



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Departamento de Geologia e Recursos Naturais



**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO ENTRE O LIMITE OESTE DO ARCO
MAGMÁTICO DE SANTA QUITÉRIA E OS METAMORFÍTOS DE
ALTA PRESSÃO, REGIÃO DE FORQUILHA-CE, NW PROVÍNCIA
BORBOREMA**

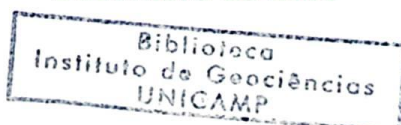
STEFANO ZINCONE

Orientador: Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos

*Metamorfismo (geologia)
Geologia estrutural
Mapeamento geológico - Borborema*

Campinas - SP

Dezembro de 2008



INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS	
N.º CHAMADA	7 (de 2)
V.	EX.
TOMBO BC	42816
TOMBO IG	
PROC.	16-1
C ☐	D ☒
PREÇO	16-148.00
DATA	22/12/09
N.º CPD	

20093158

473591



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Departamento de Geologia e Recursos Naturais



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO ENTRE O LIMITE OESTE DO ARCO
MAGMÁTICO DE SANTA QUITÉRIA E OS METAMORFÍTOS DE
ALTA PRESSÃO, REGIÃO DE FORQUILHA-CE, NW PROVÍNCIA
BORBOREMA**

STEFANO ZINCONE

Trabalho de conclusão de curso
apresentado em 10 de
Dezembro de 2008 para
obtenção do título de Bacharel
em Geologia pelo Instituto de
Geociências da UNICAMP

Comissão Examinadora:

Profa. Dra. Lena Virgínia Soares Monteiro

Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

"O sertão não chama ninguém às claras;
mais porém, se esconde e acena".

João Guimarães Rosa

Agradecimentos

Antes de tudo sou inteiramente grato aos meus pais. A estas duas pessoas maravilhosas que me deram a vida e construíram toda minha educação. A eles que me mostraram o caminho, mas sempre deixam o trajeto para a minha livre escolha. Pai, Mãe, eu amo vocês.

Sou grato a minha irmã Renatinha pelo apoio incondicional a todos os momentos da vida e, a minha eterna pequena Rafinha.

Ao meu grande irmão Arteninho (*in memoriam*) que me despertou o senso crítico, me ensinando sempre a questionar tudo que se vê e, não acreditar porque nos disseram. Valeu Cabeção, sinto demais sua falta. Esse trabalho é pra você.

A Di, Tiana e Angelita por sempre cuidarem de mim com carinho.

Meus profundos agradecimentos ao Prof. Ticiano Saraiva por me orientar, pela descoberta do sertão, e o exemplo de fazer tudo com enorme alegria no coração. Valeu Tici.

Aos Professores Pedro e Lobão, os eternos mestre dos magos, por me apresentarem à Geologia, auxiliando consolidar minha certeza de que este é o caminho que quero seguir.

A Profa. Frésia Ricardi-Branco que me ensinou os passos da pesquisa e mostrou que quando a iniciamos nunca sabemos onde se pode chegar. A Profa. Lena Monteiro por suas belas aulas, que nos trouxe grande conhecimento durante todo o curso da graduação. Ao Prof. Alfonso Schrank pela amizade, sinceridade e enorme aprendizado ao longo destes anos.

Aos professores Elson Paiva de Oliveira, Asit Choudhuri, Roberto Peres Xavier, Bernadino Figueiredo, Giorgio Basilici, Celso Dal Ré e Francisco Ladeira por contribuírem efetivamente em minha formação como geólogo.

Ao grande mestre Eberhard Wernick por ensinar a pensar em processos e mostrar como é fantástico quando idéias e fatos se juntam, e um modelo, máximo da ilucidação mental, é criado.

Aos camaradas de buteco, campo e longas discussões geológicas desde o primeiro ano de facu- Lobato, Caê, Fino, Creisson e Lixo. Ao Juliano, Marcon, Lenita, Taina, Caveiron, Pampers, Tobias, Marcola, Samu, Carol, Pedrinho, Palmito, Henriconha, Minero, Mocarongo, Zé Maria, Roger, Ju, Brunão, Netão, Alick, Manicômio e Little Mark's pela companhia e amizade em todas as circunstâncias. A toda galera da UERJ e UFMG pelas gargalhadas e cachaçadas nos Enegeos.

A toda turma 04 pelo convívio nestes cinco anos na sala de aula e excursões de campo. Ao Madruga pela companhia e frutíferas discussões em campo. Valeu galera!!

A Paty por ter me aturado e apoiado nos momentos mais difíceis e mais alegres da graduação. Um beijo enorme.

Aos funcionários do IG- Jô, Seu Aníbal, Guerreiro, Dona Raimunda, Seu Clóvis, Cristiano, Marlene, Cris e todas as bibliotecárias, por todo apoio fornecido. Ao Guimarães Rosa pelo Grande Sertão Veredas.

Aos camarada de Poços-Diogão, Digonha, Tibe, Guga, Pablitos, Tiriva, Vitinho, Rasta, Cocão, Zé Manoel, Stress, Kaká, Renato, Marina, Bia, Karen, Laila, Dri, Wado, Dudu, Rodrigo e todos aqueles que me acompanham em minha trajetória.

A Thaís, esta grande mulher e companheira que amo compartilhar todos meus momentos.

A todos de coração, meus sinceros agradecimentos.

Teo Zincone

RESUMO

A região de Forquilha-CE está inserida no contexto geológico de cinturão colisional formado durante a aglutinação do Gondwana Oeste e faz parte do domínio tectônico Ceará Central, da Província Borborema. O mapeamento de uma área de 100km² em escala de 1:50.000 permitiu a caracterização de duas associações magmáticas principais de composição variando entre granítica, granodiorítica, diorítica e tonalítica, sendo caracterizadas por um intenso processo de migmatização e refusão e a outra por intenso processo de gnaissificação. Estas duas unidades são separadas por uma zona de cisalhamento frontal de baixo ângulo, onde se alojam granitos róseos e monzogranito. A porção oeste da área é caracterizada por rochas gnáissicas paraderivada ricas em cianita e sillimanita. Lentes de anfibolitos ocorrem dispersos em toda a área, enquanto lentes de rochas cálcio-silicáticas, mármore, quartzitos, gonditos, clinopiroxênitos e kinzigitos ocorrem preferencialmente associados a sequência metassedimentar. Diopsídio hornblendito que pode corresponder a um cumulado e metaultramafito representada por tremolita-antofilita-talco fels são outros litotipos encontrados localmente nas associações magmáticas. A análise estrutural permitiu a caracterização três fases de deformação, progressivas, denominadas D_N , D_{N+1} e D_{N+2} . O evento D_N é caracterizado por uma foliação de baixo ângulo com direção predominante N-S e uma lineação mineral frontal com ângulo de caimento baixo. O evento D_{N+1} é relatado pela foliação de alto ângulo e uma lineação direcional que marca o estágio tardio do evento compressional D_N , onde o empilhamento tectônico do sistema de *nappes* atingiu o seu máximo e evoluiu para uma sequência de escapes laterais demarcados pelas zonas de cisalhamento N-S. O evento D_{N+2} possui natureza rúptil relacionado ao processo de brechagem e fraturamento ocasionado pelo alívio de pressão após cessarem os esforços compressivos. Relacionado a este evento sugere-se a chegada de um fluxo de magma e fluídos bastante ostentoso na região que permitiu a colocação de diques e veios de pegmatitos e aplitos indeformados, assim como injeção de material granítico róseo. Estes fluídos desencadearam vasto processo de silicificação, calcificação, epidotização, potassificação e o desenvolvimento de feldspatos secundários bem formados. A trajetória P-T da área tem sentido horário, sendo o ápice do metamorfismo estabelecido na transição entre as fácies granulito anfibolito alto, de acordo com as paragêneses estabelecidas nas rochas cálcio-silicáticas e kinzigito. O retrometamorfismo ocorreu em fácies anfibolito e xisto verde superior.

Sumário

Sumário	1
ÍNDICE DE FIGURAS	3
ÍNDICE DE TABELAS	7
1. INTRODUÇÃO	8
1.1. Apresentação	9
1.2. Objetivos e Métodos	9
1.3. Localização e Vias de Acesso	9
1.4. Aspectos Geomorfológicos	10
1.5. Aspectos Hidrográficos	11
1.6. Aspectos Climáticos	11
1.7 Enfoque metodológico	12
2. Contexto Geológico Regional	13
2.1. Província Borborema	13
2.2. Os Grandes Lineamentos	16
2.3. Domínio Médio Coreaú (DMC)	18
2.3.1. Embasamento Paleoproterozóico	18
2.3.2. Sequência Vulcânica Paleoproterozóica Saquinho	19
2.3.3. Sequências Supracrustais Neoproterozóica	20
2.3.4. Sequência Supracrustal Paleozóica	21
2.3.5. Granitos Neoproterozóico-Cambriano	21
2.4. Domínio Ceará Central (DCC)	23
2.4.1. Núcleos Arqueanos	24
2.4.2. Remanescentes do Paleoproterozóico	25
2.4.3. O Neoproterozóico do Domínio Ceará Central	26

2.5. Correlações entre a Província Borborema e África Central	30
3. Contexto Geológico Local	33
3.1. Associação magmática I	35
3.2. Associação magmática II	37
3.3. Granito róseos, monzogranitos e granada leucogranitos	41
3.4. Granada-biotita gnaiss, cianita-granada gnaiss, sillimanita-granada xisto e	44
3.5. Gondito e Rodonita <i>fels</i>	45
3.6. Anfíbolitos	48
3.7. MetaUltramafito	54
3.8. Mármore	55
3.9. Rochas cálcio-silicáticas	58
3.10 Clinopiroxenito	65
3.11. Quartzitos	66
3.12. Granito Serra do Barriga	68
4. Aspectos Estruturais	69
4.1 Foliações	70
4.2 Lineações	71
4.2.1. Lineação de estiramento/alongamento mineral (L_x)	72
4.2.2. Lineação de intersecção (L_b)	72
4.3 Zonas de cisalhamento	72
4.4. <i>Boudins</i> e Dobras	74
4.5. A deformação super plástica	75
4.5 Interpretação estrutural	76
5. Metamorfismo	78
5.1. Metamorfismo da Sequência Metapelítica	78

5.2 Metamorfismo de Rochas Metacarbonáticas	80
5.4 Metamorfismo dos anfibolitos	82
6. Considerações Finais	83
7. Referências Bibliográficas	86

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de localização no estado do Ceará mostrando acesso a partir da cidade de Fortaleza e localização da área de estudo, marcada com o polígono de cor azul. O polígono de contorno laranja perfaz os limites da Folha Sobral (SA-24-Y-D-IV). 10

Figura 2.1.: Localização da Província Borborema no Brasil, representada pelo quadrado em vermelho (modificado de Schobbenhaus & Campos, 1984). 13

Figura 2.2: Subdivisão da Província Borborema (Trompette, 1994; Arthaud, 2008) 14

Figura 2.3: Mapa geológico do domínio norte da Província Borborema mostrando os principais domínios e os plútons graníticos situados a norte do lineamento Patos (Lpa): MT, Maciço de Tróia – Arqueano; MSJC, Maciço São José do Campestre – Arqueano; LTB, Lineamento (Santos *et al.* 2007). 15

Figura 2.4: Imagem geofísica mostrando o traçado dos principais lineamentos da PB, baseado no campo magnético total com topo das fontes magnéticas com profundidades maiores que 6 km e anomalia Bouguer residual obtida a partir da remoção de fontes profundas e preservação das anomalias crustais. Observar entre o DMC e o DCC anomalia gravimétrica dipolar, cujo pico positivo coincide com a Z.C. Sobral-PedroII (lineamento Transbrasiliiano) e o negativo coincide com o arco magmático de Santa Quitéria (Oliveira, 2008). 17

Figura 2.5: Mapa geológico simplificado da porção NW da Província Borborema, mostrando em laranja a sequência supracrustal Paleozóica (bacia Jaibaras), associada ao LTB, que separa tectonicamente o DMC a NW e o DCC a SE (Santos *et al.* 2008). 23

Figura 2.6: O domínio Ceará Central limitado a SE a pela zona de cisalhamento Senador Pompeu e pelas zonas de cisalhamento Orós Jaguaribe e a NW pelo lineamento Transbrasiliiano. Em preto os núcleos arqueanos (Arthaud *et al.* 1998). 24

Figura 2.7: Mapa geológico simplificado com idades T_{DM} Sm-Nd e entre parêntese $\epsilon Nd(t)$. Em branco o CTSQ. A oeste o GCNW, o LTB e DMC. A leste o GCSE. A cor cinza escuro

representa a unidade Independência e em cinza claro a unidade Canindé (observe que as unidades ocorrem tanto a leste como a oeste). O quadrado vermelho representa a área de mapeamento sendo a norte o granito Neoproterozóico pós colisional Serra do Barriga e a oeste a faixa eclogítica de Forquilha. (modificado de Amaral, 2007).

27

Figura 2.8: Reconstrução pré deriva mesozóico de partes da África e América do Sul mostrando as principais áreas cratônicas e província Pan Africana/Brasiliana. 1, Arco Magmático Neoproterozóico de Goiás; 2, CTSQ; 3, batólitos arco correlato do terreno Pharusiano e bloco Granja (Trompette 1994, Santos *et al.* 2008).

32

Figura 3.1: mapa geológico 1:50.000, região próxima de Forquilha-CE

33

Figura 3.2: Prancheta de fotos mostrando principais feições observadas na associação magmática granodiorítica migmatítica I. A) granodiorito com processo de migmatização *in situ* marcado pelas finas lâminas félsicas paralelizado ao bandamento gnáissico e migmatização discordante com porções remobilizada com textura estictolítica marcada por anfibólio imerso em matris félsica, observar estrutura S-C na porção central da foto com remobilizados em forma de 'colher' nas porções arqueadas do plano C; B) Estrutura estiolítica com micro dobras ptigmáticas no granodiorito; C) Estrutura agmática com blocos angulosos e sub-arredondados de granodiorito foliado em uma matriz granítica remobilizada devido a processo de migmatização alóctone; D) 'Fragmentos' de granodiorito com diferentes estágios de rotação circundados por uma matriz recristalizada de composição granítica, podendo corresponder a fracionamento do granodiorito ou chegada de material granítico alóctone.

36

Figura 3.3: Prancheta de fotos representativa da unidade de associação magmática granodiorítica II. A) Veio de plagioclásio com borda de reação espessa que separa um enclave microgranular de composição mais máfica na parte inferior, do granodiorito cisalhado na parte superior; B) Quartzó diorito com fenocristais de plagioclásio intensamente estirado marcando a transição entre o biotita xisto e o biotita gnaiss; C) Biotita gnaiss de granulação fina e aspecto milonítico, observar textura estictolítica com anfibólio nas porções félsicas e composição diorítica nas porções máficas; D) Diorito com textura sal e pimenta; E) Diorito aflorando com forte trama linear; F) Hornblenda-biotita gnaiss Granodiorito gnaissificado com bandas félsicas ricas em hornblenda intercaladas a bandas máficas mais deformadas.

40

Figura 3.4: Estrutura sigmoidal com planos S-C em agregado de hornblenda em hbl-bt gnaiss indicando cinemática destal com topo para N 300° , aumento 2.5x L.P.A. e L.P., respectivamente. 40

Figura 3.15: Prancheta de fotos ilustrando aspectos de campo do ultramafito (ZN-103) A) Vista geral do afloramento de tremolita antofilita talco ultramafito; B) Mega cristais de coloração verde com até 20cm em crescimento radial; C) Granada-cianita gnaiss que corresponde a rocha encaixante na borda oeste; D) Augen gnaiss que corresponde a rocha encaixante na borda leste; F). 54

Figura 3.16: Antofilita aterado para talco com cristais de tremolita, 2.5X, LPA; B) crescimento tardio de talco em rede, 10X, LPA. 55

Figura 3.17: Contato entre lente de mármore e rocha carbonato-silicatada marcado por nível de concreção de ferro com clasto decamétrico que gerou contraste reológico entre as litologias durante o cisalhamento permitindo a formação de estrutura S-C; B) detalhe da parte esquerda da foto anterior mostrando alternância centimétrica de bandas de mármore impuro intercalada a bandas de rocha carbonato-silicatada rica em diopsídio. 56

Figura 3.18: Prancheta de fotos mostrando aspecto de campo do mármore grafitoso: A) Grafita mármore foliado com nódulo arredondados de cor bege, composto por um aglomerado de fragmentos irregulares, que encontra-se envolvido pela foliação e com sombras de pressão nos limites laterais; B) Detalhe da foto anterior mostrando sombra de pressão no limite lateral do clasto, observar micro fragmentos angulosos ao longo do plano de foliação; C) fragmentos intensamente estirados com forma semelhante a um cometa e envolvidos pela foliação, resultantes de deformação super plástica; D) Foto em detalhe de superfície pólida do mármore grafitoso, observar a concentração de grafita em planos que delimitam a foliação. 57

Figura 3.19: Fotomicrografia do mármore grafitoso. A) Feições de recristalização e textura nematoblástica em cristais de grafita (mineral opaco) 2.5X, LPA. B) grãos microcristalino de calcita relacionado à microvênulas com quartzo e moscovita, observar concentração de grafita nestes planos, 10X, LPA. 58

Figura 3.20: Prancheta de fotomicrografias do escapolita clinopiroxênio fells. A) Aspecto da rocha em amostra de mão; B) Visão geral da lâmina, observar como os fragmentos de clinopiroxênio em preto constituíam um grão bastante maior, 2.5x, LPA; C) Grãos de clinopiroxênio com cor de interferência rosa avermelhado com inclusões de olivina(?) esverdeada, 2.5x, LPA; D) 59

Grão de clinopiroxênio com sistema de fratura radiado migrando a partir de inclusão de quartzo, LPA, 10x; E) Fotomicrografia igual a anterior em LP, observar sistema de fratura radial; F) Fotomicrografia da inclusão mostrada nas fotos anterior, 40x, LPA. 60

Figura 3.21: Fotomicrografia do escapolita-granada-clinopiroxênio ultramilonítico. A) Granada sigmoidal com borda de pressão preenchida por quartzo circundado por clinopiroxênio, 2.5x, LP; B) Granada facetada devido ao cisalhamento e recristalização, 10x, LP. 61

Figura 3.22: A) Fotografia da amostra de mão do diopsídio-granada gnaiss, observar textura em volta do grão de granada no centro da foto; B) Fotomicrografia com feição de sobrecrecimento da granada poiquiloblástica, 2.5x, LPA. 62

Figura 3.23: A) clinopiroxênio de cor verde clara com mudança de cor da borda para o centro e cristais de escapolita transparente, 2.5x, LP; B) figura anterior observada a LPA, a escapolita apresenta cor de interferência variando do bege ao marrom; C) Clinopiroxênio de cor verde associado a cristais eudrais de epidoto (relevo alto) e anfibólio com cor marrom, 2.5X, LP; D) figura anterior observada a LPA, o piroxênio aparece como banda no canto inferior esquerdo em contato com banda de epidoto e zoisita; E) Associação de espinélio(?) ou granada(?) com cor bege alaranjado associados ao clinopiroxênio, epidoto e zoisita, 10X, LP; E) figura anterior observada a LPA. 64

Figura 3.23: Clinopiroxênio (TZ-09a). A) Fotografia de amostra de mão; B) Grãos de clinopiroxênio com textura poiquiloblástica, 2.5X, LPA. 65

Figura 3.24: Prancheta de fotomicrografias do clinopiroxênio-tremolita fells (TZ-09b). A) Amostra de mão mostrando a tremolita de cor verde escuro, clinopiroxênio de verde pouco mais claro e fragmento brechado de composição pertítica; B) Cristais eudrais de tremolita maior que 1 cm associado a pertita, 2.5x, LPA; C) Detalhe da pertita cuja análise composicional precisa ser realizada, pois a textura sugere corresponder a feldspato ternário, 2.5x, LPA; D) Cristal radial de clorita crescendo a partir da tremolita, 10x, LPA. 66

Figura 3.26: Granito pós-tectônico Serra do Barriga: A) Visão geral do granito mostrando alto geomorfológico; B) Fácies do granito conhecido regionalmente como Rosa Iracema; C) micro enclave máfico na fácies Branco Savana. 68

Figura 4.1: Rede estereográfica mostrando distribuição dos planos de foliação em notação azimutal, hemisfério inferior. 70

Figura 4.2: Prancheta mostrando feições de estruturas planares e lineares. A) Granodiorito com foliação de baixo ângulo e lineação mineral frontal relacionados a rampa de cavalgamento em sistema de *nappes*; B) Diorito com foliação sub-vertical de direção azimutal N 30° e lineação direcional relacionado a zona de cisalhamento transcorrente; C) Tectonito L com direção azimutal N 90°. 71

Figura 4.3: Rede estereográfica mostrando distribuição das lineações de estiramento mineral (Lx) em notação azimutal, hemisfério inferior. Estereogramas hemisfério. 72

Figura 4.4: Prancheta de fotos mostrando principais estruturas geradas sob condições dúcteis. A) Veio de plagioclásio milonitizado com estrutura S-C em granodiorito; B) Boudin sigmoidal em associação de rocha carbonato-silicatada e mármore; C) Sigmoides compostos por quartzo e anfibólio encaixado no mármore; D) Porfiroblastos de quartzo e feldspato em sillimanita-biotita xisto crenulado e milonitizado. 73

Figura 4.5: Prancheta de fotos com *boudins* e dobras. A) *Boudins* de composição máfico dobrado relacionado à zona de cisalhamento que separa as duas unidades de associações magmáticas; B) Veios de plagioclásio intensamente boudinado; C) Dobra em bengala associada ao mármore. 75

Figura 5.1: Projeção AFM das assembléias mineralógicas desenvolvidas em rochas metapelíticas na zona inferior da sillimanita, (modificado de Thompson 1957 e extraído de Monteiro 2006). 79

Figura 6.1: Modelo da trajetória de P-T da área. (1) Representa dados termobarométricos de Santos *et al.* (2008); (2) Fácies de transição anfibolito granulito registrado nas paragêneses das rochas cálcio-silicáticas, gnaisses kinzigíticos e piroxenitos; (3) Fácies granulito registrado em rochas cálcio-silicáticas (4) Retrometamorfismo para fácies anfibolito registrado nas rochas anfibolíticas, orto- e paragneisses. 84

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Esquema comparativo da evolução tectônica entre a porção NW da província Borborema, o cinturão Dahomey e Hoggar (Santos *et al.* 2008). 31

Tabela 2: Análise de composição mineralógica obtida em MEV e comparada com outros piroxenóides, como o da província de Cangpur na Índia e no site *webmineral*. 47

1. INTRODUÇÃO

A descrição de rochas básicas de afinidade tholeítica (tipo MORB) submetidas a metamorfismo de alto grau em fácies granulito e eclogito nos últimos anos na porção NW do domínio Ceará Central tem motivado o mapeamento geológico em escala de detalhe e servido como base de projetos de pesquisa que englobam trabalhos de conclusão de curso, dissertação de mestrado e tese de doutorado sob a orientação do Prof. Dr. Ticiano Saraiva dos Santos. Estas rochas situam-se entre o complexo Tamboril Santa Quitéria e o lineamento Transbrasiliiano, na denominada faixa “eclogítica” de Forquilha (Santos *et al.* 2008).

Fetter *et al.* (2003) sugerem para este complexo granítico-migmatítico de Santa Quitéria uma natureza evolutiva a partir de um arco magmático continental desenvolvido antes da amalgamação da porção oeste do paleocontinente Gondwana.

A compreensão que estas rochas possam representar resquícios de crosta oceânica obductada durante o fechamento dos oceanos Farusiano e Goianides encaixam-se com os modelos estabelecidos para os eclogitos de Dashomeydes e Pharosides (Jahn *et al.* 2001).

A caracterização de resquício de crosta oceânica e posicionamento de plútons graníticos cálcio-alcálinos de arco tem sido retratado por diferentes pesquisadores do Brasil - região central de Goiás (Pimentel *et al.*, 2000) - e da África - região de Hogar (Caby, 2003) e Dahomey (Affaton, 1990; Attoh, 1990) como exercício de correlação espacial entre estes ambientes num sistema de tectônico de subducção e colisão.

Neste contexto, a área de aproximadamente 100 Km² escolhida para mapeamento na escala de 1:50.000 está localizada a leste das rochas metabásicas da região de Forquilha e engloba parte da borda oeste do arco magmático de Santa Quitéria. Com isso, este estudo almeja definir o contexto geológico que separa as rochas do arco de Santa Quitéria e as rochas eclogíticas de Forquilha, trazendo subsídios para o avanço do conhecimento geológico desta região. Para isto, utilizam-se as técnicas de estudo convencionais das ciências geológicas adquiridas pelo autor no decorrer do curso de bacharelado em Geologia.

1.1. Apresentação

Este trabalho está organizado em seis capítulos, incluindo esta apresentação. O capítulo introdutório apresenta os principais objetivos do trabalho, a localização e delimitação da área de estudo, assim como a metodologia utilizada para o tratamento do tema.

O capítulo 2 apresenta o contexto geológico regional da Província Borborema Setentrional e uma breve comparação com a geologia da Província Benin-Nigeria (NW África) que, antes da abertura do Oceano Atlântico, representava a continuação para norte da Província Borborema

No capítulo 3 é descrito o contexto geológico local com base nas relações delimitadas em campo e os aspectos petrográficos observados em lâmina delgada. Ainda neste capítulo são feitas algumas inferências a respeito do metamorfismo, principalmente com as feições observadas ao microscópio. O capítulo 4 apresenta a descrição das estruturas geológicas e suas relações no espaço. O capítulo 5 trata das relações minerais e paragêneses durante o metamorfismo progressivo.

Por fim, são apresentadas as considerações finais com base nos estudos e análises apresentados nos capítulos anteriores.

1.2. Objetivos e Métodos

Os objetivos e métodos deste trabalho corresponde ao mapeamento geológico na escala 1:50.000 visando caracterizar e descrever as unidades litológicas e as relações entre os elementos estruturais de uma área de 100 Km²; e a análise petrográfica em detalhe das rochas cartografadas, visando caracterizar suas relações metamórficas e petrológicas.

1.3. Localização e Vias de Acesso

A área de mapeamento está localizada no interior do estado do Ceará, NE do Brasil e encontra-se inserida na carta topográfica 1:100.000 de Sobral e limitada pelas coordenadas UTM (Datum Córrego Alegre, Zona 24 S) 9.580.000mN/380.000mE e 9.565.000mN/375.000mE (DSG/SUDENE,1972) .

A partir de Fortaleza, o acesso à área é realizado pela rodovia federal BR-222 em direção a cidade de Forquilha (**Figura 1.1**). Próximo a Serra do Barriga o acesso ocorre pelas estradas vicinais de terra tanto a norte como a sul da BR-222.

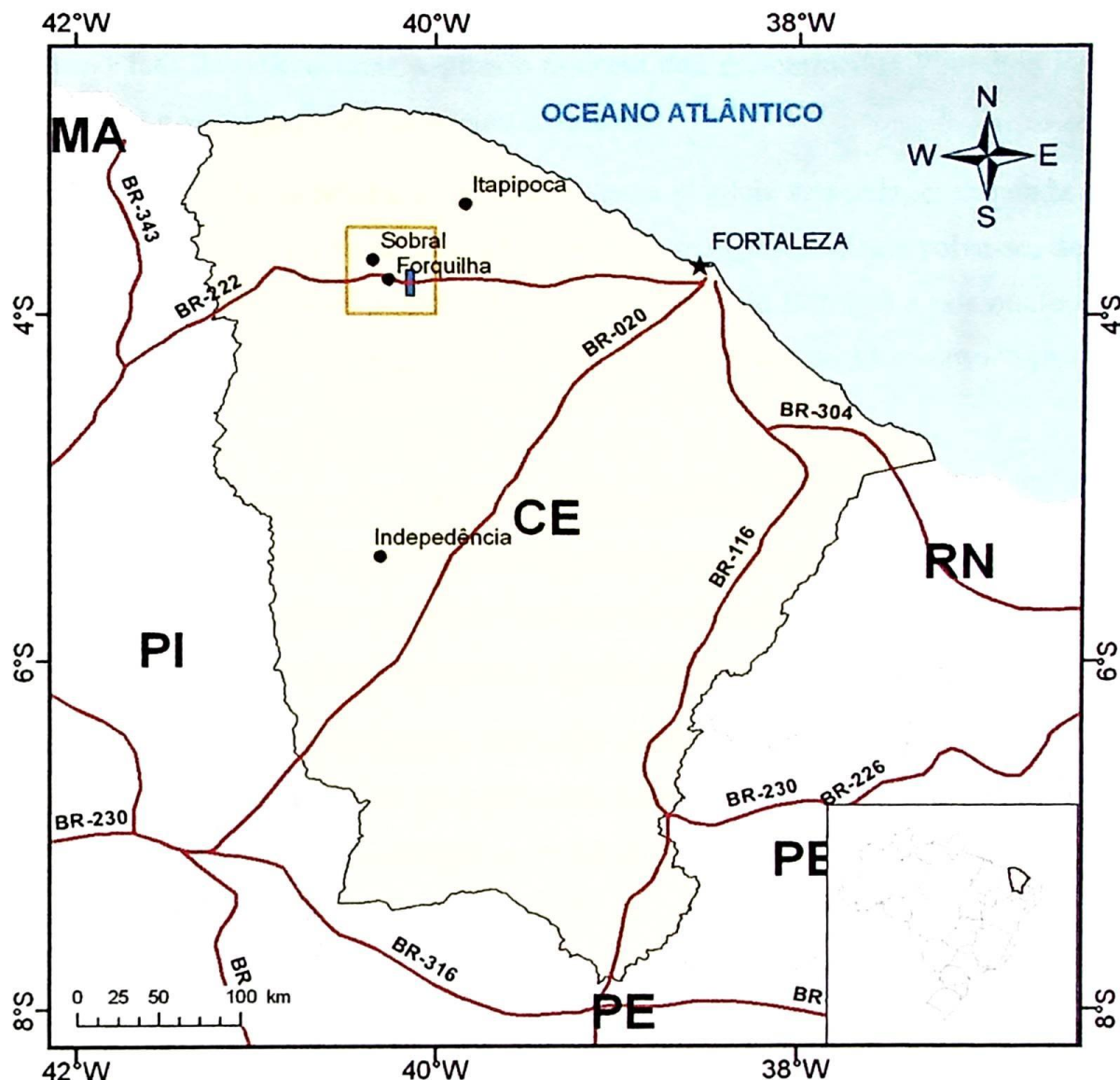


Figura 1.1: Mapa de localização no estado do Ceará mostrando acesso a partir da cidade de Fortaleza e localização da área de estudo, marcada com o polígono de cor azul. O polígono de contorno laranja perfaz os limites da Folha Sobral (SA-24-Y-D-IV).

1.4. Aspectos Geomorfológicos

O padrão morfológico do Nordeste brasileiro é classicamente interpretado como resultado do soerguimento litosférico correlato à dispersão do paleocontinente Gondwana e as posteriores variações climáticas durante o Cenozóico. Após o soerguimento processos erosivos culminaram no modelamento das superfícies de aplainamento e pediplanação que permitiria a instalação de redes de drenagem com padrões centrífugos.

Cinco unidades morfotectônicas são definidas no estado do Ceará: a Planície Litorânea, os Tabuleiros Litorâneos, os Planaltos Residuais, o Planalto da Ibiapaba e a Superfície Sertaneja. O interior do estado foi intitulado por Saadi & Torquato (1992) como pertencente ao Núcleo Central

Cristalino e dividido em três blocos: Itapagé, Santa Quitéria e Acaraú. Uma peculiaridade deste núcleo reside no fato de nele ocorrer a grande maioria dos denominados Planaltos Residuais (em extensão e altitude) e as Superfícies Sertanejas associadas.

A área de estudo é caracterizada por uma extensa planície arrasada, circundada por maciços residuais, com relevo típico de escudos cristalinos. A morfogênese desenvolve-se, sobretudo por pediplanação. Contudo, nas unidades graníticas (granito Serra da Barriga) e nos núcleos anatóticos, a atividade erosiva é mais atuante, originando formas de relevos conhecidas como “*inselbergs*”.

1.5. Aspectos Hidrográficos

As condições climáticas estão refletidas diretamente na rede hidrográfica da região. Os rios e riachos são intermitentes, fluindo durante o período de chuvas, época em que se eleva o nível freático e as lagoas de pequeno porte passam a acumular água.

O padrão de drenagem dominante varia de dendrítico a sub-dendrítico. Apesar da forte estruturação das rochas da área de mapeamento, raramente se nota o controle estrutural da drenagem, que se limita ao condicionamento eventual de rios e riachos por falhas e fraturas.

1.6. Aspectos Climáticos

O estado do Ceará tem 93% de seu território situado na região do semi-árido nordestino, o que o torna vulnerável à ocorrência de secas e à irregularidade e escassez de precipitações pluviométricas, que oscilam entre 500 e 850 mm. O clima predominante no estado é o Tropical Quente Semi-Árido, ocorrendo em uma área de 101.000 km², o que representa 67,87% da área do Estado (Ribeiro & Gonçalves 1981).

A região apresenta características climático-meteorológicas governadas pelas Zonas de Convergências Intertropicais e pela Perturbação na Corrente de Alísios (Ribeiro & Gonçalves 1981).

1.7 Enfoque metodológico

O trabalho foi dividido em três etapas: preliminar, levantamento de campo e análise da pesquisa, como segue.

Etapla preliminar

Nesta etapa foram realizadas análise interpretativa de imagens Landsat TM e do modelo digital do terreno para extração das feições geomorfológicas e estruturais. Por fim elaborou-se o mapa logístico que foi utilizado na etapa de trabalho de campo.

Etapla de levantamento de campo

Nesta etapa foram caracterizadas e delimitadas as diferentes unidades litológicas, assim como as feições e relações estruturais, metamórficas, tectônicas. A partir de então foram realizados perfis geológicos de direção E-W, perpendiculares à estruturação principal, buscando sempre compreender suas variações geológicas.

Também foram descritos 166 afloramentos e coletadas amostras para a confecção de lâminas delgadas. Ainda durante essa etapa foi preparado um esboço preliminar do mapa geológico contendo os contatos litológicos e os pontos com informações estruturais. Esta etapa foi realizada de 4 a 27 de agosto de 2008.

Etapla pós campo

Com o objetivo de melhor compreender o contexto metamórficos e microtectônicos que atuaram na região foram selecionadas vinte e cinco amostras para a confecção de lâminas delgadas. As lâminas foram confeccionadas no laboratório de laminação do IG/Unicamp e descritas no laboratório de microscopia. A descrição das lâminas foi acompanhada da descrição macroscópica em lupa das amostras coletadas em campo.

A partir dos dados coletados e das descrições das lâminas petrográficas confeccionou-se o mapa geológico na escala 1:50.000.

2. Contexto Geológico Regional

A região de estudo está localizada a leste do município de Forquilha na região norte do estado do Ceará. Geologicamente está inserida no segmento norte da Província Borborema (**Figura 2.1**), mais especificamente no domínio Ceará Central entre o lineamento Transbrasiliano e a margem oeste do batólito de Santa Quitéria.

2.1. Província Borborema

A Província Borborema está situada na região nordeste da plataforma Sul-Americana e sua definição como província tectônico-estrutural deve-se aos trabalhos pioneiros encabeçados pelo professor Fernando Flavio Marques Almeida (Almeida *et al.* 1977, 1981), que definiram sua extensão como coincidente à “*Região de Dobramento Nordeste*”, desenvolvida ao longo do Ciclo Brasileiro. Esta região foi definida com base na distribuição espacial organizada em forma de mosaico e que abrange “*diversos sistemas de dobramentos lineares separados entre si por altos do embasamento, relacionados ou não com falhas*”.

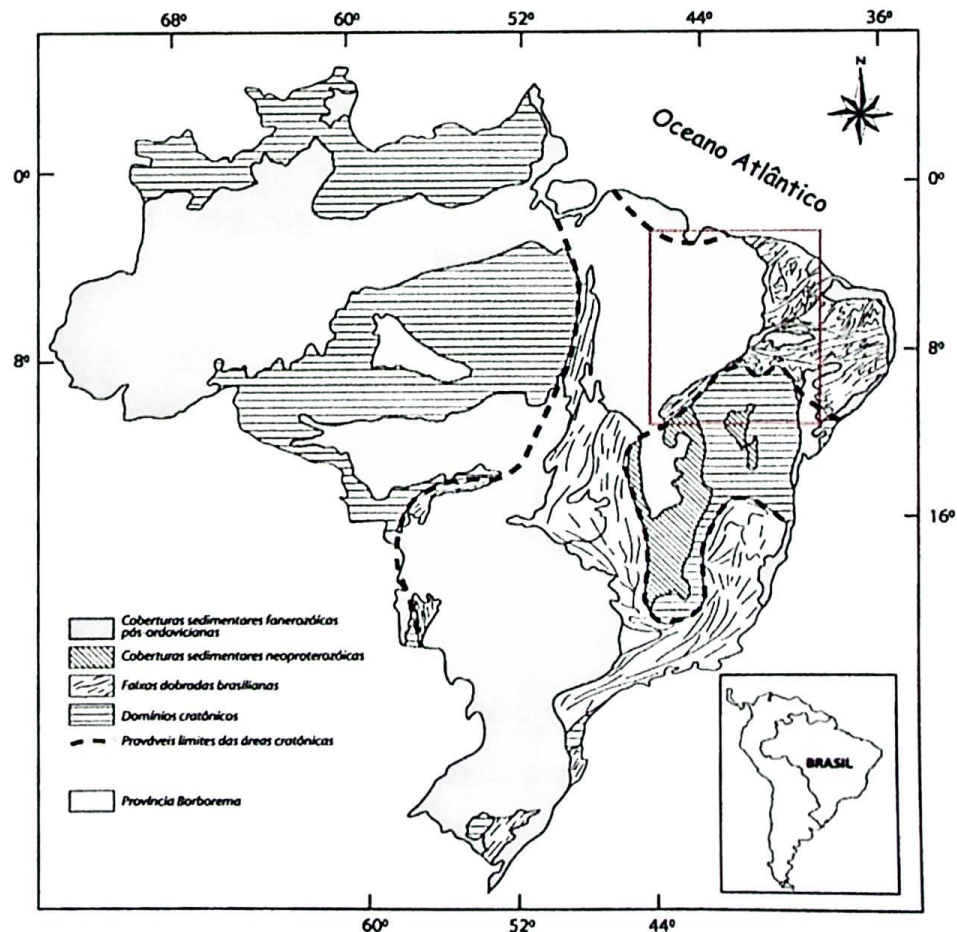


Figura 2.1.: Localização da Província Borborema no Brasil, representada pelo quadrado em vermelho (modificado de Schobbenhaus & Campos, 1984).

Num olhar à luz do atual conhecimento geológico esta província pode ser definida como um mosaico de terrenos formados por cinturões metassedimentares do neoproterozóico, associados a um complexo embasamento gnáissico – migmatítico de idade paleoproterozóica bordejada por pequenos núcleos arqueanos. Este embasamento gnáisse-migmatítico está recoberto por seqüências de rochas supracrustais de idade paleoproterozóica a neoproterozóica que se encontram intrudidas por diferentes pulsos graníticos neoproterozóicos e afetados por um sistema anastomosado de zonas de cisalhamento de escala crustal, que segundo Van Schums *et al.*(1998), delimitam uma série de colagens de escala continental responsável por justapor domínios independentes (**Figura 2.2**).

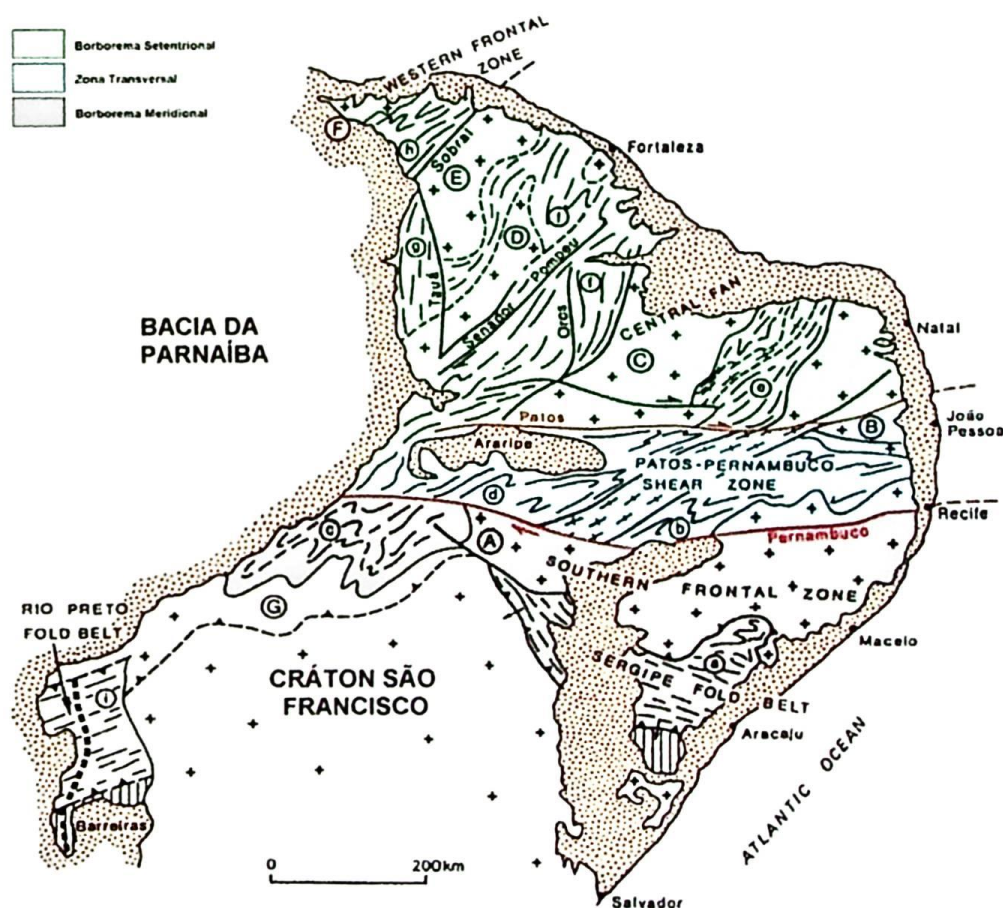


Figura 2.2: Subdivisão da Província Borborema (Trompette, 1994; Arthaud, 2008)

Essas feições são resultantes da convergência entre os crátons Oeste Africano-São Luis e o cráton São Francisco-Congo durante a amalgamação da porção oeste do supercontinente Gondwana durante o ciclo TransBrasiliiano (Brito Neves *et al.* 2000).

Com uma extensão da ordem de 450.000 km² a Província Borborema (PB) é dividida por Brito Neves *et al.* (2000) em 5 domínios estruturais com base em uma série de estudos geológicos e

2.2. Os Grandes Lineamentos

O enorme sistema de cisalhamento transcorrente do Nordeste Brasileiro foi primeiramente aventado por Kegel (1961), que postulou a idéia de que estes lineamentos separariam blocos orogênicos dentro do conceito de tectônica de Blocos em voga na Europa.

Vauchez *et al.* (1995) descrevem a atual estruturação da PB correlata ao fim da orogênia Brasiliana/Pan-Africana e sua estruturação em forma de mosaico onde domínios independentes estão justapostos ao longo de grandes zonas de cisalhamento de escala crustal que, segundo Van Schums *et al.* (1998), delimitam uma série de colagens de escala continental (**Figura 2.4**).

Ebert (1966; 1970) cunhou a denominação dos lineamentos de Patos e Pernambuco, assim como a Zona Transversal do Nordeste. Estes dois lineamentos, que representam zonas de falhamento de grande escala, foram relacionados ao regime oblíquo, subperpendicular, que delimita a zona transversal (**Figura 2.2**).

Essas duas grandes falhas foram reativadas no Paleozóico e, embora condicionadas à bordas de bacias com ocorrência de sismos, sua expressão estrutural mais notável são os extensos e largos cinturões miloníticos gerados em regime dúctil e com rotação dúctil-friável de cerca de 60° no sentido horário, que impôs a estruturação E-W atual, mas que inicialmente eram de sentido N - NNE

O lineamento de Pernambuco possui sua extensão relacionada à falha de N'gouranderê na zona meridional da República de Camarões na África (Sadowski & Campanha, 2004)

A zona de cisalhamento Sobral-Pedro II, ou como é mais conhecida atualmente Lineamento Transbrasiliano-Kandi, possui uma extensão superior a 1500km e representa o limite tectônico entre a porção meridional do DMC e o DCC. Arthaud *et al.* (2008) sugerem que este enorme lineamento representa uma zona de sutura neoproterozóica, cujo rejeito transcorrente pode chegar a valores superiores a 500 km, a molde do que acontece atualmente no orógeno Himalaiano. A reativação desta falha no Paleozóico condicionou a formação da bacia de molassa Jaibaras.

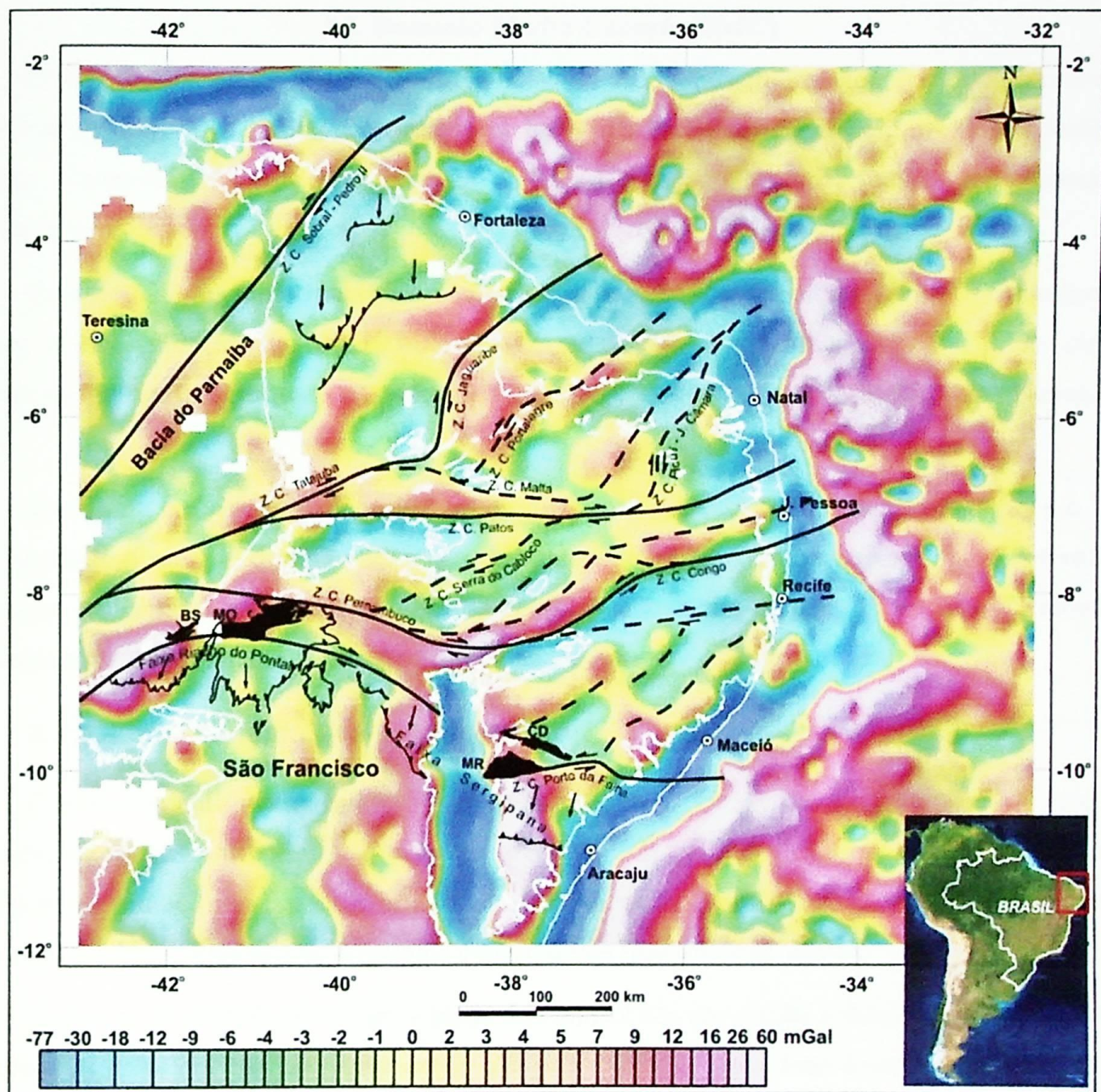


Figura 2.4: Imagem geofísica mostrando o traçado dos principais lineamentos da PB, baseado no campo magnético total com topo das fontes magnéticas com profundidades maiores que 6 km e anomalia Bouguer residual obtida a partir da remoção de fontes profundas e preservação das anomalias crustais. Observar entre o DMC e o DCC anomalia gravimétrica dipolar, cujo pico positivo coincide com a Z.C. Sobral-PedroII (lineamento Transbrasiliiano) e o negativo coincide com o arco magmático de Santa Quitéria (Oliveira, 2008).

A zona de cisalhamento Senador Pompeu marca o contato tectônico entre o DCC e o DRN e sua extensão é relacionada ao lineamento Ife-Ife na África. Brito Neves *et al.* (2000) relatam que entre esses domínios situam colagens de terrenos mesoproterozóicos e o maciço arqueano de Tróia, cujo limite norte é marcado pela ocorrência de xistos azuis.

2.3. Domínio Médio Coreaú (DMC)

O DMC está localizado na margem NW da PB e possui uma extensão aproximada de 10.000km². Encontra-se limitado a oeste pela bacia do Parnaíba, a sul pelo DCC e a leste pelo cinturão Costeiro. O limite sul junto ao DCC é marcado tectonicamente pelo lineamento Transbrasiliano.

Corresponde ao ramo mais a oeste do cinturão colisional Brasileiro/Pan-Africano formado durante a amalgamação de oeste Gondwana e representa a extensão mais a sul do cinturão Dahomeya-Pharusian (Torquato e Cordani, 1981; Caby, 1989; Caby *et al.* 1995; Brito Neves *et al.* 2002).

Com base em características de campo, petrográficas, estrutural e dados isotópicos o DMC pode ser litologicamente dividido em cinco complexos principais: embasamento paleoproterozóico, sequência vulcânica paleoproterozóica Saquinho, sequências supracrustais neoproterozóicas, sequência supracrustal paleozóica e granitogênese Brasileira e pós Brasileira

2.3.1. Embasamento Paleoproterozóico

O embasamento desse domínio corresponde ao complexo Granja, um terreno de alto grau metamórfico (fácies anfibolito alto e granulito) composto por ortognaisses de afinidade tonalito-trondhjemitó-granodiorito (suítes TTG), gnaisses anfibolíticos, anfibolitos, leucogranitos, granulitos máficos, enderbitos, kondalitos, kinzigitos e migmatitos (Santos *et al.* 2001).

Santos *et al.* (2008) obtiveram a idade de 2288±2 Ma em zircão e titanita pelo método U-Pb intercepto superior em gnaiss tonalítico do complexo Granja. Esse dado é concordante com outras idades obtidas em zircões separados de gnaisses e que apresentam idade de cristalização entre 2,36-2,29 Ga (Fetter *et al.* 1997, 2000).

Análises isotópicas pelo método Sm-Nd forneceram idade entre 2,61 e 2,38 Ga (Fetter *et al.* 2000) e valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ (t = idade de cristalização) positivos (+0.5 a +1.9) que são interpretados como representativos de crescimento de crosta juvenil em ambiente relacionado a arco magmático. A idade de cristalização próxima de 2,3 Ga representa uma singularidade por não pertencer ao período clássico e global de geração de crosta juvenil (2.2-2.0 Ga), mas sim a um período de quiescência na geração de crosta continental no planeta.

O período de soerguimento e resfriamento desse complexo foi obtido por meio de uma isócrona precisa em Sm-Nd rocha total (plagioclásio, granada, rocha total) que forneceu a idade de 558 ± 3 Ma (Santos *et al.* 2007), concordante com o método de regressão em U-Pb intercepto inferior (Santos *et al.* 2004)

2.3.2. Sequência Vulcânica Paleoproterozóica Saquinho

Essa sequência é constituída por rochas vulcânicas félsicas a intermediárias, que incluem traquiandesito, riolito, brechas vulcânica e tufos (Santos *et al.* 2002) bordejada por uma sequência metassedimentar neoproterozóica representada pelo grupo Ubajara. Análise U-Pb em zircão extraído de metarriolito forneceu uma idade concordante de 1785 ± 2 Ma, que Santos *et al.* (2002) interpretaram como idade de cristalização da rocha vulcânica. Essa idade é correlacionada à sequência vulcano-sedimentar Orós-Juagaribe localizada na porção oeste do DRN. Brito Neves *et al.* (1995) caracterizaram este período de extensão crustal reconhecido em diferentes regiões da plataforma sul americana como “tafrogênese estateriana”.

Análises isotópicas de Sm-Nd a partir de rochas metassedimentares do grupo Ubajara e vulcânicas do Saquinho forneceram um grande leque de idades T_{DM} que variam entre 2,87 e 1,62 Ga, com predomínio de 2,4 Ga (Santos *et al.* 2002). Estes dados de Nd indicam que a principal fonte de sedimentos pode corresponder ao embasamento paleoproterozóico.

Com isso Santos *et al.* (2008) inferem que a sequência vulcânica Saquinho representa um período extensional durante o Paleoproterozóico no DMC, cujas relações estruturais e tectônicas com o grupo Ubajara circundante permanecem obscuras a luz do conhecimento atual.

2.3.3. Sequências Supracrustais Neoproterozóica

São individualizadas duas sequências supracrustais que recobrem o embasamento: grupo Ubajara e Martinópole.

O **Grupo Martinópole** é subdividido em quatro formações, sendo da base para o topo: Goiabeira, São Joaquim, Covão e Santa Terezinha. As duas unidades basais foram metamorfisadas em fácies anfibolito durante a orogênese brasileira enquanto que as duas unidades superiores atingiram fácies xisto verde (Santos *et al.* 2008). O conjunto de dados referentes ao grupo Martinópole permite inferir uma sedimentação em ambiente de baixa energia, tectonicamente relacionado ao rifte intracontinental evoluindo para condições marinhas (Santos *et al.* 2008).

A formação Goiabeira encontra-se em contato tectônico com o embasamento do complexo Granja, sendo constituída por granada-clorita xisto, estaurolita xisto, moscovita-clorita xisto, biotita xisto, cianita xisto, granada-biotita xisto e quartzo-feldspato paragneisse (Santos *et al.* 2008). Análises isotópicas em xisto forneceram valores de T_{DM} entre 1,24 e 1,32 Ga e ϵNd ($t=777$ Ma) variando de +2.4 a -0.3.

A formação São Joaquim é composta predominantemente por quartzitos, com menores intercalações de xisto, cálcio-silicáticas e metarriolito com textura milonítica. Os minerais metamórficos presentes são: sillimanita, cianita e estaurolita que permitem inferir pressão intermediária sob fácies anfibolito (Santos *et al.* 2008).

A formação Covão é uma sequência constituída por moscovita-quartzo-sericita-clorita xisto com intercalações menores de quartzito. A assembléia mineral e análise microestrutural em grãos de quartzo (lamelas, bandas de deformação e bordas com subgrãos) sugerem fácies xisto verde baixo.

O topo da unidade Martinópole é representado pela formação Santa Terezinha que consiste em xisto rico em quartzo, metacarbonato com metagrauvaca associado, metarritmito, quartzito e metarriolito intercalado. Análise U-Pb em zircão obtido das rochas vulcânicas félsicas desta unidade apresentaram intercepto superior de 777 ± 11 Ma, interpretado por Fetter *et al.* (2003) como idade de cristalização do riolito e provavelmente a idade de sedimentação ativa desta unidade.

Em contraste com dados isotópicos obtidos da formação basal Goiabeira as unidades Covão e Santa Terezinha apresentam assinaturas de Nd mais enriquecido, com valores T_{DM} entre 1,69 e 2,69 Ga e ϵNd ($t=777$ Ma) abaixo de -15. A principal fonte de material clástico com componentes

enriquecidos corresponderia ao embasamento paleoproterozóico circundante, enquanto que os valores de ϵNd menos negativo foram interpretados como mistura entre rochas clásticas do embasamento e material juvenil relacionado ao neoproterozóico. Contudo a única fonte de material neoproterozóico corresponderia ao complexo Santa Quitéria que apresenta como idade mais nova conhecida o valor de 665 Ma, sendo mais nova que o grupo Martinópolis (Fetter *et al.* 2003).

O **grupo Ubajara** corresponde a uma sequência sedimentar proximal desenvolvida em plataforma estável e composta por três formações, sendo da base para o topo: formação Caiçaras, composta por ardósias, siltitos e arenitos; formação Trapiá-Frecheirinha, compostas por arenitos e carbonatos e; formação Coreaú, composta por arenitos e grauvacas (Santos *et al.* 2008).

2.3.4. Sequência Supracrustal Paleozóica

Representada pela bacia Jaibaras corresponde a uma sequência de depósitos sedimentar siliciclástico imaturo, como conglomerados, arenitos e argilito vermelho, intercalado com rochas vulcanoclástica do início do Paleozóico (Oliveira, 2000).

Esta bacia é considerada um depósito do tipo molassa posterior à orogênese Brasileira (Oliveira & Mohriak, 2003). Estes autores demonstram que a bacia é formada pela reativação do lineamento Transbrasiliiano em um estágio de rifteamento com pequeno amonte de componente direcional (**Figura 2.5**). O sistema de diques Coreaú de idade cambriana representaria o estágio inicial de pulsos tectônicos relacionados ao rifteamento. Esta reativação de uma zona de cisalhamento profunda permitiria a alocação de plútons alcalinos que precede o estágio principal de rifteamento (Oliveira, 2000).

2.3.5. Granitos Neoproterozóico-Cambriano

Quatro plútons graníticos intrudem o DMC, sendo eles: Chaval, Tucunduba, Meruoca e Mucambo, todos descritos com base no trabalho de Santos *et al.* (2008).

O **plúton Chaval** ocorre na porção NW e intrude o complexo Granja e o grupo Martinópolis. Apresenta afinidade crustal e envolve composição granito, granodiorito, quartzo monzonito e quartzo sienito porfirítico. Corresponde a um plúton sin-tectônico e intensamente cisalhado. As análises de quatro grãos de monazita magmática definem uma discórdia que intercepta uma concórdia em 591 ± 10 Ma (Fetter *et al.* 2000).

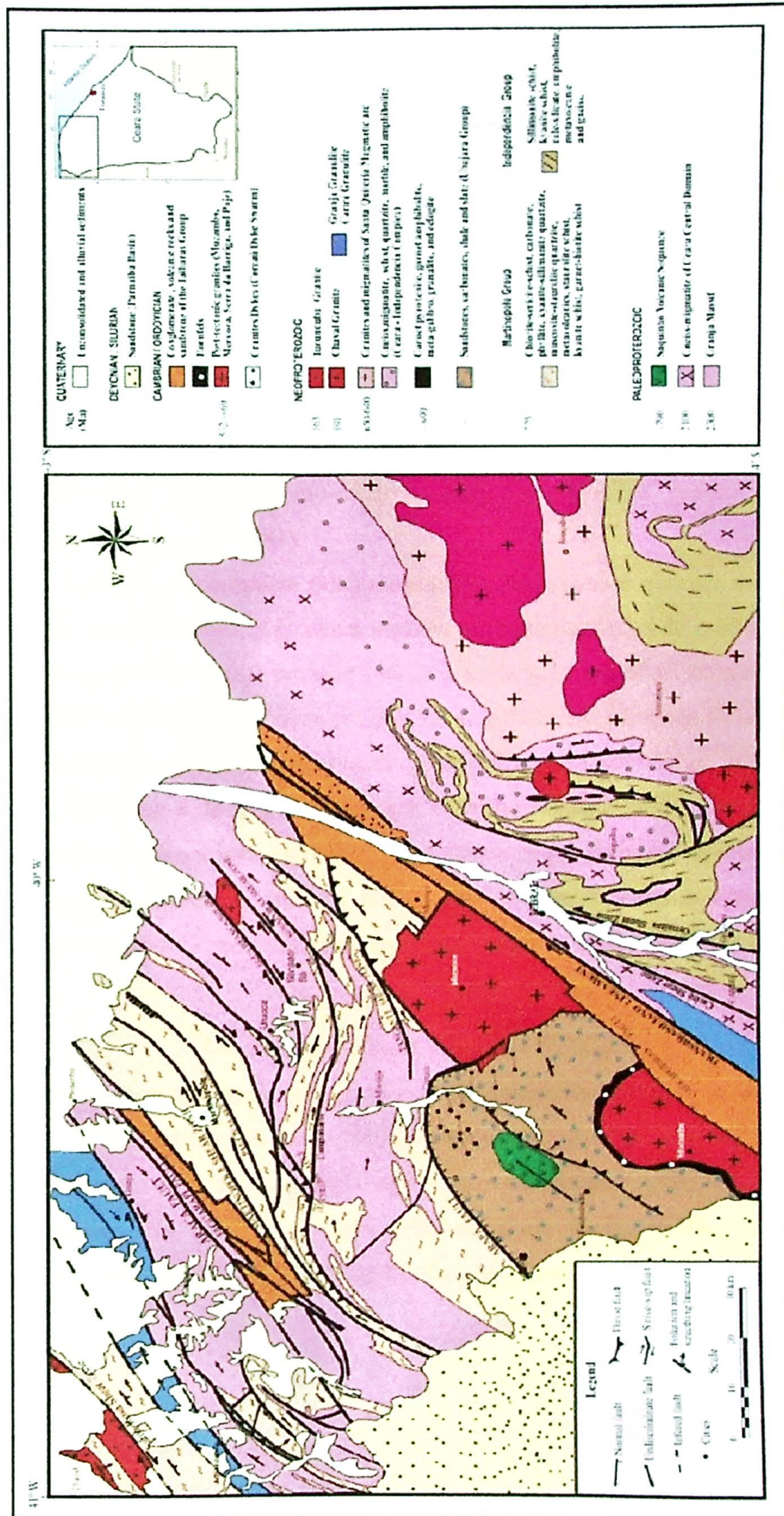


Figura 2.5: Mapa geológico simplificado da porção NW da Província Borborema, mostrando em laranja a sequência supracrustal Paleozóica (bacia Jaibaras), associada ao LTB, que separa tectonicamente o DMC a NW e o DCC a SE (Santos *et al.* 2008).

O **plúton Tucunduba** corresponde a um granito-granodiorito, de forma alongada paralelo a direção regional NE-SW. Este plúton intrude o embasamento paleoproterozóico e está confinada entre duas falhas transcorrentes (Água Branca e Senador Sá). Análise U-Pb em zircão fornece uma idade de 563 ± 17 Ma (Santos *et al.* 2008). Essa idade é coincidente com soerguimento e resfriamento dos granulitos do complexo Granja, que forneceu idade de 558 ± 3 Ma em Sm-Nd rocha total (Santos *et al.* 2008).

O **plúton Meruoca** apresenta composição alcalina a per-alcalina, granito, quartzo sienito e alcali-feldspato granito (Sial *et al.*, 1981).

O **plúton Mucambo** é composto por granodiorito porfirítico a quartzo monzonito, quartzo sienito e hornblenda-biotita granito. Apresenta auréola de metamorfismo de contato junto ao grupo Ubajara que pela assembléia mineral permite inferir a colocação em nível crustal raso (Sial *et al.* 1981). Uma regressão ancorada em zircões obtidos em três diferentes frações fornece um intercepto superior de 532 ± 6 Ma, interpretado como a idade de cristalização (Fetter *et al.* 2003).

Os plútons Meruoca e Mucambo intrudem o embasamento paleoproterozóico e o grupo Ubajara. Ambos são truncados a leste pela falha Café-Ipueiras que separam as intrusões da bacia de Jaibaras e são interpretados como plútons pós-tectônicos relacionados à formação do gráben Jaibaras e ao evento extensional pós-orogênese Brasileira (Santos *et al.* 2008).

2.4. Domínio Ceará Central (DCC)

Representa um bloco crustal de assinatura juvenil, composto por ortognaisses félsicos de alto grau metamórfico e migmatitos de idade paleoproterozoico (2,1-2,0 Ga) e pequenos núcleos arqueanos, recobertos por vasta sedimentação neoproterozóica (Grupo Ceará) (**Figura 2.6**), as raízes de um arco magmático e a faixa de eclogitos/retroeclogitos de Forquilha. Todo este bloco é intrudido por magmatismo granítico sin, pré e pós colisional (Santos *et al.* submetido).

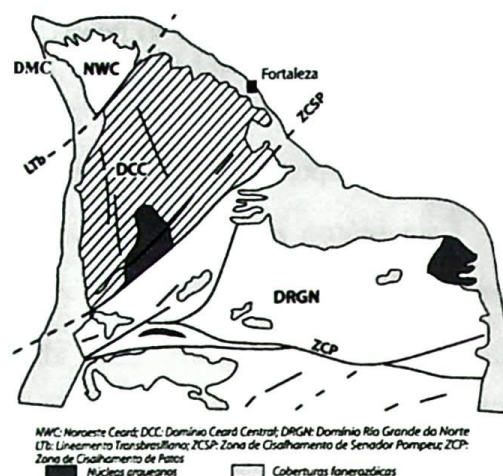


Figura 2.6: O domínio Ceará Central limitado a SE a pela zona de cisalhamento Senador Pompeu e pelas zonas de cisalhamento Orós Jaguaribe e a NW pelo lineamento Transbrasiliano. Em preto os núcleos arqueanos (Arthaud *et al.* 1998).

2.4.1. Núcleos Arqueanos

Os complexos Mombaça (2,7 Ga) e Cruzeta (2,8 Ga) estão localizados no extremo sul do DCC e são separados entre si pela zona de cisalhamento Sabonete-Inharé. Existem pequenas diferenças litológicas entre esses dois complexos, sendo a separação entre eles baseada em dados aereogamaespectométrico e pequenas diferenças de idade obtidas em zircão (U-Pb) (Fetter, 1999) (Figura 2.6).

São compostas predominantemente por gnaisses migmatíticos associados aos *boudins* de composição máfica e ultramáfica, alguns com mineralização de cromita. Veios quartzo-feldspático e pegmatitos são comumente encontrados paralelos ao bandamento e perfazem cerca de 50% do volume da rocha. Pequenas formações de ferro bandado associado à turmalina e anfibolito ocorrem de maneira escassa. O metamorfismo é caracterizado por fácies anfibolito de alta temperatura, geralmente associado à fusão parcial e geração de migmatitos (Arthaud *et al.* 2008).

2.4.2. Remanescentes do Paleoproterozóico

A **Suíte Madalena** ocorre associada ao complexo Cruzeta (CQ) por meio de intrusões e diques de quartzo-diorito e diorito. Essas rochas apresentam pouca deformação e metamorfismo o que demonstram sua temporalidade posterior ao evento de deformação e metamorfismo que afetou o CQ. Datação U-Pb em zircões fornecem idade ente 2,15 e 2,2 Ga (Castro 2004, Arthaud, resultados não publicados)

A **unidade Algodões** ocorre na porção extremo leste do DCC, entre o LTB e a ZCSP e representa a cobertura supracrustal do complexo Cruzeta (Arthaud *et al.* 2008). Estes autores, de maneira detalhada, revisam esta unidade como sendo composta, principalmente, por anfibolitos derivados de basalto, gnaisses leucocrático de granulação fina (metatufo), metagrauvaca, metardosia, raros metapelitos (bordejando localmente grafita e cianita), quartzitos puros e micáceos, metaconglomerado com clastos e cimento carbonático e cálcio-silicáticas.

Martins *et al.* (2008) descrevem sinteticamente essa sequência como composta predominantemente pelos anfibolitos Algodões, paragneisses Choró e ortogneisses Cipó. Os anfibolitos apresentam-se com granulação fina, textura maciça a amigdaloidal, com bandas ricas em granada, lentes de hornblendito de granulação grossa e bandas menores de BIF e quartzito. A concentração de granada ocorre em bandas e indica variação composicional no protólito basáltico.

Martins *et al.* (2008) relatam que diferentes relações de campo sugerem que estes anfibolitos podem representar uma espessa pilha de lava basáltica, tufos e *sills*, enquanto análises geoquímicas relatam a similaridade desses anfibolitos com basaltos de platô oceânico ou de bacia de *back-arc*.

Os ortogneisses apresentam características de plútons relacionados a arco, com assinatura TTG, mas que diferenças geoquímicas permitem inferir composição adakítica. Essas rochas podem ser produtos de fusão parcial de basalto tholeítico, convertido em granada anfibolito ou eclogito, como assinala estudos experimentais de Martin (1999).

Os anfibolitos apresentam um isócrona Sm-Nd de 2236 ± 55 Ma, com $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +2.2$. O tonalito ortogneisse Cipó apresenta idade U-Pb em zircão de 2131 ± 11 Ma (regressão com intercepto inferior = 0) e idade modelo entre 2,23 e 2,25 Ga (Martins *et al.*, 2008).

2.4.3. O Neoproterozóico do Domínio Ceará Central

Corresponde ao período de mais ampla espacialidade, sendo registrado pelo grupo Ceará, complexo Tamboril Santa Quitéria (CTSQ), a faixa eclogítica de Forquilha e um vasto plutonismo granítico que intrude toda a sequência (**Figura 2.5**)

O **grupo Ceará (GC)** ocorre praticamente ao longo de todo DCC e corresponde à espessa sequência metassedimentar. Cavalcante *et al.* (2003) em mapeamento 1:500.000 dividiram este grupo em 4 unidades informais: Arneiroz, Quixeramobim, Canindé e Independência.

A unidade Arneiroz engloba paragneisses diversos, em partes migmatíticos, e micaxistos, encerrando jazimentos de diferentes dimensões de quartzitos, metacalcários, rochas cálcio-silicáticas, anfíbolitos, talco xistos e metavulcânicas básicas.

A unidade Quixeramobim é constituída por paragneisses e micaxistos aluminosos, níveis subordinadas de quartzitos, metacalcários e rochas cálcio-silicáticas.

A unidade Canindé envolve paragneisses com níveis distintos de metamorfismo e migmatização, incluindo ortogneisses ácidos e rochas metabásicas.

A unidade Independência é composta por paragneisses e micaxistos aluminosos em partes migmatizados, incluindo quartzitos, metacalcários, rochas cálcio-silicáticas e, mais raramente, anfíbolitos.

Arthaud *et al.* (2008b) com base em mapeamento 1:150.000, análise petrográfica de detalhe e investigação estrutural sugerem a divisão da unidade Independência em 5 sub-unidades, sendo da base para o topo: São José dos Guerra, Lázaro, Guia, Ematuba e Itatira.

Com isso o Grupo Ceará poderia ser dividido em duas sequências principais: grupo Ceará noroeste (GCNW) e grupo Ceará sudeste (GCSE), separados entre si pelo CTSQ (**Figura 2.7**). A separação entre estas duas unidades não é descrita na literatura atual, sendo uma opção do autor de individualizar estes dois domínios tectônicos com base em sua espacialidade descontínua devido ao CTSQ. Essa abordagem não possui representatividade de campo observada e baseia-se nos artigos de Arthaud *et al.* (2008b) e Santos *et al.* (submetido), que exploram em detalhes o GCSE e o GCNW, respectivamente.

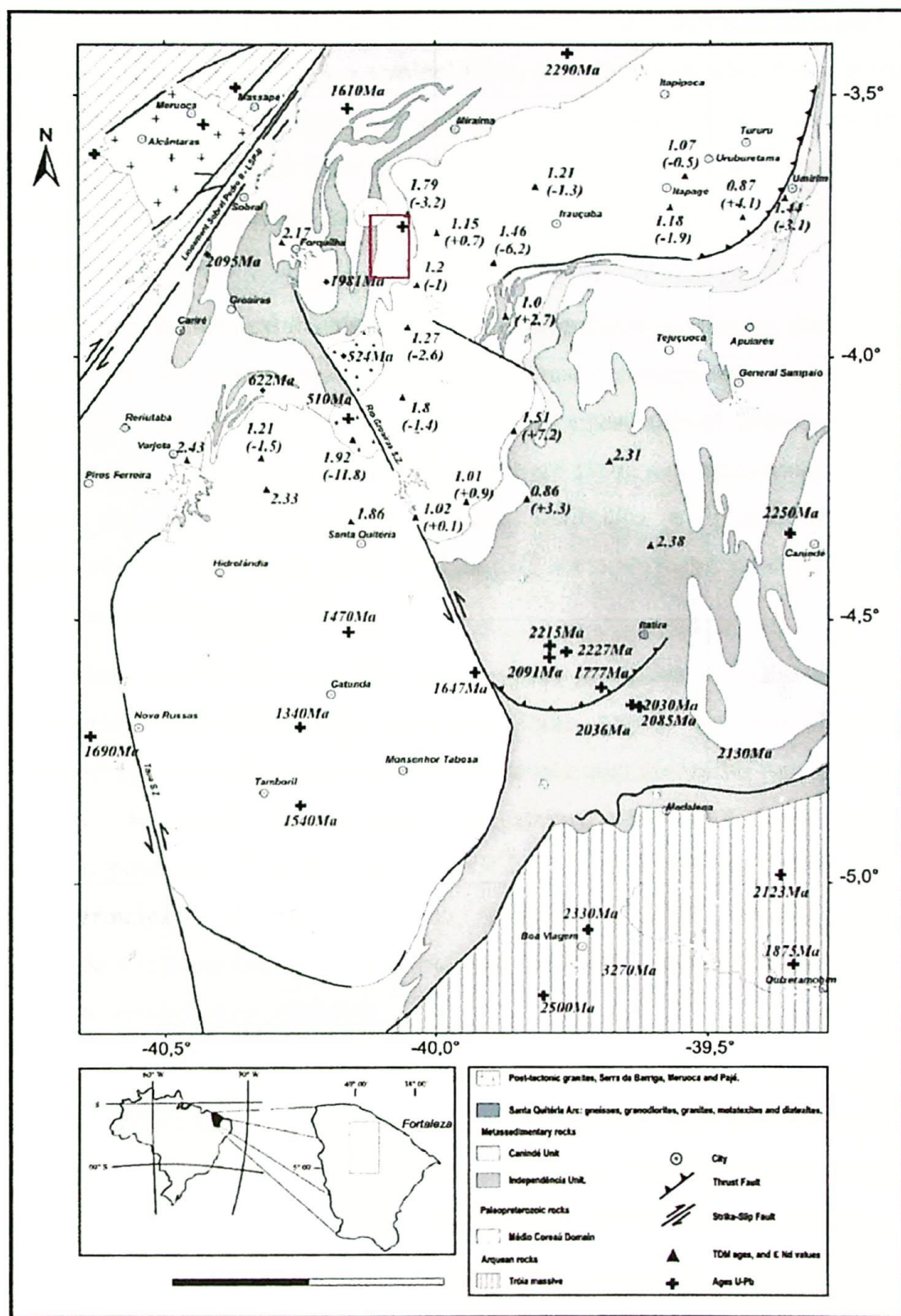


Figura 2.7: Mapa geológico simplificado com idades T_{DM} Sm-Nd e entre parêntese $\epsilon Nd(t)$. Em branco o CTSQ. A oeste o GCNW, o LTB e DMC. A leste o GCSE. A cor cinza escuro representa a unidade Independência e em cinza claro a unidade Canindé (observe que as unidades ocorrem tanto a leste como a oeste). O quadrado vermelho representa a área de mapeamento sendo a norte o granito Neoproterozóico pós colisional Serra do Barriga e a oeste a faixa eclogítica de Forquilha. (modificado de Amaral, 2007).

O GCSE engloba uma espessa sequência de rochas metasedimentares terrígenas, principalmente xistos e gnaisses pelíticos a semipelíticos, com finas camadas de quartzito, lentes de mármore, cálcio-silicática e anfibolitos. Os anfibolitos frequentemente ocorrem associados a cálcio-silicáticas e podem representar fluxo basáltico ou tufo máfico (Arthaud *et al.* 2008). Alguns leucognaisses de granulação fina foram interpretados por Fetter *et al.* (2003) e Castro (2004) como metarriolitos ou metarriodacitos.

O GCNW corresponde, principalmente, a uma sequência composta por biotita gnaiss, sillimanita-granada gnaiss, *augen* gnaiss granítico, granada leucogranito, gnaisses aluminosos, charnockito, anfibolitos, cálcio-silicáticas e rochas máficas. Estas últimas ocorrem como enclaves, *boudins*, blocos desmembrados e lentes com espessura de até 100m e comprimento de até 6 km. São representadas por granada clinopiroxenito, granada anfibolito e incipientes metagabros e metanoritos com textura porfirítica ou gabro reliquiar. O metamorfismo nesta sequência atinge a transição entre fácies anfibolito-granulito.

O metamorfismo no GCNW em geral é caracterizado por fácies anfibolito alto e comumente relacionado à migmatização. A foliação apresenta baixo ângulo de mergulho, aumentando localmente quando se aproxima de uma zona de cisalhamento com mergulho para leste no GCNW e para oeste no CGSE. A lineação mineral (moscovita, quartzo e biotita) e de estiramento mineral (sillimanita, cianita) possuem caimento E-ESE no GCNW e W-WNW no CGSE. Estas medidas indicam a direção principal de transporte tectônico (Arthaud *et al.* 2008), sendo as vergências para oeste no GCNW e para leste no GCSE, demonstrada por indicadores cinemáticos como estruturas S-C, grãos de feldspato assimétrico e *mica fish*.

Análises isotópicas de idade modelo Sm-Nd realizados nas últimas décadas (Fetter 1999; Santos *et al.* 2003 e 2004; Castro 2004; Arthaud, resultados não publicados) fornecem T_{DM} que variam entre 2,4 e 1,09 Ga. Esses valores sugerem um limite máximo mesoproterozóico para a sedimentação com importante área fonte paleoproterozóica e contribuições arqueanas.

Fetter (1999) analisou zircões obtidos de metarriolito intercalado na sequência metapelítica e obteve a idade de 770 ± 3 Ma, que possivelmente pode representar estágio de rifte precursor deformado antes da abertura oceânica e que posteriormente foi fechado na orogenia Brasileira. Uma série de dados recentes obtidos por Arthaud (resultados não publicados) em análise SHRIMP, método U-Pb, em biotita gnaiss com granada, cianita e moscovita forneceram duas populações de

idade, uma mais nova de 630 Ma interpretado como relacionada ao metamorfismo e outra de 800 Ma interpretada como associada ao rifteamento.

Arthaud *et al.* (2008) interpretam o grupo Ceará como uma unidade sedimentar em ambiente de margem passiva desenvolvida há aproximadamente 800 Ma, com subsequente fechamento deste oceano em torno de 610 Ma iniciado em uma colisão frontal, do tipo Himalaina (Caby & Arthaud, 1986) que gerou um espessamento crustal devido ao empilhamento de sistema de *nappes* que cavalgam sobre a unidade Algodão a sul. Esse regime compressivo frontal teria evoluído para colisão oblíqua há 590 Ma que marcaria o desenvolvimento de uma série de zonas de cisalhamento transcorrente destrai, de direção NNE-SSW, em escala crustal.

O **complexo Tamboril Santa Quitéria (CTSQ)** situado na porção NW da DCC a 200 km sudeste da anomalia gravimétrica de alta densidade localizada abaixo dos sedimentos da bacia fanerozóica Parnaíba e foi interpretado por Lesquer *et al.* (1984) como remanescente de uma sutura oceânica. O CTSQ possui orientação NE-SW e se estende por 40.000 km². Corresponde a um complexo ígneo, composto por diatexitos, metatexitos com mega encraves de composição cálcio-silicática e anfibolitos (**Figura 2.7**). Fetter *et al.* (2003) distinguem quatro tipos de granitóides relacionados ao desenvolvimento de um arco magmático entre 665 e 591 Ma (U-Pb) com $\epsilon Nd(t) = 600$ Ma e T_{DM} variando entre +3 e -3.

A geração desse arco implicaria no fechamento de um oceano identificado por estes autores como a extensão sul do oceano Pharusiano da província Hoggar no oeste da África e que poderia ter sido conectado a sudoeste com o oceano Goianíades da faixa Brasília. Dentro deste contexto tectônico o grupo Martinópolis do DMC e o grupo Independência do DCC corresponderiam respectivamente como representantes de uma bacia de *fore* e *back-arc* (Fetter *et al.* 2003) e o lineamento Transbrasiliano como potencial zona de sutura (Arthaud *et al.* 2008). As características de campo e isótopos de Nd são concordantes com uma subducção para SE no GCNW relacionado à convergência entre a PB e o cráton São Luiz-oeste Africa e para NW no GCSE.

A **Faixa Eclogítica de Forquilha** está situada entre a cidade de Forquilha e a margem oeste do CTSQ e possui uma extensão norte-sul de aproximadamente 10 km. Composta por lentes métricas de eclogitos e retroeclogitos representados por granada piroxenito e granada anfibolitos. Lentes de anfibolitos e cálcio-silicáticas ocorrem intercaladas e associadas a granada-sillimanita-cianita gnaiss migmatito.

Essas rochas apresentam uma trajetória P-T de sentido horário e comprimem rochas relacionadas a arco evoluído e primitivo, enquanto que os anfibolitos possuem assinatura de arco ou MORB (Santos *et al.* 2008 e Santos *et al.* submetido).

A paragênese que marca fácies eclogito de alta pressão incluem: onfacita, granada pirope, rutilo e quartzo. Simplectitos de piroxênio sódico (43% jadeita) foram usados para análise geotermobarométrica (Santos *et al.* artigo não publicado) e forneceram temperatura mínima de 823 ± 20 °C e pressão mínima de 17.8 ± 0.5 kbar. A transição de fácies eclogito para granulito é delineada pelo aparecimento de coronas de augita + plagioclásio ao redor de granada e simplectitos de plagioclásio + clinopiroxênio, resultantes da quebra da onfacita. Condições P-T correspondem a temperatura de 940 ± 84 °C e pressão de 14 ± 1.9 kbar (Santos *et al.* artigo não publicado).

Os eclogitos de Forquilha apresentam muitas das características dos eclogitos que ocorrem na parte leste do CTSQ descritos por Castro (2004) e relações intrínsecas aos eclogitos de Dahomeydes e Pharusides, descritos por Jahn *et al.* (2001) no norte de Mali (Lato assembléia superior e inferior), por Mènet & Seddoh (1985) e Agbossoumondé *et al.* (2001) no complexo Kabyé no norte do Togo e por Barbey *et al.* (1989) no domínio LATEA no sul da Argélia.

2.5. Correlações entre a Província Borborema e África Central

Diferentes estruturas e litotipos são correlacionados entre a PB – NE Brasil - e o cinturão Dahomeydes/Pharusiana – Gana, Nigéria, Togo, Benin, Mali e Argélia -, assim como entre a PB e as faixas móveis da África Central – Nigéria, Camarão, Chade e República Centro Africana (Caby, 1989; Castaign *et al.* 1994; Trompette, 1997; Arthaud *et al.* 2008; Van Schmus *et al.* 2008; Santos *et al.* 2008; Klein & Moura, 2008; Goscombe & Gray, 2008; Vaughan & Pankhurst, 2007) (**Tabela 1 e Figura 2.8**).

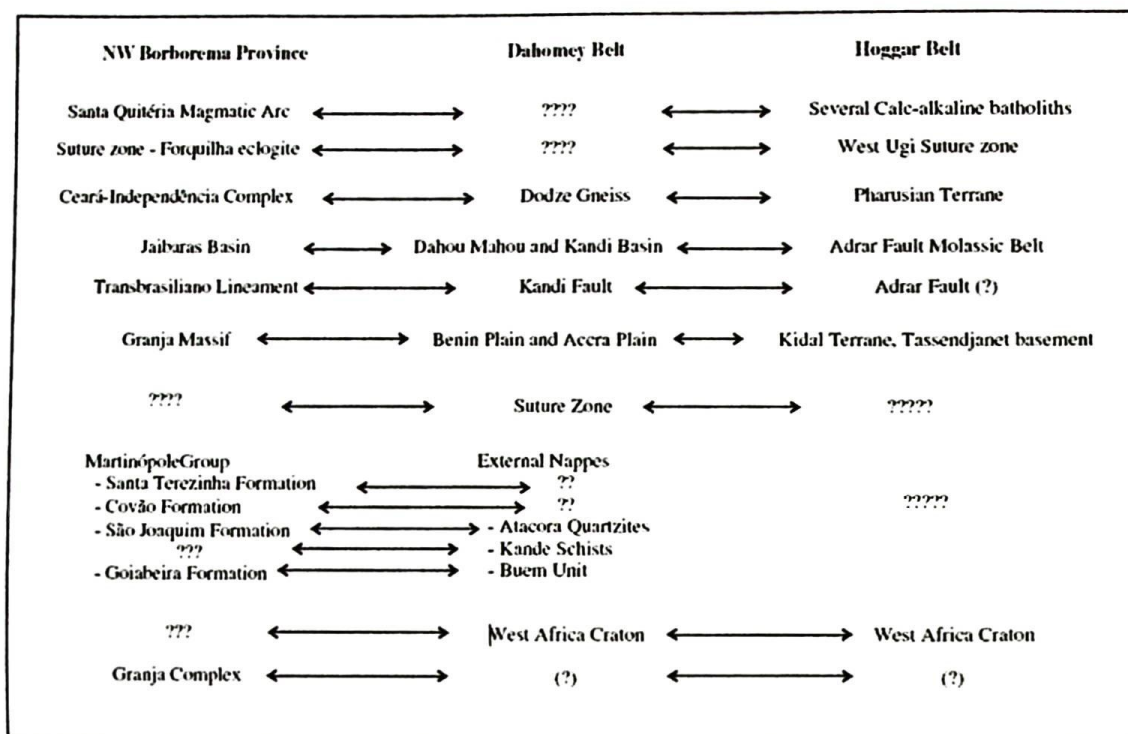


Tabela 1: Esquema comparativo da evolução tectônica entre a porção NW da província Borborema, o cinturão Dahomey e Hoggar (Santos *et al.* 2008).

O cinturão Dahomeyides situado na parte oeste da África corresponde a uma faixa móvel Brasileira/Pan-Africana formada entre a margem passiva continental do cráton oeste África e o metacráton Sahariano, cuja margem ativa corresponde à província Nigéria-Togo-Benin (Affaton *et al.* 1991; Abselsalam *et al.* 2002). Fetter *et al.* (2003) propõem que o oceano Pharusiano possuiria sua extensão na plataforma sul americana, podendo ter até se conectado com o oceano Goianiades.

A sequência metassedimentar do grupo Martinópolis são interpretados como a porção sul da *nappe* Atacora localizada no Benin (Caby *et al.* 1991).

O lineamento Transbrasiliano possuiria sua continuidade e interrelação na África com o lineamento 4°50' - Kandi. Este lineamento corresponde à reativação da zona de sutura gerada durante a colisão continente-continente entre o cráton São Luiz – oeste Congo e a porção NW da PB (DMC e DCC) e foi identificada no cinturão Dahomeyides entre Hoggar e o Golfo de Guiné.

Esta zona de sutura é representada por rochas básicas e ultrabásicas (fácies granulito e eclogito retrometamorfizados em fácies anfibolito e xisto verde), produtos de fracionamento e acumulados, com anomalias gravimétricas e magnéticas positivas (Bayer & Lesquer, 1978). Apesar desta interpretação sugerida por Bayer & Lesquer (1978) existem dúvidas se parte dessas rochas pertencem apenas à zona de sutura ou se correspondem a partes de um arco de ilha intra-oceânica,

3. Contexto Geológico Local

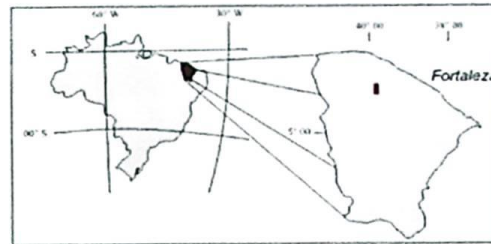
'The essence of rocks is transition'

Rosenbusch's statement

A integração dos dados de campo, análise das imagens de satélite Landsat e estudo petrográfico em detalhe, resulta em um mapa geológico na escala 1:50.000 (ANEXO II e **Figura 3.1**). Este capítulo versa sobre a descrição das unidades litológicas representadas neste mapa, assim como as descrições petrográfica e metamórfica.

Figura 3.1: mapa geológico 1:50.000, região próxima de Forquilha-CE

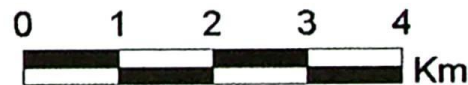
Mapa Geológico Região de Forquilha-CE Folha topográfica 1:100.000 Sobral



Legenda

Litologias

GB	Granito Barriga
Gr LG	Granada Leucogranito
Gm	Granitos Róseos e Monzogranito
Au Gn	Augen Gnaiss
Q	Quartzito milonítico
Sill-bt Xst	Sillimanita biotita xisto
Cian-grt Gn	Cianita Granada Gnaiss
Marm. gr	Mármore grafitoso
Marm.	Mármore e rochas carbonatadas-silicatadas
CS	Rochas cálcio-silicáticas
Anf	Anfibolito
Px	Piroxenitos
Mag. II	Associação magmática II
Mag. I	Associação magmática migmatítica I



Escala 1:50.000
Datum: SAD 69 / UTM Zona 24 S

Perfil Geológico



Convenções Cartográficas e Geológicas

Rodovia Federal BR-222	Foliação principal Bn
Estrada	Lineação mineral Lx
Corpos d'água	Falha Transcorrente
Drenagens	Faixa de cavalgamento frontal e oblíquo
Fazendas	



Trabalho de Conclusão de Curso
Instituto de Geociências
IG/UNICAMP

Aluno: Stéfano Zincone - RA:036014
Orientador: Prof. Dr.Ticiano Saralva dos Santos

3.1. Associação magmática I

As associações de rochas com estrutura gnáissica e níveis distintos de migmatização ocupam predominantemente a porção leste da área mapeada. Incluem rochas de composição granítica, granodiorítica, diorítica e tonalítica predominantemente leucocrático, equigranulares e com textura nebulítica. Os ortognaisses foliadas pré-migmatização são predominantemente equigranulares, com ocorrências locais de rochas porfíricas com feição do tipo *augen*.

Essas rochas possuem aspectos bastante heterogêneos em campo e caracterizam-se por uma foliação cerrada parcialmente obliterada por um intenso processo de recristalização e núcleos anatéticos difusos nas quais as rochas adquirem aspecto magmático típico.

De maneira freqüente são mapeados xenólitos de anfibolitos e hornblenda-biotita gnaisses de granulação fina a média com bandamento sub-centimétrico a centimétrico. Esses xenólitos atingem dimensões métricas e formas angulosas, fusiformes e lenticulares.

O processo de migmatização resultou na produção de dois tipos de mobilizados: i) autóctones sobre a forma de bolsões, lentes e estruturas sigmoidais com dimensões variadas e contatos difusos e que apresentam localmente estruturas estictolíticas contendo hornblenda e biotita (**Figura 3.2 A**); ii) mobilizado de feições alóctones que definem uma rede irregular de veios que variam entre contatos subparalelos ou nitidamente discordante em relação a foliação, veios lenticulares, dobrados ou veios irregulares (**Figura 3.2 B e D**). Essas redes de veios apresentam uma densidade relativamente alta de segmentos mobilizados com espessuras altamente variáveis e com continuidade relativamente persistente. A relação entre as redes de veios junto aos mobilizados locais conferem a rocha um aspecto geral mega facoidal com feição agmática e deformada (**Figura 3.2C**).



Figura 3.2: Prancheta de fotos mostrando principais feições observadas na associação magmática granodiorítica migmatítica I. A) granodiorito com processo de migmatização *in situ* marcado pelas finas lâminas félsicas paralelizadas ao bandamento gnáissico e migmatização discordante com porções remobilizadas com textura estictolítica marcada por anfibólio imerso em matriz félsica, observar estrutura S-C na porção central da foto com remobilizados em forma de 'colher' nas porções arqueadas do plano C; B) Estrutura estictolítica com micro dobras ptigmáticas no granodiorito; C) Estrutura agmática com blocos angulosos e sub-arredondados de granodiorito foliado em uma matriz granítica remobilizada devido a processo de migmatização alóctone; D) 'Fragmentos' de granodiorito com diferentes estágios de rotação circundados por uma matriz recristalizada de composição granítica, podendo corresponder a fracionamento do granodiorito ou chegada de material granítico alóctone.

Em estágios de fusão avançada a rocha adquire aspecto tipicamente nebulítico nas quais as partes mobilizadas correspondem essencialmente a porções de composição granítica do ortogneisse pré-migmatização e circundam as porções granodioríticas preservadas (**Figura 3.2 B e C**). A relação entre estas porções caracterizam estrutura milonítica do tipo S-C, sendo nas zonas de arqueamento do plano C preenchidas por bolsões de remobilização (**Figura 3.2 A**), possivelmente relacionando fusão parcial com cisalhamento.

3.2. Associação magmática II

Os principais afloramentos da associação magmática granodiorítica-granítica ocorrem de maneira rasteira nas estradas carroçáveis da região e nas proximidades de riachos e açudes. Os litotipos desta unidade correspondem principalmente a granodiorito com uma transição local e lateral para diorito, tonalito e granito. Esses litotipos apresentam freqüentes enclaves arredondados, sub-arredondados e fusiformes da rocha com granulação mais fina e composição mais máfica e de intensa feição magmática (**Figura 3.3 A**).

O aspecto geral desta unidade corresponde a constante transição lateral de biotita xisto e biotita gnaiss. O contato destas rochas é gradual e a variação lateral reflete zonas de maior e menor deformação em uma mesma litologia (**Figura 3.3 B**). A textura varia entre equigranular -sendo localmente reconhecido textura do tipo sal e pimenta no diorito (**Figura 3.3 D**)- até porfirítica incipiente, moderada ou intensa.

Os xistos possuem coloração escura e granulação fina com leitos de biotita milimétrica em proporção volumétrica de até 80%. As alternâncias de leitos máficos com leitos félsicos compostos principalmente por plagioclásio lenticular relativamente contínuo definem claramente o aspecto xistoso da rocha. Veios leucograníticos com espessura máxima de 0,5m ocorrem de modo paralelo e subparalelo a xistosidade. Os biotita gnaisses apresentam granulação fina com aspecto milonítico e granulação média com fenocristais estirados de plagioclásio paralelo ao bandamento e imersos em uma matriz rica em biotita de granulação média-fina (**Figura 3.3 C**). Este litotipo aflora localmente com forte trama linear – tectonito L – composto por hornblenda, biotita, moscovita, plagioclásio e quartzo (**Figura 3.3 E**). A trama linear de obliquidade *down dip* são correlatas a zonas de falhas inversas geradas em condições plásticas e que podem ser relacionadas a processos de exumação dos corpos rochosos.

Os hornblenda-biotita gnaisses apresentam um bandamento gnáissico bastante penetrativo com alternância centimétrica de bandas félsicas ricas em hornblenda intercaladas a bandas máficas mais deformadas com hornblendas estiradas paralelo ao bandamento (**Figura 3.3 F e G**).

A variação lateral destas rochas esta associada a numerosas zonas de cisalhamento correlacionadas ao desenvolvimento do bandamento tectônico representado pela alternância dos leitos mais e menos escuros, nos quais as bandas escuras são comumente as mais deformadas.

O aumento da deformação esta intrinsecamente relacionada ao desenvolvimento do bandamento gnáissico e da xistosidade, sendo a quantidade de material segregado relacionado a rocha cisalhada. Nos diorito, quartzo diorito e tonalito diorítico o material segregado ocorre em menor volume e nos granodioritos e granitos o volume de material segregado é maior, sendo que nos granitos o material mobilizado pode torna-se localmente tão abundante e discordante que confere a rocha um aspecto migmatítico que varia entre textura estromático e nebulítico.

A redução diferencial na granulação das rochas cisalhadas fica patente nos granitos porfiríticos, as faixas mais claras e mais grosseiras contem numerosos restos de fenocristais de feldspato e nas bandas mais escuras, mais finas e mais cisalhadas os feldspato são extremamente estirados em forma lenticular. Em alguns casos, as zonas de cisalhamento mostram sinais de reativação em regime tracional e geram intensa brechação das rochas cisalhadas formando textura agmatítica de fragmentos predominantemente angulosos de dimensões variáveis entre centimétrica a submétrica, cimentadas tanto por uma matriz granítica rósea quanto por aplitos graníticos cinzentos e massas leitosas de quartzo.

Nos leitos félsicos mais espessos gerados por remobilização e segregação observam-se estruturas miloníticas do tipo S-C (**Figura 3.3 C**), dobras intrafoliais e estruturas estictolíticas caracterizadas pelo crescimento de cristais grandes, individuais ou agregados de hornblenda. O desenvolvimento destas estruturas de segregação de material quartzo-feldspático com hornblenda corresponde a um critério importante na distinção entre orto- e paragnaisses, uma vez que paragnaisses fortemente cisalhados estas porções remobilizadas exibem sistematicamente a presença de granada.

Nas zonas de maior deformação é freqüente a colocação ou ocorrência de bolsões e veios pegmatíticos, que variam desde corpos com contatos bem definidos até veios disruptos do tipo *pinch and swell*. Os pegmatitos além da presença de quartzo e feldspato apresentam moscovita, turmalina e hornblenda como minerais proeminentes. Em alguns casos excepcionais as intrusões de remobilizados de cor rosada sobrepõem-se sobre as rochas foliadas e segregadas de cor cinzenta e geram rochas de grande complexidade visual.

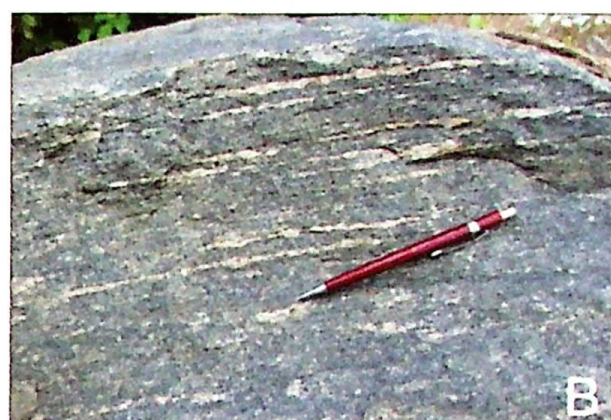


Figura 3.3: Prancheta de fotos representativa da unidade de associação magmática granodiorítica II. A) Veio de plagioclásio com borda de reação espessa que separa um enclave microgranular de composição mais máfica na parte inferior, do granodiorito cisalhado na parte superior; B) Quartzo diorito com fenocristais de plagioclásio intensamente estirado marcando a transição entre o biotita xisto e o biotita gnaiss; C) Biotita gnaiss de granulação fina e aspecto milonítico, observar textura estictolítica com anfibólio nas porções félsicas e composição diorítica nas porções máficas; D) Diorito com textura sal e pimenta; E) Diorito aflorando com forte trama linear; F) Hornblenda-biotita gnaiss Granodiorito gnaissificado com bandas félsicas ricas em hornblenda intercaladas a bandas máficas mais deformadas.

Aspectos petrográfico e metamórfico

A lâmina delgada orientada da amostra TZ-97 permitiu a caracterização do hornblenda biotita gnaiss, de granulação grossa, textura granoblástica e composição mineralógica representada por: plagioclásio (40%), biotita (30%), hornblenda (20%), quartzo (5%), titanita (5%) e como minerais acessórios apatita, calcita e opacos (óxido de ferro e titânio).

O quartzo microcristalino ocorre sob a forma de agregados seriado e interlobulado em sistema anastomosado de microvênulas, sendo estas zonas marcadas pela maior concentração de biotita em textura degussada. A hornblenda encontra-se inteiramente associada a biotita de cor marrom escuro, sendo localmente a hornblenda cortada por grãos neoformados de biotita em condições de equilíbrio.

As relações petrográficas descritas sugerem que a biotita formou-se por ação metassomática em alta temperatura durante o retrometamorfismo em fácies anfibolito, enquanto que os aspectos microtectônicos sugerem uma feição sigmoidal, de cinemática sinistral, que relacionado ao plano de foliação, permite a caracterização de falha de cavalgamento com topo para N300° (**Figura 3.4**).

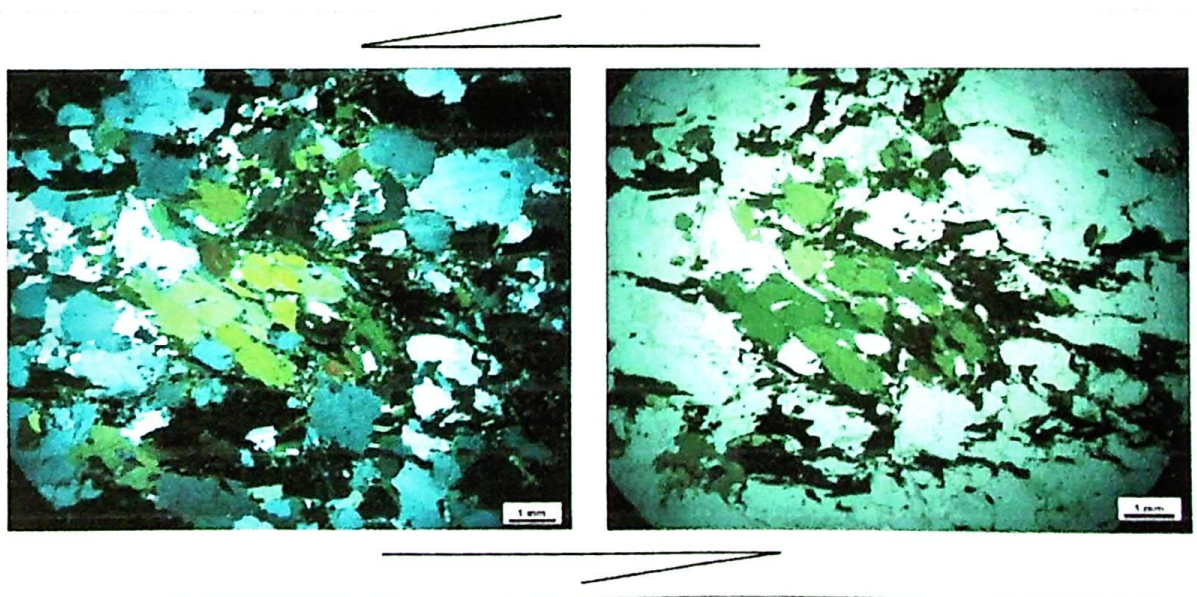


Figura 3.4: Estrutura sigmoidal com planos S-C em agregado de hornblenda em hbl-bt gnaiss indicando cinemática dextral com topo para N 300°, aumento 2.5x L.P.A. e L.P., respectivamente.

O plagioclásio albita em sua maioria não apresenta geminação, sendo apenas alguns poucos grãos marcados por geminação de deformação lenticular. A calcita ocorre nos interstícios da albita e associada às microvênulas de quartzo. A titanita ocorre como cristais subédricos em cunha de 2 mm ou em agregados. Alguns grãos maiores de quartzo apresentam dois planos de fratura com ângulo de 105° e correlato a uma tectônica rúptil.

A rocha corresponde a um quartzo diorito gnaissificado.

3.3. Granito róseos, monzogranitos e granada leucogranitos

Os corpos graníticos róseos (**Figura 3.5 A e B**) e monzogranítico (**Figura 3.5 C e D**) de forma estirada e direção norte-sul ocorrem na porção centro leste da área de mapeamento e, de maneira geral, separam a associação de rochas magmáticas I da associação de rochas magmáticas II. A individualização deste corpo foi realizada devido a sua extensão representativa na escala de mapeamento e possivelmente pode ser agrupado junto com a associação de rochas magmáticas II.

A principal estrutura encontrada ao longo deste corpo corresponde ao bandamento gnáissico relacionado a intensa deformação, sendo a intrusão deste corpo com forte controle tectônico de vergência para oeste e delimita uma importante zona de cisalhamento que permitiu a separação das duas unidades descritas acima.

A porção de composição monzogranítica com textura equigranular ocorre preferencialmente na porção sul deste corpo e apresenta coloração escura devido ao quartzo fume levemente azulado (**Figura 3.5 C e D**). Entre os minerais máficos prevalece biotita com microdiaclasamento em porcentagem aproximada de 15%. Associado ao monzogranito e gnaisses aluminoso ocorrem faixas de granada leucogranito com granadas que chegam a 2 cm e que variam de formato arredondado, com bordas de desestabilização e cominuição circundadas por biotita até pseudomorfos de granada inteiramente substituído por biotita (**Figura 3.6**).

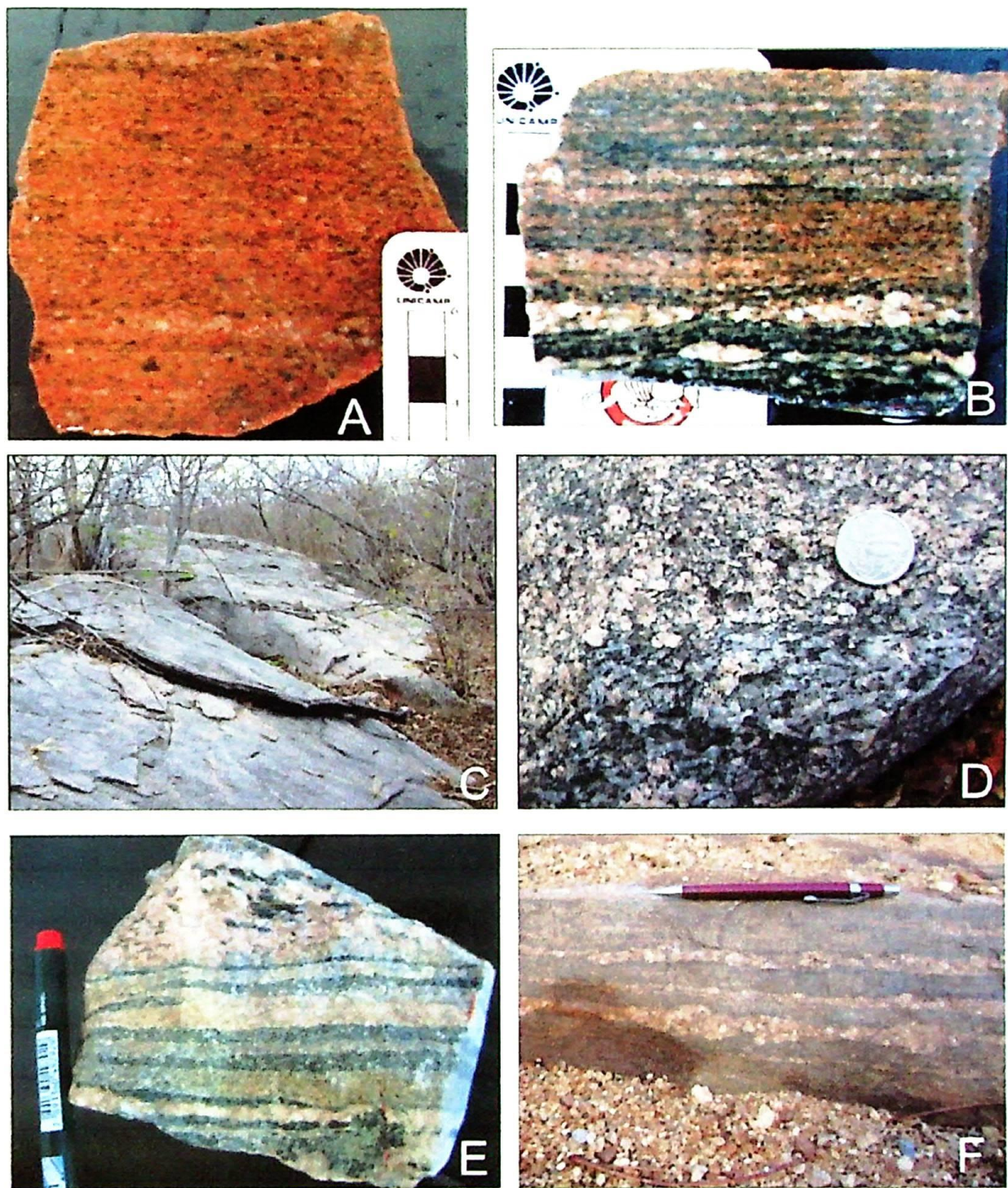


Figura 3.5: Prancheta de fotos mostrando diferentes fácies do granito róseo e monzogranito. A) Granito rosa foliado; B) Granito bandado com forte segregação dos leitos de biotita e *boudin* em veio félsico; C) Porção central da fácies monzogranítica aflorante em lajedo tabular; D) Detalhe da fácies monzogranítica com estrutura equigranular e quartzo azulado (ponto TZ-127); E) Textura bandada com bandas de anfibolito intercaladas com material granítico rosa, correspondente a injeção *lit par lit* (ponto TZ-43). F) Injeção de veios pegmatíticos com bordas lobulada e boudinada paralelo ao bandamento gnáissico;

Em diferentes pontos deste corpo bandas ricas em anfibólio características de injeções do tipo *lit par lit* foram observadas (**Figura 3.5 E**), enquanto que leitos de biotita paralelizada pela deformação cisalhante com fenocristais de feldspato potássico boudinados do tipo delta com até 10cm (**Figura 3.6 F**) e enclaves de anfibolito com 40cm são as feições dominantes na base do corpo granítico.

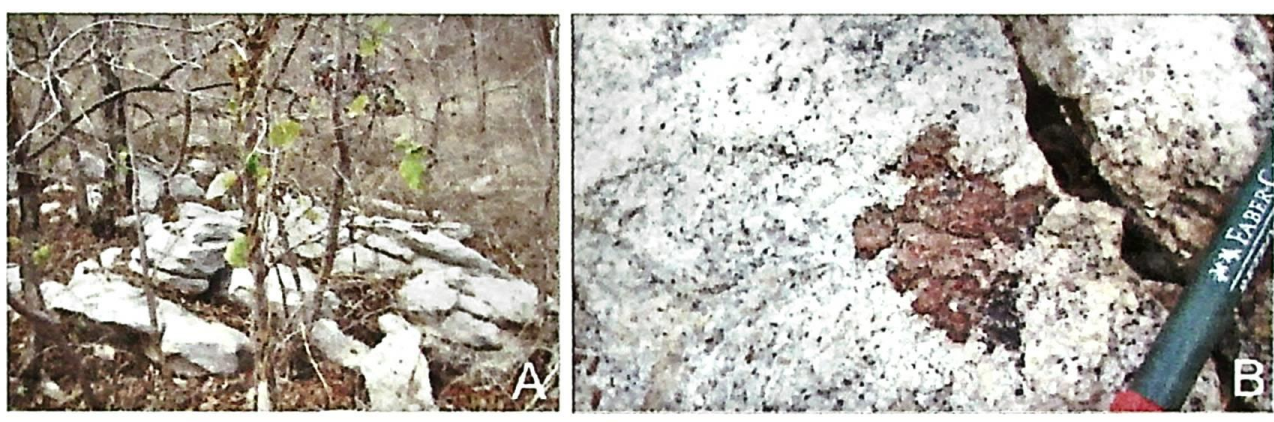


Figura 3.6: Granada leucogranito. A) Vista geral de afloramento de granada leucogranito na porção centro sul da área de mapeamento; B) Foto de detalhe com porfiroblasto de granada com 2 cm com bordas de reação de desestabilização retrometamórfica substituída por biotita.

Aspectos petrográficos

A lâmina TZ-127 corresponde à fácies monzogranítica com textura equigranular e composição mineralógica dada por: feldspato potássico (40%), plagioclásio (20%), quartzo (20%), biotita (15%), opacos e acessórios (5%). Entre os minerais acessórios incluem: moscovita, apatita, clorita e zircão.

O quartzo é policristalino, interlobado e inequigranular, localmente aparece como grãos arredondados como enclaves no feldspato. A biotita apresenta bordas recobertas por biotita amorfa e com intensa cominuição, que podem eventualmente caracterizar reação de solução sobre pressão e estrutura manto e núcleo. Alguns cristais de biotita apresentam no plano de partição bandas de coloração avermelhada, semelhante à cor do rutílo, indicando ser biotita titanífera. Os fenocristais de feldspato potássico possuem até 0,8 mm. O mineral opaco provavelmente corresponde a ilmenita.

A lâmina TZ-99 corresponde à fácies finamente laminada com estrutura bandada e do tipo manto e núcleo em sigmóides do tipo delta sem asas e em cristais de feldspato potássico e biotita. A

composição mineralógica corresponde a: quartzo (50%), feldspato potássico (35%), biotita (10%) e opacos (5%).

O quartzo apresenta extinção ondulante, anédrico, seriado e morfologia interlobulada. Com relação à microestrutura apresenta recristalização dinâmica do tipo *bulging* (regime 1 de Hirth & Tullis, 1992) com cristais reliquiais de tamanho comparativamente maior do que em relação aos subgrãos alongados. Estas características estão relacionadas a deformação em baixa temperatura e alta taxa de esforço, cuja mobilidade das bordas dos grãos de quartzo sofreram uma alta densidade de deslocamento a ponto de se formar novos e pequenos grãos de quartzo.

O feldspato potássico apresenta geminação polissintética do tipo *tatame* e geminação de deformação com morfologia curvilínea preenchido por quartzo microcristalino com extinção ondulante. Alguns cristais encontram-se *saussuritizados*.

Os cristais de biotita encontram-se estirados ao longo do plano de bandamento e possuem bordas recobertas por biotita amorfa e com intensa *cominuição*, que podem eventualmente caracterizar reação de solução sobre pressão e estrutura manto e núcleo.

3.4. Granada-biotita gnaiss, cianita-granada gnaiss e sillimanita-granada xisto

O sillimanita-granada-biotita xisto está relacionado às zonas de cisalhamento transcorrente e de cavalgamento e encontra-se crenulado. De maneira geral ocorrem associados aos quartzitos, moscovita quartzitos, mármore e rochas cálcio-silicáticas. A sillimanita é do tipo fibrolita com até 1 cm de comprimento.

O cianita granada gnaisses ocorrem na porção extremo oeste da área e constituem uma unidade em contato tectônico com associação magmática granodiorítica II. Esta rocha possui coloração cinza e composição modal de cianita (15%), granada (15%), biotita (30%), quartzo (20%), feldspatos (20%). A cianita possui cor azul e bordas incolores com até 1 cm de comprimento e demarcam uma lineação de estiramento mineral. Os porfiroblastos de granada possuem entre 0,5 e 1 cm, encontram-se rotacionados com bordas substituídas por biotita e sombras de pressão preenchidas por quartzo. As bordas das granadas substituídas por biotita indicam reações de *retrometamorfismo*.

Na parte sul da área localiza-se um pequeno corpo de leucognaiss kinzigítico com pequenos grãos de cianita azul associada ao mármore grafitoso e ao goudro. A litologia corresponde a um

cianita-sillimanita-granada leucogranito e ocorre associada a lentes de mármore grafitoso e ao gondito.

Aspectos petrográficos

O cianita-sillimanita-granada leucogranito (ZN-78b) possui granadas arredondadas com tamanho médio de 0,3 mm com tamanho máximo de 1 mm. A sillimanita é do tipo fibrolítica, dobrada, com grãos aciculares de 1 mm ao longo dos flancos e pequenos fragmentos na zona de charneira. Em meio ao aglomerado fibrolítico de sillimanita ocorre sobrecrecimento de cristais de cianita com até 2,5 mm (**Figura 3.7**). Aproximadamente 25% da lâmina é composta por pertita e podem ser observado textura mirmequítica localmente.

A paragénese estabelecida permite caracterizar como sendo uma rocha de alta pressão e temperatura, metamorfizada em fácies granulito.

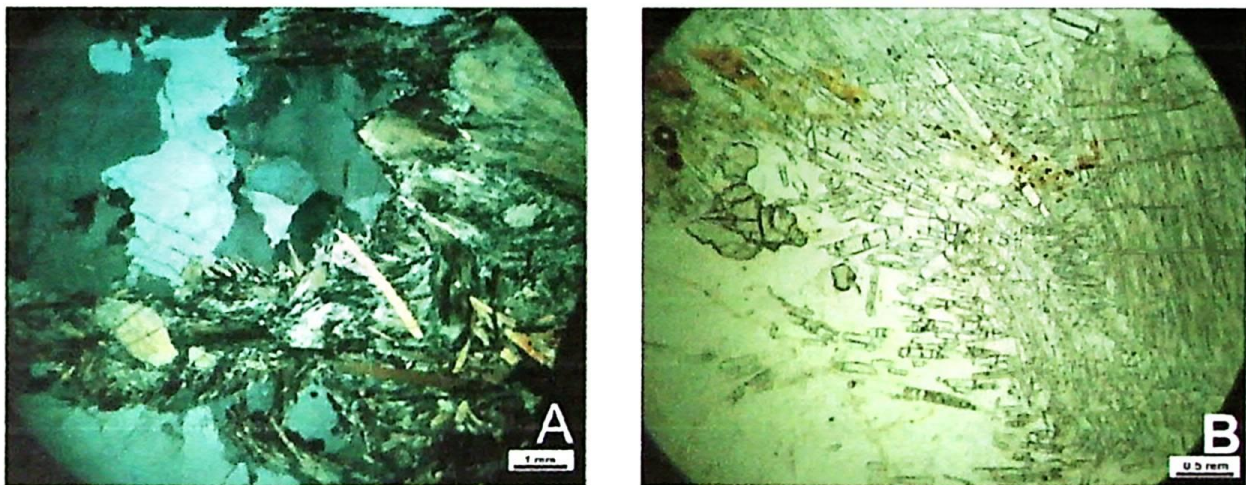


Figura 3.7: Fotomicrografia de cianita-sillimanita-granada leucogranito (kinzigito). A) Sillimanita fibrolítica dobrada e com sobrecrecimento de cianita, 2.5x, LPA; B) Detalhe da fibrolita com sobrecrecimento de cianita e grãos sub-arredondado de granada, 10x, LP.

3.5. Gondito e Rodonita fels

Na porção centro sul da área de mapeamento foram delimitados diferentes matacões com duas composição distintas e correspondem a fragmentos de brecha composto essencialmente pelo piroxenoíde rodonita, classificado como rodonita *fels* (ZN-79) (**Figura 3.8 A**) e ao granada quartzito ultramilonítico com leitos de óxido de manganês associado – gondito *stricto sensu* - (ZN-150) (**Figura 3.8 B**).

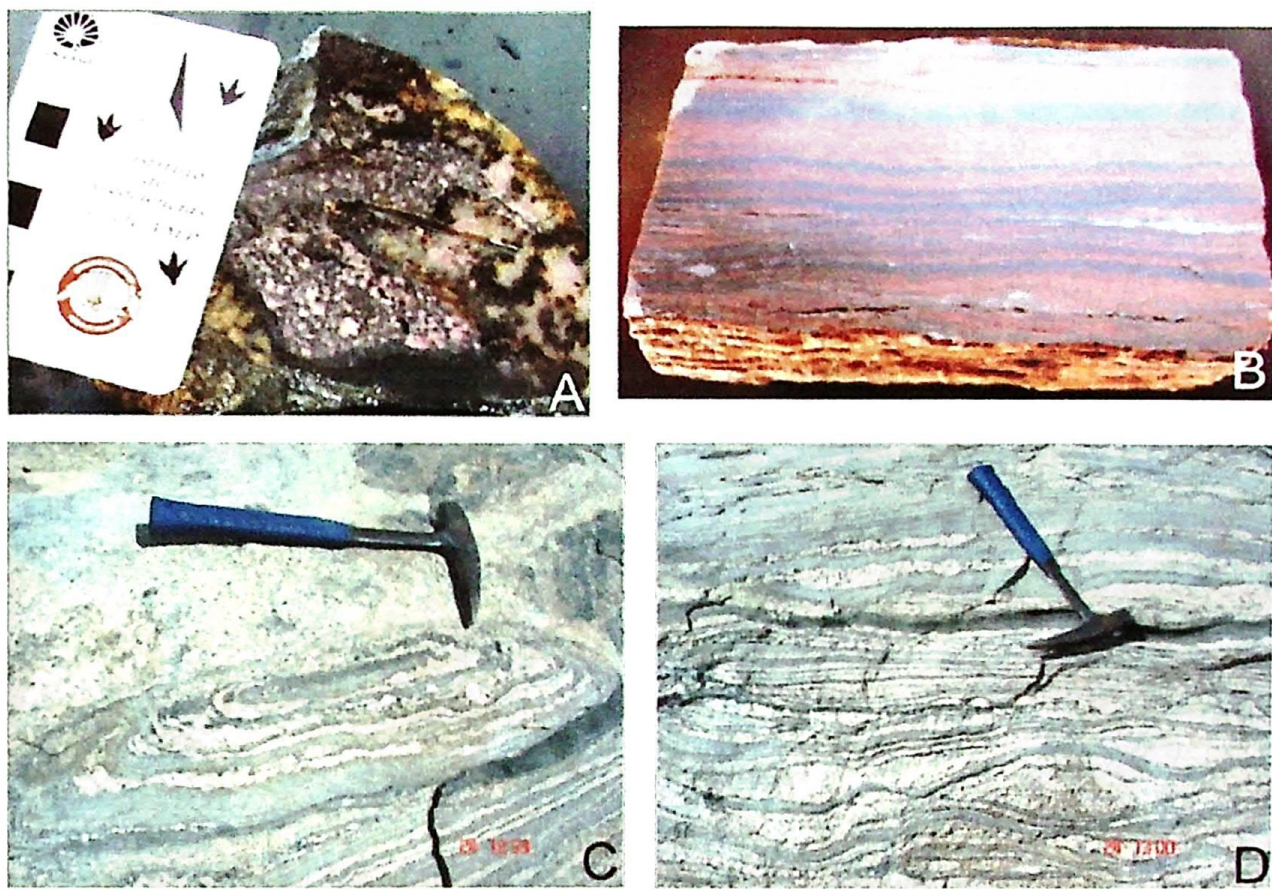


Figura 3.8: Prancheta de fotos com relações de campo do gondito: A) Fragmentos de brecha composto essencialmente pelo piroxenoíde rodonita de cor rosa; B) Granada quartzito ultramilonítico com leitos de óxido de manganês associado; C) Granito gnaissse com dobras em bainha observadas no plano YZ perpendicular a lineação mineral; D) Granito gnaissse com leitos de anfíbolito em forma de boudins observados no plano XZ paralelo a lineação mineral.

Estes matacões encontra-se associado a rochas de características bastante peculiares como granito gnaissse com dobras em bainha, cujo fechamento da estrutura encontra-se perpendicular a lineação de estiramento mineral (**Figura 3.8 C e D**). Esse gnaissse cavalga sobre uma sequência metassedimentar marcada pela intercalação de mármore grafitoso, silimanita-cianita-granada leucogranito, cianita-granada gnaissse e os matacões de gondito e rodonita *fels*.

Aspectos petrográfico

O fragmento de brecha (ZN-79) em lâmina delgada é composto essencialmente por rodonita de granulação grossa com tamanho médio de 2 mm podendo chegar a 6 mm, forma anédrico com bordas irregulares recobertas por quartzo e uma massa disforme de um material de cor marrom avermelhada que ocupa os planos de fratura e os interstícios mineral. O piroxênio apresenta relevo alto, dois planos de clivagem próximos de 90°, birrefringência moderada, textura poiquiloblástica

sendo as principais inclusões quartzo arredondado, zircão e minerais microcristalino provavelmente de alteração (**Figura 3.9**).

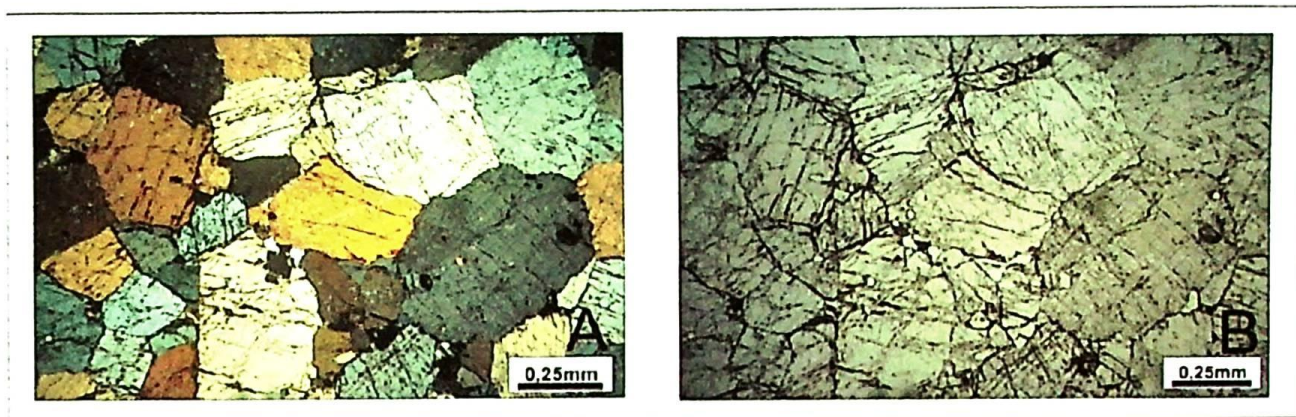


Figura 3.9: cristais de piroxênio rodonita observado em LPA e LP (2,5X), respectivamente

A composição da rodonita foi obtida por análise no MEV e comparado com dados de piroxenôides obtidos na província de Cangpur na Índia (Nayak & Mohapatra, 1998) e no site *webmineral* (**Tabela 2**). Outro mineral de nomenclatura desconhecida e reconhecido em MEV corresponde a um alumínio silicato de manganês com 2,9% de crômio em sua estrutura cristalina.

A rodonita é relacionada a metamorfismo de contato do tipo *skarn*, substituição mineral por ação hidrotermal ou metamorfismo de sedimentos manganésíferos, sendo comumente encontrada em depósitos minerais de Fe-Mn.

Óxido	Análise MEV	Rodonita- Cangpur, Índia (%)	<i>web mineral</i> (%)
SiO ₂	48.27%	47.70	46.53
MnO	45.75%	47.15	49.44
CaO	3.53%	2.99	2.17
FeO	2.45%	0.51	1.11

Tabela 2: Análise de composição mineralógica obtida em MEV e comparada com outros piroxenôides, como o da província de Cangpur na Índia e no site *webmineral*.

O granada quartzito ultramilonítico (ZN-150) é marcado pelo bandamento composicional com bandas de granada intensamente estirada intercalados a bandas de óxido de manganês e de quartzo com intensa recristalização estática com redução das bordas dos grãos. Em meio às bandas ocorrem aglomerados estirados de opacos com sombras de pressão (**Figura 3.10**).

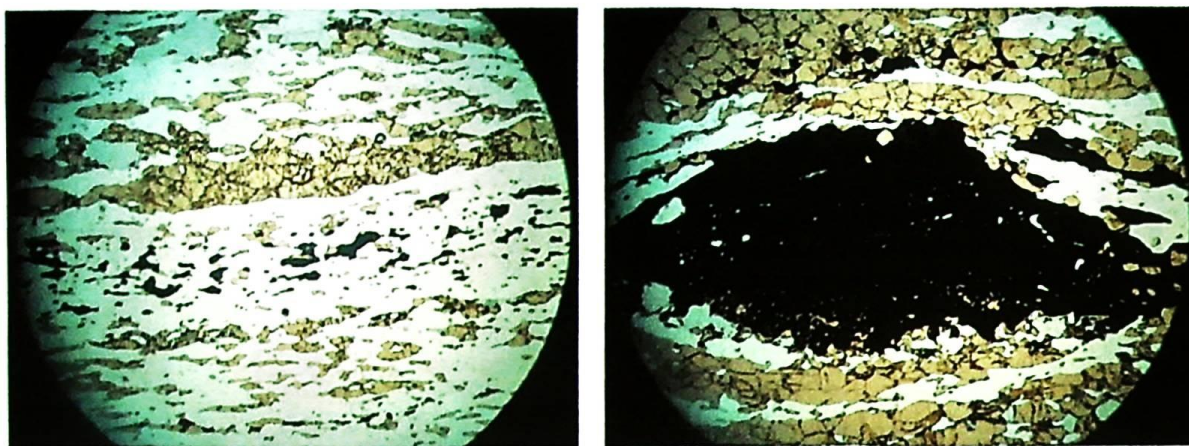


Figura 3.10: Fotomicrografia do granada quartzito ultramilonítico A) Alternância de bandas de granada e quartzo com leitos rico Mn, LP 2,5x; B) Bandas de quartzo e granada intensamente estirada circundando aglomerado de óxido de manganês boudinado, LP 2,5x.

3.6. Anfibolitos

Os anfibolitos ocorrem principalmente sob a forma de lentes *boudinadas* com diferentes espessuras, sub-paralela a foliação principal. Este litotipo apresenta-se como xenólitos boudinados no granito róseo e quando encaixados como enclave nos migmatitos se mostram arredondados, espessura decamétrica e com foliação contrastante com a rocha encaixante (**Figura 3.11**).

O bandamento composicional milimétrico a centimétrico possui granulação média, marcado por bandas escuras de anfibólio alternadas com bandas feldspática. Algumas lentes de anfibolito com espessura centimétrica são marcadas pela presença de granada, o que pode refletir uma diferença composicional do protólito que permitiu a formação da granada durante o metamorfismo. Em alguns locais (ponto 98) o bandamento composicional é marcado por bandas centimétricas ricas em hornblenda alternada com bandas de até 1 cm ricas em piroxênio.

O anfibólio possui coloração preta a esverdeada, granulação média-fina, morfologia acicular de 0,5cm, cujo estiramento gera lineação mineral relacionado à deformação e recristalização orientada de hornblenda.

O plagioclásio é, no geral, anédrico e ocorre nos interstícios do anfibólio. Em alguns pontos encontram-se com coloração rosada associada à alteração potássica.

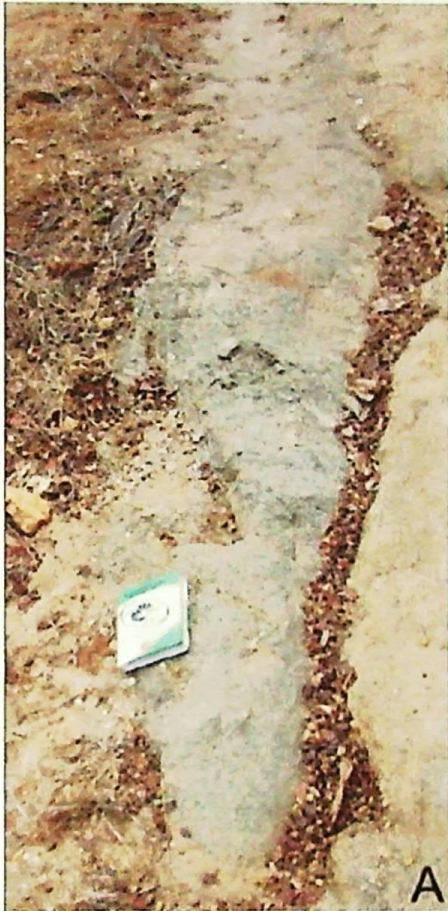


Figura 3.11: Prancheta de fotos mostrando as diferentes formas de afloramento dos anfibolitos A) Lente decamétrica de anfibolito com direção paralela ao bandamento gnáissico; B) Camadas de anfibolitos intercalados no biotita gnaiss e circundados por veios de aplito; C) Xenólitos de anfibolito incorporado pelo granodiorito, sendo alguns xenólitos de forma arredondada característico de rochas magmáticas; D) Lente submétrica em formato sigmoidal com veio pegmatítico próximo; E) *Boudin* decimétrica de anfibolito como xenólito no quartzo diorito.

Aspectos Petrográficos

Os anfibolitos em lâmina delgada observou-se a quantidade de hornblenda variando entre 40 e 70% e o plagioclásio varia entre albita e labradorita com geminação polissintética simples e múltipla, em sua maioria relacionadas a deformação e diferentes estágios de saussuritização. O clinopiroxênio está envolvido em reação de substituição para anfibólio, seja através dos planos de clivagem do mineral ou em reações de borda. A granada, quando presente, possui dimensões de até 5 mm, e são marcadas por reações de substituição para clorita nos planos de fratura e inclusões de calcita, quartzo, plagioclásio, titanita rutilo e ilminita. Alguns aspectos de textura ígnea reliquiar são observados na maioria das lâminas petrográficas, como por exemplo, contatos irregulares e interpenetração. Contudo a textura metamórfica de calçamento dos grãos com contatos retos e ângulo de 120° são predominantes nas lâminas.

A amostra TZ-02 possui granulação fina, com hornblenda de cor verde amarronzada e terminação denteada (**Figura 3.12 A**). O plagioclásio possui bordas arredondadas, pouco saussuritizado, com geminação polissintética simples (tipo *carlsbad*) e múltipla. Resquícios de clinopiroxênio com relação de intercrescimento em semelhança a textura magmática encontram-se bordejados por hornblenda. Inclusões de quartzo arredondado, plagioclásio saussuritizado, rutilo e opaco são observados na hornblenda. Como minerais acessórios ocorrem granada e turmalina. A turmalina encontra-se em paragênese com a hornblenda, plagioclásio e opaco, e separadamente com a granada, neste caso encontra-se zonada (**Figura 3.12 B**). A presença de turmalina é importante na reconstrução paleoambiental e diagenético, pois pode ser sugestivo de ambiente relacionado a centros vulcânico exalativo. A presença de microfratura com terminações bruscas são correlacionadas a fraturamento hidráulico gerado por reações de desidratação durante o pico do metamorfismo (**Figura 3.12 C e D**). O protólito desta rocha pode corresponder a uma rocha básica, como por exemplo, um dique basáltico, intrudido dentro do granodiorito. O metamorfismo atingiu fácies anfibolito alto, com retrometamorfismo em fácies anfibolito, não atingindo fácies xisto verde.

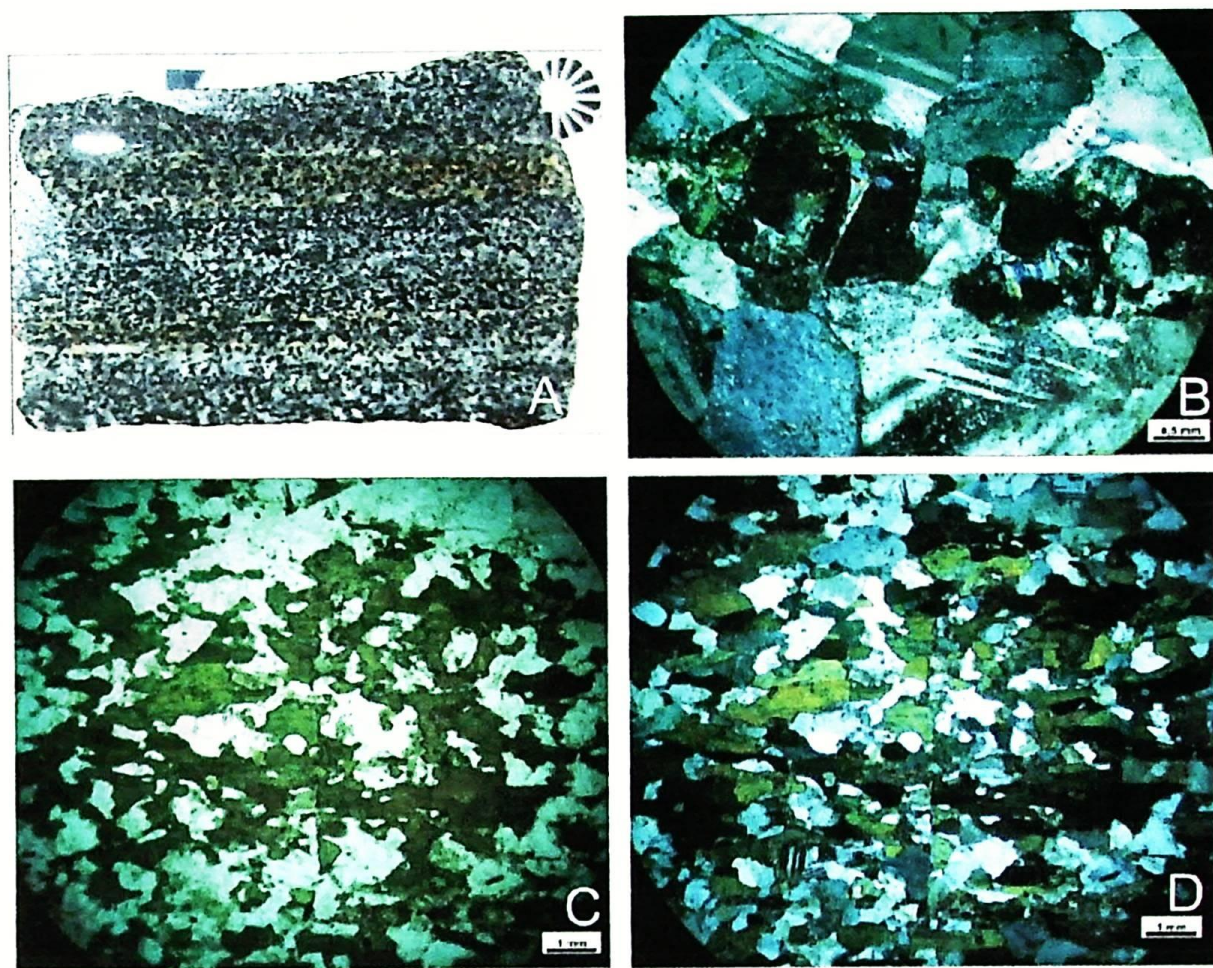


Figura 3.12: Prancheta com fotos amostra TZ-02. A) Fotografia mostrando amostra de mão de anfibolito bandado; B) Fotomicrografia com grãos de turmalina zonada em paragênese com a granada, aumento 10x, LPA; C) Visão geral da lâmina com microfratura no centro, possivelmente gerada por fraturamento hidráulico durante reações de desidratação relacionado ao pico do metamorfismo, 2.5x LP; D) fotomicrografia a LPA da foto anterior.

A amostra TZ-21 é composta por: hornblenda (50%), plagioclásio (30%), granada (5%), quartzo (5%) e como minerais acessórios ocorrem epidoto, calcita, clorita, rutilo, flogopita, opacos. A hornblenda possivelmente possui duas gerações de formação, a geração mais antiga delimita o bandamento nematoblástico enquanto a segunda encontra-se orientada a um ângulo de 30° da primeira com tamanho relativamente maior e inclusões de granada.

A amostra TZ-54 possui granulação grossa, textura ofítica reliquiar, hornblenda poiquiloblástica e plagioclásio metamórfico intensamente saussuritizado (**Figura 3.13**). Resquícios de clinopiroxênio são inteiramente circundados por hornblenda. Grãos de quartzo encontram-se afetados por dois planos de fratura em ângulo de 105° entre si e relacionados a uma tectônica rúptil. Como mineral acessório ocorre epidoto e moscovita. O protólito corresponde a uma rocha básica, possivelmente intrusiva, como por exemplo, um gabro.

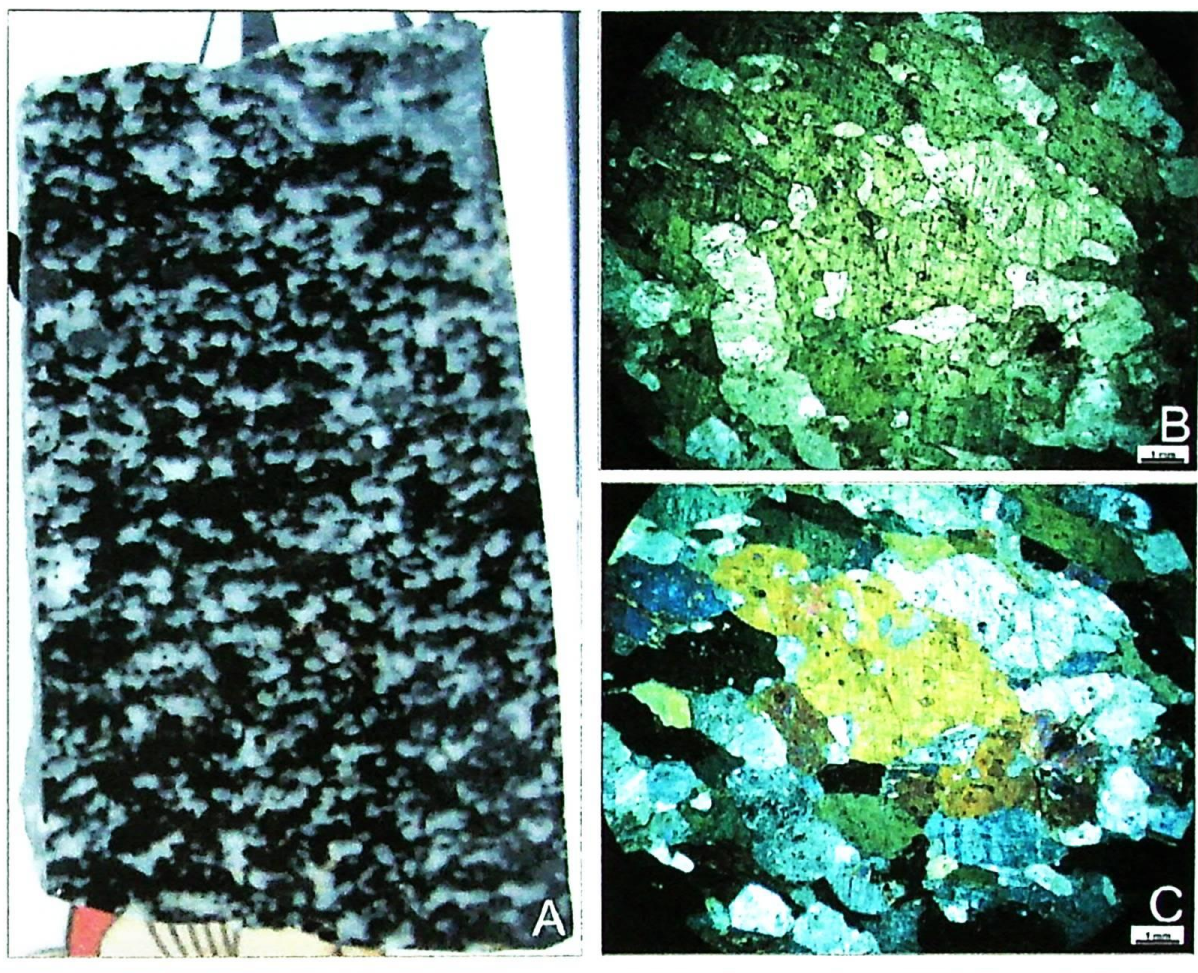


Figura 3.13: Prancheta com fotos amostra TZ-54. A) Fotografia mostrando amostra de mão de anfibolito; B) Textura ofítica reliquia e fenocristal de hornblenda no centro, 2.5x, LP; C) foto anterior com LPA.

A amostra TZ-98 mostra um interessante bandamento composicional que alterna bandas subcentimétrica de hornblendito com bandas de diopsidito ou bandas rica em hornblenda e diopsídio em equilíbrio paragenético, mostrando que a piroxênio encontra-se uralitizado (**Figura 3.14**). Finas lâminas de titanita encontram-se relacionadas principalmente a hornblenda, que exibe arranjo decussado com porfíblastos em uma angulação preferencial de 35° com o plano de bandamento. Os minerais acessórios incluem rutilo, calcita, plagioclásio e óxido de ferro e titânio. Grãos quartzo não são observados. O protólito pode corresponder a uma rocha cumulática provavelmente relacionada a um autólito submetido a metamorfismo em fácies anfibolito.

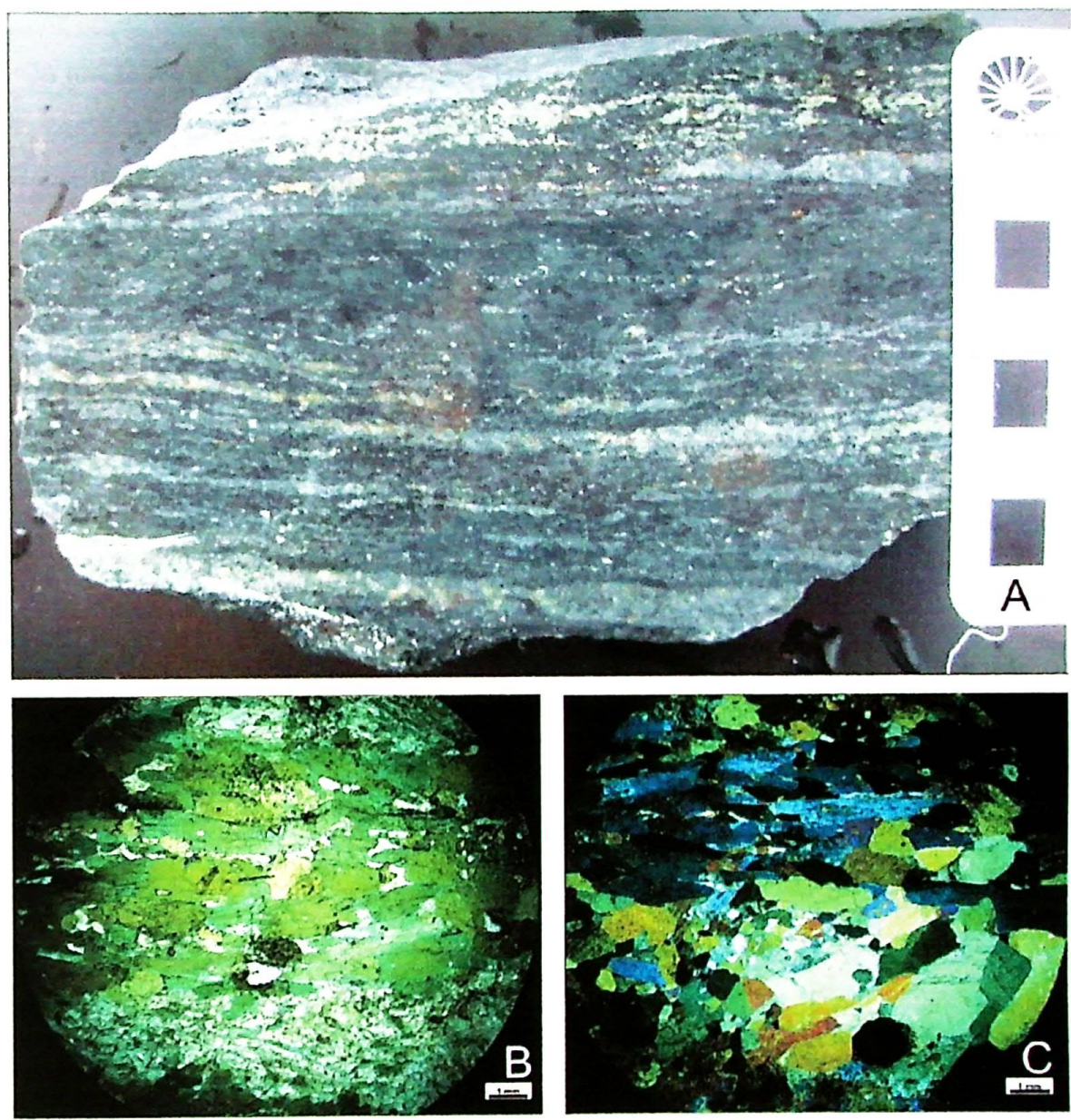


Figura 3.14: Prancheta de fotos amostra TZ-98. A) amostra de mão de rocha cumulática com alternância de bandas de anfíbolio e clinopiroxênio; B) Fotomicrografia com bandas de Hbl limitada por bandas de Cpx no topo e na base, observar grãos uralitizados de Cpx na banda inferior, 2.5x, LP; C) Banda de hornblendito em contato reto com banda de clinopiroxenito, 2.5x, LPA.

3.7. MetaUltramafito

A rocha metaultramáfica, embora não constitua uma unidade de mapeamento, é descrito aqui devido sua importância no contexto regional, sendo a amostra ZN-103 situa-se na mesma direção das rochas metabásicas de alta pressão. A rocha corresponde a um tremolita-antofilit- talco *fels*. Em campo essa litologia ocorre como lente com espessura métrica (**Figura 3.15 A e B**) encaixada em granada-cianita gnaiss e *augen* gnaiss (**Figura 3.15 C e D**). A rocha apresenta coloração verde com cristais de anfibólio em forma de leque que chegam a 20 cm. A presença desses megacristais indica intensa percolação de fluidos em metamorfismo isoquímico com mudança substancial na composição química do protólito, seja por adição ou subtração dos elementos principais que não H₂O e CO₂.

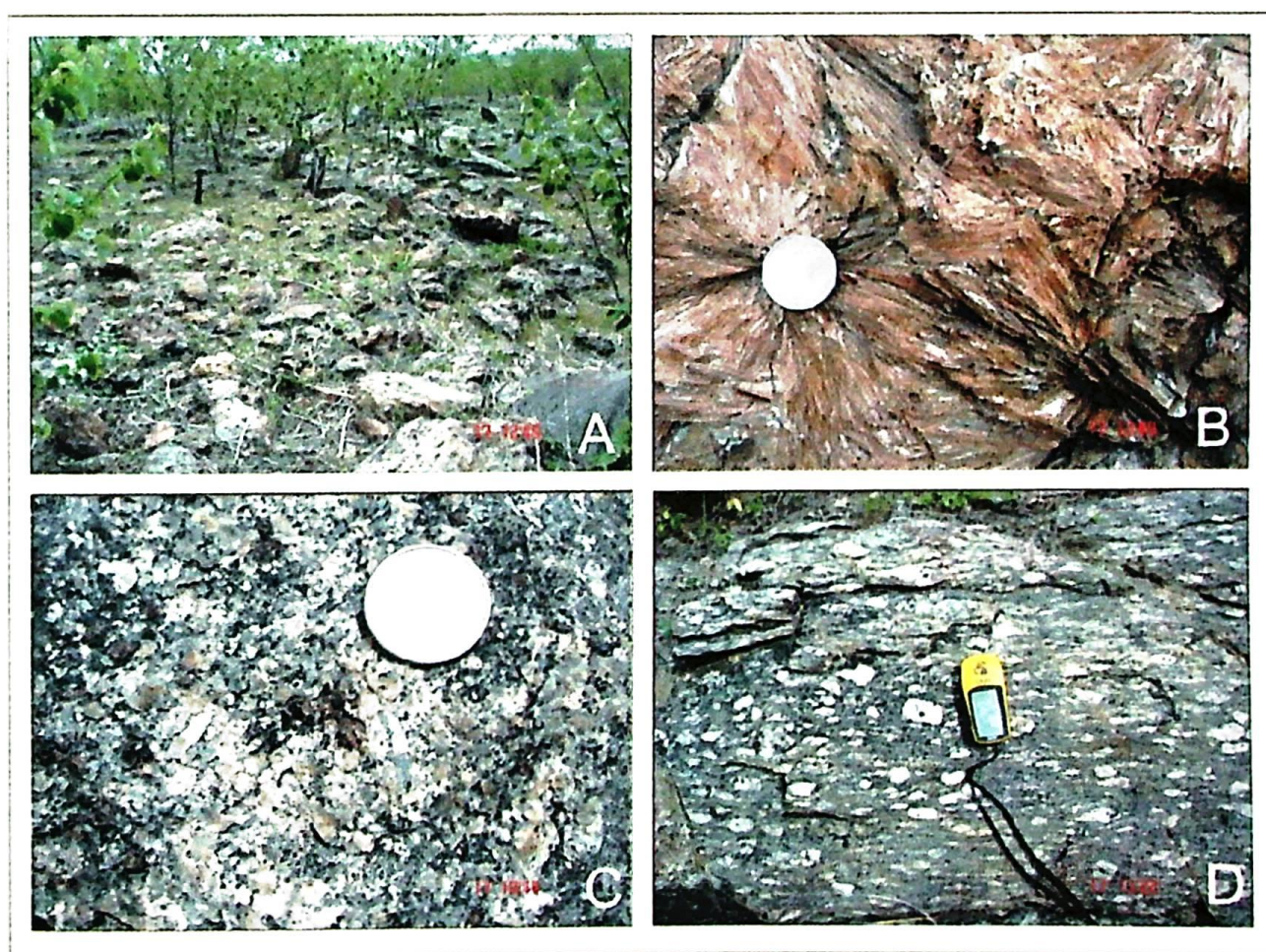


Figura 3.15: Prancheta de fotos ilustrando aspectos de campo do ultramafito (ZN-103) A) Vista geral do afloramento de tremolita antofilita talco ultramafito; B) Mega cristais de coloração verde com até 20cm em crescimento radial; C) Granada-cianita gnaiss que corresponde a rocha encaixante na borda oeste; D) Augen gnaiss que corresponde a rocha encaixante na borda leste; F).

Aspectos petrográfico e metamórfico

Em lâmina delgada observam-se cristais do clinoanfibólio tremolita em seção basal monoclinica com planos de partição (001) mostrando desmisturação de ortoanfibólio antofilita. A

antofilita ocorre alterada para talco e resquícios de tremolita inteiramente circundada por talco. (**Figura 3.16 A e B**). O metamorfismo isoquímico teria carregado o cálcio para fora do sistema, enquanto que durante o metamorfismo regional originaram-se os anfibólios (tremolita e antofilita) e por hidratação a antofilita se transforma em talco.

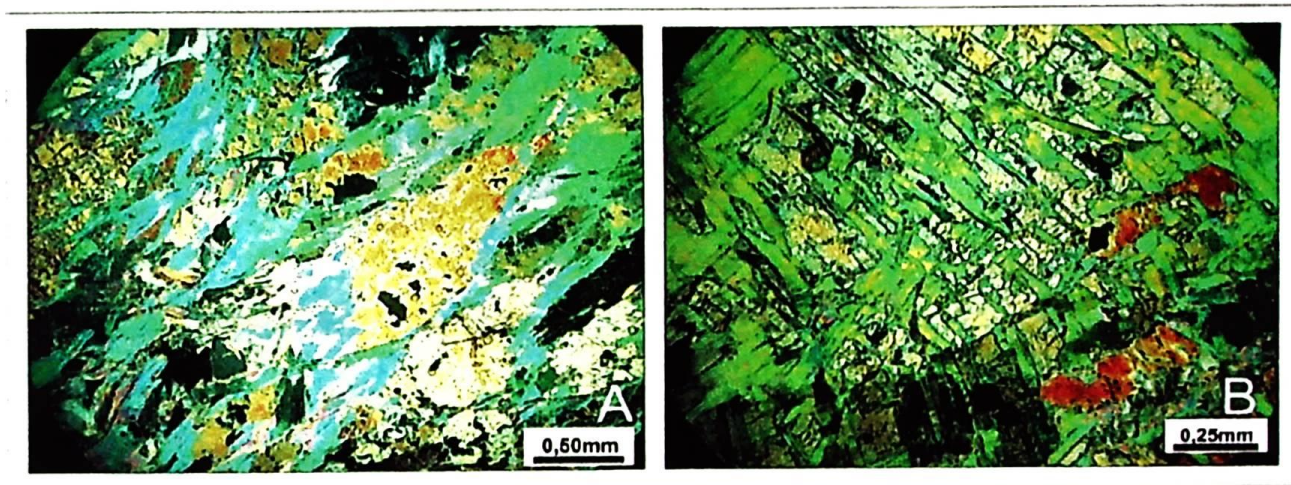


Figura 3.16: Antofilita alterada para talco com cristais de tremolita, 2.5X, LPA; B) crescimento tardio de talco em rede, 10X, LPA.

3.8. Mármore

Os mármore ocorrem sob a forma de camadas verticalizadas, lentes *boudinadas*, blocos e lajedos. Possuem espessura variando entre métrica e dezenas de metros. Apresentam vasta distribuição espacial e sua exploração para produção de cal ocorre desde o século XVIII até os dias de hoje como pode ser evidenciado pelas ruínas dos fornos para queimação do mármore encontrado em meio à mata. Estes litotipos ocorrem encaixados no sillimanita-granada xisto milonitizado e crenulado, no cianita-granada gnaiss e na associação magmática II.

São diferenciados dois tipos principais de mármore: tremolita-diopsídio mármore e mármore grafitoso.

O tremolita-diopsídio mármore possui cor branca com grãos centimétrico de anfibólio e pouca titanita. No ponto 20 observou-se o contato entre uma lente de mármore e uma rocha carbonato-silicatada com bandamento composicional caracterizado pela alternância de bandas centimétrica de mármore impuro com bandas de rocha carbonato-silicatada rica em diopsídio. O contato entre essas rochas é delimitado por uma banda milimétrica de concreção ferrífera associada a um clasto decamétrico intensamente deformado e rotacionado que serviu como anteparo

(contraste) reológico a deformação durante o cisalhamento transcorrente permitindo a formação de estrutura S-C sigmoidal entre o clasto e as rochas circundantes (**Figura 3.17**).

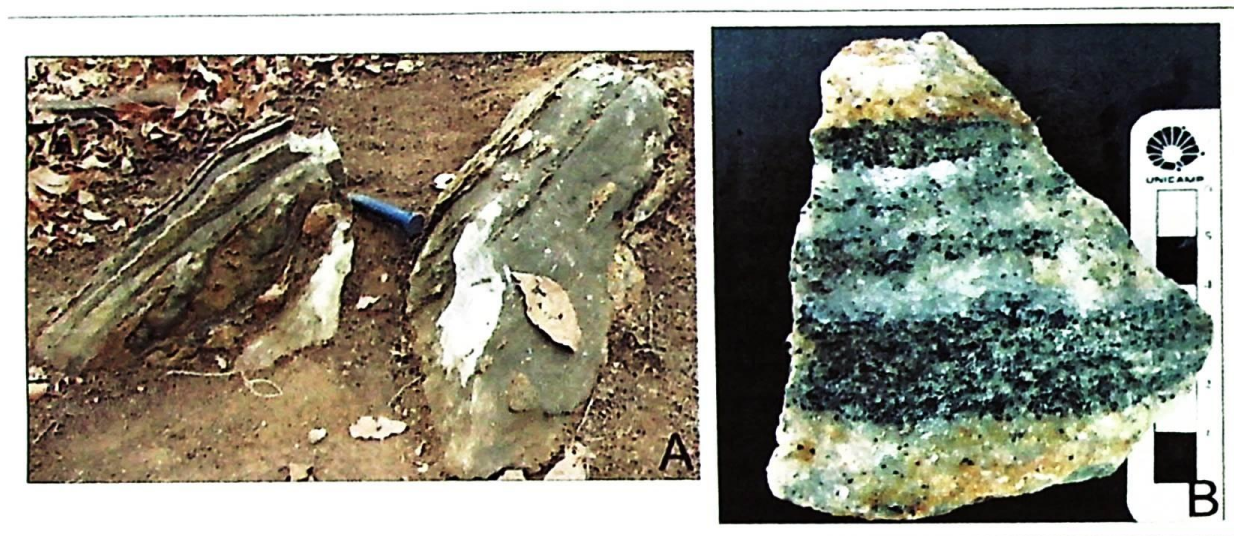


Figura 3.17: Contato entre lente de mármore e rocha carbonato-silicatada marcado por nível de concreção de ferro com clasto decamétrico que gerou contraste reológico entre as litologias durante o cisalhamento permitindo a formação de estrutura S-C; B) detalhe da parte esquerda da foto anterior mostrando alternância centimétrica de bandas de mármore impuro intercalada a bandas de rocha carbonato-silicatada rica em diopsídio.

No mármore grafitoso, a grafita é caracterizada pelo hábito placóide, brilho metálico e dureza baixa. A maior concentração de grafita ocorre nos planos de foliação (**Figura 3.18 D**). Associado a este litotipo ocorrem fragmentos arredondados de cor bege, composto por um aglomerado de fragmentos irregulares que encontram-se envolvido pela foliação e com sombras de pressão nos limites laterais (**Figura 3.18 A**). Paralelizado a esta foliação e disperso em toda rocha, ocorrem fragmentos irregulares e angulosos de tamanho centimétrico e sub-centimétrico de composição semelhante ao aglomerado descrito acima (**Figura 3.18 B**).

Em outro afloramento próximo ocorre o mesmo litotipo intemperizado, com a diferença que estes fragmentos encontram-se intensamente estirados com uma forma semelhante a um cometa e envolvidos pela foliação, de maneira que permite a caracterização de deformação cisalhante em condições dúcteis (**Figura 3.18 C**).

Como interpretação associada a este afloramento supõe-se que esses fragmentos podem corresponder a sedimentos clásticos sin-sedimentar, que durante a deformação e metamorfismo foram aglomerados e fragmentados devido ao contraste reológico exercido entre os componentes clásticos de maior resistência a deformação e a enorme plasticidade do carbonato em condições de deformação super plástica.

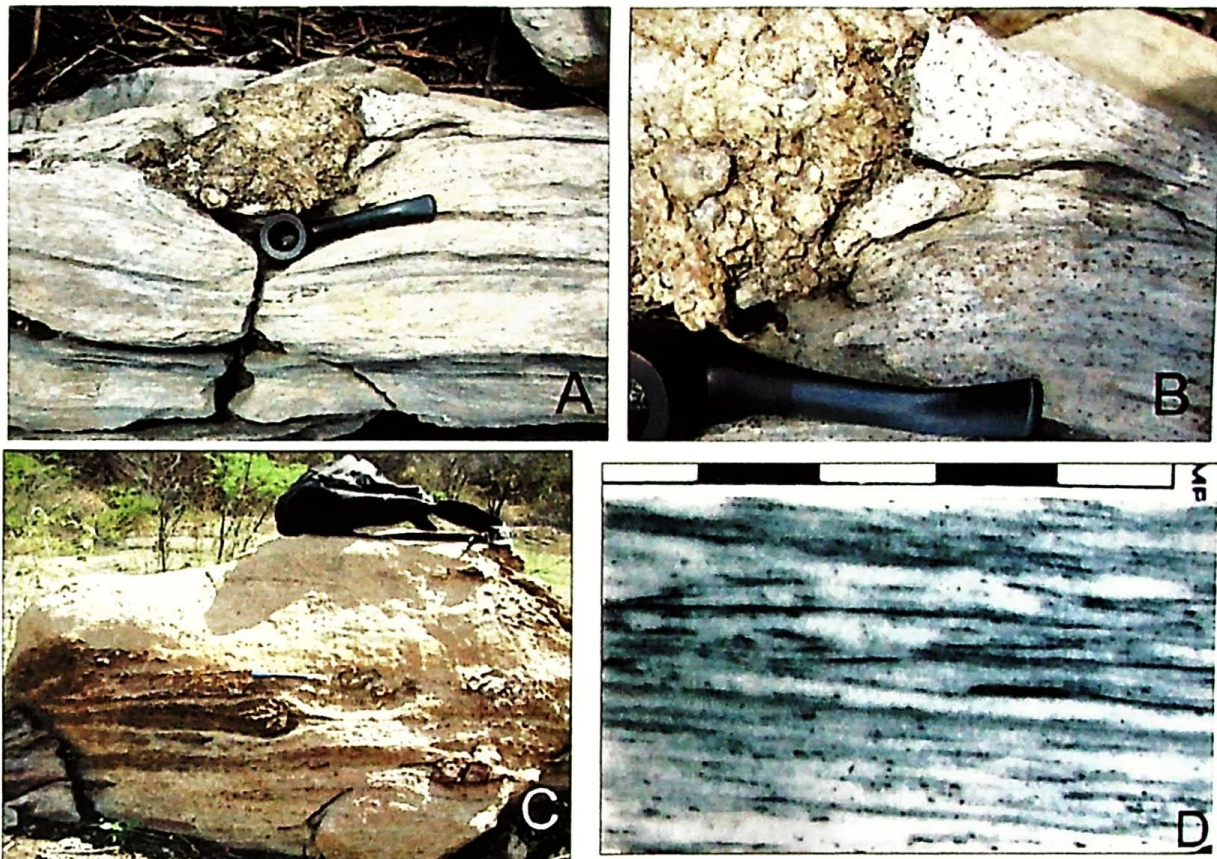


Figura 3.18: Prancheta de fotos mostrando aspecto de campo do mármore grafítico: A) Grafita mármore foliado com nódulo arredondados de cor bege, composto por um aglomerado de fragmentos irregulares, que encontra-se envolvido pela foliação e com sombras de pressão nos limites laterais; B) Detalhe da foto anterior mostrando sombra de pressão no limite lateral do clasto, observar micro fragmentos angulosos ao longo do plano de foliação; C) fragmentos intensamente estirados com forma semelhante a um cometa e envolvidos pela foliação, resultantes de deformação super plástica; D) Foto em detalhe de superfície pólida do mármore grafítico, observar a concentração de grafita em planos que delimitam a foliação.

Aspectos petrográfico e metamórfico

O mármore grafítico possui granulação fina e arranjo granoblástico. A grafita perfaz 5% da rocha e ocorre como grãos de até 0,5 mm orientado paralelo ao bandamento e localmente com morfologia levemente sigmoidal. A maior concentração de grafita ocorre nas bordas de microvênulas de calcita microcristalina, que esta associada a pequenos grãos de quartzo, clorita e moscovita (**Figura 3.19**). A calcita forma aglomerados poligonais equigranular com grãos de 0,5 mm, intensamente recristalizada e com geminação de deformação e de crescimento.

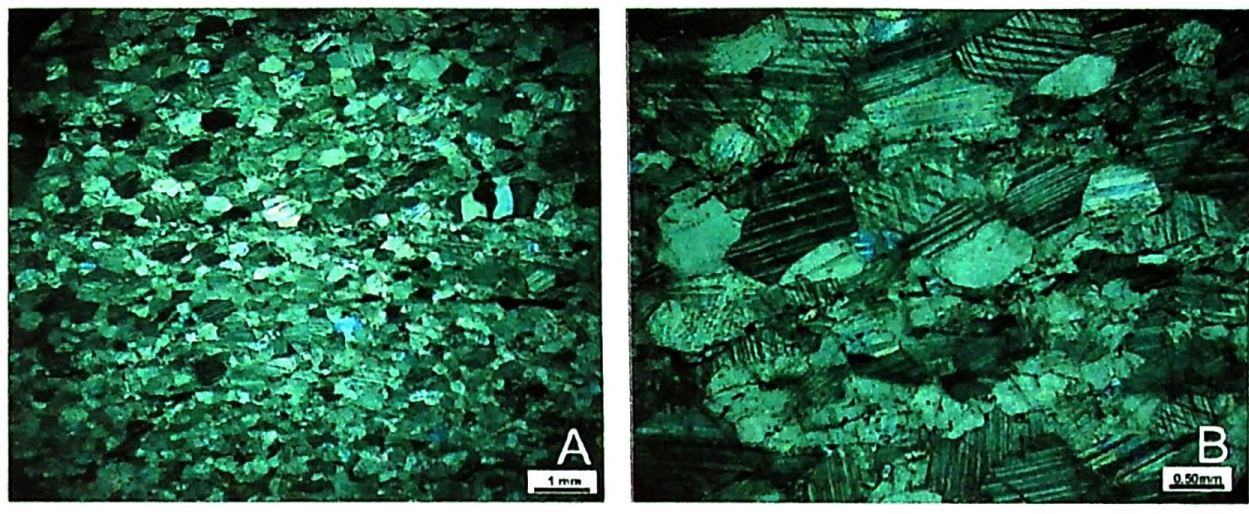


Figura 3.19: Fotomicrografia do mármore grafítico. A) Feições de recrystalização e textura nematoblástica em cristais de grafita (mineral opaco) 2.5X, LPA. B) grãos microcristalino de calcita relacionado à microvênulas com quartzo e moscovita, observar concentração de grafita nestes planos, 10X, LPA.

3.9. Rochas cálcio-silicáticas

As rochas cálcio-silicáticas ocorrem sob forma de lentes *boudinadas* sub-paralelas à foliação, camada, blocos e lajedos de médio a grande porte. Ocorrem encaixadas em ambas associações magmáticas e nos gnaisses aluminosos com cianita.

As rochas cálcio-silicática apresentam granulação média a grossa, a coloração varia de bandas de cor branca rica em escapolita, calcita ou dolomita, que se alternam com bandas verdes acinzentadas ricas em piroxênio, anfibólio, granada, titanita, epídoto e clinozoisita.

Os piroxênios possuem uma cor verde claro e os anfibólios são aciculares e de cor preta e verde escuro. O plagioclásio ocorre como grãos subédricos ou como massa englobando o anfibólio, enquanto a clorita e o epídoto encontram-se orientados ao longo do bandamento composicional.

A foliação muitas vezes encontra-se sub-vertical com a lineação mineral direcional, intensamente cisalhadas com estruturas milonítica e ultramilonítica.

Aspectos petrográfico e metamórfico

As amostras laminadas representativo das rochas cálcio-silicáticas correspondem aos pontos TZ-11, TZ-45, TZ-67 e TZ-126.

➤ A amostra **TZ-11** possui estrutura maciça, granulação média, cor verde acinzentada e composição mineralógica dada por: clinopiroxênio (60%), escapolita (20%), clinozoisita (12%), quartzo (5%), calcita (3%) e titanita (1%). A rocha corresponde a um escapolita-clinopiroxênio *fells* (**Figura 3.10 A**).

O clinopiroxênio provavelmente corresponde ao diopsídio com tamanho entre 3 e 5 mm, anédrico e com inclusões de calcita e quartzo (**Figura 3.10 B**). As bordas do clinopiroxênio são marcadas por grãos microcristalino de anfibólio com os planos de clivagem bem estabelecidos e terminações dentilhadas. Como inclusão no clinopiroxênio ocorre também um mineral arredondado, incolor, com birrefringência alta, bastante semelhante à olivina, mas que precisa ser melhor comprovada (**Figura 3.10 C**). Outra inclusão bastante interessante gerou um sistema de fratura radial no piroxênio a partir deste mineral que ao que tudo indica corresponde a quartzo, podendo tratar-se de coesita (**Figura 3.10 D, E e F**).

Os grãos de quartzo formam textura glomeroporfirítica. A titanita subédrica possui tamanho de até 3 mm. Como mineral acessório ocorre clorita e alanita zonada, de cor verde claro e relevo moderado.

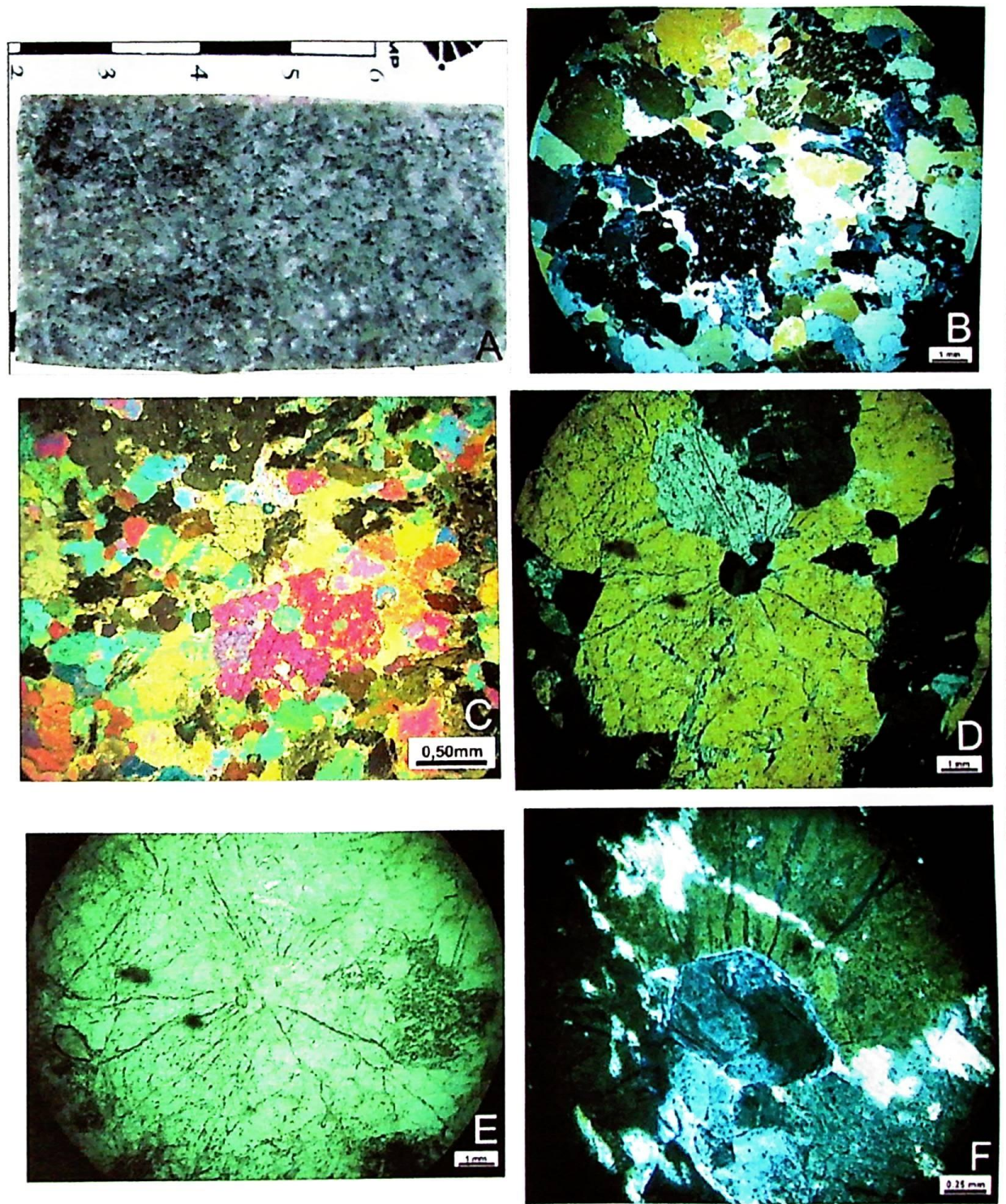


Figura 3.10: Prancheta de fotomicrografias do escapolita clinopiroxênio fells. A) Aspecto da rocha em amostra de mão; B) Visão geral da lâmina, observar como os fragmentos de clinopiroxênio em preto constituíam um grão bastante maior, 2.5x, LPA; C) Grãos de clinopiroxênio com cor de interferência rosa avermelhado com inclusões de olivina(?) esverdeada, 2.5x, LPA; D) Grão de clinopiroxênio com sistema de fratura radiado migrando a partir de inclusão de quartzo, LPA, 10x; E) Fotomicrografia igual a anterior em LP, observar sistema de fratura radial; F) Fotomicrografia da inclusão mostrada nas fotos anterior, 40x, LPA.

➤ A amostra **TZ-45** possui estrutura milonítica, granulação fina, cor verde acinzentada e composta por: clinopiroxênio (30%), granada (25%), escapolita (10%), bandas de quartzo (15%), quartzo (10%), plagioclásio (8%), anfibólio (3%), calcita e titanita. A rocha corresponde a um escapolita-granada-clinopiroxênio ultramilonítico.

O clinopiroxênio encontra-se estirado e com bordas côncavas. A granada no geral não exhibe fraturas internas e são euédricas, com faces reta, tamanho médio entre 0,2 e 0,4 mm e textura poiquiloblástica com inclusões de arredondadas de piroxênio, escapolita e quartzo (**Figura 3.11**). Esses dois minerais comumente estão associados e nos pontos que se tocam comumente ocorre um anfibólio de tonalidade bastante azulado que por vezes bordeja a granada com uma massa disforme sem constituir bordas minerais. Esse anfibólio não encontra-se em equilíbrio com o piroxênio, o que sugere que o retrometamorfismo ocorreu sob fácies anfibolito não alcançando fácies xisto verde (observação sustentada pela paragênese da rocha).

O plagioclásio apresenta geminação de deformação seriada com terminações dentilhadas. Grãos de quartzo exibem dois planos de fratura sub-perpendiculares entre si, enquanto as faixas de quartzo policristalino não chegam a constituir bordas, apenas limites observados pela extinção zonada.

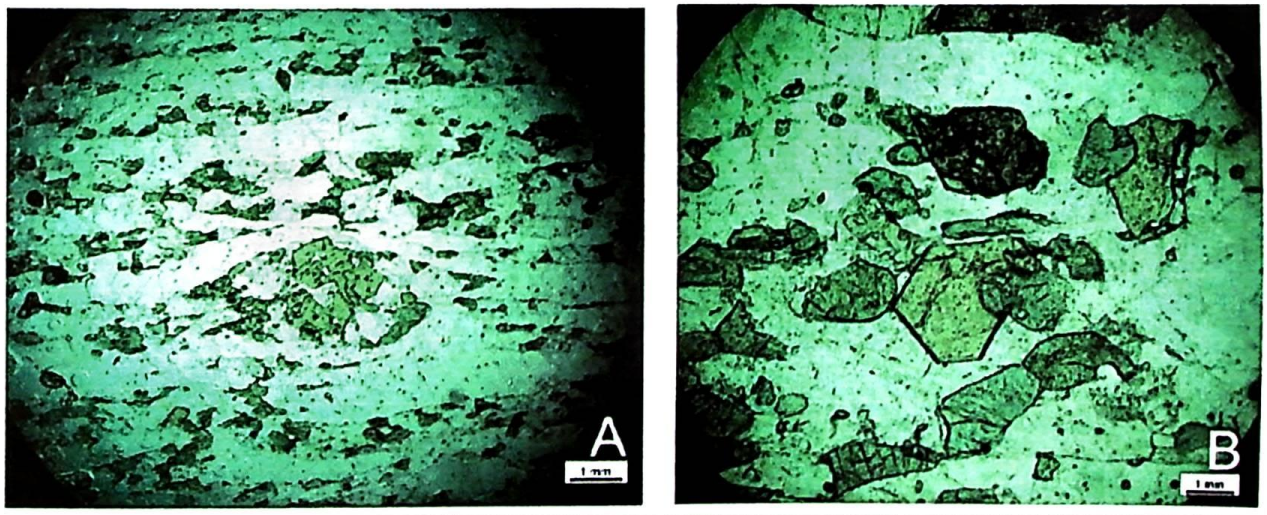


Figura 3.11: Fotomicrografia do escapolita-granada-clinopiroxênio ultramilonítico. A) Granada sigmoidal com borda de pressão preenchida por quartzo circundado por clinopiroxênio, 2.5x, LP; B) Granada facetada devido ao cisalhamento e recrystalização, 10x, LP.

➤ A amostra **TZ-67** possui coloração foi verde azulada, encontra-se intensamente deformada e encaixada no cianita granada gnaiss. A análise petrográfica demonstrou corresponder a um diopsídio-granada gnaiss com composição mineralógica dada por: biotita (25%), plagioclásio (20%), granada (15%), clinopiroxênio (15%), quartzo (15%), escapolita (5%), calcita (5%) e zircão (**Figura 3.12 A**).

As granadas poiquiloblásticas apresentam-se intensamente deformadas com foliações reliquiares bem preservada. Alguns grãos sugerem evidências de sobrecrecimento dos grãos ou crescimento de agregados de granada a partir de diferentes núcleos de crescimento. Esta sugestão deve-se as diferentes orientações dos planos de fraturas e trilhas das inclusões, assim como a densidade quantitativa, de tamanho relativo e composição mineralógica das inclusões. O núcleo ou parte central da granada é composta por poucas inclusões de calcita, uma das bordas encontra-se limitada por biotita marrom e circundado por outra granada com inclusões de calcita de 2 mm, biotita de 1 mm, quartzo e plagioclásio, enquanto a outra borda, em contato direto com a parte central, apresenta uma alta densidade de inclusões compostas por titanita, opaco, quartzo de 1mm, calcita, clorita e biotita (**Figura 3.12 B**).

Entre as hipóteses de sobrecrecimento ou crescimento agregado de três granadas a primeira hipótese é mais condizente devido a forma côncava das duas granadas da borda em relação ao núcleo, além de que na lâmina existem outras granadas menores praticamente sem inclusões e fraturas internas.

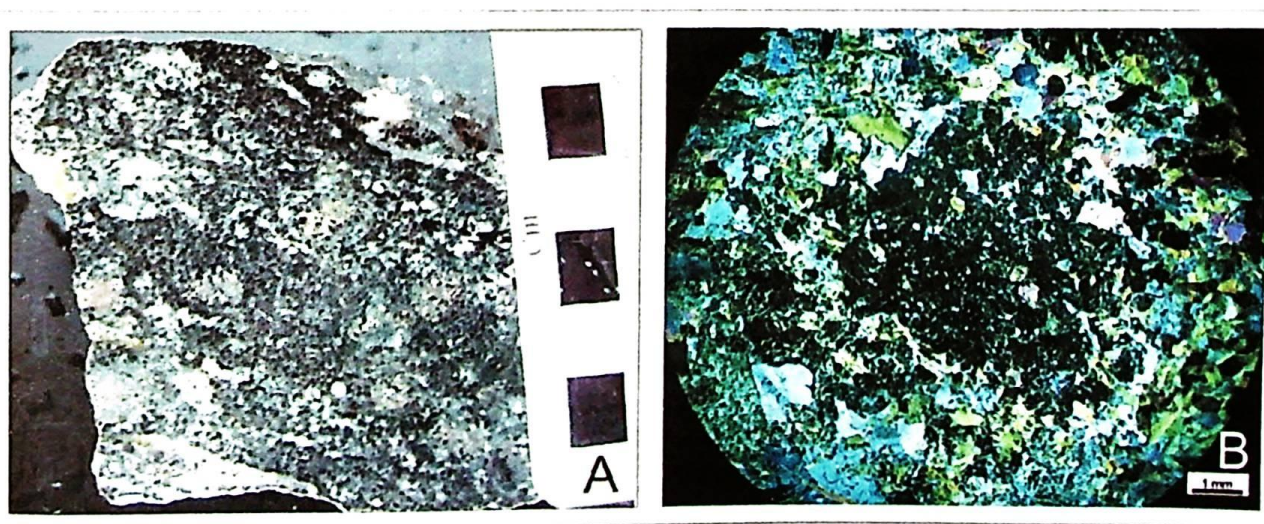


Figura 3.12: A) Fotografia da amostra de mão do diopsídio-granada gnaiss, observar textura em volta do grão de granada no centro da foto; B) Fotomicrografia com feição de sobrecrecimento da granada poiquiloblástica, 2.5x, LPA.

Os veios de quartzo possuem bordas irregulares e transpostas por bandas de biotita, escapolita e diopsídio reliquiar. Os grãos de quartzo possuem feições de recristalização intensa com bordas retas e ângulo de 120°. A biotita marrom corta os grãos de piroxênio e plagioclásio, podendo ser relacionada ao metassomatismo desencadeado sob uma zona de cisalhamento.

➤ A amostra **TZ-126** é bastante distinta das outras descritas até o momento. O afloramento ocorre próximo ao monzogranito na porção sul da área e aparentemente corresponde a um xenólito associado a este granitóide. O afloramento possui espessura submétrica com rocha de granulação fina-média e alternância de bandas verde escuro de piroxênio e bandas verdes claras de epidoto. Em lâmina delgada observa-se tanto bandamento composicional como granulométrico.

A composição estimada em lâmina é de: piroxênio (75%), escapolita (10%), epidoto e zoisita (8%), titanita (4%) e espinélio ou granada (3%). Apesar da enorme quantidade de clinopiroxênio a rocha poderia ser classificada como escapolita-clinopiroxênio gnaiss.

O piroxênio apresenta granulação média, cor maçã verde, pleocroísmo fraco, extinção zonada da borda para o centro, relevo moderado, duas clivagens próximas de 90°, biaxial positivo (**Figura 3.13 A e B**).

Em relação aos outros minerais não é possível diferenciar petrograficamente se o mineral isotrópico e cor bege alaranjado (**Figura 3.13 E e F**) corresponde a espinélio ou granada, sendo necessário análise de microsonda eletrônica para se distinguir com precisão. Este mineral encontra-se preferencialmente bordejando o piroxênio. O epidoto e a zoisita ocorrem associados em bandas com granulação fina, sendo o epidoto transparente, relevo moderado e birrefringência muito alta, enquanto a zoisita é levemente amarelada e tinta de interferência cinza preto (**Figura 3.13 C e D**).

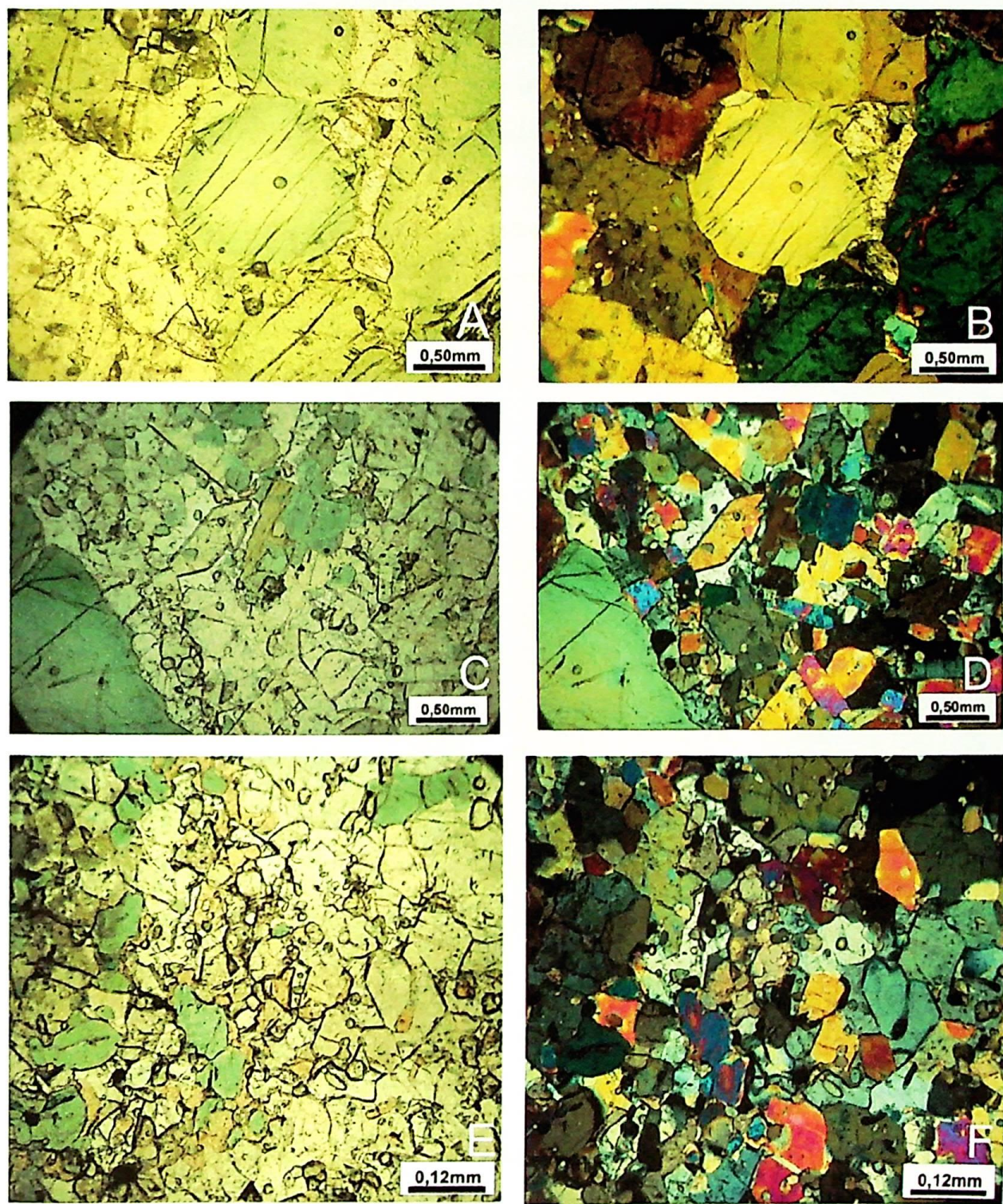


Figura 3.13: A) clinopiroxênio de cor verde clara com mudança de cor da borda para o centro e cristais de escapolita transparente, 2.5x, LP; B) figura anterior observada a LPA, a escapolita apresenta cor de interferência variando do bege ao marrom; C) Clinopiroxênio de cor verde associado a cristais eudrais de epidoto (relevo alto) e anfibólio com cor marrom, 2.5X, LP; D) figura anterior observada a LPA, o piroxênio aparece como banda no canto inferior esquerdo em contato com banda de epidoto e zoisita; E) Associação de espinélio(?) ou granada(?) com cor bege alaranjado associados ao clinopiroxênio, epidoto e zoisita, 10X, LP; F) figura anterior observada a LPA.

3.10 Clinopiroxenito

Representado pela amostra TZ-09 o piroxenito ocorre no extremo oeste da área encaixado no cianita-granada-biotita gnaiss e corresponde a duas lentes emparelhadas. Uma das lentes possui granulação média, equigranular composta, a vista desarmada, exclusivamente por diopsídio (TZ-09a). A segunda lente possui cristais bem formados de tremolita com tamanho superior a 7 cm, fragmentos brechados de material branco, possivelmente feldspático (TZ-09b). Devido a relação espacial esta rocha será descrita juntamente ao piroxenito.

A lâmina TZ-09a apresenta 95% de clinopiroxênio subédrico a anédrico, tamanho entre 1 e 4 milímetros e morfologia e textura poiquiloblástica (**Figura 3.14**). Como minerais acessórios ocorrem titanita, clinozoisita, zircão e opacos.

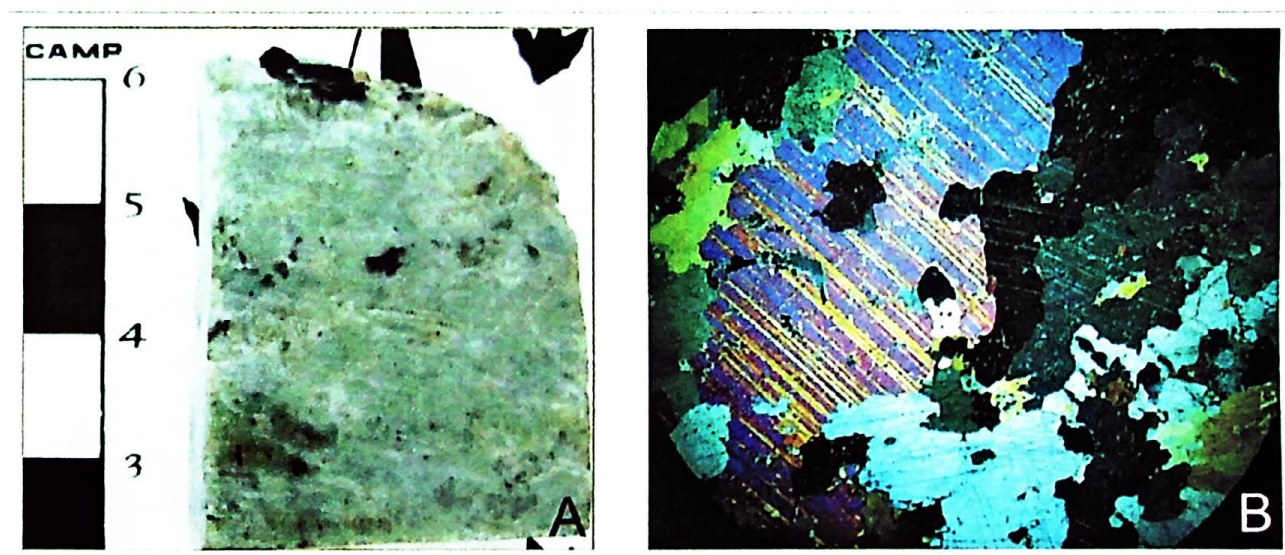


Figura 3.14: Clinopiroxênio (TZ-09a). A) Fotografia de amostra de mão; B) Grãos de clinopiroxênio com textura poiquiloblástica, 2.5X, LPA.

A lâmina TZ-09b possui cristais eudrais de tremolita com tamanho superior a 1 cm, cristais de flogopitaq com crescimento radial a partir da tremolita. O fragmento brechado possivelmente corresponde a feldspato alcalino (**Figura 3.15**). A rocha corresponde a clinopiroxênio-tremolita *fells*, possivelmente relacionada a processos metassomáticos.

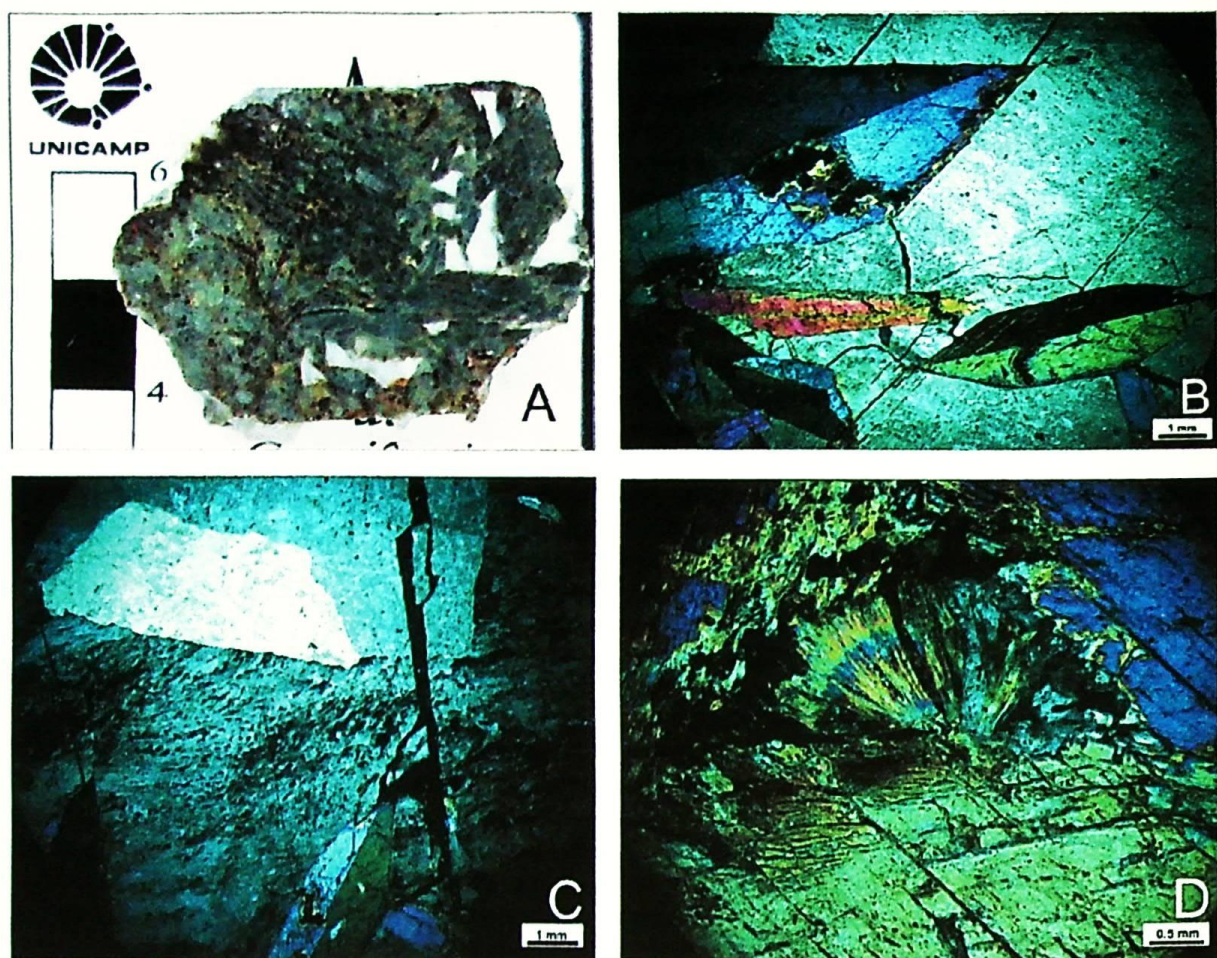


Figura 3.15: Prancheta de fotomicrografias do clinopiroxênio-tremolita fells (TZ-09b). A) Amostra de mão mostrando a tremolita de cor verde escuro, clinopiroxênio de verde pouco mais claro e fragmento brechado de composição pertítica; B) Cristais eudrais de tremolita maior que 1 cm associado a pertita, 2.5x, LPA; C) Detalhe da pertita cuja análise composicional precisa ser realizada, pois a textura sugere corresponder a feldspato ternário, 2.5x, LPA; D) Cristal radial de clorita crescendo a partir da tremolita, 10x, LPA.

3.11. Quartzitos

O quartzito de maior abrangência espacial possui coloração branca a bege acinzentado, sendo composto por quartzo, moscovita e epidoto. Possui espessura variando entre métrica a centenas de metro, comumente com foliação sub-vertical ou estrutura maciça e são os principais constituintes dos morrotes reliquias que marcam a paisagem geomorfológica (**Figura 3.6 D**). Observam-se localmente cavidades vazias elíptica e arredonda com bordas vermelhas devido a oxidação de algum mineral diagenético ou percolação de fluido rico em ferro. Associado a esse quartzito ocorrem lentes de silexito amorfo de cor bege escuro de tonalidade caramelo.

Na porção centro oeste da área (ponto TZ-2) aflora um quartzito milonitizado com espessura de 5-7 metros, foliação sub-vertical e lineação oblíqua dada por fitas de quartzo e mica branca

(Figura 3.6 A). Em contato com este quartzito milonítico ocorre o granada *augen* gnaiss com foliação arqueado devido a maior compressão próximo a zona de cisalhamento. Este mesmo quartzito apresenta ainda uma estrutura tipicamente cataclástica com fragmentos decamétrico do quartzito circundante englobado em meio a esta matriz brechada, estas feições são correlacionadas a uma reativação posterior num nível crustal raso (Figura 3.6 B e C).

A foliação vertical presente nesse quartzito permite inferir um regime transcorrente quase inteiramente obliterado pela cinemática oblíqua gerada em condições dúcteis de deformação em nível crustal inferior, enquanto que os fragmentos irregulares de quartzito sugerem um regime rúptil de deformação em nível crustal superior (brechação).

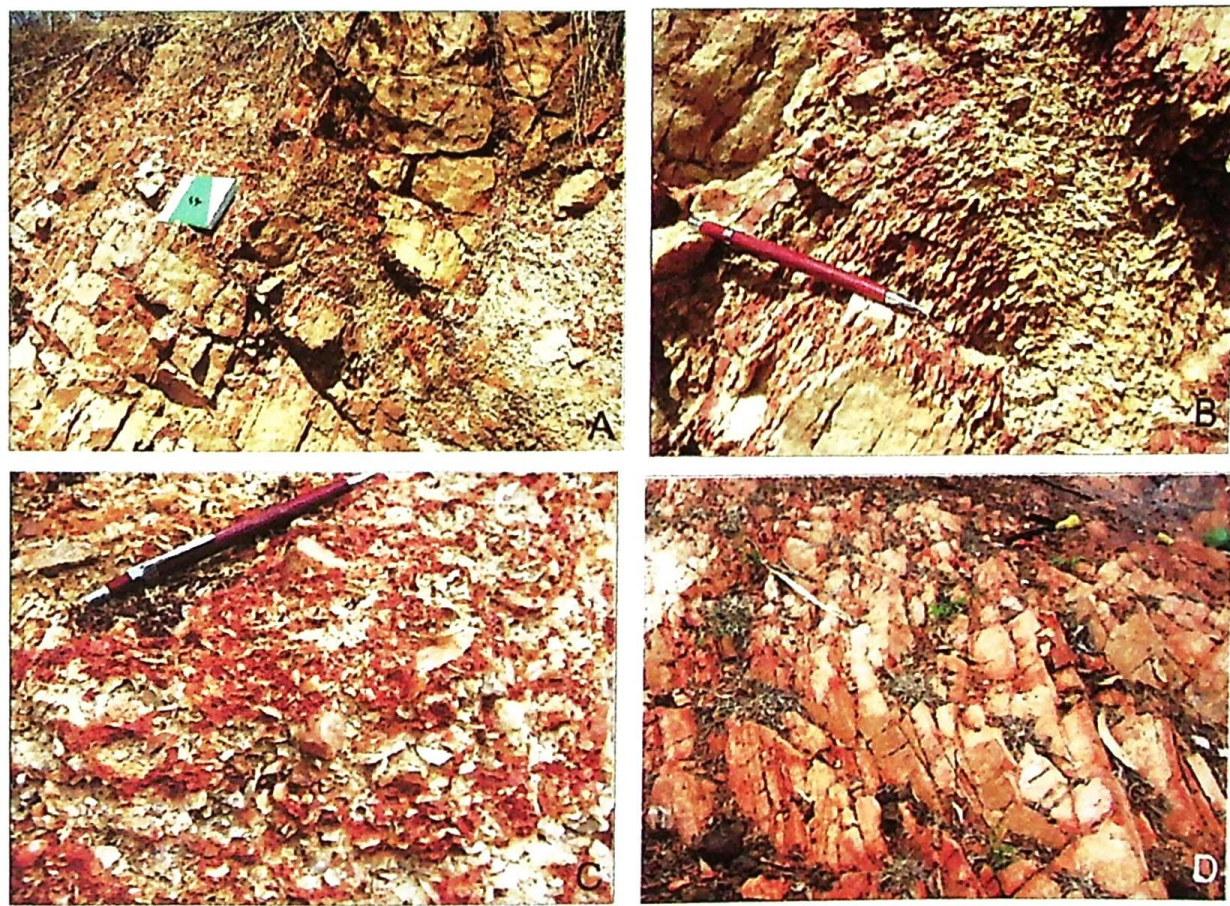


Figura 3.25: Prancheta com feições de campo dos quartzitos A) Visão geral do quartzito milonitizado com foliação subvertical e coloração avermelhada, transposto por fragmentos brechados e dobrado do mesmo quartzito; B) Detalhe da porção central da fotografia anterior mostrando fragmentos pontiagudos de quartzito brechado e dobrado; C) Detalhe dos fragmentos cataclásticos com pedaços decamétricos do quartzito circundante; D) Feição geral dos quartzitos constituintes dos morrotes reliquiais que marcam a paisagem geomorfológica.

3.12. Granito Serra do Barriga

O granito Barriga possui coloração rosa e composição média representada por: K-feldspato (40%), plagioclásio (20%), quartzo (10%) e biotita (30%). Diferentemente das rochas encontradas na área de mapeamento esse granito não se encontra deformado, sendo em imagem de satélite ou foto área facilmente detectável pela sua forma circular com diâmetro próximo de 6 Km e alto geomorfológico contrastante em relação ao relevo circundante (**Figura 3.16**).



Figura 3.16: Granito pós-tectônico Serra do Barriga: A) Visão geral do granito mostrando alto geomorfológico; B) Fácies do granito conhecido regionalmente como Rosa Iracema; C) micro enclave máfico na fácies Branco Savana.

De acordo com Mattos (2005) corresponde a um *stock* granítico do tipo poli-intrusivo pós-tectônico com idade U/Pb de 522 Ma. As diferentes fácies do granito Barriga são conhecidos regionalmente por: Branco Savana, Branco Quartzo e Rosa Iracema.

4. Aspectos Estruturais

*"Rocks do not suffer deformation;
They enjoy it".*

Rob Knipe

O DCC apresenta sua estruturação principal relacionada ao ciclo orogenético Brasileiro-Pan Africano. Esse evento possui um contexto policíclico que sobrepõe rochas de idade paleo a neoproterozóica por meio da colocação de um complexo sistema de *nappes*, que, em muitas vezes, evoluem para um regime de transcorrência associado a grandes zonas de cisalhamento (Caby e Arthaud, 1986).

A sobreposição de uma grande variedade de litotipos em forma de camadas e lentes com composições e estruturas internas variadas são características comuns em regiões submetidas à intensa taxa de deformação e a metamorfismo de alto grau.

A estruturação de terrenos de alto grau envolve rochas de origem sedimentar submetidas a níveis crustais profundos por um considerável período de tempo antes de serem soerguidas e rochas ígneas originadas a partir de diferentes pulsos magmáticos e que podem ter sido intensamente retrabalhadas. Neste contexto, diferentes fases de deformação atuam obliterando as feições primárias, tanto da sequência sedimentar como das rochas magmáticas.

Com intuito de compreender as relações espaciais entre as principais estruturas, a análise fotointerpretativa a partir do modelo digital do relevo (imagens SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*) permitiu a visualização de estruturas de mega escala, relacionado-as a zonas de cisalhamento.

Para a designação das estruturas observadas em campo foi utilizada a nomenclatura clássica de S_n para foliações, L_x para lineações de estiramento e alongamento mineral e L_b para lineação de intersecção.

4.1 Foliações

Foliações correspondem a qualquer estrutura planar ou curvoplanar que constitui a trama estrutural da rocha. Os aspectos observados em campo mostram a xistosidade e bandamento gnáissico são as tramas planares predominantes na região e a clivagem de crenulação pode ser reconhecida localmente em rochas como silimanita-biotita xisto.

A foliação principal da área é denominada como S_n e possui atitude azimuthal predominante $N 90^\circ$ com pequenas variações laterais entre $N 80^\circ$ e $N 110^\circ$. O ângulo de mergulho varia entre baixo a médio (20° a 55°) e quando relacionado a zona de cisalhamento transcorrente apresenta mergulho vertical (**Figura 4.1 e Figura 4.2 A e B**). Essa foliação é paralelo ao plano axial de dobras intrafoliais de flanco rompido e aos planos S de rochas miloníticas com estrutura S-C.

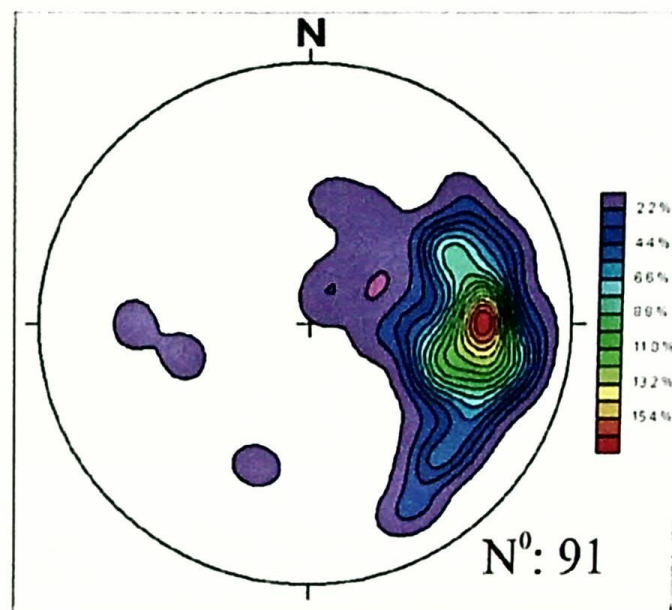


Figura 4.1: Rede estereográfica mostrando distribuição dos planos de foliação em notação azimuthal, hemisfério inferior.

A foliação S_{n-1} não possui uma atitude única que possa ser representado de modo quantitativo e qualitativo, pois foi apenas observado macroscopicamente em meio aos anfibolitos e ortognaisses foliadas pré-migmatização da associação magmática migmatítica I. Neste caso, fica-se a dúvida se esta foliação discordante presente como restitos nestas rochas constituem uma foliação pretérita ou se corresponde a foliação S_n rotacionada durante o processo de migmatização. De outro modo, a análise microtectônica nas lâminas delgadas de rochas com granada sugere uma foliação reliquiar preservada e não rotacionada.

A foliação S_{n+1} possui direção azimutal N 120° e mergulho superior a 50°. Esta foliação corresponde aos planos axiais de micro-dobras (foliação plano axial) estreitos e uniformemente espaçados, relacionados à transposição da foliação S_n .

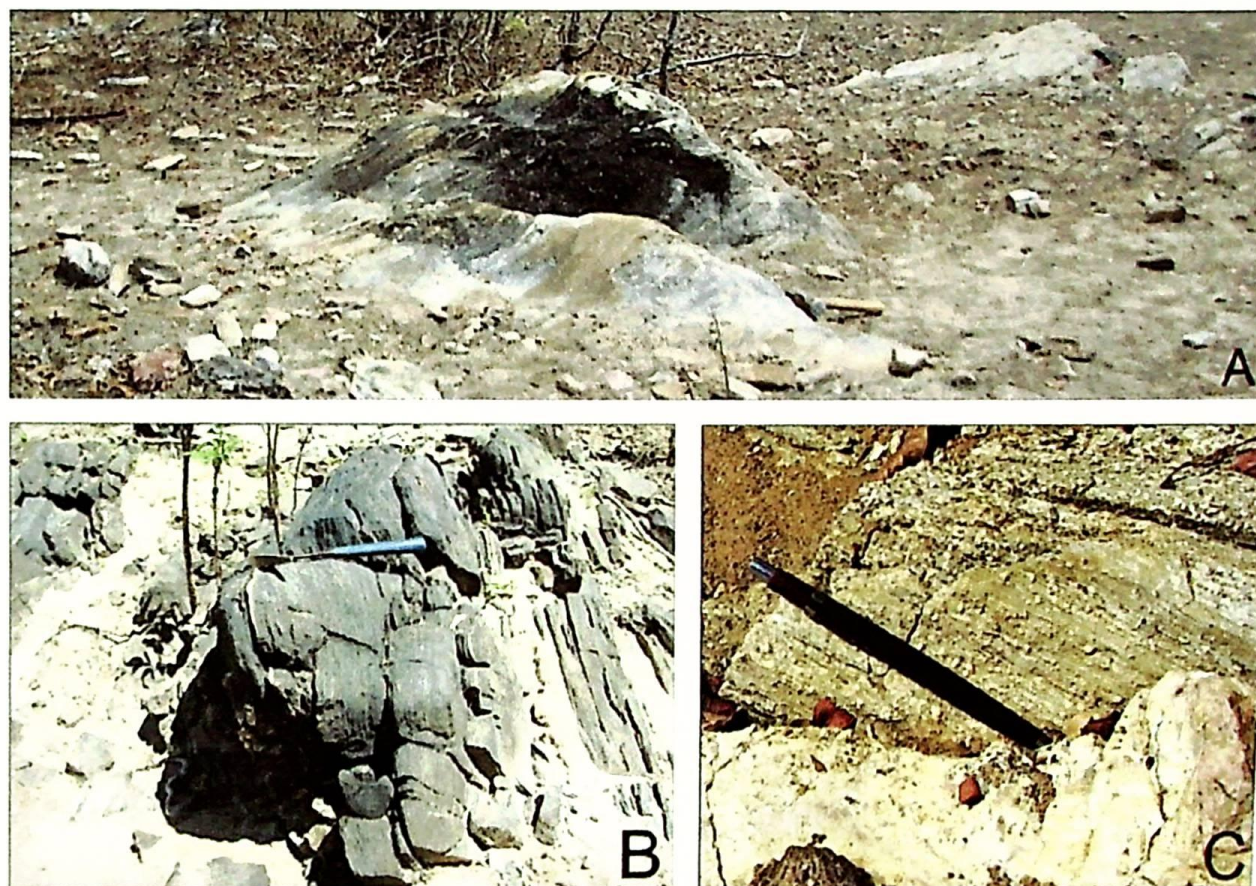


Figura 4.2: Prancheta mostrando feições de estruturas planares e lineares. A) Granodiorito com foliação de baixo ângulo e lineação mineral frontal relacionados a rampa de cavalgamento em sistema de *nappes*; B) Diorito com foliação sub-vertical de direção azimutal N 30° e lineação direcional relacionado a zona de cisalhamento transcorrente; C) Tectonito L com direção azimutal N 90°.

4.2 Lineações

Dois tipos de lineação foram observados: a lineação de estiramento/alongamento mineral (L_x) e a lineação de intersecção (L_b). As lineações ocorrem associadas aos planos de foliação e, no caso das L_x , podem ser indicativas da direção preferencial do movimento relativo de deslocamento entre os pacotes rochosos e – quando associadas a indicadores cinemáticos – fornecem precisamente o sentido desse movimento.

Uma forte trama linear observada em campo é representada pelos tectonitos do tipo L e L-S, cuja estrutura interna foi substancialmente modificada durante a deformação e metamorfismo, de

maneira que a trama é definida por grãos minerais que foram parcial ou totalmente recrystalizados ou neoformados. Nos tectonito L a estruturação é marcada pelo alinhamento dominante da trama linear de maneira que a rocha se particiona na forma de bastonetes hasticulares (**Figura 4.2 C**).

4.2.1. Lineação de estiramento/alongamento mineral (L_x)

A lineação de estiramento mineral (L_x) em grãos de quartzo, feldspato, micas, anfibólio, sillimanita e cianita apresentam uma orientação que varia entre $N70^\circ$ e $N190^\circ$, com maior predomínio ao redor de $N110-120^\circ$, e com caimento médio de 20° (**Figura 4.3**). Essa ampla variação está relacionada à obliquidade relativa entre a estrutura linear e o plano da foliação.

Uma vez que o plano S_n não apresenta uma variação muito grande pode-se observar que a componente principal da lineação varia entre frontal e oblíqua, sendo a lineação direcional observada localmente em planos subverticais de zonas de cisalhamento transcorrente.

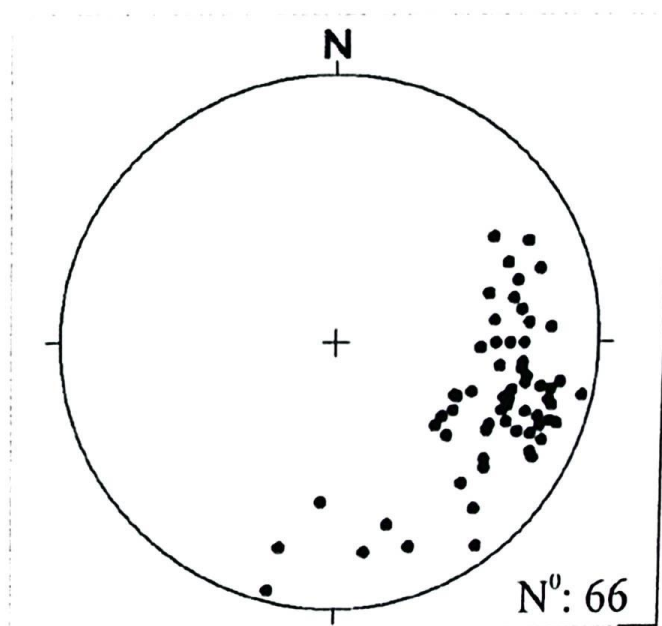


Figura 4.3: Rede estereográfica mostrando distribuição das lineações de estiramento mineral (L_x) em notação azimutal, hemisfério inferior. Estereogramas hemisfério.

4.2.2. Lineação de intersecção (L_b)

A lineação L_b é formada pela intersecção dos planos da foliação S_n e da foliação plano axial S_{n+1} . Possui atitude azimutal média de $N 130^\circ$ com caimento de 30° , sendo paralela ao eixo de dobra da clivagem de crenulação.

4.3 Zonas de cisalhamento

As zonas de cisalhamento são representadas por faixas tabulares, de orientação planar a curvoplanar e demonstram pelo aspecto das rochas a maior concentração de esforços nesta região. Estas zonas de maior deformação comumente estão associadas a processos de metamorfismo e metassomatismo mais intenso, favorecidos pela maior percolação de fluídos.

As zonas de cisalhamento frontal e de transcorrência são a feição predominante na área em voga e correspondem as grandes estruturas que condicionam as deformações dúcteis citadas anteriormente.

As zonas de cisalhamento frontal possuem atitudes concordantes aos planos de foliação S_n e quando associados aos indicadores cinemáticos, como grãos sigmóidais e veios de quartzo e feldspato, permitem a caracterização de um regime tranpressional com movimento de topo para oeste e noroeste (**Figura 4.4**).

Essas zonas de deformação são responsáveis pela geração de dobras intrafoliais, tectonitos L e L-S e uma foliação milonítica com planos S-C bem desenvolvidos, o que permitem a caracterização cinemática dessas zonas de cisalhamento (**Figura 4.4**). A principal zona de cavalgamento frontal de direção N-S ocorre na porção centro leste da área, associada aos granitos róseos, e separa as duas unidades de associações magmáticas.

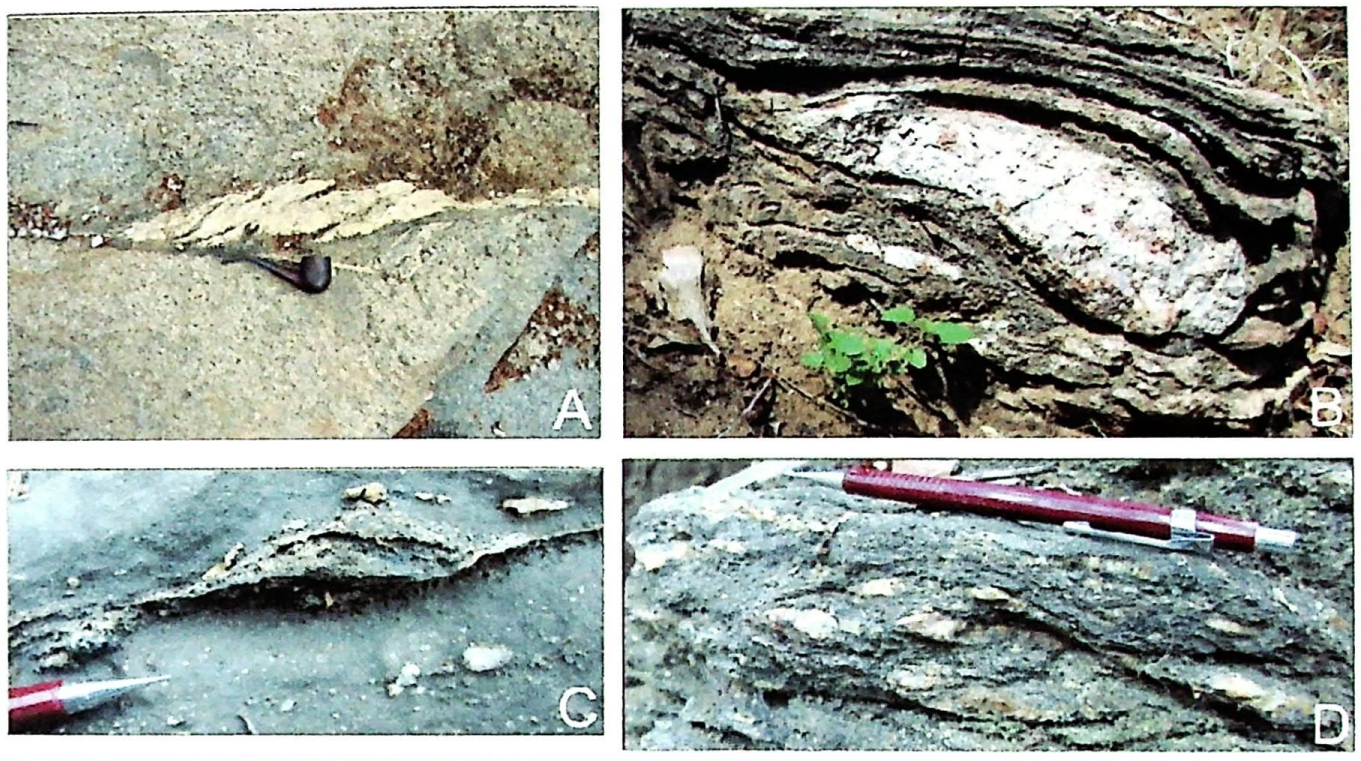


Figura 4.4: Prancheta de fotos mostrando principais estruturas geradas sob condições dúcteis. A) Veio de plagioclásio milonitizado com estrutura S-C em granodiorito; B) Boudin sigmoidal em associação de rocha carbonato-silicatada e mármore; C) Sigmoide composto por quartzo e anfibólio encaixado no mármore; D) Porfiroblastos de quartzo e feldspato em sillimanita-biotita xisto crenulado e milonitizado.

As zonas de cisalhamento transcorrente possuem duas direções principais e são facilmente reconhecidas devido ao plano de foliação vertical associado a lineação de estiramento mineral com componente direcional e oblíquo. A direção N e NNE ocorre predominantemente em toda a região e transpõem diferentes litotipos, enquanto que em um único afloramento, situado na drenagem próximo a fazenda Bonsucesso, região NE da área, aflora uma zona de transcorrência de direção azimutal N 30° (**Figura 4.2 B**). Esse último padrão, apesar da escassez de medidas e afloramento, é concordante ao sistema de drenagem dominante na área.

Merecem destaques os veios de quartzo, plagioclásio e carbonato que penetraram ao longo de estruturas antitéticas durante a deformação e que continuaram evoluindo com a deformação, até se paralelizarem com a foliação milonítica.

4.4. *Boudins* e Dobras

A presença de *boudins* de composição máfica e félsica são amplamente encontrados na área de mapeamento e principalmente relacionados às unidades magmáticas. Na região próxima a zona de cisalhamento que separa as duas associações magmáticas foram encontrados *boudins* máficos dobrados e veios de plagioclásio intensamente boudinados (Figura 4.5 A e B). O principal tipo de dobra encontrado na área corresponde a dobras intrafoliais com flancos rompidos (Figura 4.5 C).

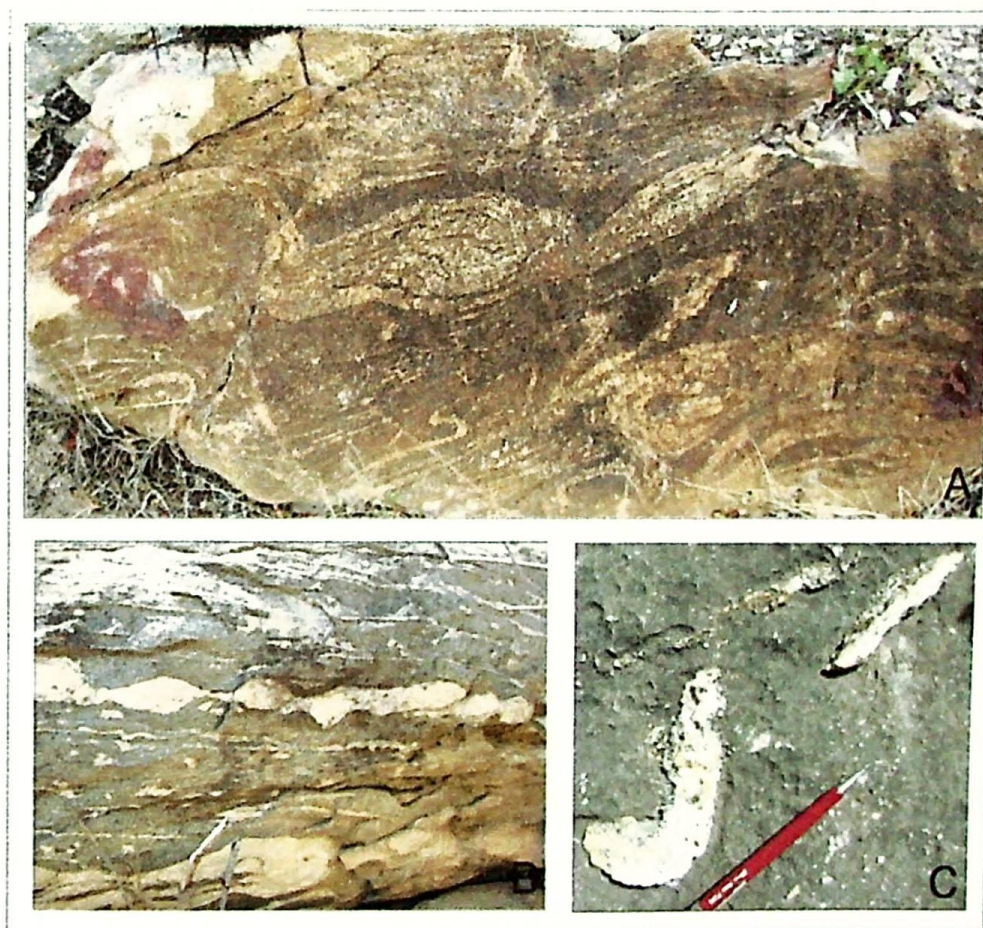


Figura 4.5: Prancheta de fotos com *boudins* e dobras. A) *Boudins* de composição máfico dobrado relacionado à zona de cisalhamento que separa as duas unidades de associações magmáticas; B) Veios de plagioclásio intensamente boudinado; C) Dobra em bengala associada ao mármore.

4.5. A deformação super plástica

A deformação super plástica foi caracterizada no mármore grafitoso por meio dos pequenos fragmentos irregulares com formas angulosas e fusiformes, de composição quartzo-feldspática e orientados paralelo a foliação. Esses fragmentos provavelmente correspondem a finos leitos pelítico associados à sedimentação carbonática, que durante a deformação se aglomeraram e forneceram um componente reológico diferencial de maior competência em relação a enorme plasticidade do mármore.

Esse tipo de deformação esta intimamente relacionada a granulação fina e ao contraste reológico dos sedimentos envolvidos nas zonas de fluxo cisalhante. O resultado da deformação são os fragmentos ângulosos de diferentes tamanhos paralelos a foliação que, apesar da morfologia angular dos clastos semelhantes a cataclásitos, foram gerados em condições dúcteis e recebe o nome de *brittle failure* e são resultantes de deformação em regime super plástico. Nesse regime de deformação ocorre deslizamento entre as bordas dos grãos e nenhuma orientação cristalográfica preferencial é esperada (Rutter *et al.* 1994).

4.5 Interpretação estrutural

A partir dos estudos e das relações observadas durante a etapa de campo, assumi-se que os corpos rochosos foram submetidos a três fases de deformação progressiva denominadas como D_N , D_{N+1} e D_{N+2} .

Um possível evento D_{N-1} encontra-se intensamente obliterado pelos eventos seguintes e pôde ser individualizado principalmente com base na foliação reliquiar preservada como trilhas nas granadas poiquiloblásticas.

O evento D_N é caracterizado por uma foliação de baixo ângulo com direção predominante N-S, que encontra-se associado a uma lineação frontal com ângulo de caimento baixo. Os indicadores cinemáticos observados no plano XZ do elipsóide de deformação, como por exemplo fenocristais de feldspato e porfiroclastos de granada rotacionados, permitem caracterizar a natureza compressional correlata a colocação de rampas de cavalgamento frontal e ao desenvolvimento de dobras isoclinais intrafoliais, estruturas miloníticas S-C, tectonitos L e L-S.

A acumulação dos esforços tensionais relacionada a este evento compressivo permitiu que o bandamento gnáissico das rochas da associação magmática II, evoluíssem para o desenvolvimento da xistosidade por um processo de intensa cominuição dos grãos.

O evento D_{N+1} é relatado pela foliação de alto ângulo e uma lineação direcional que marca o estágio tardio do evento compressional D_N , onde o empilhamento tectônico do sistema de *nappes* atingiu o seu máximo e evoluíram naturalmente para uma seqüência de escapes laterais demarcados pelas zonas de cisalhamento N-S de cinemática destrai.

A variação da obliquidade da lineação é um forte indicativo da mudança de regime entre os estágios D_N e D_{N+1} e, quando associada com as relações de campo, permitem inferir sua temporalidade contínua e progressiva, a não ser pelas dúvidas sustentadas com base na zona de cisalhamento oblíquo descrita junto a unidade dos quartzitos, que por sua vez, permite a interpretação que a zona de cisalhamento iniciou-se em um regime transcorrente e evoluiu para um empurrão oblíquo.

De maneira geral, relaciona-se esta fase a uma progressão dos incrementos deformacionais atuantes na fase principal de deformação, decorrendo numa mudança do ângulo de caimento da foliação. Embora esta fase esteja relacionada ao mesmo regime compressional, sua resposta à deformação é representado na área pelas pequenas zonas de cisalhamento transcorrente.

O evento D_{N+2} possui natureza rúptil relacionado ao processo de brechação e fraturamento ocasionado pelo alívio de pressão após cessarem os esforços compressivos. Relacionado a este evento sugere-se a chegada de um fluxo de magma e fluídos bastante ostentoso na região e que permitiu a colocação de diques e veios de pegmatitos e aplitos indeformados, assim como a injeção de material granítico róseo. Estes fluídos desencadearam um vasto processo de silicificação, calcificação (remobilizados de calcita), epidotização, geração de biotita marrom metassomática em textura degussada e o desenvolvimento de feldspatos secundários bem formados.

5. Metamorfismo

Em regiões submetidas a metamorfismo regional de alto grau, rochas intracrustais e supracrustais são submetidas a um longo processo de deformação, reações minerais, fusão parcial e metassomatismo.

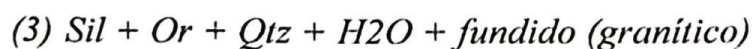
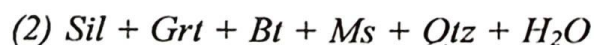
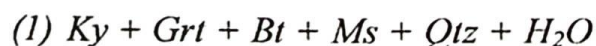
O estudo petrogenético de rochas submetidas a metamorfismo de fácies granulito tem sido considerado de importância fundamental para dedução da trajetória evolutiva P-T-t e para formulação de modelos geodinâmicos de evolução da crosta continental.

Neste contexto, as rochas cálcio-silicáticas representam um importante objeto de estudo por possuírem uma capacidade de preservar a paragênese de alto grau e servirem como balizadores dos processos de exumação ao longo da trajetória P-T-t.

5.1. Metamorfismo da Sequência Metapelítica

As sequências metassedimentares compostas inicialmente por argilo minerais possuem importância fundamental para compreensão dos processos metamórficos pelo fato de serem extremamente sensíveis às variações de pressão e temperatura. De maneira geral, os efeitos da variação de pressão (P), temperatura (T) e composição (X) para pelitos aluminosos podem ser modelados no sistema $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O} - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, ou sistema NCKFMASH.

Os litotipos que melhor podem ser modelados por este sistema correspondem a cianita-granada-biotita gnaiss e sillimanita-granada-biotita gnaiss. De maneira simplificada podem ser compreendidas pelos diagramas A(K)FM de Thompson (1957) (**Figura 5.1**) e pelas paragêneses na zona da cianita (**Reação 1**), sillimanita inferior (**Reação 2**) e sillimanita superior (**Reação 3**).



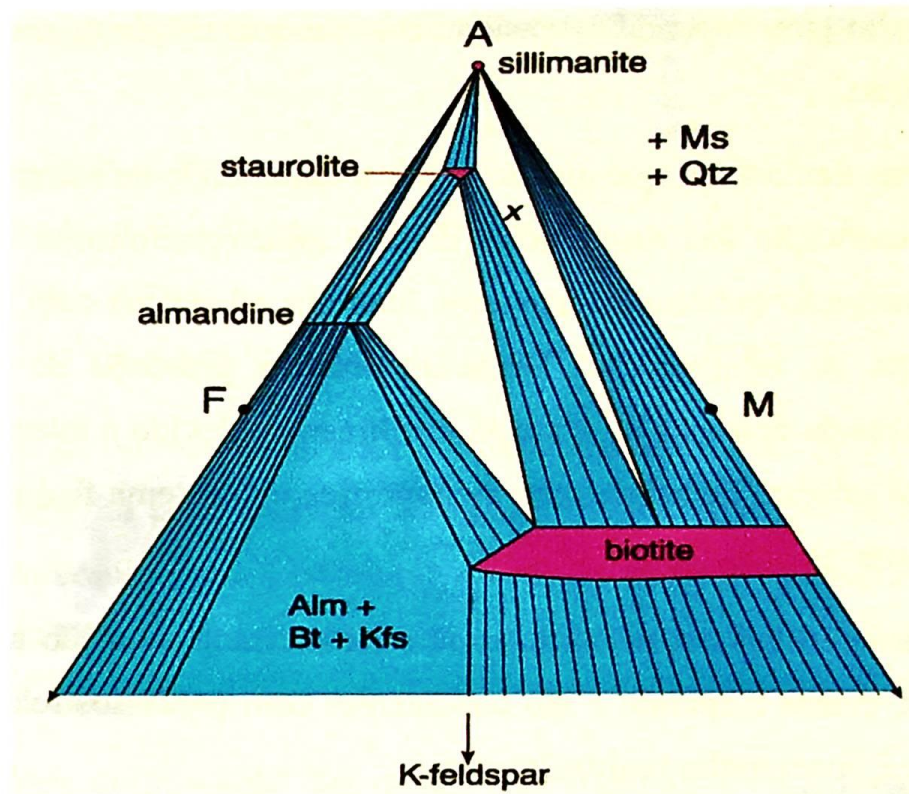


Figura 5.1: Projeção AFM das assembléias mineralógicas desenvolvidas em rochas metapelíticas na zona inferior da sillimanita, (modificado de Thompson 1957 e extraído de Monteiro 2006).

Estas assembléias minerais descritas pelas reações acima são indicativas de metamorfismo em fácies anfibolito alto, zona da cianita e sillimanita.

Associado a estas rochas é comum a concentração de fundido de composição leucogranítica com minerais aluminosos, como moscovita, granada e sillimanita. As ocorrências destas paragêneses provavelmente estão relacionadas ao desequilíbrio e quebra da biotita e moscovita, que correspondem aos principais filossilicatos presentes nos paleossomas (Reações 4 e 5 - Nyman *et al.*, 1995):



Essas reações explicam a coexistência de granada, sillimanita e fundido granítico nos leucossomas e bolsões anatéticos associados as sequências metassedimentares.

Por outro lado, é comum também a ocorrência de porções fundidas sem a presença de minerais de alto grau (sillimanita e/ou granada), mas com biotita e/ou moscovita em conjunto com o fundido granítico. Segundo o trabalho de White e Powell (2002), a preservação de assembléias

mineralógicas de alto grau depende extensivamente da quantidade de material fundido extraído do local de sua produção.

Estes autores demonstram que quanto maior a quantidade de material fundido extraído maior as chances de preservação das assembléias de alto grau relacionadas ao pico metamórfico. Isto ocorre devido à interação química da água nos fundidos silicáticos com a paragênese de alto grau, permitindo reações de rehidratação. Dessa maneira a presença de biotita e moscovita são preferências ao invés da presença de granada e sillimanita, devido a interação destes com o fundido silicático, seja este oriundo da segregação metamórfica em sistema fechado ou carreados de outros locais em um sistema aberto.

As reações ocorridas em um estágio de retrometamorfismo são marcadas pela presença de biotita secundária, clorita e epidoto e são condizentes com processos relacionados à exumação das rochas de alta T e P encontradas regionalmente.

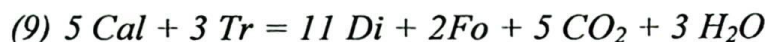
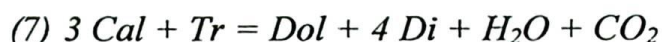
5.2 Metamorfismo de Rochas Metacarbonáticas

Os metacarbonatos são rochas resultantes do metamorfismo de sedimentos compostos por carbonatos associados a sedimentos psamíticos, pelíticos e magnesianos, sendo as proporções entre os componentes clásticos e carbonáticos de ampla variação. Os principais componentes que moldam este sistema são $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ (sistema CMS-HC).

O aparecimento da tremolita no metamorfismo é retratado pela reação (6) que, com o avanço progressivo do grau metamórfico resulta no aparecimento do diopsídio na reação (7) que marca a isógrada da tremolita (*tr out isograd*) cujo campo de estabilidade é inferior a T de 720°C. A reação (8) é relacionada à dolomitos cuja quantidade de quartzo é muito alta para ser consumido ao longo da reação (6) ou em rochas derivadas de fase fluída, fazendo com que o ponto de invariância seja atingido com a temperatura mínima de 760°C (Bucher e Frey, 2002).

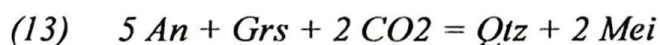
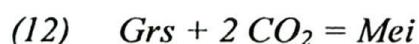
O aparecimento do diopsídio pode estar relacionado a duas reações distintas que se diferenciam pela quantidade de quartzo e a presença de tremolita, pois estes minerais delimitam o campo de variância das fases de P-T-X para mármore dolomíticos. Caso o ponto de invariância não seja atingido o diopsídio se forma pela reação de desidratação do anfíbólio em condições de alto grau (**Reações 6 e 7**), mas sendo o ponto de invariância atingido o diopsídio se forma pela reação

(8). A presença diopsídio na paragênese mineral é indicativo de metamorfismo em fácies anfibolito médio a alto.



Caso a presença de olivina venha a ser comprovada na amostra TZ-11 a reação (9) marca o aparecimento da forsterita pela interação do mármore com uma fase fluída rica em água a 800°C em planos de descontinuidades estrutural, ou em um sistema fechado a uma T de 700°C a 5Kbar ou de 800°C a 8Kbar, o que corresponde a condições de fácies granulito, semelhante a zona da sillimanita nos metapelitos.

A outra possibilidade de formação das rochas com meionita e clinopiroxênio é relacionada ao metamorfismo de rochas carbonáticas, onde o diopsídio se forma a temperaturas superiores a 650°C pela reação (10) e a meionita se forma pelas reações (11, 12 e 13). A paragênese de meionita e clinopiroxênio é indicativa de metamorfismo em fácies anfibolito alto transicionando para fácies granulito, sendo muitas vezes a escapolita usada como mineral indicativo de metamorfismo em fácies granulito.



Essas reações apresentam como produto a liberação de uma elevada concentração de CO₂ durante a evolução do metamorfismo. O processo de descarbonatação sin-metamórfica corresponde ao único processo advectivo de fluido rico em CO₂ (Santosh e Omori, 2008). Esta fase fluída apresenta implicações fundamentais no processo de granulitização e charnockitização de rochas encontradas na região ao redor da área de mapeamento.

As paragêneses de retrometamorfismo estão relacionadas principalmente a reações de re-hidratação do clinopiroxênio e formação de anfibólio e podem ser representadas pelas reações (7 e 9) em sentido contrário. A presença de talco, epidoto, clinozoisita e biotita podem também serem relacionadas ao retrometamorfismo.

Em relação ao metamorfismo do mármore grafitoso, Santosh e Omori (2008) afirmam que a grafita é um constituinte comum em rochas supracrustais submetidas a alto grau metamórfico e pode ser formada tanto pela conversão de matéria orgânica aprisionada junto aos sedimentos, como pela precipitação devido à redução de fluidos ricos em CO_2 . A grafita apresenta alta inércia cinética relacionada a mudanças isotópicas durante alteração hidrotermal e metassomatismo e a distinção de qual processo foi responsável pelo crescimento da grafita pode ser obtido por meio de estudos isotópicos em microescala para detecção de influxos de CO_2 .

Contudo, é importante observar que o crescimento da grafita está intimamente relacionado as bordas de microvênulas de calcita microcristalina associada a pequenos grãos de quartzo, clorita e moscovita, o que indica um forte controle cinético possivelmente relacionado a precipitação de grafita devido à redução de fluidos ricos em CO_2 .

5.4 Metamorfismo dos anfibolitos

As paragêneses minerais de rochas básicas submetidas a metamorfismo podem ser representadas pelo diagrama ACF e são controladas predominantemente por reações contínuas.

O metamorfismo termal progressivo do diabásio com textura ofítica como mostrado na amostra TZ-54 pode ser simplificada representado na fácies xisto verde pela substituição da labrodorita por um plagioclásio sódico, comumente albita, liberando cálcio e um pouco de alumínio no sistema e permitindo a formação de calcita (em condições de alta fugacidade de CO_2) e silicatos de Ca-Al hidratados (prehnita, epidoto e zoisita p.ex.). Os óxidos de Fe-Ti são convertidos em titanita e o clinopiroxênio substituído por actinolita e possivelmente clorita.

Com o aumento da temperatura os silicatos de Ca-Al hidratados, albita e clorita reagem e formam plagioclásio cálcico e anfibólio aluminoso (hornblenda). O aumento ainda mais da temperatura ocasiona reações de desidratação e recristalização gerando uma paragênese anidra composta por piroxênio e plagioclásio que é estável até o ponto *solidus* do basalto. Uma vez que todos os grãos reliquiares magmáticos foram consumidos forma-se agregados granoblásticos com textura metamórfica característica.

6. Considerações Finais

Com base nas relações observadas em campo e as evidências obtidas em estudos petrográficos é possível concluir que a área de mapeamento marca o contato da margem oeste do arco magmático de Santa Quitéria com a sequência metassedimentar relacionada a bacia de margem passiva, em sintonia aos trabalhos de Fetter (1999), Fetter *et al.* (2003), Arthaud *et al.* (2008).

A descrição das associações magmáticas da área de estudo é possível estender os para oeste os limites do arco de Santa Quitéria quando balizado ao mapa elaborado pela CPRM (Cavalcante *et al.* 2003) em escala de 1:500.000.

Com relação a associação magmática migmatítica I, situado a leste da área, é possível inferir que os processos de migmatização e refusão são responsáveis pela formação dos leitos nebulíticos e dos remobilizados com textura estictolítica gerados por ação de um fluxo térmico relacionado ao processo final da colisão continental.

O limite balizador da associação magmática migmatítica I com a associação magmática granodiorítica intensamente deformada II é marcado pela zona de cisalhamento inversa, onde se aloja uma estreita faixa de granito róseo gnaissificado e monzogranito. A relação genética entre essas duas associações magmáticas precisam ser melhor contextualizada, uma vez que a unidade dos granitos róseos pode ter sua origem relacionada ao fracionamento magmático a partir das associações tonalítica, diorítica e granodiorítica presentes na área. A dúvida em relação às associações magmáticas deve-se a sua correlação temporal, ou seja, se correspondem a mesma rocha ou não, sendo o processo de migmatização e refusão restrito a associação I e a maior concentração da deformação com intenso processo de cominuição dos grãos e desenvolvimento da xistosidade sobreposto a gnaissificação relacionado a associação II.

Os aspectos observados em campo sugerem que ambas associações magmáticas são representativas da mesma rocha, apenas que submetidas a diferentes condições de deformação, temperatura e pressão.

A porção oeste e centro sul da área são caracterizados principalmente por gnaisses aluminosos que hospedam lentes de rochas cálcio-silicáticas, gonditos, piroxenitos e gnaisses kinzigíticos com paragênese indicativa de metamorfismo em fácies granulito, que, em associação com a organização estrutural da associação magmática I, permite a interpretação de que estas

unidades correspondem aos prismas acrescionário demarcados por um complexo sistema de imbricação tectônica. O desenvolvimento destes prismas acrescionário seria originado a partir de uma subducção de WNW para ESE, sendo o lineamento transbrasileiro correspondente a zona de sutura como proposto por Arthaud *et al.* (2008).

Com base nas paragéneses minerais presentes nas rochas, de leste para oeste, pode-se inferir uma passagem de rochas de alta temperatura e baixa pressão (associação magmática migmatítica da região do arco), para rochas de alta pressão e alta temperatura relatadas pelos retro-eclogitos e eclogitos da região de Forquilha, situados 2 km a oeste da área de mapeamento.

Com base nas informações reunidas foi elaborado um modelo de trajetória P-T representado pela **Figura 6.1**:

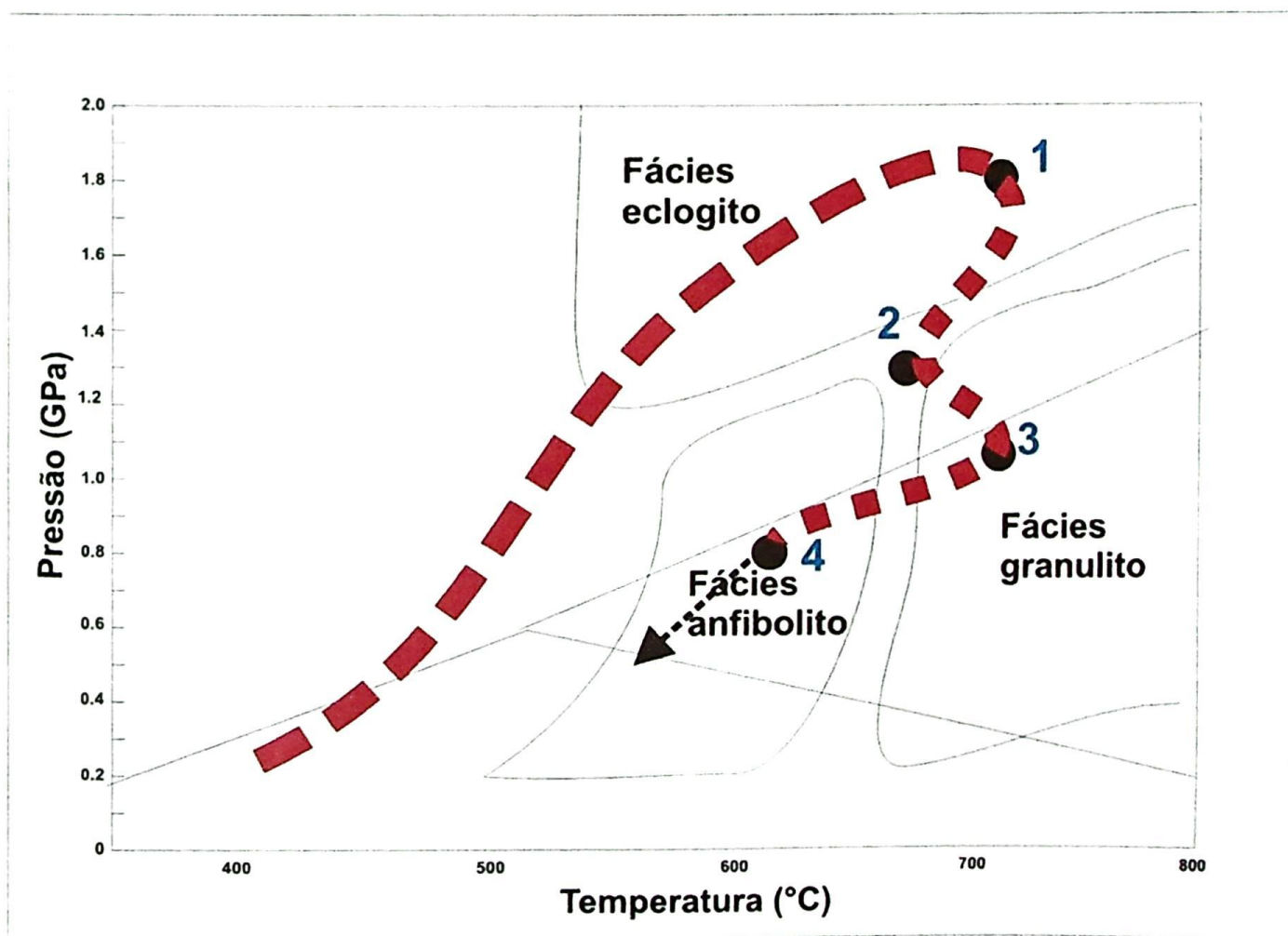


Figura 6.1: Modelo da trajetória de P-T da área. (1) Representa dados termobarométricos de Santos *et al.* (2008); (2) Fácies de transição anfibolito granulito registrado nas paragéneses das rochas cálcio-silicáticas, gnaisses kinzigíticos e piroxenitos; (3) Fácies granulito registrado em rochas cálcio-silicáticas (4) Retrometamorfismo para fácies anfibolito registrado nas rochas anfibolíticas, orto- e paragnaisses.

Na compreensão das rochas anfibolíticas identificou-se rochas cumuláticas, rochas ultramáficas e anfibolitos com turmalina em paragênese com a hornblenda e granada. A presença de turmalina associada a basaltos e diabásios é forte indicadora de centros vulcânico-exalativo.

Em sintonia com estas interpretações e o avanço para oeste do contorno do arco de Santa Quitéria, a hipótese de exumação das rochas eclogíticas de Forquilha pelo mecanismo de *slab roll back* corresponde ao modelo sugerido neste trabalho.

A possibilidade de presença de coesita associada ao sistema radial de fratura nos piroxênios em rochas extremamente rica em clinopiroxênio verde alinha-se a estas interpretações sugeridas e deverão ser analisada com mais cuidado em pesquisas futuras.

7. Referências Bibliográficas

Abdelsalam, M. G.; Liégeois, J.P., Stern, R.J. 2002. The Saharan Metacraton, *Journal of African Earth Sciences*, 34, 119-136

Affaton, P., 1990. Le Bassin des Volta (Afrique de l'Ouest): une marge passive, d'âge protérozoïque supérieur, tectonisée au Panafricain (600 +50Ma). Editions de l'ORSTOM, Collection Etudes et Thèses, Paris, 500 p.

Affaton, P.; Rahaman, M.A.; Trompette, R.; Sougy, J. 1991. The Dahomeyide orogen: tectonothermal evolution and relationships with the Volta Basin. In: D. Dallmeyer and J.P. Lécroché, Editors, *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 107–122

Agbossoumondé, Y., Ménot, R. P. & Guillot, S. 2001. Metamorphic evolution of Neoproterozoic eclogites from south-Togo (WestAfrica). Geodynamic implications. *Journal of African Earth Sciences*, 33, 227-244.

Attoh, K., 1990 Dahomeyides of Southeastern Ghana: Evidence for oceanic closure and crustal imbrication in a Pan-African orogen. Publication occasionnelle du C.I.F.E.G., BRGM, Orleans, Fr., no 21, p.

Almeida, F.F.M.; Brito Neves, B.B. de; Fuck R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: VIII Simpósio de Geologia do Nordeste – Actas. Campina Grande, SBG-NE, p.363 - 391.

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17, 1-29.

Amaral, W. S.; Santos, T. J. S.; Souza Filho, O. A. 2007. Geologic mapping and characterization of mafic rocks using airborne geophysics data at Umirim and Canindé regions, Central Ceará Domain, NE Brazil.. In: X-Congresso Internacional de Geofísica. 2007, Rio de Janeiro. Anais do X-Congresso Internacional de Geofísica.

Arthaud, M.H.; Caby, R.; Fuck, R.A.; Dantas, E.L.; Parente, C.V., .2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B. & de Wit, M.J. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 294, 49-67

Barbey, P.; Bertrand, J.M.; Angoua, S.; Dautel, D. 1989. Petrology and U/Pb geochronology of the Telohat migmatites, Aleksod, Central Hoggar, Algeria. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 101, 207-219

Bayer, R.; Lesquer, A. 1978. Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton ouest africain: géométrie d'une suture panafricaine. *Bulletin Société Géologique de France* 20, 863-876.

Brito Neves, B. B. de; Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. In: Stern R.J. and Van Schmus W.R., (Eds.), *Crustal evolution in the late Proterozoic. Precamb - Res. v. 53*, p. 23-40.

Brito Neves, B. B. de; et al., 2000. Tectonic history of the Borborema Province, NW Brazil. In: Cordani U. G., Milani E. J., Thomaz Filho A., Campos D. A. (eds) *Tectonic Evolution of South America - Rio de Janeiro*, p.151-182.

Brito Neves, B.B, Van Schmus, W.R. & Fetter A. 2002. North-western Africa-North-eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *Journal of African Earth Sciences*, 34, 275-278

Bucher, K. & Frey, M. 2002. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 7th ed. 341 pp. Berlin: Springer-Verlag.

Caby, R. & Arthaud, M.H. 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt. Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, 14, 871-874.

Caby, R., Sial, A., Arthaud, M.H. Vauchez, A. 1991. Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil. In: Dallmeyer, R.D. & Lecorché, J.P. (eds) *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer Verlag, New York, 373-397.

Caby, R.; Arthaud, M.H.; Archanjo, C.J. 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano belt of Northeast Brazil: geodynamic implications *Journal of South American Earth Sciences*, 8, 235-246

Caby, R. 1989: Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic south Atlantic fit. *Geological Society of America, Special Papers*, 230, 145-158

Caby, R., 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of central –western Hoggar: a synthesis. *Journal of African Earth Sciences* 37: 133 –159.

Casting, C., Feybesse, D., ThieBlemont, D, Triboulet, C. & CheVremont, P. 1994. Paleogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precambrian Research*, 69, 327–344.

Castro, N.A. 2004. Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taparuaba, domínio tectônico Ceará Central (Província Borborema). Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, Brazil, 221 p.

Castro, N.A., Basei, M.A.S. & Sato K. 2003. Nd data from Central Ceara Domain: Archean relicts, Paleoproterozoic record and Neoproterozoic crustal reworking. IV South America Symposium on Isotope Geology, Salvador, Brazil, Short Papers, 161-163.

Cavalcante, J.C., Ferreira, C.A., Armesto, R.G.G., Medeiros, M.F., Ramalho, R., Braun, O.P.G., Baptista, M.B., Cunha, H.C.S., Derze, G.R. 2003. *Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000*. Fortaleza, Ministério das Minas e Energia/ Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.

Ebert H. 1966. A sub-divisão estratigráfica e tectônica do Pré-Cambriano no Rio Grande Norte e Paraíba. *Eng. Miner. Met.* (43): 35-38

Ebert H. 1970. The Pre-Cambrian geology of the 'Borborema Belt'. *Geol. Rundschau*, 59 (H3): 1292-1326.

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, 164p.

Fetter, A. H.; Santos, T. J. S.; Van Schumus, W. R.; Hackspacher, P. C.; Brito Neves, B. B.; Arthaud, M. H.; Nogueira Neto, 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*, 6(2): 265-273.

Fetter, A.H.; Van Schmus, W.R.; Santos, T.J.S.; Arthaud, M.H.; Nogueira Neto, J.A. 1997. Geologic history and framework of Ceará State: northwest Borborema Province, NE Brazil. *Actas I South American Symposium on Isotope geology, Brazil, Extended Abstracts*, 112-114.

Fetter, A.H., Van Schmus, W.R., Santos, T.J.S., Arthaud, M., Nogueira Neto, J.A. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constrains on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the paleoproterozoic supercontinent Atlantica. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**, 102-106.

Goscombe, B.D.; Gray, D.R.; 1990. Structure and strain variation at mid-crustal levels in a tranpressional orogen: A review of the Kaoko Belt structure and the character of West Gondwana amalgamation and dispersal. *Gondwana Research* 13, 45-85.

Hirth, G. & Tullis J.1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal Struct. Geol.* 14, 145-159.

Jahn, B.M; Caby, R.; Monié, P. 2001. The oldest UHP eclogites of the world: age of UHP metamorphism, nature of protoliths and tectonic implications. *Chemical Geology*, 178, 143-158.

Kegel, W. 1961. Os lineamentos da estrutura geológica do Nordeste. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **33**, 25p.

Klein, E. L.; Moura, C. A. V.2008. São Luiz Craton and Gurupi Belt (Brazil): possible links with the West African Craton and surrounding Pan-African belts. *Geological Society London Special Publications*, v.294, p.137–151.

Lesquer, A., Beltrão, J.F., de Abreu, F.A.M. 1981. Proterozoic links between northeastern Brazil and West Africa: a plate tectonic model based on gravity data. *Tectonophysics*, **110**, 9-26.

Martins, G. 2000. Litogeoquímica e controles geocronológicos da Suíte Metamórfica Algodões - Choró. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências - Universidade Estadual de Campinas. 218p.

Martins G.; Oliveira, E.P.; Lafon, J. M. 2008. The Algodões amphibolite–tonalite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: Geochemical and geochronological evidence for Palaeoproterozoic accretion of oceanic plateau/back-arc basalts and adakitic plutons. *Gondwana Research*.

Mattos, I. C. ; Artur, A. C. ; Nogueira Neto, J. A. 2005 Influência da Mineralogia e Textura na Alterabilidade de Granitos Ornamentais do Stock Serra do Barriga, Sobral/CE Brasil. In: I Congresso Internacional de Rochas Ornamentais e II Congresso Brasileiro de Rochas Ornamentais, 2005, Guarapari. Anais do I Congresso Internacional de Rochas Ornamentais e II Congresso Brasileiro de Rochas Ornamentais.

Monteiro, L.V. 2006. Slides de aula: Petrologia e Petrografia de rochas metamórficas. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências Unicamp

Nayak, B.R. & Mohapatra, B.K. 1998. Mn-Pyroxenoids from Gangpur group of rocks, Orissa, India. *J. Min. Petr. Econ. Geol.* 93, 380-388.

Nyman, M. W., Pattison, D. R. M.; Ghent, E. D., 1995. Melt extraction during formation of K-feldspar + sillimanite migmatites, west of Revelstoke, British Columbia - *Journal of Petrology*, 36, 351-372.

Oliveira, R. G. 2008. Arcabouço geofísico da Província Borborema. *In* workshop sobre o pré-Cambriano da Província Borborema. Instituto de Geociências – UNICAMP

Oliveira, D.C. & Mohriak, W.U. 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 351-383.

Oliveira, D.C. 2000. Stratigraphic interplays between igneous and sedimentary events in the early Paleozoic Jaibaras Trough (Northeast Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 423-427.

Pimentel, M. M.; et al. 2000 The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc In: Cordani U. G., Milani E. J., Thomaz Filho A., Campos D. A. (eds) *Tectonic Evolution of South America* - Rio de Janeiro, p.195-229.

Ribeiro, A. G.; Gonçalves R. do N. 1981 - Climatologia. In: Brasil. Ministério das Minas e Energia. Secretaria-Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.24-Y-D-V Fortaleza; geologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1981. v.21, 458p.

Rutter, E. H.; Casey, M.; Burlini, L. 1994. Preferred crystalplastic orientation development during the plastic and superplastic flow of calcite rocks, *Journal of Structural Geology* 16 (1994), pp.1431-1446

Saadi, A.; Torquato, J. R. 1992 Contribuição à neotectônica do Estado do Ceará. *Revista de Geologia*. Fortaleza, Edições Universidade Federal do Ceará. v.5. p.5-38. Sadowski e Campanha, 2004)

Santos, T. J. S.; Nogueira Neto, J. A. ; Fetter, A. H. ; Hackspacher, P. C. 2002 Petrografia e Litogeoquímica das Rochas do Embasamento Cristalino da Região de Granja - CE. *Revista de Geologia (UFC)*, Fortaleza, v. 14, p. 33-48, 2001

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 Itataia Group, Northwest Borborema Province, NE Brazil. IV South American Symposium of Isotope Geology, Salvador, Brazil, Short Papers, 286-289.

Santos, T.J.S.; Fetter, A.H.; Hackspacher, P.C.; Van Schmus, W.R.; Nogueira Neto, J.A. 2004 Structural and geochronological studies of the Médio Coreaú Domain, NE Brazil: Constraints on Brasiliano/Pan-African tectonic evolution in the NW part of the Borborema Province. In: Weinberg, R., Trouw, R., Fuck, R. & Hackspacher, P. (eds) The 750-550 Ma Brasiliano Event of South America, *Journal of the Virtual Explorer*, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, Volume 17, Paper 9

Santos, T.J.S.; Fetter, A.H.; Nogueira Neto, J.A. 2008 Correlation of the West margin of the Transbrasiliano – Kandi Lineament in the Borborema Province (NE Brazil) and Pharusian Belt (NW Africa). In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B. & de Wit, M.J. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 294, (2008.), 101-119 DOI:10.1144/SP294.60305-8719/08/\$15.00

Santos, T. J. S. ; Fetter, A. H. ; Hackspacher, P. C. ; Schmus, W. R. V. ; Nogueira Neto, J. A. 2008 Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of the Borborema Province, NE Brazil, during assembly of western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 25, p. 271-284, 2008.

Santos, T.J.S. 1999 Evolução tectônica e geocronológica do extremo noroeste da Província Borborema. - Tese de Doutorado, UNESP, Rio Claro, 295p.

Santosh & Omori, 2008 CO₂ flushing: A plate tectonic perspective. *Gondwana Research* 13 p.86-102

Schobbenhaus, C. & Campos, D.A. 1984. A evolução da Plata-Forma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. *In*: Schobbenhaus C., Campos, D.A., Derze, G.R. & Asmus, H.E. (eds) *Geologia do Brasil*. Ministério das Minas e Energia/Departamento Nacional da Produção Mineral, Brasília, 9-53.

Sial, A. N.; Figueiredo, M. C. H.; Long, L. (1981) Rare-Earth element geochemistry of the Meruoca and Mucambo plutons, Ceará, Northeast Brazil. *Chemical Geology*, v. 312, p. 271-283.

Torquato, J.R.; Cordani, U.G. 1981; Brazil-Africa geological links. *Earth Science Review*. Volume 17, Issue 1-2, p. 155-176

Trompette, R. (1994). *Geology of Western Gondwana, Pan-African - Brasileiro aggregation of South America and Africa*. A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, 350p.

Trompette, R. Neoproterozoic (~ 600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. 1997 *Precambrian Research*, 82, 101-112.

Van Schmus, W. R.; Oliveira, E. P.; Silva Filho, A. F.; Toteu, S. F.; Penaye, J.; & Guimarães, I. P. 2008 Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt *In*: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B. & de Wit, M.J. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 294, 69-99

Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Fetter, A.H., Kosuch, M., Dantas, E.L. & Babinski, M. 1998. The Borborema Province: a collage of polycyclic domains in northeast Brazil. *International Conference on Precambrian Craton Tectonics, Ouro Preto, Brazil, Abstracts*, 80-83.

Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P. & Babinski, M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of Eastern Borborema Province, northeast Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8, 267-288.

Vaucher, A., Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M. & Amaro, V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8, 247-266.

Vaughan, A.P.M.; Pankhurst, R.J. Tectonic overview of the West Gondwana margin. *Gondwana Research* 13, (2007), 150-162. *Gondwana Research*.

White, R. W.; Powell, R., 2002. Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages. *Journal Metamorphic Geology*, v.20, p.621-632.

www.bgs.ac.uk/scmr/products.html

www.webmineral.com