



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

Instituto de Geociências

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DA BORDA LESTE
DO BATÓLITO DE SANTA QUITÉRIA – REGIÃO
DE UMIRIM – CE

Alexandre de Souza

Orientador Ticiano José Saraiva dos Santos

*Trabalho de conclusão de curso
apresentado ao Instituto de
Geociências – UNICAMP, como parte
dos requisitos para a obtenção do título
de Bacharel em Geologia*

**Campinas
2004**



INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
 N° CHAMADA _____
 V. _____ EX. _____
 TOMBO BC/ 4323
 TOMBO IG/ 39
 PROC. 16-134-10
 C ☐ D ☒
 PREÇO 7811,00
 DATA 08/01/10
 N° CPD _____

cau. Lit. 4802 G1

1 Geologia estrutural
 2 Propriedades geológicas - Borborema (CE)

ÍNDICE

Resumo	iv
1 – Introdução	1
1.1 – Apresentação.....	1
1.2 – Objetivos.....	1
1.3 – Localização e acesso.....	2
1.4 – Método.....	4
1.5 – Aspectos fisiográficos.....	7
2 – Geologia regional	8
2.1 – Compartimentação tectônica da Província Borborema..	8
2.1.1 – Domínio noroeste do Ceará.....	11
2.1.2 – Terreno Rio Grande do Norte.....	12
a. Faixa Orós-Jaguaribe.....	13
b. Grupo Seridó.....	13
2.1.3 – Domínio Ceará Central.....	15
a. Embasamento Arqueano.....	15
b. Terrenos acrescionais do Paleoproterozóico...	17
c. Terreno Santa Quitéria.....	18
d. Coberturas do Neoproterozóico.....	18
e. Outras faixas dobradas.....	19
3 – Geologia da área	20
3.1 – Suíte granítica Uruburretama.....	21
3.2 – Metaplutônicas da Unidade Caxitoré.....	25
3.3 – Rochas supracrustais.....	26
3.3.1 – Metassedimentos da Unidade Caieiras.....	26
3.3.2 – Metassedimentos da Unidade Rio Curu.....	27
3.4 – Geofísica.....	27

4 – Petrografia.....	29
4.1 – Suíte granítica Uruburetama.....	29
4.2 – Metaplutônicas da Unidade Caxitoré.....	35
4.3 – Seqüências paraderivadas.....	38
4.3.1 – Metassedimentos da Unidade Caieiras.....	38
4.3.2 – Metassedimentos da Unidade Rio Curu.....	41
5 – Geologia estrutural.....	43
5.1 – Evento deformacional D1.....	43
5.2 – Evento deformacional D2.....	45
5.3 – Evento deformacional D3.....	47
6 – Metamorfismo.....	53
7 – Considerações finais.....	56
8 – Referências bibliográficas.....	60

ANEXOS

Mapa de pontos.....	ANEXO 1
Mapa geológico.....	ANEXO 2

RESUMO

Recentemente surgiram na Província Borborema, mais precisamente no domínio Ceará Central, novas evidências da ocorrência de um batólito com variações químicas e litológicas semelhantes à de uma seqüência de Arco Magmático Continental (Fetter *et al.* 2003). Essas descobertas consistem de idades U-Pb em zircão que variam de 665 a 591 Ma, relativas à evolução magmática do batólito (74 Ma.), cujas assinaturas isotópicas de Nd revelam misturas de magmas neoproterozóicos de crosta juvenil com gnaisses paleoproterozóicos pertencentes ao embasamento.

Tal Batólito vem sendo chamado pela comunidade científica de Arco Magmático de Santa Quitéria, mas ainda são poucos os trabalhos desenvolvidos na região que comprovem essa denominação. A área a ser estudada abrange rochas plutônicas possivelmente pertencentes ao batólito em questão e rochas paraderivadas da respectiva bacia de retro arco, localizadas ao Sul do município de Umirim – CE.

A rochas ocorrentes formam um conjunto de rochas graníticas migmatizadas ou não agrupadas neste trabalho com a denominação de Suíte Granítica Uruburetama, correlacionáveis ao batólito de Santa Quitéria representando a porção Nordeste do arco. Essa suíte encontra-se tectonicamente alçada na direção sul sudeste e leste sobre as rochas das unidades adjacentes, denominadas então seqüencialmente em Unidade metaplutônica Caxitoré, metassedimentos da Unidade Caieiras, metassedimentos da Unidade Rio Curú, sendo as duas últimas correlacionáveis à seqüência paraderivada pertencente a bacia de retro-arco.

A geologia estrutural resume-se ao ciclo orogênico brasileiro, com a ocorrência de três fases deformacionais, D1, D2, D3, sendo a primeira relativa ao regime compressivo de NW para SE gerando a foliação S1 com dobras F1 assimétricas de eixo N-S/ NE/SW e vergência para Leste; a segunda é caracterizada por transcorrência sinistral ao longo do plano de S1, formando zonas de cisalhamento de baixo e alto ângulo com a oscilação do mergulho dos eixos das dobras F1 para norte e para sul; a terceira fase é relativa a mudança do regime transpressivo para transtensivo, com o relaxamento da compressão marcado por feições dextrais desenvolvidas nos migmatitos e outras rochas da área. Relacionado as fases deformacionais D1 e D2 ocorre o evento metamórfico progressivo M1 e relacionado à fase D3 ocorre o evento metamórfico regressivo M2. Esta caracterização geológica resulta na conformação que mostra um perfil inverso de metamorfismo de NE

para SW, com as rochas de maior grau metamórfico da fácies anfibolito tectonicamente sobrepostas às rochas de mais baixo grau também da fácies anfibolito a xisto verde.

O resultado final do trabalho propõe, de acordo com a geologia da área e a integração dos dados apresentados na literatura, a delimitação da borda leste da porção nordeste arco magmático de Santa Quitéria no contato entre a Suíte Granítica Uruburetama e as unidades adjacentes.

1 – INTRODUÇÃO

1.1 – APRESENTAÇÃO

Esta monografia faz parte da disciplina “Trabalho de Conclusão de Curso” (TCC), obrigatória da grade curricular do curso de Geologia da Universidade Estadual de Campinas e é o resultado de pesquisa realizada numa área situada no Estado do Ceará aos arredores do município de Umirim, parte de região integrante da Província Borborema (Almeida et. al.,1977), mais precisamente de um de seus domínios tectônicos conhecido como Domínio Ceará Central.

A idéia para o trabalho originou-se a partir de outros estudos que revelam uma forte anomalia gravimétrica no extremo noroeste da Província Borborema, nas regiões de ocorrência da bacia do Parnaíba, que em conjunto com a tectônica regional transpressiva de NW para SE pode ser interpretada como sendo o resultado de uma subducção de crosta oceânica à sudeste e cuja zona de sutura encontra-se coberta pelos sedimentos da bacia. A desidratação de parte desta placa oceânica pode ter dado origem ao magmatismo que se encerra sob a forma do batólito granítico de Santa Quitéria, a sudeste da zona de cisalhamento Sobral Pedro II (lineamento Transbrasiliiano) podendo este ser considerado um arco magmático insular, sobre o qual foram realizadas diversas datações cujos resultados encontram-se em conformidade com a proposta.

A pesquisa consiste do mapeamento da zona de contato entre o batólito granítico conhecido como Terreno Santa Quitéria (Van Schmus et. al.1994) e a seqüência metassedimentar adjacente.

1.2 – OBJETIVOS

O objetivo do trabalho é:

- Mapeamento geológico de aproximadamente 225 km² da borda leste do arco magmático de Santa Quitéria;

- Delimitar e caracterizar o contato entre o arco magmático de Santa Quitéria e a seqüência metassedimentar adjacente;
- Determinar o(s) regime(s) tectônico(s) atuante(s), com individualização dos elementos estruturais (foliação, lineação mineral/estiramento, dobras, falhas, indicadores cinemáticos, etc) que possibilitem reconstituir a história deformacional desencadeada no Brasileiro;
- Caracterizar petrograficamente as rochas cartografadas, tentando na medida do possível definir seu protólito e as condições de pressão e temperatura a que foram submetidas durante a deformação.

1.3- LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área estudada situa-se no distrito de Caxitoré, nos arredores do açude de mesmo nome pertencente ao município de Umirim (CE), a oeste de Fortaleza, entre as coordenadas UTM 9589146, 9573056 norte-sul e 465198, 449252 Leste-Oeste. Partindo da capital, na direção oeste, o acesso pode ser feito pela BR 222, que liga Fortaleza a Sobral. Após cerca de 150 km nessa rodovia, mais ou menos 15 km adiante do município de Umirim, entra-se à esquerda em uma estrada não pavimentada que leva ao distrito de Caxitoré e a área, sendo esta entrecortada e circundada por outras vias menores também não pavimentadas (Figura 1.1).

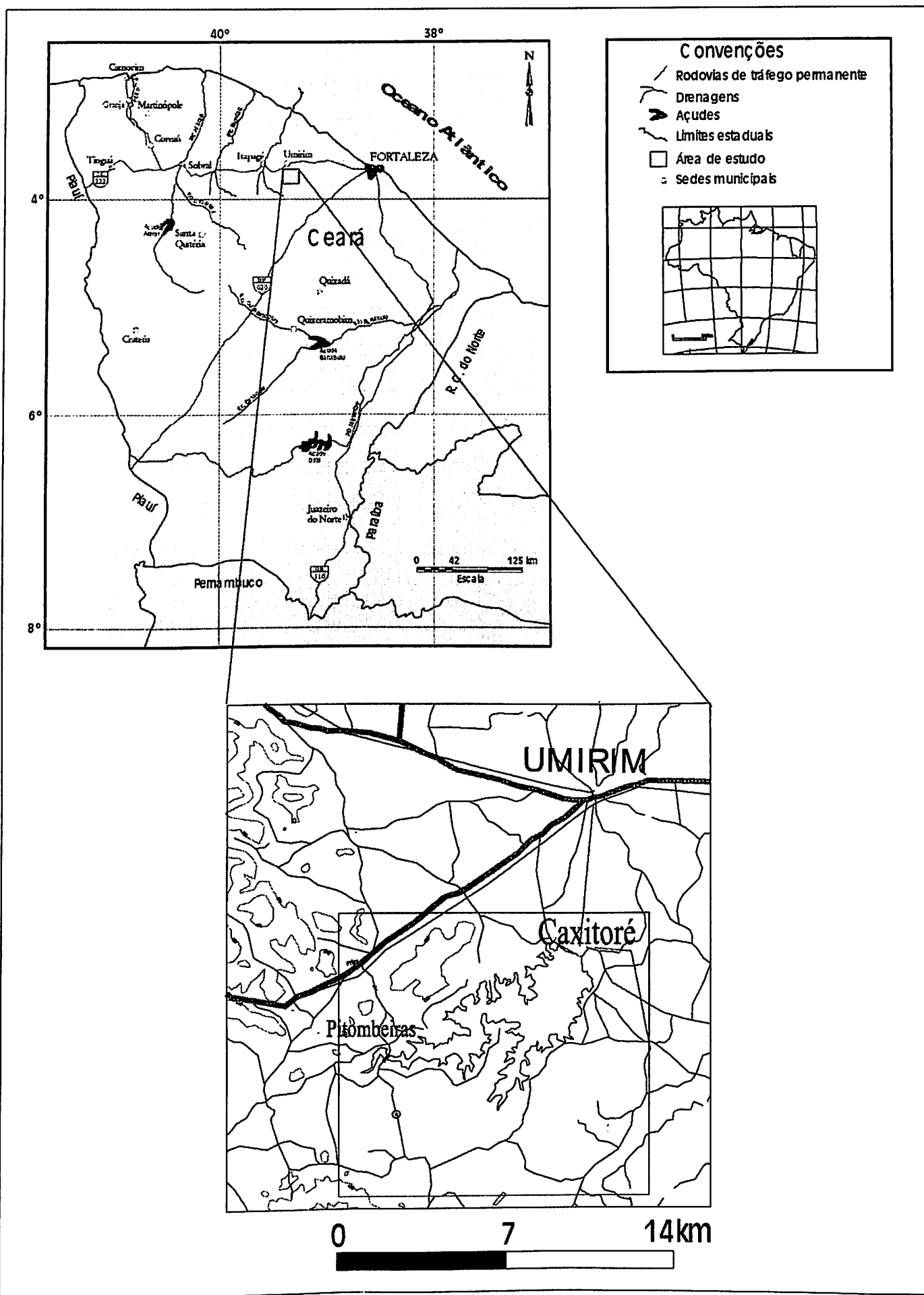


Figura 1.1:Localização da área e principais vias de acesso

1.4 - MÉTODOS

A pesquisa executada é dividida em três etapas, uma pré-campo, o trabalho de campo e uma etapa pós-campo.

A primeira etapa consistiu no reconhecimento da área através da interpretação de imagem fornecida pelo satélite Landsat TM, tratada no Laboratório de Processamento Digital de Imagens (Lapig) do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (Unicamp), resultando em uma composição colorida RGB 531 e banda 8 pan cromática, ambas na escala 1:50.000 (Figs.1.2 e 1.3). Foram também interpretadas fotos aéreas na escala 1:25 000 que compõem um mosaico de 15 fotos cobrindo quase toda a área. Com isso obteve-se um mapa geológico preliminar usado como base no trabalho de campo, o qual consiste de linhas de forma e domínios litológicos extraídos da diferença de textura e morfologia ressaltadas pelas bandas pan cromática e composição RGB. Nesta mesma etapa foi realizada uma revisão bibliográfica da área em estudo e discutida a abordagem a ser feita pelo presente trabalho. Na revisão procurou-se dar enfoque a informações sobre datações e unidades já cartografadas, que foram apresentadas na Tese de Fetter (1999) e dissertação de Silva Filho (1998), (geocronologia e cartografia); Projetos RADAM e Fortaleza (cartografia). Também foram consultados livros texto, como "Field Description of igneous Rocks" (Thorpe & Brown, 1985), Terrenos gnáissicos de Alto Grau (Passchier et al.,1990), Petrogenesis of Metamorphic Rocks (Bucher & Frey, 1994), Microtectonics (Passchier & Trouw,1996) dentre outros a fim de revisar conceitos aprendidos durante o curso.

A etapa de campo foi realizada em 22 dias tendo seu início marcado pelo reconhecimento geológico regional de três dias partindo da cidade de Umirim, em direção oeste/noroste passando pelo distrito de Aracatiaçu, os municípios de Sobral, Martinópolis, Granja e Camucim no litoral Cearense, enfocando o contexto geológico dos domínios Ceará Central e Médio Coreaú. O mapeamento geológico dos 225 km² da área de estudo, foi efetuado com a realização de perfis preferencialmente perpendiculares ao trend estrutural NE-SW. Foram descritos 160 pontos, com amostragem em vários desses e a confecção de 20 lâminas delgadas para estudo petrográfico e microtectônico.

A etapa pós-campo consistiu do estudo laboratorial, constando de análises petrográfica e microtectônica em 20 seções delgadas selecionadas; re-interpretação das fotografias aéreas e imagens de satélite para melhorar a individualização de corpos e camadas de rochas; elaboração do mapa geológico em escala 1:50.000; tratamento e interpretação dos dados estruturais de campo; e redação desta monografia. Toda esta etapa foi realizada nos laboratórios do IG-Unicamp. Ainda nessa etapa, com a disponibilidade dos dados geofísicos de magnetometria e gamaespectrometria (U, Th, K), foi possível criar uma composição RGB da área mapeada e avaliar o método comparando o resultado de sua interpretação com os dados de campo. Estes dados auxiliaram na elaboração do mapa final.

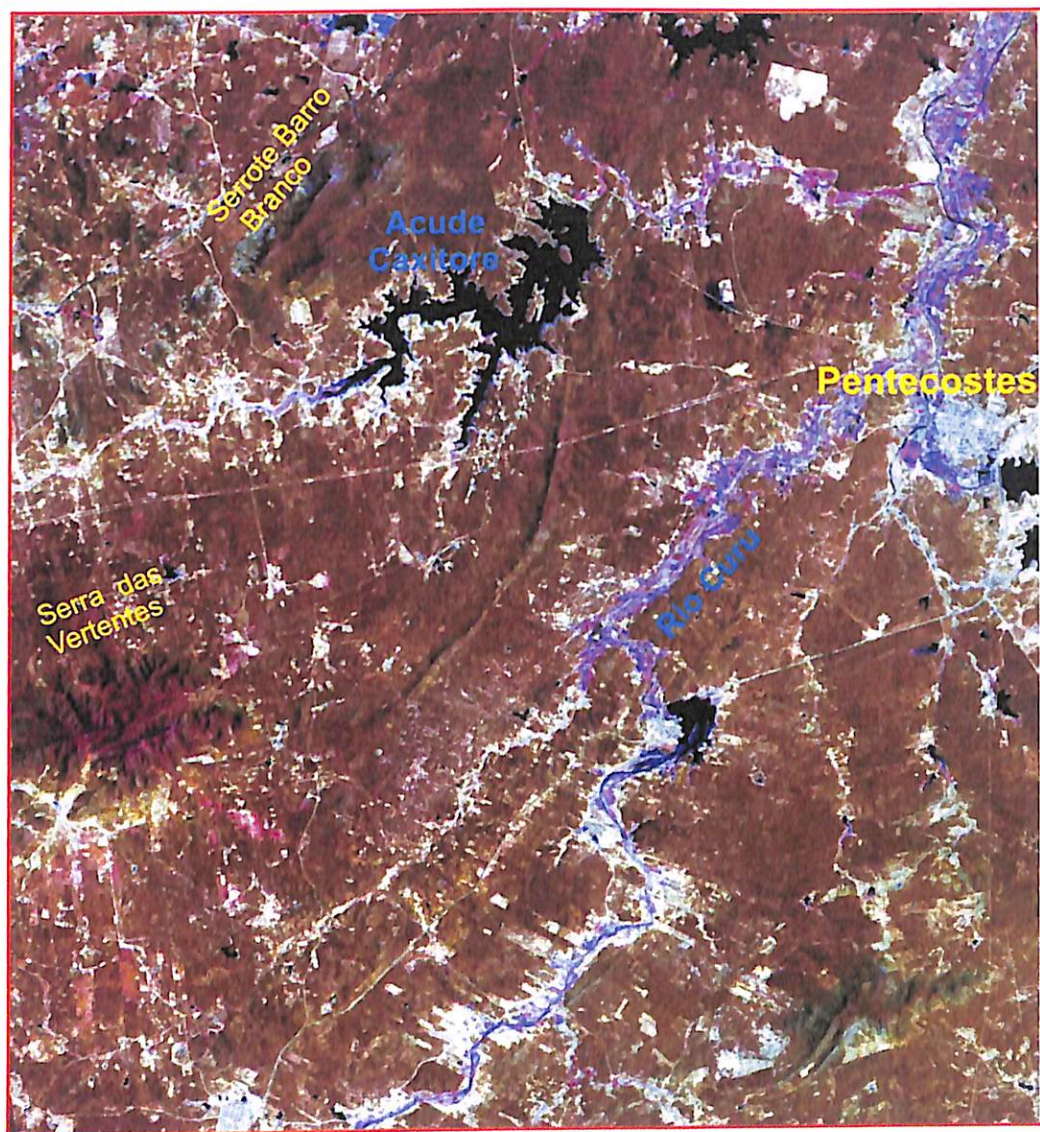


Figura 2.2 - Composição RGB 531 da área de estudo, com destaque na porção leste a cidade de Pentecostes e a norte o Açude Caxitoré..

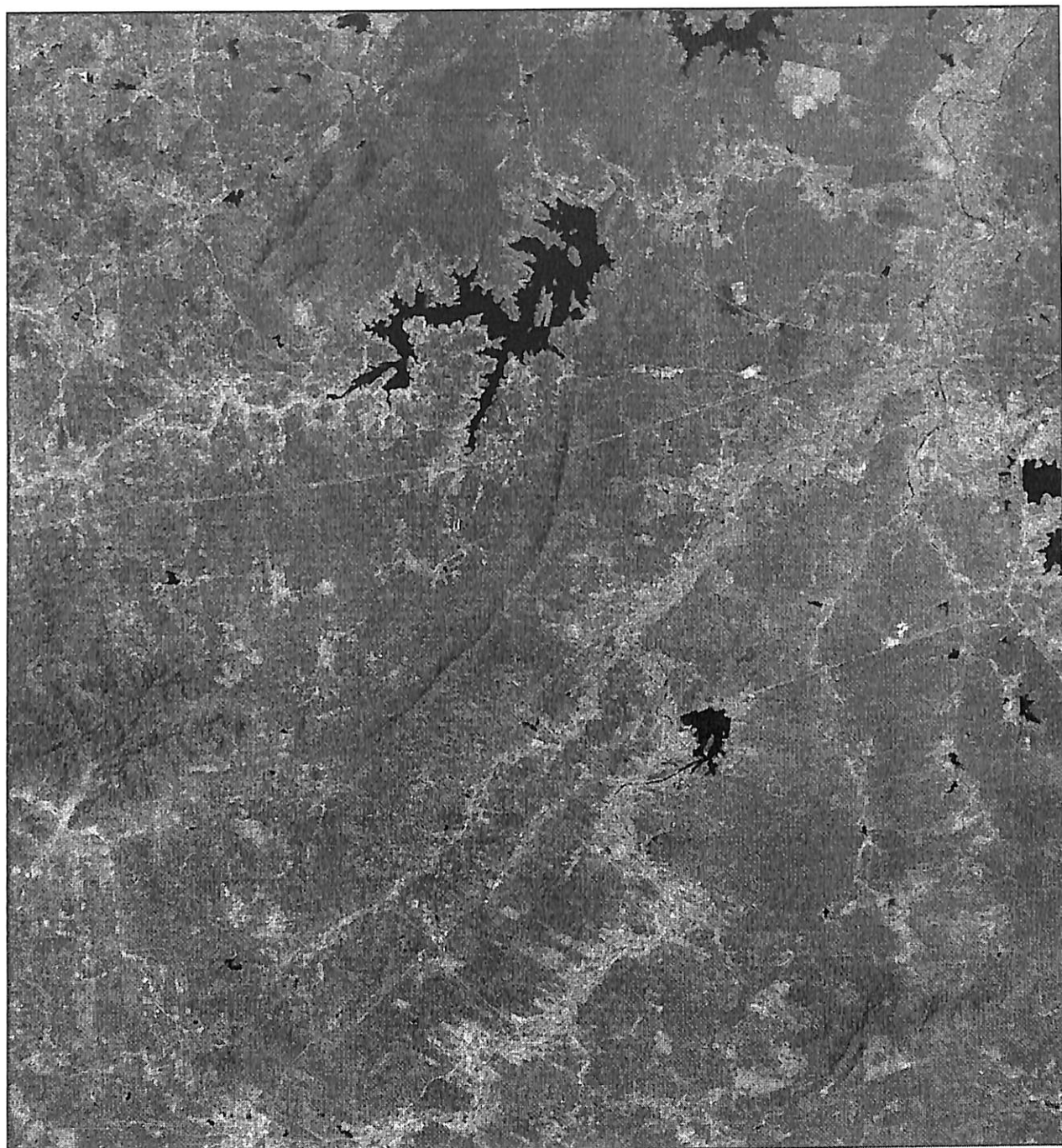


Figura 1.3 - Banda pan cromática da área de estudo.

1.5- ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

A área mapeada faz parte de duas unidades geomorfológicas definidas como Superfície Sertaneja e Planaltos residuais (Ab'Saber, 1969). A Superfície Sertaneja limita-se a norte pela planície litorânea e/ou pela a faixa costeira onde a última não existe; a Oeste pelo planalto da Ibiapaba e nas partes meridionais, estende-se além da folha Fortaleza pela folha Jaguaribe, sendo sua continuidade interrompida apenas pelos níveis elevados dos planaltos residuais. Subdivide-se em duas partes: área conservada e área dissecada. A área conservada compõe uma superfície pediplana com fraca densidade de drenagem onde, os processos erosivos truncam indistintamente variados tipos litológicos, tanto cristalinos como sedimentares dando origem a solos Podzólicos Vermelho-amarelos, planossolos e regossolos. A área dissecada corresponde a áreas residuais gradativamente mais elevadas que as superfícies pediplanadas. Ocorrem em depressões em pequenos vales, áreas de acumulação inundáveis que na época de chuva retém a água em superfície possibilitando o surgimento de gramíneas que recobrem os planossolos e regossolos.

A área dissecada corresponde a áreas residuais gradativamente mais elevadas que as superfícies pediplanas. O padrão de drenagem da superfície sertaneja é, no geral, subdendrítico de baixa densidade, cujos cursos d'água não tem competência para promover um entalhe de maior significado em face da intermitência dos regimes fluviais no clima semi árido.

O Planalto residual resume-se a uma série de serras e serrotes disseminados pela região compondo relevos residuais de formas aguçadas ou em platôs elevados como altitudes que variam de 200 a 700m. Destacam se na área as Serras de Uruburetama, Vertentes e o serrote Barro Branco (Figura 1.2).

A litologia predominante desses relevos é constituída de rochas graníticas e migmatitos com coberturas de solos litólicos. A cobertura vegetal é predominantemente de Estepe Arbórea Aberta, podendo aparecer floresta secundária

estacional semidecidual. Quanto à drenagem predominam apenas alguns riachos intermitentes que nascem nesses relevos.

Segundo o projeto RADAM Brasil, o clima da área pode ser classificado como Sub-úmido a semi-árido com precipitação total anual da ordem de 1000mm, com sete ou oito meses de deficiência hídrica e excedente hídrico anual de 100 a 400mm. As temperaturas médias anuais ficam em torno de 27° C, com média do mês mais frio chegando a 25°C.

2 - GEOLOGIA REGIONAL

A Província Borborema, definida por Almeida et. al. (1977) constitui uma das maiores exposições de rochas Pré-Cambrianas da Plataforma Sul Americana. Compreende uma vasta área do Nordeste Brasileiro que resultou da aglutinação dos crátons Oeste Africano, Amazônico e São Francisco-Congo- Kasai (Unrug, 1996; Trompete, 1997) durante a formação do super continente Gondwana ocidental (figura 2.1).

Geotectonicamente, a Província Borborema é interpretada como a extensão sudoeste da faixa Trans Sahara no continente Sul Americano (Caby, 1989, Bertrand e Jardim de Sá, 1990; Brito Neves e Cordani, 1991; Caby et. al., 1991; Trompete, 1994; Jardim de Sá, 1994.), caracterizada pelo intenso magmatismo granítico e desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes durante o Neoproterozóico (Almeida et. al., 1981).

Com base em dados geocronológicos (Dantas, 1992, 1997; Fetter, 1999; Santos, 1993, 1999; e outros) definiu-se a ocorrência de vários ciclos tectônicos (2,7 Ga; 2,1 Ga; 1,0 Ga e 0,6 Ga), determinando uma evolução policíclica para a Província, modelo abordado e interpretado por Brito Neves et. al., (1995) e Van Schmus et. al., (1997).

2.1 - Compartimentação Tectônica da Província Borborema

As zonas de cisalhamento que cortam a Província Borborema formam um grande mosaico de pequenos e grandes blocos que foram amalgamados durante as orogêneses transamazônica/eburneana e brasileira. Alguns destes grandes lineamentos são traçados até a África e dividem a Província em diferentes domínios crustais (Caby, 1989; Trompette, 1994) (figura 2.1). O lineamento Patos divide dois grandes blocos tectônicos, o Domínio Norte e o Domínio Sul (Van Schmus et al., 1997) (Figura 2.2). Baseado em assinaturas crustais de Nd e diferenças de idades U-Pb, esses domínios foram ainda subdivididos em domínios crustais menores.

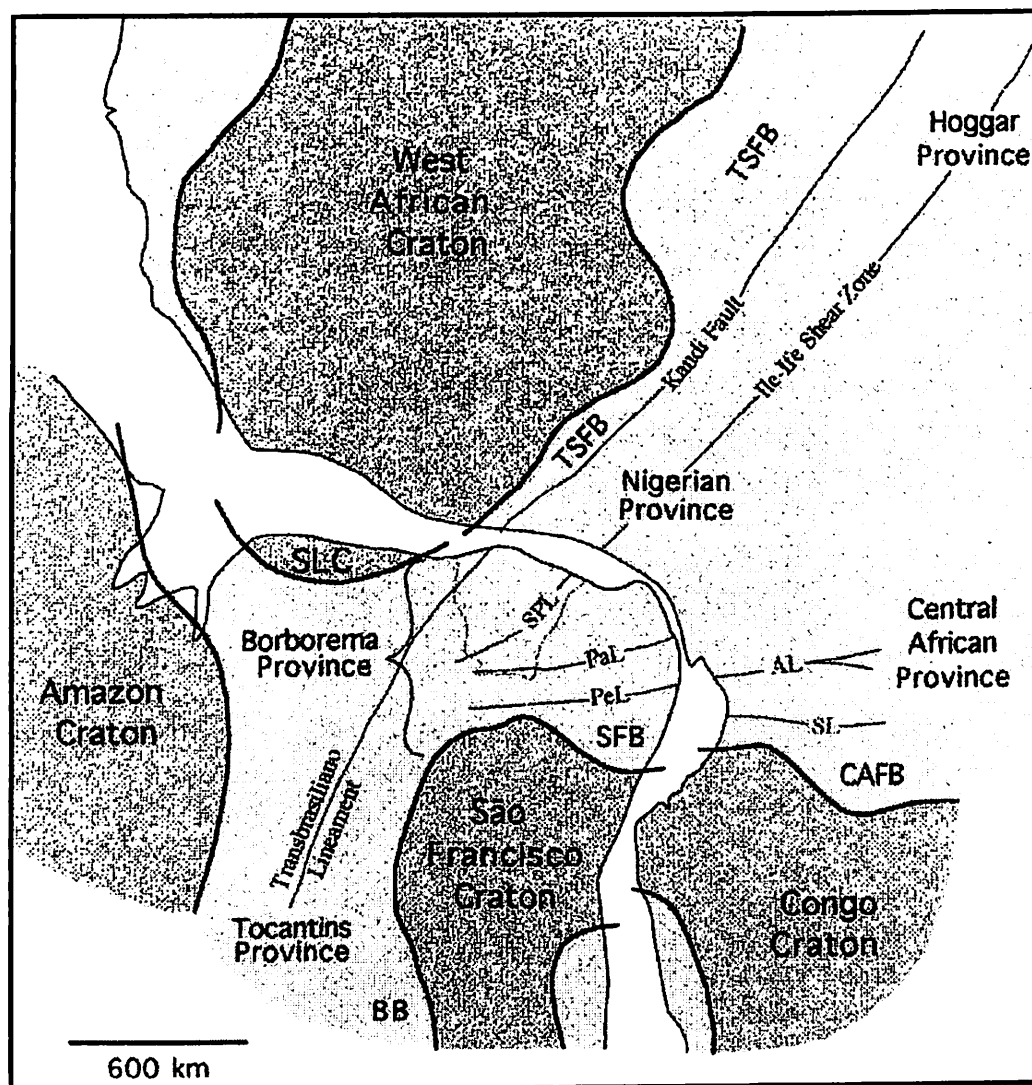


Figura 2.1 - Reconstrução de parte do Gondwana Oeste, mostrando as maiores massas cratônicas em laranja e as faixas móveis em amarelo. As zonas de sutura brasileiras/pan-africanas são marcadas pelas linhas pretas. AL= lineamento Adamaoua, BB= Cinturão Brasília, CAFB = Cinturão de dobramento centro Africano, Pal = Lineamento Patos, Pel = Lineamento Pernambuco, SFB = Faixa Sergipana, SL = Lineamento Sanaga, SLC = Cratão São Luiz, SPL = Lineamento Senador Pompeu, TSFB = Cinturão de dobramento Transbrasiliano. (Fetter, 1999):

No Domínio Tectônico Sul o lineamento Pernambuco não separa blocos tectônicos de diferentes níveis crustais, mas corta o maciço Paleo-mesoproterozóico de Pernambuco-Alagoas. Acompanhando a margem sul do maciço, está a Faixa Sergipana que se prolonga até o Cráton São Francisco. Ao Norte do maciço ocorrem duas faixas de dobramentos neoproterozóicas, Piancó-Alto Brígida e Pajeú-Paraíba, que são separadas por uma estrutura interessante, conhecida como linha Sienitóide (Figura 2.2).

No domínio Norte, duas grandes zonas de cisalhamento, o Lineamento Tranbrasiliano e o Lineamento Senador Pompeu, subdividem esta porção em três outras unidades crustais conhecidas por Domínio Noroeste do Ceará, Domínio Ceará Central e o Terreno Rio Grande do Norte. Inserido nessas três unidades crustais tem-se três blocos de idade Arqueana: o maciço São José do Campestre (Dantas et al., 2004) e o Complexo Granjeiro (Gomes et al., 1998) no Terreno Rio Grande do Norte, e o maciço de Tróia no domínio Ceará Central, com idade de 3,27 Ga (Silva et. al., 2002) (Figura 2.3).

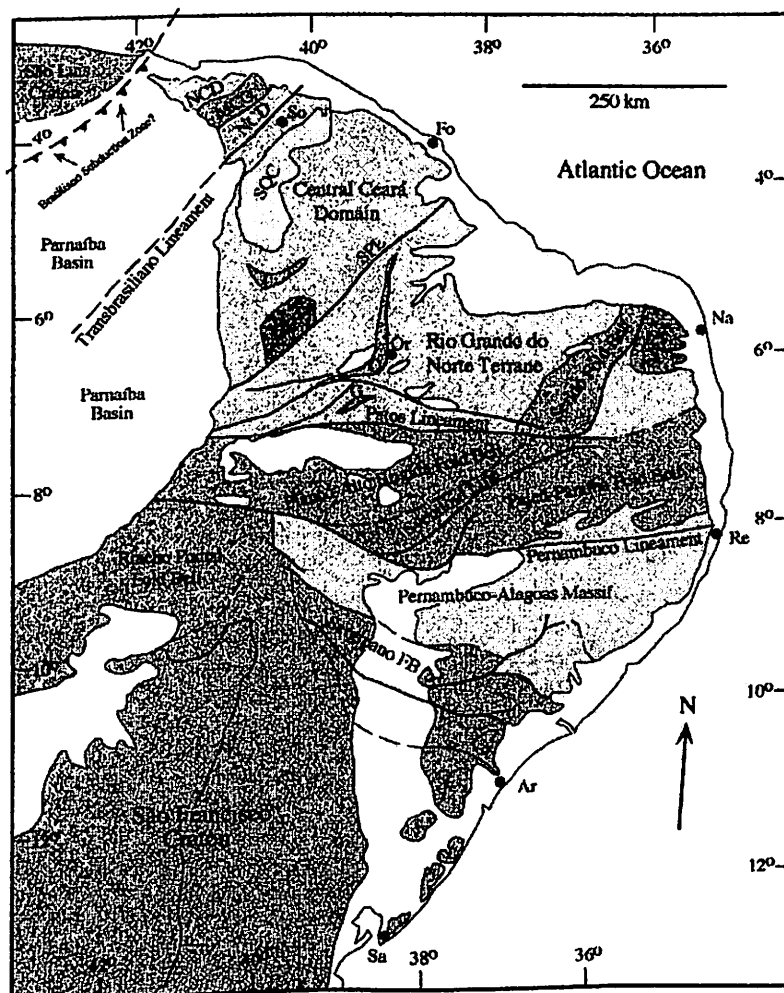


Figura 2.2 - Mapa geológico regional da Província Borborema, mostrando em marron claro domínios crustais do Paleoproterozóico médio a inferior; complexos graníticos-gnaissicos do Mesoproterozóico em amarelo, blocos arqueanos em vermelho; cratons do arqueanos e paleoproterozóicos em laranja, coberturas fanerozoicas em branco, cinturões de dobramento paleo a neoproterozoicos em róseo; Complexo Granjeiro = G, cinturão Independência = I, cinturão Médio Coreau = MCO; Domínio Noroeste do Ceará = NCD, faixa de dobramentos Orós-Jaguaribe = O, maciço São José do Campestre = SJCM, lineamento Senador Pompeu = SPL; Complexo Santa Quitéria = SQC; maciço de Tróia = TM. (Fetter, 1999).

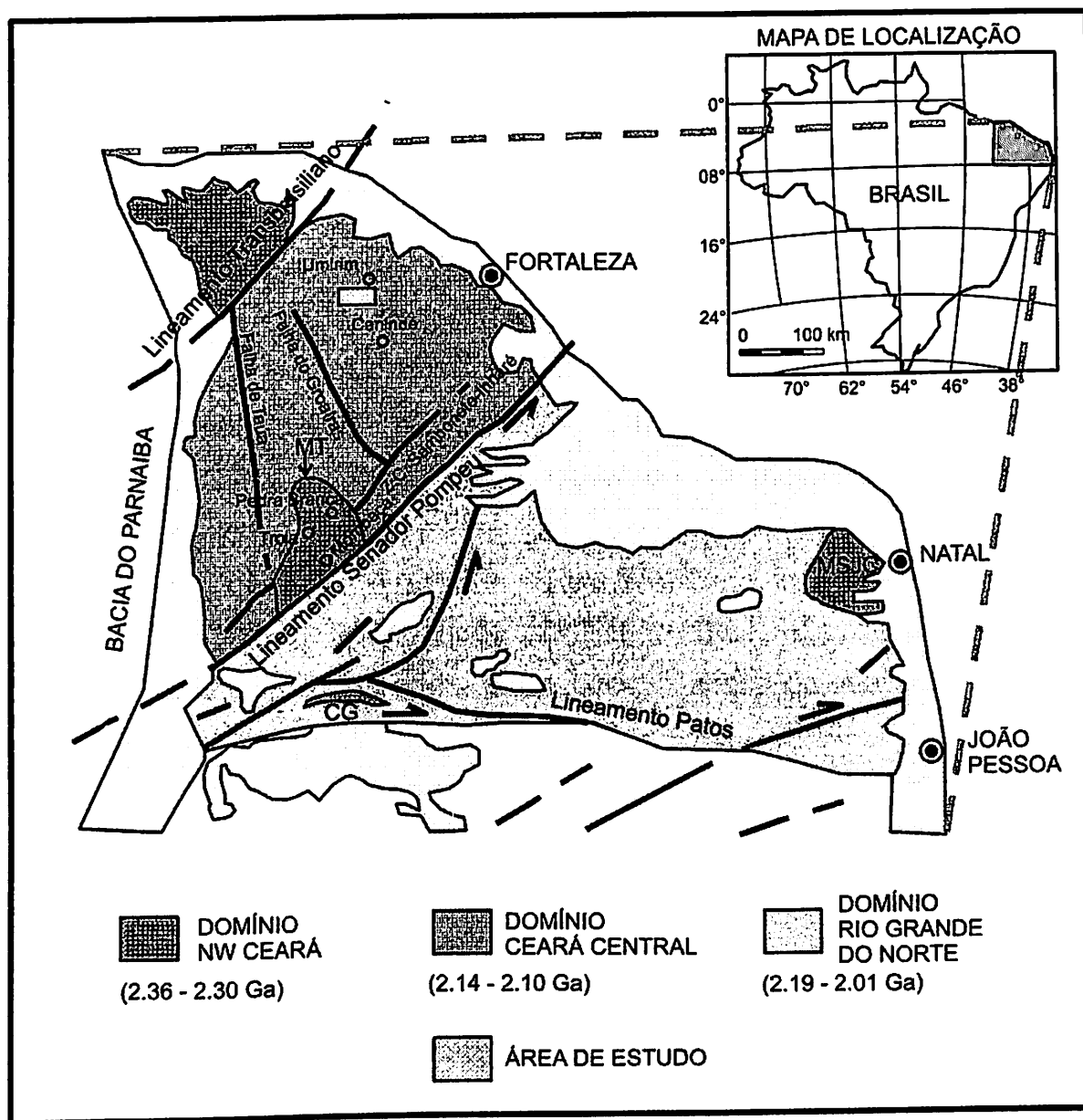


Figura 2.3 - Domínios tectônicos da porção norte da província Borborema. Núcleos arqueanos: MT = maciço de Tróia, CG = Complexo Granjeiro, MSJC = Maciço São José do Campestre (fonte: Santos, 2003).

2.1.1 - Domínio Noroeste do Ceará

Também conhecido como Domínio Médio Coreau (Brito Neves 1975), esta unidade compreende uma associação de rochas supracrustais Pré-Cambrianas formadas por quartzitos, filitos e xistos, com intercalações de calcáreo (Costa et al., 1973). Estas rochas foram agrupadas e definidas como Grupo Martinópole por Brito Neves (1975) e estão sobrepostas ao embasamento gnáissico migmatítico do Paleoproterozóico.

A área de ocorrência dominante do Grupo Martinópole corresponde a um Bloco abatido num sistema de Graben delimitado pela zona de cisalhamento Jaguaripe e pela falha Itacolomí, ficando em contato tectônico com as rochas dos complexos Granja e Nordeste.

O Grupo foi subdividido em quatro formações (Santos, 1999): Formação Goiabeira, basal, composta por estauroлита xistos e granada xistos; São Joaquim, composta por quartzitos; Covão, formada por metagrauvacas, quartzo-muscovita xistos, clorita biotita quartzo xistos, além de intercalações de carbonatos e rochas calciosilicáticas; Santa Terezinha, constituída por clorita-sericita-quartzo filitos e metasiltitos intercalados com metavulcanicas.

Metariolitos intercalados nas Formações São Joaquim e Santa Terezinha foram datados pelo método U-Pb em zircão por Fetter (1999) e apresentaram idade de cristalização de 777 ± 24 Ma interpretada como a época de sedimentação ativa do Grupo. Idades modelos (Tdm) das rochas do Grupo Martinópole situam-se entre 1,02 Ga a 2,02 Ga (Santos, em preparação), indicando interação de material mais antigo do embasamento, (verificado pela influência nas idades mais antigas) com material de crosta juvenil neoproterozóica (verificado pela influência nas idades mais novas).

2.1.2 - Terreno Rio Grande do Norte.

O Terreno Rio Grande do Norte é formado por rochas arqueanas presentes nos maciços São José do Campestre (Dantas et al., 1998) e Complexo Granjeiro (Gomes et al., 1998), e por rochas paleoproterozóicas pertencentes ao Grupo Caicó (Menier, in Ferreira, 1967), além das faixas de dobramento paleo-mesoproterozóica Orós-Jaguaribe, Peixe Gordo e São José, incluindo ainda a faixa neoproterozóica que compõe o Grupo Seridó.

O Bloco São José do Campestre é formado por gnaisses e migmatitos de composição tonalítica, constituindo-se no mais antigo fragmento de crosta continental reconhecido na América do Sul, com idades U-Pb de 3.5 Ga. e idades modelo Sm-Nd (TDM) de 3.7 Ga., indicando que as rochas representam uma crosta retrabalhada (Dantas et al., 2004). O maciço ocorre sob a forma de um enclave arqueano envolto por rochas Paleoproterozóicas, amalgamadas durante a orogênese transamazônica (Dantas et al., 2004). O complexo Granjeiro é formado por rochas gnáissicas que se encontram em contato tectônico com o cinturão de dobramento Orós-Jaguaribe ao norte e o lineamento Patos ao Sul. São gnaisses com idades U-Pb em zircão de 2.541 ± 11 Ma. (Silva et al., 1995), idades modelo de Nd (TDM) com 2.55 Ga. e 2.65 Ga., e valores de ϵ_{Nd} positivos que indicam que este é um terreno formado por crosta juvenil.

O Grupo Caicó foi descrito pela primeira vez por Menier (in Ferreira, 1967) como sendo uma seqüência de rochas parametamórficas Pré-Cambrianas (paleo-mesoproterozóicas), constituídas por gnaisses variados, lentes de metarcóseos, anfibolitos, quartizitos, e calcáreos cristalinos subordinados, além de migmatitos com estrutura gnaissica preservada e anatexitos. Ebert (1970) propôs uma divisão para o Grupo em três Formações: Formação Parelhas/Equador, basal, composta por muscovita quartizitos, metarcóseos, metaconglomerados, gnaisses e xistos; Formação Quixadá, composta por calcáreos, metarcóseos e gnaisses; Formação Florânia, composta por gnaisses, metarcóseos, grauvacas e epidoto quartizitos.

a - Faixa Orós-Jaguaribe

O paleoproterozóico no Ceará é caracterizado por um período de extensão crustal da qual resultou a deposição das rochas supracrustais que formam o cinturão de dobramento Orós-Jaguaribe. Este consiste de dois ramos de trend N-S paralelos, um mais a oeste (Orós) e outro mais a leste (Jaguaribe). (Figura 2.2).

A faixa Orós é a mais estudada, pois possui um registro mais completo da sedimentação e vulcanismo. Em metariolitos desta unidade Sá (1995), encontrou idades U-Pb em zircão de 1,790 Ma, mesma idade obtida por Fetter (1999).

b - Grupo Seridó

A faixa Seridó é constituída por uma seqüência metassedimentar de biotita xistos que recobre o embasamento Arqueano-Paleoproterozóico. Sua idade de sedimentação foi motivo de amplos debates pois, para alguns autores ela teria ocorrido no Paleoproterozóico e para outros no Neoproterozóico. Tal questão foi recentemente resolvida por Van Schmus et. al. (2003) que com base em idades U-Pb (Shrimp) e Sm-Nd a posiciona no período Neoproterozóico. As Idades Sm-Nd (TDM) da parte superior do Grupo (Formação Seridó) mostram valores de 1200 a 1600 Ma (Dantas et al., 2004) e as idades Sm-Nd (TDM) da formação basal Jucurutu, apresentam idades entre 1500 e 1600 Ma, sugerindo que a sedimentação do Grupo tenha ocorrido após 1600 Ma, com a parte superior mais nova que 1200 Ma. Zircões de metarcóseas da base da Formação Jucurutu apresentam idades de cristalização em dois grupos de 2200 e 1800 Ma, estando em contraste com gnaisses da parte superior desta mesma formação que apresentam idades de cristalização de 1000 a 600Ma Isto está de acordo com o intervalo de tempo dado pelas idades de metatufos e outras unidades metassedimentares, com **clusters** de 950–1000, 800, 750, e 650 Ma. Esses dados mostram que a maior parte das rochas do Grupo Seridó, se não todas, foram depositadas entre 650 Ma e 610Ma, sendo metamorfizadas há cerca de 600Ma.

A bacia Seridó pode assim ter se desenvolvido como resultado de uma extensão Neoproterozóica do embasamento continental pré-existente com a formação de uma pequena bacia marinha que o recobre, tudo desenvolvido ao final da formação do Gondwana Oeste e do cinturão de dobramento Brasileiro/Pan Africano.

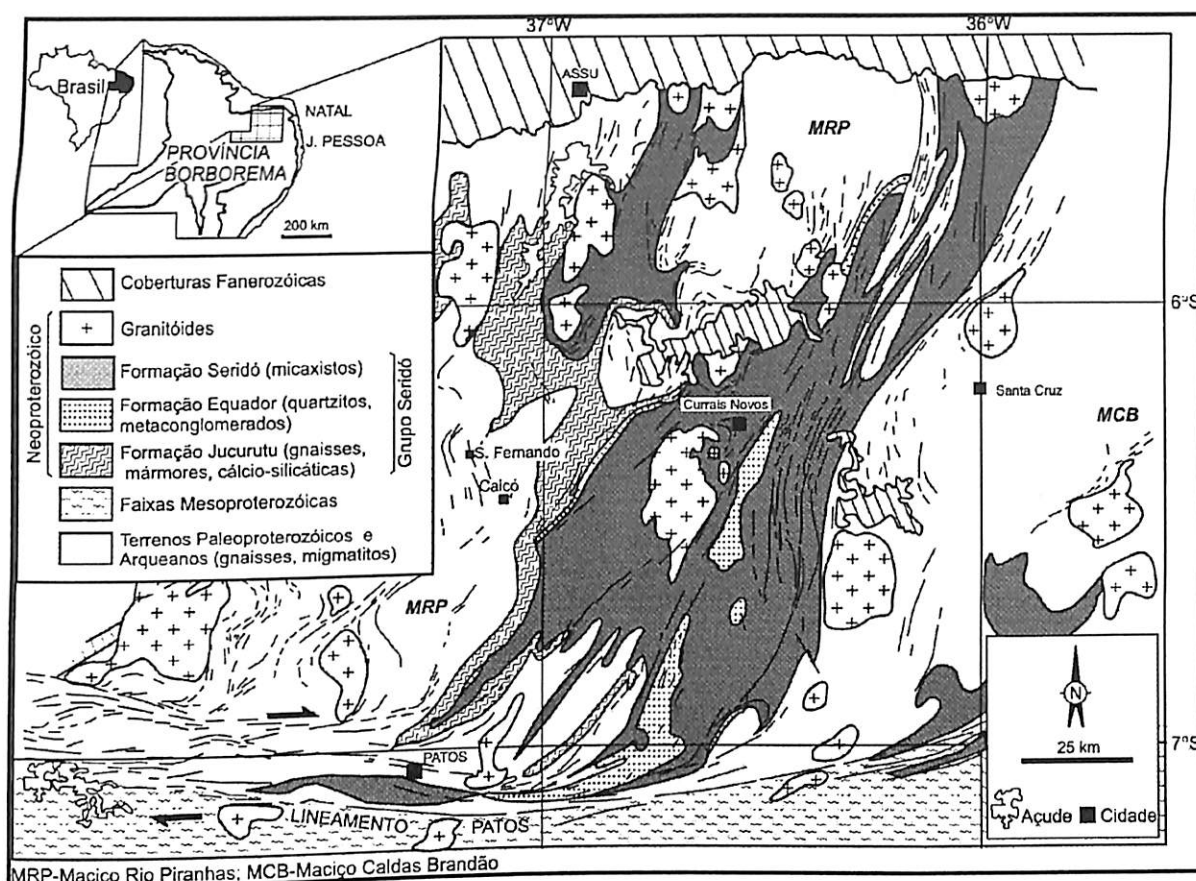


Figura 2.4 - Mapa geológico da faixa Seridó (fonte: Luiz-Silva, 2000)

2.1.3 - Domínio Ceará Central.

Localizado na porção central da Província Borborema, com aproximadamente 80.000Km², este domínio é caracterizado como a maior unidade geotectônica da província. É limitado a NW pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (lineamento Transbrasiliiano), a SE pela zona de cisalhamento Senador Pompeu a W-SW pelas coberturas da bacia do Paraíba e ao norte pelas rochas do Grupo Barreiras. Segundo alguns autores, o limite SE poderá ainda ser redefinido passando para a faixa Orós-Jaguaribe (figura 2.5).

O domínio Ceará Central foi subdividido em quatro unidades geotectônicas: Embasamento Arqueano, Terrenos Acrescionários do Páleooproterozóico, Terreno Santa Quitéria e Coberturas Neoproterozóicas (Fetter, 1999). Essas unidades

englobam, os maciços gnaissicos migmatíticos de Tróia, Santa Quitéria, o Sistema de dobramentos Jaguaribeano, a sub faixa Rio Curú-Independência (Brito Neves, 1983, 1986 e Santos & Brito Neves, 1984) e as seqüências metassedimentares da série Ceará com os Grupos Independência, Itataia, as faixas Guaramiranga, Canindé e Quixeramobim (Arthaud, nota não publicada).

a - Embasamento Arqueano

Os Terrenos do Embasamento Arqueano foram agrupados em arranjos litoestratigráficos semelhantes aos terrenos do tipo Granito-Greenstone que ocorrem em áreas cratônicas (Fetter, 1999). Os terrenos estão distribuídos ao longo da borda ocidental da Zona de cisalhamento Senador Pompeu, somando cerca de 6000 km², representando pequenos núcleos envoltos por complexos gnáissicos do embasamento Paleoproterozóico. No Domínio Ceará Central o núcleo arqueano é representado pelo maciço de Tróia com os Blocos Tróia-Pedra Branca e Mombaça, separados pela Zona de cisalhamento Sabonete-Inharé.

O Bloco Tróia-Pedra Branca (Pessoa & Archanjo, 1984; Pessoa et al., 1986; Caby et al., 1991), compreende gnaisses cinzentos derivados de diversos protólitos ígneos especialmente tonalitos e granodioritos e associações de greenstone-gnaisses. Segundo Archanjo (1984) e Pessoa et al. (1986) essas rochas fazem parte de uma seqüência meta vulcano-sedimentar composta por metabasaltos, sills máficos ultramáficos, xistos grafitosos, mármore, quartizitos e metacherts, além de metaplutônicas básicas-ultrabásicas formadas por metagabros, metadioritos, meta-anortositos, serpentinitos e piroxenitos com níveis de cromititos que vem sendo denominada de Grupo Cruzeta e/ou seqüência Tróia. Pessoa et al., (1996) definiram uma idade de $2,6 \pm 0,1$ Ga em leucognaisse peraluminoso pelo método Rb-Sr. Fetter et al., (1997) obtiveram em uma rocha félsica intercalada com meta-vulcânicas máficas uma idade U-Pb de 2.776 ± 65 M e idade modelo de Nd (TDM) de 2,81 Ga com valores de ϵ Nd de +2,1.

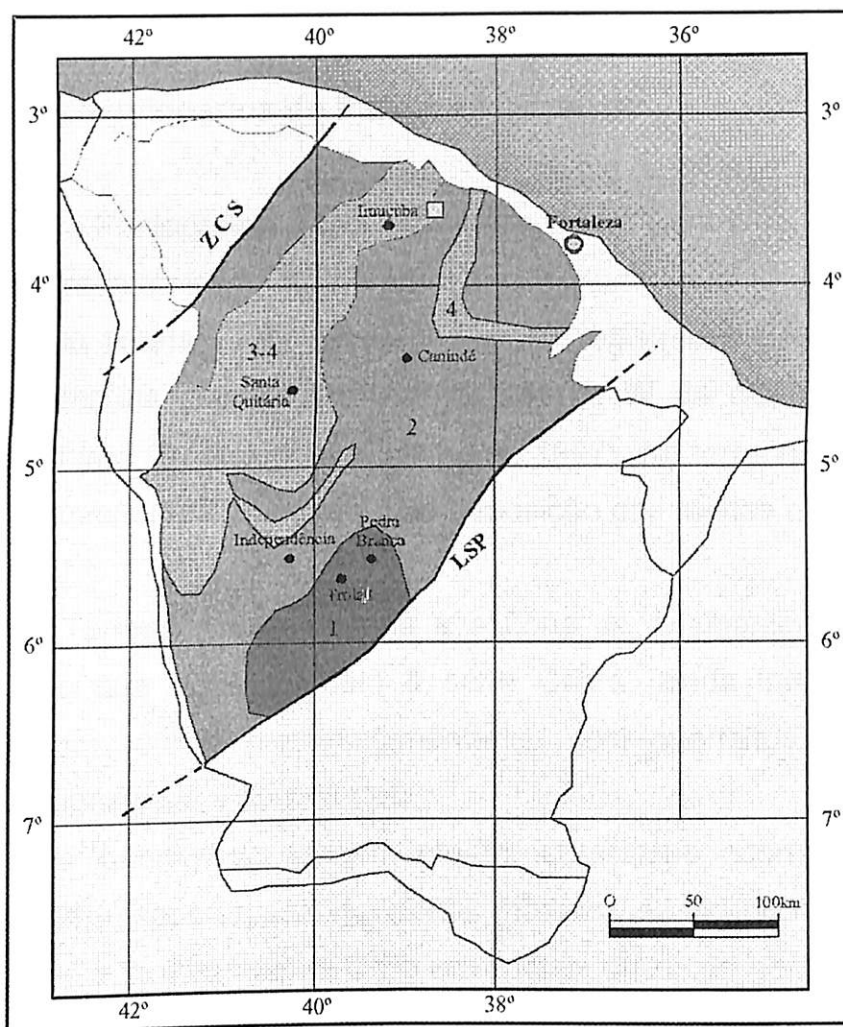


Figura 2.5 - Subdivisão do Domínio Ceará Central da Província Borborema (Fetter, 1999): 1- Embasamento Arqueano, 2- Terrenos Acrescionário do Paleoproterozóico, 3- Terreno Santa Quitéria e 4- Cobertura Neoproterozóica. Limites do Domínio Ceará Central: a oeste a zona de cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCS) ou Lineamento Transbrasiliano e a leste, a zona de cisalhamento senador Pompeu (ZCSP).

O Bloco Mombaça (Medeiros et al., 1996), localizado mais a sudeste, entre a zona de cisalhamento Sabonete-linharé e a zona de cisalhamento Senador Pompeu é composto principalmente por rochas gnaissicas e granulíticas de composição Tonalítica e Granodiorítica.

Fetter (1999), posiciona essas rochas como pertencentes ao Arqueano, com base em idades modelo de Nd (TDM) que variam entre 2,8 e 3,04 Ga e idades U-Pb em zircão de $2.857 \pm 42\text{Ma}$ e $2.794 \pm 77\text{Ma}$. O mesmo também obteve nas rochas gnáissicas de composição tonalítica localizadas na borda da zona de cisalhamento Sabonete Inharé, idade U-Pb de $2.773 \pm 60\text{Ma}$, e idade TDM de 2,92 Ga.

b - Terrenos acrescionários do Paleoproterozóico

Durante o Paleoproterozóico, o Domínio Ceará Central foi marcado por grandes extensões intracratônicas que precederam um evento orogenético e de desenvolvimento crustal. Tais extensões estão registradas pela deposição de uma seqüência de rochas supracrustais metaígneas a W da cidade de Quixeramobim, formando o cinturão Quixeramobim, (Arthaud, 1997). No terreno Rio Grande do Norte esse evento extensional é marcado pela deposição das rochas que formam o cinturão Orós-Jaguaribe.

Entre o Terreno Santa Quitéria e a Zona de cisalhamento Senador Pompeu ocorrem rochas que correspondem à série Ceará, ainda indivisa, constituída em grande parte por rochas metassedimentares, com quartzitos basais seguidos de xistos, orto/paragnaisses e carbonatos.

Na borda oriental do Lineamento transbrasiliano ocorrem ortognaisses dos quais Fetter (1999) reporta dezoito idades modelos de Nd (TDM) com valores entre 2,22 Ga e 2,44 Ga, quatro idades U-Pb em cristais de zircão no intervalo de 2,10 Ga a 2,14 Ga e valores de ϵ Nd de +1,9 a +0,6. A interpretação desses dados sugere que estes terrenos são a evolução de outros terrenos do tipo arco de ilhas durante um período de 50 Ma na orogênese Transamazônica/Eburneana (Fetter, 1999).

c - Terreno Santa Quitéria

O Complexo ou Maciço de Santa Quitéria (Brito Neves, 1975; Santos & Brito Neves, 1984; Cavalcante et al., 1983) recebeu recentemente a denominação de Terreno Santa Quitéria (Van Shumus et al., 1997; Fetter et al., 1997) referindo-se a um batólito constituído por rochas graníticas, com composição tonalítica a granodiorítica migmatizadas que circundam núcleos anatéticos preservados (fonte). Suas delimitações ainda estão pouco definidas, mas apresenta-se numa área à leste da zona de cisalhamento Sobral - Pedro II, recobrando quase 20% da área do Domínio Ceará Central (figura 2.5).

Fetter (1999), com base em idades U-Pb em Zircão de 622 Ma e idades modelo (TDM) variando de 0,9 Ga a 1,16 Ga de rochas gnaissicas e migmatíticas de composições tonalíticas a granodioríticas, interpreta essas rochas como sendo uma mistura de material juvenil do ciclo Brasileiro / Pan-Africano com rochas mais antigas do embasamento num ambiente típico de arco continental de idade pré Brasileira.

As seqüências de rochas supracrustais que circundam o Batólito podem ser formadas de detritos derivados do mesmo, constituindo talvez as bacias de ante e pós-arco.

d - Coberturas do Neoproterozóico

A unidade geotectônica compreende segundo Jardim de Sá & Fowler (1981); Mendonça et al. (1986), um pacote de rochas psamítico-pelítico-carbonáticas organizadas em diferentes arranjos lito-estratigráficos, interpretadas e descritas como coberturas do tipo plataforma continental. Estas rochas estão subdivididas dentro da Série Ceará, nas seqüências metassedimentares do Grupo Itataia, Complexo Independência, seqüências Guaramiranga, Cariré-Forquilha e Quixeramobim. Além das rochas metasedimentares, ocorrem também derrames de sills de riolitos alcalinos e granitos alcalinos (Caby e Arthaud, 1986).

Fetter (1999) e Van Shumus (1998) de posse de idades modelo Nd (TDM) variando entre 2,28 Ga a 2,47 Ga, idades U-Pb em zircões de metariolitos de 772 +/- 31 Ma, com idade modelo de Nd (Tdm) de 1,09 Ga, sugerem que essas rochas foram depositadas num ambiente de rift (Grupo Independência) misturando materiais de fontes Paleoproterozóicas e Neoproterozóicas. Segundo Santos (2003) essa deposição teria ocorrido durante o Neoproterozóico, estabelecendo uma relação entre os grupos Independência, Martinópolis e Seridó.

Todas essas rochas foram intensamente afetadas por uma tectônica tangencial que torna complexa sua organização. De acordo com Hartmam et al., (1984) e Caby & Arthaud, (1986), na região de Independência o transporte tectônico tem sido descrito para Sul e SE-SW, consistindo numa associação metamórfica do tipo Barroviana invertida em grandes nappes ao estilo himalaiano. Também são descritos *klippes* de

ortognaisses tonalíticos e granodioríticos sobre a cobertura plataformar entre Fortaleza e Sobral.

e - Outras Faixas dobradas

Além dos grupos Martinópolis e Independência, Arthaud (1997) mapeou a ocorrência de uma série de outras rochas supracrustais no Domínio Ceará Central, denominadas de Guaramiranga, Quixeramobim e Canindé.

Não existem idades de deposição para essas seqüências, visto que, não foram ainda identificadas vulcânicas intercaladas que, através de datação U-Pb em zircão (Shrimp), poderiam fornecer a idade de sedimentação dessas rochas. Contudo, o que se sabe é que no Estado do Ceará ocorreram quatro ou mais fases de deposição em 2.150 Ma, 1.785 Ma, 775 Ma e 650 Ma.

2.2 – METALOGÊNESE

Quanto a metalogênese, a área de estudo engloba parte da faixa metalogenética Caxitoré, situada no bordo sudeste do maciço de Itapajé, com cerca de 110Km de extensão, 14Km de largura e direção N-S/NE-SW. Litologicamente, essa faixa é constituída por uma seqüência de quartzito, biotita granada xisto, gnaiss feldspatizado, anfibolito e calciossilicática. Estruturalmente, dispõe-se numa forma de quilha sinclinal cujo flanco oeste é invertido e mergulha contra o maciço granítico migmatítico.

A natureza metalogénica é exclusivamente calcário-dolomítica, com mineralizações estratiforme. São jazimentos classificados como pequenos, sendo explorados economicamente para a fabricação de cal nos arredores de Umirim.

3 - GEOLOGIA DA ÁREA

O empilhamento tectono-estratigráfico aqui proposto é baseado nas relações de campo e dados interpretados da bibliografia, principalmente aqueles referentes aos estudos geocronológicos e tectônicos. A região mapeada compreende a área de contato entre uma assembléia de rochas graníticas, gnaissificadas, migmatizadas ou não, em contato com gnaisses ortoderivados e uma seqüência metassedimentar adjacente, separados por cavalgamento lateral (fig. 3.1).

Posto isso, ficam as rochas ocorrentes na área subdivididas do topo para a base em quatro unidades distintas, uma pertencente à suíte granítica, outra formada por gnaisses ortoderivados e duas pertencentes à seqüência paraderivada.

A associação granítica é representada por rochas de alto grau metamórfico de fácies anfibolito, por vezes migmatizadas, empurradas sobre rochas de mais baixo grau metamórfico, tanto da fácies anfibolito quanto xisto verde, evidenciando uma gradação inversa de metamorfismo. A seqüência metassedimentar apresenta grande homogeneidade litológica e de condições tectono-termiais, sendo de difícil individualização, mas que pode ainda ser desmembrada em outras duas unidades menores com base em contatos tectônicos.

Ficam então os litotipos ocorrentes separados em quatro unidades distintas, do topo para base, como apresentado abaixo (figura 3.1):

- a) Suíte granítica Uruburetama;
- b) Metaplutônicas da Unidade Caxitoré;
- c) Metassedimentos da Unidade Caieiras
- d) Metassedimentos da Unidade Rio Curú.

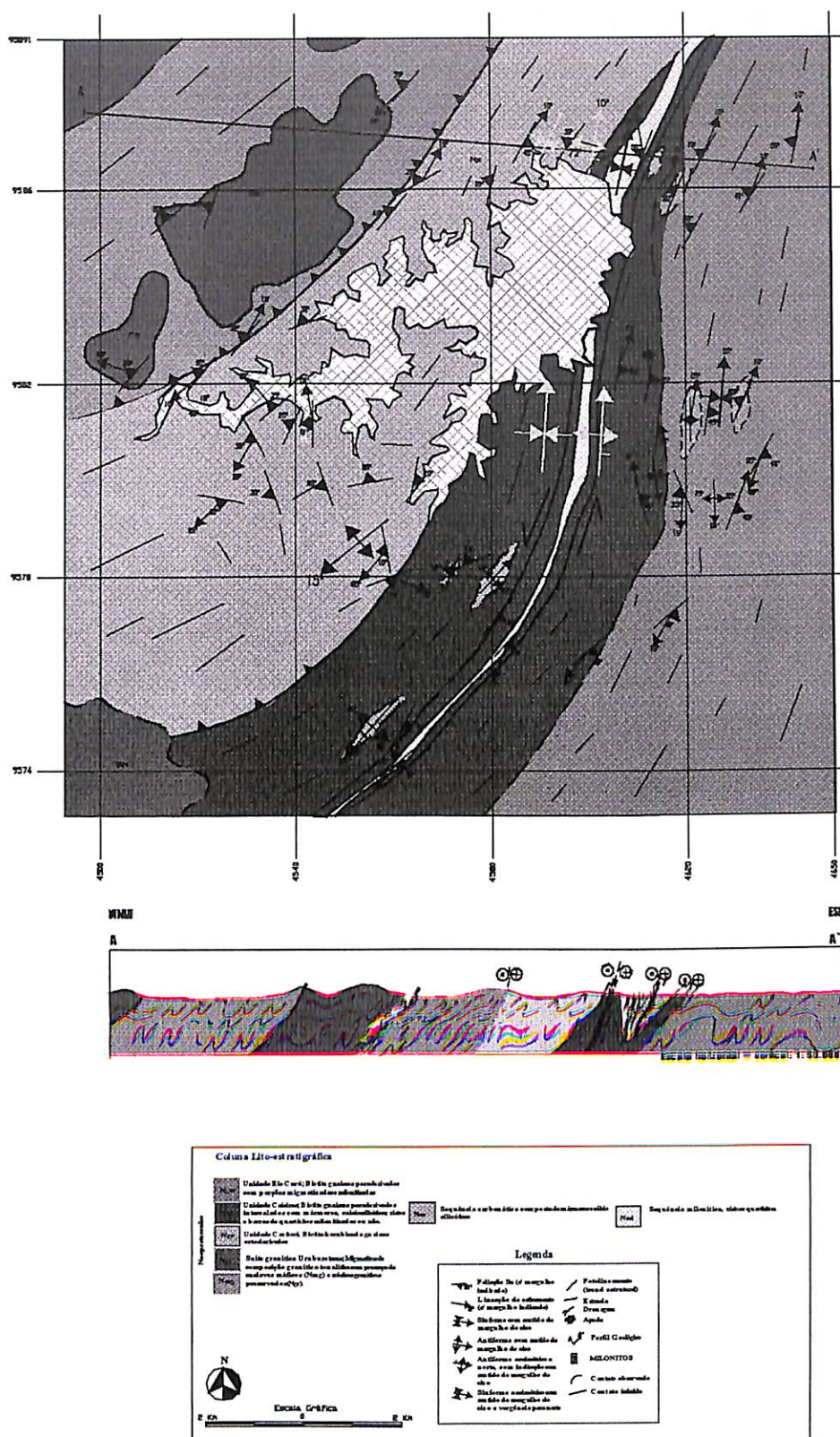


Figura 3.1 – Mapa Geológico da área.

3.1) Suíte granítica Uruburetama:

Esta denominação é aqui proposta para caracterizar a unidade que ocorre no extremo noroeste, abrangendo 50 km² da área mapeada. Esta suíte granítica apresenta em sua totalidade, aproximadamente 1200 km² (Figura 3.2). Na área de estudo é constituída por uma assembléia de rochas graníticas formada por núcleos anatéticos preservados, em contato gradacional com gnaisses de variados graus de anatexia. Seguindo a classificação de Menhert, estes núcleos são tidos como metatexitos e diatexitos. Todo este conjunto de rochas graníticas encontra-se alçado sobre a seqüência adjacente à leste e sudeste, separados por contato tectônico que forma na área uma rampa lateral denominada aqui de zona de cisalhamento Barro Branco (Figura 3.1).

Os núcleos anatéticos:

São rochas de coloração acinzentada, granulação fina a média, composição granodiorítica a tonalítica, mineralogicamente formados por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, muscovita e alguma hornblenda. Estão pouco deformadas, apresentam razoável homogeneidade e caráter pré-tectônico. Ocorrem geralmente na forma de serras, sendo mais bem representadas na área por um serrote a sul - sudeste da serra de Uruburetama, denominado Serrote Barro Branco, de morfologia alongada na direção NE-SW, com aproximadamente 8.000m de comprimento e 2.000m de largura, com desnível em torno de 200m em relação às áreas adjacentes (Figura 3.1). Na base do Serrote Barro Branco, a rocha é marcada por um bandamento de porções mais leucocráticas (graníticas) compostas essencialmente por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e muscovita, em contato com porções mais tonalíticas. À medida que se caminha ao centro da serra a composição passa a ser dominada pela porção granodiorítica.

Gnaisses e migmatitos

Circunjacentes aos núcleos mais preservados, separados por um contato gradacional ocorrem gnaisses, metatexitos e diatexitos, que podem estar milonitizados ou não a sudeste da serra, dependendo da proximidade com a rampa lateral Barro Branco que bordeja o maciço de NE para-SW. Mais a oeste predominam diatexitos sob a forma de grandes lagedos. É possível observar um aumento da anatexia a medida em que se afasta do núcleo preservado, ficando

restritas as porções imediatas da serra a ocorrência de gnaisses. Esses gnaisses são de coloração cinza claro a cinza escuro, mineralogicamente composto por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, muscovita e anfibólio; granulação média a grossa formando até mesmo termos porfiríticos, cujos fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio encontram-se rotacionados sob cinemática dextral.

Os migmatitos de diferentes graus de fusão parcial possuem coloração cinza claro a cinza escuro, ou até mesmo avermelhada nos tratos com maior ocorrência de feldspato potássico, com estruturas nebulíticas, schilierem e sholen, podendo ainda conter porções máficas preservadas constituídas de anfibólio e biotita, provavelmente restitos de rochas sedimentares.

Todo este conjunto está tectonicamente alçado pela rampa lateral Barro Branco sobre a seqüência adjacente formada pelas rochas metaplutônicas da Unidade Caxitore. São rochas de alto grau metamórfico sobre rochas de mais baixo grau. que com a proximidade da falha de cavalgamento apresentam uma textura milonítica.

A unidade acima descrita pode corresponder ao Terreno Tamboril Santa Quitéria de Van Shumus et. al., (1997) e Fetter et. al., (1997), descrito como uma ampla associação granito migmatítica, envolvendo granitóides neoproterozóicos, cinzentos e rosados, de granulação fina até termos porfiríticos, gnaissificados ou não, ocorrendo em jazimentos de geometrias e dimensões diversas. .

Estas rochas gnáissicas migmatizadas já foram interpretadas como uma sendo uma estrutura dômica migmatítica descrita no relatório do Projeto Fortaleza, (1984), cujas associações litológicas altamente homogeneizadas (núcleos preservados) tem sua formação atribuída a movimentos diapíricos de massas resultantes de remorfismo de substrato gnáissico supracrustal em nível mais profundo que aqueles das rochas regionais.

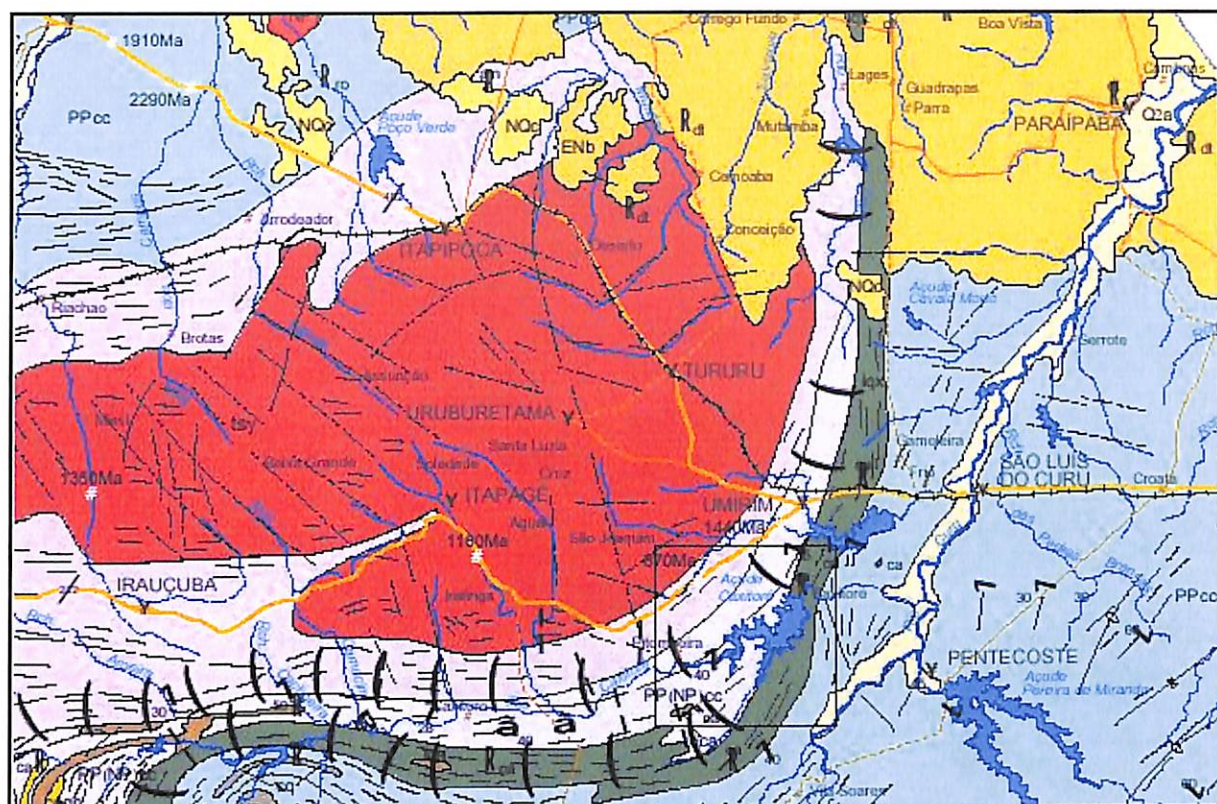


Figura 3.2 - Mapa geológico do Ceará (2003)

NQc Coberturas sedimentares de espriamento aluvial (inclui capeamentos de planaltos e coluviões holocênicos): sedimentos argilo-arenosos e areno-argilosos, de tons alaranjado, avermelhado e amarelado; apresentam-se, em certos locais, cascalhosos e laterizados na base (geralmente, o cimento é argiloso e ferruginoso) / fluvial.

Grupo Barreiras: **ENb** Indiviso: arenitos argilosos de tonalidade variegada (amarelada, avermelhada e esverdeada), matriz argilo-caulinica, com cimento argiloso, ferruginoso e, às vezes, silicoso; granulação fina a média, com leitos conglomeráticos e nódulos lateríticos na base (pode-se encontrar, no topo, areias sílticas bem classificadas) / sistema fluvial com esporádicas corridas de lamais.

NP Granitóides diversos: biotita-granitos, monzogranitos, sienitos, quartzomonzonitos e granitos porfíricos, em parte somados num mesmo espaço cartografado. NP(?) - granitóides de cronologia NP duvidosa.

NP(PP)ts Complexo Tamboril-Santa Quitéria: associação granito-migmatítica, envolvendo granitóides neoproterozóicos, cinzentos e rosados, de granulação variável até termos porfíricos, gnaissificados ou não, em jazimentos de geometrias e dimensões diversas; para e ortognaisses migmatíticos, além de rochas calcissilicáticas, anfibolitos e, localmente, rochas ferríferas e metaultramáficas (relacionadas, no geral, ao Complexo Ceará e sendo, as primeiras, freqüentes como enclaves dos granitóides); ts - granitóides dominantes (corpos menores fotointerpretados); ts o - ortognaisse facoidal milonítico. NP(PP) c - conjunto similar ao NP(PP) ts.

Complexo Ceará: **PPci** Unidade Independência: paragnaisses e micaxistos aluminosos (em parte migmatíticos), incluindo quartzitos (iq), metacalcários (ica), rochas calcissilicáticas e, mais raramente, anfibolitos (iqx - micaxistos, paragnaisses e quartzitos; ipx - paragnaisses e micaxistos). **PPcc** Unidade Canindé: paragnaisses em níveis distintos de metamorfismo-migmatização, incluindo ortognaisses ácidos (p.ex: em cogn) e rochas metabásicas: c - metagabros, anfibolitos com ou sem granada, e gnaisses dioríticos, associados ou não a enderbitos; c1 - metagabros e metaultramáficas serpentinizadas e xistificadas, lentes de quartzitos (cq), metacalcários (cca), rochas calcissilicáticas (ccs), formações ferríferas (cfe) e ferro-manganesíferas, além de metaultramáficas (c); cgnl - granulitos máficos, enderbitos e leptinitos; caf - anfibólio gnaisses e/ou anfibolitos; PP(NP)cc - tratos onde são comuns os jazimentos estratóides e diqueiformes de granitóides neoproterozóicos, cinzentos e rosados, gnaissificados ou não e, em parte, facoidais.

Se a composição geral dos núcleos for granítica a granodiorítica, pode ser que estes representem o leucossoma autóctone dos migmatitos, sendo uma porção da rocha que sofreu maior fusão parcial e se recrystalizou.

Descarta-se a primeira hipótese em função da ausência de dados de campo que comprovem a variação da composição granítica original, com diferente fácies. A segunda hipótese também é abandonada, pelo menos para o caso do Serrote Barro Branco, em função da sua composição granodiorítica. A terceira hipótese é descartada, visto que, não foi observado em campo contato intrusivo entre os núcleos graníticos e migmatíticos.

As evidências de campo e a descrição de lâminas delgadas apontam para a última hipótese, pois apesar de estarem em menor grau metamórfico que as rochas circundantes os núcleos apresentam evidências de retrometamorfismo para as fácies xisto verde e alguma recrystalização de feldspato mostrando que já foram levados a maiores temperaturas.

De qualquer forma, a carência de dados não permite uma melhor definição sobre a gênese desses núcleos, principalmente em função das dimensões do corpo granítico de Uruburetama e das limitações nos objetivos desse trabalho, ficando este estudo como sugestão.

3.2) Metaplutônicas da Unidade Caxitoré

Esta seqüência ocorre à sudeste da zona de cisalhamento Barro Branco, sotoposta à suíte granítica, sendo constituída essencialmente por gnaisses ortoderivados (Fig. 10) São rochas de coloração cinza claro a cinza escuro, com granulação que varia de fina a grossa, de textura homogênea ou inequigranular porfirítica com quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, muscovita e anfibólio. Essas rochas passaram por intensa deformação e em alguns pontos possuem grande estiramento e recrystalização dos minerais, principalmente quando próximos a rampas, apresentando textura protomilonítica a milonítica. A unidade é separada da que ocorre em sua base, Unidade Caieiras, por outro contato tectônico caracterizado como rampa lateral, aqui denominada como zona de cisalhamento Serra das Vertentes (Figura 3.1). Todo esta unidade apresenta uma ligeira crenulação de eixo N-S que oscila mergulhando em baixo ângulo hora para norte hora para sul.

A associação pode ser comparada à Unidade Metaplutônica descrita por Souza Filho (1999), como ortognaisses granodioríticos a graníticos, raramente tonalíticos, que constituem um conjunto que congrega uma complexa associação de rochas gnáissicas, em parte facoidais migmatizadas, de alto grau metamórfico e caráter essencialmente ortoderivado.

3.3) Rochas supracrustais:

3.3.1) Metassedimentos da Unidade Caieiras

Essa seqüência metassedimentar é composta por biotita gnaisses paraderivados de coloração cinza claro a cinza escuro, com granulação fina a média, de textura homogênea a porfirítica, compostos por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e muscovita, intercalados com rochas calciossilicáticas e mármore puros de coloração azulada a branca, além de barras de quartzitos sedimentares e/ou tectônicos formando uma faixa milonitizada que compõe a zona de cisalhamento Caieiras, na parte central da unidade. Ocorre sotoposta à Unidade Caxitoré, estando separadas por um contato tectônico que consiste na zona de cisalhamento Serra das Vertentes. A foliação dos gnaisses é proeminente, geralmente com direção NE-SW e mergulhos médios para noroeste, verticalizando em sua porção central, onde ocorre contato tectônico definido pela zona de cisalhamento Caieiras. Os mármore ocorrem intercalados na seqüência, encaixados pelos biotita gnaisses e estão dobrados, apresentando eixos N-S, levemente inclinados ora para sul ora para norte e flancos assimétricos com vergência para leste.

A zona de cisalhamento Caieiras deforma uma variada assembléia de rochas constituída por gnaisses paraderivados na porção mais externa, passando a uma intercalação de xistos, filitos e quartzitos até a porção central onde dominam quartzitos tectônicos milonitizados. Estes quartzitos possuem uma forte recristalização e orientação do eixo cristalográfico C nos grãos de quartzo, segundo direção N-S, como que pode ser visto em lâmina delgada com a inserção da cunha de gipso (figura 3.3) . Todas essas rochas possuem foliação vertical ou de alto ângulo de direção N-S, contendo lineação de estiramento subhorizontal bem marcada por quartzo, biotita e muscovita acompanhando a direção da foliação (lineação direcional).

Essa unidade é correlata à descrita por Souza Filho (1999) como sendo uma seqüência essencialmente paraderivada do tipo QPC aluminosa, composta por tratos pelítico-carbonáticos de biotita gnaisses diversos, com horizontes descontínuos de hornblenda biotita gnaisses, além de intercalações de metacalcários, rochas calciossilicáticas e quartzitos, podendo ainda ocorrer migmatitos com paleossoma gnáissico paraderivado. Pode também ser correlata às rochas da Unidade Independência do Complexo Ceará (Cavalcante et al., 2003), como é proposto no novo mapa geológico do Estado do Ceará, esta sendo composta por paragnaisses e micaxistos aluminosos (em parte migmatizados), quartzitos, metacalcários, calciossilicáticas e mais raramente, anfibolitos.

3.3.2) Metassedimentos da unidade Rio Curú

Esta Unidade aqui proposta é formada por gnaisses paraderivados, de coloração cinza claro a escuro, granulação fina a média, textura homogenia ou inequigranular fina até termos porfiríticos, com porções migmatizadas ou não. São formados por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e muscovita, ocorrendo imediatamente abaixo da Unidade Caieiras, separadas por contato tectônico transcorrente inferido. As camadas possuem direção geral N-S a NE-SW, seguindo a mesma disposição das outras unidades, com dobras mesoscópicas isoclinais apertadas com vergência para leste e eixos que mergulham poucos graus ora para sul, ora para norte (vide figura 4.3 no capítulo de geologia estrutural) .

A Unidade Rio Curú pode ser correlacionada a Unidade Canindé indivisa, proposta no mapa geológico do Estado do Ceará (2003), composta por paragnaisses em níveis distintos de metamorfismo e migmatização. Incluem ortognaisses ácidos e rochas metabásicas, metagabros e anfibolitos com ou sem granada, além de gnaisses dioríticos, associados ou não a enderbitos. Ocorrem também metagabros e metaultramáficas serpentinizadas e xistificadas, lentes de quartzito, metacalcários, rochas calciossilicáticas, formações ferríferas e ferromanganesíferas, além de metaultramáficas. Foram também descritos granulitos máficos, enderbitos, leptinitos, anfibólio gnaisses e/ou anfibolitos.

3.4) Geofísica

Dados geofísicos de magnetometria, gravimetria e gamaespectometria disponíveis possibilitaram a geração de uma composição RGB que reflete os teores de K, Th e U das rochas da área. Segundo um gráfico ternário de K, U, Th, localizados nas extremidades de um triângulo em conjunto com as cores R, B, G os tons de verde refletem altos teores de Thorio, os tons de azul os altos teores de Urânio e os tons avermelhados os altos teores de Potássio. Tons intermediários amarelados refletem altos teores de K e Th, tons de magenta os altos teores de K e U e os tons de cian altos teores de U e Th, sendo que o alto teor dos três elementos simultaneamente resulta na coloração branca. Os elementos U e Th são normalmente mais moveis e costumam caracterizar rochas paraderivadas enquanto que o K, mais imóvel, costuma caracterizar rochas de composição granítica. Este método se aplica às rochas da área, visto que as unidades metassedimentares apresentam coloração esverdeada a amarelada enquanto que as unidades graníticas apresentam coloração avermelhada, sendo estas mais rica em potássio, como pode ser visto na figura 3.3.

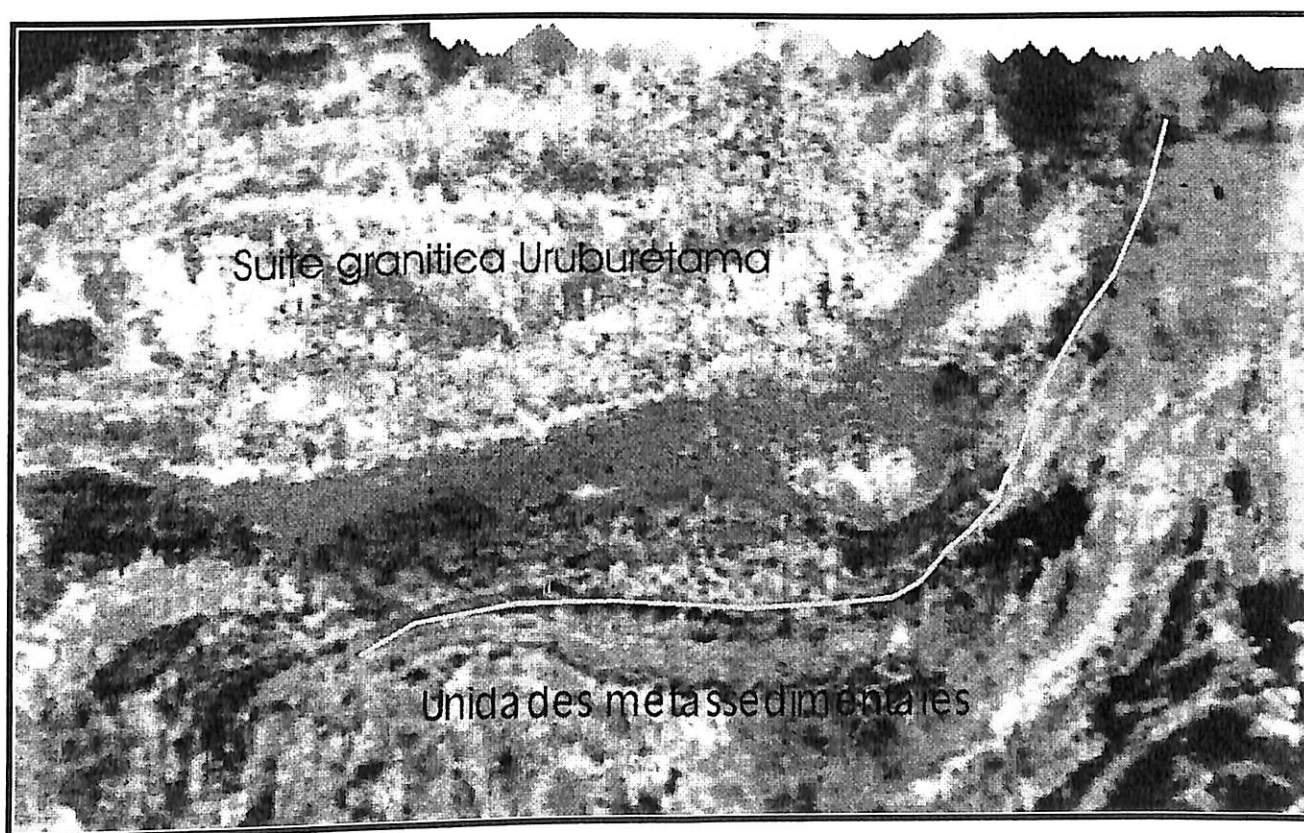


Figura 3.3: - Composição RGB K, Th, U, marcando a delimitação entre o complexo granítico que compõe o arco magmático de Santa Quitéria e as unidades metassedimentares ao longo das zonas de cisalhamento que se desenvolveram na região durante a orogênese brasileira

paraderivadas enquanto que o K, mais imóvel, costuma caracterizar rochas de composição granítica. Este método se aplica às rochas da área, visto que as unidades metassedimentares apresentam coloração esverdeada a amarelada enquanto as unidades graníticas apresentam coloração avermelhada, sendo estas mais rica em potássio, como pode ser visto na figura 3.4.

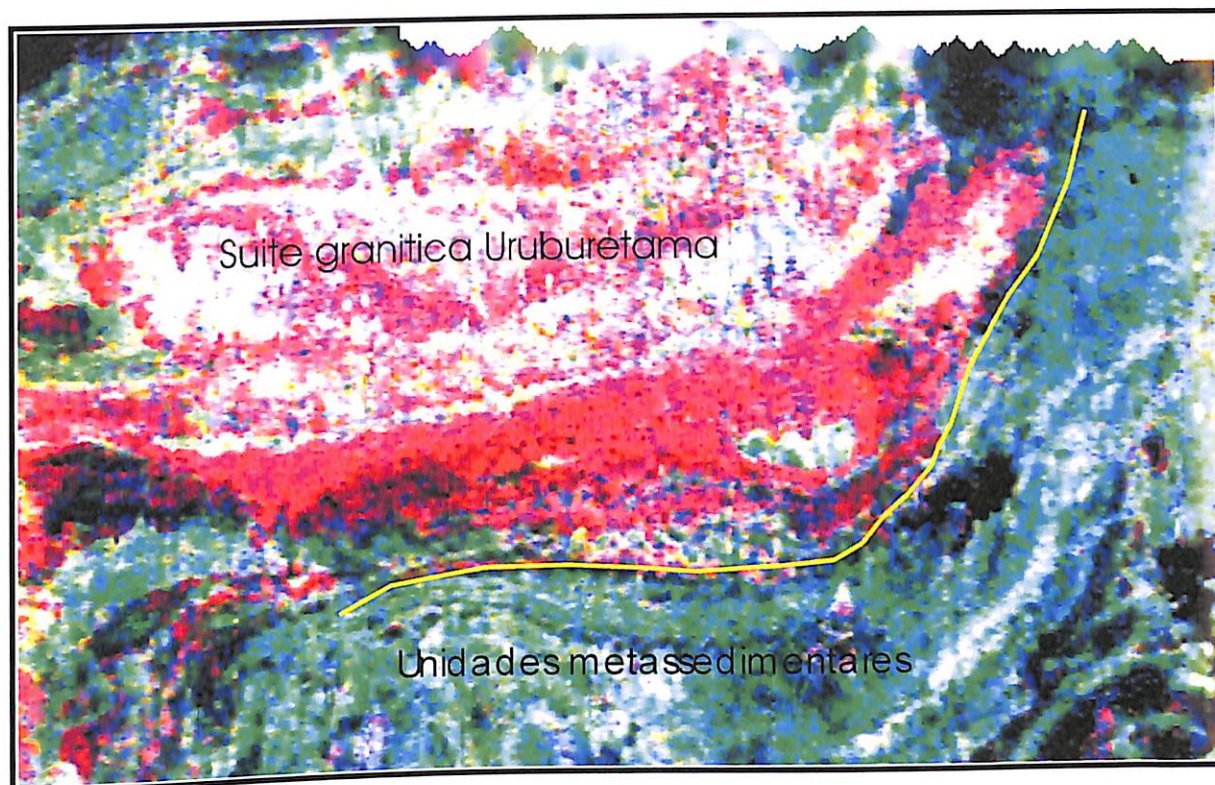


Figura 3.3: - Composição RGB K, Th, U, marcando a delimitação entre o complexo granítico que compõe o arco magmático de Santa Quitéria e as unidades metassedimentares ao longo das zonas de cisalhamento que se desenvolveram na região durante a orogênese brasileira

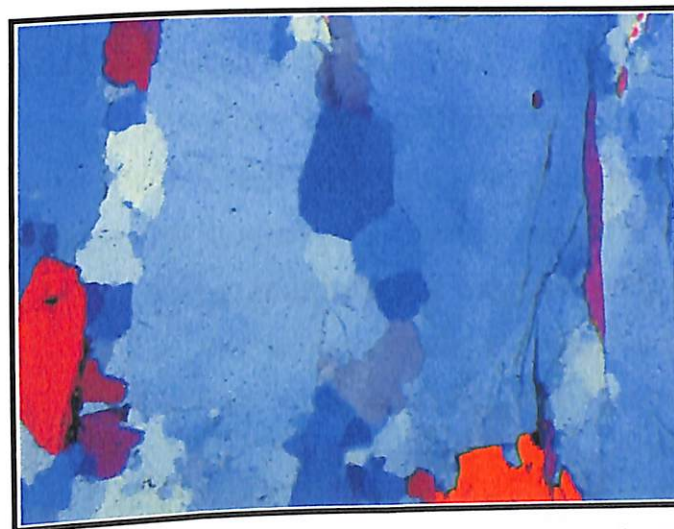


Figura 3.4: Fotomicrografia com inserção de cunha de gipso mostrando recristalização e orientação do eixo cristalográfico C nos grãos de quartzo, segundo direção N-S nos quartzos milonitos da zona de cisalhamento caieiras.

4 - PETROGRAFIA

Este capítulo apresenta a descrição e caracterização macro e microscópica das unidades litológicas ocorrentes na área. Para tanto foram descritas vinte seções delgadas (localização vide mapa de pontos, anexo 1), sendo 12 destas orientadas para análise microtectônica. A descrição encontra-se dividida de acordo com a divisão das unidades geológicas ocorrentes.

4.1 – Suíte Granítica Uruburetama

Suíte granítica Uruburetama (lâminas AB07, AB08, AB14, AB15, AB38, AB39). Esta unidade está subdividida em núcleos anatóticos preservados e gnaisses migmatíticos.

Núcleos anatóticos preservados: Os núcleos preservados (como já descritos no capítulo 3) são constituídos em sua borda por um bandamento de duas rochas, uma de composição tonalítica com quartzo 50%, plagioclásio 30%, biotita 10%, muscovita 5%, hornblenda 5%, em contato com outra de composição granítica leucocrática com quartzo 60%, feldspato potássico 20%, plagioclásio 15%, muscovita. Na porção central possuem composição granodiorítica, com quartzo 45%, feldspato potássico 10%, plagioclásio 25 %, biotita 13%, perita e mirmequita 5%, acessórios e opacos 2% (titanita e zircão) (prancha 1, C, D e F).

Essas rochas em lâmina apresentam granulação fina a média, textura inequigranular, granoporfiroclástica, de contatos poligonais a interlobados (prancha 1, E). Existe uma foliação muito e pouco penetrativa, marcada por uma leve orientação das biotitas e muscovitas (prancha 1, B).

Quartzo: São grãos subédricos a anédricos ou até mesmo arredondados quando em inclusões. Variam em tamanho de 0,2 mm nas bandas mais recristalizadas à 1,5 mm nas bandas mais preservadas. Existem evidências de recristalização estática e dinâmica, marcada por extinção ondulante, limites de sub-grãos e migração de borda. Na porção mais tonalítica formam finas bandas recristalizadas que envolvem cristais maiores de feldspato (prancha 1, E).

Plagioclásio: São grãos pré-tectônicos ao evento deformacional Dn, subédricos, inequigranulares, com tamanho variando de 0,05mm a 1,5 mm, apresentando geminações polissintética e mecânica. Podem ocorrer extinções ondulantes e limites de sub-grãos, além de freqüente saussuritização com o

crescimento de sericita e muscovita no interior dos grãos (prancha 2, B). Devido à deformação e recristalização nem sempre a geminação é visível. Apresentam ainda biotitas e microclinas como inclusões.

Microclina e Pertita: Cristais inequigranulares variando de 0,01 a 1,5 mm, subédricos a anédricos em cujas bordas aparecem mirmequitas e inclusões de quartzo arredondadas, evidenciando o processo de hidrotermalismo (prancha 1, F).

Biotita: De coloração marrom a marrom esverdeada, ocorre sob a forma de grãos aciculares, formando às vezes fitas pela rocha que marcam a foliação incipiente (prancha 1, B).

Muscovita: Ocorre em grãos aciculares, estando levemente orientadas, circundando os grãos de quartzo e feldspato.

Acessórios: Pequenos cristais de turmalina, titanita e zircão.

As rochas possuem também feições cataclásticas (fraturamento dos grãos) evidenciando deformação em condições dúcteis e rúpteis mais tardias (prancha 2 A).

As principais associações minerais são quartzo, plagioclásio, microclina, muscovita e biotita (prancha 1 B).

Gnaisses, metatextitos e diatextitos: O restante das rochas pertencente à suíte constitui uma assembléia de gnaisses ortoderivados em diferentes graus de anatexia que circundam os núcleos preservados.

Em seção delgada esses gnaisses de granulação média mostram textura inequigranular granonematoclástica, com contatos interlobados a poligonais, podendo às vezes apresentar uma textura protomilonítica a milonítica quando próximas a zona de cavalgamento. Possuem composição granodiorítica, com quartzo variando entre 30 e 40%, Feldspato potássico entre 10 e 15 %, plagioclásio 15 e 30%, biotita 10 e 20%, muscovita 5 a 8%, hornblenda 15 e 20%, acessórios (titanita e zircão) e opacos 2 e 5%, pertitas e mirmequitas 3 a 5%. (prancha 2, F)

A foliação é proeminente, marcada por grãos de quartzo e biotita. Geralmente ocorrem fenocristais de quartzo e feldspato circundados por uma "argamassa" fina e recristalizada formada por grãos de quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e muscovita. Ocorrem também bandas mais grossas com esses mesmos minerais em associação com hornblenda (prancha 2, C).

Quartzo: São grãos que variam em tamanho de 0,1mm a 1,5mm, formato subédrico a anédrico, apresentando como mecanismos de deformação extinção ondulante limites de sub-grãos e migração de borda, característicos de recristalização dinâmica. Podem ocorrer também sob a forma de grãos arredondados em inclusões nos fenocristais. A recristalização mostra-se muito mais intensa nas bandas mais finas.

Feldspatos: São plagioclásios, pertitas e microclinas em grãos de 0,1 mm quando constituintes da “argamassa” mais fina e recristalizada a 2 mm formando fenocristais. Ocorre saussuritização dos plagioclásios que podem ainda conter como inclusões muscovita, biotita e quartzo ou formação de muscovitas em retrometamorfismo (prancha 2, A e B). A geminação polissintética do plagioclásio não é muito evidente e a geminação da microclina por vezes mostra-se obliterada pela geminação mecânica. No contato entre os cristais de quartzo e plagioclásio, quartzo e microclina ocorre a formação de mirmequitas evidenciando o processo de metassomatismo e de dissolução e transferência de massa ocorridos nos estágios tardios de deformação e metamorfismo de baixa temperatura (retrometamorfismo).

Biotita: A biotita é de coloração amarronzada e ocorrem sob a forma de cristais aciculares preenchendo os interstícios entre quartzos e feldspatos, além de preencherem fraturas e formarem a lineação de estiramento.

Muscovita: Possui formato acicular e, como a biotita, ocorre nos interstícios de grãos de quartzo e feldspato representando a lineação de estiramento e ainda preenchendo fraturas ou formando inclusões nos fenocristais.

Anfibólio: São cristais de hornblenda relativamente bem formados, subédricos a euédricos de tamanho variado, de 0,5mm a 1mm.

Ocorrem como acessórios zircão e titanita.

As principais associações minerais são quartzo, plagioclásio, microclina, biotita, hornblenda e muscovita

Quando em anatexia, esses gnaisses apresentam a mesma mineralogia, porém ocorre uma mudança da composição, variando entre tonalítica e granodiorítica, passando a ficar definidos na rocha o leucossoma e mesossoma, onde o bandamento máfico é formado por uma associação de biotita e hornblenda, chegando ao grau metamórfico da fácies anfibolito, vista pela deformação plástica dos plagioclásios (prancha 1, A).

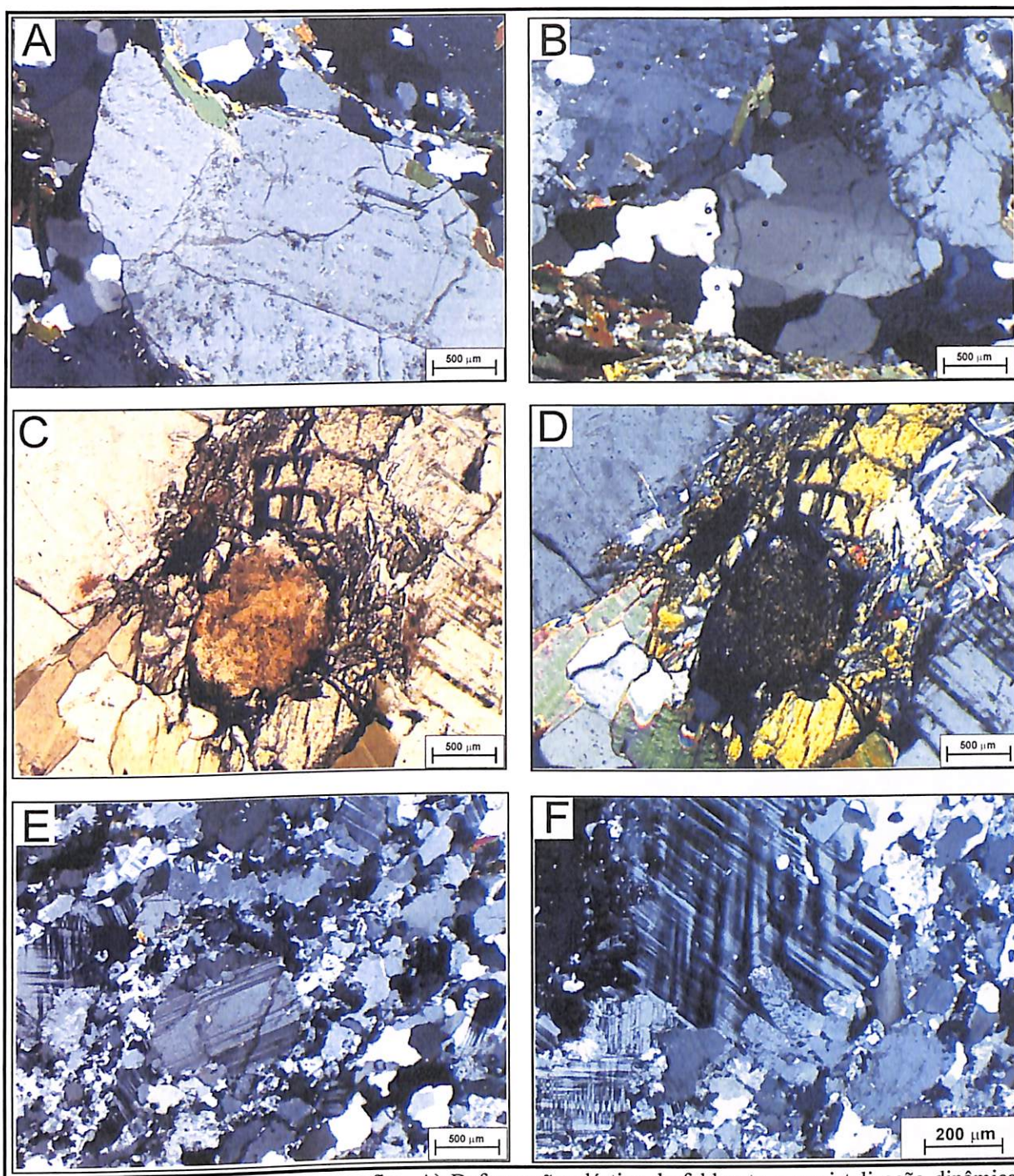


Figura 4.1 prancha 1 - Fotomicrografias, A) Deformação plástica de feldspato e recrystalização dinâmica; B) Recrystalização dinâmica com limites de subgrãos, migração de borda e contatos poligonais; C) Titanita a nicóis descruzados; D) Titanita a nicóis cruzados; E) Textura granoporfioblástica com fenocristal de plagioclásio pré tectônico; F) Associação de microclina e quartzo, com a formação de mirmequitas evidenciando metassomatismo.

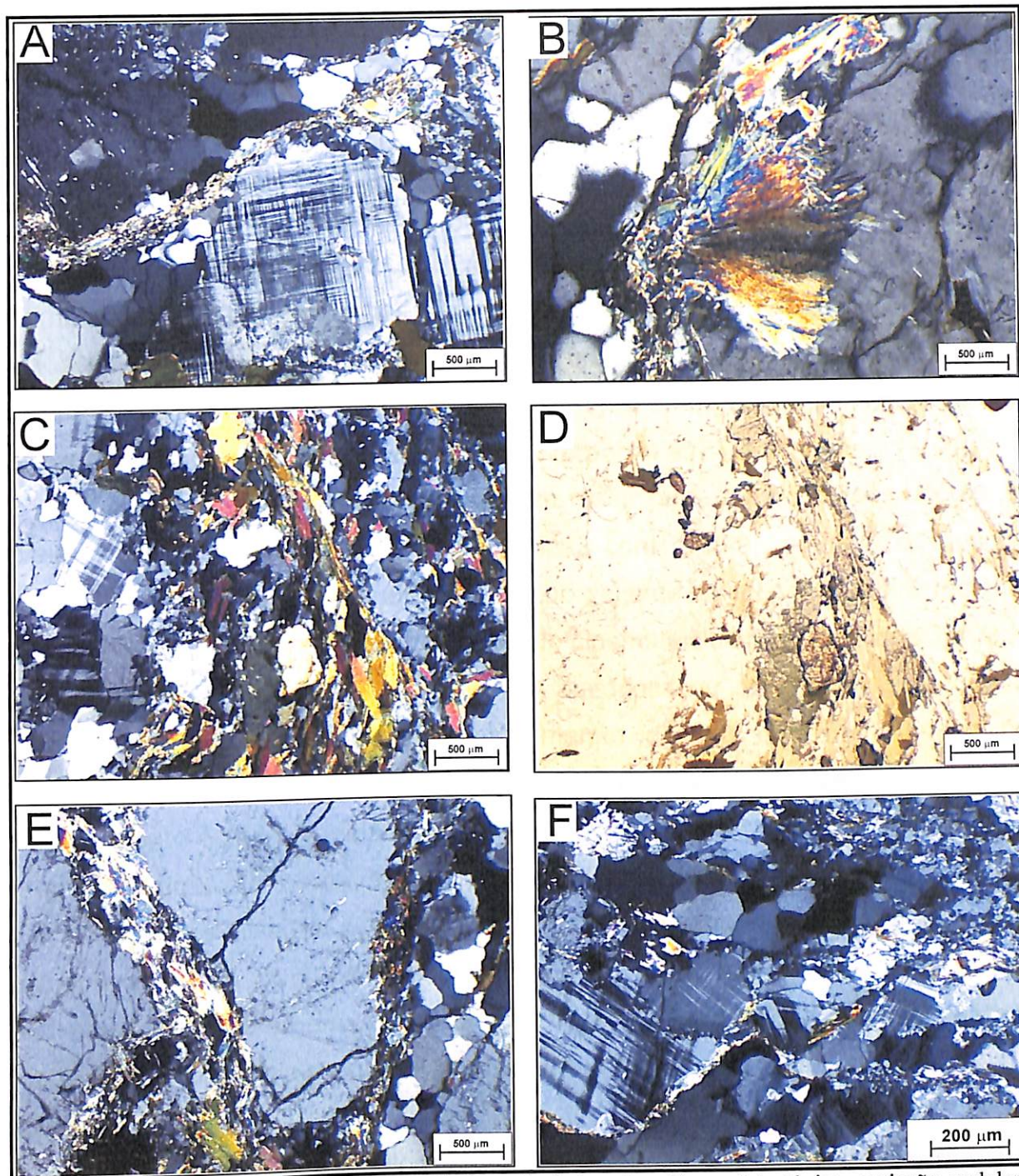


Figura 4.2, Prancha 2: Fotomicrografias A) fenocristal de micorclina pré tectônico, extinção ondulante e migração de borda de grão como evidências de recristalização dinâmica, saussurização de plagioclásio; B) migração de borda de grão como evidências de recristalização dinâmica, saussurização de plagioclásio; C) Associação de quartzo, Cristalização de muscovita a partir de plagioclásio evidenciando retrometamorfismo; D) Mesma microclina, plagioclásio, hornblenda, biotita e muscovita com titanita ao centro a nicóis cruzados; E) Deformação plástica de plagioclásio em associação com quartzo e muscovita, evidências de recristalização dinâmica com extinção ondulante; F) Textura protomilonítica com indicador cinemático sinistral ao centro.

4.2 - Gnaisses ortoderivados da Suíte Metaplutônica Caxitoré (lâminas AB12, AB28, AB32, AB45, AB134)

As rochas dessa seqüência são caracterizadas por gnaisses ortoderivados, milonitizados ou não, a depender da proximidade com a zona de cavalgamento. Possuem geralmente composição granodiorítica com quartzo variando entre 30 e 40%, feldspato potássico 10 e 20%, plagioclásio 15 e 20%, biotita 10 e 15%, hornblenda 15%, muscovita 10%, sericita 5 e 10%, titanita 10%, acessórios e opacos 5%. Possuem granulação média a grossa, textura granonematoclástica, formando um arranjo de grãos inequigranulares de 0,1mm a 2mm, com contatos poligonais a interlobados, por vezes até mesmo seriado. (prancha 3, B, C, D)

A deformação da rocha ocorreu em maior parte em condições dúcteis com predominância de recristalização dinâmica, com biotita, quartzo e muscovita representando a lineação de estiramento, bordejando os fenocristais pré tectônicos de quartzo e feldspato rotacionados segundo cinemática sinistral (prancha 3, A).

Quartzo: São grãos subédricos a anédricos ou até mesmo arredondados quando em inclusões. Variam em tamanho de 0,3 mm nas bandas mais recristalizadas a 1,5 mm nas bandas mais preservadas. Existem evidências de **recristalização estática e dinâmica, marcada por extinção ondulante, limites de sub-grãos, migração de borda e lamelas de deformação**. Os grãos estão estirados, alinhados, recristalizados e agrupados formando “fitas” que marcam a lineação de estiramento junto com as muscovitas e biotitas. Podem ocorrer junto com os feldspatos em uma “argamassa” fina e recristalizada formando as bandas felsicas da rocha, como fenocristais ou ainda sob a forma de grãos arredondados quando em inclusões.

Feldspatos: São plagioclásios, pertitas e microclinas em grãos de 0,1 mm quando constituintes da “argamassa” mais fina e recristalizada a 2 mm formando fenocristais. Possuem geralmente formato subédrico a anédrico. Ocorre saussuritização dos plagioclásios que podem ainda conter como inclusões muscovita, biotita e quartzo. A geminação polissintética dos plagioclásios não é muito evidente e a geminação das microclinas por vezes mostra-se obliterada pela geminação mecânica. No contato entre os cristais de quartzo e plagioclásio, quartzo e microclina ocorre a formação de mirmequitas evidenciando o processo de metassomatismo e de dissolução e transferência de massa ocorridos nos estágios tardios de

deformação e metamorfismo de baixa temperatura (retrometamorfismo). Os fenocristais de plagioclásio e microclina encontram-se ora rotacionados sob cinemática dextral (dominante) ora sinistral. Ocorre também recristalização dinâmica evidenciada por extinção ondulante, limite de sub-grãos e migração de borda (prancha 3, D e F).

Biotita: De coloração marrom a marrom esverdeada, ocorrem sob a forma de grãos aciculares de 0,3mm a 2mm, ou então formando fitas estiradas que junto com as muscovitas e quartzo marcam a lineação de estiramento da rocha.

Muscovita: Possuem formato acicular e como as biotitas ocorrem nos interstícios de grãos de quartzo e feldspato representando a lineação de estiramento ou ainda preenchendo fraturas e formando inclusões nos fenocristais.

Anfibólio: São hornblendas e ocorrem junto com as biotitas formando o bandamento mafico da rocha. São grãos euhedrais a subhedrais, alguns com duas clivagens obliquas perfeitas, podendo estar ou não estirados pela deformação e, quando fraturados, possuem quartzo e/ou biotita preenchendo suas fraturas. As mesmas podem ainda preencher os planos de clivagem.

Acessórios: ocorrem como minerais acessórios titanita e zircão, sendo o primeiro mais abundante, levemente alinhado com as biotitas nas bandas máficas da rocha, podem apresentar biotita e quartzo como inclusões ou preenchendo fraturas assim como ocorrem no anfibólio e clastos de quartzo e feldspato.

As principais associações minerais são quartzo, plagioclásio, microclina, hornblenda, biotita e muscovita.(prancha 3, D).

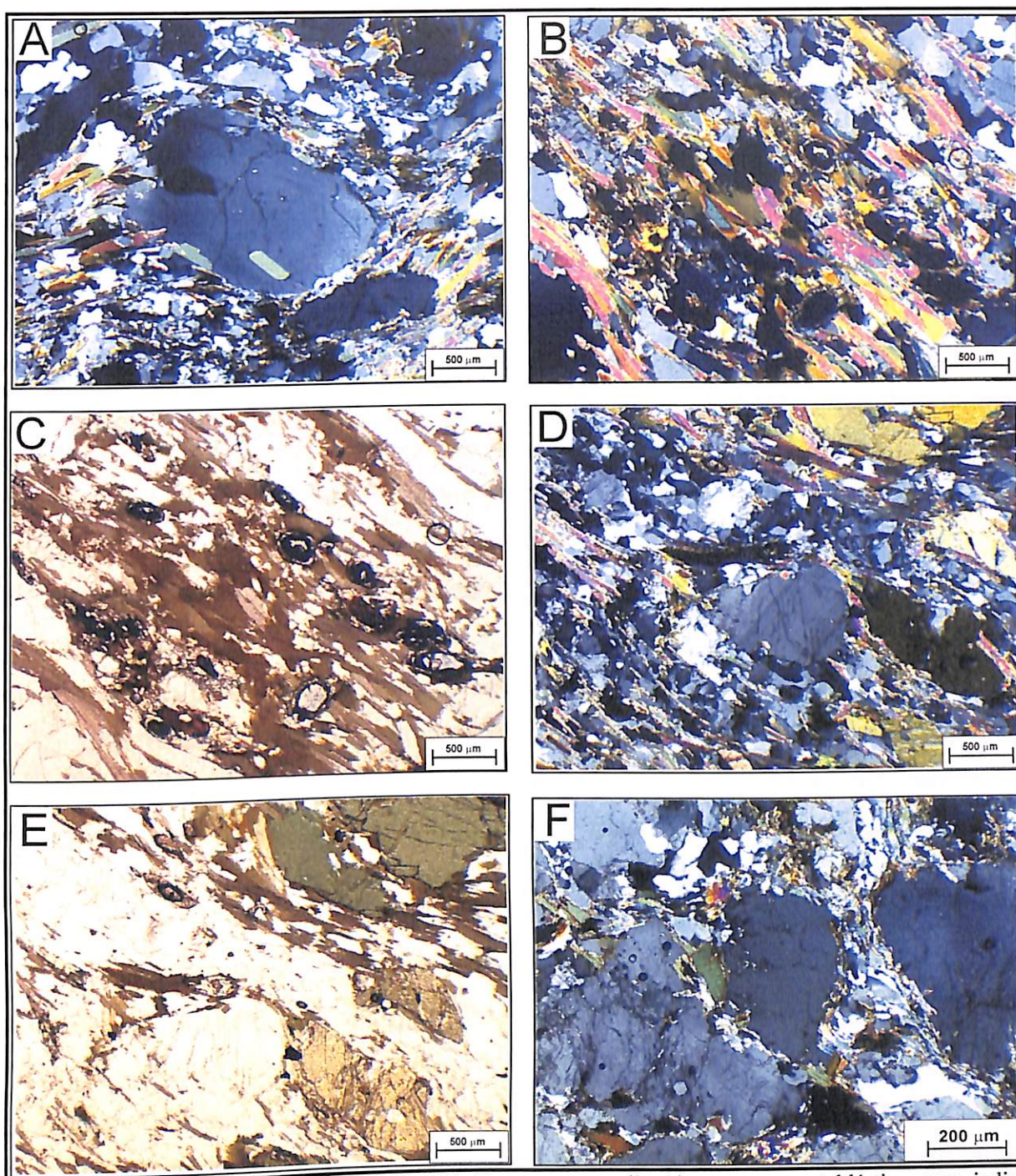


Figura 4.3, Prancha 3: Fotomicrografias A) Textura protomilonítica granonematoblástica com indicador cinemático pré tectônico sinistral ao centro; B) Associação de quartzo com extinção ondulante, biotita, muscovita e titanitas; C) mesma associação a nicóis descruzados; D) Associação de quartzo, plagioclásio, hornblenda, biotita e muscovita, com as micas e a porção mais recristalizada definindo LX, indicador cinemático dextral ao centro ; E) mesma associação a nicóis descruzados; F) Plagioclásio saussuricitizado de cinemática sinistral ao centro.

4.3 - Seqüências paraderivadas

As rochas pertencentes às seqüências paraderivadas estão distribuídas nas seqüências metassedimentares da série Ceará, divididas aqui em metassedimentos da Unidade Caieiras e metassedimentos da Unidade Rio Curu. A mineralogia entre elas é muito parecida, ocorrendo apenas algumas variações sutis na composição, mudanças de grau metamórfico e características deformacionais, sendo essas seqüências separadas das outras unidades com base em contatos estruturais.

A determinação dos protólitos a partir de seções delgadas mostra-se muito complexa devido à semelhança com a composição mineralógica das unidades ortoderivadas. Com isso, a diferenciação das unidades em para e ortoderivadas foi baseada principalmente em critérios de campo e nas relações entre as rochas ocorrentes.

4.3.1 - Metassedimentos da Unidade Caieiras:

A seqüência na área estudada é constituída por rochas metassedimentares diversas como biotita gnaisses, mármore, xistos e quartizitos, milonitizados ou não.

Os **gnaiesses** são constituídos por quartzo 30 e 40%, feldspato potássico 10 e 15%, plagioclásio 10 e 15%, biotita 15 e 20%, muscovita 10 e 15%, sericita 5%, acessórios e opacos 5%; a granulação varia de média a grossa, textura granonematoclástica, formando um arranjo de grãos inequigranulares subédricos a anédricos de 0,1mm a 3mm, com contatos poligonais a interlobados.

Quartzo: São grãos subédricos a anédricos ou até mesmo arredondados quando em inclusões. Variam em tamanho de 0,3 mm nas bandas mais recristalizadas a 3 mm nas bandas mais preservadas onde o contato intergranular predominante é poligonal. Existem evidências de recristalização estática e dinâmica, marcada por extinção ondulante, limites de sub-grãos, migração de borda e lamelas de deformação. Podem ocorrer junto com os feldspatos em uma "argamassa" fina e recristalizada formando as bandas felsicas da rocha, como blastos ou ainda sob a forma de grãos arredondados quando em inclusões.

Feldspatos: São plagioclásios, pertitas e microclinas em grãos de 0,1 mm quando constituintes da "argamassa" mais fina e recristalizada a 1,5 mm formando fenocristais, possuem geralmente formato subédrico a anédrico. Ocorre saussuritização dos plagioclásios que podem ainda conter como inclusões

muscovita, biotita e quartzo. A geminação polissintética dos plagioclásios não é muito evidente e a geminação das microclinas por vezes mostra-se obliterada pela geminação mecânica. No contato entre os cristais de quartzo e plagioclásio, quartzo e microclina ocorre a formação de mirmequitas evidenciando o processo de metassomatismo. Os fenocristais de plagioclásio e microclina encontram-se envolvidos por biotita e muscovita, rotacionados sob cinemática sinistral. Ocorre também recristalização dinâmica evidenciada por extinção ondulante, limite de sub-grãos e migração de borda. (prancha 4, A e B)

Biotita: De coloração marrom a marrom esverdeada, ocorre sob a forma de grãos aciculares de 0,5mm a 1,5mm, ou então formando fitas estiradas que junto com as muscovitas e quartzo marcam a lineação de estiramento da rocha. Parecem ter surgido junto com as muscovitas envolvendo os cristais de quartzo e feldspato.

Muscovita: Ocorre da mesma forma que a biotita, com grãos de formato acicular, variando em tamanho de 0,1mm a 1mm envolvendo os grãos de quartzo e feldspato e preenchendo alguma eventual fratura.

Acessórios: Ocorrem como minerais acessórios titanita, zircão e alanita.

Os **milonitos** ocorrem no interior da zona de cisalhamento. São quartizitos impuros milonitizados, constituídos por quartzo 80%, Feldspato potássico 5%, Plagioclásio 5% e Muscovita 10%. Ocorre substituição do feldspato potássico pela muscovita devido a milonitização.

Quartzo: São grãos que variam em tamanho de 0,1 mm a 3 mm, de forte recristalização dinâmica, com extinção ondulante, migração de borda de grão e limites de subgrãos, apresentando contatos interlobados. Os grãos apresentam uma forte orientação da trama cristalográfica, o que pode ser visto com a inserção da cunha de gipso .

Muscovita: São grãos aciculares de ate 1,5 mm, alongados, preenchendo os interstícios entre os cristais de quartzo representando a lineação de estiramento.

Feldspato: São grãos de microclina de mais ou menos 1 mm ocorrendo como inclusões nos quartzos e apresentando extinção ondulante e limites de sub grãos como indicadores de recristalização dinâmica.

A deformação foi muito intensa, orientando, estirando e recristalizando os quartzos que formam uma lineação proeminente na rocha. E possível observar uma relação entre os quartzos e as muscovitas que formam uma estrutura s-c de

cinemática sinistral, relativa ao evento principal D2 (prancha 4, E e F). As principais associações minerais identificadas são quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e muscovita (prancha 4, B).

Os **carbonatos** da região possuem elevada pureza e em seção delgada sendo compostos quase que exclusivamente por calcita e ou alguma dolomita com wollastonita como acessórios (prancha 4, D).

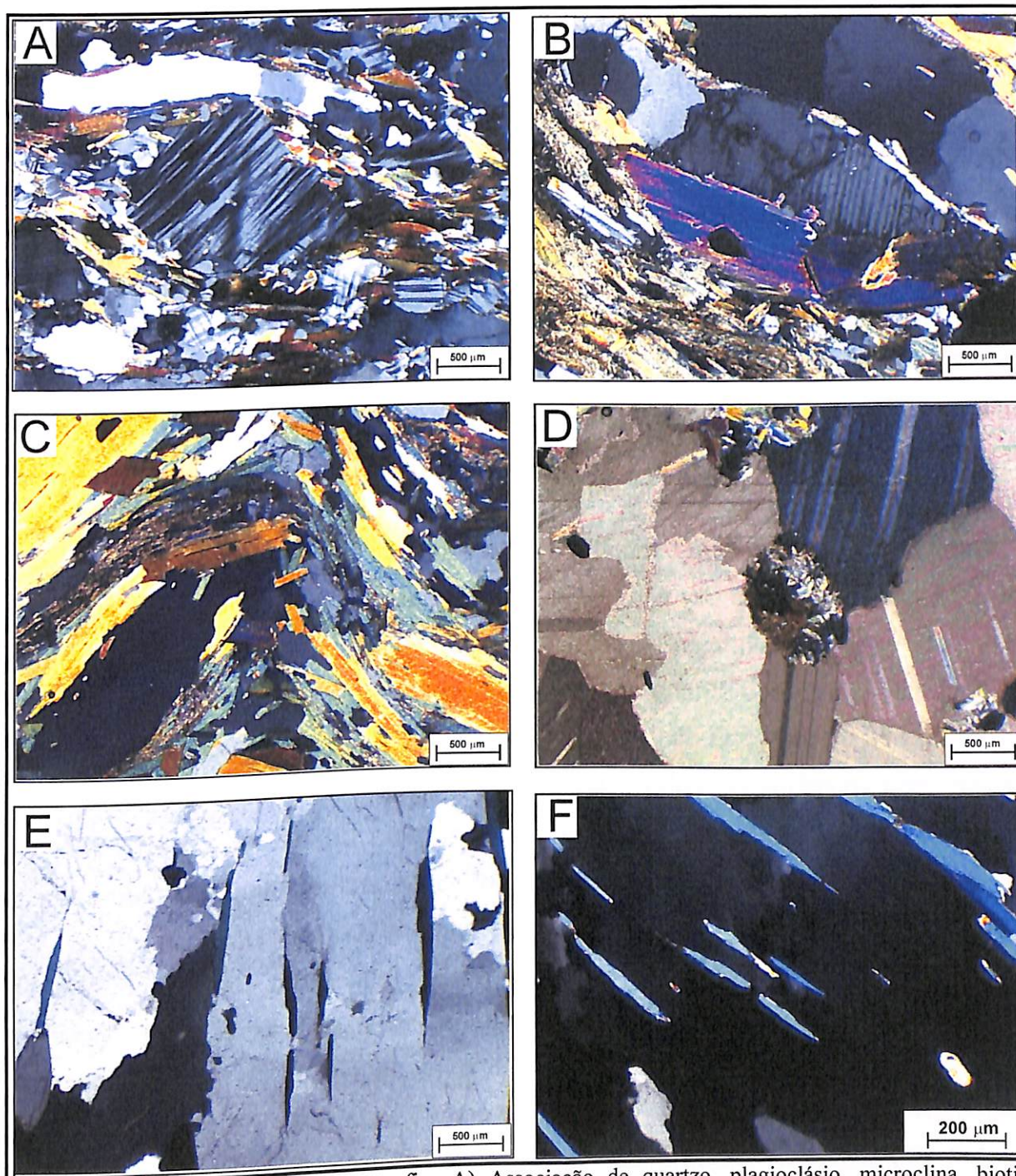


Figura 4.4, prancha 4: Fotomicrografias A) Associação de quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e muscovita, textura protomilonítica granonematoblastica com fenocristal de microclina ao centro com cinemática sinistral; B) associação de quartzo, plagioclásio, biotita e muscovita, com recristalização dinâmica evidenciada por

extinção ondulante; C) associação de quartzo biotita e muscovita evidenciando crenulação com vergência para leste; D) carbonato formado por calcita com cristal de wollastonita ao centro; E) milonito composto por quartzo e muscovita orientados formando lx com estrutura S-C sinistral entre quartzo e muscovita. F) mesmo milonito com estrutura S-C sinistral entre quartzo e muscovita.

4.3.2 - Metassedimentos da Unidade Rio Curu

Essa Unidade na área é composta de gnaisses paraderivados com porções migmatizadas, constituindo metatexitos e diatexitos. Os gnaisses possuem uma textura granonematoblastic a granolepidoblastic, de arranjo inequigranular com contatos poligonais a interlobados, com quartzo variando entre 45 e 55%, feldspato potássico 5 e 10%, plagioclásio 15 a 20%, biotita 15 e 20%, muscovita 5%, sericita 5 %, acessórios e opacos 5 %. (prancha 5, E e F).

Quartzo: São cristais subédricos a anédricos que variam em tamanho de 0,3mm a 3mm, ocorrendo como grãos arredondados em inclusões em porfiroclastos de quartzo e/ou feldspatos ou junto com estes em bandas mais grossas e outras mais finas que constituem uma "argamassa" recristalizada em associação com outros minerais. Possuem como mecanismos de deformação extinção ondulante, limites de sub grãos e migração de borda que indicam processo de recristalização dinâmica.

Feldspatos: São microclinas e plagioclásios em porcentagens variantes, de formatos sub-hedrais a anedrais com tamanho variando de 0,5 mm a 1 mm. Nem sempre é possível observar a geminação devida à recristalização dinâmica intensa, processo que pode ser observado pela extinção ondulante dos grãos, limites de sub-grãos e migração de bordas. Muitas vezes a geminação encontra-se ainda obliterada pela geminação mecânica. Ocorre saussuritização dos plagioclásios com inclusões de sericita e muscovita ou quartzo. Nos contatos entre as microclinas e quartzo formam-se mirmequitas evidenciando processos metassomáticos (prancha 5, C e B.)

Biotita: São grãos de formato acicular em tamanhos que variam de 0,1mm a 0,5mm, formando pequenas "fitas" que preenchem os interstícios entre a "argamassa" recristalizada e as bandas felsicas mais grossas. Estão estiradas e orientadas marcando a lineação de estiramento da rocha.

Muscovita e Sericita: Quando ocorrem seguem a mesma orientação e formato das biotitas marcando a lineação de estiramento da rocha e envolvendo

fenocristais de quartzo e feldspato. A sericita ocorre como inclusão nesses fenocristais.

Acessórios: Ocorrem como acessórios zircão e titanita.

Quando em anatexia o comportamento dos minerais continua similar a não ser pelo aumento do grau metamórfico para a fácies anfibolito, o que provoca fusão parcial da rocha separando os mesossomas dos leucossomas.

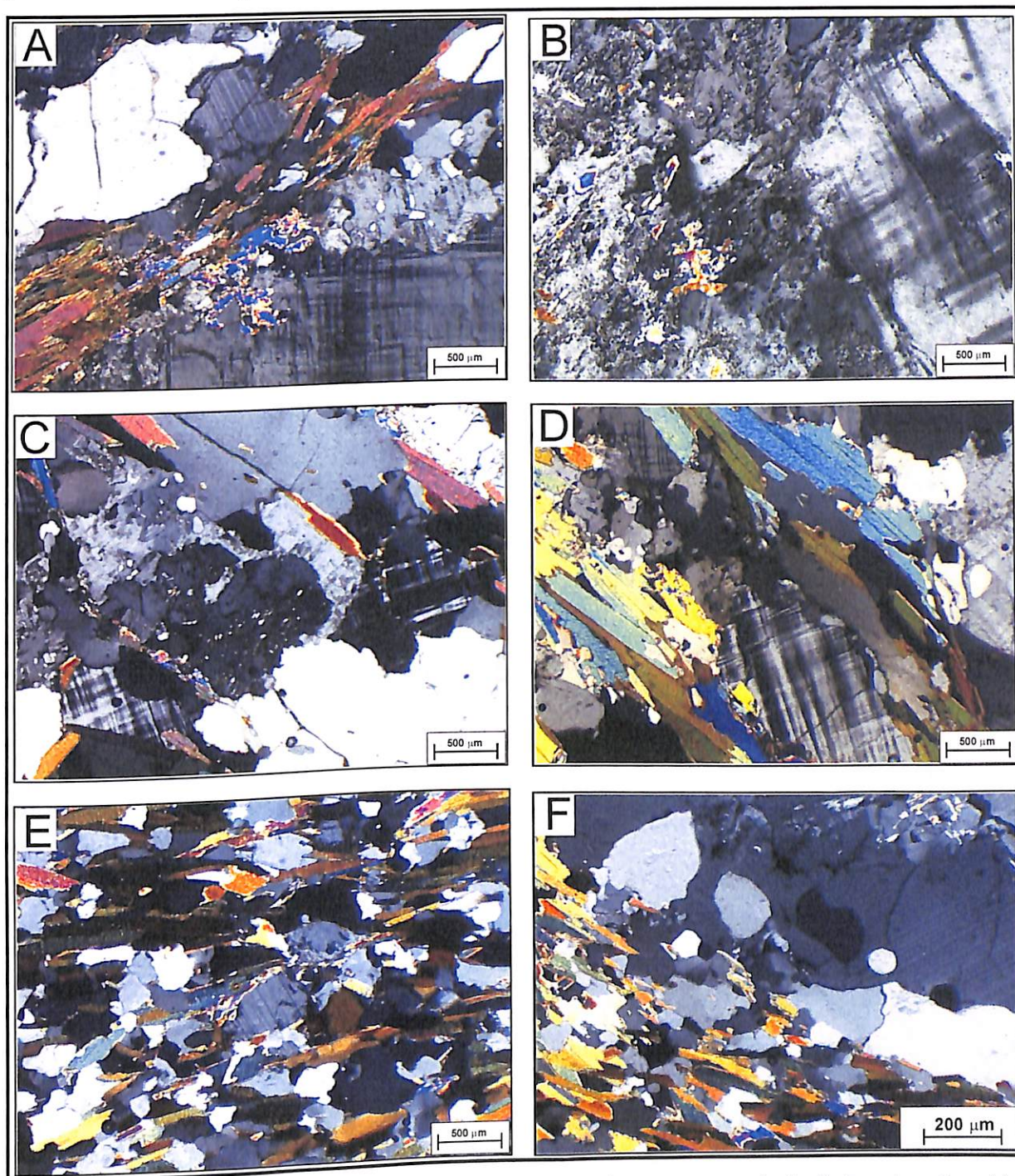


Figura 4.5, prancha 5: Fotomicrografia prancha 4 A) associação quartzo, plagioclásio, microclina, biotita, muscovita e mirmequita; B) Saussuricitização de plagioclásio em contato com microclina; C) associação de muscovita e mirmequita; D) associação de plagioclásio, microclina biotita e muscovita, com saussuricitização de quartzo (com extinção ondulante); E) associação de quartzo (com extinção ondulante), plagioclásio, microclina biotita e muscovita, com saussuricitização de quartzo (com extinção ondulante); F) associação de quartzo, plagioclásio, microclina biotita e muscovita, com saussuricitização de quartzo (com extinção ondulante).

plagioclásio; D) textura protomilonítica granonematoblástica com recristalização dinâmica da associação quartzo, plagioclásio, biotita e muscovita; E) associação quartzo, plagioclásio, biotita e muscovita, com início de fusão parcial evidenciada pela deformação plástica de plagioclásio ao centro; F) textura granonematoblástica com biotitas e micas definindo LX.

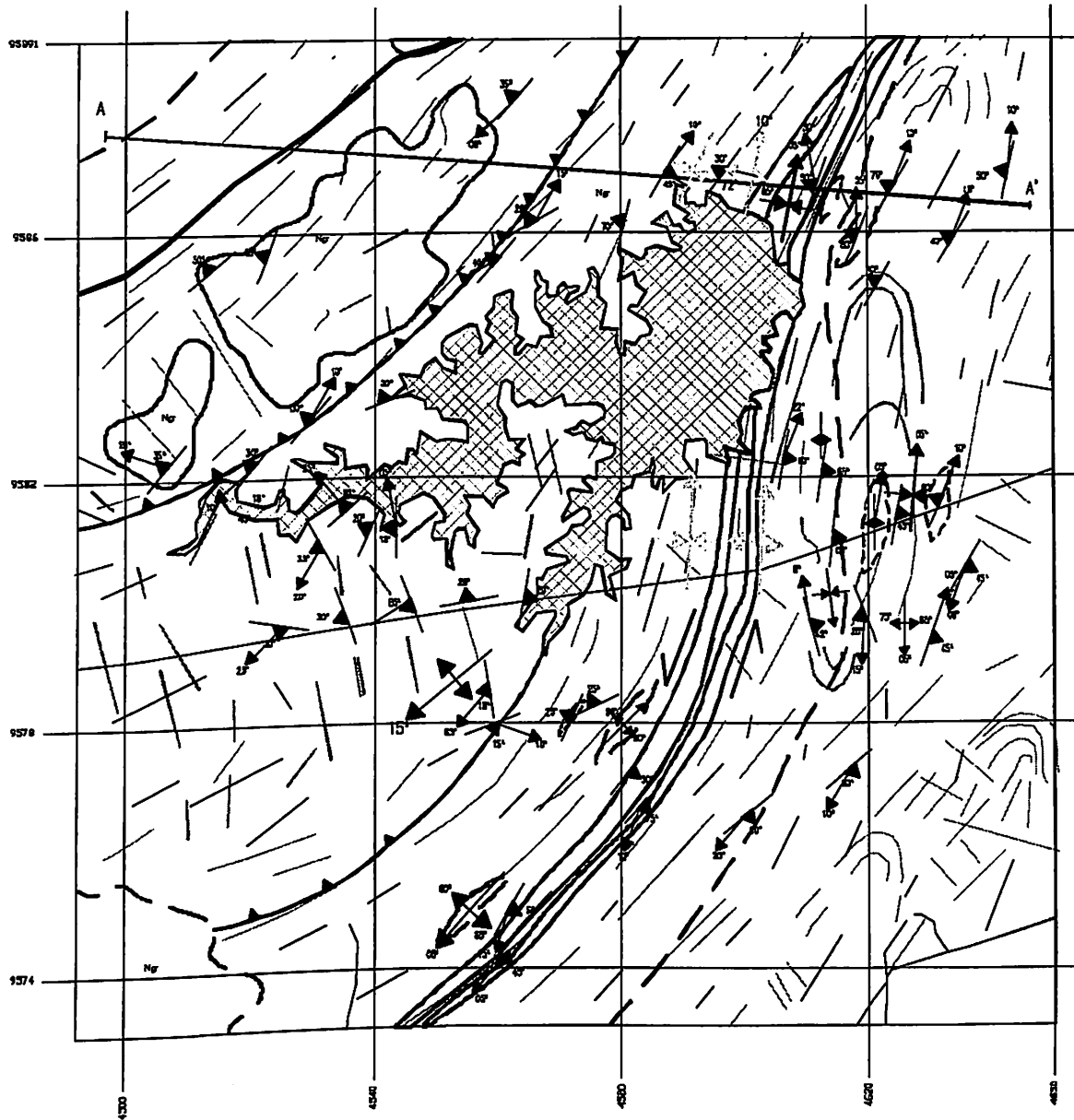
5 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

A história tectônica da área é restrita ao Neoproterozóico, atuando durante a formação do supercontinente Gondwana, com grande geração de rochas durante a orogênese brasileira. A afirmativa da área ter sido afetada essencialmente pela orogênese brasileira, é baseada na inexistência de dados que indiquem uma orogênese mesoproterozóica em todo o Domínio Ceará Central, bem como a presença de idades modelo (T_{DM}) entre 0,9 a 1,2 Ga., obtidas por Fetter et al. (1999) em tonalitos e granodioritos da região de Santa Quitéria. Estas idades representam a idade de extração das rochas do manto ou de uma possível interação entre rochas jovens neoproterozóicas com outras rochas mais antigas paleoproterozóicas e dessa forma, obrigatoriamente levam sua cristalização a no máximo a estas idades (0,9 – 1,2 Ga.).

As rochas da região estudada foram submetidas a apenas um ciclo orogenético sendo, portanto, relativas a uma deformação monocíclica e polifásica, com a definição de três eventos deformacionais (D1, D2, D3) e suas respectivas estruturas planares (foliação S1 e S2), estruturas lineares (lineação L1 e L2) e estruturas dobradas (F1) (Figura 5.1).

5.1 - Evento deformacional D1

O evento deformacional D1, de condições dúcteis, é caracterizado na área por uma compressão de NNW para SSE, responsável pelo desenvolvimento da foliação S1 de direção NE-SW a N-S, com mergulhos médios para oeste/noroeste (Figura 5.2). Esta foliação desenvolve uma clivagem de crenulação com eixo N-S nos gnaisses das Unidades Caxitoré, Caieiras e Rio Curu, além de dobramento das lentes de mármore que ocorrem intercaladas aos gnaisses Caieiras. Na mesma Unidade também se forma uma sucessão de sinformes e antiformes assimétricos de escala regional com eixo N-S e vergência para oeste. Na Unidade Rio Curu tal evento é responsável pela formação de dobras isoclinais com caimento, de eixo N-S em cujos flancos é possível observar L1 com orientação E-W. A clivagem de crenulação não desenvolve foliação plano axial S2 evidente e penetrativa., com plano axial S2 mergulhando para oeste indicando a vergência para leste. (Figura 5.3).



Legenda

	Foliação Ss (e margão indicados)		Fatores locais (e tendências)
	Linhas de contorno (e margão indicados)		Estrada
	Siltitos com sentido margão de cima		Drenagem
	Antiformas com sentido margão de cima		Aço
	Antiformas anastomóticas norte, com indicação sentido de margão de cima		Perfil Geológico
	Siltitos anastomóticos com sentido de margão de cima e vergência para norte		MILONITO
			Contato observado
			Contato teórico



Figura 5.1 – Arranjo estrutural da área mapeada mostrando as principais feições cartografadas.

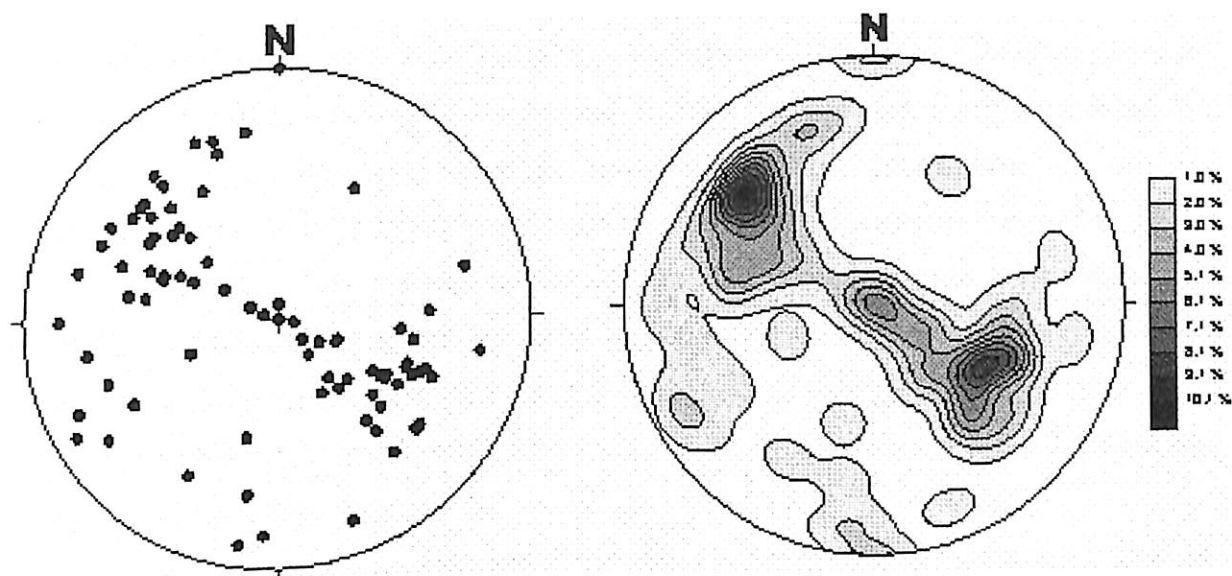


Figura 5.2 – Disposição dos planos de foliação S1 da área mapeada mostrando uma direção preferencial NE-SW com caimentos para NW e SE.. a) projeção ciclográfica, b) diagrama de frequência das medidas de S1, medidos 99 planos.

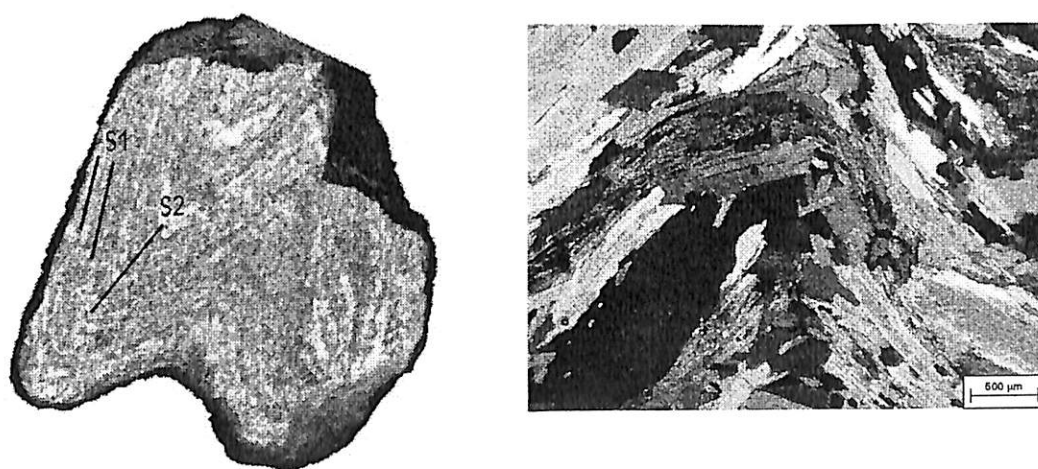


Figura 5.3 – Clivagem de crenulação do plano S1 desenvolvendo um plano S2 com vergência para leste. a) desenho esquemático na escala de afloramento e, b) na escala microscópica.

5.2. - Evento deformacional D2

Seguindo imediatamente o evento deformacional D1, de forma progressiva, ocorre o evento deformacional D2, também de caráter dúctil e caracterizado pelo escape de massa para sul. Este evento é responsável pelo aparecimento das zonas de cisalhamento que separam as Unidades Uruburetama-Caxitoré, Caxitoré-Caieiras, bem como pelo desenvolvimento de feições transcorrentes nas rochas da área. Tal evento fez com que se desenvolvesse uma lineação de estiramento L2 em S1, definida pelo estiramento e cristalização de biotitas e muscovitas nas direções N-S e NNW-SSE (Figura 5.4). A cinemática da deformação é evidenciada pela rotação de fenocristais de feldspato que indicam uma movimentação sinistral ao longo do plano XZ (paralelo a lineação e perpendicular a foliação) da elipse de deformação para essas transcorrências, o que também pode ser visto pela leve crenulação das rochas segundo eixo E-W (Figura 5.5).

A estrutura de maior expressão na área foi formada durante esse evento, tratando-se de uma zona de cisalhamento que acompanha o *trend* das estruturas regionais, bordejando o batólito de Santa Quitéria (maciço de Uruburetama) (Figura 5.6). Ao norte essa estrutura começa a vergar para leste passando a assumir direção NE-SW até E-W a nordeste da área.(Figura 5.6). Na parte central essa zona de cisalhamento possui direção N-S que verga para oeste mais a sul assumindo forma de rampa lateral, passando a oblíqua de direção NE-SW até tornar-se frontal com direção E-W a sudoeste da área (Imagem K, U, Th).

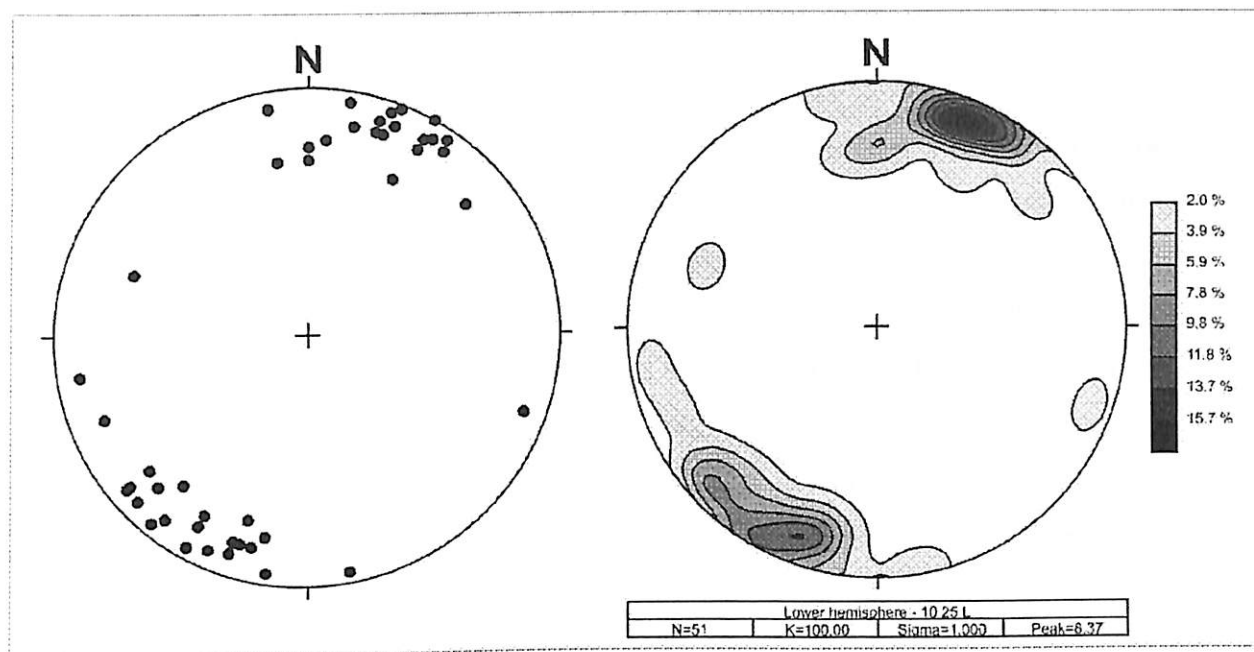


Figura 5.4 – Diagrama de frequência com a orientação preferencial das lineações de estiramento mineral da área com caimento suave para NE e SW (51 medidas).

Na faixa central da área, de oeste para leste, a foliação S1 exibe mergulhos baixos a médios ($25^\circ - 30^\circ$) que progressivamente se verticalizam até o centro da zona de cisalhamento Caieiras. Nessa zona de cisalhamento transcorrente sinistral, há um considerável aumento da deformação, com a formação de uma seqüência heterogênea de rochas incluindo intercalações de xistos, filitos e quartizitos miloníticos (Figura 5.7). A cinemática sinistral desta fase é muito evidente, principalmente quando se detalha o movimento de fenocristais rotacionados e a formação de estruturas S-C entre os grãos de quartzo e muscovita nos milonitos. (Figura 4.8). O escape de massa para sul, causa ainda uma ondulação das camadas, desenvolvendo uma crenulação com eixo E-W, o que pode ser constatado pela variação do mergulho do eixo das dobras F1 para norte e para sul. A lineação L2 desenvolvida em S1, quase oblíqua na parte oeste da área ($330/15$) passa a subhorizontal/horizontal ($5/10$) na parte central onde S1 é vertical de direção aproximada N/S. Abaixo da zona de cisalhamento Caieiras a relação entre S1 e L2 se repete de maneira inversa, com a foliação passando de vertical a médio ângulo e a lineação de horizontal a oblíqua em direção a leste (Figura 5.1).

5.3 - Evento deformacional D3

O evento deformacional D3 é caracterizado pelo relaxamento da compressão para sul-sudeste mudando o regime de outrora compressional para extensional. Isso faz com que ocorra nas rampas laterais uma mudança de transcorrência transpressiva (*transpression*) para transtrativa (*transtension*). Esse relaxamento é responsável pela formação das feições de cinemáticas sinistral nas rochas da área, invertendo a rotação dos fenocristais de maneira a superimpor a cinemática dextral à cinemática sinistral pré-existente (Figura 5.9). Tal mudança é mais bem observada nas porções migmatizadas, tanto da suíte granítica quanto dos metassedimentos, onde se desenvolvem varias feições de transposição marcadas, sobretudo no leucossoma, com a formação de dobras transpostas segundo cinemática dextral de orientação N-S, NE-SW, por onde percolam inúmeros veios de quartzo. Ocorrem ainda micro zonas de cisalhamento com percolação de fluidos pegmatíticos, e estruturas S-C em gnaisses (Figura 5.10). Onde a foliação S1 é vertical (centro da área), e próxima à zona de cisalhamento Caieiras, os fenocristais apresentam estiramento e recristalização tão intensos que quase não é possível visualizar a cinemática. (Figura 5.11).

As feições que registram a ordem cronológica entre os eventos D2 e D3 não foram observadas na área, mas são muito bem marcadas em áreas à leste e sudeste onde a foliação das camadas rochosas apresenta direção E-W. Nas proximidades do município de Canindé, e em grande parte do perfil Fortaleza Canindé (bem a leste da área mapeada), é possível observar a proeminente relação de truncamento entre a foliação S1 e S3 gerada durante os eventos compressionais para sul e extensional para norte, respectivamente (comunicação pessoal Michel Arthaud; Caby & Arthaud, 1989) (Figura 5.12).

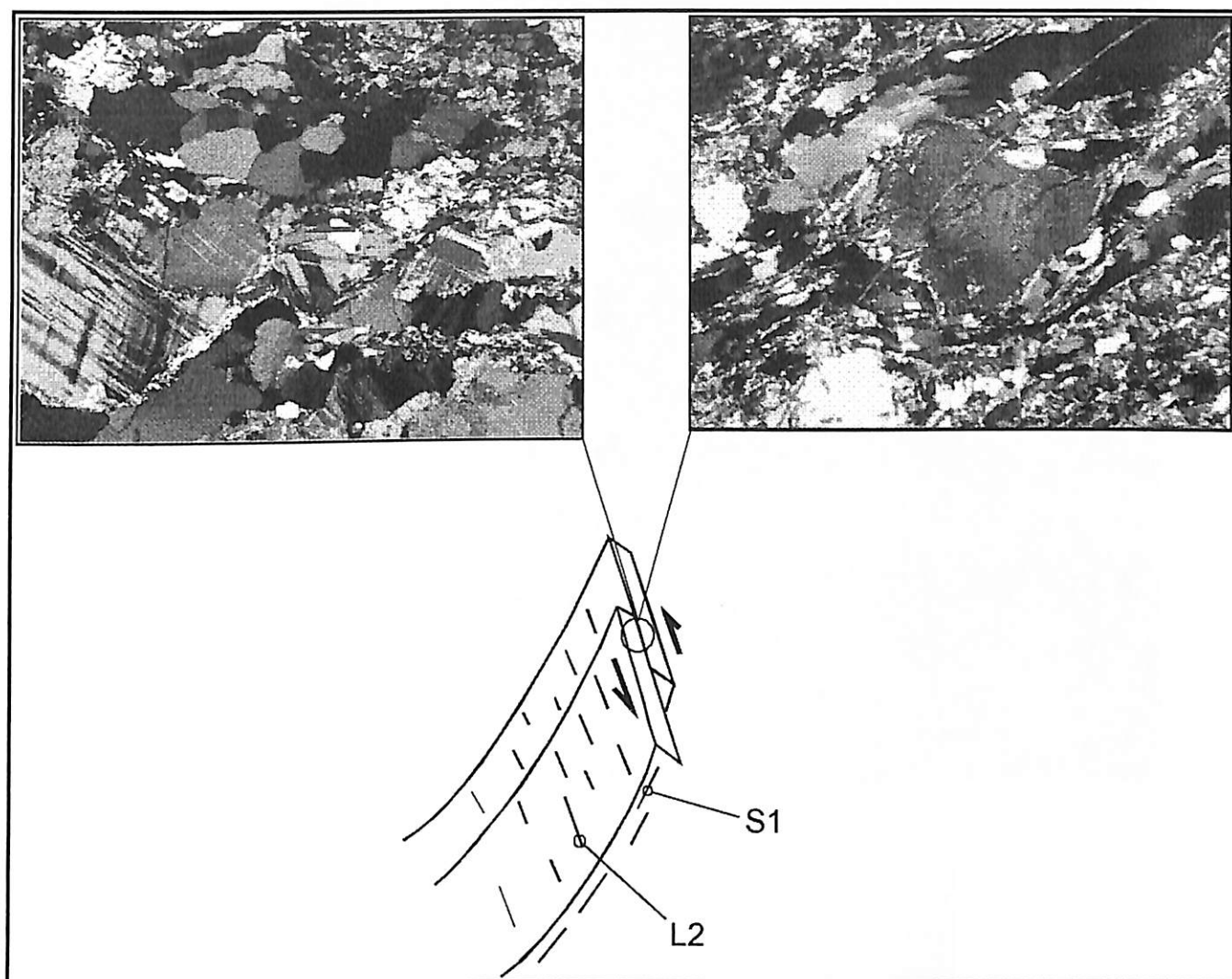


Figura 5.5 - Indicadores cinemáticos relacionados a deformação D2. Plano de observação XZ

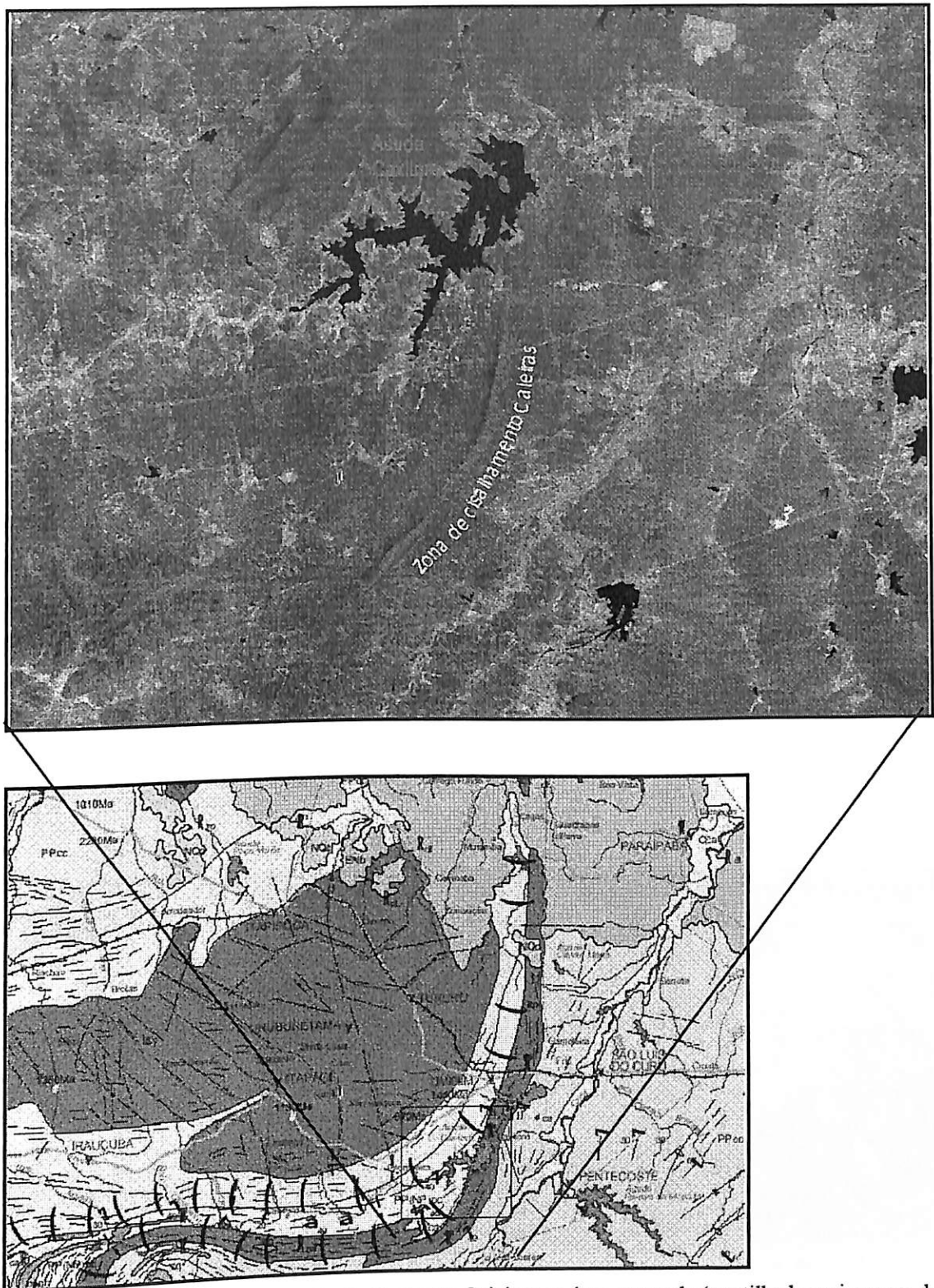


Figura 4.6: Disposição da Zona de cisalhamento Caieiras na área mapeada (pontilhado na imagem de satélite) e seu vergamento para a direção E-W em escala regional (mapa).)

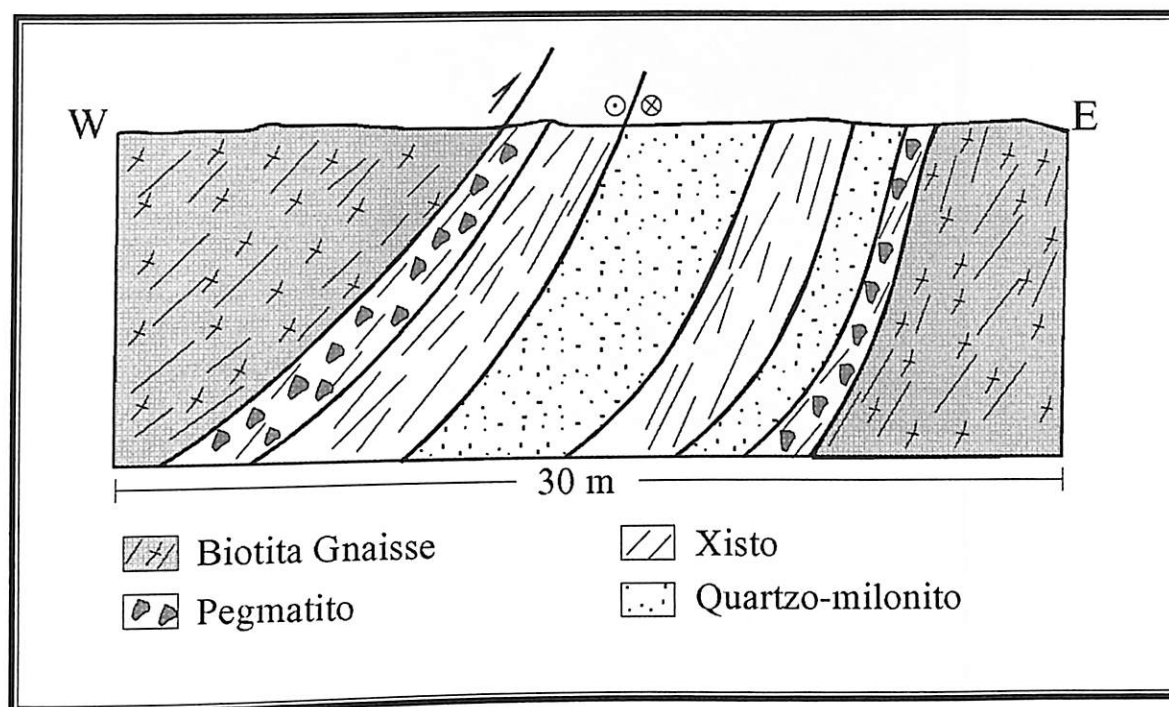


Figura 5.7: Perfil esquemático da zona de cisalhamento Caieiras



Figura 5.8: Estrutura S-C formada entre quartzo e muscovita em milonito da ZC Caieiras denotando uma movimentação sinistral.

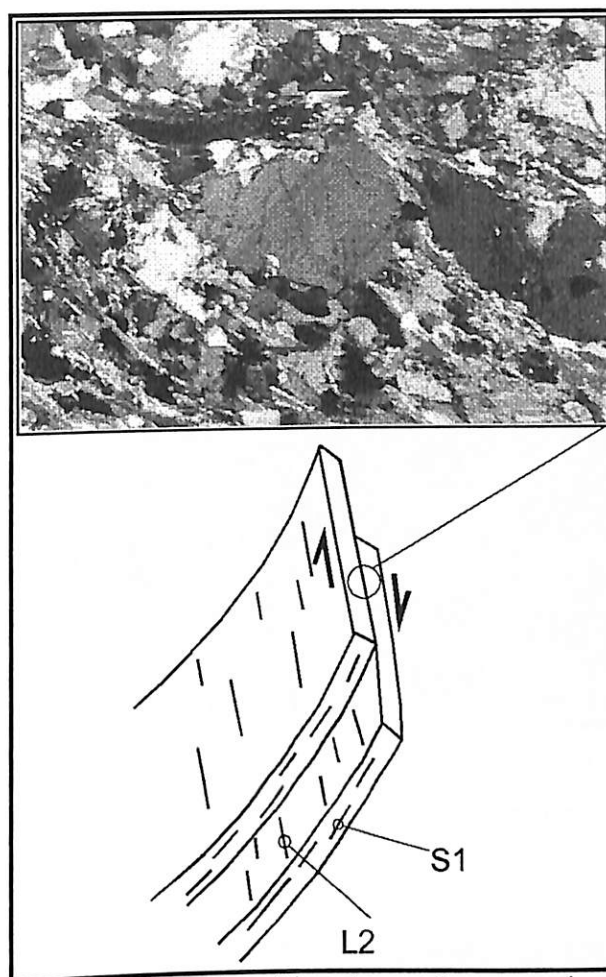


Figura 5.9: Evento D3, com indicadores cinemáticos denotando uma movimentação dextral.

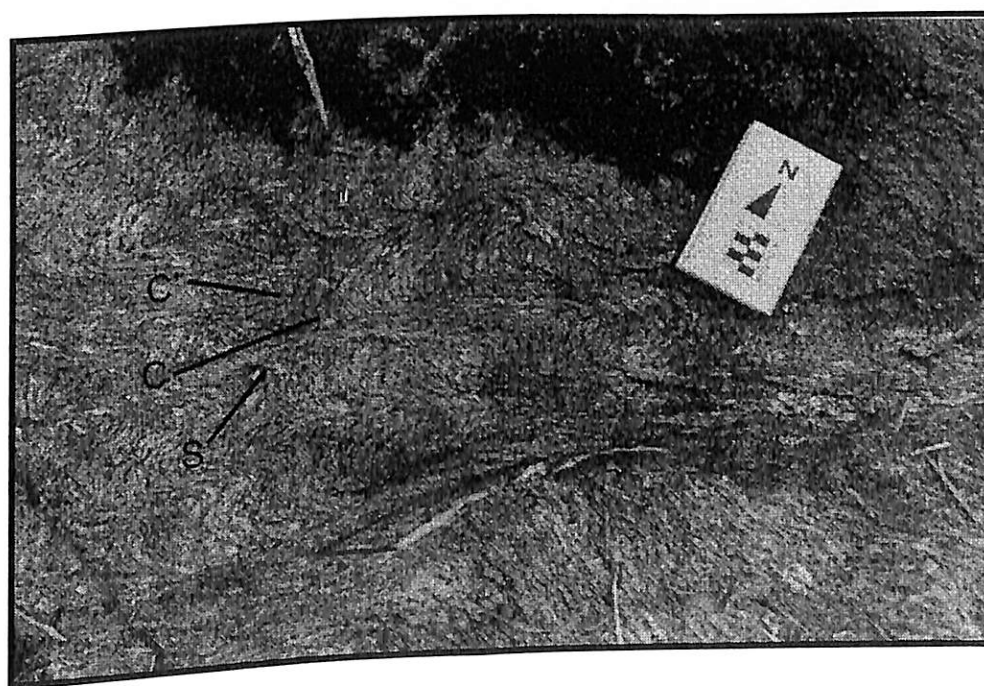


Figura 5.10: Evento deformacional D3, com estrutura S-C, C' de cinemática dextral

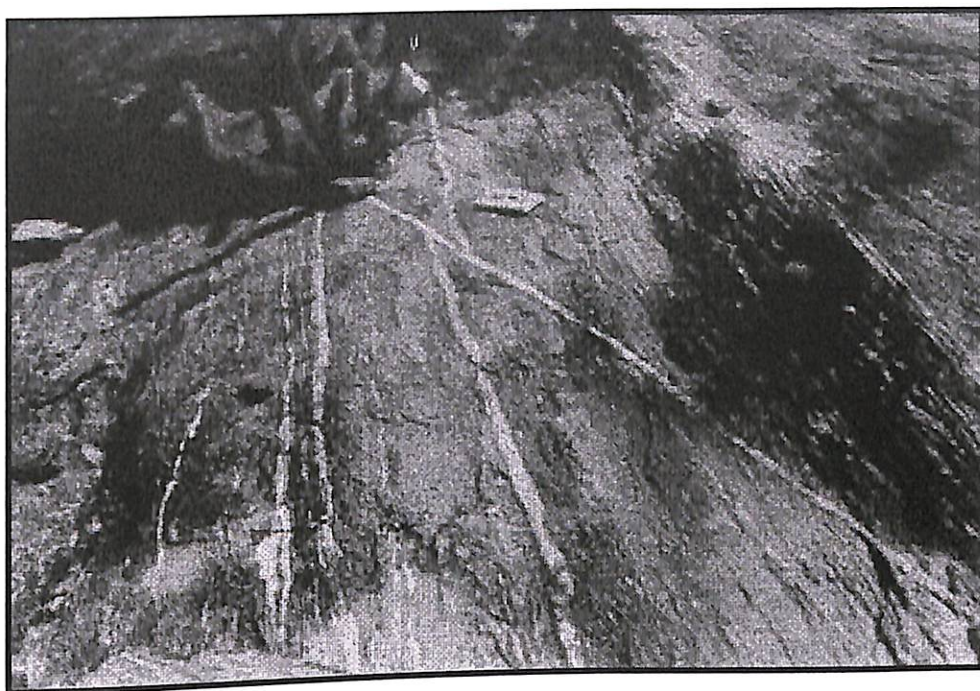


Figura 5.11: Deformação dúctil muito intensa com forte estiramento, paralelizando grande parte das estruturas. Um cisalhamento rúptil tardio de cinemática dextral é aracterizado pelo deslocamento de veio quartzo-feldspático

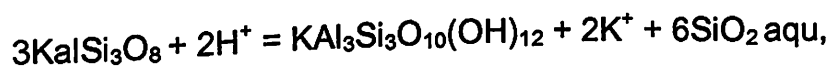


Figura 5.12: Evento deformacional D3, estrutura S-C de cinemática dextral.

6 – METAMORFISMO

Com base nas observações de campo e descrição petrográfica, serão abordadas neste capítulo as condições de pressão e temperatura as quais foram submetidas às rochas das diferentes Unidades ocorrentes na área, e, dentro do possível, discutir quais as relações com os eventos deformacionais a fim de propor um esboço da evolução tectôno-metamórfica do terreno.

Na suíte Granítica Uruburetama, a parte central dos núcleos anatéticos apresenta características metamórficas da fácies anfibolito denotado pela recristalização de feldspato em condição de deformação no estado sólido. Esta condição regride para a fácies xisto verde, indicada pela associação quartzo+plagioclásio+microclina+muscovita+clorita. Tal condição é de retrometamorfismo, evidenciado pela saussuricitização dos feldspatos dada pela reação:



e presença de plagioclásio alterando para muscovita. Nas bordas dos núcleos anatéticos, a rocha apresenta feições metamórficas da fácies anfibolito em temperaturas próximas da fusão parcial, com deformação plástica dos feldspatos e alguma fusão. A principal associação mineral é dada por quartzo+plagioclásio+microclina+augita+turmalina. As rochas gnáissicas ortoderivadas da seqüência metaplutônica da Unidade Caxitoré apresentam condições de metamorfismo da fácies anfibolito com a associação quartzo+plagioclásio+microclina+hornblenda+biotita e feições de retrometamorfismo da hornblenda para biotita.

Nas seqüências metassedimentares a ausência de aluminossilicatos na composição dos biotita gnaisses, se deve ao caráter semipelítico da rocha, com baixo teor de alumínio que é consumido na formação das micas na zona de cristalização da biotita (Bucher e Frei, 1994) (Figura 6.1). Esses mesmos autores consideram que a partir de 600°C a assembléia feldspato+granada+biotita é muito

comum e estável em gnaisses semipelíticos e propõem que no caso de rochas pobres em alumínio, com alto teor de magnésio a assembléia dominante passa a ser constituída de K-feldspato e biotita (Figura 6.2). A associação quartzo+plagioclásio+microclina+muscovita+biotita, denota temperaturas acima de 650°C, com as reações:



mostradas na Figura 6.3. A muscovita aparece, juntamente com a sericita, a partir da desestabilização do plagioclásio, evidenciando retrometamorfismo para a fácies xisto verde. Nesse sistema, a saturação em água e quartzo pode abaixar o ponto de fusão parcial da rocha originando as porções migmatizadas (figura 6.3).

Fica dessa forma, caracterizada a variação de pressão e temperatura nas rochas da área que mostra a inversão do perfil metamórfico, com rochas de maior grau acima dos contatos tectônicos e rochas de menor grau abaixo.

A correlação entre fases de deformação com o metamorfismo pode ser feita a partir da definição de um ciclo metamórfico divididos em dois eventos, M1 e M2. O primeiro evento M1, de caráter progressivo, é relacionado aos eventos deformacionais de compressão D1 e D2, e o segundo regressivo, relativo ao evento de relaxamento D3. As feições de cisalhamento dextrais desenvolvidas na suíte granítica durante o evento D3 possuem caráter dúctil dominante, o que não acontece nas outras unidades onde ocorrem feições cataclásticas mostrando a variação das condições de temperatura entre as diferentes unidades.

Assim, de NW para SE as Unidades litológicas da área apresentam uma estruturação que leva a uma inversão do grau metamórfico. Esta estruturação é amplamente melhor caracterizada no campo, onde se tem os migmatitos da suíte Uruburetama a oeste, cavalgando sobre gnaisses, quartzitos, mármore e calciossilicáticas da porção leste da área.

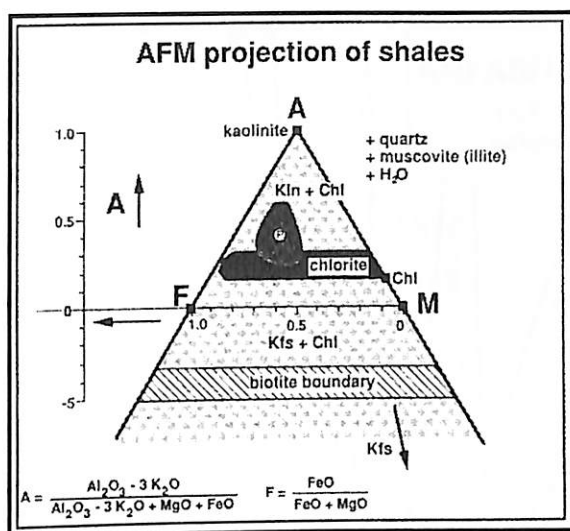


Figura 6.1 – Diagrama AFM mostrando que nas rochas com caráter semi-pilíticas pobres em alumínio e ricas em Mg, a. (fonte: Bucher & Frey, 1994)

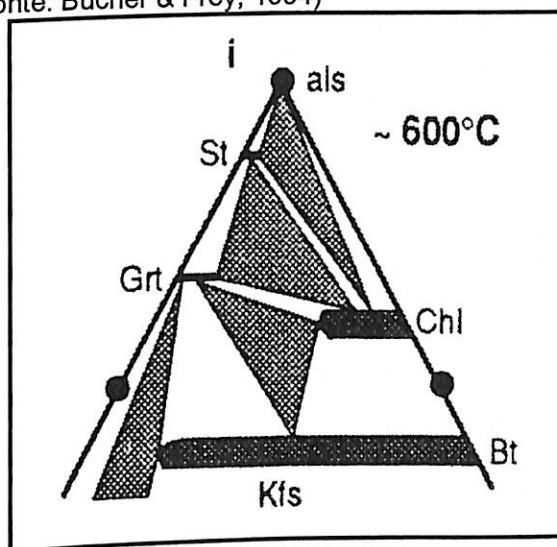


Figura 6.2 - Diagrama ternário mostrando as associações minerais geradas em rochas pobre em alumínio, em função da variação de Fe-Mg. (fonte Bucher & Frey, 1994).

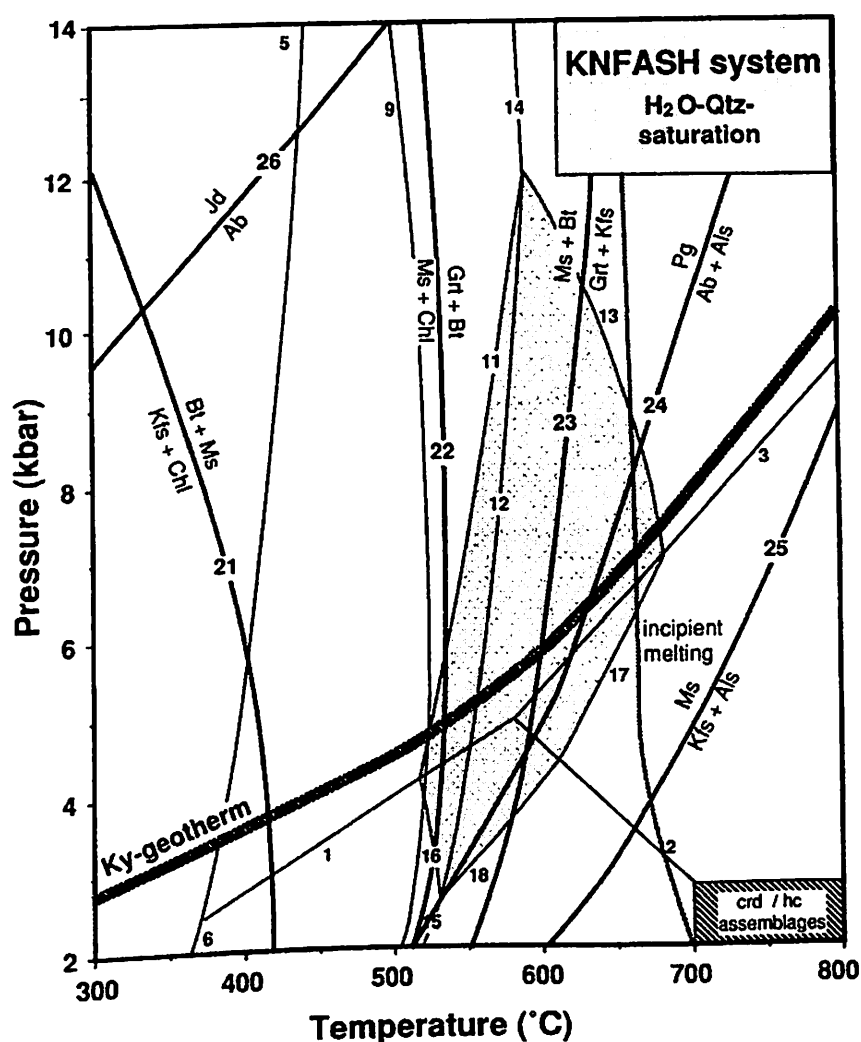


Figura 6.3 – Diagrama P-T mostrando a geração de feldspato potássico e aluminossilicato a partir de muscovita (reação 25) e albita-aluminossilicato a partir de paragonita (reação 24). (fonte: Bucher & Frey, 1994).

7 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este capítulo é destinado à discussão e interpretação dos dados levantados em campo e sua integração com os trabalhos apresentados na literatura, analisando a adequação do método escolhido em relação aos objetivos propostos.

A verificação da geologia no campo mostra a confiabilidade do emprego de estudos geofísicos e de sensoriamento remoto na região, que oferece boas condições de resolução com baixos níveis de ruídos e coberturas de nuvens ou vegetação já que se trata de parte do semi-árido nordestino. A interpretação da composição de imagem RGB fornecida pelos dados geofísicos de

gamaespectrometria e magnetometria mostra a ocorrência de duas unidades contrastantes na região, contando ainda com boa definição das estruturas, (que são bem visualizadas em detalhe pela imagem pan cromática da banda 8 do satélite Landsat Tm). Isso permite a geração de mapa litogeofísico com uma das unidades apresentando tons de coloração avermelhada em contato com outra unidade de tons de coloração esverdeada e suas respectivas estruturas. A coloração avermelhada, de acordo com o gráfico ternário de K, U, Th, resalta o alto teor de potássio exibido pelas rochas graníticas e migmatíticas em contraste com a coloração verde que resalta o elevado teor de Th apresentado pelas seqüências metassedimentares.

Seguindo os critérios de campo e estudos petrográficos foi possível descrever e analisar as características das rochas aflorantes e seu arranjo estrutural, agrupando-as em quatro unidades. Assim sendo, fica definido o arranjo geométrico estrutural dos litotipos ocorrentes da área, divididos da base para o topo em: a) Suíte granítica Uruburetama: formada por uma associação que congrega rochas graníticas de composição tonalítica a granodiorítica em diferentes estágios metamórficos, formando núcleos anatéticos preservados em contato gradacional com gnaisses e migmatitos em extensos lajedos, colocada acima da unidade seguinte por contato tectônico formado pela zona de cisalhamento Caxitoré; b) suíte metaplutônica Caxitoré: constituída por gnaisses essencialmente ortoderivados de composição tonalítica metamorfizados na fácies anfibolito, sobreposta a unidade seguinte por contato tectônico formado pela zona de cisalhamento Serra das Vertentes; c) Unidade Caieiras: seqüência metassedimentar da fácies xisto verde a anfibolito, formada por biotita gnaisses, migmatizados ou não, com intercalações de lentes de mármore, xistos, calciossilicáticas, barras de quartzitos e milonitos, colocada acima da unidade seguinte por contato tectônico inferido; d) Unidade Rio Curu: seqüência metassedimentar da fácies xisto verde a anfibolito, composta por biotita gnaisses localmente migmatizados.

Tal conformação resume-se ao registro da evolução estrutural e metamórfica da área que, interpretadas em conjunto com dados da literatura e seguindo os métodos pré-definidos resultam na proposta de que esta apresenta evidências de deformação de no mínimo um ciclo orogênico, com o registro de três fases deformacionais (D_1 , D_2 , D_3) definida então como monocíclica/polifásica, sendo este ciclo amplamente conhecido, o Brasileiro/Pan-africano.

A primeira fase de deformação D_1 , de feições normalmente coaxiais à fase posterior D_2 o que dificulta sua individualização. Ambas possuem um caráter progressivo, com o desenvolvimento da foliação S_1 em D_1 , de direção geral N-S/ NE SW e mergulhos médios à oeste, chegando a verticalizar numa faixa que ocorre de norte para sul, na porção central da área. Em D_1 também são gerados os dobramentos que compõem os anticlinais e sinclinais de eixo N-S e vergência para leste com foliação plano axial S_2 . A fase D_2 é caracterizada por transcorrência sinistral para sul ao longo do plano de S_1 , formando rampas laterais de médio ângulo para oeste, que verticaliza na faixa N-S, ocorrente no centro da área. Esta faixa corresponde à zona de cisalhamento Caxitoré, que é a mais expressiva da região e se estende para oeste bordejando o batólito até as proximidades de Independência. O evento D_3 é referente à fase extensional para norte, desenvolvida com o relaxamento da compressão, ainda em altas temperaturas e condições dúcteis, evidenciadas pelas estruturas desenvolvidas nos migmatitos. Os registros de catáclase podem ser referentes a uma fase tardia de possível exumação do terreno ou do fim do evento D_3 .

Com relação ao metamorfismo, o evento progressivo do ciclo (M_1) acompanha os eventos deformacionais D_1 e D_2 , seguindo-se o evento regressivo (M_2) com a fase extensional. Fica evidente o empilhamento inverso de metamorfismo das unidades da área com as rochas graníticas da Suíte Uruburetama sobrepostas às rochas das unidades adjacentes.

A interpretação desses eventos descritos em integração com a geologia regional e os dados geocronológicos existentes, sugere que durante a orogênese do Neoproterozóico, conhecida pela intensa geração de magmatismo granítico, formou-se o batólito de Santa Quitéria, com idades U-Pb em zircão de 622 Ma (Fetter, 1999), correspondente na área de estudo à Suíte granítica Uruburetama, de colocação pré tectônica aos eventos deformacionais registrados D_1 , D_2 , D_3 . A erosão e intemperismo que agiram sobre este batólito originaram os sedimentos que podem ter sido depositados em sua margem leste, constituindo parte da seqüência sedimentar conhecida como série Ceará. Esta série corresponde na área às Unidades Caieiras e Rio Curú, que posteriormente foram metamorfizadas durante os eventos deformacionais D_1 e D_2 . Essa proposição toma por base as idades U-Pb em zircão obtidas por Fetter et al., (2003) em metariolitos da região de Independência,

cujo valor foi de 772 $\pm$ 31 Ma, é associado a época de deposição. Idades modelo de Nd (Tdm) de 1,09 Ga a 2,47 Ga, sugerem que essas rochas resultam de uma mistura de materiais de fontes paleoproterozóicas e neoproterozóicas. Na área de estudo esses sedimentos podem corresponder, pelo acompanhamento do trend regional das estruturas, às rochas das unidades Caieiras e Rio Curú.

O fato da idade U-Pb de 772 $\pm$ 31 Ma, obtida no metariolito, ser mais antigas que a de 622 Ma apresentada pelo batólito, pode ser explicada pela simples condição de que as rochas graníticas, hoje datadas, pertencem à raiz do batólito, sendo logicamente mais novas que as de seu topo erodido, mostrando uma evolução magmática da ordem de 150 Ma. Esse material erodido seria a fonte dos metassedimentos misturados com material do embasamento ou de outras fontes paleoproterozóicas.

Ainda quanto ao batólito, ficam pendentes algumas questões sobre sua origem e evolução visto que, é constituído por rochas migmatizadas em diferentes graus de anatexia, contento bolsões máficos que formam estruturas do tipo "sholen" e "shillierem" que podem ser restitos de crosta oceânica. Essas rochas ocorrem também circundando porções não migmatizadas homogêneas e leucocráticas de composição granítica a granodiorítica, formando núcleos preservados cujas relações com os migmatitos não são claras e necessitam de maior aprofundamento, motivo de terem sido aqui propostas quatro hipóteses para sua geração (capítulo 3).

As seqüências metassedimentares, como todo o restante da série Ceará, permanecem de certa maneira ainda indivisas devido à homogeneidade de sua composição. As subdivisões aqui propostas seguem o modelo adotado na literatura para algumas das coberturas sedimentares do Ceará, individualizadas principalmente com base em contatos tectônicos e algumas poucas idades existentes. A determinação de "seqüência metassedimentar" foi baseada nas relações de campo que mostram a ocorrência de biotita gnaisses como encaixante de espessas lentes de mármore puros, calciossilicáticas e barras de quartizitos intercalados. A explicação para a inexistência dos aluminossilicatos na composição de biotita gnaisses paraderivados, pode ser fundamentada na proposição de Bucher e Frei (1994), que propõem que para rochas de caráter semipelítico formadas a partir de silte e areia, o baixo teor de alumínio é todo consumido na formação das micas na zona de cristalização da biotita.

De acordo com a composição litológica do batólito, idades U-Pb em zircão que variam de 665 a 591 Ma, assinaturas isotópicas de Nd que revelam interação de crosta juvenil com crosta retrabalhada, idades modelo (TDM) de 900 Ma obtidas para os metassedimentos adjacentes ao batólito, e a conformidade dos resultados obtidos por este trabalho com outros já publicados, podemos sugerir a adequação da área ao ambiente geotectônico de arco magmático insular que vem sendo proposto na literatura.

A maior contribuição deste trabalho para os estudos relativos à evolução do Arco magmático de Santa Quitéria fica por conta da delimitação de parte de sua borda leste, que compreende o contato entre a suíte granítica Uruburetama, pertencente ao arco, e as unidades adjacentes.

Como sugestões para avançar no conhecimento da geologia do batólito, propõe-se:

Análise geoquímica de elementos traços nas rochas graníticas para caracterizar melhor sua composição química e o ambiente geotectônico favorável ao seu desenvolvimento, bem como dar ênfase aos estudos das relações entre os núcleos anatéticos preservados e os gnaisses migmatíticos que os circundam.

Geoquímica de elementos traços das unidades metassedimentares para que possam ser mais bem definidas suas fontes.

Avanço nos estudos isotópicos com datações U-Pb tanto da suíte granítica como das unidades metassedimentares visando sua melhor individualização, além de datações de titanitas, monazitas e granada para idades de metamorfismo.

Tratamento e interpretação de dados geofísicos com a geração de mapas litogeofísicos como base para cartografia regional, possibilitando a obtenção de uma boa base de conhecimento geológico e controle de campo que sustente o desenvolvimento consistente das atividades acima sugeridas.

8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M. of.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. of, Fuck, R. A. 1977. Brazilian structural provinces. In: Simp. Geol.do Nordeste, 8. Campina Grande, 1977. Minutes... Campina Grande, SBG. Núcleo nordeste, Bol. 6 : 363-391.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., and Fuck, R.A. -1981 - Brazilian structural provinces: an introduction. Earth Science Reviews, v. 17, pp. 1-29.

- Bertrand, J. M. & Jardim de Sá, E. F., 1990. Where are the Eburnean-Transamazonian collisional belts?. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **27**:1382-1393.
- Brito Neves, B. B. -1995- Crátons e faixas móveis. *Boletim IG-USP, Série didática*, **7**; 187p.
- Brito Neves, B. B., 1983. O mapa geológico do Nordeste oriental do Brasil, escala 1:1.000.000. Inst. de Geociência, Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência, 177p (inédito).
- Brito Neves, B. B., 1986. Tectonic regimes in the Proterozoic of Brazil. *Atas 12º Simpósio de Geologia do Nordeste*, p. 235-251.
- Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R., Santos, E. J., Campos Neto, M. C., Kozuch, M. – 1995 - O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo: , v.25, n.04, p.279 – 296.
- Brito Neves, B.B., and Cordani, U.G. –1991 - Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. In: R.J. Stern and W.R. Van Schmus (editors), *Crustal Evolution in the Late Proterozoic*. *Precambrian Res.* v. 53, pp. 23-40.
- Bucher, K., Frey, M. – 1994 – *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 6 ed. Springer-Verlag. 319pp.
- Caby, R. & Arthaud, M. H., 1986. Major precambrian nappes of the Brazilian Belts, Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, **14**:871-874.
- Caby, R. –1989 - Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic south Atlantic fit. *Geological Society of America Special Paper* **230**, pp. 145-158.
- Caby, R., Sial, A. N., Arthaud, M. H., Vauches, A., 1991. Crustal evolution and the Brasiliano orogeny northeast Brazil. In: R. D. & Lécorché, J. P. (eds), *the West African orogens and circum-Atlantic correlative*. Springer-verlag, p. 373-397.
- Cavalcanti, J.; Ferreira, C.A. – 1983 – Mapa geológico do estado do Ceará. Escala 1:500.000, MME. CPRM/DNPM
- Costa, M.J.; França, J.B. de; Bacciega, I.F.; Habekost, C.R.; Cruz, W.B. da, 1973. *Geologia da Bacia Jaibaras; Ceará, Piauí e Maranhão. Projeto Jaibaras. DNPM/CPRM. Recife. Relatório final (5 vol).*
- Dantas, E.L., 1992. *Evolução tectono magmática do maciço polidiapírico d de São Vicente Florânia*. Instituto de Geociências, UNESP, Rio Claro-SP, Dissertação de Mestrado.
- Dantas, E. L., 1997. *Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do maciço Caldas Brandão, NE do Brasil*. Instituto de Geociências, Unesp-Rio Claro-SP, Tese de Doutorado.
- Dantas, E.L., Hackspacher, P.C., Van Shmus, W. R., and Brito Neves, B.B. de, 1998, Archean accretion in the São José do Campestre Massif, Borborema Province, Northeast Brazil. *Rev. Brás. de Geociências*, v 28(2), p. 221-228.

- Fetter, A. H., Van Schmus, W. R., Santos, T.J.S., Arthaud, M. H., and Nogueira Neto, J. A., 1997. Geologic History and framework of Ceará State: NW Borborema Province, NE Brasil. Extended abstracts of South-American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, São Paulo, 1:112-114.
- Fetter, A.H. – 1999 - U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana. [Ph.D thesis], Department of Geology, Kansas University, Lawrence, KS – USA, 164 p.
- Fetter, A.H., Santos, T.J.S.; Van Schmus, W.R.; Hackspacher, P.C; Brito Neves, B.B.; Arthaud, M.H., Nogueira, J.A.; Wernick, E.- 2003 - Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, V. 6, No. 2, pp. 265-273.
- Gomes, J.R.C., Ferreira, C.A., and Vasconcelos, A.M., 1998, O terreno Granjeiro e sua evolução policíclica no contexto da Província Borborema. XL Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais, pág. 41.
- Hartmann, M. B., Donato, M. T. R., Souza, L. C., Tagliani, T. R., 1984. Zoneamento metamórfico da porção centro-leste da folha de Independência (CE). Atas do 11º Simpósio de Geologia do Nordeste, p. 93-103.
- Jardim de Sá, E. F. & Fowler, F., 1981. A orogênese Brasiliana e suas relações com faixas supracrustais no sudoeste do Ceará. Atas do 10º Simpósio de Geologia do Nordeste, p. 337-350.
- Jardim de Sá, E. F., 1994. A faixa Seridó (Província Borborema) E o seu significado geodinâmico na cadeia Brasiliana/Pan-Africana. Inst. De Geociência, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, 803p.
- Luis-Silva, W. – 2000 – Mineralizações auríferas em veios de quartzo na faixa Seridó, NE do Brasil: exemplo de depósito de ouro em fácies anfibolito em faixa móvel Proterozóica. Tese de doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas IGCE/UNESP-Rio Claro, Vol I e II.
- Mendonça, J. C. G de S., Braga, A. P. G., Campos, M., Souza, E. M., 1982. Caracterização estratigráfica dos metassedimentos da região de Itaitia-Ce (Grupo Itaitia). Anais do 32º Cong. Bras. de Geologia, 1: 325-338.
- Passchier, C. W.; Trouw, R. A. – 1996 – *Microtectonics*. Springer-Verlag, Heidelberg. 289 p.
- Passchier, R.R. – Terrenos gnáissicos de alto grau.
- Pessoa, R. R. & Archanjo, C. J., 1984. Tectônica de empurrões na região de Tróia-CE. Anais 33º Cong. Bras. de Geologia, 4:1721-1728.
- Pessoa, R. R., Brito Neves, B. B., Kawashita, K., Pessoa, D. A. R., 1986. Contribuição ao estudo da evolução geocronológica da maciço de Tróia. Atas do 12º Simpósio de Geologia do Nordeste, Soc. Bras. de Geologia, p. 75-93.
- Sá, J. M., Leterrier, J. M. S. I. M. J. – 1995 - Petrology, Geochemistry and Geodynamic Setting of Proterozoic Igneous Suites of the Oros fold Belt,

- Borborema Province, Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. Inglaterra: Pergamon Press, v.8, n.3, p.299 – 314.
- Santos, E. J. & Brito Neves, B. B., 1984. A província Borborema. In: Almeida, F. F. M. & Hasui, Y. (eds), *O pré-Cambriano do Brasil*. Ed. Edgard Blucher, São Paulo-SP, p. 123-186.
- Santos, T. J. S., 1993. Aspectos geológicos de uma área a sudoeste de granja, região noroeste do Ceará. Inst. de Geociência, UNESP, Rio Claro-SP. Dissertação de Mestrado.
- Santos, T.J.S.; Santos, A. A.; Dantas, E.L.; Fuck, R.A.; Parente, C.V. – 2003 - Nd Isotopes and the provenance of metasediments of the Itaitia Group, northwest Borborema Province, NE Brazil. *Proceedings IV Symposium on South American Isotope Geology*, Salvador, Brazil. Agosto 2003
- Santos, T.J.S. – 1999 – *Evolução Tectônica e Geocronológica do Extremo Noroeste da Província Borborema*. Tese de doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas IGCE/UNESP-Rio Claro, 186 p.
- Silva, L. C. Da, McNaughton, Vasconcelos, A> M>, Gomes J. R. C., and Flecher., 1995, U-Pb Shrimp ages in southern Ceará State, Borborema Province, NE Brazil: Archean TTG accretion and Proterozoic crustal reworking. CPRM internal report.
- Thorpe, R.; Brown, G. – 1985 – *The field description of igneous rocks*. Ed. John Wiley & Sons. 155p
- Trompette, R., 1994. *Geology of western Gondwana, Pan-African/Brasiliano Aggregation of South America and Africa*. A. A. Balkema, Rot. Brookfield, 350p.
- Trompette, R., 1997. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, 82:101-112.
- Unrug, R., 1996, The assembly of Gondwanaland-Scientific results of IGCP Project 288: Gondwanaland sutures and mobile belts. *Episodes*, v. 19, 1 & 2, p. 11-20.
- Van Schmus, W. R. V., Brito Neves, B. B., Williams, I. S., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Dantas, E. L., Babinski – 2003 - The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn collisional basin in Western Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd residence (TDM) ages. *Precambrian Research*. Amsterdam: , v.127, p.287 - 327, 2003.
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Kozuch, M., Dantas, E. L., and Babinski, M., 1997. The Borborema province: a collage of polycyclic domains in NE Brazil. 17º Simpósio de Geologia do Nordeste, Soc. Bras. de Geologia, p.
- Van Schmus, W. R.; Brito Neves, B. B.; Hackspacher, P. C. & Babinski, M- 1995- U/Pb and Sm-Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*. vol 8; 3/4; p.267-288.