

CAPÍTULO IV. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS ENVOLVIDAS NA ÁREA DE ESTUDO

4.1. Descrição das Unidades Geológicas

As Unidades Geológicas foram descritas de acordo com o posicionamento estratigráfico, da mais antiga para a mais nova, utilizando o mapa geológico simplificado como referência para a localização das unidades (**Fig. 4.1**). O posicionamento estratigráfico foi determinado através de relações estruturais e a partir de dados geocronológicos adquiridos na presente tese e/ou disponíveis na literatura (**Fig. 4.2**).

4.1.1. Complexo Salgadinho

As rochas que compõem este complexo ocorrem na porção sul-sudeste da área mapeada. Nessa região, este complexo foi referido inicialmente como a Unidade P γ do mapa geológico da Folha Jaguaribe NE (Ferreira, 2000), formada por ortognaisses de composição granodiorítica, monzogranítica e sienogranítica migmatizado com intercalações de anfibolito e leptinito. Na concepção de Santos *et al.* (2002), a área correspondente ao Complexo Salgadinho foi englobada no Complexo Gnáissico-Migmatítico (Pgm/P γ), caracterizada pela ocorrência de ortognaisses de composição granítica a tonalítica com porções migmatizadas. Durante a preparação do mapa geológico ao milionésimo do território nacional, Angelim *et al.* (2004) utilizaram a denominação Complexo Salgadinho para as mesmas rochas descritas anteriormente por Ferreira (2000) e Santos *et al.* (2002). Na presente tese, o termo Complexo Salgadinho foi mantido em virtude da semelhança das rochas encontradas na área com aquelas previamente descritas na literatura por Angelim *et al.* (*op. cit.*).

Os afloramentos relacionados ao Complexo Salgadinho são encontrados em leitos de rio/riachos ou sob a forma de lajedos com expressão topográfica positiva na região. Esse complexo é composto por $\pm$ magnetita-hornblenda-biotita ortognaisses migmatíticos de composição tonalítica a granodiorítica com alguns termos graníticos. Enclaves de rochas metamáficas, por vezes boudinados, são observados com frequência.

O $\pm$ magnetita-hornblenda-biotita ortognaisse é cinza de granulação que varia entre fina e média e índice de cor meso a melanocrático. Quartzo, plagioclásio, biotita, hornblenda, k-feldspato, titanita, zircão, magnetita e epidoto compõem a mineralogia dessa rocha. Em determinadas porções, este ortognaisse possui bandamento gnáissico milimétrico a centimétrico caracterizado pela intercalação entre bandas enriquecidas em anfibólio e biotita, e bandas formadas por quartzo, plagioclásio e $\pm$ K-feldspato (**Fig. 4.3a**). Na maioria dos afloramentos esta rocha possui bandamento migmatítico de ordem decimétrica, caracterizado pela intercalação entre o leucossoma quartzo-feldspático com magnetita e o mesossoma formado pelo hornblenda-biotita ortognaisse com poucos cristais de magnetita disseminados na matriz (**Fig. 4.3b**). Em algumas porções, esses leucossomas são predominantes nos afloramentos, possibilitando que essas rochas sejam cartografadas na escala de trabalho. Cristais de magnetita e anfibólio (hornblenda?) com 1 a 3cm. de comprimento podem ser observados nos leucossomas (**Fig. 4.3d**).

As rochas metamáficas (gabros e/ou dioritos anfibolitizados) são compostas essencialmente por anfibólio, clinopiroxênio, plagioclásio, k-feldspato e biotita com titanita, calcita e apatita como acessórios. Eles ocorrem como *boudins* centimétricos a decimétricos com *necks* preenchidos por material quartzo-feldspático (**Fig. 4.3c**). Eventualmente, estas rochas ocorrem como camadas contínuas de espessura centimétrica.

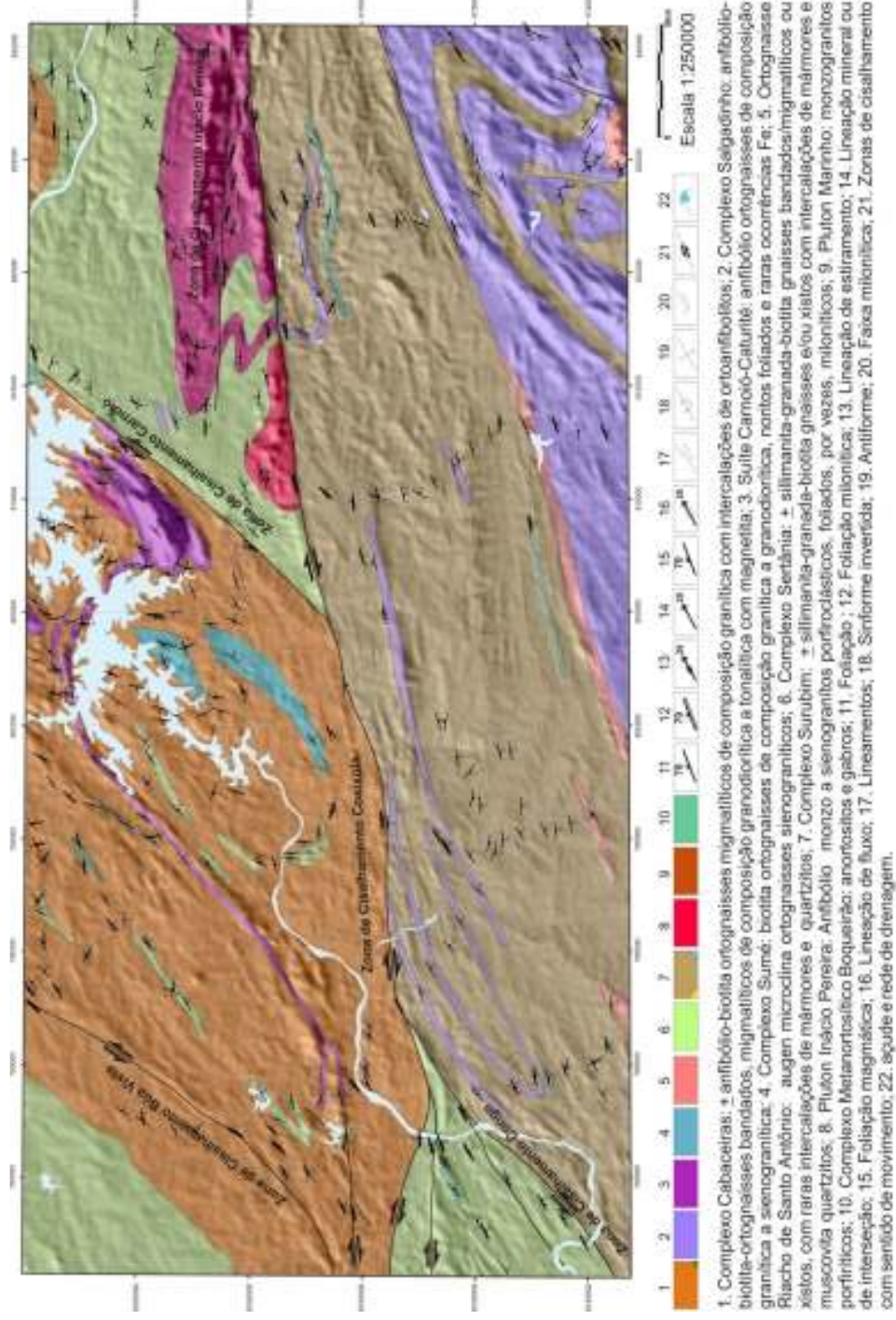


Figura 4.1: Esboço geológico-estrutural da área com as principais Unidades litológicas em destaque.

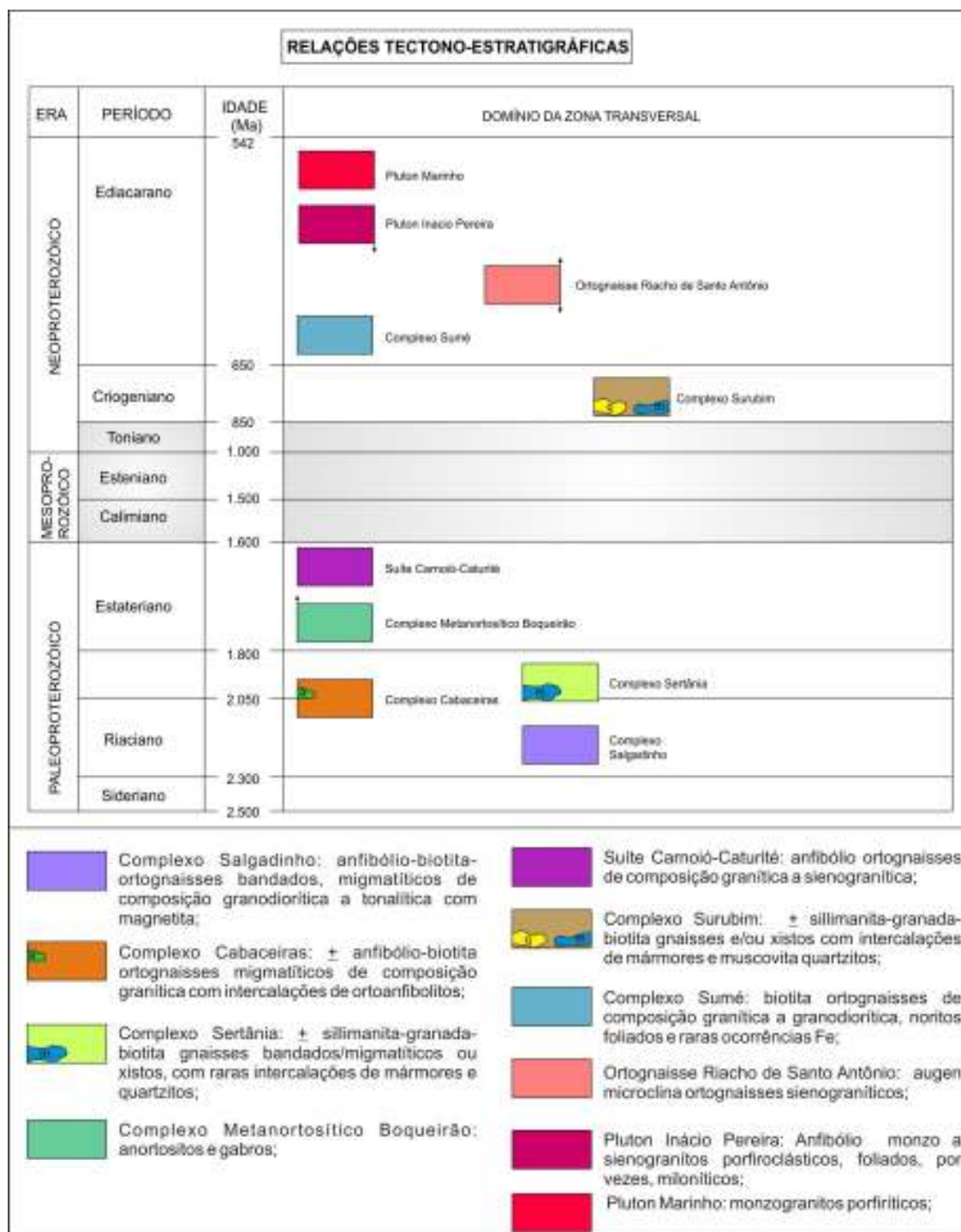


Figura 4.2: Quadro ilustrativo para o posicionamento tectono-estratigráfico proposto para as Unidades Geológicas da área de estudo.



Figura 4.3. (a) Aspecto de campo do bandamento gnáissico milimétrico em hornblenda-biotita ortognaisse do Complexo Salgadinho (afloramento DR-78); (b) Bandamento migmatítico caracterizado pela intercalação centimétrica de leucossomas graníticos com o mesossoma formado por hornblenda-biotita ortognaisse. Nota-se a ocorrência de camadas centimétricas de rocha metamáfica (anfibolitos) e banda de cisalhamento dúctil sinistral; (c) *Boudins* assimétricos em camada de rocha metamáfica, com *necks* preenchidos por material de composição granítica (DR-89); (d) Detalhe de leucossoma granítico repleto de cristais de magnetita em afloramento do Complexo Salgadinho (DR-77). Em todas as fotos a ponta da lapiseira está apontada para o Norte.

4.1.2. Complexo Cabaceiras

Esse complexo foi estudado inicialmente por Caldasso (1968). O autor denominou como Grupo Cabaceiras um conjunto de rochas migmatíticas de derivação ígnea que ocorrem nos arredores de Cabaceiras no Estado da Paraíba. O termo complexo foi utilizado pela primeira vez por Angelim *et al.* (2004) durante a preparação do mapa geológico ao milionésimo do território nacional (Folha Jaguaribe SB-24), produzido pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM). Os autores adotaram o termo Complexo Cabaceiras para uma série de ortognaisses com composição tonalítica, granodiorítica e granítica.

Lages *et al.* (2009) descreveram o Complexo Cabaceiras, com base em dados de campo, petrográficos e geoquímicos, como ortognaisses de composição expandida (tonalito-granodiorito-granito) de afinidade cálcio-alcálica, gerados em ambiente de arco vulcânico. Segundo os autores, o Complexo Cabaceiras possui características petrográficas e geoquímicas semelhantes a ortognaisses Paleoproterozóicas constituintes do embasamento do domínio da Zona Transversal, reconhecidos na literatura como Complexo Floresta (Santos, 1995; Brito Neves *et al.* 2001; Santos *et al.* 2004).

O Complexo Cabaceiras ocorre na porção norte - noroeste da área mapeada. As melhores exposições de afloramentos são encontradas sob a forma de lajedos sem expressão no relevo da região ou em leitos de rios e/ou riachos. Esse complexo é composto por $\pm$ hornblenda-biotita ortognaisses migmatíticos de composição granítica a granodiorítica, incluindo termos tonalíticos e expressivas intercalações de ortoanfibolitos (metagabros anfibolitizados?) e granada anfibolitos.

O $\pm$ hornblenda-biotita ortogneisse possui granulação média, índice de cor leuco a mesocrático e bandamento gnáissico-migmatítico irregular (**Fig. 4.4a**). Esse bandamento é caracterizado pela intercalação, de ordem centimétrica a decimétrica, entre bandas de coloração cinza formados por quartzo, feldspato, biotita e hornblenda e bandas de coloração branca ou levemente amarelados, enriquecidos em quartzo, plagioclásio e/ou K-feldspato com raras ocorrências de biotita e anfibólio. Estruturas típicas de migmatização (estromática e *schlieren*) são observadas com frequência nos afloramentos desse litotipo. Eventualmente, essas

rochas estão milonitizadas e a sua textura gnáissica-migmatítica são obliteradas (**Fig. 4.4b**).

O ortoanfibolito é cinza escuro, por vezes, esverdeado, melanocrático com granulação que varia entre fina e média e textura granoblástica a granolepidoblástica. Hornblenda, clinopiroxênio, plagioclásio e biotita secundária perfazem a composição mineralógica da rocha. Esse litotipo ocorre como camadas métricas a quilométricas em contato abrupto com o anfibólito-biotita ortognaisse ou como *schlierens* de espessura e comprimento que variam na ordem decimétrica a métrica, respectivamente (**Fig. 4.4c**). Em algumas porções, essa rocha é identificada com um bandamento centimétrico proporcionado pela intercalação entre camadas ricas em quartzo e feldspato e camadas formadas essencialmente por anfibólito, clinopiroxênio e plagioclásio.

O granada anfibolito é cinza escuro, inequigranular, melanocrático, com granulação que varia entre fina e média. Essa rocha é caracterizada por uma textura coronítica peculiar proporcionada por cristais de granada com até 0,5cm de diâmetro, envolvidos por cristais milimétricos de plagioclásio (**Fig. 4.4d**). Estruturas symplectíticas de hornblenda e plagioclásio nas bordas dos cristais de granada são identificados em algumas amostras. A composição mineralógica é formada por granada, hornblenda, plagioclásio e raros cristais de quartzo. O modo de ocorrência é semelhante ao ortoanfibolito, entretanto, as exposições de granada anfibolito nos afloramentos são geralmente inferiores.

Na região localizada a nordeste da área de trabalho, próximo a Itatuba na porção sul da Folha Campina Grande (SB-25-Y-C-I), escala 1: 100.000, ocorrem rochas metamáficas (anfibolitos e granada piroxenitos) associadas a mineralizações de Fe-Ti (Almeida *et al.* 2009). Essas rochas metamáficas da região de Itatuba e de outras regiões da Zona Transversal têm sido interpretadas como retroeclogitos (Beurlen *et al.* 1991; Beurlen *et al.* 1992; Almeida *et al.* 1997; Almeida *et al.* 2009) correlacionáveis a uma provável sutura tectônica do Paleoproterozóico (Almeida *et al.* 2005; Almeida *et al.* 2009).

Apesar da semelhança litológica que se observa entre as rochas metamáficas identificadas nesse trabalho com aquelas estudadas na região de Itatuba (ver Almeida *et al.* 2009), a correlação litoestratigráfica regional e geodinâmica deve

executada com cautela. Segundo Almeida *et al.* (2009) apenas as metamáficas da região de Itatuba suportam condições metamórficas condizentes com a fácies eclogito. Rochas metamáficas da região de Itabaiana, 200km ao leste de Itatuba, possuem características petrográficas/texturais equivalentes com equilíbrio metamórfico na fácies anfibolito. Nesse sentido, novos dados petrográficos, geocronológicos, geoquímicos e de química mineral são necessários para efetuar uma correlação mais sólida entre as rochas metamáficas que ocorrem associadas ao ortognaisses do embasamento na Zona Transversal, como no caso específico do Complexo Cabaceiras.

As relações temporais entre o hornblenda-biotita gnaiss e o ortoanfibolito não podem ser estabelecidas com clareza na escala mesoscópica. Visando caracterizar a relação cronológica entre esses dois litotipos, uma amostra (DR-150) do ortoanfibolito do Complexo Cabaceiras foi coletada para a realização da análise geocronológica através do método U-Pb (LA-MC-ICPMS).

A análise de 11 (onze) zircões permite a individualização de dois grupos de idades distintas que definem duas trajetórias no diagrama concórdia. O grupo formado por zircões mais velhos constituem cristais maiores que aqueles presentes no grupo formado por zircões mais jovens. Um grupo, formado por 6 (seis) zircões, fornece uma idade aparente de $2,042 \pm 11\text{Ma}$, enquanto, o outro grupo, formado por 5 (cinco) zircões, resulta em uma idade de $1,996 \pm 13\text{Ma}$ (**Fig. 4.5**). Em ambos os grupos, todos os zircões se posicionaram próximos à concórdia, ainda que um espalhamento maior no grupo formado por zircões mais jovens seja observado no diagrama concórdia (**Fig. 4.6**).

A individualização entre dois grupos de idades diferentes sugere a existência de eventos distintos. As razões Th/U ($\geq 0,3$) observadas para os zircões do grupo com idade mais antiga são típicas de zircões ígneos (Tab. 4.1). Este fato, leva a suposição que a idade de $2,042 \pm 11\text{Ma}$ representa a cristalização ígnea do protólito do ortoanfibolito. Por outro lado, a idade de $1,996 \pm 13\text{Ma}$ é interpretada como representante de um evento metamórfico no Riachão, onde as razões Th/U ($\leq 0,1$) obtidas para o grupo de zircões são mais jovens (Tab. 4.2).

Datações recentes realizadas no $\pm$ anfibólio-biotita ortognaiss do Complexo Cabaceiras sugerem uma idade Paleoproterozóica (2.050Ma) para essa rocha

(Lages, 2010 - *no prelo*). Dessa forma, o anfibólio biotita gnaiss e o ortoanfibolito do Complexo Cabaceiras estão relacionados ao mesmo evento tectono-magmático. As discussões e implicações geodinâmicas dessas idades com outras obtidas na Zona Transversal são apresentadas no Capítulo 6.



Figura 4.4. (a) Biotita ortognaisse migmatítico com bandamento irregular centimétrico, caracterizado pela intercalação entre leucossomas formados por quartzo e feldspato e camadas (mesossoma) constituídas por biotita, quartzo e feldspato (Afloramento DR-39); (b) Biotita ortognaisse do Complexo Cabaceiras com textura milonítica bem desenvolvida. Nota-se dobras isoclinais, sin-miloníticas com eixo de caimento elevado, posicionadas no centro da figura (DR-37); (c) Aspecto de campo de camada métrica de ortoanfibolito do Complexo Cabaceiras (DR-37B); (d) Detalhe de cristais de granada envolvidos por cristais milimétricos de plagioclásio (textura coronítica) em granada anfibolito do Complexo Cabaceiras (DR-132).

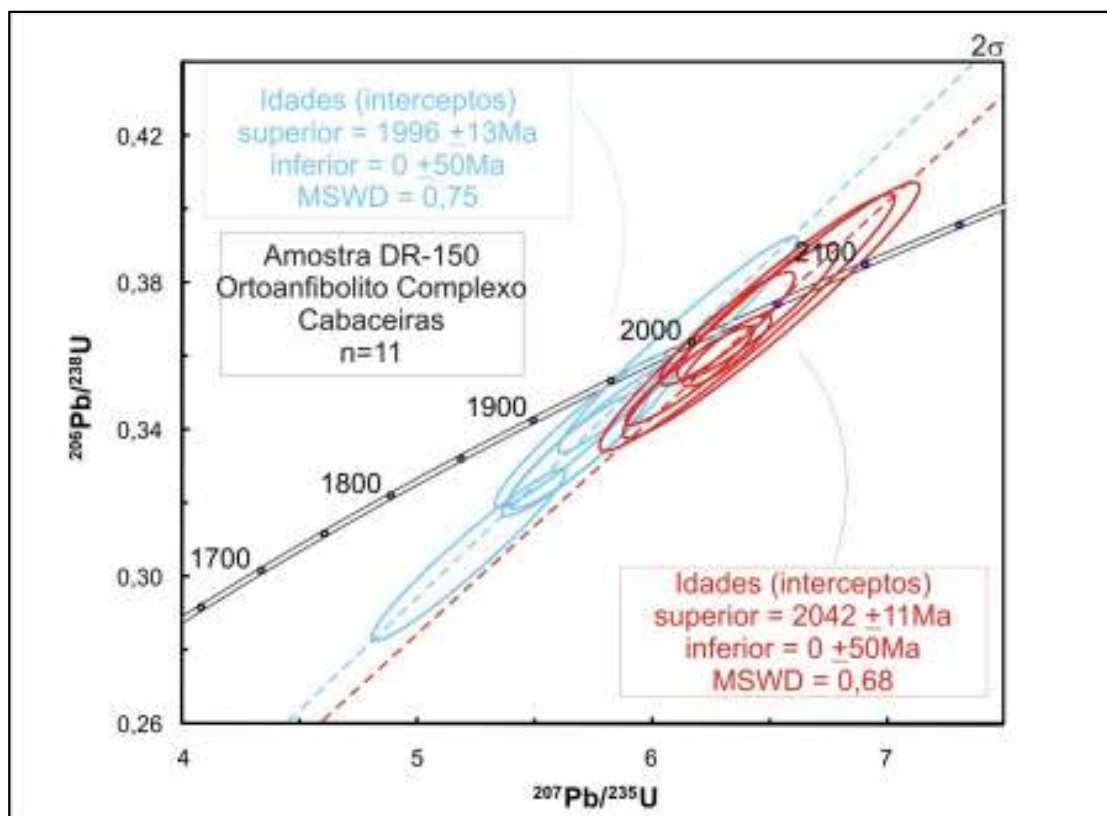


Figura 4.5. Diagrama concórdia U-Pb da amostra DR-150, em ortoanfibolito do Complexo Cabaceiras. A assembléia de zircões caracteriza dois grupos de idades distintas.

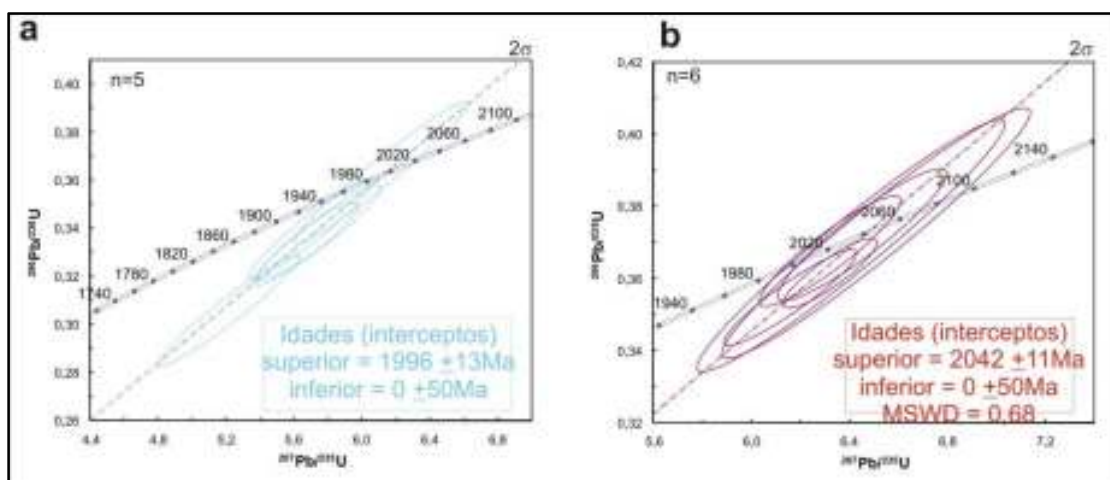


Figura 4.6: Ampliação do diagrama concórdia U-Pb para a amostra (DR-150) do ortoanfibolito do Complexo Cabaceiras. (a) Grupo de zircões mais jovens. (b) Grupo de zircões mais antigos.

4.1.3. Complexo Sertânia

A primeira descrição sobre as rochas desse complexo foi realizada por Santos (1971). O autor considerou rochas gnássico-migmatíticas ricas em granada e biotita e quartzitos como uma sequência metassedimentar, denominada de Sequência Sertânia. Posteriormente, essa sequência foi redefinida como Complexo por Veiga Jr. e Ferreira (1990) e Wanderley (1990), incluindo intercalações de mármore, anfibolitos e rochas calcissilicáticas.

Santos *et al.* (2004) caracterizaram o Complexo Sertânia como uma sequência supracrustal de natureza sedimentar com contribuição vulcânica, devido à ocorrência de xistos vulcanoclásticos na região de Sertânia, no Estado de Pernambuco. Idades em torno de 2.1Ga (U-Pb em zircão) foram obtidas para os xistos vulcanoclásticos. Dessa forma, os autores interpretaram o Complexo Sertânia como uma unidade litoestratigráfica Paleoproterozóica.

Neves *et al.* (2009) realizaram uma série de análises geocronológicas (U-PB) em metassedimentos previamente mapeados como pertencentes ao Complexo Sertânia, obtendo uma idade máxima de deposição de 642 Ma. Segundo os autores, as idades Paleoproterozóicas obtidas para o Complexo Sertânia estariam refletindo a área fonte (embasamento Paleoproterozóico) das rochas metassedimentares que compõem esse complexo. Essas controvérsias sobre a idade do Complexo Sertânia abriram novas discussões sobre o posicionamento estratigráfico do Complexo Sertânia e a sua correlação litoestratigráfica com o Complexo Surubim. Cabe ressaltar a similaridade litoestratigráfica, geoquímica e geocronológica entre esses dois complexos (Neves e Alcantara, 2009a; Neves *et al.* 2009).

Ainda que a idade exata do Complexo Sertânia e sua distinção do Complexo Surubim sejam interpretações passíveis de discussões, esses dois complexos foram individualizados e descritos separadamente de acordo com as diferenças entre os litotipos de cada complexo observadas na área.

As rochas do Complexo Sertânia ocorrem na porção NE e NW-SW da área de estudo com extensa exposição de afloramentos a sudoeste e nordeste do traço principal da Zona de Cisalhamento Coxixola. Os afloramentos desse complexo são observados como lajedos sem expressão topográfica ou nos leitos de riachos.

Esse complexo é composto de ±sillimanita-granada-biotita gnaisses ou xistos, mármore e raras ocorrências de quartzitos não cartografadas na escala de trabalho. O ±sillimanita-granada-biotita gnaiss é inequigranular, mesocrático, com granulação que varia entre fina e média. Essa rocha possui bandamento gnáissico centimétrico marcado pela intercalação entre planos enriquecidos em biotita e planos formados por quartzo e feldspato (**Fig. 4.7a**). Em algumas porções predominam termos com estrutura migmatítica, caracterizada por intercalações decimétricas entre o ±sillimanita-granada-biotita (mesossoma) e os leucossomas formados por quartzo, feldspato, k-feldspato e granada (**Fig. 4.7b**).

O granada-biotita xisto é inequigranular, porfiroblástico com granulação fina na matriz e porfiroblastos de granada com até 1cm de diâmetro (**Fig. 4.7c**). Este litotipo é composto predominantemente por quartzo, feldspato (<10%), biotita, granada e sillimanita (fibrolita).

As melhores exposições de mármore são observadas nas pedreiras que ocorrem na extremidade oeste da área. Os mármore são de cor cinza clara, esbranquiçados, equigranulares, com textura granoblástica e granulação fina. Essas rochas são formadas por calcita, dolomita e mica. Wolastonita e minerais opacos podem ocorrer em algumas porções.

As ocorrências de quartzitos são restritas a camadas decimétricas intercaladas com granada-biotita gnaiss. Essas rochas são brancas ou amareladas, equigranulares com granulação fina e textura granoblástica (**Fig. 4.7d**). Quartzo é o principal mineral que perfaz essa rocha, entretanto, muscovita pode ser observada em alguns afloramentos.



Figura 4.7. (a) Granada-biotita gnaiss com intercalações milimétricas a centimétricas de bandas quartzo-feldspáticas com granada e bandas enriquecidas em biotita (DR-366); (b) Granada-biotita gnaiss migmatítico com leucossomas quartzo feldspáticos irregulares repletos de cristais centimétricos de granada (DR-276); (c) Aspecto de campo de granada-biotita xisto porfiroblástico do Complexo Sertânia (DR-01); (d) Intercalações decimétricas de camadas quartzíticas com biotita xistos (DR-04).

4.1.4. Suíte Carnoió-Caturité

A primeira correlação da Suíte Carnoió-Caturité com outras unidades geológicas da Zona Transversal foi realizada por Santos *et al.* (2002), durante a execução do mapa geológico do Estado da Paraíba, escala 1: 500000. Os autores correlacionaram este ortogneisse como um membro granítico mais evoluído da Suíte Camalaú, formada por corpos granitóides deformados com provável idade Toniana. No entanto, descrições de campo e petrográficas deste ortogneisse na Serra Carnoió não foram realizadas.

Accioly *et al.* (2004) caracterizaram as rochas que afloram na Serra do Carnoió como ortogneisses de composição granítica associadas ao Complexo Anortosítico Boqueirão (Ferreira, 2000).

Brasilino *et al.* (2009) denominaram de Suíte Carnoió-Caturité os ortogneisses foliados de composição granítica a sienogranítica que ocorrem nas serras homônimas. Segundos os autores, esses ortogneisses possuem assinatura geoquímica de séries transicionais, entre alcalina a cálcio-alcalina, com teores de álcalis ($K_2O + Na_2O$) em torno de 9%, geradas em ambiente intraplaca. Deve ser ressaltado que Medeiros (1998) descreveu rochas com características químicas e petrográficas semelhantes, denominadas de ortogneisses sin-tangenciais (γ_2).

A Suíte Carnoió Caturité ocorre na porção centro norte da área nas proximidades do Açude Epitácio Pessoa. Os afloramentos ocorrem na forma de pequenos lajedos ou como feições fisiográficas de destaque topográfico positivo na área, como no caso específico da Serra do Carnoió (**Fig. 4.8a**).

Essa suíte é caracterizada por hornblenda ortogneisse de composição granítica a sienogranítica, com termos raros de composição álcali-granítica/quartzo-sienítica, de cor cinza claro a levemente rosados, inequigranulares, leucocráticos, com granulação média na matriz e textura granoblástica a granolepidoblástica (**Fig. 4.8b**). A rocha é composta por microclina, plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita com granada, allanita, apatita, zircão e minerais opacos como minerais acessórios. Em geral, os cristais de hornblenda constituem grãos maiores (0,5 a 1cm) que os outros minerais que compõem a rocha. Esses cristais de hornblenda são interpretados como fenocristais remanescentes do protólito ígneo dessa unidade, apesar do crescimento metamórfico da hornblenda não ser completamente descartado neste

caso. A foliação observada nesses ortognaisses é caracterizada pela orientação preferencial de cristais de hornblenda e esparsos cristais de biotita (**Fig. 4.8c**). Nas porções próximas à Zona de Cisalhamento Carnoió, estas rochas possuem foliação milonítica. Em alguns locais, esses ortognaisses possuem textura *augen* bem desenvolvida, com *augens* de k-feldspato com até 3cm de comprimento no eixo maior (**Fig. 4.8d**).

As relações estruturais e de contato observadas no campo sugerem que a Suíte Carnoió-Caturité é intrusiva nas rochas do Complexo Cabaceiras. No entanto, análise geocronológica é aqui apresentada para uma determinação mais precisa do posicionamento estratigráfico dessa Suíte.

Uma amostra (DR-201) de um hornblenda ortogneisse de composição granítica da Suíte Carnoió-Caturité foi coletada na porção noroeste da Serra Carnoió (Fazenda João Ernesto) para realização de análise geocronológica pelo método U-Pb (LA-MC-ICPMS). Os 21 (vinte um) zircões analisados alinham-se segundo uma discórdia com interceptos superior e inferior de $1638 \pm 13\text{Ma}$ e $516 \pm 110\text{Ma}$, respectivamente (**Fig. 4.9**). A idade de $1638 \pm 13\text{Ma}$ (intercepto superior) pode ser interpretada como a idade de cristalização do magma. As razões Th/U (0,2 a 0,5) para todos os grãos analisados (**Tab. 4.2**) são compatíveis com essa interpretação (Willians e Claesson, 1987). No intercepto inferior, a idade de $516 \pm 110\text{Ma}$ não possui significado geológico aparente, tomando como base as relações estruturais observadas no campo e outras análises geocronológicas disponíveis na literatura para caracterização dos eventos tectônicos. Além disso, o erro elevado ($\sim 110\text{Ma}$) correlacionado a esta idade prejudica uma interpretação geológica mais confiável.

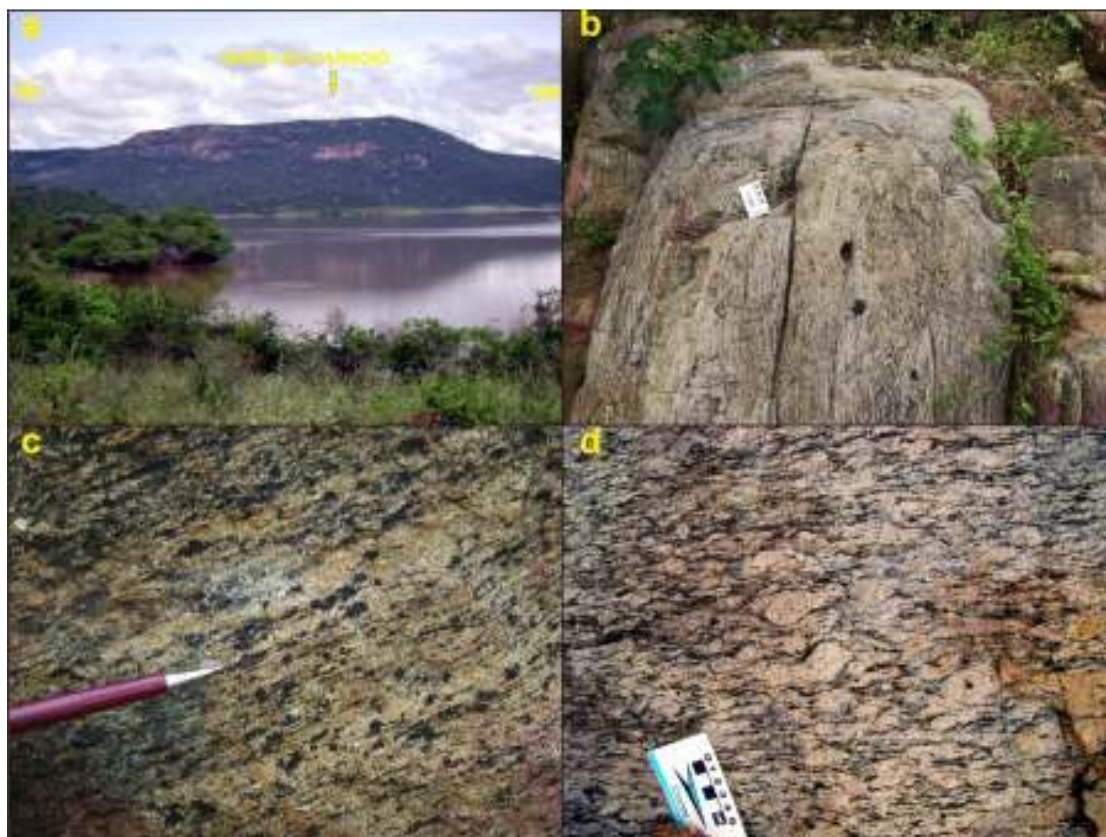


Figura 4.8. (a) Visão da borda noroeste da Serra do Carnoió; (b) Aspecto de campo do hornblenda ortognaisse granítico da Suíte Carnoió-Caturité (DR-201). A amostra selecionada para geocronologia foi coletada neste afloramento; (c) Detalhe de cristais de hornblenda. Notar que a foliação é caracterizada pela orientação desses cristais (DR-148); (d) Porção restrita da Suíte Carnoió-Caturité com textura *augen* caracterizada pela ocorrência de cristais de K-feldspato com até 3cm de comprimento no eixo maior (DR-364).

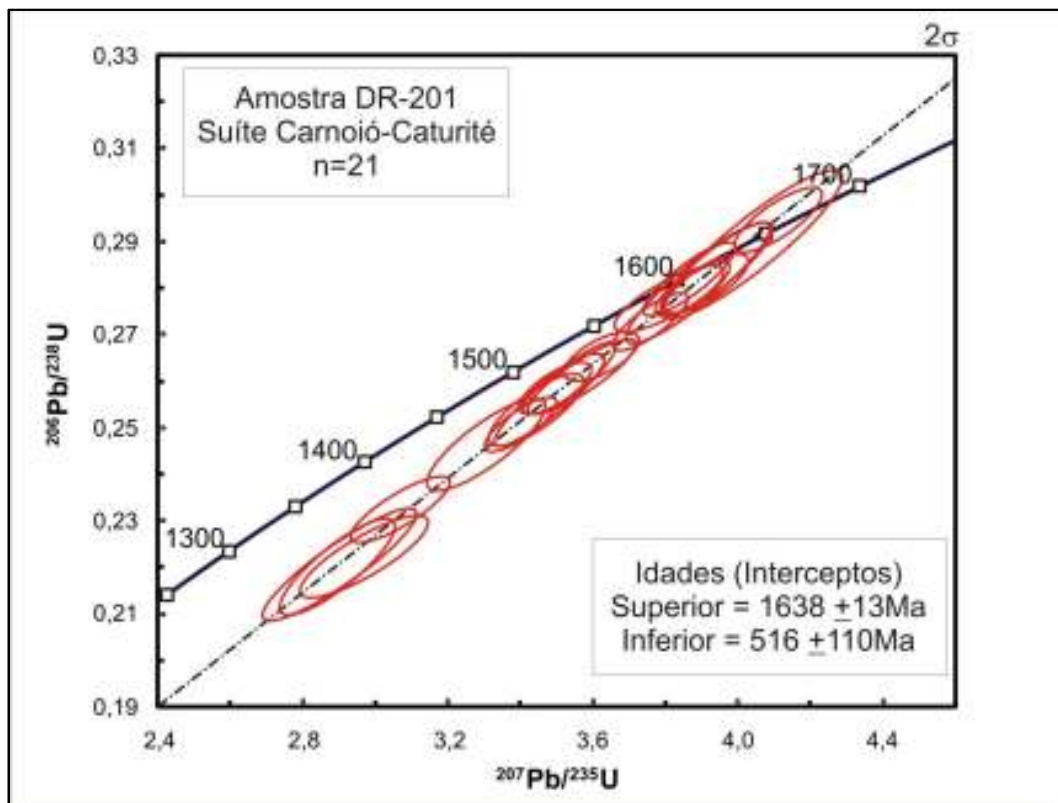


Figura 4.9. Diagrama concórdia U-Pb para amostra (DR-201) do hornblenda gnaiss granítico da Suíte Carnoió-Caturité, localizado na porção noroeste da Serra Carnoió.

4.1.5. Complexo Metanortosítico Boqueirão

A primeira descrição para o Complexo Anortosítico Boqueirão foi realizada por Ferreira (2000). O autor descreveu rochas anortosíticas levemente foliadas associados a diques sin-plutônicos de gabro-dioritos.

Accioly *et al.* (2004) redefiniram esse complexo para Maciço Metanortosítico Boqueirão, dividindo o maciço em fácies petrográficas, assim caracterizadas: anortositos, gabros, dioritos e ultramáficas. Os autores utilizaram o nome maciço em virtude da dimensão territorial sugerida para esse complexo (~300km²).

Algumas considerações sobre o posicionamento estratigráfico do Complexo Metanortosítico Boqueirão podem ser realizadas, apesar da carência de dados geocronológicos disponíveis para esse complexo. Os aspectos petrográficos desse complexo são correlacionáveis àqueles descritos para o Complexo Metanortosítico de Passira (Accioly *et al.* 2000), com idades em torno de 1,7 Ga. Este complexo

anortosítico deve fazer parte do mesmo evento tectono-magmático de caráter anorogênico sugerido por Ferreira (2000).

As rochas associadas a esse complexo ocorrem somente no norte da área de trabalho, perfazendo uma área de 2km² com os melhores afloramentos localizados no sangradouro do Açude Epitácio Pessoa, na cidade de Boqueirão. Nesse sentido, optou-se pela utilização do termo Complexo Metanortosítico Boqueirão em contrapartida à expressão maciço proposta informalmente por Accioly *et al.* (2004).

Esse complexo é formado por metanortositos foliados com intercalações métricas de metagabros. Os metanortositos são brancos, hololeucocráticos, inequigranulares com granulação que varia entre média e grossa (**Fig. 4.10a**). Plagioclásio ($\geq 90\%$), clinopiroxênio e anfibólio compõem a rocha com granada, titanita, apatita e zircão como minerais acessórios. A foliação é facilmente observada no campo (**Fig. 4.10b**), embora a textura granoblástica predomine nas seções delgadas sem indícios de reorientação da trama cristalográfica (**Figs. 4.10b e 4.10b'**). A presença de cristais de plagioclásio com contatos retilíneos formam junção tríplice indicativas de cristalização em equilíbrio ou pelo menos de predomínio de mecanismos de recristalização estática durante o desenvolvimento da trama. Nas porções afetadas pela Zona de Cisalhamento Carnoió observa-se foliação milonítica bem desenvolvida (**Fig. 4.10c**).

Os metagabros ocorrem como camadas métricas (antigos diques sin-plutônicos?) intercalados com os metanortositos (**Figs. 4.10d e 4.10d'**). Essas rochas são de cor cinza escuro, levemente esverdeadas, melanocráticas, foliadas, inequigranulares com granulação fina a média. O metagabro é composto por clinopiroxênio (augita?), hornblenda, plagioclásio e granada.

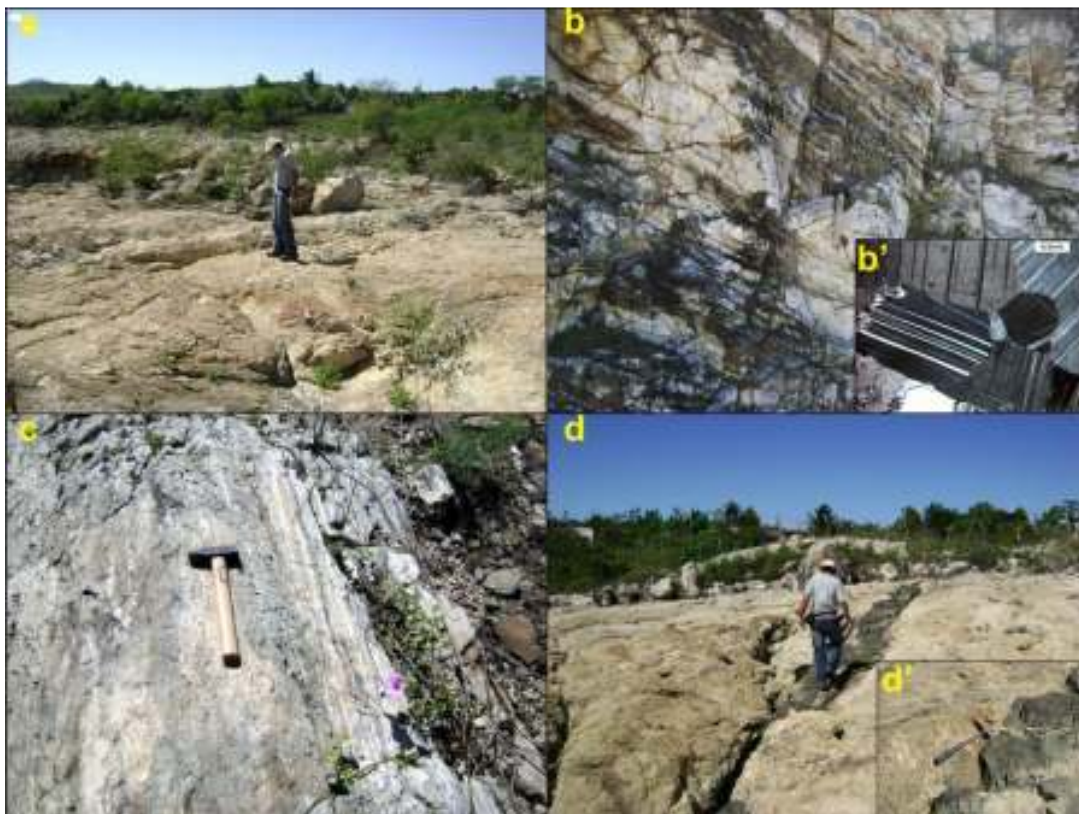


Figura 4.10. (a) Visão da panorâmica de afloramento do Complexo Metanortosítico Boqueirão localizado no sangradouro do Açude Epitácio Pessoa (DR-223); (b) Aspecto de detalhe em afloramento do metanortosito foliado (DR-224), ainda que os cristais de plagioclásio não apresentem indícios claros de recristalização dinâmica em seção delgada (b'- aumento 4x / nicóis cruzados); (c) Aspecto do Metanortosito com textura milonítica na Zona de Cisalhamento Carnoió (DR-224); (d) Camadas de metagabros (diques sin-plutônicos); (d') Detalhe do contato do metagabro com o metanortosito (DR-223).

4.1.6. Complexo Surubim

O Complexo Surubim foi definido inicialmente por Mello e Siqueira (1970) (*apud* Ferreira, 2000) como uma série de metassedimentos, envolvendo paragneisses, quartzitos, xistos e calcários cristalinos.

Brito Neves *et al.* (1973) dividiram o Complexo Surubim em quatro zonas, assim denominadas: A – gnaisses diversos basais, metagrauvacas, metarcóseos e anfibolitos; B – quartzitos micáceos localmente feldspatizados; C – xistos ricos em granada e biotita e D – calcários cristalinos.

Ferreira (2000) redefiniu esse complexo para Formação Surubim, devido à ausência de diferentes tipos litológicos. O autor definiu a Formação Surubim como uma sequência supracrustal formada por uma associação do tipo QPC com quartzitos marcando a base, com características semelhantes à Formação Caroalina (Santos, 1977 *apud* Ferreira, 2000). Posteriormente, Santos *et al.* (2002) organizaram as Formações Surubim e Caroalina como a mesma unidade litoestratigráfica, designada de Complexo Surubim-Caroalina.

Segundo Neves *et al.* (2006), a idade de deposição para as rochas do Complexo Surubim deve ser mais jovem que 665Ma, uma vez que o zircão mais jovem da população de cristais analisados obteve uma idade de 665 ± 34 Ma.

A designação de Complexo Surubim foi adotado na presente tese sem o termo Caroalina, em virtude da semelhança dos litotipos aflorantes na área de trabalho, com aqueles previamente descritos na literatura apenas como Complexo Surubim.

As rochas constituintes do Complexo Surubim afloram na porção sul/sudeste da área de trabalho sob a forma de lajedos sem expressão topográfica ou no leito de riachos. Esse complexo é formado por $\pm$ sillimanita - granada - biotita gnaisses e/ou xistos, biotita xistos, muscovita quartzitos, gnaisses quartzo-feldspáticos e mármore. O sillimanita- granada- biotita gnaiss e/ou xisto é inequigranular, de cor cinza, mesocrático, com granulação da matriz fina e textura lepidoblástica a lepidoporfiroblástica (**Fig. 4.11a**). Nos termos com predomínio de textura gnáissica, é frequente a intercalação, de ordem milimétrica a centimétrica, entre planos quartzo-feldspáticos e planos enriquecidos em biotita. Nos litotipos em que predomina uma xistosidade penetrativa, a orientação preferencial dos cristais de biotita caracteriza a

xistosidade dessas rochas. O muscovita quartzito apresenta cor cinza clara a amarelada, equigranular, com granulação média e textura granolepidoblástica (**Fig. 4.11c**). O mármore é equigranular, de cor cinza claro ou branca, com granulação fina e textura granoblástica (**Fig. 4.11b**).

A repetição de contatos entre gnaisses pelíticos (sillimanita-granada-biotita gnaisses/xistos e biotita xistos), muscovita quartzitos e mármore é frequente nesse complexo (**Fig. 4.11b**), e sugere uma organização do tipo quartzito-pelito-carbonato (QPC), corroborando com a proposta de Ferreira (2000).



Figura 4.11. (a) Aspecto de campo de granada-biotita xisto porfiroblástico no Complexo Surubim (DR-59); (b) Intercalações decimétricas entre camadas de mármore e granada-biotita xistos e biotita xistos do Complexo Surubim (DR-50); (c) Afloramento típico de muscovita quartzito no Complexo Surubim (DR-77).

4.1.7. Complexo Sumé

O Complexo Sumé foi definido por Medeiros (1999) como uma associação de gnaisses de alto grau metamórfico, envolvendo ortognaisses, paragnaisses com intercalações de ortoanfibolitos, calcissilicáticas/ultramáficas e mais raramente metapiroxenitos granada metagabros (granulitos) e formações ferríferas, e prováveis retro-eclogitos.

Dados geocronológicos (U-Pb em zircão - SHRIMP) de ortogneisse de composição granodiorítica relacionado ao Complexo Sumé, forneceram uma idade aparente de 640 ± 6 Ma, interpretada como a idade de cristalização magmática (Silva *et al.* 2002).

O Complexo Sumé ocorre na porção centro-norte da área de trabalho a sudeste do Açude Epitácio Pessoa. Esse complexo é composto por corpos kilométricos lenticulares alongados na direção NNE-SSW, sendo formados por biotita ortognaisses, com ou sem hornblenda, de composição granodiorítica a tonalítica, com termos quartzo-dioríticos e raras ocorrências de noritos. O biotita gnaisse é cinza, mesocrático, inequigranular com granulação fina a média (**Fig. 4.12a**). Essa rocha é composta por plagioclásio, quartzo, k-feldspato, biotita, hornblenda e granada com apatita, titanita, zircão e minerais opacos como acessórios. A foliação é caracterizada principalmente pela orientação preferencial dos cristais de biotita ou biotita+hornblenda. Uma peculiaridade dessa rocha, observada somente no campo, é a ocorrência de megacristais de granada com até 3cm. de diâmetro, envoltos por cristais de anfibólio (hornblenda?) (**Fig. 4.12b**). Veios quartzo-feldspáticos, discordantes da foliação, de espessura decimétrica e composição granítica ocorrem em alguns afloramentos (**Fig. 4.12c**).

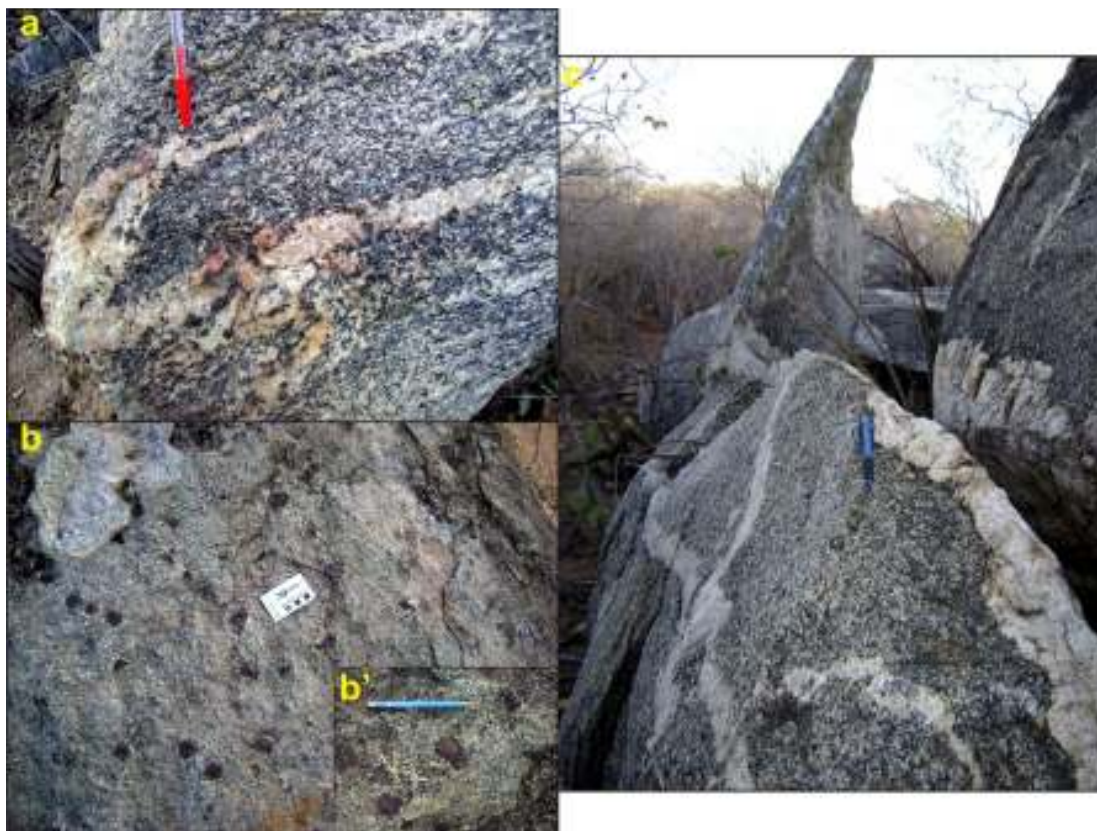


Figura 4.12. (a) Hornblenda-biotita gnaiss de composição granítica (DR-384) do Complexo Sumé. Notar a ocorrência de veio quartzo-feldspático dobrado de composição granítica; (b) Ocorrência de megacristais de granada com até 3cm. de diâmetro (DR-177); (b') Detalhe de megacristais de granada envolvidos por cristais de anfibólio; (c) Ocorrência de veios quartzo-feldspáticos de composição granítica intrusivos no hornblenda-biotita ortogneiss do Complexo Sumé (DR-384).

4.1.8. Ortognaisse Riacho de Santo Antônio

Essa unidade ocorre na porção sul-sudeste da área de trabalho e não possui informações disponíveis na literatura sobre as suas principais características litológicas. Dessa forma, os aspectos de campo e petrográficos mais relevantes dessa unidade são descritos na presente tese.

O ortognaisse Riacho de Santo Antônio é formado por biotita *augen* gnaiss e microclina gnaiss de composição monzogranítica a sienogranítica. Esses litotipos são cinza claro a levemente rosados, leucocráticos, inequigranulares com granulação fina na matriz e textura *augen* caracterizada por cristais elípticos de K-feldspato (*augen*) com 2cm. de comprimento no eixo maior (**Fig. 4.13a**). Os cristais de K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio perfazem a rocha juntamente com titanita, granada, zircão e minerais opacos como minerais acessórios. A foliação é marcada pela orientação de finas lamelas de biotita. Em algumas porções essa rocha ocorre com um bandamento gnáissico milimétrico caracterizado pela intercalação entre bandas formadas por K-feldspato+plagioclásio+quartzo e bandas formadas por cristais de biotita (**Fig. 4.13b**).

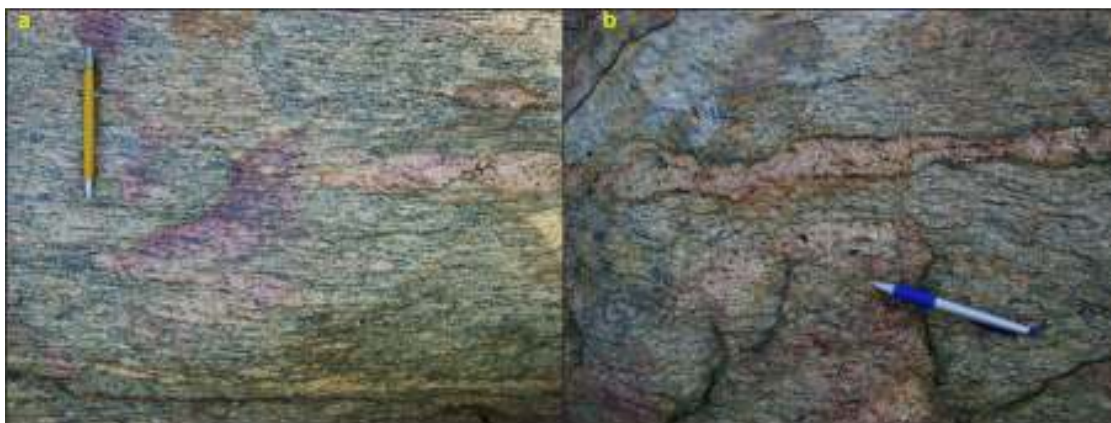


Figura 4.13. (a) Textura *augen* do ortognaisse Riacho de Santo Antônio, caracterizada por cristais de microclina (*augen*) com até 2cm de comprimento (DR-360); (b) Veio irregular de composição sienogranítica e concordante com a foliação, sugerindo um estágio inicial de anatexia (provável leucossoma?). Notar a concentração de cristais de biotita nas bordas do veio.

4.1.9. Pluton Inácio Pereira

A denominação Pluton Serra do Inácio Pereira foi informalmente sugerida por Silva *et. al.* (2007) para designar uma intrusão alongada de composição hornblenda $\pm$ clinopiroxênio, biotita sienogranito de granulação grossa e foliada, orientada ao longo da Zona de Cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste.

Esse pluton ocorre na porção ENE da área de trabalho. As rochas dessa unidade afloram em toda a extensão da Serra do Inácio Pereira ou em lajedos de dimensões variadas com ou sem destaque topográfico.

Esse pluton é constituído por anfibólio-clinopiroxênio monzogranito de cor cinza, mesocrático, foliado, por vezes, protomilonítico com granulação da matriz média e textura *augen* bem desenvolvida, com porfiroclastos (*augens*) de 3 a 5 de comprimento no eixo maior (**Fig. 4.14a**). Quartzo, plagioclásio, k-feldspato (microclina), biotita, anfibólio, clinopiroxênio compõem essa rocha juntamente com titanita, zircão e minerais opacos como minerais acessórios. Os termos que possuem foliação milonítica estão restritos às porções afetadas pela deformação relacionada ao desenvolvimento da zona de cisalhamento sinistral de orientação WNW-ESE (**Fig. 4.14b**), denominada neste trabalho de Zona de Cisalhamento Inácio Pereira.

Nas porções menos deformadas, os cristais de plagioclásio e k-feldspato exibem contornos hipidiomórficos sem indícios claros de recristalização (**Fig. 4.14c**). Em geral, esses cristais estão orientados junto com agregados de biotita e sugerem a existência de uma foliação magmática anterior à formação da foliação milonítica.

Em algumas porções ao sul da Serra do Inácio Pereira, essa rocha possui intercalações decimétricas com biotita ortognaisses não cartografados na escala de trabalho.

Enclaves microgranulares de composição diorítica a quartzo diorítica podem ser observados em alguns afloramentos na porção sudeste da Serra do Inácio Pereira (**Fig. 4.14d**). Esses enclaves possuem formas elípticas e estão alinhados segundo a orientação preferencial da foliação. Os dioritos são cinza escuro, melanocráticos, equigranulares de granulação fina. Essas rochas são compostas por plagioclásio, hornblenda, biotita, quartzo, k-feldspato e titanita com epidoto, allanita, zircão, apatita e minerais opacos como acessórios.

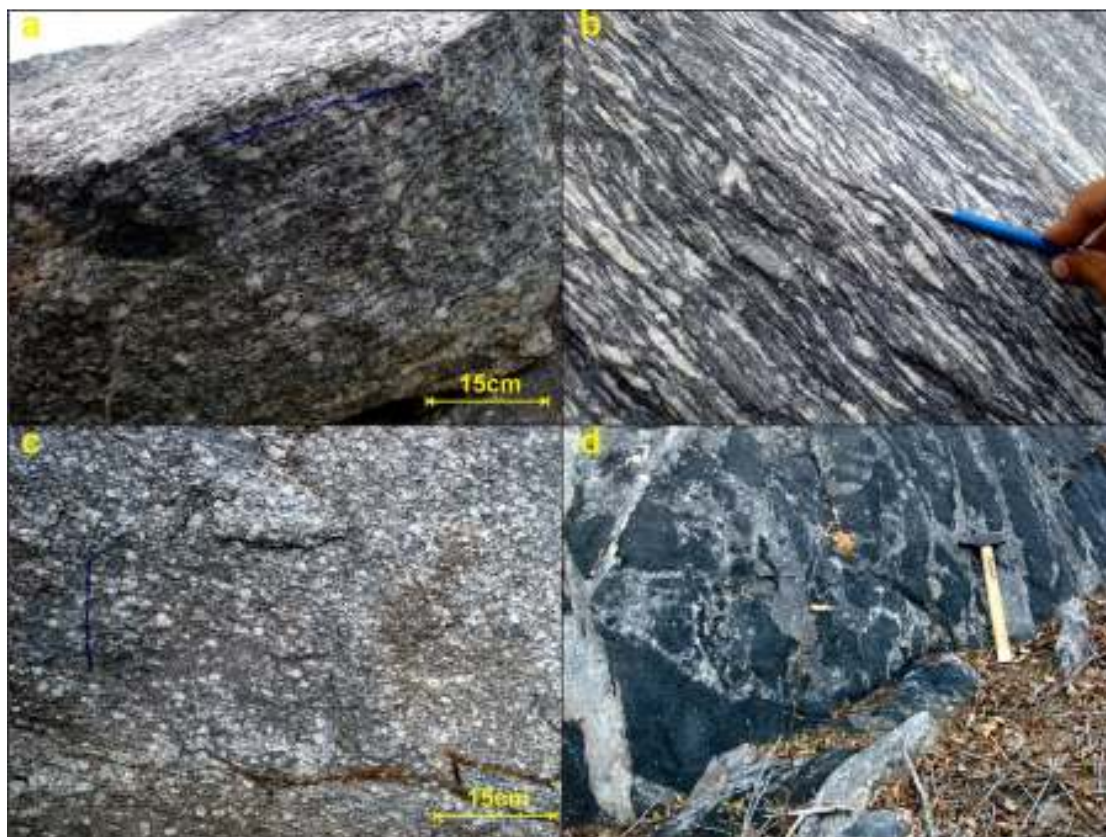


Figura 4.14. (a) Aspecto de campo de hornblenda-biotita monzogranito foliado do Pluton Inácio Pereira (DR-273); (b) Biotita monzogranito milonítico com expressiva recristalização da trama petrográfica sugerida pelo estiramento dos cristais de k-feldspato (DR-271); (c) Porção menos deformada do Pluton Inácio Pereira, na qual alguns fenocristais de K-feldspato ainda preservam contornos euédricos (DR-195); (d) Ocorrência de enclaves microgranulares de composição diorítica no Pluton Inácio Pereira (DR-265).

4.1.10. Pluton Marinho

Os afloramentos dessa unidade ocorrem a sudoeste da Serra do Inácio Pereira sob forma de lajedos com relativo destaque topográfico na área. O pluton possui forma oval, com o eixo maior levemente orientado na direção W-E. O caráter intrusivo desse pluton em relação às rochas do Complexo Sertânia é caracterizado pela ausência de foliação tectônica no corpo.

Essa unidade consiste de fácies sienogranítica, monzogranítica e monzonítica porfírica de cor cinza, inequigranular, leuco a mesocrático, com granulação média na matriz e fenocristais de k-feldspato com 2 a 5 cm de comprimento. Quartzo, plagioclásio, k-feldspato, hornblenda, biotita, allanita, titanita, apatita, zircão e minerais opacos completam a composição mineralógica da rocha. Em algumas porções, o alinhamento de fenocristais de K-feldspato juntamente com agregados de biotita caracteriza a foliação magmática nas rochas desse pluton (**Fig. 4.15a**). Granitos leucocráticos ocorrem sob a forma de diques com espessura centimétrica a decimétrica em vários afloramentos no pluton (**Fig. 4.15b**).

Enclaves de composição diorítica e quartzo-diorítica com formas arredondadas a elípticas ou angulares são observados em alguns afloramentos (**Fig. 4.15c**). A ocorrência de enxames de enclaves (prováveis diques sin-plutônicos desmembrados e de megacristais corroídos de feldspato potássico em monzodioritos (**Fig. 4.15d**) são feições sugestivas da coexistência e mistura mecânica entre os magmas de composição monzogranítica e diorítica.



Figura 4.15. (a) Aspecto de campo de hornblenda granito porfirítico do Pluton Marinho (DR-259). O alinhamento dos fenocristais de k-feldspato determina o posicionamento da foliação magmática; (b) Ocorrência de diques de leucogranito róseo de espessura decimétrica no Pluton Marinho (DR-279); (c) Enclave diorítico de forma elíptica, alinhado segundo a direção da foliação magmática (DR-279); (d) Fenocristais de k-feldspato na porção monzodiorítica do Pluton Marinho, sugerindo que esses cristais foram capturados no magma de composição monzogranítica (DR-289).

Uma amostra do Pluton Marinho (afloramento DR-270), caracterizada ao microscópio como hornblenda-biotita granito, foi coletada no “lajedo do Marinho” na cidade de Barra de Santana no Estado da Paraíba, para realização de análise geocronológica através do método U-Pb em zircão. Os grãos analisados apresentam contornos euédricos a subédricos. Nove zircões foram analisados por LA-MC-ICPMS, fornecendo resultado de $550,3 \pm 3,1\text{Ma}$ interpretado como a idade de cristalização da rocha (**Fig. 4.16**). A maioria dos grãos é concordante ou plota próximo da concórdia. As razões Th/U de 8 dos 9 zircões analisados são maiores que 0.3 e indicam cristalização a partir do magma.

As implicações da idade obtida para a evolução estrutural da área são discutidas no Capítulo 5.

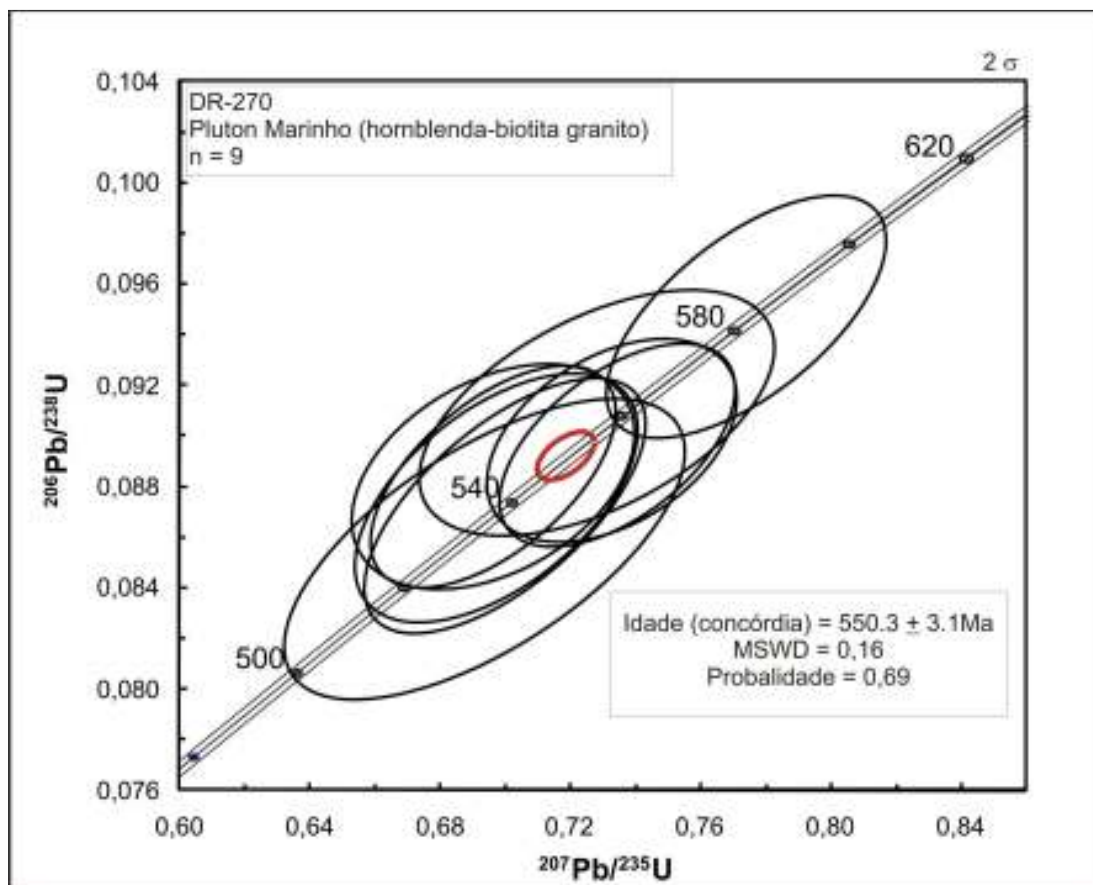


Figura 4.16. Diagrama concórdia U-Pb para os zircões analisados do hornblenda-biotita granito pertencente ao Pluton Marinho (Amostra DR-270).

Tabela 4.1. Tabela de resultados para os zircões analisados por LA-MC-ICPMS da amostra de ortoanfibólito do Complexo Cabaceiras.

				Razões								Idades Aparentes							
	f206(%)	Th/U	206Pb 204Pb	207Pb 206Pb	err (%) 1sigma	207Pb 235U	err (%) 1sigma	206Pb 238U	err (%) 1sigma	Rho	207Pb 206Pb	(Ma)	207Pb 235U	(Ma)	206Pb 238U	(Ma)	Conc.(%)		
Grão.spot																			
grupo I																			
z04	0,15	0,44	10016	0,125843	1,04	6,405	4,00	0,369114	3,86	0,97	2041	18	2033	35	2025	67	99,24		
z06	0,02	0,49	99569	0,126777	0,57	6,320	1,23	0,361540	1,09	0,88	2054	10	2021	11	1989	19	96,87		
z07	0,24	0,44	6229	0,126679	1,05	6,509	3,95	0,372627	3,81	0,96	2052	19	2047	35	2042	67	99,48		
z08	0,08	0,43	18393	0,125677	0,83	6,450	2,18	0,372214	2,01	0,92	2038	15	2039	19	2040	35	100,07		
z09	0,09	0,30	17032	0,124685	0,74	6,319	1,86	0,367588	1,71	0,91	2024	13	2021	16	2018	30	99,69		
z10	0,06	0,36	25808	0,125905	0,92	6,158	1,80	0,354743	1,54	0,93	2042	16	1999	16	1957	26	95,87		
grupo II																			
z11	0,16	0,09	10495	0,123309	0,85	5,736	2,67	0,337345	2,52	0,95	2005	15	1937	23	1874	41	93,48		
z14	0,11	0,14	14536	0,123150	0,84	5,684	2,13	0,334766	1,95	0,92	2002	15	1929	18	1861	32	92,96		
z16	0,12	0,10	12335	0,122028	0,80	6,112	3,40	0,363238	3,30	0,97	1986	14	1992	29	1998	57	100,58		
z18	0,10	0,06	14086	0,121585	0,82	5,697	2,65	0,339842	2,51	0,95	1980	15	1931	23	1886	41	95,27		
z19	0,29	0,08	5497	0,123663	0,87	5,217	3,24	0,305984	3,11	0,96	2010	15	1855	27	1721	47	85,63		

Tabela 4.2. Tabela de resultados para os zircões analisados por LA-MC-ICPMS da amostra da Suite Carnoió-Caturité.

Grão.spot		f206(%)	Th/U	Razões										Idades Aparentes								Conc.(%)
				err (%)					Rho													
				206Pb 204Pb	207Pb 206Pb	err (%) 1sigma	207Pb 235U	err (%) 1sigma	206Pb 238U	err (%) 1sigma	206Pb 238U	207Pb 206Pb	(Ma)	207Pb 235U	(Ma)	206Pb 238U	(Ma)					
Z07	0,05	0,19	34686	0,096875	1,84	2,968	2,44	0,222238	1,61	0,83	1565	34	1400	18	1294	18,87	92,43					
Z12	0,17	0,26	7206	0,095427	1,22	2,895	2,26	0,220060	1,91	0,85	1537	23	1381	17	1282	22,14	92,86					
Z21	0,15	0,24	10702	0,095384	1,96	2,901	2,99	0,220573	2,26	0,90	1536	36	1382	22	1285	26,24	92,96					
Z17	0,07	0,24	24202	0,095737	1,35	3,068	1,84	0,232397	1,25	0,83	1543	25	1425	14	1347	15,21	94,55					
Z09	0,18	0,35	9153	0,097322	1,12	3,305	2,00	0,246286	1,65	0,83	1573	21	1482	15	1419	21,03	95,76					
Z16	0,07	0,21	23343	0,098325	0,70	3,400	1,18	0,250760	0,96	0,80	1593	13	1504	9	1442	12,37	95,88					
Z19	0,08	0,24	17265	0,098422	0,92	3,445	1,54	0,253860	1,24	0,79	1594	17	1515	12	1458	16,16	96,28					
Z20	0,12	0,37	14009	0,098593	0,79	3,496	1,94	0,257186	1,77	0,92	1598	15	1526	15	1475	23,28	96,66					
Z13-2	0,07	0,21	21963	0,099193	1,15	3,570	1,71	0,261033	1,26	0,87	1609	21	1543	13	1495	16,77	96,90					
Z04	0,05	0,22	33895	0,098454	0,77	3,521	1,30	0,259381	1,04	0,81	1595	14	1532	10	1487	13,82	97,04					
Z24	0,06	0,28	28165	0,098119	0,76	3,498	1,16	0,258531	0,87	0,73	1589	14	1527	9	1482	11,53	97,10					
Z23	0,04	0,21	34398	0,099077	0,84	3,625	1,16	0,265326	0,81	0,66	1607	16	1555	9	1517	10,90	97,56					
Z15	0,05	0,27	34722	0,099983	0,65	3,760	1,12	0,272780	0,92	0,82	1624	12	1584	9	1555	12,67	98,14					
Z05	0,07	0,27	18602	0,101018	0,77	3,915	1,20	0,281102	0,92	0,77	1643	14	1617	10	1597	13,03	98,77					
Z14	0,04	0,30	42699	0,100404	0,67	3,874	1,10	0,279829	0,87	0,79	1632	12	1608	9	1590	12,30	98,90					
Z11	0,06	0,20	29005	0,099491	1,21	3,810	1,61	0,277759	1,06	0,81	1615	22	1595	13	1580	14,80	99,07					
Z22	0,10	0,38	15716	0,100344	0,91	3,890	2,11	0,281153	1,90	0,91	1630	17	1612	17	1597	26,82	99,11					
Z18	0,08	0,34	19446	0,100594	0,81	3,942	1,62	0,284199	1,41	0,87	1635	15	1622	13	1612	20,10	99,39					
Z13-1	0,06	0,18	24598	0,099481	0,70	3,867	1,34	0,281948	1,14	0,86	1614	13	1607	11	1601	16,17	99,64					
Z08	0,18	0,49	8647	0,101172	1,09	4,038	2,51	0,289440	2,26	0,90	1646	20	1642	20	1639	32,63	99,81					
Z10	0,03	0,22	45809	0,101166	0,74	4,111	1,22	0,294696	0,96	0,79	1646	14	1656	10	1665	14,14	100,52					

Tabela 4.3. Tabela de resultados para os zircões analisados por LA-MC-ICPMS da amostra do Pluton Marinho.

		Razões										Idades Aparentes									
		Th/U	206Pb 204Pb	207Pb 206Pb	err (%) 1sigma	207Pb 235U	err (%) 1sigma	208Pb 238U	err (%) 1sigma	Rho	207Pb 206Pb	(Ma)	207Pb 235U	(Ma)	206Pb 238U	(Ma)	Conc. (%)				
Grão.spot																					
z03	0,29	0,37	6059	0,057773	1,11	0,697	2,55	0,087521	2,29	0,55	521	24	537	11	541	12	100,70				
z04	0,21	0,44	8953	0,059183	1,10	0,733	2,13	0,089787	1,83	0,42	574	24	558	9	554	10	99,31				
z08	0,18	0,44	12285	0,058171	0,90	0,700	2,52	0,087249	2,35	0,64	536	20	539	10	539	12	100,11				
z10	0,25	0,50	7067	0,058070	2,15	0,728	3,06	0,090918	2,18	0,53	532	47	555	13	561	12	101,01				
z11	0,16	0,39	12261	0,059437	0,84	0,734	2,02	0,089618	1,84	0,55	583	18	559	9	553	10	98,95				
z14	0,10	0,40	17838	0,057118	0,90	0,696	2,22	0,088402	2,03	0,59	496	20	537	9	546	11	101,78				
z16	0,13	0,31	13381	0,057144	1,50	0,696	2,54	0,088365	2,05	0,39	497	33	537	11	546	11	101,74				
z17	0,22	0,34	8162	0,058824	2,24	0,694	3,61	0,085511	2,83	0,65	561	49	535	15	529	14	98,88				
z20	0,05	0,14	34528	0,059283	0,93	0,774	2,26	0,094689	2,06	0,63	578	20	582	10	583	11	100,20				

CAPÍTULO V. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Durante a atividade de mapeamento geológico, três fases de deformação eminentemente dúcteis foram individualizadas: fases D_1 , D_2 e D_3 . Um evento tardio ao desenvolvimento das principais estruturas referentes à fase D_3 foi caracterizado como fase D_{3t} . As estruturas ligadas as diferentes fases foram descritas no texto. A individualização dessas estruturas seguiu os critérios de superposição de estruturas (transposição de foliação, dobras, eixos, etc.), assim como, a forma e orientação dos elementos geométricos observados na área. Visando uma melhor caracterização da análise geométrica, a área foi dividida em quatro domínios estruturais (Domínios I, II, III e IV). A divisão em domínios estruturais levou em consideração a diferença de comportamento dos elementos geométricos (foliações, lineações e dobras) em determinadas regiões da área de trabalho (**Fig. 5.2**). Posteriormente, as estruturas foram descritas separadamente em cada fase de deformação proposta para a área.

5.1. Introdução

O contato entre lentes de mármore e quartzito com gnaisses de protólito sedimentar pode ser interpretado como antigas camadas de calcários e arenitos em contato com pelitos, sugerindo a existência de uma superfície planar S_0 de origem sedimentar (**Fig. 5.1**). Essa superfície, paralela à S_1 , teve sua posição original completamente modificada pelo evento de deformação dúctil na fase D_1 . As relações estruturais entre as superfícies S_0 e S_1 foram identificadas somente nos Domínios Estruturais III e IV.

Devido à escassez de elementos geométricos e cinemáticos condizentes com a evolução estrutural de uma fase de deformação dúctil, somente a foliação/xistosidade (S_1) comumente flexionada por dobras F_2 foi atribuída à fase D_1 . Na escala de afloramento não foram observadas dobras ou superfícies de empurrão relacionadas à fase D_1 . Consequentemente, os mecanismos de desenvolvimento da foliação S_1 ainda permanecem desconhecidos.

O evento D_2 foi marcado pelo surgimento de dobras fechadas a isoclinais (F_2), assimétricas, de plano axial com mergulho inferior a 50° . A foliação (S_2) paralela ao plano axial de dobras F_2 foi caracterizada pelo alinhamento preferencial de cristais de biotita e feldspatos, podendo apresentar um bandamento gnáissico milimétrico a centimétrico. Leucossomas quartzo-feldspáticos são frequentemente posicionados

paralelos à S_2 , denotando um bandamento migmatítico, de ordem centimétrica a decimétrica. Localmente, a foliação possui aspecto milonítico (S_{2mil}), sugerido pela intensa recristalização e orientação da trama petrográfica e estrutural. As estruturas lineares compostas por agregados de quartzo, alongamento de cristais de feldspato e sillimanita observadas no plano de foliação S_2 foram definidas como a lineação de estiramento L_{2x} . Na ausência de indícios de alongamento mineral, o simples alinhamento preferencial de cristais de biotita, muscovita e anfibólio são interpretados como a lineação mineral L_{2m} . Em porções com predomínio da trama milonítica, os indicadores cinemáticos observados em seções paralelas a L_{2x} são compatíveis com transporte para NNW. No entanto, a direção real do transporte tectônico durante o evento D_2 pode ter sido encoberta pelo sistema de cisalhamento desenvolvido durante as fases D_3 e D_{3t} .



Figura 5.1. Intercalações decimétricas de camadas quartzíticas ($S_0/S_1/S_2$) flexionadas por dobras F_3 suaves.

A fase D_3 foi responsável pelo desenvolvimento zonas de cisalhamento dúcteis e dobras fechadas a isoclinais (F_3), normais ou levemente assimétricas, de superfície axial com mergulho frequentemente superior a 65° . A foliação desenvolvida durante a fase D_3 é paralela ao plano axial de dobras F_3 , sendo denominada no presente trabalho de foliação S_3 . Essa foliação é caracteriza pela orientação preferencial de micas (biotita e muscovita) e agregados de cristais de quartzo e feldspato. Nas rochas marcadas por forte alinhamento e intensa

recristalização dos cristais da trama mineral a foliação (S_{3mil}) possui aspecto milonítico conspícuo. As estruturas lineares formadas por cristais estirados de quartzo e feldspato observadas na superfície S_{3mil} são interpretadas como lineações de estiramento (L_{3x}). As estruturas S_{3mil} e L_{3x} estão diretamente associadas ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento orientadas na direção NE-SW e WSW-ENE, que exibem cinemática sinistral e destal, respectivamente. As zonas de cisalhamento NE-SW estão conectadas, em suas terminações meridionais, com a Zona de Cisalhamento Coxixola (WSW-ENE). Essas zonas de cisalhamento são responsáveis por expressivas feições lineares do relevo observadas em aerofotos e imagens de satélite.

A fase D_{3t} é interpretada como um evento tardio (reativação?) no desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Coxixola. Em algumas ocorrências de rochas miloníticas associadas à deformação da Zona de Cisalhamento Coxixola duas lineações de estiramento são identificadas no mesmo plano de S_{3mil} . Uma das lineações, interpretada aqui como L_{3x} , é paralela ao eixo de dobras F_3 . A outra lineação é oblíqua à lineação L_{3x} , sendo denominada nesse trabalho de L_{3t} . Eventualmente, as superfícies S_3 e/ou S_{3mil} parecem ter sido reativados durante D_{3t} em condições de deformação de temperatura muito baixa, sugerindo a existência de uma foliação milonítica S_{3t} . Por outro lado, em alguns afloramentos as superfícies S_{3mil} podem ter sido totalmente transpostas por D_{3t} , tornando maior a incerteza na sucessão temporal entre os eventos. Dessa forma, nem sempre é possível relacionar geneticamente a superfície milonítica associada à deformação da Zona de Cisalhamento Coxixola com o evento D_3 ou D_{3t} . As estruturas S_3 , S_{3mil} ou S_{3t} foram tratadas estatisticamente como uma única foliação em diagramas de projeção polar nos diferentes domínios estruturais propostos para a área.

5.2. Domínios Estruturais

5.2.1. Domínio Estrutural I

O Domínio Estrutural I está localizado na região noroeste da área de trabalho. Os limites Norte e Oeste desse domínio são definidos pelos respectivos limites da Folha Santa Cruz do Capibaribe (SB-24-SZ-VI), escala 1: 100000. Esse domínio é limitado ao leste por uma faixa de 300m de espessura de hornblenda ortognaisses de composição sienogranítica orientados na direção NE-SW. O limite sul é delimitado pelo contato entre $\pm$ anfibólio-biotita ortognaisses migmatíticos de composição granítica a granodiorítica e metassedimentos ($\pm$ sillimanita-granada-biotita gnaisses/xistos, quartzitos e mármore). Uma zona de cisalhamento de direção NE-SW e cinemática sinistral e a porção oeste da Zona de Cisalhamento Coxixola foram englobadas nesse domínio, juntamente com outras zonas de cisalhamento de menor expressão na área.

Nesse domínio a foliação S_2 está orientada na direção NE-SW (148/34) com mergulho moderado (inferior a 45°) para SE. As atitudes da lineação L_{2x} plotadas nos estereogramas permitem a confecção de uma guirlanda de orientação NE-SW (143/30) (**Fig. 5.3**). Essa guirlanda e o plano principal da foliação S_2 possuem orientações semelhantes, caracterizando o posicionamento de L_{2x} ao longo de S_2 . Os eixos de dobras F_3 possuem orientações NE-SW e W-E com caimentos suaves (inferiores a 15°) para NE e E, respectivamente (**Fig. 5.3**). A foliação S_3/S_{3mil} possui orientação predominante NE-SW (134/73), tendendo a posição vertical, com algumas variações na atitude nas regiões próximas às zonas de cisalhamento orientadas na direção WSW-ENE (**Figs. 5.3 e 5.4**).

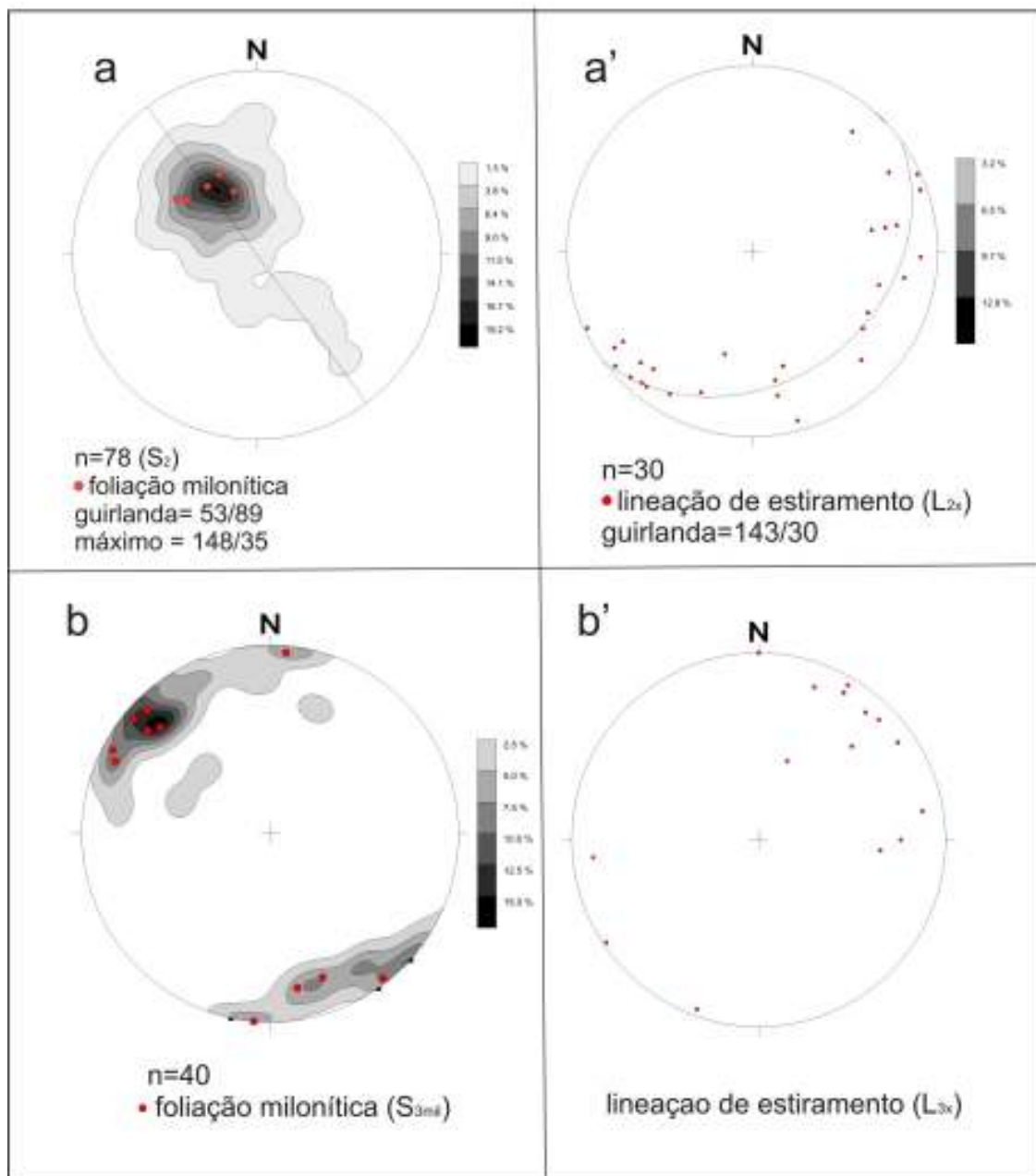
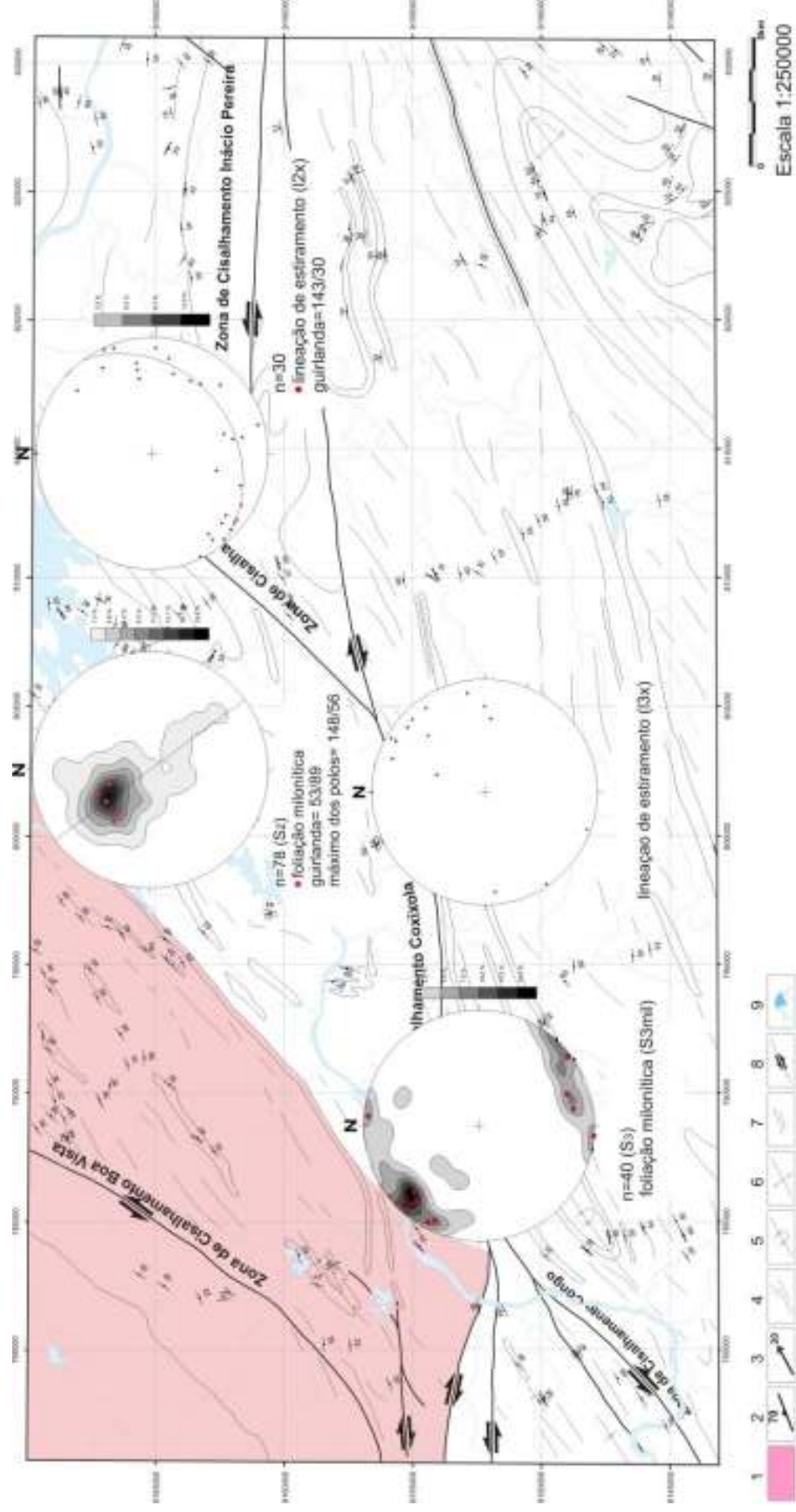


Figura 5.3. Projeções estereográficas no hemisfério inferior (Schmidt-Lambert) referentes ao Domínio Estrutural I. (a) Diagrama de contornos dos pólos da foliação S_2 . (a') Lineações de estiramento L_{2x} representadas em diagrama de contorno. (b) Diagrama de contorno dos pólos da foliação S_3 . Notar a disposição da foliação S_{3mil} . (b') Lineações de estiramento L_{3x} .



1. Domínio estrutural I; 2. Foliação ; 3. Lineação ; 4. Lineamentos; 5. Sinforme invertida; 6. Antiforme; 7. Faixa milonítica; 8. Zonas de cisalhamento com sentido de movimento; 9. açude e rede de drenagem.

Figura 5.4: Posicionamento do Domínio Estrutural I com as respectivas projeções estereográficas para os elementos planares e lineares.

5.2.2. Domínio Estrutural II

Esse domínio estrutural está localizado na porção centro-norte da área, limitado a oeste por faixa de 300m de espessura de rochas da Unidade Ortognaisse Carnoió e ao leste por uma zona de cisalhamento de cinemática sinistral, orientada na direção NE-SW (Zona de Cisalhamento Carnoió). O limite sul desse domínio é caracterizado pelo contato entre $\pm$ anfibólio-biotita ortognaisses e metassedimentos, enquanto que o limite norte é coincidente com a extremidade superior da Folha Santa Cruz do Capibaribe (SB-24-SZ-VI), escala 1: 100000.

A geometria da foliação S_2 é marcada nesse domínio pela dispersão na sua atitude. A direção dessa estrutura varia de NE-SW para E-W ao longo desse domínio estrutural (**Fig. 5.5**). Essa variação é identificada através do posicionamento dos pólos dessa foliação que desenham uma guirlanda de direção NW-SE (033/68). A lineação L_{2x} está orientada nas direções NNE-SSW e NNW-SSE e possui caimento suave a moderado para SSW ou SSE, respectivamente, com maior concentração de medidas para SSW (**Fig. 5.5**). As dobras F_3 apresentam geometria acilíndrica com perfis abertos a fechados e eixo com caimento suave para NNE. A foliação S_3/S_{3mil} possui orientação NE-SW com mergulho elevado para SE. A lineação L_{3x} é marcada por dispersão na sua atitude com medidas plotadas em estereogramas ao longo de uma guirlanda com orientação NE-SW (135/65) (**Fig. 5.5 e Fig. 5.6**).

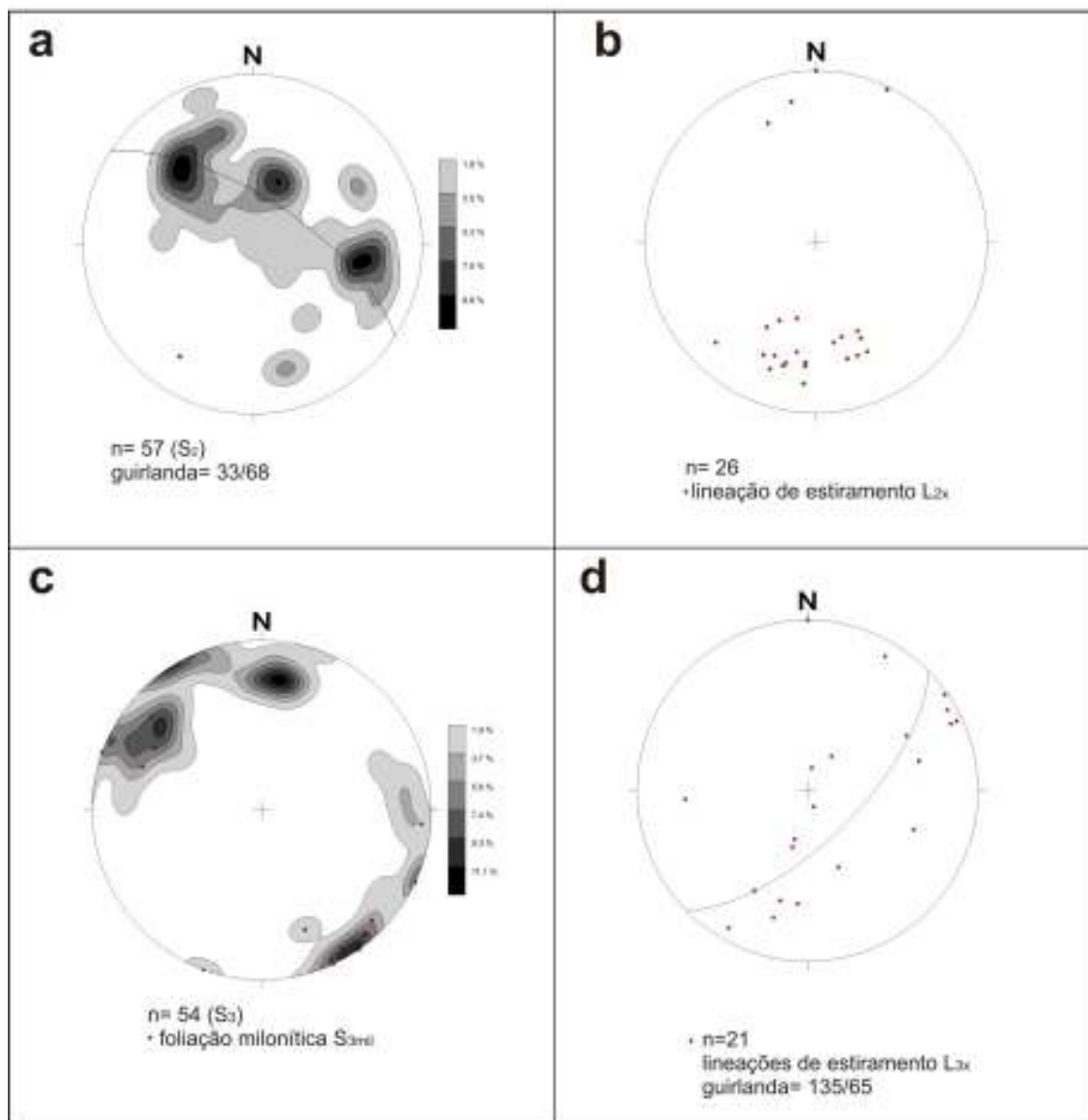
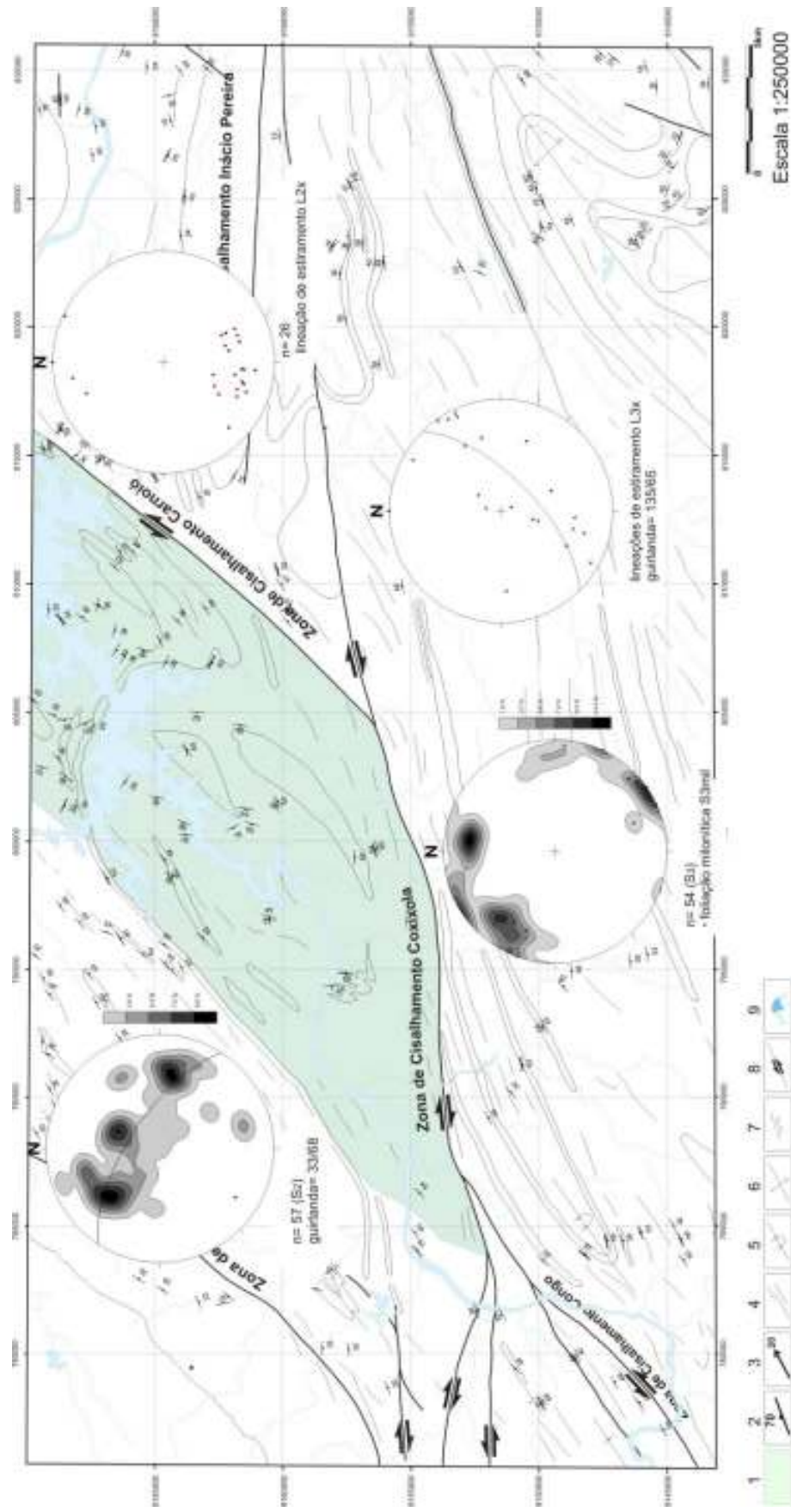


Figura 5.5. Projeções estereográficas do hemisfério inferior referentes ao Domínio Estrutural II: (a) Diagrama de contorno dos pólos da foliação S_2 ; (b) Diagrama de projeção estereográfica das lineações de estiramento L_{2x} ; (c) Diagrama de contorno dos pólos da foliação S_3 e pólos da foliação milonítica S_{3mil} ; (d) Diagrama de projeção estereográfica para as lineações de estiramento L_{3x} .



1. Domínio estrutural II; 2. Folição ; 3. Lineação ; 4. Lineamentos; 5. Sinforme invertida; 6. Antiforme; 7. Faixa milonítica; 8. Zonas de cisalhamento com sentido de movimento; 9. açude e rede de drenagem.

Figura 5.6: Posicionamento do Domínio Estrutural II com as respectivas projeções estereográficas para os elementos planares e lineares.

5.2.3. Domínio Estrutural III

Esse domínio estrutural está localizado na região NE da área de trabalho. Os limites norte e leste desse domínio são concordantes com os respectivos limites da Folha Santa Cruz do Capibaribe (SB-24-SZ-VI), escala 1: 100000. Os limites oeste e sul são balizados pelos limites leste e norte dos domínios estruturais II e IV, respectivamente. Esse domínio envolve rochas metassedimentares (granada-biotita gnaisses e/ou xistos) do Complexo Sertânia e anfibólio monzogranitos foliados tipo Inácio Pereira.

A foliação S_2 possui orientação preferencial W-E com mergulho moderado para N ou S. Essa variação no mergulho da foliação S_2 é originada pelo desenvolvimento das dobras F_3 abertas a fechadas, proporcionando a flexura da foliação S_2 e uma geometria em leque para o arcabouço estrutural dessa região (**Figs. 5.7 e 5.8**). Os eixos dessas dobras estão orientados na direção W-E com caimento suave a moderado para E, embora sejam eventualmente identificadas dobras com eixo de caimento para W. Essa variação no caimento nos eixos dessas dobras é relacionada à sua geometria acilíndrica. A foliação S_3/S_{3mil} está orientada na direção W-E a WNW-ESE com mergulhos próximos da vertical. A lineação L_{3x} é subparalela ao eixo das dobras F_3 com caimento suave a moderado para W ou E (**Fig. 5.7**).

5.2.4. Domínio Estrutural IV

O Domínio Estrutural IV é limitado ao norte pelos domínios estruturais I, II e III e ao sul pelo respectivo limite da área de trabalho. Esse domínio engloba os metassedimentos do Complexo Sertânia localizados ao sul da Zona de Cisalhamento Coxixola, os metassedimentos do Complexo Surubim e os ortognaisses do Complexo Salgadinho.

A foliação S_2 está orientada na direção NE-SW com mergulho moderado para NW e SE. Essa variação no mergulho desta foliação foi provocada pelo desenvolvimento de dobras F_3 assimétricas, de geometria acilíndrica com eixo de caimento suave para SW ou NE. A foliação S_3/S_{3mil} está orientada na direção ENE-WSW com mergulho próximo da vertical. A lineação L_{3x} é subparalela ao eixo das dobras F_3 com caimento suave para ENE ou WSW (**Figs. 5.9 e 5.10**).

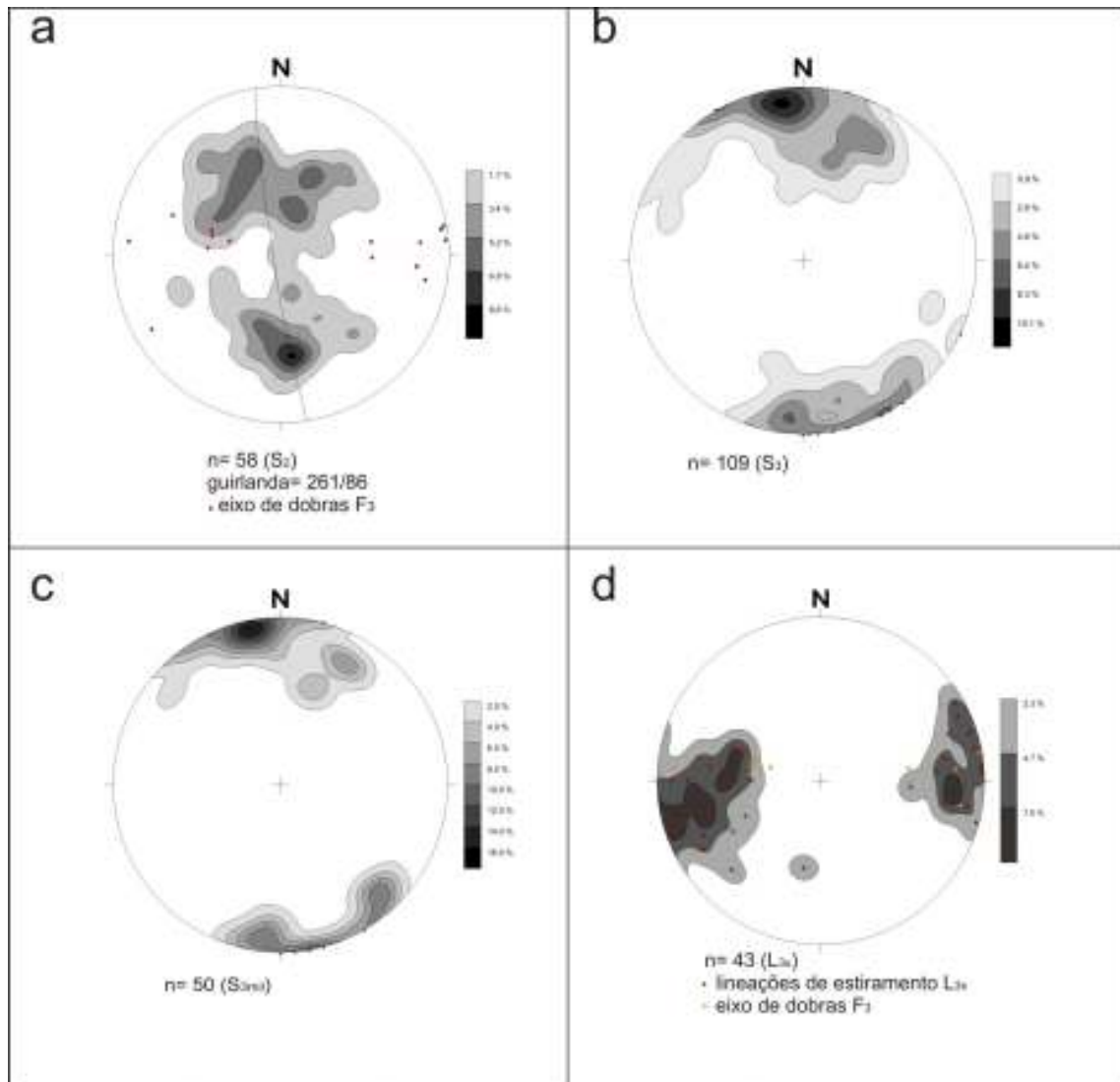


Fig. 5.7: Projeções estereográficas no Diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior do Domínio Estrutural III: (a) Diagrama de contorno dos pólos da foliação S_2 e eixo de dobras F_3 ; (b) Diagrama de contorno dos pólos da foliação S_3 ; (c) Diagrama de contorno dos pólos da foliação milonítica S_{3mil} ; (d) Lineações de estiramento L_{3x} representadas no diagrama de contorno e eixo de dobras F_3 .

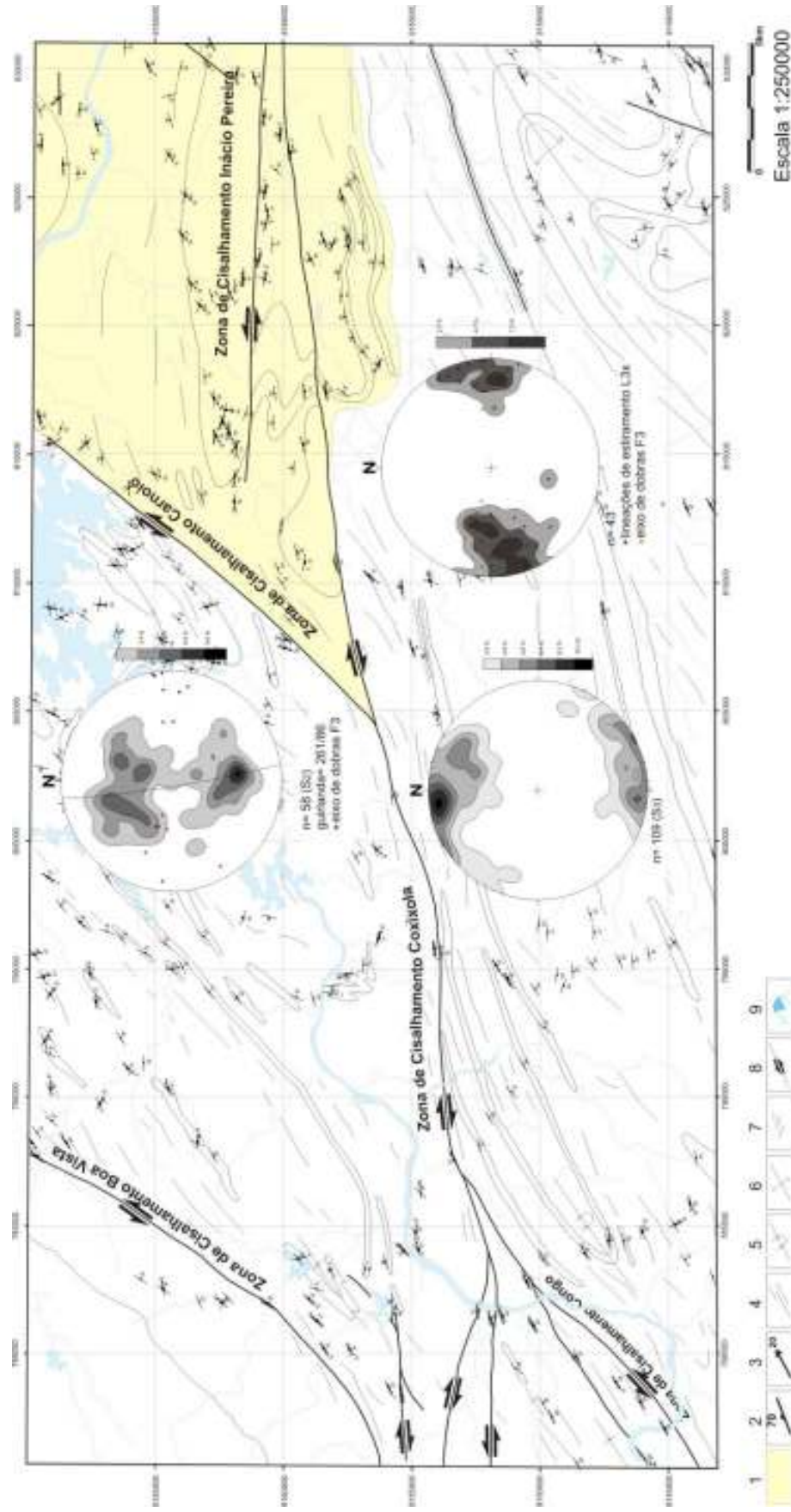


Figura 5.8: Posicionamento do Domínio Estrutural III com as respectivas projeções estereográficas para os elementos planares e lineares.

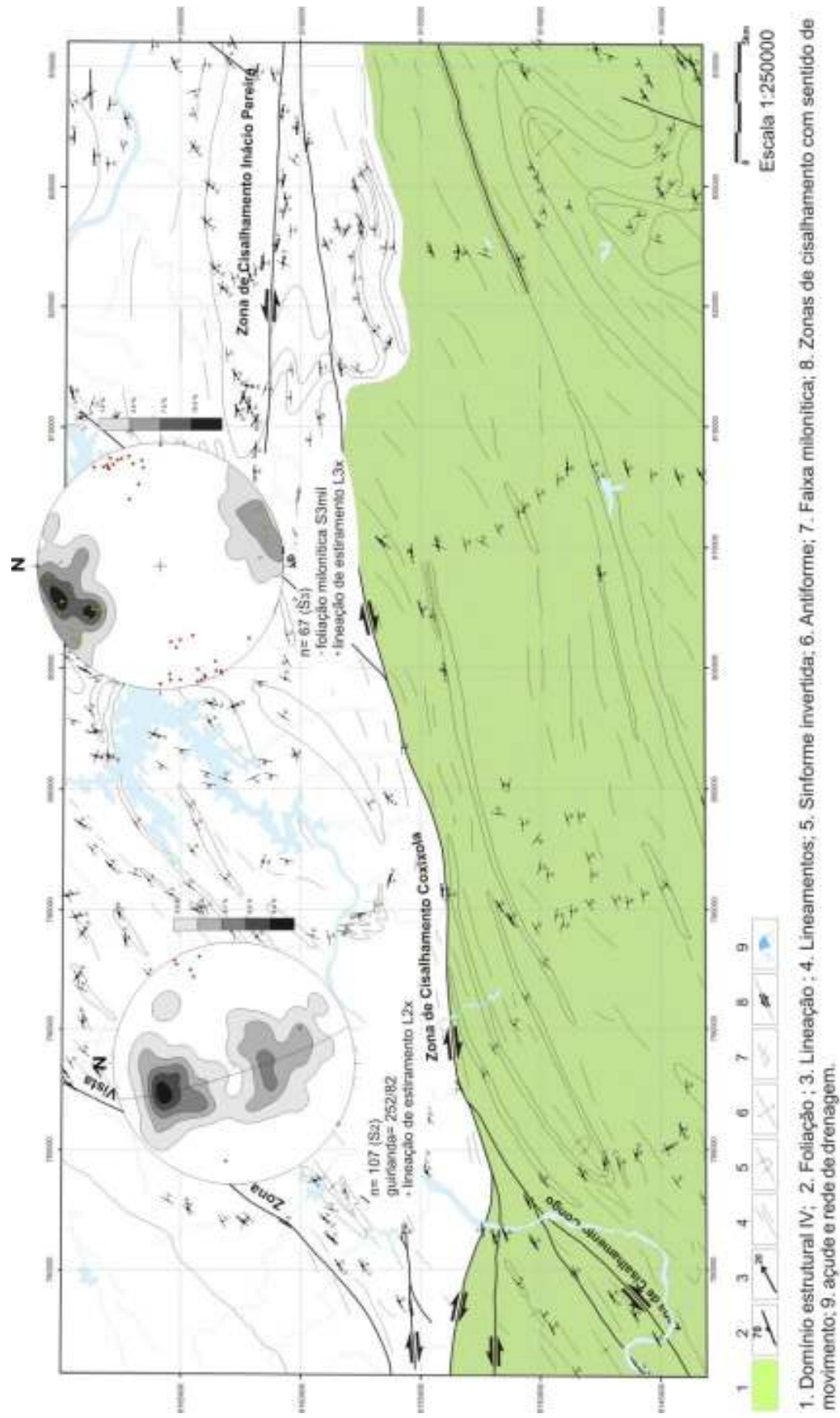


Figura 5.9: Posicionamento do Domínio Estrutural IV com as respectivas projeções estereográficas para os elementos planares e lineares.

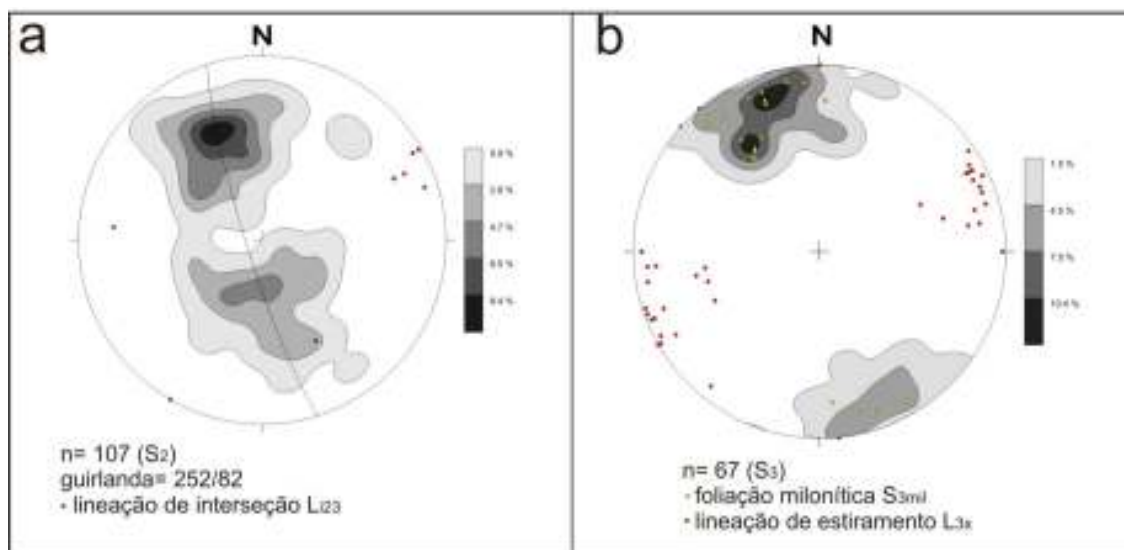


Figura 5.10: Projeções estereográficas no hemisfério inferior relativas ao Domínio Estrutural IV: (a) Diagrama de contorno dos pólos da foliação S_2 e lineações de interseção L_{23} ; (b) Diagrama de contorno dos pólos da foliação S_3 e S_{3mil} e lineações de estiramento L_{3x} .

5.3. Descrição das estruturas

Nesse item, as estruturas serão descritas separadamente de acordo com os seus diferentes aspectos geométricos e a sucessão temporal estimada dos eventos deformacionais. A descrição foi baseada na geometria dos principais elementos que compõem as estruturas. As estruturas foram descritas para toda a área incluindo todos os domínios estruturais.

5.3.1. Estruturas relacionadas à Fase D_1

Foliação S_1

A superfície S_1 foi identificada em zonas de charneira de dobramentos desenvolvidos durante o evento D_2 (Figs. 5.11a e 5.11b). Trata-se de uma foliação/xistosidade de espessura milimétrica a centimétrica caracterizada pela orientação preferencial de micas (muscovita e biotita) nos metassedimentos ou pela orientação de cristais de anfibólio e biotita nos ortognaisses. Durante o desenvolvimento do evento deformacional D_2 , a foliação S_1 foi transposta por S_2 . No entanto, a foliação S_1 pode ser observada paralela à S_2 nas porções mais afastadas de zonas de charneira de dobras F_2 isoclinais (Fig. 5.12b).

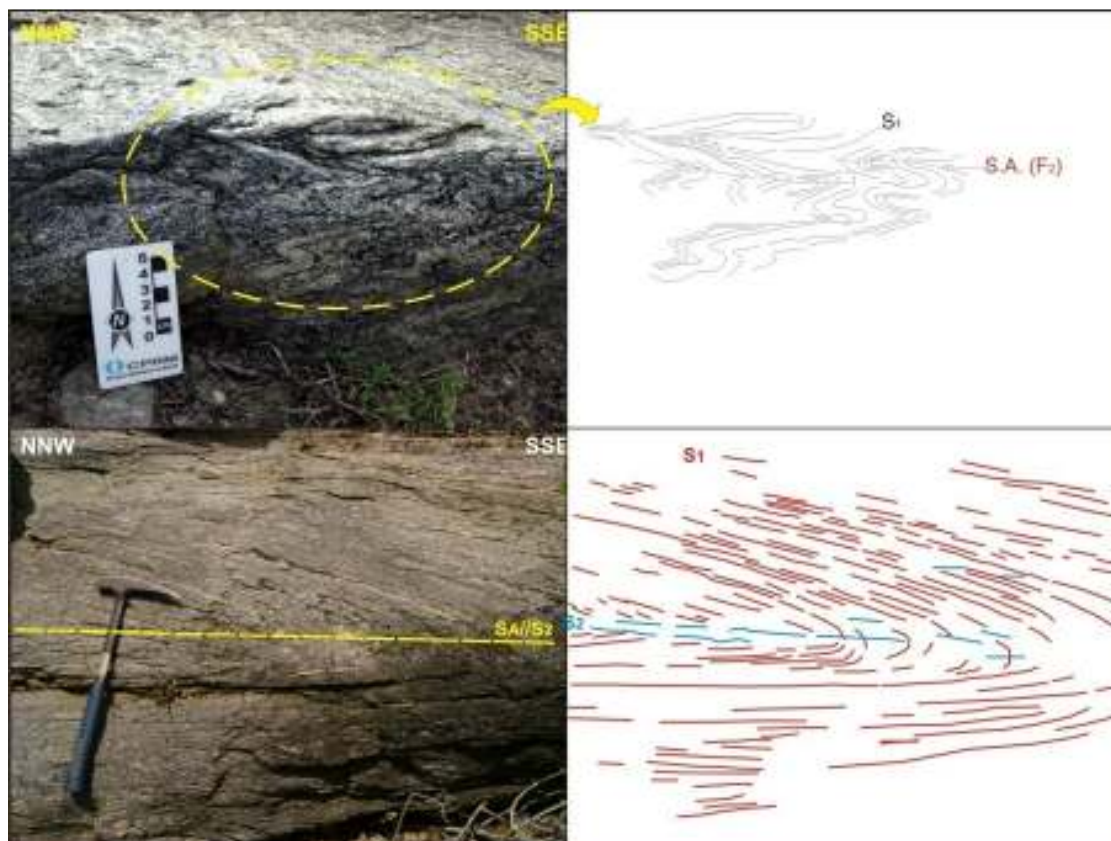


Figura 5.11. (a) Comportamento da foliação S_1 flexionada por dobras F_2 levemente assimétricas com perfis fechados a apertados. (b) Dobra F_2 fechada com eixo e superfície axial com mergulho de baixo ângulo (eixo = $095/40$; $Sa/S_2 = 120/35$). Notar o desenvolvimento incipiente da foliação S_2 paralela à superfície axial, bem como sua relação angular com a foliação S_1 .

5.3.2. Estruturas relacionadas à Fase D_2

Dobras F_2 e foliação S_2

As dobras F_2 são apertadas a isoclinais, levemente assimétricas com charneiras espessadas (**Figs. 5.12a e 5.12c**). O eixo dessas dobras possui mergulho suave (inferior a 20°) predominante para SW. A foliação S_2 é paralela ao plano axial das dobras F_2 (**Fig. 5.11a**) e sua orientação varia em cada domínio estrutural. Nos ortognaisses migmatíticos, essa foliação é marcada por um bandamento gnáissico com intercalações centimétricas a decimétricas entre camadas félsicas enriquecidos em quartzo e feldspato (neossoma) e camadas formadas por quartzo, feldspato, biotita e anfibólio (mesossoma). Na escala microscópica, a trama da foliação S_2 nos ortognaisses é caracterizada pela orientação de cristais de biotita e anfibólio. A associação mineral entre $\pm$ anfibólio (hornblenda) + plagioclásio $\pm$ k-feldspato + biotita + quartzo observada nos

ortognaisses indica que o desenvolvimento metamórfico de S_2 ocorreu na fácies anfibolito superior. Nas rochas metassedimentares, a foliação S_2 é caracterizada por uma superfície de espessura milimétrica nos litotipos mais enriquecidos em biotita e muscovita ou centimétrica nas porções migmatíticas. Nos metassedimentos poliminerálicos é comum uma associação mineral composta por quartzo + feldspato + k-feldspato + biotita + granada + sillimanita condizente com o equilíbrio metamórfico identificado nos ortognaisses. Essa foliação possui caráter milonítico em alguns afloramentos com faixas miloníticas estreitas (**Figs. 5.12a e 5.12c**), sendo caracterizada através da orientação e recristalização da trama estrutural. Em algumas porções, a formação dessa foliação ocorreu durante a fase final de transporte tectônico no evento D_2 , sob condições de deformação que variam entre média e baixa temperatura. Este aspecto sugere o predomínio de fluxo cataclástico em relação ao fluxo plástico (ausência de recristalização de K-feldspato e plagioclásio) observado na escala microscópica (**Fig. 5.15c**). Embora transformações metamórficas significativas não tenham sido identificadas, o desenvolvimento da foliação milonítica deve estar relacionado a condições retrometamórficas no estágio final de desenvolvimento da fase D_2 . A distribuição da foliação S_2 em mapa é observada na Figura 5.13.

Lineação L_{2x}

A lineação L_{2x} é identificada nos afloramentos de anfibólio-biotita ortognaisses ou nos metassedimentos (**Fig. 5.15b**). Essa estrutura linear é definida pelo estiramento mineral de cristais de feldspatos e agregados de quartzo. As lineações L_{2x} tratadas nos estereogramas proporcionam diferentes geometrias de guirlandas nos domínios estruturais I e II. A diferença na orientação de L_{2x} observada em mapa (**Fig. 5.14**) sugere que essa estrutura pode ter sido rotacionada durante o evento deformacional D_3 . Por outro lado, mecanismos de partição de deformação durante o evento D_2 poderiam ter influenciado o comportamento espacial de L_{2x} . Estas observações podem explicar a dispersão de L_{2x} nos diagramas de projeção estereográfica (**Figs. 5.3, 5.5 e 5.14**). No caso específico da área de estudo, o arranjo geométrico e cinemático de zonas de cisalhamento sinistrais e destrais tiveram uma importante participação na mudança de posicionamento de L_{2x} . Nas proximidades da Zona de Cisalhamento Boa Vista, no Domínio Estrutural I, o posicionamento de L_{2x} é afetado diretamente pela movimentação sinistral da zona de cisalhamento supracitada (**Fig. 5.14**).

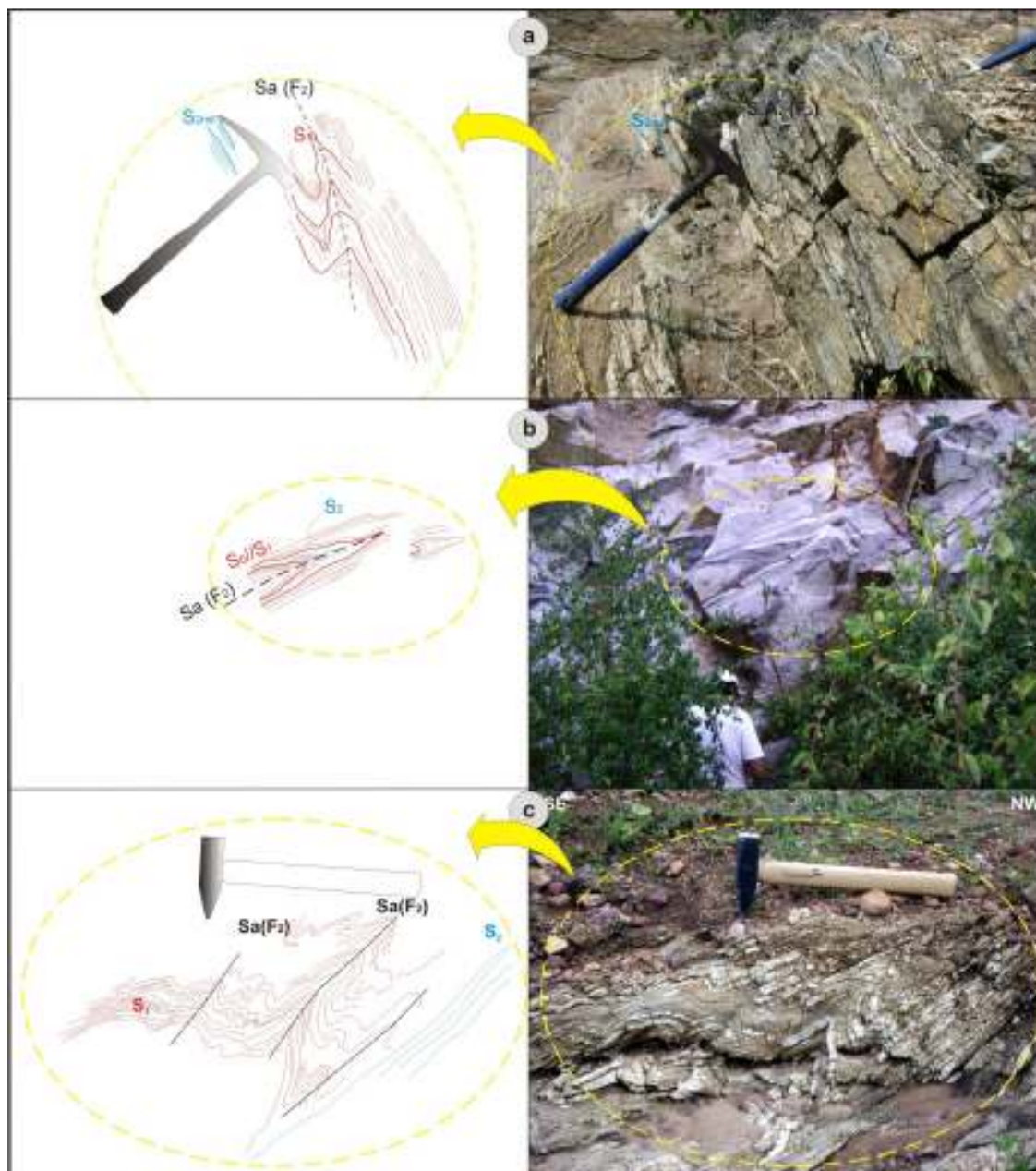


Figura 5.12. (a) Dobra F_2 com assimetria em “s” (eixo para NE) com plano axial paralelo à foliação milonítica S_{2mil} ; (b) Dobra F_2 apertada com zona de charneira espessada e flancos adelgaçados em camada de mármore do Complexo Surubim. Note o desenvolvimento incipiente de S_2 paralelo ao plano axial da dobra; (c) Afloramento de granada-biotita gnaiss onde se observa a foliação S_1 flexionada por dobras assimétricas F_2 . Notar o paralelismo entre o plano axial das dobras e a foliação S_2 .

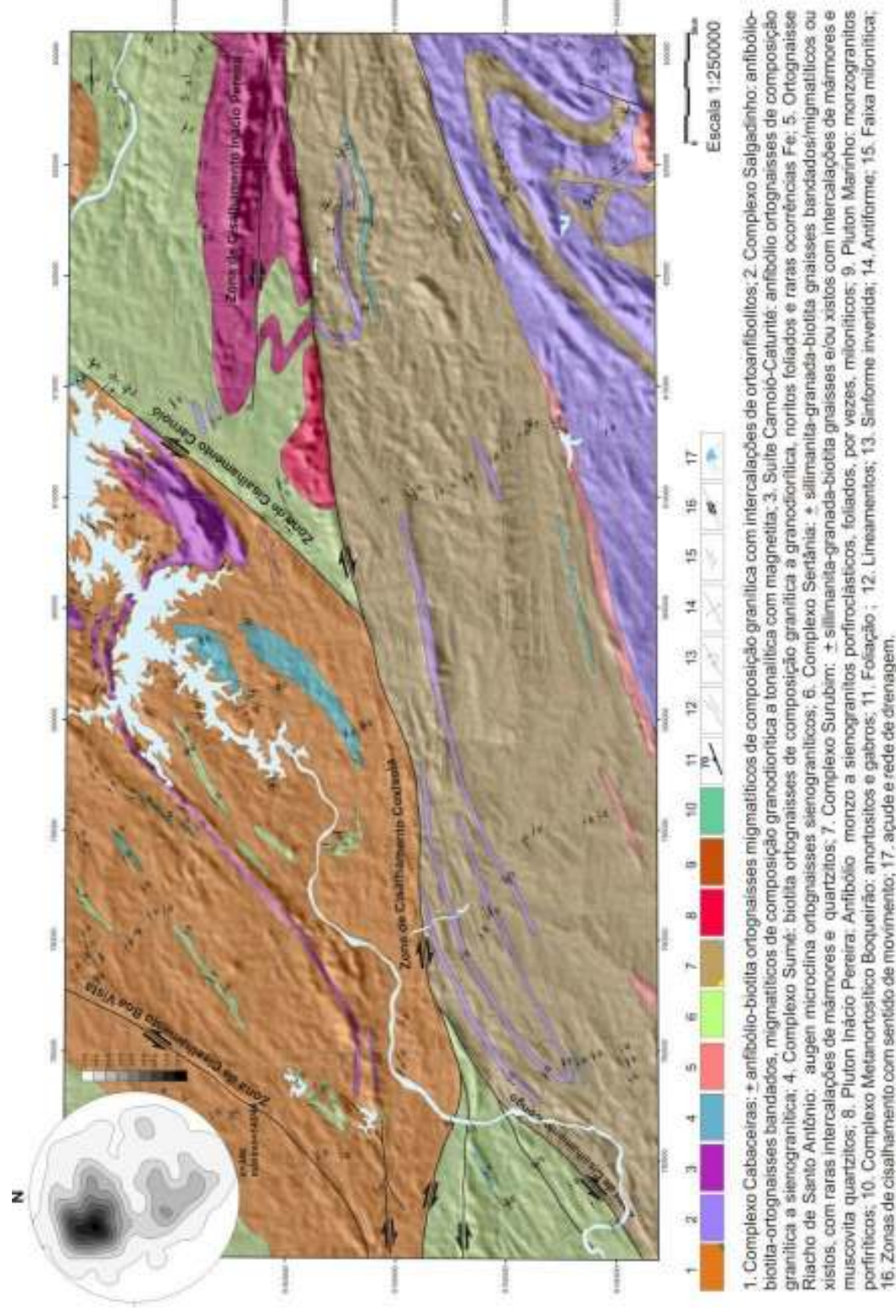


Figura 5.13. Esboço geológico da área com o posicionamento e distribuição da foliação S_2 .

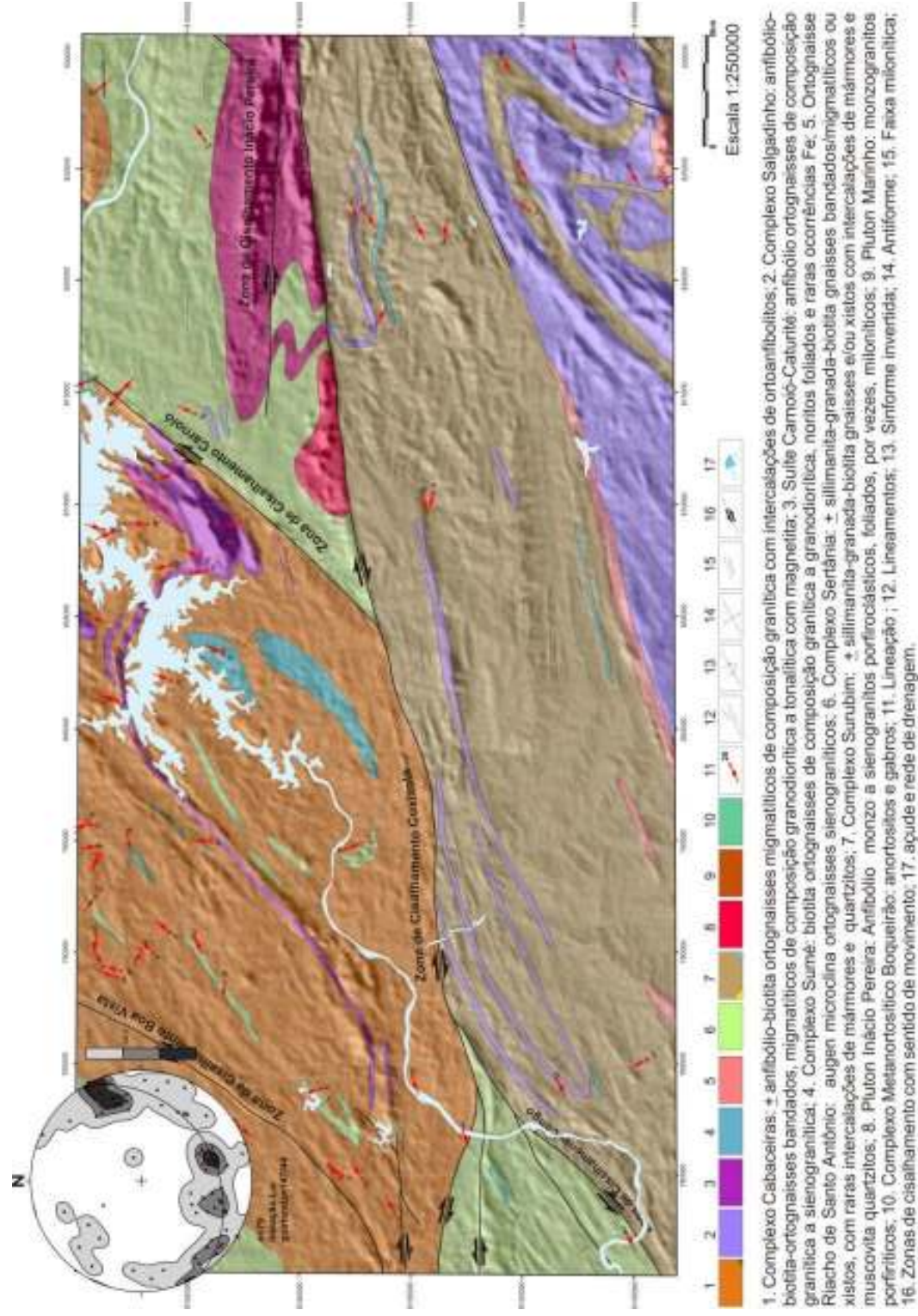


Figura 5.14. Esboço geológico da área com o posicionamento e distribuição da lineação L_{2x}.

5.3.3. Análise cinemática do evento D_2

Os melhores afloramentos para a interpretação do transporte tectônico desenvolvido no evento D_2 são observados nos domínios estruturais I, II e IV. As análises dos indicadores cinemáticos de sentido (S-C-C', porfiroclastos assimétricos rotacionados, vergência de dobras, etc.) observados em cortes paralelos à lineação L_{2x} indicam transporte tectônico para NNW nos afloramentos com L_{2x} orientada na direção NNW-SSE e caimento para SSE (**Fig. 5.15a, 5.15b e 5.15c**). Alguns autores (Sá *et al.*, 2002; Neves *et al.*, 2005) têm relatado transporte tectônico para WNW em outras porções do Domínio da Zona Transversal inseridas na porção SE da Folha Santa Cruz do Capibaribe (SF-24-Z-D-VI), escala 1: 100.000. No entanto, nos afloramentos com L_{2x} orientada na direção WSW-ESE e caimento para ESE não foram observados indicadores cinemáticos conclusivos de sentido de transporte tectônico para WNW.

As superfícies de empurrão que indicam transporte tectônico para NNW, observadas somente na escala mesoscópica (**Fig. 5.15a**), não podem ser dimensionadas em termos de deslocamento de massa, devido à ausência de marcadores litoestratigráficos significativos (**Fig. 5.14**). A carência de superfícies miloníticas contínuas associadas ao evento D_2 dificulta a delimitação de contatos litológicos caracterizados por falhas de empurrão na escala do mapa (1: 100.000). Por outro lado, o posicionamento estratigráfico da Suíte Carnoió-Caturité em relação ao Complexo Cabaceiras aliado ao comportamento geométrico de S_2 e L_{2x} no Domínio Estrutural II sugerem que, o contato entre essas unidades, represente uma superfície de empurrão pretérita ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento na fase D_3 . Isso, somado à interferência da geometria acilíndrica de dobras F_3 , explica a diferença de orientação de S_2 observada na porção central do Domínio Estrutural II, com uma mudança abrupta de posicionamento da foliação orientada na direção W-E ou NNE-SSW (**Figs. 5.6 e 5.16**).

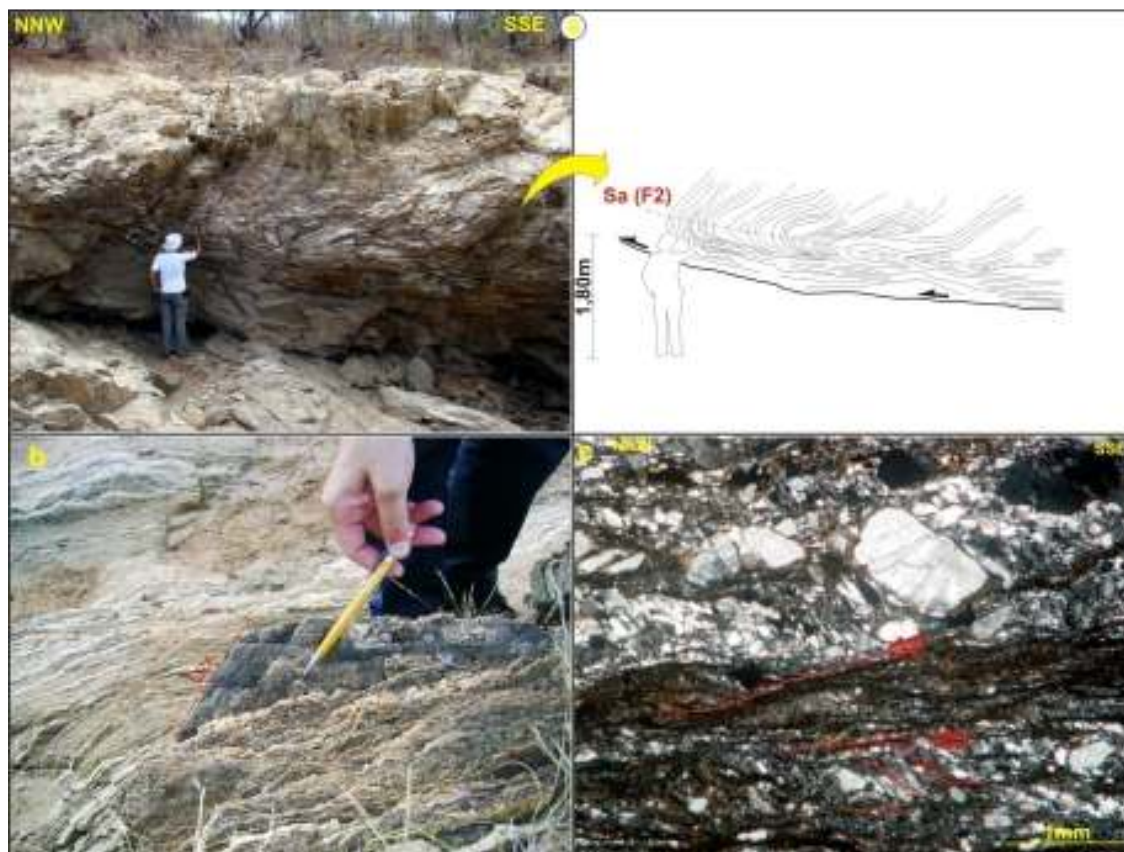


Figura 5.15. (a) Dobra de arrasto em afloramento de granada-biotita gnaiss migmatítico do Complexo Sertânea, caracterizando uma superfície de empurrão (155/40) associada ao transporte tectônico do evento D_2 . Corte paralelo à lineação L_{2x} (165/36); (b) Geometria da lineação de estiramento L_{2x} , com atitude 170/40, contida no plano da foliação milonítica S_{2mil} ; (c) Fotomicrografia do biotita ortogneiss com superfícies S-C e C' que sugerem topo para NNW em corte paralelo à lineação de estiramento L_{2x} (Nicóis cruzados - aumento 4x).

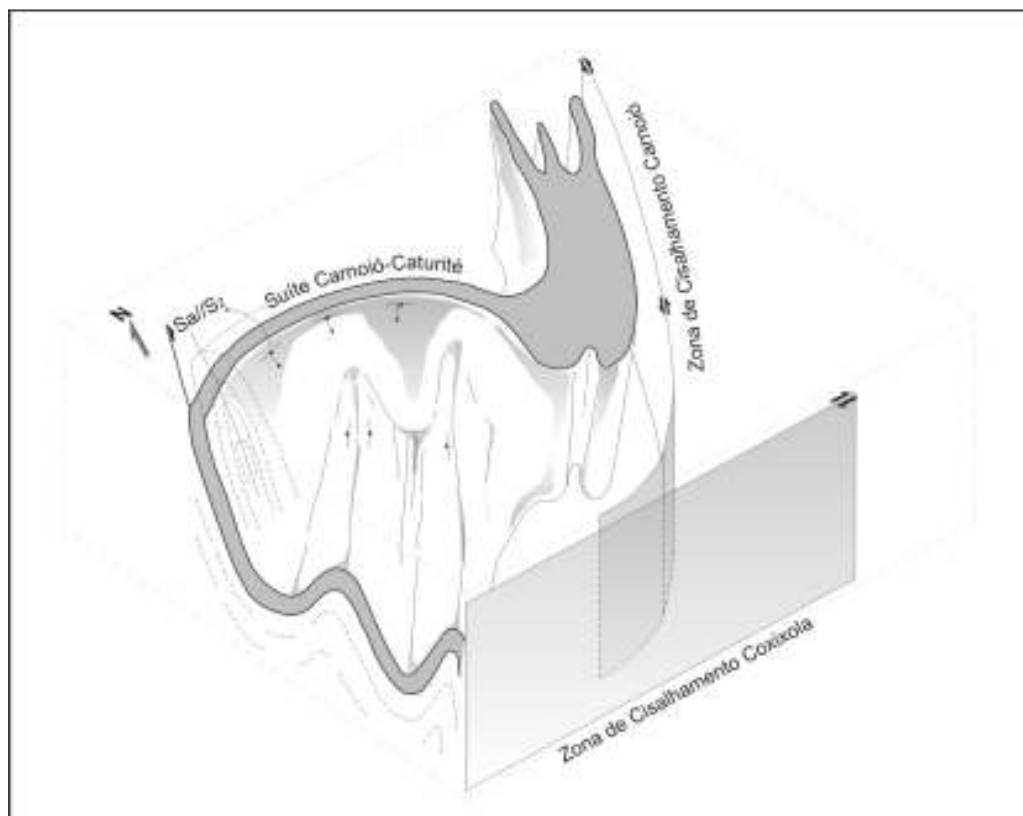


Figura 5.16. Modelo esquemático para o arranjo geométrico e cinemático observado no Domínio Estrutural II. Notar a diferença de posicionamento de S_2 e L_{2x} . Ver discussões no texto para as características geométricas do transporte tectônico durante o evento D_2 .

5.3.4. Estruturas relacionadas à Fase D_3

5.3.4.1. Dobras F_3 e foliação S_3

As dobras F_3 são simétricas, fechadas a isoclinais, com zonas de charneira espessas e flancos adelgaçados (**Fig. 5.17**). No caso específico do Domínio Estrutural IV as dobras F_3 são assimétricas e fechadas nas porções mais afastadas de zonas de cisalhamento e migram para dobras simétricas e isoclinais no interior dessas zonas (**Fig. 5.18**). Os eixos dessas dobras estão orientados em diferentes direções nos domínios estruturais. A diferença de orientação no eixo das dobras F_3 está relacionada à ocorrência de zonas de cisalhamento de direção NE-SW e WSW – ENE. Haja vista a associação direta do desenvolvimento dessas dobras com a geração de zonas de cisalhamento na área. A superfície axial das dobras F_3 é paralela à foliação S_3 ou S_{3mil} (**Fig. 5.19**). Essa foliação possui algumas variações na atitude nos diferentes domínios estruturais com inclinação do mergulho sempre próximo da vertical (**Fig. 5.20**). Nas regiões correspondentes à deformação das

zonas de cisalhamento é comum a ocorrência de dobras F_3 com eixos paralelos a L_{3x} . No Domínio Estrutural IV, as dobras F_3 parecem ter sido geradas com o eixo oblíquo à direção principal do cisalhamento e rotacionados para essa direção durante o desenvolvimento progressivo das zonas de cisalhamento (**Fig. 5.21**). O resultado geométrico e cinemático para o desenvolvimento dessas dobras permite a observação da lineação de estiramento paralela ao eixo. Esse paralelismo entre a lineação de estiramento e o eixo das dobras F_3 é compatível com a geometria de dobras em cortina ou oblíquas (Passchier, 1986; Passchier e Trouw, 2005).

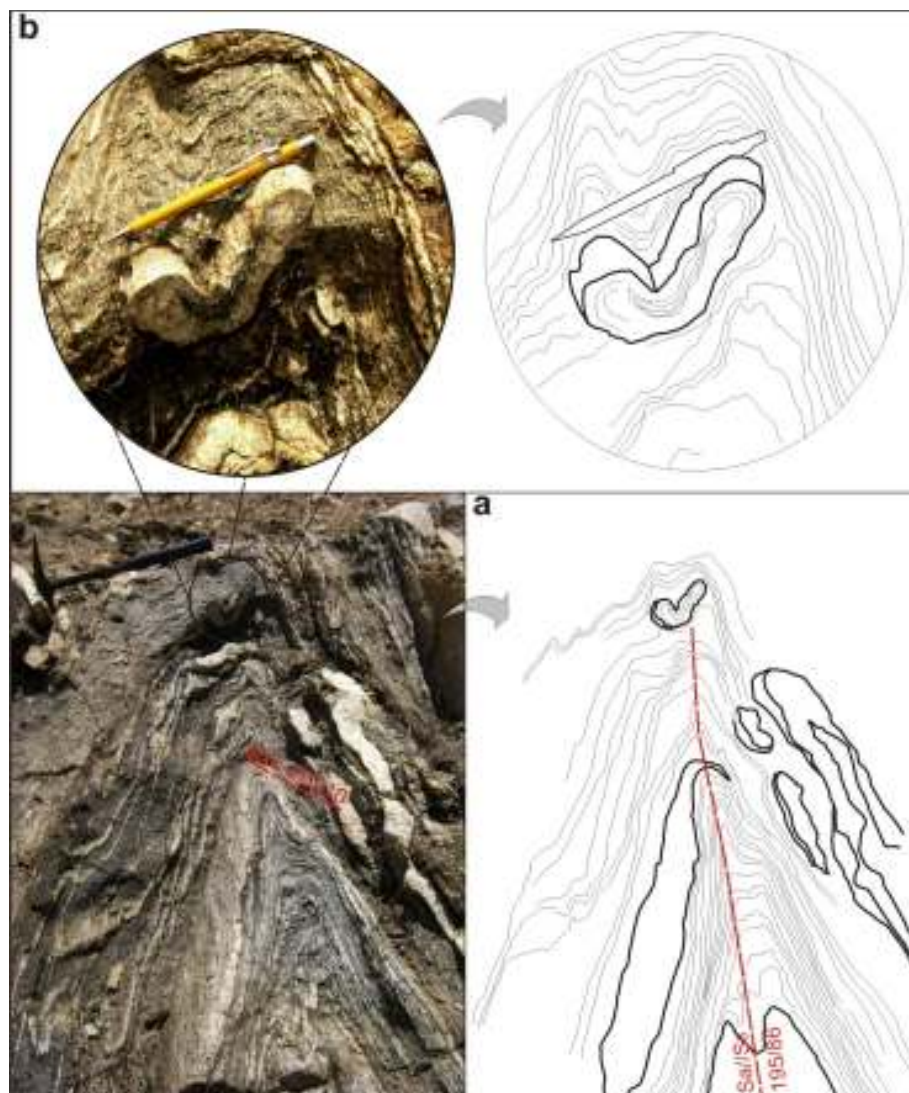


Figura 5.17. (a) Padrão de dobras F_3 com charneira espessa, eixo de caimento suave (275/10) e superfície axial subvertical (195/86); (b) Detalhe da zona de charneira com registros de dobramento anterior a fase D_3 .

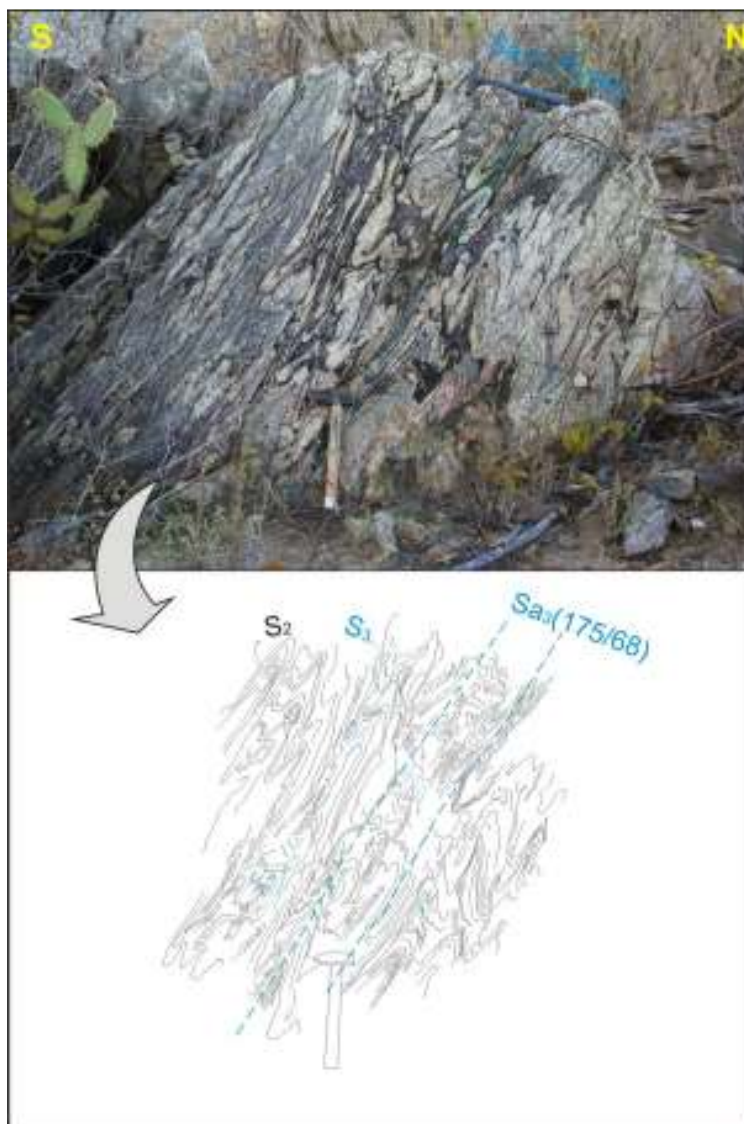


Figura 5.18. Ocorrência de dobras F_3 assimétricas, fechadas a apertadas, com zona de charneira levemente espessa em biotita ortognaisse migmatítico do Complexo Salgadinho no Domínio Estrutural IV. Notar o desenvolvimento incipiente da foliação S_3 paralela à superfície axial (175/68) das dobras F_3 .

Foliação S_3/S_{3mil}

A foliação S_{3mil} é observada nos ortognaisses e metassedimentos afetados por zonas de cisalhamento dúcteis. Nas zonas de cisalhamento, de orientação NE-SW e WSW-ENE, a ocorrência de faixas de rochas miloníticas a ultramiloníticas com 200 a 1000 metros de espessura foi proporcionada pelo amplo desenvolvimento da foliação S_{3mil} . Essa foliação é paralela ao plano axial de dobras apertadas a isoclinais. A recristalização da trama petrográfica com formação de fitas de quartzo e alinhamento preferencial de cristais de biotita, anfibólio, muscovita e/ou clorita são

fatores preponderantes na caracterização dessa foliação. As feições microestruturais associadas à evolução de S_{3mil} são descritas com mais detalhe no item que trata sobre a cinemática das zonas de cisalhamento. A descrição da estrutura planar S_{3t} não foi realizada separadamente, devido a dificuldade de distinguir essa estrutura da superfície S_{3mil} na escala de afloramento ou microscópica.

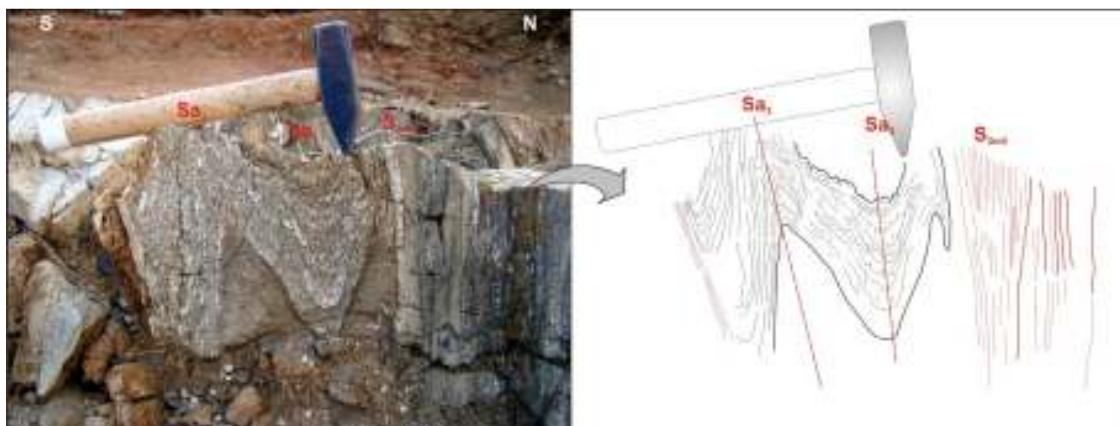


Figura 5.19. Afloramento de biotita - muscovita paragnaisse (Complexo Sertânea) que ocorre próximo ao traço principal da Zona de Cisalhamento Coxixola. O padrão de dobramento F_3 consiste em dobra fechada, levemente espessa e angulosa na zona de charneira com desenvolvimento de foliação plano axial (S_3). A foliação S_2 , flexionada por dobra F_3 , é obliterada por uma foliação milonítica (S_{3mil}) que exibe forte paralelismo com a foliação plano axial (S_3).

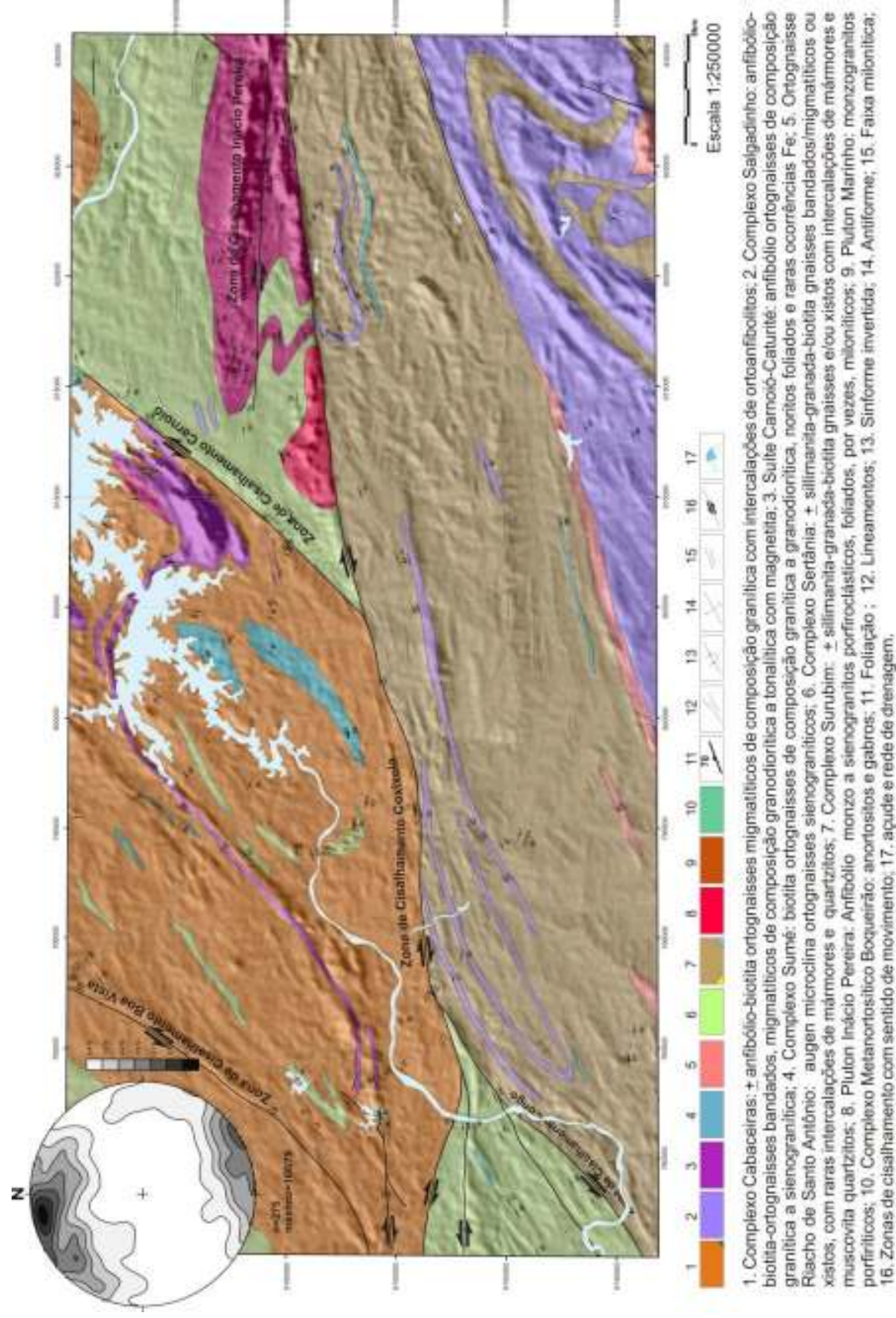


Figura 5.20. Esboço geológico da área com o posicionamento e distribuição da foliação S₃.

5.3.4.2. Lineação L_{3x}

A lineação L_{3x} é observada nos planos de foliação milonítica S_{3mil} . Essa lineação é caracterizada pelo estiramento mineral de cristais de feldspato e quartzo nos ortognaisses ou como agregados de quartzo e sillimanita nos metassedimentos. A orientação principal dessa lineação varia ao longo dos domínios estruturais ou de acordo com o posicionamento de zonas de cisalhamento (**Fig. 5.22**). Essa lineação é observada paralela ao eixo de dobras F_3 . O padrão geométrico proposto para explicar o paralelismo entre a lineação de estiramento e o eixo de dobras é demonstrado na Fig. 5.21.

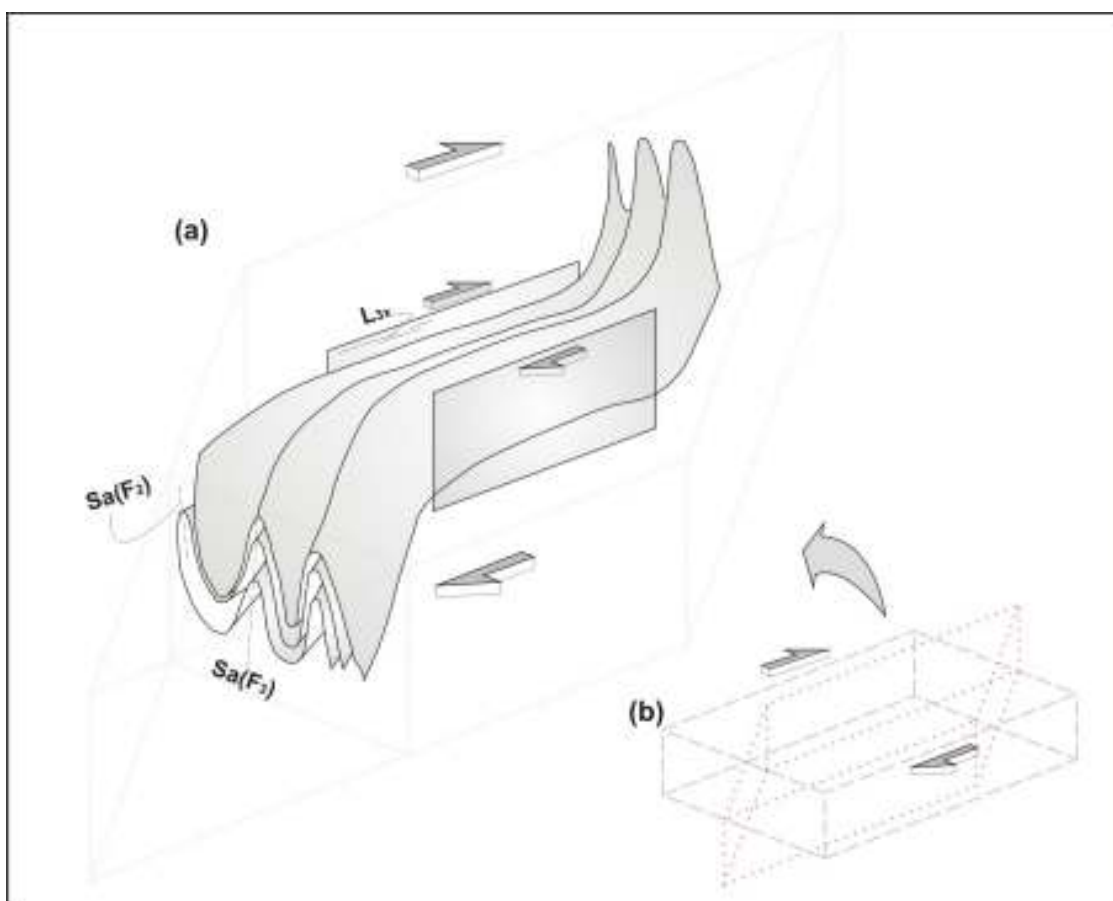


Figura 5.21. (a) Desenho esquemático para representar a relação entre a geometria de dobras F_3 e o desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Coxixola. Nesse caso, a lineação de estiramento é observada paralela ao eixo das dobras. (b) Ilustração do efeito causado pela deformação associada à zona de cisalhamento.

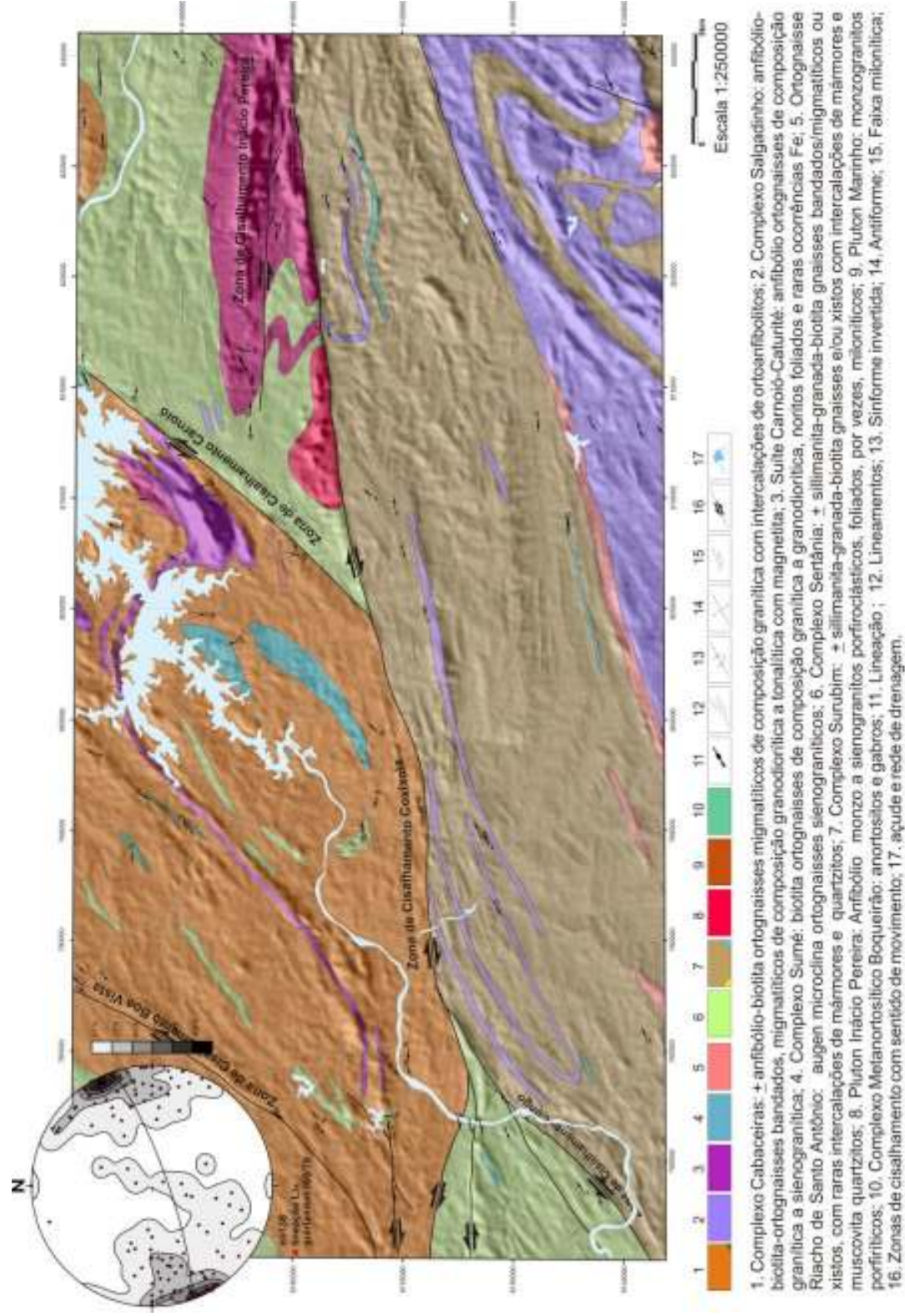


Figura 5.22. Esboço geológico da área com o posicionamento e distribuição da lineação L_{3x}.

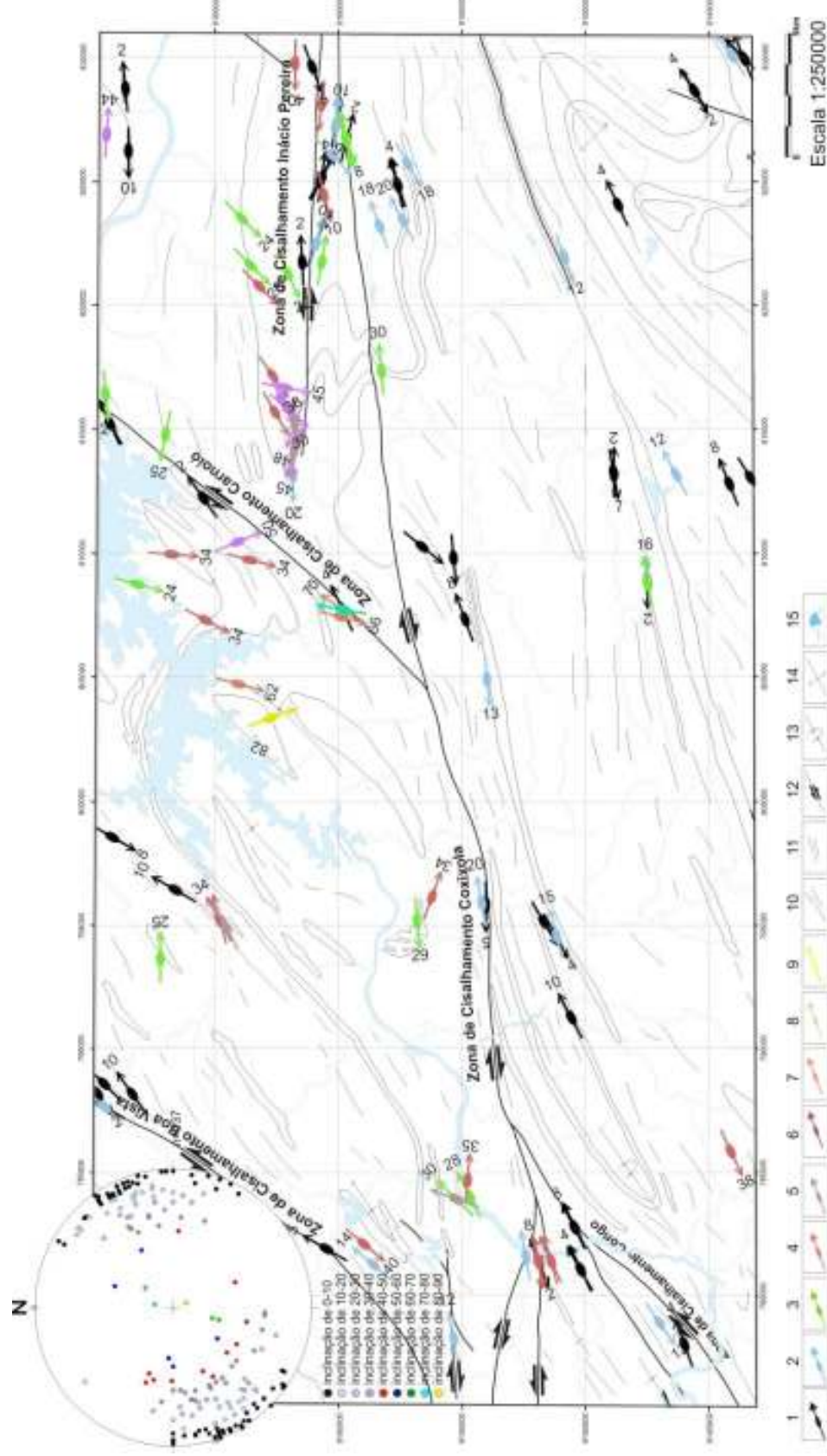
5.3.4.2.1. Obliquidade da Lineação L_{3x}

A análise da obliquidade de L_{3x} foi realizada a partir de 134 atitudes de lineações de estiramento associadas à fase D_3 . Os valores de obliquidade foram separados em nove intervalos com diferença de dez graus de um para o outro como exemplificado na Tabela 5.1. Todos os valores de obliquidade de L_{3x} foram avaliados em conjunto para toda a área estudada. Posteriormente, os dados foram individualizados e analisados de acordo com a ocorrência das lineações nas diferentes zonas de cisalhamento. As relações geométricas entre a lineação (L_{3x}) e a foliação (S_3/S_{3mil}) foram interpretadas com base no diagrama de correlação entre a obliquidade e a direção do mergulho da foliação (Carreiras, 2001). Os dados ainda foram tratados em diagramas de projeção estereográfica (**Figs. 5.3, 5.5, 5.7, 5.9, e 5.23**).

Das 134 atitudes da lineação L_{3x} obtidas, os seguintes dados foram observados (Tabela 5.1 e Fig. 5.19): 59 medidas (43,04%) foram englobadas no intervalo de 0-10° de obliquidade, 24 medidas (17,52%) no intervalo de 10-20°, 17 medidas (12,51%) no intervalo de 20-30°, 18 medidas (13,14%) no intervalo de 30-40°, 9 medidas (6,57%) no intervalo de 40-50°, 4 medidas (2,92%) no intervalo de 50-60°, 4 medidas (2,92%) no intervalo de 60-70°, 1 medida (0,73%) no intervalo de 70-80° e 1 medida (0,73%) no intervalo de 80-90°.

Tabela 5.1. Intervalos de obliquidade da L_{3x} para toda a área estudada.

Intervalos de obliquidade de L_{3x}	número de medidas	%
obliquidade 0-10	59	43,07
obliquidade 10-20	24	16,42
obliquidade 20-30	17	13,43
obliquidade 30-40	18	15,67
obliquidade 40-50	9	6,72
obliquidade 50-60	4	2,99
obliquidade 60-70	4	2,24
obliquidade 70-80	1	0,75
obliquidade 80-90	1	0,75
Total	137	100



1. intervalo de inclinação de L3x entre 0-10; 2. intervalo de inclinação de L3x entre 10-20; 3. intervalo de inclinação de L3x entre 20-30; 4. intervalo de inclinação de L3x entre 30-40; 5. intervalo de inclinação de L3x entre 40-50; 6. intervalo de inclinação de L3x entre 50-60; 7. intervalo de inclinação de L3x entre 60-70; 8. intervalo de inclinação de L3x entre 70-80; 9. intervalo de inclinação de L3x entre 80-90; 10. Lineamentos; 11. Faixa milonítica; 12. Zonas de cisalhamento com sentido de movimento; 13. sinforme invertido; 14. Antiforme; 15. Aqued e rede de drenagem.

Figura 5.23. Mapa de obliquidade da lineação L_{3x} com os diferentes valores de inclinação do mergulho.

Em geral, a análise dos dados obtidos sugere o predomínio de atitudes de L_{3x} com valores de obliquidade inferiores ou iguais a 10° para toda a área de estudo. Algumas mudanças nos parâmetros de obliquidade foram observadas ao tratar isoladamente o comportamento de L_{3x} nas diferentes zonas de cisalhamento. Os valores de obliquidade de L_{3x} inferiores ou iguais a 20° obtidas nos planos de foliação milonítica da Zona de Cisalhamento Coxixola somam 63% das medidas efetuadas (12 de 19 medidas-ver Tabela 5.2). Valores de obliquidade de L_{3x} entre o intervalo de 30° a 50° são observados somente na porção oeste da área, no trecho de conexão entre a Zona de Cisalhamento Coxixola com a terminação setentrional da Zona de Cisalhamento Congo.

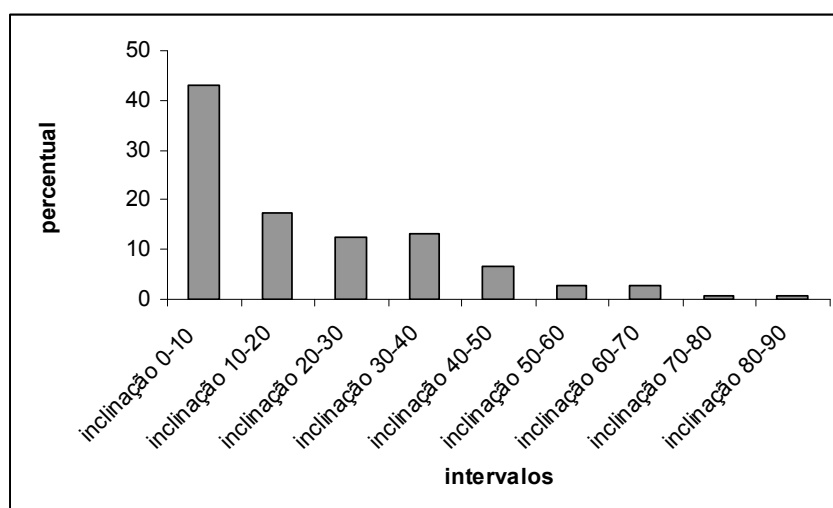


Figura 5.24. Histograma com os valores percentuais para os intervalos de obliquidade de L_{3x} .

Tabela 5.2. Intervalos de obliquidade da L_{3x} para a Zona de Cisalhamento Coxixola

Intervalos de obliquidade de L_{3x}	número de medidas	%
obliquidade 0-10	8	42
obliquidade 10-20	4	21
obliquidade 20-30	0	0
obliquidade 30-40	5	26
obliquidade 40-50	0	0
obliquidade 50-60	0	0
obliquidade 60-70	2	11
obliquidade 70-80	0	0
obliquidade 80-90	0	0
Total	19	100

Na Zona de Cisalhamento Boa Vista os valores de obliquidade obtidos não ultrapassam os 14° de obliquidade, com 9 de um total de 13 medidas de L_{3x} inferiores ou iguais a 10° de obliquidade (ver Tabela 5.3).

Entre as 10 medidas de L_{3x} obtidas para a Zona de cisalhamento Congo, somente duas possuem valores de obliquidade superiores a 12° (em torno de 50°). Essas duas zonas de cisalhamento possuem a maior homogeneidade de valores de obliquidade para L_{3x} (ver Tabela 5.4).

Na Zona de Cisalhamento Carnoió os valores de obliquidade de L_{3x} são superiores a 30° em 5 das 9 medidas obtidas ao longo dessa zona de cisalhamento, enquanto que 4 medidas apresentam valores de obliquidade inferiores a 10° (ver Tabela 5.5).

Na Zona de Cisalhamento Inácio Pereira, 23 de um total de 38 medidas de L_{3x} têm obliquidade superior a 20° (60%) em contraste com 11 medidas com obliquidade inferior ou igual a 10° (ver tabela 5.6). As implicações para os diferentes valores de obliquidade de L_{3x} serão discutidas no item 5.5 (análise cinemática), levando em consideração o sentido do caimento da lineação e a atitude do plano de foliação.

Tabela 5.3. Intervalos de obliquidade da L_{3x} para a Zona de Cisalhamento Boa Vista.

Intervalos de obliquidade de L_{3x}	número de medidas	%
obliquidade 0-10	10	77
obliquidade 10-20	2	15
obliquidade 20-30	0	0
obliquidade 30-40	1	8
obliquidade 40-50	0	0
obliquidade 50-60	0	0
obliquidade 60-70	0	0
obliquidade 70-80	0	0
obliquidade 80-90	0	0
Total	13	100

Tabela 5.4. Intervalos de obliquidade da L_{3x} para a Zona de Cisalhamento Carnoió.

Intervalos de obliquidade de L_{3x}	número de medidas	%
obliquidade 0-10	4	44
obliquidade 10-20	0	0
obliquidade 20-30	0	0
obliquidade 30-40	1	11
obliquidade 40-50	1	11
obliquidade 50-60	0	0
obliquidade 60-70	2	22
obliquidade 70-80	1	11
obliquidade 80-90	0	0
Total	9	100

Tabela 5.5. Intervalos de obliquidade de L_{3x} para a Zona de cisalhamento Inácio Pereira.

Intervalos de obliquidade de L_{3x}	número de medidas	%
obliquidade 0-10	11	29
obliquidade 10-20	4	11
obliquidade 20-30	7	18
obliquidade 30-40	6	16
obliquidade 40-50	8	21
obliquidade 50-60	2	5
obliquidade 60-70	0	0
obliquidade 70-80	0	0
obliquidade 80-90	0	0
Total	38	100

O diagrama de correlação entre os valores de obliquidade da lineação de estiramento e a direção de mergulho da foliação aponta para uma boa relação entre as diferentes zonas de cisalhamento que ocorrem na área de estudo (**Fig. 5.24**). A configuração da linha de tendência polinomial no diagrama comprova a diferença de valores de obliquidade da lineação de estiramento na Zona de Cisalhamento Inácio Pereira (WNW-ESE) em relação às Zonas de Cisalhamento Coxixola (aproximadamente W-E), Boa Vista (NE-SW) e Carnoió (NE-SW) (**Figs. 5.24 e 5.25**). Em contrapartida, a predominância de lineações de estiramento com valores de obliquidade relativamente baixos ($<20^\circ$) é clara neste diagrama (**Fig. 5.25**). As principais características geométricas e cinemáticas dessas zonas de cisalhamento serão apresentadas a seguir, bem como uma proposta de evolução estrutural para toda área (Capítulo 6).

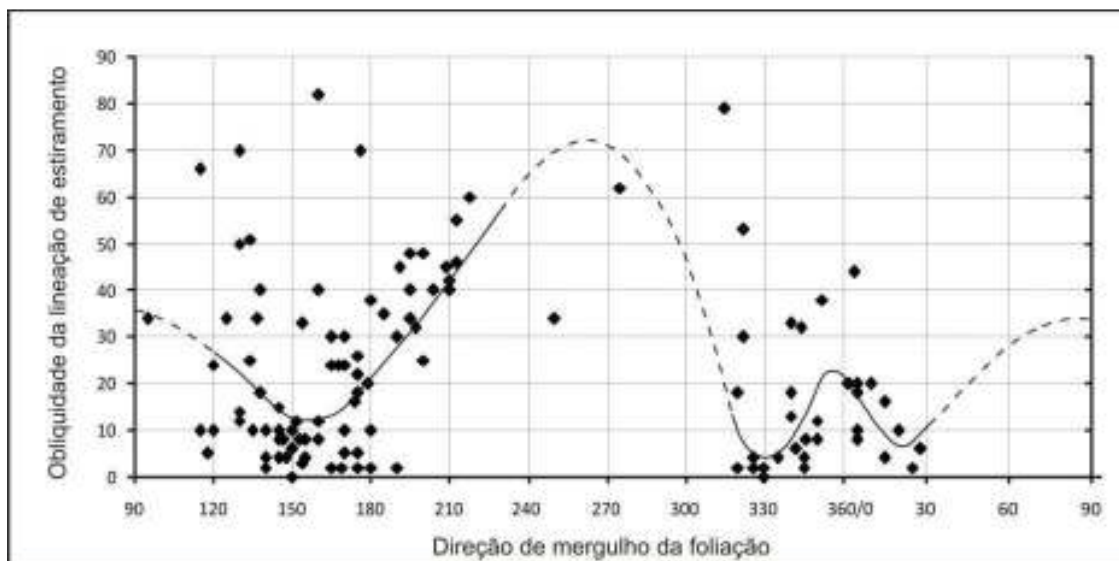


Figura 5.25. Diagrama de correlação entre a obliquidade da lineação de estiramento e a direção de mergulho da foliação (Carreiras, 2001). Nesse diagrama, boas correlações entre as zonas de cisalhamento que ocorrem na área podem ser observadas, como demonstrado pela configuração da linha de tendência (polinomial). Nas porções sem nenhuma relação aparente, a linha de tendência está tracejada.

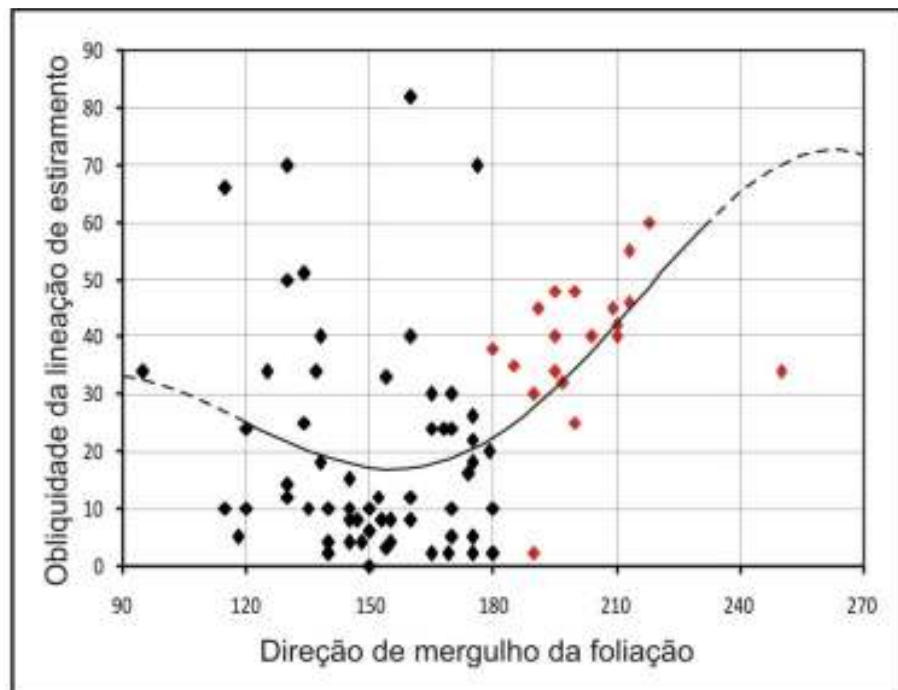


Figura 5.26: Ampliação da Fig. 5.25 com o objetivo de ressaltar a diferença no comportamento da lineação de estiramento (losangos vermelhos) na Zona de Cisalhamento Inácio Pereira em relação às outras zonas de cisalhamento.

5.4. Interferência tectônica entre as fases D_2 e D_3

A relação de corte entre as foliações S_2 e S_3 é marcada por uma lineação de interseção (L_{123}). O resultado final é uma estrutura linear de atitude média 055/07, bem marcada em ortognaisses que ocorrem no Domínio Estrutural IV. Essa lineação é paralela ao eixo de dobras F_3 e a L_{3x} . A relação de corte entre S_2 e S_3 parece clara, entretanto, essa lineação nem sempre é nítida no campo. Em algumas situações, a foliação S_2 tende a sub-verticalizar de maneira transicional nos flancos de dobras F_3 . Isso sugere um ajuste geométrico de S_2 em direção a atitude de S_3 durante o evento D_3 .

Esse ajuste de S_2 provavelmente afeta o posicionamento de L_{2x} como observado nos estereogramas entre os domínios estruturais I e II. Em geral, o padrão de interferências entre dobras F_2 e F_3 é caracterizado por dobras em laço (Tipo III) identificadas nos domínios estruturais I, III e IV (**Figs. 5.43a, 5.43b e 5.44**). A relação angular entre os elementos geométricos das dobras F_2 e F_3 observada no Domínio Estrutural II sugere um padrão de interferência intermediário entre o Tipo I e II (domos e bacias/cogumelo). Embora as figuras de interferência não sejam observadas na escala de afloramento, a geometria concêntrica dos contatos identificados em mapa no Domínio Estrutural II (ver mapa geológico em anexo e Figs. 5.13 e 5.16) é coerente com esse padrão de interferência de dobra.

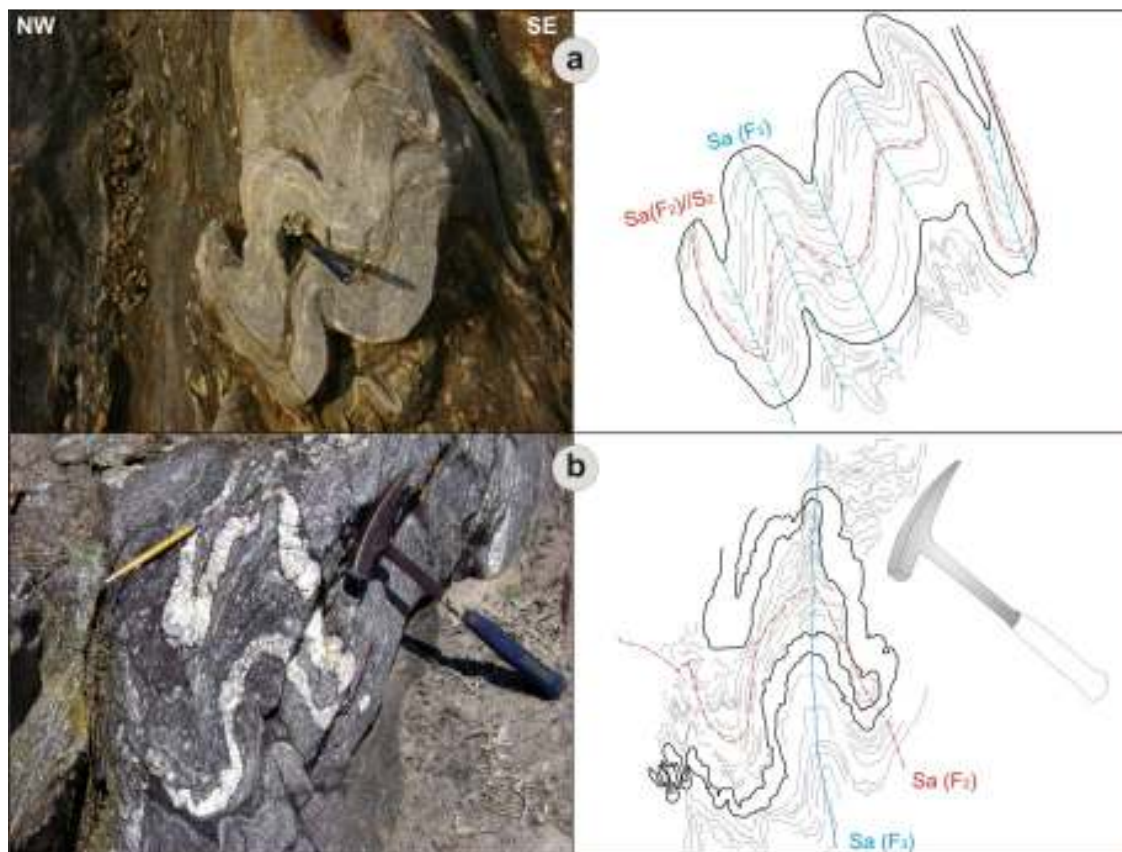


Figura 5.43. (a) As dobras F_3 são fechadas a apertadas, levemente assimétricas com eixo de caimento suave (050/12) e superfícies axiais subverticais (146/82). Notar a diminuição do ângulo entre os flancos das dobras no canto direito da figura. Nas porções miloníticas, as dobras F_3 possuem padrão isoclinal com charneiras espessas e flancos adelgaçados; (b) O padrão de interferência do Tipo 3 foi causado pela flexão de dobras F_3 sobre dobras F_2 . Provavelmente a migmatização no granada-biotita gnaiss é sin- D_1 , uma vez que, os leucossomas foram dobrados durante a fase D_2 .

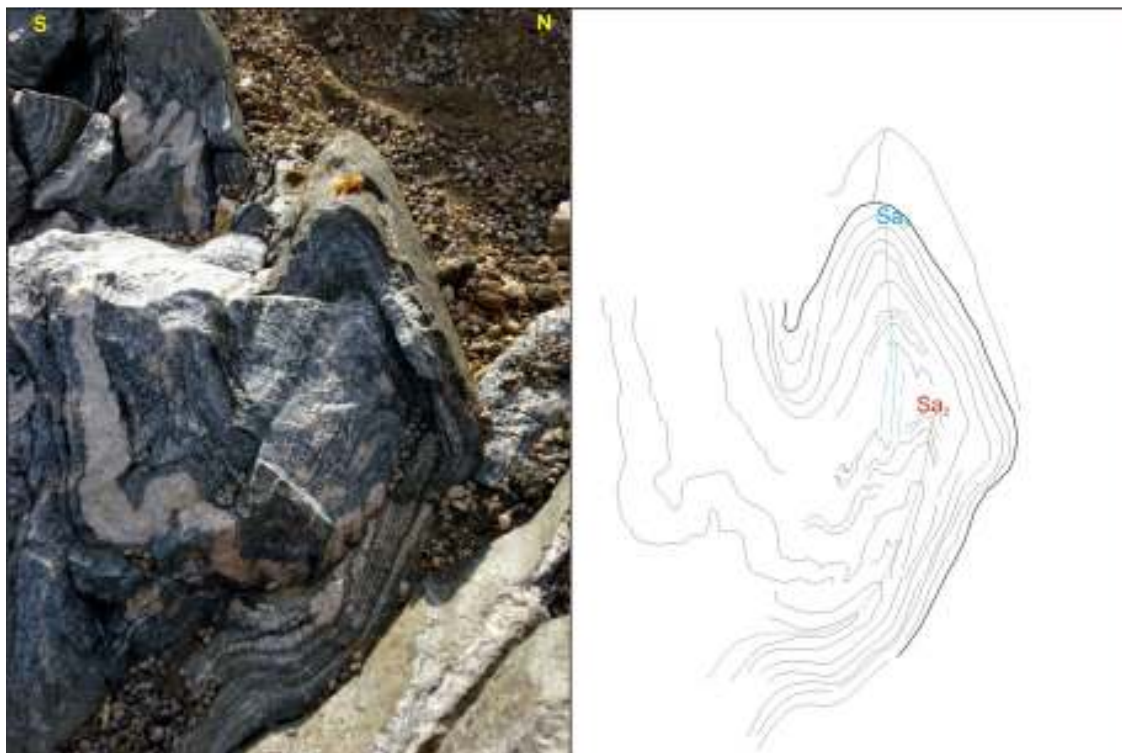


Figura 5.44. Afloramento de anfibólio-biotita ortognaisse que ocorre próximo ao traço principal da Zona de Cisalhamento Coxixola, no Domínio Estrutural I. A rocha foi afetada por duas gerações de dobras (F_2 e F_3), denotando em um padrão de interferência do Tipo 3 (Ramsay, 1983).

5.5. Análise cinemática da fase D_3 e as relações com as zonas de cisalhamento

A análise cinemática levou em consideração o posicionamento dos indicadores de direção (orientação de foliações e lineações) e indicadores de sentido (porfiroclastos assimétricos do tipo Sigma e Delta, foliações S-C-C', *boudins* assimétricos, inflexão da foliação e assimetria de dobras) em cortes paralelos ao plano XZ do elipsóide de *strain*. A análise cinemática realizada na área permitiu a individualização de zonas de cisalhamento destrais orientadas na W-E/WSW-ENE e zonas de cisalhamento sinistrais orientadas na direção NE-SW e WNW-ESE (Fig. 5.27).

5.5.1. Zonas de cisalhamento sinistrais de direção NE-SW

Essas zonas de cisalhamento são observadas na área de trabalho com suas terminações meridionais (Zonas de Cisalhamento Boa Vista e Carnoió) e setentrionais (Zona de Cisalhamento Congo) conectadas com a Zona de Cisalhamento Coxixola. A deformação associada ao desenvolvimento dessas zonas de cisalhamento afetou diferentes litotipos (ortognaisses e metassedimentos),

proporcionando a ocorrência de rochas com textura milonítica bem desenvolvida. Essas faixas de rochas miloníticas são paralelas ao traço principal das zonas de cisalhamento e possuem diferentes espessuras que variam de 100 até 400m de espessura.

5.5.1.1. Zona de Cisalhamento Boa Vista

Na Zona de cisalhamento Boa Vista enfatizou-se indicadores do tipo S-C-C' em cortes paralelos à lineação de estiramento (L_{3x}) nas escalas meso e microscópicas. Essas estruturas do tipo S-C-C' são geralmente compostas por biotita e muscovita, sendo sugestivas de movimentação sinistral em todos os afloramentos analisados (**Figs. 5.28a e 5.28b**). A análise da geometria e curvatura da foliação regional (S_2) observada em mapa (trajetória dos lineamentos) é concordante com essa cinemática.

As feições microestruturais sugerem condições de temperatura que variam entre média e baixa temperatura de acordo com a textura milonítica identificada (**Fig. 5.29**). A ocorrência de porfiroclastos fraturados/fragmentados, por vezes, falhados em rochas com textura ultramilonítica somados a recristalização dinâmica dos grãos de quartzo, com novos grãos formados através de *bulging recrystallisation*, são coerentes com o desenvolvimento dos ultramilonitos sob condições de baixa temperatura (**Figs. 5.29a e b**). Nas rochas com predomínio de textura protomilonítica a milonítica, as ocorrências de porfiroclastos de K-feldspatos e/ou plagioclásios manteados e de diferentes tamanhos de grãos de quartzo (granulação grossa) e feldspatos (granulação fina) na mesma rocha são indícios de deformação em média temperatura (**Fig. 5.29c**). Outro fator que contribui para a interpretação de deformação sob média temperatura é o desenvolvimento de mirmequitas com assimetria suave em quadrantes opostos (*quarter structures*) (**Fig. 5.29d**). Haja vista, que alguns autores têm relatado que mirmequitas desenvolvem-se em condições de temperatura entre 500-650°C (Tribe e D'Lemos, 1996; Wirth e Voll, 1987).

Essa alternância de feições microestruturais nas rochas ultramiloníticas e protomiloníticas desenvolvidas sob baixa e média temperatura, respectivamente, poderia ser efeito de variações de temperatura durante a milonitização. A possibilidade de reativação dos planos de foliação milonítica em condições de baixa temperatura não pode ser descartada. Embora evidências de reativação dos planos de foliação milonítica não tenham sido identificadas, como no caso específico da Zona de Cisalhamento Coxixola.

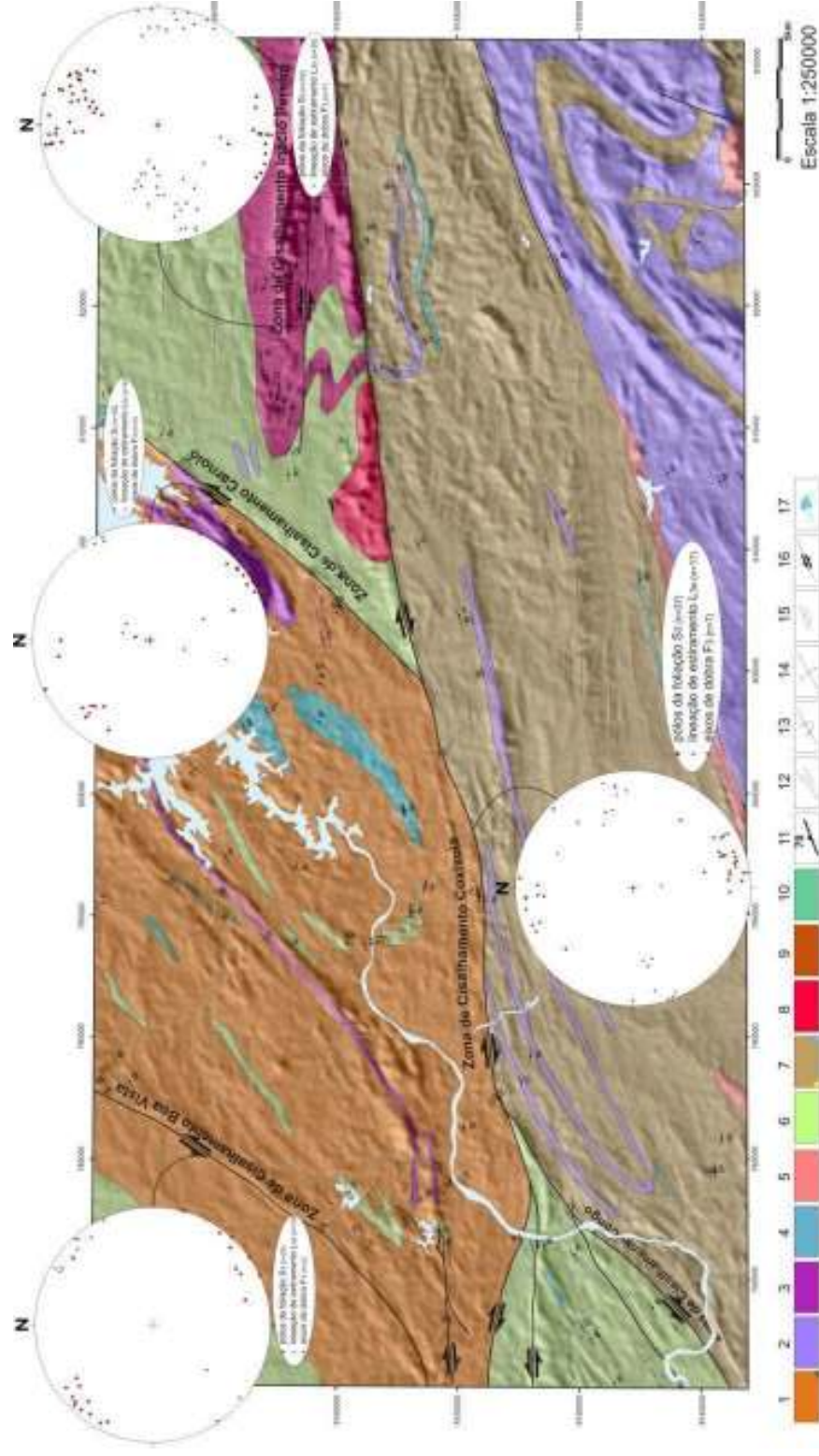


Figura 5.27: Esboço geológico com as projeções estereográficas para as principais zonas de cisalhamento da área.

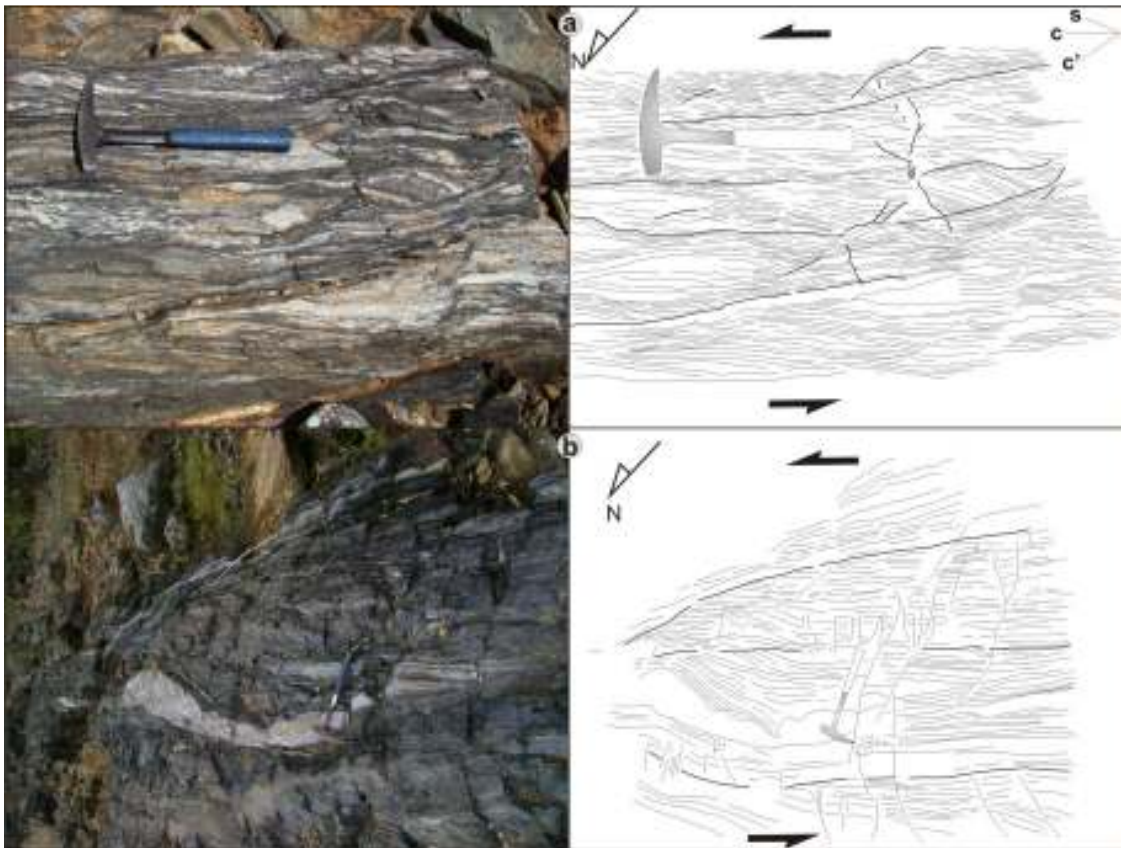


Figura 5.28. (a) Biotita ortognaisse de composição granítica do Complexo Cabaceiras com indicadores cinemáticos do tipo S-C-C' indicativos de movimentação sinistral ao longo da Zona de Cisalhamento Boa Vista. Corte paralelo à lineação de estiramento (XZ); (b) Superfície C-S sugestiva de cinemática sinistral em ultramilonitos da Zona de Cisalhamento Boa vista. Corte paralelo à lineação de estiramento (XZ).

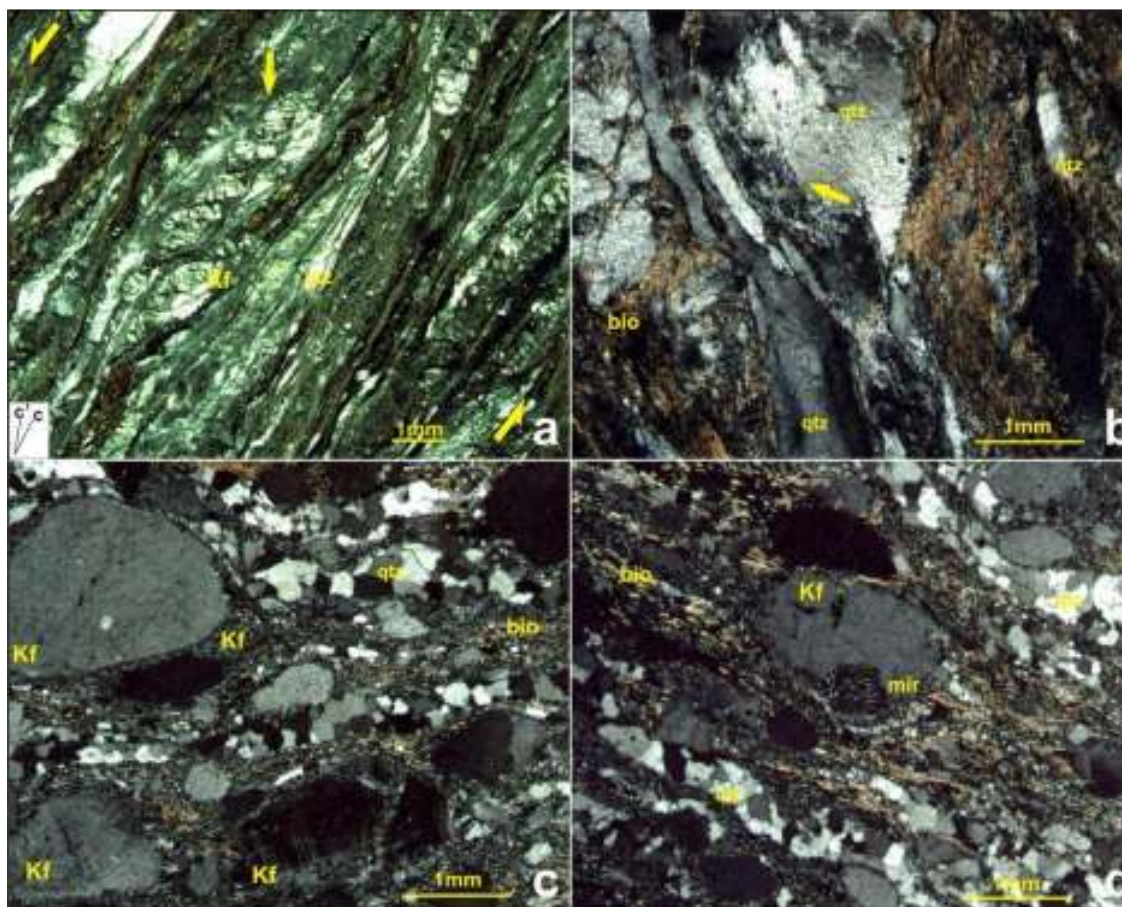


Figura 5.29. (a) A deformação no biotita ortognaisse ultramilonítico desenvolveu-se sob condições de baixa temperatura. A ocorrência de cristais de k-feldspato falhados com geometria em dominó, sugestiva de cinemática sinistral, é coerente com condições de deformação de baixa temperatura. Bandas de cisalhamento assimétricas (Tipo C') pouco desenvolvidas indicam movimentos sinistrais (Nicóis Cruzados, aumento 2,5x); (b) Cristais de quartzo exibem feições de recristalização dinâmica, com desenvolvimento incipiente de *bulging recrystallisation* (seta amarela - Nicóis cruzados, aumento 4x); (c) Notar o desenvolvimento de porfiroclastos manteados em biotita ortognaises protomiloníticos. Outra feição comum é a ocorrência de diferentes tamanhos de grãos de quartzo (granulação grossa) e feldspatos (granulação fina) na mesma rocha (Nicóis cruzados, aumento 4x); (d) Desenvolvimento de mirmequitas através da reação entre os k-feldspatos (porfiroclastos) e cristais de plagioclásio dispersos na matriz. Aparentemente, os cristais de plagioclásio na borda do porfiroclasto foram consumidos durante o desenvolvimento da mirmequita (Nicóis cruzados, aumento 4x).

5.5.1.2. Zona de Cisalhamento Carnoió

O desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Carnoió afetou, principalmente, os ortognaisses que compõem a Suíte Carnoió-Caturité. A movimentação ao longo dessa zona de cisalhamento é identificada através do deslocamento do contato dessa Unidade com as outras adjacentes. Os deslocamentos aparentes dos contatos observados em mapa possuem aproximadamente 10km de extensão, sendo indicativos de movimentação sinistral.

Na escala de afloramento, os indicadores cinemáticos são escassos e os melhores exemplos são caracterizados por bandas de cisalhamento assimétricas sinistrais em cortes paralelos à lineação de estiramento sub-horizontal (**Figs. 5.30a e b**). Nos afloramentos em que predominam lineações com inclinação superior a 45° não ocorrem indicadores cinemáticos claros, com variações entre indicadores passíveis de movimento sinistral ou destal. Embora o sentido de caimento das lineações com inclinação superior a 45° seja idêntico (SSE), interpretações sobre o sentido de transporte nesse caso são inconclusivas, devido à ambiguidade dos indicadores cinemáticos.

Na escala microscópica os indicadores cinemáticos do tipo S-C-C' indicam movimentos sinistrais (**Fig. 5.30c**). O crescimento sin-cinemático de clorita ao longo de superfícies C' é uma evidência de deformação em condições de equilíbrio na fácies xisto verde. A trama milonítica parece ter sido desenvolvida por recristalização dinâmica, mas em algumas partes os agregados de quartzo exibem feições de recristalização estática (**Fig. 5.30d**).

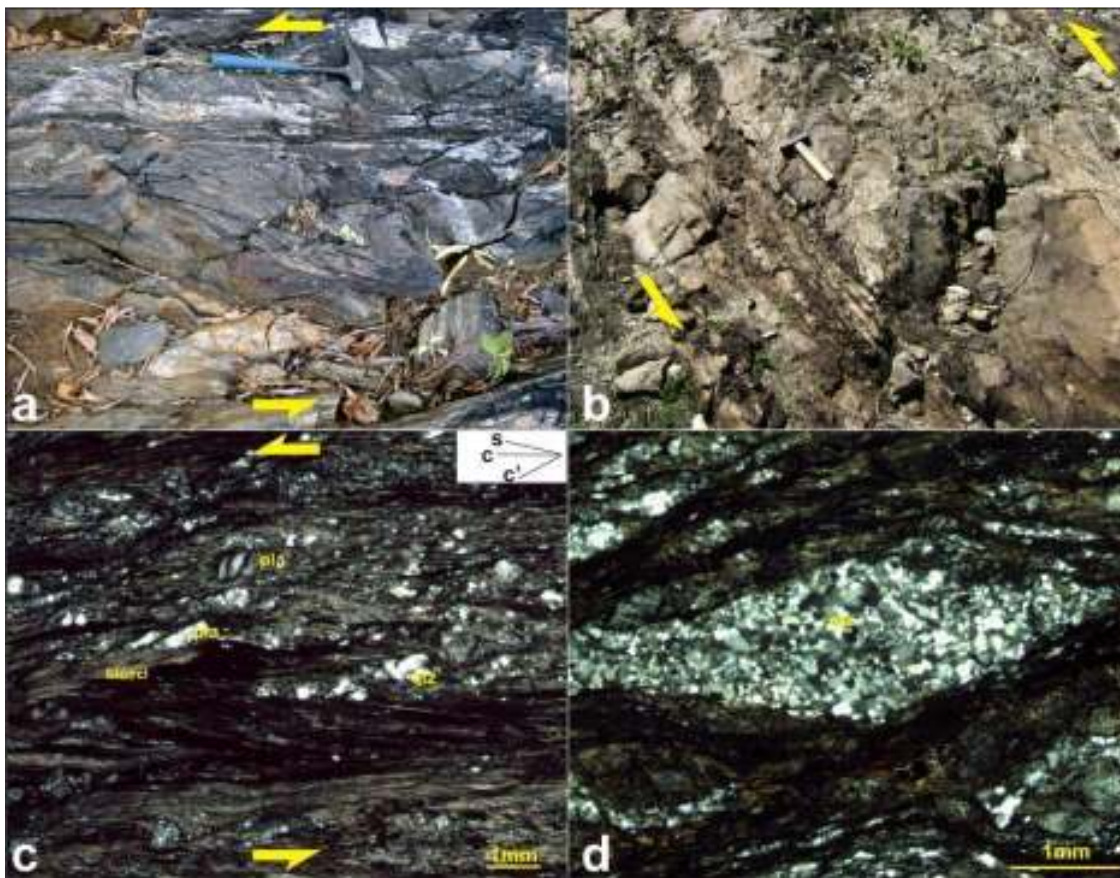


Figura 5.30. (a) Afloramento de biotita ortognaisses miloníticos onde ocorrem bandas de cisalhamento sugestivas de cinemática sinistral em cortes paralelos a lineação de estiramento sub-horizontal; (b) Superfícies S-C sinistrais em metanortositos em cortes paralelos à lineação de estiramento sub-horizontal; (c) Fotomicrografia de ortogneisse milonítico no qual observa-se superfícies S-C-C' indicativas de cinemática sinistral (Nicóis cruzados, aumento 2,5x); (d) Agregados de quartzo poligonizados com contatos retilíneos indicam recristalização estática, sugerindo equilíbrio estático da trama milonítica após a deformação (Nicóis cruzados, aumento 4x).

5.5.1.3. Zona de Cisalhamento Congo

A Zona de Cisalhamento Congo ocorre na porção sudoeste da área de estudo com a sua terminação ao norte conectada com a Zona de Cisalhamento Coxixola. A continuidade dessa zona de cisalhamento a sudoeste da área tem sido cartografada, sem enfoque estrutural detalhado, em mapas geológicos regionais elaborados pelo Serviço Geológico do Brasil/CPRM (Medeiros, 1998; Gomes, 2001) Santos (2009 - *no prelo*). No entanto, alguns autores têm utilizado essa zona de cisalhamento como limite entre os Terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe (Santos e Medeiros, 1999).

Na escala de afloramento a análise de indicadores cinemáticos do tipo porfiroclastos rotacionados (tipo Sigma e Delta) e lentes assimétricas de veios quartzo-feldspáticos indicam movimentação sinistral em cortes paralelos à lineação de estiramento sub-horizontal (L_{3x}) (**Fig. 5.31a**).

Estruturas do tipo S-C-C' e porfiroclastos do tipo σ observadas em seções delgadas de amostras orientadas são típicas de cinemática sinistral (**Fig. 5.31b**). Algumas feições microestruturais são condizentes com deformação em média a alta temperatura. No arranjo interno de fitas de quartzo é frequente a observação de contatos irregulares e de elevada amplitude entre os grãos, provavelmente formados por recristalização por migração de limite de grãos (*grain boundary migration- gbm*) (**Fig. 5.31c**). Feições que ressaltam a mobilidade do limite dos grãos (*pinning microstructure*), extinção ondulante em k-feldspatos e recristalização na borda de porfiroclastos (k-feldspato e plagioclásio) também são identificadas (**Fig. 5.31d**). As ocorrências de cristais de granada sin-tectônicos ao desenvolvimento da zona de cisalhamento, biotita, quartzo e plagioclásio $\pm$ K-feldspato são condizentes com condições de temperatura e pressão superiores à fácies xisto verde superior.

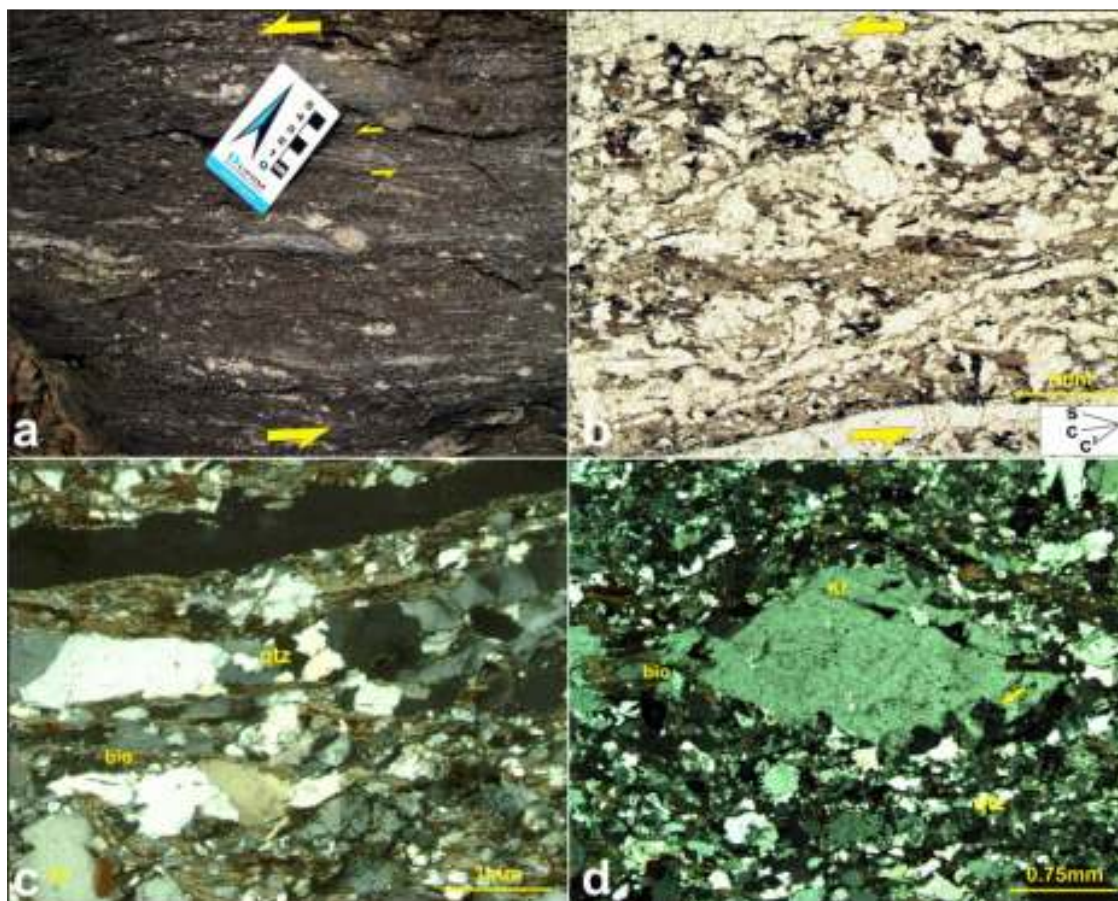


Figura 5.31. (a) Afloramento de granada-biotita xisto/gnaiss com porfiroblastos com geometria tipo Delta que indica cinemática sinistral. Note que, ao lado da escala, superfícies do tipo S-C são coerentes com o sentido de cisalhamento sinistral; (b) Fotomicrografia de granada-biotita gnaiss milonítico onde se observa o desenvolvimento de superfícies S-C-C' sugestivas de movimento sinistral (Nicolis paralelos, aumento 4x); (c) O contorno irregular dos grãos de quartzo no interior das fitas indicam migração do limite dos grãos (*gbm*) em granada-biotita gnaiss (Nicolis cruzados, aumento 4x); (d) Porfiroclasto de ortoclásio com bordas corroídas e recrystalizadas que sugere condições de deformação em média temperatura (Nicolis cruzados, aumento 4x). Notar desenvolvimento incipiente de mirmequita no canto inferior direito do porfiroclasto (seta amarela).

5.5.2. Zona de Cisalhamento Inácio Pereira

Essa zona de cisalhamento ocorre na porção NE da área de trabalho. O traço principal dessa zona de cisalhamento, de direção WNW-ESE, é coincidente com a orientação principal da Serra Inácio Pereira. A deformação associada ao desenvolvimento dessa zona de cisalhamento afetou os anfibólitos monzograníticos foliados do Pluton Inácio Pereira e algumas rochas metassedimentares do Complexo Sertânia/Surubim, caracterizando uma faixa de rochas protomiloníticas a miloníticas de 200 a 600m de espessura.

A análise cinemática dessa zona de cisalhamento requer especial atenção, devido às variações no posicionamento da lineação de estiramento (L_{3x}) ao longo da zona de cisalhamento. Essa lineação ocorre paralela ou oblíqua ao *strike* da foliação milonítica S_{3mil} . São observados tectonitos do tipo L em alguns afloramentos com predomínio da lineação de estiramento horizontal e amplo desenvolvimento da estrutura linear sobre a estrutura planar (**Fig. 5.32a**).

Variações no sentido de mergulho e inclinação de L_{3x} proporcionam interpretações cinemáticas distintas. Nos cortes paralelos à L_{3x} (**Fig. 5.32b**) com caimento moderado a elevado (superior a 40°) para WSW e perpendiculares a foliação milonítica de mergulho elevado ($> 70^\circ$) os indicadores do tipo S-C-C' são compatíveis com movimentação sinistral oblíqua (**Fig. 5.32c**) com transporte tectônico para ENE. Em alguns casos, indicadores cinemáticos sugestivos de movimentos sinistrais são identificados em cortes oblíquos à L_{3x} (**Fig. 5.32d**).

Nos afloramentos com L_{3x} subhorizontal os indicadores cinemáticos indicam movimento sinistral de rejeito horizontal característico de regime tectônico transcorrente (dominado por cisalhamento simples). Nas análises realizadas em três afloramentos com a lineação com caimento moderado (menor ou igual a 30°) para ESE, os indicadores cinemáticos indicam movimentos sinistrais com transporte para ESE, sugerindo um regime extensional.



Figura 5.32. (a) Aspecto de campo de tectonitos do tipo L em anfibólio monzogranito milonítico do Pluton Inácio Pereira. Desenho esquemático para o tectonito do tipo L está representado no canto inferior direito da figura; (b) Lineação de estiramento (L_{3x}) de alta obliquidade em anfibólio monzogranito milonítico (corte paralelo a XY); (c) indicadores cinemáticos do tipo S-C-C' indicativos de movimento sinistral oblíquo em corte paralelo à lineação de estiramento. Note o estiramento acentuado dos cristais de plagioclásio e k-feldspato; (d) Superfícies S-C-C' sinistras em corte oblíquo à lineação de estiramento.

A ambiguidade no sentido de caimento de L_{3x} na Zona de Cisalhamento Inácio Pereira, observada em afloramentos e através de projeções estereográficas, poderia ser provocada por um estágio de dobramento tardio responsável pela flexão da lineação de estiramento. No entanto, registros de flexão da foliação milonítica S_{3mil} ou de padrão de interferências de dobras do Tipo Domos e Bacias não foram identificados. A possibilidade de eventos deformacionais distintos (eventos D_2 e D_3 ou D_3 e D_{3t}) para explicar o desenvolvimento de lineações com caimento para quadrantes opostos é improvável nesse caso, uma vez que as lineações não foram encontradas na mesma superfície milonítica com evidências de superposição entre si.

Em alguns casos, a ocorrência de lineações de estiramento com posicionamento distinto ao longo da mesma zona de cisalhamento é resultado da presença de contrastes reológicos entre rochas graníticas e as encaixantes (metassedimentos). No caso dessa zona de cisalhamento, as lineações de estiramento são observadas com diferentes valores de inclinação em toda a extensão do Pluton Inácio Pereira. Dessa forma, o contraste reológico entre litologias distintas não tem um papel importante para determinar a orientação de lineações de estiramento para essa zona de cisalhamento. Alguns autores descrevem que as consequências do desenvolvimento de lineações em zonas de cisalhamento com caráter transpressivo são complexas. As lineações de estiramento podem ser observadas com duas orientações diferentes no mesmo afloramento, envolvendo as mesmas relações cinemáticas e formação simultânea (Tikoff e Greene, 1997; Tikoff e Fossen, 1999 e Jones *et al.* 2004). Provavelmente, esse contraste acentuado de orientação (inclinação e sentido de caimento) de L_{3x} (*vide* Tabela 5.5) é proveniente da partição de deformação, com participação simultânea de mecanismos de cisalhamento puro e simples em regime transpressivo.

Dois modelos simplistas de zonas ou sistemas de cisalhamento podem ser adotados para explicar casos de lineações de estiramento com diferentes valores de inclinação resultantes de partição de deformação em regime transpressivo (Tikoff e Greene, 1997): (1) Transpressão particionada com movimentos laterais (*strike-slip partitioned transpression*); (2) Transpressão heterogênea (*heterogeneous transpression*). O primeiro modelo é designado para deformação rúptil em condições de nível crustal raso com a componente de deformação por cisalhamento simples acomodada ao longo de bandas de cisalhamento (Tikoff e Teyssier, 1994). No

segundo modelo ocorre uma situação com os requisitos de compatibilidade de deformação semelhantes (ausência de heterogeneidade litológica/crustal) e o componente de cisalhamento puro é constante através de toda a zona de cisalhamento. O componente de cisalhamento simples varia em toda a extensão da zona de cisalhamento e, é maior/máximo nas bandas de cisalhamento. Em ambos os casos, as lineações de estiramento tendem a verticalidade (para sigma 1 na horizontal) nas porções afastadas das bandas de cisalhamento e são horizontais nas bandas de cisalhamento.

O comportamento dúctil da deformação observado na Zona de cisalhamento Inácio Pereira descarta a possibilidade de evolução dessa zona a partir o modelo descrito no caso 1. O modelo descrito no caso 2 explica, em parte, o comportamento da lineação L_{3x} no interior da Zona de Cisalhamento Inácio Pereira. No entanto, a geometria requerida para a aplicação do modelo de transpressão heterogênea é incompatível com aquela observada ao longo dessa zona de cisalhamento. A obliquidade da lineação de estiramento identificada em diversos afloramentos dificulta à adequação da Zona de Cisalhamento Inácio Pereira ao modelo de transpressão heterogênea. Haja vista, que esse modelo não é descrito para zonas transpressivas marcadas pela ocorrência de lineações oblíquas.

As ocorrências de lineações de estiramento verticais e/ou com caimento elevado, em conjunto com lineações de caimento moderado ou mesmo horizontal, são possíveis em casos de zonas de cisalhamento dominadas por transpressão oblíqua (Robin e Cruden, 1994). Na situação de transpressão oblíqua, a lineação de estiramento pode ser vertical em uma porção da zona e rotacionar ao longo da mesma até tornar-se horizontal. Consequentemente, em algumas porções da zona de cisalhamento a lineação de estiramento é encontrada com caimento moderado. O caso de transpressão oblíqua é idealizado para zonas de cisalhamento íngremes ou verticais. O mesmo comportamento geométrico e cinemático observado na transpressão oblíqua é denominado de transpressão inclinada para os casos em que as zonas de cisalhamento possuem mergulho moderado (Dutton, 1997; Jones *et al.* 2004).

Embora os modelos teóricos de transpressão não sejam exatamente iguais as zonas de cisalhamento transpressivas encontradas na natureza. Alguns aspectos da deformação observados nas zonas de cisalhamento podem ser correlacionados. Os diferentes aspectos geométricos e cinemáticos presentes na Zona de Cisalhamento

Inácio Pereira estão em consonância com os modelos de transpressão oblíqua e/ou inclinada.

A análise da direção de transporte tectônico baseada na direção da lineação de estiramento exige cautela em casos envolvendo mecanismos de transpressão oblíqua ou inclinada. Entretanto, a análise de projeções estereográficas para L_{3x} na Zona de Cisalhamento Inácio Pereira demonstra um predomínio de atitudes com caimento moderado a elevado (20 a 60°) para WSW em relação às atitudes com mergulho baixo a moderado (0 a 20°) para ESE (**Fig. 5.27**). Nota-se que as atitudes de L_{3x} com valores de inclinação superiores a 40° estão restritas ao quadrante SW. Nesse sentido, o regime de deformação transpressional com transporte tectônico para ENE parece ter sido mais efetivo durante o desenvolvimento da Zona de cisalhamento Inácio Pereira.

No caso do regime transpressivo com transporte tectônico para ENE ser realmente significativo, algumas considerações sobre a relação de transporte de magma e alojamento do Pluton Inácio Pereira com a zona de cisalhamento homônima são possíveis. A importância de zonas de cisalhamento para o alojamento de plutons graníticos é descrita na literatura, com citações sobre espaço crustal criado a partir de deformação em regimes transpressivos, estruturas do tipo *pull apart* e flexuras crustais (*releasing bends*) (Hutton, 1982; Hutton e Heavy, 1992; McCaffrey, 1992; Hutton, 1988a e b).

O Pluton Inácio Pereira está orientado na direção WNW-ESE. As rochas de composição monzogranítica do Pluton são afetadas pela deformação associada ao desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Inácio Pereira. Os litotipos estão foliados nas porções distais da zona de cisalhamento adquirindo textura milonítica bem desenvolvida na região proximal ou no interior da zona de cisalhamento. A foliação milonítica associada à Zona de Cisalhamento Inácio Pereira é paralela à superfície axial da estrutura sinformal de geometria semelhante às dobras F_3 observadas em afloramentos (**Fig. 5.33**). A observação e análise de dados de campo e seções estruturais indicam que o posicionamento atual do Pluton é condizente com a zona de charneira da estrutura sinformal (**Figs. 5.33 e 5.34**). Possivelmente, a Zona de Cisalhamento Inácio Pereira funcionou como canal facilitador para o transporte do magma (**Fig. 5.34**), prevalecendo mecanismos de fluxo penetrativo (*pervasive flow*). O transporte tectônico para ENE associado a um regime de transpressão oblíquo/inclinada contribui para o controle do alojamento do pluton, uma vez que a

espessura da crosta esperada para regimes transpressivos pode ser favorável à geração de magmas graníticos na base das zonas de cisalhamento (Hutton e Heavy, 1992; Robin e Cruden, 1994). No estágio inicial de alojamento, o componente de achatamento puro favorece a acomodação do magma na zona de charneira da estrutura sinformal, seguido de extensão lateral associado ao componente de cisalhamento simples durante o alojamento final do pluton (**Fig. 5.34**). A consolidação dessa hipótese carece de dados adicionais sobre a geometria do corpo em profundidade e a idade da zona de cisalhamento, como por exemplo: estudos gravimétricos e dados isotópicos provenientes do sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

SEÇÕES GEOLÓGICAS ESQUEMÁTICAS

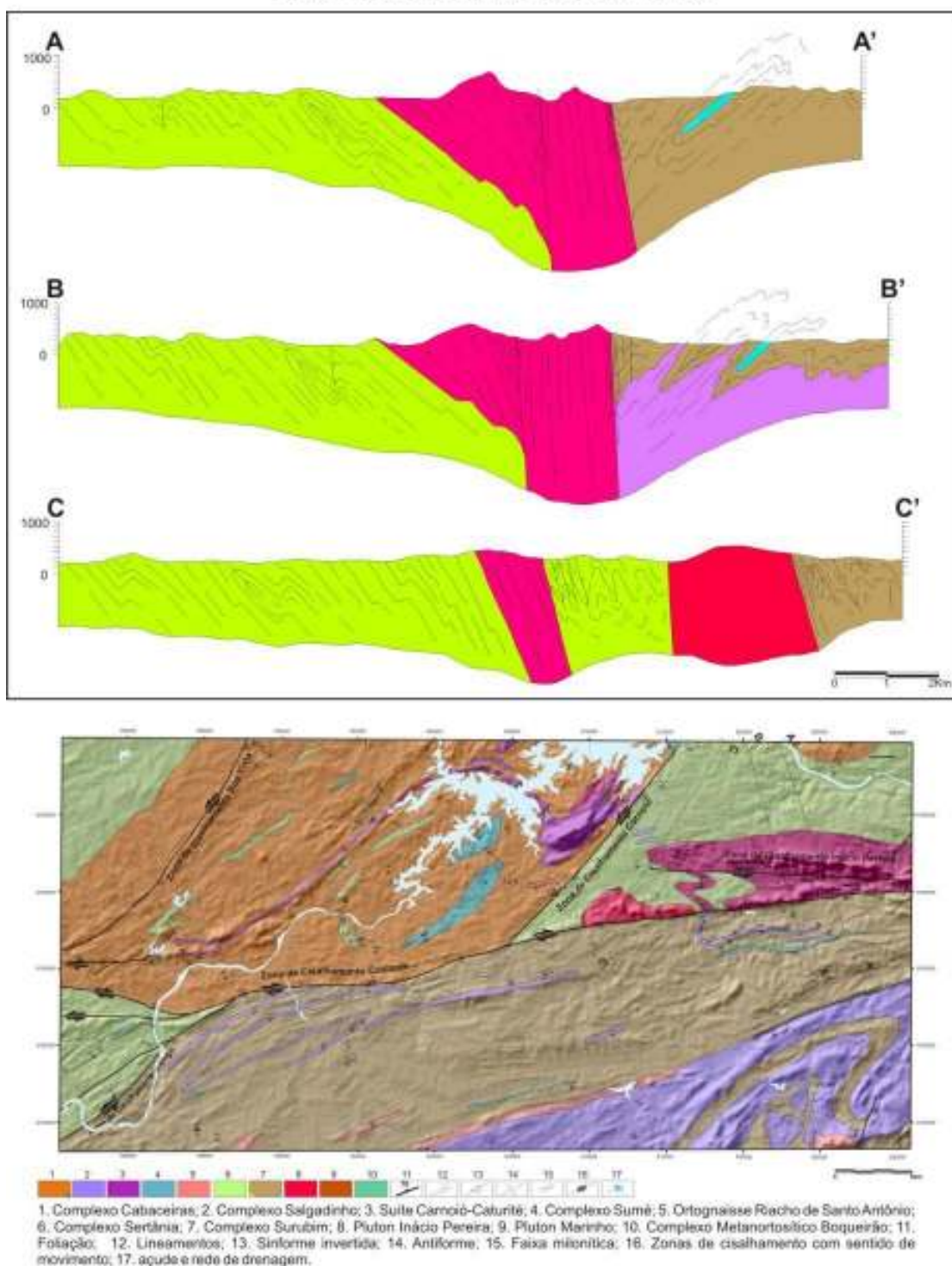


Figura 5.33. Seções geológicas esquemáticas ao longo da Zona de cisalhamento Inácio Pereira com o objetivo de representar a estrutura sinformal na área. A posição dos traços dos perfis está posicionada no mapa geológico (*ver discussões no texto*).

MODELO ESQUEMÁTICO

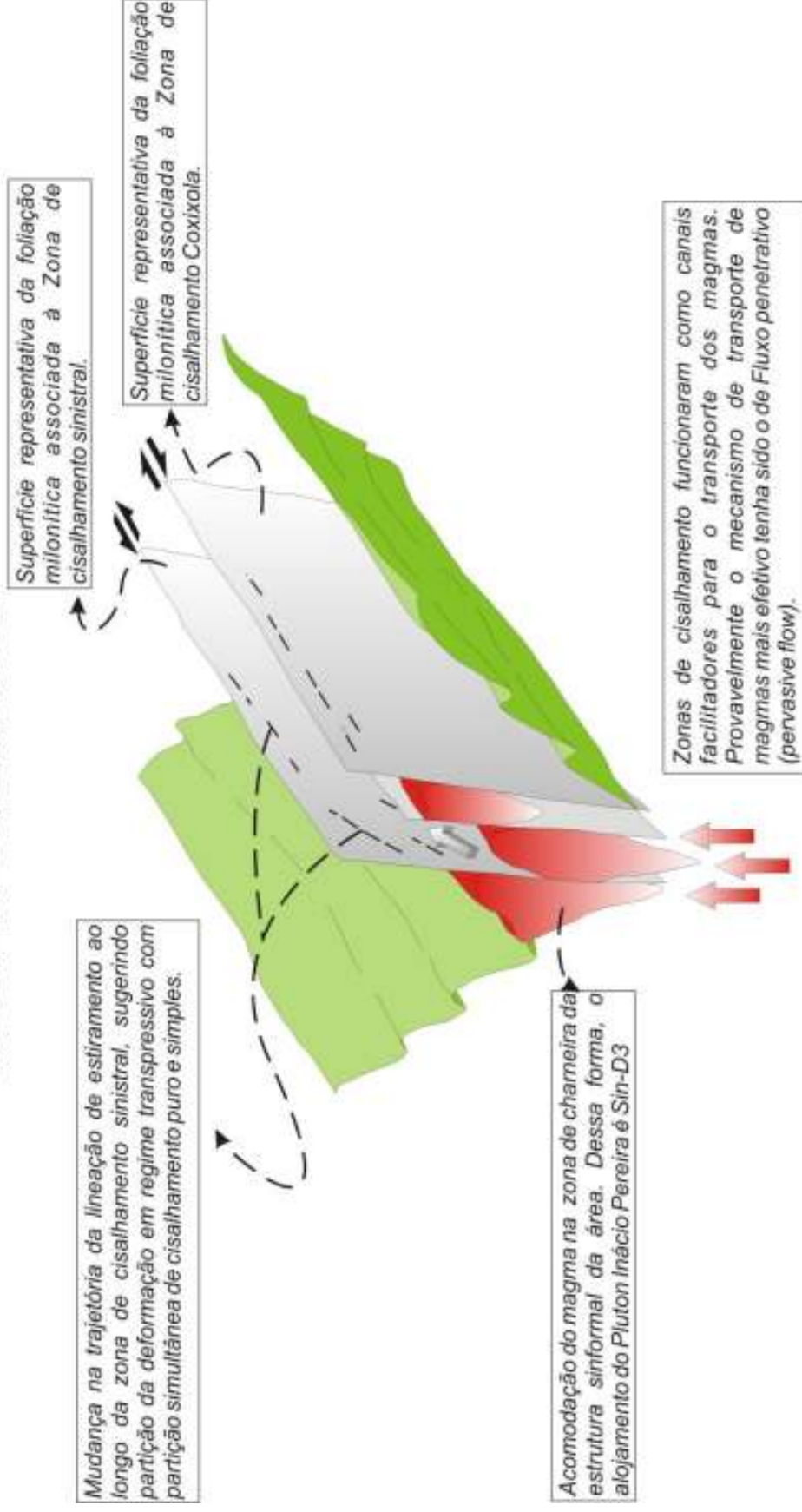


Figura 5.34. Modelo esquemático proposto para representar as relações geométricas entre a Zona de Cisalhamento e o Pluton Inácio Pereira (ver discussões no texto).

A cinemática da Zona de Cisalhamento Inácio Pereira identificada na escala microscópica é condizente com as observações realizadas nos afloramentos. Superfícies do tipo S-C e C', porfiroclastos assimétricos (tipo σ) e petrotrama oblíqua sugerem movimentação sinistral com rejeito oblíquo ou horizontal de acordo com o posicionamento da lineação de estiramento. A foliação é definida pela orientação de grãos de biotita e anfibólio intercalados por fitas milimétricas de agregados de quartzo e/ou quartzo mais feldspato (**Fig. 5.35a**). No interior das fitas, os grãos de quartzo possuem extinção ondulante, contatos irregulares e/ou lobados sugestivos de recristalização por migração dos limites dos grãos. Em algumas porções os limites dos grãos sofrem ajustes durante a recristalização, sugerindo redução de área dos limites dos grãos (*Grain Boundary Area Reduction* – GBAR). As características de recristalização em cristais de plagioclásio, k-feldspato e anfibólio são compatíveis com deformação sob condições de temperatura média a elevada. Os porfiroclastos de plagioclásio e K-feldspato têm formas elípticas com as bordas recristalizadas (porfiroclastos manteados) (**Fig. 5.35b**), embora cristais com formas elípticas sem evidências de recristalização nas bordas sejam observados. Alguns porfiroclastos de anfibólio são identificados com formas alongadas e simetria monoclinica (*mineral fish*) típicas de deformação intracristalina.

O traço principal da Zona de Cisalhamento Inácio Pereira aproxima-se da Zona de Cisalhamento Coxixola no extremo leste da área. Nessa região as feições de deformacionais de média temperatura contrastam com feições e/ou estruturas de temperatura baixa a muito baixa. Desenvolvimento incipiente de cataclase na escala microscópica é observado em conjunto com feldspatos recristalizados na mesma seção delgada (**Fig. 5.35c**). Superfícies C' sugestivas de movimento sinistral (**Fig. 5.35d**) formadas, provavelmente, em condições de média temperatura não condizem com a foliação e os porfiroclastos fraturados e/ou afetados por falhas destrais. Essa diferença nas condições de temperatura de deformação juntamente com indicadores cinemáticos ambíguos deve ser resultado da reativação destrai dos planos de foliação milonítica nas porções mais próximas da Zona de Cisalhamento Coxixola.

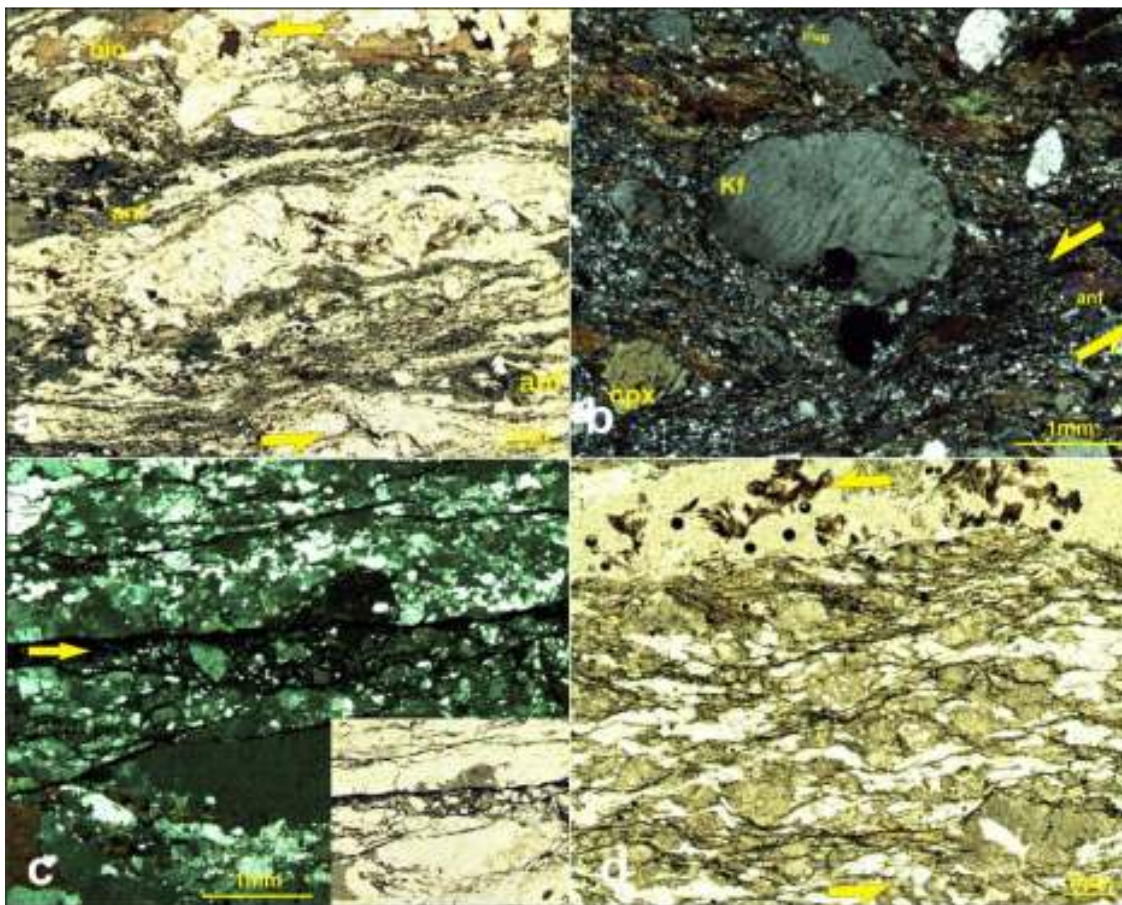


Figura 5.35. (a) A orientação de cristais de anfibólio e biotita caracterizam a foliação em anfibólio monzogranito milonítico. O desenvolvimento incipiente de superfícies C' na porção superior esquerda da figura, indica movimento sinistral (Nicóis paralelos, aumento 2,5x); (b) Porfiroclasto de ortoclásio perítico manteado por matriz recrystalizada formada por feldspatos. Notar a curvatura da foliação no canto inferior direito da figura, sugestiva de movimento sinistral (Nicóis cruzados, aumento 4x); (c) Cataclase em k-feldspatos indicativa do desenvolvimento de deformação rúptil (temperatura muito baixa) em anfibólio monzogranito protomilonítico (Nicóis cruzados, aumento 4x); (d) Superfícies C' pouco desenvolvidas sugerem sentido de cisalhamento sinistral (Nicóis paralelos, aumento 2,5x).

5.5.3. Zona de Cisalhamento Coxixola

Essa zona de cisalhamento foi definida por Medeiros e Torres (1999), durante a execução do mapa geológico da Folha Sumé (SB.24-Z-D-V), escala 1: 100000. Nas mediações dessa folha, a oeste da área de trabalho, a direção principal dessa zona de cisalhamento é WNW-ESE. Uma inflexão suave de direção do seu traço principal para a posição WSW-ENE é visualizada no mapa geológico na área de trabalho (**Fig. 5.27**).

A Zona de Cisalhamento Coxixola possui a maior extensão territorial quando comparada com as outras zonas de cisalhamento estudadas nesta tese. O traço utilizado para a sua representação em mapa atravessa toda a área. A espessura média de rochas miloníticas associadas ao traço principal dessa zona de cisalhamento é de 300m. Em alguns locais a faixa de rochas miloníticas pode atingir 600m. Outras zonas de cisalhamento de menor expressão territorial e direção semelhante podem ser identificadas (**Fig. 5.27**).

A deformação relacionada à Zona de Cisalhamento Coxixola afetou ortognaisses e metassedimentos dos Complexos Cabaceiras e Sertania/Surubim, respectivamente. Em geral, os melhores exemplos de estruturas (dobras, foliações, lineações e indicadores cinemáticos) são identificadas nas rochas metassedimentares. A análise detalhada do comportamento da lineação de estiramento (L_{3x} e L_{3t}) em conjunto com os indicadores cinemáticos é fundamental para uma interpretação cinemática mais consistente, embora a curvatura da foliação regional seja coerente com a cinemática observada na escala de afloramento e microscópica. Todos os indicadores cinemáticos indicam movimentação destral em cortes paralelos à lineação sub-horizontal (inclinação inferior a 20°). A lineação de estiramento possui caimento em torno de 35° em alguns afloramentos na extremidade oeste da zona de cisalhamento. Nesses afloramentos, os indicadores cinemáticos mostram movimentos sinistrais ou destrais em seções paralelas à lineação. Essa região específica é concordante com o local de conexão da Zona de Cisalhamento Congo com a Zona de Cisalhamento Coxixola (**Fig. 5.27**). Os tipos de indicadores cinemáticos identificados variam de acordo com a escala de observação. No entanto, o sentido de movimento obtido através de indicadores cinemáticos na escala microscópica é coerente com a maior parte dos indicadores observados na escala de afloramento. Bandas de cisalhamento (C') e superfícies S-

C indicativas de movimentos destrais são os indicadores mais frequentes na escala de afloramento (**Figs. 5.36a e 5.36b**).

Na escala microscópica, os melhores indicadores são representados por superfícies S-C-C', mas outros indicadores podem ser identificados. Foliações oblíquas ao plano principal de milonitização caracterizadas por grãos de quartzo recristalizados funcionam como indicadores de movimentação destal (**Fig. 5.37a**). Muscovitas deformadas assimetricamente em forma de peixe indicam sentido de movimento destal (**Fig. 5.37b**), caracterizado através do ângulo formado entre o eixo maior do mineral com a foliação milonítica. Alguns cristais de k-feldspatos fragmentados com geometria em dominó também indicam cinemática destal (**Fig. 5.37c**). A determinação do sentido de movimento a partir de porfiroclastos fragmentados depende da orientação inicial de microfalhas e da forma original dos grãos. No entanto, o sentido de movimento observados nesses tipos de porfiroclastos é semelhante aos observados em superfícies C' (**Fig. 5.37d**). A ocorrência de porfiroclastos fragmentados aliados ao desenvolvimento de recristalização dinâmica de grãos de quartzo por *bulging crystalization* são típicas de deformação sob condições de baixa temperatura. O crescimento de clorita e/ou muscovita à custa de cristais de biotita indica equilíbrio metamórfico na fácies xisto verde inferior.

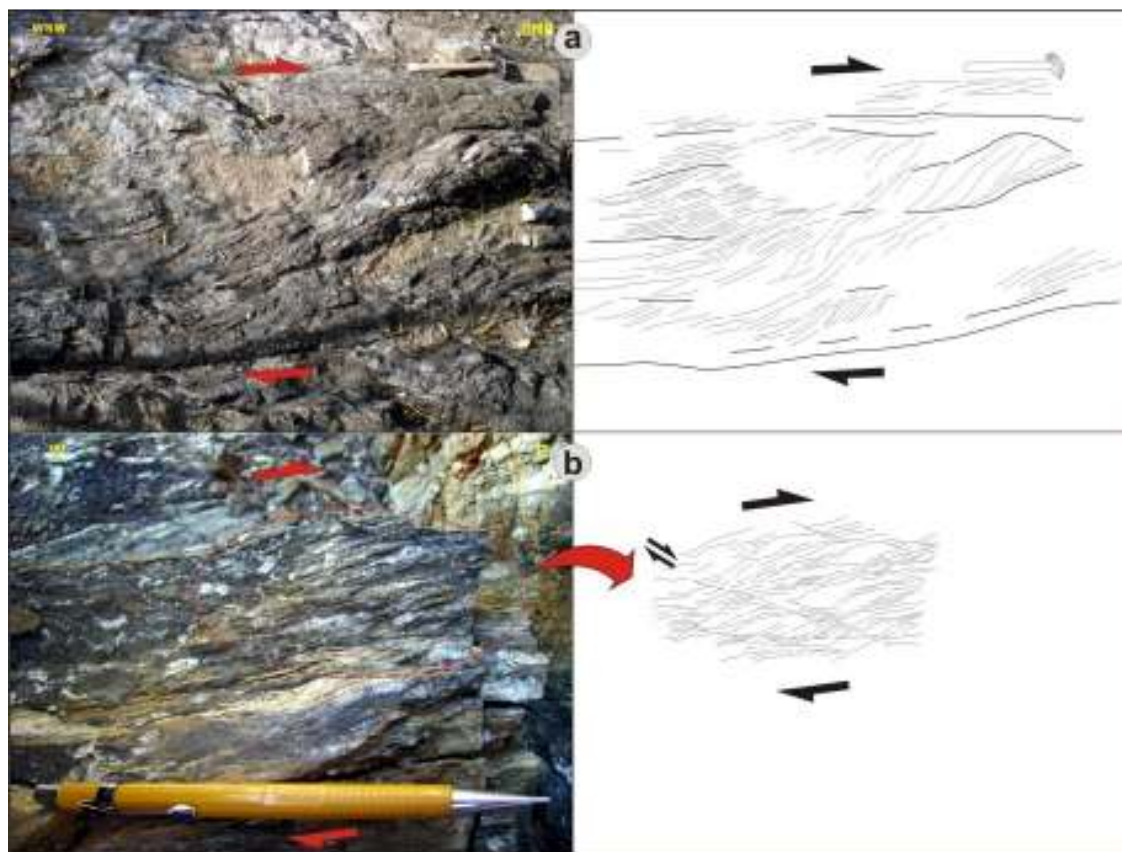


Figura 5.36. (a) Afloramento de biotita gnaiss milonítico do Complexo Cabaceiras com superfície S-C que sugere movimento destal. Corte paralelo à lineação de estiramento; (b) Afloramento de biotita-muscovita-clorita xisto do Complexo Sertânea com superfícies C' e S-C que indicam movimento destal. Corte paralelo à lineação de estiramento.

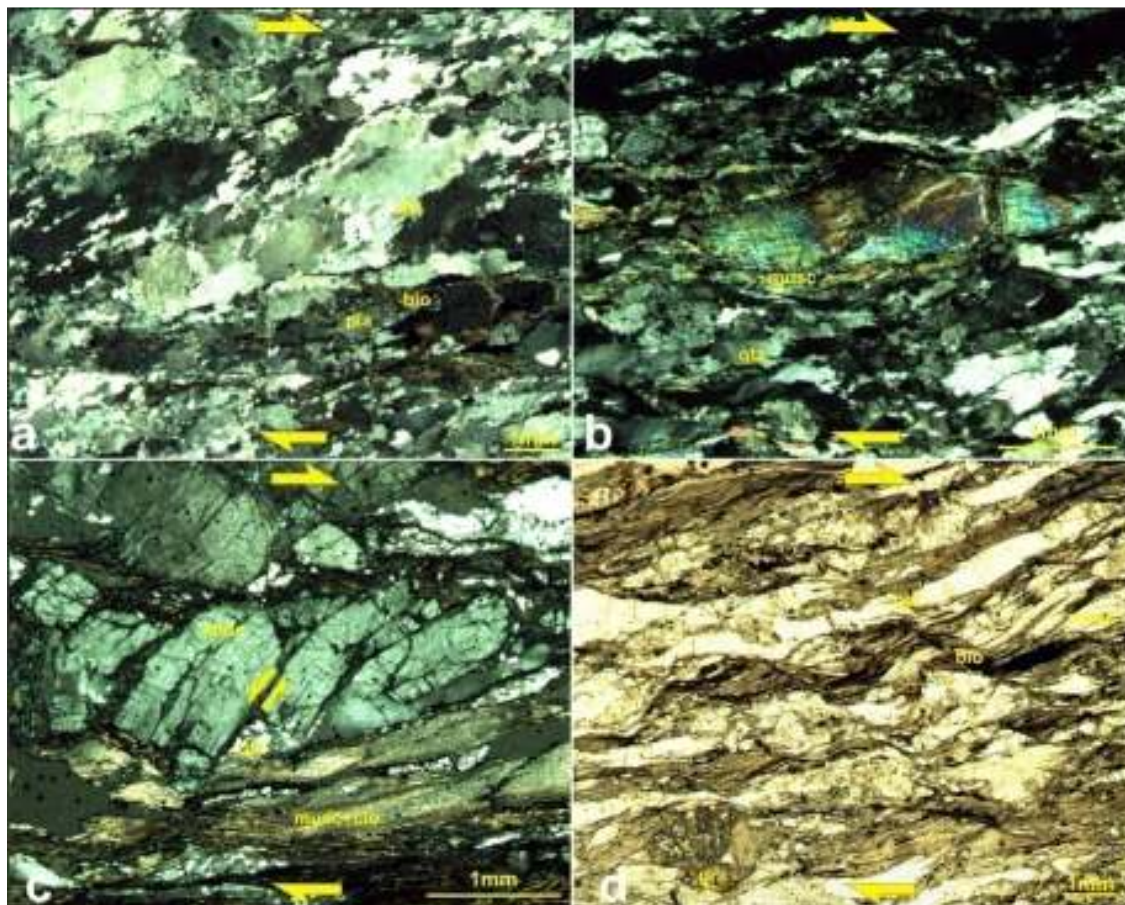


Figura 5.37. (a) O quartzo foi recrystalizado dinamicamente e desenvolveu foliação oblíqua sugestiva de cinemática dextral em biotita-muscovita gnaiss. Note que a foliação principal é marcada pela orientação de cristais de biotita (Nicóis cruzados, aumento 2,5x); (b) Muscovita deformada assimetricamente é truncada (*truncated fish*) nas extremidades por bandas de cisalhamento dextrais em biotita-muscovita gnaiss quartzoso (Nicóis cruzados, aumento 4x); (c) Porfiroclasto fragmentado com geometria em dominó indica movimento dextral. Note que o espaço criado durante a estrutura em dominó foi preenchido por cristais de quartzo recrystalizados (Nicóis cruzados, aumento 4x); (d) Desenvolvimento de superfície C' indica cinemática dextral em granada-biotita xisto. As bandas de cisalhamento não atravessam a fita de quartzo no centro da figura (Nicóis paralelos, aumento 2,5x).

5.5.3.1. Fase D_{3t} na Zona de Cisalhamento Coxixola

A ocorrência de duas lineações de estiramento na mesma superfície milonítica é interpretada na área como uma evidência de superposição de estruturas associadas à passagem do estágio de deformação D_3 para D_{3t} . Uma lineação (L_{3x}) é claramente paralela ao eixo de dobras F_3 de superfície axial paralela ao plano de cisalhamento. A outra lineação (L_{3t}) está contida na foliação milonítica sem evidências de relação com outros elementos geométricos. A observação dessas duas lineações é restrita aos afloramentos com L_{3x} de inclinação entre 30 e 40°. O predomínio de valores de inclinação de L_{3x} inferiores a 15° dificulta a identificação de critérios de superposição ou distinção entre as estruturas L_{3x} e L_{3t} em mais afloramentos. Uma vez que L_{3t} é observada com inclinação sempre próxima da horizontal.

Nas seções delgadas confeccionadas a partir de cortes paralelos a L_{3x} e L_{3t} não ocorrem feições microestruturais que indicam elevados contrastes de temperatura de deformação entre o estágio D_3 e D_{3t} . Provavelmente, a diferença de temperatura de deformação durante esses dois estágios foi sutil durante o desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Coxixola. Por outro lado, características distintas no comportamento da deformação (dúctil ou dúctil-rúptil) são identificadas: a ocorrência de dobras F_3 com superfície axial paralela à foliação milonítica (S_{3mil}) implica em comportamento dúctil para a deformação; estruturas em dominó nos k-feldspatos presentes nas rochas miloníticas a ultramiloníticas são evidências de deformação dúctil-rúptil.

5.5.3.2. Estimativa de deslocamento da Zona de Cisalhamento Coxixola

A análise geométrica e cinemática da Zona de Cisalhamento Coxixola demonstra que essa zona de cisalhamento possui mergulho íngreme (70 a 90°) com orientação WSW-ENE e cinemática destal. Ao longo de toda a zona predominam tectonitos do tipo L-S e as características de deformação visualizadas nas escalas de mapa, afloramentos e em seções delgadas sugerem rotação das estruturas. Aparentemente, o desenvolvimento da zona de cisalhamento está associado a mecanismos de cisalhamento simples progressivo com o vetor de vorticidade paralelo à foliação milonítica na zona de cisalhamento e perpendicular a lineação de estiramento. Essas características são concordantes com uma geometria monoclínica (Passchier, 1998) para a Zona de Cisalhamento Coxixola. A densidade

e composição de rochas afetadas pela deformação não exibem mudanças significantes ao longo da zona. Dessa forma, a hipótese de o volume permanecer constante durante a deformação é válida para esse caso específico. Embora a deformação seja de caráter dúctil na maior parte da zona de cisalhamento, o desenvolvimento de milonitos de baixa/muito baixa temperatura ou predomínio de fluxo cataclástico em algumas porções (Fase D_{3t}) pode ser identificado.

Um dos fatores importantes para o melhor entendimento da evolução da Zona de Cisalhamento Coxixola é a estimativa da deformação cisalhante e do deslocamento ao longo da mesma. Nesse sentido, devido à ausência de marcadores litoestratigráficos o método utilizado para estimar a deformação cisalhante e deslocamento foi baseado na rotação da foliação S₃, seguindo os conceitos propostos no trabalho de Ramsay e Graham (1970):

- ❖ O ângulo θ' formado entre o plano de achatamento (XY) e o plano de cisalhamento é correlacionado à deformação cisalhante (γ) através da fórmula: $\tan 2\theta' = 2/\gamma$. O ângulo θ' foi obtido em quatro seções ao longo da zona de cisalhamento, utilizando o posicionamento de lineamentos em aerofotos ou imagens de satélite (**Fig. 5.38**). O reconhecimento da foliação S₃ em aerofotos é prejudicado devido a foliação encontrar-se algumas vezes paralela ou superposta ao bandamento gnáissico ou xistosidade S₂. Dessa forma, os lineamentos utilizados para a obtenção de θ' foram confirmados de acordo com o posicionamento de S₃ no campo (**Fig. 5.38**).
- ❖ O deslocamento total D através da zona é dado por $D = \int_0^x \gamma dx$. Essa integral representa a área abaixo da curva no gráfico: *deformação cisalhante x distância na zona de cisalhamento*. Consequentemente, o valor de D pode ser obtido ao aplicar a regra de Simpson para resolver a equação, ou por meio da utilização de um planímetro ou *softwares* para determinação da área abaixo da curva no gráfico. Na presente tese, o valor de θ' e D foram adquiridos através do *software Autocad 2010* para determinar o ângulo e a área nos gráficos.

A determinação do ângulo θ' na porção acima da Zona de Cisalhamento Coxixola não pode ser realizada com precisão, devido ao paralelismo observado entre as estruturas S₁, S₂ e S₃ nessa região. Nesse sentido, o deslocamento total

estimado D foi dividido por dois (**Fig. 5.39**), visando minimizar o erro durante o cálculo (Boullier, 1986).

Os resultados obtidos nas quatro seções ao longo da zona de cisalhamento mostram algumas variações para os valores de deslocamento. Nas quatro seções, as áreas abaixo das curvas nos gráficos representam deslocamentos ($D/2$) que variam de 0,5km a 1,5km (**Fig. 5.39**). Em geral, essa variação nos deslocamentos é proporcionada pela diferença de largura da zona de cisalhamento estimada para cada perfil, aliada aos diferentes valores de γ calculados para construir os gráficos (**Fig. 5.39**). Haja vista, que o deslocamento é diretamente proporcional ao produto entre γ e a largura da zona de cisalhamento ($d = \gamma x$).

Na maior parte das seções realizadas os valores de γ não ultrapassam 2,07 (Tabelas 5.7, 5.8 e 5.10), exceto para a Seção 3 ($\gamma > 2$), no qual o valor máximo de γ obtido é 4,1 (Tabela 5.9). A variação nos valores de γ é observada com maior clareza nos gráficos (**Fig. 5.39**), entretanto a média para todos os dados permanece em torno de 1.3. A baixa variação de γ observada nas seções deve estar associada ao fato que a zona de cisalhamento não é exatamente plano-paralela e, portanto não coincide em absoluto com as condições de deformação estabelecida em modelos teóricos. A variação angular de θ' em cada seção também influencia na variação dos valores de γ , uma vez que essas duas variáveis são inversamente proporcionais. Isso explica, em parte, os maiores valores de γ encontrados na seção 3. Outro fator importante consiste no posicionamento (distância x) dos lineamentos utilizados na Seção 3. Estes lineamentos estão próximos do limite da Zona de Cisalhamento Coxixola com um ângulo θ' inferior ao encontrado nas outras seções. Os resultados de γ obtidos na Seção 3 são coerentes com a hipótese de que a taxa de deformação é maior nas regiões mais próximas da zona (Ramsay e Graham, 1970).

Tabela 5.7. Dados referentes ao cálculo de estimativa de deslocamento da Zona de Cisalhamento Coxixola para a Seção 1.

Seção 1			
<i>ângulo θ'</i>	<i>distância (x)</i>	<i>deformação cisalhante (γ)</i>	<i>D/2</i>
33	0,40	0,89	0,86
31	0,96	1,06	
28	1,58	1,35	
28	2,17	1,35	
25	2,48	1,68	

Tabela 5.8. Dados referentes ao cálculo de estimativa de deslocamento da Zona de Cisalhamento Coxixola para a Seção 2.

Seção 2			
<i>ângulo θ'</i>	<i>distância (x)</i>	<i>deformação cisalhante (γ)</i>	<i>D/2</i>
22	0,29	2,07	1,36
23	1,07	1,93	
24	1,83	1,80	
29	2,10	1,25	
21	3,04	2,22	

Tabela 5.9. Dados referentes ao cálculo de estimativa de deslocamento da Zona de Cisalhamento Coxixola para a Seção 3.

Seção 3			
<i>ângulo θ'</i>	<i>distância (x)</i>	<i>deformação cisalhante (γ)</i>	<i>D/2</i>
13	0,39	4,10	1,52
17	1,11	2,97	
15	1,50	3,46	
21	1,82	2,22	
17	2,20	2,97	

Tabela 5.10. Dados referentes ao cálculo de estimativa de deslocamento da Zona de Cisalhamento Coxixola para a Seção 4.

Seção 4			
<i>ângulo θ'</i>	<i>distância (x)</i>	<i>deformação cisalhante (γ)</i>	<i>D/2</i>
28	0,35	1,35	0,50
25	0,67	1,68	
32	1,10	0,98	
38	1,80	0,50	
36	2,19	0,65	

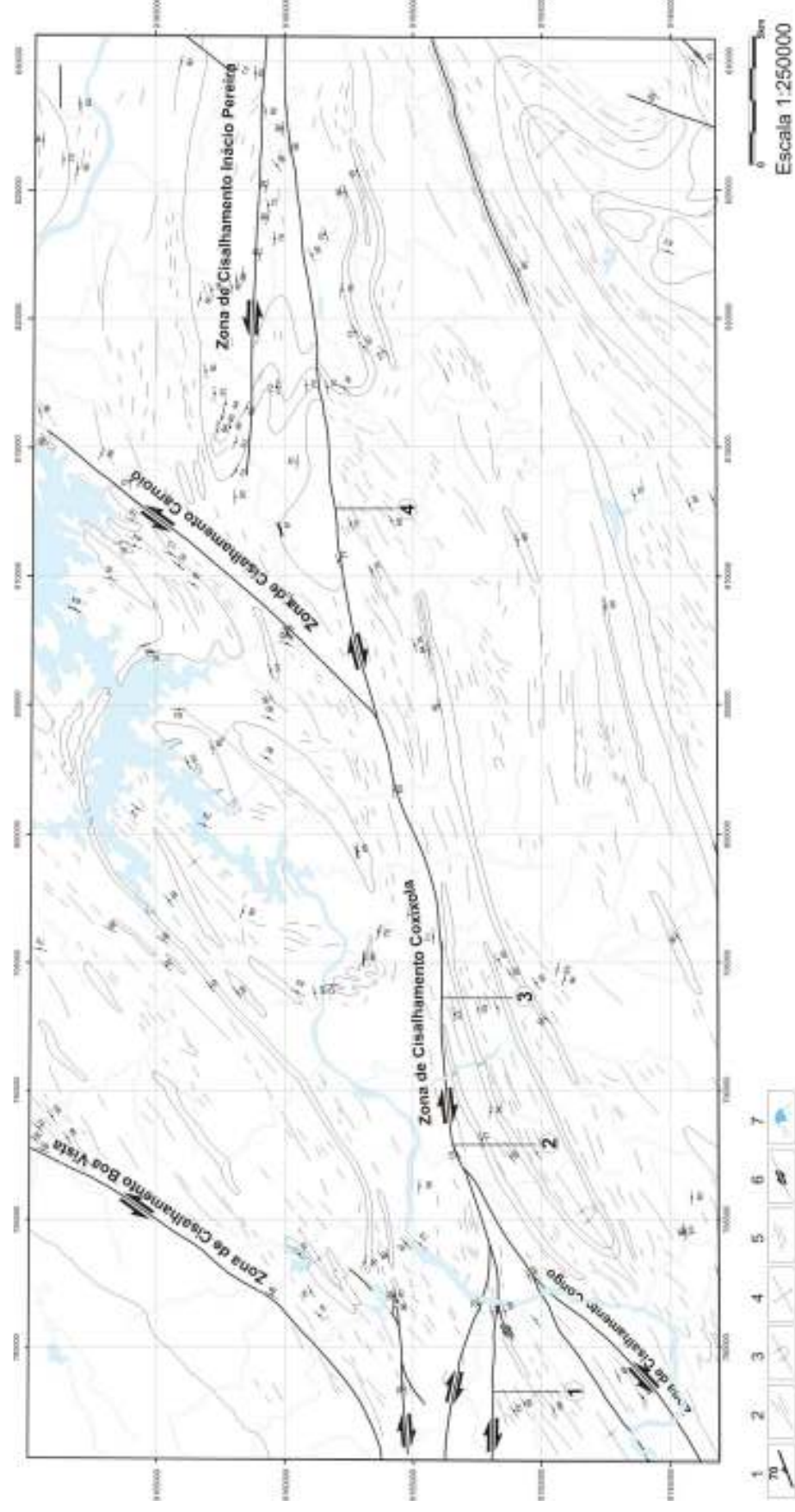


Figura 5.38. Localização das quatro seções utilizadas para o cálculo de estimativa de deslocamento ao longo da Zona de Cisalhamento Coxixola. Os valores angulares de θ obtidos estão representados nas Tabelas 5.7, 5.8, 5.9 e 5.10.

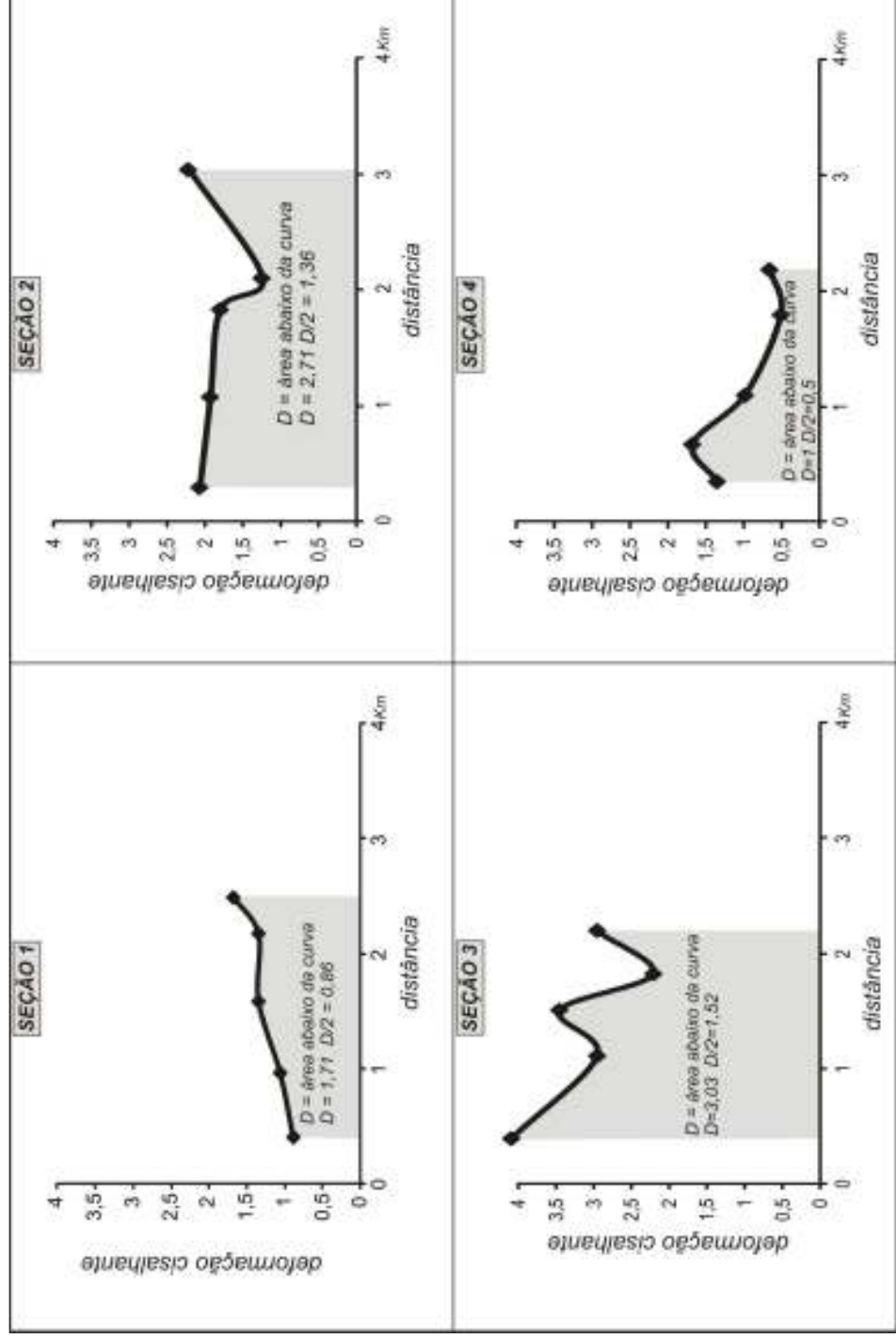


Figura 5.39. Gráficos de correlação entre a deformação cisalhante e a largura das seções realizadas na Zona de Cisalhamento Coxixola. A estimativa de deslocamento ao longo da zona é obtida a partir do cálculo da área abaixo da curva em cada gráfico (Ver discussões no texto).

Valores de θ' em torno de 45° são esperados nas porções mais afastadas da zona de cisalhamento de acordo com conceitos teóricos relacionados ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento (Ramsay e Graham, 1970; Ramsay, 1980). Por outro lado, em todas as seções realizadas os valores de θ' não ultrapassam 38° (Tabelas 5.7, 5.8, 5.9 e 5.10). A ausência de foliações posicionadas a 45° da zona de cisalhamento pode ser relacionada aos seguintes aspectos: (a) Imprecisão na escolha das foliações rotacionadas durante o cisalhamento, levando a erros na determinação do ângulo θ' ; (b) A espessura da zona de cisalhamento nas seções escolhidas para calcular o deslocamento pode ter sido subestimada, o que impossibilitaria a obtenção de θ' nas foliações localizadas nas porções distais da zona de cisalhamento; (c) A foliação pode, simplesmente, não ter se formado a 45° da zona de cisalhamento durante a deformação; Embora todos os casos a, b e c sejam possíveis, a diferença angular de 7° entre o valor máximo de θ' obtido (38°) e o valor de θ' esperado ($\sim 45^\circ$) não proporciona erros significativos em todo o processo de estimativa de deslocamento para o caso estudado.

A utilização do método de rotação da foliação implica em alguns erros específicos, que devem ser levados em consideração durante a interpretação dos resultados. A determinação do ângulo θ' exige extrema precisão, especialmente para porções de taxa de deformação elevada, na qual os erros obtidos na obtenção desses ângulos proporcionam valores imprecisos para o cálculo de γ (Ramsay e Graham, 1970; Ramsay, 1980; Boullier, 1986). Nas áreas afetadas por eventos deformacionais distintos, a identificação da foliação formada durante o cisalhamento é imprescindível para evitar erros expressivos na obtenção da taxa de deformação cisalhante. Quando a foliação pretérita (S_2) encontra-se, em alguns locais, paralela à foliação associada ao cisalhamento (S_3) como no caso da Zona de Cisalhamento Coxixola, a aplicação do método exige maior cautela para evitar cálculos superestimados da taxa de deformação cisalhante.

A interpretação dos dados relativos à estimativa de deslocamento obtida para a Zona de Cisalhamento Coxixola ($0,5\text{km} < \text{deslocamento} < 1,5\text{km}$) deve ser feita com parcimônia, devido às incertezas do método referenciadas acima. No entanto, as terminações meridionais das Zonas de Cisalhamento sinistrais Boa Vista e Carnoió estão conectadas à Zona de Cisalhamento Coxixola. Isso dificulta o desenvolvimento de grandes deslocamentos devido à incompatibilidade cinemática

causada por zonas de cisalhamento destrais e sinistrais contemporâneas, uma vez que o movimento em uma zona de cisalhamento pode bloquear o movimento da outra. Na região próxima da Seção 1 são comuns afloramentos com indicadores cinemáticos de sentido ambíguos, alternando entre movimentos destrais e sinistrais. Essa ambiguidade cinemática, nessa porção da Zona de Cisalhamento Coxixola, implica na dificuldade do desenvolvimento de deslocamentos expressivos.

Estimativas de deslocamento inferiores a 2 km são encontradas em outras zonas de cisalhamento do Domínio da Zona Transversal formadas em condições de baixa temperatura de deformação. Neves e Mariano (1999) estimaram, utilizando parâmetros da razão entre deslocamento e espessura, que o deslocamento máximo de zonas miloníticas de baixa temperatura ligadas ao desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste é inferior a 2 km. Segundo os autores, o deslocamento total combinado de todas as faixas miloníticas de baixa temperatura não excedeu 10 km.

O somatório dos valores de D em cada seção resulta em um valor de deslocamento máximo de 4,2 km. Esse valor de deslocamento varia de acordo com o número de seções realizadas, levando a interpretações superestimadas do deslocamento total. Dessa forma, o deslocamento total Zona de Cisalhamento Coxixola deve ser interpretado de acordo com os resultados de cada seção, com variações da ordem de 0,5 a 1,5km e média de 1km de deslocamento ao longo da zona.

5.5.3.2. Relações geométricas e cinemáticas da Zona de Cisalhamento Coxixola com o Pluton Marinho

O Pluton Marinho é limitado ao sul pela Zona de Cisalhamento Coxixola, com os limites NW e NE localizados próximos das Zonas de Cisalhamento Carnoió e Zona de Cisalhamento Inácio Pereira, respectivamente. Em toda a extensão do pluton predominam estruturas magmáticas (foliações e lineações primárias) em relação a estruturas desenvolvidas no estado sólido. O alinhamento de fenocristais de K-feldspato é o principal critério para a identificação de foliações magmáticas no pluton (**Fig. 5.40c**). O alinhamento de enclaves dioríticos microgranulares é concordante com a direção da foliação magmática. Evidências de deformação no estado sólido de caráter dúctil-rúptil são restritas a um afloramento próximo a Zona de Cisalhamento Coxixola (**Fig. 5.40a e 5.40b**). Em geral, a foliação magmática está orientada na direção W-E. Essa orientação da foliação magmática é concordante com a orientação da foliação das rochas encaixantes e da zona de cisalhamento. Esse paralelismo entre as foliações magmáticas e miloníticas sugere uma relação das estruturas desenvolvidas no Pluton Marinho com a evolução deformacional da Zona de Cisalhamento Coxixola. Essa relação é coerente com a formação localizada de zonas de cisalhamento sin-magmáticas de movimento destal, caracterizado pela obliquidade gerada entre o alinhamento de fenocristais com o acamamento magmático (**Fig. 5.41**).

O arranjo cinemático proporcionado pelas zonas de cisalhamento próximas do pluton são fatores importantes na criação de espaço para o alojamento do corpo. A cinemática sinistral das Zonas de Cisalhamento Carnoió e Inácio Pereira em contraste com a cinemática destal da Zona de Cisalhamento Coxixola implicam em regime tectônico transtrativo local (**Fig. 5.42**). Esse regime tectônico é favorável para a criação do espaço na crosta e consequente alojamento do pluton. Registro de mudança na orientação da foliação magmática, indicativo de atuação do regime transtracional, não é identificado no pluton. Isso pode ser explicado pela proximidade do pluton com a Zona de Cisalhamento Coxixola, favorecendo sua maior participação na definição da orientação da foliação magmática. Outro fator importante é o estágio tardio (D_{3t}) de desenvolvimento da Zona de cisalhamento Coxixola em relação às outras zonas de cisalhamento.

A influência direta da Zona de Cisalhamento Coxixola na geração de estruturas e alojamento do Pluton Marinho aponta para a importância entre a idade de

cristalização do pluton com o período final de desenvolvimento da zona de cisalhamento.

Dessa forma, a idade de 550 Ma obtida para o Pluton Marinho foi interpretada aqui como um indício de que a deformação ou mesmo reativação (D_{3t}) da Zona de Cisalhamento Coxixola estendeu-se até o limite entre o Ediacarano e o Cambriano. Essa interpretação está em acordo com dados recentes obtidos para essa zona de cisalhamento na região a leste da área de estudo. Idades $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (platô) obtidas em muscovitas sin-cinemáticas de milonitos da Zona de Cisalhamento Coxixola forneceram idades de 547 Ma (Archanjo *et al.* 2008; Hollanda *et al.* 2010).

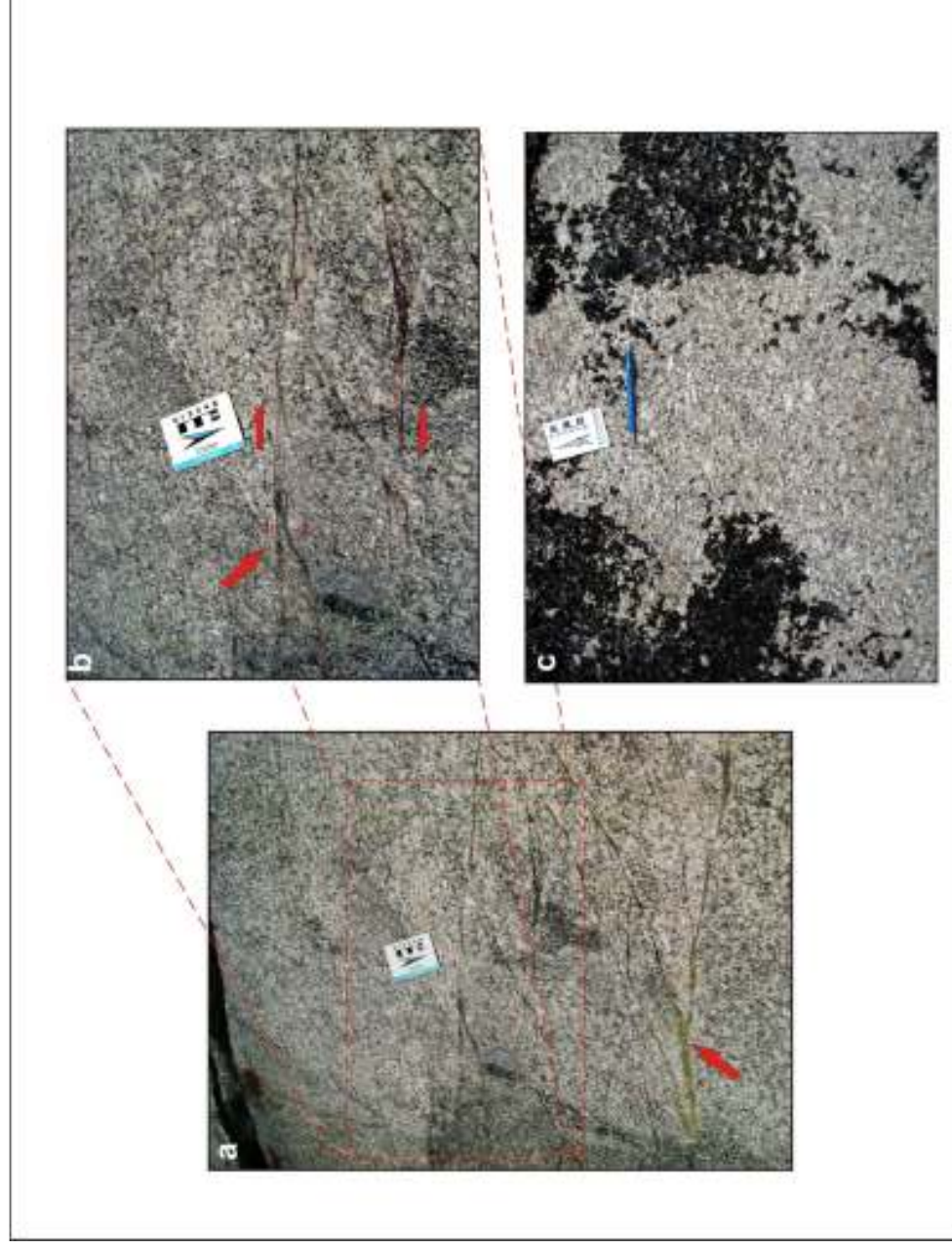


Figura 5.40. (a) Zona de cisalhamento dúctil-rúptil destal com desenvolvimento incipiente de milonitos de baixa temperatura (seta vermelha); (b) Detalhe da figura anterior. Nesse caso é possível observar S-C indicativas de cinemática destal (seta vermelha). (c) alinhamento de fenocristais de k-feldspato sugestivo de desenvolvimento de foliação de fluxo magmática no Pluton Marinho.

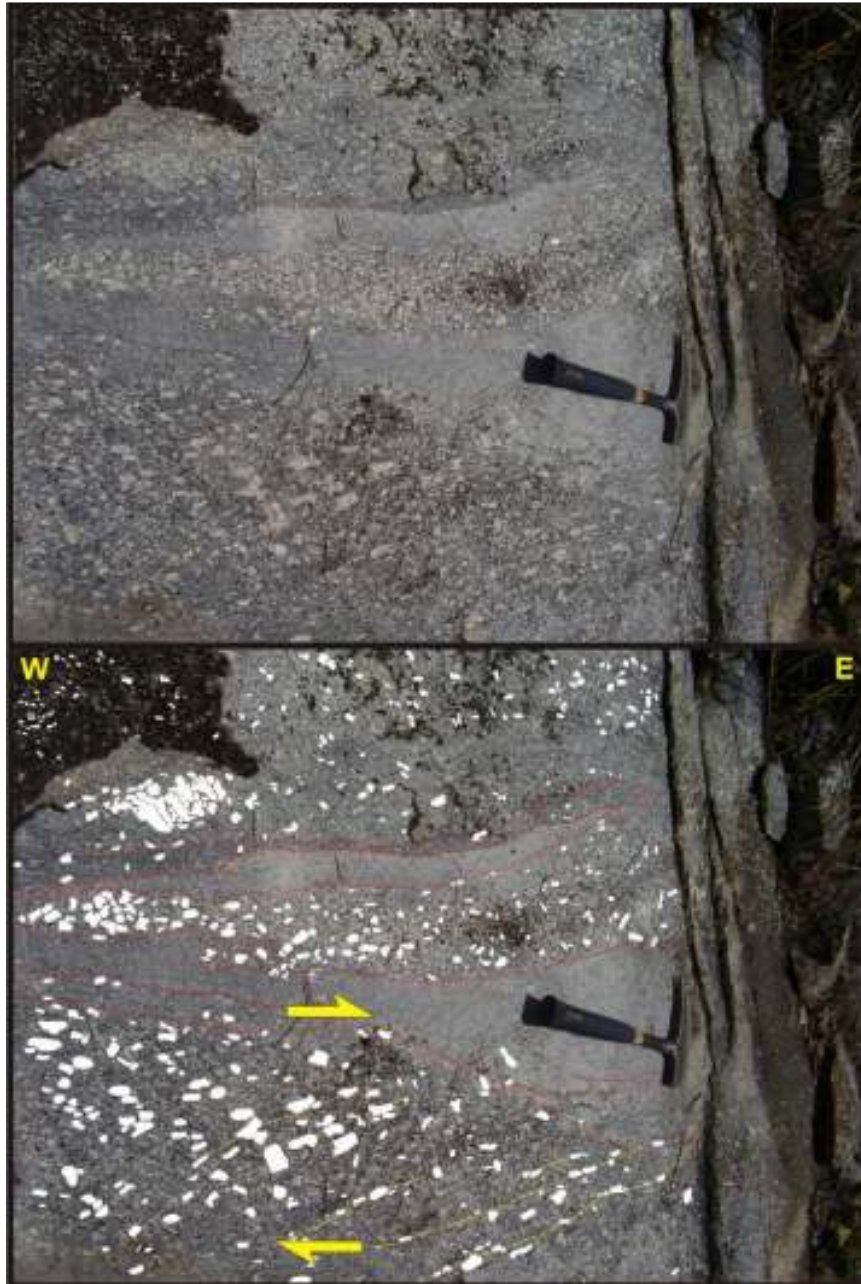


Figura 5.41. O acamamento magmático é caracterizado pela intercalação de camadas de porções inequigranulares porfiríticas com camadas de porções equigranulares. O alinhamento de fenocristais de k-feldspato oblíquos à direção do acamamento é sugestivo de movimento destal (zonas de cisalhamento sin-magmáticas).

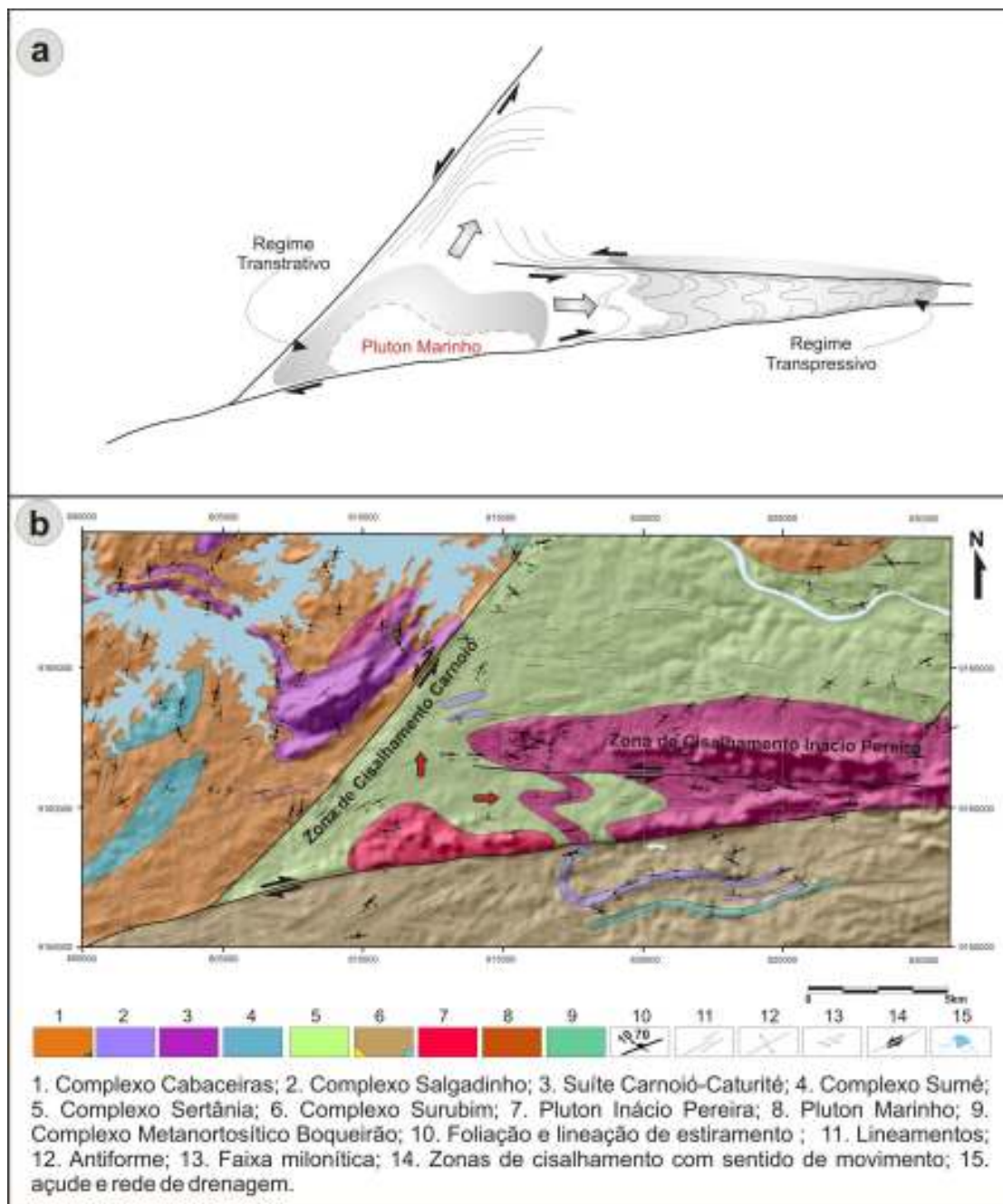


Figura 5.42. (a) Desenho esquemático para representar o arranjo geométrico e cinemático favorável ao alojamento do Pluton Marinho; (b) Esboço geológico da área com as principais unidades geológicas envolvidas.

CAPÍTULO VI. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

6.1. Eventos tectono-magmáticos da área de estudo

Os dados apresentados na presente tese sugerem um mínimo de três eventos tectono-magmáticos para a área de estudo: (i) um evento Paleoproterozóico (Riaciano) relacionado à geração e metamorfismo das rochas que compõem o Complexo Cabaceiras ($\pm$ hornblenda-biotita ortognaisse e ortoanfibolito); (ii) um evento magmático no final do Paleoproterozóico (Estateriano) responsável pela formação da Suíte Carnoió-Caturité; (iii) e o último evento no final do Ediacarano associado à gênese do Pluton Marinho e ao estágio tardio de deformação da Zona de Cisalhamento Coxixola.

A idade de 2042 ± 11 Ma obtida em um grupo de zircões euédricos da amostra do ortoanfibolito do Complexo Cabaceiras representa a idade de cristalização do protólito dessa rocha. Essa idade indica uma contemporaneidade na geração dos protólitos do ortoanfibolito e do $\pm$ hornblenda-biotita gnaiss desse complexo. Haja vista a idade de 2.05 Ga obtida para esse último litotipo (Lages, 2010 - no prelo). O outro grupo de zircões analisados do ortoanfibolito fornece uma idade de 1996 ± 13 Ma, interpretada aqui como a idade de metamorfismo (*ver* Capítulo 4).

Análises geocronológicas realizadas em ortognaisses bandados localizados a sudeste da área de estudo (quadrante SE da Folha Santa Cruz do Capibaribe) resultaram em idades de 2125 ± 7 Ma e 2044 ± 5 Ma (Neves *et al.* 2006). Os autores interpretaram esses resultados como a idade de cristalização do protólito dos ortognaisses e a idade do auge do metamorfismo no Riacyano/Orosiriano, respectivamente.

Na concepção de Neves *et al.* (2006), a evolução tectônica no Riacyano/Orosiriano na porção centro-leste da Zona Transversal envolveu geração de crosta juvenil no período entre 2.15-2.10 Ga, metamorfismo no intervalo 2.05-2.03 Ga com intrusão de magmas tardi-orogênicos entre 1.99-1.97 Ga.

Baseado nos dados obtidos na área de trabalho para o Complexo Cabaceiras aliado aqueles disponíveis na literatura (Lages *et al.* 2009; Lages, 2010), um ajuste mais amplo dos intervalos descritos por Neves *et al.* (*op. cit.*) é necessário para enquadrar as rochas desse complexo na evolução tectônica do Riacyano/Orosiriano. Dessa forma, o intervalo de geração de crosta juvenil pode ser estendido para 2.15-2.05 Ga seguido por um período de clímax metamórfico entre 2.04 e 1.99 Ga.

A idade de 1.63 Ga obtida para a Suíte Carnoió-Caturité aponta para a ocorrência de um evento magmático no Estateriano/Calimiano. Outras rochas com idades semelhantes têm sido relatadas para a porção centro-leste da Zona Transversal. Na região localizada a sudeste da área de trabalho, análises U-Pb em zircão realizadas em *augen* gnaiss monzogranítico da Serra da Taquaritinga resultaram em uma idade de 1521 ± 6 Ma (Sá *et al.* 2002). Os dados geoquímicos (rocha total) desses *augen* gnaiss indicaram correlação com granitos intra-placa nos diagramas de discriminação de ambiente tectônico, levando os autores (Sá *et al. op. cit.*) a considerar que essas rochas foram geradas e alojadas em um ambiente anorogênico.

As análises químicas (rocha total) de 10 amostras da Suíte Carnoió-Caturité exibem características geoquímicas compatíveis com granitos gerados em ambiente intraplaca (Brasilino *et al.* 2009). Os dados obtidos na presente tese e aqueles disponíveis na literatura para a Suíte Carnoió-Caturité e o *augen* gnaiss da Serra da Taquaritinga sugerem um evento magmático com afinidade anorogênica durante o Estateriano/Calimiano. Provavelmente, a formação das rochas do Complexo Metanortosítico de Boqueirão deve ser contemporânea a esse evento no Estateriano/Calimiano. Accioly *et al.* (2004) correlacionam as rochas metanortosíticas de Boqueirão ao Complexo Anortosítico de Passira, que possui uma idade de 1.7 Ga (Accioly *et al.* 2000). Em síntese, esse evento magmático do Estateriano/Calimiano envolve uma atividade magmática complexa com geração de litotipos gabro-anortosíticos no estágio inicial (1.7 Ga) e formação de rochas granitóides na fase final de desenvolvimento (1.6-1.5 Ga).

Na área de estudo, o Pluton Marinho funciona como um marcador do magmatismo granítico no final do Ediacarano, uma vez que a idade obtida para esse pluton é de 550 ± 3 Ma. A análise em conjunto das relações cinemáticas da Zona de Cisalhamento Coxixola com a estrutura interna (magmática e tectônica) do Pluton Marinho permite associar o período de alojamento desse corpo ao estágio final de deformação dessa zona de cisalhamento, interpretado aqui como fase D_{3t} (ver Capítulo 5). Essa idade estimada para a fase final de deformação da Zona de Cisalhamento Coxixola é coerente com idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (platô) de 547 Ma realizadas em muscovitas sin-cinemáticas no segmento leste dessa zona de cisalhamento (Hollanda *et al.* 2010). Isso levou os autores a considerar que essa zona de

cisalhamento foi formada, ou reativada, na transição entre o Neoproterozóico e o Cambriano.

6.2. Complexos Cabaceiras e Salgadinho e suas correlações com os ortognaisses do embasamento Paleoproterozóico na porção centro-leste do Domínio da Zona Transversal

De acordo com os dados obtidos nesse trabalho e aqueles obtidos na literatura, as rochas ortoderivadas do embasamento Paleoproterozóico identificadas na área de estudo são representadas pelos Complexos Cabaceiras e Salgadinho.

As análises geocronológicas disponíveis para os Complexos Cabaceiras e Salgadinho apontam para idades de 2.05 Ga (Lages, 2010 - no prelo) e na presente tese, e 2.1Ga (Brasilino, 2010 - no prelo), respectivamente. As idades obtidas para esses complexos são semelhantes àsquelas observadas em algumas rochas ortoderivadas interpretadas como constituintes do embasamento na porção centro-leste do Domínio da Zona Transversal (Santos, 1995; Brito Neves *et al.* 2001; Santos *et al.* 2004; Neves *et al.* 2006).

A área de ocorrência do Complexo Cabaceiras coincide com as rochas metaplutônicas correlacionáveis ao Complexo Floresta, designadas por Santos *et al.* (2004). Os autores obtiveram uma idade de média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para essas rochas metaplutônicas de $2008 \pm 21\text{Ma}$. As semelhanças entre as idades juntamente com a similaridade petrográfica levaram alguns autores a correlacionar o Complexo Cabaceiras com o Complexo Floresta (Lages *et al.* 2009). Esses complexos constituiriam o embasamento do Terreno Alto Moxotó, na concepção de Terrenos Tectono-estratigráficos proposta por Santos (1996; 1999) para evolução geodinâmica da Zona Transversal.

O Complexo Salgadinho, por sua vez, poderia ser um representante do embasamento Paleoproterozóico do Terreno Rio Cabibaribe, utilizando como mapa base de comparação os mapas geológicos da do Estado da Paraíba (Santos *et al.* 2002) e da Folha Jaguaribe SE (Ferreira, 2000). De acordo com esses mapas regionais e trabalhos disponíveis na literatura (Santos e Medeiros, 1999; Santos *et al.* 2004), o limite entre os Terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe é marcado pelo traço principal da Zona de Cisalhamento Cruzeiro do Nordeste. Na área de estudo, esse limite coincide com o contato entre os Complexos Salgadinho e Surubim e/ou Complexo Salgadinho e Ortognaisse Riacho de Santo Antônio (ver mapa geológico).

A aplicação do modelo de Terrenos Tectono-estratigráficos para a área de trabalho ainda necessita de estudos adicionais mais detalhados. Os dados estruturais obtidos na presente tese não indicam estilos estruturais contrastantes entre os supostos Terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe. Obviamente, uma trama estrutural distinta entre os dois terrenos poderia ter sido obliterada pela deformação durante o Ediacarano (Orogênese Brasileira?). Ainda assim, se a aglutinação dos Terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe está relacionada à evolução dos eventos Cariris Velhos (1.1 - 0.95 Ga) e/ou Brasileiro (0.75 - 0.54 Ga) (Santos e Medeiros, 1999), a análise dos dados obtidos na presente tese aliados a outros dados contidos em trabalhos realizados a sudeste da área de estudo (Sá *et al.* 2002; Neves *et al.* 2006) não corrobora para a aplicação do modelo de Terrenos Tectono-estratigráficos.

Nesse sentido, os complexos Cabaceiras e Salgadinho não foram considerados como integrantes do embasamento Paleoproterozóico dos Terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe, respectivamente. As rochas desses complexos foram interpretadas como representantes do magmatismo responsável pela geração de crosta do evento tectônico no final do Riachão, com um intervalo de idades entre 2.1-2.04 Ga, envolvendo metamorfismo em 1.99 Ga, no início do Orisiriano.

6.3. Algumas considerações sobre o posicionamento estratigráfico do Complexo Sertânia

O posicionamento estratigráfico do Complexo Sertânia tem sido objeto de discussão em diversos trabalhos (Santos *et al.* 2004; Rodrigues *et al.* 2009; Neves e Alcantara, 2009; Neves *et al.* 2009). Nesses trabalhos, as alternativas propostas para a idade do Complexo Sertânia indicam dois grupos com idéias distintas. Um grupo posiciona o Complexo Sertânia como o representante de uma sucessão metassedimentar Paleoproterozóica (2.1 Ga), com base em datações U-Pb (Santos *et al.* 2004) e dados do sistema isotópico Sm-Nd (Rodrigues *et al.* 2009). Enquanto o outro grupo, utilizando dados geoquímicos (Neves e Alcantara, 2009) e geocronológicos (Neves *et al.* 2006; Neves *et al.* 2009), discute a possibilidade do Complexo Sertânia e o Complexo Surubim constituírem a mesma sucessão de rochas supracrustais, com idades de deposição Neoproterozóicas (665-642 Ma).

No caso do Complexo Sertânia ser uma unidade litoestratigráfica Paleoproterozóica (2.1Ga), o período de sedimentação correlacionado à formação

dos protólitos das rochas desse complexo foi contemporâneo, por exemplo, ao evento tectônico-magmático responsável pela geração dos protólitos dos ortognaisses dos Complexos Cabaceiras e/ou Salgadinho. Por outro lado, se o Complexo Sertânia possui uma idade de deposição em torno de 642 Ma (Neves *et al.* 2009) ou a mesma idade referida para o Complexo Surubim (665 Ma), os protólitos das rochas desses complexos foram depositados em uma mesma bacia, envolvendo ampla extensão litosférica na região que compreende o Domínio da Zona Transversal.

As duas hipóteses citadas anteriormente para explicar o período de formação do Complexo Sertânia implicam em casos de evoluções geodinâmicas distintas para o Domínio da Zona Transversal. Dessa forma, o papel do Complexo Sertânia na história evolutiva/geodinâmica do Domínio da Zona Transversal deve ser analisado com cautela. Na área de estudo, as relações litoestratigráficas observadas em campo (ver Capítulo 4 para maior detalhe) permitem cartografar os Complexos Sertânia e Surubim como unidades litoestratigráficas distintas. Ainda que nas porções com predomínio de litotipos semelhantes (como por exemplo, granada-biotita xistos) a distinção entre esses dois complexos seja difícil. Uma alternativa para resolver esse problema sobre o posicionamento estratigráfico do Complexo Sertânia consiste na obtenção de novos dados de campo, petrográficos e geocronológicos na seção tipo do Complexo Sertânia, localizado na cidade de Sertânia no Estado de Pernambuco. Haja vista que os dados relativos ao Complexo Sertânia foram adquiridos em outras localidades (Santos *et al.*, 2004; Rodrigues *et al.* 2009; Neves e Alcantara, 2009; Neves *et al.* 2009). Posteriormente, esses dados podem ser comparados com aqueles disponíveis na literatura, visando uma análise e interpretação mais detalhada do papel geodinâmico desse complexo no Domínio da Zona Transversal.

6.4. Relações temporais entre as fases D_1 , D_2 e D_3 : uma abordagem baseada nos dados disponíveis na literatura para a porção centro-leste do Domínio da Zona Transversal

A compreensão do tempo de formação das principais estruturas observadas no Domínio da Zona Transversal é fundamental para a construção de modelos tectônicos mais elaborados. Afinal, o arranjo geométrico dessas estruturas (dobras,

foliações e zonas de cisalhamento) é responsável pelo arcabouço estrutural observado atualmente.

Na área de estudo, três fases de deformação foram reconhecidas, sendo denominadas de D_1 , D_2 e D_3 . Essas fases foram individualizadas com base em critérios de superposição, sem levar em consideração a idade exata de formação destas estruturas. Entretanto, algumas correlações regionais podem ser feitas, utilizando as informações das fases deformacionais descritas na área de estudo com outros dados descritos na literatura.

O conhecimento exato do período de desenvolvimento da Fase D_1 e consequentemente, da gênese da foliação S_1 é uma questão ainda em aberto para a evolução estrutural da porção centro-leste do Domínio da Zona Transversal. A hipótese de um evento metamórfico no Riachiano/Orosiriano entre 2.04 e 1.99 Ga (Neves *et al.* 2006) e na presente tese, é compatível com a formação de, pelo menos, uma foliação tectônica nesse período.

Uma alternativa para o desenvolvimento das estruturas relacionadas à Fase D_1 na área de estudo (foliação S_1) poderia ser a relação dessa fase de deformação com esse evento tectônico-metamórfico no Riachiano/Orosiriano. No entanto, essa alternativa é inconsistente com o modo de ocorrência da foliação S_1 em litotipos com idades distintas. A foliação S_1 é observada na charneira de dobras F_2 em ortognaisses do Complexo Cabaceiras (2.05 Ga), assim como nas rochas metassedimentares do Complexo Surubim (665 Ma). Padrões de interferência de dobras do Tipo 3 (dobras em laço) também são observados no Complexo Surubim, implicando em evidente relação de elementos geométricos (superposição de estruturas) entre as fases D_1 , D_2 e D_3 . A interpretação desses dados estruturais identificados na área aponta para um desenvolvimento da Fase D_1 a partir da transição entre o Criogeniano e o Ediacarano.

A evolução tectônica da Fase D_2 representa uma importante componente na construção do arcabouço estrutural da área de estudo, envolvendo geração de dobras, foliações e lineações associadas a indicadores cinemáticos sugestivos de transporte tectônico para NW - NNW. As estruturas associadas a essa fase ocorrem em unidades litoestratigráficas Paleoproterozóicas (Complexos Cabaceiras e Salgadinho) e Neoproterozóicas (Complexo Surubim). Em consonância com os dados estruturais apresentados na presente tese, alguns autores relatam o mesmo sentido de transporte tectônico para NW, para uma região localizada a sul/sudeste da área

de estudo (Neves *et al.* 2005; Neves *et al.* 2006). Por outro lado, transporte tectônico para W foi relatado por outros autores na mesma região. Esse contraste observado no sentido de transporte está correlacionado à rotação causada pela deformação associada às zonas de cisalhamento sinistrais e destrais (*ver* item 6.5). Outros trabalhos realizados a leste e a sudeste da área de estudo relacionados à gênese da foliação regional de baixo ângulo (Neves *et al.*, 2006; Neves *et al.*, 2009), aqui interpretada como foliação S_2 , é correlacionada ao metamorfismo de alto grau ocorrido no período de 630-600 Ma. Nesse sentido, a correlação entre os dados obtidos na área de trabalho com aqueles disponíveis na literatura até o momento é coerente com uma evolução tectônica da Fase D_2 no Neoproterozóico (Ediacarano).

Em diversos trabalhos realizados na porção centro leste do Domínio da Zona Transversal o período de desenvolvimento das zonas de cisalhamento dúcteis associadas à Fase D_3 tem sido englobado dentro de um intervalo entre 590 e 570 Ma (Guimarães e Da Silva Filho, 1998; Neves *et al.*, 2000, 2004; Archanjo *et al.*, 2008). Algumas dessas idades dentro do intervalo citado anteriormente basearam-se na datação de plutons graníticos deformados no estágio magmático por zonas de cisalhamento dúcteis (Guimarães e Da Silva Filho, 1998; Neves *et al.*, 2004; Archanjo *et al.*, 2008). Enquanto, outras idades foram obtidas a partir de determinações $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Neves *et al.* 2000). A idade para o estágio final ou término da atividade tectônica associada a essas zonas de cisalhamento ainda permanece em aberto, mas dados recentes indicam uma idade em torno de 555-545 Ma, obtidos na presente tese, Neves *et al.*(2008) e Hollanda *et al.*(2010).

Os dados supracitados sugerem um amplo período de atividade para as zonas de cisalhamento. Isso implica que algumas zonas de cisalhamento possuem períodos de deformação levemente diferentes, dentro do intervalo entre 590-570 Ma com término em 555-545 Ma. Essa diferença de idade pode ser proveniente de um resfriamento regional mais lento, acompanhado de deformação episódica com desenvolvimento de rochas miloníticas com temperaturas de deformação contrastantes. Isso sugere um caráter episódico da deformação e a coexistência de zonas de cisalhamento formadas em diferentes condições de temperatura de deformação dentro de um mesmo evento deformacional. Por outro lado, histórias distintas de soerguimento *in situ* proporcionam variações no nível crustal ao longo das zonas de cisalhamento e não podem ser descartadas (Hollanda *et al.* 2010), ainda que essa alternativa necessite de estudos adicionais.

6.5. Zonas de cisalhamento sinistrais versus zonas de cisalhamento destrais: condicionantes estruturais para o desenvolvimento de um sistema de zonas de cisalhamento conjugadas

O arcabouço estrutural do Domínio da Zona Transversal na Província Borborema é marcado principalmente por zonas de cisalhamento sinistrais e destrais orientadas nas direções NE-SW e W-E, respectivamente (**Fig. 6.1**). Em geral, a geometria e cinemática das zonas de cisalhamento estudadas na presente tese são coerentes com o arcabouço estrutural identificado na escala regional. A evolução e o período de desenvolvimento dessas zonas de cisalhamento, se elas são (pene) contemporâneas ou não, têm sido alvo de discussão de diversos autores (Jardim de Sá, 1994; Vauchez *et al.* 1995; Neves, 1996; Neves e Mariano, 1999; Neves *et al.* 2000; Neves *et al.* 2005; Neves *et al.* 2006; Archanjo *et al.* 2008 e Rodrigues, 2008). Embora a maioria dos trabalhos aponte para um sistema de zonas de cisalhamento conjugadas formadas em um mesmo evento, alguns aspectos estruturais sobre o modelo para a evolução dessas zonas de cisalhamento podem ser refinados.

As conexões meridionais e setentrionais das zonas de cisalhamento com orientação NE-SW com aquelas orientadas na direção W-E proporcionam uma geometria final losangular ou anastomosada, quando observada em mapa. Baseado nesse aspecto geométrico, Hippert (1999) utilizou o arcabouço estrutural observado no Domínio da Zona Transversal como um dos exemplos de zonas de cisalhamento conjugadas com geometria S-C. Nesse caso, as zonas de cisalhamento de direção W-E funcionam como superfícies C, enquanto que as zonas de cisalhamento NE-SW representam as superfícies S. Essa configuração está vinculada a duas particularidades cinemáticas: *(i)* a movimentação destral (falha sintética) ao longo das superfícies C (zonas de cisalhamento W-E) deve acomodar grande parte da deformação; *(ii)* os deslocamentos sinistrais (falhas antitéticas) sobre superfícies S (zonas de cisalhamento NE-SW) podem ocorrer durante o evento deformacional.

Essas particularidades geométricas e cinemáticas são compatíveis com aquelas observadas nas zonas de cisalhamento presentes no Domínio da Zona Transversal e na área de estudo. Entretanto, o desenvolvimento de estruturas com geometria S-C associada a cisalhamento antitético ao longo da superfície S necessita de alguns condicionantes estruturais (Hippert, 1999). Na área de estudo, o espaçamento entre as zonas de cisalhamento sinistrais NE-SW (superfícies S) é

superior a 15km, contrastando com o limite máximo de 1km proposto por Hippert (*op. cit.*). Os movimentos antitéticos sobre a superfície S (zonas de cisalhamento sinistrais) devem impedir o aparecimento de superfícies C' (bandas de cisalhamento assimétricas extensionais). No entanto, zonas de cisalhamento destrais de orientação NW-SE com características equivalentes a superfícies C' ocorrem na região ao norte da área de estudo. Nesse sentido, a comparação do sistema das zonas de cisalhamento da área de estudo e do Domínio da Zona Transversal com superfícies S-C em escala maior exige cautela.

Experimentos análogos de sistema de falhas conjugadas têm revelado que as características cinemáticas tornam-se mais complexas durante o progresso da deformação (Schwarz e Kilfitt, 2008). As direções de propagação de falhas são diretamente influenciadas pelo movimento nas falhas adjacentes. A atividade de deslocamento dominante alterna entre os diferentes tipos de falhas geradas no mesmo evento deformacional. Uma situação semelhante deve ocorrer para casos envolvendo zonas de cisalhamento dúcteis (Mancktelow, 2002; Carreras *et al.* 2010). Nesses casos, a determinação exata do período de formação de zonas de cisalhamento distintas é de difícil estabelecimento, devido ao caráter episódico de deslocamento nessas diferentes zonas.

O desenvolvimento de sistemas de zonas de cisalhamento dúcteis conjugadas depende de alguns condicionantes estruturais para acomodar a deformação. O ângulo que a direção de encurtamento faz com o limite da zona deve aumentar de acordo com a deformação progressiva (Ramsay e Huber, 1987). A variação desse ângulo não pode ocorrer somente pela rotação passiva das zonas de cisalhamento envolvidas em um sistema conjugado, uma vez que a compatibilidade de esforços requer deformação interna dos domínios delimitados pelas zonas de cisalhamento. Em alguns casos, novas zonas de cisalhamento desenvolvem-se devido à concentração da deformação. Dessa forma, a rotação simultânea das zonas de cisalhamento formadas inicialmente, somada ao desenvolvimento de novas zonas, resulta em um padrão anastomosado para o sistema de zonas de cisalhamento conjugadas (Carreras *et al.* 2010).

Baseado nos questionamentos descritos anteriormente, uma proposta de evolução estrutural para as zonas de cisalhamento estudadas na área nos moldes de um sistema de zonas de cisalhamento conjugadas é provável nesse caso. Por outro lado, algumas questões ainda são passíveis de discussão para o melhor

entendimento da evolução estrutural de zonas de cisalhamento conjugadas (Carreras *et al.* 2010): (a) Qual a orientação e cinemática das zonas de cisalhamento formadas no estágio inicial de deformação? (b) Como essas zonas de cisalhamento se comportam (geometria e cinemática) durante a deformação progressiva? (c) Qual o comportamento em relação à deformação dos domínios delimitados pelas zonas de cisalhamento? Deformação interna ou rotação de blocos rígidos? A resposta de todas essas perguntas deve contribuir para uma análise mais detalhada de sistemas de zonas de cisalhamento conjugadas.

As Zonas de Cisalhamento Coxixola, Boa Vista, Carnoió, Congo e Inácio Pereira são integrantes de um sistema complexo que envolve todas as zonas de cisalhamento que compõem o arcabouço estrutural do Domínio da Zona Transversal. A análise geométrica e cinemática das zonas de cisalhamento abordadas na presente tese (*ver* Capítulo V para maiores detalhes) permite algumas observações na tentativa de esclarecer algumas das questões citadas anteriormente. A Zona de Cisalhamento Coxixola possui orientação (~W-E) e cinemática (destal) semelhante às zonas de cisalhamento limítrofes do Domínio da Zona Transversal, denominadas de Zona de Cisalhamento Patos ao Norte e Zona de Cisalhamento Pernambuco ao Sul (**Fig. 6.1**). Estas duas zonas são as estruturas associadas à deformação cisalhante de maior expressão regional ainda que na concepção de Neves e Mariano (1999), a Zona de Cisalhamento Pernambuco seja dividida em dois segmentos distintos (oeste e leste). Provavelmente, a Zona de Cisalhamento Coxixola representa uma das zonas de cisalhamento geradas em domínios de deformação localizada, tomando como base os modelos teóricos e exemplos práticos propostos na literatura (Williams e Price, 1980; Mancktelow, 2002; Carreras, 2001; Carreras *et al.* 2010). Nesse sentido, zonas de cisalhamento antitéticas (sinistrais) e oblíquas à Zona de Cisalhamento Coxixola podem ocorrer com a deformação progressiva, como no caso específico das Zonas de Cisalhamento Congo, Boa Vista e Carnoió.

Em uma análise comparativa com alguns modelos teóricos para sistemas conjugados (Mancktelow, 2002), as zonas de cisalhamentos sinistrais de direção NE-SW (antitéticas) iniciaram a deformação a quase 90° da Zona de Cisalhamento Coxixola (sintética). Posteriormente, essas zonas de cisalhamento foram rotacionadas para a posição atual com o aumento progressivo da deformação (**Fig. 6.2**). Essa rotação influenciou no posicionamento da foliação pré-existente (S_2), bem

como favoreceu o surgimento de outras zonas de cisalhamento em condições de regime tectônico transpressivo, como é observado no desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Inácio Pereira. As implicações estruturais para o desenvolvimento das zonas de cisalhamento e consequente modificação no posicionamento de estruturas pré-existentes (F_2 , S_2 , L_{2x}) são fatores importantes para a elaboração do modelo de evolução estrutural da área (**Fig. 6.2**), como por exemplo:

- a) O ângulo entre a direção de encurtamento e o limite do sistema de zonas de cisalhamento conjugadas deve ter aumentado ao longo da deformação;
- b) Predominância de movimentos destrais em relação aos sinistrais ou vice-versa durante a deformação, impossibilitando o desenvolvimento de deslocamentos expressivos;
- c) A rotação das estruturas pré-existentes (foliação S_2 , por exemplo) pode ter modificado o posicionamento original do transporte tectônico relacionado ao evento D_2 , justificando o pequeno contraste observado em diferentes porções do Domínio da Zona Transversal (transporte tectônico para W-NW-NNW);
- d) A combinação dos aspectos citados no item (c) com o tipo de geração das dobras F_3 é favorável para a deformação dúctil dos domínios internos entre as zonas de cisalhamento, o que descarta a hipótese de rotação de blocos rígidos compatível com uma situação semelhante à formação de estruturas em dominó (Jardim de Sá, 1994);
- e) As interseções entre zonas de cisalhamento destrais e sinistrais devem proporcionar restrições de compatibilidade geométrica (Lamouroux *et al.*, 1991) ou mecanismos complexos para a acomodação da deformação (Carreras *et al.*, 2010), isso deve explicar as variações no comportamento espacial das lineações de estiramento (L_{3x}) nessas porções;
- f) No estágio final de desenvolvimento do sistema de zonas de cisalhamento conjugadas, a deformação foi acomodada principalmente ao longo da Zona de Cisalhamento Coxixola com uma configuração geométrica e cinemática favorável ao alojamento do Pluton Marinho;

Os condicionantes estruturais descritos acima são fundamentais para explicar a formação das zonas de cisalhamento dúcteis de mergulho íngreme encontradas na área e suas respectivas características geométricas e cinemáticas. O resultado final do arcabouço estrutural da área de estudo é proposto na figura 6.3.

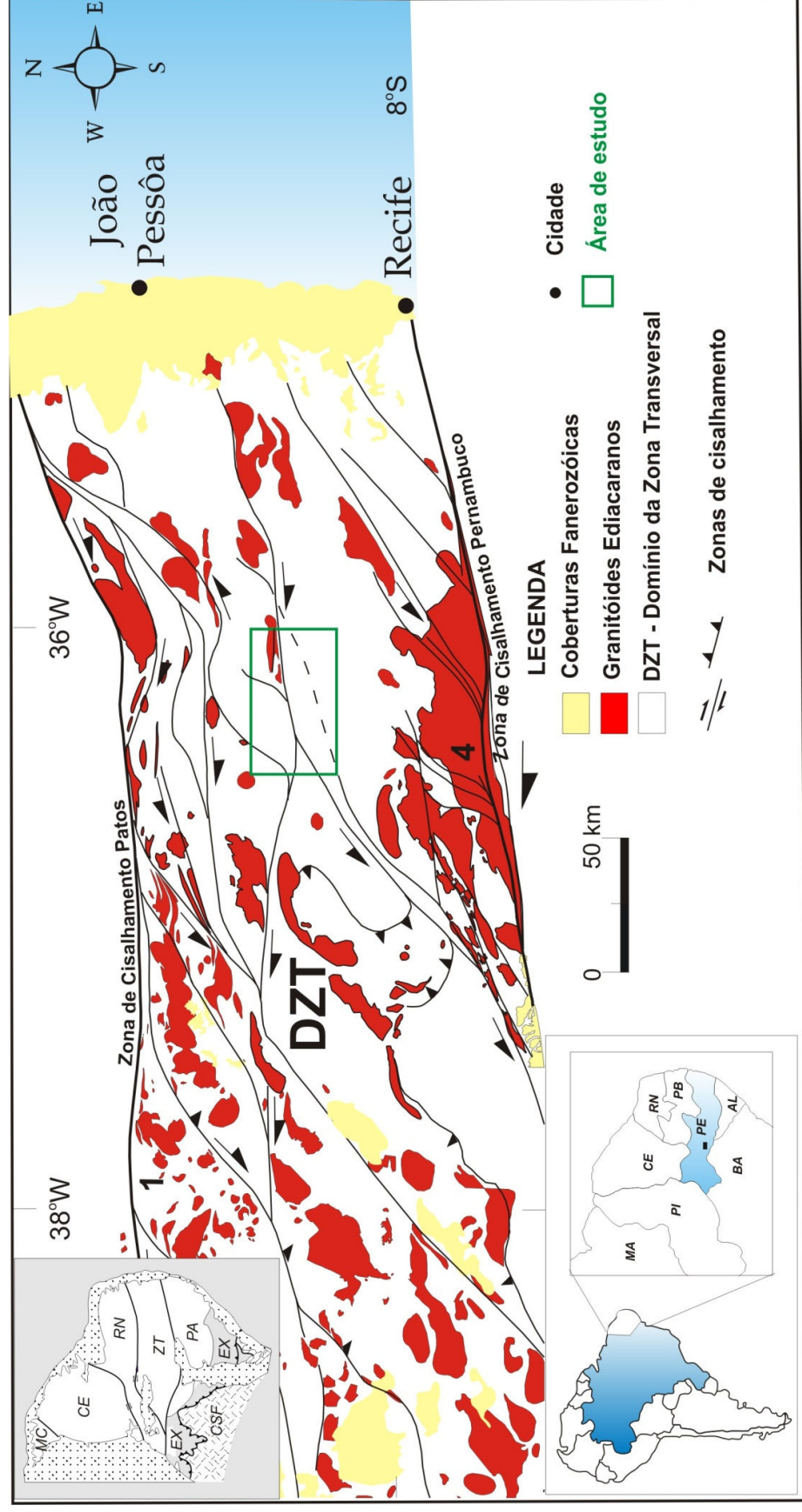


Figura 6.1: Arcabouço estrutural simplificado do Domínio da Zona Transversal, com ênfase no posicionamento das zonas de cisalhamentos sinistrais (NE-SW) e destrais (W-E), modificado de Medeiros (2004).

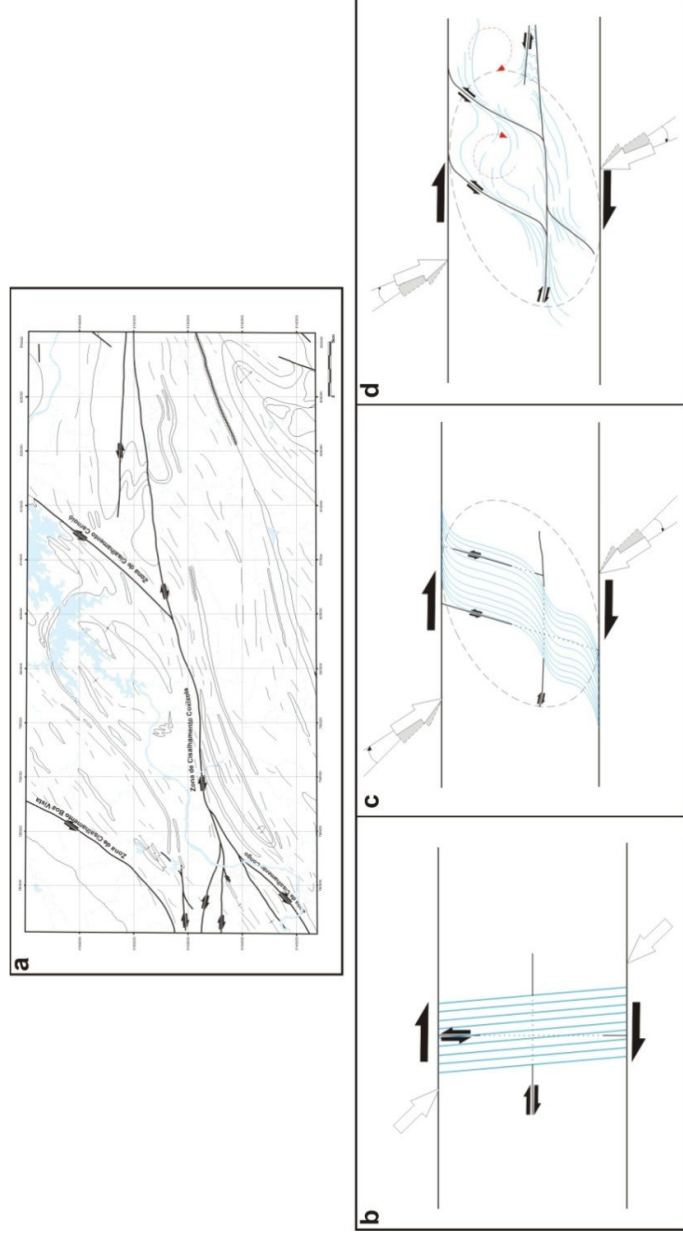


Figura 6.2. Modelo esquemático proposto para o desenvolvimento das zonas de cisalhamento da área. (a) Arcabouço estrutural da área observado em mapa, envolvendo as principais zonas de cisalhamento e contatos geológicos; (b) Estágio inicial de desenvolvimento das zonas de cisalhamento. O ângulo formado entre as zonas de cisalhamento destrais e sinistrais devia ser próximo de 90° , assim como a foliação pré-existente era levemente oblíqua à direção de encurtamento com um posicionamento diferente daquele observado atualmente; (c) Estágio intermediário de desenvolvimento caracterizado pela curvatura da foliação pré-existente e surgimento de outras zonas de cisalhamento; (d) Estágio avançado de desenvolvimento das zonas de cisalhamento; Durante o progresso da deformação, a predominância de movimentos ao longo das zonas de cisalhamento sinistrais ou destrais permitiu a rotação das estruturas localizadas nos domínios internos das zonas de cisalhamento. O ângulo formado entre a direção de encurtamento (seta branca) e o limite do sistema de zonas de cisalhamento aumentou durante o progresso da deformação. A estimativa para o elipsóide de deformação finita é mostrado na figura (elipse tracejada).



Figura 6.3. Bloco diagrama esquemático para representar o arcabouço estrutural da área de estudo.