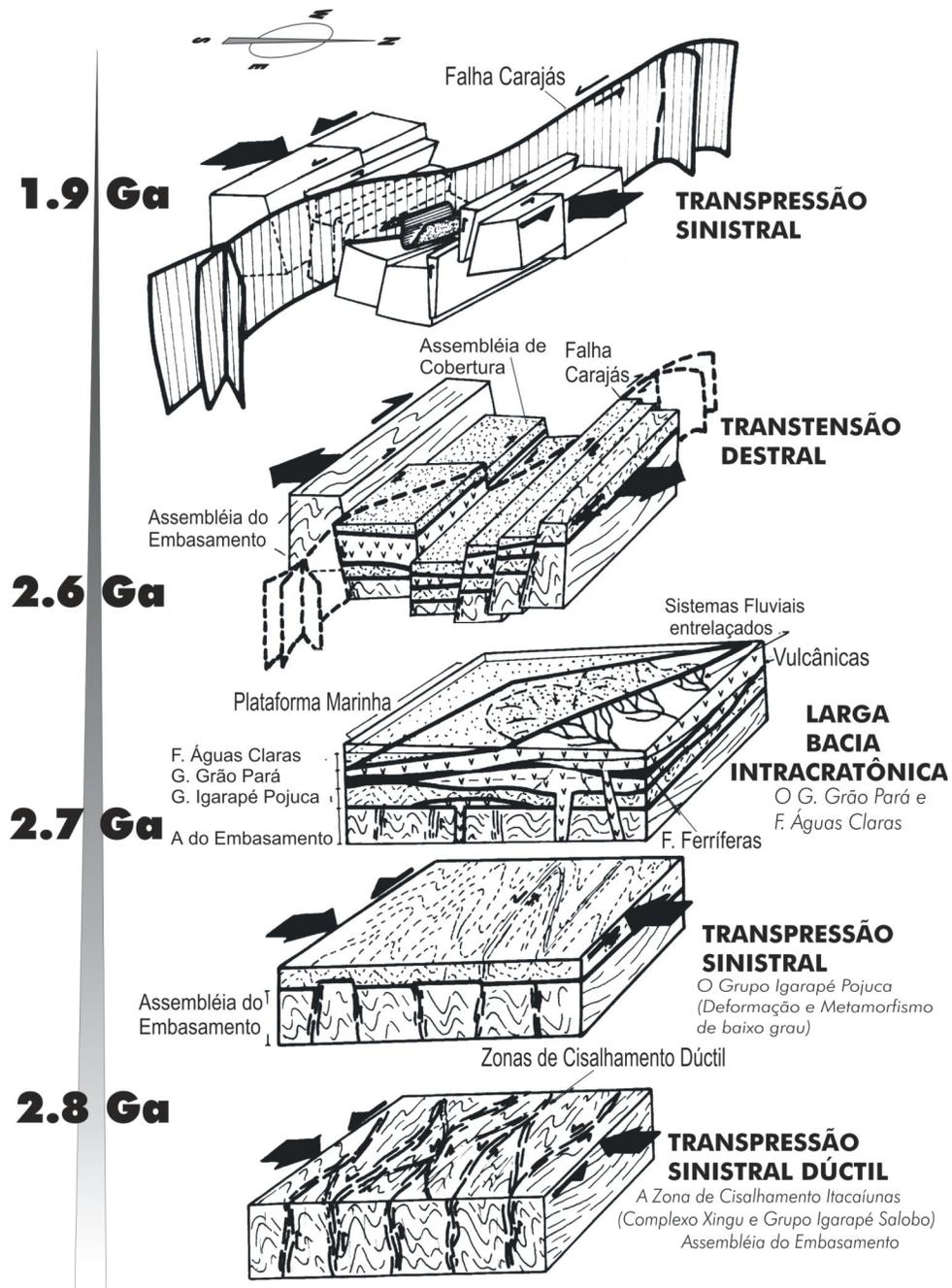


Fig. 3.3: Quadro esquemático sintetizando a evolução tectonoestratigráfica da região de Carajás, proposto por Pinheiro (1997).

3.4. DADOS GEOCRONOLÓGICOS REGIONAIS

O acervo geocronológico disponível para a região de Carajás é relativamente vasto, englobando datações realizadas nas áreas da Serra dos Carajás, Cinturão Itacaiúnas e Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria.

Os primeiros trabalhos realizados, por volta da década de 60 e 70, concentraram-se em interpretações de dados obtidos principalmente a partir do método K-Ar. Posteriormente, as datações através do método Rb-Sr foram amplamente utilizadas, embora as mesmas mostrassem relativas diferenças de idade quando comparadas com outros métodos (Villas & Santos 2001).

A partir da metade da década de 90 em diante, dados geocronológicos seguros foram obtidos a partir de datações U-Pb e Pb-Pb em zircão.

Os dados geocronológicos mais recentes estão sumarizados na Figura 3.4, e a partir dos mesmos pode-se comentar a respeito dos seguintes aspectos:

- As rochas mais antigas aflorantes na região compreendem os granulitos pertencentes ao Complexo Pium, datados em 3002 ± 14 Ma (Pidgeon et al. 2000);
- Os granitóides englobados na Suíte TTG, exposta no Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, representam a segunda unidade mais antiga da região. As idades desses granitóides em geral situam-se entre $2957 +25/-21$, e $2798 \pm ?$ Ma, obtidas para o Tonalito Arco Verde e os granitóides do Complexo Xingu, respectivamente (Pimentel & Machado 1994; Macambira 1992);
- As seqüências vulcânicas e sedimentares supracrustais de baixo grau do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria apresentam em geral idades mais velhas do que os granitóides. O Supergrupo Andorinhas possui idade de cerca de 2979 ± 5 Ma (Pimentel & Machado 1994);
- Nos domínios da Serra dos Carajás, os intervalos de idade das seqüências supracrustais estão entre 2761 ± 3 e 2732 ± 2 Ma, obtidas nos grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca e Grão Pará (Machado et al. 1991);
- Os granitóides do domínio da Serra dos Carajás fornecem idades em média em torno de 2.7 Ga, tanto para as rochas do Complexo Xingu quanto para os granitos miloníticos da Suíte Plaqué (Machado et al. 1991; Avelar et al. 1999);

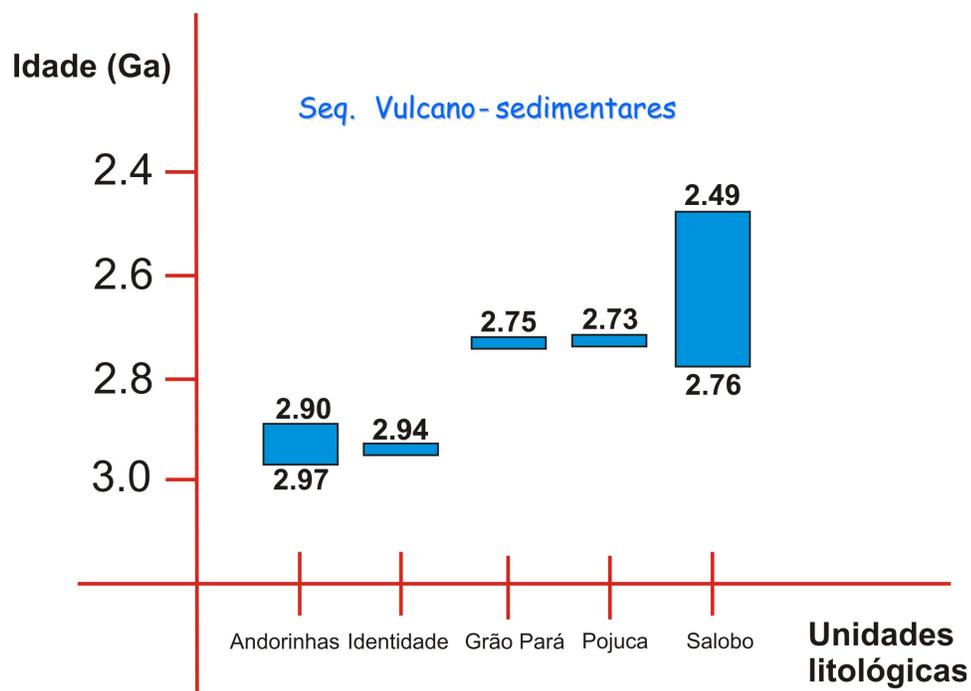
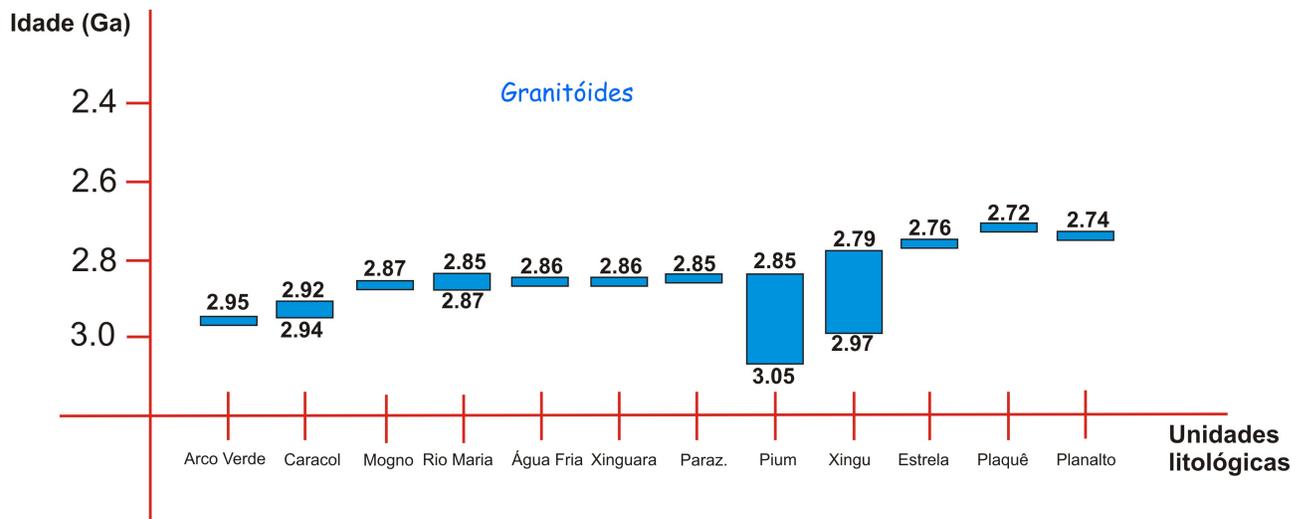


Fig. 3.4: Dados geocronológicos idade versus unidades litoestratigráficas para os granitoides e seqüências vulcano-sedimentares da região de Carajás. Fontes: Machado et al. (1991), Macambira (1992), Rodrigues et al. (1992), Pimentel & Machado (1994), Souza (1994), Macambira & Lafon (1995), Souza & Dall'Agnol (1995), Gibbs et al. (1986), Dias et al. (1996), Avelar et al. (1999), Althoff et al. (2000), Pidgeon et al. (2000), Barros et al. (2001), Leite et al. (2004).

No Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, as idades obtidas nas rochas aflorantes situam-se no intervalo de 2.97 – 2.79 Ga.

Para os litotipos aflorantes na região da Serra dos Carajás, o intervalo médio de idades posiciona-se em torno de 2.85 – 2.49 Ga.

Estes dados sugerem que a evolução geológica do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria ocorreu de forma distinta da evolução dos domínios da Serra dos Carajás.

No Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, a evolução se deu principalmente a partir de diferentes pulsos magmáticos, os quais foram responsáveis pela extrusão de seqüências máfico-ultramáficas, granitóides TTG e granitos cálcio-alcálicos (Althoff et al. 2000).

Nos domínios da Serra dos Carajás, a implantação de sistemas transcorrentes, a exemplo dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, foi responsável por diferentes estágios de reativação de estruturas tectônicas, associados a episódios de magmatismo e sedimentação (Pinheiro 1997).

Nesse sentido, a informação geocronológica sugere que a estabilização do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria ocorreu antes dos principais eventos registrados nos domínios da Serra dos Carajás (Dall’Agnol et al. 2006).

A exceção ocorre com as rochas do Complexo Pium, datadas em 3.0 Ga (Pidgeon et al. 2000). Estes granulitos são interpretados como tendo sido alçados a partir de níveis crustais inferiores através de zonas de cisalhamento (Araújo et al. 1988), e representam as rochas mais antigas da região (Araujo & Maia 1991).

3.5. ASPECTOS GEOLÓGICOS DO CINTURÃO ITACAIÚNAS

A região correspondente ao Cinturão Itacaiúnas representa o “domínio de transição” entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e a Serra dos Carajás (Araújo & Maia 1991; Althoff et al. 2000; Leite et al. 2004). Nesta área afloram granitóides gnáissicos, anfíbolitos, rochas vulcânicas, sienogranitos e granitos potássicos isotrópicos, os quais definem um arranjo linear anastomosado, orientado no *trend* E-W a NW-SE (Viegas 2007; Cavalcante 2007; Cavalcante et al. 2007).

As propostas evolutivas para a região existentes até o momento (Fig. 3.5) enfocam principalmente aspectos petrográficos e geocronológicos, com estudos

estruturais tendo sido desenvolvidos de forma subordinada (Araújo & Maia 1991; Costa et al. 1995; Pinheiro 1997; Sardinha 2002; Gomes 2003; Dall’Agnol et al. 2006).

As relações de contato entre o Cinturão Itacaiúnas e o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria ainda permanecem pouco entendidas sob o ponto de vista estrutural. Trabalhos como os de Souza et al. (1996) sugerem que o limite entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e a Serra dos Carajás não é claro, podendo estar situado tanto a sul do Granito Xinguara quanto a norte do Grupo Sapucaia. Dall’Agnol et al. (1997, 2006) consideram que a área entre Xinguara e a porção sul da Serra dos Carajás representa uma área de transição, intensamente retrabalhada durante os estágios finais da evolução da Bacia Carajás.

Mais recentemente, mapeamentos estruturais de detalhe sugeriram que a deformação na porção sul do Cinturão Itacaiúnas (Fig. 3.5) corresponde aos estágios tardios da evolução de terrenos granito-*greenstone*, marcados por encurtamento horizontal regional associado com componente oblíqua localizada (Viegas 2007; Cavalcante 2007; Cavalcante et al. 2007).

A figura 3.5 resume os principais trabalhos de detalhe executados na área.

Com base na informação geocronológica e relações de assimilação entre as rochas, Leite (2001) e Dall’Agnol et al. (2006) concluíram que o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria representa um segmento crustal arqueano mais antigo que o Cinturão Itacaiúnas e a Serra dos Carajás, estabilizado antes de 2.7 Ga. Entretanto, trabalhos de mapeamento estrutural em nível de detalhe ressaltaram a presença de padrões tectônicos similares entre as rochas do Cinturão Itacaiúnas e a atual porção norte do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Fig. 3.5), os quais sugerem que o Cinturão Itacaiúnas pode se tratar de um prolongamento para norte dos atuais limites do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (Viegas 2007; Cavalcante 2007).

A semelhança estrutural entre as rochas dos dois domínios tectônicos pode indicar que a área em questão foi palco de sucessivos eventos tectonotermiais, os quais envolveram deformação dúctil das rochas existentes associada à intensa migmatização regional. Estes eventos provavelmente prosseguiram além das idades obtidas para as rochas mais antigas do embasamento de Rio Maria (2.9-2.8 Ga), continuando até

aproximadamente 2.7 Ga, idade média atribuída às rochas do Cinturão Itacaiúnas (Avelar et al. 1999; Huhn et al. 1999; Viegas 2007; Cavalcante et al. 2007).

Adicionalmente, a presença, no Cinturão Itacaiúnas, de granitóides gnáissicos semelhantes aos plútons TTG de Rio Maria, bem como basaltos com estruturas almofadadas (*pillow lavas*) similares às rochas do Supergrupo Andorinhas, ambos com padrões tectônicos ora similares, ora distintos das rochas do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, implicam em um possível reposicionamento do limite entre os dois domínios tectônicos. A real posição desse limite pode ser investigada a partir de estudos de detalhe das tramas tectônicas impressas nas rochas expostas no contato entre os dois terrenos.

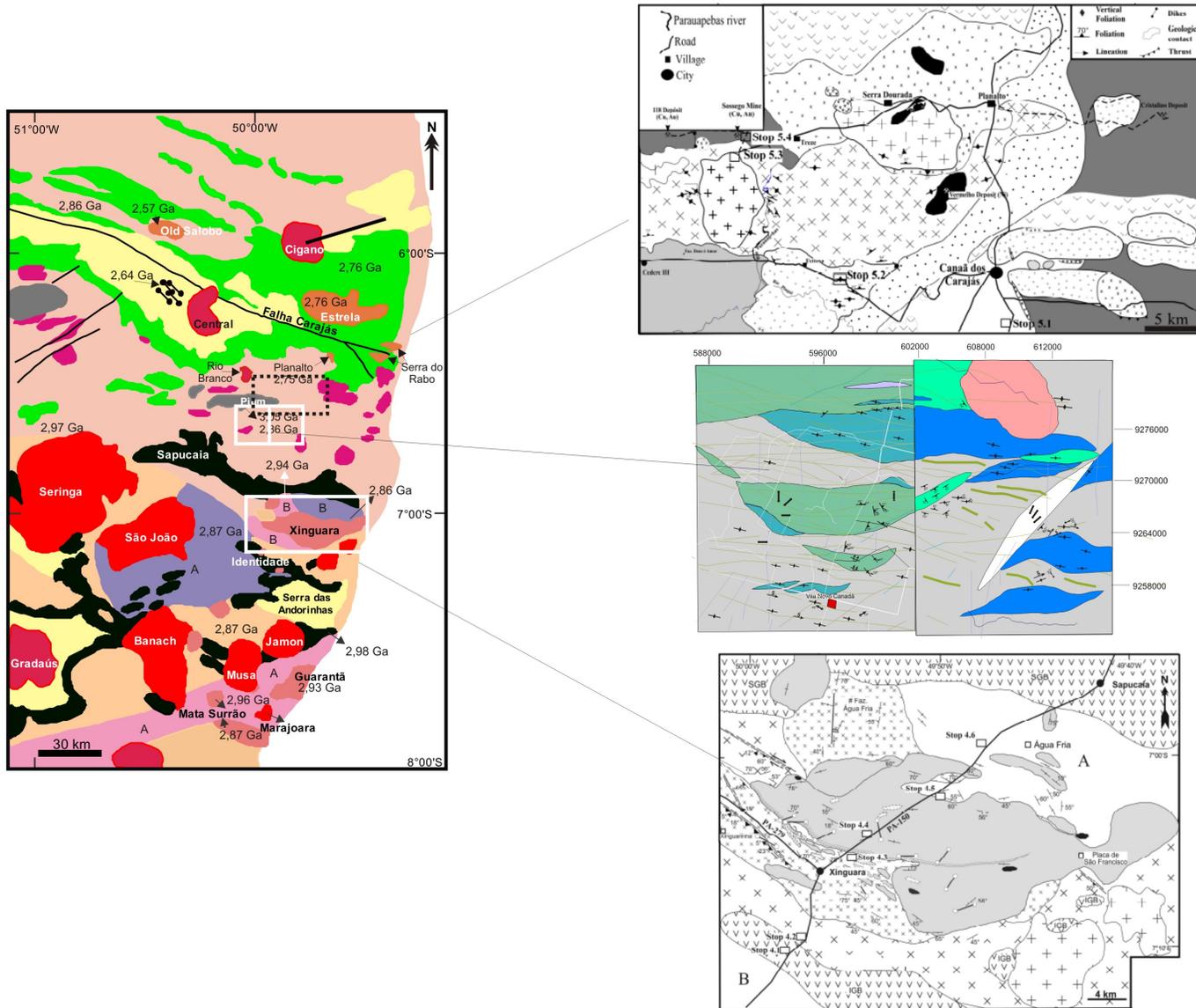


Fig. 3.5: Estado atual do conhecimento geológico sobre a área correspondente ao limite tectônico entre o Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria e o Cinturão Itacaiúnas. Ver texto para maiores detalhes. Fontes: Leite (2001), Soares (2002), Oliveira (2003), Gomes & Dall'Agnol (2004), Sardinha (2005), Cavalcante (2007), Viegas (2007), Cavalcante et al. (2007).

4 ASPECTOS PETROGRÁFICOS DAS ROCHAS AFLORANTES

4.1. GENERALIDADES

A área alvo deste estudo consiste em um segmento crustal arqueano onde podem ser observadas diferentes gerações de granitóides gnáissicos em contato com seqüências vulcano-sedimentares de baixo grau.

Na área em estudo podem ser observados granitos com composição predominantemente cálcica em contato com granitos alcalinos e plútons potássicos. Tais rochas podem refletir sucessivas etapas de magmatismo em escala regional ou mesmo geração de granitos em ambientes tectônicos transpressivos onde a partição da deformação teve papel fundamental nos mecanismos de colocação de plútons (Tikoff & Greene 1997).

As estruturas presentes podem, por vezes, estar associadas com setores ou domínios da deformação onde diferentes tipos de granitóides estão relacionados com intensidades deformacionais distintas. Os mobilizados félsicos são responsáveis por individualizar domínios deformacionais marcados pela atuação dominante de deformação em regime dúctil (para maiores detalhes, ver Capítulo 5).

Para a descrição das rochas aqui apresentadas, as mesmas serão agrupadas por seus diferentes tipos litológicos, a saber: 1) Granitóides TTG e Granodioritos; 2) Granitos Alcalinos e 3) Rochas Máficas. Para fins de simplificação, a correlação das unidades litológicas mapeadas com a coluna estratigráfica da área (Capítulo 3) se deu da seguinte forma: 1) Granitóides TTG – Tonalito Caracol, Trondhjemitó Mogno, Trondhjemitó Água Fria, Granodiorito Rio Maria e granitos indiferenciados agrupados no Complexo Xingu; 2) Granitos Alcalinos – Granito Xinguara, Suíte Plaquê e granitos indiferenciados tipo Xingu; 3) Rochas Máficas – *Greenstone Belts* de Sapucaia e Identidade. Vale ressaltar que o Granito Xinguara, embora possua caráter cálcio-alcalino de acordo com Leite (2001), foi agrupado no grupo dos “Granitos Alcalinos” a fim de simplificar a coleta de dados de campo e subsequente descrição petrográfica.

4.2. OCORRÊNCIA E DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DAS ROCHAS

O mapeamento geológico realizado na área em foco revelou a presença de diferentes gerações de granitóides com anisotropias estruturais variáveis, englobando desde granitos fortemente deformados e bandados até tipos aparentemente isotrópicos, além de rochas máficas compreendendo seqüências vulcânicas metamorfas em fácies xisto verde a anfibolito (Fig. 4.1, 4.2).

Os plútons compreendem granitóides TTG, granitos alcalinos e sienogranitos miloníticos, os quais estabelecem relações de contato abruptas com seqüências vulcano-sedimentares supracrustais de baixo grau, representadas por anfibolitos e xistos (Fig. 4.1).

A organização geométrica dessas rochas em mapa desenha feixes anastomóticos limitados por lineamentos estruturais regionais (Fig. 4.1). Esta disposição geométrica sugere que os principais traços tectônicos regionais podem ser correlacionados às estruturas e tramas mesoscópicas, em termos de atitude e organização espacial.

A seguir é apresentada a descrição sucinta das rochas expostas na área enfocada.

4.3. GRANITÓIDES TTG (CARACOL, MOGNO, ÁGUA FRIA, RIO MARIA, XINGU)

Essas rochas constituem cerca de 40% dos litotipos aflorantes na área em estudo, com exposições principalmente nos setores sudeste, sudoeste e central (Fig. 4.1).

Os contatos dos granitos TTG com os granitos alcalinos são vistos na forma de intrusões destes últimos nos plútons TTG, enquanto que entre granitos TTG e rochas máficas as relações de contato são abruptas, embora localmente possam ser vistas relações de assimilação das rochas máficas pelos granitos TTG.

Os granitóides TTG estão expostos em lajedos, em geral com dimensões métricas e comprimentos da ordem de algumas dezenas de metros. Podem ser encontrados principalmente nas áreas de relevo arrasado associadas com depressões e redes de drenagem (Fig. 4.1, 4.3).

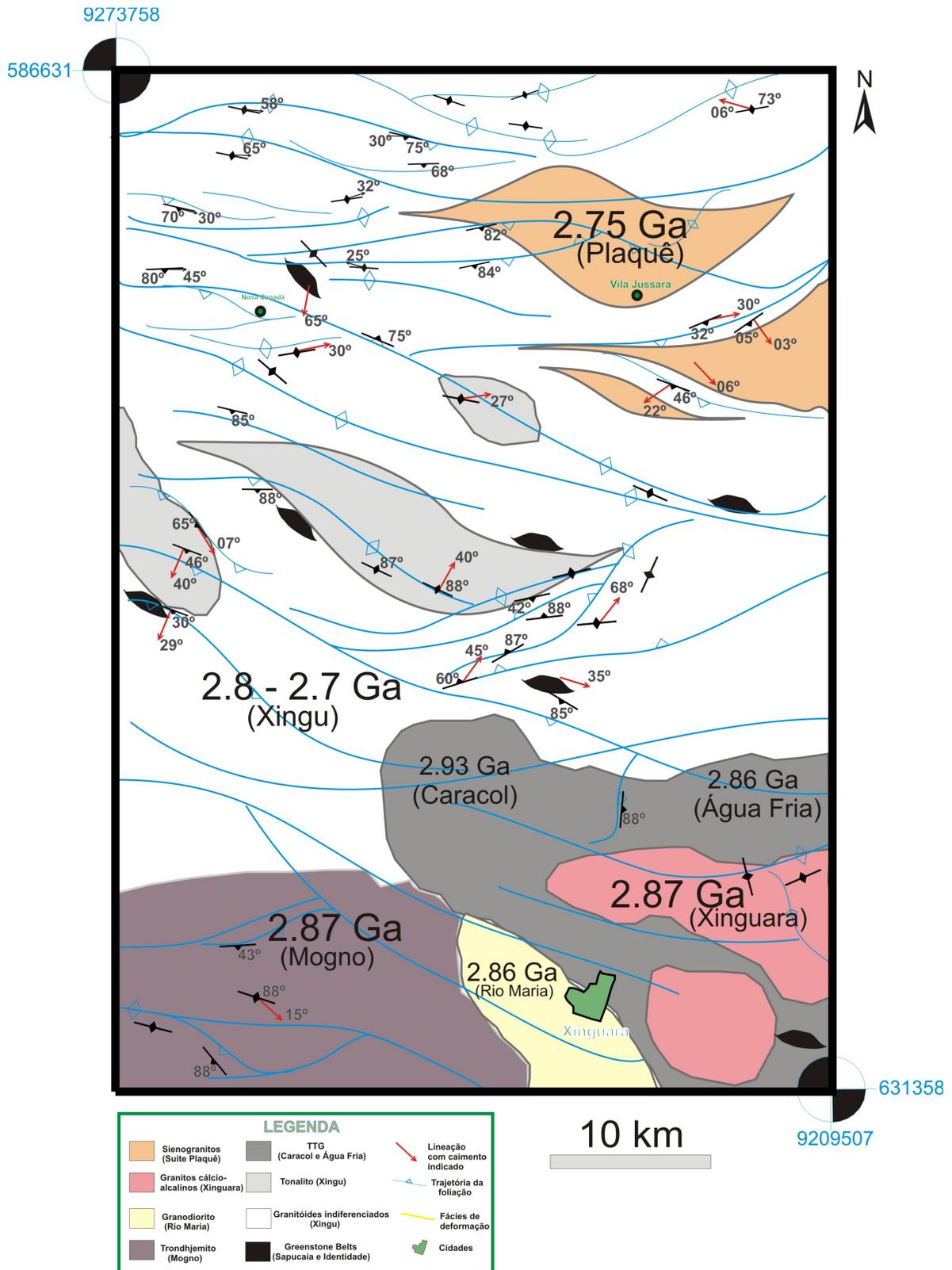


Fig. 4.1: Mapa geológico da área em estudo destacando as unidades litológicas e os principais dados estruturais coletados. Dados compilados de Viegas (2007), Cavalcante (2007), Cavalcante et al. (2007) e este trabalho.

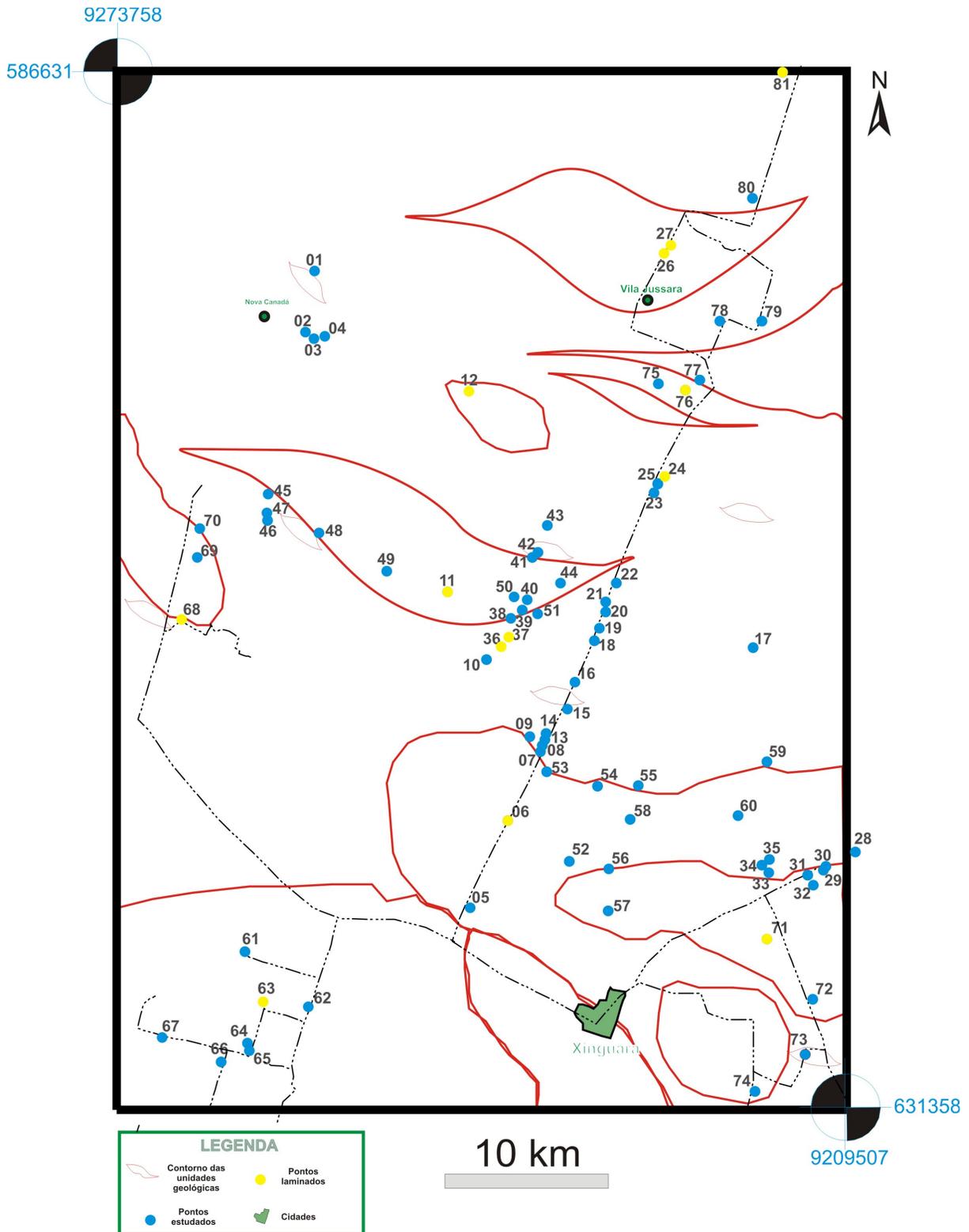


Fig. 4.2: Mapa de pontos da área estudada com destaque para pontos amostrados e pontos onde foram confeccionadas lâminas delgadas.

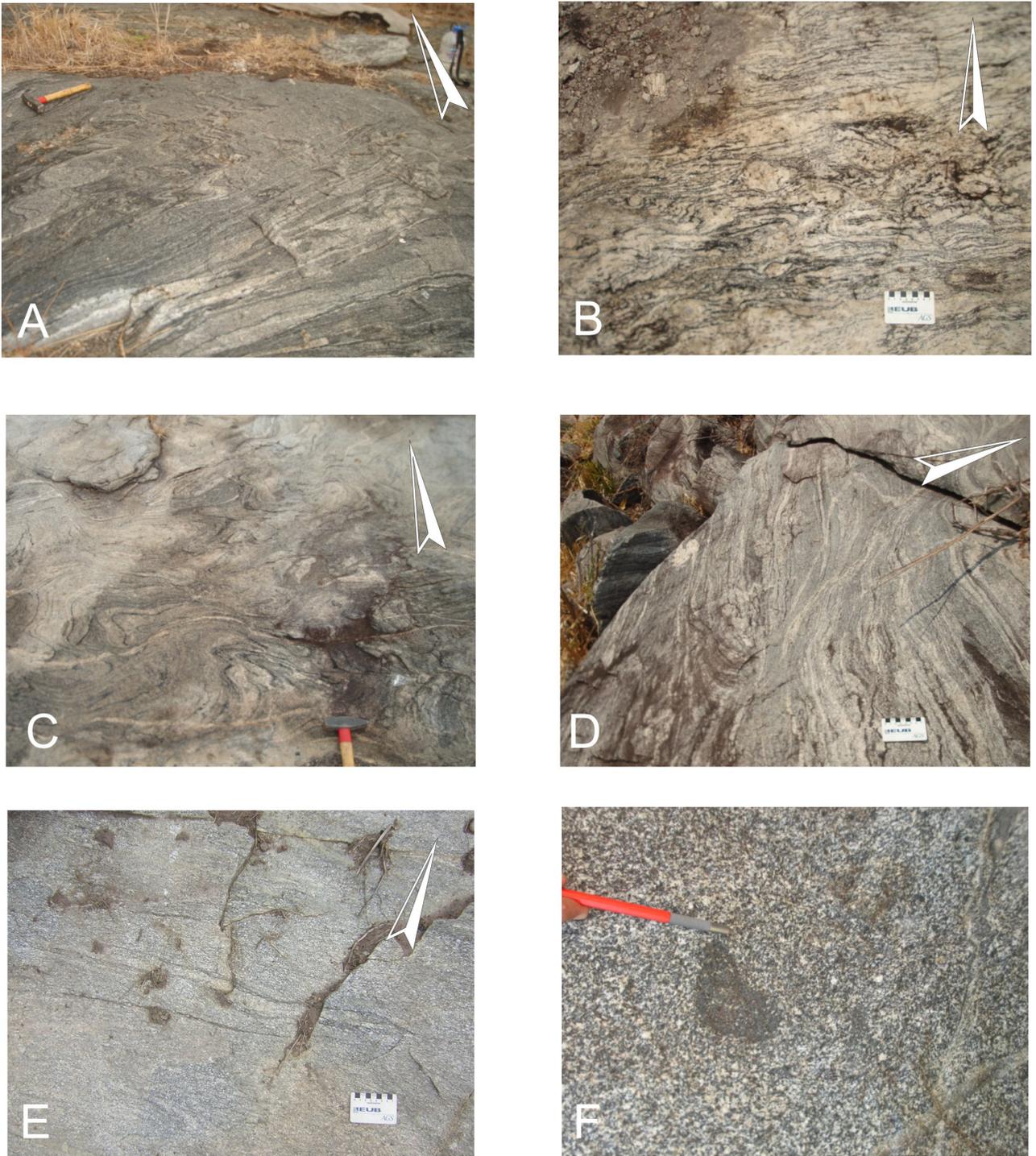


Fig. 4.3: Aspectos de campo dos granitóides TTG expostos na área mapeada: A) Tonalito pouco deformado com bandamento composicional ondulado (PT 11); B) Tonalito com textura milonítica (PT 12); C) e D) Tonalitos e trondhjemitos vistos em lajedos (PT 51 e PT 59, respectivamente); E) Trondhjemito com bandamento composicional regular (PT 63); F) Granodiorito isotrópico com enclaves máficos (PT 09).

Petrograficamente essas rochas representam tonalitos, trondhjemitos e granodioritos cinza-esbranquiçados e cinza-esverdeados, bandados, grossos e com intensidades deformacionais variáveis, englobando rochas de granulação média e textura porfiroclástica até tipos finos com orientação preferencial de trama bem definida. Tais variações no padrão estrutural refletem um espectro que abrange desde rochas pouco deformadas até granitóides miloníticos em mesoescala (Fig. 4.3).

Os **tonalitos** são as rochas predominantes no grupo dos granitóides TTG, constituídos basicamente por cristais grossos de plagioclásio, quartzo e feldspato potássico segregados em níveis quartzo-feldspáticos, alternados com níveis de biotita e, subordinadamente, anfibólio (Fig. 4.4). Os minerais acessórios mais comuns são epidoto, zircão e apatita.

Os **trondhjemitos** ocorrem também em lajedos, com relações de contato concordantes com os tonalitos e álcali-gnaisses, em geral nos setores sudeste e sudoeste da área em estudo (Fig. 4.1). São rochas de granulação grossa que apresentam bandamento composicional constituído principalmente por plagioclásio, quartzo e feldspato potássico (Fig. 4.5). Os níveis máficos do bandamento destas rochas são predominantemente constituídos de biotita e, em escala local, podem ser observados cristais de anfibólio e clorita.

Os **granodioritos** possuem ampla distribuição na área em estudo, podendo ser vistos nos setores sudeste, sudoeste e central (Fig. 4.1). Estão expostos em lajedos métricos e em blocos rolados. As fases minerais principais são plagioclásio, quartzo e feldspato potássico nas bandas félsicas, enquanto que os níveis máficos são caracterizados por biotita e cristais médios de epidoto (Fig. 4.5).

O **plagioclásio** pode ser observado em prismas inequigranulares subédricos a anédricos, com limites retos. Podem ser observados também cristais granulares anédricos médios com contatos retilíneos, em geral na forma de grãos individuais ou como agregados policristalinos (Fig. 4.4; 4.5). Além destes, ocorrem variedades finas na forma de agregados de grãos com contatos retos, as quais são observadas em associação com setores particionados no interior da rocha (para maiores detalhes, vide Capítulo 5). Em escala local pode ser observada epidotização, sericitização e saussuritização.

Os grãos de **quartzo** estão presentes na forma de cristais anédricos inequigranulares com contatos em geral curvos a retilíneos (Fig. 4.4; 4.5). Grãos grossos podem ser vistos em contatos retos com cristais de plagioclásio e feldspato potássico, enquanto que cristais de granulação média podem ser observados na forma de agregados policristalinos recristalizados (Fig. 4.5). Os grãos finos são vistos em geral como cordões ou trilhas recristalizadas nos espaços microlíticos da trama planar (Fig. 4.4; 4.5).

O **feldspato potássico** ocorre como prismas inequigranulares subédricos a anédricos, com variedades euédricas vistas localmente (Fig. 4.4). Os contatos são retos e a granulação varia entre fina e grossa. Os grãos grossos possuem aspecto globular e estabelecem relações de contato retas com cristais de plagioclásio e quartzo (Fig. 4.4; 4.5). Estes grãos em geral definem a textura bandada da rocha em mesoescala. Os cristais finos ocorrem como agregados policristalinos associados aos grãos de plagioclásio e quartzo, e por vezes podem estar limitados pelas zonas de maior concentração da deformação, definindo domínios recristalizados na rocha (ver Capítulo 5 para maiores detalhes). Localmente são observadas pertitas em chama e inclusões de albita na forma de “gotas” nos cristais de feldspato potássico (Fig. 4.4).

A **biotita** ocorre em lamelas ou acículas inequigranulares, finas a médias e em contatos retos com os minerais adjacentes (Fig. 4.4). Apresenta orientação preferencial marcante e definem uma foliação espaçada, onde os agregados de grãos quartzo-feldspáticos ocupam o espaço microlítico (Capítulo 5). Em escala local as lamelas podem estar dobradas, particularmente quando contornam cristais globulares de feldspato potássico ou agregados policristalinos de quartzo e plagioclásio (Fig. 4.4).

O **anfibiólio** ocorre como poucos prismas e grãos anédricos finos, com relações de contato retas com os minerais adjacentes. Podem ser observadas feições de corrosão intempérica mais localmente.

A **clorita** pode ser vista em lamelas finas de contatos retos e hábito radial em contato com agregados policristalinos de quartzo e plagioclásio (Fig. 4.5). A principal feição deformacional presente nesta mica é a extinção ondulante.

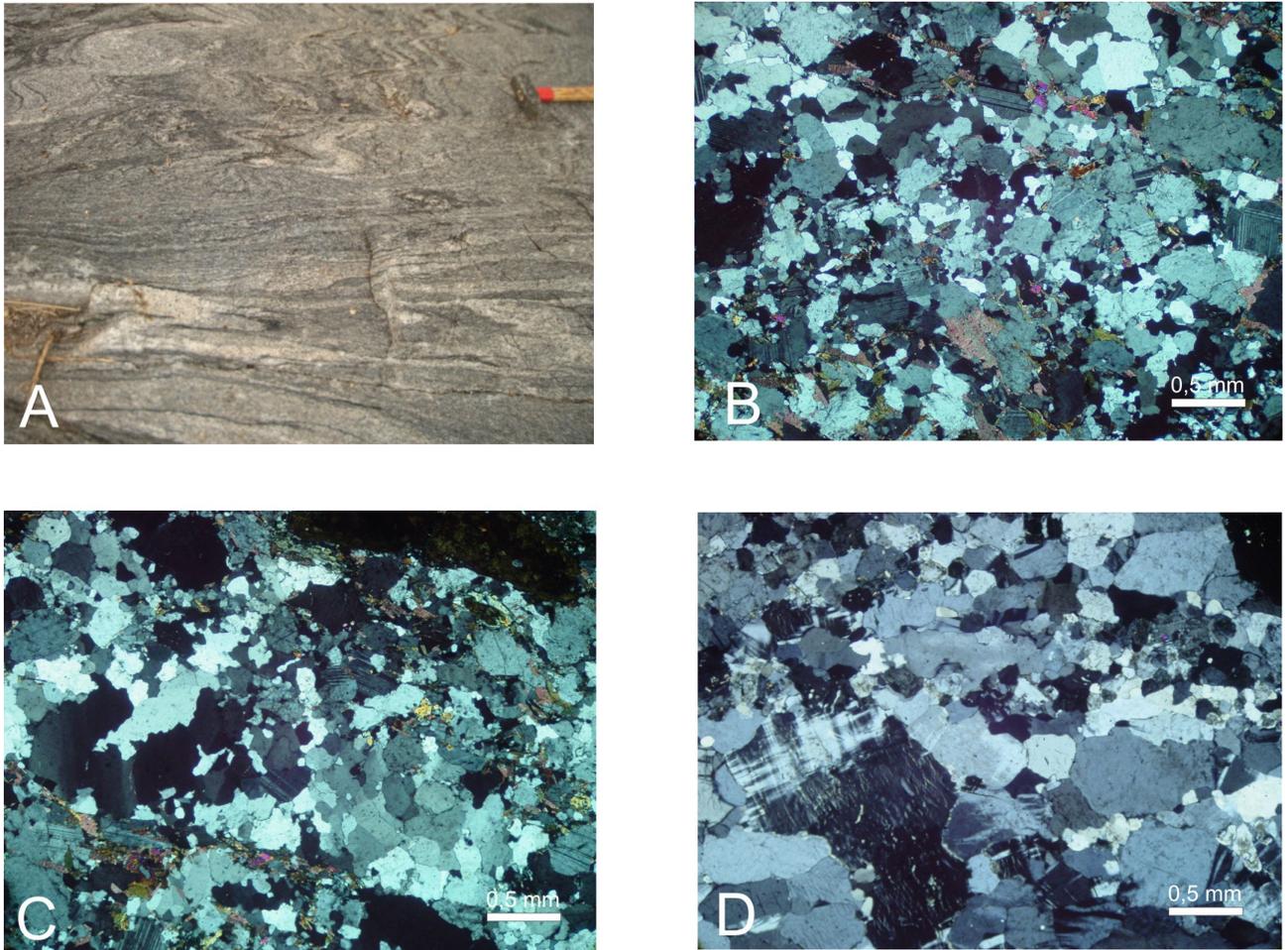


Fig. 4.4: Aspectos petrográficos e microestruturais dos tonalitos expostos na área mapeada: A) Bandamento composicional regular marcado pela alternância entre níveis quartzo-feldspáticos e bandas enriquecidas em biotita e subordinadamente anfibólio (PT 11); B) Aspecto geral da trama do tonalito onde podem ser observados cristais de plagioclásio inequigranulares em contatos retos com grãos de quartzo e lamelas de biotita (PT 11); C) Grãos de quartzo policristalinos na forma de trilhas ou cordões de novos grãos contornando cristais grossos de feldspato potássico e plagioclásio. Lamelas de biotita por vezes contornam os cristais feldspáticos (PT 11); D) Subgrãos de quartzo em contatos retos com trama grossa de plagioclásio e feldspato potássico; inclusões de albita na forma de “gotas” em cristal de feldspato potássico (PT 12). Fotomicrografias em luz polarizada.

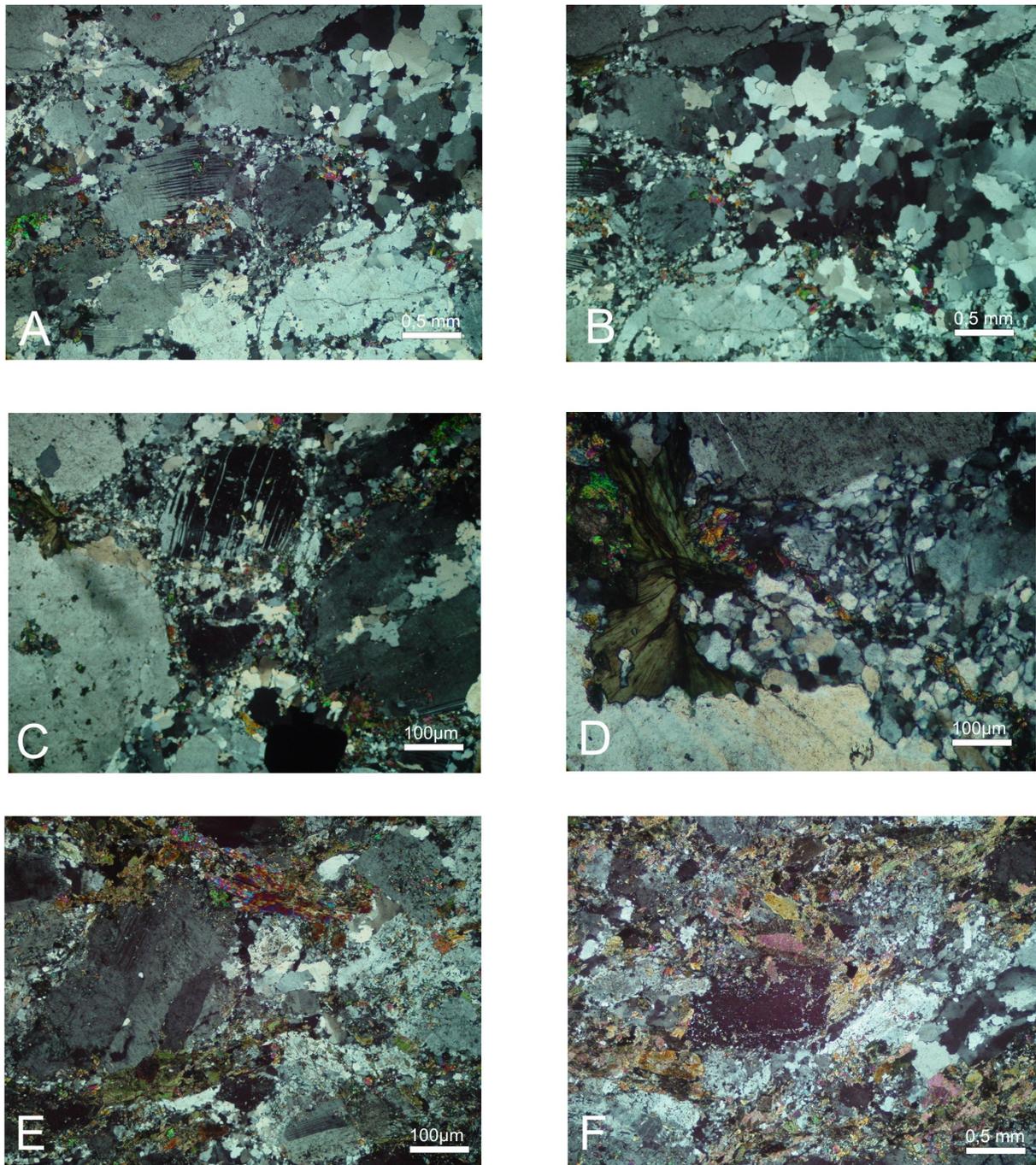


Fig. 4.5: Aspectos petrográficos e microestruturais dos trondhjemitos e granodioritos expostos na área investigada: A) Texturas manto-núcleo em cristais de feldspato alcalino contornados por trilhas de quartzo e em contato com grãos deformados de plagioclásio exibindo maclas deformacionais (PT 63); B) Agregados policristalinos de quartzo na forma de subgrãos médios em contatos curvos a retos com plagioclásio, álcali-feldspato e grãos finos de anfibólio (PT 63); C) Detalhe de clasto de plagioclásio contornado por trilhas neoblásticas de quartzo policristalino (PT 63); D) Lamelas de clorita com hábito radial em contato reto com agregados de grãos finos de quartzo e plagioclásio (PT 63); E) Grãos grossos de plagioclásio contornados por cristais prismáticos alongados de anfibólio subédrico em granodiorito (PT 6); F) Detalhe da foliação milonítica definida pela orientação preferencial de prismas de anfibólio em granodiorito (PT 6).

O **epídoto** em geral aparece em grãos anédricos nas bordas de prismas de plagioclásio, enquanto que **apatita** e **zircão** podem ser observados em grãos anédricos em contatos retos com as demais fases minerais.

Os granitóides TTG apresentam diferentes graus de anisotropia estrutural em mesoescala, caracterizados pela presença de rochas com bandamento composicional regular, e rochas onde a foliação milonítica é vista de forma pronunciada.

Nestas últimas, a presença de planos de descontinuidades dúcteis ou dúcteis-rúpteis, tais como bandas de cisalhamento dúcteis ou mesmo veios quartzo-feldspáticos, particiona diferentes domínios onde podem ser observadas maiores ou menores intensidades deformacionais, caracterizadas pelas diferenças no arranjo geométrico das tramas e na deformação intracristalina dos minerais constituintes da rocha. As estruturas e o padrão de trama destas rochas serão discutidos em detalhe no Capítulo 5.

4.4. GRANITOS ALCALINOS (XINGUARA, PLAQUÊ, XINGU)

Estas rochas exibem ocorrências principalmente nos setores central, nordeste, noroeste e sudeste (Fig. 4.1). Ocorrem como lajedos métricos nas áreas de topografia de baixa altitude, na forma de corpos alongados ou em encostas de morros ou morrotes que definem lineamentos estruturais observados em imagens de satélite e radar. As relações de contato com os granitóides TTG são em geral intrusivas, enquanto que com as rochas máficas os contatos são em sua maioria abruptos.

Os litotipos que compõem essa unidade compreendem gnaisses e leucogranitos de composição monzogranítica e sienogranítica, em geral bandados, grossos, de coloração cinza-rosada a cinza-avermelhada e com ampla diversidade no padrão estrutural, indo desde rochas fortemente deformadas, como no caso dos álcali-feldspato gnaisses, até litotipos fracamente deformados ou isotrópicos, representados por sienogranitos (Fig. 4.6).

Além destes, podem ser observados também sienogranitos e álcali-feldspato granitos com tramas planares bem desenvolvidas, caracterizadas pela orientação de cristais prismáticos subédricos de feldspato potássico, além de lamelas de biotita,

cristais fitados de quartzo e grãos finos de feldspato potássico, os quais contornam cristais elípticos e globulares de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo (Fig. 4.9).

As características das tramas permitem diferenciar dois tipos de foliações.

A estrutura planar definida pelo arranjo orientado de álcali-feldspato subédrico pode ser caracterizada como uma foliação de fluxo magmático (Fig. 4.6), enquanto que as lamelas biotita e os cristais fitados de quartzo definem uma foliação milonítica grossa onde o espaço microlítico da mesma é preenchido por material quartzo-feldspático recristalizado fino (Capítulo 5).

As variedades fortemente deformadas e com textura gnáissica ocorrem associadas à presença de material mobilizado de composição álcali-feldspática na forma de níveis dobrados do bandamento (Fig. 4.6).

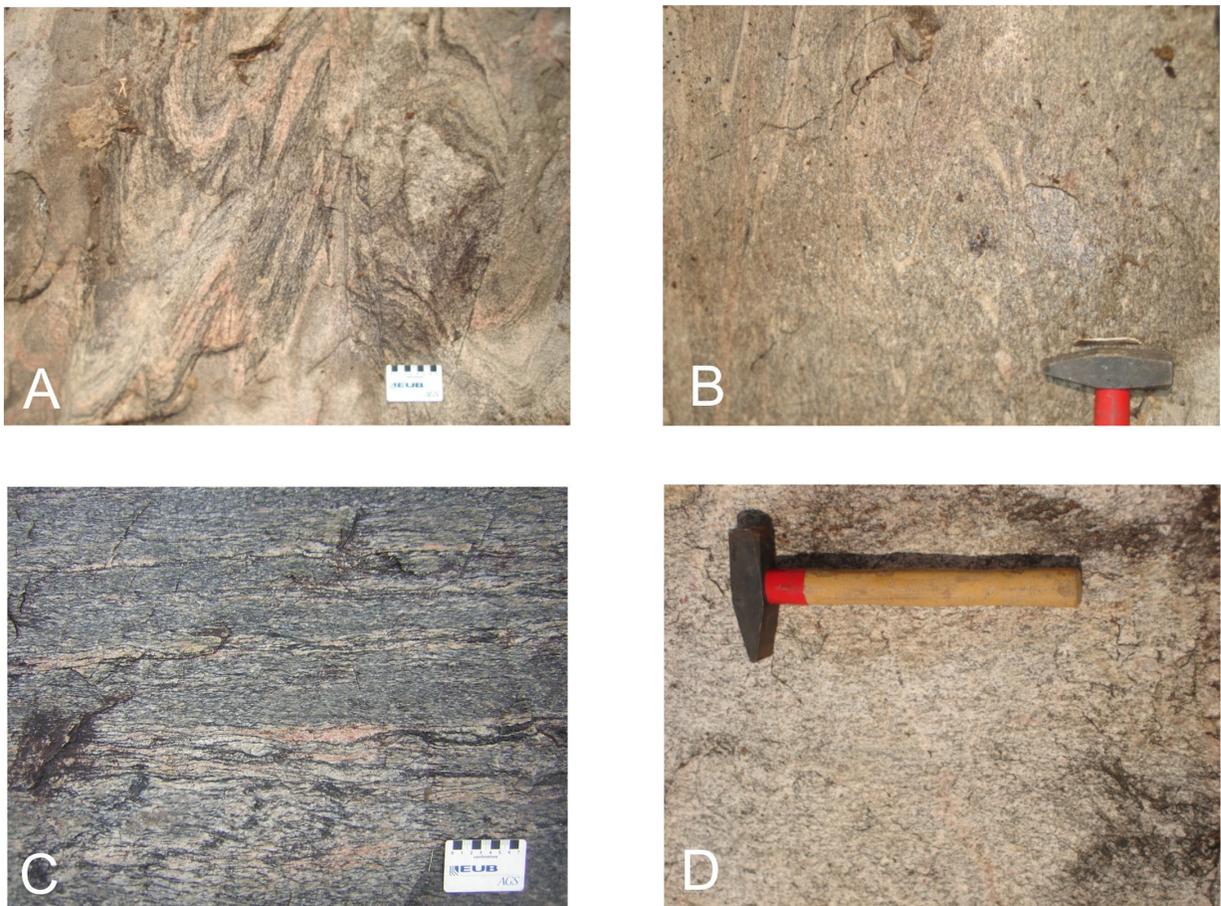


Fig. 4.6: Aspectos petrográficos mesoscópicos dos granitos alcalinos: A) Textura gnáissica evidenciada por mesodobras dos níveis potássicos e máficos do bandamento composicional (PT 4); B) Trama deformada marcada por moderada transposição de feições planares (PT 4); C) Granito alcalino fortemente transposto (PT 79); D) Álcali-granito com foliação de fluxo magmático (PT 10).

Os padrões deformacionais destas rochas são distintos: nos álcali-feldspato gnaisses, a deformação é pervasiva, por vezes definindo zonas de concentração e localização da deformação associadas com transposição das estruturas planares. Ocasionalmente, o material mobilizado de composição migmatítica pode ser observado localizado em planos descontínuos representados por bandas de cisalhamento dúcteis (Capítulo 5).

Os sienogranitos exibem foliação de fluxo magmático e foliação milonítica moderada a fraca. Quando em contato com gnaisses migmatíticos, podem ser observadas feições microscópicas de recristalização da trama e redução da granulação. As características das tramas e estruturas destas rochas serão discutidas em detalhe no Capítulo 5.

Sob o aspecto petrográfico, os **monzogranitos** são rochas bandadas, grossas, compostas por quantidades equivalentes de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, além de biotita e quantidades menores de anfibólio (Fig. 4.7). Como acessórios mais comuns são observados epídoto, sericita, zircão e apatita.

Os grãos de **quartzo** estão presentes na forma de cristais inequigranulares anédricos com contatos lobados, denteados e retilíneos (Fig. 4.7). Podem ser vistos na forma de grãos individuais de granulação grossa, além de agregados policristalinos médios a finos. As variedades de granulação grossa exibem relações de contato curvas e/ou lobadas com os demais minerais, enquanto que os agregados finos possuem limites retos (Fig. 4.7). As feições deformacionais mais freqüentes são extinção ondulante, subgrãos e novos grãos (Capítulo 5).

O **feldspato potássico** é observado na forma de cristais prismáticos inequigranulares e com faces subédricas. Os contatos são em geral retos e limites curvos podem ser observados localmente. Além dessa geometria cristalina, podem ainda ser observados cristais globulares de feldspato potássico em contato reto com grãos de quartzo, os quais contornam os cristais de feldspato na forma de agregados neoblásticos ou mesmo trilhas de subgrãos e novos grãos (Fig. 4.7). As feições deformacionais mais comuns são texturas manto-núcleo e extinção ondulante (Capítulo 5).

O **plagioclásio** pode ser visto na forma de prismas inequigranulares subédricos em contatos retilíneos com os minerais adjacentes. Os cristais grossos ocorrem como prismas individuais dispostos segundo uma orientação preferencial bem definida, enquanto que grãos médios a finos são observados como agregados recristalizados em contatos retos com quartzo e feldspato potássico (Fig. 4.7).

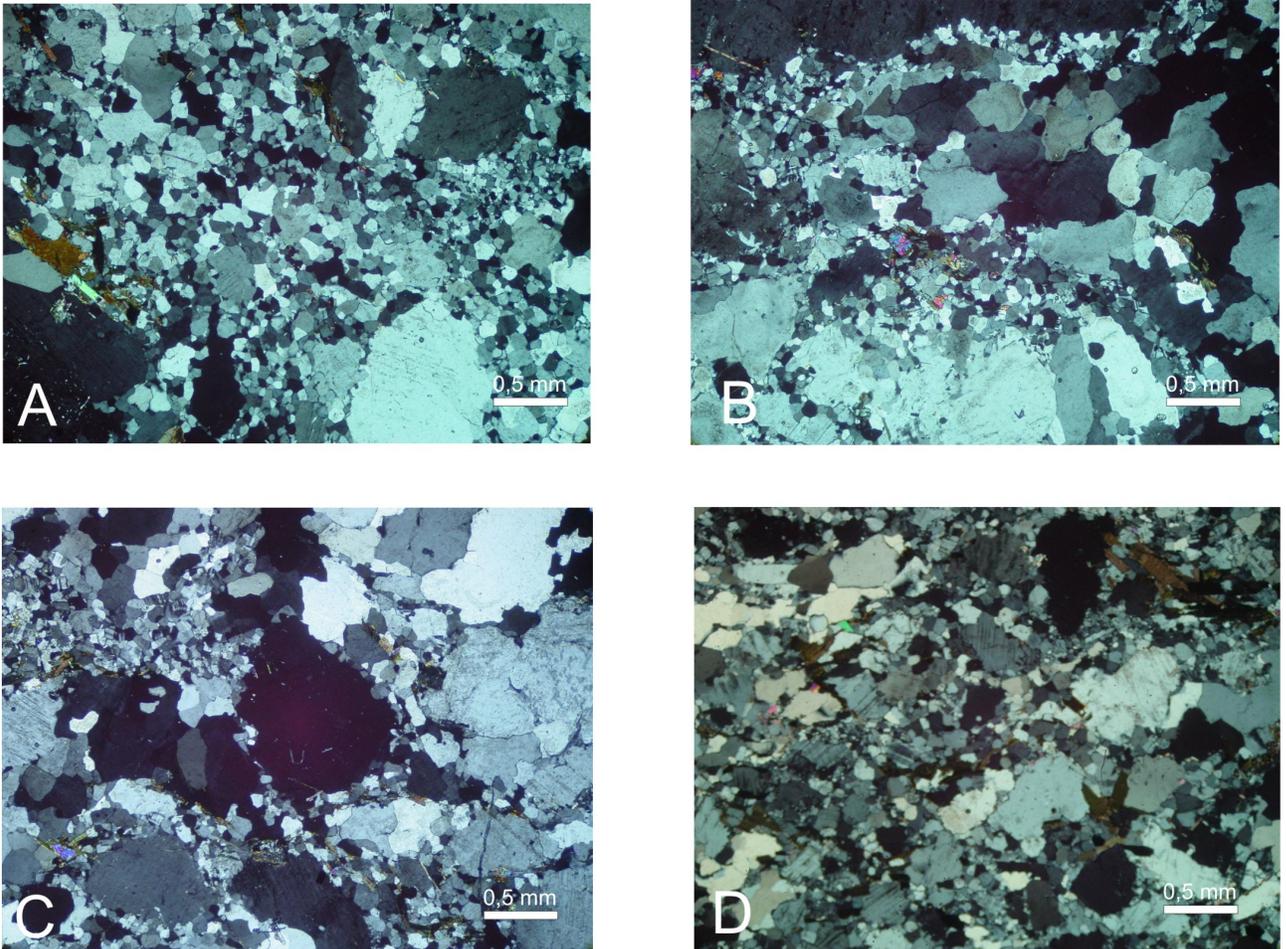


Fig. 4.7: Principais características petrográficas microscópicas dos monzogranitos expostos na área mapeada: A) Trama média dessas rochas com destaque para os grãos médios de quartzo recristalizado em contato reto, curvo ou serrilhado com cristais de feldspato potássico e plagioclásio (PT 37); B) Novos grãos de quartzo na forma de níveis em contato com grãos finos de anfibólio e biotita e grãos grossos de plagioclásio (PT 37); C) Textura manto-núcleo observada entre núcleos de grãos globulares de feldspato potássico contornados por níveis de feldspato e quartzo recristalizados (PT 37); D) Lamelas finas de biotita associadas com novos grãos de quartzo contornando grãos de plagioclásio e cristais globulares de álcali-feldspato (PT 81). Fotomicrografias em luz polarizada.

As feições deformacionais presentes são texturas manto-núcleo, maclas deformacionais e agregados de grãos recristalizados (Capítulo 5). Graus moderados de alteração sericítica e saussurítica podem ser observados nos cristais prismáticos.

A **biotita** aparece como o principal mineral máfico nesta variedade petrográfica, e pode ser vista na forma de lamelas ou acículas finas a médias com contatos retos e orientação preferencial bem definida. Estas lamelas podem, por vezes, contornar grãos globulares e prismas subédricos de feldspato potássico, definindo os níveis máficos do bandamento composicional observado em mesoescala nos monzogranitos (Fig. 4.7). Quando observada contornando cristais grossos de álcali-feldspato e plagioclásio, as lamelas de biotita podem estar associadas com cordões ou níveis neoblásticos de quartzo em um arranjo semelhante a uma foliação milonítica em mesoescala (Fig. 4.7). A feição deformacional mais comum é a extinção ondulante. Localmente podem ser observadas lamelas levemente onduladas (fig. 4.7).

Os prismas de **anfibólio** podem ser vistos como poucos cristais finos a médios inequigranulares, subédricos e anédricos, com contatos retos e sem orientação preferencial aparente.

Epídoto e **sericita** aparecem como produto da alteração dos cristais de plagioclásio. Os cristais de **zircão** e **titanita** ocorrem como grãos muito finos com contatos retos, por vezes como inclusões em cristais de feldspato potássico e/ou plagioclásio.

Os **sienogranitos** são constituídos essencialmente por álcali-feldspato, quartzo e plagioclásio. Os minerais máficos principais são biotita e anfibólio, observados em quantidades relativamente equivalentes. Como acessórios são observados epídoto e sericita, além de ocorrências pontuais de zircão e apatita.

Os cristais de **feldspato potássico** ocorrem em prismas inequigranulares de faces em geral subédricas a anédricas. As relações de contato com os minerais adjacentes são retilíneas a curvas e, além destes, cristais granulares levemente orientados definem a foliação milonítica moderada a fraca (Fig. 4.8). Os cristais granulares podem ser observados em associação com trilhas de neoblastos de quartzo, definindo a textura manto-núcleo. Quando observados nesses arranjos, os cristais exibem moderada

redução da granulação (Fig. 4.8). A extinção ondulante é vista como a feição deformacional mais comum.

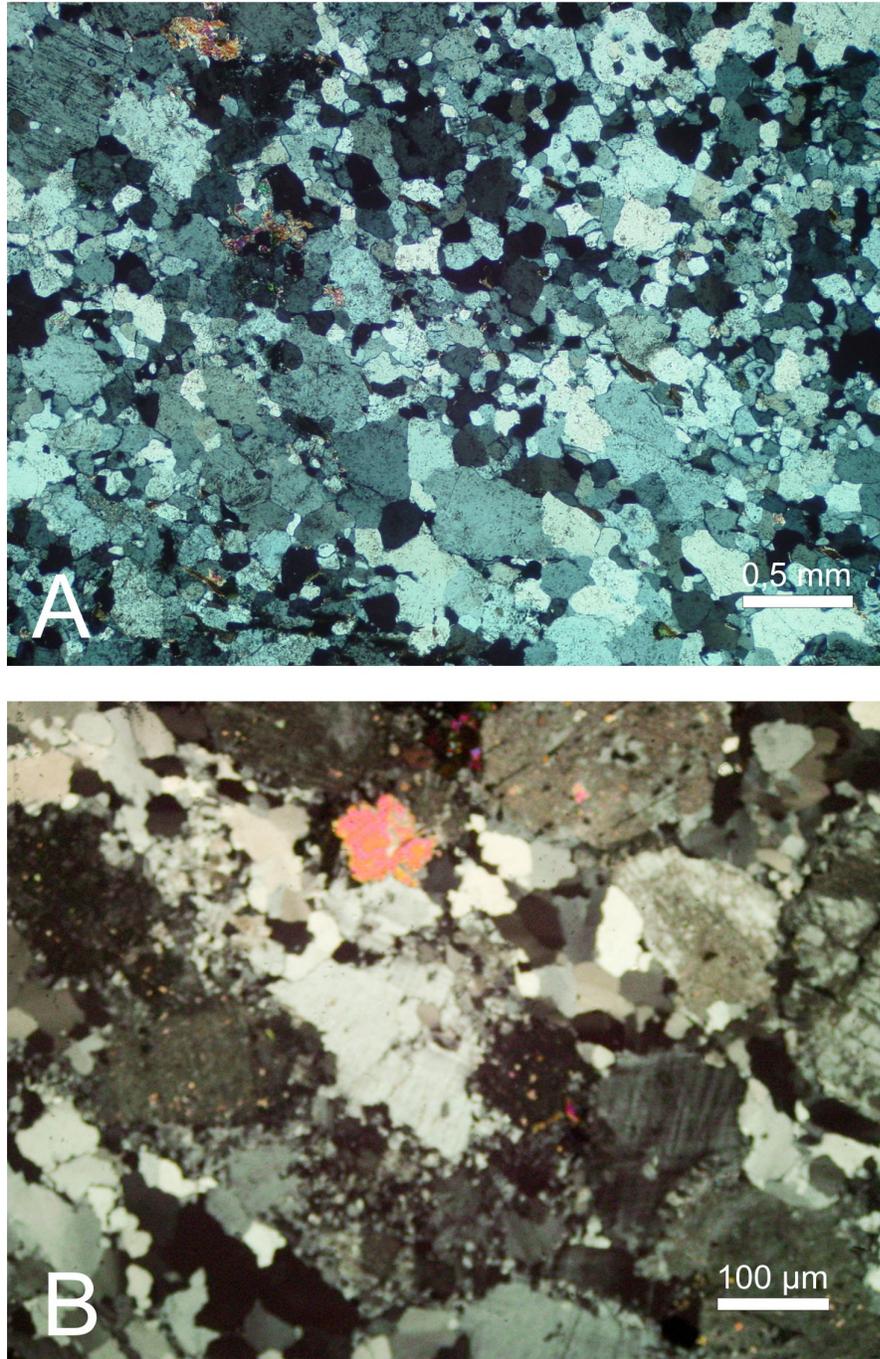


Fig. 4.8: Aspectos microscópicos dos sienogranitos expostos na área mapeada: A) Trama levemente heterogênea de grãos de quartzo, onde podem ser observados grãos grossos individuais em contatos retos com cristais de plagioclásio e feldspato potássico (PT 27); B) Detalhe do arranjo geométrico anastomótico dos cordões ou trilhas de neoblastos de quartzo, os quais contornam cristais globulares de feldspato potássico e grãos de plagioclásio (PT 71).

Os grãos de **quartzo** estão presentes como cristais inequigranulares finos a médios, em geral anédricos e estabelecendo relações de contato retilíneas com os cristais de feldspato potássico e plagioclásio. O hábito geral desses grãos desenha cordões ou trilhas de grãos individuais ou mesmo agregados de grãos policristalinos, os quais juntamente com as lamelas de biotita e grãos globulares de feldspato potássico definem a foliação milonítica moderada a fraca observada nessas rochas. Quando vistos sob a forma de grãos individuais, a granulação é média e os contatos podem ser curvilíneos ou retos. As variedades de granulação fina são observadas como agregados policristalinos de quartzo recristalizado, em geral contornando cristais globulares de feldspato potássico (Fig. 4.8). As feições deformacionais e de recristalização dos cristais estão descritas com maiores detalhes no capítulo 5.

Os prismas de **plagioclásio** aparecem como cristais inequigranulares com faces em sua maioria subédricas, embora variedades anédricas ocorram em escala local. As relações de contato com as demais fases minerais são retilíneas, e por vezes os cristais de plagioclásio podem ser contornados por trilhas de quartzo neoformado (Fig. 4.8). As feições deformacionais mais comuns são extinção ondulante e maclas deformacionais. Graus moderados a fortes de alteração sericítica são observados nos prismas e nos cristais anédricos.

A **biotita** pode ser vista na forma de finas lamelas ou acículas inequigranulares, subédricas e com contatos retos com os minerais adjacentes. Os cristais exibem orientação preferencial moderada a fraca, e quando associados com trilhas ou cordões de neoblastos de quartzo configuram uma trama milonítica incipiente, em escala local (Capítulo 5). As feições deformacionais observadas são extinção ondulante e lamelas levemente deformadas, vistas em escala local.

Os cristais de **anfíbólio** ocorrem como poucos grãos inequigranulares anédricos, de contatos retos e por vezes associados com grãos lamelares de biotita. A granulação varia de fina a média, e a feição deformacional mais comum é a extinção ondulante.

De forma acessória, **epídoto** e **sericita** são observados como produto de alteração dos cristais de plagioclásio, na forma de lamelas finas a muito finas, por vezes como inclusões nos grãos de plagioclásio.

Zircão e **apatita** são observados apenas localmente, em grãos finos individuais, com contato reto com quartzo e feldspato potássico.

A mineralogia básica dos **sienogranitos** e **álcali-feldspato granitos** miloníticos consiste de feldspato potássico, quartzo, plagioclásio, biotita e anfibólio. Os minerais acessórios compreendem clorita, titanita, epídoto e sericita.

Os cristais de **feldspato potássico** são observados em prismas inequigranulares médios com faces subédricas a anédricas. Os contatos com os demais minerais são curvos a retos e os prismas apresentam orientação preferencial moderada (Fig. 4.9). Cristais finos a médios de hábito granular e faces anédricas podem ser observados em contatos retos com grãos de quartzo e lamelas de biotita, definindo a foliação milonítica observada em mesoescala. Além desses, podem ser observados porfiroclastos globulares de feldspato potássico contornados por lamelas de biotita e trilhas de grãos finos de quartzo. As feições deformacionais mais comuns são texturas manto-núcleo e feições de recristalização (Capítulo 5).

Os grãos de **quartzo** são inequigranulares, finos a médios e com faces cristalinas em geral anédricas. Os contatos com as demais fases minerais podem ser retos, na forma de junções tríplices, curvos ou lobados, em escala local (Fig. 4.9). A granulação varia de fina a grossa, onde os grãos mais finos são observados como agregados policristalinos associados à biotita, definindo a foliação dúctil observada na rocha. Os grãos mais grossos podem ocorrer como porfiroclastos. As feições deformacionais mais comuns nos cristais de quartzo são extinção ondulante e a geração de trilhas ou bandas de subgrãos ou novos grãos.

O **plagioclásio** ocorre como prismas inequigranulares subédricos a anédricos, com contatos curvos a retos com os demais minerais e granulação fina a média. Os cristais médios possuem hábitos prismáticos ou granulares e ocorrem em contatos retos com quartzo, biotita e feldspato potássico. Os grãos finos ocorrem como agregados policristalinos recristalizados, podendo ou não definir a foliação milonítica (Fig. 4.9). As feições deformacionais são evidenciadas por extinção ondulante, maclas deformacionais e recristalização localizada. Em escala moderada podem ser observadas feições de alteração para sericita e epídoto.

A **biotita** é o principal mineral máfico e aparece em lamelas finas a médias com orientação preferencial marcante, contatos retos e faces cristalinas subédricas (Fig. 4.9). Estas lamelas ocorrem em geral associadas com trilhas de quartzo neoblástico e com agregados de grãos finos de feldspato potássico e mais subordinadamente, plagioclásio. A orientação preferencial das lamelas de biotita e trilhas de novos grãos de quartzo parece individualizar setores de localização da deformação, onde o espaço interno observado entre estas discontinuidades é ocupado por trilhas de quartzo neoformado e porfiroclastos de feldspato potássico e plagioclásio (Capítulo 5). Como feições deformacionais podem ser vistas extinção ondulante e *kink bands* (Fig. 4.9). Localmente pode ser observada alteração de biotita para clorita (Fig. 4.9).

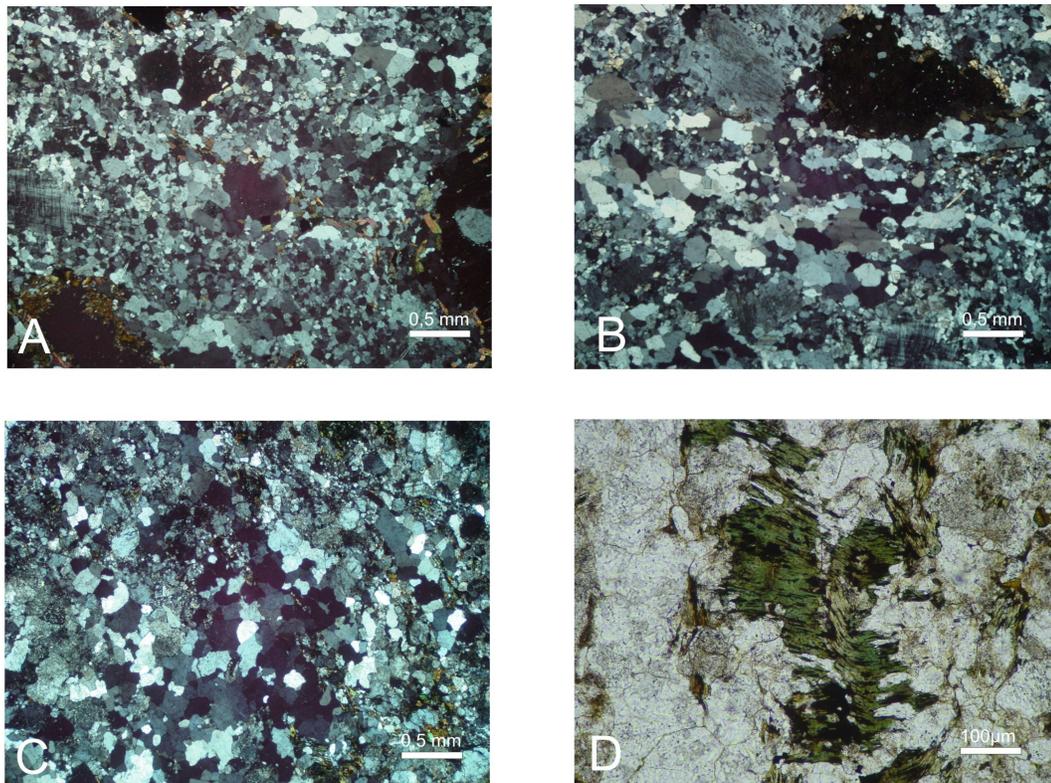


Fig. 4.9: Fotomicrografias dos milonitos expostos na área investigada: A) Cristais de feldspato potássico levemente orientados em contato reto com grãos de quartzo. Texturas manto-núcleo podem ser observadas localmente (PT 76); B) Subgrãos e novos grãos de quartzo com orientação preferencial bem definida em contato reto com cristais de anfibólio e feldspato potássico (PT 76); C) Planos de discontinuidades definidos pela orientação preferencial de subgrãos e novos grãos de quartzo (PT 26); D) Kink band em cristal de clorita (PT 27). A), B) e C) em luz polarizada; D) em luz natural.

Os prismas de **anfíbólio** podem ser vistos em poucos cristais subédricos, com contatos retos e orientados de forma concordante à foliação dúctil. Cristais de hábito granular também podem ser vistos em contatos retos com quartzo e feldspato potássico. A extinção ondulante nos prismas de anfíbólio pode ser caracterizada como a feição deformacional mais comum.

A **clorita** ocorre como produto da alteração das lamelas de biotita e pode localmente mostrar-se dobrada, definindo *kink bands* (Fig. 4.9). Os grãos de **titanita** são vistos como inclusões finas nos prismas de anfíbólio ou mesmo em relações de contato retas com estes. **Epídoto** e **sericita** aparecem como grãos finos derivados da alteração dos cristais de plagioclásio.

4.5. ROCHAS MÁFICAS (SAPUCAIA E IDENTIDADE)

Estas rochas compreendem seqüências vulcano-sedimentares expostas principalmente nos contatos com os granitóides ou mesmo em zonas interiores limitadas por traços estruturais regionais (Fig. 4.1). As ocorrências estão restritas a poucos afloramentos *in situ* e tais rochas são observadas em sua maioria na forma de blocos rolados nas adjacências de estradas vicinais que cortam a área.

As relações de contato das rochas máficas com os granitóides são em geral abruptas (Fig. 4.1).

Estas rochas exibem graus variados de anisotropia estrutural. A principal feição tectônica observada consiste em uma foliação contínua fina definida pela orientação preferencial de cristais prismáticos de anfíbólio e plagioclásio. Associada a esta trama planar pode ser observada uma lineação de estiramento mineral definida pela orientação preferencial de prismas alongados de anfíbólio e plagioclásio subédricos. Os detalhes das estruturas e o arranjo geométrico geral das tramas destas rochas estão discutidos em detalhe no Capítulo 5.

Petrograficamente estes litotipos compreendem anfibolitos, xistos, filitos e basaltos de coloração cinza-esverdeada e cinza-escuro, médios a grossos, inequigranulares e compostos basicamente por anfíbólio, plagioclásio, quartzo, clorita, epídoto e sericita.

Os **anfibolitos** estão expostos principalmente em contatos com granitóides TTG e granitos alcalinos. São rochas inequigranulares, médias a grossas, moderadamente alteradas, onde pode ser observada uma foliação contínua fina regular e paralela, por vezes definindo arranjos anastomóticos em escala de afloramento (Capítulo 5). Grãos alongados de plagioclásio e anfibólio estão orientados definindo uma lineação de estiramento mineral (Capítulo 5).

Os **xistos** podem ser observados como afloramentos *in situ* em geral nas zonas internas entre lineamentos estruturais regionais. Possuem granulação fina a média e a trama planar observada consiste em uma foliação contínua fina associada a uma lineação de estiramento mineral (Capítulo 5).

Os **filitos** são caracterizados por rochas finas a médias onde a lineação de estiramento mineral ocorre de forma marcante nos planos da foliação fina, definindo tectonitos L (Capítulo 5).

Os **basaltos** são rochas finas e isotrópicas expostas como poucas ocorrências de blocos rolados em geral em áreas de contato com granitóides TTG e granitos alcalinos. Exibem graus altos de alteração intempérica (Fig. 4.10A).

Os cristais de **anfibólio** aparecem na forma de prismas inequigranulares subédricos a anédricos e com contatos retos. Variedades granulares anédricas podem ser observadas em escala local (Fig. 4.10C). A granulação pode variar de muito fina a média, e os grãos finos estão orientados definindo a foliação contínua fina observada em mesoescala (Fig. 4.10C). A feição deformacional mais comum é a extinção ondulante.

O **plagioclásio** pode ser observado na forma de prismas inequigranulares subédricos a anédricos de granulação média ou mesmo como grãos anédricos finos na forma de agregados policristalinos (Fig. 4.10C). Os prismas subédricos podem estar alongados segundo uma orientação preferencial definindo a foliação contínua fina. Os contatos desse mineral com os demais são em geral curvos a retos e a principal feição deformacional é a extinção ondulante.

Os cristais de **quartzo** são vistos principalmente como agregados de grãos inequigranulares finos com faces subédricas (Fig. 4.10D). Seus contatos são em sua

maioria retílineos e podem ser observadas extinção ondulante e localmente subgrãos (Capítulo 5).

Clorita, epídoto e sericita aparecem como poucos grãos inequigranulares muito finos e estabelecendo relações de contato retas com os demais minerais. Estes minerais são derivados da alteração de cristais de anfibólio e plagioclásio.

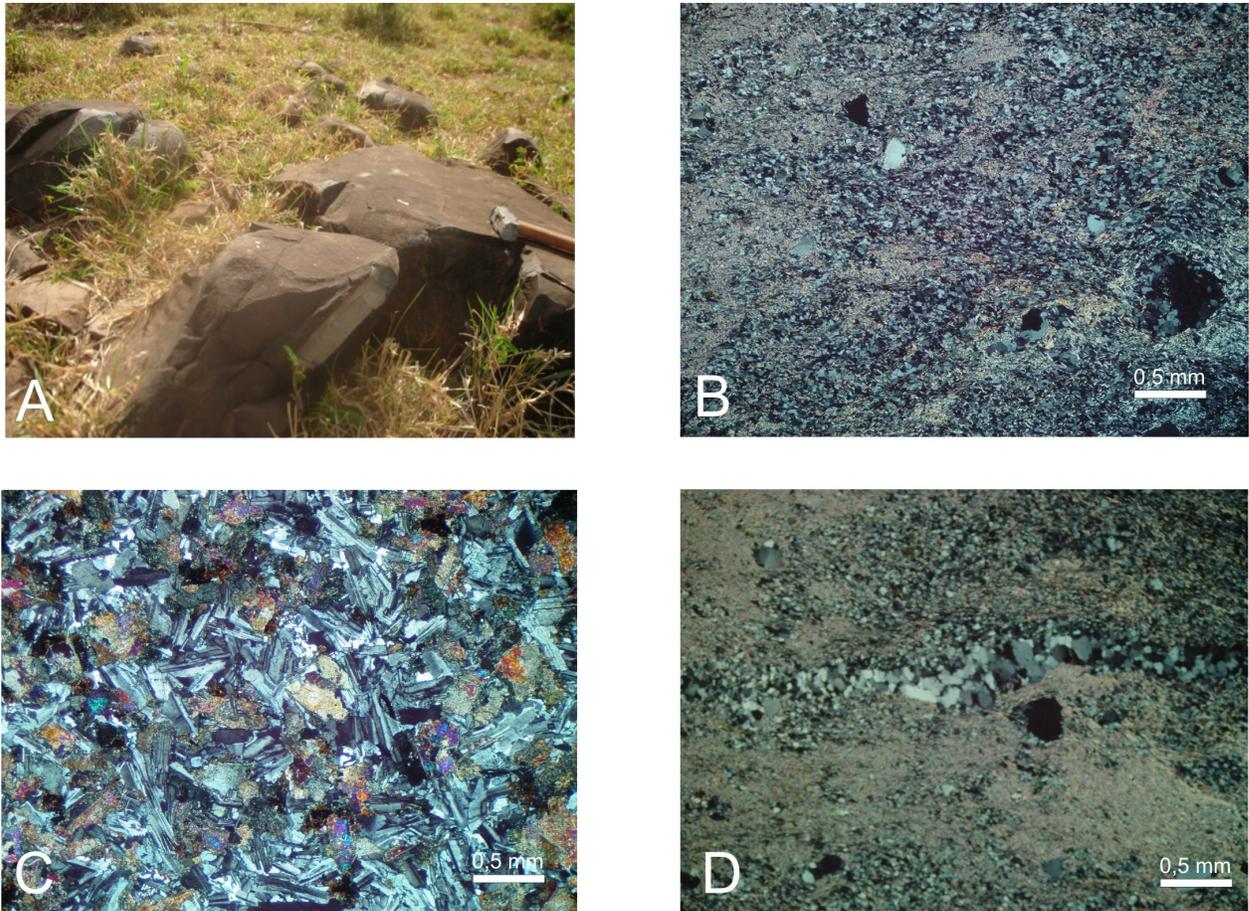


Fig. 4.10: Aspectos petrográficos e de campo das seqüências máficas expostas na área mapeada: A) Modo de ocorrência dos basaltos expostos na área mapeada (PT 24); B) Minerais essenciais dos filitos com destaque para a presença de clastos arredondados de quartzo em contato reto com grãos finos de anfibólio e plagioclásio (PT 68); C) Trama média de plagioclásio subédrico a anédrico em contato reto com grãos de anfibólio em basalto alterado (PT 24); D) Agregados de quartzo e plagioclásio levemente orientados em filito (PT 68).

5 ANÁLISE GEOMÉTRICA

5.1. GENERALIDADES

Neste capítulo são apresentados os dados relativos à configuração geométrica e disposição espacial das estruturas tectônicas observadas nas rochas expostas na área investigada.

Com o objetivo de simplificar a abordagem da deformação das rochas na área mapeada, a descrição dos elementos tectônicos se deu de acordo com a organização geométrica e disposição espacial das estruturas, e quando pertinente foram feitas comparações e associações entre as mesmas.

A análise geométrica teve como base o comportamento espacial dos elementos de trama nas escalas macroscópica, mesoscópica e microscópica, e a relação entre os mesmos. Tal abordagem permitiu caracterizar os diferentes tipos de tramas observados, além de possibilitar a individualização de setores influenciados ou não pela participação da deformação.

A seguir é apresentada a descrição detalhada das estruturas e tramas observadas nas rochas estudadas.

5.2. DADOS DE SENSORES REMOTOS

O arranjo geométrico regional observado em imagens de satélite e radar evidencia a presença de dois conjuntos de lineamentos principais, diferenciados de acordo com a orientação preferencial dos mesmos: i) um conjunto de traços anastomóticos orientados segundo a direção E-W a NW-SE; e ii) um sistema observado com menor frequência, orientado no *trend* NE-SW.

O sistema de traços E-W a NW-SE compreende lineamentos curvilíneos de espessura métrica a quilométrica, segmentados, anastomóticos e espaçados entre 5 e 15 km entre si (Fig. 5.1).

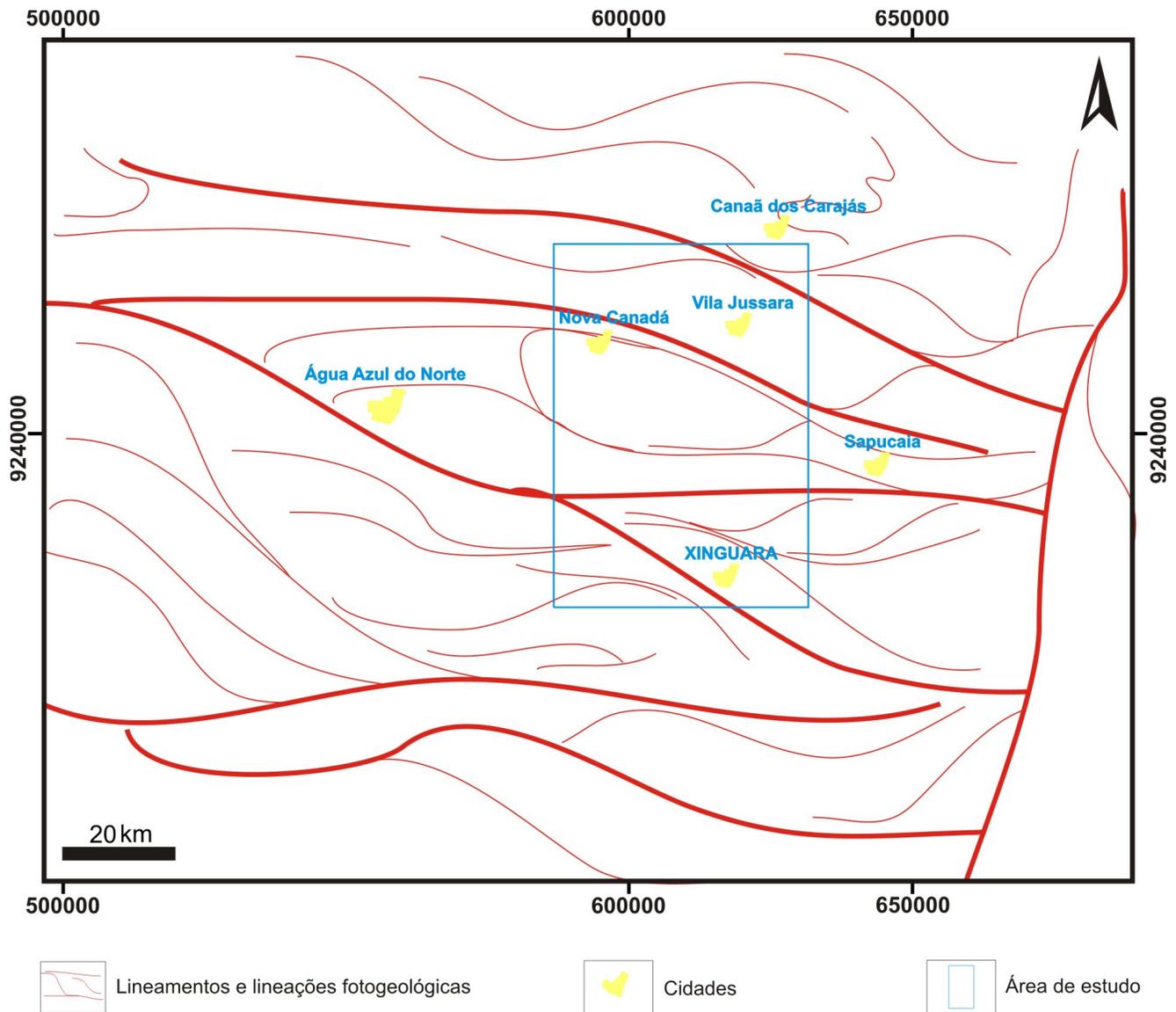


Fig. 5.1: Mapa de lineamentos destacando os principais sistemas de traços estruturais que seccionam a área de trabalho.

Estes traços podem exibir comprimentos da ordem de dezenas de quilômetros e correspondem a cristas de relevo, quebras negativas de contorno de terreno e algumas orientações relacionadas a redes de fluxo de drenagem (Fig. 5.1).

A orientação preferencial destes lineamentos pode por vezes sofrer inflexões para o *trend* NW-SE, e quando observadas tais inflexões podem estar associadas com lineações de relevo orientadas segundo a direção NW-SE (Fig. 5.1). As lineações são caracterizadas por comprimentos métricos a quilométricos, largura métrica e morfologia curvilínea a reta. Estas lineações são observadas por vezes em arranjos conjugados

com os lineamentos E-W a NW-SE, os quais podem exibir padrões anastomóticos (Fig. 5.1). Localmente podem ser observados deslocamentos das lineações NW-SE pela inflexão dos traços E-W.

O conjunto NE-SW pode ser visto na forma de alguns poucos traços quilométricos a métricos, espessuras da ordem de algumas dezenas de metros e aspecto morfológico retilíneo a levemente ondulado (Fig. 5.1). Estas lineações exibem relações de truncamento com o conjunto E-W a NW-SE e podem eventualmente estar associadas aos mesmos com uma geometria conjugada (Fig. 5.1). Em escala local são observadas inflexões para os *trends* N-S e NW-SE (Fig. 5.1).

5.3. ESTRUTURAS MESOSCÓPICAS

As principais estruturas observadas em escala de afloramento englobam foliação, lineação, mesodobras, bandas de cisalhamento dúcteis e estruturas extensionais do tipo *pinch-and-swell* e *boudinage*.

A **foliação** é a estrutura mais freqüentemente observada, e pode se apresentar sob três variedades principais: a) bandamento composicional, b) foliação de fluxo magmático e c) foliação milonítica.

O **bandamento composicional** consiste em uma trama planar regular, observada nos granitóides TTG e granitos alcalinos (Fig. 5.2). Esta estrutura se caracteriza pela alternância de níveis compostos de quartzo e plagioclásio e níveis máficos, onde podem ser observados cristais de biotita e, de forma subordinada, anfibólio (Fig. 5.2).

Em escala local, o bandamento composicional pode apresentar níveis félsicos com um relativo enriquecimento em cristais de feldspato potássico. Quando observados, estes níveis potássicos estão em geral associados a uma trama planar regular, paralela, média a grossa, espaçada e com contatos abruptos, caracterizada como uma **foliação de transposição** (Fig. 5.3). Esta trama pode exibir indicadores cinemáticos no plano XZ, tais como porfiroclastos assimétricos rotacionados e estruturas do tipo *pinch-and-swell*. Estas estruturas apontam para um sentido de movimentação sinistral (Fig. 5.3).



Fig. 5.2: Bandamento composicional observado em tonalito exposto na área mapeada (PT 51).

A disposição espacial do bandamento composicional pode ser observada em dois arranjos geométricos principais: a) planos ondulados a levemente dobrados, com mergulhos rasos a médios e em geral orientados segundo as direções NW-SE e NE-SW; b) planos com inclinações de alto ângulo orientadas predominantemente nos *trends* E-W a NW-SE.

O **bandamento composicional de baixo ângulo** pode, por vezes, desenhar dobras com geometrias cônicas e eixos rasos orientados segundo o quadrante NE (Fig. 5.4). Associada ao bandamento composicional de baixo ângulo pode ser observada uma lineação de estiramento mineral definida pela orientação preferencial de cristais estirados de quartzo na forma de bastões ou *rods*. Esta trama linear possui caimentos rasos concordantes com a orientação dos eixos das dobras desenhadas pelo bandamento, e de forma subordinada são observados caimentos rasos para os quadrantes SE e NW (Fig. 5.5).

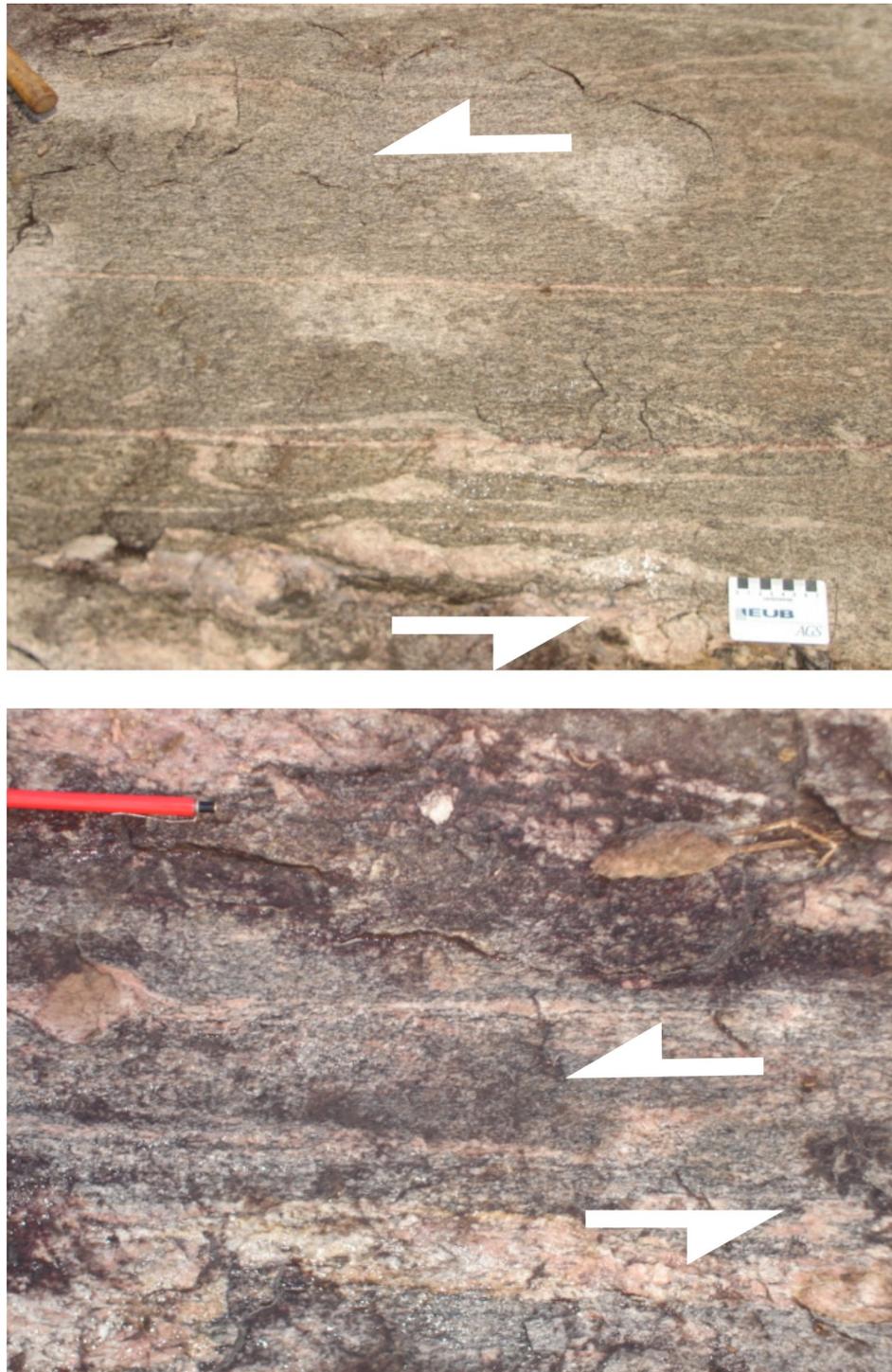


Fig. 5.3: Bandamento composicional onde podem ser observados níveis félsicos enriquecidos em feldspato potássico. Notar os níveis potássicos paralelos e regulares definindo uma foliação de transposição. Sombras de pressão em clastos de feldspato alcalino com cinemática sinistral (PT 4, PT 2).

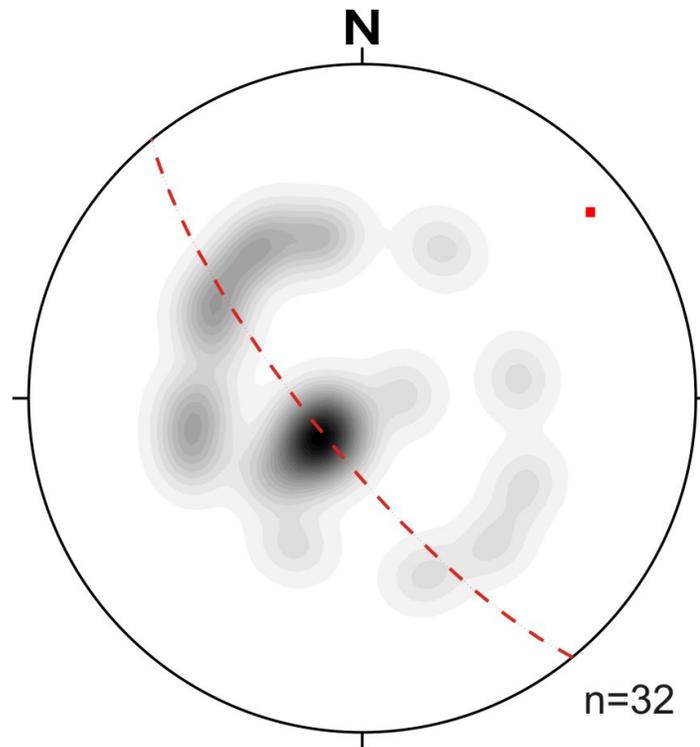


Fig. 5.4: Diagrama de contorno de pólos do bandamento composicional de baixo ângulo (Rede de Schimdt-Lambert, hemisfério inferior).

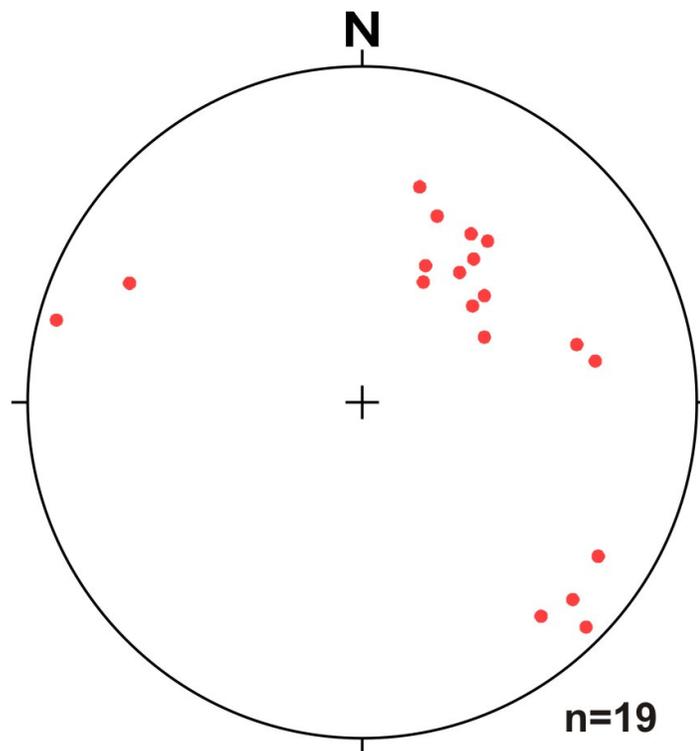


Fig. 5.5: Orientação da lineação de estiramento mineral observada nos planos do bandamento composicional de baixo ângulo (Rede de Schimdt-Lambert, hemisfério inferior).

Os planos do bandamento com **altos ângulos de mergulho** são vistos principalmente nos níveis félsicos enriquecidos em feldspato potássico

Nestes, o bandamento assume caráter de transposição e define a foliação de transposição em associação com a presença de mobilizados potássicos (Figs. 5.3; 5.6). A orientação preferencial do bandamento de alto ângulo corresponde ao *trend* E-W a NW-SE. Contudo podem ser observadas orientações secundárias nas direções NNE-SSW, N-S e ENE-WSW (Fig. 5.6). A posição geométrica da lineação de estiramento nos planos de alto ângulo permanece constante, com caimentos rasos para o quadrante NE, além de inclinações rasas locais para SE e NW (Fig. 5.5).

A **foliação de fluxo magmático** é observada de forma localizada na área mapeada, em geral nas zonas de contato entre granitos alcalinos e granitóides TTG. Esta trama é caracterizada pela orientação preferencial de fenocristais prismáticos subédricos de feldspato potássico com formas elípticas a subesféricas (Fig. 5.7). Alguns cristais podem estar entelhados ou imbricados e em escala mesoscópica definem trilhas de clastos imersos em uma matriz fina composta de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio (Fig. 5.7).

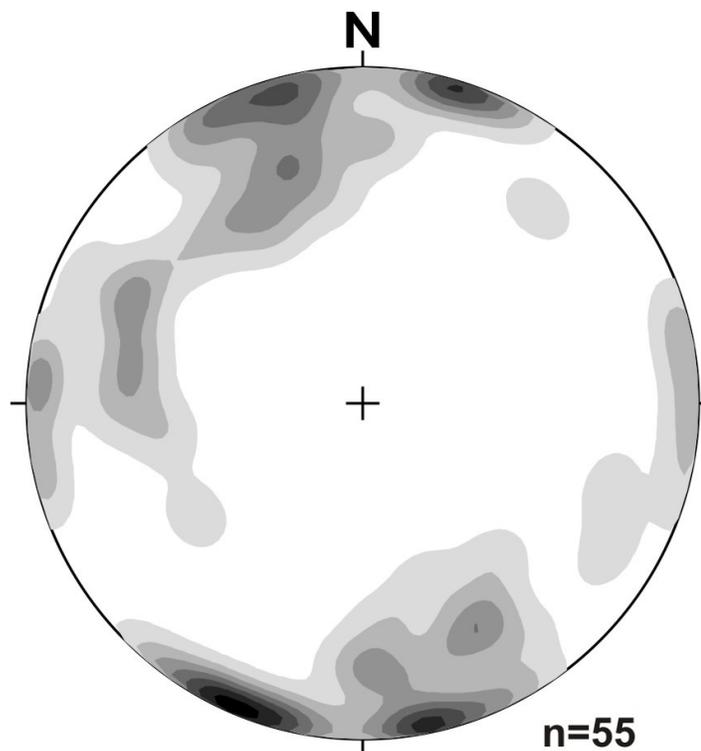


Fig. 5.6: Diagrama de contorno de pólos do bandamento transposto (Rede de Schimidt-Lambert, hemisfério inferior).

A orientação espacial desta trama pode ser observada na forma de mergulhos variáveis, desde rasos até subverticais, em geral para os quadrantes NW, NE e SE (Fig. 5.8).



Fig. 5.7: Foliação de fluxo magmático definida pela orientação de fenocristais de k-feldspato na forma de trilhas de clastos orientados (PT 10).

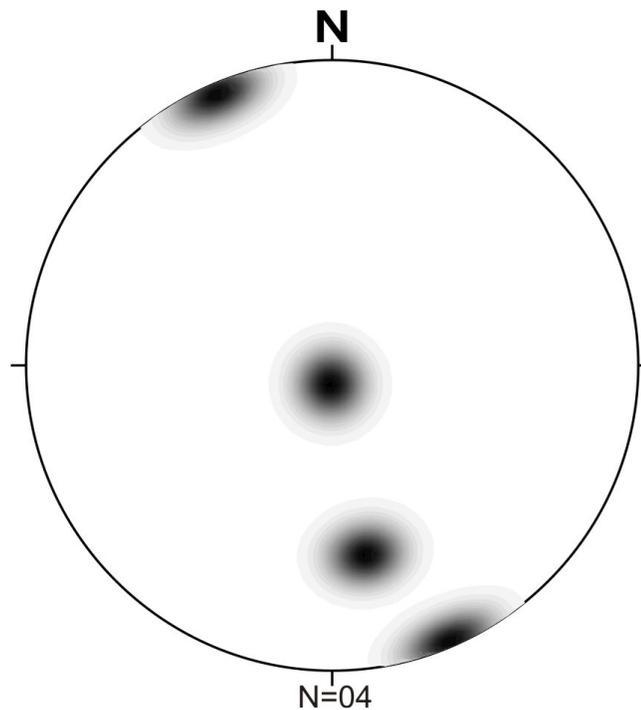


Fig. 5.8: Diagrama de contorno de pólos da foliação de fluxo magmático observada nos granitos estudados (Rede de Schimdt-Lambert, hemisfério inferior).

A **foliação milonítica** consiste em uma trama planar de alto ângulo, disjuntiva, grossa, espaçada, anastomótica e abrupta, formada principalmente pela orientação de cristais de quartzo e feldspato deformados, além de minerais máficos prismáticos como anfibólio e biotita (Fig. 5.9).

A geometria desta trama pode também ser descrita pela orientação de clastos sigmóides de feldspato contornados por grãos fitados de quartzo. Quando vista nos granitóides TTG, a foliação milonítica é definida pela orientação preferencial de clastos de plagioclásio imersos em uma matriz composta por cristais de quartzo (Fig. 5.9). Nos granitóides alcalinos esta mesma foliação pode ser definida pelo arranjo anastomótico de grãos ocelares de feldspato potássico contornados por *ribbons* de quartzo e prismas achatados de minerais máficos (Fig. 5.9).

A foliação milonítica exhibe mergulhos em geral altos, em sua maioria orientados segundo a direção E-W, e subordinadamente NW-SE (Fig. 5.10). A trama linear observada em associação com esta foliação consiste em uma lineação de estiramento mineral definida pela orientação preferencial de grãos fitados de quartzo e prismas alongados de plagioclásio, biotita e localmente anfibólio.

A orientação desta trama exhibe duas concentrações principais, as quais podem ser vistas no estereograma da figura 5.11: i) uma concentração de caimentos rasos a médios para os quadrantes SE e SW; e ii) uma concentração de caimentos em geral médios para ENE (Fig. 5.11). Em escala local podem ser vistos caimentos rasos para NW (Fig. 5.11).

O arranjo geométrico da foliação milonítica pode por vezes ser observado na forma de pares conjugados com ângulos em torno de 30°- 40° entre si. Esta disposição geométrica da trama planar pode ser classificada como uma **foliação S-C** (Fig. 5.12).

Esta estrutura se caracteriza por apresentar os planos **C** compostos principalmente por agregados médios de grãos de quartzo e prismas achatados de plagioclásio (Fig. 5.12). A foliação **S** exhibe cristais subcirculares e elípticos de plagioclásio, os quais em conjunção aos planos C sugerem movimentação sinistral (Fig. 5.12).

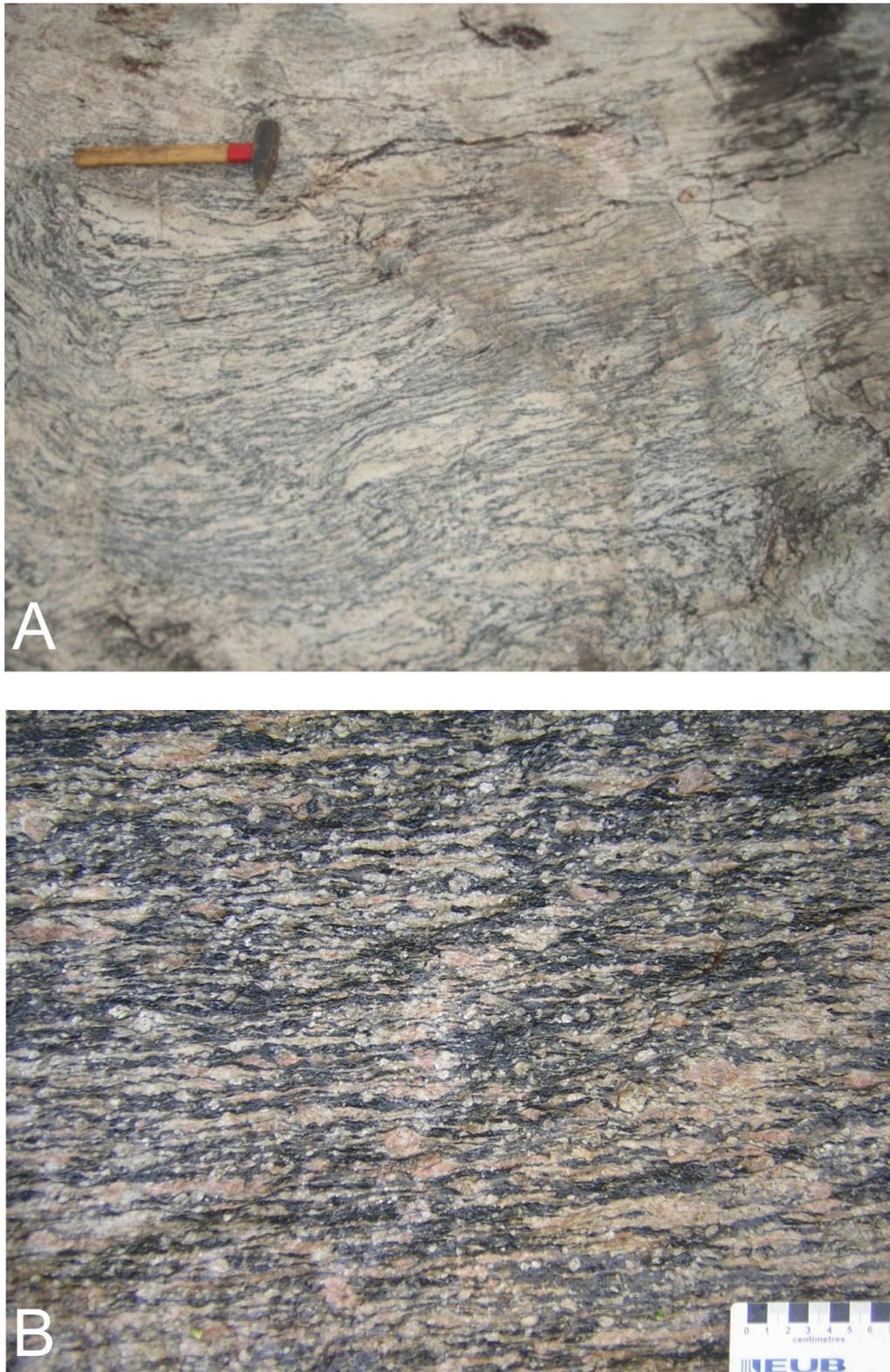


Fig. 5.9: Foliação milonítica observada nas rochas estudadas: A) Foliação milonítica composta por cristais de quartzo e plagioclásio achatados em tonalito (PT 12); B) Cristais sigmóides de feldspato potássico contornados por trilhas de grãos fitados de quartzo e cristais de biotita orientados (PT 76).

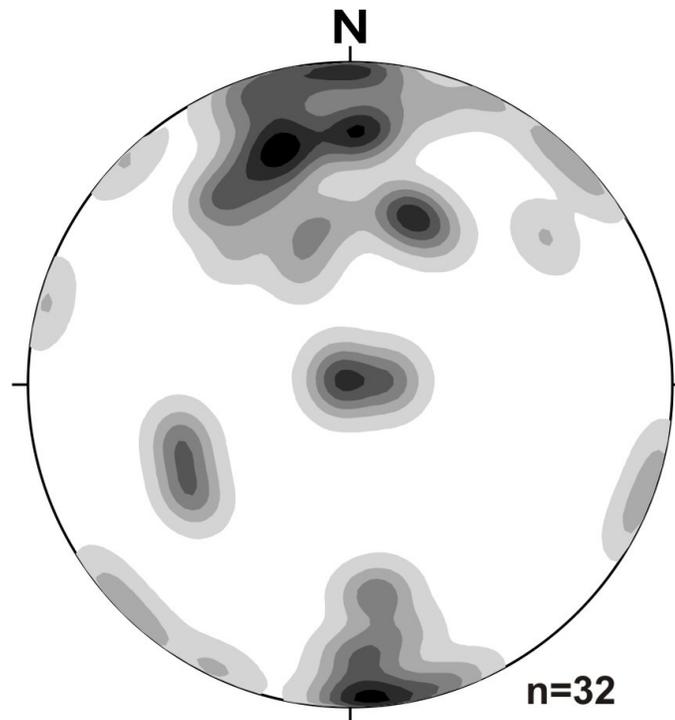


Fig. 5.10: Diagrama de contorno de pólos da foliação milonítica observada nos granitos estudados (Rede de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).

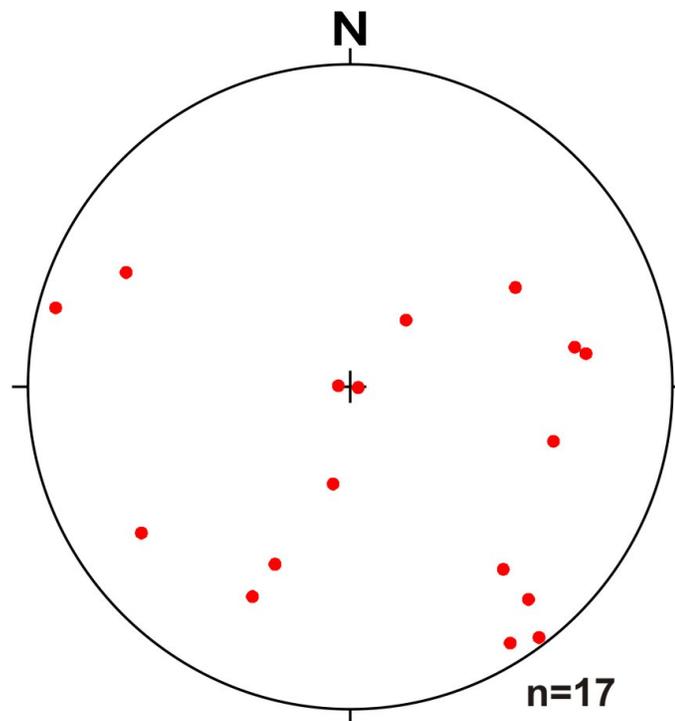


Fig. 5.11: Comportamento geométrico da lineação de estiramento mineral observada nos planos da foliação milonítica (Rede de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).

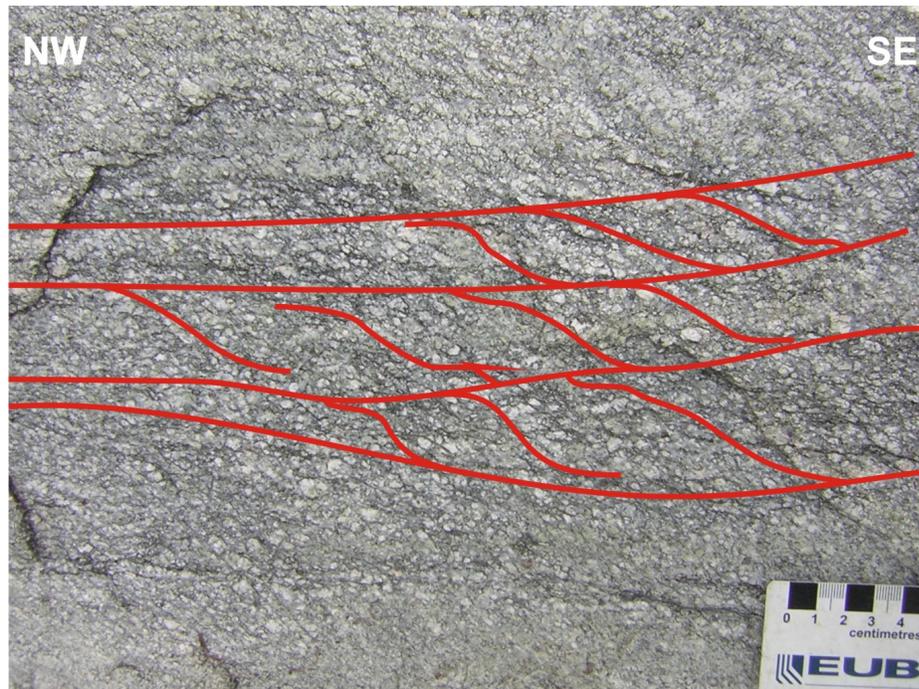


Fig. 5.12: Foliação S-C observada nos trondhjemitos estudados. A geometria da trama S sugere condições de deformação em fluxo magmático, onde planos de “descolamento” no bandamento acomodam a geração da trama C (PT 63).

Além deste modo de ocorrência, a foliação S-C pode ser vista na forma de planos C compostos por agregados de minerais máficos, como biotita e anfibólio, associados a uma trama S definida por prismas sigmóides achatados de anfibólio e em menor quantidade, plagioclásio (Fig. 5.13). Quando vista nesta variedade, a foliação S-C está associada a bandas de cisalhamento dúcteis e sugere sentido de cisalhamento dextral (Fig. 5.13).

Os dados relativos à orientação da foliação S-C podem ser vistos nos estereogramas das figuras 5.12 e 5.13. A foliação C orienta-se na direção NW-SE, com mergulhos subverticais, enquanto que a foliação S pode estar orientada tanto na direção NW-SE, quando observada nos granitóides TTG (Fig. 5.14), quanto no *trend* NE-SW, quando presente nos granitos alcalinos (Fig. 5.13, 5.15). Em ambos os casos, a trama S exibe mergulhos subverticais.

Em escala local, a foliação pode exibir uma variedade mais fina, a qual se caracteriza como uma trama planar contínua, regular e paralela. Esta trama pode ser classificada como uma **foliação contínua fina** (Fig. 5.16), e é observada principalmente nos anfibolitos e xistos máficos presentes na área mapeada (Fig. 5.16).



Fig. 5.13: Foliação S-C dextral associada a bandas de cisalhamento dúcteis em álcali-gnaise (PT 4).

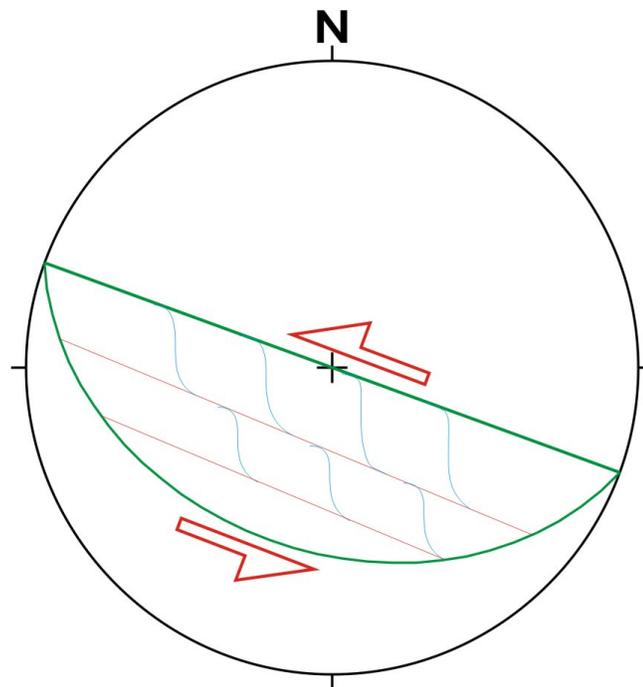


Fig. 5.14: Estereograma exibindo a atitude média da foliação s-c sinistral observada nos granitóides TTG (Rede de Schimdt-Lambert, hemisfério inferior).

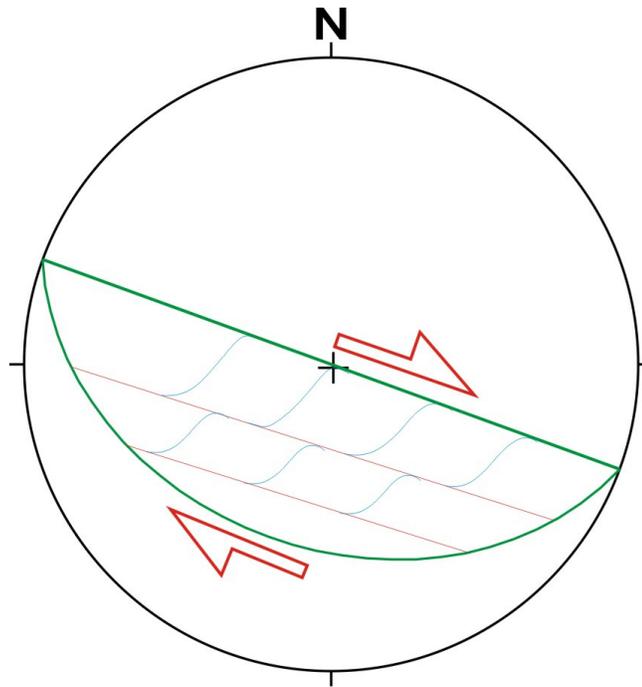


Fig. 5.15: Estereograma com a atitude média da foliação S-C dextral observada nos granitos alcalinos (Rede de Schimdt-Lambert, hemisfério inferior).



Fig. 5.16: Foliação contínua fina em anfibolito deformado. Sombras de pressão em porfiroclastos de minerais máficos indicam sentido de cisalhamento sinistral (PT 1).

Nos planos desta estrutura são observados porfiroclastos rotacionados de minerais máficos, contornados pela foliação contínua fina (Fig. 5.16). O sentido de cisalhamento inferido a partir de sombras de pressão em clastos máficos sugere movimentação sinistral (Fig. 5.16).

A **lineação de estiramento mineral** observada nos planos do bandamento e da foliação dúctil é caracterizada, de forma geral, pelo arranjo orientado de cristais estirados de quartzo policristalino e prismas alongados de plagioclásio (Fig. 5.17). A lineação de estiramento pode também ser definida pela predominância de cristais orientados de anfibólio estirado, os quais exibem hábitos euédricos a subédricos (Fig. 5.18). Além destes, cristais deformados de plagioclásio estão presentes (Fig. 5.19).

Quando definida por cristais de anfibólio, esta trama linear se mostra penetrativa na rocha e define **tectonitos L** e **LS** nos anfibolitos e xistos presentes na área mapeada, em particular naqueles localizados próximos às zonas de contato granitos-rochas máficas (Fig. 5.20).



Fig. 5.17: Lineação de estiramento observada no plano XZ do bandamento composicional (PT 10).



Fig. 5.18: Lineação de estiramento com caimentos rasos nos planos da foliação contínua fina em anfibolitos (PT 1).

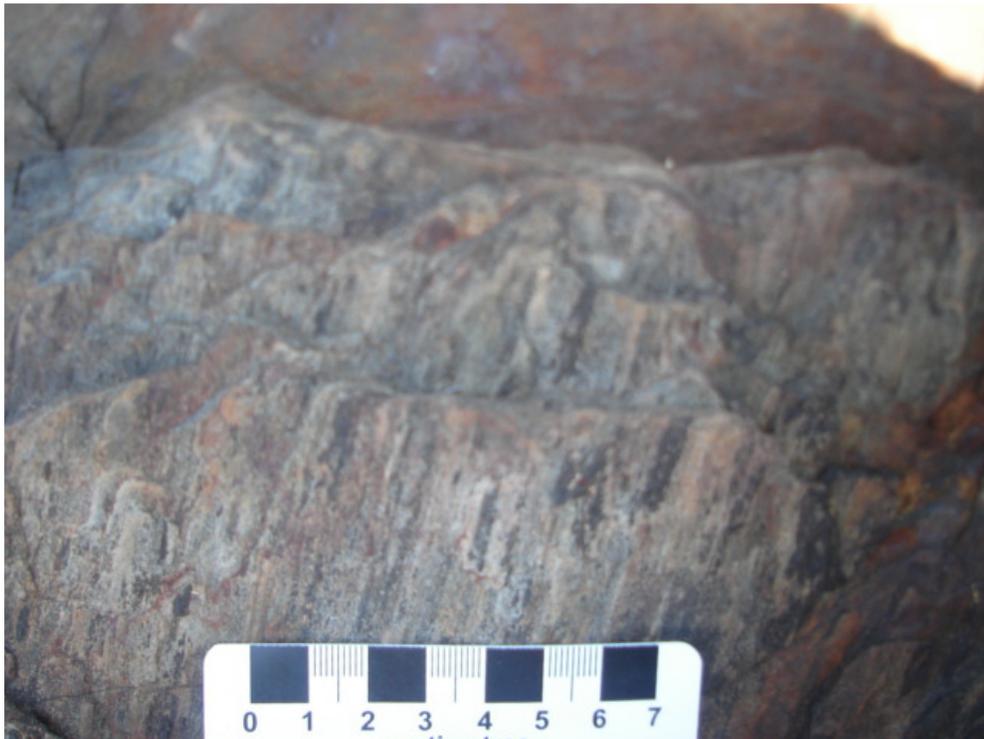


Fig. 5.19: Lineação de estiramento mineral definida por cristais euédricos a subédricos de plagioclásio e anfibólio estirados em anfibolitos (PT 1).



Fig. 5.20: Tectonito L observado na zona de contato entre xistos máficos e granitóides (PT 68).

Diversos tipos de **mesodobras** são observados nas rochas expostas, as quais apresentam comprimentos centimétricos a sub-centimétricos e graus de assimetria variáveis.

As dobras mais frequentes são desenhadas por **arrastos** dos planos do bandamento composicional nos granitóides TTG e álcali-feldspato gnaisses. Os eixos destas estruturas podem exibir caimentos rasos a médios ($07^\circ - 56^\circ$), em geral para o quadrante NE (Fig. 5.21, 5.22A).

Dobras em bainha podem ser observadas nos tonalitos e nos álcali-gnaisses (Fig. 5.22B). Estas dobras possuem espessuras centimétricas e seus eixos são subverticais, com caimentos para o quadrante NE. Localmente podem ser observados caimentos médios para o quadrante SW.

As **dobras parasíticas** podem ser observadas em escalas centimétricas a métricas, desenhadas por microvênulas de material quartzo-feldspático fino a médio (Fig. 5.22C).

As estruturas classificadas como **dobras em caixa** são observadas principalmente nos tonalitos. Estas dobras possuem largura e espessura centimétricas, e podem estar localmente truncadas por veios félsicos (Fig. 5.22D).

Dobras intrafoliais centimétricas são observadas no bandamento composicional dos tonalitos (Fig. 5.22E). A geometria em “Z” destas dobras sugere movimentação dextral.

As **bandas de cisalhamento dúcteis** exibem espessuras que variam de milimétricas a centimétricas, com comprimentos centimétricos a métricos. Estas estruturas se mostram preenchidas por material quartzo-feldspático fino e por vezes estabelecem relações de truncamento com o bandamento composicional (Fig. 5.22F).

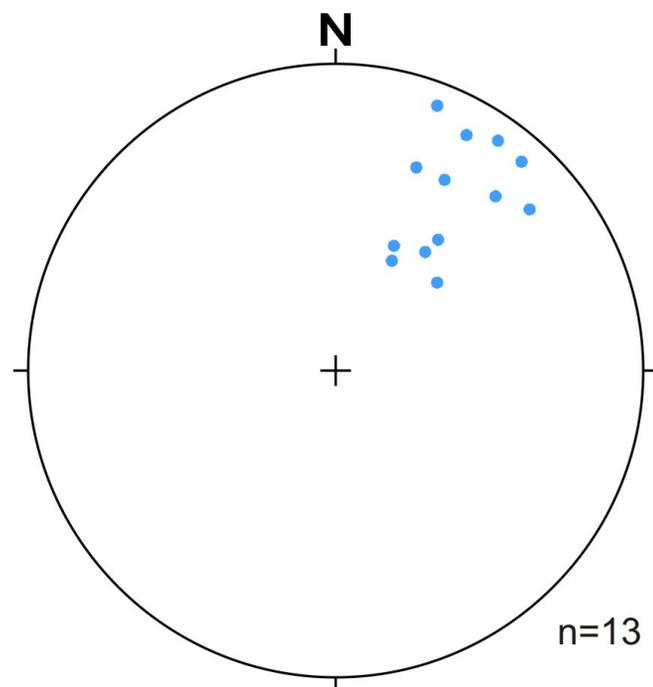


Fig. 5.21: Atitude média dos eixos das dobras mesoscópicas observadas nas rochas da área investigada (Rede de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).

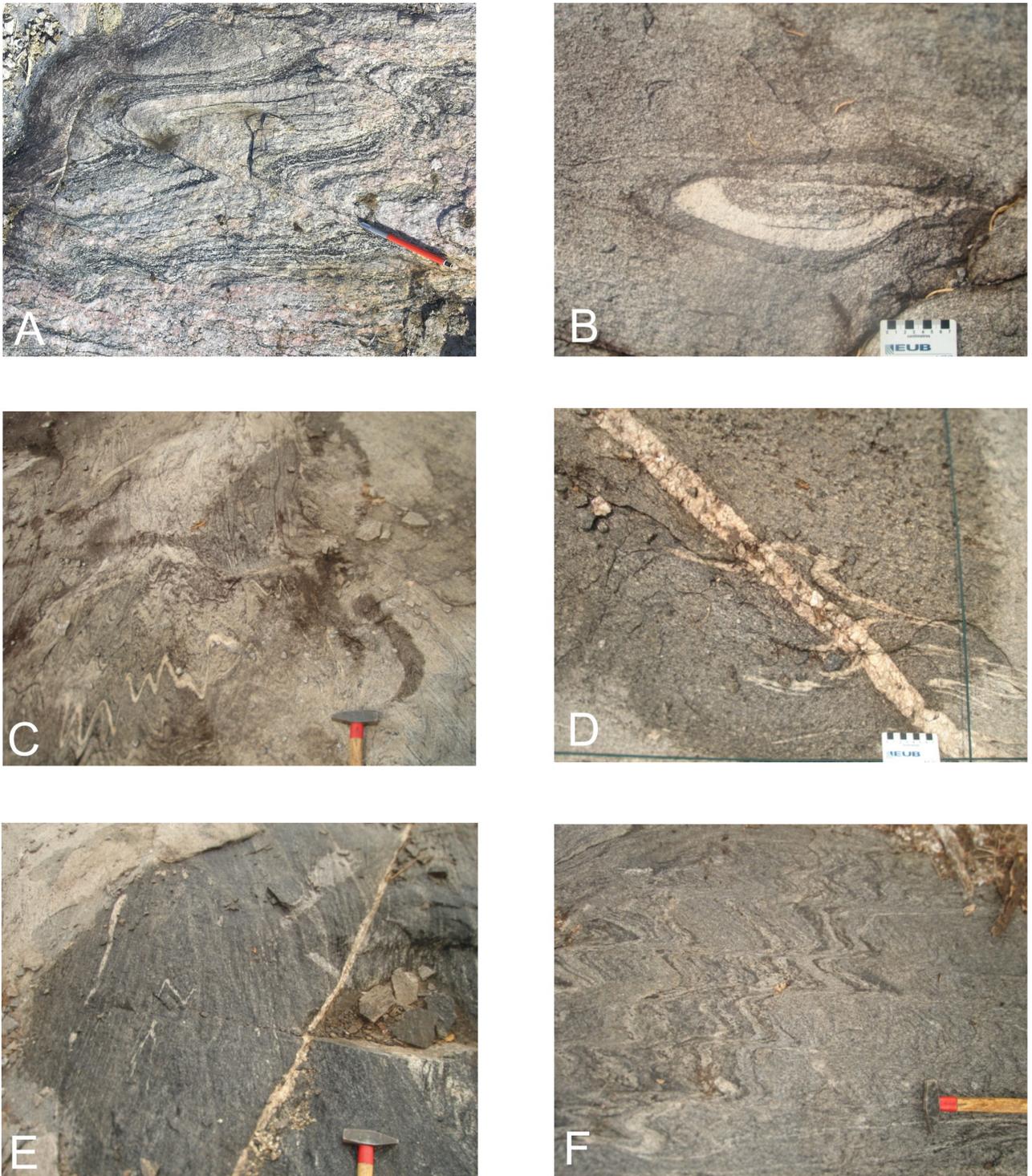


Fig. 5.22: Tipos de dobras observadas na área estudada: A) Dobras de arrasto do bandamento em álcaifeldspato gnaiss geradas por planos de ruptura dúctil-rúptil (PT 4); B) Dobras em bainha com eixos subverticais em tonalito (PT 44); C) Dobras em arranjos parasíticos desenhadas por veios félsicos em tonalito (PT 51); D) Dobras em caixa truncadas por veios félsicos em tonalito (PT 11); E) Dobras intrafoliais com geometria em “Z” nos planos do bandamento em tonalito (PT 11); F) Bandas de cisalhamento dúcteis deslocando o bandamento composicional em tonalito (PT 11).

Em escala local podem ser observadas estruturas extensionais do tipo ***pinch-and-swell*** e ***boudinage*** (Fig. 5.23).

Estas feições são definidas por estiramento de veios quartzo-feldspáticos, os quais são observados tanto nos granitóides TTG quanto nos granitos alcalinos. Os veios podem exibir espessuras centimétricas a métricas, formas assimétricas e em geral estão orientados concordantemente ao bandamento composicional e à foliação milonítica (Fig. 5.23).

Quando vistos nos granitóides TTG, os veios são finos, com espessuras centimétricas e podem apresentar-se parcial ou completamente rompidos (Fig. 5.23). Nos granitos alcalinos, esses veios são médios a grossos, formados por aglomerados de cristais de feldspatos na forma de grãos alongados ou mesmo prismas estirados, além de porfiroclastos estirados de quartzo policristalino.

Possuem espessuras métricas e desenham arranjos assimétricos concordantes com a foliação milonítica observada nestas rochas (Fig. 5.23). Estes veios orientam-se segundo o *trend* E-W a NW-SE, com mergulhos subverticais (Fig. 5.23).

5.4. MICROESTRUTURAS

Em escala de grão as feições microtectônicas observadas exibem diferentes intensidades deformacionais e conferem aspectos protomiloníticos a miloníticos para as rochas investigadas. A atuação da deformação particionada localiza setores onde o arranjo geométrico dos grãos define tramas heterogêneas associadas com as estruturas planares e lineares vistas em mesoescala (ver seção 5.5).

Os granitóides TTG e os granitos alcalinos exibem estruturas associadas a variações consideráveis de temperatura e pressão, onde pode ser observada a atuação da deformação associada à mobilização de fluidos migmatíticos em altas temperaturas.

Nas rochas máficas as microestruturas observadas exibem em geral feições de fragmentação e recristalização moderada, usualmente em contextos de baixa temperatura.

As principais características microestruturais presentes nos diferentes litotipos expostos na área estudada são descritas sumariamente a seguir.

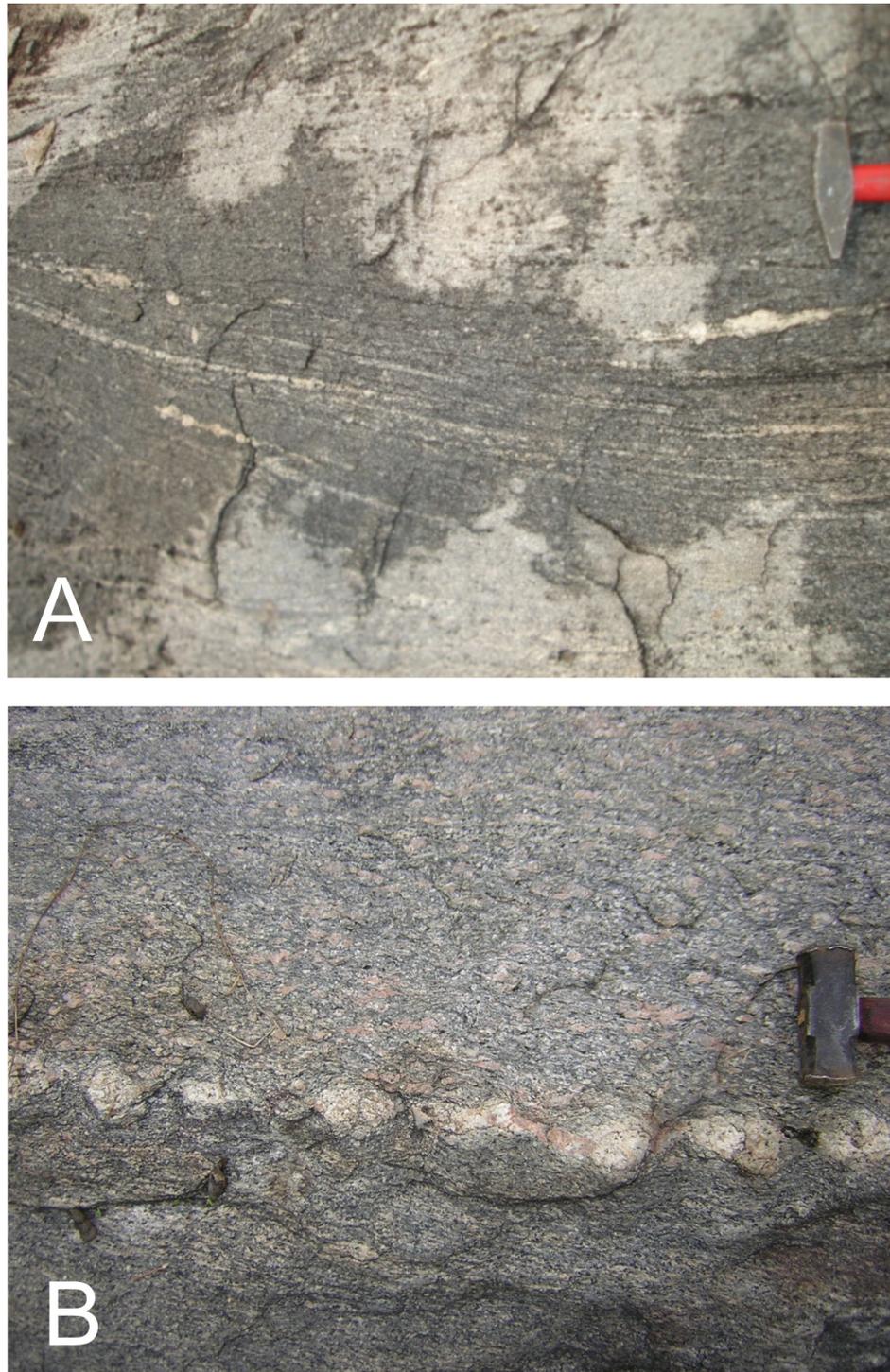


Fig. 5.23: Estruturas extensionais observadas em escala de afloramento: A) Estrutura pinch-and-swell definida por veio quartzo-feldspático em tonalito (PT 11); B) Boudinage observado pelo estiramento de veios quartzo-feldspáticos em monzogranito (PT 79).

5.4.1 Microestruturas nos Granitóides TTG

Nestas rochas as texturas protomiloníticas e miloníticas estão presentes principalmente na deformação de grãos subédricos a anédricos de plagioclásio, agregados de quartzo, cristais de feldspato potássico e lamelas de biotita.

Os prismas de **plagioclásio** apresentam extinção ondulante, maclas deformacionais e localmente podem ser observadas microfraturas nos trondhjemitos (Fig. 5.24A, B, F). As relações de contato curvilíneas são observadas entre grãos de plagioclásio inequigranulares médios de faces subédricas adjacentes aos demais minerais. Quando os contatos deste mineral são retilíneos, ocorre moderada redução da granulação, orientação preferencial marcante e curvamento das maclas deformacionais (Fig. 5.24C).

Os cristais de **quartzo** exibem extinção ondulante, subgrãos e formação de novos grãos (Fig. 5.24C). Os grãos inequigranulares de granulação média e faces subédricas a anédricas exibem contatos curvilíneos, lobados e serrilhados, e localizam-se preferencialmente em níveis segregados associados a cristais de feldspatos (Fig. 5.24E).

Este arranjo geométrico define o bandamento composicional observado em mesoescala. Com o aumento da intensidade deformacional, ocorre redução da granulação e os grãos podem ser vistos na forma de agregados equigranulares de neoblastos finos. O arranjo geométrico destes agregados em trilhas orientadas define a foliação milonítica observada em escala de afloramento (Fig. 5.24).

Neste estágio é observada extinção ondulante pronunciada, subgrãos vistos nos cristais médios, além de neoblastos orientados os quais estabelecem relações de contato retilíneas com os demais minerais presentes na rocha (Fig. 5.24).

Nos prismas de **feldspato potássico** é comum a presença de extinção ondulante e localmente podem ser observadas pertitas em chama (Fig. 5.24). O bandamento composicional mesoscópico é definido pela segregação de níveis feldspáticos grossos, presentes na forma de cristais globulares onde se observam texturas do tipo manto-núcleo associadas a agregados de quartzo (Fig. 5.24).

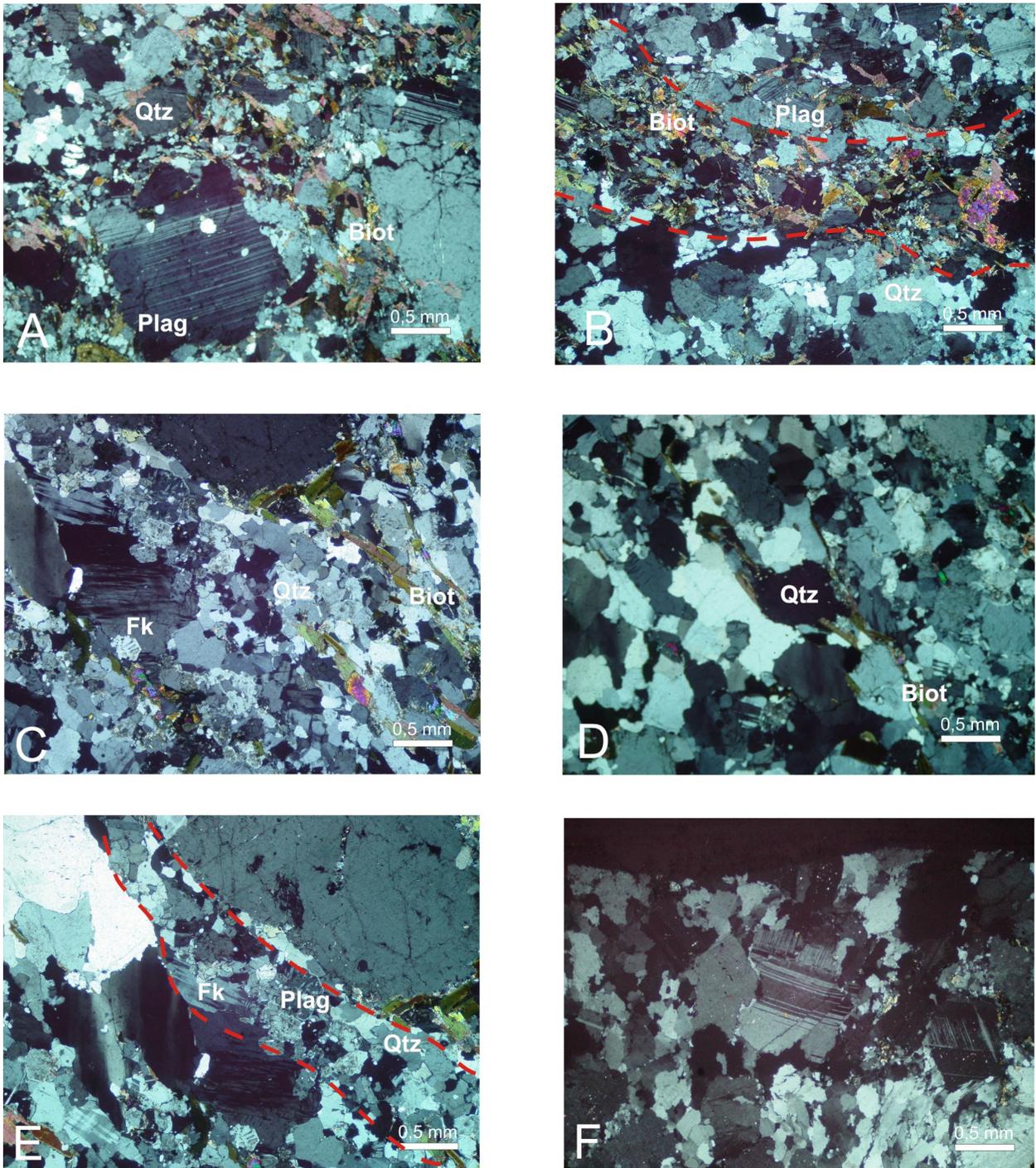


Fig. 5.24: Microestruturas nos granitóides TTG: A) Extinção ondulante e maclas deformacionais observadas nos prismas de plagioclásio em contato com lamelas de biotita e agregados de quartzo (PT 11); B) Biotita acicular orientada definindo uma trama planar espaçada, com a presença de kink bands localmente (PT 11); C) Pertitas em chama em contato com agregados de subgrãos e novos grãos de quartzo e lamelas orientadas e onduladas de biotita (PT 11); D) Porfiroclasto de quartzo com extinção ondulante contornado por lamelas onduladas de biotita (PT 11); E) Trilha de agregados de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico orientados, em contato com cristais ondulados de plagioclásio (PT 11); F) Microfalhas em cristal anédrico de plagioclásio (PT 63). Todas as fotos em luz polarizada.

Os cristais finos exibem recristalização incipiente a moderada e em geral se localizam em setores individualizados que estabelecem contatos retos com cristais de plagioclásio, quartzo e biotita orientados.

As lamelas de **biotita** exibem extinção ondulante e estão orientadas segundo uma direção preferencial, definindo a foliação milonítica vista em mesoescala. O curvamento das lamelas caracteriza microdobras suaves (*kink bands*) associadas com extinção ondulante (Fig. 5.24).

5.4.2. Microestruturas nos Granitos Alcalinos

Nestas rochas as feições microtectônicas ocorrem associadas à presença de líquido magmático, o qual concentra a deformação em setores individualizados pela foliação magmática, milonítica ou bandas de cisalhamento dúcteis. Em microescala esses processos são observados principalmente na deformação de cristais de feldspato potássico, agregados de quartzo, prismas de plagioclásio e lamelas de biotita.

Os prismas de **feldspato potássico** exibem extinção ondulante e orientação preferencial concordante aos cristais de quartzo e biotita (Fig. 5.25A). Cristais granulares anédricos podem ser vistos na forma de porfiroclastos globulares contornados por lamelas de biotita e quartzo fitado, além de estabelecerem relações de contato retos com grãos de quartzo (Fig. 5.25A).

Quando observados na forma de grãos finos em contato com agregados de quartzo, os cristais de feldspato possuem bordas retas na forma de junções tríplices, e podem por vezes se situar em setores localizados enriquecidos em agregados quartzo-feldspáticos. Este arranjo geométrico caracteriza tanto o bandamento composicional quanto as porções de mobilizados félsicos observadas em mesoescala. Os cristais prismáticos médios concordantes em orientação aos cristais de quartzo, plagioclásio e biotita definem a foliação milonítica, pronunciada nestas rochas.

Os agregados policristalinos de **quartzo** apresentam extinção ondulante, orientação preferencial bem definida, subgrãos e novos grãos, estes últimos na forma de trilhas ou bandas orientadas concordantemente aos demais minerais orientados, como biotita, álcali-feldspato e plagioclásio (Fig. 5.25B, C, D).

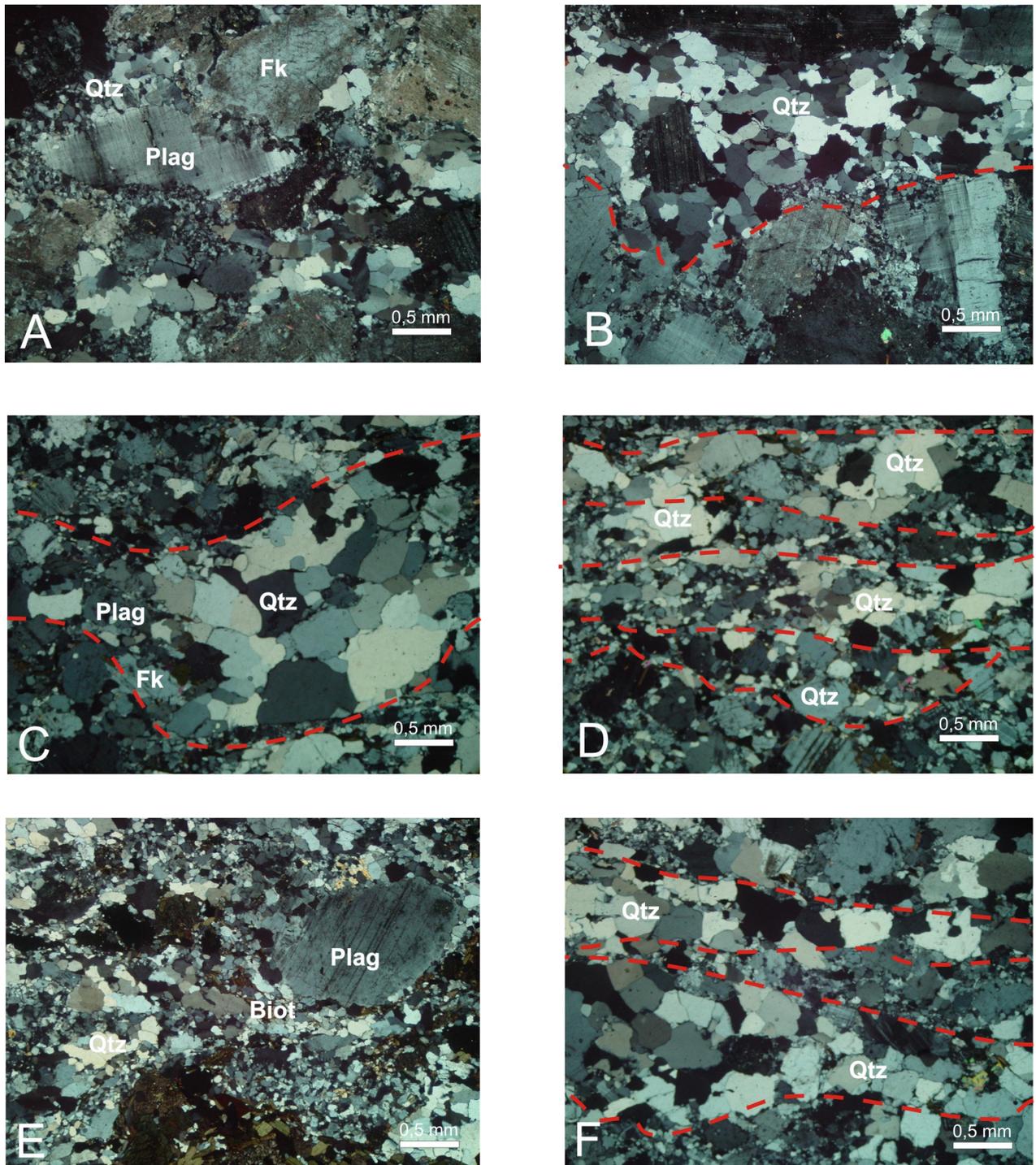


Fig. 5.25: Microestruturas nos granitos alcalinos: A) Grãos subédricos de feldspato potássico e plagioclásio com extinção ondulante contornados por trilhas neoblásticas de quartzo (PT 71); B) Agregados de grãos médios a grossos de quartzo exibindo contatos denteados, serrilhados e lobados (PT 71); C) Agregados de quartzo policristalino, feldspato potássico e plagioclásio orientados e levemente ondulados com bordas retas (PT 81); D) Grãos fitados de quartzo neoblástico fino orientados segundo uma direção preferencial (PT 81); E) Porfiroclasto de plagioclásio contornado por trilhas de novos grãos de quartzo e agregados de biotita orientada com bordas retas (PT 76); F) Quartzo fitado fortemente orientado com contatos retos e curvos (PT 81). Todas as fotos em luz polarizada.

Quando na forma de grãos médios individuais, o quartzo pode exibir extinção ondulante, subgrãos e neoblastos, além de contatos serrilhados, lobados e denteados (Fig. 5.25B). Os agregados de granulação média exibem orientação preferencial moderada e podem estar arranjados em níveis félsicos, definindo o bandamento composicional das rochas em escala de afloramento. Aos mesmos se associam extinção ondulante, subgrãos e formação de novos grãos (Fig. 5.25C). Os grãos policristalinos são compostos por neoblastos fitados orientados e definem a foliação milonítica mesoscópica (Fig. 5.25D, F).

Os grãos médios de **plagioclásio** possuem maclas difusas e levemente onduladas em escala local, orientação preferencial moderada e podem por vezes estar contornados por neoblastos finos de quartzo definindo o arranjo textural em manto-núcleo (Fig. 5.25E). Os cristais finos exibem orientação preferencial bem definida, concordante com biotita e quartzo, além de moderada geração de neoblastos.

A deformação da **biotita** é vista na orientação preferencial marcante das lamelas finas a médias, extinção ondulante e *kink bands* locais (Fig. 5.25E). Os contatos com os demais minerais são retilíneos e os cristais podem ser observados na forma de níveis finos que contornam grãos de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, definindo a foliação milonítica dos granitos alcalinos (Fig. 5.25E).

5.4.3. Microestruturas nas Rochas Máficas

A principal feição microtectônica observada nestas rochas diz respeito a uma foliação contínua fina, a qual é observada nos anfibolitos, xistos e filitos expostos na área em estudo, além de uma lineação de estiramento mineral bem observada nos filitos, os quais definem tectonitos L em mesoescala (Fig. 5.20). Estas rochas exibem intensidades deformacionais variáveis, com a presença de tectonitos LS e tectonitos L, representados por anfibolitos e filitos, respectivamente. Os xistos exibem intensidade deformacional moderada e os basaltos observados mostram-se isotrópicos em escala de afloramento e lâmina delgada, com algumas texturas de alteração e corrosão observadas localmente.

Os prismas de **anfíbólio** em geral exibem granulação fina a média, contatos retos, extinção ondulante localizada e orientação preferencial bem definida (Fig. 5.26A,). Os grãos finos podem ser observados na forma de agregados orientados na forma de níveis anastomóticos descontínuos, definindo a trama planar fina observada em mesoescala. Os prismas de granulação média podem ser vistos como cristais estirados e orientados, com faces subédricas e os mesmos caracterizam a lineação de estiramento mineral observada em escala de afloramento (Fig. 5.26A).

O **plagioclásio** destas rochas exhibe extinção ondulante e orientação preferencial bem definida. Quando orientados segundo uma direção preferencial, os prismas estabelecem relações de contato retas com cristais de anfíbólio e configuram a foliação continua fina (Fig. 5.26B). Os cristais não orientados podem ser vistos na forma de agregados subédricos a anédricos com contatos retos e/ou curvilíneos, similares a uma textura ígnea preservada, e nos mesmos podem ser observadas extinção ondulante e maclas deformacionais em escala local (Fig. 5.26C).

Os grãos de **quartzo** apresentam extinção ondulante, orientação preferencial moderada e incipiente formação de subgrãos. A granulação é em geral fina e podem ser vistos na forma de agregados policristalinos por vezes orientados e com contatos retos. Localmente são observados porfiroclastos deformados e com caudas de recristalização indicando sentido de cisalhamento dextral (Fig. 5.26D).

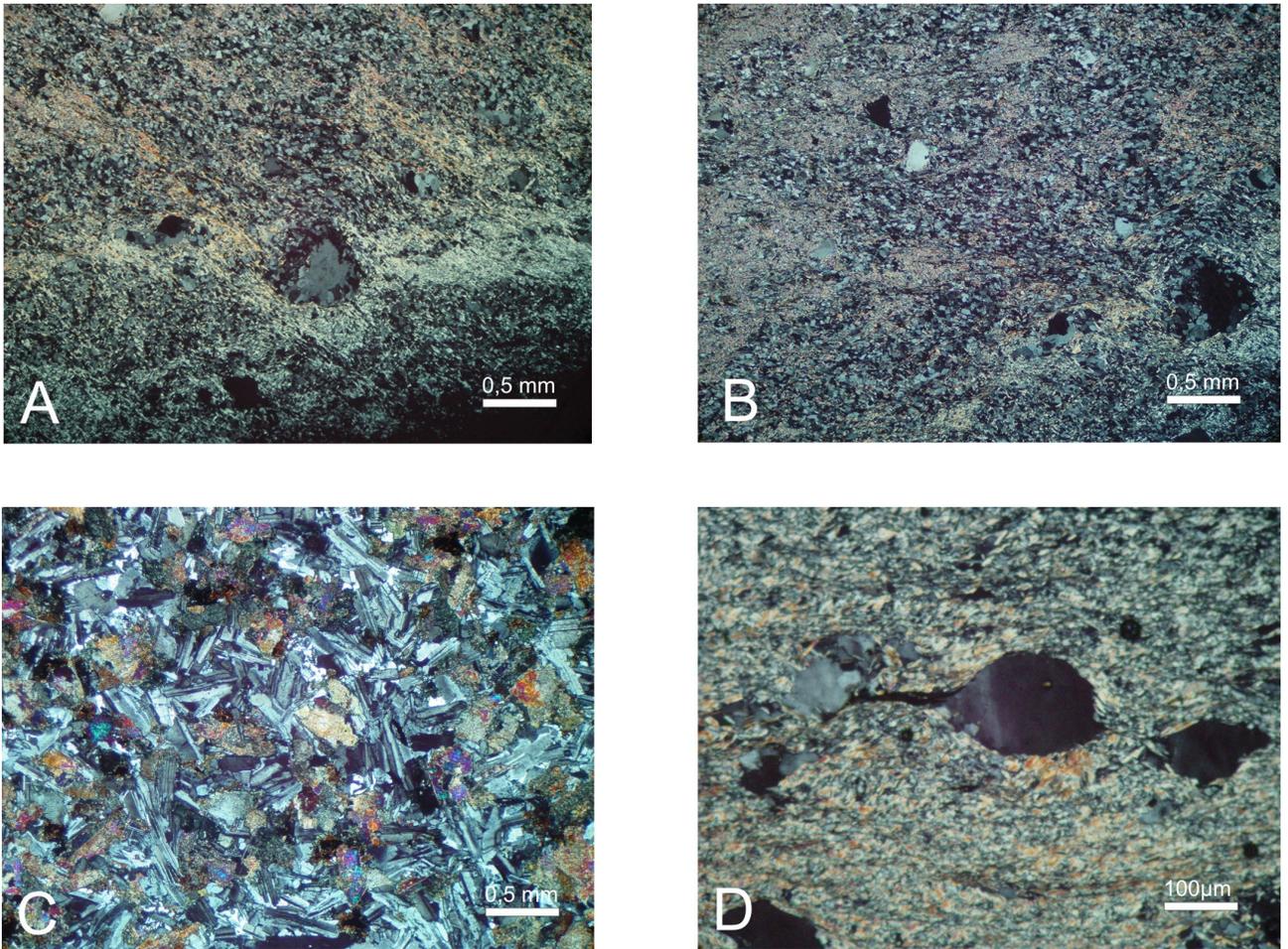


Fig. 5.26: Microestruturas nas rochas máficas expostas na área mapeada: A) Foliação contínua fina definida pela orientação preferencial de prismas finos de anfibólio e plagioclásio (PT 68); B) Grãos finos de quartzo e plagioclásio com extinção ondulante e orientação preferencial bem definida (PT 68); C) Maclas deformacionais e extinção ondulante vistas localmente em textura ígnea preservada formada por prismas não orientados de plagioclásio com contatos retos e/ou curvos (PT 24); D) Porfiroclasto de quartzo com cauda de recristalização evidenciando sentido de cisalhamento dextral (PT 68). Todas as fotos em luz polarizada.

6 ANÁLISE CINEMÁTICA

6.1. GENERALIDADES

Nesta seção será feita uma abordagem detalhada dos dados de foliação, lineação e indicadores cinemáticos mesoscópicos e microscópicos, com o objetivo de elucidar a história cinemática das rochas expostas na área estudada.

O enfoque será feito a partir do comportamento das foliações e da lineações, tanto em escala de mapa quanto em escala de afloramento. Correlações destes dados com as informações de indicadores cinemáticos, inclinações de eixos de dobras e ângulos entre as estruturas serão feitas complementarmente.

Para uma melhor avaliação das variações no comportamento das estruturas planares e lineares, a área investigada foi dividida em cinco setores ou fácies de deformação (Tikoff & Fossen 1999) distintas, as quais registram comportamentos da foliação e lineação específicos, além de diferentes padrões de assimetrias de tramas tectônicas observadas a partir dos indicadores cinemáticos mesoscópicos e microscópicos.

A abordagem da cinemática por meio de fácies de deformação foi feita de acordo com os métodos discutidos por Tikoff & Fossen (1999).

Para cada fácies serão abordados o comportamento da foliação e lineação em escala regional por meio de mapas de trajetória da foliação e orientação e caimento da lineação. As assimetrias de trama observadas em escala de afloramento foram investigadas a partir dos indicadores cinemáticos mesoscópicos e microscópicos disponíveis em cada fácies. A integração dos dados em macroescala, mesoescala e microescala também será discutida com o objetivo de melhor caracterizar a cinemática regional da área investigada.

Uma síntese interpretativa com as informações apresentadas neste capítulo, bem como os dados relativos à geometria das estruturas e indicadores cinemáticos estudados no capítulo anterior é apresentada na forma de discussão no capítulo 7.

6.2. TRAJETÓRIAS DA FOLIAÇÃO

O arranjo geométrico das trajetórias da foliação evidencia suaves reorientações do *strike* da foliação, em torno de 10° - 15° , os quais são responsáveis por desenhar em escala de mapa uma geometria em faixas anastomóticas semelhante a um padrão S-C regional (Fig. 6.1). Tal arquitetura estrutural pode ser observada nas escalas macroscópica, mesoscópica e microscópica.

A foliação, aqui tratada tanto pelo bandamento composicional como pela foliação milonítica, possui direção preferencial E-W a NW-SE (Fig. 6.1), observada nos setores SW, central e NW da área mapeada (Fig. 6.1), com ângulos de mergulho em geral altos a subverticais. Contudo, podem ser eventualmente observados mergulhos médios a rasos para NE, SW, SE e NW (Fig. 6.1).

Na porção NE da área mapeada, a foliação inflete para a direção NE-SW, com mergulhos rasos a médios.

Orientações preferenciais segundo o *trend* NNE-SSW podem ser observadas nas porções SE e central da área estudada. Nesta última, a geometria conjugada com mergulhos subverticais definida pela foliação é novamente observada (Fig. 6.1).

Na porção central da área, a foliação orienta-se predominantemente segundo as direções NW-SE e E-W (Fig. 6.1), em geral com mergulhos altos a subverticais. Ao se distanciar das estruturas maiores que definem o arcabouço estrutural da área em escala regional, a foliação pode exibir mergulhos variáveis, desde rasos até médios para os quadrantes NE, NW e SW. (Fig. 6.1).

O setor NW é caracterizado por orientações da foliação concordantes ao *trend* regional E-W a NW-SE, com mergulhos altos a subverticais (Fig. 6.1).

Na porção SW a foliação também exibe orientação preferencial concordante ao *trend* regional, posicionada segundo a direção E-W a NW-SE. Mergulhos altos a subverticais são observados nas áreas de contato entre litologias diferentes, enquanto que nas zonas interiores, afastadas dos referidos contatos, a foliação pode exibir mergulhos médios para SW e SE (Fig. 6.1).

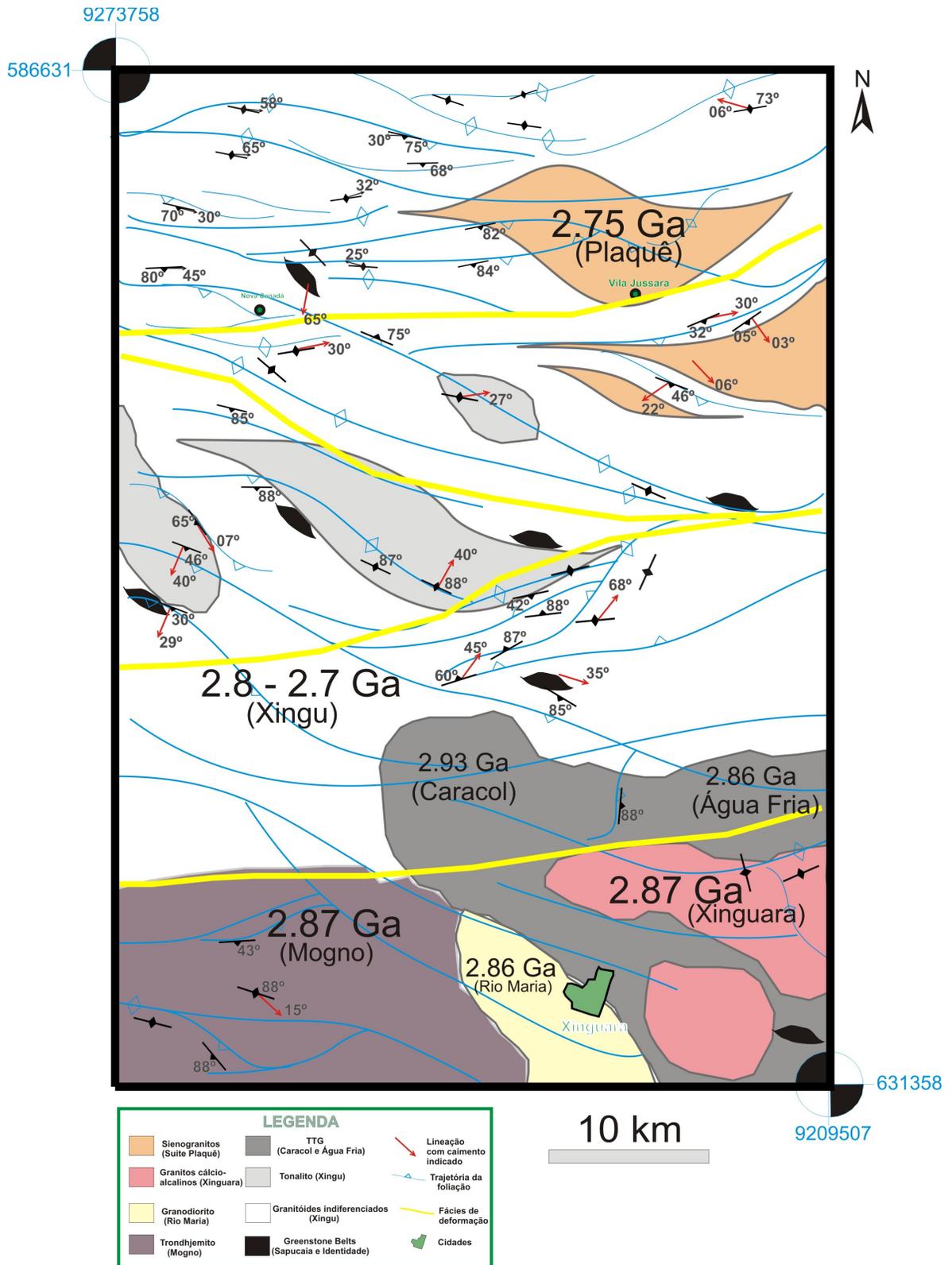


Fig. 6.1: Mapa de fácies de deformação (tracejado em amarelo) definido a partir do padrão estrutural investigado. Dados compilados de Viegas (2007), Cavalcante (2007), Cavalcante et al. (2007) e este trabalho.

6.3. ORIENTAÇÃO E CAIMENTO DA LINEAÇÃO

A trama linear observada nas rochas estudadas exibe em geral caimentos rasos a médios para dois quadrantes principais: NE-SW e NW-SE. Estas duas orientações se mostram recorrentes por toda a área, com pequenas variações ao longo dos diferentes setores estudados (Fig. 6.1).

No setor NE a lineação exibe inclinações para NE, SE, SW e NW, com caimentos de até 30° (Fig. 6.1). As inclinações rasas (~ 3° - 6°) exibem caimentos para SE e NW, enquanto que caimentos em torno de 20° - 30° orientam-se segundo as direções SW e E (Fig. 6.1).

A região central da área em estudo exibe lineações de estiramento com caimentos rasos, médios e altos, em geral para o quadrante NE (Fig. 6.1). Alguns planos da foliação milonítica e da foliação contínua podem exibir caimentos rasos para o quadrante SE (Fig. 6.1). O bandamento composicional de alto ângulo, por sua vez, registra os maiores valores de caimento para esta trama linear, em torno de 65° - 70°, observados nas regiões centrais da área investigada (Fig. 6.1).

Localmente, no setor centro-oeste da área em foco, caimentos rasos a médios para SE e SW são observados (Fig. 6.1).

Na porção NW podem ser observados caimentos rasos para E, além de inclinações de alto ângulo para SW (Fig. 6.1). Estes caimentos de alto ângulo são observados em planos da foliação contínua fina, e nos mesmos podem ser observadas assimetrias de trama com intensidades deformacionais variáveis (ver Cap. 5 para maiores detalhes).

O quadrante SW exibe lineações com caimentos rasos para SE (Fig. 6.1). Estas orientações em geral estão associadas a planos do bandamento composicional de baixo ângulo, o qual exibe assimetrias de trama moderadas em mesoescala (Fig. 6.1).

6.4. FÁCIES DE DEFORMAÇÃO

Com o objetivo de melhor investigar as variações no comportamento espacial da foliação, lineação e dos indicadores cinemáticos observados em mesoescala e microescala, a área investigada foi dividida em cinco fácies distintas, a partir da posição

e atitude das tramas planares e lineares observadas nas rochas expostas, além das diferenças na intensidade das assimetrias de trama presentes nas rochas estudadas.

A análise de fácies compreendeu coleta sistemática de dados de atitude de foliação e lineação, além de observação e coleta de dados relativos à movimentação a partir de indicadores cinemáticos mesoscópicos e microscópicos disponíveis.

A descrição detalhada das fácies deformacionais é apresentada a seguir.

6.4.1. Domínio de Fácies I

Este domínio se localiza na porção norte da área em foco e caracteriza-se por uma orientação relativamente homogênea da foliação segundo a direção E-W (Fig. 6.2B, C, E), a qual é vista nos sienogranitos, álcali-feldspato granitos e granitos alcalinos expostos na referida área. Localmente podem ser observadas reorientações da trama planar para NE-SW e NW-SE, e uma ocorrência próxima à Vila Jussara possui atitude NNE-SSW (Fig. 6.2B). A inclinação desta trama exhibe comportamento regular, com mergulhos altos a subverticais da ordem de 70° a 90° (Fig. 6.2B).

A atitude da lineação de estiramento mostra-se variável ao longo da Fácies 1 (Fig. 6.2D). Na porção SW, a trama linear exhibe caimentos em geral rasos a médios para SE, enquanto que no setor NW os caimentos mantêm-se para SE, porém com inclinações de mais alto ângulo (Fig. 6.2B). À medida que se distancia da parte W, a lineação de estiramento exhibe eventuais caimentos rasos para NW (25° - 30°), juntamente com inclinações médias da ordem de 30° para NE (Fig. 6.2B, D). Além destas, podem ser observados altos ângulos de caimento (65°) para o *trend* SW (Fig. 6.2B, D, E). O setor E se caracteriza por caimentos rasos para o quadrante NW, observados principalmente na porção mais a norte da área (Fig. 6.2B).

As assimetrias de trama são mais bem observadas nos planos da foliação que contêm lineações com ângulos de caimento rasos. Nestes, a cinemática pode ser analisada a partir de foliações S-C, relações da foliação com bandas de cisalhamento e indicadores cinemáticos mesoscópicos e microscópicos (Fig. 6.2F, G, H, I, J).

As tramas S-C observadas nos tonalitos exibem movimentação tanto dextral quanto sinistral. Em escala de afloramento, a cinemática sinistral é geralmente observada nos planos do bandamento composicional ou foliação milonítica (Fig. 6.2G).

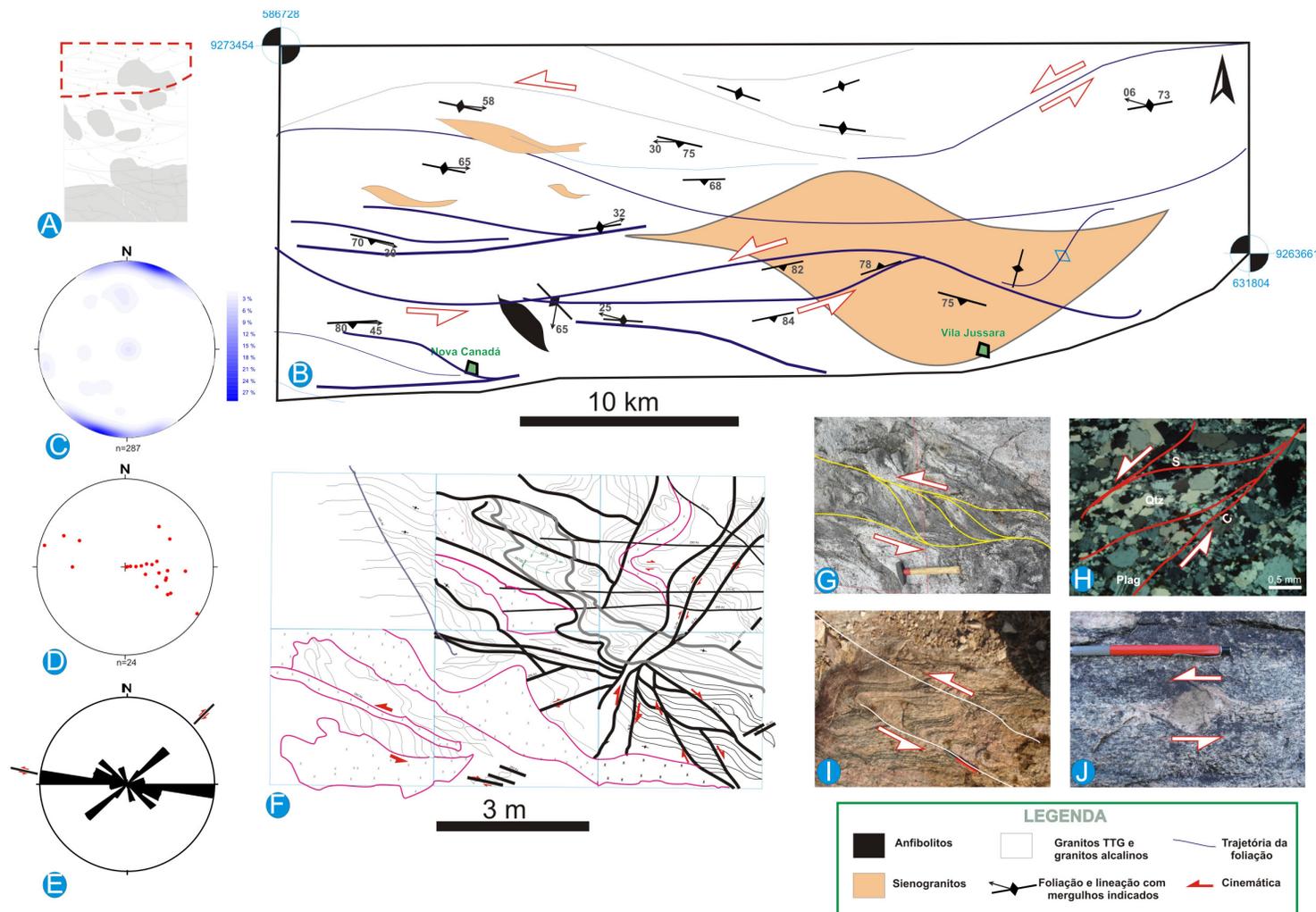


Fig. 6.2: Mapa da área de exposição da Fácies I: A) Localização da Fácies I no mapa geológico; B) Mapa geológico e estrutural de detalhe da Fácies I; C) Diagrama de pólos da foliação observada na Fácies I; D) Orientação e caimento da lineação de estiramento observada nos planos da foliação; E) Atitude média das estruturas planares e lineares observadas; F) Painel de detalhe ilustrando o arranjo geométrico da foliação em contato com setores particionados definidos por bandas de cisalhamento; G) Foliação S-C indicando movimentação sinistral; H) Fotomicrografia ilustrando foliação S-C com cinemática sinistral; I) Arrastos do bandamento composicional definindo dobras com cinemática sinistral; J) Porfiroclasto mantelado exibindo movimentação sinistral.

Contudo, movimentações dextrais podem eventualmente ser observadas quando a foliação S-C encontra-se associada a bandas de cisalhamento (Fig. 6.2F).

Os planos correspondentes às bandas de cisalhamento atuam como planos de localização e partição cinemática, a qual ocorre de acordo com a intensidade de deformação localizada nas bandas de cisalhamento. Em escala de grão a trama S-C pode ser vista a partir do arranjo conjugado de cristais grossos de feldspato em contato com trilhas neoblásticas e agregados policristalinos de quartzo, indicando sentido de cisalhamento sinistral (Fig. 6.2H).

Arrastos nos planos do bandamento composicional exibem cinemática sinistral evidenciada por deslocamentos dos planos da trama planar pelas bandas de cisalhamento dúcteis (Fig. 6.2I). Tais arrastos são observados principalmente nos planos do bandamento composicional de alto ângulo, onde as relações de transposição das tramas planares são mais bem observadas (Fig. 6.2I).

Além das relações do bandamento composicional com as bandas de cisalhamento, evidências de cinemática sinistral podem ser observadas em afloramento a partir da rotação de porfiroclastos manteados de feldspato potássico (Fig. 6.2J).

O sentido de cisalhamento sinistral também pode ser observado em escala macroscópica a partir das relações angulares entre a posição geométrica da foliação e a orientação e caimento da lineação (Fig. 6.2B). A orientação desta trama planar posiciona-se segundo o *trend* E-W a NW-SE, e nos planos da mesma a lineação exhibe caimentos rasos orientados em geral para NW e SE (Fig. 6.2B). O arranjo geométrico das trajetórias da foliação evidencia suaves reorientações do *strike* da foliação, em torno de 10°-15°, os quais são responsáveis por desenhar em escala de mapa uma geometria em faixas anastomóticas semelhante a um padrão S-C regional (Fig. 6.2B). Tal arquitetura estrutural pode ser observada nas escalas macroscópica, mesoscópica e microscópica (Fig. 6.2B).

A presença de lineações com altos ângulos de caimento é observada com mais frequência nas regiões internas dos feixes anastomóticos regionais (Fig. 6.2B).

6.4.2. Domínio de Fácies II

Nos sienogranitos, granitos alcalinos e granitos TTG expostos nesta fácies, a atitude da foliação mostra-se constante em direção ao quadrante NW-SE, com inflexões da mesma na forma de feixes para E-W (Fig. 6.3B, D). Em escala local podem ser observadas inflexões para o *trend* NE-SW (Fig. 6.3B). Os ângulos de mergulho são em sua maioria subverticais, embora possam ser observados mergulhos médios em torno de 45° ~ 30° para os quadrantes SW e SE (Fig. 6.3B, D) e mergulhos rasos, da ordem de 05° , para o quadrante SE (Fig. 6.3B). Além destes são também observados mergulhos altos para o quadrante NE, na porção mais a leste do mapa (Fig. 6.3B).

O caimento da lineação de estiramento exhibe orientações preferenciais para três quadrantes principais (Fig. 6.3E). No setor mais a oeste da Fácies II, a trama linear orienta-se segundo os *trends* NE-SW e ENE-WSW, com caimentos entre 25° e 30° para ENE (Fig. 6.3B). A porção leste da Fácies 2 exhibe lineações de estiramento orientadas segundo os quadrantes SW, SE e NE (Fig. 6.3B).

A trama linear nesta porção da Fácies II associa-se com a foliação milonítica e nos planos da mesma os caimentos da lineação de estiramento são em geral rasos, situando-se entre 03° – 25° . O quadrante SW registra caimentos da ordem de 22° , enquanto que na direção SE e NE os caimentos variam desde 03° até 30° , respectivamente (Fig. 6.3B, E).

Uma forte assimetria de trama pode ser observada nos planos do bandamento composicional tanto de baixo quanto de alto ângulo de mergulho (Fig. 6.3C). O arranjo geométrico do bandamento em conjunto com bandas de cisalhamento dúcteis desenha foliações S-C com movimentação dextral (Fig. 6.3C). Tais bandas atuam como planos de localização e acomodação da deformação, e associadas às mesmas podem ser vistas dobras de arrasto geradas a partir de movimentação tanto dextral quanto sinistral dos planos do bandamento composicional (Fig. 6.3C).

A geometria e cinemática das estruturas S-C depende fortemente da orientação e posição espacial das bandas de cisalhamento em associação com o bandamento composicional (Fig. 6.3C).

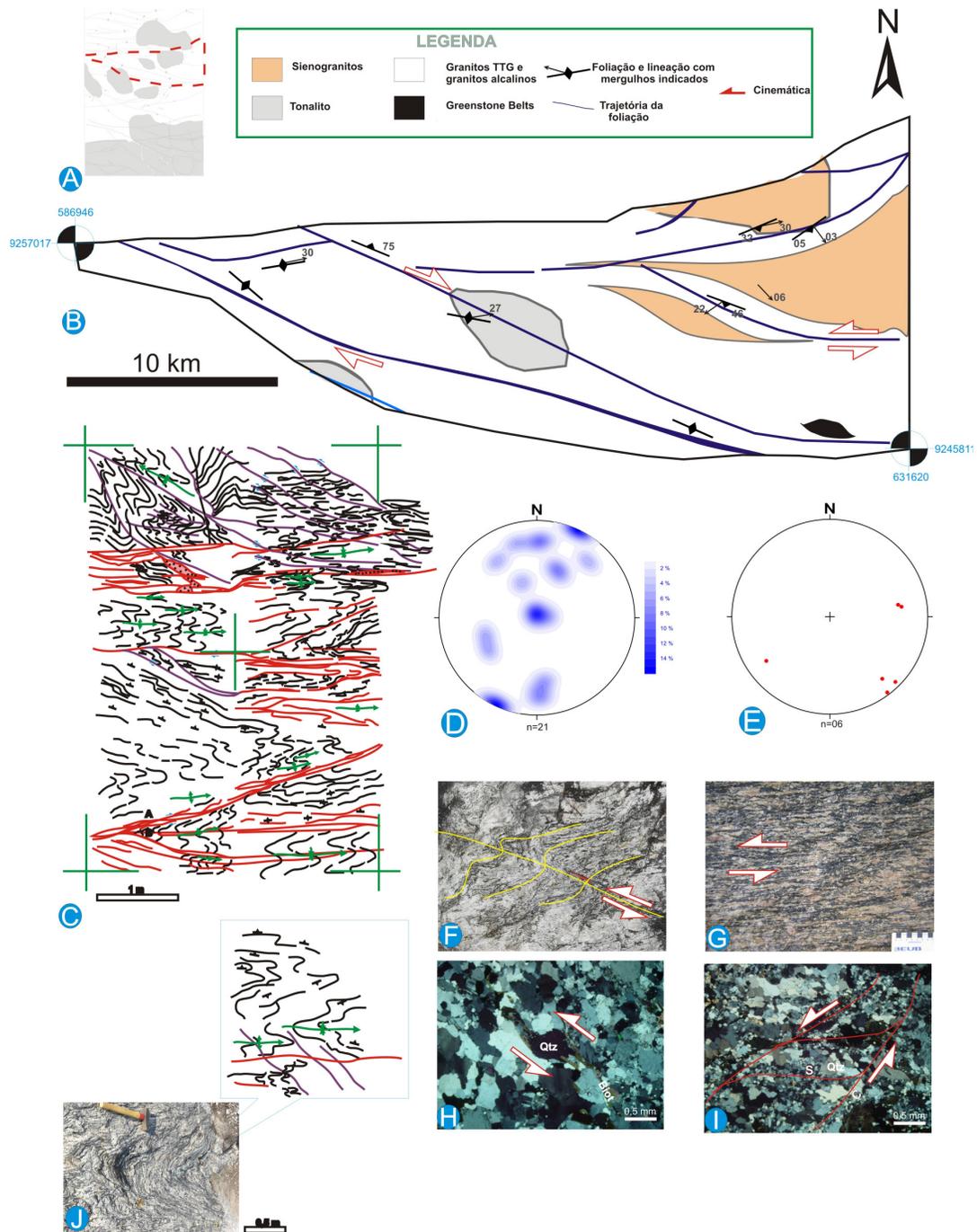


Fig. 6.3: Mapa da área de exposição da Fácies II: A) Localização da Fácies II no mapa geológico; B) Mapa geológico e estrutural de detalhe da Fácies II; C) Painel de detalhe ilustrando os diferentes setores particionados com comportamento geométrico diferenciado da foliação, lineação e bandas de cisalhamento; D) Diagrama de pólos da foliação na Fácies II; E) Orientação e caimento da lineação de estiramento observada nos planos da foliação; F) Arrastos dos planos do bandamento composicional com cinemática sinistral; G) Porfiroclastos rotacionados de feldspato potássico com sentido de movimento sinistral; H) Clasto de quartzo contornado por lamelas de biotita exibindo movimentação sinistral; I) Foliação S-C definida por trilhas de novos grãos de quartzo e agregados de grãos de feldspatos; J) Detalhe do arranjo geométrico das dobras mesoscópicas desenhadas na região interna dos setores particionados.

As bandas de cisalhamento orientadas segundo a direção NW-SE deslocam o bandamento com movimentação dextral, onde tais bandas atuam como superfícies de deslocamento do tipo “C”, enquanto que o bandamento composicional configura a foliação “S” (Fig. 6.3C).

As bandas de cisalhamento E-W podem ser entendidas como superfícies de partição e descolamento dos planos do bandamento, e nessas faces são vistos os arrastos dos planos do bandamento, os quais em geral exibem cinemática sinistral (Fig. 6.3C).

Além das bandas de cisalhamento dúcteis, a foliação milonítica pode atuar como zona de acomodação e localização da deformação, e junto às mesmas podem ser observadas lineações de estiramento com caimentos rasos para ENE-WSW (Fig. 6.3B, C, E).

Dobras assimétricas apertadas a isoclinais com eixos rasos para ENE podem ser observadas nos arrastos do bandamento composicional. Estas dobras são em geral desenhadas pela geometria curva da foliação e são comumente observadas próximas às bordas entre duas zonas de cisalhamento mesoscópicas (Fig. 6.3C, J). Os eixos dessas dobras possuem caimentos rasos para o quadrante ESE, concordantes com as lineações de estiramento observadas principalmente no setor E da Fácies II (Fig. 6.3B, C, J, 6.4).

Os indicadores cinemáticos mais comuns incluem arrastos dos planos do bandamento composicional pelas bandas de cisalhamento e pela foliação milonítica (Fig. 6.3F), além de porfiroclastos manteados de feldspato potássico rotacionados vistos nos planos da foliação milonítica (Fig. 6.3G). Em ambos os casos, a cinemática desses indicadores é sinistral.

Em escala de grão as feições microtectônicas mais marcantes são definidas pela rotação sinistral de porfiroclastos de quartzo, os quais são geralmente contornados pela foliação milonítica (Fig. 6.3H). Foliações conjugadas podem ser observadas a partir de trilhas neoblásticas de agregados de quartzo associadas a grãos médios a grossos de quartzo policristalino e plagioclásio subédrico (Fig. 6.3I).

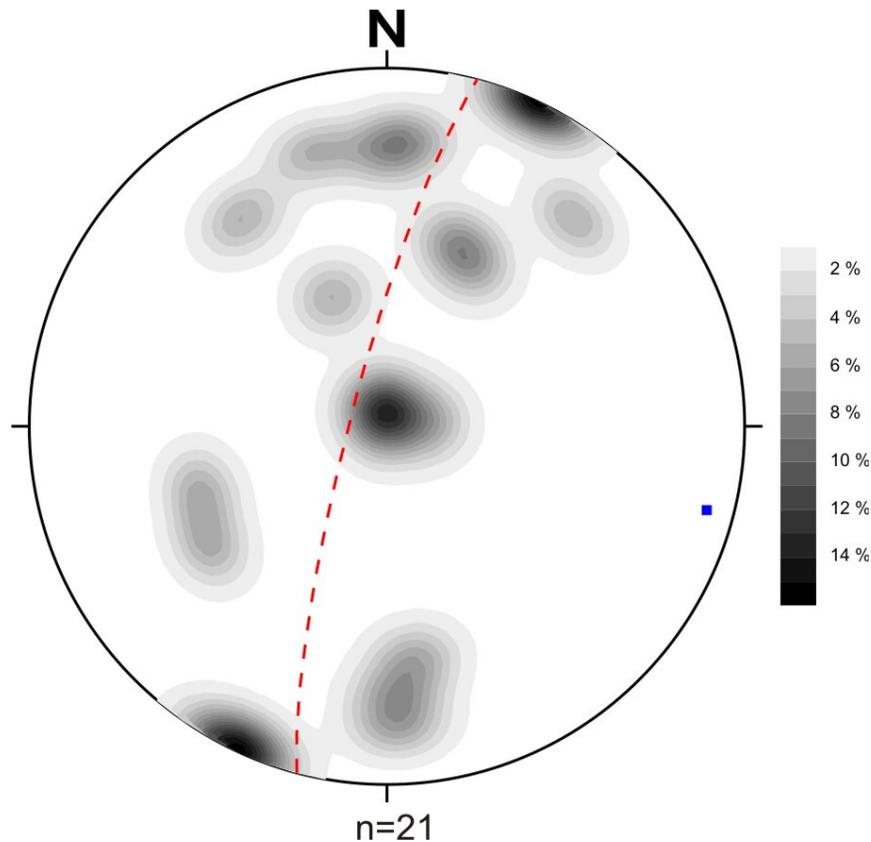


Fig. 6.4: Estereograma de linhas de contorno para os eixos das dobras observados nos arrastos dos planos do bandamento composicional. O plano tracejado representa a guirlanda com eixo π . Atitude: 08/104 Az (Rede de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior).

Na porção mais a oeste do mapa da Fácies II, a cinemática observada a partir dos dados de sensores sugere movimentação dextral, confirmada pela geometria associada do bandamento composicional e zonas de cisalhamento mesoscópicas, além da atitude média dos eixos das dobras de arrasto desenhadas pelo bandamento composicional (Fig. 6.3B, C, J, 6.4).

Na porção mais a leste, a cinemática deduzida a partir das variações na posição espacial da foliação indica movimentação sinistral, concordante com os indicadores cinemáticos observados em afloramento e em lâmina delgada (Fig. 6.3B, F, G, H, I).

6.4.3. Domínio de Fácies III

A configuração geométrica da foliação nos granitos TTG expostos na Fácies III é marcada predominantemente pela orientação NW-SE desta estrutura planar (Fig. 6.5B, E).

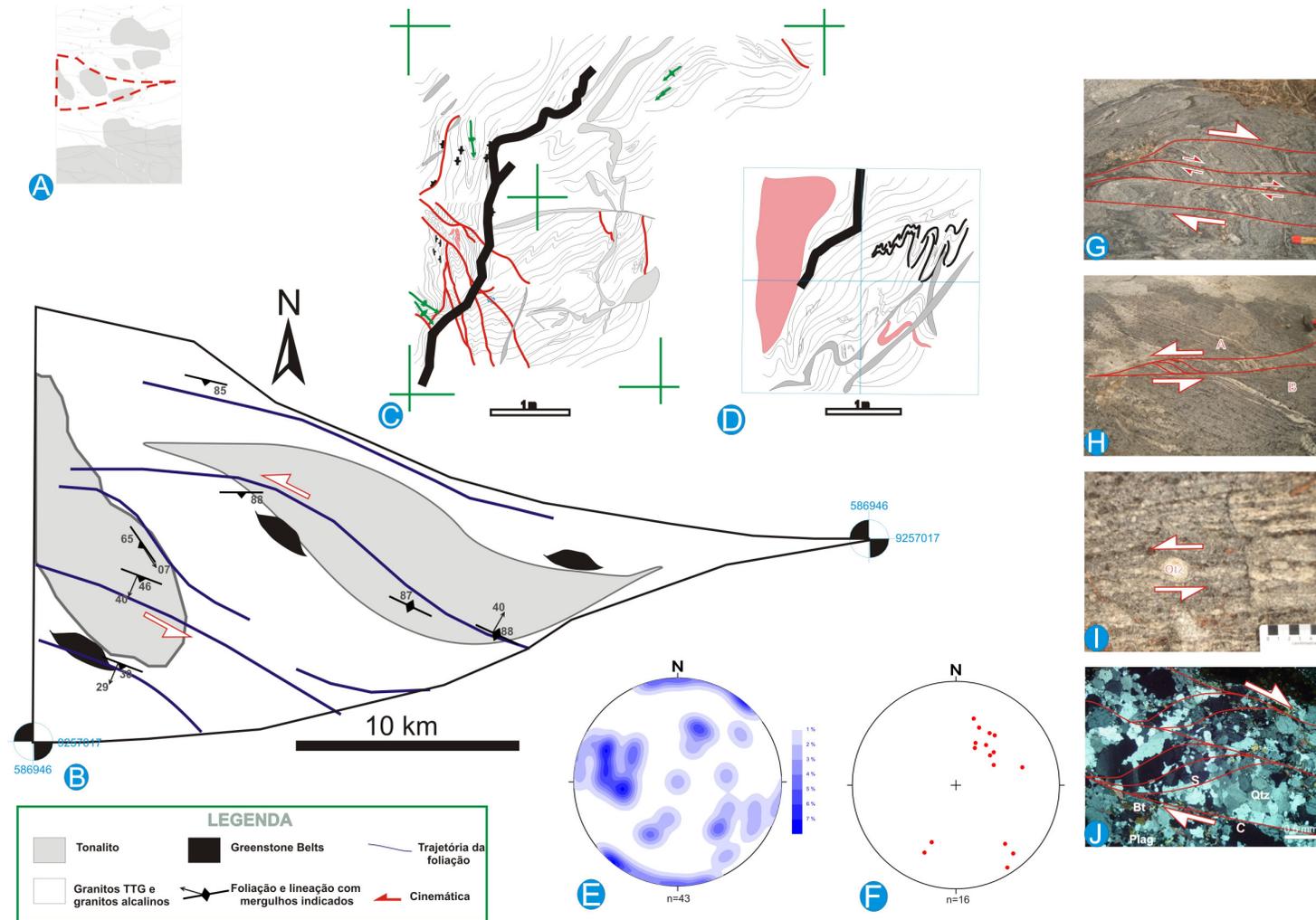


Fig. 6.5: Mapa da área de exposição da Fácies III: A) Localização da Fácies III no mapa geológico; B) Mapa geológico e estrutural de detalhe da Fácies III; C) e D) Painéis de detalhe ilustrando o arranjo geométrico da foliação dobrada e bandas de cisalhamento; E) Diagrama de pólos da foliação na Fácies III; F) Orientação e caimento da lineação de estiramento observada nos planos da foliação; G) Bandas de cisalhamento dextrais deslocando o bandamento composicional; H) Deslocamentos sinistrais observados em bandas de cisalhamento com componentes de movimentação vertical; I) Clasto de quartzo rotacionado com cinemática sinistral; J) Foliação S-C com cinemática sinistral observada em escala microscópica.

Os ângulos de mergulho são em geral altos para o quadrante SW e na porção sudeste da Fácies III são observadas inclinações subverticais (Fig. 6.5B). A trajetória da foliação pode por vezes exibir inflexões para o *trend* E-W, desenhando uma geometria sigmóide em escala regional (Fig. 6.5B).

A lineação de estiramento associada a esta trama planar exibe caimentos orientados segundo os quadrantes SW, SE e NE (Fig. 6.5B, F). Quando observada com caimentos para o quadrante SW, a lineação exibe mergulhos em torno de 30°-40° e está associada a planos da foliação com mergulhos rasos a médios (Fig. 6.5B, E, F). Os caimentos para o quadrante SE são em geral rasos, e nesses a lineação é observada em planos da foliação com alto ângulo de mergulho (Fig. 6.5B, E, F).

Na porção sudeste da Fácies III, os ângulos de caimento da lineação são da ordem de 30°-40° para o *trend* NE, novamente associados a planos da foliação com mergulhos altos (Fig. 6.5B, E, F).

Em escala de afloramento o bandamento composicional de baixo ângulo desenha ondulações que podem refletir possíveis inflexões da foliação em escala de mapa (Fig. 6.5C, D). A associação desta trama planar com bandas de cisalhamento gera dobras com eixos rasos e caimentos para o quadrante SE (Fig. 6.5B, C, D).

Localmente podem ser observados eixos de dobras com caimentos rasos para S e SW (Fig. 6.5C). Estas orientações são paralelas à orientação geral da lineação de estiramento observada na Fácies III (Fig. 6.5F). O arranjo anastomótico das bandas de cisalhamento é concordante ao *trend* geral das estruturas planares e associadas às mesmas podem também ser observados veios quartzo-feldspáticos de espessuras centimétricas (Fig. 6.5 C, D). Estes veios quartzo-feldspáticos reorientam as ondulações do bandamento composicional e por vezes são vistos em conjunto com dobras apertadas (Fig. 6.5C, D).

Os indicadores cinemáticos mesoscópicos podem ser tanto dextrais quanto sinistrais (Fig. 6.5G, H, I, J). Bandas de cisalhamento dúcteis podem ser vistas deslocando o bandamento composicional com cinemática dextral (Fig. 6.5G), enquanto que componentes verticais de deslocamento são observadas quando as bandas de cisalhamento deslocam o bandamento composicional com cinemática sinistral (Fig. 6.5H).

Indicadores cinemáticos sinistrais são também observados a partir da rotação de clastos de quartzo deformado nos planos do bandamento composicional (Fig. 6.5I).

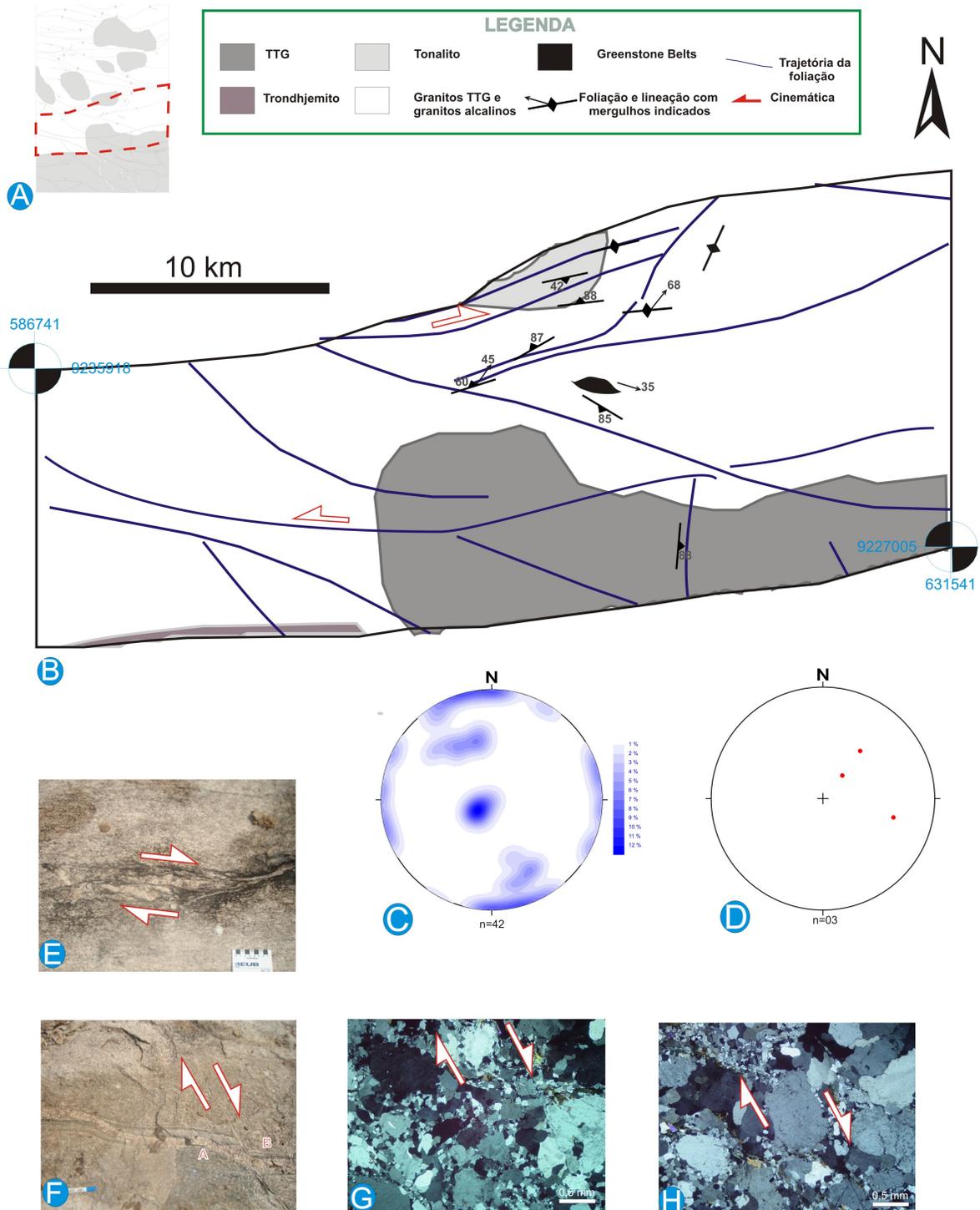
Em escala de grão podem ser observadas tramas S-C desenhadas pelo arranjo de trilhas de novos grãos de quartzo e cristais orientados de quartzo e plagioclásio (Fig. 6.5J).

A geometria da foliação e sua associação com a lineação de estiramento desenham um binário sinistral em escala de mapa (Fig. 6.5B). Na porção central e mais a oeste da Fácies III, as trajetórias da foliação podem sofrer inflexões para o *trend* E-W e por vezes assemelhar-se a estruturas sigmóides, onde nas mesmas o caimento da lineação de estiramento é observado com ângulos em geral rasos a médios (Fig. 6.5B). Este arranjo geométrico pode ser correlacionado a uma foliação S-C regional com sentido de movimentação sinistral (Fig. 6.5B).

6.4.4. Domínio de Fácies IV

Nesta fácies, dominada por granitos alcalinos e plútons TTG como tonalitos e trondhjemitos, as trajetórias da foliação observadas podem ser vistas na forma de arranjos conjugados com variações na orientação do *strike* da trama planar (Fig. 6.6B, C). As principais direções preferenciais da foliação concentram-se nos *trends* NE-SW, E-W e NW-SE, e associadas às mesmas são observados ângulos de mergulho altos até subverticais (Fig. 6.6B, C). O *trend* NE-SW exhibe foliações com altos ângulos de mergulho, em geral variando de 60° até subverticais (Fig. 6.6B). Mergulhos médios até subverticais podem ser vistos orientados segundo a direção E-W, enquanto que o *trend* NW-SE registra mergulhos de até 85° para esta trama planar (Fig. 6.6B). Em escala local podem ser vistas inflexões da trama planar para a direção N-S, com mergulhos subverticais (Fig. 6.6B, C).

A lineação de estiramento exhibe caimentos desde rasos até altos para os quadrantes NE e SE (Fig. 6.6B, D). Os ângulos de inclinação rasos de até 35° se concentram em direção ao quadrante SE (Fig. 6.6B, D), enquanto que os caimentos para o quadrante NE registram inclinações de 40° a 70° (Fig. 6.6B, D).



Os indicadores cinemáticos observados em escala de afloramento evidenciam atuação de deformação em regime dúctil a dúctil-rúptil (Fig. 6.6E, F, G, H). Clastos alongados de quartzo deslocados com movimentação dextral podem ser vistos no interior de bandas de cisalhamento (Fig. 6.6E). Além destes, as bandas de cisalhamento podem deslocar o bandamento composicional com cinemática dextral associada com componentes de deslocamento verticais (Fig. 6.6F).

Em escala de grão as assimetrias de trama podem ser vistas a partir de porfiroclastos de quartzo rotacionados com sentido de cisalhamento dextral (Fig. 6.6G, H).

A cinemática observada em escala regional exhibe evidências de cisalhamento dextral a partir de inflexões do *strike* da foliação E-W para NE-SW (Fig. 6.6B). No setor norte-nordeste da Fácies IV, a atitude da foliação sofre inflexões do *trend* NE-SW para o *trend* E-W e novamente para a direção NE-SW (Fig. 6.6B). Estas variações na orientação configuram uma trajetória em feixes sigmóides conjugados e anastomóticos em escala de mapa (Fig. 6.6B). A disposição desses feixes se assemelha a um arranjo S-C em escala regional (Fig. 6.6B). No setor centro-oeste a oeste da área não são observadas evidências diretas de movimentação. As trajetórias da foliação apenas sugerem movimentação no sentido leste – oeste (Fig. 6.6b).

6.4.5. Domínio de Fácies V

Esta fácies é composta pelos tonalitos, trondhjemitos e granodioritos da Suíte TTG, além de granitos alcalinos representados por monzogranitos e sienogranitos. Os padrões da foliação exibem orientações segundo a direção NW-SE, com inflexões locais para o *trend* E-W vistas na porção sudoeste e centro-oeste da Fácies V (Fig. 6.7B). Em escala local esta trama planar pode estar orientada segundo o *trend* NE-SW, na porção nordeste da Fácies V (Fig. 6.7B). Os mergulhos da foliação variam de médios a altos, com as inclinações médias vistas principalmente na porção centro-oeste, enquanto que mergulhos altos a subverticais são observados de forma mais freqüente ao longo da Fácies V como um todo (Fig. 6.7B).

A lineação de estiramento ocorre de forma esporádica nos afloramentos visitados na Fácies V. As ocorrências observadas exibem caimentos rasos e orientados para os

quadrantes SE e SW (Fig. 6.7 D). O quadrante SE registra caimentos em torno de 10°-15°, enquanto que ângulos de caimento altos são observados no quadrante SW (Fig. 6.7B, D).

Esta fácies exibe poucas evidências de rotação e movimentação em escala de afloramento. A foliação mostra-se bem desenvolvida nas rochas expostas e poucos dados de lineação de estiramento puderam ser coletados, fazendo da Fácies V uma fácies com tramas predominantemente de achatamento (Fig. 6.7B, C).

Os indicadores cinemáticos observados estão restritos ao setor SW. Nesta porção da Fácies V os planos do bandamento composicional, em associação com as bandas de cisalhamento podem por vezes desenhar arranjos geométricos conjugados, semelhantes a uma trama S-C (Fig. 6.7E). O sentido de cisalhamento é sinistral, visto a partir da rotação de cristais elípticos e sigmóides de plagioclásio (Fig. 6.7E).

Em escala de grão, os indicadores cinemáticos podem exibir fluxo dextral, a exemplo de porfiroclastos de quartzo rotacionados pela foliação milonítica (Fig. 6.7F).

As linhas de trajetória da foliação sugerem sentido de cisalhamento sinistral para a Fácies V em escala de mapa (Fig. 6.7B). No setor SW da área, inflexões da ordem de 110° no *strike* da foliação alteram a atitude da mesma de WNW-ESE para NW-SE, configurando um arranjo geométrico semelhante a uma trama S-C em escala regional (Fig. 6.7B). A cinemática observada é sinistral, concordante com os dados de afloramento para esta porção da Fácies V.

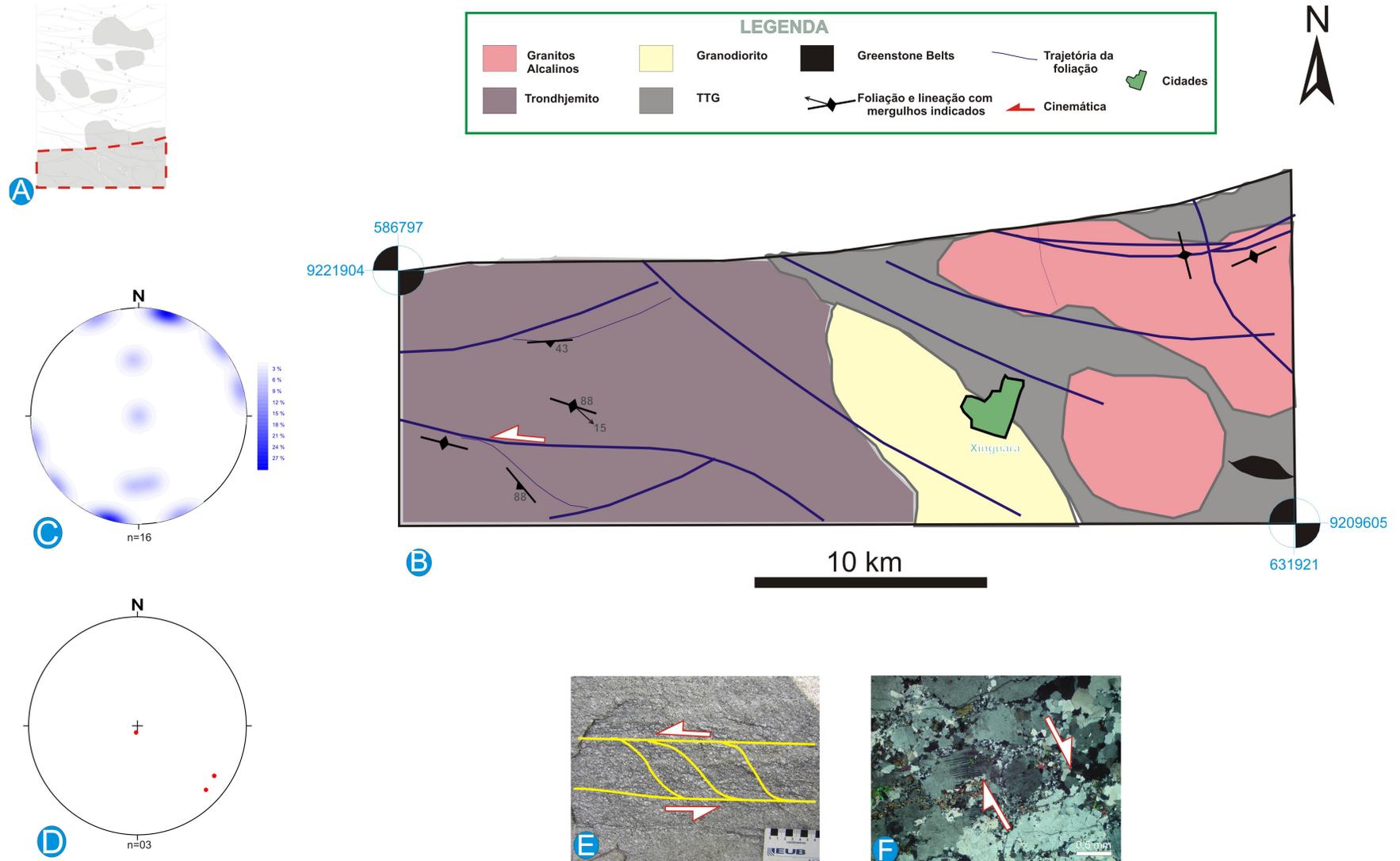


Fig. 6.7: Mapa da área de exposição da Fácies V: A) Localização da Fácies V no mapa geológico; B) Mapa geológico e estrutural de detalhe da Fácies V; C) Diagrama de pólos da foliação na Fácies V; D) Orientação e caimento da lineação de estiramento observada nos planos da foliação; E) Foliação S-C com sentido de cisalhamento sinistral; F) Porfiroclasto de quartzo rotacionado indicando movimentação dextral.

7 PARTIÇÃO DA DEFORMAÇÃO

7.1. GENERALIDADES

Este capítulo sintetiza as informações anteriormente apresentadas com o objetivo de discutir a gênese das estruturas observadas nas rochas expostas, sua relação com as tramas tectônicas regionais e a cinemática envolvida na deformação vista nas escalas macroscópica, mesoscópica e microscópica.

A partição da deformação exerce papel marcante na configuração geométrica e cinemática das rochas expostas na área em estudo, individualizando setores relativamente mais deformados de setores onde a deformação é menos expressiva.

Uma discussão sobre os processos e mecanismos envolvidos na partição da deformação é apresentada, incluindo a geração das tramas e a influência da partição na configuração cinemática da área estudada.

A última sessão do capítulo sintetiza as principais informações obtidas a partir dos estudos sobre a partição da deformação.

7.2. PARTIÇÃO DA DEFORMAÇÃO

Os principais processos deformacionais atuantes na geração das tramas observadas na área mapeada estão diretamente associados com distintos tipos rochosos e com a atuação da deformação em escala regional. A influência da partição da deformação exerce papel fundamental na segregação de mecanismos e fases reológicas, de acordo com o arcabouço geométrico da área em foco.

Neste sentido, o particionamento da deformação promoveu individualização dos diferentes processos envolvidos na geração das tramas tectônicas e conseqüentemente na atuação de mecanismos de deformação distintos. Estes mecanismos estiveram presentes desde a geração das rochas até as fases de ascensão, colocação e subseqüente deformação em escala regional.

7.2.1. Partição em Escala de Mapa: Deformação Macroscópica

Os dados estruturais sugerem que os granitos e rochas máficas expostas na região de Xinguará foram envolvidos em um processo de deformação progressiva, a qual envolveu diferentes estágios reológicos associados com partição dos mecanismos e processos deformacionais responsáveis pelos padrões observados nas diferentes escalas abordadas.

De acordo com o mapa de fácies apresentado no Capítulo 6 e reproduzido na figura 7.1, pode-se perceber que os padrões cinemáticos são distintos para cada uma das fácies descritas. As condições de formação das estruturas e a cinemática atuante durante a deformação regional têm implicação direta para o arranjo geométrico observado em mesoescala.

A seguir são apresentadas as principais características estruturais observadas em cada domínio de fácies estudado.

7.2.1.1. Fácies I e II

Estas fácies são caracterizadas por foliação milonítica de alto ângulo, bandamento composicional de médio a alto ângulo e lineações de estiramento com caimentos em geral rasos. Caimentos locais de alto ângulo da trama linear são vistos em zonas interiores de lineamentos estruturais regionais (Figs. 6.2 e 6.3). A orientação preferencial destas estruturas em geral segue o *trend* E-W a NW-SE (Figs. 6.2 e 7.1).

Dobras assimétricas de arrasto com caimentos rasos para o quadrante ESE, concordantes à orientação da lineação de estiramento, são observadas nos planos do bandamento composicional na Fácies II (Figs. 6.3 e 6.4).

Os indicadores cinemáticos são observados principalmente nos planos da foliação com baixos ângulos de caimento da lineação de estiramento. Nestes, as assimetrias de trama são caracterizadas por foliações S-C, arrastos dos planos do bandamento e rotação de porfiroclastos (Figs. 6.2, 6.3 e 7.1). Os deslocamentos são predominantemente sinistrais, com componentes dextrais observadas localmente.

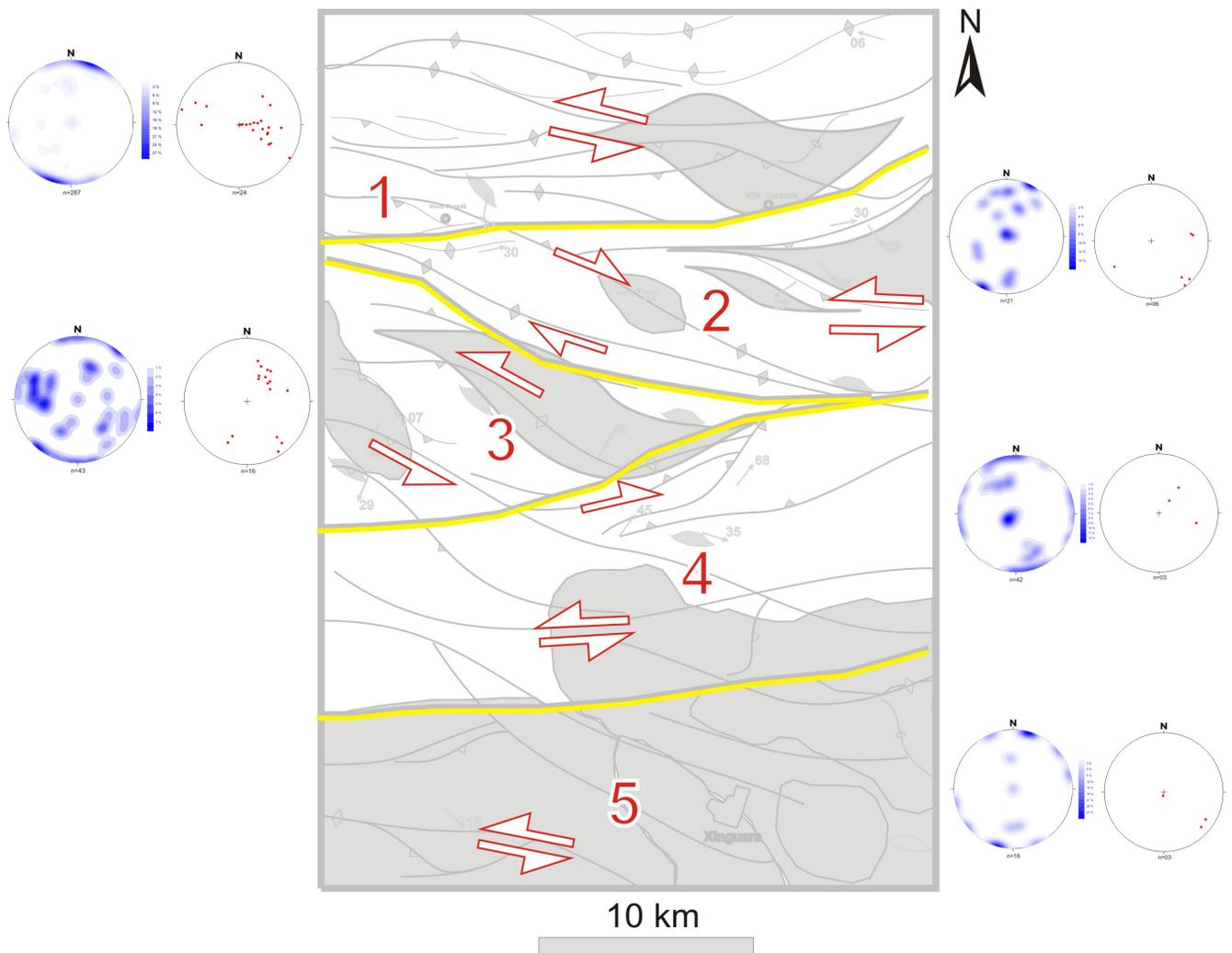


Fig. 7.1: Mapa de fácies de deformação indicando a cinemática dos limites de partição e a orientação da foliação e lineação observadas nos diferentes domínios de fácies deformacionais.

7.2.1.2. Fácies III

A Fácies III é marcada por uma orientação menos regular da foliação, a qual é vista em ondulações do bandamento composicional que podem refletir possíveis inflexões da trama planar em escala de mapa (Figs. 6.5 e 7.1).

A foliação na Fácies III exhibe mergulhos em geral médios a altos, orientados segundo a direção preferencial NW-SE (Figs. 6.5 e 7.1). A lineação associada a esta estrutura pode exibir caimentos médios para SW e caimentos rasos para SE (Figs. 6.5 e 7.1). Além destes, caimentos rasos para NE são também observados no comportamento geral da lineação.

Os indicadores cinemáticos podem ser tanto dextrais quanto sinistrais (Figs. 6.5 e 7.1). Em geral predominam deslocamentos sinistrais vistos na relação das bandas de cisalhamento com o bandamento composicional e rotação de porfiroclastos de quartzo (Figs. 6.5 e 7.1). Os deslocamentos dextrais são observados localmente na forma de arrastos dos planos do bandamento composicional por bandas de cisalhamento dúcteis (Figs. 6.5 e 7.1).

7.2.1.3. Fácies IV

Os padrões deformacionais observados na Fácies IV configuram arranjos conjugados com variações na orientação da trama planar em escala de mapa (Figs. 6.6 e 7.1). O *trend* NW-SE é dominante, e no mesmo podem ser vistos mergulhos altos da foliação. Em escala mais local, são observadas inflexões desta trama para os *trends* E-W e NE-SW (Figs. 6.6 e 7.1). Os mergulhos desta estrutura são em sua maioria médios a subverticais. Além destes, inflexões da foliação para a direção N-S com mergulhos subverticais são também observadas em escala de mapa (Figs. 6.6 e 7.1).

A lineação exibe caimentos desde rasos até altos para os quadrantes NE e SE (Figs. 6.6 e 7.1).

Os indicadores cinemáticos observados em escala microscópica evidenciam deslocamentos em sua maioria dextrais (Figs. 6.6 e 7.1).

7.2.1.4. Fácies V

A Fácies V é marcada por relativa regularidade na orientação da foliação, a qual se orienta segundo a direção NW-SE com mergulhos médios a altos (Figs. 6.7 e 7.1). Localmente são observadas orientações desta estrutura para a direção NE-SW.

A lineação é pouco observada, ocorrendo em geral com caimentos rasos para os quadrantes SE e SW (Figs. 6.7 e 7.1). Caimentos altos podem ser vistos localmente no quadrante SW (Figs. 6.7 e 7.1).

Os indicadores cinemáticos limitam-se ao setor SW da Fácies V, onde a relação entre o bandamento composicional e as bandas de cisalhamento dúcteis configura arranjos geométricos em S-C com cinemática sinistral (Figs. 6.7 e 7.1). Localmente, deslocamentos dextrais são observados em escala de grão (Figs. 6.6 e 7.1).

7.2.2. Partição em Escala de Afloramento: Deformação Mesoscópica

7.2.2.1. Bandamento Composicional e Foliação de Fluxo Magmático

Estas estruturas são amplamente observadas na área mapeada, associadas com os granitóides TTG e com os álcali-feldspato gnaisses. A foliação de fluxo magmático ocorre de forma localizada nos sienogranitos e álcali-feldspato granitos (Capítulo 4, Capítulo 5).

A partição do bandamento composicional ocorre por meio de bandas de cisalhamento dúcteis e estruturas planares como veios e diques félsicos (Figs. 7.2 e 7.3).

O truncamento do bandamento composicional pelas bandas de cisalhamento dúcteis pode, por vezes, estar associado aos deslocamentos observados na forma de arrastos dos planos do bandamento (Fig. 7.3).

As estruturas planares de natureza dúctil-rúptil atuam como planos de ruptura e acomodação da deformação, muitas vezes individualizando domínios menos deformados de setores onde a deformação é mais intensa (Fig. 7.3).

Em alguns afloramentos onde as exposições se mostraram favoráveis, um esboço da geometria em 3D do arranjo geométrico das estruturas observadas em mesoescala foi produzido (Fig. 7.5). Neste, pode-se perceber que a zona particionada exhibe planos do bandamento composicional com mergulhos rasos, em geral associados a mesodobras onde os eixos possuem caimentos rasos para SE (Fig. 7.5). Em contato abrupto com essa zona de baixo ângulo pode ser observado o bandamento composicional com inclinação subvertical, semelhante a uma foliação de transposição paralela à orientação das bandas de cisalhamento dúcteis (Fig. 7.5).

Feições de recristalização podem ser observadas localmente em mesoescala, a partir de porções localizadas de material quartzo-feldspático fino em um arranjo textural milonítico (Fig. 7.6).

A partição da deformação associada com a **foliação magmática de fluxo** pode ser vista na geometria desta estrutura, a qual é definida pelo arranjo orientado de trilhas de clastos grossos de feldspato potássico imersos em uma matriz mais fina composta de quartzo, feldspato, plagioclásio e biotita (Fig. 7.7).

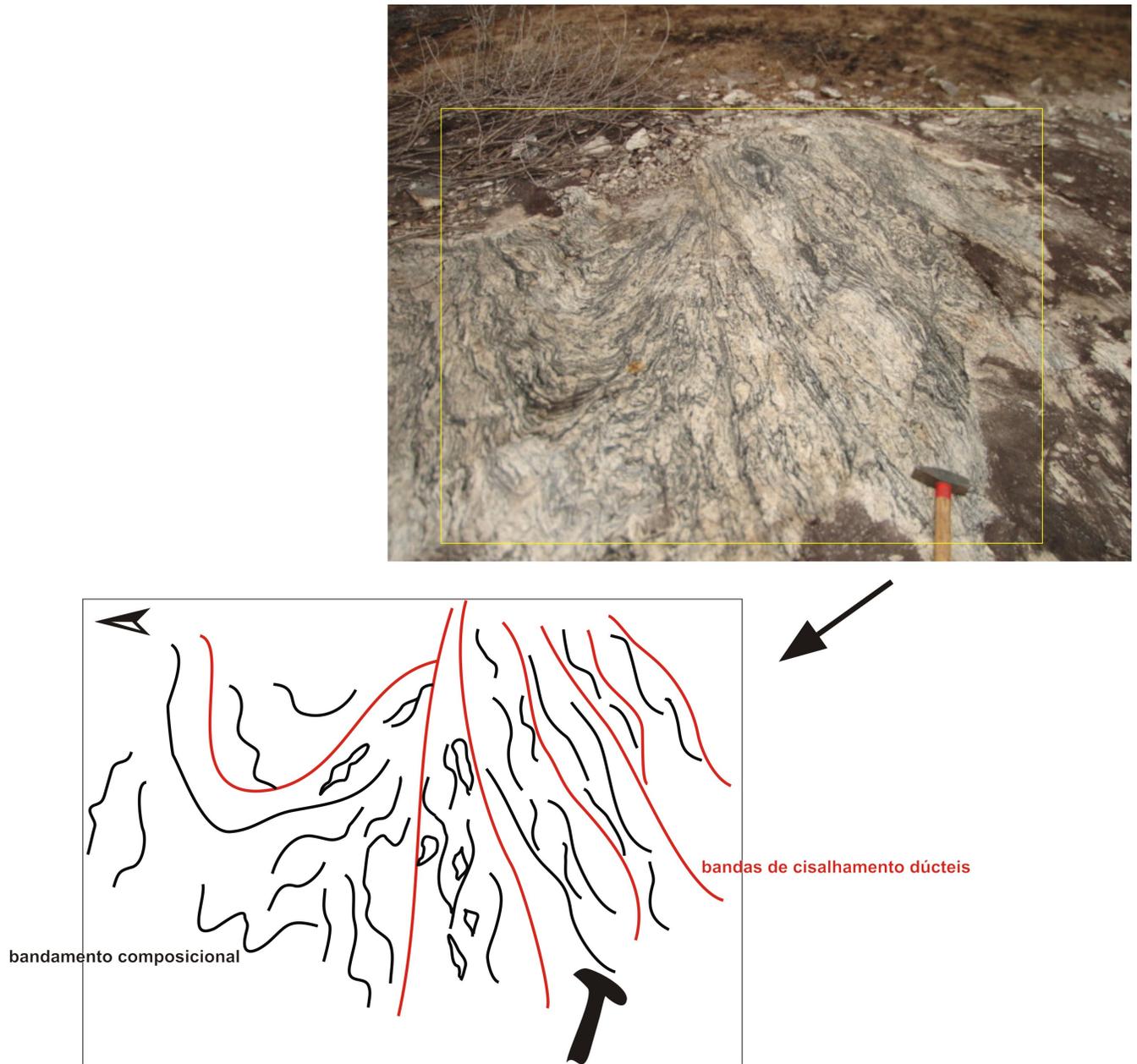


Fig. 7.2: Partição da deformação associada ao bandamento composicional. As bandas de cisalhamento dúcteis mesoscópicas individualizam setores mais deformados ou transpostos de setores onde a deformação é relativamente menos intensa (PT 12).



Fig. 7.3: Truncamento do bandamento composicional por estruturas planares dúcteis-rúpteis como diques félsicos. A partição divide setores pouco deformados, onde o bandamento exhibe ondulações de baixo a médio ângulo (à esquerda da foto), de setores parcialmente transpostos, à direita da foto (PT 04).



Fig. 7.4: Bandamento composicional particionado em álcali-feldspato gnaissse aflorante na porção norte da área em estudo (PT 4).

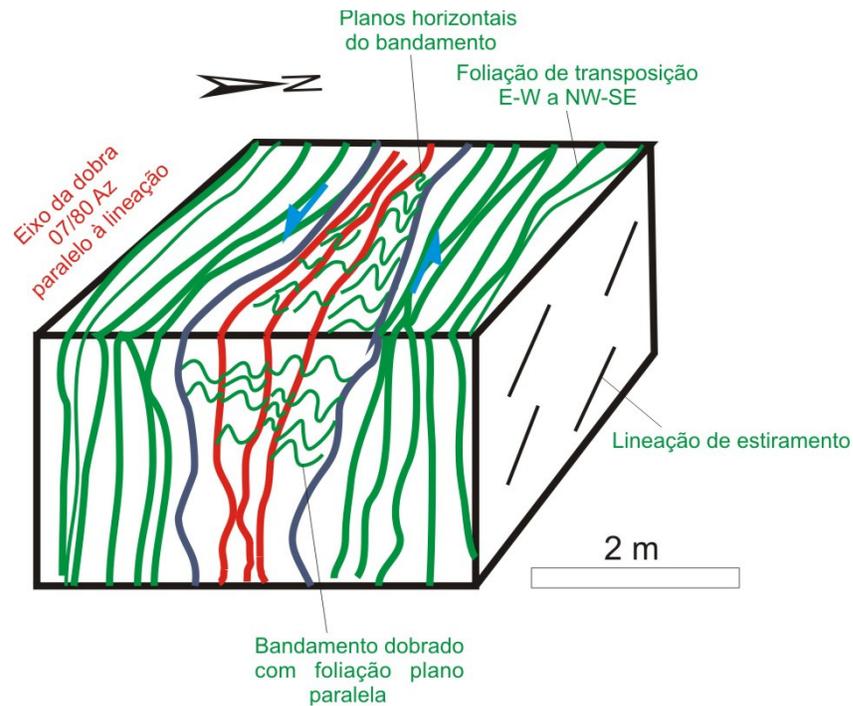


Fig. 7.5: Geometria em 3D do bandamento composicional particionado. Os planos sub-horizontais desta estrutura estão em contato abrupto com planos de alto ângulo. As bandas de cisalhamento causam arrastos sinistrais no bandamento (PT 4).



Fig. 7.6: Banda milonítica observada localmente em tonalito da área mapeada. A recristalização de quartzo e plagioclásio ocorre principalmente nas zonas de contato entre as bandas de cisalhamento dúcteis e o bandamento composicional deformado (PT 12).



Fig. 7.7: Foliação de fluxo magmático vista em sienogranito arcada pela orientação preferencial de clastos grossos de feldspato potássico parcialmente recrystalizados, imersos em matriz quartzo-feldspática fina a média (PT 79).

Em escala de afloramento, os grãos de álcali-feldspato exibem formas subcirculares, prismáticas, subelípticas e sigmóides (Fig. 7.7). Quando os clastos são em sua maioria subesféricos, a rocha exibe pouca orientação preferencial, exceto por alguns poucos cristais subédricos de hábito prismático que definem uma foliação fraca a moderada (Fig. 7.7, Capítulo 5). Os fenocristais subelípticos e sigmóides, por sua vez, caracterizam uma orientação preferencial mais bem definida e podem por vezes exibir evidências locais de recrystalização (Fig. 7.7).

As evidências de partição geométrica da deformação na foliação de fluxo magmático podem ser vistas na gradação de um arranjo subesférico para uma trama orientada definida por trilhas de clastos de álcali-feldspato. A deformação, nesse caso, ocorreu prioritariamente em condições de fluxo em suspensão, onde os cristais de álcali-feldspato foram deformados ainda imersos no magma granítico (Vernon 2000).

7.2.2.2 Foliação Milonítica

Em escala de afloramento, a foliação milonítica ocorre associada com bandas de cisalhamento dúcteis e com o bandamento composicional em um arranjo anastomótico e espaçado (Fig. 7.8). Esta geometria define uma foliação milonítica grossa, onde os setores menos deformados exibem inclinações de baixo e médio ângulo do bandamento composicional, por vezes formando mesodobras suaves a abertas (Fig. 7.9).

Podem ser observados indicadores cinemáticos mesoscópicos, como porfiroclastos rotacionados sinistralmente e assimetria de clastos sigmóides de quartzo e plagioclásio com cinemática sinistral (Fig. 7.9).

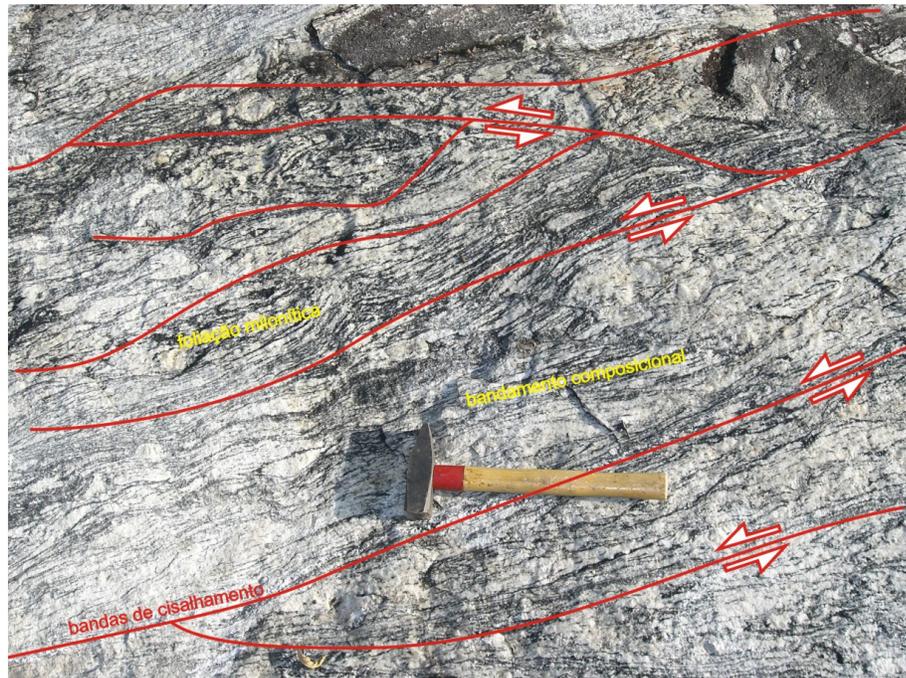


Fig. 7.8: Associação da foliação milonítica com bandas de cisalhamento sinistrais e o bandamento composicional vista em tonalito. O particionamento divide setores onde o bandamento exibe dobras com caimentos rasos a médios, e setores onde o bandamento composicional está completamente transposto, configurando a foliação milonítica em mesoescala (PT 12).



Fig. 7.9: Porfiroclastos de plagioclásio rotacionados sinistralmente vistos nos planos transpostos do bandamento composicional milonítico (PT 12).

7.2.3. Partição em escala de grão: deformação microscópica

7.2.3.1. Bandamento Composicional

Em escala de grão as bandas de cisalhamento dúcteis localizam a deformação nos seus planos e resultam em locais preferenciais para a atuação de mecanismos de deformação de alta temperatura, tais como recristalização dinâmica e recristalização estática (Fig. 7.10). Por outro lado, os domínios internos da rocha exibem texturas e estruturas características de fluxo submagmático (Fig. 7.10), tais como microfraturas em cristais de plagioclásio e presença de grãos de quartzo pouco recristalizados, com contatos curvos e ou lobados (Fig. 7.10, Capítulo 5).

7.2.3.2. Foliação de Fluxo Magmático

As evidências microestruturais observadas, tais como recristalização de álcali-feldspato, orientação de fenocristais de feldspatos sem deformação intracristalina proeminente e imbricação de cristais alongados sem presença de deformação

intracristalina, apontam para deformação em estado magmático a submagmático (Vernon 2000).

A influência da partição da deformação nesse processo é vista no arranjo randômico entre as trilhas de clastos orientados: enquanto alguns granitos exibem trilhas de clastos subesféricos a subelípticos fracamente orientados e sem evidências de deformação intracristalina, em outros pode ser vista imbricação, desenvolvimento da foliação magmática e deformação intracristalina localizada nas trilhas onde os clastos imbricados são vistos com mais freqüência (Fig. 7.11).

7.2.3.3. Foliação Milonítica

Nos planos da foliação milonítica a partição da deformação é vista principalmente nas trilhas de neoblastos de quartzo policristalino, os quais são responsáveis por configurar uma foliação milonítica espaçada (Fig. 7.12).

O espaço microlítico desta trama é ocupado por agregados de quartzo parcialmente recristalizado e clastos de feldspatos (Fig. 7.12).

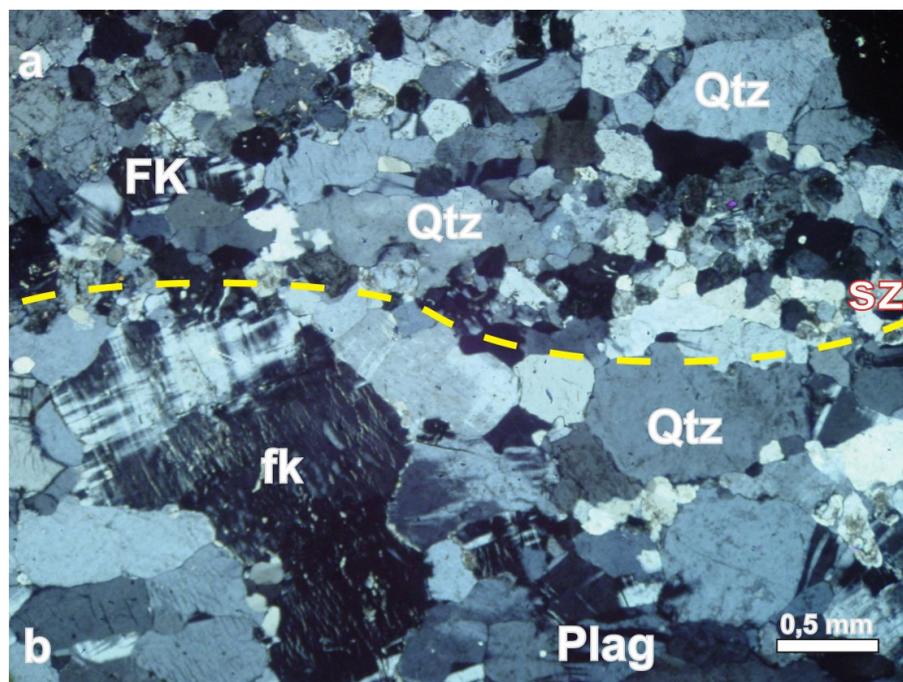


Fig. 7.10: Contato entre setores particionados com intensidades de deformação diferentes. A zona superior (a) exibe grãos com contatos retos e recristalização dinâmica, enquanto que a zona inferior (b) é marcada por grãos parcialmente recristalizados, contatos curvos e/ou lobados, além de cristais que preservam sua forma original. Sz – banda de cisalhamento (PT 12).

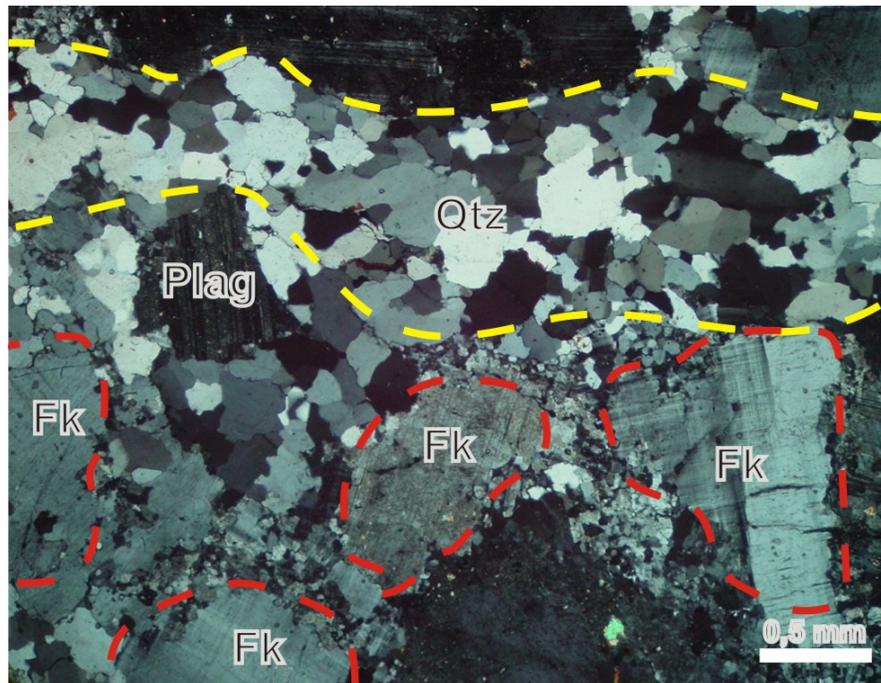


Fig. 7.11: Foliação magmática observada em sienogranito onde são vistas trilhas de clastos de feldspato potássico sem presença de deformação intracristalina aparente. A recristalização ocorre de forma subordinada nas bordas dos cristais de feldspato (PT 71).

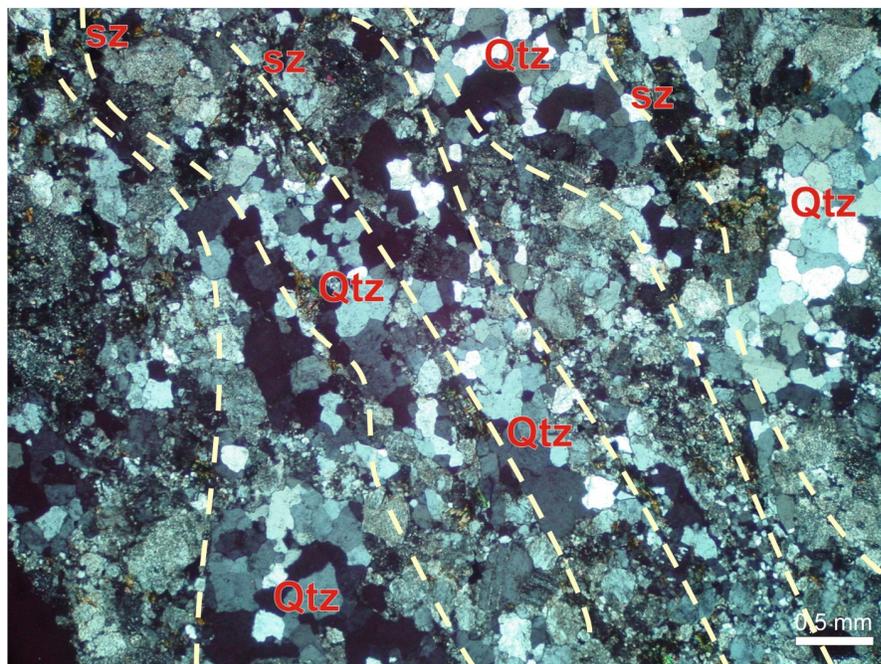


Fig. 7.12: Partição da deformação nos planos da foliação dúctil em álcali-feldspato granito. A acomodação da deformação se localiza principalmente nas trilhas de quartzo neoblástico que individualizam zonas microlíticas de quartzo policristalino. Sz – bandas de cisalhamento (PT 26).

7.3. DISCUSSÃO

O padrão estrutural regional observado na área mapeada mostra-se sob forte influência do particionamento da deformação, o qual é responsável pela divisão de setores com intensidades de deformação e arranjos estruturais diferentes.

Conforme apresentado no Capítulo 4, as rochas mais antigas expostas na área em foco englobam a Suíte TTG, aflorante na porção sul da área mapeada e correspondente às Fácies IV e V (Fig. 7.1). Estas rochas correspondem ao embasamento TTG do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria, composto pelo Complexo Tonalítico Caracol (2948 ± 5 Ma), Trondhjemito Mogno (2871 Ma) e Trondhjemito Água Fria (2864 ± 21 Ma). O Granodiorito Rio Maria ($2874 \pm 9/-10$ Ma), embora não pertença a nenhuma associação TTG, tendo sido gerado a partir de um magma distinto da Suíte TTG (Oliveira et al. 2006), é correlacionado à esta unidade afim de simplificar a discussão acerca da compartimentação da deformação.

Prosseguindo rumo ao norte a área estudada avança dentro dos domínios do Cinturão Itacaiúnas, o qual por sua vez é representado em larga escala pelos granitóides indiferenciados atribuídos ao Complexo Xingu (Araújo & Maia 1991), além dos sienogranitos e álcali-feldspato granitos da Suíte Plaquê (Araújo & Maia 1991).

O Complexo Xingu (2.7 Ga), como atualmente definido, engloba granitóides *lato senso* expostos nas Fácies IV, III, II e I, enquanto que a Suíte Plaquê (2.7 Ga) é vista na forma de corpos alongados e subcirculares inseridos nos domínios das Fácies II e I (Fig. 7.1). Estas rochas são mais novas que o embasamento TTG de Rio Maria, e representam a área limítrofe entre os dois terrenos (Leite et al. 2004; Dall’Agnol et al. 2006).

De acordo com os dados coletados durante este trabalho e a análise geométrica e cinemática realizada por meio das fácies de deformação, pode-se sugerir que a área mapeada exhibe padrões deformacionais indicativos de **partição da deformação e geração de estruturas** nas escalas macroscópica, mesoscópica e microscópica.

Na Fácies V, a qual engloba a Suíte TTG, tida como a unidade mais antiga investigada nesta pesquisa, o bandamento composicional e a foliação magmática de fluxo sugerem que os principais mecanismos de deformação atuantes na geração de

tais estruturas foram **fluxo magmático e submagmático** (Vernon 2000; Paterson et al. 1998).

A atuação destes mecanismos pode ser vista na segregação de níveis máficos e félsicos sem deformação cristalina aparente, orientação preferencial de forma de cristais prismáticos de álcali-feldspato, trilhas de clastos subesféricos de feldspato não deformado, trilhas de clastos de álcali-feldspato orientados e sem deformação intracristalina, e recristalização localizada na borda de cristais de quartzo em contato com feldspato (Capítulo 5, Fig. 5.24; Capítulo 6; Figs. 7.4; 7.5; 7.6 e 7.8).

A atuação destes dois mecanismos foi responsável pela segregação dos minerais na forma do bandamento composicional e da orientação preferencial de forma de cristais de feldspato potássico sem deformação cristalina aparente (Capítulo 5, Capítulo 6).

As Fácies IV e III representam as zonas de transição entre regimes dominados por fluxo magmático e submagmático, e regimes dominados por deformação em estado sólido (Capítulo 5; Capítulo 6; Fig. 7.1).

À medida que se avança rumo ao norte da área mapeada, o bandamento composicional assume gradativamente o caráter de transposição, o qual é observado em arrastos dos planos do bandamento e rompimento das charneiras das dobras por meio da nucleação de bandas de cisalhamento dúcteis (Fig. 5.3; Capítulo 5). Estas bandas de cisalhamento têm reflexo em escala regional, onde podem ser vistos lineamentos regionais associados com mergulhos altos da foliação e caimentos rasos da lineação (Fig. 6.1; Capítulo 6). Em escala microscópica, podem ser observadas estruturas características tanto de fluxo submagmático quanto de fluxo em estado sólido (Capítulo 5, item 5.4; Capítulo 6).

A orientação de cristais de feldspato com evidências de deformação intracristalina localizada, microfraturas em cristais de plagioclásio em contato com quartzo recristalizado, subgrãos de quartzo, quartzo fitado orientado, pertitas em chama e orientação preferencial de clastos sigmóides de feldspatos e grãos recristalizados de quartzo (Capítulo 5, item 5.4), sugerem que a deformação por fluxo magmático e submagmático ocorreu em associação com contribuições discretas da deformação em estado sólido (Paterson et al. 1998, Vernon 2000).

Esta contribuição entre deformação por fluxo submagmático e deformação em estado sólido ocorre por meio de bandas de cisalhamento, as quais podem servir como planos de localização da deformação (Fig. 7.2). Nestes, a acumulação de *strain* promove recristalização de tramas originalmente não-deformadas (Vigneresse & Tikoff 1999; Pawley & Collins 2002; Paterson et al. 1998).

Nas fácies II e I o mecanismo de deformação atuante na geração das tramas foi o **fluxo em estado sólido** (Vernon 2000), visto na orientação preferencial de trilhas de quartzo neoblástico, presença freqüente de tramas de minerais achatados e estirados, recristalização de plagioclásio, texturas manto-núcleo e bandas de cisalhamento definindo espaços microlíticos caracterizados por diferentes granulações de quartzo (Capítulo 5, item 5.4; Capítulo 6; Fig. 7.9; 7.10 e 7.11).

A regularidade e paralelismo das tramas planares tanto em escala de afloramento quanto em escala de mapa evidencia uma interação entre os mecanismos de deformação atuantes quando da colocação dos granitos e a deformação em escala regional (Pawley & Collins 2002). A interferência entre os campos de deformação dos plútons e a deformação em caráter regional influencia na diferenciação das tramas tectônicas observadas (Pawley & Collins 2002).

7.3.1 Partição Cinemática em Escala Macroscópica

A análise de fácies realizada na área em estudo revela um padrão deformacional heterogêneo marcado por transpressão sinistral particionada em deslocamentos direcionais e componentes de compressão oblíqua (Fig. 7.1).

O caráter heterogêneo desta deformação pode ser entendido como reflexo das diferentes intensidades de *strain* observadas ao longo das fácies de deformação (Fig. 7.1), as quais registram incrementos distintos das intensidades de deformação dentro do contexto regional.

As fácies V e IV registram principalmente a componente de compressão oblíqua a frontal da deformação transpressiva, com transporte de massas tectônicas a partir do quadrante NE (Fig. 7.1; Capítulo 6, Fig. 6.1). Estes dois domínios de fácies apresentam em geral tramas tectônicas de achatamento e poucos indicadores cinemáticos de sentido de cisalhamento (Fig. 7.1; Capítulo 6, Figs. 6.6 e 6.7). As evidências coletadas

para estas duas fácies apontam para deformação compressiva associada com uma componente localizada de cisalhamento sinistral (Capítulo 6, Fig. 6.7; Fig. 7.1).

O domínio de Fácies III caracteriza-se como a zona de transição entre duas regiões distintas inseridas na área estudada: i) um setor marcado por tramas de achatamento, ou predominância da componente compressiva da transpressão, e ii) outro setor onde as tramas tectônicas estão fortemente transpostas, com maior influência da componente direcional da transpressão particionada (Fig. 7.1).

Neste sentido, a fácies III exhibe mecanismos de deformação e componentes deformacionais característicos dos dois setores observados na área em foco. As tramas tectônicas da Fácies III possuem sua gênese marcada tanto por mecanismos de fluxo magmático quanto por mecanismos de deformação em estado sólido (Fig. 7.1; item 7.3).

As componentes deformacionais envolvidas na deformação transpressiva também se mostram associadas na Fácies III, onde podem ser observados tanto a cinemática transcorrente quanto deslocamentos verticais em escala regional (Fig. 7.1).

Os domínios de Fácies II e I são marcados pela atuação da componente direcional da transpressão sinistral, a qual define paralelismo regular das feições planares e lineares e ampla atuação do mecanismo de fluxo plástico na geração das estruturas e tramas tectônicas (Vernon 2000; Paterson et al. 1998).

As principais características estruturais da deformação atuante na área em foco podem ser assim resumidas:

- Na porção sul, a qual engloba as Fácies V e IV, as estruturas e tramas tectônicas foram geradas principalmente por meio de fluxo magmático e submagmático em regimes de deformação compressivos com influência discreta de componentes direcionais.

- A Fácies III representa a área de transição entre dois setores particionados. Esta fácies engloba mecanismos de fluxo magmático e fluxo plástico, além de componentes transcorrentes associados com deslocamentos verticais.

- As Fácies II e I marcam a predominância da componente direcional da deformação transpressiva, com transposição das estruturas e tramas tectônicas e ampla atuação do mecanismo de fluxo plástico.

8 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

8.1. EVOLUÇÃO ESTRUTURAL

A história tectônica da região de Xinguara se deu principalmente durante o Arqueano, envolvendo compartimentação da deformação e geração de diferentes estruturas, tanto em estágio magmático quanto em estado sólido.

O contexto regional da área em foco consiste em um terreno granito-*greenstone* marcado pela presença de um arcabouço de zonas de cisalhamento regionais (Capítulo 7, fig. 7.1). Estas zonas são responsáveis pela geração das tramas tectônicas, além de servirem como condutos ou canais para migração e ascensão de magmas graníticos em profundidade (Tikoff & Fossen 1999, Pawley & Collins 2002; Brown & Solar 1999).

De acordo com os dados obtidos neste trabalho e as referências anteriormente publicadas, a seguinte história evolutiva é proposta para o terreno arqueano exposto na região.

Como primeiro evento registrado, tem-se a colocação dos granitóides cálcicos de natureza tonalítica, atribuídos à Suíte TTG. Estes granitos se colocaram em uma protocrosta arqueana com características predominantemente dúcteis onde coexistiam material granítico e rochas vulcânicas máficas (Leite et al. 2004).

A organização geométrica destas rochas, em um contexto prévio à atuação da deformação transpressiva provavelmente exibiu padrões similares à geometria de “domos e quilhas” observada em terrenos granito-*greenstone* típicos do Arqueano (Choukroune et al. 1997).

As estruturas e tramas tectônicas relacionadas a essa fase inicial exibem evidências de achatamento coaxial e atuação de componentes de cisalhamento simples de forma subordinada.

Neste primeiro estágio ocorreu a geração do bandamento composicional e da foliação magmática de fluxo sob influência predominante de fluxo em suspensão, além da atuação de fluxo plástico de forma subordinada (Vernon 2000; Paterson et al. 1998).

Posteriormente à colocação dos granitos da Suíte TTG, a deformação conduzida por convergência regional passou a exercer maior influência sobre a geração das estruturas observadas nas rochas expostas.

Houve nucleação de zonas de cisalhamento em arranjos anastomóticos regionais, os quais truncaram e conseqüentemente deformaram de forma indiscriminada os granitóides expostos na área mapeada (Capítulo 7, fig. 7.1).

A partir da atuação destas zonas de cisalhamento, houve retrabalhamento das rochas, estruturas e tramas do embasamento anteriormente observado.

Durante este evento termotectônico foram colocados os granitos alcalinos, os monzogranitos e os sienogranitos observados nas porções sul, central e norte da área em foco (Capítulo 7, fig. 7.1).

As tramas tectônicas observadas nestas rochas são caracterizadas por bandamento composicional, foliação magmática de fluxo e foliação milonítica. De acordo com o mapa de fácies da área estudada, a foliação milonítica é dominante no setor norte da área, enquanto que o bandamento composicional e a foliação magmática são mais bem observados a partir da porção centro-sul em direção ao sul da área (Capítulo 7, fig. 7.1).

Este fato pode ser explicado pela partição da deformação associada com as zonas de cisalhamento regionais. No setor sul, as zonas de cisalhamento se projetaram sobre granitos previamente colocados em regime predominantemente compressivo. A partir da área correspondente à Facies III em diante, o material granítico observado é resultado de retrabalhamento tectônico em decorrência da presença das zonas de cisalhamento regionais. Estas zonas de cisalhamento serviram seletivamente como condutos para a colocação dos granitóides sintectônicos de aspecto migmatítico, os quais por sua vez registram maior atuação das componentes direcionais da deformação transpressiva.

A transpressão sinistral ocorre de forma particionada na área em foco. Na porção sul (nos domínios da fácies V e IV), a mesma é marcada por componentes compressivas e oblíquas incidentes sobre as rochas da Suíte TTG. A partir da porção central (fácies III) em direção ao norte da área (fácies II e I), os deslocamentos

transcorrentes são predominantes e as rochas deformadas constituem granitos alcalinos e sienogranitos miloníticos.

Neste contexto, pode-se dizer que as rochas da Suíte TTG pré-datam a deformação transpressiva regional, enquanto que os granitos alcalinos amplamente expostos na área em estudo são contemporâneos às zonas de cisalhamento regionais nucleadas durante atuação da transpressão sinistral particionada.

De acordo com Choukroune et al. (1997), a deformação em terrenos granito-*greenstone* envolve duas fases principais: i) a primeira é marcada por tectônica vertical e atuação de forças de volume, observadas a partir dos processos de diapirismo e sagdução, além da geometria em “domos e quilhas”; e ii) a segunda fase corresponde à atuação de encurtamento horizontal pós-diapirismo, responsável por transposição das tramas tectônicas anteriormente formadas a partir de processos de migmatização, metamorfismo e milonitização. A geometria em feixes anastomóticos limitados por zonas de cisalhamento é característica deste estágio.

Com base nesses argumentos, pode-se dizer que a partição da deformação transpressiva na área mapeada ocorre associada com os diferentes estágios da evolução estrutural de terrenos granito-*greenstone* arqueanos.

A colocação dos granitos cálcicos da Suíte TTG corresponde ao primeiro estágio da evolução arqueana, onde as componentes compressivas e obliquas são predominantes e os mecanismos de deformação atuantes são caracterizados por fluxo magmático.

A nucleação das zonas de cisalhamento regionais e conseqüente colocação dos granitos alcalinos com intensidades de deformação variáveis, indo desde sienogranitos miloníticos até álcali-gnaisses moderadamente deformados, sugere que a partir da porção central da área em estudo, rumo ao norte da mesma, a deformação transpressiva sofreu particionamento das componentes de compressão e cisalhamento. Nos setores central e norte, a componente direcional é predominante.

A concordância entre a organização geométrica dos granitos, o paralelismo das feições tectônicas ao longo de toda a área e a atitude das estruturas e tramas tectônicas observadas nos diferentes tipos rochosos permite sugerir que a deformação atuante na geração das rochas e tramas tectônicas se deu de forma progressiva,

particionada ao longo da área em componentes de compressão e cisalhamento simples.

Os deslocamentos verticais observados nas fácies analisadas são evidências adicionais à hipótese do particionamento da deformação transpressiva. A atuação conjunta de componentes direcionais associadas com deslocamentos verticais é característica dos modelos de transpressão discutidos por Tikoff & Fossen (1998), Robin & Cruden (1994), Tikoff & Fossen (1995), entre outros.

A figura 8.1 apresenta um modelo de evolução transpressiva particionada para a área em estudo.

8.2. IMPLICAÇÕES PARA O QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL

A área desta pesquisa está inserida em uma região dita como “zona de contato” entre dois terrenos arqueanos distintos (Dall’Agnol et al. 2006; Leite et al. 2004): (1) o Terreno Granito-*greenstone* de Rio Maria, exposto na porção sul; e (2) o Cinturão Itacaiúnas, com seus domínios observados em direção ao norte da área.

Os trabalhos desenvolvidos até o presente momento discutem a evolução destes dois terrenos de forma distinta e individualizada, com base principalmente em informações petrológicas e dados geocronológicos (Dall’Agnol et al. 2006; Oliveira et al. 2006; Leite et al. 2004; Gomes 2003; Sardinha 2002; Althoff et al. 2000).

Trabalhos mais recentes têm ressaltado a importância estrutural da evolução de tais terrenos com base em estudos das relações tectônicas entre os supostos limites dos mesmos (Lima 2002; Oliveira 2002; Sardinha 2002; Gomes 2003, Viegas 2007; Cavalcante 2007; Cavalcante et al. 2007).

Atualmente, considera-se que a evolução do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria se deu de forma independente da evolução do Cinturão Itacaiúnas (Dall’Agnol et al. 2006). Os dados disponíveis para esta região indicam que a estabilidade tectônica do terreno se deu antes de 2.7 Ga, que é a idade admitida para os granitos do Complexo Xingu, principal unidade exposta nos domínios do Cinturão Itacaiúnas correspondente à área estudada, e correlacionável a outros plútons já estudados nas proximidades, tais como Complexo Granítico Estrela, Granito Serra do Rabo, Suíte Plaquê, Granito Planalto, etc (Araújo & Maia 1991, Barros 1997, Dall’Agnol et al 2006).

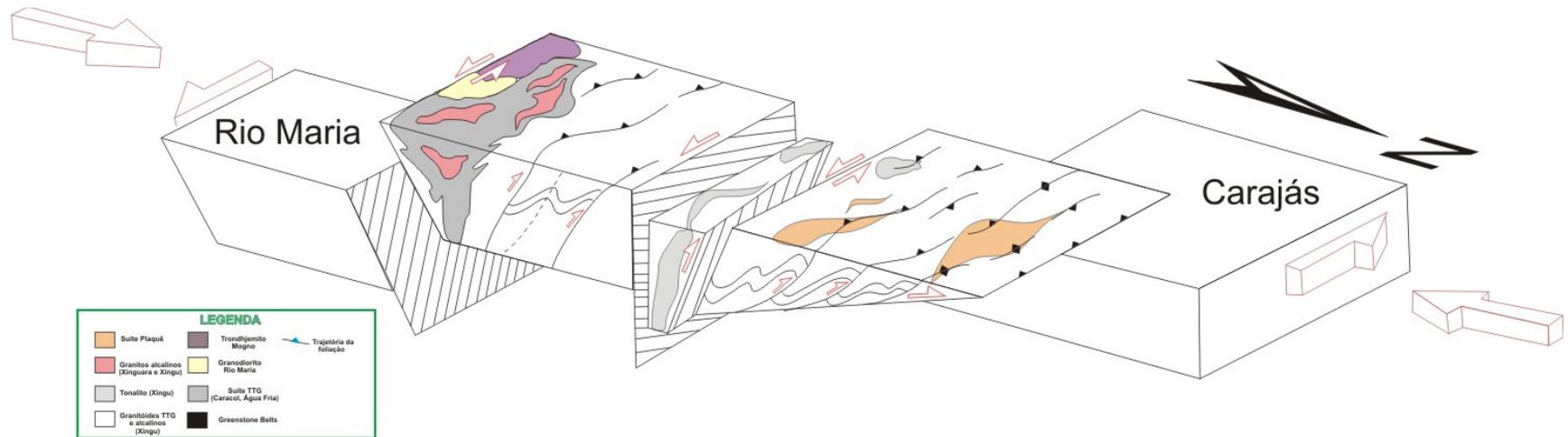


Fig. 8.1: Modelo hipotético ilustrando a evolução transpressiva particionada da área em estudo. Os deslocamentos verticais observados ao longo da área ocorrem associados com as componentes transcorrentes da deformação.

Adicionalmente, propostas de evolução da crosta arqueana na região de Xinguara por vezes consideram a presença de ambientes de subducção envolvidos na gênese, migração e colocação de granitos, a exemplo do Granito Xinguara (Leite et al. 2004). Segundo tais abordagens, movimentos de colisão entre crosta oceânica e crosta continental parcialmente rígida ocorreram entre 2.95 e 2.86 Ga, anteriores à idade obtida para as rochas do Cinturão Itacaiúnas (Leite, et al. 2004).

De acordo com os dados obtidos nesta pesquisa, pode-se supor que a evolução tectônica dos dois terrenos se deu a partir de padrões deformacionais progressivos com características heterogêneas ao longo da área.

A área estudada localiza-se sobre o suposto limite entre os dois terrenos arqueanos, como considerado por alguns autores (Dall’Agnol et al. 2006). No mapa da figura 7.1, o limite entre os dois terrenos, como sugerido por Dall’Agnol et al. (2006), estaria localizado aproximadamente na posição do contato entre as Fácies V e IV.

A posição do limite tectônico entre os dois terrenos arqueanos abordados tem sido questionada em pesquisas mais recentes, as quais consideram um prolongamento para norte dos atuais domínios cartográficos do Terreno Granito-*greenstone* de Rio Maria (Viegas 2007; Cavalcante 2007; Cavalcante et al. 2007).

De acordo com os dados obtidos neste trabalho, pode-se sugerir que a suposta evolução diferenciada entre os dois terrenos arqueanos não encontra suporte nas evidências estruturais disponíveis na área em estudo.

A colocação de granitos TTG em uma protocrosta arqueana posteriormente afetada pela nucleação de redes de zonas de cisalhamento regionais indica que a evolução do Terreno Granito-*greenstone* de Rio Maria compreendeu os dois estágios da evolução típica de terrenos granito-*greenstone* arqueanos (Choukroune et al. 1997; Bouhallier et al. 1993).

O primeiro estágio, marcado pela atuação de forças de volume, é observado na colocação dos granitos TTG expostos nos domínios das Fácies V e IV. A deformação nestas duas fácies é predominantemente compressiva, com participação subordinada de componentes direcionais em escala macroscópica.

A nucleação de zonas de cisalhamento dúcteis representa um evento regional, o qual ocorreu associado com retrabalhamento tectônico, migmatização e milonitização

em escala regional. Deste evento resultou a colocação de granitos cálcio-alcálicos, representados tanto pelo Granito Xinguara quanto pelos granitóides localizados dentro dos domínios do Complexo Xingu, além de transposição das tramas tectônicas planares previamente formadas durante os estágios iniciais da evolução do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria.

O Granito Xinguara é datado em 2.87 Ga, enquanto que a idade mínima admitida para as rochas do Complexo Xingu é de 2.7 Ga (Leite et al. 2004; Silva et al. 1974; ver Capítulo 3 para maiores detalhes). Nesse sentido, o intervalo de idade restrito entre essas duas unidades pode ser considerado como uma evidência adicional à hipótese de um único evento deformacional para a geração dos plútons cálcio-alcálicos e alcálicos expostos na área em estudo. Contudo, a hipótese de sucessivos eventos de plutonismo e compressão não deve ser descartada, tendo em vista as diferentes idades e pulsos magmáticos marcados a partir de dados geocronológicos, petrológicos e geoquímicos (Althoff et al 2000; Dall’Agnol et al 2006).

Os padrões deformacionais concordantes ao longo da área em estudo são indicativos de continuidade dos processos deformacionais a partir de progressão da deformação. Sendo assim, as idades diferentes para as rochas expostas nos dois terrenos provavelmente refletem sucessivos episódios de colocação de plútons graníticos em um mesmo evento termotectônico.

Pode-se sugerir que os granitos TTG são as principais fontes geradoras de magma para a geração dos granitos alcálicos atribuídos ao Complexo Xingu e Suíte Plaqué, além de estarem envolvidos na gênese do Granito Xinguara (Leite, 2001).

De acordo com Leite (2001), o magma gerador do Granito Xinguara ascendeu a partir de fraturas crustais profundas e foi colocado por meio do mecanismo de *balloning*.

Com efeito, os dados levantados neste trabalho estão em concordância com esta hipótese. Porém, ao invés de inferir falhas profundas como principais condutos para a ascensão do magma gerador do Granito Xinguara, as zonas de cisalhamento mapeadas ao longo de toda a área parecem mais adequadas para explicar o mecanismo de colocação do granito em questão.

Contudo, essa hipótese deve ser abordada com cautela, tendo em vista o fato de o Granito Xinguara, embora possuindo caráter sintectônico, não esteja deformado de

forma pervasiva e no mesmo sejam observadas feições tectônicas geradas sob atuação de mecanismos de fluxo magmático.

Estas evidências podem ser explicadas a partir dos processos de partição da deformação. No momento de colocação do Granito Xinguara, as zonas de cisalhamento estavam em estágio de nucleação, e as mesmas podem ter servido como canais para fluxo de material magmático em altas temperaturas.

Com base nesta interpretação, as zonas de cisalhamento regionais que afetaram o Granito Xinguara podem ser entendidas como zonas de cisalhamento sinmagmáticas, e para as mesmas pode ser inferida uma idade mínima de nucleação, similar à idade de colocação do plúton Xinguara: 2.87 Ga (Leite et al. 2004).

Pode-se sugerir que os eventos termotectônicos iniciais na evolução do Terreno Granito-*greenstone* de Rio Maria, compreendendo a atuação de forças de volume, diapirismo e sagdução, ocorreram antes de 2.87 Ga. A partir desta idade, as zonas de cisalhamento começaram a se desenvolver e a área como um todo foi submetida à deformação por encurtamento crustal horizontal.

Esta deformação tangencial foi responsável pelo retrabalhamento das tramas do embasamento, geração de estruturas por meio de fluxo plástico e colocação de granitos sintectônicos através das zonas de cisalhamento direcionais, as quais serviram de condutos para ascensão do magma félsico retrabalhado a partir dos plútons TTG.

A análise estrutural realizada nesta pesquisa está de acordo com a interpretação sugerida por Viegas (2007), Cavalcante (2007) e Cavalcante et al. (2007), a qual defende a hipótese de o Cinturão Itacaiúnas representar um prolongamento para norte dos atuais domínios do Terreno Granito-*greenstone* de Rio Maria.

Os dados obtidos neste trabalho se constituem em evidências adicionais para esta hipótese. A questão do posicionamento do limite tectônico e a presença de ambientes de subducção na área de transição entre os dois terrenos parecem pouco prováveis, face à hipótese da atuação de zonas de cisalhamento transpressivas regionais sobre as rochas da área em estudo.

8.3. COMENTÁRIOS FINAIS

A deformação atuante na região de Xinguara é marcada por transpressão sinistral particionada em deslocamentos verticais e componentes de cisalhamento simples, as quais foram responsáveis pela colocação de diversos plútons graníticos e geração de tramas tectônicas a partir de mecanismos de fluxo magmático e plástico.

A deformação transpressiva particionada em zonas de cisalhamento regionais sugere que os atuais limites do Terreno Granito-*greenstone* de Rio Maria sejam estendidos em direção a norte, tendo em vista: a concordância e paralelismo das tramas tectônicas; a transição gradual de domínios menos deformados para domínios mais deformados; a evolução decrescente das idades dos granitos expostos ao longo da área em estudo, o que sugere sucessivos episódios de retrabalhamento das rochas; e a partição da deformação em componentes de cisalhamento puro e cisalhamento simples. Estes dados permitem sugerir que parte da porção sul da Serra dos Carajás foi afetada por transpressão sinistral particionada.

Esta deformação obliterou as feições pré-existentes e foi responsável por configurar um arranjo geométrico marcado por feixes anastomóticos de zonas de cisalhamento sinmagmáticas, as quais evoluíram até o estágio plástico. Tais zonas serviram como condutos para a migração e ascensão de magmas graníticos, além de estarem associadas a eventos de migmatização e milonitização em escala regional.

Os padrões graduais e concordantes da disposição geométrica das feições planares e lineares observadas em escala de mapa sugerem que a deformação observada tanto nos domínios do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria quanto na área interna do Cinturão Itacaiúnas não deve ser tratada de forma dissociada.

Os dados obtidos neste trabalho apontam para uma deformação progressiva envolvendo partição cinemática em zonas de cisalhamento regionais associadas a sucessivos eventos de retrabalhamento tectônico, geração de tramas e colocação de plútons.

Dessa forma, o Cinturão Itacaiúnas possivelmente representa um fragmento do Terreno Granito-*greenstone* de Rio Maria intensamente retrabalhado por meio da deformação transpressiva particionada, nos estágios finais da evolução de terrenos granito-*greenstone* arqueanos.

9 CONCLUSÕES

De acordo com os dados apresentados neste trabalho, podem-se enumerar os seguintes tópicos conclusivos acerca do arranjo tectônico para as rochas aflorantes na área mapeada:

- O mapeamento estrutural realizado na região permitiu a identificação de unidades geológicas individualizadas em i) Suíte TTG, ii) granitos alcalinos e iii) rochas máficas.
- Estas rochas estão deformadas por transpressão sinistral particionada, a qual individualiza setores onde predomina deformação por cisalhamento puro, vista em componentes compressivas frontais a obliquas, e setores onde pode ser observada dominância da deformação por cisalhamento simples, na forma de componentes de cisalhamento transcorrente.
- A deformação transpressiva mostra-se particionada ao longo da área mapeada, individualizando setores com intensidade deformacional moderada, expressos na forma de ondulações do bandamento composicional e dobras no mesmo, além de setores onde as estruturas exibem alto grau de transposição, com o desenvolvimento de tramas fortemente paralelizadas e orientadas segundo a direção E-W a NW-SE.
- A análise de fácies de strain permitiu individualizar cinco domínios de fácies de deformação, os quais exibem diferentes padrões geométricos da foliação e lineação, além de indicadores cinemáticos que sugerem sentidos de cisalhamento diferentes ao longo da área investigada e, conseqüentemente, partição geométrica e cinemática no que diz respeito à geração das estruturas e tramas tectônicas observadas nas rochas.
- As fácies V e IV, localizadas ao sul da área mapeada, são as fácies dominadas pela componente compressiva da transpressão sinistral. Nestas fácies os deslocamentos são predominantemente verticais e as estruturas e tramas tectônicas foram formadas a

partir de mecanismos de fluxo magmático a submagmático, com contribuição subordinada da deformação em estado sólido.

- A fácies III, na porção central da área, representa uma “fácies de transição” entre dois domínios reológicos distintos: o domínio de estruturas geradas por fluxo magmático, a sul, e o domínio onde são predominantes as tramas tectônicas típicas de fluxo plástico, a norte. Com efeito, a fácies III exhibe uma conjugação dos dois mecanismos supracitados, além de representar uma zona de partição cinemática, onde pode ser observada a presença tanto de componentes de compressão quanto de componentes de cisalhamento transcorrente afetando as rochas expostas.

- As fácies II e I são dominadas por tramas transpostas e altos ângulos da foliação associados com caimentos rasos da lineação de estiramento, os quais sugerem que estas duas fácies representam principalmente a componente transcorrente sinistral da transpressão. As estruturas e tramas tectônicas observadas apontam para gênese a partir de deformação em estado sólido.

- A evolução tectônica da área compreende dois eventos termotectônicos principais: i) geração de granitos TTG em uma protocrosta arqueana, e ii) nucleação de zonas de cisalhamento regionais, as quais promoveram retrabalhamento das rochas e tramas tectônicas observadas, além de servirem como condutos para a ascensão de plútons alcalinos gerados a partir do retrabalhamento da crosta TTG inicial.

Neste sentido, os dados obtidos apontam para um caminho de deformação progressiva atuante sobre as rochas expostas nos dois terrenos arqueanos considerados. A evolução estrutural dos mesmos se deu a partir de diferentes intensidades deformacionais, as quais são ocasionadas pela partição da deformação em escala regional. Este processo de partição é observado nas escalas macroscópica, a partir das diferenças no padrão cinemático, em escala mesoscópica, onde podem ser vistas tramas geradas sob atuação de fluxo magmático e tramas originadas a partir de fluxo plástico, e em escala de grão, a partir dos diferentes mecanismos de deformação atuantes nas rochas estudadas.

- A distinção entre os dois terrenos considerados e o possível posicionamento de um limite tectonoestratigráfico entre os mesmos pode ser discutida a partir dos processos de partição da deformação que atuaram sobre a configuração geométrica e cinemática da área em foco.

A diferença entre as idades observadas nos dois terrenos considerados refletem diferentes momentos da evolução estrutural progressiva da área. Na porção sul da mesma, onde as idades são mais antigas (~2.9 Ga), as rochas exibem principalmente evidências da atuação da componente compressiva da transpressão e tramas geradas em meio magmático e submagnético.

Na porção norte, a componente direcional da transpressão é mais expressiva e conseqüentemente ocorre retrabalhamento do embasamento TTG, colocação de granitos alcalinos e geração de tramas características de fluxo em estado sólido.

- As idades mais jovens para a porção norte da área mapeada refletem o retrabalhamento intenso gerado pela transpressão sinistral particionada. A diferença nos mecanismos responsáveis pela geração das tramas, envolvendo fluxo magmático e fluxo plástico, são evidências adicionais a esta hipótese.

- Dessa forma, a atuação da transpressão sinistral particionada sugere que a área como um todo compreende um único terreno arqueano, o qual exhibe particionamento geométrico, cinemático e diferenciação nos mecanismos responsáveis pela geração das estruturas e tramas tectônicas observadas.

A investigação geocronológica associada com a análise de fácies de deformação e estudos petrológicos complementares constitui a ferramenta mais adequada para caracterizar as unidades geológicas expostas e datar os diferentes eventos de magmatismo e geração das tramas tectônicas observadas.

REFERÊNCIAS

- ADAMS, A. E.; MACKENZIE, W. S.; GUILFORD, C., 1984. Atlas of Sedimentary Rocks under the microscope. Longman Scientific & Technical. 104 pp.
- ALMEIDA, F. F.; MELCHER, R. C.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. & VANDOROS, 1: 1967. Radiometric age determinations from Northern Brazil. Bol. SBG. São Paulo, 17 (1): 3-14.
- 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.
- ALLMENDINGER, R. W. 1999. Introduction to Structural Geology, CORNELL UNIVERSITY, Ithaca , NY (rdwal@cornell.edu).
- ALTHOFF, F. J.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z. S., 1991. Região de Marajoara-SE do Pará: prolongamento de terrenos arqueanos de Rio Maria ou retrabalhamento? SIMPOSIO GEOLOGIA AMAZONIA, 3. Anais Belém, 1991. Belém, SBG, 1: 130-141.
- 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 Research, 104:187-206.
- AMARAL, G., 1974. Geologia pré-cambriana da região Amazônica. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, p.212. (Unpublished dissertation).
- AMARAL, G.; HALPERN, M., 1975. K/Ar and Rb/Sr age studies on the extensive Precambrian volcanism of the Brazilian Amazon region. CONFERENCIA GEOLOGIA INTERGUIANAS. Anais, Belém, 1975, Belém, DNPM, 1: 291-294.
- AMEEN, M.S., 1995. Fractography: fracture topography as a tool in fracture mechanics and stress analysis. Londres. p.240. (Geological Society Special Publication, 92).
- ANHAEUSSER, C. R.; MASON, R.; VILJOEN, M. J.; VILJOEN, R. P., 1969. Reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. *Bull. Geol. Soc. Am.* 80, 2175-2200.
- ARAÚJO, O.J.B. de; MAIA, R.G.N.; JORGE JOÃO, X. da S. e COSTA, J.B.S., 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 1., Anais..., Belém. p. 324-338.
- ARAÚJO, O.J.B. de, and 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, Brasília, 136p.
- AVELAR, V.G.; 1996. Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia oriental. UFPA, Belém, 149 p. (Dissertação de Mestrado).
- AVELAR, V. G.; LAFON, J. M.; CORRREIA JR., F. C.; MACAMBIRA, E. M. B., 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: Novos dados geocronológicos. *Rev. Bras. Geoc.* 29 (4), 453-460.
- BARBOSA, O.; RAMOS, J.R.de A.; GOMES, F. de A. and HELMBOLD, R., 1966. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia". Monografia da DGM, unpublished, Rio de Janeiro, 94p.
- 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.
- BARROS, C. E. M.; MACAMBIRA, M. J. B.; BARBEY, P.; SCHELLER, T., 2004. Dados isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: implicações petrológicas e tectônicas. *Rev. Bras. Geoc.* 34 (4), 531-538.
- 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. and TREMAINE, J.W., 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 3, p. 215-242.
- BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P.; JEGOUZO, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation in granites: the example from South Armorican Shear Zone. *Journ. Struct. Geol.*, 1, 31-42.
- BICKLE, M. J.; BETTENEY, L. F.; BOULTER, C. A.; BLAKE, T. S.; GROVES, D. I., 1980. horizontal tectonic interaction of an Archaean gneiss belt and greenstones, Pilbara block, Western Australia. *Geology*, 8, 525-529.
- BOUHALLIER, H.; CHOUKROUNE, P.; BALLÉVRE, M., 1993. Diapirism, Bulk Homogeneous Shortening and Transcurrent Shearing in the Archaean Dharwar Craton: the Holenarsipur area, southern India. *Precamb. Res.*, 63, pp. 43-58.
- BROWN, M.; SOLAR, G. S., 1999. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm. *Tectonophysics*, 312, 1, 1-33.

- CAVALCANTE, G. C. G., 2007. Mapeamento Estrutural das rochas vulcânicas e graníticas adjacentes ao Garimpo Canadá, Sul da Serra dos Carajás (PA). Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia). Universidade Federal do Pará. 99 pp.
- CAVALCANTE, G. C. G.; VIEGAS, L. G. F.; PINHEIRO, R. V. L., 2007. Posicionamento Tectonoestratigráfico das Rochas Vulcânicas e Graníticas Adjacentes ao Garimpo Canadá, a Sul da Serra dos Carajás (PA). In: XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e V International Symposium on Tectonics of the SBG. Natal (RN), SBG-NE, v. 01, pp. 234.
- COLLINS, W. J.; SAWYER, E. W., 1996. Pervasive granitoid magma transfer through the lower-middle crust during non-coaxial compressional deformation. *Journ. Metam. Geol.*, 14, 5, 565-579.
- CORDANI, U. G.; MACAMBIRA, M. J. B., 2004. A Evolução Tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto et al., 2004. *Geologia do Continente Sul Americano. Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo. Beca Ed. 647 pp.
- COSTA J. B. S.; ARAÚJO, O. J. B. de; SANTOS, A. dos; JORGE JOÃO, X. da S.; MACAMBIRA, M. J. B. and 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.
- CHARDON, D.; CHOUKROUNE, P.; JAYANANDA, M., 1996. Strain patterns, décollement and incipient sagducted greenstone terrains in the Archaean Dharwar craton (south India). *Journ. Struct. Geol.*, V. 18, N. 8, pp. 991-1004.
- CHARDON, D.; CHOUKROUNE, P.; JAYANANDA, M., 1998. Sinking of the Dharwar Basin (South India): implications for Archaean tectonics. *Precamb. Res.*, 91, pp. 15-39.
- CHARDON, D., 2003. Strain partitioning and batholith emplacement at the root of a transpressive magmatic arc. *Journ. Struct. Geol.*, 25, 1, 91-107.
- CHOUKROUNE, P., 1995. *Deformações e deslocamentos da crosta terrestre*. Masson Paris. Ed. UNISINOS, 2000. Tradução de Fernando Althoff. 272 pp.
- CHOUKROUNE, P.; BOUHALLIER, H.; ARNDT, N. T., 1995. Soft lithosphere during periods of Archaean crustal growth or crustal reworking. In: COWARD, M. P. & RIES, A. C. (eds), 1995. *Early Precambrian Processes*. Geological Society Special Publication No. 95, PP. 67-86.
- CHOUKROUNE, P.; LUDDEN, J.N.; CHARDON, D.; CALVERT, A. J.; BOUHALLIER, H., 1997. Archaean crustal growth and tectonic processes: a comparison of the

- Superior Province, Canada and the Dharwar craton, India. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 121, 63-98.
- DALL´AGNOL, R.; LAFON, J. M.; MACAMBIRA, M. J. B., 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral. Petrol.* 50, 113-138.
- DALL´AGNOL, R.; SOUZA, Z. S.; ALTHOFF, F. J.; BARROS, C. E. M.; LEITE, A. A. S., 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás Metallogenic Province. In: Intern. Symp. Gran. And Assoc. Miner., Excursion Guide, Salvador (BA), 2, pp. 135-161.
- DALL´AGNOL, R.; OLIVEIRA, M. A.; ALMEIDA, J. A. C.; ALTHOFF, F. J.; LEITE, A. A. S.; OLIVEIRA, D. C.; BARROS, C. E. M., 2006. Archaean and paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, Eastern Amazonian Craton. Geological Setting and Field trip program. In: DALL´AGNOL, R.; ROSA-COSTA, L. T.; KLEIN, E. L. (eds.), 2006. Symposium on Magmatism, Crustal Evolution and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts volume and Field trips guide. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO (cd-rom).
- DE SITTER, L. U., 1958. Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. *Geol. en Mijnb.* 20. 277-286.
- DE WIT, M. J., 1982. Gliding and overthrust nappe tectonics in the Barberton greenstone belt. *J. Struc. Geol.* 4, 117-136.
- DIAS, G. S.; MACAMBIRA, M. J. B.; DALL´AGNOL, R.; SOARES, A. D. V.; BARROS, C. E. M., 1996. Datação de zircões de sill de metagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. IV Simp. Geol. Amazônia, Belém, pp. 376-379.
- DOCEGEO, 1981. Projeto Cobre Carajás. Jazidas Salobo 3A e 4A; relatório de pesquisa-texto. Belém, 1981, v. 1, il.
- DOCEGEO, 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. 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 and volume change, and its application to transpression-transtension tectonics. *Journ. Struct. Geol.* 15, pp. 413-422.

- FOSSSEN, H. & TIKOFF, B., 1998. Forward modeling of non-steady-state deformations and the "minimum strain path". *Journ. Struct. Geol.*, 20, 7, 765-781.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K. and 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.
- 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.
- GOMES, A. C. B., 2003. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará. Dissertação de Mestrado, Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 160 pp.
- GOMES, A. C. B.; DALL'AGNOL, R., 2004. Nova associação tonalítica-trondhjemítica na região de Canaã dos Carajás: TTGs com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Araxá. Anais...Araxá: SBG/NSE (cd-rom).
- GORMAN, B. E.; PEARCE, T. H.; BIRKETTE, T. C., 1978. On the structure of Archaean greenstone belts. *Prec. Res.* 6, 23-41.
- GLIKSON, A. Y., 1981. Uniformitarian assumptions, plate tectonics and the Precambrian Earth. In: Kroner, A. (ed.). *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier, Amsterdam, pp. 91-104.
- HANSEN, E., 1971. *Strain Facies*. Springer-Verlag, New York.
- HARLAND, W. B.; 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. *Geol. Mag.* 108, pp. 27-42.
- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S., 1991. Zonas e Cinturões de Cisalhamento. Belém, UFPA, 1991. 114p.
- HIPPERTT, J.; DAVIS, B., 2000. Dome emplacement and formation of kilometre-scale synclines in a granite-greenstone terrain (Quadrilátero Ferrífero, southeastern Brazil). *Precamb. Res.*, 102, pp. 99-121.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; CORDEIRO, A.A.C. and MEIRELES, E. de M., 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, p.100-108.
- HOLDSWORTH, R. E.; HANDA, M.; MILLER, J. A.; BUICK, I. S., 2001. Continental reactivation and reworking: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 184, 1-12.
- HOWELL, D. G., 1989. Principles of terrane analysis. New applications for global tectonics. *Topics in the Earth Sciences* 8. Inglaterra, Chapman & Hall. 245 pp.

- HUHN, S.B.; SANTOS, A. B. S.; AMARAL, A. F.; LEDSHAN, E. J.; GOUVEIA, J. L.; MARTINS, L. I. B.; MONTALVÃO, R. M. G.; COSTA, V. G., 1987. O terreno "granito-greenstone" da região de Rio Maria-Sul do Pará. CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 35. Anais. Belém, 1988. Belém, SBG, 3: 1438-1452.
- 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.
- ISSLER, R. S; 1977. Esboço geológico tectônico do cráton do Guaporé. Rev. Bras. Geoc., 3: 177-211.
- JAYANANDA, M.; CHARDON, D.; PEUCAT, J-J.; CAPDEVILLA, R., 2006. 2.61 Ga potassic granites and crustal reworking in the western Dharwar craton, southern India: Tectonic, geochronologic and geochemical constraints. *Prec Res.* 150, 1-26.
- JELSMA, H. A.; VAN DER BEEK, P. A.; VINYU, M. L., 1993. Tectonic evolution of the Bindura-Shamva greenstone belt (northern Zimbabwe): progressive deformation around diapiric batholiths. *Journ. Struct. Geol.*, V. 15, N. 2, pp. 163-176.
- JONES, R. & TANNER, P. W. G.; 1995. Strain partitioning in transpression zones. *Journ. Struct. Geol.*, V. 17, N. 6, pp. 793-802.
- 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. A. da S. 2001. Geoquímica, petrogênese 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).
- LEITE, A. A. S.; DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M. J. B.; ALTHOFF, F. J., 2004. Geologia e Geocronologia dos granitóides arqueanos da região de Xinguara-PA e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Cráton Amazônico. *Revis. Bras. Geoc.*, 34 (4), 447-458. Dezembro de 2004.
- 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., 2002. Evolução tectonoestratigráfica da terminação leste da falha Carajás, Serra dos Carajás-PA. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. (Tese de Mestrado).
- LINDENMAYER, Z. G., 1981. Aspectos geológicos da Província Mineral de Carajás, Rio de Janeiro, DOCEGEO, 1981, 12 p.

- MACAMBIRA, M. J. B.; LANCELOT, J., 1991a. Em busca do embasamento arqueano da Região de Rio Maria, Sudeste do Estado do Pará. SIMPOSIO GEOLOGIA AMAZONIA, 3. Anais, Belém, 1991, Belém, SBG, 1: 49-58.
- MACAMBIRA, M. J. B., 1992. Chronologie U-Pb, Rb/Sr, K/Ar et croissance de la croûte continentale dans L'Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajás, Brésil. Tese de Doutorado, Université Montpellier II – France. 212 pp.
- MACAMBIRA, M. J. B.; LANCELOT, J., 1992. Idade U-Pb em zircões de metavulcânica do greenstone do Supergrupo Andorinhas, delimitante da estratigrafia arqueana de Carajás, Sudeste do Pará. CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 37. Resumos. São Paulo, 1992. 2: 188-189.
- MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M., 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: Síntese dos dados e novos desafios. IV Simpósio de Geologia da Amazônia, Boletim de resumos expandidos. Belém. Pp. 339-342.
- MACAMBIRA, M. J. B.; LIMA, L. M.; 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, Z.; KROGH, T. E.; LINDENMAYER, D., 1991. U-Pb geochronology of archean magmatism and basement reactivation in the Carajás área, Amazon Shield, Brazil. Precamb. Res., 49: 329-354.
- MacKENZIE, W. S.; DONALDSON, C. H.; GUILFORD, C., 1995. Atlas of igneous rocks and their textures. Longman Scientific & Technical, England, sixth edition, 148 pp.
- MEANS, W., 1980. Vorticity and non-coaxiality in progressive deformations. Journ. Struct. Geol., 2, 371-378.
- MEDEIROS NETO, F.A. de and VILLAS, R.N., 1984. Caracterização lito-estrutural da sequência Salobo-Pojuca e sua correlação com o Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás. Resumos da 36ª Reunião Anual da SBPC, São Paulo, p.676.
- 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.
- McCAFFREY, K. J. W.; JONES, R. R.; HOLDSWORTH, R. E.; WILSON, R. W.; CLEGG, P.; IMBER, J.; HOLLIMAN, N.; TRINKS, I., 2005. Unlocking the spatial dimension: digital technologies and the future of geoscience fieldwork. Journal of the Geological Society, Volume 162, Number 6, 2005 , pp. 927-938(12).

- McCANDLES, G. C.; HIRATA, W. K.; TEIXEIRA, J. T.; MEYER, D. J. K., 1975. o Complexo ígneo ácido da região central do Pará. CONFERENCIA GEOLOGIA INTERGUIANAS, 10. Anais. Belém, 1975. Belém, DNPM, 1: 278-285.
- McGREGOR, A. M., 1951. Some milestones in the Precambrian of Southern Rodesia. Trans. Proc. Geol. Soc. S. Afr. 54, 27-71.
- MYERS, J. S.; KRONER, A., 1994. Archaean Tectonics. In: Continental Deformation (edited by Hancock, P. L.). Pergamon Press, Oxford, 355-369.
- MYERS, J. S.; WATKINS, K. P., 1985. Origin of granite-greenstone patterns, Yilgarn block, Western Australia. *Geology* 13, 778-780.
- 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.
- OLIVEIRA, J.K.M. de, 2002. Caracterização estrutural da borda sudeste do Sistema Transcorrente Carajás com ênfase nas rochas do Terreno Granítico-Gnáissico. Belém. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 138p. (Dissertação de Mestrado).
- OLIVEIRA, M. A., 2003. Caracterização petrográfica, estudo de suscetibilidade magnética e natureza dos minerais óxidos de Fe e Ti do Granito Planalto, Serra dos Carajás-PA. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia). Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 47 pp.
- OLIVEIRA, M. A.; DALL'AGNOL, R.; ALTHOFF, F. J., 2006. Petrografia e geoquímica do Granodiorito Rio Maria da região de Bannach e comparações com as demais ocorrências no terreno granito-greenstone de Rio Maria – Pará. *Rev. Bras. Geoc.*, 36, 2, 313-326.
- PARADELLA W. R.; DOS SANTOS A. R.; DALL'AGNOL R.; PIETSCH, R. W.; SANT'ANNA M. V.; 1988. A geological investigation based on airborne (SAREX) and spaceborne (RADARSAT-1) SAR integrated products in the central Serra dos Caraiás granite area, Brazil. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 24 (4), pp. 376-392.
- PARK, R. G., 1982. Archaean tectonics. *Geol. Rundsch.* 71, 22-37.
- PASSCHIER, C. W.; MYERS, J. S.; KRONER, A., 1990. Field geology of high grade gneiss terrains. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J.; (1996). *Microtectonics*, 289 p.
- PATERSON, S. R.; FOWLER JR, T. K.; SCHMIDT, K. L.; YOSHINOBU, A. S.; YUAN, E. S.; MILLER, R. B., 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44, 53-82.

- PAWLEY, M. J., COLLINS, W. J., 2002. The development of contrasting structures during the cooling and crystallization of a syn-kinematic pluton. *Journ. Struct. Geol.*, 24, 469-483.
- PIDGEON, R. T.; MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M., 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: Evidence for ages of granulite facies metamorphism and protolith of the enderbite: *Chemical Geology*, 166, 157-171.
- PIMENTEL, M. M.; MACHADO, N., 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. *Congresso Brasileiro Geologia, Camboriu*, pp. 390-391.
- PINHEIRO, R.V.L., 1997. Reactivation history of the Carajás and Cinzento Strike-Slip Systems, Amazon, Brazil. University of Durham, Durham, Inglaterra, 408p. (Tese de Doutorado).
- 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.
- PLATT, J. P., 1980. Archaean greenstone belts: a structural test of tectonic hypotheses. *Tectonophysics* 65, 127-150.
- RALSER, S.; PARK, A. F., 1992. Tectonic evolution of the Archaean rocks of the Tavani Area, Keewatin, N. W. T., Canada. In: *The Archaean: Terrains, Processes and Metallogeny* (edited by Glover, J. E. and Ho, S. E.). Spec. Publ. Geology Key Centre & University extension, The University of Western Australia 22, 99-106.
- 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*.
- RAMSAY, J. G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. MacGraw-Hill, New York, 568 pp.
- RAMSAY, G.J. & HUBER, M.I., 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology. Vol2Ç Folds and Fractures*. Oxford, Academic Press. 700p.
- ROBIN, P. Y. F. & CRUDEN, A., 1991. Strain fabric patterns in ideally ductile transpressive zones and in a possible Archaean prototype: the Larder Lake Break. *Geol. Soc. Am. Abs. w. Prog.* 23, A177.
- ROBIN, P. Y. F. & CRUDEN, A. R., 1994. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Journ. Struct. Geol.*, V. 16, N. 4, pp. 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.
- SANDERSON, D. J. & MARCHINI, W. R. D., 1984. Transpression. *Journ. Struct. Geol.* 6, pp. 449-458.
- SARDINHA, A. S., 2002. Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado. Belem, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 118 pp.
- SARDINHA, A. S., 2005. Geocronologia das series magmáticas e evolução crustal da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás-PA. Exame de Qualificação (Tese de Doutorado). Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências.
- SIBSON, R. H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of Geological Society*, London, 133, 191-213.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.J.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S. and 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.
- SIMPSON, C. & SCHIMD, S. M., 1983. An evaluation of criteria to determine the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 1281-1288.
- SOARES, J. E. B., 2002. Geologia, petrografia e geoquímica das rochas granitoides arqueanas da região de Serra Dourada, Canaã dos Carajás-PA. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 47p (Exame de Qualificação ao Doutorado).
- SOUZA, Z. S., 1994. Geologia e petrogênese do Greenstone Belt Identidade: implicações sobre a evolução geodinâmica do terreno granito- "greenstone" de Rio Maria, SE do Pará. Belém, Universidade Federal do Pará. 2 v (Tese de Doutorado em Geoquímica e Petrologia).
- SOUZA, Z. S. & DALL'AGNOL, R., 1995. Geochemistry of metavolcanic rocks in the Archaean Greenstone Belt of Identidade, SE Pará, Brazil. *An. Academia Brasileira de Ciências* 67 (2), 217-233.
- SOUZA, Z. S.; DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, C. G.; HUHN, S. R. B., 1996. Geochemistry and petrogenesis of metavolcanic rocks from archaean greenstone belts: Rio Maria region (Southeast Pará, Brazil). *Rev. Bras. Geoc.*, 27 :169-180.

- SULLIVAN, W. A.; LAW, R. D., 2007. Deformation path partitioning within the transpressional White Mountain shear zone, California and Nevada. *Journ. Struct. Geol.*, 29, 583-598.
- SUTTON, J., 1976. Tectonic relationships in the Archaean. In: *The Early History of the Earth* (edited by Windley, B. F.). Wiley, London, 99-104.
- SNOWDEN, P. A.; BICKLE, M. J., 1976. The Chinamora batholith: diapiric intrusion or interference fold? *J. Geol. Soc. London* 132, 131-137.
- SNOWDEN, P.A.; SNOWDEN, D. V., 1979. Geology of an Archaean batholith, the Chinamora batholith-Rhodesia. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 82, 7-22.
- SNOWDEN, P. A., 1984. Non-diapiric batholiths in the north of the Zimbabwe Shield. In: *Precambrian Tectonics Illustrated* (edited by Kroner, A. & Greiling, R.). Nagele und Obermiller, Stuttgart, 135-145.
- TIKOFF, B. & FOSSEN, H., 1995. The limitations of three-dimensional kinematic vorticity analysis. *Journ. Struct. Geol.*, 17, 1771-1784.
- TIKOFF, B. & FOSSEN, H., 1999. Three-dimensional reference deformations and strain facies. *Journ. Struct. Geol.*, 21, 1497-1512.
- TIKOFF, B. & GREENE, D., 1997. Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California. *Journ. Struct. Geol.*, 19, 29-39.
- TIKOFF, B. & TEYSSIER, C., 1994. Strain and fabric analyses based on porphyroclast interaction. *Journ. Struct. Geol.*, 16, 477-491.
- TRUESDELL, C., 1953. Two measures of vorticity. *J. Rational Mech. Anal.* 2, 173-217.
- TWISS, R.J. and MOORES, E.M., 1992. *Structural Geology*. Freeman & Company, New York, 532p.
- VENEZIANI, P. & DOS ANJOS, C.E., 1982. Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicação em geologia. INPE-2227-MD/014, São José dos Campos, p.14.
- VERNON, R. H., 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Electronic Geosciences*, 5:2.
- VIEGAS, L. G. F., 2007. *Investigação estrutural do limite tectônico do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria em relação ao Cinturão Itacaiúnas, Sul da Serra dos Carajás (PA). Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia)*. Belém, Universidade Federal do Pará. 125 pp.

- VIGNERESSE, J. L. & TIKOFF, B., 1999. Strain partitioning during partial melting and crystallizing felsic magmas. *Tectonophysics*, 312, 117-132.
- VILLAS, R. N. N. & SANTOS, M., D., 2001. Gold deposits of Carajas Mineral Province: deposits types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*. 36: 300-331.
- VILLAS, R. N. 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 Amazônia, 7, Belém, SBG-NO.CD-ROM.
- WINDLEY, B. F.; BRIDGEWATER, D., 1971. The evolution of archaean low- and high-grade terrains. *Geol. Soc. Aust. Spec. Publ.* 3, 33-46.
- WINDLEY, B. F., 1984. *The Evolving Continents*. John Wiley & Sons, New York.
- 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. U.; DUNN, D. E.; ENGELDER, J. T.; GEISER, P. A.; HATCHER, R. D.; KISH, S. A.; ODOM, A. L.; SCHAMEL, S., 1984. Fault-related rocks: suggestions for terminology. *Geology*, 12, 391-394.
- YARDLEY, B.W.D. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. New York, Longman Scientific & Technical, 248p.