

GEOLOGIA ESTRUTURAL

A análise estrutural da área de estudo compreendeu da observação das características macroestruturas (obtidas pela extração de elementos texturais de imagens de sensores remotos), por observações de campo e suas correlações com as feições microestruturais, objetivando uma melhor caracterização do comportamento deformacional do Complexo de Cana Brava e das unidades geológicas adjacentes.

5.1 - ANÁLISE DE ELEMENTOS TEXTURAIS DE IMAGENS DE SENSORES REMOTOS

5.1.1 - INTRODUÇÃO

O estudo dos elementos texturais em imagens de radar, satélite e fotografia aérea permitiu o agrupamento destas feições em zonas homólogas, que caracterizam diferentes unidades geológicas ou domínios estruturais.

Na área de estudo a análise integrada das imagens objetivou a delimitação de domínios estruturais, importantes para a interpretação da evolução tectônica da área. O estudo caracterizou-se pela identificação de lineações e lineamentos utilizando em uma primeira etapa imagens de radar e satélite em escalas reduzidas a fim de se identificar feições regionais. Seguiu-se da análise de fotografias aéreas, permitindo a observação das lineações e lineamentos, em maior detalhe.

A definição de lineamentos segue o conceito de O'Leary *et. al.* (1976) que consideraram estes como qualquer feição linear mapeável da superfície, provavelmente refletindo uma estruturação em sub-superfície.

Amaro & Strieder (1994) denominaram lineamentos, como estruturas regionalmente penetrativas de tipo 1 e estruturas rúpteis de tipo 2. Aos lineamentos do tipo 1 associaram feições geomorfológicas positivas (quebras positivas) e negativas (quebras negativas), com um arranjo linear ou curvilinear, considerando principalmente a homogeneidade da ocorrência, densidade e distribuição geométrica, que permitem caracterizar as foliações ou lineações. Ao tipo 2 associaram predominantemente às feições geomorfológicas negativas, representando falhas ou fraturas.

Na interpretação das imagens de radar obtém-se basicamente estruturas geológicas (falhas, fraturas, foliações, dobras), sendo que se deve sempre considerar a direção de vôo do radar em relação a estruturação geológica, uma vez que representam sensores fixo de leitura lateral, podendo mascarar estruturas perpendiculares a esta.

O radar de visada lateral é um sistema de sensoriamento remoto ativo, caracterizado pela obtenção de dados através da contínua emissão de ondas eletromagnéticas com comprimento de onda na faixa do microondas sobre a superfície terrestre, obtendo informações pelo registro das amplitudes dos ecos, ângulos e distâncias dos objetos imageados (Amaral, 1982). A amplitude do sinal de retorno é função principalmente da rugosidade superficial (micro relevo) e geometria da superfície (macro relevo), sendo portanto adequadas para análises geomorfológicas.

A utilização de imagens de satélite para a coleta de informações morfoestruturais leva em consideração que a quantidade de sombreamento de uma feição topográfica está relacionada principalmente a elevação solar. Esta quando de baixo ângulo produz um maior sombreamento, destacando possíveis lineamentos. Um outro fator ressaltado por Rodrigues e Liu (1988) é a geometria entre o azimute solar e a estruturação geológica do terreno, a qual pode mascarar possíveis lineamentos, razão pela qual sugeriram a utilização de imagens em diferentes épocas do ano, para a análise estrutural.

Na análise e interpretação fotogeológica, Soares & Fiori (1976) consideram que as diversas feições de relevo são produtos da interação de fatores morfogenéticos (clima, tectônica recente, descarga d'água e sedimentação), litológicos (permeabilidade, plasticidade, solubilidade, resistência e acamamento) e estruturais (juntas e falhas, foliação e acamamento). A extração dos elementos texturais conduzem ao agrupamento de características semelhantes em zonas homólogas com um significado geológico representado pela presença de um mesmo conteúdo litológico ou um padrão estrutural homogêneo.

O procedimento para a análise de lineamento constou da utilização de imagem de radar de visada lateral GEMS 1000, escala 1:250.000 (RADAM BRASIL), seguido de uso de imagem analógica de satélite TM-LANSAT, banda 5, escala 1:100.000 com caráter complementar para extração de lineamentos, uma vez que não foi possível a utilização de imagem de satélite de diversas épocas do ano, como sugerido por Rodrigues e Liu (1988).

As informações de maior detalhe foram obtidas através de fotografias aéreas monocromáticas na escala aproximada de 1:43850. As respectivas características dos sensores utilizados são mostrados na tabela abaixo:

Sensor	Banda	Intensidade Espectral	Resolução Espectral	Direção Vão\Orbital	Direção Visada
TM-LANSAT	5	1,55-1,75 μm	30 X 30 m	Descendente	Nadir
RADAR	X (Raio-X)	3,20 cm	15 X 15 m	NS	EW
Fotogr. Aérea	visível	0,30 - μm	-	EW	-

(Modificado de Queiroz, 1995)

Para a classificação dos lineamentos se utilizou da direção preferencial ou *trends* de ocorrência, como índice de classificação e individualização de sistemas (Liu, 1988). Também foram considerados os critérios de Soares & Fiori (1976) e Amaro & Strieder (1994) quanto ao significado geológico destas estruturas.

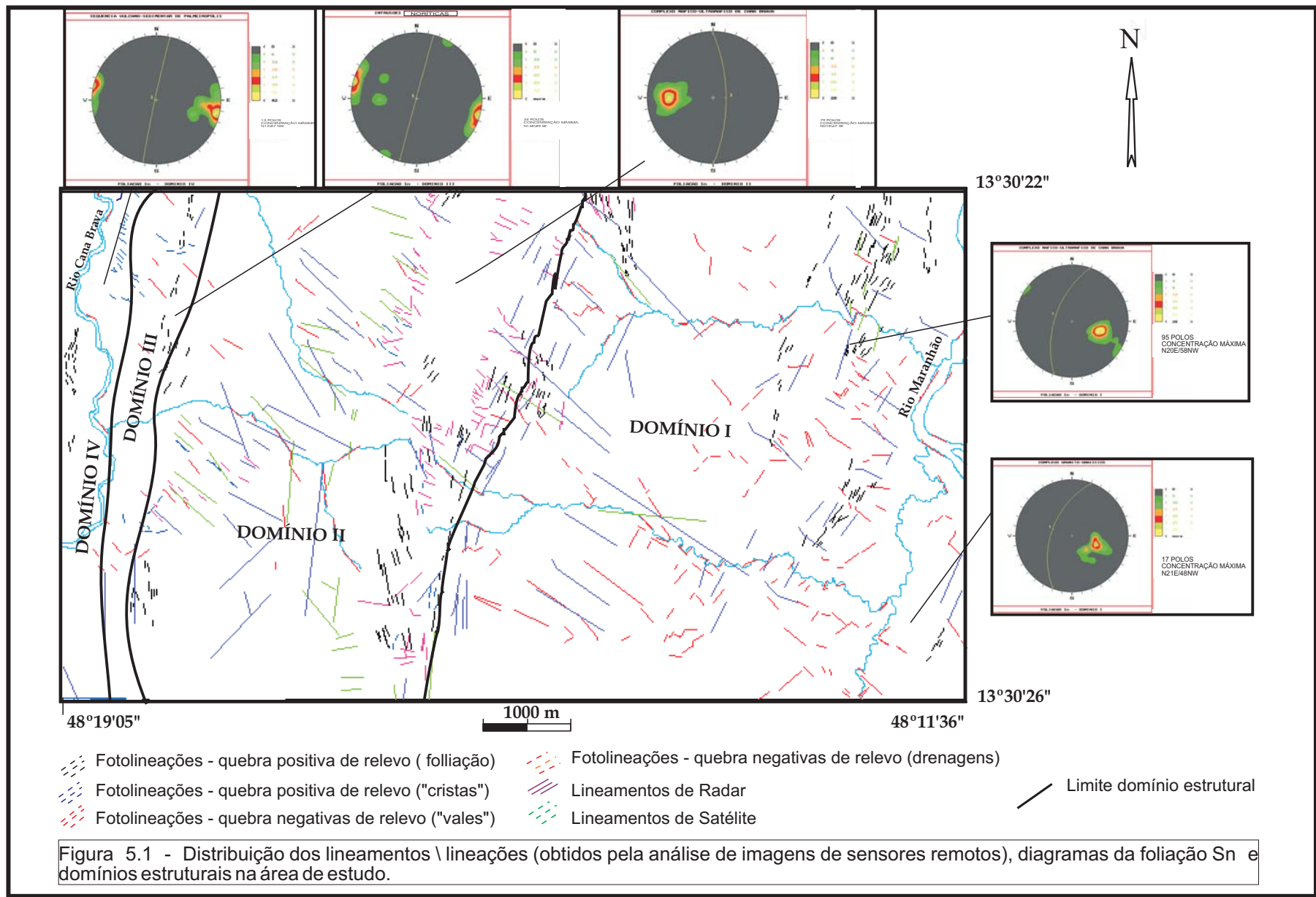
O procedimento para extração de lineamentos constou na confecção de *overlays* de imagens analógicas de radar e satélite, onde predominam elementos negativos de relevo, e de fotografias aéreas onde foram individualizadas lineações de drenagem (quebras negativas), quebras positivas e negativas de relevo.

A fim de se obter uma visão sinóptica dos lineamentos, foi confeccionado um único overlay, como mostra a figura 5.1. Os elementos texturais de relevo e drenagem foram analisados por diagramas de roseta, agrupados em intervalos de 5° (concentração relativa), mostradas na figura 5.2. Para compilação dos elementos e confecção dos diagramas de rosetas foram utilizados os softwares a) SGI-Sistema de Informação Geográfica (INPE) e b) ANALIN (Petrobrás) respectivamente.

5.1.2 - ANÁLISE DOS LINEAMENTOS

5.1.2.1 - Lineamentos das imagens de radar - GEMS-1000

Os dados obtidos nas imagens de radar correspondem a quebras negativas e positivas de relevo, constituindo os lineamentos dos tipos 1 e 2 de Amaro & Strieder (1994) (fig.5.2 A). Possuem uma densidade média de ocorrência, distribuição heterogênea e concentração do *trend* de 1° ordem associada a lineamentos longos e curtos de direção N20-30E. Os lineamentos longos correspondem a quebra de relevo negativa, representando prováveis manifestações rúpteis (fraturas e falhas), enquanto os lineamentos curtos representam quebras de relevo positivo, típicas de manifestações de estruturas dúcteis (foliações).



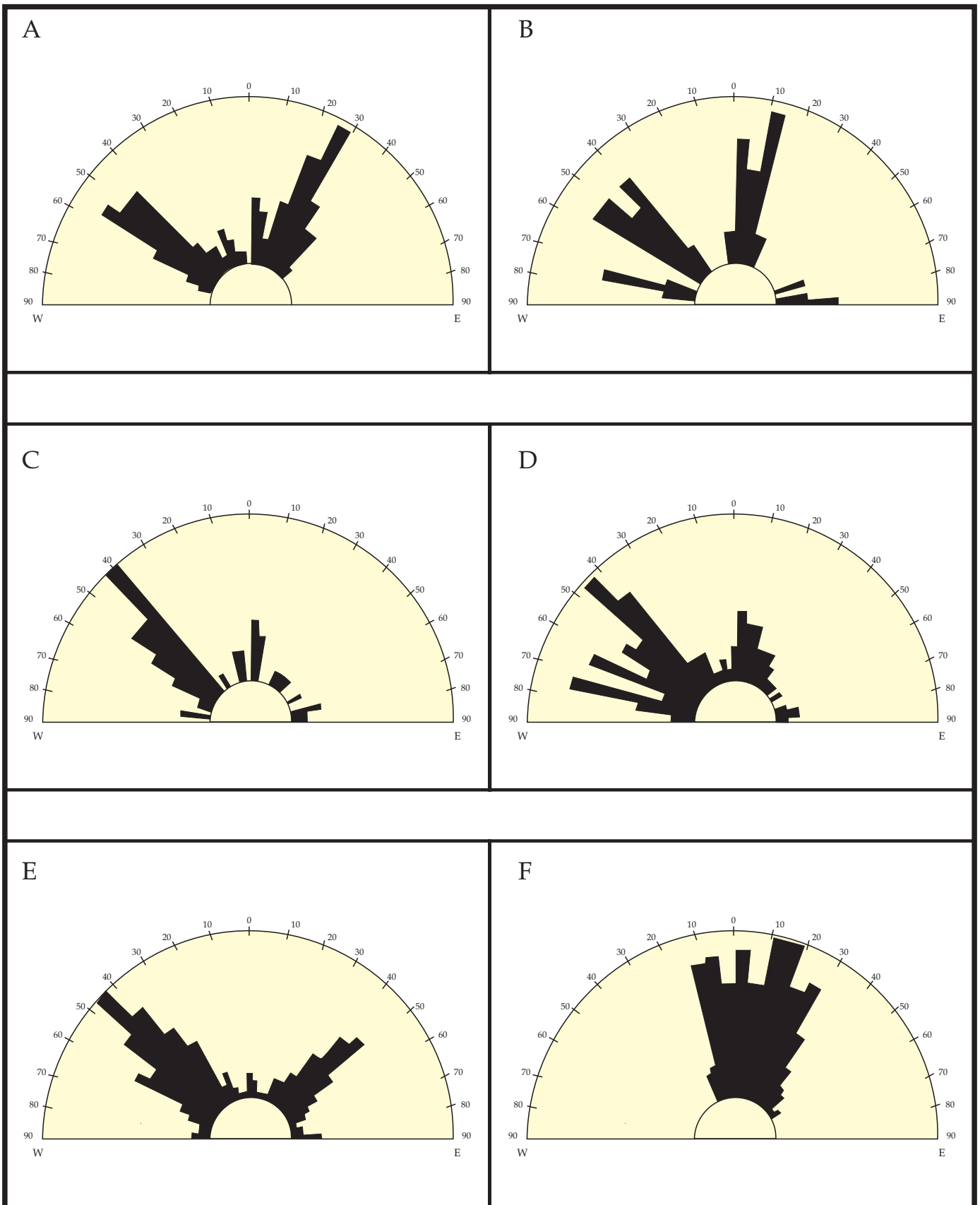


Figura 5.2 - Diagrama de distribuição das lineações/lineamentos. A) Imagem Radar. B) Imagens Satélite. C) Fotolineações - quebras relevo positiva. D) Fotolineações - quebras relevo negativo. E) Fotolineações - lineações de drenagem. F) Fotolineações - quebras positiva de relevo (Foliação).

5.1.2.2 - Lineamentos de Imagens de Satélite - TM-LANSAT

Os lineamentos de imagem de satélite mostram baixa densidade, distribuição heterogênea e comprimentos frequentemente longos, possuindo concentrações máximas com *trend* de 1º ordem em N40-60W e de 2º ordem em N00-10E (fig.5.2 B). Os lineamentos correspondem frequentemente a quebras negativas, podendo associarem-se a estruturas rúpteis a dúcteis.

5.1.2.3 - Lineamentos de Fotografias Aéreas

A maior densidade de lineamentos obtida foi através de fotografias aéreas, permitindo a individualização de quebras de relevos negativas, positivas e lineações de drenagens, as quais foram analisadas separadamente.

Quebras positivas de relevo

As quebras positivas de relevo, que apresentam maiores dimensões e baixa densidade de ocorrência (fig.5.2 C) foram consideradas como decorrentes da presença de estruturas rúpteis (fraturas e falhas), as quais apresentam concentração de 1º ordem em N40-50W.

As quebras de relevo positivas, que apresentam dimensões curtas e alta densidade de ocorrência foram consideradas em separado, representando traços de estruturas penetrativas de caráter dúctil (foliação) (fig. 5.2 F). Estas se concentram preferencialmente no Complexo de Cana Brava e localmente na Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis. Na região basal do Complexo de Cana Brava os lineamentos concentram-se em um *trend* N15-30E. Na sua região central estes possuem *trends* variáveis: N05-15W; N00-05E e N15-30E, enquanto na sua região de topo predomina um *trend* N00-05E.

Na região central destaca-se a variação nas direções das lineações, apresentando uma distribuição espacial, com um formato amendoado\sigmoidal, que aparentemente se estende para o norte da área de estudo.

Na SVSP as lineações concentram-se no topo desta unidade com dimensões curtas e um *trend* de direção N40-55W, paralelizando com outras estruturas rúpteis obtidas nas imagens de radar e satélite.

Quebras negativas de relevo (fraturas)

As quebras negativas de relevo se concentram na posição central do complexo, com dimensões curtas e *trend* de 1º ordem com direção N40-50W e de 2º ordem em N65-70W (fig.5.2 D). Constituem estruturas rúpteis, caracterizando-se como prováveis fraturas.

Quebras negativas de relevo (drenagem)

Estes elementos texturais de **drenagem** possuem uma distribuição homogênea nos complexos de Cana Brava e Granito-Gnáissicos com dimensões curtas e médias. Possuem *trend* de 1º ordem com direção N40-50E e de 2º ordem em N35-60W (fig.5.2 E).

Estas lineações correspondem a estruturas do tipo 2, de natureza rúptil e representando prováveis fraturas e/ou falhas.

5.1.3 - DISCUSSÕES E ANÁLISE DAS ESTRUTURAS LINEARES DE SENSORES REMOTOS

A análise conjunta das lineações e lineamentos observados na área permitiu sugerir a classificação das estruturas deformacionais em dois grupos:

- a) Estruturas dúcteis:** correspondem a estruturas preferencialmente encontradas no Complexo de Cana Brava com direções: N15-30E (1º ordem), N00-05E (2º ordem) e N05-15W (3º ordem), caracterizando-se como traços de foliação.
- b) Estruturas rúpteis:** correspondem a lineações/lineamentos distribuídos em todas unidades geológicas da área, preferencialmente orientada segundo um *trend* N40-60W e secundariamente disposto em N40-50E, correspondendo a fraturas ou falhas.

A definição das zonas estruturais homólogas associa-se a presença dos traços de foliação, que permitiu caracterizar o Complexo de Cana Brava como uma unidade estrutural, onde as características dúcteis estão melhor representadas. Ainda dentro do complexo destacam-se 3 subzonas homólogas, localizadas em suas regiões basal, central e de topo, que possuem altas concentrações de lineações dúcteis, com *trend* direcional semelhante.

As características rúpteis apresentam um padrão muito homogêneo, para todas as unidades geológicas da área.

5.2 - DOMÍNIOS ESTRUTURAIS

As feições utilizadas para o estudo da deformação na área, correspondem principalmente a estruturas de caráter dúctil, a partir das quais foram individualizados quatro domínios estruturais (fig. 5.1).

A nomenclatura utilizada para a descrição das estruturas deformacionais dúcteis e a cronologia relativa de ocorrência é dada por:

D_n: fase deformacional de ordem *n*

S_n: foliação de ordem *n*

L_{mn}: lineação mineral de ordem *n*

L_{xn}: lineação de estiramento de ordem *n*

F_n: dobras de ordem *n*

L_{fn}: lineação de eixo de dobra de ordem *n*

S₀: Bandamento original

Obs.: A notação foi acrescida dos índices: +1 - para indicar um evento posterior a “*n*”.

- 1 para indicar um evento anterior a “*n*”.

5.2.1 - DOMÍNIO I

Este domínio situa-se na região leste da área englobando o Complexo Granito-Gnáissico e a porção leste do Complexo de Cana Brava. Apresenta o seu limite oeste marcado por uma zona de falha.

5.2.1.1 - Fase D_n

Estrutura Planar - Foliação S_n.

A foliação S_n apresenta-se bem desenvolvida, sendo a principal estrutura milonítica da área de estudo. No Complexo Granito-Gnáissico esta foliação se desenvolveu como uma textura S-C, produzindo augen-gnaisses até termos de extrema deformação, onde os planos S-C se paralelizaram, originando gnaisses bandados e ultramiloníticos. No Complexo de Cana Brava a foliação S_n é penetrativa e caracterizada pela presença de planos S-C sigmoidais, dando origem predominantemente a milonitos e ultramilonitos (fig. 5.3 B). Diversas microestruturas foram originadas durante o desenvolvimento desta foliação, destacando os processos de formação de neoblastos e deformações intracristalinas.

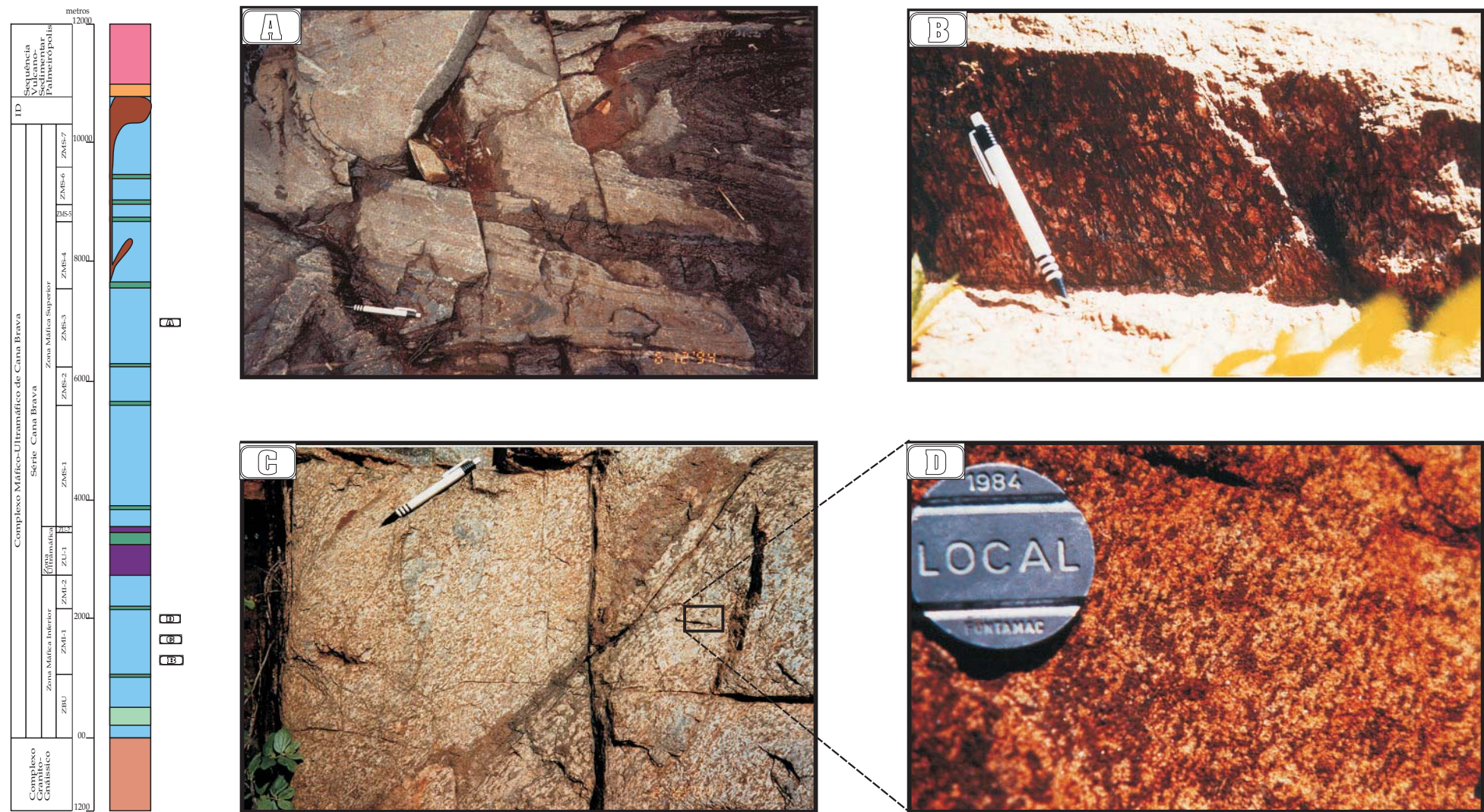


Figura 5.3 - Feições macroscópicas associadas ao evento dúctil D_n no Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava - A) Dobras métricas, com espessamento de charneira e plano axial paralelo à foliação S_n - Zona Máfica Superior. B) Lineações de estiramento de plagioclásio e piroxênios (plano XZ do elipsóide de deformação) - Zona Máfica Inferior C) Lineações minerais de hornblenda, sobre o plano de foliação S_n . D) Detalhe das lineações minerais (hornblenda) sobre o plano de foliação S_n .

Neste domínio a foliação Sn, derivada da fase de deformação Dn, apresenta concentrações máximas em N20E/58NW (Complexo de Cana Brava) e N21E/48NW (Complexo Granito-Gnáissico) (fig. 5.4), indicando uma similaridade no comportamento deformacional destas duas unidades geológicas.

Estruturas lineares

Neste domínio as lineações de estiramento Lxn e mineral Lmn associam-se a foliação Sn, sendo caracterizadas pela orientação dos minerais, geralmente com a exposição dos planos XY do elipsóide de deformação, sobre o plano da foliação Sn (fig. 5.3 C/D).

Nos litotipos do Complexo Granito-Gnáissico predominam lineações de estiramento Lxn, indicadas pelos porfiroclastos de K-feldspatos ou plagioclásio. No Complexo de Cana Brava a lineação de estiramento Lxn esta bem marcada por uma intensa deformação e orientação de porfiroclastos de piroxênios e plagioclásio, enquanto a lineação mineral Lmn esta representada esporadicamente pela presença de anfibólio ou biotita.

As lineações mineral e de estiramento possuem concentração máxima, no Complexo Granito-Gnáissico, em 329/45. Nos litotipos do Complexo de Cana Brava estas concentram-se em 318/46 (fig. 5.5).

Quando se observa o ângulo entre a direção da foliação Sn (N21E/48NW) e as lineações Lxn\Lmn (329/45) dos litotipos do Complexo de Granito-Gnáissico, nota-se que esta é oblíqua (52°) com uma componente *down-dip* pouco desenvolvida. No Complexo de Cana Brava (Sn: N20E/58NW; Lxn\Lmn: 318/46) esta relação, é dada por um ângulo oblíquo de 62°, apresentando uma maior componente *down-dip* em relação ao Complexo Granito-Gnáissico.

Indicadores Cinemáticos

O sentido de movimento de massa no Domínio I foi obtido a partir de feições microtexturais em 6 lâminas delgadas orientadas, do Complexo de Cana Brava. Em função da pequena amostragem realizada, o sentido do movimento sugerido tem apenas um caracter indicativo.

As relações microtexturais indicativas do sentido de movimento de massa, frequentemente são marcadas por feições de assimetria dadas pela geometria entre porfiroclastos e sombras de pressão (Paschier & Simpson, 1986), rotações de cristais, formato das foliações S-C ou ainda pela configuração da deformação intracristalina com a foliação externa (Nicolas, 1984).

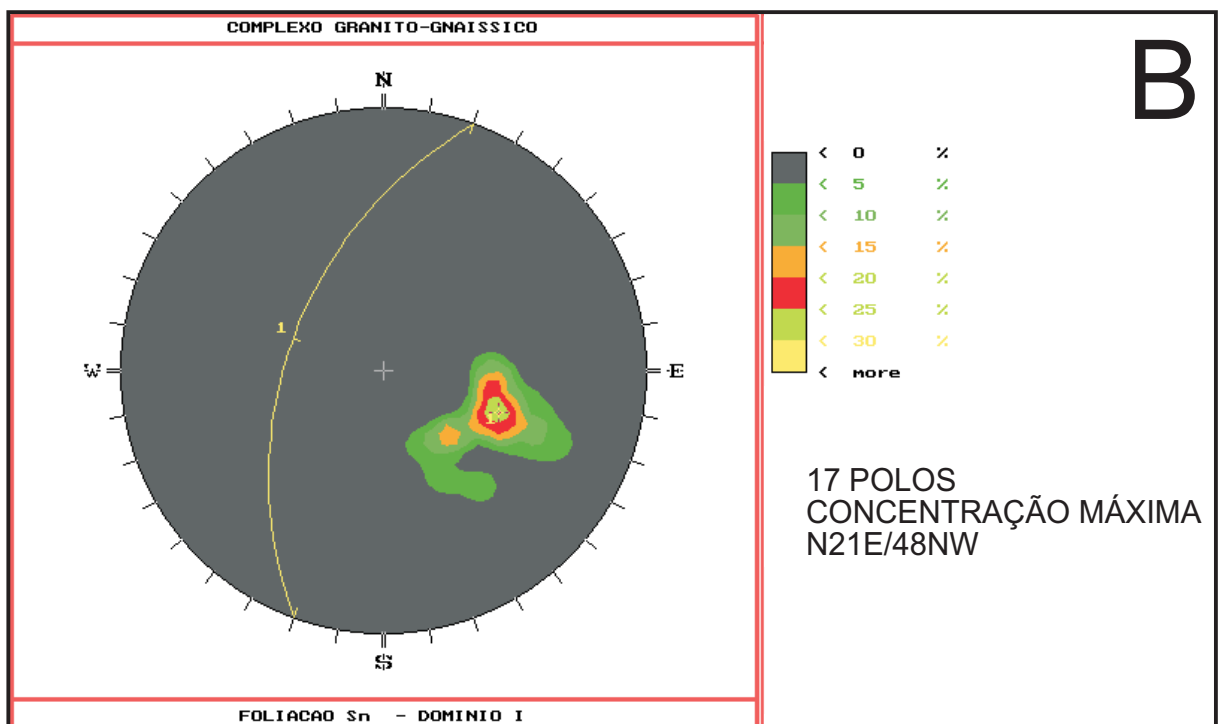
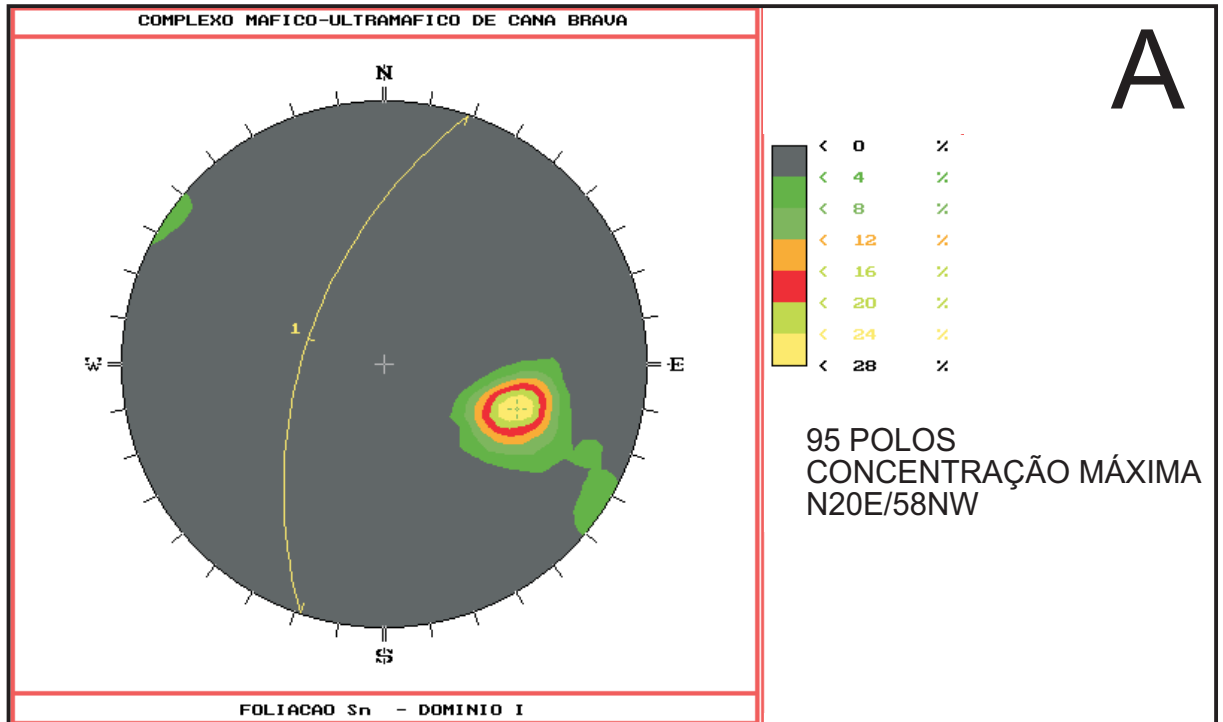


Figura 5.4 - Diagramas da foliação S_n - **Domínio I**, na área de estudo. **A)** Complexo de Cana Brava. **B)** Complexo Granito-Gnáissico.

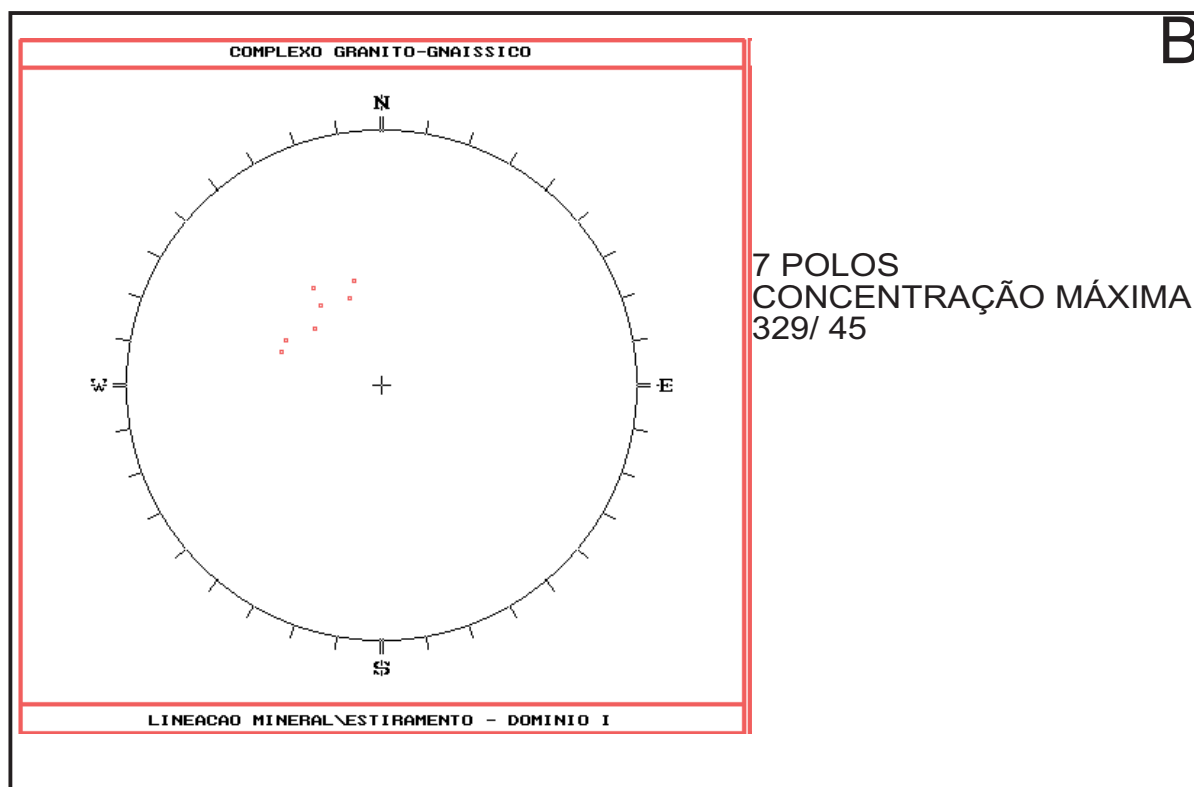
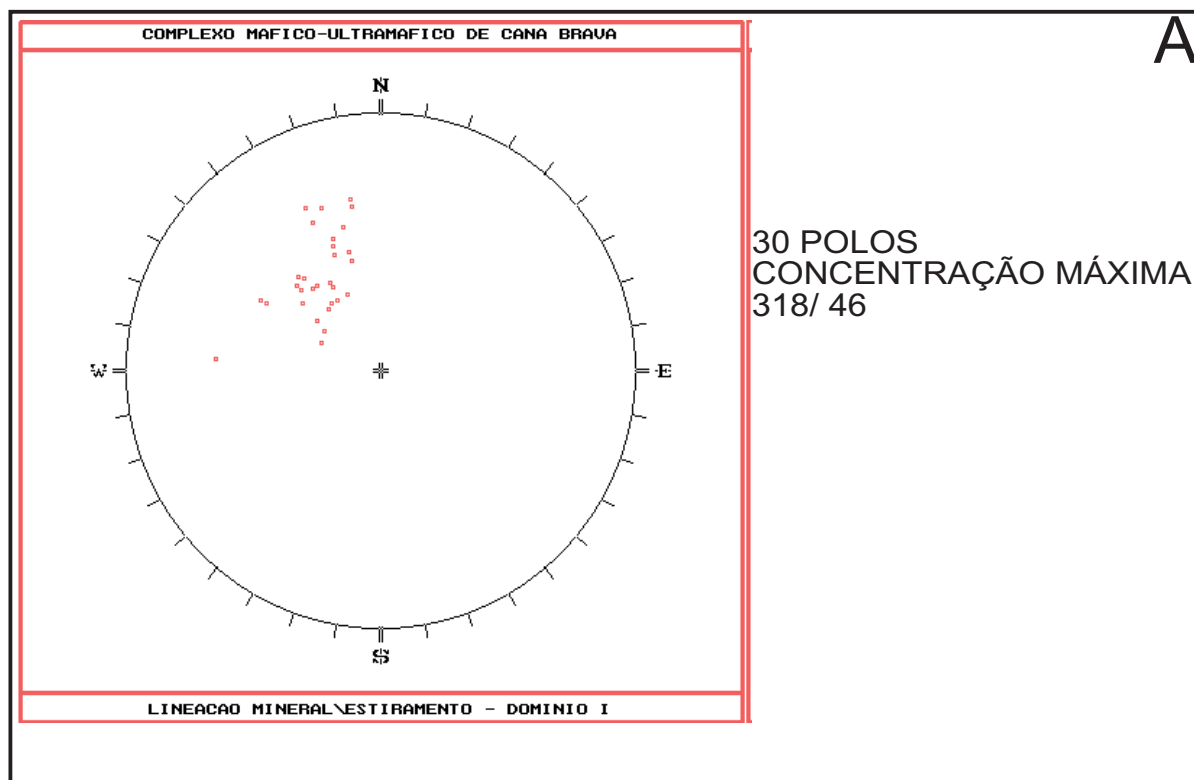


Figura 5.5 - Diagrama de lineação mineral e de estiramento no Domínio I. A) Complexo de Cana Brava. B) Complexo Granito-Gnáissico.

Os litotipos analisados foram representados por metagabronoritos, com porfiroclastos de ortopiroxênio apresentando-se deformados por cisalhamento simples e com uma máximo de estiramento (eixo X cimático) paralelos ao eixo “a” cristalográfico. Esta deformação proporcionou o deslocamento de lamelas de exsolução, de acordo com um mecanismo de sistemas de deslizamento (*slip system*), em relação a foliação externa, indicando o sentido de movimentação para um dado cristal. Uma outra feição observada foi a assimetria de sombras de pressão, bem como dos níveis segregados em sílica.

Nestas lâminas predominam indicadores cinemáticos dextrais, sendo portanto considerado provavelmente como o principal sentido de deslocamento de massa no Domínio I.

5.2.2 - DOMÍNIO II

Este domínio localiza-se na porção oeste do Complexo de Cana Brava sendo limitado pela zona de falha na região central do complexo e pelas Intrusões Noríticas, a oeste.

As principais feições da deformação dúctil são representadas por uma foliação Sn e lineações mineral (Lmn) e de estiramento (Lxn), desenvolvidas durante a fase Dn, porém com atitudes distintas das observadas no Domínio I. Localmente encontram-se dobras Fn, associadas à uma fase tardia ao evento de deformação Dn.

5.2.2.1 - Fase Dn

Estrutura Planar - Foliação Sn

A foliação Sn é penetrativa em grande parte do domínio II, associando-se a geração de milonitos. Em direção ao topo do complexo esta se torna pouco desenvolvida a ausente, prevalecendo texturas protomiloníticas a isotrópicas.

Caracteriza-se por uma atitude com concentração máxima em N01E/67SE (fig.5.6 A) e por possuir caimentos contrários a aqueles observados no Domínio I.

Estruturas Lineares - Lineações Lmn\Lxn

As lineações Lmn\Lxn associam-se a Fase Dn, representadas por orientações de anfibólio\biotita e porfiroclastos de piroxênios e plagioclásio sobre a foliação Sn.

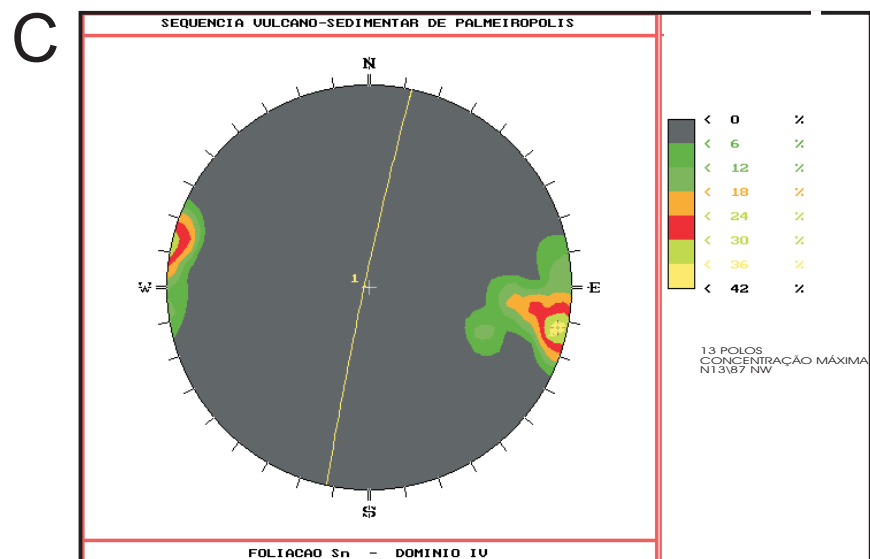
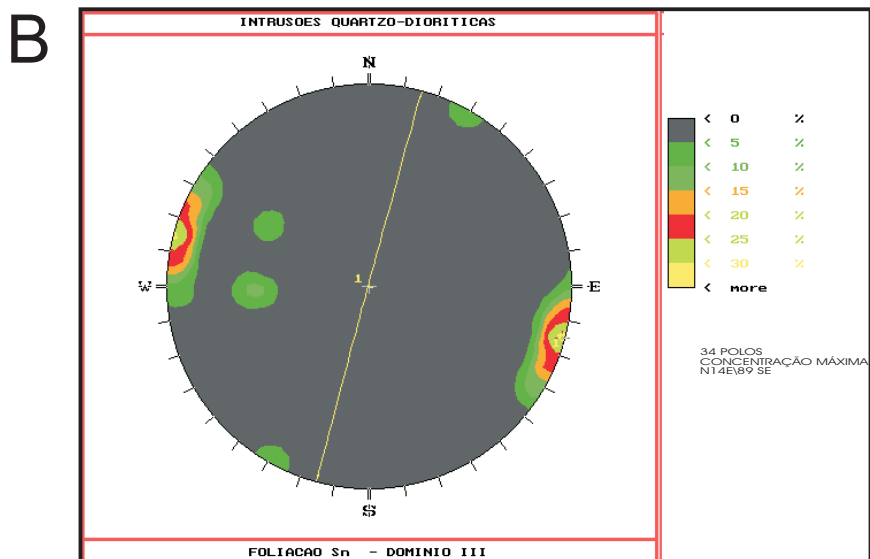
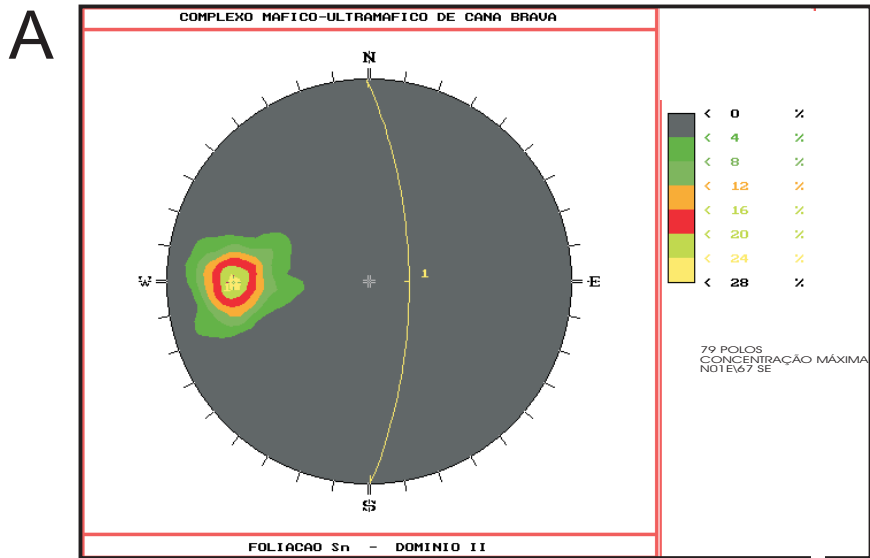


Figura 5.6 - Diagramas da foliação S_n nos domínios II, III, IV da área de estudo. A) Domínio II (Complexo de Cana Brava), B) Domínio III (Intrusões Noríticas), C) Domínio IV (Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis).

As atitudes das lineações possuem uma concentração máxima em 049/32, apresentando-se oblíqua em relação a foliação Sn e com direção\caimento distintos dos observados no Domínio I (fig. 5.7 A).

Indicadores Cinemáticos

Os indicadores cinemáticos considerados para o Domínio II correspondem às feições microestruturais obtidas em 5 lâminas delgadas orientadas. Foram utilizadas as relações de assimetria das microestruturas em relação a foliação Sn, como descritos no Domínio I.

Estas feições mostram-se preferencialmente com um deslocamento dextral, considerado como o principal sentido de movimentação de massa para o Domínio II.

Dobras Fn

A presença de dobras neste domínio foi observada em uma única localidade (TML-341), caracterizada por dobras Fn decimétricas a métricas, assimétricas, similares, fechadas, com espessamento de charneira, do tipo 2 (Ramsay, 1967) e com o plano axial de direção e caimento paralelos a foliação Sn (fig. 5.3 A). Possuem feições típicas de dobras originadas por cisalhamento flexural. O eixo da dobra apresenta atitude 190/02.

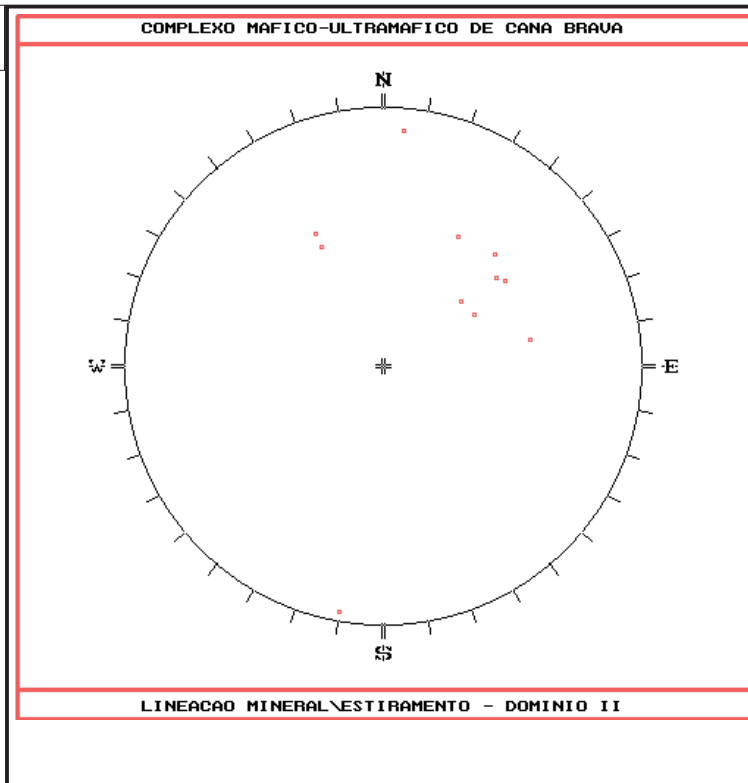
Nas dobras de cisalhamento flexural atua um cisalhamento simples paralelo aos flancos das dobras, produzindo uma distribuição da deformação onde os eixos X do elipsóide de deformação são divergentes em relação ao centro ou núcleo da dobra (Parker, 1983).

Os estratos que apresentam-se dobrados correspondem a bandamentos metamórficos centimétricos, associados a foliação Sn e frequentemente com intensa substituição da mineralogia granulítica (piroxênios) por uma assembléia do fácies anfíbolítico (biotita\anfíbólio\granada).

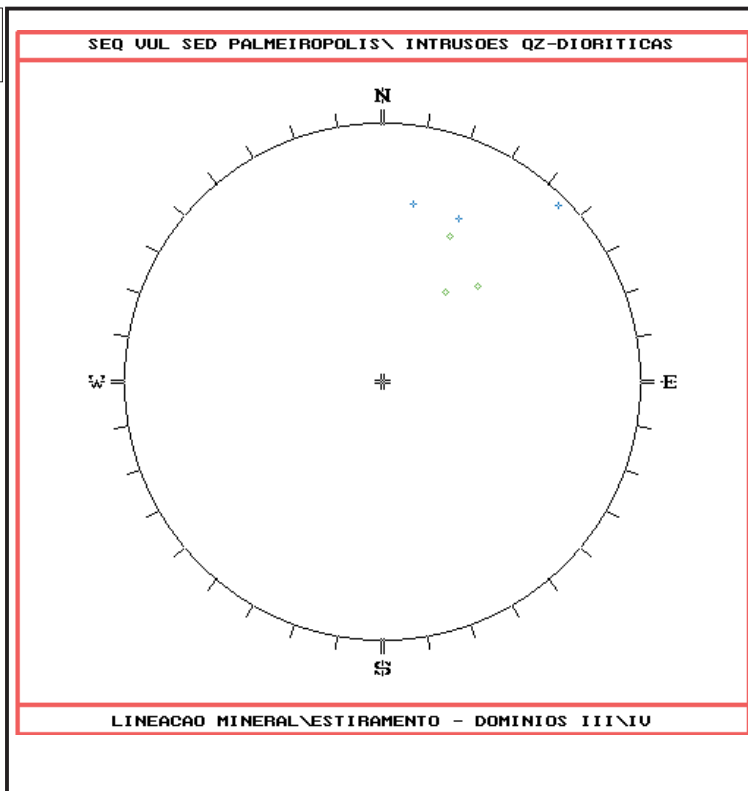
Considerando as relações das características estruturais das dobras com a foliação Sn, além do mecanismo de cisalhamento flexural para o seu desenvolvimento, sugere-se que estas tenham se desenvolvido em uma fase tardia do evento de deformação dúctil Dn.

5.2.3 - DOMÍNIO III

Este domínio localiza-se na porção oeste da área sobre as Intrusões Noríticas e uma pequena porção do Complexo de Cana Brava, apresentando-se limitado a oeste pela Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis.

A

11 POLOS
CONCENTRAÇÃO MÁXIMA:
049/32

B

+ DOMÍNIO IV

◆ DOMÍNIO III

6 POLOS
CONCENTRAÇÃO

DOMÍNIO III: 025-035/26-44
DOMÍNIO IV: 010-045/02-20

Figura 5.7 - Diagrama de lineação mineral\estiramento dos domínios II, III e IV. A) Domínio II ; B) Domínio III e IV.

5.2.3.1 - Fase Dn

Estrutura Planar - Foliação Sn.

Neste domínio predomina uma foliação Sn pouco penetrativa associada a Fase Dn e caracterizada por orientações de anfibólio e biotita.

Faixas com intensas taxas de deformação dúctil são encontradas principalmente no contato das Intrusões Noríticas com o Complexo de Cana Brava e a Seqüência Vulcão-Sedimentar de Palmeirópolis, desenvolvendo estruturas gnáissicas a ultramiloníticas. Localmente observam-se acamamentos ígneos (S0) com atitude N61W/90.

A foliação Sn possui uma concentração máxima em N14E/89SE (fig.5.6 B), caracterizada por caimentos aproximadamente verticais, nas faixas de intensa deformação, ou com uma inclinação mais pronunciada para SE na região central deste domínio.

Estruturas Lineares - Lineações Lmn\Lxn

Neste domínio foram obtidas poucas medidas, das estruturas lineares, o que torna o significado destas apenas com um carácter especulativo. As lineações Lmn e Lxn são representadas respectivamente por orientações de biotita e quartzo, com atitudes variáveis dadas por 025-035/26-44 e dispendo-se sobre a foliação Sn (fig. 9.7 B)

Dobras Fn

As dobras presentes neste domínio encontram-se preferencialmente nas faixas de intensa deformação, representadas pelos gnaisses. São dobras isoclinais a fechadas, geralmente intrafoliais, com flancos transpostos e com plano axial paralelo a foliação Sn.

Devido ao reduzido número de dados as atitudes são apenas indicativas. Possuem eixo de dobra em 190/35, paralelos à direção da foliação Sn e mostrando indicadores cinemáticos dextrais (fig. 3.8 B). Estas dobras são típicas de zonas de cisalhamento, mostrando-se geneticamente associadas a formação da foliação Sn.

5.2.4 - DOMÍNIO IV

Este domínio situa-se na porção mais oeste da área, localizado sobre a Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis, distinguindo-se dos demais por apresentar feições polideformacionais.

A presença de várias fases de deformação foi observada localmente (TML-377 e 393) em anfibolitos da SVSP, onde dobras isoclinais assimétricas com planos axiais paralelos a foliação principal, considerada como S_n , aparecem afetando uma estrutura planar anterior denominada de S_{n-1} . As dobras associadas a foliação S_n , denominadas de F_n , foram posteriormente dobradas por dobras abertas F_{n+1} , derivadas de um fase de deformação D_{n+1} .

5.2.4.1 - Fase D_{n-1}

Esta fase esta representada nos anfibolitos por uma estrutura planar S_{n-1} penetrativa, considerada com uma foliação anterior ou um acamamento S_0 , afetada por dobras F_n .

5.2.4.2 - Fase D_n

Estrutura Planar - Foliação S_n .

A foliação S_n corresponde a principal estrutura planar presente em anfibolitos e xistos da SVSP. Mostra-se penetrativa e localmente (anfibolitos) plano axial às dobras F_n ou paralela à bandamento metamórfico, representado por níveis ricos em hornblenda e quartzo-feldspático.

Possui concentração máxima em N13E/87NW (fig. 5.6 C), distinguindo-se dos domínios II e III pelo retorno do caimento para oeste.

Estruturas Lineares - Lineações L_{mn} e L_{xn} .

As medidas efetuadas possuem caráter apenas informativo, devido a pequena amostragem de dados. As lineações são caracterizadas por orientações de hornblenda (L_{mn}) e/ou quartzo (L_{xm}) sobre a foliação S_n , possuindo atitudes em torno de 010-045/02-20 (fig. 5.7 B) e direções subparalelas ($<10^\circ$) em relação da foliação S_n , sugerindo movimentos de massa preferencialmente direcionais.

Dobras Fn.

As dobras Fn foram observadas localmente em anfíbolitos mostrando-se isoclinais e assimétricas, com plano axial paralelo à foliação Sn. Estas dobras sofreram interferências de dobramentos da Fase Dn+1, porém mantêm indicadores cinemáticos de movimentação sinistral.

5.2.4.3 - Fase Dn+1

Esta fase foi caracterizada localmente por dobras abertas de grande amplitude, direção N75-85W e plano axial vertical, sem o desenvolvimento de uma foliação plano axial ou estruturas lineares associadas.

Estas dobras afetam os dobramentos da Fase Dn, produzindo ondulações nos eixos de dobras Fn e foliação Sn.

5.3 - DISCUSSÃO DOS DADOS ESTRUTURAIIS.

As principais características da deformação dúctil nos domínios estruturais estão representadas na figura 5.1 e anexo III, destacando-se os seguintes aspectos:

- Os domínios I e II são separados por uma contínua e extensa zona de falha na região central do complexo, possuindo atitudes da foliação Sn convergentes em direção à esta falha. No Domínio I a foliação Sn possui mergulho para oeste, enquanto no Domínio II a mesma apresenta-se com um mergulho para leste.

Domínio I

- O comportamento da foliação Sn mostra-se homogêneo, com caimentos para oeste e com atitude média no Complexo Granito-Gnáissico em N21E/48NW e no Complexo de Cana Brava em N20E/58NW.
- As lineações Lxn/Lmn mostram-se preferencialmente oblíquas a *down-dip* em relação a foliação Sn, com concentração máxima em 329/45 e 318/46, respectivamente para os complexos Granito-Gnáissico e de Cana Brava, e com indicadores cinemáticos dextrais.
- O contato dos complexos de Cana Brava e Granito-Gnáissico é marcado pela presença de uma zona ultramilonítica caracterizando um contato tectônico por meio de uma falha reversa, com características oblíquas a *down-dip* e sentido de movimentação provavelmente dextral.

Domínio II

- A foliação Sn apresenta atitude média N01E/67SE e lineações Lmn\Lxn oblíquas e concentração em 049/32, além de indicadores cinemáticos preferencialmente dextrais.

Domínio III

- Caracteriza-se por um aumento do ângulo de caimento da foliação Sn (N14E/89SE) em relação ao Domínio II e movimentos dextrais associadas.

Domínio IV

- Situa-se sobre rochas da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis com características polideformacionais, caracterizadas pelas fases Dn-1, Dn e Dn+1, onde os movimentos de massa associadas a foliação Sn (N13E/87NW) são aparentemente de caráter direcional e sentido sinistral.

5.4 - CARACTERÍSTICAS MICROESTRUTURAIS DA DEFORMAÇÃO DÚCTIL

5.4.1 - MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO DÚCTIL INTRACRISTALINA

Os materiais rochosos podem apresentar um comportamento deformacional descontínuo, resultando em fraturamentos sob um regime rúptil, ou contínuo quando submetidas a condições dúcteis apresentando principalmente a ação da deformação plástica. Uma análise dos mecanismos e produtos da deformação contínua, ao nível dos cristais, foi apresentada por Nicolas & Poirier (1976) e Nicolas (1984), descritos brevemente a seguir.

Os cristais sob a ação de uma tensão desviante podem se deformar por processos de deformação plástica, caracterizada por deslizamentos dos planos reticulares, controlados por defeitos pontuais, lineares e planares do retículo cristalino.

Os defeitos pontuais são caracterizados por vacâncias que atuam na difusão de átomos permitindo a substituição dos sítios estruturais e átomos interticiais, podendo causar modificações estruturais e elétricas, devido ao seu volume e carga.

Os defeitos lineares produzem um **sistema de deslizamento** (*slip system*) que corresponderão a planos e direções onde se requer o mínimo de energia para produzir um deslocamento elementar. Os diversos **planos de deslocamento** correspondem a planos reticulares de empacotamento denso ou planos nos quais fortes ligações não necessitam ser quebradas (Ex.:

enstatita - (100) [001]), enquanto as direções de deslizamento (*Burgers vetor*) correspondem aos menores parâmetros da cela unitária ou direções paralelas a fortes ligações químicas (ex.: olivina (010) [100]). O mecanismo de deformação considera dois tipos de deslocamentos: **deslocamentos de borda** (*edge dislocation*) e **em parafuso** (*screw dislocation*).

Os defeitos planares são responsáveis pelo aparecimento de deslocamentos de paredes, superficial e formação de geminação. Os deslocamentos de paredes podem dar origem a subgrãos, por mecanismos caracterizados por paredes inclinadas (*tilt walls*) e paredes em curva (*twist walls*). Os cristais podem acomodar deformações heterogêneas, com rotações do retículo, confinadas às paredes de deslocamento. O processo de geminação mecânica se dá por cisalhamento simples paralelo ao plano de geminação e ao longo de uma direção preferencial.

A presença de *kink-bands* e geminações mecânicas esta associada à deformação plástica de baixa temperatura, enquanto à alta temperatura um rápida difusão se torna mais ativa, com novos produtos da deformação representados por poligonizações *climb* e recristalizações.

As **recristalizações** podem ser **primárias**, quando formadas sintectonicamente ou **estática** (*annealing*), quando formadas tardiamente. Uma **recristalização secundária** pode atuar em função da energia superficial dos cristais, tendendo a gerar uma estrutura em mosaico com limites curvilineares ou planares e contatos próximos a 120°.

O mecanismo das recristalizações se dá por **rotação** de subgrãos ou por **nucleação-migração** de grãos de borda. O processo de rotação tende a formar subgrãos (neoblastos) com orientações cristalográficas próximas aos dos porfiroclastos que o deram origem, dispondo-se adjacentes a estes.

As recristalizações por nucleação-migração desenvolvem-se dentro de porfiroclastos por migração de borda. A recristalização por nucleação predomina a baixas temperaturas caracterizando-se pela presença de um manto de neoblastos, com orientações mais difusas, envolvendo e substituindo internamente os porfiroclastos. A recristalização por migração desenvolve-se às condições de elevadas temperaturas, produzindo neoblastos grandes, em menor número e com orientações cristalográficas próximas aos dos porfiroclastos.

Um outro importante fator atuante durante a deformação é a presença de fluidos que atuam sobre grãos produzindo mudanças de forma, devido principalmente a processos de difusão, onde a deformação plástica é secundária ou acessória. A tensão aplicada a um grão pode promover a dissolução de parte deste, com a consequente difusão de átomos através de fluidos em outra face, o que pode gerar concentrações residuais de “minerais insolúveis”.

Os mecanismos de deformação contínua descritos anteriormente podem ser aplicados a zonas de deformação heterogênea, onde estão presentes principalmente processos de cisalhamento,

estiramento e encurtamento, caracterizando respectivamente zonas de cisalhamento, *boudins* e dobramentos. No presente estudo foram enfocadas as feições de zonas de cisalhamento.

5.4.2 - ZONAS DE CISALHAMENTO DÚCTIL

As rochas quando submetidas à tensões mostram um comportamento deformacional que varia de regimes dúctil (deformações elástica, viscosa e plástica) a frágil (deformação rúptil).

Sibson (1977) e Ramsay (1980) associaram aos diferentes níveis crustais distintos regimes deformacionais, classificando-os em zonas de cisalhamento **dúctil**, **rúptil-ductil** e **rúptil**. As zonas de cisalhamento em regime dúctil caracterizam-se principalmente pela presença de rocha milonítica, na qual o processo de deformação plástica é dominante, representado por um cisalhamento simples heterogêneo (Ramsay,1980; White *et. al.*,1980).

A formação destas zonas associam-se a um processo de *strain softening*, concentrando as tensões aplicadas em zonas de alta deformação dúctil (White *et. al.*,1984).

As feições deformacionais ao nível dos grãos, em zona de cisalhamento, foram amplamente notificadas na literatura, destacando os trabalhos de Ramsay (1980), Nicolas & Poirrie (1976), Simpson (1983), Vernon (1983) Bell & Hammond (1984), White *et. al.* (1980); Passchier & Simpson (1986), que descreveram a presença de deslizamentos intracristalinos gerando geminações mecânicas, *kink-bands*, extinções ondulantes-recristalizações, formação de neoblastos e recuperações de cristais, texturas *mortar*, microbandamentos miloníticos, formação de sombras/franja de pressão, entre outros.

Algumas das feições microscópicas são indicativas do sentido do cisalhamento simples, denominados de indicadores cinemáticos. Estes são representados principalmente por foliação S-C, assimetria do sistema porfiroclástico (Passchier & Simpson,1986), rotação de porfiroclastos e disposição de lamelas de exsolução\geminção do cristal em relação aos planos cisalhantes.

White *et. al.* (1980) associaram aos milonitos uma diminuição dos grãos por recristalização ou neoformação de minerais em um regime dúctil, podendo apresentar uma subsidiária deformação frágil atuando em cristais rígidos, promovendo sua rotação e formação de feições de fraturamento do tipo *pull-apart*.

Os processos envolvendo a interação com fluidos resultam em mecanismos do tipo dissolução ou formação de fraturas, por fraturamento hidráulico, sendo o seu desenvolvimento em zonas de deformação dúctil pouco provável (Nicola,1984).

5.4.3 - FEIÇÕES MICROESTRUTURAIS NA ÁREA DE ESTUDO

Uma sinótese das feições deformacionais observadas à nível microscópico, na área de estudo é apresentada na tabela 5.1.

As feições deformacionais presentes nos litotipos das unidades geológicas da área, destacam-se pelos seguintes aspectos:

I - Complexo de Cana Brava

- Apresentam texturas típicas de deformação dúctil.
- Predominam feições deformacionais miloníticas, localmente com texturas isotrópicas.
- Ocorre um progressivo aumento na taxa de deformação dúctil a partir do topo até o contato basal do complexo, indicado pela presença gradual de protomilonitos \Rightarrow milonitos \Rightarrow ultramilonitos (fig. 5.8 A a C).
- Ocorrem discretas zonas de intensa deformação dúctil no interior do complexo, produzindo ultramiloníticos ricos em quartzo (fig. 5.8 D).

II - Intrusões Noríticas

- Predominam texturas isotrópicas a pouco deformadas, com texturas miloníticas a ultramiloníticas restritas às faixas de deformação (formando gnaisses), na região de contato com o Complexo de Cana Brava.

III - SVS de Palmeirópolis

- Mostram texturas típicas de um regime de deformação dúctil

IV - Complexo Granito-Gnáissico

- Possui feições microestruturais típicas da ação de um regime de deformação dúctil
- Possui feições de um progressivo aumento da taxa de deformação dúctil, em direção ao contato com o Complexo de Cana Brava.

As observações descritas, sugerem que um evento de deformação dúctil atuou extensivamente na área, com um máximo de deformação presente no contato do Complexo de Cana Brava com o Complexo Granito-Gnáissico.

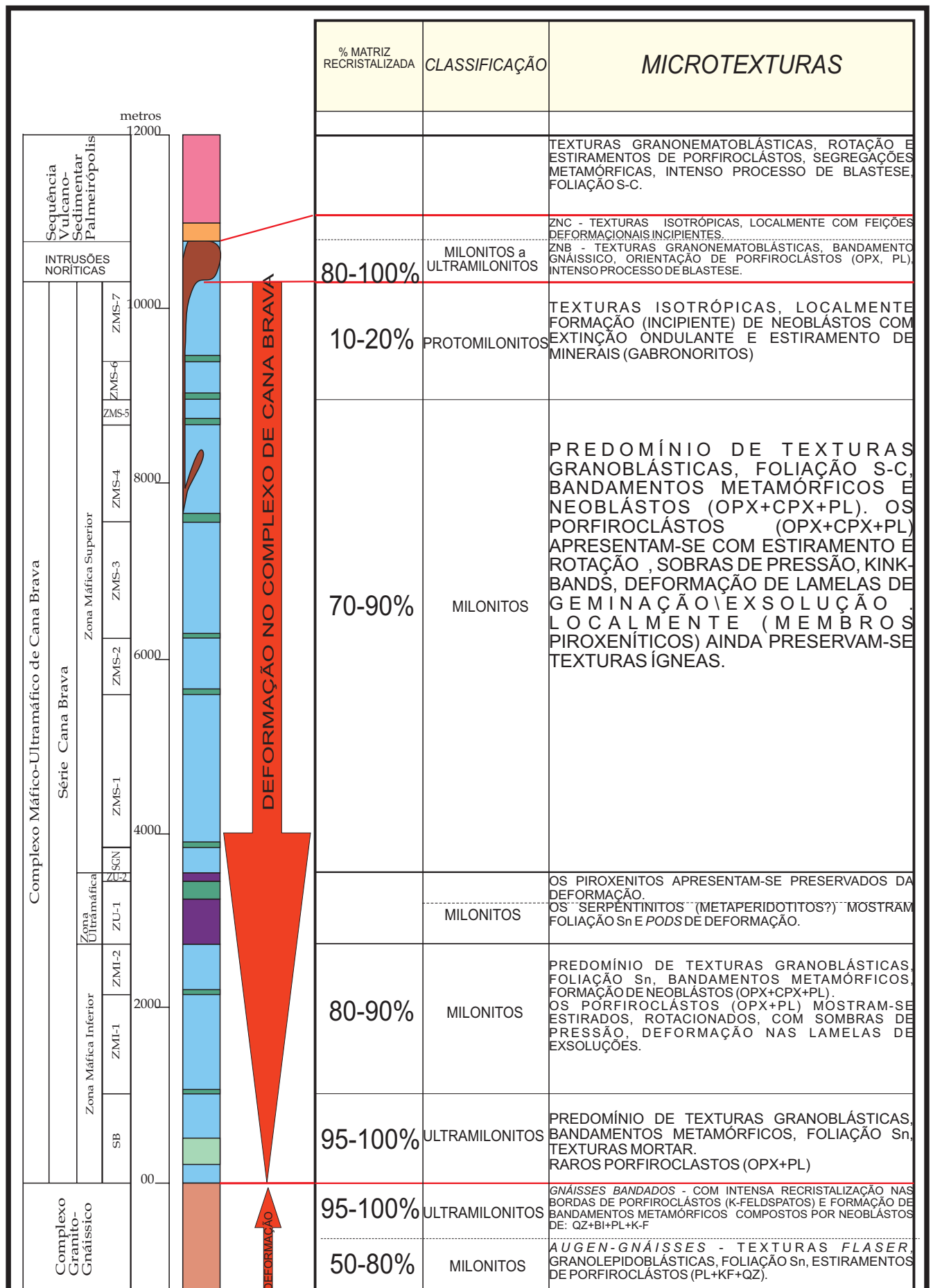


Tabela 5.1 - Descrição das feições texturais da deformação dúctil, ao longo da seqüência estratigráfica do Complexo de Cana Brava e unidades geológicas adjacentes.

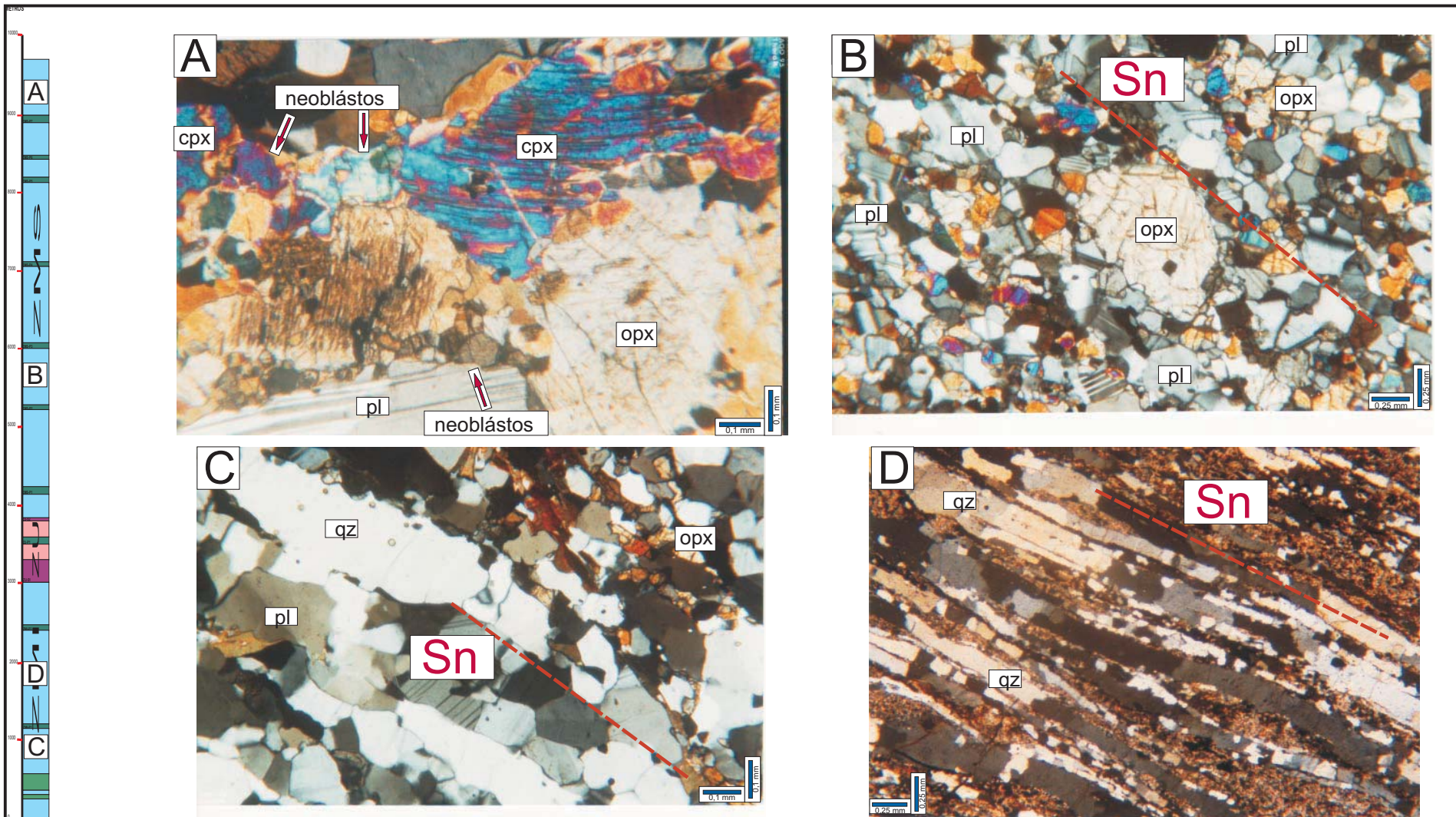


Figura 5.8 - Fotomicrografia das variações texturais durante a deformação dúctil e desenvolvimento da foliação Sn, no Complexo de Cana Brava. A) Protomilonitos, com o predomínio de porfiroclastos e pequena porcentagem de matriz granoblástica. B) Milonitos com o predomínio de matriz granoblástica (opx+cpx+pl) orientada segundo a foliação Sn. C) Ultramilonitos composto predominantemente por matriz granoblástica (opx+cpx+pl), com segregações de quartzo orientadas segundo a foliação Sn. D) Ultramilonitos ricos em quartzo, com o predomínio de segregações de quartzo, separados por níveis sericiticos + rutilo.

5.5 - ESTRUTURA DO COMPLEXO DE CANA BRAVA, NA ÁREA DE ESTUDO

Na área de estudo as principais feições de deformação se relacionam ao evento de deformação dúctil (Dn), provavelmente desenvolvida em elevados níveis crustais, produzindo uma modificação no posicionamento original do complexo. Este evento promoveu uma reorientação dos acamamentos ígneos, os quais se (sub)paralelizaram a foliação Sn.

No perfil geológico esquemático (fig. 5.9), pode-se observar que na área a foliação Sn e as unidades estratigráficas apresentam caimentos convergentes em direção a região da falha central. O limite oeste do Complexo de Cana Brava corresponde provavelmente a uma falha reversa oblíqua, com movimentação dextral. No domínio I podem ainda ser observadas outras zonas de falha, que aparentemente possuem a mesma movimentação da falha na base do complexo.

O contato da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis com Complexo de Cana Brava e as Intrusões Noríticas, se faz por meio de uma falha, provavelmente direcional e com sentido de movimentação sinistral. A estrutura observada na área de estudo, assemelha-se ao modelo de: **a) estrutura em *pop-up*** ou **b) estrutura em flor positiva**.

Elliott (1981) e Butler (1982) consideraram a formação de uma estrutura de *pop-up* e cinturões de cavalgamento, associados a regimes compressivos. Nestas condições pôde-se desenvolver um encurtamento das camadas, antes de se desenvolverem rampas frontais de cavalgamento, individualizando um plano de retro-empurrão (*back thrust*), uma rampa frontal, e uma estrutura alçada denominada de *pop-up* (fig. 5.10 A/B). Estes planos podem se encontrar ou truncar empurrões anteriores, formando uma zona triangular (Elliott,1981).

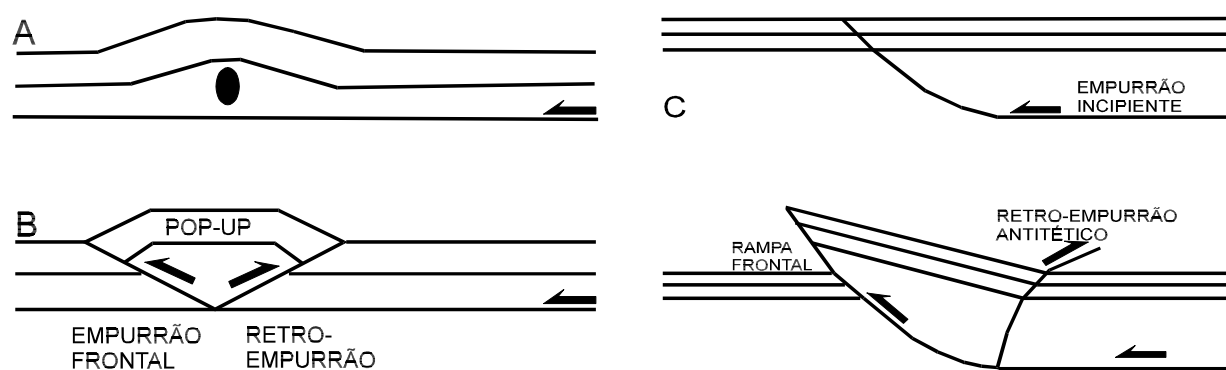
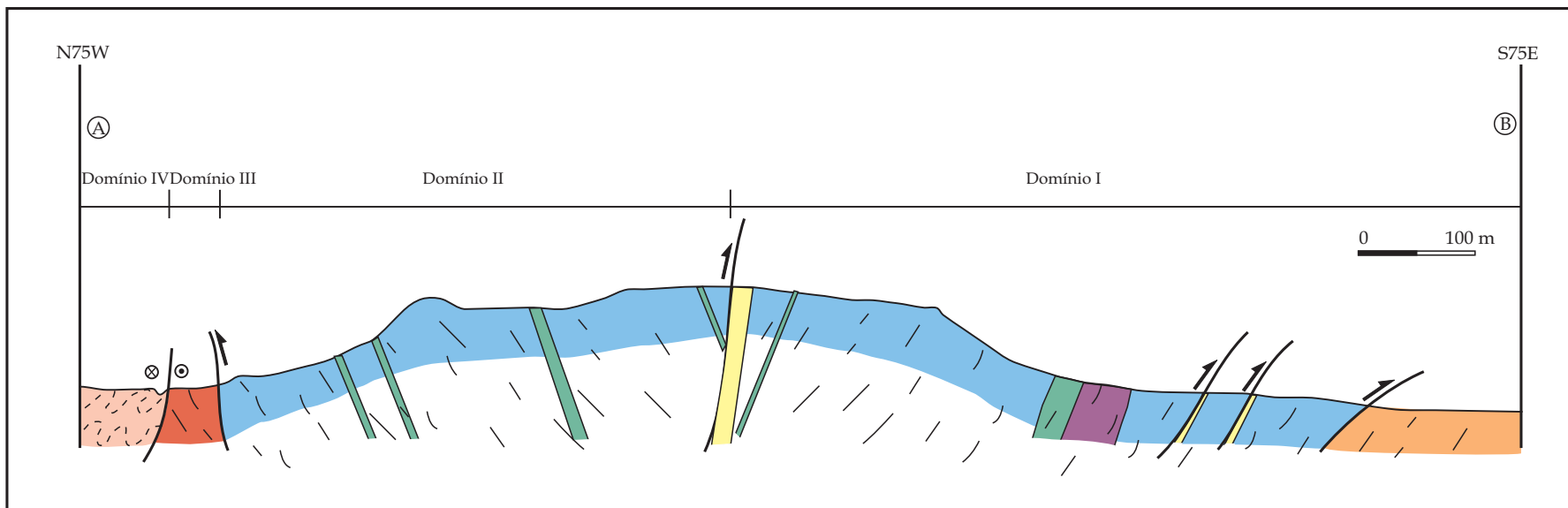


Figura 5.10 - A) Seqüência de desenvolvimento de uma estrutura “*pop-up*”. a) encurtamento paralelo ao acamamento, B) desenvolvimento do “*pop-up*” após o empurrão (Butler, 1982), C) Estrutura de *pop-up* desenvolvida por falha de retro-empurrão antitética (Mandl & Crans, 1981).



Sequência Vulcão-Sedimentar de Palmeirópolis

 Anfibolito

Intrusão Norítica

 Quartzo-norito, norito, gnáisses

Complexo de Cana Brava

 Ultramylonitos ricos em quartzo

 Piroxenito

 Serpentinito

 Metagabronorito

Complexo Granito-Gnáissico

 Gnáisses

Simbologia

 Falha reversa oblíqua

 Falha transcorrente sinistral

 Foliação S_n

Figura 5.9 - Perfil geológico da transversal L1000N, destacando-se os domínios estruturais do Complexo de Cana Brava e unidades geológicas adjacentes.

Um outro modelo para formação de “*back thrust*” foi proposto por Mandl & Crans (1981) associado a rotação da porção cavalgada sobre a rampa frontal, com a formação de uma falha de retro-empurrão antitética (*antithetic back thrust*) (fig.5.10 C).

Um modelo alternativo para a formação de uma estrutura alçada, foi descrito por Lowell (1972) e Harding & Lowell (1979), denominada de **estrutura em flor positiva** e desenvolvida em zonas de transpressão, de um sistema de deformação do tipo *strike-slip* (fig. 5.11).

Para a formação de tal estrutura ocorre uma modificação na orientação da falha principal com o desenvolvimento de dobras e falhas reversas formando um ângulo 40 -45° com o traço da falha principal (Sanderson & Marchini, 1984 - fig.5.11 A/B). O vetor deslocamento nas superfícies de empurrão podem ter componentes de movimentações direcionais e *down-dip*.

Em tais regiões devido a movimentação direcional da falha principal, o eixo de dobras provavelmente rotaciona em direção a esta, acompanhado da rotação da lineação de estiramento. Tais estruturas em recentes regiões de falhas *strike-slip* são preservadas por elevações topográficas, marcadas por falhas de empurrão (Ramsay,1987) (fig. 5.11 C).

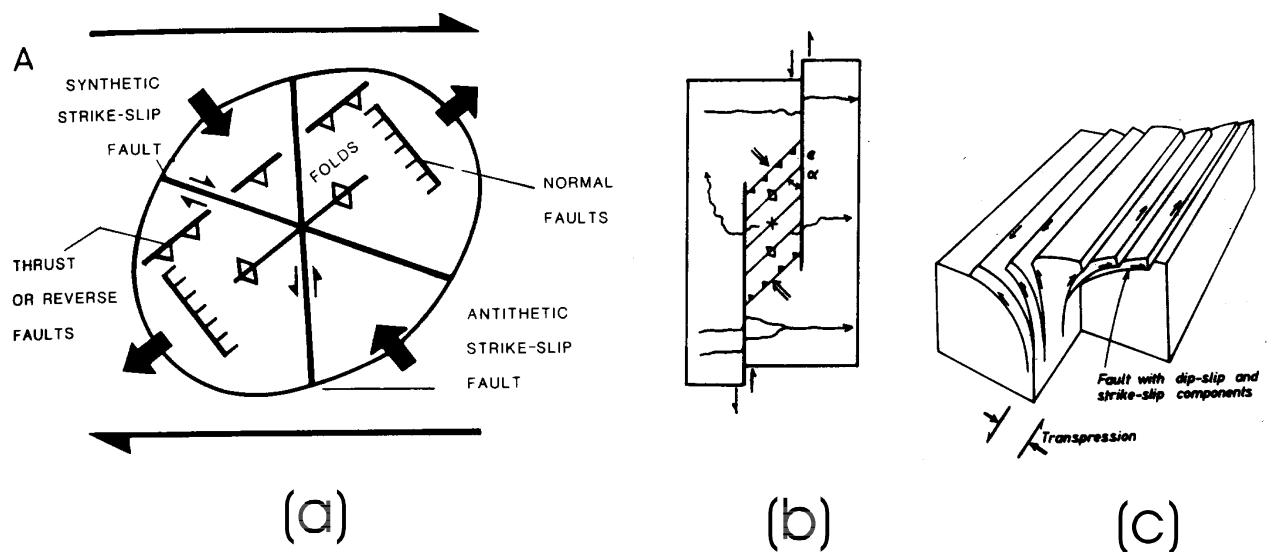


Figura 5.11 - Estrutura em flor positiva (Sanderson & Marchini, 1984; Ramsay,1987; Parker,1988)

Na porção sul do complexo (Mina SAMA-Cava A) Hasui & Magalhães (1990) observaram que dobras intrafoliais à Sn (com direção NS) apresentam eixos com atitudes em N-358/27, paralelos a lineações de estiramento e direção da foliação principal Sn. Sugeriram que o limite leste do Complexo de Cana Brava (com direção submeridional) corresponderia a uma rampa lateral e inclinada para oeste.

Na análise estrutural regional, efetuada por Fonseca & Dardenne (1995), foi delimitado um sistema de falhamento (**Sistema Rio Maranhão**) que se estende a leste do Complexo de Cana Brava até as proximidades do Complexo de Barro Alto, com características predominantemente frontal e reverso. Associados à estruturação dos Complexos de Cana Brava e Niquelândia e respectivamente às seqüências vulcano-sedimentares de Palmeirópolis e Indaianópolis, sugeriram a presença de uma estrutura do tipo megafloz positiva, com falhas de retro-empurrão subordinadas. D'el-Rey Silva *et. at.* (1996) consideraram que o Complexo de Niquelândia foi deslocado de porções inferiores da crosta, através de uma rampa frontal, por um processo de *underthrusting*.

A configuração do Complexo de Cana Brava parece coincidir com uma estrutura do tipo floz positiva, o qual se encontraria de acordo com o modelo de formação proposto para o *Sistema do Rio Maranhão*, entretanto com maior obliquidade das falhas reversas. Porém, para o completo entendimento da estruturação observada na área de estudo, faz-se necessária a realização de trabalhos de geologia estrutural, de maior detalhe, ao longo de todo o Complexo de Cana Brava e de suas unidades geológicas adjacentes.

CAPÍTULO 06

PETROGRAFIA

METAMÓRFICA

6.1 - INTRODUÇÃO

As paragêneses metamórficas das unidades geológicas da área de estudo e suas relações com os eventos deformacionais encontram-se descritos neste capítulo. Os eventos metamórficos foram subdivididos temporalmente em função das relações texturais, recebendo as seguintes denominações:

Mn - evento metamórfico principal - associado a fase de deformação Dn

Obs.: A notação foi acrescida do índice “+1”, para indicar um evento posterior a “n”

Cedo, Sin, Tardi: Relações temporais em mesmo evento metamórfico

Foram utilizados as seguintes simbologias:

<i>act</i> : actinolita	<i>dps</i> : diopsídio	<i>mu</i> : muscovita	<i>st</i> : serpentina
<i>bi</i> : biotita	<i>ep</i> : epidoto	<i>opx</i> : ortopiroxênio	<i>ti</i> : titanita
<i>cc</i> : carbonato	<i>gr</i> : granada	<i>pe</i> : penina	<i>zo</i> : zoisita
<i>cl</i> : clorita	<i>hb</i> : hornblenda	<i>pl</i> : plagioclásio	
<i>cpx</i> : clinopiroxênio	<i>kf</i> : K-feldspato	<i>qz</i> : quartzo	
<i>cz</i> : clinozoisita	<i>mt</i> : magnetita	<i>se</i> : sericita	

6.2 - PARAGÊNESES METAMÓRFICAS

6.2.1 - COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DE CANA BRAVA

As associações de minerais metamórficos presentes nas rochas máficas do Complexo de Cana Brava podem ser observados na figura 6.1.

No complexo predominam paragêneses do fácies hiperstênio-granulito com localizadas zonas onde estão presentes associações retrometamórficas do fácies anfibolito e/ou xisto-verde.

Evento Deform.	<i>S_n</i>								
Evento Metam.	M _N			M _{N+1} (RETROMETAMORFISMO)					
Fácies Metamórfico	Hy-granulito			Anfibolito			Xisto-Verde		
Minerais	Cedo	Sin	Tardi	Cedo	Sin	Tardi	Cedo	Sin	Tardi
Ortopiroxênio	██████████								
Clinopiroxênio	██████████								
Plagioclásio	██████████								
Ilmenita	██████████								
Quartzo	██								
Hornblenda				██████████					
Biotita				██████████					
Titanita				██████████					
Clorita							██████████		
Epidoto/Zoisita							██████████		
Tremolita							██████████		
Talco							██████████		

Figura 6.1 - Associações de minerais metamórficos em rochas máficas do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava

Green & Ringwood (1967b) associaram para os granulitos de rochas máficas condições de *baixa* ou *média pressão*, em função da ocorrência de granada, que seria estável somente a partir de mais altas pressões.

No Complexo de Cana Brava ocorre uma paragênese metamórfica anidra de mais alto grau formada por: **opx+cp+pl**, típica de *granulitos de baixa pressão*. Esta paragênese coincide com aquela observada em parte das rochas máficas granulitizadas, dos complexos de Niquelândia (Ferreira Filho, 1992) e Barro Alto (Fuck *et. al.*, 1981; Danni *et. al.*, 1982).

Nestas rochas máficas observa-se genericamente que a paragênese metamórfica de mais alto grau (**opx+cpx+pl**), está associada ao desenvolvimento da foliação Sn. Durante este evento dúctil os cristais primários (piroxênios e plagioclásio) sofreram uma deformação plástica e recristalizações em suas bordas (fig. 6.2 A/B).

Nas regiões onde predomina recristalização metamórfica formou-se bandamento metamórfico (centimétrico a milimétrico), composto por neoblastos de **opx +cpx+ pl** (similar assembléia mineral ao protolito ígneo), em condições do fácies granulito (fig. 6.3 A/B). Os neoblastos formados se distinguem dos relíctos ígneos pela menor dimensão, relações de recristalização estática e ausência de inclusões. Os neoblastos de piroxênios não mostram zonação óptica e apresentam delgadas e escassas lamelas de exsolução.

O metamorfismo granulítico observado relaciona-se ao desenvolvimento da foliação Sn em regime dúctil, o qual está presente em cerca de 90% da área. Esta associação indica que somente na região de topo do complexo, onde predominam protomilonitos e rochas com texturas cumuláticas, a ação do evento metamórfico, do fácies hiperstênio-granulito esteve praticamente ausente.

A formação da paragênese **opx+cpx+pl** foi sugerido por Spear (1981), através da reação: **hb₂+pl → opx+cpx+pl+hb₃ ± il + H₂O (a)**. A ocorrência da granada, associada a instabilidade de **opx+pl**, para pressões superiores a da reação “a”, é representada pela reação: **opx+pl→cpx+gr+qz (b)**, onde os produtos tornam-se eventualmente instáveis na presença de opx.

Green & Ringwood (1967) consideraram a ocorrência da granada controlada principalmente por razões Mg/Fe^{+2} e Ca/Na , podendo se estabilizar a pressão de 8 a 10 kb e temperatura de 700° C, em uma associação do tipo: **cpx+gr+qz+hy+pl**.

As rochas da Zona Ultramáfica foram submetidas a uma deformação e metamorfismo distribuídas heterogeneamente, com a melhor preservação dos membros piroxeníticos da deformação e metamorfismo.

Localizadas zonas de cisalhamento (zonas de falha) de alto “*strain*”, com direção (sub)paralela a foliação Sn, são encontradas intercaladas nos granulitos máficos. São compostas principalmente por ultramilonitos ricos em quartzo, localmente bordejados por anfíbolitos. Próximo ao topo do complexo, as zonas de cisalhamento são constituídas por granada-anfíbolito e biotita-hornblenda-metagabronorito, indicando uma superposição da paragênese anfíbolítica sobre os granulitos.

Os ultramilonitos ricos em quartzo apresentam uma associação mineralógica formada por: **qz+pseudomorfos sericitizados? (±ru±hidróxidos de ferro)**. Ferreira Filho (1992) observou no Complexo de Niquelândia que similares litotipos estão acompanhados de um mineralogia de alto grau (silimanita+espínélio+granada+quartzo).

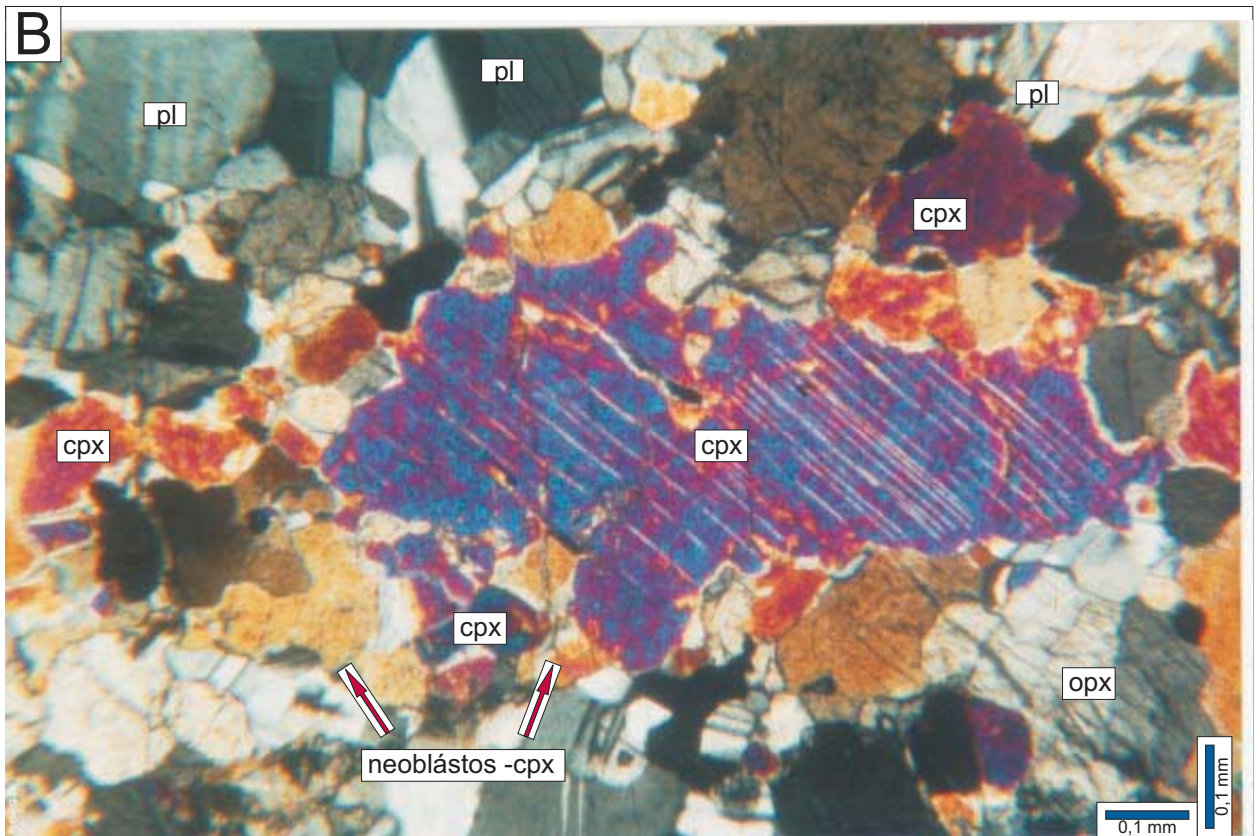
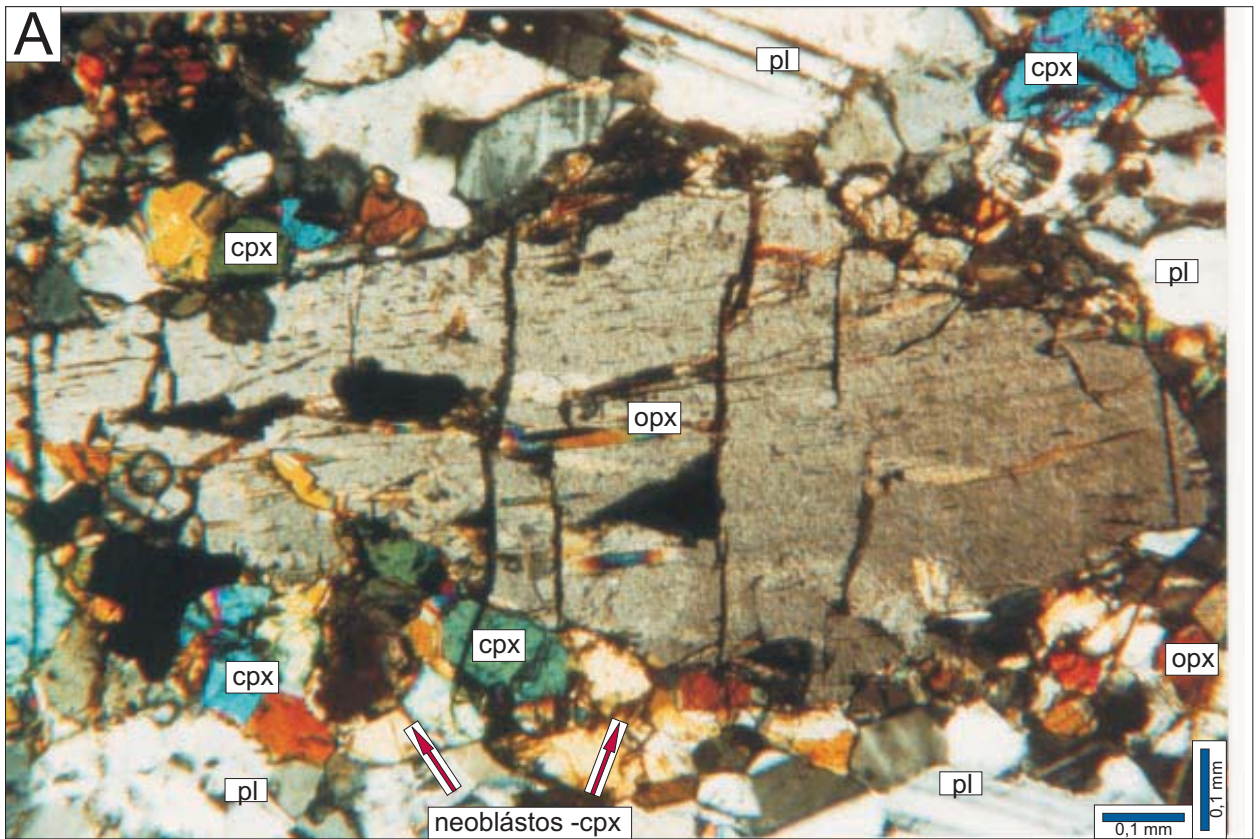


Figura 6.2 - Fotomicrografia das feições de deformação plástica sobre os piroxênios de gabronritos do Complexo de Cana Brava. A) Estiramento de porfiroclóstos de ortopiroxênios segundo a foliação Sn, envolvido por matriz granoblástica de neoblóstos de clinopiroxênios e plagioclásio. B) Deformação de porfiroclásto de clinopiroxênio com a formação de neoblóstos na bordas.

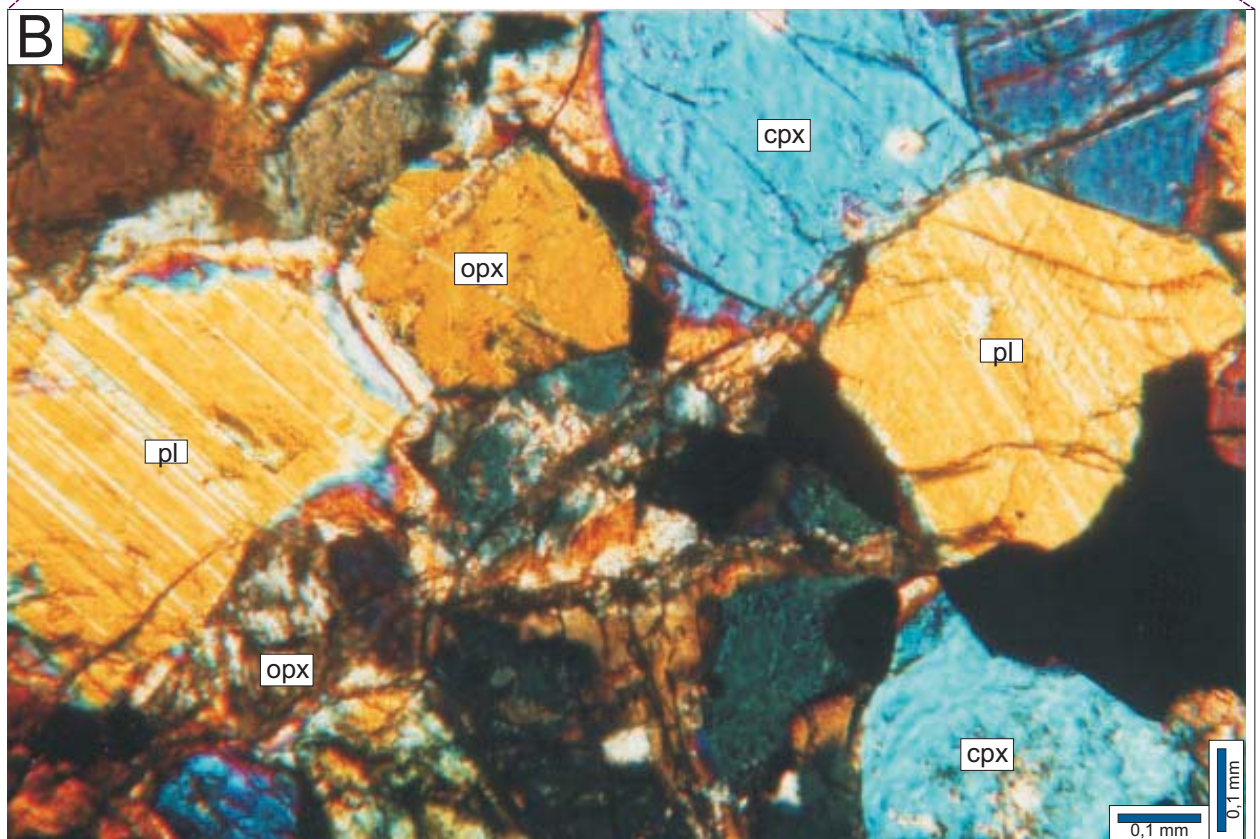
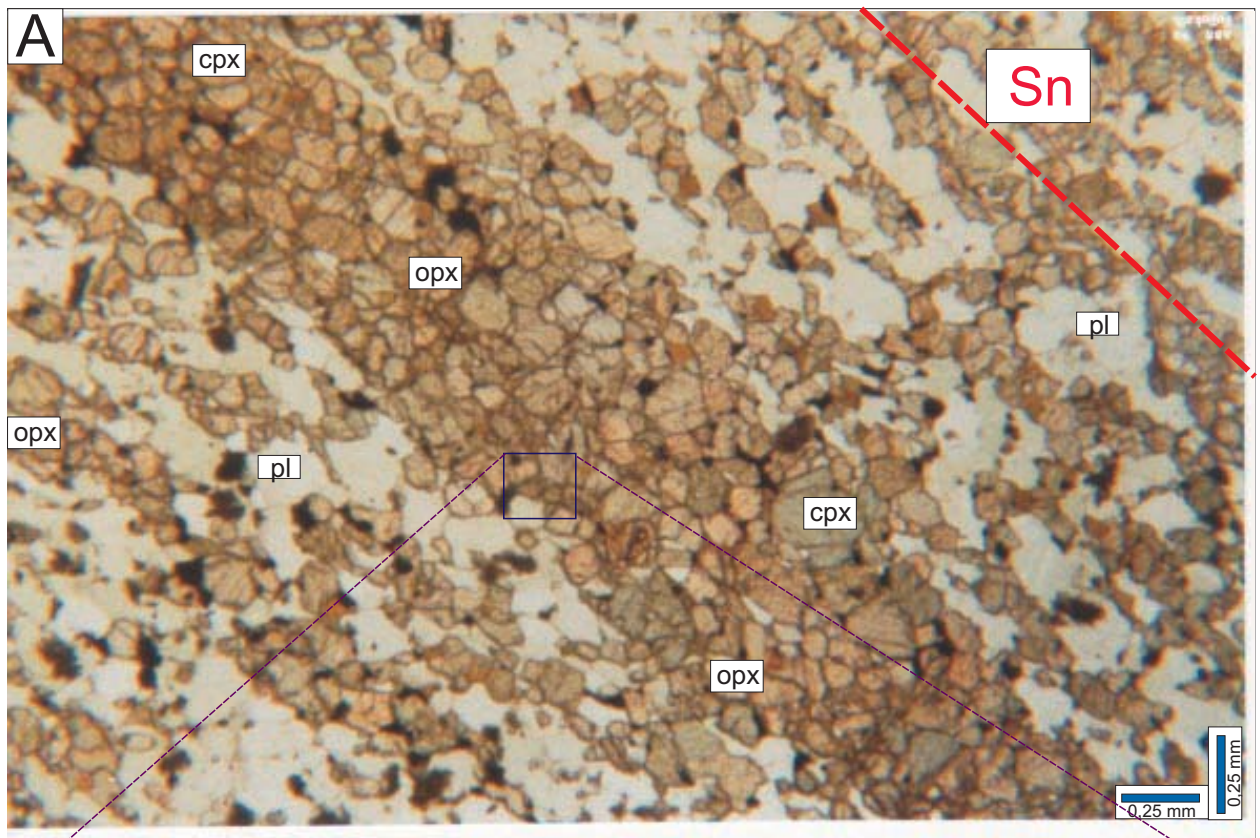


Figura 6.3 - Fotomicrografia com características de petrografia metamórfica dos gabronoritos no Complexo de Cana Brava . A) Bandamento metamórfico de níveis ricos em piroxênios e outros em plagioclásio, definindo a foliação Sn. B) Detalhe da textura granoblástica e junções tríplices entre neoblastos de cpx-opx-pl, que definem o fácies hiperstênio-granulito.

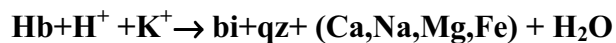
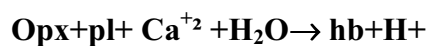
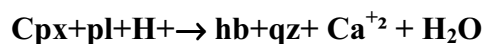
Estes litotipos associam-se a granulitos máficos intensamente deformados e ricos em segregações de quartzo, sugerindo uma gradação textural e mineralógica entre ambos. Nestas zonas de falha também podem ocorrer paragêneses do *fácies anfíbolito*, representadas pelas reações de hidratação com a formação de biotita-hornblenda-metagabronorito bandado, anfíbolito e granada-anfíbolito com as seguintes paragêneses:

Biotita-hornblenda-metagabronoritos bandado: **bi+hb+qz+pl** (fig. 6.4A/B)

Anfíbolito: **Hb+qz+pl** (\pm il,ti,ep,zo) (fig.6.4C)

Granada-anfíbolito: **gr+hb+qz+pl**

Processos de hidratação sobre granulitos máficos foram descritos por Beach (1980), enfatizando um aumento da porcentagem modal do quartzo durante a transição da assembléia de piroxênios para hornblenda. Considerou o predomínio de reações de hidrólise, com o consumo de H^+ e liberação de cátions, em função da pervasiva migração de fluidos para o interior das zonas de cisalhamento, durante a deformação e retrometamorfismo do sistema. Sugeriu a seguintes reações para a ocorrência de hornblenda e biotita, a partir de piroxênios.:

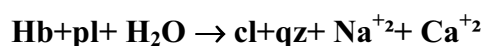
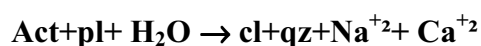
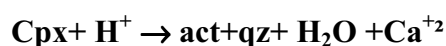


O processo retrometamórfico do *fácies anfíbolito* também atuou de forma pervasiva nos granulitos, substituindo piroxênios por anfíbolitos e/ou biotita. Paragêneses de *fácies xisto-verde* são observadas predominantemente na Subzona Basal, devido a intensa substituição do piroxênio e plagioclásio, dando origem a uma assembléia do tipo:

ac+cl+ep\zo+se+qz+cc+tl (fig.6.4D).

A actinolita, clorita e/ou talco desenvolvem-se sobre pseudomorfos de piroxênios, enquanto epidoto, carbonatos e zoisita compõe uma massa criptocristalina de cor cinza escura, onde localmente podem ainda ser observados cristais de plagioclásio, intensamente substituídos.

Winkler (1976) sugeriu que a passagem de hornblenda para actinolita se dá próximo de 500°C, em condições semelhantes a ocorrência de granada em rochas metapelíticas. Beach (1980) sugeriu reações para formação de actinolita e clorita, dadas por:



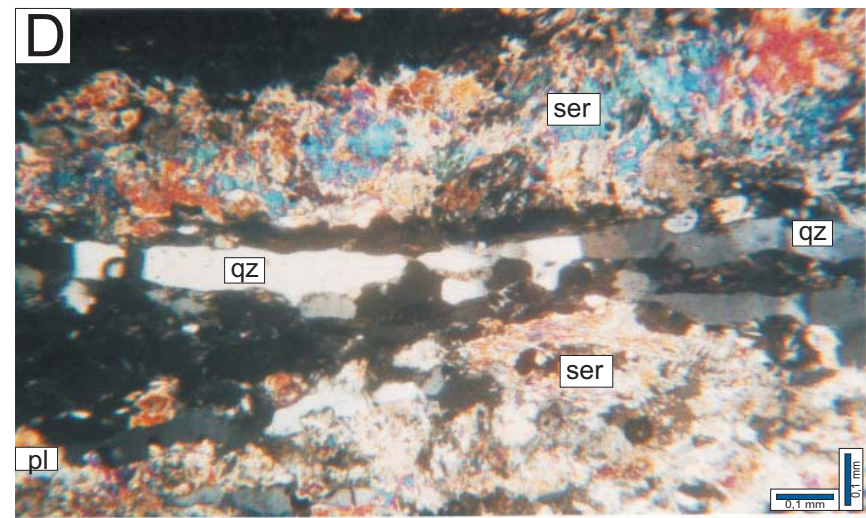
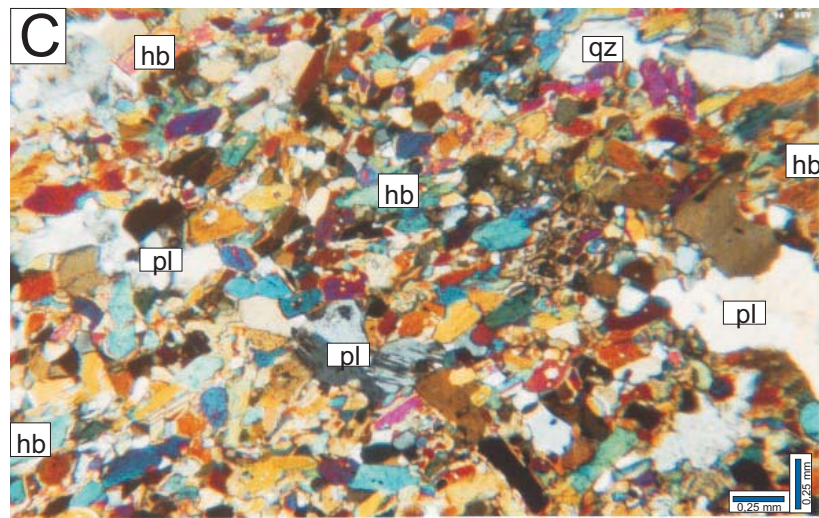
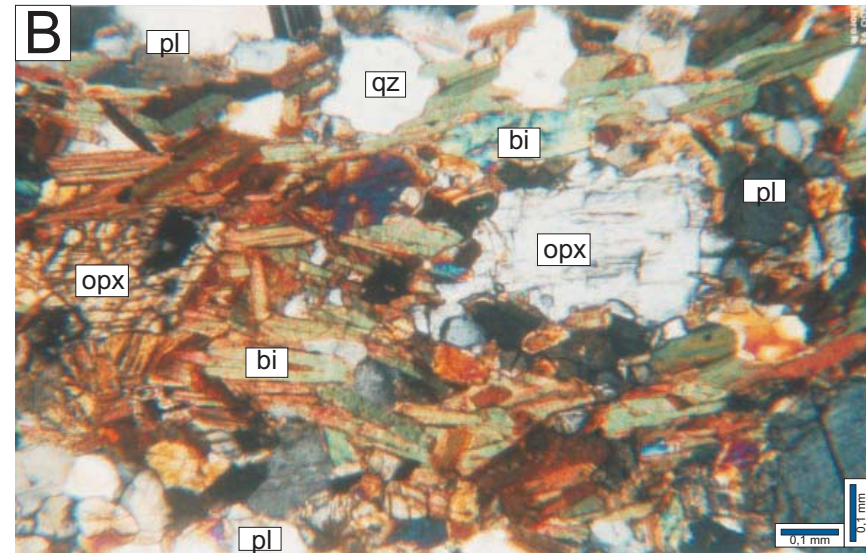
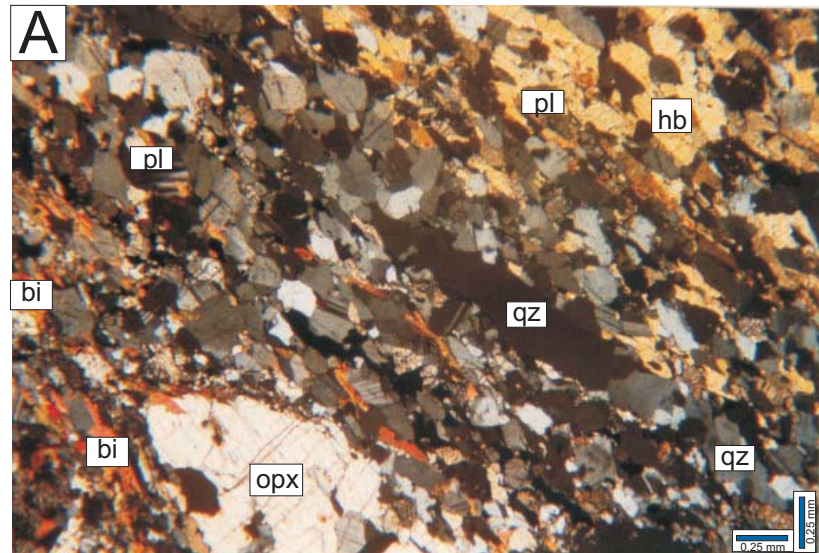


Figura 6.4 - Fotomicrografia das características retrometamórficas presentes no Complexo de Cana Brava. A) Bandamentos retrometamórficos marcando a foliação S_n , indicados por substituições dos piroxênios por hornblendas e/ou biotita. B) Substituições dos piroxênios por biotita, orientadas segundo a foliação S_n . C) Anfibolitos presentes em zonas de deformação sobre granulitos máficos. D) Substituições retrometamórficas dos piroxênios e plagioclásios por assembleia do fácies xisto verde (sericita + clorita).

Os xenólitos máficos apresentam diferentes intensidades de substituição das associações mineralis, gradando de norito (gabronorito), hornblenda-norito a diopsídio-anfibolito.

As paragêneses metamórficas observadas nos xenólitos foram agrupadas e estão representadas na figura 6.6.

	<i>Sn</i>					
	Fácies Anfibolito			Fácies Xisto Verde		
	M_N			M_{N+1} (retrometamorfismo)		
	Cedo	Sin	Tardi	Cedo	Sin	Tardi
Diopsídio	████████████████████					
Plagioclásio	████████████████████					
Quartzo	████████████████████			████████████████████		
Biotita			████████████████████			
Hornblenda			██████████			

Figura 6.6 - Seqüência paragenética presente nos xenólitos de norito e anfibolito do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava.

Os xenólitos de norito (gabronorito) e hornblenda-norito mantêm uma associação mineralógica primária, formada por pl+opx (+cpx), às vezes com um intensa substituição de piroxênios, por hornblenda e biotita.

Os xenólitos de diopsídio-anfibolito ocorrem em zonas de extrema deformação, apresentando uma paragênese metamórfica de mais alto grau representada por: **cp_x+pl+hb+qz**

Esta paragênese indica condições de fácies anfibolito de alta temperatura, em função da presença do diopsídio. Spear (1981) considerou o aparecimento de diopsídio a partir da hornblenda, em temperaturas de 695±10°C a 738±09°C e pressões 0,5 a 3,0 Kb, (controlados pelo tampão HM) ou temperaturas de 768±08°C ,1,0 Kb e 788±08°C, 2,3 Kb, (sob a ação do tampãoQFM). Observou também que as fases ricas em Fe-Ti, estáveis a estas condições, são representadas por ilmenita e\ou ti-hematita. A hornblenda ocorre na matriz granonematoblástica ou substituindo o diopsídio, indicando relações metaestáveis entre estes.

Portanto, a associação dos xenólitos com os gnaisses estabelece aparentemente condições máximas de metamorfismo do *fácies anfibolito alto* , para a zona deformada das Intrusões Noríticas.

Na região de ocorrência dos granada-biotita-gnaisses foi relatada a presença de silimanita e cianita (Marini *et. al.*,1974; Girardi *et. al.*,1978), constituindo parte da paragênese metamórfica dos gnaisses e portanto indicativas de condições de metamorfismo de alto grau. Esta associação não foi encontrada na área de estudo.

6.2.3 - SEQÜÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR DE PALMEIRÓPOLIS

A Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis é representada na área por diopsídio-granada-anfibolito, biotita-granada-anfibolito e muscovita-quartzo-xisto. As assembléias minerais observadas nos anfibolitos são mostradas na figura 6.7.

O diopsídio-granada-anfibolito bandado, caracteriza-se por uma paragênese metamórfica de: **gr+pl+qz+hb+dps (+ti).**

Os níveis félsicos são compostos principalmente por plagioclásio e quartzo, com subordinada granada e diopisídio. A granada apresenta-se poiquiloblástica (com inclusões de quartzo e plagioclásio) indicando um carater tardi-pós-cinemático.

A presença de hornblenda com o pleocroísmo verde a castanho, associado a presença do diopsídio, sugerem condições de metamorfismo do *fácies anfibolito alto* (Spear, 1981).

MINERAIS	<i>Sn</i>					
	Fácies Anfibolito			Fácies Epidoto-Anfibolito		
	<i>M_N</i>			<i>M_{N+1} (retrometamorfismo)</i>		
	Cedo	Sin	Tardi	Cedo	Sin	Tardi
Quartzo	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████
Plagioclásio	██████████	██████████	██████████			
Biotita			██████████			
Diopsídio			██████████			
Granada			██████████			
Titanita			██████████			
Hornblenda verde			██████████			
Hornblenda verde-azulada				██████████	██████████	██████████

Figura 6.7 - Assembléia mineral observada nos anfibolitos da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis.

No biotita-granada-anfibolito a paragênese metamórfica de mais alto grau é dada por: **gr+pl+qz+hb+bi (+bi).**

Este litotipo apresenta porfiroclastos de plagioclásio arredondados e rotacionados em uma matriz de neoblastos de quartzo e plagioclásio. A biotita de cor marrom escuro (provavelmente rica em Ti) distribui-se marcando a foliação Sn e mantendo contatos metaestáveis com a hornblenda e os porfiroclástos de plagioclásio.

A hornblenda possui inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita, com uma zonação do centro para a borda, de cor verde a azul-esverdeado, indicando um processo retrometamórfico. A granada ocorre poiquiloblástica, com inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita e opacos, provavelmente formada em uma etapa tardi-cinemática.

As condições de estabilidade destes litotipos devem ter alcançado o fácies anfibolito, atestado pela paragênese: **hb verde + gr+pl+qz+bi**, com temperaturas de 500-600° C e pressões de 4-5 kbar, atribuídas para formação da granada (Winkler, 1976).

Em uma etapa subsequente foram atingidas condições retrometamórficas do *fácies epidoto-anfibolito*, caracterizado pela presença de anfibólio de cor azul-esverdeada, substituindo anfibólio de cor verde. O limite inferior deste fácies é da ordem de 475° C (Spear,1981).

O muscovita-quartzo-xisto possui uma assembléia de mu+qz e pseudomorfos provavelmente de granada, completamente substituídos por sericita, dificultando na caracterização do fácies metamórfico.

6.2.4 - COMPLEXO GRANITO-GNÁISSICO

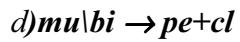
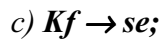
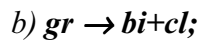
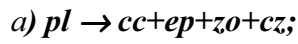
Nesta unidade os litotipos apresentam paragênese metamórfica desenvolvida durante o evento de deformação dúctil (Dn). A figura 6.8 mostra as paragêneses estáveis, nos gnaisses desta unidade.

	<i>S_n</i>					
	Fácies Anfibolito			Fácies Xisto-Verde (retrometamorfismo)		
	M _N			M _{N+1}		
Minerais	Cedo	Sin	Tardi	Cedo	Sin	Tardi
Quartzo	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████	██████████
Plagioclásio	██████████	██████████	██████████			
K-feldspáto	██████████	██████████	██████████			
Muscovita	██████████	██████████	██████████			
Biotita	██████████	██████████	██████████			
Granada			██████████			
Clorita/Penina				██████████	██████████	██████████
Epidoto				██████████	██████████	██████████
Zoisita/clinozoisita				██████████	██████████	██████████
Carbonato				██████████	██████████	██████████

Figura 6.8 - Paragêneses metamórficas encontradas no Complexo Granito-Gnáissico.

A paragênese: **qz+kf+pl+mu+bi+gr** , não retrata com muito clareza as condições de P e T associadas ao evento metamórfico Mn, porém estima-se que pelo menos foram atingidas condições do *fácies anfibolito*. A granada localmente mostra-se poiquiloblástica, com inclusão de quartzo da matriz granoblástica, ressaltando seu caracter tardi-cinemático.

Superimposta a esta paragênese ocorre uma associação mineral retrometamórfica M_{N+1} , dada por: $cl+ep+zo+cz+cc+se$, provavelmente desenvolvida em processos tardios ao metamorfismo M_N . Este processo caracteriza-se pelas seguintes desestabilizações:



Nesta unidade foram descritas regionalmente, feições migmatíticas indicativas de condições metamórficas de alto grau (Girardi *et. al.*,1978), que entretanto na área de estudo não foram encontradas.